

**К.Я. Кондратьев, В.А. Исидоров**

## **Глобальный круговорот углерода**

*Центр экологической безопасности РАН/Нансеновский международный центр  
окружающей среды и дистанционного зондирования, г. Санкт-Петербург  
Санкт-Петербургский государственный университет*

Поступила в редакцию 31.01.2001 г.

Проанализировано состояние современных исследований процессов, ответственных за формирование круговорота углерода, причем особое внимание уделено необходимости учета интерактивности динамики различных глобальных биогеохимических круговоротов и климата. Воспроизведены новейшие оценки компонентов круговорота углерода, включая вклады антропогенных воздействий. Отмечена, в частности, малая вероятность сдерживания антропогенно обусловленного возрастания концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере в результате усиления компенсирующих подобный рост природных процессов. Подчеркнута острая необходимость дальнейшего развития «интегральных» методов численного моделирования (системного подхода) для получения достоверных оценок эволюции круговорота углерода в будущем.

### **Введение**

В связи с изучением глобальных биогеохимических круговоротов различных элементов как индикаторов устойчивости эволюции биосферы и, в частности, взаимодействия между биосферой и атмосферой проблема круговорота углерода занимает, несомненно, центральное место по целому ряду причин, но особенно в контексте проблемы изменений климата под влиянием антропогенно обусловленного усиления парникового эффекта атмосферы [1–82]. Высокая степень замкнутости природно-антропогенного усиления глобального круговорота углерода отображает почти идеальную сбалансированность многочисленных обратных связей, определяющих формирование обусловленного динамикой биосферы природного круговорота [1–4].

Однако за последние 200 лет в возрастающей степени проявлялось антропогенное воздействие на глобальный круговорот углерода, следствием которого стало уменьшение его замкнутости примерно на порядок величины, служащее индикатором грозящей миру глобальной экологической катастрофы [1, 53, 54].

Осознание возможных последствий антропогенных воздействий на круговорот углерода в течение предстоящих десятилетий приобретает жизненно важное значение для прогнозных оценок и планирования дальнейшего развития экономики, торговли, энергетики, технологий, а также для обеспечения экологической безопасности будущих поколений [1, 29].

Особую озабоченность вызывает продолжающийся рост концентрации углекислого газа в атмосфере. Как справедливо отметили Фалковски и др. [31], современные тренды потребностей в энергии, наличие достаточно больших запасов ископаемого топлива, отсутствие стратегий использования альтернативных источников энергии, продолжающийся рост населения определяют неизбежность дальнейшего увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в XXI-веке (см. также [5, 6]). Принципиально важно, однако, что рост концентрации  $\text{CO}_2$  определяется не только его антропогенными выбросами, но (и главным образом) сложными взаимодействиями биогеохимических и климатологических процессов, ответственных за формирование круговорота углерода. Важную роль в понимании такого рода процессов играет анализ палеоинформации [4, 6, 9, 10].

### **1. Выбросы $\text{CO}_2$ в атмосферу**

Со времени первых прямых измерений концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, начатых Килингом на обсерватории Мауна Лоа (Гавайские острова), была создана глобальная сеть станций аналогичных ежедневных наблюдений, охватывающая как северное, так и южное полушария [42]. В результате появились длинные ряды данных измерений концентрации  $\text{CO}_2$  при высоком разрешении по времени. Анализ данных, относящихся к северному полушарию, выявил наличие годового хода концентрации  $\text{CO}_2$ , налагающегося на тренд роста концентрации. Отчетливо заметны также межгодовые и междесятилетние вариации.

Расчеты частотного спектра по данным о временных рядах обнаружили несколько важных особенностей изменчивости концентрации  $\text{CO}_2$ , которые не проявляются отчетливо при непосредственном рассмотрении временных рядов. Спектр частот ясно демонстрирует присутствие максимумов, которые соответствуют периодам, равным 6,2; 1,0 и 0,5 лет.

Как известно, годовой ход концентрации  $\text{CO}_2$  обусловлен изменениями продуктивности фотосинтеза на суше, зависящими от времени года. Фазовый анализ привел к выводу, что минимум концентрации  $\text{CO}_2$  совпадает с максимумом фотосинтеза в северном полушарии, но при наличии небольшого гистерезиса. Минимум концентрации  $\text{CO}_2$  сдвинут примерно на 85 сут относительно максимума инсоляции. Происхождение максимума с периодом 6,2 года было объяснено ранее нелинейным взаимодействием между годовым ходом и атмосферными приливами вблизи полюса. Шестимесячный максимум, присутствующий в спектрах большинства параметров климата, представляет собой отклонение годового хода от простой синусоиды. Если годовой «сигнал» является преимущественно синусоидальным, то вероятной причиной годичной периодичности  $\text{CO}_2$  могут быть циклические вариации продуктивности морского фитопланктона, обусловленные изменениями инсоляции. Три отмеченные периодичности объясняют 99% изменчивости концентрации  $\text{CO}_2$ , полученной после отфильтровывания долговременного тренда.

Под воздействием сжигания ископаемых топлив, цементной промышленности и обезлесивания за период с доиндустриального до настоящего времени произошли выбросы в атмосферу углекислого газа, которые обуслови-

ли возрастание концентрации  $\text{CO}_2$  с 280 до 360 млн<sup>-1</sup> [32]. Ранее уже предпринимались попытки анализа данных наблюдений концентрации  $\text{CO}_2$  в сочетании с результатами численного моделирования трехмерного переноса в атмосфере (имеется в виду распознавание распределения источников и стоков  $\text{CO}_2$  на земном шаре).

Основу осуществления подобного подхода составлял подбор такой оптимальной совокупности источников и стоков, которая обеспечивает достоверное воспроизведение при помощи моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА) наблюдаемого распределения концентрации  $\text{CO}_2$ . Полученные таким образом результаты не оказались, однако, достаточно адекватными. Поэтому по данным наблюдений концентрации  $\text{CO}_2$  за период 1988–1992 гг. и результатов численного моделирования переноса с применением МОЦА SKYHI, разработанной в Лаборатории геофизической гидродинамики (США), Фан и др. [32] восстановили распределение источников и стоков  $\text{CO}_2$ . Расчеты показали, что использование модели восстановления без регуляризации приводит к нереалистически большим потокам  $\text{CO}_2$  в тропиках. Применение трех различных методов регуляризации привело к выводу, что все они обеспечивают минимизацию нереалистических потоков  $\text{CO}_2$  в тропиках.

Оценки потоков  $\text{CO}_2$  для регионов северного полушария оказались наименее чувствительными к погрешностям измерений и выбору параметров регуляризации, и поэтому данные наблюдений в этих регионах наилучшим образом ограничивают результаты восстановления. Применение регуляризации обеспечивает повышение надежности результатов, относящихся к тропикам и океанам южного полушария, где данные наблюдений наиболее фрагментарны.

Из полученных в работе [32] результатов следует вывод о наличии значительного усвоения  $\text{CO}_2$  на суше умеренных широт Северной Америки и в бореальной Европе. Океанический сток в северном полушарии обусловлен главным образом вкладом Северной Атлантики в умеренных широтах. Океанический сток в южном полушарии приходится главным образом на средние широты при наличии небольшого вклада зоны широт южнее 54° ю.ш. Для уточнения полученных оценок необходимы дополнительные наблюдения концентрации  $\text{CO}_2$ , изотопных соотношений для  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$ , особенно в тропиках и в южном полушарии.

Хотя к настоящему времени возникла глобальная сеть измерений приземной концентрации углекислого газа и его изотопов, глобальный бюджет  $\text{CO}_2$  остается недостаточно изученным, что определяется сложностью учета воздействий на поле концентрации  $\text{CO}_2$  антропогенных выбросов за счет сжигания ископаемых топлив и, в меньшей степени, – изменений землепользования [80].

В 1995 г. обусловленные сжиганием топлив (включая вклады факелов сжигания природного газа и производство цемента) глобальные выбросы  $\text{CO}_2$  достигли 6,4 гигатонн углерода (ГтС) в год, тогда как в 1950 г. они составляли лишь 1,6 ГтС/год. Все еще сохраняется неопределенность относительно того, как связанный с этим рост концентрации  $\text{CO}_2$  может влиять на климат.

Хотя обычно предполагается, что причины подобного роста являются антропогенными и связаны с увеличением масштабов хозяйственной деятельности человека (прежде всего производства и потребления энергии), было показано, что за период после 1980 г. природно обусловленные

факторы вносили более существенный вклад, чем повышающийся уровень сжигания топлив. Недавние исследования привели к выводу, что существенное воздействие на потоки углерода оказывают возможные изменения в физиологии экосистем, связанные, в частности, с эффектом «фертилизации» (интенсификацией фотосинтеза в условиях повышенной концентрации  $\text{CO}_2$ ).

С целью получения более достоверной информации о глобальном поле концентрации  $\text{CO}_2$  в свободной тропосфере в регионе южно-тихоокеанского бассейна в период август – октябрь 1996 г. Вэй и др. [79] осуществили прецизионные самолетные (самолеты-лаборатории НАСА DC-8 и P3-B) измерения концентрации  $\text{CO}_2$  в рамках программы REM-Tropics (полученные данные охватывают толщу атмосферы 0,1–12 км).

Анализ данных наблюдений показал, что поле концентрации  $\text{CO}_2$  в южном полушарии определяется доминирующим воздействием межполушарного переноса при существенном влиянии региональных процессов. Сравнение данных наблюдений концентрации  $\text{CO}_2$  и других малых газовых компонентов привело к выводу, что уровень концентрации  $\text{CO}_2$  обусловлен главным образом вкладом континентальных источников. В пределах нижней и средней тропосферы над удаленными регионами Тихого океана обнаружены крупномасштабные шлейфы повышенных значений отношения смеси  $\text{CO}_2$ , обусловленные влиянием сжигания биомассы.

В работе [79] выявлено наличие источников  $\text{CO}_2$  в полосе широт 15° с.ш.–15° ю.ш. по данным наземных наблюдений и по самолетным данным для нижней тропосферы – в полосе 8° с.ш.–8,5° ю.ш. с зоной повышенной концентрации  $\text{CO}_2$  в интервале широт от 6,5° с.ш. до 1° ю.ш. Рассматриваемые данные наблюдений позволяют сделать вывод о наличии в регионе океана южного полушария стока  $\text{CO}_2$ , расположенного к югу от 15° ю.ш., при наличии двух четко разделенных зон с противоположными фазами годового хода концентрации. Полученные данные имеют важное значение для проверки моделей глобального круговорота углерода.

Потоснак и др. [64] выполнили анализ данных ежедневных наблюдений концентрации и потока  $\text{CO}_2$  на высоте 30 м, полученных в период с весны 1994 г. до конца 1996 г. при помощи аппаратуры, установленной на расположенной в Гарвардском лесу башне (Петершэм, штат Массачусетс, США: 42°32' с. ш., 72°11' з.д.). Концентрация  $\text{CO}_2$  измерялась с применением газово-корреляционных ИК-датчиков Дасиби.

При рассмотрении временных рядов данных наблюдений выделялся вклад в наблюдаемые величины следующих компонентов: региональные источники сгорания (главным образом автомобильный транспорт), локальный обмен между растительным покровом и атмосферой, среднемесячный биотический обмен (с учетом модуляции подобного обмена суточным ходом развития и ослабления пограничного слоя атмосферы (ПСА)) и региональная фоновая концентрация  $\text{CO}_2$ . Индикаторами источников сгорания служили данные о концентрации СО или ацетилена ( $\text{C}_2\text{H}_2$ ).

Полученные в работе [64] результаты сопоставлены с аналогичными данными для Колд Бэй (Аляска). Обработка данных наблюдений показала, что вклад в измеряемую концентрацию  $\text{CO}_2$  продуктов сгорания составлял в условиях Гарвардского леса 4–5 млн<sup>-1</sup> зимой и 2–3 млн<sup>-1</sup> летом. Наличие региональных биотических выбросов порождает

рост среднедневной концентрации  $\text{CO}_2$  на 4–6  $\text{млн}^{-1}$  зимой, а летом происходит ее увеличение еще на 1–2  $\text{млн}^{-1}$  за счет корреляции биотического цикла усвоения и выбросов  $\text{CO}_2$  с высотой ПСА. Минимальные средние послеполюденные значения концентрации летом были на 10  $\text{млн}^{-1}$  меньше, чем в Колд Бэй. Обсуждаемые результаты наблюдений свидетельствуют о том, что региональная репрезентативность локальных данных по  $\text{CO}_2$  может быть оценена только при наличии данных одновременных наблюдений, характеризующих вклады различных факторов в изменения концентрации.

Лафлер и др. [56] обсудили результаты выполненных с использованием корреляционной методики измерений обмена  $\text{CO}_2$  между атмосферой и субарктической бореальной лесной экосистемой, расположенной вблизи северной границы лесов неподалеку от Черчилля (штат Манитоба, Канада: 58°45' с. ш., 94°04' з.д.), в период вегетационного сезона 1997 г. Результаты наблюдений компонентов теплового баланса подстилающей поверхности, температуры воздуха и осадков показали, что условия наблюдений в 1997 г. были близкими к среднеклиматическим. Среднесуточные значения отношения Боуэна составили  $1,16 \pm 0,12$  (1 $\sigma$ ), а испарения ( $1,8 \pm 0,19$ ) мм. Замыкаемость теплового баланса оказалась равной  $0,92 \pm 0,036$ .

Анализ данных наблюдений выявил наличие корреляции ( $r^2 = 0,51$ ) между получасовыми значениями газообмена  $\text{CO}_2$  (NEE) и фотосинтетически активной радиацией. Слабой оказалась, однако, связь между дыханием экосистемы ночью и температурой воздуха и почвы. Наилучшей оказалась корреляция ( $r^2 = 0,20$ ) с температурой воздуха внутри растительного покрова ночью. Выявлен годовой ход дневных значений NEE при максимальном усвоении  $\text{CO}_2$  в конце июля, равном  $6,2 \text{ гCO}_2/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ . Среднедневное значение NEE, выражающее усвоение  $\text{CO}_2$ , составило  $1,72 \text{ г CO}_2/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ . Оценки аккумулированного за 90-суточный период наблюдений значения NEE дали величины в пределах 86–151  $\text{гCO}_2/\text{м}^2$ . Измеренные значения потоков  $\text{CO}_2$  оказались значительно меньшими чем для пунктов, расположенных в центральной и южной частях бореальных лесов, и лишь немного превосходили потоки, наблюдавшиеся в тундре.

Ключевое значение для адекватного прогноза изменения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере в будущем при задании различных сценариев выбросов  $\text{CO}_2$  за счет сжигания ископаемых топлив имеет углубление понимания распределения углерода между его резервуарами в атмосфере, биосфере суши и в океане. Один из наиболее слабо изученных аспектов этой проблематики – межгодовая изменчивость усвоения содержащегося в атмосфере антропогенного  $\text{CO}_2$  биосферой суши и океаном.

Согласно имеющимся оценкам усвоение  $\text{CO}_2$  океаном варьирует в широких пределах. В связи с этим Ли и др. [58] получили новые оценки межгодовой изменчивости среднеглобального обмена между атмосферой и океаном в зависимости от наблюдаемого поля ветра и парциального давления ( $P_{\text{CO}_2}$ ) в морских водах и в расположенной над ними атмосфере. Значения  $P_{\text{CO}_2}$  для морских вод получены по данным о межгодовых аномалиях температуры поверхности океана (ТПО) с учетом региональной изменчивости и годового хода температурной зависимости  $P_{\text{CO}_2}$ . При этом предполагается, что изменения ТПО отображают вариации  $P_{\text{CO}_2}$  в морской воде, обусловленные термодинамическими и биологическими процессами, а также перемешиванием в океане.

Расчетная межгодовая изменчивость усвоения  $\text{CO}_2$  океаном составила около 0,4 ГтС/год (в пределах погрешности, равной  $2\sigma$ ) и оказалась значительно меньше полученной ранее по данным измерений концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Отсюда следует, что наиболее изменчивым компонентом глобального круговорота углерода является запасание (или выбросы) углерода биосферой суши. Использование в дальнейшем спутниковой информации о полях фитопланктона, температуре поверхности океана и поле ветра позволит уточнить полученные оценки.

Важное значение для достижения адекватного понимания круговорота углерода имеют данные о потоках изотопных разновидностей углекислого газа и водяного пара. Два биологических процесса оказывают определяющее влияние на  $^{18}\text{O}$  как сигнатуру углекислого газа в атмосфере: 1) медленность диффузии  $\text{CO}_2$  из почвы как продукт дыхания корней и почвенных микробов, которая не позволяет достичь изотопического равновесия по отношению к почвенной воде; 2) обратная диффузия в атмосферу той части  $\text{CO}_2$ , которая не была использована в процессе фотосинтеза в листьях растений, но достигла изотопического равновесия по отношению к воде в листьях, благодаря энзиму карбоничной ангидразы.

Испарение, происходящее с внутренних поверхностей листьев, обуславливает существенное обогащение содержащейся в листьях воды (и, следовательно, –  $\text{CO}_2$ ) изотопом  $^{18}\text{O}$  относительно почвенной воды. Биосфера влияет также на содержание изотопа  $^{13}\text{C}$  в атмосферном  $\text{CO}_2$ . Обусловленная фотосинтезом дискриминация по отношению к более тяжелому  $^{13}\text{C}$  обуславливает обогащение атмосферы этим изотопом по сравнению с листьями.

Поскольку  $\text{CO}_2$ , связанный с процессами фотосинтеза и дыхания, характеризуется различным изотопным составом, это открывает возможность распознавания в потоке  $\text{CO}_2$  компонентов, обусловленных фотосинтезом и дыханием.

Ввиду недостаточной эффективности обычных градиентной или флуктуационной методик измерения потоков была разработана методика релаксационной вихревой аккумуляции (REA). Боулинг и др. [16] предложили усовершенствованный вариант этой методики, названной гиперболической релаксационной аккумуляцией (HREA). В августе 1996 г. были выполнены измерения потоков  $^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$  и  $^{12}\text{C}^{18}\text{O}_2$  над пологом лиственного леса в восточной части штата Теннесси, имитирующие использование новой методики HREA. Полевые испытания показали более высокую эффективность методики HREA, чем REA, и возможность различения изотопного состава потоков углекислого газа по данным градиентных измерений.

Анализ данных наблюдений концентрации и изотопного состава ( $\delta^{13}\text{C}$ ) углекислого газа в атмосфере позволяет получить оценки вкладов в формирование круговорота углерода таких факторов, как выбросы  $\text{CO}_2$ , обусловленные сжиганием ископаемых топлив, и распределение их усвоения между растительностью суши и океаном. В контексте этой проблематики в Австралии было начато осуществление скоординированной научной программы (CRP) по изучению изотопного состава находящихся в атмосфере углекислого газа и других малых газовых компонентов [8]. Целью фазы II этой программы являлись исследования закономерностей пространственной (например, межполушарной) и временной (например, межгодовой) изменчивости  $\delta^{13}\text{C}$  (по данным глобальной сети

наблюдений) при обеспечении погрешности измерений не более 0,01%.

В работе [8] выполнено сравнение результатов наблюдений в различных точках с целью оценки согласованности и погрешностей полученных результатов. Сравнение данных анализа проб чистого воздуха, взятых в Кейп Грим (41° ю.ш.) и на Южном полюсе (90° ю.ш.) и обработанных тремя группами специалистов из Австралии и США, показало, что имеют место расхождения, которые не позволяют достичь точности измерений, необходимой для получения достаточно надежной информации о круговороте углерода. Подобные расхождения могут быть уменьшены, если использовать единые стандарты для калибровки данных наблюдений.

В работе [76] обсуждены результаты ежемесячных масс-спектрометрических наблюдений концентрации и изотопного состава ( $\delta^{13}\text{C}$ ) углекислого газа, выполненных в Бухаресте в 1991–1996 гг. Поскольку измеренные значения  $\delta^{13}\text{C}$  не отображают реально существующие в атмосфере (ввиду особенности методики измерений), рассмотрены изменения концентрации  $\Delta^{14}\text{C}$ . Среднегодовые значения концентрации  $\Delta^{14}\text{C}$  в Бухаресте варьировали в пределах 124–143‰.

Вопреки ожиданиям, этот уровень концентрации сохранялся практически неизменным в течение периода наблюдений 1992–1995 гг. Амплитуда изменений средних месячных значений  $\Delta^{14}\text{C}$  в 1991–1996 гг. составила 232‰. Годовой ход оказывался иногда сильнее (1995 г.), иногда слабее (1994 г.), чем средний. Сравнение данных наблюдений в различных странах выявило близость амплитуды годового хода концентрации  $^{14}\text{C}$  в Бухаресте и Кракове и совпадение по фазе с данными для Веллингтона. По данным многолетних наблюдений, максимум концентрации имеет место в апреле, а минимум в августе – сентябре.

Флорковски и др. [34] выполнили сравнение результатов наблюдений концентрации и изотопного состава углерода в углекислом газе и метане в условиях сильно загрязненной атмосферы Кракова и удаленного региона горной станции Каспровы Вьерч. Полученные данные использованы для оценок вклада антропогенных источников в региональные бюджеты этих парниковых газов. Следствием сильной загрязненности городской атмосферы явились большие различия измеренной концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в двух рассматриваемых пунктах. Для метана рассчитанный средний изотопный состав в Кракове составляет  $\delta^{13}\text{C} = -54\text{‰}$  и оказался близким к измеренному значению  $\delta^{13}\text{C} = -54,3\text{‰}$ . Можно считать, что основным антропогенным источником поступления метана в атмосферу Кракова служат утечки газа из сети газопроводов. В случае  $\text{CO}_2$  следует, однако, учитывать три источника: грунт, биосферу и антропогенные выбросы. Для количественного различения этих компонентов было бы полезно получить данные о  $\delta^{13}\text{C}$ .

Данные наблюдений концентрации в атмосфере  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  и отношения концентраций изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в составе  $\text{CO}_2$  имеют важное значение как индикаторы различных факторов, определяющих глобальный круговорот углерода. Хотя из этих величин отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  изучено меньше всего, оно представляет большой интерес как фактор, контролируемый изотопными отношениями потоков  $\text{CO}_2$  между атмосферой, растительным покровом, почвами и океаном. Отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в составе атмосферного  $\text{CO}_2$  отражает значения этого отношения в воде, содержащейся в упомянутых резервуарах, в том числе в почве. Почвенная вода характеризуется наименьшими значениями  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  по

сравнению с другими резервуарами, но имеет тенденцию к повышению концентрации  $^{18}\text{O}$  вблизи поверхности почвы, где происходит испарение воды. Поэтому изотопное отношение для кислорода в потоке  $\text{CO}_2$  из почвы в атмосферу зависит от кинетики изотопного обмена между почвенной водой и почвой. Стерн и др. [75] рассмотрели результаты полевых измерений и численного моделирования, из которых следует, что коэффициент скорости изотопного обмена кислородом между почвенной водой и  $\text{CO}_2$  составляет в среднем  $10^{-4}$ – $10^{-3} \text{ c}^{-1}$ . Соответствующая величина потока  $\text{CO}_2$  из почвы в атмосферу зависит не только от суммарного потока за счет дыхания почвы, но также от количества атмосферного  $\text{CO}_2$ , который проникает в почву, претерпевает изотопный обмен с почвенной водой, а затем обратную диффузию в атмосферу.

Учет влияния этих закономерностей обмена  $\text{CO}_2$  между почвой и атмосферой имеет важное значение для оценки вклада почвенного компонента в глобальный бюджет атмосферного  $\text{CO}^{18}\text{O}$ , особенно почв, характеризующихся малой скоростью дыхания.

В настоящее время не вызывает сомнений, что сжигание ископаемых топлив и другие виды хозяйственной деятельности человека оказывают серьезное воздействие на глобальный круговорот углерода. Помимо данных о концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, важное значение для понимания формирования (источников и стоков) круговорота углерода имеют другие характеристики. Это, в частности, отношение концентраций изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , которое сильно зависит от процессов фотосинтеза, но не подвержено влиянию газообмена между океаном и атмосферой.

Поскольку растения на суше преимущественно усваивают более легкий изотоп  $^{12}\text{C}$ , «сигнатурой» усвоения  $\text{CO}_2$  растительностью суши может служить возрастание отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в составе  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Хотя подобный «сигнал» очень мал и может быть зарегистрирован только путем ультрапрецизионных масс-спектрометрических измерений изотопного состава  $\text{CO}_2$ , эта задача разрешима. Наилучшим источником информации о широтном распределении потоков  $\text{CO}_2$ , обусловленных океаном и сушей, являются данные наблюдений меридионального градиента концентрации  $^{13}\text{C}$ .

Наиболее интересным результатом является в данном случае обнаружение того факта, что в начале 1990 гг., когда скорость роста концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере уменьшилась до одной трети по отношению к ее нормальному уровню, экосистемы суши северного полушария функционировали как мощный сток для антропогенного  $\text{CO}_2$  [11, 24]. Поскольку долговременный тренд и межгодовые флуктуации концентрации  $^{13}\text{C}$  на каждой из станций мониторинга находились вблизи порога обнаружения по данным масс-спектрометрических измерений, даже очень небольшие систематические погрешности изотопных измерений могли привести к сильным различиям в оценках усвоения антропогенного  $\text{CO}_2$  сушей и океаном.

Непосредственно связаны с формированием глобального круговорота углерода наблюдаемые с использованием масс-спектрометрической аппаратуры изменения  $\text{O}_2/\text{Ar}$ , зависящие от процессов фотосинтеза, дыхания, сжигания биомассы и ископаемых топлив [24]. В обоих полушариях наблюдается сравнительно большой годовой ход  $\text{O}_2/\text{N}_2$  в атмосфере, обусловленный тем, что биопродуктивность океана, а также перемешивание или апвеллинг водных масс с пониженной концентрацией кислорода и газообмен между океаном и атмосферой влияют на химический со-

став атмосферы. Отношение концентраций изотопов  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в составе атмосферного  $\text{CO}_2$  может служить индикатором усвоения углерода биотой суши в процессе фотосинтеза и выброса – в процессе дыхания. Поскольку отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в  $\text{CO}_2$  косвенным образом контролируется величиной  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в воде биосферы, то это определяет связи круговоротов углерода и воды. Наличие отрицательного меридионального градиента  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в атмосфере интерпретируется как фингерпринт выбросов  $\text{CO}_2$  за счет дыхания.

Как уже упоминалось выше, важное значение для понимания закономерностей формирования круговорота углерода имеет анализ палеоданных [9,59]. Так, например, изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) в палеозолях характеризуется свойством интегрирования и регистрации относительных вкладов растительности типов  $\text{C}_3$  ( $\delta^{13}\text{C} \cong -27\text{‰}$ ) и  $\text{C}_4$  ( $\delta^{13}\text{C} \cong -13\text{‰}$ ) в формирование суммарной продуктивности растительных сообществ в прошлом [15]. Поскольку как географическое распределение, так и относительная продуктивность растительности  $\text{C}_4$  обладают сильной положительной корреляцией с температурой, значения  $\delta^{13}\text{C}$  для органического углерода палеозоля должны отображать долговременную динамику растительного покрова и изменения палеоклимата. С целью лучшего понимания динамики взаимосвязи «растительный покров – климат» в регионе Великих Равнин США (ВР) во время позднечетвертичного периода Буттон и др. [15] проанализировали изменчивость  $\delta^{13}\text{C}$  органического углерода в пробах палеозоля из северной и южной частей региона (с использованием датировки по радиоуглероду  $^{14}\text{C}$ ).

Обнаружено наличие значительного «травяного» компонента типа  $\text{C}_4$  в течение всего позднечетвертичного периода в обоих пунктах, отображающего тот факт, что оба эти пункта характеризовались преобладанием травяного покрова или открытых саванн. В южной части ВР вариации  $\delta^{13}\text{C}$  и относительной продуктивности растительности  $\text{C}_4$  коррелировали с изменениями климата, обусловленными поступлением талых вод в Мексиканский залив в период 15–9 тыс. лет до настоящего времени (ДНВ). Относительная продуктивность растений  $\text{C}_4$  была максимальной в период голоцена (5 – 2 тыс. лет ДНВ). Для северной части ВР были типичны минимальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и относительной продуктивности в период позднего плейстоцена и начала голоцена, отображая условия холодного климата.

Позднее 11 тыс. лет ДНВ началось быстрое возрастание  $\delta^{13}\text{C}$  и продуктивности, достигших максимума в период 7–2 тыс. лет ДНВ, что свидетельствует о наступлении в это время теплого климата. Рассмотренные позднечетвертичные данные об изменениях  $\delta^{13}\text{C}$  и относительной продуктивности растительности  $\text{C}_4$  хорошо согласуются с аналогичными результатами, полученными ранее. Упомянутые закономерности представляют большой интерес для исследований биогеохимических круговоротов и верификации результатов численного моделирования палеоклимата.

Гассэ и Лин [36] проанализировали информационное содержание результатов изотопного анализа озерных осадочных пород с точки зрения значения подобных показателей для понимания реакции континентальных природных систем на большие изменения климата в прошлом. Соответствующие результаты проиллюстрированы примерами, относящимися к субтропикам и тропикам Африки, причем особое внимание уделено анализу: 1) изотопов в остатках растительности, 2) изотопов кислорода в карбонатах, содержащихся в озерах, питание которых обеспечивается грун-

товыми водами. Изотопный состав остатков растительности в богатых органикой озерных донных осадочных породах может служить важным источником информации о распределении биомов и круговороте углерода в прошлом.

В этой связи в работе [36] обсуждены главные факторы, которые определяют отношение концентраций изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в органическом веществе торфов и озерных осадочных пород. В Африке в период последнего оледенения в обоих полушариях наблюдалось сильное уменьшение (>10%) концентрации  $^{13}\text{C}$  в торфах и озерных осадочных породах. Сравнение с другими косвенными палеоклиматическими данными (особенно палинологическими) и с изменениями концентрации  $\text{CO}_2$  указывает на то, что последние были главной причиной, контролирующей распределение биомассы в тропиках, но не доступность водных ресурсов. Богатые карбонатами осадочные породы озер, питание которых обеспечивали грунтовые воды, содержат информацию, позволяющую восстановить климатические условия, которые определяли статус озер.

Восстановление параметров климата (например, влажности воздуха) возможно, если использовать уравнение солевого баланса, кроме тех соотношений, которые определяют содержание воды и изотопов в осадочных отложениях. Необходимы также сведения о поступлении воды за счет грунтовых вод. Применение методики такого рода проиллюстрировано в работе [36], где рассмотрены процессы в небольшом голоценовом озере на севере Сахары. Архивы озерных изотопных данных содержат богатую информацию для восстановления изменений палеоклимата, причем во многих случаях интерпретация изотопных данных может быть дополнена рассмотрением других косвенных индикаторов динамики палеоклимата.

Легранд и Алверсон [59], применив метод обращения с использованием боксовой модели океана, показали, что спады концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере в периоды оледенений могут быть объяснены вариациями любого из следующих факторов, проявляющихся в океанах южного полушария, а именно: ослаблением глубоководной вентиляции, уменьшением газообмена между атмосферой и океаном, усилением функционирования «биологического насоса», а также влиянием понижения глобальной температуры поверхности океана.

Анализ соотношения концентраций изотопов кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в пузырьках воздуха, содержащихся в зернах льда, как косвенного индикатора температуры воздуха, выявил наличие в период последнего оледенения внезапных и значительных изменений климата, которые получили название событий Дансгаарда–Ошгера (СДО). Так, например, в Гренландии в течение нескольких десятилетий происходили быстрые изменения приземной температуры воздуха (ПТВ), достигавшие нескольких градусов, вслед за которыми начинались медленное похолодание и возвращение к полностью ледниковым условиям. Возникновение СДО было подтверждено (за исключением одного случая) данными анализа проб донного грунта в Северной Атлантике. С другой стороны, результаты численного моделирования общей циркуляции океана привели к выводу, что поступление в океан пресных вод за счет «выбросов» в океан и таяния айсбергов могли существенно изменить процесс формирования морских вод на больших глубинах в Северной Атлантике (NADW).

В этой связи остался открытым вопрос о влиянии изменений глубоководной циркуляции и морских биохимических процессов на концентрацию  $\text{CO}_2$  в атмосфере: из-

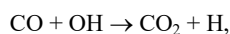
мерения концентрации  $\text{CO}_2$  в воздушных пузырьках гренландских ледяных кернов обнаружили вариации от  $\sim 200 \text{ млн}^{-1}$  (по объему) в периоды холодных фаз до примерно  $250 \text{ млн}^{-1}$  во время потеплений, связанных с событиями Дансгаарда–Ошгера. Данные анализа антарктических ледяных кернов не подтвердили существование вариаций содержания  $\text{CO}_2$  подобной амплитуды. Поэтому было высказано предположение, что высокая концентрация  $\text{CO}_2$  в гренландских кернах (во время фазы потепления СДО) не отображает реальное повышение концентрации  $\text{CO}_2$ , а обусловлена кислотно-карбонатной реакцией или окислением органического вещества кернов (влияние этих процессов в условиях Антарктики менее существенно).

Для того чтобы сравнить быстрые изменения климата, зарегистрированные по данным гренландских ледяных кернов, с глобальными трендами концентрации  $\text{CO}_2$ , определяемыми антарктическими данными (как более достоверными), необходима синхронизация данных наблюдений в Гренландии и в Антарктике. Стауффер и др. [74a] продемонстрировали возможность подобной синхронизации для последнего ледникового периода с использованием результатов измерений содержания метана в гренландском и антарктическом льде. Обеспечение подобной синхронизации позволило сделать вывод, что в период событий Дансгаарда – Ошгера имели место лишь небольшие изменения концентрации  $\text{CO}_2$  ( $< 10 \text{ млн}^{-1}$ ). Однако во время событий Хайнриха (выбросов айсбергов в Северную Атлантику) концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере изменялась значительно ( $\sim 20 \text{ млн}^{-1}$ ), особенно в тех случаях, когда события Хайнриха начались одновременно с более долговременными событиями Дансгаарда – Ошгера.

В целом проблема соотношения между изменениями климата и среднеглобальной концентрацией  $\text{CO}_2$  остается далекой от ясности. Для понимания палеодинамики круговорота углерода необходимы дальнейшие прецизионные измерения  $\delta^{18}\text{O}$  и концентрации  $\text{CO}_2$ , а также синхронизированные данные о косвенных индикаторах климата. Подобные данные имеют важное значение и для понимания возможных изменений климата в будущем.

## 2. Окись углерода

Окись углерода является важным малым газовым компонентом с годовым круговоротом около  $2,3 \cdot 10^{15}$  г. В удаленных регионах южного полушария концентрация  $\text{CO}$  варьирует от 40 до 65 нмоль/моль, а в северном полушарии, где существуют более мощные источники окиси углерода, ее концентрация (в условиях незагрязненной окружающей среды) изменяется в пределах 90–200 нмоль/моль. Главным механизмом удаления  $\text{CO}$  из атмосферы является ее окисление *in situ* по реакции



и при этом только часть атомов  $\text{H}$  идет на повторное образование  $\text{OH}$ . В этой реакции принимает участие примерно половина существующего в атмосфере гидроксила и, таким образом, окись углерода оказывает очень сильное влияние на такой очень короткоживущий оксидант, как  $\text{OH}$ . Помимо  $\text{CO}$ , ряд других МГК ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{DMS}$ ,  $\text{HCFC}$ , углеводородные соединения и др.) окисляются посредством гидроксила.

Взаимодействуя с  $\text{OH}$ , окись углерода может оказывать косвенное влияние на концентрации других МГК,

включая такой парниковый газ, как метан. Все это определяет актуальность исследований бюджета окиси углерода, хотя по ряду причин (табл. 1) решение этой задачи является сложным: 1)  $\text{CO}$  имеет короткое время жизни: в тропиках до нескольких недель, а в высоких широтах зимой до нескольких месяцев; 2)  $\text{CO}$  обладает многочисленными источниками (один из них – зависящее от широты окисление метана гидроксилом, другой – сжигание биомассы). Наблюдается сильный межполушарный контраст содержания  $\text{CO}$ , обусловленный влиянием транспорта, промышленности и муниципальных источников. Значительным источником  $\text{CO}$  в тропиках служит окисление биогенных неметановых углеводородных соединений (NMHC), играющее важную роль также в умеренных и высоких широтах. Данные табл. 1 характеризуют компоненты глобального бюджета окиси углерода [17].

Таблица 1

Глобальный бюджет окиси углерода

Источник		Стоки	
Промышленные	300–550	Реакция с $\text{OH}$	1400–2600
Сжигание биомассы	300–700	Усвоение почвой	250–640
Биогенные	60–160	Поступление в атмосферу	$\sim 100$
Мировой океан	20–200		
Окисление метана	400–1000		
Окисление NMHC	200–600		
Сумма	1800–2700	Сумма	2100–3000

В связи с большой неопределенностью данных о бюджете  $\text{CO}$  Бреннинкмейер и Рокман [17] обсудили возможность использования для оценки компонентов бюджета данных изотопных измерений с применением масс-спектрометрической методики. Наиболее перспективные данные о  $\delta^{13}\text{C}$  были получены для проб  $\text{CO}$  из нижней стратосферы в высоких широтах южного полушария в период образования озоновой дыры, когда свободные атомы  $\text{Cl}$  реагируют с  $\text{CH}_4$  и образуется  $\text{CO}$ , соединенный изотопом  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} \cong -120\%$ ).

Если вариации  $\delta^{13}\text{C}$  проявляются наиболее отчетливо в южном полушарии, то для северного полушария характерна значительная изменчивость  $\delta^{18}\text{O}$ . Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в окиси углерода, производимой в ходе высокотемпературных процессов внутреннего сгорания, близко к  $\delta^{18}\text{O}$  для атмосферного кислорода, но значительно превосходит  $\delta^{18}\text{O}$  для всех других источников  $\text{CO}$ . Таким образом, окись углерода, возникающая за счет транспорта, промышленности и систем отопления, изотопически очень похожа и, как правило, высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  соответствуют большой концентрации  $\text{CO}$ , обусловленной антропогенными источниками.

В период зимы высокоширотная тропосфера северного полушария постепенно заполняется  $\text{CO}$  от источников высокотемпературного сгорания, что отображают, например, данные наблюдений  $\delta^{18}\text{O}$  на Шпицбергене, тогда как весной и летом становятся существенными природные источники, но реакция с гидроксилом обуславливает уменьшение концентрации  $\text{CO}$ . Понимание причин изменчивости  $\delta^{18}\text{O}$  осложняет отсутствие данных о содержании  $\delta^{18}\text{O}$  в  $\text{CH}_4$ . Почти для всех кислородсодержащих соединений  $\delta^{17}\text{O} = 0,52\delta^{18}\text{O}$ , т.е. обе эти величины изменяются согласованно. Хотя изотопическая разнородность  $^{14}\text{CO}$  является очень редкой ( $5 \text{ молекул/см}^3$  в южном полушарии летом и  $25 \text{ молекул/см}^3$  в северном полушарии зимой),

тем не менее она представляет интерес как индикатор содержания ОН.

Главные источники СО имеют как природное, так и антропогенное происхождение. Природная окись углерода возникает преимущественно за счет окисления метана и других углеводородных соединений. Антропогенным источником СО является сжигание ископаемых топлив (главным образом в северном полушарии) и биомассы в тропиках. Химическое время жизни окиси углерода изменяется от 0,1 года в тропиках до примерно 1 года в полярных регионах зимой. Подобная изменчивость обуславливает вариации дальнего переноса СО в широких пределах и в связи с этим сильную пространственно-временную изменчивость глобального поля содержания СО, что определяет особую роль космических средств наблюдений в получении информации о глобальном распределении окиси углерода.

Именно поэтому в рамках научной программы ТКК «Шаттл» в период с ноября 1981 г. по октябрь 1984 г. был предпринят эксперимент MAPS по дистанционному зондированию загрязнений глобальной атмосферы [67]. Успех этого эксперимента определил его продолжение в течение двух 10-суточных периодов в апреле и октябре 1994 г. с использованием усовершенствованной аппаратуры MAPS, представляющей собой направленный в нади́р радиометр с газовым фильтром, функционирующий на длине волны 4,67 мкм в пределах основной полосы поглощения окиси углерода. Этот радиометр основан на использовании принципа селективной модуляции. Измеряемый сигнал формируется как разность сигналов при прохождении через две газовые кюветы, одна из которых заполнена изучаемым газом (окисью углерода), а другая пуста или содержит не поглощающий радиацию газ. Анализ полученных результатов показал, что погрешность восстановления содержания окиси углерода в атмосфере не превосходит 10%.

В периоды полетов ТКК «Шаттл» Endeavour 2–19 апреля и 30 октября – 11 октября 1994 г. были выполнены измерения содержания окиси углерода в атмосфере при помощи аппаратуры дистанционного зондирования MAPS [25]. В апреле эта аппаратура функционировала в течение 211 ч (из 736471 с визирования Земли в нади́р на долю безоблачных условий пришлось 161619 с). Соответствующие цифры для октября составили 256 ч (821502 и 192004 с). В течение 10 сут были осуществлены одновременные наблюдения с ТКК и при помощи наземной аппаратуры (в 30 точках в диапазоне широт 70° с.ш.–67° ю.ш.) и самолетной аппаратуры (пять самолетов-лабораторий трех стран).

Анализ результатов наблюдений выявил хорошее согласие (расхождения не превосходили  $\pm 10\%$ ) данных наблюдений с ПКК и самолетов. Построенные по этим данным широтные и долготные разрезы иллюстрируют наличие значительного годового хода содержания СО, отображающего специфику географического расположения и изменения интенсивности источников и стоков окиси углерода. Так, например, в апреле максимальное значение концентрации СО, осредненное по всей толще тропосферы и составляющее около 120 млрд<sup>-1</sup> (по объему), имело место в северном полушарии при постепенном уменьшении концентрации (до 45–60 млрд<sup>-1</sup>) в направлении средних и высоких широт южного полушария.

Радикальное изменение распределения окиси углерода происходило в октябре, когда наблюдалось обращение знака меридионального градиента концентрации по сравнению с апрелем. В течение октября максимальные значе-

ния концентрации СО (более 135 млрд<sup>-1</sup>) располагались в полосе тропиков, простирающейся над центральной частью Южной Америки, Южной Африкой, Южной Индией, Индонезией и Северной Австралией. В этом регионе космонавтами «Шаттл» STS-68 было зарегистрировано наличие большого числа интенсивных пожаров, связанных с сжиганием биомассы. Изменчивость глобального содержания окиси углерода в тропосфере характеризовалась не только значительным годовым ходом, но и четко выраженными межгодовыми вариациями, обусловленными сложными взаимодействиями местоположения и интенсивности источников и стоков СО, глобальной атмосферной циркуляции и химических процессов.

Фулувеги и др. [33] выполнили имитационное численное моделирование глобального поля концентрации СО в тропосфере над Северной Америкой, Европой и Атлантикой с целью воспроизведения данных дистанционного зондирования, полученных в рамках эксперимента MAPS в апреле 1994 г. по измерению концентрации СО с помощью аппаратуры, установленной на ТКК «Шаттл». Расчеты осуществлены с использованием многомасштабной модели MAQSIP для расчета дальнего переноса малой газовой примеси, основанной на разработанной в университете штата Пенсильвания и Национальном центре исследований атмосферы (США) мезомасштабной модели.

Распределение наземных источников выбросов СО за счет сжигания ископаемых топлив и биомассы, характеристики процессов окисления неметановых углеводородных соединений, океанов и почв заимствованы по данным соответствующей инвентаризации, выполненной в Бельгии.

Расхождения между рассчитанным усредненным по толще атмосферы значением концентрации СО (около 38 млрд<sup>-1</sup>) и наблюдаемой величиной (60 млрд<sup>-1</sup>) отображают значительное влияние наземных выбросов на величины концентрации СО в масштабах времени порядка недели. В целом сравнение вычисленных полей концентрации СО с наблюдаемыми выявляет хорошее качественное согласие при различных пространственно-временных масштабах.

В этой связи в работе [33] обсуждены возможные причины упомянутых расхождений и показано, что вычисления без учета связанной с кучевыми облаками конвекции приводят к завышению концентрации СО на нижних уровнях модели, но к занижению на верхних уровнях. Важное значение имеет учет суточного хода выбросов при вычислении мгновенных локальных значений концентрации, который не играет, однако, существенной роли при вычислении усредненных величин. К числу источников несовершенства модели принадлежат слишком упрощенные граничные и начальные условия, неучет окисления метана, недостаточная адекватность задания выбросов окиси углерода, а также пробелы в данных наблюдений, обусловленные влиянием облачности.

### 3. Круговорот углерода

Рассмотренные выше результаты убедительно иллюстрируют интерактивность проблем изменения климата и динамики круговорота углерода. Обратимся далее к более детальному обсуждению последней проблемы, которая привлекла за последнее время большое внимание в связи с принятым в рамках Международной геосферно-биосферной программы (МГБП) решением об одобрении нового проекта МГБП по изучению глобального круговорота углерода (GCP), главными целями которого являются:

1. Обсуждение существующей информации о глобальном круговороте углерода.

2. Разработка международной рамочной программы кооперативных исследований круговорота углерода.

Для понимания закономерностей глобального круговорота углерода необходимо располагать надежной информацией о главных источниках и стоках углерода. Как отметил Скоулс [72], стоки на суше определяют три основных фактора.

### **3.1. Различия функциональной зависимости чувствительности экосистем к концентрации углекислого газа и температуре**

Усвоение  $\text{CO}_2$  экосистемами суши определяется разностью между усвоением углерода за счет процесса фотосинтеза и потерей углерода, обусловленной дыханием. Для фотосинтеза характерна мгновенная реакция на рост концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, которая может быть аппроксимирована эмпирическим соотношением:

$$C_{\text{assim}}(y) = C_{\text{assim}}(x)[1 + \beta \ln(y/x)],$$

где  $C_{\text{assim}}(y/x)$  – скорость усвоения при концентрации  $\text{CO}_2$ , равной  $y/x$  (млн<sup>-1</sup>), а постоянная  $\beta$  зависит от условий водообеспеченности и поступления биогенов. Согласно данным лабораторных экспериментов она составляет около 0,4, но в реальных условиях засушливости и дефицита биогенов может быть меньше 0,2. В модели глобального круговорота углерода, положенный в основу оценок, содержащихся в Отчете МГЭИК-1996 и осуществляемых при подготовке МГЭИК-2001, учтен эффект «фертилизации» за счет роста концентрации  $\text{CO}_2$ , но не принято во внимание воздействие процесса дыхания [72]. Следствием подобного предположения является ошибочный прогноз бесконечного усиления рассматриваемого стока  $\text{CO}_2$  по мере повышения концентрации  $\text{CO}_2$ .

Требующий также учета процесс дыхания не реагирует на рост концентрации  $\text{CO}_2$  непосредственно, а только через посредство температуры, на которую влияет концентрация  $\text{CO}_2$  и других парниковых газов. Такого рода косвенное воздействие проявляется с отставанием по времени порядка нескольких десятилетий. Если рассматривать динамику стока углерода в масштабах времени порядка столетий, то становится понятным, что на определенном этапе роста концентрации  $\text{CO}_2$  произойдут «насыщение» интенсификации стока углерода ( $C_{\text{sink}}$ ) и последующий спад. Оценки показали, что уже в ближайшем будущем  $C_{\text{sink}}$  достигнет максимума (при стабилизации концентрации  $\text{CO}_2$  на уровне около 600 млн<sup>-1</sup>), за которым последует спад. В конечном счете возникнут такие условия, когда эффект дыхания перевесит вклад фотосинтеза и сток углерода трансформируется в источник.

### **3.2. Сдвиги по времени в интерактивной системе «атмосфера–океан»**

Если стимулирование фотосинтеза за счет возрастающей концентрации  $\text{CO}_2$  осуществляется почти мгновенно, то последующее воздействие на климат сказывается лишь через несколько десятилетий ввиду гигантской термической инерции океана. Поэтому после стабилизации концентрации  $\text{CO}_2$  (именно эта цель предусматривается Рамочной конвенцией по климату) повышение темпера-

туры должно продолжаться на протяжении нескольких столетий.

### **3.3. Медленность круговорота углерода в биосферном резервуаре**

Запасы углерода в биосфере суши существуют в двух формах: примерно на одну треть – в виде биомассы (главным образом – лесов) и на две трети – как углерод в почве. Обе эти формы включают субрезервуары с различными постоянными времени круговорота (некоторые из них являются очень большими), что определяет изменчивость стока углерода. Так, например, если повышение концентрации  $\text{CO}_2$  ведет к усилению роста леса, то это означает наличие стока. Время жизни леса составляет одно-два столетия, а затем наступают расход древесины и выброс  $\text{CO}_2$  в атмосферу за счет гетеротрофного дыхания.

Согласно приближенной глобальной модели континентального компонента круговорота углерода глобальный сток углерода на суше составляет в настоящее время около 2 ГтС/год (в период 1991–1997 гг. в атмосферу выбрасывалось за счет сжигания ископаемых топлив 6,2 ГтС/год в форме  $\text{CO}_2$ , а содержание в атмосфере  $\text{CO}_2$  возросло только на 2,8 ГтС/год [12]). Однако эта оценка получена с учетом близкой к максимальной величины стока, которая должна уменьшиться за последующие несколько десятилетий (уже сейчас биосфера суши в тропиках является преимущественно источником углерода в результате преобразования лесов в пастбища).

Критически важное значение для исследований глобального круговорота углерода имеют оценки вкладов биосферы суши и океана в усвоение углерода. Бэттл и др. [12] применили для получения такого рода оценок два подхода. Один из них связан с использованием усредненных за длительное время (для исключения влияния биодинамики океана) данных измерений скорости изменения концентрации  $\text{O}_2$  в атмосфере с учетом в качестве ее индикатора отношения концентраций  $\text{O}_2/\text{N}_2$  в атмосфере. Если сжигание ископаемых топлив приводит к уменьшению  $\text{O}_2/\text{N}_2$ , то усвоение  $\text{CO}_2$  океаном не влияет на  $\text{O}_2/\text{N}_2$ . Это позволяет использовать данные об изменении  $\text{O}_2/\text{N}_2$  как индикатор запаса углерода на суше. Второй подход состоит в анализе изотопного состава атмосферного  $\text{CO}_2$ , определяемого величиной  $\delta^{13}\text{C}$ , данные о которой рассматривались выше. В этом случае усвоение  $\text{CO}_2$  океаном также не приводит к изменениям  $\delta^{13}\text{C}$ , тогда как на суше подобные изменения происходят. Поэтому изменение  $\delta^{13}\text{C}$  оказывается достоверным индикатором запаса углерода на суше при глобальном усреднении данных.

Обработка результатов наблюдений изменения концентрации  $\text{O}_2$  за период 1991–1997 гг. контрастирует с данными для 1980-х гг., когда биосфера суши была практически нейтральной. Согласующиеся между собой данные как по  $\text{O}_2$ , так и по  $\delta^{13}\text{C}$  выявили наличие значительной межгодовой изменчивости запаса углерода. Океан был мощным стоком  $\text{CO}_2$  до 1995 г., который стал затем ослабевать. Более изменчивой оказалась динамика усвоения  $\text{CO}_2$  биосферой суши.

Кхешги и др. [51] разработали глобальную модель круговорота углерода, позволившую оценить вклады в круговорот выбросов за счет сжигания ископаемых топлив и землепользования, а также усвоения углерода океаном и биосферой суши. Из полученных ими оценок следует, что океанический сток углерода в период 1980-х гг. составлял



( $17 \pm 7$ ) ГтС (континентальный сток рассчитывался как остаточный член баланса углерода). Оценки выбросов  $\text{CO}_2$  в атмосферу за период 1765 – 1980 гг., обусловленных сжиганием ископаемых топлив и изменениями землепользования, привели к значениям, соответственно равным ( $158,54 \pm 18,40$ ) и ( $110,48 \pm 70,13$ ) ГтС, тогда как для периода 1980–1990-х гг. эти значения составляют ( $55,17 \pm 4,72$ ) и ( $9,31 \pm 8,55$ ) ГтС.

Наиболее острым аспектом проблемы глобального круговорота углерода является так называемый «недостающий сток», характеризующий несбалансированность вычисленного круговорота. Как отметил Шиндлер [70], около 30 лет тому назад специалисты в области геохимии были уверены в том, что усвоение углерода океаном может объяснить отсутствие баланса между антропогенными выбросами  $\text{CO}_2$  (которые тогда считались почти полностью обусловленными сжиганием ископаемых топлив) и данными наблюдений концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Большая амплитуда годового хода концентрации  $\text{CO}_2$  рассматривалась как следствие динамики биосферы суши. Результаты, полученные в 1970–1980 гг., обнаружили некорректность этих выводов. В 1990 г. годовой поток углерода в океан составлял менее  $0,5 \cdot 10^{15}$  гС/год, т.е. всего около одной четверти того потока, который необходим для замыкания глобального бюджета углерода (см. также [1]).

Надельхоффер и др. [61] убедительно продемонстрировали, что «недостающий сток» не может быть объяснен ни вкладом океана, ни усвоением углерода бореальными лесами северного полушария. Последняя гипотеза была наиболее популярна и мотивировалась наблюдавшимся ростом амплитуды годового хода концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Увеличение потока  $\text{CO}_2$  в атмосферу объяснялось сжиганием биомассы, но при этом рост выбросов  $\text{CO}_2$  более или менее балансировался его усиленным усвоением. Предполагалось, что возрастание усвоения углерода лесами связано либо с ростом концентрации в атмосфере, либо с усилением фертилизации за счет увеличившегося содержания азота, выбросы которого в атмосферу за последнее столетие более чем удвоились (ежегодно на глобальные леса осаждалось более  $0,5 \cdot 10^{12}$  г азота).

Согласно данным, относящимся к Европе, в период роста концентрации азота произошло увеличение усвоения углерода лесами, составившее около 25%. Расчеты обусловленной азотом «фертилизации» показали, что стимулируемое ею повышение продуктивности лесов способно объяснить «недостающий сток» углерода. Надельхоффер и др. [61] продемонстрировали, однако, что азот отнюдь не стимулирует усиление усвоения углерода лесами даже в тех местах, где это наиболее вероятно. Этот вывод сделан по данным 18 полевых экспериментов на девяти участках леса в Европе и Северной Америке, где осуществлялось добавление  $^{15}\text{N}$  и прослеживалось последующее распространение изотопа на различных лесных участках. В среднем лишь около 20% добавленного  $^{15}\text{N}$  удерживалось тканями растений. Оценки максимального вклада в недостающий сток привели к значению, равному всего лишь  $0,25 \cdot 10^{15}$  гС/год.

Возможны различные варианты объяснения недостающего стока [61]: 1) не исключена недооценка поступления углерода в океан; 2) бореальные леса в северном полушарии, развитию которых благоприятствовало поступление азота в прошлом, в настоящее время достигли уровня насыщения азотом; 3) другие экосистемы (особенно ветланды) могут вносить существенный вклад в усвое-

ние  $\text{CO}_2$ ; 4) развитие северных лесов стимулировалось потеплением климата. Вполне вероятно, что недостающий сток определяется суммарным вкладом совокупности небольших факторов (существующие оценки стоков меньше  $0,5 \cdot 10^{15}$  гС/год нельзя, однако, считать достоверными). Таким образом, природа недостающего стока все еще остается загадочной.

Как уже отмечалось выше, адекватное понимание динамики глобального круговорота углерода может быть достигнуто только на основе ее интерактивного анализа с учетом изменений климата. Поэтому Крэйг и др. [26] выполнили численное моделирование динамики круговорота  $\text{CO}_2$  в рамках интерактивной модели, представляющей собой сочетание разработанной в Национальном центре исследований атмосферы (США) трехмерной спектральной (T42) 18-уровневой модели климата (CCM) на сетке  $2,8^\circ$  широты  $\times 2,8^\circ$  долготы и одномерной модели процессов на поверхности суши (LSM), которая позволяет воспроизвести «механически» параметризованный круговорот углерода на суше с учетом усвоения  $\text{CO}_2$  в процессе фотосинтеза (образование первичной продукции) и выбросов  $\text{CO}_2$  за счет микробного дыхания. Интерактивность в системе CCM – LSM реализуется на каждом шаге по времени (20 мин), включая независимо функционирующие процессы фотосинтеза и дыхания с учетом адвекции в атмосфере. Расчеты радиационных потоков и характеристик производятся с шагом по времени, равным 12 ч.

Важная особенность модели CCM – LSM состоит в том, что в ней, в отличие от аналогичных предшествующих разработок, не производится искусственное сбалисирование годовых значений потери  $\text{CO}_2$  за счет дыхания и усвоения посредством фотосинтеза в каждой точке пространственной сетки. Это впервые обеспечивает возможность вычислений годового хода концентрации и обмена  $\text{CO}_2$  с учетом интерактивности круговорота  $\text{CO}_2$  и климата. Интегрирование осуществлено на срок 10 лет при заданном поле температуры поверхности океана.

Анализ результатов вычислений среднемесячных величин показал (при сравнении с данными имеющихся наблюдений), что модель CCM – LSM удовлетворительно воспроизводит многие наблюдаемые особенности пространственно-временной изменчивости климата и круговорота углерода, но имеют место и некоторые существенные расхождения. Так, например, отрицательное воздействие на результаты численного моделирования климата в тропиках выявляет неадекватность вычисленных осадков, которые слишком сконцентрированы в отдельных регионах. Последнее касается в особенности Индийского муссона и связанных с этим условий засушливости и высокой температуры, которые обуславливают возникновение сильного источника  $\text{CO}_2$ , определяющего аномальный среднегодовой выброс  $\text{CO}_2$  вблизи  $20^\circ$  с.ш. около 7 ГтС/год. Поскольку последствия подобной аномалии не могут быть зарегистрированы данными существующей сети наблюдений концентрации  $\text{CO}_2$ , то становится ясной неадекватность этой сети.

Модель завывает амплитуду годового хода обмена углекислым газом в тропиках, что порождает возникновение экваториального максимума концентрации  $\text{CO}_2$ , который на порядок величины превосходит наблюдаемый максимум. Завышение амплитуды может быть связано с неучетом проникающих в глубь почвы корней деревьев, которые обеспечивают извлечение воды даже в сухой сезон, что благоприятствует усвоению углерода.

В полосе внетропических широт превышение температуры в регионе США летом вызывает неоправданно большие выбросы  $\text{CO}_2$  в атмосферу. Расчеты завышают амплитуду годового хода концентрации  $\text{CO}_2$  на всех станциях севернее  $45^\circ$  с.ш., где ведутся наблюдения. Вертикальный градиент концентрации  $\text{CO}_2$  оказывается больше летом в северном полушарии и противоположным по знаку в сравнении с данными наблюдений. Это происходит в связи с тем, что модель завышает усвоение  $\text{CO}_2$  летом в средних и высоких широтах, что приводит к нереалистическому годовому стоку  $\text{CO}_2$  севернее  $35^\circ$  с.ш., составляющему около  $6 \text{ ГтС/год}$ . Подобный сток ответствен главным образом за формирование среднегодового межполушарного градиента концентрации  $\text{CO}_2$ , равного  $-5 \text{ млн}^{-1}$ , тогда как согласно моделям со сбалансированными (в каждой точке) потоками  $\text{CO}_2$  этот градиент составляет  $+2 \text{ млн}^{-1}$ . Дальнейшее совершенствование обсуждаемой модели должно быть связано в первую очередь с учетом динамически варьируемых резервуаров углерода и азота и с прогностической параметризацией динамики растительного покрова.

Мабучи и др. [596] описали региональную модель «климат – биосфера», позволяющую воспроизвести изменения климата с интерактивным учетом круговорота углекислого газа. Параметризацию биофизических и физиологических процессов в растительном покрове обеспечивает модель ВАИМ взаимодействия атмосферы и биосферы, предназначенная для расчета потоков энергии и потока углекислого газа (CDF) между экосистемами суши и атмосферой при шаге по времени порядка нескольких минут и горизонтальном разрешении около  $30 \text{ км}$ . Разработанная в Японском метеорологическом агентстве 23-слойная модель климата реализована на сетке с разрешением  $30 \text{ км}$  (вблизи  $60^\circ$  с.ш.) при числе узлов, равном  $129 \times 129$ . Численное моделирование выполнено на срок  $6,5$  лет с использованием для анализа полученных результатов за последние  $6$  лет (1986–1991 гг.).

Анализ результатов показал, что модель вполне удовлетворительно воспроизводит годовой ход метеорологических элементов, а также изменчивость компонентов теплового и водного балансов для каждой из рассмотренных совокупностей лет. Данные о межгодовых вариациях концентрации  $\text{CO}_2$  отображают наличие согласующегося с наблюдениями в Японии ступенчатого роста концентрации в нижней тропосфере. Анализ этих данных выявил как характерное явление связь между концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере над Японией и межгодовой динамикой растительного покрова как в Японии, так и на окружающих ее островах.

Что касается основных факторов динамики растительного покрова, ответственной за межгодовые вариации CDF между поверхностью суши и атмосферой, то главную роль играла межгодовая изменчивость суммарной радиации на поверхности суши, вклад которой превосходил воздействие антропогенных выбросов  $\text{CO}_2$ . В свою очередь, вариации CDF порождали изменения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, которые были в значительной степени обусловлены также влиянием антропогенных выбросов. В дальнейшем необходимо проанализировать возможное влияние явления Эль Ниньо/Южное колебание.

Хотя прогнозы возрастания концентрации углекислого газа в атмосфере, его климатологического воздействия и социально-экономических последствий становятся все более совершенными, они все еще требуют дальнейшего развития и обоснования. В этой связи Хулме и др. [43] выполнили комплексное численное моделирование изме-

нений глобального климата (с использованием разработанной в Центре им. Гадлея модели интерактивной системы «атмосфера–океан») и их последствий (изменений речного стока и урожая озимой пшеницы) с целью прогноза ситуации, которая возникнет к 2050 г.

Совместный учет влияния природно обусловленных и антропогенных изменений климата показал, что «антропогенные» сценарии выявляют систематический рост речного стока в Северной Европе, но уменьшение – в Южной Европе, которые оказываются статистически существенными по сравнению с природно обусловленной изменчивостью. Изменения, прогнозируемые для Центральной и Западной Европы, не являются статистически значимыми. Урожай в Европе очень чувствителен к природным изменениям температуры воздуха и осадков.

Под воздействием антропогенных изменений к 2050 г. должно наблюдаться существенное увеличение урожая пшеницы только в трех странах на севере Европы, но, если учесть также влияние «фертилизации» за счет роста концентрации  $\text{CO}_2$ , то рост урожая должен иметь место во всех рассмотренных 10 европейских странах (реалистичность подобных прогнозов требует дальнейшего анализа).

Главный вывод численного моделирования состоит в обосновании необходимости адекватного учета влияния природно обусловленной изменчивости климата (климатического «шума»). Сохраняют актуальность нерешенные проблемы межсезонной изменчивости и экстремальных ситуаций, требующих численного моделирования при высоком пространственно-временном разрешении. Не менее важное значение имеют оценки соответствующих рисков.

Новым примером интерактивного численного моделирования климата является работа [45]. Следует, однако, отметить, что и в этой работе совершенно отсутствует учет динамики социально-экономического развития, без которого адекватный прогноз климата на долгие сроки совершенно невозможен. В этой связи большое значение имеет разработка «интегральных моделей» [4, 11, 53, 66, 74, 80]. Исключительная сложность долговременных прогнозов климата побуждает сделать вывод, что решение этой задачи, если оно вообще возможно (прежде всего имеются в виду неопределенности глобального социально-экономического развития), является делом далекого будущего.

Остаются, в частности, далекими от адекватности данные о формировании глобального круговорота углерода и его динамике. Ввиду многочисленности и трудности учета соответствующих процессов важное значение имеют приближенная параметризация динамики круговорота углерода с учетом изменений численности населения и последующее применение диффузно-апвеллинговой модели для оценок влияния антропогенных выбросов  $\text{CO}_2$  на климат [2, 3].

## Заключение

Подводя итоги исследований глобального круговорота углерода, следует отметить, что за последние годы в рамках МГБП был осуществлен целый ряд международных проектов, главная задача которых состояла в ответе на два вопроса: 1) возможны ли достаточно надежное распознавание и оценка антропогенных воздействий на биогеохимический круговорот и климат? 2) какова чувствительность глобального климата к измене-

Основные глобальные резервуары углерода, Гт

Резервуар	Количество углерода
Атмосфера	720
Мировой океан	38 400
Общий неорганический углерод	37 400
Поверхностный слой	670
Глубокие слои	36 730
Общий органический углерод	1 000
Литосфера	–
Карбонатные осадочные породы	> 60 000 000
Керогены	15 000 000
Биосфера суши	2 000
Живая биомасса	600–1 000
Мертвая биомасса	1 200
Биосфера внутренних вод	1–2
Сжигаемое топливо	4 130
Уголь	3 510
Нефть	230
Природный газ	140
Другие (торф и др.)	250

ниям концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере? Как уже отмечалось выше, важное значение для ответа на такого рода вопросы имеет использование палеоинформации, особенно за период недавней геологической истории, для которого существуют достаточно надежные данные.

Согласно палеоклиматическим данным, обсужденным Фалковски и др. [31], изменения ПТВ и концентрации  $\text{CO}_2$  за последние 420 тыс. лет были ограничены фазовым пространством (в системе координат ПТВ-концентрации  $\text{CO}_2$ ), которое характеризуется наличием 100000-летнего цикла ПТВ при изменении концентрации  $\text{CO}_2$  на  $100 \text{ млн}^{-1}$  (в пределах от 180 до  $280 \text{ млн}^{-1}$ ). В масштабах тысячелетий имела место высокая корреляция между концентрацией  $\text{CO}_2$  и ПТВ, хотя причинно-следственная связь не была однозначной, а также существовали периоды, когда происходили относительно быстрые изменения ПТВ без заметных вариаций концентрации  $\text{CO}_2$  (случаев с обратной ситуацией замечено не было).

Анализ данных о современной концентрации  $\text{CO}_2$  отчетливо свидетельствует о выходе за пределы фазового пространства, характерного для последних 420 тыс. лет, поскольку в настоящее время концентрация  $\text{CO}_2$  примерно на  $100 \text{ млн}^{-1}$  выше максимального значения для этого периода, а скорость ее изменения была по крайней мере на порядок выше. Глобальная климатическая система оказалась, таким образом, выведенной за пределы того фазового пространства, которое было характерно для доиндустриальной эпохи. Ключевой важности проблема состоит, в связи с этим, в том, чтобы понять, находится ли климатическая система в настоящее время на переходном этапе на пути к новому устойчивому состоянию, каковы в этих условиях главные климатообразующие факторы, какой окажется реакция экосистем на изменения климата.

Данные табл. 2 [31] иллюстрируют величины главных резервуаров углерода. Обращает на себя внимание тот факт, что в масштабах тысячелетий размер резервуара общего неорганического углерода в океане примерно в 50 раз превосходит содержание углерода в атмосфере. Следовательно, в такого рода масштабах времени концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере определяется океаном, но не наоборот. Интенсивный газообмен между океаном и атмосферой (около  $90 \text{ ГтС/год}$  в каждом направлении) обеспечивает быстрое выравнивание концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и поверхностном слое морских вод. Концентрация общего растворенного неорганического углерода значительно возрастает на глубинах более 300 м, существенно превышая (во всех океанических бассейнах) равновесную концентрацию на поверхности океана. Два процесса определяют повышенную концентрацию неорганического углерода во внутренних частях океанов: «насос растворимости» и «биологический насос».

Эффективность функционирования насоса растворимости (НР) зависит от специфики термохалинной циркуляции, а также от пространственно-временных (в зависимости от широты и времени года) вариаций вентиляции океана. Растворимость  $\text{CO}_2$  оказывается более высокой в холодных и соленых водах, и поэтому запасы атмосферного  $\text{CO}_2$  внутренними слоями океана контролируются процессами формирования холодных, плотных водных масс в высоких широтах.

Во время опускания такого рода водных масс вглубь и их бокового растекания наличие слоя более легких вод, расположенного выше, предотвращает выравнивание концентрации  $\text{CO}_2$  по отношению к ее атмосферному уровню. Подобное выравнивание может, однако, происходить только через десятилетия или столетия, когда воды из глубоких слоев океана поступают к поверхности (этот процесс может существенно измениться в условиях потепления климата [4]).

Функционирование биологического насоса (БН), вносящего вклад в усвоение  $\text{CO}_2$  океаном, связано с тем, что в процессах фотосинтеза фитопланктона возникает понижение парциального давления  $\text{CO}_2$  в верхнем слое океана, что благоприятствует усвоению  $\text{CO}_2$  из атмосферы. При этом около 25% химически связанного  $\text{CO}_2$  опускается в более глубокие слои океана, где претерпевает окисление в процессе гетеротрофного дыхания, что способствует повышению концентрации растворенного неорганического углерода (DIC). Оценки поступления органического углерода от поверхности в глубокие слои океана дали значения в пределах  $11\text{--}16 \text{ ГтС/год}$ . Этот процесс обеспечивает поддержание концентрации  $\text{CO}_2$  на уровне, который на  $150\text{--}200 \text{ млн}^{-1}$  ниже уровня, соответствующего отсутствию фитопланктона.

В дополнение к описанному механизму органического БН некоторые виды фитопланктона и зоопланктона образуют оболочки из  $\text{CaCO}_3$ , опускающиеся в глубь океана, где они частично растворяются. Этот процесс, иногда называемый «карбонатным насосом» (КН), обуславливает уменьшение концентрации DIC в поверхностном слое по сравнению с более глубокими слоями океана. Подобный процесс способствует возрастанию парциального давления  $\text{CO}_2$ . Поэтому в масштабах времени порядка столетий механизм КН, благоприятствуя понижению концентрации DIC в поверхностном слое океана, способствует поступлению  $\text{CO}_2$  из океана в атмосферу.

Результаты численного моделирования с применением интерактивных моделей «климат – биосфера» указывают на то, что БН обладает способностью противодействовать уменьшению усвоения  $\text{CO}_2$  океаном, обусловленному НР. По-видимому, эффективность биологического насоса в

усвоении антропогенного CO<sub>2</sub> в XXI веке должна возрасти под воздействием части (или всех) следующих процессов: 1) усиления использования биогенов в верхнем слое океана; 2) добавления одного или более биогенов, ограничивающих первичную продуктивность; 3) изменения элементного состава органического вещества в океане; 4) роста отношения концентраций органического углерода и кальция в потоке погружающегося на глубину вещества.

Хотя все еще сохраняется значительный уровень неопределенности оценок усвоения CO<sub>2</sub> Мировым океаном, можно, по-видимому, считать, что механизм БН слишком слаб, чтобы противостоять предполагаемым выбросам антропогенного CO<sub>2</sub> в атмосферу в будущем. Почти не вызывает сомнений, что изменения структуры океанских экосистем будут сопровождаться изменениями океанической циркуляции (и, следовательно, поступления биогенов), понижением pH и изменениями гидрологического круговорота. Современные представления о факторах, определяющих динамику популяций основных видов морских организмов, настолько несовершенны, что едва ли окажутся возможными достоверные прогнозы подобных изменений на последующее десятилетие. Тем не менее весьма вероятно ослабление способности Мирового океана усваивать антропогенный CO<sub>2</sub>, что означает усиление нагрузки на экосистемы суши как фактор усвоения CO<sub>2</sub> [31].

В отличие от океанов экосистемы суши лишены какого-либо физико-химического «насоса». Удаление CO<sub>2</sub> из атмосферы происходит за счет фотосинтеза и запасаания углерода в органическом веществе океана. Возврат CO<sub>2</sub> в атмосферу осуществляется посредством различных процессов, связанных с дыханием и функционирующих в различных масштабах времени: 1) автотрофное дыхание самих растений; 2) гетеротрофное дыхание, в ходе которого происходит обусловленное почвенными микробами окисление органического вещества растений; 3) возмущающее воздействие, подобное лесным пожа-

рам, когда за короткое время происходит окисление большого количества органического вещества.

В глобальных масштабах запасание углерода происходит главным образом в лесах, причем суммарное содержание углерода в живой биомассе на суше (включая почву) примерно в три раза превосходит содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере (см. табл. 2). Важно, однако, что характерное время круговорота углерода на суше имеет порядок десятилетий, что осложняет изучение динамики подобного круговорота.

В условиях современного уровня концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере первичная продуктивность (NPP) на суше не достигает уровня насыщения. Поэтому при увеличении концентрации CO<sub>2</sub> биосфера суши является потенциальным стоком антропогенного CO<sub>2</sub>, но по мере роста концентрации CO<sub>2</sub> эффективность механизма подобного стока снижается.

Согласно имеющимся оценкам уровень NPP может достигать насыщения при увеличении лишь на 10–20% по сравнению с современным уровнем (из-за ограниченности содержания биогенов), если концентрация CO<sub>2</sub> в атмосфере достигнет 550–650 млн<sup>-1</sup>, т.е. удвоится по отношению к доиндустриальной концентрации [31]. Важно – кроме того, что повышение температуры может привести к усилению микробного гетеротрофного дыхания, которое способно скомпенсировать или даже превзойти упомянутое усиление NPP.

Наличие подобных противоположно направленных процессов серьезно осложняет прогноз вклада биосферы суши в формирование круговорота углерода в условиях роста концентрации CO<sub>2</sub>, повышения температуры и изменения режима влажности почвы во взаимодействии с динамикой экосистем. Можно, однако, предположить, что трансформация лесов из стока углерода (каким они являются в настоящее время) в источник углерода в ближайшем будущем едва ли вероятна, хотя не вызывает сомнений, что подобный сток ослабнет.

Таблица 3

**Примеры антропогенных воздействий на глобальные биогеохимические круговороты углерода, азота, фосфора, серы, воды и речных осадений (данные относятся к середине XX в.)**

Элемент	Процесс	Величина потока, млн.т/год		Изменение за счет антропогенного воздействия, %
C	Дыхание на суше и усвоение CO <sub>2</sub>	61 000		
N	Ископаемые топлива и землепользование		8 000	13
	Природная биологическая фиксация	130		
P	Фиксация при выращивании риса, сжигании ископаемых топлив и производстве удобрений		140	108
	Химическое выветривание	3		
S	Горные разработки		12	400
	Природные выбросы в атмосферу	80		
O и H (как H <sub>2</sub> O)	Сжигание топлив и биомассы (выбросы)		90	113
	Осадки на суше	111·10 <sup>12</sup>		
Речные осадения	Глобальное водопотребление		18·10 <sup>12</sup>	16
	Доиндустриальные речные взвеси	1·10 <sup>10</sup>		
	Современные речные взвеси		2·10 <sup>10</sup>	200

Все биогенные стоки CO<sub>2</sub> зависят от содержания биогенов и, в этом контексте, большое значение имеют два обстоятельства: 1) интерактивность биогеохимических круговоротов; 2) наличие существенных антропогенных воздействий на все круговороты (табл. 3), что проявляется, в частности, в одновременной интенсификации фиксации

азота и в усилении поступления фосфора в биосферу (последнее возросло примерно в четыре раза, главным образом в результате производства фосфорных удобрений).

На первый взгляд, может показаться, что подобные процессы должны стимулировать биологические процессы запасаания углерода в экосистемах как суши, так и Мирово-

го океана и, таким образом, предотвращать опасный рост концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере.

Детальный анализ показал, однако, что подобная возможность, по ряду причин, не является реальной [31]. Трудность изучения проблемы глобального круговорота углерода состоит в необходимости учета его интерактивности с другими круговоротами и климатом в условиях возрастающих антропогенных воздействий. Важно, в частности, что хотя с точки зрения геологических масштабов времени антропогенные воздействия являются кратковременными, тем не менее их последствия будут сказываться на динамике биогеохимических круговоротов на протяжении столетий.

Пока еще недостаточно надежные результаты численного моделирования свидетельствуют о том, что сдерживание антропогенно обусловленного роста концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере за счет интенсификации природных стоков углерода маловероятно. Исключительно важное значение приобретает в этих условиях дальнейшее совершенствование методов «интегрального» численного моделирования [4, 20, 29, 53, 54, 74, 80].

1. Гориков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, 1995. 470 с.
2. Демирчян К.С., Демирчян К.К. Рассчитываемая модель глобальной циркуляции углерода // Изв. РАН. Энергетика. 1995. Вып. 5. С. 3–15.
3. Демирчян К.С., Кондратьев К.Я. Развитие энергетики и окружающая среда // Изв. РАН. Энергетика. 1995. Вып. 6. С. 3–27.
4. Кондратьев К.Я. Экодинамика и экполитика. Т. 1. Глобальные проблемы. СПб НЦ РАН, 1999. 1040 с.
5. Кондратьев К.Я. Глобальные изменения на рубеже тысячелетий // Вестник РАН. 2000. Т. 70. № 9. С. 788–796.
6. Кондратьев К.Я., Демирчян К.С. Глобальные изменения климата и круговорот углерода // Изв. РГО. Т. 132. Вып. 4. С. 1–20.
7. Сафонов В.С., Соболевская Ю.С., Иванова Н.А. Выделение CO<sub>2</sub> хвойными растениями при повышенной концентрации O<sub>3</sub> и CO<sub>2</sub> // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 12. С. 1157–1160.
8. Allison C.E., Francey R.J. Maintaining a long term, high precision record of the δ<sup>13</sup>C of carbon dioxide in the atmosphere // Isot. Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot. Techn. Study Past and Curr. Environ. Changes Hydros. and Atmos. Vienna, 14–18 Apr. 1997. 1998. P. 9–18.
9. Aberson K. Long-term biogeophysical controls on the carbon cycle and their relevance to human concerns // IHDP Update. 2000. № 3. P. 1, 3, 4.
10. Arneeth A., Kelliher F.M., Gower S.T., Scott N.A., Byers S.N., Mc Severy T.M. Environmental variables regulating carbon dioxide efflux following clear-cutting of a Pinus radiata D, Don plantation // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D5. P. 5695–5705.
11. A U.S. Carbon Cycle Science Plan. A Report of the Carbon and Climate Working Group / J.L. Sarmiento and S.C. Wofsy, Co-Chairs. U.S. Global Change Research Program, Washington, D.C. 1999. 69 p.
12. Battle M., Bender M.L., Tans P.P., White J.W.C., Ellis J.T., Conway T., Francey R.J. Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O<sub>2</sub> and δ<sup>13</sup>C // Science. 2000. V. 287. № 5462. P. 2467–2470.
13. Bazzaz F.A. Tropical forests in a future climate: Changes in biological diversity and impact on the global carbon cycle // Climate Change. 1998. V. 39. № 2–3. P. 317–336.
14. Bousquet P., Peglin P., Ciais P., Le Quere C., Friedlingstein P., Tans P.P. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980 // Science. 2000. V. 290. № 5495. P. 1342–1346.
15. Boutton T.W., Nordth L.C., Kuehn D.D. Late quaternary vegetation and climate change in the North American Great Plains Evidence from δ<sup>13</sup>C of paleosol organic carbon // Isot. Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot. Techn. Study Past and

16. Curr. Environ. Changes Hydros. and Atmos. Vienna, 14–18 Apr. 1997. 1998. P. 653–662.
17. Bowling D.R., Delany A.C., Turnipseed A.A., Baldocchi D.D., Monson R.K. Modification of the relaxed eddy accumulation technique to maximize measured scalar mixing ratio differences in updrafts and downdrafts // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D8. P. 9121–9133.
18. Brenninkmeijer C.A.M., Rockmann T. Anomalous (or not strictly mass dependent) isotope variations observed in important atmospheric trace gases // IGActiv. Newsletter. 1999. № 16. P. 13–18.
19. Canadell J.G. et al. Carbon metabolism of the terrestrial biosphere: A multitechnique approach for improved understanding // Ecosystems. 2000. V. 3. P. 115–130.
20. Cannel M.G.R., Milne R., Hargreaves K.J., Brown T.A.W., Cruickshank M.M., Bradley R.I., Hope D., Billett M.F., Adger W.N., Subak S. National inventories of terrestrial carbon sources and sinks: The U.K. experience // Clim. Change. 1999. V. 42. № 3. P. 505–530.
21. Carson D.J. Climate modelling: Achievements and prospects // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1999. V. 125. Part A. № 553. P. 1–27.
22. Caspersen J.P., Pacala S.W., Jenkins J.C., Hurtt G.C., Moorcroft P.R., Birdsey R.A. Contributions of land-use history to carbon accumulation in U.S. forests // Science. 2000. V. 290. № 5494. P. 1148–1151.
23. Chen J.M., Leblanc S.G., Cihlar J., Desjardins R.L., Mac Pherson J.I. Extending aircraft – and lower-based CO<sub>2</sub> flux measurements to a boreal region using a Landsat thematic mapper land cover map // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D14. P. 16859–16878.
24. Ciais P. Restless carbon pools // Nature. 1999. V. 398. № 6723. P. 111–112.
25. Ciais P. Isotopomers of CO<sub>2</sub> and their use in understanding the global carbon cycle // IGActiv. Newsletter. 1999. № 16. P. 18–19.
26. Connors V.S., Gormsen B.B., Nolf S., Reichle H.G. (Jr.) Spaceborne observations of the global distribution of carbon monoxide in the middle troposphere during April and October 1994 // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D17. P. 21455–21470.
27. Craig S.G., Holmen K.J., Bonan G.B., Rash P.J. Atmospheric CO<sub>2</sub> simulated by the National Center for Atmosphere Research Community Climate Model. 1. Mean fields and seasonal cycles // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D11. P. 13213–13235.
28. Cruzen P., Ramanathan V. The ascent of atmospheric sciences // Science. 2000. V. 290. № 5490. P. 299–304.
29. De Lucia E.H., Hamilton J.G., Naidu S.L., Thomas R.B., Andrews J.A., Finzi A., Lavine M., Matamala R., Mohan J.E., Hendrey G.R., Schlesinger W.H. Net primary production of a forest ecosystem with experimental CO<sub>2</sub> enrichment // Science. 1999. V. 284. № 5417. P. 1177–1179.
30. Ernst W.G. (Ed.) Earth Systems. Processes and Issues. Cambridge Univ. Press, 2000. 566 p.
31. Fahnestock J.T., Jones M.N., Brooks P.D., Walker D.A., Welker J.M. Winter and early spring CO<sub>2</sub> efflux from tundra communities of northern Alaska // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D22. P. 29023–29028.
32. Falkowski P., Scholes R.J., Boyle E., Canadell D., Elser J., Gruber N., Hibbard K., Hogberg P., Linder S., Mackenzie F.T., Moore B., III, Pedersen T., Rosenthal Y. The global carbon cycle. A test of our knowledge of Earth as a system // Science. 2000. V. 290. P. 291–296.
33. Fan S.-M., Sarmiento J.L., Gloor M., Pacala S.W. On the use of regularization techniques in the inverse modeling of atmospheric carbon dioxide // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D17. P. 21503–21512.
34. Fuluvegi G.S., Alapaty K., Reichle H.G. (Jr.), Mathur R., Raman S., Connors V.S. Simulation of carbon monoxide transport during April 1994 // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D17. P. 21471–21485.
35. Florkowski T., Korus A., Miroslaw J., Necki J.M., Neudert R., Schmidt M., Zimnoch M. Isotopic composition of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a heavily polluted urban atmosphere and in a remote mountain area (Southern Poland) // Isot. Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot. Techn. Study Past and Curr. Environ. Changes Hydros. and Atmos. Vienna, 14–18 Apr. 1997. 1998. P. 37–48.

35. *Fung I.* Variable carbon sinks // *Science*. 2000. V. 290. № 5495. P. 1313–1314.
36. *Gasse F., Lin R.* Lacustrine isotope archives of past climate and environmental changes in the tropics and subtropics: Some examples from Africa // *Isot. Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot. Techn. Study Past and Curr. Environ. Changes Hydros. and Atmos.* Vienna, 14–18 Apr. 1997. 1998. P. 519–531.
37. *Gemmel F.* Utility of reflectance model inversion versus two spectral indices for estimating biophysical characteristics in a Boreal forest test site // *J. Remote Sens. Environ.* 1999. V. 68. № 2. P. 95–111.
38. *Hackler J.L., Houghton R.A., Lawrence K.T.* The U.S. carbon budget Contributions from land-use change // *Science*. 1999. V. 285. № 5427. P. 574–577.
39. *Holtmann I., Morais J.* Global change and the carbon cycle // *LUCC Newsletter*. 2000. № 5. P. 16–17.
40. *Houghton R.A., Hackler J.L., Lawrence K.T.* The U.S. carbon budget Contributions from land-use change // *Science*. 1999. V. 285. P. 574–578.
41. *Houghton R.A., Skole D.L., Nobre C.A., Hackler J.L., Lawrence K.T., Chomentowski W.H.* Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon // *Nature*. 2000. V. 403. № 6767. P. 301–304.
42. *Hughes G.B., Giegengack R., Kritikos H.N.* Spectral indications of unexpected contributors to atmospheric CO<sub>2</sub> variability // *Int. J. Climatol.* 1999. V. 19. № 8. P. 813–820.
43. *Hulme M., Barrow E.M., Arnell N.W., Johus T.C., Downing T.E.* Relative impacts of human-induced climate change and natural variability // *Nature*. 1999. V. 397. P. 688–691.
44. *Indermühle A., Stocker T.F., Joos F., Fischer H., Smith H.J., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blumer T., Meyer R., Stauffer B.* Holocene carbon cycle dynamics based on CO<sub>2</sub> trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 398. № 6723. P. 121–126.
45. *Jin F.F., Hu Z.-Z., Latif M., Bengtsson L., Roeckner E.* Dynamical and cloud-radiation feedbacks in El Niño and greenhouse warming: Max Planck Institute for Meteorology Report No. 302. Hamburg, December, 1999. 16 pp.
46. *Joos F., Plattner G.-K., Stocker T.F., Marchal O., Schmittner A.* Global warming and marine carbon cycle feedbacks on future atmospheric CO<sub>2</sub> // *Science*. 1999. V. 284. № 5413. P. 464–468.
47. *Kaiser J.* Soaking up carbon in forests and fields // *Science*. 2000. V. 290. № 5493. P. 922.
48. *Katul G.G., Albertson J.D.* Modeling CO<sub>2</sub> sources, sinks, and fluxes within a forest canopy // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D6. P. 6081–6092.
49. *Katz M.E., Pak D.K., Dickens G.R., Miller K.G.* The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum // *Science*. 1999. V. 286. № 5444. P. 1531–1533.
50. *Keeling R.F., Manning A.C., Mc Elroy E.M., Shertz S.R.* Methods for measuring changes in atmospheric O<sub>2</sub> concentration and their application in southern hemisphere air // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № D3. P. 3381–3397.
51. *Kheshgi H.S., Jain A.K., Wuebbles D.J.* Model-based estimation of the global carbon budget and its uncertainty from carbon dioxide and carbon isotope records // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D24. P. 31127–31143.
52. *Kojima T.* / Translated and Edited by B. Harrison. *The Carbon Dioxide Problem. Integrated Energy and Environmental Policies for the 21 st. Century.* London: Gordon and Breach, 1998. 240 p.
53. *Kondratyev K.Ya.* *Multidimensional Global Change.* Wiley/PRAXIS. Chichester, U.K., 1998. 761 p.
54. *Kondratyev K.Ya., Varotsos C.A.* *Atmospheric Ozone Variability: Implications for Climate Change, Human Health, and Ecosystems.* Springer/PRAXIS. Chichester, U.K., 2000. 811 p.
55. *Korner C.* Tropical forests in a CO<sub>2</sub>-rich world // *Climate Change*. 1998. V. 39. № 2–3. P. 297–315.
56. *Lafleur P.M.* Growing season energy and CO<sub>2</sub> exchange at a subarctic boreal woodland // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D8. P. 9571–9580.
57. *Lal R., Follett R.F., Stewart B.A., Eds.* *Soil Processes and Carbon Cycle.* Springer/CRC Press. Berlin, 1998. XIV+609 p.
58. *Lee K., Wanninkhof R., Takahashi T., Doney S.C., Feely R.A.* Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide // *Nature*. 1998. V. 396. № 6707. P. 155–159.
59. *Le Grand P., Alverson K.* Variations in atmospheric CO<sub>2</sub> during glacial cycles from an inverse ocean modeling perspective // *Paleoceanography*. 2001 (in print).
- 59a. *Lenaz R., Giovanelli G., Ori C., Colombo T., Masarie K., Ciattaglia L., Ravegrari F., Bonasoni P.* Ship-board report on atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations recorded on continuous from Mediterranean Sea to Antarctica // *Il Nuovo Cimento*. 2000. V. 23 C. Ser. 2. № 5. P. 507–514.
- 59b. *Mabuchi K., Sato Y., Kida H.* Numerical study of the relationships between climate and the carbon dioxide cycle on a regional scale // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 2000. V. 78. № 1. P. 25–46.
60. *Mc Kenzie C., Schiff S., Aravena R., Kelly C.St., Lous V.* Effect of temperature on production of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from peat in a natural and flooded forest wetlands // *Clim. Change*. 1998. V. 40. № 2. P. 247–266.
61. *Nadelhoffer K.L., Emmet B.A., Gundersen P., Kjoanaas O.J., Koopmans C.J., Schleppe P., Tietem A., Wright R.F.* Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests // *Nature*. 1999. V. 398. N. 6723. P. 145–148.
62. *Oechel W.C., Vourlitis G.L., Brooks S., Crawford T.L., Dumas E.* Intercomparison among chamber, tower, and aircraft net CO<sub>2</sub> and energy fluxes measured during the Arctic System Science / Land–Atmosphere–Ice Interactions (ARCSS/LAII) Flux Study // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № D22. P. 28993–29004.
63. *Oechel W.C., Vourlitis G.L., Hastings S.J., Zulueta R.C., Hinzman L., Kane D.* Acclimation of ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming // *Nature*. 2000. V. 406. № 6799. P. 978–981.
64. *Potosnak M.J., Wofsy S.C., Denning A.S., Conway T.J., Munger J.W., Barnes D.H.* Influence of biotic exchange and combustion sources on atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations in New England from observations at a forest flux tower // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D8. P. 9561–9569.
65. *Potter C.S., Klooster S.A.* Detecting a terrestrial biosphere sink for carbon dioxide Interannual ecosystem modeling for the mid-1980s // *Clim. Change*. 1999. V. 42. № 3. P. 489–503.
66. *Prinn R., Jacoby H., Sokolov A., Wang C., Xiao X., Yang Z., Eckhaus R., Stone P., Ellerman D., Melillo J., Fitzmaurice J., Kicklighter D., Holian G., Liu Y.* Integrated Global System Model for climate Policy assessment. Feedbacks and sensitivity studies // *Clim. Change*. 1999. V. 41. № 3–4. P. 469–546.
67. *Reichle H.G.(Jr.), Anderson B.E., Connors V.S., Denkins T.C., Forbes D.A., Gormsen B.B., Langenfelds R.L., Neil D.O., Nolf S.R., Novelli P.C., Pougatchev N.S., Roell M.M., Streele L.P.* Space Shuttle based global CO measurements during April and October 1994. MAPS instrument, data reduction, and data validation // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D17. P. 21443–21454.
68. *Schafer A., Victor D.G.* Global passenger travel: Implications for carbon dioxide emissions // *Energy*. 1999. V. 24. № 8. P. 657–679.
69. *Schimmel D.S.* The carbon equation // *Nature*. 1998. V. 393. № 6682. P. 208–209.
70. *Schindler D.W.* The mysterious missing sink // *Nature*. 1999. V. 398. N. 6723. P. 105, 107.
71. *Schlesinger W.H.* Carbon and agriculture: Carbon sequestration in soils // *Science*. 1999. V. 284. № 5423. P. 2095–2096.
72. *Scholes B.* Will the terrestrial carbon sink saturate soon? // *Global Change Newsletter*. 1999. № 37. P. 2–3.
73. *Smith T.M., Shugan H.H.* The transient response of terrestrial carbon storage to a perturbed climate // *Nature*. V. 361. P. 523–526.
74. *Sokolov A.P., Stone P.H.* A flexible climate model for use in integrated assessment // *Clim. Dyn.* 1993. V. 14. P. 291–303.
- 74a. *Stauffer B., Blunier T., Dallerbach A., Indermühle A., Schwander J., Stocker T.F., Tschumi J., Chappelaz J., Raynaud D., Hammer C.V., Clausen H.B.* Atmosphere CO<sub>2</sub> concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period // *Nature*. 1998. V. 392. № 6671. P. 59–62.
75. *Stern L.A., Baisden W.T., Amundson R., Wang Y.* The influence of soils on oxygen isotope ratio of atmospheric CO<sub>2</sub> // *Isot.*

- Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot. Techn. Study Past and Curr. Environ. Changes Hydros. and Atmos. Vienna, 14–18 Apr. 1997. 1998. P. 27–36.
76. *Tenn A., Davidescu F.* Carbon isotope composition of atmospheric CO<sub>2</sub> in Romania // *Isot. Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot. Techn. Study Past and Curr. Environ. Changes Hydros. and Atmos. Vienna, 14–18 Apr. 1997. 1998. P. 19–26.*
77. *Tian H., Melillo J.M., Kicklighter D.W., Mc Guire A.D., Helfrich J.V.K., Moone B., Vörösmarty C.J.* Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems // *Nature. 1998. V. 396. № 6712. P. 664–667.*
78. *Tilley J.S., Lynch A.H.* On the applicability of current land surface schemes for Arctic tundra. An intercomparison study // *J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № D22. P. 29051–29064.*
79. *Vay S.A., Anderson B.E., Conway T.J., Sachse G.W., Collins J.E., Blake D.R., Westberg D.J.* Airborne observation of the tropospheric CO<sub>2</sub> distribution and its controlling factors over the South Pacific Basin // *J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D5. P. 5663–5676.*
80. *Watson R.T., Noble I.R., Bolin B., Ravindranath N.H., Verardo D.J., Dokken D.J.* Land-Use, Land-Use Change, and Forestry. Cambridge Univ. Press, 2000. 377 p.
81. *White A., Cannel M.G.R., Friend A.D.* Climate change impacts on ecosystems and the terrestrial carbon sink a new assessment // *Global Environ. Change. 1999. V. 9. № 1001. P. S21–S30.*
82. *Zimov S.A., Davidov S.P., Voropaev Y.V., Prosiannikov S.F., Semiletov I.P., Chapin M.C., Chapin F.S.* Siberian CO<sub>2</sub> efflux in winter as a CO<sub>2</sub> source and cause of seasonality in Atmospheric CO<sub>2</sub> // *Clim. Change. 1996. V. 33. P. 111–120.*

*K.Ya. Kondratyev and V.A. Isidorov. Global Cycle of CO<sub>2</sub>.*

In the review devoted to the problem of global cycle of CO<sub>2</sub>, the state of present-day investigation into the processes, responsible for the CO<sub>2</sub> cycle formation, is under analysis. Particular attention is paid to the necessity to take into account the interactivity of dynamics of numerous global biogeochemical cycles and the climate. The latest estimates of components of the CO<sub>2</sub> cycle are represented, including contribution of anthropogenic action. In particular, low probability of preventing the increase of CO<sub>2</sub> concentration, caused by anthropogenic action, by strengthening some natural processes compensating such an increase, has been noted. The urgency of development of the «integral» methods of numerical simulation (system approach) for reliable estimates of further evolution of the CO<sub>2</sub> cycle is underlined.