

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.510.42

## Влияние антропогенного фактора на содержание парниковых газов в тропосфере. 1. Метан

Б.Д. Белан, Г.М. Креков\*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 25.10.2011 г.

В последние десятилетия резко увеличилось содержание в атмосфере парниковых газов в основном антропогенного происхождения. Это связано не только с ростом индустриальной активности, но и с расширением масштабов сельскохозяйственных угодий, с массивной вырубкой лесов и заболачиванием лесотундры. Выполнен обзор современных данных мониторинга пространственно-временной динамики содержания парниковых газов, полученных на мировой сети наблюдений средствами космического, аэростатного, самолетного и контактного зондирования. Акцентируется внимание на оценках временного тренда содержания метана.

*Ключевые слова:* атмосфера, воздух, газы, тренд, метан; atmosphere, air, gases, trend, methane.

### Введение

Известно, что солнечное излучение, поглощенное земной поверхностью, вторично излучается в атмосферу в ИК-диапазоне волн, т.е. в области тепловой радиации. Эта тепловая радиация поглощается рядом атмосферных газов, которые принято называть *парниковыми газами* (ПГ). В свою очередь, ПГ переизлучают часть поглощенной тепловой энергии в нижнюю часть атмосферы, препятствуя таким образом ее уходу в открытый космос. Как результат [1], температура пограничного слоя атмосферы на 32 °С выше, чем она была бы в отсутствие парниковых газов. Этот процесс был открыт в 1896 г. Аррениусом [2] и получил впоследствии термин «парниковый эффект» (хотя с теплофизикой парников на самом деле не имеет ничего общего).

Парниковый эффект зависит от концентрации водяного пара, углекислого газа и других малых газовых составляющих в атмосфере, которые поглощают излучение, исходящее от поверхности Земли. В целом, в состав парниковых газов, следуя Киотскому и Монреальскому протоколам [3], включают углекислый газ (CO<sub>2</sub>), метан (CH<sub>4</sub>), закись азота (N<sub>2</sub>O), перфторуглероды (PFC), гидрофторуглероды (HFC), гексафторид серы (SF<sub>6</sub>), хлорфторуглероды (CFC), гидрохлорфторуглероды (HCFC) и несколько классов галогенов, в том числе фтор, хлор или бромид, которые в основном являются результатом исключительно промышленной деятельности.

Существует также несколько газов, которые, несмотря на отсутствие прямого вклада в эффект радиационного форсинга, влияют на глобальный

радиационный бюджет. Эти тропосферные газы, отнесенные к загрязнителям окружающей среды, включают диоксид азота (NO<sub>2</sub>), диоксид серы (SO<sub>2</sub>) и тропосферный озон (O<sub>3</sub>). Озон формируется двумя предшественниками-загрязнителями – летучими органическими соединениями и оксидами азота (NO<sub>x</sub>) при воздействии ультрафиолетового излучения [2]. Долгоживущие атмосферные молекулы, такие как CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub>O, были признаны Межправительственной ассоциацией по климатическим изменениям [3] как наиболее важные парниковые газы. Данные газы удаляются и возникают в атмосфере под воздействием естественных процессов на Земле, сохраняя сложившийся многовековой баланс. Природная деятельность, такая как дыхание растений или животных, сезонные циклы роста, гниения и гибели растений, – только один из примеров циклов оксида углерода и азота между атмосферой и органической биомассой [4]. Такие процессы, исключая прямое или косвенное нарушение равновесия антропогенной активностью, в общем не влияют существенно на средние концентрации атмосферных газов в течение одного десятилетия. В то же время нарастающие масштабы неконтролируемой индустриальной деятельности могут и уже приводят к аномальному увеличению концентрации ПГ в глобальном масштабе и к соответствующим климатическим последствиям. Среди них наибольшее внимание привлекает проблема глобального потепления.

Возможные последствия, связанные с аномальным повышением средней температуры поверхности Земли, являются предметом серьезных научных прогнозов, например [5–12]. Эти прогнозы с достаточной убедительностью предсказывают катастрофическое для многих государств повышение уровня

\* Борис Денисович Белан (bbd@iao.ru); Георгий Михайлович Креков.

моря [6], увеличение количества и магнитуды экстремальных погодных явлений [7–9], вынужденные негативные изменения структуры и продуктивности сельскохозяйственных угодий [10]. Более того, некоторые климатические аномалии наблюдаются уже в настоящее время: по данным систематических спутниковых наблюдений увеличились количество и разрушительная сила ураганов [8, 11], повысилась температура Мирового океана, циклоническая активность атмосферы, особенно в субтропических районах планеты [12]. Очевидна актуальность проблем систематического глобального контроля выбросов ПГ, выявления механизмов и мощности источников указанных газов с целью принятия межгосударственных решений. Оперативный глобальный мониторинг парниковых газов, очевидно, возможен только средствами дистанционного зондирования, функционирующими на орбитальных платформах.

В настоящей статье даны краткая характеристика большинства парниковых и техногенных газов, обзор их источников и стоков в динамике последнего десятилетия, а также показана роль ПГ в атмосферных радиационных процессах. В первой части статьи акцентируется внимание на оценках временного тренда содержания метана.

## 1. Характеристические параметры радиационного воздействия парниковых газов на климат

Изменения концентрации атмосферных парниковых газов могут влиять на баланс энергии, циркулирующей в системе «атмосфера–земная поверхность». Воздействие на радиационный режим атмосферы – основной механизм антропогенного влияния на глобальную климатическую систему. Вклад ПГ атмосферы составляет основную часть этого воздействия. Оно состоит в увеличении поглощения длинноволновой инфракрасной (ИК) радиации, излучаемой в основном подстилающей поверхностью, молекулами парниковых газов при повышении их содержания в атмосфере. Поглощенная ИК-радиация переизлучается вверх в космос и вниз к земной поверхности, вызывая повышение температуры тропосферы.

Количественный показатель масштаба данных изменений называется «радиационным воздействием» («форсингом» в англоязычной транскрипции), которое определяет степень влияния на фактор изменения баланса между восходящей и входящей энергией в атмосферно-земной системе. В первом приближении радиационное воздействие (РВ) определяется как изменение потока лучистой энергии  $\Delta F$  ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) на высоте тропопаузы за счет изменения концентрации какого-либо парникового газа или других радиационно-активных примесей атмосферы в пределах некоторого фиксированного промежутка времени  $t_1 < t < t_2$ :

$$\Delta F = F \downarrow - F \uparrow,$$

где  $F \downarrow$  и  $F \uparrow$  – соответственно средние глобальные потоки нисходящей солнечной и восходящей ИК (тепловой) радиации в вертикальном направлении (к земной поверхности).

Разность эффективных потоков на уровне тропопаузы в конце и в начале периода ( $t_1$ ;  $t_2$ ) определяет величину и знак РВ. При этом имеется в виду, что термодинамическое равновесие в стратосфере после выброса радиационно-активных примесей восстанавливается в масштабах времени, существенно меньших чем полгода.

При проведении модельных расчетов изменения средней глобальной приповерхностной температуры  $\Delta T$  на основе упрощенных радиационно-конвективных моделей было обнаружено (в частности, [13, 14]), что при известном радиационном воздействии  $\Delta F$

$$\Delta T = \kappa \Delta F,$$

причем коэффициент пропорциональности  $\kappa = 0,5 \text{ К} (\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2})^{-1}$  практически не зависит от причины изменения  $\Delta F$  [14]. Этот коэффициент пропорциональности называется «чувствительностью климата» – «climate sensitivity» [13, 14]. Именно в связи с этим понятие РВ получило широкое распространение в прикладных исследованиях, связанных с вкладом различных атмосферных газов и других веществ в возможное антропогенное усиление парникового эффекта.

Для количественной характеристики способности какого-либо вещества увеличивать радиационное воздействие на систему «тропосфера + земная поверхность» используются понятия потенциалов глобального потепления. Абсолютный потенциал глобального потепления (AGWP – Absolute Global Warming Potential) определяется как суммарное радиационное воздействие, которое за определенный промежуток времени  $TH$  (time horizon – временной горизонт) вызовет однократная эмиссия в атмосферу 1 кг данного радиационно-активного вещества:

$$\text{AGWP} = \int_0^{TH} a Q(t) dt,$$

где  $t$  – время, прошедшее с момента эмиссии;  $Q(t)$  – количество данного вещества, еще остающееся к моменту  $t$  в атмосфере;  $a$  – коэффициент пропорциональности («радиационная эффективность» – radiative efficiency,  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{кг}^{-1}$ ).

На практике AGWP рассчитывается следующим образом [15]:

$$\int_0^{TH} \Delta F_x dt \cong a_x \int_0^{TH} \Delta B_x(t) dt \cong a_x \Delta B_x(0) \tau_x (1 - \exp^{-TH/\tau_x}),$$

где  $a_x$  – радиационное воздействие в связи с увеличением единицы массы газа  $x$ , распределенного в соответствии с ожидаемым стационарным распределением для непрерывного излучения;  $\Delta B_x(t)$  – изменение нагрузки в связи с импульсом излучения;  $\tau_x$  – время жизни возмущенных видов  $x$ .

Под временем жизни  $\tau$  в атмосфере понимается, как известно [13], отношение содержания данного вещества в атмосфере  $m$  к потоку  $I$ , описывающему его «безвозвратное» выведение из атмосферы (при отсутствии поступления) в результате расходования в ходе химических реакций, разрушения вследствие фотохимических воздействий, выведения на подстилающую поверхность при осаждении и т.д.:  $\tau = m/I$ . Использование этой характеристики предполагает линейность и безвозвратность процесса выведения заданной массы вещества из атмосферы, т.е. справедливость уравнения

$$\frac{dm}{dt} = -\frac{1}{\tau}m,$$

$\tau$  — промежуток времени, за который содержание данного вещества в атмосфере при отсутствии поступления уменьшится примерно в 2,71 раза.

Прямой  $GWP_x$  газа  $x$  рассчитывается как отношение интегрируемого по времени РВ импульса излучения 1 кг этого газа к РВ 1 кг эталонного (reference) газа сравнения:

$$GWP_x(TH) = \frac{AGWP_x}{AGWP_r} = \frac{\int_0^{TH} \Delta F_x dt}{\int_0^{TH} \Delta F_r dt},$$

где  $TH$  — время интегрирования (период времени), по которому производится расчет. Газ, выбранный в качестве ссылки, как правило,  $CO_2$ , хотя его атмосферная функция распада отличается достаточной неопределенностью [3].

При неизменности всех остальных условий увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере порождает положительный радиационный форсинг, т.е. увеличивает захват энергии, поглощенной Землей [1]. Положительная обратная связь между температурой и влажностью воздуха существенно усиливает поглощение ИК-радиации, увеличивая температуру тропосферы. Водяной пар поглощает излучение Солнца в ближней ИК-области спектра и тепловое излучение земной поверхности почти на всех частотах (длинах волн  $\lambda$ ) инфракрасного излучения, кроме так называемого «окна прозрачности»  $\lambda = 812$  мкм, где это поглощение существенно меньше. Поэтому эффективность воздействия ПГ определяется тем, как полосы их поглощения расположены относительно окна. Так,  $CO_2$  имеет максимум поглощения при  $\lambda = 15$  мкм. Метан, закись азота, хлорфторуглероды (ХФУ) и другие ПГ также имеют максимумы полос поглощения в окне или у его границ. У большого числа малых газов атмосферы (ХФУ, соединения азота) интенсивность поглощения ИК-излучения линейно увеличивается с увеличением их содержания в столбе атмосферы, однако для «главных» ПГ:  $CH_4$  и  $N_2O$ , эта интенсивность примерно пропорциональна квадратному корню из этого содержания, а для  $CO_2$  — его логарифму [13, 16, 17].

На рис. 1 приводятся оценки радиационного воздействия на климат основных парниковых газов и аэрозолей.

Согласно [17, 18] все долгоживущие парниковые газы и озон дают положительное радиационное воздействие  $[(2,9 \pm 0,3) \text{ Вт/м}^2]$ . Причем те из них, которые вызваны хозяйственной деятельностью, достаточно хорошо изучены. При этом вклад  $CO_2$  составил 57,  $CH_4$  — 16,  $N_2O$  — 6, ХФУ — 12%. Увеличение содержания тропосферного озона также вызывает потепление (12%), а стратосферного, наоборот, похолодание (–2%). Аэрозольные частицы оказывают влияние на радиационное воздействие посредством отражения и поглощения солнечной и длинноволновой радиации в атмосфере. Некоторые типы аэрозоля создают положительное воздействие, другие — отрицательное. Прямое радиационное воздействие, просуммированное по всем типам аэрозоля, является отрицательным и составляет  $-0,5$ – $-0,4 \text{ Вт/м}^2$ . Аэрозоли также создают отрицательное радиационное воздействие опосредованно путем изменения свойств облаков ( $-0,7$  (от  $-0,9$  до  $-0,1$ )  $\text{Вт/м}^2$ ). Однако достоверность этих оценок намного ниже тех, что получены для парниковых газов, а механизмы их радиационных воздействий еще недостаточно изучены [18, 19]. Суммарное аэрозольное воздействие, включающее прямой эффект и опосредованный, вызванный изменением облачного альбедо, является отрицательным ( $-0,3$ – $-1,8 \text{ Вт/м}^2$ ). В результате суммарное радиационное воздействие антропогенных факторов, связанных с изменением всех парниковых газов и аэрозолей, составляет 1,6 (от 0,6 до 2,4)  $\text{Вт/м}^2$ .

## 2. Источники и стоки основных парниковых газов, включая газы техногенного происхождения

### 2.1. Водяной пар ( $H_2O$ )

В глобальной атмосфере содержится около 1% водяного пара по объему. Его распределение по земному шару очень неравномерно и значительно зависит от температуры воздуха, которая определяет влагоемкость атмосферы. По этой же причине время жизни водяного пара в атмосфере достаточно мало и составляет примерно 10 сут. Обладая сильной и широкой колебательно-вращательной полосой в диапазоне спектра 6,3 мкм и рядом вращательных полос в районе  $\lambda > 10$  мкм, водяной пар поглощает большую часть теплового уходящего излучения поверхности Земли. Полосы поглощения 3,2 и 2,7, а также другие полосы, лежащие в более короткой части спектра, оказывают слабое тепловое воздействие, однако они заметно влияют на величину альбедо планеты и, следовательно, на температуру  $T$  подстилающей поверхности. Водяной пар, наряду со способностью поглощать радиацию практически во всем инфракрасном диапазоне, также является источником ОН-радикалов — чрезвычайно активных окислителей, которые в значительной степени (несмотря на весьма малые концентрации, приблизительно  $10^5$ – $10^7 \text{ см}^{-3}$ ) определяют химический состав тропосферы.

Влияние водяного пара может также проявляться через увеличение облачности и изменение количества осадков. Основным источником водяного пара в тропосфере — это испарение влаги с поверхности суши и океана, тогда как основным стоком являются осадки, образующиеся в результате фазовых состояний  $H_2O$ . Хозяйственная деятельность человека также может вносить некоторый вклад в эмиссию водяного пара в атмосферу преимущественно при ирригации в сельском хозяйстве. Однако этот вклад по отношению к естественному переносу водяного пара в атмосферу от поверхности Земли составляет менее 1% [17, 21]. Прямая эмиссия водяного пара в атмосферу посредством сжигания природного топлива намного меньше того влияния, которое может оказывать сельскохозяйственная деятельность. Скорее, влияние водяного пара проявляется опосредованно через потепление климата, обусловленное другими внешними причинами.

Корректный расчет вклада паров  $H_2O$  в глобальный парниковый эффект чрезвычайно затруднителен ввиду высокой пространственно-временной динамики их концентрации в нижней тропосфере [22]. Удельная влажность существенно зависит от времени суток, сезона, синоптических процессов и географического положения интересующего нас региона. Кроме того, необходимо учитывать влияние температуры на функцию спектрального пропускания водяного пара. При этом важно иметь в виду, что температурное влияние на континуальное поглощение в диапазоне спектра 8–25 мкм и селективное поглощение вращательными линиями паров  $H_2O$  в участке спектра 10–25 мкм имеет противоположный характер [21].

Многие процессы, протекающие в атмосфере, оказываются взаимозависимыми в силу соответствующих обратных связей. Очевидно, повышение температуры подстилающей поверхности и, соответственно, повышение температуры пограничного слоя атмосферы сопровождаются ростом ее влагосодержания, что увеличивает облачный покров и альбедо атмосферы. Это естественно приводит к увеличению отраженного солнечного потока и снижению средней температуры, т.е. проявляются качества климатической системы Земли как сбалансированной системы с отрицательной обратной связью. Как известно (см., например, [23]), любая система с отрицательной обратной связью будет находиться в устойчивом состоянии, пока сохраняется линейная зависимость реакции на выходе системы от воздействия на ее входе. Это универсальный закон, и он справедлив для любых систем с отрицательной обратной связью независимо от их природы.

Нарушение линейной зависимости, в нашем случае за счет возникновения дисбаланса входящих и уходящих потоков тепловой радиации в системе «атмосфера–земля», может привести к критическим последствиям. Такой дисбаланс может возникнуть и уже возникает [3] за счет стороннего вмешательства в процесс функционирования саморегулирующейся системы или, более конкретно, за счет нарастающего объема некомпенсированных

выбросов в атмосферу вторичных продуктов индустриальной и сельскохозяйственной деятельности.

Наибольшую опасность представляют антропогенные продукты, обладающие длительным временем жизни в атмосфере. Это, в первую очередь, углекислый газ, метан, закись азота, гексафторид серы и фторированные галоидозамещенные углеводороды. Последние, являясь исключительно антропогенным продуктом, обладают практически неограниченным временем жизни. Как отмечено выше, основные поглощающие компоненты атмосферы, и в первую очередь водяной пар, обладают сильной температурной зависимостью функций пропускания в крыльях полос. При этом с ростом температуры их поглощательная способность возрастает, что неизбежно приводит к усилению действия механизма парникового эффекта.

## 2.2. Тропосферный озон ( $O_3$ )

Среди парниковых газов наиболее сложным веществом в плане его происхождения и трансформаций является озон. Естественным путем озон образуется в тропосфере в результате фотодиссоциации кислорода  $O_2 \rightarrow 2O$  под воздействием ультрафиолетового излучения и последующей реакции  $O + O_2 \rightarrow O_3$ . В основном таким путем устанавливалась доиндустриальная концентрация озона в приповерхностном слое воздуха — примерно  $25 \text{ млрд}^{-1}$ , или  $50 \text{ мкг/м}^3$ . Тропосферный озон, который составляет лишь 10% от общего содержания озона (ОСО) в столбе атмосферы, вносит существенный вклад в парниковый эффект, сравнимый по порядку с вкладом метана. Остальное количество озона, содержащееся в основном в нижней стратосфере, поглощает основную часть коротковолнового ультрафиолетового излучения Солнца и вносит небольшой отрицательный вклад в парниковый эффект. ОСО определяет уровень биологически опасного ультрафиолетового излучения у земной поверхности. Являясь парниковым газом, тропосферный озон оказывает как прямое влияние на климат через поглощение длинноволновой радиации Земли и коротковолновой радиации Солнца, так и косвенное через химические реакции, которые изменяют концентрации других парниковых газов, например метана (тропосферный озон необходим для образования важного окислителя парниковых газов — радикала ОН). Парниковый эффект, создаваемый озоном, определяется полосами поглощения 9,6 и 14,2 мкм. Парниковое воздействие полосы 4,7 мкм невелико [13]. Сильные полосы поглощения  $O_3$  присутствуют в УФ-части спектра, проявляя себя в инверсии температуры в пределах стратосферного озонового слоя.

Увеличение концентрации тропосферного озона с середины XVIII в. является третьим по величине положительным радиационным воздействием на атмосферу Земли после диоксида углерода и метана. В тропосферу озон в результате хозяйственной деятельности практически не поступает. Основной причиной увеличения концентрации тропосферного озона является рост антропогенной эмиссии так называемых предшественников озона —

химических соединений, необходимых для формирования озона, — главным образом углеводородов и окислов азота. В целом содержание озона в тропосфере определяется процессами его образования и разрушения в ходе фотохимических реакций с участием предшественников озона, имеющих естественное и антропогенное происхождение, а также процессами переноса озона из стратосферы (где его содержание значительно больше) и поглощением озона поверхностью Земли. Время жизни тропосферного озона составляет несколько месяцев, что значительно меньше, чем у других парниковых газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ). Концентрация тропосферного озона значительно изменяется во времени, пространстве и по высоте, и ее мониторинг является значительно более сложной задачей, чем мониторинг долгоживущих хорошо перемешанных в атмосфере парниковых газов. Детальнейший анализ источников, стоков и особенностей трансформации озона в атмосфере выполнен в тематической серии работ Б.Д. Белана [24–28, 31], поэтому мы не акцентируем внимание на этом вопросе.

### 2.3. Окись углерода ( $\text{CO}$ )

Окись углерода играет важную роль в химии атмосферы и выступает как опосредованный парниковый газ, стимулируя фотохимические процессы вида  $\text{OH}-\text{CH}_4-\text{O}_3$  [3, 29, 30]. Это очень сильно связано с  $\text{CH}_4$ , так как окисление  $\text{CH}_4$  является важным источником  $\text{CO}$ , а реакция с  $\text{OH}$ -радикалами обеспечивает общий сток для  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}$ . Источники поступления  $\text{CO}$ , как и других парниковых газов, разделяются на естественные и антропогенные. К естественным относится эмиссия подстилающей поверхности, т.е. почвенный и растительный покров и океаническая среда.

Источники  $\text{CO}$  включают сгорание ископаемых топлив, окисление метана и неметановых углеводородов и сжигание биомассы [2, 3].

### 2.4. Метан ( $\text{CH}_4$ )

Метан является вторым по значимости после  $\text{CO}_2$  антропогенным парниковым газом. Парниковый эффект, создаваемый  $\text{CH}_4$ , в основном обусловлен присутствием сильной полосы поглощения 7,6 мкм в области известного окна спектральной прозрачности атмосферы.

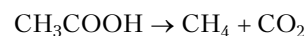
Метан в атмосфере был обнаружен относительно недавно, в 40-х гг. XX в. [26, 32]. Вначале А. Эйзель и М. Миджеоти предположили, что некоторые сильные полосы поглощения в инфракрасной области солнечного спектра могут быть вызваны атмосферным метаном. Первые непосредственные измерения концентрации  $\text{CH}_4$  в тропосфере были выполнены в конце 1960-х гг., когда появились достаточно чувствительные методы анализа.

По своему происхождению метан можно разделить на несколько типов [26, 33]. Биогенный — возникает в результате химической трансформации органического вещества; бактериальный (или микробный) — образуется в результате деятельности

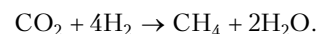
бактерий; термогенный — в результате термохимических процессов. Вклад биогенных источников составляет более 70% от общемирового объема. Метан, возникший в результате химических реакций неорганических соединений, называется абиогенным.

К естественным источникам метана относятся: его эмиссия из болот, тундры, водоемов, выделение животными, насекомыми, метангидраты, геохимические процессы. К антропогенным — рисовые поля, шахты, домашние животные, утечки при добыче полезных ископаемых, горение биомассы и разного рода топлив, свалки.

Согласно [34] природным источником метана в атмосфере служат анаэробные процессы деструкции органического вещества, происходящие при активном участии микроорганизмов. В ходе исследования потоков метана из подстилающей поверхности выяснилось, что поступление  $\text{CH}_4$  в атмосферу зависит от типа почвы, температуры ее верхнего слоя, увлажнения, химического состава, кислотности, внесения удобрений и еще целого ряда параметров [35–43]. Выбросы  $\text{CH}_4$  большинства источников связаны с процессами в экосистемах, которые следуют из сложных последовательных явлений, начиная с первичной ферментации органических макромолекул до уксусной кислоты ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ), других карбоновых кислот, спиртов,  $\text{CO}_2$  и водорода ( $\text{H}_2$ ), а затем вторичной ферментации спиртов и карбоновых кислот до ацетата,  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}_2$ , которые, наконец, преобразуются в  $\text{CH}_4$  следующим образом [44]:



и



Метан преимущественно образуется путем анаэробного разложения органического вещества в биологических системах. Агропромышленные процессы, такие как выращивание риса на заболоченных территориях, желудочная ферментация у животных и разложение животных отходов, производят  $\text{CH}_4$ , так же как и разложение городских твердых отходов [33, 34]. Метан также образуется при производстве и распределении естественного газа и нефти, при добыче угля и неполного сжигания ископаемого топлива [45, 46]. Важным источником метана является водная поверхность планеты. Хотя, по данным [47], скорость его образования в донных осадках относительно невелика: 6–300 мкг/(м<sup>2</sup>·сут), но, с учетом площади океанов, его вклад оказывается весьма существенным. Выбросы метана в атмосферу увеличиваются в периоды вулканической активности за счет выделения газогидратов и при сильном загрязнении прибрежных вод [33, 48].

Основными стоками метана являются окисление его в атмосфере до  $\text{CO}_2$  и микробиологические процессы, происходящие в аэрированных почвах. Детальный анализ этих процессов выполнен в [33], отметим только, что в результате микробиологических механизмов стока выводится порядка  $(1 - 3) \times$

$\times 10^{13}$  г метана в год, что составляет 10% от максимальных оценок фотохимического стока.

В целом смещение природного баланса привело к тому, что глобальное содержание  $\text{CH}_4$  увеличилось с  $715 \text{ млрд}^{-1}$  в доиндустриальный период до  $1774 \text{ млрд}^{-1}$  в 2005 г., т.е. в 2,5 раза [3, 49]. При этом следует обратить внимание на то, что в атмосфере концентрация метана за последние 10 тыс. лет медленно увеличивалась с 580 до  $730 \text{ млрд}^{-1}$  и за последние 250 лет увеличилась на  $1000 \text{ млрд}^{-1}$ . В конце 1970-х и начале 1980-х гг. скорость увеличения концентрации метана в атмосфере была максимальной и составляла около 1% в год. Однако с начала 1990-х гг. эта тенденция значительно уменьшилась, и за период 1999–2005 гг., в период действия Киотского протокола, увеличение концентрации  $\text{CH}_4$  в атмосфере фактически прекратилось. Несмотря на замедление увеличения концентрации метана за последние 15 лет, наблюдается его значительная межгодовая изменчивость, причины которой недостаточно ясны [17].

На рис. 2 представлены тренды и концентрации  $\text{CH}_4$  за период с 1984 по 2008 г. Временной ряд общей молярной доли  $\text{CH}_4$  ( $\text{млрд}^{-1}$ ), полученной от мест, которые контролируются глобальной сетью наблюдений NOAA/GMD [3]. Атмосферный метан также контролируется в 5 местонахождениях в Северном и Южном полушариях сетью AGAGE [3, 50]. Эти группы используют автоматизированные системы, позволяющие делать 36 измерений  $\text{CH}_4$  в день на каждом местонахождении, и среднее значение отношения смеси  $\text{CH}_4$  на 2005 г. составляло  $(1774,03 \pm 1,68) \text{ млрд}^{-1}$ .

Общие глобальные выбросы  $\text{CH}_4$  в доиндустриальный период дают оценки от 200 до  $250 \text{ Тг}(\text{CH}_4) \times \text{год}^{-1}$  [52–56]. Из этого количества природные источники дают вклад  $\text{CH}_4$  между 190 и  $220 \text{ Тг}(\text{CH}_4) \times \text{год}^{-1}$ , остальное составляют антропогенные источники (рисовое сельское хозяйство, животноводство, сжигание биомассы и отходов) [54, 57]. Крупнейшим источником  $\text{CH}_4$  являются природные водно-болотные угодья. По теоретическим оценкам, основанным на моделировании трехмерного атмосферного переноса и химической модели (АТСМ) [58, 59], вклад южных и тропических регионов составляет около 70% от общего количества глобальных выбросов  $\text{CH}_4$  в атмосферу. Другие исследования, основанные на прямых измерениях отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  [60–63], приводят к еще более высоким значениям.

В целом ряде работ [63–68] высказывается предположение, что тропические деревья излучают повышенное количество  $\text{CH}_4$  через неопознанные химические процессы. Первая оценка этого источника составляла от 10 до 30% ( $62\text{--}186 \text{ Тг}(\text{CH}_4) \times \text{год}^{-1}$ ) от общемирового показателя. Авторы [69] снижают эту оценку до  $10\text{--}60 \text{ Тг}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$ . Значительное количество  $\text{CH}_4$ , произведенного в пределах литосферы (в основном бактериальные и термогенные процессы), выбрасывается в атмосферу через разломы и трещины породы в земной коре. Грязевые вулканы на суше и морском дне и геотер-

мальные источники также дают заметный вклад, достигающий  $40\text{--}60 \text{ Тг}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$  [70–72].

По мнению многих авторов, рисовые поля выделяют в атмосферу количество метана, соизмеримое с тем, которое поступает от заболоченной местности. По данным [26, 73], поток  $\text{CH}_4$  на рисовых чеках варьирует в пределах  $2\text{--}25 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$  и составляет в среднем в Китае, Индии и Индонезии  $8\text{--}20 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$ . Среднее значение  $30 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$  за 7-летний период получено для провинции Сычуань (Китай) [49]. Такие потоки метана обуславливают значительный вклад эмиссий с рисовых полей в глобальный баланс  $\text{CH}_4$ . По оценкам [74], мощность этого источника только в Индии колеблется от 21,16 до  $60,96 \text{ Тг}/\text{год}$ .

Метан образуется также в океанах и озерах [75–80]. По данным [26, 49], скорость его образования в донных осадках относительно невелика:  $6\text{--}300 \text{ мкг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ . Но, учитывая площадь океанов, можно предположить, что вклад этого источника весьма значительный. Он может увеличиваться за счет появления вулканов на дне океана [81], выделения газогидратов [50], загрязнения прибрежных вод.

Одним из наиболее крупных источников атмосферного метана, по мощности выделения газа сравнимым с заболоченными территориями, рисовыми полями и океаном, являются жвачные животные. Метан образуется в их кишечнике в результате ферментных процессов. Одно животное за сутки выделяет  $100\text{--}500 \text{ л CH}_4$ , а в целом травоядные животные поставляют в атмосферу  $70\text{--}200 \text{ Тг}$  метана в год [51, 82]. Зафиксировано даже заметное поступление метана из колоний пингвинов в Антарктиде [83]. Меньше, но в заметных количествах метан поступает из термитников [51, 84, 85].

Имеется ряд антропогенных источников метана [26]. К ним относятся добыча угля [86], нефти и газа [87], утечки при транспортировке [88], некачественная работа оборудования при сжигании [48], а также другие промышленные выбросы [34, 89, 90]. Заметный вклад в баланс метана в атмосфере вносит поступление его в процессе выжигания растительности [91]. При сгорании 1 т древесины может выделяться от 2,9 до 7,8 кг метана [92, 93]. При этом выход  $\text{CH}_4$  зависит от стадии пожара [94]. Более 20% поступления метана из всех антропогенных источников составляет выделение  $\text{CH}_4$  от объектов захоронения твердых бытовых отходов [95, 96]. Сюда же надо отнести и поступление метана из всякого рода отстойников [97–99].

Пройдя серию последовательных превращений, метан в атмосфере в конечном счете окисляется до углекислого газа [26, 100]. Реакция метана с гидроксил-радикалами является основным стоком в тропосфере, и, по оценкам разных авторов, таким образом ежегодно окисляется от  $2,9 \cdot 10^{14}$  до  $5,5 \cdot 10^{14}$  г метана [33, 34]. Основными поглотителями  $\text{CH}_4$  является окисление ОН в тропосфере, биологическое окисление  $\text{CH}_4$  в более сухих почвах, а также потери в стратосфере. Окисление атомами хлора в морском пограничном слое атмосферы также предлага-

ется в качестве дополнительного стока  $\text{CH}_4$ . Возможны дополнительные потери до  $19 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$  [101–104]. Однако определенная стабилизация темпов роста атмосферных концентраций  $\text{CH}_4$  за последние 10–15 лет не показывает явной корреляции с изменениями в интенсивности стоков за тот же период [104–106]. Одна из причин может состоять в том, что поступление метана в атмосферу из почвы может изменяться в очень широких пределах – от 0,01 до  $32,8 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$ , т.е. почти на 4 порядка. Учитывая разнообразие распределения почв по территории земного шара, нетрудно прийти к выводу о сложности подсчета мощности этого источника в среднеглобальном разрезе.

Средняя концентрация метана в тропосфере составляет  $1,6\text{--}1,7 \text{ млн}^{-1}$ , и она непрерывно возрастает. По данным [107], к настоящему времени среднеглобальная концентрация  $\text{CH}_4$  приближается к  $1,8 \text{ млн}^{-1}$ . Результаты измерений (как наземные [108, 109], так и спутниковые [110]) показывают, что его концентрация в континентальной тропосфере выше, чем в океанической. Сравнение изотопного состава воздушного метана с изотопным составом метана различных источников может дать ценную информацию. Об относительном вкладе их в глобальный бюджет  $\text{CH}_4$  можно судить по данным работ [111–114]. При этом следует учесть два обстоятельства. Во-первых, из-за изотопного фракционирования в реакции окисления  $\text{CH}_4$  гидроксильными радикалами, являющейся основным стоком метана, изотопный состав  $\text{CH}_4$  отличается от средневзвешенной величины для его источников. Во-вторых, наблюдаемое увеличение концентрации метана в атмосфере указывает на нестационарный характер современного баланса  $\text{CH}_4$ .

Данные [26, 115] указывают, что при неизменности времени пребывания  $\text{CH}_4$  в атмосфере в течение последних 300 лет природные и антропоген-

ные источники соотносятся как 42 и 58%. Метан, образующийся из фоссилизованного органического вещества возрастом больше 40–50 тыс. лет, практически не содержит  $^{14}\text{C}$ . На этом основании в [100] сделан вывод, что доля фоссилизованных источников метана составляет не более 20%. Значительная часть метана переносится в стратосферу в результате турбулентного переноса или восходящих упорядоченных движений. По оценкам тех же авторов [33], таким путем удаляется из тропосферы от  $2,5\text{--}10^{13}$  до  $2,1\text{--}10^{14}$  г метана в год.

Другим важным стоком метана являются микробиологические процессы, происходящие в аэрированных почвах [26]. Результаты работ [38, 116] показывают, что влажные почвы быстро поглощают метан, тогда как в аэрированных, но не переувлажненных почвах устанавливается равновесная с атмосферой концентрация метана. По данным [33], этим путем выводится  $(1\text{--}3) \cdot 10^{13}$  г метана в год, что составляет 10% от максимальных оценок фотохимического стока.

В результате действия процессов генерации метана, трансформации в тропосфере и стоков в атмосфере устанавливается его баланс. Оценки баланса метана, выполненные разными авторами, собраны в таблице.

Из данных, приведенных в таблице, видно, что разные авторы по-разному оценивают не только мощность того или иного источника, но и значимость каждого из них. Очевиден также существенный вклад антропогенной деятельности в общий баланс тропосферного метана. Существенные расхождения в оценках отражают объективно существующие сложности в определении скоростей образования метана, обусловленные главным образом ограниченностью статистически обусловленных сведений отдельных экосистем, и, в первую очередь, труднодоступных регионов Северного полушария.

Глобальная эмиссия метана в атмосферу,  $10^{12}$  г/год

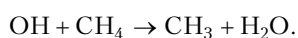
Источник	[117]	[54]	[118]	[119]	[120]	[121]	[60]	[59]	[122]
Базисный год	1983–1989		2000		1990	1994	1999	1996–2001	2001–2006
<b>Природные источники</b>	<b>231</b>	<b>222</b>		<b>145</b>		<b>200</b>	<b>260</b>	<b>168</b>	<b>208</b>
Болота	231	163		100		176	231	145	170,3
Термиты		20		20		20	29	23	
Океан		15		4					9,1
Гидраты				5		4			
Геологические источники		4		14					
Дикие животные		15							8
Пожары		5		2					
<b>Антропогенные источники</b>	<b>361</b>		<b>320</b>	<b>358</b>	<b>264</b>	<b>307</b>	<b>350</b>	<b>428</b>	
Энергетика					74	77			
Добыча угля	32		34	46			30	48	
Газ, нефть, промышленность	68		64	60			52	36	
Свалки и отходы	43		66	61	69	49	35		
Жвачные животные	92		80	81	76	83	91	189	
Рисовое с/х	83		39	60	31	57	54	112	
Сжигание биомассы	43			50	14	41	88	43	
<b>Всего источников</b>	<b>592</b>			<b>503</b>		<b>507</b>	<b>610</b>	<b>596</b>	<b>566</b>
<b>Стоки</b>									
Почвы				30		34	30		–30
Тропосферный ОН	488			445		428	507		
Стратосферные потери	45			40		30	40		
<b>Всего стоков</b>	<b>559</b>			<b>515</b>		<b>492</b>	<b>577</b>		

Географически источники и стоки метана распределены неоднородно, так же как и антропогенные источники [123–126]. В результате в некоторых районах наблюдается повышенная пространственно-временная изменчивость концентрации метана. Рассмотрению этого вопроса посвящено достаточно много работ. Далеко не полный перечень содержится в [64, 127–147]. Результаты таких работ можно кратко резюмировать следующим образом.

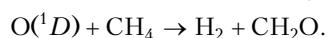
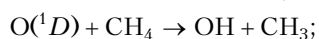
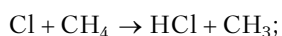
У метана выявлена сезонная изменчивость [34, 89, 90]. Минимальные концентрации метана наблюдаются в теплое время года, максимальные — в холодное. По мнению автора [34], это указывает на преимущественно биогенную природу его источников. По данным [26, 51, 148], концентрация метана в приземном воздухе имеет выраженный суточный ход, что обусловлено большой динамикой содержания  $\text{CH}_4$  в почвенном воздухе. В зависимости от времени суток почва может выступать как стоком, так и источником метана.

В детальных обзорах [26, 149] на основании анализа трендов концентрации метана и возможного изменения интенсивности источников авторы приходят к выводу, что в ближайшем будущем рост содержания метана должен продолжаться. Согласно расчетам [150] возрастание содержания метана в атмосфере на 70% обусловлено увеличением выбросов, связанных с антропогенными источниками, и на 30% — в результате снижения концентрации ОН, являющегося основным стоком метана, связываемого с антропогенным увеличением концентрации  $\text{CO}$ , который, так же как и  $\text{CH}_4$ , активно взаимодействует с ОН. Учитывая, что концентрации  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  и ОН взаимосвязаны в атмосфере, авторы [151] на основе модельных расчетов пришли к выводу, что возрастание в тропосфере концентраций метана и оксида углерода приведет к уменьшению ОН и увеличению концентрации озона. Последующие оценки в основном подтвердили эти выводы [151–156]. Более того, если будет потепление климата, то следует ожидать дополнительного поступления метана [157].

Основной сток метана — химическая реакция с гидроксил-радикалом, происходящая в тропосфере:



Этим путем из атмосферы выводится 510  $\text{Mt}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$ . Еще 30 и 40  $\text{Mt}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$  — соответственно сток в почву (микробиологическое разрушение) и разрушение метана в стратосфере вследствие реакций с гидроксил-радикалом (см. выше), хлором или же электронно-возбужденным атомом кислорода  $\text{O}(^1D)$  в результате следующих реакций [13, 29, 158, 159]:



Эти оценки относятся к 1992 г. Общий глобальный сток метана составляет 580  $\text{Mt}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$ . Таким образом, общая глобальная эмиссия метана —

610  $\text{Mt}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$ , сток 580, а ежегодное накопление метана атмосферой равно примерно 20  $\text{Mt}(\text{CH}_4)$  (что соответствует 7 млрд $^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$ ). Это — ежегодное увеличение его глобальной концентрации в 1990-х гг. [14], пересчитанное в увеличение содержания метана в атмосфере в  $\text{Mt}(\text{CH}_4) \cdot \text{год}^{-1}$  с помощью переходного коэффициента 2,8  $\text{Mt}(\text{CH}_4)/\text{ppb}(\text{CH}_4)$  [134]. Заметим, что невязка — несбалансированность бюджета метана в атмосфере — равна всего 10  $\text{Mt}(\text{CH}_4) \times \text{год}^{-1}$  в пользу эмиссии, это менее 2% годовой глобальной эмиссии в атмосферу (разумеется, в пределах ошибки оценки). Время жизни метана в атмосфере — 12 лет [13, 14].

1. *Химия нижней атмосферы* / Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
2. Arrhenius S. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground // *Philosophical Mag.* 1896. V. 41. P. 237–275.
3. *Climate change. Impacts, Adaptation and Vulnerability: Contribution of working group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* New York: Cambridge University Press, 2007. 730 p.
4. *Углекислый газ в атмосфере* / Под ред. Г.С. Голицына. М.: Мир, 1987. 534 с.
5. Dickinson R.E., Cicerone R.J. Future global warming from atmospheric trace gases // *Nature (Gr. Brit.)*. 1986. V. 319, N 6049. P. 109–115.
6. Meehl G.A., Washington W.M., Collins W.D., Arblaster J.M., Hu A.X., Buja L.E., Strand W.G., Teng H.Y. How much more global warming and sea level rise // *Science*. 2005. V. 307, N 5716. P. 1769–1772.
7. Emanuel K. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years // *Nature (Gr. Brit.)*. 2005. V. 436, N 7051. P. 686–688.
8. Emanuel K. A. The dependence of hurricane intensity on climate // *Nature (Gr. Brit.)*. 1987. V. 326, N 6104. P. 483–485.
9. Knutson T.R., Tuleya R.E. Impact of  $\text{CO}_2$ -induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization // *J. Clim.* 2004. V. 17, N 62. P. 3477–3495.
10. Rosenber N.J. The increasing  $\text{CO}_2$  concentration in the atmosphere and its implication on agricultural productivity. 1. Effects on photosynthesis, transpiration and water-use efficiency // *Clim. Change*. 1981. V. 3, N 23. P. 265–279.
11. Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., Gray W.M. The recent increase in atlantic hurricane activity: Causes and implications // *Science*. 2001. V. 293, N 5529. P. 474–479.
12. Webster P.J., Holland G.J., Curry J.A. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment // *Science*. 2005. V. 309, N 5742. P. 1844–1846.
13. Семенов С.М. Парниковые газы и современный климат Земли. М.: Изд. центр «Метеорология и гидрология», 2004. 175 с.
14. *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change* / J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, et. al., eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
15. *IPCC/TEAP special report on safeguarding the ozone layer and the global climate system: issues related to*



- hydrofluorocarbons and perfluorocarbons. Cambridge: Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change by Cambridge University Press. 2005. 478 p. ISBN 0-521-86336-8.
16. Shine K.P., Derwent R.G., et al. Radiative forcing of climate. Ch. 2 // IPCC, 1990: The IPCC Scientific Assessment / J.T. Houghton et al. (eds.). Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1990.
  17. *Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.* Т. 1. Изменения климата. М.: Росгидромет, 2008. 246 с.
  18. Forster P., Ramaswamy V., et al. Changes in atmospheric constituents and radiative forcing. Ch. 2 // Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller (eds.). Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 2007.
  19. Hansen J., Sato M., Ruedy R., et al. Efficacy of climate forcing // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D18104. doi:10.29/2005JD005776.
  20. Solomon S., Qin D., Manning M., Alley R.B., Bertsen T., Bindoff N.L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J.M., Hegerl G.C., Heimann M., Hewitson B., Hoskins B.J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T.F., Whetton P., Wood R.A., Wratt D. Technical Summary // Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller (eds.). Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 2007.
  21. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И. Парниковый эффект атмосферы и климат. М.: ВИНТИ, 1984. 263 с.
  22. Marty C.A. Surface Radiation, Cloud Forcing and Greenhouse Effect in the Alps. Ph. D. 2000. ETH N. 13609. Zurich. 187 p.
  23. Фельдбаум А.А. Введение в теорию нелинейных цепей. М.: Госэнергоиздат, 1948. 347 с.
  24. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 3. Содержание озона в тропосфере. Механизмы и факторы, его определяющие // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 7. С. 600–618.
  25. Белан Б.Д., Складнева Т.К. Тропосферный озон. 4. Фотохимическое образование тропосферного озона: роль солнечной радиации // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 10. С. 858–868.
  26. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 5. Газы – предшественники озона // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 3. С. 230–268.
  27. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 6. Компоненты озоновых циклов // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 4. С. 358–380.
  28. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 1. Свойства и роль в природных и техногенных процессах // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 4. С. 299–322.
  29. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 278 с.
  30. Wayne R.P. Chemistry of Atmospheres, second edition. N.Y.: Oxford University Press Inc., 1991. 451 p.
  31. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 2. Методы и средства измерения // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 5. С. 397–424.
  32. Бойе Х.Дж., Зейлер У., Болин Б. Прочие газы, влияющие на парниковый эффект, и аэрозоли // Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы. Л.: Гидрометеониздат, 1989. С. 196–241.
  33. Bingemer H.G., Crutzen P.J. The production of methane from solid waster // J. Geophys. Res. D. 1987. V. 92, N 2. P. 2181–2187.
  34. Seiler W. Conceivable perturbation of the CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub> production by «microbial energy conversion» on the cycle of atmospheric trace gases // Microbial energy conversion. Gottingen. E. Goltze. 1976. P. 483–497.
  35. WMO Greenhouse Gas Bulletin. 2006. N 1. 4 p.
  36. Global methane distribution by Envisat // EGU Newsllett. 2005. N 12. P. 10–11.
  37. Panikov N.S., Dedysh S.N., Kolesnikov O.M., Mardini A.I., Sizova M.V. Metabolic and environmental control on methane emission from soils: mechanistic studies of mesotrophic fen in West Siberia // Water, Air, and Soil Pollut.: Focus. 2001. V. 1, N 5–6. P. 415–428.
  38. Андропова Н.Г. Зависимость интенсивности наземных источников CH<sub>4</sub> от климатических, экологических и антропогенных факторов // Тр. ГГО. 1990. Вып. 531. С. 75–80.
  39. Reay D.S., Nedwell D.B., McNamara N. Physical determinants of methane oxidation capacity in a temperature soil // Water, Air, and Soil Pollut.: Focus. 2001. V. 1, N 5–6. P. 401–414.
  40. Goulding K.W.T., Hutsch B.W., Webster C.P., Willison T.W., Powelson D.S. The effect of agriculture on methane oxidation in soil // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. 1995. V. 351, N 1696. P. 313–325.
  41. Clymo R.S., Pearce D.M.E. Methane and carbon dioxide production in transport through, and efflux from a peat land // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. 1995. V. 351, N 1696. P. 249–259.
  42. Hindrichsen I.K., Wettstein H.-R., Machmuller A., Jorg B., Kreuzer M. Effect of the carbohydrate composition of feed concentrates on methane emission from dairy cows and their slurry // Environ. Monit. and Assess. 2005. V. 107, N 3. P. 329–350.
  43. Hendriks D.M.D., van Huissteden J., Dolman A.J., van Molen M.K. The full greenhouse gas balance of an abandoned peat meadow // Biogeoscience. 2007. V. 4, N 5. P. 411–424.
  44. Conrad R. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, OCS, N<sub>2</sub>O, and NO) // Microbiol. Rev. 1996. V. 60. P. 609–640.
  45. Lechtenbühler S., Dienst C., Fischedick M., Hanke T., Fernandez R., Robinson D., Kantamaneni R., Gilles B. Tapping the leakages: Methane losses, mitigation options and policy issues for Russian long distance gas transmission pipelines // Int. J. Greenhouse Gas Cont. 2007. V. 1, N 4. P. 387–395.
  46. Tsupari E., Monni S., Tormonen K., Pellikka T., Syre S. Estimation of annual CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O emissions from fluidized bed combustion: An advanced measurement-based method and its application to Finland // Int. J. Greenhouse Gas Cont. 2007. V. 1, N 3. P. 289–297.
  47. Khalil M.A.K., Rasmussen R.A., Shearer M.J. Measurements of methane emissions from rice fields in China // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103, N 19. P. 25181–25210.
  48. Pacyna J.M., Hov O. Sea to air transport of trace gases in the coastal zone: a literature review // Reg. Environ. Change. 2002. V. 2, N 4. P. 185–200.

49. *Khalil M.A.K., Rasmussen R.A.* Sources, sink and seasonal cycles of atmospheric methane // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88, N 9. P. 5131–5144.
50. *Levin I., Ciais P., Langenfelds R., Schmidt M.* Tree years of trace gas observation over EuroSiberian domain derived from aircraft sampling – a concerted action // *Tellus. B.* 2002. V. 54, N 4. P. 696–712.
51. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноује Г., Максюттов Ш., Мачида Т., Фофонов А.В.* Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // *Оптика атмосф. и океана.* 2005. Т. 19, № 4. С. 322–327.
52. *Chappellaz J.A., Fung I.Y., Thompson A.M.* The atmospheric CH<sub>4</sub> increase since the last Glacial Maximum (1) Source estimates // *Tellus. B.* 1993. V. 45, N 3. P. 228–241.
53. *Etheridge D.M., Steel L.P., Francey R.J., Langenfelds R.L.* Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability // *J. Geophys. Res.* D. 1998. V. 103, N 13. P.15979–15993.
54. *Houweling S., Dentener F., Lelieveld J.* Simulation of preindustrial atmospheric methane to constrain the global source strength of natural wetlands // *J. Geophys. Res.* D. 2000. V. 105, N 13. P.17243–17255.
55. *Ferretti D.F., et al.* Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years // *Science.* 2005. V. 309, N 5741. P. 1714–1717.
56. *Velders G.J.M., et al.* Chemical and radiative effects of halocarbons and their replacement compounds // IPCC/TEAP Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues related to Hydrofl uorocarbons and Perfl uorocarbons. Prepared by Working Group I and III of the Intergovernmental Panel on Climate Change and the Technology and Economic Assessment Panel / B. Metz, et al. (eds.). Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 2005. P. 133–180.
57. *Ruddiman W.F., Thomson J.S.* The case for human causes of increased atmospheric CH<sub>4</sub> over the last 5000 years // *Quatern. Sci. Rev.* 2001. V. 20. P. 1769–1777.
58. *Chen Y-H., Prinn R.G.* Atmospheric modeling of high- and low-frequency methane observations: Importance of interannually varying transport // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D10303. doi:10.1029/2004JD005542.
59. *Chen Y-H., Prinn R.G.* Estimation of atmospheric methane emission between 1996–2001 using a 3-D global chemical transport model // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D10307. doi:10.1029/2005JD006058.
60. *Mikaloff Fletcher S.E. et al.* CH<sub>4</sub> sources estimated from atmospheric observations of CH<sub>4</sub> and its 13C/12C isotopic ratios: 1. Inverse modeling of source processes // *Glob. Biogeochem. Cycles.* 2004a. V. 18. GB4004. doi:10.1029/2004GB002223.
61. *Mikaloff Fletcher S.E., Tans P.P., Miller J.B., Heimann M.* CH<sub>4</sub> sources estimated from atmospheric observations of CH<sub>4</sub> and its 13C/12C isotopic ratios: 2. Inverse modeling of CH<sub>4</sub> fluxes from geographical regions // *Global Biogeochem. Cycles.* 2004b. V. 18. doi:10.1029/2004GB002224.
62. *Xiao Y., Jacob D.J., Wang J.S., Logen J.A., Palmer P.I., Sunthralingam B., Yantosca R.M., Sachse G.W., Blake D.R., Streets D.C.* Constraints on Asian and European sources of methane from CH<sub>4</sub>–C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> – CO correlation in Asian outflow // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. doi:10.1029/2003JD004475.
63. *Frankenberg C., Meirink J.F., Bergamaschi P., Goede A.P.H., Heimann M., Korner S., Platt U., van Weele M., Wagner T.* Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board EMVISAТ: Analysis of the years 2003 and 2004 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. doi:10.1029/2005JD006235.
64. *Li C., Qiu J., Frohling S., Xiao X., Salas W., Moore B.III, Boles S., Huang X., Sass R.* Reduced methane emissions from large-scale changes in water management of China's rice paddies during 1980–2000 // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. doi: 10.1029/2002GL015370.
65. *Yan X., Ohara T., Akimoto H.* Development of region-specific emission factors and estimation of methane emission from rice fields in the East, Southeast, and South Asian countries // *Global Change Biol.* 2003. V. 9, N 2. P. 237–254.
66. *Khalil M.A.K., Shearer M.J.* Decreasing emissions of methane from rice agriculture // *Int. Congress Ser.* 2006. V. 1293. P. 33–41.
67. *Frankenberg C. et al.* Assessing methane emission from global space-borne observation // *Science.* 2005. V. 308, N 5737. P. 1010–1014.
68. *Kepler F., Hamilton J.T.G., Brass M., Roeckmann T.* Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions // *Nature (Gr. Brit.).* 2006. V. 439, N 7073. P. 187–191.
69. *Kirschbaum M.U.F., Bruhn D., Etheridge D.M., Evans J.R., Farquhar G.D., Grifford R.M., Paul K.I.* A comment on the quantitative significance of aerobic methane release by plants // *Funct. Plant Biol.* 2006. V. 33, N 6. P. 521–530.
70. *Etiopie G., Klusman R.W.* Geologic emissions of methane to the atmosphere // *Chemosphere.* 2002. V. 49, N 8. P. 777–789.
71. *Etiopie G.* GEM-Geologic Emission of Methane, the missing source in the atmospheric methane budget // *Atmos. Environ.* 2004. V. 38, N 19. P. 3099–3100.
72. *Kvenvolden K.A., Rogers B.W.* Gaia's breath – global methane exhalations // *Mar. Petrol. Geol.* 2005. V. 22, N 20. P. 579–590.
73. *Cao M., Gregson K., Marshall S.* Global methane emission from wetlands and its sensitivity to climate change // *Atmos. Environ.* 1998. V. 32, N 19. P. 3299–3309.
74. *Pathak H., Li C., Wassmann R.* Greenhouse gas emissions from Indian rice fields: calibration and up scaling using the DNDC model // *Biogeoscience.* 2005. V. 2, N 2. P. 113–123.
75. *Гальченко В.Ф.* Бактериальный цикл метана в морских экосистемах // *Природа.* 1995. N 6. С. 35–49.
76. *Niemann H., Elvert M., Hovland M., Orcutt B., Judd A., Suck I., Gutt J., Joye S., Damm E., Kinster K., Boettius A.* Methane emission and consumption at a North Sea gas seep (Tommeliten area) // *Biogeoscience.* 2005. V. 2, N 4. P. 335–351.
77. *Kourtidis K., Kiotsiukis I., McGinnis D.F., Rapsomanikis S.* Effects of methane outgassing on the Black Sea atmosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6, N 12. P. 5173–5182.
78. *Larmola T., Alm J., Juutinen S., Huttunen J.T., Martikainen P.J., Silvova J.* Contribution of vegetated littoral zone to winter fluxes of carbon dioxide and methane from boreal lakes // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D19102. doi: 10.1029/2004 JD004875.
79. *Wang H., Lu J., Wang W., Yang L., Yin C.* Methane fluxes from the littoral zone of hypereutrophic Taihu Lake, China // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D17109. doi: 10.1029/2005 JD006864.
80. *Mau S., Rehder G., Arroyo I.G., Gossler J., Saess E.* Indications of a links between seismotectonics and CH<sub>4</sub>

- release from seeps off Costa Rica // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2007. V. 8. Q04003. doi: 10.1029/2006GC001326.
81. Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П. Ресурсы биогенного метана Мирового океана // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 936–939.
  82. Романовская А.А. Выбросы метана и закиси азота в аграрном секторе России // *Метеорол. и гидрол.* 2008. № 2. С. 87–97.
  83. Zhu R., Liu Y., Xu H., Ma J., Gong Z., Zhao S. Methane emissions from three sea animal colonies in the maritime Antarctic // *Atmos. Environ.* 2008. V. 42, N 6. P. 1197–1205.
  84. Rasmussen R.A., Khalil M.A.K. Global production of methane, by termites // *Nature (Gr. Brit.)*. 1983. V. 301, N 5902. P. 700–702.
  85. Zimmerman P.R., Greenberg J.P., Wandiga S.O., Crutzen P.J. Termites: a potentially large source of atmospheric methane, carbon dioxide and molecular hydrogen // *Science*. 1982. V. 218, N 4572. P. 563–565.
  86. Зайденварг В.Е., Айруни А.Т. Роль добычи угля в глобальном загрязнении биосферы метаном // *Уголь*. 1993. N 1. С. 6–10.
  87. Зинченко А.В., Парамонова Н.Н., Привалов В.И., Решетников А.И., Тутов В.С. Оценка источников метана на основе измерений его концентрации в районе добычи газа на севере Западной Сибири // *Метеорол. и гидрол.* 2008. № 1. С. 51–64.
  88. Lechtenbohrer S., Dienst C., Fishedick M., Hanke T., Fernandez R., Robinson D., Kantamaneni R., Gilles B. Tapping the leakages: Methane losses, mitigation options and policy issues for Russian long distance gas transmission pipelines // *Int. J. Greenhouse Gas Cont.* 2007. V. 1, N 4. P. 387–395.
  89. Бажин Н.М. Метан в атмосфере // *Сорос. образ. ж.* 2000. Т. 6, № 3. С. 52–57.
  90. Савенко В.С. Метан в атмосфере Земли: оценки и прогнозы. М.: ВИНТИ. Сер. «Научные и технические аспекты охраны окружающей среды». 1995. Вып. 2. С. 1–32.
  91. Kim Y., Tanaka N. Effect of forest fire on the fluxes of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O in boreal forest soil, interior Alaska // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. D1. 8154. doi: 10.1029/2001JD000663.
  92. Hegg D.A., Radke L.F., Hobbs P.V., Rasmussen R.A., Riggan P.J. Emission of some trace gases from biomass fires // *J. Geophys. Res. D.* 1990. V. 95, N 5. P. 5669–5675.
  93. Benner W.H., Iron P., McMahon C.K. Photochemical potential of forest fire smoke // *Air Pollut. Contr. Assoc.* 1977. V. 1. P. 531–535.
  94. Cofer W.R., Levine J.S., Winstead E.L., Stocks B.J. Gaseous emissions from Canadian boreal forest fires // *Atmos. Environ.* 1990. V. 24A, N 7. P. 1653–1659.
  95. Ножевникова А.Н. Мусорные залежи – «метановые бомбы» планеты // *Природа*. 1995. N 6. С. 25–34.
  96. Зинченко А.В., Решетников А.И., Парамонова Н.Н., Привалов В.И., Тутов В.С., Казакова К.В., Кацнельсон Б.П. Исследование эмиссии метана и диоксида углерода на полигонах захоронения твердых бытовых отходов в окрестностях Санкт-Петербурга // *Тр. НИЦ ДЗА*. 2002. Вып. 4(552). С. 126–138.
  97. Ding W., Cai Z., Tsuruta H. Methane concentration and emission as affected by methane transport capacity of plants in freshwater // *Water, Air, and Soil Pollut.* 2004. V. 158, N 1. P. 99–111.
  98. Ding W., Cai Z., Tsuruta H. Plant species effects on methane emissions from freshwater marshes // *Atmos. Environ.* 2005. V. 39, N 18. P. 3199–3207.
  99. El-Fadel M., Massoud M. Methane emissions from wastewater management // *Environ. Pollut.* 2001. V. 114, N 2. P. 177–185.
  100. Enhalt D.H. The atmospheric cycle of methane // *Tellus*. 1974. V. 26, N 1–2. P. 58–70.
  101. Gupta M., Mc Grath M.P., Cicerone R.J., Rowland F.S., Wolsberg M. <sup>12</sup>C/<sup>13</sup>C kinetic isotope effects in the reactions of CH<sub>4</sub> with OH and Cl // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24, N 22. P. 2761–2764.
  102. Tyler S.C., Ajie H.O., Rice A.L., Cicerone R.J., Tuazon E.C. Experimentally determined kinetic isotope effects in the reaction of CH<sub>4</sub> with Cl: Implications for atmospheric CH<sub>4</sub> // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 1715–1718.
  103. Platt U., Allan W., Lowe D. Hemispheric average Cl atom concentration from <sup>12</sup>C/<sup>13</sup>C ratios in atmospheric methane // *Atmos. Chem. Phys.* 2004. V. 4, N 10. P. 2393–2399.
  104. Allan W., Lowe D.C., Gomes A.J., Struthers H., Brailsford G.W. Interannual variations of <sup>13</sup>C in tropospheric methane: Implications for a possible atomic chlorine sink in the marine boundary layer // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. doi:10.1029/2004JD005650.
  105. Prinn R.G., Huang J., Weiss R.F., Cunnold D.M., Fraser P.J., Simmonds P.G., Mc Culloch A., Harth C., Salameh P., O'Doherty S., Wang R.H.J., Porter L., Miller B.R. Evidence for substantial variations of atmospheric hydroxyl radicals in the past two decades // *Science*. 2001. V. 292, N 5523. P. 1882–1888.
  106. Prinn R.G., Huang J., Weiss R.F., Cunnold D.M., Fraser P.J., Simmonds P.G., Mc Culloch A., Harth C., Reimann S., Salameh P., O'Doherty S., Wang R.H.J., Porter L.W., Miller B.R., Krummel P.B. Evidence for variability of atmospheric hydroxyl radicals over the past quarter century // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L07809. doi:10.1029/2004GL022228.
  107. Заварзин Г.А. Микробный цикл метана в холодных условиях // *Природа*. 1995. № 6. С. 3–14.
  108. Muller J.-F. Geographical distribution and seasonal variation of surface emissions and deposition velocities of atmospheric trace gases // *J. Geophys. Res. D.* 1992. V. 97, N 4. P. 3787–3804.
  109. Киевский доклад по оценке: резюме недавно сделанных выводов по странам – участникам Европейского агентства по окружающей среде (ЕАОС) // ООН. Специальная рабочая группа по мониторингу окружающей среды. 2002. 20 с.
  110. Warneck P. Chemistry of the Natural Atmosphere. N.Y.: Acad. Press, 1988. 757 p.
  111. Moriizumi J., Takahashi Y., Maksyutov S., Sorokin M., Yoneda M., Shibata Y., Morita M., Inoue G. Identification of Methane Sources with Carbon Isotopic Analysis of West Siberian Airborne Samples // *Proc. 7 Sympos. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998*. Tsukuba, 1999. P. 149–157.
  112. Lassey K.R., Etheridge D.M., Lowe D.C., Smith A.M., Ferretti D.F. Centennial evolution of the atmospheric methane budget: what do the carbon isotopes tell us // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7, N 8. P. 2119–2139.
  113. Ferretti D.F., Miller J.B., White J.W.C., Lassey K.R., Lowe D.C., Etheridge D.M. Stable isotopes provide revised global limits of aerobic methane emissions from plants // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7, N 1. P. 237–241.
  114. Bergamaschi P., Lubina C., Konigstedt R., Fischer H., Veltkamp A.C., Zweagstra O. Stable isotopic signatures (<sup>13</sup>C) of methane from European landfill sites // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103, N 7. P. 8251–8265.

115. *Stevens Ch.M., Engelkemeir A.* Stable carbon isotopic composition of methane from some natural and anthropogenic sources // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 93, N 1. P. 725–733.
116. *Wholen S.C., Reeburgh W.S.* Consumption of atmospheric methane by tundra soil // *Nature (Gr. Brit.)*. 1990. V. 346, N 6280. P. 160–162.
117. *Hein R., Crutzen P.J., Heimann M.* An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 1997. V. 11, N 1. P. 43–76.
118. *Olivier J.G.J., Van Aardenne J.A., Dentener F., Pagliari V., Ganzeveld L.M., Peters J.A.H.W.* Recent trends in global greenhouse emissions: regional trends 1970–2000 and spatial distribution of key sources in 2000 // *Environ. Sci. Tech.* 2005. V. 2, N 2–3. P. 81–99.
119. *Wuebbles D.J., Hayhoe K.* Atmospheric methane and global change // *Earth Sci. Rev.* 2002. V. 57, N 3–4. P. 177–210.
120. *Scheehle E.A., Irving W.N., Kruger D.* Global anthropogenic methane emission // *Non-CO<sub>2</sub> Greenhouse Gases* / J. Van Ham, A.P. Baede, R. Guicherit, and J. Williams-Jacobse, eds. Rotterdam: Millpress, 2002. P. 257–262.
121. *Wang J.S., Logan J.A., Mc Elroy M.B., Duncan B.N., Mergretskaya I.A., Yantosca R.M.* A 3-D model analysis of the slowdown and interannual variability in the methane growth rate from 1988 to 1997 // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2004. V. 18. GB3011. doi:10.1029/3003GB002180.
122. <http://www.epa.gov/methane/pdfs/Methane-and-Nitrous-Oxide-Emissions-From-Natural-Sources.pdf>
123. *Грицевич И.Г., Колесов А.Ю.* Национальная инвентаризация выбросов парниковых газов от энергетических процессов в России // Бюл. «На пути к устойчивому развитию России». 2004. № 27. С. 34–37.
124. *Bridges E.M., Batjes N.H.* Soil Gaseous Emissions and Global Climatic Change // *Geography*. 1996. V. 81, N 2. P. 155–169.
125. *Emissions of Greenhouse Gases in the United States 2001. Executive Summary.* U.S. Department of Energy. Washington, 2003. N DOE/EIA-0573. 10 p.
126. *Израэль Ю., Назаров И., Нахутин А., Яковлев А., Гитарский М.* Эмиссия парниковых газов в России // Бюл. по атомной энергии. 2002. № 3. С. 33–37.
127. *Mosier A.R., Duxbury J.M., Freney J.R., Heinemeyer O., Johnson D.E.* Mitigating agricultural emissions of methane // *Clim. Change*. 1998. V. 40, N 1. P. 38–80.
128. *Dlugokencky E.J., Masarie K.A., Lang P.M., Tans P.P.* Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden // *Nature (Gr. Brit.)*. 1998. V. 393, N 6684. P. 447–450.
129. *Антонова Н.Б., Туманова Н.А.* Оценки источников и стоков парниковых газов в Швеции // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. М.: ВИНТИ, 1994. Вып. 2. С. 1–15.
130. *Парамонова Н.Н., Привалов В.И., Решетников А.И.* Мониторинг углекислого газа и метана в России // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2001. Т. 37, № 1. С. 38–43.
131. *Зинченко А.В., Парамонова Н.Н., Привалов В.И., Решетников А.И.* Анализ измерений концентрации атмосферного метана в окрестности Санкт-Петербурга // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2004. Т. 40, № 1. С. 90–95.
132. *Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Баранов Ю.И., Баранова Е.Л., Бугрим Т.И., Каменоградский Н.Е.* Изменчивость содержания метана в приземном слое и в толще атмосферы // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2004. Т. 40, № 3. С. 403–409.
133. *Макарова М.В., Поберовский А.В., Яговкина С.В., Кароль И.Л., Лагун В.Е., Парамонова Н.Н., Решетников А.И., Привалов В.И.* Исследование процессов формирования поля метана в атмосфере северо-западного региона Российской Федерации // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2006. Т. 42, № 2. С. 237–249.
134. *Вишгородова А.А., Федорова Е.И., Беликов И.Б., Гинсбург А.С., Еланский Н.Ф., Скороход А.И.* Временные изменения концентрации углекислого газа и метана в городских условиях // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2007. Т. 43, № 5. С. 651–663.
135. *Sikar E., La Scala N., Jr.* Methane and Carbon Dioxide Seasonal Cycles at Urban Brazilian Inland Sites // *J. Atmos. Chem.* 2004. V. 47, N 2. P. 101–106.
136. *Juutinen S., Alm J., Larmola T., Saarnio S., Martikainen P.J., Silvova J.* Stand-specific diurnal dynamics of CH<sub>4</sub> fluxes in boreal lakes: Patterns and controls // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D19313. doi:10.1029/2004JD004782.
137. *Lowe D.C., Koshy K., Bromley T., Allan W., Struthers H., Mani F., Maata M.* Seasonal cycles of mixing ratio and 13C in atmospheric methane at Suva, Fiji // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 137. D23308. doi:10.1029/2004JD005166.
138. *Delmotte M., Chappellaz J., Brook E., Yiou P., Barnola J.M., Goujon C., Raynaud D., Lipenkov V.I.* Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles: Rapid changes and their link with Antarctic temperature // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D12104. doi:10.1029/2003JD004417.
139. *Tyler S.C., Rice A.L., Ajie H.O.* Stable isotope ratios in atmospheric CH<sub>4</sub>: Implications for seasonal source and sinks // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D03303. doi:10.1029/2006JD007231.
140. *Muhle J., Lueker T.J., Su Y., Miller B.R., Prather K.A., Weiss R.F.* Trace gas and particulate emissions from the 2003 southern California wildfires // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D03307. doi:10.1029/2006JD007350.
141. *Artuso F., Chamard P., Placentino S., di Sarra A., Meloni D., Monteleone F., Sferianno D.M., Thiery F.* Atmospheric methane in the Mediterranean: Analysis of measurements at the island of Lampedusa during 1995–2005 // *Atmos. Environ.* 2007. V. 41, N 18. P. 3877–3888.
142. *Duenas C., Fernandez M.C., Carretero J., Liger E.* Methane and carbon dioxide fluxes in soils evaluated by 222Rn flux and soil air concentrations profiles // *Atmos. Environ.* 1999. V. 33, N 27. P. 4495–4502.
143. *Mills A.R., Wilson S.R., Jolley D.F.* Monitoring Emissions of Carbon Monoxide and Methane from an Estuarine Sediment // *IGACTiv. Newslett.* 2007. N 36. P. 2–5.
144. *Lary D.J., Muller M.D., Mussa H.Y.* Using neural networks to describe tracer correlations // *Atmos. Chem. Phys.* 2004. V. 4, N 1. P. 143–146.
145. *Акопова Г.С., Соловьева Н.А.* О фоновом содержании метана в атмосферном воздухе Бованенковского и Харасавейского месторождений // Тр. ВНИИГАЗ. 1994. Вып. 41. С. 11–15.
146. *Jaffe D.A., Honrath R.E., Furness D., Conway T.J., Dlugokencky E., Steele L.P.* A determination of the CH<sub>4</sub>, NO<sub>x</sub> and CO<sub>2</sub> Emission from the Prudhoe Bay, Alaska Oil Development // *J. Atmos. Chem.* 1995. V. 20, N 3. P. 213–227.
147. *Bartlett K.B., Sachse G.W., Slate T., Harward C., Blake D.R.* Large-scale distribution of CH<sub>4</sub> in the western North Pacific: Sources and transport from the

- Asian continent // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. D20. 8807. doi: 10.1029/2002 JD003076.
148. *Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Попов А.И.* К изучению суточных вариаций метана в приземном слое атмосферы // Докл. АН АзССР. 1986. Т. 42, № 5. С. 53–55.
149. *Khalil M.A.K., Rasmussen R.A.* Trends of atmospheric methane // *Pure and Appl. Chem.* 1994. V. 346, N 1. P. 143–147.
150. *Khalil V.A.K., Rasmussen R.A.* Causes of increasing atmospheric methane: depletion of hydroxyl radicals and the rise of emissions // *Atmos. Environ.* 1985. V. 19, N 3. P. 397–407.
151. *Thompson A.M., Cicerone R.J.* Atmospheric CH<sub>4</sub>, CO and OH from 1860 to 1985 // *Nature (Gr. Brit.)*. 1985. V. 321, N 6066. P. 148–150.
152. *Ohara T., Akimoto H., Kurokawa J., Horii N., Yamaji K., Yan X., Hayasaka T.* An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980–2020 // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7, N 16. P. 4419–4444.
153. *Koch J., Dayan U., Amir S.* Stabilization of atmospheric concentrations of greenhouse gases // *Clim. Change.* 2003. V. 57, N 1. P. 227–241.
154. *Unger N., Shindell D.T., Koch D.M., Amann M., Co-fala J., Streets D.G.* Influences of man-made emissions and climate changes on tropospheric ozone, methane and sulfate at 2030 from a broad range of possible futures // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D12313. doi: 10.1029/2005 JD006518.
155. *Golub A., Strukova E.* Russia and GHG Market // *Clim. Chang.* 2004. V. 63, N 1. P. 223–243.
156. *Киселев А.А., Кароль И.Л.* Отклик газового состава тропосферы северных умеренных широт на возможный прорыв метана из недр Земли в атмосферу // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2003. Т. 39, № 5. С. 579–588.
157. *Величко А.А., Борисова А.К., Зеликсон Э.М., Кременецкий К.В., Нечаев В.П.* К оценке эмиссии метана при глобальном потеплении // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 387–389.
158. *Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х.* Озонный щит Земли и его изменения. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
159. *Lelieveld J., Crutzen P., Dentener F.J.* Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane // *Tellus. B.* 1998. V. 50, N 2. P. 128–150.

*B.D. Belan, G.M. Krekoz.* **The effect of anthropogenic factor on the content of greenhouse gases in the troposphere. 1. Methane.**

It has been known that in the last ten years the content of greenhouse gases mainly of anthropogenic origin increased sharply in the atmosphere. This is associated not only with the growth of industrial activity but also with an enlargement of scales of agricultural areas, mass cutting down of wood and bogging of wood tundra. The paper provides an overview of present-day data of monitoring of space-time dynamics of greenhouse gases content obtained from the world observation network using space-borne, balloon-borne, airborne and contact sounding. In the first part of the paper attention is drawn to the assessment of temporal trend of methane content.

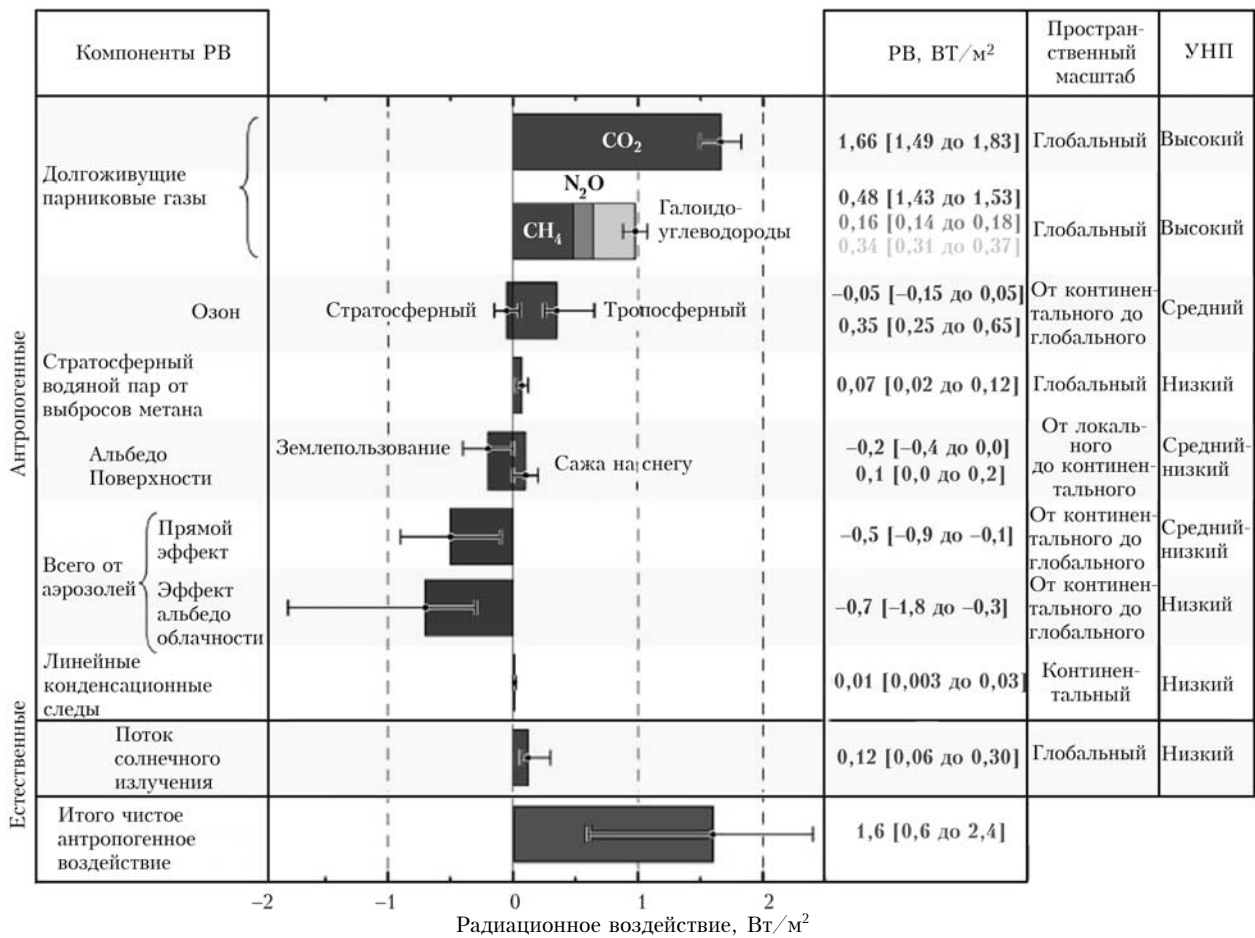


Рис. 1. Оценки среднглобального РВ радиационно-активных компонент атмосферы факторов [3, 17, 20]. Указанные при доверительном уровне 90%-й дисперсии РВ характеризуют диапазон значений, в котором может изменяться РВ в соответствии с современным уровнем научного познания (УНП). Приведенные оценки также указывают на пространственные масштабы воздействия и не включают эффект перехода линейных конденсационных следов транспортной авиации в облачность

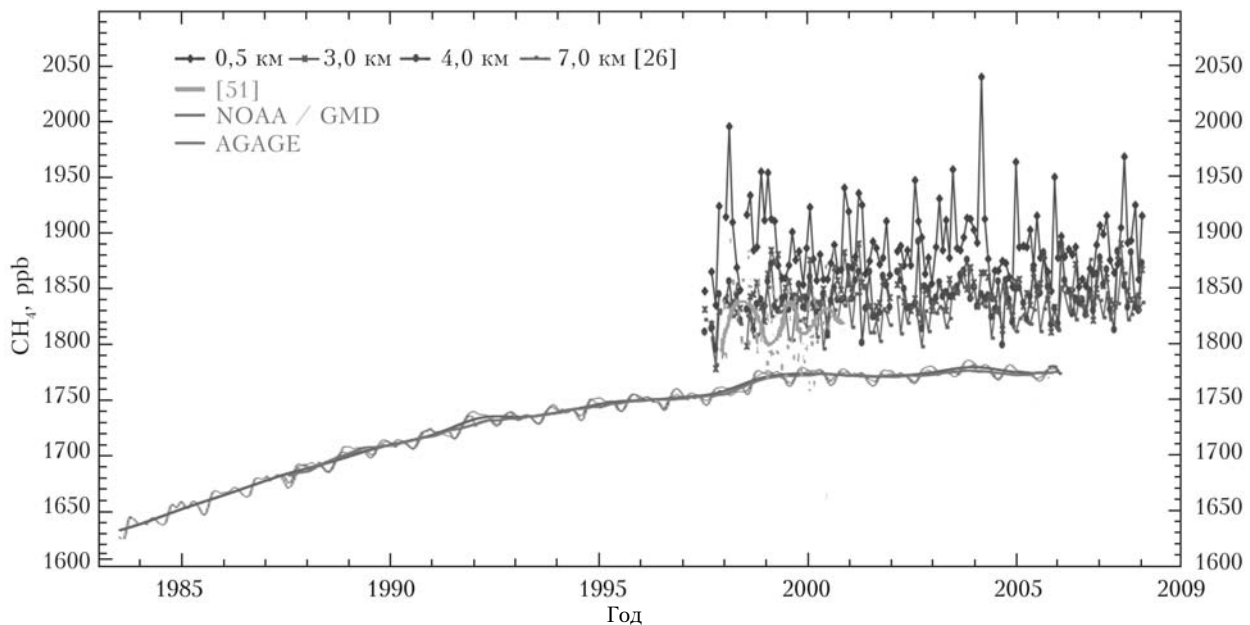


Рис. 2. Временной тренд концентрации CH<sub>4</sub> за период с 1984 по 2009 г. по осредненным данным глобальной сети наблюдений NOAA/GMD [3] (синие линии) и AGAGE [3,50] (красные линии) в сопоставлении с данными самолетных измерений над северными заболоченными районами России: Томск [26], Сыктывкар [51]