

## ИНФРАКРАСНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ В ЭНЕРГЕТИКЕ АТМОСФЕРЫ

© 2019 г. Б. М. Смирнов\*

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, Россия

\*E-mail: bmsmirnov@gmail.com

Поступил в редакцию 24.12.2018 г.

После доработки 10.02.2019 г.

Принят к публикации 27.03.2019 г.

Представлен обзор процессов в атмосфере Земли, влияющих на ее энергетику. Рассмотрен энергетический баланс Земли и ее атмосферы как целого, приведены результаты программ NASA по мониторингу глобальной температуры и концентрации углекислого газа и воды в атмосфере. Проанализированы спектры оптически активных компонент атмосферы в инфракрасной области на основе классических методов молекулярной спектроскопии. Спектроскопические данные из банка HITRAN облегчают анализ и приводят к простой схеме, согласно которой три основные парниковые компоненты — углекислый газ, водяной пар в виде свободных молекул воды и микрокапли воды — создают направленный на поверхность Земли поток излучения в инфракрасном спектре. В области  $0\text{--}580\text{ см}^{-1}$  это излучение создается молекулами воды, в области  $580\text{--}780\text{ см}^{-1}$  излучение атмосферы определяется молекулами воды и углекислого газа, а при частотах выше  $780\text{ см}^{-1}$  вклад в излучение атмосферы за счет молекул воды составляет примерно 5%, а остальное определяется излучением микрокапель воды, частично входящих в состав облаков. Согласно данной модели при современном составе атмосферы 52% потока излучения на поверхность Земли создается атмосферным водяным паром, 32% приходится на микрокапли воды в атмосфере, которые включают примерно 0.4% атмосферной воды, и 14% потока излучения определяется молекулами углекислого газа. Удвоение массы атмосферного углекислого газа, которое при современной скорости роста атмосферного углекислого газа произойдет примерно через 120 лет, приведет к увеличению потока излучения атмосферы в сторону Земли на  $0.7\text{ Вт/м}^2$ , а увеличение концентрации молекул воды в атмосфере на 10% увеличивает этот поток излучения на  $0.3\text{ Вт/м}^2$ . Удвоение массы атмосферного углекислого газа в реальной атмосфере ведет к росту глобальной температуры на  $2.0 \pm 0.3\text{ К}$  в реальной атмосфере, согласно анализу данных NASA, а если концентрация других компонент не меняется, то изменение глобальной температуры составит  $0.4 \pm 0.2\text{ К}$ , причем вклад в это изменение за счет промышленных выбросов углекислого газа в атмосферу составляет  $0.02\text{ К}$ .

DOI: 10.1134/S0040364419040197

## ОГЛАВЛЕНИЕ

## Введение

1. Глобальные свойства атмосферы Земли
  - 1.1. Модель стандартной атмосферы
  - 1.2. Эволюция глобальной температуры
2. Парниковые компоненты атмосферы Земли
  - 2.1. Углекислый газ в атмосфере Земли
  - 2.2. Атмосферная вода
3. Коэффициент поглощения атмосферного воздуха
  - 3.1. Простая модель излучения атмосферы Земли
  - 3.2. Излучение атмосферных молекул  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$
4. Потoki излучения атмосферы в сторону Земли
  - 4.1. Особенности излучения атмосферного воздуха
  - 4.2. Поток излучения атмосферы в сторону Земли

- 4.3. Космические лучи в атмосфере
  - 4.4. Парциальное излучение атмосферы
  - 4.5. Особенности парникового эффекта в атмосфере
- Заключение  
Список литературы

## ВВЕДЕНИЕ

Природа парникового эффекта была понята двести лет назад [1, 2]. В этом случае энергетический баланс рассматриваемого элемента поверхности Земли состоит в основном из поглощения солнечного потока излучения в видимой области спектра и испускания излучения в инфракрасной (ИК) области. Если на пути уходящего ИК-излучения поставить перегородку, которая частично вернет его обратно, температура поверхности возрастет.

Этот принцип лежит в основе парникового эффекта Земли, где роль перегородки как источника ИК-излучения выполняет атмосфера Земли. Действительно, поток энергии ИК-излучения, поглощаемого поверхностью Земли, примерно вдвое больше поглощаемого Землей потока солнечного излучения. В середине 19 века было установлено, что роль парниковой компоненты атмосферы Земли выполняют молекулярные газы [3, 4]. В соответствии с современным пониманием парникового эффекта излучателями атмосферы являются молекулы углекислого газа и воды, а также микрокапли воды, составляющие облака. Концентрация этих компонент в атмосферном воздухе мала [5].

Анализ эмиссии атмосферы и прохождения теплового излучения через нее представляет интерес для разных приложений. В шестидесятых годах были разработаны спутниковые методы обнаружения подводных лодок и подземных энергетических объектов по их тепловому излучению с учетом его искажения при прохождении через атмосферу. В настоящее время степень разрешения таких измерений существенно возросла и позволяет фиксировать пожары на земле, начиная с их формирования, а также другие явления, сопровождающиеся энерговыделением. В плане энергетики атмосферы представляют интерес вклады отдельных парниковых компонент в поток теплового излучения атмосферы, а также изменение этих вкладов при изменении концентрации парниковых компонент. Наиболее популярной среди этих задач является изменение глобальной температуры Земли при удвоении концентрации углекислого газа [6].

Общие подходы при анализе эмиссии атмосферы, а также модели для решения этой задачи были сформулированы в середине прошлого века и представлены в соответствующих книгах, где рассмотрено тепловое излучение атмосферы, начиная с классической книги Гуди 1964 г. [7]. В частности, температура потока излучения, создаваемого атмосферой Земли при локальном термодинамическом равновесии в каждой ее точке, характеризуется температурой воздуха в этой точке, и полный поток излучения атмосферы на данной частоте получается суммированием потоков из каждой точки с учетом их поглощения по дороге.

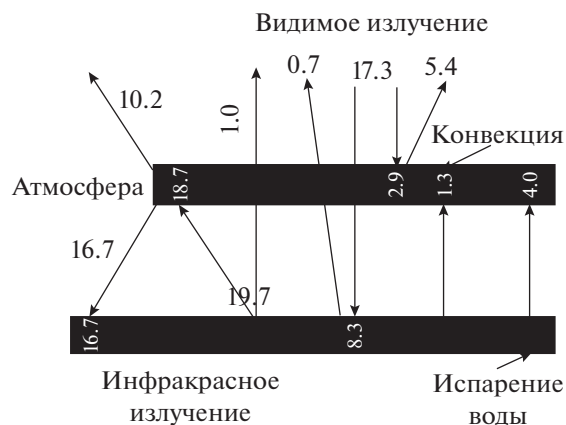
Особенность теплового излучения атмосферы Земли, которое в большой степени определяется колубательно-вращательными переходами молекул, связана с большой разницей коэффициентов излучения в центрах спектральных линий и между соседними линиями. В случае углекислого газа, находящегося в атмосферном воздухе, отношение коэффициентов поглощения в соседних максимуме и минимуме составляет примерно 40.

Для молекулы воды, имеющей нерегулярную структуру спектра, это отношение примерно на порядок величины выше. Для расчетов потоков излучения за счет молекулярных компонент используется информация банка данных HITRAN [8–10], который содержит параметры поглощения и уширения отдельных спектральных линий. Этот банк данных включает общие принципы молекулярной спектроскопии, и его использование позволяет избежать модельных приближений. При этом информация берется из отделения банка, созданного в Томском институте атмосферы [9] и имеющего фильтр, позволяющий отобрать наиболее сильные переходы. Отметим, что число таких сильных переходов составляет несколько сотен, тогда как банк располагает параметрами сотен тысяч излучательных молекулярных переходов.

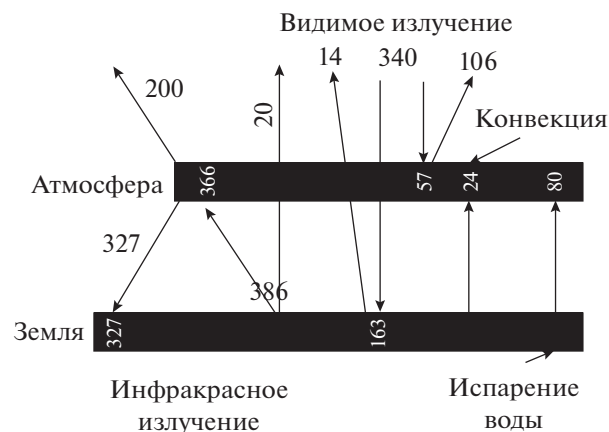
При этом существенно взаимодействие разных парниковых компонент, поскольку они одновременно являются излучателями и поглотителями. Скажем, увеличение концентрации углекислого газа приводит к увеличению потока излучения, формируемого молекулами углекислого газа. Но это почти компенсируется уменьшением потока излучения, создаваемого молекулами воды. В таком случае увеличение полного потока излучения примерно на порядок величины меньше, чем увеличение потока излучения за счет молекул углекислого газа. Опыт показывает, что наиболее достоверной в этом случае является модель “линия за линией” (line-by-line [7]), что требует определение потока излучения для каждой частоты без усреднения по спектру.

Еще одна проблема при реализации рассматриваемой программы связана с излучением дисперсной компоненты, которую относят к аэрозолям или микрокаплям, образующим облака. Действительно, спектр поглощения молекул каждого сорта занимает ограниченную область спектра, в отличие от спектра поглощения частиц или капель во всей спектральной области. Поэтому микрокапли воды заполняют дыры в спектре поглощения молекул в атмосфере [11, 12]. В связи с этим, несмотря на то что полная масса атмосферных аэрозолей-капель составляет доли процента от массы атмосферной воды, вклад в эмиссию атмосферы этой компоненты существенен.

Однако в рамках модели стандартной атмосферы, т.е. атмосферы с усредненными параметрами, средняя влажность атмосферы равна примерно 80% вблизи поверхности Земли и уменьшается по мере удаления от нее, т.е. конденсированная фаза воды отсутствует в атмосфере. Поэтому реальное количество конденсированной атмосферной воды определяется флуктуациями и относительно мало. Для его нахождения используем энергетический баланс атмосферы.



**Рис. 1.** Мощности, которые получает и отдает Земля как целое, а также атмосфера как целое, выраженные в  $10^{16}$  Вт: поглощаемые мощности указаны в соответствующих прямоугольниках, расходуемые – вблизи стрелок.



**Рис. 2** Средние потоки энергии в  $\text{Вт}/\text{м}^2$ , которые получают и отдают Земля и атмосфера как целое: поглощаемые потоки указаны в прямоугольниках, расходуемые – вблизи стрелок.

Предметом данной статьи является разработка алгоритма для определения потоков излучения атмосферы и сопоставления результатов расчета на основе этого алгоритма с разными аспектами энергетики глобальной атмосферы, которые включают баланс парниковых компонент атмосферы и эволюцию глобальной температуры Земли.

## 1. ГЛОБАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

**1.1. Модель стандартной атмосферы.** При анализе долговременной глобальной эволюции атмосферы необходимо освободиться от кратковременных флуктуаций ее параметров. Это учитывается в модели стандартной атмосферы, в рамках которой используются параметры, усредненные по сезону, широте и долготе данной области и времени суток. Тогда параметры атмосферы будут зависеть только от высоты атмосферного слоя над уровнем моря. Такое усреднение отвечает модели стандартной атмосферы, и далее будут использованы полученные параметры стандартной атмосферы [5], которые ориентируются на атмосферу США. В рамках этой модели глобальная температура или средняя температура у поверхности Земли равна 288 К, причем температура в тропосфере, т.е. на высотах до 10 км, убывает с высотой линейно, так что градиент температуры в

этой области составляет примерно  $dT/dh = -6.5$  К/км. Полная плотность молекул у поверхности Земли  $N(0) = 2.55 \times 10^{19}$   $\text{см}^{-3}$ , и если зависимость плотности молекул  $N(h)$  от высоты  $h$  аппроксимировать как

$$N(h) = N(0) \exp\left(-\frac{h}{\Lambda}\right),$$

то масштаб изменения плотности  $\Lambda$  для молекул воздуха в тропосфере равен примерно 8 км. При этом не делается различия между молекулами азота и кислорода, основных компонент воздуха, т.е. считаем их идентичными со средним весом молекулы  $m = 29$  ат. ед. Эти молекулы являются буферной средой, в которой находятся излучающие молекулы и микрокапли воды.

Важную роль в формировании парникового эффекта атмосферы играют энергетические процессы в атмосфере Земли. На рис. 1, 2 и табл. 1 представлены мощности  $P$  и потоки энергии  $J$  для процессов, которые определяют энергетический баланс Земли и ее атмосферы, причем  $J = P/S$ , где  $S = 5.1 \times 10^{14}$   $\text{м}^2$  – площадь поверхности Земли. Данные рис. 1 для мощностей рассматриваемых энергетических процессов взяты из [13] и, в свою очередь, заимствованы из доклада NASA [14]. Более удобными, хотя и менее точными характеристиками являются средние потоки энергии для

**Таблица 1.** Суммарные мощности в энергетическом балансе Земли и земной атмосфере как целого, выраженные в  $10^{16}$  Вт и взятые из рис. 1

	Приход	Потеря
Земля и атмосфера	$8.3 + 2.9 + 0.7 + 5.4 = 17.3$	$0.7 + 5.4 + 1.0 + 10.2 = 17.3$
Земля	$8.3 + 16.7 = 25.0$	$8.3 + 16.7 = 25.0$
Атмосфера	$2.9 + 18.7 + 5.3 = 26.9$	$16.7 + 10.2 = 26.9$

этих процессов [15]. В пределах нескольких процентов они совпадают с параметрами энергетического баланса планеты, содержащимися в последующих работах, в частности в современных книгах по физике атмосферы [16–24]. Такое совпадение свидетельствует о том, что, во-первых, эти работы используют один и тот же источник – данные NASA, во-вторых, энергетический баланс Земли как целого мало изменился за последние полвека.

Характер энергетического баланса Земли и ее атмосферы в основном подчиняется условиям парникового эффекта, как он был сформулирован первоначально Фурье [1, 2]. Именно энергия солнечного излучения, поглощаемая поверхностью Земли, возвращается назад в виде инфракрасного излучения, причем атмосфера частично запирает это излучение. В результате температура поверхности становится выше, чем в случае прозрачной атмосферы для инфракрасного излучения. При таких условиях потоки инфракрасного излучения атмосферы на поверхность Земли и в окружающее пространство разделены, т.е. оптическая толщина атмосферы по отношению к инфракрасному излучению заметно превышает единицу. Для видимого излучения Солнца, которое более или менее свободно проникает на поверхность Земли, оптическая толщина существенно меньше.

Основу энергетического баланса Земли и ее атмосферы составляет солнечное излучение. В среднем излучение Солнца характеризуется мощностью  $3.86 \times 10^{26}$  Вт [25], что соответствует температуре  $T_{ef} = 5777$  К абсолютно черного тела. При этом в основном Солнце излучает в видимой и инфракрасной областях спектра; на долю ультрафиолетового излучения, радиоволн и рентгеновского излучения приходится менее 1% мощности. Поток солнечного излучения на уровне Земли, который называется солнечной постоянной, составляет примерно  $1365$  Вт/м<sup>2</sup> [26–29]. Хотя эта величина называется константой, она меняется со временем [30, 31] в силу нестационарности солнечных процессов, однако вариации этой величины составляют доли процента. В частности, в период солнечного минимума она составляла  $1361$  Вт/м<sup>2</sup> [32]. Важную роль в определении вариаций солнечной постоянной во времени играет точность ее измерения [33].

Как следует из данных рис. 1, мощность солнечного излучения в видимой области спектра, равная  $1.73 \times 10^{17}$  Вт, проникает в нижние слои атмосферы Земли. Часть этого излучения мощностью  $6.1 \times 10^{16}$  Вт отражается от поверхности Земли и атмосферы и возвращается в окружающее пространство. В дополнение к этому атмосфера отправляет в окружающее пространство инфракрасное излучение мощностью  $1.02 \times 10^{17}$  Вт, а с

поверхности Земли в окружающее пространство уходит инфракрасное излучение мощностью  $1.0 \times 10^{16}$  Вт. Далее поверхность Земли поглощает видимое и инфракрасное излучение мощностью  $2.5 \times 10^{17}$  Вт и излучает инфракрасное излучение мощностью  $1.97 \times 10^{17}$  Вт, а мощность инфракрасного излучения, испускаемого атмосферой и поглощаемого поверхностью Земли, составляет  $1.67 \times 10^{17}$  Вт. Кроме того, атмосфере от поверхности Земли передается мощность  $5.3 \times 10^{16}$  Вт, расходуемая на поддержание конвективного движения атмосферы, а также на испарение воды, которая далее конденсируется в атмосфере. Энергетический баланс Земли и атмосферы для суммарной мощности представлен также в табл. 1.

Приведенные данные для энергетического баланса Земли и ее атмосферы могут быть основой моделей, которые дают возможность получить оценки для параметров Земли и атмосферы как излучателей. Используя модель абсолютно черного тела для поверхности Земли и излучающих слоев атмосферы, получим связь между мощностью излучения в инфракрасной области спектра  $P_{rad}$  и температурой излучателей  $T_r$  в соответствии с законом Стефана–Больцмана

$$P_{rad} = S\sigma T_{rad}^4, \quad (1)$$

где  $S$  – площадь земной поверхности,  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup> К<sup>4</sup>) – постоянная Стефана–Больцмана. Отсюда на основе мощности инфракрасного излучения с поверхности Земли  $P_{em} = 1.97 \times 10^{17}$  Вт получим среднюю температуру поверхности Земли  $T = 287$  К. Эта величина немногим отличается от температуры поверхности Земли в рамках модели стандартной атмосферы  $T = 288$  К [5], причем это различие характеризует также точность используемых моделей.

Данные по энергетическому балансу Земли и ее атмосферы можно использовать для определения параметров атмосферы как источника теплового излучения. Введем оптическую толщину атмосферы  $u$  для инфракрасного излучения и при оценках будем считать, что она не зависит от частоты излучения. Вероятность прохождения сигнала через атмосферу при его распространении перпендикулярно к поверхности Земли  $P = \exp(-u)f(u)$ . Функцию распределения  $f(u)$  по оптической толщине для удобства будем полагать константой в промежутке  $u_1 < u < u_2$  и равной нулю за его пределами. На основе этого определим вероятность прохождения инфракрасных фотонов через атмосферу, если они изотропно создавались на поверхности Земли. Эта вероятность дается формулой

$$P = \int_{u_1}^{u_2} f(u) du \int_0^1 e^{-\frac{u}{\cos\theta}} d \cos\theta, \quad (2)$$

где  $\theta$  – угол между нормалью к поверхности Земли и направлением фотона. По этой формуле для  $u_2/u_1 = 1.2, 1.5, 2.3$  получим, что наблюдаемая вероятность выживания фотона при прохождении через атмосферу, которая в соответствии с рис. 1 равна  $1/20$ , реализуется при средней оптической толщине атмосферы [34]

$$\bar{u} = \int_{u_1}^{u_2} uf(u)du = 2.6 \pm 0.2.$$

Это характерная оптическая толщина атмосферы для теплового излучения Земли.

На основе мощностей теплового излучения атмосферы в направлении Земли  $1.67 \times 10^{17}$  Вт и в окружающее пространство  $1.02 \times 10^{17}$  Вт определим по аналогии с излучением поверхности Земли температуры слоев атмосферы  $T_{\downarrow}$  и  $T_{\uparrow}$ , ответственных за тепловое излучение в указанных направлениях. Моделируя излучение этих слоев как создаваемое абсолютно черным телом и используя закон Стефана–Больцмана (1), получим [34]

$$T_{\downarrow} = 276 \text{ К}, \quad T_{\uparrow} = 244 \text{ К}.$$

В соответствии с характером изменения температуры стандартной атмосферы с высотой потоки теплового излучения, направленные к поверхности Земли и наружу в среднем создаются областями атмосферы на высотах [34]

$$h_{\downarrow} = 1.7 \text{ км}, \quad h_{\uparrow} = 6.8 \text{ км}.$$

В дальнейшем будем использовать данные, полученные из энергетического баланса атмосферы, для анализа ее теплового излучения.

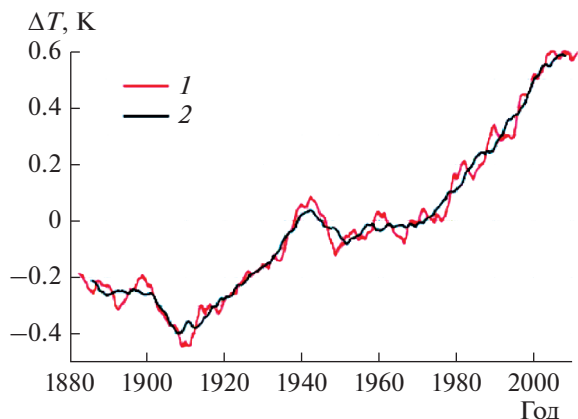
**1.2. Эволюция глобальной температуры.** Характер изменения энергетического баланса Земли проявляется в изменении глобальной температуры поверхности Земли, т.е. температуры, усредненной по всем географическим точкам земного шара. Эта величина как функция времени испытывает большие флуктуации, и чтобы снизить влияние суточных и сезонных флуктуаций, определим глобальную температуру поверхности Земли как усредненную по земному шару и времени в течение года. Анализ глобальной температуры принципиально отличается от задач метеорологии, где изменения погоды определяются перемещением воздуха, тепла и влаги. Проблемой является определение указанных параметров на основании их значений в соответствующих географических точках и в некоторые моменты времени. Эта задача может быть решена на ограниченном временном интервале, практически не превышающем одну-две недели. При анализе глобальных свойств атмосферы имеем дело с гораздо большими временами, начиная с года. Поэтому если при анализе погоды используются детерминистические методы, то

анализ глобальных параметров атмосферы основан на статистических методах.

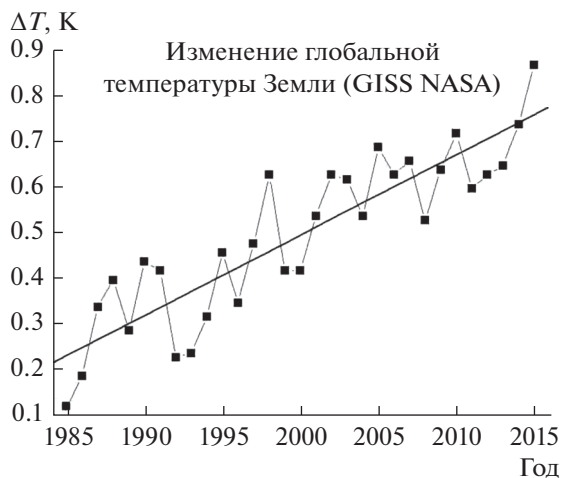
Основным параметром атмосферы, на котором далее сосредоточимся, является глобальная температура и ее изменение во времени; оно в любом случае превышает годы. Далее определим глобальную температуру Земли как среднюю температуру поверхности Земли, где усреднение проводится по разным географическим точкам Земли, а также по времени. Эта величина может быть определена надежно, если ее значения намного превышают ее флуктуации.

При этом измеряемые изменения глобальной температуры в последние 150 лет составляют десятки долей градуса, тогда как сезонные изменения температуры достигают нескольких десятков градусов, так что флуктуации глобальной температуры в каждой точке Земли измеряются в градусах. Однако можно снизить рассматриваемые флуктуации, если при нахождении изменения глобальной температуры за определенный период времени сравнивать не глобальные температуры в соответствующие моменты времени, а именно изменения глобальной температуры. Такой подход был разработан Хансенем и др. [35]. В рамках этого подхода возьмем за основу температуру в определенной точке на поверхности Земли в заданный момент времени и сравним ее с температурой в той же точке и в тот же день года и время суток, но в разные годы. Ясно, что изменение этой величины от года к году составляет градусы, а не десятки градусов, как сама глобальная температура. Усредним это изменение глобальной температуры по всем точкам земного шара, по времени суток и по сезону. Полученное изменение глобальной температуры  $\Delta T$  в течение заданного времени, измеряемое годами, и является выходным параметром, характеризующим изменение климата. При этом если флуктуация глобальной температуры составляет градусы, то флуктуации изменений глобальной температуры  $\Delta T$  оценивается в 0.1 К.

Конечно, реализация указанной программы требует большой информации и трудоемкой работы. Тем не менее необходимая информация содержится в измерениях большого числа метеорологических станций, которые существуют со второй половины девятнадцатого века. Число метеостанций в конце 19 века составляло несколько более шести тысяч, в настоящее время их число сократилось почти в три раза, но основная информация теперь следует из измерений на спутниках. При этом сопоставление изменений глобальной температуры Земли, полученных на основе соответствующих измерений зимой и летом, в дневное и ночное время, в северном и южном полушарии с усреднением этих данных в течение года показывает, что они не превышают 0.2 К [36,



**Рис. 3.** Изменение глобальной температуры поверхности Земли с конца 19-го по начало 21-го века, полученные усреднением соответствующих величин, которые относятся к отдельным географическим точкам и одинаковым моментам времени в продолжение суток и сезона [36, 37]: усреднение выполнено за 5 (1) и 15 (2) лет.



**Рис. 4.** Изменение глобальной температуры поверхности Земли, полученные усреднением соответствующих величин, которые относятся к отдельным географическим точкам и одинаковым моментам времени в продолжение суток и сезона [36, 37] в последние тридцать лет (точки), прямая – усреднение этих данных [38].

37], что можно рассматривать как флуктуацию для изменения глобальной температуры.

На рис. 3 приводятся изменения глобальной температуры поверхности Земли с усреднением в течение 5 и 11 лет. Согласно данным этого рисунка годовые флуктуации для изменения глобальной температуры Земли  $\Delta T$  составляют порядка 0.1 К. Отсюда также следует немонотонный характер изменения глобальной температуры в рассматриваемый период. Именно в течение 1880–1910 годов имело место слабое похолодание, которое сменилось небольшим потеплением в

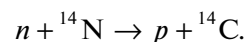
1910–1940 годах, которое перешло далее в очередное похолодание в 1940–1950 годах. В течение 1950–1980 годов глобальная температура в среднем не изменялась, а с 1980 г. по настоящее время наступил период потепления, так что глобальная температура монотонно растет. Аппроксимируя изменение глобальной температуры Земли  $\Delta T$  за последние 30 лет линейной зависимостью

$$\Delta T = \frac{dT}{dt}(t - t_0), \quad (3)$$

имеем из обработки данных рис. 4 [38]  $dT/dt = 0.018$  К/год, где  $t$  – время,  $t_0$  – начальный момент времени. При этом среднее квадратичное отклонение от линейной зависимости, т.е. флуктуация глобальной температуры, составляет 0.09 К согласно данным рис. 3.

Отметим, что данные рис. 3 для глобальной температуры являются наиболее достоверными, поскольку они позволяют провести строгое усреднение температуры по разным географическим точкам Земли. Тем не менее изменение температуры в прошлом в определенной географической точке планеты на основе изотопного анализа отложений [39–41] дает представление об изменении климата в прошлом.

Температура данной точки планеты в тот момент, когда рассматриваемый слой перешел в отложение, следует из отношения концентраций стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$ , а время образования данного слоя может быть определено как по глубине залегания исследуемого слоя, так и на основе так называемого геохронологического метода (например, [42, 43]), который позволил заглянуть глубоко в прошлое. В первую очередь этот метод относился к анализу радиоактивного изотопа углерода  $^{14}\text{C}$ , время полураспада которого составляет 5730 лет, а образование происходит под действием космических нейтронов согласно схеме [44–46]



Этот процесс стал важным инструментом археологии и сыграл существенную роль в создании и развитии геохронологии. При других временах нахождения объекта в шурфе используются другие изотопы.

Как пример измерения локальной температуры в прошлом, на рис. 5 приводится ее изменение во времени в прошедшие 400 тыс. лет на станции Восток (Антарктида). В этом случае анализировались пузырьки воздуха во льду, причем температура определялась по соотношению концентраций изотопов кислорода, время находилось по глубине залегания шурфа и калибровалось изотопным методом, а концентрация углекислого газа в атмосфере – по его концентрации в пузырьках.

## 2. ПАРНИКОВЫЕ КОМПОНЕНТЫ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

**2.1. Углекислый газ в атмосфере Земли.** Основными парниковыми компонентами атмосферы являются углекислый газ, молекулы и микрокапли воды. Далее рассмотрим поведение каждой из этих компонент в атмосфере Земли, начав с углекислого газа, который находится в химическом равновесии с находящимися на Земле органическими соединениями. Переход между углекислым газом атмосферы и соединениями углерода на поверхности Земли носит название углеродного цикла, и его каналы, полученные на основе [50–52], представлены на рис. 6. Хотя точность этих данных ограничена, приведенная диаграмма отражает основные особенности углеродного цикла.

Фотосинтез является главным процессом удаления углекислого газа из атмосферы. Это комплексный процесс, где хлоропласты растений являются катализатором, который под действием солнечного излучения переводит молекулы  $\text{CO}_2$  в твердые формы углерода [53]. Сложный характер фотосинтеза [54–59] является свидетельством того, что этот процесс зависит от типа участвующего в нем растения, фазы его роста и внешних условий, при которых протекает этот процесс. По характеру процесса фотосинтеза растения делят на группы С3 и С4 по числу атомов углерода, участвующих в элементарном химическом процессе при протекании фотосинтеза [60]. Для растений группы С3, к которой относится пшеница, рис, фасоль, процесс протекает при столкновении молекулы  $\text{CO}_2$  с промежуточным продуктом, тогда как в случае группы С4 молекулы  $\text{CO}_2$  сначала захватываются клеткой, и далее процесс протекает с участием связанных молекул. Это ведет к разным зависимостям скорости процесса фотосинтеза от условий, при которых он протекает, и в частности, от концентрации молекул  $\text{CO}_2$  в окружающем воздухе [61]. Наряду с процессом фотосинтеза, удаление углекислого газа из атмосферы над океанами может быть связано с растворением углекислого газа в океане, что ведет к образованию карбонатов типа  $\text{CaCO}_3$ . Разложение карбонатов создает поток углекислого газа в атмосферу. Другими каналами образования атмосферного углекислого газа являются процессы гниения, а также дыхания растений и микробов.

Деятельность человека ведет к накоплению углекислого газа в атмосфере в результате сжигания ископаемого топлива (угля, нефти и газа), как и углеродсодержащих материалов. Это создает большую часть потока углекислого газа в атмосферу за счет хозяйственной деятельности человека. При этом 35% выбросов углекислого газа в атмосферу приходится на сжигание угля, 36% — нефти, 20% — газа, 3% выбросов углекислого газа

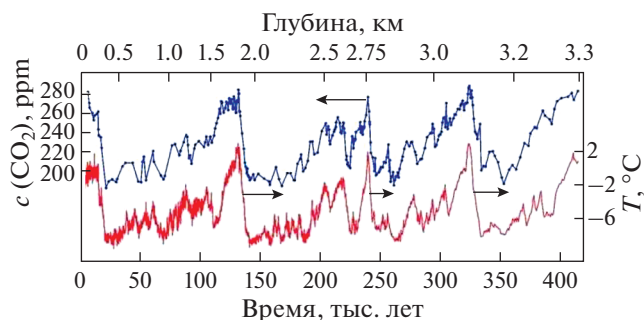


Рис. 5. Изменение температуры поверхности Земли на станции “Восток” (Антарктида) и концентрации углекислого газа за последние 400 тысяч лет [47–49].

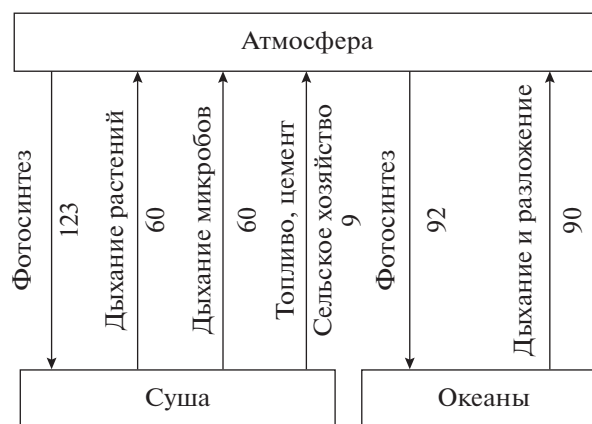
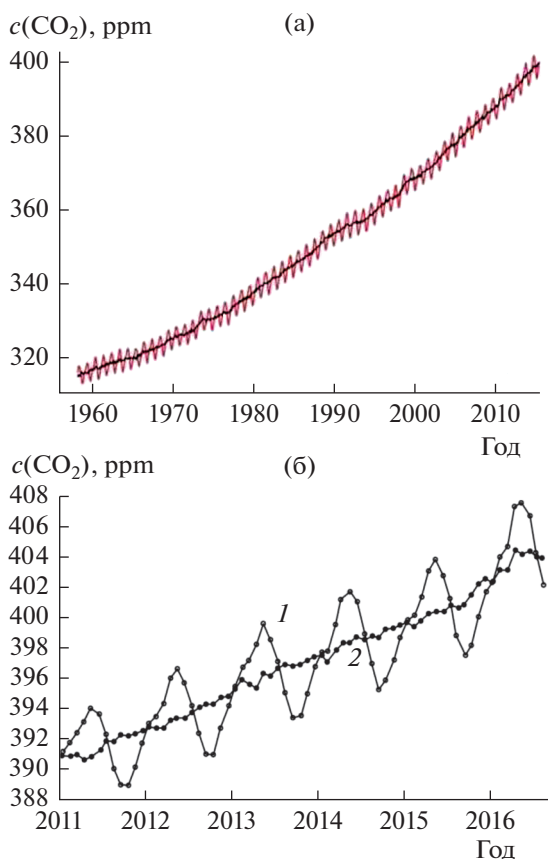


Рис. 6. Потоки углерода через атмосферу Земли в углеродном цикле [50–52], выраженные в  $10^6$  тонн углерода в год.

происходит при изготовлении цемента, остальное — при использовании дров, биотоплива и т.д. [62]. Наряду с выбросом углекислого газа в атмосферу в процессе получения энергии при сжигании топлив существенный вклад в образование атмосферного углекислого газа вносит уничтожение лесов в тропических районах Южной Америки, Африки и Азии [63–65]. Примерно  $1.5 \times 10^5$  км<sup>2</sup> тропических лесов уничтожается ежегодно. Трудно определить влияние этого процесса на климат Земли. С одной стороны, освобождаемая от леса площадь используется далее в сельскохозяйственном производстве, где фотосинтез играет определяющую роль. С другой стороны, уничтожение лесов изменяет характер испарения воды с освобожденной площади. Это ведет к неоднозначному влиянию уничтожения лесов на климат Земли.

Отметим следующий аспект диаграммы, представленной на рис. 6. При современной концентрации углекислого газа в атмосфере поток углекислого газа в атмосферу по всем каналам превышает суммарный поток углекислого газа,



**Рис. 7.** Концентрация двуокиси углерода в атмосферном воздухе согласно измерениям обсерватории Мауна Лоа (Mauna Loa) [68, 69] в течение последнего полувека (а) и последних лет (б): 1 – средние значения за соответствующий месяц, 2 – усреднение по измерениям в течение полугода до и после данного времени.

удаляемого из атмосферы, так что концентрация молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере увеличивается во времени. Однако, если исключить хозяйственную деятельность человека из углеродного цикла, концентрация молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере будет уменьшаться. Можно ожидать, что она опустится до предела между 260 ppm и 280 ppm, который отвечает значениям этой величины до промышленной эры. Видимо, в этих пределах рассматриваемая величина сохранялась и предыдущие 10000 лет [66].

К данным рис. 6 добавим, что в настоящее время атмосфера Земли содержит примерно  $8 \times 10^{17}$  г углерода в форме молекул  $\text{CO}_2$ . Для сравнения средняя масса атмосферной воды равна  $1.3 \times 10^{19}$  г, а масса атмосферного воздуха составляет  $5.1 \times 10^{21}$  г. Отсюда на основе данных рис. 6 следует, что время нахождения углекислого газа в атмосфере составляет примерно 4 г. За это время углекислый газ перемешивается с воздухом в атмо-

сфере, так что концентрация молекул углекислого газа в атмосферном воздухе не зависит от точки измерения концентрации, если она находится далеко от источников углекислого газа и областей его уничтожения.

Таким образом, равновесие между углекислым газом атмосферы и твердым углеродом, входящим в состав органических соединений на поверхности Земли, связано с фотосинтезом и окислением углеродсодержащих веществ, главным образом, в результате гниения и дыхания растений. Как видно из приведенных данных, вклад индустриальной деятельности человека в образование атмосферного углекислого газа составляет примерно 5%. Тем самым выбросы углекислого газа в атмосферу как результат углеродной энергетики не так существенны, как убеждают нас средства массовой информации.

Наиболее полная информация относительно современной концентрации молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере и ее эволюции следует из измерений обсерватории Мауна Лоа (Mauna Loa), Гавайи, США [67–70]. Эта обсерватория удачно расположена на высоте 3400 м над уровнем моря, что исключает влияние источников атмосферного  $\text{CO}_2$  и позволяет оперировать со стабильной концентрацией углекислого газа в атмосферном воздухе. При этом мониторинг концентрации атмосферного углекислого газа происходит непрерывно, начиная с 1959 г. Его результаты представлены на рис. 7 с месячным или годовым усреднением концентрации молекул углекислого газа [69, 70].

Согласно данным рис. 7, концентрация молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере изменилась с 316 ppm в 1959 г. до 410 ppm в 2017 г. ( $1 \text{ ppm} = 10^{-6}$ ), т.е. за последние 60 лет увеличилась на 30%. Рис. 7а показывает, что концентрация молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере растет с ускорением. Действительно, скорость накопления молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере изменилась от 0.7 ppm в год в 1959 г. до примерно 2.1 ppm в год в 2017 г. Сезонные вариации концентрации молекул  $\text{CO}_2$  в атмосфере (рис. 7б) происходят за счет более высокой интенсивности фотосинтеза в северном полушарии по сравнению с южным. В результате в период от мая до сентября, когда фотосинтез имеет место в северном полушарии, происходит уменьшение измеряемой концентрации молекул углекислого газа.

Средний ежегодный рост концентрации углекислого газа в атмосфере в настоящее время составляет 2.1 ppm в год, что соответствует сжиганию  $4.4 \times 10^9$  тонн углерода. Это вдвое меньше количества углерода, содержащегося в добытых за год ископаемых горючих топливах (уголь, нефть, газ). Из рис. 7б следует, что концентрация атмосферного углекислого газа уменьшилась с 402 ppm до 395 ppm с мая по сентябрь 2014 года и потом увеличивалась до 404 ppm с сентября 2014 года по



май 2015 года. Это соответствует переходу  $15 \times 10^9$  тонн углерода из атмосферы в первом случае и переходу  $19 \times 10^{19}$  тонн углерода в атмосферу во втором случае. Таким образом, имеется информация о современном содержании углекислого газа в атмосфере и скорости его изменения.

Наряду с мониторингом современного содержания углекислого газа в атмосфере определенное понимание эволюции этого параметра в прошлом дает анализ содержания углекислого газа в ледниковых отложениях. На рис. 8 приведено изменение концентрации углекислого газа в прошлом [71]. Оставляя в стороне периодический характер осцилляций этой величины, отметим, что среднее значение концентрации углекислого газа близко к его значению в нашей эре в предыдущую эпоху.

Таким образом, в настоящее время концентрация углекислого газа атмосферы  $c$  растет со скоростью примерно  $2.4 \text{ ppm}$  в год, что соответствует уравнению [38]

$$\frac{d \ln c}{dt} = 0.006 \text{ год}^{-1}. \quad (4)$$

где современная концентрация атмосферного углекислого газа принята равной  $c = 410 \text{ ppm}$ . Отсюда следует, что при современной скорости роста концентрации молекул углекислого газа в атмосфере удвоение этой величины произойдет примерно через 120 лет. Далее, в соответствии с концепцией Аррениуса [6], основанной на использовании концентрации молекул атмосферного углекислого газа как характеристики текущего состояния атмосферы, имеем, что согласно формуле (3) удвоение концентрации углекислого газа в атмосфере ведет к изменению глобальной температуры планеты на

$$\Delta T = (2.0 \pm 0.3) \text{ K}. \quad (5)$$

Отметим, что этот результат следует из измерений в рамках программ NASA, причем рост концентрации углекислого газа не является в данном случае причиной изменения глобальной температуры, а используется как характеристика состояния атмосферы.

Проверим концепцию Паулинга, связывающую изменение концентрации углекислого газа в атмосфере с изменением глобальной температуры [72, 73]. Более того был указан конкретный канал этой связи. Именно углекислый газ в основном усваивается океанами, находясь в океанах в виде соединения типа  $\text{CaCO}_3$  в результате химического равновесия



причем энтальпия для этого процесса связывания молекул углекислого газа  $\Delta H = 178 \text{ кДж/моль}$  [74]. Поскольку количество связанных молекул

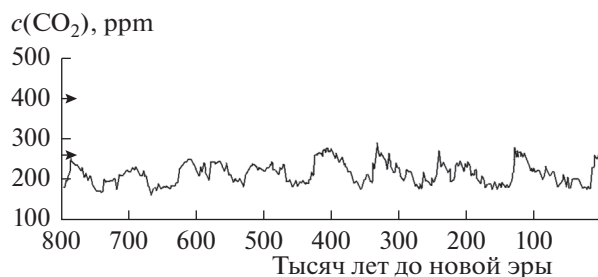


Рис. 8. Концентрация углекислого газа в атмосфере Земли в прошлом, восстановленная из анализа ледникового льда [70].

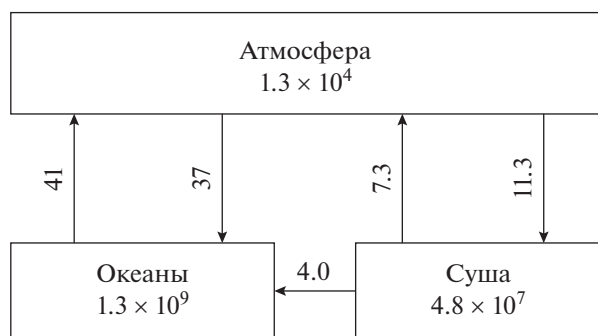
углекислого газа в океане примерно в 60 раз больше его количества в атмосфере, океан в этом равновесии можно рассматривать как источник углекислого газа, так что зависимость концентрации атмосферного углекислого газа  $c$  от температуры океана  $T$  имеет вид  $c \sim \exp(-\Delta H/T)$ , что на основании формулы (3) дает

$$\frac{d \ln c}{dt} = \frac{\Delta H}{T^2} \frac{dT}{dt} = 0.0046 \text{ год}^{-1}.$$

Сравнение с формулой (4) показывает справедливость концепции Паулинга, т.е. химическое равновесие между океаническим и атмосферным углекислым газом в большой степени является ответственным за наблюдаемый рост концентрации углекислого газа.

**2.2. Атмосферная вода.** Другая парниковая компонента атмосферы, вода, попадает в атмосферу в результате испарения молекул воды с поверхности Земли и выпадения на нее осадков. Суммарная скорость испарения воды с поверхности Земли составляет  $3.9 \times 10^{20} \text{ г/год}$  [75–78] и такое же количество воды ежегодно возвращается на Землю в виде осадков, причем только примерно  $1.0 \times 10^{18} \text{ г/год}$  в виде снега. На рис. 9 представлен баланс воды в процессах ее переходов между суши, океанами и атмосферой Земли. Среднее содержание воды в атмосфере составляет  $1.3 \times 10^{19} \text{ г}$  [79–84] по сравнению с массой  $5.1 \times 10^{21} \text{ г}$  для атмосферного сухого воздуха. Это соответствует средней концентрации молекул воды в атмосферном воздухе  $0.33\%$ , или средней концентрации  $1.7\%$  вблизи поверхности Земли. Из этих данных также следует, что среднее время нахождения молекул воды в атмосфере составляет примерно 9 суток [78]. К этому добавим, что вода распределена в атмосфере крайне неоднородно и ее содержание в данной области атмосферы меняется со временем.

При этом атмосферная вода составляет малую долю земной воды,  $96\%$  которой является соленой, а содержание пресной воды составляет примерно  $1.0 \times 10^{22} \text{ г}$ . Если атмосферную воду переве-



**Рис. 9.** Скорости обмена водой между сушей, океаном и атмосферой, выраженные в  $10^{18}$  г/год, представлены вблизи соответствующих стрелок; содержание воды в каждом из объектов даны в  $10^{15}$  г (миллиард тонн).

сти в жидкое состояние и равномерно распределить по поверхности Земли, высота слоя жидкой воды составит 2.5 см [83]. Далее средняя плотность воды в атмосфере у поверхности Земли составляет  $3 \text{ г/м}^3$  в сравнении с плотностью сухого воздуха  $1.2 \text{ кг/м}^3$ . Это соответствует среднему парциальному давлению водяного пара у поверхности Земли, равному примерно 2 Тор. Поскольку давление насыщенного пара воды при температуре  $0^\circ$  составляет 4.7 Тор [84, 85], приземные области атмосферы, расположенные на высотах, по крайней мере, ниже 3 км, при равновесных условиях содержат воду в виде пара свободных молекул.

Другие фазовые формы воды — жидкая, снежная, ледяная (кристаллическая) — образуются и в основном существуют в более высоких слоях атмосферы. Атмосферные частицы, включающие воду в этих фазах, носят название аэрозольных частиц или аэрозолей. Процессы с участием аэрозолей [86–91] влияют на разные свойства атмосферы, в том числе на электрические и оптические, причем участие аэрозолей в электрических явлениях атмосферы имеет ключевое значение [92].

Поскольку температура тропосферы падает с увеличением высоты, то в слоях тропосферы, где давление атмосферного водяного пара превышает давление насыщенного пара при текущей температуре воздуха, возможна конденсация избытка пара атмосферной воды с образованием растущих аэрозолей, т.е. жидких частиц воды микронного размера. В частности, типичные параметры микрокапель воды в созревшем кучевом облаке составляют [93–96]

$$r_0 = 8 \text{ мкм}, \quad N_d = 10^3 \text{ см}^{-3},$$

где  $r_0$  — средний радиус аэрозоля,  $N_d$  — средняя плотность микрокапель. В соответствии с этой формулой средняя микрокапля содержит примерно  $7 \times 10^{13}$  молекул воды, а средняя плотность

находящихся в кучевом облаке связанных молекул воды в микрокаплях относительно воздуха составляет  $7 \times 10^{16} \text{ см}^{-3}$ , тогда как средняя плотность свободных молекул воды у поверхности Земли равна  $4.3 \times 10^{17} \text{ см}^{-3}$ .

Атмосфера Земли содержит различные типы частиц-аэрозолей в широкой области размеров 0.01–100 мкм, которые могут влиять на разные свойства атмосферы. Основу этих аэрозолей обычно составляет вода, но они могут содержать также  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{NO}_x$ , минеральные соли и другие соединения, образующиеся в результате процессов на поверхности Земли. Содержание аэрозолей в атмосфере представляет интерес для анализа излучательных свойств атмосферы в инфракрасной области спектра, однако концентрация аэрозолей в воздухе — величина нестабильная. Возможно, некоторое представление о присутствии воды в атмосфере в конденсированной фазе, т.е. в виде аэрозолей, могло бы дать измерение содержания воды в стратосфере. Действительно, ранее было показано, что вода почти не проникает в верхние слои тропосферы, поскольку в силу низкой температуры происходит конденсация воды, и достигая микронных размеров, аэрозоли выпадают вниз под действием гравитационной силы. Тем не менее, небольшая часть воды остается в виде свободных молекул. Например, при температуре  $-20^\circ\text{C}$  плотность свободных молекул при давлении насыщенного пара воды составляет  $3 \times 10^{16} \text{ см}^{-3}$  [84]. Поэтому водяной пар в малой степени проникает в стратосферу, где он не конденсируется в силу более высокой температуры, чем в тропопаузе. Поскольку он перемешивается с молекулами воздуха в результате конвективного движения воздуха, то концентрация водяного пара в стратосфере может свидетельствовать как о содержании аэрозолей в верхних слоях тропосферы, так и о распределении температуры атмосферы по высоте.

Как видно, образование аэрозолей в атмосфере ведет к резкому падению плотности молекул воды в тропосфере с увеличением высоты. В частности, на рис. 10 представлена зависимость концентрации молекул воды по отношению к молекулам воздуха для одного из измерений в тропической атмосфере при условиях, когда концентрация молекул воды в приземной атмосфере существенно превышает ее среднее значение. Содержание воды в атмосфере резко падает с высотой, и в стратосфере концентрация молекул воды значительно меньше, чем углекислого газа, в противоположность соотношению между ними в тропосфере. Измерение содержания стратосферной воды в течение длительного времени может дать параметр, характеризующий присутствие в атмосфере основного источника ее теплового излучения. Например, длительные баллонные из-

мерения содержания стратосферной воды проводились в Боулдере (Колорадо). Представим их результаты с 1980 г. по 2010 г. на высотах 16–26 км [98]. За этот период содержание стратосферной воды увеличилось в среднем на  $1.0 \pm 0.2$  ppt или  $(27 \pm 6)\%$ . При этом в течение 1980–1989 годов это увеличение составляло от  $0.44 \pm 0.13$  ppt на высотах 16–18 км до  $0.07 \pm 0.07$  ppt на высотах 24–26 км. В период 1990–2000 г. рост содержания стратосферной воды составлял в среднем на указанных высотах  $0.57 \pm 0.25$  ppt, тогда как в период 2001–2005 г. оно упало в среднем на  $0.35 \pm 0.04$  ppt, увеличившись снова в 2006–2010 г. в среднем до  $0.49 \pm 0.17$  ppt. Отметим при этом, что концентрация молекул воды в стратосфере почти на три порядка величины ниже, чем в приземных слоях атмосферы. Как видно, даже усредненная по большому промежутку времени концентрация стратосферной воды ведет себя нерегулярным образом, что свидетельствует о сложности процессов с участием молекул воды в атмосфере. Нерегулярным образом меняется также содержание воды в тропосфере, где вода является главным источником теплового излучения, поскольку к процессам с участием молекул воды в стратосфере здесь добавляются процессы конденсации воды, приводящие к образованию аэрозолей, а также процессы с участием аэрозолей, в том числе их поведение в облаках.

### 3. КОЭФФИЦИЕНТ ПОГЛОЩЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

#### 3.1. Простая модель излучения атмосферы Земли.

Излучательные свойства атмосферы Земли связаны в основном с присутствием в ней трех компонент: молекулярной воды и углекислого газа, а также микрокапель воды, т.е. водяных частиц микронного размера, которые образуют облака. Тепловое излучение атмосферы, создаваемое находящимися в ней молекулами, обусловлено излучательными переходами между колебательными и вращательными состояниями молекул. Оставляя в стороне правила отбора для этих переходов [99–105], что составляет определенный раздел молекулярной спектроскопии, сосредоточим внимание на определении коэффициентов поглощения атмосферного воздуха с примесью оптически активных молекул.

При этом соседние по энергии переходы объединяются в полосы, что делает данную молекулу оптически активной в определенной области спектра. Если моделировать излучающие области атмосферы абсолютно черным телом, то согласно закону Вина [106, 107] максимум интенсивности излучения отвечает длине волны  $\lambda_m$ , которая связана с температурой излучателя  $T$  соотношением  $\lambda_m T = 0.29$  см К. Поскольку тепловое излучение создается областями атмосферы с температурой

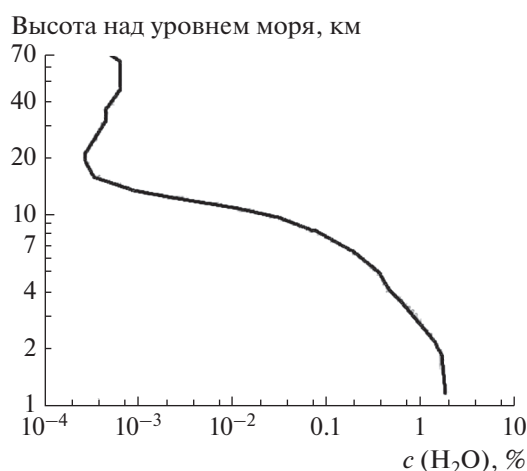


Рис. 10. Зависимость концентрации молекул воды в атмосферном воздухе от высоты [97].

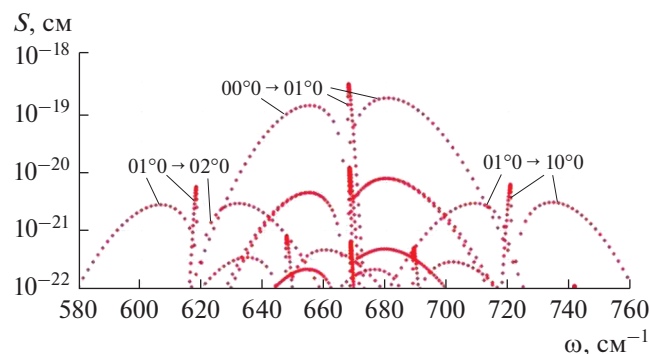
220–300 К, основной интерес для теплового излучения атмосферы имеют длины волн  $\lambda = 10–15$  мкм. Отметим, что этому соответствует излучательный переход для молекулы углекислого газа между основным и нижним колебательно-возбужденным состояниями.

Существуют разные формы распространения фотонов в газовой среде, включая атмосферы планет, в зависимости от условий, при которых это происходит (например, [107–111]). В данном случае мы имеем дело с излучающим газом, находящимся в термодинамическом равновесии в силу высокого давления воздуха. Это означает, что возбужденные молекулы, излучающие фотоны, образуются не в результате поглощения фотонов, а при столкновении с окружающими молекулами. Другими словами, температура излучения, создаваемого в определенной области атмосферы, совпадает с температурой этого слоя. Кроме того, оптическая толщина газовой системы велика, т.е. длина пробега фотонов мала по сравнению с размером системы.

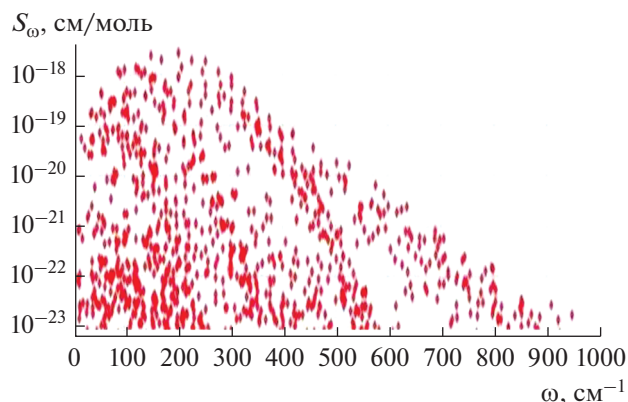
В случае излучения оптически толстого слоя газа одинаковой температуры поток излучения соответствует потоку излучения абсолютно черного тела с излучательной температурой, равной температуре слоя. Излучение атмосферы, температура которой падает с высотой, можно привести к излучению однородной атмосферы, причем температура излучения  $T_\omega$  для данной частоты  $\omega$  совпадает с температурой слоя, для которого оптическая толщина  $u_\omega$  до границы перехода составляет [112, 113]

$$u_\omega(T_\omega) = \frac{2}{3}. \quad (7)$$

Этот результат соответствует разложению парциального потока излучения для данной частоты по



**Рис. 11.** Интенсивности поглощения молекул углекислого газа при комнатной температуре [109]; указаны колебательные переходы, к которым относится данная вращательная ветвь.



**Рис. 12.** Интенсивности поглощения молекул воды при комнатной температуре [9].

малому параметру, который пропорционален квадрату градиента температуры. Для стандартной атмосферы Земли этот параметр равен 0.01.

Рассмотрим характер излучения атмосферы на основе простой модели, которая учитывает, что плотность молекулярных оптически активных компонент атмосферного воздуха монотонно падает с ростом высоты. Используем простую аппроксимацию для коэффициента поглощения фотона  $k_\omega$  на данной частоте  $\omega$  атмосферным воздухом [34]

$$k_\omega = \frac{du_\omega}{dh} = A \exp\left(-\frac{h}{\Lambda}\right)$$

и определим параметры  $A$  и  $\Lambda$  из условия, что оптическая толщина для эффективного слоя, ответственного за излучение в данную сторону, равна  $2/3$ . Эти условия в данном случае с учетом формулы (7) имеют вид

$$\int_0^{h_0} du = \frac{2}{3}, \quad \int_{h_1}^{\infty} du = \frac{2}{3}.$$

Решение этих уравнений дает [34]

$$A = 0.46 \text{ км}^{-1}, \quad \Lambda = 5.3 \text{ км}, \quad u = 2.4.$$

Рассмотренная модель подходит для молекулярного газа в силу монотонного убывания коэффициента поглощения с высотой и для оптически плотной атмосферы  $u \gg 1$ , так что области атмосферы, ответственные за излучение атмосферы в сторону поверхности Земли и за ее пределы, разделены. Далее сосредоточим внимание только на излучении атмосферы, направленном на поверхность Земли.

### 3.2. Излучение атмосферных молекул $\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}$ .

На первой стадии анализа излучения атмосферного воздуха с примесью оптически активных компонент определим коэффициент поглощения атмосферы на данной частоте. При этом будем

опираться на данные HITRAN банка [8–10], который содержит параметры большого числа колебательно-вращательных переходов молекул. Одним из представляющих интерес параметров является интенсивность спектральной линии  $S_i$ , которая вводится так, что коэффициент поглощения  $k_\omega$  данной компоненты на заданной частоте  $\omega$  определяется соотношением

$$k_\omega = N_m \sum_i S_i a(\omega - \omega_i), \quad (8)$$

где  $N_m$  – полная плотность молекул данного сорта, частота  $\omega_i$  относится к центру  $i$ -й спектральной линии, и  $a(\omega - \omega_i)$  – функция распределения фотонов по частотам, которая в случае атмосферного воздуха определяется столкновениями излучаемой молекулы с молекулами воздуха и имеет вид

$$a(\omega - \omega_i) = \frac{v_i}{2\pi \left[ (\omega - \omega_i)^2 + (v_i/2)^2 \right]}, \quad (9)$$

где  $v_i$  – ширина соответствующей спектральной линии. Параметры этой формулы берутся из банка HITRAN [8–10] для расчета коэффициентов поглощения оптически активных компонент атмосферы. Рис. 11, 12 содержат интенсивности спектральных линий для молекул воды и углекислого газа.

Использованная модель для независимого от частоты коэффициента поглощения не описывает эмиссию паров воды и углекислого газа, поскольку излучение молекул сосредоточено в ограниченной области спектра, однако подходит для микрокапель воды при соответствующем распределении в пространстве. Действительно, сечение поглощения фотонов черной сферической частицей, радиус которой  $r_0$  значительно превышает длину волны излучения  $\lambda$ , составляет  $\sigma = \pi r_0^2$ , что

соответствует коэффициенту поглощения  $k_\omega$ , не зависящему от длины волны излучения и определяемому формулой

$$k_\omega = N_d \pi r_o^2, \quad r_o \gg \lambda, \quad (10)$$

где  $N_d$  — плотность частиц (микрокапель). Типичные параметры микрокапель воды в грозовом облаке даются формулой (6). Как видно, облака могут быть эффективными излучателями атмосферы.

Рис. 13 содержит зависимость коэффициента поглощения жидкой воды от длины волны излучения. На этом рисунке приведен также результат исследования поглощения для реальной атмосферы [115], согласно которому коэффициент поглощения для излучения с длиной волны 10–12 мкм слоисто-кучевыми облаками 700–1000 см<sup>2</sup>/г. Хотя критерий применимости формулы (10) не выполняется, она описывает эксперимент, точность которого ограничена. На основе данных рис. 13 отметим следующую особенность поведения микрокапель воды в атмосфере. Коэффициент поглощения инфракрасного излучения слоем жидкой воды примерно на семь порядков величины выше, чем его характерная величина в видимой области спектра. Поэтому, когда микрокапли образуются из молекул воды и не содержат примеси, они прозрачны для видимого света, но являются эффективными излучателями в инфракрасной области спектра. Далее они становятся видимыми за счет поглощения примесей или солей, которые к ним прилипают.

Особенность поглощения атмосферных молекул состоит в том, что расстояние между соседними спектральными линиями  $\Delta\omega_i$  значительно превышает ширину отдельной спектральной линии  $\nu_i$ , которая пропорциональна плотности молекул воздуха. Например, в случае молекул углекислого газа разность частот для соседних переходов равна 1.56 см<sup>-1</sup>, тогда как ширина спектральной линии при атмосферном давлении близка к 0.15 см<sup>-1</sup>. Соответственно, коэффициент поглощения как функция частоты имеет осцилляционную структуру с максимумами в центрах спектральных линий и минимумами в промежутке между ними.

В случае молекул углекислого справедлива регулярная модель [116], так что разность частот для соседних переходов одинакова. Тогда, учитывая, что в основной области частот перехода вращательный момент начального и конечного состояния велик, а интенсивность слабо зависит от вращательного числа, можно заменить интенсивность переходов  $S_i$  медленно меняющейся функцией частоты  $S_\omega$  и на основании теоремы Миттага–Лефлера [117] провести суммирование в формуле (8) для каждой частоты по вращательным числам. Полученное выражение для коэф-

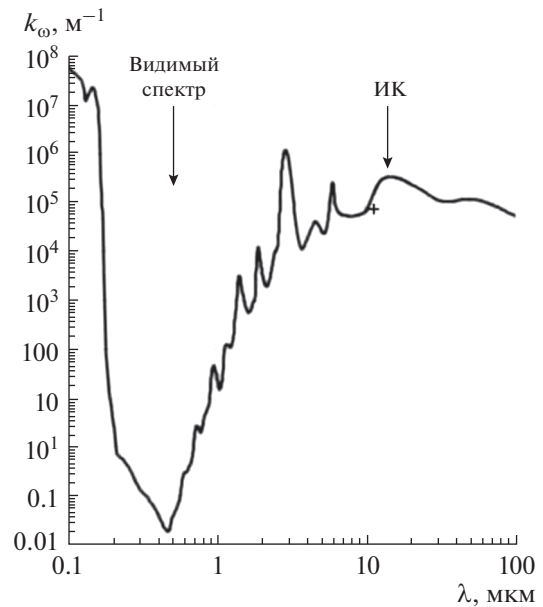


Рис. 13. Коэффициент поглощения слоя воды при нормальных условиях [114]. Крест соответствует атмосферному эксперименту [115].

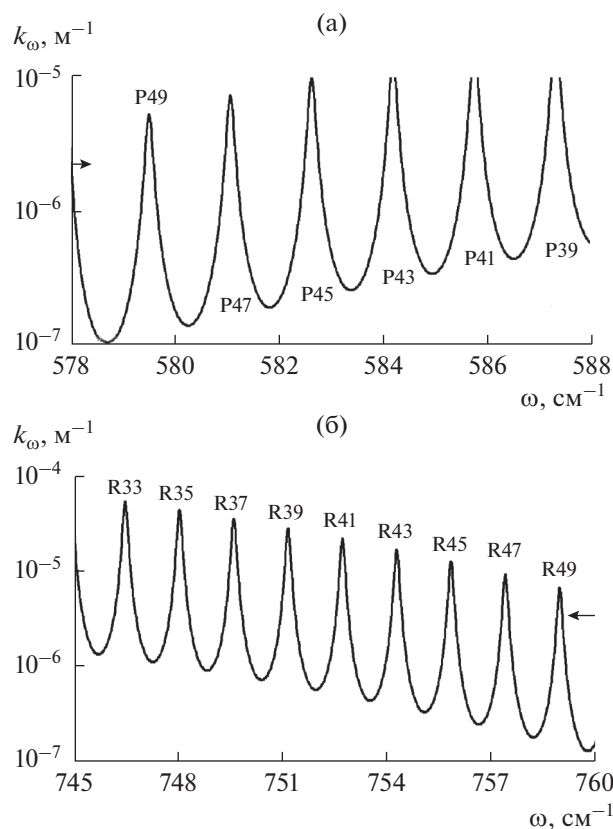
фициента поглощения молекулярного газа (например, [118–121]) в терминах формулы (8) имеет вид

$$k_\omega = \frac{N_m S_\omega}{\Delta\omega} \varphi(\omega), \quad (11)$$

$$\varphi(\omega) = \frac{\text{sh}(z)}{\text{ch}(z) - \cos\left(\frac{2\pi(\omega - \omega_0)}{\Delta\omega}\right)}, \quad z = \frac{\pi\nu}{\Delta\omega},$$

где  $\Delta\omega$  — разность частот для соседних переходов,  $\nu$  — ширина спектральной линии, частота  $\omega_0$  соответствует частоте колебательного перехода.

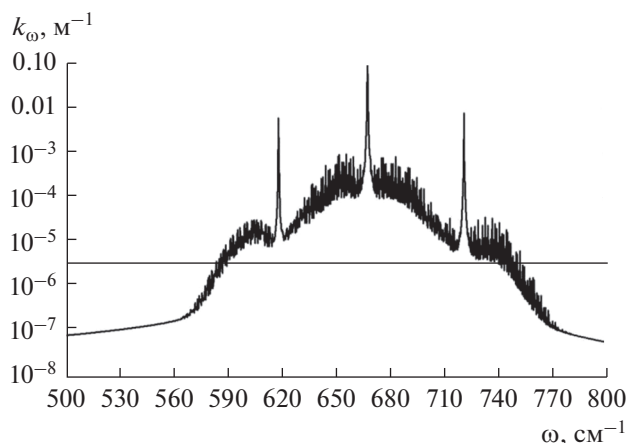
На рис. 14 приведена зависимость от частоты для коэффициента поглощения молекул углекислого газа в атмосфере вблизи поверхности Земли в области спектра около границы полосы поглощения, а на рис. 15 представлена эта зависимость для всей полосы поглощения. Взаимодействие и конкуренция разных парниковых компонент происходит в области спектра, где каждая из этих компонент вносит вклад в суммарный коэффициент поглощения. Для молекул углекислого газа и воды конкуренция имеет место в области поглощения молекул углекислого газа, что следует из рис. 16, на котором дан суммарный коэффициент поглощения, причем в области частот с сильным поглощением молекулами воды их спектр приводится к регулярной модели.



**Рис. 14.** Коэффициент поглощения атмосферы вблизи поверхности Земли за счет молекул углекислого газа вблизи красной (а) и фиолетовой (б) границ полосы поглощения: указаны вращательные моменты для начального состояния процесса возбуждения; P и R обозначают соответствующую вращательную ветвь колебательного перехода.

#### 4. ПОТОКИ ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В СТОРОНУ ЗЕМЛИ

**4.1. Особенности излучения атмосферного воздуха.** Нашей целью является создание алгоритма для вычисления излучательного потока энергии, направленного из атмосферы Земли на ее поверхность. Этот поток является одной из компонент энергетического баланса Земли и определяет парниковый эффект атмосферы. Рассмотрим этот эффект для стандартной атмосферы, т.е. для атмосферы с усредненными параметрами. Отметим связь между процессами излучения и поглощения, скорости которых связаны законами Киркгофа. Поэтому при анализе процессов излучения можно использовать в равной степени параметры, описывающие как излучение, так и поглощение. Видимо, наиболее подходящими для этой цели являются коэффициент поглощения атмосферного воздуха  $K_\omega$  и оптическая толщина слоя  $u_\omega$  для фотонов данной частоты. В частности, температура излучения на данной частоте равна тем-



**Рис. 15.** Коэффициент поглощения молекул атмосферного углекислого газа вблизи поверхности Земли [115].

пературе слоя, оптическая толщина которого порядка единицы в соответствии с (7).

При этом, поскольку атмосферный воздух содержит три основные излучающие компоненты, именно углекислый газ, молекулы воды и микрокапли воды, коэффициент поглощения атмосферного воздуха  $K_\omega$  складывается из коэффициентов поглощения этих компонент [122]:

$$K_\omega = k_\omega + \kappa_\omega + \chi, \quad (12)$$

где  $k_\omega$  – коэффициент поглощения молекулами углекислого газа,  $\kappa_\omega$  – коэффициент поглощения молекулами воды,  $\chi$  – коэффициент поглощения микрокаплями воды. Если считать, что плотность элементарных излучателей не зависит от высоты, то в соответствии с (7) высота слоя, ответственного за излучение атмосферы на данной частоте:

$$h_\omega = \frac{2}{3K_\omega}.$$

Эти условия выполняются при частотах, меньших примерно  $750 \text{ см}^{-1}$  в полосе поглощения молекул воды и углекислого газа. На рис. 17 представлены высоты, ответственные за излучение атмосферы в полосе поглощения углекислого газа.

При рассматриваемых условиях, учитывая, что градиент температуры стандартной атмосферы в области тропосферы равен  $-6.5 \text{ К/км}$ , имеем для температуры излучения

$$T_\omega = T_E - \frac{T_o}{K_\omega}, \quad T_o = 4.33 \frac{\text{К}}{\text{км}}, \quad (13)$$

где  $T_E = 288 \text{ К}$  – температура поверхности Земли для стандартной атмосферы,  $K_\omega$  – полный коэффициент поглощения атмосферы. На рис. 18 приводится коэффициент поглощения стандартной

атмосферы в области полосы поглощения углекислого газа.

Температура излучения  $T_\omega$  для данной частоты фотонов позволяет определить парциальный поток излучения

$$J_\omega = \frac{\hbar\omega^3}{4\pi^2c^2} \left[ \exp\left(-\frac{\hbar\omega}{T_\omega}\right) - 1 \right]^{-1}. \quad (14)$$

Приведенные выражения для параметров излучения атмосферы отвечают частотам, для которых оптическая толщина воздуха велика и при которых излучение создается молекулами воды и углекислого газа. Как следует из рис. 12 и 16, при низких частотах поглощение стандартной атмосферы определяется молекулами воды, а полоса поглощения молекул углекислого газа, согласно рис. 15, находится в интервале частот примерно 580–750  $\text{см}^{-1}$ . При этом на нижней границе этой полосы поглощения имеет место наложение спектров воды и углекислого газа. Далее будем считать, что излучение молекул доминирует при частотах фотонов ниже 760  $\text{см}^{-1}$ , тогда как при более высоких частотах излучение атмосферы определяется каплями воды.

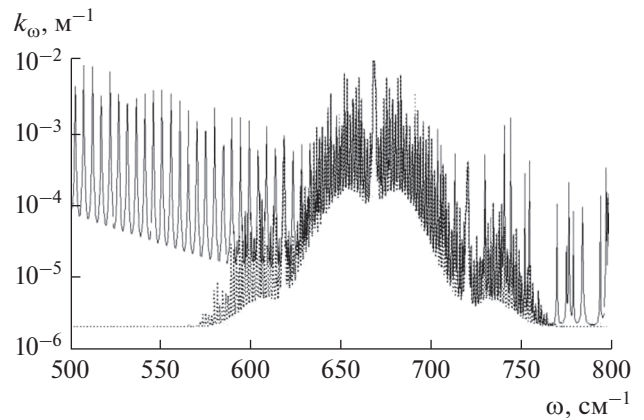
**4.2. Поток излучения атмосферы в сторону Земли.**

В результате проведенного анализа можно сформулировать более точную и реалистичную модель инфракрасного излучения атмосферы в сторону Земли, сохраняя принципы, заложенные в предыдущие модели. Именно, разделим область частот излучения на две части, граница которых примерно  $\omega_0 = 760 \text{ см}^{-1}$ . В нижней области частот эмиссия атмосферы определяется излучением молекул воды и углекислого газа, а поток излучения определяется рассмотренной схемой, в рамках которой он дается формулой (14), а соответствующая ему излучательная температура рассчитывается формулой (13). В области высоких частот излучение атмосферы определяется облаками, содержащими микрокапли с температурой  $T_d$ . В результате имеем для потока излучения стандартной атмосферы

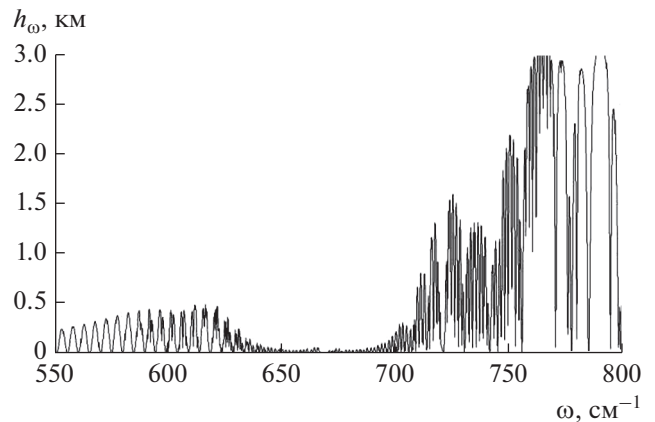
$$J_\downarrow = \int_0^{\omega_0} d\omega \frac{\hbar\omega^3}{4\pi^2c^2} \left[ \exp\left(-\frac{\hbar\omega}{T_\omega}\right) - 1 \right]^{-1} + \int_{\omega_0}^{\infty} d\omega \frac{\hbar\omega^3}{4\pi^2c^2} \left[ \exp\left(-\frac{\hbar\omega}{T_d}\right) - 1 \right]^{-1} + \delta J, \quad (15)$$

где  $\delta J$  – поток излучения за счет молекул воды в области высоких частот. На рис. 19 приведены потоки излучения между атмосферой и Землей. Эти потоки являются элементами энергетического баланса Земли.

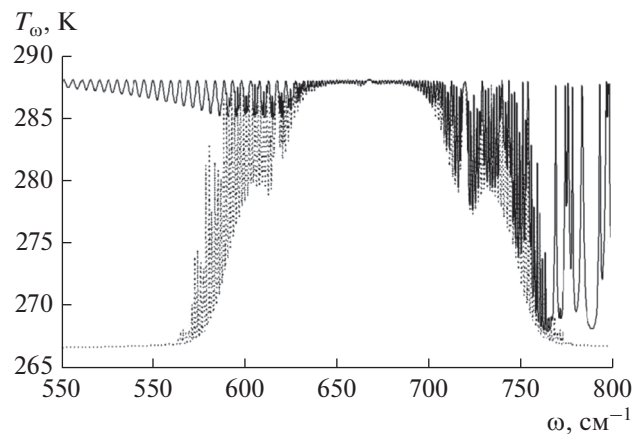
Как следует из рис. 19, молекулы воды частично поглощают в области высоких частот. Оптическая толщина стандартной атмосферы за счет мо-



**Рис. 16.** Суммарный коэффициент поглощения молекул атмосферного углекислого газа, молекул воды и микрокапель воды (сплошная кривая) вблизи поверхности Земли в полосе поглощения углекислого газа; точки – коэффициент поглощения молекул углекислого газа и микрокапель воды.



**Рис. 17.** Высота атмосферного слоя над поверхностью Земли, ответственная за излучение атмосферы в полосе поглощения углекислого газа.



**Рис. 18.** Температура излучения атмосферы в полосе поглощения углекислого газа (сплошная кривая), точки – коэффициент поглощения молекул воды усреднен по спектру.

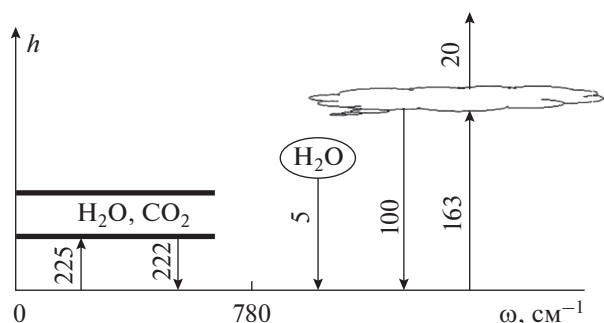


Рис. 19. Поток излучения из атмосферы на Землю и с поверхности Земли в атмосферу, выраженные в Вт/м<sup>2</sup>.

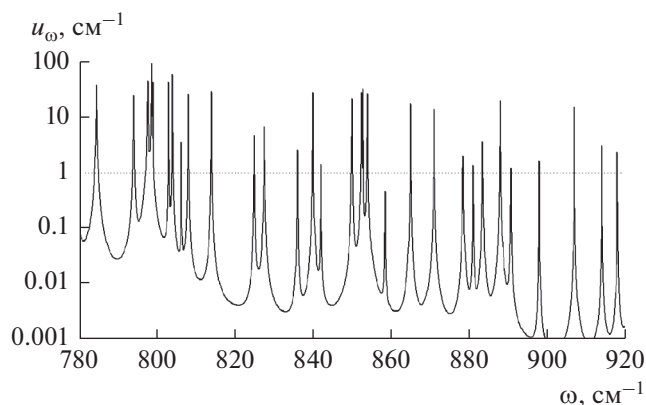


Рис. 20. Оптическая толщина стандартной атмосферы, создаваемая молекулами воды.

лекул воды в этой области спектра приведена на рис. 20 и получена на основе спектроскопических данных банка HITRAN. При этом можно считать, что молекулы воды находятся ниже облаков, т.е. излучение микрокапель атмосферы не экранирует излучение молекул. Представляя излучение молекул воды в данной области спектра в виде одиночных линий, получим вклад в поток излучения за счет молекул воды  $\delta J = 5 \text{ Вт/м}^2$ , как это показано на рис. 19.

Формула (15) демонстрирует существенный вклад микрокапель воды в излучение атмосферы. Это следует из общих соображений, поскольку полоса поглощения наиболее эффективных оптически активных молекул ограничена [11, 12], тогда как макроскопические частицы излучают в широкой области спектра. Поэтому находящиеся в атмосфере частицы-аэрозоли излучают в широкой области спектра [119–121], заполняя окна прозрачности для атмосферных молекул. С точки зрения излучательных свойств атмосферы процессы излучения аэрозолей накладываются на процессы конденсации и химические процессы в атмосфере, а также химические атмосферные процессы и процессы переноса, которые связаны

с конвективным переносом атмосферного воздуха [123–131].

Среди аэрозолей наибольшую роль играют капли воды по ряду причин. Во-первых, вода является наиболее распространенной компонентой в атмосфере, способной генерировать инфракрасное излучение. Во-вторых, именно в тропосфере на небольших высотах происходит эффективная конденсация воды, приводящая к образованию частиц микронных размеров, и именно этот размер наиболее эффективен для излучения, поскольку он соответствует типичной длине волны теплового излучения. Поскольку микрокапли воды образуют облака, проблема излучения аэрозолей может быть связана с поведением облаков.

Отметим, что поток излучения атмосферы в сторону Земли за счет микрокапель воды можно определить, основываясь на энергетическом балансе Земли, так что поток инфракрасного излучения из атмосферы на поверхность Земли равен

$$J_{\downarrow} = 327 \frac{W}{m^2}.$$

Это дает для потока излучения на поверхность Земли, который создается микрокаплями облаков, значение, приведенное на рис. 19. Этот поток определяет температуру облаков, равную примерно  $T_d = 265 \text{ К}$ , что соответствует высоте излучателей  $h = 3.5 \text{ км}$ .

На основе энергетического баланса стандартной атмосферы, представленной на рис. 2, определим оптическую толщину облаков. Согласно энергетическому балансу Земли, поток излучения Земли  $J_s = 20 \text{ Вт/м}^2$  не поглощается атмосферой. Очевидно, это происходит в области высоких частот, где поглощение определяется микрокаплями воды. В этой области спектра поверхность Земли испускает поток излучения  $J'_E = 163 \text{ Вт/м}^2$ , так что вероятность выживания фотона, испущенного поверхностью Земли, в этой области спектра равна  $P = J_s/J'_E = 0.13$ . С другой стороны, вероятность выживания фотона при прохождении через атмосферу дается формулой (2), так что, используя простейшую функцию распределения по оптическим толщинам  $f(u) = \exp(-u/u_0)$ , имеем следующее выражение для вероятности выживания фотона:

$$P = \int_0^1 \frac{\cos \theta d \cos \theta}{u_0 + \cos \theta}.$$

Решение уравнения  $P = 0.13$  дает  $u_0 = 3.2$ . Эта величина относится к стандартной атмосфере, тогда как облакам и составляющим их микрокаплям воды отвечают большие флуктуации. Поэтому реально в разных географических точках планеты и в разное время оптическая плотность ат-



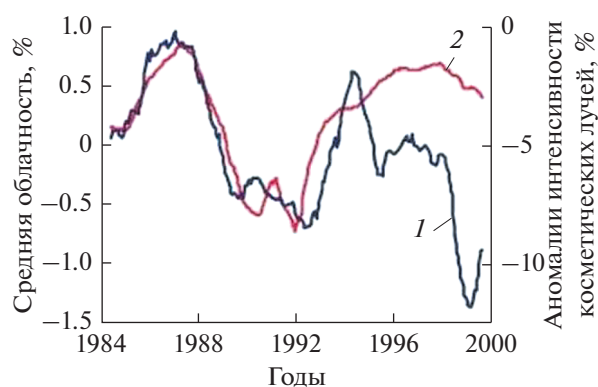
мосферы, создаваемая микрокаплями, может сильно различаться.

**4.3. Космические лучи в атмосфере.** Полученная схема определения потока излучения атмосферы в сторону Земли позволяет понять особенности формирования этого потока и найти средний вклад в него каждой из парниковых компонент, к которым относим молекулы углекислого газа и воды, а также микрокапли воды. Как видно из рис. 19, основной вклад в тепловое излучение атмосферы дает атмосферная вода, причем микрокапли, на долю которых приходится порядка десятых долей процента атмосферной воды, обеспечивают одну треть потока излучения. Это свидетельствует о важности процессов конденсации в формировании потока излучения из атмосферы, т.е. изменение скоростей этих процессов может изменить энергетический баланс Земли.

Этот факт перекликается с влиянием интенсивности космических лучей на тепловой баланс Земли через образование облаков. Еще в 1959 г. было замечено [132], что увеличение интенсивности космических лучей ведет к росту скорости ионизации в атмосфере. Это, в свою очередь, ускоряет процесс конденсации водяного пара с образованием микрокапель, что влияет на энергетический баланс Земли. На рис. 21 представлено изменение интенсивности космического излучения, модулированного солнечной плазмой, вместе с изменением покрытия атмосферы над поверхностью Земли облаками. Аномалии, т.е. отклонения от среднего, для космического излучения, поглощенного солнечной плазмой и далее испускаемого ею, осциллирует с периодом солнечной активности.

Рассматриваемое воздействие космических лучей на атмосферу связано с ее ионизацией. Казалось бы, затрачиваемая на ионизацию энергия мала, и этот процесс не может повлиять на энергетику атмосферы. Действительно, скорость ионизации атмосферы космическими лучами, приходящаяся на единицу площади поверхности Земли, составляет  $4.5 \times 10^7 \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}$  [133], что соответствует полной мощности примерно  $1 \times 10^9 \text{ Вт}$  [23], затрачиваемой на этот процесс. Это на восемь порядков величины меньше мощности солнечного излучения, проникающего в атмосферу. Поэтому можно было бы ожидать, что космическое излучение не влияет на энергетику атмосферы. Тем не менее воздействие на чувствительный элемент цепи энергетических процессов может потребовать гораздо меньших мощностей.

Как следует из рис. 21, корреляция между интенсивностью космического излучения и изменением площади облаков в нижней части атмосферы имеет место в 22-м цикле солнечной активности в период с 1981 по 1992 г. В последующем



**Рис. 21.** Корреляция между аномалиями потока космических лучей и изменением облачности в нижней атмосфере [134]: 1 — отклонения от среднего для потока космических лучей, 2 — то же для средней облачности атмосферы.

23-м цикле солнечной активности эта корреляция отсутствует. Видимо, такую картину можно объяснить тем, что в 22-м цикле солнечной активности космические лучи существенно влияли на рост облаков через образование ядер конденсации, тогда как далее появились другие каналы образования ядер конденсации атмосферной воды из-за загрязнения атмосферы.

Представленный анализ Свендсмарка и сотр. [134–137] позволил проанализировать характер влияния космического излучения на климат Земли в прошлом, а также стал основой эксперимента на ускорителе ЦЕРН, где действие космического излучения на атмосферный воздух моделировалось воздействием на него синхротронного излучения. Хотя данная концепция влияния интенсивности космических лучей на климат Земли вызывает дискуссии и возражения, сама постановка этой проблемы показывает, что даже малоэнергичные процессы в атмосфере могут влиять на ее энергетический баланс, если они действуют на чувствительные элементы в цепи энергетических процессов.

Отметим еще одну сторону рассматриваемой проблемы. Конденсация воды в атмосфере начинается с образования наноразмерных частиц, тогда как, ориентируясь на грозовые облака, имеем дело с микрокаплями, типичные параметры которых даются формулой (6). Это связано с характером конденсации воды в атмосфере. Действительно, образование и рост конденсированной фазы воды происходит в основном на высотах 2–5 км, где в силу уменьшения температуры атмосферы с высотой давление водяного пара становится выше давления насыщенного пара при попадании туда струй влажного воздуха из низких слоев атмосферы. В этой области избыток водяного пара превращается в конденсированную фа-

**Таблица 2.** Потоки излучения из атмосферы на Землю, создаваемые указанной компонентой, и ее доля (в скобках) в полном потоке излучения, в Вт/м<sup>2</sup>

Компонента	Молекулы CO <sub>2</sub>	Молекулы H <sub>2</sub> O	Микрокапли воды
$J_{\downarrow}$ , Вт/м <sup>2</sup>	44(14%)	172(52%)	111(34%)
$J_{\downarrow}^{(2)}$ , Вт/м <sup>2</sup>	50(16%)	168(51%)	110(33%)

Примечание.  $J_{\downarrow}$  соответствует современной концентрации углекислого газа в атмосфере, а поток излучения  $J_{\downarrow}^{(2)}$  – ее удвоенному значению.

зу, и если в атмосфере присутствуют ядра конденсации в виде ионов и радикалов, этот процесс происходит за малые времена, менее 1 с.

За эти времена устанавливается равновесие между газовой и конденсированной фазами воды, и именно в областях, содержащих малые капли воды, которые являются ядрами конденсации, происходит последующая конденсация водяного пара, если струи влажного воздуха проникают в область нахождения малых капель. Одновременно в данной области атмосферы происходит рост капель в результате коагуляции, т.е. слияния двух капель при их столкновении. Этот процесс идет тем медленнее, чем большего размера достигают капли, и заканчивается, когда время ухода капли из облака становится сравнимым со временем ее роста. При этом капля достигает микронных размеров. Отметим, что время роста капли или время нахождения молекул воды в атмосфере составляет 8–9 суток, что значительно превышает характерное время установления равновесия между фазами.

Добавим, что, хотя рассматривалась конденсированная фаза воды в атмосфере как микрокапли, т.е. она считалась жидкой, для данных процессов это не имеет принципиального значения. Если эта фаза твердая (снег, лед или их смеси), столкновение двух частиц в разных фазовых состояниях ведет к их зарядке и тем самым дает начало атмосферному электричеству [138]. Это свидетельствует о важной роли процессов конденсации не только для формирования теплового излучения атмосферы, но и для других атмосферных процессов и явлений.

**4.4. Парциальное излучение атмосферы.** Рассмотрим особенности формирования потока инфракрасного излучения на поверхность Земли. В соответствии с проведенным анализом оно создается тремя компонентами, молекулами воды и углекислого газа, а также микрокаплями воды. Зона поглощения молекул углекислого газа занимает область частот 580–750 см<sup>-1</sup> и определяется тремя колебательными переходами (рис. 11). Зона поглощения молекул воды находится в пределах 0–800 см<sup>-1</sup> и перекрывается с областью поглощения молекул углекислого газа, так что эти молеку-

лы конкурируют при формировании теплового излучения атмосферы. Использование спектроскопических данных банка HITRAN облегчает рассмотрение этой конкуренции в рамках метода “линия за линией”, т.е. путем анализа парциальных потоков излучения атмосферы на каждой частоте. При этом фотоны, создаваемые каждой компонентой, суммируются, и имеют место суммарный коэффициент поглощения (12) и единая температура излучения для каждой частоты фотонов (13).

Такая схема позволяет разделить потоки излучения атмосферы, создаваемые разными компонентами. В частности, доля фотонов, достигающих поверхности Земли и возникших при излучении молекул углекислого газа, составляет  $k_{\omega}/K_{\omega}$  согласно формуле (12). Табл. 2 содержит соответствующие потоки излучения за счет каждой из компонент, а также вклад данной компоненты в полный поток излучения атмосферы.

При современном составе атмосферы фиксируется полный поток излучения атмосферы в сторону Земли, равный 327 Вт/м<sup>2</sup>. Такую же операцию можно проделать и для другого содержания оптически активных компонент атмосферы с той разницей, что полный поток излучения не фиксируется. Наиболее распространенной операцией такого рода является удвоение концентрации молекул углекислого газа в атмосфере, как это было предложено Аррениусом в конце 19 века [6]. Соответствующее изменение глобальной температуры  $\Delta T$  носит название параметра равновесной чувствительности климата ECS [139].

Из табл. 2 следует, что удвоение концентрации атмосферного углекислого газа увеличивает поток за счет углекислого газа примерно на 6 Вт/м<sup>2</sup>. В книгах [20, 22] приводится значение 4 Вт/м<sup>2</sup> для этой величины, что соответствует использованию усредненного по спектру коэффициента поглощения атмосферной воды [113]. Однако эти значения не являются увеличением потока излучения на поверхность Земли, так как рост потока излучения за счет молекул углекислого газа в результате увеличения концентрации атмосферного углекислого газа сопровождается уменьшением потока излучения за счет других компонент, и

это следует также из данных табл. 2. Разность потоков излучения при удвоенной и современной концентрации молекул атмосферного углекислого газа, согласно рассматриваемому методу “линия за линией”, составляет

$$\Delta J = 0.7 \text{ Вт/м}^2. \quad (16)$$

Отметим, что усреднение коэффициента поглощения атмосферной воды по частотам дает для этой величины [122]

$$\Delta J = (1.0 \pm 0.2) \text{ Вт/м}^2. \quad (17)$$

Можно понять причину расхождения представленных данных. При частотах с большой оптической толщиной атмосферы температура излучения атмосферы  $T_\omega$  близка к температуре поверхности Земли, и производная парциального потока излучения по плотности молекул углекислого газа относительно мала. Это означает, что изменение потока излучения атмосферы на поверхность Земли определяется частотами на границе полосы поглощения для молекул углекислого газа. Однако, как следует из рис. 18, на нижней границе полосы поглощения углекислого газа в излучении атмосферы доминируют молекулы воды, тогда как усреднение коэффициента поглощения молекул воды по частоте устраняет такую их роль.

При анализе изменения парникового эффекта в результате изменения концентрации молекул углекислого газа как оптически активной компоненты атмосферы будем оперировать с изменением потоков излучения  $\Delta J$  на поверхность Земли. Ясно, что это приведет и к изменению глобальной температуры или средней температуры Земли  $\Delta T$ . Связь между этими параметрами выражается через параметр чувствительности климата  $S$ , который вводится соотношением [20, 39, 139, 140]

$$\Delta T = S \Delta J.$$

Этот параметр учитывает обратную связь системы по отношению к внешнему воздействию. Именно, дополнительный поток излучения  $\Delta J$ , направленный на поверхность Земли, приводит к повышению ее температуры, что создает потоки энергии, которые пропорциональны изменению температуры  $\Delta T$  и компенсируют этот поток. В данном случае наибольшую неопределенность для параметра  $S$  создают микрокапли воды. Действительно, увеличение температуры поверхности Земли изменяет эффективную высоту, на которой происходит конденсация водяного пара, что усиливается большими флуктуациями при протекании этого процесса. Отметим, что при анализе излучения стандартной атмосферы излучение конденсированной фазы воды привязывалось к энергетическому балансу атмосферы, что

устраняло эту неопределенность. При другом составе атмосферы такое условие отсутствует.

Таким образом, ошибка в определении изменения глобальной температуры значительно выше ошибки в изменении потоков излучения из атмосферы в результате изменения ее состава. Наряду с традиционным способом характеризовать чувствительность атмосферы к изменению ее состава по изменению глобальной температуры в результате удвоения концентрации углекислого газа [6], отметим, что увеличение концентрации молекул воды в атмосфере на 10% при сохранении параметров излучения микрокапель воды приводит к увеличению потока излучения на поверхность Земли примерно на

$$\Delta J = 0.3 \text{ Вт/м}^2.$$

Вернемся к определению параметра чувствительности  $S$ . Тщательный анализ [39] показывает, что в прошлом на протяжении примерно миллиона лет этот параметр с наибольшей вероятностью менялся в пределах  $0.6\text{--}1.2 \text{ Вт/м}^2$ , что соответствует изменению глобальной температуры в прошлом  $ECS = 0.4\text{--}0.8 \text{ К}$ . Для современной атмосферы полученные значения ближе к нижнему пределу. В частности, согласно [122],  $S = 0.42 \text{ Вт/м}^2$ , что дает  $ECS = 0.3 \text{ К}$ . Отметим, что более простые модели [23, 34] дают  $ECS = 0.4 \pm 0.2 \text{ К}$ , что составляет примерно 20% от полного изменения температуры согласно (5). Как видно, вклад изменения концентрации углекислого газа в изменение глобальной температуры несколько выше вклада углекислого газа в поток излучения атмосферы (табл. 2).

Отметим, что вклад деятельности человека в перенос углерода в атмосферу не превышает 5% (рис. 6), откуда следует, что изменение глобальной температуры за счет индустриальной деятельности человека при удвоении массы атмосферного углекислого газа не превышает  $0.02 \text{ К}$ . Эта оценка учитывает только выбросы углекислого газа в атмосферу. Увеличение в атмосфере концентрации радикалов и вредных примесей существенно влияет на процессы конденсации в атмосфере и тем самым на излучательные параметры атмосферы. Кроме того, уничтожение лесов на планете изменяет скорость процесса фотосинтеза и тем самым ведет к росту концентрации атмосферного углекислого газа. В рамках проведенного анализа можно ожидать существенное влияние гидроэлектростанций на увеличение температуры планеты, поскольку гидроэлектростанции включают большие площади открытой воды.

Как следует из проведенного анализа, микрокапли воды играют важную роль в излучении атмосферы. Для излучения капли воды используется простая модель, которая учитывает сильное взаимодействие молекул капли с электромагнитной

волной, так что при больших размерах капли она является абсолютно черным телом для инфракрасного излучения. Интересно сравнить эффективность взаимодействия с излучением для капли и отдельных молекул, интенсивность поглощения которых представлена на рис. 12. Возьмем каплю радиуса  $r_o = 10$  мкм, который сравним с длиной волны ИК излучения. Согласно формуле (10) сечение поглощения для этой капли равно  $3 \times 10^{-6}$  см<sup>2</sup> в рамках модели черного тела. Рассматриваемая капля содержит  $(r_o/r_w)^3 = 1.4 \times 10^{14}$  молекул, где  $r_w$  — радиус Вигнера–Зейтса [141–143], который в случае воды равен  $r_w = 0.192$  нм [144]. Тем самым сечение поглощения на молекулу составляет в данном случае  $2 \times 10^{-20}$  см<sup>2</sup>, тогда как, согласно данным рис. 12, максимальные сечения поглощения молекулы воды в центре спектральной линии превышают  $10^{-17}$  см<sup>2</sup>. При этом усредненное по спектру среднее сечение поглощения свободной молекулы оценивается как  $2 \times 10^{-19}$  см<sup>2</sup> в этой части спектра.

**4.5. Особенности парникового эффекта в атмосфере.** Проведенный анализ позволил сформулировать простую и четкую схему расчета потоков излучения атмосферы в инфракрасной области спектра. Далее подведем некоторые итоги, представив особенности этой схемы и характера самого парникового эффекта атмосферы. Отметим важную роль банка данных HITRAN [8–10], который содержит параметры коэффициента поглощения (8), (9) молекулярных компонент в удобной форме и позволяет прямым способом определить коэффициент поглощения при каждой частоте. Для молекулы углекислого газа эта задача упрощается, поскольку в этом случае поглощение ИК-излучения описывается регулярной моделью [145] в силу симметрии молекулы. При этом число колебательно-вращательных переходов, определяющих поток излучения, ограничено. Так, полоса поглощения молекул углекислого газа простирается примерно от 580 до 750 см<sup>-1</sup>, и поскольку разность соседних частот составляет  $4B = 1.56$  см<sup>-1</sup> ( $B = 0.39$  см<sup>-1</sup> — вращательная постоянная молекулы углекислого газа), примерно 100 спектральных линий дают основной вклад в поток излучения атмосферных молекул CO<sub>2</sub>. Подобным образом для молекулы воды используется примерно 50 спектральных линий в области спектра, где структура полосы поглощения влияет на поток излучения атмосферы в сторону Земли. Все это позволяет на основе данных HITRAN определить коэффициент поглощения газа прямым способом в рамках метода “линия за линией”.

Еще одной особенностью спектра поглощения атмосферного воздуха с оптически активными молекулами является его осцилляционная структура. Для находящихся в атмосферном воздухе

молекул углекислого газа отношение максимального коэффициента поглощения в центре спектральной линии к его минимальному значению между двумя линиями в соответствии с формулой (11) составляет

$$\frac{k_{\max}}{k_{\min}} = \left( \frac{2\Delta\omega}{\pi\nu} \right)^2 = 44. \quad (18)$$

В случае молекул воды в атмосферном воздухе осцилляции носят нерегулярный характер и отношение (18) на порядок выше. При такой большой амплитуде осцилляций усреднение коэффициента поглощения по частотам может привести к заметным ошибкам.

Отметим, что, согласно данным рис. 14, граница полосы поглощения для реального коэффициента поглощения с осцилляциями гораздо шире, чем для усредненного. Отсюда следуют разные значения потоков излучения в этих случаях. Далее усреднение коэффициента поглощения атмосферных молекул воды приводит к увеличению изменения потока излучения молекул CO<sub>2</sub> при удвоении их концентрации в атмосферном воздухе на 4 Вт/м<sup>2</sup> [13, 15, 113], тогда как при учете осцилляций коэффициента поглощения молекул воды получаем в 1.5 раза большее значение этого потока. Наоборот, изменение полного потока излучения атмосферы в 1.5 раза меньше при учете осцилляций, чем в случае усредненного по осцилляциям коэффициента поглощения [формулы (16) и (17)].

Проведенный анализ показал, что области частот, при которых излучают атмосферные молекулы и микрокапли, разделены, причем граница раздела находится в интервале 750–780 см<sup>-1</sup>. Излучение этих компонент также разделено в пространстве, т.е. основной вклад в излучение молекул вносят высоты, расположенные ниже облаков. При этом отметим, что микрокапли без примесей прозрачны для излучения в видимой области спектра, т.е. микрокапли могут существовать и над областями с прозрачной атмосферой для видимого излучения. Далее при современном составе атмосферы микрокапли формируют примерно треть потока излучения атмосферы в сторону Земли. При этом изменение глобальной температуры вызывает изменение потока излучения на поверхность Земли как за счет изменения полной массы микрокапель воды, находящихся в атмосфере, так и в результате изменения нижнего края высот, ответственных за излучение микрокапель. Эти высоты связаны с характером конденсации атмосферной воды, так что анализ атмосферных процессов с участием микрокапель позволит более точно перевести изменение потока излучения атмосферы за счет изменения ее состава в изменение глобальной температуры.

Хотя нашей задачей является разработка алгоритма для вычисления потоков излучения на поверхность Земли за счет изменения концентрации парниковых компонент, проанализируем также результаты таких расчетов, поскольку наши средства массовой информации распространяют ложные данные. Оставляя в стороне вопрос, в чьих интересах они работают, представим далее результаты, которые следуют из данной схемы. Согласно рис. 7а скорость накопления углекислого газа в атмосфере при современных условиях соответствует удвоению концентрации углекислого газа в атмосфере через 120 лет. Основная часть этого накопления определяется ростом глобальной температуры в соответствии с концепцией Паулинга. Остальная часть, примерно 20% роста, связана с безхозяйственностью человека на Земле, что проявляется, в частности, в вырубании и горении лесов и отражается на скорости фотосинтеза на нашей планете. Что касается выбросов углекислого газа в атмосферу в результате использования ископаемого топлива, то поскольку их вклад в полный поток углекислого газа, направленного в атмосферу, равен примерно 5% (рис. 6), то вклад выбросов углекислого газа в увеличение глобальной температуры в настоящее время составляет 1%. Отметим, что точность представленной выше теории соответствует 10–15% для изменения потоков излучения из атмосферы на поверхность Земли благодаря увеличению концентрации парниковых газов и 40–50% для изменения глобальной температуры в результате этого.

Отметим, что вышеприведенные результаты заставляют более реально оценить разные аспекты современной энергетики. В частности, считается, что гидроэнергия является чистой, в отличие от тепловых электростанций, где энергия вырабатывается сжиганием горючих ископаемых, а это ведет к парниковому эффекту за счет выброса углекислого газа – продукта данного процесса. Однако характер работы гидроэлектростанций также ведет к усилению парникового эффекта, поскольку гидроэлектростанции должны иметь водохранилища, и испарение воды из этих водохранилищ дает вклад в парниковый эффект атмосферы. Для определенности проведем соответствующие оценки для Саратовской ГЭС [146, 147], мощность которой составляет  $1.4 \times 10^9$  Вт, а площадь ее водохранилища равна  $1.8 \times 10^3$  км<sup>2</sup>, а также для Волжской ГЭС мощностью  $2.7 \times 10^9$  Вт с площадью водохранилища  $3.1 \times 10^3$  км<sup>2</sup> [148]. Будем считать, что средняя влажность до строительства водохранилища соответствует стандартной атмосфере и равна 80%, а над водохранилищем она составляет 100%. Выше было получено, что увеличение концентрации атмосферной воды на 20% вызывает увеличение потока атмосферного излучения на

$0.6$  Вт/м<sup>2</sup>. Тем самым за счет созданных водохранилищ дополнительный поток излучения на поверхность Земли для Саратовской ГЭС составляет примерно  $1 \times 10^9$  Вт, а для Волжской ГЭС –  $2 \times 10^9$  Вт. Таким образом, указанная мощность Саратовской ГЭС вызывает дополнительные потоки излучения атмосферы, мощности которых сравнимы с мощностью самих электростанций.

Чтобы сравнить эффективности ГЭС и ТЭС, заменим указанные гидроэлектростанции тепловыми станциями, вырабатывающими электрическую энергию при сжигании метана с выделением удельной энергии на грамм углерода 74 кДж/г [84]. Учитываем, что удвоение потока молекул углекислого газа в атмосферу ведет к увеличению потока излучения на поверхность Земли на  $0.7$  Вт/м<sup>2</sup>. Получим соответствующие увеличения мощности теплового излучения на поверхность Земли за счет дополнительных потоков углекислого газа в атмосферу  $1.4 \times 10^9$  и  $2.8 \times 10^9$  Вт в случае Саратовской и Волжской ГЭС соответственно. Как видно из рассмотренных примеров, парниковые эффекты за счет гидроэлектростанций и тепловых электростанций сравнимы. Таким образом, работа ГЭС также вызывает парниковый эффект, причем мощности потоков излучения из атмосферы на поверхность Земли сравнимы с мощностью электрической энергии, вырабатываемой на этих электростанциях.

Результатом проведенного анализа является создание алгоритма для определения потока излучения на поверхность Земли в рамках стандартной модели атмосферы [5], т.е. атмосферы с усредненными параметрами. Этот алгоритм может быть использован для анализа парникового эффекта для мегаполиса, размер которого не менее нескольких км, т.е. размер мегаполиса значительно превышает высоты, на которых формируются потоки инфракрасного излучения на поверхность Земли. В этом случае в представленный алгоритм следует ввести отвечающие данному мегаполису параметры, включающие поток солнечного излучения и вертикальный профиль парциального давления компонент и температуры атмосферы. Такой подход позволяет проводить непрерывный мониторинг инфракрасного излучения атмосферы для данного мегаполиса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная статья посвящена энергетическому балансу атмосферы, а не изменению климата. Проблема климата (например, [149–154]) гораздо сложнее и разнообразнее, чем рассмотренная проблема парникового эффекта атмосферы. Это позволяет средствам массовой информации распространять недостоверные выводы об эволюции климата Земли в интересах финансовых групп Европы. Поэтому кратко сформулируем выводы,

которые следуют из научных программ по исследованию отдельных аспектов этой проблемы, проводимых, главным образом, NASA.

Отметим, что изменения глобальной температуры могут быть восстановлены за последние примерно 150 лет, поскольку метеостанции, информация которых используется для этой цели, возникли в разных точках земного шара в 19 веке. За прошедшее время, согласно данным рис. 3, глобальная температура увеличилась примерно на 0.8 К [155], что составляет примерно 6% от амплитуды колебания локальной температуры за последние миллион лет. Хотя на современном уровне науки об атмосфере нет надежной возможности установить причину глобального потепления, в прошлом можно найти аналоги подобных локальных изменений температуры. Именно в 11 веке, когда наблюдалось потепление в северной Европе, викинги оккупировали Гренландию, и судя по названию, поверхность этого материка была свободна ото льда, которым она в большей степени покрыта теперь. В 14 веке в связи с похолоданием викинги покинули Гренландию [156].

Проведенный в данной работе анализ имеет связь с атмосферным электричеством и экологическими проблемами атмосферы, для которых наиболее важной из парниковых компонент атмосферы являются микрокапли воды и другие аэрозоли [157, 158]. При этом химические примеси атмосферы являются ядрами конденсации аэрозолей, но также и захватываются ими, усиливая их рост. Поэтому в загрязненной атмосфере плотность аэрозолей увеличивается. Видимо, по этой причине концентрация аэрозолей в северном полушарии примерно втрое больше, чем в южном [159].

В заключение отметим, что представленный алгоритм описания парникового эффекта в стандартной атмосфере может быть использован для мониторинга парникового эффекта отдельных мегаполисов. В некоторых из них важным является взаимодействие атмосферы с океанами [160].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Fourier J.B.J.* Remarques Générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires // *Annales de Chimie et de Physique*. 1824. V. 27. P. 136.
2. *Fourier J.B.J.* Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires // *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences*. 1827. V. 7. P. 569.
3. *Tyndall J.* On the Absorption and Radiation of Heat by Gasses and Vapours, and on the Physical Connection of Radiation, Absorption, and Conduction // *Philosophical Magazine Series*. 1861. V. 4. P. 146.
4. *Tyndall J.* On the Radiation Through the Earth's Atmosphere // *Philosophical Magazine Series*. 1863. V. 4. P. 200.
5. U.S. Standard Atmosphere. Washington: U.S. Government Printing Office, 1976.
6. *Arrhenius S.* On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground // *Phil. Mag.* 1896. V. 41. P. 237.
7. *Goody R.M.* Atmospheric Radiation: Theoretical Basis. London: Oxford Univ. Press, 1964. 436 p.
8. <https://www.cfa.harvard.edu>
9. <http://www.hitran.iao.ru/home>
10. <http://www.hitran.org/links>
11. *Houghton Y.G.* Physical Meteorology. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1985. 320 p.
12. *Twomey S.* Aerosols, Clouds and Radiation // *Atmos. Environ.* 1991. V. 25A. P. 2435.
13. *Смирнов Б.М.* Введение в физику плазмы. М.: Наука, 1975. 176 с.
14. Understanding Climate Change. Washington DC: U.S. National Acad. Sci., 1975. 239 p.
15. *Kiehl J.T., Trenberth K.E.* Earth's Annual Global Mean Energy Budget // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1997. V. 78. P. 197.
16. *Смирнов Б.М.* Энергетика атмосферы. М.: Знание, 1979. № 3. 64 с.
17. *Salby M.L.* Fundamentals of Atmospheric Physics. San Diego: Acad. Press, 1996. 627 p.
18. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric Chemistry and Physics. N.Y.: Wiley, 1998. 1326 p.
19. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric Chemistry and Physics. Hoboken: Wiley, 2006. 1232 p.
20. *Salby M.L.* Physics of the Atmosphere and Climate. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2012. 665 p.
21. *Lagzi I.* Atmospheric Chemistry. Budapest: Institute of Geography and Earth Science, 2013.
22. *Hartmann D.L.* Global Physical Climatology. Amsterdam: Elsevier, 2016. 485 p.
23. *Smirnov B.M.* Microphysics of Atmospheric Phenomena. Switzerland: Springer Atmospheric Series, 2017. 270 p.
24. *North G.R., Kwang-Yul Kim.* Energy Balance Climate Models. Weinheim: Wiley, 2017.
25. <http://en.wikipedia.org/wiki/solar-constant>
26. *Foukal P.V., Lean J.* An Empirical Model of Total Solar Irradiance between 1874 and 1988 // *Science*. 1990. V. 247. P. 556.
27. *Wilson R.C., Hudson H.S.* The Sun's Luminosity over a Complete Solar Cycle // *Nature* 1991. V. 351. P. 42.
28. *Fröhlich C.* Space Sci. Rev Solar Irradiance Variability Since 1978: Revision of the PMOD Composite During Solar Cycle. 2006. V. 125. P. 53.
29. *Mekaoui S., Dewitte S.* Total Solar Irradiance Measurement and Modelling During Cycle 23 // *Solar Phys.* 2008. V. 247. P. 203.
30. *Fröhlich C., Lean J.* The Sun's Total Irradiance: Cycles, Trends and Related Climate Change Uncertainties Since // *Geophys. Res. Lett.* 1976. V. 25. P. 4377.
31. *Fröhlich C., Lean J.* Solar Radiative output and its Variability: Evidence and Mechanisms // *Astron. Astrophys. Rev.* 2004. V. 12. P. 273.

32. *Kopp G., Lean J.* A New, Lower Value of Total Solar Irradiance: Evidence and climate significance // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. P. L01706.
33. *Willson R.C.* Solar Irradiance Variations and Solar Activity // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 4319.
34. *Smirnov B.M.* Greenhouse Effect in the Atmosphere // *EPL.* 2016. V. 114. P. 24005.
35. *Hansen J.E., Johnson D., Lacis A. et al.* Climate Impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide // *Science.* 1981. V. 213. P. 957.
36. Intergovernmental Panel on Climate Change. As the IPCC Finalizes its Next Big Climate-science Assessment, Nature Looks at the Past and Future of the Planet's Watchdog // *Nature* 2013. V. 501. P. 297.
37. *Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al.* <http://www.columbia.edu/jeh1/mailling/2016/20160120-Temperature2015>
38. *Смирнов Б.М.* Физика глобальной атмосферы. Долгопрудный: Интеллект, 2017. 250 с.
39. Palaeosens Project Members. Making Sense of Palaeoclimate Sensitivity // *Nature.* 1913. V. 91. P. 683.
40. *Faure G., Mensing D.* Isotopes – Principles and Applications. Hoboken—New Jersey: Wiley, 2005. 928 p.
41. <https://en.wikipedia.org/wiki/Geochronology>
42. *Faure G.* Principles of Isotope Geology. Cambridge: Cambr. Univer. Press, 1987. 608 p.
43. *Dickin A.P.* Radiogenic Isotope Geology. Cambridge: Cambr. Univer. Press, 1995. 508p.
44. *Ruben S., Kamen M.D., Hassid W.Z.* Photosynthesis with Radio-carbon // *Science.* 1939. V. 90. P. 510.
45. *Ruben S., Kamen M.D.* Radioactive Carbon of Long Half-life // *Phys. Rev.* 1940. V. 5. № 7. P. 549.
46. *Ruben S., Hassid W.Z., Kamen M.D.* Long-lived Radioactive Carbon: C14. // *J. Am. Chem. Soc.* 1940. V. 62. P. 3443.
47. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al.* Vostok Ice Core Data for 420 000 Years. // *Nature.* 1991. V. 399. P. 429.
48. <https://www.co2.earth/21-co2-past>
49. *Mekaoui S., Dewitte S.* Total Solar Irradiance and Modelling During Cycle 23 // *Solar Phys.* 2008. V. 247. P. 203.
50. *Pedersen T., Rosental Y., Seitzinger S. et al.* The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System // *Science.* 2000. V. 290. P. 291 .
51. The Carbon Cycle / Ed. Wigley T.M., Schimmel D.S. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2000.
52. <https://en.wikipedia.org/wiki/Carbon-cycle>
53. *Hill R.* Oxygen Evolution by Isolated Chloroplasts // *Nature.* 1937. V. 139. P. 881.
54. *Hill R.* Oxygen Produced by Isolated Chloroplasts // *Proc. Roy Soc.* 1939. Ser. B. V. 127. P. 192.
55. *Jones H.G.* Plants and Microclimate: A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology. Cambridge: Camb. Univ. Press, 1992. 428 p.
56. *Hall D.O., Rao K.K.* Photosynthesis. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1999. 214 p.
57. *Lawlor D.W.* Photosynthesis. Oxford: BIOS, 2001. 852 p.
58. *Rawsthorne S.* C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> Intermediate Photosynthesis: Linking Physiology to Gene Expression // *The Plant J.* 1992. V. 2. P. 267.
59. *Blankenship R.E.* Molecular Mechanisms of Photosynthesis. London: Wiley, 2014. 312 p.
60. *Edwards G.E., Walker D.A.* C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub>: Mechanisms and Cellular and Environmental Regulation of Photosynthesis. Oxford: Blackwell, 1983. 552 p.
61. <http://www.ciesin.org/docs/004-038/004-038a.html>
62. <https://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse-effect>
63. *Lean J., Rowntree P.R.* Understanding the Sensitivity of a GCM Simulation of Amazonian Deforestation to the Specification of Vegetation and Soil Characteristics // *J. Climate.* 1997. V. 10. P. 1216.
64. *Hahmann A.N., Dickinson R.E.* A Fine-mesh Land Approach for General Circulations Models and its Impact on Regional Climate // *J. Climate.* 2001. V. 14. P. 1634.
65. *Lawrence D., Vandecar K.* Effects of Tropical Deforestation on Climate and Agriculture // *Nature Climate Change.* 2015. V. 5. P. 27.
66. <https://www.ipcc.ch/publications-and-data/ar4/wg1/en/ch757-3.html>
67. *Keeling Ch.D.* Enhanced Seasonal Exchange of CO<sub>2</sub> by Northern Ecosystems Since 1960 // *Tellus.* 1960. V. 12. P. 200.
68. *Keeling Ch.D.* Atmospheric Carbon-dioxide variations at the Mauna-Loa Observatory, Hawaii // *Tellus.* 1976. V. 28. P. 538.
69. <https://en.wikipedia.org/wiki/Mauna-Loa-Observatory>
70. <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends>
71. *Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B. et al.* High Resolution carbon Dioxide Record 650000–800000 Years before Present // *Nature.* 2008. V. 453. P. 379.
72. *Pauling L.* General Chemistry. San Francisco: Freeman, 1970. 532 p.
73. *Kauffman J.M.* Climate Change Reexamined // *J. Sci. Explor.* 2007. V. 4. P. 723.
74. <https://en.wikipedia.org/wiki/Calcium-carbonate>
75. *Baumgartner A., Reichel E.* The World Water Balance. Amsterdam: Elsevier, 1975. 179 p.
76. *Peixoto J.P., Oort A.H.* Physics of Climate. Washington: Amer. Inst. Phys., 1992. 520 p.
77. *Trenberth K.E., Smith L., Qian T. et al.* Estimates of the Global Water Budget and its Annual Cycle using Observational and Model Data // *J. Hydrometeorol.* 2007. V. 8. P. 758.
78. <http://en.wikipedia.org/wiki/water-circle>
79. *Shiklomanov I.A.* In : Water in Crisis : A Guide to the World's Fresh Water Resources / Ed. Gleick P.H. Oxford: Oxford Univ. Press, 1993. P. 13.
80. *Shiklomanov I.A., Rodda J.C.* World Water Resources at the Beginning of the Twenty-First Century. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2003. 440 p.
81. *Winter T.C., Labaugh J.W., Franke O.L.* Water Budgets: Foundations for Effective Water-resources and Environmental Management. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular, 2007. P. 1308.
82. <http://en.wikipedia.org/wiki/Atmosphere-of-Earth>
83. <http://water.usgs.gov/edu/watercycleatmosphere.html>
84. Handbook of Chemistry and Physics. Ed. 86 / Ed. Lide D.R. London: CRC Press, 2003–2004.
85. <http://en.wikipedia.org/wiki/Properties-of-water>

86. *Green H.L., Lane W.R.* Particulate Clouds: Dust, Smokes and Mists. Princeton: Van Nostrand, 1964. 471 p.
87. *Fleagle R.G., Businger J.A.* An Introduction to Atmospheric Physics. San Diego.: Acad. Press, 1980. 432 p.
88. *Reist P.C.* Introduction to Aerosol Science. N.Y.: Macmillan Publ. Comp., 1984. 299 p.
89. *Salby M.L.* Fundamentals of Atmospheric Physics. San Diego.: Acad. Press, 1996. 624 p.
90. *Hinds W.C.* Aerosol Technology: Properties, Behavior and Measurement of Airborne Particles. N.Y.: Wiley., 1999. 504 p.
91. *Friedlander K.* Smoke, Dust, and Haze. Fundamentals of Aerosol Dynamics. Oxford.: Oxford Univ. Press, 2000. 407 p.
92. *Смирнов Б.М.* Электрический цикл в земной атмосфере // УФН. 2014. Т. 184. С. 1153.
93. *Mason B.J.* The Physics of Clouds. Oxford: Clarendon Press, 1971. 671 p.
94. *Mason B.J.* Clouds, Rain and Rainmaking, Second Edition. London: Cambridge University Press, 1975. 189 p.
95. *Leitch W.R., Isaak G.A.* Tropospheric Aerosol Size Distribution from 1982 to 1988 over Eastern North America // Atmos. Environ. 1991. V. 25. P. 601.
96. <http://en.wikipedia.org/wiki/Liquid-water-content>
97. *Kindel B.C., Pilewskie P., Schmidt K.S. et al.* A New Differential Optical Absorption Spectroscopy Instrument to Study Atmospheric Chemistry from a High-altitude Unmanned Aircraft // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 1147.
98. *Hurst D.F., Oltmans S.J., Vömer H. et al.* Stratospheric Water Vapor Trends over Boulder, Colorado: Analysis of the 30 Year Boulder Record // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. D02306.
99. *Herzberg G.* Molecular Spectra and Molecular Structure. Princeton: Van Nostrand Reinhold, 1945. 370 p.
100. *Ельяшевич М.А.* Молекулярная спектроскопия. М.: Физматгиз, 1963. 640 с.
101. *Allen H.C., Cross P.C.* Molecular Vib-rotors; the Theory and Interpretation of High Resolution Infrared Spectra. N.Y.: Wiley, 1963. 324 p.
102. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Квантовая механика. М.: Наука, 1974. 752 с.
103. *Krainov V.P., Reiss H.R., Smirnov B.M.* Radiative Processes in Atomic Physics. N.Y.: Wiley, 1997. 298 p.
104. *Khristenko S.V., Maslov A.I., Shevelko V.P.* Molecules and Their Spectroscopic Properties. Berlin: Springer, 1998. 212 p.
105. *Wien W.* On the Emission of Solids // Wied. Ann. Phys. Chem. 1896. V. 58. P. 662.
106. *Reif F.* Statistical and Thermal Physics. Boston: McGraw Hill, 1965. 651 p.
107. *Kondratyev K.Ya.* Radiation in the Atmosphere. N.Y.: Acad. Press, 1969. 912 p.
108. *McCartney E.J.* Absorption and Emission by Atmospheric Gases. N.Y.: Wiley, 1983. 331 p.
109. *Liou K.N.* An Introduction to Atmospheric Radiation. Amsterdam: Acad. Press, 2002. 598 p.
110. *Petry G.W.* A First Course in Atmospheric Radiation. Madison, Sunlog Publ., 2006. 472 p.
111. *Zdunkowski W., Trautmann T., Bott A.* Radiation in the Atmosphere. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2007. 498 p.
112. *Смирнов Б.М.* Физика слабоионизованного газа. М.: Наука, 1978. 416 с.
113. *Smirnov B.M.* Physics of Ionized Gases. N.Y.: Wiley, 2001. 381 p.
114. <https://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic-absorption-by-water>
115. *Platt C.M.R.* Infrared Absorption and Liquid Water Content in Stratocumulus Clouds // Quart. J. Roy. Meteorolog. Soc. 1976. V. 102. P. 553.
116. *Whittaker E.T., Watson G.N.* A Course of Modern Analysis. London: Cambridge Univ. Press, 1940. 140 p.
117. *Goody R.M., Yung Y.L.* Principles of Atmospheric Physics and Chemistry. N.Y.: Oxford Univ. Press, 1995. 544 p.
118. *Smirnov B.M.* Plasma Processes and Plasma Kinetics. Berlin: Wiley, 2007. 572 p.
119. *Twomey S.* Atmospheric Aerosols. Amsterdam: Elsevier, 1977. 302 p.
120. *Розенберг В.И.* Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 420 с.
121. *Liou K.* Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. N.Y.: Oxford University Press, 1990. 487 p.
122. *Smirnov B.M.* Collision and Radiative Processes in Emission of Atmospheric Carbon Dioxide // J. Phys. Appl. Phys. 2018. V. 51D. P. 214014.
123. *Byers H.R.* Elements of Cloud Physics. Chicago: University of Chicago Press, 1965. 191 p.
124. *Fletcher N.H.* The Physics of Rainclouds. London: Cambridge Univ. Press, 1969. 386 p.
125. *Mason B.J.* Clouds, Rain and Rainmaking. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1975. 189 p.
126. *Матвеев Л.А.* Динамика облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 311 с.
127. *Pruppacher H., Klett J.* Microphysics of Clouds and Precipitation. London: Reidel, 1978. 714 p.
128. *Young K.* Microphysical Processes in Clouds. N.Y.: Oxford University Press, 1993. 427 p.
129. *Houze R.* Cloud Dynamics. San Diego: Acad. Press, 1993. 573 p.
130. *Mason B.J.* The Physics of Clouds. Oxford.: Oxford Univ. Press, 2010. 671 p.
131. *Boucher O.* Atmospheric Aerosols. Properties and Climate Impacts. Dordrecht: Springer, 2015. 311 p.
132. *Ney E.P.* Cosmic Radiation and the Weather // Nature. 1959. V. 183. P. 451.
133. *Ruderman M.A., Chamberlain J.W.* Origin of the Sunspot Modulation of Ozone: its Implications for Stratospheric NO Injection // Planet Space Sci. 1975. V. 23. P. 247.
134. *Svensmark H., Friis-Christensen E.* Variation of Cosmic Ray Flux and Global Cloud Coverage—a Missing Link in Solar-Climate Relationships // J. Atmos. Terr. Phys. 1997. V. 59. P. 1225.



135. *Svensmark H.* Experimental Evidence for the Role of Ions in Particle Nucleation under Atmospheric Conditions // *Proc. Roy. Soc.* 2007. V. A463. P. 385.
136. *Svensmark H., Bondo T., Svensmark J.* Cosmic Ray Decreases Affect Atmospheric Aerosols and Clouds // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L151001.
137. *Svensmark H., Englo M.B., Pedersen J.O.P.* Response of Cloud Condensation Nuclei (>50 nm) to Change in Ion-nucleation // *Phys. Lett.* 2013. V. A377. P. 2343.
138. *Reynolds S.E., Brook M., Gourley M.F.* Thunderstorm Charge Separation // *J. Meteorol.* 1957. V. 14. P. 426.
139. <https://en.wikipedia.org/wiki/Climate-sensitivity>
140. *Cronin T.M.* Paleoclimates: Understanding Climate Change Past and Present. N.Y.: Columbia Univ. Press, 2010. 441 p.
141. *Bender M.L.* Paleoclimate. Princeton: Princ. Univer. Press, 2013. 320 p.
142. *Wigner E.P., Seits W.F.* On the Constitution of Metallic Sodium // *Phys. Rev.* 1934. V. 46. P. 509.
143. *Wigner E.P.* On the Interaction of Electrons in Metals // *Phys. Rev.* 1934. V. 46. P. 1002.
144. *Smirnov B.M.* Nanoclusters and Microparticles in Gases and Vapors. Berlin: De Gruyter, 2012. 249 p.
145. *Elsasser W.M.* Mean Absorption and Equivalent Absorption Coefficient of a Band Spectrum // *Phys. Rev.* 1938. V. 54. P. 126.
146. [https://en.wikipedia.org/wiki/Saratov\\_Hydroelectric\\_Station](https://en.wikipedia.org/wiki/Saratov_Hydroelectric_Station)
147. <https://ru.wikipedia.org/wiki/Волжская-ГЭС>
148. <https://ru.wikipedia.org/wiki/Волгоградское-водохранилище>
149. *Peixoto J.P., Oort A.H.* Physics of Climate. Washington: Amer. Inst. Phys., 1992. 520 p.
150. *Martyn D.* Climates of the World. Amsterdam: Elsevier, 1992. 435 p.
151. *Ruddiman W.F.* Earth's Climate Past and Future. N.Y.: Freeman, 2000. 388 p.
152. *Weart S.R.* The Discovery of Global Warming. Harvard: Harvard Univ. Press, 2003. 240 p.
153. *Pierrehumbert R.T.* Principles of Planetary Climate. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2010. 674 p.
154. *Archer D.* Global Warming: Understanding the Forecast. N.Y.: Wiley, 2012. 288 p.
155. <http://climate.nasa.gov>
156. *Marsh N., Svensmark H.* Cosmic Rays, Clouds, and Climate // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 94. P. 215.
157. *Иевлев Л.С.* Химический состав и структура аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 365 с.
158. *Петрянов-Соколов И.В., Сутугин А.Г.* Аэрозоли. М.: Наука, 1989. 144 с.
159. <https://www.wmo.int/pages/themes/climate/causes-of-climate-change.php>
160. *Gill A.* Atmosphere-Ocean Dynamics. San Diego: Acad. Press, 1982. 662 p.