

# ОСОБЕННОСТИ ИЗЛУЧЕНИЯ СМЕСИ МОЛЕКУЛЯРНЫХ ГАЗОВ

Д. А. Жилиев\*, Б. М. Смирнов\*\*

*Объединенный институт высоких температур Российской академии наук  
125412, Москва, Россия*

Поступила в редакцию 28 ноября 2023 г.,  
после переработки 28 ноября 2023 г.  
Принята к публикации 18 декабря 2023 г.

Рассмотрен характер теплового излучения из слоя плотного газа, находящегося в локальном термодинамическом равновесии с излучением. Спектр излучения слоя газа, содержащего смесь молекулярных газов и микрочастиц, состоит из большого числа (сотен и тысяч) пиков, которые поднимаются над пьедесталом, отвечающим излучению микрочастиц. Исследуется изменение парциальных потоков излучения при изменении концентрации одной из активных компонент. Большое значение для проводимого анализа и расчетов имеет информация по излучательным параметрам молекул, которая содержится в банке данных HITRAN. Показано, что модель однородной атмосферы с усреднением по спектру для одной или всех компонент ненадежна при анализе изменения потока излучения в результате изменения концентрации одной из излучающих компонент. Эта модель удобна только для оценки интегральных параметров излучения газа. Модель плотного облака использует предположение, что излучение в разные стороны слоя определяются разными пространственными областями, не влияющими друг на друга, а также предполагает резкую границу для излучения дисперсной фазы. Эта модель работает тем лучше, чем больше оптическая толщина слоя относительно молекулярных компонент. Точность и возможности модели плотного облака демонстрируются расчетами потоков излучения, создаваемых стандартной атмосферой в области полос поглощения молекул углекислого газа. Показана принципиальная разница между изменением потока излучения из оптически плотного слоя газа с меняющейся температурой при изменении концентрации активной компоненты для однокомпонентной и многокомпонентной систем. В однокомпонентном газе изменение парциального потока излучения в результате изменения концентрации излучающей компоненты пропорционально градиенту температуры, тогда как в многокомпонентном газе изменение парциального потока излучения данной компоненты почти компенсируется обратным изменением за счет поглощения другими компонентами. Показана ошибка в пять раз в климатических моделях для изменения глобальной температуры в результате изменения концентрации атмосферного углекислого газа, поскольку в этих моделях пренебрегается поглощением излучения дополнительного углекислого газа молекулами воды и облаками. В дополнение к этому, представленные алгоритмы могут стать основой для создания усилителей излучения в области лазерных переходов для углекислого газа с длинами волн вблизи 9.5 и 10.6 мкм. Эти усилители подходят для мониторинга очагов горения на поверхности Земли со спутников, а также двигателей и энергетических установок, использующих сжигание горючих веществ. Чувствительность этих лазерных усилителей на порядки величины превышает чувствительность современных тепловизоров, а указанные для усиления спектральные линии лазерных переходов попадают в окно прозрачности атмосферы.

DOI: 10.31857/S0044451024040047

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Излучение плотного газа, находящегося над горячей поверхностью, проявляется в разных реальных ситуациях, где это излучение определяет энергетический баланс поверхности и находящегося над ней газа. Наиболее важным примером такого типа является излучение атмосферы Земли, которое известно как парниковый эффект атмосферы. Роль

\* E-mail: zhiliay@gmail.com

\*\* E-mail: bmsmirnov@gmail.com

парникового эффекта Земли нетрудно определить, исходя из энергетического баланса Земли. Действительно, средний поток солнечного излучения, проникающего в атмосферу, составляет  $340 \text{ Вт/м}^2$ , и примерно половина этого потока поглощается поверхностью Земли. Если считать, что поверхность Земли излучает как абсолютно черное тело и атмосфера отсутствует, то температура ее поверхности согласно закону Стефана–Больцмана равна  $234 \text{ К}$ . В реальности глобальная температура, т. е. средняя температура поверхности Земли, составляет  $288 \text{ К}$  [1].

Подобным образом излучение других планет является другим примером излучения плотного газа, когда поддерживается локальное термодинамическое равновесие между полем излучением и газом, составляющим атмосферу планеты. К этому кругу задач следует отнести также пожар на больших площадях, в частности, горение лесов. В этих случаях над горячей поверхностью образуется неоднородный по температуре воздух, содержащий продукты горения. Излучение этого воздуха, поглощаемое горячей поверхностью, определяет температуру поверхности, что, в свою очередь, влияет на скорость горения.

В рассмотренных случаях излучение газового слоя, в состав которого входят молекулярные газы, относится к инфракрасному спектру и соответственно создается молекулами газа. Поэтому спектр излучения газового слоя определяется колебательно-вращательными и вращательными излучательными переходами между состояниями молекул и состоит из большого числа пиков, т. е. спектральных линий, уширенных в результате взаимодействия излучающих молекул с молекулами воздуха. Отметим принципиальную роль банка данных HITRAN в анализе рассматриваемых проблем, поскольку этот банк предоставляет обширную информацию по параметрам излучательных переходов в молекулах [2–4]. В частности, в компьютерную программу, используемую для проведенного далее анализа, включены параметры порядка десяти тысяч излучательных переходов в молекулах, взятых из банка данных HITRAN.

Характер излучения газового слоя определяет способ его анализа, использующий метод «линия за линией» [5, 6], согласно которому анализ проводится для каждой частоты отдельно. Тем не менее сама задача эмиссии плоского слоя газа является громоздкой [7–10], поскольку включает спектр излучения газа, а также пространственные распределения температуры и плотности излучающих компонент.

Для упрощения используются определенные модели, позволяющие сделать рассматриваемую проблему прозрачной.

В данной статье мы основываемся на двух моделях, сравнение и объединение которых позволяет понять их точность при описании излучения атмосферы. В первой из них, модели однородной атмосферы [11], проводится усреднение по спектру излучающих компонент слоя или некоторых из них. Другая модель, модель плотного облака, относится к реальной атмосфере [12]. В ней предполагается, что на некотором расстоянии от границы слоя сосредоточены плотные облака, ограничивающие область эмиссии молекулярных компонент. Сравнение результатов этих моделей позволяет оценить точность, с которой можно вычислить как потоки излучения, создаваемого разными парниковыми компонентами, так и изменение потока излучения при изменении концентрации одной из парниковых компонент.

Для демонстрации конкретных выводов будем ориентироваться на воздух стандартной атмосферы как излучающий газ, который является многокомпонентной системой и включает в себя три основных парниковых компоненты — молекулы воды и углекислого газа, а также облака, состоящие из микрокапель или микрочастиц воды. В силу пиковой структуры спектра излучения используются численные компьютерные методы для расчета потоков излучения из слоя воздуха. В основу расчетов заложены плотности молекулярных компонент и их пространственные распределения в соответствии с моделью стандартной атмосферы [1], а граница облаков следует из данных, определяющих энергетический баланс Земли [12].

Далее, для конкретных расчетов излучения атмосферы мы используем компьютерную программу [13], разработанную одним из авторов (Д.А.Ж.). Она использует параметры около 15 000 излучательных переходов в атмосферных молекулах, взятых из банка данных HITRAN. В нее закладывается определенное пространственное распределение плотности парниковых компонент, а также пространственное распределение температуры. Наряду с основными парниковыми компонентами (молекулы воды и углекислого газа, а также облака) в ней учитывается участие следовых компонент  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$  в формировании излучения слоя. Эта компьютерная программа была отработана на модели стандартной атмосферы [1], которая далее будет также использована.

## 2. МОДЕЛЬ ПЛОТНОГО ОБЛАКА ДЛЯ ИЗЛУЧЕНИЯ СЛОЯ МОЛЕКУЛЯРНОГО ГАЗА

Анализ эмиссии атмосферы показывает, что определение потока излучения из слоя оптически активного молекулярного газа является громоздкой задачей, поскольку требуется начальная информация как о спектральных характеристиках излучающего газа, так и о пространственном распределении излучающих компонент. Модель «линия за линией» [5, 6], в рамках которой все излучательные параметры относятся к определенной частоте фотонов  $\omega$ , учитывает спектр излучения слоя газа, который объединяется с определенным пространственным распределением излучающих компонент.

В силу сложности данной проблемы, анализ которой требует использования ряда параметров, будем ориентироваться на атмосферу Земли как на один из объектов, относящихся к этой проблеме. Атмосфера Земли содержит три основные парниковые компоненты, т. е. компоненты, определяющие эмиссию атмосферу. Этими компонентами являются молекулы воды, молекулы углекислого газа и микрокапли воды, которые составляют облака. Указанные парниковые компоненты ответственны за излучение атмосферы в инфракрасной области спектра и обеспечивают примерно 99% потока теплового излучения атмосферы. При этом пространственное распределение молекул углекислого газа совпадает с распределением молекул азота и кислорода в силу химической пассивности этих молекул. Находящиеся в атмосферном воздухе молекулы воды участвуют в процессах конденсации и испарения, и поэтому их пространственное распределение в атмосфере отличается от пространственного распределения молекул азота и кислорода. В среднем оно может быть установлено из анализа циркуляции воды при прохождении через атмосферу.

Наиболее трудной задачей является определение пространственного распределения облаков, состоящих в основном из микрокапель воды. Проблема состоит в том, что средняя влажность атмосферы меньше 100% и убывает с увеличением высоты. Поэтому в среднем конденсация атмосферной воды отсутствует, а реально она происходит в силу флуктуаций температуры атмосферного воздуха в областях с пониженной температурой. Реально конденсация атмосферной воды происходит в результате перемешивания струи теплого приземного воздуха, проникающего в холодные слои атмосферы [14]. Однако

попадая в теплую область атмосферы, конденсированная вода в струях движущегося воздуха испаряется. Это создает трудности в определении количества конденсированной воды и ее распределения в атмосфере. Проблема конденсированной воды в атмосфере усложняется также в силу конвекционного движения воздуха [15].

Тем не менее имеется возможность определить один параметр, относящийся к облакам и характеризующий излучение облаков в среднем. Действительно, с одной стороны, на основе пространственного распределения молекул воды и углекислого газа, а также распределения температуры можно определить поток излучения на поверхность Земли, создаваемый этими молекулами. С другой стороны, потоки излучения атмосферы, представленные в таблице, основаны на измерениях и включают участие облаков в формировании излучения атмосферы. Сравнивая эти потоки, можно восстановить вклад облаков в создание теплового излучения и определить параметр облаков, связанный с этим вкладом.

В таблице приведены статистически усредненные значения потоков инфракрасного излучения, взятые из пяти источников [16]. Указанные потоки излучения являются отношением полной мощности излучательного процесса для данного канала к площади поверхности Земли. Приведенные погрешности следуют из статистического усреднения потоков, полученных из разных источников.

Далее мы используем модель излучения атмосферы с одним параметром облаков [12]. Именно, будем считать, что облака находятся на высотах, начиная с некоторой высоты  $h_{cl}$ , причем далее с ростом высоты резко увеличивается оптическая плотность облаков. В этом случае облака излучают в сторону поверхности Земли как абсолютно черное тело с температурой  $T(h_{cl})$ , равной температуре воздуха на граничной высоте. Кроме того, облако отделяет нижнюю часть атмосферы, так что процессы в атмосфере выше облаков не влияют на параметры излучения атмосферы в сторону Земли.

Таким образом, в рамках рассматриваемой модели имеем излучающий слой атмосферы между поверхностью Земли и нижним краем облака. Этот слой содержит излучаемые молекулы, которые создают часть потока излучения атмосферы, направленную на поверхность Земли. Учитывая, что температура атмосферы в излучающем слое слабо меняется с высотой, характеризуем это излучение эффективной температурой  $T_w$  для каждой частоты излучения. Излучение для слабонеоднородного излучающего плоского слоя газа, когда температура

Таблица. Средние потоки инфракрасного излучения в энергетическом балансе Земли [16]

Канал излучения	Поток энергии, Вт/м <sup>2</sup>
Эмиссия атмосферы на поверхность Земли	335 ± 7
Эмиссия атмосферы в окружающее пространство	217 ± 8
Поглощение атмосферой Земли	372 ± 6
Эмиссия поверхности Земли	393 ± 8
Прохождение через атмосферу с поверхности Земли	21 ± 1

воздуха мало изменяется в области пространства, сводится к излучению слоя газа с постоянной температурой.

Тогда поток излучения  $J_\omega$  для заданной частоты фотонов в рамках представленной модели определяется соотношением

$$J_\omega = I_\omega(T_\omega)g(u_\omega) + I_\omega(T_{cl})[1 - g(u_\omega)], \quad (1)$$

где  $u_\omega$  — оптическая толщина слоя атмосферы, находящегося между поверхностью Земли и облаками,  $T_{cl}$  — температура воздуха на нижнем крае облака,  $g(u_\omega)$  — фактор непрозрачности слоя,  $I_\omega(T_\omega)$  — равновесный поток излучения, который определяется формулой Планка [17, 18]

$$I_\omega(T) = \frac{\hbar\omega^3}{4\pi^2c^2 [\exp(\hbar\omega/T) - 1]}. \quad (2)$$

Входящий в формулу (1) фактор непрозрачности слоя  $g(u_\omega)$  в случае изотропной эмиссии фотонов, как это имеет место в газе, определяется выражением [19]

$$g(u_\omega) = 2 \int_0^1 \cos\theta \left[ 1 - \exp\left(-\frac{u_\omega}{\cos\theta}\right) \right] d\cos\theta \quad (3)$$

и представляет собой вероятность того, что фотон данной частоты  $\omega$ , возникающий на одной из границ слоя, движется под углом  $\theta$  к поверхности и не достигает другой границы слоя. В случае оптически толстого слоя для данной частоты  $g(u_\omega) = 1$ . На основе этих выражений для потока излучения из атмосферы на поверхность Земли имеем

$$J_\downarrow = \int_0^\infty J_\omega d\omega. \quad (4)$$

Значение этой величины, полученное на основе измерений, приведено в таблице .

Как видно, наряду со спектральными параметрами излучающих компонент слабонеоднородного

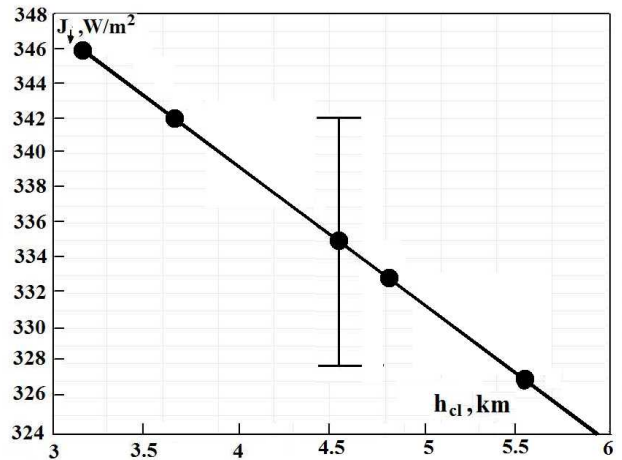
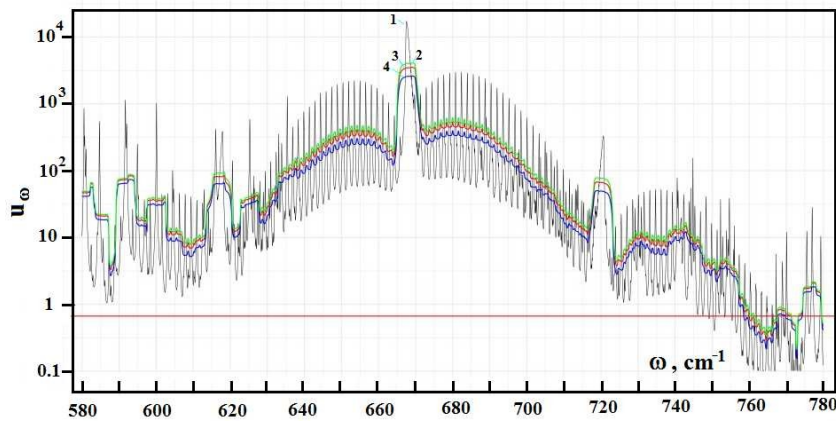


Рис. 1. Зависимость потока излучения из атмосферы на поверхность Земли  $J_\downarrow$  от высоты границы облаков  $h_{cl}$ . Кружки соответствуют пяти источникам энергетического баланса Земли и ее атмосферы

плоского слоя для рассматриваемых расчетов потоков излучения слоя газа, содержащего смесь оптически активных молекул разного сорта и микрочастиц, требуется информация об их пространственном распределении. От точности этой информации зависит точность и надежность конечного результата. В частности, на рис. 1 представлена связь между потоком излучения из атмосферы на поверхность Земли  $J_\downarrow$ , являющимся параметром энергетического баланса Земли и атмосферы, и границей облака  $h_{cl}$  в области значений потоков излучения от разных источников, используемых в таблице . На основе этого может быть определена точность парциальных параметров излучения атмосферы.

Отметим, что для расчета потоков излучения слабонеоднородного по температуре слоя газа, содержащего несколько излучающих компонент, необходима информация относительно спектра излучающих молекул и частиц, а также относительно их пространственного распределения. Рассматриваемые модели позволяют оценить чувствительность



**Рис. 2.** Оптическая толщина  $u_\omega$  атмосферы между поверхностью Земли и границей облака в рамках модели плотного облака в области нижней полосы поглощения молекул углекислого газа,  $h_{cl} = 3.2$  км (1); кривые 2, 3, 4 соответствуют усреднению по интервалу частот на  $5 \text{ см}^{-1}$  выше и ниже указанной для высоты границы облаков 3.2, 4.6, 5.6 км соответственно

результата к характеру этих распределений.

Указанная выше компьютерная программа [13] позволяет определить разные параметры излучения атмосферы при заданных параметрах и распределений плотности излучающих компонент атмосферы по высоте. Погрешность этих параметров определяется диапазоном значений, в котором находится граница облаков. На рис. 2 представлена зависимость от частоты  $\omega$  оптической толщины  $u_\omega$  атмосферного воздуха для параметров стандартной атмосферы при предельных значениях границы облака  $h_{cl}$  для модели плотного облака.

В дополнение к этому на рис. 3 приводится спектральная зависимость потока излучения  $J_\omega$  стандартной атмосферы в области частот, отвечающих нижней полосе поглощения молекул углекислого газа с использованием модели плотного облака. Как видно, зависимость от положения границы облака проявляется только на границе полосы с малой оптической толщиной атмосферы как слоя излучающего газа.

Предположение, используемое в модели плотного облака, связано с пренебрежением связью между областями слоя газа, отвечающими за излучение, уходящее в разных направлениях. Это предположение выполняется для областей с большой оптической толщиной слоя газа. В случае атмосферы параметры излучения слабо зависят от положения границы облаков. В то же время модель плотного облака использует реальный спектр излучения газа. Поэтому модель плотного облака обеспечивает

тем более высокую точность описания излучательных параметров газового слоя, чем больше ее оптическая толщина.

### 3. МОДЕЛЬ ОДНОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

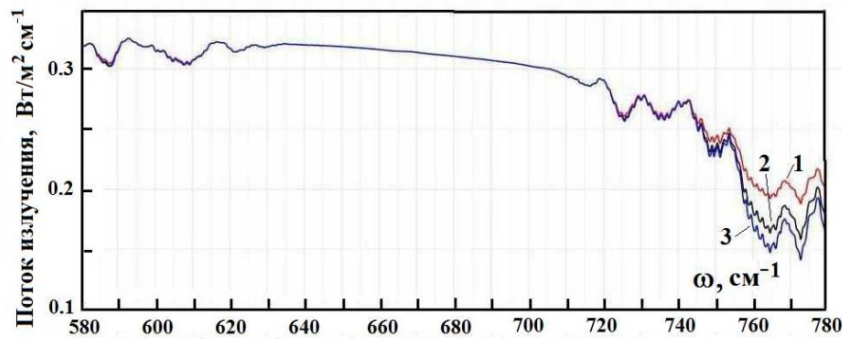
Модель однородной атмосферы для теплового излучения плоского слоя многокомпонентного газа [11] использует усредненный по спектру излучающих компонент коэффициент поглощения газа и экспоненциальную зависимость от расстояния до нижней границы излучающего слоя  $h$ , так что коэффициент поглощения газа представляется в виде

$$k_\omega(h) = k_0 \exp\left(-\frac{h}{\lambda}\right), \quad (5)$$

где  $k_0$ ,  $\lambda$  — параметры, описывающие излучение рассматриваемой системы. Эти параметры определяются внешними условиями, связанными с распределением плотностей излучающих компонент по высоте, и потоками излучения за пределы излучающего слоя газа. В случае атмосферы Земли для этого используются параметры стандартной атмосферы [1] или локальной атмосферы. Потоки излучения атмосферы в сторону Земли и в окружающее пространство берутся из энергетического баланса Земли и ее атмосферы, частично представленного в таблице.

Для определения параметров формулы (5) используются только два потока из таблицы, имен-





**Рис. 3.** Парциальный поток эмиссии стандартной атмосферы на поверхность Земли, рассчитанный в рамках модели плотного облака и усредненный по ближайшим спектральным линиям. Усреднение происходит в интервале, включающем частоты на  $5 \text{ см}^{-1}$  больше и меньше рассматриваемой частоты. Граница облаков  $h_{cl} = 3.2$  (1),  $4.5$  (2),  $5.6$  (3) км

но, средние потоки излучения атмосферы на поверхность Земли ( $J_{\downarrow} = 335 \pm 7 \text{ Вт/м}^2$ ) и в окружающее пространство ( $J_{\uparrow} = 217 \pm 8 \text{ Вт/м}^2$ ). Представим алгоритм определения параметров формулы (5) в рамках модели однородной атмосферы. Мы рассматриваем излучающий плоский слой газа как слабонеоднородный, т.е. температура слабо изменяется в области пространства, где формируется излучение. Тем самым излучение слабонеоднородного слоя сводится к излучению слоя газа с постоянной температурой. В случае модели стандартной атмосферы температура излучения одинакова для всех частот излучения, так что в данном случае удобно ввести температуры излучения в направлении Земли ( $T_{\downarrow}$ ) и в окружающее пространство ( $T_{\uparrow}$ ). Эти параметры связаны с потоками излучения соотношениями

$$J_{\downarrow} = \sigma T_{\downarrow}^4, \quad J_{\uparrow} = \sigma T_{\uparrow}^4, \quad (6)$$

где  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2$  — постоянная Стефана – Больцмана.

Переходя к параметрам стандартной атмосферы [1], для температуры слоев атмосферы, которые ответственны за излучение в сторону Земли и в окружающее пространство, имеем

$$T_{\downarrow} = T_E - \frac{dT}{dh} h_{\downarrow}, \quad T_{\uparrow} = T_E - \frac{dT}{dh} h_{\uparrow}, \quad (7)$$

где  $T_E = 288 \text{ К}$  — температура поверхности Земли, а  $dT/dh = 6.5 \text{ К/км}$  — градиент температуры для стандартной атмосферы [1].

Введем эффективные высоты для излучения слоя в сторону Земли ( $h_{\downarrow}$ ) и в окружающее пространство ( $h_{\uparrow}$ ) так, чтобы поток излучения абсолютно черного тела с температурой на данной высоте совпадал с соответствующим потоком излучения.

В случае стандартной атмосферы Земли это дает для эффективных высот, определяющих излучение атмосферы в сторону Земли и в окружающее пространство,

$$h_{\downarrow} = 1.6 \pm 0.2 \text{ км}, \quad h_{\uparrow} = 6.1 \pm 0.3 \text{ км}. \quad (8)$$

В рамках данной модели имеется предельная величина для оптической толщины слоя. При этом значения расстояний от границы слабонеоднородного слоя, ответственных за излучение в сторону Земли и в окружающее пространство, следуют из соотношения [20], так что оптическая толщина до соответствующей границы равняется  $2/3$ . Отсюда получим

$$k_0 \lambda [1 - \exp(-h_{\downarrow}/\lambda)] = 2/3, \quad k_0 \lambda \exp(-h_{\uparrow}/\lambda) = 2/3.$$

Отсюда следует уравнение для параметра  $\lambda$ :

$$\exp(-h_{\downarrow}/\lambda) + \exp(-h_{\uparrow}/\lambda) = 1. \quad (9)$$

В результате решения уравнения (9) получим численные значения параметров формулы (5) для стандартной атмосферы:

$$\begin{aligned} k_0 &= 0.50 \pm 0.05 \text{ км}^{-1}, \\ \lambda &= 4.8 \pm 0.4 \text{ км}, \\ u &= k_0 \lambda = 2.4 \pm 0.3. \end{aligned} \quad (10)$$

Отметим, что величина  $k_0 \lambda$  является оптической толщиной всей атмосферы.

Из формулы (10) следует, что стандартную атмосферу можно условно считать оптически толстым слоем газа при эмиссии теплового излучения в инфракрасной области спектра. Это позволяет использовать формулы (10) для оптической толщины слоя,

ответственного за излучение. В частности, отсюда следует, что сквозь атмосферу проходит примерно  $2 \pm 1\%$  потока излучения, если оно испускается изотропно, или  $9 \pm 2\%$  потока излучения, если фиксируется только часть излучения, которое распространяется перпендикулярно к поверхности. Согласно данным таблицы, сквозь атмосферу проходит  $5.3 \pm 0.3\%$  потока излучения, создаваемого поверхностью Земли. Поскольку основной вклад в проходящий через атмосферу поток излучения соответствует частотам с меньшей оптической толщиной слоя, это свидетельствует о неприменимости модели однородной атмосферы для некоторых проблем эмиссии излучения.

Это расхождение для прозрачности атмосферы, измеренной для реальной атмосферы и рассчитанной на основе модели однородной атмосферы, свидетельствует о грубости рассмотренной модели. Тем не менее модель однородной атмосферы является простой моделью для эмиссии слоя газа, которая позволяет разделить оптические свойства газового слоя и пространственное распределение излучающих компонент на основе измеренных параметров слоя.

Однако модель однородной атмосферы по своей природе не допускает изменения концентрации ее оптически активных компонент. Действительно, суммарный поток излучения атмосферы, полученный на основе измерений, может быть получен только для текущего состава атмосферы, но не для измененной атмосферы. Для того чтобы преодолеть эту трудность, далее модифицируем модель однородной атмосферы. В этом случае из газового слоя удаляется одна из парниковых компонент. Этот остов анализируется в рамках модели однородной атмосферы, и далее к нему добавляется удаленная компонента с ее реальным спектром. Параметры однородной атмосферы подбираются таким образом, чтобы суммарные по спектру потоки излучения в обе стороны от газового слоя совпадали с их реальными значениями.

Далее мы используем модифицированную модель однородной атмосферы для стандартной атмосферы, из которой удален углекислый газ. В рамках рассматриваемой модели коэффициент поглощения  $k_\omega$  атмосферного воздуха дается выражением

$$k_\omega = k_0 \exp\left(-\frac{h}{\lambda}\right) + \kappa_\omega(h). \quad (11)$$

В случае атмосферы параметры  $k_0$ ,  $\lambda$  учитывают поглощение молекул воды и облаков, а  $\kappa_\omega$  является

коэффициентом поглощения за счет молекул углекислого газа.

Проанализируем стандартную атмосферу [1] с точки зрения модифицированной модели однородной атмосферы. На основе данных таблицы поток излучения на поверхность Земли равен  $J_\downarrow = 335 \text{ Вт/м}^2$ , а в окружающее пространство составляет  $J_\downarrow = 217 \text{ Вт/м}^2$ . Используя спектральные данные для атмосферных молекул согласно данным банка HITRAN и модель плотного облака, для средних суммарных по частотам потоков излучения для атмосферы без углекислого газа имеем  $J'_\downarrow = 324 \text{ Вт/м}^2$  на поверхность Земли и  $J'_\uparrow = 221 \text{ Вт/м}^2$  в окружающее пространство.

Выполняя операции для модели однородной атмосферы на основе значений для потоков излучения, получим соответственно для эффективных температур излучения в сторону поверхности Земли и в окружающее пространство  $T'_\downarrow = 275 \text{ К}$  и  $T'_\uparrow = 250 \text{ К}$ , а для высот атмосферного слоя, ответственного за излучение в указанные направления,  $h'_\downarrow = 2.0 \text{ км}$  и  $h'_\uparrow = 5.9 \text{ км}$ . Решая уравнение с этими параметрами, получим следующее значение параметра формулы (11):

$$\lambda = 5.2 \text{ км}. \quad (12)$$

Далее, требуя, чтобы суммарные потоки излучения атмосферы совпадали с измеренными значениями, для второго параметра формулы (11) получим

$$k_0 = 0.60 \text{ км}^{-1}. \quad (13)$$

На рис. 4 представлена зависимость от частоты для потока излучения стандартной атмосферы, направленного на поверхность Земли. Сравнение результатов разных моделей показывает, что поток излучения зависит от спектра излучения для рассматриваемой модели. Очевидно, парциальный поток излучения атмосферы на поверхность Земли тем больше, чем больше оптическая толщина атмосферы для данной частоты. В частности, в области окна прозрачности атмосферы, соответствующей области частот  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$ , модели плотного облака соответствуют меньшие потоки излучения, чем следующие из модели однородного облака. Обратная ситуация имеет место при частотах ниже  $600 \text{ см}^{-1}$ .

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ В ЭМИССИИ ПЛОСКОГО СЛОЯ ГАЗА

Представленные выше модели ставят своей целью упростить реальную ситуацию, и наша цель —

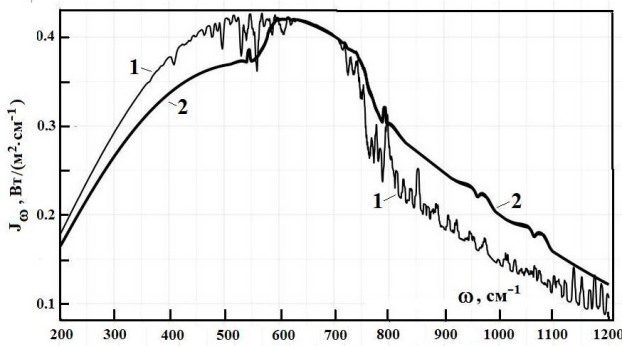


Рис. 4. Парциальный поток  $J_\omega$ , излучаемый стандартной атмосферой в области нижней полосы поглощения молекул углекислого газа и падающий на поверхность Земли. Этот поток излучения рассчитан в рамках модели плотного облака со средней высотой границы облаков  $h_{cl} = 4.6$  км (1), а также модифицированной модели однородной атмосферы (2)

понять, насколько точно результаты, полученные в рамках этих моделей, соответствуют реальным результатам. Наиболее интересным является изменение излучательных параметров слоя газа при изменении состава газа, т. е. как излучательные параметры слоя газа зависят от концентрации парниковых компонент. При этом наиболее распространенной задачей такого типа является расчет измененных параметров стандартной атмосферы, в частности, изменение температуры поверхности Земли, при изменении концентрации атмосферного углекислого газа.

Такая проблема была сформулирована Аррениусом в конце 19 века и отражена в названии его работы [21] «Влияет ли каким-либо образом на температуру Земли присутствие в атмосфере теплопоглощающих газов?», хотя работа была посвящена анализу экспериментов по рассеянию солнечного излучения Луной. В процессе движения Луны меняется угол, под которым отраженное солнечное излучение попадает в атмосферу Земли, что позволяет определить оптическую толщину атмосферы для поглощения в спектре, связанном с молекулами  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Однако спектральная область, ответственная за это рассеяние, отвечает другой полосе поглощения рассматриваемых молекул.

Последующее изучение роли углекислого газа в излучении атмосферы было инициировано новой информацией по спектральным параметрам молекул углекислого газа [22–24]. Однако в этих случаях из-за ограниченной информации по излучательным параметрам молекул воды и роли конденсиро-

ванной воды в эмиссии атмосферы предполагалось, что излучение атмосферы в инфракрасной области спектра определяется только молекулами  $\text{CO}_2$ . Это предположение использовано в климатических моделях [25], что ведет к большой ошибке в суммарном потоке излучения слоя атмосферного слоя [26].

В настоящее время мы располагаем достаточной доступной информацией по излучательным параметрам парниковых компонент, собранных в банке данных HITRAN [2–4]. Основываясь на современном состоянии физики атмосферы, можно заключить, что предположение об однокомпонентной излучающей атмосфере нарушает закон Кирхгофа [27] для реальной атмосферы. Действительно, согласно закону Кирхгофа изменение концентрации одной из компонент слоя излучающего газа и увеличение потока излучения за счет этой компоненты частично компенсируются поглощением других парниковых компонент.

По сути дела ошибка в климатических моделях связана с заменой изменения суммарного потока излучения  $\Delta J$  за счет изменения концентрации молекул  $\text{CO}_2$  дополнительным потоком излучения  $\Delta J(\text{CO}_2)$ , создаваемом молекулами  $\text{CO}_2$ . Разница примерно в пять раз [13, 28] между этими потоками излучения определяется перекрытием спектров парниковых компонент и следует из численных расчетов. Ниже на простом наглядном примере покажем, что причина такой большой ошибки связана с разной природой изменений потоков  $\Delta J$  и  $\Delta J(\text{CO}_2)$ .

Этот эффект определяется наложением спектров поглощения молекул  $\text{CO}_2$  на спектры молекул атмосферной воды и микрокапель воды. Такая информация содержится в базе данных HITRAN [2–4]. Она позволяет надежно определить изменение потока излучения атмосферы в результате введения в атмосферу дополнительных молекул углекислого газа и уменьшения потока излучения в результате поглощения потока излучения за счет молекул воды и облаков введенными в атмосферу молекулами  $\text{CO}_2$ . Второй эффект игнорируется в климатических моделях [25], что приводит к завышению изменения суммарного потока излучения в пять раз.

Хотя причина ошибки климатических моделей следует из численных расчетов [26], в данной работе будет представлена еще одна прозрачная демонстрация этой причины. Рассмотрим случай оптически толстого слоя и вычислим отношение рассматриваемых потоков излучения, обозначив суммарный коэффициент поглощения атмосферного слоя как  $K_\omega$ , коэффициент поглощения, создаваемый молекулами углекислого газа, как  $k_\omega$ , а коэффициент погло-



щения, создаваемый введенным в атмосферу дополнительным углекислым газом, как  $\Delta k_\omega$ . Для оптически толстого слоя газа используем соотношение [20], согласно которому эффективная температура излучения на данной частоте,  $T_\omega$ , является температурой на высоте  $h_\omega$ , для которой оптическая толщина равна  $2/3$ , т. е.

$$\int_0^{h_\omega} K_\omega d\omega = 2/3. \quad (14)$$

В этом случае коэффициенты поглощения для отношения потоков берутся на высоте  $h_\omega$ , и изменение потока излучения  $\Delta J_\omega(\text{CO}_2)$ , создаваемого добавленными молекулами углекислого газа, равно

$$\Delta J_\omega(\text{CO}_2) = \frac{\Delta k_\omega k_\omega}{K_\omega^2} J_\omega(\text{CO}_2), \quad (15)$$

где  $J_\omega(\text{CO}_2)$  — поток излучения, создаваемый молекулами  $\text{CO}_2$ . Отметим, что для реальной атмосферы в рассматриваемом предельном случае оптически толстого слоя атмосферы облака не дают вклада в изменение суммарного потока излучения в рамках модели плотного облака, а коэффициенты поглощения в формуле (15) берутся на высоте  $h_\omega$ .

С другой стороны, изменение суммарного потока излучения  $\Delta J_\omega$  из атмосферы на заданной частоте  $\omega$  определяется изменением температуры излучения  $\Delta T_\omega$ , которая связана с изменением высоты  $\Delta h_\omega$ , ответственной за излучение на заданной частоте в соответствии с уравнением (14). Имеем

$$\Delta T_\omega = -\frac{\partial T}{\partial h} \Delta h_\omega = \frac{\partial T}{\partial h} \frac{\Delta k_\omega}{k_\omega K_\omega}, \quad (16)$$

где мы считали, что величина  $\Delta k_\omega$  не зависит от высоты. В частности, для стандартной атмосферы имеем

$$\partial T / \partial h = 6.5 \text{ К/км.}$$

Основываясь на формулах (1) и (16), для изменения суммарного потока излучения  $\Delta J_\omega$  получаем

$$\begin{aligned} \Delta J_\omega &= \frac{\partial J_\omega}{\partial T_\omega} \Delta T_\omega = \\ &= J_\omega \frac{\hbar\omega}{T_\omega^2 [1 - \exp(-\hbar\omega/T_\omega)]} \left| \frac{\partial T}{\partial h} \right| \frac{\Delta k_\omega}{k_\omega K_\omega}. \end{aligned} \quad (17)$$

Отсюда находим отношение добавки к потоку излучения  $\Delta J_\omega(\text{CO}_2)$ , создаваемого молекулами углекислого газа, к изменению суммарного потока излучения  $\Delta J_\omega$  на заданной частоте  $\omega$ :

$$\eta_\omega = \frac{\Delta J_\omega(\text{CO}_2)}{\Delta J_\omega} = \frac{k_\omega^2}{K_\omega} \frac{T_\omega^2 [1 - \exp(-\hbar\omega/T_\omega)]}{\hbar\omega |\partial T / \partial h|}. \quad (18)$$

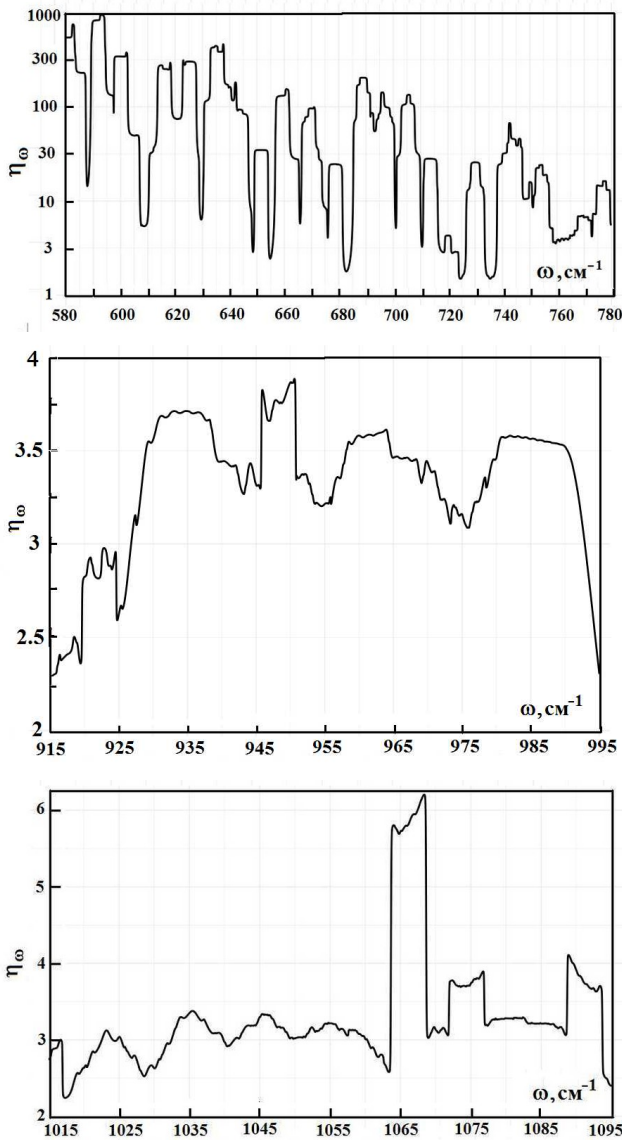
Выполним оценку на основе формулы (18), ориентируясь на частоту центра перехода между основным и нижним колебательными состояниями молекулы  $\text{CO}_2$ , для которого  $\hbar\omega = 667 \text{ см}^{-1}$ . Для определенности примем  $k_\omega = K_\omega/2$ . Взяв в качестве параметра этой формулы  $K_\omega = 1 \text{ км}^{-1}$ , что согласно уравнению (14) соответствует эффективной высоте излучения  $h_\omega = 2/3 \text{ км}$  и эффективной температуре излучения  $T_\omega \approx 284 \text{ К}$ , а оптическая толщина атмосферы между поверхностью Земли и облаками равна  $u_\omega \approx 4$ . Тогда на основе формулы (18) получаем  $\eta_\omega = 3.3$ . Если, сохраняя значения других параметров, выбрать  $K_\omega = 2 \text{ км}^{-1}$ , повторяя выполненные операции, получим  $\eta_\omega = 6.8$ . Эти значения по порядку величины совпадают со средним значением этого параметра  $\eta_\omega = 5.2$  [13, 28]. Отметим, что оба примера отвечают большой оптической толщине слоя.

Как видно, изменение потока излучения  $\Delta J_\omega(\text{CO}_2)$ , создаваемого молекулами углекислого газа, и изменение суммарного потока излучения  $\Delta J_\omega$  определяются разными причинами. Отношение потоков (18) велико при слабой зависимости температуры атмосферы от высоты. Отношение  $\eta_\omega$  превращается в бесконечность, если температура атмосферного воздуха не меняется с высотой. Кроме того, наибольшая разница между рассчитанными изменениями потоков излучения в результате изменения концентрации парниковых компонент в атмосфере имеет место в оптически плотных областях спектра, где увеличение концентрации данной компоненты вызывает частичное поглощение потока излучения, создаваемого другими компонентами.

На рис. 5 представлено парциальное отношение потоков  $\eta_\omega$  в области спектра поглощения молекул углекислого газа. Данные рис. 5 подтверждают приведенный выше вывод, что рассматриваемое отношение тем больше, чем выше оптическая толщина атмосферы. Действительно, введем среднее значение отношения  $\eta_\omega$  для заданного интервала частот в соответствии с формулой

$$\overline{\eta_\omega} = \frac{1}{\omega_2 - \omega_1} \int_{\omega_1}^{\omega_2} \eta_\omega d\omega, \quad (19)$$

где  $\omega_1, \omega_2$  — граничные частоты для рассматриваемого интервала частот. Возвращаясь к рис. 5, имеем для среднего отношения  $\overline{\eta_\omega} = 5.6$  на основе данных рис. 5 (верхняя панель), значение  $\overline{\eta_\omega} = 3.3$  в соответствии с данными рис. 5 (средняя панель), а также  $\overline{\eta_\omega} = 3.2$  при использовании данных рис. 5 (нижняя панель). Среднее значение рассматриваемого пара-



**Рис. 5.** Отношение парциальных потоков излучения  $\eta_\omega = \Delta J_\omega(\text{CO}_2)/\Delta J_\omega$ , создаваемых молекулами углекислого газа, и суммарного потока излучения, который рассчитан в рамках модели плотного облака с границей облаков  $h_{cl} = 4.6$  км: верхняя панель — область нижней полосы поглощения молекул углекислого газа; средняя и нижняя панели — полосы частот поглощения, используемые в лазерах на углекислом газе

метра по всей области поглощения молекул углекислого газа составляет

$$\overline{\eta_\omega} = 5.0. \tag{20}$$

Эти значения совпадают со средним значением этого параметра, который определяется как [13, 28]

$$\overline{\eta_\omega'} = \frac{\overline{\Delta J_\omega}}{\Delta J_\omega(\text{CO}_2)} = 5.2 \pm 0.2.$$

Здесь изменение суммарного потока излучения усредняется по частотам.

Таким образом, имеем две модели для анализа параметров излучения слоя активного газа, включающего смесь молекулярных газов, именно, которые тестируются на стандартной атмосфере Земли. К ним относятся модель плотного облака и модифицированная модель однородной атмосферы. На рис. 6 приводится изменение парциального потока излучения  $\Delta J_\omega$  при удвоении концентрации углекислого газа в атмосфере, рассчитанное на основе указанных моделей. Как видно, при некоторых частотах рассматриваемые параметры атмосферы существенно расходятся, т. е. парциальные излучательные параметры атмосферы зависят от спектра излучения.

Отсюда следует, что модель плотного облака является предпочтительной при анализе излучения смеси молекулярных газов, включающих микрочастицы, поскольку эта модель учитывает реальный спектр молекулярных газов. При этом в первую очередь речь идет о слое, характеризующемся высокой оптической плотностью. Чтобы понять зависимость параметров излучения от используемых параметров моделей, на рис. 7 представлено изменение эффективной температуры стандартной атмосферы при удвоении концентрации молекул углекислого газа для разного положения границы облаков.

В дополнение к этому на рис. 8 приводятся парциальные изменения потока излучения стандартной атмосферы  $\Delta J_\omega$  при удвоении концентрации молекул углекислого газа, а также при удалении углекислого газа из атмосферы для разного положения границы облаков в рамках модели плотного облака. Используемые значения границы облаков отвечают, в соответствии с данными рис. 1, значениям потоков излучения из атмосферы на поверхность Земли, которые использованы при построении энергетического баланса Земли, представленного в таблице. Как следует из данных этого рисунка, зависимость результата от положения границы облаков тем слабее, чем выше оптическая толщина атмосферного слоя между поверхностью Земли и облаками.

На рис. 9 приведена зависимость изменения полного потока излучения стандартной атмосферы от положения границы облаков для модели плотного облака при удвоении концентрации углекислого газа, а также при удалении углекислого газа из атмосферы. Для высот границы облаков, полученных для разных вариантов энергетического баланса Земли и ее атмосферы, удвоение концентрации углекис-

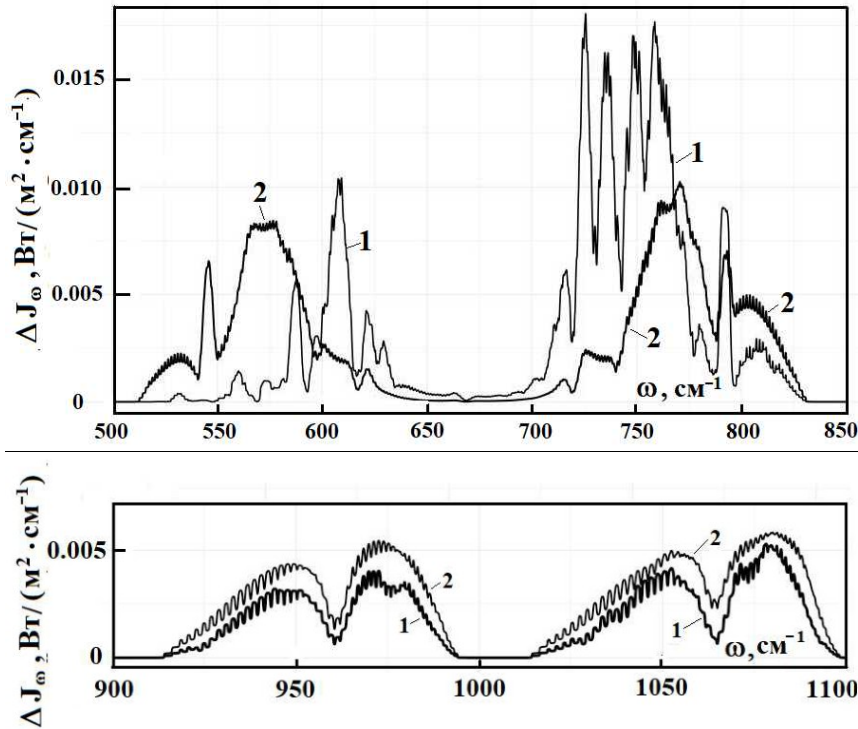


Рис. 6. Изменение парциальных потоков излучения  $\Delta J_\omega$  при удвоении концентрации молекул углекислого газа в стандартной атмосфере в областях поглощения молекул углекислого газа: 1 — модель плотного облака; 2 — модифицированная модель однородной атмосферы

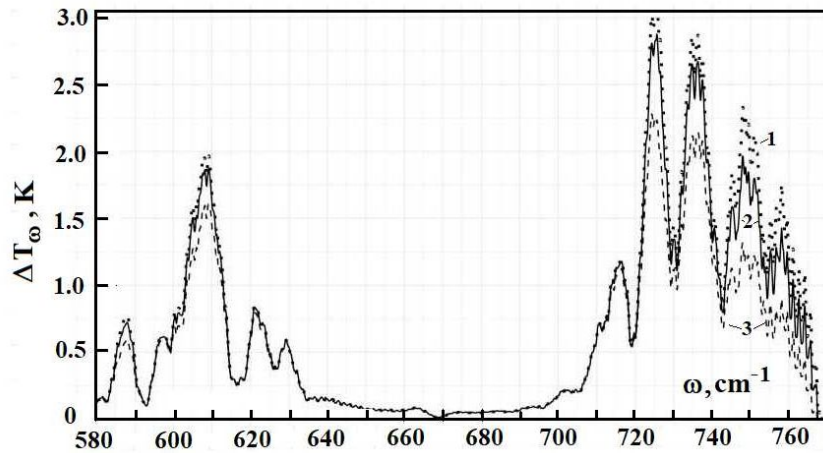


Рис. 7. Изменение эффективной температуры излучения  $\Delta T_\omega$  при удвоении концентрации молекул углекислого газа в стандартной атмосфере в нижней полосе поглощения молекул углекислого газа, Использована модель плотного облака с границей облаков  $h_{cl} = 3.2$  (1), 4.6 (2), 5.6 (3) км

лого газа ведет к увеличению потока эмиссии из атмосферы, которое находится в интервале между 1.2 и 1.7 Вт/м<sup>2</sup>. Изъятие углекислого газа из атмосферы приводит к уменьшению потока эмиссии атмо-

сферы в диапазоне между 8 и 13 Вт/м<sup>2</sup>.

Изменение потока излучения атмосферы на поверхность Земли  $\Delta J_\downarrow$  в результате изменения концентрации атмосферного газа может быть переведе-

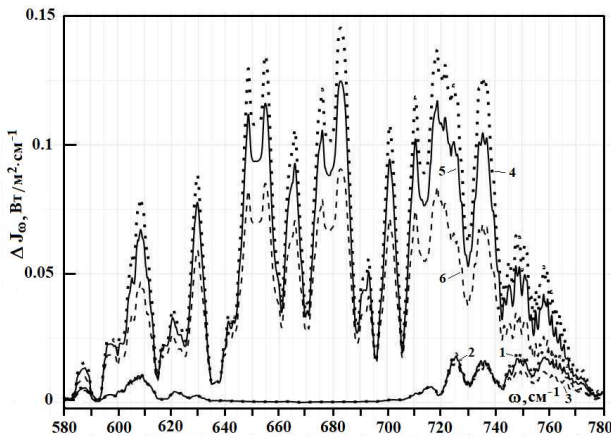


Рис. 8. Изменение парциальных потоков излучения  $\Delta J_\omega$  при удвоении концентрации молекул углекислого газа (1, 2, 3) в стандартной атмосфере в области нижней полосы поглощения молекул углекислого газа, а также при изъятии углекислого газа из атмосферы. Использована модель плотного облака для границы облаков  $h_{cl} = 3.2$  (1), 4.6 (2), 5.6 (3) км, а также в случае изъятия углекислого газа из атмосферы при высоте облаков  $h_{cl} = 3.2$  (4), 4.6 (5), 5.6 (6) км

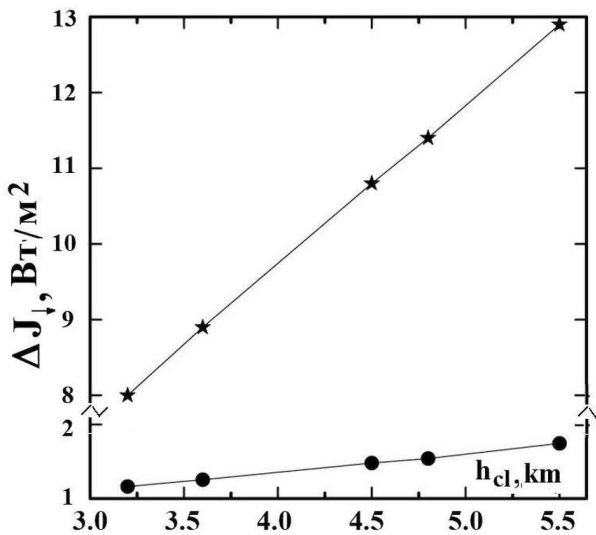


Рис. 9. Изменение суммарного по частотам увеличения потока излучения из стандартной атмосферы на поверхность Земли  $\Delta J_\downarrow$  при удвоении концентрации атмосферного углекислого газа (нижняя кривая), а также его уменьшение при полном изъятии углекислого газа из атмосферы (верхняя кривая) в зависимости от положения границы облаков

но в изменение температуры поверхности Земли  $\Delta T$  посредством параметра чувствительности климата  $S$  [29, 30]. Этот коэффициент пропорциональности между изменением глобальной температуры и изменением потока излучения на поверхность Земли на основе проведенных исследований примем равным  $S = 0.5 \text{ м}^2 \cdot \text{К}/\text{Вт}$  [29–32], хотя это значение характеризуется большой погрешностью. В результате для изменения глобальной температуры, которая следует из удвоения концентрации углекислого газа в атмосфере, получим

$$\Delta T = 0.6 \pm 0.1 \text{ К}, \tag{21}$$

причем указанная погрешность учитывает только различие между параметрами энергетического баланса, которые следуют из разных источников. Погрешность, связанная с переводом изменения потока излучения на поверхность Земли в изменение глобальной температуры, выше и, согласно [12], составляет 0.3 К. При этом климатические модели ведут к следующему значению для данной величины:

$$\Delta T = 3.0 \pm 1.5 \text{ К}. \tag{22}$$

Отметим, что реальное изменение глобальной температуры за последние полтора столетия следует из усреднения локальных температур, полученных на основе измерений примерно 6000 метеостанций, а также спутников в последние десятилетия [33]. Рост глобальной температуры наблюдается, начиная с восьмидесятых годов. Если сравнить скорость изменения глобальной температуры со скоростью роста концентрации углекислого газа, то, согласно измерениям, для изменения глобальной температуры при удвоении концентрации атмосферного углекислого газа [33–37] получим

$$\Delta T = 2.1 \pm 0.4 \text{ К}. \tag{23}$$

Как следует из сравнения формул (21) и (23), рост концентрации углекислого газа в атмосфере является вторичным фактором в росте глобальной температуры, а результат климатических моделей в несколько раз превышает наблюдаемое значение этой величины.

### 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложность анализа теплового излучения слоя молекулярного газа с дисперсной фазой при давлениях порядка атмосферного связана со сложным спектром эмиссии газа. При температурах порядка



комнатной спектр излучения этой системы включает сотни и тысячи уширенных спектральных линий молекул в виде пиков, которые находятся над непрерывным пьедесталом, создаваемым дисперсной фазой, т. е. находящимися в газе частицами или каплями. Проведенный анализ показал, что модель с усреднением по спектру не подходит при рассмотрении задач, результаты которых зависят от спектральных параметров газа. В частности, модель однородной атмосферы с усреднением по спектрам молекул подходит только для оценки интегральных излучательных параметров смеси газов.

Рассмотрим физические объекты, для которых представленный выше анализ может быть полезен. В первую очередь, это атмосфера Земли, используемая выше для демонстрации и анализа отдельных аспектов проблемы, а также атмосферы других планет. Существенно, что в этом случае имеется надежная информация о разных параметрах излучения молекул в буферном газе при давлении порядка атмосферного, которая собрана в банке данных HITRAN [2–4] и доступна. Тогда в рамках метода «линия за линией» [5, 6] может быть установлена связь между спектральными параметрами излучения локальной атмосферы и эффективной температурой области пространства, определяющей эмиссию на данной частоте, и плотностью излучающих молекул или частиц в данной области.

Другой тип физических объектов, где необходим рассматриваемый спектральный анализ, относится к протяженным пожарам леса и складов, когда толщина слоя нагретого газа значительно меньше протяженности области воздуха, нагретого пожаром. В этом случае характер переноса излучения, испускаемого нагретой областью, определяет вертикальные размеры этой области, от чего, в свою очередь, зависит скорость горения.

Развитие этих методов позволяет проводить более тонкие измерения, основанные на спектроскопии излучаемого молекулярного газа. Еще полвека назад инфракрасная диагностика позволяла решать специальные задачи военного характера [38], в частности, при мониторинге океана со спутников выделять на поверхности океана струи повышенной температуры, образованные в результате движения подводных лодок, и обнаруживать атмосферные загрязнители. Эта диагностика использовалась также в сенсорных системах для разведки и наблюдения. Современные тепловизоры с высоким разрешением в инфракрасной области спектра позволяют определять со спутников координаты отдельных двигателей и других очагов выделения углекислого газа.

При этом отметим, что углекислый газ является удобным объектом для исследования. Молекулы углекислого газа характеризуются высокой стабильностью и обычно образуют газ, поскольку фазовые переходы в другие агрегатные состояния происходят при более низких температурах. Ширина спектральной линии, отвечающая определенному колебательно-вращательному переходу, при атмосферном давлении составляет примерно  $0.1 \text{ см}^{-1}$ , тогда как расстояние между соседними линиями равно примерно  $1.5 \text{ см}^{-1}$ . Кроме того, отношение интенсивностей излучения в центре спектральной линии и посередине между соседними линиями составляет 40. Это указывает на возможность разделить соседние линии и идентифицировать их.

Далее, наиболее удобной областью спектра поглощения молекул углекислого газа для мониторинга со спутников являются полосы с центрами, соответствующими лазерным переходам с длиной волны 9.5 и 10.6 мкм. Эти линии попадают в окно прозрачности атмосферы в диапазоне длин волн 8–12 мкм. Согласно закону Вина эти переходы происходят наиболее интенсивно при температурах 400–500 К. Особая роль углекислого газа в мониторинге энергетических процессов на поверхности Земли и выше явилась причиной того, что спектральная область поглощения молекул углекислого газа использовалась для демонстрации полученных результатов.

Рассмотрим одно из приложений, связанное с рассматриваемыми проблемами. Большой бедой нашего времени стало горение лесов в сухую погоду, особенно в таких труднодоступных местах, как Сибирь и Дальний Восток. Если оставить в стороне поджоги, очаги возгорания формируются в течение долгого времени под землей на глубине несколько метров, где находятся органические остатки и теплоотвод ограничен. Подземное горение лимитируется проникновением кислорода в зону горения, и поэтому формирование очага горения составляет несколько суток. Далее горение выходит наружу и с высокой скоростью распространяется по поверхности Земли.

Мониторинг очагов подземного горения может быть осуществлен со спутников или дронов в безоблачную погоду, когда они в основном формируются, на основе тепловизоров. Однако спектральные приборы, работающие как усилители излучения в области лазерных переходов для углекислого газа с длиной волны 9.5 и 10.6 мкм, имеют на порядки величины более высокую чувствительность, тем более, что эти линии попадают в окно прозрачности атмосферы.



## ЛИТЕРАТУРА

1. *U.S. Standard Atmosphere*, Washington, U.S. Government Printing Office (1976).
2. <https://www.cfa.harvard.edu/>
3. <http://www.hitran.iao.ru/home>
4. <http://www.hitran.org/links/docs/definitions-and-units>
5. R. M. Goody, *Atmospheric Radiation : Theoretical Basis*, Oxford Univ. Press, London (1964).
6. R. M. Goody and Y. L. Yung, *Principles of Atmospheric Physics and Chemistry*, Oxford Univ. Press (1995).
7. K. N. Liou, *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Acad. Press, Amsterdam (2002).
8. G. W. Petry, *A First Course in Atmospheric Radiation*, Sunlog Publ., Madison (2006).
9. W. Zdunkowski, T. Trautmann, and A. Bott, *Radiation in the Atmosphere*, Cambridge Univ. Press, Cambridge (2007).
10. M. L. Salby, *Physics of the Atmosphere and Climate*, Cambridge Univ. Press, Cambridge (2012).
11. B. M. Smirnov, *Microphysics of Atmospheric Phenomena*, Springer Atmospheric Series, Switzerland (2017).
12. B. M. Smirnov, *Transport of Infrared Atmospheric Radiation*, de Gruyter, Berlin (2020).
13. B. M. Smirnov and D. A. Zhilyaev, *Foundation* **1**, 184 (2021).
14. B. M. Smirnov, *Global Atmospheric Phenomena Involving Water*, Springer Atmospheric Series, Switzerland (2020).
15. V. P. Krainov, *Qualitative Methods in Physical Kinetics and Hydrodynamics*, American Inst. of Phys., New York (1992).
16. B. M. Smirnov, *Global Energetics of the Atmosphere*, Springer Atmospheric Series, Switzerland (2021).
17. F. Reif, *Statistical and Thermal Physics*, McGraw Hill, Boston (1965).
18. Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц, *Статистическая физика*, т. 1, Наука, Москва (1976) [Oxford, Pergamon Press (1980)].
19. Я. Б. Зельдович, Ю. П. Райзер, *Физика ударных волн и высокотемпературные гидродинамические явления*, Наука, Москва (1966).
20. B. M. Smirnov, *Physics of Ionized Gases*, Wiley, New York (2001).
21. S. Arrhenius, *Phil. Mag.* **41**, 237 (1896).
22. G. S. Calendar, *Weather* **4**, 310 (1949).
23. G. N. Plass, *Tellus* **VIII**, 141 (1956).
24. G. N. Plass and D. I. Fivel, *Quant. J. Roy. Met. Soc.* **81**, 48 (1956).
25. *Intergovernmental Panel on Climate Change*, *Nature* **501**, 297 (2013); <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment?report/ar5/wg1/WGIAR5-SPM-brochure-en.pdf>
26. B. M. Smirnov, *J. Atmos. Sci. Res.* **2**, 21 (2019).
27. G. Kirchhoff and R. Bunsen, *Ann. der Physik und Chem.* **109**, 275 (1860).
28. Д. А. Жилияев, Б. М. Смирнов, *ЖЭТФ* **160**, 807 (2021).
29. *Palaeosens Project Members*, *Nature* **491**, 683 (2012).
30. L. B. Stap, P. Köhler, and G. Lohmann, *Earth Syst. Dynam.* **10**, 333 (2019).
31. J. Feichter, E. Roeckner, U. Lohmann, and B. Liepert, *J. Clim.* **17**, 2384 (2004).
32. J. Hansen, M. Sato, R. Ruedy et al., *J. Geophys. Res.* **110**, D18104 (2005).
33. J. Hansen, M. Sato, R. Ruedy et al., <http://www.columbia.edu/~jeh1/ mailing/2016/20160120-Temperature2015>
34. <http://berkeleyearth.org/global-temperature-report-for-2021>
35. <https://en.wikipedia.org/wiki/HadCRUT>
36. <https://datahub.io/core/global-temp>
37. <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-global-temperature>
38. R. D. Hudson and J. W. Hudson, *Proc. IEEE* **63**, 104 (1975).