

## Чувствительность нисходящих длинноволновых потоков радиации к непрерывному поглощению паров воды

К.М. Фирсов<sup>1</sup>, Т.Ю. Чеснокова<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Волгоградский государственный университет  
400062, г. Волгоград, пр. Университетский, 100

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 15.04.2010 г.

Проведен анализ современных моделей непрерывного поглощения паров воды. Исследована чувствительность нисходящих длинноволновых потоков радиации к непрерывному поглощению паров воды. Выделены спектральные интервалы, где непрерывное поглощение наиболее значимо. Сделан анализ недавно обнаруженных расхождений между модельными и экспериментально измеренными коэффициентами поглощения в окне прозрачности атмосферы 8–12 мкм. Показано, что данные расхождения не должны существенно влиять на результаты расчета потоков длинноволнового излучения для диапазона температур, реализуемых в атмосфере Земли.

*Ключевые слова:* непрерывное поглощение водяного пара, атмосферная радиация, длинноволновые потоки; water vapour continual absorption, atmospheric radiation, longwave fluxes.

### Введение

В атмосфере Земли водяной пар наиболее сильно поглощает длинноволновую радиацию. Однако к парниковым газам относят часто лишь такие газы, как CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, фреоны и др. (полный список этих газов и их вклад в парниковый эффект можно найти в работе [1]). Это обусловлено тем, что вклад водяного пара в климатические изменения проявляется, главным образом, через его обратные связи. При повышении концентрации CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> вследствие радиационных процессов возрастает температура воздуха и поверхности Земли, что приводит к возрастанию концентрации паров воды в атмосфере и, как следствие, усилению парникового эффекта. Так, например, удвоение концентрации CO<sub>2</sub> может привести к возрастанию приземной температуры примерно на 1,2 К (или примерно на 3 Вт/м<sup>2</sup> в нисходящем длинноволновом потоке), если не учитывать обратные связи, а с учетом обратных связей повышение температуры может достигнуть 1,5–4,5 К [2].

Основными причинами такого разброса оценок температуры поверхности Земли полагают неопределенности в обратных связях и аэрозольном форсинге [1], тогда как считается, что учет молекулярного поглощения достаточно корректный. Это подтверждается рядом работ (см., например, [3–5]), в которых показано, что совершенствование моделей континуума и баз данных позволяет обеспечить

высокую точность расчета потоков радиации и скорости радиационного выхолаживания. Так, например, в работе [5] исследовалась эволюция моделей непрерывного поглощения и спектроскопических баз данных за последнее десятилетие. Результаты моделирования для стандартных моделей атмосферы показали, что расхождения в длинноволновых потоках для различных версий базы данных HITRAN (рассматривались версии 2002 и 2008 гг.) не превышали 0,1 Вт/м<sup>2</sup>, а для двух моделей континуума (версия SKD2.4 и MTCKD1.0) не превышали 0,9 Вт/м<sup>2</sup>.

С другой стороны, в работах [6–13] отмечаются заметные расхождения в потоках между экспериментальными данными и модельными расчетами в окне 8–12 мкм и в полосах поглощения паров воды. Причем неопределенности в непрерывном поглощении паров воды согласно [13] превышают погрешности в селективном поглощении паров воды. Непрерывное поглощение водяного пара дает достаточно сильный вклад в радиационные процессы, достигающий 20% в нисходящих потоках. Кроме того, его отличие от селективного поглощения состоит в том, что чувствительность радиационных потоков в микро- и макроокнах прозрачности атмосферы к небольшим погрешностям в коэффициентах непрерывного поглощения весьма значительна. Это обусловлено тем, что в полосах поглощения наблюдается эффект насыщения, тогда как непрерывное поглощение хотя и относительно мало, но является медленно меняющейся функцией частоты и дает вклад в достаточно широком спектральном окне 8–12 мкм и в микроокнах полос поглощения паров воды.

\* Константин Михайлович Фирсов (fkm@iao.ru);  
Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru).

В работе [14] приведены результаты сравнения рассчитанных и экспериментально измеренных нисходящих потоков длинноволнового излучения и оценена среднеквадратическая погрешность  $\sim 2 \text{ Вт/м}^2$ , однако отдельные выбросы достигали  $\sim 5 \text{ Вт/м}^2$ , что превышает эффект удвоения  $\text{CO}_2$ . Кроме того, из гистограммы, приведенной в [14], видно, что форма распределения погрешности расчета потоков — асимметричная и напоминает логарифмически нормальное распределение. Это свидетельствует также о наличии неучтенных факторов, которые, по нашему мнению, связаны главным образом с континуальным поглощением. В пользу этого можно также отметить, что плотность вероятности концентрации водяного пара в тропосфере Земли имеет логнормальное либо гамма-распределение [15]. Оценки, сделанные нами в [16], показали, что погрешности в нисходящих потоках могут достигать величины  $\sim 2 \text{ Вт/м}^2$ , если погрешности в коэффициентах континуального поглощения  $\sim 5\%$ .

Второй вывод, который следует из результатов работы [14], заключается в том, что точность расчетов зависит от метеорологических условий. Для проверки этого утверждения в работе [16] были сопоставлены потоки радиации, рассчитанные для различных метеорологических условий при использовании нескольких моделей континуума, что и подтвердило это предположение.

Результаты ряда лабораторных и натуральных измерений [7, 11, 13, 17] демонстрируют, что современные модели континуального поглощения занижают коэффициенты континуального поглощения, обусловленные уширением воздуха (foreign continuum,  $C_f$ ) в микроокнах полос и завышают обратную температурную зависимость коэффициентов континуального поглощения, обусловленных самоуширением (self continuum,  $C_s$ ) в окне прозрачности атмосферы 8–12 мкм. С другой стороны, результаты сопоставления экспериментально измеренных и расчетных потоков радиации в окне 8–12 мкм, представленные в работах [3, 4], показывают достаточно хорошее согласие.

В настоящей работе проанализированы современные модели континуального поглощения и дана оценка возможных погрешностей расчета переноса длинноволновой радиации.

## Модели континуального поглощения

В настоящее время существуют два подхода к определению континуального поглощения, которые основываются на мономерной [18, 19] и кластерной гипотезах [20, 21], хотя преобладает точка зрения, что наряду с поглощением мономерами следует учитывать и поглощение димерами, например [12]. Достаточно продолжительное время отрицательная температурная зависимость для окна 8–12 мкм являлась важным аргументом в пользу димерной гипотезы, однако такую же зависимость дает и мономерная гипотеза, причем оценки температурной зависимости совпадают не только качественно, но и количественно.

В последнее время для моделирования потоков радиации широко используются эмпирические модели, которые получили название RSB [22], СКД [23], позднее МТСКД, по фамилиям авторов, принимавших участие в их создании. Следует отметить, что модель RSB определена только для окна 8–12 мкм. Популярность последних моделей МТСКД обусловлена несколькими причинами. Во-первых, они описывают форму контура линии при произвольных отстройках от резонансных частот, что делает их незаменимыми в полосах поглощения. Во-вторых, эти модели постоянно корректируются по мере появления новых экспериментальных данных. В-третьих, они реализованы в виде компьютерных кодов, доступных научному сообществу (<http://rtweb.aer.com>).

Континуум в рамках модели МТСКД принято определять как разность экспериментально измеренного коэффициента поглощения и расчетного с использованием фойгтовского контура, причем каждая спектральная линия учитывается лишь в интервале  $\pm 25 \text{ см}^{-1}$ . Таким образом, континуум определяется как сумма вкладов в коэффициент поглощения от далеких спектральных линий, отстоящих от заданного волнового числа на расстояние большее  $25 \text{ см}^{-1}$  и как сумма вкладов от близких линий, обусловленных разностью между реальным коэффициентом поглощения и расчетным с использованием лоренцевского контура.

Для выделения спектральных участков, в которых вклад континуального поглощения является определяющим, было проведено моделирование восходящих и нисходящих спектральных потоков излучения с учетом и без учета континуального поглощения и оценен вклад континуального поглощения (рис.1).

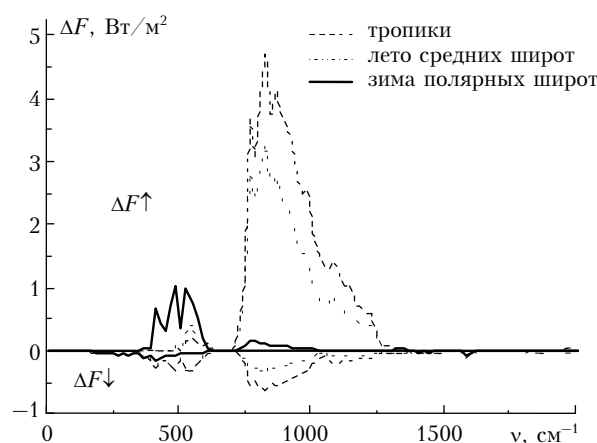


Рис. 1. Вклад континуального поглощения в нисходящий поток на нижней границе атмосферы ( $\Delta F\downarrow$ ) и в восходящий поток на верхней границе атмосферы ( $\Delta F\uparrow$ ). Модель континуума — МТСКД1. Метеомодель — AFGL [26]

При расчетах использовалась модель континуума МТСКД1.0. В полученных данных было выделено три диапазона: окно прозрачности атмосферы 8–12 мкм, где вклад континуального поглощения наибольший; полоса 6,3 мкм, в крыле которой

имеется небольшой участок, где вклад континуума заметен, и часть вращательной полосы паров воды, где вклад континуума наиболее существен для зимних условий. В спектральном диапазоне 630–710  $\text{см}^{-1}$  расположены сильные полосы поглощения 15  $\mu\text{м}$  полосы  $\text{CO}_2$ , и вследствие этого вклад континуального поглощения в этом спектральном диапазоне мал. Однако в крыле этой полосы  $\text{CO}_2$  роль континуального поглощения  $\text{H}_2\text{O}$  весьма существенна, так как при повышении влажности он уменьшает радиационный форсинг  $\text{CO}_2$ .

### Вращательная полоса паров воды

В недавно вышедшей работе [8] на основе натурных измерений были получены и проанализированы спектры излучения атмосферы в диапазоне 240–590  $\text{см}^{-1}$ . Измерения проводились в Альпах, причем вариации общего содержания паров воды в столбе атмосферы составляли 0,5–5 мм, а вариации температуры 253–270 К. В диапазоне 450–600  $\text{см}^{-1}$  данные авторов хорошо согласовывались с моделями MTCKD 1.0 и MTCKD 2.1. Это обусловлено тем, что модели MTCKD для указанного спектрального диапазона были уже согласованы с результатами натурных измерений [4]. Однако для диапазона 240–450  $\text{см}^{-1}$  модель MTCKD давала завышенное поглощение. Одной из возможных причин авторы работы назвали погрешности в параметрах линий (рис. 2).

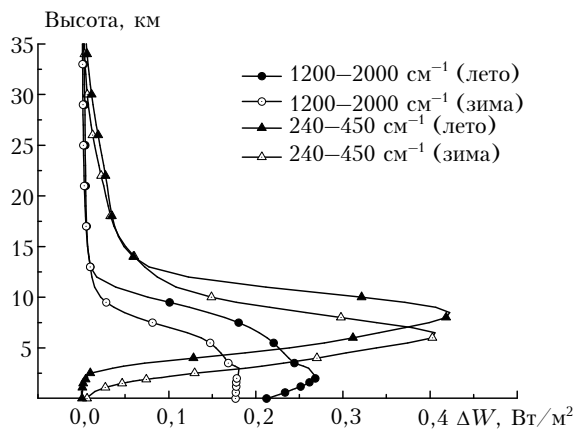


Рис. 2. Погрешности расчета нисходящих потоков для двух спектральных диапазонов 240–450 и 1200–2000  $\text{см}^{-1}$  с двумя метеомоделями (зима, лето). Модель континуума MTCKD1. Метеомодель — AFGL [26]

Для этого спектрального диапазона мы предположили, что модель MTCKD удовлетворительно описывает форму контура, а расхождения с экспериментальными измерениями связаны с погрешностями в параметрах линий.

Сделанные нами оценки на основе базы данных HITRAN-2004 показали, что средняя погрешность коэффициентов поглощения в микроокнах прозрачности атмосферы в этом спектральном диапазоне составляет около 7%. Моделирование выявило, что на уровне Земли нисходящие потоки нечувствительны к таким погрешностям как для летних, так и для зимних условий умеренных широт, что объ-

ясняется достаточно сильным поглощением в этом диапазоне. Чтобы понять, при каких условиях эти погрешности будут максимальны, были выполнены расчеты нисходящих потоков для различных высот. Оказалось, что максимальные погрешности (1,5 и 2,5% для лета и зимы соответственно) проявляются на высотах 7–8 км, где температура воздуха составляет  $-30 \pm -40$  °С, что качественно согласовывается с данными измерений [8].

### 6,3-мкм полоса паров воды

В настоящее время имеется ряд работ, в которых отмечаются расхождения между расчетными и экспериментальными данными [7, 13]. Из [13] следует, что если оценить погрешность модели континуального поглощения как погрешность, связанную с погрешностью параметров линий, тогда модельные и экспериментально измеренные в пределах погрешности коэффициенты будут совпадать. Оценки, полученные нами на основе базы данных HITRAN-2004, показали, что практически во всем рассматриваемом диапазоне погрешности коэффициентов поглощения одинаковы и составляют 10–13%. Исключения составляли сильные линии, вблизи которых погрешности уменьшались. Однако эти спектральные диапазоны не представляли интереса, так как вблизи сильных линий наблюдается значительное поглощение и даже большие погрешности в этих участках не повлияют на точность расчета потоков радиации. Результаты моделирования показали, что как для летних, так и для зимних условий погрешность расчета потоков, обусловленная погрешностями параметров спектральных линий в этом спектральном диапазоне, не превышает 0,2–0,3  $\text{Вт}/\text{м}^2$  (~ 1%).

### Окно прозрачности 8–12 мкм

С одной стороны, этот диапазон является наиболее исследованным, так как континуальное поглощение играет определяющую роль в радиационном балансе Земли, количество публикаций колоссально; с другой стороны, континуальное поглощение достаточно мало и для его экспериментального исследования необходимы самые чувствительные методы исследования. Следует также отметить, что наиболее детальные лабораторные исследования проведены для комнатных температур, тогда как в атмосфере такие температуры реализуются лишь для приземных высот. Измерения при низких температурах затруднены вследствие того, что концентрация паров воды экспоненциально падает с понижением температуры.

В настоящее время широко дискутируется зависимость коэффициентов континуального поглощения от температуры [11, 24, 25], которая в разных моделях может заметно различаться. В частности, в работах [11, 24] отмечалось, что в модели MTCKD используется слишком сильная температурная зависимость, которая при повышенных температурах приводит к расхождениям, достигающим 50%. Однако, с другой стороны, модель MTCKD

в атмосферных исследованиях зарекомендовала себя достаточно хорошо [3, 4]. Кроме того, имеются противоречивые данные о коэффициентах  $C_f$ . Как следует из таблицы, данные лабораторных измерений [17] коэффициентов  $\gamma = C_f/C_s$  значительно отличаются от модельных. Причем в современных моделях МТСКД этот коэффициент был уменьшен в сравнении с первоначальными моделями, что обеспечило лучшее описание данных натурных измерений при низких температурах [4].

Отношение коэффициентов  $C_f/C_s$  на частоте  $950 \text{ см}^{-1}$

Коэффициент	Burch [17]	RSB [22]	CKD1 [23]	МТСКД1.0
$\gamma = C_f/C_s$	0,005	0,001	0,0014	0,00038

Коэффициент континуального поглощения обычно представляют в виде

$$k = (C_s \exp(-T_s / T) n_{\text{H}_2\text{O}} + C_f n) p_{\text{H}_2\text{O}}, \quad (1)$$

где  $n$  — число молекул воздуха в единице объема;  $n_{\text{H}_2\text{O}}$  — число молекул  $\text{H}_2\text{O}$  в единице объема;  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  — парциальное давление паров воды;  $T_s$  — параметр, определяющий температурную зависимость коэффициента континуального поглощения в случае самоуширения.

В натуральных экспериментах необходимо одновременно определять три параметра:  $C_f$ ,  $C_s$  и  $T_s$ , а это приводит к неоднозначности их определения, т.е. различным набором этих трех параметров можно описать температурную зависимость коэффициента континуального поглощения. Чтобы продемонстрировать это, была рассчитана температурная зависимость коэффициента континуального поглощения для нескольких моделей (рис.3).

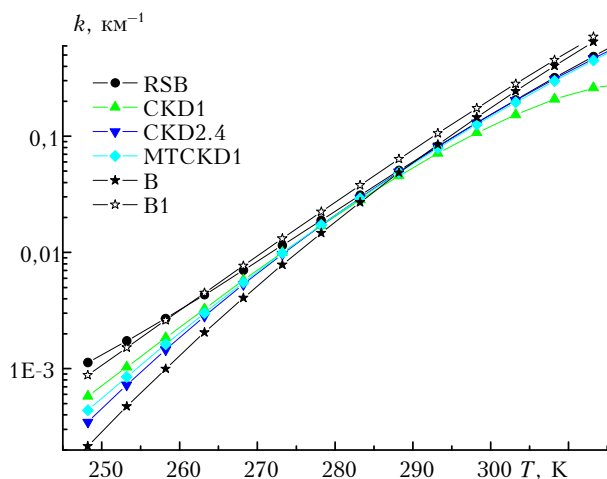


Рис. 3. Зависимость коэффициента континуального поглощения паров воды для частоты  $950 \text{ см}^{-1}$  от температуры при относительной влажности 50%; В, В1 — расчет на основе данных работы [11] без учета и с учетом уширения воздухом

При расчете полагалось, что относительная влажность является величиной постоянной и равной 50%, т.е. аргументом являлась только темпера-

тура. Здесь же мы привели расчет коэффициента континуального поглощения в воздухе согласно данным Баранова и др. [11], который проводился следующим образом. Вначале мы экстраполировали коэффициенты континуального поглощения из работы [11] на диапазон 250–310 К, используя формулу (1), в которой  $C_f$  полагалось равной нулю. Расчет коэффициента континуального поглощения, согласно данным Баранова и др., без учета уширения воздухом приведен на рис. 3 (кривая В).

Для учета уширения воздухом мы ввели коэффициент  $\gamma = C_f/C_s = 0,003$  при температуре 296 К, который был выбран таким образом, чтобы при низких температурах коэффициент континуального поглощения совпадал с моделью RSB. Мы полагали, что  $C_f$  на частоте  $950 \text{ см}^{-1}$  обусловлен вкладом мономеров вращательной полосы паров воды и в меньшей степени полосой  $6,3 \text{ мкм}$ , поэтому для него ввели такую же температурную зависимость, как и для спектральных линий с учетом болцмановского множителя и колебательно-вращательной статистической суммы. Для этого определили среднюю энергию основного состояния по вращательной полосе.

Расчет коэффициента поглощения на основе данных Баранова и др. с учетом уширения воздухом приведен на рис. 3 (кривая В1), причем параметр  $C_f(296 \text{ К}) = 0,003C_s(296 \text{ К})$ . Такое значение коэффициента  $C_f$  при повышенных температурах приводило к завышению коэффициента континуального поглощения менее 3% по сравнению со случаем, когда самоуширение не учитывалось. Из рис. 3 видно, что неопределенность в  $C_f$  позволяет описать весь набор моделей, который здесь представлен, а также сделать вывод о том, что при интерпретации данных натурных измерений коррекцию моделей можно проводить меняя параметры  $C_f$  либо  $T_s$ .

В частности, результаты моделирования показали, что значение коэффициента  $\gamma = 0,0011$  приводит к совпадению расчетов по модели, полученной на основе данных работы [11], и по модели МТСКД в температурном диапазоне 250–290 К. Аналогичная картина наблюдается и для других частот. Таким образом, две модели с различными параметрами хорошо описывают температурную зависимость коэффициента поглощения для условий, реализующихся в атмосфере Земли. Это, по нашему мнению, объясняет противоречие между данными натурных и лабораторных измерений.

Для того чтобы представить более полную картину, мы провели сопоставление потоков нисходящей радиации для описанных выше моделей. На рис. 4 приведена зависимость нисходящих потоков радиации в спектральном диапазоне  $800\text{--}1300 \text{ см}^{-1}$  от поглощающей массы паров воды  $W$ .

Вверху приведены нисходящие потоки  $F$ , а внизу — разность между расчетом по модели МТСКД1 и другими моделями  $\Delta F$ . Вертикальные профили температуры и влажности были получены на основе данных аэрологического зондирования для летних условий Западной Сибири. Содержание

прочих газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ) учитывалось согласно модели AFGL [26].

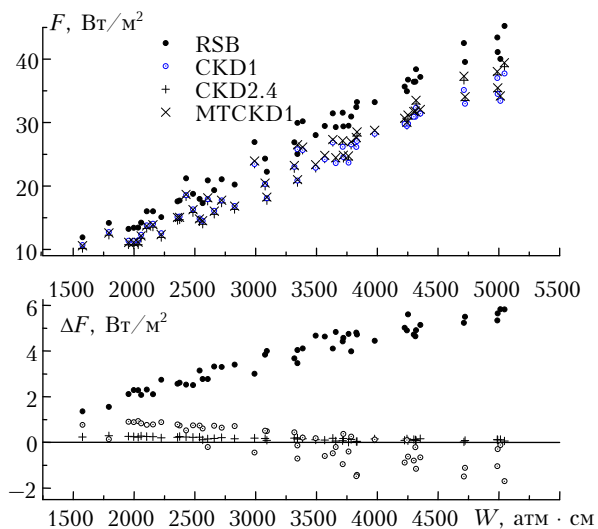


Рис. 4. Нисходящие потоки радиации ( $F$ ) и разность между расчетом потоков по модели MTCKD1 и другими моделями ( $\Delta F$ ) для спектрального диапазона 8–12 мкм

Как и следовало ожидать, нисходящие потоки хорошо коррелируют с поглощающей массой водяного пара в вертикальном столбе атмосферы, по причине того, что поглощение в континууме не насыщено в отличие от полос поглощения. Оказалось, что модель RSB сильно завышает потоки по сравнению с моделями СКД и МТСКД, особенно при больших поглощающих массах водяного пара. Это обусловлено тем, что коэффициенты континуального поглощения по модели RSB в диапазоне  $1000\text{--}1200\text{ см}^{-1}$  заметно выше остальных моделей примерно на 20%. Что касается остальных моделей, то разброс в нисходящих потоках не превышал  $2\text{ Вт/м}^2$ , что соответствует погрешностям современных моделей.

Погрешность в потоках радиации тесно связана с погрешностью определения температуры воздуха, которую легко оценить из следующих соображений. Поток нисходящей радиации  $F \sim \sigma T^4$ , тогда погрешность потока  $\Delta W/W = 4\Delta T/T$ , где  $\Delta T$  — погрешность определения температуры. Если учесть, что в современных условиях погрешность определения температуры составляет  $0,5\text{ К}$ , то относительная погрешность потока при средней температуре атмосферы  $280\text{ К}$  составит  $\sim 0,7\%$ . Эта простая оценка показывает, что различие моделей MTCKD1 и СКД1 находится в пределах погрешностей.

Более детальный анализ погрешности численного интегрирования уравнения переноса содержится в работе [27], где показано, что при численном расчете потоков длинноволновой радиации необходима достаточно частая высотная сетка с числом узлов не менее 100 для достижения точности на уровне  $1\text{ Вт/м}^2$ , при условии, что в узлах сетки температура и концентрации газов заданы точно. Как правило, метеорологические данные заданы на более редкой сетке и для достижения

более высокой точности используют процедуру интерполяции, которая накладывает определенные ограничения на гладкость высотной зависимости температуры и концентрации газов.

Из вышесказанного следует, что введение дополнительных узлов для повышения точности интегрирования целесообразно в том случае, если есть априорная информация о подынтегральной функции. Вертикальные распределения температуры и концентраций поглощающих газов могут достаточно сильно отличаться от модельных профилей. Очень неустойчивым распределением метеорологических величин по высоте отличается тропосфера и особенно пограничный слой, где часто наблюдаются инверсии не только температуры [28], но и влажности для зимних условий Северного полушария [29]. Кроме того, в ряде ситуаций равномерно перемешанные по высоте газы, такие как  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др., уже не являются равномерно перемешанными. В связи с этим при моделировании потоков длинноволновой радиации в реальной атмосфере для обеспечения высокой точности необходим большой объем информации о метеопараметрах.

## Заключение

Анализируя натурные и лабораторные данные о континуальном поглощении паров воды в длинноволновом диапазоне, мы пришли к ряду выводов.

1. Погрешность расчета длинноволновых потоков радиации при использовании современных моделей континуального поглощения, по-видимому, можно оценить на уровне  $2\text{--}3\text{ Вт/м}^2$ .

2. Несмотря на то что последние экспериментальные данные о коэффициентах континуального поглощения при повышенных температурах заметно различаются с моделью МТСКД, тем не менее при интерпретации атмосферных наблюдений в спектральном диапазоне температур эта модель достаточно корректна, так как она опирается на данные натурных измерений.

3. Дальнейший прогресс в развитии моделей континуального поглощения возможен при детальных лабораторных исследованиях при низких температурах, когда имеется возможность отдельно измерять коэффициенты континуального поглощения в случае самоуширения парами воды и в случае уширения воздухом.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 09-05-97010, 10-05-00764 и государственного контракта ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», № 02.740.11.5198.

1. Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D.W., Haywood J., Lean J., Lowe D.C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., Van Dorland R. IPCC, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing // Climate Change; 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

- Change / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). United Kingdom, Cambridge: Cambridge University Press and USA, New York, NY.
2. Held I.M., Soden B.J. Water vapor feedback and global warming // Annual Rev. of Energy and the Environ. 2000. V. 25. P. 441–475.
  3. Tjemkes S.A., Patterson T., Rizzi R., Shephard M.W., Clough S.A., Matricardi M., Haigh J.D., Höpfner M., Payan S., Trotsenko A., Scott N., Rayer P., Taylor J.P., Clerbaux C., Strow L.L., DeSouza-Machado S., Tobin D., Knuteson R. The ISSWG line-by-line inter-comparison experiment // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2003. V. 77. N 4. P. 433–453.
  4. Mlawer E.J., Clough S.A., Brown P.D., Tobin D.S. Recent Developments in the Water Vapor Continuum // Proc. the Ninth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting. San Antonio, Texas. 1999. P. 503–511.
  5. Фомин Б.А., Фалалеева В.А. Прогресс в атмосферной спектроскопии и «эталонные» расчеты для тестирования радиационных блоков климатических моделей // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22. № 8. С. 803–806.
  6. Huang Yi., Ramaswamy V., Soden B. An investigation of the sensitivity of the clear-sky outgoing longwave radiation to atmospheric temperature and water vapor // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D05104, doi: 10.1029/2005JD006906. 13 p.
  7. Rowe P.M., Walden Von P., Warren St.G. Measurements of the foreign-broadened continuum of water vapor in the 6.3  $\mu\text{m}$  band at  $-30^\circ\text{C}$  // Appl. Opt. 2006. V. 45. N 18. P. 4366–4382.
  8. Serio C., Masiello G., Esposito F., Di Girolamo P., Di Iorio T., Palchetti L., Bianchini G., Muscari G., Pavese G., Rizzi R., Carli B., Cuomo V. Retrieval of foreign-broadened water vapor continuum coefficients from emitted spectral radiance in the  $\text{H}_2\text{O}$  rotational band from 240 to 590  $\text{cm}^{-1}$  // Opt. Express. 2008. V. 16. N 20. P. 15816–15833.
  9. Tobin D.C., Best F.A., Brown P.D., Clough S.A., Decker R.G., Ellingson R.G., Garcia R.K., Howell H.B., Knuteson R.O., Mlawer E.J., Revercomb H.E., Short J.F., van Delst P.F.W., Walden V.P. Downwelling spectral radiance observations at the SHEBA ice station: Water vapor continuum measurements from 17 to 26  $\mu\text{m}$  // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. Iss. 2. P. 2081–2092.
  10. Tobin D.C., Strow L.L., Lafferty W.J., Olson W.B. Experimental investigation of the self- and  $\text{N}_2$ -broadened continuum within the  $\nu_2$  band of water vapor // Appl. Opt. 1996. V. 35. N 24. P. 4724–4734.
  11. Baranov Yu.I., Lafferty W.J., Ma Q., Tipping R.H. Water-vapor continuum absorption in the 800–1250  $\text{cm}^{-1}$  spectral region at temperatures from 311 to 363 K // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2008. V. 109. N 12–13. P. 2291–2302.
  12. Ptashnik I.V. Evidence for the contribution of water dimers to the near-IR water vapour self-continuum // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2008. V. 109. N 5. P. 831–852.
  13. Paynter D.J., Ptashnik I.V., Shine K.P., Smith K.M., McPheat R., Williams R.G. Laboratory measurements of the water vapor continuum in the 1200–8000  $\text{cm}^{-1}$  region between 293 K and 351 K // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. D21301. doi:10.1029/2008JD011355.
  14. Ellington R.G. The state of the ARM-IRF Accomplishments trough 1997 // Proc. the Eighth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting. Tuscon, Arizona. 1998. P. 245–248.
  15. Брюхань Ф.Ф. Методы климатической обработки и анализа аэрологической информации. М.: Мир, 1975. 275 с.
  16. Chesnokova T.Yu., Firsov K.M. Calculation errors of the longwave fluxes in the Earth atmosphere due to the uncertainties of initial spectroscopic information // Proc. SPIE. 2006. V. 6580. 65800Q, doi: 10.1117/12.724948. 9 p.
  17. Burch D.E. Continuum absorption by  $\text{H}_2\text{O}$  in the 700–1200  $\text{cm}^{-1}$  and 2400–2800  $\text{cm}^{-1}$  windows // Technical report AFGL-TR-84-0128. Air Force Geophysical Laboratory. 1984. 32 p.
  18. Tipping R.H., Ma Q. Theory of the water vapor continuum and validations // Atmos. Res. 1995. V. 36. N 1–2. P. 69–94.
  19. Несмелова Л.И., Родимова О.Б., Творогов С.Д. Контуры спектральной линии и межмолекулярное взаимодействие. Новосибирск: Наука, 1986. 213 с.
  20. Scribano Y., Leforestier C. Contribution of water dimer absorption to the millimeter and far infrared atmospheric water continuum // J. Chem. Phys. 2007. V. 126. N 23. P. 234301. (12 pages).
  21. Vigin A.A. Water vapor continuum absorption in various mixtures: possible role of weakly bound complexes // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2000. V. 64. N 1. P. 25–40.
  22. Roberts R.E., Selby J.E.A., Biberman L.M. Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8–12 micron meter window // Appl. Opt. 1976. V. 15. N 9. P. 2085–2090.
  23. Clough S.A., Kneizys F.X., Davies R.W. Line shape and the water vapor continuum // Atmos. Res. 1989. V. 23. N 3–4. P. 229–241.
  24. Ma Q., Tipping R.H., Leforestier C. Temperature dependences of mechanisms responsible for the water-vapor continuum absorption. I. Far wings of allowed lines // J. Chem. Phys. 2008. V. 128. N 12. P. 124313.
  25. Горчакова И.А., Членова Г.В., Вигасин А.А. Об учете континуального поглощения водяного пара в расчетах потоков теплового излучения // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 546–551.
  26. Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km). 1986. AFGL-TR-86-0110, AD A175173.
  27. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю. Влияние вариаций концентрации  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$  на потоки длинноволновой радиации в атмосфере Земли // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 9. С. 790–795.
  28. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
  29. Кабанов М.В. Региональный мониторинг атмосферы. Часть I. Научно-методические основы. Томск: Изд-во «Спектр», 1997. 210 с.

**K.M. Firsov, T.Yu. Chesnokova. Sensitivity of downward longwave radiative fluxes to water vapour continual absorption.**

An analysis of the modern models of water vapour continuum absorption is carried out. The sensitivity of downward longwave fluxes to the continual absorption of water vapour is investigated. The spectral intervals, where the continuum absorption is the most significant, are defined. An analysis of recently discovered discrepancies between the models and experimentally measured absorption coefficients in the atmospheric transparency window of 8–12  $\mu\text{m}$ , is made. It is shown that these differences do not influence on the temperature dependence of continual absorption and the longwave radiative fluxes calculation realized in the Earth atmosphere.