

Т.Б. Журавлева, К.М. Фирсов

Об изменчивости радиационных характеристик при вариациях водяного пара в атмосфере в полосе 940 нм: результаты численного моделирования

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 28.06.2005 г.

Рассматриваются закономерности переноса солнечной радиации в полосе поглощения водяным паром 940 нм в безоблачной атмосфере и при наличии разорванной облачности (для летних условий г. Новосибирска). Показано, что использование в расчетах заниженных (завышенных) значений содержания H_2O в атмосфере приводит к ошибкам при расчете потоков нисходящей радиации, которые в центре полосы поглощения могут достигать десятков процентов. Неучет континуального поглощения в диапазоне 870–1030 нм приводит к завышению поглощенной радиации в столбе атмосферы на 0,8–1,5 Вт/м² (зенитный угол Солнца 30°) в зависимости от содержания водяного пара. Рассчитанные нами спектральные потоки излучения сравниваются с данными натурных измерений, полученных на ARM SGP сайте во время кампании 1997–1998 гг.

Введение

Как известно, водяной пар является одним из важнейших компонент атмосферы, который определяет процессы облакообразования и трансформации аэрозоля, перенос солнечного и теплового излучения и т.д. Это обуславливает высокие требования к измерениям содержания H_2O и его вертикальных профилей в атмосфере в различных метеорологических ситуациях [1], а также к качеству параметризаций H_2O в радиационных кодах [2, 3].

Авторы [4] сравнили современные радиационные коды, используемые для исследования переноса солнечного излучения в атмосфере и расчетов радиационных характеристик в различных моделях погоды и климата. Сравнение показало, что большинство 1D кодов, основанных на решении детерминированного уравнения переноса излучения, недооценивает поглощение солнечной радиации в атмосфере относительно эталонных расчетов, выполненных на основе Code for High-Resolution Accelerated Radiative Transfer (CHARTS). По мнению авторов, в значительной мере этот дискрипанс обусловлен использованием параметризаций, основанных на устаревших спектроскопических базах данных LOWTRAN-7 и HITRAN-92, а также неучетом континуального поглощения H_2O .

Приведенные в [4] оценки показали также, что 1D коды неадекватно описывают радиационные свойства реалистичных трехмерных (3D) облачных полей из-за неучета горизонтальной неоднородности облачности и несовершенства гипотез перекрытия облаков, лежащих на различных атмосферных уровнях. Эти обстоятельства стимулируют развитие

3D радиационных кодов, полезных как для тестирования новых методик расчета скоростей нагревания (выхолаживания) в моделях общей циркуляции атмосферы, так и для более точных оценок спектральных потоков и полей яркости в задачах восстановления характеристик атмосферы по данным спутниковых и наземных радиационных измерений.

В настоящее время есть несколько кодов, которые основаны на более современной базе данных HITRAN-96 и позволяют рассчитывать радиационные характеристики с умеренным спектральным разрешением и учетом 3D облачных эффектов [5, 6]. Ранее мы также представили эффективные статистические алгоритмы для расчета спектральных потоков излучения в ясном небе и облачной атмосфере, включая *разорванную* облачность [7]. Эти алгоритмы основаны на представлении функции пропускания в виде рядов экспонент (метод k -распределений) и позволяют учитывать в расчетах аппаратные функции реальных приборов. Было показано, что рассчитанные нами и измеренные с помощью Rotating Shadowband Spectroradiometer (RSS) [8] нисходящие потоки солнечной радиации в условиях горизонтально однородной облачности в диапазоне 550–650 нм находятся в хорошем согласии друг с другом.

В данной статье рассмотрим закономерности переноса солнечной радиации в полосе поглощения H_2O 940 нм, продолжим начатое в [7] сравнение рассчитанных и измеренных спектральных потоков излучения в облачной атмосфере и обсудим чувствительность радиационных характеристик к вариациям содержания водяного пара в атмосфере WVC (Water Vapor Content).

1. Нисходящие потоки солнечной радиации: результаты моделирования и измерения

Как уже было отмечено во введении, в [7] представлены результаты сравнения модельных и измеренных потоков солнечной радиации в условиях *сплошной горизонтально однородной облачности* в спектральном интервале 550–650 нм. Измерения были выполнены во время кампании 1997–1998 гг. на ARM (Atmospheric Radiation Measurement) SGP (Southern Great Plains) сайте, Оклахома, США [9, 10]. Данные о спектральных потоках были получены радиометром с вращающимся теневым экраном RSS, измеряющим прямую, диффузную и полную радиацию в 512/1024 каналах оптического диапазона 350–1075 нм. Эти же данные будут использованы нами в настоящей работе для сравнения модельных расчетов с результатами натурных измерений в полосе поглощения 940 нм.

Эффективные коэффициенты молекулярного поглощения были рассчитаны для упрощенных (гауссовских) аппаратных функций RSS (512 каналов) (<ftp://oink.asrc.cestm.albany.edu/pub/RSS102>) и предложенной в [11] спектральной солнечной постоянной с помощью базы данных HITRAN-04 (<http://www.hitran.com>) и современных моделей континуального поглощения (http://rtweb.aer.com/continuum_code.html). Необходимая для выполнения расчетов информация о состоянии атмосферы и облачного слоя подробно описана в [7]. Оптические характеристики аэрозоля соответствуют модели континентального аэрозоля [12].

На рис. 1 представлены спектральные потоки нисходящей солнечной радиации $Q(\lambda)$, измеренные на уровне подстилающей поверхности с помощью двух различных RSS и рассчитанные на основе нашего алгоритма и радиационного кода MODTRAN4. (Последние расчеты были любезно предоставлены нам Z. Li, A. Trishchenko и M. Cribb, Canada Centre for Remote Sensing, Оттава, Канада). Результаты измерений и численного моделирования хорошо соответствуют друг другу, за исключением центра полосы поглощения H_2O 940 нм. Вблизи центра полосы минимальные рассчитанные значения $Q(\lambda)$ для обоих кодов смещены относительно измерений $Q_{изм}(\lambda)$: 19 октября 1997 г. минимум $Q(\lambda)$ наблюдался при $\lambda = 935$ нм против минимума $Q_{изм}(\lambda)$ при $\lambda \sim 939$ нм, а 5 августа 1998 г. минимум $Q(\lambda)$ сместился еще левее ($\lambda = 933$ нм) по сравнению с минимумом $Q_{изм}(\lambda)$ при $\lambda \sim 937$ –941 нм. Кроме того, расчетные значения $Q(\lambda)$ занижены по отношению к экспериментальным данным почти в 2 раза. Подчеркнем, что измерения проводились двумя различными экземплярами прибора в различных атмосферных ситуациях: в одном случае атмосфера была относительно сухая ($WVC = 1,6 \text{ г/см}^2$) (рис. 1,а), а в другом – влажная ($WVC = 4,1 \text{ г/см}^2$) (рис. 1,б).

Одной из возможных причин таких расхождений может быть несовершенство используемых па-

раметризаций оптических характеристик жидкокапельных облаков. Кроме того, аппаратные функции реальных приборов мы заменили в расчетах на их упрощенные (гауссовские) приближения. Однако эти предположения можно рассматривать лишь в качестве гипотез: более точный ответ можно получить на основе дальнейших исследований.

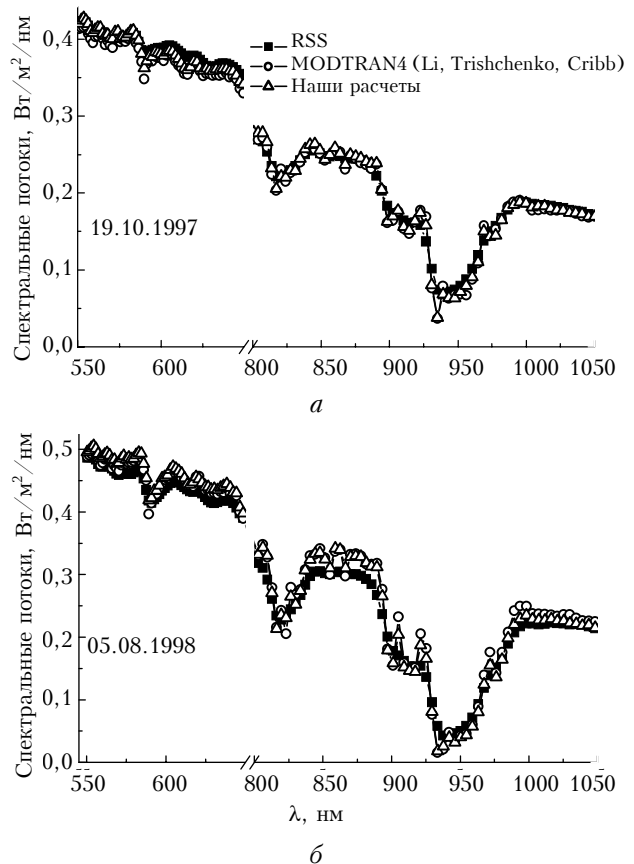


Рис. 1. Нисходящие потоки солнечной радиации на уровне подстилающей поверхности на ARM SGP сайте и модельные расчеты: а – содержание жидкой воды LWP=0,008 см, содержание озона 340 е. Д. Положение облачного слоя: 0,58–0,85 км; эффективный радиус облачных капель $r_{ef} = 7,2$ мкм; зенитный угол солнца (SZA) = 47°; б – LWP = 0,019 см; содержание озона 330 е. Д. Положение облачного слоя: 1,49–1,88 км; $r_{ef} = 10,8$ мкм; SZA = 24°

Отметим, что используемый алгоритм прошел ранее тестирование в рамках международного проекта «Intercomparison of 3D Radiation Codes» (I3RC) [13]. Выполненные на его основе расчеты радиационных характеристик в сложных трехмерных средах (включая реалистичные облачные поля) находятся в хорошем согласии с результатами других участников проекта I3RC. Таким образом, разработанный нами радиационный код в целом правильно описывает как спектральный ход солнечной радиации в рассматриваемом диапазоне длин волн, так и эффекты, обусловленные пространственной 3D структурой облаков. Следовательно, он может быть использован для описания переноса солнечного излучения в реальной атмосфере.

2. Влияние вариаций водяного пара в атмосфере на радиационные характеристики

2.1. Водяной пар

Для оценки вариаций спектральных радиационных характеристик при изменении водяного пара в атмосфере мы использовали данные аэрологического зондирования, полученные для летних условий г. Новосибирска (54° с.ш., 83° в.д.) в течение 1961–1970 гг.: профили температуры в пределах 0–30 км, профили влажности в пределах 0–7 км. Аэрологическое зондирование выполнялось, как правило, 2 раза в сутки (00:00 и 16:00 местного времени); общее число профилей составило 360. Вне указанных интервалов высот профили температуры и влажности дополнялись данными метеомодели

AFGL [14]. Вариации температуры и концентрации водяного пара, а также распределение WVC ($\text{г}/\text{см}^2$) для летних условий г. Новосибирска представлены на рис. 2, а–в. Среднее значение $\overline{\text{WVC}} = 2,6 \text{ г}/\text{см}^2$ близко среднему значению WVC в модели AFGL ($2,98 \text{ г}/\text{см}^2$), среднеквадратическое отклонение $\sigma_{\text{WVC}} = 0,7 \text{ г}/\text{см}^2$, минимальное (min)WVC и максимальное (max)WVC значения равны 1,1 и $4,1 \text{ г}/\text{см}^2$ соответственно.

На рис. 2, г показана зависимость отношения пропускания атмосферы T в двух спектральных каналах 870 и 940 нм фотометра SP-6 [15] от поглощающей массы водяного пара $m\text{WVC}$, m – атмосферная масса, рассчитанная методом *line-by-line* и по двухпараметрической аппроксимационной формуле [16]. Из результатов моделирования следует, что пропускание атмосферы в этом спектральном диапазоне является функцией $m\text{WVC}$

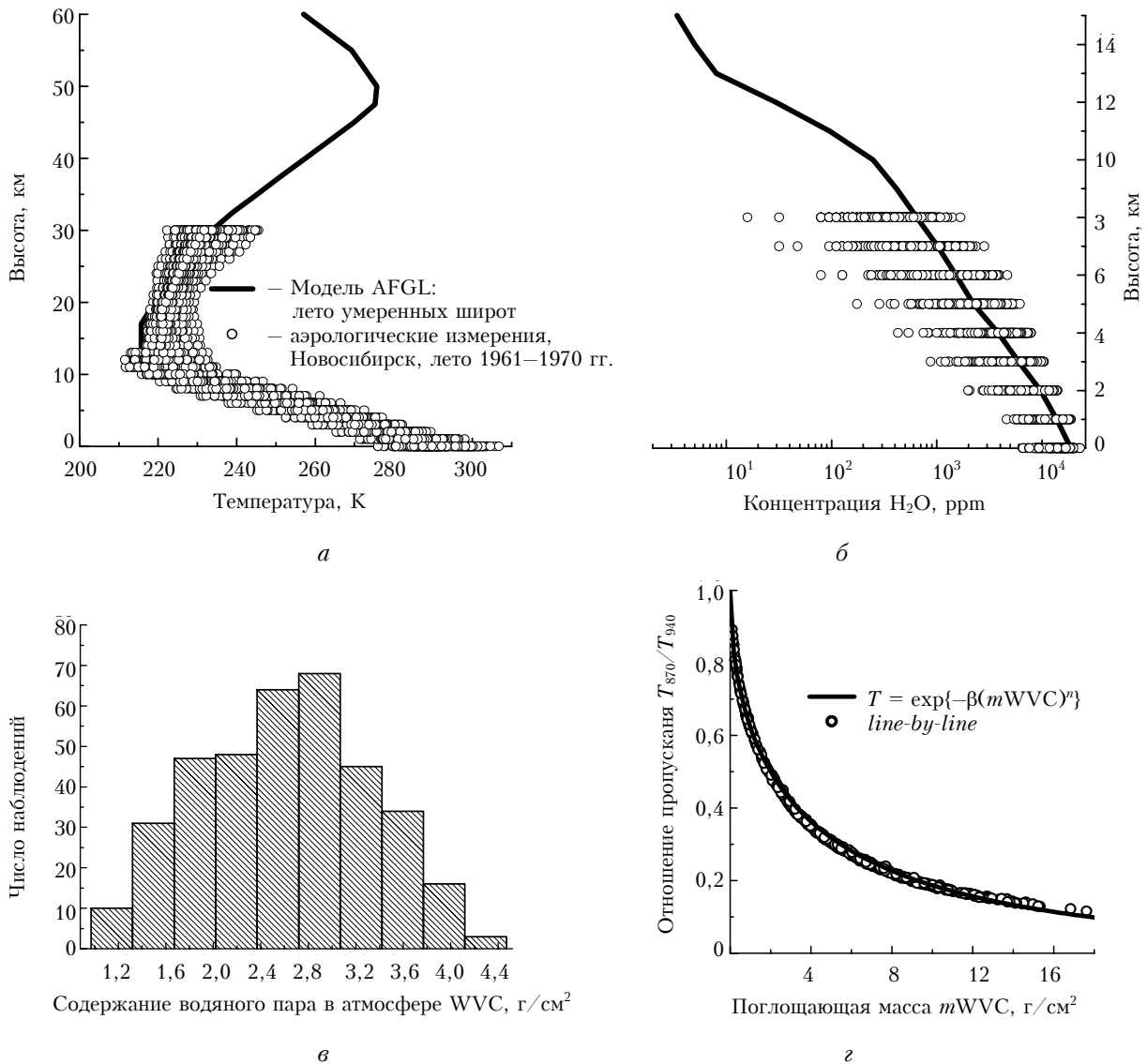


Рис. 2

и слабо зависит от вариаций температуры и давления воздуха. В связи с этим мы ограничимся в дальнейшем рассмотрением пяти вертикальных профилей H_2O , соответствующих \overline{WVC} , $\overline{WVC} \pm \sigma_{WVC}$, а также минимальному и максимальному значениям WVC . Хотя вертикальные распределения водяного пара в атмосфере при наличии и отсутствии облаков отличаются между собой, выбранные профили будут использованы нами для расчетов радиационных потоков в условиях частичной облачности (балл облачности $N \leq 0,5$).

2.2. Радиационные характеристики

Рассмотрим изменчивость потоков нисходящей радиации на уровне подстилающей поверхности и поглощение A в пределах столба атмосферы в полосе поглощения H_2O 940 нм. Выбор этого спектрального диапазона обусловлен его энергетической значимостью: вклад в формирование потоков пропущенной (на уровне подстилающей поверхности) и отраженной (на верхней границе атмосферы $H_{atm}^{top} = 100$ км) радиации в пределах интервала 870–1030 нм составляет ~ 10% для лета умеренных широт [17]. Сравнительный анализ радиационных расчетов и измерений в этом диапазоне полезен для оценки качества параметризаций водяного пара в радиационных кодах. (Напомним, что поскольку альbedo однократного рассеяния жидкокапельных облаков в этом интервале превышает 0,999, поглощательная способность атмосферы определяется преимущественно водяным паром.) Кроме того, спектральные измерения диффузной радиации в полосе поглощения H_2O 940 нм могут быть полезны для развития новых методик восстановления содержания водяного пара в столбе атмосферы (см., например, [18]).

Приводимые ниже расчеты выполнены для следующих параметров атмосферы: альbedo подстилающей поверхности $A_s = 0,2$, положение облачного слоя 1–2 км, средний горизонтальный размер облаков $D = 1$ км, коэффициент ослабления облаков $\sigma(\lambda = 550 \text{ нм}) = 10 \text{ км}^{-1}$.

Нисходящая радиация

Изменчивость спектральных потоков диффузной $Q_s(\lambda)$, нерассеянной $S(\lambda)$ и суммарной $Q(\lambda) = Q_s(\lambda) + S(\lambda)$ радиации при вариациях WVC относительно средних значений \overline{WVC} будем характеризовать величиной

$$\Delta F(\lambda) = 100\% \cdot (F(WVC, \lambda) - F(\overline{WVC}, \lambda)) / F(\overline{WVC}, \lambda),$$

$$F = Q, Q_s, S.$$

Очевидно, что погрешность суммарной радиации $\Delta Q(\lambda)$ будет зависеть как от $\Delta Q_s(\lambda)$ и $\Delta S(\lambda)$, так и от того, какой вклад в $Q(\lambda)$ вносит каждая из этих компонент.

Примеры расчетов диффузной $Q_s(\lambda)$ и нерассеянной $S(\lambda)$ радиации в условиях ясного неба

и умеренной облачности (балл облачности $N = 0,5$) для различных значений WVC представлены на рис. 3,а,в: при $N = 0$ доминирует нерассеянное излучение, а с ростом балла облачности и увеличением зенитного угла Солнца SZA основной вклад в $Q(\lambda)$ дает диффузная компонента.

При изменении содержания H_2O в атмосфере максимальные вариации $Q_s(\lambda)$ и $S(\lambda)$ и, следовательно, $Q(\lambda)$ имеют место вблизи центра полосы поглощения 940 нм. В отсутствие облачности при $SZA = 30^\circ$ уменьшение/увеличение содержания водяного пара примерно на 30% (коэффициент вариации $v = 100\% \cdot \frac{\sigma_{WVC}}{\overline{WVC}} \approx 30\%$) приводит к сопоставимым между собой изменениям спектральных потоков (табл. 1):

$$|\Delta Q(\lambda, \overline{WVC} - \sigma_{WVC})| \approx |\Delta Q(\lambda, \overline{WVC} + \sigma_{WVC})|.$$

С увеличением SZA $|\Delta S(\lambda)|$ и, следовательно, $|\Delta Q(\lambda)|$ становятся асимметричными:

$$|\Delta Q(\lambda, \overline{WVC} - \sigma_{WVC})| > |\Delta Q(\lambda, \overline{WVC} + \sigma_{WVC})|.$$

Таблица 1

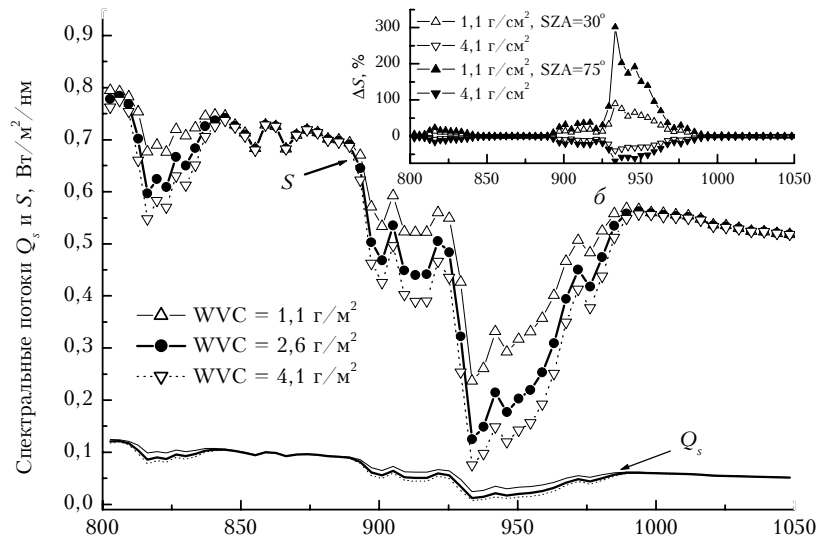
Относительная изменчивость спектральных потоков нисходящей радиации $\Delta Q(\lambda)$ (%) при различном содержании водяного пара в атмосфере в центре полосы поглощения 940 нм. Безоблачная атмосфера

Полоса поглощения, нм	$SZA = 30^\circ$				$SZA = 75^\circ$			
	$WVC, \text{ г/см}^2$							
	1,1	1,9	3,3	4,1	1,1	1,9	3,3	4,1
929,42	33	11	-13	-21	79	24	-24	-36
933,56	90	28	-27	-40	272	71	-48	-66
937,72	77	26	-23	-34	190	55	-40	-56
941,9	56	21	-20	-31	163	50	-40	-56

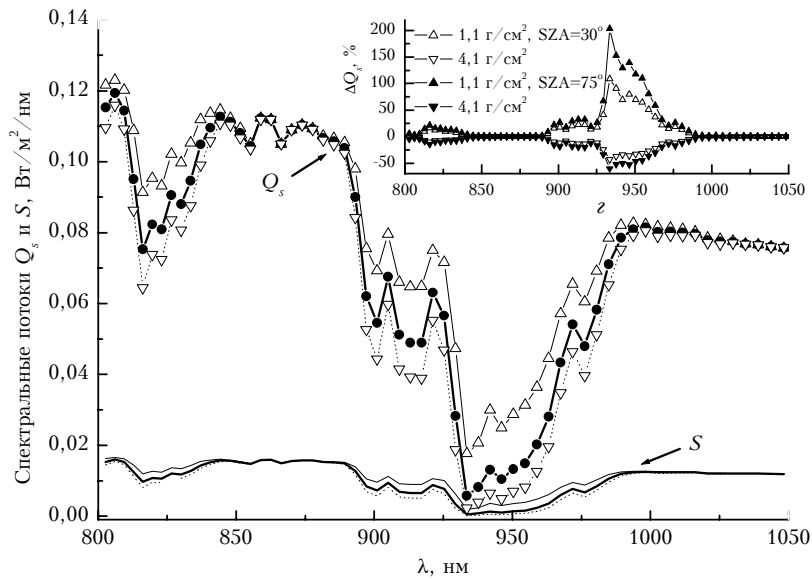
Эта асимметрия усиливается при дальнейшем отклонении WVC от \overline{WVC} : при уменьшении WVC на ~ 60% (что соответствует $\min WVC = 1,1 \text{ г/см}^2$) значение $|\Delta Q(\lambda)|$ более чем в 2–3 раза превышает $|\Delta Q(\lambda)|$, соответствующее $\max WVC = 4,1 \text{ г/см}^2$. Как следует из результатов расчетов, вне центра полосы поглощения этот эффект сохраняется: если рассматривать $|\Delta Q(\lambda)|$ как функцию WVC , то ее максимум сдвинут в сторону $\min WVC$ (рис. 3,б,з).

Качественно аналогичная ситуация наблюдается в условиях частичной облачности (рис. 3,з).

Радиационные измерения, используемые для сравнений с модельными расчетами, имеют временное разрешение, не превышающее, как правило, нескольких минут. В то же время частота аэрологического зондирования может варьироваться от 3 ч в течение периодов интенсивного наблюдения до 6–12 ч в периоды рутинных измерений. Поскольку содержание водяного пара в атмосфере может изменяться в течение дня в широких пределах (рис. 4), возникает вопрос: к каким ошибкам в расчетах радиационных характеристик может привести недостаток наших знаний относительно WVC ?

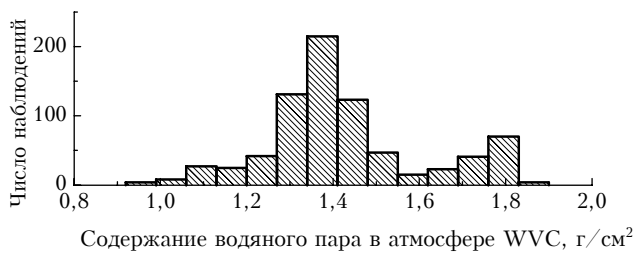


a

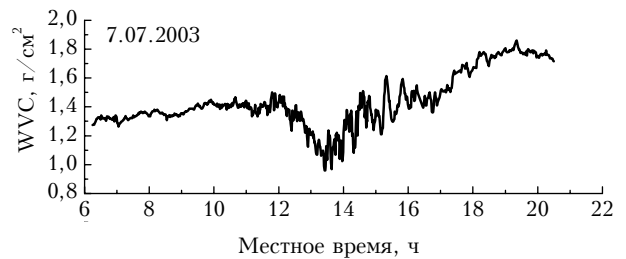


b

Рис. 3. Спектральные потоки диффузной $Q_s(\lambda)$ и нерассеянной $S(\lambda)$ радиации и их изменчивость при вариациях WVC: *a* – безоблачное небо, $SZA = 30^\circ$; *b* – разорванная облачность, $N = 0,5$, $SZA = 75^\circ$



a



b

Рис. 4. Изменение водяного пара в атмосфере в течение дня. Содержание водяного пара в атмосфере восстановлено на основе оригинальной методики [16] по данным измерений солнечным фотометром SP-4 (Томск, ИОА СО РАН) и спектроскопической базы данных HITRAN-04

Предположим, что все параметры атмосферы, кроме водяного пара, заданы точно и вместо «истинных» значений $WVC^* = \overline{WVC} \mp \sigma_{WVC}$ мы выполним расчеты при среднем значении \overline{WVC} . Определим ошибку расчетов нисходящей радиации следующим образом:

$$ErQ(\lambda) = 100\% \times \frac{Q(\overline{WVC}, \lambda) - Q(WVC^*, \lambda)}{Q(WVC^*, \lambda)}$$

Нетрудно получить, что $ErQ(\lambda)$ связана с $\Delta Q(\lambda)$ соотношением

$$ErQ(\lambda) = \frac{-100\% \cdot \Delta Q(\lambda)}{100\% + \Delta Q(\lambda)}$$

Согласно данным табл. 1 использование завышенных (2,6 вместо 1,9 г/см²) значений WVC вблизи центра полосы поглощения приводит к занижению $Q(\lambda)$ на 20–40% в зависимости от SZA . При расчете $Q(\lambda)$ с заниженными значениями WVC (2,6 вместо 3,3 г/см²) величина $ErQ(\lambda)$ возрастает до ~ 30–70%.

Поглощение в атмосфере

В пределах спектрального интервала 870–1030 нм рассмотрим интегральное поглощение атмосферой A и ее поглощательную способность

$$Abs = 100\% \cdot A/Q(z = H_{atm}^{top}),$$

где

$$Q(z = H_{atm}^{top}) = \int_{870 \text{ нм}}^{1030 \text{ нм}} Q(\lambda, z = H_{atm}^{top}) d\lambda$$

– интегральный поток солнечной радиации, приходящий на верхнюю границу атмосферы.

Зависимость A и Abs (%) в отсутствие облаков и при наличии разорванной облачности от WVC представлена в табл. 2.

Поглощение в атмосфере складывается из поглощения в надоблачной (A^{up}) и подоблачной (A^{down}) атмосфере, а также поглощения в пределах облачного слоя (A^{cl}). При фиксированном SZA и вертикальном профиле H_2O увеличение балла облачности N влечет за собой возрастание альbedo облачного слоя и, следовательно, приращение поглощенного в надоблачной атмосфере излучения. При возрастании N увеличивается число столкновений фотона с облачным веществом, что способствует возрастанию A^{cl} . В то же время доли излучения, поступающие к облачному слою и подоблачной атмосфере, соответственно падают. Это приво-

дит к тому, что A^{cl} and A^{down} (при умеренных значениях альbedo подстилающей поверхности A_s) имеют тенденцию к уменьшению.

В зависимости от свойств облачности (высота верхней границы и оптическая толщина облаков, балл облачности N), содержания водяного пара в атмосфере и условий наблюдения (A_s и SZA) каждый из перечисленных выше факторов влияет на поглощение атмосферой A в большей или меньшей степени. Когда SZA изменяется в диапазоне $SZA \leq 60^\circ$, появление облаков нижнего яруса приводит, как правило, к увеличению поглощения [19]: $A_{clr} \leq A_{low}$ (A_{clr} , A_{low} – поглощение в условиях безоблачной атмосферы и при наличии облаков нижнего яруса). Различие между A_{clr} и A_{low} усиливается по мере увеличения N и WVC в атмосфере. При возрастании SZA до $\sim 75^\circ$ альbedo облаков увеличивается и поглощение в пределах облачного слоя может уменьшиться. Разница между A_{clr} и A_{low} сокращается, и возможны ситуации, когда появление облаков нижнего яруса приводит к уменьшению поглощения H_2O в атмосфере. Именно такая ситуация наблюдается при рассматриваемых нами параметрах атмосферы.

Вклад континуального поглощения H_2O

Признано, что для улучшения соответствия между результатами численного моделирования и измерениями в радиационных кодах необходимо учитывать континуальное поглощение водяным паром. Например, в [20] показано, что вклад континуального поглощения в интервалах 700–1220 и 1220–2270 нм составляет 3 и 4,6 Вт/м², а во всей ближней ИК-области спектра достигает 10 Вт/м² (лето умеренных широт, $SZA = 30^\circ$).

Из наших расчетов следует, что при $SZA = 30^\circ$ вклад континуального поглощения в рассматриваемом интервале 870–1030 нм изменяется примерно от 0,8 до 1,5 Вт/м² при возрастании WVC от минимального значения к максимальному (1,1–4,1 г/см²). При $SZA = 75^\circ$ континуальное поглощение составляет $\sim 0,3$ – $0,5$ Вт/м². Приведенные оценки справедливы и в условиях ясного неба, и при наличии стохастической облачности (балл облачности $N \leq 0,5$). Отметим, что неучет континуального поглощения в полосе 940 нм сопоставим с эффектами, которые оказывает на A случайная геометрия облаков (в рамках пуассоновской модели разорванной облачности). Эффекты стохастичности облаков при указанных выше параметрах не превышают 0,3–0,4 Вт/м² при точности расчета поглощения < 2%.

Таблица 2
Поглощение A (Вт/м²) и поглощательная способность атмосферы Abs (в скобках, %) в диапазоне 870–1030 нм в безоблачном небе и при разорванной облачности

WVC, г/см ²	Ясное небо		Разорванная облачность			
			$N = 0,3$		$N = 0,5$	
	$SZA = 30^\circ$	$SZA = 75^\circ$	$SZA = 30^\circ$	$SZA = 75^\circ$	$SZA = 30^\circ$	$SZA = 75^\circ$
1,1	22,3 (19,8)	11,1 (32,8)	22,4 (19,8)	9,3 (27,7)	23,1 (20,5)	8,9 (26,5)
2,6	31,3 (27,8)	14,0 (41,4)	31,6 (28,0)	12,4 (36,7)	32,4 (28,7)	12,0 (35,6)
4,1	36,7 (32,5)	15,6 (46,3)	37,1 (32,9)	14,2 (42,0)	37,9 (33,6)	13,8 (40,9)

Заключение

В работе представлены сравнения модельных расчетов и результатов измерений с помощью RSS спектральных потоков нисходящей радиации в условиях сплошной горизонтально однородной облачности. Хорошее согласие результатов численного моделирования с экспериментальными данными свидетельствует о том, что наш алгоритм [7] адекватно описывает спектральную изменчивость радиации не только в условиях слабого молекулярного поглощения (550–650 нм), но и при умеренном поглощении водяным паром (800–1050 нм).

Для исследования изменчивости радиационных характеристик при вариациях H_2O в атмосфере мы использовали данные аэрологического зондирования, полученные в летний период в г. Новосибирске за 10 лет. Показано, что вблизи центра полосы поглощения при увеличении (уменьшении) WVC в пределах, определяемых коэффициентом вариации $v \approx 30\%$, при небольших зенитных углах Солнца ($SZA = 30^\circ$) $|\Delta Q(\lambda)|$ симметрично и составляет $\sim 30\%$. Дальнейшее изменение содержания H_2O в атмосфере и увеличение SZA приводят к асимметрии $|\Delta Q(\lambda)|$: максимальные значения $|\Delta Q(\lambda)|$, превышающие 100%, сдвинуты в сторону минимальных значений WVC. Следствием этого являются ошибки при использовании в расчетах $\Delta Q(\lambda)$ завышенных (заниженных) значений WVC, которые в центре полосы поглощения могут достигать нескольких десятков процентов.

Показано также, что неучет континуального поглощения в полосе 870–1030 нм может привести к недооценке поглощения A : при $SZA = 30^\circ$ эта величина составляет 0,8–1,5 Вт/м² в зависимости от содержания H_2O в атмосфере.

Полученные оценки необходимо иметь в виду при сравнениях результатов численного моделирования и данных натурных измерений.

Работа выполнена при частичной поддержке DOE's ARM Program (контракт No 5012) и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64655, 05-05-64410).

1. Revercomb H.E., Turner D.D., Tobin D.C., Knutson R.O., Feltz W.F., Barnard J., Bosenberg J., Clough S., Cook D., Ferrare R., Goldsmith J., Gutman S., Halthore R., Lesht B., Liljegren J., Linne H., Michalsky J., Morris V., Porch W., Richardson S., Schmid B., Splitt M., Van Hove T., Westwater E., Whiteman D. The ARM Program's water vapor intensive observation periods // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2003. V. 84. N 2. P. 217–236.
2. Ellingson R., Ellis J., Fels S. The intercomparison of radiation codes used in climate models: Longwave results // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 5. P. 8929–8954.
3. Fouquart Y., Bonnel B., Ramaswamy V. Intercomparing shortwave radiation codes for climate studies // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 5. P. 8955–8968.
4. Barker H., Stephens G.L., Partain P.T., Bergman J.W., Bonnel B., Kampana K., Clothiaux E.E.,

- Clough S., Cusack S., Delamere J., Edwards J., Evans K.F., Fouquart Y., Freidenreich S., Galin V., Hou Y., Kato S., Li J., Mlawer E., Morcrette J.-J., O'Hirok W., Raisanen P., Ramaswamy V., Ritter B., Rozanov E., Schlesinger M., Shibata K., Sporyshev P., Sun Z., Wendisch M., Wood N., Yang F. Assessing 1D atmospheric solar radiative transfer models: Interpretation and handling of unresolved clouds // J. Climate. 2003. V. 16. N 16. P. 2676–2699.
5. O'Hirok W., Gautier C. A three-dimensional radiative transfer model to investigate the solar radiation within a cloudy atmosphere. Part I: Spatial effects // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. N 12. P. 2162–2179.
6. Benner T.C., Evans K.F. Three-dimensional solar radiative transfer in small tropical cumulus fields derived from high-resolution imagery // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 14. P. 14975–14984.
7. Журавлева Т.Б., Фирсов К.М. Алгоритмы расчетов спектральных потоков солнечной радиации в облачной и безоблачной атмосфере // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17. N 11. С. 903–911.
8. Harrison L., Berndt J., Kiedron P., Michalsky J., Min Q. and Schlemmer J. Rotating Shadowband Spectroradiometers (RSS) in the ARM Program // Proc. of the Ninth Atmosph. Rad. Measur. (ARM) Science Team Meeting. Available URL: http://www.arm.gov/docs/documents/technical/conf_9903/harrison-99.pdf
9. Li Z., Trishchenko A., Cribb M. Analysis of cloud spectral radiance/irradiance at the surface and top-of-the-atmosphere from modeling and observations // Proc. of the Tenth Atmosph. Rad. Measur. (ARM) Science Team Meeting. Available URL: <http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf10/abstracts/li-z.pdf>
10. Li Z., Cribb M., Trishchenko A. A new method and results of estimating area-mean spectral surface albedo from downwelling irradiance measurements // Proc. of the Eleventh Atmosph. Rad. Measur. (ARM) Science Team Meeting. Available URL: <http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf11/abstracts/li-z.pdf>
11. Kurucz T.L. Synthetic infrared spectra, Infrared Solar Physics // IAU Symp. 154 / Ed. by D.M. Rabin and J.T. Jefferies. Kluwer, Acad. Norwell Massachusetts. 1992.
12. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme. WCP-112, WMO/TD № 24. 1986. 60 p.
13. Cahalan R., Oreopoulos L., Marshak A., Evans K.F., Davis A., Pincus R., Yetzer K., Mayer B., Davies R., Ackerman T., Barker H., Clothiaux E., Ellingson R., Garay M., Kassianov E., Kinne S., Macke A., O'Hirok W., Partain P., Prigarin S., Rublev A., Stephens G., Takara E., Varnai T., Wen G., Zhuravleva T. The International Intercomparison of 3D Radiation Codes (I3RC): Bringing together the most advanced radiative transfer tools for cloudy atmospheres // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2005. In press.
14. Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0 – 120 km) // Air Force Geophysics Laboratory. AFGL-TR-86-0110. Environm. Res. Paper. No. 954. 1986.
15. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Постов А.П., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С. Система сетевого мониторинга радиационно-активных компонентов атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17. № 4. С. 354–360.
16. Чеснокова Т.Ю., Фирсов К.М., Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Спектроскопическое обеспечение для

- функционирования солнечного фотометра SP-6 // Оптика атмосф. и океана. Т. 17. № 11. С. 912–915.
17. *Ramaswamy V., Freidenreich S.M.* Solar radiative line-by-line determination of water vapor absorption and water cloud extinction in inhomogeneous atmospheres // *J. Geophys. Res. D.* 2004. V. 96. N 5. P. 9133–9157.
 18. *Kiedron P., Berndt J., Harrison L., Michalsky J., Min Q.* Column water vapor from diffuse irradiance // *Proc. of the 11th Atmosph. Rad. Measur. (ARM) Science Team Meeting*: <http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf11/abstracts/kiedron1-pw.pdf>
 19. *Журавлева Т.Б.* Влияние облаков на поглощение коротковолновой радиации в атмосфере. Часть 1. Поглощение в условиях разорванной облачности // *Оптика атмосф. и океана.* 1998. Т. 11. № 8. С. 852–860.
 20. *Tarasova T., Fomin B.* Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations // *J. Appl. Meteorol.* 2000. V. 39. N 11. P. 1947–1951.

T.B. Zhuravleva, K.M. Firsov. Variability of radiative characteristics upon variations of atmospheric water vapor in the 940 nm band: results of numerical simulation.

Regularities of the solar radiation transfer in the 940 nm water vapor absorption band are considered in the cloudless atmosphere and under the conditions of broken clouds (for the summer in Novosibirsk). It is shown that the use of underestimated (overestimated) values of the H₂O content for atmospheric calculations leads to errors in calculated fluxes of downward radiation. At the center of the absorption band, these errors can achieve tens percent. The neglect of continuum absorption in the 870–1030 nm region leads to the overestimation of the radiation absorbed in the atmospheric column by 0.8–1.5 W/m² (at the solar zenith angle of 30°) depending on the water vapor content. The calculated spectral fluxes are compared with the data of field measurements obtained at the ARM SGP site during the campaign of 1997–1998.