# Влияние оптически толстых облачных слоев на нагрев атмосферы собственным излучением на средних широтах

## И.В. Мингалев, Е.А. Федотова, К.Г. Орлов

#### Полярный геофизический институт РАН, Апатиты, 184209, Россия E-mail: mingalev\_i@pgi.ru

В данной работе изложены результаты эталонных расчетов потоков собственного излучения в атмосфере Земли на средних широтах в диапазоне  $10-2000 \text{ cm}^{-1}$  при наличии облачных слоев нижнего, среднего и верхнего ярусов, обладающих большой оптической толщиной. В расчетах разрешение по частоте составляло 0,001 см<sup>-1</sup>, а по высоте — 200 м. Цель работы заключалась в определении границ изменения скорости нагрева атмосферы собственным излучением при наличии облачных слоев, а также в изучении влияния этих слоев на поле собственного излучения атмосферы. Проведенные расчеты показали, что облачные слои большой оптической толщины существенно влияют на поле собственного излучения атмосферы в интервале частот от 10 до 2000 см<sup>-1</sup>. Ниже облачных слоев восходящий и нисходящий потоки излучения имеют большие значения, чем эти потоки, рассчитанные для безоблачной атмосферы. Нисходящий поток собственного излучения атмосферы базоблачной атмосферы. Выше облачного слоя не существенно отличается от потока, рассчитанного для безоблачной атмосферы выше облачного слоя существенно меньше, чем этот поток, рассчитанный при отсутствии облачного слоя. Чем выше расположен облачный слой, тем сильней он уменьшает восходящий поток собственного излучения атмосферы на ее верхней границе.

Ключевые слова: эталонные расчеты потоков излучения, собственное излучение атмосферы

Одобрена к печати: 01.06.2017 DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-259-267

## Введение

Нагрев излучением определяет тепловой режим атмосферы и является одним из главных факторов, определяющих общую циркуляцию атмосферы. Для изучения нагрева атмосферы при наличии облачных слоев необходимо проводить эталонные расчеты переноса излучения с высоким спектральным разрешением в инфракрасной области спектра (не хуже 0,001 см<sup>-1</sup>) и достаточно высоким разрешением по высоте.

Эталонные расчеты поля излучения в атмосфере Земли (Line by Line) в нешироких спектральных интервалах проводились и проводятся многими исследователями как в России, так и за рубежом, как правило, с целью интерпретации данных дистанционного зондирования атмосферы. Эталонные расчеты в широких спектральных интервалах также выполнялись различными исследователями. Обычно целью этих расчетов была проверка точности различных параметризаций коэффициентов молекулярного поглощения атмосферных газов, которые используются в радиационных блоках моделей общей циркуляции атмосферы. Результаты эталонных расчетов солнечной и тепловой радиации, осуществленных различными исследователями в рамках международного проекта Continual Intercomparison of Radiation Codes (CIRC), представлены на сайте https://circ.gsfc.nasa.gov.

В этой работе мы рассмотрели три облачных слоя: облака нижнего, среднего и верхнего ярусов (Мазин, Хргиан, 1989) и проверили, как они влияют на потоки излучения и на скорость нагрева-охлаждения воздуха. Ниже изложены результаты эталонных расчетов потоков собственного излучения в диапазоне 10–2000 см<sup>-1</sup> в атмосфере Земли на средних широтах при наличии указанных облачных слоев. Расчеты выполнены с разрешением по частоте излучения 0,001 см<sup>-1</sup>. При расчетах использовалось приближение горизонтальной однородной атмосферы и учитывалось молекулярное и аэрозольное рассеяние (Ленобль, 1990; Нагирнер, 2001; Тимофеев, Васильев, 2003; Fomin, 1995; Evans, 1998; Stamnes et al., 1988). Для численного решения одномерного по пространству уравнения переноса излучения применялся новый вариант метода дискретных ординат (Игнатьев и др., 2015). В расчетах использовались равномерная сетка по высоте с шагом 200 м и равномерная сетка по зенитным углам с шагом менее 9°. Коэффициенты молекулярного поглощения рассчитывались с использованием спектроскопической базы данных HITRAN 2012. Отметим, что главное отличие наших расчетов от работ других авторов заключается в более высоком разрешении по высоте.

#### Результаты расчетов

В расчетах использовались вертикальные профили температуры и концентраций основных атмосферных газов, рассчитанные по эмпирической модели NRLMSISE-00 для условий июля над северной Атлантикой на широте 55° (*puc. 1*), а также вертикальные профили объемных долей малых газовых составляющих (рис. 2). На рис. 3 представлены нормированный коэффициент экстинкции, альбедо однократного рассеяния и параметр асимметрии для аэрозольных частиц в облаках, построенные по экспериментальным данным из монографии (Тимофеев, Васильев, 2003), а также зависимость от высоты коэффициента экстинкции в верхнем, среднем и нижнем облачных слоях при длине волны 0,5 мкм. В атмосфере рассматриваются три типа фоновых аэрозолей: континентальные, морские и стратосферные. Оптические параметры этих аэрозолей взяты из работы (McClatchey, Bolle, Kondratyev, 1986). Мы считали, что стратосферный аэрозоль является каплями 75%-го раствора  $H_2SO_4$ и присутствует на высоте более 12 км. Морской аэрозоль присутствует над морем на высотах от поверхности до 2 км. Континентальный аэрозоль состоит из растворимых в воде частиц, а также пылевых частиц и частиц сажи и находится на высоте от 2 до 12 км над океанами и на высоте от 0 до 12 км над континентами. В атмосфере могут присутствовать и другие виды аэрозольных частиц, но мы их пока не рассматривали.

На *рис. 4* приведены рассчитанные при альбедо поверхности 5% и в отсутствии облаков вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы и вертикальные профили восходящих и нисходящих потоков энергии излучения в интервалах частот 10-500, 500-1000, 1000-1500 и 1500-2000 см<sup>-1</sup>. На *рис. 5* представлены те же самые профили, рассчитанные при наличии нижнего облачного слоя в интервале высот от 0,5 до 3 км. Эти профили, рассчитанные при наличии среднего облачного слоя на высоте от 3 до 6 км, приведены на *рис. 6*, а рассчитанные при наличии верхнего облачного слоя в интервале высот от 7 до 10 км изображены на *рис. 7*.

Анализ *рис. 4* показывает, что в интервале частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> скорость нагреваохлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы существенно зависит от высоты и достигает значений –3,6 К/сут (выхолаживание) у поверхности и значений -16,5 K/сут на высоте около 49 км. При этом основной вклад в выхолаживание в стратосфере и мезосфере дает излучение в интервале частот от 500 до 1000 см<sup>-1</sup> за счет полос поглощения CO<sub>2</sub> в интервале 630-730 см<sup>-1</sup>. Видно, что поток энергии восходящего излучения в интервале частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> слабо зависит от высоты, а поток энергии нисходящего излучения в этом интервале частот быстро убывает с увеличением высоты. На *рис.* 4 также видно, что в интервале частот от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> скорость нагрева-охлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы существенно зависит от высоты и достигает значений -1,5 K/сут у поверхности и значений -4,25 K/сут на высоте около 47 км. В этом интервале частот поток энергии восходящего излучения практически не зависит от высоты, а поток энергии нисходящего излучения быстро убывает с увеличением высоты. Заметно, что вклад в скорость нагрева-охлаждения излучения в интервале частот от 1000 до 1500 см<sup>-1</sup> существенно больше, чем вклад излучения в интервале частот от 1500 до 2000 см<sup>-1</sup>.



Рис. 1. Вертикальный профиль температуры (слева) и вертикальные профили концентраций основных атмосферных газов (справа)



Рис. 2. Вертикальные профили объемных долей малых газовых составляющих



Рис. 3. Использованные в расчетах нормированный коэффициент экстинкции, альбедо однократного рассеяния и параметр асимметрии для аэрозольных частиц в облаках (слева); зависимость от высоты коэффициента экстинкции в верхнем, среднем и нижнем облачных слоях при длине волны 0,5 мкм (справа)



Рис. 4. Вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха, а также восходящего и нисходящего потоков энергии за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервалах частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> (вверху) и от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> (внизу) при отсутствии облаков и наличии фоновых аэрозолей

На *рис. 5* видно, что при наличии нижнего облачного слоя скорость нагрева-охлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений –90 К/сут в районе верхней границы облачного слоя на высоте 2,5 км, и что в центре облачного слоя потоки излучения становятся изотропными. При этом нисходящие потоки выше облачного слоя слабо отличаются от потоков, рассчитанных при отсутствии облачного слоя и изображенных на *рис. 4*. Анализ *рис. 5* показывает также, что скорость нагрева-охлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений –22 К/сут в районе верхней границы облачного слоя на высоте 2,5 км. При этом восходящие потоки выше облачного слоя примерно на 10% меньше, чем потоки, рассчитанные при отсутствии облачного слоя и изображенные на *рис. 4*. Кроме того, видно, что в облачном слое скорость нагрева/выхолаживания за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений –22 К/сут в районе верхней границы облачного слоя на высоте 2,5 км. При этом восходящие потоки выше облачного слоя и изображенные на *рис. 4*. Кроме того, видно, что в облачном слое скорость нагрева/выхолаживания за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> находится в пределах от -8 до -22 К/сут и что основной вклад в скорость нагрева/выхолаживания дает излучение в интервале частот от 1000 до 1500 см<sup>-1</sup>.



*Рис. 5. Вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха, а также восходящего и нисходящего потоков энергии за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервалах частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> (вверху) и от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> (внизу) при наличии облаков нижнего яруса* 

Анализ *рис. 6* показывает, что при наличии среднего облачного слоя скорость нагреваохлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений -100 K/сут в районе верхней границы облачного слоя на высоте 5,5 км и значений 12 K/сут в районе нижней границы облачного слоя на высоте 3 км. В центре облачного слоя и ниже потоки излучения становятся почти изотропными. Скорость нагрева-охлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений -20 K/сут на верхней границе облачного слоя на высоте окооколо 6 км и значений 3,7 K/сут (нагрев) на нижней границе облачного слоя на высоте около 3 км. При этом восходящие потоки выше среднего облачного слоя примерно на 25–28% меньше, чем потоки, рассчитанные при отсутствии среднего облачного слоя и изображенные на *рис. 4*. Анализируя *рис. 6* можно также заметить, что основной вклад в скорость нагрева/ выхолаживания дает излучение в интервале частот от 1000 до 1500 см<sup>-1</sup>.



Рис. 6. Вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха, а также восходящего и нисходящего потоков энергии за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервалах частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> (вверху) и от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> (внизу) при наличии облаков нижнего яруса

Анализ *рис.* 7 показывает, что при наличии верхнего облачного слоя скорость нагреваохлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений -90 K/сут в районе верхней границы облачного слоя на высоте около 9,6 км и значений 45 К/сут в районе нижней границы верхнего облачного слоя на высоте около 7,5 км. В центре облачного слоя потоки излучения становятся изотропными, а ниже облачного слоя заметно отличаются от потоков, рассчитанных при отсутствии облачного слоя и изображенных на *рис.* 4. Кроме того, на *рис.* 7 видно, что скорость нагрева-охлаждения воздуха за счет переноса собственного излучения атмосферы в интервале частот от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> существенно зависит от высоты и достигает значений -9,8 K/сут на верхней границе облачного слоя на высоте около 10 км и значений 18 K/сут на нижней границе облачного слоя на высоте около 7,5 км. При этом восходящие потоки выше среднего облачного слоя примерно на 37-45% меньше, чем потоки, рассчитанные при отсутствии среднего слоя и изображенные на *рис.* 4. На *рис.* 7 также видно, что вклад в скорость нагрева/выхолаживания излучения в интервале частот от 1000 до 1500 см<sup>-1</sup> существенно больше, чем излучения в интервале частот от 1500 до 2000 см<sup>-1</sup>.



Рис. 7. Вертикальные профили скорости нагрева-охлаждения воздуха, а также восходящего и нисходящего потоков энергии за счёт переноса собственного излучения атмосферы в интервалах частот от 10 до 1000 см<sup>-1</sup> (вверху) и от 1000 до 2000 см<sup>-1</sup> (внизу) при наличии облаков верхнего яруса

#### Выводы

Проведенные расчеты показали, что облачные слои большой оптической толщины существенно влияют на поле собственного излучения атмосферы в интервале частот от 10 до 2000 см<sup>-1</sup>. Внутри таких облачных слоев поле излучения становится практически изотропным из-за многократного рассеяния. Ниже облачных слоев восходящий и нисходящий потоки отличаются друг от друга намного меньше по сравнению со случаем безоблачной атмосферы. Под облачным слоем восходящий и нисходящий потоки излучения увеличиваются по сравнению с этими потоками в безоблачной атмосфере. Нисходящий поток собственного излучения атмосферы в интервале частот от 10 до 2000 см<sup>-1</sup> выше облачного слоя не существенно отличается от потока, рассчитанного для безоблачной атмосферы. Восходящий поток собственного излучения атмосферы в этом интервале частот выше облачного слоя меньше, чем этот поток, рассчитанный при отсутствии облачного слоя. По сравнению со случаем безоблачной атмосферы такой поток при наличии нижнего яруса облаков меньше примерно на 10%, при наличии среднего яруса облаков — на 25–28%, а при наличии верхнего яруса облаков — на 37–45%. Таким образом, чем выше расположен облачный слой, тем сильнее он уменьшает восходящий поток собственного излучения атмосферы на ее верхней границе.

Расчеты также показали, что наличие облаков мало влияет на скорость нагрева воздуха в верхней тропосфере, стратосфере и мезосфере. Максимальная скорость выхолаживания в этих областях составляет примерно 20 К/сут и достигается на высоте около 49 км как в безоблачной атмосфере, так и при наличии одного из облачных слоев. В районе верхней границы облачных слоев имеет место выхолаживание воздуха со скоростью до 100 К/сут для облачных слоев верхнего, среднего и нижнего ярусов. В середине всех облачных слоев происходит выхолаживание со скоростью 10-20 К/сут. В районе нижней границы верхнего и среднего облачных слоев осуществляется нагрев со скоростью до 60 К/сут. В районе нижней границы нижнего облачного слоя наблюдается выхолаживание со скоростью 5-15 К/сут. Наличие указанных скоростей нагрева/выхолаживания атмосферы в районе облачных слоев будет нарушать термодинамическое равновесие в атмосфере и вызывать существенную вертикальную конвекцию.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-01-00100, а также программы президиума РАН № 7.

#### Литература

<sup>1.</sup> Игнатьев Н.И., Мингалев И.В., Родин А.В., Федотова Е.А. Новый вариант метода дискретных ординат для расчета собственного излучения в горизонтально однородной атмосфере // Журн. вычислит. математики и математ. физики. 2015. Т. 55. № 10. С. 109–123.

<sup>2.</sup> Ленобль Ж. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах. Л.: Гидрометиздат, 1990. 264 с.

<sup>3.</sup> Мазин И.П., Хргиан А.Х. Облака и облачная атмосфера: справ. Л.: Гидрометиздат. 1989. 646 с.

<sup>4.</sup> Нагирнер Д.И. Лекции по теории переноса излучения: учеб. пособие. СПб: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. 284 с.

- 5. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб: Наука, 2003. 474 с.
- 6. *Evans K.F.* The Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method for Three-Dimensional Atmospheric Radiative Transfer // J. Atmospheric Sciences. 1998. Vol. 55. P. 429–446.
- 7. *Fomin* B.A. Effective interpolation technique for line-by-line calculations of radiation absorption in gases // J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 1995. Vol. 53. P. 663–669.
- 8. *McClatchey* R.A., *Bolle* H.-J., *Kondratyev K.Ya.* A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation / Intern. Association for Meteorology and Atmospheric Physics, Radiation Commission. World Climate Research Programme, 1986. Ser. WCP. Vol. 112. WMO/TD-No. 24. 60 p.
- 9. *Stamnes* K., *Tsay* S., *Wiscombe* W., *Jayaweera* K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Applied Optics. 1988. Vol. 27. Issue 12. P. 2502– 2509.

# The effect of optically thick cloud layers on heating of the atmosphere self emission at mid-latitudes

### I.V. Mingalev, E.A. Fedotova, K.G. Orlov

#### Polar Geophysical Institute RAS, Apatity 184209, Russia E-mail: mingalev i@pgi.ru

This paper presents the results of line-by-line calculations of intrinsic radiation in the Earth's atmosphere at midlatitudes in the frequency range of  $10-2000 \text{ cm}^{-1}$  in the presence of cloud layers in the lower, middle and upper tiers having large optical thicknesses. In the calculations, frequency resolution was  $0.001 \text{ cm}^{-1}$ , and altitude resolution was 200 m. The aim of this work was to determine the boundaries of atmosphere heating rate by the intrinsic radiation in the presence of cloud layers, as well as study the effect of these layers on intrinsic radiation field of the atmosphere. The calculations show that the cloud layers of large optical thickness substantially affect the atmosphere's self-radiation field in the frequency range from 10 to 2000 cm<sup>-1</sup>. Below cloud layers, the upward and downward fluxes have higher values than the flows calculated for a cloudless atmosphere. Downstream own radiation of the atmosphere above the cloud layer is not significantly different from the flow calculated for a cloudless atmosphere. Upstream natural radiation of the atmosphere above the cloud layer is much smaller than the flow calculated in the absence of the cloud layer. The higher the cloud layer, the more it reduces the upward flow of self-radiation of the atmosphere at its upper boundary.

Keywords: reference calculations of radiation fluxes, the emission of the atmosphere

*Accepted*: 01.06.2017 DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-259-267

#### References

- 1. Ignat'ev N.I., Mingalev I.V., Rodin A.V., Fedotova E.A., Novyi variant metoda diskretnykh ordinat dlya rascheta sobstvennogo izlucheniya v gorizontal'no odnorodnoi atmosfere (A New Version of the Discrete Ordinate Method for the Calculation of the Intrinsic Radiation in Horizontally Homogeneous Atmospheres), *Zhurnal vychislitel'noi matematiki i matematicheskoi fiziki*, 2015, Vol. 55, No. 10, pp. 1713–1726.
- 2. Lenobl' Zh., *Perenos radiatsii v rasseivayushchikh i pogloshchayushchikh atmosferakh* (The radiation transfer in scattering and absorbing atmospheres), Leningrad: Gidrometizdat, 1990, 264 p.
- 3. Mazin I.P., Khrgian A.Kh., *Oblaka i oblachnaya atmosfera: Spravochnik* (Clouds and cloudy atmosphere: a Handbook), Leningrad: Gidrometizdat, 1989, 646 p.
- 4. Nagirner D.I., *Lektsii po teorii perenosa izlucheniya: Ucheb. posobie* (Lectures on the theory of radiative transfer: textbook), Saint Petersburg: Izdatel'stvo Sankt-Peterburgskogo universiteta, 2001, 284 p.
- 5. Timofeev Yu.M., Vasil'ev A.V., *Teoreticheskie osnovy atmosfernoi optiki* (Theoretical fundamentals of atmospheric optics), Saint Petersburg: Nauka, 2003, 474 p.
- 6. Evans K.F., The Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method for Three-Dimensional Atmospheric Radiative Transfer, *J. Atmospheric Sciences*, 1998, Vol. 55, pp. 429–446.
- 7. Fomin B.A., Effective interpolation technique for line-by-line calculations of radiation absorption in gases, J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 1995, Vol. 53, pp. 663–669.
- McClatchey R.A., Bolle H.-J., Kondratyev K.Ya., A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, *Intern. Association For Meteorology And Atmospheric Physics, Radiation Commission, World Climate Re*search Programme, 1986, Series WCP, Vol. 112, WMO/TD-No. 24, 60 p.
- 9. Stamnes K., Tsay S., Wiscombe W., Jayaweera K., Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 1988, Vol. 27, Issue 12, pp. 2502–2509.