

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 528.873.041.3

К.Г. Грибанов, Ф.М. Бреон*, В.И. Захаров

**Эффект отраженного поверхностью ИК-излучения,
наблюдаемый в эмиссионных спектрах атмосферы
при зондировании Земли из космоса**

Свердловский филиал НИКИЭТ, г. Заречный, Свердловская обл., Россия

**Лаборатория наук о климате и окружающей среде, Комиссариат по атомной энергии, Франция*

Поступила в редакцию 27.10.2000 г.

Анализируется вклад инфракрасного излучения атмосферы Земли, направленного вниз и отраженного от поверхности, в наблюдаемый спектр уходящего в космос теплового излучения в диапазоне 600–2500 см⁻¹. Излучательная способность поверхности различных экосистем бралась из базы данных HITRAN-96. В результате моделирования спектров уходящего теплового излучения с разрешением около 0,1 см⁻¹ с учетом и без учета отраженного потока показано, что его вкладом нельзя пренебрегать при значениях излучательной способности поверхности меньше 0,9. В спектрах проявляются как количественные различия в крыльях относительно сильных линий, так и качественные (инверсия) для слабых линий. Эффект существен при достаточно высоком спектральном разрешении и максимален в случае, если температура поверхности близка или ниже приземной температуры воздуха.

Моделируемые эффекты были идентифицированы в спектрах, наблюдаемых сенсором IMG со спутника ADEOS над пустыней Сахара. Обсуждается необходимость учета рассматриваемого эффекта при восстановлении профилей атмосферных составляющих из ИК-спектров высокого разрешения, наблюдаемых из космоса.

Введение

В ранних работах по термическому зондированию атмосферы Земли из космоса (например, [1]) указывалось на наличие составляющей отраженного от поверхности потока в спектре уходящего теплового излучения. Однако в более поздних работах [2–5] обычно пренебрегается вкладом от потока, излучаемого атмосферой по направлению к поверхности и отраженного обратно вверх. Это приближение адекватно описывает ситуацию, когда излучательная способность поверхности близка к единице, т.е. для таких поверхностей, как океан, снег, тайга и других, либо имеет место невысокое спектральное разрешение.

Однако согласно литературным данным по излучательным способностям различных природных систем в ИК-области (см. файлы данных в базе HITRAN-96 [6]), излучательная способность пустынь, лесов, сельскохозяйственных угодий в некоторых спектральных диапазонах сенсора IMG [4], например Band3 (600–2000 см⁻¹) и Band2 (2000–2500 см⁻¹), может составлять величину меньше 0,8. Это означает, что в данной спектральной области около 20% излучения атмосферы, направленного вниз (к поверхности), отражается обратно вверх (в атмосферу). С появлением ИК-спектрометров Фурье высокого разрешения спутникового базирования, таких как IMG на ADEOS и других, исследование влияния отраженного потока на спектр уходящего теплового излучения становится актуальным. Следует отметить, что этот эффект учитывается при наблюдении Земли из космоса в микроволновом диапазоне [7], где излучательная способность поверхности заметно меньше единицы. Естественно предполагать, что вклад от этого дополнительного (немалого) потока может проявляться также и в спектрах теплового излуче-

ния Земли при зондировании из космоса атмосферы сенсором IMG/ADEOS над экосистемами с низкой излучательной способностью в ИК-области.

Целью настоящей статьи является моделирование спектров уходящего теплового излучения с экспериментально наблюдаемым разрешением (около 0,1 см⁻¹) над поверхностями с излучательной способностью менее 0,9, как с учетом эффекта отраженного потока, так и без него, для выявления характерных особенностей этого эффекта в наблюдаемых спектрах атмосферы Земли сенсором IMG/ADEOS.

**Перенос ИК-излучения в атмосфере
с учетом отражения от поверхности**

В дифференциальной форме уравнение переноса излучения в атмосфере с учетом аэрозольного ослабления имеет вид [8]:

$$dW_v = -(K_v^{\text{gas}} + K_v^{\text{abs}} + K_v^{\text{sca}})W_v dz + (K_v^{\text{gas}} + K_v^{\text{abs}})B_v dz, \quad (1)$$

где K_v^{gas} – коэффициент поглощения газовыми компонентами атмосферы; K_v^{abs} и K_v^{sca} – коэффициенты поглощения и рассеяния для аэрозольных составляющих атмосферы; B_v – спектральная плотность потока лучистой энергии, излучаемого единичной поверхностью черного тела.

При рассмотрении переноса ИК-излучения в атмосфере в вертикальном направлении с учетом отраженного от поверхности потока, пропорционального величине отражательной способности поверхности $(1 - \epsilon_v)$, уравнение (1) можно записать в виде [1, 7, 9]:

$$W_v^{up} = \varepsilon_v B_v(T_0) \exp \left[- \int_0^H (K_v^{gas} + K_v^{abs} + K_v^{sca}) dh \right] +$$

$$+ (1 - \varepsilon_v) W_v^{down} \exp \left[- \int_0^H (K_v^{gas} + K_v^{abs} + K_v^{sca}) dh \right] +$$

$$+ \int_0^H (K_v^{gas} + K_v^{abs}) B_v \exp \left[- \int_0^H (K_v^{gas} + K_v^{abs} + K_v^{sca}) dh' \right] dh, \quad (2)$$

где ε_v – излучательная способность поверхности Земли; T_0 – температура поверхности; H – высота учитываемой атмосферы; $W_v^{down}(z=0)$ – поток ИК-радиации, излучаемый атмосферой вниз на уровне поверхности:

$$W_v^{down} = \int_0^H (K_v^{gas} + K_v^{abs}) B_v \exp \left[- \int_0^h (K_v^{gas} + K_v^{abs} + K_v^{sca}) dh' \right] dh. \quad (3)$$

Первое слагаемое в (2) отвечает за излучение земной поверхности как нечерного излучателя, второе – за отражение от поверхности излучаемой вниз ИК-радиации, а третье – за собственное излучение атмосферы.

Коэффициенты K_v^{gas} , K_v^{abs} , K_v^{sca} являются функциями высоты. Коэффициент поглощения K_v^{gas} определяется высотными профилями температуры и концентрации поглощающих ИК-радиацию атмосферных газов. Коэффициенты K_v^{abs} и K_v^{sca} определяются высотными профилями и типом атмосферного аэрозоля. Функция черного тела B_v также является функцией высоты, зависящей от высотного профиля температуры. Коэффициент поглощения газов вычисляется путем суммирования по всем спектральным линиям с использованием спектральной базы данных HITRAN-96:

$$K_v^{gas}(v, h) = K_v^* +$$

$$+ N_0(h) \sum_{i=1}^{N_g} n_i(h) \sum_j S_{ij} [T(h)] \Phi_{ij}[v_{ij} - v, T(h), p(h)], \quad (4)$$

где $p(h)$, $T(h)$, $N_0(h) = p(h)/[k_B T(h)]$ – давление, температура и концентрация молекул в атмосфере на высоте h ; k_B – постоянная Больцмана; n_i – относительная концентрация i -го газа; S_{ij} – интенсивность j -й линии i -го газа; v_{ij} – волновое число центра линии, см^{-1} ; Φ_{ij} – профиль спектральной линии. Входящий в (4) коэффициент поглощения $K_v^* = K_v^{cont} + K_v^{mix}$ учитывает такие дополнительные эффекты, как континуальное поглощение парами воды и смешение линий в Q -полосах CO_2 .

Формула (2) включена в последнюю версию программного обеспечения FIRE-ARMS [10,11] и позволяет при необходимости учитывать этот эффект отраженного потока при моделировании спектра уходящего в космос теплового излучения.

Результаты моделирования и сравнение с наблюдаемыми спектрами

На рис. 1 представлены результаты моделирования спектра уходящего излучения в диапазоне $1115\text{--}1145 \text{ см}^{-1}$

(участок спектра из Band3, IMG) с разрешением $0,1 \text{ см}^{-1}$ для поверхности с излучательной способностью пустыни, взятой из HITRAN-96 с учетом второго слагаемого в уравнении (2) и без него.

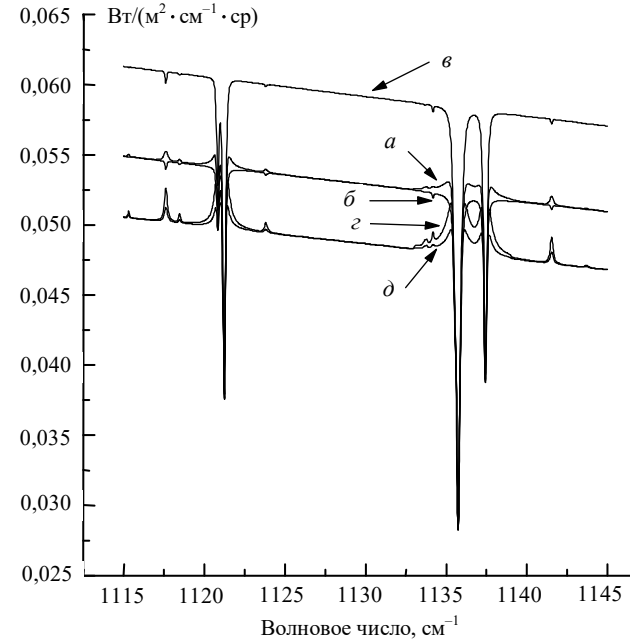


Рис. 1. Модельные спектры излучения: a – фрагмент модельного спектра над поверхностью пустыни, в интервале $1115\text{--}1145 \text{ см}^{-1}$ с разрешением $0,1 \text{ см}^{-1}$, определяемый линиями воды. Профиль температуры – US standard. Температура поверхности равна приземной температуре воздуха. Данные по излучательной способности поверхности взяты из базы HITRAN-96 для пустыни. Вклад отраженного излучения учтен; b – то же, что и для a , но отраженное излучение не учитывается; c – то же, что и для a , но температура поверхности $T_s = 295 \text{ К}$, что выше приземной температуры воздуха T_0 в модели US standard ($T_0 = 288,2 \text{ К}$); d – случай с инверсией температуры. В модели US standard изменены значения температуры поверхности, приземной температуры воздуха и температуры воздуха на высоте 1 км на значения $T_s = 284 \text{ К}$, $T_0 = 288 \text{ К}$ и $T_1 = 287 \text{ К}$ соответственно. Отраженное излучение учтено; d – то же, что и для c , но отраженное излучение не учитывается. Инверсия слабых линий наблюдается вблизи $1117,6$ и $1141,5 \text{ см}^{-1}$

Для сравнения приведено моделирование спектра для различных поверхностных температур при одном и том же профиле температуры в атмосфере. Хорошо видно, что учет отраженного излучения увеличивает яркость модельного спектра в области крыльев сильных линий воды и вызывает инверсию слабых линий (линия поглощения проявляется как линия излучения). Вклад отраженного излучения в моделируемый спектр – значительный в случае, если температура поверхности близка к приземной температуре воздуха, а в случае температурной инверсии этот вклад еще более сильный. В случае когда температура поверхности значительно выше, чем приземная температура воздуха, данный эффект становится слабовыраженным. На рис. 2 для сравнения приводится результат моделирования спектра без учета отраженного излучения [без второго слагаемого в (2)], но с излучательной способностью поверхности $\varepsilon_v = 1$.

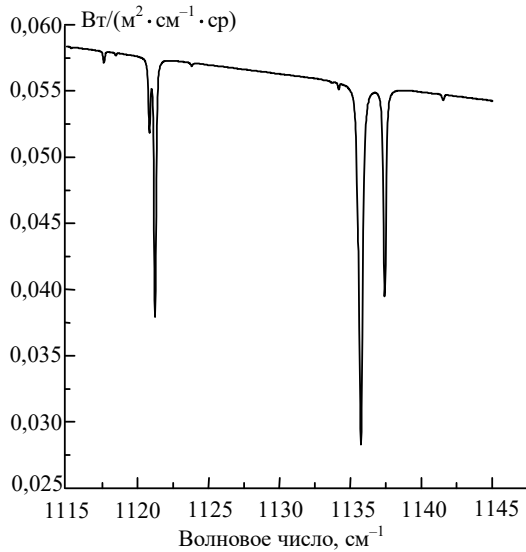


Рис. 2. Фрагмент модельного спектра в интервале 1115–1145 см^{-1} с разрешением $0,1 \text{ см}^{-1}$, определяемый линиями молекулы воды. Профиль температуры – US standard. Температура поверхности равна приземной температуре воздуха. Значение излучательной способности поверхности равно 1

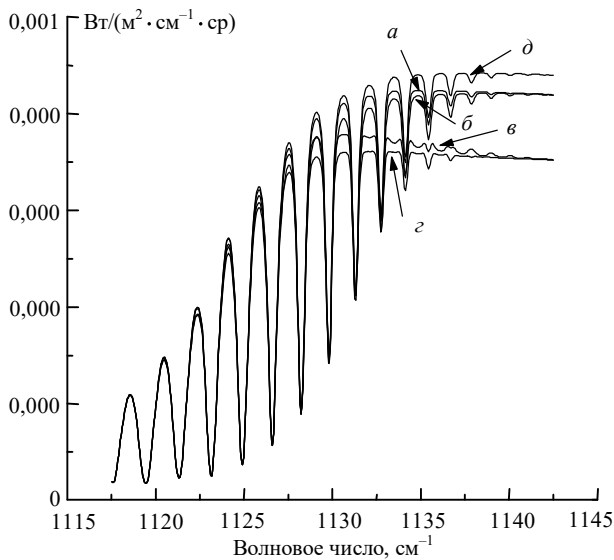


Рис. 3. Модельные спектры излучения: *a* – фрагмент модельного спектра над поверхностью пустыни в интервале $2385\text{--}2395 \text{ см}^{-1}$ с разрешением $0,1 \text{ см}^{-1}$, определяемый линиями молекулы углекислого газа. Профиль температуры – US standard. Температура поверхности равна приземной температуре воздуха. Данные по излучательной способности поверхности взяты из базы HITRAN-96 для пустыни. Вклад отраженного излучения учтен; *b* – то же, что и для *a*, но отраженное излучение не учитывается; *в* – то же, что и для *a*, но профиль температуры с инверсией. В модели US standard изменены значения температуры поверхности, приземной температуры воздуха и температуры воздуха на высоте 1 км на значения $T_s = 284 \text{ K}$, $T_0 = 288 \text{ K}$ и $T_1 = 287 \text{ K}$ соответственно. Отраженное излучение учтено; *г* – то же, что и для *в*, но без учета отраженного излучения; *д* – то же, что и для *в*, но значение излучательной способности поверхности равно 1

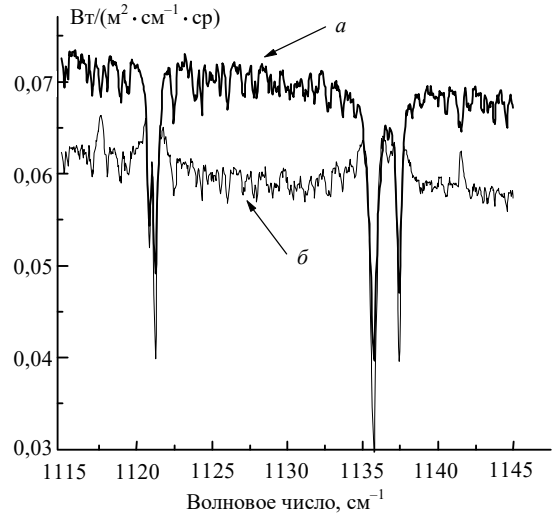


Рис. 4. Фрагменты ночного спектра: *a* – фрагмент ($1115\text{--}1145 \text{ см}^{-1}$) наблюдаемого сенсором IMG ночного спектра над океаном с температурой поверхности около 295 K ; *б* – тот же фрагмент ночного спектра над пустыней Сахара. Температура поверхности около 295 K . Наблюдается инверсия тех же слабых линий, что и на модельных спектрах рис. 1

Из сравнения полученных данных видно, что эффект, связанный с отражением ИК-излучения от поверхности, нельзя получить увеличением излучательной способности поверхности. На рис. 3 приведены расчетные спектры уходящего излучения в районе $2385\text{--}2395 \text{ см}^{-1}$ (участок спектра из Band2, IMG), демонстрирующие необходимость учета отраженного излучения при использовании этого интервала, например для восстановления профиля температуры.

На рис. 4 приведены характерные спектры уходящего излучения, наблюдаемые над Сахарой и тропическим океаном в ночное время сенсором IMG со спутника ADEOS. В ночное время температура поверхности близка к приземной температуре воздуха, и на приведенном спектре над Сахарой отчетливо видны характерные эффекты, связанные с вкладом отраженного излучения. В спектрах над океаном данный эффект пренебрежимо мал из-за высокой излучательной способности океана.

Следует отметить, что при восстановлении вертикальных профилей атмосферных составляющих, например паров воды, результат зависит от профиля наблюдаемой спектральной линии и, в частности, от поведения крыльев линий. Следовательно, учет отраженного излучения для таких экосистем, как пустыни, лиственные леса или сельскохозяйственные угодья, позволит получить более правильное поведение крыльев линий в спектре уходящего излучения и в результате уменьшить ошибку при определении профиля влажности в нижней атмосфере. Однако следует иметь в виду, что при температурной инверсии моделируемый спектр уходящего излучения без учета вклада отраженного потока имеет аналогичные особенности, как и в случае отсутствия инверсии, но с учетом отраженного излучения. Это обстоятельство необходимо также учитывать при восстановлении профиля температуры.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что в спектральных интервалах с относительно слабым поглощением

атмосферы необходимо учитывать эффект отраженного излучения, если излучательная способность наблюдаемой поверхности меньше 0,9. Это может быть особенно актуальным при зондировании в таких спектральных диапазонах, как Band2 и Band1 сенсора IMG, или аналогичных спектральных диапазонах сенсоров IASI [12] и TES [13].

1. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 280 с.
2. Smith W.L., Woolf H.M., Revercomb H.E. // *Appl. Opt.* 1991. V. 30. N. 9. P. 1117.
3. Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублев А.Н., Романов С.В., Романов П.Ю. // Исследование Земли из космоса. 1998. № 2. С. 3.
4. *IMG Project Technical Report, IMG Mission Operation & Verification Committee.* CRIEPI. March 30. Japan 1999.
5. Ma X.L., Schmit T.J., Smith W.L. // *J. of Appl. Meteorol.* 1999. V. 38. P. 501.
6. Rothman L.S., Rinsland C.P., Goldman A., Massie S.T., Edwards D.P., Flaud J.-M., Perrin A., Camy-Peyret C., Dana V., Mandin J.Y., Schroeder J., McCann A., Gamache R.R., Wattson R.B., Yoshino K., Chance K.V., Jucks K.W., Brown L.R., Nemtchinov V. and Varanasi P. // *JQSRT.* 1998. V. 60. P. 665–710.
7. Котляр И.Б., Новак Б.Л. // Исследование Земли из космоса. 1987. № 6. С. 57.
8. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Кобаяши Х., Шимота А. // *Оптика атмосферы и океана.* 2000. Т. 13. № 10. С. 910–913.
9. Тимофеев Ю.М., Мартынов А.А. // Исследование Земли из космоса. 1996. № 4. С. 12.
10. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташикун С.А. // *Оптика атмосферы и океана.* 1999. Т. 12. № 4. С. 372.
11. Griбанov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev V.I.G. // *JQSRT.* 2000. V. 68. N 4. C. 435.
12. Henault F., Miras D., Scheidel D. and Boubolt F. *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) performance evaluation // Proceedings of the 6th Int. Workshop on Atmospheric Science from Space Using Fourier Transform Spectrometry, October 3–5, 1995. San Juan Capistrano, USA.*
13. Beer R. *Tropospheric Emission Spectrometer (TES) // Proceedings of the 5th Workshop on Atmospheric Science from Space Using Fourier Transform Spectrometry, 78. Tokyo, Japan. Nov. 1994.*

K.G. Griбанov, F.M. Breon, and V.I. Zakharov. Effect of surface reflectance contribution on infrared emission spectra observed from Space.

The contribution of radiance emitted downward and reflected by the Earth's surface to the upward radiation going into Space within the 600–2500 cm^{-1} range is analyzed in this paper. Surface emissivities for various ecological systems were taken from HITRAN-96 database. The differences between 0,1 cm^{-1} resolution spectra simulated with and without account of the surface reflectance contribution cannot be neglected if the surface emissivities are $< 0,9$. The distinctions are appeared both quantitatively in wings of relatively strong lines and qualitatively in various displays of weak lines in a spectrum. Maximum effect is observed if the surface temperature is close to or lower than the air temperature at the surface level.

These effects were identified in IMG/ADEOS spectra observed over Sahara desert. Necessity to consider reflectance from surface in retrieval of atmospheric constituents' profiles of high-resolution spectra of thermal radiance observed from Space is discussed.