

Оценка альbedo подстилающих поверхностей Земли в инфракрасном диапазоне для перехода от радиационных температур к термодинамическим

П.В. Люшвин

*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии
107140 Москва, Верхняя Красносельская, 17
E-mail: lushvin@mail.ru*

При дистанционном зондировании Земли в инфракрасном диапазоне спектра получаются радиационные, а не термодинамические температуры земных покровов, различия температур порой превышают 5 К. Обусловлено это отличиями коэффициента излучения объектов от 1. Для оценки текущих значений коэффициента излучения необходимы спектральные измерения уходящей от Земли радиации, например, данные радиометров AVHRR или MODIS. Важнейшим при соответствующих расчетах является коррекция на искажающее влияние атмосферы, особое значение при этом имеют величины альbedo радиации, отраженной от аэрозоля. Для оценки текущих величин альbedo радиации, отраженной от аэрозоля, необходимо учитывать особенности волновой и корпускулярной природы излучения.

Ключевые слова: радиационные и термодинамические температуры, радиация, искажающее влияние атмосферы, аэрозоль.

Введение

При дистанционном зондировании Земли в инфракрасном диапазоне спектра получаются радиационные, а не термодинамические температуры земных покровов. Обусловлено это нечернотой земных покровов (отличиями коэффициента излучения от 1). Для оценки текущих значений коэффициента излучения необходимы спектральные измерения уходящей от Земли радиации. Важнейшим при соответствующих расчетах является коррекция на искажающее влияние атмосферы, особое значение при этом имеют величины альbedo радиации, отраженной от аэрозоля. Для оценки текущих величин альbedo радиации, отраженной от аэрозоля, необходимо учитывать особенности волновой и корпускулярной природы излучения.

При оценке характеристик земных покровов в оптическом диапазоне принято информацию об отражательных свойствах получать по данным в видимом и ближнем ИК-диапазонах, о температуре поверхностей в дальнем - тепловом ИК-диапазоне. Проблемным является коррекция на искажающее влияния атмосферы, разделение радиации на отраженную и рассеянную поверхностью земных покровов (солнечной и тепловой). При определении температур земных покровов ошибки за счет погрешностей в оценках текущего искажающего влияния аэрозольной составляющей безоблачной атмосферы достигают 1 К, за счет снижения инсоляции под аэрозольными облаками ИК-температуры падают до 3 К, ошибки за счет нечерноты земных покровов (отличия коэффициентов излучения от 1) доходят до 5 К [1]. Минимизировать эти погрешности удастся для объектов, у которых известен спектральный ход альbedo по данным хотя бы пяти спектральных измерений уходящий от Земли радиации (AVHRR, MODIS). **Ключевым является 3,7 мкм диапазон!**

Модельные представления и приближения

Величины альbedo земных покровов, сформированные отраженной и рассеянной поверхностью радиацией ($A_{\text{блик } \lambda}$), искажающим влиянием атмосферы ($\Psi(k_\lambda, \tau_\lambda)$, $A_{\text{атм. } \lambda}$), а для длин волн (λ) в видимом и ближнем ИК-диапазонах еще и радиацией, вышедшей из толщи земных покровов ($A_{\text{подст. пов } \lambda}$), представляем в следующем виде:

$$A_{0.6} = A_{\text{атм. } 0.6} + (A_{\text{блик } 0.6} + A_{\text{подст. пов. } 0.6}) * \Psi(k_{0.6}, \tau_{0.6}), \quad (1)$$

$$A_{0.8} = F_{0.8} * A_{\text{атм. } 0.6} + (A_{\text{блик } 0.8} + A_{\text{подст. пов. } 0.8}) * \Psi(k_{0.8}, \tau_{0.8}), \quad (2)$$

$$A_{3.7} = F_{3.7} * A_{\text{атм. } 0.6} + A_{\text{блик } 3.7} * \Psi(k_{3.7}, \tau_{3.7}),$$

(3)

где F_λ и $\Psi(k_\lambda, \tau_\lambda)$ – параметры, учитывающие спектральный ход искажающего влияния атмосферы. Эти параметры и $A_{\text{атм. } \lambda}$ взаимозависимы, их можно рассчитать используя процедуру «LOUTRAN» [2]. Величина $A_{3.7}$ рассчитывается по формуле Планка по данным измерений на длинах волн 3,7, 11 и 12 мкм. Для коррекции тепловой радиации на искажающее влияние водяного пара над безоблачными акваториями используются стандартные процедуры расщепленного окна, в иных ситуациях – метеорологическая информация из мировых центров погоды.

Отметим, что в процедурах типа «LOUTRAN» учет искажающего влияния атмосферы проводится в основном по волновой теории без учета всех особенностей корпускулярной теории распространения радиации [3]. В результате не удается однозначно пересчитать бликовую составляющую из среднего ИК-диапазона в видимый диапазон. Величина $A_{\text{блик } 3.7}$ порой превышает $A_{\text{блик } 0.6}$ в безоблачной атмосфере в 2 раза. С ростом размера аэрозоля, замутнения атмосферы, а также в прозрачной атмосфере значения $A_{\text{блик } \lambda}$ сближаются. Однако для объектов, на поверхности которых есть пленка воды, снега или льда, всегда должна быть неизменность $A_{\text{блик } \lambda}$ по спектру (Френелевские коэффициенты для воды и льда квазипостоянны во всем оптическом диапазоне). Эти расчетные несоответствия обусловлены более интенсивным отражением от аэрозоля длинных, чем коротких волн в не слишком замутненной атмосфере (где расстояния между соседними частицами аэрозоля превышают длины волн видимого и ближнего ИК-диапазонов, но сопоставимы с длинами волн среднего ИК-диапазона [3]). Чтобы учесть эту спектральную неоднородность (достигнуть неизменности $A_{\text{блик } \lambda}$ по спектру), дополнительно приходится ввести коэффициент редуции (Ω_λ) для параметра F_λ , зависимый от характерного размера аэрозоля (k_λ) и оптической толщины атмосферы (τ_λ). Исходя из анализа данных AVHRR/NOAA значения Ω_λ аппроксимировали величинами производных оптических толщин атмосферы. Для формализации оценок коэффициентов Ω_λ , и иных параметров атмосферы, используя процедуру «LOUTRAN», подготовили соответствующие матрицы, основывающиеся не на «морской», «городской» и прочих атмосферах, а на всевозможных размерах аэрозоля для атмосфер любых прозрачностей.

Границы использования

Система уравнений (1)-(3) решается итерационно для ситуаций, где известны спектральные тренды $A_{\text{блик } \lambda}$, $A_{\text{подст. пов. } \lambda}$ либо $\Psi(k_\lambda, \tau_\lambda)$. Критерием окончания итераций служит достижение спектрального постоянства $A_{\text{блик } \lambda}$. Это водные объекты (вода, снег, лед, облака), многие почвы и растительный покров. Для объектов с хлорофиллом, либо для сцен, где $A_{\text{подст. пов. } 0.6} \neq A_{\text{подст. пов. } 0.8}$, задается характерный размер аэрозоля и из итерационных подстановок τ_λ оценивается величина

отношения $A_{\text{подст.нов. } 0.6} / A_{\text{подст.нов. } 0.8}$, характеризующая вегетацию. Получив оценку отличия коэффициента излучения от 1, по формуле Планка, исходя из радиационной температуры подстилающей поверхности, осуществляется переход к термодинамической температуре. Актуально это для объектов, у которых неизвестно текущее положение элементарных отражательных площадок относительно горизонта или коэффициентов излучения – облаков, растительных покровов и вспененного моря, пленок на воде (включая нефтяные), поскольку коэффициент излучения пленок отличен от коэффициента излучения воды. За счет того, что в изложенном подходе нет жестких ограничений на прозрачность атмосферы и наличие солнечного блика для акваторий, а также влаги на поверхности суши, как в стандартных алгоритмах (для акваторий альbedo $\leq 16\%$), то площадные и временные возможности оценок параметров среды расширяются в три-четыре раза (для акваторий альbedo $\leq 50 \div 80\%$). Переход от радиационной к термодинамической температуре позволяет корректировать высоту верхней границы облаков до 1 км, для растительного покрова коррекция радиационной температуры особенно важна в ситуациях близких к заморозкам (нулевая радиационная температура может соответствовать положительной термодинамической) и к засухе (блик свидетельствует о наличии влаги) [4-6].

Использование описанного подхода позволяет в два - три сократить расхождение между радиационной и термодинамической температурами.

Литература

1. Успенский А.Б., Сутовский В.М. О дистанционном определении температуры подстилающей поверхности с учетом ее нечерноты по данным спутниковых измерений ИК-излучения в диапазоне 10,5 – 12,5 мкм // Тр. ГосНИЦИПР. 1989. Вып. 33. Серия Б. С.66-77.
2. Пахомов Л.А., Люшвин П.В., Чернявский Е.Б. Учет искажающего влияния атмосферы при оценке альbedo и температуры поверхности Каспийского моря по данным аппаратуры AVHRR спутников NOAA // Исследование Земли из космоса, 2004. Вып.4. С.68-72.
3. Перен де Бришамбо Ш. Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. М.: Мир, 1966. 319 с.
4. Люшвин П.В. Приближение спутниковых карт температуры поверхности воды (ТПВ) к картам ТПВ, построенным по данным контактных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. научн. статей. М.: GRANP polygraph, 2005. Т. II. С. 140-144.
5. Люшвин П.В., Кухарский А.В. Оценка состояния моря по AVHRR/NOAA // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. научн. статей. М.: ООО «Азбука-2000», 2006. Т. II. С. 130-134.
6. Люшвин П.В., Никитин П.А., Казанкова Э.Р. Спектральные характеристики сейсмогенных облаков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. научных статей. М.: ООО "Азбука-2000", 2008. Вып. 5. Т. I. С.363-370.

Estimation albedo surfaces of the Earth in an infra-red range for transition from radiating temperatures to thermodynamic

P.V. Lushvin

*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO)
17, V. Krasnoselskaya, Moscow, 107140
E-mail: lushvin@mail.ru*

At remote sounding the Earth in an infra-red range of a spectrum turn out radiating, instead of thermodynamic temperatures of terrestrial covers, distinctions of temperatures at times exceed 5 K. It is differences of factor of radiating of objects from 1. Spectral measurements of radiation leaving from the Earth are necessary for an estimation of current values of factor of radiation, for example, data of radiometers AVHRR or MODIS. The major at corresponding calculations is correction on deforming influence of an atmosphere, thus sizes albedo radiation reflected from an aerosol have special value. For an estimation of current sizes albedo radiation reflected from an aerosol, it is necessary to consider features of the wave and corpuscular nature of radiation.

Keywords: radiating and thermodynamic temperatures, radiating, correction on deforming influence of an atmosphere, aerosol.