

УДК 551.58 + 528.83

А.А. Кривобок, к.г.н.

Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Киев

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ГЕОСТАЦИОНАРНОГО СПУТНИКА MSG

Рассмотрены теоретические основы определения яркостной температуры верхней границы облачности, размеры которой меньше единичного элемента изображения. Показано, что яркостная температура облачности зависит от яркостной температуры подстилающей поверхности и степени покрытия облачностью единичного элемента изображения N . Предлагается использовать данные высокого пространственного разрешения для оценки N .

Ключевые слова: Яркостная температура, уравнение переноса излучения, спутник MSG

1. Введение.

Геостационарный спутник METEOSAT второго поколения (MSG) благодаря своим техническим характеристикам, в первую очередь за счет увеличения пространственного разрешения в видимом диапазоне до 1 км (канал HRVIS) и обновления данных через каждые 15 минут, может рассматриваться как достаточно надежное средство обнаружения и мониторинга развития особо опасных конвективных явлений. Разработанные ранее методы слежения за развитием конвективной облачности по спутниковым данным основывались на метеопараметрах, полученных по данным инфракрасного канала радиометра HRI спутника METEOSAT первого поколения [1]. Яркостная температура в этом канале позволяет описывать конвективную облачность с соответствующими свойствами (размер, направление движения, минимальная температура, градиенты температуры по пространству и времени). Тестирование показало, что точность автоматической идентификации конвективной и грозоопасной облачности составляет около 80% и 90% соответственно [1], но это в случае развития облака в течении нескольких часов. Если же процесс развития мощного облака составляет менее 60 минут, в этом случае точность его обнаружения существенно ниже. В этом случае, уже упоминавшиеся данные MSG должны улучшить точность и заблаговременность его обнаружения. Дело в том, что в момент зарождения кучевого облака его горизонтальные размеры меньше, чем пространственное разрешение пикселя (единичного элемента изображения размером 3×3 км) в инфракрасном канале данного спутника. В связи с этим, измеряемая со спутника яркостная температура пикселя, частично покрытого облачностью, существенно выше, чем реальная яркостная температура верхней границы облачности, что препятствует раннему обнаружению опасной конвективной облачности.

Данная работа посвящена этой проблеме и состоит из двух частей. В первой - описываются теоретические основы определения температуры верхней границы облачности по данным инфракрасного канала, имеющей незначительные горизонтальные размеры, меньше одного пикселя. Для корректировки температуры верхней границы облачности вводится параметр, описывающий долю покрытия пикселя облачностью, который определяется по данным видимого канала высокого пространственного

разрешения HRVIS. Во второй - проанализированы результаты восстановления параметров облачности (доля покрытия облачности и температура на верхней границе облачности) по предложенным методам по данным MSG-1.

2. Определение температуры верхней границы облачности по спутниковым данным

2.1 Уравнение переноса инфракрасного излучения для пикселя изображения, полностью покрытого облачностью

Интенсивность излучения I_c , измеряемое со спутников в инфракрасном диапазоне спектра над пикселем, полностью покрытым облачностью в случае не учета эффекта рассеяния в облаке выглядит следующим образом

$$I_c(\theta, \phi, \psi) = \varepsilon_c(\theta, \phi) B(T_c) \tau_{h_c}^H(\psi, \theta) + \int_{h_c}^H B(T(h)) \frac{\partial \tau_h^H(\psi, \theta)}{\partial h} \partial h + (1 - \varepsilon_c(\theta, \phi)) I_s(\theta, \phi, \psi) \tau_{h_c}^H(\psi, \theta), \quad (1)$$

где ε_c – коэффициент излучения облака;

T_c - температура на верхней границе облака;

$\tau_{h_c}^H$ - пропускание в слое атмосферы с высоты h_c до высоты H (H - высота верхней границы атмосферы, h_c - высота верхней границы облака);

$B(T)$ - функция Планка для температуры T ;

I_s - излучение с подстилающей поверхности;

θ и ϕ - зенитный и азимутальные углы спутника;

ψ - функция, описывающая состояние атмосферы (содержание водяного пара, давление, температура);

$\varepsilon_c(\theta, \phi) B(T_c) \tau_{h_c}^H(\psi, \theta)$ - данный член описывает излучение от верхней границы облака и дает основной вклад в формирование сигнала на верхней границе атмосферы на длинах волн, где поглощение незначительно. Для простоты обозначим его как I_c^{cc} .

$\int_{h_c}^H B(T(h)) \frac{\partial \tau_h^H(\psi, \theta)}{\partial h} \partial h$ - член, описывающий восходящее излучение от слоев атмосферы, расположенных выше облака. Его значение невелико, за исключением случаев низкой облачности в теплой, влажной тропической атмосфере. Обозначим его как ΔI_c .

$(1 - \varepsilon_c(\theta, \phi)) I_s(\theta, \phi, \psi) \tau_{h_c}^H(\psi, \theta)$ - член, описывающий восходящее излучение от подстилающей поверхности после поглощения в слое облака. Для случаев конвективной облачности им можно пренебречь.

Таким образом, для конвективных оптически плотных облаков, считая, что коэффициент излучения $\varepsilon_c = 1.0$ и, не учитывая зависимости от θ, ϕ, ψ , уравнение (1) можно записать как

$$I_c = I_c^{cc} + \Delta I_c . \quad (2)$$

2.2 Уравнение переноса инфракрасного излучения для безоблачного пикселя изображения

Излучение I_s , измеряемое со спутника над пикселем, не покрытым облачностью, в инфракрасном диапазоне спектра при условии не учета эффектов рассеяния в атмосфере описывается следующим образом

$$I_s(\theta, \phi, \psi) = \varepsilon_s(\theta, \phi) B(T_s) \tau_{h_s}^H(\psi, \theta) + \int_{h_s}^H B(T(h)) \frac{\partial \tau_h^H(\psi, \theta)}{\partial h} dh , \quad (3)$$

где ε_s - коэффициент излучения поверхности;

T_s – температура поверхности;

$\tau_{h_s}^H$ - пропускание слоя атмосферы от поверхности до верхней границы.

$\varepsilon_s(\theta, \phi) B(T_s) \tau_{h_s}^H(\psi, \theta)$ - данный член описывает излучение от подстилающей поверхности облака и дает основной вклад в формирование сигнала на верхней границе атмосферы на длинах волн, где поглощение незначительно. Для простоты обозначим его как I_c^{sc} .

$\int_{h_s}^H B(T(h)) \frac{\partial \tau_h^H(\psi, \theta)}{\partial h} dh$ - член, описывающий восходящее излучение от слоя атмосферы,

расположенного выше подстилающей поверхности до спутника. Обозначим его как ΔI_s . Упрощенная форма уравнения (3), в случае не учета зависимости от θ, ϕ, ψ , будет выглядеть следующим образом

$$I_s = I_c^{sc} + \Delta I_s . \quad (4)$$

2.3 Уравнение переноса инфракрасного излучения для пикселя изображения, частично покрытого облачностью

Предположим, что часть пикселя (N) покрыта облачностью, а остальная является безоблачной, в этом случае интенсивность излучения I_{IR} , измеряемая со спутника, будет выглядеть следующим образом

$$I_{IR} = N I_c + (1 - N) I_s . \quad (5)$$

Учитывая уравнения (2.4), перепишем уравнение (5) как

$$I_{IR} = N(I_c^{cc} + \Delta I_c) + (1 - N)(I_s^{sc} + \Delta I_s) , \quad (6)$$

$$I_c^{cc} + \Delta I_c = [I_{IR} - (1 - N)(I_s^{sc} + \Delta I_s)] / N. \quad (7)$$

2.4 Определение температуры верхней границы облака с учетом того, что часть пикселя (N) изображения покрыта облачностью

В инфракрасном диапазоне длин волн яркостная температура практически линейно зависит от интенсивности излучения, поэтому уравнение (7) можно переписать как

$$T_c^{cc} + \Delta T_c = [T_{IR} - (1-N)(T_s^{sc} + \Delta T_s)] / N. \quad (8)$$

Для наших дальнейших рассуждений запишем, что $T_c = T_c^{cc} + \Delta T_c$ является яркостной температурой верхней границы облачности, измеряемой со спутника над пикселем, частично покрытым облачностью, а $T_s = T_s^{sc} + \Delta T_s$ является яркостной температурой поверхности, тогда уравнение (8) может быть переписано как

$$T_c = [T_{IR} - (1-N) \cdot T_s] / N. \quad (9)$$

Таким образом, для оценки яркостной температуры верхней границы облачности, частично покрывающей пиксель изображения, необходимо получить яркостную температуру подстилающей поверхности T_s и оценить степень покрытия пикселя облачностью N .

3. Оценивание N по данным видимого канала высокого пространственного разрешения спутника MSG

Учитывая, что измерения в канале HRVIS спутника MSG проводятся с более высоким пространственным разрешением, чем в инфракрасном, то естественно, что они позволяют обеспечить более раннее и точное обнаружение конвективной облачности. В работе [2] показано, что измерения в видимых каналах более чувствительны к присутствию облачности в поле зрения прибора на ее ранних стадиях развития.

3.1 Основные определения

Интенсивность отраженного солнечного излучения (I_{VIS}), измеряемого со спутников над пикселем изображения, частично покрытого облачностью в видимых каналах, может быть записана в следующем виде

$$I_{VIS} = N \times I_{cvis} + (1-N) \times I_{svis}, \quad (10)$$

где N – часть пикселя, покрытого облачностью;

I_{cvis} - излучение регистрируемое на спутнике от части пикселя, покрытого облачностью;

I_{svis} - излучение регистрируемое на спутнике от безоблачной части пикселя.

После процедуры калибровки спутниковых данных уравнение (10) может быть переписано в следующем виде

$$R_{VIS} = N \times R_{cvis} + (1-N) \times R_{svis}, \quad (11)$$

где R_{VIS} – измеряемое альbedo;

R_{cvis} - альbedo на верхней границе атмосферы (ВГА) от части пикселя, покрытого облачностью;

R_{svis} - альbedo на ВГА от безоблачной части пикселя.

Из уравнения (11) N можно оценить как

$$N = \frac{R_{vis} - R_{svis}}{R_{cvis} - R_{svis}}. \quad (12)$$

Таким образом, для определения N необходимо найти значения R_{cvis} и R_{svis} .

3.2 Определение R_{svis} с использованием метода «ближайшего пикселя»

Идея метода, подробно описанного в [3], заключается в нахождении на изображении ближайшего к исследуемому, частично покрытому облачностью пикселю, безоблачного пикселя, имеющего такое же значение R_{svis} на верхней границе атмосферы как исследуемый, в том случае, если последний был бы безоблачным. Общеизвестно, что значение альbedo на верхней границе атмосферы в видимом диапазоне спектра зависит от значений альbedo подстилающей поверхности и вклада атмосферы, который определяется содержанием водяного пара (вкладом аэрозольного рассеивания мы пренебрегаем). Поэтому для нахождения соответствующей пары пикселей на изображении мы исходили из того, что такие пиксели будут иметь одинаковые значения альbedo на верхней границе атмосферы, если они имеют близкие значения альbedo на подстилающей поверхности и содержание водяного пара над ними будет таким же. Для этого мы использовали базу данных значений альbedo подстилающей поверхности в видимом диапазоне спектра, созданной по данным AVHRR [4] и среднемесячные характеристики содержания водяного пара в атмосфере [5]. В связи с тем, что исходные данные спектрального альbedo HRV отличаются от данных спектрального альbedo AVHRR, мы привлекли дополнительно, данные, характеризующие тип подстилающей поверхности [6]. Мы исходили из того, что, если пара пикселей принадлежит к одному типу подстилающей поверхности и имеет сходные значения альbedo (AVHRR), то они будут иметь и близкие значения альbedo подстилающей поверхности, измеряемые HRV. Найденная пара пикселей будет иметь одинаковые значения R_{svis} , если содержание водяного пара над ними будет одинаковым.

Данный метод применим для ограниченных по размерам фрагментам изображений (150×100 пикселей), где углы, определяющие геометрию наблюдений, изменяются незначительно, и вследствие этого альbedo каких-либо объектов не зависит от изменения этих углов.

3.3. Определение R_{cvis}

Метод основан на расчете R_{cvis} облачного слоя путем моделирования переноса излучения в видимом диапазоне в облачной среде. Теоретические расчеты и реальные наблюдения [7] показывают, что для оптически плотной облачности (>100) альbedo на верхней границе облачности в основном не зависит от дальнейшего роста оптической толщины облака (рис.1). Конвективные облака являются оптически плотными, даже если

их геометрические размеры незначительны [8]. В табл. 1 приведены наблюдаемые значения эффективного радиуса r и водности облака (LWC) [9], которые используются для расчета оптической толщины τ_{ai} . Эта величина рассчитывается по следующей формуле [10]

$$\tau_{ai} = (3CLWP)/(2r\rho_w), \quad (13)$$

где ρ_w - плотность воды;

$CLWP=LWC \times H$, где H – высота облака.

Для расчета оптической толщины облака мы предполагали, что вертикальные геометрические размеры (высота) облака на начальной стадии изменялась от 500 до 1500 метров. Рассчитанные значения τ_{ai} для различных r и LWC приведены в табл.2. Вариации оптической толщины довольно значительны и зависят от фазы развития и вертикальных размеров облака, однако заметные изменения альбеда облака будут наблюдаться только для случаев, когда $\tau_{ai} < 100$ (рис.1). Для оценки альбеда пикселя, полностью занятого облачностью (R_{cvis}), мы использовали значение оптической толщины 100, что соответствует развивающемуся кучево-дождевому облаку с вертикальными размерами 700 м. Для расчетов мы использовали одномерную модель переноса излучения в плоско-параллельной облачности.

Таблица 1 - Микрофизические параметры различных типов кучевой облачности [9]

| Континентальные Облака | Тип облака | r , мк | LWC , г/м ³ |
|------------------------------------|------------------------------------|----------|--------------------------|
| | Кучевые (чистые) | 5.8 | 0.26 |
| | Кучевые (загрязненные) | 4.0 | 0.3 |
| | Кучево-дождевые (развивающиеся) | 7-10 | 1-3 |
| Кучево-дождевые (распадающиеся) | 9-10 | 1.0-1.5 | |

Таблица 2 - Рассчитанные значения оптической толщины различных типов конвективной облачности

| Тип облачности | | τ_{ai} | | | |
|----------------|----|--|--|---|---|
| H , м | Cu | Кучевые (чистые) $r=5.8$; $LWC=0.26$ | Кучевые (загрязненные) $r=4.0$; $LWC=0.3$ | Кучево-дождевые (развивающиеся) $r=7.0$; $LWC=1.0$ | Кучево-дождевые (распадающиеся) $r=9.0$; $LWC=1.0$ |
| | | 500 | | 33.6 | 56,3 |
| 1000 | | 67.2 | 112.6 | 150 | 166.8 |
| 1500 | | 100.9 | 168.4 | 225 | 250.2 |

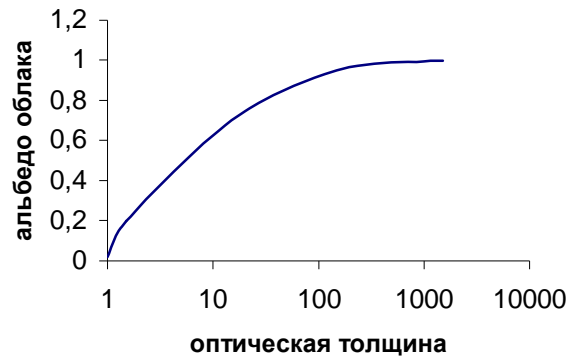


Рисунок 1 - Зависимость альbedo облака от оптической толщины и водности облака [7].

3.4 Метод расчета N с помощью данных HRVIS

Исходя из того, что пространственное разрешение IR10.8 и HRVIS каналов различное, т.е. один IR10.8 пиксель содержит девять HRVIS пикселей, расчет N осуществляется следующим образом:

а) рассчитывается N_{HR} для каждого пикселя HRVIS в соответствующем IR10.8 по формуле

$$N_{HR} = (R_{vis} - R_{svis}) / (R_{cvis} - R_{svis}), \quad (14)$$

где R_{vis} - альbedo исследуемого HRVIS пикселя;

R_{svis} - значение альbedo безоблачного пикселя;

R_{cvis} - альbedo облачного HRVIS пикселя.

б) рассчитывается N одного IR10.8 пикселя, как среднее девяти HRVIS пикселей

$$N = \left(\sum_{i=1}^{N_{cl}} N_{HR,i} \right) / 9. \quad (15)$$

Список литературы

1. *Validation report for the PGE11 of the SAFNWC/MTP (SAF/NWC/IOP/MFT/SCI/VAL-01).*
2. *Wielicki B., Parker L., 1992, On the determination of cloud cover from satellite sensors : The effect of sensor resolution. J.Geophys.Res., 97, 12,799-12,823.*
3. *Kryvobok, O., 2005, Monitoring characteristics of young convective clouds for RDT product using MSG data, Visiting Scientist Report, SAF/NWC/IOP/MFT/SCI/RP/02.p.49*

4. Gutman G., Tarpley D., Ignatov A., and Olson S., 1995. The enhanced NOAA global land dataset from the Advanced Very High Resolution Radiometer, Bulletin of the American Society, 76 (7) 1141-1156.
5. Oort A.H., 1983, Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. NOAA professional Paper No. 14.
6. <http://edcdaac.usgs.gov/glcc/glcc.asp>
7. Calahan, R., Ridgway, W., Wiscombe, W., 1994. Independent Pixel and Monte-Carlo Estimates of Stratocumulus Albedo, J.Atm.Sci., 51,3776-3790.
8. O'Hirok, W. and Gautier C., 1998. A Three-Dimensional Radiative Transfer Model to Investigate the Solar Radiation with a Cloudy Atmosphere. Part I: Spatial Effects, J.Atm.Sci., 55, 2162-2179.
9. Rosenfeld, D. and I. M. Lensky, 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 2457-76.
10. Stephens, G.L., 1978. Radiation profiles in extended water clouds. Part II: Parametrization schemes. J.Atm.Sci., 35, 2123-2132.

Теоретичні основи відновлення температури верхньої межі хмар за даними геостатичного супутника MSG. Кривобок О.А.

Розглянуті теоретичні основи визначення температури верхньої межі хмар, розміри якої менші, ніж одиничний елемент зображення. Показано, що температура хмарності залежить від яскравісної температури підстильної поверхні і ступеня покриття хмарністю одиничного елемента зображення N. Пропонується використовувати дані високого просторового розрізнення для оцінки N.

Ключові слова: Яскравісна температура, рівняння переносу випромінювання, супутник MSG

The theory of cloud top temperature retrieval for cloudiness using the data from geostationary satellite MSG. Kryvobok O.A.

The theory of cloud top temperature retrieval of cloud, which size is less than a pixel is discussed. It is shown that the brightness temperature of cloud depends on surface albedo and cloud fraction N. It is suggested to use high resolution visible data for obtaining N.

Key words: Brightness temperature, equation of radiative transfer, MSG satellite