

А.Г. Лактионов, Н.А. Луцева, В.А. Мироненко, В.С. Суетин

### МОДЕЛЬ УХОДЯЩЕГО КОРОТКОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НАД ТИХИМ ОКЕАНОМ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА «ИНТЕРКОСМОС-21»

Проведена статистическая обработка измерений яркости  $\bar{B}_\lambda$  системы «океан—атмосфера» над Тихим океаном  $0-30^\circ$  с.ш. Предложена зависимость  $\bar{B}_\lambda$  от оптической массы атмосферы и длины волны в диапазоне спектра  $0,4-0,8$  мкм. Полученные данные сопоставлены с аналогичной моделью для Атлантики  $0-30^\circ$  с. ш.

В [1] приведены результаты обработки измерений яркости уходящего излучения системы «океан—атмосфера» над Атлантическим океаном. В данной статье сообщаются результаты обработки аналогичных измерений спектральной яркости  $B_\lambda$  системы «океан—атмосфера» над экваториальной областью Тихого океана  $0-30^\circ$  с.ш.

Измерения проводились в течение полутора лет (1981—1982 гг.) с борта ИСЗ «Интеркосмос-21» при непрерывном трассовом зондировании и ориентации оси визирования в надир. Высота полета спутника 500—600 км, угол поля зрения спектрометра  $\sim 1^\circ$ , суммарная ошибка измерения  $B_\lambda \sim 3\%$ . Яркость уходящего излучения системы «океан—атмосфера» фиксировалась в 13 спектральных каналах видимой области спектра (0,415—0,823 мкм).

Статистической обработке подвергнуты  $\sim 68000$  измерений над Тихим океаном  $0-30^\circ$  с.ш., которые были сгруппированы по сезонам года и шести диапазонам зенитных углов Солнца  $z_\odot$ :  $0-30$ ;  $30-60$ ;  $60-75$ ;  $75-80$ ;  $80-85$ ;  $85-90^\circ$ . Для указанных массивов получены статистические характеристики, а также составлена выборка измерений, соответствующих безоблачным условиям. Количество измерений в безоблачных ситуациях составило около 7570. Для района Тихого океана  $0-30^\circ$  с.ш. отмечаются незначительные сезонные изменения спектров яркости в основном не более 30%, поэтому в дальнейшем обработка всех полученных данных ведется вне зависимости от сезона года.

В отличие от [1] при анализе результатов измерений  $B_\lambda$  над Тихим океаном из обработки были исключены данные в диапазоне зенитных углов Солнца  $0-30^\circ$ , где возможны дополнительные потоки восходящего излучения, обусловленные зеркальным отражением от морской поверхности. Таким образом, данные обработки измерений над Тихим океаном являются более репрезентативными по сравнению с данными аналогичной обработки над Атлантическим океаном, где не проводилось выделение диапазона зенитных углов Солнца  $z_\odot$   $0-30^\circ$ .

Целью нашей работы являлось определение зависимости спектральной яркости уходящего излучения системы «океан—атмосфера»  $\bar{B}_\lambda$  от оптической массы атмосферы  $m_\odot$  (функции зенитного угла Солнца  $z_\odot$ ) и длины волны света  $\lambda$  в условиях безоблачной атмосферы.

Анализ зависимостей  $\bar{B}_\lambda(m_\odot)$  показал, что они хорошо аппроксимируются функцией вида

$$\bar{B}_\lambda = \beta_0 (m_\odot + 1)^{\beta_1}. \quad (1)$$

Коэффициенты регрессии  $\beta_0$  и  $\beta_1$  найдены по методу наименьших квадратов с уточнением МНК-оценок. Расчет коэффициентов корреляции для всех спектральных каналов подтвердил их высокий уровень (0,86—0,99), проверка значимости коэффициентов корреляции проводилась по  $r$ -критерию.

Анализ изменения  $\beta_1$  по спектру показал, что для него характерна линейная зависимость от длины волны (в [1] такая зависимость не прослеживалась):

$$\beta_1 = 1,48\lambda - 1,57 \quad (2)$$

с коэффициентом корреляции  $R = 0,98$ , доверительные интервалы для коэффициентов регрессии (2) составляют  $1,48 \pm 0,33$  и  $1,57 \pm 0,22$  для уровня значимости  $\lambda = 0,3$ .

Спектральный ход коэффициента регрессии  $\beta_0$  был представлен в виде

$$\beta_0 = (a/\lambda^4 + c) S_\odot \lambda \quad (3)$$

где  $E = \pi S_\odot \lambda$  — спектральная солнечная постоянная. Коэффициенты регрессии определялись по нелинейному МНК:  $a = 0,008 \pm 0,001$  и  $c = 0,002 \pm 0,008$  для  $\alpha = 0,3$ . Относительная среднеквадратиче-

ская погрешность аппроксимации для всех длин волн равна ~ 5% за исключением полосы поглощения молекулярным кислородом. В этой области спектра введен корректирующий коэффициент  $r_\lambda$  значения которого приведены в таблице.

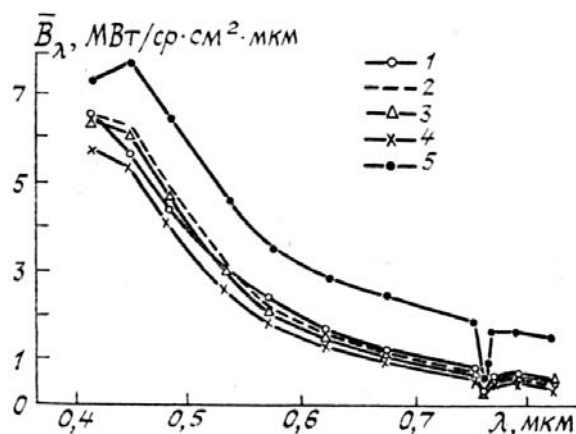
Относительная среднеквадратичная погрешность аппроксимации соотношением (4)  $\delta\bar{B}_\lambda$ , коэффициенты вариации спутниковых данных  $\kappa_\lambda$ , значения  $r_\lambda$

$\lambda$ , мкм	0,415	0,449	0,483	0,534	0,569	0,621	0,676	0,758	0,761	0,763	0,767	0,794	0,823
$\delta\bar{B}_\lambda$ , %	12	17	15	15	33	29	21	23	26	18	25	24	19
$\kappa_\lambda$ , %	26	26	29	35	40	45	49	43	69	62	44	71	64
$r_\lambda$	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,29	0,49	0,82	1,0	1,0
$S_{\odot\lambda}$ мВт/ср × × см <sup>2</sup> ·мкм	54,78	63,28	63,28	60,10	58,66	53,79	47,40	39,63	39,15	38,93	38,36	36,92	33,90

С учетом вышеизложенного зависимость яркости уходящего излучения системы «океан – атмосфера»  $\bar{B}_\lambda$  от  $\lambda$  и зенитного угла Солнца  $z_\odot$  (или  $m_\odot$ ) может быть представлена следующим статистически обоснованным соотношением:

$$B_\lambda/S_{\odot\lambda} = \left( \frac{0,008}{\lambda^4} + 0,002 \right) r_\lambda (m_\odot + 1)^{1,48\lambda - 1,57}. \quad (4)$$

Относительная среднеквадратичная погрешность аппроксимации экспериментальных данных  $\delta\bar{B}_\lambda$  соотношением (4) для  $\alpha = 0,3$  представлена в таблице, где приведены также коэффициенты вариации яркости по спутниковым данным.



Среднее спектральное распределение яркости системы «океан – атмосфера»: кривая 1 — результат расчета по (4) для Тихого океана ( $z_\odot = 43,8^\circ$ ); экспериментальные данные по Тихому океану: 2 — весна ( $z_\odot = 45,3^\circ$ ), 3 — лето ( $z_\odot = 43,8^\circ$ ), 4 — осень ( $z_\odot = 37,9^\circ$ ); 5 — результаты расчета по (5) в работе [1] для Атлантического океана ( $z_\odot = 43,8^\circ$ )

Результаты расчетов по (4) для  $z_\odot = 43,8^\circ$  показаны на рисунке кривой 1. Там же представлены осредненные результаты прямых измерений для трех сезонов года.

Как видно из рисунка, предложенное соотношение удовлетворительно аппроксимирует эмпирические данные. Также на рисунке (кривая 5) показаны результаты расчета спектра уходящего излучения над Атлантикой 0–30° с.ш. по соотношению (5) в [1]. Осредненные абсолютные величины спектральной яркости уходящего излучения системы «океан – атмосфера» над Атлантикой более высокие по сравнению  $\bar{B}_\lambda$  с зарегистрированными в то же самое время, той же аппаратурой над Тихим океаном 0–30° с.ш. Разница между ними слабо зависит от длины волны, что может быть связано с наличием крупнодисперсного аэрозоля над экваториальной Атлантикой [2] (при одинаковом типе подстилающей поверхности), это приводит к нейтральному светорассеянию.

Полученные в настоящей статье и в [1] соотношения следует рассматривать как статистические модели уходящего коротковолнового излучения над экваториальными районами Тихого и Атлантического океанов.

1. Лактионов А.Г., Луцева Н.А., Мироненко В.А., Суетин В.С. // Оптика атмосферы. Т. 3. № 1. 1990. С. 97.
2. Лактионов А.Г. // Равновесная гетерогенная конденсация. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 160 с.

Институт прикладной геофизики  
имени академика Е.К. Федорова Госкомгидромета СССР, Москва,  
Морской гидрофизический институт АН УССР, Севастополь

Поступила в редакцию  
26 июня 1990 г.

A.G. Laktionov, N.A. Lutseva, V.A. Mironenko, V.S. Suetin. **Model of Outgoing Short-wave Radiation over the Pacific Ocean from «INTERKOSMOS-21» Satellite Data.**

Statistical treatment of spectral brightness  $B_\lambda$  measurements of the atmosphere-ocean system over the Pacific Ocean ( $0-30^\circ$  N) is performed. A dependence of  $B_\lambda$  on the atmospheric optical mass and on the wavelength in the  $0,4-0,8 \mu\text{m}$  range are suggested. The obtained data are compared with analogous model for the Atlantic Ocean ( $0-30^\circ$  N).