

С.И. Авдюшин, А.Г. Лактионов, Н.А. Луцева, В.А. Смеркалов, В.С. Суетин, С.П. Шутиков

**СТАТИСТИЧЕСКАЯ ЗАВИСИМОСТЬ УХОДЯЩЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ НАД ОКЕАНОМ ОТ КОЛИЧЕСТВА ОБЛАКОВ**

Рассматривается влияние поля облачности на спектральную яркость уходящего коротковолнового излучения. Проведена статистическая обработка измерений спектральной системы «океан — атмосфера»  $B_\lambda$  и количества облаков  $n$  над Атлантическим океаном  $0-30^\circ$  с.ш. Предложена статистически обоснованная зависимость  $B_\lambda$  от  $n$ , длины волны  $\lambda$  оптической массы атмосферы  $m_o$ .

Большинство имеющихся теоретических и эмпирических моделей по расчету уходящей радиации базируются, как правило, на рассмотрении процессов в безоблачной атмосфере [1, 2, 3]. В реальных условиях безоблачная погода (0–2 балла) над океанами наблюдается в среднем не более чем в 15% случаев [4].

Поэтому важным представляется построение статистической экспериментальной модели уходящей радиации, учитывающей изменение количества облаков.

Существующие модели альbedo системы «земля — атмосфера» построены по результатам самолетных радиационных измерений [5]. В настоящее время наиболее статистически обеспеченными являются спутниковые данные общего количества облачности.

Предлагаемая модель построена на основе сопоставления двух массивов космических наблюдений — облачности и уходящей коротковолновой радиации (0,4–0,8 мкм). Данные измерений согласованы по времени и по рассматриваемому региону Атлантического океана ( $0-30^\circ$  с. ш.).

Измерения уходящей радиации проводились в течение полутора лет (1981–1982 гг.) с борта ИСЗ «Интеркосмос-21» многоканальным спектрофотометром при непрерывном трассовом зондировании и ориентации оси визирования в надир. Угол поля зрения спектрометра  $\sim 1^\circ$ , суммарная ошибка измерений спектральной яркости системы «океан — атмосфера»  $\sim 3\%$ . Величина  $B_\lambda$  фиксировалась в 13 спектральных каналах видимой области спектра (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 мкм).

Статистической обработке были подвергнуты  $\sim 47\ 000$  измерений, которые сгруппированы по пяти диапазонам зенитных углов Солнца  $Z_\odot$ : 0–60, 60–75, 75–80; 80–85 и 85–90°. Для района Атлантики  $0-30^\circ$  с. ш. отмечались незначительные сезонные изменения спектров яркости (не более 30%), поэтому обработка всех полученных данных велась вне зависимости от сезона года.

Данные ежедневных спутниковых наблюдений за облачностью, предоставленные ВНИИГМИ МЦД, привязаны к узлам регулярной сетки  $5^\circ \times 10^\circ$ . При построении модели использовались результаты расчетов статистических характеристик облачности, полученные за период 1981–1982 гг. и относящиеся к зоне Атлантики  $0-30^\circ$  с. ш. Массив измерений  $\sim 25\ 000$ , рассчитанные статистические параметры (математическое ожидание, среднеквадратическое отклонение и т. д.) хорошо согласуются с аналогичными величинами за 1971–1980 гг. [4].

Альbedo облаков много больше альbedo океана, поэтому существует достаточно жесткая связь между потоками уходящей радиации и количеством облаков  $n$  над океанами. Исходя из этого, каждое измерение спектральной яркости системы «океан — атмосфера»  $B_\lambda$  характеризуется определенным значением  $n$ . Модель связи уходящей радиации с общим количеством облаков строилась на гипотезе соответствия статистических характеристик имеющихся массивов  $B_\lambda$  и  $n$ . При построении модели зависимость  $B_\lambda(n)$  аппроксимировалась следующим соотношением:

$$B_\lambda(n) = B_{0\lambda} + n^\alpha (B_{1\lambda} - B_{0\lambda}), \quad (1)$$

где  $B_{0\lambda}$  — спектральная яркость уходящего излучения системы «океан — атмосфера» при  $n = 0$ ;  $B_{1\lambda}$  — спектральная яркость уходящего излучения системы «океан — атмосфера» в условиях сплошной облачности  $n = 1$ ;  $n$  — количество облаков (балл облачности, деленный на 10).

Величина  $\alpha$  определялась из (1) в предположении соответствия функций распределения величин  $n$  и  $B_\lambda$ , при этом опорными точками брались значения  $n$  и  $B_\lambda$ , соответствующие 10 и 90% вероятности их ре-

гистрации. Для рассматриваемых массивов измерений 10%-я вероятность наблюдения спектральной яркости уходящего излучения соответствует 2 баллам облачности, а 90%-я — 9 баллам облачности.

Анализ изменения показателя степени  $\alpha$  в соотношении (1) выявил, что для него характерна зависимость от оптической массы атмосферы  $m_{\odot}$  (функции зенитного угла Солнца  $Z_{\odot}$ ) и для всех рассматриваемых длин волн может быть представлена в следующем виде:

$$\alpha = 2,5 m_{\odot}^{-0,1}. \quad (2)$$

Далее из (1) с учетом (2) определялись  $B_{0\lambda}$  и  $B_{1\lambda}$  для всех пяти диапазонов зенитных углов Солнца. Было найдено, что зависимости  $B_{0\lambda}$  и  $B_{1\lambda}$  от длины волны  $\lambda$  и оптической массы атмосферы  $m_{\odot}$  удовлетворительно аппроксимируются выражениями:

$$B_{0\lambda} = (0,008/\lambda^4 + 0,025) (m_{\odot} + 1)^{-1} S_{\odot} \lambda; \quad (3)$$

$$B_{1\lambda} = 0,47 m_{\odot}^{-1} \bar{S}_{\odot} \lambda, \quad (4)$$

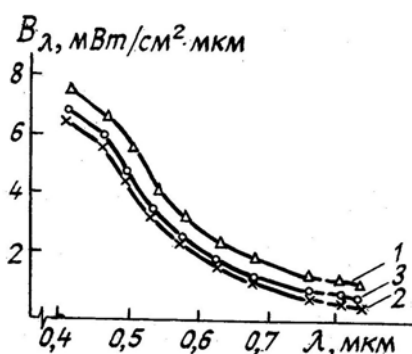
где  $E = \pi S_{\odot}$  — спектральная солнечная постоянная.

Проверка предлагаемой модели проводилась путем расчета спектральной яркости системы «океан — атмосфера» при среднем значении  $n = 0,6$  для рассматриваемого региона и  $n = \bar{n} \pm \sigma / 2$  ( $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение). Расчетные величины  $B_{\lambda}(n)$  сопоставлялись со статистическими характеристиками измерений  $\bar{B}_{\lambda}$  и  $\bar{B}_{\lambda} \pm \sigma / 2$ . Средняя погрешность аппроксимации не превышает 10%.

Необходимо отметить, что не рассматривались длины волн 0,761; 0,763 и 0,767 мкм, где имеется поглощение молекулярным кислородом. Кроме того, для  $\lambda = 0,823$  мкм измеренные величины  $B_{\lambda}$  при малооблачной погоде оказались близкими к уровню шумов аппаратуры, что привело к некоторому увеличению ошибок аппроксимации.

В диапазоне зенитных углов Солнца 85—90°, где значительно изменение оптической массы атмосферы, а также велики коэффициенты вариации измеренных величин  $B_{\lambda}$ , предложенная модель дает только оценочные значения спектральной яркости уходящего излучения. Средняя погрешность аппроксимации в данном диапазоне ~ 30%.

В [2, 3] получены эмпирические соотношения оценки спектральной яркости  $B_{\lambda}$  в условиях безоблачной атмосферы для Атлантики 0—30° с. ш. и Тихого океана 0—30° с. ш. На рисунке приведены данные расчета  $B_{\lambda}$  (кривая 1 — Атлантика 0—30° с.ш. [2], кривая 2 — Тихий океан 0—30° с.ш. [3]) для  $Z_{\odot} = 43,8^{\circ}$ . Результаты расчета по формуле (3) показаны кривой 3 также для  $Z_{\odot} = 43,8^{\circ}$ . Как видно из рисунка, различие величин  $B_{0\lambda}$  (кривая 3) и  $B_{\lambda}$  (кривая 1) не превышает 30% при  $\lambda \leq 0,6$  мкм и увеличивается до 100% при  $\lambda = 0,823$  мкм. Это можно считать вполне удовлетворительным согласием, учитывая значительные коэффициенты вариации измерений  $B_{\lambda}$  в красной области спектра и существенное различие в методах расчета  $B_{0\lambda}$  и  $B_{\lambda}$  [2]. Величины  $B_{\lambda}$  для Тихого океана 0—30° с.ш. оказались достаточно близкими к данным расчета  $B_{0\lambda}$  для экваториального района Атлантического океана.



Среднее спектральное распределение яркости системы «океан — атмосфера» ( $m_{\odot} = 1,36$ ): 1 — результат расчета [2] для Атлантического Океана; 2 — результат расчета [3] для Тихого океана; 3 — результат расчета по (3) для Атлантического океана

Переходя к анализу полученной модели (соотношения (1)–(4)), следует сопоставить ее с имеющимися моделями альbedo системы «земля — облачная атмосфера». В работе [5] была найдена поправка к зависимости величины альbedo  $\Delta A$  за счет наличия облаков в виде

$$\Delta A = 0,1 n / (0,826 - 0,6 n). \quad (5)$$

Соотношение (5) может быть аппроксимировано в области  $n > 0,4$  зависимостью

$$\Delta A = 0,43 n^{2,5}, \quad (6)$$

где  $n$  — балл облачности, деленный на десять. В работе [5] также проанализирована повторяемость альbedo верхней границы облаков  $A_n$  при  $n = 0,8 \div 1,0$ . Наиболее вероятным значением  $A_n$  оказалась величина  $0,41 \div 0,49$ . Зависимости альbedo (6) и спектральной яркости системы «океан — атмосфера» (1—2) от количества облаков близки между собой.

Таким образом, данная модель может быть использована для расчета спектральной яркости уходящего коротковолнового излучения над экваториальными районами Атлантики при любой степени покрытия небосвода облаками.

1. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике /Под ред. Г.И. Марчука. Новосибирск; Наука, 1976. 233 с.
2. Лактионов А. Г., Луцева Н. А., Мироненко В. А., Суетин В. С. //Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 1. С. 97.
3. Лактионов А. Г., Луцева Н. А., Мироненко В. А., Суетин В. С. //Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 1. С. 104.
4. Глобальное поле облачности /Под ред. Л.Т. Матвеева. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 278 с.
5. Радиация в облачной атмосфере /Под ред. Е.М. Фейгельсон. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 280 с.

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

Поступила в редакцию  
18 августа 1991 г.

S.I. Avdyushin, A.G. Laktionov, N.A. Lutseva, V.A. Smerkalov, V.S. Suetin, S.P. Shutikov. **Statistical Dependence of Outgoing Short-Wave Radiation Irradiance on the Cloud Amount over the Ocean.**

Cloud field influence on the irradiance of outgoing short-wave radiation is analyzed. Data of statistical processing of the spectral irradiance  $B_\lambda$  measurements of the atmosphere—ocean system and cloud amount  $n$  over the Atlantic Ocean ( $0-30^\circ \text{N}$ ) are presented. A statistically proved dependence of  $\bar{B}_\lambda$  on the atmospheric optical mass,  $m_\odot$ ,  $n$  as well as on the wavelength in the  $0,4$  to  $0,8 \mu\text{m}$  range is proposed.