

А. А. БУЗНИКОВ, член-корреспондент АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВ,
О. И. СМОКТИЙ

О ФОРМИРОВАНИИ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ВБЛИЗИ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА ДВУХ ОДНОРОДНЫХ СРЕД НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Проблема формирования спектров отраженного солнечного излучения вблизи границы раздела двух оптически однородных сред, которая не рассматривалась до настоящего времени из-за больших теоретических и экспериментальных трудностей, важна для исследования частотно-контрастных оптических характеристик атмосферы и наземных объектов, спектральных передаточных функций яркостей и контрастов природных образований при съемке Земли с космического аппарата или самолета ⁽¹⁻³⁾.

Обозначим через $I_i(0, \eta, \xi, \varphi)$ интенсивность монохроматического излучения, отраженного двумя однородными полуплоскостями и измеренного на уровне верхней границы атмосферы при $\tau=0$ (индекс $i=1,2$ показывает положение полуплоскостей относительно границы раздела, переменные $\tau, \tau_0, \eta, \xi, \varphi$ определены в ⁽²⁾, индекс λ — длина волны — для простоты записи в дальнейшем будем опускать).

В работе ⁽⁴⁾, исходя из предположения о существовании по обе стороны от границы раздела переходной зоны оптической неоднородности и равенства спектральных яркостей дымок над ней $I_{\lambda,1}=I_{\lambda,2}=\bar{I}_\lambda$, функции $I_{\lambda,i}(\tau_0, \eta, \xi, \varphi)$ и $I_{0,i}(\tau_0, \xi)$ определены следующим образом:

$$I_{\lambda,i}=\bar{I}_\lambda=S\xi\left[\rho(\tau_0, \eta, \xi, \varphi)+\frac{\bar{A}\mu(\tau_0, \xi)T_\sigma(\tau_0, \eta)}{1-\bar{A}C(\tau_0)}\right]; \quad (1)$$

$$I_{0,i}=\frac{A_iS\xi\mu(\tau_0, \xi)}{1-\bar{A}C(\tau_0)} \quad (2)$$

где πS — спектральная солнечная постоянная, $\rho(\tau_0, \eta, \xi, \varphi)$ — спектральный коэффициент отражения атмосферы при $A_i=0$, T_σ — диффузная спектральная прозрачность атмосферы, параметр $\bar{A}$ — среднее спектральное альbedo двух однородных полуплоскостей $\bar{A}=1/2(A_1+A_2)$. Функция $C(\tau_0)$ по физическому смыслу является сферическим альbedo Земли при $A_i=0$, а функция $\mu(\tau_0, \xi)$ равна сумме прямой $T(\eta, \tau_0)$ и диффузной $T_\sigma(\eta, \tau_0)$ прозрачностей атмосферы ⁽⁵⁾. Эти функции табулированы для аэрозольной модели Элтермана (1968) в ⁽⁴⁾.

Физической основой существования переходной зоны является процесс «перекачки» солнечных квантов при помощи многократного отражения в системе «подстилающая поверхность — атмосфера» от полуплоскости с большим альbedo в сторону полуплоскости с меньшим альbedo. Равенство яркостей дымок $I_{\lambda,1}=I_{\lambda,2}$ в переходной зоне обусловлено перемешиванием в ней потоков солнечного излучения, отраженного от двух однородных полуплоскостей с различными альbedo $A_1 \neq A_2$.

Для количественных оценок влияния неоднородности подстилающей поверхности на поле яркости однородных полуплоскостей, наблюдаемых из космоса, а также для сопоставления с экспериментальными данными, в табл. 1 представлены абсолютные значения монохроматических яркостей $I_\lambda, I_{0,i}$ и $I_i, i=1, 2$, рассчитанных согласно методике ⁽⁴⁾ в спектральном интервале $\lambda=400-900$ нм для случая границы раздела «песчаный берег — море» и «облачность — песчаная поверхность» при $\theta=40^\circ$. Распреде-

ление энергии в спектре солнечного излучения на уровне верхней границы атмосферы (πS) взято согласно данным ⁽⁸⁾. Атмосферную индикатрису рассеяния представляли в виде суммы средневзвешенных (по оптической толщине атмосферы) аэрозольной и молекулярной индикатрисы рассеяния. Значения полидисперсной аэрозольной индикатрисы рассеяния взяты из ⁽⁷⁾ для показателя преломления аэрозоля $m=1,44$ и параметров распределения Юнге по размерам $\rho_{\min}=1$, $\rho_{\max}=6$, $\bar{\rho}=1,5$, $n=4$.

Таблица 1

Абсолютные значения монохроматических яркостей I (вт/нм·м²·стер) для границ раздела двух поверхностей

λ , нм	I_1	I_2	$I_{0,1}$	$I_{0,2}$	$\bar{I}_D$	I_1	I_2	$I_{0,1}$	$I_{0,2}$	$\bar{I}_D$
Море ($A_1=0,06$)— песок ($A_2=0,24$)						Облачность ($A_1=0,78$)— песок ($A_2=0,24$)				
400	0,081	0,107	0,017	0,069	0,073	0,236	0,144	0,263	0,081	0,103
450	0,082	0,126	0,024	0,097	0,067	0,319	0,169	0,361	0,111	0,102
500	0,062	0,108	0,024	0,094	0,046	0,298	0,143	0,343	0,105	0,074
550	0,048	0,094	0,022	0,089	0,033	0,273	0,122	0,319	0,098	0,054
600	0,039	0,084	0,021	0,084	0,024	0,251	0,105	0,297	0,091	0,042
650	0,034	0,078	0,020	0,079	0,019	0,243	0,099	0,279	0,086	0,035
700	0,030	0,074	0,019	0,076	0,015	0,236	0,093	0,267	0,082	0,030
800	0,022	0,058	0,015	0,061	0,010	0,189	0,072	0,212	0,065	0,020
900	0,016	0,045	0,012	0,048	0,006	0,149	0,055	0,165	0,051	0,014

Таблица 2

Абсолютные значения монохроматических яркостей I (вт/нм·м²·стер) для однородных протяженных поверхностей

λ , нм	I_1	$I_{0,1}$	$I_{Д,1}$	I_2	$I_{0,2}$	$I_{Д,2}$	I_1	$I_{0,1}$	$I_{Д,1}$
Облачность ($A_1=0,78$)				Песок ($A_2=0,24$)			Море ($A_1=0,06$)		
400	0,288	0,304	0,135	0,115	0,071	0,079	0,071	0,016	0,065
450	0,378	0,404	0,135	0,135	0,100	0,075	0,069	0,023	0,057
500	0,346	0,376	0,099	0,116	0,097	0,052	0,051	0,023	0,038
550	0,309	0,344	0,074	0,100	0,091	0,038	0,039	0,022	0,026
600	0,281	0,317	0,068	0,089	0,086	0,028	0,032	0,021	0,018
650	0,270	0,297	0,049	0,083	0,081	0,023	0,027	0,019	0,014
700	0,261	0,283	0,042	0,079	0,078	0,019	0,024	0,019	0,010
800	0,207	0,223	0,029	0,061	0,062	0,012	0,017	0,015	0,006
900	0,162	0,174	0,020	0,048	0,048	0,008	0,013	0,012	0,004

В табл. 2 приведены значения тех же функций, что и в табл. 1, но рассчитанных согласно методике ⁽⁴⁾ для случая однородных протяженных поверхностей — море, пустыня, облачность ($\theta=40^\circ$):

$$I_{D,i} = S\xi \left[\rho(\tau_0, \eta, \xi, \varphi) + \frac{A_i \mu(\tau_0, \eta) T_\sigma(\tau_0, \eta)}{1 - A_i C(\tau_0)} \right], \quad i=1, 2; \quad (3)$$

$$I_{0,i} = \frac{A_i S \xi \mu(\xi, \tau_0)}{1 - A_i C(\tau_0)}, \quad i=1, 2. \quad (4)$$

Полученные результаты представляют интерес с точки зрения характеристики «загрязнения» спектральной яркости определенного природного образования соседними участками подстилающей поверхности, обладающими другими оптическими свойствами, что имеет важное значение при решении задач распознавания природных образований по данным космической съемки Земли. Сопоставление табл. 1 и 2 показывает, например, в какой количественной мере спектральные яркости моря и песчаного берега влия-

зи границы их раздела соответственно увеличиваются (уменьшаются) или уменьшаются (увеличиваются) по сравнению со случаем однородных (протяженных) водных (облачных) или песчаных поверхностей. Аналогичные количественные оценки получены для яркости атмосферной дымки, которая над границей раздела «песок — море (облачность)» соответственно меньше (больше) или больше (меньше), чем над однородными (протяженными) песчаными и водными (облачными) поверхностями.

Использование формул (1), (2), к сожалению, не позволяет определить линейные размеры зоны оптической неоднородности на границе раздела двух сред, поскольку выражения для яркостей I_i , I_0 , i , $\bar{I}_d$ получены из теории, не учитывающей в явном виде горизонтальную диффузию солнечных квантов в системе «атмосфера — неоднородная подстилающая поверхность». Для решения этой задачи были использованы результаты спектрофотометрирования границы раздела «песчаный берег — море», проведенного в надир ($\theta=0^\circ$) при помощи ручного спектрографа РСС-2 на КК «Союз-9» в июле 1970 г. (3). Для наших целей был взят кадр № 2.50, снятый 18 VII 1970 г. в 13 час. 30 мин. по Московскому времени над восточным побережьем Каспийского моря с высоты орбиты КК $H_{орб}=200$ км при зенитном расстоянии Солнца $\theta_0=33,8^\circ$. При обработке спектрограмм на стандартном микрофотометре МФ-4 измеряли спектры отраженного излучения участков земной поверхности, минимальная площадь которых определялась шириной щели РСС-2 ($\sim 0,13'$) и предельным разрешением по ее высоте ($\sim 3'$). В рассматриваемом случае анализировали спектры участков подстилающей поверхности размером $450 \times 450 \text{ м}^2$.

На рис. 1 для диапазона длин волн $\lambda=400\text{--}690$ нм представлены монохроматические яркости 19 участков земной поверхности (вблизи границы раздела море — песчаный берег), расположенных последовательно по высоте щели спектрографа и «вырезаемых» ею из общей площади ($10 \times 0,45 \text{ км}^2$) спектрофотометризуемой полосы.

Если для каждой длины волны в рассматриваемом спектральном диапазоне $\Delta\lambda$ определить расстояние L от границы раздела двух сред, начиная с которого монохроматические яркости среды практически не меняются в горизонтальном направлении, то получим зависимость характерных линейных размеров L зоны оптической неоднородности от длины волны λ вблизи границы раздела море — песчаный берег (рис. 2). На рис. 2 изображены также характерные линейные размеры ($l=4,55$ и $l_1=2,54$ км) зоны оптической неоднородности для интегральной (фотографической) яркости неоднородной поверхности вблизи границы раздела «песчаный берег — море» по данным КК «Союз-9» (мыс Бекдаш). Заметим, что в рассматриваемом случае песчаных и водных поверхностей эффективная ширина зоны оптической неоднород-

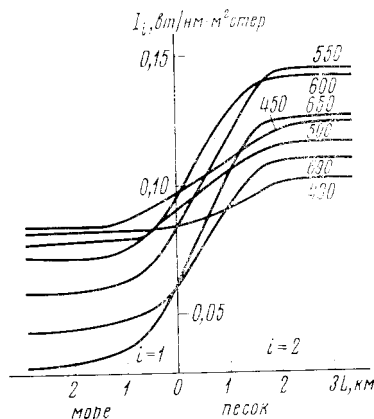


Рис. 1. Монохроматические яркости I песчаной и водной поверхностей. По оси абсцисс отложено расстояние L по горизонтали, отсчитываемое по высоте щели от границы раздела. Цифры у кривых — значения λ (в нм)

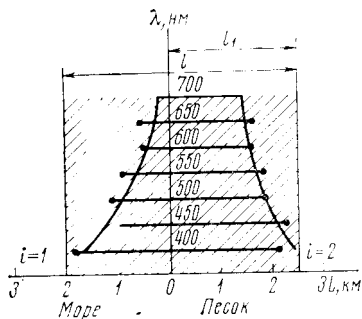


Рис. 2. Линейные размеры зоны оптической неоднородности для монохроматической (L) и интегральной (фотографической) (l) яркости

ности для интеграла $\lambda=400-700$ нм слабо зависит от длины волны. Следует отметить также, что характерные линейные размеры зоны оптической неоднородности как для интегральной, так и монохроматических яркостей со стороны песка больше, чем со стороны водной поверхности. Это свидетельствует о том, что в оптическом отношении спокойная (невзволнованная) поверхность моря более однородна, чем песчаная поверхность пустыни. Подчеркнем, что при оценке линейных размеров зон неоднородностей на рис. 1, 2 необходимо учитывать влияние линейного «смаза» спектров ($\sim 0,8$ км) за счет движения КК по околоземной орбите.

Большой интерес представляет также определение характерных линейных размеров зоны оптической неоднородности для монохроматического и интегрального контрастов яркостей спектрофотометрированных участков водной и песчаной поверхностей вблизи их границы раздела. На рис. 3 изображена зависимость величины монохроматического контраста $k_\lambda = (I_{\lambda, \max} - I_{\lambda, \min}) / I_{\lambda, \max}$ от расстояния L для яркостей участков песчаной и водной поверхностей, расположенных последовательно по высоте щели спектрографа на равных расстояниях от границы их раздела. Кривые $k_\lambda(L)$ построены по данным рис. 1, 2, но для расстояния, отсчитываемого по обе стороны от границы раздела в перпендикулярном к ней направлении, т. е. под углом 45° к щели спектрографа.

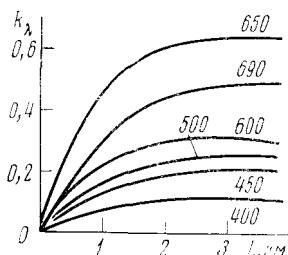


Рис. 3. Зависимость монохроматического контраста k_λ от расстояния L

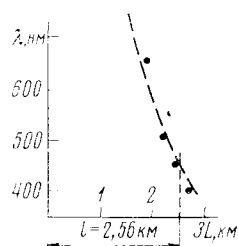


Рис. 4. Характерные линейные размеры зоны оптической неоднородности для монохроматического контраста яркостей песчаной и водной поверхностей

На рис. 4 изображена зависимость характерных линейных размеров зоны оптической неоднородности для монохроматического контраста яркостей песчаной и водной поверхностей в интервале длин волн $\lambda=400-700$ нм. На этом рисунке показана также величина характерного линейного размера $l=2,56$ км для интегрального (фотографического) контраста яркостей песчаной и водной поверхностей по данным КК «Союз-9» (мыс Бекдаш). Сравнение рис. 4 с рис. 1, 2 показывает, что характерные линейные размеры зоны оптической неоднородности для контрастов яркостей приближенно имеют такую же величину, как и для самих яркостей. Как и выше, линейные размеры этой зоны, как и в случае яркостей, определены с некоторым завышением, поскольку не учтено влияние соответствующего линейного сдвига при движении КК по орбите.

Полученные в настоящей работе на основе данных спектральной космической съемки Земли первые оценки характерных линейных размеров зон оптической неоднородности на ее поверхности в дальнейшем будут уточнены при проведении соответствующих экспериментальных исследований и теоретических расчетов.

Ленинградский государственный университет
им. А. А. Жданова

Поступило
24 I 1975

Ленинградский гидрометеорологический институт

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Исследование природной среды с пилотируемых орбитальных станций, Коллектив авт., Л., Гидрометеиздат, 1972.
- ² К. Я. Кондратьев, О. И. Смоктий, ДАН, т. 206, № 6 (1972).
- ³ К. Я. Кондратьев, А. А. Бузников, О. И. Смоктий, Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана, т. 12, № 4 (1975).
- ⁴ К. Я. Кондратьев, О. И. Смоктий, Тр. Гл. геофиз. обсерв., в. 295 (1973).
- ⁵ В. В. Соболев, Рассеяние света в атмосферах планет, М., «Наука», 1972.
- ⁶ L. Elterman, UV, Visible and IR Attenuation for Altitudes to 50 km, 1968, AFCRL-68-0153, Environmental Res. Papers, № 185, April, 1968.
- ⁷ Е. А. Макарова, А. В. Харитонов, Распределение энергии в спектре Солнца и солнечная постоянная, М., «Наука», 1972.
- ⁸ К. С. Шифрин, Э. А. Чаянова, Тр. Гл. геофиз. обсерв., в. 170 (1965).