

海洋-大气耦合辐射传输模式*

段民征 吴北婴 吕达仁

(中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测开放实验室, 北京 100029)

摘 要 本文在已有的 DISORT 大气辐射传输模式基础上, 耦合进一个海洋反射模式, 在海洋反射模式部分, 考虑了风生海表毛细波对海表双向反射的作用以及海洋中叶绿素、悬浮物、溶解有机物对海洋反射光谱的影响, 同时, 为应用方便, 为此模式配套了完整的大气温、压、湿、微量气体、气溶胶及太阳地外谱数据集; 此海洋反射模式和海洋-大气耦合辐射传输模式已与 1995 年 9 月 5 日黄海海面反射光谱的实测资料和飞行实验中的光谱仪测量数据进行了对比验证, 模拟结果与实测数据基本上符合。

关键词 辐射传输 双向反射 叶绿素 悬浮物 溶解有机物

1 引言

近年来, 由于全球气候变化问题日益受到重视以及人类对自身生存环境恶化的担忧, 海洋在气候变化中的作用, 包括海气相互作用、海洋及其生物群落在碳循环中的作用, 成为重要的科学研究课题。此外, 海洋资源、海洋生产力的评估也是重要的社会经济发展研究课题, 这些都对海洋遥感提出了迫切的需求, 因而要求建立相应的适于遥感应用的辐射传输模式。

描述地-气系统内的辐射传输规律的微分积分方程是高度非线性的, 目前还只能通过数值方法求解。在已有的大部分大气辐射传输模式中, 下垫面被假定为在较宽的波段内具有恒定的反射系数的 Lambert 反射面, 而在现代空间遥感中应用了高光谱分辨率和多种探测新技术的形势下, 这种假定已不能满足实际应用的需要。发展海洋-大气耦合的辐射传输模式正是在这种形势下提出的新课题。

海洋-大气耦合的辐射传输模式除考虑大气中气体成分、气溶胶、云雨粒子及其时空分布等因素对辐射的吸收、散射和发射的影响外, 还要考虑辐射在海洋水体中的传输过程, 海洋物理环境如海洋水体中诸如叶绿素、悬浮物及溶解有机物等对辐射的吸收和散射, 除此以外, 还要考虑风生海浪的毛细波对辐射的反射作用。目前, 海洋-大气耦合的辐射传输模式发展还很不完善, 还处于研究和试验阶段。如 Nakajima^[1]、Stamnes 等人^[2]的两层海洋-大气耦合辐射传输模式将大气和海洋各分为一层, 比较简单, 还不能用于研究实际问题。总之, 海洋-大气耦合辐射传输模式还有待进一步完善和发展。

为研究海洋上空辐射传输问题, 以及为实际遥感应用(如海洋环境遥感)提供一个理论模拟工具, 我们建立了海洋-大气耦合辐射传输模式, 此模式具有以下特点: (1)

1996-08-19 收到, 1996-10-29 收到修改稿

* 本课题得到国家航天高技术项目支持

多次散射的计算方法采用了离散坐标法,流数不限;(2)光谱透过率采用了 LOWTRAN7 中双指数模式和 K 分布方法^[3],具有较高的精度;(3)大气温、压、湿、微量气体、太阳地外谱和气溶胶模型采用了 LOWTRAN7 中已有的数据库,在没有实测资料的情况下,可由气象参数和地理位置确定气溶胶模式,使用方便、简单;(4)考虑到 Lambert 反射面不能完全表示海洋特性,在调研国内外研究现状的基础上,在辐射传输模式中初步引入了海洋反射过程,考虑了海洋中叶绿素、悬浮物、溶解有机物以及风生海面毛细波对辐射的散射和反射,由此计算出海面双向反射系数,并且考虑了海面反射的光谱变化,这更符合实际情况。

为验证模式的可靠性,用此模式模拟计算了 1995 年 9 月黄海上空飞机观测的一个实例,模拟结果与实验结果的谱形符合得很好。由此证明,这样一个海洋-大气耦合辐射传输模式是可以用来计算海洋上空辐射传输和应用干遥感问题的。

2 海洋-大气耦合辐射传输模式的建立

整个模式由四大块组成,(1)用 DISORT 算法进行辐射传输的计算^[4];(2)海洋次表面反射系数的计算,在这一部分中考虑了海水环境(如叶绿素、悬浮物质以及溶解有机物)的作用;(3)风生海面毛细波对海洋表面双向反射系数的作用的计算;(4)为计算方便,为此模式配套了完整的大气模式和气溶胶数据集,大气分层结构灵活;可输出大气透过率,整层大气光学厚度,各层辐射强度和向上、向下辐射通量。

模式所需各个参数采用了 LOWTRAN7 中的数据集^[3],在本模式中每层大气光学厚度根据气压和温度采用双指数形式订正

$$\tau_r = -k_r U \left(\frac{P}{P_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^m, \quad (1)$$

k_r 为消光系数, U 为吸收气体的路径积分量, n 、 m 随气体成分和波数而变。由于同一吸收带内吸收谱线的位置和强度的分布很不均匀,且吸收系数随波数变化很大,为了提高计算效率和计算精度,一有限光谱区的平均透过率采用 K 分布形式:

$$\bar{T}_{\Delta\nu} = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} e^{-k_r u} d\nu = \int_0^\infty f(k) e^{-k_r u} dk = \int_0^1 e^{-k_r u} dg = \sum_{i=1}^N e^{-k_r u} \Delta g_i, \quad (2)$$

在模式中取 $N=3$,则每个分量的伪光学厚度、单次散射反照率和权重分别为

$$\tau_{k,i} = \tau_{kk} + \tau_{sca,a,i} + \tau_{con,m,i} + \tau_{sca,m,i} + \tau_{abs,a,i}, \quad (3)$$

$$\omega_{k,i} = \frac{\tau_{sca,a,i} + \tau_{sca,m,i}}{\tau_{k,i}}, \quad (4)$$

$$D_k = \frac{\sum_{j=0}^{11} \Delta\tau_{kj} \Delta g_{kj}}{\sum_{j=0}^{11} \Delta\tau_{kj}}, \quad (5)$$

其中

$$\tau_{kk} = \sum_{j=1}^{11} k_{ijk} u_{ij}, \quad (6)$$

式中 k_{ijk} 为吸收系数, u_{ij} 为气体组分的层含量, $\tau_{\text{sca},a}$ 、 $\tau_{\text{abs},a}$ 分别为气溶胶散射和吸收贡献, $\tau_{\text{con},m}$ 为气体连续吸收贡献, $\tau_{\text{sca},m}$ 为分子散射贡献, 利用每个 K 分量的伪光学厚度和单次散射反照率代入离散坐标法程序, 解出相应的辐射强度 I_{ki} 和辐射通量 F_{ki} , 总辐射强度 I 和辐射通量 F 以 D_k 为权重加权求和:

$$F_i = \sum_{k=1}^3 D_k F_{ki}, \quad (7)$$

$$I_i = \sum_{k=1}^3 D_k I_{ki}. \quad (8)$$

2.1 海洋反射模式

海洋表面总反射在许多方面都有着重要作用, 如它是海洋-大气辐射传输模式中精确计算辐射量的一个重要因子, 也是海洋环境遥感中影响反演精度的一个重要因素^[5,6], 在全球气候模式和气候预报中, 海表反射又是一个不容忽视的物理量。而海表反射率的精确描述和测量受到诸多因素的影响, 这些因素包括大气辐射场、太阳天顶角、观测角、风浪、海浪泡沫、水体中所含物质(如叶绿素、悬浮物和溶解有机物即黄色物质)的浓度、种类和海底的影响, 所有这些因素都是多变的, 由此造成海表反照率的不确定性很大。

海表总反射可分为两部分, 一是海洋上表面的反射, 即 Fresnel 反射部分, 这一部分受海洋状态如风速、海浪频谱、海浪泡沫的多少、大气辐射分布和太阳天顶角的影响, 这部分的计算可遵循 Fresnel-Snell 定律; 第二部分是基于海洋后向散射透射到大气部分, 即所谓海色部分, 这一部分与海洋中所含物质如叶绿素、悬浮物和溶解有机物的多少有关, 对于海洋环境遥感有着重要意义。

在大气上界卫星平台如 CZCS、SeaWiFs、AVHRR 等接收到的辐射可用下式表示:

$$L_t(\lambda) = t(\lambda)L_w(\lambda) + r(\lambda)L_s(\lambda) + L_p(\lambda), \quad (9)$$

其中 $t(\lambda)$ 为大气透过率, $L_w(\lambda)$ 为水体出射辐射, $L_s(\lambda)$ 为海洋上表面反射, $L_p(\lambda)$ 为大气路径散射, 主要与太阳天顶角、观测方向、大气气溶胶和分子散射有关。

2.1.1 水体出射辐射

$L_w(\lambda)$ 为海洋中物质如叶绿素、悬浮物、溶解有机物(黄色物质)含量的函数, 在海洋上表面测得的水体出射辐射 $L_w^{0+}(\lambda)$ 与水下测得的向上辐射 $L_w^{0-}(\lambda)$ 有以下关系^[7]:

$$L_w^{0+}(\lambda) = (1 - \alpha)L_w^{0-}(\lambda), \quad \alpha \approx 0.5. \quad (10)$$

也可用反射系数表示^[6]:

$$R_{0+}(\lambda) = 0.54R_{0-}(\lambda), \quad (11)$$

$R_{0+}(\lambda)$ 、 $R_{0-}(\lambda)$ 分别为海洋上表面和海洋次表面反射系数, $L_w(\lambda)$ 被认为是均匀漫射, 受风浪影响很小^[7,8], $R_{0-}(\lambda)$ 也是以上 3 种物质的函数, 并有以下关系:

$$R_{0-}(\lambda) = \frac{E_{0-}^{\downarrow}(\lambda)}{E_{0-}^{\uparrow}(\lambda)} = \chi \frac{B_b(\lambda)}{a(\lambda)}, \quad (12)$$

$E_{0-}^{\downarrow}(\lambda)$ 和 $E_{0-}^{\uparrow}$ 分别为海洋次表面向上向下辐射通量, $B_b(\lambda)$ 为后向散射系数 (m^{-1}), $a(\lambda)$ 为吸收系数 (m^{-1}), χ 为系数因子, 一般取 $\chi=0.33$, 上式中 $B_b(\lambda)$ 和 $a(\lambda)$ 由下式给定:

$$B_b(\lambda) = r_w b_w(\lambda) + r_c b_c(\lambda) + r_p b_p(\lambda), \quad (13)$$

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + C'a_c(\lambda) + P'a_p(\lambda) + Y'a_y(\lambda), \quad (14)$$

其中, $a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0) \exp\{-0.014(\lambda - 440)\}$, 下标 w 、 c 、 p 、 y 分别为水、叶绿素、悬浮物粒子和黄色物质, $b(\lambda)$ 为散射系数, $a(\lambda)$ 为吸收系数, a_x 为相对于 440 nm 的吸收系数 (x 为 w 、 c 、 p 或 y), r 为后向散射比例系数, C' 、 P' 、 Y' 分别为叶绿素、悬浮物粒子和黄色物质的浓度系数, Prieur 和 Sathyendranath^[8]已给出在 400~700 nm 三种物质的吸收系数。(13) 式中各项由下式确定:

$$\begin{cases} b_w(\lambda) = b_w(550) \left(\frac{550}{\lambda} \right)^{4.3}, \\ b_c(\lambda) = 0.12 C^{0.63} \frac{a_c(550)}{a_c(\lambda)}, \\ b_p(\lambda) \propto \lambda^{-1}. \end{cases} \quad (15)$$

$$\begin{cases} r_w = 0.5, \\ r_c = 0.005, \\ r_p = 0.015. \end{cases} \quad (16)$$

$$\begin{cases} c' = 0.008 + 0.070C, & C < 1 \text{ mg/m}^3 \\ c' = 0.077C, & C = 1 \text{ mg/m}^3 \\ c' = 0.058 + 0.018C, & C > 1 \text{ mg/m}^3 \end{cases} \quad (17)$$

其中 $b_w(550) = 0.00288 \text{ m}^{-1}$, $b_p(550) = b(550) - b_c(550) = P$, $P' = -0.00029 + 0.42P$, P 以散射函数形式给出 $P = B_{\text{total}}(550) - B_c(550)$, $a_y(440)$ 变化较大, 一般认为 $a_y(440) = 0.025 \text{ m}^2 \text{ mg}^{-1}$.

2.1.2 海洋上表面反射

$L_{\text{dir}}(\lambda)$ 和 $L_{\text{sky}}(\lambda)$ 都遵循 Fresnel-Snell 反射定律, 反射系数由下式表示:

$$\begin{cases} |R_1|^2 = \frac{(\cos(\theta_i) - U)^2 + V^2}{(\cos(\theta_i) + U)^2 + V^2}, \\ |R_2|^2 = \frac{[(m_r^2 - m_i^2)\cos(\theta_i) - U]^2 + [2m_r m_i \cos(\theta_i) - V]^2}{[(m_r^2 - m_i^2)\cos(\theta_i) + U]^2 + [2m_r m_i \cos(\theta_i) + V]^2}. \end{cases} \quad (18)$$

R_1 、 R_2 分别为反射辐射的平行偏振和垂直偏振强度, U 、 V 由下式确定:

$$\begin{cases} U^2 = 0.5\{m_r^2 - m_i^2 - \sin^2(\theta) + [m_r^2 - m_i^2 - \sin^2(\theta) + 4m_r^2 m_i^2]^{1/2}\}, \\ V^2 = 0.5\{-[m_r^2 - m_i^2 - \sin^2(\theta)] + [m_r^2 - m_i^2 - \sin^2(\theta) + 4m_r^2 m_i^2]^{1/2}\}. \end{cases} \quad (19)$$

这一部分受风浪的影响较大,在理论上讲,对于平静海面, L_{dir} 只有一个方向,卫星遥感一般可以避开,但海表有风浪和海浪泡沫时,由于海浪频谱的影响和泡沫的反射,直接反射可能会影响总信号的测量。风速与风浪频谱的关系可用下式表示

$$\sigma^2 = 0.003 + 0.00512W, \quad (20)$$

$$f(h) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{0.5h^2}{\sigma^2}\right), \quad (21)$$

其中 σ^2 为浪谱斜率均方差, h 为风浪斜率, $f(h)$ 浪谱概率密度, W 为风速, 这样由(18)~(21)式计算双向反射系数 $r(\mu, \varphi; \mu', \varphi')$ 和发射系数 $\epsilon(\mu, \varphi)$ 。

$$r(\theta, \varphi; \theta', \varphi') = r(\Theta) \int_{h_1}^{h_2} f(h) dh = r(\Theta) \left\{ \operatorname{erf}\left(\frac{h_2}{\sqrt{2}\sigma}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{h_1}{\sqrt{2}\sigma}\right) \right\}, \quad (22)$$

其中 $r(\Theta)$ 由 Fresnel 公式(18)~(19)式求得, Θ 可由几何公式求得, h_1 、 h_2 为 Θ 所对应的风浪斜率区间, $\operatorname{erf}(x)$ 为误差函数。

$$\epsilon(\theta, \varphi) = 1 - \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} r(\theta, \varphi; \theta', \varphi') \cos(\theta') \sin(\theta') d\theta' d\varphi'. \quad (23)$$

(23) 式中未考虑水体出射的影响, 实际计算时用 $\epsilon(\theta, \varphi) - R_{0+}(\lambda)$ 替代。

图 1~3 为不同风速条件下海表双向反射系数, 图 4 为不同风速条件下太阳直接反射系数, 由图 1~4 可以看到, 风生毛细波对光反射的影响, 当风速较小时, 双向反射系数大值主要分布在对角线上, 风速增大, 反射系数逐渐向其他角度分散, 且最大值减小。由图 4 可以看出, 太阳直接反射系数随太阳天顶角变化很大。

2.2 与实测海表反射率的比较

为验证海面反射模式的可用性, 用船载 PIS 光谱仪在黄海海面测得的实际反射率与模式计算结果作了比较, 三次实验的地理位置和环境因素如表 1。

图 5 和图 6 分别给出了 EF1、CD1 站在黄海海面测得的实际反射率与模式计算结果, 图中实线为模拟结果, 点线、虚线为 PIS 光谱仪观测结果。三次实验的地理位置

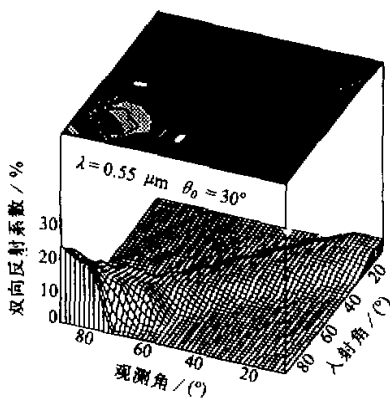


图 1 海表双向反射系数。风速 0 m/s

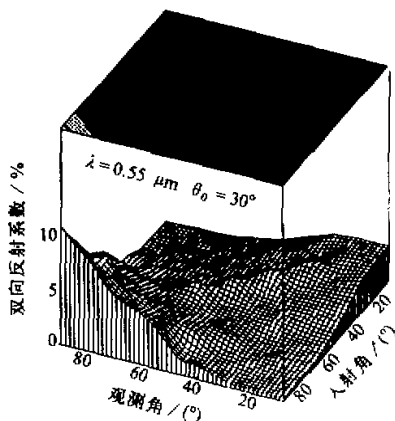


图 2 海表双向反射系数。风速 10 m/s

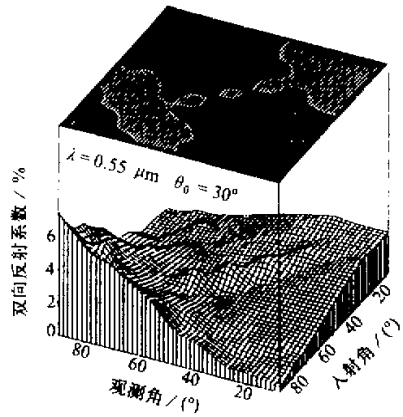


图3 海表双向反射系数
风速 30 m/s

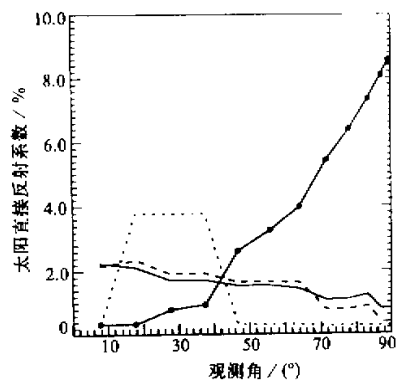


图4 太阳直接反射系数
点线、虚线、实线为太阳天顶角为 30°, 风速
分别为 0 m/s、10 m/s、25 m/s 时的计算
结果。黑点实线是太阳天顶角为 80°、风速为
10 m/s 的计算结果

表 1 观测时间、位置和环境参数

站号	时间	纬度	经度	叶绿素 (mg/L)	悬浮物 (mg/L)	能见度 (km)	风速 (km)	气压 (hPa)	温度 (°C)
EF1	1995-09-05	35°00'N	120°30'N	0.03	5.50	30	4.4	1007.7	24.7
CD1	1995-09-05	35°20'N	120°30'N	0.04	12.00	30	7.5	1008.7	23.7
加 1	1995-09-05	35°15'N	120°30'N	0.10	5.80	30	3.7	1009.2	24.3

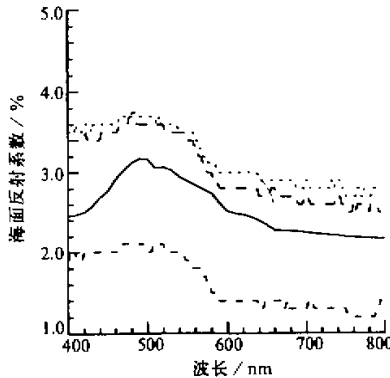


图5 EF1 站的黄海海面反射系数

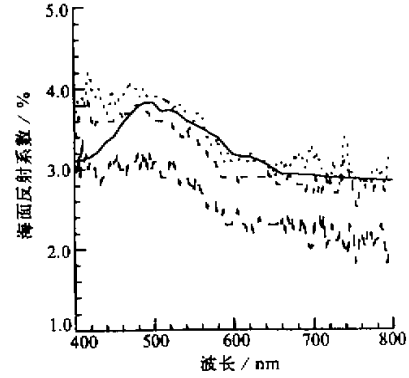


图6 CD1 站的黄海海面反射系数

和环境因素采用了表 1 中相对应的环境参数和气象参数。可以看出, 三次观测结果与模式结果符合得很好。图 5 的三次观测中有一次与另外两次差别很大可能是涌浪的作用。在 CD1 站, 由于悬浮物粒子浓度增大, 使得总体后向散射增强, 从而反射系数比 EF1

站大(图6)。总的说来,海面反射率都在10%以下,而且随波谱变化的趋势及绝对值与海面反射模式的计算一致。由于没有双向反射的测量,海面双向反射还未作上述比较。

2.3 海洋-大气耦合辐射传输模式

将上述海面反射模式耦合到 DISORT 大气辐射传输模式中,利用此模式就可以计算在不同的气象条件和海洋环境条件下海洋上空各个高度、不同方向的辐射通量和强度,此模式除保留 LOWTRAN7 和 DISORT 的优点外,还具有以下主要特点:

(1) 整层大气可根据用户的需要和求解的精度决定分层数和在任意高度分层,最多可分 50 层。

(2) 对微量气体、气溶胶、云、雨等设置了控制因子,可以计算这些组分对辐射的影响。

(3) 可输出用户输入的任意高度处和任何方向的辐射强度,向上、向下辐射通量及其积分量,加热率、大气组分密度廓线、温度廓线、吸收散射系数等。

(4) 太阳地外谱、气溶胶散射相函数等子程序是独立的,很容易更新和修改。

(5) 海表反射既可采用 Lambert 反射面,也可用模式计算的双向反射系数。

(6) 海洋反射考虑了海洋中叶绿素、悬浮物质和溶解有机物的作用。

(7) 海表反射考虑了风生海表毛细波的影响,可以计算太阳直接反射的作用。

2.4 模式检验

2.4.1 与 LOWTRAN7 模式的对比实验

我们计算了红外($1\sim 2\mu\text{m}$)、可见($0.4\sim 0.8\mu\text{m}$)、紫外($0.3\sim 0.4\mu\text{m}$)三个波段区间、地面 180° 、 150° 、 120° 和 105° 四个天顶角方向的谱强度结果与 LOWTRAN7 计算结果进行比较,如图7和图8,计算条件为乡村气溶胶,能见度23 km,太阳天顶角 25.8° ,采用 H-G 相函数,非对称因子取 0.75,地面反照率 0.2,流数为 16,可以看出,在红外波段差别小于 20%,在可见波段这些差别在 10%~50%,在紫外波段差别

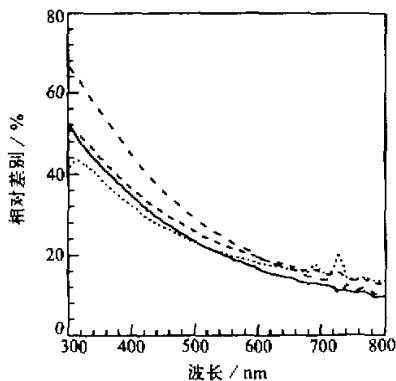


图7 DISORT 与 LOWTRAN 的相对差别
实线、长虚线、短虚线、点线分别 180° 、 150° 、 120° 、 105° 天顶角时的计算结果

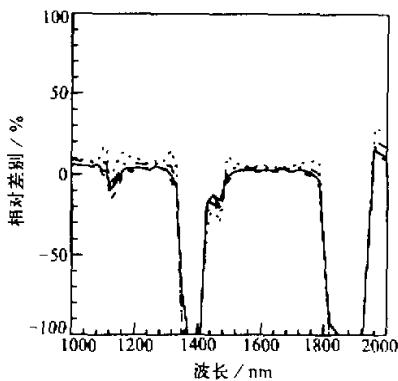


图8 DISORT 与 LOWTRAN 的相对差别
说明同图7

较大,这是由于两模式对多次散射的计算方法不同造成。积分通量的结果与吴北婴^[9]、汪宏七^[10]的结果很相近。

2.4.2 用海洋-大气耦合辐射传输模式模拟实际飞机测量结果

图 9 中虚线为黄海上空飞机载 PIS 光谱仪观测资料,实线为模式计算结果。飞机飞行高度为 2500 m, PIS 仪观测方向垂直向下,由于定标问题,图中数据为相对数值。另外,图 9 中实测曲线向右平移 15 nm,因为发现实测数据的 690 nm、760 nm 的氧气吸收线和 720 nm 的水汽吸收线明显偏离了 15 nm。模式计算时海洋环境参数和气象参数为表 1 中加 1 站的测量结果,采用中纬度夏季、海洋性气溶胶,能见度为 30 km、H-G 相函数,非对称因子为 0.75。图 10 为海面反射系数为常数 0.03 时模式结果。由图可以看到,两种反射面情况下谱线形状差别很大,这是因为图 10 未考虑海表反射系数随波长的变化。从而 500 nm 处的峰值被忽略,引起大的误差。比较说明,采用模式计算的海面反射率更能反映真实情况,而且 690 nm、760 nm 的氧气吸收线和 720 nm 的水汽吸收线都表示得很清楚,这说明,改进后的海面-大气耦合辐射传输模式可以用来计算海洋上空的辐射传输问题。

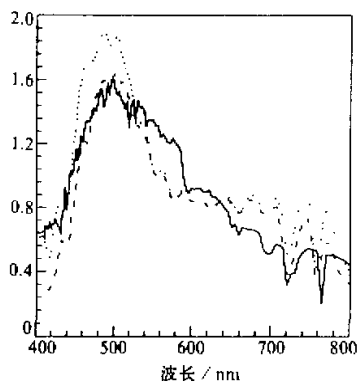


图 9 模拟结果与飞机观测的比较分析
实线为模拟结果,点线、虚线为观测结果

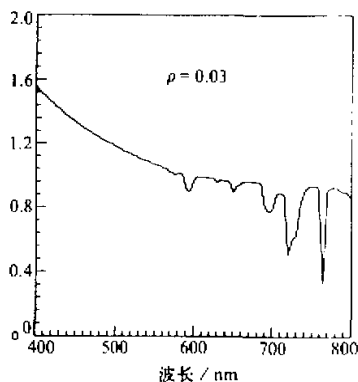


图 10 常数海面反射率时的模拟结果

3 结论

改进后的模式有完整的大气和气溶胶模式数据集,其大气分层和计算结构与 LOWTRAN7 相比有了很大的改进,根据需求精度可以改变计算流数和分层结构,并根据气象条件和海洋环境条件下计算海面双向反射率,从而提高计算精度;黄海上空飞机飞行的模拟计算与实际观测资料比较表明模式结果是可信的,可以应用于实际遥感问题。关于该模式在实际遥感中的应用研究实例将另文介绍。

参 考 文 献

- 1 Eruyuki Nakajima and Masayuki Tanaka, 1983, Effect of wind generated waves on the transfer of solar radiance in the atmosphere-ocean system, *JQRST*, **29**, 521~537.
- 2 Jin Zhonghai and Knut Stamnes, 1994, Radiative transfer in nonuniformly refracting layered media: atmosphere-ocean system, *Appl. Opt.*, **33**, 431~442.
- 3 Isaacs, R. G., et al., 1986, Multiple Scattering Treatment for use in the LOWTRAN and FASCODE Models, AFGL-860073 (AD A173990).
- 4 Stamnes, K. and S. C. Tsay, et al., 1988, Numerically stable algorithm for discrete ordinate method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, **27**, 2502~2509.
- 5 Sathyendranath, S. and L. Prieur, 1989, A three-component model of ocean color and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal water, *Int. J. Remote Sens.*, **10**, 1373~1394.
- 6 Morel, A. and Prieur, L., 1977, Analysis of variation of ocean color, *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 709~722.
- 7 Violette, P. E. la. et al., 1980, Oceanographic implication of features in NOAA satellite visible images, *Boundary-Layer Meteorology*, **18**, 159~175.
- 8 Prieur, L. and Sathyendranath, S., 1981, An optical classification of coastal and oceanic water based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials, *Limnol. Oceanogr.*, **26**, 671~689.
- 9 吴北婴、吕达仁, 1994, 用离散坐标法检验LOWTRAN7的辐射传输计算, *大气科学*, **18**, 253~255.
- 10 汪宏七、赵高祥, 1995, 离散坐标法和LOWTRAN7的辐射传输计算的比较, *红外和毫米波报*, **14**, 105~111.

A Radiative Transfer Model in the Atmosphere-Ocean System

Duan Minzheng, Wu Beiying and Lu Daren

(Lab. of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract In this paper, ocean reflection is incorporated in the DISORT code. The ocean reflection model considers the effects of microwaves produced by wind on the bi-directional reflection, and the effects of chlorophyll, suspended matter and dissolved organic matter on the sea reflection spectrum. The models data of atmospheric temperature, pressure, humidity, trace gases, aerosol and extraterrestrial irradiance are also incorporated in this model for application to remote sensing and other fields. The reflectance model and the coupled model have been validated respectively by comparing with reflection spectrum measured by a shipborne and airborne spectrometer over the Yellow Sea in the east of China on Sept. 5, 1995. The simulations are basically in agreement with the measurements.

Key words radiative transfer bi-directional reflection chlorophyll suspended matter
dissolved organic matter