

由卫星资料估算晴空大气太阳直接 辐射和散射辐射*

陈渭民 边 多

(南京气象学院, 南京, 210044) (西藏自治区气象局, 拉萨, 850000)

郁 凡

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

摘 要

根据光的多次散射理论, 对水汽、气溶胶、臭氧、混合气体等实行辐射参数化处理; 利用中国探空站资料和诺阿(NOAA)气象卫星垂直业务探测器(TOVS)资料反演的探空资料, 由离散纵标法计算了大气各高度上的太阳直接辐射和散射辐射, 并与此同时的和同站点位置的卫星可见光、红外测值进行统计回归拟合, 建立卫星测值与大气中太阳直接辐射和散射辐射的计算模式, 据此可以利用卫星资料估算太阳直接辐射和太阳散射辐射, 这对于大气环境光学特性和大气环流、气候变化的研究有重要意义。

关键词: 卫星测值, 晴空大气, 太阳直接辐射, 太阳散射辐射。

1 引 言

太阳辐射是地球-大气系统能量的主要源泉, 它推动大气环流, 在全球气候变化研究中起重要作用。对太阳辐射的观测和理论计算的研究分析, 有助于加深理解全球气候系统(海洋、陆地、冰雪层和大气)的能量平衡和辐射收支。但是对太阳辐射的常规观测至今还局限于地面, 即使如此, 地面辐射观测站如此之少, 难以得到太阳辐射的时空分布。对此近几十年来, 国外学者发展了计算大气中太阳直接辐射和散射辐射的二流近似、离散纵标法等理论方法^[1~4], 但是这些理论计算所需要的各种参数受常规气象观测的限制, 得出的太阳辐射分布在时空上是不连续的。随空间技术的发展, 气象卫星以多个波段测量地球-大气系统反射的太阳辐射和其自身发射的红外辐射, 由卫星资料已能反演得到大气中的云、温度、湿度和气溶胶等多种气象参数的方法, 进而为计算太阳直接辐射和散射辐射提供了有利条件, 为研究大气环境光学特性有重要意义。近年来, 国内外的学者运用卫星资料反演太阳辐射的工作还限于地面^[5~10], 但对大气各高度上太阳直接辐射和散射辐射的研究工作还是空白。本工作的目的就是建立卫星测值与太阳直接辐射和散射辐射的理论关系, 提出一个用卫星资料反演大气中太阳直接辐射和散射辐射方法。考虑到大气的各高度上没有太阳直接辐射和散射辐射的观测资料可用, 故本工作先利用收集到的无线电探空资料、NOAA 卫星的 TOVS 资料, 根据离散纵标法计算各高度上太阳直接辐射和太阳散射辐射。然后将此与卫星的可见光和红外测值进行统计拟合, 从而得到卫星估算太阳直接辐

* 初稿时间: 1998 年 5 月 29 日; 修改稿时间: 1998 年 8 月 3 日。

资助课题: 由卫星资料计算太阳辐射理论模式的研究。

射和散射辐射的统计估计模式。

1 基本原理

1.1 辐射传输方程

对于平面平行分层大气中的辐射传输方程式写为

$$\mu \frac{dI_v(\tau, \mu, \mathcal{Q})}{d\tau} = I_v(\tau, \mu, \mathcal{Q}) - J_v(\tau, \mu, \mathcal{Q}) \quad (1)$$

式中 $I_v(\tau, \mu, \mathcal{Q})$ 为光学厚度 τ 、频率 ν 、方向 $\mu = \cos\theta$ 、 \mathcal{Q} 上的辐射强度, θ 为天顶角; $J_v(\tau, \mu, \mathcal{Q})$ 是源函数, 写为

$$J_v(\tau, \mu, \mathcal{Q}) = \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 d\mu' P_v(\tau, \mu, \mathcal{Q}; \mu', \mathcal{Q}') I_v(\tau, \mu', \mathcal{Q}') + Q(\tau, \mu, \mathcal{Q}) \quad (2)$$

式中 $\tilde{\omega}(\tau)$ 是单次反照率, $P_v(\tau, \mu, \mathcal{Q}; \mu', \mathcal{Q}')$ 是相函数; $\mu = \cos\theta$, \mathcal{Q} 是入射至 τ 处 $I_v(\tau, \mu, \mathcal{Q})$ 的辐射方向, 即是 $I_v(\tau, \mu, \mathcal{Q})$ 是来自 μ', \mathcal{Q}' 方向, 入射至 τ 处的散射辐射; $Q(\tau, \mu, \mathcal{Q})$ 是太阳一次散射辐射与大气热辐射之和, 写为

$$Q(\tau, \mu, \mathcal{Q}) = Q_v^{\text{thermal}}(\tau) + Q_v^{\text{beam}}(\tau, \mu, \mathcal{Q}) \quad (3)$$

式中 Q_v^{thermal} 为大气热辐射, 写为

$$Q_v^{\text{thermal}}(\tau) = [1 - \tilde{\omega}(\tau)] B_v[T(\tau)] \quad (4)$$

其中 $B_v[T(\tau)]$ 是黑体辐射, $[1 - \tilde{\omega}(\tau)]$ 为大气吸收率, 而大气对太阳辐射的一次散射辐射为

$$Q_v^{\text{beam}}(\tau, \mu, \mathcal{Q}) = \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} I_0 P(\tau, \mu, \mathcal{Q}; -\mu_0, \mathcal{Q}_0) \exp(-\frac{\tau}{\mu_0}) \quad (5)$$

式中 I_0 是入射至大气顶的太阳辐射强度, $\exp(-\tau/\mu_0)$ 是从大气顶到达 τ 处的透射率, $-\mu_0, \mathcal{Q}_0$ 是直接入射至 τ 处太阳辐射强度的方向; $P(\tau, \mu, \mathcal{Q}; -\mu_0, \mathcal{Q}_0)$ 是大气对太阳辐射一次散射相函数。式中光学厚度

$$\tau = \int_i \tau_{vi} = \int_i k_{vi} u_i \quad (6a)$$

$$w = \int \rho_i dz \quad (6b0)$$

式中 u_i 是 i 第种物质的含量, ρ_i 是物质密度, k_{vi} 是第 i 种物质的吸收系数。

1.2 辐射传输离散纵标法的解

本工作采用 Stemnes, K. (1988) 得出的求解多次散射辐射传输方程离散纵标法的解, 计算表明该方程可以得到稳定的解, 有较高的精度和可靠性, 其解的形式参见文献[4]。

1.3 辐射计算参数化

计算太阳直接辐射和散射辐射的关键问题是确定大气中诸物质的光学厚度、吸收率、透射率等辐射计算参数。在晴空大气中, 吸收太阳辐射的主要物质是臭氧和水汽, 其次是氧和二氧化碳, 气溶胶也有较小的吸收; 在 $\lambda < 0.3 \mu\text{m}$ 谱段, 氧、臭氧和氮是高层大气吸收太阳辐射的主要吸收物质; 在 $0.3 \sim 0.7 \mu\text{m}$ 谱段, 几乎很少有吸收气体, 仅有弱的臭氧吸收, 为大气可见光窗区; 在 $3 \mu\text{m} > \lambda > 0.7 \mu\text{m}$ 谱段, 有水和二氧化碳等混合气体的弱吸收, 主要吸收气体是水汽; 在大气中, 对太阳辐射的散射主要是雷利散射和气溶胶粒子

的散射。

1.3.1 透过率和光学厚度

当阳光在大气中传输时, 由于臭氧、水汽和混合气体等的吸收, 以及分子和气溶胶的散射, 太阳辐射传输的透过率写为

$$T_{\lambda} = \prod_i T_i(\lambda, z) = \exp(-\tau_{\lambda}(z)/\mu) \quad (7)$$

式中 i 表示第 i 种衰减物质, $T_i(\lambda, z)$ 为 i 种衰减物质的透过率, $\tau_{\lambda}(z)$ 为物质的光学厚度, 写为

$$\tau_{\lambda}(z) = \tau_i(\lambda, z) = \tau(O_3) + \tau(a) + \tau(w) + \tau(mg) + \tau(R) \quad (8)$$

其中 $\tau(O_3)$ 、 $\tau(a)$ 、 $\tau(w)$ 、 $\tau(mg)$ 、 $\tau(R)$ 分别为臭氧、水汽、气溶胶、混合气体、分子散射的光学厚度。

1.3.2 臭氧吸收的参数化

考虑到臭氧吸收主要发生在大气的高层, 而高层气体密度小, 散射作用可以忽略。根据 Lacis 和 Hansen^[12] 得出的关系式, 在紫外波段(0.4 ~ 0.5 μm) 和可见光谱段(0.5 ~ 0.6 μm) 不同臭氧含量的吸收分别表示为

$$A_{O_3}^{\text{VIS}}(x) = 0.02118x(1 + 0.042x + 0.000323x^2)^{-1} \quad (9)$$

及

$$A_{O_3}^{\text{UV}}(x) = \frac{1.082x}{(1 + 138.6)^{0.805}} + \frac{0.0658}{1 + (103.6x)^3} \quad (10)$$

式中 x 是臭氧含量, 当太阳直接辐射到达第 i 层的臭氧含量为

$$x_i = u_i m_r \quad (11)$$

其中 u_i 是第 i 层上垂直气柱内的臭氧含量, m_r 为相对大气质量或放大因子, 考虑到地球曲率和臭氧平均标高后的空气质量

$$m_r = \frac{35\mu_0}{1224\mu_0^2 + 1} \quad (12)$$

臭氧对大气的总吸收为

$$A_{O_3}(x) = A_{O_3}^{\text{UV}}(x) + A_{O_3}^{\text{VIS}}(x) \quad (13)$$

而其光学厚度为

$$\tau_{O_3} = k_{O_3} O_3 M_0 \quad (14)$$

式中 k_{O_3} 为臭氧吸收系数, O_3 是垂直气柱内总的臭氧含量(以厘米为单位), M_0 是臭氧相对光学质量, 表示为

$$M_0 = \frac{1 + h_0/6370}{\mu_0^2 + 2h_0/6370} \quad (15)$$

其中 h_0 为臭氧最大浓度高度。对不同高度臭氧的光学厚度写为

$$\tau(O_3, z) = H(O_3) \times 0.03 \exp[-277(\lambda - 0.6)^2] \quad (16)$$

式中 z 为高度, $H(O_3)$ 写为

$$H(O_3) = 1 - \frac{1.0183}{1 + 0.0813 \exp(z/5)} \quad (17)$$

1.3.3 水汽吸收的参数化

水汽在波长 $0.7 \sim 4.0 \mu\text{m}$ 波段区间存在着不同的吸收带, Lacis 和 Hansen^[12] 提出水汽的吸收系数的几率分布考虑多次散射, 把水汽吸收系数的几率分布分为 8 个间距, 若某一气层的可降水量为 y (cm), 则水汽的吸收系数为

$$A(y) = 1 - \sum_{n=1}^8 p(k_n) \cdot \exp(-k_n y) \quad (18)$$

式中 k_n 为离散吸收系数, $p(k_n)$ 为离散吸收系数几率分布。 y 为有效水汽光程, 由气层的可降水量 y 确定, 即为

$$y = y_0 \left[\frac{P}{P_0} \right] \left[\frac{T_0}{T} \right]^{0.5} \quad (19)$$

式中 P_0, T_0 和 P, T 分别为标准状况下和地面的气压、温度。水汽的光学厚度为

$$\tau_w(\lambda) = \frac{0.2385k(\lambda)y}{[1 + 20.07k_w(\lambda)]^{0.45}} \quad (20)$$

其中 y 为可降水量, 与露点温度的关系为

$$y = \exp(0.29 + 0.061T_d) \quad (21)$$

而各个高度上水汽的光学厚度为

$$\tau_w(\lambda, z) = H_w(z) \tau_w(\lambda) \quad (22)$$

式中

$$H_w(z) = \exp(-0.639z)$$

1.3.4 气溶胶光学特性参数化

气溶胶对太阳光的散射起重要作用, 据 Angstrom^[13], 气溶胶的光学厚度

$$\tau_a(\lambda) = \alpha \lambda^{-\beta} \quad (23)$$

其中 α 和 β 决定于粒子浓度和谱分布, 总的气溶胶光学厚度 $\tau_a(\lambda)$ 为散射光学厚度 $\tau_{s_a}(\lambda)$ 与吸收光学厚度 $\tau_{a_a}(\lambda)$ 之和, 即

$$\tau_a(\lambda) = \tau_{s_a}(\lambda) + \tau_{a_a}(\lambda) \quad (24)$$

而气溶胶的单次反照率为

$$\tilde{\omega}_a(\lambda) = \tau_{s_a}(\lambda) / \tau_a(\lambda) \quad (25)$$

故有

$$\tau_{s_a}(\lambda) = \tilde{\omega}_a(\lambda) \tau_a(\lambda) \quad (26a)$$

$$\tau_{a_a}(\lambda) = [1 - \tilde{\omega}_a(\lambda)] \tau_a(\lambda) \quad (26b)$$

式中单次反照率 $\tilde{\omega}_a(\lambda)$ 随波长 λ 的变化较小, 从可见光到近红外波段, 其值由 0.6 到 1.0。对大气 z 高度处的光学厚度为

$$\tau_a(\lambda, z) = H_A(z) \alpha \lambda^{-\beta} \quad (27)$$

其中

$$H_A(z) = 1 - \exp(-z/H_p)$$

上式中 H_p 为标高, 取由 Penndorf^[14] 给出的地面到 5 km 高度为 0.97/1.4。

鉴于大气中气溶胶的浓度、成分和谱分布随时空而变, 一些地区的变化相当复杂, 缺

表 1 当 $n = 8$ 时的水所吸收系数的离散几率分布

n	k_n	$p(k_n)$
1	410	0.6470
2	0.002	0.0698
3	0.035	0.1443
4	0.377	0.0584
5	1.95	0.0335
6	9.40	0.0225
7	44.6	0.0158
8	190	0.0087

少详细的观测资料。故本工作在计算中采用 Damell 和 Staylor^[15] 得到的气溶胶光学厚度和可降水的经验关系为

$$\tau_a = 0.03 + 0.13y \quad (28)$$

式中 y 是可降水量。

1.3.5 分子散射的光学厚度

分子散射随波长的增加而急剧减小, 总的垂直光学厚度从紫外处接近于 1 后随波长增大而迅速减小, 根据 Marggraf 和 Griggs^[16] 给出的表示式为

$$\tau_R(\lambda) = 0.0088\lambda^{-4.15+0.2\lambda} \quad (29)$$

分子散射光学厚度随高度 z 的分布为

$$\tau_R(\lambda, z) = H_R(z) \tau_R(\lambda) \quad (30)$$

其中

$$H_R(z) = \exp(-0.1188 - 0.00116z^2)$$

1.3.6 混合气体的光学厚度

混合气体主要是氧和二氧化碳在 $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$ 存在吸收。据 Leckners^[17] 提出的光学厚度写为

$$\tau_{mg}(\lambda) = 1.41k_{g\lambda}m / (1 + 118.3k_{g\lambda}m)^{0.45} \quad (31)$$

其中, $m = mP/P_0$, $m = [\mu_0 + 0.15(93.885 - \theta_0)^{-1.25}]^{-1}$,

式中 P 是气压, θ 为太阳天顶角, P_0 为标准气压, $k_{g\lambda}$ 是混合气体吸收系数。

2 卫星测值与太阳直接辐射和散射辐射的关系

2.1 卫星测量到的地气系统反射的太阳辐射

若入射到大气顶的太阳辐射为 πF_0 , 在大气层中某一高度 z 处的光学厚度为 $\tau(z)$, 在 z 高度之上到大气顶为 a 层, 其反射函数为 $R_a = R_a(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0)$, 向下透射函数为 $T_a = T_a(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) + e^{-\tau_A(z)/\mu_0}$, 向上透射函数为 $\tilde{T}_a = T_a(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) + e^{-\tau_A(z)/\mu}$; 在 z 高度以下到地面为 b 层, 其射反函数为 $R_b = R_b(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0)$, 向下透射函数为 $T_b = T_b(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) + e^{-\tau_b(z)/\mu_0}$, 向上透射函数为 $\tilde{T}_a = T_b(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) + e^{-\tau_b(z)/\mu}$, 其中 $e^{-\tau_A(z)/\mu_0}$ 和 $e^{-\tau_A(z)/\mu}$ 分别为 μ_0 和 μ 方向的直接透过率; T_a 和 T_b 分别为 a 层和 b 层的漫透射函数; $(-\mu_0, \varphi_0)$ 为阳光入射方向, (μ, φ) 为卫星观测方向。则卫星接收到的辐射为

$$\begin{aligned} I^{\text{sat}}(0, \mu, \varphi) &= \pi F_0 \{ R_a + \tilde{T}_a R_b \tilde{T}_a + \tilde{T}_a R_b R_a R_b \tilde{T}_a + \tilde{T}_a R_b R_a R_b R_a R_b \tilde{T}_a + \dots \} \\ &= \pi F_0 \left\{ R_a + \frac{\tilde{T}_a R_b \tilde{T}_a}{1 - R_a R_b} \right\} \quad (32) \end{aligned}$$

2.2 卫星测值与 z 高度上太阳向上散射辐射的关系

在 z 高度的向上散射辐射可以写为

$$I_{\text{diff}}^{\text{sat}}(z) = \pi F_0 \frac{\tilde{T}_a R_b}{1 - R_a R_b} \quad (33)$$

则由式(32), (33) 得

$$I_{\text{diff}}^{\text{sat}}(z) = \frac{1}{\tilde{T}_a} [I^{\text{sat}} - \pi F_0 R_a] = \frac{1}{\tilde{T}_a} I^{\text{sat}} - \pi F_0 \frac{R_a}{\tilde{T}_a} \quad (34)$$

若令 $a(1) = \frac{1}{\tilde{T}_a}$, $a(2) = \pi F_0 \frac{R_a}{\tilde{T}_a}$ 则式(34) 写为

$$I_{\text{diff}}^{\text{up}}(z) = a(1)I^{\text{sat}} + a(2) \quad (35)$$

由此可见, z 高度上的向上散射辐射在 $a(1)$ 、 $a(2)$ 为常数时, 与卫星测值成线性关系。问题就归结为如何确定 $a(1)$ 、 $a(2)$ 。在大气顶处, $T_a = 1$, $R_a = 0$, 这时有 $I_{\text{diff}}^{\text{up}} = I^{\text{sat}}$ 。而在大气底层, R_a 为整层大气的反射函数, 则地面的向上散射辐射为

$$I_{\text{diff}}^{\text{up}}(0) = \frac{1}{T_a}(I^{\text{sat}} - \pi F_0 R_a) \quad (36)$$

2.3 z 高度处太阳向下散射辐射与卫星测值的关系

在 z 高度层向下的辐射(直接 + 散射) 为

$$I_{\text{dir} + \text{diff}}^{\text{down}}(z) = \pi F_0 \tilde{T}_a (1 - R_a R_b)^{-1} \quad (37)$$

由于 $\tilde{T}_a = T_a + e^{-\tau_A(z)/\mu_0}$ 和 $I_{\text{dir}}^{\text{down}}(z) = \pi F_0 e^{-\tau_A(z)/\mu_0}$, 故有

$$I_{\text{diff}}^{\text{down}}(z) = \pi F_0 \left\{ \frac{\tilde{T}_a}{1 - R_a R_b} - e^{-\tau_A(z)/\mu_0} \right\} \quad (38)$$

则 z 高度向下的太阳散射辐射与卫星测值的关系为

$$I_{\text{diff}}^{\text{down}}(z) = \frac{1}{R_b \tilde{T}_a} \{ I^{\text{sat}} - \pi F_0 R_a \} - \pi F_0 e^{-\tau_A(z)/\mu_0} \quad (39)$$

或令 $b(1) = \frac{1}{R_b \tilde{T}_a}$, $b(2) = -\pi F_0 \left[\frac{R_a}{R_b \tilde{T}_a} + e^{-\tau_A(z)/\mu_0} \right]$, 则

$$I_{\text{diff}}^{\text{down}}(z) = b(1)I^{\text{sat}} + b(2) \quad (40)$$

2.4 z 高度处的太阳直接辐射与卫星测值的关系

将 $\tilde{T}_a = T_a + e^{-\tau_A(z)/\mu_0}$ 代入式(32) 得

$$I^{\text{sat}} = \pi F_0 \left\{ R_a + \frac{(T_a + e^{-\tau_A(z)/\mu_0}) R_b \tilde{T}_a}{1 - R_a R_b} \right\} \quad (41)$$

由于 z 处的直接辐射写为

$$I_{\text{dir}}^{\text{down}}(z) = \pi F_0 e^{-\tau_A(z)/\mu_0}$$

所以 z 处直接太阳辐射与卫星测值的关系为

$$I_{\text{dir}}^{\text{down}}(z) = \frac{1 - R_a R_b}{R_b \tilde{T}_a} \left\{ I^{\text{sat}} - \pi F_0 \left[R_a + \frac{T_a R_b \tilde{T}_a}{1 - R_a R_b} \right] \right\} \quad (42)$$

令 $c(1) = \frac{1 - R_a R_b}{R_b \tilde{T}_a}$, $c(2) = -\pi F_0 \left[\frac{R_a(1 - R_a R_b) + T_a R_b \tilde{T}_a}{R_b \tilde{T}_a} \right]$

则有

$$I_{\text{dir}}^{\text{down}}(z) = c(1)I^{\text{sat}} + c(2) \quad (43)$$

显然式(43) 与式(36)、(40) 一样, 表示为类似的形式。故由卫星测值计算太阳直接辐射和散射辐射的关键是确定系数 $a(1)$ 、 $a(2)$ …… $c(2)$ 。

3 资料

为计算太阳直接辐射和散射辐射, 本工作收集了1993 ~ 1996年的GMS卫星云图资料, 其中1994年6 ~ 7月为逐日逐时的可见光和红外卫星资料, 其波长范围分别为0.50

$\sim 0.75 \mu\text{m}$ 和 $10.5 \sim 12.5 \mu\text{m}$, 可见光计数范围为 $0 \sim 63$ 个等级, 红外计数范围为 $0 \sim 255$ 个等级; 还收集了由极轨诺阿气象卫星发送的 TOVS 资料反演的 1990 年的臭氧资料, 以及 1992 年以前共 5 年的国际卫星云气候计划 (ISCCP) 云参数资料; 1994 年 6 ~ 7 月中国无线电探空站的逐日探空资料、地面辐射观测站逐时的太阳直接辐射和散射辐射资料。

4 方法和结果

由卫星测值计算太阳直接辐射和散射辐射需要取式 (36), (40), (43) 中的系数, 这些系数的确定则需要求取反射函数和透射函数, 而这又涉及到各吸收物质的光学厚度的计算, 需要知道如像气溶胶、水汽等物质的时空分布, 在目前还有很大困难。为此, 本工作采用统计的方法, 求取类似式 (36), (40), (43) 中系数, 建立由卫星测值计算太阳直接辐射和散射辐射的统计模式。但是用统计方法需要有大气各高度上的太阳直接辐射和散射辐射为样本, 困难的是目前尚无辐射探空资料可利用, 故本工作只能借助理论的方法来解决, 这里先根据辐射传输理论, 用上面讨论的辐射参数化的方法, 以及无线电探空站的高空温、湿资料等, 得到辐射计算参数, 后输入到离散纵标法模式求出大气各高度上的太阳直接辐射和散射辐射, 并以此为样本, 与相应探空资料站点的卫星测值进行回归拟合。在由探空资料计算太阳直接辐射和散射辐射时有下面几个问题要说明:

(1) 关于臭氧资料, 因仅收集到的 1990 年度的, 考虑到其年际变化不会很大, 在其它年份的样本中都以 1990 年的臭氧资料替代;

(2) 由于每天白天的无线电探空资料只有早上 08 00 时(北京时)一次, 故在上午其它时间的太阳直接辐射和散射辐射的计算中, 只能以早上 08 00 时的替代。

(3) 由于气溶胶的时空变化很大, 难以取得其时空分布, 这里采用式 (28) 求取气溶胶的光学厚度。

4.1 由离散纵标法计算晴天大气各高度上的太阳直接辐射和散射辐射

根据辐射参数化和离散纵标法, 利用北京、郑州、兰州、济南、成都、武汉等中国多个探空站的资料, 求得晴天大气各高度上太阳直接辐射和散射辐射。由于没有大气各高度上实际太阳直接辐射和散射辐射观测资料检验理论模式计算结果的合理性和可靠性, 为此本工作先对北京、成都、兰州、济南、武汉、郑州等多个站点的计算结果进行分析比较, 说明其可靠性和合理性。如图 1 ~ 4 分别是 1994 年 6 月 10 日上午北京、成都站点 08 00 ~ 12 00 时 5 个时次晴天大气状况下的计算结果(其它站点的图略), 纵坐标 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20 分别代表 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150, 100 hPa 和 25, 30 km 等高度。从图中可以看出以下特点:

(1) 对各站点计算的太阳直接辐射和散射辐射随高度的变化趋势基本相同。

(2) 无论太阳直接辐射还是散射辐射, 从 08 00 时到 12 00 时都明显增加, 但增加的速率不同, 从 08 00 到 09 00 时增加较大; 而 11 时到 12 时增加较小, 仅为 $2.77 \times 0.1 \times 10 \text{ MJmh}$, 这两个时刻的值较接近; 对散射辐射而言, 低层的增加较高层的大。以上说明每日的太阳直接辐射和散射辐射的日变化与太阳天顶角有关; 当太阳天顶角大时, 这两

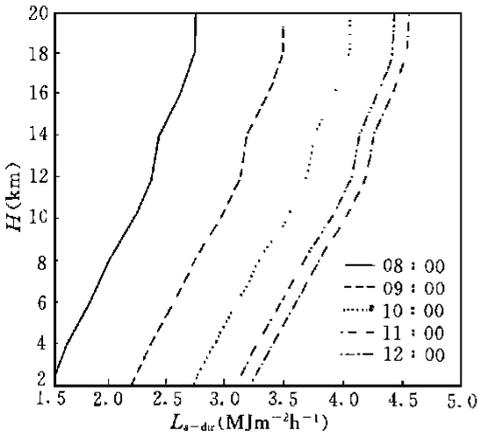


图1 由离散纵标法计算的1994年6月10日0800到1200时5个时次北京站点太阳直接辐射垂直分布

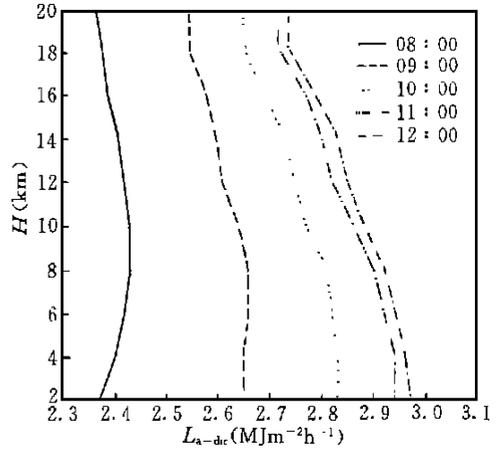


图2 由离散纵标法计算的1994年6月10日0800到1200时5个时次北京站点太阳散射辐射垂直分布

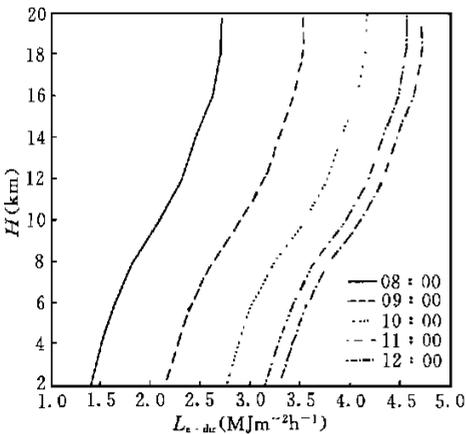


图3 由离散纵标法计算的1994年6月10日0800到1200时5个时次成都站点太阳直接辐射垂直分布

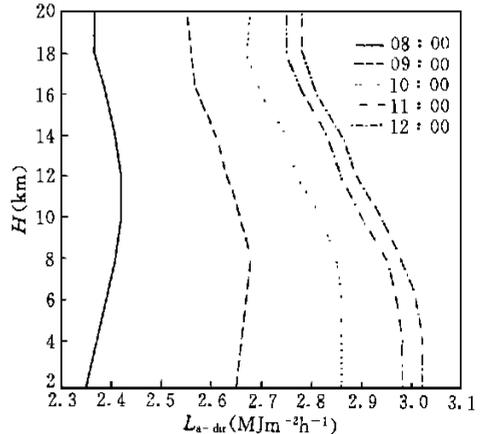


图4 由离散纵标法计算的1994年6月10日0800到1200时5个时次成都站点太阳散射辐射垂直分布

种辐射都较小;而天顶角减小时,这两种辐射随之增大。

(3) 从图中还看到,直接辐射随高度的变化与散射辐射相反,直接辐射随高度增加而增加,原因很简单,太阳辐射从大气顶进入大气层,越往低层水汽、气溶胶、混合气体的含量越大,对太阳光的衰减也越大,太阳直接辐射越到低层就越小;而在对流层中上部及以下的地方,大气对太阳直接辐射的衰减很小,在100 hPa以上的高度,太阳直接辐射几乎保持一定值,变化很小。而对于散射辐射,由于水汽、气溶胶等大气吸收物质集中于大气低层,大气的散射辐射与粒子浓度有关,粒子浓度越大,散射辐射越大,所以散射辐射在低

层大于高层, 其最大值也位于低层; 但是每天不同时刻的散射辐射的变化也不一样, 在 0800 时 400 ~ 500 hPa 高度范围内, 散射辐射为一个平缓的极大值; 而在 0900 时从地面到高空的散射辐射变化较平缓; 到 1200 时 400 hPa 在以下的散射辐射明显较大, 以上散射辐射随高度减小。

(4) 对不同地区大气中的水汽、气溶胶的分布和成分、浓度都不同, 对太阳辐射的吸收和散射也不同, 从计算结果也看到, 如成都、武汉等地区水汽含量大, 而兰州、济南等北方地区水汽较少, 计算到的太阳辐射也有差异, 如兰州、济南的太阳直接辐射和散射辐射比成都、武汉地区的都要大。

从上分析可看出用离散纵标法得出的结果是合理的, 也是可靠的。故本工作使用了 270 多条探空曲线, 求得 270 多组不同高度上的太阳直接辐射、总的散射辐射、向上和向下散射辐射作为样本(实际计算了 700 多组, 由于其效果与 270 多组的差不多, 故这里采用 270 多组)。

4.2 卫星测值与全波段太阳直接辐射和散射辐射间的关系

从原理上, 确定式(36)、(40)、(43)中的系数, 可将卫星测量的辐射值与上面计算到的太阳直接辐射和散射辐射用最小二乘法求取, 但是实际得到的卫星测值是编码计数值, 它与卫星测量到的辐射值之间的关系为

$$A = \frac{L_{\text{sat}}^{\text{vis}}}{\pi F_0} = \left[\frac{(C_{\text{VIS}} - \beta_1)^2}{\beta^2} - V_{\text{sp}} \right] \left(\frac{0.5}{V_{\text{sun}} - V_{\text{sp}}} \right) \quad (44)$$

式中 A 为反照率, $L_{\text{sat}}^{\text{vis}}$ 是卫星测理的辐射值, C_{VIS} 是可见光编码计数值, V_{sun} , V_{sp} 分别是卫星对太阳方向上观测和卫星对宇宙空间观测时仪器的输出电平, β_1 , β_2 为常数。从式(44)看出卫星接收到的辐射值与卫星仪器输出的编码计数值间不是线性关系, 而是存有二次方的关系。又考虑到太阳天顶角对太阳直接辐射和散射辐射的作用, 以及其它因素, 因此按式(36)、(40)、(43)直接由卫星测值推算太阳直接辐射和散射辐射是有困难的, 但是可根据这些关系和式(44)确定卫星测值与太阳直接辐射和散射辐射的统计关系表达式及拟合因子的选取, 通过试验表明采用下面拟合关系较合适, 即

$$L_{A-\text{dir}(\text{dir})}(z) = A(1) + A(2)C_{\text{VIS}} + A(3)C_{\text{VIS}}^2 + A(4)C_{\text{IR}} + A(5)C_{\text{IR}}^2 + A(6)\mu_0 + A(7)\mu_0^2 \quad (45)$$

式中 $L_{A-\text{dir}(\text{dir})}(z)$ 表示 z 高度上太阳直接辐射和总的散射辐射或向上、向下的散射辐射。 $A(1)$ 、 $A(2)$ 、……、 $A(7)$ 为拟合系数, C_{IR} 红外编码计数值。 C_{VIS} , C_{VIS}^2 , C_{IR} , C_{IR}^2 , μ_0 , μ_0^2 为拟合因子。 C_{VIS} , C_{IR} 可以直接由卫星资料得到, 对各个站点的 μ_0 也可计算得到。作为统计拟合, $L_{A-\text{dir}(\text{dir})}$ 取由离散纵标法计算的相应卫星测值时刻的太阳直接辐射和散射辐射值。表 2, 3, 4 和 5 分别是由 270 多个样本组得到的大气 10 个高度上的太阳直接辐射、总的散射辐射和向上、向下太阳散射辐射的拟合系数 $A(1)$ 、 $A(2)$ 、 $A(3)$ …… $A(7)$ 和相关系数 R 。从拟合结果看出, 卫星测值与大气各个高度上的太阳直接辐射和向上散射辐射的相关系数较高; 而向下的散射辐射与卫星的测值的相关性略差。这说明用卫星资料反演太阳直接辐射和向上散射辐射要比反演向下散射辐射效果要好。实际上, 由于大气中阳光的多次散射的作用, 可以把大气的向上散射辐射看作是各向同性的, 在大气顶的向上散射辐射就可看作卫星测量到的辐射。

表2 卫星测值与太阳直接辐射的拟合系数和相关系数

高度	A(1)	A(2)	A(3)	A(4)	A(5)	A(6)	A(7)	R
30 km	- 0.1015	- 0.1499E - 2	0.3151E - 4	- 0.4774E - 3	0.2095E - 5	4.9274	- 0.3087E - 1	0.97
25 km	- 0.1284	- 0.4112E - 2	0.8588E - 4	- 0.3398E - 3	0.1637E - 5	5.0124	- 0.7615E - 1	0.96
100 hPa	- 0.2148	- 0.9693E - 2	0.1609E - 3	0.1389E - 2	- 0.3526E - 5	4.8322	0.4796E - 1	0.96
150 hPa	- 0.4354	- 0.2493E - 2	- 0.4428E - 4	0.1256E - 2	- 0.2246E - 5	4.7701	0.1162	0.95
200 hPa	- 0.5449	0.2781E - 1	- 0.6752E - 3	- 0.3762E - 2	0.1537E - 4	4.8247	0.6126E - 1	0.97
300 hPa	- 0.3901	0.2563E - 1	- 0.6487E - 3	- 0.8447E - 2	0.2959E - 4	4.7538	0.1130	0.96
400 hPa	- 0.4744	0.2045E - 1	- 0.5339E - 3	- 0.9472E - 2	0.3370E - 4	4.6792	0.1262	0.97
500 hPa	- 0.6394	0.4381E - 1	- 0.1143E - 2	- 0.1049E - 1	0.4063E - 4	4.2903	0.3242	0.96
700 hPa	- 0.7723	0.4241E - 1	- 0.1110E - 2	- 0.9062E - 2	0.3536E - 4	4.0093	0.4612	0.97
850 hPa	- 0.8383	0.2213E - 1	- 0.6133E - 3	- 0.5601E - 2	0.2241E - 4	3.8429	0.5245	0.97

表3 卫星测值与太阳散射辐射的拟合系数相关系数

高度	A(1)	A(2)	A(3)	A(4)	A(5)	A(6)	A(7)	R
30 km	1.5878	- 0.2720E - 2	0.6140E - 4	0.4400E - 5	0.5801E - 7	1.6101	0.3841	0.97
25 km	1.5443	- 0.1955E - 2	0.4593E - 4	- 0.1163E - 3	0.5154E - 6	1.7423	- 0.4770	0.96
100 hPa	1.5642	- 0.8336E - 3	0.3354E - 4	- 0.5060E - 3	0.1547E - 5	1.7371	- 0.4391	0.96
150 hPa	1.4794	- 0.5776E - 3	0.2988E - 4	- 0.4487E - 3	0.1393E - 5	1.9665	- 0.5474	0.95
200 hPa	1.4240	- 0.9161E - 3	0.8648E - 5	0.4024E - 3	- 0.1463E - 5	2.0018	- 0.5466	0.98
300 hPa	1.3729	- 0.7066E - 2	0.1682E - 3	0.1007E - 2	- 0.3434E - 5	2.1693	- 0.5958	0.97
400 hPa	1.2702	- 0.6479E - 2	0.1501E - 3	0.6820E - 3	- 0.2341E - 5	2.4016	- 0.6641	0.97
500 hPa	1.2318	- 0.8362E - 2	0.1893E - 3	0.6161E - 3	- 0.2284E - 5	2.4969	- 0.6699	0.97
700 hPa	1.1169	- 0.6606E - 2	0.1464E - 3	0.3451E - 4	0.8972E - 8	2.7268	- 0.7509	0.96
850 hPa	0.9954	- 0.4655E - 2	0.9640E - 4	- 0.8195E - 4	0.4649E - 6	2.9098	- 0.8178	0.97

表4 卫星测值与太阳向上散射辐射的拟合系数和相关系数

高度	A(1)	A(2)	A(3)	A(4)	A(5)	A(6)	A(7)	R
30 km	0.4887	- 0.5736E - 3	0.9489E - 5	0.8614E - 4	- 0.2431E - 6	1.7392	- 0.4506	0.99
25 km	0.5134	- 0.2656E - 3	0.4377E - 5	0.3856E - 4	- 0.1121E - 6	1.6744	- 0.4109	0.99
100 hPa	0.4619	- 0.6422E - 3	0.1015E - 4	0.1154E - 3	- 0.2427E - 6	1.7232	- 0.4217	0.99
150 hPa	0.3568	- 0.9792E - 3	0.1258E - 4	0.9396E - 4	- 0.5536E - 8	1.8796	- 0.4879	0.99
200 hPa	0.3283	- 0.5197E - 3	0.5567E - 5	- 0.1401E - 3	0.3490E - 6	1.9460	- 0.5230	0.99
300 hPa	0.2655	- 0.1637E - 2	0.1539E - 4	- 0.8144E - 3	0.2366E - 5	2.1261	- 0.6068	0.99
400 hPa	0.1835	- 0.2265E - 2	0.1575E - 4	- 0.9390E - 3	0.2773E - 5	2.2024	- 0.6228	0.99
500 hPa	0.1324	- 0.2590E - 2	0.1297E - 4	- 0.1000E - 2	0.3329E - 5	2.2186	- 0.6101	0.99
700 hPa	0.7125E - 1	- 0.1524E - 2	0.6567E - 5	- 0.1014E - 2	0.3439E - 5	2.1901	- 0.5742	0.99
850 hPa	0.1618E - 1	- 0.8683E - 3	0.1149E - 4	- 0.5279E - 3	0.1568E - 5	2.1079	- 0.5129	0.99

表5 卫星测值与太阳向下散射辐射的拟合系数和相关系数

高度	A(1)	A(2)	A(3)	A(4)	A(5)	A(6)	A(7)	R
30 km	1.0925	0.1981E - 3	- 0.3499E - 6	- 0.4243E - 4	0.6319E - 7	- 0.1784	0.9633E - 1	0.90
25 km	1.0256	0.2462E - 3	- 0.2195E - 5	- 0.3925E - 4	0.6470E - 7	0.1672E - 1	- 0.3522E - 1	0.88
100 hPa	1.1790	- 0.2818E - 2	0.1004E - 3	- 0.1058E - 2	0.3131E - 5	- 0.1339E - 1	- 0.1727E - 1	0.63
150 hPa	1.2263	- 0.4072E - 2	0.1465E - 3	- 0.1133E - 2	0.3186E - 5	0.6263E - 1	- 0.6191E - 1	0.56
200 hPa	1.1124	- 0.9219E - 3	0.2446E - 4	0.3832E - 1	- 0.1076E - 5	0.3283E - 1	- 0.6455E - 2	0.50
300 hPa	1.0311	- 0.4847E - 3	0.2733E - 4	0.1723E - 2	- 0.5118E - 5	0.7876E - 1	0.8013E - 2	0.82
400 hPa	0.9938	- 0.8360E - 3	0.4313E - 4	0.1808E - 2	- 0.5511E - 5	0.2760	- 0.6754E - 1	0.85
500 hPa	0.9798	- 0.1975E - 2	0.6623E - 4	0.1716E - 2	- 0.5563E - 5	0.4351	- 0.1376	0.96
700 hPa	0.9565	- 0.1754E - 2	0.4770E - 4	0.1333E - 2	- 0.4436E - 5	0.6199	- 0.2158	0.96
850 hPa	0.9322	- 0.1172E - 2	0.2617E - 4	0.9260E - 3	- 0.3221E - 5	0.7743	- 0.2819	0.98

另外在晴空大气的条件下,水汽、气溶胶等各种气体的变化都较小,其相关系数自然就高。这说明用卫星资料反演晴空大气的太阳直接辐射和总的散射辐射,以及太阳向上、

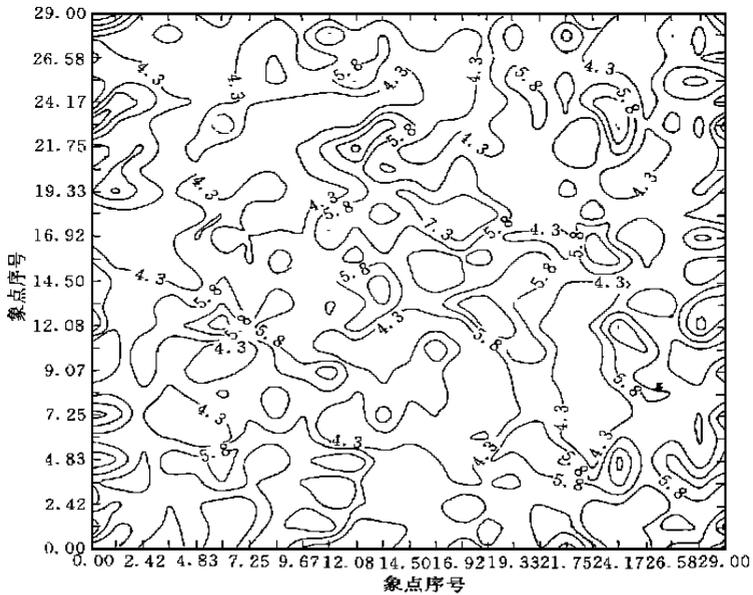


图5 由卫星资料估算1994年6月10日0800时我国西北地区100 hPa高度上太阳直接辐射分布

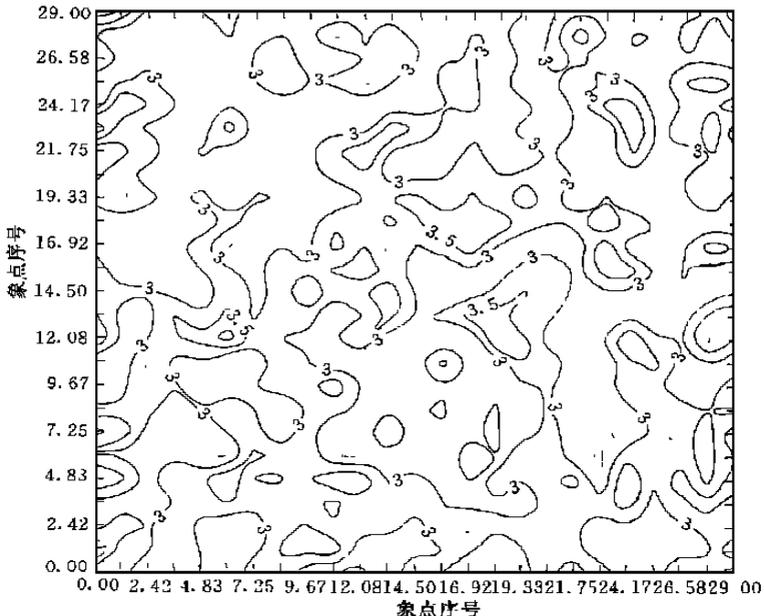


图6 由卫星资料估算1994年6月10日0800时我国西北地区100 hPa上太阳散射辐射分布

向下散射辐射是可行的。作为一个估算结果,本工作取我国西北地区30个×30个象点的一个小区域的可见光和红外编码计数值,根据表2,3给出的结果计算了100 hPa上的太阳直接辐射和总的散射辐射。图5和图6表示了这个高度上太阳直接辐射和散射辐射的分布,其纵坐标和横坐标上标的是象点数。

5 结 论

从上面的工作得出下面几点:

(1) 本工作利用离散纵标法求得了大气各高度上太阳直接辐射和散射辐射,结果是合理的。

(2) 导得了卫星测量辐射值与太阳直接辐射、散射辐射和向上、向下散射辐射的理论关系。

(3) 建立了卫星测值反演大气各高度的太阳直接辐射和散射辐射,以及向上、向下散射辐射的计算模式。表明卫星资料反演大气各高度的太阳直接辐射和散射辐射是可行的。

参考文献

- 1 Liou K N. Analytic two-stream and four-stream solution for radiation transfer. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 1473—1475
- 2 Coakley J A, Chylek P. The two-stream approximation in radiative transfer: Including the angle of the incident radiation. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 409—418
- 3 Stamnes K, Swanson R A. A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculation in anisotropically atmospheres. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 387—399
- 4 Stamnes K, Tsay S C, Wiscombe W, Numerically et al. stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl Opt*, 1988, 27: 2502—2509
- 5 Dedieu G, Deschamps P Y. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to meteorsat data. *J Appl Meteor*, 1987, 26: 79—87
- 6 Tarpley J D, Schneider S R, Money R L, et al. Estimating solar radiation at the surface from geostationary data. *J Appl Meteor*, 1979, 18: 1172—1181
- 7 Justus C, Paris M V, Tarpley J D. Satellite-measured in the United States, Mexico, and South American. *Remote Sens of Environ*, 1986, 20: 57—83
- 8 Gautier C, Diak G, Masse S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J Appl Meteor*, 1980, 19: 1005—1012
- 9 钟强, 畦金娥. 利用 Nimbus-7 行星反照率观测资料估算青藏高原地区的总辐射. *气象学报*, 1989, 47(2): 165 ~ 172
- 10 陈渭民, 缪英好, 高庆先. 由 GMS 资料估算青藏高原地区的总辐射. *南京气象学院学报*, 1997, 20(3): 326 ~ 333
- 11 Lacis A A, Hasen J. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 118—133.
- 12 Angstrom A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, 1961, 13: 214—221
- 13 Penndorf R. The vertical distribution of Mie particles in the troposphere. *Geophysics Research Paper 25*, AFCRL, Bedford, MA, 19540
- 14 Danel W L, Staylor W F, Gupta S K, et al. Estimation of surface insolation using sun-synchronous satellite data. *J Climate*, 1988, 1: 820—835
- 15 Marggraf W A, Griggs M. Aircraft measurements and calculations of the total down-ward flux of solar radiation

as a function of altitude. *J Atmos Sci*, 1969, 26: 469—477

- 16 Leckner B. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface elements of a model. *Solar Energy*, 1978, 20: 143—150

ESTIMATION OF SOLAR DIRECT AND SCATTERING RADIATIONS IN A CLEAR SKY ATMOSPHERE FROM SATELLITE DATA

Chen Weimin

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Bian Duo

(*Meteorological Bureau of the Xizang Autonomous Region, Lasa 850000*)

Yu Fan

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Abstract

Based on the multiple scattering theory, the radiative effect of moisture, aerosols, ozone and mixing gases is parameterized, and the Chinese sounding data and the NOAA TOVS retrieval data are used to calculate the solar direct and scattering radiations at each level in the atmosphere in terms of the discrete ordinate method. Meanwhile, the calculated radiations are statistically fitted with satellite visible and infrared radiation observations, thus developing a model for calculating the solar direct and scattering radiations from satellite observations in atmosphere. The solar radiations are of importance in atmospheric optic environment characteristics and the general circulation and climatic change researches.

Key words: Satellite observations, Cloudless atmosphere, Solar direct radiation, and Solar diffuse radiation.