近地层大气气溶胶对曙暮光辐射 强度和天空颜色的影响*

范学花1) 陈洪滨2) 杜秉玉1)

1) (南京气象学院,南京 210044)

2) (中国科学院大气物理研究所,北京 100029)

摘 要采用离散坐标法(DISORT)辐射传输软件包UVSPEC的伪球面模式,计算了 300~850 nm 波段曙暮光时期地面不同观测仰角的辐射强度和天空颜色。模式选取美国标 准大气(U.S.1976),考虑多次散射效应及水汽、臭氧和二氧化碳的吸收。分析研究了近 地层大气不同气溶胶光学厚度时曙暮光天空辐射强度和颜色指数随太阳天顶角和观测仰角 的变化。结果表明,曙暮光时天空的红蓝光颜色指数随近地层大气气溶胶光学厚度的变化 显著。此方法理论上可以用于近地层气溶胶光学厚度的反演测量。

关键词: 曙暮光; 球面大气; 气溶胶; 光学厚度; 颜色指数

文章编号 1006-9895 (2004) 02-0301-10 中图分类号 P422.3 文献标识码 A

1 引言

通常曙暮光指的是日出前和日落后,天没有完全黑的这段时间。Rozenberg^[1]把太阳仍在地平面以上,即太阳天顶角 θ<90°,但地平线附近的天空亮度迅速变化的这段时间也定义成曙暮光。本文采用这个经 Rozenberg 扩展的定义。

以前的工作者主要从以下几个方面研究了曙暮光强度和颜色与大气混浊度的关系。 Volz 等^[2,3]和 Coulson^[4]直接观测整个曙暮光时期的辐射强度(Intensity,用 I 表示), 从观测结果获得中间层大气的尘埃浓度。吴北婴等^[5]和 Lenoble 等^[6]用 Monte-Carlo 方 法模拟计算曙暮光辐射强度及颜色指数(Color Index,用 I_c表示),说明由于火山灰出 现在平流层,曙暮光强度和天空颜色都发生了明显变化。Adams 等^[7]和 Shaw^[8]利用大 气辐射传输模式计算曙暮光天空颜色和强度。早期的工作多是用基于平面平行大气假 设的单次散射辐射传输模式,监测高层大气的混浊度,尤其是研究平流层火山灰或流 星尘。然而,对曙暮光特有的长路径和高太阳天顶角,多次散射的作用和地球曲率的 影响是很重要的^[9]。

本文采用离散坐标法(DISORT)辐射传输软件包 UVSPEC 考虑多次散射的伪球 面模式^[10],计算了 300~850 nm,70° $\leq \theta \leq$ 96°($\theta >$ 96°时肉眼已看不到曙暮光^[9])时, 不同观测仰角(α)的天空辐射强度,从而研究近地面气溶胶层对曙暮光辐射强度和颜 色指数的影响。

²⁰⁰²⁻¹¹⁻¹⁵ 收到, 2003-04-18 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40028503

2 模式介绍

辐射传输的离散坐标法的一般表述由 Chandrasekhar^[11] 和廖国男^[12] 给出,然而由 于此方法数值解的困难,难以广泛地应用于辐射传输计算。1988年,Stamnes 等^[13] 解 决了离散坐标法矩阵形式中的特征值和特征矢量求解问题以及积分常数的求解问题, 同时公布了离散坐标法的辐射传输软件包——DISORT,可求解垂直非均匀、各向异性 并含热源的平面平行介质中的辐射传输问题,其波谱可覆盖紫外~微波段,计算包括 了热辐射、散射、吸收、下边界双向反射和发射等物理过程。该模式称为 DISORT 平 面模式,已得到广泛应用。

1991年, Dahlback和 Stamnes^[14]介绍了 DISORT 软件包的伪球面和球面模式,这 个基于扰动技术将球面问题简化成一系列平面问题的球面模式,对于研究曙暮光情况 下的辐射传输问题非常有效。

1995年,Kylling¹⁰为DISORT 算法加入了大气模式参数、消光系数、相函数、 光学厚度计算的多个子程序,使其成为用户使用方便的实用软件——UVSPEC¹⁵。

UVSPEC 是针对紫外和可见光波段(176.0~850.0 nm)设计的,波谱分辨率为 1.0 nm,计算 0~100 km 各高度的散射、直射辐射通量和辐射强度。UVSPEC 程序可 适用于 DISORT 的平面、二流、伪球面和球面(暂缺)四种模式的计算,用户可根据 所研究问题的具体需要选用。

软件包可分为三个部分:

(1) 输入大气模式参数、太阳地外谱数据、各种气体吸收截面数据、气溶胶和卷 云模式数据,由子程序 readm、atmdat、getaer、getabs 完成。大气模式为五种标准大 气模式任选,其中气溶胶和卷云数据取自 LOWTRAN7 程序,这些基本数据分别构成 独立的数据文件,用户可方便的进行查询和替换。

(2) 计算吸收系数、散射系数、非对称因子、单次散射反照率、相函数和总光学 厚度。所涉及的子程序是: absdep、scadep、aeroptic、ciropt、wcoptic, opticp。

(3) 辐射通量、辐射强度计算由 DISORT 子程序完成。

在研究曙暮光时,必须考虑地球曲率的影响,所以要解球面问题的辐射传输方 程^[14,15]。

在球坐标中,辐射强度的导数从平面坐标的一项增加为四项,所增加部分是强度 随观测天顶角、观测方位角和太阳天顶角的变化,因此球坐标下的散射辐射强度 *I*(*r*,μ,*q*,μ₀)的传输方程可写为

 $L(r,\mu,\varphi,\mu_0)I(r,\mu,\varphi,\mu_0) = -\beta(r)[I(r,\mu,\varphi,\mu_0) - J(r,\mu,\varphi,\mu_0)], \quad (1)$ 式中 r 是距地球中心的径向距离, β 是消光系数, μ 是观测天顶角余弦, φ 是观测方位 角, μ_0 是太阳天顶角余弦, 微分算子 L 表示为

$$L(r,\mu,\varphi,\mu_0) \equiv \mu \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1-\mu^2}{r} \frac{\partial}{\partial \mu} + \frac{1}{r} f(\mu,\mu_0) \\ \times \Big[\cos(\varphi-\varphi_0) \frac{\partial}{\partial \mu_0} + \frac{\mu_0}{1-\mu_0^2} \times \sin(\varphi-\varphi_0) \frac{\partial}{\partial (\varphi-\varphi_0)} \Big], \quad (2)$$

因子 f:

$$f(\mu,\mu_0) \equiv (1-\mu^2)^{\frac{1}{2}} (1-\mu_0^2)^{\frac{1}{2}}, \qquad (3)$$

源函数:

$$J(r,\mu,\varphi,\mu_{0}) = \frac{\omega(r)}{4\pi} \int_{0}^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} d\mu' P(r,\mu,\varphi,\mu',\varphi') \times I(r,\mu',\varphi',\mu_{0}) + \frac{\omega(r)}{4\pi} P(r,\mu,\varphi,-\mu_{0},\varphi_{0}) I_{0} e^{-C(r,\mu_{0})}, \qquad (4)$$

源函数中的第一项对应多次散射,第二项对应单次散射贡献。*C*(*r*,μ₀)描述消光路径长度,即一般所说的 Chapman 函数, exp[-*C*(*r*,μ₀)]则表示入射的太阳辐射强度沿太阳 射线路径的透过率。

3 计算结果和讨论

本文主要目的是研究近地层大气气溶胶对曙暮光强度和颜色的影响,故在 30~100 km 高度采用流星尘模式,10~30 km 高度采用背景平流层气溶胶,2~10 km 高度用模 式提供的对流层气溶胶廓线,而 0~2 km 高度的消光与地面能见度有关。考虑无云晴 天大气,波段范围是 300~850 nm,DISORT 计算取 16 流。计算选用美国 1976 标准大 气,考虑水汽、臭氧和二氧化碳的吸收,550 nm 处的气溶胶光学厚度 τ_{550} (下文简写 为 τ)分别为:0.3303、0.7207、1.3072、3.0622。比较四种气溶胶光学厚度时的曙暮 光辐射强度及颜色指数 I_c ,讨论近地层大气气溶胶变化对曙暮光辐射强度和天空颜色 的影响。

由于在相同能见度条件下城市和乡村气溶胶光学厚度差别很小,因此,以下本文 不失代表性地只计算了城市气溶胶的情况。

3.1 辐射强度

选取地面反照率 A_g (ground albedo)为 0.2,观测高度 Z = 0 km。图 1 给出太阳 天顶角 $\theta = 88^\circ$,太阳方位角 $\varphi_0 = 90^\circ$,观测方位角 $\varphi = 90^\circ$ (方位角指光线正方向与正北 方向的夹角),即朝着太阳所在方向($\Delta \varphi = 0^\circ$)观测的辐射强度(I)在不同气溶胶光 学厚度时随波长的变化(如无特殊说明,本文所指的均是太阳所在方向)。四幅图分别 表示不同的观测仰角 (α)。从图 1 可以看出:(1)气溶胶光学厚度越大辐射强度越小, 因为光学厚度越大,对辐射强度的衰减越大;(2)气溶胶光学厚度越大辐射强度随波 长的变化越小,即天空颜色的层次越不明显;(3)300 nm 附近由于臭氧吸收很强,辐 射强度很小。在 600 nm 附近也由于臭氧吸收辐射强度出现第二个极小值,但这种情况 在 τ 值较大时($\tau = 3.0622$)表现不明显。计算结果显示当 $\tau = 0.3303$ 时,气溶胶光学 厚度占总光学厚度的 70%,而当 $\tau = 3.0622$ 时气溶胶对总光学厚度的影响达到了 96% (臭氧对辐射强度的影响下面还要具体陈述)。由此看出,气溶胶光学厚度的过度增大 使臭氧对辐射强度的影响显著减小,因此气溶胶光学厚度较大时 600 nm 附近的极小值 就不如气溶胶光学厚度较小时明显;(4)能见度较好,即气溶胶光学厚度较小,高仰 角观测时(图 1a、b),辐射强度在 450 nm 附近出现极大值,这就是天顶附近天空呈蓝 色的原因。但是随观测仰角 α 的变低(图 1c、d),450 nm 附近的极大值被 700 nm 附近



图 1 不同气溶胶光学厚度 (τ) 时辐射强度 (I) 随波长 (λ) 的变化 太阳天顶角 θ =88°, 观测相对于太阳的方位角 $\Delta \varphi$ =0°, (a) α =90°; (b) α =45°; (c) α =10°; (d) α =2°

的极大值代替,并且仰角 α 越低极大值越向长波偏移,解释了晴好天气曙暮光时,为 什么越靠近地面天空颜色越红。

为了考察臭氧变化对辐射强度的影响,我们计算了臭氧量在一定范围内变化引起 辐射强度的相对变化 $C(C = \Delta I/I)$ 。图 2 给出气溶胶光学厚度相同($\tau = 0.3303$),观



图 2 大气臭氧量变化引起的辐射强度相对变化量随波长的变化

测仰角 α =45°, 臭氧含量分别为正常情况的 0.8 倍和 1.2 倍时辐射强度与正常情况时 辐射强度的相对变化随波长的变化。图 2 中纵坐标值大于零时对应 0.8 倍臭氧量,小 于零时对应 1.2 倍臭氧量(其他条件同图 1)。从图 2 可看出:(1)由于 300 nm 附近是 臭氧的 Hartley 吸收带和 Huggins 吸收带,所以臭氧含量变化时辐射强度的变化很大; (2) 600 nm 附近臭氧的 Chappuis 吸收带也使辐射强度受其影响,最大相对变化分别为 11.9%和-10.6%;(3)除了上述两个吸收波段辐射强度受臭氧量变化的影响较大外, 在 300~850 nm 的其他波段,臭氧含量变化时辐射强度的变化小到可以忽略。

3.2 颜色指数

曙暮光时期由于天空光线有明显的颜色对比,所以水平面以上的天空非常好看。 但是,这种情况只有在大气很干净、天空很晴朗时才会看到。当大气变得很浑浊,能 见度低于 5 km 时,整个天空看上去都很灰暗。由此看来,曙暮光的强度和颜色对比可 作为衡量大气浑浊度的一种指标。

我们可以通过各种光谱区的辐射强度测量,用两个不同波长的强度比,即常说的 颜色指数(I_c)来描述这些光谱效果。本文目的是考察近地层气溶胶对天空颜色的影 响,故选取两个波长的颜色指数,不仅要考虑它们代表的颜色,还要排除臭氧变化对 辐射强度影响的干扰。因此,我们选取 450 nm 和 700 nm 两个受臭氧影响小的波长, 分别代表蓝光和红光,定义颜色指数 I_c为

$$I_{\rm C} = \frac{I_{700\rm nm}}{I_{450\rm nm}}.$$
 (5)



图 3 不同气溶胶光学厚度 (τ) 时颜色指数 (I_c) 随太阳天顶角 (θ) 的变化 太阳天顶角 θ =88°, 观测相对于太阳的方位角 $\Delta \varphi$ =0°, (a) α =90°; (b) α =45°; (c) α =10°; (d) α =2°

图 3a 可以看出: (1) I_c 随气溶胶光学厚度的增加而增加; (2) τ =0.3303 时,在 70° $\theta \leq 96°$ 的整个范围内,0.3277 $\leq I_c \leq 0.4376$,说明能见度好时,天顶附近蓝色光占优势,这与常识相符。 τ =0.7207 时, I_c 有所增加但最大值仍小于 0.5 (0.3668 $\leq I_c \leq 0.4913$)可见天顶附近仍以蓝色光为主。 τ =1.3072 时,除 θ =96° (I_c =0.4322) 外, 其他太阳天顶角时 I_c 值均大于 0.5 (0.5347 $\leq I_c \leq 0.6253$),说明近地层气溶胶光学厚 度较大使天顶附近的蓝色光减少。当光学厚度 τ =3.0622 时,在计算的整个天顶角范 围内 I_c 值都超过了 0.7 (0.7109 $\leq I_c \leq 1.3272$),这时天顶附近蓝色光不再占优势,这 就是为什么能见度差时连天顶附近也看不到蓝色的原因。比较图 3a 和 b 可以看出, α = 45°时 I_c 随 θ 的变化趋势与 α =90°时的一样,只是 α =45°时每个 τ 对应的 I_c 值有所增加, 说明仰角变低时蓝色光会减少。观测接近地面的天空时(图 3c、d), I_c 随太阳天顶角 的变化与高仰角观测时的有较大区别。气溶胶光学厚度越大, I_c 量放大, I_c 最大值出现时的太阳 天顶角越小,而且气溶胶光学厚度越大, I_c 值随太阳天顶角的变化越小。所以能见度 差时,在曙暮光的整个时期,近地面的天空颜色随太阳天顶角的变化不明显。

为了进一步说明颜色指数在不同观测仰角时随太阳天顶角 θ 的变化,我们比较了能见度较好(τ =0.3303)和能见度较差(τ =3.0622)两种情况下,观测仰角 α 分别为90°、45°、10°、6°和2°时颜色指数随太阳天顶角的变化。从 τ =0.3303时的图4 α 可看出,观测仰角 α 越大, I_c 值越小,且 I_c 随 θ 的变化范围也越小。说明越接近天顶,散射到人眼的蓝色光越多,天空颜色在日出日落时的变化也越不明显。而观测仰角 $\alpha \leq 10^\circ$, I_c 值明显增加且随 θ 的变化也增大。说明接近地平线的天空不再是蓝色,而是以红色光为主,并且接近地平线的天空颜色随太阳天顶角的变化很明显。图4b是 τ =3.0622的情况,可以看出,即使 α =90°时, I_c 的值就在1附近变化。从 $\alpha \leq 45^\circ$ 开始, I_c 值在不同仰角时几乎没什么变化。因此,能见度差时整个天空的颜色都没有层次变化。



图 4 不同观测仰角 (α) 时颜色指数 (I_c) 随太阳天顶角 (θ) 的变化 观测相对于太阳的方位角 $\Delta \varphi = 0^\circ$, (a) $\tau = 0.3303$; (b) $\tau = 3.0622$

值得注意的是,能见度差(τ =3.0622)时,不管观测仰角怎么变化,在 θ =88°处颜色指数 I_c 都会出现一个极大值。为此,我们计算比较了气溶胶光学厚度值约以0.1为间隔从0.7207逐步增加到3.0622时,颜色指数随太阳天顶角的变化,结果显示当 τ 值增加到1.51时,在 θ =89°处颜色指数开始出现极大值(图略)。当 τ 值增加到2.75

时,颜色指数的极大值向 θ =88°偏移,并随着 τ 值的增加这个极大值也越来越明显,到 τ =3.0622时即为图 4b 所示。这一现象可用有效散射高度解释。Lenoble 等^[6]定义了一 个归一化的权重函数 W(z),用它表示每层的大气辐射强度对地面接收到总辐射强度的 相对贡献。比较了非扰动大气情况下,太阳天顶角 θ <93°时,单次散射和多次散射的 W(z)值。结果显示,单次散射和多次散射的 W(z)值相差很小。说明虽然高太阳天顶 角时多次散射对辐射强度的贡献很大,但是它几乎没有改变每层大气辐射对总辐射强 度的相对贡献。因此,我们仍可以借用在考虑单次散射时引进的有效散射高度来解释 上述现象。天顶散射光的强度是垂直方向所有高度上大气分子散射到达地面光强的总 和,在光学厚度较大时,由于散射和衰减这两种相反因素的作用,对特定波长,存在 某一有限高度区域,它在到达地面的散射光强中占有较大的贡献,或具有较大的权重, 这就是有效散射高度。很明显,这个高度区域的厚度和位置与太阳天顶角、波长和大 气层本身的状况有关。

此外,我们还分析了太阳落到地平面如 90°)观测时, τ =0.3303和 τ =3.0622两种 情况下颜色指数随观测仰角的变化,如图 5 (地面反照率和观测高度同前)所示,从图 中很容易看出,能见度较好(τ =0.3303) 时, I_c 值在天顶处(α =90°)为0.4242,显 然以蓝色光为主,随着仰角降低 I_c 值逐渐 增加,到接近地平线处(α =6°)时颜色指 数达到最大值4.11,然后又减小到 α =0°时 的1.21。可见气溶胶光学厚度较小时颜色 指数 I_c 随观测仰角有较大幅度的变化,即 天空颜色有明显的层次变化。然而,能见 度差(τ =3.0622)时,颜色指数随观测仰





图 5 不同气溶胶光学厚度(τ)时颜色 指数(I_C)随观测仰角(α)的变化 观测相对于太阳的方位角 Δφ=0°

角的变化很小, *I*c值在 1.5 附近, 天空颜色变化不明显, 因此就看不到洁净大气时五颜六色的曙暮光了。

图 6 给出观测仰角 α 分别为 3°、6°和 10°及 70° $\leq \theta \leq$ 96°情况下,颜色指数(I_c)随 气溶胶光学厚度(τ)的变化,由图可看出:(1)太阳天顶角越大, I_c 最大值对应的 τ 值越小。(2) τ 较小时, I_c 值在不同太阳天顶角时的变化范围较大(1.012~5.640)。 随着 τ 值的增大, I_c 在不同太阳天顶角时的变化范围减小(1.015~2.984)。说明气溶 胶光学厚度越大,天空颜色受太阳天顶角变化的影响越小。(3) $\tau \leq$ 2.0872 时,从太阳 天顶角=70°、观测仰角=10°这条曲线看出, I_c 随 τ 是单调增加的。而当 $\tau \geq$ 1.5997 时, 从太阳天顶角=75°、观测仰角=10°这条曲线可以看出, I_c 随 τ 是单调减小的。这样, 我们在理论上可以通过测量特定方向的 I_c ,求得一定范围内的 τ 值;(4)观测仰角 α = 3°时,太阳天顶角 $\theta >$ 90°以后,颜色指数 I_c 随气溶胶光学厚度 τ 的变化很不明显。就是 说太阳落到地平面以下后,气溶胶光学厚度的变化对接近地面的天空颜色影响不大。



图 6 低仰角观测时颜色指数 (I_c)随气溶胶光学厚度 (τ)的变化 观测相对于太阳的方位角 Δq=0°

4 结论

本文计算了四种地面能见度情况下,曙暮光时期天空的辐射强度和颜色指数 I_c随 太阳天顶角和观测仰角的变化,讨论了近地层大气气溶胶对曙暮光辐射强度和天空颜 色的影响,得出以下几点结论:

(1)近地层大气气溶胶的光学厚度越大,地面观测到的辐射强度越小,且辐射强 度随波长变化的幅度变小。

(2)地面能见度较好,即气溶胶光学厚度较小时,随观测仰角的降低,高仰角时 蓝色波段(450 nm)辐射强度的峰值在低仰角时向红色波段(700 nm)偏移。说明曙 暮光时越靠近地面天空颜色越红。

(3) 在计算波段范围内,大气臭氧含量的变化除了在 300 nm 和 600 nm 附近对辐射强度影响较大外,对其他波段的影响很小,可以忽略。

(4) 气溶胶光学厚度较小(τ=0.3303)时,观测仰角α越大,颜色指数 Ic值越小,且 Ic随太阳天顶角θ的变化范围也小。所以天顶附近的天空是蓝色的,且颜色随太阳天顶角的变化不明显。而观测仰角α≤10°时,Ic值明显增加且随θ的变化范围也增大。说明接近地平线的天空不再是蔚蓝色,而是以红色光为主,并且接近地平线的天空颜色随太阳天顶角的变化很明显。

(5) 气溶胶光学厚度很大(如 τ=3.0622)时,在 α=90°时 I_c的值就已经大于 1。 从 α≪45°开始, I_c值在不同仰角时几乎没什么变化,在整个θ范围内变化也不大。说明 能见度差时,太阳天顶角及观测仰角的变化对天空颜色的影响不大,因此整个天空颜 色都没有层次变化。

(6)由以上分析可见,随近地层气溶胶光学厚度的变化,颜色指数的变化很大。 这样,从原理上来说,通过红蓝光的颜色指数测量可以推得气溶胶光学厚度的变化。 其优点是仪器只要保持较高的稳定度而不需要十分困难的绝对定标。此外,通过分析 颜色指数随观测仰角和太阳天顶角的变化可能推出气溶胶随高度分布的情况。

致谢: 吕达仁研究员、王普才研究员对本工作提出了一些宝贵建议,作者向他们表示衷心的感谢。

参考文献

- 1 Rozenberg, G. V., Twilight, a Study in Atmospheric Optics, New York: Plenum Press, 1966, 359pp.
- 2 Volz, F. E., and R. M. Goody, The intensity of the twilight and upper atmospheric dust, J. Atmos. Sci., 1962, 19, 385~406.
- 3 Volz, F. E., On dust in the tropical and midlatitude stratosphere from recent twilight measure-ments, J. Geophys. Res., 1970, 75 (9), 1641~1646.
- 4 Coulson, K. L., Characteristics of skylight at the zenith during twilight as indicators of atmospheric turbidity.
 2: Intensity and color ratio, Applied Optics, 1981, 20 (9), 1516~1524.
- 5 吴北婴、吕达仁,用 Monte-Carlo 方法模拟火山爆发后的曙暮光特征,大气科学,1989,13 (2),204~213.
- 6 Lenoble, J., and H. B. Chen, Monte-Carlo study of the effects of stratospheric aerosols and clouds on zenith sky spectrometric measurements, *IRS*'92: *Current Problems in Atmospheric Radiation*, Eds. S. Keevallik and O. Karner, A. DEEPAK Publishing, 1992, 481~484.
- 7 Adams, C. N., N. P. Gilbert, and G. W. Kattawar, The influence of ozone and aerosols on the brightness and color of the twilight sky, J. Atmos. Sci., 1974, 31, 1662~1674.
- 8 Shaw, G. E., Radiance and color of the sky at twilight: Perturbations caused by stratospheric haze, Pure and Applied Geophysics, 1981, 119, 231~247.
- 9 Freeman F. Hall, Jr., Twilight sky colors: observations and the status of modeling, Journal of the Optical Society of America, 1979, 69 (8), 1179~1180.
- 10 Kylling, A., Uvpec user's guide, the Uvspec radiative transfer program, edition 0. 2 for Uvspec version 1. 5, 1995, 34pp.
- 11 Chandrasekhar, S., Radiative Transfer, New York: Dover, 1960, 393pp.
- 12 廖国男,大气辐射导论,周诗健等译,北京:气象出版社,1985,428pp.
- 13 Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe et al., Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, Applied Optics, 1988, 27, 2502~2509.
- 14 Dahlback A., and K. Stamnes, A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight, *Planetary and Space Science*, 1991, **39** (5), 671~683.
- 15 吴北婴等,大气辐射传输实用算法,北京:气象出版社,1998,138pp.

The Influence of Lower Atmosphere Aerosols on the Radiance and Color of the Twilight Sky

Fan Xuehua¹⁾, Chen Hongbin²⁾, and Du Bingyu¹⁾

1) (Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

2) (Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The radiance and color of the twilight sky were calculated by use of the pseudo-spherical model of DISORT (Discrete-Ordinate-method Radiative Transfer) software package—UVSPEC. The absorption of H₂ O, CO₂, O₃ and multiple-scattering were taken into account in the radiative transfer model. The computation employed the U. S. Standard Atmosphere 1976 for the wavelength range from 300 nm to 850 nm. The variations of intensity and color index (I_c) during twilight at different solar zenith angles (θ) and view elevation angles (α) with aerosol optical depths in lower atmosphere were investigated. The results show that the red /blue color index during twilight changes evidently with aerosol optical depths in lower atmosphere. Thus, in principle, the proposed color index herein would be used to measure and retrieve the aerosol optical depth in lower atmosphere.

Key words: twilight; spherical atmosphere; aerosol optical depth; color index