

卫星遥感地面紫外辐射的参数化方法*

王普才 吕达仁

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

李占清

(Canada Centre for Remote Sensing, 588 Booth Street, Ottawa, Canada, K1A 0Y7)

P41 A

摘要 提出了一个从卫星观测推算地面 UVB 辐射通量密度和红斑生物紫外辐射剂量的新的参数化方法。该方法基于一个简单的模式: 大气辐射传输介质被简化成三个等效层: 臭氧单独构成的吸收层, 空气分子、云和气溶胶粒子组成的散射层, 以及地面反射层。地面紫外辐射通量密度和生物紫外辐射剂量可以由臭氧层的等效透过率、散射层和地面的联合反射率计算。臭氧层的等效透过率可由大气臭氧总量计算。散射层和地面的联合反射率可由不存在臭氧吸收的紫外或可见光通道的反射辐射强度测量得到。该反演算法形式简单, 只包含很少几个可从卫星测量获得的参数。它通过了一个可靠而相对复杂的基于 DISORT 的紫外辐射传输模式的检验。在广泛的计算条件下, 包括晴天、云天、以及混浊大气, 用这个简单算法计算的地面紫外辐射通量密度和红斑生物紫外辐射剂量与精确算法的结果相差无几。另外, 还实际运用这个算法利用卫星观测资料反演地面紫外辐射通量密度, 与地面实际观测资料做了比较, 符合较好。

关键词: 紫外辐射; 卫星遥感; 参数化

1 引言

臭氧总量减少和地面紫外辐射量增加已经引起了科学界的广泛兴趣和公众关注, 特别是南极臭氧洞和中高纬度臭氧总量减少的事实^[1~5]。在世界范围内已经建立了许多研究和监测计划。过去 20 年的重要进步是建立了世界范围的地基臭氧和紫外辐射监测网, 迄今为止已经包括了上百个臭氧和紫外辐射观测站。这些资料经过质量检查之后存档于设立在加拿大环境局的世界气象组织的世界臭氧和紫外辐射资料中心 (WOUDC)^[6]。还有很多其他紫外辐射观测网络, 如美国 NSF 极地紫外辐射网络和美国农业部紫外辐射网络等^[7,8]。然而地基观测目前仍然难以满足研究臭氧和紫外辐射的需要, 因为观测站数量仍然不足, 而且分布很不均匀, 观测参考标准和质量控制亦难以把握, 观测时期也不够长。这些局限可以通过空基遥感减少或克服。迄今为止, 卫星观测已经有了 20 多年。1970 年发射升空的 Nimbus 4 装载的后向散射紫外遥感器较早地进行了紫外辐射观测, 并连续工作了许多年^[9]。Nimbus 7 提供了用 TOMS 观测的最长时间和高质量紫外辐射观测资料。NOAA 气象卫星装载的太阳后向紫外辐射感应器

1999-05-17 收到, 1999-07-15 收到再改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49605063、863 航天领域与航天科学应用相关课题以及中国科学院知识创新工程共同资助

(SBUV)也进行了长时期的观测。TOMS 是为探测垂直积分臭氧总量而设计的, SBUV 是为获得臭氧廓线设计的。这些资料对于研究臭氧和地面紫外辐射来说非常宝贵^[10~13]。除了 Nimbus 7 之外, TOMS 仪器在 1991~1994 年间在俄罗斯 Meteor 3 卫星上飞行, 1996~1997 年间在日本 ADEOS 卫星上飞行, 现在在美国 NASA 的 Earth Probe 卫星上飞行。臭氧资料还可以通过 TIROS 业务垂直探测器 (TOVS), 平流层气溶胶和气体试验 (SAGE 和 SAGE II), 欧洲 ERS-2 卫星装载的全球臭氧监测试验 (GOME) 获得。所有这些卫星测量提供了大量的关于臭氧和紫外辐射的信息。

本文提出了一个简便的计算地面紫外辐射量的参数化方法, 表达式中只包含臭氧的等效透过率和几个经验系数。这个算法是从一个非常简单的等效辐射传输模式导出的, 算法的表达形式是通过物理分析得出的, 经验系数可通过一个可靠而复杂的紫外辐射传输模式进行大量的模拟试验, 产生大量的模拟样本, 再由统计方法求出。

下一节叙述如何建立反演算法, 然后通过与可靠辐射传输模式以及与地面观测资料的比较对算法进行检验。

2 反演算法

2.1 辐射传输模型与公式表达

这里提出的遥感地面紫外辐射通量的算法是从物理等效观点出发简化的紫外辐射传输模式导出的, 如图 1 所示。从物理等效上看, 紫外辐射传输的介质大气可简化成三

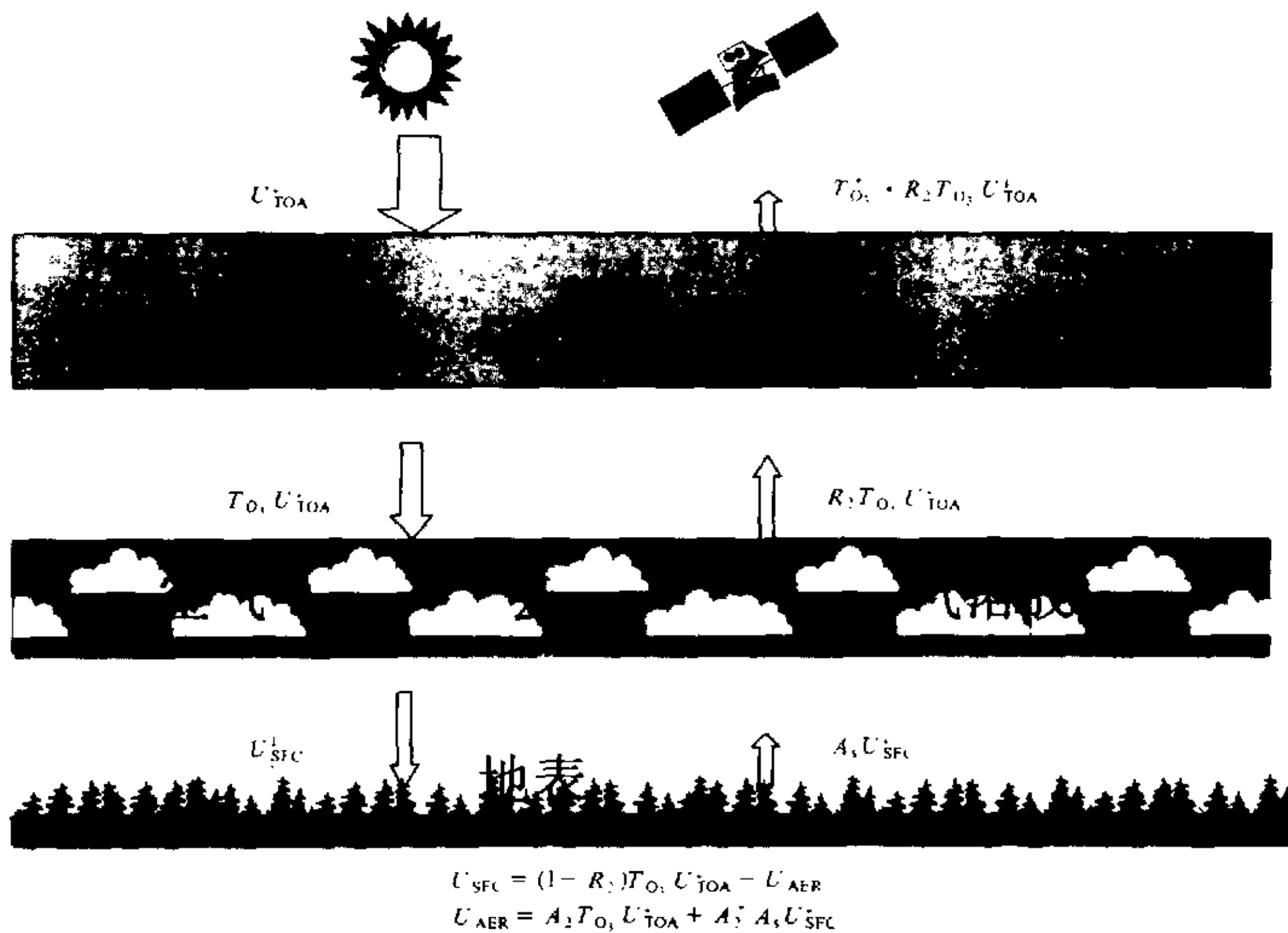


图 1 建立卫星反演地面 UVB 辐射通量密度算法的简单辐射传输模式示意图

层: 上层或臭氧吸收层, 臭氧浓度最大值位于 20~25 km 处; 中间层或散射层, 包含空气分子、云和气溶胶粒子, 这一层主要是散射紫外辐射; 下层或地面反射层, 吸收到达地面的紫外辐射, 将剩余的部分反射回去。参照图 1, 紫外辐射进入臭氧层, 一部分被吸收。剩余的紫外辐射进入中间层, 主要遭受空气分子、云和气溶胶的散射, 此外还可能遭受气溶胶的吸收。通过中间层到达地面层的紫外辐射大部分被吸收掉, 因为地表反射率通常情况下都很小(0.01~0.1)^[14~16]。卫星测到的是经过空气分子、云和气溶胶粒子向上散射、以及地面反射后再通过臭氧层剩余的辐射。

卫星遥感地面紫外辐射通量的方法本质上就是要寻找大气顶部紫外辐射反射通量密度($U_{\text{TOA}}^{\downarrow}$)和地面向下紫外辐射通量密度($U_{\text{SFC}}^{\downarrow}$)的关系。为了建立这种关系, 我们从能量收支出发来分析。若以 $U_{\text{SFC}}^{\downarrow}$ 、 $U_{\text{TOA}}^{\downarrow}$ 和 U_{ATM} 分别表示地面吸收的、大气层顶入射的、以及大气层吸收的紫外辐射通量密度, 那么有

$$U_{\text{SFC}}^{\downarrow} = U_{\text{TOA}}^{\downarrow} - U_{\text{TOA}}^{\uparrow} - U_{\text{ATM}}, \quad (1)$$

臭氧吸收引起的太阳紫外辐射的衰减可用臭氧吸收透过率函数来表达。所以通过臭氧层的紫外辐射通量密度可表达为 $U_{\text{TOA}}^{\downarrow} T_{\text{O}_3}$, 它紧接着遭受位于臭氧层下面的空气分子、云和气溶胶粒子的散射, 以及地表的反射。向上反射的量可用中层和下层的联合反射率(R_2)表示, 即 $R_2 U_{\text{TOA}}^{\downarrow} T_{\text{O}_3}$ 。向上的紫外辐射通过臭氧层时会被再次吸收掉一部分。吸收程度由臭氧向上漫射透过率 $T_{\text{O}_3}^*$ 表示。考虑所有情形, $U_{\text{TOA}}^{\uparrow}$ 可以表达成

$$U_{\text{TOA}}^{\uparrow} = R_2 T_{\text{O}_3} T_{\text{O}_3}^* U_{\text{TOA}}^{\downarrow}, \quad (2)$$

其中 $U_{\text{TOA}}^{\downarrow}$ 可以通过日地距离(d), 太阳天顶角余弦 μ_0 , 以及地外太阳光谱 $S(\lambda)$ 计算:

$$U_{\text{TOA}}^{\downarrow} = \frac{\mu_0}{d^2} \int_{280}^{320} S(\lambda) d\lambda. \quad (3)$$

大气层对 UVB 的吸收(U_{ATM})主要归因于臭氧层, 但这不是所要求的物理量。这里我们集中注意卫星测量参数和所要求的地面紫外辐射通量密度。

如果考虑没有气溶胶吸收的情形, 那么中间层上界和下界的净辐射通量密度应当守恒, 即

$$U_{\text{SFC}}^{\downarrow} = (1 - R_2) T_{\text{O}_3} U_{\text{TOA}}^{\downarrow}. \quad (4)$$

如果存在吸收性气溶胶, 则增加气溶胶吸收项 U_{AER} , 方程(4)变成

$$U_{\text{SFC}}^{\downarrow} = (1 - R_2) T_{\text{O}_3} U_{\text{TOA}}^{\downarrow} - U_{\text{AER}}. \quad (5)$$

类似于臭氧吸收, 气溶胶的附加吸收可由从中间层上界和下界进入的紫外辐射通量密度确定($T_{\text{O}_3} U_{\text{TOA}}^{\downarrow}$ 和 $A_s U_{\text{SFC}}^{\downarrow}$), 可表示为

$$U_{\text{AER}} = A_2 T_{\text{O}_3} U_{\text{TOA}}^{\downarrow} + A_2^* A_s U_{\text{SFC}}^{\downarrow}, \quad (6)$$

其中 A_s 表示地表反射率。考虑到气溶胶对紫外线的较为强烈的多次散射和较弱的吸收, 上式中两个系数可表达为

$$A_2 = a_2 \tau_a = a_2 (1 - \omega_0) \tau_e, \quad (7)$$

$$A_2^* = b_2 \tau_a = b_2 (1 - \omega_0) \tau_e, \quad (8)$$

其中 τ_a 表示气溶胶吸收光学厚度, τ_e 表示气溶胶总消光光学厚度, ω_0 是单次散射反照率, a_2 和 b_2 是系数。

从方程(5)和(6), 考虑到向下的UVB辐射通量密度等于净辐射通量密度除以 $(1-A_s)$, 可以导出一个适用于包含吸收性气溶胶的混浊大气与公式(4)形式相同的表达式

$$U_{\text{SFC}} = [(1-R_2) - A_2] C T_{\text{O}_3} U_{\text{TOA}}^{\downarrow}, \quad (9)$$

其中

$$C = \frac{(1-A_s)}{(1-A_s) + A_2^* A_s}. \quad (10)$$

比较(4)和(9), 很明显吸收性气溶胶的影响通过两个系数表达, 即 A_2 和 C 。注意到系数 C 通常情况下接近于1, 因为地面反射率通常很小。例如, 对于草地, 其值约为0.01^[16]。所以, 气溶胶吸收的影响主要通过(9)式中的系数 A_2 来订正。

注意到 R_2 实际上表示整个大气层但没有臭氧吸收的UVB带的反射率。虽然TOMS在UVB带内有两个通道, 312 nm和317 nm, 但是它们的测量不能表达 R_2 , 因为它们包含了臭氧吸收的贡献。而TOMS不存在臭氧吸收的360 nm和380 nm通道的测量能通过一个十分简单的经验的线性关系表达 R_2 , 因此, 若利用360 nm的天顶反照率(R_{360}), 则(9)式可以改写成

$$U_{\text{SFC}} = [(1-a - bR_{360}) - A_2] C T_{\text{O}_3} U_{\text{TOA}}^{\downarrow}. \quad (11)$$

从(11)式中可以看出, 对一给定太阳天顶角、臭氧总量、气溶胶光学厚度和地表反照率, 不管云量怎样变化, 地面UVB净辐射通量密度与大气顶反照率成正比。图2显示了利用可靠的紫外辐射传输模式选取美国标准大气对不同的太阳天顶角、臭氧总量、气溶胶光学厚度和地表反照率, 以及云的光学厚度进行模拟的结果。图中显示了当分别固定太阳天顶角、臭氧总量、气溶胶光学厚度和地表反照率时, 地面UVB净辐射通量密度(即地面吸收的)与大气顶反照率成正比的关系。

2.2 臭氧吸收的等效透过率

臭氧吸收的UVB带的平均透过率 T_{O_3} 可采用Chou^[17]的参数化算法。这个方法具有指数项求和的形式。整个UVB带可分成多个子间隔, 对每个子间隔可用一个具有等效吸收系数的指数项表达。每个指数项的权重等于相应子间隔的太阳能量在整个UVB带所占的比例(W_i):

$$T_{\text{O}_3} = \sum_{i=1}^n W_i \exp(-k_i u / \mu_0), \quad (12)$$

式中 u 是臭氧总量, 以大气厘米为单位。子间隔的有效臭氧吸收系数由下列公式确定:

$$k_i = -(\ln T_i) / (u / \mu_0), \quad (13)$$

$$T_i = \frac{1}{S} \int_{\Delta\lambda} S(\lambda) \exp[-k(\lambda)u / \mu_0] d\lambda, \quad (14)$$

$$S_i = \int_{\Delta\lambda} S(\lambda) d\lambda, \quad (15)$$

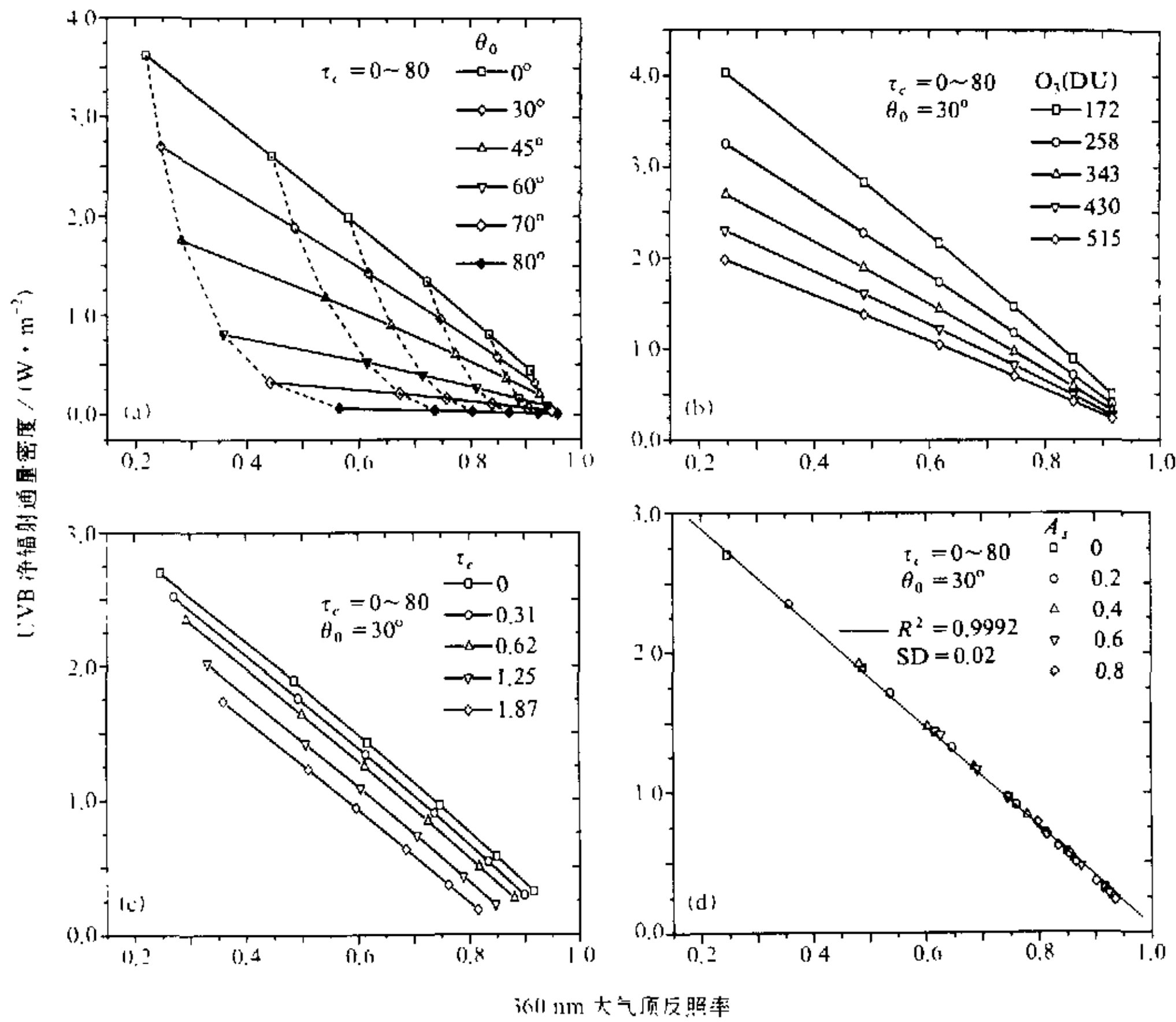


图 2 地面净或吸收的 UVB 辐射通量密度和大气顶反照率随云光学厚度变化的关系

云光学厚度分别取值 0、5、10、20、40、80，同时变化其他参数:

(a) 太阳天顶角; (b) 臭氧总量; (c) 气溶胶光学厚度; (d) 地表反照率, R 为相关系数, SD 为标准偏差

式中 T_i 表示第 i 个子间隔平均透射率, $S(\lambda)$ 表示大气顶部太阳辐射单色辐射通量密度, 而 S_i 对应第 i 个子间隔。

表 1 给出了由上述表达式计算的各子间隔的有效吸收系数和权重, 以用来计算臭氧 UVB 带的平均透过率。

表 1 对于总 UVB 最佳拟合得到的臭氧有效吸收系数和权重

间隔 (nm)	280~290	290~300	300~310	310~315	315~320
k_{eff}	42.46	14.52	4.37	1.69	0.863
W_i	0.139	0.257	0.268	0.162	0.174

注意地面 UVB 辐射通量密度的原理和形式可应用于地面生物作用紫外辐射剂量率 (EUV), 其定义是

$$E = \int_{280}^{400} f(\lambda) A(\lambda) d\lambda, \quad (16)$$

式中 $f(\lambda)$ 表示 UV 单色辐射通量密度, $A(\lambda)$ 是表达生物作用的光谱权重响应函数或称为生物作用谱^[18]。需要测量的紫外辐射剂量率各种各样, 使用较为广泛的有如红斑谱、DNA 损伤谱、以及植物损伤谱, 其中前者使用最广泛。反演 UVB 的公式形式上可应用于红斑紫外辐射剂量率, 只需光谱积分量转变成以生物作用谱为权重的积分。例如, 对红斑紫外辐射通量密度 (EUV), 臭氧带平均透过率定义为

$$T_{O_3, EUV} = \int_{280}^{400} T_{O_3}(\lambda) S(\lambda) A(\lambda) d\lambda / \int_{280}^{400} S(\lambda) A(\lambda) d\lambda, \quad (17)$$

其计算方法与计算 UVB 臭氧带平均透过率相同, 结果列于表 2。

表 2 对于 EUV 最佳拟合得到的臭氧有效吸收系数和权重

间隔 (nm)	280~290	290~300	300~310	310~315	315~320
k_{eff}	42.460	18.625	5.460	1.418	0.531
W_i	0.3055	0.5424	0.1292	0.0124	0.0043

2.3 公式系数的确定

已经建立了从卫星测量的物理量计算地面紫外辐射通量密度的表达式形式, 但还有 4 个系数, 即 a , b , a_2 , b_2 需要定值。这可以从统计学中的最佳拟合方法求得。首先, 我们需要获得大量的正确样本, 然后利用这些样本求得最佳拟合系数。

表 3 辐射传输模拟的输入条件

输入参数	取值
太阳天顶角	0°, 30°, 45°, 60°, 70°, 80°
地面反照率	0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8
臭氧总量(DU)	172, 258, 343, 430, 515
云光学厚度	0, 5, 10, 20, 40, 80
气溶胶光学厚度	0, 0.31, 0.62, 1.25, 1.87
气溶胶单次散射反照率	0.85, 0.90, 0.95, 0.98

大量的样本可以从可靠的辐射传输模式的模拟试验中产生。这里选用了目前被广泛应用的 DISORT 的辐射传输模式。模拟试验的计算条件列于表 3。大气廓线则选用了美国标准大气廓线。对于无气溶胶的情况, 模拟结果显示在图 3a 中。对于含吸收性气溶胶的情况, 因为参数组合数过大, 只随机抽取适量的参数组合进行

模拟试验, 其结果表示在图 3b 中。

由这些模拟试验获得的样本通过统计学方法求最佳拟合得到, 对于 UVB, 系数

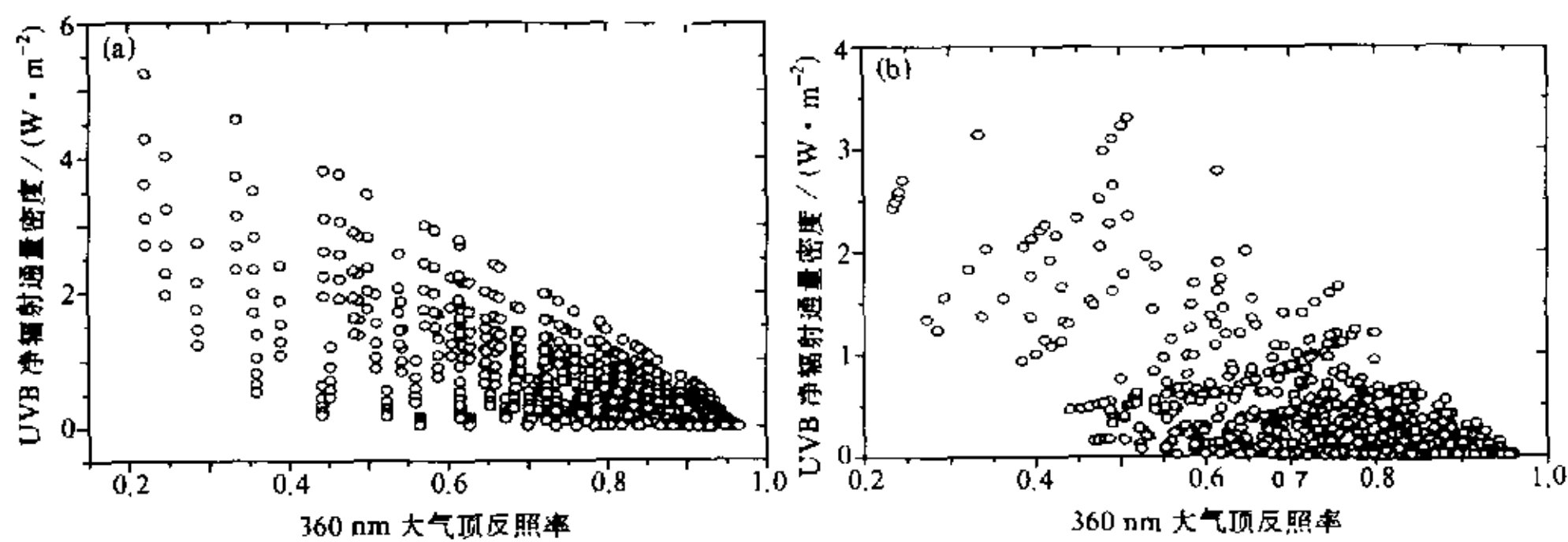


图 3 对于不含气溶胶 (a) 和含气溶胶 (b) 情形的由大气、云和地面条件 (见表 3) 引起的地面净 UVB 辐射通量密度的变化

a 、 b 、 a_2 和 b_2 分别为 0.196、0.798、1.33 和 1.66, 而对于 EUV 则为 0.193、0.817、1.15 和 1.66。

3 算法检验

为了检验刚刚发展起来的简单算法, 分两步做: 第一, 比较这个反演算法和一个精确可靠的辐射传输模式对于大量输入条件的输出结果。我们这里选定基于 DISORT 的紫外辐射传输模式作为可靠的参考模式。第二, 对采用这个算法的卫星反演和地面直接观测的结果进行比较。

3.1 与可靠辐射传输模式的比较

估算这个算法精度的步骤: 首先, 利用基于 DISORT 的辐射传输模式对大范围的大气、云、气溶胶和地面条件进行模拟计算。其实前面已经进行了这种计算, 其计算条件已列于表 3, 结果被用做统计样本。这些模拟的天顶反照率, 加上臭氧总量和气溶胶资料 (光学厚度和单次散射反照率), 亦可用来估计地面 UVB 辐射通量密度。然后, 比较反演的 UVB 辐射通量密度和基于 DISORT 的辐射传输模式模拟的结果。

表 3 列出的模拟输入条件包含了实际情形可能出现的情况。因此, 模拟的大气顶和地面的辐射通量密度在很宽的范围内变化。模拟计算条件分为两种: 含和不含吸收性气溶胶。比较结果在图 4 给出, 图 4a 对应不含吸收性气溶胶的情况, 图 4b 对应含气溶胶的情况。两种情况的符合程度都相当好。平均偏差几乎为零 (-0.006 和 0.008 W/m^2), 标准偏差也非常小 (0.021 和 0.033 W/m^2)。对于红斑生物紫外辐射剂量率, 比较结果也几乎同 UVB 一样好 (见图 5)。由于这个简单的反演算法能够相当精确地重复可靠而复杂的辐射传输模式的结果, 它在遥感地面紫外辐射的广泛用途显而易见。

这个简单算法相对于复杂的 DISORT 模式来说损失的精度比起由于模式输入参数的不确定性引入的系统和标准偏差很小。Schwander 等^[19]研究了在模拟地面紫外辐射时由输入参数带来的不确定性。在晴天平均相对误差约为 5%, 如果只测量气溶胶总光学

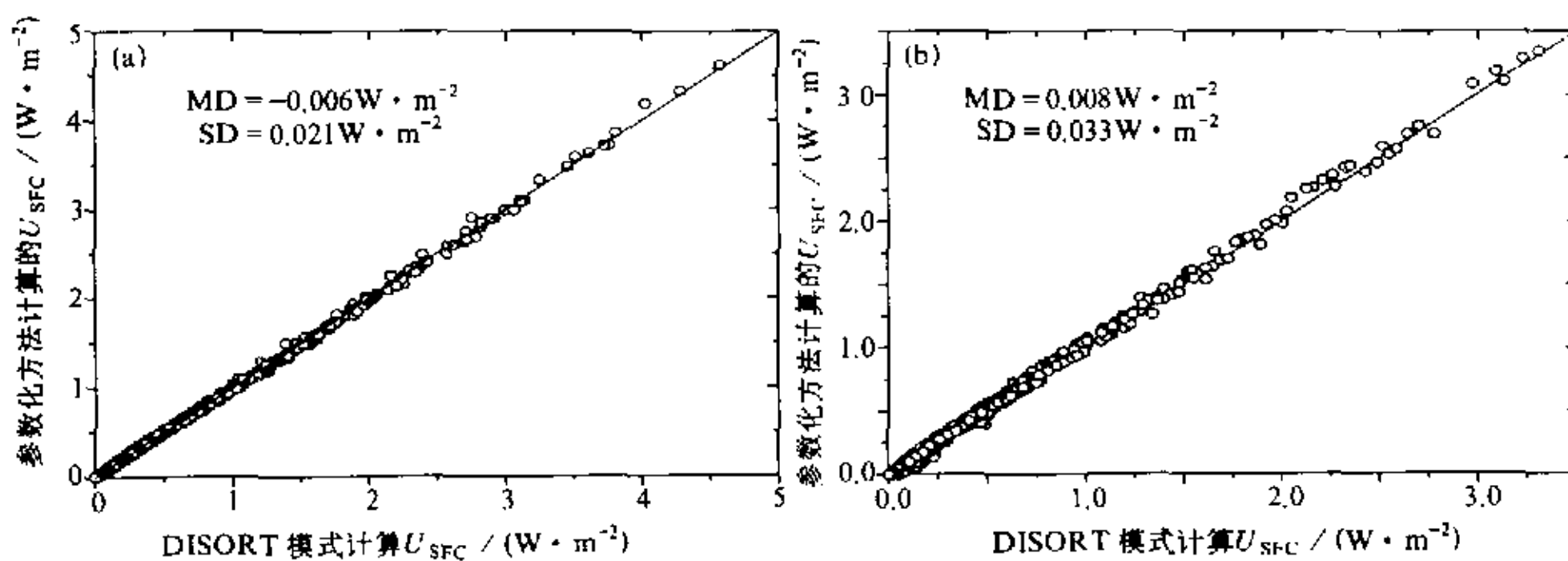


图 4 参数化算法和基于 DISORT 模式分别计算的地面净 UVB 辐射通量密度的比较

(a) 干净大气; (b) 含气溶胶大气

MD 为平均偏差, SD 为标准偏差; 计算条件见表 3

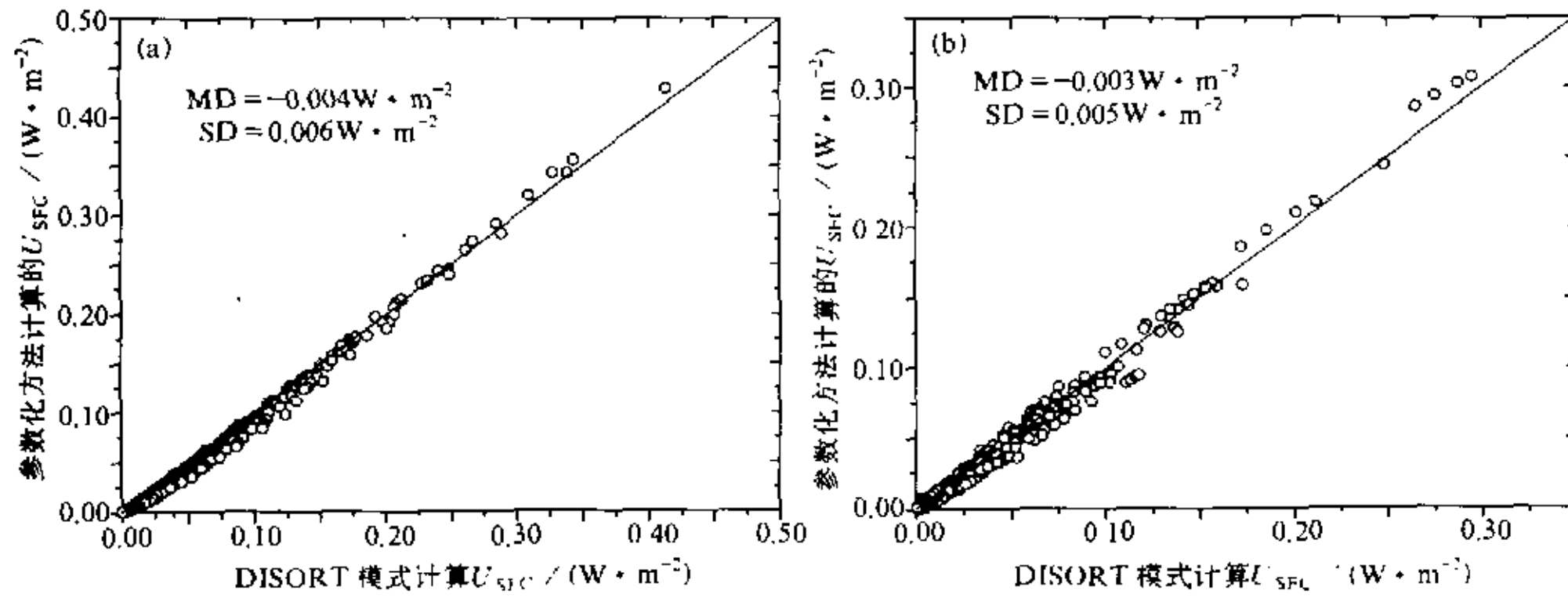


图5 同图4, 但为对于地面红斑生物紫外辐射剂量率的比较

厚度而不管其吸收特性, 这种误差可增至 10%~15%。如前所述, 气溶胶单次散射反照率在反射地面 UVB 时是最不确定的输入参数。而 UVB 的反演误差强烈依赖于气溶胶特性参数。Krotkov 等^[20]给过类似的结论。值得注意的是在利用 TOMS 资料遥感吸收气溶胶特性方面已经取得了一些重要进展^[21,22]。利用地球观测系统 (EOS) 的一套感应器获取气溶胶吸收特性最近也获得重要进展, 可以提供大量的资料。所以, 在当前的算法中包含气溶胶特性信息对于未来的应用是非常重要的。

3.2 与地面观测资料的比较

世界气象组织设在加拿大多伦多大气环境局的世界紫外辐射中心 (WUDC) 收录了许多高质量的地面紫外辐射观测资料, 目前可以从 WUDC 获得 21 个站的数据, 大部分在加拿大、日本、南极、美国和阿根廷。观测仪器主要是 Brewer 或其他光谱仪。这里只采用加拿大各站的数据, 其中部分数据也被 Eck 等^[14]和 Krotkov 等^[20]采用。各站名列于表 4。所采用资料站的测量仪器都是 Brewer 光谱仪。大多数站位于开阔地带, 周围是树木、草地或低矮的房屋, 只有多伦多站在一个方向上有高出水平线大约 8 度的遮挡。由于遵从严格的操作步骤, 资料质量都比较有保证。对于多伦多 14 号仪器, 绝对标定用 1 000 W 的标准灯每年做 6 次, 而对非中心站的仪器用同样的标准灯做一次, 并同一台移动的作为参考标准的仪器作比对。标准灯依照美国标准技术研究所 (NIST) 的标准。观测仪器的稳定性用内置 20 W 的石英卤素灯监测。波长位置参照汞灯谱线位置每天进行多次检测。采取了有效措施抑制了杂散光。但是, 在观测温度范围内最大能到 4% 的与波长有关的误差仍然存在。对于多伦多那台仪器, 光谱响应的漂移

表 4 参加紫外辐射通量密度比较的加拿大地面紫外辐射监测站

仪器编号	站名	纬度	经度	海拔高度 / m
14	多伦多	43.78°N	79.47°W	198
84	哈利法克斯	44.74°N	63.67°W	31
83	温尼伯	49.90°N	97.24°W	239
71	里贾纳	50.21°N	104.71°W	592
13	埃德蒙顿	53.55°N	114.10°W	766
19	萨土纳	48.78°N	123.13°W	178

通过与 1 000 W 标准灯的比较确定大约为每年 0.3%~1.0%，波长的最大误差为 0.05 nm，强度误差最大为 6%。所有标记为有问题的资料都被刨除了。

TOMS 资料被用于卫星反演和地面测量的总 UVB 和红斑紫外辐射剂量的比较。TOMS 臭氧总量被用来计算 UVB 带臭氧吸收的等效透过率，TOMS 360 nm 通道的辐射强度的测量被用来转换成大气顶紫外辐射反照率，它表达了空气分子、云和气溶胶粒子共同散射的作用。

1992~1994 年间的 Meteor-3 TOMS 资料用来匹配加拿大地面紫外辐射观测站的资料。TOMS 在 3 个臭氧吸收通道和 3 个不吸收通道上测量地球表面和大气的后向散射辐射强度，这 6 个通道的中心波长是 312.35、317.40、331.13、339.73、360 和 380.16 nm^[23,24]。臭氧总量是从 TOMS 两个或更多通道的测量得到的。Nimbus-7 和 Meteor-3 携带的 TOMS 对太阳后向紫外辐射横过轨道每隔 3° 采样 35 个点。TOMS 在星下点的视场范围为 50 km×50 km。更详细的描述参见 McPeter 等^[23]和 Herman 等^[24]。这里使用了 TOMS 二级资料，它采用 HDF 资料格式，包括了 6 个通道的后向散射的辐射强度、导出的臭氧总量、太阳天顶角、感应器视角、卫星-太阳相对方位角、云量和误差标记。

注意星载传感器测量的是特定方向的辐射强度，而这里的反演算法却要求大气顶反照率，即向上半球的辐射通量密度与向下入射辐射通量密度的比值。反照率和反射函数通常是有差别的，尽管地表可认为是朗伯反射体。对于一个给定的目标类型，地面反照率与太阳天顶角有关，可记为 $A(\theta_0)$ ，反射函数记为 $a(\theta_0, \theta, \varphi)$ 。反照率能够利用双向反射函数通过反射率计算^[25]。

$$A(\theta_0) = \frac{a(\theta_0, \theta, \varphi)}{R(\theta_0, \theta, \varphi)} \quad (18)$$

目前，只有很少双向反射函数模式。最值得注意的一个是利用 NIMBUS-7 地球辐射收支的观测资料为地球辐射收支试验 (ERBE) 发展的^[26]。有 12 种 ERBE 双向反射函数模式，对应 12 种目标类型，包含 4 种位于不同地表的云量。云量分为 4 个等级：晴天，0%~5%；少云，5%~50%；多云，50%~95%；阴天，>95%。云量是 TOMS 测量的副产品，包含在二级资料中，可以应用。虽然 ERBE 双向反射函数模式是针对宽带测量，这里也把它用于紫外带，作为一级近似。

这里的反演算法要求输入地外入射太阳辐射通量密度，臭氧总量，大气顶反照率，气溶胶光学厚度和单次散射反照率，以及地面反照率。地外太阳光谱采用世界气象组织推荐的^[27]。臭氧总量取自于 TOMS 二级资料。参照 Nimbus TOMS 的月平均地面紫外辐射反射率产品^[14,15,28]和 Blumthaler 等^[16]和 Feister 等^[29]的观测结果，地面紫外辐射反照率对于多伦多取 0.04，对其他站取 0.03。大气顶的反照率是从 Meteor-3 TOMS 的 360 nm 的辐射强度测量来计算的。气溶胶的光学厚度只有在多伦多有观测值，是从 1992~1994 年间每约 20 min 的常规观测的直接太阳辐射通量密度测得的。导出的光学厚度只对晴天有效。云天的气溶胶光学厚度资料被过滤掉，方法是检查连续 10 次的测量光学厚度的时间变化率，以统计标准偏差来衡量。当测量的光学厚度小于 1.5 并且统计均方根差小于 0.1 被看作是晴天的。由此步骤导出的 1992~1994 年晴天的气溶胶

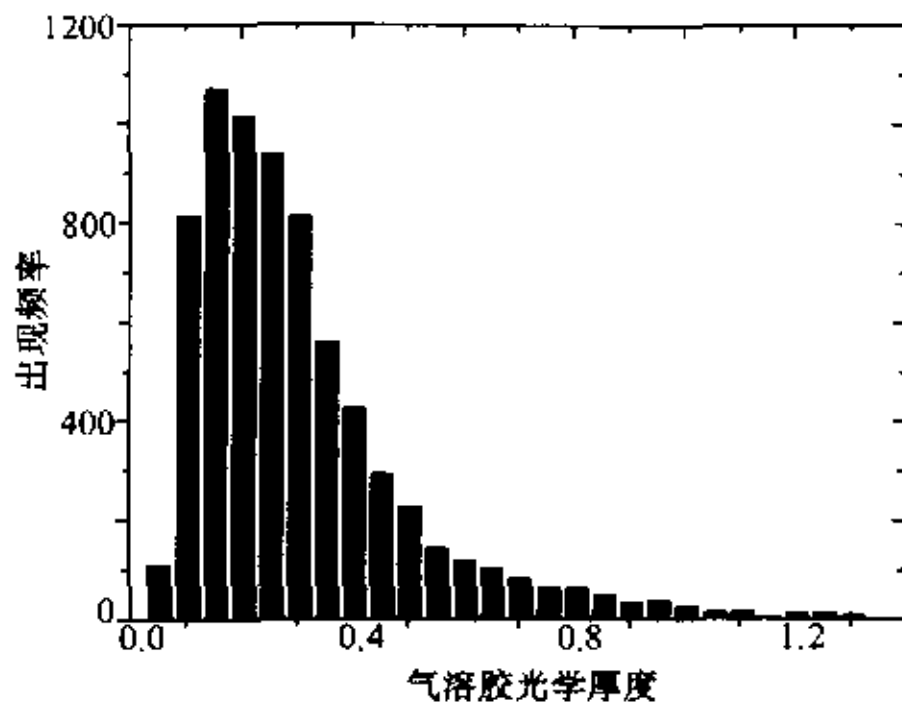


图6 1992~1994年加拿大多伦多紫外带的气溶胶光学厚度出现频率分布

光学厚度频率分布显示在图6中。平均光学厚度可以从这个频率分布导出, 结果为0.31。气溶胶的测量资料被尽可能用于地面紫外辐射反演, 缺气溶胶资料时则代入其年平均值, 取0.31。对于其他站, 由于缺少观测资料, 只能做人为假定。对于中等工业城市温尼伯和埃德蒙顿, 气溶胶光学厚度取值0.2, 而对于其他站取值0.1。单次散射反照率为0.95的大陆型气溶胶应用于所有地面观测站。由于气溶胶资料的不确定性带来的误差将在后面讨论。

注意地基紫外辐射测量也包含误差。对于 Brewer 光谱仪最主要的误差是余弦响应误差。由于仪器的角度响应并不遵从理想的余弦曲线, 测量值与真值之间存在小量的系统偏差。余弦误差按照 Bais 等^[30]提出的方法可以较好的订正过来, 但该方法所要求的直射测量在这里没有资料。辐射传输模式模拟的值被用来对地面紫外辐射观测资料进行余弦订正。按照 Bais 等的方法, 余弦订正范围对于多伦多 14 号 Brewer 仪器约为 $(5.5 \pm 2)\%$ 。这个结果与 Krotkov 等^[20]和 Herman 做的余弦订正非常接近。所以, 地面紫外辐射的反演结果同增加了5%以后的地面观测结果进行比较。这里所做的余弦订正只是消除了大部分的余弦误差, 但还保留了少量的残差。

为了比较起见, 卫星和地面观测资料首先要在时间和空间上匹配。匹配判别条件是: (1) 地面观测站与卫星仪器视场中心点的距离对于云天小于 30 km, 对于晴天小于 50 km, 因为晴天的水平均匀性较好; (2) 两种测量的时间差小于 7 min, 相当于多伦多 14 号 Brewer 仪器最密观测时间间隔的一半。这里只比较了 5 月至 10 月无雪季节的测量结果, 以避免地面反射率的不确定性带来的误差。

图 7a、b 分别给出了关于地面 UVB 紫外辐射通量密度和红斑紫外辐射剂量率的卫

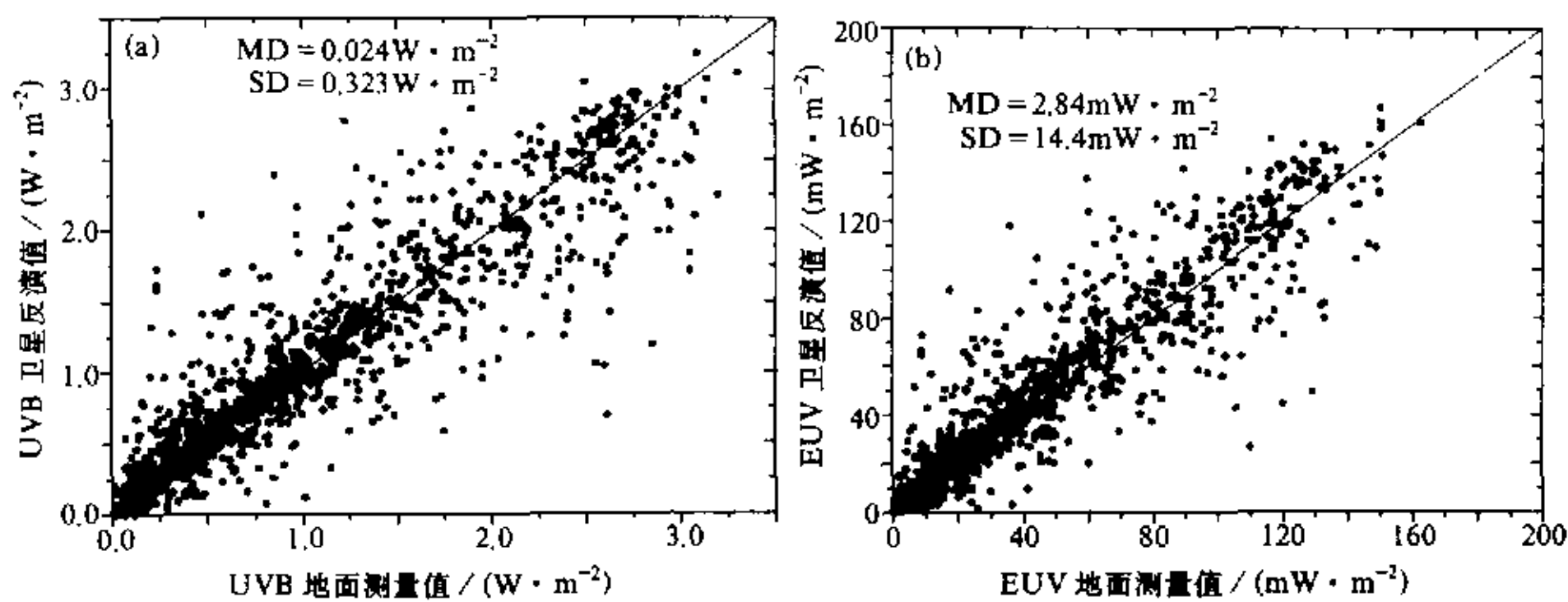


图7 1992~1994年对于所有天气情况的卫星反演和地面测量的地面 UVB 辐射通量密度 (a) 和地面红斑生物紫外辐射剂量率 (EUV) (b) 的比较
卫星反演采用了 TOMS 资料, 而地面测量是加拿大紫外辐射观测站的数据

星反演和地面测量的比较。平均和标准偏差对于地面 UVB 紫外辐射通量密度是 0.024 W/m^2 和 0.323 W/m^2 , 而对于红斑紫外辐射剂量率是 2.84 mW/m^2 和 14.4 mW/m^2 。较小的平均偏差和较大的标准偏差与卫星和地面观测的匹配有关。应当注意到卫星观测代表 $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ 或更大范围的平均值, 而地面观测是一个点的测量。对于非均匀的云天情况, 这样的不匹配会导致地面观测值比卫星观测值偏高或偏低, 特别是象积云那样的碎云。举例来说, Mims 等^[31]在 1994 年夏威夷紫外辐射观测研究活动中观测到了一个当积云存在的情况下观测值比晴天观测值高大约 20%。这种情况当太阳穿过云隙时可能出现。当然, 相反的情况也会出现。但是, 由于不匹配引起的误差较符合随机分布, 所以平均误差较小。

对于晴天情况下的比较更能说明上面关于误差的分析, 因为晴天辐射场分布更加水平均匀。晴天情况下的比较分三步做: 首先, 利用 TOMS 紫外辐射反射率初步把云天和晴天资料分开。根据 Eck 等^[14,15]和 Herman 等^[28], 所有反射率小于 0.07 的资料被初步认为是晴天的。但是, 在一个 $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ 甚至更大的视场里, 有可能包含一小块云, 它对地面辐射测量可能产生重要影响。所以, 第二个条件是应用地面的高时间分辨率的资料。先检查地面测量与晴天的估算值的比值, 以去除太阳天顶角的影响。晴天的值是对纯空气分子大气模拟得来的。假定气溶胶的日变化比较小, 那么这个比值的波动主要是由云的变化引起的。接着计算连续四次的地面测量的这种比值的标准偏差。满足条件 (1) 并同时满足这种标准偏差小于 0.02 的资料认为是晴天的。第三, 这个比值必须大于 0.6 以去除静态或持续时间较长的云。这个比值是考虑到气溶胶的存在而选取的。比值大小及其精度对于我们的目标意义不大, 重要的是这个比值的波动。实际上, 第一步和第二步就已经把绝大多数云剔除了, 第三步剔除的云非常少。对于晴天的卫星反演和地面测量的紫外辐射通量密度的比较给在图 8a 中, 而红斑生物紫外辐射剂量率给在图 8b 中。对于地面紫外辐射通量密度, 平均和标准偏差分别为 0.054 W/m^2 和 0.14 W/m^2 , 而后者比所有天气情况下的标准偏差小得多。对于红斑生物紫外辐射剂量率也有几乎同样的改进。

虽然单个测量数据的比较因为匹配困难而造成可能较大的误差, 但是时间或空间平均值的偏差可以大大地减小, 因为匹配误差基本上是随机的。图 9 给出了多伦多和埃德蒙顿观测站的 10 天滑动平均值的年变化的比较。可以看出, 卫星反演能够得到地面

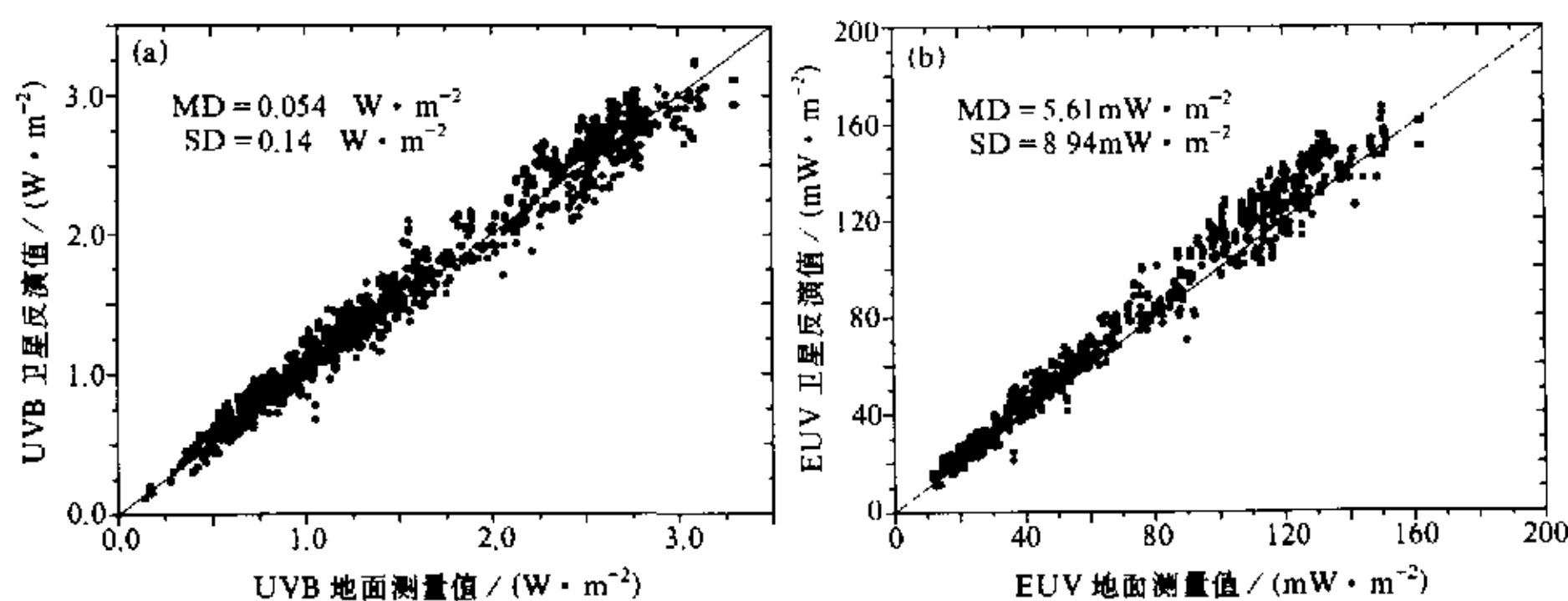


图 8 同图 7, 但只对于晴天情况

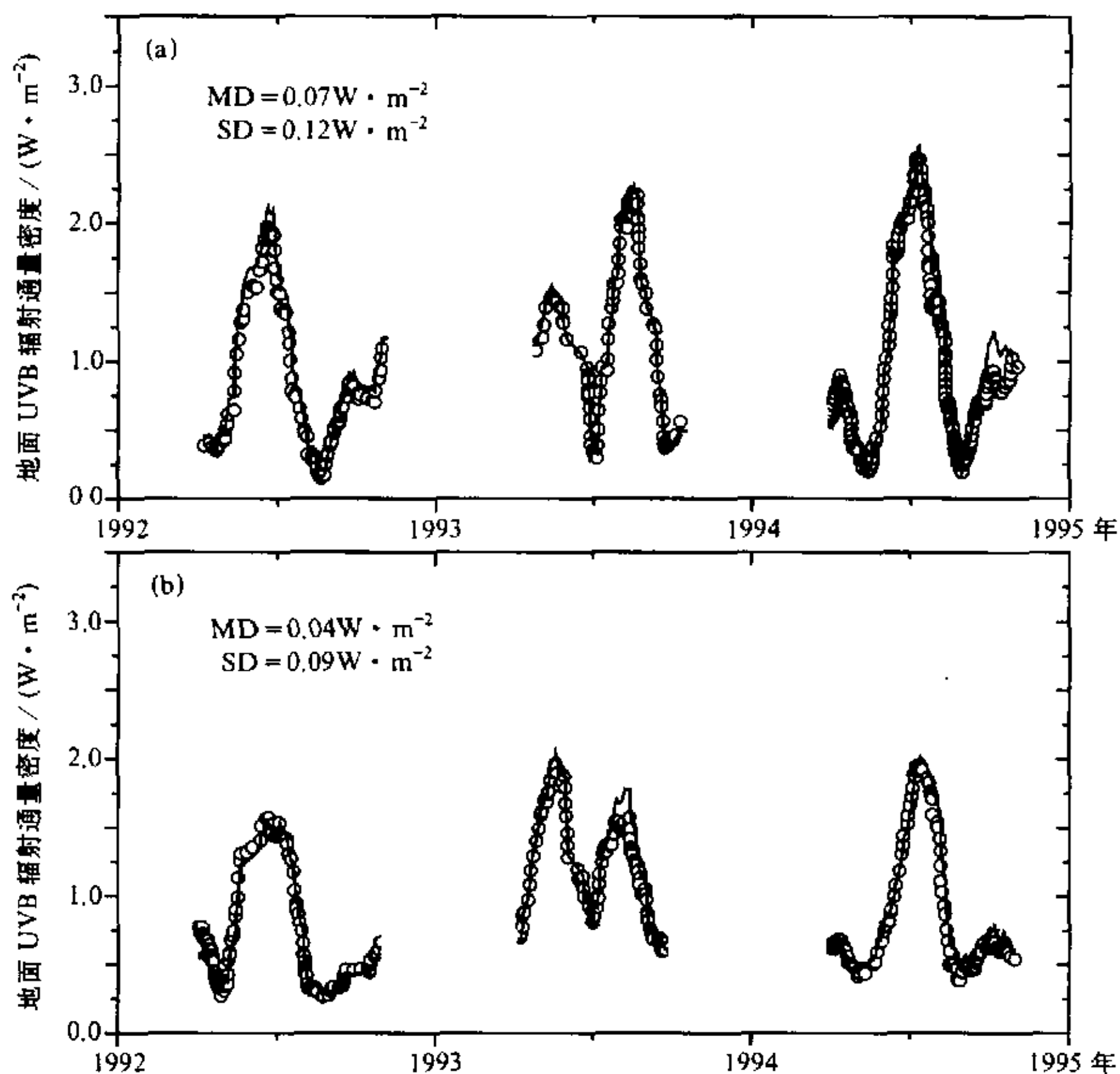


图9 加拿大紫外辐射观测站的卫星反演和地面测量的地面 UVB 辐射通量密度的 10 天滑动平均值的比较
(a) 多伦多; (b) 埃德蒙顿
○代表地面测量; —代表卫星反演

记录的季节变化趋势。除一些短时期外，平均和标准偏差都很小。

应当了解上述比较的误差包含反演算法也包含地面测量的误差。对于反演算法来说，输入参数包括地外太阳辐射通量、大气顶和地面反照率、臭氧总量和气溶胶特性参数。虽然地外紫外辐射通量密度的变化在太阳变化周期内小到 1%^[32]，但是绝对测量精度约为 3%，参见不同测量的差别，如 SOLSTICE (Solar Stellar Irradiance Comparison Experiment), SUSIM (Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor) 和 SBUV/2 (Solar Backscatter Ultraviolet / model 2)^[33~36]。

卫星反演采用的地表反射率是参照 Eck 等^[14,15]，和 Blumthaler 等^[16]和 Herman 等^[28]的反演或测量结果选取的，选取误差导致的卫星反演误差估计为 2%。TOMS 臭氧总量的误差导致的卫星反演和地面测量的比较误差随机性更强，系统偏差较小，标准偏差较大，因为卫星反演和地面用 Brewer 光谱仪测量的臭氧总量的比较误差呈类似分布。气溶胶输入误差导致的比较误差因为缺乏地面观测资料而难以估计。

关于地面测量，光谱仪的绝对标定和余弦响应对卫星反演和地面测量的比较误差来说是两个主要误差来源。对于 Brewer 仪器的标定的误差小于 6%。由于不完美的角度

响应导致的系统偏差在本文中进行了订正, 剩余的误差不会超过 2%。由于上述误差有正有负, 总误差仍难于确定。

4 结论

本文基于一个简单的等效紫外辐射传输模式建立了一个从卫星测量的反射辐射强度反演地面紫外辐射的参数化算法。这个算法只包含几个简单的表达式。只要给定输入参数如大气顶反照率、臭氧总量、太阳天顶角、以及气溶胶特性参数(光学厚度和单次散射反照率), 就可以立即计算出地面紫外辐射通量密度。通过与获得广泛应用的 DISORT 模式的比较, 发现该简单的参数化模式也能以很好的精度计算地面紫外辐射通量密度。

该算法还利用地面测量资料进行了检验。卫星反演利用了 TOMS 臭氧总量和 TOMS 360 nm 的反射强度。卫星反演结果与地面 Brewer 光谱仪的测量结果对于加拿大 1992 年到 1994 年的紫外辐射观测站进行了比较。比较结果表明所有天气情况下平均偏差都比较小, 晴天情况下标准偏差比较小, 而云天情况下标准偏差较大。

比较结果的较大的离散度主要是因为卫星和地面测量在非均匀云天情况下的不匹配引起的。臭氧总量和气溶胶特性的误差对于较大的标准偏差也有主要的贡献, 特别是吸收性气溶胶, 如森林火灾产生的烟雾。平均偏差主要来源于地外太阳辐射光谱、地面仪器标定、余弦订正、以及地表反射率。这些误差的总和要比这里得到的卫星和地面测量的平均偏差大不少, 这说明不同的误差源是相互抵消的。

本文提出的反演算法可应用于从有关的卫星测量计算地面紫外辐射通量密度获得其全球分布, 以密切关注由于臭氧减少导致的分布异常及其变化趋势。由于臭氧的全球分布早已由 TOMS 资料提供, 气溶胶特性的全球分布也取得重要进展, 以可信的精度监测 UVB 分布的全球变化及其趋势正在成为现实。本反演方法由于形式简单、易于使用, 同时具有较高精度等优点将成为监测全球地面紫外辐射的有力工具。

参 考 文 献

- 1 Farman, J. C., B. G. Gardiner and J. D. Shanklin, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x Nox interaction, *Nature*, 1985, 315, 207~210.
- 2 Solomon, S., The mystery of the Antarctic ozone "hole", *Rev. Geophys.*, 1988, 26, 131~148.
- 3 WMO, Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1989, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, 1994, Rep. No. 30, Geneva, Switzerland.
- 4 McPeters, R. D., S. M. Hollandsworth, L. E. Flynn, J. R. Herman and C. J. Seftor, Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus 7 / Meteor 3 TOMS Version 7 record, *Geophys. Res. Lett.*, 1996, 23, 3699~3702.
- 5 Wardle, D. I., J. B. Kerr, C. T. McElroy and D. R. Francis, Ozone science: A Canadian perspective on the changing ozone layer, Environment Canada, 1997, pp 119.
- 6 Wardle, D. I., E. W., Hare, D. V. Barton and C. T. McElroy, The world ozone and ultraviolet radiation data centre, Proceedings of the Quadrennial Ozone symposium, l'Aquila, Italy, 1996, September.
- 7 Booth, G. E., T. B. Lucas, T. Mestechkina, J. R. Tusson IV, D. A. Neuschuler and J. H. Morrow, NSF Polar Programs UV Spectroradiometer Network 1993-1994 Operating Report., prepared for Antarctic Support Asso-

- ciates and the National Science Foundation by Biospherical Instruments. San Diego, CA, 1995, pp 203.
- 8 Bigelow, D. S., J. R. Slusser, A. F. Beaubien and J. H. Gibson, The USDA ultraviolet radiation monitoring program, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1998, **79**, 601~615.
 - 9 Stolarski, R., G. J. Lablow and R. D. McPeters, Spring time Antarctic total ozone measurements in the early 1970s from the BUUV instrument on Nimbus 4, *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24**, 591~594.
 - 10 Reinsel, G. C., G. C. Tiao, S. K. Ahn, M. Pugh, S. Basu, J. J. Deluisi, C. L. Mateer, A. J. Miller, P. S. Connell and D. J. Wuebbles, An analysis of the 7-year record of SBUV satellite ozone data: Global profile features and trends in total ozone, *J. Geophys. Res.*, 1988, **93**, 1689~1703.
 - 11 Herman, J. R. and D. Larko, Low ozone amounts during 1992 and 1993 from Nimbus 7 and Meteor 3 total ozone mapping spectrometers, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 3483~3496.
 - 12 Lubin, D. and J. H. Frederick, The ultraviolet radiation environment of Antarctic: McMurdo station during September–October 1987, *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**, 8491~9496.
 - 13 Herman, J. R., P. K. Bhartia, J. Ziemke, Z. Ahmad and D. Larko, UVB radiation increase (1979–1992) from decreases in total ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**, 2117~2120.
 - 14 Eck, T. F., P. K. Bhartia, P. H. Wang and L. L. Stowe, Reflectivity of Earth's surface and clouds in ultraviolet from satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**, 4287~4296.
 - 15 Eck, T. F., P. K. Bhartia and J. B. Kerr, Satellite estimation of spectral UVB irradiance using TOMS derived ozone and reflectivity, *Geophys. Res. Lett.*, 1995, **22**, 611~614.
 - 16 Blumthaler, M. and W. Ambach, Solar UVB–albedo of various surfaces, *Photochem. Photobiol.*, 1988, **48**, 85~88.
 - 17 Chou, M.-D. and K.-T. Lee, Parameterization for the absorption of solar radiation by water vapor and ozone, *J. Atmos. Sci.*, 1996, **53**, 1203~1208.
 - 18 Madronich, S., Implications of recent total atmospheric ozone measurements for biologically active ultraviolet radiation reaching the earth's surface, *Geophys. Res. Lett.*, 1992, **19**, 37~40.
 - 19 Schwander, H., P. Koepke and A. Ruggaber, Uncertainties in modeled UV irradiance due to limited accuracy and availability of input data, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 9419~9429.
 - 20 Krotkov, N. A., P. K. Bhartia, J. R. Herman, V. Fioletov and J. Kerr, Satellite estimation of spectral surface UV irradiance in the presence of tropospheric aerosols I: Cloud-free case, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**, 8779~8793.
 - 21 Hsu, N. C., J. R. Herman, P. K. Bhartia, C. J. Seftor, O. Torres, A. M. Thompson, J. F. Gleason, T. F. Eck and B. N. Holben, Detection of biomass burning smoke from TOMS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**, 745~748.
 - 22 Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres and C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier, Global distribution of UV-absorbing aerosol from Nimbus 7 / TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 16911~16922.
 - 23 McPeters, R. D., A. J. Krueger, P. K. Bhartia, J. R. Herman, A. Oakes, Z. Ahmad, R. P. Cebula, B. M. Schlessinger, T. Swissler, S. L. Taylor, O. Torres and C. G. Wellemeyer, "Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS Data Products User's Guide," NASA Reference Publication, National Aeronautics and Space Administration, Washington D.C., 1993.
 - 24 Herman, J. R., P. K. Bhartia, A. J. Krueger, R. D. McPeters, C. G. Wellemeyer, C. J. Seftor, G. Jaross, B. M. Schlessinger, O. Torres, G. Labow, W. Byerly, S. L. Taylor, T. Swissler, R. P. Cebula and X. Gu, "Meteor-3 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS Data Products User's Guide," NASA Reference Publication, National Aeronautics and Space Administration, Washington D.C., 1996.
 - 25 Li, Z. and Louis Moreau, A New Approach for Remote Sensing of Canopy-Absorbed Photosynthetically Active Radiation. I: Total Surface Absorption, *Rem. Sens. Envir.*, 1996, **55**, 175~191.
 - 26 Suttles, J. T., Green, R. N., Minnis, P. Smith, G. L., Staylor, W. F., Wielicki, B. A., Walker, I. J., Ypung, D. F., Taylor, V. R., Stowe, L. L., Angular radiation models for Earth-atmosphere system. Vol. 1-Shortwave radiation, *NASA Refer. Publ.*, 1988, **1184**, 114pp.
 - 27 Frohlich C. and J. London, Revised instruction manual on radiation instruments and measurements, WMO Tech. Note 149, WMO, Geneva, 1986, Switzerland.
 - 28 Herman, J. R. and E. A. Celarier, Earth surface reflectivity climatology at 340–380 nm from TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 28003~28011.
 - 29 Feister, U. and R. Grewe, Spectral albedo measurements in the UV and visible region over different types of surfaces, *Photochem. and Photobiol.*, 1995, **62**, 736~744.
 - 30 Bais, A. F., S. Kazadzis, D. Balis, C. S. Zerefos and Mario Blumthaler, Correcting global solar ultraviolet

- spectra recorded by a Brewer spectroradiometer for its angular response error, *Applied Optics*, 1998, 37, 6339~6344.
- 31 Mims, F. M. and J. E. Frederick, Cumulus clouds and UVB, *Nature*, 1994, 371, 291~291.
- 32 Rottman, G. J. and T. N. Woods, SOLSTICE measurement of solar ultraviolet irradiance, 120 to 420 nm, IRS'96: Current Problems in Atmospheric Radiation, edited by W. L. Smith and K. Stamnes, A. DEEPAK publishing, Hampton, Virginia, 1997, USA.
- 33 Woods, T. N., D. K. Prinz, G. J. Rottman, J. London, P. C. Crane, R. P. Cebula, E. Hilsenrath, G. E. Brueckner, M. D. Andrews, O. R. White, M. E. VanHoosier, L. E. Floyd, L. C. Herring, B. G. Knapp, C. K. Pankratz, P. A. Reiser, Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: comparison with the ATLAS 1 and 2 measurements, *J. Geophys. Res.*, 1996, 9541~9569.
- 34 Rottman, G. L., T. N. Woods, T. P. Sparr, Solar Stellar Irradiance Comparison Experiment: 1. Instrument design and operation, *J. Geophys. Res.*, 1993, 98, 10667~10678.
- 35 Brueckner, G. E., K. L. Edlow, L. E. Floyd-IV, J. L. Lean, M. E. Van Hoosier, The Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor (SUSIM) on board the Upper Atmospheric Research Satellite (UARS), *J. Geophys. Res.*, 1993, 98, 10695~10711.
- 36 Deland, M. T. and R. P. Cebula, NOAA 11 solar backscatter ultraviolet, model 2 (SBUV/2) instrument solar spectral irradiance measurements in 1989-1994. 2. Results, validation, and comparisons, *J. Geophys. Res.*, 1998, 103, 16251~16273.

A Parameterization Method for Retrieving Surface UVB Radiation from Satellite

Wang Pucai and Lu Daren

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

Li Zhanqing

(Canada Centre for Remote Sensing, 588 Booth Street, Ottawa, Canada, K1A 0Y7)

Abstract A new parameterization method for retrieving surface UVB irradiance and erythematous UVB radiative dose rate is presented. This method is based on a simple concept: the earth-atmosphere system can be equivalent to three layers: absorption layer by ozone, scattering layer containing air molecules, cloud and aerosol particles, and the surface reflecting. The surface UVB irradiance and erythematous UVB dose rate can be expressed by the effective transmission of the ozone layer and united reflectivity due to the scattering layer and the surface. The effective ozone transmission is calculated from the atmospheric total ozone amount, while the united reflectivity is determined from the satellite measured reflectivity at ozone insensitive ultraviolet or visible band. The retrieval method is simple with some parameters, which can be determined from satellite observations. The comparison of this method with an accurate DISORT-based radiative transfer model has been done. Small differences are shown for wide atmospheric conditions including clear, cloudy sky and turbid atmosphere. An actual application has been performed using satellite observations, and the results are compared with the surface observations. And the two are in a good agreement.

Key words: ultraviolet radiation; satellite retrieval; parameterization