中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 12 期: 1483 ~ 1492
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

遥感用途的高光谱中短波红外辐射传输精确计算

白文广[1,2], 张鹏[2*], 张文建[2], 马刚[2], 漆成莉[2]

1. 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044;
2. 国家卫星气象中心, 北京 100081
* 通讯作者, E-mail: zhangp@cma.gov.cn

收稿日期: 2017-01-04; 接受日期: 2017-08-21; 网络版发表日期: 2017-10-24
国家科技部高技术研究发展计划项目(编号: 2015AA123704)、国家自然科学基金面上项目(批准号: 41475031)、公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201506074和GYHY201506002)资助

摘要 中短波红外同时含有来自太阳反射和大气发射的能量, 关于该波段的大气辐射传输计算是光学遥感领域一项基础性和应用性很强的工作, 国内研究并不多见. 本文基于累加法, 考虑了有限薄层条件下太阳直射反射、多次散射、大气发射三项基本因素的近似计算, 构建了可以同时处理太阳散射和大气发射并存的中短波红外大气辐射传输计算模型. 同国际通用的DISTORT模型比较了夜晚单层云、白天多层气溶胶、水云冰云双层云以及多层云、气溶胶同时存在4种场景下的计算精度. 结果显示: 除个别通道外绝对偏差均小于2×10^{-6}K, 同样条件下计算速度是DISORT算法的2~3倍. 利用该模型对影响计算精度的4个因素模拟分析显示: 在2230~2400cm^{-1}强吸收带大气热发射辐射有很大的贡献, 太阳入射辐射可以忽略; 在2400~2580cm^{-1}窗区波段, 忽略太阳辐射可以引入几十K的误差; 采用层平均温度简化热辐射计算, 在强吸收波段计算误差相对较大; 基于单次散射假设的累加法最小光学厚度值越小, 计算误差越小. 满足计算精度需求条件下可以考虑采用大气分层平均热辐射简化、选择合适最小光学厚度值, 以提高计算效率. 该研究构建的自主辐射传输计算模型, 将在处理国产星载高光谱仪器的资料模拟、反演、同化中发挥作用.

关键词 辐射传输累加法, 中短波红外辐射传输精确计算, 大气云, 气溶胶散射

1 引言

大气顶中短波红外(2100~2780cm^{-1})波段辐射主要来自地气系统热辐射以及太阳反射辐射, 包含有丰富的地表、大气信息. 国际气象卫星组织研制了多台红外高光谱仪器, 如美国AQUA卫星上搭载的大气红外探测仪AIRS(Parkinson, 2003), Suomi NPP卫星搭载的红外高光谱干涉仪CrIS(Tobin等, 2013)、欧洲METOP卫星上搭载的高光谱红外干涉探测仪IASI(Shephard等, 2009)、中国风云三号D星将装载的干涉式红外高光谱大气探测仪HIRAS以及最近发射成功的风云四号卫星搭载的红外高光谱仪器GIAS等都实现了该波段高光谱分辨率探测(董超华等, 2013). 谱段中2400~2580cm^{-1}是大气窗区, 用于获取地表温度、发射率以及云参数信息(Li等, 2007); 2225~2370cm^{-1}是CO_2强吸收波段, 与长波红外CO_2吸收通道联合可以获得大气温度廓线

中文引用格式: 白文广, 张鹏, 张文建, 马刚, 漆成莉. 2017. 遥感用途的高光谱中短波红外辐射传输精确计算. 中国科学: 地球科学, 47: 1483–1492, doi: 10.1360/N072017-00004
英文引用格式: Bai W G, Zhang P, Zhang W J, Ma G, Qi C L. 2017. A model for accurately calculating hyper-spectral, middle-shortwave infrared radiative transfer for remote sensing. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-017-9100-6

© 2017 《中国科学》杂志社

(Susskind等, 2011; Zhang等, 2014)以及大气CO_2含量信息(Kuai等, 2010; Maddy等, 2008); 2170~2250cm^{-1}是水汽吸收带, 可以用于大气湿度廓线反演(Thapliyal等, 2014); 2150~2190cm^{-1}是CO吸收波段, 已被用于大气CO柱浓度信息提取(Thonat等, 2012). 近年来卫星高光谱中短波红外探测资料已被直接用于数值模式同化, 有效改进了天气预报精度(McNally等, 2006; McCarty等, 2009). 但无论是卫星仪器设计仿真, 还是卫星数据反演以及观测资料直接同化, 都离不开大气辐射传输计算模式. 因此实现卫星高光谱中短波红外谱段全天候条件下高精度的辐射传输计算具有重要意义.

国内外学者已经提出了多种精确大气辐射传输计算方法(Liou, 2002; 石广玉, 2007), 大致可以分为三类. 第一类是基于大气辐射传输微分方程直接求解的数学方法, 其中最为典型是Chandrasekhar在1950年提出的离散坐标算法(Liou, 2002). 该方法通过基本辐射传输方程的离散化, 采用通解加特解以及层边界条件限定组合系数的数学方法得到辐射传输方程的数值解. 基于此方法已发展了多种辐射传输计算模型, 如Stamnes发展的DISORT模型(Stamnes等, 1988)、Rozanov等(2014)开发的SCIATRAN模型以及Spurr等(2001)发展的LIDORT模型等. 此方法还可以用于考虑偏振的矢量辐射传输方程求解, 如VLIDORT(Spurr, 2006)、VDISORT(Weng, 1992)等模型. 第二类方法是基于大气辐射传输物理过程的计算方法, 最有代表性的是逐次散射法和累加法. 逐次散射法将总散射强度分解为一次、二次一直到多次散射, 通过逐次散射求解合成得到辐射传输计算结果(Min和Duan, 2004; Lenoble等, 2007). 张鹏(1998)发展的用于气溶胶遥感的大气辐射传输计算模型、Duan等(2010)发展的SOSVRT模型以及Lenoble等(2007)发展的矢量辐射模型都基于逐次散射法原理用于短波散射辐射传输计算; 累加法是在大气分层基础上细分计算薄层, 通过各薄层之间的连续反射过程物理叠加得到大气分层辐射和透射性质, 再次累加得到整层大气辐射传输计算结果(Liou, 2002; Liu和Weng, 2006). 快速计算模型FIRTM-AD(Zhang等, 2007)、CRTM(Liu和Weng, 2006)等均采用累加法方法进行散射辐射传输计算, Evans和Stephens(1991)基于累加法发展的矢量辐射传输计算模型PolRadtran实现了非常高的计算精度(Evans和Stephens, 1991). 第三类是建立在光子散射物理统计基础上的蒙特卡罗(Monte Carlo)方法, 通过对足够多光子进行与散射相函数相关的随机散射过程模拟, 得到精确的辐射计算结果(Kattawar和Plass, 1968). 基于Monter Carlo方法的I3RC(Pincus和Evans, 2009)模型可以用于三维云、气溶胶大气以及非均匀大气的辐射传输模拟. 以上三类方法各有优劣, 离散坐标法计算精度高, 计算速度几乎与分层大气的光学厚度大小无关, 但特定条件下其辐射传输计算解有震荡现象(高扬等, 2010); 逐次散射法不仅仅局限于平面平行大气, 可用于各种不均匀结构, 但该方法在光学厚度较大或单次散射率较高, 发生散射次数较多情况下, 数值收敛很慢; 累加法物理过程非常直观, 计算原理严格, 计算结果稳定(Evans和Stephens, 1991), 但该方法主要用于平面平行大气, 计算精度和速度受最小分层大小以及大气中散射层层数影响; 蒙特卡罗方法原理简单, 可方便用于多类复杂问题求解, 如三维非平面平行大气, 其缺点是计算结果有起伏, 精确的计算需要大量光子的模拟, 计算速度受到影响(石广玉, 2007).

全天候条件下卫星中短波红外波段高精度辐射传输计算需要同时考虑太阳反射, 大气发射及其与云、气溶胶的多次散射作用, 计算过程繁杂. 考虑到真实大气中气溶胶、云层离散分布特点, 逐层处理相对直观简单, 本文基于累加法建立了针对卫星高光谱中短波红外波段的辐射传输计算模型; 通过典型场景下与DISORT模型计算结果比较, 验证本文模型的精度; 并通过模拟计算, 分析中短波红外波段不同模型简化引入的计算偏差, 分析模型简化的可能性, 以提高计算效率.

2 累加法辐射传输计算原理

累加法辐射传输计算的基本原理是: 两个气层合成层的反射、透射特性可以通过对两气层反射、透射特性的严格物理叠加得到. 在整层大气辐射传输计算中, 对大气分层进行近似无限小薄层分层, 通过对薄层反射、透射特性累加得到各个大气分层的反射、透射函数. 同理通过累加计算可以获得各层热辐射、太阳散射辐射源函数项. 在此基础上, 将地表做为无透射朗伯体层处理, 通过逐层累加计算得到整层大气的辐射特性.

2.1　大气分层反射、透射函数计算

标量辐射传输方程按照方位角傅里叶展开, 用m表示展开级数. 天顶角积分采用高斯求积近似方法(Stamnes等, 1988), 对于无限小光学厚度薄层, 多次散射可以忽略, 薄层反射矩阵和透射矩阵分别表示为(Liu和Weng, 2006; Wiscombe, 1976):

$$\boldsymbol{r}(\delta_0)=\delta_0\boldsymbol{\beta}, \tag{1}$$

$$\boldsymbol{t}(\delta_0)=\boldsymbol{E}+\boldsymbol{\alpha}\delta_0, \tag{2}$$

式中, δ_0为薄层光学厚度; $\boldsymbol{E}$为单位矩阵; $\boldsymbol{\alpha}$、$\boldsymbol{\beta}$为N维方阵, 各元素表示为

$$\boldsymbol{\alpha}(\mu_i,\mu_j)=\left[\omega\boldsymbol{P}_m(\mu_i,\mu_j)w_j-\delta_{i,j}\right]/\mu_i, \tag{3}$$

$$\boldsymbol{\beta}(\mu_i,\mu_{-j})=\omega\boldsymbol{P}_m(\mu_i,\mu_{-j})w_j/\mu_i, \tag{4}$$

式中, ω为单次散射反照率; μ为入射和出射方向天顶角的余弦(i表示入射方向, j表示出射方向, 正号表示方向向上, 负号表示方向向下); w表示高斯积分节点(节点数为N)权重; $\delta_{i,j}$为克罗内克函数; $\boldsymbol{P}_m(\mu_i,\mu_j)$、$\boldsymbol{P}_m(\mu_i,\mu_{-j})$分别表示散射矩阵正向和后向第$m$级傅里叶展开分量.

如图1所示, 对于第k层大气分层(光学厚度δ), 可以划分为2^n个相同近似薄层($\delta=2^n\delta_0$). 根据物理累加原理, 该大气厚层反射、透射矩阵可以通过逐次累加得到(Liu和Weng, 2006):

$$\boldsymbol{r}(\delta_{i+1})=\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{t}(\delta_i)+\boldsymbol{r}(\delta_i), \tag{5}$$

$$\boldsymbol{t}(\delta_{i+1})=\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\boldsymbol{t}(\delta_i). \tag{6}$$

式中, i=0, n−1表示第i次累加; $\boldsymbol{r}(\delta_{i+1})$、$\boldsymbol{t}(\delta_{i+1})$为第$i$次累加反射、透射函数. 通过$n$次叠加后, 得到该大气分层反射、透射矩阵, 表示为$\boldsymbol{r}(k)$、$\boldsymbol{t}(k)$.

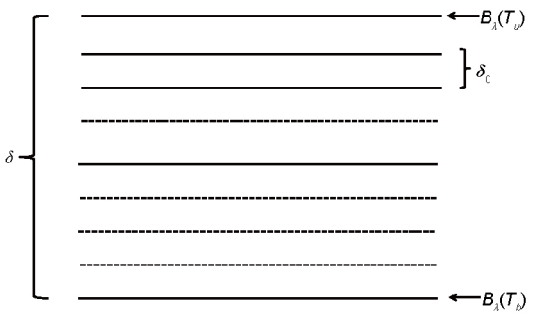


图 1　大气分层辐射特性累加示意图

2.2　大气分层热发射辐射源函数计算

热发射辐射为各向同性, 只对方位角展开的零次项有贡献. 如图1对第k层大气分层(光学厚度δ; 层顶温度为T_u, 层底温度为T_b), 相应层顶、底热辐射表示为普朗克函数$B_\lambda(T_u)$、$B_\lambda(T_b)$. 假定热辐射在层内随光学厚度线性变化, 斜率为$B_d=\left(B_\lambda(T_b)-B_\lambda(T_u)\right)/\delta$, 均值$\overline{B}=\left(B_\lambda(T_b)+B_\lambda(T_u)\right)/2$. 根据(Wiscombe, 1976), 层向上、向下热辐射$\boldsymbol{S}^u(k)$、$\boldsymbol{S}^d(k)$表示为

$$\boldsymbol{S}^u(k)=\boldsymbol{y}_n\overline{B}+B_d\boldsymbol{z}_n, \tag{7}$$

$$\boldsymbol{S}^d(k)=\boldsymbol{y}_n\overline{B}-B_d\boldsymbol{z}_n, \tag{8}$$

式中, $\boldsymbol{y}_n$、$\boldsymbol{z}_n$表示层发射率和发射率线性变化率. 对无限小层δ_0内, 可以忽略热发射线性变化, 发射率以及发射率线性变化率为

$$\boldsymbol{y}_0(\mu_i)=(1-\omega)\delta_0/\mu_i, \tag{9}$$

$$\boldsymbol{z}_0(\mu_i)=0. \tag{10}$$

根据物理累加原理, 该大气厚层发射率和发射率线性变化率通过逐次累加得到

$$\begin{aligned}\boldsymbol{z}_{i+1}=&\left\{\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\right.\\&\left.-\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\boldsymbol{r}(\delta_i)\right\}\\&\times(\boldsymbol{z}_i-g_i\boldsymbol{y}_i)+g_i\boldsymbol{y}_i+\boldsymbol{z}_i,\end{aligned} \tag{11}$$

$$\begin{aligned}\boldsymbol{y}_{i+1}=&\left\{\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\right.\\&\left.+\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\boldsymbol{r}(\delta_i)+\boldsymbol{E}\right\}\boldsymbol{y}_i.\end{aligned} \tag{12}$$

式中, i=0, n−1表示第i次累加; $\boldsymbol{z}_{i+1}$、$\boldsymbol{y}_{i+1}$为第i次累加结果; $g_i=2^{i-1}\delta_0$. 通过n次叠加后, 得到该层发射率和发射率线性变化率.

一种常用简化方式用层平均热辐射代表该层向上、向下发射辐射. 此时$\boldsymbol{S}^u(k)=\boldsymbol{S}^d(k)=B_\lambda(\overline{T})$, $\overline{T}$表示层平均温度. 此种简化可以省去累加过程, 提高计算效率, 但在处理大气分层边界温度差异较大、光学厚度较大层时, 会引入较大的误差.

2.3　太阳散射辐射源函数计算

对大气顶太阳入射辐射, 需要考虑方位角展开多次项贡献. 如图1所示, 对第k层大气分层(到大气顶光学厚度为τ_k), 考虑层顶无限小光学厚度薄层, 忽略多

次散射作用, 向上、向下太阳散射源函数分别表示为

$$\boldsymbol{S}^{u}_{0,\mathrm{solar}}(\mu_i)=\omega\delta_0\boldsymbol{P}_m(\mu_{-i},\mu_0)F_{\mathrm{solar}}\mathrm{e}^{\left(-\frac{\tau_k}{\mu_0}\right)}/\left[\left(1+\delta_{m,0}\right)\pi\right], \quad (13)$$

$$\boldsymbol{S}^{d}_{0,\mathrm{solar}}(\mu_i)=\omega\delta_0\boldsymbol{P}_m(\mu_i,\mu_0)F_{\mathrm{solar}}\mathrm{e}^{\left(-\frac{\tau_k}{\mu_0}\right)}/\left[\left(1+\delta_{m,0}\right)\pi\right], \quad (14)$$

式中, $\boldsymbol{P}_m(\mu_{-i},\mu_0)$、$\boldsymbol{P}_m(\mu_i,\mu_0)$为第$m$级展开太阳散射散射相函数矩阵; μ_0为太阳入射角; F_{solar}为太阳入射辐射. 根据累加原理, 该大气厚层向上、向下太阳散射辐射源函数通过逐次累加得到(Wiscombe, 1977):

$$\begin{aligned}\boldsymbol{S}^{u}_{i+1,\mathrm{solar}}&=\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\\&\times\left(\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{S}^{d}_{i,\mathrm{solar}}+\gamma_i\boldsymbol{S}^{u}_{i,\mathrm{solar}}\right)+\boldsymbol{S}^{u}_{i,\mathrm{solar}},\end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned}\boldsymbol{S}^{d}_{i+1,\mathrm{solar}}&=\boldsymbol{t}(\delta_i)\left[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{r}(\delta_i)\right]^{-1}\\&\times\left(\gamma_i\boldsymbol{r}(\delta_i)\boldsymbol{S}^{u}_{i,\mathrm{solar}}+\boldsymbol{S}^{d}_{i,\mathrm{solar}}\right)+\gamma_i\boldsymbol{S}^{d}_{i,\mathrm{solar}}.\end{aligned} \quad (16)$$

$\gamma_i=e^{-2^i\delta_0/\mu_0}$表示层顶到第$i$次叠加层透过率; i=0, n−1表示第i次累加; $\boldsymbol{S}^{u}_{i+1,\mathrm{solar}}$、$\boldsymbol{S}^{d}_{i+1,\mathrm{solar}}$为第$i$次累加向上、向下太阳散射源函数. 通过$n$次叠加后, 得到该大气分层太阳散射向上、向下源函数, 表示为$\boldsymbol{S}^{u}_{\mathrm{solar}}(k)$、$\boldsymbol{S}^{d}_{\mathrm{solar}}(k)$.

2.4 地表处理以及整层大气辐射累加计算

累加计算得到各大气分层的辐射特性, 地表可以看做无透射辐射层处理. 对于朗伯体地表, 假设地表发射率假设为ε, 地表反射率可以表示为1−ε, 地表反射矩阵可以表示为

$$\boldsymbol{R}_g(\mu_i)=2(1-\varepsilon)(\mu_1w_1\ \mu_2w_2\ \cdots\ \mu_Nw_N). \quad (17)$$

地表向上发射辐射通过普朗克函数计算为$\boldsymbol{S}^{u}_{g}=\varepsilon B_\lambda(T_g)$, T_g为地表温度. 在此基础上整层大气向上辐射可以根据累加法原理从地表到大气顶层逐层叠加计算得到(Liu和Weng, 2006):

$$\boldsymbol{R}^{u}(k-1)=\boldsymbol{r}(k)+\boldsymbol{t}(k)[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{R}^{u}(k)\boldsymbol{r}(k)]^{-1}\boldsymbol{R}^{u}(k)\boldsymbol{t}(k), \quad (18)$$

$$\begin{aligned}\boldsymbol{I}^{u}(k-1)&=\left[\boldsymbol{S}^{u}(k)+\boldsymbol{S}^{u}_{\mathrm{solar}}(k)\right]\\&+\boldsymbol{t}(k)[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{R}^{u}(k)\boldsymbol{r}(k)]^{-1}\\&\times\boldsymbol{R}^{u}(k)\left[\boldsymbol{S}^{d}(k)+\boldsymbol{S}^{d}_{\mathrm{solar}}(k)\right]\\&+\boldsymbol{t}(k)[\boldsymbol{E}-\boldsymbol{R}^{u}(k)\boldsymbol{r}(k)]^{-1}\boldsymbol{I}^{u}(k).\end{aligned} \quad (19)$$

式中, k=0表示大气顶, k=n表示地表; $\boldsymbol{R}^{u}(k)$表征地表到k层大气的向上反射函数; $\boldsymbol{I}^{u}(k)$表征地表到k层大气的向上辐射. 式(19)有明显的物理意义, 右边第一项表示第k层大气向上辐射; 第二项表示第k层大气向下辐射与下层大气反射后与该层多次反射后向上透射辐射; 第三项表示第k层大气下层辐射与该层多次反射后向上透射辐射.

3 基于累加法的新模型计算精度验证

基于第二部分累加法数学物理原理, 建立包含云、气溶胶散射以及多种大气成分吸收的高精度卫星中短波红外辐射传输计算模型. 考虑H_2O、CO_2、O_3、CO、N_2O、CH_4、O_2主要大气气体吸收, 采用逐线积分(LBL)方式计算大气分子吸收光学厚度(Shephard等, 2009). 云、气溶胶散射特性(单次散射反照率、吸收系数、散射相函数)来自CRTM散射数据库, 包含沙尘型、海盐型、黑炭、硫酸盐型气溶胶; 水、冰、雪以及霰型云类型. 为保持与目前高光谱卫星中短波红外观测谱段一致, 本文模型覆盖2120~2580cm^{-1}(3.88~4.72μm)波段, 光谱采样间隔0.01cm^{-1}. 鉴于目前在轨红外高光谱卫星最高分辨率为IASI的0.25cm^{-1}, 为验证本模型计算精度, 计算以下四种典型场景下辐亮度, 与高斯光谱响应函数卷积到0.25cm^{-1}分辨率, 并与离散坐标DISORT模型结果进行比较, 地表均假设为朗伯体, 地表发射率为0.9, 地表温度为300K.

场景一采用美国标准廓线. 假设为单层水云存在, 位于高度706.57~683.67hPa, 云粒子有效半径30μm, 云层光学厚度为1.0; 大气中无气溶胶存在; 并假设为夜间观测, 不考虑太阳散射辐射, 卫星观测天顶角为15°. 该场景只考虑热辐射辐射, 只需计算方位角展开的m=0次项. 如图2a为本模型计算得到的卫星观测亮温(已卷积到0.25cm^{-1}分辨率). 计算光谱明显可见2400~2580cm^{-1}大气窗区, 2225~2370cm^{-1}CO_2强吸收带以及2170~2250cm^{-1}波段水汽吸收. 由于云层存在, 导致窗区(2400~2580cm^{-1})波段亮温明显低于地表发射亮温. 图2b为本模型计算结果与DISORT计算结果的差值, 两个模型采用了相同的的散射相函数展开次数10(采用了δ-M估值修正), 高斯积分流数8. 图中可见两个模型结果具有很好的一致性. 其中在(2250~2380cm^{-1})强吸收波段偏差相对较大, 约0.5×10^{-6}K; 弱吸收带以及窗区波段, 两者偏差相对较小, 基本控制在0.2×10^{-6}K以内. 主要原因是累积法最小分层非无限小(本文采用

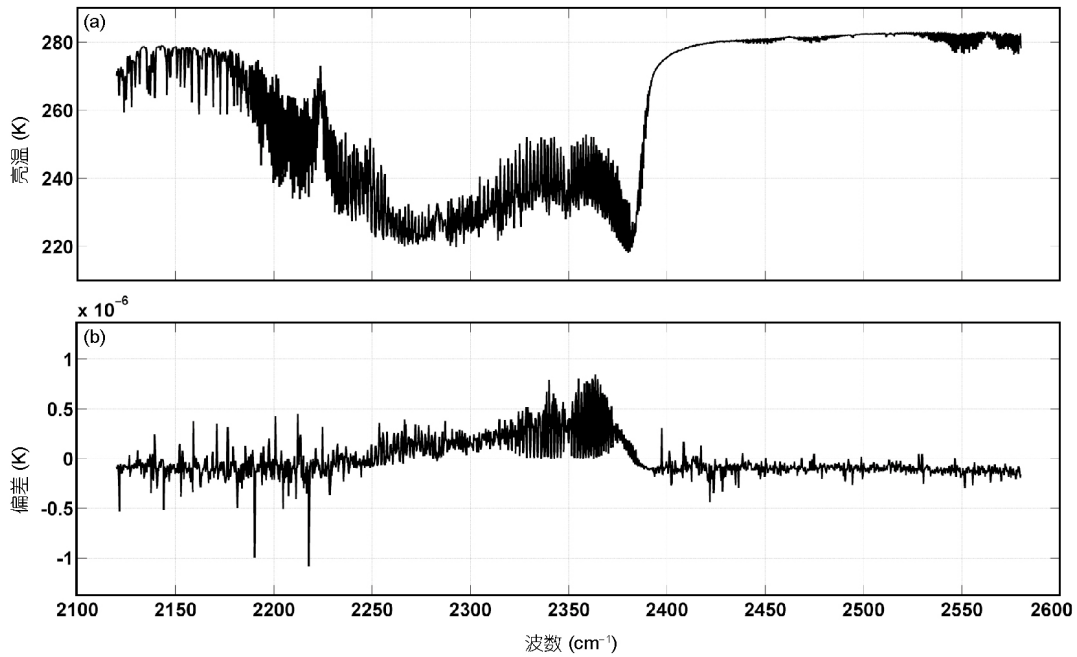


图 2　**场景一中两个模型计算结果比较**

最小光学厚度值1.0×10^{-8}), 云层透射率计算偏小, 云层发射辐射计算偏大造成. 另外2100~2250cm^{-1}弱吸收波段中个别通道偏差相对较大, 可能与DISORT解的不稳定有关(高扬等, 2010). 场景一为简单的单层水云场景, 忽略太阳辐射, 计算比较简单, 总体两种模型在该情况下, 表现了很好的一致性, 最大偏差小于1.2×10^{-6}K. 计算速度比较显示, 相同计算条件下(CPU: Intel (R) Xeon CPU E5-2609 2.40GHZ; 内存64G), DISORT计算时间约为883s, 本模型计算用时约为291s.

场景二同样采用美国标准廓线. 假设大气中无云存在, 但有多层气溶胶存在, 高度从地表1100~986.07hPa, 假设为沙尘型气溶胶, 粒子有效半径1.0μm, 光学厚度为2.0; 考虑太阳辐射, 太阳高度角30°, 卫星观测天顶角为30°, 太阳以及卫星观测方位角为0°. 考虑太阳辐射, 需要计算方位角展开的多次项, 计算相比场景一复杂. 如图3a和b分别为本模型计算辐亮度以及与DISORT模型计算结果的差值. 两个模型采用的散射相函数展开次数以及高斯积分流数与场景一相同. 与场景一相似CO_2强吸收波段偏差相对较大, 窗区以及弱吸收带偏差较小. 总体最大偏差小于1.0×10^{-6}K, 具有很好的一致性. 场景二模拟的是晴空多层沙尘气溶胶环境, 与场景一云环境结果相比, 两模型偏差相对稳定, 几乎不存在个别通道偏差突兀变大情况, 可能与模拟波段气溶胶粒子相对云粒子散射相函数变化平缓, DISORT模型在该情况计算中方程解比较稳定有关. 相同计算条件下(同场景一), DISORT方法计算时间约为6745s, 本文模型计算用时约为1929s.

为验证本模型在不同大气温、湿度状态下的精度, 场景三采用热带大气廓线, 水汽含量明显高于美国标准大气廓线. 假设大气中冰云、水云同时存在, 水云高度706.57~683.67hPa, 云粒子有效半径20μm, 云层光学厚度为1.0, 冰云高度300~314hPa, 云粒子有效半径20μm, 云层光学厚度1.0; 无气溶胶存在; 考虑太阳辐射, 太阳高度角45°, 卫星天底观测, 太阳方位角为0°, 卫星观测方位角为45°. 该场景为双层云散射, 图4a和b分别为本模型计算辐亮度以及与DISORT模型计算结果的差值. 两个模型采用的散射相函数展开次数以及高斯积分流数与以上场景相同. 与场景一单层水云相似, 除弱吸收区个别通道偏差相对较大外, 两模型计算结果有很好的一致性, 绝对偏差控制在2×10^{-6}K以内. 偏差在通道2200cm^{-1}附近相对较大, 约为6.1×10^{-6}K, 可能与DISORT解的不稳定性有关. 与场景一、二不同, 冰云、水云同时存在条件下, 强吸收通道偏差与窗区通道偏差量值基本相当, 基本控制在0.5×10^{-6}K以内.

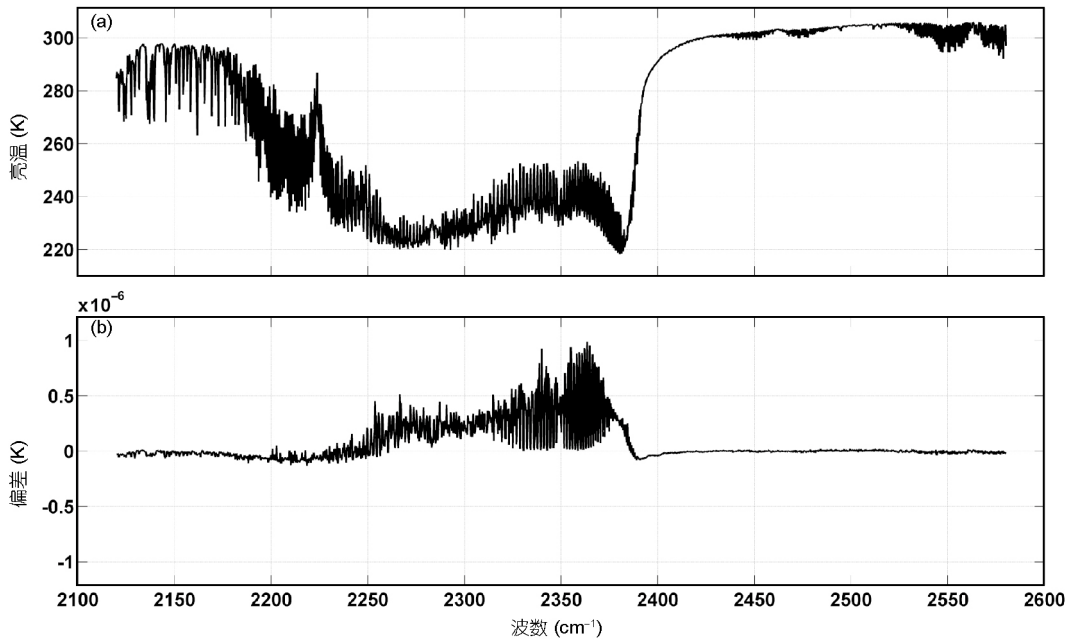


图 3　场景二中两个模型计算结果比较

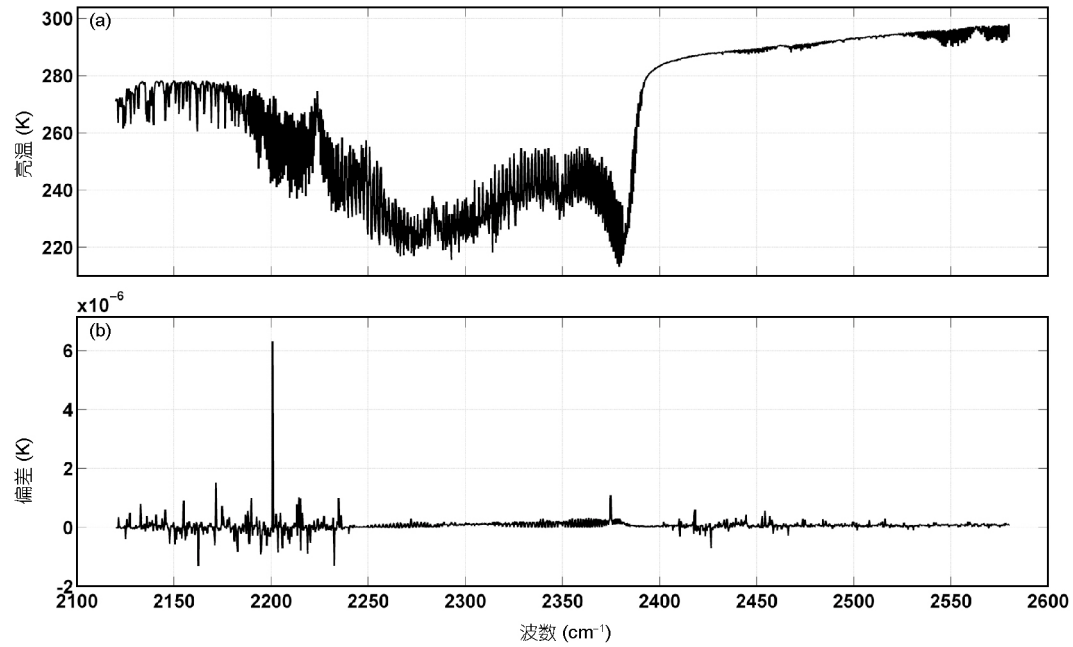


图 4　场景三中两个模型计算结果比较

原因是由于在300~314hPa高度, 光学厚度为1.0冰云层的存在(透射率约为0.37), 降低了冰云下层大气发射辐射计算误差造成的大气顶辐射计算偏差. 相同计算条件下(与前同), DISORT计算时间约为831s, 本模型计算用时为384s.

场景四同样采用热带大气廓线. 假设大气中多层冰云、水云以及气溶胶同时存在, 水云高度661.19~729.89hPa, 云粒子有效半径10μm, 云层光学厚度为0.5, 冰云高度286.26~314.14hPa, 云粒子有效半径50μm, 云层光学厚度0.5; 假设为沙尘型气溶胶,

粒子有效半径1.0μm, 光学厚度为1.0, 高度从地表1100~986.07hPa; 太阳高度角60°, 卫星观测天顶角45°, 太阳方位角为0°, 卫星观测方位角为60°. 相比前三个场景, 该场景最为苛刻, 观测角度、太阳入射角度较大并且同时考虑了多层冰云、水云以及气溶胶的散射影响. 图5a和b分别为本模型计算辐亮度以及与DISORT模型计算结果的差值. 两个模型采用的散射相函数展开次数以及高斯积分流数与以上场景相同. 与场景一、三云条件的计算类似, 在个别弱吸收通道存在偏差相对较大的情况, 最大值在2208cm^{-1}通道附近, 约为2.2×10^{-6}K. 与场景三类似, 286.26~314.14hPa高度有多云冰层存在, 降低了冰云下层大气发射辐射计算误差造成的大气顶辐射计算偏差, 强吸收通道偏差相比无冰云条件下场景一、场景二小; 同时冰云光学厚度0.5(透射率约为0.61), 透射率相对场景三大, 强吸收通道绝对偏差也相对场景三较大. 总体上在计算波段2120~2580cm^{-1}内, 通道绝对偏差基本控制在1.0×10^{-6}K以内, 两个模型的计算结果表现了较好的一致性. 计算速度比较, 相同计算条件下(与前同), DISORT计算时间约为6790s, 本模型计算用时为2008s.

4 计算精度影响模拟分析

通过第三节与DISORT计算模型在不同场景下计算结果的比较显示, 本文基于累加法建立的模型可以实现较高的计算精度. 为进一步分析卫星中短波红外波段(2120~2580cm^{-1})模型简化造成的计算偏差, 分析模型简化的可能性, 基于第三节热带大气廓线双层云典型场景, 分别模拟忽略大气热辐射、太阳散射辐射、大气分层平均热辐射简化以及累加最小分层光学厚度变化对计算结果的偏差.

图6a和b分别为忽略大气热辐射发射、太阳辐射后造成的模拟误差. 其中强吸收波段能量主要来自大气热辐射, 忽略大气热辐射后引入上百K的偏差; 窗区通道辐射主要来自地表热辐射, 忽略大气热辐射造成的误差相对较小, 在(2400~2580cm^{-1})波段绝对偏差5~10K左右. 与大气热发射辐射不同, 图6b所示, 在强吸收波段, 太阳入射辐射、经过地表反射辐射基本被完全吸收, 忽略太阳辐射后基本不影响计算结果; 窗区通道太阳入射有很大贡献, 忽略太阳辐射会引入较大偏差. 在同一地表发射率条件下, 由于太阳入射辐射在短波红外波段随波长减小而增加, 因此偏差随波长减小而增大. 对卫星中短波红外波段在白天的观测模拟, 强吸收波段可以忽略太阳辐射贡献, 简化计算, 窗区以及弱吸收波段需要同时考虑太阳辐射和热辐射.

累加法在处理大气分层热辐射中假设层内热辐射随光学厚度线性变化, 采用逐层累加处理(详见2.2

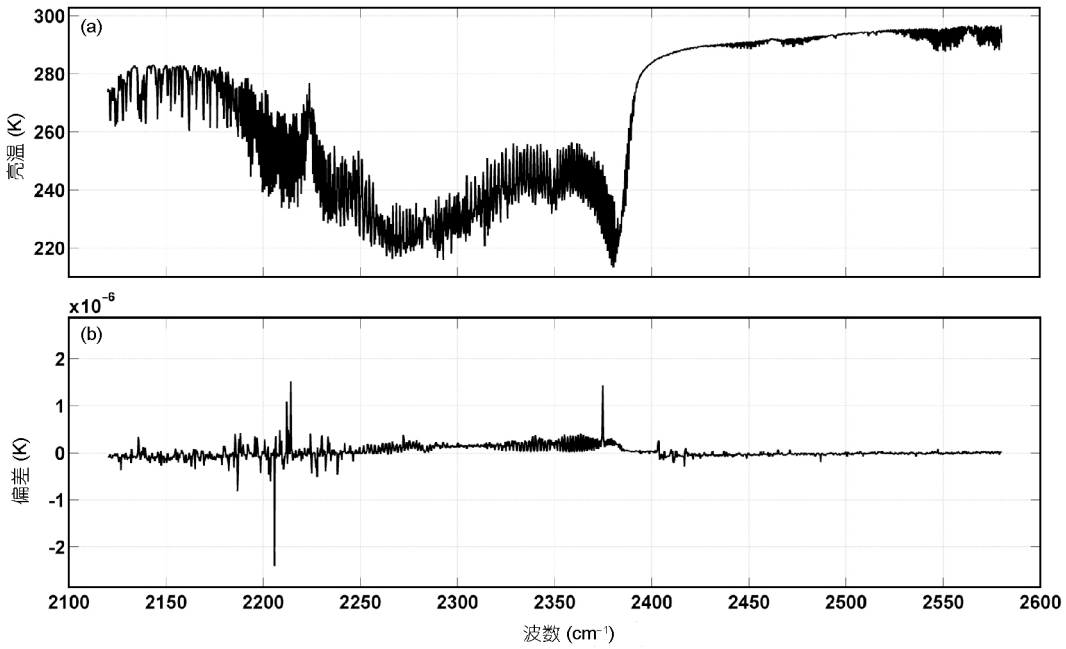


图 5 场景四中两个模型计算结果比较

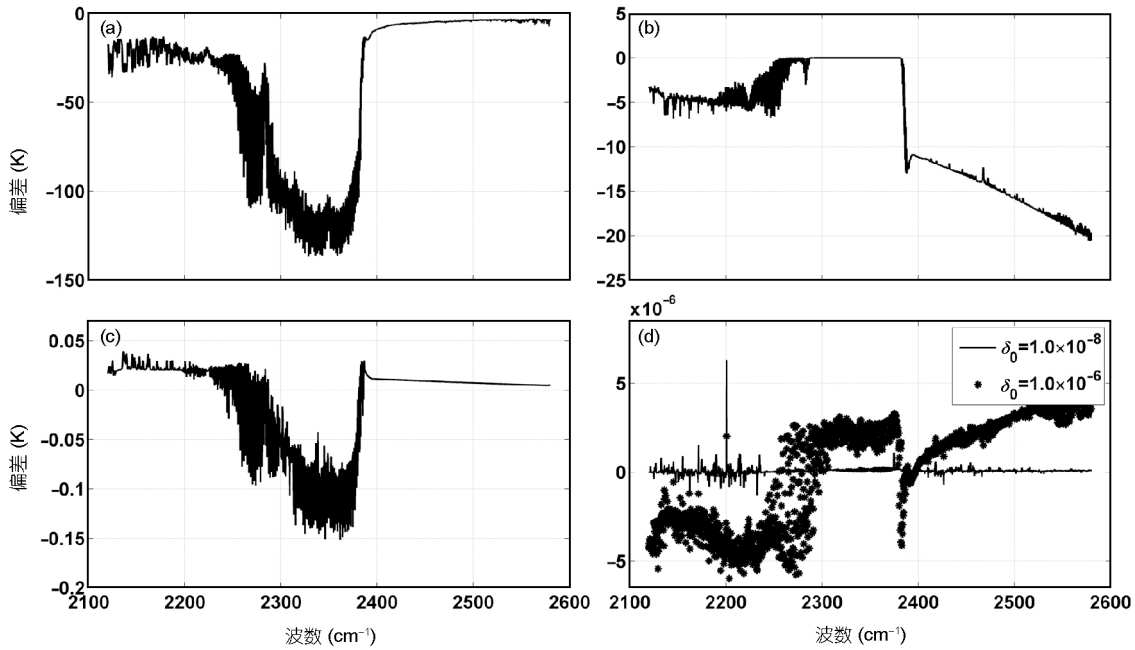


图 6　计算精度敏感性模拟

节), 计算过程比较复杂、耗时. 常用简化方式用层平均热辐射代表该层向上、向下发射辐射. 图6c为采用层平均热辐射代替累加向上、向下辐射后引起的计算偏差. 窗区波段辐射能量主要来自地表、云顶的热发射以及太阳反射辐射, 因此受大气层热辐射发射简化计算的影响较小, 偏差小于0.03K; 强吸收波段能量主要来自大气层热发射贡献, 采用平均热辐射计算简化后引入较大误差, 误差大小与层光学厚度以及层顶、层底温度差异有关, 本文场景下计算结果最大处偏差(2300~2400cm^{-1})约0.15K. 可以根据实际计算精度需求, 考虑是否采用大气分层平均热辐射简化模型.

累加法计算基于光学厚度薄层的单次散射假设, 实际计算中无限薄层并不存在, 实际采用的最小薄层光学厚度值会影响最终的辐射计算精度, 理论上最小薄层光学厚度值越小, 计算量越大, 计算精度越高. 如图6d为累加法采用最小光学厚度值$\delta_0 = 1.0 \times 10^{-8}$与$\delta_0 = 1.0 \times 10^{-6}$亮温计算结果与DISORT模型的偏差. 采用最小光学厚度值$\delta_0 = 1.0 \times 10^{-8}$所有通道偏差基本小于1.0×10^{-6}K. 采用最小光学厚度值$\delta_0 = 1.0 \times 10^{-6}$偏差相对较大, 最大值在6×10^{-6}K左右. 由式(5)可见, 增加最小薄层光学厚度, 减少累加次数, 云层反射率矩阵计算值偏大, 窗区通道太阳反射辐射计算偏大. 同一地表发射率条件下, 在(2400~2580cm^{-1})波段随波长变小, 太阳入射辐射的增强而偏差值变大; 由式(6)可见, 增大最小层光学厚度, 云层透射率矩阵计算值减小, 导致在强吸收波段, 发射辐射计算值偏大; (2100~2280cm^{-1})弱吸收波段大气顶辐射主要来自云层下层大气辐射, 云层透射率矩阵值计算偏小, 导致大气顶辐射计算偏小. 相较忽略大气热辐射、太阳辐射以及平均热辐射简化模型造成的计算偏差, 累加法最小光学厚度值, 可以根据实际计算精度要求调整, 减少计算, 以满足时效要求.

5　结论

全天候条件下卫星高光谱中短波红外高精度辐射传输模拟计算, 对该波段辐射特性研究以及高光谱卫星数据信息提取具有重要的意义. 基于累加法原理, 建立了可以用于晴空、气溶胶以及云、雨条件下的高精度辐射传输计算模型. 通过典型场景下的计算结果与离散坐标DISORT模型的比较验证显示: 该模型能够处理中短波红外2120~2580cm^{-1}波段不同大气气溶胶、云以及不同观测几何条件下的模拟计算. 其计算结果比较稳定, 计算精度可以达到1×10^{-6}K级别; 与离散坐标法不同, 实际计算中累加法只需要对云、气溶胶分布的若干层进行累加计算, 具有相对较高的效率, 本文场景中计算速度是DISORT模型的2~3倍.

基于该模型分别模拟了忽略大气热辐射、忽略太阳入射辐射、大气分层平均热辐射简化计算以及累加最小分层光学厚度变化造成的计算偏差. 在强吸收波段, 忽略大气热辐射后可以引入上百K的偏差; 该波段太阳入射辐射、经过地表反射辐射基本被完全吸收, 忽略太阳辐射后基本不影响模拟精度. 在窗区波段, 大气热辐射作用贡献较小, 能量主要来自地表热发射以及反射太阳辐射, 忽略太阳入射辐射可以造成几十K的偏差. 对大气热辐射计算, 采用大气分层平均热辐射简化模型在强吸收波段会造成相对较大偏差, (文中场景引入最大约0.15K偏差). 累加法模型中最小光学厚度分层会影响大气顶辐射计算精度, 薄层光学厚度越小, 计算精度越高, 采用薄层光学厚度值$\delta_0 = 1.0 \times 10^{-6}$, 引入误差最大值在$6\times10^{-6}$K左右. 总之, 对卫星中短波红外波段模拟计算, 强吸收通道可以忽略太阳入射辐射, 窗区通道需要同时考虑太阳辐射以及大气、地表热辐射贡献; 根据实际计算精度需求, 可以采用大气分层平均热辐射简化模型、选择合适最小累加光学厚度值以提高计算效率.

本文工作是大气辐射传输计算的基础性研究, 为构建自主模型, 模拟计算高光谱分辨率太阳发射和地球发射并存的中短波红外大气辐射传输计算, 处理近期即将发射的FY-3 HIRAS资料奠定基础.

参考文献

董超华, 李俊, 张鹏. 2013. 卫星高光谱红外大气遥感原理和应用. 北京: 科学出版社. 5–8

高扬, 段民征, 黄兴友. 2010. 典型矢量辐射传输模式计算精度与效率的初步比较. 遥感学报, 14: 845–857

石广玉. 2007. 大气辐射学. 北京: 科学出版社. 150–157

张鹏. 1998. 卫星测量反射太阳光反演气溶胶物理和光学特性的算法研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大气物理所. 53–71

Duan M Z, Min Q L, Lü D R. 2010. A polarized Radiative Transfer model based on successive order of scattering. Adv Atmos Sci, 27: 891–900

Evans K F, Stephens G L. 1991. A new polarized atmospheric radiative transfer model. J Quant Spectrosc Ra, 46: 413–423

Kattawar G W, Plass G N. 1968. Radiance and polarization of multiple scattered light from haze and clouds. Appl Opt, 7: 1519–1527

Kuai L, Natraj V, Shia R L, Miller C, Yung Y L. 2010. Channel selection using information content analysis: A case study of CO_2 retrieval from near infrared measurements. J Quant Spectrosc Ra, 111: 1296–1304

Lenoble J, Herman M, Deuzé J L, Lafrance B, Santer R, Tanré D. 2007. A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth's atmosphere with aerosols. J Quant Spectrosc Ra, 107: 479–507

Li J, Li J L, Weisz E, Zhou D K. 2007. Physical retrieval of surface emissivity spectrum from hyperspectral infrared radiances. Geophys Res Lett, 34: L16812

Liou K N. 2002. An Introduction to Atmospheric Radiation II. San Diego: Academic Press. 383–403

Liu Q H, Weng F Z. 2006. Advanced doubling-adding method for radiative transfer in planetary atmospheres. J Atmos Sci, 63: 3459–3465

Maddy E S, Barnet C D, Goldberg M, Sweeney C, Liu X. 2008. CO_2 retrievals from the atmospheric infrared sounder: Methodology and validation. J Geophys Res, 113: D11301

McNally A P, Watts P D, Smith J A, Engelen R, Kelly G A, Thépaut J N, Matricardi M. 2006. The assimilation of AIRS radiance data at ECMWF. Q J R Meteorol Soc, 132: 935–957

McCarty W, Jedlovec G, Miller T L. 2009. Impact of the assimilation of Atmospheric Infrared Sounder radiance measurements on short-term weather forecasts. J Geophys Res, 114: D18122

Min Q L, Duan M Z. 2004. A successive order of scattering model for solving vector radiative transfer in the atmosphere. J Quant Spectrosc Ra, 87: 243–259

Parkinson C L. 2003. Aqua: An earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 41: 173–183

Pincus R, Evans K F. 2009. Computational cost and accuracy in calculating three-dimensional radiative transfer: Results for new implementations of Monte Carlo and SHDOM. J Atmos Sci, 66: 3131–3146

Rozanov V V, Rozanov A V, Kokhanovsky A A, Burrows J P. 2014. Radiative transfer through terrestrial atmosphere and ocean: Software package SCIATRAN. J Quant Spectrosc Ra, 133: 13–71

Shephard M W, Clough S A, Payne V H, Smith W L, Kireev S, Cady-Pereira K E. 2009. Performance of the line-by-line radiative transfer model (LBLRTM) for temperature and species retrievals: IASI case studies from JAIVEx. Atmos Chem Phys, 9: 7397–7417

Spurr R J D. 2006. VLIDORT: A linearized pseudo-spherical vector discrete ordinate radiative transfer code for forward model and retrieval studies in multilayer multiple scattering media. J Quant Spectrosc Ra, 102: 316–342

Spurr R J D, Kurosu T P, Chance K V. 2001. A linearized discrete ordinate radiative transfer model for atmospheric remote-sensing retrieval. J Quant Spectrosc Ra, 68: 689–735

Stamnes K, Tsay S C, Jayaweera K, Wiscombe W. 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in

multiple scattering and emitting layered media. Appl Opt, 27: 2502–2509

Susskind J, Blaisdell J M, Iredell L, Keita F. 2011. Improved temperature sounding and quality control methodology using AIRS/AMSU Data: The AIRS science team version 5 retrieval algorithm. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 49: 883–907

Thapliyal P K, Shukla M V, Bisht J H, Pal P K, Navalgund R R. 2014. Improvement in the retrieval of humidity profiles using hybrid regression technique from infrared sounder data: A simulation study. Met Apps, 21: 301–308

Thonat T, Crevoisier C, Scott N A, Chédin A, Schuck T, Armante R, Crépeau L. 2012. Retrieval of tropospheric CO column from hyperspectral infrared sounders-application to four years of Aqua/AIRS and MetOp-A/IASI. Atmos Meas Tech Discuss, 5: 3861–3908

Tobin D, Revercomb H, Knuteson R, Taylor J, Best F, Borg L, DeSlover D, Martin G, Buijs H, Esplin M, Glumb R, Han Y, Mooney D, Predina J, Strow L, Suwinski L, Wang L. 2013. Suomi-NPP CrIS radiometric calibration uncertainty. J Geophys Res-Atmos, 118: 10589–10600

Weng F Z. 1992. A multi-layer discrete-ordinate method for vector radiative transfer in a vertically-inhomogeneous, emitting and scattering atmosphere—I. Theory. J Quant Spectrosc Ra, 47: 19–33

Wiscombe W J. 1976. Extension of the doubling method to inhomogeneous sources. J Quant Spectrosc Ra, 16: 477–489

Wiscombe W J. 1977. Doubling initialization revisited. J Quant Spectrosc Ra, 18: 245–248

Zhang J, Li Z L, Li J, Li J L. 2014. Ensemble retrieval of atmospheric temperature profiles from AIRS. Adv Atmos Sci, 31: 559–569

Zhang Z B, Yang P, Kattawar G, Huang H L, Greenwald T, Li J, Baum B A, Zhou D K, Hu Y X. 2007. A fast infrared radiative transfer model based on the adding-doubling method for hyperspectral remote-sensing applications. J Quant Spectrosc Ra, 105: 243–263