



论文

一种利用地基高光谱干涉仪 AERI 遥感云底等效高度和等效发射率的方法

潘琳珺^{①②}, 吕达仁^{①*}

① 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: ludr@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2011-10-18; 接受日期: 2012-02-16

中国科学院科技先导专项(编号: CAS-XDA05040300)和国家自然科学基金重大国际合作项目(批准号: 40710059003)资助

摘要 基于地基红外干涉仪 AERI 高光谱辐射观测资料, 选用美国能源部大气辐射计划 (ARM) 与中方合作的 ARM 流动观测系统 (AMF) 2008 年在寿县的观测资料, 利用逐线积分模式 LBLRTM 正演地面接收的大气窗区向下辐射, 将数值模拟与实际谱线进行对比. 当模拟值与 AERI 观测值的差大于 $3 \text{ mW (cm}^2 \text{ sr cm}^{-1})^{-1}$ 时, 判定天空中有云, 反之则无云. 在此基础上, 本文发展了一套反演天顶方向上等效云底高度和等效云底发射率的新方法: 1) 在模式中将天顶方向上的真实云假设为单层等温黑体云, 反演等效云底高度 H_e , 使得云底高度为 H_e 的黑体云对地面接收的大气窗区向下辐射的贡献与真实云相同. 利用寿县的观测资料验证上述方法, 结果表明: 对于较低、较厚的云层, H_e 与真实云底高度极为接近, 随着真实云底高增加, 两者差值逐渐增大. 2) 当利用激光雷达或云雷达获得云底几何高度时, 将天顶方向上的真实云在模式中假设为单层等温灰体云, 灰体云的云底高度设为观测值, 由此反演大气窗区云底向下等效发射率 ϵ_e , 使得灰体云与真实云对地面接收到的大气窗区向下辐射贡献相同. 检验结果表明: 50 次模拟求得的低云、中云和高云的平均等效发射率分别为 0.967, 0.781 和 0.616; 随着云底高度增加, 云底等效发射率 ϵ_e 减小. 这两种反演方法得到的结果有助于研究云在大气窗区对大气辐射收支的影响以及气候模式中云的参数化方案.

关键词

AERI

LBLRTM

等效云底高度

等效云底发射率

云在地气系统的辐射能量收支中起着极为复杂的调制作用. 它能够将部分的入射太阳辐射反射回太空, 从而减少进入云下大气和地表的短波辐射, 对下层大气和地面起冷却作用. 同时, 云也能够吸收大气和地面发射的红外辐射, 并向下发射长波辐射, 减少了向外太空逃逸的长波辐射, 对地面及低层大气

起保暖作用. 这两种反作用的相对强度决定了云对气候影响的净效应^[1-5]. 而这种相对强弱不仅依赖于云量和其分布, 同时也依赖于云底所在的高度、云层的垂直结构及其内部的微物理特性. 云对气候、水循环、生态等地球系统重要作用以及对云的宏、微观特性的全球和区域观测研究得到大气科学界越

来越多的重视. 以卫星探测为主体的国际卫星云气候学计划(ISCCP)通过收集和分析卫星测量的辐射数据, 反演全球云的属性及其日变化、季节变化和年际变化, 从而揭示了全球云的多尺度分布特征^[6-9]. 该数据在理解云的气候效应方面发挥了重要作用, 但在探测原理、精度以及时空覆盖面等方面都存在局限性^[10,11]. 由于卫星采用自上而下的探测方式, 卫星观测, 特别是被动光学观测, 仅对云顶与上层云较为敏感, 而对云下部特别是云底缺少定量信息. 当前, 利用星载云雷达与激光雷达主动观测, 虽然能在一定条件下揭示云的垂直结构^[12-14], 但其在全球范围分布的时空密度较为稀疏. 因此研究云层对云下大气特别是地表的辐射收支作用仍需依赖于地基观测.

利用地基激光雷达、云雷达及云幕测量仪可以主动探测云底高度^[15-19]. 由于在红外波段, 云层的吸收很强, 密实云体可以近似为黑体. 在此波段上, 可以利用 CO_2 切片法^[20-24]反演云底高度, 此方法主要应用在飞机和卫星上反演云顶高度. 利用地基观测的红外亮温, 结合地表温湿值也可以反演云底高^[25]. 地基红外测云采用的是大气窗区宽带红外传感器. 在建立定量反演算法中需要精确的传感器透过率曲线来计算所测红外辐射(亮温)与云及大气温、湿分布的定量关系. 透过率曲线的微小差异可能会导致该定量关系及以此建立的反演经验关系式的显著变化. 相较于窗区中一些真正的弱吸收“窄窗”而言, 宽带红外辐射亮温对云存在的敏感度较差, 并且对云定量判别的误差也较大. 此外, 宽带红外测云的长期工作还需要透过率曲线保持长期稳定, 而一般的商业产品还难以做到实时标定(目前仅能做到多点温度的红外黑体定标). 因此, 在发展宽带红外测云的同时, 发展高光谱分辨率红外测云研究具有很高的理论和实用价值.

由美国能源部支持的大气辐射研究计划——ARM (Atmospheric Radiation Measurement)在全球范围内通过各种地面仪器搜集大气观测资料. 该计划为研究气溶胶、云和大气辐射过程对气候的影响提供了宝贵的数据. 2008 年, 由该计划支持的移动观测站 AMF(ARM Mobile Facility)被安置在中国安徽省寿县. 此次 AMF 观测中包括了能够实现实时定标的地基红外干涉仪——AERI(Atmospheric Emitted Radiance Interferometer). 它具有精度和分辨率高、波段覆盖宽等优势, 因此, 能够用于很多科学问题的研究, 例如,

实时反演边界层大气温湿廓线^[26,27], 遥感云的相态^[28]及一些重要的微量气体^[29]. AERI 观测光谱覆盖了整个大气窗区, 提供了利用窗区高分辨率辐射观测反演云的优越条件. 同时, AMF 实验还提供了几种独立的云遥感手段. 因此, 本文拟基于 AERI 高光谱辐射资料发展一套反演云的方法, 并将该方法的反演结果与其他主动测云观测进行比对.

此方法所适用的波长范围集中在 $8\sim 12\ \mu\text{m}$ 的大气红外窗区. 该波段对地气系统的辐射平衡有十分重要的意义. 因为地表温度约为 $300\ \text{K}$, 与此温度相对应的黑体辐射能量主要集中在 $10\ \mu\text{m}$ 这一范围, 而大气对这一波长范围的辐射吸收很少, 所以地面发出的长波辐射透过这一窗口发送到宇宙空间^[30]. 本文利用逐线积分模式——LBLRTM (Line-By-Line Radiative Transfer Model)模式, 将数值模拟与 AERI 观测谱线进行对比, 提出了一种基于 AERI 大气窗区谱线特征判别云天的方法, 并发展了一种反演天顶方向上等效云底高的方法. 此方法所提出的等效云底高的概念有助于从气候统计学的角度定量描述不同地区、不同季节云对地表长波辐射的作用. 同时, 反演得到的等效云底高能够与云雷达和激光雷达观测的云底几何高度以及云结构建立统计关系. 此外, 在可利用其他手段获得天顶方向上云底几何高度的条件下, 我们提出了反演云底等效(窗区)发射率的方法. 统计该反演结果可以得到寿县上空各类云的平均等效发射率, 这将有助于研究并验证气候模式中云的参数化方案.

1 数据、仪器及模式介绍

1.1 数据介绍

安徽寿县位于 $32^\circ 33'\text{N}$, $116^\circ 46'\text{E}$, 海拔高度 $22.7\ \text{m}$. 2008 年 5 月到 12 月, 由 ARM 计划支持的 AMF 被安置在寿县, 用于综合观测该区域云的辐射特性. AMF 包含多种观测仪器(<http://www.arm.gov/sites/amf>). 本文选用的仪器包括 AERI、脉冲激光雷达 MPL (Micropulse Lidar)、云雷达 WACR(W-Band (95 GHz) ARM Cloud Radar)以及每日四次的加密探空, 探空时间分别为 05:30, 11:30, 17:30 和 23:30. 没有特殊说明, 本文所用时间均为世界时. 由于 MPL 和 WACR 观测数据开始于 2008 年 10 月中旬, 因此本

文选用的时间范围为 2008 年 11 月 1 日到 12 月 14 日.

1.2 所用仪器介绍

AMF 寿县实验使用了多种云观测仪器, 现将本文涉及的仪器简介如下.

(i) 大气发射辐射干涉仪(AERI). AERI 是地基全自动红外干涉仪, 能够被动接收大气向下红外辐射, 波长范围为 $3.31\sim 18.2\ \mu\text{m}$ ($520\sim 3000\ \text{cm}^{-1}$). AERI 观测的时间分辨率小于 $1\ \text{min}$, 光谱分辨率小于 $1\ \text{cm}^{-1}$, 绝对校准的精度高于 1% . AERI 接受的辐射分为两个波段, 分别为 $520\sim 1800$ 和 $1800\sim 3000\ \text{cm}^{-1}$, 全视角为 $32\ \text{mrad}$. 图 1 给出了某晴空时, AERI 两个波段观测得到的辐射值. 波段 1 中包含了

水汽、二氧化碳强吸收带和大气窗区($800\sim 1200\ \text{cm}^{-1}$). 大气窗区包括了水汽的连续吸收和水汽弱吸收线造成的选择性吸收, 但除了臭氧 $9.6\ \mu\text{m}$ 的强吸收带, 其他吸收都很弱. 更多关于 AERI 的技术细节, 请参考 Knuteson 等^[31,32].

(ii) 云雷达(WACR). WACR 主要用于观测云的边界, 如云底、云顶等, 探测高度能够达到 $15\ \text{km}$. WACR 所发射的毫米波更接近云粒子的尺度, 因此较厘米波气象雷达更适合探测非降水云. WACR 具有很好的穿透性, 它可以穿透云、雨、雾, 对云体内部的微物理特性进行探测. WACR 反射率精度达到 $0.5\ \text{db}$, 平均多普勒速度误差为 $0.1\ \text{m s}^{-1}$ ^[33].

(iii) 脉冲激光雷达(MPL). MPL 能够全天连续探测气溶胶和云的垂直结构, 其产品包括: 气溶胶消

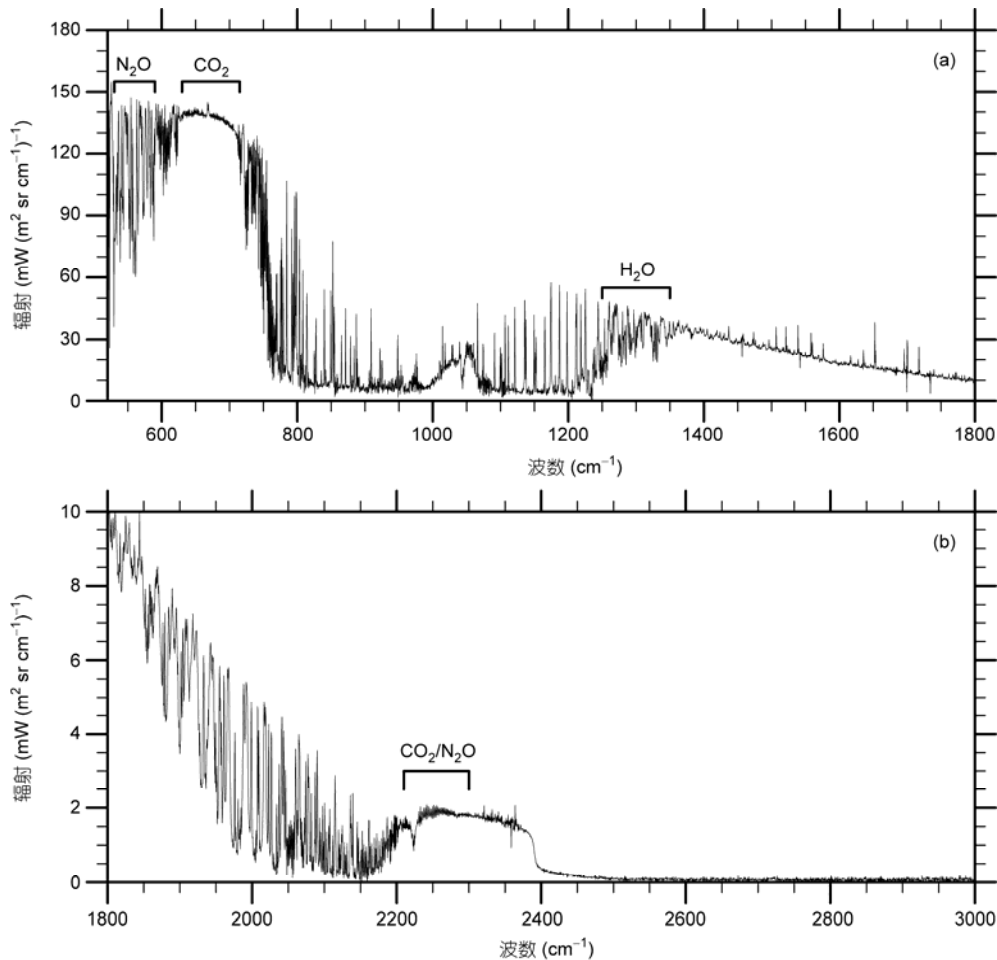


图 1 晴空时 AERI 波段 1(a)和 2(b)观测得到的辐射值
线框标注的区域为各气体对应的吸收波段

散系数和后向散射廓线以及多层云、云边界、云相态等。但是 MPL 在遥感云底高度时,除了仪器本身的误差之外,还存在很多难以定量估计的不确定性。例如, MPL 发射的激光能量较低,因此信号容易与太阳背景噪声混合在一起。激光在大气中传播,信号衰减强,这使得白天 MPL 难以对较高的薄云进行探测。此外,采用不同的算法处理 MPL 观测数据也会影响对云和气溶胶层的识别^[34]。考虑到 MPL 在判断云底高度上的诸多不确定性,本文以云雷达为主,同时结合 MPL 的观测资料,综合判定云底几何高度。

1.3 模式介绍

本文采用逐线积分传输模式 LBLRTM 正演地面接收的向下辐射。LBLRTM 是在 FASCODE^[35,36]基础上,发展起来的一种高效、精确的辐射传输模式。它具有以下几个特点^[37]: (1) 可以在大气各个高度上运用 Voigt 线型计算大气分子吸收; (2) 包含了连续吸收模式 MT_CKD. MT_CKD 里包括了自增宽、外增宽的水汽连续吸收, CO₂ 及其他气体的连续吸收和由于瑞利散射造成的衰减; (3) 包含了 HITRAN 所有参数; (4) 计算精度达到 0.5%, 可以用于验证实验观测数据; (5) 包括了 9 种可选择的快速傅立叶转换(FFT) 仪器函数。这些特性使得 LBLRTM 能够高精度、高分辨率地计算各种辐射值, 因此适用于验证 AERI 获得的高光谱辐射资料。

2 遥感原理

本文所用的遥感原理简述如下。

云天地面接收到来自大气和云向下的辐射可以表示为

$$\begin{aligned}
 R(\nu) \downarrow = & \varepsilon(\nu)B(\nu, T_c)\tau(\nu, p_c, p_s) \\
 & + t(\nu)\tau(\nu, p_c, p_s) \int_0^{p_c} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_c) \\
 & + r(\nu)\tau(\nu, p_c, p_s) \left[B(\nu, T_s)\tau(\nu, p_s, p_c) \right. \\
 & \left. + \int_{p_s}^{p_c} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_c) \right] \\
 & + \int_{p_s}^{p_s} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_s), \quad (1)
 \end{aligned}$$

其中 ν 表示波数, $R(\nu) \downarrow$ 表示云天时, 地面接收的向

下辐射; $\varepsilon(\nu)$, $t(\nu)$ 和 $r(\nu)$ 分别表示云的发射率、透过率和反射率; $B(\nu, T)$ 表示温度 T 的普朗克函数, P 为大气压强, $\tau(\nu, p_x, p)$ 表示气压为 P_x 和 P 之间的大气透过率; 下标 c 和 s 分别表示云和地面。 (1) 式中假设云层厚度无穷小。等式右边第一项表示云底向下发射的辐射贡献, 第二项表示云上大气透过云对地面辐射的贡献, 第三项表示地面和云下大气向上辐射经过云层反射回到地面的辐射贡献, 第四项表示云层下面的大气发射辐射的贡献。

晴天地面接收到来自大气向下的辐射可以表示为

$$\begin{aligned}
 R_{clear}(\nu) \downarrow = & \int_0^{p_s} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_s) \\
 = & \int_0^{p_s} B(\nu, T) \tau(\nu, p, p_s) d\sigma(\nu, p). \quad (2)
 \end{aligned}$$

云天与晴天地面接收的向下辐射差值为

$$\begin{aligned}
 \delta R(\nu) = & R(\nu) \downarrow - R_{clear}(\nu) \downarrow \\
 = & \varepsilon(\nu)B(\nu, T_c)\tau(\nu, p_c, p_s) \\
 & - [1 - t(\nu)\tau(\nu, p_c, p_s)] \int_0^{p_c} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_c) \\
 & + r(\nu)\tau(\nu, p_c, p_s) \left[B(\nu, T_s)\tau(\nu, p_s, p_c) \right. \\
 & \left. + \int_{p_s}^{p_c} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_c) \right]. \quad (3)
 \end{aligned}$$

(3) 式较为复杂, 但当观测采用高光谱分辨率仪器, 利用(3)式在吸收线之间计算, 有其明显的优势^[38]。吸收线之间的波段对应的地面与云层之间的透过率 $\tau(\nu, p_c, p_s) \approx 1$, 能够显著减少云下大气对云辐射的影响。

云层以上的辐射贡献很小 $\left(\int_0^{p_c} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_c) \approx 0 \right)$,

即等式右边第二项可以忽略; 通常云底反射地面和云下大气向上的辐射相对于云自身向下发射的辐射小一个量级以上, 即等式右边最后一项也可以忽略。由此(3)式可以改写为

$$\delta R(\nu) \approx \varepsilon(\nu)B(\nu, T_c). \quad (4)$$

因此云天地面接收的向下辐射大于晴天地面接收的向下的辐射。

红外波段, 云吸收很强, 特别是低层的厚云, 假设为黑体, 则 $\varepsilon = 1$, 跟据能量守恒定律: $\varepsilon + t + r = 1$, 因此 $t = r = 0$ 。

由(1)式可以得到

$$R(\nu) \downarrow = \varepsilon(\nu) B(\nu, T_c) \tau(\nu, p_c, p_s) + \int_{p_c}^{p_s} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_s). \quad (5)$$

当选择大气窗区内吸收线之间的波段时, 地面与云层之间的透过率 $\tau(p_c, p_s) \approx 1$. $\int_{p_c}^{p_s} B(\nu, T) d\tau(\nu, p, p_s) = \int_{p_c}^{p_s} B(\nu, T) \tau(\nu, p, p_s) d\sigma(\nu, p)$, $\sigma(\nu, p)$ 表示 P 高度上的光学厚度, 与前项云层发射辐射相比, 可以忽略不计. 从而云天地面接收向下的辐射可以表示为

$$R(\nu) \downarrow \approx B(\nu, T_c). \quad (6)$$

上述分析表明, 云天地面接收向下的辐射主要取决于云底的温度 T_c , 并与 T_c 成正比关系. 大气窗区, 云底高度越低, 云底温度 T_c 越高, $R(\nu) \downarrow$ 越大.

3 云的反演方法

图 2(a)~(c)分别为 2008 年 12 月 4 日全天的 WACR 观测的反射率、多普勒速度和谱宽图(<http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser>). 基于云雷达反射率图, 可以粗略判定云底高度. 选用如下四个典型时刻进行分析: 01 时、03 时、06 时和 15 时. 反射率图表明, 01~06 时, 云底高度逐渐增高. 在 15 时, 天空无云. 由于云自身会向下发射红外辐射, 且不同的云对地面接收的总辐射贡献不同, 因此四个观测时刻对应的 AERI 观测值应存在显著差异. 图 3 给出了相应时刻 AERI 观测波段 1 的辐射值, 灰色阴影代表大气窗区. 同时图 4 给出了对应的放大的大气窗区 AERI 观测的辐射值. 在晴空时, 大气窗区的辐射值明显小于云天时的辐射值; 对于前三个时刻, 随着时间的演

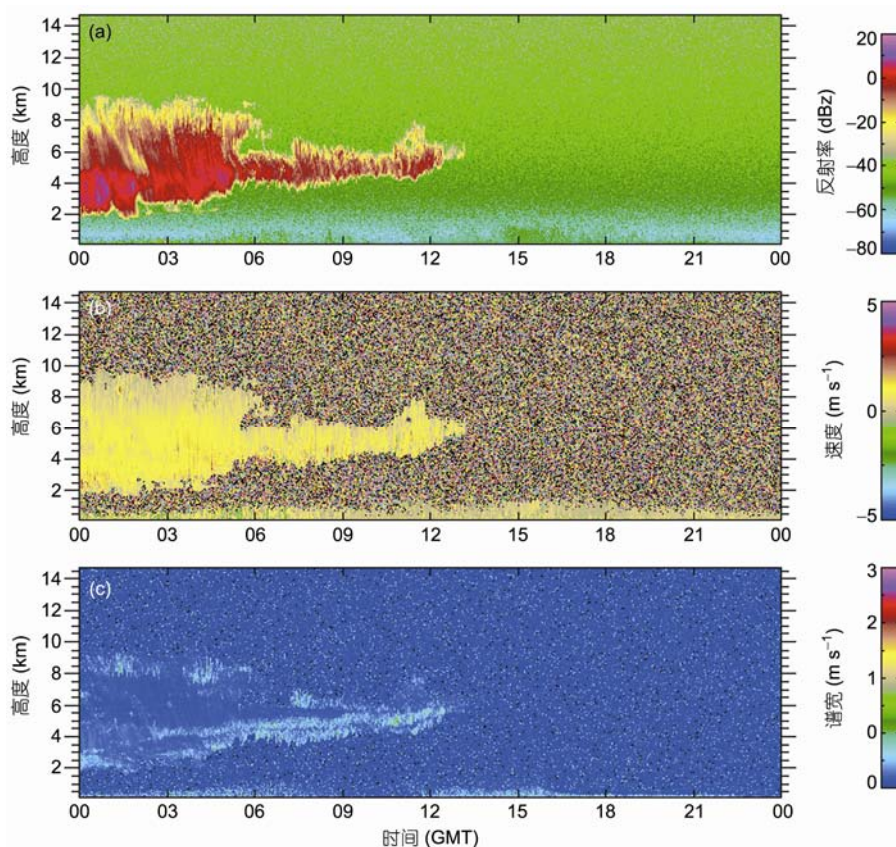


图 2 2008 年 12 月 4 日全天的云雷达(WACR)观测结果

(a) 反射率; (b) 多普勒速度; (c) 谱宽. 本图引自 <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>

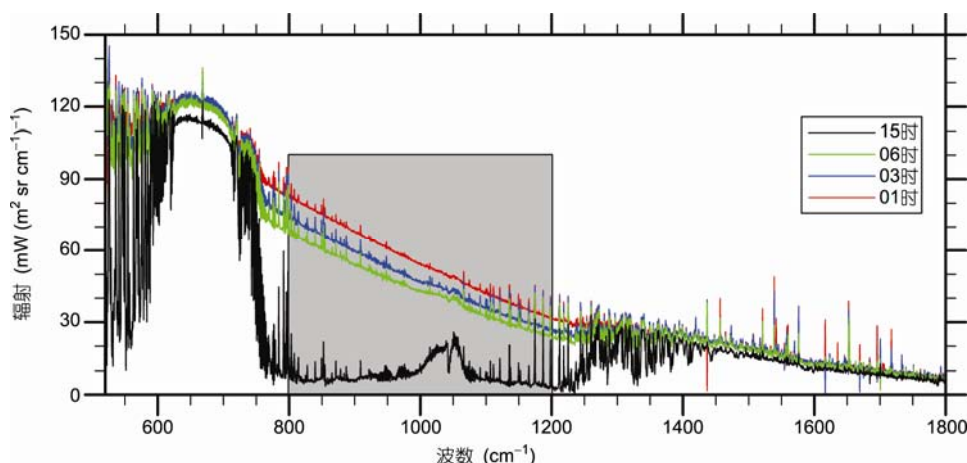


图3 12月4日01时、03时、06时和15时AERI观测波段1对应的辐射值
灰色阴影部分为大气窗区

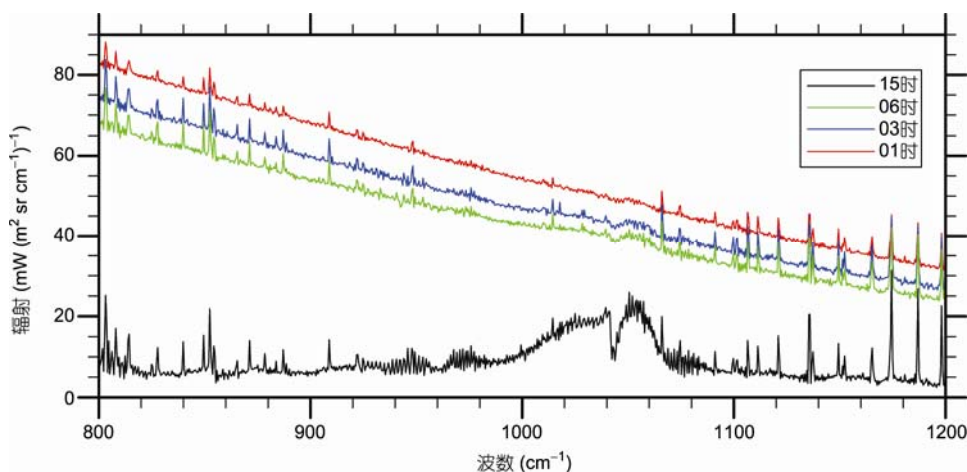


图4 12月4日01时、03时、06时和15时大气窗区AERI观测的辐射值

变, 云底逐渐增高, 而大气窗区同一波数上对应辐射值则不断减小。

根据上述现象, 利用 LBLRTM 正演地面接收到的向下辐射值, 将模拟值与 AERI 实际观测值进行比较。其中, 模式需要的输入廓线主要基于对应时刻的探空廓线, 探空廓线之上设为 LBLRTM 自带的中纬度冬季廓线(廓线顶达到 100 km)。当谱线差值小于指定的阈值时, 认为对应的探空时刻无云, 反之, 则认为有云。当有云存在时, 假设天顶方向上的云层为黑体, 云体内部等温, 无限薄。基于同样的输入廓线, 在模式中模拟云底发射率 $\varepsilon_c=1$ 的等温黑体云, 通过迭代算法修正云底高度 H , 计算大气窗区地面接收到的向下辐射。当模拟的辐射值与 AERI 观测值差值小

于指定的阈值时, 认为 H 为真实云的等效云底高 H_c 。在大气窗区, 云底高度为 H_c 的黑体云, 对地面接收的向下辐射的贡献与真实云的辐射贡献相等。

大气中实际存在的云, 除了一些很厚的低云, 大部分都是灰体, 发射率小于 1, 因此运用上述方法得到的等效云底高 H_c 都高于或等于真实云底高度。有云时, 通过其他观测获得云底几何高度 H_0 , 并假定 H_0 为真实云底高, 利用 AERI 观测值可以反演云底等效发射率。在模式中模拟云底高度为 H_0 , 云层无限薄, 内部等温的灰体云, 通过迭代算法不断修正云底向下发射率 ε , 正演大气窗区地面接收辐射值。当模拟值与 AERI 观测值小于指定的阈值时, ε 为真实云的等效发射率 ε_c 。在大气窗区, 云底高为真实云底高度,

云底向下发射率为 ϵ_c 的等温灰体云, 对地面接收的向下辐射的贡献与天顶方向上的真实云造成的辐射贡献相等.

图 4 表明, 晴天与云天大气窗区地面接收到的辐射差值随着波数增加明显递减, 差值的最大值出现在 $800\sim 850\text{ cm}^{-1}$; 不同云底高的云在大气窗区地面接收的辐射差值也随着波数增加有递减的趋势. 本文随机选取 15 组晴天的探空廓线, 分别在模式中模拟天空中存在云底高度为 $1\sim 10\text{ km}$ 的等温黑体云, 正演大气窗区地面接受辐射值. 将各云底高对应的辐射值分别与云底高为 10 km 对应辐射值求差. 图 5 自上而下给出了在大气窗区这 15 次对应 $1\sim 9\text{ km}$ 的辐射差值的平均值. 从图 5 可以发现: 同一波数上, 云底高度越低, 对应的差值越大. 随着波数增加, 不同云底高度对应的辐射差值总体上都有递减的趋势, 且云底高度越低对应的差值递减趋势越明显. 考虑到大气窗区内的长波段对云是否存在和云底高度要比短波段更加敏感, 大气窗区地面接收的向下辐射会受到气溶胶层的影响, 为了避免气溶胶层对云及云底高度判定的影响, 应选用大气窗区气溶胶影响弱的长波段. 同时, 为了减少云下大气对云辐射的影响, 本文利用 AERI 高光谱的特性, 选用长波段中吸收线之间的波段, 即 $800\sim 850\text{ cm}^{-1}$ 之间谱线变化平缓的波段, 作为下文辐射差值比对波段.

利用相同的晴天的探空资料, 模拟晴天地面接受向下的辐射, 并将模拟值与对应时刻 AERI 的观测

值进行比对. 图 6 给出了在 $800\sim 850\text{ cm}^{-1}$ 波段上, 15 次比对的结果. 从图 6 可以看出, 除了在少数的波段上, 差值超过 $3\text{ mW (cm}^2\text{ sr cm}^{-1})^{-1}$, 差值的量值主要集中在 $1\text{ mW (cm}^2\text{ sr cm}^{-1})^{-1}$ 以内. 产生差值可能的原因有如下几方面: (1) AERI 仪器本身观测的误差; (2) 探空廓线与模式自带廓线相接得到的廓线与真实廓线之间存在差异引起的误差; (3) LBLRTM 模式在计算中产生的误差. 因此本文判断晴天或是云天所选用的阈值为 $3\text{ mW (cm}^2\text{ sr cm}^{-1})^{-1}$. 当模拟值与观测值差值大于 $3\text{ mW (cm}^2\text{ sr cm}^{-1})^{-1}$ 时, 认为观测时刻有云, 反之, 则无云. 反演等效云底高和等效云底发射率所选用的阈值为 $1\text{ mW (cm}^2\text{ sr cm}^{-1})^{-1}$.

大气窗区除了臭氧的强吸收带, 还包括水汽的连续吸收和水汽弱吸收线造成的选择性吸收. 为了研究云下大气中的水汽吸收对反演等效云底高的影响, 本文选择四次探空时段的观测, 开展了敏感性实验. WACR 和 MPL 观测的对应云底高分别为 $2, 3, 7$ 和 7 km . 针对寿县所处纬度, 本文选用温带云分类的方法^[4], 将云底几何高度大于 $5, 2\sim 5\text{ km}$ 和小于等于 2 km 的云分别定义为高云、中云和低云. 为比较水汽垂直结构对高云反演结果的影响, 文中选用了两种具有不同垂直结构水汽廓线的高云, 其中, 将边界层水汽含量偏高的记做高云 A, 偏低的则记做高云 B.

实验方案如下. 首先, 基于原始的探空廓线反演等效云底高, 作为控制实验. 然后, 改动输入廓线中云层下方大气的水汽含量(相对湿度), 将下方每层水

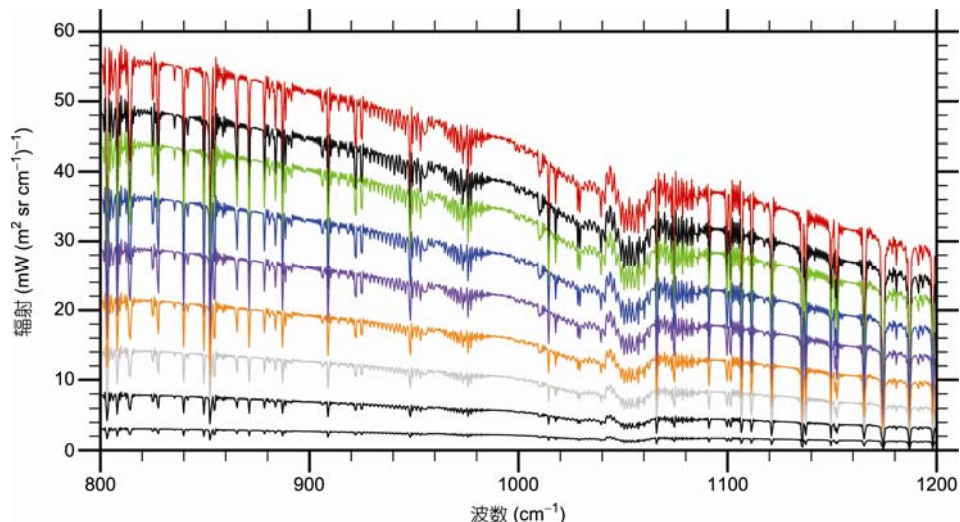


图 5 15 次模拟不同云底高的黑体云对应地面辐射差值的平均值

自上而下依次为云底高 $1\sim 9\text{ km}$ 与云底高 10 km 的黑体云对应地面辐射差值

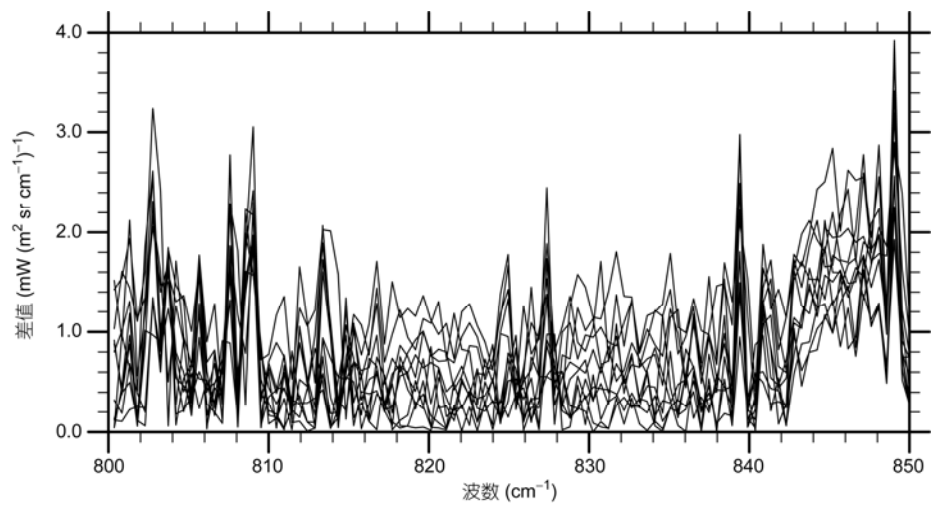


图 6 15 次模拟的晴天地面接受辐射值与对应 AERI 观测值在 800~850 cm^{-1} 波段上的差值

汽含量增加 10%, 20% 和减少 10%, 20%, 分别反演对应的等效云底高. 在反演等效云底高时, 对于低云及中云, 设定的分辨率为 0.2 km, 而对高云, 设定的分辨率为 0.5 km. 表 1 给出了对应不同水汽含量反演得到的等效云底高度. 对于低云, 云层下方水汽的变化对反演结果没有影响. 而对于中、高云, 随着水汽含量增加, 反演的等效云底高增大, 反之, 则减少. 此外, 高云对边界层水汽变化更为敏感, 边界层水汽含量越高, 对反演结果的影响越明显. 因此, 在反演中、高云的等效云底高时, 云层下方的水汽吸收对反演的影响不可忽略.

4 反演方法的验证

本文在 2008 年 11 月 1 日到 12 月 14 日一个半月的观测时段内, 随机选取 100 次探空时段的观测, 用于检验判别云天的方法. 结果表明, 该方法能够准确分辨观测时刻天空中是否有云.

表 1 不同云底高的云层对应云层下方不同的水汽廓线反演得到的等效云底高

水汽含量	云底高(km)			
	2	3	7(高云 A)	7(高云 B)
原廓线	1.8	4	8	7
-20%	1.8	4	6.5~7	6.5
-10%	1.8	4	7	6.5~7
10%	1.8	4.2	8~8.5	7
20%	1.8	4.2	8.5	7

根据 WACR 和 MPL 综合判断在对应探空时段内是否出现明显的云层, 选取其中有明显云层的探空时段用于比较分析. 由于受到可验证时段较少的限制, 本文总共选取符合条件的 50 次观测. 在 50 次云天观测中, 高、中、低云的出现频数分别为 13 次、24 次和 13 次. 针对这 50 次观测, 通过 LBLRTM 模式, 反演天顶方向上云层的等效云底高度和大气窗区云底向下等效发射率. 由于 WACR 最大探测高度为 15 km, 因此在模拟中设定云底高度最大值为 15 km, 当计算得到的等效云底高度超过 15 km 时, 将其设定为 15 km. 此外, 设定最小云底高为 0.2 km.

图 7 给出了这 50 次观测对应的等效云底高度的模拟结果. 图中, 等效云底高大于等于真实云底高, 其中, 低云、中云和高云对应的等效云底高度与真实云底高差值的平均值分别为 0.50, 2.79 和 4.06 km. 出现偏差的原因在于除了某些极厚的低云, 实际存在的云大部分只是近似黑体, 云底发射率小于 1. 随着云层所处高度升高, 云底温度不断降低, 相对于地面, 云底发射率不断减小, 而模式假定真实云为黑体, 因此随着真实云底高增高, 误差增大. 图 7 的另一重要特征是随着真实云底高的增加, 等效云底高与真实云底高差值的波动幅度不断增加, 其中低云、中云和高云对应的等效云底高与真实云底高差值的标准差分别为 0.62, 2.70 和 3.26 km.

图 8 给出了大气窗区云底等效发射率的反演结果. 其中低云、中云、高云的平均等效发射率 ε_e 分别

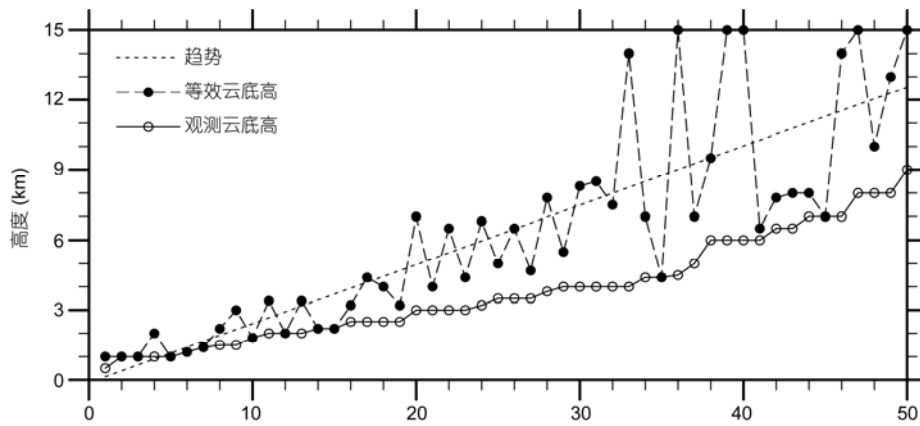


图 7 50 次模拟得到的等效云底高度

空心点线为观测得到的云底几何高度, 实心的点线为相应的等效云底高, 虚线代表等效云底高的变化趋势

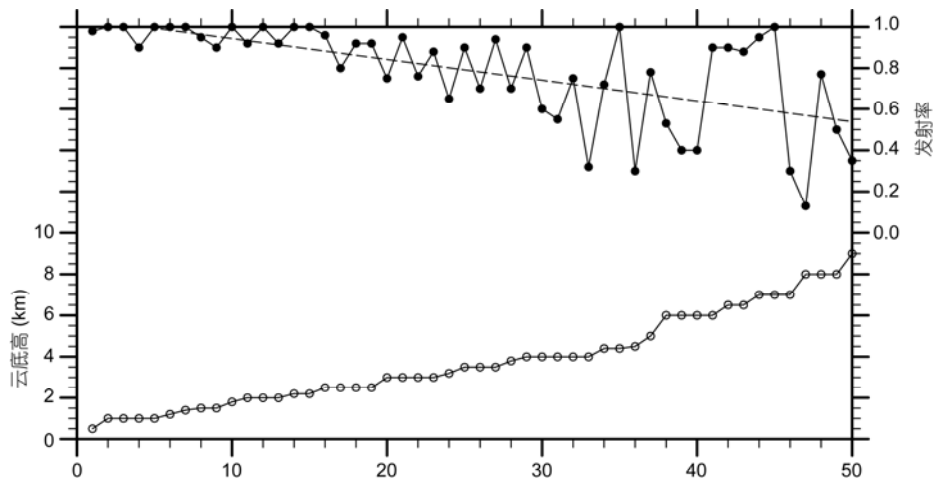


图 8 50 次模拟得到的大气窗区云底等效发射率

实心、空心点线分别表示大气窗区云底向下的等效发射率及对应观测的云底几何高度, 虚线代表等效发射率的变化趋势

为 0.967, 0.781, 0.616. 随着云底高度增加, 等效发射率 ε_e 有减小的趋势. 高云时, 出现 ε_e 在 0.9~1 之间时, 对应的 WACR 反射率图中云层都很厚, 且回波很强.

当云雷达 WACR 反射率图中出现接地现象, 同时多普勒速度上下反相, 表明此时有降水或雾存在. 针对云雷达 WACR 观测中出现了云底接地的情况, 本文也选取了相应的 4 个探空时段进行分析. 利用 4 个时段的探空廓线, 假设天空中存在云底高度为 0.2 km 的等温黑体云, 通过 LBLRTM 模拟大气窗区地面接收的向下辐射. 结果发现对应时刻的 AERI 观测值都大于模拟值. 该偏差主要是由于雨滴或是雾滴粒子造成的. 因此上述反演方法并不适用于雨天或者雾天, 但 AERI 观测值大于模拟值这个现象本身也给

出了一个是否出现降水或者雾的判据.

5 总结

本文选用安徽寿县 2008 年 AMF 流动野外综合观测计划期内 AERI 辐射值和实际探空资料, 利用逐线积分模式 LBLRTM, 提出了一种判断云天的简单算法. 并对天顶方向上的真实云进行简化, 利用简化的云模型反演云底等效高度和大气窗区向下的等效发射率. 反演结果有助于从地基高分辨率红外辐射观测研究云对地表辐射收支及气候的影响. 主要结论如下:

(1) 利用 LBLRTM 正演地面接收的红外大气窗

区向下辐射, 并与 AERI 实际观测进行比对, 当差值大于阈值时, 认为天空中有云, 反之则无云. 利用上述方法, 对寿县随机选取的 100 次观测时段进行验证, 结果表明此方法可行, 能够准确判断云天或是晴天.

(2) 将真实云在模式中假设为无限薄的单层等温黑体云, 反演得到等效云底高度 H_e , 使得云底高度为 H_e 的黑体云对在大气窗区地面接收到向下的辐射贡献与真实云相同. 利用上述方法, 对 50 次云天观测进行模拟, 结果表明, 随着真实云底高度的增加, 等效云底高度与真实云底高度的差值逐渐增大, 并且该差值的波动也逐渐变大. 对于较低、较厚的云层, 真实云底高与等效云底高更加接近.

(3) 通过激光雷达或云雷达等其他遥感手段获取真实云底高度, 将真实云在模式中假设为无限薄的单层等温灰体云, 灰体云的云底高度为真实云底高, 模拟大气窗区地面接收辐射. 当模拟值与 AERI 观测值相同时, 即灰体云与实际云层对大气窗区地面接收的向下辐射贡献相同, 此时的灰体云对应的发射率为真实云的等效发射率 ε_e . 利用此方法, 对 50 次云天观测进行模拟, 结果表明随着云底高度增加, 等效发射率 ε_e 有减小的趋势.

(4) 当出现降水或雾的时候, 假设天空中存在云底高为 0.2 km 的等温黑体云, 利用 LBLRTM 模拟地面接受的大气窗区辐射值都小于对应时刻 AERI 观测

值. 利用这个现象可以辅助判断是否出现降水或雾.

本文提出的利用红外窗区辐射特征反演等效云底高及等效云底发射率的新方法试图澄清云-辐射相互关系及云与遥感定量反演值之间的物理联系. 在过去十多年里, AERI 已被 ARM 计划应用在美国及世界多个地区进行观测, 本文提出的上述反演方法, 可应用于处理 ARM 计划在世界各地已有观测结果, 由此获得具有区域代表性的气候统计结果, 进而为云-辐射相互作用过程提供参数化与验证的数据基础.

当前方法均利用了真实的探空廓线与模式自带廓线相结合的方法得到模式所需的输入廓线, 因此对于云天的判断以及天顶方向上的等效云底高、大气窗区等效云底发射率的反演只能局限在有探空观测资料的时段内. 而如何通过 AERI 观测的辐射值直接反演边界层的温湿廓线^[26,27], 如何把 AERI 反演的廓线运用到上述方法中将是后续工作的重点.

本文作者现已掌握利用 AERI 观测反演低层大气温湿廓线的方法并得到了一些初步结果. 下一步将把两者相结合, 尝试构成一个完全基于 AERI 观测的算法. 解决上述问题的另一种方案是利用气候探空资料, 结合地面气象实时观测与 GPS 水汽总量构建相对的物理统计关系. 此方法已运用在红外全天空成像扫描仪反演云底高的研究中^[25], 因此将其移植到本文所提反演方法中应是可行的.

致谢 中美合作寿县 AMF 观测计划提供观测资料, 段民征研究员和章文星高工在辐射模式计算等方面给予有益的帮助与讨论, 审稿人提出修改建议, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 IPCC. Climate Change 2001. Cambridge: Cambridge University Press, 2001
- 2 吕达仁, 王普才, 邱金桓, 等. 大气遥感与卫星气象学研究进展与回顾. 大气科学, 2003, 27: 552-565
- 3 汪宏七, 赵高祥. 云和辐射. 大气科学, 1994, 18(增刊): 910-932
- 4 Arking A. The radiative effects of clouds and their impact on climate. Bull Amer Meteor Sci, 1991, 72: 795-813
- 5 Barker H W, Stephens G L, Fu Q. The sensitivity of domain averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry. Quart J Roy Meteor Soc, 1999, 125: 2127-2152
- 6 Schiffer R A, Rossow W B. The international Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Program. Bull Amer Meteor Soc, 1983, 64: 779-784
- 7 Cairns B. Diurnal variations of cloud from ISCCP data. Atmos Res, 1995, 37: 133-146
- 8 Hahn C J, Rossow W B, Warren S G. ISCCP cloud properties associated with standard cloud types identified in individual surface observations. J Clim, 2001, 14: 11-28
- 9 Jin Y, Rossow W B, Wylie D P. Comparison of the climatologies of high-level clouds from HIRS and ISCCP. J Clim, 1996, 9: 2850-2879
- 10 Rossow W B, Garder L C. Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. J Clim, 1993, 6: 2341-2369

- 11 Rossow W B, Garder L C. Validation of ISCCP cloud detections. *J Clim*, 1993, 6: 2370–2393
- 12 Vaughan M, Young S, Winker D, et al. Fully automated analysis of space-based lidar data: An overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products. In: Singh U N, ed. *Laser Radar Techniques for Atmospheric Sensing*. Bellingham: SPIE-INT Soc Optical Engineering, 2004. 16–30
- 13 Sassen K, Wang Z. Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results. *Geophys Res Lett*, 2008, 35, doi: 10.1029/2007GI032591
- 14 Sassen K, Wang Z, Liu D. Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements. *J Geophys Res*, 2008, 113, doi: 10.1029/2008J1009972
- 15 Qiu J H, Lü D R. On lidar application for remote sensing of the atmosphere. *Adv Atmos Sci*, 1991, 8: 369–378
- 16 Campbell J R, Hlavka D L, Spinhirne J D, et al. Operational cloud boundary detection and analysis from micropulse lidar data. *Proceeding of the Eighth ARM Science Team Meeting*. Tucson: US Department of Energy, 1998. 119–122
- 17 Clothiaux E E, Miller M A, Albrecht B A, et al. An evaluation of a 94-GHz radar for remote sensing of cloud properties. *J Atmos Ocean Technol*, 1995, 12: 201–229
- 18 Clothiaux E E, Ackerman T P, Mace G G, et al. Objective determination of cloud heights and radar reflectivities using a combination of active remote sensors at the ARM CART sites. *J Appl Meteor*, 2000, 39: 645–665
- 19 Minnis P, Heck P W, Young D F, et al. Stratocumulus cloud properties derived from simultaneous satellite and island-based instrumentation during FIRE. *J Appl Meteor*, 1992, 31: 317–339
- 20 Chahine M. Remote sounding of cloudy atmospheres. 1. Single cloud layer. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 233–243
- 21 Smith W L, Platt C M R. Comparison of satellite-deduced cloud heights with indications from radiosonde and ground-based laser measurements. *J Appl Meteor*, 1978, 17: 1796–1802
- 22 Smith W L, Frey R. On cloud altitude determinations from high-resolution interferometer sounder (HIS) observations. *J Appl Meteor*, 1990, 29: 658–662
- 23 Holz R E, Ackerman S, Antonelli P, et al. An improvement to the high-spectral-resolution CO₂-slicing cloud-top altitude retrieval. *J Atmos Oceanic Technol*, 2006, 23: 653–670
- 24 Mahesh A, Walden V P, Warren S G. Ground-based infrared remote sensing of cloud properties over the Antarctic Plateau. Part I: Cloud-base heights. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 1265–1278
- 25 章文星, 吕达仁, 常有礼. 地基热红外亮温遥感云底高度可行性的模拟研究. *地球物理学报*, 2007, 50: 354–363
- 26 Feltz W F, Smith W L, Kauteson R O, et al. Meteorological applications of temperature and water vapor retrievals from the ground-based Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI). *J Appl Meteor*, 1998, 37: 857–875
- 27 Smith W L, Feltz W E, Knuteson R O, et al. The retrieval of planetary boundary layer structure using ground-based infrared spectral radiance measurements. *J Atmos Oceanic Technol*, 1999, 16: 323–333
- 28 Turner D D, Ackerman S A, Baum B A, et al. Cloud phase determination using ground-based AERI observations at SHEBA. *J Appl Meteor*, 2003, 42: 701–715
- 29 He H, McMillan W, Knuteson R O, et al. Retrieval of tropospheric CO column density from AERI spectra: Case study during March 2–4, 1998. *Atmos Environ*, 2001, 35: 509–514
- 30 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. *大气物理学*. 北京: 北京大学出版社, 2003. 77
- 31 Knuteson R O, Revercomb H E, Best F A, et al. Atmospheric emitted radiance interferometer. Part I: Instrument design. *J Atmos Ocean Technol*, 2004, 21: 1763–1776
- 32 Knuteson R O, Revercomb H E, Best F A, et al. Atmospheric emitted radiance interferometer. Part II: Instrument performance. *J Atmos Oceanic Technol*, 2004, 21: 1777–1789
- 33 Widener K B, Johnson K. W-band ARM Cloud Radar (WACR) Handbook. The US Department of Energy, 2006
- 34 Mendoza A, Flynn C. Micropulse Lidar (MPL) Handbook. The US Department of Energy, 2006
- 35 Clough S A, Kneizys F X, Rothman L S, et al. Atmospheric spectral transmittance and radiance: FASCOD1B. *Proc Soc Photo Opt Instrum Eng*, 1981, 277: 152–166
- 36 Clough S A, Iacono M J, Moncet J L. Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates: Application to water vapor. *J Geophys Res*, 1992, 97: 15761–15785
- 37 AER'S Radiative Transfer Working Group. PER'S public release radiative transfer models and databases [OL], 2002, <http://rtweb.aer.com>
- 38 Smith W L, Ma X L, Ackerman S A, et al. Remote-sensing cloud properties from high-spectral-resolution infrared observations. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 1708–1721