

兰州大学

博士学位论文

利用MFRSR反演西北混合相和沙尘云光学及物理特性的研究

姓名：王天河

申请学位级别：博士

专业：大气科学 气象学

指导教师：黄建平

20090501

摘 要

云作为地球辐射收支系统的重要调节器，在大气能量循环、水汽循环甚至在地球气候系统中扮演着非常关键的角色。云对地表和大气层顶的辐射通量以及大气中辐射能量再分布的影响，主要取决于云量、云的相态和光学厚度等信息。我国西北地区作为干旱半干旱区典型气候特征的代表区，混合相云和沙尘云成为该地区一种非常普遍的云的存在类型，增加了该地区云的光学和物理特性研究的复杂性，因此建立相关的反演算法将显得尤为重要。本论文基于地基遥感仪器多滤波旋转影带辐射仪（MFRSR）独特的观测几何和准确的大气透射观测，分别发展了薄混合相云、沙尘云光学特性的反演算法，也提出了精确估计天空云量的光谱透射率比值方法。通过理论上的敏感性试验以及兰州大学半干旱气候与环境观测站（SACOL）和中美沙尘暴联合观测实验移动观测站（张掖和景泰站）实时观测资料的评估和验证，取得了令人满意的结果。

我们利用 MFRSR 的直接辐射和总辐射两个瞬时光谱观测，在辐射闭合的假定下，根据水云和冰云散射相函数的不同所引起的直接辐射及总辐射的差异，推断冰云和水云光学厚度混合率并识别云的热动力相态信息，继而精确估计薄混合相云的光学厚度。对该方法而言，1%的辐射观测误差所引起的总云光学厚度和混合率反演最大不确定性分别为 8.4%和 0.107；根据前向散射模拟以及 SACOL、张掖和景泰站实时观测资料的评估和验证发现，基于云相识别的薄混合相云反演算法使直接辐射和总辐射反演的云光学厚度高度一致：两者之间的斜率为 1.084，相关系数为 0.96，均方根误差为 0.679；因云粒子有效半径的差异所引起的太阳直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的最大偏差（相对误差）分别为 0.21（7.9%）和 0.30（9.4%）。因此，该反演算法不仅能够精确反演薄混合相云的光学厚度，而且也提供了多云条件下薄混合云中独一无二的水云和冰云光学厚度混合率。

另外，本文也利用 MFRSR 光谱辐射观测成功提出了进行云量估计的透射率比值方法（Ratio Method）。该方法主要基于云和晴天气溶胶的光谱特征来区分天空云分数（即云量）。敏感性试验和实际观测表明，所选择波段的透射比对太阳天顶角和主要的大气气体吸收是不敏感的。由于该算法中具有当地云天和晴天背

景的判断，因此比值方法的反演则不依赖于仪器的绝对校正，与云和气溶胶光学特性的变化仅表现出微弱的关系，本质上减小了反演的不确定性，且其不确定性小于 10%。由于窄带光谱辐射计观测目前非常广泛，这个简单的比值方法将本质上增强云量观测的能力。

基于非球形沙尘气溶胶的散射特性，本文还发展了一种能够反演沙尘云中沙尘气溶胶光学厚度的方法。该方法通过结合地基遥感仪器多滤波旋转影带辐射计（MFRSR）的透射观测和雷达反演的云参数，根据沙尘气溶胶和云滴吸收特性的差异，区分和估计了沙尘及云的光学特性。敏感性试验表明，该方法对云特性的反演误差是不敏感的，并且薄沙尘云中沙尘和总光学厚度的最大绝对偏差仅仅只有 0.056 和 0.1，厚沙尘云的反演误差则主要依赖于总沙尘云特性的激光雷达反演误差。该方法的发展为精确估计沙尘云辐射强迫和评估沙尘云的直接和间接辐射效应奠定了基础。

关键词：MFRSR，西北地区，混合相云，沙尘云，光学特性，云量，反演算法

Abstract

Clouds are an important modulator of the energy budget of the planet and play a critical role in the atmospheric energy cycle, water vapor cycle as well as earth climate system. The impact of clouds on the radiative fluxes, both at the surface and top of the atmosphere as well as the redistribution of the radiant energy in the atmosphere, depends on cloud cover, thermodynamic phase and optical depth. The northwestern China is a typical arid and semi-arid climatic characteristic representative area and there are some special cloud type, such as mixed-phase clouds and dusty clouds. The existence of these clouds increases the complexity and uncertainty of cloud optical properties retrieval. Thus it becomes more and more important to build up the retrieval method for mixed-phase cloud and dusty cloud. Based on the particular observation geometry of Multifilter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR) and accurate transmittance measurements, in this study, we have developed a method for retrieving optical properties of optically thin mixed-phase cloud and dusty cloud, respectively. Additionally, a ratio method for accurately estimating fractional sky cover from spectral transmittance measurements has also been developed. The theoretical sensitivity studies and validation and evaluation from measurements at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL) site, Zhangye and Jingtai mobile facility during China-US joint dusty storms observation achieve satisfactory results.

On the basis of the simultaneous measurements of direct and total radiation from MFRSR, we allow partitions of direct-beam and total radiation determined by different thermodynamic phase. Under the assumption of radiation closure, we further infer mixed ratio of cloud water and ice for optical thin clouds and identify cloud thermodynamic phase, and thus accurately estimate optical depths of optically thin mixed-phase cloud. For the new retrieval method, 1% measurement error will result in maximum uncertainties of 8.4% and 0.107 in retrieved total optical depths and mixed ratio, respectively. According to validation and evaluation using forward simulations and in situ measurements at SACOL, Zhangye and Jingtai sites, the new retrieval method achieves the high consistency of retrieved cloud optical depth from direct-beam and total radiation: the slope of 1.084 between the two with correlation

coefficient of 0.96 and RMS of 0.679. The maximum biases (relative errors) of cloud optical depths within the range of effective radius of clouds are 0.21 (7.9%) and 0.30 (9.4%). Therefore, the retrieval method provides not only accuracy retrievals of cloud optical depths but also unique mixed ratio of cloud water and ice for optically thin clouds under overcast conditions.

A ratio method for estimating fractional sky cover from spectral measurements has been developed. The spectral characteristics of clouds and clear-sky aerosols are utilized to partition sky fraction (sky cover). As illustrated in our sensitivity study and demonstrated in real measurements, the transmittance ratio at selected wavelengths is insensitive to solar zenith angle and major atmospheric gaseous absorption. With a localized baseline procedure, retrievals of this ratio method are independent of absolute calibration and weakly sensitive to changes in cloud and aerosol optical properties. Therefore this method substantially reduces the retrieval uncertainty. The uncertainty of this method, estimated through the sensitivity study and intercomparison, is less than 10%. With globally deployed narrowband radiometers, this simple ratio method can substantially enhance the current capability for monitoring fractional sky cover.

Based on the scattering properties of nonspherical dust aerosol, a new approach is also developed for retrieving dust aerosol optical depths of dusty clouds. The new method is based on transmittance measurements from surface-based instruments multi-filter rotating shadowband radiometer (MFRSR) and cloud parameters from lidar measurements. It uses the difference of absorption between dust aerosols and water droplets for distinguishing and estimating the optical properties of dusts and clouds, respectively. As illustrated in sensitivity study, this new retrieval method is not sensitive to the retrieval error of cloud properties and the maximum absolute deviations of dust aerosol and total optical depths for thin dusty cloud retrieval algorithm are only 0.056 and 0.1, respectively, for given possible uncertainties. The retrieval error for thick dusty cloud mainly depends on lidar-based total dusty cloud properties. The retrieval method lays the foundation on accurately estimating dusty cloud radiative forcing and evaluating direct and indirect effect of dust aerosols on cloud.

Keywords: MFRSR, Northwest of China, mixed-phase cloud, dusty cloud, optical properties, cloud cover, retrieval method.

原创性声明

本人郑重声明：本人所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

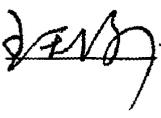
本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名：  日期： 2009.6.1

关于学位论文使用授权的声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属兰州大学。本人完全了解兰州大学有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权兰州大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离校后发表、使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为兰州大学。

保密论文在解密后应遵守此规定。

论文作者签名： 导师签名： 日期：2009.6.1

第一章 绪论

1.1 引言

云作为地球辐射收支系统的重要调节器，在大气能量循环和水汽循环甚至地球气候系统中扮演着关键的角色。云通过辐射强迫、潜热强迫和对流强迫三个性质不同但又密切相关的机制影响着地球大气的运动状况和气候，这三种机制也是环流模式中云参数化的关键问题之一。气候系统对云强迫的影响部分是通过辐射、对流和大尺度天气运动之间高度非线性的相互作用实现的，大气环流模式是研究这种相互作用的理想工具，但直到现在，对这类相互作用的了解仍然是很不够的。好多学者指出[例如：Wetherald和Manabe, 1988; Mitchell和Ingram, 1989]，大气环流模式(GCM)的最大误差源之一主要是由于云—辐射反馈机制的不确定性造成的。由于这种巨大的云反馈作用的不确定性，导致不同的GCM模拟的气候效应存在显著的差异[例如：Cess等, 1989; 1990]。特别是在评估已知温室气体浓度的扰动(例如CO₂的加倍)对气候变化造成的可能影响的研究中，这种云反馈作用的不确定性已成为给出可靠的气候变化预测的最严重的障碍 [IPCC, 2001]。由于气候的变化随云的特性的变化而改变[Lindzen, 1990]，因此，为了精确的描绘气候变化，云辐射和物理特性之间连接的深入理解是非常必要的，而且更多的云特性的充分认识和时空差异将是进一步理解气候变化的关键。

就云的辐射作用而言，不仅可以吸收和反射入射太阳辐射冷却地气系统(即反照率效应)，而且也可以截获地表长波辐射加热地气系统(即温室效应)。这两种相反作用使得云对地球辐射收支、大气环流和气候变化产生了显著的影响。在云天背景下，控制辐射传输、反射和吸收的因子不仅包括云的微物理特性、光学厚度、单次散射反照率和相态函数，而且还包括云的几何形状、高度、厚度和云量以及所处位置的地表反照率。例如处于高层的卷云主要由非球形的冰晶组成，这些冰晶有着与球形水滴非常不同的吸收散射特性，而且光学厚度较小的卷云相比中低层的水云有较低的红外发射率，因此卷云的这两种辐射作用所引起的冷却和加热效应在垂直和水平尺度上与水云都有所不同，对天气和气候的影响当然也

就不同。因此,了解不同地理位置、不同宏微观特性的云的辐射特性是了解云在大气运动状态、天气气候维持和变化中的重要的作用的重要一环[汪宏七等, 1993]。

1.2 西北地区云光学和物理特性研究的重要性

在全球气候变暖的大背景下,干旱化已成为造成人类生存环境恶化的主要自然原因之一。我国西北地区生态条件脆弱,以干旱为主的自然灾害频发,是我国缺水最严重的地区。空中云水资源的开发和利用是缓解西北地区水资源短缺的重要课题,研究该地区云的特性,成为选取作业时间和地点、提高空中云水转化率的前提。黄土高原作为典型的半干旱地区,是半湿润与干旱地区的气候变化敏感过渡带。地球辐射收支实验观测(ERBE)[Collins 等, 1994]表明,云宏观(云量、结构和云高)和微观(云滴大小和云相)物理特性小的改变将对气候产生显著的影响[贾淑静等, 1994]。因此,对该地区云的相关物理特性进行系统和细致的研究,无论是对减少气候模式试验中云的不确定性、还是对监测预测未来气候、环境变化趋向都有着重要的现实意义。兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL, 详细信息见本文第三章)作为我国西北地区唯一一个按国际标准新建的气候观测平台,拥有先进的气候和环境监测设备和仪器,并且已加入 CEOP (Coordinated Enhanced Observation Period)、AERONET (Aerosol Robotic Network) 和 MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network) 等国际大型观测网,实现了资料共享。这为验证和改进目前气候和天气预报模式中半干旱地区路面过程、辐射过程的参数化方案等有非常重要的作用,也为验证卫星反演结果和改进反演算法提供了可能。因此,基于该站的相关辐射观测仪器进行云的宏观和微观物理特性的地基遥感研究非常有意义而且很有必要。

云作为地球辐射收支系统的重要调节器,在大气能量循环和水汽循环甚至地球气候系统中扮演着关键的角色。云对地表和大气层顶的辐射通量以及大气中的辐射能量再分布的影响,主要取决于云是否存在、天空云量覆盖的多少以及云的相态和光学厚度等信息。因此,下面针对我国西北地区干旱半干旱区典型气候背景下云光学和物理性质研究的特殊性分别进行详细的讨论。

云量的监测从早期主要依靠人们的主观经验进行目视判断到地基被动、主动观测再到最近的卫星反演经历了很长的历史发展过程。期间,在云量的监测方法和仪器开发等研究方面国内外有了很大的发展。地基主、被动观测主要包括地面

长波辐射观测估计方法 [Fairall 和 Hare, 1990]、云雷达或激光雷达观测分析 [Clothiaux 等, 1999]、宽波段短波辐射观测分析 [Long 和 Ackerman, 2000; Long 等, 2006a] 和全天空成像系统 [吕达仁等, 2001; 霍娟和吕达仁, 2002; Pfister 等, 2003; Long 等, 2006b] 等。利用卫星观测反演云量的常规算法很多 [Minnis, 1989; Rossow 等, 1993; Ackerman 等, 1997; Menzel 和 Strabala, 1997 等]。另外, Tuinder 等 [2004] 利用安装在地球资源卫星 (ERS-2) 上的全球臭氧监测实验 (GOME) 仪器观测发展了四种有效云量反演算法 (原始云拟合算法、极化测量仪云识别算法、光学云识别算法和氧气 A-band 云快速反演方案); Stamnes 等 [2008] 也发展了利用星载臭氧监测仪器 (OMI) 发展了有效云分数的反演算法。

我国西北地区地形复杂、存在大量的无人区, 地面观测台站稀少, 即使常规目测云资料也非常缺乏。长期以来, 由于探测手段的限制使得对云的宏观和微观物理特性以及地气系统辐射参量变化的观测研究存在很大的不确定性。近些年来, 随着卫星探测技术和遥感反演理论等得到前所未有的发展, 国际上的卫星云遥感研究在定量化的道路上迈开了很大一步。然而, 在地形复杂、地面台站观测稀少的我国西北地区, 相关地表参数观测资料的缺乏以及较少的相关对比验证实验, 卫星反演无疑存在很大的不确定性。来源于地面测站的云量资料能够较好地反映局地云气候特征, 但由于受目测视野和设站及观测条件的限制, 使得地面测站的云量资料时空连续性较差, 尤其在地广站稀的地区资料的不完整问题就更为突出。

与地基观测相比, 尽管卫星观测提供了云量的全球覆盖, 便于全球气候变化的研究, 但是它们受到空间 (或时间) 分辨率上的限制和地表条件的影响较大。因此为了验证卫星反演和填补卫星观测的空白, 发展利用常规地基观测算法并进行云量的自动观测分析是非常需要的。在云量的地面观测中, 目前的技术包括了人们的主观经验目视判断, 天空成像仪器的空间估计, 和主被动传感器观测云的时间估计。然而, 即使大量增加天空成像仪器和主被动传感器的数目, 地面观测至今仍是很有限的。因此, 发展精度较高的基于地基观测仪器的遥感反演算法是非常必要的。

通过 ISCCP 分析发现, 全球平均总云量覆盖为 68.6% [Rossow 和 Schiffer, 1999], 其中深对流云仅占总量的 2.6%。除深对流云外, 其他云的大范围覆盖意味着它们在气候研究中不可忽略的重要意义。特别是世界各地频繁出现的光学薄

云,根据其热动力相、高度、粒子谱分布和云水路径的不同可以加热或冷却大气,有着非常重要的气候学意义。然而,当云水路径较小时,它们的辐射通量对云水路径的变化非常敏感,这些云通常是潜在的混合相云,而且是破碎的,这给反演光学薄云的微物理特性带来极大的挑战[Turner 等, 2007; Min 和 Duan, 2005]。同样在我国西北地区,陈勇航等[2005]利用 ISCCP 资料得到的三个气候区(西风带气候区、高原气候区和季风影响区及边缘区)平均云覆盖具有同样类似的结论,发现总云量覆盖分别为 62.9%、80.0%和 68.6%,深对流云仅占总量的 2.2%、3.5%和 5.5%。潜在的混合相态增加了该地区云光学特性反演的复杂性和不确定性。为了定量地给出该地区混合相云的出现频率,我们利用 CERES 数据分别统计了 2002 年 7 月至 2007 年 12 月间 SACOL 站和中美沙尘暴联合观测实验两个移动观测站点(张掖和景泰站)对应的 30 km×30 km 范围内云的热动力相(水相、冰相和混合相)出现频次,如图 1.1 所示,可以明显看出这三个站点的混合相云都有较高的出现频率。

Min 等[2004]通过研究发现,云的热动力相信息或者散射相函数的错误指定可能导致很大的光学厚度反演误差,甚至导致模式模拟的到达地面的总辐射误差达 5%-20%。因此,由于冰云和水云云滴具有的散射和吸收特性差异很大,所以判断云的热动力相成了精确反演光学薄云光学特性的首要条件。

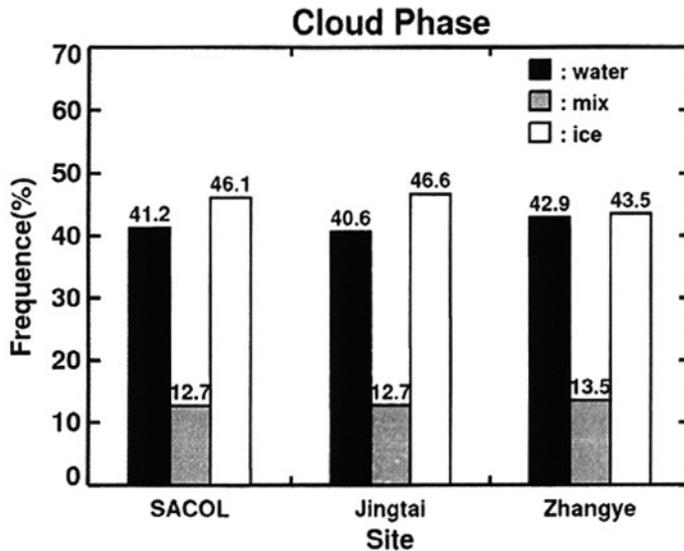


图 1.1 SACOL、景泰和张掖站水相、冰相及混合相云出现频谱统计

目前,已有很多科学家在云的热动力相的研究方面做出了很大贡献。例如, Knap 等[2002], Baum 等[2000], Key 和 Intrieri[2000], Daniel 等[2002], Liu 等[2002], 和 King 等[2004]等利用短波红外和(或)可见光观测推断云相。Platnick 等[2003], Baum 等[2003]和 Turner 等[2003]根据云内水相粒子与冰相粒子对在某些红外波段的吸收率(复折射指数的虚部)特征的巨大差异(这种巨大的差异表现在发射率上),利用卫星或地基被动辐射计的发射率观测判定云的相态,由于热红外辐射并不能穿透光学厚度较大的云层,故此方法只限于薄云观测。另外,由于云内不同相态的水成物粒子其形状、大小、密度和空间取向的不同,对一定偏振状态的电磁波有着不同的退偏振效应,因此偏振激光雷达和偏振雷达均能探测到这种特征,通过分析这些观测量的差异就能够反演出相应的云相态 [Shupe 等, 2004; Eloranta 等, 2006]。目前的偏振激光雷达仅能得到线性退偏比这一参量,所以使用它进行云相态反演时,只能使用经验阈值来判断。Sassen[1991]、Sassen 和 Benson[2001]总结了多种不同相态所对应的退偏比,例如退偏比小于 0.1 的为水滴,大于 0.1 则为冰相粒子,有些冰晶和雪可达 0.5,有更加复杂表面的粒子可大于 0.6 等。然而这些方法只能将云区分为液态水云、冰云和混合云 3 种相态,这种模棱两可的回答对多层云系统[Baum 等, 2003; Pavolonis 和 Heidinger, 2004]或混合相云[Pavolonis 等, 2005]都是不合适的。为此,需要探索新方法来提高更有意义的云的热动力相信息。Goloub 等[2000]和 Riedi 等[2001]清楚地描述了利用反射短波辐射的极化观测(如 POLDER)推断云相的潜在能力。基于此,Turner 等[2005]利用 AERI (Atmospheric Emitted Radiance Interferometer) 和 Lidar 观测进行北冰洋混合相云特性研究; Riedi 等[2007]也集合上述三种方法发展了利用 POLDER/Parasol 和 MODIS/Aqua 观测来反演云的热动力相的方法,并取代了通常的离散分类(水、冰、混合或未知)给出从水相态到冰相态的半连续的云相态信度指数。

目前尽管有很多利用地基遥感仪器反演冰相或者水相云光学厚度的方法(分别如 Comstock 等[2007], Turner 等[2007]),但是只有很少几个混合相云地基遥感算法[Shupe 等, 2008]。而且,这些混合相云算法与单相云算法相比大多都比较年轻,不成熟。因此,发展较高精度的具有云相识别功能的混合相云光学特性反演算法将显得非常重要和迫切。

众所周知,气溶胶无论对全球还是区域气候都有着非常显著的影响,然而也

是地球气候和气候变化研究中最不确定的影响因子[Haywood等, 1999; Higurashi等, 2002]。这是因为气溶胶不仅能够通过反射和吸收太阳短波辐射来减少入射辐射能量、改变大气的辐射加热结构, 进而直接影响辐射强迫(即直接效应); 也可以通过扮演云凝结核间接地改变云滴谱分布和浓度, 进而增加云反照率(即第一间接效应)[Twomey, 1977], 抑制降水, 增加云水含量、云高和云的寿命(即第二间接效应)[Albrecht, 1989]; 此外, 诸如黑炭、沙尘等气溶胶也可以通过吸收太阳辐射加快云滴蒸发, 造成云量和云反照率的减小(即半直接效应)[Ackerman等, 2000]。Ramanathan等[2001]人也指出气溶胶直接和间接效应的结合对水文循环的减弱成为 21 世纪主要的气候和环境问题。IPCC第四次科学评估报告[IPCC, 2007] 根据观测和模式估计, 以 1750 年为基准的 2005 年气候辐射强迫中, 绝大部分气溶胶粒子(包括硫酸盐、硝酸盐以及矿物沙尘等) 总的直接辐射强迫和间接辐射强迫(仅包括云反照率效应) 分别为 $-0.5[\pm 0.4]$ W/m^2 和 $-0.7[-1.1, +0.4]$ W/m^2 , 二者总计达到 -1.2 W/m^2 , 已经接近工业革命以来大气主要温室气体二氧化碳所产生的 1.66 W/m^2 气候变化辐射强迫。因此, 深入了解和准确定量估计气溶胶辐射效应成为正确评价它们在未来气候变化中重要作用的前提。

我国西北干旱半干旱地区, 地域辽阔, 地理环境复杂, 植被稀疏, 是世界上仅次于撒哈拉沙漠的第二大沙尘暴频发地。起源于中国塔克拉玛干沙漠和内蒙古戈壁荒漠的沙尘暴近年来出现频繁, 沙尘气溶胶也就成了东亚对流层气溶胶中最重要的气溶胶类型之一[Huang 等, 2006a], 沙尘和云的混合(即沙尘云)成为该地区一种越发多见的独特现象。与此相联系的沙尘的长距离输送也被观测发现[Haywood 等, 1999; Takemura 等, 2002; Huang 等, 2008], 这很可能对全球气候系统造成严重的影响。由于沙尘气溶胶在大气中存在的时间较长、范围较广, 因此沙尘气溶胶的间接辐射效应在该地区云的发展中起到了很重要的作用, 也使得沙尘和云的相互作用对气候变化产生了重要的影响。近年来, 沙尘和云的相互作用引起了国内外学者的广泛关注 [Bréon 等, 2002; DeMott 等, 2003; Kawamoto 等, 2003]。Rosenfeld [2001] 等通过卫星和航空观测分析发现含有沙尘气溶胶的云滴很少通过碰并过程产生降水。Sassen [2002] 发现来自中国的沙尘与过冷却高积云中冰粒的形成有很高的相关性。Levi 和 Rosenfeld [1996] 指出以色列沙尘多发季节冰核浓度也有增加的现象, Rosenfeld [1996] 用撒哈拉沙尘气溶胶的冰核作用来解释以色列的播云试验。黄建平等[Huang 等, 2006a; 2006b; 2006c]

利用 MODIS 和 CERES 资料发现沙尘气溶胶不仅明显改变了云的光学和物理特性,减弱了云的辐射强迫,同时由于沙尘气溶胶的加热作用,加热了大气低层水汽和云的蒸发,从而抑制和减弱了降水,并直接影响了陆一气间的能量和水分交换。银燕等[Yin 等, 2007]也通过数值模式验证了亚洲沙尘气溶胶半直接辐射效应的观测事实。苏婧等[Su 等, 2008]利用 Fu-Liou 辐射传输模式并结合四年的 CERES 资料分析发现,沙尘气溶胶直接效应占总辐射效应的 21.6%,间接效应和半直接效应总共占 78.4%,证明了沙尘气溶胶的间接辐射效应在该地区云的发展中起到了很重要的作用。

目前,有云条件下沙尘气溶胶的辐射影响研究相对更加匮乏。沙尘云中气溶胶和云的混合程度成为气溶胶间接辐射效应评估中最大的不确定性因子之一。然而,截止目前对这种云的遥感反演观测无论是卫星还是地基观测仪器都有很大的不确定性,特别是当云层完全覆盖沙尘时卫星更难识别,也没有合适的方法来估计这种混合云的光学特性。如何观测有云状况下的气溶胶,即实现气溶胶和云的同时同地观测,成为气溶胶间接辐射效应未来研究的焦点[石广玉等, 2008]。为了深入理解和准确定量气溶胶间接辐射效应,建立气溶胶和云在混合状态下光学特性的估计方法是非常必要的,这种方法将有助于减少气溶胶间接辐射效应评估的不确定性。

1.3 本论文的主要研究内容及结构安排

1.3.1 主要研究内容

本论文将针对我国西北地区频繁出现的混合相云和沙尘云、以及非常有限的地面观测和卫星反演的不确定性验证等原因,引入了具有自动应用影带技术的地基遥感仪器多滤波旋转影带辐射仪(MFRSR)。由于该仪器的自动应用影带技术可以利用同一个探测器同时观测总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射,保证每个波段能够共享相同的校正系数,因此在不需要对仪器进行绝对校正的情况下可以精确地得到每个频带的大气透射。因此,基于 MFRSR 精确的大气透射观测进行云和气溶胶光学特性的反演将具有更高的准确性。为此本论文的研究内容主要集中在以下几个方面:

- (1) 利用现有的相对比较成熟的、并经过广泛验证的 MFRSR 单相云反演

算法反演了我国西北地区 SACOL、张掖和景泰站云的光学和物理特性。

- (2) 我国西北地区混合相云的存在增加了云光学特性反演的不确定性。鉴于此,在单相云反演算法的基础上,基于 MFRSR 独特的观测几何和辐射闭合的假设,发展了具有云相识别能力的薄混合相云反演算法,同时推算出具有重要意义的水云和冰云光学厚度混合率。并通过理论上的敏感性分析和 SACOL、张掖和景泰站的实时观测资料的统计分析分别验证了该算法的反演精度。
- (3) 鉴于我国西北地区有限的地面云量观测以及其他地区目前普遍的光谱辐射仪器的观测,我们以 MFRSR 为例发展了利用光谱辐射观测反演云量的透射率比值方法,该方法的发展将进一步丰富地面云量的观测。并且以 SACOL 站 2008 年 7 月至 10 月底的观测为例,通过与全天空成像仪(TSI)观测和短波分析方法反演的云量对比分析,间接验证了透射率比值方法的反演精度。
- (4) 通过结合地基遥感仪器多滤波旋转影带辐射计(MFRSR)的透射观测和雷达反演的云参数,根据沙尘气溶胶和云滴吸收特性的差异,发展了一套能够反演沙尘云光学特性的反演方法,该方法不仅能够区分沙尘气溶胶和云,而且也能同时估计出沙尘云中沙尘和云的光学特性,并通过理论上的敏感性试验评估和验证了该算法的反演性能。

1.3.2 论文的结构安排

根据上述论文的主要研究内容,本论文的结构主要安排如下:

第一章:主要讲述西北地区云光学和物理特性研究的复杂性和重要性;

第二章:详细介绍 MFRSR 仪器的结构和观测原理及其广泛的应用研究;

第三章:主要介绍本论文所涉及的 MFRSR 观测资料,并对这些观测资料进行仪器标定,最后专门探讨 MFRSR 仪器可能存在的不确定性以便对这些观测资料进行更好的质量控制;

第四章:详细介绍目前较为成熟的单相云光学和物理特性的反演算法,分别对 SACOL、张掖和景泰站的 MFRSR 资料实施云光学和物理特性的反演;

第五章:基于 MFRSR 独特的观测几何和精确的大气透射观测,发展薄混合

相云光学特性的反演算法,并根据敏感性检验和实时观测资料的统计对比分析对该算法进行评估和验证;

第六章:发展基于光谱辐射观测的透射率比值云量反演方法,并对 MFRSR 的实时观测资料进行反演,通过与其他观测或者反演的云量信息的对比分析,评估和验证该反演方法的性能;

第七章:发展沙尘云光学特性的反演算法,通过敏感性检验在理论上对该方法进行验证。

第八章:对本论文进行总结,讨论这些方法存在的不足以及今后的工作展望。

1.4 本论文的创新点

在我国,多滤波旋转影带辐射仪(MFRSR)的应用尚不多见,对气溶胶和云光学和物理特性的应用研究则少之又少。由于其独特的观测几何和优秀的大气透射观测精度,以及较为成熟的气溶胶和单相云光学特性反演算法,它的引入将进一步丰富我国气溶胶和云光学特性的地基遥感方法。本论文的创新之处有:

- (1) 在单相云光学特性反演算法的基础上,结合 MFRSR 独特的观测几何和准确的大气透射观测,发展了具有云相识别能力的薄混合相云光学特性反演算法,同时提供了具有重要意义的水云和冰云光学厚度混合率。
- (2) 提出了利用 MFRSR 光谱辐射观测进行云量估计的透射率比值方法,该方法可以广泛应用到其他光谱辐射观测仪器,更加丰富了地基云量反演的算法。
- (3) 首次提出了有云条件下沙尘气溶胶光学特性的反演算法,为今后沙尘气溶胶间接辐射效应的准确评估奠定了基础。

参考文献 (References)

- [1] 陈勇航, 黄建平, 王天河, 金宏春, 葛颀铭 (2005), 西北地区不同类型云的时空分布及其与降水的关系, *应用气象学报*, 16(6), 717-728.
- [2] 霍娟, 吕达仁 (2002), 全天空数码相机观测云量初步研究, *南京气象学院学报*, 25(2), 241-246.
- [3] 贾淑静, 王成怒, 胡志晋(1994), 云微物理过程与全球气候变化的关系综述, *山东气象*, 54, 49-61.
- [4] 吕达仁, 霍娟, 陈英等 (2001), 地基全天空成像辐射仪遥感的科学、技术问题和初步试验, *中国遥感奋进创新 20 年*, 童庆禧主编, 北京气象出版社, 114-120.
- [5] 石广玉, 王标, 张华等. 大气气溶胶的辐射与气候效应. *大气科学*, 2008, 32(4): 826-840.
- [6] 汪宏七, 赵高祥 (1994), 云和辐射: (I) 云气候学和云的辐射作用, *大气科学*, 18, 增刊, 910-932.
- [7] Ackerman, S., K. Strabala, P. Menzel, R. Frey, C. Moeller, L. Gumley, B. Baum, C. Schaaf, and G. Riggs (1997), Discriminating Clear-Sky from Cloud with MODIS: Algorithm Theoretical Basis Document (MOD35). Algorithm Theoretical Basis Document ATBD-MOD-06, NASA Goddard Space Flight Center, 125 pp.
- [8] Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan and E. J. Welton (2000), Reduction of tropical cloudiness by soot, *Sciences*, 288, 1042-1047.
- [9] Albrecht, B. A. (1989), Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.
- [10] Baum, B. A., P. F. Soulen, K. I. Strabala, M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, and P. Yang (2000), Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS: 2. Cloud thermodynamic phase, *J. Geophys. Res.*, 105, 11781-11792.
- [11] Baum, B. A., R. A. Frey, G. G. Mace, M. K. Harkey, and P. Yang (2003), Nighttime multilayered cloud detection using MODIS and ARM data, *J. Appl. Meteorol.*, 42, 905-919.
- [12] Bréon, F. M., D. Tanré and S. Generoso (2002): Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834-838.
- [13] Cess, R. D. et al. (1989), Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models, *Science*, 245, 513-516.
- [14] Cess, R. D. et al. (1990), Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16601-16615.
- [15] Clothiaux, E., et al. (1999), The atmospheric radiation measurement program cloud radars: Operational modes, *J. Atmos. Sci.*, 56, 819-827.
- [16] Collins, W. D., W. C. Conant and V. Ramanathan (1994), Earth radiation budget, clouds, and climate sensitivity, In: *The Chemistry of the Atmosphere: Its Impact on Global Change* (ed.

- Calvert J. G.), Oxford, Blackwell Scientific Publishers, 207-215.
- [17] Comstock, J. M., R. d'Entremont, D. DeSlover, G. G. Mace, S. Y. Matrosov, S. A. McFarlane, P. Minnis, D. Mitchell, K. Sassen, M. D. Shupe, D. D. Turner, Z. Wang (2007), An intercomparison of microphysical retrieval algorithms for upper tropospheric ice clouds, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 88(2), 191-204.
- [18] Daniel, J. S., S. Solomon, R. W. Portmann, A. O. Langford, C. S. Eubank, E. G. Dutton, and W. Madsen (2002), Cloud liquid water and ice measurements from spectrally resolved near-infrared observations: A new technique, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4599, doi:10.1029/2001JD000688.
- [19] DeMott, P. J., K. Sassen, M. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. Brooks, A. J. Prenni and S. M. Kreidenweis (2003): African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1732, doi:10.1029/2003GL017410.
- [20] Eloranta, E.W., I. A. Razenkov, and J. P. Garcia (2006), Mixed-phase cloud measurements with the University of Wisconsin high spectral resolution lidar, paper presented at 16th Science Team Meeting, *Atmos. Radiat. Meas.*, Albuquerque, N. M., 27-31 March.
- [21] Fairall, C., and J. Hare (1990), An eight-month sample of marine stratocumulus cloud fraction, albedo and integrated liquid water, *J. Clim.*, 3, 847-864.
- [22] Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert, and G. Séze (2000), Cloud Thermodynamical Phase Classification from the POLDER Spaceborne instrument, *J. Geophys. Res.*, 105, 14747-14759.
- [23] Haywood, J. M., V. Ramaswamy, B. J. Soden (1999), Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans, *Science*, 283, 1299-1305.
- [24] Higurashi, A., T. D. Nakajima (2002), Detection of aerosols types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1836, doi:10.1029/2002GL015357.
- [25] Huang, J. P., P. Minnis, B. Lin, T. Wang, Y. Yi, Y. Hu, S. Sun-Mack, and K. Ayers (2006a), Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 6824, doi:10.1029/2005GL024724.
- [26] Huang, J. P., B. Lin, P. Minnis, T. Wang, X. Wang, Y. Hu, Y. Yi, and J. K. Ayers (2006b), Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19802, doi:10.1029/2006GL026561.
- [27] Huang, J., Y. Wang, T. Wang, and Y. Yi (2006c), Dusty cloud radiative forcing derived from satellite data for middle latitude regions of East Asia, *Progress in Natural Science*, 16(10), 1084-1089.
- [28] Huang, J., P. Minnis, B. Chen, Z. Huang, Z. Liu, Q. Zhao, Y. Yi, and J. K. Ayers (2008), Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX, *J. Geophys. Res.*, 113, D23212, doi:10.1029/2008JD010620.
- [29] IPCC (2001), *Climate Change 2001: The third assessment report*, edited by J. J. McCarthy,

Cambridge Univ. Press, New York.

- [30] IPCC (2007), *Climate Change: The Physical Science Basis*, in Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et al., pp. 996, Cambridge Univ. Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [31] Kawamoto, K. and T. Nakjima (2003): Seasonal variation of cloud particle size from AVHRR remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1810-1813.
- [32] Key, J. and J. Intrieri (2000), Cloud particle phase determination with the AVHRR, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1797-1805.
- [33] King, M. D., S. Platnick, P. Yang, G. T. Arnold, M. A. Gray, J. C. Riedi, S. A. Ackerman, and K. N. Liou (2004), Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness, and effective radius in the arctic: Application of airborne multispectral MAS data, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 21, 857-875.
- [34] Knap, W., P. Stamnes, and R. B. A. Koelemeijer (2002), Cloud thermodynamic phase determination from near-infrared spectra of reflected sunlight, *J. Atmos. Sci.*, 59, 83-96.
- [35] Levi, Y. and D. Rosenfeld (1996): Ice nuclei, rainwater chemical composition, and static cloud seeding effects in Israel, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1494-1501.
- [36] Lindzen, R.S. (1990), Some coolness concerning global warming, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 288-299.
- [37] Liu, J., C. Dong, X. Zhu (2002), Thermodynamic phase analysis of cloud particles with FY-1C data, *Meteoro. Atmos. Phys.*, 80, 65-71.
- [38] Long, C. N., and T. P. Ackerman (2000), Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects, *J. Geophys. Res.*, 105(D12), 15609-15626.
- [39] Long, C. N., T. P. Ackerman, K. L. Gaustad, and J. N. S. Cole (2006a), Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, D11204, doi:10.1029/2005JD006475.
- [40] Long, C. N., J. M. Sабburg, J. Calbo, and D. Pages (2006b), Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 23(5), 633-652.
- [41] Menzel, W. P., and K. Strabala (1997), *Cloud Top Properties and Cloud Phase: Algorithm Theoretical Basis Document*, ATBD-MOD-04, NASA Goddard Space Flight Center, 55 pp.
- [42] Minnis, P. (1989), Viewing zenith angle dependence of cloudiness determined from coincident GOES EAST and GOES WEST data, *J. Geophys. Res.*, 94(D2), 2303-2320.
- [43] Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- [44] Min, Q., and M. Duan (2005), Simultaneously retrieving cloud optical depth and effective radius for optically thin clouds, *J. Geophys. Res.*, 110, D21201, doi:10.1029/2005JD006136.

- [45] Mitchell, J. F. B., and W. J. Ingram (1989), Carbon dioxide and climate: Mechanisms of changes in cloud, *J. Climate*, 5, 5-21.
- [46] Pavolonis, M. J., and A. K. Heidinger (2004): Daytime cloud overlap detection from AVHRR and VIIRS, *J. Appl. Meteorol.*, 43(5), 762-778.
- [47] Pavolonis, M. J., A. K. Heidinger, and T. Uttal (2005), Daytime global cloud typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm description, validation, and comparisons, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 804-826.
- [48] Pfister, G., R. L. McKenzie, J. B. Liley, A. Thomas, B. W. Forgan, and C. N. Long (2003), Cloud coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance, *J. Appl. Meteorol.*, 42(10), 1421-1434.
- [49] Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld (2001), Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119-2124.
- [50] Riedi, J., P. Goloub, and R. T. Marchand (2001), Comparison of POLDER cloud phase retrievals to active remote sensors measurements at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 28(11), 2185-2188.
- [51] Riedi, J., B. Marchant, S. Platnick, B. Baum, F. Thieuleux, C. Oudard, F. Parol, J-M. Nicolas, and P. Dubuisson (2007), Cloud thermodynamic phase inferred from merged POLDER and MODIS data, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 14103-14137.
- [52] Rosenfeld, D. and R. Nirel (1996): Seeding effectiveness-The interaction of desert dust and the southern margins of rain cloud systems in Israel, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1502-1510.
- [53] Rosenfeld, D., Y. Rudich and R. Lahav (2001): Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop, *Proceedings of National Academy of Sciences*, 98(11), 5975-5980.
- [54] Rossow, W., A. Walker, and L. Garder (1993), Comparison of ISCCP and other cloud amounts, *J. Clim.*, 6, 2394-2418.
- [55] Rossow, W. B., and R. A. Schiffer (1999), Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 80, 2261-2287.
- [56] Sassen, K. (1991), The polarization lidar technique: A review and current assessment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1848-1866.
- [57] Sassen, K., and S. Benson (2001), A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing, Part II: Microphysical properties derived from lidar depolarization, *J. Atmos. Sci.*, 58, 2103-2112.
- [58] Sassen, K. (2002): Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1029, doi:10.1029/2001GL014034.
- [59] Shupe, M. D., P. Kollias, S. Y. Matrosov, and T. L. Schneider (2004), Deriving mixed-phase cloud properties from Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21(4), 660-670, doi:10.1175/1520-0426
- [60] Shupe, M. D., J. S. Daniel, G. de Boer, E. W. Eloranta, P. Kollias, C. N. Long, E. P. Luke, D.

- D. Turner, and J. Verlinde (2008), A focus on mixed-phase clouds: The status of ground-based observational methods, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 89(10), 1549-1562.
- [61] Stamnes, P., M. Sneep, J. F. de Haan, J. P. Veefkind, P. Wang, and P. F. Levelt (2008), Effective cloud fractions from the Ozone Monitoring Instrument: Theoretical framework and validation, *J. Geophys. Res.*, 113, D16S38, doi:10.1029/2007JD008820.
- [62] Su, J., J. Huang, Q. Fu, P. Minnis, J. Ge, and J. Bi (2008), Estimation of Asian dust aerosol effect on cloud radiation forcing using Fu-Liou radiative model and CERES measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2763-2771.
- [63] Takemura, T., I. Uno, T. Nakajima, A. Higurashi, and I. Sano (2002), Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2158, doi:10.1029/2002GL016251.
- [64] Turner, D. D., S. A. Ackerman, B. A. Baum, H. E. Revercomb, and P. Yang (2003), Cloud phase determination using ground-based AERI observations at SHEBA, *J. Appl. Meteor.*, 42, 702-715.
- [65] Turner, D. D. (2005), Arctic mixed-phase cloud properties from AERI-lidar observations: Algorithm and results from SHEBA, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 427-444, doi:10.1175/JAM2208.1.
- [66] Turner, D. D., A. M. Vogelmann, R. T. Austin, J. C. Barnard, K. Cady-Pereira, J. C. Chiu, S. A. Clough, C. Flynn, M. M. Khaiyer, J. Liljegren, K. Johnson, B. Lin, C. Long, A. Marshak, S. Y. Matrosov, S. A. McFarlane, M. Miller, Q. Min, P. Minnis, W. O'Hirok, Z. Wang, W. Wiscombe (2007), Thin liquid water clouds: Their importance and our challenge, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 177-190, doi:10.1175/BAMS-88-2-177.
- [67] Twomey, S. (1977), *Developments in Atmospheric Science, Atmospheric Aerosols*, Elsevier, Elsevier scientific Publications, New York, USA
- [68] Wetherald, R.T., and S. Manabe (1988), Cloud feedback processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397-1415.
- [69] Yin, Y. and L. Chen (2007), Long-range transport of mineral aerosols and its absorbing and heating effects on cloud and precipitation: a numerical study, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 3203-3228.

第二章 多滤波旋转影带辐射仪 (MFRSR)

2.1 引言

多滤波旋转影带辐射仪 (Multifilter Rotating Shadowband Radiometer, 简称为 MFRSR) 是一个地基辐射观测仪器, 它使用独立的干涉滤波光电二极管探测器和自动旋转影带技术对总水平辐射、漫射水平辐射和直接辐射进行光谱分解观测 [Harrison 等, 1994a]。主要分为可见光波谱 VIS-MFRSR (通常没有特殊说明均表示为 MFRSR) 和紫外波谱 UV-MFRSR 两种类型, 两种仪器除了在构造和通道选择上有一定差别外, 没有较大的差异。由于本论文的工作主要是针对可见光波谱 VIS-MFRSR 展开的, 因此本章内容将重点介绍 VIS-MFRSR (MFRSR) 仪器结构和测量原理、波段设置、仪器观测太阳直接辐射的余弦响应校正以及国内外实际研究与应用等。

2.2 MFRSR 仪器结构和测量原理

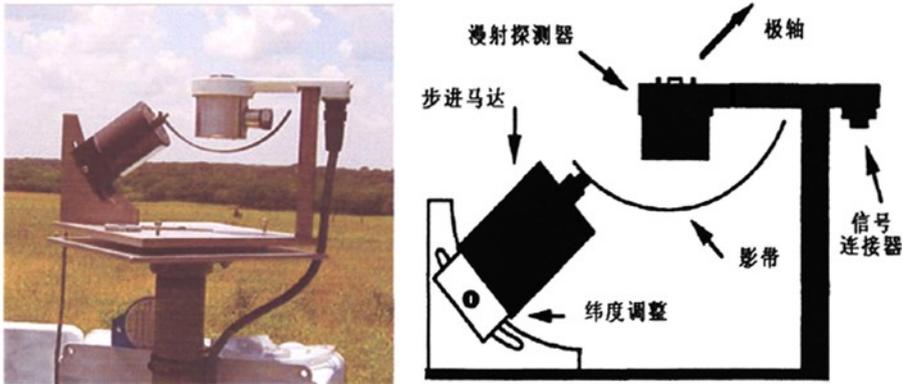


图 2.1 MFRSR 仪器实物图 (左) 和基本几何剖面图 (右)

(图中影带处于总水平辐射观测位置)

计算机控制的旋转影带辐射计实物图和基本几何示意图如图 2.1 所示。简单地说, 该仪器由直接耦合步进马达、影带、漫射探测器和金属架四部分组成。直

接耦合步进马达由内置的计算机微处理器控制，而遮蔽漫射器的影带是一条圆弧状的金属带，沿天体子午圈（Celestial Meridian）放置，该圆弧的球心与漫射器的正面中心相对应。影带直接连接在直接耦合步进马达上，在微处理器控制下，它能够精确的沿着直接耦合步进马达的极轴以 0.4° 旋转。该影带在天空中所遮挡有效视场是一条阴影角约为 3.27° 的带状区，在进行漫射水平辐射观测时，这个视场足够遮蔽整个太阳光盘。但是由于太阳晕轮区处于仪器有效视场之内，因此影带的跟踪精度实际上要优于 3.27° 。由于马达步长的精度和误差，仪器的有限精度为 $\pm 0.3^\circ$ ，且机械装置允许对纬度进行简单的机械调整。当仪器安装在一个站点上时，除了该调整和地极（根据站点纬度决定南北极）方位对准外，没有其他必须的机械调整。

MFRSR 仪器利用太阳星历表近似计算太阳的位置[Michalsky, 1988; Reda 等, 2008]来控制影带的位置，继而使用同一个探测器观测三个太阳辐射成分，即总水平辐射（ $S_{total-horiz}$ ）、漫射水平辐射（ $S_{diffuse-horiz}$ ）和直接辐射（ $S_{direct-normal}$ ），它们的关系如下：

$$S_{total-horiz} = S_{diffuse-horiz} + \cos(Z) * S_{direct-normal} \quad (2.1)$$

其中 $\cos(Z)$ 为太阳天顶角 Z 的余弦。太阳直接消光和水平漫射通量的时间序列在每个数据点上实际上都是通过四次观测得到的。这四次观测分别为：当影带处于漫射器下方即不遮挡任何光线的最低位置时，此时观测到的是总水平辐射（total-horizontal irradiance, $S_{total-horiz}$ ）；然后直接耦合步进马达在微处理器控制下带动影带旋转进行连续的三次观测，即影带完全遮挡住太阳时的一次观测（ S_{blk} ）和偏离探测器-太阳直线方向东西各 9° 时的两次边观测（ S_{blk-se} 和 S_{blk-sw} ）。模拟表明，给定影带在天空中所遮挡的有效视场为 3.27° 时， 9° 的偏移能够对所期望的光学厚度和散射相函数的天空辐射产生较好的第一次校正。因此这两次边观测的辐射值被用来订正漫射水平辐射观测，即影带遮蔽的那一部分多余的天空区的漫射水平辐射。将这两次边观测取平均，即得到边观测的平均值 S_{side} ，

$$S_{side} = \frac{S_{blk-sw} + S_{blk-se}}{2} \quad (2.2)$$

目的是用来估计在影带遮挡太阳观测时太阳晕轮区的贡献 $S_{aureole}$ ，

$$S_{aureole} = S_{total-horiz} - S_{side} \quad (2.3)$$

上面描述的这四次观测经该仪器的数据采集器 (Datalogger) 组合就可得到漫射水平辐射和太阳直接辐射, 具体方法如下:

影带遮挡住太阳时的观测加上此时太阳晕轮区的贡献 $S_{aureole}$ 就得到漫射水平辐射 (diffuse-horizontal irradiance) $S_{diffuse-horiz}$, 根据 (2.3) 式变换得到

$$S_{diffuse-horiz} = S_{blk} + S_{aureole} = S_{blk} + S_{total-horiz} - S_{side} \quad (2.4)$$

最后, 从总水平辐射 $S_{total-horiz}$ 中减去漫射水平辐射 $S_{diffuse-horiz}$ 就得到了太阳直接水平辐射 (direct-horizontal irradiance) $S_{direct-normal-horiz}$, 根据 (2.4) 式变换得到

$$S_{direct-normal-horiz} = S_{total-horiz} - S_{diffuse-horiz} = S_{side} - S_{blk} \quad (2.5)$$

再将 $S_{direct-normal-horiz}$ 除以太阳天顶角的余弦就得到在标准地表上的太阳直接辐射 (direct-normal irradiance) $S_{direct-normal}$, 即

$$S_{direct-normal} = \frac{S_{direct-normal-horiz}}{\cos(Z)} \quad (2.6)$$

整个观测序列在不足 10s 中完成, 在正常情况下一般设计为每分钟产生四次观测。当然, 我们也可以根据观测的需要调整每分钟观测的次数。

最初的旋转影带方法是由 Welely[1982]发展的, 而之后的工作主要着重于 Wesely 方法的自动化[Guzzi 等, 1985; Stoffel 等, 1991]。与 Wesely 方法相比, MFRSR 主要有以下几个优点: MFRSR 使用星历近似计算太阳的位置来定位影带进行遮挡观测并且不依靠最小辐射的探测。该方法允许每次观测有更长的迭代次数, 因为它要求仅在四个位置观测而不是类似于传统辐射观测仪器横穿天空的连续扫描。这在本质上改进了观测精度, 并允许别的不可用波段或者频带存在的情况。充分的天空阻挡修正也显著地改进了观测精度, 特别是在碎云覆盖天空的情况下。唯一的缺点是该仪器必须进行合理的对准。

这种影带技术较传统的辐射测量技术来说具有一定的优势。传统的辐射测量仪器需要两个探测器, 一个被固定用来观测总水平辐射, 另一个被安装在跟踪器上观测直接辐射部分 (因此要求较窄的视场)。而影带技术中只需要一个漫散探测器即可获得三个太阳辐射成分的测量, 设计较之简单, 便宜并且更加结实耐用。更优越的是, 三个太阳辐射成分只用一个漫散探测器就可观测得到, 很大程度上

减小了我们对两个探测器之间相互校准过程中涉及的绝对灵敏度和光谱通带的担忧,也保证了观测的同步。由于漫射水平辐射和总水平辐射的观测也被很好的校正,这些特点改进了依靠 Langley 外推进行仪器校正的实用性。另外, MFRSR 仪器中漫散探测器的材料为卤烃类物质,具有极好的物理和化学稳定性,保证能够在野外环境中长期稳定使用。探测器内温控装置的安装,最大可能的减少了由温度变化导致的观测误差,而且 MFRSR 漫散探测器还有较好的余弦响应。

2.3 MFRSR 仪器波段设置

MFRSR 仪器采用自动旋转影带技术同时在七个波段交替进行总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射的观测。七个波段中,一个是宽波段,波长范围为 300-1100 nm,能够提供一种好的积分短波辐射估计。其余六个是窄波段,带宽约为 10 nm,中心波长分别约位于 415, 500, 615, 673, 870 和 940 nm。前四个波段位于太阳光谱的可见光范围,后两个波段位于近红外波段。这些波段的选择是为了更方便地对气溶胶、水汽和臭氧机型观测。

在介绍该仪器各波段的具体设置之前,我们首先看一下太阳高度角 45° 时夏季中纬度地区 LOWTRAN 7 计算的水汽和臭氧条件下大气透射率随波段的分布变化图,如图 2.2 所示。由于气溶胶消光和瑞利散射影响整个波谱(图中没有显示),而氧气分子不影响滤波器波谱(图中未显示)。为了更清晰的说明每个滤波器的消光源,滤波器中心波长的位置在图中分别用虚线标记了出来。MFRSR 仪器具体波段的主要散射和吸收情况如下:

415 nm (气溶胶和瑞利散射)

500 nm (臭氧吸收,气溶胶和瑞利散射)

615 nm (臭氧吸收,气溶胶和瑞利散射)

673 nm (臭氧吸收,气溶胶和瑞利散射)

870 nm (气溶胶和瑞利散射)

940 nm (水汽,气溶胶和瑞利散射)

例如 MFRSR 542 型仪器的滤波函数如图 2.3 所示,与之对应的该仪器六个窄波段的中央有效波长分别为 413.7、495.9、613.5、672.8、870.0 和 938.0 nm,等效带宽分别为 9.8、9.2、10.1、10.0、11.3 和 10.8 nm。

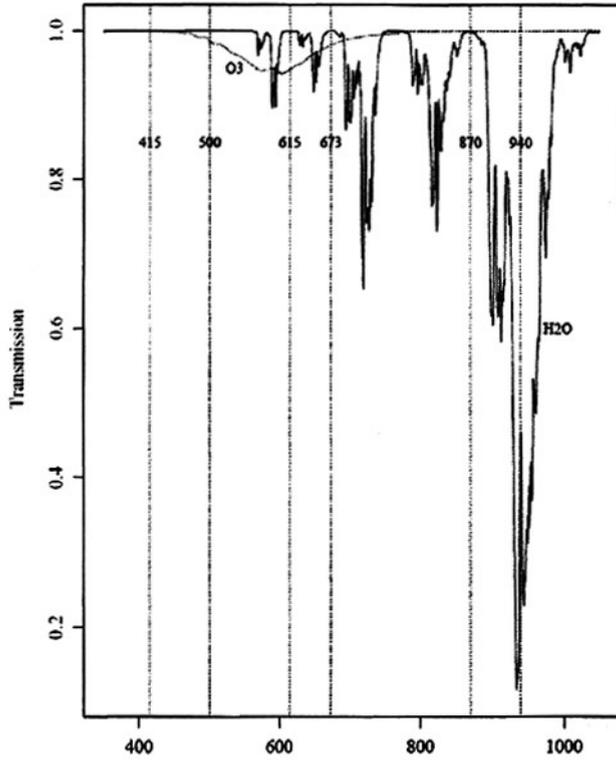


图 2.2 LOWTRAN 7 计算的大气透射 (引自 Yankee Environ. Inc., 2003)

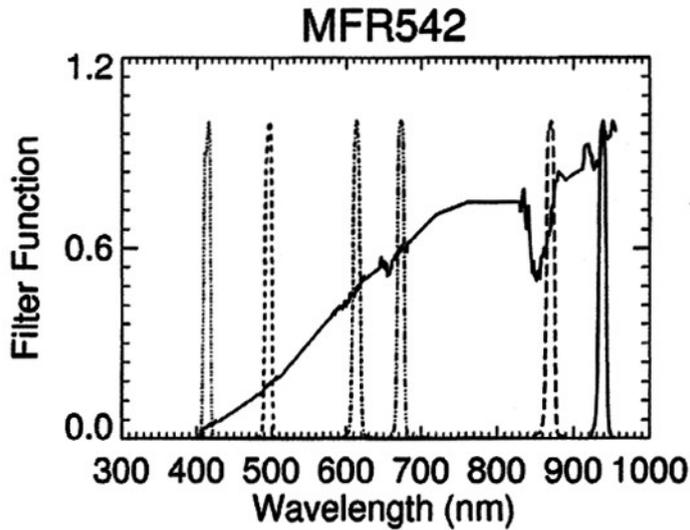


图 2.3 MFRSR 542 型仪器的滤波函数

2.4 MFRSR 太阳直接辐射观测的校正

一个辐射计如果试图观测一个表面的入射通量,它必须用 2π 弧度的视场进行观测,并按照偏离该表面法线方向的入射角的余弦加以权重,这种理想的响应被描述为 Lambertian 响应。由于 MFRSR 中漫射探测器独特的设计[Harrison 等, 1994a],漫射器在七个波段的余弦响应可以和最好的单通道科学仪器相竞争甚至更优(当入射角大于 70° 时),如图 2.4 所示。图 2.4a 和 2.4b 分别给出了 MFRSR 542 型仪器对直接入射辐射从西到东和从南到北方向进行观测时的角响应误差;图 2.4c 为三个 Eppley PSP 仪器对直接入射辐射从南到北观测时的角响应误差。尽管如此,Lambertian 漫射器的残留误差还是存在的,为了获得较为精确的光学厚度反演,MFRSR 太阳直接辐射观测必须进行校正,而且有了足够准确的太阳直接辐射,总水平辐射观测估计的精确性相应也会得到改进。

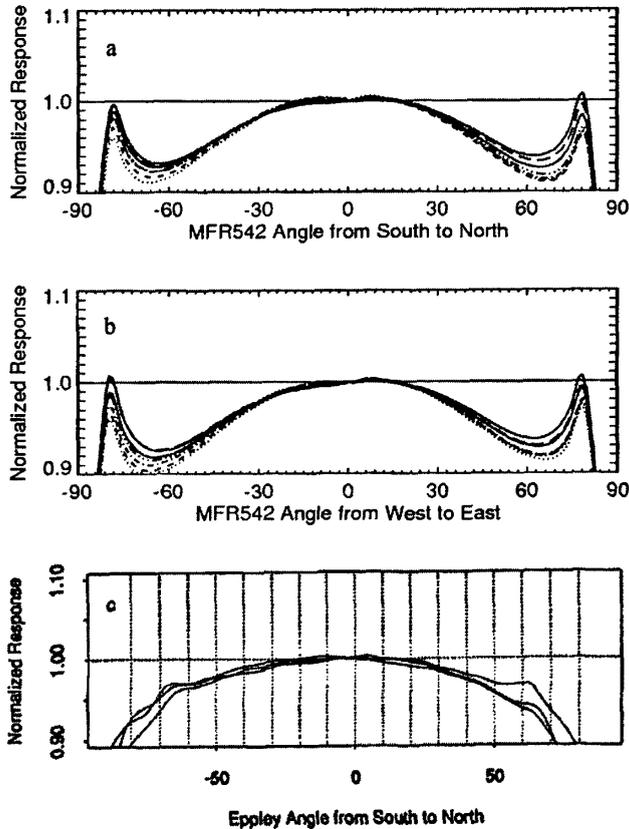


图 2.4 仪器角响应误差的比较。MFRSR 542 角 (a) 从西到东和 (b) 从南到北; (c) Eppley PSP 角从南到北 (引自 Harrison 等, 1994a)。

根据上述的角响应校正误差,对每一次仪器观测来说,根据南北和东西角响应误差函数直接进行线性插值就可以得到校正的太阳直接辐射。具体方法如下:太阳方位角具体可分解为4个象限,根据其所在象限,与天顶角相关的量可以根据观测点所在象限相邻两个轴角响应误差倒数的方位角线性权重得到。例如:当太阳方位角位于第一象限(即从北到东)时,其象限方程可表示为:

$$C(\phi, \theta) = \frac{90 - \phi}{90} \frac{1}{f_{north}(\theta)} + \frac{\phi}{90} \frac{1}{f_{east}(\theta)} \quad (2.7)$$

其中 C 为校正乘子; θ 和 ϕ 分别为太阳天顶角和方位角,单位为度; $f_{north}(\theta)$ 和 $f_{east}(\theta)$ 分别为归一化的角响应函数,如图 2.4a 和 2.4b 所示。这种插值方案是精确的,因为对 Lambertian 漫射接收器而言没有强的方位上的差异。对于光轴的有效倾斜度带来的误差,我们将在第三章中详细讨论。

2.5 MFRSR 仪器的实际研究与应用

正如 2.2 节所述,独特的影带技术带来的优势,以及出色的漫散探测器使得国外越来越多的学者开始使用 MFRSR 仪器,并且受到普遍欢迎,广泛分布在全球各地,数目达成百台之多。国际上该仪器的运行主要以单用户为主,但是很多研究机构也将其确定为监测网络中主要的太阳辐射观测仪器,其中最主要的大型监测网包括:美国能源部(DOE)的大气辐射观测计划(ARM, <http://www.arm.gov>) [Ackerman和Stokes, 2003]; 美国农业部(USDA)的紫外B(UV-B)辐射的监测研究计划 [Bigelow等, 1998] (<http://uvb.nrel.colostate.edu>); 美国国家海洋大气局(NOAA)全球计划支持下的地表辐射收支网(SURFRAD) [Augustine等, 2005] (<http://www.srrb.noaa.gov/surfrad/>); 美国国家航空航天局(NASA)的太阳辐射研究计划(SIRN, <http://sunphoto.giss.nasa.gov>)等。而且世界气候研究计划(WCRP)的基准地表辐射收支网(BSRN) [Ohmura等, 1998]和澳大利亚气象局的太阳和土地网[Mitchell和Forgan, 2003]中也配置了这些观测仪器,甚至世界气象组织(WMO)的世界气候研究计划(WCRP)中也大量收集了世界上使用 MFRSR 资料进行的气溶胶、水汽以及痕量气体的研究。

MFRSR 仪器自开发以来,国外在 MFRSR 仪器的应用方面开展了大量的研究工作,不仅应用于气溶胶、水汽以及痕量气体的研究,而且应用于云光学特性

的研究。但是国内的相关研究相比之下少之甚少。其具体应用分类简述如下：

(1) 气溶胶及 O_3 、 NO_2 等痕量气体

Harrison等[1994b]提出了一种利用MFRSR观测资料推导气溶胶光学厚度的客观算法。Michalsky等[1995]利用美国大气辐射观测（ARM）计划MFRSR的观测数据，反演大气柱水汽和臭氧总量、气溶胶以及其他的大气成分。Lacis等[2000]利用MFRSR提供的大气柱垂直信息和人造卫星掩星探测提供的水平剖面信息，分析了1985年Nevado del Ruiz火山爆发期间 NO_2 、 O_3 以及平流层的气溶胶粒子尺度和光学厚度的变化。Vaughan等[2001]在哥伦比亚高地可吸入颗粒物（ PM_{10} ）研究计划中，以MFRSR资料反演得到的气溶胶光学厚度为标准，比较了从AVHRR图像上得到的气溶胶光学厚度。Gao等[2001]利用UV-MFRSR的观测提出了一套计算大气柱 O_3 光学厚度的反演算法，该方法总的总不确定性不超过2%，与Brewer和Dobson分光光度计的反演结果相比有很好的 consistency。Alexandrov等[2002a]描述并验证了晴空和少云日处理MFRSR资料的反演算法，作为对Langley方法的补充，这一方法利用了太阳直接辐射与漫射水平辐射观测的一致性，结合回归技术及仪器校准常数同时反演每日大气柱平均气溶胶粒子尺度、气溶胶光学厚度、 NO_2 以及 O_3 含量的变化；也研究了利用日益广泛应用的MFRSR测量资料创立地基气溶胶气候学的可行性[Alexandrov等，2002a，2002b]；设计、改进和测试了能够提供气溶胶谱分布参数的反演算法[Alexandrov等，2002a]；发展了云清除技术，其性能可以与AERONET的云清除技术相比较[Alexandrov等，2004]；根据MFRSR观测成功地将气溶胶光学厚度区别为细、粗两个模态，并反演了细模态气溶胶粒子的有效半径和波长指数[Alexandrov等，2005，2008]。Augustine等[2003]根据NOAA表面辐射收支计划Table Mountain观测站两个月的MFRSR观测资料，利用自动算法[Long和Ackerman, 2000]识别的晴好天气的MFRSR观测资料对仪器进行定标，反演了气溶胶的光学厚度，并分析了亚洲2001年一次沙尘爆发期间美国的气溶胶状况；也利用NOAA国家地表辐射收支网10年的MFRSR观测资料研究了气溶胶光学厚度气候学特征[Augustine等，2008]。Gerasopoulos等[2003]利用北希腊站点MAO和LAP 1999-2002年间MFRSR和浊度计的观测资料，得到各站点的气溶胶光学厚度、后向散射系数、波长指数和后向散射率，并分别讨论了这两个站点气溶胶的日变化和季节变化特征。Pace等[2006]利用Lampedusa岛2001-2003年间MFRSR观测资料，获得了该岛气溶胶的光学厚度和波长指数，并

讨论和分析了气溶胶的季节变化及其原因以及不同气溶胶类型的辨别和输送等。Meloni等[2006]利用MFRSR 415 和 870 波段的漫射直接辐射比(DDR)反演气溶胶单次散射反照率,同时根据两波段单次反照率的大小对气溶胶进行分类,其分类结果与Pace等[2006]利用波长指数和后向轨迹分析方法得到的分类结果一致。气溶胶单次散射反照率也可以利用UV-MFRSR观测并结合辐射传输模式计算得到[Petters等, 2003]。Krotkov等[2005]利用 2002-2004 年气溶胶紫外波段吸收观测实验,发展了一种改进UV-MFRSR定点定标算法,并与定点Langley定标相比较,说明这种算法夏季具有较好的稳定性,但在秋冬季具有相对较大的变化,并分析了变化较大的原因。Kassianov等[2005]组合MFRSR的太阳直接辐射和漫射辐射观测提出了一套实时反演气溶胶平均例子半径、粒子数总浓度(假定气溶胶粒子谱分布)、虚折射指数的新方法,其反演的气溶胶光学特性和AERONET的反演结果有很好的 consistency,该技术被成功应用于反演气溶胶微物理特性的时间变化研究。Pearson等[2007]也利用MFRSR气溶胶光学厚度观测建立了重构气溶胶粒子谱分布的模型。Kassianov等[2007]利用美国大气辐射测量(ARM)计划 2003 年气溶胶加强观测资料分析了气溶胶单次散射反照率和不对称因子,其反演结果也与AERONET相一致。Williams等[2008]比较了南美地区MFRSR观测的大气柱臭氧含量与星载臭氧监测仪(OMI)的反演结果,前者平均约高出后者 3%,有很好的 consistency。Kaskaoutis等[2008a]分别利用漫射-总辐射和漫射-直接辐射比值方法研究了城市环境背景下的浑浊度指数,同时也利用漫射-总辐射比值方法发展了云屏蔽技术[Kaskaoutis等, 2008b]。在我国,王莉萍等[2007]也利用MFRSR的观测资料对香河地区气溶胶光学特性进行了分析。

(2) 水汽

Michalsky 等[1995]利用 1992 年 11 月到 1993 年 12 月期间 MFRSR 的观测资料计算了 North Oklahoma 测站大气柱水汽总量,并同标准观测和微波辐射计观测进行了比较。ARM 计划在 1997 年秋天美国南部大平原(SGP)测站启动了水汽丰度观测实验,包括 MFRSR 在内的四种太阳辐射计被使用,通过观测 940nm 水汽吸收带的太阳透射来观测大气柱水汽含量,针对由干到高湿的不同晴空天气情况,运用不同的辐射传输模型,进行了水汽反演研究[Schmid 等, 2001],并且与标准测量和微波辐射计测量得到的结果进行对比分析,表明 MFRSR 测量结果具有较高的可信度,并对产生的误差进行了分析。Box 等[2001]从 1995 年以来,利

用 MFRSR 对悉尼的气溶胶光学厚度、水汽以及臭氧的含量进行了长时间序列气候尺度的观测研究。Plana-Flattori 等[2004]利用 1999 年 11 月至 2000 年 8 月巴西圣保罗观测点两台 MFRSR 的观测资料,根据其水汽吸收带 940 nm 附近带宽(分别为 10 nm 和 35nm)的差异,分别使用窄带、宽带以及窄带和宽带比值法进行水汽反演研究,发现单通道方法的准确率要高于比值方法。Prata [2000]利用 MFRSR 水汽吸收带 940 nm 波段的观测发展了一套大气柱水汽总量的反演方法,与无线电探空仪观测相比其精度约为 3 mm。在我国,李云[2008]也利用 MFRSR 观测资料反演了香河地区大气柱水汽总量。

(3) 云

Leontieva 和 Stamnes[1996]提出了利用大气透射率而非绝对辐射量反演云光学厚度的算法,优点在于该方法不依靠对仪器的绝对校正,并成功应用于 MFRSR 观测。Min 和 Harrison[1996]发展了一套利用 MFRSR 窄带光谱观测反演暖云(即水云)光学厚度的方法,同时该方法结合微波辐射计液态水路径的观测可以估计出云滴粒子有效半径,当云光学厚度小于 10 时其反演结果与地球静止轨道环境业务卫星(GOES)的结果[Minnis 等, 1995b]有很好的 consistency。在第二期 ARM 加强短波试验(ARESE II)期间,MFRSR 反演的云光学特性得到实时观测验证,并总结得出 MFRSR 推出的云光学特性的不确定性不超过 5%[Min 等, 2003]。Min 等[2004a]利用 MFRSR 直接和漫射透射辐射的瞬时观测及其时间变化发展了一套精确反演薄云光学厚度的新方法,该方法最关键的特点是对进入仪器视场的太阳辐射的前向散射部分进行校正,不确定分析表明,当光学厚度小于 1 时其精度优于 5%。基于 MFRSR 直接辐射反演的卷云光学厚度也被用来验证 GOES 8 的反演结果,特别是对相对均匀的云场,它们有非常好的一致性[Min 等, 2004b]。Min 等[2005]也发展了一套同时反演薄云光学厚度和粒子有效半径的新方法,该方法基于云滴前向散射的角分布,这些分布可以利用多次影带扫描进行观测。基于上述已有云的反演算法,Wang 和 Min[2008]发展了一套计算薄混合云光学特性的反演算法,其特点在于利用 MFRSR 的观测区别云相,同时估计出不同云相间的光学混合比;Min 等[2008]也利用 MFRSR 观测通过简单的比值方法估计云量,并与 TSI 观测和短波反演方法[Long 等, 2006a, 2006b]的结果进行了对比,其不确定性低于 10%,该简单方法的提出本质上增强了目前云量监测的能力。

2.6 小结与讨论

多滤波旋转影带辐射仪 (MFRSR) 是一种独特的辐射观测仪器。由于其独特的影带技术带来的优势, 以及出色的漫散探测器使得国外越来越多的学者开始使用 MFRSR 仪器, 并且受到普遍欢迎, 但目前主要以单用户和监测网络的形式广泛分布在全球各地。MFRSR 仪器不仅应用于气溶胶、水汽以及痕量气体的研究, 而且应用于云光学特性的研究。由于 MFRSR 通过自动应用影带技术可以利用同一个探测器同时观测总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射, 保证每个波段能够共享相同的校正系数, 因此在不需要对仪器进行绝对校正的情况下可以精确地得到每个频带的大气透射 (具体见第三章)。MFRSR 仪器独特的特点使得我们在给定的天气条件下可以保证太阳直接辐射和总辐射精确的辐射闭合。也正是基于这个特点, 我们才发展了基于 MFRSR 的混合相云和沙尘云光学特性反演算法 (分别见第五章和第七章)。

参考文献 (References)

- [1] 王莉萍 (2007), 用 MFRSR 仪器观测气溶胶的光学厚度, 中国气象科学研究院硕士学位论文.
- [2] 李云(2008), 利用多光谱旋转遮蔽带辐射仪(MFRSR)进行大气柱水汽总量反演, 南京信息工程大学硕士学位论文.
- [3] Ackerman, T. P., and G. Stokes (2003), The atmospheric radiation measurement program, *Phys. Today*, 56, 38-45.
- [4] Alexandrov, M. D., A. A. Lacis, B. E. Carlson, B. Cairns (2000), Using MFRSR networks to build an aerosol climatology, *J. Aero. Sci*, 31, supplement 1, 642-643.
- [5] Alexandrov, M. D., A. A. Lacis, B. E. Carlson, B. Cairns (2002a), Remote sensing of atmospheric aerosol and trace gases by means of multifilter rotating shadowband radiometer. Part I: Retrieval Algorithm, *J. Atmos. Sci.*, 59, 524-543.
- [6] Alexandrov, M. D., A. A. Lacis, B. E. Carlson, B. Cairns (2002b), Remote sensing of atmospheric aerosol and trace gases by means of multifilter rotating shadowband radiometer. Part II: Climatological Applications, *J. Atmos. Sci.*, 59, 544-566.
- [7] Alexandrov, M. D., A. Marshak, B. Cairns, A. A. Laeis, and B. E. Carlson (2004), Automated cloud screening algorithm for MFRSR data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04118, doi:10.1029/2003GL 019105.
- [8] Alexandrov, M. D., B. E. Carlson, A. A. Lacis, and B. Cairns (2005), Separation of fine and coarse aerosol modes in MFRSR data sets, *J. Geophys. Res.*, 110, D13204, doi:10.1029/2004JD005226.
- [9] Alexandrov, M. D., P. Kiedron, J. J. Michalsky, G. Hodges, C. J. Flynn, and A. A. Lacis (2007), Optical depth measurements by shadow-band radiometers and their uncertainties, *Appl. Opt.*, 46(33), 8027-8038.
- [10] Alexandrov, M. D., A. A. Lacis, B. E. Carlson, and B. Cairns (2008), Characterization of atmospheric aerosols using MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D08204, doi:10.1029/2007JD0093 88.
- [11] Augustine, J. A., C. R. Cornwall, G. B. Hodges, C. N. Long, C. I. Medina, J. J. Deluisi (2003), An automated method of MFRSR calibration for aerosol optical depth analysis with application to an Asian dust outbreak over the United States, *J. Appl. Meteor.*, 42, 266-278.
- [12] Augustine, J. A., G. B. Hodges, C. R. Cornwall, J. J. Michalsky, and C. I. Medina (2005), An update on SURFRAD-The GCOS Surface Radiation budget network for the continental United States, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, 1460-1472.
- [13] Augustine, J. A., G. B. Hodges, E. G. Dutton, J. J. Michalsky, and C. R. Cornwall (2008), An aerosol optical depth climatology for NOAA's national surface radiation budget network

- (SURFRAD), *J. Geophys. Res.*, 113, D11204, doi:10.1029/2007JD009504
- [14] Bigelow, D. S., J. R. Slusser, A. F. Beaubien, and J. H. Gibson (1998), The USDA Ultraviolet Radiation Monitoring Program, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 601-615.
- [15] Box, G., G. Taha, and M. Kuzmanoski (2001), Long-term atmospheric monitoring in Sydney using an MFRSR, *Geosci. Remote Sens. Sympo., IGARSS, IEEE 2001 International*, 1, 81-83.
- [16] Gao, W., J. Slusser, J. Gibson, G. Scott, D. Bigelow, J. Kerr, and B. McArthur (2001), Direct-Sun column ozone retrieval by the ultraviolet multifilter rotating shadow-band radiometer and comparison with those from Brewer and Dobson spectrophotometers, *Appl. Opt.*, 40(19), 3149-3155.
- [17] Gerasopoulos, E., M. O. Andreae, C. S. Zerefos, T. W. Andreae, D. Balis, P. Formenti, P. Merlet, V. Amiridis, and C. Papastefanou (2003), Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 2025-2041.
- [18] Guzzi, R., G. C. Maracci, R. Rizzi, and A. Sicardi (1985), Spectroradiometer for ground-based measurements related to remote sensing in the visible from a satellite, *Appl. Opt.*, 24, 2859-2863.
- [19] Harrison, L. C., J. J. Michalsky, and J. Berndt (1994a), Automated multifilter rotation shadowband radiometer: An instrument for optical depth and radiation measurements, *Appl. Opt.*, 33(22), 5118-5125.
- [20] Harrison, L. C., J. J. Michalsky, and J. Berndt (1994b), Objective algorithms for the retrieval of optical depths from ground-based measurements, *Appl. Opt.*, 33(22), 5126-5132.
- [21] Kaskaoutis, D. G., and H. D. Kambezidis (2008a), The diffuse-to-global and diffuse-to-direct-beam spectral irradiance ratios as turbidity indexes in an urban environment, *J. Atmos. Solar-Terrest. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2008.11.008.
- [22] Kaskaoutis, D. G., H. D. Kambezidis, S. K. Kharol, K. V. S. Badarinath (2008b), The diffuse-to-global spectral irradiance ratio as a cloud-screening technique for radiometric data, *J. Atmos. Solar-Terrest. Phys.*, 70, 1597-1606.
- [23] Kassianov, E. I., J. C. Barnard, and T. P. Ackerman (2005), Retrieval of aerosol microphysical properties using surface MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR) data: Modeling and observations, *J. Geophys. Res.*, 110, D09201, doi:10.1029/2004JD005337.
- [24] Kassianov, E. I., C. J. Flynn, T. P. Ackerman, and J. C. Barnard (2007), Aerosol single-scattering albedo and asymmetry parameter from MFRSR observations during the ARM Aerosol IOP 2003, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3341-3351.
- [25] Krotkov, N., P. K. Bhartia, J. Herman, J. Slusser, G. Labow, G. Scott, G. Janson, T. F. Eck, and B. Holben (2005), Aerosol ultraviolet absorption experiment (2002 to 2004). Part 1: ultraviolet multifilter rotating shadowband radiometer calibration and intercomparison with CIMEL sunphotometers, *Opt. Eng.* 44(4), 041004-1-041004-17.
- [26] Laci, A. A., B. E. Carlson, J. E. Hansen (2000), Retrieval of atmospheric NO₂, O₃, aerosol

- optical depth, effective radius and variance information from SAGE II multi-spectral extinction measurements, *Appl. Math. Comp.*, 116, 133-151.
- [27] Leontieva, E., and K. Stamnes (1996), Remote sensing of cloud optical properties from ground-based measurements of transmittances: a feasibility study, *J. Appl. Meteor.*, 35, 2011-2022.
- [28] Long, C. N., and T. P. Ackerman (2000), Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects, *J. Geophys. Res.*, 105, D12, 15609-15626.
- [29] Long, C. N., T. P. Ackerman, K. L. Gaustad, and J. N. S. Cole (2006a), Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, D11204, doi:10.1029/2005JD006475.
- [30] Long, C. N., J. M. Samburg, J. Calbo, and D. Pages (2006b), Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 23(5), 633-652.
- [31] Meloni, D., A. di Sarra, G. Pace, and F. Monteleone (2006), Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean): 2. Determination of single scattering albedo at two wavelengths for different aerosol types, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 715-727.
- [32] Michalsky, J. J. (1988), The Astronomical Almanac's Algorithm for Approximate Solar Position (1950-2050), *Solar Energy*, 40, 227-235.
- [33] Michalsky, J. J., J. Liljegren, and L. Harrison (1995), A comparison of sun photometer derivations of total column water vapor and ozone to standard measures of same at the Southern Great Plains Atmospheric Radiation measurement site, *J. Geophys. Res.*, 100(D12), 25995-26003.
- [34] Min, Q., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 23(13), 1641-1644.
- [35] Min, Q., M. Duan, and R. Marchand (2003), Validation of surface retrieved cloud optical properties with in situ measurements at the Atmospheric Radiation Measurement Program (ARM) South Great Plains site, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4547, doi:10.1029/2003JD003385.
- [36] Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004a), Retrievals of thin cloud optical depth from a multfilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- [37] Min, Q., P. Minnis, and M. Khaiyer (2004b), Comparison of cirrus optical depths derived from GOES 8 and surface measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, D15207, doi:10.1029/2003JD004390.
- [38] Min, Q., and M. Duan (2005), Simultaneously retrieving cloud optical depth and effective radius for optically thin clouds, *J. Geophys. Res.*, 110, D21201, doi:10.1029/2005JD006136.
- [39] Min, Q., T. Wang, C. N. Long, and M. Duan (2008), Estimating fractional sky cover from

- spectral measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D20208, doi:10.1029/2008JD010278.
- [40] Minnis, P., W. L. Smith Jr., D. P. Garber, J. K. Ayers, and D. R. Doelling (1995b), Cloud properties derived from GOES-7 for the spring 1994 ARM intensive observing period using version 1.0.0 of the ARM satellite data analysis program, NASA Rep., 1366, 59.
- [41] Mitchell, R. M., and B. W. Forgan (2003), Aerosol measurement in the Australian Outback: Intercomparison of Sun photometers, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 54-66.
- [42] Ohmura, A., H. Gilgen, H. Hegner, G. Müller, M. Wild, E. G. Dutton, B. Forgan, C. Fröhlich, R. Philipona, A. Heimo, G. König-Langlo, B. McArthur, R. Pinker, C. H. Whitlock, and K. Dehne (1998), Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for Climate research, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2115-2136.
- [43] Pace, G., A. di Sarra, D. Meloni, S. Piacentino, and P. Chamard (2006), Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean): 1. Influence of transport and identification of different aerosol types, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 697-713.
- [44] Pearson, R., R. M. Fitzgerald, and J. Polanco (2007), An inverse reconstruction model to retrieve aerosol size distribution from optical depth data, *J. Opt. A: Pure and Appl. Opt.*, 9, 56-59.
- [45] Petters, J. L., V. K. Saxena, J. R. Slusser, B. N. Wenny, and S. Madronich (2003), Aerosol single scattering albedo retrieved from measurements of surface UV irradiance and a radiative transfer model, *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4288, doi:10.1029/2002JD002360.
- [46] Plana-Fattoria, A., P. Dubuisson, B. A. Fomin, and M. De Paula Correa (2004), Estimating the atmospheric water vapor content from multi-filter rotating shadow-band radiometry at São Paulo, Brazil, *Atmos. Res.*, 71, 171-192.
- [47] Prata, A. J. (2000), Precipitable water retrieval from multi-filter rotating shadowband radiometer measurements, CSIRO Atmos. Res. Tech. Paper, No. 47.
- [48] Reda, I., and A. Andreas (2008), Solar position algorithm for solar radiation Applications, Technical Report, NREL/TP-560-34302.
- [49] Schmid, B., J. J. Michalsky, D. W. Slater, J. C. Barnard, R. N. Halthore, J. C. Liljegren, B. N. Holben, T. F. Eck, J. M. Livingston, P. B. Russell, T. Ingold, and I. Slutsker (2001), Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods, *Appl. Opt.*, 40, 1886-1896.
- [50] Stoffel, T., C. Riordan, and J. Bigger (1991), Joint EPRI/SERI project to evaluate solar energy radiation measurement systems for electric utility solar radiation resource assessment, in *Proceedings of the IEEE Photovoltaic Specialist's Conference (Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York)*.
- [51] Vaughan, J. K., C. Claiborn, and D. Finn (2001), April 1998 Asian dust event over the Columbia Plateau, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18381-18402.
- [52] Wesely, M. L. (1982), Simplified techniques to study components of solar radiation under haze and clouds, *J. Appl. Meteorol.*, 21, 373-383.

- [53] Wang, T., and Q. Min (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D19203, doi:10.1029/2008JD009958.
- [54] Williams, Q. L., R. S. Reddy, H. Liu, M. S. Benjamin, D. Lu, and K. M. Greene (2008), Comparison of total column ozone data from groundbased MFRSR measurements taken in the southern U.S. region with OMI satellite retrievals, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20813, doi:10.1029/2008GL035221.
- [55] Yankee Environmental Systems, INC. (2003), MFR-7 Rotating Shadowband Radiometer: Installation and user guide, Version 2.20.

第三章 MFRSR 观测资料及仪器定标

3.1 引言

为了研究西北地区混合相云和沙尘云微物理和光学特性,选择合适的观测地点、保证观测资料的质量和连续性、深入了解仪器观测的不确定性等将成为该研究的首要任务。因此,本章首先将主要讲述本论文所采用的观测资料及所设计的观测实验,其次针对 MFRSR 仪器的观测资料进行定标处理,最后专门就 MFRSR 仪器观测存在的不确定性进行分析与探讨。

3.2 MFRSR 仪器观测资料

在介绍这些观测资料之前,我们首先介绍几个相关的观测站点。

1) SACOL 站

兰州大学半干旱气候与环境观测站 (Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL) [Huang等, 2008] 位于我国西北部甘肃省兰州大学榆中校区萃英山顶 (35.946° N, 104.137° E), 如图 3.1 所示, 距离兰州市大约 48 公里, 海拔高度约 1965.8 米, 是继中国科学院吉林通榆站之后, 第二个由我国自主建设的长期气候观测站。观测站自 2005 年开始筹建已被批准加入国际二期全球协同加强观测计划 (Coordinated Enhanced Observation Period, CEOP, <http://www.gewex.org/ceop.htm>), 是目前参加此计划的全球协同加强观测的基准站之一。目前已成功加入 AERONET (Aerosol Robotic Network, [Holben 等, 1998]) 和 MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network, [Welton 等, 2001]) 等国际观测计划, 实现资料共享。该测站拥有先进的气候和环境观测设备和仪器, 建立了边界层气象、地表辐射、地表通量、土壤植被、环境空气质量、气溶胶光学特性、温度水汽廓线和天空状况等监测系统, 可以为大气科学, 资源环境, 区域生态等多个学科的研究提供丰富的实时观测资料, 同时也可以为大型气象实验提供特别的观测项目和服务。

由于该测站位于地表平坦的山顶, 受周围建筑物和人类活动的影响较小, 对

方圆几百公里半干旱地区的气候状况具有很好的代表性。其下垫面为典型黄土高原地貌，受大陆季风影响。年平均气温 6.7°C ，地面观测的最高气温出现在七月，年平均值为 13.7°C ，最低气温出现在冬末，年平均值为 0.8°C 。年平均降雨量 381.8 毫米，蒸发量 1528.5 毫米。全年日照时数 2607.2 小时左右。山顶全年盛行西北和东南风，年平均风速约为 1.6 米/秒。

根据榆中气象台站的沙尘记录，SACOL 站春季地面沙尘事件月平均观测日数如图 3.4 所示。根据不同的气象条件，沙尘事件可以分为三类：浮尘、扬沙和沙尘暴。1960-2004 年期间年浮尘平均日数 18 天，扬沙 7.53 天，沙尘暴 1.53 天。

该站点拥有两台 VIS-MFRSR 和一台 UV-MFRSR 仪器，从 2007 年 5 月观测至今。在此期间，为了配合中美沙尘暴联合观测实验，其中一台 VIS-MFRSR 仪器被移至景泰移动观测点进行观测。

2) 景泰和张掖站

甘肃省兰州市是西北地区沙尘暴的必经之地，素有“沙尘气溶胶博物馆”之称。包括此地在内的沙尘暴多点联合观测，将有助于掌握沙尘暴形成模式的第一手资料，并将极大地促进我国在沙尘气溶胶对气候变化影响方面的研究。因此，为了加深对沙尘暴的形成机理、传输特征及其对气候系统的影响等问题的理解，由兰州大学大气科学学院、中科院大气物理所、中国气象局、美国能源部大气辐射计划 (ARM) 和马里兰大学等单位联合举行了首次中美沙尘暴联合观测实验，此次联合观测实验汇集了目前国际上最先进的观测仪器，而且与以往单点沙尘暴观测不同的是，此次观测中还使用了移动监测系统对沙尘暴过程进行“追踪”监测。该观测实验共设置了三个观测点，如图 3.2 所示，以 SACOL 站为主要观测站点，另设兰州大学景泰农场 (37.332°N , 104.139°E , 海拔 1592 米)、张掖国家气候观象台 (39.078°N , 100.272°E , 海拔 1461 米) 两个移动观测点，分别代表沙尘暴路径的下游和上游 (北部和西部)，在空间上构成了追踪沙尘暴的立体网络。值得一提的是，景泰观测点的沙尘暴移动监测系统 (如图 3.3 所示) 是由兰州大学自主研制的，是国内首个专门用于气象灾害，特别是干旱、沙尘等灾害的移动式监测系统，张掖观测点由美方提供设备，兰州大学和甘肃省气象局协同观测。

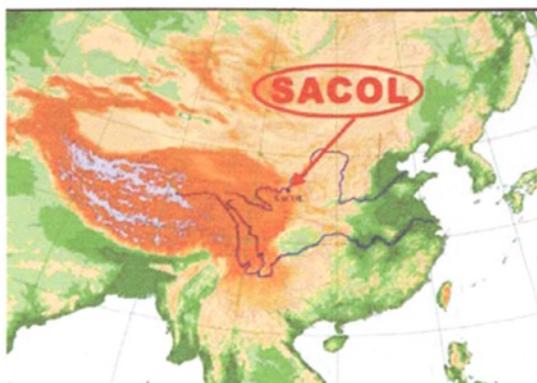


图 3.1 SACOL 站所在位置 [Huang 等, 2008]

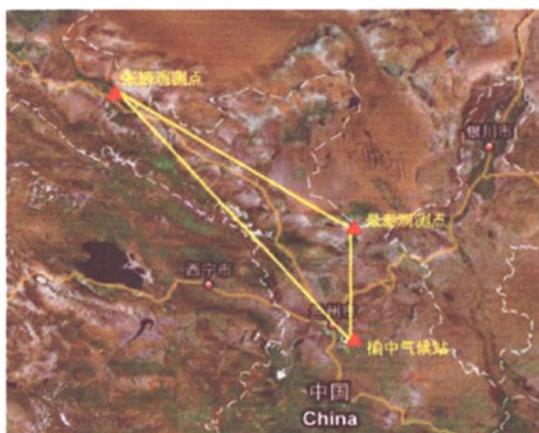


图 3.2 中美沙尘暴联合观测实验立体网络

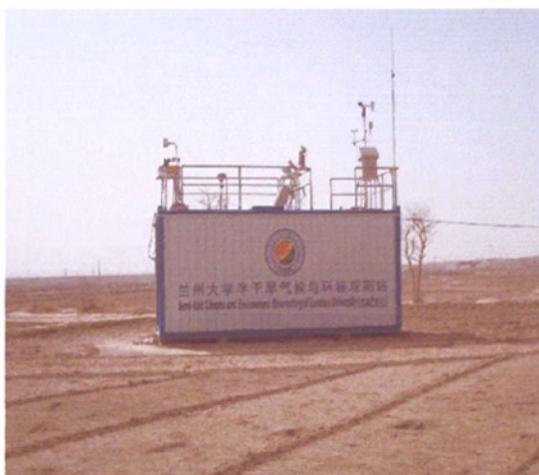


图 3.3 兰州大学自主研发的移动监测系统

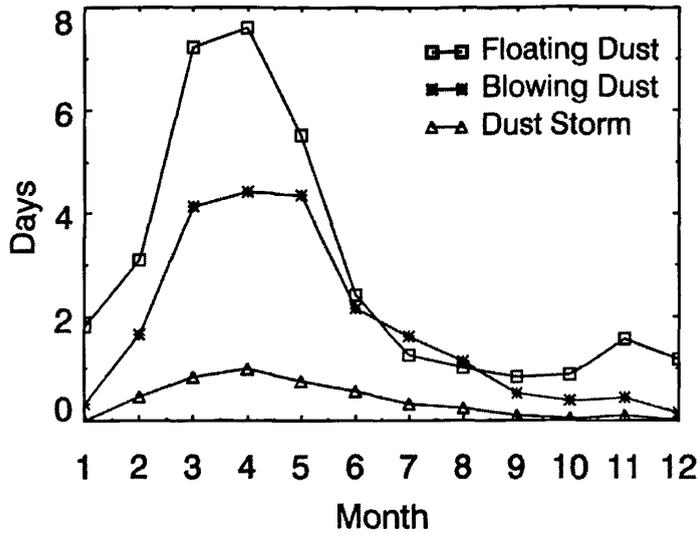


图 3.4 SACOL 站沙尘事件的月变化 [引自 Huang 等, 2008]

表 3.1 MFRSR 仪器观测资料一览表

观测站点	仪器类型	观测时间
SACOL 站	MFRSR-542 MFRSR-541	2007 年 5 月至今
景泰站	MFRSR-542 MFRSR-541	2008 年 2 月 27 日—2008 年 5 月 31 日
张掖站	MFRSR-401 MFRSR-402	2008 年 4 月 12 日—2008 年 6 月 20 日

上述站点装置的 MFRSR 仪器在白天进行观测, 除张掖站 MFRSR 的数据采集间隔约 15 秒外, 其余均为 60 秒。各站点仪器类型及观测时段等信息详见表 3.1。这些数据的采集为我们对该地区混合相云和沙尘云的研究提供了可能。

3.3 MFRSR 仪器定标

在进行相关云物理光学特性反演之前, 我们需要对 MFRSR 仪器的观测数据进行定标, 这将为获得到高质量的反演结果起到至关重要的作用。MFRSR 作为辐射观测仪器, 通常有实验室和野外定标两种方法。下面分别介绍这两种定标方法, 并对所有资料进行定标处理。

3.3.1 实验室定标

实验室定标也称之为绝对定标。通常情况下,首先通过对已知光谱特性的标准辐射光源进行观测来确定辐射计的响应,进而得到辐射计的相对光谱响应,最后针对辐射计的相对光谱响应和标准光源的绝对光谱入射辐射进行归一化处理得到辐射计的绝对响应,从而实现绝对定标。有时候也称之为仪器的电压灵敏度。MFRSR仪器制造商Yankee Environmental Systems, Inc. (YES) 提供了这方面的校正服务 (<http://www.yesinc.com/products/data/calibration/>)。通常, MFRSR仪器出厂时已经进行了包括角响应 (Angular Response, 如图 2.4 所示 (见第二章))、相对光谱响应 (Relative Spectral Response, 如图 2.3 所示 (见第二章)) 和绝对响应 (Absolute Response) 的定标, 这些定标的参数经常分别存放在以 “.sol”、“.spn” 和 “.cal” 为后缀的文件中, 以便数据处理时使用。为了获得精确地观测和优化观测系统的性能, 我们必须了解整个系统的校准。因此, 辐射仪器的绝对定标不仅包括对辐射计本身的定标而且也包括对数据采集器 (Datalogger) 的定标。

对MFRSR也不例外, 所有的定标参数都按照一定的格式存放在 “.cal” 文件中, 主要包括MFRSR探测器的通道灵敏度CnA (单位: $V/((W/m^2)/nm)$) 和偏移量CnB (单位: V), 以及数据采集器的增益量CnC (单位: counts/Volt) 和偏移量CnD (单位: counts), 其中通道序列号 $n=0\cdots6$, 分别代表宽波段、415、500、615、673、870 和 940nm波段。MFRSR仪器观测的各个波段总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射进行校正的计算公式按照 “.cal” 的格式罗列如下:

```

# MFR Total (hemispheric)
OUT(4,4) := (DATA(0,1)-(C0B*C0C)-C0D)/(C0A*C0C); # in (W/m2)
OUT(4,4) := (DATA(0,2)-(C1B*C1C)-C1D)/(C1A*C1C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,3)-(C2B*C2C)-C2D)/(C2A*C2C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,4)-(C3B*C3C)-C3D)/(C3A*C3C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,5)-(C4B*C4C)-C4D)/(C4A*C4C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,6)-(C5B*C5C)-C5D)/(C5A*C5C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,7)-(C6B*C6C)-C6D)/(C6A*C6C); # in (W/m2)_nm

# MFR diffuse
OUT(4,4) := ( DATA(0,8)-(C0B*C0C)-C0D)/(C0A*C0C); # in (W/m2)
OUT(4,4) := ( DATA(0,9)-(C1B*C1C)-C1D)/(C1A*C1C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,10)-(C2B*C2C)-C2D)/(C2A*C2C); # in (W/m2)_nm      (3.1)
OUT(4,4) := (DATA(0,11)-(C3B*C3C)-C3D)/(C3A*C3C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,12)-(C4B*C4C)-C4D)/(C4A*C4C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,13)-(C5B*C5C)-C5D)/(C5A*C5C); # in (W/m2)_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,14)-(C6B*C6C)-C6D)/(C6A*C6C); # in (W/m2)_nm

# MFR direct normal
OUT(4,4) := (DATA(0,15))/(C0A*C0C); # in W/m2
OUT(4,4) := (DATA(0,16))/(C1A*C1C); # in W/m2_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,17))/(C2A*C2C); # in W/m2_nm

```

```

OUT(4,4) := (DATA(0,18))/(C3A*C3C); # in W/m2_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,19))/(C4A*C4C); # in W/m2_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,20))/(C5A*C5C); # in W/m2_nm
OUT(4,4) := (DATA(0,21))/(C6A*C6C); # in W/m2_nm

```

其中 OUT(x,y)表示数据以小数点左边 x 位和右边 y 位格式的实数输出;DATA(x,y)表示按照指定的 x 行 y 列的格式读入数据, x=0 表示当前行。

3.3.2 野外定标

野外定标通常是指选取稳定晴朗无云天气,利用 MFRSR 仪器的太阳直接辐射观测进行 Langley 回归分析,通过外推方法确定仪器对大气层顶(TOA)太阳辐射的响应[Harrison 等, 1994]。这是一种相对定标方法,即我们通常所说的“长法”定标。值得一提的是,Langley 回归定标的前提是必须对观测数据进行角响应校正。Langley 回归定标的主要误差来源是天气条件的改变和仪器本身的不精确性[Weihs 等, 1995]。

最基本的 Langley 方法是对 Bouguer-Lambert-Beer 定律的直接应用和线性回归。在仪器观测时, MFRSR 仪器接收的地面太阳辐射值可以根据 Bouguer-Lambert-Beer 定律得到,

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)R^{-2} \exp[-m\tau(\lambda)] \quad (3.2)$$

其中 $I(\lambda)$ 是波长为 λ 时地面的太阳辐射值, $I_0(\lambda)$ 是波长为 λ 时大气层顶的太阳辐射值,即太阳常数, $\tau(\lambda)$ 为大气总光学厚度, m 为相对大气质量, R 为观测时刻日地距离的校正因子。为了计算大气总光学厚度,必须估计出日光在大气中的传输路径(path length),因此引入了相对大气质量(亦称大气质量数, Air Mass)的概念。考虑到大气折射的校正,相对大气质量 m 可以近似表示为太阳天顶角(单位度)的函数[Kasten 和 Young, 1989]:

$$m = \frac{1}{\cos \theta + 0.1500(93.885 - \theta)^{-1.253}} \quad (3.3)$$

当太阳天顶角较小时, $m \approx 1/\cos \theta$, 在 TOA 处对太阳辐射没有大气消减时 $m = 0$ 。观测时刻日地距离的校正因子 R ($R = r/\bar{r}$, r 为观测时刻的日地距离, \bar{r} 为平均日地距离,即 1AU) 可以根据下面的公式[Paltridge 和 Platt, 1976]计算:

$$R = 1 - 0.01673 \cos(0.017201(\text{doy} - 4)) \quad (3.4)$$

其中 *doy* (day of year) 为一年中的日数。由于 MFRSR 观测到的数据并不是绝对的太阳辐射值, 而是通过 ADC 转换的与太阳辐射值线性相关的电压值 $V(\lambda)$, 即 $I(\lambda) = CV(\lambda)$, 其中 C 为校正常数。因此 3.2 式中 $I(\lambda)$ 可以用 $V(\lambda)$ 来代替

$$V(\lambda) = V_0(\lambda)R^{-2} \exp[-m\tau(\lambda)] \quad (3.5)$$

其中 $V(\lambda)$ 即波长为 λ 时大气层顶的观测电压值。取代过程中, 用来转化电压信号和太阳辐射值的校正常数 C 在方程两边被抵消。因为我们没有对 MFRSR 观测的电压信号应用校正常数, 所以以后我们所提及的 MFRSR 信号 $I(\lambda)$ 和 $I_0(\lambda)$ 实际上就是电压值。对(3.5)式两边取自然对数即可得到下面的线性方程

$$\ln[I(\lambda)] = -m\tau(\lambda) + \ln[I_0(\lambda)R^{-2}] \quad (3.6)$$

其中 $I(\lambda)$ 、 R^{-2} 和 m 为已知变量。根据不同的 m 和 $I(\lambda)$ 值进行线性统计回归, 通过外推我们可以得到, 相对大气质量 $m=0$ 时直线方程的截距即为 TOA 处 λ 波段的太阳常数 $I_0(\lambda)$ 的对数。当 $I_0(\lambda)$ 确定之后, 它可以作为二点 Langley 回归的定位点, 应用到校正区间内的任何 $I(\lambda)$ 观测, 反推出大气的总光学厚度 $\tau(\lambda)$ 。该方法的优点在于不需对仪器进行绝对校正就可以反演出大气的总光学厚度。

简单的线性回归只能应用于真正的晴空即绝对稳定条件下, 然而在现实大气中, 我们进行定标的大气并非都是绝对稳定的。在观测仪器和大气层顶之间, 气溶胶光学厚度的时间变化、薄卷云的存在等都将直接影响到 Langley 回归定标的结果。为了尽可能减少这些影响, Harrison 等[1994]发展了一套自动对太阳直接辐射观测时间序列进行定标的客观算法。该算法首先限制只对相对大气质量 m 在 [2, 6] 之间的数据进行 Langley 回归, 除去了相对大气质量较小时大气条件改变和较大时大气折射校正不确定等影响回归的数据; 其次, 利用前向有限差分求导过滤器识别 $dI(\lambda)/dm > 0$ 的数据以便删除云的影响, 紧接着进行二阶导测试进一步清除剩余的有云影响的数据点; 最后利用传统的线性回归处理, 计算剩余数据点的标准差, 除去标准差较大的数据点, 再进行最终的线性回归得到我们需要的定标结果。然而并不是对所有的观测数据要进行 Langley 回归定标, 为了自动化处理, 该算法制定了以下两个误差标准, 即经过过滤器筛选后数据点不能少于原来的 1/3, 并且这些数据点距离回归线 $(\ln I(\lambda) - (\ln I_0(\lambda) - m\tau(\lambda)))$ 的残差标准差不大于 0.006 (当然也可以根据实际需要进行适当的调整)。

上述 Langley 回归定标仅仅是对稳定晴朗无云天气的校正处理，为了应用到有云或者气溶胶高载入等其他天气条件下的观测，时间和频谱分析程序被应用来把 $I_0(\lambda)$ 内插和外推到任何特定的一天[Forgan, 1988]。基于长期资料的 Langley 回归分析校正，在非气体吸收带的太阳常数的准确性在 1% 以内[Michalsky 等, 2001]，也就意味着仪器的校正精度即为光学厚度 0.01。因此我们可以得到任何时刻 MFRSR 观测的太阳直接透射率 T_{direct} 、漫射水平透射率 $T_{diffuse-horiz}$ 和总水平透射率 $T_{total-horiz}$ ，分别可以表示为：

$$\begin{aligned} T_{direct-normal}(\lambda) &= \frac{S_{direct-normal}(\lambda)}{I_0(\lambda)R^{-2}} = \exp[-m\tau(\lambda)] \\ T_{diffuse-horiz}(\lambda) &= \frac{S_{diffuse-horiz}(\lambda)}{I_0(\lambda)\cos\theta} \\ T_{total-horiz}(\lambda) &= \frac{S_{total-horiz}(\lambda)}{I_0(\lambda)\cos\theta} \end{aligned} \quad (3.7)$$

其中 $S_{direct-normal}(\lambda)$ 、 $S_{diffuse-horiz}(\lambda)$ 和 $S_{total-horiz}(\lambda)$ 分别为 λ 波段未校正的太阳直接辐射、漫射水平辐射和总水平辐射。

这一定标过程的应用非常普通。例如，Michalsky等[2001]通过该方法选取 6 周中 20 个最具线性的 Langley 事件应用于定量链接程序；Harrison 和 Michalsky[1995]应用于 USDA 紫外辐射监测网中的 MFRSR 仪器；Shaw[1976]和 Reagan等[1984]也报告了类似的校正方法，不过他们手动选择代表晴天和相对稳定条件的数据；Alexandrov等[2002]也发展了一个综合的 MFRSR 数据分析方法来校正仪器所有的通道，并反演气溶胶特性和 NO_2 和臭氧的大气柱含量。

3.3.3 MFRSR 仪器观测资料定标

结合上述 MFRSR 仪器绝对定标的参数和 Langley 回归定标的方法，对 SACOL、景泰和张掖站的 MFRSR 观测数据逐一进行定标。为了防止相对大气质量较小时大气条件改变和较大时大气折射校正不确定等因素的影响，取 m 的范围在 2-5.5 之间。SACOL 站和张掖站的 Langley 回归标准差阈值设为 0.007，由于景泰点观测时间较短，标准差阈值稍微扩展至 0.0075 以保证选取相对晴天来对数据进行校正处理。并且精心排除因观测仪器误配置导致的错误观测数据。表 3.2

列出了在 500nm 波段应用 Langley 回归分析标定方法挑选出的所有“晴天”个例，SACOL 站 11 个（9 个上午和 2 个下午）、景泰 3 个（3 个下午）和张掖 7 个（6 个上午和 1 个下午），同时也给出了与之相对应的线性回归得到的数据特征：斜率 $\tau(\lambda)$ 、y 轴截距 $\ln[I_0(\lambda)R^{-2}]$ 和标准差。

表 3.2 各站点 Langely 回归分析挑选“晴天”的 $\ln[I_0(\lambda)]$ 和总光学厚度

观测站点	日期	总数据点	晴天数据点	$\ln[I_0(\lambda)R^{-2}]$ (y 轴截距)	$\tau(\lambda)$ (斜率)	标准差
SACOL 站	2007.09.20 AM	101	72	6.871	0.2131	0.0066
	2007.09.21 AM	101	79	6.844	0.1620	0.0039
	2007.11.24 AM	151	85	6.716	0.0986	0.0042
	2008.03.14 AM	103	72	6.982	0.4171	0.0065
	2008.07.15 PM	100	65	6.935	0.2585	0.0050
	2008.07.24 PM	100	54	6.923	0.3711	0.0045
	2008.08.23 AM	79	57	6.961	0.3506	0.0065
	2008.08.31 AM	99	58	6.760	0.2018	0.0059
	2008.09.01 AM	99	71	6.816	0.2643	0.0070
	2008.09.05 AM	99	39	7.076	0.3589	0.0067
	2008.09.14 AM	100	66	6.871	0.2327	0.0059
景泰站	2008.03.21 PM	104	72	6.975	0.2838	0.0066
	2008.03.22 PM	104	45	7.049	0.2518	0.0073
	2008.03.23 PM	103	45	7.113	0.2815	0.0057
张掖站	2008.04.19 AM	203	85	7.292	0.4490	0.0064
	2008.04.23 PM	409	164	7.062	0.2658	0.0040
	2008.04.24 AM	409	199	7.174	0.3069	0.0064
	2008.04.25 AM	409	185	7.209	0.3142	0.0059
	2008.04.27 AM	409	184	7.148	0.2736	0.0043
	2008.04.28 AM	409	149	7.064	0.3502	0.0059
	2008.05.10 AM	412	205	7.143	0.2228	0.0038

为了给出各个站点在仪器校正时段内总的平均“晴天”特征，我们根据越多的“晴天”观测数据点应用于线性回归计算得到的相关参数就越准确这个假定对所有的数据点进行加权平均。我们可以得到 SACOL、景泰和张掖三站点 $\ln[I_0(\lambda)R^{-2}]$ 的平均值分别为 6.874 ± 0.103 ， 7.034 ± 0.069 和 7.149 ± 0.081 。各个站点平均值的差异可能源于观测仪器型号的不同。同样的道理，根据表 3.2 中各个“晴天”总光学厚度 $\tau(\lambda)$ 的信息，我们可以得到仪器校正时段各个站点的平均背景光学厚度，即 SACOL: 0.255 ± 0.098 ，景泰: 0.274 ± 0.018 ，张掖: 0.298 ± 0.073 。

利用时间频谱分析程序[Forgan, 1988]把 $I_0(\lambda)$ 内插和外推到任何特定的一天，然后利用公式 3.7 就可以得到标定的任何时刻的大气透射率。

3.4 MFRSR 仪器的不确定性

Bouguer-Lambert-Beer 定律 (3.2 式) 对 MFRSR 太阳直接辐射观测的应用, 实际上是一种理想情况的假定, 即不受仪器噪音影响, 并且仪器的总敏感性和角响应已知。如果 $I_0(\lambda)$ 精确已知, 我们就可以推出无论气溶胶还是云的研究中最为重要的参数 $\tau(\lambda)$ 。然而, 实际观测却包含了可能的随机噪音、不完美的仪器敏感度特征、仪器的倾斜程度 (即非水平) 甚至仪器未对准等不确定性 [Alexandrov 等, 2007]。我们将从以下几个方面做一简单的讨论。

3.4.1 随机噪音引起的误差

首先假定 MFRSR 仪器的随机噪音为 e_0 , 则根据 3.2 式观测的太阳水平直接辐射可以表示为

$$S_{direct-horiz} = I_0 \exp[-m\tau] + e_0 \quad (3.8)$$

将 3.8 式变形得到

$$\ln\left(1 - \frac{e_0}{S_{direct-horiz}}\right) = \ln\left(\frac{I_0}{S_{direct-horiz}}\right) - m\tau \quad (3.9)$$

假定 $e_0 \ll S_{direct-horiz}$, 利用 $\ln(1+x) \approx x$ 近似关系可以得到

$$\tau = \frac{1}{m} \ln\left[\frac{I_0}{S_{direct-horiz}}\right] + \frac{e_0}{mS_{direct-horiz}} \quad (3.10)$$

因此随机噪音对光学厚度观测产生的误差 τ_{noise} , 即

$$\tau_{noise} = -\frac{e_0}{mS_{direct-horiz}} \approx -\frac{e_0}{S_{direct-normal}} \quad (3.11)$$

最后一个等式意味着 $m \approx 1/\cos\theta$ 。该表达式表明, 当太阳高度角较低 (清晨和傍晚) 即相对大气质量较大时, 随机误差导致的光学厚度观测误差将增加。因此, 在光学厚度的实际反演中, 我们可以限制相对大气质量 m 的有效范围, 尽可能减小随机误差引起的噪音。

3.4.2 角响应函数造成的误差

MFRSR 仪器的角响应函数是通过对所有光谱通道在南北和东西方向上进行实验室观测进行刻画的[Michalsky 等, 1995], 通过对同一响应的多次观测取平均来减小噪音, 是仪器绝对校正的一部分。角响应函数的例子如图 2.4 (见第二章) 所示。该响应函数随仪器附送给终端用户, 可以通过仪器自带的拆包软件应用到太阳直接辐射观测, 通过线性插值南北和东西方向函数来获得指定太阳天顶角和方位角上的角度校正。实验室角度校正的精度我们是很难定量的, 可以通过估计仪器角响应对光学厚度观测逐渐改变的影响来确定它的精度。这些缓慢的变化很有可能是由于潮湿[Bigelow 等, 1998]等原因使漫射器材料退化造成的。Alexandrov 等[2007]等检查了 2002-2006 年 ARM 计划 North Slope of Alaska 站两个 MFRSR 仪器漫射器探头角响应函数改变的历史, 发现其中一个仪器在不同时间观测的响应函数存在巨大的差异, 并且其中两个时间 500 nm 波段的响应函数出现完全不可接受的形状。角响应函数的不确定性造成的光学厚度观测误差可以表示为

$$\tau_{\cos} = -m \ln \frac{1 + \eta(\theta, \varphi)}{1 + \tilde{\eta}(\theta, \varphi)} \approx m [\tilde{\eta}(\theta, \varphi) - \eta(\theta, \varphi)] \quad (3.12)$$

其中 θ 和 φ 为计算的太阳天顶角和方位角, $1 + \tilde{\eta}(\theta, \varphi)$ ($|\tilde{\eta}(\theta, \varphi)| \ll 1$) 是仪器角响应函数 $1 + \eta(\theta, \varphi)$ 的估计, $\tilde{\eta}$ 为实验室中的观测。值得注意的是 m 不会因为仪器的倾斜而改变, 因为大气中光线的传播路径仍是相同的。Alexandrov 等[2007]估计从 MFRSR 的 6 个推得的光学厚度误差小于仪器的校正角度。尽管在光学厚度观测中角响应函数的改变不会引起高于仪器校正精度的观测误差, 但是通过角响应函数的检查我们可以发现仪器探测器是否存在故障。这也强调我们定期检查 MFRSR 角响应函数是非常有必要的。

3.4.3 仪器倾斜度造成的误差

仪器的倾斜通常是影带太阳光度计 (如 MFRSR) 观测误差的一个来源, 这主要是由于不稳定的仪器观测平台引起的。特别是东西向的严重倾斜将导致清晨或傍晚时分太阳直接辐射出现一个虚假的尖峰 (通常在 870 nm 通道可以清楚地看到), 然而一般的倾斜是很难从观测数据中探测出来的。如图 3.5 给出了一个因严重倾斜引起观测误差的典型例子。

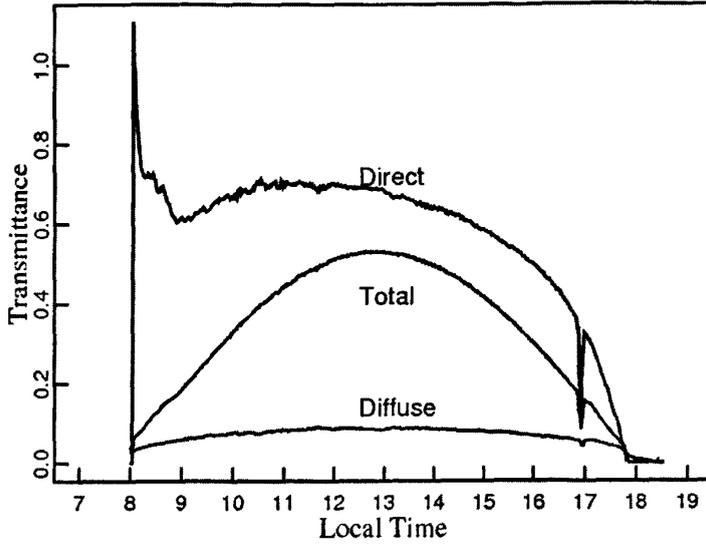


图 3.5 SACOL 站 2008 年 2 月 14 日 MFRSR 870 nm 通道透射辐射观测（清晨出现的尖峰是由于仪器东西向严重倾斜而造成的）

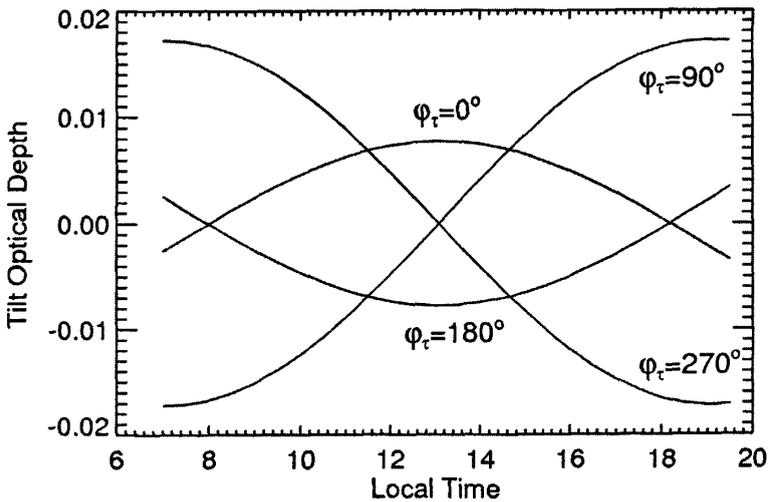


图 3.6 在不同倾斜方向上 MFRSR 仪器 1° 的倾斜引起的虚假的光学厚度观测

通常，仪器倾斜将从两个方面影响光学厚度的观测[Alexandrov 等，2007]，即

$$\tau_{\text{tilt}} = \tau_{\text{tilt}}^{(n)} + \tau_{\text{tilt}}^{(c)} \quad (3.13)$$

其中 $\tau_{\text{tilt}}^{(n)}$ 和 $\tau_{\text{tilt}}^{(c)}$ 分别表示从太阳直接水平辐射转换到太阳直接辐射过程（见第

二章 2.6 式) 和仪器的角响应校正过程中由于倾斜引入的误差。分别可以描述为

$$\tau_{\text{tilt}}^{(n)} = -m \ln \frac{\cos \theta'}{\cos \theta} \quad (3.14)$$

$$\tau_{\text{tilt}}^{(c)} = -m \ln \frac{1 + \eta(\theta', \varphi')}{1 + \eta(\theta, \varphi)} \approx m [\eta(\theta, \varphi) - \eta(\theta', \varphi')] \quad (3.15)$$

其中 θ' 和 φ' 为有效太阳天顶角和方位角。由于角响应函数产生的误差小于仪器的校正精度 0.01, 这里可以忽略不计。此外, 由于仪器的倾斜可以利用天顶角 θ_i 和方位角 φ_i 表示, 因此 3.15 式可以简化 (简化过程详见 Alexandrov 等[2007]) 为

$$\tau_{\text{tilt}} \approx -\sin \theta \cos(\varphi - \varphi_i) \theta_i \quad (3.16)$$

利用该近似关系获得的结果如图 3.6 所示。这里的太阳天顶角和方位角是根据 2008 年 8 月 28 日 SACOL 站计算的。从图中我们可以看出 1° 的倾斜可以产生与波段无关的光学厚度观测误差 0.02, 由于方程 3.16 是关于 θ_i 的线性关系, 因此大于或小于 1° 的倾斜引入的误差都是可以估计的。从图中我们同样可以看出, 在北或南方向 ($\varphi_i = 0^\circ$ 或 $\varphi_i = 180^\circ$) 的倾斜可以产生和仪器校正精度相同的误差贡献, 部分可能在 Langley 分析过程中得到校正; 而在东或西方向 ($\varphi_i = 90^\circ$ 或 $\varphi_i = 270^\circ$) 的倾斜则导致贯穿全天的虚假趋势, 这种趋势则降低了依据引入上午和下午校正的差异进行 Langley 回归的可靠性。

因而, 为了尽可能减少仪器倾斜造成的误差, 定期进行仪器水平检查将显得尤为重要。Alexandrov 等[2007]也发展了一套简单的基于回归的算法, 允许我们通过分析观测资料来定量仪器的倾斜程度。

3.4.4 仪器失准造成的误差

为了提高 MFRSR 的观测质量, 精确的仪器对准是非常必要的。仪器对准通常主要包括仪器的方向 (在北半球极轴指向地球南极)、水平和垂直 (即倾斜程度)、以及影带运转的时钟偏移等。我们经常所说的 MFRSR 仪器的失准情况是指以上的某一种或者多种情况的组合。毫无疑问最严重的失准情况即仪器运转出现这样的故障, 即在一天的大部分时间里影带进行遮蔽漫射器观测时, 只是遮蔽了其中的一部分。在仪器严重失准的这段时间里收集的数据将丢失, 并且永远不能恢复。如果不能及时发现并纠正, 这个问题很可能会持续好几个月。一个非常

严重的失准问题可以很容易地通过目视检查 MFRSR 仪器在相对晴天的观测序列得到检测。如图 3.7 给出一个非常具有说明性的例子：2007 年 8 月 22 日 SACOL 站 MFRSR 的观测数据。我们可以发现仪器观测的太阳直接辐射和漫射水平辐射出现了连续的振荡。Alexandrov 等[2007]分析了仪器失准导致出现这种现象的原因，并绘制了产生这种振荡的机理简图（此图略）。因而，及时检测这些问题是非常重要的，它不仅可以保证观测过程中数据的准确性，也可以对已经收集的数据进行过滤甚至丢弃受影响的数据部分。然而，如何在这些问题出现的起初阶段发现问题，并且不使用常规的目视评估的方法（特别是对于大型观测网），建立一套自动预警系统也是非常必要的。Alexandrov 等[2007]基于对仪器观测的光学厚度时间序列进行离散快速傅里叶转换（FFT），建立了一套对仪器失准问题进行自动检测的方法，达到了自动预警的目的，特别适用于大型观测网仪器失准问题的检查。

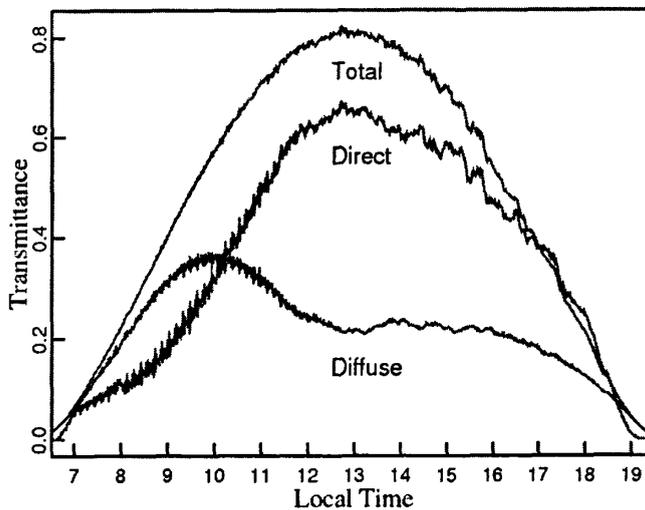


图 3.7 MFRSR 仪器严重失准问题（SACOL 站 2007 年 8 月 22 日）

3.5 小结与讨论

兰州大学半干旱气候与环境观测站（SACOL）长期的连续观测以及中美沙尘暴联合观测实验的顺利进行已经积累了包括 MFRSR 在内的许多先进仪器的观测资料，为我们开展西北地区云、气溶胶等物理和光学特性研究提供了重要的第一手资料。然而在着手这些研究之前，对仪器观测资料的标定、校正以及进行质量控制成为不可或缺的步骤。MFRSR 作为辐射观测仪器，通常有实验室和野外定

标两种方法。由于 MFRSR 长期在野外进行观测，漫射探测器表面所蒙灰尘将直接影响定标的结果，因此实验室定标是不稳定的。因此我们选择相对比较简便、准确率更高的 Langley 回归定标方法，其误差来源主要有天气条件的改变和仪器本身的不精确。通过应用对太阳直接辐射观测的时间序列自动进行定标的客观算法[Harrison 等，1994]，就可以得到绝对稳定的晴天观测，减少了因天气条件改变而带来的误差。在晴空稳定的白天，通过对太阳直接辐射的 Langley 回归分析可以得到仪器对大气层顶的响应，然后应用时间和频谱分析程序把 MFRSR 在大气层顶的响应值内插和外推到任何特定的一天，得到相应时间的大气层顶响应值，然后计算未校正的 MFRSR 输出信号和大气层顶的响应值的比值就可以得到多云天气条件下的透射率。基于长期资料的 Langley 回归分析校正，在非气体吸收带的太阳常数的准确性在 1% 以内。大气透射率的观测将可以应用到云和气溶胶光学特性的研究中去（详见第四章），并且与绝对辐射量相比，透射率的使用可以避免因在辐射传输模式中使用外太空太阳辐射所引起的不确定性带来的误差[Harrison 等，2003]。

参考文献 (References)

- [1] Alexandrov, M. D., P. Kiedron, J. J. Michalsky, G. Hodges, C. J. Flynn, and A. A. Lacis (2007), Optical depth measurements by shadow-band radiometers and their uncertainties, *Appl. Opt.*, 46(33), 8027-8038.
- [2] Alexandrov, M. D., A. A. Lacis, B. E. Carlson, and B. Cairns (2002), Remote sensing of atmospheric aerosols and trace gases by means of Multifilter Rotating Shadowband Radiometer. Part I: Retrieval algorithm, *J. Atmos. Sci.*, 59, 524-543.
- [3] Bigelow, D. S., J. R. Slusser, A. F. Beaubien, and J. H. Gibson (1998), The USDA ultraviolet radiation monitoring program, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 601-615.
- [4] Forgan, B. W. (1988), Sun photometer calibration by the ratio-langley method, in *Baseline Atmospheric Program (Australia) 1986*, edited by B. W. Forgan and P. J. Fraser, 22-26, Bur. Of Meteorol., Melbourne, Australia.
- [5] Harrison, L. C., and J. J. Michalsky (1994), Objective algorithms for the retrieval of optical depths from ground-based measurements, *Appl. Opt.*, 33, 5126-5132.
- [6] Harrison, L., P. Kiedron, J. Berndt, and J. Schlemmer (2003), Extraterrestrial solar spectrum 360– 1050 nm from Rotating Shadowband Spectroradiometer measurements at the Southern Great Plains (ARM) site, *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4424, doi:10.1029/2001JD001311.
- [7] Holben, B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. F. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak, and A. Smirnov (1998), AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.
- [8] Huang, J. P., W. Zhang, J. Q. Zuo, J. R. Bi, J. S. Shi, X. Wang, Z. L. Chang, Z. W. Huang, S. Yang, B. D. Zhang, G. Y. Wang, G. H. Feng, J. Y. Yuan, L. Zhang, H. C. Zuo, S. G. Wang, C. B. Fu, and J. F. Chou (2008), An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau, *Adv. Atmos. Sci.*, 25(6), 906 - 921, doi: 10.1007/s00376-008-0906-7.
- [9] Kasten, F., and A. T. Young (1989), Revised optical air mass tables and approximation formula, *Appl. Opt.*, 28, 4735-4738.
- [10] Michalsky, J. J., L. C. Harrison, and W. E. Berkheiser (1995), Cosine response characteristics of some radiometric and photometric sensors, *Sol. Energy*, 54, 397-402.
- [11] Michalsky, J. J., J. A. Schlemmer, W. E. Berkheiser, J. L. Berndt, L. C. Harrison, N. S. Laulainen, N. R. Larson, and J. C. Barnard (2001), Multiyear measurements of aerosol optical depth in the atmospheric radiation measurement and quantitative links programs, *J. Geophys. Res.*, 107, 12099-12107.
- [12] Paltridge, G. W., and C. M. R. Platt (1976), *Radiative Processes in Meteorology and*

Climatology Elsevier Scientific, 318 pp.

- [13] Reagan, J. A., I. C. Scott-Fleming, B. M. Herman, and R. M. Schotland (1984), Recovery of spectral optical depth and zero airmass solar spectral irradiance under conditions of temporarily varying optical depth, Proc. Int. Geoscience and Remote Sensing Symp., Strasbourg, France, European Space Agency, 455-459.
- [14] Shaw, G. E. (1976), Error analysis of multi-wavelength sun photometry, Pure Appl. Geophys., 114, 1-14.
- [15] Weihs, P., I. Dimhirn, and I. M. Czerwenka-Wenkstetten (1995), Calibration of Sunphotometer for measurements of turbidity, Theor. Appl. Climatol., 51, 97-104.
- [16] Welton, E. J., J. R. Campbell, J. D. Spinhirne, and V. S. Scott (2001), Global monitoring of clouds and aerosols using a network of Micropulse Lidar systems, Vol. 4153, Proc. Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring, Sendai, Japan, SPIE, 151-158.

第四章 我国西北地区单相云光学特性反演

4.1 引言

云在调节地气辐射能量收支平衡和水文循环中起着关键的作用。云和辐射的相互作用不仅严重地影响着长期气候变化,而且也影响着中尺度气象过程。在云天背景条件下,太阳辐射的透射、反射和吸收都是由云介质的微物理特性、云几何形状和地表反照率等参数控制的。因此,云的光学物理特性及时空变化的认识对全球气候变化的研究将是至关重要的。

云的光学厚度和云滴有效半径是决定云辐射特性的两个重要参数。目前,对这些参数的观测不仅包括可见和红外辐射、微波辐射等被动观测,还包括云雷达和激光雷达等仪器的主动观测。基于上面的观测,多种与之相关的反演算法被发展来反演云的光学厚度和微物理特性。King[1997]等全面回顾了利用空基传感器观测的大气层顶反射辐射反演云光学厚度特性的方法。对地基传感器而言,窄带频谱观测和宽带观测方法被发展来反演多云覆盖情况下厚云的光学特性[Leontieva 和 Stamness, 1996; Min 和 Harrison, 1996a; Dong 等, 1997; 邱金桓, 1996; Qiu, 2006]; 归一化云差分指数(Normalized Difference Cloud Index, NDCI)方法[Marshak 等, 2000; Baker 和 Marshak, 2001]被发展来反演碎云的光学特性。上面提及的所有这些方法都是利用漫射辐射观测来反演相对较厚云的光学厚度,它们依靠含有多个假定的复杂辐射传输模式模拟各种条件下的漫射辐射来建立。然而,这些方法对于光学厚度较薄的云而言是无效的,另外对大气中诸如边界层积云、卷云和卷层云等产生各项异性散射的云也是无效的。Min 等[2004a]发展了利用 MFRSR 仪器的太阳直接和漫射透射瞬时观测及其时间变化精确反演薄云光学厚度的新方法,弥补了这个空白。

在本章内容中,我们主要简述 Min 等[1996; 2004a]发展的利用 MFRSR 仪器的透射观测反演云光学特性的方法,并利用该方法反演我国西北地区单相云的光学特性,且同卫星反演和地基 MPL 反演进行对比分析。

4.2 反演方法

正如第三章所述, 大气透射率可以利用 MFRSR 仪器精确的观测, 并且不需要对仪器进行绝对校正。与绝对辐射量相比, 透射率的使用避免了在辐射传输模式中使用外太空太阳辐射引起的不确定性带来的误差[Harrison 等, 2003]。因此, 相关的云光学特性的反演方法都是建立在大气透射率的精确模拟前提之下的, 准确快速地进行大气透射率模拟将显得至关重要。在本节, 我们首先介绍大气透射率的模拟, 其次介绍基于 MFRSR 大气总透射率和太阳直接透射率观测分别反演厚云和薄云光学特性的方法, 即直接透射反演方法和总透射反演方法。

4.2.1 大气透射率的模拟

为了研究云—辐射—气候之间的相互关系, 确定云在气候系统中的反馈机制及作用, 必须了解云的物理特性与辐射特性之间的相互关系。对于水云而言, 可以利用 Mie 散射理论连接云滴谱分布和重要的云光学参数, 如消光系数, 单次散射反照率及不对称因子等。但是 Mie 散射计算比较耗时, 很难直接用来为辐射传输模式计算输入参数。一些研究表明, 云的光学特性对云粒子谱分布的细节不敏感[Hansen 和 Travis, 1974], 而且当采用有效粒子半径作为描述云粒子谱分布的特征参数时, 云的辐射属性对于云粒子谱分布细节的依赖性最小[Damiano 和 Chylek, 1994]。因此, 很多研究给出了利用云含水量(或光学厚度)及有效粒子半径来对云的短波或长波辐射特性进行参数化的方案[Slingo 和 Schrecker, 1982; Slingo, 1989; Tsay 等, 1989; Hu 和 Stamnes, 1993; Zhang 等, 1995; Dong 等, 1998]。在进行有云天大气辐射场的模拟, Hu 和 Stamnes[1993]的参数化方案被采用, 即

$$\begin{aligned} \beta_{ext} / LWC &= a_1 Re^{b_1} + c_1 \\ 1 - \omega &= a_2 Re^{b_2} + c_2 \\ g &= a_3 Re^{b_3} + c_3 \end{aligned} \quad (4.1)$$

其中, β_{ext} 为云消光系数, Re 为云的有效粒子半径(单位: μm), LWC 为云的液态水含量(单位: gm^{-3}), $1 - \omega$ 为余单次散射反照率, g 为不对称因子, 所有这些系数 a_i, b_i, c_i 在指定的波长都为常数。云的有效粒子半径的定义如下[Hansen 和 Travis, 1974]:

$$\text{Re} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (4.2)$$

其中 $n(r)$ 为云滴谱分布, r 为云滴半径。另外, MODTRAN[Berk 等, 1989]中的气溶胶廓线和美国国家空气动力学实验室 (AFGL) 中纬度模型被使用计算背景气溶胶的光学特性。

为了精确的计算有云大气的辐射场, 以平行平面理论为基础的离散纵标辐射传输模式 (Discrete Ordinates Radiative Transfer Model, DISORT) [Stamnes 等, 1988]在下面的辐射传输计算中被使用。辐射传输的离散纵标法 (Discrete Ordinate method) 是 Chandrasekhar[1950]为了应用于在行星大气中的辐射传输而独具匠心提出的一种方法。Liou[1973]证明了离散纵标法对于计算气溶胶和有云大气中的辐射场是一种既有用又有效的方法。但是由于云相函数较强的前向散射峰值, 太阳晕轮区云辐射强度的计算最具挑战性。对离散坐标而言, 它要求大量的 Legendre 多项式来代表具有类似前向峰值特点的 δ 方程, Legendre 多项扩展式中的高次项对前向峰值有主要贡献, $\delta-M$ 方法利用这一特点截断 Legendre 多项式有效地剔除前向峰值, 该方法被证明是通量计算最可靠的方式 [Wiscombe, 1997]。然而, 如果扩展不足, $\delta-M$ 方法将产生截断相函数的震荡, 使得前向和后向的辐射计算出现问题。Nakajima 和 Tanka[1988]提出了 $\delta-M$ 方法和低阶散射精确计算的组合方法, 其强度误差小于 1%。为了精确估计后向散射辐射, Hu 等[2000]依靠拟合相函数和一系列 Legendre 多项式扩展系数发展了一套快速 δ 拟合方法。因此, Min 等[2004a]依靠组合 δ 拟合方法和 Nakajima-Tanaka 校正程序修改了 DISORT 辐射传输算法以便能够精确迅速地计算前向和后向辐射部分。

在 DISORT 辐射传输算法中, 不管我们使用 δ 拟合方法还是前向散射校正, 总的下行辐射通量肯定是相同的。即

$$F_d^-(\bar{\tau}) + \mu_0 F^S e^{-\bar{\tau}/\mu_0} = F_d^-(\tau) + \mu_0 F^S e^{-\tau/\mu_0} \quad (4.3)$$

其中 F^S , $F_d^-(\bar{\tau})$ 和 $F_d^-(\tau)$ 分别是太阳辐射通量、 δ 拟合标定和未标定下行散射通量。 $\bar{\tau}$ 和 τ 分别是有无 δ 拟合标定的光学厚度。未标定的下行散射通量可以通过 $F_d^-(\tau) = F_d^-(\bar{\tau}) + \mu_0 F^S (e^{-\bar{\tau}/\mu_0} - e^{-\tau/\mu_0})$ 得到。此外, 总下行散射强度 I^T 可以通过合并基于 δ 拟合标定的多次散射强度 I^M 和基于 Nakajima-Tanaka 算法的低阶散射强度 I^L 得到, 即

$$\begin{aligned}
 F_d^-(\tau) &= \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^1 \mu I^T(\tau, \mu, \phi) d\mu = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^1 \mu (I^M + \varepsilon I^L) d\mu \\
 &= F_d^-(\bar{\tau}) + \mu_0 F^S (e^{-\bar{\tau}/\mu_0} - e^{-\tau/\mu_0})
 \end{aligned}
 \tag{4.4}$$

其中系数 ε 是用来调整总的下行散射强度和下行通量使其保持一致。基本上，根据精确的低阶散射不仅校正了强度场，同时也及时确保了强度和通量的一致性。

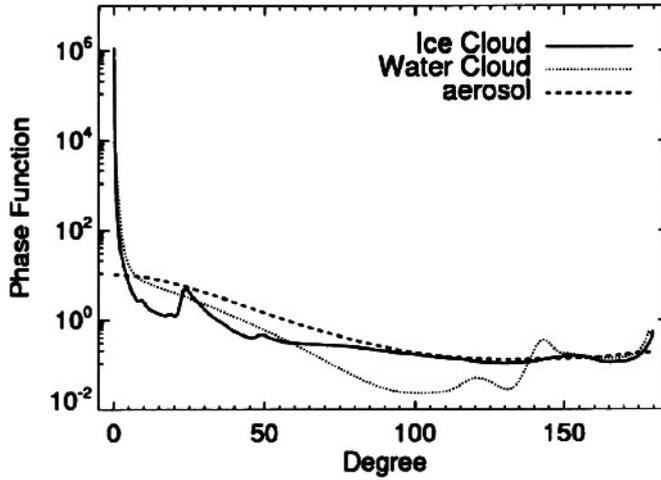


图 4.1 模式中采用的气溶胶、水云和冰云的相函数

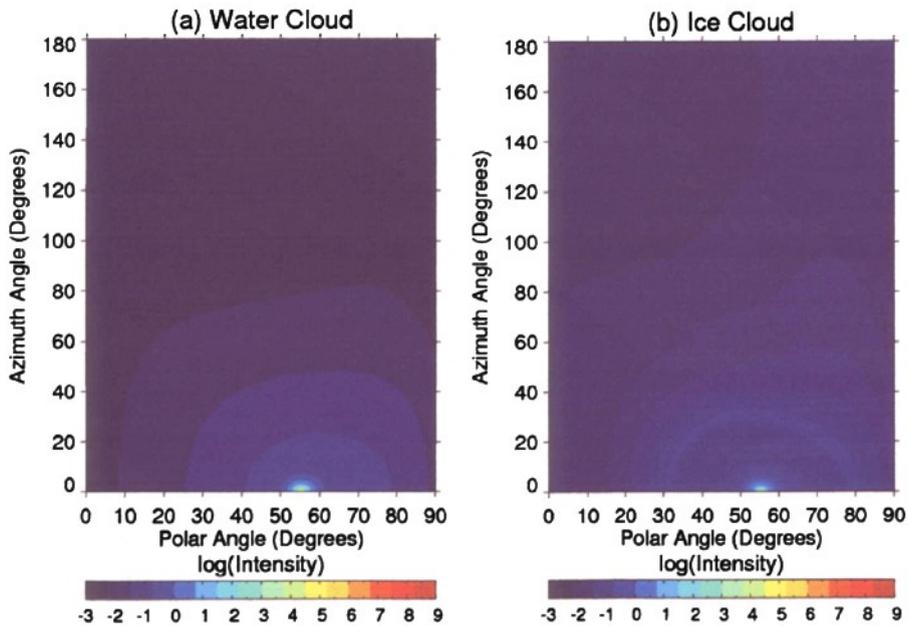


图 4.2 模拟的水云和卷云的辐射强度

根据如上所述的辐射传输模式,把水云和冰云分别设定在 1-2 km 和 5-6 km,我们对 415 nm 波段太阳天顶角为 55° 光学厚度为 1 的水云和冰云的辐射强度分别进行模拟。如图 4.1 给出了模拟中所使用的相函数,其中气溶胶和水云是利用 Mie 理论进行计算的,粒子有效半径分别为 $0.15 \mu\text{m}$ 和 $8 \mu\text{m}$,冰云使用了 7 种冰晶惯态的平均相函数,粒子有效半径为 $31.8 \mu\text{m}$ 。为了得到精确的辐射,在模拟过程中 64 流 Legendre 多项式扩展被采用。模拟得到的水云和冰云的辐射强度分别如图 4.2a 和 4.2b 所示。

4.2.2 总透射反演算法

在可见光和红外波段,云的反射辐射同云的光学厚度和粒子有效半径有着紧密的关系,因此被用于卫星观测的反演。同样,云的透射辐射和云的反射辐射一样有着类似的关系。云的透射函数可以表示为

$$T_\lambda(\text{Re}, \tau_c, \mu, \mu_0, \phi) = \frac{\pi I_\lambda(-\mu, \mu_0, \phi)}{\mu_0 F_{\text{O}\lambda}} \quad (4.5)$$

其中 $I_\lambda(-\mu, \mu_0, \phi)$ 为 λ 通道观测的云底处的透射强度, μ 为观测天顶角的余弦, $-\mu$ 表示与 μ 的方向(天顶方向)相反, μ_0 为太阳天顶角的余弦, ϕ 为观测方向和太阳入射方向的夹角, $F_{\text{O}\lambda}$ 为 λ 通道入射的太阳辐射通量密度。图 4.3 比较了太阳天顶角 60° , $\omega = 0.99999$, $g = 0.866$ 时大气透射率和反射率(根据 Delta-Eddington 近似公式计算)关于云光学厚度的对数导数敏感性。当云的光学厚度增加,由于行星反照率逐渐趋向于一个极限值,因此卫星观测的反射率迅速减小,降低了区别高光学厚度事件的敏感性。若假定两种辐射测量的不确定性相同,则云光学厚度高于 15 时透射率的观测将比反射率的观测精度高出 4 到 5 倍。

为了获得云的光学厚度,我们需要大气透射(而不是绝对辐射值)和地表反照率的观测。由于 MFRSR 独特的观测几何,不需要对仪器进行绝对校正就可以精确地获得大气透射观测。类似地,地表反照率也可以从无云天 MFRSR 观测的直接漫射辐射比(DDR)中获得[Michalsky 等, 2003]。由于根据向上观测推得的地表反照率根据多次散射(Multiple Scattering)而定,因此在 Rayleigh 散射贡献最大的短波通道获得的地表反照率较为精确。所以在反演中 MFRSR 仪器的 415 nm 波段被使用,下面几个原因也证实了 415 nm 波段比其他波段更加优越的特点:

当地表没有雪覆盖时，415 nm 波段的地表反照率很低，约为 0.036；单次散射反照率 ω 和不对称因子 g 对粒子有效半径 R_e 不敏感；臭氧吸收的影响也可以剔除。

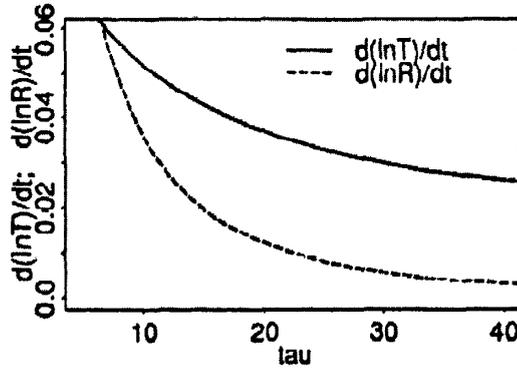


图 4.3 太阳天顶角 60° ， $\omega = 0.99999$ ， $g = 0.866$ 时根据 Delta-Eddington 近似公式计算的云透射率和反射率的敏感性比较（引自 Min 等， [1996]）

为了建立 MFRSR 的透射辐射观测和云光学厚度以及云粒子有效半径之间的对应关系，上述的辐射传输模式被使用。值得注意的是，由于透射辐射对太阳天顶角和地表反照率的高敏感性，需要进行大量的计算来处理各种各样的太阳天顶角和地表反照率。因此，可以根据辐射传输模式的计算构建一个透射率随太阳天顶角、地表反照率、云光学厚度变化的查算表（Lookup Table）。下面这个解析公式可以帮助我们找到任何天气系统中的透射率

$$T_\lambda(SZA, \tau_c, A) = T_\lambda(SZA, \tau_c, 0) \left[1 + \frac{A\alpha_s}{1 - A\alpha_s} \right] \quad (4.6)$$

其中 $T_\lambda(SZA, \tau_c, A)$ 表示在地表反照率为 A 时，地面观测到的太阳天顶角为 SZA 、光学厚度为 τ_c 时 λ 通道的透射率， $T_\lambda(SZA, \tau_c, 0)$ 表示模式模拟的无反射地表的太阳天顶角为 SZA 、光学厚度为 τ_c 时的透射率， α_s 为表征大气照明的球面反照率。然后，根据 MFRSR 的实际观测，通过线性迭代实现的非线性最小二乘法 (NLSM) [Bevington, 1969] 反演云的光学厚度。为了获得云的有效粒子半径，可以根据 Hu 和 Stamnes [1993] 的参数化方案或粒子半径较大时的近似关系 [Stephens, 1994]

$$\tau_c \approx \frac{3LWP}{2\rho_l R_e} \quad (\rho_l \text{ 为液态水密度}) \quad (4.7)$$

在查算表中加入液态水路径 LWP 和云粒子有效半径 Re 的信息。当微波辐射计 (MWR) 等仪器观测的液态水路径已知时, 云粒子有效半径可以得到反演。

4.2.3 太阳直接透射反演算法

众所周知, 对于光学性质较薄的云我们可以根据 Beer 定理利用观测到的直接太阳辐射透射率来获得其光学厚度。利用此方法计算云光学厚度, 其精度取决于散射进入辐射计视场光线的程度。在较薄的特别是在含有冰晶(能产生较强前向散射)的卷云存在的情况下, 该现象尤为明显。这些不必要的散射辐射将导致我们对反演的云光学厚度的低估。几位研究者[Raschke and Cox, 1983; Shiobara and Asano, 1994]已经设计出从有限的光度计观测视区反演的云光学厚度中剔除前向散射辐射的校正方案。太阳直接辐射反演算法将是对这些校正方案的一个补充。

对太阳直接透射辐射而言, Bouguer-Lambert-Beer 定理可以表示为

$$I^{dir} = \exp[-(\tau_{ray} + \tau_{gas} + \tau_{aer} + \tau_{cld})m] \quad (4.8)$$

其中 I^{dir} 指在相对大气质量为 m 时太阳直接透射辐射观测, m 是由太阳天顶角决定的。 τ_{ray} , τ_{gas} , τ_{aer} 和 τ_{cld} 分别是与波长有关的瑞利散射、空气吸收、气溶胶消光和云消光光学厚度。

Rayleigh 散射的贡献是精确已知的, 由于 Rayleigh 散射产生的光学厚度可以近似描述为[Hansen 和 Travis, 1974]

$$\tau_R(\lambda) = 0.008569\lambda^{-4}(1 + 0.0113\lambda^{-2} + 0.00013\lambda^{-4})\frac{P}{P_0} \quad (4.9)$$

其中 λ 为波长, 单位微米, P 为实际大气压, 单位毫巴, $P_0 = 1013.25$ 毫巴为标准大气压。该公式计算的 Rayleigh 散射光学厚度和 Teillet[1990]的精确计算以及 Bodhaine 等[1999]对感兴趣频谱范围的计算结果具有很好的一致性。对于 MFRSR 的观测通道而言, 最敏感的波段 (415 nm), 相对标准气压 10 毫巴的偏离以及温湿压廓线的差异引起的瑞利光学厚度的不确定性大约为 0.004。

在反演过程中, 为了减少气体吸收对反演结果的干扰, MFRSR 仪器 415 nm 和 860 nm 通道被使用。在这些通道中只有臭氧对透射率有较小的影响, 按照假定在 415 nm 和 860 nm 通道 300 Dobson 单位的臭氧吸收将分别产生 0.0001 和

0.0015 的臭氧光学厚度。由于边界层臭氧含量相对于 300 Dobson 单位的偏差, 臭氧光学厚度的不确定性小于 0.0002, 因此吸收气体光学厚度的影响可以忽略不计。

一般情况下, 气溶胶谱分布遵守指数定则, 因此气溶胶光学厚度与波长之间存在如下的 Angstrom 经验关系[Angstrom, 1929; Junge, 1963]:

$$\tau_{aer}(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (4.10)$$

其中 β 和 α 分别可以利用 415 nm 和 860 nm 波段的光学厚度观测表示为

$$\alpha = -\frac{\ln(\tau_{aer}^{415} / \tau_{aer}^{860})}{\ln(415/860)} \quad (4.11)$$

$$\beta = \tau_{aer}^{415} / 0.415^{-\alpha}$$

β 为 Angstrom 混浊系数, 与测站上空垂直气柱内的气溶胶载入程度有关, 比气溶胶粒子谱变化更迅速, 可以代表大气中气溶胶的相对浓度。 α 为 Angstrom 指数, 也称之为波长指数, 它表征垂直气柱内气溶胶质粒的谱分布, 表示质粒的平均半径[章澄昌等, 1995]。Angstrom 指数 α 是气溶胶粒子谱的指示器, 与 Rayleigh 散射和 Mie 散射有效散射粒子的大小相对应, 大小在 4 和 0 之间变化。观测表明, 随季节变化大陆性气溶胶 Angstrom 指数 α 存在一个典型值即 1.3[章澄昌等, 1995; Michalsky 等, 2001]。在反演中这两个系数在不同时间尺度变化的事实可以作为表征气溶胶的一种方法。

然而, 对于粒子尺度比入射光波长大得多的云粒子而言, 不同通道光学厚度则表现出极其微弱的关系, 因此可以用下面简单的线性关系来连接 415 nm 和 860 nm 通道的光学厚度, 即

$$\tau_{cld}^{415} = \sigma\tau_{cld}^{860} \quad (4.12)$$

其中对于水云和冰云而言, 系数 σ 分别为 0.989 和 0.968[Hu 和 Stamnes, 1993; Fu, 1996]。

在标准大气条件下, 瑞利散射和臭氧吸收光学厚度相对固定且仅有非常小的差异。因此, 我们假定瑞利散射和气体吸收光学厚度为常数, 具体定义已在前面给出。在剔除分子散射和气体吸收之后, 415 nm 和 860 nm 通道的总光学厚度(太阳直接辐射观测的对数)即为气溶胶和云光学厚度之和, 可以分别表示为

$$\tau^{415} = \beta 0.415^{-\alpha} + \tau_{cld}^{415} \quad (4.13)$$

$$\tau^{860} = \beta 0.860^{-\alpha} + \tau_{cld}^{415} / \sigma$$

两个方程三个未知参量，此时方程没有唯一解。为了区别各个通道总光学厚度中气溶胶和云的光学厚度，只能依靠它们在时间和光学特性上的差异。当云不连续，也就是经常意义上的薄云的时候，我们能够从云不连续时段太阳直接光束观测中得到气溶胶光学厚度。对大陆气溶胶，平均值大约是 1.3，在冬天最小为 0.8[Michlasky 等，2001]。因此，下面的阈值被用来区别云和气溶胶：

$$\alpha_{thre} = \begin{cases} 0.8\max(\alpha); & \alpha > 1 \\ 0.8; & \text{otherwise} \end{cases} \quad (4.14)$$

该式表示，在给定的一天中如果 α 的值大于 1，则 α_{thre} 就设定为该值的 80%，否则为 0.8。当由 415 nm 和 860 nm 通道得到的 Angstrom 指数 α 大于 α_{thre} 时，我们假定这段时期为晴天，否则我们认为阴天。此外，在传感器上空薄云出现的时间尺度为分钟，而气溶胶为小时。由于气溶胶成分和尺度分布（与 Angstrom 指数 α 相关）的变化比其浓度更慢，在有云的情况下我们假定 α 和 α_{thre} 一样为一常数。最后系数 β 和 τ_{cld}^{415} 从 415 nm 和 860 nm 通道推算得到。然而，值得我们注意的是，这里反演的云光学厚度（ τ_{cld}^{415} ）并不是真正云的光学厚度，因为这是基于太阳透射辐射的观测，其中也包含了被散射进仪器视场的光线。要得到真正的光学厚度将需要剔除这个强前向散射贡献。Min 等[2004a]发展了一个有效剔除这个误差的简单校方案。

然而，MFRSR 仪器尽管可以在太阳探测器方向两侧 9 度处进行观测（即两边观测），为前向散射贡献进行第一次校正，但在卷云条件下，第一次边遮挡校正只校正了一部分（10%-25%，[Min 等，2004a]）。图 4.4 给出了在 415 nm 通道模拟的 MFRSR 太阳直接观测和在 45 度太阳天顶角处倾斜路径光学厚度从 0.412 到 5.6 时它的遮挡观测部分。被遮挡进入 MFRSR 视场的漫射部分（即直接遮挡，Blocked_Direct）随着光学厚度的增加而增加，在光学厚度为 2.0 时达到最大值，然后递减。在两边被遮挡的漫射部分（边遮挡，Blocked_Side）随着光学厚度的增加而增加。尽管对各向同性的 Rayleigh 散射和小背景气溶胶条件下，太阳直射方向和边方向遮挡漫射部分的差异是可以忽略不计，然而当卷云光学厚度增加但小于 2.0 时这种差异有显著的增加，云光学厚度 2.0 或者更大时漫射辐射变得更加各向同性，并且被这两个方向遮挡的散射成分逐渐减小。MFRSR 的模拟直接透射率显然比真实的要大，因此，没有前向散射校正，它将导致对云光学厚度的

低估。

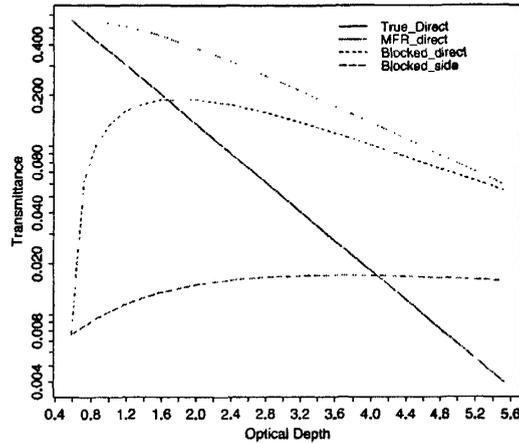


图 4.4 模拟的 MFRSR 太阳直接透射率和其他遮挡观测随光学厚度的变化（引自 Min 等, [2004a]）

考虑到 MFRSR 的观测几何, 表观上的光学厚度 (τ^P) 和真实光学厚度 (τ^T) 随太阳天顶角并不是线性关系。因此, 下面的多项拟合被使用

$$\tau^P = a/\mu_0 + b(\tau^T)^1 + c(\tau^T)^2 + d(\tau^T)^3 \quad (4.15)$$

为了更好的考虑与太阳天顶角的关系, 将太阳天顶角分三段拟合进行模拟观测: 即小于 45° , 在 45° 和 60° 之间以及大于 60° 。在反演中其不确定性主要是由使用理想化的相函数和实际的特别是由复杂形状冰晶组成的卷云的相函数之间的差异引起的。基于敏感性分析, 在冰云和水云反演中, 因云相函数的差异引起的不确定性误差约为 5%。

4.3 云光学特性反演个例分析

为了得到准确的云光学厚度信息, 判断云的热动力相态信息是非常重要的前提, 因为错误的云相态信息将导致较大的云光学特性反演误差。为此, 在利用上述反演算法进行云光学厚度精确反演之前, 我们必须借助于其他仪器的观测来识别云相的信息。然而, 在 SACOL、张掖和景泰站目前现有的观测仪器提供的观测资料中还没有能够直接提供云相信息识别的观测。考虑到云的热动力相态信息对云光学厚度特性反演的巨大影响, 这里我们只能根据各个站点微脉冲雷达

(MPL)观测的后向散射回波强度随高度变化简单地判断云的相态。通常情况下,我们假定云层高度低于 3 km 的云为水云,高于 5 km 的为冰云。

由于总透射算法主要是基于平行平面假定进行辐射传输计算的,因此在水云例子的选取中我们主要选择云层持续时间较长的单层多云的例子。我们可以通过检查全天空成像仪(TSI)的实时观测图像或者云量信息,尽可能剔除碎云场景出现频次较高的例子,以便减小三维(3-D)不均匀结构对反演结果的影响。SACOL站2007年10月27日是一个很好的单层云覆盖的水云例子。根据微脉冲激光雷达的后向散射强度观测我们发现,云底高度约为1.8 km。由于当时没有全天空成像仪(TSI)的同步观测,因此我们只能从其他方法反演的云量大小来判断云层持续时间是否较长,是否全天多云。利用MFRSR的比值方法和宽波段短波辐射观测的短波分析方法(具体算法详见第六章)反演得到的云量大小约为100%,可以判断它是一个多云的例子,MFRSR观测到的太阳直接辐射几乎被完全遮挡。我们根据MFRSR观测的总辐射透射率(如图4.5a)和MWR反演得到的LWP(如图4.5b),利用总透射反演算法对上述水云例子进行有效粒子半径和光学厚度的反演,其时间序列分别如图4.5c和4.5d所示。从上午9:00到下午16:30,云的液态水路径从0到0.018 cm变化,在下午14:40出现一天中的最大值,与之相对应云的有效粒子半径也从5到35 μm 同周期变化,平均值为15.7 μm 。云的光学厚度则从4到35变化,平均值为11.7。云光学厚度的变化趋势主要依赖于总透射的大小,云液态水路径反演的不确定性对它的影响非常小,同样,云的有效粒子半径在对不对称因子和单次散射反照率的小范围调整中也扮演着次要的角色,因此对光学厚度的影响也是非常小的。因此,通常我们在单独使用MFRSR观测进行水云光学特性的反演中,我们可以和卫星反演一样假定云的有效粒子半径为气候学意义上的某个值进行反演。图4.5c中的空白时段表示由于LWP为0时没有进行 R_e 反演所致,为了得到水云的光学厚度,在总透射反演算法中,我们假定该地区气候学意义上的水云粒子有效半径为8 μm 进行。

图4.6给出了SACOL站2008年10月1日MPL观测的激光雷达后向散射强度随时间的变化图。除了在上8:30至10:40之间仪器出现观测故障没法判断云层信息外,其他时段云层底部平均位于4km以上,平均厚度约为1 km,是一个分布较为均匀的典型的冰云例子。我们可以利用太阳直接透射算法精确反演冰云的光学厚度。MFRSR观测的太阳直接辐射透射率随时间的变化如图4.7a所示,

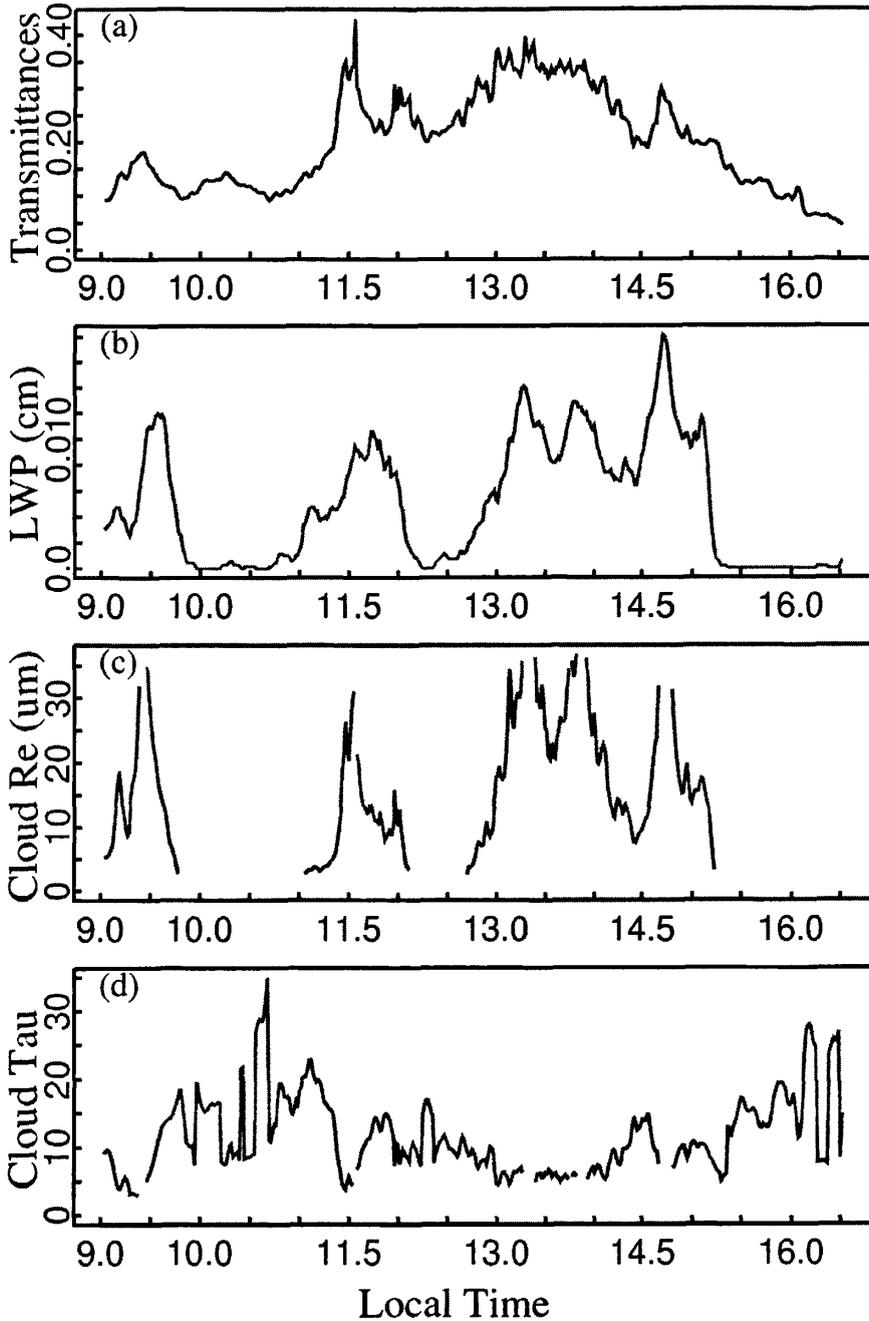


图 4.5 SACOL 站 2007 年 10 月 27 日 (a) MFRSR 观测的总辐射透射率和 (b) MWR 观测的云液态水路径, 以及利用总透射算法反演的 (c) 云粒子有效半径和 (d) 云光学厚度。

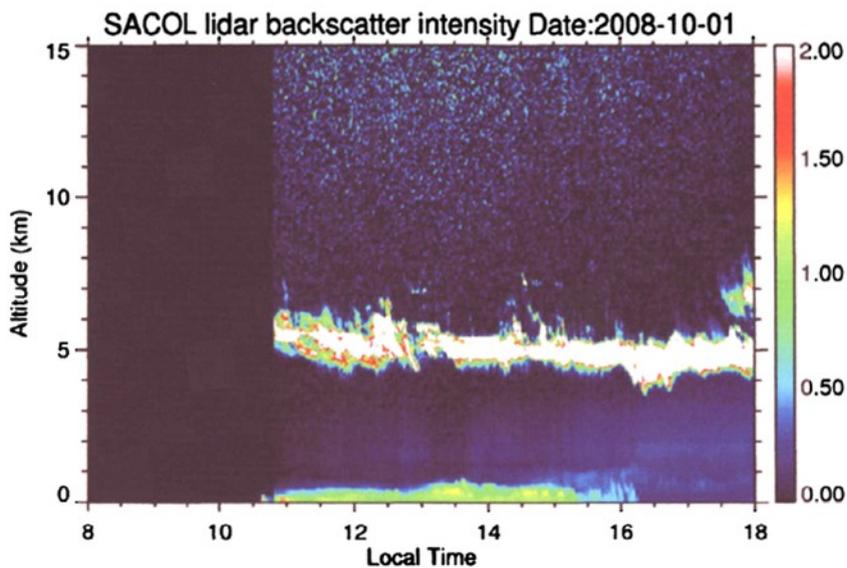


图 4.6 SACOL 站 2008 年 10 月 1 日 MPL 观测分布图 (其中部分时段缺测)

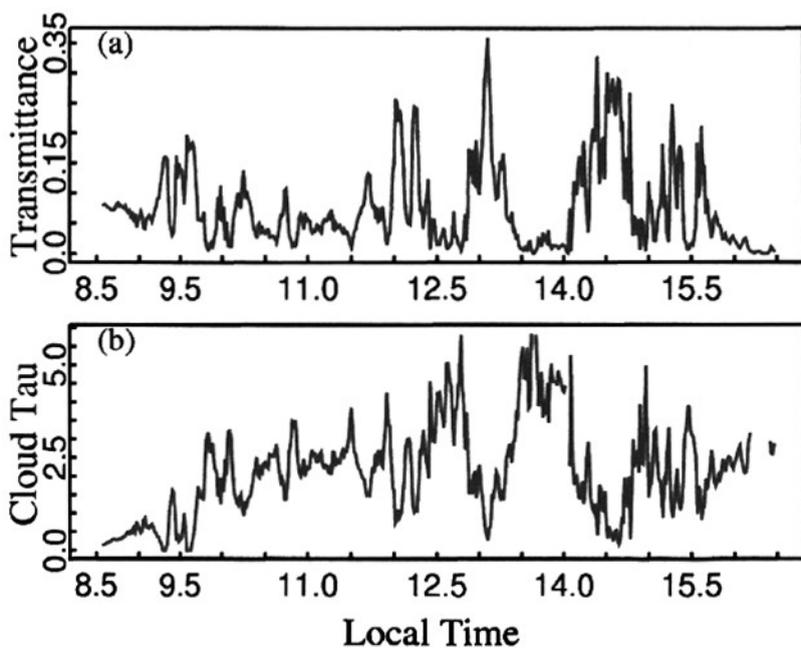


图 4.7 SACOL 站 2008 年 10 月 1 日 (a) MFRSR 观测的直接太阳辐射透射率和
(b) 利用直接透射方法反演的冰云光学厚度

下午 16:30 之后由于云层较厚以及太阳高度角变小等原因使得到达地表的太阳直接辐射几乎被完全遮挡, 我们没法利用其进行云光学厚度的反演, 因此在图 4.7 中没有给出这个时刻之后的观测。图 4.7b 给出了这一天与太阳直接辐射透射率相对应的冰云的光学厚度, 其大小从 0 到 5.5 不均匀变化, 平均值约为 2.14。

4.4 小结与讨论

基于地基遥感仪器 MFRSR 的观测, Min 等[1996; 2004a]发展了一套推断云光学厚度的算法, 即总透射和太阳直接透射反演算法。这些反演算法不仅被广泛测试而且也得到了很好的验证, 表现出良好的反演精度[Min 等, 2003; 2004b]。这些反演算法的引入以及在我国西北地区云光学特性反演中的应用, 不仅丰富了该地区云光学特性地基遥感的方法, 而且也为该地区因地面观测资料稀疏卫星遥感精度难以准确验证提供了解决的可能, 也为我们在接下来的章节中混合相云和沙尘云反演算法的建立奠定了基础。

总透射反演方法是一种基于地基观测利用辐射传输计算进行云光学特性非线性反演的方法。如果我们有云的液态水路径观测(如微波辐射计), 云的光学厚度和粒子有效半径可以同时快速地得到反演。如果没有观测, 该算法可以假定使用一个固定的气候学意义上的云粒子有效半径, 这种假定引起的不确定性近似为 2-3%[Min 等, 1996]。云光学厚度主要依赖于地基观测的总辐射透射率, 云液态水路径反演的不确定性对它的影响非常小的, 同样, 云的有效粒子半径在对不对称因子和单次散射反照率的小范围调整中也扮演着次要的角色, 因此对光学厚度的影响也是非常小的。因此, 通常我们在单独使用 MFRSR 观测进行水云光学特性的反演中, 我们可以和卫星反演一样假定云的有效粒子半径为气候学意义上的某个值进行反演。

太阳直接透射反演方法则是一种进行薄冰云光学特性反演的有效方法, 它不仅能够解决因在仪器有效视场中多余的散射辐射所导致的云光学厚度反演的低估, 而且能够有效减小云的三维不均匀结构对云光学厚度反演的影响。该反演算法是对有限观测视场仪器在云光学厚度反演中剔除前向散射辐射校正方案的一个补充。其缺点在于只能应用于较薄云层的观测。敏感性实验表明, 该反演算法在云的光学厚度小于 1 时反演的精度小于 5%[Min 等, 2004a]。

参考文献 (References)

- [1] 邱金桓 (1996), 从太阳总辐射信息反演云光学厚度的理论研究, *大气科学*, 20(1), 12-21.
- [2] 章澄昌, 周文贤 (1995), *大气气溶胶教程*, 气象出版社.
- [3] Angstrom, A. (1929), On the transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann.*, 2, 156-166.
- [4] Baker, H., and A. Marshak (2001), Inferring optical depth of broken clouds above green vegetation using surface solar radiometer measurements, *J. Atmos. Sci.*, 58, 2989-3006.
- [5] Berk, A., L. S. Bernstein, and D. C. Robertson (1989), MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN7, Rep. AFGL-TR-89-0122, Air Force Geophys. Lab., Hanscom, AFB, Ma.
- [6] Bevington, P. R. (1969), *Data reduction and error analysis for the physical sciences*, McGraw-Hill, New York.
- [7] Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, and J. R. Slusser, 1999: On Rayleigh optical depth calculations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1854-1861.
- [8] Chandrasekhar, S. (1950), *Radiative Transfer*, Oxford University Press, Oxford.
- [9] Dong, X., T. P. Ackerman, E. E. Clothiaux, P. Pilewskie, and Y. Han (1997), Microphysical and radiative properties of boundary layer stratiform clouds deduced from ground-based measurements, *J. Geophys. Res.*, 102(D20), 23829-23843.
- [10] Dong, X., T. P. Ackerman, and E. E. Clothiaux (1998), Parameterizations and shortwave radiative properties of boundary layer stratus measurements, *J. Geophys. Res.*, 103(D24), 31681-31693.
- [11] Fu, Q. (1996), An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus, *J. Clim.*, 9, 2058-2082.
- [12] Hansen, J. E., and L. D. Travis (1974), Light scattering in planetary atmospheres, *Space Sci. Rev.*, 16, 527-610.
- [13] Harrison, L., P. Kiedron, J. Berndt, and J. Schlemmer (2003), Extraterrestrial solar spectrum 360–1050 nm from Rotating Shadowband Spectroradiometer measurements at the Southern Great Plains (ARM) site, *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4424, doi:10.1029/2001JD001311.
- [14] Hu, Y. X., and K. Stamnes (1993), An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models, *J. Clim.*, 6, 728-742.
- [15] Hu, Y.-X., B. Wielicki, B. Lin, G. Gibson, S.-C. Tsay, K. Stamnes, and T. Wong (2000), d-Fit: A fast and accurate treatment of particle scattering phase functions with weighted singular-value decomposition least-squares fitting, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 65, 681-690.
- [16] Junge, C. E. (1963), *Air Chemistry and Radioactivity*, Academic, San Diego, Calif.

- [17] King, M., S. C. Tsay, S. E. Platnick, M. Wang, and K. L. Liou (1997), Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase, ATBD-MODIS, NASA, Greenbelt, Md.
- [18] Leontieva, E., and K. Stamness (1996), Remote sensing of cloud optical properties from ground-based measurements of transmittance: A feasibility study, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 2011-2022.
- [19] Liou, K. N. (1973), A numerical experiment on Chandrasekhar's discrete-ordinates method for radiative transfer: Application to cloudy and hazy atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1303-1326.
- [20] Marshak, A., Y. Knyazikhan, A. B. Davis, W. J. Wiscombe, and P. Pilewskie (2000), Cloud-vegetation interaction: Using of normalized difference cloud index for estimation of cloud optical thickness, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1695-1698.
- [21] Michalsky, J. J., J. A. Schlemmer, W. E. Berkheiser, J. L. Berndt, L. C. Harrison, N. S. Laulainen, N. R. Larson, and J. C. Barnard (2001), Multiyear measurements of aerosol optical depth in the atmospheric radiation measurement and quantitative links programs, *J. Geophys. Res.*, 107, 12099-12107.
- [22] Michalsky, J., Q. Min, J. Barnard, R. Marchand, and P. Pilewskie (2003), Simultaneous spectral albedo measurements near the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains (ARM SGP) central facility, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 4254, doi:10.1029/2002JD002906.
- [23] Min, Q., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 23(13), 1641-1644.
- [24] Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004a), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- [25] Min, Q., P. Minnis, and M. Khaiyer (2004b), Comparison of cirrus optical depths derived from GOES 8 and surface measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, D15207, doi:10.1029/2003JD004390.
- [26] Minnis, P., D. P. Kratz, J. A. Coakley Jr., M. D. King, D. Garber, P. Heck, S. Mayor, D. F. Young, and R. Arduini (1995a), Cloud optical property retrieval (subsystem 4.3), in *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Algorithm Theoretical Basis Document*, NASA Rep. 1376, 3, 135-176.
- [27] Minnis, P., W. L. Smith Jr., D. P. Garber, J. K. Ayers, and D. R. Doelling (1995b), Cloud properties derived from GOES-7 for the spring 1994 ARM intensive observing period using version 1.0.0 of the ARM satellite data analysis program, NASA Rep., 1366, 59.
- [28] Minnis, P., W. L. Smith Jr., D. F. Young, L. Nguyen, A. D. Rapp, P. W. Heck, and M. M. Khaiyer (2002), Near-real-time retrieval of cloud properties over the ARM CART area from

- GOES data, Proc. 12th Atmos. Radiat. Meas. Sci. Team Meet., 7.
- [29] Nakajima, T., and M. Tanaka (1988), Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation, *J. Quant. Spectrosc. Radiative Transfer*, 40, 51-69.
- [30] Qiu, J. (2006), Cloud optical thickness retrievals from ground-based pyranometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, D22, D22206, 10.1029/2005JD006792.
- [31] Raschke, R. A., and S. K. Cox (1983), Instrumentation and technique for deducing cloud optical depth, *J. Climate Appl. Meteorol.*, 22, 1887-1893.
- [32] Shiobara, M., and S. Asano (1994), Estimation of cirrus optical thickness from sun photometer measurements, *J. Appl. Meteor.*, 33, 672-681.
- [33] Slingo, A. (1989), A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1419.
- [34] Slingo, A., and H. M. Schrecker (1982), On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 407-426.
- [35] Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. J. Wiscombe, and K. Jayaweera (1988), Numerical stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27, 2502-2509.
- [36] Takano, O., and K.-N. Liou (1989), Solar radiative transfer in cirrus clouds, Part I. Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3-19.
- [37] Teillet, P. M. (1990), Rayleigh optical depth comparisons from different sources, *Appl. Opt.*, 29, 1897-1900.
- [38] Tsay, S.-C., K. Stamnes, and K. Jayaweera (1989), Radiative energy budget in the cloudy and hazy Arctic, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1002-1018.
- [39] Wiscombe, J. W. (1977), Delta-M method: Rapid yet accurate radiative flux calculations for strongly asymmetric phase functions, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1408-1422.
- [40] Zhang, G., L. Xu, H. Chen (1995), A new parameterization scheme for shortwave radiative properties of water clouds, *J. Appl. Meteor.*, 34(1), 101-106.

第五章 我国西北地区混合相云光学特性反演

5.1 引言

通过 ISCCP 分析发现, 全球平均总云量覆盖为 68.6% [Rossow 和 Schiffer, 1999], 其中深对流云仅占总的 2.6%。陈勇航等[2005]利用 ISCCP 资料就我国西北地区三个气候区(西风带气候区、高原气候区和季风影响区及边缘区)的平均云覆盖做了研究, 得到同样类似的结论, 发现总云量覆盖分别为 62.9%、80.0% 和 68.6%, 深对流云仅占总的 2.2%、3.5%和 5.5%。除深对流云外, 其他云的大范围覆盖意味着它们在气候研究中具有不可忽略的重要意义。特别是世界各地频繁出现的光学薄云根据其热动力相、高度、粒子谱分布和云水路径的不同可以加热或冷却大气, 有着非常重要的气候学意义。然而, 当云水路径较小时, 它们的辐射通量对云水路径的变化非常敏感, 这些云通常是潜在的混合相云, 而且是破碎的, 这给反演光学薄云的微物理特性带来极大的挑战[Turner 等, 2007; Min 和 Duan, 2005]。

为了精确反演薄云的光学厚度, Min 等[2004]利用 MFRSR 直接辐射观测, 并对进入仪器视场的前向散射进行了校正, 本质上改进了反演的精度。然而, 要使用太阳直接辐射观测, 该方法需要知道云的热动力相信息或者散射相函数。与水云滴相比, 冰云除了有较大的粒子有效半径和不规则的形状以外, 还有更强的前向散射, 因此这两种不同相态的云则有着本质上不同的直接辐射和漫射辐射。云的热动力相信息或者散射相函数的错误判定可能导致很大的光学厚度反演误差, 模式模拟的到达地面的总辐射也有 5%-20%的误差。由于冰云和水云滴非常不同的散射和吸收特性, 判断云的热动力相成了精确反演光学薄云光学特性的首要条件。

5.2 云的热动力相研究进展

目前, 已有很多科学家在云的热动力相的研究方面做出了很大贡献。例如, 一些研究通过利用短波红外和(或)可见光观测来推断云相[Knap 等, 2002; Baum

等, 2000; Key 和 Intrieri, 2000; Daniel 等, 2002; Liu 等, 2002; King 等, 2004]。Platnick 等[2003], Baum 等[2003]和 Turner 等[2003]等根据云内水相粒子与冰相粒子对在某些红外波段的吸收率(复折射指数的虚部)特征的巨大差异(这种巨大的差异表现在发射率上)利用卫星或地基被动辐射计的发射率观测来判定云的相态, 由于热红外辐射并不能穿透光学厚度较大的云层, 故此方法只限于薄云观测。另外, 由于云内不同相态的水成物粒子的形状、大小、密度和空间取向的不同, 对一定偏振状态的电磁波有着不同的退偏振效应, 因此偏振激光雷达和偏振雷达均能探测到这种特征, 通过分析这些观测量的差异就能够反演出相应的云相态 [Shupe 等, 2004; Eloranta 等, 2006]。目前的偏振激光雷达仅能得到线性退偏比这一参量, 所以使用它进行云相态反演时, 只能使用经验阈值来判断。Sassen[1991]、Sassen 和 Benson[2001]总结了多种不同相态所对应的退偏比, 例如退偏比小于 0.1 的为水滴, 大于 0.1 则为冰相粒子, 有些冰晶和雪可达 0.5, 有更加复杂表面的粒子可大于 0.6 等。然而这些方法只能将云区分为液态水云、冰云和混合云 3 种相态, 这种模棱两可的回答对多层云系统[Baum 等, 2003; Pavolonis 和 Heidinger, 2004]或混合相云[Pavolonis 等, 2005]都是不合适的。为此, 需要探索新方法来提高更有意义的云的热动力相信息。Goloub 等[2000]和 Riedi 等[2001]清楚地描述了利用反射短波辐射的极化观测(如 POLDER)推断云相的潜在能力。基于此, Turner 等[2005]利用 AERI (Atmospheric Emitted Radiance Interferometer) 和 Lidar 观测进行北冰洋混合相云特性研究; Riedi 等[2007]也集合上述三种方法发展了利用 POLDER/Parasol 和 MODIS/Aqua 观测来反演云的热动力相的方法, 并取代了通常的离散分类(水、冰、混合或未知)给出从水相态到冰相态的半连续的云相态信度指数。

5.3 混合云光学特性反演方法

由于 MFRSR 通过自动应用影带技术可以利用同一个探测器同时观测总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射, 保证每个波段能够共享相同的校正系数, 因此在不需要对仪器进行绝对校正的情况下可以精确地得到每个频带的大气透射。在晴空稳定的白天, 对太阳直接辐射的 Langley 回归分析可以被用来外推仪器对大气层顶的响应, 并且这个校准还可应用到其他两个辐射部分。然后通过计算未校正的 MFRSR 输出信号和仪器对大气层顶的响应值的比值就可以得到多云

天气条件下的透射率。MFRSR 仪器独特的特点使得我们在给定的天气条件下可以保证关于太阳直接辐射和总辐射精确的辐射闭合。因此,我们可以利用 MFRSR 仪器同时观测太阳直接辐射和总辐射的这个特点,决定云的热动力相,并估计混合云中水云和冰云光学厚度的比例,进而改进薄云光学特性的反演精度[Wang 等, 2008]。

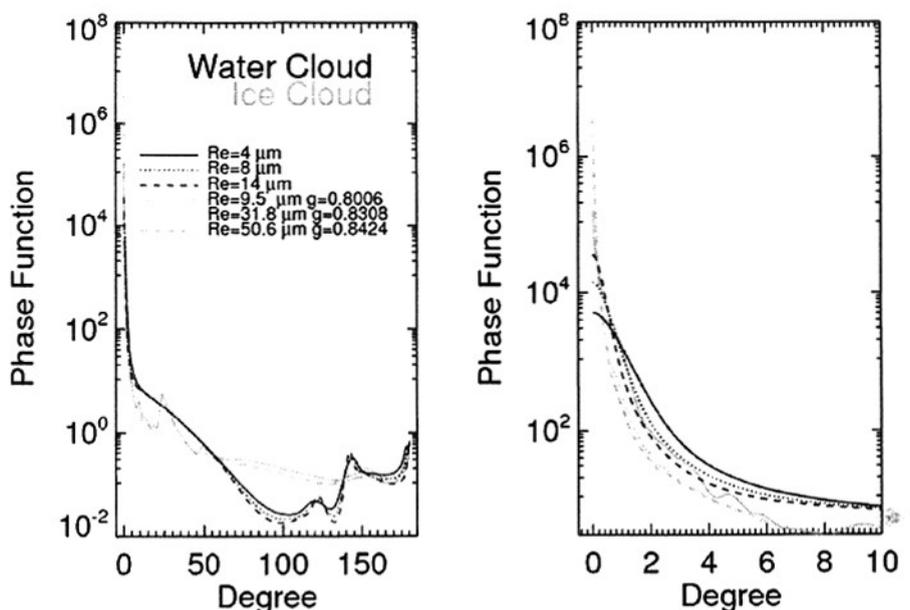


图 5.1 415 nm 波段不同粒径水云和冰云的相函数, 右图是左图的放大 [引自 Wang 等, 2008]

当太阳光没有完全被遮挡的时候,我们可以利用 Beer 定理根据太阳直接辐射的透射观测来决定大气的光学厚度。其精度取决于散射进仪器视场光线的多少,这种现象主要出现在薄云条件下,特别是有强前向散射的卷云。这些多余的散射辐射导致云的透射被高估,最终使得云的光学厚度被低估。被散射的前向散射主要取决于相函数和大气中散射粒子的光学厚度。图 5.1 给出了 415 nm 波段水云粒子半径为 4、8、14 μm 和冰云粒子半径为 9.5、31.8、50.6 μm 时对应的相函数。其中水云是利用 Mie 理论计算的,冰云使用了 7 种冰晶惯态的平均相函数。冰云在前向散射耳垂区有很强的前向散射(散射角 $<10^\circ$,如图 5.1 右),将直接影响太阳直接辐射的观测,冰云也有很强的后向散射(散射角 $<90^\circ$),将显著影

响漫射辐射和总辐射。由于相同相态的云中，云粒子有效半径的变化对太阳直接辐射和总辐射的影响不大，因此云的热动力相毫无疑问成为决定太阳直接辐射和总辐射差异的主要因子。该观点为我们提出新的算法提供了理论依据。

基于 MFRSR 的观测，Min 等[1996; 2004a]发展了一套推断云光学厚度的算法，即总辐射和太阳直接辐射反演算法（详细的算法描述见第四章 4.2.2 和 4.2.3 节）。这些反演算法已被广泛测试和验证，并表现出很好的精度[Min 等, 2003; 2004b]。目前的反演算法将以自相一致和系统的方式组合这些存在的反演算法。当给定云的热动力相、光学厚度 $\tau_{wat,ice}$ 和粒子有效半径 Re ，MFRSR 观测的太阳直接辐射和总辐射透射率可以分别描述如下：

$$\begin{aligned} I^{dir}(\mu_0, \tau_{aer}, \tau_{wtr,ice}, Re) &= \exp[-(\tau_{ray} + \tau_{aer} + \tau_{wtr,ice}) / \mu_0] + (B_0 - B_9) \\ I^{tot}(\mu_0, \tau_{aer}, \tau_{wtr,ice}, Re) &= \mu_0 I^{dir}(\mu_0, \tau_{aer}, \tau_{wtr,ice}, Re) + I^{dif}(\mu_0, \tau_{aer}, \tau_{wtr,ice}, Re) \end{aligned} \quad (5.1)$$

其中 I^{dir} 、 I^{dif} 和 I^{tot} 分别是太阳天顶角余弦为 μ_0 时的太阳直接辐射透射、漫射水平辐射透射和总水平辐射透射； τ_{ray} 和 τ_{aer} 分别是 Rayleigh 散射和气溶胶消光光学厚度； B_0 和 B_9 分别是影带在 0° 和 9° 时遮挡的散射辐射； $B_0 - B_9$ 表示推测的 MFRSR 太阳直接辐射中的前向散射部分。我们可以使用修改的 DISORT 辐射传输模式（详细描述见第四章 4.2.1 节）精确迅速地计算前向直接辐射和总辐射[Min 等, 2004a]，并基于影带几何关系模拟了 MFRSR 影带遮挡的前向散射辐射。由于云的粒子有效半径对太阳直接辐射和总辐射的影响较小，因此这里我们使用气候学意义上水云和冰云粒子有效半径 8 和 31.8 μm 作为最基本的设置。和 Min 等 [2004a] 的方法一样，我们利用太阳直接辐射的瞬时光谱观测和时间变化探测云和气溶胶阶段，并根据 415 nm 和 860 nm 波段的光谱特征进一步把薄云和气溶胶分开。和太阳直接辐射不一样的是，总辐射受地表反照率和大气吸收的强烈影响。因此，在云天阶段我们选用 415 nm 波段的太阳直接辐射观测和总辐射观测反演水云和冰云的光学厚度（见方程 5.1）。415 nm 波段的选择避免了除 NO_2 外所有气体的吸收，但是在正常天气条件下 NO_2 的影响也可以忽略。下面几个原因也证实了 415 nm 波段比其他波段更加优越的特点：当地表没有雪覆盖时，415 nm 波段的地表反照率很低，约为常数（在我们反演中选择 0.036）；单次散射反照率 ω 和不对称因子 g 对粒子有效半径 Re 不敏感；臭氧吸收的影响也可以剔除[Min 和 Harrison, 1996]。

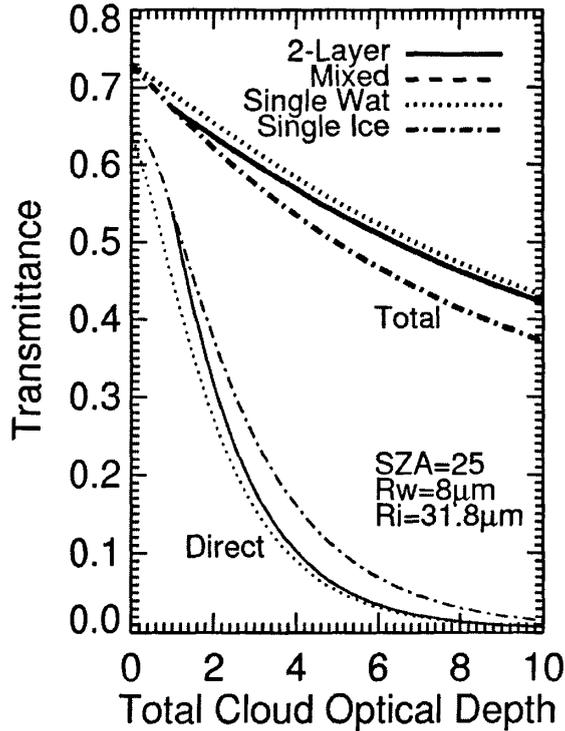


图 5.2 在 415 nm 波段纯水云、纯冰云、两层云（水云和冰云）和混合相云系统太阳直接辐射和总辐射透射率与总云光学厚度之间的关系模拟，其中太阳天顶角为 30° ，水云有效粒子半径为 $8 \mu\text{m}$ ，冰云有效粒子半径为 $31.8 \mu\text{m}$ [引自 Wang 等, 2008]

为了说明太阳直接辐射和总辐射对云滴大小、云相和云层的敏感性，我们对各种条件下 MFRSR 的观测进行了模拟。在模拟过程中，我们假定水云和冰云的粒子有效半径分别为 8 和 $31.8 \mu\text{m}$ 。对两层云系统和混合相云，我们假定冰云的光学厚度为 1，水云的光学厚度从 0 到 9 变化。对两层云系统，水云层和冰云层分别设置在 1-2 km 和 5-6 km 的高度。由于对混合相云光学特性没有精确的认识，这里我们利用水云和冰云光学厚度的线性加权平均来表示混合相云的光学厚度，并且混合相云层设置在 4-6 km。415 nm 波段大气吸收的缺乏确保了大气层总的透射对云层结构的不敏感。因此，当总的云光学厚度给定时，如图 5.2 所示，两层云系统和混合相云的总透射、太阳直接透射几乎是没有差别的，并且都介于纯水云和纯冰云的透射之间。

此外,在辐射闭合的假定下,我们可以进一步利用下面的关系推算混合相云中水相和冰相粒子的热动力相混合率 α ($0 \leq \alpha \leq 1$),

$$(1-\alpha)\tau_{wtr}^{dir} + \alpha\tau_{ice}^{dir} \approx (1-\alpha)\tau_{wtr}^{tot} + \alpha\tau_{ice}^{tot} \quad (5.2)$$

其中 τ_{wtr}^{dir} 和 τ_{wtr}^{tot} 分别为利用太阳直接透射和总透射反演的单层纯水云的光学厚度, τ_{ice}^{dir} 和 τ_{ice}^{tot} 为单层纯冰云的光学厚度。如果从 5.2 式计算得到的混合率 α 与真正的混合率有很好的—致性,反演算法将从根本上得到简化:我们仅仅需要建立纯水云和纯冰云的反演,而不需要处理水云和冰云光学厚度各种组合的情况。下面的敏感性试验证明了 5.2 式的计算是有效的。因此,总的云光学厚度 τ_{ice}^{tot} 可以表示为

$$\tau^{tot} = (1-\alpha)\tau_{wtr}^{dir} + \alpha\tau_{ice}^{dir} \approx (1-\alpha)\tau_{wtr}^{tot} + \alpha\tau_{ice}^{tot} \quad (5.3)$$

如果 α 值较小 ($\alpha < 0.3$),则云粒子主要由水滴组成。相反,如果 α 值较大 ($\alpha > 0.7$),则主要以冰晶为主。热动力相混合率不仅能够区别云的热动力相,而且能够定量地决定多层云或混合相云系统中水云和冰云光学厚度的比例。最后,我们利用热动力相混合率信息就能够精确地推断云的光学厚度。值得注意的是,混合相云的光学(和微物理)特性有可能与水云和冰云散射特性的简单线性组合本质上是不同的。这里推算出的单层云的混合率是以水云和冰云光学厚度的线性组合和辐射闭合为前提的。

为了评价这个反演算法,评估它的不确定性,我们利用前向辐射传输模式模拟给定云条件下 MFRSR 的观测,并且对这些模拟观测应用我们的反演算法。如图 5.3 所示,我们利用图 5.2 中混合相云例子作为真实值(或输入值),同反演的总光学厚度和混合率进行了比较。在不考虑观测误差的情况下,反演的云的总光学厚度和混合率与真实值有很好的—致性,误差分别小于 3.6%和 0.023,表明我们基于 5.2 式的反演算法是有效的。然而,实际观测总有某些不确定的误差,由于在非气体吸收波段 Langley 回归校正得到的太阳常数的误差不到 1% [Michalsky 等, 2001],因此在模拟中我们增加 MFRSR 的透射观测 $\pm 1\%$ 的误差。给定 $\pm 1\%$ 的观测误差,反演的总的云光学厚度和混合率与相对应的真实值的误差分别小于 8.4%和 0.107。在反演中云的粒子有效半径的大小也有一定的影响,在我们的敏感性试验中,四种极端的有效粒子半径组合被检验,如图 5.3 所示。由于太阳直接透射和总透射的约束,云粒子有效半径的改变对混合率和单相云的光学厚度有相对较大的影响,但是对总的云光学厚度影响很小(当光学厚度为 1 时绝对偏差

小于 0.23, 为 10 时小于 0.66)。这表明该方法可以显著改进总光学厚度的反演, 并且对云粒子有效半径不敏感。

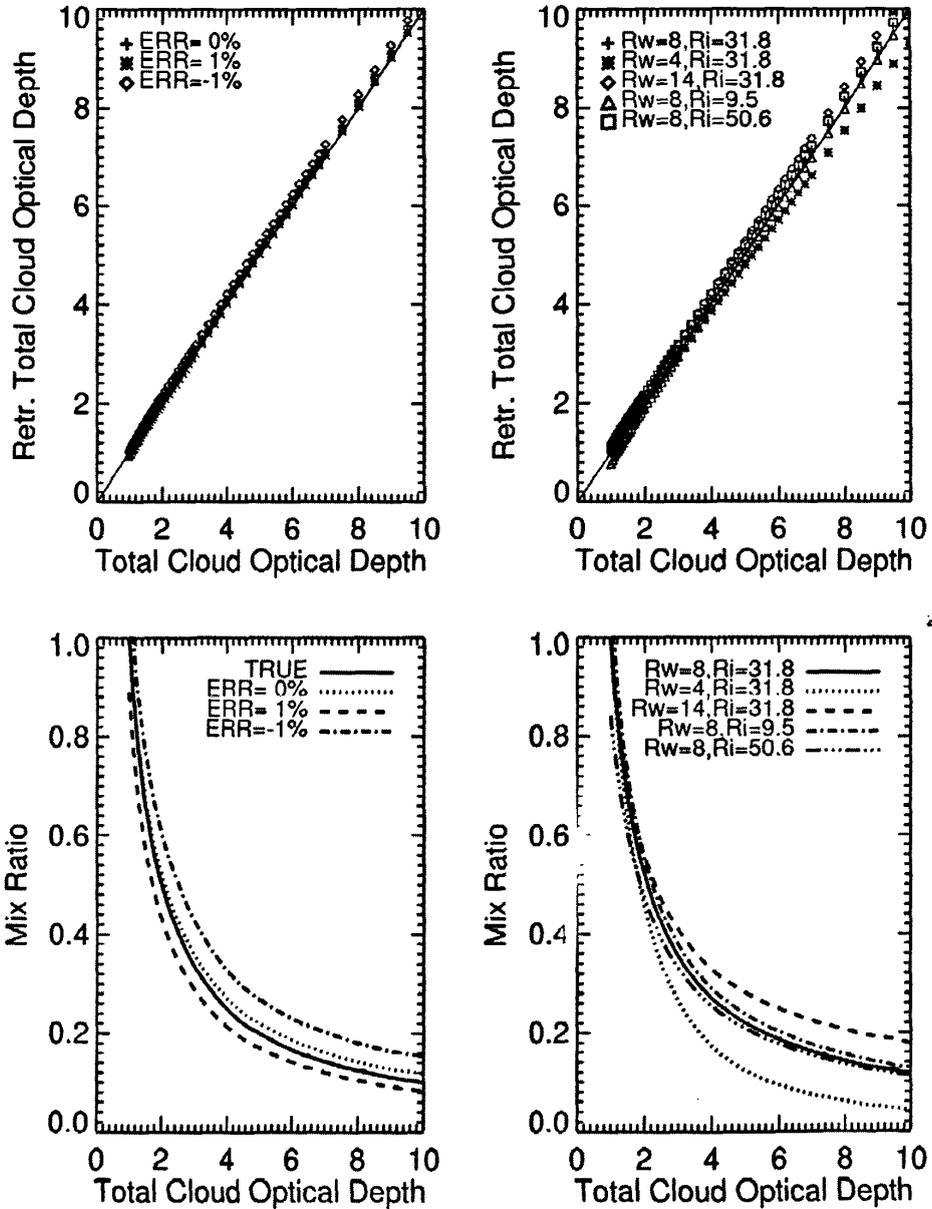


图5.3 总的云光学厚度和混合率真实值(图5.2中个例)和反演值的比较以及敏感性分析(±1%的观测误差和四种云粒子有效半径极端组合)[引自Wang等, 2008]

5.4 反演算法验证和评估

一种反演算法的成功关键在于对其反演产品的验证与评估。我们已经利用 ARM 移动设备 (Mobile Facility) 在美国 California 州 Point Reyes 站进行的 MASRAD (Marine Stratus Radiation Aerosol and Drizzle) 外场实验中 MFRSR 的观测资料对该反演算法进行了验证和评估[Wang 和 Min, 2008]。对所选择的 15 个薄混合云例子进行了敏感性分析, 结果表明 1% 的辐射观测误差将引起总云光学厚度和混合率反演的最大不确定分别为 8.4% 和 0.107; 在云粒子有效半径的范围内, 由于云粒子有效半径的不确定引起的直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的最大偏差 (相对误差) 分别为 0.16 (4.7%) 和 0.36 (8.3%)。

为了更进一步检查算法的实用性, 我们处理了 SACOL、张掖和景泰站的 MFRSR 观测资料 (见第三章)。由于我国西北地区特殊的气候特征, 观测到的云主要以薄云为主, 这为我们进一步检验反演算法提供了优越的条件。在给出三个站点薄混合云的统计分析结果之前, 我们首先给出一个典型的例子来说明反演算法在我国西北地区进行薄混合云反演的性能。

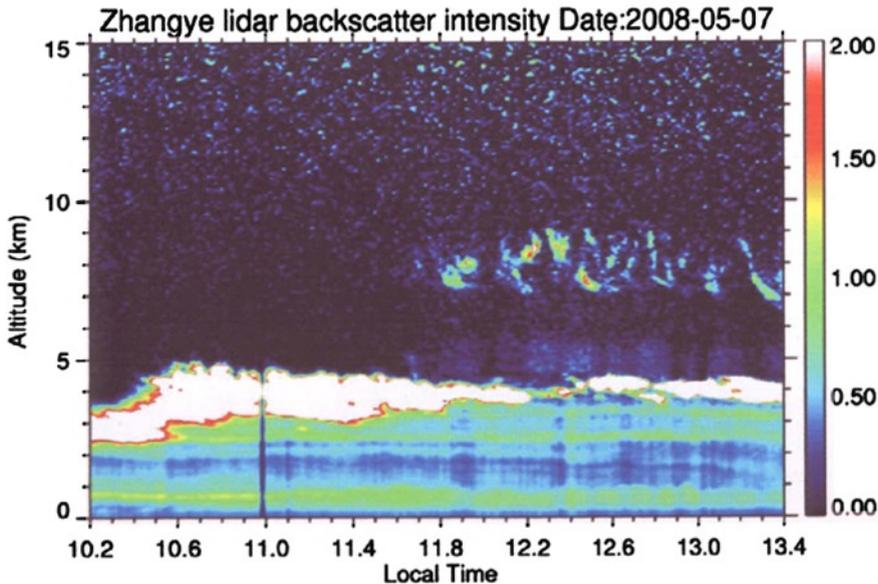


图 5.4 张掖站 2008 年 5 月 7 日 MPL 观测的后向散射强度

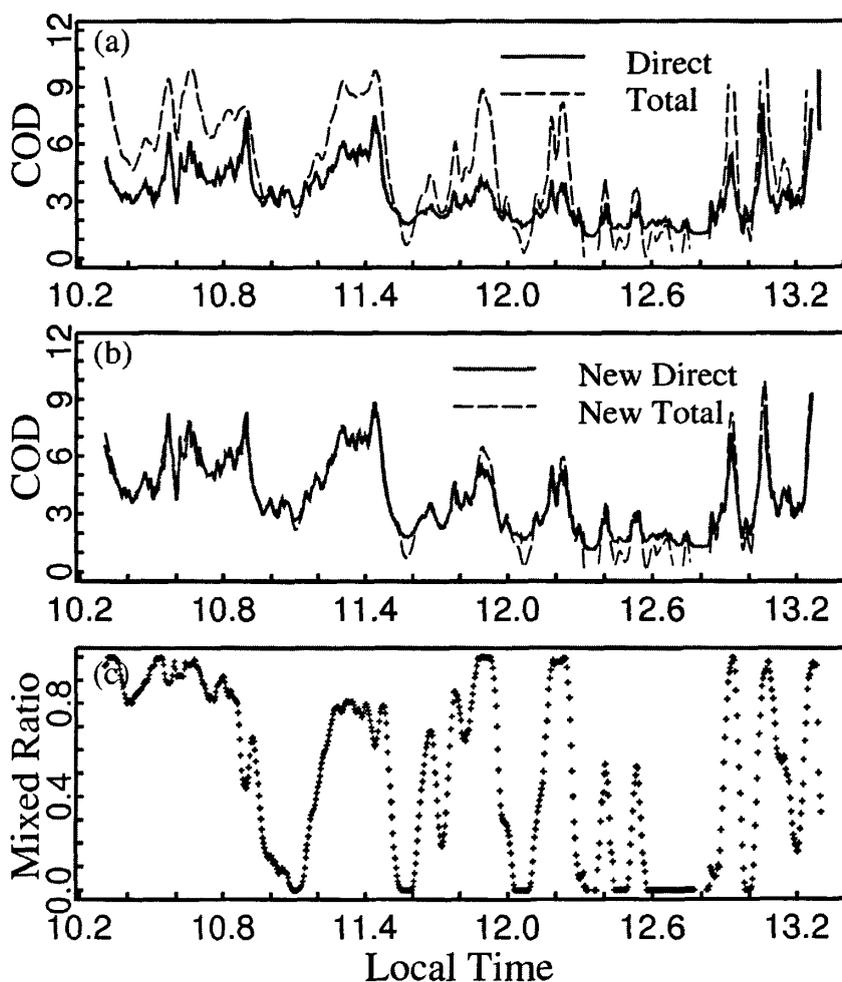


图 5.5 张掖站 2008 年 5 月 7 日基于辐射闭合 (a) 只假定为水云和 (b) 利用新的反演算法得到的云光学厚度; 灰色和黑色线分别代表直接辐射透射和总辐射透射反演的光学厚度; (c) 混合率。

由于总透射算法主要是基于平行平面假定进行辐射传输计算的, 因此我们主要选择时间持续较长的多云的例子, 以便减小三维 (3-D) 不均匀结构对反演结果的影响。张掖站 2008 年 5 月 7 日是一个非常典型的例子, 根据全天空成像仪的实时观测图像, 全天主要以多云为主, 并且持续时间较长, 有较少的碎云存在。根据微脉冲雷达 (MPL) 观测的后向散射强度, 如图 5.4 所示, 云层距地表 3 km,

并延伸到冻结高度以上, 云顶可达 5 km, 平均云层厚度约为 0.8 km, 并且在中午 12:00 到 13:10 期间 7-9 km 处出现了非常薄的卷云。因此, 这个例子很有可能是由混合相云和多层云组成的。图 5.5a 给出了 2008 年 5 月 7 日从直接辐射透射和总辐射透射反演的云光学厚度的时间序列, 在反演中我们假定为水云, 且粒子有效半径为 $8 \mu\text{m}$ 。从这两种观测反演的云光学厚度的差异从 0 一直达到 5.6, 这与 MFRSR 辐射观测闭合的特点是相矛盾的, 这种巨大的差异意味着云的热动力相的假定是有问题的。然而, 利用新的反演算法则从本质上减小了这种巨大的差异, 如图 5.5b 所示。云光学厚度的相一致确保了直接和总辐射(散射辐射)之间的辐射闭合。同时, 我们反演了水和冰的光学厚度混合率, 如图 5.5c 所示。由于日前缺少对混合率的直接观测, 这里我们只能间接地根据 MPL 提供的云层高度和厚度信息进行验证。从图 5.4 中我们可以明显看到, MFRSR 反演的混合率是和 MPL 提供的云层高度和厚度信息是一致的。这里值得注意的是, MPL 和 MFRSR 的观测几何是不同的: MPL 为天顶方向, MFRSR 的直接辐射为太阳—传感器方向。混合率和云层高度和厚度信息之间略有时间误匹配。

有几处出现了混合率接近 0 的情况, 这与云层的高度所反映出的云的混合相和冰相特征是不一致的。为此, 我们就近检查了这些时刻天空成像仪(TSI)观测的云量, 发现这些时段主要是云光学厚度较小的碎云。漫射辐射(总辐射)不仅依靠大气中气溶胶和云的光学厚度, 而且取决于气溶胶和云的单次散射特性, 特别是当云的光学厚度小到和气溶胶相当时, 较大的气溶胶单次散射反照率对漫射辐射(总辐射)有比较的影响。而且 3-D 不均匀云结构违背了在我们的反演中使用平行平面理论进行漫射辐射计算的假定, 导致云光学厚度被低估。因此, 气溶胶的载入和 3-D 不均匀结构将影响从极薄云的总辐射中反演的云光学厚度, 混合率可能被错误估计。然而在这种条件下, 由于直接辐射反演算法对 3-D 不均匀结构和气溶胶单次散射反照率不敏感[Min 等, 2004a], 我们可以利用直接辐射算法精确反演薄云的光学厚度。云的热动力相可以利用该算法根据碎云周围的多云条件很好的进行分类。此外, 如果有了其他观测或算法(如 TSI)得到的云量信息, 根据该算法推断碎云和薄云条件下的有效云光学厚度将成为可能。

对相同的云而言, 直接辐射反演的光学厚度应该接近于总辐射反演的光学厚度。图 5.6 描述了从假定为单相水云到可能的混合相云和多层云从 MFRSR 的两种观测反演的云光学厚度之间关系的改进。如果仅仅假定为液相云, 这些散点(如

表 5.1 挑选的 SACOL、张掖和景泰站 28 个光学薄云例子新、旧反演算法结果比较

Sites	Cases	Start/End			Old Method			New Method			Mean	
		time (Local)	Slope	Intercept	R ^a	RMS	Slope	Intercept	R ^a	RMS	t ^{int} (stdv) ^b	Alpha
SACOL	20071027	11:24 / 15:12	0.842	1.033	0.626	1.089	0.951	0.090	0.874	0.562	4.491 (1.034)	0.375
	20071110	10:48 / 14:48	1.888	-0.437	0.848	1.398	1.216	-0.182	0.927	0.509	1.945 (0.837)	0.705
	20080224	11:00 / 15:00	0.904	2.160	0.576	2.436	1.071	-0.010	0.92	0.694	4.237 (1.389)	0.678
	20080307	10:00 / 14:00	1.457	-0.195	0.819	1.952	1.068	-0.116	0.937	0.741	4.608 (1.766)	0.621
	20080320	13:00 / 17:00	1.592	-0.432	0.955	1.659	1.050	-0.080	0.974	0.608	3.535 (2.666)	0.579
	20080321	11:00 / 17:00	1.440	-0.433	0.929	1.659	1.055	-0.249	0.950	0.892	3.326 (2.624)	0.439
	20080327	11:30 / 16:00	2.161	-1.609	0.947	1.984	1.223	-0.625	0.954	0.849	2.455 (2.129)	0.502
	20080401	10:00 / 17:00	1.883	-1.172	0.920	1.235	1.249	-0.645	0.957	0.682	1.357 (1.175)	0.207
	20080403	09:30 / 15:00	1.978	-2.294	0.901	1.685	1.288	-1.154	0.973	0.715	3.242 (1.962)	0.305
	20080412	08:00 / 16:00	1.170	0.622	0.749	2.144	1.110	-0.508	0.922	0.905	4.878 (2.094)	0.468
	20080806	13:36 / 15:30	1.428	0.518	0.912	2.338	1.025	0.160	0.945	0.853	3.410 (2.908)	0.583
	20080811	08:00 / 15:00	1.982	-1.893	0.917	1.691	1.172	-0.728	0.960	0.708	3.147 (2.229)	0.389
	20080911	08:00 / 15:00	0.982	1.648	0.732	2.285	0.957	0.298	0.911	0.913	5.131 (2.570)	0.600
	20080912	10:00 / 18:00	1.874	-0.757	0.911	2.432	1.175	-0.254	0.926	1.192	3.152 (2.505)	0.625
20080915	09:00 / 17:00	1.312	-0.578	0.891	1.325	1.109	-0.577	0.940	0.781	3.397 (1.973)	0.281	
20080929	09:30 / 15:18	1.787	-1.514	0.919	1.927	1.100	-0.514	0.960	0.774	3.210 (2.377)	0.401	
20081001	09:30 / 16:00	1.280	0.390	0.720	2.115	1.158	-0.473	0.916	0.873	3.670 (1.711)	0.534	
20081010	10:30 / 13:30	1.425	0.170	0.872	2.320	1.040	-0.196	0.951	0.510	5.290 (1.507)	0.701	
20081016	10:00 / 14:00	1.696	-0.144	0.898	2.444	1.060	0.083	0.947	0.774	3.160 (2.049)	0.661	
20081018	12:00 / 16:00	1.372	0.031	0.912	1.594	1.048	-0.017	0.966	0.610	2.614 (2.142)	0.501	
20081030	09:00 / 13:00	1.549	0.436	0.801	2.340	1.170	0.048	0.867	1.173	2.880 (1.567)	0.729	
20081111	10:00 / 15:00	1.621	0.377	0.912	2.007	1.123	0.142	0.943	0.807	2.392 (1.638)	0.943	
20081113	10:00 / 15:00	1.973	-0.572	0.928	2.061	1.281	-0.265	0.940	0.959	2.301 (1.630)	0.614	
20080426	09:30 / 17:00	1.787	-0.393	0.941	1.100	1.057	-0.060	0.969	0.370	1.482 (1.376)	0.422	
20080507	10:18 / 13:18	1.965	-1.748	0.912	2.159	1.144	-0.623	0.974	0.530	3.866 (1.820)	0.505	
20080509	12:30 / 16:00	2.259	-1.359	0.890	2.565	1.280	-0.585	0.946	1.037	2.623 (2.585)	0.622	
20080512	10:00 / 16:00	1.679	-0.501	0.893	0.570	1.101	-0.215	0.962	0.221	1.109 (0.646)	0.26	
景泰站	20080417	13:00 / 15:30	1.809	-0.309	0.807	3.059	1.001	0.452	0.915	1.020	5.224 (2.427)	0.718

^aR^a 相关系数; ^bt^{int}是利用新方法从直接辐射反演的平均云光学厚度, 括弧中为标准差。

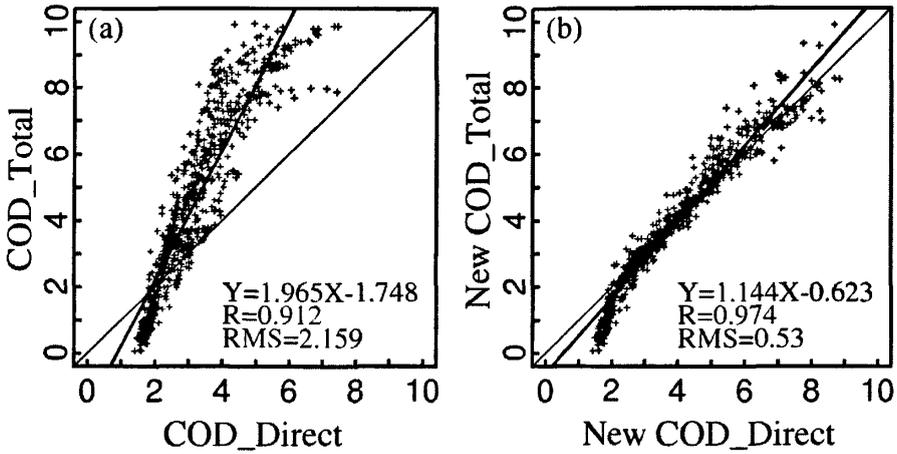


图 5.6 2008 年 5 月 7 日从直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的散点图（其中 $Y=AX+B$ 为拟合方程，R 为相关系数，RMS 为均方根误差）

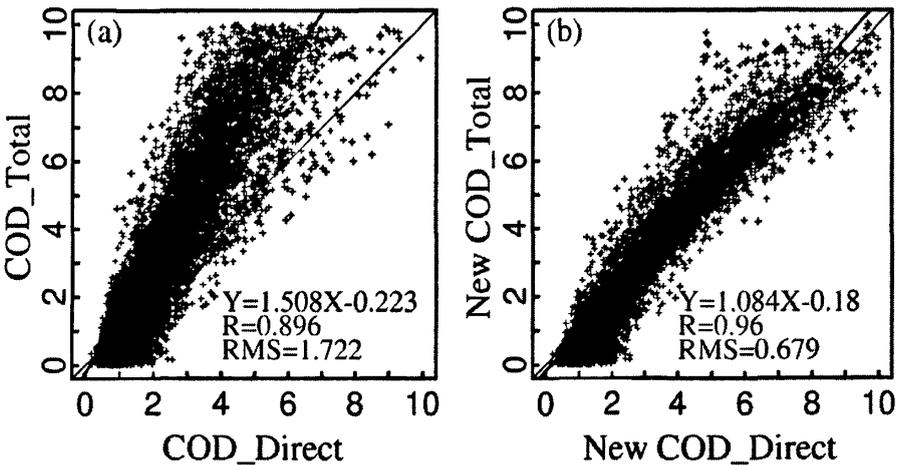


图 5.7 所选三个站点 28 个例子从直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的散点图（其中 $Y=AX+B$ 为拟合方程，R 为相关系数，RMS 为均方根误差）

图 5.6a) 斜率约为 1.965，相关系数为 0.912。对于较大的光学厚度而言，从总辐射反演得到的一些值明显小于直接辐射的反演值。原因是假定的液相云相对冰云而言，有较弱的前向散射，因此导致了从直接辐射反演的云光学厚度的低估和从总辐射反演的云光学厚度的高估。如图 5.6b 所示，我们利用比较合适的云相识别，

这些散点的斜率则减小为 1.144，相关系数达到 0.974，并且均方根误差 (RMS) 从原来的 2.159 迅速地递减为 0.53。云光学厚度之间的一致确保了直接和散射辐射之间的辐射闭合。

尽管以上个例分析让我们了解了这个新反演算法的性能，但是在把该算法应用到大气中的各种情况之前更广泛的评估是非常必需的。因此，正如前文所述，我们选择云层持续时间较长的光学薄云的例子以便减小 3-D 不均匀结构的影响。根据 TSI 实时观测的天空图像和 MPL 提供的云层的信息，我们精心挑选了 SACOL、景泰和张掖站共 28 个光学薄云的例子。它们的统计分析结果列在表 5.1 中，从 MFRSR 的两种观测中反演的云光学厚度的比较如图 5.7 所示。如果我们假定所有的云为液相云，由直接辐射和总辐射反演的光学厚度的比较散点图的斜率为 1.508，相关系数为 0.896。利用新的考虑云相识别的反演算法，它们之间的斜率改进为 1.084，并且具有更高的相关系数 0.96，均方根误差 (RMS) 也从原来的 1.722 减小为 0.679。根据辐射闭合，从直接辐射和总辐射反演的云光学厚度具有很好的一致性。当然，在非常薄的云光学厚度区仍有小的偏差，即从总辐射反演的云光学厚度小于从直接辐射反演的云光学厚度。正如前面所讨论，这种偏差可能是由于 3-D 不均匀云结构效应以及气溶胶特性的不确定造成的。

如图 5.7b 所示，直接辐射和总辐射反演的云光学厚度存在差异。这些差异可能是由以下两个方面引起的：第一，尽管这些例子的选择都是基于长期的多云条件，但是 3-D 不均匀结构在一定程度上也影响了总辐射反演的云光学厚度。长期的多云条件并不能保证所选例子的云系统能满足平行平面假定，特别是当云系统为双层或者多层时更不能保证。此外，由于多次散射的原因，漫射辐射相比直接辐射更加平滑 [Min 等, 2001]。在非均质云区中直接辐射和总辐射不同的平滑尺度一定程度上导致反演的云光学厚度存在一些差异。然而，长时间的平均则可以本质上减小这种差异。第二，云光学厚度和混合率的反演算法中对水云和冰云的粒子有效半径使用一套气候学意义上的基本值，分别为 $8 \mu\text{m}$ 和 $31.8 \mu\text{m}$ 。正如前面所讨论的前向模拟测试，云的有效粒子半径确实对散射相函数存在影响，因此也影响反演的云光学厚度。为了评估与云滴粒径大小相关联的不确定性，我们测试了云粒子有效半径的各种组合，评估了它们对所有所选例子的回归统计斜率和相关系数的影响。正如表 5.2 所示，从直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的最大偏差 (相对误差) 分别为 0.21 (7.9%) 和 0.30 (9.4%)。对每个云相而言，有效粒子

大小对回归统计斜率和相关系数的影响都非常小,分别从 1.078 到 1.092、从 0.957 到 0.961 变化。这表明,云相在决定直接辐射和总辐射差异的过程中、以及 MFRSR 的两个观测反演的云光学厚度之间的回归斜率中扮演非常重要的角色。因此,与云粒子大小相关联的不确定性可以用来解释它们之间存在的这些差异。

表 5.2 有效粒子半径对云光学厚度反演的敏感性分析^a

Re_wtr (μm)	Re_ice (μm)	τ^{dir}		τ^{tot}		Slope	Intercept	R
		$\tau - \tau_0^{\text{b}}$	Error (%)	$\tau - \tau_0^{\text{b}}$	Error (%)			
8	31.8	0	0	0	0	1.084	-0.180	0.960
4	31.8	0.074	2.800	0.190	5.987	1.089	-0.204	0.958
14	31.8	0.034	1.283	0.135	4.252	1.092	-0.178	0.958
8	9.5	0.208	7.924	0.297	9.369	1.078	-0.164	0.957
8	50.6	0.123	3.877	0.181	5.719	1.092	-0.221	0.961

^a该敏感性分析主要针对所选 28 个光学薄云例子的统计分析,统计观测点总数为 8745, Re 为云有效粒子半径; R 为相关系数;

^b这里的 τ_0 是指云粒子有效半径为基本设置 (水云 8 μm , 冰云 31.8 μm) 时反演得到的光学厚度。

5.5 小结与讨论

光学薄云有着非常重要的气候学意义,它可以根据其热动力相、高度、粒子谱分布和云水路径的不同加热或冷却大气。然而,对这种薄云的微物理和光学特性的反演却极具挑战性。在该研究中,我们利用 MFRSR 的直接辐射和总辐射两个瞬时光谱观测,并根据水云和冰云散射相函数的差异所引起的直接辐射及总辐射的差异大小反演了云的热动力相信息和冰云、水云光学厚度混合率,继而精确推算出光学薄云的光学厚度。特别是,我们利用 415 nm 和 860 nm 波段光谱辐射的时间变化区别云和气溶胶,进而根据他们的辐射特征区分薄云和气溶胶 [Min 等, 2004a]。对云而言,我们校正 MFRSR 影带遮挡的前向散射部分,以便完成从太阳直接辐射的精确反演,以及使用修改的 DISORT 模式 [Min 等, 2004a] 从总辐射中反演云的光学厚度。在辐射闭合的假定下,我们进一步推出了冰云和水云光学厚度混合率,并识别出了云的热动力相信息。因此,最后反演的云光学厚度是精确的,基于辐射闭合假定从直接辐射和总辐射得到的光学厚度也是一致的。

利用前向散射模拟以及 SACOL、张掖和景泰站的实时观测,我们评估和验证了基于云相识别的光学薄云反演算法。该算法达到了从直接辐射和总辐射反演云光学厚度的高度一致性:两者之间的斜率为 1.084,相关系数为 0.96,均方根误差为 0.679。然而,截止验证推算的混合率之前,没有其他(主动和被动)仪

器能对多层云或混合相云的混合率进行直接观测。根据对云底高度观测的间接信息的评估表明我们推断的云相信息是合理的。由于多层云或混合相云光学厚度在气候意义上的重要性,根据该算法估计的混合率是独一无二的,并且在气候研究中是非常重要的。这也清楚地表明,云热动力相是决定太阳直接辐射和总辐射差异的主要因子,然而在相同云相中云的有效粒子半径却扮演很小的角色。云有效粒子半径的敏感性分析表明,在云的有效粒子半径允许的范围内,从太阳直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的最大偏差(相对误差)分别为 0.21 (7.9%) 和 0.30 (9.4%)。此外,1%的辐射观测误差将引起反演的总的云光学厚度和混合率的最大不确定性分别为 8.4%和 0.107。正如前文所述,该新的反演算法不仅能提供光学薄云光学厚度的精确反演,而且也能提供独一无二的混合率。下面几个问题值得我们注意:

(1) 该反演算法要求太阳直接辐射的观测,并且只能应用于光学厚度小于 10 的光学薄云;

(2) 对极其薄的云(云光学厚度与气溶胶光学厚度接近)和碎云,太阳直接辐射反演的云光学厚度是精确的,建议使用,混合率则是不可用的。碎云的 3-D 效应以及与气溶胶特性相联系的不确定性将影响总辐射的反演结果。

参考文献 (References)

- [1] 程周杰, 王洪芳, 白洁 (2007), 云微物理参数的地基探测反演研究综述, 气象科技 35(1), 9-14.
- [2] 陈勇航, 黄建平, 王天河, 金宏春, 葛颀铭 (2005), 应用气象学报, 16(6), 717-728.
- [3] Baum, B. A., P. F. Soulen, K. I. Strabala, M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, and P. Yang (2000), Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS: 2. Cloud thermodynamic phase, *J. Geophys. Res.*, 105, 11781-11792.
- [4] Baum, B. A., R. A. Frey, G. G. Mace, M. K. Harkey, and P. Yang (2003), Nighttime multilayered cloud detection using MODIS and ARM data, *J. Appl. Meteorol.*, 42, 905-919.
- [5] Daniel, J. S., S. Solomon, R. W. Portmann, A. O. Langford, C. S. Eubank, E. G. Dutton, and W. Madsen (2002), Cloud liquid water and ice measurements from spectrally resolved near-infrared observations: A new technique, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4599, doi:10.1029/2001JD000688.
- [6] Eloranta, E. W., I. A. Razenkov, and J. P. Garcia (2006), Mixed-phase cloud measurements with the University of Wisconsin high spectral resolution lidar, paper presented at 16th Science Team Meeting, Atmos. Radiat. Meas., Albuquerque, N. M., 27-31 March.
- [7] Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert, and G. Séze (2000), Cloud Thermodynamical Phase Classification from the POLDER Spaceborne instrument, *J. Geophys. Res.*, 105, 14747-14759.
- [8] Key, J. and J. Intrieri (2000), Cloud particle phase determination with the AVHRR, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1797-1805.
- [9] King, M. D., S. Platnick, P. Yang, G. T. Arnold, M. A. Gray, J. C. Riedi, S. A. Ackerman, and K. N. Liou (2004), Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness, and effective radius in the arctic: Application of airborne multispectral MAS data, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 21, 857-875.
- [10] Knap, W., P. Stammes, and R. B. A. Koelemeijer (2002), Cloud thermodynamic phase determination from near-infrared spectra of reflected sunlight, *J. Atmos. Sci.*, 59, 83-96.
- [11] Knuteson, R. O., H. E. Revercomb, F. A. Best, N. C. Ciganovich, R. G. Dedecker, T. P. Dirks, S. C. Ellington, W. F. Feltz, R. K. Garcia, H. B. Howell, W. L. Smith, J. F. Short, and D. C. Tobin (2004), Atmospheric Emitted Radiance Interferometer, Part I: Instrument Design, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 21(12), 1763-1776.
- [12] Liu, J., C. Dong, X. Zhu (2002), Thermodynamic phase analysis of cloud particles with FY-1C data, *Meteoro. Atmos. Phys.*, 80, 65-71.
- [13] Min, Q., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*,

- 23(13), 1641-1644.
- [14] Min, Q., L. C. Harrison, and E. E. Clothiaux (2001), Joint statistics of photon path length and cloud optical depth: Case studies, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7375-7386.
- [15] Min, Q., M. Duan, and R. Marchand (2003), Validation of surface retrieved cloud optical properties with in situ measurements at the Atmospheric Radiation Measurement Program (ARM) South Great Plains site, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4547, doi:10.1029/2003JD003385.
- [16] Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004a), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- [17] Min, Q., P. Minnis, and M. Khaiyer (2004b), Comparison of cirrus optical depths derived from GOES 8 and surface measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, D15207, doi:10.1029/2003JD004390.
- [18] Min, Q., and M. Duan (2005), Simultaneously retrieving cloud optical depth and effective radius for optically thin clouds, *J. Geophys. Res.*, 110, D21201, doi:10.1029/2005JD006136.
- [19] Pavolonis, M. J., and A. K. Heidinger (2004): Daytime cloud overlap detection from AVHRR and VIIRS, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 762-778.
- [20] Pavolonis, M. J., A. K. Heidinger, and T. Uttal (2005), Daytime global cloud typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm description, validation, and comparisons, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 804-826.
- [21] Platnick S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. Riedi, and R. A. Frey (2003), The MODIS Cloud Products: Algorithms and Examples from Terra. *IEEE, Trans. Geo. And Remote Sensing*, 41, 459-473.
- [22] Riedi J., P. Goloub, and R. T. Marchand (2001), Comparison of POLDER cloud phase retrievals to active remote sensors measurements at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 28(11), 2185-2188.
- [23] Riedi, J., B. Marchant, S. Platnick, B. Baum, F. Thieuleux, C. Oudard, F. Parol, J-M. Nicolas, and P. Dubuisson (2007), Cloud thermodynamic phase inferred from merged POLDER and MODIS data, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 14103-14137.
- [24] Rossow, W. B., and R. A. Schiffer (1999), Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261-2287.
- [25] Sassen, K. (1991), The polarization lidar technique: A review and current assessment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1848-1866.
- [26] Sassen, K., and S. Benson (2001), A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing, Part II: Microphysical properties derived from lidar depolarization, *J. Atmos. Sci.*, 58, 2103-2112.
- [27] Shupe, M. D., P. Kollias, S. Y. Matrosov, and T. L. Schneider (2004), Deriving mixed-phase cloud properties from Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21(4), 660-670,

doi:10.1175/1520-0426

- [28] Turner, D. D., S. A. Ackerman, B. A. Baum, H. E. Revercomb, and P. Yang (2003), Cloud phase determination using ground-based AERI observations at SHEBA, *J. Appl. Meteor.*, 42, 702-715.
- [29] Turner, D. D. (2005), Arctic mixed-phase cloud properties from AERI-lidar observations: Algorithm and results from SHEBA, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 427-444, doi:10.1175/JAM2208.1.
- [30] Turner, D. D., A. M. Vogelmann, R. T. Austin, J. C. Barnard, K. Cady-Pereira, J. C. Chiu, S. A. Clough, C. Flynn, M. M. Khaiyer, J. Liljegren, K. Johnson, B. Lin, C. Long, A. Marshak, S. Y. Matrosov, S. A. McFarlane, M. Miller, Q. Min, P. Minnis, W. O'Hirok, Z. Wang, W. Wiscombe (2007), Thin liquid water clouds: Their importance and our challenge, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 177-190, doi:10.1175/BAMS-88-2-177.
- [31] Wang, T., and Q. Min (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D19203, doi:10.1029/2008JD009958.

第六章 我国西北地区云量的反演

6.1 引言

云是全球气候变化研究中最大的不确定性源[IPCC, 2007]。通过气候反馈温室增暖对云量的影响从而引起全球辐射能量平衡的改变[Randall 等, 1984]。云量的变化对气候变化有着显著的影响,然而目前这种影响机制的研究非常有限,具有很大的不确定性,特别是近年来对云反馈机制的讨论,存在很大争议[Lindzen 等, 2001; Lin 等, 2002; Chou 等, 2002; 丁守国等, 2004;]。因此精确监测全球云量的覆盖在全球气候变化研究中是非常关键的。

云量的监测从早期主要依靠人们的主观经验进行目视判断到地基被动、主动观测再到最近的卫星反演经历了很长的历史发展过程。期间,在云量的监测方法和仪器开发等研究方面国内外有了很大的发展。地基主、被动观测主要包括地面长波辐射观测估计方法 [Fairall 和 Hare, 1990]、云雷达或激光雷达观测分析 [Clothiaux 等, 1999]、宽波段短波辐射观测分析 [Long 和 Ackerman, 2000; Long 等, 2006a]和全天空成像系统 [吕达仁等, 2001; 霍娟和吕达仁, 2002; Pfister 等, 2003; Long 等, 2006b]等。利用卫星观测反演云量的常规算法很多 [Minnis, 1989; Rossow 等, 1993; Ackerman 等, 1997; Menzel 和 Strabala, 1997 等]。另外, Tuinder 等 [2004] 利用安装在地球资源卫星 (ERS-2) 上的全球臭氧监测实验 (GOME) 仪器观测发展了四种有效云量反演算法 (原始云拟合算法、极化测量仪云识别算法、光学云识别算法和氧气 A-band 云快速反演方案); Stamnes 等 [2008] 也发展了利用星载臭氧监测仪器 (OMI) 发展了有效云分数的反演算法。

来源于地面测站的云量资料能够较好地反映局地云气候特征,但由于受目测视野和设站及观测条件的限制,使得地面测站的云量资料时空连续性较差,尤其在地广站稀的地区资料的不完整问题就更为突出。通过卫星探测的辐射资料反演而来的云量资料具有较好的空间覆盖性,适于反映大范围的云气候特征,但由于受空间分辨率以及地面状况的影响,其资料的可信度需要验证。雷达在白天和夜晚均可进行云量的观测,包括云量的垂直分布,但由于它的观测视野很窄,对一个地区的云量而言没有很好的代表性 [王可丽等, 2001]。

与地基观测相比, 尽管卫星观测提供了云量的全球覆盖, 便于全球气候变化的研究, 但是它们受到空间(或时间)分辨率上的限制和地表条件的影响较大。因此为了验证卫星反演和填补卫星观测的空白, 发展利用常规地基观测算法并进行云量的自动观测分析是非常需要的。在云量的地面观测中, 目前的技术包括了人们的主观经验日视判断, 天空成像仪器的空间估计, 和主被动传感器观测云事件的时间估计。然而, 即使大量增加天空成像仪器和主被动传感器的数目, 地面观测至今仍是很有限制的。

由于到达地面的短波辐射受到云的显著影响, 因此广泛使用的光谱和宽波段短波辐射计提供了估计较大地理分布云量的巨大潜力。Long 等[2006a]提出了一种利用宽波段短波漫射辐射观测推算白天天空云量的方法, 此方法利用云天条件下漫射辐射的增强来区分晴天和云天的比例, 并通过归一化程序剔除了太阳天顶角的依赖性。由于具有不同粒子谱的云和气溶胶(晴天)光学特性表现出显著的光谱依赖性差异, 因此利用窄带辐射计的光谱观测进行云量估计成为可能[Min 等, 2008]。

6.2 云量反演算法

下面主要介绍基于 MFRSR 光谱观测进行云量反演的透射率比值方法, 同时为了对该算法进行比较和验证, 也简单介绍了 Long 等[2006a]发展的宽波段短波分析方法。

6.2.1 MFRSR 透射比反演算法

一般情况下, 大气散射体(大气分子、气溶胶和云粒子)光学厚度的光谱依赖性服从 Angstrom 经验关系[Angstrom, 1929]:

$$\tau_{sca}(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (6.1)$$

其中 $\tau_{sca}(\lambda)$ 为大气散射体在 λ 波段的光学厚度, β 为 Angstrom 混浊系数, α 为 Angstrom 指数, 也称之为波长指数, 它表征垂直气柱内气溶胶质粒的谱分布, 表示质粒的平均半径。Angstrom 指数 α 是大气散射体粒子谱的指示器, 对处于 Rayleigh 散射区的大气分子而言, 它的值接近于 4, 而对于 Mie 散射区的云粒子而言则接近于 0。对于气溶胶粒子而言, Angstrom 指数 α 的值则介于 Rayleigh 和

云之间。观测表明，随季节变化大陆性气溶胶 Angstrom 指数 α 存在一个典型的值即 1.3[章澄昌等, 1995; Michalsky 等, 2001]。由于光学厚度的这种光谱依赖性，波长较长波段和较短波段的漫射透射比对云而言约为 1，对气溶胶则小于 1，正如图 6.1 所示。基于这种物理原理和下面更多的敏感性试验，我们定义了气溶胶（晴天）和云（阴天）条件下漫射透射比的基准值，并且发现这个比值对气溶胶和云光学特性的变化不敏感。在实际的观测中，漫射透射比的大小是由天空云量的多少决定的。因此我们可以把观测的漫射透射比 R^{obs} 假定为云天透射比 R^{cld} 和晴天透射比 R^{clr} 的线性叠加，即

$$R^{obs} = (1 - \phi)R^{clr} + \phi R^{cld} \quad (6.2)$$

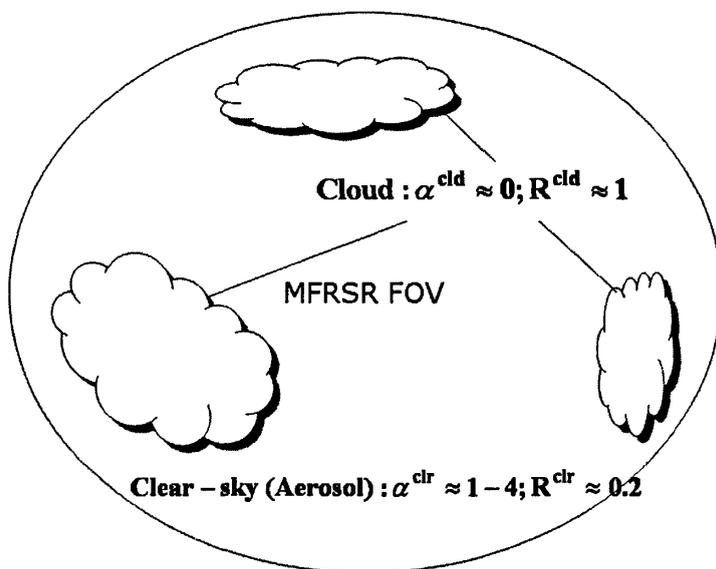


图 6.1 云量的反演原理框架图。其中 α 为 Angstrom 指数， R 为两个波段的漫射透射比，上标 clr 和 cld 分别代表晴天和云天。[引自 Min 等, 2008]

其中 $\phi (0 \leq \phi \leq 1)$ 为大气中云量。因此云量可以用一个简单的解析表达式表示如下：

$$\phi = \frac{R^{obs} - R^{clr}}{R^{cld} - R^{clr}} \quad (6.3)$$

由于不同波段的大气透射率都随太阳天顶角系统性变化，因此两个波段的漫射透

射比将很少依赖于太阳天顶角（或时间）。如果我们能够定义给定任何时刻点（或太阳天顶角）的一套云天和晴天透射率，则它们就可以应用到白天其他的时刻点（或太阳天顶角）上。因此，这个简单的表达式就可以提供天空云量合理精确地估计。值得强调的是，为了得到一个好的云量估计，计算漫射透射比的波长应该分的足够开，以便于这两个波段的气溶胶光学厚度有一个本质上的差别。此外，这两个波段上的潜在的气体吸收应该最小化，特别是由于云和水汽之间的相互作用，水汽吸收波段必须除外。

为了阐明该方法的基本原理并进行敏感性分析，MFRSR 仪器的 415 和 860nm 两个波段被选择来进行前向散射模拟，因为这两个波段的气体吸收是最小的。由于 MFRSR 的独特自动影带技术和观测几何，可以在不对仪器进行绝对校正的情况下精确地得到每个频带的总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射。这里的漫射水平辐射代表的是仪器 160° 视场所接收的向下的半球辐射。在晴空稳定的白天，通过对太阳直接辐射的 Langley 回归分析可以得到仪器对大气层顶的响应，然后计算未校正的 MFRSR 输出信号和大气层顶的响应值的比值就可以得到多云天气条件下的透射率。这里的漫射透射即根据 Langley 回归得到的对应的太阳常数对漫射辐射进行归一化得到的。因此，在这两个波段的漫射透射比也是不依赖于仪器的绝对校正的。MFRSR 大气透射的精确观测也确保了晴天气溶胶光学厚度和阴天云光学厚度的精确反演[Min 和 Harrison, 1996; Min 等, 2004; Wang 和 Min, 2008]。

我们使用 Min 等[2004]修改的 DISORT 辐射传输模式，模拟了各种云天和晴天条件下所选择的两个非气体吸收波段在不同太阳天顶角的漫射透射比。在模拟中，将 415 和 860nm 波段的地表反射率分别设定为 0.036 和 0.25 以代表正常的植被地表。在具有气候背景气溶胶（即 Angstrom 指数为 1.12 和 1.58，光学厚度达 0.35）的晴天条件下，漫射透射比在 0.10~0.35 之间变化，如图 6.2a 所示。气溶胶的大小、光学厚度以及在正常范围内太阳天顶角的变化等因素可能引入晴天透射比基准值约 0.1 的不确定性。但是，晴天透射比的基准值和气溶胶的特性可以从晴天时段的观测中精确地得到。因此，晴天透射比基准值的不确定性本质上是可忽略的。

如图 6.2b 所示，水云和冰云的漫射透射比分别是在 1 和渐近值 1.25、1.34 之间变化。地表反照率 α 对漫射辐射的影响可以简单的参数化为 $F/(1-\alpha)$ ，其中

F 是暗地表 ($\alpha = 0$) 的漫射辐射。因此根据给定的地表反照率 415nm 波段 0.036、860nm 波段 0.25，漫射透射比可以表示如下

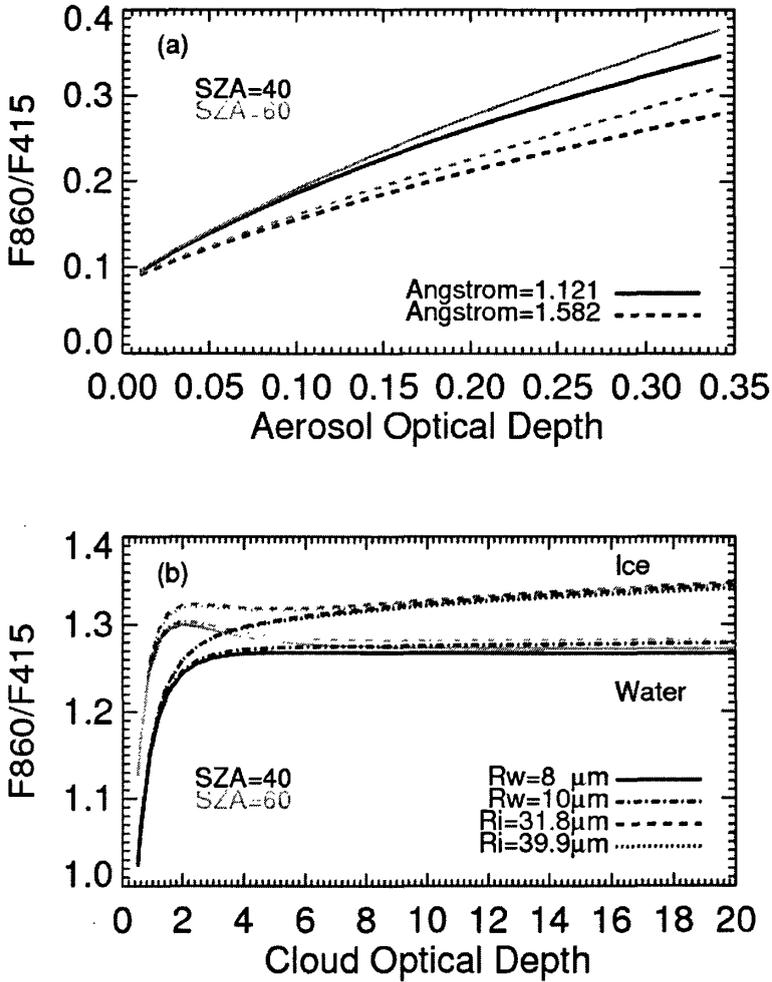


图 6.2 各种气溶胶 (a) 和云 (b) 条件下 415 和 860nm 波段的漫射透射比 (F_{860}/F_{415}) 模拟[引自 Min 等, 2008]

$$\left(\frac{F_{860}}{1 - \alpha_{860}} \right) / \left(\frac{F_{415}}{1 - \alpha_{415}} \right) = \frac{F_{860}}{F_{415}} (1 - \alpha_{415}) (1 - \alpha_{860}) = 1.28 \frac{F_{860}}{F_{415}} \quad (6.4)$$

由于在云天条件下 $F_{860}/F_{415} \approx 1$ ，因此，图中所显示的透射率大于 1 是由于 860nm 波段较高的地表反照率造成的。我们也可以清楚地看到，当云光学厚度达到 6 时，漫射透射比的渐近值不在对太阳天顶角敏感，由太阳天顶角 20° 的变化所引起的

漫射透射比的差异仅为 0.01。这种变化所引起的最大差异约为 0.1，主要出现在云（或气溶胶）的光学厚度为 0.35 到 3 的区间。此外，在相同云热动力相的情况下，不同云粒子有效半径对漫射透射比的影响是可以忽略的。而且，云天漫射透射比的基准值也可以根据观测时间序列中云光学厚度较大的时段直接决定。在天空碎云条件下，云特性（云有效粒子半径和光学厚度）的变化对本地云天基准值的影响也是很小的。因此，使用气候意义上的基准值，由云、气溶胶和太阳天顶角的变化引起的所有不确定性约为 0.2，即漫射透射比动态范围的 20%。因此该方法反演的云量最大不确定性是 20%。实际上，正如前面所述，晴天和云天漫射透射比的基准值可以根据观测时间序列直接决定，因此云量反演的不确定性本质上应当更小。在天空为碎云的情况下，假定云、气溶胶和太阳天顶角可能的变化，云量反演的不确定性和实际观测的估计一样约为 10%。

6.2.2 宽波段短波分析方法

宽波段短波分析方法主要利用云对向下短波漫射辐射的影响（即观测的漫射短波辐射减去晴天的漫射短波辐射， $SW_{measure}^{dif} - SW_{clear}^{dif}$ ）来决定云量的大小。为了剔除云对向下短波漫射辐射的影响与太阳天顶角的依赖性，我们可以根据与其相对应的晴天向下短波总辐射进行归一化处理，得到归一化的云向下漫射辐射效应

$$D_n = \frac{SW_{measure}^{dif} - SW_{clear}^{dif}}{SW_{clear}^{total}} \quad (6.5)$$

因此晴天短波辐射的估计是必须解决的首要条件。Long 等[2000]发展了利用地表向下短波辐射晴天识别的算法，该算法不仅通过四级严格的辐射值检验进行晴天识别，而且也可以根据晴天的识别结果建立稳定的晴空拟合程序。这将便于计算云天背景下任何时刻晴空短波漫射辐射和总辐射辐射，最终根据 6.5 式实现云的向下漫射辐射效应归一化。

利用归一化的云向下漫射辐射效应 D_n 估算云量，必须要求 D_n 与云量有一一对应的关系。然而实际观测发现，当少云天的云量接近于 1 时， D_n 值并不是独一无二的，这主要与云的光学特性和云量大小有关。因此我们必须从少云天（Partly Cloud）和光学厚度较薄的多云天（Overcast Cloud）中分离出光学厚度较大的多云天的时刻。值得注意的是，对于光学厚度很厚的云，地表向下的直接

短波辐射几乎为 0，总短波辐射中只有漫射辐射部分，在这种情况下，很有可能总的短波辐射和漫射短波辐射的观测值都比晴空条件下的漫射短波辐射要小，导致 D_n 就变成了负值；同样在拟合晴空辐射函数时，由于存在插值的误差，也可能使晴空条件下的漫射辐射观测值小于估算值，致使 D_n 变成负值。因此我们在多云天识别之前必须首先区分这两种情况。我们引入一个比值，即观测的总短波辐射除以晴天条件下的总短波辐射 ($SW_{measure}^{total} / SW_{clear}^{total}$)，晴天条件时该比值趋近于 1，云天条件时则远小于 1。因此，我们设定一个极限值 0.4 来区别这两种情况。如果小于 0.4，定为晴空，云量标记为 0；如果大于 0.4，定为阴天，云量标记为 1。

对于其他的情况，一般情况下利用辐射观测 D_n 和漫射辐射比 (Diffuse Ratio, 即漫射短波辐射和总短波辐射的比值, $SW_{measure}^{diffuse} / SW_{measure}^{total}$) 的大小及变率来识别明显的较厚的多云天。通常我们利用某一时刻以及和它相邻的前后两个时刻的辐射资料来计算平均漫射辐射比和标准偏差。由于当太阳接近地平线时，短波辐射很小，观测的总短波辐射和漫射辐射有一定的误差，使得漫射辐射比有一定的不确定性。因此，我们设定一个极限值 0.9，即多云天情况下平均漫射辐射比要大于 0.9，表示至少 90% 的总短波辐射来自观测的漫射辐射区。对光学厚度较薄的云而言，有较强的前向散射，并且允许一部分直接辐射透过，所以与晴空条件相比，不仅 D_n 值较大，而且漫射辐射比也有一个较大的变化范围，因此在多云天的探测中我们增加一个额外的约束即 $D_n < 0.37$ 。此外，由于阴天情况下直接短波辐射、漫射部分的变化很小，漫射辐射比在短时间内的变化也很小，相反在少云的情况下，漫射辐射变化很大，漫射辐射比随时间的变率也就很大，所以我们对漫射辐射比的标准差设定极限值来判定多云天。大量资料分析表明极限值取 0.05 时比较合适，既能区分开多云天与少云云的情况，也足以消除系统的固有噪声。

总之，如果某个时刻观测的 $D_n < 0.37$ ，其平均散射比大于 0.9，并且对应的漫射辐射比标准差小于 0.05，我们则认为该时刻为多云天，云量记为 1。

通过对晴天和多云条件的识别，我们已经分别标记云量为 0 和 1。对于剩余的各个时刻的数据点，我们可以利用下面的指数回归方程

$$Scv = 2.255(Dn)^{0.9381} \quad (6.6)$$

反演相应的天空云量 Scv 。该方程反演的云量在与观测的全天空云量比较中表现

出很好的一致性。

6.3 反演算法验证和评估

反演产品的验证和评估最关键的是表现反演算法的有效性。我们已经利用 ARM 移动设备(Mobile Facility)2005年3月到9月在美国 California 州 Point Reyes 站进行的 MASRAD (Marine Stratus Radiation Aerosol and Drizzle) 外场实验中 MFRSR 的观测资料对该反演算法进行了验证和评估[Min 等, 2008]。该测站装有半球视场的全天空成像仪 (TSI) 能够提供云量的时间序列。正如云天和晴天依赖与它们的光学厚度一样, TSI 的云分类主要依赖于像素点的颜色。粗略地讲, 绝对蓝色的像素点被标记为晴天 (Clear-Sky), 光学厚度较大的云产生的白色、灰色或深灰色的像素点被标记为不透明的云 (Opaque Cloud) [Long 等, 2006b]。由于该测站位于美国加州海岸, 空气湿润, 气溶胶含量较少, 晴天的背景色基本为绝对的蓝色, 和 TSI 图像反演方法的绝对标定非常类似, 因此能提供比较准确的云量反演。TSI 观测的总云量和 MFRSR 透射率比值方法反演的云量统计比较得到回归斜率和截距分别为 1.004 和 0.015, 这表明假定云透射率和晴天透射率的线性划分是符合实际的。它们的相关系数为 0.957, 标准偏差和平均偏差分别为 0.102 和 0.02, 这也进一步说明了这两种反演方法之间具有非常好的一致性, [Min 等, 2008]。超过 88.1% 的数据采样点的差异小于 0.1, 其他采样点的差异主要是由以下几个方面原因造成的: (1) 对极薄云的不同敏感性; (2) 不同的仪器视场; (3) TSI 绝对校正问题。

Long 等[2006a]发展了宽波段短波云量反演算法, 并通过仔细地手动筛选达到了和天空图像一致的分类结果。宽波段云量反演算法主要利用云对向下短波漫射辐射的影响 (即观测的漫射短波辐射减去晴天的漫射短波辐射, $SW_{measure}^{dif} - SW_{clear}^{dif}$) 来决定云量的大小。为了剔除云对向下短波漫射辐射的影响与太阳天顶角的依赖性, 我们可以根据与其相对应的晴天向下短波总辐射进行归一化处理, 得到归一化的云向下漫射辐射效应 $D_n = (SW_{measure}^{dif} - SW_{clear}^{dif}) / SW_{clear}^{total}$ 。该方法并非像 TSI 的云量反演方法那样需逐个像素点进行云或晴天判读, 而是集合 160 视场中向下短波漫射辐射的集合辐射效应估计云量。因此, 与 TSI 的天空图像反演方法相比, 宽波段短波分析方法应该更类似于我们这里描述的 MFRSR 光

谱透射比值方法。Point Reyes 站 2005 年 3 月到 9 月 MFRSR 反演云量和短波分析方法反演云量的统计对比也证实了这一点，与 TSI 天空图像反演和 MFRSR 光谱透射比反演相比，它们有更好的相关系数 (0.975) 和更小的标准差 (0.075)，并且有更多的数据采样点 (超过 92.5%) 的差异小于 0.1。

在 SACOL、张掖和景泰站，都装置有半球视场的全天空成像仪 (TSI)。可惜的是，在气溶胶载入量较大的地区大多数晴天背景不可能是绝对的蓝色，因此 TSI 这种根据像素点颜色进行云量绝对识别反演的方法在这几个站点将存在很大的局限性。因此，试图通过 TSI 反演云量与 MFRSR 透射比方法反演云量进行统计对比验证是不可行的。由于 MFRSR 透射率比值方法本身具有自动判断和识别当地晴天和云天条件下透射比基准值的能力，因此该反演方法在气溶胶载入量较大的地区是适应的。

下面我们将从以上站点选出几个特殊的例子，分别利用上述反演算法反演云量，通过比较分析来说明 TSI 在我国西北地区云量反演的局限性，同时间接地证明基于 MFRSR 透射比的云量反演方法的准确性。

SACOL 站 2008 年 08 月 17 日是我国西北地区非常典型的晴天例子，从上午 8:00 到下午 16:30 天空没有出现任何云层，下午 16:30 以后天空断断续续出现卷云。利用 MFRSR 观测的太阳直接辐射和总辐射反演的气溶胶和云的光学厚度 [Min 等, 1996; 2004; Wang 等]之和，如图 6.3a 所示，从 0.12 到 2.3 变化。在晴天时间段里，在 415 nm 波段的漫射辐射总大于 860 nm，如图 6.3b 所示。尽管在 415 nm 和 860 nm 波段的漫射辐射随太阳天顶角的变化而系统变化 (如图 6.3b)，但是这两个波段之间的透射比在晴天时段从 0.38 到 0.50 缓慢变化 (如图 6.3c)。由于该算法本身具有自动识别当地晴天条件下透射比基准值的能力，因此这个值的大小主要取决于气溶胶的多少变化。

一般情况下，云的变化要比晴天气溶胶的变化迅速的多，这使得我们利用从太阳直接辐射反演的大气光学厚度的时间变化识别晴天时段。在实际的识别过程中，当每半个小时内太阳直接辐射观测推算的云光学厚度的标准差小于 0.01 时，我们把其定义为晴天，这意味着云光学厚度的最小探测阈值为 0.01。从上午 8:00 到下午 16:30 反演的气溶胶光学厚度从 0.12 到 0.37 变化，每半个小时内气溶胶光学厚度具有较小的标准差，同时考虑这个低值和漫射辐射透射率较小的变化，我们就可以定义其为晴天时段。

图 6.3d 对三种不同反演方法四种云量反演结果进行了比较。全天空成像仪可以报告不透明厚云云量和包括薄云的总云量。对这个例子而言, 全天总云量从 40%到 85%变化, 而且全天时段里总云量一直大于不透明厚云云量, 这表明天空中除了不透明厚云外还一直伴随着薄云的存在, 这是完全不符合我们的观测实际的。正如图 6.4e 所给出的 TSI 在 8:00、10:30 和 15:00 的观测图像, 由于全天气溶胶浓度较大(特别是上午太阳刚刚升起的那段时间), 气溶胶对太阳光较强的前向散射使得天空的颜色并非绝对的蓝色, 直接导致了 TSI 图像反演算法根据像素点判断为云或晴天的过程中出现错误。MFRSR 透射率比值方法和短波分析方法由于集合 160° 视场中向下短波漫射辐射的辐射效应估计云量, 因此得到准确的云量反演, 特别是准确捕捉了下午 17:00 以后高空卷云的出现, 如图 6.3e 中 18:00 的 TSI 观测图像所示。

2008 年 08 月 10 日是另外一个非常典型的少云天例子, 上午 8:00 到 11:00 为多云条件, 下午 13 点左右及 16:00 之后天空断续出现碎云朵, 其他时间为持续几个小时的晴天条件。太阳直接辐射和总辐射反演的气溶胶和云的光学厚度之和从 0.25 到 17.8 变化, 如图 6.4a 所示。860 nm 波段的漫射辐射从大于 415 nm 最后变化为小于 415 nm, 如图 6.4b 所示, 它们的相对变化正好对应于大气光学厚度的改变。尽管在 415 nm 和 860 nm 波段的漫射辐射随太阳天顶角的变化而系统变化(如图 6.4b), 但是这两个波段之间的透射比在云光学厚度大于 6 时基本固定为一常数 1.18(如图 6.3c)。这个结果证明了我们在敏感性试验中的断言, 即厚云的透射比接近于一个渐进值, 并且当太阳天顶角从 15 到 75 变化时这个值对太阳天顶角是不敏感的。因此云天的透射比基准值可以定义为一段时间内厚云透射比的最小值。在晴天时间段里, 气溶胶的变化相对比较缓慢, 415 nm 和 860 nm 波段的漫射透射比也不依赖与太阳天顶角的变化, 因此在晴天时段从 0.45 到 0.48 缓慢变化(如图 6.4c)。因此, 对于一个典型的少云天而言, 云天和晴天透射比基准值可以直接从观测的时间序列中得到。此外, 由于地表反照率在一天里面不会发生显著变化, 如果一天里没有长期(30-60 分钟)的晴天和云天时段来决定基准值, 前一天或后一天的基准值将可以为这一天提供好的估计。而且, 只要仪器是稳定的, 并且这两个波段能够很好的再现, 这种具有自动识别当地透射比基准值的程序则不要求仪器是否有好的绝对校正。

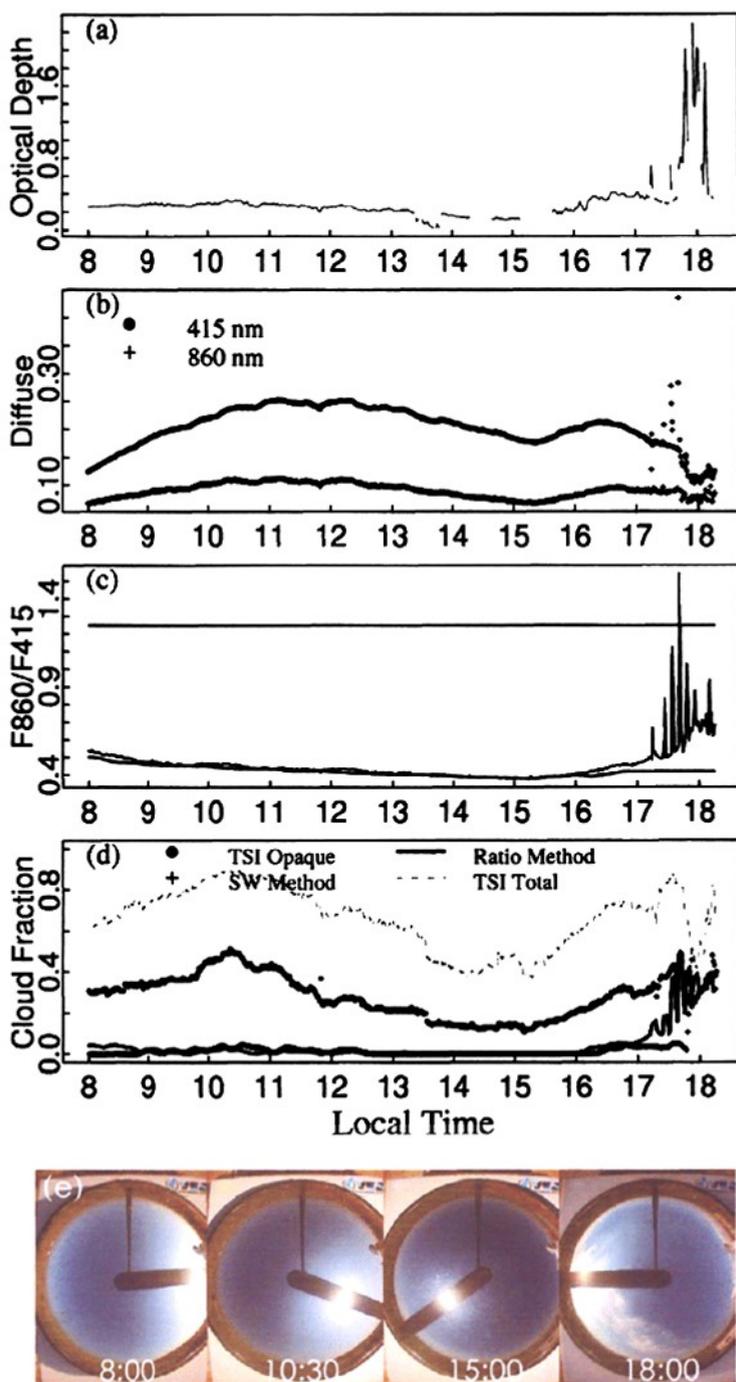


图 6.3 SACOL 站 2008 年 8 月 17 日 (a) 反演的气溶胶和云的光学厚度, (b) 观测的 415 nm 和 860 nm 波段漫射辐射, (c) 光谱漫射透射比以及与之相对应的云天 (顶部) 和晴天 (底部) 基准值和 (d) 反演和观测的云量

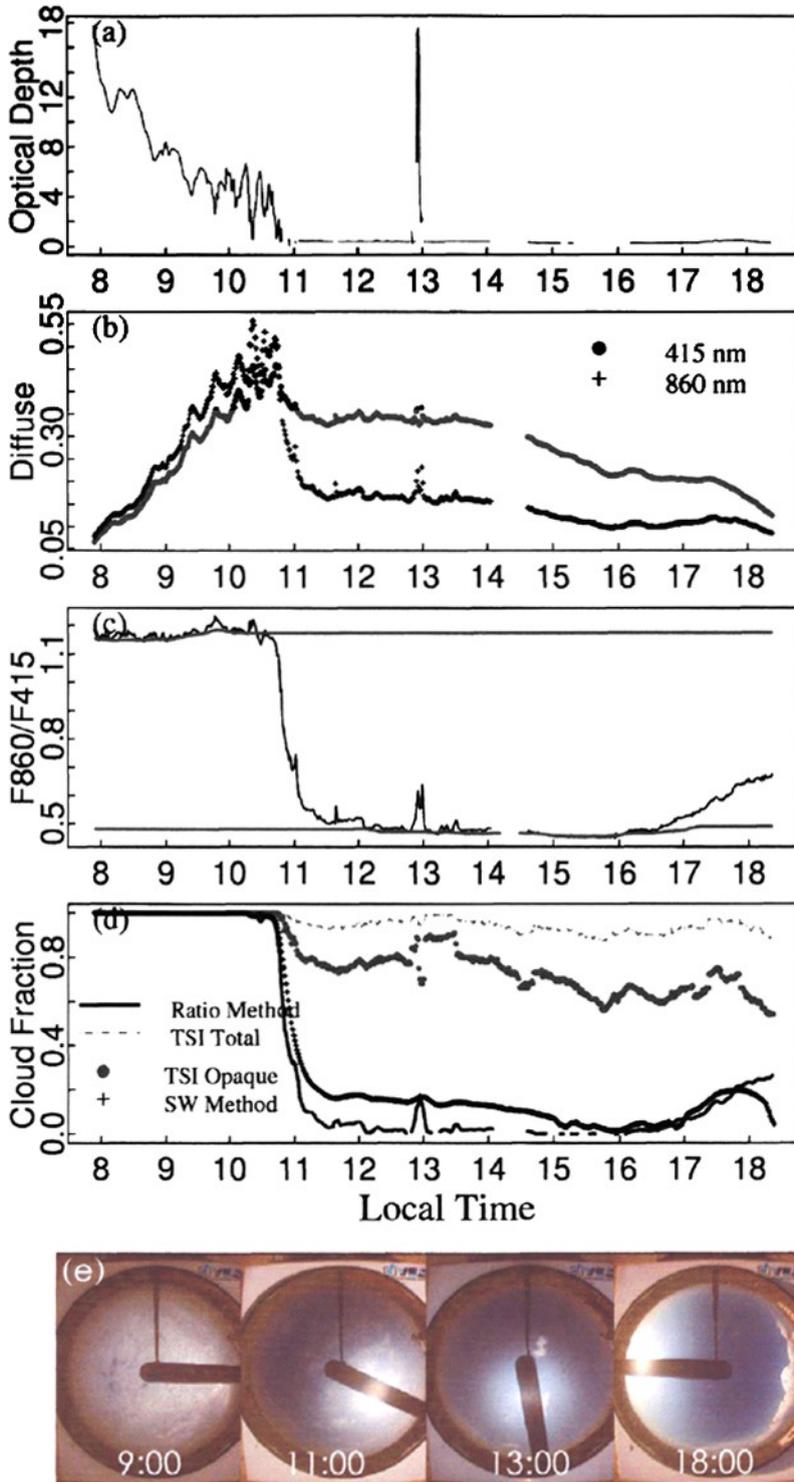


图 6.4 同图 6.3, 所选个例为 SACOL 站 2008 年 8 月 10 日

利用上面定义的晴天和云天透射比基准值，我们就可以利用方程 6.3 进行天空云量的准确反演。图 6.4d 对三种不同反演方法四种云量反演结果进行了比较。对这个少云例子而言，在上午 11:00 之前 TSI 报告的全天总云量和不透明厚云云量是相同的，正如图 6.4e 中 9:00 的 TSI 观测图像所示，这表明这段时间出现的云为不透明的厚云。由此可见，TSI 图像反演算法对不透明多云天的识别是很准确的。当天空为少云天时，TSI 图像反演算法则呈现出与图 6.4e 所给出的 TSI 在 11:00、13:00 和 18:00 的实际观测图像完全不符的云量信息。浓度较高的气溶胶对太阳光较强的前向散射使得天空的颜色并非绝对的蓝色，使得 TSI 图像反演算法中的晴天和薄云的阈值与实际不符，直接导致该反演算法在进行像素点为云或晴天的判断中出现错误，这是最主要的原因之一。另外一个不可忽视的原因就是对 TSI 玻璃罩上灰尘的及时清理，如果清理不及时，也将导致该图像反演算法把玻璃罩上的尘埃误认为天空中的云。

然而，如果排除上述原因的影响，这几个算法之间也会出现本质上的差异。正常情况下，TSI 图像可以证明天空出现了多云条件，当 TSI 总云量大于 TSI 不透明厚云云量时，表明天空中也存在薄云。MFRSR 的透射率比值方法和短波分析方法也可以反演得到和 TSI 总云量相一致的云量。然而在一些具体例子中（此处略去），比值方法反演的云量和 TSI 不透明云云量对应的很好却低于 TSI 的总云量，短波方法反演的云量也趋向于和比值方法一致。出现这种特殊的情况，主要是 TSI 对薄云的分类不稳定造成的。特别是对光学厚度较薄的云，我们能穿过

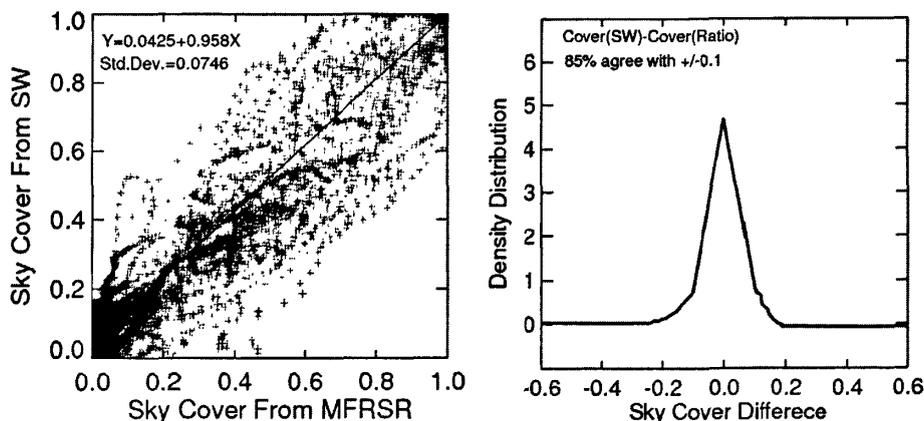


图 6.6 MFRSR 透射比反演算法和短波分析方法云量反演的比较

它们看到晴天的蓝色背景,因此这种云呈现出一种带有其他色调的蓝色。对这种云分类不稳定的原因可以归结于 TSI 仪器中所使用的商业相机中专有的自动白平衡功能,这种功能主要用来根据图像中白色像素点的多少调整整体图像的颜色渲染。因此,在实际反演过程中,这种功能对图像中即使少量的不透明云的敏感性也要比光学薄云略高一些。而且,每个相机对图像颜色渲染的特点也是有所不同的,可是包括在 TSI 图像处理软件中的晴天背景值数据库仅仅是利用设在美国 Connecticut 州 YES 总部的一台特殊相机产生的。因此,由于相机性能和特点的不同,TSI 图像反演算法在有效地确定晴天和薄云的阈值方面就明显没有对晴天和不透明云阈值的确定那么稳定。对于上面提到的这种情况,TSI 算法中薄云的阈值可能太低,导致总云量的高估。此外,仪器的不同观测视场也是造成差异的原因之一。

尽管上述个例研究显示 MFRSR 透射率比值方法优秀的性能,但是为了更好的检验则需要更广泛的统计评估。正如个例分析中所指出,由于 TSI 图像反演算法中晴天和薄云的阈值问题,在气溶胶高载入区云量反演具有很大的不确定性,因此 TSI 图像算法反演云量就不能作为一种观测标准进行 MFRSR 透射比方法反演云量的检验。目前,在 SACOL、张掖和景泰站,唯独能够被用来间接检验该反演算法性能的也只有短波分析方法反演的云量。这里我们选取观测时间较长的 SACOL 站 2008 年 7 月到 10 月底的观测进行统计评估验证。由于不同的仪器具有不同的采样率,因此我们进行观测资料的同步和数据质量控制产生了时间分辨率为一分钟的天空云量数据集,总样本数为 64121。图 6.6 给出了 MFRSR 透射比反演算法和短波分析方法云量反演的比较,回归线的斜率为 0.958,标准差为 0.075,并且有超过 85%的数据采样点的差异小于 0.1。这两种方法之间较好的一致性并不令人意外,主要是因为它们都是基于辐射观测。尽管如此,这些长期的数据比较表明,简单的比值方法可以在各种条件下提供较好的天空云量估计。

图 6.7 给出了 SACOL 站 2008 年 7 月至 10 月底期间云量出现的频率统计,图中黑色的条块代表 SW 分析方法反演的云量,灰色条块代表 MFRSR 透射率比值方法反演的云量。总体来看,这段时间主要以多云为主,出现频率高达 45%,晴天次之,出现频率约为 20%。对比这两种反演方法反演的云量,我们可以发现,云量 0.0~0.4 时 SW 方法反演的云量频率相比 MFRSR 透射率方法要大一些,而

在其他情况下，SW 方法反演的云量频率比 MFRSR 方法要小，但总体来看，两者相差不大。

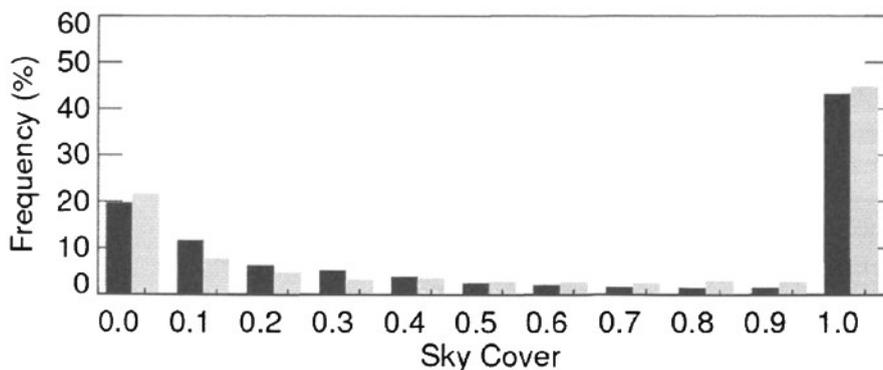


图 6.7 SACOL 站 2008 年 7 月至 10 月底云量的频率分布比较（其中黑色代表 MFRSR 透射率比值方法，灰色代表短波分析方法）

6.4 小结与讨论

云仍是全球气候变化研究中最大的不确定性源，通过气候反馈所引起的云量的变化很可能是气候变化的信号之一。全球云量的高时间精度和空间分辨率的精确监测是非常关键的。在该研究中，我们成功提出了利用光谱辐射观测进行云量估计的比值方法（Ratio Method）。该方法主要基于云和晴天气溶胶的光谱特征来区分天空云分数（即云量）。正如在我们的敏感性实验和实际观测比较验证中所表现的，所选择波段的透射比对太阳天顶角和主要的大气气体吸收是不敏感的。由于利用当地云天背景的判断过程，比值方法的反演则不依赖于仪器的绝对校正，与云和气溶胶光学特性的变化仅表现出微弱的关系，因此有效地减小了反演的不确定性。该比值反演方法一旦考虑当地的云天背景，通过敏感性研究和实际观测比较发现其不确定性小于 10%。

窄带光谱观测目前是非常广泛的，例如，成百台 MFRSR 已经被装置在全球各个地方。这个简单的比值方法将有效增强目前更广泛地理位置上云量观测的能力，给我们提供了一个进行气候变化监测的契机。

参考文献 (References)

- [1] 丁守国, 石广玉, 赵春生 (2004), 利用 ISCCP D2 资料分析近 20 年全球不同云类云量的变化及其对气候的可能影响, *科学通报*, 49 (11), 1105-1111.
- [2] 霍娟, 吕达仁 (2002), 全天空数字相机观测云量初步研究, *南京气象学院学报*, 25(2), 241-246.
- [3] 霍娟, 吕达仁 (2006), 云的移动轨迹成像模拟及云量变化分析, *南京气象学院学报*, 29(2), 209-214.
- [4] 吕达仁, 霍娟, 陈英等 (2001), 地基全天空成像辐射仪遥感的科学、技术问题和初步试验, *中国遥感奋进创新 20 年*, 童庆禧主编, 北京气象出版社, 114-120.
- [5] 王可丽, 江灏, 陈世强 (2001), 青藏高原地区的总云量—地面观测、卫星反演和同化资料的对比分析, *高原气象*, 20(3), 252-257.
- [6] Ackerman, S., K. Strabala, P. Menzel, R. Frey, C. Moeller, L. Gumley, B. Baum, C. Schaaf, and G. Riggs (1997), Discriminating Clear-Sky from Cloud with MODIS: Algorithm Theoretical Basis Document (MOD35). Algorithm Theoretical Basis Document ATBD-MOD-06, NASA Goddard Space Flight Center, 125 pp.
- [7] Angstrom, A. (1929), On the transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann.*, 2, 156- 166.
- [8] Clothiaux, E., et al. (1999), The atmospheric radiation measurement program cloud radars: Operational modes, *J. Atmos. Sci.*, 56, 819-827.
- [9] Fairall, C., and J. Hare (1990), An eight-month sample of marine stratocumulus cloud fraction, albedo and integrated liquid water, *J. Clim.*, 3, 847-864.
- [10] IPCC (2007), Climate Change: The Physical Science Basis, in Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et al., pp. 996, Cambridge Univ. Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [11] Long, C. N., and T. P. Ackerman (2000), Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects, *J. Geophys. Res.*, 105(D12), 15609-15626.
- [12] Long, C. N., T. P. Ackerman, K. L. Gaustad, and J. N. S. Cole (2006a), Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, D11204, doi:10.1029/2005JD006475.
- [13] Long, C. N., J. M. Sabburg, J. Calbo, and D. Pages (2006b), Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 23(5), 633-652.
- [14] Menzel, W. P., and K. Strabala (1997), Cloud Top Properties and Cloud Phase: Algorithm Theoretical Basis Document, ATBD-MOD-04, NASA Goddard Space Flight Center, 55 pp.

- [15] Min, Q., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 23(13), 1641-1644.
- [16] Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004a), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- [17] Minnis, P. (1989), Viewing zenith angle dependence of cloudiness determined from coincident GOES EAST and GOES WEST data, *J. Geophys. Res.*, 94(D2), 2303-2320.
- [18] Pfister, G., R. L. McKenzie, J. B. Liley, A. Thomas, B. W. Forgan, and C. N. Long (2003), Cloud coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance, *J. Appl. Meteorol.*, 42(10), 1421-1434.
- [19] Randall, D., J. Coakley Jr., C. Fairall, R. Kropfli, and D. Lenschow (1984), Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 65, 1290-1301.
- [20] Rossow, W., A. Walker, and L. Garder (1993), Comparison of ISCCP and other cloud amounts, *J. Clim.*, 6, 2394-2418.
- [21] Stammes, P., M. Sneep, J. F. de Haan, J. P. Veefkind, P. Wang, and P. F. Levelt (2008), Effective cloud fractions from the Ozone Monitoring Instrument: Theoretical framework and validation, *J. Geophys. Res.*, 113, D16S38, doi:10.1029/2007JD008820.
- [22] Wang, T., and Q. Min (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D19203, doi:10.1029/2008JD009958.

第七章 我国西北地区沙尘云光学特性的反演

7.1 引言

众所周知,气溶胶无论对全球还是区域气候都有着非常显著的影响,然而也是地球气候和气候变化研究中最不确定的影响因子[Haywood等, 1999; Higurashi等, 2002]。这是因为气溶胶不仅能够通过反射和吸收太阳短波辐射来减少入射辐射能量、改变大气的辐射加热结构,进而直接影响辐射强迫(即直接效应);也可以通过扮演云凝结核间接地改变云滴谱分布和浓度,进而增加云反照率(即第一间接效应)[Twomey, 1977],抑制降水,增加云水含量、云高和云的寿命(即第二间接效应)[Albrecht, 1989];此外,诸如黑炭、沙尘等气溶胶也可以通过吸收太阳辐射加快云滴蒸发,造成云量和云反照率的减小(即半直接效应)[Ackerman等, 2000]。气溶胶对水分循环的影响近年来一直受到高度重视,被列为全球变化研究中优先的项目[黄荣辉等, 2006]。Ramanathan等[2001]人也指出气溶胶直接和间接效应的结合对水文循环的减弱成为21世纪主要的气候和环境问题。IPCC第四次科学评估报告[IPCC, 2007]根据观测和模式估计,以1750年为基准的2005年气候辐射强迫中,绝大部分气溶胶粒子(包括硫酸盐、硝酸盐以及矿物沙尘等)总的直接辐射强迫和间接辐射强迫(仅包括云反照率效应)分别为 $-0.5[\pm 0.4]$ W/m²和 $-0.7[-1.1, +0.4]$ W/m²,二者总计达到 -1.2 W/m²,已经接近工业革命以来大气主要温室气体二氧化碳所产生的 1.66 W/m²气候变化辐射强迫。尽管有研究试图联系卫星观测的云和气溶胶特性来缩小这一巨大的不确定性[Feingold等, 2001],但至今仍是悬而未决的问题。因此,深入了解和准确定量估计气溶胶辐射效应成为正确评价它们在未来气候变化中重要作用的前提。

近几十年来,随着人口的急剧增加以及人类社会经济活动的迅速发展,人类对地球环境的影响力愈来愈大。滥垦、滥牧、滥伐、滥采以及滥用水资源等掠夺性的人类活动使得地表植被大面积减少和退化,再加上全球变暖引起的北方气候干旱,致使沙尘暴发生频繁,伴随沙尘天气的沙尘气溶胶已成为一个重要的地球环境问题[叶笃正等, 2000]。与沙尘暴相关的科学问题得到了详细的探讨[石广玉

和赵思雄, 2003]。我国西北干旱半干旱地区, 地域辽阔, 地理环境复杂, 植被稀疏, 是世界上仅次于撒哈拉沙漠的第二大沙尘暴频发地, 成为沙尘气溶胶光学和物理特性及辐射效应研究的理想地区。近年来, 起源于中国塔克拉玛干沙漠和内蒙古戈壁荒漠的沙尘暴出现频繁, 沙尘气溶胶成为该地区对流层中最重要的气溶胶类型之一[Huang 等, 2006a], 沙尘和云的混合(即沙尘云)成为该地区一种越发多见的独特现象。与此相联系的沙尘的长距离输送也被观测发现[Haywood等, 1999; Takemura等, 2002; Huang等, 2008], 这很可能对全球气候系统造成严重的影响。来自中国的年平均沙尘排放量约800Tg ($1\text{Tg}=10^{12}\text{g}$) [Li, 2004], 由于较大的沙尘排放量, 亚洲沙尘对大气辐射收支很可能有显著的影响。有研究表明沙尘气溶胶全球平均辐射强迫与硫酸盐和生物燃烧等人为气溶胶的全球平均辐射强迫具有同等量级[Houghton等, 1994; Sokolik等, 1996], 其重要性不言而喻。一系列比较系统的全球国际研究计划将矿物(沙尘)气溶胶及其气候效应作为主要研究内容, 例如: 亚洲气溶胶特征实验(ACE-Asia)、中国科学院-日本文部科学省“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境影响的研究(ADEC)”合作项目、“大气棕色云团(ABC)”计划、太平洋沙尘暴联合观测实验(PACDEX)等。

气溶胶辐射效应的定量化主要取决于我们对大气气溶胶物理、化学与光学特性及其时空分布的确切、系统的认识。截止目前, 国内开展了针对气溶胶的多种地基和卫星遥感观测研究。例如: 沙尘气溶胶数浓度、质量浓度及谱分布的直接观测[牛生杰等, 2001ab; 成天涛等, 2005; 刘立超等, 2005; 延昊等, 2006]和基于太阳光度计的遥感观测[张文煜等, 2003; 辛金元等, 2004; 姚济敏等, 2006; 刘菲等, 2006]; 气溶胶光学厚度[邱金桓等, 2002; 范学花等, 2004; 刘新罡等, 2005]、粒子谱[刘吉等, 2004]、单次散射反照率[邱金桓, 2006]等重要参数的地基反演方法研究; 激光雷达仪器的主动观测[刘金涛等, 2003; 邱金桓等, 2003]; 利用卫星资料反演气溶胶的研究也有很多[李成才等, 2005; 冯建东等, 2006; 胡秀清, 2007; Huang 等, 2007]等等。此外, 基于各种气溶胶反演方法及数据资料, 有大量工作针对中国陆地区域甚至全球范围气溶胶光学厚度等参数进行了分析[罗云峰等, 2002; 李韧等, 2003; 马井会等, 2007; 等等]。

沙尘气溶胶作为干旱半干旱区对流层中气溶胶的主要成分, 由于其在大气中存在的时间较长, 范围较广, 使得沙尘和云的相互作用对气候变化产生重要的影响。近年来, 沙尘和云的相互作用引起了国内外学者的广泛关注 [Bréon等, 2002;

DeMott等, 2003; Kawamoto等, 2003]。Rosenfeld [2001] 等通过卫星和航空观测分析发现含有沙尘气溶胶的云滴很少通过碰并过程产生降水。Sassen [2002] 发现来自中国的沙尘与过冷却高积云中冰粒的形成有很高的相关性。Levi 和 Rosenfeld [1996] 指出以色列沙尘多发季节冰核浓度也有增加的现象, Rosenfeld [1996] 用撒哈拉沙尘气溶胶的冰核作用来解释以色列的播云试验。黄建平等 [Huang等, 2006a; 2006b; 2006c]利用MODIS和CERES资料发现沙尘气溶胶不仅明显改变了云的光学和物理特性, 减弱了云的辐射强迫, 同时由于沙尘气溶胶的加热作用, 加热了大气低层水汽和云的蒸发, 从而抑制和减弱了降水, 并直接影响了陆一气间的能量和水分交换。银燕等[Yin等, 2007]也通过数值模式验证了亚洲沙尘气溶胶半直接辐射效应的观测事实。苏婧等[Su等, 2008]利用Fu-Liou辐射传输模式并结合四年的CERES资料分析发现, 沙尘气溶胶直接效应占总辐射效应的21.6%, 间接效应和半直接效应总共占78.4%, 证明了沙尘气溶胶的间接辐射效应在该地区云的发展中起到了很重要的作用。

尽管目前在观测和模拟气溶胶分布资料的基础上很多作者利用辐射传输模式和气候模式对晴天条件下沙尘气溶胶的直接辐射强迫进行了估算[张立盛等, 2001; 成天涛等, 2005; 吴润等, 2005; 王宏等, 2007], 但是由于缺乏气溶胶吸收资料以及陆面反照率特征的详细资料, 估算仍存在很大的不确定性。另外, 有云条件下沙尘气溶胶的辐射影响研究相对更加匮乏。沙尘云中气溶胶和云的混合程度成为气溶胶间接辐射效应评估中最大的不确定性因子之一。然而, 截止目前对这种云的遥感反演观测无论是卫星还是地基观测仪器都有很大的不确定性, 特别是当云层完全覆盖沙尘时卫星更难识别, 也没有合适的方法来估计这种混合云的光学特性。如何观测有云状况下的气溶胶, 即实现气溶胶和云的同时同地观测, 成为气溶胶间接辐射效应未来研究的焦点[石广玉等, 2008]。为了深入理解和准确定量气溶胶间接辐射效应, 建立气溶胶和云在混合状态下光学特性的估计方法是非常必要的, 这种方法将有助于减少气溶胶间接辐射效应评估的不确定性。

我们将结合多滤波旋转影带辐射计(MFRSR)和激光雷达(或卫星)观测发展一套能同时反演西北地区沙尘气溶胶和云光学特性的沙尘云反演方案, 深入了解云和沙尘气溶胶的混合程度, 为沙尘气溶胶间接辐射效应的准确评估提供重要依据。MFRSR具有独特的自动影带技术和观测几何, 可以在不对仪器进行绝对校

正的情况下精确地得到每个频带的总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射透射率,保证了三个辐射观测量的闭合性。大气透射的精确观测确保了气溶胶和云光学和物理特性的精确反演[Min和Harrison, 1996; Min等, 2004; Augustine等, 2003],也为我们新方法的发展提供了保证。

7.2 沙尘气溶胶模型

亚洲沙尘气溶胶的不规则性已经在实时观测中得到证明[Okada 等, 1987; 2001; Gao 等, 2001]。Kalashnikova 和 Sokolik[2002; 2004]指出,非球形沙尘粒子和等体积的球形粒子相比有着截然不同的相函数、不对称因子、光学厚度和单次反照率。Dubovik 等[2002; 2006]人也指出沙尘气溶胶的非球形特点的忽略很可能导致从辐射观测中反演的沙尘特性(如粒子谱分布和复折射指数等)不正确。因此,为了发展一个算法能够反演沙尘云中沙尘气溶胶的光学特性,推算沙尘和云的混合程度,我们必须考虑沙尘粒子的非球形特点。

为了减少沙尘粒子的非球形特点对反演结果的影响,我们采用非球形沙尘粒子的第一级近似即椭球体(Spheroid)作为我们的研究对象。然而即使我们使用非球形沙尘粒子的简化对象,由于沙尘气溶胶粒子谱跨度范围较大,也没有任何一个单一的计算程序能够覆盖整个尺度参数的范围(从 Raileigh 区到几何光学区)。因此, Yang 等[2007]发展的 T 矩阵(T-matrix)[Mishchenko 等, 1994]和改进几何光学方法(IGOM)[Yang 等, 1996]组合的方法将被使用计算单个沙尘粒子单词散射特性。为了减少计算量,尺度参数小于 40 的由 T-matrix 方法计算,大于 40 的由 IGOM 方法计算。此外,沙尘粒子的单次散射特性对这些粒子的纵横比和复折射指数是非常敏感的。许多研究表明沙尘粒子的纵横比从 1.0 到 2.3[Nakajima 等, 1989; Okada 等, 1987; Reid 等, 2003],在我们的研究中则设置为 1.7 以简化其复杂性。折射指数则使用 2001 至 2005 年间 5 个 AERONET 中国站点沙尘天 440nm 波段的实时观测值的平均值[Yu 等, 2007],即 $1.41+0.003i$ 。

图7.1给出单个随机指向的椭球体和球体沙尘粒子在415nm波段消光效率 Q_{ext} 、散射效率 Q_{sca} 、单次散射反照率 ω_0 和不对称因子 g 随等体积球体半径在 0.01到15 μm 的变化,同时和球体粒子的单次散射特性做了对比。很显然,除了 ω_0 外,椭球体沙尘粒子的单次散射特性明显不同于球体粒子, Q_{ext} 和 Q_{sca} 随尺度参

数的增加逐渐振荡, ω_0 除了尺度参数在6到100内有小的差异外几乎是很接近的, g 在尺度参数大于40时有一个小的突然减小, 这主要是由于用于单次散射特性计算的两个算法的差异造成的, 我们可以增加临界尺度参数来剔除这个小误差。

沙尘粒子的谱分布通常利用下面的双峰对数正态分布描述

$$\frac{dN}{d \ln r} = \sum_{i=1}^2 \left\{ \frac{N_i}{\sqrt{2\pi \ln \sigma_i}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_{g,i})^2}{2 \ln^2 \sigma_i}\right] \right\} \quad (7.1)$$

其中 $r_{g,i}$ 和 σ_i 分别表示模态 i 的平均几何半径和标准; N_i 是沙尘气溶胶在模态 i 的数密度, 这里我们假定该分布已被归一化 ($\sum_{i=1}^2 N_i = 1$)。这些参数是利用公式

$r_{g,i} = r_{v,i} \exp(-3 \ln^2 \sigma_i)$ [Levy 等, 2007] 从 CALIPSO 定义的沙漠或接近沙漠区的沙尘气溶胶体积谱分布模型 [Omar 等, 2004] 转换得到的, 其中 $r_{v,i}$ 是体积谱分布的几何半径。粒子有效半径 r_{eff} 可以定义为

$$r_{eff} = \frac{3 \int_{r_{min}}^{r_{max}} V(r)n(r)dr}{4 \int_{r_{min}}^{r_{max}} A(r)n(r)dr} \quad (7.2)$$

其中 $V(r)$ 和 $A(r)$ 分别为沙尘粒子的体积和投影面积; $n(r)$ 为和公式 (7.1) 相同形式的粒子谱分布。对于沙尘粒子群的体散射特性我们可以通过对单粒子散射特性沿着沙尘粒子的谱分布进行积分得到, 具体的积分公式如下:

$$\bar{Q}_{ext} = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{ext}(r)A(r)n(r)dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} A(r)n(r)dr} \quad (7.3)$$

$$\bar{Q}_{sca} = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{sca}(r)A(r)n(r)dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} A(r)n(r)dr} \quad (7.4)$$

$$\bar{\omega} = \frac{\bar{Q}_{sca}}{\bar{Q}_{ext}} \quad (7.5)$$

$$\bar{P}_{11} = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} P_{11}(r)Q_{sca}(r)A(r)n(r)dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{sca}(r)A(r)n(r)dr} \quad (7.6)$$

$$\bar{g} = \frac{\int_{\min}^{\max} g(r)Q_{sca}(r)A(r)n(r)dr}{\int_{\min}^{\max} g(r)A(r)n(r)dr} \quad (7.7)$$

其中 \bar{Q}_{ext} 、 \bar{Q}_{sca} 、 $\bar{\omega}$ 、 \bar{P}_{11} 和 \bar{g} 分别为平均的消光效率、散射效率、单次散射反照率、相函数和不对称因子；积分得到的亚洲沙尘气溶胶的单次散射反照率、不对

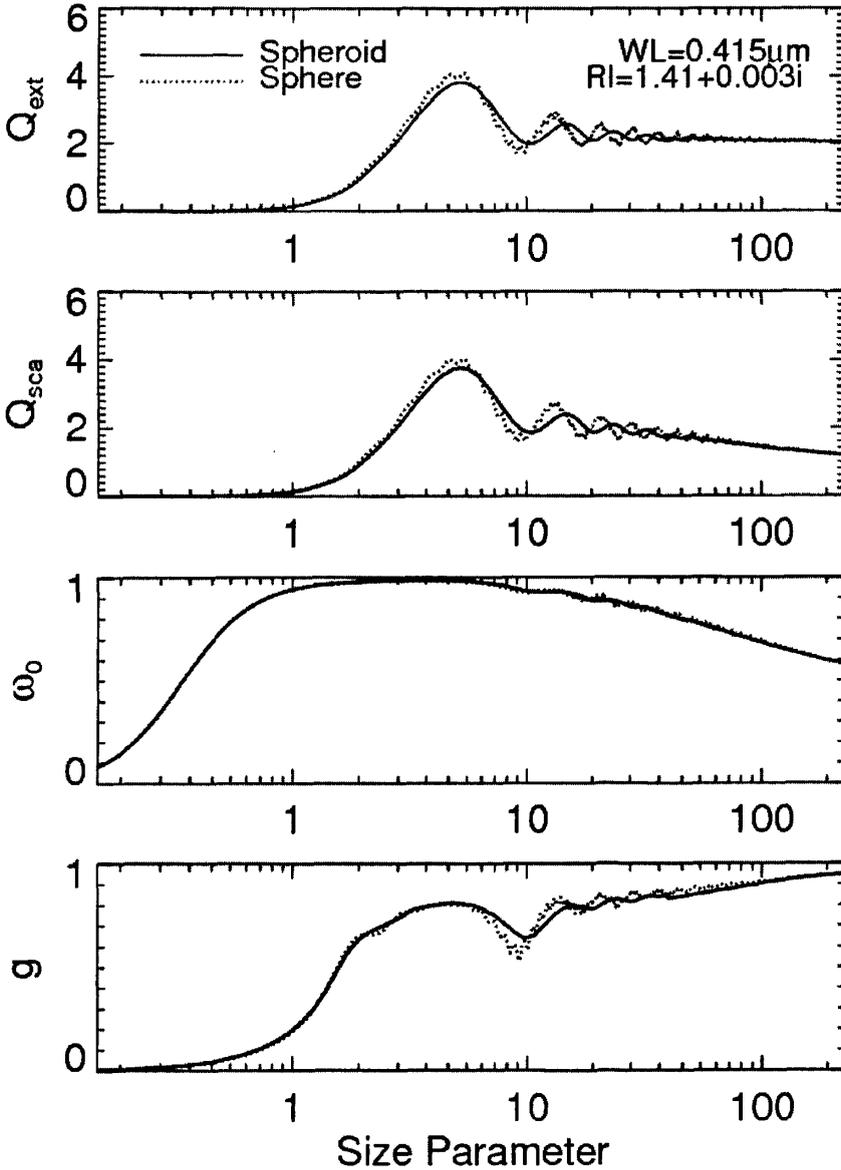


图 7.1 单个椭球体和球体沙尘粒子在 415nm 波段单次散射特性的比较

称因子和粒子有效半径分别为 0.934, 0.680 and 0.387 μm , 非常接近于 Yu 等人分析的 10 个 AERONET 亚洲站沙尘天的平均结果, 即在中国沙尘源区单次散射反照率和不对称因子可使用 0.94 和 0.67[Yu 等, 2007]。这意味着所选择的沙尘气溶胶模型能够很好的代表亚洲沙尘源区沙尘气溶胶的特征。这里给出椭球体和球体沙尘气溶胶相函数的比较, 如图 7.2 所示, 很显然在前向散射区差异较小后向散射区较大。

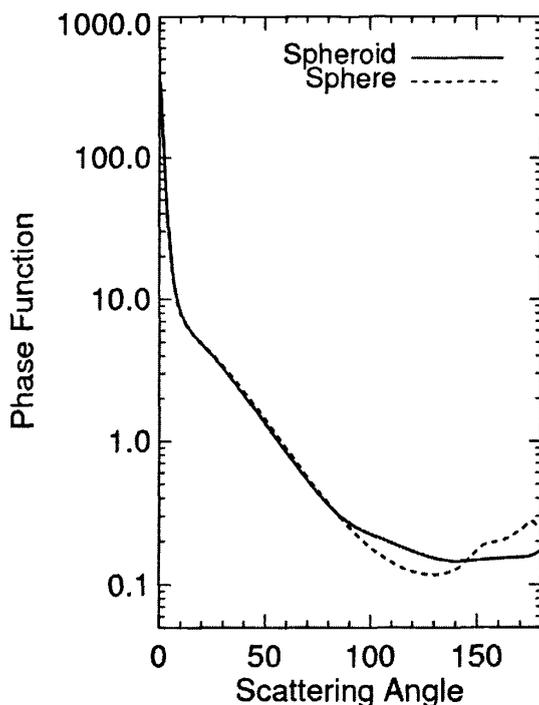


图 7.2 椭球体和球体沙尘粒子相函数的比较

7.3 沙尘云光学特性反演方法

正如前几章内容所述, MFRSR 的独特自动影带技术和观测几何, 可以在不对仪器进行绝对校正的情况下精确地得到每个频带的总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射透射率。MFRSR 大气透射的精确观测确保了晴天气溶胶光学厚度和阴天云光学厚度的精确反演[Min 和 Harrison, 1996; Min 等, 2004]。Wang 和 Min [2008]在上述算法的基础上发展了一套反演薄混合云光学特性的方法, 我们可以利用 MFRSR 太阳直接和总辐射透射率的瞬时光谱观测, 根据冰云和水云

散射相函数之间的巨大差异引起的直接和总辐射透射率的偏差反演云的热力学相和光学混合率，进而推断光学意义上薄云的光学厚度。其中仅仅依靠对纯水云和冰云反演的光学特性进行简单线性组合来简化反演算法。因此，该算法也可以应用到两种混合介质的反演，如沙尘云。图 7.3 给出 415nm 波段水云粒子半径为 4、8、14 μm 和上一节建立的亚洲沙尘气溶胶模型对应的相函数的比较。在前向散射耳垂区（散射角 $<10^\circ$ ，如图 7.3 右），水云有比沙尘气溶胶更强的散射相函数。很显然，沙尘气溶胶和云的载量成为决定太阳直接辐射和总辐射的主要因子，而且在相同云相中云有效粒子大小对这两个观测量的影响很小。这为我们建立新的算法提供理论依据。

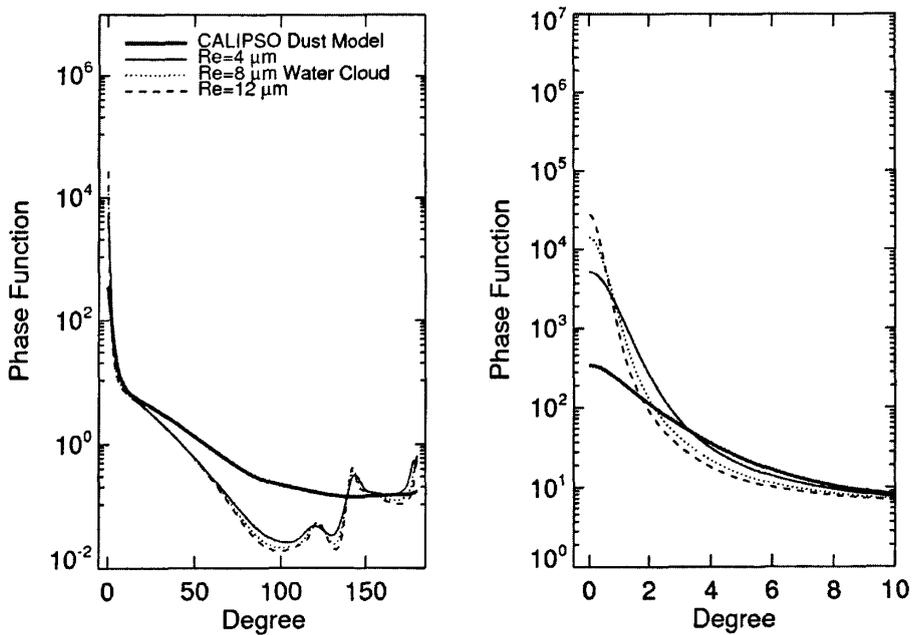


图 7.3 椭球体沙尘气溶胶和不同有效粒子半径水云的相函数的比较

分别给定沙尘气溶胶和云光学厚度 τ_{dust} 和 τ_{cloud} ，云粒子有效半径 Re ，MFRSR 观测的太阳直接辐射和总辐射透射率可以描述如下：

$$I^{dir}(\mu_0, \tau_{bkg}, \tau_{dust}, \tau_{cloud}, Re) = \exp[-(\tau_{ray} + \tau_{bkg} + \tau_{dust} + \tau_{cloud})/\mu_0] + (B_0 - B_s) \quad (7.8)$$

$$I^{tot}(\mu_0, \tau_{bkg}, \tau_{dust}, \tau_{cloud}, Re) = \mu_0 I^{dir}(\mu_0, \tau_{bkg}, \tau_{dust}, \tau_{cloud}, Re) + I^{dif}(\mu_0, \tau_{bkg}, \tau_{dust}, \tau_{cloud}, Re)$$

其中 I^{dir} ， I^{dif} 和 I^{tot} 分别是太阳天顶角余弦为 μ_0 时太阳直接辐射、漫射水平辐射

和总水平辐射透射率； τ_{ray} 和 τ_{bkg} 分别是Rayleigh散射和背景气溶胶的光学厚度； B_0 和 B_9 分别是影带在 0° 和 9° 时遮挡的散射辐射； $B_0 - B_9$ 表示推测的MFRSR太阳直接辐射中的前向散射部分。我们可以使用修改的DISORT辐射传输模式（详细描述见第四章 4.2.1 节）精确迅速地计算前向直接辐射和总辐射透射率[Min等, 2004a; 段民征等, 2007]。由于总辐射受到地表反照率和大气吸收的强烈影响，因此在我们的反演中 415nm波段被选择。当地表没有雪覆盖时，415nm波段的地表反照率相对保持为常数，避免了除NO₂外所有气体的吸收，但是在正常天气条件下NO₂的影响也可以忽略。

然而，该算法只能应用于两种较薄介质（光学厚度 <10 或更小）的混合，例如沙尘和云。当光学厚度增大时，太阳直接辐射透射率逐渐减小甚至为 0，仅仅总辐射或漫射辐射能够应用到我们的反演算法。然而，一个含有两个未知数的方程是没有唯一解的，在这种情况下，我们不得不使用其他仪器的观测来扩展我们的算法以便应用到更多的情况。来自 MODIS 仪器的云产品得到气象团体的广泛认可，但是由于仪器飞行轨道的限制，在给定时间和地点的云观测不一定能够获得。亚洲地区上空飞行的几乎接近实时的 FY-2C 和 MTSAT-1R 等地球静止卫星云观测可以满足我们的研究，但是较低的时间分辨率和时空误匹配可能成为辐射闭合和实际反演中较大的误差源。为此，地基激光雷达主动观测被应用到我们的反演算法中以便提供比较精确的总沙尘云光学特性[Qiu, 1995; Mitrescu 等, 2002]。由于目前还没有更好的办法区别沙尘云，因此增加了云光学特性的反演误差。为了简化问题的复杂性，我们假定这种误差为激光雷达反演算法的不确定性。因此，方程 7.8 中的第二式将有唯一解，具体的求解过程将在下文中描述。

为了说明大气透射率对云滴和沙尘气溶胶载量大小的敏感性，我们利用改进的 DISORT 辐射传输模式模拟了各种沙尘云条件下 MFRSR 的大气透射观测。为了问题的简化，我们只考虑沙尘和水云混合的情形。在模式中，水云粒子的有效半径假定为 4 到 16 μm ，水云和沙尘的光学厚度分别为 0 到 32 和 0 到 1.8，水云和沙尘层的高度设置在 1 到 2km。值得指出的是，尽管一些沙尘粒子因被水滴包裹光学特性发生了改变，但是为了问题的简化，这里我们假定利用水云和沙尘气溶胶光学厚度的线性权重叠加来表征沙尘云的总光学厚度。图 7.4 分别给出了太阳天顶角为 25° 、水云粒子有效半径为 8 μm 、沙尘气溶胶光学厚度从 0 到 1.8

变化时, 415nm 波段太阳直接辐射和总辐射透射率随沙尘云总光学厚度的变化情况。很显然, 沙尘气溶胶载入量的增加将导致总辐射透射率的显著减小, 这主要是由于沙尘气溶胶较强的吸收造成的。因此, 对沙尘云而言, 我们不能像薄的混合云那样仅仅利用纯沙尘和水云作为参考简化其透射观测。

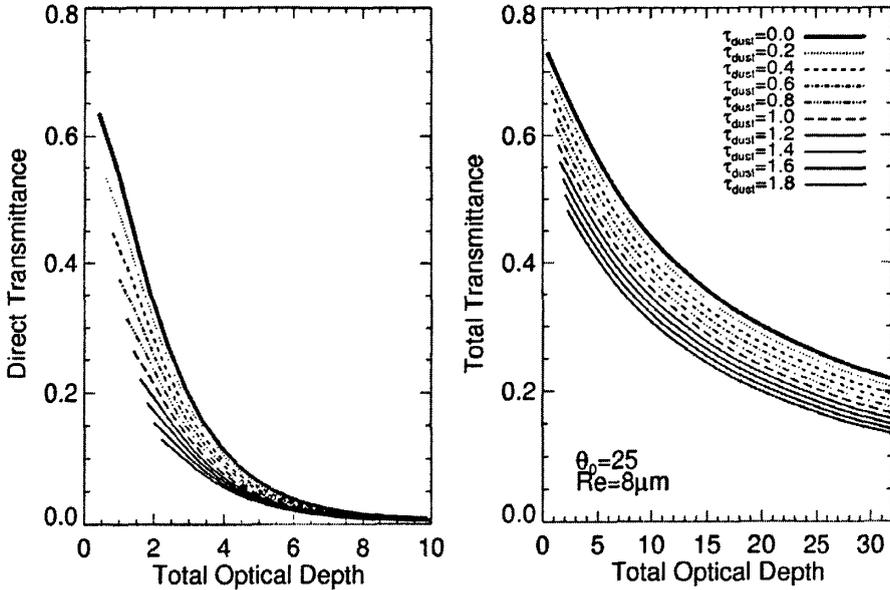


图 7.4 太阳直接辐射和总辐射透射率模拟 (其中沙尘气溶胶光学厚度从 0 到 1.8 变化, 云粒子有效半径 $Re=8\mu\text{m}$, $\theta_0 = 25^\circ$)

为了覆盖实际观测中出现的各种沙尘云情况, 我们发展了下面的算法, 其流程图如图 7.5 所示。对薄的沙尘云, 根据辐射闭合的假定, 即从直接辐射透射率反演的光学厚度和从总辐射透射率反演的相等。因此, 对 MFRSR 的观测而言, 我们有下面的关系:

$$\begin{aligned}
 e^{dir} &= I_{obs}^{dir} - I_{sim}^{dir}(\mu_0, \tau_{bkg}, \tau_{dust}, \tau_{cloud}, Re) \\
 e^{tot} &= I_{obs}^{tot} - I_{sim}^{tot}(\mu_0, \tau_{bkg}, \tau_{dust}, \tau_{cloud}, Re)
 \end{aligned}
 \tag{7.9}$$

其中 I_{obs}^{dir} (I_{obs}^{tot}) 和 I_{sim}^{dir} (I_{sim}^{tot}) 分别为观测和模拟的太阳直接 (总) 辐射透射率, e^{dir} 和 e^{tot} 为它们之间的误差。这里的云粒子有效半径可以使用气候意义上的水云粒子有效半径 $8\mu\text{m}$ 或从其他观测中获得。沙尘气溶胶和水云的光学厚度可以利用最小二乘法评估 7.9 式中观测和模拟之间大气透射的差异最小得到。然而对于较厚的沙

尘云 ($I_{obs}^{dir} \approx 0$), 只有总辐射透射率可供使用。根据7.9式中的第二式, 我们可以利用激光雷达提供的云光学厚度通过迭代计算直至 $e^{\tau_c} = 0$ 得到沙尘气溶胶的光学厚度。基于对MFRSR观测的经验, 在非气体吸收带从Langley回归校正得到的太阳常数的精度在1%以内[Michalsky等, 1994]。因此, 在下面的敏感性测试中我们设置了1%的随机辐射观测误差。

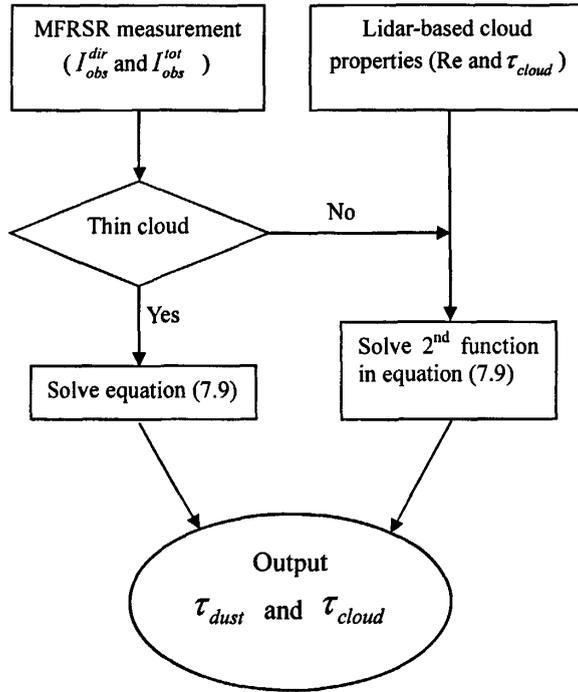


图 7.5 沙尘云反演算法流程图

7.4 反演算法敏感性分析

在一个反演算法对真实观测资料进行反演之前, 对可能存在的观测误差所引起的反演不确定性进行敏感性研究是非常必要的。为了模拟真实的沙尘云场景, 并且能在较大范围的沙尘云光学特性条件下进行反演算法测试, 我们对薄、厚沙尘云分别设置了100个随机例子。

对薄沙尘云而言, 由于利用直接辐射透射观测进行反演, 当其比较小时, 容易引起较大的反演误差 (如图7.4左图)。因此为了剔除直接辐射透射较小时容易引起较大误差的情况, 我们把太阳天顶角限定在 25° 到 55° 范围内变化, 沙尘和沙尘云的总光学厚度分别限定在0.2到1.8和2.5到8范围内随机变化。图7.6a和7.6b

分别对输入（真实）值和利用沙尘云反演算法得到的沙尘、沙尘云总光学厚度的反演值进行了比较，其中在图7.6a和7.6b中我们分别假定了1%的辐射观测随机误差和10%与15%的云粒子有效半径随机误差。因1%的辐射观测随机误差引起的沙尘和总沙尘云光学厚度真实值与反演值之间的最大绝对偏差（相对误差）分别仅有0.056（15%，大多数例子小于8%）和0.1（8%）；因10%与15%的云粒子有效半径随机误差的假定所产生的误差则更小，分别为0.014（7.6%）和0.012（0.6%）。这表明对薄沙尘云而言该反演算法对MFRSR的观测和云有效粒子半径的假定是不敏感的。

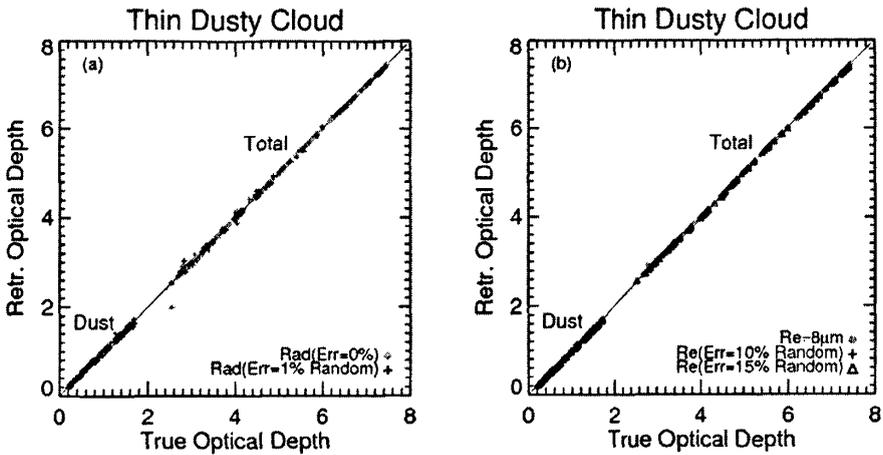


图7.6 随机给定的100个薄沙尘云例子输入（真实）值与反演的沙尘和总光学厚度比较：(a) 1%的随机辐射观测误差，(b) 10%和15%的随机有效云粒子半径误差

对厚沙尘云而言，太阳天顶角从 25° 扩展到 70° 、沙尘云总光学厚度从2.5扩展到30，其他条件和薄沙尘云相同。由于该反演算法必须借助于激光雷达或卫星等仪器提供的总的沙尘云光学信息。在不考虑激光雷达等提供的总沙尘云光学特性误差的情况下，因1%的辐射观测和10%与15%的云粒子有效半径随机误差所引起的沙尘气溶胶光学厚度反演的最大绝对偏差（相对误差）也仅仅只有0.031（13.8%）和0.031（15.3%），如图7.7a和7.7b所示。值得注意的是，激光雷达获取沙尘云总光学厚度的误差大小是厚沙尘云反演的重要影响因子，我们不能忽略。但是由于其误差大小主要取决于激光雷达反演算法的精度，鉴于其复杂性，这里只能简单的加以讨论。在我们的反演中，假定了5%和10%的沙尘云总光学厚度随机误差，如图7.7c所示，反演的沙尘气溶胶光学厚度最大绝对偏差分别达0.15

和0.30（其中绝对偏差小于0.05的例子分别占总数的80%和69%）。可见沙尘云总光学厚度误差是厚沙尘云反演算法最主要的误差来源。

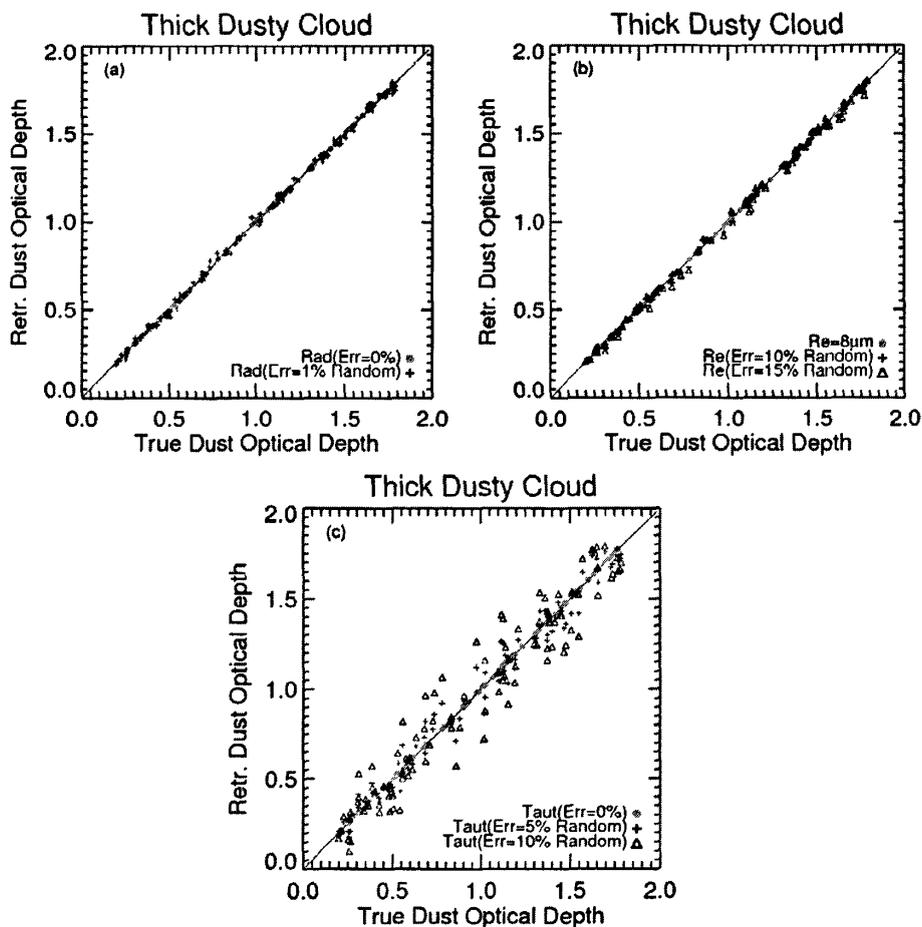


图 7.7 随机给定的 100 个厚沙尘云例子输入(真实)值与反演的总光学厚度比较, 其中(a)和(b)假定与图 7.6 相同的随机误差, (c) 假定 5%和 10%的沙尘云总光学厚度随机误差

由此可见, 无论是在对薄的还是厚的沙尘云光学特性的反演中, 对 MFRSR 观测资料进行 Langley 回归校正带来的辐射误差以及对云粒子有效半径假定所引起的反演误差是非常小的。这表明该算法对沙尘云光学特性的反演能力是优秀的。沙尘云总光学厚度误差是厚沙尘云反演算法中最主要的误差来源, 尽管如此, 该方法也在一定程度上可以对沙尘云中沙尘气溶胶的光学厚度进行定量估计, 至

少在目前的沙尘气溶胶和云混合程度的研究中是一个非常有意义的工作。

7.5 小结与讨论

我国西北干旱半干旱地区,地域辽阔,地理环境复杂,植被稀疏,是世界上仅次于撒哈拉沙漠的第二大沙尘暴频发地,沙尘气溶胶成为该地区最重要的气溶胶类型之一[Huang 等, 2006a],沙尘和云的混合(即沙尘云)成为该地区一种越发多见的独特现象。由于沙尘气溶胶在大气中存在的时间较长,范围较广,使得沙尘和云的相互作用对气候变化产生了重要的影响。因此,研究有云条件下沙尘气溶胶的光学特性和辐射影响有着非常重要的意义。然而,截止目前对这种云的遥感反演观测无论是卫星还是地基观测仪器都有很大的不确定性,特别是当云层完全覆盖沙尘时卫星更难识别,也没有合适的方法来估计这种混合云的光学特性。如何观测有云状况下的气溶胶,即实现气溶胶和云的同时同地观测,成为气溶胶间接辐射效应未来研究的焦点[石广玉等, 2008]。

在该研究中,我们利用 MFRSR 的直接辐射和总辐射两个瞬时光谱观测,并根据沙尘气溶胶和水云散射相函数的差异所引起的直接辐射及总辐射的差异大小发展了同时反演薄沙尘云中沙尘和云光学厚度的方法,此外结合 MFRSR 总辐射光谱观测和激光雷达(或卫星)观测成功提出了反演厚沙尘云中沙尘气溶胶光学特性的沙尘云反演方案。方法的提出使我们有效地了解沙尘气溶胶和云的混合程度及光学厚度变为可能,也为沙尘气溶胶间接辐射效应的准确评估提供重要依据。正如在我们的敏感性试验中所表现的, MFRSR 的辐射观测误差和云的有效粒子半径的假定对沙尘云光学特性的反演是不敏感的。对薄沙尘云而言,因 1% 的辐射观测随机误差引起的沙尘和总沙尘云光学厚度真实值与反演值之间的最大绝对偏差(相对误差)分别仅有 0.056(15%, 大多数例子小于 8%)和 0.1(8%);因 10%与 15%的云粒子有效半径随机误差的假定所产生的误差则更小,分别为 0.014(7.6%)和 0.012(0.6%)。对厚沙尘云而言,在不考虑激光雷达等提供的总沙尘云光学特性误差的情况下,因 1%的辐射观测和 10%与 15%的云粒子有效半径随机误差所引起的沙尘气溶胶光学厚度反演的最大绝对偏差(相对误差)也仅仅只有 0.031(13.8%)和 0.031(15.3%)。然而,沙尘云总光学厚度误差是厚沙尘云反演算法最主要的误差来源,5%和 10%的沙尘云总光学厚度随机误差可以引起反演的沙尘气溶胶光学厚度绝对偏差分别最大达 0.15 和 0.30,其中绝对偏

差小于 0.05 的例子分别占总数的 80%和 69%。尽管如此,该方法也在一定程度上可以对厚沙尘云中沙尘气溶胶的光学厚度进行定量估计,至少在目前的沙尘气溶胶和云混合程度及光学厚度的研究中是一个非常有意义的工作。

参考文献 (References)

- [1] 成天涛, 吕达仁, 徐永福. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的辐射强迫. 高原气象, 2005, 24(6): 920-926.
- [2] 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨等. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征. 大气科学, 2005, 29(1): 147-153.
- [3] 段民征, 吕达仁 (2007), 适用于遥感应用的辐射传输高精度快速计算方法, 遥感学报, 11(3), 359-366.
- [4] 范学花, 陈洪滨, 杜秉玉. 近地层大气气溶胶对曙暮光辐射强度和天空颜色的影响. 大气科学, 2004, 28(2): 301-310.
- [5] 冯建东, 陈长和, 陈勇航等. 利用多通道 MODIS 遥感资料反演沙尘气溶胶尺度分布的个例试验. 高原气象, 2006, 25(2): 242-248.
- [6] 胡秀清, 卢乃锰, 张鹏. 利用静止气象卫星红外通道遥感监测中国沙尘暴. 应用气象学报, 2007, 18(3): 266-275.
- [7] 李成才, 毛节泰, 刘启汉. 利用 MODIS 资料遥感香港地区高分辨率气溶胶光学厚度. 大气科学, 2005, 29 (3): 335-342.
- [8] 李韧, 季国良. 敦煌地区大气气溶胶光学厚度的季节变化. 高原气象, 2003, 22 (1): 84-87.
- [9] 罗云峰, 吕达仁, 周秀骥等. 30 年来我国大气气溶胶光学厚度平均分布特征分析. 大气科学, 2002, 26(6): 721-730.
- [10] 刘菲, 牛生杰. 北方沙尘气溶胶光学厚度和粒子谱的反演. 南京气象学院学报, 2006, 29 (6): 775-781.
- [11] 刘吉, 陈长和. 兰州城区冬季大气气溶胶粒子谱的反演研究. 高原气象, 2004, 23(1): 103-109.
- [12] 刘金涛, 陈卫标, 刘智深等. 高光谱分辨率激光雷达同时测量大气风和气溶胶光学性质的模拟研究. 大气科学, 2003, 27(1): 115-122.
- [13] 刘立超, 沈志宝, 王涛等. 敦煌地区沙尘气溶胶质量浓度的观测研究. 高原气象, 2005, 24(5): 765-771.
- [14] 刘新罡, 吕达仁, 肖稳安等. 北京晴天紫外波段气溶胶光学厚度反演与分析. 南京气象学院学报, 2005, 28(1): 51-57.
- [15] 马井会, 张华, 郑有飞等. 沙尘气溶胶光学厚度的全球分布及分析. 气候与环境研究, 2007, 12(2): 156-164.
- [16] 牛生杰, 孙继明, 陈跃等. 贺兰山地区沙尘气溶胶质量浓度的观测分析. 高原气象, 2001a, 20(1): 82-87.

- [17] 牛生杰, 章澄昌, 孙继明. 贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究. 大气科学, 2001b, 25(2): 243-252.
- [18] 邱金桓, 杨理权. 从宽带太阳直接辐射小时或日曝辐量反演气溶胶光学厚度研究. 大气科学, 2002, 26(4): 449-458.
- [19] 邱金桓, 郑斯平, 黄其荣等. 北京地区对流层中上部云和气溶胶的激光雷达探测. 大气科学, 2003, 27(1): 1-7.
- [20] 邱金桓. 宽带太阳漫射辐射法反演辐射加权平均的气溶胶一次散射反照率研究. 大气科学, 2006, 30(5): 767-777.
- [21] 石广玉, 赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题. 大气科学, 2003, 27(4): 591-606.
- [22] 石广玉, 王标, 张华等. 大气气溶胶的辐射与气候效应. 大气科学, 2008, 32(4): 826-840.
- [23] 王宏, 石广玉, 王标等. 中国沙漠沙尘气溶胶对沙漠源区及北太平洋地区大气辐射加热的影响. 大气科学, 2007, 31(3): 515-526.
- [24] 吴润, 符淙斌, 蒋维楣等. 东亚地区矿物尘气溶胶直接辐射强迫的初步模拟研究. 地球物理学报, 2005, 48(6): 1250-1260.
- [25] 辛金元, 张文煜, 袁九毅等. 消光法反演腾格里沙漠地区沙尘气溶胶谱分布. 高原气象, 2004, 23(5): 654-659.
- [26] 延吴, 矫梅燕, 毕宝贵等. 塔克拉玛干沙漠中心的沙尘气溶胶观测研究. 中国沙漠, 2006, 26(3): 389-393.
- [27] 姚济敏, 张文煜, 袁九毅等. 典型干旱区沙尘气溶胶光学厚度及粒度谱分布的初步分析. 中国沙漠, 2006, 26(1): 77-80.
- [28] 叶笃正, 丑纪范, 刘纪远等. 关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策. 地理学报, 2000, 55(5): 513-521.
- [29] 张立盛, 石广玉. 硫酸盐和烟尘气溶胶辐射特性及辐射强迫的模拟估算. 大气科学, 2001, 25(2): 231-242.
- [30] 张文煜, 辛金元, 袁九毅等. 腾格里沙漠气溶胶光学厚度多波段遥感研究. 高原气象, 2003, 22(6): 613-617.
- [31] Albrecht, B. A. (1989): Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.
- [32] Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton (2000): Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, 1042-1047.
- [33] Augustine, J. A., C. R. Cornwall, G. B. Hodges, C. N. Long, C. I. Medina, J. J. Deluisi (2003), An automated method of MFRSR calibration for aerosol optical depth analysis with application to an Asian dust outbreak over the United States, *J. Appl. Meteor.*, 42, 266-278.
- [34] Bréon, F. M., D. Tanré and S. Generoso (2002): Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834-838.
- [35] DeMott, P. J., K. Sassen, M. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. Brooks, A. J. Prenni

- and S. M. Kreidenweis (2003): African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1732, doi:10.1029/2003GL017410.
- [36] Dubovik, O., B. N. Hilben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. I. Mishchenko, P. Yang, and I. Slutsker (2002): Non-spherical aerosols retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (10), 1415, doi:10.1029/2001GL014506.
- [37] Dubovik, O., et al. (2006), Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*, 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619.
- [38] Feingold, G., L. A. Remer, J. Ramaprasad, and Y. Kaufman (2001), Analysis of smoke impact on clouds in Brazilian biomass burning regions: An extension of Twomey's approach, *J. Geophys. Res.*, 106, 22,907-22,922.
- [39] Gao, Y., and J. R. Anderson (2001), Characteristics of Chinese aerosols determined by individual-particle analysis, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18,037-18,045.
- [40] Ge, J., J. Huang, F. Weng, and W. Sun (2008), Effects of dust storms on microwave radiation based on satellite observation and model simulation over the Taklamakan Desert, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 4903-4909.
- [41] Haywood, J. M., V. Ramaswamy, and B. J. Soden (1999), Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans, *Science*, 283, 1299-1305.
- [42] Higurashi, A., T. D. Nakajima (2002): Detection of aerosols types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1836, doi:10.1029/2002GL015357.
- [43] Houghton J. T., L. G. Meira Filho, J. Bruce et al. (1994): IPCC, Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 1994* (eds. Lee Callendar B. A., Haites E., Harris N. et al.). New York, Cambridge University Press, 137-157.
- [44] Huang, J. P., P. Minnis, B. Lin, T. Wang, Y. Yi, Y. Hu, S. Sun-Mack, and K. Ayers (2006a), Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 6824, doi:10.1029/2005GL024724.
- [45] Huang, J. P., B. Lin, P. Minnis, T. Wang, X. Wang, Y. Hu, Y. Yi, and J. K. Ayers (2006b), Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19802, doi:10.1029/2006GL026561.
- [46] Huang, J., Y. Wang, T. Wang, and Y. Yi (2006c), Dusty cloud radiative forcing derived from satellite data for middle latitude regions of East Asia, *Progress in Natural Science*, 16(10), 1084-1089.
- [47] Huang, J., J. Ge, and F. Weng (2007), Detection of Asia dust storms using multisensor satellite measurements, *Remote Sens. Environ.*, 110, 186-191.
- [48] Huang, J., P. Minnis, B. Chen, Z. Huang, Z. Liu, Q. Zhao, Y. Yi, and J. K. Ayers (2008), Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX, *J. Geophys. Res.*, 113, D23212, doi:10.1029/2008JD010620.

- [49] IPCC, Climate Change (2007): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [50] Kalashnikova, O. V., and I. N. Sokolik (2002), Importance of shapes and compositions of wind-blown dust particles for remote sensing at solar wavelengths, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 1398, doi:10.1029/2002GL014947.
- [51] Kalashnikova, O. V., and I. N. Sokolik (2004), Modeling the radiative properties of nonspherical soil-derived mineral aerosols, *J. Quant. Spectr. Rad. Tran.*, 87, 137-166.
- [52] Kawamoto, K. and T. Nakjima (2003): Seasonal variation of cloud particle size from AVHRR remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1810-1813.
- [53] Levi, Y. and D. Rosenfeld (1996): Ice nuclei, rainwater chemical composition, and static cloud seeding effects in Israel, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1494-1501.
- [54] Levy, R. C., L. A. Remer, and O. Dubovik (2007), Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land, *J. Geophys. Res.*, 112, D13210, doi:10.1029/2006JD007815.
- [55] Li, Z. (2004), Aerosol and climate: A perspective from East Asia, In: *Observation, Theory, and Modeling of the Atmospheric Variability* (ed. Zhu D.), Singapore: World Scientific Pub. Co., 501-525.
- [56] Min, Q., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 23(13), 1641-1644.
- [57] Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- [58] Minnis, P., D. P. Kratz, J. A. Coakley Jr., M. D. King, D. Garber, P. Heck, S. Mayor, D. F. Young, and R. Arduini (1995), Cloud optical property retrieval (subsystem 4.3), in *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Algorithm Theoretical Basis Document*, NASA Rep. 1376, 3, 135-176.
- [59] Mishchenko, M. I., L. D. Travis (1994), Light scattering by polydispersions of randomly oriented spheroids with sizes comparable to wavelengths of observations, *Appl. Opt.*, 33, 7206-7225.
- [60] Mitrescu, C., and G. L. Stephens (2002), A new method for determining cloud transmittance and optical depth using the ARM Micropulsed Lidar, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 19, 1073-1081.
- [61] Nakajima, T., M. Tanaka, M. Yamano, M. Shiobara, K. Arao, and Y. Nakanishi (1989), Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-part II. models. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 279-291.
- [62] Okada, K., A. Kobayashi, Y. Iwasaka, H. Naruse, T. Tanaka, and O. Nemoto (1987), Features

- of individual Asian dust-storm particles collected at Nagoya, *J. Meteor. Soc. of Japan*, 65, 515-521.
- [63] Okada, K., J. Heintzenberg, K. Kai, and Y. Qin (2001), Shape of Atmospheric Mineral Particles Collected in Three Chinese Arid-Regions, *Geophys. Res. Lett.*, 28(16), 3123-3126.
- [64] Omar et al. (2004), aerosol models for the CALIPSO lidar inversion algorithms, *Proceedings of SPIE Vol. 5240, 0277-786X/04/\$15* · doi:10.1117/12.511067.
- [65] Qiu, J. (1995), Two-wavelength Lidar measurement of cloud-aerosol optical properties, *Adv. in Atmos. Sci.*, 12(2), 177-186.
- [66] Reid, E. A., J. S. Reid, M. M. Meier, M. R. Dunlap, S. S. Cliff, A. Broumas, K. Perry, and H. Maring (2003), Characterization of African dust transported to Puerto Rico by individual particle and size segregated bulk analysis, *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 8591, doi:10.1029/2002JD002935.
- [67] Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld (2001): Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119-2124.
- [68] Rosenfeld, D. and R. Nirel (1996): Seeding effectiveness-The interaction of desert dust and the southern margins of rain cloud systems in Israel, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1502-1510.
- [69] Rosenfeld, D., Y. Rudich and R. Lahav (2001): Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop, *Proceedings of National Academy of Sciences*, 98(11), 5975-5980.
- [70] Sassen, K. (2002): Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1029, doi:10.1029/2001GL014034.
- [71] Sokolik I. N. and O. B. Toon (1996): Direct radiative forcing by anthropogenic mineral aerosols. *Nature*, 381, 681-683.
- [72] Su, J., J. Huang, Q. Fu, P. Minnis, J. Ge, and J. Bi (2008), Estimation of Asian dust aerosol effect on cloud radiation forcing using Fu-Liou radiative model and CERES measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2763-2771.
- [73] Takemura, T., I. Uno, T. Nakajima, A. Higurashi, and I. Sano (2002), Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2158, doi:10.1029/2002GL016251.
- [74] Twomey, S. (1977): The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152.
- [75] Yang, P., K. N. Liou (1996), Geometric-optics-integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals, *Appl. Opt.*, 35, 6568-6584.
- [76] Yang et al. (2007), Modeling of the scattering and radiative properties of nonspherical dust-like aerosols, *Aero. Sci.*, 38, 995-1014.
- [77] Yang, P., and K. N. Liou (1996), Geometric-optics-integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals, *Appl. Opt.*, 35, 6568-6584.
- [78] Yin, Y. and L. Chen (2007), Long-range transport of mineral aerosols and its absorbing and

heating effects on cloud and precipitation: a numerical study, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 3203-3228.

[79] Yu et al. (2006), A comparison of dust properties between China continent and Korea, Japan in East Asia, *Atmos. Environ.*, 40, 5787-5797.

第八章 总结与讨论

8.1 总结

云作为地球辐射收支系统的重要调节器，在大气能量循环、水汽循环甚至在地球气候系统中扮演着非常关键的角色。云对地表和大气层顶的辐射通量以及大气中辐射能量再分布的影响，主要取决于云是否存在、天空云量覆盖的多少以及云的相态和光学厚度等信息。我国西北地区作为干旱半干旱区典型气候特征的代表区，混合相云和沙尘云成为该地区一种非常普遍的云的存在类型，云的光学和微物理特性研究将变得尤为复杂。长期以来，由于探测手段的限制使得对云的宏观和微观物理特性以及地气系统辐射参量变化的观测研究存在很大的不确定性。随着卫星探测技术和遥感反演理论等得到前所未有的发展，国际上的卫星云遥感研究在量化的道路上迈开了很大一步。然而，在地形复杂、地面台站观测稀少的我国西北地区，相关地表参数观测资料的缺乏以及较少的相关对比验证实验，导致卫星反演无疑存在很大的不确定性。因此建立相关的地基遥感反演算法将显得非常重要。

地基遥感仪器多滤波旋转影带辐射仪（MFRSR）通过自动应用影带技术可以利用同一个探测器同时观测总水平辐射、漫射水平辐射和太阳直接辐射，保证每个波段能够共享相同的校正系数，因此在不需要对仪器进行绝对校正的情况下可以精确地得到每个频带的大气透射。由于其独特的影带技术带来的优势，以及出色的漫散探测器使得国外越来越多的 MFRSR 仪器以单用户和监测网络的形式广泛分布在全球各地，并且受到普遍地欢迎。本论文基于 MFRSR 独特的几何观测和准确的大气透射观测，分别发展了薄混合相云和沙尘云光学特性的反演算法，也提出了精确估计天空云量的光谱透射率比值方法。通过理论上的敏感性试验以及兰州大学半干旱气候与环境观测站（SACOL）和中美沙尘暴联合观测实验移动观测站（张掖和景泰站）实时观测资料的评估和验证，取得了令人鼓舞的结果。

(1) 薄混合相云光学特性的反演

光学薄云有着非常重要的气候学意义,它可以根据其热动力相态、高度、粒子谱分布和云水路径的不同加热或冷却大气。然而,对这种薄云的微物理和光学特性的反演却极具挑战性。在该研究中,我们利用 MFRSR 的直接辐射和总辐射两个瞬时光谱观测,并根据水云和冰云散射相函数的差异所引起的直接辐射及总辐射的差异大小反演了云的热动力相信息和冰云、水云光学厚度混合率,继而精确推算出光学薄云的光学厚度。特别是,我们利用 415 nm 和 860 nm 波段光谱辐射的时间变化区别云和气溶胶,进而根据他们的辐射特征区分薄云和气溶胶 [Min 等, 2004a]。对云而言,我们校正 MFRSR 影带遮挡的前向散射部分,以便完成从太阳直接辐射的精确反演,以及使用修改的 DISORT 模式 [Min 等, 2004a] 从总辐射中反演云的光学厚度。在辐射闭合的假定下,我们进一步推出了冰云和水云光学厚度混合率,并识别出了云的热动力相信息。因此,最后反演的云光学厚度是精确的,基于辐射闭合假定从直接辐射和总辐射得到的光学厚度也是一致的。

利用前向散射模拟以及 SACOL、张掖和景泰站的实时观测,我们评估和验证了基于云相识别的光学薄云反演算法。该算法达到了从直接辐射和总辐射反演云光学厚度的高度一致性:两者之间的斜率为 1.084,相关系数为 0.96,均方根误差为 0.679。然而,截止验证推算的混合率之前,没有其他(主动和被动)仪器能对多层云或混合相云的混合率进行直接观测。通过对云底高度观测间接信息的评估表明,我们推断的云相信息是合理的。由于多层云或混合相云光学厚度在气候意义上的重要性,根据该算法估计的混合率是独一无二的,并且在气候研究中是非常重要的。这也清楚地表明,云热动力相是决定太阳直接辐射和总辐射差异的主要因子,然而在相同云相中云的有效粒子半径却扮演很小的角色。云有效粒子半径的敏感性分析表明,在云的有效粒子半径允许的范围内,从太阳直接辐射和总辐射反演的云光学厚度的最大偏差(相对误差)分别为 0.21 (7.9%) 和 0.30 (9.4%)。此外,1%的辐射观测误差将引起反演的总的云光学厚度和混合率的最大不确定性分别为 8.4%和 0.107。正如前文所述,该新的反演算法不仅能提供光学薄云光学厚度的精确反演,而且也能提供独一无二的混合率。但下面几个问题值得我们注意:该反演算法要求观测太阳直接辐射,并且只能应用于光学厚度小于 10 的光学薄云;对极其薄的云(云光学厚度与气溶胶光学厚度接近)和

碎云, 太阳直接辐射反演的云光学厚度是精确的, 建议使用, 但混合率则是不可用的。碎云的 3-D 效应以及与气溶胶特性相联系的不确定性将影响总辐射的反演结果。

(2) 云量反演

云是全球气候变化研究中最大的不确定性源, 通过气候反馈所引起的云量的变化很可能是气候变化的信号之一。全球云量的高时间精度和空间分辨率的精确监测是非常关键的。在该研究中, 我们成功提出了利用光谱辐射观测进行云量估计的透射率比值方法 (Ratio Method)。该方法主要基于云和晴天气溶胶的光谱特征来区分晴空云分数 (即云量)。正如在我们的敏感性实验和实际观测比较验证中所表现的, 所选择波段的透射比对太阳天顶角和主要的大气气体吸收是不敏感的。由于该算法利用了当地云天和晴天背景的判断过程, 所以比值方法的反演不依赖于仪器的绝对校正, 与云和气溶胶光学特性的变化仅表现出微弱的关系, 因此本质上减小了反演的不确定性。该比值反演方法一旦考虑当地的云天背景, 通过敏感性研究和实际观测比较发现其不确定性小于 10%。由于窄带光谱辐射计观测目前非常广泛, 所以这个简单的比值方法的应用, 将本质上增强更广泛地理位置上云量观测的能力。

(3) 沙尘云光学特性反演

我国西北干旱半干旱地区, 地域辽阔, 地理环境复杂, 植被稀疏, 是世界上仅次于撒哈拉沙漠的第二大沙尘暴频发地, 沙尘气溶胶成为该地区最重要的气溶胶类型之一, 沙尘云成为该地区一种越发多见的独特现象。由于沙尘气溶胶在大气中存在的时间较长, 范围较广, 使得沙尘和云的相互作用对气候变化产生了重要的影响。因此, 研究有云条件下沙尘气溶胶的光学特性和辐射影响有着非常重要的意义。

在该研究中, 我们利用 MFRSR 的直接辐射和总辐射两个瞬时光谱观测, 并根据沙尘气溶胶和水云散射相函数的差异所引起的直接辐射及总辐射的差异大小发展了同时反演薄沙尘云中沙尘和云光学厚度的方法, 此外结合 MFRSR 总辐射光谱观测和激光雷达 (或卫星) 观测成功提出了反演厚沙尘云中沙尘气溶胶光学特性的沙尘云反演方案。方法的提出使我们有效地了解沙尘气溶胶和云的混合程度及光学厚度变为可能, 也为沙尘气溶胶间接辐射效应的准确评估提供重要依据。正如在我们的敏感性试验中所表现的, MFRSR 的辐射观测误差和云的有效

粒子半径的假定对沙尘云光学特性的反演是不敏感的。对薄沙尘云而言,因 1% 的辐射观测随机误差引起的沙尘和总沙尘云光学厚度真实值与反演值之间的最大绝对偏差(相对误差)分别仅有 0.056(15%,大多数例子小于 8%)和 0.1(8%);因 10%与 15%的云粒子有效半径随机误差的假定所产生的误差则更小,分别为 0.014(7.6%)和 0.012(0.6%)。对厚沙尘云而言,在不考虑激光雷达等提供的总沙尘云光学特性误差的情况下,因 1%的辐射观测和 10%与 15%的云粒子有效半径随机误差所引起的沙尘气溶胶光学厚度反演的最大绝对偏差(相对误差)也仅仅只有 0.031(13.8%)和 0.031(15.3%)。然而,沙尘云总光学厚度误差是厚沙尘云反演算法最主要的误差来源,5%和 10%的沙尘云总光学厚度随机误差可以引起反演的沙尘气溶胶光学厚度绝对偏差分别最大达 0.15 和 0.30,其中绝对偏差小于 0.05 的例子分别占总数的 80%和 69%。尽管如此,该方法也在一定程度上可以对厚沙尘云中沙尘气溶胶的光学厚度进行定量估计,至少在目前的沙尘气溶胶和云混合程度及光学厚度的研究中是一个非常有意义的工作。

8.2 讨论

尽管本论文利用 MFRSR 独特的几何观测和精确地大气透射观测,发展了具有重要意义混合相云和沙尘云光学特性以及天空云量的反演算法,并且通过相关理论和观测上的检验和比较验证,然而由于时间和内容安排所限,仍有很多地方尚显粗浅。因此,在今后的工作中,需要进一步研究和讨论的问题还有很多:

- (1) MFRSR 仪器的水平和对准问题直接影响太阳直接辐射和漫射辐射的观测,继而影响上述反演算法的反演精度,甚至导致错误。今后需要建立自动识别和分析的预警系统,及时检测这些问题,保证观测过程中数据的准确性,对已收集的数据进行过滤甚至丢弃受影响的数据部分。
- (2) 单相云的反演算法尽管在其他地区得到广泛的验证,具有很好的性能,但是在我国西北地区,单相云光学特性反演的准确性则仍需要进一步对比验证。
- (3) 通过对比卫星和 MFRSR 反演的云光学和物理特性,进一步验证基于卫星观测的云光学和物理特性的反演。
- (4) 对于混合相云而言,云的 3-D 效应以及与气溶胶特性相联系的不确定

性将影响总辐射的反演结果。今后如何根据天空云量信息减小 3-D 云效应的影响和提高反演精度是进一步需要研究和讨论的问题。

- (5) 对于沙尘云光学特性反演算法而言,在本研究中我们仅仅从理论上进行了敏感性分析和评估验证。对于一个好的反演算法则不仅要经得起理论上的推敲,而且需要经受住更多的实际观测的检验。为了更好的检查反演算法的性能,今后需要通过更多的实际观测研究对该反演算法进行评估和验证。
- (6) 基于沙尘云光学特性的反演算法,评估我国西北地区沙尘气溶胶对云的直接和间接辐射效应。

致 谢 (Acknowledgments)

在硕博研究生学习阶段即将结束的时刻，我不禁想起一路走来的酸甜苦辣，想起那些曾经给予自己帮助的师友亲朋。五年来，正因为得到许多师长、朋友、同学的热情关怀和无私帮助，才有了今天学业的顺利完成。在此谨向他们表示最衷心的感谢和最诚挚的谢意！

师恩如海，首先向我的导师黄建平教授表示衷心的感谢！感谢黄建平教授对我的谆谆教导，以及在生活、工作、学习和科研条件上给予的大力支持和无私帮助。正是如此，我才有机会远赴美国学习地基辐射仪器多滤波旋转影带仪

(MFRSR)的应用，也才有了今天贯穿论文始终的MFRSR相关反演算法的完成。他渊博的学识、开阔敏锐的学术思维以及在科研上的勇于创新使我受益匪浅；他对事业对理想的执着追求使我深受鼓舞和感动；他严谨的治学之道、朴实的为人风格以及对学牛特有的宽容和慈爱使我在面对学习和生活中的困难的时候能够坚持下来。所有这些我会永远铭刻在心，付诸于行。本论文的选题及工作的每一步进展都是在我的导师黄建平教授的精心指导和亲切关怀下完成的，对论文仔细审阅并字斟句酌，每一章节都倾注了他的心血。值此论文完成之际，谨将千言万语汇成最诚挚的谢忱献给我最为尊敬的导师！

衷心感谢美国纽约州立大学 Albany 分校 Qilong Min 教授在我赴美学习工作期间科研和生活中给予的悉心指导和帮助，尤其是为论文中反演算法的完成提供了极具价值的建议和指点，以及 James Schlemmer 博士在 MFRSR 仪器观测资料标定和处理方面不厌其烦的讲解；德克萨斯 A&M 大学 Ping Yang 教授提供非球形例子的散射特性计算程序；以及华盛顿大学 Qiang Fu 教授为非球形沙尘气溶胶散射特性计算提供的诸多建议。

衷心感谢兰州大学丑纪范院士、陈长和教授、程麟生教授、邱崇践教授、袁九毅教授、王式功教授、张镭教授、田文寿教授、左洪超教授、王澄海教授、张武教授、杨德保副教授、付培健副教授、张述文副教授、张文煜副教授、邵爱梅副教授、尚可政老师、袁铁老师、隆宵老师、侯丽婷老师、刘玉芝老师、牛景海老师、郭文琦老师、张璐老师、王延鸿老师、田旭龙老师，他们都曾在不同的时期，以不同的方式，给予过很多的帮助，内心深怀感激之情，在此一并表示真诚地感谢！

本文所使用的地面观测资料由兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 及中美沙尘暴联合观测实验移动观测站 (张掖和景泰站) 提供，在这里特别感谢为观测站辛勤工作的冯广泓老师、王鑫老师、张北斗老师、闭建荣老师和史晋森老师。

衷心感谢课题组的每位成员：陈勇航师姐、金宏春、季明霞、葛颢铭、苏婧、解静、管晓丹、许晓光、郑志海、左金清、李积明、何敏、汤强、王文彩、李玥、陈斌、王国印、黄忠伟、阎虹如、张丁玲、马越界、陈思宇、张灵、凌霄露、井宇、孙运祥、于海鹏、靳秦建、周天等，感谢你们在工作和学习上给予的各种帮助，与你们的交流和讨论拓宽了我的视野和思路。

衷心感谢我的同学和好友王金成、张德、张明哲、吴磊、郑鹏徽、徐科展、李周平、杨刚、李红红、李四维、尹邦盛等，和他们在一起的愉快相处和相互的关心帮助使我感受到很多温暖，给我留下了美好的回忆。

衷心感谢在我攻读博士期间每一位关心过我、帮助过我、给过我鼎力支持而在此尚未提及的人们，你们的情意我将铭记于心！

最后，谨向我的父母和亲人表示最诚挚的谢意，感谢他们对我的养育之恩，也特别感谢我的爱人李军军给予我博士论文的一贯理解和支持。有了他们的大力支持，我的学业才能得以顺利完成。他们是我生命中永远的依靠和支持，他们无微不至的关怀，是我前进的动力；他们的殷殷希望，将激发我不断前行。

本论文的完成远非终点，文中的不足和浅显之处则是我新的征程上一个个新的起点。

我将继续前行！

本论文得到了 973 课题“北方干旱与人类适应”第一子课题“不同土地利用和覆盖条件下半干旱区大气和地表过程相互作用的观测实验研究”

(2006CB40050)，国家杰出青年科学基金“沙尘气溶胶对西北地区云和降水的影响”(40725015)，国家自然科学基金重点项目“黄土高原半干旱区气溶胶对陆-气间相互作用影响的观测实验研究”(40633017)，海外或港、澳青年学者合作研究基金项目“中国西北地区沙”尘气溶胶辐射强迫机制的研究”(40628005)和中国科学院大气物理研究所创新基金“西北地区沙尘云物理特性及辐射强迫研究”(IAP09311)等的共同资助。

王天河

2009年5月18日于兰州

附录 A

个人简历

基本资料:

王天河, 男, 汉族, 中共党员, 出生于甘肃省静宁县。主要从事云气候效应研究。

教育和工作经历:

2000年9月—2004年6月

兰州大学大气科学系应用气象学专业, 获学士学位

学位论文: 中国西北地区云的光学厚度气候特征及其与地面气温、降水量的关系

指导教师: 黄建平 教授

2004年9月—2009年6月

兰州大学大气科学学院气象学专业, 推荐免试, 硕博连读研究生

学位论文: 利用 MFRSR 反演西北混合相和沙尘云光学及物理特性的研究

指导教师: 黄建平 教授

2006年3月—2008年3月

美国纽约州立大学 Albany 分校大气科学研究中心 (ASRC) 交流访问学生

指导教师: Qilong Min 教授

附录 B

在研期间科研及论文发表情况

科研情况:

- [1] 中国科学院大气物理研究所创新基金(IAP09311): 西北地区沙尘云物理特性及辐射强迫研究, 起止时间: 2009.01-2010.12, 项目负责人。
- [2] 2008 年度高等学校科技创新工程重大项目培育资金项目(708088): 干旱半干旱区典型极端天气事件形成机理研究, 起止时间: 2009.01-2010.12, 项目参加人。
- [3] 国家自然科学基金青年科学基金项目(40805009): 气溶胶对大气边界层温度红外遥感的影响校正研究, 起止时间: 2009.01-2010.12, 项目参加人。
- [4] 国家自然科学基金面上项目(40575036): 跨季度预报的相似—动力方法研究, 起止时间: 2006.01-2008.12, 项目参加人。
- [5] 干旱气象科学研究基金(IAM200505): 利用卫星遥感建立西北干旱指数模型的研究, 起止时间: 2005.7-2007.7, 项目负责人。
- [6] 中国气象局气候变化专项(CCSF-2005-2-QH31): 西北地区空中云水资源气候评价, 起止时间: 2005.3-2006.2, 项目参加人。

发表论文情况:

- [1] Wang, T., J. Huang (2009), A method for estimating optical properties of dusty cloud, *Chinese Optics Letters*, 7(5), 368-372.
- [2] Min, Q., T. Wang, C. N. Long, and M. Duan (2008), Estimating fractional sky cover from spectral measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D20208, doi:10.1029/2008JD010278.
- [3] Wang, T., and Q. Min (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D19203, doi:10.1029/2008JD009958.

- [4] Huang, J., Y. Wang, T. Wang, and Y. Yi (2006), Dusty cloud radiative forcing derived from satellite data for middle latitude regions of East Asia, *Progress in Natural Sciences*, 16(10): 1084-1089.
- [5] 王玉洁, 黄建平, 王天河 (2006), 一次沙尘暴过程中沙尘气溶胶对云物理量和辐射强迫的影响, *干旱气象*, 24(3), 14-18.
- [6] Huang, J., B. Lin, P. Minnis, T. Wang, X. Wang, Y. Hu, Y. Yi, and J. K. Ayers (2006), Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19802, doi:10.1029/2006GL026561.
- [7] Huang, J., P. Minnis, B. Lin, T. Wang, Y. Yi, Y. Hu, S. Sun-Mack, and K. Ayers (2006), Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06824, doi:10.1029/2005GL024724.
- [8] 陈勇航, 黄建平, 王天河, 金宏春, 葛颀铭 (2005), 西北地区不同类型云的时空分布及其与降水的关系, *应用气象学报*, 16(6), 717-727.
- [9] 陈勇航, 黄建平, 陈长和, 张强, 冯建东, 金宏春, 王天河 (2005), 中国西北地区云水资源的时空分布特征, *高原气象*, 24(6), 905-912.

参加会议情况:

- [1] 王天河, 黄建平, 2008年9月28日. *A method for dusty cloud optical properties retrieval*. 第十一届“地球环境和气候变化探测与过程研究”研讨会, 兰州, 甘肃, 中国, 9月26日-10月2日.
- [2] Min, Q., and T. Wang, Mar 11, 2008. *Inferring Cloud Fractional Cover and Optical Depths from MFRSR Measurements*. The 18th Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program Science Team Meeting, Norfolk, Virginia, USA, March 10 – March 14.
- [3] Wang, T., and Q. Min, Aug 2, 2007. *Retrieving Optical Depth of Thin Clouds from MFRSR Measurements*. 2007 Gordon Research Conferences (GRC): Radiation and Climate, New London, New Hampshire, USA, July 29 – August 3.
- [4] Wang, T., J. Huang, P. Minnis, B. Lin, Y. Hu, and S. Sun-Mack, Aug 9, 2005. *Asia Dusty Cloud Properties and Radiative Forcing Derived from CERES/MODIS Measurements*. The 9th International Association of Meteorology and

Atmospheric Sciences (IAMAS), Beijing, China, August 2 – August 11.

附录 C

已发表的部分论文

- [1] **Wang, T., J. Huang** (2009), A method for estimating optical properties of dusty cloud, *Chinese Optics Letters*, 7(5), 368-372.
- [2] **Wang, T., and Q. Min** (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D19203, doi:10.1029/2008JD009958.
- [3] **Min, Q., T. Wang, C. N. Long, and M. Duan** (2008), Estimating fractional sky cover from spectral measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D20208, doi:10.1029/2008JD010278.

A method for estimating optical properties of dusty cloud

Tianhe Wang (王天河)^{1,2} and Jianping Huang (黄建平)^{1*}

¹Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

²Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

*E-mail: hjp@lzu.edu.cn

Received February 12, 2009

Based on the scattering properties of nonspherical dust aerosol, a new method is developed for retrieving dust aerosol optical depths of dusty clouds. The dusty clouds are defined as the hybrid system of dust plume and cloud. The new method is based on transmittance measurements from surface-based instruments multi-filter rotating shadowband radiometer (MFRSR) and cloud parameters from lidar measurements. It uses the difference of absorption between dust aerosols and water droplets for distinguishing and estimating the optical properties of dusts and clouds, respectively. This new retrieval method is not sensitive to the retrieval error of cloud properties and the maximum absolute deviations of dust aerosol and total optical depths for thin dusty cloud retrieval algorithm are only 0.056 and 0.1, respectively, for given possible uncertainties. The retrieval error for thick dusty cloud mainly depends on lidar-based total dusty cloud properties.

OCIS codes: 010.0280, 010.1100, 280.1100.

doi: 10.3788/COL20090705.0368.

Tropospheric aerosols are known to play an important role in terrestrial climate system, and yet thought to be a source of significant uncertainties in studies of the Earth's climate and climate change. It is because that aerosols can not only directly reflect and absorb the incoming solar radiation (direct effect) but also indirectly increase cloud albedo and suppress precipitation by modifying the cloud microphysical properties (indirect effect)^[1,2]. Furthermore, absorbing aerosols, such as black carbon and mineral dust, could contribute to high adiabatic heating in the atmosphere that often enhances cloud evaporation (semi-direct effect)^[3,4]. The total aerosol direct and indirect effects on the cloud albedo radiative forcing relative to the start of the industrial era have a larger cooling effect on the climate system, which are estimated to be at the ranges of $[-0.9, -0.1]$ and $[-1.8, -0.3]$ W/m², respectively, as derived from models and observations^[5]. Narrowing this huge uncertainty is an outstanding issue, which has been approached by relating satellite observed cloud properties and aerosols to each other^[6]. However, the degree of mixture of aerosol and cloud particles is a big uncertainty. So far, there is not proper method to estimate optical properties of such mixture clouds. To deeply understand and accurately quantify both the aerosol direct and indirect radiative forcing effects, a retrieval method for estimating their optical properties in the mixture of aerosol and cloud particles is needed urgently.

Dust is one of the important aerosol types in East Asia due to the frequently occurrence of dust storms from Taklamakan Desert of China and the Gobi Desert of Mongolia in recent years^[7]. The dust layers associated with these storms often travel thousands of kilometers at high altitudes, moving from the continent to the open sea near Korea and Japan^[8-10], which may have serious impact on the global climate system. Asian dust may also have a significant effect on the atmospheric radiation

budget because of large emission amount. The annual mean dust emission from China is estimated to be around 800 teragrams (Tg)^[11]. And thus more and more attentions have been focused on the climate and radiative impact of dust aerosols^[8,12-14]. Furthermore, cloud optical properties over northwestern China have been analyzed statistically^[15]. The cloud and dust plume hybrid system (named as dusty cloud) will be a popular phenomenon. Additionally, the facts of Asian dust aerosol indirect and semi-direct effects have been confirmed through satellite observation^[4,7] and numerical model^[16]. It will be helpful to check up the practicability and accuracy of this retrieval method, and at the same time, many parameters of Asian dust aerosol optical properties used in this method will be obtained easily.

Irregular shapes of Asian dust aerosol have been revealed by *in situ* measurements^[17,18]. Kalashnikova *et al.* showed that nonspherical dust particles had substantially different scattering phase functions, asymmetry factors, optical depths, and single-scattering albedos, as compared with those of the volume-equivalent^[19]. Dubovik *et al.* also showed that neglecting the asphericity of dust particles could lead to incorrect results in retrieving dust properties (e.g., size distribution and refractive index) from radiometric measurements^[20]. Therefore, in this letter, we focus on the nonspherical effect of Asian dust aerosols. Meanwhile, we develop an algorithm for retrieving dust aerosol optical properties in the mixture of dust and cloud particles based on the combination of surface-based multi-filter rotating shadowband radiometer (MFRSR) and lidar measurements.

In order to reduce the effect of irregular shape, we adopt the first-order approximation of nonspherical dust particles, spheroids. The combination method of T-matrix^[21] and improved geometric optics method (IGOM)^[22], developed by Yang *et al.*^[23], is employed to calculate single-scattering properties of individual dust

particles. The boundary size parameter is set as 40 for calculation time consideration, i.e., T-matrix is employed for size parameters less than 40 and IGOM for larger. The single-scattering properties of dust particles are sensitive to aspect ratio and refractive index of these particles. In this study, the aspect ratios of dust particles are assumed to be 1.7, the refractive index is assumed as $1.41+0.003i$, according to the average of *in situ* data at 440 nm at five Aerosol Robotic Network (AERONET) Chinese sites during dusty days from 2001 to 2005^[24].

The scattering properties for the dust particle population are defined by integrating the single particles over the following bimodal lognormal size distribution:

$$\frac{dN}{d \ln r} = \sum_{i=1}^2 \left\{ \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_i} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_{g,i})^2}{2 \ln^2 \sigma_i} \right] \right\}, \quad (1)$$

where N is the total number density of dust aerosol, r is the radius of dust aerosol, $r_{g,i}$ and σ_i are the mean geometric radius and standard deviation at mode i , respectively, N_i is number density of dust aerosol at mode i , here we assume that the distribution is normalized ($\sum_{i=1}^2 N_i = 1$). These parameters are converted from that of CALIPSO dust aerosol volume size distribution model at desert regions or close to deserts^[25] by $r_{g,i} = r_{v,i} \exp(-3 \ln^2 \sigma_i)$ ^[26], where $r_{v,i}$ is the geometric radius of volume size distribution. The calculated single-scattering albedo, asymmetry factor, and effective radius of Asian dust aerosols are 0.934, 0.680, and $0.387 \mu\text{m}$, respectively. They are very close to the average results at 10 Asian AERONET sites during dusty days from 2001 to 2005 analyzed by Yu *et al.*, who also concluded that single-scattering albedo and asymmetry factor of Asian dust could be used as 0.94 and 0.67 over the dust source region of China, respectively^[24]. It means that the selected dust model can stand for the true dust aerosol size distribution over Asian dust source regions.

The surface-based radiation instrument, MFRSR, is employed for our retrieval method. MFRSR is a seven-channel radiometer with six passbands of 10-nm full-width at half-maximum (FWHM) nominally centered at 415, 500, 610, 665, 860, and 940 nm, and an unfiltered silicon pyranometer^[27]. It allows the accurate determination of atmospheric transmittances at each passband without requiring absolute calibration because it measures both total (global) horizontal irradiance and direct-normal irradiance using the same detectors by a blocking technique. Langley regression of the direct-normal irradiance taken on stable clear days can be used to extrapolate the instrument's response to the top of the atmosphere, and this calibration can then be applied to the total horizontal irradiance in cloud periods. Transmittances are calculated subsequently under cloudy conditions as the ratio of the uncalibrated MFRSR signal to the extrapolated top-of-atmosphere value.

Furthermore, a family of retrieval algorithms has been developed for inferring cloud optical properties from MFRSR combined with microwave radiometer^[28]. Cloud optical depth and effective radius can be simultaneously retrieved through the use of a nonlinear least-square minimization in conjunction with an adjoint method of radiative transfer. These retrieval algorithms have been

extensively tested and validated, demonstrating good accuracies^[29,30]. Based on the combination of above existing algorithms, Wang *et al.* developed an algorithm to retrieve optical properties of mixed-phase and thin cloud, the mixture of water droplets and ice crystals^[31]. One can take advantage of simultaneous spectral measurements of direct-beam and total radiation from MFRSR and utilize the difference of scattering phase function of ice and liquid clouds on the partition of direct and total radiation to derive cloud thermodynamic phase information and mix ratio, and consequently to accurately infer optical depths of optically thin clouds. The algorithm is simplified only by the simple linear combination of retrievals for pure water and ice cloud conditions. Therefore, the algorithm could be applicable to the mixture of two media, such as dusty cloud.

Figure 1 shows the comparison of phase functions at 415 nm for water clouds with effective radii of 4, 8, and $12 \mu\text{m}$ and Asian dust aerosols. Water clouds have stronger forward scattering in the forward scattering lobe (scattering angle $< 10^\circ$, shown in Fig. 1(b)) than dust aerosols. It is clearly evident that the loading amount of dust and cloud is a major factor in determining between direct-beam and total radiation, while effective particle sizes of clouds within the same cloud phase play a minor role. Those insights lay the foundation for our proposed retrieval algorithm.

The direct beam and total transmittances observed by MFRSR at given dust aerosol and cloud optical depths, τ_{dust} and τ_{cloud} , and effective radius R_e , can be described as

$$\begin{aligned} I^{\text{dir}} & (\mu_0, \tau_{\text{bkg}}, \tau_{\text{dust}}, \tau_{\text{cloud}}, R_e) \\ & = \exp[-(\tau_{\text{Ray}} + \tau_{\text{bkg}} + \tau_{\text{dust}} + \tau_{\text{cloud}})/\mu_0] \\ & \quad + (B_0 - B_9), \\ I^{\text{tot}} & (\mu_0, \tau_{\text{bkg}}, \tau_{\text{dust}}, \tau_{\text{cloud}}, R_e) \\ & = \mu_0 I^{\text{dir}}(\mu_0, \tau_{\text{bkg}}, \tau_{\text{dust}}, \tau_{\text{cloud}}, R_e) \\ & \quad + I^{\text{dif}}(\mu_0, \tau_{\text{bkg}}, \tau_{\text{dust}}, \tau_{\text{cloud}}, R_e), \end{aligned} \quad (2)$$

where I^{dir} , I^{dif} , and I^{tot} are the transmittances of direct normal, diffuse horizontal, and total horizontal at the cosine of solar zenith angle μ_0 , respectively. Here τ_{Ray}

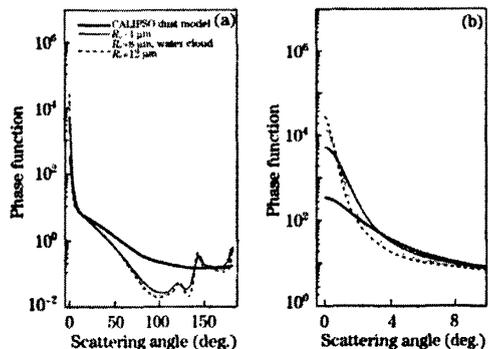


Fig. 1. Comparison of phase function at 415 nm between spheroidal dust aerosol and spherical water clouds with different radii. (b) Expansion of (a) for a scattering angle range of $0^\circ - 10^\circ$.

and τ_{bkg} are optical depths of Rayleigh scattering and background aerosols, respectively, and B_0 and B_9 are the blocked scattering radiation into the field of view (FOV) at two block angles, 0° and 9° , respectively. $B_0 - B_9$ stands for the forward-scattering radiation presumed by the MFRSR as the direct radiation. We use the modified discrete ordinate radiative transfer (DISORT) to accurately and rapidly compute the forward direct radiance and total radiation^[32,33]. The total radiation is influenced strongly by surface albedo and atmospheric absorptions, therefore, the 415-nm channel will be selected in our retrieval. It keeps the surface albedo relatively constant when snow is absent and avoids all gaseous absorption, except for NO_2 , which has negligible impact under normal conditions.

However, the algorithm is only applicable to the mixture of two thinner media (optical depth < 10 or much less). When these optical depths thicken, the direct irradiation decreases and even to zero, the only total (diffuse) transmittance can be applicable to our retrieval. It is impossible to derive their optical depths in a single function with two unknown parameters, such as τ_{dust} and τ_{cloud} for dusty cloud. In this case, we have to employ other instrumental measurements to extend the algorithm for more situations. The cloud products from the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) are widely accepted as the state-of-the-art by the meteorological community, but are not available at a regular temporal frequency over one specific region due to the polar orbiting nature of the instrument. Near-real-time cloud products retrieved from the geostationary satellite flying on the Asian region such as FY-2C and MTSAT-1R could satisfy our research, but lower temporal resolution and temporal-spatial mismatch could be big error source in radiation closure and actual retrieval. Therefore, surface-based lidar active measurements can be employed in our retrieval algorithm for more accurate total dusty cloud optical properties^[34,35]. Dusty clouds currently cannot be distinguished and thus the error of cloud properties retrieval is increased. For simplicity, we assume the error as uncertainty of lidar retrieval algorithm. Herein, one unknown parameter τ_{dust} in Eq. (2) will be calculated.

To illustrate the sensitivity of total transmittance to cloud particle size and dust aerosol loading, the MFRSR measurements are simulated for mixtures of water clouds and dust aerosols. The effective radii for water clouds are assumed to be ranging from 4 to 16 μm . Optical depths for water clouds and dust are assumed to be ranging from 0 to 32 and from 0 to 1.8, respectively. Water cloud and dust layer are assumed to locate at 1 – 2 km altitude. Here we assume linearly weighted optical properties by optical depths of water clouds and dust as optical properties of dusty clouds, despite optical properties of some dust particles coating water droplets have been changed.

Figure 2 shows the direct and total transmittances as functions of total optical depths for dusty clouds with solar zenith angle of 25° and water cloud effective radius of 8 μm at 415-nm wavelength. Obviously, changes of dust loading will lead to significant changes of total transmittance, which is mainly due to the stronger absorption of dust than water cloud droplets. Therefore, transmittances of dusty cloud cannot be simplified by pure dust aerosol and water cloud conditions as thin and

mixed-phase cloud.

To cover all kinds of dusty cloud conditions, a method is developed and a schematic view is outlined in Fig. 3. For thin dusty clouds, under the assumption of radiation closure, the optical depth retrieved from direct transmittance is equal to that from total transmittance. Therefore, for the measurements of MFRSR, we have

$$e^{\text{dir}} = I_{\text{obs}}^{\text{dir}} - I_{\text{sim}}^{\text{dir}}(\mu_0, \tau_{\text{bkg}}, \tau_{\text{dust}}, \tau_{\text{cloud}}, R_e),$$

$$e^{\text{tot}} = I_{\text{obs}}^{\text{tot}} - I_{\text{sim}}^{\text{tot}}(\mu_0, \tau_{\text{bkg}}, \tau_{\text{dust}}, \tau_{\text{cloud}}, R_e), \quad (3)$$

where $I_{\text{obs}}^{\text{dir}}(I_{\text{obs}}^{\text{tot}})$ and $I_{\text{sim}}^{\text{dir}}(I_{\text{sim}}^{\text{tot}})$ are measured and simulated direct (total) transmittances, e^{dir} and e^{tot} are errors between them, respectively. If present, values from other measurements will be used for effective radius, otherwise, a climatological value of 8 μm is assumed. The optical depth of dust aerosol and water cloud can be evaluated as the least-square minimum of the difference between the measured and simulated transmittances in the above equations. However, for thick dusty clouds ($I_{\text{obs}}^{\text{dir}} \approx 0$), only the total transmittance is available. According to Eq. (3), optical depths of dust aerosol can be derived by iterative calculation till $e^{\text{tot}} = 0$ when lidar-based cloud optical depth is available. On the basis of experience from MFRSR, the accuracy of the solar constant at a nongaseous absorption passband from the Langley regression calibration is within 1%^[36]. Therefore, in the following tests we set a random measurement error of 1%.

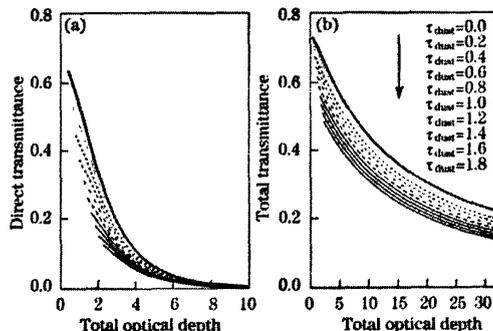


Fig. 2. Simulated (a) direct and (b) total transmittances as functions of total optical depth for dusty cloud given dust aerosol optical depth ranging from 0 to 1.8 with solar zenith angle 25° and water cloud droplets effective radius of 8 μm at 415-nm wavelength.

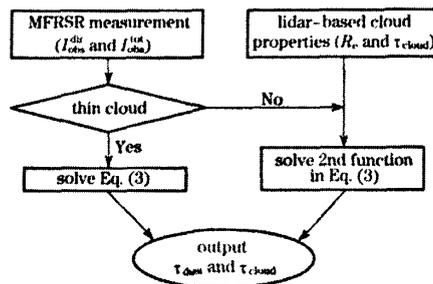


Fig. 3. Schematic of retrieval method for dusty clouds.

To simulate real dusty cloud scenes and test for a large range of conditions, we set up 100 random cases as our basic test in thin and thick dusty clouds, respectively. In thin dusty cloud cases, in order to remove the cases with extremely small direct transmittance, the solar zenith angle changes from 25° to 55° , the dust and total dusty cloud optical depths are randomly selected from 0.2 to 1.8 and from 2.5 to 8, respectively. The comparisons between input (true) and retrieved dust and total optical depths with a random error of 1% in radiometric error, 10% and 15% in effective radius are shown in Figs. 4(a) and (b), respectively. The maximum absolute deviations (relative errors) of dust and total optical depths are only 0.056 (15%, most cases under 8%) and 0.1 (8%) for all cases with 1% radiometric error, respectively, 0.014 (7.6%) and 0.012 (0.6%) with 10% and 15% effective radius errors. It illustrates that this new retrieval method for thin dusty cloud is not sensitive to MFRSR measurements and assumption of R_e . For thick dusty clouds, the comparison of dust

optical depth is shown in Figs. 4(c) and (d) with the same conditions as thin dusty clouds except for solar zenith angle expanding from 25° to 70° and total dusty cloud optical depth from 2.5 to 30. The maximum absolute deviations (relative errors) are also only 0.031 (13.8%) with 1% radiometric error and 0.031 (15.3%) with 10% and 15% effective radius errors. Obviously, the retrieval error is very small from Langley regression correction for MFRSR measurements and the assumption of R_e whatever in thin or thick dusty cloud retrieval. It also represents the powerful ability of this algorithm for dusty cloud retrieval. Furthermore, it is worth noting that the error of total optical depth from lidar may be an important impact factor for thick dusty cloud retrieval and cannot be ignored. But it depends on the accuracy of lidar cloud retrieval algorithm, and thus here we do not discuss more about it due to its complexity.

Dusty cloud, a kind of universal atmosphere phenomena at desert source region, can be observed by surface/satellite-based instruments. However, their optical properties and radiative effects have big uncertainty. The proposed retrieval method allows distinguishing and estimating the optical properties of dusts and clouds in the mixture of pure dust aerosols and pure water clouds. It will give us a possibility to directly evaluate the aerosol direct and indirect effects. The combination of surface-based instruments will increase the power of detecting aerosol radiative effects. Furthermore, the retrieval method may be applied to other more routine radiation instruments. However, the practicability and accuracy of this retrieval method still need to be checked up by more actual *in situ* measurements.

This work was supported by the Knowledge Innovation Program of the Chinese Academy of Sciences (No. IAP09311) and the National Natural Science Foundation of China (Nos. 40725015 and 40633017). We thank Dr. Ping Yang for providing IGOM codes.

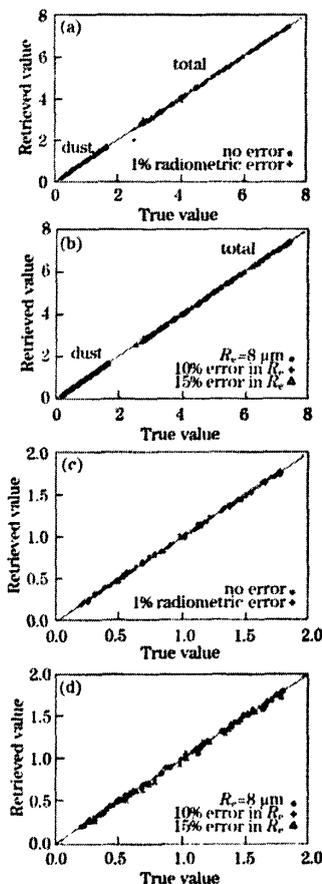


Fig. 4. Comparisons between input (true) and retrieved dust and total optical depths from thin dusty cloud retrieval algorithm for 100 random cases with random errors of (a) 1% in radiometric error and (b) 10% and 15% in effective radius. (c), (d): True and retrieved dust optical depths from thick dusty cloud retrieval algorithm with random errors.

References

1. S. Twomey, *J. Atmos. Sci.* **34**, 1149 (1977).
2. B. A. Albrecht, *Science* **245**, 1227 (1989).
3. A. S. Ackerman, O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton, *Science* **288**, 1042 (2000).
4. J. Huang, B. Lin, P. Minnis, T. Wang, X. Wang, Y. Hu, Y. Yi, and J. K. Ayers, *Geophys. Res. Lett.* **33**, L19802 (2006).
5. P. Forster, V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Bernsten, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, and R. Van Dorland, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, (eds.) (Cambridge University Press, Cambridge and New York, 2007).
6. G. Feingold, L. A. Remer, J. Ramaprasad, and Y. J. Kaufman, *J. Geophys. Res.* **106**, 22907 (2001).
7. J. Huang, P. Minnis, B. Lin, T. Wang, Y. Yi, Y. Hu, S. Sun-Mack, and K. Ayers, *Geophys. Res. Lett.* **33**, L06824 (2006).
8. J. Huang, P. Minnis, B. Chen, Z. Huang, Z. Liu, Q. Zhao,

- Y. Yi, and J. K. Ayers, *J. Geophys. Res.* **113**, D23212 (2008).
9. T. Takemura, I. Uno, T. Nakajima, A. Higurashi, and I. Sano, *Geophys. Res. Lett.* **29**, 2158 (2002).
 10. J. M. Haywood, V. Ramaswamy, and B. J. Soden, *Science* **283**, 1299 (1999).
 11. Z. Li, "Aerosol and climate: a perspective over East Asia" in *Observation, Theory and Modeling of Atmospheric Variability* X. Zhu, (ed.) (World Scientific, Singapore, 2004) pp.501–525.
 12. J. Huang, J. Ge, and F. Weng, *Remote Sens. Environ.* **110**, 186 (2007).
 13. J. Huang, Y. Wang, T. Wang, and Y. Yi, *Prog. Nat. Sci.* **16**, 1084 (2006).
 14. J. Ge, J. Huang, F. Weng, and W. Sun, *Atmos. Chem. Phys.* **8**, 4903 (2008).
 15. Y. Chen, H. Bai, J. Huang, H. Zhang, J. Ge, X. Guan, and X. Mao, *Chin. Opt. Lett.* **6**, 454 (2008).
 16. Y. Yin and L. Chen, *Atmos. Chem. Phys.* **7**, 3497 (2007).
 17. K. Okada, J. Heintzenberg, K. Kai, and Y. Qin, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3123 (2001).
 18. Y. Gao and J. R. Anderson, *J. Geophys. Res.* **106**, 18037 (2001).
 19. O. V. Kalashnikova and I. N. Sokolik, *J. Quant. Spectrosc. Rad. Transfer* **87**, 137 (2004).
 20. O. Dubovik, A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. N. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Muñoz, B. Veihelmann, W. J. van der Zande, J.-F. Leon, M. Sorokin, and I. Slutsker, *J. Geophys. Res.* **111**, D11208 (2006).
 21. M. I. Mishchenko and L. D. Travis, *Appl. Opt.* **33**, 7206 (1994).
 22. P. Yang and K. N. Liou, *Appl. Opt.* **35**, 6568 (1996).
 23. P. Yang, Q. Feng, G. Hong, G. W. Kattawar, W. J. Wiscombe, M. I. Mishchenko, O. Dubovik, I. Laszlo, and I. N. Sokolik, *J. Aerosol Science* **38**, 995 (2007).
 24. X. Yu, T. Cheng, J. Chen, and Y. Liu, *Atmos. Environ.* **40**, 5787 (2006).
 25. A. H. Omar, D. Winker, and J.-G. Won, *Proc. SPIE* **5240**, 153 (2004).
 26. R. C. Levy, L. A. Remer, S. Mattoo, E. F. Vermote, and Y. J. Kaufman, *J. Geophys. Res.* **112**, D13211 (2007).
 27. L. Harrison, J. Michalsky, and J. Berndt, *Appl. Opt.* **33**, 5118 (1994).
 28. Q. Min and L. C. Harrison, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1641 (1996).
 29. Q.-L. Min, M. Duan, and R. Marchand, *J. Geophys. Res.* **108**, 4547 (2003).
 30. Q. Min, P. Minnis, and M. M. Khaiyer, *J. Geophys. Res.* **109**, D15207 (2004).
 31. T. Wang and Q. Min, *J. Geophys. Res.* **113**, D19203 (2008).
 32. Q. Min, E. Joseph, and M. Duan, *J. Geophys. Res.* **109**, D02201 (2004).
 33. M. Duan and D. Lü, *J. Remote Sens.* (in Chinese) **11**, 359 (2007).
 34. J. Qiu, *Advances Atmos. Sci.* **12**, 177 (1995).
 35. Z. Wang, R. Chi, B. Liu, and J. Zhou, *Chin. Opt. Lett.* **6**, 235 (2008).
 36. J. J. Michalsky, J. A. Schlemmer, W. E. Berkheiser, J. L. Berndt, L. C. Harrison, N. S. Laulainen, N. R. Larson, and J. C. Barnard, *J. Geophys. Res.* **106**, 12099 (2001).

Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements

Tianhe Wang^{1,2} and Qilong Min¹

Received 12 February 2008; revised 13 June 2008; accepted 10 July 2008; published 9 October 2008.

[1] A new method has been developed to retrieve cloud optical depths for optically thin clouds ($\tau < 10$) from the Multifilter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR). On the basis of simultaneous measurements of direct and diffuse radiation from MFRSR, this method allows partition of water and ice clouds and thus improves cloud optical depth retrievals. The new retrieval algorithm achieves the high consistency of retrieved cloud optical depth from both direct-beam and total radiation: the slope of 0.95 between the two with correlation coefficient of 0.90 and RMS of 1.00. A sensitivity study illustrates that the maximum biases (relative errors) of cloud optical depth within the range of effective radius of clouds are 0.16 (4.7%) and 0.36 (8.3%) for retrievals from direct-beam radiation and from total radiation, respectively. Validation and evaluation from measurements at the Point Reyes site have been conducted, illustrating that the new retrieval algorithm provides not only accurate retrievals of cloud optical depth in terms of radiation closure but also unique mix ratio of cloud water and ice for optically thin clouds under overcast conditions. Because of the climatologic importance of thin clouds, this algorithm with unique mix ratio retrievals is important for the climate study.

Citation: Wang, T., and Q. Min (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D19203, doi:10.1029/2008JD009958.

1. Introduction

[2] Clouds play a critical role in modulating the radiative energy in the atmosphere because of their scattering and absorption of solar and infrared radiation. Optically thin clouds in particular are climatically important as they occur frequently across the globe, and radiative flux is sensitive to small change in cloud water path (liquid and ice) when cloud water path is small [Turner *et al.*, 2007; Min and Duan, 2005]. Optically thin clouds can either heat or cool the atmosphere depending on their thermodynamic phase, altitude, particle size distribution, and water path. It is crucial to accurately measure cloud optical properties of optically thin clouds. However, retrievals of microphysical and optical properties for optically thin clouds are extremely challenging, as those clouds are potentially mixed phase and often broken.

[3] Various efforts have been made to derive cloud optical and microphysical properties from visible and infrared radiation measurements and from active measurements of radars and lidars [Min and Harrison, 1996; Leontieva and Stamnes, 1996; King *et al.*, 1997; Marshak *et al.*, 2000; Sassen, 1991; Daniel *et al.*, 2002; Shupe *et al.*, 2004; Turner, 2005; Mace *et al.*, 2006; Eloranta *et al.* 2006].

However, no single sensor has proven able to achieve the desired accuracy for the wide variety of atmospheric cloud situations, particularly for optically thin clouds. To face this challenge, Min *et al.* [2004a] developed a retrieval algorithm for optically thin clouds by using direct-beam measurements of narrowband spectral radiation from the Multifilter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR). With the correction of forward scattering of solar radiation into the instrument's field of view (FOV), the new approach substantially improves the retrieval accuracy of optical depth of thin clouds. However, using only direct-beam measurements, the approach requires a priori information about cloud thermodynamic phase or cloud-scattering phase function. Ice clouds with larger effective size and irregular shape have stronger forward scattering than water clouds. Partition of direct-beam and total radiation between two clouds of different phases would be substantially different. Incorrect assignment of cloud-scattering phase function or cloud thermodynamic phase can lead to a large error of retrieved optical depth, resulting in 5–20% error in modeled total radiation reaching the surface. The complement between information from direct-beam radiation and from total radiation allows us to distinguish cloud thermodynamic phases from simultaneous measurements of direct-beam and total radiation.

[4] The MFRSR, widely deployed over the world, is a seven-channel radiometer with six passbands of 10 nm full width at half maximum centered at 415, 500, 610, 665, 860, and 940 nm and an unfiltered silicon pyranometer [Harrison *et al.*, 1994]. It allows accurate determination of atmospheric transmittances at each passband without requiring absolute

¹Atmospheric Science Research Center, State University of New York at Albany, Albany, New York, USA.

²Now at College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, China.

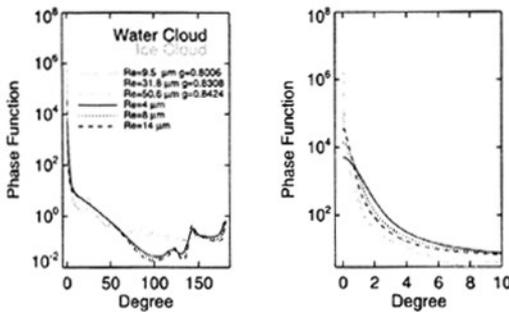


Figure 1. Water cloud and ice cloud phase functions at 415 nm for different effective radii.

calibration because it measures both total (global) horizontal irradiance and direct normal irradiance using the same detectors by a blocking technique. Langley regression of the direct normal irradiance taken on stable clear days can be used to extrapolate the instrument's response to the top of the atmosphere, and this calibration can then be applied to the total horizontal irradiance in cloudy periods. Transmittances are calculated subsequently under cloudy conditions as the ratio of the uncalibrated MFRSR signal to the extrapolated top-of-atmosphere value. The uniqueness of MFRSR enables us to achieve radiation closure in terms of direct-beam and total radiation with high accuracy for a given cloud condition. In this study, we exploit the possibility of using simultaneous measurements of direct and total radiation from the same sensor, i.e., MFRSR, to determine cloud thermodynamic phases and partition of liquid and ice optical depth and thus improve retrieval accuracy of optical properties of thin clouds.

2. Cloud Phase Function and Retrieval Algorithm

[3] Optical depth of the atmosphere can be determined from measurements of transmission of the direct solar beam using Beer's law when the Sun is not fully opaque by the atmosphere. The accuracy of optical depth determined in this way is compromised by contamination of the direct transmission of light that is scattered into the sensor's FOV. This phenomenon is dominant under thin-cloud conditions, particularly in the case of cirrus clouds where strong forward scattering by ice crystals occurs. With a shadowband of 7.8° , MFRSR captures this forward-scattered radiation within its FOV in addition to the attenuated direct solar beam. The unwanted scattered radiance will result in an overestimation of the cloud transmission and will consequently result in an underestimation of the derived cloud optical depth. The forward-scattered radiation strongly depends on both phase function and optical depth of the atmospheric-scattering particles, thin clouds in this study. Figure 1 shows phase functions at 415 nm for water clouds with effective radii of 4, 8, and 14 μm and for ice clouds with effective radii of 9.5, 31.8, and 50.6 μm . Ice clouds have strong forward scattering in the forward-scattering lobe (scattering angle $<10^\circ$, shown in Figure 1 (right)), which directly impacts observed direct-beam radiation. Ice clouds also have high backscattering (scattering angle $>90^\circ$), which will significantly influence diffuse radiation and thus total radiation. It is clearly evident

that cloud thermodynamic phase, ice or liquid, is a major factor in determining radiation partition between direct-beam and total radiation, while effective particle size of clouds within the same cloud phase play a minor role between the two. Those insights lay the foundation for our proposed retrieval algorithm.

[6] A family of retrieval algorithms has been developed for inferring cloud optical depth from MFRSR measurements: the total (diffuse) radiation algorithm [Min and Harrison, 1996] and the direct-beam radiation algorithm [Min et al., 2004a]. These retrieval algorithms have been extensively tested and validated, demonstrating good accuracies [Min et al., 2003; Min et al., 2004b]. The current retrieval algorithm combines the existing algorithms in a self-consistent and systematic way. The direct-beam and total transmittances observed by MFRSR at a given cloud thermodynamic phase and optical depth, $\tau_{\text{wtr,ice}}$, and effective radius, R_e , can be described as follows:

$$I^{\text{dir}}(\mu_0, \tau_{\text{acr}}, \tau_{\text{wtr,ice}}, R_e) = \exp[-(\tau_{\text{ray}} + \tau_{\text{acr}} + \tau_{\text{wtr,ice}})/\mu_0] + (B_0 - B_9)$$

$$I^{\text{tot}}(\mu_0, \tau_{\text{acr}}, \tau_{\text{wtr,ice}}, R_e) = \mu_0 I^{\text{dir}}(\mu_0, \tau_{\text{acr}}, \tau_{\text{wtr,ice}}, R_e) + I^{\text{dif}}(\mu_0, \tau_{\text{acr}}, \tau_{\text{wtr,ice}}, R_e), \quad (1)$$

where I^{dir} , I^{dif} , and I^{tot} are the transmittances of direct normal, diffuse horizontal, and total horizontal at the cosine of solar zenith angle μ_0 , respectively. Here τ_{ray} and τ_{acr} are optical depths of Rayleigh scattering and aerosols, respectively, and B_0 and B_9 are the blocked scattering radiation into the FOV at two block angles, 0° and 9° , respectively. $B_0 - B_9$ is the forward-scattering radiation presumed by the MFRSR as the direct radiation. We use a modified discrete ordinates radiative transfer (DISORT) to accurately and rapidly compute forward direct radiance and total radiation [Min et al., 2004a]. On the basis of the shadowbanding geometry, we simulate the blocked forward scattering by the shadowband of MFRSR. Since effective particle size of clouds has a minor role in determining the partition of direct and total radiation, we use climatologic effective radius of clouds, 8 and 31.8 μm , as our basic set for water and ice clouds, respectively. As Min et al. [2004a], we take advantage of simultaneous spectral measurements of direct-beam and temporal variations to detect cloudy and aerosol periods and further separate aerosols from thin clouds on the basis of their spectral characteristics at the 415 and 860 nm channels. Unlike direct-beam radiation, the total radiation is influenced strongly by surface albedo and atmospheric absorptions. Therefore, for cloudy periods, we derive cloud optical depths from direct-beam and total radiation measurements at the 415 nm channel (equation (1)) for both water and ice cloud phases. The selection of the 415 nm channel is to avoid all gaseous absorption, except for NO_2 , which has negligible impact under normal conditions. Several other factors favor the 415 nm channel compared to the 860 nm channel: when snow is absent, terrestrial albedos at 415 nm are significantly lower than at the longer wavelength and are relatively constant; the single-scattering albedo and asymmetry parameter are less sensitive to the effective radius [Min and Harrison, 1996].

[7] To illustrate the sensitivity of direct-beam and total radiation to cloud particle size, phase, and cloud layering, we simulate the measurements of MFRSR for various cloud

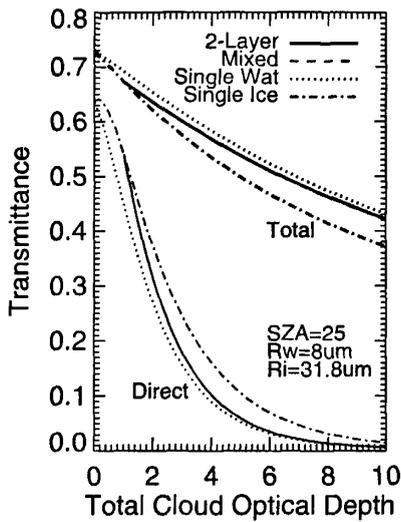


Figure 2. Simulated direct and total transmittances as a function of total cloud optical depth for pure water cloud, pure ice cloud, and two-layer (water and ice) and mixed-phase cloud systems with solar zenith angle of 25° and effective radius of $8 \mu\text{m}$ for water droplet and of $31.8 \mu\text{m}$ for ice crystal at 415 nm wavelength, respectively.

conditions. In the simulations, effective radii for water and ice clouds are assumed to be 8 and $31.8 \mu\text{m}$, respectively. For a two-layer cloud system and a mixed-phase cloud, the optical depth of ice cloud is fixed at 1 , and the optical depth of water cloud varies from 0 to 9 . For the two-layer cloud system, water cloud layer and ice cloud layer are placed at $1\text{--}2 \text{ km}$ and $5\text{--}6 \text{ km}$, respectively. Without accurate knowledge of optical properties of mixed-phase clouds, we used linearly weighted optical properties by optical depths of water and ice clouds to represent optical properties of mixed-phase clouds and placed the mixed-phase cloud layer at $4\text{--}6 \text{ km}$. Lack of atmospheric absorption at 415 nm ensures that total transmittances are insensitive to cloud layering structures. For given total cloud optical depths, the total transmittances and the direct-beam transmittances, as shown in Figure 2, are indistinguishable between a two-layer cloud system and a mixed-phase cloud. Transmittances of a two-layer cloud system and a mixed-phase cloud vary between the reference transmittances of pure water and pure ice clouds.

[8] Furthermore, under the assumption of radiation closure, we can further derive the mix ratio, α ($0 \leq \alpha \leq 1$), as

$$(1 - \alpha)\tau_{\text{wtr}}^{\text{dir}} + \alpha\tau_{\text{ice}}^{\text{dir}} \approx (1 - \alpha)\tau_{\text{wtr}}^{\text{tot}} + \alpha\tau_{\text{ice}}^{\text{tot}}, \quad (2)$$

where $\tau_{\text{wtr}}^{\text{dir}}$ and $\tau_{\text{wtr}}^{\text{tot}}$ are retrieved cloud optical depths from direct-beam and total transmittances by assuming water cloud and $\tau_{\text{ice}}^{\text{dir}}$ and $\tau_{\text{ice}}^{\text{tot}}$ are also retrieved from the same direct-beam and total transmittances by assuming ice cloud, independently. If the mix ratio derived from equation (2) can be demonstrated to agree with the input mix ratio, the

retrieval algorithm will be dramatically simplified: we only need to build up retrievals for pure water and ice cloud conditions, without dealing with various partitions of water and ice cloud optical depths. The sensitivity study below will demonstrate that equation (2) is valid and effective. The retrieval algorithms for total and direct-beam irradiance are described in detail by *Min and Harrison* [1996] and *Min et al.* [2004a], respectively. Hence, the total cloud optical depth, τ^{tot} , is

$$\tau^{\text{tot}} = (1 - \alpha)\tau_{\text{wtr}}^{\text{dir}} + \alpha\tau_{\text{ice}}^{\text{dir}} = (1 - \alpha)\tau_{\text{wtr}}^{\text{tot}} + \alpha\tau_{\text{ice}}^{\text{tot}} \quad (3)$$

[9] If the value of α is small ($\alpha < 0.3$), the cloud is mainly composed of water droplets; if α is large ($\alpha > 0.7$), ice crystals are dominant in the cloud. The cloud thermodynamic phase mix ratio not only distinguishes cloud thermodynamic phases but also quantitatively determines the partition of ice and water cloud optical depths for multilayer clouds or for a mixed-phase cloud. Subsequently, we can infer cloud optical depth accurately with the mix ratio information. It is worth noting that optical (and microphysical) properties of mixed-phase clouds may be substantially different from the simple linear combination of the scattering properties of water and ice clouds. The mix ratio inferred here for a single-layer cloud represents a mixed ratio of water and ice optical depths in terms of linear combination for the radiation closure.

[10] To evaluate this retrieval and assess its uncertainty, we utilize a forward radiative transfer model to simulate MFRSR measurements with prescribed cloud conditions and apply the retrieval algorithm to those simulated measurements. Figure 3 shows comparison between “true” (or input) and retrieved total cloud optical depth and mix ratio for those cases shown in Figure 2. Retrieved total cloud optical depth and mix ratio, without considering measurement error, agree well with the true values, less than 3.6% and 0.023 , indicating that our retrieval method based on equation (2) is valid and effective. Real measurements always have certain degree errors. Since the accuracy of the solar constant at a nongaseous absorption channel from the Langley regression calibration is within 1% [*Michalsky et al.*, 2001], in the simulation we added $\pm 1\%$ measurement errors in simulated MFRSR transmittances. Given 1% measurement errors, retrieved total cloud optical depths and mix ratio vary within 8.4% and 0.107 of true corresponding values, respectively. The cloud effective particle sizes do have impact on retrievals. In our sensitivity study, four extreme sets of cloud effective sizes are tested, shown in Figure 3. Changes in cloud effective sizes have relatively large effects on mix ratio or optical depth for each phase but small effects on retrieved total optical depth (less than 0.23 at optical depth of 1 and 0.66 at optical depth of 10) because of constraints of direct-beam and total transmittances. It illustrates that this approach could provide significant improvement on retrievals of total optical depth and insensitivity to the cloud effective sizes.

3. Results

[11] Validation and evaluation of retrieved products are key to the success of a retrieval algorithm. We processed the

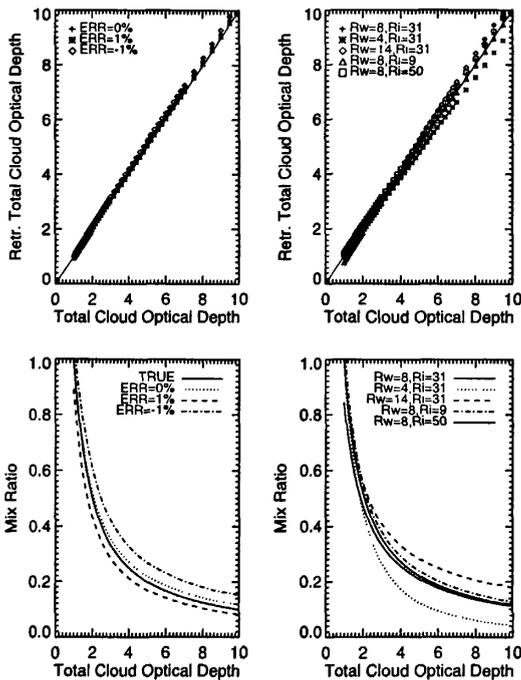


Figure 3. Comparison of cloud optical and mix ratio for those cases shown in Figure 2 between true (input) values and retrieved results and sensitivity analyses of $\pm 1\%$ measurement errors and four extreme sets of cloud effective sizes.

MFRSR measurements taken during the marine stratus radiation aerosol and drizzle (MASRAD) field campaign at Point Reyes, California, in 2005. Clouds observed at Point Reyes, mostly marine stratus, were often optically thin and relatively homogeneous, providing excellent conditions for evaluating our thin optical depth retrievals. Before presenting the statistical analysis for the entire field campaign we show two typical cases to demonstrate the performance of the retrievals.

[12] Since total radiation algorithm is based on the plane-parallel assumption for radiative transfer calculation, we selected cases with substantially long overcast periods to minimize 3-D effect. The 9 July 2005 case is very good, as a thin and low-level stratocumulus lasted for the entire day with few broken periods, shown in Figures 4a and 4b. Cloud physical depths detected by cloud radar were near a constant of 85 m located at 310 m with occasionally thinning periods, indicating a low-level water cloud. Cloud optical depths varied from 0.8 to 12, shown in Figure 4b. For such an optically thin low-level cloud, it is no surprise that retrieval cloud optical depths from direct-beam and total transmittance agree quite well with each other. The retrieved mix ratios (Figure 4c) are almost zero for the entire period. Thus, the cloud is classified by the algorithm as a water cloud, which is consistent with cloud radar identifi-

cation. Since direct-beam and total transmittance retrieval algorithms for a single-cloud thermodynamic phase have been well validated [Min *et al.*, 2003; Min *et al.*, 2004b], with good agreement between the two in this case, we believe that the retrieved total cloud optical depths are accurate.

[13] There are a few occasions when mix ratios are above 0. Closely inspecting sky cover measured by a total sky imager (TSI) during those occasions illustrates that those periods correspond to broken cloud conditions with very thin optical depths. Diffuse (and total) radiation depends not only on optical depths of aerosols and clouds in the atmosphere but also on single-scattering properties of aerosols and clouds, largely single-scattering albedo of aerosols, especially when cloud optical depth is comparably thin to aerosol optical depth. Furthermore, 3-D inhomogeneous cloud structure violates the plane-parallel assumption of radiative transfer for diffuse radiation calculation in our retrievals, resulting in underestimation of cloud optical depth. Therefore, both aerosol loading and 3-D effect will have significant impacts on retrievals of cloud optical depth from total radiation for extremely thin clouds, which may overestimate mix ratio. For such conditions, however, we can use the direct-beam algorithm to accurately derive optical depth of optically thin clouds, as the direct-beam algorithm is insensitive to 3-D effect and aerosol single-scattering albedo [Min *et al.*, 2004a]. The cloud thermodynamic phase can be well classified under overcast conditions around the broken periods from the proposed algorithm. Furthermore, with cloud fractional cover information from other measurements and methods, for example, total sky imager, it is possible to infer an effective cloud optical depth under such broken, thin-cloud conditions from this algorithm. How to derive fractional cloud cover and improve cloud optical depth for such conditions is the subject for a future paper [Min *et al.*, 2008].

[14] The next case, 30 April 2005, is also interesting, as cloud base heights measured by the Vaisala ceilometer (VCEIL) vary from 4 km to up around the freezing level. It could be a mixed-phase or a multilayer cloud system. Unfortunately, cloud radar did not operate on that day nor did the micropulse lidar. Because of the range limitation of the VCEIL, all high cirrus clouds above 7 km cannot be detected by the VCEIL. From sky images observed by TSI, the entire day was overcast. Furthermore, our inferred optical depths are greater than 1 for the entire period. Those exclude possible clear-sky conditions during the period. Thus, those clouds without detectable cloud base by the VCEIL could be high-level ice clouds.

[15] Figure 5a shows time series of retrieved cloud optical depths from direct and total transmittance on 30 April 2005 by assuming water clouds with the effective radius of $8 \mu\text{m}$. The difference of cloud optical depth between the two measurements varies from near zero up to 5, indicating some misclassifications of cloud thermodynamic phase. With the new retrieval algorithm, however, such differences are substantially reduced, shown in Figure 5b. The consistency of cloud optical depth ensures the radiation closure in terms of direct and total (diffuse) radiation. Consequently, the mix ratio between water and ice are derived, shown in Figure 5c. Because of the lack of direct measurement to validate inferred mix ratio, we indirectly evaluated it against

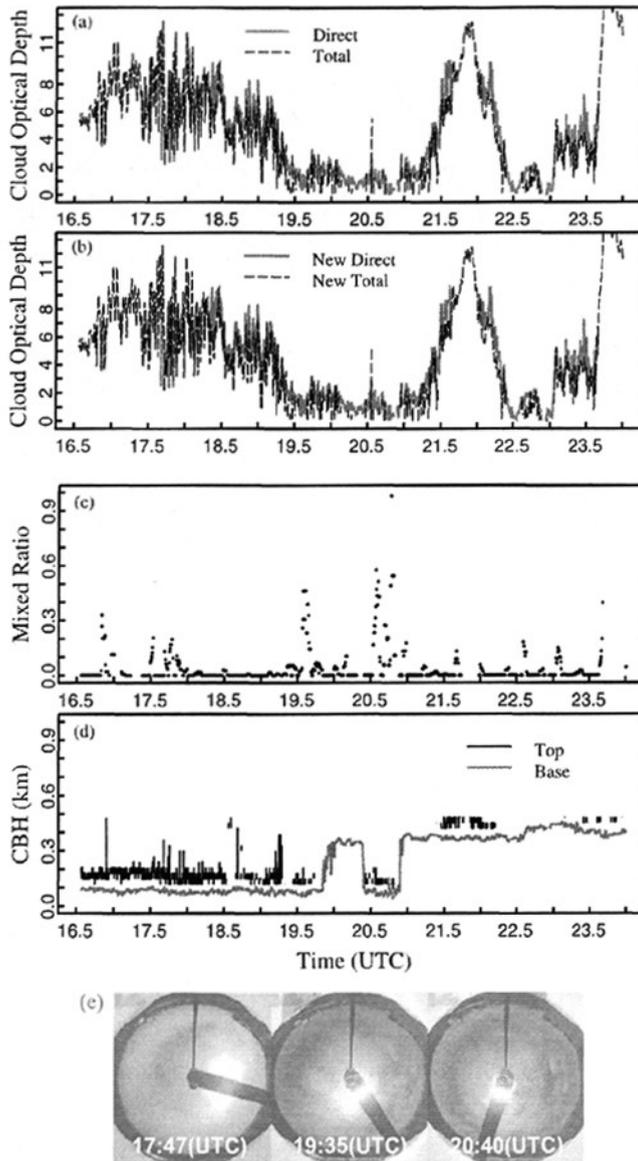


Figure 4. Cloud optical depth (COD) (a) assuming water clouds only and (b) showing new retrievals based on radiation closure on 9 July 2005 at the Point Reyes site. The gray and black lines represent COD derived from the direct radiation and from the global transmittance, respectively. (c) Mixed ratio. (d) Cloud base height (CBH) from 94 GHz Doppler radar. (e) Sky conditions from TSI.

cloud base heights detected by the VCEIL. It shows that the retrieved mix ratios from MFRSR are consistent with cloud phase conditions inferred from the VCEIL. It is worth noting that the viewing geometries of VCEIL and MFRSR are different: zenith direction for VCEIL and Sun sensor direction for MFRSR direct-beam measurements. There are

slightly temporal mismatches between mix ratios and cloud base heights.

[16] For the same cloud, optical depth derived from direct-beam radiation should be close to that from total radiation. Figure 6 illustrates the improvement of the relationship between the two from assumed single-phase clouds to possible multilayer clouds or mixed-phase clouds.

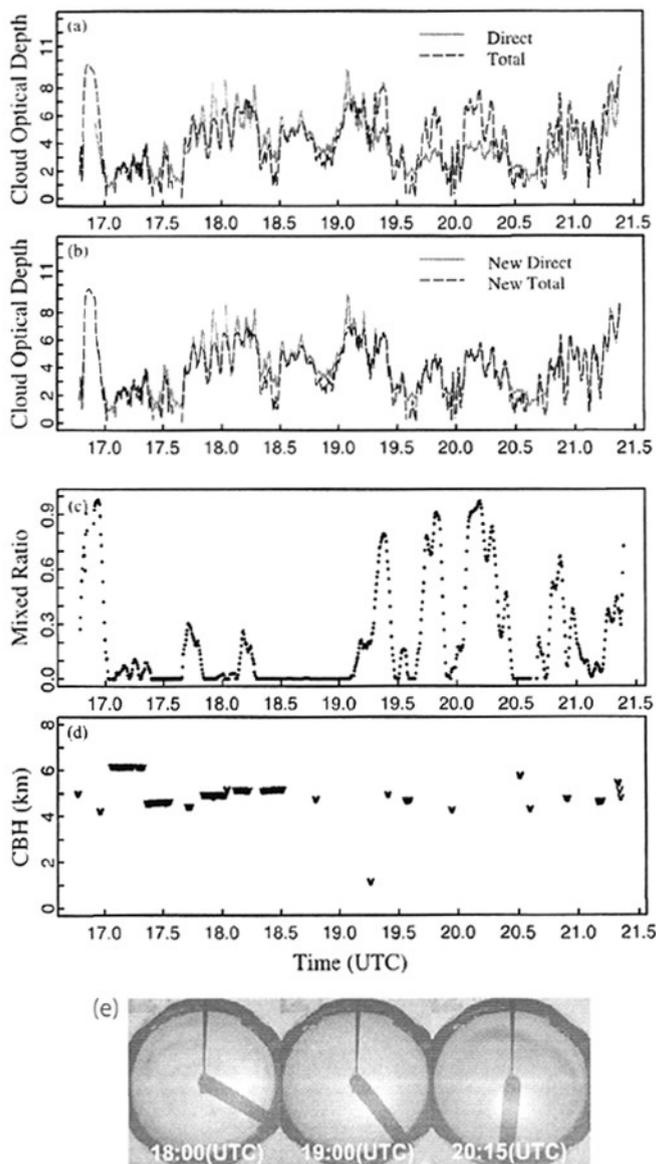


Figure 5. COD (a) assuming water clouds only and (b) showing new retrievals based on radiation closure on 30 April 2005 at the Point Reyes site. The gray and black lines represent COD derived from the direct radiation and from the global transmittance, respectively. (c) Mixed ratio. (d) CBH from VCEIL. (e) Sky conditions from TSI.

If assuming liquid phase only, the slope of scatter points (Figure 6a) is about 1.026 with correlation coefficient of 0.784. For large cloud optical depths, some retrieved values from total radiation are substantially less than those from direct-beam radiation. The reason is that assumed liquid clouds have relatively weaker forward scattering than ice clouds, resulting in underestimation of cloud optical depth

from the direct-beam radiation and overestimation of cloud optical depth from the total radiation. With proper cloud phase identification, as shown in Figure 6b, the slope of the scatter points is 1.032 with a higher correlation coefficient of 0.943, and the RMS is reduced substantially from 1.26 to 0.68. This consistency of cloud optical depth will ensure the radiation closure in terms of direct and diffuse radiation.

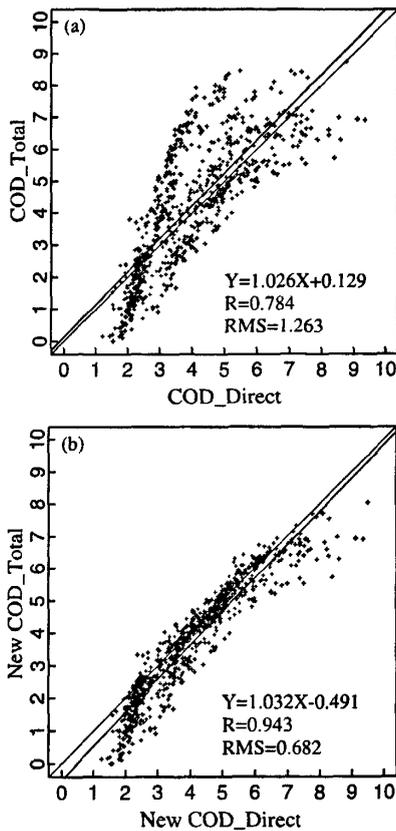


Figure 6. (a and b) Scattergrams of retrieval cloud optical depths from the direct-beam radiation and from global radiation on 30 April 2005.

[17] While the case study provides insight on the performance of this new retrieval algorithm, a more extensive evaluation is required before applying the method to various circumstances in the atmosphere. As stated previously, we

selected cases (days) when substantially long periods (over 80% of a day) were overcast with optically thin clouds to minimize 3-D effects. Statistical analysis is listed in Table 1 and shown in Figure 7, which includes all 15 optically thin cloud cases that occurred during the field campaign. If assuming liquid clouds for all cases, the slope of the correlation between optical depths retrieved from direct-beam radiation and from total radiation is 0.904 with correlation coefficient of 0.81. With the new retrieval algorithm that allows cloud phase identification, the slope between the two improves to 0.95 with a higher correlation coefficient of 0.90 and a smaller RMS of 1.00. The cloud optical depths retrieved from direct-beam radiation agree well with those from total radiation in terms of radiation closure. There is still some bias in very thin optical depth regime, where optical depth derived from total radiation is low compared to that from direct-beam radiation. As discussed previously, such discrepancy may be due to 3-D effect and uncertainty associated with aerosol properties.

[18] There are some discrepancies between the total and direct-beam results (scatters of points in Figure 7b). Such a discrepancy may be introduced from following two aspects. First, 3-D effects certainly have impacts on retrievals from total radiation, even though the cases are selected on the basis of long periods of overcast conditions. A long period of overcast cannot guarantee that the cloud system satisfies the plane-parallel assumption, particularly if the cloud is a double- or multiple-layer cloud system. In addition, diffuse radiation is much smoother than direct-beam radiation because of multiple scattering [Min et al., 2001]. Different smoothness scales of direct-beam and total radiation in inhomogeneous cloud field certainly result in some discrepancy of retrieved cloud optical depths. Longer time average, however, will substantially reduce such difference. Second, the retrieval algorithm of optical depth retrieval and mix ratio uses a basic set of effective sizes of 8 and 31.8 μm for liquid clouds and ice clouds, respectively. Effective particle sizes of clouds do have an impact on the scattering phase function and thus on retrieved cloud optical depths, as discussed in forward simulation tests. To assess the uncertainty associated with particle size, we tested various combinations of effective particle sizes and evaluated the impacts on the regression slope and correlation coefficient

Table 1. Comparison of Retrieval Results With Old and New Methods for the Selected 15 Optically Thin Cloud Cases

Cases	Start/End Time (UT)	Old Method			New Method			Mean	
		Slope	Intercept	R ^a	Slope	Intercept	R ^a	τ^{tot}	Alpha
20050326	1744/2252	2.663	-2.007	0.927	1.379	-0.758	0.942	1.844 (0.755)	0.416
20050416	1705/2318	0.877	0.426	0.834	0.933	-0.141	0.928	4.108 (2.080)	0.169
20050430	1647/2123	1.026	0.129	0.784	1.032	-0.491	0.943	4.155 (1.597)	0.206
20050503	1644/2334	1.317	-0.006	0.772	1.016	-0.314	0.929	4.760 (2.284)	0.421
20050629	1629/2400	0.940	-0.320	0.853	0.976	-0.665	0.886	5.025 (1.825)	0.084
20050709	1634/2400	0.902	-0.452	0.933	0.907	-0.515	0.940	4.462 (2.265)	0.036
20050713	1635/2400	1.201	-0.546	0.796	1.145	-0.770	0.840	3.083 (1.228)	0.218
20050715	1637/2400	0.889	0.053	0.882	0.930	-0.326	0.917	4.996 (2.276)	0.115
20050717	1638/2358	0.947	0.315	0.857	0.953	-0.165	0.898	4.436 (2.341)	0.214
20050726	1643/2353	0.891	0.353	0.827	0.929	-0.129	0.971	4.025 (1.883)	0.227
20050730	1646/2350	0.872	0.565	0.721	0.925	-0.169	0.841	4.473 (1.729)	0.229
20050804	1649/2346	0.949	0.677	0.803	0.976	-0.122	0.894	4.481 (1.901)	0.296
20050827	1708/2317	0.905	0.539	0.840	0.939	0	0.889	4.308 (1.762)	0.241
20050828	1710/2316	0.993	0.445	0.810	1.003	-0.205	0.910	4.210 (1.965)	0.273
20050911	1726/2250	1.095	0.125	0.832	1.011	-0.201	0.894	3.699 (1.889)	0.308

^aR, correlation coefficient.

^bHere τ^{tot} is total cloud optical depth with standard deviation retrieved from direct beam with the new method in parentheses.

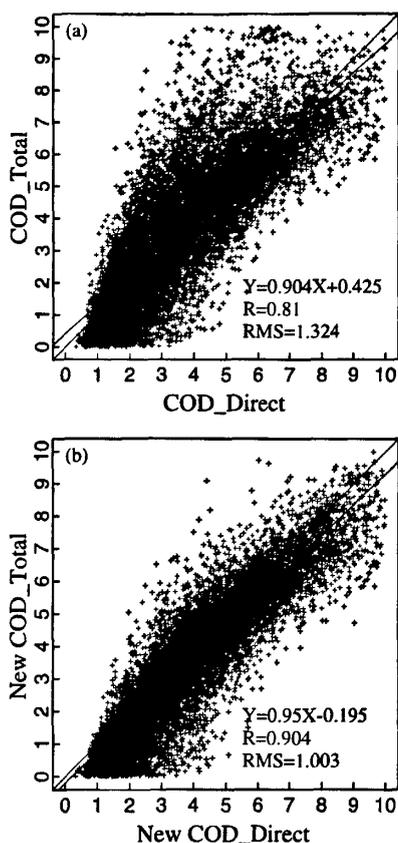


Figure 7. (a and b) Scattergrams of retrieval cloud optical depths from the direct-beam radiation and from global radiation for all cases.

for all cases. As listed in Table 2, the maximum biases (relative errors) of cloud optical depth are 0.16 (4.7%) and 0.36 (8.3%) for retrievals from direct-beam radiation and from total radiation, respectively. The effective particle size with respect to each cloud phase has a minor impact on the regression slope (from 0.925 to 0.974) and on the correlation coefficient (from 0.899 to 0.909). It demonstrates that cloud phase plays a major role in determining the partition of direct and total radiation and thus in the regression slope

between cloud optical depth retrieved from the two. Uncertainty associated with cloud particle size could explain some of these discrepancies.

4. Conclusion and Discussion

[19] Optically thin clouds are climatically important. Thin clouds could either heat or cool the atmosphere depending on their thermal phase, altitude, particle size distribution, and water path. However, retrievals of microphysical and optical properties for optically thin clouds are extremely challenging. In this study, we take advantage of simultaneous spectral measurements of direct-beam and total radiation from MFRSR and utilize the difference of scattering phase function of ice and liquid clouds on the partition of direct and total radiation to derive cloud thermodynamic phase information and mix ratio and consequently to accurately infer optical depths of optically thin clouds. Specifically, we mask cloudy and aerosol periods using temporal variations of spectral radiation and further separate aerosols from thin clouds on the basis of their spectral characteristics at the 415 and 860 nm channels [Min *et al.*, 2004a]. For cloudy periods, we correct the blocked forward scattering by the shadowband of MFRSR to achieve accurate retrievals from direct-beam radiation and derive cloud optical depth from total radiation using a modified DISORT [Min *et al.*, 2004a]. Under the assumption of radiation closure, we further infer the mix ratio and identify cloud thermodynamic phases. The retrieved optical depths are, subsequently, accurate and consistent in terms of radiation closure that ensures the partition of direct and total radiation.

[20] Validation and evaluation have been done using forward simulations and the measurements from the MASRAD field campaign at Point Reyes. The new retrieval algorithm with cloud phase identification achieves the high consistency of retrieved cloud optical depth from both direct-beam and total radiation: the slope of 0.95 between the two with correlation coefficient of 0.90 and RMS of 1.00. However, there is no direct measurement of the mix ratio of multilayer clouds or mixed-phase clouds from other (passive or active) instruments so far to validate our inferred mix ratio. Evaluation against indirect information from measurements of cloud base height indicates that inferred cloud phase identification is reasonable. Because of the climatologic importance of cloud optical depth for multilayer clouds or mixed-phase clouds, the mix ratio retrieved from this algorithm is unique and important for the climate study. It is clear that the cloud thermodynamic phase is a major factor in determining radiation partition between

Table 2. The Sensitivity of Cloud Effective Radius on Cloud Optical Depth Retrievals for all Cases^a

Re Water Cloud (μm)	Re Ice Cloud (μm)	τ^{dir}		τ^{tot}		Slope	Intercept	R
		$\tau - \tau_0^b$	Error (%)	$\tau - \tau_0^b$	Error (%)			
8	31.8	0	0	0	0	0.950	-0.195	0.904
4	31.8	0.155	4.731	0.359	8.290	0.925	-0.204	0.899
14	31.8	0.062	1.889	0.189	4.371	0.974	-0.213	0.909
8	9.5	0.093	2.816	0.102	2.349	0.936	-0.137	0.906
8	50.6	0.048	1.452	0.048	1.099	0.960	-0.243	0.905

^aThese cases include 0326, 0416, 0430, 0503, 0629, 0709, 0713, 0715, 0717, 0726, 0730, 0804, 0827, 0828, and 0911 in the 2005 year. The total number of measurements is 17,774. Re, effective radius; R, correlation coefficient.

^bHere τ_0 is the retrieved cloud optical depth from the basis set of effective radii: 8 μm for water clouds and 31.8 μm for ice clouds.

direct-beam and total radiation, while the effective particle size of clouds within the same cloud phase plays a minor role between the two. A sensitivity study on the effective radius of clouds illustrates that the maximum biases (relative errors) of cloud optical depth within the range of effective radius of clouds are 0.16 (4.7%) and 0.36 (8.3%) for retrievals from direct-beam radiation and from total radiation, respectively. Also, 1% measurement error will result in maximum uncertainties of 8.4% and 0.107 in retrieved total cloud optical depths and mix ratio, respectively. As demonstrated, the new retrieval algorithm provides not only accurate retrievals of cloud optical depth but also unique mix ratio for optically thin clouds. It is worth noting the following issues: (1) this retrieval requires measurements of direct-beam radiation and thus is only applicable for optically thin clouds with optical depth less than 10 and (2) for extremely thin clouds (cloud optical depth comparable to aerosol optical depth) and broken clouds, optical depth derived from direct-beam radiation is accurate and should be used, and the mix ratio is not applicable. Three-dimensional effect of broken clouds and uncertainty associated with aerosol properties may compromise the retrievals from total radiation. How to derive fractional cloud cover and improve cloud optical depth for such conditions is the subject for a future paper [Min et al., 2008].

[21] **Acknowledgments.** This research was supported by the Office of Science (BER), U.S. Department of Energy, grant DE-FG02-03ER63531, and by the NOAA Educational Partnership Program with Minority Serving Institutions (EPP-MSI) under cooperative agreements NA17AE1625 and NA17AE1623. Surface data were obtained from the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program sponsored by the U.S. Department of Energy, Office of Energy Research, Office of Health and Environmental Research, Environmental Sciences Division.

References

- Daniel, J. S., S. Solomon, R. W. Portmann, A. O. Langford, C. S. Eubank, E. G. Dutton, and W. Madsen (2002), Cloud liquid water and ice measurements from spectrally resolved near-infrared observations: A new technique, *J. Geophys. Res.*, *107*(D21), 4599, doi:10.1029/2001JD000688.
- Eloranta, E. W., I. A. Razenkov, and J. P. Garcia (2006), Mixed-phase cloud measurements with the University of Wisconsin high spectral resolution lidar, paper presented at 16th Science Team Meeting, Atmos. Radiat. Meas., Albuquerque, N. M., 27–31 March.
- Harrison, L. C., J. J. Michalsky, and J. Berndt (1994), Automated multifilter rotating shadowband radiometer: An instrument for optical depth and radiation measurements, *Appl. Opt.*, *33*(22), 5118–5125.
- King, M. D., S. C. Tsay, S. E. Platnick, M. Wang, and K. N. Liou (1997), Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase, in *MODIS Algorithm Theoretical Basis Document, Rep. ATBD-MOD-05*, version 5, NASA Goddard Space Flight Cent., Greenbelt Md. (Available at http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod05.pdf)
- Leontieva, E., and K. Stamnes (1996), Remote sensing of cloud optical properties from ground-based measurements of transmittance: A feasibility case, *J. Appl. Meteorol.*, *35*, 2011–2022, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<2011:RSOCOP>2.0.CO;2.
- Mace, G. G., et al. (2006), Cloud radiative forcing at the Atmospheric Radiation Measurement Program Climate Research Facility: 1. Technique, validation, and comparison to satellite-derived diagnostic quantities, *J. Geophys. Res.*, *111*, D11S90, doi:10.1029/2005JD005921.
- Marshak, A., Y. Knyazikhin, A. B. Davis, W. J. Wiscombe, and P. Pilewskie (2000), Cloud-vegetation interaction: Use of normalized difference cloud index for estimation of cloud optical thickness, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(12), 1695–1698, doi:10.1029/1999GL010993.
- Michalsky, J. J., J. A. Schlemmer, W. E. Berkheiser, J. L. Berndt, L. C. Harrison, N. S. Laulainen, N. R. Larson, and J. C. Barnard (2001), Multi-year measurements of aerosol optical depth in the Atmospheric Radiation Measurement and Quantitative Links programs, *J. Geophys. Res.*, *106*(D11), 12,099–12,107, doi:10.1029/2001JD900096.
- Min, Q., and M. Duan (2005), Simultaneously retrieving cloud optical depth and effective radius for optically thin clouds, *J. Geophys. Res.*, *110*, D21201, doi:10.1029/2005JD006136.
- Min, Q., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(13), 1641–1644, doi:10.1029/96GL01488.
- Min, Q., L. C. Harrison, and E. E. Clothiaux (2001), Joint statistics of photon path length and cloud optical depth: Case studies, *J. Geophys. Res.*, *106*(D7), 7375–7386.
- Min, Q.-L., M. Duan, and R. Marchand (2003), Validation of surface retrieved cloud optical properties with in situ measurements at the Atmospheric Radiation Measurement Program (ARM) South Great Plains site, *J. Geophys. Res.*, *108*(D17), 4547, doi:10.1029/2003JD003385.
- Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004a), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, *109*, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- Min, Q., P. Minnis, and M. M. Khaiyer (2004b), Comparison of cirrus optical depths derived from GOES 8 and surface measurements, *J. Geophys. Res.*, *109*, D15207, doi:10.1029/2003JD004390.
- Min, Q., T. Wang, C. N. Long, and M. Duan (2008), Estimating fractional sky cover from spectral measurements, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JD010278, in press.
- Sassen, K. (1991), The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *72*, 1848–1866, doi:10.1175/1520-0477(1991)072<1848:TPLTFC>2.0.CO;2.
- Shupe, M. D., P. Kollias, S. Y. Matrosov, and T. L. Schneider (2004), Deriving mixed-phase cloud properties from Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *21*(4), 660–670, doi:10.1175/1520-0426(2004)021<0660:DMCPFD>2.0.CO;2.
- Turner, D. D. (2005), Arctic mixed-phase cloud properties from AERI-lidar observations: Algorithm and results from SHEBA, *J. Appl. Meteorol.*, *44*, 427–444, doi:10.1175/JAM2208.1.
- Turner, D. D., et al. (2007), Thin liquid water clouds: Their importance and our challenge, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *88*, 177–190, doi:10.1175/BAMS-88-2-177.

Q. Min and T. Wang, Atmospheric Science Research Center, State University of New York at Albany, Albany, NY 12203, USA. (min@asrc.cestm.albany.edu)

Estimating fractional sky cover from spectral measurements

Qilong Min,¹ Tianhe Wang,^{1,2} Charles N. Long,³ and Minzheng Duan⁴

Received 15 April 2008; revised 14 August 2008; accepted 29 August 2008; published 31 October 2008.

[1] A method for estimating fractional sky cover from spectral measurements has been developed. The spectral characteristics of clouds and clear-sky aerosols are utilized to partition sky fraction. As illustrated in our sensitivity study and demonstrated in real measurements, the transmittance ratio at selected wavelengths is insensitive to solar zenith angle and major atmospheric gaseous absorption. With a localized baseline procedure, retrievals of this ratio method are independent of absolute calibration and weakly sensitive to changes in cloud and aerosol optical properties. Therefore this method substantially reduces the retrieval uncertainty. The uncertainty of this method, estimated through the sensitivity study and intercomparison, is less than 10%. With globally deployed narrowband radiometers, this simple ratio method can substantially enhance the current capability for monitoring fractional sky cover.

Citation: Min, Q., T. Wang, C. N. Long, and M. Duan (2008), Estimating fractional sky cover from spectral measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D20208, doi:10.1029/2008JD010278.

1. Introduction

[2] Clouds remain the greatest sources of uncertainty in global climate change research [IPCC, 2007]. The impact of greenhouse warming on cloud amount through climate feedback will have significant changes on the global radiative energy balance [Randall *et al.*, 1984]. Variations of cloud cover have significantly contributed to contemporary climatic changes. Thus it is crucial to accurately monitor fractional sky cover of clouds globally.

[3] Monitoring cloud amount has a long history: from earlier human-empirical sky observations, to surface passive and active measurements [Fairall and Hare, 1990; Clothiaux *et al.*, 1999; Long and Ackerman, 2000; Pfister *et al.*, 2003; Long *et al.*, 2006a, 2006b], to recent satellite retrievals [Minnis, 1989; Rossow *et al.*, 1993]. Satellite observations provide the global coverage of cloud amount to study global climatic change. Their limits in spatial/temporal resolution and issues with surface influences manifest the need for surface measurements to verify satellite retrievals and to fill the gaps between satellite observations. Current technology has advanced in surface observations of cloud amounts from human-empirical sky observations, to spatial estimation from sky imagers, to temporal estimation of cloud occurrences from passive and active sensors. However, even with an increasing number of sky imagers and other passive and active sensors for monitoring cloud fraction, there are still limited surface measurements available to date.

[4] Since shortwave (SW) radiation is strongly modulated by clouds, widely deployed spectral and broadband shortwave radiometers provide the potential to estimate cloud fraction in large geographic distribution. Long *et al.* [2006a] proposed a methodology for inferring fractional sky cover from broadband SW diffuse irradiance measurements during daylight hours. Their method utilizes the enhancement of diffuse irradiance under cloudy conditions to partition cloudy and clear-sky fractions, through a normalization procedure to remove solar zenith angle dependences. Since clouds and aerosols (clear-sky) with different particle sizes exhibit significant differences of spectral dependences of optical properties, there is a possibility to estimate sky cover using spectral measurements of narrowband radiometers.

2. Spectral Ratio and Retrieval Algorithm

[5] The spectral dependence of optical depth of atmospheric scatterers generally follows Angstrom's empirical relationship [Angstrom, 1929]:

$$\tau_{sca}(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

where $\tau_{sca}(\lambda)$ is the optical depth of atmospheric scatterers at wavelength λ , β and α are constants. More importantly, the Angstrom exponent α is an indicator of the size of the scatterers. For molecules in the Rayleigh scattering regime, its value approaches 4, while for cloud particles in the Mie scattering regime, it is close to 0. For aerosol particles, the Angstrom exponent varies between Rayleigh and clouds, with a typical value of about 1.3. Because of such spectral dependence of optical depth, the diffuse transmittance ratio between a longer wavelength and a short wavelength is about 1 for clouds, and less than 1 for aerosols, respectively, as illustrated in Figure 1. On the basis of this physical principle and further sensitivity study below, the baselines of transmittance ratio under both aerosol and cloud

¹Atmospheric Sciences Research Center, State University of New York, Albany, New York, USA.

²College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, China.

³Atmospheric Radiation Measurement Program, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington, USA.

⁴Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing, China.

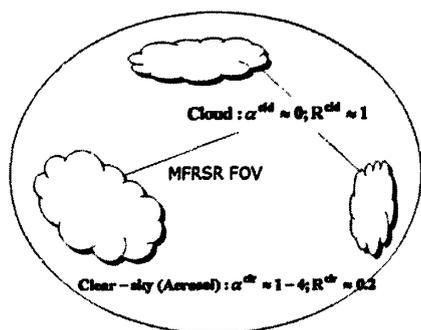


Figure 1. Sketch of retrieval principle of cover fractional cover. α is the Angstrom exponent and R is the transmittance ratio at two wavelengths; cld and clr represent cloud and clear-sky conditions, respectively.

conditions are well defined and less sensitive to variations of both aerosol and cloud properties. A measured transmittance ratio in reality is weighted by the cloud amount in the sky and can be assumed as a linear partition between cloud transmittance ratio and clear-sky transmittance ratio:

$$R^{obs} = (1 - \phi)R^{clr} + \phi R^{cld} \quad (2)$$

where ϕ is the fractional sky cover in the atmosphere. Therefore fractional sky cover can be inferred from a simple analytical expression

$$\phi = \frac{R^{obs} - R^{clr}}{R^{cld} - R^{clr}} \quad (3)$$

[6] As solar transmittances at different wavelengths vary with solar zenith angle systematically, the transmittance ratio at two wavelengths is less dependent on solar zenith angle (or time). If a basic set of cloudy and clear-sky transmittances is defined at any given time (or solar zenith angle), the set is applicable to other daylight times (or solar zenith angles). Thus this simple expression provides a reasonably accurate estimate of fractional sky cover. It is worth emphasizing that for a good estimation the wavelength pair for the transmittance ratio should be separated enough to have a substantial contrast of aerosol optical depth between the two wavelengths. Moreover, at both wavelengths the potential interference of gaseous absorption, particularly water vapor due to cloud–water vapor interaction, should be minimal.

[7] To illustrate the underlying principles and sensitivity, a pair of multifilter rotating shadowband radiometer (MFRSR) channels at 415 and 860 nm, where gaseous absorption is minimal, is selected for forward simulation. The MFRSR is a seven-channel radiometer with six passbands 10 nm Full Width Half Maximum (FWHM) centered near 415, 500, 610, 665, 860, and 940 nm, and an unfiltered silicon pyranometer [Harrison *et al.*, 1994]. It uses an automated shadowbanding technique to measure the total-horizonal, diffuse-horizonal, and direct-normal spectral

irradiances through a single optical path. The diffuse-horizonal irradiance represents downwelling hemispheric irradiance with an effective 160° field of view. The Langley regression of the direct-normal irradiance taken on clear stable days can be used to extrapolate the instrument's response to the top of the atmosphere, and this calibration can then be applied to all components of irradiance. Transmittances can be subsequently calculated under cloudy conditions as the ratio of the uncalibrated output to the extrapolated top-of-the-atmosphere value. The diffuse transmittance is a normalized diffuse radiation by the corresponding solar constant inferred from Langley regression. Therefore the transmittance ratio at two wavelengths is independent of absolute calibration. Accurate measurements of atmospheric transmittance from a MFRSR will ensure the accuracy of retrieval of aerosol optical depth during the clear-sky periods and cloud optical depth under cloud conditions [Harrison *et al.*, 1994; Min and Harrison, 1996; Min *et al.*, 2004; Wang and Min, 2008].

[8] Using a radiative transfer model [Min *et al.*, 2004], transmittance ratios at the two chosen nongaseous absorption wavelengths are simulated under various cloudy and clear-sky conditions for different solar zenith angles. In the simulation, surface albedos of 0.036 and 0.25 are used for 415 and 860 nm, respectively, representing normal vegetated surface. Under clear-sky conditions with climatologic background aerosols (Angstrom exponents of 1.12 and 1.58, and optical depth up to 0.35), as shown in Figure 2a, the transmittance ratio varies from 0.10 to 0.35. Changes of aerosol size and optical depth as well as solar zenith angle within the normal ranges would result in an uncertainty of about 0.1 around the clear-sky baseline of transmittance ratio. In reality, the clear-sky baseline, as well as aerosol property, can be accurately determined from the measurements during the clear-sky periods. Thus uncertainty of the clear-sky baseline should be substantially smaller.

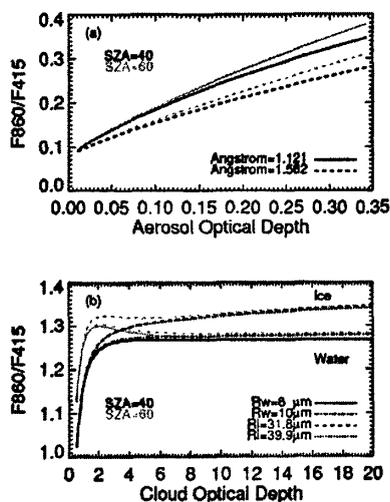


Figure 2. Simulated spectral ratios for various aerosol (a) and cloud (b) conditions.

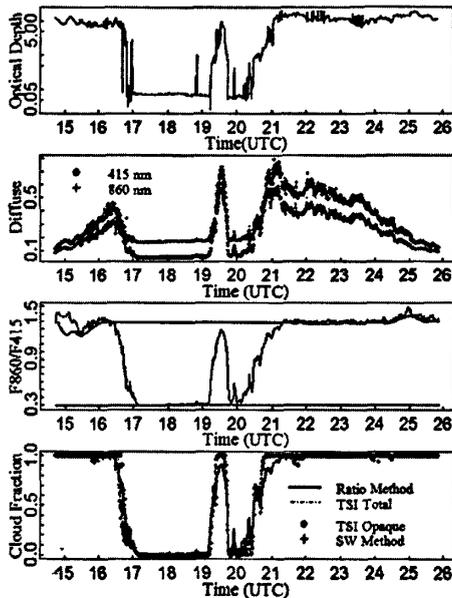


Figure 3. Retrieved aerosol and cloud optical depths (logarithmic scale), measured diffuse irradiances for 415 and 860 nm, spectral ratio and associated cloudy (the upper line) and clear-sky (the lower line) baselines, and retrieved and observed cloud fractions on 10 July 2005 at Pt. Reyes.

[9] As shown in Figure 2b, the transmittance ratio for both ice and water clouds varies from 1 to the asymptote values of 1.25 and 1.34 for water and ice clouds, respectively. The surface albedo, a , impact on diffuse irradiance can be simply parameterized as $F/(1 - a)$, where F is diffuse irradiance with the dark surface ($a = 0$). The transmittance ratio with assumed albedos of 0.036 and 0.25 for 415 and 860 nm, respectively, can be expressed as

$$\begin{aligned} \left(\frac{F_{860}}{1 - a_{860}} \right) / \left(\frac{F_{415}}{1 - a_{415}} \right) &= \frac{F_{860}}{F_{415}} (1 - a_{415}) / (1 - a_{860}) \\ &= 1.28 * \frac{F_{860}}{F_{415}} \end{aligned}$$

[10] Because of $\frac{F_{860}}{F_{415}} \approx 1$ under cloudy conditions, the transmittance ratios are greater than 1 as a result of a higher surface albedo at 860 nm.

[11] It is clear that the asymptote value, reached at modest cloud optical depth of 6, is insensitive to the solar zenith angles. The difference of transmittance ratio because of a 20-degree change of solar zenith angle is about 0.01 when the cloud optical depth is greater than 6. The maximum difference of transmittance ratio because of a 20-degree change of solar zenith angle, occurred at cloud (or aerosol) optical depths between 0.35 and 3, is about 0.1. Furthermore, different effective sizes of cloud particles within the same cloud thermodynamic phase have negligible effect on

the transmittance ratio. Again, the cloudy baseline of transmittance ratio can be directly determined during periods with large cloud optical depths from the time series of the measurements. Changes of cloud property (effective radius and optical depth) during broken periods will have very small effect on the localized cloudy baseline. Overall uncertainty associated with cloud, aerosol, and solar zenith angle variations using a climatologic baseline set are about 0.2, 20% of the dynamic range of transmittance ratio. Therefore the maximum uncertainty for the fractional sky cover is 20%. As pointed out previously, in reality, both clear-sky and cloudy baselines can be directly determined from the time series of measurements, and thus the uncertainty of cloud fraction retrieval should be substantially reduced. Given possible changes of cloud, aerosol, and solar zenith angle during the broken cloud periods, as estimated from real measurements, the uncertainty is estimated at about 10%.

3. Validation

[12] Validation and evaluation of retrieved products are key to showing the effectiveness of a retrieval algorithm. We processed the MFRSR measurements taken during the Marine Stratus Radiation Aerosol and Drizzle (MASRAD) field campaign at Point Reyes, California in 2005, where a Total Sky Imager (TSI) with a hemispherical field of view (FOV) was deployed and provided time series of fractional sky cover. Also the estimation of fractional sky cover from measured surface broadband SW radiation was available during the field campaign for intercomparison [Long *et al.*, 2006a]. The TSI cloud classifications are dependent on pixel color, as are clear-sky and clouds themselves depending on their optical depth. Roughly, distinctly blue pixels are labeled as clear-sky, where white/gray/dark gray colors produced by optically thick clouds are labeled as opaque cloud [Long *et al.*, 2006b]. The SW method was developed using sky imager retrievals that were carefully manually screened for consistent classification results as a training reference [Long *et al.*, 2006a]. The SW retrieval methodology uses the effect of clouds on the diffuse downwelling SW (measured minus clear-sky diffuse SW), normalized by the corresponding clear-sky downwelling total SW to remove the solar zenith angle dependence. Thus rather than a pixel-by-pixel determination of cloud/no cloud associated with sky imager retrievals, the aggregate hemispheric effect on the downwelling SW irradiance is used to estimate sky cover. Thus the SW method is far more similar to the MFRSR method described here than are sky imager retrievals.

[13] 10 July 2005 was a partly cloudy day, with overcast conditions occurring in both early morning and afternoon and several hours of clear-sky periods in between. The sum of aerosol optical depth and cloud optical depth, retrieved from direct and global radiation measurements [Min and Harrison, 1996; Min *et al.*, 2004; Wang and Min, 2008], shown in Figure 3a, varied from 18.5 to 0.05. The diffuse radiation at 860 nm, shown in Figure 3b, changed from greater than to less than the diffuse radiation at 415 nm, corresponding to the atmospheric optical depth variation. Although the diffuse radiation at both 415 and 860 nm varied systematically with solar zenith angle (Figure 3b), the ratio between the two was fairly constant at a value of 1.38

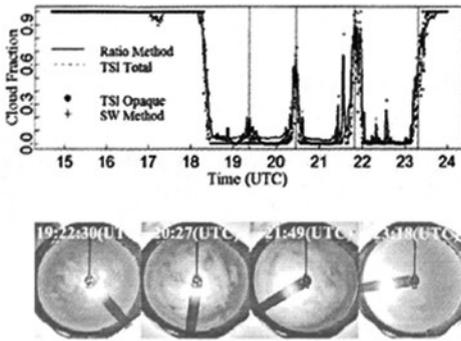


Figure 4. Retrieved and observed cloud fractions and corresponding TSI cloud imagers on 8 July 2005 at Pt Reyes.

when cloud optical depths were greater than 6 (Figure 3c). This result verifies our assertion in the sensitivity study that transmittance ratio approaches an asymptote value for thick clouds and such a value is insensitive to the solar zenith angle as the solar zenith angle varied from 17 to 75 degrees. Therefore the cloudy baseline is defined as the minimum value during overcast thick cloud periods.

[14] Clouds generally change much more rapidly than clear-sky aerosols, allowing one to distinguish clear-sky periods based on temporal variation of atmospheric optical depth derived from direct beam measurements. In practice we define a clear-sky period as the standard deviation of optical depths inferred from direct beam radiation during the period is less than 0.01, which implies that the detection threshold of minimal cloud optical depth is 0.01. The retrieved aerosol optical depths between 17:20 to 19:00 UTC were about 0.06 with very small variation (less than 0.006), combined with the low values and small variation of diffuse transmittance, indicating it was a clear-sky period. The mean transmittance ratio of 0.30 during the period therefore is defined as the clear-sky baseline. Thus, for a typical broken cloudy day, both clear-sky and cloudy baselines are determined directly from the time series of measurements. As surface albedos will not change dramatically in days, if a day has no long-term (~one hour) clear-sky or overcast cloudy periods to define the baseline, the baselines defined before or after that day will provide good estimates for the day. Furthermore, such a localized baseline procedure of the transmittance ratio does not require a good absolute calibration of the radiometer as long as the instrument is stable and has a good reproducibility at the two wavelength channels. Therefore the ratio method with the localized baseline procedure will tend to reduce the uncertainty of the sky cover retrievals.

[15] With defined baselines, the fractional sky cover is readily retrieved using equation 3. Figure 3d shows comparison among three different instruments and four different results of fractional sky cover. The TSI reports both thick opaque cloud cover and total cloud cover that includes thin clouds. In this case, the total and opaque cloud covers are the same from TSI, indicating the clouds present were opaque. It is clear that retrievals of the ratio method agree well with the other three results.

[16] 8 July 2005 is another broken cloudy day with several clear-sky periods, shown in Figure 4. Various cloud distributions in the sky, illustrated by TSI images at four particular times, are well monitored by the ratio method. Overall agreement of retrieved cloud fraction is very good with both TSI measurements and SW method, absolute differences of 0.030 and 0.028, respectively.

[17] However, there are some occasions that differences among these methods are substantial, for example on 16 March 2005, shown in Figure 5. For the cloudy condition illustrated by the TSI image at 16:24 UTC, the TSI total cloud cover is larger than the TSI opaque cloud cover, indicating some thin clouds present at the time. Both the ratio and SW methods agree with the TSI total cloud cover. However, at 17:24 and 19:30 UTC, shown in TSI images, sky cover retrieved by the ratio method agrees better with the TSI opaque sky cover and is substantially lower than the TSI total cloud cover. The SW retrievals tend to agree with results of the ratio method. The classification as thin cloud (optically thinner cloud that is blue-tinted because the clear-sky background can be seen through them) for a TSI is less robust, in part due to the proprietary auto white balance function of the commercial camera used in the TSI which adjusts the overall image color rendering dependent on how much of the image contains white pixels. In effect, less opaque cloudiness in the image produces slightly more sensitivity to optically thin clouds in the retrievals. Additionally, each camera differs slightly in image color rendering characteristics, yet the baseline clear-sky library included in the processing software was generated using one particular camera at YES headquarters in Connecticut, USA. Thus individual camera behavior and characteristics effectively make the clear/thin threshold less robust than the classification of obviously clear skies and opaque clouds. In this case, the threshold of thin clouds for the TSI algorithms may be too low, resulting in an overestimation of the total sky cover. There is a period around 20:00 UTC, however, where the four retrievals differ significantly. The differences may be due in part to previously discussed threshold issues of thin and opaque clouds and different effective fields of view of the three instruments. The retrievals of the ratio

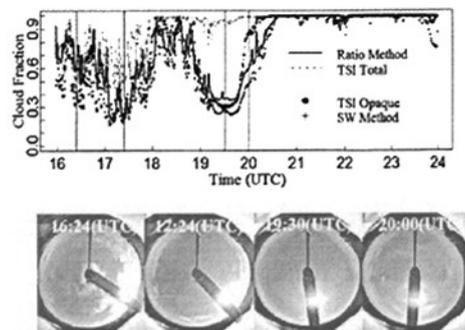


Figure 5. Retrieved and observed cloud fractions and corresponding TSI cloud imagers on 16 March 2005 at Pt Reyes.

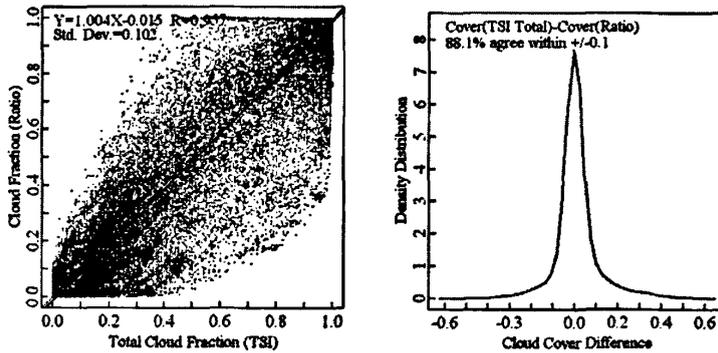


Figure 6. Scatterplot of TSI measurements and retrieved cloud fraction from spectral ratio method, and cloud fraction difference distribution for the entire field campaign.

method lie in between the TSI and SW values, and are closer to the SW retrievals.

[18] While the case studies provide insight on the performance of this new retrieval algorithm, a more extensive evaluation is required. Statistical evaluation has been conducted using measurements over the entire MASRAD field campaign from March to September 2005. Since different instruments have different sampling rates, synchronization of measurements and data quality control have been applied to produce a 1-minute sky cover data set with 85498 samples from all three instruments. Figure 6 shows the comparison between TSI total sky cover and the ratio-method retrievals. The slope of regression is 1.004 with an intercept of 0.015, indicating our assumption of linear partition between cloud transmittance ratio and clear-sky transmittance ratio is practical. The correlation coefficient is 0.957 with a standard deviation of 0.102 and a mean bias of 0.02. These statistics indicate good agreement between the two methods. As shown in Figure 6b, over 88.1% of data samples agree within 0.1. The residual differences may be due to (1) different sensitivities to very thin clouds; (2) different FOVs; and (3) the calibration issue of TSI.

[19] The statistics between the ratio and SW methods, shown in Figure 7, have a better correlation coefficient (0.975) and smaller standard deviation (0.075) with a slightly smaller slope (0.961) than that between TSI and ratio methods. Over 92.5% of the samples have a difference smaller than 0.1. The better agreement between the ratio and SW methods is not surprising, given that both methods are based on radiometry measurements. Nonetheless these longer-term comparisons demonstrate that the simple ratio method provides a good estimate of fractional sky cover under various conditions.

4. Discussion and Conclusion

[20] Clouds remain the greatest sources of uncertainty in global climate change research. Changes in cloud amount through climate feedback may well be one of the signs of climate change. It is crucial to accurately monitor fractional sky cover with high spatial and temporal resolution globally. In this study, a ratio method for estimating fractional sky cover from spectral radiation measurements has been proposed. It is based on spectral characteristics of clouds and clear-sky aerosols to partition sky fraction. As illustrated

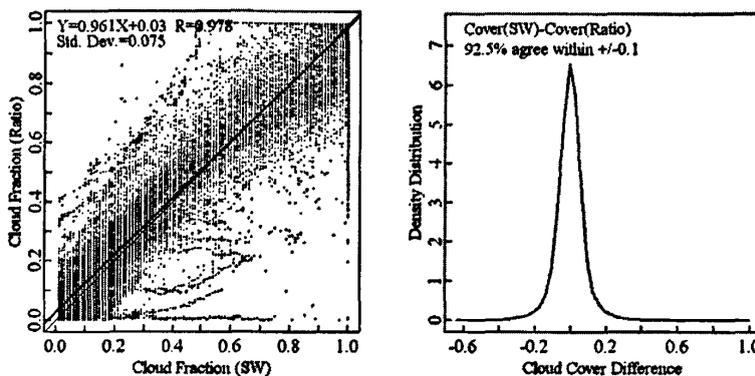


Figure 7. Scatterplot of retrieved cloud fraction from spectral ratio method and SW method, and cloud fraction difference distribution for the entire field campaign.

in our sensitivity study and demonstrated in real measurement comparisons, the transmittance ratio at selected wavelengths is insensitive to solar zenith angle and major atmospheric gaseous absorption. With a localized baseline procedure, retrievals of this ratio method are independent of absolute calibration and weakly sensitive to changes of cloud and aerosol optical properties, and thus substantially reduce the retrieval uncertainty. The uncertainty of this ratio method once localized, estimated through sensitivity study and intercomparison, is less than 10%.

[21] Narrowband spectral measurements are now widely available, for example, hundreds of MFRSRs have been deployed globally. This simple ratio method will substantially enhance current capability of monitoring fractional sky cover in large geographic distribution, providing a great opportunity to monitor climate change in terms of cloud amount.

[22] **Acknowledgments.** This research was supported by the Office of Science (BER), U.S. Department of Energy, Grant DE-FG02-03ER63531, and by the NOAA Educational Partnership Program with Minority Serving Institutions (EPP/MSI) under cooperative agreements NA17AE1625 and NA17AE1623. Surface data were obtained from the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program sponsored by the U.S. Department of Energy, Office of Energy Research, Office of Health and Environmental Research, Environmental Sciences Division.

References

- Angstrom, A. (1929), On the transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann.*, 2, 156–166.
- Clothiaux, E., et al. (1999), The atmospheric radiation measurement program cloud radars: Operational modes, *J. Atmos. Sci.*, 56, 819–827.
- Fairall, C., and J. Hare (1990), An eight-month sample of marine stratocumulus cloud fraction, albedo and integrated liquid water, *J. Clim.*, 3, 847–864.
- Harrison, L. C., J. J. Michalsky, and J. Berndt (1994), Automated multifilter rotating shadowband radiometer: An instrument for optical depth and radiation measurements, *Appl. Opt.*, 33(22), 5118–5125.
- IPCC (2007), *Climate Change: The Physical Science Basis*, in Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et al., pp. 996, Cambridge Univ. Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Long, C. N., and T. P. Ackerman (2000), Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects, *J. Geophys. Res.*, 105(D12), 15,609–15,626.
- Long, C. N., T. P. Ackerman, K. L. Gaustad, and J. N. S. Cole (2006a), Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 111, D11204, doi:10.1029/2005JD006475.
- Long, C. N., J. M. Samburg, J. Calbo, and D. Pages (2006b), Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 23(5), 633–652.
- Min, Q. L., and L. C. Harrison (1996), Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site, *Geophys. Res. Lett.*, 23(13), 1641–1644.
- Min, Q., E. Joseph, and M. Duan (2004), Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D02201, doi:10.1029/2003JD003964.
- Minnis, P. (1989), Viewing zenith angle dependence of cloudiness determined from coincident GOES EAST and GOES WEST data, *J. Geophys. Res.*, 94(D2), 2303–2320.
- Pfister, G., R. L. McKenzie, J. B. Liley, A. Thomas, B. W. Forgan, and C. N. Long (2003), Cloud coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance, *J. Appl. Meteorol.*, 42(10), 1421–1434.
- Randall, D., J. Coakley Jr., C. Fairall, R. Kropfli, and D. Lenschow (1984), Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 65, 1290–1301.
- Rossow, W., A. Walker, and L. Garder (1993), Comparison of ISCCP and other cloud amounts, *J. Clim.*, 6, 2394–2413.
- Wang, T., and Q. Min (2008), Retrieving optical depths of optically thin and mixed-phase clouds from MFRSR measurements, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JD009958, in press.
- M. Duan, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, P.O. Box 9804, Beijing 100029, China.
- C. N. Long, Atmospheric Radiation Measurement Program, Pacific Northwest National Laboratory, P.O. Box 999, MSIN: K9-24, Richland, WA 99352, USA.
- Q. Min and T. Wang, Atmospheric Sciences Research Center, State University of New York, Room L215, 251 Fuller Road, Albany, NY 12203, USA. (min@asrc.cesm.albany.edu)