

云 和 辐 射

(I) 云气候学和云的辐射作用*

汪宏七 赵高祥

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

本文介绍与气候变化研究有密切关系的云的辐射作用的有关工作。这一部分从云微物理特性和云粒子光学性质入手,介绍了水云、冰云的太阳和红外辐射特性的理论和实测工作以及云的不均匀性对云辐射特性的影响。此外,还介绍了云气候学及云对辐射收支影响方面的工作。

关键词: 云;云辐射;云气候学。

一、引 言

云通常覆盖地球大气约50%左右,它是地气系统辐射收支的主要调制者。云通过辐射强迫、潜热强迫和对流强迫三个性质不同而又密切相关的机制影响到地球大气运动状态和地球气候。云的这三种强迫机制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响应,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来实现的,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,人们对这类相互作用的了解仍然是很不够的。

就云的辐射作用而言,一方面云吸收和散射入射的太阳辐射,它对太阳辐射较高的反射率起到了冷却地气系统的作用,这就是云的“反照率效应”;另一方面,云又捕获地表和对流层下层发射的红外热辐射,以它自身较低的温度和发射率向外射出热辐射,起加热地气系统的作用,这就是云的“温室效应”。云对太阳辐射反照率效应和地球辐射的温室效应这两种相反作用的综合效果可对地球辐射收支、大气环流和气候产生显著的影响。而云的辐射作用本身在决定云的生、消、结构、分布中也起着重要作用。

对全球而言,云的这两种辐射作用的差,与各自的作用相比是很小的。但这两种作用的不平衡在决定地球气候的变化时将是非常重要的,它将决定由某种原因引起气候变化时,地气系统将获得还是损失辐射能量,引起系统加热还是冷却。云的分布与大气成分的分布共同决定了辐射能的源和汇在地气系统中的分布,对驱动大气环流起着重要作用,同

1993年5月25日收到,11月23日收到修改稿。

* “气候动力学和气候预测理论的研究”项目和国家自然科学基金资助。

时云不仅对大气顶的净辐射收支产生影响,还引起垂直方向能量的重新分布,而总的非绝热加热的垂直和水平分布决定了能量转换和大气动力结构,影响到大气环流,以致气候。云的辐射性质与它所处的位置及宏微特性有关,即与它所处的大气和地表的性质,它的高度、厚度和云量,它的形状及云粒子的相、形状、尺度谱和复折射指数等有关。例如处于高层的卷云主要由非球形的冰晶组成,冰晶有与球形水滴不同的吸收散射特性,处于较低温度的光学厚度较薄的卷云和中低层的水云相比有较低的红外发射率,对太阳辐射是半透明的。因而卷云的“温室——反照率”效应引起的对大气的冷却和加热在垂直和水平尺度上都与水云不同,对天气和气候的影响也不同^[1]。因而了解不同位置及宏微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一环。

全球尺度云和辐射的精确和详细的气候学资料对气候研究是极为必要的。全球云量的分布直接影响到地气系统的能量收支,它是涉及到云在地球气候中作用的一个基本问题,了解全球云量分布和变化以及辐射收支状况一直是各国科学家长期努力的目标。例如,国际卫星云气候学计划 ISCCP^[2],作为世界气候研究计划 WCRP 的第一个计划,其目的就在于通过收集和分析卫星辐射资料,推断云辐射特性的全球分布,建立卫星云气候学。此外还有多个应用卫星、飞机、地面、船上多种观测手段的有关云辐射的国际合作观测项目已经或正在开展,如第一次 ISCCP 区域实验 (FIRE),国际卷云实验 (ICE),西北太平洋云辐射实验,赤道中尺度实验 (EMEX) 等等^[3]。

大气环流模式 (GCM) 是进行气候研究的有力工具。由于云在气候中的重要作用,任何利用 GCM 进行的气候变化研究,都必须把云的作用恰当地加以考虑,但直到现在这还是一个没有很好解决的问题。在早期的一些 GCM 中,包括了云的潜热强迫和云对流强迫的参数化,而在辐射参数化中,则用了预先给定的纬向平均云量分布和给定的云辐射性质。从 60 年代开始,一些 GCM 中已结合了简单的云与辐射相互作用的云量参数化。目前,云参数化已成为气候研究的前沿课题,在温室气体浓度增加对气候变化可能影响的研究中,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^[4]。在 GCM 中建立可靠的云和云辐射参数化已是迫切需要解决的问题。在新的一代云参数化中,云量、云的液态水(冰)含量等是作为具有物理基础的预报变量,云光学性质的参数化则是建立在云微物理的基础上。

二、全球云气候学

由于云对辐射收支的重要作用,精确和详细地了解云在全球的分布及其变化无论对气候模式和气候监测都是很需要的。用不同的云气候学资料计算纬向平均的辐射收支时的结果有很大的差别^[5],而在一些气候对云量变化的灵敏度试验中,不同工作结果的差别也强调需要精确的全球云气候学资料。

云气候学研究的是全球多年间云的一般状况,它通过云参数的各种统计量来表征,内容有全球总云量,半球、海上和陆上总云量,全球云量分布,区域分布和纬度分布,日夜的变化,月、季、年的变化,卷云、中云、低云和深对流云等各种类型的云的云量,出现频数,云顶高度,云顶温度,云底高度、温度,云的反照率、发射率、光学厚度等等各种云参数的统计

状况。尽管在云气候学方面已有很多人作了工作,但内容很不全面,且彼此往往有很大差异,因此,还没有一个公认的精确全面的云气候学研究结果。

全球云气候学研究主要有两个资料来源,一是常规地面观测,二是卫星遥感。早期的云气候学主要由地面观测资料来推断,可利用的资料在空间和时间上都严重不足,特别是缺乏海上观测资料,从 60 年代以后,卫星探测的全球连续资料被用来推导云量在全球的分布。

Hughes^[6] 对几十个云气候学的工作进行了分类、比较,指出了它们的局限性, Brooks^[7] 在 1927 年利用全球 1 千多个地面站和海上航线的云观测记录得出了全球云量图。London^[8] 在 Telegadas 和 London^[9] 及 Seide^[10] 的工作基础上建立的云气候学得到了广泛应用,它给出了各季节总云量的纬度分布,不同类型云的云高和云量以及四个季节北半球总云量图。Berlyand 和 Strokina^[11,12] 利用包括地面和卫星观测的各种资料,给出了纬向的云量值,全球云量图及 5° 网格上的云量数值资料,这些定量的云量资料得到了较广泛的应用。由地面观测资料,Warren 等^[13,14] 得到了陆地和海洋上总云量和各类云的云量分布。利用卫星测量,同时的地面温度和美国空军三维云雨分析 (AF-3ND)^[15] 的冰雪信息以及温度直减率气候值,Stowe 等得出的 Nimbus-7 全球云气候学,给出了正午和午夜高、中、低云及全部云的分布,以及卷云、深对流云、低层暖云等的统计结果^[16]。Rossow 等^[17] 利用 NOAA-5 可见和红外辐射测量得到 1977 年全球总云量、各类云云量分布及季节变化,云高、云温、地面温度、地面可见光反射率及地球辐射收支、地面辐射收支的年平均、季节和区域变化等资料。ISCCP 云气候学是应用多个极轨卫星和静止卫星多年观测资料来得到的,已对几年的云和辐射资料以及地面和大气性质有关的资料收集、处理和存档^[18]。专门关于高层云气候学的工作有 Woodbury 和 McCormick^[19] 用平流层气溶胶和气体实验 (SAGE) 的可见辐射的消光测量推得的高层云全球分布;Barton^[20] 用 Nimbus-5 选择斩波辐射计 (SCR) 的 $2.7\mu\text{m}$ 近红外反射太阳辐射测量推得的全局高层云出现的频率,Prabhakara 等^[21] 用薄云在 $10.8\mu\text{m}$ 和 $12.6\mu\text{m}$ 消光差别推得的海面上卷云季节分布等。

Weare^[22,23] 对从 1979 年 4 月到 1985 年 3 月 6 年的 NIMBUS-7 云资料进行了分析,得出全球平均 NIMBUS-7 日夜总云量、高、中、低云量和平均云高的统计学结果,考察了云的纬向和区域变化,以及海洋和陆地上云的差别,得到总云量在夜间为 53.1%,白天为 50.0%,其年内和年际的标准偏差则日夜相近,分别为 7%—8% 和 3%;海上的总云量比陆上多;平均云高则夜间高于白天,陆上高于海上,从纬向平均来看,热带夜间总云量比白天大,但云高的差别很小;在高纬度夜间与白天的总云量差别很小,但平均云高夜间高于白天;除了赤道地带和高纬地带,海上总云量通常比陆上大得多,但云高则要低,从地区变化来看,地球上大多数地区总云量的年内和年际变化与云高的变化有强的正相关,而总云量和云高的变化都与海面温度变化有适度的相关,最强的正相关是在热带,在中纬度年内变化有适度的负相关,年际变化有适度的正相关。

Schweiger 和 Key^[24] 对地面和卫星观测^[13,14,18,25] 得到的北极云气候学作了比较。卫星云量一般比地面观测要少,在整个极地为 5%—35%,有的地区可达 45%,但云量空间分布的型式则除中央北极地区外,都相当一致。

不同云气候学给出的半球平均云量, 南半球比北半球多, 夏季比冬季多, 海上比陆上多; 而纬向平均的总云量, 则除了极区之外, 云量的极大和极小的纬度位置都较一致。在图 1 中给出了纬圈平均云量随季节的变化^[26]。由地面观测得到的云量最大的区域是在

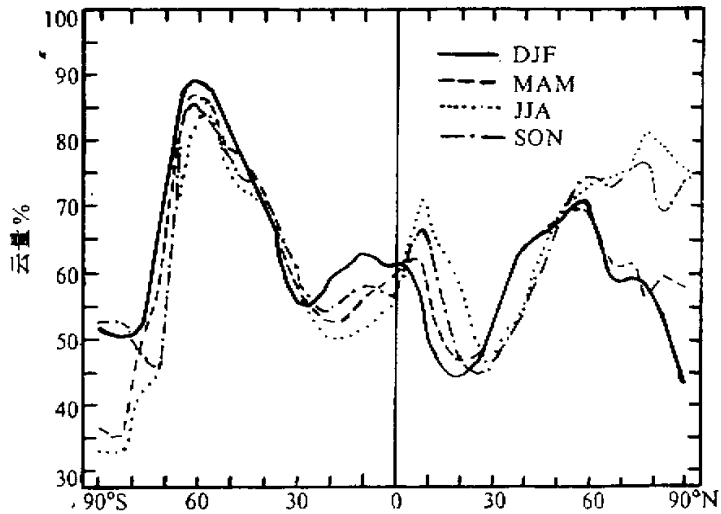


图 1 每个季节的平均总云量(%)的纬带分布(陆地加海洋(1971—1981))

50—70°S 之间和夏秋季的北半球高纬地区。第二极大是在北半球亚极区和赤道带的北边。平均云量最小处是与 Hadley 环流下沉分支相联系的每个半球的副热带。南半球的副热带和亚极区的云量总是大于北半球的, 这显然是由于南半球海洋面积更大些的缘故。在 $\pm 30^\circ$ 之间, 云量随赤道和热带环流型的纬度位移, 有相对较大的季节变化。除极区外, 不同云气候学给出大致相同的纬向平均总云量随纬度变化的趋势, 但云量值不同(见图 2)。实际上, 同一纬度不同经度上的云量分布可有较大差别, 纬向平均云量不可能反映出这类差别。

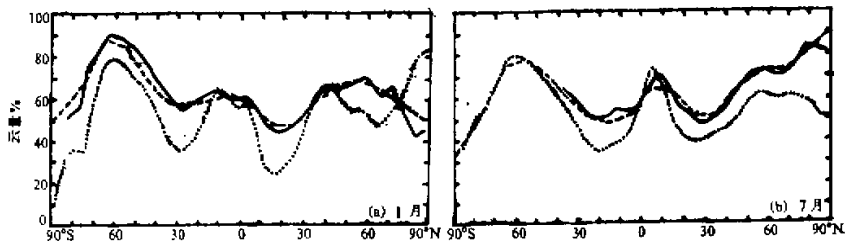


图 2 由不同来源得出的陆地加海洋的平均观测总云量(%)纬带分布的比较(图中实线是地面观测, 点线根据 Stowe 等的 Nimbus-7 观测, 虚线取自 Beryland 等)

不同气候学研究给出的全球云量分布最大和最小处的地理位置基本上是一致的,冬季最大云量位于南半球热带的陆地上空和亚极区的海洋上空;云量最小区域主要位于北非的副热带地区、印度、美国西南部和澳洲中部,海上主要在赤道太平洋东部和南北太平洋的副热带区。云量极大的位置随季节朝北位移,夏季陆地上云量最大位于赤道北边的西非、南美西北和东南亚,海上在两半球的中纬度、白令海和北极;云量最小位于非洲西南、澳洲中部、欧洲南部、北非北部和近东^[26]。

不同气候学给出的总云量和各类型云云量随空间和时间分布的趋势较一致,但其值有差别。表 1 列出几个气候学给出的总云量值。引起不同气候学的总云量及各类

表 1 几个气候学给出的全球总云量(%)

London ^[6]	B 和 S ^[11]	Warren 等 ^[11,12]	AF3DN ^[13] 1979 年	NIMBUS-7 1979 年 ^[14]	NIMBUS-7 1979—1985 ^[12]	NOAA-5 ^[17] 1977 年,±60°内	ISCCP ^[18]
51.0	60.5	63.0	57.5	53.5	51.6	51.5	59.8

型云云量平均值和地区、季节分布差别的原因是多方面的。云本身非常复杂多变。观测及反演方法不同,观测时间和空间分辨率的不同都可能是造成各气候学结果分歧的原因。由地面推导的云量通常比由卫星资料得到的云量大,因为地面常观测到云的侧面。在高纬地区,由卫星资料得到的气候学常常过高估计云量,这是因为地面雪盖和冰的反照率高,地面温度和云温差别又不大,不容易将地表与云区别开来。地面观测得到的低云较多,而卫星观测得到的中云较多。这是由于地面观测主要由云底高度来定义云型,卫星观测的则是云顶的辐射。特别是多层云时,地面报告的是最低层云的高度,而卫星测定的是最高层云的云顶,观测资料年限不同也是造成不同气候学结果分歧的原因,估计云的算法不同则是造成不同卫星气候学结果有显著差别的一个重要原因。ISCCP 对同一卫星资料集用几种不同的算法的结果作比较^[27],指出不同算法对各类云的反演能力不同,因此,要得到精确的卫星气候学结果,需要进一步研究各种算法的差别和它们对结果的影响。

三、云对辐射收支的影响

云对辐射收支的影响不单单与云量有关。云的反照率效应的大小与照到大气顶的太阳辐射通量有关,因此也与纬度和季节有关,而且还与云反照率和晴空地表反照率的差有关。在高纬度冰雪地表情况下,这个差别最小,在低纬海面上这个差别最大。云的温室效应主要与云顶高度和对流层的直减率有关,云愈高,直减率愈大,云的温室效应也愈大。全球云量变化是否引起辐射收支的改变? Cess^[28] 估计云的反照率效应和温室效应可以完全补偿。如果这是真的,大气顶的净辐射对云量变化并不敏感,因此在环流模式中云作为指定量而不是预报量,或者云作为预报量但有较大误差时仍可近似得到合理的气候灵敏度的估计。Schneider^[29] 引入云量对地气系统净辐射变化影响的灵敏度参数

$$\delta = \left(\frac{\partial Q}{\partial A_c} - \frac{\partial F}{\partial A_c} \right) = -Q_0(\alpha_c - \alpha_i) - \left(\frac{\partial F}{\partial A_c} \right),$$

式中 A_c 为云量, Q 是系统吸收的太阳辐射, F 为系统向空间丢失的长波辐射, Q_0 为太阳辐射通量, α_c 和 α_i 分别为云和晴空反照率。Cess 由卫星的长波射出辐射资料和常规的云量、地面温度资料得到北半球的平均的云量变化引起的长波辐射通量改变 $\left(\frac{\partial F}{\partial A_c}\right)$ 为 -91 Wm^{-2} , 再用估计的云和晴空反照率差得到北半球的平均的云量变化对地气系统净辐射影响的灵敏度参数 δ 为 -2.6 Wm^{-2} ; 对南半球, 得到 δ 为 0.6 Wm^{-2} 。因此, Cess 的结果是云量变化几乎不引起净辐射通量变化。但其他人的工作得到的结论则不同^[29-31], 尽管因采用的参数、计算模式和求平均的方法不同, 得出的 $\partial F / \partial A_c$ 值在很宽的范围内变动 (-33 Wm^{-2} 到 -75 Wm^{-2}), 但与合理的反照率效应组合在一起, 都得到负 δ 值, 表明云的反照率效应占优势, 大气顶净辐射对云量变化是敏感的。

Ramanathan^[32] 引入了云辐射强迫的概念, 它定义为有云时和晴空时大气顶净辐射通量之差:

$$C = H_c - H_{\text{clr}},$$

H_c 和 H_{clr} 分别为有云和晴空时地气系统的净辐射加热, 它们都可表示为

$$H = Q_0(1 - \alpha) - F,$$

式中 Q_0 为大气顶的向下太阳辐射通量, F 为发射到空间的长波辐射通量, α 为地气系统的反照率。

云辐射强迫还可表示为短波和长波辐射强迫之和:

$$C = C_{\text{sw}} + C_{\text{LW}},$$

其中短波辐射强迫

$$C_{\text{sw}} = Q_0(\alpha_{\text{clr}} - \alpha_c),$$

长波辐射强迫

$$C_{\text{LW}} = F_{\text{clr}} - F_c,$$

下标 clr 和 c 分别表示晴空和有云大气的量。

通常云量增加会减少射出长波辐射, 因此云的长波辐射强迫是正的, 增加地气系统吸收的能量。而通常云有比地面高的反照率(特别是相对海面), 因而云的短波辐射强迫是负的, 云的存在使地气系统吸收的太阳能量减少。云的净辐射强迫是这两项之和。Ardaruy 等^[33,34] 用 Nimbus-7 的辐射收支资料分析云的辐射强迫, 给出了晴空及有云时日平均的长波和短波辐射通量的全球分布及长波和短波云辐射强迫的分布。云的长波辐射强迫最大在赤道对流区, 最小在副热带海洋、沙漠和极区。云的短波辐射强迫在冬半球由于冬季日照较小, 除太平洋赤道辐合带等区域外, 一般较小。在冬半球, 云的净辐射强迫很小。在高纬地区, 由于日照消失, 云的净辐射强迫等于云的长波辐射强迫。在夏半球, 由于太阳辐照较大, 短波强迫远超过长波强迫, 特别是在低反照率的海面。一般而言, 全球云的短波辐射强迫是主要的, 远超过云的长波辐射强迫, 表 2 给出不同季节半球和全球平均的辐射收支和云辐射强迫的估计^[35]。Ramanathan 等^[35] 对 1985 年 4 月的 ERBE 资料进行分析得到全球云的短波辐射强迫是 -44.5 Wm^{-2} , 超过云的长波强迫 (31.3 Wm^{-2}), 云对地球有净的冷却效应。这个量大约是 CO_2 加倍可能引起的净辐射强迫的 4 倍。

云对辐射的影响与云的类型及空间分布有关, Berger 和 Bolle^[36] 用 NOAA 卫星

表 2 辐射收支和云参数的半球和全球平均值

	1979 年北半球夏季 6、7、8 月			1980 年北半球冬季 12、1、2 月		
	南半球	北半球	全球	南半球	北半球	全球
云量(%)	49.7	51.5	50.6	53.8	46.8	50.3
云顶温度—地表温度(K)	-15.3	-20.8	-18.1	-18.0	-15.9	-17.0
长波平均	231.7	241.1	234.7	234.6	227.2	233.7
短波平均	68.0	145.1	106.6	154.1	77.2	115.7
晴空长波通量	252.4	269.4	260.9	261.8	247.2	254.5
晴空短波通量	39.0	79.3	59.2	75.9	46.9	61.4
长波云辐射强迫	20.8	28.4	24.6	27.2	20.0	23.6
短波云辐射强迫	-29.0	-65.8	-47.4	-78.2	-30.3	-54.3
净云辐射强迫	-8.2	-37.4	-22.8	-51.0	-10.3	-30.7

注: 引自 Ardanuy 等

AVHRR 资料对云进行分类,对 23 类云和地表状况的研究结果表明,低云和中云的净辐射强迫是负的,也即中低云的辐射强迫起冷却作用,卷云下面有中低云时,云的辐射强迫也是负的,但单层卷云的辐射强迫是正的,有加热作用,但非常密的高云的净辐射强迫也是负的。Ramaswamy 等^[17]也指出卷云长波辐射影响的符号和幅度对云的垂直分布非常敏感,卷云下面没有其它云时,卷云加热;当卷云位于厚云之上时,卷云长波冷却。Dhuria 等^[18]用 Nimbus-7 的资料分析热带云对辐射收支的影响,也得出不同类型的云对辐射收支有不同的影响。

用简单的通量差估计云的辐射强迫时是假设系统处于辐射平衡状态,但在区域的或日和季节变化中,云对辐射的影响有着包括位相和幅度变化的比较复杂的关系^[17,19],云的类型及其性质都随时间和地点而改变的,当考虑到云顶温度、云发射率和反照率等性质随云量变动和地气系统内辐射加热和冷却的分布时,与气候有关的云—辐射反馈就更为复杂。Rossow 等^[17]对 NOAA-5 扫描辐射计的辐射测量与 GCM 的结果进行比较,指出云的性质及对辐射的影响与云所处地区及季节有很大关系,其变动随空间和时间尺度的减小而急剧增加。

尽管近年来在云气候学方面已有不少工作,得到各类型云的云量、云高、云厚的季节和区域变化的资料及全球辐射收支的资料。但不同工作的结果之间的差别以及气候研究对精确的云气候学资料的需要,指出有必要进一步研究不同方法的差别及其影响,结合地面和空间观测进一步确认卫星资料反演云参数的精度,取得更全面可靠的全球云气候学资料。

四、云的微物理特征

云对辐射的作用除了与它的宏观特征及所处的环境有关外,还与云的光学厚度、云的单次散射特性(如单次散射反照率、散射相函数等)有关,也即与云粒子的相、形状、谱分布、数密度、复折射指数等微物理特性有关,处于较低高度的中低云由液态水滴组成,在较低温度的高云、卷云和深厚对流云的上层,则由冰晶或冰晶和水滴的混合相组成,组成水

云和冰云的云粒子的形状、大小、数密度以及云水含量,与云的尺度,云中和云下及周围空气运动,空气的温度以及形成云滴所需的凝结核的化学成分、大小及数密度都有关^[46]。

1. 水云

在温度较高的大气低层,云由液相云滴组成,云滴在饱和或过饱和的空气中形成,云滴的形状在小云滴时接近球形,大滴为扁球形,云滴越大越扁。云滴谱与形成云滴所需的凝结核的大小和数密度有关,不同类型的云的云滴大小和数密度有很大不同。大多数测量结果,水云云滴半径在几微米到几十微米范围内,数密度为每立方米几十个到上千个。在降水中,雨滴半径大于 $100\text{--}200\mu\text{m}$,数密度可达每升 $10\text{--}100$ 个,海洋云的云滴数密度较低,大滴较多,谱较宽。而陆地云的云滴数密度较高,小滴较多,谱较窄^[41,42]。不同云型,云中不同位置和云的不同发展阶段云滴的数密度和大小变化范围相当大,在各种气象条件下,在许多不同类型云中测量到的大部分滴谱分布具有一种特征形状,数密度由小粒径时的低值很快升到极大,然后朝大粒径再缓慢地减少。为简化问题,常假设云为有某种滴谱分布的均匀的云,用一些数学公式来表示云滴谱分布,如对数正态分布、 γ 分布、修改的 γ 分布等^[43,44],它们表示云滴谱平均分布,实际情况会有较大差别,在云的不同高度,谱型可不同,还可能出现双峰谱分布^[45,46]。

云液态水含量 W 是一个极为重要的云参数,由液态水含量的测量可得到云微结构及其与宏结构关系的信息,它在决定云的光学性质中也是一个重要的参数。Pruppacher^[47] 根据大量观测指出液态水含量的分布具有以下特点:(1) 在任一层上,云液态水含量在短距离上可有显著的变化,这种变化与空气垂直速度密切相关;(2) W 在云底以上随高度增加而增加是典型的,其极大值一般出现在云上部某处,在极大值之上则迅速向云顶减小;(3) 与云滴数密度分布相比,云液态水含量分布与云滴谱分布有更好的对应关系;(4) W 在云的下沉气流区总是比在上升气流区小;(5) W 与云底以上高度 h 的关系常可表示为 $W = Ah^b$, A 和 b 为大于零的参数;(6) 在云生命期的中期,云底以上任一高度上,平均的湍流速度和液态水含量在约 20 分钟长的时间内基本上保持为常数;(7) 观测到的 W 值一般总比根据湿空气饱和绝热上升计算得到的液态水含量 W_{ad} 要小,在大多数情况下, $W/W_{ad} < 0.5$, 且这一比值随离云底高度增加而减小,随云宽度增加,这一比值一般也增加。在充分发展的某些对流云的核心中,可出现 $W > W_{ad}$ 的情况。云液态水含量的这些特点,对环流模式中云参数化是十分有意义的。

一些飞机观测表明^[48-53],在不含冰晶的非降水积云中,液态水含量和云滴数密度在云中可以有大的变化,这是由于通过夹卷进入云体的不饱和的环境空气与云的湍流混合,使云滴蒸发,但云中各高度处云滴的有效半径 r_e 基本上与液态水含量或云滴数密度无关,它与“绝热”半径 r_{ad} 的比值在云中到处都为接近于 1 的值,即 $r_e/r_{ad} \approx 1$ 。这里 r_{ad} 可表示为

$$r_{ad} = \left(\frac{3}{4\pi\rho} \right)^{1/3} \left(\frac{W_{ad}}{N_{ad}} \right)^{1/3},$$

ρ 为水的密度, W_{ad} 和 N_{ad} 分别为液态水含量和云滴数密度的“绝热”值。这样,在云光学性质参数化中十分有意义的云滴有效半径 r_e 可近似用 r_{ad} 来表示。

2. 冰云

大气中冰晶的形成有几种方式：在低于约 -40°C 的温度下，水滴自然地均匀地结晶；依靠冰核结晶；由依靠冰核形成的原始冰晶再增殖的二次过程形成^[40,52]。在一定条件下，冰晶碰撞聚合成大的冰晶。若没有合适作为冰核的固体颗粒存在，云中水滴在 0°C 以下仍能保持液相不变，在 $-35\text{—}-37^{\circ}\text{C}$ 仍观察到液相云滴存在^[53,54]。对冰云的冰晶谱分布和冰水含量的很多实际的观测结果表明^[54-62]，冰水含量通常在 10^{-3}g m^{-3} 到 0.5g m^{-3} 范围内，数密度在 0.1cm^{-3} 到约 50cm^{-3} 之间，平均的冰晶长度通常在 25 到 $500\mu\text{m}$ 范围内，最大冰晶长度大于 1mm 。肉眼不可见卷云冰粒子的浓度约 $25\text{—}50/\text{L}$ ，粒径范围为 $5\text{—}50\mu\text{m}$ ，冰水含量约 $0.1\text{—}0.2\text{mg m}^{-3}$ 。不同类型卷云的谱分布有不少差别，观测到钩卷云粒径在约 $500\mu\text{m}$ 左右数密度有第二极大，粒子谱有双峰性质，而卷层云则由大量小粒子

冰晶组成(见图 3)。

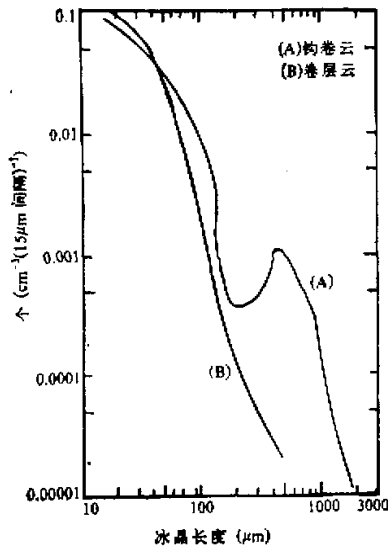


图 3 卷云的冰晶谱分布

构成冰云的冰晶有多种形状，观测发现，卷云和卷层云中冰晶主要是柱状、弹头状、片状和环花状^[53,55,56,63]，它们的长轴远大于短轴，对自然界中冰云的大量观测表明，和实验室结果基本一致，冰晶的形状与水汽过饱和度和温度有关^[64,65]。最大的变化发生在 $-40\text{—}-50^{\circ}\text{C}$ ，在 -20°C 到 -40°C 间大部分生成多晶，在 -50°C 以下单晶占多数；卷云粒子后向散射系数随温度的变化也是与云粒子的相、冰晶的形状或粒子谱浓度随温度的变化有关。冰云粒径的数密度分布也随温度改变^[54,63]，如粒径大于 $200\mu\text{m}$ 的粒子，其数密度随温度降低而减小。根据观测资料，对不同温度间隔，粒径大于 $20\mu\text{m}$ 的冰云谱分布有拟合公式^[65]

$$N = AD^B,$$

其中 N 是数密度 ($\text{m}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$)， A 是截距参数， B 是斜率， D 是粒径 (μm)。观测得到的冰水含量也随温度的降低而减少。表 3 给出了不同温度间隔的冰水含量范围及最大粒径。冰晶在空中的取向也不是任意的，观测表明冰晶有长轴水平取向的趋势^[66-68]。

表 3 卷云冰水含量资料总结

温度范围($^{\circ}\text{C}$)	$-20\text{—}-25$	$-25\text{—}-30$	$-30\text{—}-35$	$-35\text{—}-40$	$-40\text{—}-45$	$-45\text{—}-50$
冰水含量范围 (g m^{-3})	0.001—0.063	0.001—0.066	0.008—0.043	0.009—0.025	0.004—0.008	0.002—0.008
最大粒径尺度 (mm)	2.6	1.8	2.4	2.0	1.8	1.2
采样路径数目	5	6	7	11	6	8

引自 Heymsfield 和 Platt

五、云粒子的光学性质

1. 水和冰的复折射指数

云粒子对辐射的吸收和散射与云粒子的复折射指数, 与云粒子的形状和大小有关, 复折射指数的虚部决定了云粒子的吸收特性。

Hale 和 Querry^[69] 在 Irvine 和 Pollack^[70] 等几十篇有关液态水光谱吸收特性测量的文献基础上整理给出了从 0.2—200 μm 范围内水的复折射指数。Warren^[71] 则编纂了冰从紫外到微波波段的复折射指数。冰和水的复折射指数实部和虚部随波长的变化有类似之处, 但数值上有不小的差别。

2. 云粒子的散射特性

(1) 水云

水云主要由球形水滴组成。对球形粒子, 可用 Mie 散射理论得到半径为 r 的球粒子对波长 λ 的辐射的散射问题的精确解^[43,72]。球形粒子对辐射的消光、吸收和散射截面是由尺度参数 $x = 2\pi r/\lambda$ 及复折射指数 m 来表述的。当复折射指数虚部 m_i 为零时, 粒子吸收截面为零, 全部入射能量都被散射, 单次散射反照率 $\omega_0 = 1$ 。折射指数虚部越大, 吸收越大, ω_0 越小。经由粒子散射的辐射随角度的分布由散射相函数表示。归一化的散射相函数为粒子朝某方向单位立体角散射的辐射能量占全部散射能量的份额, 它也与粒子尺度参数和复折射指数有关。与前后向散射对称的分子散射 (Rayleigh 散射) 不同, Mie 散射的特点是前向散射很大 (见图 4)。当云不是由单一粒径为 r 的云滴组成, 而是由云滴谱为 $n(r)$ 的云滴组成时, 云滴的散射特性与滴谱分布有关。定义具有某一谱分布 $n(r)$ 的单位体积的云粒子有效半径 r_e 为

$$r_e = \int r \pi r^2 n(r) dr / \int \pi r^2 n(r) dr,$$

随着粒子有效半径增大, 云的体积消光效率趋近于 2, 也即有效消光截面是几何截面的二倍。对于能量主要在小于 2 μm 的太阳辐射在云滴有效半径通常大于 4 μm 的云中的散射问题, 常可用消光截面是几何截面二倍的大滴近似。而云体积散射相函数 $p(\theta)$ 也随有效半径 r_e 的增加, 愈来愈向前向集中。用不对称因子

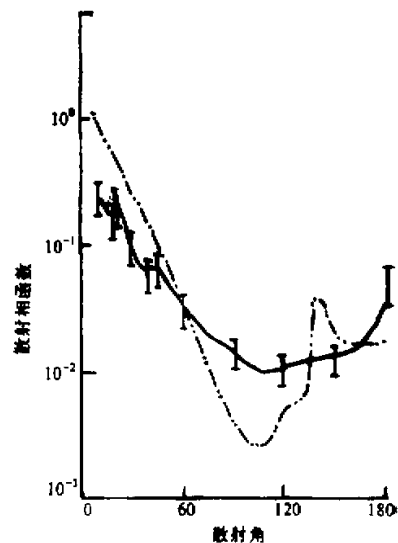


图 4 云滴的散射相函数(虚线为水滴的散射相函数, 实线为 Volkovitskiy 等对冰晶的实验室测量结果)

$$g = \int_{-1}^1 p(\theta) \cos \theta d\theta,$$

表示对归一化的散射辐射通量密度, 粒子的前向和后向散射通量密度之差。云滴愈大, 粒子向前向散射的辐射愈强, g 值愈大。 g 值的大小往往影响整层云的反射率。

(2) 冰云

主要由非球形冰晶组成的冰云, 它的散射吸收特性不同于球形水滴组成的水云。对于随意几何形状冰晶的散射还没有严格的理论解, 但对一些特殊几何形状的冰晶已经有了单次散射精确解。Liou^[73] 计算了空间任意取向长圆柱体的单次散射的强度和线偏振度; Jacobowitz^[74] 用几何射线跟踪原理研究了无限长六角柱晶体的散射特性; Wendling 等^[75]、Liou 和 Coleman^[76] 用广义的射线跟踪法估算了有限长度的六角柱体和片状冰晶的散射相函数; Mugnai 和 Wiscombe^[77] 研究了旋转对称非球形粒子的消光、吸收截面及直接后向散射; Cai 和 Liou^[78] 计算了任意取向的六角柱和片状冰晶的散射相函数及偏振特性; Rockwitz^[79] 计算了水平取向的六角柱冰晶的三维散射相函数; Takano 和 Liou^[80] 对空间任意取向的和水平取向的六角柱冰晶的单次散射参数作了计算, 给出了四种典型谱分布的卷云在五个太阳波段的冰晶单次散射参数。

在实验测量方面, Dugin 等^[81] 测量了不同冰晶结构引起的散射相函数的变化; Huffman^[82] 作了对片状、不规则冰晶和柱状冰晶的从 10° 到 150° 散射角的观测; Liou 等^[83] 测量了针状、片状和柱状冰晶的散射相函数; Volkovitskiy 等^[84] 对冰晶在 $10-170^\circ$ 范围内的角散射特性进行了测量。Platt^[85] 总结了冰晶的一些测量和计算的散射相函数, 在 $5-90^\circ$ 的范围内, 各种结果比较一致; 在 $0-5^\circ$ 的范围内, 衍射效应使得结果对冰晶尺度很敏感; 在 $90-180^\circ$ 的范围, 结果对冰晶的类型和取向敏感。Pollack 和 Cuzzi^[86] 建立了一种半经验的理论, 它根据简单的物理原理和与实验室测量作比较来处理任意取向的非球形粒子的散射性质。

大部分理论和实验工作指出了非球形粒子与球形粒子类似, 有比较强的前向衍射峰, 但是与它们的等面积或等体积的球形粒子比较, 非球形粒子向中间或大的散射角方向散射更多的能量, 非球形粒子的不对称因子 g 比等效球形粒子的要小一些, 单次散射反照率 ω_0 也不同。利用等面积或等体积冰球的假设将在所有波段上得到过大的不对称因子, 在近红外波段得到较小的单次散射反照率, 过高地估计温室效应^[86,87,88]。

球形的水滴和非球形的冰晶有不同的角散射图形, 它们的角偏振性质也不同, 这些差别可用来识别云粒子的相及形状等^[89-93]。

六、云层的辐射传输特性

1. 水云的太阳辐射性质

云层对辐射的反射、透射和吸收是与云层的光学厚度和单次散射特性有关。当云层中有云粒子、吸收气体和气溶胶时, 云层总的光学厚度为各成分光学厚度之和, 而云的单次散射反照率和散射相函数则可对各成分的单次散射反照率和散射相函数加权平均来得到。

云粒子的吸收散射特性随波长变化比较缓慢,但大气吸收气体的吸收特性随波长激烈变化。采用逐线计算方法来得到整个太阳光谱区的辐射通量是极为费时的,常用的一种方法是根据大气气体吸收特性,应用 e 指数拟合或 K 分布方法^[94-99]来简化散射吸收大气中的辐射传输计算。

通常认为云对太阳辐射主要起反射作用,而吸收和发射红外辐射。近20年来,愈来愈注意到云对太阳辐射的吸收,许多测量结果表明,云对太阳辐射的吸收是不能忽略的^[96-98],飞机测量揭示水云可能吸收多达20%—40%的入射到云顶的太阳辐射,比理论计算值大,而观测到的云反照率则比理论计算值小。

在太阳辐射波段,尽管云滴在可见光波段吸收极小,但在近红外波段液态水有着比水汽更强的吸收带,其吸收带位置比相应水汽带向长波方向有一位移,此外液态水还有水汽没有与之相应的几个近红外吸收带,云滴对太阳辐射的吸收不容忽略。云中水汽对太阳辐射的吸收也需要考虑。Welch等^[99]计算得到在大于2.2 μm 光谱段水滴的吸收在云的太阳辐射的加热率中是主要的。Slingo和Schrecker^[100]用 δ -Eddington法等计算了云的太阳辐射特性,指出边界层云中云滴吸收远比水汽吸收重要。Daries等^[101]用LOWTRAN程序计算了云对太阳辐射的光谱吸收,指出在较长波长的水汽吸收带由于云上水汽的吸收较强,太阳辐射削减得很小,云中的水汽吸收很小,水滴成为云中的主要吸收物质;在水汽吸收较弱的较短波长,云上太阳辐射的削弱减少,云中的水汽吸收与云上水汽吸收可以相比。在整个太阳辐射波段,云中云滴的吸收比云中水汽吸收要大。云的吸收与云高度有关,云高度增加,云顶以上的水汽减少,使云的吸收增加。当云上大气异常干燥时,忽略边界层云中水汽吸收将可能使加热率的误差由Slingo和Schrecker^[100]所述的10%—30%增至100%。Welch等^[101]用 δ -球谐法计算得出,云的整层吸收率及整层平均加热率与整层总的云液态水含量有关,而与垂直分布关系不大。云厚增加,云反射率增加,云吸收率也增加。云厚增加到一定程度后,云的辐射性质改变不大。但云中加热率的垂直分布与液态水含量垂直分布有关。Twomey^[102]用倍加法考虑水汽和水、冰的吸收,计算了有不同代表性的模式云的太阳辐射吸收,发现在有同样云厚度的情况下,因为大的海洋云滴有较大的吸收系数,海洋云比大陆云吸收更多。厚云对太阳辐射的吸收达到20%,但观测值可达52%。Liou^[103]用离散坐标法计算了一些雨层云、积云、薄层云、高层云等对太阳辐射的反射、吸收和透过率,各类云的反射率分别为80%—90%, 68%—85%, 45%—72%和55%—77%,吸收率分别为10%—20%, 4%—9%, 1%—6%, 8%—15%。云吸收最大仅为20%,而飞机观测为30%—40%。Hignett^[104]利用飞机测量海洋云可见和近红外的反照率,并与用实测的液态水含量和云微物理参数做的理论计算进行比较,结果可见波段的理论和测量值较符合,而近红外波段实测的反照率较理论值要低。

(1) 云的吸收异常

理论计算的云对太阳辐射的吸收率比实际观测的值普遍偏小。尽管理论和实际观测的云对太阳辐射吸收的差别对全球能量收支来说相对是个小量,但由于吸收的太阳辐射和发射的红外辐射的差值是驱动大气环流的基本能量,小的太阳辐射吸收的不确定会造成大的驱动大气环流的不确定。这种不确定性还直接影响到用测量云反射辐射来反演云

参数的工作,同时云对太阳辐射的吸收对云本身的能量平衡也是非常重要的。为了解释云对太阳辐射传输理论计算和观测结果的分歧,科学家们分析了各种可能的影响。Stephens 和 Tsay^[105] 对有关水云吸收异常的问题作了详细的评论。

1) 大云滴对云吸收的影响

大云滴使前向散射增加,云的反射减小。用大滴谱叠加在小滴谱上的双峰滴谱分布进行的计算表明,水云的吸收可以大于 20%^[106];在云中有雨滴时,云的吸收增大^[106];对深厚云层,云的吸收随云滴半径的平方根而增加^[107]。但也有相反的情况,Wiscombe 等^[108] 得到,在一些条件下,大滴引入时吸收或者减少或者不改变。Ackerman 和 Stephens^[109] 指出,在液态水含量不变时,非常薄云的吸收随云滴有效半径 r_e 增加而减少,半无限云的吸收随 r_e 增大而增大,在中间状况下,云吸收与 r_e 的关系非常小。因而,大滴存在虽减少了云的反射,但似乎仍不能用来解释云吸收的观测与理论计算结果的差异。

2) 气溶胶对云吸收的影响

云滴之间存在吸收气溶胶时(外部混合),可能使整个云层的吸收增加,尽管气溶胶对云层总的体积消光和散射贡献不大,但在云滴吸收通常可以忽略的可见波段,气溶胶吸收的贡献可能非常大^[106,110]。对碳粒子作为固体核被包围在云滴中的情况(内部混合),要解释观测到的云反照率值,云滴的 $1-\omega_0$ 值应达到 10^{-3} ,这就要求碳核占云滴体积的 10%^[111],但在多个小碳粒子在云滴中各处随机分布的情况下,要达到同样的 $1-\omega_0$ 值,需要的碳则至少二个量级^[112]。含碳云滴可较多的减少可见波段云反射率,在近红外波段,要使反射率减小则需要相对较多的碳。但光谱测量表明,吸收异常主要与近红外波段有关,^[113,114]要使云有大的吸收增加,就需要有大量吸收气溶胶存在^[115,116],但实际得到云有大的吸收的测量都是在远离污染源的地方作的。

3) 水汽吸收、近红外连续吸收假设

在红外到微波区晴空大气吸收的观测值超过理论计算值可能是由水汽线翼及双水分子吸收造成的,Stephens 和 Tsay^[105] 推测在近红外波段也可能有水汽连续吸收或其它吸收,造成了云吸收的观测和理论计算之间的差异。他们把水汽连续吸收系数取为

$$C_c(\lambda) = 0.04952\lambda - 0.03467,$$

计算仅考虑云滴,考虑云滴加水汽线吸收,以及考虑云滴加水汽线再加水汽连续吸收的几种情况下,云的反照率及吸收率。结果表明,考虑连续吸收增加了云吸收减少了云反射,但要把 C_c 的取值增加 10 倍时,才能得到与观测值相近的结果,这需要远大于简单谱线重迭的连续吸收。

上面分析的原因都还不能很好解释云吸收理论与观测结果的差异。实际云吸收率测量一般是由云顶和云底高度上测量的太阳辐射通量的平均值的差来得到的。由于实际云层在空间和时间上都是变化的,这种云的不均匀性对云吸收率本身以及对测量数据的分析方法的影响也都可能是造成分歧的原因。

(2) 云的不均匀性对辐射传输的影响

在辐射传输计算中,常假设云层是水平无限的平面平行云,实际大气中经常观测到水平有限的云,如积云、碎云和水平不均匀的云。为简化计算,有限云常被假定为一简单的云型,如孤立的立方体或长方体云,或由一定形状的云周期排列的云场,或由不同尺度

的立方体云随机或规则排列和组合的云场等^[106,117-121]。

水平有限云的辐射性质除了与云的成分、光学厚度、单次散射特性等有关外,还与云的厚度和宽度比以及太阳天顶角有关。云的水平尺度有限时,辐射除了从云顶和云底射出外,还从云侧面散射出去,这一部分的大小随云的水平与垂直尺度比的减少而增加。一般有限云云顶向上的方向反射率小于同样光学厚度的水平无限云的,且这种差别随太阳天顶角增加很快增加^[123,124]。立方体云的吸收与太阳天顶角有关,它可大于也可小于同体积平面无限云的吸收^[125]。当用在云顶和云底测量的净辐射通量差来推断云吸收时,实际上包括了云真正的吸收及从云侧面散射出去的辐射,因而往往高估云的吸收。Rawlins^[126]对碎云场的辐射测量数据作适当处理,减少云侧散射影响和减少采样误差,得到1km厚的云最大太阳辐射吸收为8%—12%,没有吸收过大的异常出现。

水平有限云中的垂直不均匀对云反射率也有较大影响,上层云滴数密度较下层大时,云反射率比相反情况要大,因为这时云侧散射较小^[127]。

对水平不均匀性对云辐射性质的影响,计算表明平行相间周期长条云云场的反照率比光学厚度与其平均值相等的平面平行无限云的反照率总是要低,最大差别可达20%^[123]。当水平有限云中有空洞时,云的反射率减小,透过率增加,吸收减少,云边泄漏也减少^[140]。对水平无限云,空洞的存在也使反射率减小,透过率增加,但吸收在太阳天顶角为0°时减少,在60°时有增加。Stephens^[128]对有同样平均光学厚度的按余弦分布和按高斯分布的水平不均匀云及水平均匀的平面平行云作比较,也得到水平不均匀使反射率减小,但吸收也要小些。

由有限云组成的云场的辐射性质除与云的厚度和宽度、太阳天顶角有关外,还与云间间距与云尺度比有关,它们影响到云与云之间的相互作用,使云场辐射性质改变^[118,129]。在气候研究中,通常碎云场的反射率是按云量对平面平行云的作线性加权得到,但有限云云场与下垫面之间的相互反射及云块与云块间的相互作用,使碎云场的辐射性质不同于具有等量云量的水平无限平面平行云的辐射性质。

2. 卷云的太阳辐射性质

测量得到的卷云光学厚度、反射率和吸收率可在很宽的范围内变动^[60-62,93,97,130-136],这种差别可能反映了卷云性质的自然变化。卷云中辐射传输计算的困难在于冰晶的形状、大小和取向的不确定,非球形粒子与球形粒子的散射特性不同,冰晶的空间取向不同也影响到粒子的散射性质,辐射传输计算还要考虑到介质的各向异性^[92,137]。Platt和Dilley^[138]对薄卷云散射太阳辐射测量指出22°晕与六角柱冰晶散射有关,球形粒子散射不能解释晕的现象,而六角柱冰晶在22°和46°方向有透值强度峰值,能说明观测到的晕现象^[120]。

Liou^[139]首先在辐射传输计算中考虑粒子的非球形,得到随意取向的长圆柱体冰晶卷云的反射、透过和吸收特性。Stephens^[137]对空间随意取向和长轴在水平面内随意取向的长圆柱冰晶云的辐射传输作了计算,并与等积冰球云作比较,指出等积冰球不能很好近似圆柱冰晶的辐射性质,不同取向的冰晶辐射性质也有很大差别。非球形冰晶比等积冰球的前向散射较小,不对称因子也较小,因而有更高的反射率^[136,139,140]。空间任意取向的柱状和片状六角柱冰晶云的反射率也比等积冰球云大,其差别随光学厚度增大而增大^[142]。对

六角柱冰晶云,当长轴水平取向时,其反射率在太阳近天顶时比长轴空间随意取向时低,但在太阳近地平时则相反。实际云中的冰晶并不是典型的圆柱体或六角柱体,但计算中把冰晶作为圆柱体比作为球体要好,尽管结果与测量仍有分歧^[60,85,136]。Wielicki 等^[141]对卷云反射率的观测与理论结果的比较表明,观测结果不仅与球形结果不一致,与简单的圆柱和六角柱冰晶结果也不一致。实际云中冰晶可能有各种复杂形状,这可能使散射相函数变得光滑,因而圆柱和六角柱冰晶在 $117-147^\circ$ 散射角时后向散射明显增加在卫星观测时并没有看到。

卷云的存在使太阳辐射反照率增加,但在同样光学厚度下,具有较小粒子的非对流性云 (C_c) 比有大粒子的对流性云 (C_d) 有更大的反照率^[88],当卷云中有少量过冷水滴时,卷云的辐射性质可有显著的改变^[142,143]。

3. 云的红外辐射性质

对水云,常忽略云滴对红外辐射的散射,并把水云近似为黑体。但实际上,云的发射率与云厚有关,在云不是很厚时,发射率可低于 1,并随波长可有显著差别,还因云滴谱分布不同而有变化^[144-150]。

卷云的发射率通常都小于 1,且冰晶的散射也不容忽略。Liou^[151] 计算了任意取向的圆柱形冰晶云在红外窗区的透过率、发射率和反射率,即使云很厚,发射率也达不到 1。卷云的发射率还与粒子浓度和温度有关。Griffith 等^[59]观测得到的卷云发射率比理论值要大,卷云对来自下层较暖的地面和大气辐射的反射的影响可能是造成两者差别的一个原因。Wu^[152] 将云红外射出辐射分为吸收发射、散射发射和反射发射三部分,分别参数化,把与大气温度有关的云反射的影响区别开来。在云顶上面大气的向下红外辐射较小,因此,常可忽略云顶对向下辐射的反射。

在 $8-12\mu\text{m}$ 窗区,卷云也不能看作灰体,在不同波长的亮温可以相差 5°C ,有效光谱发射率也可有 2%—10% 的变化^[153]。窗区光谱辐射性质的差别与云的光学厚度及云粒径大小等有关,这种关系已被用来反演云的性质^[21,153,154]。

4. 云层中的辐射加热率

计算水云中总的或某些波段上长波辐射冷却率的工作很多^[150,155-160],大气窗区在决定中低云辐射冷却率中起着主要作用,在云层上部有显著冷却,下部则可出现加热,云中冷却率的大小与垂直分布则与云中液态水含量多少和垂直分布以及云的高度密切相关。云底加热随云高增加而加强,云顶冷却也随云高增加而加强。计算得到低云的云上部冷却率在 $3-8^\circ\text{C h}^{-1}$ 之间^[150]。与液态水含量相比,云滴谱分布对云中冷却率的影响是次要的。

利用观测的冰含量分布,Roewe 和 Liou^[161] 计算了厚卷云中的红外冷却率,并与测量结果^[162]作了比较,两者基本一致,平均冷却率为 8°C/d ,但测量值有明显的随机起伏。Liou^[11] 对一些卷云情况计算了大气和云中的红外冷却率和太阳辐射加热率,考虑的卷云厚度为 0.1,1 和 3km,云底高 8km,液态水含量相当于 0.013g m^{-3} ,在 0.55 和 $10\mu\text{m}$ 处冰晶的消光系数分别为 0.667 和 0.740km^{-1} 。0.1km 卷云的红外冷却率 $\sim 3^\circ\text{C/d}$; 1km 卷云

云顶冷却率 $\sim 7.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 云下则出现 $\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 红外加热; 3km 卷云云顶冷却和云底红外加热分别达到 $\sim 8.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 和 $\sim 7.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 表明厚卷云顶有强冷却, 云底有显著加热, 但它的真实性还需由大量实际测量来证实。

卷云下部的长波加热率比低云要显著得多, 但随卷云高度降低, 这种云下加热也随之减小。

理论计算和实际测量都表明, 水云中太阳加热率在云上部最大, 向云底逐渐减小。加热率的绝对值是测量值更大, 这与在理论上没有得到很好解释的异常吸收相关。

Liou^[1] 对卷云大气太阳加热率的计算得到, 0.1km 薄卷云的日平均加热率 $\sim 2^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 1km 卷云云顶处加热率有极大值 $\sim 2.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 3km 卷云云顶极大加热率 $\sim 3^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 云中加热率向云底逐渐减小。薄卷云对云下大气的太阳辐射加热几乎没有影响。考虑卷云的长波冷却(加热)和短波加热, 在云上部可出现显著的净辐射冷却, 下部则可有大的净辐射加热。云中冷却(加热)率的分布与卷云高度有很大关系。

七、结 语

云本身是非常复杂多变的, 在气候模式中需要既能精确而又简洁地给出云辐射性质的参数化方案, 这需要对不同类型云的辐射特性作进一步的深入了解。对云参数的精确遥感也需要对云的光谱辐射特性有更进一步的了解。现有关于云辐射特性的理论和观测结果存在一些分歧。这些都提出需要进一步开展现场观测, 利用地面、飞机、卫星上多种手段直接测量不同尺度云的结构、云的成分等微物理特性及光谱的和总的云辐射性质, 获得更多的实际资料, 进一步考虑云的不均匀性及测量数据分析方法的影响。在理论工作中需要对非球形水滴的云中辐射传输问题, 不同微物理特性不同类型云的光谱辐射性质、云的不均匀性的影响以及云和云之间、云和地面及周围大气相互影响等问题作进一步研究。观测、实验、理论相结合以期获得对云辐射作用更深一步的了解。

参 考 文 献

- [1] Liou, K.N., 1986, Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167—1199.
- [2] Schiffer, R.A. and W.B. Rossow, 1983, The international satellite cloud climatology project (ISCCP): the first project of the world climate research programme, *Bulletin Amer. Meteor. Society*, **64**, 779—784.
- [3] Cox, S.K., 1989, Cloud and radiation field experiments of the 1980's, IRS'86: Current problems in atmospheric radiation, Proc. of the International Radiation Symposium, Lille, France, A. Deepak Publishing, 3—5.
- [4] Schlesinger, M.E. and J.F. B. Mitchell, 1987, Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide, *Rev. Geophys.*, **25**, 760—798.
- [5] Shine, K.P., 1981, Some developments of a zonally averaged climate model, Ph.D. thesis, University of Edinburgh, 231pp.
- [6] Hughes, N.A., 1984, Global cloud climatologies: A historical review, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **23**, 724—751.
- [7] Brooks, C.E.P., 1927, The mean cloudiness over the earth, *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, **1**, 127—138.
- [8] London, J., 1957, A study of the atmospheric heat balance, Final Report, AF19(122)-165 (AFCRC-TR-57-287, New York University), 99pp.

- [9] Telegadas, K., and J. London, 1954, A physical model of the Northern Hemisphere troposphere for winter and summer. Sci. Rep. No. 1, AF 19-165, New York University, 55pp.
- [10] Seide, R.N., 1954, The distribution of cloudiness by type and height in the Northern Hemisphere for spring and fall, M.S. thesis, New York University, 24pp.
- [11] Berlyand, T.G. and L.A. Strokina, 1980a, Zonal cloud distribution on the Earth, *Meteor. Gidrol.*, **3**, 15-33.
- [12] Berlyand, T.G. and L.A. Strokina, 1980b, Global distribution of total cloud amount, *Gidrometeorizdata*, Leningrad, 18pp.
- [13] Warren, S.G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin and R.L. Jenne, 1986, Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land, NCAR Technical Note TN-273+STR, Boulder, CO, 29pp. +200maps.
- [14] Warren, S.G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin and R.L. Jenne, 1988, Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean, NCAR Technical Note.
- [15] Hughes, N.A. and A. Henderson-Sellers, 1985, Global 3D-nephanalysis of total cloud amount: Climatology for 1979, *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 669-686.
- [16] Stowe, L.L., H.Y.M. Yeh, T.F. Eck, C.G. Wellemeier, H.L. Kyle and The Nimbus-7 Cloud Data Processing Team, 1989, Nimbus-7 global cloud climatology, Part II: First year results, *J. Climate*, **2**, 671-709.
- [17] Rossow, W.B. and A.A. Lacis, 1990, Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part II: Cloud properties and radiative effects, *J. Climate*, **3**, 1204-1253.
- [18] Rossow, W.B. and R.A. Schiffer, 1991, ISCCP cloud data products, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2-20.
- [19] Woodbury, G.E. and M.P. McCormick, 1986, Zonal and geographical distributions of cirrus clouds determined from SAGE data, *J. Geophys. Res.*, **91**, 2775-2785.
- [20] Barton, I.J., 1983, Upper level cloud climatology from an orbiting satellite, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 435-447.
- [21] Prabhakara, C., R.S. Fraser, G. Dalu, M.L.C. Wu, R.J. Curran and T. Styles, 1988, Thin cirrus clouds: seasonal distribution over oceans deduced from Nimbus-4 IRIS, *J. Appl. Meteor.*, **27**, 379-399.
- [22] Weare, B., 1992a, Variations in Nimbus-7 cloud estimates. Part I: Zonal averages, *J. Climate*, **5**, 1496-1505.
- [23] Weare, B., 1992b, Variations in Nimbus-7 cloud estimates. Part II: Regional changes, *J. Climate*, **5**, 1506-1513.
- [24] Schweiger, A. and Key, J.R., 1992, Arctic cloudiness: Comparison of ISCCP-C2 and Nimbus-7 satellite-derived cloud products with a surface-based cloud climatology, *J. Climate*, **5**, 1514-1527.
- [25] Stowe, L.L., C.G. Wellemeier, T.F. Eck, H.Y.M. Yet and the Nimbus-7 cloud data processing team, 1988, Nimbus-7 global climatology. Part I: Algorithms and validation, *J. Climate*, **1**, 445-470.
- [26] London, J., S.G. Warren and C.J. Hahn, 1989, The global distribution of observed cloudiness contribution to the ISCCP, *Adv. Space Res.*, **9**, 161-165.
- [27] Rossow, W.B., F. Moshier, E. Kinsella, A. Arking, M. Desbois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Seze, C. Simmer and E. Smith, 1985, ISCCP cloud algorithm intercomparison, *J. Climate and Appl. Meteor.*, **24**, 877-903.
- [28] Cess, R.D., 1976, Climate change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1831-1843.
- [29] Schneider N., 1972, Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1413-1422.
- [30] Ohring G. and S. Adler, 1978, Some experiments with a zonally averaged climate model, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 186-205.
- [31] Ohring G. and P. Clapp, 1980, The effect of changes in cloud amount on the net radiation at the top of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 447-454.
- [32] Ramanathan, V., 1987, The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research, *J. Geophys. Res.*, **92D**, 4075-4095.
- [33] Ardanuy, P.E., L.L. Stowe, A. Gruber, M. Weiss, 1989a, Shortwave, longwave, and net cloud-

- radiative forcing as determined from Nimbus-7 observation, IRS'88: Current problems in atmospheric radiation, Proc. of the International Radiation Symposium, Lille, France, A. Deepak Publishing, 134—138.
- [34] Ardanuy, P.E., L.L. Stowe, A. Gruber, M. Weiss, and C.S. Long 1989b, Longwave cloud radiative forcing as determined from Nimbus-7 observation, *J. Climate*, **2**, 766—799.
- [35] Ramanathan, V., R.D. Cess, E.F. Harrison, P. Minnis, B.R. Barkstrom, E. Ahmad and D. Hartmann, 1989, Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment, *Science*, **243**, 57—63.
- [36] Berger, F.H. and H.J. Bolle, 1989, Use of satellite determined optical properties from estimates of cloud forcing, IRS'88: Current problems in atmospheric radiation, Proc. of the International Radiation Symposium, Lille, France, A. Deepak Publishing, 147—150.
- [37] Ramaswamy, V. and V. Ramanathan, 1989, Solar absorption by cirrus clouds and the maintenance of the tropical upper troposphere thermal structure, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2293—2310.
- [38] Dhuria, H.L. and H. Lee Kyle, 1990, Cloud types and the tropical Earth radiation budget, *J. Climate*, **3**, 1409—1434.
- [39] Hartmann, D.L., V. Ramanathan, A. Berroir and G.E. Hunt, 1986, Earth radiation budget data and climate research, *Rev. Geophys.*, **24**, 439—468.
- [40] Pruppacher, H.R. and J.D. Klett, 1978, Microphysics of clouds and precipitation, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 714pp.
- [41] Squires, P., 1958, The microstructure and colloidal stability of water clouds. Part I: The relation between structure and stability, *Tellus*, **10**, 256—261.
- [42] Noonkester, V.R., 1984, Droplet spectra observed in marine stratus cloud layers, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 829—845.
- [43] Deirmendjian, D., 1969, Electromagnetic scattering on spherical polydispersions, American Elsevier, New York, N.Y., 200pp.
- [44] Welch, R.M., S.K. Cox and J.M. Davis, 1980, Solar radiation and clouds. Meteorol. Monogr. 17, American Meteorological Society, 95pp.
- [45] Warner, J., 1969, The microstructure of cumulus cloud, Part I: General features of the droplet spectrum, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1049—1059.
- [46] Klazura, G.E., 1971, Measurements of precipitation particles in warm cumuli over southeast Texas, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 739—747.
- [47] Pruppacher, H.R., 1981, The microstructure of atmospheric clouds and precipitation, "Clouds: Their formation, optical properties and effects", Edited by P.V. Hobbs and A. Deepak, Academic press, 1981, New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco, 497pp.
- [48] Hill, T.A. and T.W. Choulaton, 1985, An airborne study of the microphysical structure of small cumulus, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **111**, 517—544.
- [49] Blyth, A.M. and J. Latham, 1985, in airborne study of vertical structure and microphysical variability within a small cumulus, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **111**, 773—792.
- [50] Blyth, A.M. and J. Latham, 1990, Airborne studies of altitudinal variability of the microphysical structure of small, ice-free, Montanan cumulus clouds, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **116**, 1045—1023.
- [51] Blyth, A.M. and J. Latham, 1991, A climatological parameterization for cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2367—2371.
- [52] Mossop, S.C., 1985, The origin and concentration of ice crystals in clouds, *Bulletin American Meteorological Society*, **66**, 264—273.
- [53] Weickmann, 1947, Die Eisphase in der Atmosphäre. Library Trans. 273, Royal Aircraft Establishment, 96pp.
- [54] Heymsfield, A.J., K.M. Miller and J.D. Spinhirne, 1990, The 27—28 October 1986 FTRE IFO Cirrus Case Study: Cloud Microstructure, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2313—2328.
- [55] Heymsfield and R.G. Knollenberg, 1972, Properties of cirrus generating cells, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1348—1366.
- [56] Heymsfield, 1975a, Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirroform clouds. Part I: Aircraft observations of the growth of the ice phase, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 798—808.
- [57] Heymsfield, 1975b, Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirroform clouds Part II: The structure and circulations of the cirrus uncinus generating head, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 809—819.

- [58] McTaggart-Cowan, J.D., G. Lala and B.Vonnegut, 1970, The design, construction and use of an ice crystal counter for ice crystal cloud studies by aircraft, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 294-300.
- [59] Griffiths, K.T. and R.G. Knollenberg, 1980, Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from aircraft measurements, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1077-1087.
- [60] Paltridge, C.W. and C.M.R. Platt, 1981, Aircraft measurements of solar and infrared radiation and the microphysics of cirrus clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 367-380.
- [61] Heymsfield, A.J., 1986, Ice particles observed in a cirriform cloud at -83°C and implications for polar stratospheric clouds, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 851-855.
- [62] Sassen, K., M.K. Griffin and G.C. Dodd, 1989, Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds and climatic implications, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 91-98.
- [63] Heymsfield, 1977, Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 367-381.
- [64] Platt, C.M.R. and A.C. Dille, 1981, Remote sounding of high clouds. IV. Observed temperature variations in cirrus optical properties, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1069-1082.
- [65] Heymsfield and C.M.R. Platt, 1984, A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 846-855.
- [66] Jayaweera, D.O. and B.J. Mason, 1965, The behavior of freely falling cylinders and cones in a viscous fluid, *J. Fluid. Mech.*, **22**, 709-720.
- [67] Ono, A., 1969, The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 138-147.
- [68] Platt, C.M.R., N.L. Abshire and G.T. McNice, 1978, Some microphysical properties of an ice cloud from lidar observation of horizontally oriented crystals, *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1220-1224.
- [69] Hale, G.M. and M.R. Query, 1973, Optical constants of water in the 200nm to 200 μm wavelength region, *Appl. Opt.*, **12**, 555-563.
- [70] Irvine, W.M. and J.B. Pollack, 1968, Infrared optical properties of water and ice spheres, *Icarus*, **8**, 324-366.
- [71] Warren, S.G., 1984, Optical constants of ice from ultraviolet to the microwave, *Appl. Opt.*, **23**, 1206-1225.
- [72] Van de Hulst, H.C., 1957, Light scattering by small particles, John Wiley and Sons, New York, N.Y., Chapman and Hall, London, 470pp.
- [73] Liou, K.N., 1972a, Electromagnetic scattering by arbitrarily oriented ice cylinders, *Appl. Opt.*, **11**, 667-674.
- [74] Jacobowitz, H., 1971, A method for computing transfer of solar radiation through clouds of hexagonal ice crystals, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **11**, 691-695.
- [75] Wendling, P., R. Wendling and H.K. Weickmann, 1979, Scattering of solar radiation by hexagonal ice crystals, *Appl. Opt.*, **18**, 2663-2671.
- [76] Liou, K.N. and R.F. Coleman, 1980, Light scattering by hexagonal columns and plates, Light Scattering by Irregularly Shaped Particles, Plenum, 207-248.
- [77] Mugnai, A. and W.J. Wiscombe, 1980, Scattering of radiation by moderately nonspherical particles, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1291-1307.
- [78] Cai, Q.M. and K.N. Liou, 1982, Theory of polarized light scattering by hexagonal ice crystals, *Appl. Opt.*, **21**, 3569-3580.
- [79] Rockwitz, K., -D., 1989, Scattering properties of horizontally oriented ice crystal columns in cirrus clouds Part I, *Appl. Opt.*, **28**, 4103-4110.
- [80] Takano, Y. and K.N. Liou, 1989a, Solar radiative transfer in cirrus clouds Part I: Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3-19.
- [81] Dugin, V.P., B.M. Golubitskiy, S.O. Mirumyants, P.I. Paramanov and M.V. Tantashev, 1971, Optical properties of artificial ice clouds, *Izv. Atmos. Oceanic. Phys.*, **7**, 871-877.
- [82] Huffman, P., 1970, Polarization of light scattered by ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1207-1208.
- [83] Liou, K.N., R. Baldwin and T. Kaser, 1976, Preliminary experiment on the scattering of polarized laser light by ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 553-557.
- [84] Volkovitskiy, O.A., L.N. Pavlova and A.G. Petruslin, 1980, Scattering of light by ice crystals. II, *Atmos. Ocean. Phys.*, **16**, 98-102.
- [85] Platt, C.M.R., 1981a, Remote Sounding of high clouds. III: Monte Carlo calculations of mul-

- multiple-scattered lidar returns, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 156–167.
- [86] Pollack, J.B. and J.N. Cuzzi, 1980, Scattering by nonspherical particles of size comparable to a wavelength: a new semi-empirical theory and its application to tropospheric aerosols, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 868–881.
- [87] Stephens, G.L., 1980a, Radiative properties of cirrus clouds in the infrared region, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 435–445.
- [88] Kinne, S. and K.N. Liou, 1989, Effects of Cirrus composition on atmospheric radiation budgets, *Annalen der Meteorologie* No. 25, Vol. II 488–492.
- [89] Sassen and K.N. Liou, 1979a, Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase, and ice crystal clouds. I: Angular scattering patterns, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 838–851.
- [90] Sassen and K.N. Liou, 1979b, Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase, and ice crystal clouds. II: Angular depolarizing and multi-scattering behavior, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 852–861.
- [91] Pal, S.R. and A.I. Carswell, 1977, The polarization characteristics of lidar scattering from snow and ice crystals in the atmosphere, *J. Appl. Meteor.*, **16**, 70–80.
- [92] Takano, Y. and K.N. Liou, 1989b, Solar radiative transfer in cirrus clouds Part II: Theory and computation of multiple scattering in an anisotropic medium, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 20–36.
- [93] Spinbirne, J.D. and W.D. Hart, 1990, Cirrus structure and radiative parameters from airborne lidar and spectral radiometer observations: The 28 October 1986 FIRE study, *Mon. Weath. Rev.*, **118**, 2329–2343.
- [94] Arking, A. and K. Grossman, 1972, The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 937–949.
- [95] Wiscombe, W.J. and J.W. Evans, 1977, Exponential-sum fitting of radiative transmission functions, *J. Comput. Phys.*, **24**, 416–444.
- [96] Rozenberg, G.V., M.S. Malkevich, V.S. Malkova and V.L. Syachinov, 1974, Determination of the optical characteristics of clouds from measurements of reflected solar radiation by KOS-MOS 320, *Izv. Acad. Sci. USSR. Atmos. Oceanic Phys.*, **10**, 14–24.
- [97] Reynolds, D.W., T.H. Vonder Haar and S.K. Cox, 1975, The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 433–443.
- [98] Drummond, A.J. and Hickey, J.R., 1971, Large-scale reflection and absorption of solar radiation by clouds as influencing earth radiation budgets: new aircraft measurement, p. 267–176, in *Preprints Int. Conf. on Weather Modification*, Canberra, American Meteorological Society.
- [99] Welch, R., J.-F. Geleyn, W. Zdunkowski and G. Korb, 1976, Radiative transfer of solar radiation in model clouds, *Beitr. zur Physik der Atmosphaere*, **49**, 128–146.
- [100] Slingo, A. and H.M. Schrecker, 1982, On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **108**, 407–426.
- [101] Davies, R., W.L. Ridgway and K.-E. Kim, 1984, Spectral absorption of solar radiation in cloudy atmospheres: a 20cm^{-1} model, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2126–2137.
- [102] Twomey, S., 1976, Computation of the absorption of solar radiation by clouds, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1087–1091.
- [103] Liou, K.N., 1976, On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 789–805.
- [104] Hignett, P., 1987, A study of the short-wave radiative properties of marine stratus: Aircraft measurements and model comparisons, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **113**, 1011–1024.
- [105] Stephens, G.L. and S.-C. Tsay, 1990, On the cloud absorption anomaly, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **116**, 671–704.
- [106] Newiger, M. and K. Baehneke, 1981, Influence of cloud composition and cloud geometry on the absorption of solar radiation, *Contrib. Atmos. Phys.*, **54**, 370–382.
- [107] Twomey, S. and C.F. Bobren, 1980, Simple approximations for calculations of absorption in clouds, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2086–2094.
- [108] Wiscombe, W.J., R.M. Welch and W.D. Hall, 1984, The effects of very large drops on cloud absorption, Part I: parcel models, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1336–1355.
- [109] Ackerman, S.A. and Stephens, G.L., 1987, The absorption of shortwave solar radiation by cloud droplets: an application of anomalous diffraction theory, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1574–1588.
- [110] Twomey, S., 1972, The effect of cloud scattering on the absorption of solar radiation by atmospheric dust, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1156–1159.

- [111] Danielson, R.E., D.R. Moore and H.C. van de Hulst, 1969, The transfer of visible radiation through clouds, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1078—1087.
- [112] Chylek, P., V. Ramaswamy and R.J. Cheng, 1984, Effect of graphitic carbon on the albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3076—3084.
- [113] Twomey, S. and T. Cocks, 1982, Spectral reflectance of clouds in the nearinfrared: comparisons of measurements and calculations, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **60**, 583—592.
- [114] Stephens, G.L. and C.M.R. Platt, 1987, Aircraft observations of the radiative and microphysical properties of stratocumulus and cumulus cloud fields, *J. Climatol. Appl. Meteorol.*, **26**, 1243—1269.
- [115] Grassl, H., 1975, Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles, *Beitr. Z. Phys. Atmos.*, **48**, 199—210.
- [116] Ackerman, S.A. and M.B. Baker, 1977, Shortwave radiative effects of unactivated aerosol particles in clouds, *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 63—69.
- [117] Welch, R.M. and B.A. Wielicki, 1985, A radiative parameterization of stratocumulus cloud fields, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2888—2897.
- [118] Harshvardhan and R.W.L. Thomas, 1984, Solar reflection from interacting and shadowing cloud elements, *J. Geophys. Res.*, **89D5**, 7179—7185.
- [119] Kobayashi, T., 1988, Parameterization of reflectivity for broken cloud field, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3034—3045.
- [120] Sanchez, A., W.F. Krajewski and T.F. Smith, 1992, Application of the discrete ordinates method to 3-D cloud radiative transfer, The 11th International Conference on Clouds and Precipitation, Aug. 17—21, 1992, Montreal, Canada, 817—820.
- [121] Davis, A.B., P. Gabriel, S. Lovejoy, D. Schertzer and G.L. Austin, 1990, Discrete angle radiative transfer Part III: Numerical results and atmospheric applications, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11729—11742.
- [122] Davis, A.B., S. Lovejoy and D. Schertzer, 1992, Albedo and transmission fields of scale invariant cloud models, applications to remote sensing and radiative budgets, The 11th International Conference on Cloud and Precipitation, Aug. 17—21, 1992, Montreal, Canada, 843—846.
- [123] Wendling, P., 1977, Albedo and reflected radiance of horizontally inhomogeneous clouds, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 642—650.
- [124] Davies, R., 1978, The effect of geometry on three-dimensional transfer of solar irradiance in clouds, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1712—1725.
- [125] Davis, J.M., S.K. Cox and T.B. McKee, 1979, Total shortwave radiative characteristics of absorbing finite clouds, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 508—518.
- [126] Rawlins, F., 1989, Aircraft measurements of the solar absorption by broken cloud fields: A case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **115**, 365—382.
- [127] Davis, J.M., S.K. Cox and T.B. McKee, 1979, Vertical and horizontal distributions of solar absorption in finite clouds, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1976—1984.
- [128] Stephens, G.L., 1988a, Radiative transfer through arbitrarily shaped optical media I: A general method of solution, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1818—1836.
- [129] Gube, M., J. Schmetz and E. Raschke, 1980, Solar radiative transfer in a cloud field, *Contributions to Atmospheric Physics*, **53**, 24—34.
- [130] Kuhn, P.M. and H.K. Weickman, 1969, High-altitude radiometric measurements of cirrus, *J. Appl. Meteor.*, **8**, 147—154.
- [131] Fritz, S. and P.K. Rao, 1967, On the infrared transmission through cirrus clouds and the estimation of relative humidity, *J. Appl. Meteor.*, **6**, 1088—1096.
- [132] Platt, C.M.R. and D.J. Gambling, 1971, Emissivity of high layer clouds by combined lidar and radiometric techniques, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 322—325.
- [133] Platt, C. M. R., 1975, Infrared emissivity of cirrus-simultaneous satellite, lidar, and radiometric observations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 119—126.
- [134] Smith, W.L., Jr. P.F. Hein and S.K. Cox, 1990, The 27—28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: in situ observations of radiation and dynamic properties of a cirrus cloud layer, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1389—2401.
- [135] Grund, C.J. and E.W. Eloranta, 1990, The 27—28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: cloud optical properties determined by high spectral resolution lidar, *Mon. Weather Rev.*, **118**, 2344—2355.

- [136] Platt, C.M.R., D.W. Reynolds and N.L. Abshire, 1980, Satellite and lidar observations of the albedo, emittance and optical depth of cirrus compared to model calculations, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 195—204.
- [137] Stephens, G.L., 1980b, Radiative transfer on a linear lattice: Application to anisotropic ice crystal clouds, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2095—2104.
- [138] Platt, C.M.R. and A.C. Dille, 1984, Determination of the cirrus particle single-scattering phase function from lidar and solar radiometric data, *Appl. Opt.*, **23**, 380—386.
- [139] Liou, K.N., 1973, Transfer of solar irradiance through cirrus cloud layers, *J. Geophys. Res.*, **78**, 1409—1418.
- [140] Hansen, J.E., 1969, Exact and approximate solutions for multiple scattering by cloudy and hazy planetary atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 478—487.
- [141] Wielicki, B.A., J.T. Suttles, A. J. Heymsfield, R.M. Welch, J.D. Spinhirne, M.-L.C. Wu, D.O. Starr, L. Parker and R.F. Adruini, 1990, The 27—28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: comparison of radiative transfer theory with observations by satellite and aircraft, *Mon. Weather Rev.*, **118**, 2356—2376.
- [142] Sassen, K., K.N. Liou, S. Kinne and M.K. Griffin, 1985, Highly supercooled cirrus cloud water: confirmation and climatic implications, *Science*, **227**, 441—443.
- [143] Curran, R.J. and M.-L.C. Wu, 1982, Skylab near-infrared observations of clouds indicating supercooled liquid water droplets, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 635—647.
- [144] Cox, S.K., 1969, Observational evidence of anomalous infrared cooling in a clear tropical atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1347—1349.
- [145] Cox, S. K., 1976, Observations of cloud infrared effective emissivity, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 409—418.
- [146] Stephens, G.L., 1978, Radiation profiles in extended water clouds, III: Observations, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2133—2141.
- [147] Platt, C.M.R., 1976, Infrared absorption and liquid water content in stratocumulus clouds, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **102**, 553—561.
- [148] Platt, C.M.R., 1972, Airborne infrared radiance measurements (10—12 micron wavelength) off tropical east coast Australia, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1597—1609.
- [149] Pltridge, G.W., 1974, Infrared emissivity, shortwave albedo and the microphysics of stratiform water clouds, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4053—4058.
- [150] Stephens, G.L., 1978, Radiation profiles in extended water clouds, I: Theory, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2111—2122.
- [151] Liou, K.N., 1974, On the radiative properties of cirrus in the window region and their influence on remote sensing of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 522—532.
- [152] Wu, M.-L., 1984, Radiation properties and emissivity parameterization of high level thin clouds, *J. Clim. and Appl. Meteor.*, **23**, 1138—1143.
- [153] Ackerman, S.A., W.L. Smith, J.D. Spinhirne and H.E. Revercomb, 1990, The 27—28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: spectral properties of cirrus clouds in the 8—12 μ m window, *Mon. Weather Rev.*, **118**, 2377—2388.
- [154] Inoue, T., 1989, Features of clouds over the tropical Pacific during northern hemispheric winter derived from split window measurements, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 621—637.
- [155] Yamamoto, G., M. Tanaka and S. Asano, 1970, Radiative transfer in water clouds in the infrared region, *J. Atmos. Sci.*, **22**, 282—292.
- [156] Kondratyev, K. Ya., 1972, Radiation processes in the atmosphere, WMO, No. 309, 214 pp.
- [157] Liou, K.N., 1973, A numerical experiment of Chandrasekhar's discrete ordinate method for radiative transfer, Applications to cloudy and hazy atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1303—1326.
- [158] Zdunkowski, W.G., G.S. Korb, and C.T. Davis, 1974, Radiative transfer in model clouds of variable and height constant liquid water content as computed by approximate and exact methods, *Beitr. Phys. Atmos.*, **47**, 157—186.
- [159] Stephens, G.L., 1976, The transfer of radiation through vertically nonuniform stratocumulus water clouds, *Beitr. Phys. Atmos.*, **49**, 237—254.
- [160] Tsay, S.C., Stamnes, K. and Jayaweera, K., 1989, Radiative energy budget in the cloudy and hazy Arctic, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1002—1018.
- [161] Roewe, D. and K.N. Liou, 1978, Influence of cirrus clouds on the infrared cooling rate in

the troposphere and lower stratosphere. *J. Appl. Meteor.* **17**, 92—106.

- [162] Griffith, K.T. and S.K. Cox, 1977, Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from broadband measurements, *Colorado State University, Pap. No. 269*, 102pp.

Cloud and Radiation

I: Cloud Climatology and Radiative Effects of Clouds

Wang Hongqi and Zhao Gaoxiang

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

Abstract

This Paper reviews the research works on cloud and its radiative effects related to climate studies. we focus attention on the cloud microphysical characteristics and optical properties of cloud droplets, the theoretical works and field measurements on the solar and infrared radiative properties of water and ice clouds. The effects of cloud inhomogeneities on cloud radiative properties are introduced. In addition, the researches on cloud climatology and the influences of clouds on the radiation budget are described.

Key words: cloud; cloud radiation; cloud climatology.