

南半球中高纬度区域不同云类型的辐射特性*

吕巧谊 张玉轩 李积明*

LV Qiaoyi ZHANG Yuxuan LI Jiming

兰州大学大气科学学院, 兰州, 730000

Department of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2017-01-22 收稿, 2017-03-29 改回.

吕巧谊, 张玉轩, 李积明. 2017. 南半球中高纬度区域不同云类型的辐射特性. 气象学报, 75 (待刊)

Lv Qiaoyi, Zhang Yuxuan, Li Jiming. 2017. Radiative characteristics of various cloud types over southern mid-high latitudes. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(in press) (in Chinese)

Abstract A quantitative analysis of cloud fraction, cloud radiative forcing (CRF), and cloud radiative heating rate (CRH) of three single-layered cloud types (include high clouds, middle clouds and low clouds) and three two-layered cloud types (high clouds overlapping middle clouds or low clouds and middle clouds overlapping low clouds) is presented, based on the 2B-CLDCLASS-LIDAR and 2B-FLXHR-LIDAR products (covering four years from 2007 to 2010) over the southern mid-high latitudes (40°S-65°S). The CRH at a given atmospheric level is defined as the cloudy minus clear-sky radiative heating rate. The statistical results show that regionally averaged cloud fractions of the single-layered low clouds and single-layered middle clouds are 44.1% and 10.3% respectively indicating their prevalence over studied region. Moreover, among two-layered cloud types middle clouds overlapping low clouds also show largest cloud fraction (8.7%). Significantly, cloud fractions of various cloud types affect their CRFs. The regionally averaged net CRF induced by the single-layered low clouds at the top and bottom of the atmosphere (TOA and BOA) and in the atmosphere (ATM) are -64.8, -56.5, and -8.4 W/m², respectively, whose absolute values are largest among all cloud types. Although net CRFs at the TOA and BOA induced by single-layered middle clouds are also negative, its net CRF in the ATM is positive with a value of 2.3 W/m². Ultimately, impacts of different cloud types on the atmospheric vertical distributions of radiation energy are also presented. The shortwave CRHs (or the long wave CRHs) of all cloud types similarly transform from negative to positive (or from positive to negative) with increasing altitude. For most cloud types, their net CRHs is dominated by associated long wave CRHs. These results are designed to provide the observational basis for the applicability of the regional assessment and improvement in the cloud parameterization schemes of the model.

*资助课题:国家自然科学基金创新研究群体科学基金(41521004)、国家自然科学基金重点项目(41430425)、111 引智计划项目(B13045)、国家自然科学基金项目(41575015,41305027)。

作者简介: 吕巧谊, 主要从事云辐射特性研究。E-mail:lvqy12@lzu.edu.cn。

通讯作者: 李积明, 主要从事云辐射相互作用研究。E-mail:lijiming@lzu.edu.cn

Key words Cloud types, Southern mid-high latitudes, Cloud fraction, Cloud radiative forcing, Cloud radiative heating rate

摘要 [资料和方法]利用 CloudSat 的 2B-CLDCLASS-LIDAR 云分类产品和 2B-FLXHR-LIDAR 辐射产品四年的数据(2007-2010) [目的]定量分析了单层云类型(如:高云、中云、低云)和三种双层云类型(如:高云与中云共存、高云与低云共存以及中云与低云共存)在南半球中高纬度(40°S-65°S)的云量、云辐射强迫和云辐射加热率。其中云辐射加热率定义为有云时的大气加热率廓线与晴空大气加热率廓线的差值。 [结果]研究表明:研究区域盛行单层低云和单层中云,其云量分别为 44.1%和 10.3%。并且,中云重叠低云的云类型在双层云类型中云量也是最大(8.7%)。云类型的云量也显著影响着其云辐射强迫。单层低云在大气层顶、地表以及大气中的净云辐射强迫分别是-64.8、-56.5 和-8.4 W/m²,其绝对值较大于其它云类型。虽然单层的中云在大气层顶和地表的净辐射强迫也为负值,但其在大气中的净云辐射强迫为正值(2.3 W/m²)。最后,不同云类型对大气中辐射能量垂直分布的影响也被进一步讨论。所有云类型的短波(或长波)云辐射加热率都随高度增加表现为由负值转为正值(或由正值转为负值)。对于大部分云类型,其净云辐射加热率主要由长波云辐射加热率决定。 [结论]这些研究结果旨在为模式中云重叠参数化方案在区域的适用性评估及改进提供观测依据。

关键词: 云类型, 南半球中高纬度, 云量, 云辐射强迫, 云辐射加热率

中图法分类号 P422.4

气象学报

1 引言

[研究的意义]云可以通过改变其宏、微观特性及垂直分布来影响天气系统的辐射能量平衡、大气环流以水循环过程 (Hartmann, et al, 1992;汪宏七等, 1994;赵高祥等, 1994;Weaver, et al, 2015)。研究表明:不同模式中云宏、微观特性表征的不同将最终导致模拟结果之间存在很大差异,从而使得云在模式中不合理的表征成为气候变化预测中主要的不确定性源 (Cess, et al, 1989;汪方等, 2005;张华等, 2010)。而基于卫星遥感和地面观测资料对云特性展开研究一直都被认为是改进模式中云参数化过程的关键步骤。

[前人研究进展]早期的研究基于不同的观测数据分析了全球或区域尺度云类型的宏、微观及辐射特性 (Chen, et al, 2000;陈勇航等, 2008;Li, et al, 2015),特别是对北半球的相关领域开展了广泛的研究 (刘艳等, 2002;吴春强等, 2011;Johansson, et al, 2015)。譬如:Johansson 等 (2015) 分析了印度次大陆夏季季风区不同云类型的辐射加热率廓线,指出不同云类型在季风区北移和撤退过程中对大气不同高度层的加热和冷却存在明显差异。相比之下,南半球中高纬度区域 (40 S-65 S) 由于地处遥远海域及站点观测资料的稀缺,使其在云特性研究方面较北半球关注度低 (Hwang, et al, 2013;Huang, et al, 2014)。**[本研究切入点]**然而,通过分析第三次耦合模式对比计划 (CMIP3; Meehl, et al, 2007) 中 24 个耦合气候模式间的差异, Trenberth 等 (2010) 发现南半球中高纬度区域能量收支的模拟效果较差,尤其是对大气层顶短波云辐射强迫的模拟的偏差甚至超过 $30\text{W}/\text{m}^2$ 。这表明全球气候模式在表征该区域云的特性时存在较大偏差。虽然这种偏差可以部分归因于模式对云相模拟的差异上 (Choi, et al, 2010;Hu, et al, 2010;Morrison, et al, 2011;Zhang, et al, 2010),然而云的其他特性,特别是不同云类型的重叠在其中扮演什么角色仍然不清楚。这主要包括两个原因:(1) 由于过去观测手段和资料的限制,有关云类型重叠的研究还比较少,特别是云重叠的辐射特性。然而随着探测技术的发展,大量的地面、探空、飞机和卫星观测已经表明双层云或更多层云的相互重叠在大气之中普遍存在,其所占比重可达 40% 之多 (Tian, et al, 1989;Huang, et al, 2005, 2006;Wang, et al, 2006;李积明等, 2009;王帅辉等, 2011;彭杰等, 2013);(2) 在这种云重叠系统中,不同类型云层间的相互作用能够改变大气层顶、地表处的辐射通量和大气加热率廓线从而加强或者削弱大气环流 (Chen, et al, 1987;Liang, et al, 2005;张华等, 2013),而气候模式却不能合理的描述云的重叠特征,使得不同模式间采用不同的云重叠方案,从而引起了较大的辐射偏差 (Morcrette, et al, 2000)。**[拟解决的关键问题]**因此,通过主动卫星观测资料去研究该地区不同云类型重叠的辐射效应以及对加热率的影响将有助于改进模式对该地区能量收支的模拟效果。

由于上述原因,本文基于 CloudSat 卫星主动遥感的探测优势,通过利用该卫星 2B-CLDCLASS-LIDAR 和 2B-FLXHR-LIDAR 数据产品,定量分析了南半球中高纬度区域高云、中云、低云以及发生频率较大的 3 种多层云类型 (包括高云重叠中云、高云重叠低云以及中云重叠低云) 的云量、云辐射强迫以及云辐射加热率廓线。本研究所用的资料合并了

CloudSat 卫星和 CALIPSO 卫星各自的探测优势，能够提供更为准确的云宏微观特性及辐射特性。

2 数据和研究方法

在本研究中,我们主要利用 CloudSat 卫星 2B-CLDCLASS-LIDAR 和 2B-FLXHR-LIDAR 数据产品进行相关的分析。所有的数据产品的垂直廓线有 125 个层且每层(即:垂直分辨率)约为 240 米,水平分辨率都是 1.1 千米(Marchand, et al, 2008)。作为极轨主动卫星,CloudSat 星下观测点水平分辨率存在一定的局限性,其实际观测的区域仅能代表研究区域非常小的部分,并且其轨道与轨道之间的距离较大,因此对研究结果带了一定的影响。但是,本文的结果主要基于四年 CloudSat 产品的统计结果,较大的样本量(廓线数)(见表 2)在一定程度上弥补了 CloudSat 稀疏的空间采样对研究结果带来的误差。CloudSat 产品选取的时间跨度及参数可见表 1。值得说明的是,本文仅使用了白天瞬时数据。

表一 本文中 CloudSats 产品选取的时间跨度及参数

Table 1 Time period and parameters of CloudSat products selected in this paper

| 产品 | 2B-CLDCLASS-LIDAR | 2B-FLXHR-LIDAR |
|------|-----------------------------|------------------------------|
| 时间跨度 | 2007/01/01-2010/12/31 (UTC) | 2007/01/01-2010/12/31 (UTC) |
| 参数 | (1) Cloudlayer (云层数) | (1) TOACRE (大气层顶处短波和长波云辐射强迫) |
| | (2) CloudLayerType (云类型) | (2) BOACRE (地面处短波和长波云辐射强迫) |
| | | (3) QR (短波和长波大气加热率廓线) |

表二 不同云类型的观测廓线数量

Table 2 Observed profiles number of various cloud types

| 云类型 | 高云 | 中云 | 低云 | 高云/中云 | 高云/低云 | 中云/低云 | 其他云 | 晴空 |
|------|---------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 廓线数量 | 1295675 | 4500401 | 19287666 | 1119895 | 2740159 | 3912405 | 4468321 | 5750729 |

2.1 数据

2B-CLDCLASS-LIDAR 产品为本文提供了 CloudSat 数据廓线的云层数和云类型参数。基于 Wang 等(2007)的反演方法,该产品利用主动遥感装置(云雷达和激光雷达)和其他被动遥感仪器(如红外或微波辐射计)的辅助测量对云类型进行分类。在数据处理过程中,该产品主要基于阈值与模糊理论分类方法,将云分为八类:高云、高层云、高积云、层云、层积云、积云、雨层云和深对流云。不仅如此,2B-CLDCLASS-LIDAR 产品还结合了星载毫米波云雷达(CPR)与激光雷达(CALIOP)各自的探测优势,使 CloudSat 无法探测到的光学薄云和 CALIPSO 无法穿透的光学厚云能被同时探测到,因而该数据能提供大气中较为完整和准确的云垂直分布信息。Mace 等(2007)通过云-气溶胶特征层对比分析表明,结合 CloudSat 与 CALIPSO 在全球范围内识别云层的准确率能超过 90%。2B-FLXHR-LIDAR 产

品为本文研究的每条 CloudSat 数据廓线提供了大气层顶和地面的短波和长波云辐射强迫，以及短波和长波大气加热率廓线。值得注意的是，晴空 CloudSat 数据廓线仅提供大气加热率廓线数据。基于二流辐射传输模式，该产品计算了各层大气的辐射通量以及加热率。在计算过程中，辐射传输模式的输入产品包括了 ECMWF 再分析资料、CloudSat 卫星提供的 2B-LWC 产品、2B-IWC 产品、2C-Precip-Column 产品和地表反射特性季节变化图等。反演的总框架和详细的参数化方案可参阅 Ritter 等（1992）和 Stephens 等（2001）的研究。2B-FLXHR-LIDAR 结合了 CALIPSO 的观测资料，减少了由于地表杂波对低云识别的干扰以及高空薄云的缺测所带来的误差（L'Ecuyer, 2007;Haynes, et al, 2013;Henderson, et al, 2013）。基于这两种产品，国内外已经开展了一系列对云宏观及辐射特性的分析研究，得出的结果也进一步验证了该数据的可用性（L'Ecuyer, et al, 2008;丁晓东等, 2012;Li, et al, 2015）。

2.2 研究方法

在 2B-CLDCLASS-LIDAR 产品中，云类型参数包含了八种云类型：高云、高层云、高积云、层云、层积云、积云、雨层云和深对流云。依据中国云图分类标准（中国气象局, 2004），本文将层云、层积云、积云、雨层云和深对流云归类为低云；高层云和高积云归类为中云。另外，我们规定云层数为 0 时，CloudSat 数据廓线为晴空。当云层数为 1 时，云廓线可归类为单层的低云、中云或高云；而当云层数等于 2 时，则可归类为高云重叠低云（高云 / 低云）、高云重叠中云（高云 / 中云）或中云重叠低云（中云 / 低云）类型。此外，本文对其他云类型不作进一步研究，统一归类为“其他”。

利用 CloudSat 卫星产品提供的每条廓线大气层顶和地面的短波和长波云辐射强迫，并结合廓线上云类型信息，我们得到了研究区域内每个格点（ $2^\circ \times 2^\circ$ ）中不同云类型廓线平均的云辐射强迫。同时，我们还计算了格点中不同云类型的云量，即云类型廓线数占格点内总廓线数的比例。Li 等（2015）定义的云辐射强迫考虑了实际云量的影响。本文根据该定义，将格点内不同云类型廓线平均的短波（或长波）云辐射强迫与相应的云类型的云量相乘得到不同云类型在该格点的短波（或长波）云辐射强迫。最后，通过平均区域中所有格点得到不同云类型区域平均的云量、以及大气层顶和地面的短波和长波云辐射强迫。大气层顶和地表的净云辐射强迫则是短波和长波云辐射强迫的和。而大气中的短波、长波以及净云辐射强迫则分别是大气层顶与地面相应的云辐射强迫的差值。此外，本文还使用了 Haynes 等（2013）定义的云辐射加热率，即云存在的大气加热率廓线与晴空的大气加热率廓线的差值。具体地，我们计算云类型和晴空的短波（或长波）大气加热率廓线纬向分布，并将不同云类型与晴空相减得到其短波（或长波）云辐射加热率。净云辐射加热率则为短波与长波云辐射加热率的和。

3 云量以及云辐射强迫

3.1 不同云类型区域年均云量

由于宏、微观特性的差异，不同云类型表现出明显不同的辐射特性。譬如：中云和低云具有冷却地气系统的效应，而薄的高云则表现出温室效应。Hartmann 等（1992）指出如果全球低云量平均增加 1%，其净辐射效应则会变化 -0.63 W/m^2 ，而全球低云量若增加 4%或层云粒子有效直径从 $20 \mu\text{m}$ 降至 $16 \mu\text{m}$ ，其效果可完全抵消由二氧化碳加倍所导致的大气增暖效应（Randall, et al, 1984;Slingo, 1990）。基于 CloudSat 产品，本文首先给出了不同云类型的云量区域年平均值（图 1）。

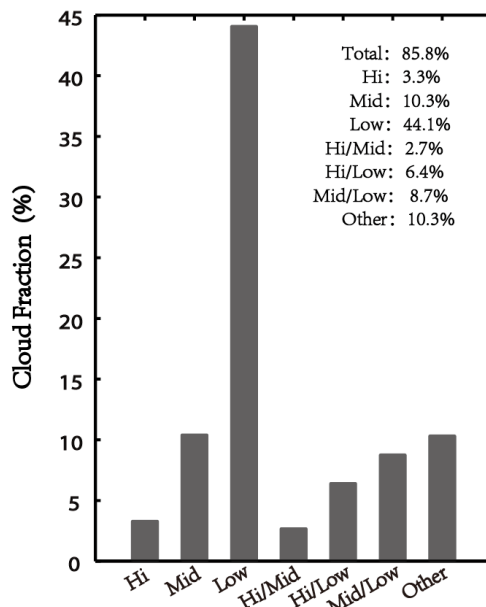


图 1 研究区域高云、中云、低云、高云/中云、高云/低云和中云/低云的区域年均云量

Fig.1 Regional annual averaged cloud amounts of high clouds (Hi), middle clouds (Mid), low clouds (Low), high clouds overlapping middle clouds (Hi/Mid), high clouds overlapping low clouds (Hi/Low) and middle clouds overlapping low clouds (Mid/Low) over the studied region

南半球中高纬度区域年平均总云量高达 85.8%，该结果与其它研究结果一致（Yuan, et al, 2013;Lv, et al, 2015）。这表明了云在该区域的辐射能量收支及水汽循环中扮演着重要角色。我们的统计结果表明，该区域单层低云的云量甚至高达 44.1%，而这些低云常以过冷水（即：温度低于零度时的液态水）的形式存在（Choi, et al, 2010）。模式由于对过冷水的模拟能力较弱从而导致了该区域云辐射强迫的模拟结果存在显著偏差（Choi, et al, 2010）。而单层的云量仅次于低云，其值可达 10.3%，这主要是因为研究区域覆盖了大面积的海洋，充足的水汽来源以及锋面系统的抬升有利于中云的形成。由于缺少地表抬升以及太阳辐射加热引起的强气流抬升，单层高云在该区域云量较小仅为 3.3%，高云主要还是以多层云的形式出现在大气中。Yuan 等（2013）研究指出强的气流抬升将增加高云与低云的重叠的概率。因此，在受锋面系统强抬升的影响下中高纬度地区多层云发生频率可达 28.1%，略大于 Lv 等（2015）多层云全球平均的结果。中云和低云在该区域的盛行增加了两者重叠的概率，因此可以看到中云/低云的云量（8.7%）大于高云/低云（6.4%）和高云/中云（2.7%）。对于其他多层云系统，本文不作进一步细致的云类型分类讨论，统一将其归类为“其他”。

3.2 不同云类型区域年均云辐射强迫

不同云类型受制于不同的气象场条件，其云量分布的差异以及在大气中的垂直分布都会影响它们在大气层顶处、地表以及大气中的辐射收支，并作用于大气环流及水汽循环。因此，本节进一步分析不同云类型在大气层顶、地表以及大气中的云辐射强迫。云辐射强迫是晴朗的净辐射通量（向下通量减去向上通量，假定向下为正）与有云的差值，能够反映云对该层大气辐射通量交换的影响。云辐射强迫为正值，代表加热效应，而负值则为冷却效应。

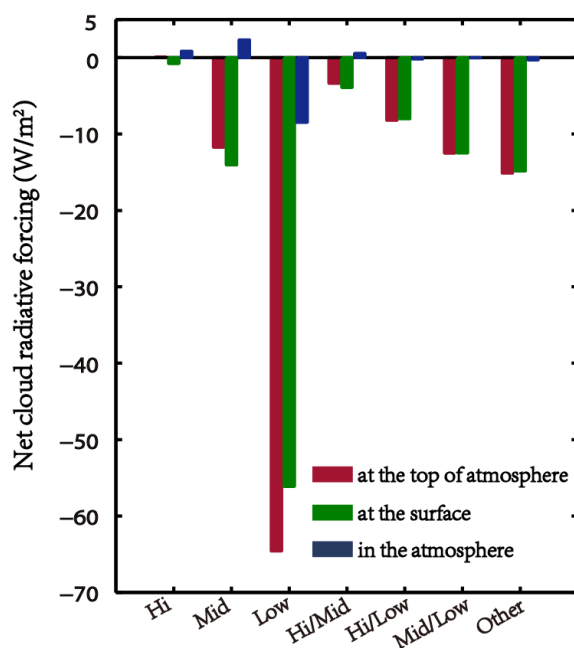


图2 大气层顶、地表以及大气中不同云类型的区域年均净云辐射强迫

Fig.2 The regional annual averaged net cloud radiative forcing induced by various cloud types at the top of the atmosphere, at the surface and in the atmosphere

表3 不同云类型大气层顶、地表、大气中短波以及长波云辐射强迫区域年均值（单位：W/m²）

Table 3 Regional annual averages of shortwave and longwave cloud radiative forcings induced by various cloud types at the top of atmosphere, at the surface and in the atmosphere (Unit:W/m²)

| | 大气层顶 | | 地表 | | 大气中 | |
|-------|-------|------|-------|------|-----|-------|
| | 短波 | 长波 | 短波 | 长波 | 短波 | 长波 |
| 高云 | -1.1 | 1.2 | -1.2 | 0.4 | 0.1 | 0.7 |
| 中云 | -17.5 | 5.8 | -19.1 | 5.1 | 1.6 | 0.7 |
| 低云 | -77.1 | 12.3 | -84.4 | 27.9 | 7.3 | -15.7 |
| 高云/中云 | -4.9 | 1.5 | -5.2 | 1.3 | 0.3 | 0.2 |
| 高云/低云 | -10.8 | 2.5 | -11.8 | 3.7 | 1.0 | -1.2 |
| 中云/低云 | -16.5 | 4.0 | -17.9 | 5.4 | 1.4 | -1.4 |
| 其他 | -18.9 | 4.1 | -20.3 | 5.8 | 1.4 | -1.7 |

图2给出了大气层顶、地表以及大气中不同云类型的净云辐射强迫。净云辐射强迫与云量之间存在明显的正相关。低云作为该区域的主导云类型，加之其强反照率特性对大气层顶、地表以及大气中的辐射能量收支有显著的影响。单层低云在大气层顶、地表以及大气中的净云辐射强迫分别是-64.8、-56.5和-8.4 W/m²，其绝对值大于其他云类型。基于表1，单层低

云大气层顶的短波和长波云辐射强迫分别是 -77.1 和 12.3 W/m^2 。可以得到结论：一方面，单层低云对太阳辐射能量的反射使地气系统冷却；另一方面，单层低云吸收其下层大气和地表发射的长波辐射，但由于自身的较低温度向外发射相对较少的长波辐射能量，从而使地气系统加热。单层的中云的地表净云辐射强迫 (-14.0 W/m^2) 低于大气层顶 (-11.7 W/m^2)，导致其在大气中的净云辐射强迫为正值 (2.3 W/m^2)。这表明单层中云对整层大气起到净加热效应。单层高云大气层顶、地表以及大气中的短波云辐射强迫仅为 -1.1 W/m^2 、 -1.2 W/m^2 和 0.1 W/m^2 。这表明：虽然高云中冰晶粒子有较大尺寸但其数浓度较低，短波辐射较易通过。然而，高云的云体有效温度与地表温度的差异较大，能使地气系统吸收较多长波辐射能量，其大气层顶、地表以及大气中的长波云辐射强迫分别为 1.2 W/m^2 、 0.4 W/m^2 和 0.7 W/m^2 。

Li 等 (2011) 结合主、被动卫星资料证实了多层云和单层云对地气系统的能量收支的不同影响。因此，本文也分析了不同双层云类型的云辐射强迫，并发现其在大气层顶和地表的净云辐射强迫都为负值且云类型间存在差异。中云/低云大气层顶和地表的净云辐射强迫绝对值都大于高云/中云和高云/低云。这与中云/低云的较大云量有紧密联系。尽管中云/低云大气层顶和地表净云辐射强迫绝对值较大，但对整层大气的的影响极弱。此外，不同双层云类型大气中净云辐射强迫符号也并不一致。高云/中云表现为对整层大气的加热 (0.5 W/m^2) 而高云/低云则为冷却 (-0.2 W/m^2)。具体地，高云/中云的大气中短波和长波云辐射强迫都为正值 (0.3 W/m^2 和 0.2 W/m^2) 而高云/低云的长波云辐射强迫为负值 (-1.2 W/m^2) 但短波为正值 (1.0 W/m^2)。需要提及的是，本文仅对白天瞬时数据进行统计分析，因此短波云辐射强迫相比长波较大。事实上，由于夜间仅有长波云辐射强迫，因此长波云辐射强迫对日平均的净云辐射强迫有显著影响，尤其在高纬度地区。

4 云辐射加热率

云类型在大气中的云辐射强迫描述了其对整个大气柱能量收支的影响，但不能反映其对辐射能量垂直高度分布的改变。云辐射加热率为正值时代表云层使大气加热率增强或冷却率减弱，负值则相反。

4.1 不同云类型的云辐射加热率廓线纬向分布

就短波而言，不同云类型的云辐射加热率正峰值区出现高度不同 (图 3)。譬如：高云在 10 km 附近出现正峰值区，而低云则在 2 km 附近。这表明云层的高度与短波云辐射加热率正峰值紧密相关。对此现象的解释是：云滴通过散射和吸收的方式将更多的太阳辐射能量滞留在该层大气中，显著加热了该层大气。同时，云层的存在不仅增强该层大气对短波辐射的吸收，也能反射更多太阳辐射能量，增强了云层上部大气对短波辐射的能量吸收。譬如：图 3 (c) 中单层低云的短波云辐射加热率在对流层中上层 (甚至可到 10 km) 仍为正值，值域约在 $0.1 \sim 0.3 \text{ K/d}$ 。本文单层的中云包括了高积云和高层云，其云底高度在 2 km 以上且有较厚的云体。可以看到，其短波云辐射加热率正值区覆盖面积和峰值明显大于其他单层云类型。高云/低云在 2 km 附近的云辐射加热率较低于单层的低云，表明其下层低云对该层大气

的强加热作用由于受上层高云的影响而显著的减弱。这可能是因为：上层的高云对太阳辐射能量的吸收和反射使到达低云处的能量显著减少。高云/低云在上层大气中出现的较大云辐射加热率正峰值区，也进一步支持了该分析。其他双层云类型也有相似现象。

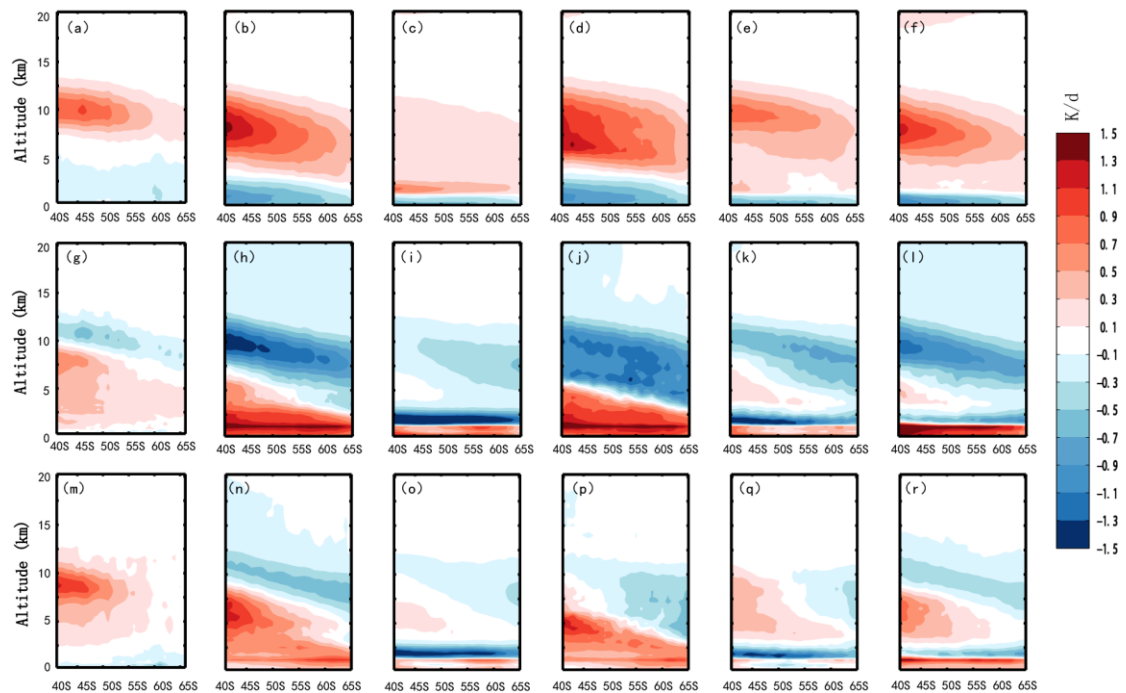


图 3 不同云类型的云辐射加热率廓线的纬向分布

(a-f. 高云、中云、低云、高云/中云、高云/低云和中云/低云的短波云辐射加热率, g-l. 高云、中云、低云、高云/中云、高云/低云和中云/低云的长波云辐射加热率, m-r. 高云、中云、低云、高云/中云、高云/低云和中云/低云的净云辐射加热率)

Fig.3 Zonal distributions of cloud radiative heating rate profiles induced by various cloud types

(a-f. Shortwave cloud radiative heating rate induced by Hi, Mid, Low, Hi/Mid, Hi/Low and Mid/Low, g-l. Longwave cloud radiative heating rate induced by Hi, Mid, Low, Hi/Mid, Hi/Low and Mid/Low, m-r. Net cloud radiative heating rate induced by Hi, Mid, Low, Hi/Mid, Hi/Low and Mid/Low)

就长波加热率而言，前人研究指出云层上部有显著长波辐射冷却而云层下部则为长波辐射加热 (Liou, et al, 1984; 汪宏七等, 1994)。图 3 中长波的结果也进一步证实该结论。即，所有单层云类型都表现为随高度增加由正值转为负值，且多层云类型受两个云层的影响可出现正负交替。此外，高云的长波云辐射加热率正值转为负值的高度随纬度增加而下降。这可能是因为：当纬度向极地靠近时，对流层顶高度将降低从而影响高云的云顶高度。中云以及中云/低云也有相似结论。而，低云的长波云辐射加热率由负值转为正值的高度则随纬度变化很小，这可能与 CloudSat 对低云的云垂直结构的描述能力较弱有关。过去的研究也指出：受地表杂波以及垂直分辨率的影响，CloudSat 在南半球中高纬度对低云的探测存在不确定性 (Huang, et al, 2012)。最后，对比不同云类型间云辐射加热率的差异，我们发现高云/低云在对流层中下层的长波云辐射加热率高于单层低云。Christensen (2013) 的研究结论能够解释该现象。其研究发现：高云与低云共存的多层云系统中，高云的云底长波辐射加热能够显著减弱低云的云顶长波辐射冷却率。显然，中云/低云也有相似现象，且相比高云/低云，

其在 2 km 附近的长波云辐射加热率更显著的高于单层的低云（即蓝色更浅）。

就净云辐射加热率而言，短波与长波云辐射加热率在同一高度处的相互增强或抵消决定了其廓线纬向分布。单层高云趋于加热大气，尤其对 40~55 S 的对流层中上层大气加热较为显著，而在 53 S 极向的区域对近地面大气却有略微的冷却。中云的净云辐射加热率廓线纬向分布情况与长波相似，表明中云的长波云辐射加热率绝对值在各个高度大气层都大于其短波。同样地，高云/中云以及中云/低云的净云辐射加热率廓线的纬向分布主要受长波云辐射加热率影响，但其绝对值受短波云辐射加热率的影响而减小。

4.2 不同云类型区域平均的云辐射加热率廓线

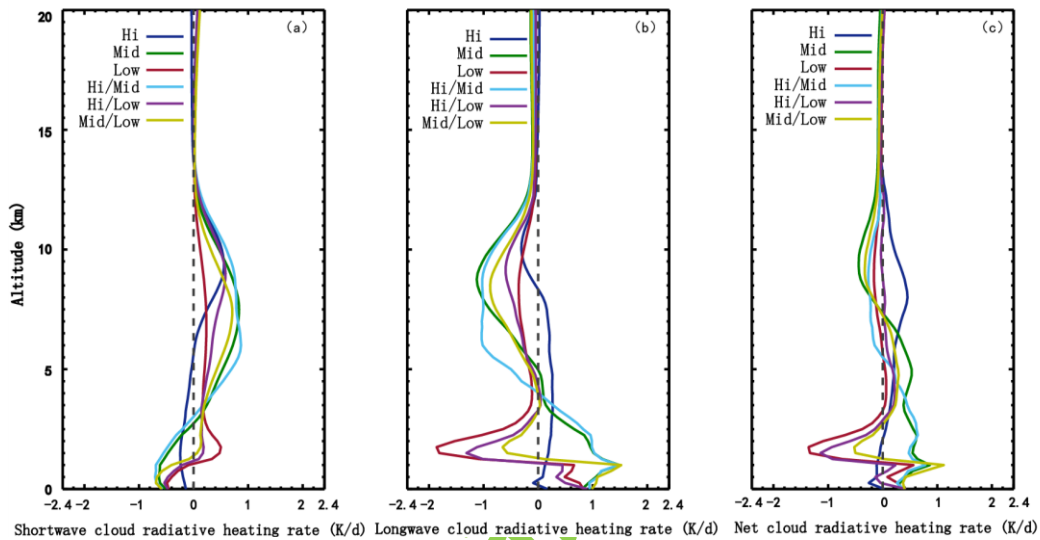


图 4 不同云类型区域年平均云辐射加热率廓线

(a. 年均短波云辐射加热率, b. 年均长波云辐射加热率, c. 年均净波云辐射加热率)

Fig.4 Regional annual averages of cloud radiative heating rates induced by various cloud types

(a. Annual averaged shortwave cloud radiative heating rate, b. Annual averaged longwave cloud radiative heating rate, c. Annual averaged net cloud radiative heating rate)

图 4 进一步给出云类型区域年平均的短波、长波以及净云辐射加热率廓线。就短波云辐射加热率而言，所有云类型都随高度表现为由负值转为正值。其中，单层低云由负值转为正值的高度最低（约 1 km 附近），并在 1.6 km 附近达到最大正峰值约 0.5 K/d。此外，在对流层中高层低云的短波云辐射加热率仍可达 0.2 K/d，这与低云强反照率增强了其上部大气对太阳辐射能量的吸收有紧密联系。单层的高云随高度由负值转为正值的高度则最高（约 5 km），并在约 9 km 附近达到峰值 0.6 K/d。对于双层云类型，其短波云辐射加热率是上下层两种云类型共同作用于大气加热率的结果。可以看到，高云/低云的短波云辐射加热率随高度呈双峰分布，分别在 1.5 km 以及 9 km 附近达到峰值 0.2 和 0.6 K/d。峰值的位置与高云和低云的位置紧密相关，表明了云层吸收的太阳辐射显著加热了该层大气。高云/中云在约 4 km 到 6 km 的大气中的短波云辐射加热率高于单层中云。对该现象的可能解释是：云层间太阳辐射能量反射频次的增加增强了云层间大气对辐射能量的吸收。所有云类型近地表

大气的短波云辐射加热率都为负值。这可能是，云层对短波辐射能量的反射和吸收显著减少到达近地面大气的能量。

就长波云辐射加热率而言，所有云类型则随高度都表现为由正值转为负值。这与前人的研究（汪宏七等，1994;Lv, et al, 2015）结论一致。低云的长波云辐射加热率在 1.8 km 附近出现负峰值达-1.9 K/d，远低于其他云类型的负峰值。而当高云出现在低云上空时，高云/低云的长波云辐射加热率在中层大气（约 1.5 km 到 6 km 的大气中）高于单层的低云。高云的云底长波辐射加热作用于其底下大气中可能是导致该研究结果的重要因素。Christensen 等（2013）也有相似研究结论。相似的现象在中云/低云也有发现，且其在 5 km 以下大气的长波云辐射加热率更显著地高于低云。中云/低云在 1.7 km 附近出现的负峰值仅为-0.7 K/d。虽然高云/中云和中云在近地面大气中的长波云辐射加热率几乎完全相同，但两者在不同高度分别出现负峰值-1.0 K/d 和-1.1 K/d。这表明高云/中云的双层云系统中上层云下部的长波加热对下层大气的影响随距离的增大而减弱。

总的来看，云类型的短波和长波云辐射加热率廓线随高度的变化存在反相关系。Lv 等（2015）的研究也有相似研究结论。就净云辐射加热率而言，高云呈单峰分布。其上层大气中的正值主要为短波加热的贡献，而其中下层大气的正值则主要是长波加热的贡献。其他云类型的净云辐射加热率廓线随高度的变化趋势则主要由长波云辐射加热率决定。Haynes 等（2013）也指出长波云辐射加热率在量级上要大于短波。云类型间净云辐射加热率的差异也进一步证实云宏观和微观物理特性垂直分布对大气中辐射能量的重新分布具有显著影响。

5 结论和讨论

不同云类型间明显不同的宏观和微观特性，使得其在大气层顶、地表以及大气中有着截然不同的辐射效应，并进一步通过改变大气温度，大气辐射加热/冷却率影响大气环流和降水过程。基于该研究背景，本研究定量分析了南半球中高纬度这一特殊区域，不同云类型及其重叠类型的云量，大气层顶、地表以及大气中的云辐射强迫以及对大气加热率的影响，研究的结论及讨论如下：

（1）南半球中高纬度区域年均总云量高达 85.8%。这意味着云在该区域的辐射能量收支以及水汽循环中扮演重要角色。单层的低云明显是该区域的主导云类型，其云量高达 44.1%。Huang 等（2012）指出 CloudSat 云识别算法不能有效区分明亮的海洋表面与近地面大气中云反射回的信号。同时，南半球中高纬度海洋的浅薄边界层高度又使得该区域低云频繁出现在近地面大气中。因此，数据的不确定性可能导致本文中低云的结论存在局限性。单层中云的云量仅次于低云，其值可达 10.3%。由于缺少地表抬升以及太阳辐射热源下的强气流抬升，研究区域中单层高云的云量仅为 3.3%。然而，多层云的云量高达 28.1%。这可能与研究区域中锋面系统抬升或垂直上升气流有关（Yuan, et al, 2013）。中云/低云、高云/低云和高云/中云的云量分别是 8.7%、6.4%和 2.7%。

（2）低云在大气层顶处、地表以及大气中的净云辐射强迫分别是-64.8、-56.5 和-8.4

W/m^2 ，远低于其他云类型的净云辐射强迫。该结论与 [Chen 等 \(2000\)](#) 的研究结论一致。低云对地气系统的整体强冷却效应主要是因为低云的强反照率特性及较大云量。单层中云的地表净云辐射强迫为 -14.0 W/m^2 ，其值低于大气层顶净云辐射强迫 (-11.7 W/m^2)，从而使得单层中云在大气中的净云辐射强迫可达 2.3 W/m^2 ，表明其对整层大气的净加热。单层高云在大气层顶处、地表以及大气中的短波云辐射强迫仅为 -1.1 、 -1.2 和 0.1 W/m^2 。高云/中云、高云/低云以及中云/低云在大气层顶处以及地表的净云辐射强迫都为负值。而，其在大气中的净云辐射强迫则既有正值也有负值。譬如：高云/中云表现为对整层大气的加热效应 (0.5 W/m^2) 而高云/低云则是冷却效应 (-0.2 W/m^2)。

(3) 就短波云辐射加热率而言，所有云类型都表现出随高度由负值转为正值，且短波云辐射加热率的正峰值所在高度与云层高度相关。该研究结果表明：一方面，云层的云滴通过散射和吸收的方式能够滞留更多太阳辐射能量并加热该层大气，使得该层短波云辐射加热率为正值；另一方面，云层对太阳入射能量的反射减少了云底下大气及地表的辐射能量，使得近地面大气的短波云辐射加热率为负值。就长波云辐射加热率而言，所有云类型表现出随高度由正值转为负值。这与 [汪宏七等 \(1994\)](#) 的结论一致，即云层上部存在显著长波辐射冷却而云层下部则有长波辐射加热。对于双层云系统，本文研究结果表明上层云的底部长波辐射加热可减弱下层云的上部的长波冷却率。这与 [Christensen 等 \(2013\)](#) 的研究结论一致。短波云辐射加热率与长波云辐射加热率在同一高度处的相互增强或抵消显著影响着净云辐射加热率。大部分云类型的净云辐射加热率受其长波云辐射加热率主导。我们的结果表明，云的重叠表现出与单层云截然不同的辐射特性及对加热率的影响。然而目前的气候模式仍然无法合理的描述云的重叠特征，使得不同模式间采用不同的云重叠方案，这也可能是模式在南半球中高纬度区域能量收支模拟效果较差的原因之一。然而通过利用全球的星载雷达云廓线观测资料 (CALIPSO 和 CloudSat)，云重叠的参数化方案 (特别是南半球高纬度地区) 可以得到较好的解决。

近年来，一些研究基于卫星资料已经开展了南北半球云特性的对比研究。譬如：[Mace \(2010\)](#) 选择了南北半球中高纬度的两块 $20^\circ \times 20^\circ$ 的海洋区域，对比了它们年平均的云特性、云辐射特性。他们的研究表明，南北半球在云发生频率、云特性以及云辐射特性方面有着高度的相似。[Field 等 \(2007\)](#) 通过利用再分析资料也指出南北半球中高纬度的气旋在强度和湿度方面极为相似。然而，部分研究则持相反结论，即南北半球风暴轨迹形成的动力尺度及其发展并不一致 ([Morrison, et al, 2010](#); [Naud, et al, 2013](#))。[Naud 等 \(2013\)](#) 指出南半球的气旋相比北半球更冷、更干且发展更旺盛。[Morrison 等 \(2010\)](#) 也发现在北太平洋观测到的冰晶多于南半球中纬度海洋。可见，对南北半球中高纬度的云特性及辐射特性的认识仍然欠缺，这可能与南北半球的气象场条件及气溶胶含量等密切相关。我们也初步对比了南北半球不同云类型及其重叠所引起的辐射效应及加热率差异。结果表明，不论在云量还是云辐射效应及加热率方面，南北半球均有相似的分布，但是它们的差异仍然比较明显。那么这些差

异到底归因于哪些因子仍然需要进一步的研究。因此,在接下来的研究中,我们将进一步讨论下垫面状况、气溶胶含量以及气象场条件对南北半球云特性的影响,以期为模式中云参数化方案区域的适用性评估及方案改进提供观测依据,并为加深理解云的辐射反馈机制提供必要的研究基础。

致谢: 特别感谢 CALIPSO 和 CloudSat 科学团队提供数据产品使得该研究得以进行。

参考文献

- 陈勇航, 白鸿涛, 黄建平等. 2008. 西北典型地域云对地气系统的辐射强迫研究. 中国环境科学, 28(2): 97-101. Chen Y H, Bai H T, Huang J P. et al. 2008. Comparison of cloud radiative forcing on the atmosphere-earth system over northwestern china with respect to typical geo-topography regions. China Environmental Science, 28(2): 97-101 (in Chinese)
- 丁晓东, 黄建平, 李积明等. 2012. 基于主动卫星遥感研究西北地区云层垂直结构特征及其对人工增雨的影响. 干旱气象, 30(4): 529-538. Ding X D, Huang J P, Li J M. et al. 2012. Vertical structure of clouds satellite remote sensing research initiative and its impact on the northwest-based artificial rainfall based on active satellites. Arid Meteorology, 30(4): 529-538.(in Chinese)
- 李积明, 黄建平, 衣育红等. 2009. 利用星载激光雷达资料研究东亚地区云垂直分布的统计特征. 大气科学, 33(4): 698-707. Li J M, Huang J P, Yi Y H. et al. 2009. Analysis of vertical distribution of cloud in east asia by space-based lidar data. Chinese Journal of Atmospheric Science, 33(4): 698-707 (in Chinese)
- 刘艳, 翁笃鸣. 2002. 中国地区云对地-气系统辐射强迫温度效应的气候研究. 气象学报, 60(6): 766-773. Liu Y, Weng D M. 2002. Climatological study of temperature effects of cloud radiative forcing in the Earth-atmosphere system over China. Acta Meteorologica Sinica, 60(6): 766-773 (in Chinese)
- 彭杰, 张华, 沈新勇. 2013. 东亚地区云垂直结构的 CloudSat 卫星观测研究. 大气科学, 37(1): 91-100. Peng J, Zhang H, Shen X Y. 2013. Analysis of vertical structure of clouds in east asia with CloudSat Data. Chinese Journal of Atmospheric Science, 37(1): 91-100 (in Chinese)
- 汪方, 丁一汇. 2005. 气候模式中云辐射反馈过程机理的评述. 地球科学进展, 20(2): 207-215. Wang F, Ding Y H. 2005. An evaluation of cloud radiative feedback mechanism in climate models. Advance in earth Sci, 20(2): 207-215 (in Chinese)
- 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(S1): 910-921. Wang H Q, Zhao G X. 1994. Cloud and radiation (I): cloud climatology and radiative effect of clouds. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 18(S1): 910-921 (in Chinese)
- 王帅辉, 韩志刚, 姚志刚等. 2011. 基于 CloudSat 资料的中国及周边地区云垂直结构统计分析. 高原气象, 30(1): 38-52. Wang S H, Han Z G, Yao Z G. et al. 2011. Analysis of vertical structure of clouds in China and the surrounding with CloudSat data. Plateau Meteorology,

- 30(1): 38-52 (in Chinese)
- 吴春强, 周天军. 2011. CFMIP 大气环流模式模拟的东亚云辐射强迫特征. 气象学报, 69(3): 381-399. Wu C Q, Zhou T J. 2011. Characteristics of cloud radiative forcings over east asia as simulated by the AGCMs in the CFMIP. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(3): 381-399 (in Chinese)
- 张华, 荆现文. 2010. 气候模式中云的垂直重叠假定对模拟的地-气辐射的影响研究. 大气科学, 34(3): 520-532. Zhang H, Jing X. 2010. Effect of cloud overlap assumptions in climate models on modeled earth-atmosphere radiative field. *Chinese Journal of Atmospheric Science*, 34(3): 520-532 (in Chinese)
- 张华, 彭杰, 荆现文等. 2013. 东亚地区云的垂直重叠特性及其对云辐射强迫的影响. 中国科学: 地球科学, 56(5): 737-747. Zhang H, Peng J, Jing X. et al. 2013. The features of cloud overlapping in eastern asia and their effect on cloud radiative forcing. *Science China:Earth Science*, 56(5): 737-747 (in Chinese)
- 赵高祥, 汪宏七. 1994. 云和辐射(II): 环流模式中的云和云辐射参数化. 大气科学, (S1): 933-958. Zhao G, Wang H. 1994. Cloud and radiation(II): cloud and cloud radiation parameterizations in general circulation models. *Chinese Journal of Atmospheric Science*, (S1): 933-958 (in Chinese)
- 中国气象局. 中国云图. 北京: 气象出版社, 2004, 302pp. China Meteorological Administration. plots of Chinese clouds. Beijing: China Meteorological Press, 2004, 302pp (in Chinese)
- Cess R D, Potter G L, Blanchet J P, et al. 1989. Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 245(4917): 513-516.
- Chen C, Cotton WR. 1987. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. *J Atmos Sci*, 44(20): 2951-2977.
- Chen T, Rossow W B, Zhang Y. 2000. Radiative effects of cloud type variations. *J Climate*, 13: 264-286.
- Choi Y S, Lindzen R S, Ho C H, et al. 2010. Space observations of cold-cloud phase change. *Proc Natl Acad Sci*, 107(25): 11211-11216, doi:10.1073/pnas.1006241107.
- Christensen M W, Carrico G, Stephens G L. 2013. Radiative impacts of free-tropospheric clouds on the properties of marine stratocumulus. *J Atmos Sci*, 70: 3102-3118.
- Field P R, Wood R. 2007. Precipitation and cloud structure in midlatitude cyclones. *J climate*, 20(2): 233-254, doi:10.1175/JCLI3998.1.
- Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on Earth's energy balance: global analysis. *J Climate*, 5(11): 1281-1304.
- Haynes J M, Haar T H V, L'Ecuyer T, et al. 2013. Radiative heating characteristics of Earth's cloudy atmosphere from vertically resolved active sensors. *Geophys Res Lett*, 40: 624-630.
- Henderson D, L'Ecuyer T, Stephens G. 2013. A multisensor perspective on the radiative impacts of clouds and aerosols. *J Appl Meteor Climatol*, 52, 853-871.
- Hu Y, Rodier S, Xu K, et al. 2010. Occurrence, liquid water content, and fraction of supercooled

- water clouds from combined CALIOP/IIR/MODIS measurements. *J Geophys Res: Atmos*, 115(D4), doi:10.1029/2009JD012384.
- Huang J, Minnis P, Lin B. et al. 2005. Advanced retrievals of multilayered cloud properties using multispectral measurements. *J Geophys Res*, 110: D15S18, doi:10.1029/2004JD005101.
- Huang J, Minnis P, Lin B. et al. 2006. Determination of ice water path in ice-over-water cloud systems using combined MODIS and AMSR-E measurements. *Geophys Res Lett*, 33: L21801, doi:10.1029/2006GL027038.
- Huang Y, Siems S T, Manton M J, et al. 2012. The structure of low-altitude clouds over the southern ocean as seen by CloudSat. *J Climate*, 25(7): 2535-2546.
- Hwang Y T, Frierson D M W. 2013. Link between the double-intertropical convergence zone problem and cloud biases over the southern ocean. *Proc Natl Acad Sci*, 110(13): 4935-4940.
- Huang Y, Siems S T, Manton M J, et al. 2014. An evaluation of WRF simulations of clouds over the Southern Ocean with A-Train observations. *Mon Wea Rev*, 142(2): 647-667.
- Johansson E, Devasthale A, L'Ecuyer T, et al. 2015. The vertical structure of cloud radiative heating over the Indian subcontinent during summer monsoon. *Atmos Chem Phys*, 15(20): 11557-11570.
- Li J, Yi Y, Minnis P, Huang J, et al. 2011. Radiative effect differences between multi-layered and single-layer clouds derived from CERES, CALIPSO, and CloudSat data. *J Quant Spectrosc Radiat Transf*, 112: 361-375.
- Li J, Huang J, Stamnes K, et al. 2015. A global survey of cloud overlap based on CALIPSO and CloudSat measurements. *Atmos Chem Phys*, 15(1): 519-536.
- Liang X Z, Wu X. 2005. Evaluation of a GCM subgrid cloud-radiation interaction parameterization using cloud-resolving model simulations. *Geophys Res Lett*, 32: L06801.
- L'Ecuyer T S, 2007. Level 2 fluxes and heating rates product process description and interface control document, ver. 5.1, algorithm process description documents, Colorado State Univ, Fort Collins, CO.
- L'Ecuyer T S, Wood N B, Haladay T, et al. 2008. Impacts of clouds on atmospheric heating based on the R04 CloudSat fluxes and heating rates data set. *J Geophys Res*, 113: D00A15.
- Liou K N, Zheng Q. 1984. A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 41(9): 1513-1536.
- Lv Q, Li J, Wang T, et al. 2015. Cloud radiative forcing induced by layered clouds and associated impact on the atmospheric heating rate. *J Meteorol Res*, 29: 779-792, doi:10.1007/s13351-015-5078-7.
- Mace G G, Vane D, Stephens G, et al. 2007. Level 2 radar-lidar GEOPROF product version 1.0 process description and interface control document. JPL, Pasadena, USA, 1-20.
- Mace G G. 2010. Cloud properties and radiative forcing over the maritime storm tracks of the southern ocean and north atlantic derived from A-Train. *J Geophys Res*, 115(D10): D10201, doi:10.1029/2009JD012517.

- Marchand R, Mace G G, Ackerman T, et al. 2008. Hydrometeor detection using CloudSat - an Earth-orbiting 94-GHz cloud radar. *J Atmos Oceanic Technol*, 25: 519-533, doi:10.1175/2007JTECHA1006.1.
- Meehl G A, Covey C, Taylor K E, et al. 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *B Am Meteorol Soc*, 88(9): 1383-1394, doi:10.1175/BAMS-88-9-1383.
- Morcette J J, Jakob C. 2000. The response of the ECMWF model to changes in the cloud overlap assumption. *Mon Wea Rev*, 128(6): 1707-1732.
- Morrison A E, Siems S T, Manton M J. 2010. A three-year climatology of cloud-top phase over the southern ocean and north pacific. *J Climate*, 24(9): 2405-2418, doi:10.1175/2010JCLI3842.1.
- Morrison A E, Siems S T, Manton M J, 2011. A three-year climatology of cloud-top phase over the southern ocean and north pacific. *J Climate*, 24(9): 2405-2418.
- Naud C M, Booth J F, Posselt D J, et al. 2013. Multiple satellite observations of cloud cover in extratropical cyclones. *J Geophys Res*, 118(17): 9982-9996, doi:10.1002/jgrd.50718.
- Randall D A, Coakley Jr J A, Lenschow D H, et al. 1984. Outlook for research on subtropical marine stratification clouds. *Bull Amer Meteor Soc*, 65(12): 1290-1301.
- Ritter B, Geleyn J F. 1992. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon Wea Rev*, 120: 303-324.
- Slingo A. 1990. Sensitivity of the Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature*, 343(6253): 49-51.
- Stephens G L, Gabriel P M, Partain P T. 2001. Parameterization of atmospheric radiative transfer. Part I: validity of simple models. *J Atmos Sci*, 48: 3391-3409.
- Tian L, Curry J A. 1989. Cloud overlap statistics. *J Geophys Res*, 94(D7): 9925-9935.
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2010. Simulation of present-day and twenty-first-century energy budgets of the southern oceans. *J Climate*, 23: 440-454.
- Wang L, Dessler A E. 2006. Instantaneous cloud overlap statistics in the tropical area revealed by ICESat/GLAS data. *Geophys Res Lett*, 33(15).
- Wang Z, Sassen K. 2007. Level 2 cloud scenario classification product process description and interface control document, Ver. 5.0, Algorithm Process Description Documents. Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Weaver C, Herman J, Labow G, et al. 2015. Shortwave TOA cloud radiative forcing derived from a long-term (1980–present) record of satellite UV reflectivity and CERES measurements. *J Climate*, 28(23): 9473-9488.
- Yuan T, Oreopoulos L. 2013. On the global character of overlap between low and high clouds. *Geophys Res Lett*, 40: 5320-5326.
- Zhang D, Wang Z, Liu D, 2010. A global view of midlevel liquid-layer topped stratiform cloud distribution and phase partition from CALIPSO and CloudSat measurements. *J Geophys Res*, 115(D4), doi:10.1029/2009JD012143.