

汪会, 罗亚丽, 张人禾. 2011. 用 CloudSat/CALIPSO 资料分析亚洲季风区和青藏高原地区云的季节变化特征 [J]. 大气科学, 35 (6): 1117–1131. Wang Hui, Luo Yali, Zhang Renhe. 2011. Analyzing seasonal variation of clouds over the Asian monsoon regions and the Tibetan Plateau region using CloudSat/CALIPSO data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 1117–1131.

用 CloudSat/CALIPSO 资料分析亚洲季风区和青藏高原地区云的季节变化特征

汪会 罗亚丽 张人禾

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘 要 利用 2006 年 9 月至 2009 年 8 月的 CloudSat/CALIPSO 资料, 分析了东亚季风区 (EAMR)、印度季风区 (IMR)、西北太平洋季风区 (WNPMR) 和青藏高原地区 (TPR) 的云量和云层垂直结构 (包括云层的垂直位置、物理厚度、相邻云层间的垂直距离和雷达反射率垂直分布) 及其季节变化特征, 进一步分析了亚洲季风区低云量的分布及其与对流层低层稳定性 (LTS) 的相关。有如下结论: (1) 这期间, EAMR、IMR、WNPMR 和 TPR 总云量分别为 69%、72%、83% 和 69%, 其中单层云占 56% (IMR 和 WNPMR) 至 77% (TPR), 多层云中二层和三层云合起来占 95% 以上。IMR 的总云量在夏季 (>90%) 明显高于冬季 (约 50%), EAMR 和 TPR 春夏季略高于秋冬季, 而 WNPMR 总云量的季节变化不大。(2) 同属热带季风区的 IMR 和 WNPMR 全年都有底部在 10 km 以上的冰晶云, 其月平均云量为 20% (冬季) ~70% (夏季); 海洋边界层云在 WNPMR 全年较常见 (月平均云量为 20%~40%), 而 IMR 的低云主要出现在夏季 (20%~40%); 属副热带季风区的 EAMR 云层主要位于对流层中低层, 10 km 以上高云仅在夏季较多 (30% 左右), 但其发生频率和垂直位置相对 IMR 和 WNPMR 的高云 (12~16 km 高度的云量为 60%~70%) 较低; TPR 的云主要位于 4~11 km, 等高度上云内滴谱较宽。(3) 云顶在 4 km 以下的低云在亚洲季风区的分布在春秋相似、夏冬季差异较大, 冬季低云量最多, 主要分布在西北太平洋、中国大陆南部及其以东的洋面和日本附近地区, 低云量为 45%~70%; 低云量与 LTS 的相关性在冬季不强, 而其他季节相关性较好。(4) 这四个地区都以薄云为主, 有 30%~40% 的云层物理厚度小于 1 km, 而且多层云中相邻云层间的垂直距离约有 10% 小于 1 km, 说明现有大气环流模式需要提高垂直分辨率。

关键词 亚洲季风区 青藏高原 云量 云垂直结构

文章编号 1006-9895 (2011) 06-1117-15

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

Analyzing Seasonal Variation of Clouds over the Asian Monsoon Regions and the Tibetan Plateau Region using CloudSat/CALIPSO Data

WANG Hui, LUO Yali, and ZHANG Renhe

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Using the CloudSat/CALIPSO data products during the period of September 2006 – August 2009, seasonal variations of cloud properties (including occurrence frequency, vertical location, physical thickness, distance between cloud layers, and vertical distribution of radar reflectivity) are contrasted among four regions: East Asian

收稿日期 2011-01-17, 2011-06-17 收修定稿

资助项目 中国气象科学研究院基本科研业务费专项基金 2007R001, 国家自然科学基金资助项目 40875064、40921003, 气象行业专项 GYHY200806020

作者简介 汪会, 女, 1987 年出生, 硕士研究生, 主要研究方向是东亚季风降水。E-mail: qingxixinmeng87@163.com

通讯作者 罗亚丽, E-mail: yali@cams.cma.gov.cn

Monsoon Region (EAMR), Indian Monsoon Region (IMR), the Western North Pacific Monsoon Region (WN-PMR), and the Tibetan Plateau Region (TPR). The geographical distribution of low-level clouds over the Asian monsoon regions and its correlation with atmospheric stability of the lower troposphere (LTS) are also analyzed. The major findings are as follows: (1) During the period, the total cloud amounts are 69% (EAMR), 72% (IMR), 83% (WNPMR), and 69% (TPR), respectively, to which single-layer clouds contribute 56% (IMR and WNPMR) to 77% (TPR). The multi-layer clouds are mostly double-layered or triple-layered (fractions $\geq 95\%$). In the IMR, the total cloud amount in summer (greater than 90%) is significantly larger than in winter (about 50%); the total cloud amounts are larger during spring and summer ($>90\%$) than autumn and winter (about 50%) in the EAMR and TPR; the seasonal variation is negligible over the WNPMR. (2) Clouds located above 10 km containing small ice crystals prevail in the tropical monsoon regions (IMR and WNPMR) all the year round. Marine boundary layer clouds are common during each season in the WNPMR, in contrast to the IMR where low-level clouds occur mainly during summer. The EAMR clouds are located mostly below 10 km from autumn to spring. Although more clouds are present in the upper troposphere during summer than other seasons over the EAMR, their occurrences and vertical locations are lower than those in the IMR and WNPMR (cloud amount of 60%–70% from 12 to 16 km heights). The TPR clouds are mostly located in the height range of 4–11 km, with cloud particles at the same height covering a wide range of size. (3) The geographical distributions of low-level clouds in the Asian monsoon region are similar between spring and autumn, and significantly distinct between summer and winter. Low-level clouds are the most abundant during winter (45%–70%), located mainly in the western North Pacific, southern Chinese mainland and the oceans to its east, and the regions around Japan. The low-level cloud amount is correlated with LTS quite well except for winter. (4) The cloud layers are geometrically thin in the four regions, with 30%–36% being thinner than 1 km. Moreover, the vertical distance between two consecutive layers in multilayered clouds with values less than 1 km accounts for about 10%. Both suggest a need to improve the vertical resolution of current general circulation models.

Key words Asian monsoon region, Tibetan Plateau, cloud amount, cloud vertical structure

1 引言

云通过影响地球大气系统的辐射传输和云微物理过程而对大气环流及地气系统的能量收支和水循环起着十分重要的作用,云的辐射和微物理特性与其内部结构密切相关 (Stephens and Webster, 1981; Stephens et al., 1990; 邱金桓等, 2003; 张华和荆现文, 2010)。大气环流模式 (GCM) 作为气候及气候变化研究的重要工具,其模拟云的分布和特性存在着较大的不确定性 (Zhang et al., 2005; Bony et al., 2006), 政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 最近一次评估报告指出,云反馈是模式间平衡气候敏感性差异的一个主要来源 (Randall et al., 2007)。通过研究人们对云的结构取得了一定的了解,但是由于缺乏充分的观测资料,对云的内部垂直结构还缺乏深入的认识,这是 GCM 模拟云的特性存在较大不确定性的主要原因之一,所以,进一步分析云内部结构特征十分有助于气候研究和改进气候模式。

云的信息可以通过地面、卫星、探空等多种观测手段获取。全球地面观测站观测云至少有几十年的记录 (Hahn and Warren, 1999), 但是当多层云同时存在于大气柱内时,地面观测站只能观测到最低层云的信息。地面一些站点布置了主动式传感器,如激光雷达、云雷达等,用来探测云的垂直结构信息、反演云的微物理特性,并已用于模式检验 (Luo et al., 2003, 2005) 和强降水预报 (Zhang et al., 2011), 可是这样的站点分布有限,很难得到覆盖整个分析区域甚至全球的完整的云分布信息。卫星上承载的探测仪器多数采用被动式观测,具有代表性的被动式卫星观测资料是国际卫星云气候计划 (ISCCP) 资料 (Schiffer and Rossow, 1983; Rossow and Schiffer, 1991; Rossow and Duenas, 2004), 许多研究已经用它来统计中国地区乃至全球的云量分布 (魏丽和钟强, 1997; 王可丽等, 2001; 刘瑞霞等, 2002; 刘洪利等, 2003; 丁守国等, 2004; 刘奇等, 2010), 并发现 ISCCP 云量资料与云地面常规观测资料比较一致 (Rossow et al.,

1993; 刘洪利等, 2003)。不过这类星载被动式观测只能反映星下点整个垂直观测柱内大气的综合信息, 极难提供云的垂直结构信息, 如多层云的情况、云底高度、云的物理厚度。在探空观测方面, 全球无线电探空测风仪观测到的温度、湿度、风速、风向可用于分析云层数、云顶高度、云底高度以及云层厚度 (如 Wang et al., 2000), 但是无线电探空测风仪的观测方法和覆盖的区域范围本身有其局限性, 要对这些云垂直结构参数有更为准确的探测还需借助于新的探测仪器。

2006 年 4 月 28 日美国国家宇航局 (NASA) 发射升空了一对主动式传感器: 承载在 CloudSat 卫星 (Stephens et al., 2002) 上的毫米波云廓线雷达 (CPR) (Im et al., 2005) 和承载在 CALIPSO 卫星 (Winker et al., 2003) 上的云—气溶胶正交偏振激光雷达 (CALIOP) (Winker et al., 2007), 用来从太空探测云和气溶胶的垂直结构。CloudSat 卫星和 CALIPSO 卫星在同一轨道上飞行, CALIPSO 卫星仅落后 CloudSat 卫星约 10~15s, 它们和另外三颗卫星 Aqua、PARASOL 和 Aura 共同组成了 A-Train 卫星群 (Stephens et al., 2002)。A-Train 卫星群的形成使得探测全球云和气溶胶的垂直结构和物理分布特性成为可能。CloudSat 承载的 CPR 可以从大气顶观测云的垂直结构, 由于其工作波段在高频微波波段 (94 GHz), 可以穿透光学厚度较厚的云层, 却无法观测到光学厚度较薄的冰云, 然而, CALIOP 能观测到光学厚度较薄的、低于 CPR 探测阈值的水凝物层和较薄冰云层顶, 因此这两种观测资料相结合可以准确探测云层的内部垂直结构, 这是 CloudSat/CALIPSO 结合观测云资料相比云地面常规观测和星载被动式遥感观测云资料的最大优势。已有一些研究将 CloudSat/CALIPSO 资料分析的云量与 ISCCP 资料和地面云观测资料进行对比分析 (Sassen and Wang, 2008; Luo et al., 2009; 王帅辉等, 2010), 表明 CloudSat/CALIPSO 资料是比较可信的。

目前, CloudSat 和 CALIPSO 观测已经提供了 2006 年 6 月 15 日以来的丰富资料, 其中包含多个标准产品, 如 2B-GEOPROF、2B-GEOPROF-LIDAR 和 2B-CLDCLSS 等, 这些资料已经开始用于分析云的特性。比如: Haynes and Stephens (2007) 用 2006 年 6~8 月 2B-GEOPROF 资料分析

了热带海洋上云的分布特征; Mace et al. (2007) 用 2006 年 6~8 月 2B-GEOPROF 分析了全球云发生频率的垂直分布; Zhang et al. (2007) 利用 84 天的 2B-GEOPROF 中雷达反射率资料, 通过聚类分析的方法将热带地区云系进行中尺度分类, 并用 500 hPa 月平均垂直速度代表大气动力环流特征, 说明不同云系和大气环流的联系; Luo et al. (2009) 利用 2006 年 6 月到 2007 年 8 月的 2B-GEOPROF 和 2B-GEOPROF-LIDAR 资料对比分析了中国东部地区和印度季风区云的垂直结构特点及其季节变化; 王胜杰等 (2010) 利用 2006 年 6 月到 2007 年 12 月的 2B-GEOPROF 和 2B-CLDCLSS 资料分析了青藏高原、高原南坡及南亚季风区云高度的统计特征; Luo et al. (2011) 用 2006~2009 年夏季 CloudSat/CALIPSO 资料对比了青藏高原、亚洲季风区和北美副热带地区的深对流特性。

亚洲地区气候系统是全球气候系统重要的组成部分, 青藏高原以其独特的地形所产生的动力和热力强迫作用在亚洲季风气候中起着非常重要的作用 (简茂球和罗会邦, 2002), 而深入研究云的水平和垂直分布对了解亚洲季风区和青藏高原地区的气候十分重要。亚洲夏季风可分为印度夏季风、东亚夏季风和西北太平洋夏季风三个部分 (Wang and LinHo, 2002; Ding, 2007), 其中东亚夏季风是副热带季风、印度夏季风和西北太平洋夏季风则是热带季风 (Ding, 2007; Wang et al., 2005)。本研究以亚洲季风区的三个子区域和青藏高原地区为研究对象 (图 1), 四个分析区域分别定义为: 东亚季风区 (22.5°N~45°N, 105°E~140°E) (Eastern Asian Monsoon Region, 简称 EAMR)、印度季风区 (5°N~27.5°N, 70°E~105°E) (Indian Monsoon Region, 简称 IMR)、西北太平洋季风区 (5°N~22.5°N, 105°E~150°E) (Western North Pacific Monsoon Region, 简称 WNPMP) 和青藏高原地区 (27.5°N~45°N, 70°E~105°E) (Tibetan Plateau Region, 简称 TPR), 用 2006 年 9 月到 2009 年 8 月三年的 CloudSat/CALIPSO 资料, 分析了这四个地区的云量、云的垂直分布、雷达反射率垂直结构及其季节变化, 包括单层和多层云的发生频率、云的垂直位置、云层物理厚度、相邻云层间距离、云的雷达反射率—高度频率分布, 总结了这四个地区云的发生频率和垂直结构之异同, 还分析了亚洲季

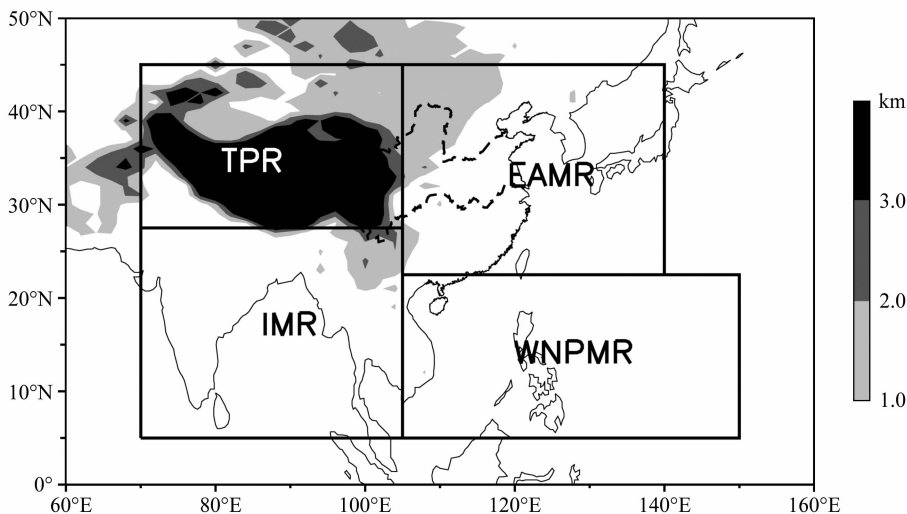


图1 分析区域的地理分布图(阴影表示地形高度)

Fig. 1 Geographical distribution of the analysis regions. Shadings represent topographical height

风区低云分布的季节变化, 这些分析结果能为检验 GCM 的云雨模拟能力及进一步研究亚洲地区云对气候的影响提供重要的观测依据。

2 资料及分析方法

本研究采用 CloudSat/CALIPSO 提供的三种标准数据产品: 2B-GEOPROF、2B-GEOPROF-LIDAR 和 ECMWF-AUX。2B-GEOPROF 资料是分析 CloudSat 上 CPR 测得的后向散射能量得到的 (Marchand et al., 2008), 它用一个名为 CloudMask 的参量来表示每个雷达距离分辨体积 (RRV) 内是否有云存在, CloudMask 值在 20~40 之间表示观测到了云。对于有云存在的 RRV, 2B-GEOPROF 给出雷达反射率因子的估计值。每个 RRV 的大小为水平 $2.5\text{ km} \times 1.4\text{ km}$ 、垂直 0.24 km 。资料中每条垂直廓线包含 125 个 RRV, 即从海平面到 30 km 高度范围。2B-GEOPROF-LIDAR 是综合 CPR 和 CALIOP 两种仪器的观测得到的, 它提供了垂直气柱中云层的数目和各云层的云顶高度和云底高度, 这些重要的信息是被动式观测仪器单独无法提供的。另外, 2B-GEOPROF-LIDAR 还提供了名为 CloudFraction 的参量来表示每一个 RRV 中 CALIOP 探测到云的比率。ECMWF-AUX 是将欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 分析资料在时间和空间上插值到 CloudSat 轨道后得到的每个 RRV 内大气的气压、温度和湿度资料。

本研究所采用的分析方法与 Luo et al. (2009)

类似, 但是分析区域更广、时间段更长 (2006 年 9 月到 2009 年 8 月)。采用 2B-GEOPROF-LIDAR 数据分析了不同云层数 (1~5) 的月平均云量, 即该月观测到大气柱内分别包含有 1~5 层云的廓线总数与所有观测廓线总数的比值, 而月平均总云量即为这 1~5 层云的月平均云量的总和。CPR 能“穿透”较厚的云层, CALIOP 能探测到 CPR “看”不到的稀薄云层和纤细的云顶, 因此, 将 2B-GEOPROF CloudMask 和 2B-GEOPROF-LIDAR CloudFraction 相结合计算了垂直方向上每 1 km 空气柱内的月平均云量: 首先确定每条廓线每个 RRV 内云量, 如果 CloudMask 为 20~40, 则云量为 100%, 反之云量则为 CloudFraction 的值, 然后求各个分析区域每 240 m 厚度的月平均云量, 最后垂直方向平均得到分辨率为 1 km 的月平均云量。

低云影响短波辐射的传输而显著影响全球地气系统的辐射收支, 因此海洋上低云的结构特征和形成机制是气候研究热点 (Feingold et al., 2010), 但是对于亚洲季风区低云的研究并不多, 因此本文分析了亚洲季风区低云量的地理分布及其季节变化。过去研究表明海洋上低云量与低层大气不稳定性 (stability of the lower troposphere, 简称 LTS) 有着密切的联系 (Klein and Hartmann, 1993; Wood and Bretherton, 2006), 本文应用 ECMWF-AUX 资料分析了亚洲季风区 LTS 水平分布的季节变化, 通过对比 LTS 和低云量的水平分布探讨二者之间的相关性。出现在白天、无更高云层遮挡的低云对

太阳辐射影响较大, 而 CloudSat 和 CALIPSO 卫星飞行轨道与太阳同步, 每天两次分别在 01:30 和 13:30 (当地时间, 下同) 穿越赤道, 因此进一步分析了白天 (13:30) 亚洲季风区单层低云的分布情况。文中, 低云定义为云顶高度距离海平面不超过 4 km 的云层, 与 Leon et al. (2008) 相同; LTS 定义为: $LTS = \theta_{700} - \theta_{1000}$, 其中 θ_{700} 和 θ_{1000} 分别是 700 hPa 和 1000 hPa 高度上的位温。

等频率高度图 (contoured frequency by altitude diagram, 简称 CFAD) (Yuter and Houze, 1995) 能够表示物理参数在不同高度的频率分布, 为了研究云层内部的结构特征, 本文分析了 2B-GEOPROF 雷达反射率的归一化 CFAD, 用样本数除以所有高度上的样本总数, 避免过分突出样本总数较少的高度。文中的高度指海拔高度。讨论季节变化时四季定义为: 春季 (3~5 月)、夏季 (6~8 月)、秋季 (9~11 月)、冬季 (12~2 月)。

3 云量垂直分布的季节变化

3.1 月平均云量的垂直分布

图 2 (见文后彩图) 给出了 EAMR、IMR、WNPMR 和 TPR 四个地区 1~12 月逐月平均云量的垂直分布, 先看三个亚洲季风子区域的情况。EAMR 云垂直位置的季节变化显著, 在秋冬季以低云为主, 云量峰值 (30%~40%) 位于 2 km 高度附近, 表明在秋冬季节 EAMR 对流层中上层受下沉运动控制; 相比秋冬季, 春季位于 7~11 km 高度的中高云增多; 夏季云量大值区的垂直位置进一步上升到 9~13 km, 这与 EAMR 地区对流活动在夏季增强有关。IMR 云量垂直分布表现出显著的夏季云多、冬季云少的季节变化, 夏季云量在 1~17 km 各个高度都超过 30%, 其峰值 (60%~70%) 出现在 15 km 附近, 冬季有高云和低云存在, 在 14 km 附近云量约 20%, 2~3 km 约 10%~20%, 春秋季云量垂直分布比较类似, 介于冬季和夏季之间。WNPMR 一年四季都有高云 (11~17 km) 和低云 (3 km 以下) 两个云量大值区, 这与这个地区全年水汽较充沛有关 (魏重等, 1989), 高云量在夏季和初秋最多 (60%~70%), 低云量在冬季达到 40% 左右。

从以上各季风子区域的云量垂直分布可以看出, EAMR、IMR、WNPMR 的月平均云量垂直分

布的季节变化既有相似也有不同: (1) 这三个地区有一个共同的特点, 即 6 月对流层上层的高云量和深对流云量显著增加 (图 2a-c), 这主要与季风爆发有关。在季风爆发前大气具有较强的位势不稳定层结, 季风临近, 对流剧增, 由季风带来的对流层低层的湿空气迅速向上发展, 不稳定能量释放, 因而季风对流活动具有突然爆发的特点 (柳艳菊和丁一汇, 2007), 这也说明 6 月是亚洲夏季风开始显著影响这些季风区云形成的时间。(2) IMR 和 WNPMR 的高云 (10 km 以上) 一年四季都比 EAMR 多, 这与热带季风区比副热带季风区的深对流活动更加频繁、水汽更加充分有关。在对流强盛的夏季, IMR 和 WNPMR 有位于 12~16 km 处的云量峰值, 为 60%~70%; 而 EAMR 的云量峰值位置相对较低 (9~13 km), 且云量较少, 为 30%~40%, 这与 Luo et al. (2011) 的结论——热带季风区夏季深对流比副热带季风区更加频繁、垂直伸展更高是一致的。(3) 亚洲季风区全年都有一定的低云, 尤其是 EAMR 和 WNPMR 低云较 IMR 更多, 且冬季低云量最大。

TPR 云主要位于 4~11 km 高度, 这主要是由于青藏高原地区有世界上最高的山脉, 海拔高度大都在 3 km 以上 (图 1), 另外水汽一般不够充沛 (蔡英等, 2004), 所以云层大多在对流层中层出现。TPR 高云在夏季比其他季节多, 11 km 以上的云量达 10%~20%, 这主要有几个原因: (1) 夏季高原的辐射效应与地表感热加热增强大气不稳定性、并使得高原上午后对流活动频繁 (徐祥德和陈联寿, 2006); (2) 由于高原自身的热源作用, 使得夏季高原周围空气向高原内部辐合 (刘瑞霞等, 2005), 垂直上升运动较其他季节强 (蔡英等, 2004); (3) 受亚洲夏季风的影响, 夏季高原上的空气比其他季节湿润 (王霄等, 2009)。

3.2 总云量和不同云层数的发生频率

在 2006 年 9 月到 2009 年 8 月期间, CloudSat/CALIPSO 在 EAMR、IMR、WNPMR 和 TPR 分别观测到了 6269792, 6237052, 6243121 和 4863648 条廓线, 其中分别有 69.2%、71.5%、82.9% 和 69.2% 是有云存在的 (图 3), 在这些有云的廓线中, 单层云的廓线占主要部分, 尤其是 TPR 单层云量占总云量的 77.1%, EAMR 次之, 为 70.9%, IMR 和 WNPMR 相对少一些, 分别为

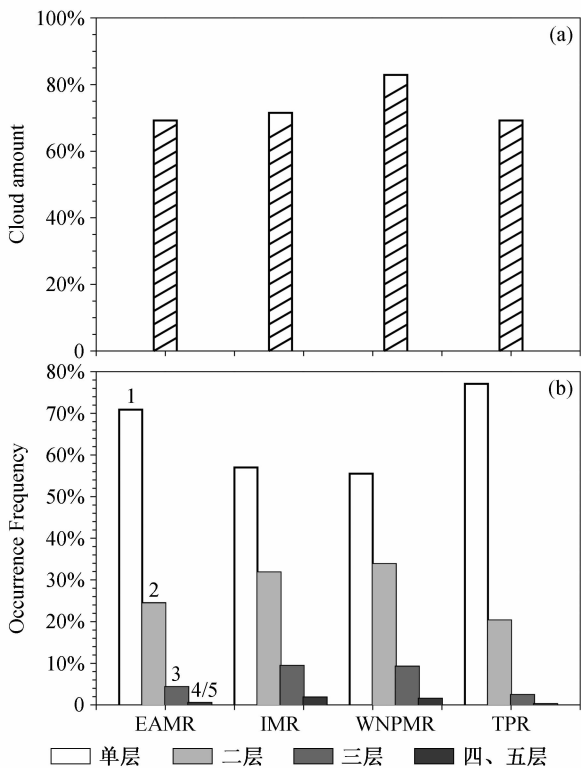


图3 (a) 平均总云量以及 (b) 单层、二层、三层和四、五层云的相对发生频率

Fig. 3 (a) Averaged total cloud amount and (b) the relative occurrence frequencies of single-, double-, tripe- and four-or-five-layer clouds

57.0%和55.5%，可见热带季风区云层结构更加复杂。另一方面，多层云中二层和三层云合起来占95%以上：二层云占总云量的比率分别为：33.8% (WNPMR)、31.8% (IMR)、24.4% (EAMR) 和20.3% (TPR)；三层云的比例分别为：9.4% (IMR)、9.2% (WNPMR)、4.3% (EAMR) 和2.4% (TPR)；更多云层数的比例不超过2%。

图4给出了四个分析区域的总云量和不同云层数目发生频率的季节变化。四个区域相比较，IMR总云量的季节变化最显著，夏季超过90%、冬季约50%，这是由于多层云在夏季明显多于冬季、而单层云的发生频次没有显著季节变化；同属于热带季风区的WNPMR总云量的季节变化最小，月平均总云量介于75%~89%之间，不同云层数的发生频次也几乎不随季节变化；EAMR和TPR总云量的季节变化比WNPMR稍明显，月平均总云量在EAMR为60%~81%，在TPR为60%~79%，单层云和多层云的季节变化在这两个地区类似，都是

单层云在冬季多夏季少，多层云发生频次的季节变化则与单层云大致反位相。

从单层云和多层云对总云量的相对贡献来看，四个区域的单层云相对贡献在夏季较少，其他季节较多，而多层云正好相反，这种现象在IMR表现最为明显。另外，TPR各季节单层云的相对贡献率均大于亚洲季风区的三个子区域。这些反映了在对流活动旺盛的情况下更容易出现比较复杂的云层垂直分布，而且热带季风区在夏季风影响期间更容易产生多层云。

3.3 亚洲季风区低云量

低云主要影响太阳短波辐射传输，对于长波辐射收支的影响相对较小，所以，低云的辐射效应与其出现时间（白天或晚上）以及是否位于更高云层之下密切相关，白天且无更高云层遮挡的低云（简称“单层低云”）对辐射收支的影响更大。前面的分析表明：亚洲季风区常年有位于4 km以下的低云出现（图2），约有30%~45%的重叠云层（图3b），而且低云量以及多层云发生频率的季节变化在季风区内部有差异（图2、图4）。于是进一步分析了EAMR、IMR和WNPMR各个季节的低云总量以及亚洲季风区低云量和单层低云量的地理分布[表1和图5（见文后彩图）]。

首先对比三个地区的季节平均低云量（表1），EAMR和WNPMR的情况比较接近，而IMR具有显著不同的特征：EAMR和WNPMR年平均低云量为29%，比IMR多9%。EAMR和WNPMR低云量在冬季最多（37%、42%）、夏季最少（26%、20%），而IMR是夏季最多（24%）、春冬季最少（16%、18%），这些结果与图2一致。

表1 亚洲季风区季节平均低云量

Table 1 The seasonal mean low-level cloud amount in the Asian monsoon regions

	春季	夏季	秋季	冬季
EAMR	27%	26%	28%	37%
IMR	16%	24%	20%	18%
WNPMR	28%	20%	25%	42%

从低云量的地理分布（图5a-d）来看，春季和秋季比较相似，夏季和冬季差别较大。亚洲季风区低云量在冬季明显大于其他季节，且低云多出现在西北太平洋、中国大陆南部及其以东的洋面和日本

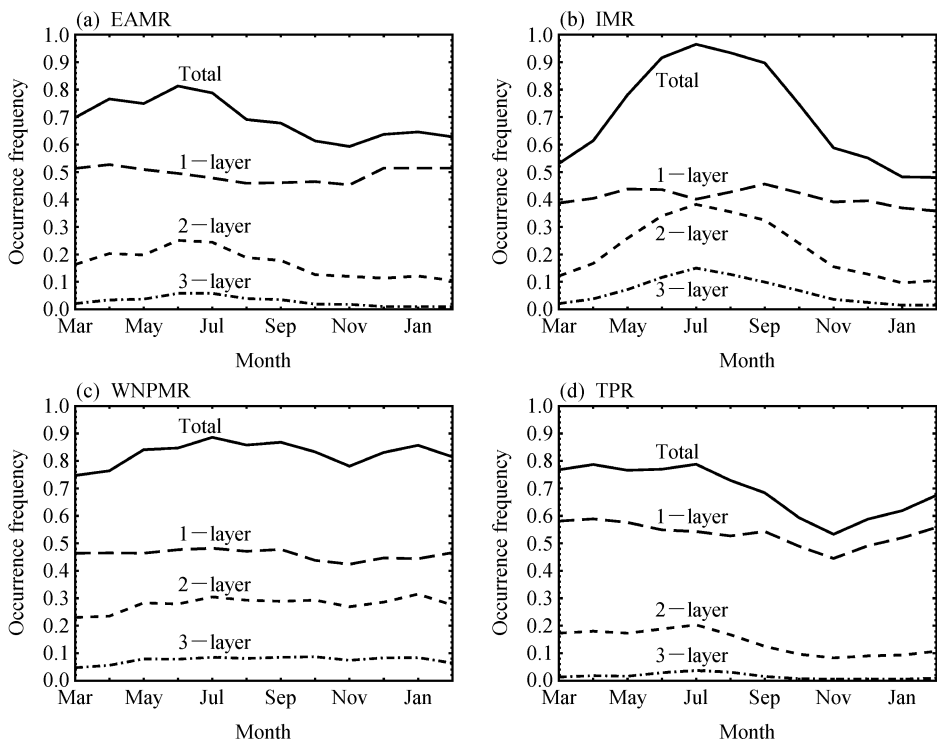


图 4 月平均总云量以及单层、二层和三层云的月平均发生频率

Fig. 4 Seasonal variations of monthly-mean occurrence frequencies of all clouds and single-layer, double-layer, and triple-layer clouds, respectively

附近地区，低云量达到 45%~70%。在春秋季节，低云主要出现在日本附近地区、中国大陆南部及其附近洋面、西北太平洋和南亚缅甸地区，低云量为 20%~45%左右，在中国大陆南部及其附近洋面低云量最多，达到 40%~45%左右。在夏季，低云主要在中国大陆南部、日本附近和南亚印度、缅甸地区，低云量为 20%~45%，南亚大陆地区夏季的低云相比其他季节最多（图 5b），这与印度夏季风为南亚大陆地区带来了较充沛的水汽有关，同时其对流层低层的稳定度（LTS）也较大（图 5f），有利于低云的产生。可以看到，日本附近地区、中国大陆南部、南亚缅甸地区一年四季的低云量都比较多，而西北太平洋除夏季外低云量也比较丰富。

亚洲季风区低云量（图 5a-d）和 LTS 的相关程度有着季节变化（图 5e-h）。在春夏两季，低云量和 LTS 有着较好的对应关系，相关程度比其他两个季节高，一般低云量多的地方 LTS 也较大、低云量少的地区 LTS 较小，这是由于 LTS 越大，代表对流层低层稳定性越强，不利于上升运动发展，低层的水汽难以向上输送而聚集在低层形成更多的

低云（Klein and Hartman, 1993; Wood and Bretherton, 2006）。在秋季，大部分地区低云量和 LTS 相关较好，但是在日本附近相关较差。在冬季，低云量和 LTS 仅在少部分地区（如中国大陆南部、南亚缅甸地区和西北太平洋地区）相关性较好，在其他大部分地区相关性不强。低云量与 LTS 之间并不总是存在强相关反映出其他因子影响着低云量，比如：（1）冬季在日本及日本海附近 LTS 很小，但低云量却很多，这是因为冬季日本海面是暖性下垫面，低层增温增湿造成低层大气不稳定层结，为水汽向上输送提供了条件，同时日本附近地区冬季常有冷槽（如东亚大槽）过境，槽后冷平流在日本附近上空带来的下沉运动阻碍水汽进一步向上输送到高层，于是从暖洋面向上输送的水汽在对流层低层形成较多低云，这与渤海海域的冷流低云类似（谢显泉，1980）；（2）秋季日本附近的低云量与 LTS 的相关性并不好，这是因为秋季日本附近（35°N~40°N，135°E~140°E）高层的下沉气流与近地面的上升气流在低空汇合（图 6），对低云的产生非常有利。

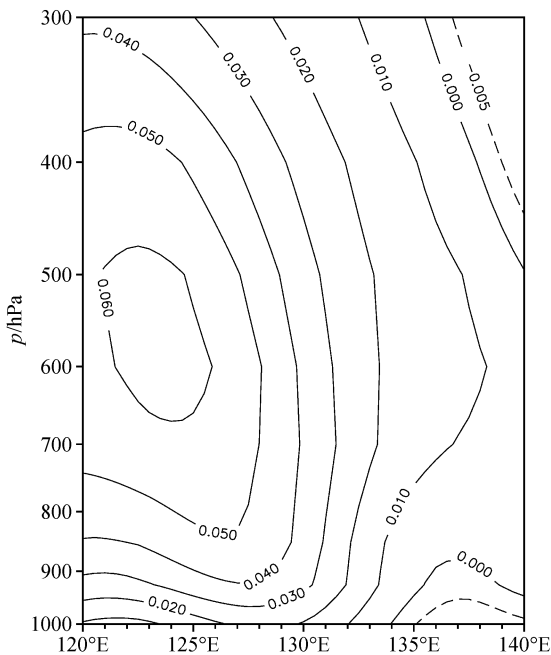


图 6 2006~2008 年秋季 35°N~40°N 纬圈平均垂直速度 (单位: Pa/s) 剖面图

Fig. 6 Cross section of vertical velocity (units: Pa/s) averaged over 35°N–40°N in autumn during 2006–2008

从图 5i–l 给出的 CloudSat 白天 (13:30) 观测到的单层低云量的分布可以看到,除了夏季外,其分布与图 5a–d 相似,白天单层低云在冬季显著多于其他季节、夏季最少。冬季在日本附近、中国大陆南部及其以东海域、南亚缅甸和西北太平洋北部 18°N~22.5°N 洋面的云量都超过 18%,最大的云量在西北太平洋西北部 (18°N~22.5°N, 105°E~122.5°E),达到 30%~40%。夏季亚洲地区白天单层低云量较少,尤其是热带季风区 (约 6%以下),这是由于夏季亚洲季风区白天的对流活动较频繁、多层云和高云较为常见。在春秋季节,除在日本附近和中国大陆南部地区有 10%~18%左右的白天单层低云外,其他大部分地区白天单层低云量不超过 6%。

4 云层物理厚度和相邻云层间垂直距离的季节变化

云层的物理厚度和多层云同时存在时两个相邻云层间垂直间隔距离对于决定 GCM 模式的垂直分辨率有指示意义,因而有必要对四个分析区域内的这两个参量进行研究。

4.1 云层物理厚度

图 7、8 给出了这四个地区云层物理厚度累积频次分布以及平均值和中位数的季节变化图,结果显示各个季节都有 30%~40% 的云层厚度小于 1 km,而目前 GCM 采用的垂直网格距在对流层中高层约为 1 km,难以正确表示这些薄云。而且,各个季节物理厚度不超过 3 km 的云层占 60%左右,云层厚度的中位数都不超过 2.3 km,说明四个地区云层以薄云为主。与亚洲季风区相比,TPR 云层厚度超过 8 km 的云层发生频率要少 1%~8%,说明 TPR 深厚云层没有亚洲季风区多。

从云层厚度的季节变化上讲,这四个地区都是冬季的云层最薄、夏季最厚 (图 7b、d 和图 8b、d)。冬季 83%~89% 的云层厚度小于 4 km,而夏季云层厚度小于 4 km 的比例分别为 78% (EAMR)、68% (IMR)、70% (WNPMR) 和 80% (TPR),比冬季减小了 3%~20%,夏 (冬) 季云层厚度的平均值都高 (低) 于 2.5 km,这种季节差异主要是由于受夏季风的影响,分析区域内夏季的上升运动较强、水汽更充沛,因此深厚云层较多。另外,云层厚度的季节变化也存在区域差异:热带季风区季节变化较显著,EAMR 和 TPR 季节变化较小;热带季风区云层平均厚度在夏秋两季为 3.6 km 和 3.2 km,而在冬季为 1.9~2.4 km;EAMR 和 TPR 各季节平均厚度在 2.0~3.0 km。

4.2 相邻云层间垂直距离

图 9 显示各个季节 EAMR、IMR、WNPMR 和 TPR 四个地区多层云中两个相邻云层间垂直距离 (以后称 Δh) 的累积频率分布。全年平均而言,这四个地区都有 10%左右的 Δh 小于 1 km,这也要求 GCM 提高网格的垂直分辨率。对比亚洲季风区,TPR 的 Δh 更小,这是高原上具有较为复杂的大气垂直结构的反映,与它有较高的地势和高原加热作用有关。 Δh 超过 10 km 的情况在热带季风区比其他两个地区多,这是因为低云和高云易同时出现在热带季风区。从 Δh 的季节变化来看,在冬季,IMR 和 WNPMR 的 Δh 频率分布十分一致,较大的 Δh 的发生频率比同季节 EAMR 大很多,这表明在冬季 IMR 和 WNPMR 低云和高云共存于大气柱内的频率较高 (与图 2 一致);在春季和秋季,这几个地区 Δh 分布差异明显:较小的 Δh 在 EAMR、IMR 和 WNPMR 依次减少,而较大的 Δh 在 EAMR、

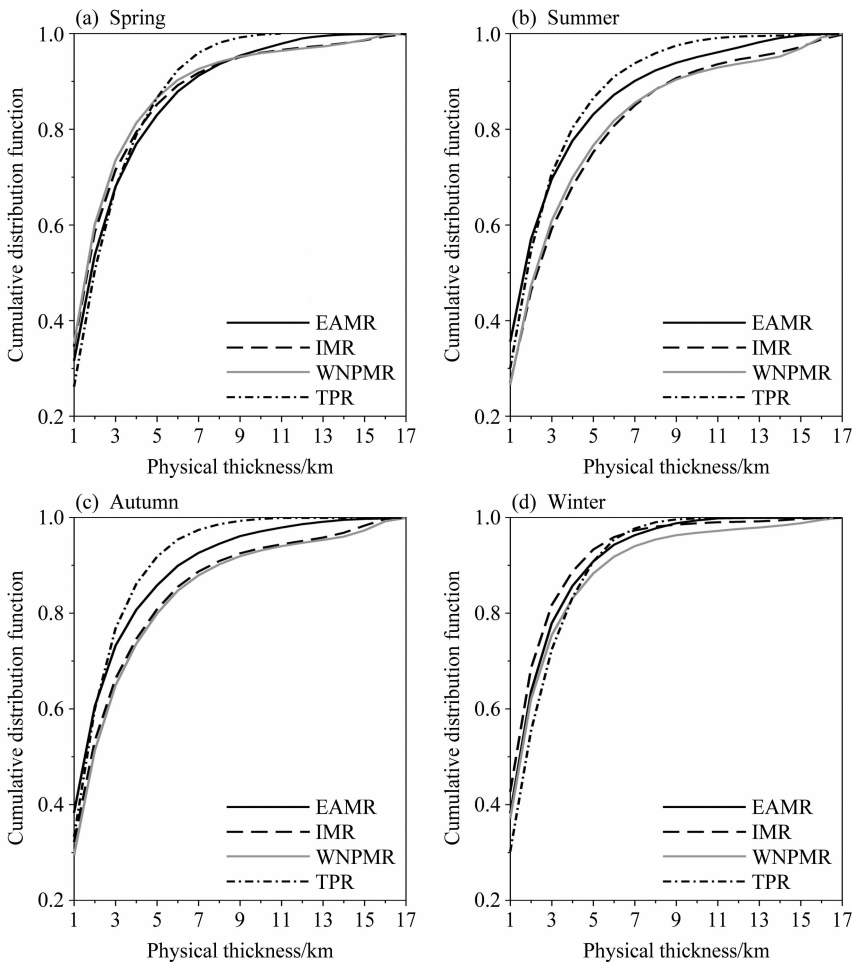


图 7 云层物理厚度累积分布的季节变化图

Fig. 7 Seasonal variations of cumulative frequency distribution of cloud-layer physical thickness

IMR 和 WNPMR 依次增加，这主要还是因为热带季风区春秋季节云层仍可发展较高，特别是 WNPMR (图 2c)，而 EAMR 云层发展高度有限 (图 2a)。

5 云雷达反射率归一化 CFAD 的季节变化

图 10 给出了 EAMR、IMR、WNPMR 和 TPR 四个地区云的雷达反射率因子 (dBZ) 归一化 CFAD 的季节变化。图 10a - d 是 EAMR 的情况：季节变化显著，尤其是夏季和冬季区别很大；与其他季节相比，夏季阴影部分 (归一化频率在 2%~4%) 位置更高 (达 13 km)，并且在同一高度上阴影区雷达反射率因子的范围较窄，这说明云内冰晶粒子的尺度大小和散射特性比较集中一致；在其它季节，尤其是冬季，阴影区位置较低，并且等高度上雷达反射率因子分布范围较宽，表明云内粒子的

半径差别较大。图 10e - h 是 IMR 的情况：这个地区一年四季以较高 (10~14 km)、雷达反射率较小 (<-10 dBZ) 的云层为主，表明这个地区最易在高层出现由小的冰晶粒子组成的冰晶云；在冬季 (图 10h)，大部分云层处于 10~14 km，且雷达反射率因子较小，这与 EAMR 冬季 (图 10d) 有显著差异。WNPMR (图 10i~l) 与 IMR 相似，全年都以高层冰晶云为主；这两个热带季风区的主要区别在于冬春季节 WNPMR 有更多包含不同大小粒子的低云。三个季风子区域表现出一个共同的特点：雷达反射率因子从高层云顶向下增大，其极大值位于 4 km (EAMR) 或 5~6 km (热带季风区)，这是云中微粒子下落过程中碰撞增长的结果。TPR 的情况 (图 10m - p) 与三个亚洲季风子区域截然不同，TPR 一年四季云主要分布在中层 (6~10 km)，这一点与图 2d 一致，而且同一高度上雷达反射率

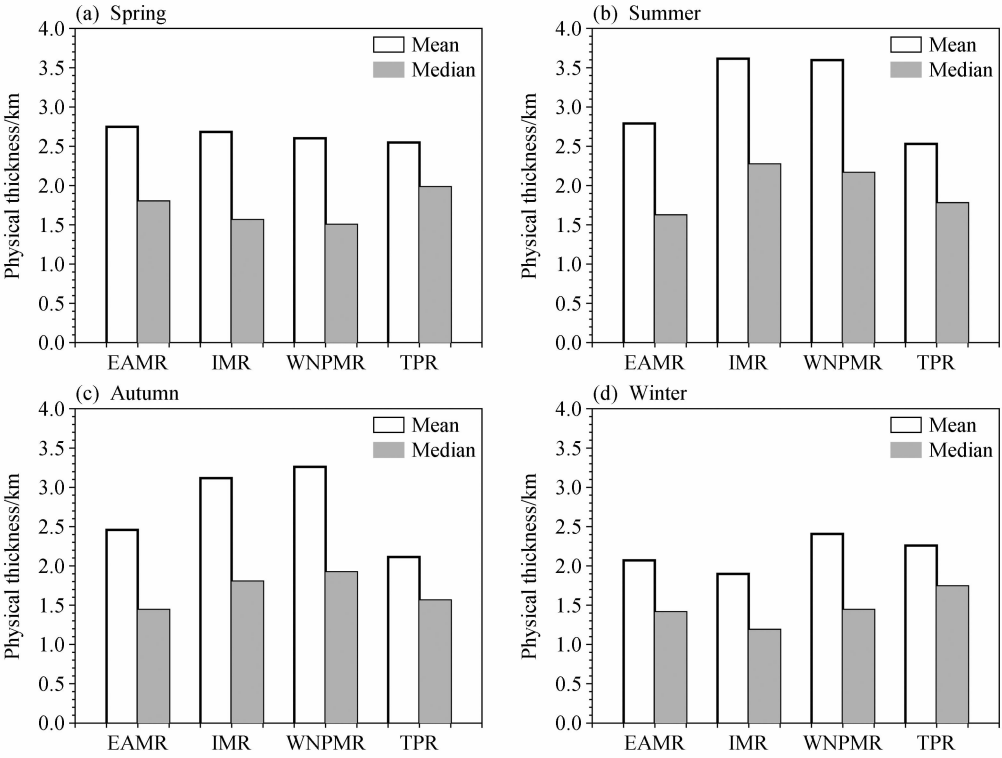


图 8 云层物理厚度的平均值和中位数的季节变化 (单位: km)
Fig. 8 Seasonal variations of mean and median values of cloud-layer physical thickness in the four regions

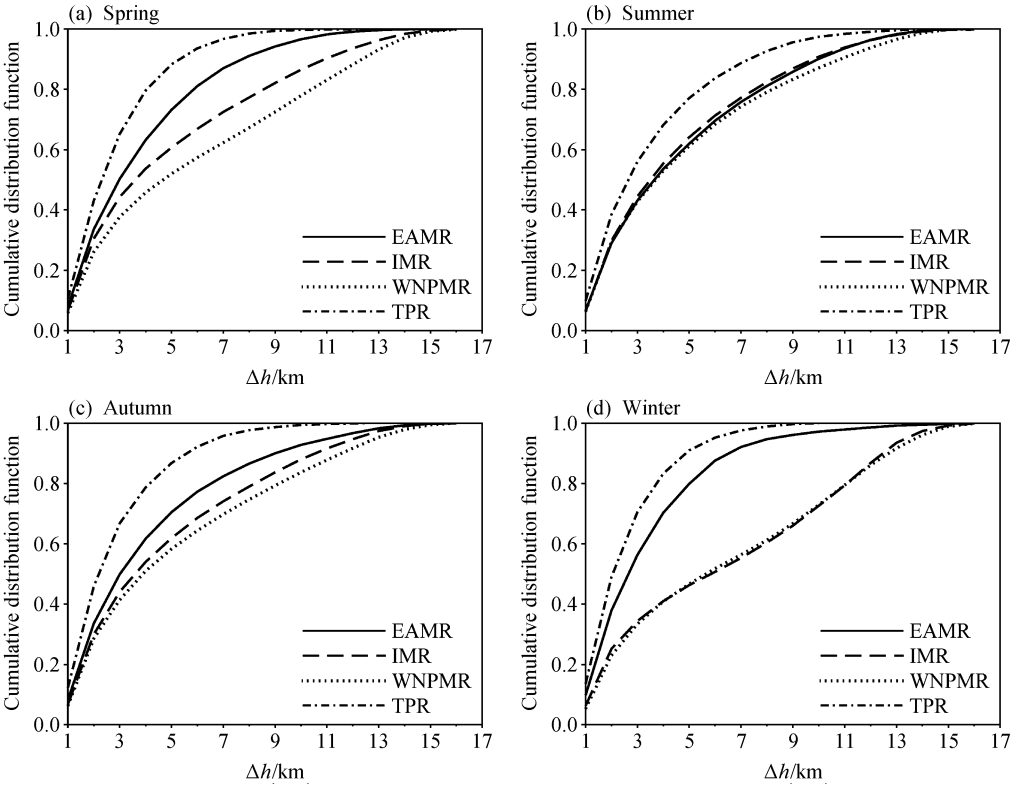


图 9 多层云中两个连续云层间的垂直间隔距离 (Δh) 的累积频率分布的季节变化
Fig. 9 Seasonal variations of cumulative frequency distribution of vertical distance (Δh) between two consecutive layers in multilayered clouds

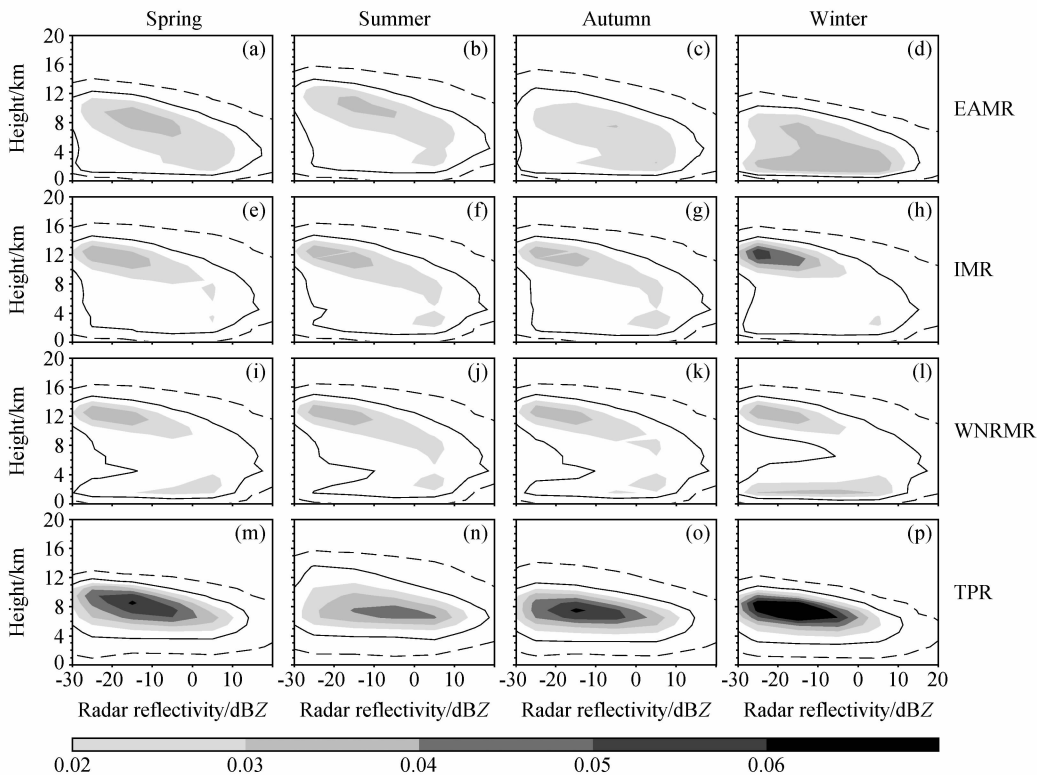


图 10 云的雷达反射率因子 (dBZ) 归一化 CFADs 的季节变化: (a-d) EAMR; (e-h) IMR; (i-l) WNPMR; (m-p) TPR。长虚线、实线: 频率为 0.001、0.01 的等值线

Fig. 9 Normalized CFADs of radar reflectivity for clouds in (a-d) EAMR, (e-h) IMR, (i-l) WNPMR, and (m-p) TPR from spring (left) to winter (right). The long dashed and solid lines represent contours of 0.001 and 0.01, respectively

因子分布的范围较宽,说明等高度上云内滴谱较宽。TPR 的云雷达反射率因子归一化 CFADs 也有季节变化特征:春、秋和冬季 TPR 地区云雷达反射率因子归一化 CFADs 比较相似,主要对应于中层云滴谱较宽的云,而与春夏秋冬季相似,夏季的云雷达反射率因子的归一化 CFAD 最大发生频率也主要发生在中层,不过夏季在高层 (12 km 以上) 的发生频率要比其他季节高,这主要是因为夏季高原上的对流活动相对比较旺盛和频繁,出现在高层的云系相对其他季节较多,如卷云、云砧和深对流云。

6 结论

承载了云雷达的 CloudSat 卫星和激光雷达的 CALIPSO 卫星的成功发射为深入研究全球云的垂直结构特征提供了新条件,本文利用 2006 年 9 月到 2009 年 8 月 CloudSat/CALIPSO 两种标准产品: 2B-GEOPROF 和 2B-GEOPROF-LIDAR,分析了亚洲季风区的三个子区域 (包括东亚季风区

EAMR、印度季风区 IMR、西北太平洋季风区 WNPMR) 和青藏高原地区 (TPR) 云的发生频率和垂直结构 (不同云层数的发生频率、云层的垂直位置和物理厚度、相邻云层间垂直距离、雷达反射率因子的垂直分布),以及它们的季节变化特征。由于亚洲季风区常年有一定量的低云,但是以前对其研究并不多,于是分析了亚洲季风区低云量及其地理分布的季节变化,并利用 CloudSat/CALIPSO 提供的 ECMWF-AUX 资料分析了亚洲季风区对流层低层稳定性 (LTS),探讨了低云量与 LTS 的关系。这些研究结果有助于进一步了解亚洲地区的云对气候的影响,而且为检验大气环流模式 (GCM) 提供了依据。主要结论如下:

(1) 在分析时段内, EAMR、IMR、WNPMR 和 TPR 总云量分别为 69%、72%、83%和 69%,其中单层云分别占总云量的 71%、57%、56%和 77%,多层云中二层和三层云合起来占 95%以上。在 WNPMR 总云量没有显著的季节变化;在 EAMR 和 TPR,春夏季的云量高出秋冬季 10%~

20%，这与单层云和多层云发生频率的季节变化都有关系；而 IMR 总云量季节变化显著，在夏季（>90%）明显高于冬季（约 50%），这主要是由于 IMR 多层云季节变化较大造成的。

(2) 属于热带季风区的 IMR 和 WNPMR 一年四季以位于 10 km 以上由小冰晶粒子组成的云层为主，两地区的主要差别在于：云顶在 3 km 以下的海洋边界层云在 WNPMR 全年较常见，而 IMR 低层云主要出现在夏季。属于副热带季风区的 EAMR 除夏季外云层主要分布在 10 km 以下，且在雷达反射率—高度相空间中分布比较均匀，这与青藏高原对西风气流的阻塞和摩擦作用有关 (Yu et al., 2004)。TPR 由于地势较高，且水汽一般不充沛，全年以位于 4~11 km 的云层为主，但是夏季 11~16 km 的月平均云量为 10%~20%，而且等高度上云层内粒子的滴谱分布较宽。

(3) 亚洲季风区的高云和深厚云层的发生频率在 6 月份剧增，说明亚洲夏季风在 6 月开始显著影响亚洲季风区云的形成。与 EAMR 相比，IMR 和 WNPMR 夏季高云的发生频率更大（60%~70%）、且垂直位置更高（12~16 km），这些特点与 Luo et al. (2011) 分析夏季深对流的结论一致，而且符合热带季风区（IMR 和 WNPMR）和副热带季风区（EAMR）的分类 (Wang and LinHo, 2002)。

(4) 亚洲季风区的低云有如下特点：从低云量的区域差异来说，EAMR 和 WNPMR 平均低云量为 29%，比 IMR 多 9%，EAMR 和 WNPMR 低云量在冬季最多（37%、42%）、夏季最少（26%、20%），而 IMR 是夏季最多（24%）、秋冬季最少（16%、18%）；从亚洲季风区内低云地理分布的季节变化来看，春季和秋季比较相似，夏季和冬季差别较大，低云量在冬季明显大于其他季节。另外，除冬季外亚洲季风区低云量的分布与 LTS 有着较好的对应关系，而低云量与 LTS 相关性在秋季日本附近和冬季大部分地区比较差，这与天气系统和大气环流结构对低云的影响有关。

(5) 这四个地区各个季节的云层多数较薄，云层厚度的中位数都小于 2.5 km，约有 30%~40% 的云层厚度小于 1 km；当多层云同时存在时，相邻云层的垂直间距约有 10% 的小于 1 km。目前 GCM 在对流层中高层的垂直分辨率约 1 km，这些结果说明现有 GCM 应采用更高的网格垂直分辨率

才可能准确描述云的发生和位置。

参考文献 (References)

- Bony S, Colman R, Kattsov V M, et al. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? [J]. *J. Climate*, 19: 3445–3461.
- 蔡英, 钱正安, 吴统文, 等. 2004. 青藏高原及周围地区大气可降水量的分布、变化与各地多变的降水气候 [J]. *高原气象*, 23 (1): 1–10.
- Cai Y, Qian Z A, Wu T W, et al. 2004. Distribution, changes of atmospheric precipitable water over Qinghai–Xizang Plateau and its surroundings and their changeable precipitation climate [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23 (1): 1–10.
- 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可能的影响 [J]. *科学通报*, 49 (11): 1105–1111.
- Ding S G, Shi G Y, Zhao C S. 2004. Variability of amounts of different type clouds over the global and their possible influences on the climate in recent 20 years based on ISCCP D2 Data [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 49 (11): 1105–1111.
- Ding Y H. 2007. The variability of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B: 21–54.
- Feingold G, Koren I, Wang H L, et al. 2010. Precipitation-generated oscillations in open cellular cloud fields [J]. *Nature*, 466: 849–852.
- Hahn C J, Warren S G. 1999. Extended edited synoptic cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952–1996 [R]. Carbon Dioxide Information Analysis Center Rep. NDP-026C, 71pp.
- Haynes J M, Stephens G L. 2007. Tropical oceanic cloudiness and the incidence of precipitation: Early results from CloudSat [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09811, doi: 10.1029/2007GL029335.
- Im E, Wu C, Durden S L. 2005. Cloud profiling radar for the CloudSat mission [J]. *IEEE Aerosp. Electron. Syst. Mag.*, 20: 15–18.
- 简茂球, 罗会邦. 2002. 青藏高原地面加热场日变化对亚洲季风区大气环流的影响 [J]. *热带气象学报*, 18 (3): 269–275.
- Jian M Q, Luo H B. 2002. Impact of the diurnal of the surface heating in the Tibetan Plateau on the general circulation over the Asian monsoon region [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 18 (3): 269–275.
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds [J]. *J. Climate*, 6: 1587–1606.
- Leon D C, Wang Z, Liu D. 2008. Climatology of drizzle in marine boundary layer clouds based on 1 year of data from CloudSat and Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D00A14, doi: 10.1029/2008JD009835.
- 刘洪利, 朱文琴, 宜树华, 等. 2003. 中国地区云的气候特征分析

- [J]. 气象学报, 61 (4): 466–473. Liu H L, Zhu W Q, Yi S H, et al. 2003. Climate analysis of the cloud over China [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 61 (4): 466–473.
- 刘奇, 傅云飞, 冯沙. 2010. 基于 ISCCP 观测的云量全球分布及其在 NCEP 再分析场中的指示 [J]. 气象学报, 68 (5): 689–704.
- Liu Q, Fu Y F, Feng S. 2010. Geographical patterns of the cloud amount derived from the ISCCP and their correlation with the NCEP reanalysis datasets [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 68 (5): 689–704.
- 刘瑞霞, 刘玉洁, 杜秉玉. 2002. 利用 ISCCP 资料分析青藏高原云气候特征 [J]. 南京气象学院学报, 25 (2): 226–234. Liu R X, Liu Y J, Du B Y. 2002. Cloud climatic characteristics of the Tibetan Plateau from ISCCP data [J]. *Journal of Nanjing Institute Meteorology* (in Chinese), 25 (2): 226–234.
- 柳艳菊, 丁一汇. 2007. 亚洲夏季风爆发的基本气候特征分析 [J]. 气象学报, 65 (4): 511–526. Liu Y J, Ding Y H. 2007. Analysis of the basic features of the onset of Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 65 (4): 511–526.
- Luo Y L, Krueger S K, Mace G G, et al. 2003. Cirrus cloud properties from a cloud-resolving model simulation compared to cloud radar observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60: 510–525.
- Luo Y L, Krueger S K, Moorthi S. 2005. Cloud properties simulated by a single-column model. Part I: Comparison to cloud radar observations of cirrus clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 1428–1445.
- Luo Y L, Zhang R H, Wang H. 2009. Comparing occurrences and vertical structures of hydrometeors between the eastern China and the Indian monsoon region using CloudSat/CALIPSO data [J]. *J. Climate*, 22: 1052–1064.
- Luo Y L, Zhang R H, Qian W M, et al. 2011. Inter-comparison of deep convection over the Tibetan Plateau-Asian Monsoon Region and subtropical North America in boreal summer using CloudSat/CALIPSO data [J]. *J. Climate*, 24: 2164–2177.
- Mace G G, Marchand R, Zhang Q, et al. 2007. Global hydrometeor occurrence as observed by CloudSat: Initial observations from summer 2006 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09808, doi: 10.1029/2006GL029017.
- Marchand R T, Mace G, Ackerman T, et al. 2008. Hydrometeor detection using CloudSat—An Earth Orbiting 94 GHz Cloud Radar [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25: 519–533.
- 邱金桓, 吕达仁, 陈洪滨, 等. 2003. 现代大气物理学研究进展 [J]. 大气科学, 27 (4): 628–652. Qiu J H, Lü D R, Chen H B, et al. 2003. Modern research progresses in Atmospheric physics [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27 (4): 628–652.
- Randall D A, Wood R, Bony S, et al. 2007. Climate models and their evaluation [M]//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, New York, Cambridge University Press, 589–662.
- Rossow W B, Duenas E N. 2004. The international satellite cloud climatology project (ISCCP) web site [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 167–172.
- Rossow W B, Schiffer R A. 1991. ISCCP cloud data products [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72: 2–20.
- Rossow W B, Walker A W, Garder L C. 1993. Comparison of ISCCP and other cloud amounts [J]. *J. Climate*, 6: 2394–2418.
- Sassen K, Wang Z. 2008. Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1–year of results [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L04805, doi: 10.1029/2007GL032591.
- Schiffer R A, Rossow W B. 1983. The international satellite cloud climatology project (ISCCP): The first project of the world climate research program [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64: 779–784.
- Stephens G L, Webster P J. 1981. Clouds and climate: Sensitivity of simple systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38: 235–247.
- Stephens G L, Tsay S C, Stackhouse P W Jr, et al. 1990. The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47: 1742–1753.
- Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. 2002. The CloudSat mission and the A-Train [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1771–1790.
- Wang B, Lin Ho. 2002. Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon [J]. *J. Climate*, 15: 386–398.
- Wang B, Li T, Ding Y H, et al. 2005. Eastern Asian–Western North Pacific monsoon: A distinctive component of the Asian–Australian monsoon system [R]//Chang C-P, Wang B, Lau N-C. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. WMO/TD 1266 (TMRP Report), 70: 72–94.
- Wang J H, Rossow W B, Zhang Y C. 2000. Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset [J]. *J. Climate*, 13: 3041–3056.
- 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 [J]. 高原气象, 20 (3): 252–257. Wang K L, Jiang H, Chen S Q. 2001. Cloud cover Qinghai–Xizang Plateau: Comparison among meteorological station observations, ISCCP-C2, and NCEP reanalysis data [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 20 (3): 252–257.
- 王胜杰, 何文英, 陈洪滨, 等. 2010. 利用 CloudSat 资料分析青藏高原、高原南坡及南亚季风区云高度的统计特征量 [J]. 高原气象, 29 (1): 1–9. Wang S J, He W Y, Chen H B, et al. 2010. Statistics of cloud height over the Tibetan Plateau and its surrounding region derived from the CloudSat data [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29 (1): 1–9.
- 王帅辉, 韩志刚, 姚志刚. 2010. 基于 CloudSat 和 ISCCP 资料的中国及周边地区云量分布的对比分析 [J]. 大气科学, 34 (4): 767–779. Wang S H, Han Z G, Yao Z G. 2010. Comparison of cloud amounts from ISCCP and CloudSat over China and its neigh-

- borhood [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (4): 767–779.
- 王霄, 巩远发, 岑思弦. 2009. 夏半年青藏高原“湿池”的水汽分布及水汽输送特征 [J]. 地理学报, 64 (5): 601–608. Wang X, Gong Y F, Cen S X. 2009. Characteristics of the moist pool and its moisture transports over Qinghai–Xizang Plateau in summer half year [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 64 (5): 601–608.
- 魏重, 忻妙新, 林海, 等. 1989. 西太平洋热带海域水汽和云中液态水含量的统计特征 [J]. 大气科学, 13 (2): 199–203. Wei C, Xin M X, Lin H, et al. 1989. The statistics characteristics of water vapor and cloud liquid water at western Pacific tropical ocean [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 13 (2): 199–203.
- 魏丽, 钟强. 1997. 青藏高原云的气候学特征 [J]. 高原气象, 16 (1): 10–15. Wei L, Zhong Q. 1997. Characteristics of cloud climatology over Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 16 (1): 10–15.
- Winker D M, Pelon J R, McCormick M P. 2003. The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds [J]. Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng., 4893: 1–11.
- Winker D M, Hunt W H, McGill M J. 2007. Initial performance assessment of CALIOP [J]. Geophys. Res. Lett., 34, L19803, doi: 10.1029/2007GL030135.
- Wood R, Bretherton C S. 2006. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability [J]. J. Climate, 19: 6425–6432.
- 谢显泉. 1980. 渤海冬季的冷平流低云 [J]. 气象, 2: 25. Xie X Q. 1980. Cold advection low-level cloud in the Bohai Sea during winter [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 2: 25.
- 徐祥德, 陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展 [J]. 应用气象学报, 17 (6): 756–772. Xu X D, Chen L S. 2006. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (6): 756–772.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau [J]. J. Climate, 17: 2702–2713.
- Yuter S, Houze R A Jr. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity [J]. Mon. Wea. Rev., 123: 1941–1963.
- 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 [J]. 大气科学, 34 (3): 520–532. Zhang H, Jing X W. 2010. Effect of cloud overlap assumptions in climate models on modeled earth–atmosphere radiative fields [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 520–532.
- Zhang M H, Lin W Y, Klein S A, et al. 2005. Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements [J]. J. Geophys. Res., 110, D15S02, doi: 10.1029/2004JD005021.
- Zhang R H, Ni Y Q, Liu L P, et al. 2011. South China heavy rainfall experiments (SCHeREX) [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 89A: 135–166.
- Zhang Y Y, Klein S, Mace G G, et al. 2007. Cluster analysis of tropical clouds using CloudSat data [J]. Geophys. Res. Lett., 34, L12813, doi: 10.1029/2007GL029336.

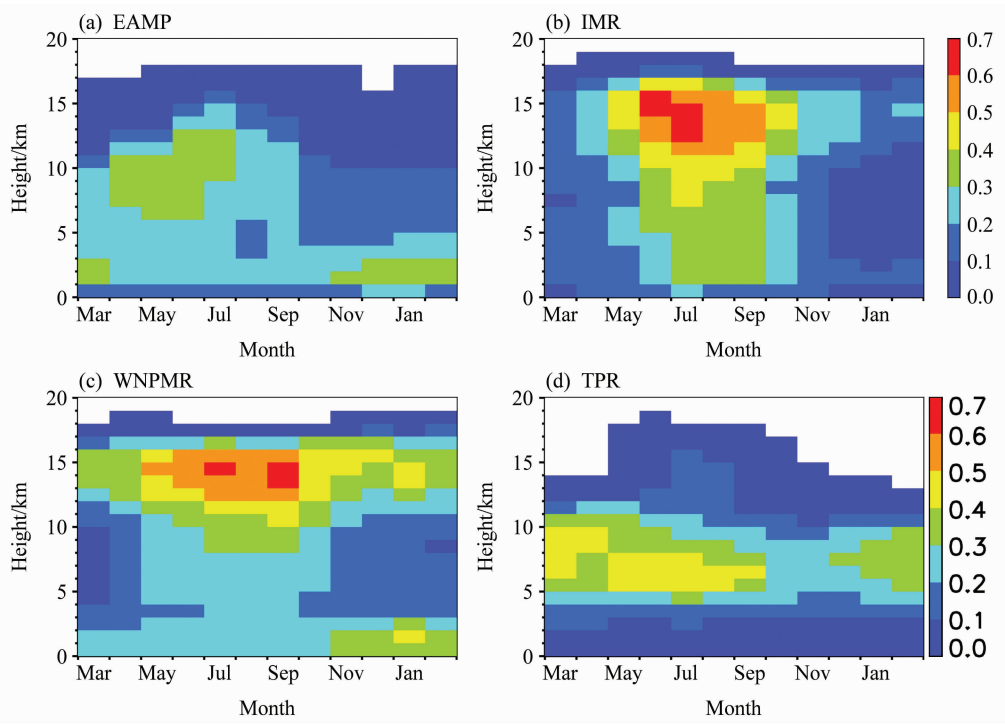


图 2 月平均云量的垂直分布图
Fig. 2 Vertical distribution of monthly mean cloud amount

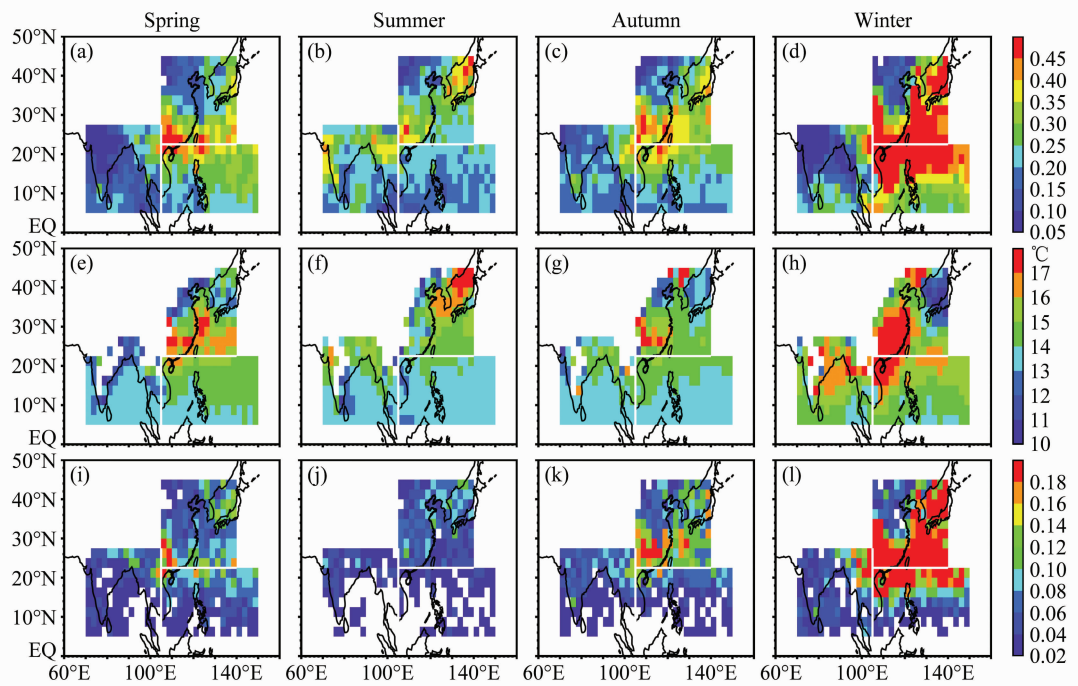


图 5 亚洲季风区低云量 (a - d)、对流层低层稳定性 (e - h) 和白天单层低云量 (i - l) 的季节变化
Fig. 5 Seasonal variations of (a - d) low-level cloud amount, (e - h) low tropospheric stability, and (i - l) the amount of single-layer low-level cloud for the daytime in Asian monsoon regions