doi:10.11676/qxxb2016.074

中国及周边海域对流云团的水平和垂直尺度*

卢志贤[1]　李昀英[1]　方乐锌[2]
LU Zhixian[1]　LI Yunying[1]　FANG Lexin[2]

1. 解放军理工大学气象海洋学院,南京,211101
2. 96211 部队 82 分队,建水,654300
1. *School of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing* 211101,*China*
2. *The* 82*th Team, Unit* 96211, *PLA, Jianshui* 654300,*China*

2016-03-14 收稿,2016-08-29 改回.

卢志贤,李昀英,方乐锌.2016.中国及周边海域对流云团的水平和垂直尺度.气象学报,74(6):935-946
Lu Zhixian, Li Yunying, Fang Lexin. 2016. Horizontal and vertical scales of convective clouds over China and the surrounding oceans. *Acta Meteorologica Sinica*, 74(6):935-946

Abstract Using the level 2 CloudSat-CALIPSO product 2B-CLDCLASS-LIDAR from January 2007 to December 2010, the occurrence frequencies of convective clouds over China and its surrounding oceans are calculated. Based on the frequencies, China and the surrounding oceans are first divided into four regions, i.e. the Tibetan Plateau region (TP), the eastern land region (EC), the southern ocean region (SO), and the Northwest Pacific region (WP). Horizontal and vertical scales of convective clouds over these four regions are then studied. Results show that the horizontal scales of cumulus clouds over the ocean and land are about 2 and 1 km respectively, indicating a more scattered feature over land than over the ocean. Cumulus clouds over the ocean show a larger scale because of the homogeneous thermodynamic property of ocean. Horizontal scales of deep convective clouds show a feature opposite to the cumulus clouds, the scale range is 10 − 50 km with the largest scale of approximately 45 km in EC, and the smallest scale of about 30 km in WP. The horizontal scale of deep convective clouds over land is larger than that over the ocean and displays a multi-scale feature, which is attributed to the complicated weather background over the ocean. The vertical scale of cumulus clouds is within the range of 0.24 − 2 km without obvious differences among the four subregions. The vertical scale of deep convective clouds over the ocean are deeper than that over the continent, with the maximum (15 km) in SO and the minimum (10 km) in the TP. Deep convective systems show a smaller and deeper range over the ocean than over land.

Key words Cumulus clouds, Deep convective clouds, Horizontal scale, Vertical scale

摘　要　利用 2007 年 1 月—2010 年 12 月 CloudSat-CALIPSO 二级云产品 2B-CLDCLASS-LIDAR,统计中国及其周边海域对流云的发生频率,根据对流云发生频率的分布特征将中国及周边海域划分为青藏高原(TP)、东部陆地(EC)、南部海域(SO)和西北太平洋(WP)4 个子区域,并研究了 4 个子区域积云团和深对流云团的水平尺度和垂直尺度。统计结果表明,海洋积云团的水平尺度约为 2 km,陆地积云团的水平尺度约为 1 km,海洋下垫面热力性质均匀,积云团尺度更大;陆地下垫面非均匀性强,积云团分布更为零散。深对流云团的水平尺度为 10—50 km,东部陆地最大,约为 45 km,西北太平洋最小,约为30 km。陆地深对流云团水平尺度较海洋上大,且多尺度特征显著,应该与深对流云发生的复杂天气背景有关。积云团的垂直尺度范围为 0.24—2 km,4 个区域无明显差异。垂直尺度海洋深对流云团大于陆地云团,其中在南部海域地区最大,约为 15 km,青

* 资助课题:国家自然科学基金(41475069、41075034)、科技部/财政部公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306068)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306016)。
作者简介:卢志贤,主要从事气候学研究。E-mail:luzhixian701@163.com
通讯作者:李昀英,主要从事云动力学和云气候学研究。E-mail:liyunying2005@163.com

藏高原最小,约为 10 km。与陆地云团相比,海洋深对流云团表现为水平尺度更小、垂直尺度更大的中尺度对流体特征。

关键词 积云团,深对流云团,水平尺度,垂直尺度

中图法分类号 P426.5

1 引 言

云覆盖天空的面积及发展的高度不同,所产生的动力和热力效应也不同(汪宏七等,1994;Warren,et al,2007;李香淑等,2011)。数值模式网格的水平格距一般远大于自然界中对流云的水平尺度,导致次网格尺度对流云产生的动力和热力效应无法在模式中显式表达,只能采用参数化方法表征。深对流云出现时范围较大,发展高度较高,随着模式分辨率的逐步提高,在数值模式中显式表达深对流云的热动力效应成为可能,但积云零散地分布于大气中,水平尺度很小,厚度很薄,模式分辨率多高才能显式表现积云,目前在气象界争议还很大(周天军等,1996;王德立等,2012)。鉴于此,利用观测资料分析积云和深对流云的水平尺度,可为模式网格距的设计提供参考,分析对流云的垂直尺度,也可为模式边界层垂直分辨率的设计提供依据。此外,深对流云发展旺盛时可以"刺穿"对流层顶到达下平流层,在对流层-平流层物质能量交换中也扮演着重要角色。研究表明(杨健等,2004;胡宁等;2011),东亚地区对流层-平流层年净交换质量通量占整个北半球总量的 29%,掌握不同区域深对流发展高度对研究对流层-平流层相互耦合和其物质能量交换的机制具有重要意义。以往受观测手段和云资料分辨率的限制,无法精细地统计对流云的水平和垂直尺度。2006 年 4 月美国国家航空和航天局(NASA)发射的 CloudSat 卫星上搭载的云廓线雷达(Cloud Profile Radar, CPR),其观测云的星下点采样分辨率达到沿轨 1.1 km,跨轨 1.3 km,垂直方向 0.24 km,观测的高度范围为 0—30 km,如此高分辨率的卫星观测资料为获取云的精确的水平和垂直尺度提供了便利条件。

近年来随着 CloudSat 资料(Stephens,et al,2008)的积累和广泛应用,对于中国及周边海域云尺度特征的研究越来越多。Luo 等(2009)利用 CloudSat 资料统计分析了华东地区和印度季风区云的发生频率以及单层云、两层云、多层云的云顶高度、云底高度和云厚度,并统计得到这些尺度参数的平均值和中位数。王帅辉等(2011a)利用 CloudSat 的 2B-GEOPROF-LIDAR 资料分析了中国及其周边地区云的垂直结构,发现平均云顶高度、云底高度和云厚度分别为 8.2、5.4 和 2.8 km,但并未区分云的类型进行研究。彭杰等(2013)利用 2007—2009 年的 CloudSat-CALIPSO 资料研究了东亚地区不同高度云量和云出现频率的季节变化,并统计了云系中的云顶高度、云底高度、云厚度和云层间距。关于云的水平尺度,刘奇等(2010)曾尝试通过一定的算法计算出降水云的等效半径从而估算云的水平尺度;Zhang 等(2014)利用 CloudSat-CALIPSO 资料统计了全球高积云的沿轨水平尺度,发现其值平均为 40.2 km。Benner 等(1998)、Dey 等(2008)研究表明,晴天积云的水平尺度一般约为 1 km,深对流云团的水平尺度为数十至数百千米。Luo 等(2011)指出,利用对流云团亮温特征获得的深对流云的尺度并非真正意义上云的覆盖尺度,积云由于分布散乱,云顶高度较低,亮温特征不明显,更难以统计其尺度,对对流云团的不同定义也导致尺度上的差异。Luo 等(2011)根据雷达反射率定义了深对流云,并根据包含深对流云的 CloudSat 廓线的水平跨度定义了深对流云系统(DCSs)的尺度,分析了青藏高原、南亚季风区、东亚地区、西北太平洋、北美等区域深对流的水平尺度和垂直结构特征,发现深对流系统的平均尺度在南亚季风区、青藏高原南坡和青藏高原分别为 396、221 和 182 km;Peng 等(2014)进一步研究了全球低、中、高纬度深对流云系的时空分布和几何尺度,发现随着纬度的降低,深对流云系水平尺度减小,垂直厚度增大。

关于深对流云垂直尺度的研究工作相对较多,但由于定义的差异,一些工作(王帅辉等,2011b;彭杰等,2013)分析的是对流廓线上云的顶高和底高的差值,即云的厚度,另外一些工作(Luo,et al,2011;Peng,et al,2014)分析的则是对流云系顶高和底高的差异,即云系的垂直尺度。本研究将基于 CloudSat-CALIPSO 云的类型产品和云的高度信息,研究 CloudSat 定义的积云(包括淡积云和浓积云)和深对流云云团的尺度范围及各尺度范围云发生的概

率。研究(王帅辉等,2011b;霍娟,2015)表明,由于下垫面性质的不同,陆地和海洋上云的水平尺度和发展高度有较大差异。即使同处于陆地或海洋,不同区域对流云的水平尺度和发展高度也可能不同(Luo,et al,2011),比如,与中国东部陆地相比,青藏高原的云就具有"高云不高,低云不低"的特征(李国平,2007)。本研究试图利用 CloudSat 资料对中国及其周边海域对流云团的水平和垂直尺度展开研究,并分析其在海洋和陆地上的差异及其原因,希望能加深了解中国及其周边海域对流云的结构特征,并为数值模式的设计和云参数化方案的改进提供参考。

2 资料与方法

所使用的资料为 2007 年 1 月—2010 年 12 月 4 a的 2B-CLDCLASS-LIDAR 逐轨资料(Sassen,et al, 2008, 2012)。2B-CLDCLASS-LIDAR 是由 CloudSat 卫星的云廓线雷达(CPR)和 CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)卫星的云-气溶胶正交极化激光雷达(CALIOP)联合反演得到的云产品。CPR 的星下点采样分辨率为沿轨 1.1 km,跨轨 1.3 km,垂直方向 0.24 km,CALIPSO 的星下点采样分辨率为沿轨 0.33 km,跨轨 0.33 km,垂直分辨率在 8.2 km 以下为 0.03 km,在 8.2 km 以上为 0.075 km。CPR 可以穿透光学厚度较厚的云观测云的垂直结构,CALIOP 则对微小粒子和光学厚度较薄的中高云更为敏感。深对流云发展高度较高时会产生范围较大的卷云(Mace,et al,2006;Yuan,et al,2010),CALIOP 则能够探测到这一类卷云云砧。由于探测波长的限制,CPR 对小粒子云滴不敏感,可能会漏测中低云中粒子尺度相对较小的水云和过冷水云(Delanoë, et al, 2010; Chan, et al, 2011),其信号也常常被降水信号和地表回波污染。CALIOP 由于波长较短,经过较厚的云层时会造成电磁波很强的衰减(Wang, et al, 2012),所以,仅能探测相对较薄的云层而无法穿透相对较厚的云层。结合这两种探测器资料可以取长补短,更好地分析云在垂直方向上的结构特征。由于 CALIOP 精细的分辨率,在反演云顶、云底高度时更倾向于使用激光雷达(lidar)来判定云的高度特征,只有当 lidar 探测资料缺测时才使用 CPR 确定高度信息,2B-CLDCLASS-LIDAR 正是 CPR 和 lidar 探测资料的二级融合产品。融合时在 CPR 分辨率内对 lidar 探测资料做平均,即将 lidar 探测资料的水平分辨率降尺度至 CPR 分辨率,但融合资料具有比 CPR 资料更精确的值。该资料集提供云的有无、云的类型、云底高度、云顶高度等信息。每个廓线上最多可提供 10 层云的云类、云底高度、云顶高度等信息。在应用该资料时,如果卫星廓线上提供了 2B-CLDCLASS-LIDAR 资料,则优先使用,如果 lidar 探测资料缺测,则用对应廓线上的 2B-CLDCLASS 资料(仅作为 CPR 雷达资料补充)。统计发现,2007 年 1 月—2010 年 12 月的卫星云产品资料集中 2B-CLDCLASS-LIDAR 资料的使用率为 83%,2B-CLDCLASS 资料的使用率仅为 17%。

CloudSat 云产品直接提供了云的类型信息,根据有无降水、云底高度、云层厚度、云顶高度、云顶温度、雷达反射率因子等参数,结合基于角色(role-based)分类法和模糊逻辑分类法(fuzzy logic classification)将探测到的云分为高云(Hi)、高积云(Ac)、高层云(As)、层云(St)、层积云(Sc)、积云(Cu)、雨层云(Ns)和深对流云(DC)8 类(Wang, et al, 2012)。文中的对流云包括积云(Cu)和深对流云(DC)。其中,Cu 定义为云底高度为 0—2.0 km(相对于地面),可能伴有毛毛雨或者小雪,水平尺度为 1 km 或者更大,分布孤立,垂直方向发展较浅或中等,液态水路径(LWP)大于 0 的云,其物理意义相当于地面观测规范中定义的浓积云和淡积云。深对流云定义为云底高度在 0—4.0 km(相对于地面),可能伴有较长时间的降水,水平尺度为 10 km 或更大,垂直方向发展较厚,液态水路径大于 0(Wang, et al, 2007)的云,其物理意义与地面观测规范中定义的积雨云基本一致。CloudSat 手册(Wang, et al, 2012)中详细描述了云的分类识别方法,从 Cu 和 DC 的全球分布(图 1)看,与其他观测资料得到的空间分布是基本一致的,这也验证了 CloudSat-CALIPSO 云分类产品的可靠性。

Kahn 等(2008)详细分析了 CloudSat-CALIPSO 资料的误差,Sassen 等(2008)全面对比了该资料与其他云类资料获得的总云量,发现总体分布基本一致。2B-CLDCLASS-LIDAR 云产品的不确定性主要来源于反演算法的不确定性和近地层(0—1 km)信号被污染的不确定性,对流云的云底高度

低于 1 km 时资料的不确定性较大,观测数据需要谨慎使用。但本研究统计发现,卫星资料反演的 Cu 云底高度与地面观测值基本一致,在合理的范围内,因此,没有忽略云底高度低于 1 km 的数据。更多关于 2B-CLDCLASS-LIDAR 资料的详细信息和误差来源请参考 CloudSat 数据处理中心(DPC)官方网站 http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/data-products/level-2b/2b-cldclass-lidar。

首先对落入划分区域中的逐轨廓线进行统计,挑选出对流云的廓线,这些廓线可能仅包含一层对流云,也可能包含两层或三层对流云。对于廓线中的每一层对流云分别统计其云顶和云底(相对于地面)的高度,得到云顶、云底高度的频率分布谱,通过分布曲线、峰值和中位数来描述垂直尺度谱的频率分布特征。对流云的发生频率定义为固定区域内(文中指 1°×1°)观测到对流云的廓线数(在垂直廓线上,某一层出现对流云,就计为对流云廓线,出现两层以上对流云也仅计为 1 个对流云廓线)与固定区域内的观测总廓线数的比值乘以 100%。对流云在垂直方向上某一层发生的频率定义为固定区域内某高度层出现对流云的廓线数与观测总廓线数的比值乘以 100%,垂直层分辨率选取为 0.24 km,与云资料垂直分辨率保持一致。

基于对流云廓线统计和分析云顶、云底高度和云的厚度,但文中所定义的云水平和垂直尺度是基于云团而言的。云团为一组相互连接的云块。无论在水平或垂直方向,相连的云块都归属为同一个云团。云团的水平尺度定义为云团包含的沿轨廓线数乘以沿轨采样分辨率 1.1 km,云团的垂直尺度是该云团包含廓线中的最大云顶高度与最小云底高度的差值。由于卫星观测方式的限制,只能获得云团的沿轨水平尺度,但在统计意义上可推测云团的横轨水平尺度与沿轨水平尺度相当。在统计过程中,有些云团可能会跨越海陆边界或者划分区域的边界,为了保持云团的完整性和尺度的真实性,对这种情况不做截断或者丢弃处理。

3 对流云发生频率的分布特征

3.1 对流云发生频率的水平分布

图 1 给出了全球 Cu 和 DC 发生频率的空间分布。Cu 发生频率的空间分布具有明显的海陆差异(图 1a),其主要发生在中低纬度海洋区域,在大部分陆地地区发生频率相对较低。但在青藏高原南部 Cu 发生频率超过 30%,显著大于周围其他地区,中国东部、南部海域、西北太平洋等地区 Cu 的发生频率则小于 20%。Cu 发生频率不仅在陆地不同区域差异较大,在西北太平洋和南部海域也呈现显著差异。

全球 DC 主要发生在 30°S—30°N,且沿着赤道辐合带分布(图 1b)。其中,DC 在东亚地区的发生频率一般小于 20%,比 Cu 的发生频率低。DC 沿着副热带高压西北边缘存在着一个高值带,这里正是冷暖空气的交汇区,上升运动强烈,DC 的发生频率可达 10%。总体来看,海洋上 DC 的发生频率高于陆地上。

鉴于对流云的出现频率在陆地和海洋区域差异较大,为细致分析不同区域对流云的尺度,根据对流云的发生频率并参考地理划分标准,将中国及其周边海域划分为 4 个子区域(图 2)。由于下垫面温、湿度条件不同,云发展的尺度可能不同,首先将陆地和海洋区别为不同的子区域。在陆地上,青藏高原和东部陆地海拔高度存在显著差异,对流云出现的高度和频率差异也较大(Li,et al,2016),因此,将中国大陆又划分为青藏高原和东部陆地 2 个子区域,其中,青藏高原(TP)定义为 25°—45°N,62.5°—105°E 范围内海拔高度大于 2 km 的区域,东部陆地(EC)定义为 18°—35°N,105°—123°E 范围内的陆地部分。在海洋上,南部海域存在较多的岛屿,云的性质可能受海洋和陆地下垫面的综合影响,该地区降水量也非常大,西北太平洋洋面则广阔平坦,下垫面性质单一,又将海洋进一步划分为南部海域和西北太平洋 2 个子区域。南部海域(SO)定义为 10°—25°N,105°—123°E 的海洋区域,西北太平洋(WP)定义为 10°—35°N,123°—150°E 的海洋区域。

表 1 给出了 2007 年 1 月—2010 年 12 月 4 a 内 4 个区域出现 Cu 和 DC 的观测样本数以及各区域的对流云平均发生频率。由于各区域范围大小不同,对流云廓线和对流云团发生的数量也不同。Cu 在青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋的平均发生频率分别是 15.7%、8.9%、11.7% 和 14.7%,DC 的平均发生频率在青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋分别是 1.0%、2.9%、3.9%和 3.5%。统计结果表明除青藏高原外,陆地对流云的发生频率小于海洋上对流云发生频率。海

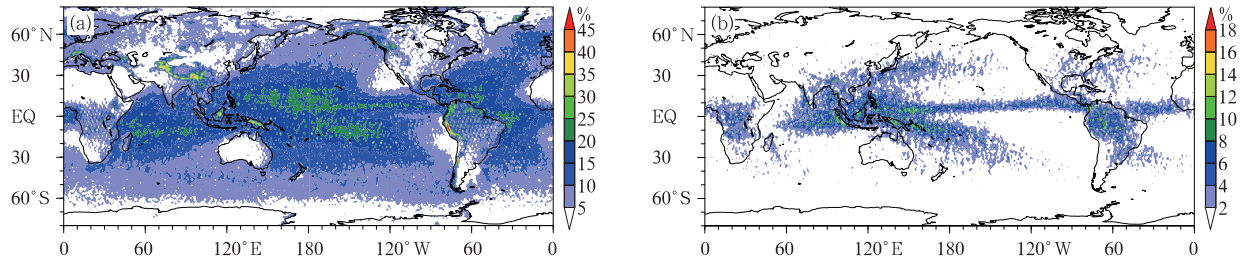


图 1 全球 Cu(a)和 DC(b)的发生频率

Fig. 1 Global distributions of the occurrence frequency of Cu (a) and DC (b)

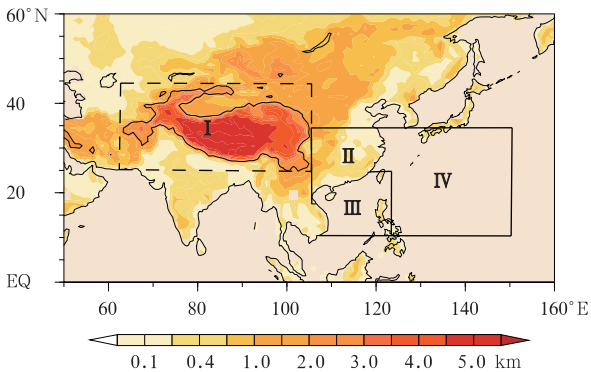


图 2 中国及其周边海域区域划分(阴影代表海拔高度;Ⅰ区为青藏高原(TP),Ⅱ区为东部陆地(EC),Ⅲ区为南部海域(SO),Ⅳ区为西北太平洋(WP))

Fig. 2 Terrain height (shaded) and the 4 sub-regions in China and the surrounding oceans (Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ and Ⅳ represent the Tibetan Plateau region (TP), the eastern land region (EC), the southern ocean region (SO), and the Northwest Pacific region (WP), respectively)

洋大气由于湿度较大,相同温度条件下气块易达到饱和,成云的条件相对容易满足。特别在冬季,中国东部陆地受冷高压控制,寒冷而干燥,大气相对稳定,对流云频率很低,海洋暖而湿润的水汽则更易成云,造成对流云年平均发生频率海洋上较大。南部海域与西北太平洋相比,Cu 频率小而 DC 频率大,说明南部海域地区对流更加旺盛。该地区海温较高,对流更易发展到较高的高度,且夏季东亚地区盛行西南季风,来自索马里的越赤道气流转向东吹向中印半岛以及中国南海地区,这使得南部海域地区对流旺盛,极易产生深厚的对流云(王帅辉等,2011b)。

青藏高原对流云的发生频率具有一定的特殊性。夏季青藏高原是一个热源(Wu, et al, 2015),也是一个重要的水汽源(Zhang, et al, 2013),这种高温、高湿的环境非常有利于对流云的形成。Li 等(2016)详细分析了青藏高原 Cu 发生频率高于其周围地区的原因,指出高地形造成的超强湿静力能导致青藏高原大气不稳定度很大而不稳定层却很浅,因此 Cu 发生频率很高,但 DC 发生频率却较低。

表 1 4 个区域对流云总观测样本数及发生频率

Table 1 Occurrence frequencies and sample numbers of convective clouds over the 4 sub-regions

	青藏高原(TP)	东部陆地(EC)	南部海域(SO)	西北太平洋(WP)
总廓线数	4427912	2382723	2081040	7464660
Cu 廓线数	694058	213469	243969	1099256
DC 廓线数	46118	69985	82465	267035
Cu 云团数	249282	69984	75103	316216
DC 云团数	2131	1734	1966	6408
Cu 发生频率	15.7%	8.9%	11.7%	14.7%
DC 发生频率	1.0%	2.9%	3.9%	3.5%

3.2 对流云发生频率的垂直分布

CloudSat 云产品可提供不同高度各类云出现的信息,因此可统计出 Cu 和 DC 在不同高度出现的频率。图 3 给出了中国及周边海域对流云在每个高度层上(相对于地面的高度层)的发生频率。4 个区域的 Cu 出现高度均在 0.24—8 km(图 3a),但是发

生频率峰值出现的高度各不相同。青藏高原 Cu 发生频率峰值出现高度为 1.44 km,东部陆地为 1.2 km,南部海域地区则集中出现在 0.48—1.0 km,西北太平洋集中出现在 0.48—1.2 km。总体来看,Cu 的发生频率峰值出现的高度在海洋上较低,陆地上较高,这应该与海洋上水汽充沛、气块易达到饱和有关。陆地上青藏高原 Cu 发生频率峰值出现的高度相对东部陆地略高,这验证了高原上"低云不低"(李国平,2007)的结论。

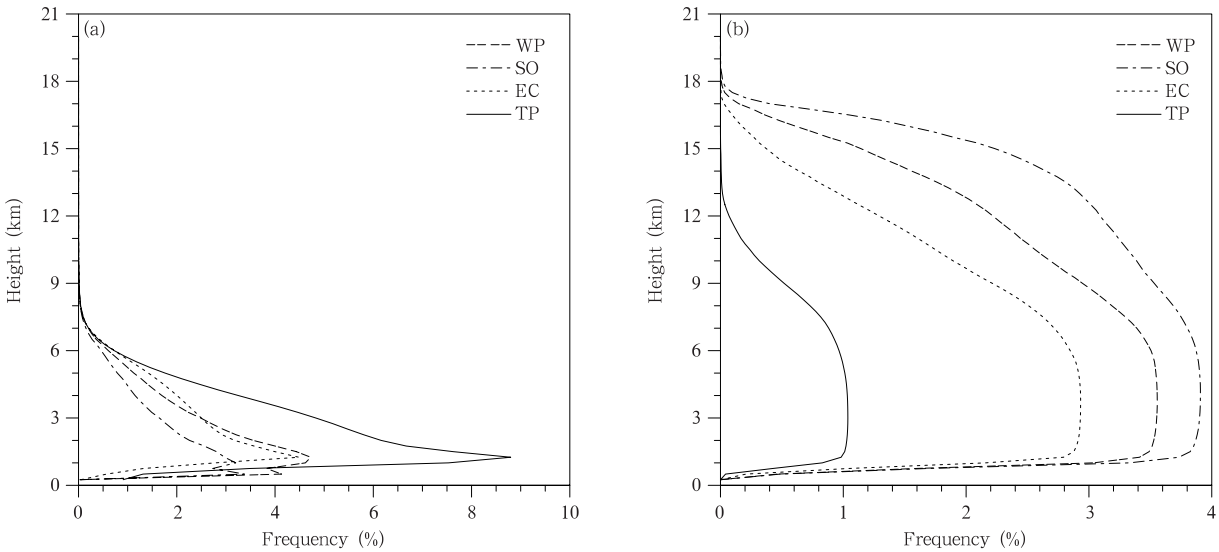


图 3 Cu (a)和 DC (b)发生频率的垂直分布

(WP 为西北太平洋,SO 为南部海域,EC 为东部陆地,TP 为青藏高原)

Fig. 3 Occurrence frequencies of Cu (a) and DC (b) at different levels

(WP, SO, EC and TP represent the Northwest Pacific, the southern ocean, the eastern land and the Tibetan Plateau respectively)

DC 在 4 个区域均出现在 0.24 km 以上(图 3b)。青藏高原 DC 出现在 0.24—13 km,东部陆地、南部海域和西北太平洋 DC 出现的高度范围均在 0.24—18 km。由于 DC 发展高度较高,厚度较厚,因此云发生频率峰值出现的高度是一个相对较宽的范围。青藏高原 DC 发生频率的峰值高度范围为 1.2—7 km,发生频率大约为 1%。东部陆地、南部海域和西北太平洋 DC 发生频率大于 1%的高度范围都在 1.2—13 km,海洋区域 DC 发展高度显著较陆地高,说明海洋区域 DC 发展更旺盛。

4 对流云的尺度分布特征

4.1 对流云的水平尺度

从各区域云团数(表 1)和云廓线数的比值大致可推测出云的水平尺度。由于下垫面性质的不同,陆地对流云团和海洋对流云团的水平尺度有较大差异。图 4 为中国及周边海域 Cu 云团和 DC 云团水平尺度谱分布。在青藏高原和东部陆地,Cu 云团的水平尺度在 1.1 km 处的分布概率最高,分别为 60.39%和 50.58%,水平尺度在 4 km 以下出现的累积分布概率分别占比 88.48%和 86.78 %。在南部海域和西北太平洋,Cu 云团的水平尺度在 2.2 km处的分布概率最高,约为 35%,水平尺度在 4 km以下出现的累积分布概率分别占比 81.73 %和79.80 %。4 个区域 DC 云团的水平尺度谱分布趋势大体一致,大值区集中在 10—50 km,最大可超过 100 km,但海、陆仍存在显著差异。陆地上,DC 云团水平尺度的谱宽较宽,东部陆地出现 3 个峰值,约分别在 12、30 和 45 km。海洋上,DC 云团水平尺度相对集中,仅出现一个峰值,约在 15 km。这说明陆地上 DC 出现时,云团有时较大、有时较小,其离散度较大,而 DC 出现在海洋上时,云团的尺度相对集中。东部陆地的季风气候非常复杂,DC 发生的天气背景可能是锋面天气系统,也可能是季风环流,或副热带高压控制区的热对流系统。本研究发现,尺度较大的 DC 云团多发生在副热带高压边缘的季

风云带区域或锋面云系中,环境大气的湿度相对较高。尺度较小的 DC 云团易发生在副热带高压控制区,受下垫面热力效应的影响,云团分布较为零散,热对流的特征较显著。东部陆地 DC 云团水平尺度呈现三峰特征说明了天气背景的复杂性和多种可能性。其他 3 个区域 DC 云团的水平尺度则相对集中,可能说明影响的天气系统相对单一。Peng 等(2014)试图通过计算对流有效位能,从形成机制上解释对流云水平尺度的差异,但 DC 云团水平尺度所呈现的特征及其与天气背景的联系值得进一步研究。

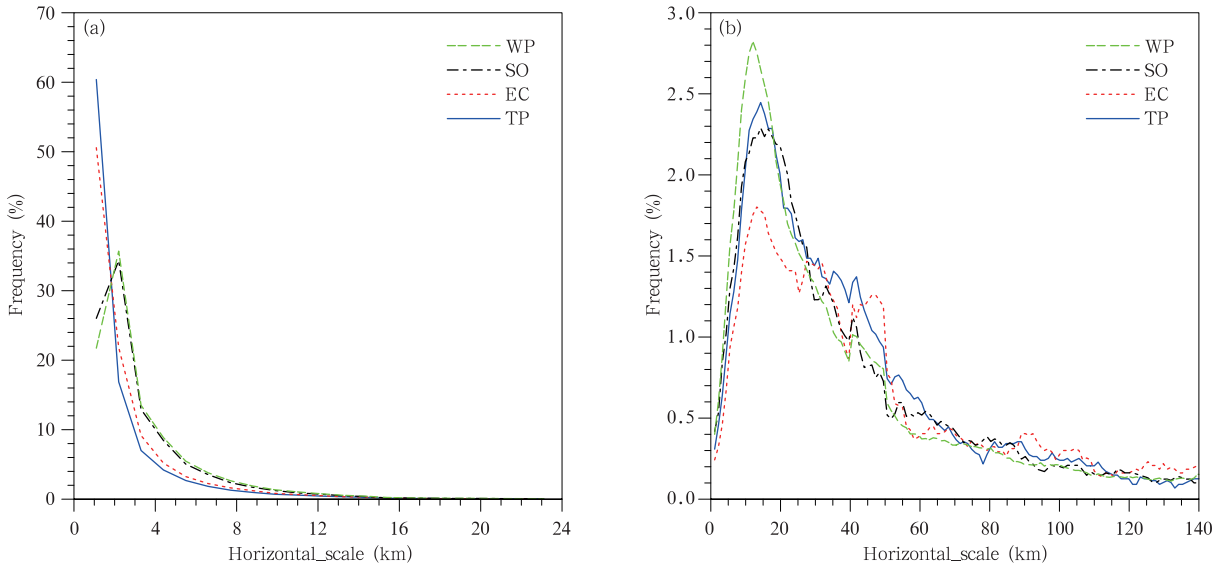


图 4 Cu 云团(a)和 DC 云团(b)水平尺度谱分布

(绿色、黑色、红色和蓝色线条分别为西北太平洋、南部海域、东部陆地和青藏高原)

Fig. 4 Horizontal scales of Cu (a) and DC (b) systems(The green, black, red and blue lines represent the Northwest Pacific(WP), the southern ocean (SO), the eastern land (EC) and the Tibetan Plateau (TP), respectively)

使用中位数可以不受分布数列中的极大值或极小值的影响,从而在一定程度上反映云团的代表性尺度。根据图 4 中的水平尺度谱计算得到各个区域对流云团水平尺度的中位数。在青藏高原和东部陆地 Cu 云团水平尺度的中位数均为 1.1 km,在南部海域和西北太平洋均为 2.2 km,说明海洋上 Cu 云团的水平尺度大于陆地上的。Cu 云团的水平尺度可能与下垫面性质有关。洋面上湿度大,下垫面均匀,云朵毗连的可能性大,Cu 云团的水平尺度相对较大。陆地下垫面热力性质不均匀,热力强迫抬升形成的云团分布更零散,浅对流表现为晴天积云的特征更显著。DC 云团的水平尺度在 10—50 km,水平尺度的中位数在青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋分别为 33.0、45.1、33.0 和 29.7 km,也验证了 DC 云团在东部陆地水平尺度最大,在其他 3 个区域差异不大。

由于对 DC 云团的定义不同,文中统计得到的 DC 云团的水平尺度与 Peng 等(2014)的结论有量级上的差异,但与其对流云系在低纬度地区水平尺度较小、中纬度地区水平尺度较大的结论是一致的。

4.2 对流云团的垂直尺度

云的厚度是基于廓线资料统计得到的云顶与云底高度的差值,云团的垂直尺度则是毗连云团中最高云顶高度和最低云底高度的差值。对二者的分析均可增进对云发展高度的理解。

4.2.1 对流云的云顶和云底高度

图 5 给出了 Cu 和 DC 的云顶和云底高度的谱分布。Cu 的云顶高度为 0.24—2 km(图 5a),大于 2 km 的分布概率小于 3%,云顶高度的峰值区在海洋和陆地存在显著差异。在青藏高原和东部陆地,云顶高度峰值均出现在 1.2 km 处,分布概率分别为 13.76%和 17.54%。而在南部海域和西北太平洋,云顶高度峰值分别出现在 0.48 和 0.72 km 处,分布概率分别为 23.61%和 19.32%。Cu 在青藏高原和东部陆地云顶高度中位数均为 1.44 km,南部海域和西北太平洋云顶高度中位数均为 0.96 km。

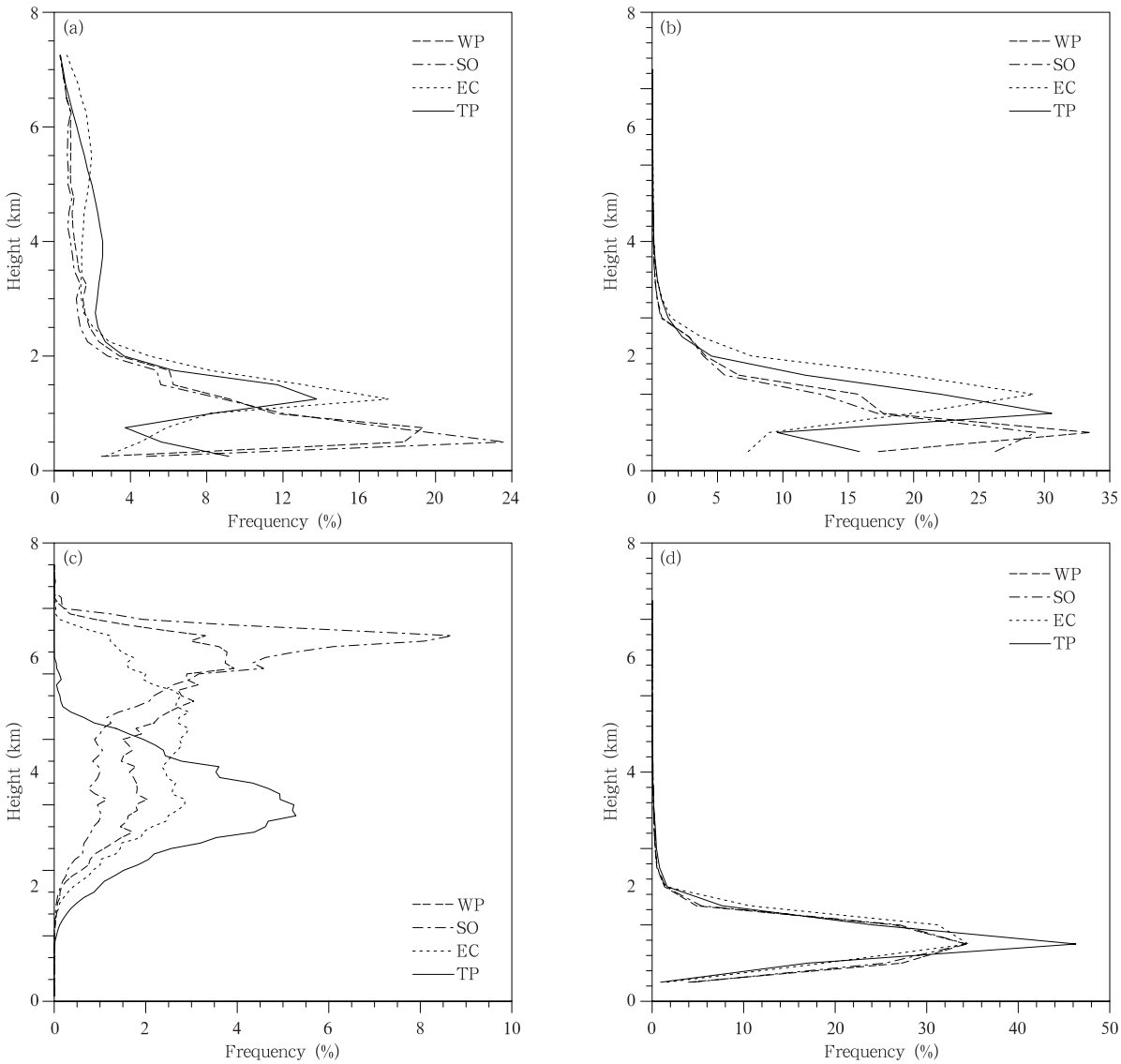


图 5 Cu 云顶(a)和云底(b)高度以及 DC 云顶(c)和云底(d)高度谱分布

Fig. 5 Frequency distributions of Cu cloud top height (a), Cu cloud base height (b), DC cloud top height (c) and DC cloud base height (d)

Cu 的云底高度为 0.24—1.5 km(图 5b),大于 2 km 的分布概率不足 2%。青藏高原和东部陆地 Cu 的云底高度分别在 0.72 和 0.96 km 处达到最大,分布概率分别为 30.56%和 29.19%,云底高度中位数则分别为 0.72 和 0.96 km。南部海域和西北太平洋 Cu 的云底高度的峰值均约为 0.48 km,在海洋上 Cu 云底高度中位数均为 0.48 km。从中位数可以看出,海洋上 Cu 的云底高度和云顶高度均低于陆地上的值,说明海洋上云整体高度较陆地低。

DC 的云顶高度为 2.8—18 km(图 5c)。青藏高原云顶高度的峰值区谱宽较东部陆地相对较窄,云顶高度出现在 6—12 km,峰值出现在 7.92 km。在东部陆地,云顶高度有 2 个峰值,约分别在 9 和 13 km。南部海域地区云顶高度峰值出现在 15—17 km,在 16.8 km 处的分布概率达到 9%。西北太平洋云顶高度为 9—17 km,峰值出现约在 15 km。DC 云顶高度在青藏高原、东部陆地、南部海域及西北太平洋的中位数分别为 9.12、11.52、15.36 和 13.44 km,可以看出海洋上平均云顶高度大于陆地上的云顶高度,其中南部海域云顶高度最高,说明海洋上对流发展更为旺盛。陆地上青藏高原 DC 的云顶高度低于东部陆地的云顶高度,这也证实了高原

上“高云不高”(李国平,2007)的结论。

DC 的云底高度在 4 个区域的分布趋势呈现出较为一致的特征(图 5d),均呈单峰型分布,且峰值均约在 0.72 km,中位数在 4 个区域也均为 0.72 km。

以上分析可知,Cu 在海洋上出现的整体高度低于陆地上,潮湿的空气和均一的下垫面导致云的凝结高度较低,云顶则相对平坦。DC 的云底高度在海洋和陆地上基本一致,海洋上云顶高度显著大于陆地上云顶高度,说明海洋性深对流发展更为强盛。

4.2.2 垂直尺度

利用计算获得的云团的云顶高度和云底高度(图略),可以直接计算得出云团的垂直尺度。图 6 为 Cu 云团和 DC 云团垂直尺度的谱分布。Cu 云团的垂直尺度在 0.24—2 km,4 个区域无明显差别,4 个区域垂直尺度的中位数均为 0.24 km。

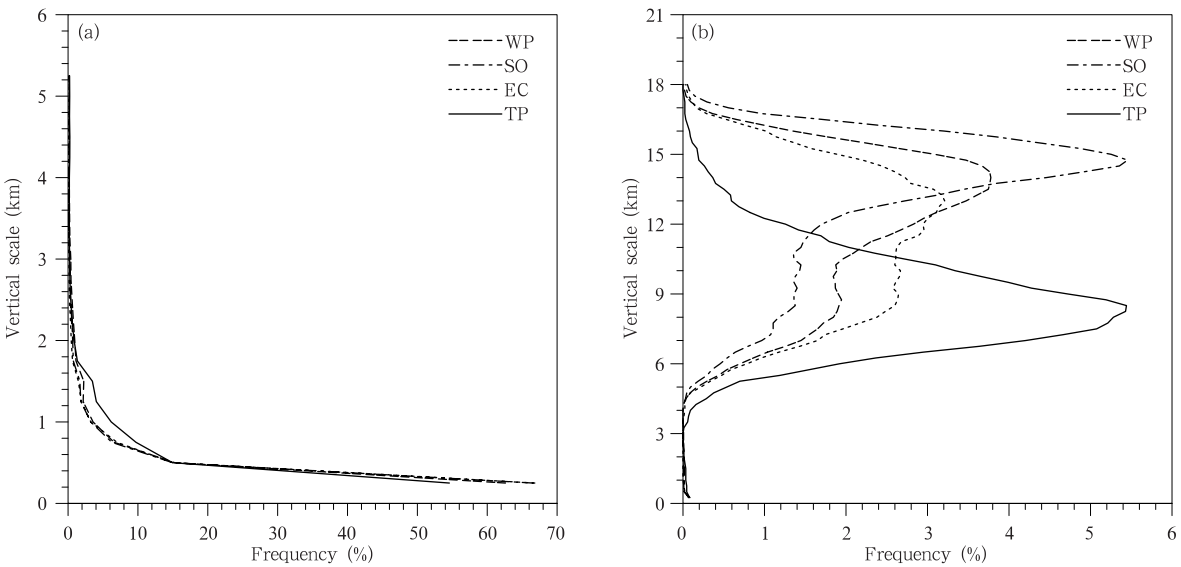


图 6 Cu(a)和 DC(b)云团垂直尺度谱分布

Fig. 6 The vertical scale spectra of Cu (a) and DC (b) cloud

DC 云团在青藏高原垂直尺度的峰值最小,为 8.4 km,在东部陆地 7—13 km 的范围内分布概率较大,在 12.96 km 处达到峰值。南部海域地区 DC 云团垂直尺度峰值为 14.88 km,为 4 个区域中最大,西北太平洋次之,峰值约在 13.92 km。DC 云团垂直尺度在青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋的中位数分别为 9.6、12.24、14.64 和 13.2 km,可见海洋 DC 云团的垂直尺度大于陆地上的尺度,其中在南部海域地区垂直尺度最大,青藏高原最小,这与 Luo 等(2011)的结论是一致的。青藏高原由于海拔高度较高,高温、高湿造成的对流活动在垂直方向上发展受限,不稳定条件弱且不稳定层较浅(Li, et al, 2016),出现 Cu 的概率大而出现 DC 的概率较小。在高原低涡等天气背景下产生 DC 时,高地形上空气的密度较小导致浮力较小,云不易发展到很高的高度。海洋上由于水汽充沛,对流云的含水量更高,降水强度更大,降水与对流之间的正反馈导致对流云发展更强烈。南部海域接近低纬度地区,强烈的热力作用使得对流发展更为旺盛。对比南部海域和东部陆地 DC 云团的水平尺度和垂直尺度可发现,南部海域云团水平尺度小而垂直尺度大,东部陆地水平尺度大而垂直尺度小,这正反映了中尺度对流体越小越强的特征,这也与 Peng 等(2014)发现的 DC 云系随纬度的降低,水平尺度减小,垂直尺度增大的结论一致。

5 结论与讨论

利用 CloudSat-CALIPSO 云产品资料统计了中国及周边海域对流云的发生频率,并根据对流云的发生频率分布特征以及参考地理划分标准将中国及周边海域划分为青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋 4 个子区域,统计分析了 4 个子区域 Cu 和 DC 的水平尺度、云底高度、云顶高度和垂直尺度等特征,结论如下:

(1)充沛的水汽条件导致海洋上 Cu 和 DC 的发生频率大于陆地上。但在青藏高原,高温、高湿环境下的弱不稳定大气和浅不稳定层,是该地区 Cu 发生频率很大而 DC 发生频率很小的主要原因。

(2)Cu 云团的水平尺度在海洋和陆地上分别约为 2 和 1 km。DC 云团水平尺度范围较广,东部陆地呈现 3 个峰值而海洋上只有 1 个峰值,其中位数在青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋分别是 33.0、45.1、33.0 和 29.7 km,说明在锋面、气旋、切变线、季风环流等复杂的天气系统背景下,东部陆地 DC 云团的平均水平尺度大于海洋上的云团尺度,且云团水平尺度的离散度较大。

(3)Cu 云团的垂直尺度范围为 0.24—2 km,4 个区域无明显差别。Cu 的云底高度陆地上较海洋上高,云顶高度也表现出同样的特征,说明海洋上的 Cu 出现高度整体较陆地低,这与海洋上水汽充沛、凝结高度较低,海洋下垫面性质较为单一有关。DC 云团的垂直尺度在青藏高原、东部陆地、南部海域和西北太平洋的中位数分别为 9.6、12.24、14.64 和 13.2 km。DC 的云底高度在 4 个区域差别不大,但海洋 DC 的云顶高度显著高于陆地上的云顶高度,说明海洋 DC 云团的发展更旺盛。

(4)南部海域地区 DC 云团的水平尺度较小而垂直尺度较大,东部陆地相反,体现了中尺度对流体尺度越小强度越强的特征。青藏高原的高大地形效应造成青藏高原 DC 云团的垂直尺度较其他 3 个区域显著偏小。

统计发现对流云的出现频率在冬季和夏季有显著差异(图 7)。在南部海域和西北太平洋,Cu 四季均可能出现,出现频率的季节差异较小。DC 在 4 个区域的季节差异都较大,冬季出现频率很低。平均来看,冬季对流云的发生频率很低,对流云团的样本数很少,统计出的水平尺度和垂直尺度可能不具有代表性。虽然 Cu 在海洋上四季都可出现,但其云底高度低于 0.5 km,在此高度上雷达回波易被海面杂波污染,CloudSat-CALIPSO 资料的不确定性较大,鉴于此,本研究没有分季节讨论对流云的尺度。

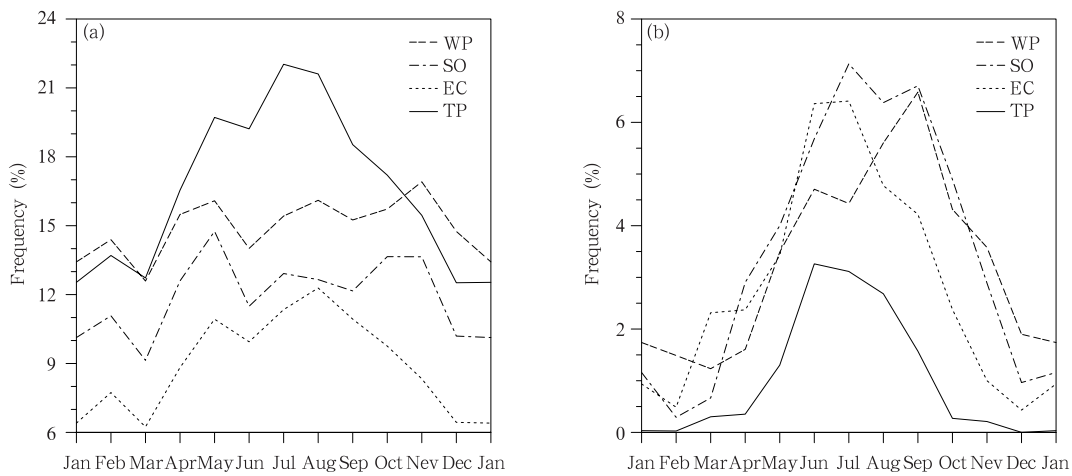


图 7 Cu(a)和 DC(b)发生频率的逐月变化

Fig. 7 Monthly variations of occurrence frequencies of Cu (a) and DC (b)

A-Train 卫星编队每日分别在当地时间午夜和中午扫过同一区域,使得可以用 CloudSat-CALIPSO 资料研究对流云尺度的昼夜差异。统计发现对流云水平尺度在白天和夜晚差异较小,垂直尺度白天略大。

本研究主要统计了中国及周边海域对流云的水平和垂直尺度特征,云尺度在不同区域的差异原因值得进一步深入研究,以期能进一步理解中国及其周边海域对流云的结构及成云机制,并为数值模式分辨率的设计和云参数化方案的优化提供参考。

参考文献

胡宁,张朝林,仲跻芹等. 2011. 大气对流层平流层交换(STE)研究进展. 地球科学进展, 26(4): 375-385. Hu N, Zhang C L, Zhong J Q, et al. 2011. Advances in stratosphere-troposphere exchange research. Adv Earth Sci, 26(4): 375-385 (in Chinese)

霍娟. 2015. 基于 CloudSat/CALIPSO 资料的海陆上空中云的物理属性分析. 气候与环境研究, 20(1): 30-40. Huo J. 2015. Physical properties of mid-level clouds based on CloudSat/CALIPSO data over land and sea. Climatic Environ Res, 20(1): 30-40 (in Chinese)

李国平. 2007. 青藏高原动力气象学. 第 2 版. 北京: 气象出版社, 271pp. Li G P. 2007. Dynamic Meteorology of the Tibetan Plateau. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 271pp (in Chinese)

李香淑, 郭学良, 付丹红等. 2011. 南海季风爆发期间中尺度对流云带演变特征与持续性加强的机理研究. 大气科学, 35(2): 259-271. Li X S, Guo X L, Fu D H, et al. 2011. Studies of evolution features and persistent development mechanism of mesoscale convective clouds over the northern South China Sea. Chinese J Atmos Sci, 35(2): 259-271 (in Chinese)

刘奇, 傅云飞, 王雨. 2010. 利用卫星轨道资料获取降水云团尺度的新方案. 遥感学报, 14(4): 774-788. Liu Q, Fu Y F, Wang Y. 2010. Novel algorithm for retrieving spatial scale of precipitating clouds from low-orbiting satellite observations. J Remote Sens, 14(4): 774-788 (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 J Atmos Sci, 37(1): 91-100 (in Chinese)

王德立, 徐国强. 2012. 高分辨率模式中积云参数化方案对模拟台风"凡亚比"的影响. 气象科技, 40(6): 949-959. Wang D L, Xu G Q. 2012. Impact of cumulus parameterization schemes on simulation of Fanapi hurricane using high resolution model. Meteor Sci Technol, 40(6): 949-959 (in Chinese)

汪宏七, 赵高祥. 1994. 云和辐射-(Ⅰ)云气侯学和云的辐射作用. 大气科学, 18(S): 910-932. Wang H Q, Zhao G X. 1994. Cloud and radiation-Ⅰ: Cloud climatology and radiative effects of clouds. Scientia Atmos Sinica, 18(S): 910-932 (in Chinese)

王帅辉, 韩志刚, 姚志刚等. 2011a. 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. 2011a. Analysis on cloud vertical structure over China and its neighborhood based on the CloudSat data. Plateau Meteor, 30(1): 38-52 (in Chinese)

王帅辉, 韩志刚, 姚志刚等. 2011b. 基于 CloudSat 资料的中国及周边地区各类云的宏观特征分析. 气象学报, 69(5): 883-899. Wang S H, Han Z G, Yao Z G, et al. 2011b. Ananalysis of cloud types and macroscopic characteristics over China and its neighborhood based on the CloudSat data. Acta Meteor Sinica, 69(5): 883-899 (in Chinese)

杨健,吕达仁. 2004. 2000 年北半球平流层、对流层质量交换的季节变化. 大气科学, 28(2): 28(2): 294-300. Yang J, Lv D R. 2004. Diagnosed seasonal variation of stratosphere-troposphere exchange in the northern hemisphere by 2000 data. Chinese J Atmos Sci, 28(2): 294-300 (in Chinese)

周天军, 钱永甫. 1996. 模式水平分辨率影响积云对流参数化效果的数值试验. 高原气象, 15(2): 204-211. Zhou T J, Qian Y F. 1996. Numerical experiments of effect of model horizontal resolution on cumulus parameterization. Plateau Meteor, 15(2): 204-211 (in Chinese)

Benner T C, Curry J A. 1998. Characteristics of small tropical cumulus clouds and their impact on the environment. J Geophys Res, 103(D22): 28753-28767, doi: 10.1029/98JD02579

Chan M A, Comiso J C. 2011. Cloud features detected by MODIS but not by CloudSat and CALIOP. Geophys Res Lett, 38(24): L24813, doi: 10.1029/2011GL050063

Delanoë J, Hogan R J. 2010. Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. J Geophys Res, 115(D4): D00H29, doi: 10.1029/2009JD012346

Dey S, Girolamo L D, Zhao GY. 2008. Scale effect on statistics of the macrophysical properties of trade wind cumuli over the tropical western Atlantic during RICO. J Geophys Res, 113(D24): D24214, doi: 10.1029/2008JD010295

Kahn B H, Chahine M T, Stephens G L, et al. 2008. Cloud type comparisons of AIRS, CloudSat, and CALIPSO cloud height and amount. Atmos Chem Phys, 8(5): 1231-1248, doi: 10.5194/acp-8-1231-2008

Li Y Y, Zhang M H. 2016. Cumulus over the Tibetan Plateau in the summer based on CloudSat-CALIPSO data. J Climate, 29(3): 1219-1230, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0492.1

Luo Y L, Zhang R H, Wang H. 2009. Comparing occurrences and vertical structures of hydrometeors between eastern China and the Indian monsoon region using CloudSat/CALIPSO data. J Climate, 22(4): 1052-1064, doi: 10.1175/2008JCLI2606.1

Luo Y L, Zhang R H, Qian W M, et al. 2011. Intercomparison of deep convection over the Tibetan Plateau-Asian monsoon region and subtropical north America in boreal summer using CloudSat/CALIPSO data. J Climate, 24(8): 2164-2177, doi: 10.1175/2010JCLI4032.1

Mace G G, Deng M, Soden B, et al. 2006. Association of tropical cirrus in the 10-15-km layer with deep convective sources: An observational study combining millimeter radar data and satellite-derived trajectories. J Atmos Sci, 63(2): 480-503, doi: 10.1175/JAS3627.1

Peng J, Zhang H, Li Z Q. 2014. Temporal and spatial variations of global deep cloud systems based on CloudSat and CALIPSO satellite observations. Adv Atmos Sci, 31(3): 593-603, doi: 10.1007/s00376-013-3055-6

Sassen K, Wang Z E. 2008. Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results. Geophys Res Lett, 35(4): L04805, doi: 10.1029/2007GL032591

Sassen K, Wang Z E. 2012. The clouds of the middle troposphere: Composition, radiative impact, and global distribution. Surv Geophys, 33(3-4): 677-691, doi: 10.1007/s10712-011-9163-x

Stephens G L, Vane D G, Tanelli S, et al. 2008. CloudSat mission:

Performance and early science after the first year of operation. J Geophys Res, 113(C5): D00A18, doi: 10.1029/2008JD009982

Wang Z E, Sassen K. 2007. Level 2 cloud scenario classification-product process description and interface control document, version 5.0. Colorado: Colorado State University, 50pp, http://www.cloudsat.cira.colostate.edu

Wang Z E, Vane D, Stephens G, et al. 2012. Level 2 combined radar and lidar cloud scenario classification product process description and interface control document, version 1.0. Colorado: Colorado State University, 61pp, http://www.cloudsat.cira.colostate.edu

Warren S G, Eastman R M, Hahn C J. 2007. A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971-96. J Climate, 20(4): 717-738, doi: 10.1175/JCLI4031.1

Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook. Natl Sci Rev, 2(1): 100-116, doi: 10.1093/nsr/nwu045

Yuan T L, Li Z Q. 2010. General macro-and microphysical properties of deep convective clouds as observed by MODIS. J Climate, 23(13): 3457-3473, doi: 10.1175/2009JCLI3136.1

Zhang D M, Luo T, Liu D, et al. 2014. Spatial scales of altocumulus clouds observed with collocated CALIPSO and CloudSat measurements. Atmos Res, 149: 58-69, doi: 10.1016/j.atmosres.2014.05.023

Zhang Y W, Wang D H, ZhaiP M, et al. 2013. Spatial distributions and seasonal variations of tropospheric water vapor content over the Tibetan Plateau. J Climate, 26(15): 5637-5654, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00574.1