

胡亮, 杨松, 李耀东. 2010. 青藏高原及其下游地区降水厚度季、日变化的气候特征分析 [J]. 大气科学, 34 (2): 387–398. Hu Liang, Yang Song, Li Yaodong. 2010. Diurnal and seasonal climatology of precipitation depth over Tibetan Plateau and its downstream regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 387–398.

青藏高原及其下游地区降水厚度 季、日变化的气候特征分析

胡亮^{1, 2} 杨松³ 李耀东^{1, 4}

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 Satellite Meteorology and Climatology Division, Center for Satellite Applications and Research, National Oceanic and Atmospheric Administration, Camp Springs, MD, USA

4 北京航空气象研究所, 北京 100085

摘 要 利用 10 年的 TRMM 卫星降水雷达观测资料, 首次对青藏高原及其下游平原及海洋地区降水厚度的地区差异进行了对比分析, 并对青藏高原及其周边地区对流和层云降水厚度的水平分布及其日变化和季节变化进行了统计分析, 结果表明: (1) 青藏高原地区对流和层云降水厚度都要比下游平原地区更为浅薄, 东部海洋地区对流降水厚度比平原地区小, 而层云降水厚度与平原地区相当。青藏高原及其下游平原地区对流降水厚度的日变化特征非常明显, 海洋地区对流降水厚度日夜差异则不大。层云降水厚度在各地区的日变化特征都不明显。青藏高原、下游平原及海洋地区对流和层云降水厚度的季节变化都非常明显, 从冬至夏, 对流和层云降水逐渐变得深厚, 而从夏入冬, 对流和层云降水则逐渐变得浅薄。(2) 青藏高原及其周边地区对流和层云平均降水厚度的分布形式和降水量分布具有较好的对应关系, 降水量大的地区其降水厚度一般较为深厚, 降水少的地区则降水厚度比较浅薄。对流和层云降水厚度存在明显差异, 对流降水一般要比层云降水深厚。青藏高原及其周边地区降水厚度水平分布的日夜差距不大, 但季节变化非常明显, 且与气候系统的季节变化紧密相关。

关键词 热带测雨卫星 对流降水 层云降水 降水厚度 日变化 青藏高原

文章编号 1006-9895 (2010) 02-0387-12

中图分类号 P426

文献标识码 A

Diurnal and Seasonal Climatology of Precipitation Depth over the Tibetan Plateau and Its Downstream Regions

HU Liang^{1, 2}, Song YANG³, and LI Yaodong^{1, 4}

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Satellite Meteorology and Climatology Division, Center for Satellite Applications and Research, National Oceanic and Atmospheric Administration, Camp Springs, MD, USA

4 Beijing Aviation Meteorological Institute, Beijing 100085

Abstract The diurnal and seasonal climatology of the precipitation depth over the Tibetan Plateau and its downstream regions is investigated using the data of Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar

收稿日期 2009-01-06, 2009-07-23 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40428002、40775058

作者简介 胡亮, 男, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事卫星气象与降水研究。E-mail: huliang314@gmail.com

(PR) measurements from 1998 to 2007. Results demonstrate that both convective and stratiform precipitation depths are smaller in Tibet than in its downstream regions. The convective precipitation depth in the East China Sea region is smaller than that in the Yangtze Plain, while the stratiform precipitation depth is similar for these two regions. The diurnal amplitude of convective precipitation depth is large over both the Tibetan Plateau and the Yangtze Plain, while it is small over the East China Sea. The diurnal cycle of stratiform precipitation depth is not significant over these regions. There are prominent seasonal variations of convective precipitation depth and stratiform precipitation depth over the Tibetan Plateau, the Yangtze Plain, and the East China Sea. Both convective and stratiform precipitation systems gradually deepen from winter to summer, and vice versa. The horizontal distribution of precipitation depths over the Tibetan Plateau and its surrounding regions shows a close relationship with the spatial pattern of surface rainfall, i. e., the area with more surface precipitation is generally corresponding to a large precipitation depth. There is a significant difference between the convective and stratiform precipitation depths, and the precipitation depth is generally larger for convective systems than for stratiform systems. The precipitation depths during the daytime and the nighttime over the Tibetan Plateau and its surrounding regions are similar, however, they have clear seasonal variations, which are consistent with the seasonal variation of the climate precipitation systems.

Key words TRMM, convective, stratiform, precipitation depth, diurnal cycle, the Tibetan Plateau

1 引言

我国是一个频受气象灾害侵袭的国家,无论是急性灾害还是慢性灾害,很多都与青藏高原的动力和热力作用有关。我国东部大范围暴雨、雷暴等灾害性天气过程,其初始扰动常可追溯到青藏高原。对 1991 年江淮流域(项续康等, 1995)、1998 年长江流域持续性特大暴雨(师春香等, 2000; 江吉喜等, 2002)的相关研究表明,造成这些暴雨的某些涡旋系统,其胚胎都可以追踪到青藏高原上空。卓嘎等(2002)通过对夏季青藏高原上空对流云团的研究发现,青藏高原对流系统随时间表现出从高原向长江中下游特大暴雨区东移的趋势,高原云系移到长江流域的时期与长江暴雨期基本吻合。

青藏高原系统东移对其下游降水具有重要作用,但系统在东移过程中其各种性质会发生很大变化。早在 1979 年,叶笃正和高由禧(1979)就指出:高原边界层内浅薄系统遇有适宜的高空条件,它们会移出高原,移出后系统将得到很大发展,变得更加深厚。郁淑华和高文良(2006)通过对高原低涡的研究表明,移出高原后,其强度、性质会有很大变化。在高原以东活动时间长(≥ 36 h)的高原低涡,移出高原前多数为暖性低涡,移出高原后多数为斜压性低涡,低涡加强,多数可产生暴雨、大暴雨;当高原低涡移到海洋上后,往往因下垫面不同而变化,出海后都有降水加强、位势高度下降的现象。Li et al. (2008)通过对青藏高原对流系统

的跟踪研究表明,对流系统在移出青藏高原后其面积明显增大、云顶亮温降低、对流百分比增大、对应降水率也明显增强,这些参数的变化特征都表明对流系统在移出青藏高原后得到显著加强。

由上可见,降水系统移出高原后其降水性质将发生明显变化。为了对降水进行更好的预测,有必要对高原内外的降水性质进行详细的对比分析。降水厚度作为降水的一个重要参数,能够反映降水的垂直特征,表征系统发展的浅薄(Kodama and Tamaoki, 2002),它和云顶高度及地面降水率等也都具有密切的联系(Fu and Liu, 2003; Fu et al., 2003; Fu et al., 2006)。传统的地面降水资料只能反映地表附近的降水状况,而卫星被动辐射计反演出的资料也只能反映地表或云顶的状况。地面雷达观测资料能够分析降水的垂直结构特征,但由于其造价高、空间分布不均匀等特点,一般只用于对单个降水过程进行研究,无法对降水系统进行长期的统计分析。由于这些原因,前人对降水厚度的研究多是是个例分析,对降水厚度的大尺度时空分布情况只是一个宏观认识,缺乏定量数值的了解。

热带测雨卫星(TRMM)是专门为研究降水而研发,其轨道高度低(约 350 km, 2001 年 8 月 6 日后升轨至 400 km),具有很高的空间分辨率,水平分辨率为 4 km,而垂直分辨率高达 250 m(Kummerow et al., 1998, 2000),能够方便地探测出降水的厚度。同时,按照降水的性质,TRMM 将降水分为对流降水、层云降水和其它降水三类,不同类

型降水反映了降水云中不同的热力和动力结构，以及降水云中的微物理特征 (Liu et al., 1989; Zipser et al., 1994)。

本文利用 10 年的 TRMM 卫星 2A25 资料，首次对青藏高原及其下游平原及海洋地区的对流及层云降水厚度进行对比分析，探讨青藏高原降水系统东移过程中的变化特征。同时，本文对青藏高原及其周边地区降水厚度的水平分布及其日变化和季节变化特征进行了统计分析。

2 资料及方法

为反映降水厚度的变化情况，本文利用 TRMM 降水雷达的地面观测位置 (surface range bin) 和最高有效观测位置 (top range bin) 来表示。其中“地面观测位置”对应地面海拔高度，而“最高有效观测位置”对应 TRMM 测雨雷达所能测到的降水最高层 (雷达敏感度为 17 dBZ)，所以，“地面观测位置”和“最高有效观测位置”之差 (用 H 表示) 能够反映降水系统的厚度，

$$H(\text{厚度}) = H_{\text{t}}(\text{最高有效观测位置}) - H_{\text{sf}}(\text{地面观测位置}).$$

H 数值越大，表示降水系统越深厚， H 数值越小则表示系统越浅薄。本文所用资料为 1998 至 2007 年共 10 年的 TRMM 卫星 2A25 资料。同时，已有研究表明 (Fu et al., 2003; Yang and Smith, 2008)，降水主要由对流降水和层云降水组成，其它降水所占比重非常少，故本文不对其进行研究。

为了分析青藏高原及其下游平原和海洋地区降水厚度的差异 (如图 1 所示)，本文选取 ($30^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 代表青藏高原地区，其海拔几

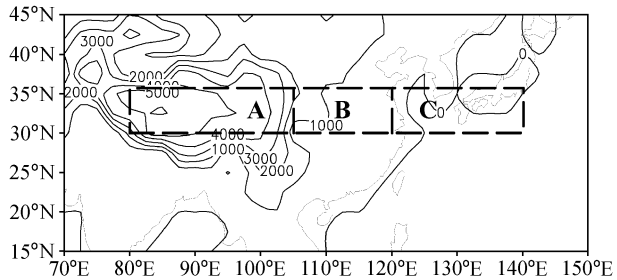


图 1 本文所研究的三个地区。等值线：海拔高度 (单位: m); 虚线方框: A 青藏高原地区, B 下游平原地区, C 东部海洋地区
Fig. 1 The topography contours (m) and the selected three regions of the Tibetan Plateau (A), the Yangtze Plain (B), and the East China Sea (C) over East Asia

乎都在 3000 m 以上，平均海拔 4530 m; ($30^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) 代表长江流域平原地区，平均海拔 566 m; ($30^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) 代表东部海洋地区，该地区超过 95% 为海洋，平均海拔 66 m。

3 对流降水和层云降水厚度的平均特征

表 1 为青藏高原、下游平原和海洋地区对流降水和层云降水的平均降水厚度，由表可知，对于对流降水，平原地区最为深厚，高原地区次之，海洋地区对流降水最为浅薄。而对于层云降水，平原地区和海洋地区降水厚度相差不大，高原地区的层云降水厚度则比前二者要浅薄许多。这可能因为长江流域平原地区位于南北气流的交汇处，同时受青藏高原东移对流系统的影响，对流活动比较旺盛，容易上升到较高高度。而高原地区尽管对流旺盛，但受水汽不足限制，无法在更高高空形成降水。层云降水主要受热力作用的影响，而高原地区海拔高，地表温度较低，气块很难上升到较高高度，故该地区层云降水最为浅薄。

从表 1 可知，当一个降水系统移出高原，东移至下游平原地区时，其对流和层云降水厚度都倾向于加深发展，而当降水系统从长江流域东移入海后，其对流降水容易变浅减弱，而层云降水则变化不大。

综上可知，各地区各类降水系统的厚度存在很大差异，为了更好地分析降水系统的这种厚度变化，按照降水系统的降水厚度 H ，本文将降水划分为 15 类: 1 类: $H < 1 \text{ km}$; N 类: $N - 1 \text{ km} \leq H < N \text{ km}$ ($2 \leq N \leq 14$); 15 类: $H \geq 14 \text{ km}$ 。

按照以上划分方法，本文计算了高原、平原及海洋地区各类厚度对流和层云降水的出现概率 (降水像素数目/TRMM 扫描到的总像素数目)，并由此绘制出各地区各类厚度对流及层云降水的概率分布图 (图 2)。

表 1 各地区对流降水和层云降水的平均降水厚度
Table 1 The mean depth of convective precipitation and stratiform precipitation

地区	对流降水厚度/km	层云降水厚度/km
青藏高原	6.6	4.5
长江中下游流域	7.5	5.7
东部海洋	6.0	5.6

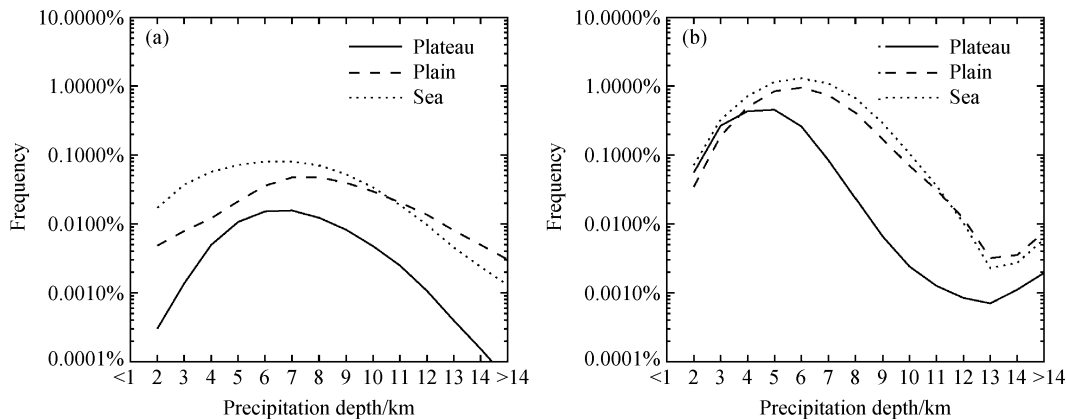


图2 高原、平原及海洋地区各厚度 (a) 对流和 (b) 层云降水的出现概率

Fig. 2 The occurrence frequency of (a) convective precipitation and (b) stratiform precipitation at different depths over the Tibetan Plateau, the Yangtze Plain, and the East China Sea

从图 2a 可以看到, 对于对流降水, 不管是在哪个厚度, 高原地区的降水概率都最小。当降水厚度小于 11 km 时, 海洋地区的对流降水概率比平原地区大, 而当厚度大于 11 km 时, 平原地区对流降水概率比海洋地区高, 这说明平原地区一般降水厚度的出现概率比海洋地区低, 但极端深厚对流降水的出现概率高于海洋地区。高原地区出现概率最高的是厚度为 6 km 左右的对流降水, 而平原和海洋地区大约为 7 km。

图 2b 显示, 各地区层云降水的出现概率远远大于对流降水, 前者是后者的 10 多倍, 甚至上百倍。当厚度小于 4 km 时, 高原地区层云降水出现概率和其它地区相差不大, 而当降水厚度大于 4 km 之后, 高原地区层云降水的出现概率明显小于平原和海洋地区。与对流降水一样, 海洋地区厚度小于 11 km 的层云降水出现概率高于平原地区, 而大于 11 km 的极端深厚层云降水则更多出现在平原地区。高原地区层云降水出现概率最高的是 5 km 左右的降水, 而平原和海洋地区厚度为 6 km 的层云降水出现最多。

综合图 2 可知, 各地区对流和层云降水的出现概率都是先随着降水厚度的增加而增大, 之后又随着降水厚度的增大而减小。即中间厚度的降水出现概率最高, 而浅薄和极端深厚降水的出现概率较小。将对流和层云降水厚度进行对比可知, 层云降水的厚度分布比对流性降水的厚度分布更加集中, 厚度谱要相对窄一些, 且各地区层云降水峰值对应厚度要比对流降水小, 这表明层云降水出现浅薄降

水的概率要比对流降水高得多。

由于资料等原因, 以往对降水厚度的研究不够系统, 对降水厚度的认识只限于有限的降水个例分析, 对降水厚度的整体分布情况缺乏了解, 为此, 本文绘制出青藏高原及其周边地区 10 年平均的对流和层云降水厚度的水平分布图 (图 3)。

图 3a 显示, 青藏高原及其周边地区对流降水厚度存在两个明显的大值区, 最大降水厚度中心位于青藏高原西南侧的巴基斯坦和印度地区, 超过 9.5 km, 这是因为暖湿的西南气流在该地区受青藏高原阻挡抬升, 降水可以发展到一个很高的高度 (高由禧等, 1984)。另一个对流降水厚度大值区位于江淮流域, 其降水厚度中心也达到 9 km, 这是由于江淮地区特殊的地理气候位置, 南部暖湿气流和北部干冷气流经常在该地区汇合抬升, 造成降水 (朱乾根等, 1992)。同时, 受热带西南暖湿气流影响, 印度尼西亚—中南半岛—华南—江淮流域一带明显为一对流降水厚度高值区。而西北太平洋地区受副高影响, 对流受到抑制, 降水无法上升到一个很高的高度, 为一明显的对流降水厚度低值区。另外, 图 3a 还显示, 除青藏高原地区外, 其它陆地地区和海洋性大陆地区的降水厚度明显大于太平洋和印度洋地区, 这表明对流降水厚度同时也受到地表热力结构的影响。

图 3b 显示, 层云降水明显比对流降水浅薄, 这和对流降水一般强于层云降水的事实是一致的 (Tokay et al., 1996)。层云降水厚度的水平分布和对流降水的水平分布存在很大差异, 其与地表高度

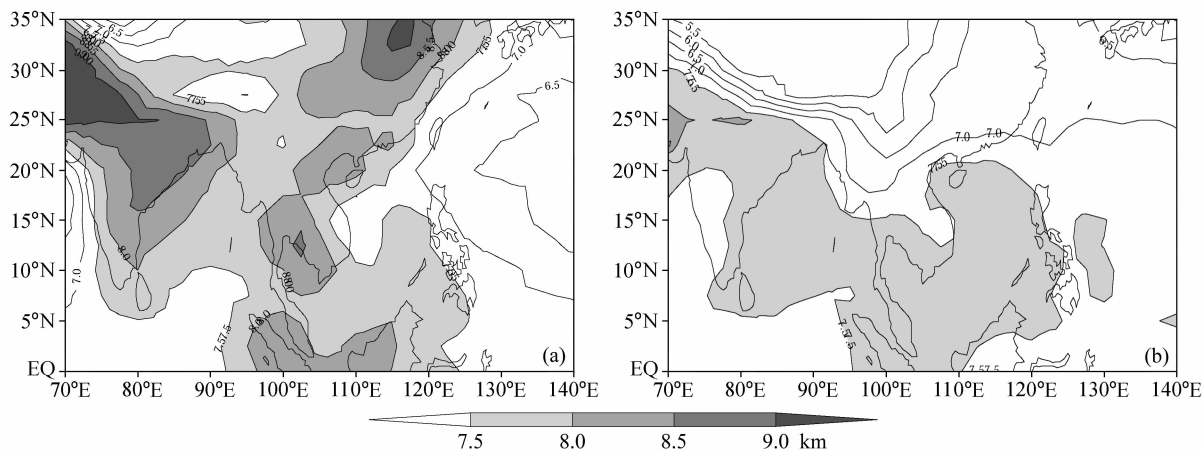


图3 青藏高原及其周边地区 (a) 对流降水和 (b) 层云降水厚度的水平分布特征。水平分辨率: $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$

Fig. 3 The horizontal distribution of (a) convective precipitation depth and (b) stratiform precipitation depth over the Tibetan Plateau and its surrounding regions. Resolution: $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$

的水平分布存在非常明显的反相关,如在青藏高原地区就存在明显的浅薄层云降水。这表明层云降水在各地区所能上升到的海拔高度相差不是非常大,这使得层云降水厚度主要取决于地表的海拔高度,高原地区海拔高,其层云降水就比较浅薄,而海洋地区海拔低,其层云降水就较为深厚。另外,以北回归线为界,层云降水厚度存在明显的南北差异,南部降水比北部降水更加深厚。层云降水厚度的分布特征表明层云降水主要受热力作用的影响,其对动力作用的响应没有像对流降水那么强烈。

4 降水厚度的日变化特征

日变化作为降水的一种重要特征,能够反映降水的许多宏观和微观物理现象,已有许多学者对其进行了深入的研究 (Yang and Smith, 2006, 2008; Yu et al., 2006, 2007; Yang et al., 2008)。以往关于降水日变化的研究大多集中在热带地区,且主要是分析海洋和陆地降水的日变化差异 (Imaoka and Spencer, 2000; Sanderson et al. 2006),而对于中纬度地区,尤其是中纬度高原地区降水的日变化特征缺乏研究。另外,前人对降水日变化的研究主要是分析总降水的日变化特征,而讨论对流降水和层云降水的日变化特征较少 (Yang and Smith, 2008; Yang et al., 2008)。对于对流性和层状性降水厚度日和季变化的研究几乎没有。我们曾对青藏高原及其下游地区降水厚度的日变化进行了初步分析 (Hu et al., 2010),本文将对青藏高原及其下游平

原和海洋地区对流性和层云性降水厚度的日变化特征进行进一步的对比分析。

图4为青藏高原、下游平原和海洋地区对流及层云降水厚度的日变化图。由图4a可以看到,青藏高原和下游平原地区降水厚度日变化比较明显,都存在两个降水厚度极大值和降水厚度极小值,它们都是在下午 17:00 (当地时间,下同) 最为深厚,而在上午 11:00 最为浅薄,最大值和最小值相差约 1000 m,青藏高原地区对流降水厚度次大时刻位于凌晨 01:00,而平原地区位于 06:00。海洋地区对流降水厚度的日变化特征不是很明显,最小值和最大值相差约 300 m。图4b表明各地区层云降水厚度的日变化特征不太明显,各时刻降水厚度都相差不大。图4a和4b的差异说明对流降水对太阳辐射的响应更加敏感,而层云降水相对更为稳定。

为进一步反映日变化对降水厚度的影响,本文绘制了白天 (06:00~18:00) 和夜间 (18:00~06:00) 各厚度对流降水和层云降水的出现概率 (图5)。

由图5可以看到,各地区白天和夜间各厚度对流与层云降水的出现概率非常接近,都是夜间的出现概率稍稍大于白天,且日夜差异最为明显的主要是那些极端深厚的降水。这表明夜间更加利于极端深厚降水的出现。

同样,本文分析了青藏高原及其周边地区对流和层云降水厚度水平分布的日夜差异 (图6)。从图6a和6c可以看到,东亚地区平均对流降水厚度的水平分布白天和夜间没有太大变化,主要差异表现

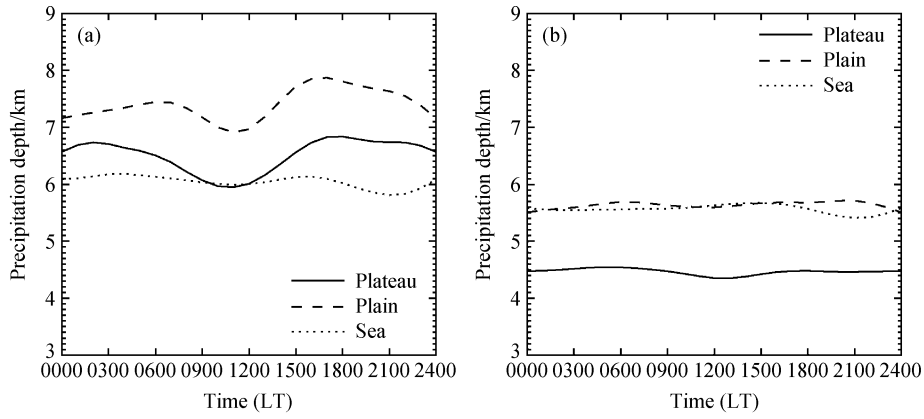


图 4 各地区 (a) 对流降水和 (b) 层云降水厚度的日变化曲线
Fig. 4 The diurnal variations of (a) convective precipitation depth and (b) stratiform precipitation depth (m) over the Tibetan Plateau, the Yangtze Plain, and the East China Sea

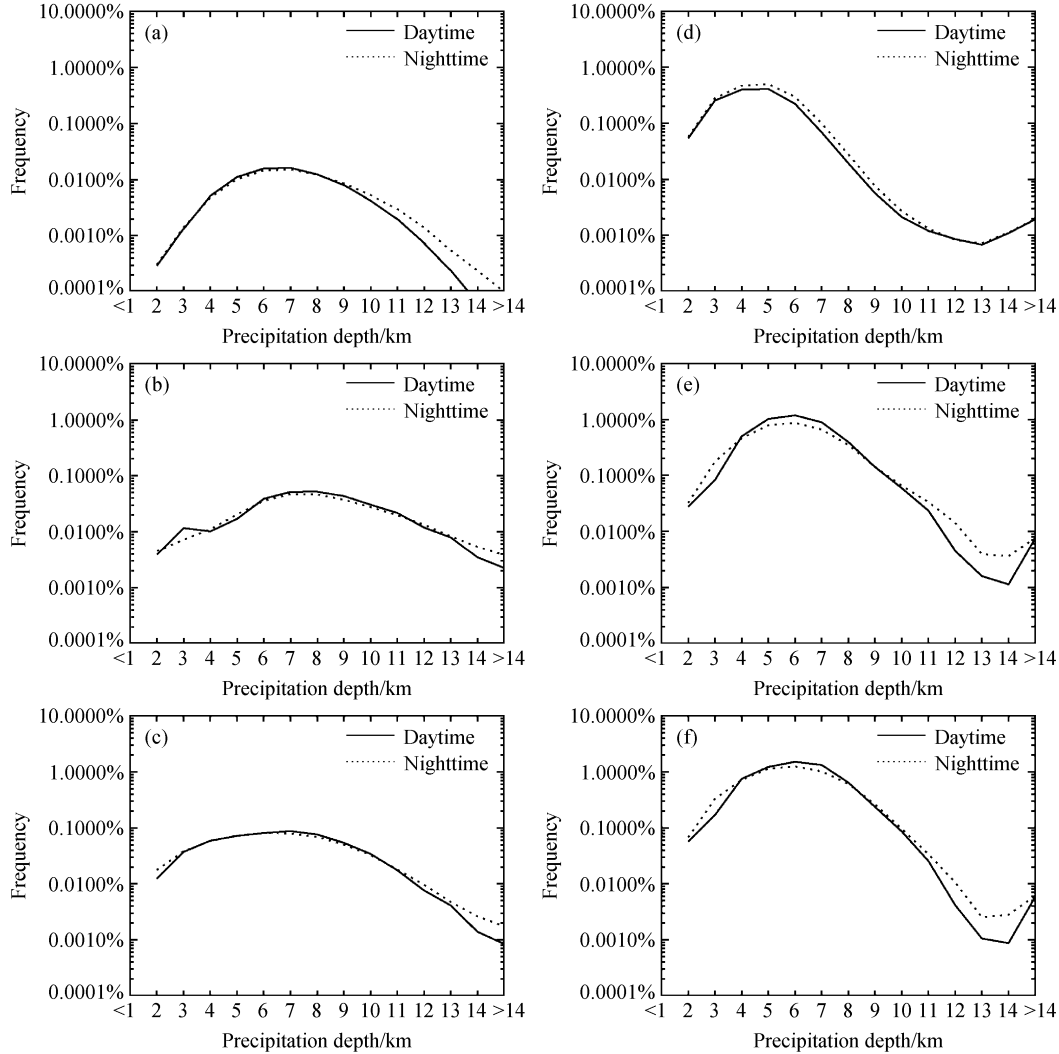


图 5 各地区各厚度对流 (a~c) 和层云 (d~f) 降水出现概率的日夜差异: (a, d) 高原; (b, e) 平原; (c, f) 海洋
Fig. 5 The occurrence frequency of (a, b, c) convective precipitation and (d, e, f) stratiform precipitation during the daytime (0600–1700 LT) and the nighttime (1800–0500 LT) over (a, d) the Tibetan Plateau, (b, e) the Yangtze Plain, and (c, f) the East China Sea

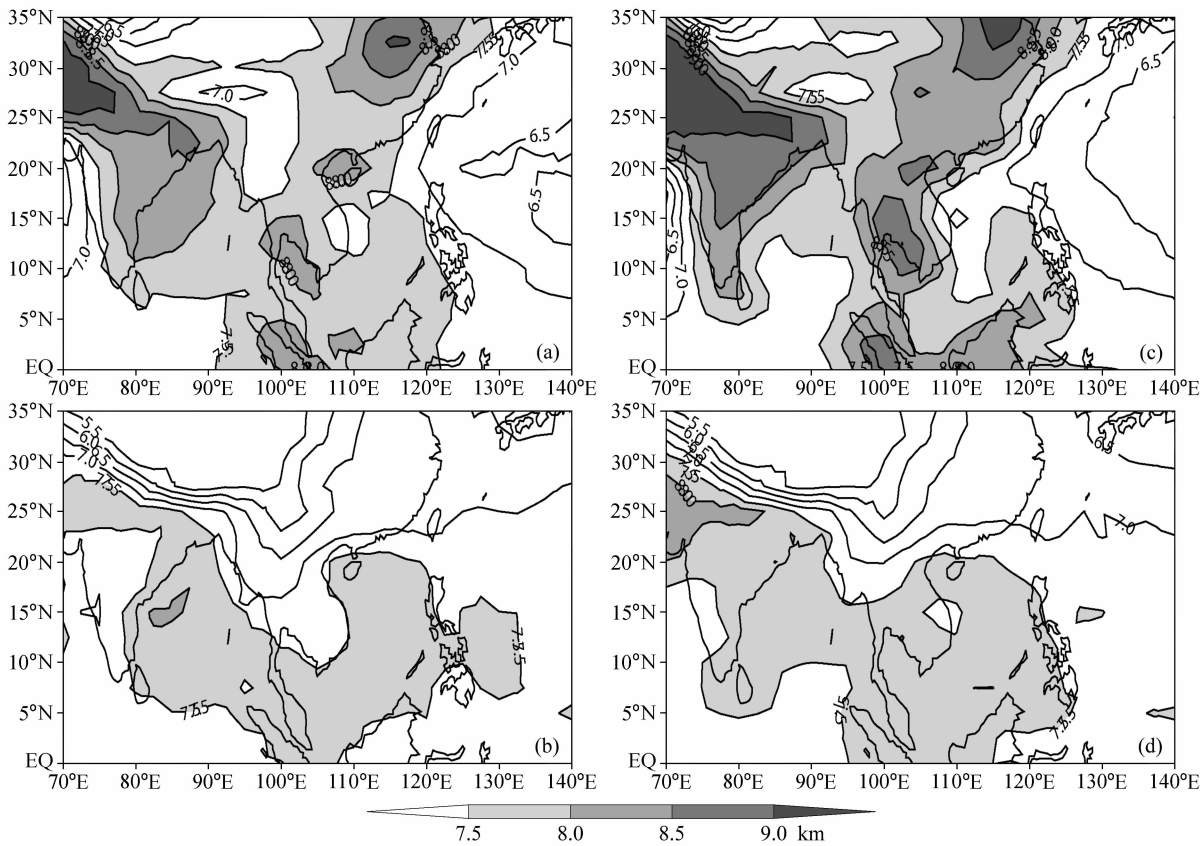


图 6 青藏高原及其周边地区 (a、c) 对流降水和 (b、d) 层云降水厚度的日夜差异 (单位: km): (a、b) 06:00~17:00; (c、d) 18:00~05:00。水平分辨率: $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$

Fig. 6 The discrepancy of (a, c) convective precipitation depth and (b, d) stratiform precipitation depth over the Tibetan Plateau and its surrounding regions during (a, b) the daytime (0600–1700 LT) and (c, d) the nighttime (1800–0500 LT). Resolution: $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$

为：夜间青藏高原西南侧的巴基斯坦和印度地区、印尼—中南半岛—华南—江淮流域对流降水厚度高值带夜间降水厚度比白天更为深厚。层云降水厚度的日夜差异 (图 6b 和 6d) 比对流降水厚度的差异更加小，青藏高原及其周边地区白天和夜间的层云降水厚度几乎没有变化。

综合图 4、5、6 可知，青藏高原地区对流降水日变化最为明显，平原地区次之，海洋地区最弱，这与这三个地区的热力状况是一致的。层云降水厚度的日变化特征在各地区都不是很明显，远不如对流降水日变化。

5 降水厚度的季节变化特征

青藏高原地区降水具有明显的季节变化特征，降水大多集中在夏半年，雨季和干季分明 (高由禧等, 1984)，本文下面对青藏高原及其下游平原和海洋地区降水厚度的季节变化进行对比分析。

图 7 为青藏高原及其下游平原和海洋地区对流和层云降水厚度的月变化图，由图可知，各地区对流降水厚度的季节变化特征非常明显，都是在夏季最为深厚，而在冬季最为浅薄。其中长江流域的月变化最明显，青藏高原其次，海洋地区最弱。青藏高原对流降水厚度最大值位于 6 月，比平原和海洋地区 (7 月) 提前一个月，这是因为青藏高原地区对季节变化的响应更快。对于层云降水，平原和海洋地区的降水厚度同样具有明显的季节变化，而青藏高原地区层云降水厚度的季节变化则比较弱。同样，对比层云降水厚度极大值对应的时间，可以看到海洋地区位于 8 月，比青藏高原和平原地区 (7 月) 落后一个月，这可能是海洋热容量大的缘故。

为进一步分析是哪些厚度的降水季节变化最为明显，本文计算了青藏高原、下游平原和海洋地区各季节各厚度对流和层云降水的出现概率 (图 8)。

综合图 8 可以发现，高原、平原和海洋地区对

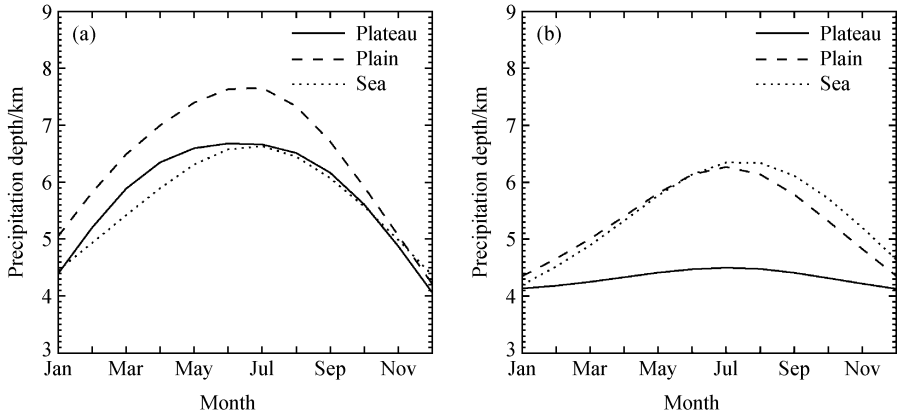


图 7 高原、平原及海洋地区 (a) 对流降水和 (b) 层云降水厚度的月变化
Fig. 7 The seasonal variability of (a) convective precipitation depth and (b) stratiform precipitation depth over the Tibetan Plateau, the Yangtze Plain, and the East China Sea

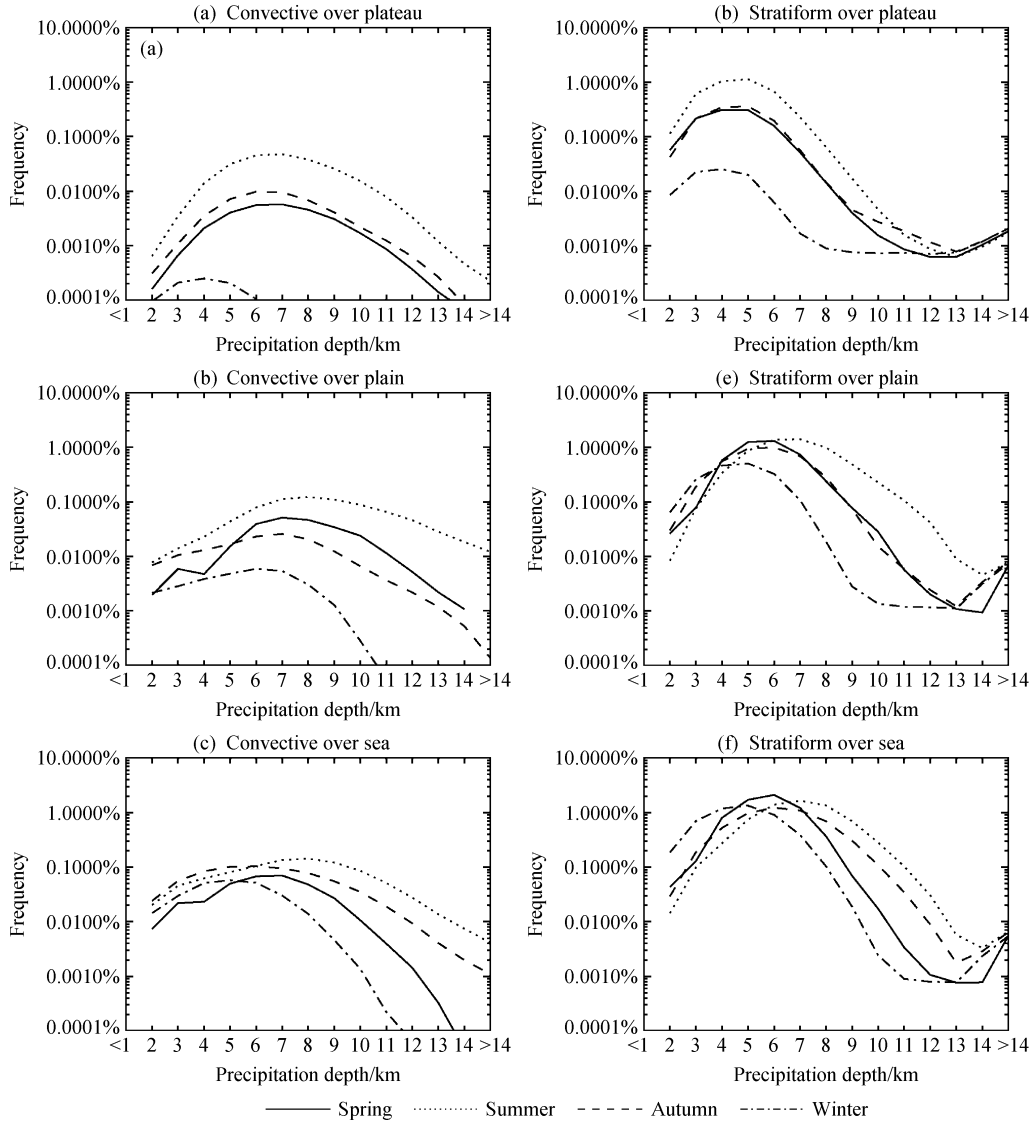


图 8 同图 5, 但为季节变化
Fig. 8 Same as Fig. 5, except for seasonal discrepancy

流(层云)降水的分布形式都相差不大,只是振幅或位相略有偏差。除海洋地区的层云降水外,各地区各厚度对流和层云降水都是夏季最多,冬季最少,春秋季节居中。对于海洋地区的层云降水,尽管各季节总的降水数目相差不大,但夏季 7 km 厚度的层云降水出现最多,春秋季节为 6 km,而冬季则是 4 km 厚度层云降水最多。图 8 表明,从冬季到夏季,各地区对流和层云降水增多,且深厚降水出现的概率明显增大,而从夏季至冬季则相反。另外,不管在哪个季节,各地区层云降水出现的概率都大于对流降水。

图 9 为冬(12 月、1 月和 2 月)、春(3 月~5 月)、夏(6 月~8 月)、秋(9 月~11 月)四个季节青藏高原及其周边地区对流降水厚度的水平分布图,由图可见:冬季(图 9a)青藏高原及其周边地区对流降水厚度最为浅薄,最小值中心位于西北太平洋副热带高压控制区,而大值中心则位于印度尼西亚地区。中国东部地区降水厚度大于西部地区。到了春季(图 9b),北半球开始回暖,西北太平洋

副热带高压减弱东撤,对流降水厚度的低值控制区也大面积东撤。随着西南暖湿气流加强北进,从印度尼西亚至中南半岛、华南和江淮流域地区的对流降水厚度得到明显增加,形成一对流降水厚度高值带。青藏高原浅薄降水区面积也减少。春季对流降水厚度增大最明显的地区位于印度半岛地区,降水厚度最大中心位于印度半岛东海岸。夏季(图 9c),西北太平洋浅薄降水区继续东撤北移,对流降水厚度进一步增大,随着西南气流的加强,印度尼西亚—中南半岛—华南—江淮流域一带对流降水厚度进一步增大,并在江淮流域形成一降水厚度高值中心。青藏高原地区降水厚度明显增大。而印度半岛地区对流降水厚度有所减弱,降水厚度大值中心西移至巴基斯坦地区。秋季(图 9d),北半球温度回落,副热带高压增强,西北太平洋浅薄降水区面积增大。随着西北干冷空气的南下,西南暖湿气流南撤,印度尼西亚—中南半岛—华南—江淮流域对流降水厚度高值带崩溃,江淮流域降水厚度大值中心消失。而青藏高原浅薄降水区面积增大。

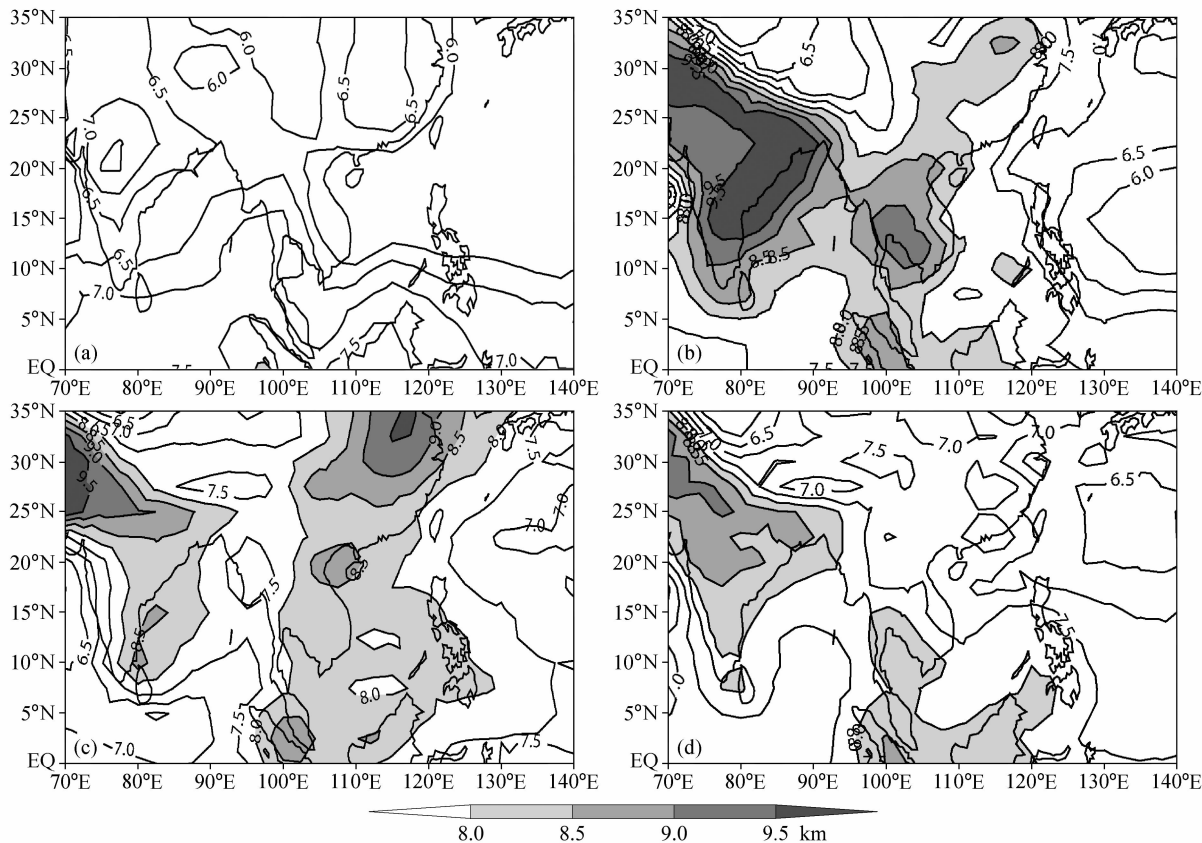


图 9 青藏高原及其周边地区各季节对流降水厚度水平分布(单位: km): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季。水平分辨率: $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
Fig. 9 The horizontal distributions (at $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ grid scale) of convective precipitation depth (km) over the Tibetan Plateau and its surrounding regions during (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn

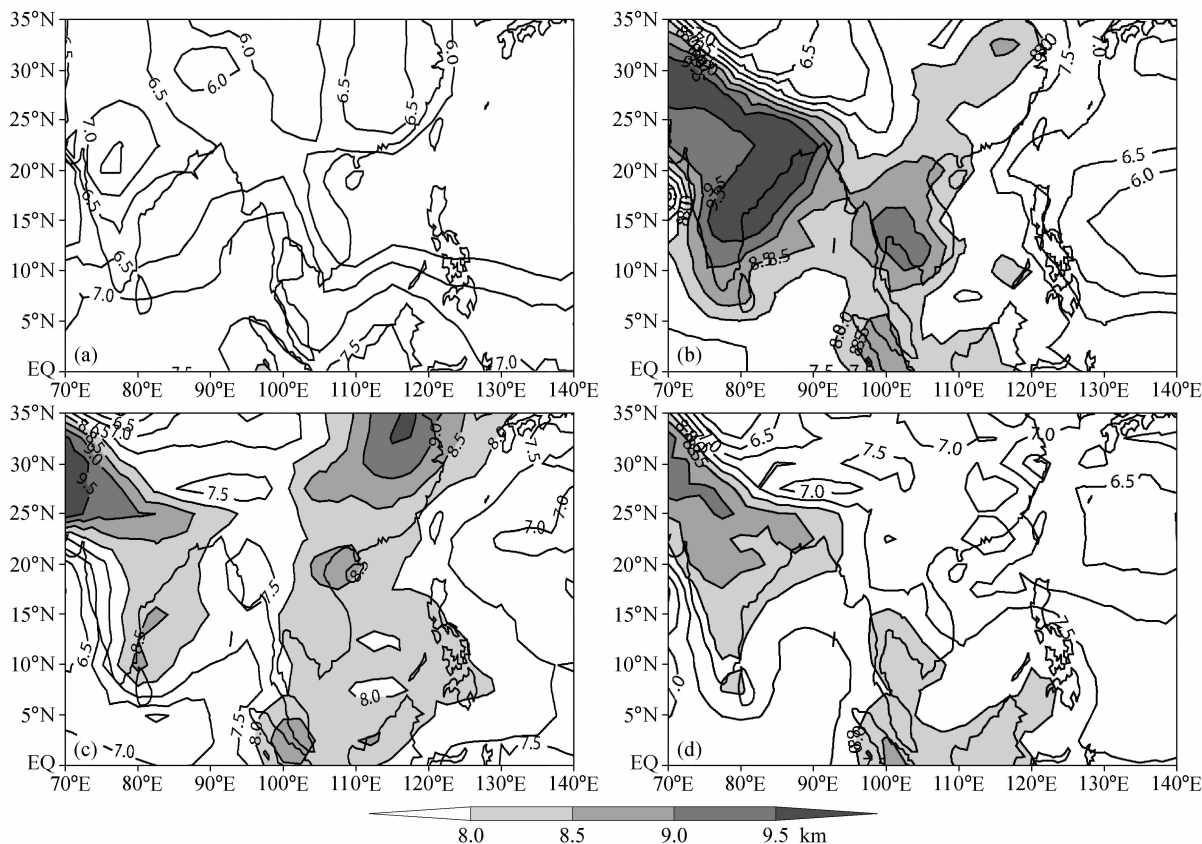


图 10 同图 9, 但为层云降水

Fig. 10 Same as Fig. 9, except for the stratiform precipitation depth

由对流降水厚度水平分布的季节变化图可以看到, 对流降水厚度能够非常好地反映气候的季节变化, 其时空分布与气候系统直接相关。对降水厚度的研究可以加深我们对气候系统的认识和了解, 从而为更好地预测气候变化、预报降水的时空分布提供更有力的支持。

由层云降水厚度水平分布的季节变化(图 10)可知, 青藏高原及其周边地区层云降水厚度的季节变化比对流降水要弱许多, 但其季节变化趋势和对流降水厚度基本一致, 从冬季到夏季, 中国东部和西北太平洋地区降水厚度逐渐增大, 印度半岛地区降水厚度先增大, 后减小。而从夏季到冬季, 各地区降水厚度都逐渐减小。

6 小结与讨论

以往受资料限制, 对降水厚度的研究多是个例分析, 对降水厚度的大尺度时空分布情况只是一个宏观认识, 缺乏定量数值了解。本文利用最新 10 年的 TRMM 卫星 2A25 资料, 对青藏高原及其下

游平原及海洋地区降水厚度的地区差异进行了对比分析, 并对青藏高原及其周边地区对流和层云降水厚度的水平分布及其日变化和季节变化特征进行了统计分析, 得到以下主要几点结论:

(1) 青藏高原地区对流和层云降水厚度都要比下游平原地区更为浅薄, 这表明降水系统移出高原后倾向于加深发展。而当降水系统从江淮流域东移入海后, 对流降水容易减弱变浅, 而层云降水厚度则变化不大。青藏高原及其周边地区对流和层云降水厚度的水平分布形式和降水分布具有非常好的对应关系, 降水多的地区其降水厚度较为深厚, 降水少的地区则降水厚度比较浅薄。对流和层云降水厚度存在明显差异, 对流降水一般要比层云降水更为深厚。对流降水厚度受动力影响明显, 同时也受热力作用的调节, 而层云降水厚度则主要受热力作用影响。

(2) 青藏高原及其下游平原地区对流降水厚度日变化明显, 层云降水厚度在各地区日变化都不显著。夜间相对白天更加有利于极端深厚降水的发

生。对流降水深厚区夜间相对白天进一步得到发展, 但日变化对层云降水厚度的空间分布影响不大。

(3) 青藏高原及其下游平原和海洋地区对流和层云降水厚度的季节变化都非常明显, 从冬季至夏季, 对流和层云降水逐渐变得深厚, 而从夏季到冬季, 对流和层云降水则逐渐变得浅薄。青藏高原及其周边地区对流和层云降水厚度的季节变化特征都非常明显, 且与气候系统的季节变化一致, 紧密相关。

本文的研究表明, 降水厚度和降水量的分布具有较好的对应关系, 它们都受气候系统的直接影响。因此, 关于降水厚度的研究能够加深我们对气候降水(如季风降水、副高内部降水等)的认识和理解, 为模式模拟提供观测事实依据, 从而提高气候模式对降水的模拟和预报。另外, 徐玉貌(1992)、杜秉玉等(1998)、李金辉等(2006)通过个例分析得出, 降水厚度和降水强度的相关并不密切, 这看似和本文结论相互矛盾, 其原因何在? 因此, 在下一步工作中, 有必要利用多年的 TRMM 资料, 对降水厚度和降水强度的关系进行一次更为全面细致的分析。

参考文献 (References)

杜秉玉, 高志球. 1998. 雷达反射率因子垂直廓线研究和多种遥感资料综合估计降水 [J]. 南京气象学院学报, 21 (4): 729–736.

Du Bingyu, Gao Zhiqiu. 1998. An investigation on vertical profiles of radar reflectivity and precipitation estimation with remotely sensed data [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 21 (4): 729–736.

Fu Y F, Liu G S. 2003. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 81 (6): 1353–1369.

Fu Y F, Lin Y H, Liu G S, et al. 2003. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR [J]. Adv. Atmos. Sci., 20 (4): 511–529.

Fu Y F, Feng J Y, Zhu H F, et al. 2006. Precipitation structures of a thermal convective system happened in the central western subtropical Pacific anticyclone [J]. Acta Meteorologica Sinica, 20 (2): 232–243.

高由禧, 蒋世逵, 张道光, 等. 1984. 西藏气候 [M]. 北京: 科学出版社, 300pp.

Gao Youxi, Jiang Shikui, Zhang Yiguang, et al. 1984. Tibetan Climate (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 300pp.

Hu L, Yang S, Li Y D, et al. 2010. Diurnal variability of precipita-

tion depth over Tibetan Plateau and its surrounding regions. Adv. Atmos. Sci., 27 (1): 115–122.

Imaoka K, Spencer R W. 2000. Diurnal variation of precipitation over the tropical oceans observed by TRMM/TMI combined with SSM/I [J]. J. Climate, 13: 4149–4158.

江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. 大气科学, 26 (2): 263–270.

Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 26 (2): 263–270.

Kodama Y M, Tamaoki A. 2002. A re-examination of precipitation activity in the subtropics and the mid-latitudes based on satellite-derived data [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80 (5): 1261–1278.

Kummerow C, Barnes W, Koza T, et al. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 15: 809–817.

Kummerow C, Simpson J, Thiele O, et al. 2000. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit [J]. J. Appl. Meteor., 39: 1965–1982.

李金辉, 罗俊颀. 2006. 稳定性层状云降雨量的估算研究 [J]. 气象, 32 (4): 34–39.

Li Jinhui, Luo Junjie. 2006. Estimation of rainfall of stable stratiform clouds with radar echo features [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 32 (4): 34–39.

Li Y D, Wang Y, Yang S, et al. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development and precipitation [J]. J. Appl. Meteor. & Clim., 47 (10): 2679–2695.

Liu G, Takeda T. 1989. Two types of stratiform precipitation clouds associated with cyclones [J]. Tenki (in Japanese), 36: 147–157.

Sanderson V L, Kidd C, McGregor G R. 2006. A comparison of TRMM microwave techniques for detecting the diurnal rainfall cycle [J]. J. Hydrometeorology, 7: 687–704.

师春香, 江吉喜, 方宗义. 2000. 1998 长江大水期间对流云团活动特征研究 [J]. 气候与环境研究, 5 (3): 279–286.

Shi Chunxiang, Jiang Jixi, Fang Zongyi. 2000. A study on the features of severe convective cloud clusters causing serious flooding over Changjiang River basin in 1998 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 5 (3): 279–286.

Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds [J]. J. Appl. Meteor., 35: 355–371.

项绩康, 江吉喜. 1995. 我国南方地区的中尺度对流复合体 [J]. 应用气象学报, 6 (1): 9–17.

Xiang Xukang, Jiang Jixi. 1995. Mesoscale convective complexes over the southern China mainland [J]. Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese), 6 (1): 9–17.

徐玉貌. 1992. 珠江三角洲锋面暴雨过程的雷达回波特征及其与雨量的关系 [J]. 热带气象, 8 (2): 174–180.

Xu Yumao. 1992. Radar echo features and their relations to rainfall for heavy frontal rains in the Pearl River Delta [J]. Journal of Tropical Meteorolo-

gy (in Chinese), 8 (2): 174–180.

- Yang S, Smith E A. 2006. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM [J]. *J. Climate*, 19: 5190–5226.
- Yang S, Smith E A. 2008. Convective-stratiform precipitation variability at seasonal scale from eight years of TRMM observations: Implications for multiple modes of diurnal variability [J]. *J. Climate*, 21: 4087–4114.
- Yang S, Kuo K-S, Smith E A. 2008. Persistent nature of secondary diurnal modes of precipitation over oceanic and continental regimes [J]. *J. Climate*, 21, 4115–4131.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 122–146. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Meteorology in the Tibetan Plateau* (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 122–146.
- Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y. et al. 2006. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01704, doi: 10.1029/2006GL028129.
- Yu R, Xu Y P, Zhou T J. 2007. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13703, doi: 10.1029/2007GL030315.
- 郁淑华, 高文良. 2006. 高原低涡移出高原的观测事实分析 [J]. *气象学报*, 64 (3): 392–399. Yu Shuhua, Gao Wenliang. 2006. Observational analysis on the movement of vortices before/after moving out the Tibetan Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 64 (3): 392–399.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 1992. 天气学原理与方法 [M]. 北京: 气象出版社, 350–360. Zhu Qian'gen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 1992. *Principles and Applications of Synoptic Meteorology* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 350–360.
- 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征 [J]. *应用气象学报*, 13 (4): 448–456. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Instability of eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau [J]. *Quart. J. Appl. Meteor.* (in Chinese), 13: 448–456.
- Zipser E J, Lutz K R. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 1751–1759.