

东亚梅雨系统的天气-气候学研究

丁一汇¹ 柳俊杰² 孙颖¹ 柳艳菊¹ 何金海² 宋亚芳¹

1 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

2 南京信息工程大学, 南京 210044

摘 要 利用 1971~2000 年 NCEP 再分析资料和中国 740 站的逐日地面观测资料, 对东亚梅雨季的气候学进行了研究。结果表明: 初夏长江流域特有的这个雨季有平均 21 天的长度, 从 6 月 17 日开始到 7 月 8 日结束。梅雨期间降雨量达 200~300 mm, 占夏季总降雨量的 45% 左右。当 6 月中旬东亚夏季风突然从华南向北推进到长江流域, 同时印度夏季风开始在印度次大陆爆发时, 中国梅雨雨季开始。这时来自南海和孟加拉湾的水汽供应显著加强, 为梅雨降雨提供了非常有利的水汽条件。气候学上梅雨锋的结构主要表现为: (1) 近于纬向的宽广云雨区, 其中包含有强对流降水与云团; (2) 锋前具有高假相当位温的高湿空气柱; (3) 对流层低层跨越梅雨锋的水平温度梯度非常弱或几近消失; (4) 梅雨锋区低层有一相对低的温度; (5) 梅雨锋区以南为强低空偏南急流, 急流以北是梅雨锋风切变线; (6) 从梅雨锋区到赤道的地区是一个季风型或间接的垂直环流区。在许多方面, 中国东部的梅雨锋不同于日本的梅雨锋和朝鲜的梅雨锋, 因为后两者基本上是中纬度斜压结构的锋区。东亚夏季风对中国梅雨的影响要比对日本和朝鲜梅雨的影响更重要。作者对东亚梅雨系统(中国梅雨、日本 Baiu 和朝鲜 Changma) 的区域差异进行了全面的比较研究。

关键词 梅雨 夏季风 梅雨锋结构 区域差异

文章编号 1006-9895(2007)06-1082-20

中图分类号 P461

文献标识码 A

A Study of the Synoptic-Climatology of the Meiyu System in East Asia

DING Yi-Hui¹, LIU Jun-Jie², SUN Ying¹, LIU Yan-Ju¹,
HE Jin-Hai², and SONG Ya-Fang¹

1 *Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, National Climate Center, Beijing 100081*

2 *Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*

Abstract By using NCEP reanalysis datasets and daily surface observations at 740 stations in China, the climatological aspect of the East Asian rainy season (Meiyu) has been studied. The results have shown that this unique East Asian rainy season in early summer in the Yangtze River basin has an average duration of 21 days, starting from June 17 and ending on July 8. Its concentrated and intensive rainfall of 200 - 300 mm accounts for about 45% of total summer rainfall amount. The East Asian rainy season occurs when the East Asian summer monsoon abruptly jumps northward from South China to the Yangtze River basin in mid-June and at the same time the Indian summer monsoon sets in over the Indian Peninsula. The moisture supply coming from the South China Sea and the Bay of Bengal is greatly enhanced, thus providing a very favorable condition for Meiyu rainfall.

The structure of the climatological Meiyu front is characterized by strong convective precipitation embedded in nearly zonal wide cloud zone, highly moist air column ahead of the Meiyu front of high θ_{se} , relatively lower tempera-

收稿日期 2007-05-30, 2007-07-05 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403604, 科技部十五攻关项目中国气候变化检测和预测(2001-2005), 科技部攀登 A 项目 SCSMEX 项目(1997-2002)

作者简介 丁一汇, 男, 1938 年出生, 研究员, 目前从事气候变化和季风研究。E-mail: dinghy@cma.gov.cn

ture field with very weak or nearly dissipating horizontal temperature gradient across the Meiyu front at low level, strong low-level jet to the south of the Meiyu zone and wind shear line accompanying the Meiyu front, and strong upward motion in the Meiyu zone, with a monsoon type or indirect vertical circulation dominating the region equatorward from the Meiyu zone. In many ways, the Meiyu front in East China is quite different from the Baiu front in Japan and the Changma front in Korea, which are basically of mid-latitude baroclinic frontal zone. The East Asian summer monsoon has a more significant effect on the Meiyu in China than the Baiu and Changma. A comprehensive intercomparison of regional differences of the Meiyu system has been made.

Key words Meiyu-Baiu-Changma, summer monsoon, structure, regional difference

1 引言

中国和日本的梅雨是春末夏初东亚夏季风季节进程中特有的雨季。广义上讲,梅雨的开始几乎与5月中旬东亚夏季风在南海地区的爆发同步。以后,随着夏季风的向北推进,梅雨雨带相继在华南、台湾,江淮流域,日本以及朝鲜半岛建立^[1~3]。梅雨雨带在中国东部 30°N 附近通常是准纬向的,在朝鲜半岛和日本地区是东-东北向。与低层风辐合区或沿东亚季风槽^[4, 5]的风切变线相伴随的准静止锋常常从气旋中心向西-西南扩展,同时气旋中心向东-东北向移动。准静止锋的位置与东亚初夏季风槽的位置一致,准静止锋的出现可以看作是季风槽的表现。梅雨雨季的开始也标志着北半球夏季风在这一地区的爆发^[4]。梅雨雨季降雨可以是几天到几周连续性降雨,也可以是间歇性的,包括经常出现强降雨和暴雨。有时,每天降水率可以达到几百毫米。最强的降雨主要与沿着锋面向东移动的中尺度到次天气尺度的扰动有关,而且经常是在它的低压中心观测到。

如 Chen^[6]所指出,在不同的地区使用不同的术语描述发生在东亚初夏的这个主要的季节性雨期。在中国,“梅雨”用来指从6月中旬到7月中旬江淮流域的雨季^[7]。在日本,梅雨(Baiu)用来指6月中到7月中旬主要出现在日本列岛(不包括冲绳地区)的雨季^[8, 9]。从6月末到7月末,主要的季节性雨带(最大降雨轴)向北移动到朝鲜半岛,这一时期被称为“Changma”季节^[10]。然而在台湾地区,“梅雨”既用来指从5月中旬到6月中旬台湾的雨季,也指华南雨季^[11~13]。但是,在华南和台湾地区出现的早期的“梅雨”季节事实上分别对应着华南前汛期^[1, 7]或“早梅”期^[14, 15]。本文梅雨系统指一般由行星尺度的梅雨锋引起的初夏中国江淮流域、日本和朝鲜的雨季。

大量的文献从许多方面致力于研究东亚梅雨系统^[6~8, 16~18],研究的主要问题大体上可以分成五个方面:(1)作为行星尺度季风环流子系统的东亚季风及其与梅雨系统的关系,特别是东亚季风的季节进程对梅雨雨带的影响;(2)梅雨锋的多尺度结构和形成过程以及大尺度环流系统对急流带-锋系的影响;(3)锋区中的中尺度降水系统和中小尺度扰动的不稳定性、传播和作用;(4)中尺度云系和雨带详细的内部结构,包括雨团、对流单体和中尺度对流系统(MCSs);(5)使用各种具有较高空间分辨率的全球和区域模式对梅雨系统进行的数值模拟和预测研究。前面提到的所有研究清楚地表明梅雨雨带以及相联系的降水系统表现出复杂的多尺度特征和独特的结构,而这些方面还没有被充分认识。最近,Chen^[6]的回顾性文章包括了梅雨系统的气候学特征,他指出在华南和台湾梅雨期间的平均环流中涡度最大值的轴线可以定义为地面梅雨锋,它首先位于东亚副热带纬度,并从日本岛以东的洋面向西南方向延伸,经巴士海峡到达南海北部地区。然后,梅雨锋向北移动,在长江流域的梅雨季期间,梅雨锋为东西走向。对于平均环流,强的西南风气流盛行于梅雨锋以南的对流层低层。梅雨锋区具有有组织的上升运动和水汽通量辐合,并且对流活动在位势不稳定条件下沿着梅雨锋及其以南的地区不断发展。

以前关于梅雨系统的大多数观测研究和主要结论主要是根据个例研究和合成方法得到。Chang等^[5]研究了5月和6月期间7年(1987~1993)的梅雨系统的气候特征,但重点是位于梅雨系统中的低涡。而且,他们的研究中资料长度较短,不完全适合确定梅雨系统的基本气候特征。由于选择的个例和样本、包含的过程及使用的资料和方法不同,由这些研究得到的结论在一定程度上是有分歧的。因此,非常有必要给出一个比较有代表性的关于梅

雨系统的天气-气候学研究以作为与梅雨相关的各种研究的主要依据。为得到梅雨系统的有代表性的天气-气候学, 主要依据这样的事实, 即尽管在梅雨时期可以观测到不同的天气事件或降水事件, 但是它们通常出现在一年中的一些的时间和一定的地区。因此, 它们的气候区域和时间平均在统计上是有意义的和显著的, 这正是研究梅雨系统天气-气候学的科学目的和动机。

本文包括六部分。第一部分是引言, 第二部分简要描述梅雨降雨的长期变化。第三部分阐明梅雨与东亚夏季风的关系。第四部分是核心部分, 主要阐述梅雨系统的主要气候特征和结构。根据上述结论, 在第五部分给出了梅雨(中国)、Baiu(日本)和Changma(朝鲜半岛)之间区域差异的比较。最后一部分是结论。

2 梅雨降雨的长期变化

根据中国气象局国家气候中心使用的长江流域梅雨季的定义标准, 应该满足以下条件: (1) 选择长江中下游地区 5 个有代表性的气象台站(上海、南京、芜湖、九江和武汉)来表征梅雨期的降雨量。

首先雨日被定义为至少有两个台站同时发生降雨, 而且 5 站总的日降雨量大于等于 10 mm。(2) 在梅雨季期间, 西太平洋副高脊线位于 $20^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 范围内。(3) 如果从入梅之日起在 10 个连续的雨日中满足条件(1)的雨日等于或大于 50%, 则开始降水的第一日被定义为入梅日。(4) 在梅雨季期间, 有一次或更多的降雨事件发生, 但每次事件必须持续 6 天以上的雨日, 同时 5 站的日平均降雨量应该大于 25 mm。(5) 梅雨结束日被定义为最后一次梅雨事件的第二天。

根据以上标准, 采用以下资料对梅雨进行气候统计分析。这些资料包括: (1) 1971~2000 年 NCEP/NCAR 再分析资料, 包括月平均和日资料; (2) 1971~2000 中国 740 台站逐日地面资料; (3) 5 个代表性台站(上海、南京、芜湖、九江和武汉)(简称 5 站)的 116 年(1885~2001)降水资料(主要由中国气象局国家气候中心提供)^[19]。

图 1 给出了 1885~2000 年入梅和出梅日期的时间序列。可以看出入梅和出梅日期波动相当大。如图 1 水平横线所示, 1971~2000 年期间平均的入梅和出梅日期分别为 6 月 17 日和 7 月 8 日。长时

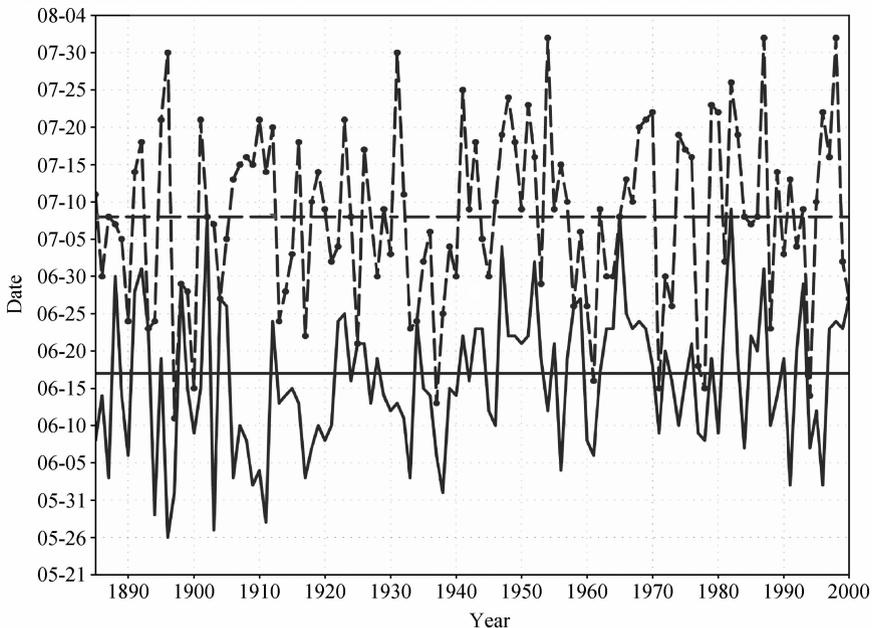


图 1 1885~2000 年长江流域梅雨开始(实线)和结束(虚线)日期的时间演变。水平线表示气候平均的(1971~2000 年)梅雨开始(6 月 17 日)和结束(7 月 8 日)时间。资料取自文献[19]

Fig. 1 Time series of onset (solid lines) and ending dates (dashed lines) of the Meiyu season over the Yangtze River basin in China for 1885–2000. The horizontal lines represent the climatological mean (1971–2000) onset (June 17) and ending (July 8) dates. Data are taken from reference [19]

间(1885~2000年)的梅雨期长度与1971~2000年的平均几乎一样,这意味着梅雨期的平均长度为21天。对于一些入梅较早的年份,长江流域的梅雨季在5月末或6月初就开始了;而对于一些入梅较晚的年份,6月末或7月初开始。在一些年份,梅雨季结束得相当晚,一直到7月中或7月末。因此,最长的梅雨季大约有两个月左右的时间(如1896年和1954年)。在116年间,只有六年在长江流域没有出现梅雨季(空梅)。因此,从气候的观点,梅雨季应该是一种统计显著的事件。从图1也可以明显看出梅雨季长度的年代际变率。从20世纪40年代以来,入梅的日期似乎要比之前的60年晚,出梅日期也从1970年代以来变得略偏晚。杨义文^[20]也得到了类似的结论。

梅雨期间5站总降水量的年际变率非常大,很大程度上反映出了东亚夏季风的很大变率(图2)。1971~2000年5站的平均总降水量为1280.3 mm,最大的总降水量发生在1954年(总降水3708 mm),比常年值偏多2500 mm。第二最大值发生在1895年、1901年和1999年,总降水量为3358~3408 mm。降水总量的年代际变率主要表现为有两个明显的多雨期:1905~1932年和1980~1990年代。这一结论与徐群等^[19]和杨义文^[20]得到

的结论一致。为了表征梅雨季降雨强度的长期变化,图3给出降雨强度的时间序列。降雨强度是根据总的梅雨降雨量除以梅雨日数得到的。雨强的长期平均为63 mm/d,从1885~2000年有着明显的线性增加趋势。现在还不清楚这种增加的长期趋势是否与1840年以来的全球变暖有直接关系。然而,它们之间可能有某种联系存在。根据IPCC TAR^[21]和其他一些研究^[22],过去100年间陆地降水的器测记录表明,北半球中高纬度的多数地区降水每10年增加0.5%~1%,在总降水增加的地区大雨和极端降水事件增加更加显著。特别是在20世纪的后50年,大雨事件可能增加了2%~4%。从图2可以看出,从19世纪的1950年代中以来5站的总降水量有增加的趋势,这似乎部分解释了梅雨地区降水强度的增加。此外,可以清楚地看出1999年梅雨季是116年来降雨强度最强的一年,强度为212 mm/d。由于该年特别多的总降水和最大的降水强度,我们选取这一年梅雨季进行详细的个例分析^[23]。同时,Gao等^[24]和Zhou等^[25, 26]对1998、1999和2003年强梅雨年期间梅雨锋结构进行分析时发现,在强梅雨年,除了梅雨锋以外,紧靠副热带高压的西北边缘还存在着另一条露点锋,这条露点锋和梅雨锋构成的双锋结构是强梅雨年的

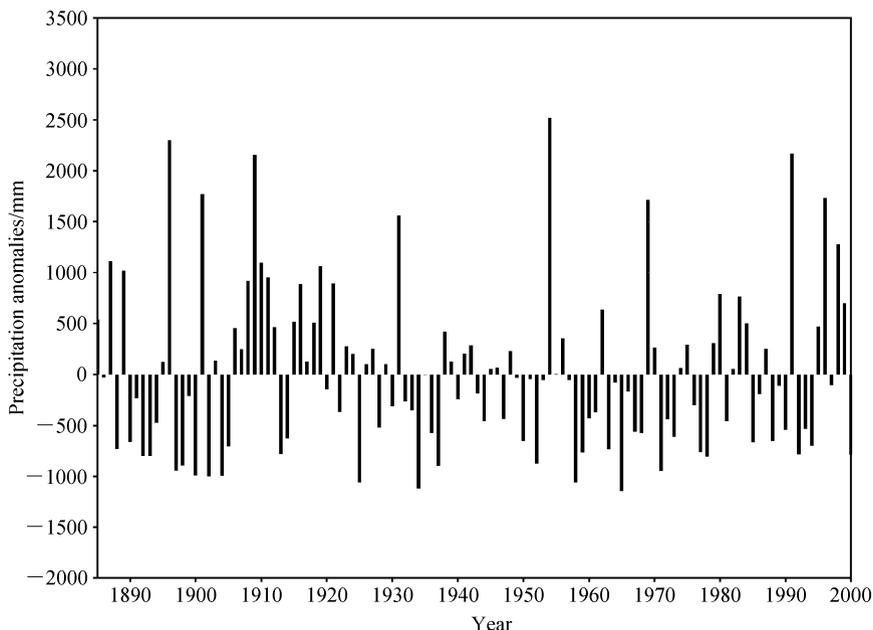


图2 1885~2000年沿长江流域的5站梅雨期累积降水量的距平演变。1971~2000年的气候平均是1280.3 mm。资料取自文献^[19]
Fig.2 Time series of the departure of total cumulative precipitation during the Meiyu season for five representative stations (Shanghai, Nanjing, Wuhu, Jiujiang and Wuhan) along the Yangtze River basin for the period from 1885 to 2000. The climatological mean is 1280.3 mm for 1971-2000. Data are taken from reference ^[19].

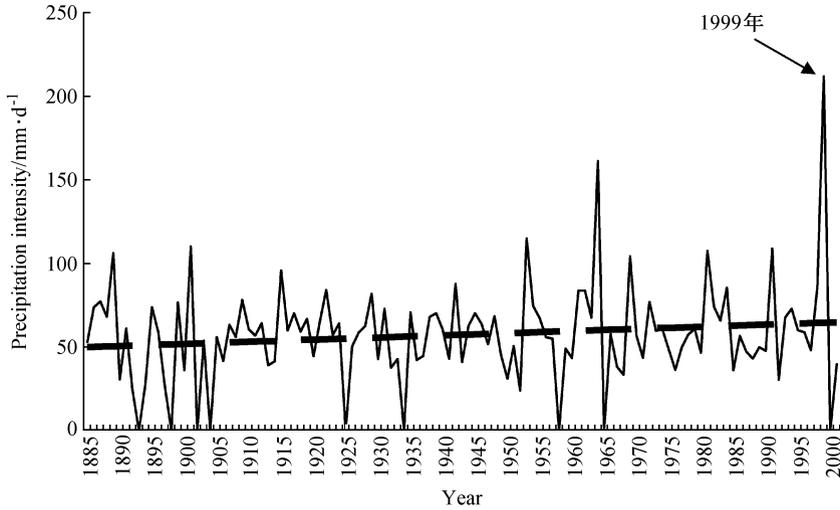


图3 1885~2000年5站平均的降水强度演变(总的累积降水量除以梅雨期的长度)。1971~2000年气候平均的强度为63 mm/d,粗虚线是线性回归趋势,所用的资料由国家气候中心和杨义文、徐群提供

Fig. 3 Time series of the precipitation intensity averaged for the 5 stations (total cumulative precipitation divided by the days of the Meiyu season) for the period of 1885 - 2000. The climatological mean for 1971 - 2000 is 63 mm/d. The bold dashed line is the linear regression trend. Data are provided by National Climate Center/China Meteorological Administration and Yang Yiwen and Xu Qun

一个重要标志。他们的这一发现是判断梅雨期降水强弱的一个比较客观的标准,能集中体现夏季东亚大气环流调整的主要特征,使梅雨期的锋系环流特征同梅雨期内强降水关系的认识得到进一步深化。

3 梅雨季与东亚夏季风的关系

亚洲夏季风最早于5月初在中印半岛的中部和南部爆发^[18, 27],然后,随着西太平洋副高的东撤和热带东印度洋低层西风的迅速增强和东移,夏季风于5月16~20日在南海地区突然爆发。亚洲夏季风爆发后,主要沿两条路径推进,一方面向西北推进抵达印度次大陆北部,同时6月初印度夏季风在印度次大陆西海岸爆发,它与这支向西北推进的夏季风于7月中旬在印度西北和巴基斯坦会合,因而印度季风的爆发,几乎比南海季风爆发晚几周到1个月左右的时间;另一方面亚洲夏季风向北和东北推进到东亚地区(中国、朝鲜和日本),造成梅雨季节的发生。

季风突然爆发之后,低层东风和高层西风分别迅速转为西风和东风。同时,冬半年的干季迅速转变成湿季,这标志着亚洲-西北太平洋季风区夏季风雨季的最早爆发。可以从图4清楚地看出这种爆发的突然性。对于南海地区(图4a),5月中以前主

要的降水带稳定地位于 $15^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 之间。另一条雨带位于华南地区($20^{\circ}\text{N}\sim 28^{\circ}\text{N}$),对应着那里的前汛期雨季。大约5月中,赤道附近的雨带突然向北移动并与华南雨带交汇,从而开始了前面讨论的广义概念上的东亚梅雨季节。从图4a可以看出,这一过程是在非常短的时间内完成的。作为比较,对于印度经度范围内(图4b),尽管在这一地区可以观测到降水的明显增加,但爆发过程或多或少是渐进的。许多研究者从气候学和个例研究都证实了南海地区这种爆发过程的突然性^[18]。

东亚夏季风表现为阶段性的季节性推进和撤退,而不是连续的。当夏季风向北推进时,主要经历三次稳定和两次突然北跳的阶段。在这一过程中,像季风气流一样,季风雨带及相关的季风气团也表现出相似的向北移动^[1]。这种阶段性的北跳与东亚大气环流的季节性变化有密切联系,主要表现为行星锋区、高层东风急流和西太平洋副热带高压的季节性演变。Wu等^[28]和Wang等^[29]研究了亚洲季风雨季的大尺度爆发、活跃和撤退,并在演变中发现了两种位相。第一位相开始于5月中南海夏季风的爆发,同时伴随着降雨涌增,从而建立了从南亚边缘海(阿拉伯海、孟加拉湾和南海)到副热带西北太平洋地区延伸的行星尺度的季风雨带。亚洲季风爆发的第二位相是以6月初到6月中印度雨

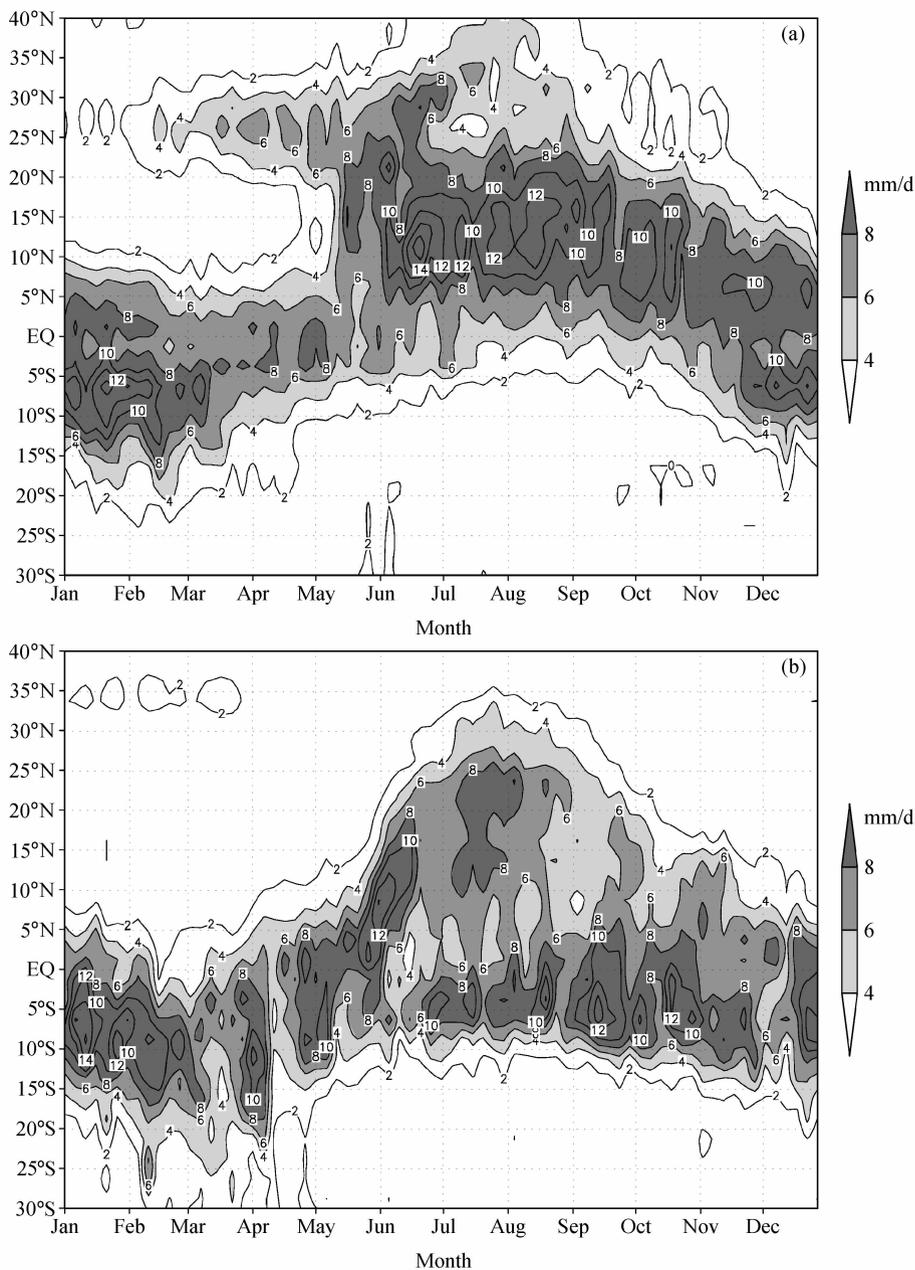


图4 1979~2001年沿110°E~120°E (a)和70°E~80°E (b)平均降水的纬度-时间剖面

Fig. 4 Latitude-time cross-sections of mean precipitation (1979-2001) along 110°E-120°E (a) and 70°E-80°E (b). The CMAP precipitation dataset which started from 1979 is used here

季和梅雨雨季的同步开始为特征, 此时夏季风突然扩展到长江流域、日本西南部和菲律宾海西南部。他们还指出雨季峰值降水主要发生在三次阶段性北跳阶段: 6月末梅雨地区、孟加拉湾北部地区和菲律宾附近; 7月末印度和中国北方地区, 8月中热带西北太平洋地区。前两次阶段性的跳跃发生在东亚地区, 这与Ding^[1]的结论是一致的。

根据中国东部5天降雨量的时间-纬度剖面

(图5), 最明显的特点是5月下旬18°N和23°N之间降水量开始突然增加, 这与南海夏季风爆发密切相关。如前所述, 这一降雨事件在华南、香港和台湾地区被称作前汛期雨季。主要季节雨带的第一次稳定阶段一般延续到6月上旬。此后, 雨带迅速移动到长江流域。第二次稳定阶段即为中国中、东部的梅雨季节。从图5可以看出梅雨季的时间长度约为20~25天(6月中~7月初)。

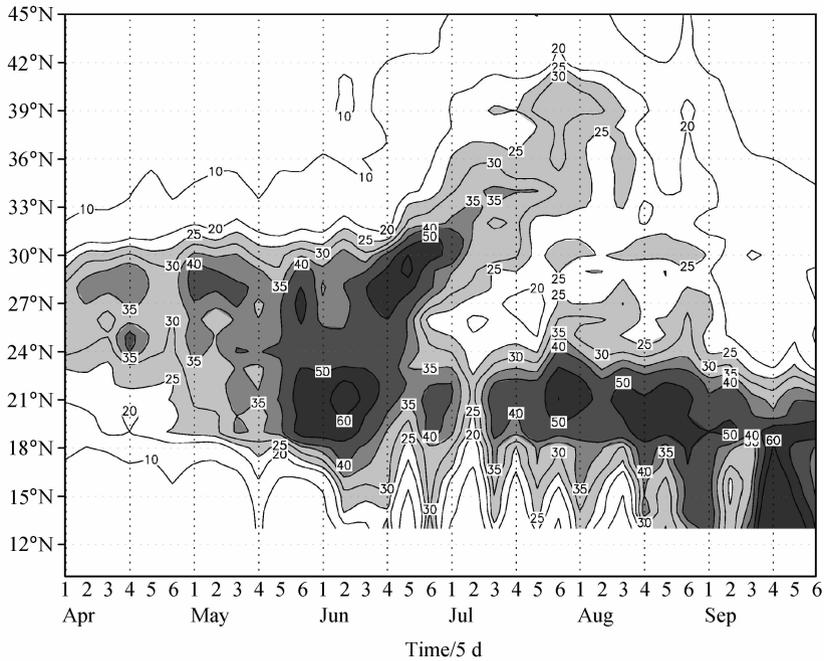


图5 1951~1990年4~9月中国东部(110°E~120°E)5天降雨量平均的纬度-时间剖面(单位: mm)。大雨区(>25 mm)用阴影表示
Fig. 5 Latitude-time cross-section of 5-day mean rainfall (mm) over eastern China (110°E-120°E) from Apr to Sep averaged for 1951-1990. Regions of heavy rainfall (>25 mm) are shaded

在季节性雨带从7月中再次北跳到华北、东北地区之前,即夏季风降雨的最北位置,雨带通常会在黄淮流域(34°N~38°N)有短暂的停留(大约2周),这一时期对应着朝鲜半岛南部的Changma雨季。此后,季节性雨带在华北地区的第三次稳定阶段,造成了该地区一般持续1个月时间的雨季。在8月初或8月中,华北雨季结束,主要季风雨带显著减弱,并迅速南撤和衰退。从8月末到9月初,季风雨带非常迅速地南撤到华南和南海北部,此时中国大部分地区转入干期。

中国东部850 hPa和200 hPa风场的气候平均也表现出与主要季节雨带相似的演变过程。图6a表明东亚夏季总共有三支分离的低层西风带:热带西风(0°~20°N)、副热带西风(20°N~35°N)和中纬度西风(35°N~50°N)。可很明显地注意到,这些西风带在一些时候强烈地相互作用。大约5月中当南海季风爆发时,热带季风与副热带西风交汇,盛行的西风突然转变成西南风或南风,然后向北传播。这一事件对应着华南前汛期雨季的最盛期。热带西风的第二和第三次向北传播发生在6月上旬和7月中,分别对应着梅雨季的开始和结束。在梅雨季期间,由于热带和副热带西风在长江流域地区的

交汇,西南风显著加强。中纬度西风与交汇的热带和副热带西风明显地相互作用。因此,梅雨地区低层气流的结构是相当复杂的,它表现为三种类型西风的显著相互作用,这与以热带西风为主导的整个夏季的印度季风是基本不同的。另一方面,印度季风区不存在由热带和副热带气流与中纬度西风气流形成的行星尺度锋系。在200 hPa上(图6b),随着夏季风的向北推进,高层西风急流向北移动,急流带的明显北跳发生在5月初,正好在南海夏季风爆发之前。在梅雨期间,高层西风控制着梅雨地区,但西风强度相当弱。高层热带东风位于梅雨地区以南,这与印度季风高层东风急流叠加在低层西南季风之上的情形是不同的。因此,梅雨锋区的三维气流配置是以低层混合型西风与减弱的中纬度高层西风叠加在一起为特征的。在梅雨区以南,盛行的高层东北风与高层西风一起形成了疏散气流区,同时位于热带东风急流入口区右侧的上升运动区,非常有利于梅雨降水的发生和维持^[16]。

东亚季风的水汽输送对梅雨区的降水起着关键作用。从图7可以看出有四次来自南海的强水汽输送,分别发生在南海季风爆发时、6月中(大约梅雨开始时)、7月中(梅雨结束和华北雨季开

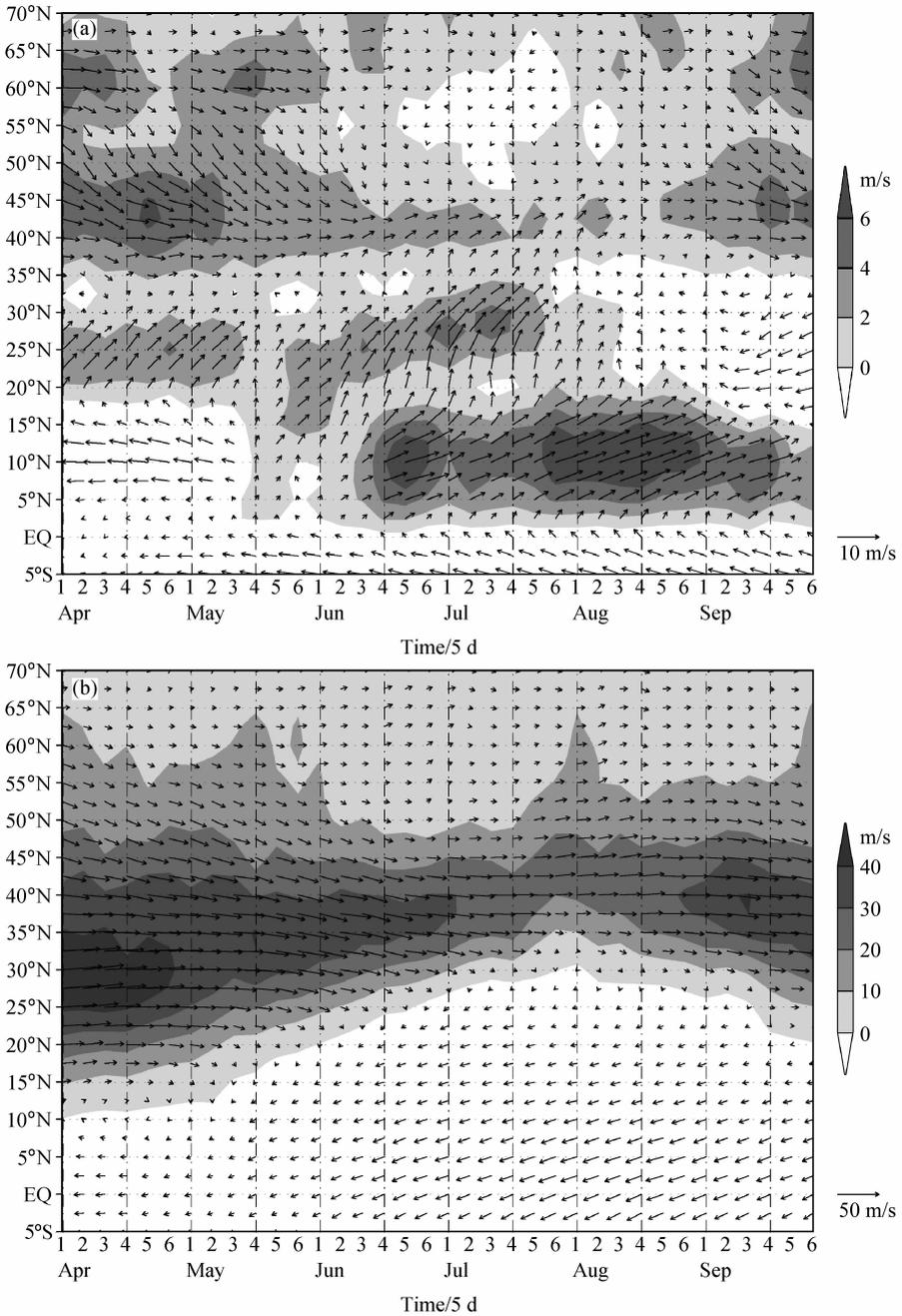


图6 同图5, 但为850 hPa风场(a)和200 hPa风场(b)。阴影表示西风区
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for 850 hPa wind (a) and 200 hPa wind (b). Shadings denote regions of westerlies

始时)以及8月初(华北雨季的盛期)。水汽输送在很大程度上主要是由热带和副热带西南风进行的,而中纬度西风的贡献比较小。这一事实与Simmonds等^[30]用ECWMF再分析资料得到的结论一致。

图8进一步说明了东亚季风水汽输送对梅雨季的重要性。在梅雨期间,气候意义下水汽的供应主

要来自孟加拉湾-中印半岛-南海,其中南海的贡献最大。对于日本和朝鲜半岛的梅雨,来自西北太平洋的水汽贡献是不可以忽略的(图8a)。这两部分水汽输送在梅雨区形成了显著的水汽辐合区(图8b)。图9给出一个非常有意思的证据说明来自南海的水汽输送的关键作用。沿22.5°N(梅雨区的南边界)总的经向水汽输送和华南及江淮流域的区

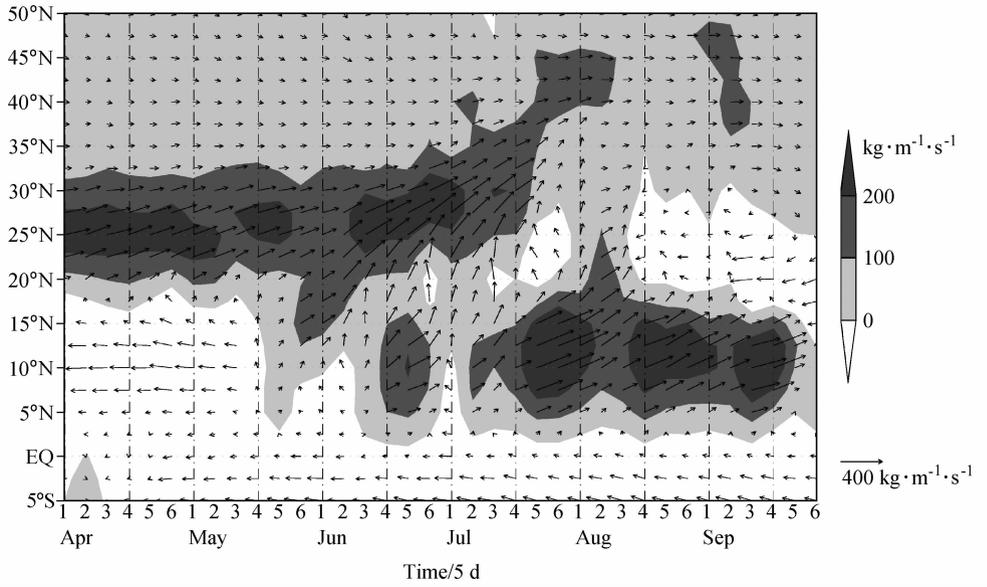


图 7 同图 5, 但为垂直积分(地表到 300 hPa)的水汽输送。阴影区表示向东的水汽输送
Fig. 7 Same as Fig. 5, but for vertically integrated moisture transport (from surface to 300 hPa). Shading areas denote regions of eastward moisture transport

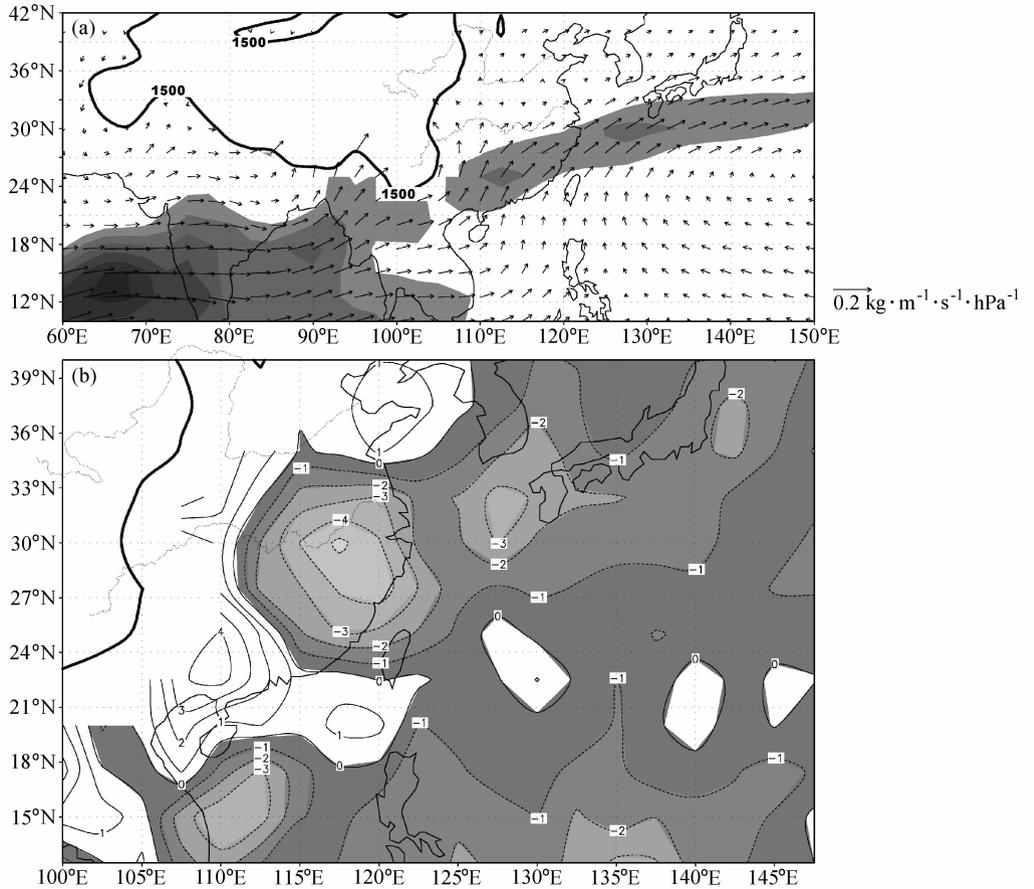


图 8 1971~2000 年合成的梅雨期 850 hPa 水汽输送 (a) 及其散度 (b, 单位: $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)。 (a) 阴影表示最大水汽输送区; (b) 阴影表示水汽输送辐合带

Fig. 8 Composite moisture transport at 850 hPa for the Meiyu seasons of 1971 - 2000 (a) and its divergence (b, units: $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$). Shadings denote the maximum moisture transport regions in (a) and the convergence zones of moisture transport in (b)

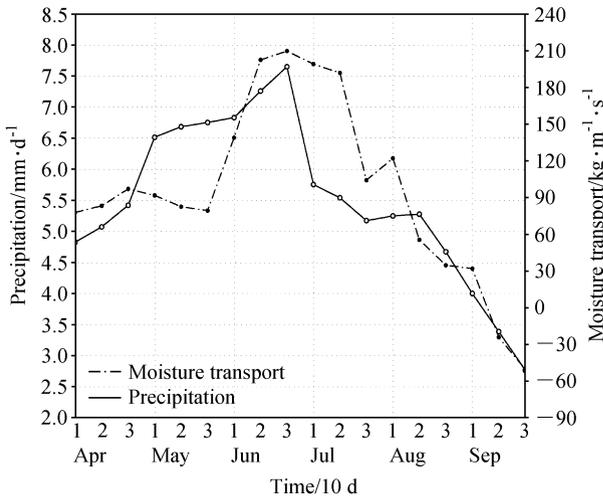


图9 沿南边界(22.5°N)的经向水汽输送以及江淮流域(梅雨区)和华南(22.5°N~35°N, 110°E~120°E)地区平均的降水量的逐旬变化

Fig. 9 Pentad-to-pentad variations of the meridional moisture transport across the southern boundary (22.5°N) and the precipitation amount averaged for the Yangtze River-Huaihe River basin (Meiyu region) and South China (22.5°N-35°N, 110°E-120°E)

域平均总降水量(22.5°N~5°N, 110°E~20°E)有非常一致的变化。在梅雨期间, 经向水汽输送有季节性的最大值, 并与梅雨区降水的最大值对应, 这在很大程度上反映了由东亚夏季风造成的水汽输送对梅雨降水的重要作用。

4 梅雨系统的气候特征和结构

梅雨的气候学是根据30年(1971~2000)年资料平均得到的。平均的方法如下: 首先, 确定任一年梅雨期的长度, 这是由前面给出的梅雨定义得到的。接着, 对于每一梅雨期给出表征梅雨系统的主要变量的平均大尺度场和剖面图。最后, 通过对30个梅雨季节各自场的平均得到一30年平均的气候场。为了检验这样得到的气候场的代表性, 相应地给出梅雨区梅雨期间的每一变量的距平场和相对于气候平均场的距平百分率。研究表明大多年份的距平百分率低于15%, 在统计上是可以接受的。这一结论表明尽管梅雨开始、结束、持续以及总降雨量和强度都有较大的年际变率, 但梅雨区的位置(大约27°N~33°N)是相当稳定的, 梅雨系统的热力和动力因子的年际变化也比较小。

图10a是1971~2000年梅雨期间平均的降水分布。降水呈近乎纬向的雨带, 主要位于长江中下游地区, 两个降水的最大值分别达到220 mm和260 mm。这一地区梅雨期的总降水量占整个夏季(6、7、8月)降水量的45% (图10b)。因此, 梅雨季是东亚夏季风季节进程中长江中下游地区的集中降雨期, 几乎一半的夏季降雨来自21天的梅雨季。在梅雨区, 空气非常潮湿, 对流层低层的高比湿带位于沿着梅雨区的地区(图11)。一明显的湿舌从中国西南和中印半岛北部地区向日本西部延伸。低层温度场非常有意思的特征是像三明治一样的结构, 即较暖的空气分别位于梅雨区南部和北部, 相对冷的空气位于二者之间(图12a)。Kato^[31]也注意到了梅雨区的变冷及中国西北和华北地区变暖的特征。可以有三种理由来说明沿梅雨降水区具有较低温度的特点: (1) 梅雨区北部的东北风引导低层冷空气侵入, 可以看到850 hPa上表征冷空气活动的高位湿舌从东北向西南延伸(图12b), 由于大的科里奥利力参数*f*, 中高纬度的空气表现出较高的准地转位涡

$$q = f + \zeta - f_0 \frac{\partial}{\partial p} \frac{\delta T}{s(p)},$$

当空气团向南移动时, 如果不考虑非绝热和摩擦过程, 位涡通常是守恒的。因此, 可以利用高位涡的空气来追踪在中高纬度冷空气的源区^[32]。(2) 在低层和近地面降水蒸发的冷却作用。(3) 在中国西北和华北地区由于增强的感热加热作用而造成明显的空气团的变性(图13)。上面提到的热力条件可以造成经向温度对比的反向, 使梅雨区及其以北地区的温度梯度直接指南。但由于极端潮湿的条件, 梅雨区具有较高的 θ_{sc} (图14)。

对于风场, 在梅雨区以南850 hPa上有一大范围的西南和东南风, 并与梅雨交汇。从图15可以观测到强的低空急流(LLJ)(例如, LLJ风速超过12 m/s), LLJ左侧的正涡度有利于降雨的发生。值得注意的是, 主要的梅雨降雨发生在高空急流入口区的右象限^[33], 主要表现为上升运动。从图16a可以清楚地观测到高低空急流的垂直耦合, 并且梅雨降水区主要位于二者之间(图16b)。如图17所示, 在梅雨区可以发现强的上升运动, 而在其两侧是补偿的下沉运动。

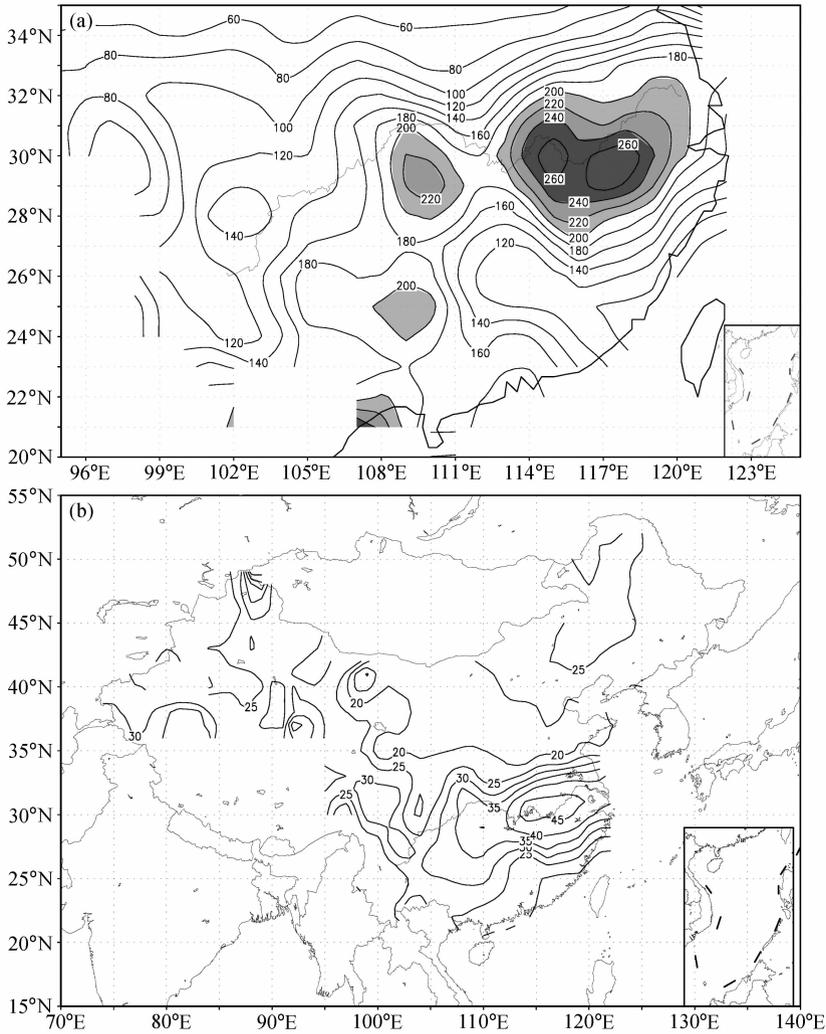


图 10 中国大陆 740 地面测站 30 年平均的梅雨期的总降水量 (a, 单位: mm) 及其相对于整个夏季 (6、7、8 月) 降雨量的百分比 (%)
 Fig. 10 Total rainfall amount (mm) averaged for the Meiyu seasons based on 30-year surface observations of 740 stations in China (a) and its percentage (%) to the total summer (Jun, Jul and Aug) rainfall amount (b)

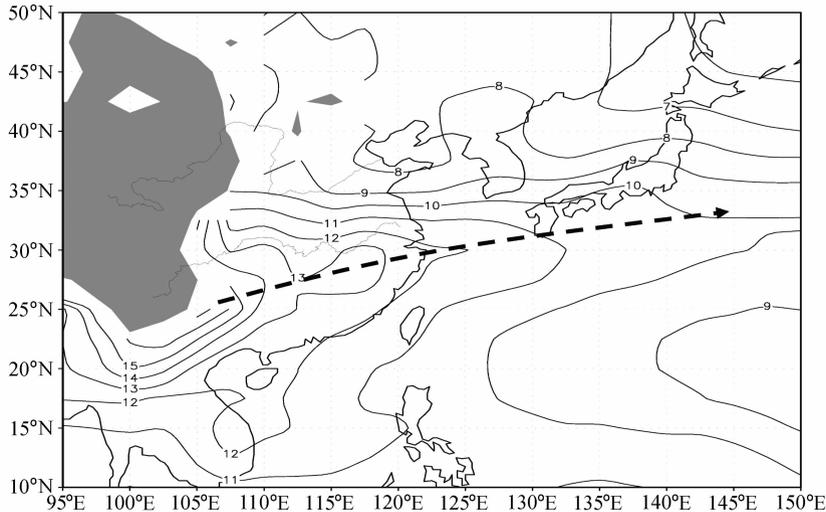


图 11 同图 10, 但为 850 hPa 比湿场 (单位: g/kg)。阴影区表示高度大于 1500 m 的青藏高原地形
 Fig. 11 Same as Fig. 10, but for the specific humidity (g/kg) field at 850 hPa. Shaded area denotes the topography height of the Tibetan Plateau greater than 1500 m

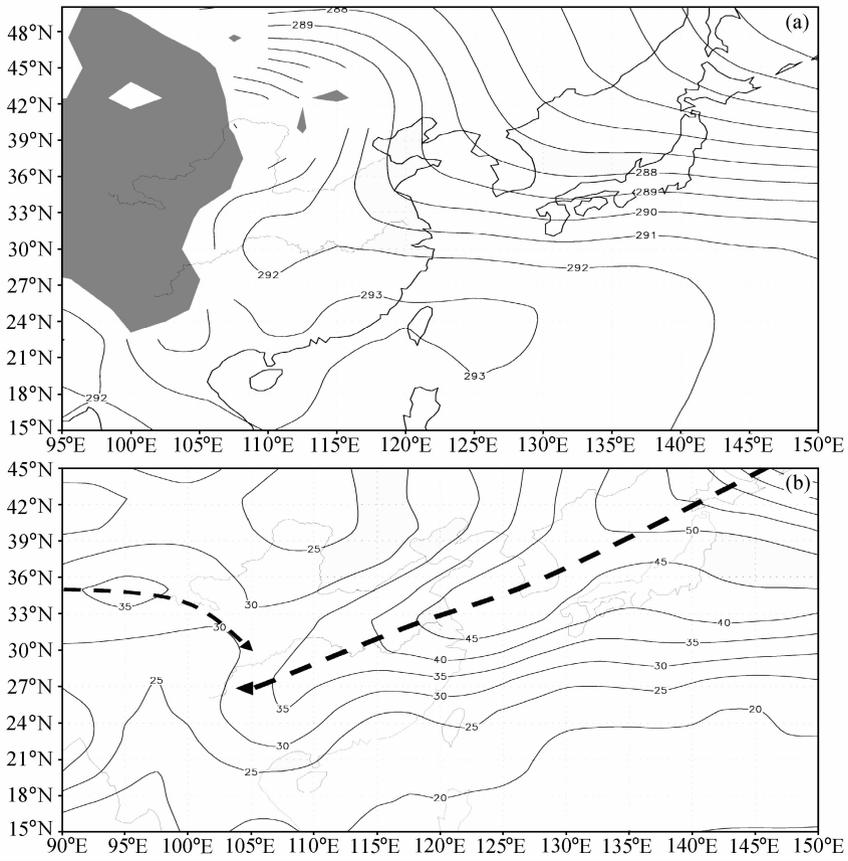


图 12 同图 10, 但为 850 hPa 温度场 (a, 单位: K) 及 850 hPa 位涡场 (b, 单位: 10^{-6} s^{-1})
Fig. 12 Same as Fig. 10, but for (a) temperature (K) and (b) potential vorticity (10^{-6} s^{-1})

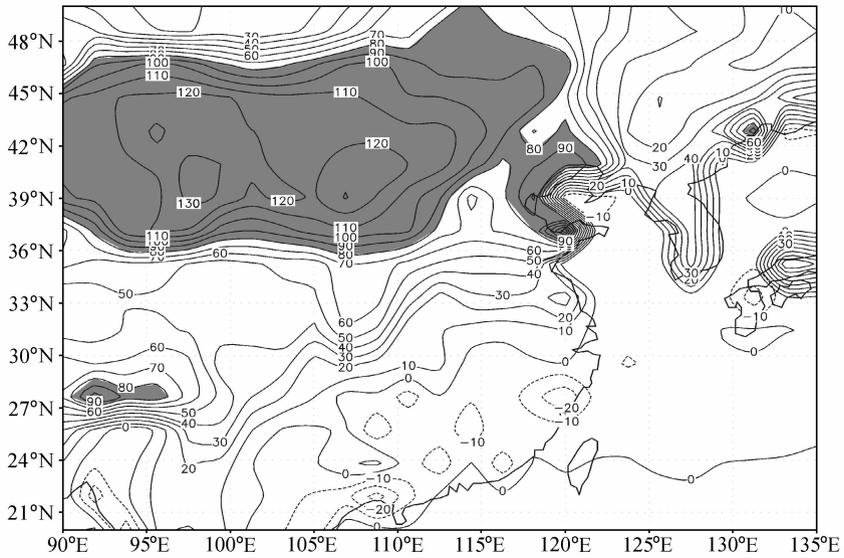


图 13 同图 10, 但为地面感热通量场 (单位: W/m^2)
Fig. 13 Same as Fig. 10, but for the surface sensible heat flux (W/m^2)

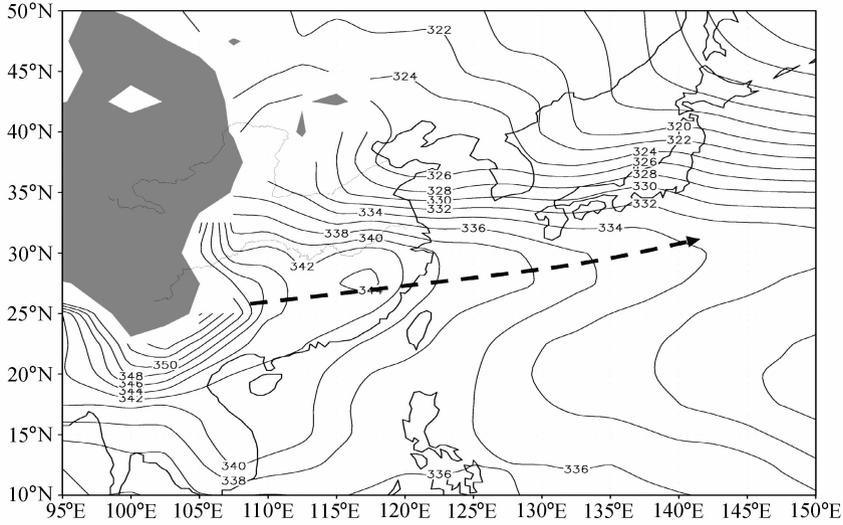


图 14 同图 10, 但为假相当位温场 θ_{sc} (单位: K)

Fig. 14 Same as Fig. 10, but for the pseudo-equivalent potential temperature (θ_{sc}) field. Units: K

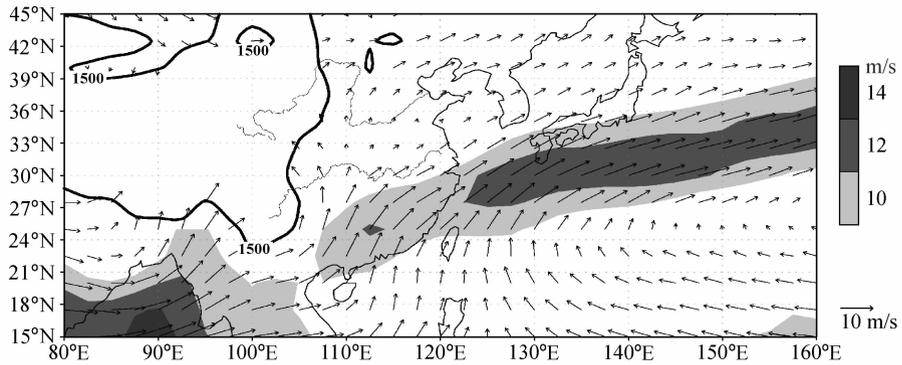


图 15 同图 10, 但为 850 hPa 风场。粗等值线表示 1500 m 青藏高原等高线

Fig. 15 Same as Fig. 10, but for the wind field at 850 hPa. Bold line delineates 1500 m contour of the Tibetan Plateau

在地面,梅雨区对应一准静止锋。梅雨锋的平均位置近似为东西走向,从日本西部向长江流域延伸。在华南前汛期期间,静止锋位于华南和南海北部地区。在长江流域梅雨季节期间,静止锋的平均位置向北移动到日本和中国中部,在梅雨锋的早期阶段,梅雨锋经常向南缓慢移动,而在后期阶段主要以准静止锋出现,有平均 8 天的生命期^[12]。理论和观测研究表明,开始是梅雨锋生过程,然后通过位涡 (PV) 异常和低气压区的相互作用由第二类条件不稳定 (CISK) 机制维持。梅雨区海平面气压场上的低气压区是非常明显的,它与中高纬度地区大范围的低压区是分开的 (图 18), 低压区被称作东亚季风槽^[4], 沿季风槽经常可以观测到低涡连续不断地从青藏高原的东侧向东移动^[34]。此外,

对流潜热加热的反馈作用也有助于这一低气压区的维持^[6]。图 19a 是 1971~2000 年平均的梅雨锋的平均垂直结构,有趣的特征是,梅雨锋前高湿的空气柱非常像典型的热带气旋的台风眼区,梅雨降雨集中发生在这一地区。这意味着对流降水及其相联系的潜热释放的显著的重要性。一般,低层或近地面的锋面结构消失或改变其倾斜度,从向北倾斜变为向南倾斜 (图 19b)。因此,谢义炳等^[35]定义梅雨锋的低层部分为典型的赤道锋,在梅雨锋的南边有相对冷的空气,而北边空气相对要暖,从而造成锋面坡度随高度向南倾斜。因此,观测到的梅雨锋结构在很大程度上不同于东段的极锋。

与图 19 所示的梅雨锋对应,图 20 给出了平均的锋面垂直环流。整个对流层中强的上升运动位于

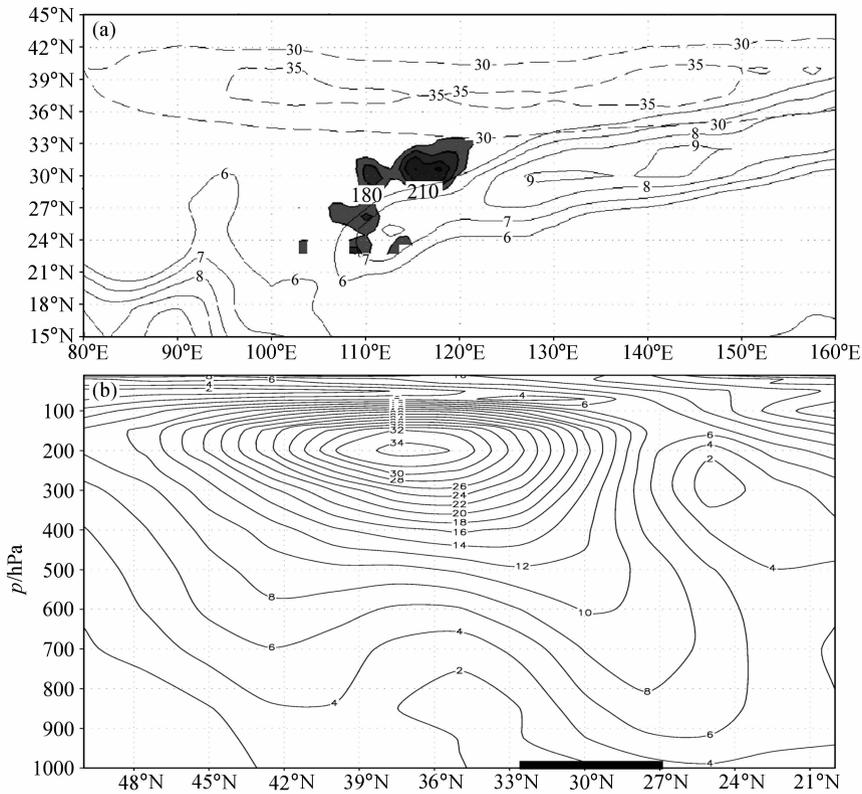


图 16 (a) 高空西风急流及低空急流的分布 (单位: m/s; 虚线: 200 hPa 等风速线; 实线: 850 hPa 等风速线; 阴影: 梅雨降水大于 180 mm); (b) 沿 117.5°E (经过梅雨区) 总风速的经向剖面 (单位: m/s), 梅雨降水超过 200 mm 的区域位于 27°N~32°N

Fig. 16 (a) Upper-level westerly jet and low-level jet (LLJ) patterns (units: m/s; dashed lines: 200 hPa isotachs; solid lines: 850 hPa isotachs; shadings: Meiyu precipitation greater than 200 mm); (b) the meridional cross-section of total wind speed (m/s) along 117.5°E (through the Meiyu zone), the Meiyu precipitation region greater than 200 mm is in 27°N-32°N

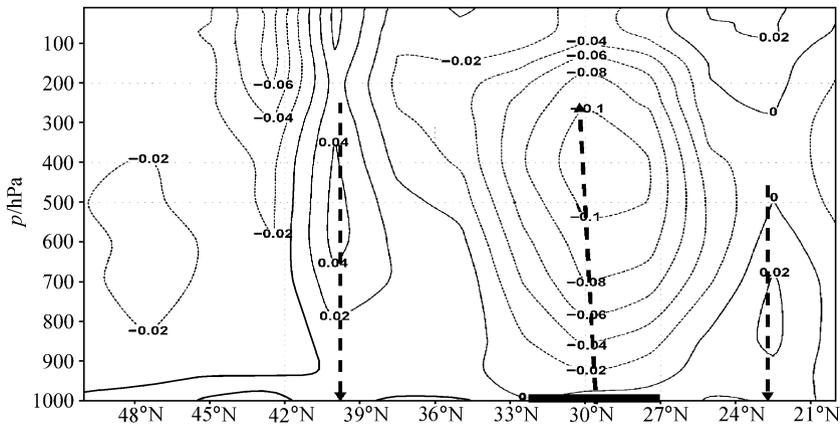


图 17 同图 16, 但为垂直速度 ($\omega = dp/dt$) 分布 (单位: Pa/s)。负值表示上升运动

Fig. 17 Same as Fig. 16, but for the vertical velocity ($\omega = dp/dt$). Units: Pa/s. Negative values represent upward motion

梅雨降雨区, 在梅雨锋以南的地区可以观测到低层南风分量和高层北风分量。因此, 可以清楚地观测到季风环流圈 (反 Hadley 圈), 这实际上是热力间接垂直环流。在梅雨锋北部, 可以观测到一直接环

流。可以发现跨越天气尺度梅雨锋的次级环流是热力直接的, 在锋面以南是暖空气上升运动, 以北是冷空气下沉运动^[4]。对于单独的个例, 垂直环流基本上是与前面的气候情形相似, 但也有一些细微的

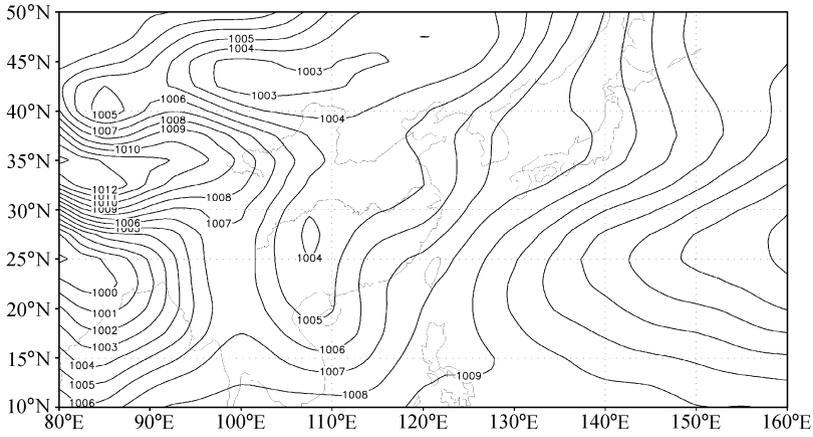


图 18 同图 10, 但为海平面气压场 (单位: hPa)

Fig. 18 Same as Fig. 10, but for the sea level pressure (hPa) field

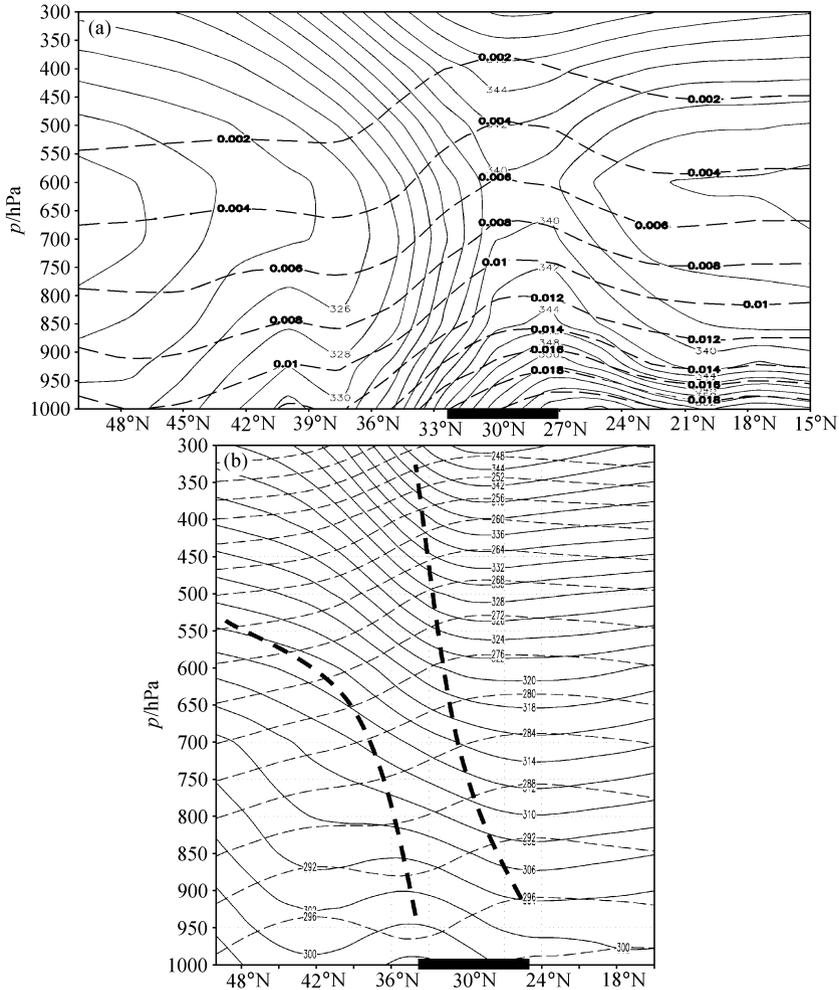


图 19 (a) 1971~2000 气候平均的沿 117.5°E 的梅雨锋垂直结构, 实线是 θ_{se} 等值线 (单位: K), 虚线是比湿等值线 (单位: g/kg), 底端的水平黑粗线表示降水超过 200 mm 的南北范围 (27°N~33°N); (b) 同 a 图, 但为相当位温 θ (实线, 单位: K) 和温度 (虚线, 单位: K) 的垂直结构, 粗虚线表示梅雨锋区的高层和低层边界

Fig. 19 (a) Climatologically averaged (1971–2000) Meiyou frontal vertical structure along 117.5°E. Solid lines are θ_{se} (K) isolines and dashed lines are isolines of specific humidity (g/kg). The horizontal bar at the bottom represents the latitudinal range of precipitation greater than 200 mm (27°N–33°N). (b) Same as Fig. a, but for equivalent temperature (θ) (solid lines, units: K) and temperature (dashed lines, units: K). Bold dashed lines represent the upper and lower boundaries of the Meiyou frontal zone

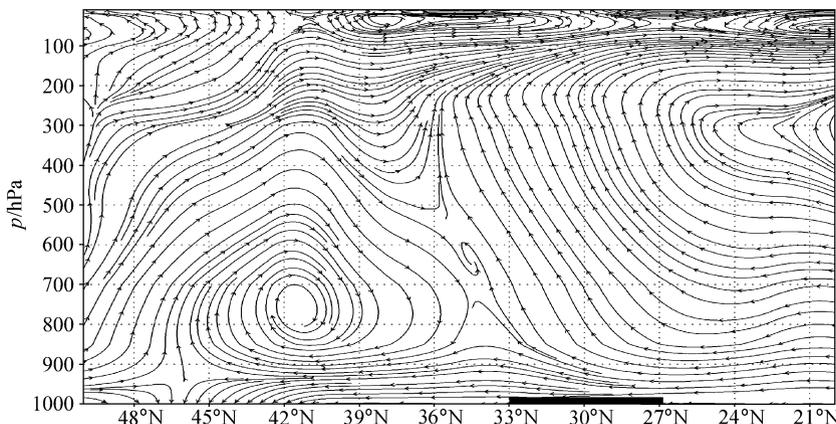


图 20 同图 19，但为气候学意义下正交于梅雨锋面的垂直环流
Fig. 20 Same as Fig. 19, but for the cross-front vertical circulation of the climatological Meiyu front

差异。根据 Ninomiya^[17]对 1991 年的研究结果，最大的偏南风出现在 27°N 附近 925~600 hPa 层次，位于强的梅雨降雨区以南；而最大的偏北风出现在 37°N 附近 700~500 hPa 层次，位于强降雨区以北。在 37°N 附近 150 hPa 对流层高层主要的经向环流是偏北风气流，这表明高层反气旋流出气流在强降雨区形成。因此，位于高层强的经向辐散气流下方的低层经向辐合气流出现在强降雨区。强的上升运动集中在强降雨区，在上升运动的南北两侧可以发现显著的下沉运动。

从图 19 可以看出与强对流降水相联系的梅雨锋区并不具有强的对流不稳定性，而是具有近乎湿的中性层结，日本的梅雨锋区也是这种情形，这说明梅雨区对流不稳定能量的释放与积云活动有关。为了维持梅雨时期强对流降水，必须有一些大尺度过程产生对流不稳定能量以抵消对流云的稳定作用。对流稳定性的局地时间变化是由于 θ_e 的差动平流引起。Ninomiya^[17]指出：负的差动平流区（对流不稳定产生）确实出现在梅雨锋区，因而差动平流产生连续的对流不稳定以补偿对流云造成的不稳定性的释放。由于这两个过程的作用，因而在锋面降水区得以维持大的降水和湿的中性层结。

5 东亚梅雨的区域差异

尽管中国梅雨和日本梅雨都发生在东亚初夏的雨季，但由于各自行星锋区的位置不同，它们的结构和动力学并不完全相同。如 Chen 和 Chang^[4]指出，梅雨锋东段（日本附近）和中部（中国东海）的结构非常像一典型的中纬度斜压锋，具有向高层冷

心强的垂直倾斜、强的水平温度梯度；而西段则像是副热带的扰动，具有相当正压的暖心结构、弱的温度梯度和对流层低层相当强的水平风切变。后来，Ding^[1]从天气学的观点对中国梅雨和日本梅雨的区域差异进行了全面的比较。最近，Ninomiya^[17]也说明了中国梅雨和日本梅雨形成地区的环境条件。根据以上研究，中国梅雨和日本梅雨的区域差异总结如表 1 所示，这实际是 Ding^[1]原有结果的一种更新。

朝鲜半岛的梅雨季，被称作 Changma，表现为带状的最大降水区，它受到来自南方的热带海洋气团与北方的大陆或海洋极地气团之间的准静止辐合区的影响^[10]。图 21a 描述了 700 hPa 上的辐合区^[2]，在 7 月 2~7 日期间，西南风和西北风的辐合区或明显辐合线位于长江下游和黄河下游之间的淮河流域地区。这时候在朝鲜半岛观测不到明显降雨区（图 22a）。然而，在下一候（7 月 7~11 日），当辐合区向北移动时（图 21b），风和 12 mm/d 的强降雨控制了朝鲜半岛和日本大部分地区（图 22b），注意这个雨带与大范围的热带降水区是明显分开的。因此，根据降水最大值和对流层低层环流的特点，东北亚夏季风或 Changma 雨季的爆发日期可以定为 37~39 候（7 月 10~20 日），但是具有显著的年际变化。Changma 是一略为短的季风雨季，平均期为 2 周。与梅雨和 Baiu 比较，Changma 爆发时间较晚，大约滞后 20 天。气候意义上，Changma 发生在 7 月初中国和日本梅雨结束以后，这时梅雨锋从黄河流域（34°N~38°N）向北移动到朝鲜半岛南端。同时，最大风速轴（10 天平均的 850 hPa 风

表 1 中国梅雨与日本梅雨的比较

Table 1 Comparison between Meiyu in China and Baiu in Japan

	中国梅雨	日本梅雨
大尺度方面	(1) 双阻 (90°E 和 140°E) 和几乎纬向的气流 (30°N~50°N), 和/或单阻 (100°E) 和中国北方和东北高空冷涡; (2) 亚洲夏季风建立, 西太平洋副热带反气旋加强并位于 20°N~25°N; (3) 高空西风急流位于 30°N~50°N 纬度带。	(1) 位于黄海的梅雨槽和 120°E~140°E 附近的梅雨脊的形成, 梅雨锋的降雨活动主要由梅雨槽控制 (或冷空气); (2) 高空西风急流位于更北的纬度 (60°N~70°N); (3) 在梅雨锋区北部短波槽与南部短波槽耦合。
锋面结构	(1) 低层弱的或几乎没有的经向的热力梯度, 强的水汽梯度和几乎湿中性或对流不稳定层结; (2) 梅雨锋与南风 and 北风之间的切变线有关, 对流层低层有相当强的风切变; (3) 高空相当正压暖心。	(1) 典型的中纬度锋, 具有强的水平温度梯度和水汽梯度; (2) 梅雨锋位于梅雨槽以南 1500 km 处; (3) 向高空冷心有明显的垂直倾斜。
云和降雨区	(1) 在纬向云带中稳定和持续的降水, 云带中嵌有 α 中尺度和 β 中尺度的对流云团; (2) 非常弱的斜压性。	(1) 存在一主要的次天气尺度云系, 其中有一些深对流云; (2) 弱的对流不稳定条件和相当强的斜压性。
中尺度结构	(1) 加强的梅雨降雨是由一系列的中尺度 (α 中尺度) 锋面低气压 (低涡旋) 过境和发展产生的, 其中低气压是由几个 β 中尺度扰动组成; (2) 中尺度低压, 局限在 500 hPa 以下, 有 1000~1500 km 的水平尺度, 而 β 中尺度扰动有 150~200 km 的波长, 具有比中等尺度扰动更快的向东传播速度。	(1) 梅雨锋是由许多中尺度低压组成, 其间隔是相对的晴空区; (2) 一些中尺度低压可以发展成日本附近热力梯度较大的显著的梅雨锋气旋。
低空急流 (LLJ)	(1) LLJ 经常在孟加拉湾-中印半岛-南海地区的亚洲夏季风向东北延伸和加强的条件下形成; (2) LLJ 具有超低转特征; (3) 具有流向梅雨锋的显著的偏南风分量, 从而造成强的水汽辐合。	(1) 在西北太平洋地区副热带反气旋的西北或北边形成; (2) 相对小的水平尺度; (3) 一些 LLJ 是梅雨降雨反馈的结果。

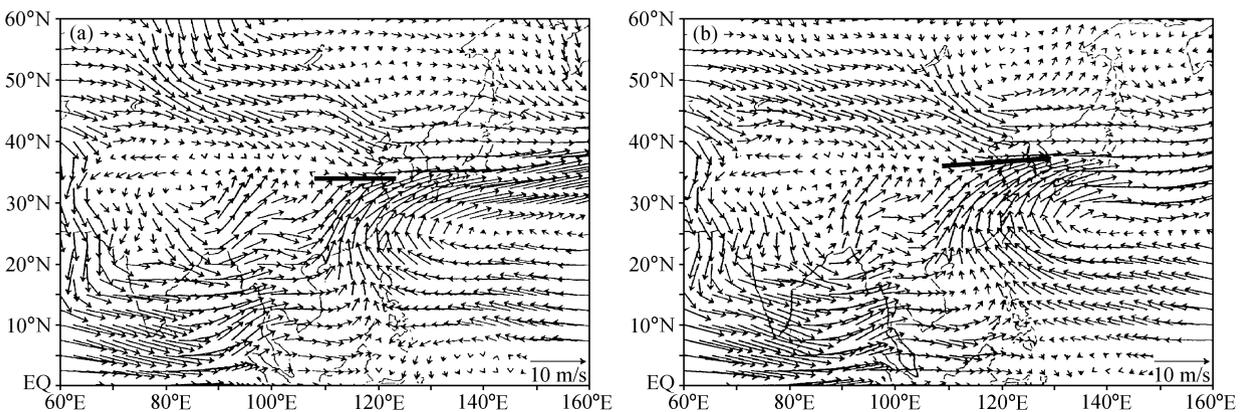


图 21 700 hPa 气候平均的风场: (a) 7 月 2~6 日; (b) 7 月 7~11 日。粗实线表示辐合线或辐合区 (根据文献 [2] 重新绘制)

Fig. 21 Climatological mean wind fields at 700 hPa: (a) 2-6 Jul; (b) 7-11 Jul. Bold solid line indicates the convergence line or zone (re-drawn based on reference [2])

场上 $|v| > 6$ m/s) 也推进到朝鲜半岛南部。Changma 爆发的另一重要特征是西北太平洋副高 (地面气压和 500 hPa 位势高度场) 的加强和中国东北移动性高压的频繁发生^[36]。此外, 200 hPa 上经常观

测到一西风急流中心在朝鲜以南地区发展, 下游区的这一急流带可以引起急流入口区地面槽地区强的辐合产生。因此, Changma 的爆发和活动似与风暴路径及其与东亚夏季风的相互作用密切相关。

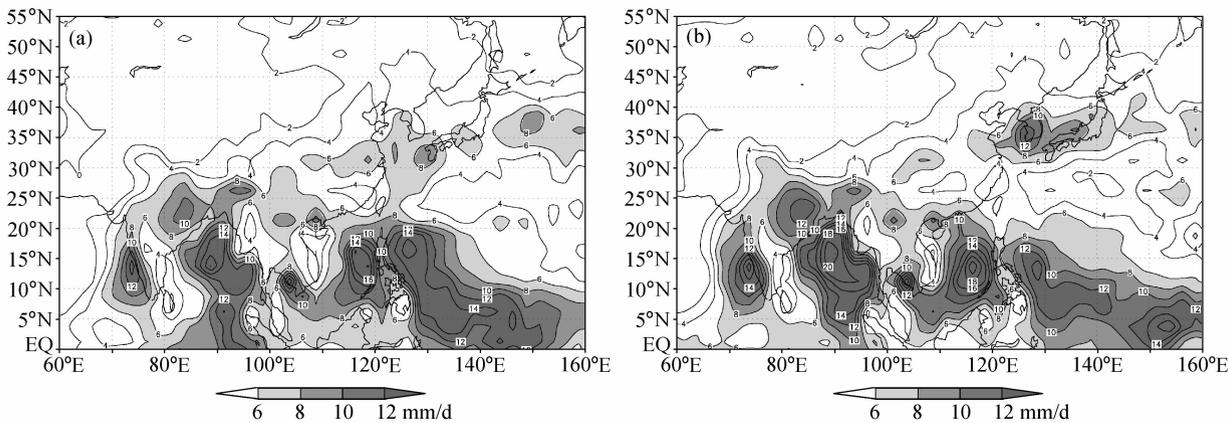


图 22 1979~2001 年气候平均的降水场 (单位: mm/d): (a) 7 月 4~8 日; (b) 7 月 9~13 日。这里使用的是 CAMP 降水资料
 Fig. 22 Climatological mean precipitation fields (1979-2001) for 4-8 Jul (a) and 9-13 Jul (b). CAMP dataset is used here

6 结论

关于东亚春末夏初独特的雨季——梅雨, 已经进行了许多观测研究。然而, 大多数研究是基于个例研究或合成分析方法, 而且资料长度比较短。利用 NCEP 再分析资料和中国 740 站的逐日和逐月地面观测资料, 本文对东亚梅雨系统的天气-气候学进行了研究。从大气环流的角度, 中国梅雨、日本及朝鲜的梅雨是整个亚洲季风系统中东亚夏季季风系统与欧亚地区中高纬度环流系统相互作用的体现。尽管印度北部中纬度的扰动可以间歇地中断印度夏季风, 从而造成季风中断或者印度及巴基斯坦西北部降水偏少, 但在大尺度地区季风系统与中高纬度环流相互作用对印度夏季风来说并不存在。因此, 对于梅雨系统的天气-气候学研究可以大大地提高对亚洲夏季风区域表现和差别的认识。以下是本文得到的主要结论:

(1) 梅雨开始和结束日期的年际变率很大, 这是东亚夏季风相似变率的反映。1971~2000 年和更长的时期平均的梅雨开始和结束日期分别是 6 月 17 日和 7 月 8 日, 梅雨季平均长为 21 天。沿长江流域 5 个有代表性台站 1971~2000 年的平均总降水量为 1208.3 mm, 相应的平均降雨强度为 63 mm/d, 并且发现降雨强度有显著的线性增加趋势。

(2) 梅雨的发生与东亚夏季风阶段性的向北推进密切相关。亚洲夏季风在 5 月中的爆发标志着东亚季风雨季的来临和增强。随着东亚夏季风突然推进到长江流域、日本西南部和菲律宾西南部, 6 月中可以观测到印度雨季和梅雨的同时开始。相应

的, 主要的水汽供应来自孟加拉湾-中印半岛-南海地区, 其中南海的贡献最大。

(3) 气候学意义下梅雨锋的热力结构主要包括以下特征: 占整个夏季总降水量 45% 的强降水、具有较高假相当位温的梅雨锋前的高湿空气柱, 对流层低层跨越梅雨锋的水平温度梯度非常弱或几近消失的温度场、梅雨锋区以南的强低空急流, 同时与梅雨锋相伴随的强水平风切变、梅雨降雨区整个对流层强的上升运动, 明显的季风环流圈 (反 Hadley 圈, 或热力间接垂直环流)。因此, 梅雨锋是潮湿大气中的一种混合型锋面结构, 它是在行星锋区被热带季风气流和相联系的对流潜热加热显著改变条件下产生的。Chen^[6]也指出, 梅雨锋看起来像是具有相当正压暖心结构的副热带扰动。

(4) 中国、日本和朝鲜梅雨之间的区域差异与大尺度环流特征、锋面结构、云和雨区、中尺度结构以及相伴随的低空急流有关, 这些差别主要归因于行星锋区的不同位置和东亚夏季风的季节演变。例如, 朝鲜半岛的 Changma 正好发生在东亚夏季风及其相联系的环流 (主要是西北太平洋副热带高压和高空西风急流) 第二次北跳以后, 而中国梅雨和日本梅雨两者都发生在东亚夏季风的第一次北跳之后。因此, 前者较后者晚 20 天左右爆发, 这意味着东亚夏季风的影响也许是不同的。中国梅雨和日本梅雨虽然都发生在东亚夏季雨季的初期, 但由于前者位于行星锋区的西段, 后者位于锋区东段, 它们的结构的动力学并不完全一致。此外, 中国梅雨更明显地被来自南亚和东南亚的热带西南季风气流所影响。因此, 与日本和朝鲜地区的中纬度斜压

锋相比, 中国梅雨锋表现出副热带锋面的特征。

许多研究者都讨论了 ENSO 事件对梅雨降雨年际变率的影响, 其中一些主要结论已经在另一篇文章^[37]中进行了详细的总结。这里将不进一步涉及这个问题。

后记 陶诗言先生在中国梅雨研究上做了许多开拓性工作, 包括中国梅雨的基本特征、环流条件、天气系统以及预报方面^[34, 38, 39]。本文的研究是继承了他在梅雨方面的研究思想。

致谢 感谢中国气象局国家气候中心提供了梅雨降水资料和 740 台站资料。

参考文献 (References)

- [1] Ding Y H. Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**: 373~396
- [2] Qian W H, Lee D K. Seasonal march of Asian summer monsoon. *Int. J. Climatol.*, 2000, **20**: 1371~1381
- [3] Ding Y H. Seasonal March of the East Asian Monsoon. *East Asian Monsoon*. Chang C P, Ed. Singapore: World Scientific, 2004. 564pp
- [4] Chen G T J, Chang C P. The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**: 942~953
- [5] Chang C P, Hou S C, Kuo H C, et al. The development of an intense East Asian summer monsoon disturbance with strong vertical coupling. *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**: 2692~2712
- [6] Chen G T J. Research on the phenomena of Meiyu during the past quarter century: An overview. *East Asian Monsoon*. Chang C P, Ed. Singapore: World Scientific, 2004. 564pp
- [7] Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*. Chang C-P, Krishnamurti T N, Eds. *Oxford University Press*, 1987. 60~92
- [8] Ninomiya K, Murakami T. The early summer rainy season (Baiu) over Japan. *Monsoon Meteorology*. Chang C-P, Krishnamurti T N, Eds. *Oxford University Press*, 1987. 93~121
- [9] Saito N. Quasi-stationary waves in mid-latitudes and Baiu in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1995, **63**: 983~995
- [10] Oh T-H, Kwon W-T, Ryoo S-B. Review of the researches on Changma and future observational study (KORMEX). *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14**: 207~222
- [11] 王时鼎. 关于台湾梅雨. *气象学报* (台湾出版), 1970, **44**: 14~22
Wang S T. On the plum rain in Taiwan. *Quart. J. Meteor.* (in Chinese), 1970, **44**: 14~22
- [12] Chen G T J. Observational aspects of the Meiyu phenomena in subtropical China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1983, **61**: 306~312
- [13] 陈泰然. 东亚梅雨系统的天气-气候特征. *大气科学* (台湾出版), 1988, **16**: 435~336
Chen G T J. On the synoptic-climatological characteristics of the East Asian Meiyu front. *Atmos. Sci.* (in Chinese), 1988, **16**: 435~336
- [14] Chang C-P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. *J. Climate*, 2000, **13**: 4326~4340
- [15] Chang C P, Yi L, Chen G T J. A numerical simulation of vortex development during the 1992 East Asian summer monsoon onset using the Navy's regional model. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **128**: 1604~1631
- [16] Ding Y H. *Monsoons over China*. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1994. 419pp
- [17] Ninomiya K. Large-and mesoscale features of Meiyu-Baiu front associated with intense rainfalls. *East Asian Monsoon*. Chang C. P. Ed. Singapore: World Scientific, 2004. 564pp
- [18] Chang C P. *East Asian Monsoon*. Singapore: World Scientific, 2004. 564pp
- [19] 徐群, 杨义文, 杨秋明. 近 116 年长江中下游的梅雨. 暴雨洪涝. 北京: 气象出版社, 2001. 54~65
Xu Q, Yang Y W, Yang Q M. The 116-year Meiyu in the middle and lower Yangtze River Basin. *Heavy Rainfall and Floods* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001. 54~65
- [20] 杨义文. 长江中下游梅雨和中国夏季旱/涝. *气象月评价*, 2002, **28**: 11~15
Yang Y W. The Meiyu in the middle and lower Yangtze River basin and summer droughts/floods in China. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2002, **28**: 11~15
- [21] IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Eds. Cambridge University Press, 2001. 881pp
- [22] Chen M, Xie P, Janowiak J E. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observation. *J. Hydrometeorol*, 2002, **3**: 249~266
- [23] Ding Yihui, Liu Junjie, He J H, et al. A case study of the excessively heavy rainfall caused by a succession of low-level vortices in the East Asian Meiyu-Baiu front. *Adv. Atmos. Sci.*, 2007, Submitted
- [24] Gao Shouting, Zhou Yushu, Lei Ting. Structural features of the Meiyu front system. *Acta Meteorologica Sinica*, 2002, **16** (2): 195~204
- [25] Zhou Y, Gao S, Shen S S P. A diagnostic study of formation and structures of the Meiyu front system over East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2004, **82** (6): 1565~1576

- [26] 周玉淑, 高守亭, 邓国. 江淮流域 2003 年强梅雨期的水汽输送特征分析. *大气科学*, 2005, **29** (2): 195~204
Zhou Yushu, Gao Shouting, Deng Guo. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Changjiang River and the Huaihe River basins in 2003. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (2): 195~204
- [27] Ding Y H, Chan J C L. The East Asian summer monsoon; An overview. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2005, **89**: 117~142
- [28] Wu R, Wang B. Multi-stage onset of the summer monsoon over the Western North Pacific. *Climate Dyn.*, 2001, **17**: 277~289
- [29] Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, 2002, **15**: 386~396
- [30] Simmonds I, Bi D, Hope P. Atmospheric water vapor flux and its association with rainfall over China in summer. *J. Climate*. 1999, **12**: 1353~1367
- [31] Kato K. Air mass transformation over the semi-arid region around North China and about change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **15**: 737~750
- [32] Illari L. A diagnostic study of the potential vorticity in a warm blocking anticyclone. *J. Atmos. Sci.*, 1983, **41**: 3518~3526
- [33] Cressman G P. Circulation of the west Pacific jet stream. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**: 2450~2463
- [34] Tao S Y, Ding Y H. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1981, **62**: 23~30
- [35] 谢义炳, 等. 中国夏半年几种降水天气系统的分析研究. *气象学报*, 1956, **27**: 1~23
Hsieh Yiping and collaborators. A preliminary survey of certain rain-bearing systems over China in spring and summer. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1956, **27**: 1~23
- [36] Ha K J, Park S K, Kim K Y. On interannual characteristics of climate prediction center merged analysis precipitation over the Korean Peninsula during the summer monsoon season. *Int. J. Climatol.*, 2005, **25**: 99~116
- [37] Wang Z Y, Ding Y H. Advance and retreat of rainy seasons over China. 2006, (in preparation) for *Meteorology and Atmospheric Physics*
- [38] 陶诗言, 等. 中国暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 235pp
Tao S Y, et al. *Heavy Rainfalls in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 235pp
- [39] 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. *气象学报*, 1958, **29**: 119~134
Tao S Y, Zhao Y J, Chen X M. The relationship between Meiyu in Far East and the behaviour of circulation over Asia. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1958, **29**: 119~134