

中国东部—西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析^{* 1}

赵平^{1,2} 周秀骥¹ 陈隆勋¹ 何金海³

ZHAO Ping^{1,2} ZHOU Xiuji¹ CHEN Longxun¹ HE Jinhai²

1. 中国气象科学研究院,北京,100081
2. 灾害天气国家重点实验室,北京,100081
3. 南京信息工程大学,南京,210044

1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2. State Key Laboratory of Severe Weather, Beijing 100081, China

3. Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2007-09-26 收稿,2007-11-21 改回.

Zhao Ping, Zhou Xiuji, Chen Longxun, He Jinhai. 2008. Characteristics of subtropical monsoon and rainfall over eastern China and western North Pacific and associated reasons. Acta Meteorologica Sinica, 66(6):940—954

Abstract Using the NCAR/NCEP reanalysis data and the NOAA's Climate Prediction Center's merged analysis of precipitation (CMAP) during 1981—2000, we investigated the seasonal evolution of the southwesterly wind and associated precipitation over the eastern China—the subtropical western North Pacific area and its relationship with the tropical monsoon and rainfall, and analyzed reasons responsible for the onset and development of the wind. It was found that the persistent southwesterly wind appears over southern China and the subtropical western Pacific earliest in the early spring, and then expands southwards to the tropics and advances northwards to the midlatitudes. From winter to summer, the seasonal variation of surface heating over western China and the subtropical western Pacific may result in an earlier reversal of the westward tropospheric temperature gradient over the subtropics relative to the tropics, which may contribute to the earliest beginning of the subtropical southwesterly wind. Additionally, the strengthening and eastward expanding of the trough near the eastern Tibetan Plateau as well as the strengthening and westward moving of the western Pacific subtropical high also exerts positive influence on the beginning and developing of the subtropical southwesterly wind. In the early summer, the northward expansion of the southwesterly wind over southern China is associated with a northward shift of the subtropical high, and the southward stretch of the southwesterly wind is associated with a southward stretch of the trough in the east side of the plateau. With the beginning and northward expansion of the subtropical southwesterly wind (namely southwest monsoon), convergences of the low-level air and water vapor and associated upward motion in front of the strongest southwesterly wind core also strengthens and moves northwards, leading to an increase of rainfall intensity and a northward shift of the rain belt. Accordingly, the subtropical rainy season occurs earliest over southern China in spring, moves northward to the Changjiang-Huaihe River valley in early summer, and arrives at North China in mid summer. Compared to the subtropical rainy season, the tropical rainy season begins later and stays mainly over the tropics, not pronouncedly moving into the subtropics. Clearly, the meiyu rainfall over the Changjiang-Huaihe valley in early summer results from a northward shift of the spring rainy belt over southern China, instead of a northward shift of the tropical monsoon rainfall belt. Before the onset of the tropical monsoon, water vapor over the subtropical monsoon region comes mainly from the coasts of the northern Indochina Peninsula and southern China. After the onset, one branch of water vapor flow comes from the Bay of Bengal, entering into eastern China and the subtropical western Pacific via southwestern China and the South China Sea, and

* 资助课题:财政部/科技部公益类行业专项(GYHY200706005)。

作者简介:赵平,研究方向:季风和气候,zhaoping@cma.gov.cn

another branch comes from the tropical western North Pacific, moving northwestwards along the west edge of the western Pacific subtropical high and entering into the subtropics.

Key words Eastern China, Western Pacific, Southwest monsoon, Precipitation, Water vapor

摘要 利用1981—2000年候平均NCEP/NCAR再分析资料和CMAP全球降水资料,分析了从中国东部大陆到西太平洋副热带地区季风和降水季节变化的特征及其与热带季风降水的关系,探讨了季风建立和加强的原因。夏季东亚—西太平洋盛行的西南风开始于江南和西太平洋副热带的春初,并向北扩展到中纬度,热带西南风范围向北扩展的迹象不明显。从冬到夏,中国西部和西太平洋副热带的表面加热季节变化可以使副热带对流层向西的温度梯度反转比热带早,使西南季风在副热带最早开始;从大气环流看,青藏高原东侧低压槽的加强和向东延伸,以及西太平洋副热带高压的加强和向西移动,都影响着副热带西南季风的开始和发展;初夏江南的南风向北扩展与副热带高压向北移动有关,随着高原东侧低压槽向南延伸,槽前的偏南风范围向南扩展。随着副热带季风建立和向北扩展,其最大风速中心前方的低层空气质量辐合和水汽辐合以及上升运动也加强和向北移动,导致降水加强和雨带向北移动。热带季风雨季开始晚,主要维持在热带而没有明显进入副热带,江淮梅雨不是由热带季风雨带直接向北移动而致,而是由春季江南雨带北移而致。在热带季风爆发前,副热带季风区水汽输送主要来自中南半岛北部和中国华南沿海,而在热带季风爆发后,水汽输送来自孟加拉湾和热带西太平洋。

关键词 中国东部,西太平洋,西南季风,降水,水汽

中图法分类号 P462.2

1 引言

东亚季风区覆盖着中国东部、朝鲜半岛和日本以及南海、西太平洋热带和副热带的广大地区,随着季风的向北推进,5月中国东部雨带位于长江以南,6月雨带移到江淮,7月雨带移到黄河流域(陶诗言,1980;陈隆勋等,1991;Ding, 2004)。东亚夏季风区可以分为南海—西太平洋的热带季风区以及大陆—日本副热带季风区(朱乾根等,1985),一些学者把这两个地区的季风也分别称为西北太平洋夏季风区和东亚夏季风区(Wang, et al, 2002)。东亚热带季风直接来自赤道附近的西南季风,而副热带季风受副热带高压西侧由东南风转向的西南季风影响(陈隆勋等,1991)。由于东亚季风的异常变化常常造成中国东部地区的干旱和洪涝灾害,因此,了解东亚季风演变规律,对于提高季风区天气和气候的预测水平有十分重要的意义。

东亚季风的复杂性使得不同学者从不同角度所得到的季风爆发日期不尽相同(陈桦等,2006)。例如,Lau等(1997)和Webster等(1998)的研究表明:东亚季风降水最早于5月初在南海爆发,并向北扩展到华南,6月向北扩展到长江流域,7月移到华北。Wang等(2004)指出:亚洲季风大尺度爆发包括2个阶段,第1阶段是以5月中旬南海降水爆发为标志,第2阶段是以6月印度大陆雨季、中国和日本的梅雨降水开始为标志。很显然,这些研究认为东亚

夏季风最早开始于南海,并从南海和西太平洋热带向北推进到副热带和中纬度。

然而,陈隆勋等(2000)的研究表明,东亚地区自春到夏存在副热带季风雨季开始和热带季风雨季开始,其中副热带季风降水在4月初开始于江南北部和江南地区,并向西南扩展,而南海热带季风爆发后使原来由江南移到江南沿岸的副热带季风雨带随副热带高压北进而北移,使江南出现第2次雨峰,形成梅雨期和江淮及华北雨季。Zhao等(2007)指出:江南低层风和降水具有明显季风特征,夏季在东亚盛行的西南风最早在江南爆发,这是和东亚与西太平洋副热带之间纬向热力差异从冬向夏较早反转有关;春季江南西南风爆发和初夏向北扩展,导致雨季在江南开始,江南雨带经过长江流域向华北移动;西南风也向南海扩张,而南海西南季风没有向北传播到大陆的迹象。廉毅等(2007)用假相当位温的阈值定义了东亚—西太平洋的夏季副热带激发季风建立和撤退时间。何金海等(2007)认为东亚副热带夏季风于3月中旬已经开始建立,与热带季风是相互独立的过程。

由此可见,关于东亚—西太平洋季风和雨季在何地最早开始爆发以及中国东部雨季主要是决定于副热带季风还是热带季风等问题都还不清楚。回答这些问题对于深入理解东亚副热带和热带季风的联系,改进中国东部降水的预测方法都有十分重要的科学价值和实际意义。在Zhao等(2007)关于中国东部季风降水研究基础上,本文试图从东亚—西北

太平洋更大范围来研究西南季风和降水的季节演变规律,并从东亚大陆—西太平洋副热带纬向热力差异和大气环流角度探讨副热带季风建立和加强的原因,最后讨论副热带季风与热带季风的联系。

2 副热带季风和降水季节变化的气候特征

本文采用的资料包括 1981—2000 年候平均 NCEP/NCAR 再分析资料(Kalnay, et al, 1996)和 NOAA 的 CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)(Xie, et al, 1997)全球候平均降水资料,其中 CMAP 降水是通过融合地面雨量观测站资料和多种卫星(GPI, OPI, SSM/I, 和 MSU)资料而得到。一些研究表明:CMAP 降水资料可以用于研究亚洲季风降水的气候特征(Ding, 2004; Wang, et al, 2002)。由于陆地风在 1000 hPa 气压层可能被低估(Lu, et al, 1999),因此本文用 850 hPa 气压层风来分析低层风的变化特征。在计算候平均时,对于闰年,最后 1 候是指 12 月 26—30 日;对于平年,最后 1 候是指 12 月 27—31 日。参照以前的研究(朱乾根等,1985;Wang, et al, 2002),本文把东亚—西太平洋副热带季风区定义为区域(20° — 45° N, 110° — 140° E, 包括中国东部到日本的大陆和西太平洋副热

带),热带季风区定义为南海和 20° N 以南的西北太平洋热带地区。

2.1 副热带季风指标的选择

季风区通常具有以下 2 个基本特征(Flohn, 1957; Murakami, et al, 1994):一个是低层风的季节变化,特别是风向的转变,另一个是存在与风变化相对应的明显干季和湿季交替。因此,大多数研究用盛行风的突然变化或超过一定强度的降水来定义季风爆发日期(Wang, et al, 2002, 2004; Lau, et al, 1997; Webster, et al, 1998; 陈隆勋等, 2000; Tao, et al, 1987; 何金海等, 2001)。在选择副热带季风指标之前,我们首先分析冬、夏季大气环流基本特征。

12 月(图 1a),一个高压系统控制着中国东部,并与位于 20° — 30° N 的西太平洋副热带高压连在一起,此时 25° N 以北的东亚大陆和西太平洋盛行西北风,以南地区盛行东北风。7 月(图 1b),东亚大陆原来的高压系统消失,一个低压槽位于从中国西南到南海西部的赤道附近,西太平洋副热带高压的 1520 gpm 线西端位于 140° E 附近;在低压槽和副热带高压之间盛行西南风或东南风,即东亚和西太平洋夏季风。显然,在东亚和西太平洋中、低纬度,经向风表现出明显的季节性反转,冬季盛行偏北风,

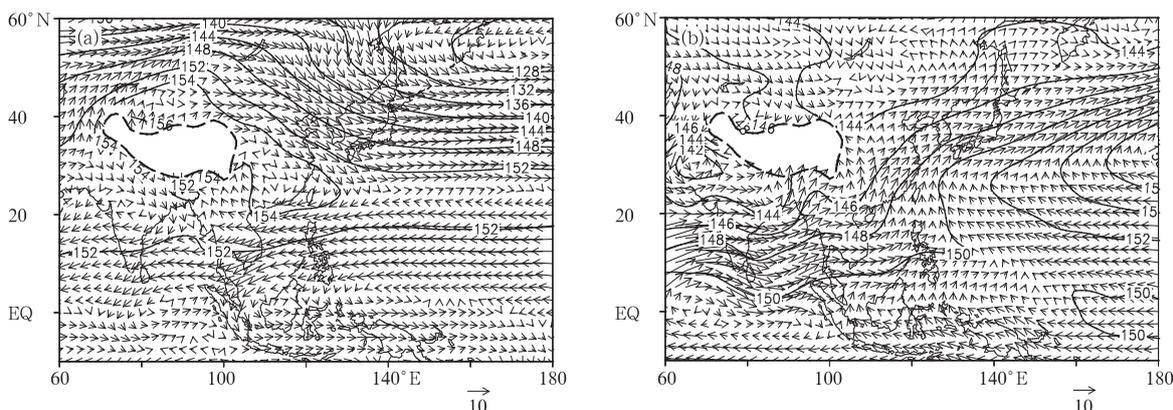


图 1 1981—2000 年平均的 850 hPa 位势高度(单位: dagpm)和风场(单位: m/s) (a. 12 月, b. 7 月)

Fig. 1 850 hPa average geopotential height (dagpm) and wind (m/s) fields over 1981—2000 (a. December, b. July)

夏季盛行偏南风,说明这些地区的季风可以表现为在偏南风 and 偏北风之间的季节交替,这与以前的结果一致(陈隆勋等,1991;Ding, 2004)。

从图 1b 中不难看出,热带地区纬向风占优势,根据这种特征,一些学者用纬向风来指示南海季风(Wang, et al, 2004)。在副热带,经向风分量占优势,并且纬向风向的季节转变区域只出现在 30° N 以南,而经向风向的转变区域较大,可以一直到

40° N 以北,更重要的是南风进退与中国东部雨季开始和雨带移动有较好的一致性(Zhao, et al, 2007)。因此,参考 Zhao 等(2007)的研究,用低层经向风来指示东亚—西太平洋副热带季风。

2.2 低层风的季节变化特征

图 2a 给出了 850 hPa 经向风沿 110° — 120° E 的时间-纬度剖面。在该图中,较强的南风最早出现在中国南方(20° — 30° N)的春初,在第 15 候(3 月第 3

候)左右超过 2 m/s, 5 m/s 的最大风速出现在夏季(第 36—37 候); 在第 52 候以后, 北风开始出现, 指示着冬季风开始, 最强北风出现在 12 月。随着中国南方的南风加强, 它向南海扩展, 1 m/s 等值线自第 13 候, 而 2 m/s 等值线自第 28 候(5 月第 4 候)起向南扩展到赤道附近, 在第 27 候超过 1 m/s 的南风扩展到 10°N 附近。从冬向夏, 南海东风向西风的转变也滞后于江南, 江南的西风在第 27—34 候表现出向

南扩展特征(图 2b), 而南海的西风和南风都没有向北扩展到大陆的迹象。此外, 中国南方的南风向北扩展开始于第 31 候(6 月第 1 候), 到第 40 候向北扩展到 36°N 附近, 并持续到第 43 候(8 月第 1 候)。这些结果与 Zhao 等(2007)的结论一致。分析还表明, 925 hPa 风也表现出这种季节变化特征(图略)。

在经向风沿 120°—130°E 剖面图上(图 3a), 南风也最早出现在副热带, 超过 1 m/s 的南风在第 15

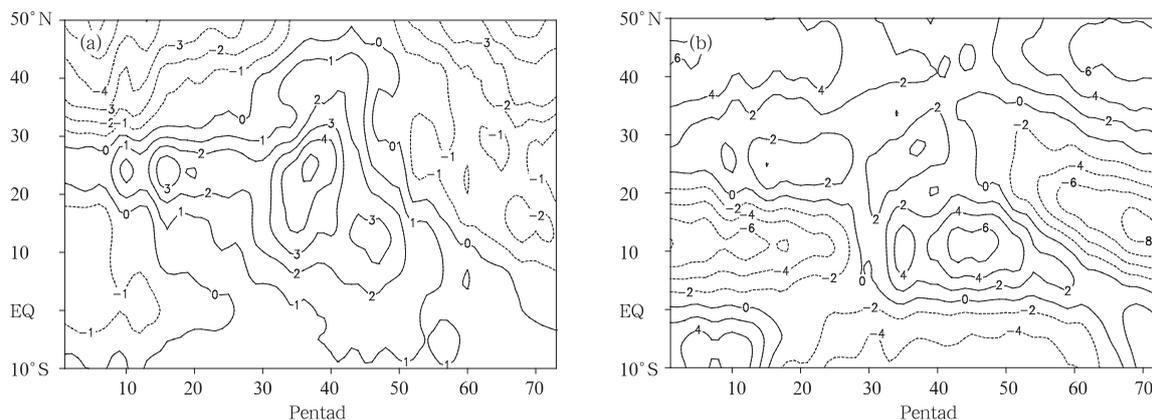


图 2 1981—2000 年平均 850 hPa 经向风(a)和纬向风(b)(单位:m/s)沿 110°—120°E 的时间-纬度剖面
Fig. 2 Latitude-time cross sections of the average 850 hPa (a) meridional and (b) zonal winds (unit:m/s) over 1981—2000 along 110°—120°E

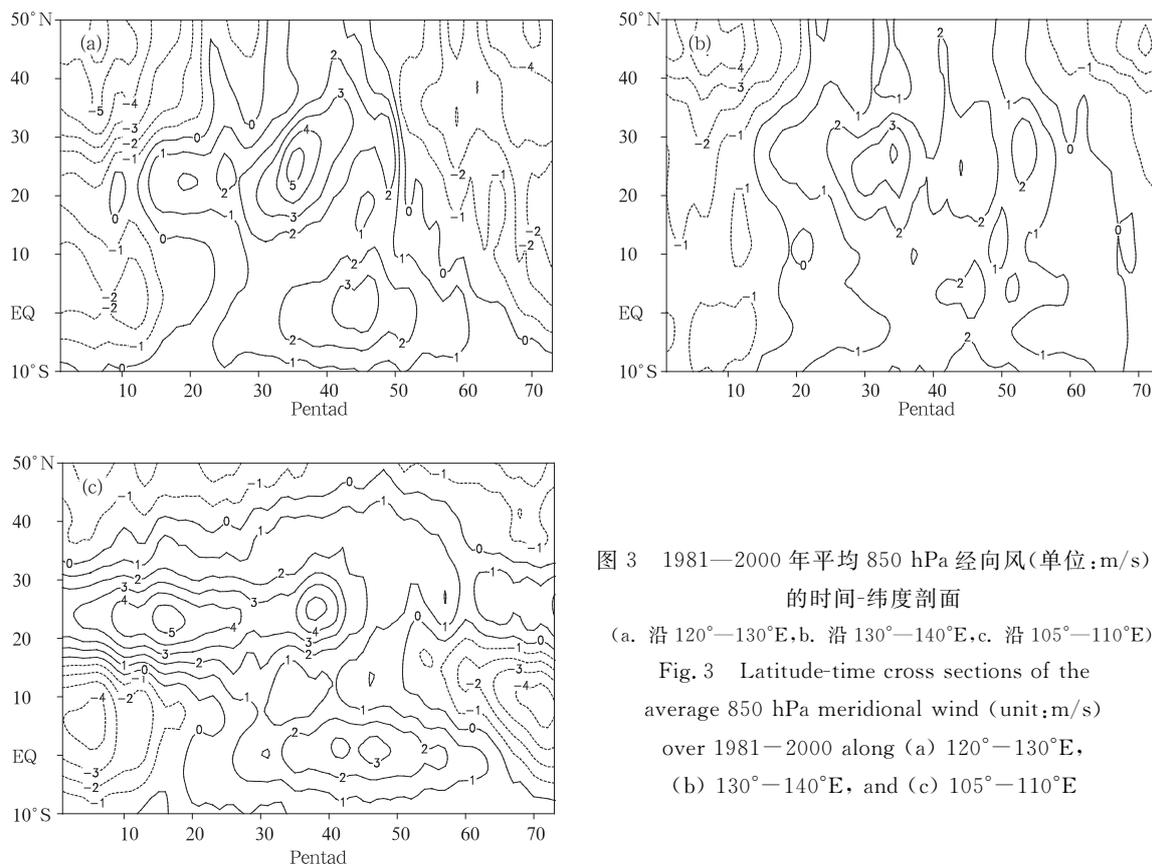


图 3 1981—2000 年平均 850 hPa 经向风(单位:m/s)的时间-纬度剖面
(a. 沿 120°—130°E, b. 沿 130°—140°E, c. 沿 105°—110°E)
Fig. 3 Latitude-time cross sections of the average 850 hPa meridional wind (unit:m/s) over 1981—2000 along (a) 120°—130°E, (b) 130°—140°E, and (c) 105°—110°E

候左右出现在 20°—25°N,到第 28 候超过 2 m/s, 5 m/s 的最大风速出现在第 35—36 候;在第 52 候以后,南风被北风取代,最强北风出现在 12 月。与中国东部一样,从冬向夏西太平洋副热带南风向北扩展,并在第 30 候以前它也向热带扩展。类似的特征出现在沿 130°—140°E 平均的剖面上(图 3b)。虽然在西太平洋热带(图 3a—b)和中南半岛(图 3c),第 20 候以后有超过 1 m/s 的南风先后出现在赤道附近,并向北传播,但是这些南风只向北扩展到 10°N 附近,没有进入副热带。

从水平分布图看,与 12 月(图 1a)比较,第 16 候青藏高原东侧低压槽明显加强,其中心值为 1480 gpm,原来在中国东南部的高压系统此时已经消失,1520 gpm 等值线位于东亚沿海附近,江南地区的气压梯度明显加大(图 4a)。在该低压槽和西太平洋副热带高压之间为西南风,此时超过 5 m/s

的西南风主要出现在中国南方及其以东洋面,而中南半岛和南海为偏东风或较弱的(<5 m/s)西南风,这些说明副热带西南风实际上就是高原东侧低压槽前和西太平洋副热带高压西北侧的西南风。与第 27 候比较(图 4b),第 28 候(图 4c)的 1500 gpm 等值线向东南延伸到南海中部,指示着低压槽向南海扩张,此时槽前的偏南风出现在南海,而偏东风消失。到第 35 候(图 4d),高原东侧低压中心降到 1440 gpm,槽线位于中国西南和南海西侧,西太平洋副热带高压 1540 gpm 等值线西伸到 145°E 附近,槽前西南气流和副热带高压西侧的偏南气流共同盛行于中国东部、南海以及西太平洋热带和副热带的广大地区。此后,东亚季风槽的 1500 gpm 等值线继续向东南方向扩展,达到热带西太平洋 140°E 以东(图略)。

由此可见,夏季盛行在东亚和西太平洋的西南季风最早出现在春初的副热带,最强出现在夏季,秋

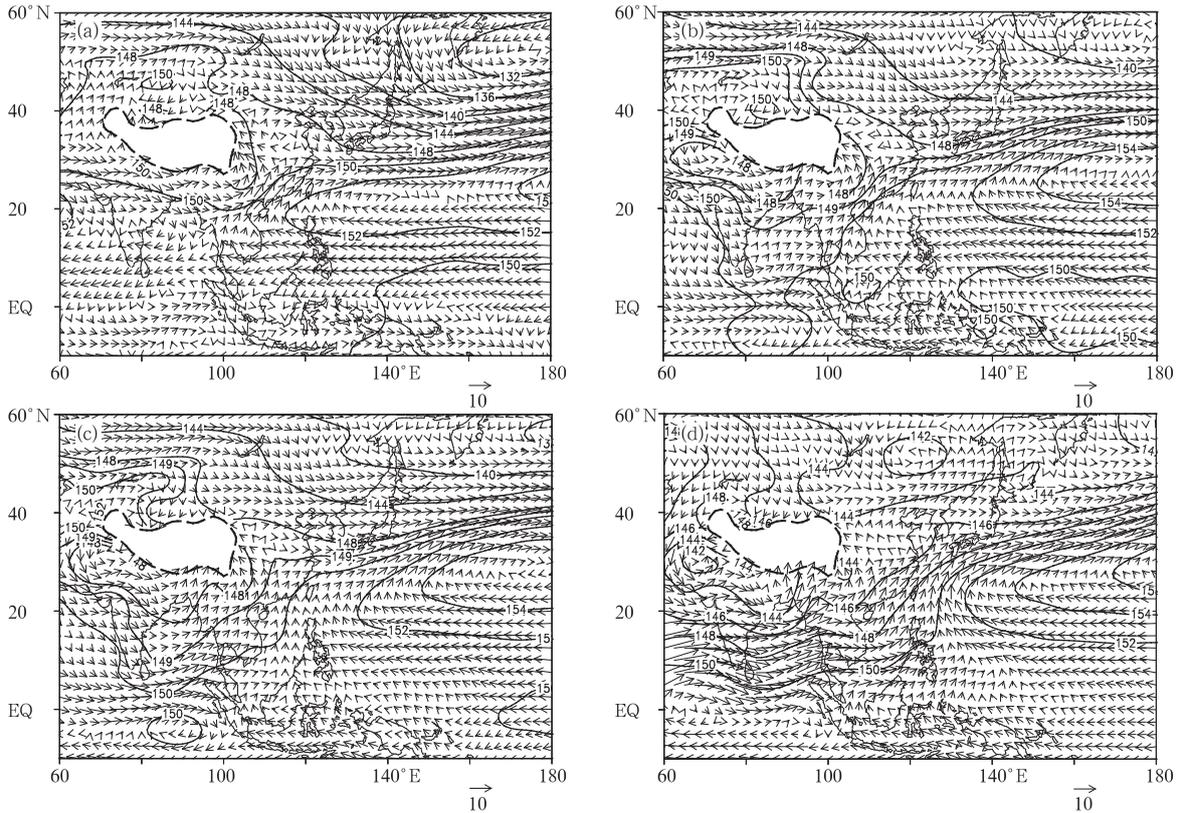


图 4 1981—2000 年平均的 850 hPa 位势高度场(单位: dagpm)和风场(单位: m/s)
(a. 第 16 候, b. 第 27 候, c. 第 28 候, d. 第 35 候)

Fig. 4 (a) 16th, (b) 27th, (c) 28th and (d) 35th pentad average 850 hPa geopotential height (unit: dagpm) and wind (unit: m/s) fields over 1981—2000

季转为偏北风,指示着冬季风开始,12月冬季风最强。在副热带西南风加强过程中,它向北、向南扩展,盛夏南风区覆盖了中纬度和热带,标志着夏季西南季风的大范围盛行。

2.3 低层辐合和上升运动的季节变化

当对流层低层的西南季风盛行于中国东部大陆和西太平洋副热带地区时,在其最大风速中心前方,低层辐合和对流层垂直上升运动明显加强。在东亚,超过 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的辐合最早出现在中国南方,并且逐渐向北移动(图 5a)。在图 5b 中,第 10 候以后负值开始出现在南方,指示着对流层上升运动加强,随后负值区向北移动。Zhao 等(2007)对此进行

了更为详细的讨论。类似的特征也出现在西太平洋地区,即随着西南风开始、加强和向北移动,最大风速中心前方的低层质量辐合和对流层上升运动也加强和向北移动(图略)。

热带也有一个较强的低层辐合和对流层上升运动区。然而,与副热带比较,南海的强辐合和上升运动出现较晚,超过 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的质量辐合和超过 $4 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 的上升运动主要出现在第 30 候以后,并且没有明显向北移动到 20° N 以北和长江流域(图 5)。类似地,西太平洋热带的低层辐合和对流层上升运动也出现较晚,也没有表现出向北移动到副热带的特征(图略)。

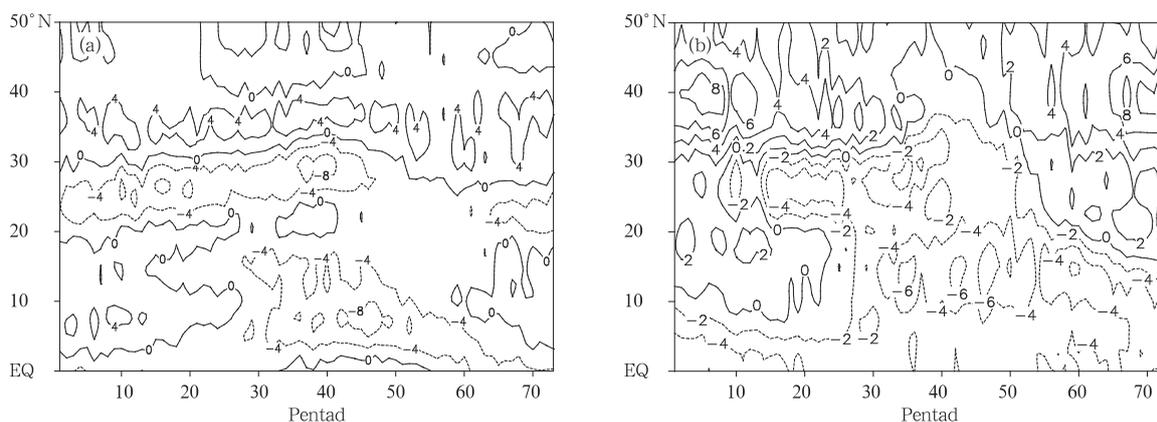


图 5 1981—2000 年平均低层(1000—700 hPa)空气质量散度(a)(单位: $\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)和对流层(925—200 hPa)垂直运动(b)(单位: $\times 10^{-2} \text{ Pa/s}$)沿 $110^\circ\text{—}120^\circ\text{E}$ 的时间-纬度剖面(Zhao, et al, 2007)

Fig. 5 Latitude-time cross sections of the average (a) lower-layer (1000—700 hPa) divergence (10^{-3} s^{-1}) of air mass and (b) tropospheric (925—200 hPa) vertical motion (10^{-2} Pa/s) over 1981—2000 along $110^\circ\text{—}120^\circ\text{E}$ (Zhao, et al, 2007)

2.4 水汽输送和辐合的季节变化

在这一部分,我们用低层 850 hPa 水汽通量($q\mathbf{V}_h$)及其散度($\nabla \cdot q\mathbf{V}_h$)来探讨东亚季风区的水汽输送状况,这里 q 是比湿, \mathbf{V}_h 是水平风速。在第 16 候(图 6a),对应于中国南方的较强西南气流,指向东北方向的强 $q\mathbf{V}_h$ 矢量($>3 \times 10^{-2} \text{ m/s}$)出现在中南半岛北部、中国江南及其沿海地区,说明水汽主要来自该区域,强的 $q\mathbf{V}_h$ 在中国以东洋面转为向东输送,此时 $\nabla \cdot q\mathbf{V}_h$ 的辐合主要出现在中国南方及其以东洋面。到第 25 候(图 6b),强 $q\mathbf{V}_h$ 主要来自中南半岛和南海北部,此时西太平洋副热带高压西侧偏南气流也对水汽输送有贡献,水汽的辐合区仍然

在中国东部以及西太平洋副热带和中纬度地区。在东亚季风爆发后(通常在 6 月初)(Wang, et al, 2004),大范围的西南风或偏西风出现在南亚、南海和西太平洋热带地区,强 $q\mathbf{V}_h$ 来源于 2 个方向:一支从孟加拉湾,经中国西南部和南海进入中国东部和西太平洋副热带地区,另外一支从西太平洋热带沿副热带高压西侧进入西太平洋副热带(图 6c);此时在东亚和西太平洋有两条主要的水汽辐合带,一条出现在副热带地区,对应于副热带雨带,另一条出现在从印度尼西亚以西洋面、经南海向东延伸到西太平洋热带,与热带雨带相对应。从时间-纬度剖面图看(图 7),在两个雨带之间是一个弱辐散或辐合区,

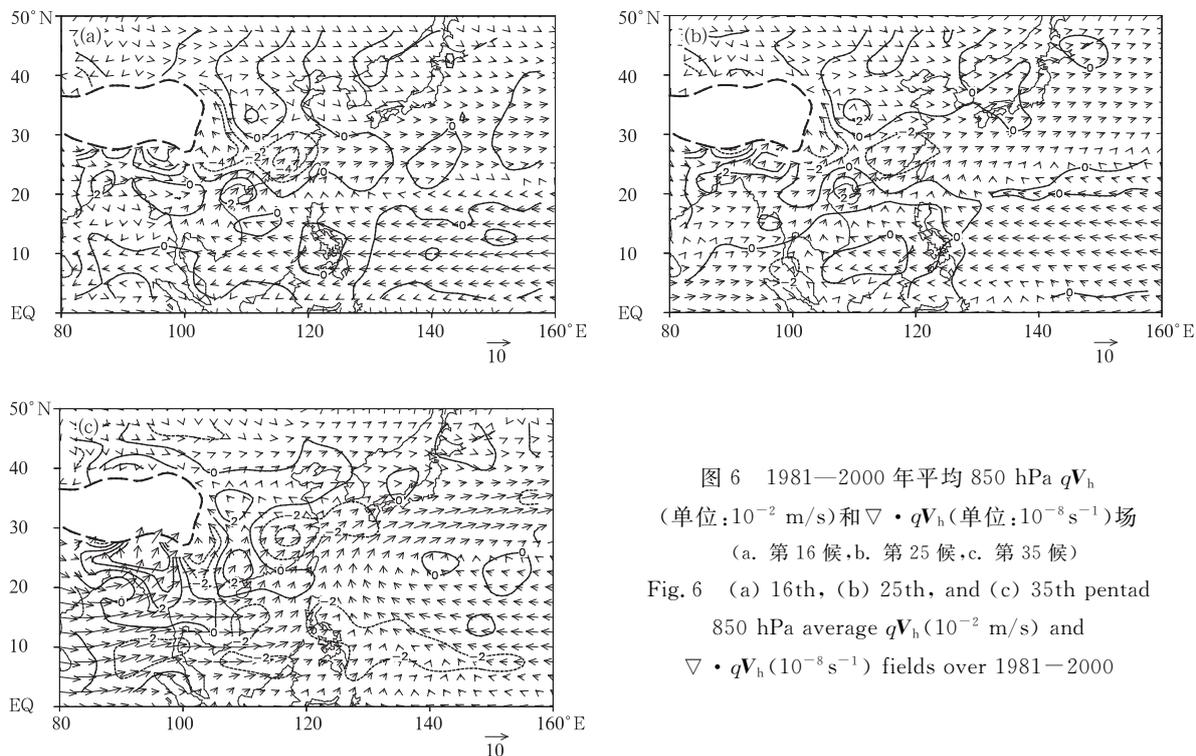


图6 1981—2000年平均850 hPa $q\mathbf{V}_h$ (单位: 10^{-2} m/s)和 $\nabla \cdot q\mathbf{V}_h$ (单位: 10^{-8} s $^{-1}$)场 (a. 第16候, b. 第25候, c. 第35候)

Fig. 6 (a) 16th, (b) 25th, and (c) 35th pentad 850 hPa average $q\mathbf{V}_h$ (10^{-2} m/s) and $\nabla \cdot q\mathbf{V}_h$ (10^{-8} s $^{-1}$) fields over 1981—2000

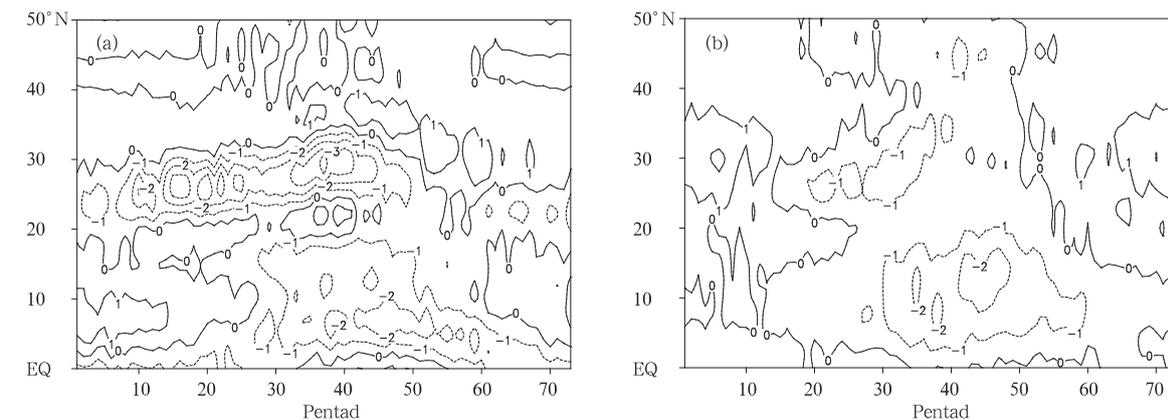


图7 1981—2000年平均850 hPa的 $\nabla \cdot q\mathbf{V}_h$ (单位: 10^{-8} s $^{-1}$)沿110°—120°E (a)(Zhao, et al,2007)和沿120°—140°E (b)的时间-纬度剖面

Fig. 7 Latitude-time cross sections of the average 850 hPa $\nabla \cdot q\mathbf{V}_h$ (10^{-8} s $^{-1}$) over 1981—2000 along (a) 110°—120°E (Zhao, et al, 2007) and (b) 120°—140°E

超过 1×10^{-2} m/s 的热带水汽辐合带基本上维持在 20°N 以南, 没有向北移移到大陆。

2.5 降水的季节变化特征

相应于东亚和西太平洋副热带西南风及其前方的辐合、上升运动加强和向北移动, 副热带降水明显加强并向北移动。与南风的演变特征比较(图 2a), 中国南方降水从 16 候起超过 6 mm/d, 初夏达到最

强, 12 月最小; 当南方的西南风达到最强时, 当地降水开始减少, 雨带移到长江流域, 之后长江流域南风达到最强时, 梅雨结束, 雨带移到华北(图 8a)。这些结果是与用中国地面降水观测资料所得到的一致 (Zhao, et al, 2007)。在西太平洋, 第 15 候以后超过 6 mm/d 的降水出现在 $25^\circ\text{—}32^\circ\text{N}$, 随着西南风向北延伸, 雨带也向北移动, 在第 36 候南风达到最强

时,当地降水开始减弱,而其北侧降水增加(图 8b)。在东亚—西太平洋副热带地区,风—降水之间这种特殊关系是典型的。此外,在第 30—32 候,雨带表现出从江南向南海扩展的特征,其中超过 10 mm/d 的降水可以向南移到 10°N(图 8a),这是与陈隆勋等(2000)的结果一致。

此外,热带还存在一个相对独立的雨带(图 8)。与副热带比较,热带雨季开始晚,但是强度大,例如:在南海北部(图 8a),超过 10 mm/d 的降水开始于第

31 候左右。南海雨带主要停留在热带地区,6 mm/d 等值线最北端位于中国江南沿海,没有明显向北进入长江流域,这与南海的辐合和上升运动带没有向北移动的特征一致。在西太平洋,热带季风雨带也明显区别于副热带雨带,在两个雨带之间降水偏少(图 8b)。尽管西太平洋热带雨带在第 30 候以后表现出明显的向北传播,6 mm/d 等值线在第 44 候左右可以到达 30°N 附近,但是与第 40 候以前西太平洋副热带地区的降水量相比,此时的降水量偏小。

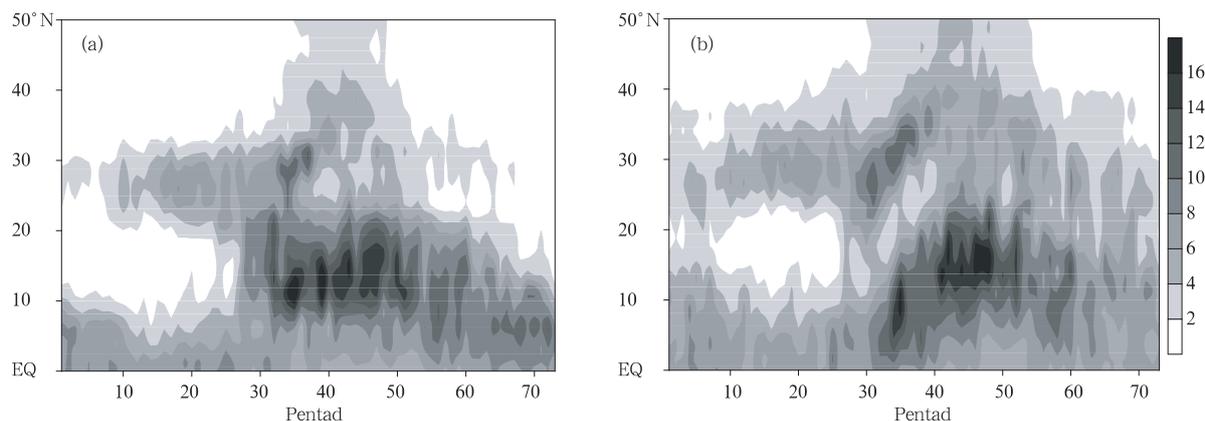


图 8 1981—2000 年平均 CMAP 降水(单位: mm/d)的时间-纬度剖面
(a. 沿 110°—120°E, b. 沿 120°—140°E)

Fig. 8 Latitude-time cross sections of their average CMAP precipitation (mm/d) over 1981—2000 along (a) 110°—120°E and (b) 120°—140°E

从水平分布图看,副热带和热带的雨带分别出现在西太平洋副热带高压的西北侧和南侧。在第 16 候(图 9a),一条西南—东北向的雨带位于中国东部和西太平洋 20°—40°N 区域内,超过 10 mm/d 的降水中心出现在中国东部沿海,江南降水是该雨带的西端。此时,副热带高压南侧的雨带位于赤道附近,而热带降水很小(<2 mm/d)。到第 25 候(图 9b),副热带雨带继续维持在 20°—35°N,雨量有所增加,而赤道附近的雨带略向北移动,二者之间的降水仍然偏少。到第 35 候(图 9c),赤道雨带向北移到南海中南部以及西太平洋热带地区,对应于热带季风降水(Ding, 2004; Wang, et al, 2002, 2004; Lau, et al, 1997; Webster, et al, 1998);此时,东北—西南向的副热带雨带向北移,超过 12 mm/d 降

水中心主要位于长江流域和日本南部,指示着梅雨期降水,在 18°—25°N 为少雨区。到第 45 候(图 9d),热带雨带继续向北移动,除了在日本以西洋面的一个狭小范围向北伸展到 40°N 外,热带雨带总体上位于 20°N 以南;此时,副热带降水普遍减弱,在中国南方和江淮地区为少雨区(<4 mm/d),超过 6 mm/d 降水出现在中国华北局部地区(对应着华北雨季)。

综上所述,东亚—西太平洋副热带雨带明显早于热带;热带雨季开始后,南海的雨带主要停留在热带地区,没有明显向北进入大陆,而在西太平洋的热带雨带向北移动中,副热带降水总体上趋于减弱。因此,副热带主要雨带不是由热带直接向北移来的,而在更大程度上是在副热带季风发展过程中局地形成的。

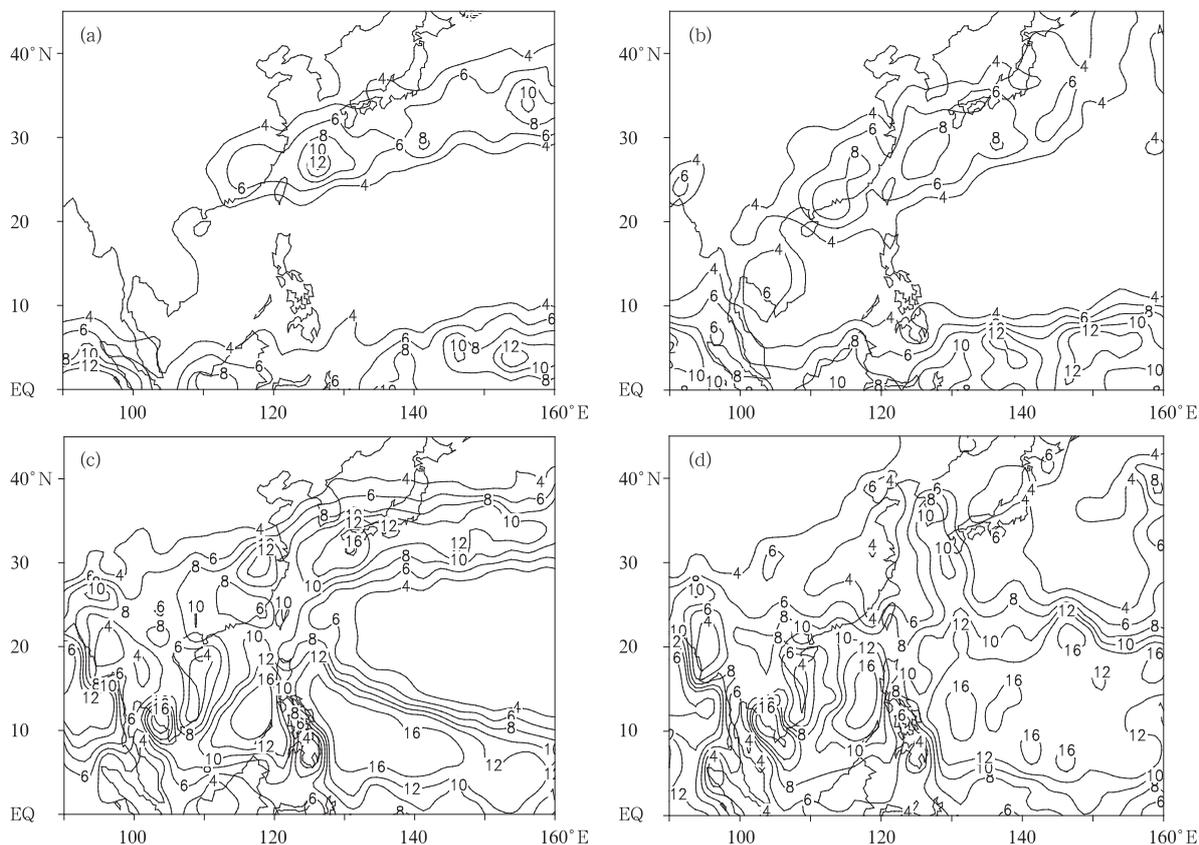


图9 1981—2000年平均的CMAP降水场(mm/d) (a. 第16候, b. 第25候, c. 第35候, d. 第45候)

Fig. 9 (a) 16th, (b) 25th, (c) 35th and (d) 45th pentad average CMAP precipitation (mm/d) fields over 1981—2000

3 副热带季风发展的成因分析

3.1 东亚大陆—西太平洋副热带纬向热力差异的影响

根据动力气象学的热成风原理(杨大升等, 1983), 对流层水平温度梯度变化可以影响风的垂直切变, 从而使高、低层风发生调整。Li 和 Yanai (1996) 讨论了亚洲大陆和印度洋之间南北向的对流层温度差异对南亚季风区纬向风的影响, Zhao 等 (2007) 分析了东亚与西太平洋副热带之间对流层纬向温度差异对中国东部季风发展的影响。类似于这些研究, 我们分析了东亚与西太平洋之间更大范围的对流层温度差异对东亚—西太平洋副热带季风的影响。从第12候起, 在东亚与太平洋副热带之间的纬向温度梯度呈现出下降趋势, 在第19—21候温度梯度在零值附近摆动, 指示着温度梯度从冬季正值向夏季负值的转变, 之后温度梯度继续减小, 在第35—37候达到最小值, 指示着夏季的纬向温度梯度

型达到最强(图10a)。热带(15°N)的纬向温度梯度从冬季正值向夏季负值的转变发生较晚(第25候左右); 东亚大陆与南海之间的经向温度梯度从冬季向夏季的反转更晚, 发生在第28候左右(图10b), 这是与南海西风开始时间基本一致。

为了讨论春季对流层温度梯度的反转是否主要由海洋和陆地的表面加热引起的, 我们分析了表面纬向加热(包括感热、潜热和辐射加热)差异与对流层温度梯度的关系。一些研究表明, NCEP 再分析资料提供的地面加热可以用于东亚的热力学研究(Duan, et al, 2005)。从图10a可以看到, 在第1—30候和第51—73候这两个时段, 在东亚与西太平洋副热带之间纬向表面加热差值的变化特征非常接近对流层温度梯度的变化, 这种一致性说明了春季、秋季和冬季的副热带对流层纬向温度梯度变化在很大程度上受下垫面加热的纬向差异影响; 而在夏季表面加热差值与温度梯度的变化特征差别较大, 说明其他物理过程(如: 温度水平平流过程, 大气非绝

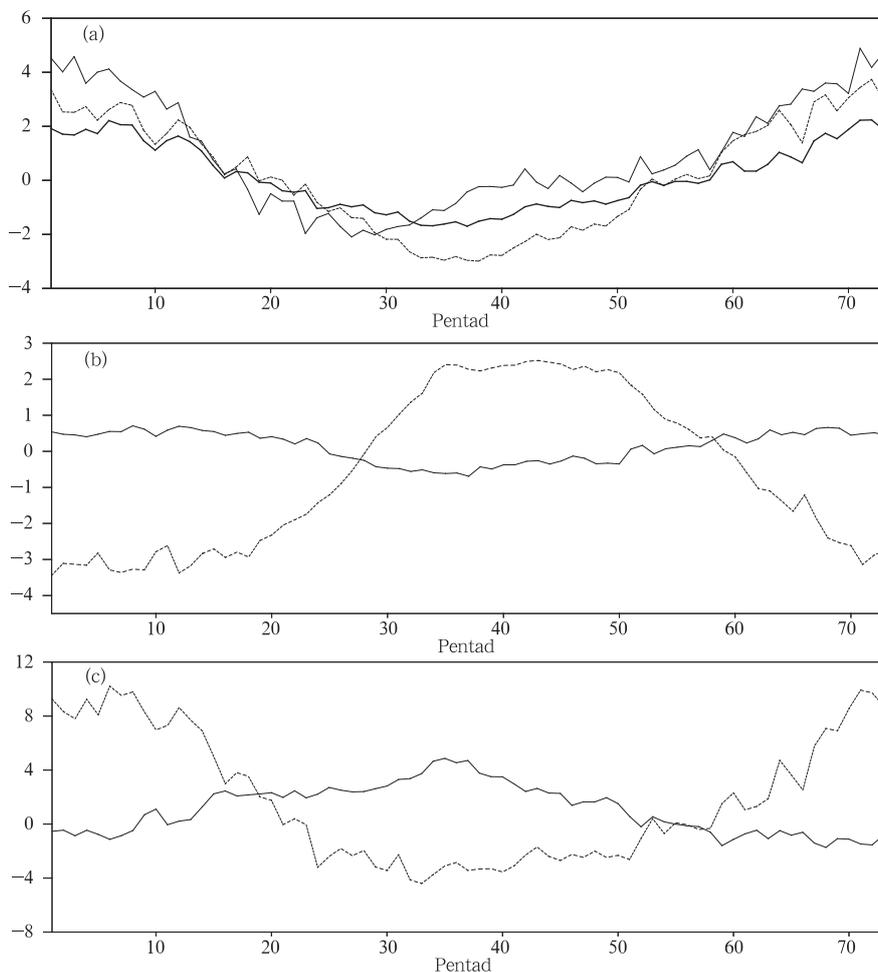


图 10 1981—2000 年在西太平洋(140°—150°E)与中国西部(100°—110°E)之间的对流层(700—250 hPa)纬向温度之差(虚线;单位:°C)和这两个区域的表面加热之差(细实线;单位:40 W/m²) 在 25°N 的时间变化曲线,以及中国东部—西太平洋 110°—140°E)的 200 hPa 与 850 hPa 经向风之差(粗实线;单位:5 m/s)在 25°N 的时间变化曲线(a);在西太平洋(120°—130°E)与中南半岛(100°—110°E)之间的对流层纬向温度之差(实线;单位:°C)在 15°N 的时间变化曲线,以及中国南方(20°—25°N)与南海南部(0°—5°N)的对流层南北向温度之差(虚线;单位:°C)在 115°E 的时间变化曲线(b);中国东部—西太平洋(110°—140°E)的 850 hPa(实线)和 200 hPa(虚线)经向风(单位:m/s)在 25°N 的时间变化曲线(c)

Fig. 10 Temporal evolution of climatology (1981—2000) of zonal differences in the tropospheric (700—250 hPa) temperature (dash line; °C) and surface heating (fine solid line; 40 W/m²) between the western Pacific (140°—150°E) and western China (100°—110°E) and the meridional wind differences (thick solid line; 5 m/s) between 200 and 850 hPa over eastern China—the western Pacific (110°—140°E) at 25°N (a), temporal evolution of climatology (1981—2000) of the tropospheric zonal temperature difference (solid line, °C) between the western Pacific (120°—130°E) and the Indochina Peninsula (100°—110°E) at 15°N and the tropospheric meridional temperature difference (dash line, °C) between south China (20°—25°N) and the southern South China Sea (0°—5°N) along 115°E (b), and temporal evolution of climatology (1981—2000) of the 850 hPa (solid line) and 200 hPa (dash line) meridional wind (m/s) over 110°—140°N at 25°N (c)

热加热过程)可能起更大作用。因此,春季东亚大陆与西北太平洋之间表面纬向热力差异变化可以使对流层温度梯度较早反转,从而导致副热带西南风的较早爆发。从冬到夏,随着副热带冬季温度梯度型减弱或夏季温度梯度型加强,高、低层的经向风垂直切变逐渐从冬季正值变为夏季负值;当温度梯度反转时,风垂直切变的符号也改变;当温度梯度正值或负值达到极端时,风垂直切变也达到极端(图 10a)。这说明二者的季节变化有很好的一致性。对应于经向风垂直切变的这种变化,较强的低层 850 hPa 南风在春初开始建立,并在盛夏达到最强,而高层 200 hPa 经向风从冬季南风转变为夏季北风,并在初夏达到最强(图 10c)。由此可见,经向风的高、低层垂直切变以及相对应的低层南风加强在很大程度上是由东亚—西太平洋副热带的纬向热力差异变化引起的。

3.2 东亚低压槽和西太平洋副热带高压的影响

伴随着东亚大陆和西太平洋热力对比的变化,大气环流也发生调整。在中国西部(图 11a),从第 12 候起 20° — 40° N 的位势高度逐渐减小,并在第 35

候左右达到最小值,这指示着在图 4c 中的高原东侧低压槽不断加强。在中国东部副热带的位势高度也从第 15 候以后明显减小,在夏季达到最低(图略)。在沿 25° N 的时间-经度剖面图中(图 11b),从冬到夏 1500 gpm 等值线向东扩展,第 15 候左右位于 110° E 附近,到第 28 候左右向东移到 130° E 以东,这指示着高原东侧低压槽范围不断向东扩张。与 850 hPa 温度场比较(图略),高原东侧低压槽始终对应着一个暖区,说明从冬季到夏季该低压槽的热力性质没有发生明显变化,具有相似的热力结构。因此,从气候学角度看,夏季出现在中国西部的 850 hPa 低压槽实际上是由春初高原东侧低压槽逐渐发展起来的,它们在时间演变上有很好的 consistency。在低压槽加强过程中,1500 gpm 等值线也向南延伸,在第 28 候左右到达 10° N 附近,盛夏槽线位于中国西南到南海西侧一带(图 4b—4c)。同时,西太平洋副热带高压从第 18 候起逐渐向西延伸,在第 32 候达到 150° E 以西,从第 10 候起它也向北扩展,1520 gpm 等值线在第 40 候左右达到最北位置(图 11c)。

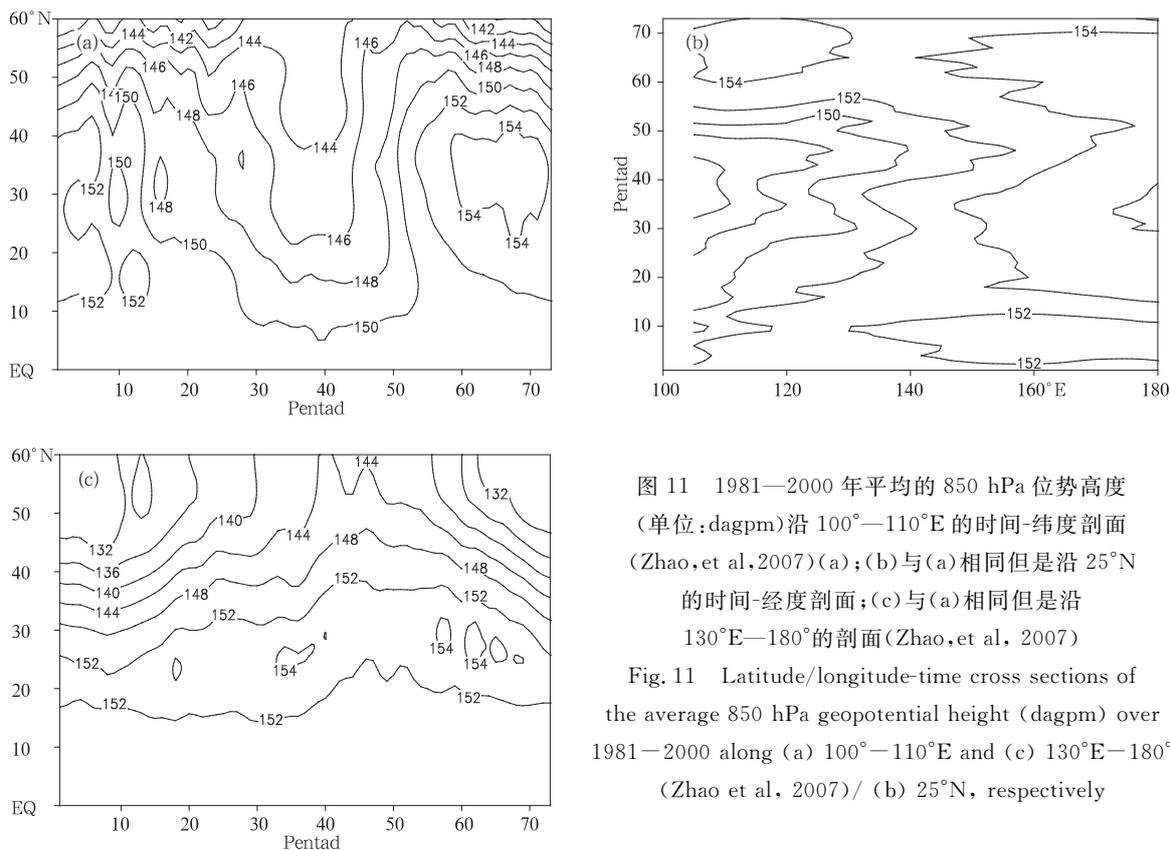


图 11 1981—2000 年平均的 850 hPa 位势高度(单位: dagpm)沿 100° — 110° E 的时间-纬度剖面(Zhao, et al, 2007)(a); (b)与(a)相同但是沿 25° N 的时间-经度剖面; (c)与(a)相同但是沿 130° E— 180° 的剖面(Zhao, et al, 2007)

Fig. 11 Latitude/longitude-time cross sections of the average 850 hPa geopotential height (dagpm) over 1981—2000 along (a) 100° — 110° E and (c) 130° E— 180° (Zhao et al, 2007)/ (b) 25° N, respectively

随着西太平洋副热带高压与高原东侧低压之间指向西的气压梯度逐渐加强,东亚大陆和西太平洋副热带地区的南风增大,二者的变化特征有很好的—致性(图 12),特别是在第 30 候以后,副热带南风的明显加强(图 2a)是与副热带高压加强和向西伸展相联系的。根据地转适应理论(杨大升等,1983),对于大尺度系统而言,风场向气压场适应。数值模拟也证明(赵平等,2003),中国西南的低压加强和西太平洋副热带高压向西移动可以使江南和南海北部

的西南风加强。因此,东亚大陆和西太平洋副热带地区的低层西南风建立和加强是与高原东侧低压槽和西太平洋副热带高压的变化相联系的,在这种情况下副热带南风盛行在低压槽东侧和副热带高压西侧。从冬到夏,1520 gpm 等值线的北界在第 10 候位于 25°N 以南,第 26—30 候向北移到 30°N 附近,在第 40 候以后,北移到 38°N 附近,江南的南风明显向北扩展正好对应于西太平洋副热带高压的第 2 次明显北移(图 11c)。

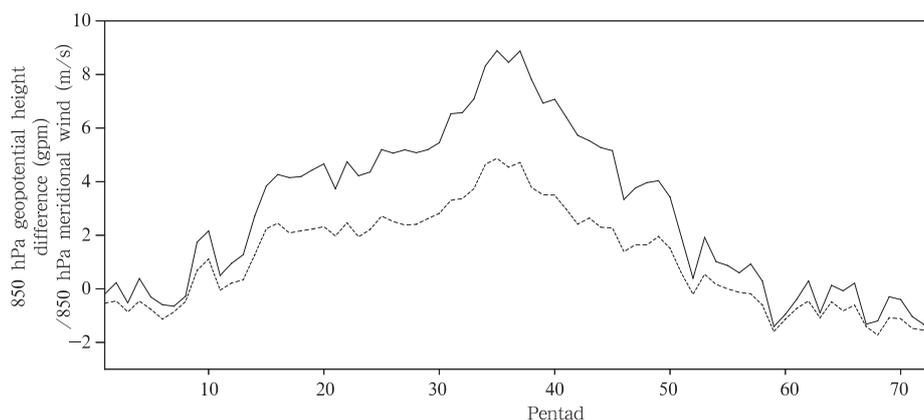


图 12 1981—2000 年中国西部(100° — 110°E)与西太平洋(140° — 150°E)副热带之间的 850 hPa 位势高度差(实线;单位:dagpm)以及东亚—西太平洋(110° — 140°E)经向风(虚线;单位:m/s)在 25°N 的变化曲线

Fig. 12 Temporal evolution of climatology (1981—2000) of the 850 hPa geopotential height difference (solid line; dagpm) between western China (100° — 110°E) and the western Pacific (140° — 150°E) and the 850 hPa meridional wind (dashed line; m/s) over 110° — 140°E at 25°N

4 结 论

利用 1981—2000 年 NCAP/NCEP 再分析资料和 CMAP 降水资料,研究了—中国东部和西太平洋副热带季风和降水变化的气候特征,得到主要结论:

(1) 就气候平均而言,夏季盛行在东亚—西太平洋的西南季风最早出现在春初的副热带地区,它发生在高原东侧低压槽前和西太平洋副热带高压西侧之间。从冬向夏,该西南风范围向北扩展到中纬度、向南扩展到热带,盛夏西南风盛行在东亚和西太平洋的中、低纬度地区,标志着西南季风达到强盛。从 5 月起,低空西南风从南海向中国—大陆传播的迹象不明显。在西太平洋和中南半岛,热带南风的向北传播也仅限于热带范围,没有明显传播到副热带地区。

(2) 在副热带季风发展不同阶段,水汽输送的主要源地有所不同。在热带季风爆发前,东亚大陆和西太平洋副热带季风区的水汽主要来自中南半岛北部和中国江南沿海;在热带季风爆发后,水汽路径主要有两支:一支从孟加拉湾、经中国西南和南海进入中国东部大陆和西太平洋副热带,另外一支从西太平洋热带、沿副热带高压西侧输送到西太平洋副热带。随着副热带西南风加强和向北移动,其最大风速中心前方的低层空气质量辐合、水汽辐合及对流层上升运动都不断加强和向北移动,导致当地降水加强和雨季开始。

(3) 东亚和西太平洋季风区有两条雨带,它们分别与热带和副热带季风相对应。在东亚,西南季风雨季首先开始在江南春季,初夏达到最强,而 12 月降水量最小,初夏该雨带向北移到江淮,盛夏移到

华北。热带雨季开始较晚,主要停留在热带,这是与热带低层的辐合和上升运动维持在热带的特征一致的。从冬向夏,副热带的辐合带、上升运动带和雨带不是由热带的向北移动而致,而是在副热带西南季风直接影响下局地发展起来的。

(4) 从海-陆热力差异看,东亚与西太平洋副热带之间表面热力差异的变化可以使副热带对流层的纬向温度梯度反转比热带早,有助于副热带季风较早建立。从大气环流系统角度看,从冬到夏,青藏高原东侧低压槽加强以及西太平洋副热带高压加强和向西伸展,都可以使中国东部—西太平洋副热带气压梯度加强,从而影响着东亚副热带季风的发展。初夏江南南风向北扩展与西太平洋副热带高压向北移动有关。

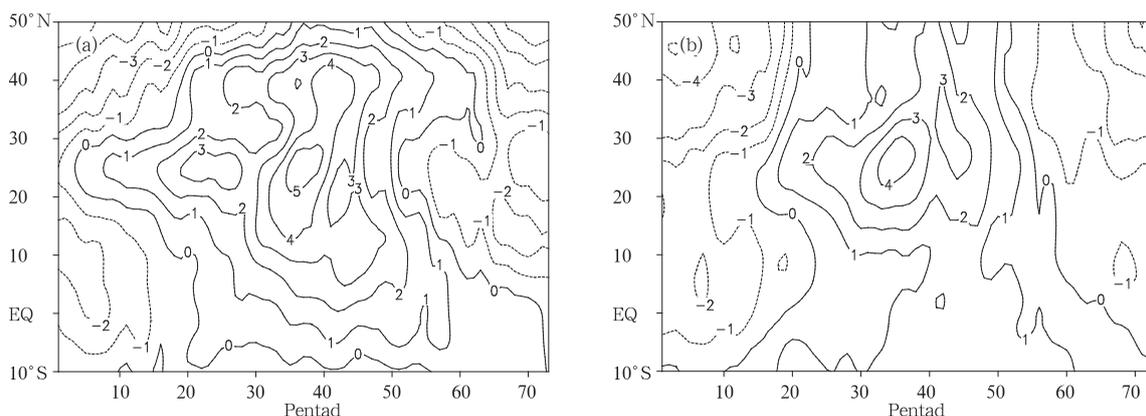


图 13 1960—1979 年平均的 850 hPa 经向风(单位:m/s)的时间-纬度剖面
(a. 沿 110°—120°E, b. 120°—140°E)

Fig. 13 Latitude-time cross sections of the average 850 hPa meridional wind (unit:m/s) over 1960–1979 along 110°–120°E (a) and 120°–140°E (b)

降水为 464 mm,与当时长江流域降水(500 mm 左右)相当。

(2) 江南无论经向风还是纬向风都存在风向的季节转变,这种转变伴随着干、湿季更替,同时风的这种季节转换与东亚大陆—西太平洋副热带之海-陆热力差异的季节变化一致,这些都说明江南地区的风和降水具有明显的季风特征。春季是大气环流和气候从冬向夏过渡的季节,也应该是东亚冬季风逐渐减弱和夏季风开始发展的季节,因而江南春季率先出现西南风和雨季,实际上标志着东亚季风雨季的开始阶段。从西南风以及相关的辐合、上升运动和降水的季节变化看,梅雨期的西南风和降水实

5 讨论

(1) 由于东亚大陆季风存在明显年代际变化,特别是自 20 世纪 80 年代以来东亚夏季风较 60 和 70 年代明显减弱,并引起中国东部降水的“南涝北旱”现象(李跃风等,2003; Yu, et al, 2004),因此有必要检查在 60 和 70 年代东亚西南季风是否也在副热带首先建立。从图 13 可以看到,在 60 和 70 年代东亚和西太平洋夏季风偏强时期,西南风也是首先在中国南方和西太平洋副热带地区建立,并且向北和向南扩展,只是向北扩展的时间更早。中国北方南风的这种较早建立和偏强,可以引起 60 和 70 年代当地雨季的较早开始和降水偏多(赵平等,2006)。事实上,60 年代北方(35°—40°N, 115°—120°E)平均

际上是春季江南西南风和雨带向北移动的结果。因此,江南的春季西南风和降水与江淮和华北的西南风和降水一样,属于东亚大陆副热带季风雨带发展过程的最早阶段,而梅雨和华北雨季是强盛阶段。此外,中国东部大陆的西南季风与西太平洋副热带季风和相关降水的季节变化特征非常相似,有很好的-一致性,二者应该属于一个季风系统。

(3) 以往的研究大多强调热带季风对副热带季风降水的影响。例如, Suda 等(1955)的研究指出:日本夏季雨季与印度季风爆发几乎同时开始,它们的强度变化有密切关系。这种遥相关可能反映了在东亚和印度季风区大气环流之间的一种联系。然

而,就气候平均而言,东亚—西太平洋热带季风降水开始较晚,并基本维持在热带地区,似乎与副热带季风降水是相互独立的,因此热带季风对副热带降水的直接影响可能较小。相反,青藏高原东侧低压槽向南延伸,伴随着副热带西南风和降水向南扩展,到第28候左右,1500 gpm等值线移到 10°N 附近(图11a),超过1 m/s的南风到达 5°N ,超过2 m/s的南风到达 10°N 附近(图2a),此时正好与南海季风爆发时间一致(Wang, et al, 2002, 2004; Lau, et al, 1997; Webster, et al, 1998),这说明高原东侧副热带低压槽的向南延伸可能对南海热带季风槽建立产生影响。

当然,在南亚季风建立过程中,印度季风槽范围的向东扩展也对南海季风槽加强起重要作用。在沿

10°N 的时间-经度剖面图中(图14a),从第25候开始,1500 gpm等值线从孟加拉湾热带地区开始向东伸展,到第27—28候扩展到 110°E 附近,指示着印度低压槽的向东扩展以及对南海季风槽形成的影响。然而,在沿 22.5°N 的纬向剖面图上(图14b),1500 gpm等值线所指示的低压槽在第15候左右首先出现在 100°E 附近,这是与青藏高原东侧的低压槽相对应的(图4a),明显早于印度季风槽的建立和发展。之后, 100°E 附近的低压槽向东、向西2个方向延伸,到第25候时,两个低压槽分别出现在 85°E 和 105°E 附近,一直维持到盛夏,这是否反映了东亚副热带季风槽对南亚热带季风槽建立的一种影响还有待进一步研究。

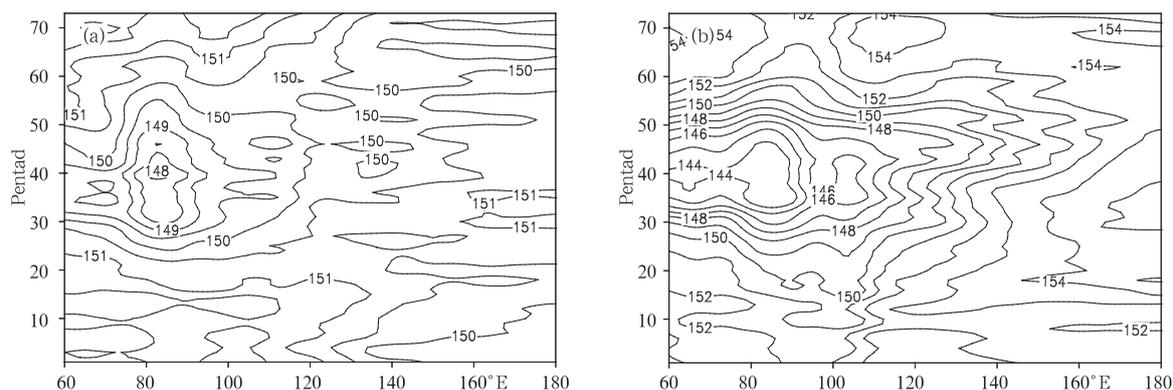


图14 (a)1981—2000年平均的850 hPa位势高度(单位:dagpm)沿 10°N (a)和 22.5°N (b)的时间-经度剖面
Fig. 14 Longitude-time cross sections of the average 850 hPa geopotential height (dagpm) over 1981—2000 along 10°N (a) and 22.5°N (b)

致谢:感谢评审专家对本文修改提出的宝贵意见。

References

- Chen H, Ding Y H, He J H. 2006. Reappraisal of Asian summer monsoon indices and the long-term variation of monsoon. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 64 (6): 770-789
- Chen L X, Li W, Zhao P, et al. 2001. On the process of summer monsoon onset over East Asia. *Acta Meteor Sinica*, 15 (4): 436-449
- Chen L X, Zhu Q G, Luo H B, et al. 1991. *East Asian Monsoon* (in Chinese). Beijing: Chinese Meteorological Press, 1-191
- Ding Y H. 2004. Seasonal march of the East-Asian summer monsoon//Chang C P. *East Asian Monsoon*. World Scientific, 3-53
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia.

Clim Dyn, 24: 793-807

- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. *J Meteor Soc Japan*, 75th Ann Vol: 180-186
- He Jinhai, Qi Li, Wen Jin, et al. 2007. Reinvestigations on the East Asian subtropical monsoon and tropical monsoon. *Chinese J Atmos Sci*(in Chinese), 31 (6): 1257-1265
- He J H, Ding Y H, Gao H, et al. 2001. Dates of Summer Monsoon Onset in the South China Sea and Monsoon Indices (in Chinese). Beijing: Chinese Meteorological Press, 1-108
- Kalnay E, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 437-471
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 14: 141-161
- Li C, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Climate*, 9(2): 358-375

- Li Y F, Ding Y H. 2003. Multi-scale temporal and spacial features of summer rainfall over eastern China//Huang R H. Study on Severe Drought and Flood Climate Disasters in China and Their Formation Mechanisms (in Chinese). Beijing: Chinese Meteorological Press, 218-226
- Lian Y, Shen B Z, Gao Z, et al. 2007. A method describing the subtropical summer monsoon active domain in the East Asia-northwest Pacific region. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 65 (4): 503-510
- Lu E, Chan J C. 1999. A unified monsoon index for South China. *J Climate*, 12: 2375-2385
- Murakami T, Matsumoto J. 1994. Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J Meteor Soc Japan*, 72: 719-745
- Suda K, Asakura T. 1955. A study on the unusual "Baiu" season in 1954 by means of Northern Hemisphere upper air mean charts. *J Meteor Soc Japan*, 33: 233-244
- Tao S Y. 1980. Storm Rainfall in China (in Chinese). Beijing: Chinese Science Press, 1-5
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China//Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. New York: Oxford University Press, 60-92
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Climate*, 15: 386-398
- Wang B, Lin H, Zhang Y S, et al. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *J Climate*, 17: 699-710
- Webster P J, et al. 1998. Monsoon: processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451-14510
- Xie P, Arkin A K. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull Ame Meteor Soc*, 78: 2539-2558
- Yang D S, Liu Y B, Liu S G. 1983. *Dynamical Meteorology* (in Chinese). Beijing: Chinese Meteorological Press, 124-171
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 31: L22212
- Zhao P, Sun J, Zhou X J. 2003. Mechanism of formation of low level jets in the South China Sea during spring and summer of 1998. *Chinese Sci Bull* (in Chinese), 48 (12): 1265-1270
- Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. 2007. Onset of southwesterly wind over Eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. *Clim Dyn*, 28, Doi 10.1007/s00382-006-0212-y: 797-811
- Zhao P, Zhou X J. 2006. Decadal variability of rainfall persistence time and rainbelt shift over eastern China in recent 40 years. *Chinese J Appl Meteor Sci* (in Chinese), 17(5): 548-556
- Zhu Q G, He J H. 1985. Establishment of Asian monsoon and associated features of the medium-range-oscillation atmospheric circulation. *Tropical Meteor* (in Chinese), 1, 9-18

附中文参考文献

- 陈桦, 丁一汇, 何金海. 2006. 亚洲夏季风指数的重新评估与季风的长期变化. *气象学报*, 64 (6): 770-789
- 陈隆勋, 李薇, 赵平等. 2000. 东亚地区夏季风爆发过程. *气候与环境研究*, 5: 346-355
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1-191
- 何金海, 丁一汇, 高辉等. 2001. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 1-108
- 何金海, 祁莉, 韦晋等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. *大气科学*, 31 (6): 1257-1265
- 李跃风, 丁一汇. 2003. 中国东部夏季降水的多尺度时空分布特征 // 黄荣辉等主编. 我国旱涝重大气候灾害及其形成机理研究. 北京: 气象出版社, 218-226
- 廉毅, 沈柏竹, 枞亭等. 2007. 确定东亚—西北太平洋地区夏季副热带季风建立和活动的—种方法. *气象学报*, 65 (4): 503-510
- 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1-5
- 杨大升, 刘余滨, 刘式适. 1983. 动力气象学. 北京: 气象出版社, 124-171
- 赵平, 孙健, 周秀骥. 2003. 1998年春夏南海低空急流形成机制研究. *科学通报*, 48(6): 623-627
- 赵平, 周秀骥. 2006. 近40年我国东部降水持续时间和雨带移动的年代际变化. *应用气象学报*, 17(5): 548-556
- 朱乾根, 何金海. 1985. 亚洲季风建立及其中期振荡的高空环流特征. *热带气象*, 1, 9-18