

# 关于东亚副热带季风若干问题的讨论<sup>\* 1</sup>

何金海<sup>1</sup> 赵平<sup>2</sup> 祝从文<sup>2</sup> 张人禾<sup>2</sup> 汤绪<sup>3</sup> 陈隆勋<sup>2</sup> 周秀骥<sup>2</sup>

HE Jinhai<sup>1</sup> ZHAO Ping<sup>2</sup> ZHU Congwen<sup>2</sup> ZHANG Renhe<sup>2</sup> TANG Xu<sup>3</sup> CHEN Longxun<sup>2</sup> ZHOU Xiuji<sup>2</sup>

1. 南京信息工程大学江苏省气象灾害重点实验室, 南京, 210044

2. 中国气象科学研究院, 北京, 100081

3. 上海市气象局, 上海, 200030

1. *Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

3. *Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai 200030, China*

2008-08-09 收稿, 2008-09-18 改回.

**He Jinhai, Zhao Ping, Zhu Congwen, Zhang Renhe, Tang Xu, Chen Longxun, Zhou Xiuji. 2008. Discussions on the East Asian subtropical monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(5):683-696**

**Abstract** Based on NCEP/NCAR gridded reanalysis, TRMM precipitation data, CMAP, and rainfall observations in East China, a study is conducted with focus on the timing and distinctive establishment of the rainy season of the East Asian subtropical monsoon (EASM) in relation to the South China Sea (SCS) tropical summer monsoon (SCSM). A possible mechanism for the EASM is investigated. The results suggest that (1) the EASM rainy season begins at first over the south of the Jiangnan region to the north of South China in late March to early April (i. e., pentads 16-18), and then the early flooding period in South China starts when southerly winds enhance and convective rainfall increases pronouncedly; (2) the establishment of the EASM rainy season is earlier than that of its counterpart, the SCSM. The EASM and the SCSM each is featured with its own independent rain belt, strong southwesterly wind, intense vertical motion, and robust low-level water vapor convergence. The SCSM interacts with the EASM, causing the EASM rainy belt to move northward. The two systems are responsible for the floods/droughts over the eastern China; and (3) in mid-late March, the eastern Asian landmass (especially the Tibetan Plateau) has its thermal condition changing from a cold to a heat source for the atmosphere. A reversal of the zonal thermal contrast and related temperature and pressure contrasts between the landmass and the western Pacific happens. The argument about whether or not the dynamic and thermal effects of the landmass really act as a mechanism for the earlier establishment of the EASM rain belt is discussed and to be further clarified. Finally, the article presents some common understandings and disagreements regarding the EASM.

**Key words** East Asian, Subtropical monsoon, South China Sea, Tropical monsoon

**摘要** 利用 NCEP/NCAR 再分析格点资料、TRMM 卫星降水资料、中国东部站点降水资料和 CMAP 降水资料, 重点讨论了东亚副热带季风雨季的起始时间、建立特征及其和南海夏季风的关系, 同时也讨论了东亚副热带季风的可能机制。结果表明: (1) 东亚副热带季风雨季于 3 月底—4 月初 (第 16—18 候) 在江南南部和华南北部首先开始, 伴随着降水的开始是偏南风的增强和对流性降水的显著增加, 华南前汛期开始。(2) 东亚副热带季风雨季的建立早于热带季风雨季, 在热带季风建立后两者的雨带、强西南风带、强垂直运动带、强低空水汽辐合带均是分离的, 南海热带季风在其建立后, 与东亚副热带季风发生相互作用, 促使副热带季风雨带季节性北进, 两者共同影响中国的旱涝。(3) 3 月中下旬, 东亚大陆 (包括青藏高原) 上空大气由冷源转为热源, 东亚大陆与西太平洋之间的纬向热力差异及其相应的温度和气压对比均发生反转。东亚大陆 (包括青藏高

\* 资助项目: 公益性行业 (气象) 科研专项项目 (GYHY200706005)、国家重点基础研究发展规划项目 (2006CB403607)。

作者简介: 何金海, 研究方向: 季风。E-mail: hejhnew@jssmail.com.cn

原)的动力和热力作用究竟是否是东亚副热带季风雨带提前建立的机制值得进一步研究。文章最后讨论了有关东亚副热带季风的共识与分歧。

**关键词** 东亚,副热带季风,南海,热带季风

**中图法分类号** P462.4<sup>+1</sup>

## 1 引言

东亚地区(含青藏高原)特殊的海陆分布不仅形成了这一地区巨大的经向海陆热力差异,同时也形成了东亚大陆(含青藏高原)与西太平洋之间的纬向海陆热力差异,从而造成了东亚季风系统的复杂性和特殊性,其突出表现之一就是既有热带季风系统又有副热带季风系统。

陈隆勋等(1984)指出,南海地区的季风环流系统与印度季风系统是相对独立的热带季风系统。后来,朱乾根等(1986)又进一步指出,东亚地区不仅存在南海—西太平洋的热带季风(西太平洋副热带高压(简称西太副高)以南),同时还存在中国大陆到日

本的副热带季风(西太副高以北),陶诗言和陈隆勋(1987)则给出了东亚季风环流系统的完整清晰图像(图1),其中西太副高和梅雨锋是东亚副热带季风的主要成员,这一创新成果指导和推动了东亚季风的研究。随后的10多年间开展了中美、中日季风合作,“南海季风试验”等国际合作研究,中国学者在东亚季风研究方面取得了许多重要进展(陈隆勋等,1991;丁一汇等,1994,2004;钱永甫等,2004;黄荣辉等,2003;吴国雄,1999,2004;李崇银等,2006)。何金海(2007)归纳了中国学者近年来季风研究的新进展。但有关东亚副热带季风的研究进展并不多见。值得指出的是,关于东亚副热带季风区的概念在地理学界和生物学界早已有之,高由禧(1962)明确给

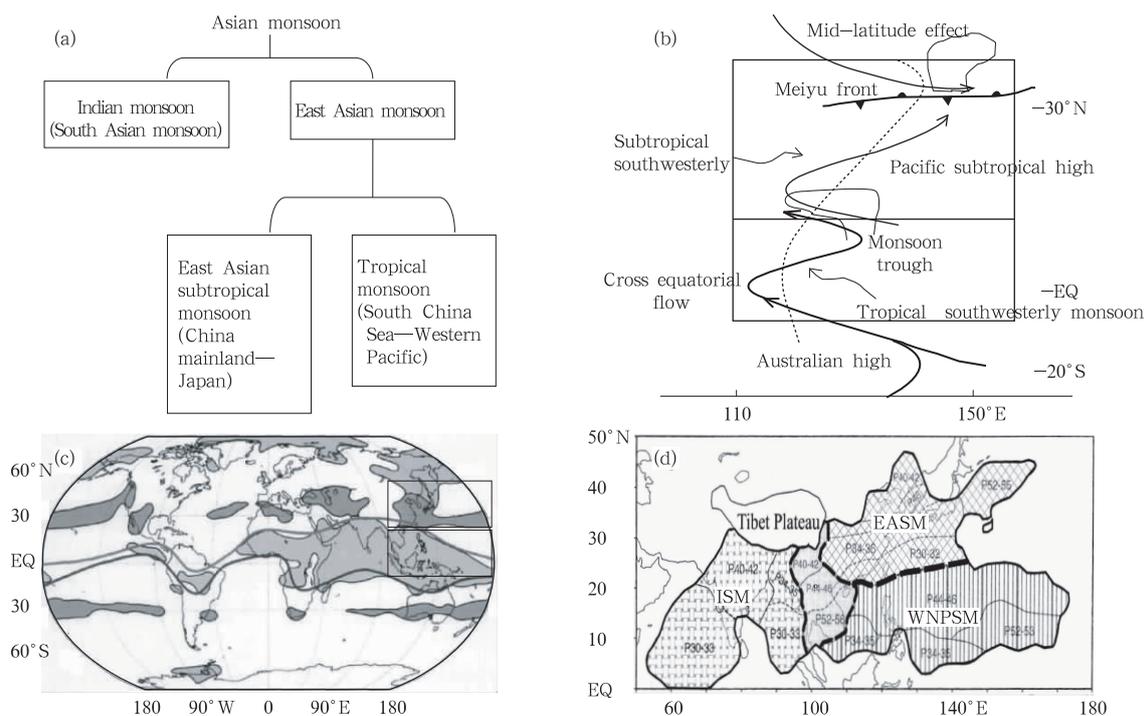


图1 各个学者提出的亚洲季风区的划分

(a. 引自文献朱乾根、何金海和王盘兴等(1986); b. 引自文献陶诗言、陈隆勋等(1987);  
c. 引自文献曾庆存、李建平(2000); d. 引自文献 Bin Wang 等(2002))

Fig. 1 The distribution of Asian monsoon divided by several experts

(a. quoted from reference Zhu, He and Wang, et al(1986); b. quoted from reference Tao, Chen, et al(1987);  
c. quoted from reference Zeng, Li(2000); d. quoted from reference Bin Wang, et al(2002))

出了东亚副热带季风区的划分,指出  $20^{\circ}$ — $50^{\circ}$ N 的中国东部地区为副热带季风区。张人禾等(1996)也给出了东亚副热带季风区的经、纬度范围。李建平等(2003)则根据标准化的季风指数给出了东亚副热带季风区的大致范围。钱维宏等(2000)又进一步将中国大陆—日本的副热带季风区分为东亚季风区和东北亚季风区。王斌等(2002)通过分析不同区域的季风特征给出了亚洲夏季风区域划分的图像,在其划分中,南海—西太平洋地区被称为“西北太平洋季风区”,中国大陆—日本的副热带地区被称为“东亚夏季风区”,该成果在国际上产生了广泛影响。

综上所述,可以认为东亚副热带夏季风作为一种区别于热带季风的观念以及东亚副热带季风区的大致范围(图 1)已经被国内外同行所接受。然而关于什么是东亚副热带季风的本质尚存在两种思维定式或误区:一种是基于地理区域的理解,认为在东亚副热带地区盛行的季风即东亚副热带季风,没有涉及东亚副热带季风的本质特征;另一种则是认为南海热带夏季风的向北延伸即东亚副热带夏季风。本文拟就东亚热带季风雨季的建立和季节推进特征、东亚副热带季风和南海热带夏季风的关系、东亚副热带季风的推动力(或曰其本质)等问题进行初步的讨论,以期推动东亚副热带季风的深入研究。

## 2 资 料

本文使用的资料有:

(1) 1961—2006 年 NCEP/NCAR 再分析数据集,水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ;

(2) 1998—2006 年 TRMM (the Tropical Rainfall Measuring Mission) 降水资料,水平分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ;

(3) 1981—2000 年中国 693 站的降水资料;

(4) 1979—2000 年 CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) 降水资料,水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

所有变量均进行气候平均,随后为讨论东亚副热带季风的季节进程,部分变量去除了年平均,文中简称为“距平”。

## 3 东亚副热带季风雨季的建立时间和相关特征

东亚副热带季风雨季(雨带)究竟何时何地首先

建立,其相关特征是食么,这是副热带季风研究中的首要问题。对此国内外学者亦有不少研究。包澄澜(1980)称 3 月底 4 月初的华南多雨期为前汛期雨季,而 Tian 等(1998)则称之为春季持续降雨期。后来万日金等(2006)对其形成机制进行研究,获得了重要结果。丁一汇等(1994)首先将华南 4—6 月的降水叫做初夏雨季,Chen(2004)则称这段时期的降雨为华南—台湾梅雨。陈隆勋等(2000)明确指出东亚副热带季风雨季于 4 月初开始于华南北部和江南地区,随后向南和西南扩展,于 4 月末抵达华南沿海和中南半岛。徐国强等(2002)认为东亚副热带季风 4 月上旬首先在江南中部爆发。赵平等(2007)指出夏季盛行在东亚—西太平洋的西南风最早出现在副热带,伴随着副热带雨季开始。祁莉等(2007)指出东亚大陆和西太平洋纬向海陆热力差异的季节转换最早(3 月底 4 月初)发生在副热带地区,与其相伴随的对流层低层盛行的冬季偏北风转变为夏季偏南风,对流降水同时出现,这可能标志着东亚副热带夏季风的建立。王遵娅等(2007)最新研究指出,在中国东部存在 3 个东亚夏季风雨带,分别位于江南地区、长江中下游和华北至东北一带,其维持期分别是第 20—34 候、第 35—39 候和第 40—44 候。这意味着东亚夏季雨带最早于 4 月上旬(第 20 候)在中国的江南地区开始建立。为了后面讨论的方便,我们将上述诸位的观点统称为 A 组观点。A 组观点认为东亚副热带季风雨季(雨带)或持续性降水于 3 月下旬至 4 月上旬首先在华南—江南地区开始建立,但他们关于雨季的称谓和内涵有显著的不同,即有“前汛期”、“江南春雨”、“初夏雨季”、“华南—台湾梅雨”、“副热带季风雨季”、“副热带夏季风雨季”等不同的解读。

然而, Lau 等(1997)、Webster 等(1998)和 Wang 等(2002)最近 10 年来的研究结果都显示中国大陆东部的副热带夏季风雨季于 5 月中旬前后在华南地区首先建立,然后自南向北推进。他们的雨季开始日期分布图(图略)显示:东亚大陆的副热带季风雨季是在南海及其周边地区热带夏季风建立之后建立的,其建立日期等值线的推进特征意味着东亚副热带夏季风的建立是南海热带夏季风向北推进的产物。另外,廉毅等(2007)的研究也认为东亚副热带季风在第 26 候建立。显然这些研究结果(统称为 B 组观点)和前述诸位学者的研究结论(A 组观

点)有显著的差异。究其实质,问题的关键在于如何看待3月下旬到南海夏季风建立前的这一多雨时段的归属,亦即是说,这一多雨时段是否属于东亚副热带季风雨季的一部分?如果这一多雨时段和南海夏季风建立(5月中旬后)的华南雨季、江淮梅雨、华北—东北雨季共同构成了东亚副热带季风完整的季节循环,那么我们可以将这一多雨时段作为东亚副热带季风雨季的早期阶段。进而我们对副热带季风雨季关注的时间点则应从5月中旬(南海夏季风建立)提前到3月底,这对中国夏季旱涝预测思路是一个新的拓展。

为了进一步认识上述问题,我们不妨来看一看相关事实。图2显示,中国华南地区(25°—30°N)的降水量于3月下旬(第16候以后)已稳定超过6 mm/d,雨带开始建立,其最大降水中心达10 mm/d(图3b),而1月底(第6候)的降水最大只是2 mm/d(图3a)。特别值得指出的是,该雨带稳定一段时间后于南海夏季风建立前南压,6月上旬向北推进,

于6月中下旬抵达江淮流域,7—8月抵达华北—东北,9月开始迅速南撤,分别形成华南前汛期雨季、江淮梅雨雨季和华北—东北雨季。由上述事实可以看出,东亚副热带季风雨季于3月下旬(第16候以后)在中国华南—江南(25°—30°N)地区首先建立并于南海夏季风建立后向北推进,最终于9月迅速南撤,其雨带经历了一个完整的季节循环,该雨带的季节循环伴随着 $\theta_{se}$ 大值区(或锋区)和西太平洋副高的经向季节循环,相应的偏南风也有类似的季节进程。

综上所述,可以认为,3月下旬至南海夏季风建立前这一时期的持续性降水(雨季)应是东亚副热带季风雨季的一个阶段。但这个阶段的降水性质又是如何?这是需要进一步探讨的问题。

图4显示了第16候前后低层(地面积分至700 hPa)水汽输送的演变特征。由图可以看出,在第13候低纬东风水汽输送带明显存在,并有向南的越过赤道的水汽输送,这显然是冬季的水汽输送形

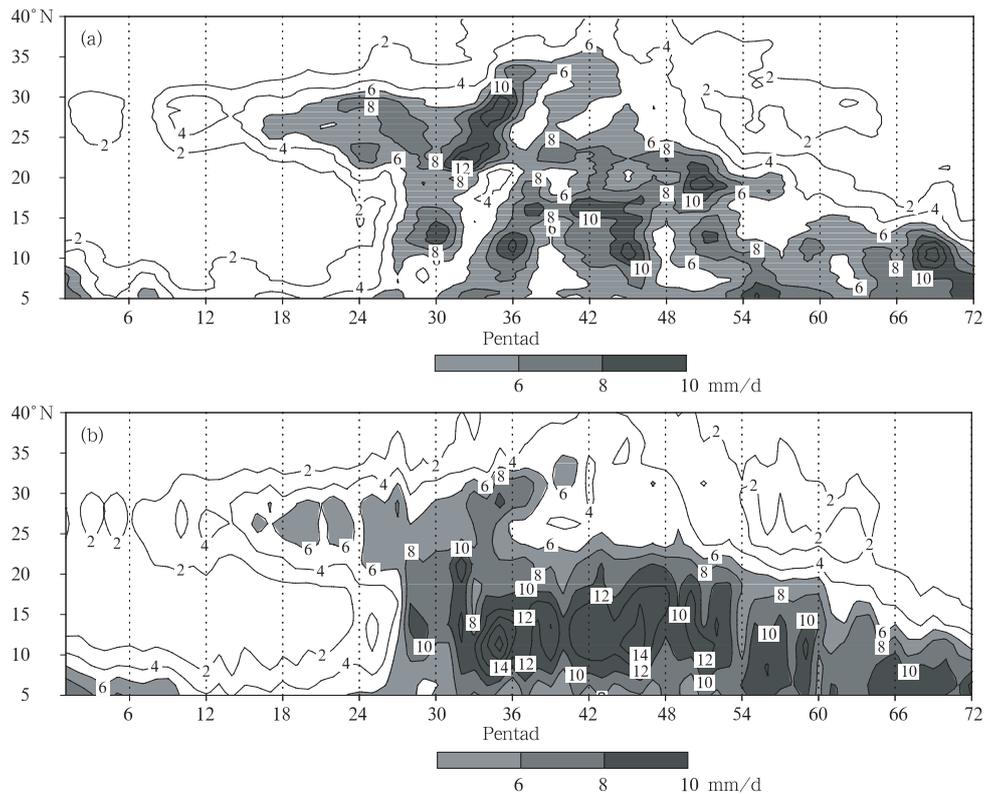


图2 气候平均 TRMM 降水(a)和 CMAP 降水(b)的时间-纬度剖面(110°—120°E 平均)

Fig. 2 Time-latitude cross-sections of climatological TRMM precipitation(a) and CMAP precipitation (b) averaged over 110°—120°E

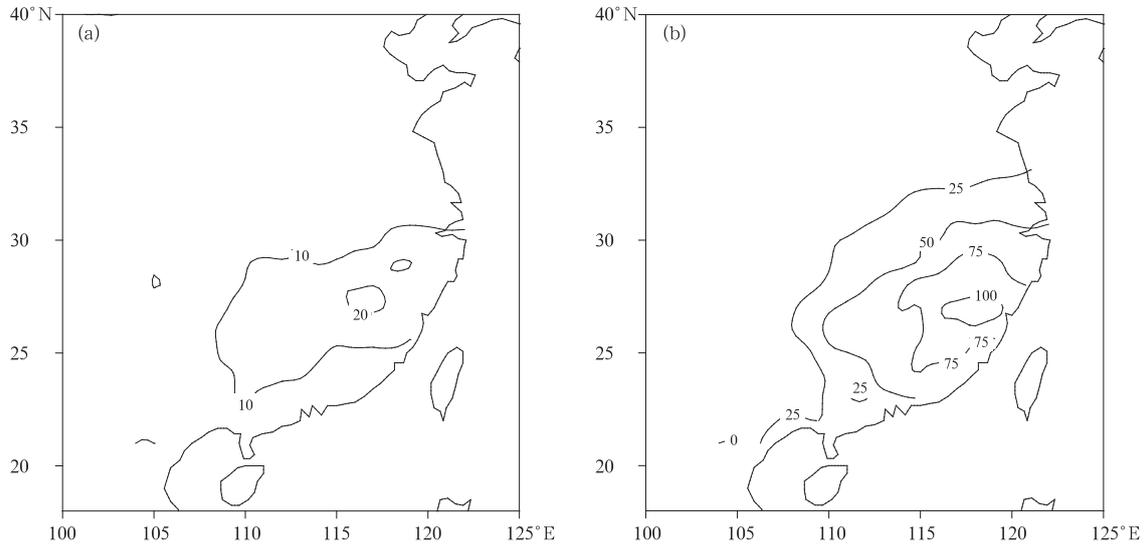


图3 气候平均台站降水量分布(单位:0.1 mm/d)

(a. 第6候, b. 第16候; 引自赵平等文献(2007))

Fig. 3 Climatological station precipitation

(a. 6th pentad, b. 16th pentad; quoted from reference Zhao et al (2007))

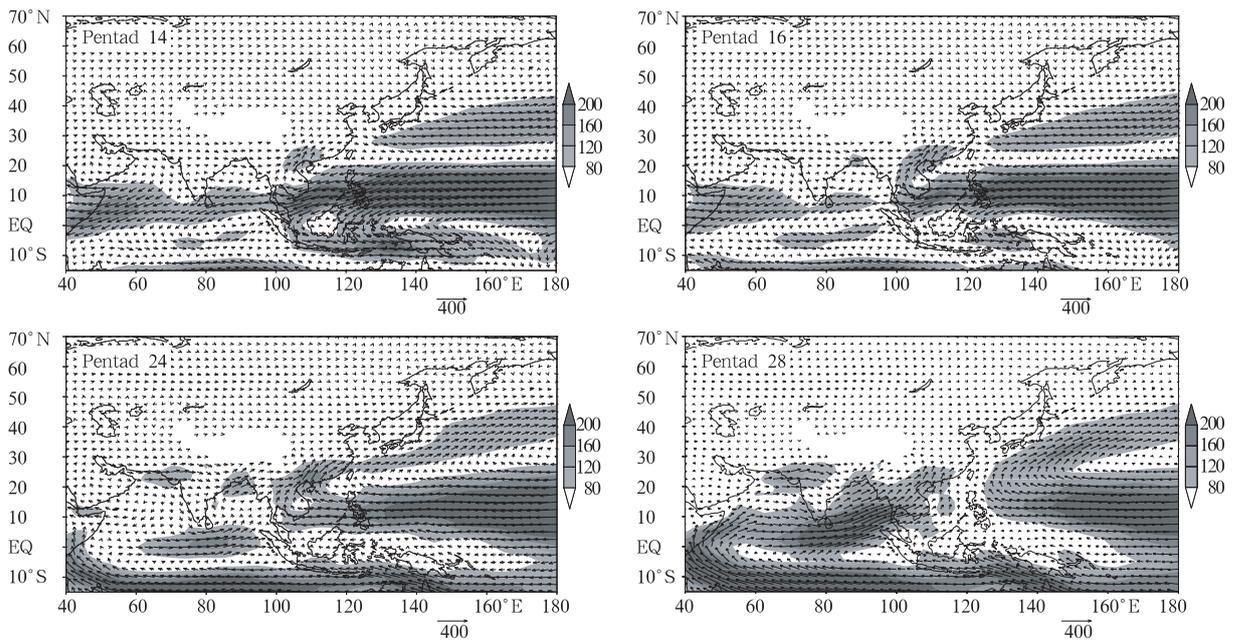


图4 地面到700 hPa积分气候平均低层水汽输送

(单位:kg/(m·s);阴影区表示水汽输送大于80 kg/(m·s))

Fig. 4 Climatological moisture transport (unit: kg/(m·s)) from the ground to 700 hPa over 1961–2006 (shaded: above 80 kg/(m·s))

势(何金海等,2007)。到了第16候,显著的来自西太平洋向中国华南地区水汽输送带已经形成,正是这一强水汽输送带前沿的辐合导致了3月下旬中国华南—江南地区降水量的显著增加。而此时南海夏

季风及相应的水汽输送还未建立。到了第28候,整个水汽输送形势发生了很大的变化,低纬东风水汽输送带和向南的越赤道输送已不复存在,一条源自南半球低纬海洋并在索马里附近越过赤道途经阿拉

伯海、印度南部印度洋、孟加拉湾伸向中国南方的水汽输送带已经建立,这是典型的夏季水汽输送形势,与此同时,南海夏季风爆发。

图5显示了垂直速度的纬度-高度剖面的时间演变。由图可以看出,第1候垂直速度的经向分布明显是冬季的特征,除了中国南方地区( $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N)在中低层有微弱的上升运动外,其他地区为下沉运

动。到了第16候,中国南方地区的上升运动已发展至整个对流层,从这一时期的降水强度已达到 $6\text{ mm/d}$ 来看(图2c),确实已达到深对流的标准(Lau, et al, 1997; 钱维宏等, 2002),但南海地区仍为下沉运动,说明南海夏季风仍未建立。到了第36候,上述深对流移至江淮流域,形成江淮梅雨,此时南海地区已为深对流控制,表明该区夏季风已经建立。

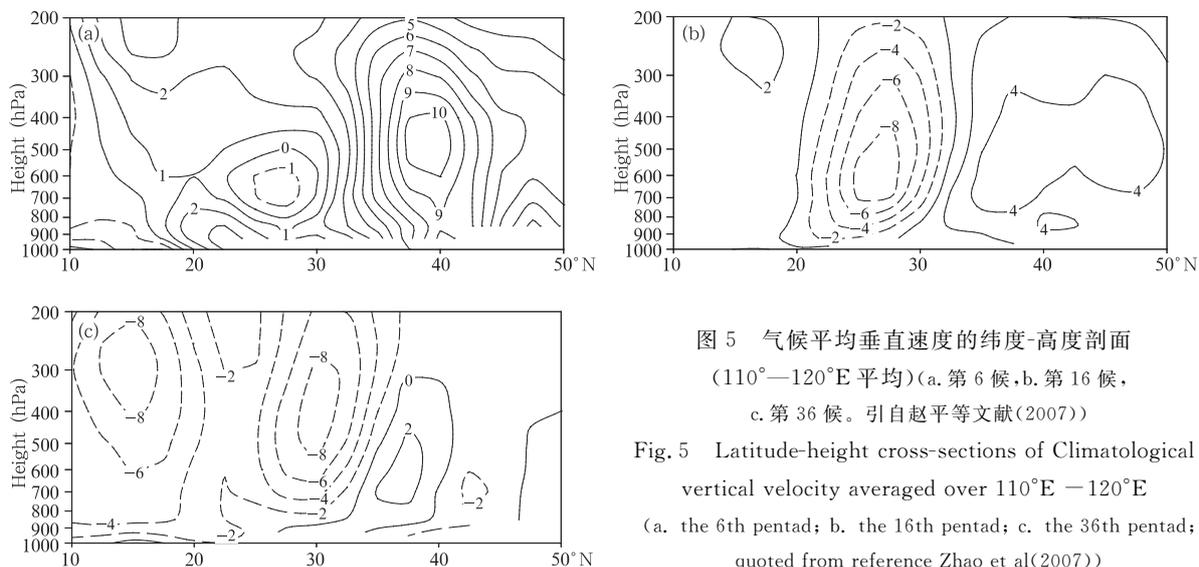


图5 气候平均垂直速度的纬度-高度剖面  
( $110^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E 平均)(a. 第6候, b. 第16候,  
c. 第36候。引自赵平等文献(2007))

Fig. 5 Latitude-height cross-sections of Climatological vertical velocity averaged over  $110^{\circ}\text{E}$ — $120^{\circ}\text{E}$   
(a. the 6th pentad; b. the 16th pentad; c. the 36th pentad; quoted from reference Zhao et al(2007))

与中国南方地区深对流的建立发展相联系,其相应的加热率高度和强度也在第16候以后有急速增加(图6)。上述讨论表明,第16候以后发生在中

国南方地区( $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N)的持续性降水属于深对流降水,且和随后的华南雨季、江淮梅雨等是有机联系的。

综上所述,我们有理由认为,于3月下旬(第16候后)发生在中国南方地区的持续性对流降水是中国副热带季风雨季的开始,3月下旬至南海夏季风建立这一时期的雨季是东亚副热带季风雨季季节循环的早期阶段。

#### 4 东亚副热带季风与南海夏季风的关系

有影响的东亚雨季开始日期分布图(图略)表明:东亚大陆的副热带季风雨季是在南海及其周边地区热带夏季风建立之后建立的,这暗示东亚副热带夏季风的建立是南海热带夏季风向北推进的产物(陶诗言等, 1987; Lau, et al, 1997; Webster, et al, 1998; Wang, et al, 2002)。而从上文的分析看,3月下旬发生在中国南方的持续性降水属深对流性质,是中国副热带季风雨季的开始,是东亚副热带季风

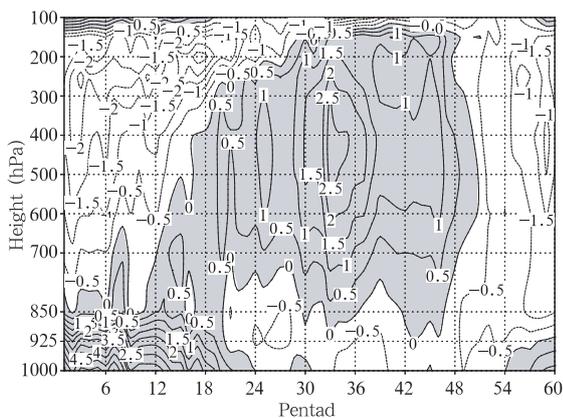


图6 副热带地区加热率逐候的演变  
( $27.5^{\circ}$ — $32.5^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ — $140^{\circ}$ E, 单位:  $^{\circ}\text{C/d}$ )

Fig. 6 Evolutions of atmospheric heating rate  
(unit:  $^{\circ}\text{C/d}$ ) averaged over ( $27.5^{\circ}$ — $32.5^{\circ}$ N,  
 $110^{\circ}$ — $140^{\circ}$ E)

雨季季节循环的早期阶段。可见,东亚副热带季风雨季建立早于南海夏季风雨季。因此我们有必要重新审视东亚副热带季风与南海夏季风的关系。

如东亚地区 850 hPa 流场、降水距平、涡度场及低层水汽输送通量散度的纬度-时间剖面(图 7)所示,降水正距平最早出现在 25°—32.5°N 的副热带

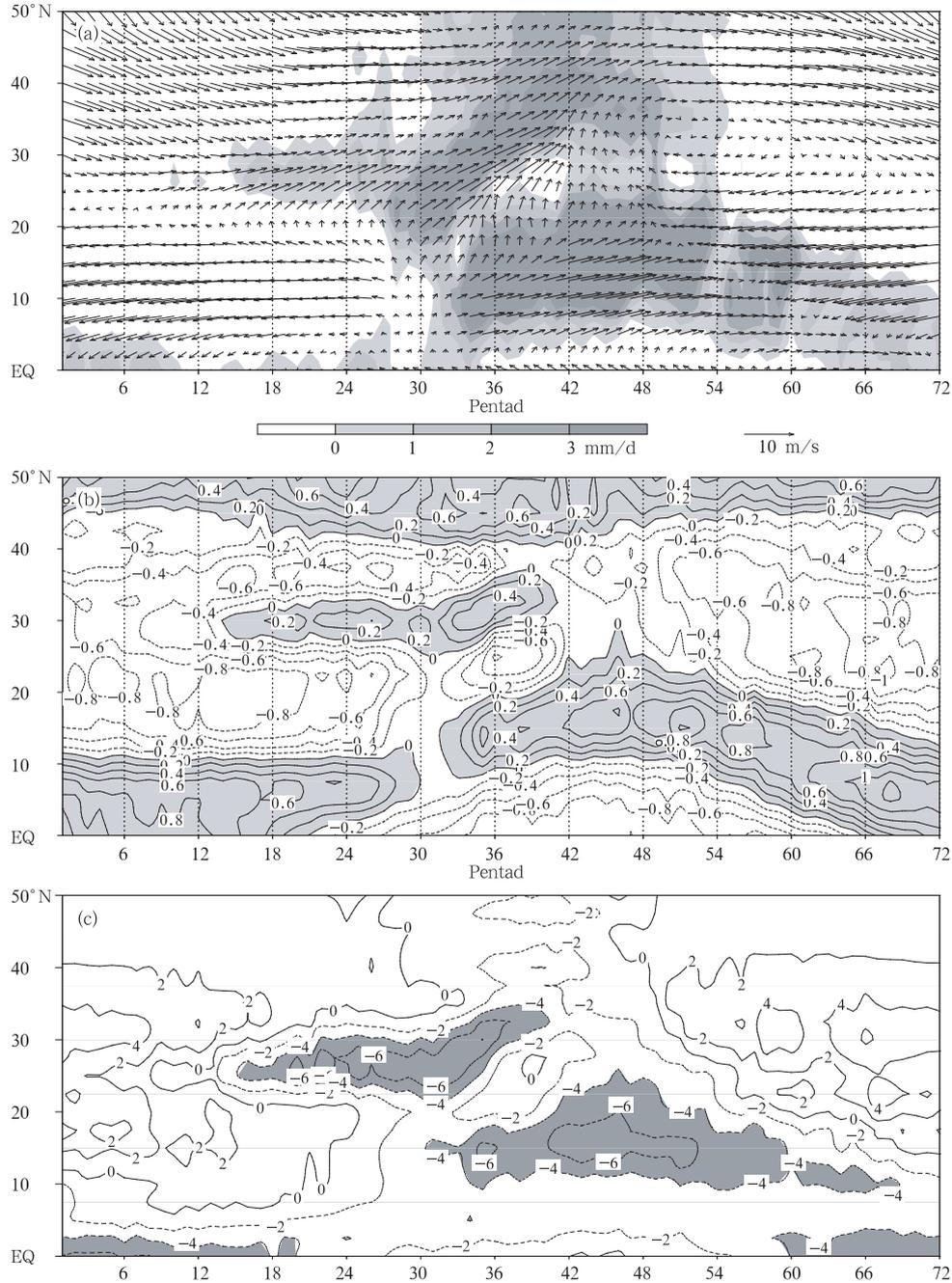


图 7 气候平均东亚地区(110°—130°E 平均)若干变量的逐候演变

(a. 850 hPa 风场和降水距平异常(阴影); b. 850 hPa 涡度(单位:  $10^{-5} s^{-1}$ , 阴影为气旋性涡度) c. 低层水汽通量散度(地面积分至 700 hPa)

Fig. 7 Climatological evolutions of (a) wind at 850 hPa and precipitation anomalies removing annual mean (shaded), (b) vorticity at 850 hPa (units:  $10^{-5} s^{-1}$ , positive is shaded), (c) Moisture transport divergence from the ground to 700 hPa over East Asian region (110°—130°E)

地区,第 16 候左右(3 月中下旬),该地区相应的 850 hPa 风场由西北风转为西南风,低层水汽输送通量辐合和气旋性涡度显著增强。根据上文的分析,该雨带为东亚副热带季风雨带,对应的正涡度带为东亚副热带季风槽。王黎娟等(2007)曾指出东亚副热带季风槽性质不同于南海季风槽,且前者建立早于后者。在东亚副热带季风雨季开始之时,其南侧的热带地区均仍维持偏东气流,低层水汽输送通量辐散,雨带也未出现,此时低层涡度仍为负值,即南海季风槽还未建立,这些均表明南海热带夏季风仍未爆发。

随后东亚副热带季风雨带持续维持,偏南风也有所加强;热带地区风场基本没有变化。第 24 候东亚副热带季风雨带开始向南扩展,第 27 候到达 20°N 以南地区;第 28 候 10°—20°N 的南海地区降水同时转为正距平,对流层低层由偏东风转为偏西风,低层水汽输送通量转为辐合,表明南海夏季风爆发。

南海夏季风建立后,东亚副热带季风雨带迅速北移,6 月中下旬到达长江中下游,形成江淮梅雨。7—8 月,副热带季风雨带抵达华北—东北地区,形成华北—东北雨季。9 月东亚副热带季风雨带迅速南撤,到第 54 候,25°N 以北的广大副热带地区的降水同时由正距平转为负距平,相应的偏南风也减弱转为偏北风(图 7a)。这意味着东亚副热带夏季风已经完全撤退,秋高气爽天气来临。可见东亚副热带季风雨带呈渐进性建立的特征,撤退迅速;而南海夏季季风雨带呈爆发性建立的特征,撤退缓慢。

在南海夏季风建立后至东亚副热带季风撤退前的这段时期内,东亚地区从南至北始终显著存在两条降雨大值带,分别对应于东亚副热带夏季季风雨带和热带夏季季风雨带,两者是分离的;相应的也存在两条正涡度带,即为南海季风槽和东亚副热带季风槽,两者之间存在一较强的负涡度带;两者相应的低层水汽输送通量辐合带也是分离的。不仅如此,两者的垂直运动带也是相互分离的(图 5c),且量级相当,对流中心均位于 400 hPa 以上。喻世华等(1986)和周兵等(2003)的研究也指出东亚副热带季风有其相应的经圈环流和热源。

综上所述,东亚副热带季风雨带建立早于南海热带夏季季风雨带,南海夏季风建立后,存在两条不同性质的雨带及其相应的西南风带、强垂直运动带和水汽辐合带。南海热带季风在其建立后,与东亚副

热带季风发生相互作用,进而促使副热带季风雨带季节性北进,共同影响中国东部旱涝(张庆云等,2003)。

## 5 东亚副热带季风的可能机制

海陆热力差异是季风的基本推动力,大多季风的研究强调东亚地区经向海陆(包括青藏高原)热力差异是形成热带季风的重要推动力。然而,在副热带地区,高原作为抬高的热源(或冷源),增强了纬向海陆(亚洲大陆—太平洋)热力差异,使其季节转换更具敏感性和特殊性。钱永甫等(2004)首先讨论了纬向海陆热力差异对夏季风的重要作用,但主要讨论的是其对热带夏季风的影响。

图 8 给出了气候平均场上北半球中低纬度各纬带上 500 hPa 温度纬向偏差(定义为各经度上的温度与 80°—150°E 平均温度之差)逐候的演变(祁莉等,2008)。可见,温度纬向偏差的量值随纬度从南至北增大。35°N 以南的各纬度东西向差异的季节转换特征明显:3 月下旬,西太平洋地区由暖区转为冷区,西侧东亚大陆由冷区转为暖区;9 月底则反之。但各纬带发生季节逆转的时间及特征有所不同。15°—35°N 范围内各纬带东亚大陆增暖时间从南至北逐渐提前。30°N 上东亚大陆上空于第 12 候均转为暖区,可能与该纬带青藏高原的加热作用有关。20°—35°N 平均的东亚副热带地区上空,温度纬向偏差的季节演变特征与 30°N 纬带十分相似,东亚大陆于 3 月已转为暖区。因此,在下文的分析中选取 30°N 纬带来代表东亚副热带地区,进而讨论东亚副热带季风的可能机制是合理的。

由图 8 还可看出,东亚各纬度基本以 120°E 附近为冷暖区分界线,因此选取 120°—150°E 代表西太平洋地区,80°—120°E 代表东亚大陆,求得 30°N 纬带的纬向海陆热力差异(图 9a)。东亚副热带地区的纬向海陆热力差异于 3 月下旬由正转负,形成向西的温度梯度。而热带地区海陆经向热力差在第 24 候左右转向(何金海等,2007,2008),相差 1 个月,这一特点造成了东亚副热带季风和热带夏季风建立时间的差异。不但如此,东亚大陆上空和海洋上空整层积分的大气热源之差也于 3 月下旬由东部加热西部冷却转为东部冷却西部加热(图 10),这再次证明东亚副热带地区的纬向海陆热力差异于 3 月下旬已经发生了季节逆转。

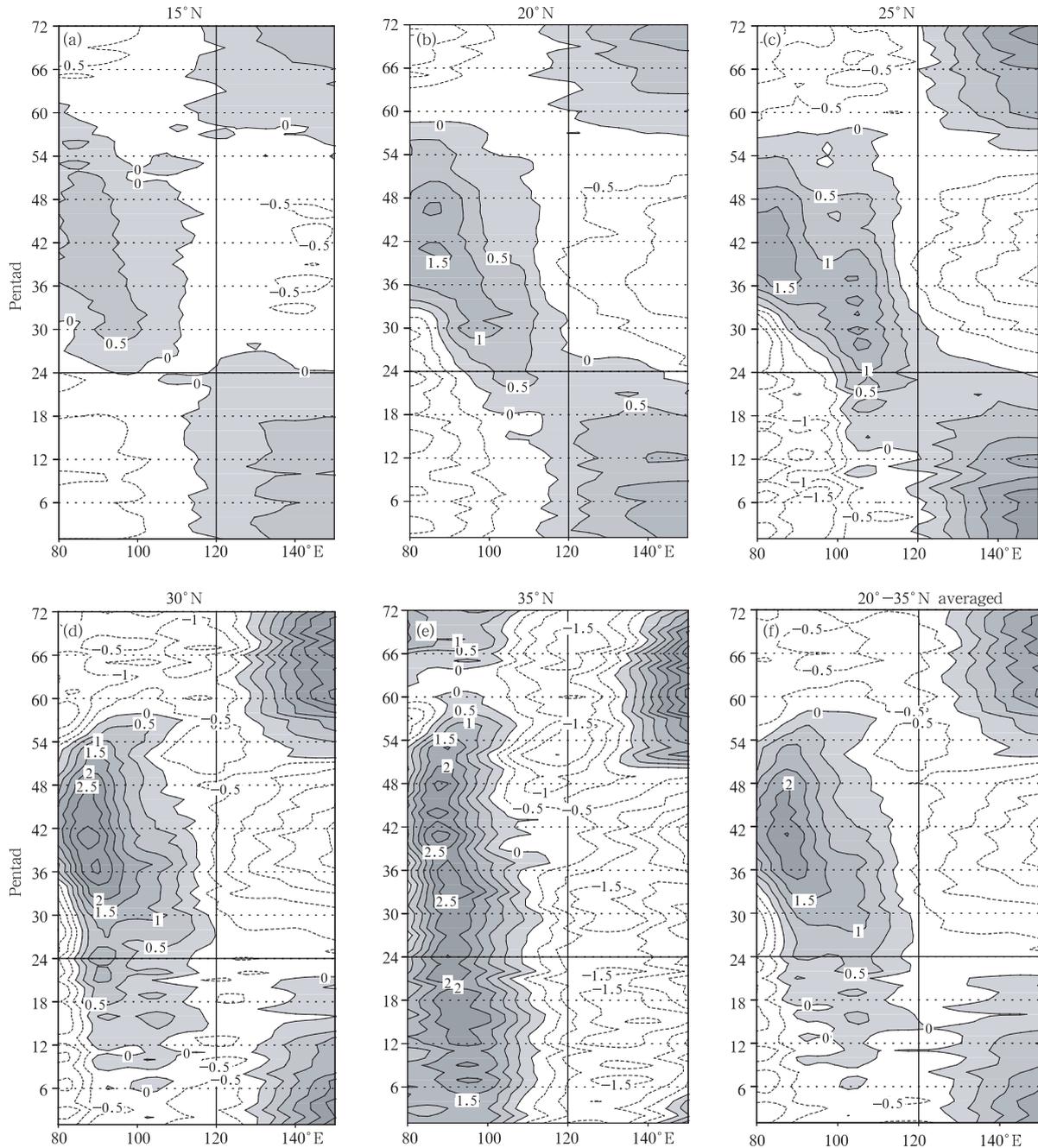


图8 东亚地区及其各纬度的 500 hPa 温度的纬向偏差  
(纬向偏差的定义引自何金海等文献(2007))

Fig. 8 Evolutions of air temperature zonal deviation (K) at 500 hPa, warm zone is shaded  
(quoted from reference He Jinhai, et al, 2007) (a. 15°N, b. 20°N, c. 25°N, d. 30°N, e. 35°N, f. 20°-35°N veape)

伴随着东亚纬向海陆热力差异的季节性逆转,低层海平面气压场由东低西高转为东高西低(图9b),东亚副热带地区降水正距平同时出现(图9a),低层风场由偏北风转为偏南风,该偏南风主要来自海洋上西太平洋副热带高压南侧东风的转向西南气

流和中高纬度经青藏高原南侧绕流的西北气流,具有副热带的混合性质(祁莉等,2008)。

综上所述,伴随着东亚纬向海陆热力差异的季节逆转,东亚副热带季风雨带建立,低层风场也由偏北风转为偏南风。上述匹配关系在其他的关键区也

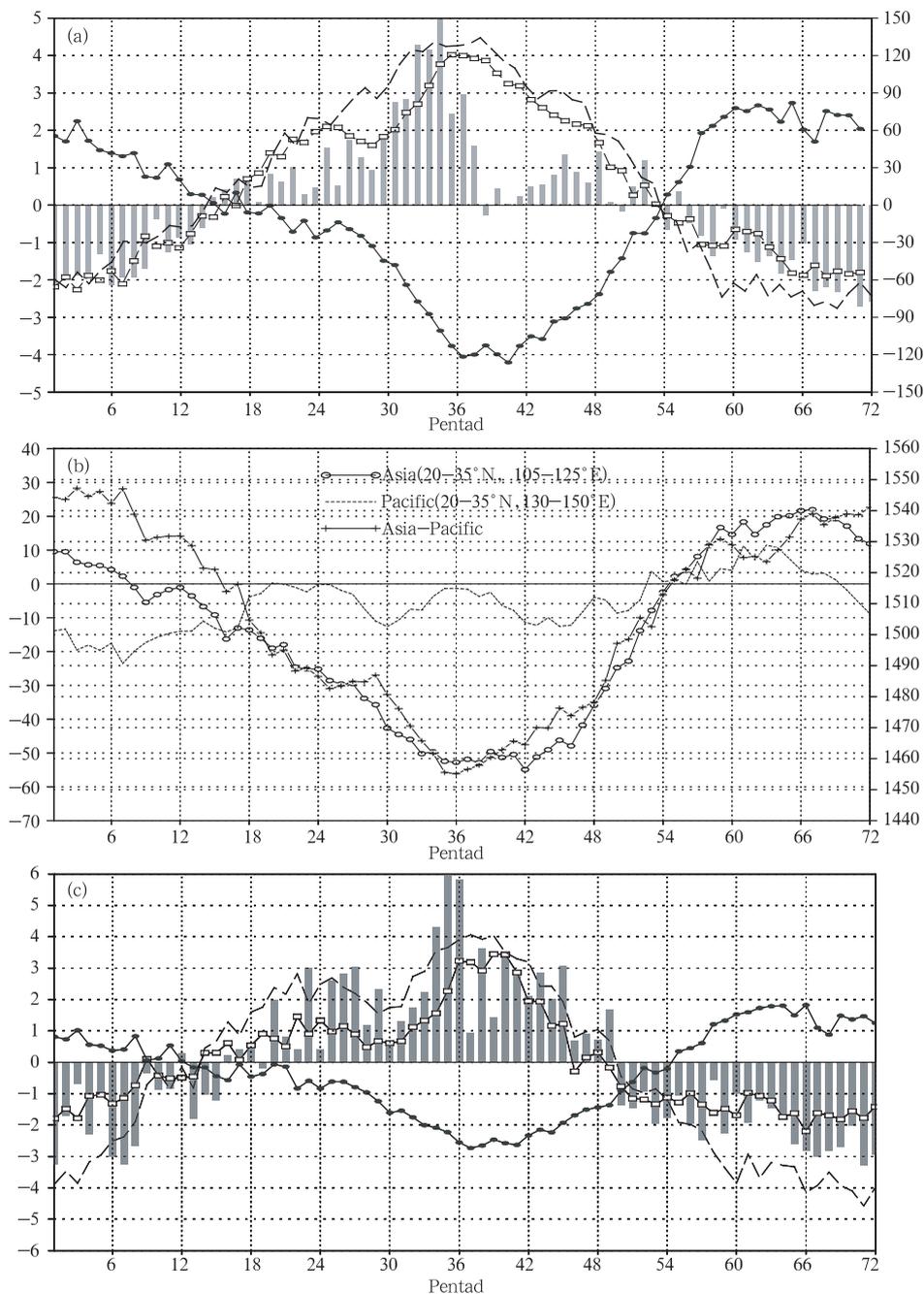


图9 气候平均场上副热带地区(27.5°—32.5°N平均)500 hPa 纬向海陆温度差异(实心圆曲线),副热带地区(27.5°—32.5°N, 110°—140°E平均)850 hPa 经向风(空心方框曲线)、降水量距平(柱形图)及青藏高原(27.5°—37.5°N, 80°—100°E)整层积分大气热源(虚线)的逐候演变(a);气候平均850 hPa 位势高度及其东西向差异的季节演变(b);气候平均场上副热带地区(25°—35°N平均)500 hPa 纬向海陆温度差异(东西经度范围选取同图 a, 实心圆曲线)、海平面气压纬向差异(东西经度范围选取同图 a, 长虚线),副热带地区(25°—35°N, 110°—120°E平均)850 hPa 经向风异常(去除年平均, 空心圆曲线)、TRMM 降水量距平(柱形图)逐候演变(c)

Fig. 9 Climatological evolutions of zonal land-sea thermal contrast at 500 hPa averaged over the subtropics (27.5°—32.5°N), meridional wind at 850 hPa and precipitation anomalies (removing annual mean, histogram) averaged over the subtropics (27.5°—32.5°N, 110°—140°E), integrated atmospheric heating source over the Tibetan Plateau (27.5°—37.5°N, 80°—100°E) (a); Climatological evolutions of geopotential height and its zonal differences at 500 hPa (b); Climatological evolutions of zonal land-sea thermal contrast at 500 hPa and Sea Level Pressure zonal differences averaged over the subtropics (25°—35°N), meridional wind at 850 hPa and TRMM precipitation anomalies (removing annual mean, histogram) averaged over the subtropics (25°—35°N, 110°—120°E) (c)

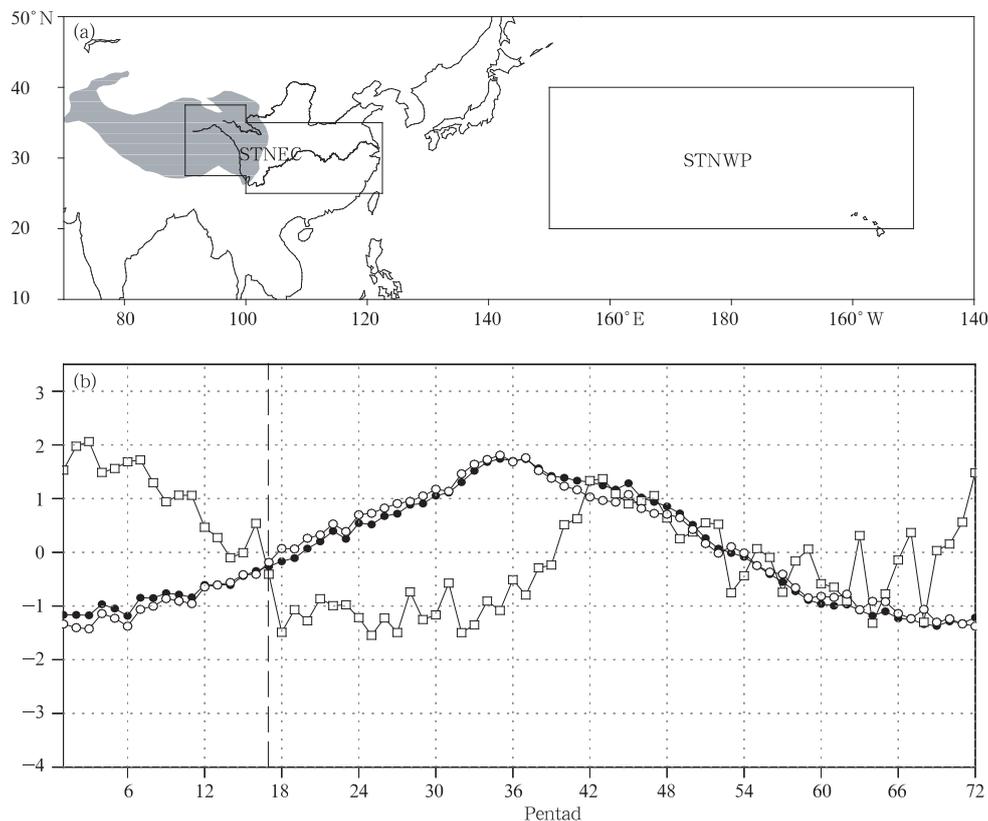


图 10 气候平均整层大气热源的时间演变

(a. 大陆与海洋区域, b. 整层大气热源(标准化); 实心圆曲线: 大陆的上空热源(标准化), 空心方框曲线: 海洋上空热源(标准化), 空心圆曲线: 大陆与海洋的热源差值(标准化))<sup>①</sup>

Fig. 10 Climatological evolutions of integrated atmospheric heating source (Land and Sea area (a), and integrated atmospheric heating source (standardized) (b). Solid round: heating source over land (standardized), hollow box: heating source over sea (standardized), and hollow round: difference standardization of heating source over between land and sea)

基本成立(图 9c)。这种纬向海陆热力差异的反转与偏北风向偏南风的转变以及对流性降水的增强在时间上的一致性是否能表明东亚纬向海陆差异是东亚副热带季风的推动力值得进一步研究。

## 6 共识与分歧

东亚副热带季风是直接影响中国旱涝的关键因子。为了推动东亚副热带季风的研究及其成果的应用,中国的季风工作者于 2008 年 5 月 9 日在北京举行了相关问题的研讨会,通过讨论取得了若干共识,但也存在分歧(刘宗秀, 2008)。

取得的共识主要有:

(1) 东亚副热带季风雨季于 3 月下旬在江南开始,低空偏南风在江南增强,对流性降水显著增加。

(2) 江南的东亚副热带季风雨带在 3—5 月持续稳定,并在南海夏季风建立(5 月中下旬)前降水范围向华南扩展,形成华南前汛期前期降水;在南海夏季风建立后,东亚副热带季风从华南向北推进,并依次形成华南前汛期后期降水、江淮梅雨及北方雨季。

(3) 东亚副热带季风雨季的建立早于热带季风雨季。在热带夏季风建立后,两者的雨带、强西南风带、强低空水汽辐合带和强垂直运动带均是相互分离的,但两者存在相互作用,南海热带季风的建立促使了副热带季风雨带的季节性北进。

(4) 3 月,东亚大陆(包括青藏高原)上空大气由冷源转为热源,东亚大陆(包括青藏高原)的动力和热力作用是否是东亚副热带季风雨带提前建立的

<sup>①</sup> 由陈隆勋提供。

机制需要进一步研究。

有关分歧集中于对“3月下旬至南海夏季风建立前”这一多雨阶段的不同认识,或者说集中于“春雨”还是“夏雨”之争。持“春雨”观点的主要理由大概有3点:一是这一多雨阶段的降水为锋面降水;二是这一时期的夏季大气环流形势尚未建立;三是这一时期偏南风的增强主要是高原的动力作用所造成。

我们认为,上述分歧又来自于对东亚副热带季风本质特征的不同认识。由图11可以看出,在东亚地区存在一条 $\theta_{se}$ 经向梯度大值带(如图中粗虚线所示),我们不妨将其称为东亚锋区或锋面。值得指出的是,东亚锋区位于西太平洋副热带高压脊线的北侧,它们的年循环特征非常一致。这一结果实际上就是陶诗言等(1987)所给出的东亚季风环流系统中

梅雨锋和西太平洋副热带高压经向年循环的具体表现。与上述年循环相联系,低纬度的雨带展现了年循环特征,实质上它是ITCZ雨带经向年循环的表现。与此相对照,东亚副热带地区的雨带于3月下旬(第16—18候)建立,并伴随锋区和强西南风带展示类似的年循环特征,这就是说,东亚副热带季风雨带应是和锋区相联系的,甚至可以大胆认为,这正是东亚副热带季风雨带的本质特征。如果我们认为ITCZ在太阳辐射季节变化和海陆经向热力对比驱动下引起的经向移动造就了热带季风,那么我们是否也有理由认为,东亚锋区在太阳辐射季节变化和巨大的纬向海陆热力差异驱动下形成的经向移动造就了东亚副热带季风及其雨带。东亚热带季风与副热带季风的相互作用共同影响了中国旱涝。

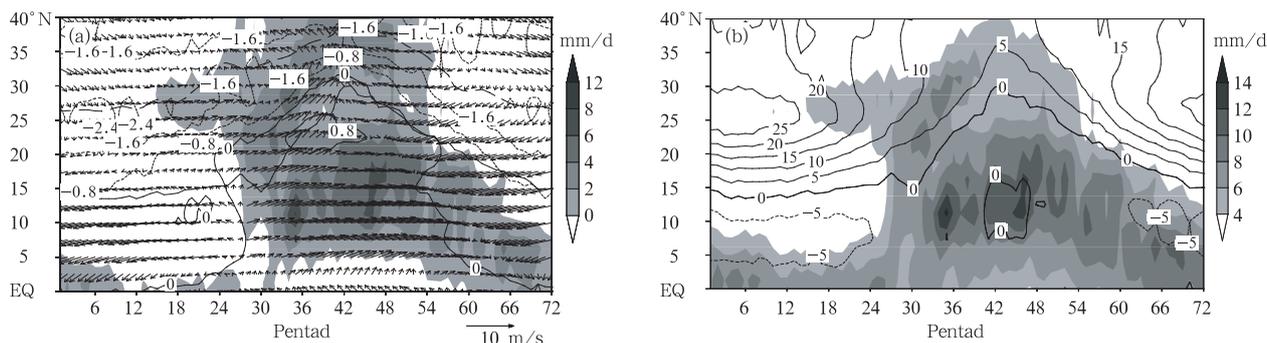


图11 东亚副热带地区(100°—130°E平均)若干变量的时间-纬度剖面

(a. 气候平均 $\partial\theta_{se}/\partial y=0$ (等值线,单位: $10^{-6}$  K/m),粗虚线表示 $\partial^2\theta_{se}/\partial y^2=0$ ,CMAP降水距平(阴影图,单位:mm/d)及850 hPa风场距平(矢量图);b. 500 hPa纬向风场变化(等值线,单位:m/s,粗实线表示 $u=0$ ),CMAP降水(阴影图,单位:mm/d)<sup>①</sup>)

Fig. 11 Climatological evolutions of several variables averaged over the subtropics (110°—130°E)

Climatological  $\partial\theta_{se}/\partial y=0$  (contour, unit:  $10^{-6}$  K/m), wide dotted line:  $\partial^2\theta_{se}/\partial y^2=0$ , CMAP precipitation anomalies removing annual mean (shaded, unit: mm/day) and wind anomalies removing annual mean at 850 hPa (a); Climatological zonal wind at 500 hPa (b) (contour, unit: m/s, wide dotted line:  $u=0$ ), CMAP precipitation (shaded, unit: mm/day) quoted from Zhu Congwen et al)

由前面的讨论可知,于3月下旬开始的雨季及其相关的偏南风的增强是一个渐进的过程,但其撤退却是迅速的,与南海夏季风建立过程呈爆发性而撤退呈渐进性形成鲜明对照,与王黎娟(2007)对季风槽的分析结果完全一致。换句话说,东亚副热带季风雨季的建立并不一定意味着环流形势的大范围突变,更不是夏季风形势的完全建立,它是东亚副热带季风雨季季节循环的起始阶段,江淮梅雨才是东亚副热带季风雨季的盛期阶段,那时夏季风形势才得以完全建立。因此我们可以说于3月下旬至南海

夏季风建立前在中国江南—华南地区出现的多雨时段(华南前汛期(4—6月)的前期阶段)应是东亚副热带季风雨季季节循环的一个有机组成部分,是副热带季风雨季的早期阶段或者“孕育阶段”。

这一早期阶段的雨季究竟是“春雨”还是“夏雨”?说它是“夏雨”显然是“太过夸张”了,3月中下旬(第16—18候)才刚刚进入春季,从四季分明的角度看,此时的多雨时段称为“春雨”是合适的。然而,从季风年的观点来看,可以将一年分为冬半年和夏半年。冬半年干,并伴随着偏北风;夏半年湿,并伴

① 由祝从文提供。

随着偏南风。3月下旬雨带建立、发生发展、北进并于9月中下旬迅速南撤,正好经历了夏半年的6个月的时间,而秋冬季正好是冬半年的6个月时间。有关的经典著作(大英百科全书,气象术语,Collier百科全书)在季风定义中都指出了这种大范围风向及其干湿半年转换的特点。因此,我们认为将3月下旬南海夏季风建立前这一阶段的雨季称为“东亚副热带夏季风雨季”或简称为“初夏雨季”应该也是可以接受的。事实上,许多学者如丁一汇(1994),王遵娅(2007)等亦已这样称呼。

还需指出,在青藏高原东部的绕流区存在一个终年南风区(Zhao Ping, 2007),但其南风存在显著的季节变化分量。3月下旬出现的多雨时段与这一绕流区南风的增强与东扩是紧密相关的,这或许是高原动力作用的证据。在冬季,东暖西冷的热力对比和西高东低的气压差以及高原的冷源作用产生的偏北风对高原东部的绕流偏南风起抑制作用,而在3月中下旬(第16—18候)以后,上述大范围热力对比及其相应的气压差的反转,正好加强了这一地区的偏南风并进而形成了所谓的“春雨”。可以看出,终年绕流南风区是冬季大范围偏北风形势的薄弱区,一旦大尺度背景对形成南风有利,夏季风及其降水首先在这一地区开始是可以期待的。因此,可以认为高原的动力绕流作用和东亚大陆(包括青藏高原)与西太平洋之间的纬向热力差异的反转是东亚副热带夏季风提前建立的可能机制;动力作用和热力作用孰主孰次尚需深入研究。

在前面的讨论中,我们就东亚副热带季风的相关问题阐述了初步看法,或许显得“大胆假设有余,小心求证不足”,我们希望季风研究工作者共同去求证相关的结论。但问题的重要性非常明显,如果3月开始的雨季确实是东亚副热带夏季风雨季的一个有机组成部分,那么我们对东亚副热带夏季风进行监测预测的时间点就应提前到3月份,这对拓展气候预测思路无疑是一个重要突破点。

## References

- Bao Chenglan. 1980. Tropical Synoptic Meteorology. Beijing: Science Press, 27
- Chen Longxun, Jin Zuhui. 1984. The medium-range variations of the summer monsoon circulation system over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 1: 224-233
- Chen Longxun, Li Wei, Zhao Ping, et al. 2000. On the process of summer monsoon onset over East Asia. *Clima Enviro Res (in Chinese)*, 5(4): 345-355
- Chen Longxun, Zhu Qiangen, Luo Huibang. 1991. East Asian Monsoon (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 362
- Chen G T J. 2004. Research on the phenomena of Meiyu during the past quarter century: An overview // Chang, C P. in East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific, 566pp
- Chi Yanzhen, He Jinhai, Wu Zhiwei. 2005. Features analysis of the different precipitation periods in the pre-flood season in South China. *J Nanjing Inst Meteor (in Chinese)*, 28(2): 163-171
- Ding Yihui, Chen Longxun, Murakami M. 1994. Asian Monsoon in Chinese. Beijing: China Meteorological Press, 1-263
- Ding Yihui, Li Chongyin, He Jinhai, et al. 2004. South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX) and the East Asian monsoon. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 62(5): 561-586
- Gao Youxi, Xu Shuying, Guo Qiyun, et al. 1962. The Monsoon Region and Regional Climate in China // Questions about the East Asia Monsoon (in Chinese). Beijing: Science Press, 49-63
- He Jinhai, Ju Jianhua, Wen Zhiping, et al. 2007. A review of recent advances in research on Asian monsoon in China. *Adv Atmos Sci*, 24(6): 972-992
- He Jinhai, Qi Li, Wei 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 Jinhai, Wen Min, Wang Lijuan, et al. 2006. Characteristics of the onset of the Asian summer monsoon and the importance of Asian-Australian "Land Bridge". *Adv Atmos Sci*, 23(6): 951-963
- He Jinhai, Sun Chenghu, Liu Yunyun et al. 2007. Seasonal transition features of large-scale moisture transport in the Asian-Australian monsoon region. *Adv Atmos Sci*, 24(1): 1-14
- Huang Ronghui, Zhou Liantong, Chen Wen. 2003. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their cause. *Adv Atmos Sci*, 20: 55-69
- Lau K M, Yang Song. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 14: 141-162
- Li Jianping, Zeng Qingcun. 2003. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons. *Adv Atmos Sci*, 20(2): 299-302
- Lian Yi, Shen Baizhu, Gao Zongting, 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
- Liu Zongxiu. 2008. East Asia subtropical monsoon symposium held in Beijing. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 66(3): 478
- Qi Li, He Jinhai, Zhang Zuqiang, et al. 2007. Seasonal cycle of the zonal land-sea thermal contrast and East Asian subtropical monsoon circulation. *Chinese Sci Bull (in Chinese)*, 52(24): 2895-

2899

- Qian Weihong, Lee D-K. 2000. Seasonal march of Asian summer monsoon. *Inter J Climatology*, 20:1371-1386
- Qian Weihong, Kang H S, Lee D-K. 2002. Diatribution of seasonal rainfall in the East Asian monsoon region. *Theor Appl Climat*, 73: 151-168
- Qian Yongfu, Jiang Jing, Zhang Yan, et al. 2004. The earliest onset area of the tropical Asian summer monsoon and its mechanisms. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 62(2): 129-139
- Tao Shiyun, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China//*Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 60-92
- Tian S F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China. *J Meteor Soc Japan*, 76(1): 57-71
- Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2006. Mechanism of the spring persistent rains over southeastern China. *Sci in China Ser. D(in Chinese)*, 36(1): 936-950
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Clim*, 15: 386-398
- Wang Lijuan, He Jinhai, Guan Zhaoyong. 2007. Comparison of the double summer monsoon troughs over East Asia. *Acta Meteor Sinica*, 21(1): 75-86
- Wang Zunya. 2007. Climate variability of summer rainfalls in China and the possible mechanism [D] (in Chinese). Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 156pp
- Webster P J, et al. 1998. Monsoon: processes, predictability and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451-14510
- Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1999. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and Asian monsoon onset. Part II: Timing of the onset. *Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese)*, 23(1): 51-61
- Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 29(1): 47-56
- Xu Guoqiang, Zhu Qianguan, Ran Yufang. 2002. Analyses of features and mechanisms of summer monsoon onsets over SCS and its vicinity in 1998. *J Appl Meteor (in Chinese)*, 13(5): 535-549
- Yasunari T, Suppiah R. 1998. Some problems on the interannual variability of Indonesian monsoon rainfall//Theon J S, Fugono N, Deepak, et al. *Tropical Rainfall Measurements*. 65: 81-102
- Yu Shihua, Mao Weiping. 1986. The characteristics of the East Asia monsoon circulation in summer and its relation with the rainfall. *J Tropical Meteor (in Chinese)*, 2(4): 349-354
- Zhang Qingyun, Tao Shiyun, Chen Lieting. 2003. The inter-annual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 61(4): 559-568
- Zhang Renhe, Akimasa Sum, Masahido Kimoto. 1996. Impact of El Nino on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the 86/87 and 91/92 events. *J Meteor Soci Japan*, 74: 49-62
- Zhao Ping, Zhang Renhe, Liu Jiping, et al. 2007. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. *Clim Dyn*, 28: 797-811
- Zhou Bing, He Jinhai, Wu Guoxiong, et al. 2003. Characteristics of East Asian subtropical monsoon index and its definition. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 27(1): 123-135
- Zhu Qianguan, He Jinhai. 1986. Wang Panxing. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction. *Adv Atmos Sci*, 3(4): 465-477

## 附中文参考文献

- 包澄澜. 1980. 热带天气学. 北京: 科学出版社, 27
- 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(4): 345-355
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 362
- 池艳珍, 何金海, 吴志伟. 2005. 华南前汛期不同降水时段的特征分析. *南京气象学院学报*, 28(2): 163-171
- 丁一汇, 陈隆勋, Murakami M. 1994. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 263pp
- 丁一汇, 李崇银, 何金海等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风. *气象学报*, 62(5): 561-586
- 高由禧, 徐淑英, 郭其蕴等. 1962. 中国的季风区域和区域气候//东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 49-63
- 何金海, 祁莉, 韦晋等. 2007. 有关东亚副热带季风与热带季风的再认识. *大气科学*, 31(6): 1257-1265
- 廉毅, 沈柏竹, 高枳亭等. 2007. 确定东亚—西北太平洋地区夏季副热带季风建立和活动范围的一种方法. *气象学报*, 65(4): 503-510
- 刘宗秀. 2008. 东亚副热带季风学术研讨会在北京召开. *气象学报*, 66(3): 478
- 祁莉, 何金海, 张祖强等. 2007. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. *科学通报*, 52(24): 2895-2899
- 钱永甫, 江静, 张艳等. 2004. 亚洲热带夏季风的首发地区和机理研究. *气象学报*, 62(2): 129-139
- 万日金, 吴国雄. 2006. 江南春雨的气候成因机制研究. *中国科学 D 辑*, 36(1): 936-950
- 王遵娅. 2007. 中国夏季降水的气候变率及其可能机制研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院. 156pp
- 吴国雄, 张永生. 1999. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II: 爆发时间. *大气科学*, 23(1): 51-61
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. *大气科学*, 29(1): 47-56
- 徐国强, 朱乾根, 冉玉芳. 2002. 1998年南海及其附近地区夏季风的爆发特征及其机制分析. *应用气象学报*, 13(5): 535-549
- 喻世华, 茅卫平. 1986. 1979年东亚地区的夏季风环流特征及其与降水的关系. *热带气象学报*, 2(4): 349-354
- 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. *气象学报*, 2003, 61(4): 559-568
- 周兵, 何金海, 吴国雄等. 2003. 东亚副热带季风特征及其指数的建立. *大气科学*, 27(1): 123-135