

# 东亚副热带季风雨带建立特征及其降水性质分析<sup>\* 1</sup>

任珂 何金海 祁莉

REN Ke HE Jinhai QI Li

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044

*Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2008-02-13 收稿,2008-05-26 改回.

**Ren Ke, He Jinhai, Qi Li. 2010. The establishment characteristics of the East Asian subtropical monsoon rain-belt and an analysis of its nature of precipitation. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(4):550-558**

**Abstract** The initiation and distinctive establishment of the East Asian subtropical rainy season and its nature of precipitation are discussed based on the 1961–2006 NCEP/NCAR reanalysis data, the TRMM rain data and the CMAP rain data. The results show that at the end of March a wide range of strong precipitation begins to appear in the subtropical areas in eastern China with the daily precipitation more than 6 mm with the water vapor in the lower levels (from ground to 700 hPa) coming mainly from the southwest moisture transport turned in the south of the western Pacific subtropical high suggesting that the subtropical monsoon rain season is beginning. Meanwhile the seasonal reversal of the zonal pressure gradient (the land-sea thermal contrast) between East Asia and the middle-eastern Pacific takes place. The subtropical regions in East China begin to hold a heating centre accompanied by ascending motion. Several pentads later the intensity of the heating and the convective height which are gradually increasing are equivalent to those in the tropics. The convective instability atmosphere in the middle-low levels is of. At the same time the South China Sea-the western Pacific region is still under the control of the subtropical high with sinking motion prevailing without precipitation, and the South China Sea Summer Monsoon (SCSM) and its related water vapor passage have not been established yet. The establishment of the East Asian subtropical monsoon rain-belt is earlier than that of the tropical monsoon rain-belt. In addition, the two rain bands show the respective independent heating centers as well as the associated ascending motion. At the time of the onset of the SCSM, the heating center over the South China Sea rapidly moves northward to the subtropical area.

**Key words** East Asian subtropical monsoon rain season; South China Sea summer monsoon; Moisture transport in the lower troposphere; Atmospheric heating rate

**摘要** 利用1961—2006年NCEP/NCAR再分析数据集和TRMM、CMAP多年平均逐候降水资料,分析了中国东部副热带季风雨季的起始时间、建立特征及其降水性质。结果表明,第16—18候,在中国江南南部和华南北部地区(25°—30°N)日降水率达到6 mm/d,且范围较大,在低层该雨带的水汽主要来源于西太平洋副热带高压南侧转向的西南水汽输送,其源地即为西太平洋副热带季风雨季开始。雨带建立同时,东亚副热带地区—中太平洋的纬向海平面气压梯度首先在中纬度发生反转,即西低东高(相应于西暖东冷)。中国东部副热带地区出现加热中心并伴有上升运动,强度逐渐增强,并伸展至对流层顶,其强度及对流高度与热带地区相当,对流层中低层大气呈对流不稳定,降水已具有对流性降水性质。与此同时,南海—西太平洋地区仍在副热带高压控制之下,盛行下沉运动,无降水产生,南海夏季风及其相应的水汽输送尚未建立。东亚副热带季风

\* 资助项目:国家重点基础研究发展规划项目(2006CB403607)、国家公益性行业(气象)科研专项项目(GYHY200706005)、国家重点基础研究发展规划项目“973”课题(2004CB418303)。

作者简介:任珂,主要从事季风与海气相互作用研究。E-mail:r.feng@163.com

通讯作者:何金海,主要从事气候研究。E-mail:hejhnew@jssmail.com.cn

雨带的建立(3月底4月初)早于热带夏季风雨带,两雨带分别具有独立的热源中心和上升运动。南海夏季风即将爆发之际,赤道地区加热中心快速北移至南海地区,与副热带地区热源相互作用。

**关键词** 东亚副热带季风雨季,南海夏季风,低层水汽输送,大气加热率

**中图法分类号** P462

## 1 引言

中国地处东亚季风区,天气气候主要受季风影响。陈隆勋等(1983)提出了东亚季风系统的概念。朱乾根等(1986)明确提出东亚季风区可分为南海—西太平洋热带季风区(简称热带季风区)和大陆—日本副热带季风区(简称东亚副热带季风区)。喻世华等(1986,1991)也指出东亚季风环流由热带季风环流和副热带季风环流组成,正是环流特征的多样性,引起了东亚季风降水的复杂性。因此,深入认识不同时期降水的性质及其影响系统将有助于中国旱涝预测水平的提高。

以往的研究大多关注6—7月东亚副热带夏季风降水盛期发生的江淮梅雨(张庆云等,1998;周兵等,2003;竺夏英等,2007)。然而,4—6月的雨季是除了江淮梅雨外又一个多雨时段,同时也是大范围洪涝灾害的频发时段,近年来对其的研究也受到了广泛的重视。陈隆勋等(2000)指出副热带季风雨季于4月初开始于华南北部和江南地区。陈邵东等(2003,2004)指出:江南汛期降水始于3月,雨量集中在4—6月。池艳珍等(2005)分析了华南前汛期不同降水时段的特征,把华南前汛期降水分为锋面降水(副热带季风降水)和热带夏季风降水两个时段。郑彬等(2006)对华南前汛期的副热带季风降水和热带夏季风降水日期的划分进行了研究。强学民等(2008)对华南前汛期降水开始和结束日期的确定方法进行了综述。以上作者均指出副热带季风雨季开始于3月底4月初,但尚未涉及此时降水的性质。何金海等(2007)发现第16—18候东亚大陆(含高原)与西太平洋地区之间纬向温度梯度开始转向并伴随高原由冷源转变为热源,与此同时,东亚副热带南风和降水异常(减去年平均值)首先在中国东部的副热带地区(江南)建立,从季风的基本推动力的观点出发,这一现象可以被看作是东亚副热带季风及其雨带的开始。赵平等(2007)指出高原东南部快速增温使得东亚与西太平洋的副热带东西向热力差异较早反转,纬向海陆热力差异的转变意味着大气环流形势由冬向夏的转变,此时的东亚副热带季风雨带是否已具有夏季风雨带的性质尚不甚清楚,甚至

存有争议,因此,本文对副热带季风雨季开始前后的大气环流特征和降水性质进行初步分析。

## 2 资料与方法

本文使用的资料是(1)1961—2006年NCEP/NCAR逐日再分析资料,水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ;(2)1998—2006年热带测雨卫星(TRMM)降水资料,水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。TRMM是1997年底发射的卫星,目前资料时段相对较短,但资料的准确性较好、时空分辨率较高,能反映更多的降水细节,有利于进一步认识副热带季风雨带的建立及其移动特征;(3)1979—2000年CMAP(Climatic Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)降水资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

本文计算了气候平均的垂直大气加热率 $Q_1$ 及假相当位温垂直梯度,以分析讨论东亚副热带季风雨季大气热状况特征。

利用“倒算法”计算了整层大气的视热源 $Q_1$

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]$$

其中, $T$ 为温度; $\omega$ 为 $p$ 坐标的垂直速度; $p_0 = 1000$  hPa; $k = R/c_p$ ; $\mathbf{V}$ 为水平风矢量。

假相当位温的计算公式(Bolton,1980)为

$$\theta_{sc} = T_k \left( \frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28r)} \times \exp \left[ \left( \frac{3376}{T_L} - 2.54 \right) r (1 + 0.81r) \right]$$

式中, $T_k$ 、 $p$ 、 $r$ 分别为起始面上绝对温度(K)、气压(hPa)、比湿(g/g), $T_L$ 为凝结高度的绝对温度。

$$T_L = \frac{2840}{3.5 \ln T_k - \ln e - 4.805} + 55$$

## 3 副热带季风雨季初期降水特征

祁莉等(2007)提出在东亚副热带地区,纬向海陆热力差异在第16—18候左右由东暖西冷转为东冷西暖,东亚副热带地区同时出现降水正异常。第15候,中国东部副热带地区的降水分布较为零散(图1a),且日降水率为4 mm/d,东部沿海存在分布零散的降水率为6 mm/d降水中心,整个副热带地区没有形成较大范围的雨带。第16候,中国东部副热

带地区出现大范围降水(图 1b), 日降水率达到 6 mm/d, 与东部沿海降水形成一条十分明显的西南—东北走向的雨带。随后, 该大值雨带一直维持且降水量逐渐增大(图略)。Lau 等(1997)、钱维宏等(2000)均以降水率大于 6 mm/d 定义了南海季风爆发日期, 在此, 我们同样以日降水率大于 6 mm/d

为副热带季风雨季开始的标准, 可见, 从气候态来说, 东亚副热带季风雨季于 3 月底开始。从 TRMM 降水和 CMAP 降水时间-纬度剖面(图 2)同样可以看到: 16 候左右在副热带地区(25°—30°N)日降水率首先达到 6 mm/d。比较图 2a、图 2b, TRMM 降水资料反映了更多的降水细节: 副热带雨带开始并

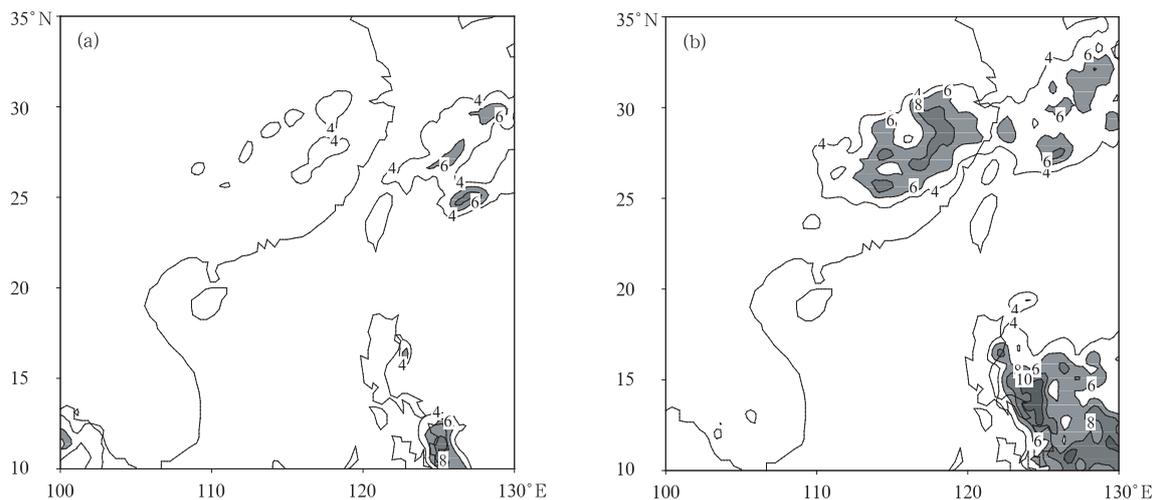


图 1 TRMM 候平均降水分布(a. 第 15 候, b. 第 16 候; 单位: mm/d)

Fig. 1 Climatological TRMM precipitation  
(a. 15th pentad, b. 16th pentad; unit: mm/d)

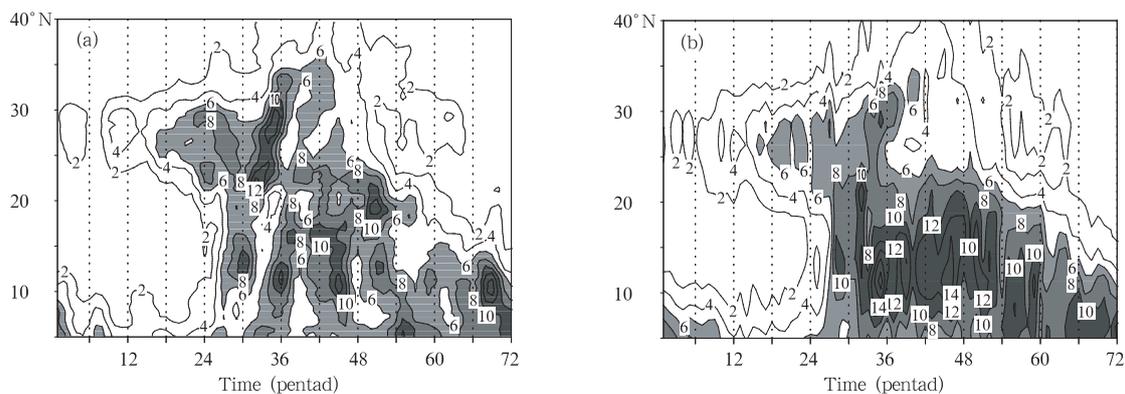


图 2 气候平均 TRMM 降水(a)和 CMAP 降水(b)的时间(候)-纬度剖面  
(110°—120°E 平均)(单位: mm/d)

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

持续稳定一段时间后, 同时向南、向北扩展。第 24 候开始, 副热带雨带明显地向南扩展, 形成华南前汛期前期降水, 第 28 候, 南海地区出现降水正异常, 热带夏季风雨季开始, 形成热带夏季风雨带, 第 30 候左右, 华南前汛期强降水开始季节性地向北推进。可见, 副热带季风雨季的开始要早于热带季风雨季

的开始。

#### 4 水汽通量输送及其散度

以往对水汽输送的研究主要着眼于整层积分的水汽输送, 而低层水汽通量的敏感度要比整层积分的水汽通量敏感度高, 图 3 给出了多年平均的低层

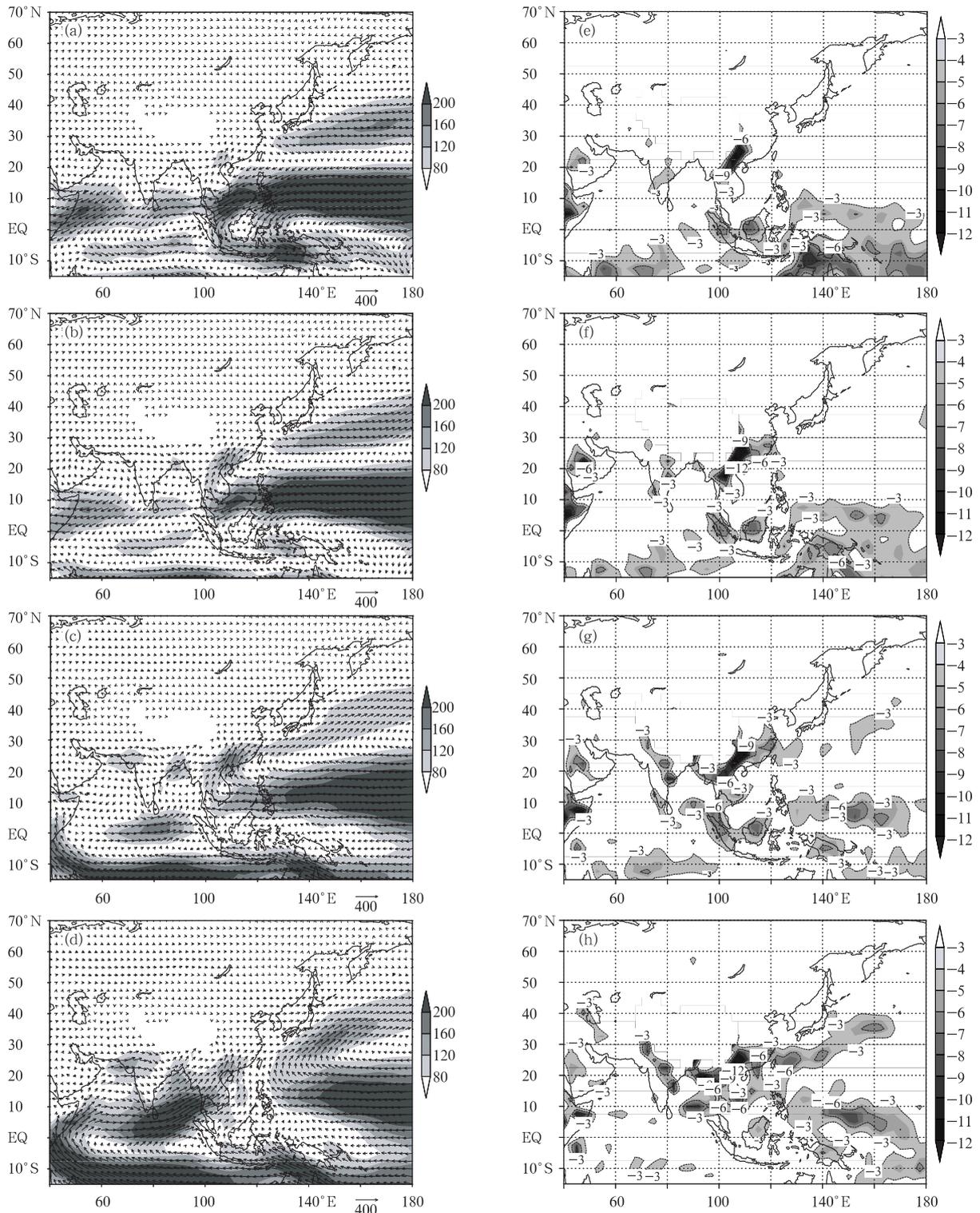


图3 气候平均低层水汽输送(a,b,c,d; 阴影区表示水汽输送大于  $80 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ )及其能量散度

(e,f,g,h; 阴影区表示水汽通量散度小于  $-3 \times 10^{-5} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ )(a,e. 第13候,b,f. 第16候,c,g. 第24候,d,h. 第28候)

Fig.3 Climatological mean moisture transport (a,b,c,d; the areas with its value above  $80 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$  are shaded) and its divergence (e,f,g,h; the areas with the value below  $-3 \times 10^{-5} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$  are shaded from the ground to 700 hPa over 1961 – 2006 (a. and e. 13th pentad, b. and f. 16th pentad, c. and g. 20th pentad, d. and h. 28th pentad)

水汽输送通量(从地面积分到 700 hPa)及其散度。第 13 候高原东南侧有一小范围的水汽输送大值区,有零星的辐合,无论是水汽输送还是水汽通量辐合均没有伸展到 110°E 以东的副热带地区。第 16 候的水汽输送较 13 候最大的不同在于其水汽得到了来自海洋的补充,即西太平洋副热带高压南侧转向的西南水汽输送强度增强,范围扩大,逐步向 110°E 以东扩展,同时水汽辐合加强,东亚副热带地区形成大范围的西南—东北走向雨带。可见,此时维持东亚副热带季风降水的水汽主要来自西太平洋。24 候西太平洋副热带高压南侧转向的西南水汽输送通道更加宽广,强水汽输送抵达中国东亚副热带地区,与副高北侧日本以南的强水汽输送带打通,该水汽输送带上水汽辐合增强,华南地区降水量增多。28 候,副高东撤,强盛的越赤道西南气流,经孟加拉湾、中南半岛把充沛的水汽输送到南海并辐合,形成强降水,南海夏季风建立。热带地区低层水汽输送的季节转换特征与已有的大量研究结果一致(刘芸芸等,2006;陈际龙等,2007),在此不再重复叙述。

可见,在南海夏季风爆发前,中国东亚副热带地区已出现较强雨带,其水汽主要来自西太平洋副热带高压南侧转向的西南水汽输送,即来自于西太平

洋。南海夏季风爆发后,强盛的越赤道西南气流,经孟加拉湾、中南半岛把充沛的水汽输送到南海及华南地区,中国东亚副热带地区水汽更加充沛,季风雨带雨量增多,而此时南海夏季风刚刚建立。东亚副热带季风雨带和南海夏季风雨带水汽来源的不同再次证明前者的建立早于后者。

## 5 海平面气压转换特征

王绍武等(1983)指出 3—4 月大气环流与气候异常持续性最小,即在 3—4 月大气环流变化激烈,并指出这可能在于大气冷热源的强烈改变,下垫面热力状况很难具体表征。钱永甫等(2004)指出海平面气压与地面气温的时间演变特征是一致的,或者说海平面气压与下垫面热力状况是一致的,即高压冷低压暖。因此用海平面气压表征地表海陆热力差异,分析在由冬到夏的季节转换期,海平面气压(海陆热力差异)的季节转换特征。

从海平面气压的纬向偏差分布(图 4)可见,第 6 候,在中高纬度海平面气压纬向偏差是典型的冬季环流形势,亚洲大陆到北太平洋海平面气压纬向偏差呈正、负分布型,即西高东低(相应于西冷东暖),且正负中心在较高纬度(50°N 左右);中国东亚副热

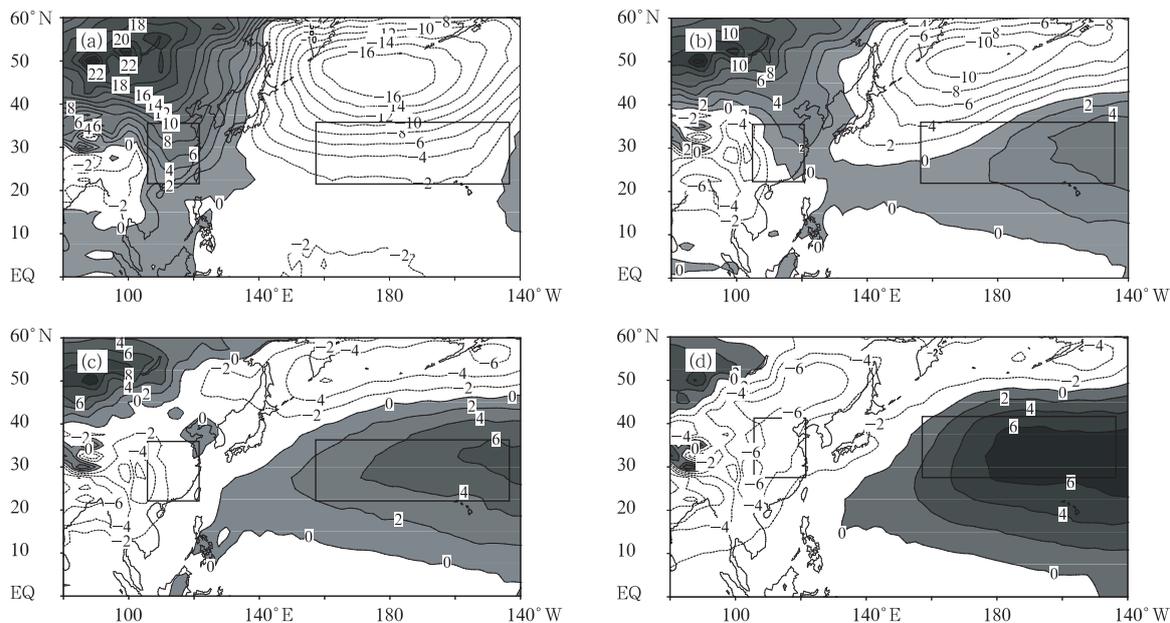


图 4 海平面气压纬向偏差

(a. 第 6 候, b. 第 16 候, c. 第 20 候, d. 第 24 候; 单位: hPa)

Fig. 4 Climatological sea level pressure zonal deviation over 1961–2006

(a. 6th pentad, b. 16th pentad, c. 20th pentad, d. 24th pentad; unit: hPa)

带地区、南海及中国东部沿海海域均为正的海平面气压纬向偏差,为冷源。第16、17候,高原南部的海平面气压纬向偏差负中心强度不断增强、且向东扩展,中国东部副热带地区逐渐转为负中心,同时,中东太平洋出现纬向偏差正中心,且向西扩展,东亚副热带地区—中东太平洋纬向海平面气压梯度首先在中纬度发生反转。反转之后的西低东高(相应于西暖东冷)海平面气压纬向偏差中心不断增强,且向北扩展,使高纬度东高西低的海平面气压纬向偏差中心强度减弱、范围减小,至24候,20°—50°N的中高纬度海平面气压纬向偏差已完全呈西低东高型,即夏季的环流形势。选取海平面气压纬向偏差首先发生反转的区域:西区(20°—35°N,105°—120°E),东区(20°—35°N,160°E—140°W),做区域平均的海平面气压纬向之差(图5),同样看到:在13候,东亚副热带地区与中东太平洋之间的海平面气压相差2 hPa,在15候,两者之间的纬向海平面气压之差已转为-1.5 hPa,即中纬度副热带地区海平面气压纬向梯度发生反转。而南海海平面气压纬向偏差的季节转换并不明显,正是由于这种热力性质的转变导致副热带季风雨季的开始早于南海夏季风雨季的开始。

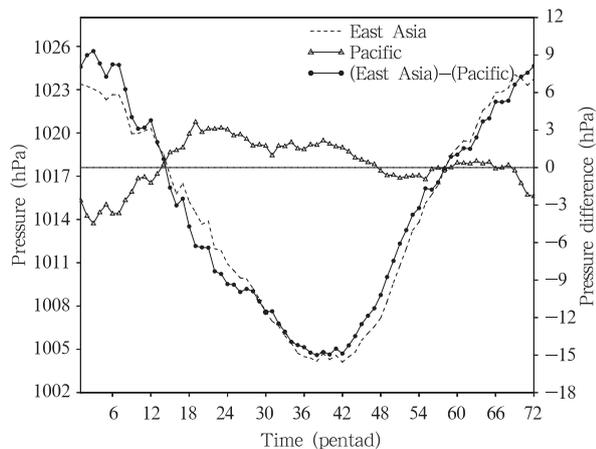


图5 区域平均海平面气压的逐候演变

Fig. 5 Changes in the area-averaged sea level pressure with pentad

## 6 大气加热率及其垂直环流

从中国东亚副热带季风雨季开始到南海夏季风爆发时期各个关键候大气垂直运动及其加热率的纬度-高度剖面(图6)可见,第1候(图6a),赤道地区

大气整层为热源区,中心最大增温率达到3 °C/d,南海及副热带地区大气整层为冷源区。相应地在赤道地区有强盛的上升运动,南海及副热带地区为下沉运动,这表明大气垂直环流及大气热状况维持冬季形势。16候(图6b),赤道地区的加热区继续稳定,但强度有所减弱,中心最大增温率为2—2.5 °C/d;南海地区仍为冷却区,强度有所减弱,然而,副热带对流层中低层出现大气加热中心并伴有上升运动,其位置正好与这个时期的副热带季风雨带相重叠(图1,图2)。随后,该大气加热率及上升运动不断增强,在22候(图6c)中心最大增温率已达到2 °C/d,其强度大于赤道地区的1.5 °C/d,此时,副热带地区的上升运动高度也已达对流层顶。就其发生、发展来看,副热带地区的加热中心(上升运动)并不是赤道加热中心(赤道上升运动)向北移动而产生,两者中间隔着南海冷源区(下沉运动),中国东部的副热带季风雨带有其独立的热源中心。南海夏季风即将爆发前(27、28候),赤道地区加热中心快速北移至南海地区,南海地区上空转变为热源,中心强度达到2 °C/d,同时,赤道上升运动中心北移至10°N。副热带地区加热中心一直稳定在20°—30°N,强度逐渐加强,中心强度达到2.5 °C/d,可见,即使在南海夏季风爆发时期,南海地区热源中心及中国东部的副热带地区热源中心仍是相互分离的,副热带地区热源中心强度甚至比南海地区热源中心强度要强。

综上所述,可以认为,中国东部的副热带季风雨带与南海热带季风雨带分别有其独立的热源中心、上升运动与之相配合,副热带地区加热中心(上升运动)是在副热带地区局地发展起来的,其位置正好与这个时期的副热带季风雨带相吻合;而南海夏季风的爆发与赤道加热中心(上升运动)迅速向北移至南海地区有关。中国东亚副热带地区大气加热中心,上升运动的出现均早于南海—西太平洋地区。

## 7 大气不稳定性

当大气低层的水汽和热量聚集达到一定的量值时,冷暖气流交汇影响大气稳定度,大气就会形成强烈的不稳定层结,为对流和降水提供温床(李昉英等,2008)。

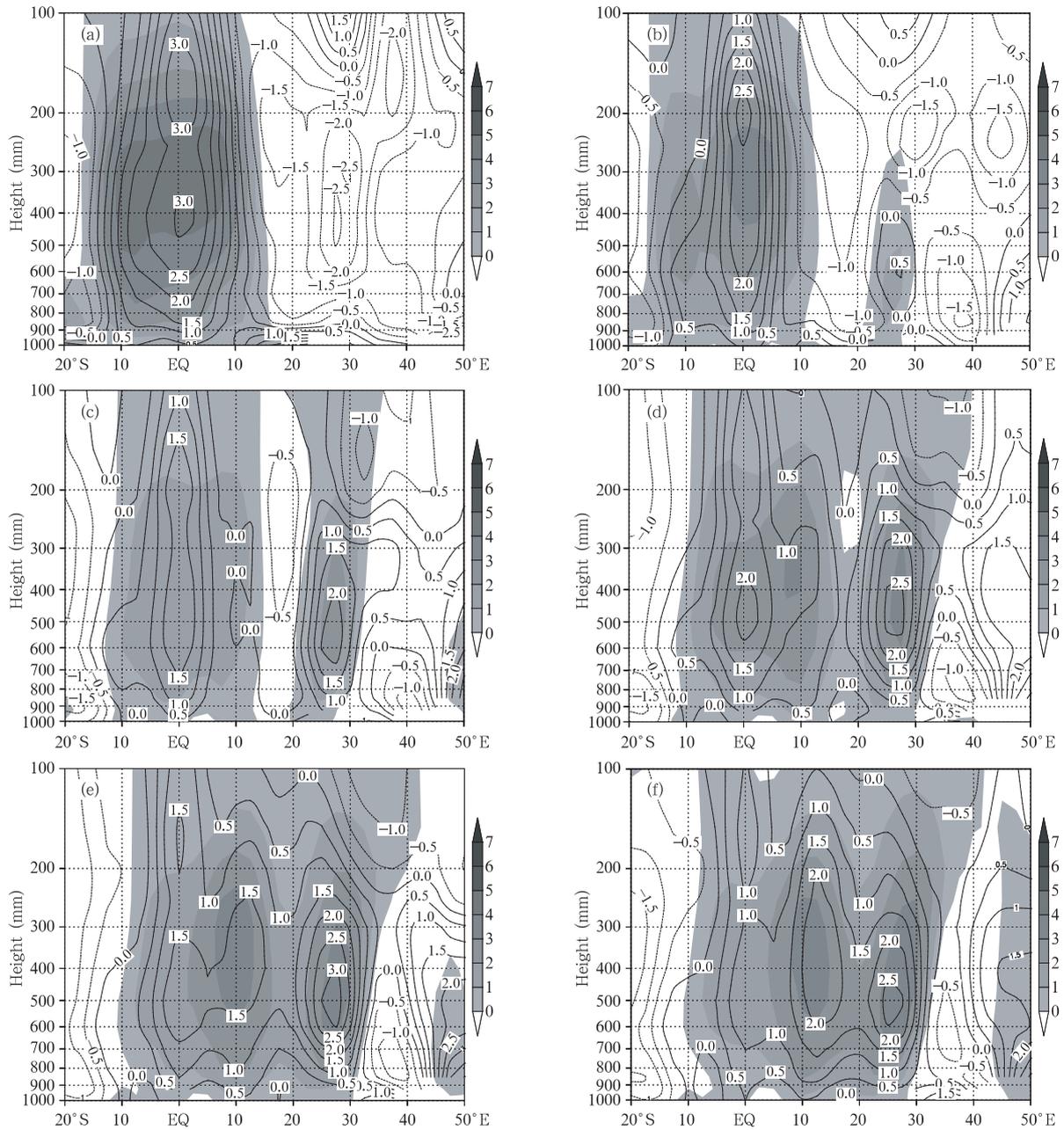


图6 气候平均场垂直速度(阴影区表示上升运动,单位: $10^{-2}$  m/s)及大气加热率(等值线,单位: $10^{-5}$  C/d)

纬度-高度剖面( $110^{\circ}$ — $140^{\circ}$ E)(a.第1候,b.第16候,c.第22候,d.第26候,e.第27候,f.第28候)

Fig. 6 Height-latitude cross-sections of the climatological mean vertical velocity

(shaded for ascending motion; unit:  $10^{-2}$  m/s) and the atmospheric heating rate (lined; unit:  $10^{-5}$  C/d)

averaged over  $110^{\circ}$  -  $140^{\circ}$ E (a. 1st pentad, b. 16th pentad, c. 22th pentad, d. 26th pentad, e. 27th pentad, f. 28th pentad)

中层冷暖平流与降水的相关性较强,图7给出了500 hPa温度平流的时间演变。 $-\mathbf{V} \cdot \nabla T < 0$ 为冷平流; $-\mathbf{V} \cdot \nabla T > 0$ 为暖平流。18候之前, $30^{\circ}$ N以北受十分强的冷平流控制,中心强度达到 $-3 \times 10^{-5}$  K/s, $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N为较弱的暖平流,甚至为冷平

流。3月底, $30^{\circ}$ N以北的冷空气变性增暖,冷平流减弱,同时,副热带地区的暖平流增强,强度能够达到 $1 \times 10^{-5}$  K/s。可以看到,降水落在暖平流区(图2),此时季风降水属暖平流降水。

假相当位温垂直梯度表示大气的对流不稳定

度,当 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 时,为对流不稳定,当 $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ 时,为对流稳定。图8给出了气候平均场假相当位温垂直梯度( $\partial\theta_{se}/\partial p$ )时间-高度剖面,3月底4月初,中国东部的副热带地区大气低层已有水汽的辐合及大气的加热(图3、图6),且对流层中层为暖平流(图7),从图8又可以看到:在第19候,对流层中低层副热带地区大气呈对流不稳定,从副热带季风雨季初期到雨季盛期,大气对流不稳定强度逐渐增大,对流不稳定区已伸展至700 hPa以上。可见,

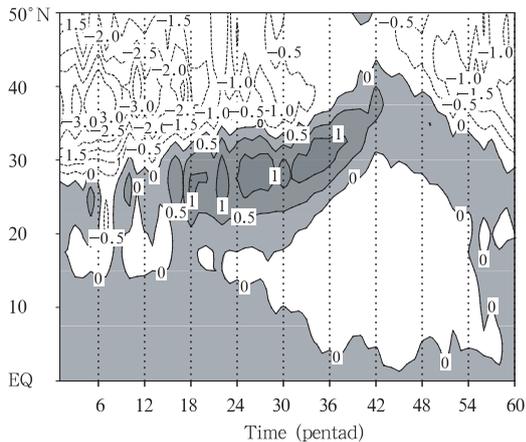


图7 气候平均500 hPa温度平流  
(阴影区:  $-V \cdot \nabla T > 0.0$ , 单位:  $10^{-5}$  K/s)  
的逐候演变( $110^{\circ}$ — $140^{\circ}$ E)

Fig. 7 Changes in the climatological mean temperature advection at 500 hPa (shaded for  $-V \cdot \nabla T > 0.0$ , unit:  $10^{-5}$  K/s) averaged over the region ( $110^{\circ}$  -  $140^{\circ}$ E) with pentad

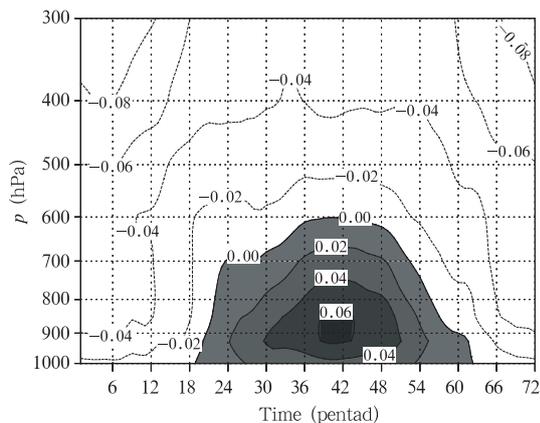


图8 气候平均 $\theta_{se}$ 垂直梯度时间-高度剖面  
( $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E平均)

Fig. 8 Time-height cross-sections of the climatological mean vertical gradient of equivalent potential temperature averaged over the region ( $25^{\circ}$  -  $30^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$  -  $120^{\circ}$ E)

3—4月中国东部副热带地区大气已满足对流不稳定条件,此时季风降水具有对流性降水性质。

## 8 结论与讨论

综上所述,可得如下结论:

(1) 从气候态来说,3月底4月初,中国东部副热带地区( $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N)出现较大范围、强度较强的降水,日降水率达到6 mm/d,我们通常以日降水率大于6 mm/d为季风雨季开始的标准,同时,其低层水汽主要来自西太平洋副热带高压南侧转向的西南水汽输送,即来自于西太平洋,可以认为副热带季风雨季已经开始,相对于南海季风雨季的建立要早。

(2) 此时,副热带地区海平面气压纬向梯度发生反转,而南海—西太平洋地区海平面气压纬向偏差变化不大。与东亚副热带季风雨带相配合,3月底4月初东亚副热带地区大气垂直加热中心(上升运动)也迅速发展起来,而南海夏季风的爆发与赤道加热中心(上升运动)迅速向北移至南海地区有关。中国东亚副热带地区大气加热中心,上升运动的出现均早于南海—西太平洋地区。

(3) 在东亚副热带雨带建立时期,东亚副热带地区对流层中层温度平流为暖平流,大气呈对流不稳定,降水已具有对流性降水性质。

从对气候平均的海平面气压(相应于地表冷热源)、大气垂直加热率、温度平流及大气对流不稳定的分析结果,我们可以认为3月底4月初建立的东亚副热带季风雨带已具有初夏夏季风雨带的性质,当然,我们还需深入研究以进一步求证相关结论。

## 参考文献

- 陈隆勋,金祖辉,刘喜礼等. 1983. 夏季亚洲地区热带环流的中期振荡. 海洋学报,5(5): 575-586
- 陈隆勋. 1984. 东亚季风环流系统的结构及其中期变动. 海洋学报,6(6): 744-758
- 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
- 陈际龙,黄荣辉. 2007. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 II: 夏季风水汽输送. 大气科学,31(5): 766-778
- 陈绍东,王谦谦,钱永甫. 2003. 江南汛期降水基本气候特征及其与海温异常关系初探. 热带气象学报,19(3): 260-268
- 池艳珍,何金海,吴志伟. 2005. 华南前汛期不同降水时段特征分析. 南京气象学院学报,28(2): 163-171
- 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

- 李昀英, 宇如聪, 傅云飞等. 2008. 一次热对流降水成因的分析和模拟. 气象学报, 66(2): 190-202
- 刘芸芸, 何金海, 梁建茵等. 2006. 亚澳季风区水汽输送季节转换特征. 热带气象学报, 22(2): 138-146
- 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
- 强学民, 杨修群, 孙成艺. 2008. 华南前汛期降水开始和结束日期确定方法综述. 气象, 34(3): 10-15
- 王谦谦, 陈绍东. 2004. 江南地区汛期降水与热带海温关系的SVD分析. 干旱气象, 22(3): 11-16
- 王绍武, 赵宗慈, 陈振华. 1983. 月平均环流异常的持续性与韵律性和海气相互作用. 气象学报, 41(1): 33-42
- 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, 2(4): 349-354
- 喻世华, 颜景容. 1986. 1979年东亚夏季风环流建立过程的分析. 热带气象, 2(1): 55-61
- 喻世华, 杨维武. 1991. 副热带季风环流圈的特征及其与东亚夏季环流的关系. 应用气象学报, 2(3): 242-247
- 张庆云, 陶诗言. 1998. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报, 9(增刊): 17-22
- 郑彬, 梁建茵, 林爱兰等. 2006. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水划分日期的确定. 大气科学, 30(6): 1207-1216
- 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
- Bolton D. 1980. The computation of equivalent potential temperature. Mon Wea Rev, 108: 1046-1053
- Chen Longxun, Jin Zuhui. 1984. The medium-range variations of the summer monsoon circulation system over East Asia. Adv Atmos Sci, 1: 224-233
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian monsoon. Adv Atmos Sci, 14: 141-162
- Qi Li, He Jinhai, Zhang Zuqiang, et al. 2008. Seasonal cycle of the zonal land-sea thermal contrast and East Asian subtropical monsoon circulation. Chinese Sci Bull, 53(1): 131-136
- Qian Weihong, D Lee. 2000. Seasonal march of Asian summer monsoon. J Climatology, 20: 1371-1378
- 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
- Zhu Qianguan, He Jinhai, Wang Panxing. 1986. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction. Adv Atmos Sci, 3(4): 465-477
- Zhu Xiaying, He Jinhai, Wu Zhiwei. 2007. Meridional seesaw-like distribution of the Meiyu rainfall over the Chang jiang-Huai he River Valley and characteristics in the anomalous climate years. Chinese Sci Bull, 52(17): 2420-2428