

# 亚洲夏季风环流及雨季进退的非同步性\*

黄菲<sup>1,2</sup>, 张旭<sup>1</sup>

(1. 中国海洋大学海洋-大气相互作用与气候实验室, 海洋气象联合开放实验室, 山东 青岛 266100;  
2. 中国科学院大气物理研究所 LASG 实验室, 北京 100029)

**摘要:** 亚洲季风区雨季及高低空夏季风环流在建立、维持及撤退上存在着显著的时间差异, 这种差异被称为“非同步性”。通过对 1979~2006 年 CMAP 降水资料及 NCEP/NCAR 再分析风场资料的分析, 本文发现: (1) 对于夏季风的建立, 孟加拉湾中部至菲律宾海, 低空 850 hPa 夏季西南风的建立日期明显要晚于雨季的开始, 而阿拉伯海和印度地区雨季的开始则晚于夏季风的建立; 对于 200 hPa 的高空环流, 这种风雨非同步的关系与低空季风环流与降水建立的关系基本一致, 但西北太平洋热带地区正好相反。(2) 对于夏季风的撤退, 低空 850 hPa 上, 从 75°E~125°E, 夏季风的结束在雨季结束之前, 其中孟加拉湾中部及南海中西部较为显著, 而阿拉伯海中部以及菲律宾东南海域, 雨季的结束远远早于(4~5 个月)夏季风的撤退; 对于 200 hPa 的高空环流, 整个亚洲季风区夏到冬季型风场的转变要晚于雨季的撤退, 但在 15°N 附近的印度半岛和中南半岛东部沿岸地区典型的春秋雨季转换区域, 高空环流场的转换略早于雨季的终止。(3) 南海北部地区, 高空 200 hPa 环流表现出较为显著的冬夏季节翻转, 与南海雨季的爆发联系紧密; 印度地区雨季的开始与该处高低空异常 Hadley 环流的建立以及阿拉伯海上空夏季风的建立有密切联系, 而与当地低空环流的季节性反转联系不大。

**关键词:** 亚洲夏季风; 降水; 季风环流; 非同步

**中图分类号:** P425.4<sup>+</sup>2

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1672-5174(2010)04-009-10

亚洲季风是全球大气环流系统的重要组成部分, 而夏季风的爆发、持续及撤退对季风区雨季的建立、维持及结束有着重要影响, 因此一直以来受到国内外气象学家的关注。以往有关夏季风雨季进退的研究, 主要关注近地层环流的变化<sup>[1-3]</sup>, 而对于高空环流考虑较少。实际上, 季风是由季风环流将对流层高、低空的风联系在一起, 同时季风环流的上升支又与季风对流系统相联系, 因此有“季风既是风又是雨”的说法, 夏季风的建立与撤退既有风的变化也有雨的变化, 因此可以从不同角度多种变量来表征夏季风的变化, 这也就不难理解为什么仅南海夏季风建立指数就存在几十个指数的原因<sup>[4-5]</sup>。

对于亚洲季风的建立和撤退到底是季风环流和雨带的同步变化还是二者间有时间上的差异, 即非同步性, 在哪些地区存在这样的非同步变化, 到目前为止还未曾有人仔细研究过。本文引入了相对候平均降水率和相对候平均风向角度变化量来探讨亚洲季风区雨带进退与季风环流变化的非同步性, 揭示不同地区风雨之间的相互联系。

## 1 资料与方法

本文所用的主要资料有: 美国气候预测中心(Cli-

mate Prediction Center, CPC)提供的 1979—2006 年 CMAP<sup>[6-7]</sup>降水资料; 以及美国 NCEP/NCAR 提供的 1979—2006 年的风场再分析资料<sup>[8]</sup>, 两者的分辨率都为 2.5(°)×2.5(°)。

过去的许多研究中, 人们通常利用谐波的 0-4 波来反映雨季的进退<sup>[9-10]</sup>, 而所得结果往往与直接利用候平均数据所得结果相差较大。本文为了更好地表征雨季的爆发、撤退以及峰值的出现, 将利用文献<sup>[11-12]</sup>中所用方法, 即利用谐波的 0~12 波对降水进行更为科学的描述。不失一般性, 本文也将以相同的方法, 刻画高低空环流场的季节转变。

为了更好地描述北半球夏季降水的气候态特征, 本文采用相对候平均降水率<sup>[11-12]</sup>来反映夏季的降水。相对候平均降水率是指每 1 候的降水率与 1 月份平均降水率的差:  $RR_i = R_i - R_{JAN}$  ( $i = 1, 2, \dots, 73$ )。之所以能够很好的表征北半球的夏季降水, 是因为 1 月份的平均降水率基本上能够代表冬季的平均降水率, 而做差的形式能够更好地反映每 1 候与相应冬季降水的差异, 突出夏季降水<sup>[11]</sup>。据此本文规定, 雨季开始(结束)候  $P$  必须满足的条件是:  $P$  候降水  $\geq$  ( $\leq$ ) 5 mm/d, 并且持续 3 候, 而  $P-1$  候降水  $\leq$  ( $\geq$ ) 5 mm/d。这样规定的好处是可以很好地把季风区气候与大陆干旱性气候区

\* 基金项目: 中国科学院知识创新工程领域前沿项目(IAP07308); 国家自然科学基金项目(10735030); 国家重点基础研究发展计划项目(2005CB422301, 2006CB403603)资助

收稿日期: 2009-05-05; 修订日期: 2009-08-07

作者简介: 黄菲(1971-), 女, 教授, 博导。E-mail: huangf@ouc.edu.cn

分开来<sup>[11]</sup>。此外,显著降水区定义为降水年较差和相对候平均降水率都 $>5$  mm/d的地区。

为科学地反映亚洲夏季雨季进退与当地高低空盛行风风向变化的联系,本文引入了相对候平均风向角度变化量的概念;即  $RA_i = RA(V_i, V_{win}) = \arccos\left(\frac{(V_i, V_{win})}{|V_i||V_{win}|}\right)$  ( $i=1, 2, \dots, 73$ ), 其中  $V_i$  为第  $i$  候的风矢量,  $V_{win}$  为冬季(12, 1, 2月)的平均风矢量。为了更准确地反映季风区的特征,本文选取冬夏季风向角变化  $\beta_{sum-win} \geq 120^\circ$  的地区为季风区。

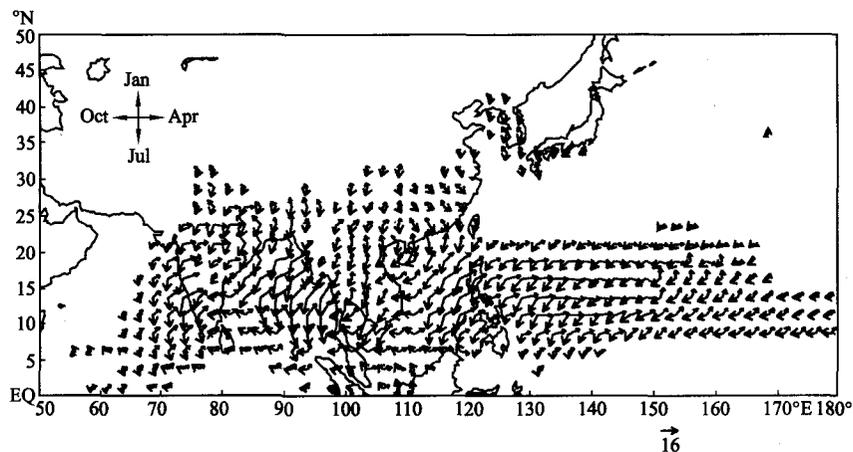
如何判定冬夏环流型季节转变的时间呢?众所周知,亚洲季风区冬季盛行偏北风,夏季盛行偏南风,但风向季节性的变化过程因地区的不同而不同。亚洲季风区,夏季风的爆发过程普遍来说是非常迅速的<sup>[1,3]</sup>。但朱伟军等<sup>[13]</sup>通过对南海季风爆发及其环流特征的研究指出,南海季风从冬季东北风型转为夏型西南风型时,存在较长时期的东南风过渡阶段(1月底~4月中旬)。因此为了更好地反映夏季风的爆发与撤退,本文通过与文献[2]的对比试验发现,当  $RA_i$  变化大于或等于  $\frac{2}{3}\beta_{sum-win}$  时,能够非常好地反映整个亚洲夏季环流的特征,因此本文定义夏季风在第  $P$  候爆发的条件是:

$P-1$  候时,  $RA_i < \frac{2}{3}\beta_{sum-win}$ ;  $P$  候时,  $RA_i \geq \frac{2}{3}\beta_{sum-win}$ , 并连续持续 4 候,反之为夏季风结束时的标准。

## 2 雨季的年循环特征

### 2.1 降水年较差的时空特征

亚洲东部到南部大部分地区是显著的季风降水区,暖湿的夏季风(偏南风)与干冷的冬季风(偏北风)对降水影响明显,因此降水的年较差表现得尤为突出,这里降水年较差指一个地方在 1 年中候平均最大和最小降水量之差。在图 1 中,红(蓝)色箭头的方向代表降水最大(小)值出现的时期,矢量的大小代表降水的年较差。最早出现降水最大值的区域是东阿拉伯海(6月末),以及孟加拉湾的东部。之后在印度的西南沿海及其内陆地区、中南半岛中西部、孟加拉湾北部以及中国南海至西菲律宾海一带降水同时达到峰值(7月中旬),从菲律宾海一直向东,极大值出现的时间逐渐推迟,于 10 月初在中太平洋(180°E)附近出现降水峰值。中国东南沿海地区由于受冬季风影响显著,以锋面降水为主的降水峰值发生在 4, 5 月份,也即“华南前汛期”,而受夏季风影响显著的中国长江中下游、韩国和日本等地,降水则在 6 月末 7 月初达到最大<sup>[9]</sup>。



(红(蓝)色矢量的方向代表降水最大(小)值出现的时间,大小代表降水年较差的大小,单位为 mm/day. The direction and magnitude of the red (blue) vectors represent the date when the maximal(minimal) precipitation exits and the value of annual range(mm/day).)

图 1 亚洲季风区降水年较差的时空分布

Fig. 1 Spatial-temporal distribution of annual range of precipitation in Asian Monsoon region

值得注意的是,中南半岛的东南侧以及印度次大陆东南沿海及斯里兰卡一带,降水峰值出现的时间比其周围地区要推迟 3~4 个月,即 10 月份左右。姜霞<sup>[14]</sup>指出由于 7, 8 月份 11°N 附近海域较强的向东流,引起了西边界剧烈的上翻流,海温较低,不利于该处的对流降水,而从 9 月份开始至 11 月份,随着冷海温区的南移,海温逐渐回升,有利于此处对流的产生。此

外,随着南海夏季风的减弱,冬季风的逐渐增强,南海地区的降水分布也逐渐由东高西低的季风降水型转变为西高东低 ITCZ 降水型<sup>[15]</sup>。Chang et al<sup>[16]</sup>利用高分辨率的雷达卫星资料提出,之所以该处降水在 10 月份左右降水达到最大,主要是因为该处风-地形的相互作用。在夏季西南风期间,越南东部沿海为山的背风区,导致降水偏少。9 月末开始,风向转为东北风,而这

携带大量水汽的东北风在地面抬升作用而产生大量降水,使得越南沿海降水在 10 月份达到最大。因此越南东南沿海由于受海温、ITCZ 季节变化以及风—地形相互作用的共同影响,致使降水极值出现时间偏晚,于 10 月份出现。Vinayachandran and Yamagata<sup>[17]</sup>对孟加拉湾的中西部、斯里兰卡附近海域做了较详细的研究,并指出伴随着当地西南季风的爆发,斯里兰卡东部海域,由于受气旋式环流引起的 Ekman 抽吸作用的影响,造成了此处海温下降形成一片冷海域。冷海域在 7 月份最为强盛,并紧靠在斯里兰卡东岸;之后,随着西南夏季风的减弱以及受北进海洋 Rossby 波的影响,此处冷水区逐渐减弱,冷水中心逐渐向东北移动,最终在 9 月份撤出斯里兰卡东部海域。而随着冷洋面的消失,印度东南沿海及斯里兰卡地区在 10 月份迎来最大降水量。从影响两地区降水的因素看,海温的贡献是不可忽略的,特别是在斯里兰卡和印度东南沿海的降水,与海温高低有着密切联系。

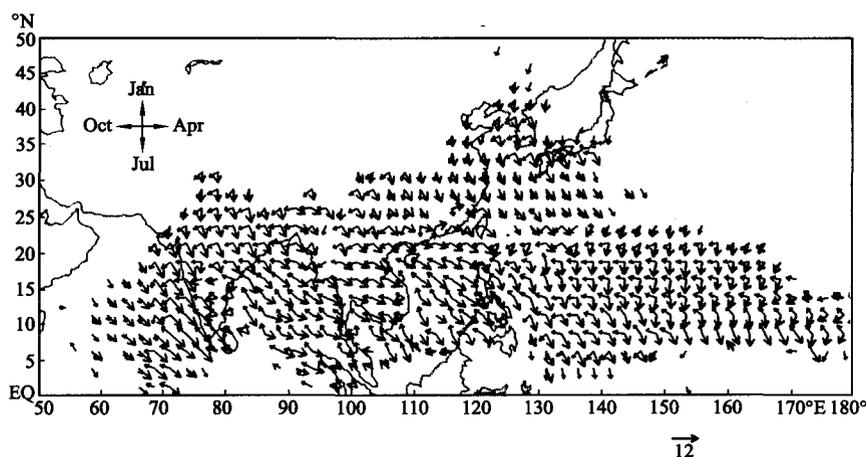
亚洲季风区内降水极小值出现的时间同样存在着地域性差异。印度中东部及北部、中南半岛、中国华南及长江中下游地区、韩国以及日本,在 12 月前后降水最少;阿拉伯海东部、印度的中西部、孟加拉湾及中国南海在 2,3 月份达到降水的最小值;在西北太平洋,以 150°E 为界,东侧 1 月份降水最少,西侧 3,4 月份降水最小。

此外,图 1 的表示方法很好地反映了亚洲季风区的显著降水周期,不但与 Wang and Ding<sup>[18]</sup>降水主模态结果具有很好的一致性,而且更加细致地刻画了降水的地区性差异。

## 2.2 雨季的建立、维持及撤退

为了直观地反映亚洲季风区雨季建立与撤退的日期,在图 2 中,用红(蓝)色矢量的方向代表夏季雨季建立(撤退)的时间,矢量长短代表建立(撤退)时的降水量。从图中不难发现,孟加拉湾东南部雨季最早(4 月中下旬)爆发<sup>[2,11-12,19-21]</sup>。伴随此处雨季的开始,赤道印度洋北侧的西风开始加强。紧接着雨带向东北方向移动,在先后引起中南半岛(5 月初)<sup>[2,11,22-27]</sup>和中国南海(5 月中旬)<sup>[2,11,28]</sup>雨季爆发之后,于 5 月末进入副热带西北太平洋地区<sup>[11,29-30]</sup>,引起台湾及其以东洋面的前汛期<sup>[3]</sup>。在南海雨季的建立之后,一条阿拉伯海东部至日本南部的狭长雨带逐渐形成,印度雨季、中国—韩国—日本的梅雨随之开始<sup>[2,11]</sup>;同时雨带自南海向东移动,并逐渐影响到赤道西北太平洋各地区。而雨季的撤退基本上表现为由北向南的移动,这与最小降水量出现时间随纬度减小而推迟类似,但须注意的是,在菲律宾海西南部,其雨季的结束要比其北部海域早,表现为区域性的北移特征。

此外,可以看到 25°N 以北以及阿拉伯海中部地区的雨季非常短暂,约为 1~2 个月,并且其开始时间普遍在 6 月份。而孟加拉湾至南海一带,雨季持续时间最长,约半年以上,并且雨季爆发时间都在 5 月份<sup>[2,11,22-28]</sup>。在菲律宾海,雨季基本持续在 3 个月以上,而且爆发时间从西向东,自南向北的推迟。此外,在印度东南沿海及斯里兰卡,越南以及苏门答腊岛,雨季开始较晚(10 月),持续时间也较短(1 个月左右)。



(红(蓝)色矢量的方向为雨季爆发(撤退)的时间,大小代表雨季爆发(撤退)时的降水量,单位为 mm/day。The direction and magnitude of the red (blue) vectors represent the date of onset(withdrawal) of Asian rainy season and the value(mm/day) in corresponding onset(withdrawal) pentad.)

图 2 亚洲雨季爆发及结束时间的空间分布

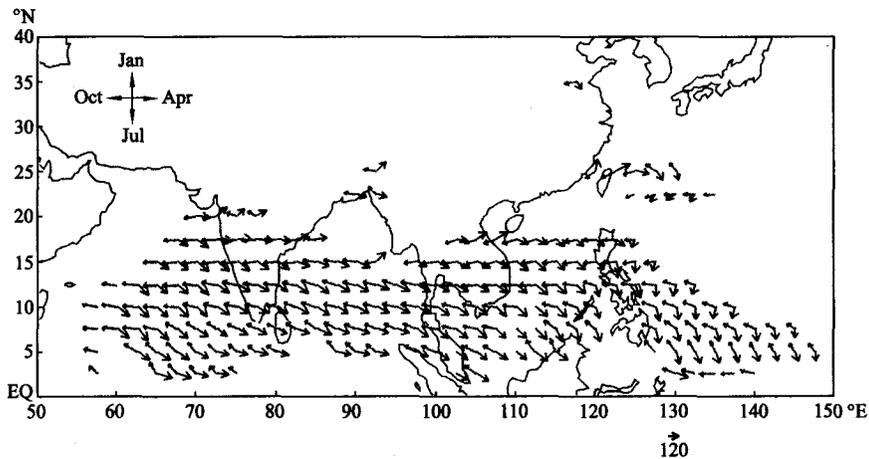
Fig. 2 Distribution of the dates of Asian rainy season onset and withdrawal

### 3 夏季风环流的建立与撤退

#### 3.1 对流层低层风场

对于夏季风建立与撤退的判定,过去大多数的研究主要以对流层低层纬向风作为依据,而以全风速定义的较少。为了更真实地反映夏季风环流建立与撤退的时间特征,本文利用  $RA_1$  对亚洲季风区季风环流建立与撤退的时间进行统一的规定。图3中,红(兰)色的矢量方向代表夏季风建立(撤退)的时间,大小代表该处  $\beta_{\text{sum-win}}$  的大小。夏季风环流最早于4月末在孟加拉湾东南部建立,之后沿东北及西北方向逐渐推迟。

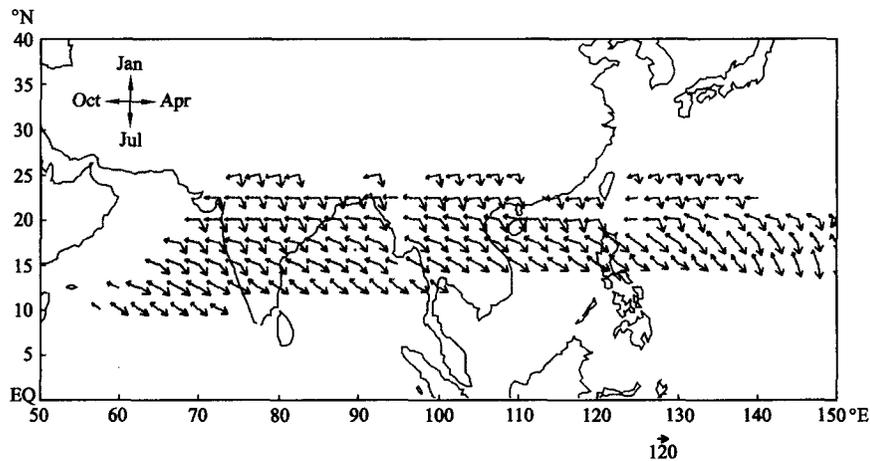
到5月中下旬,南海中部及南部、印度半岛南部以及阿拉伯海地区的夏季风环流建立;紧接着菲律宾海的夏季风环流在6月初建立。夏季风撤退时,其时间的先后顺序主要与纬度有关。在  $15^\circ\text{N}$  以北,夏季风环流主要在9月下旬开始撤退,其南侧  $7^\circ\text{N}\sim 15^\circ\text{N}$  之间,撤退时间推迟至10月中旬,而在  $7^\circ\text{N}$  以南,其撤退的时间推迟为11月初。与雨带的进退比较而言,夏季风环流的建立和撤退主要集中在热带印度洋-西北太平洋地区,而雨带具有显著季节性进退的区域更偏北,这符合热带外大气对流加热热力适应理论<sup>[31]</sup>。



(红(蓝)色矢量的方向为雨季建立(撤退)的时间,大小代表此处冬夏风向角变化量。The direction and magnitude of the red(blue) vectors represent the date of onset(withdrawal) of 850 hPa wind and the value(in degree) in corresponding magnitudes of angle differences between Winter and Summer.)

图3 亚洲季风区 850 hPa 夏季环流建立及撤退时间的空间分布

Fig. 3 Distribution of the dates of 850 hPa wind onset and withdrawal



(红(蓝)色矢量的方向为雨季建立(撤退)的时间,大小代表此处冬夏风向角变化量。The direction and magnitude of the red(blue) vectors represent the date of onset(withdrawal) of 200 hPa wind and the value(in degree) in corresponding magnitudes of angle differences between Winter and Summer.)

图4 亚洲季风区 200 hPa 夏季环流建立及撤退时间的空间分布

Fig. 4 Distribution of the dates of 200 hPa wind onset and withdrawal

#### 3.2 对流层高层风场

亚洲夏季风环流的建立与撤退,不但对应着对流层低层环流的改变,而且其高层的环流也发生相应的变

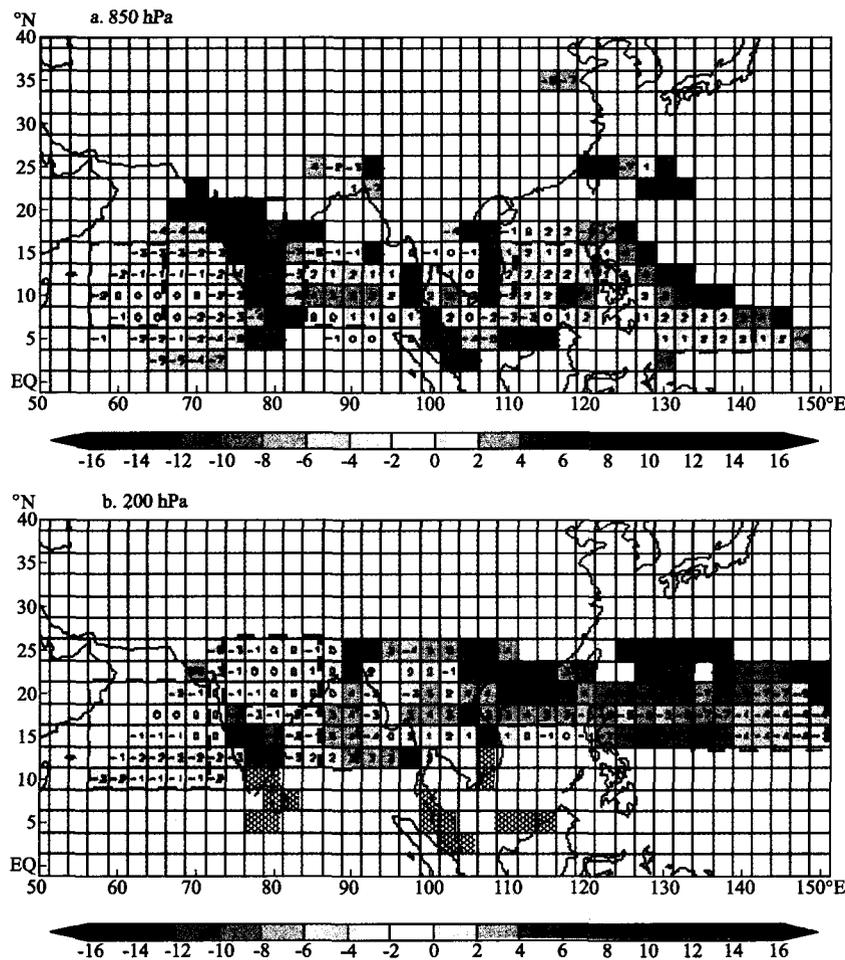
化<sup>[32]</sup>。图4给出了表征对流层高层环流季节转变时间的矢量图。与低空相类似,其建立的时间随纬度增加而推迟。高空夏季环流在南海中部最早建立(5月中旬),

紧接着阿拉伯海东部、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛以及南海北部地区夏季环流几乎同时建立(5月末6月初),表现出较明显的大尺度区域一致性。而西太平洋海区于6月中下旬建立,相对较晚。25°N附近,夏季风环流撤退发生得最早,于9月中下旬开始。之后随着纬度的降低,撤退时间逐渐推迟,其中孟加拉湾的中部以及菲律宾海地区的撤退时间发生最晚(11月末12月初)。对于10°N以南以及25°N以北的地区,环流场的冬夏季节转换并不明显,而10°N~25°N高空200 hPa环流与南亚高压联系紧密,后者明显的季节性移动造成了

该纬度带大尺度行星风带显著的季节性转换。

#### 4 季风环流与雨带进退的非同步性

从月平均的角度而言,亚洲季风区夏季风的建立与撤退往往伴随着季风环流和雨带的季节性进退,然而从更精细的时间尺度上对比前述结果可以发现,对流层高层和低层季风环流的季节性进退,以及对流性季风降水的季节性进退,不仅存在区域上的差异,而且时间上发生早晚也不完全同步。



(灰色点区代表其为非夏季降水型。The gray patches with white dots show non-typical summer monsoon rainfall pattern.)

图 5 夏季环流建立与雨季建立的时间差

Fig. 5 Discrepancies in dates between summer wind onset and rainy season onset

##### 4.1 夏季风的建立

首先看一下对流层低层 850 hPa 环流建立与雨季建立的时间差异(见图 5a),正值表示季风环流的建立晚于雨季的建立,负值则相反。孟加拉湾中部、中国南海中部至菲律宾海一带,夏季西南风的建立日期明显要晚于雨季的开始,其中以菲律宾海中西部最为明显。阿拉伯海中东部、印度次大陆南部以及东南亚大部分地区雨季的开始晚于夏季风的爆发,其中,印度半岛南

部、中南半岛东侧及南海南部,以及马来半岛附近,其雨季的开始要远远落后于夏季风的建立。总体而言,整个亚洲热带季风区在阿拉伯海区的来自南半球的越赤道气流转向成为西南季风约 2 候左右,季风降水也随之到来,而东亚地区的南海及邻近孟加拉湾和西太平洋区域季风降水则早于西南风 2 候左右建立,这种差异可能反映了印度夏季风和东亚夏季风建立时不同的动力热力适应过程。值得注意的是,中南半岛东

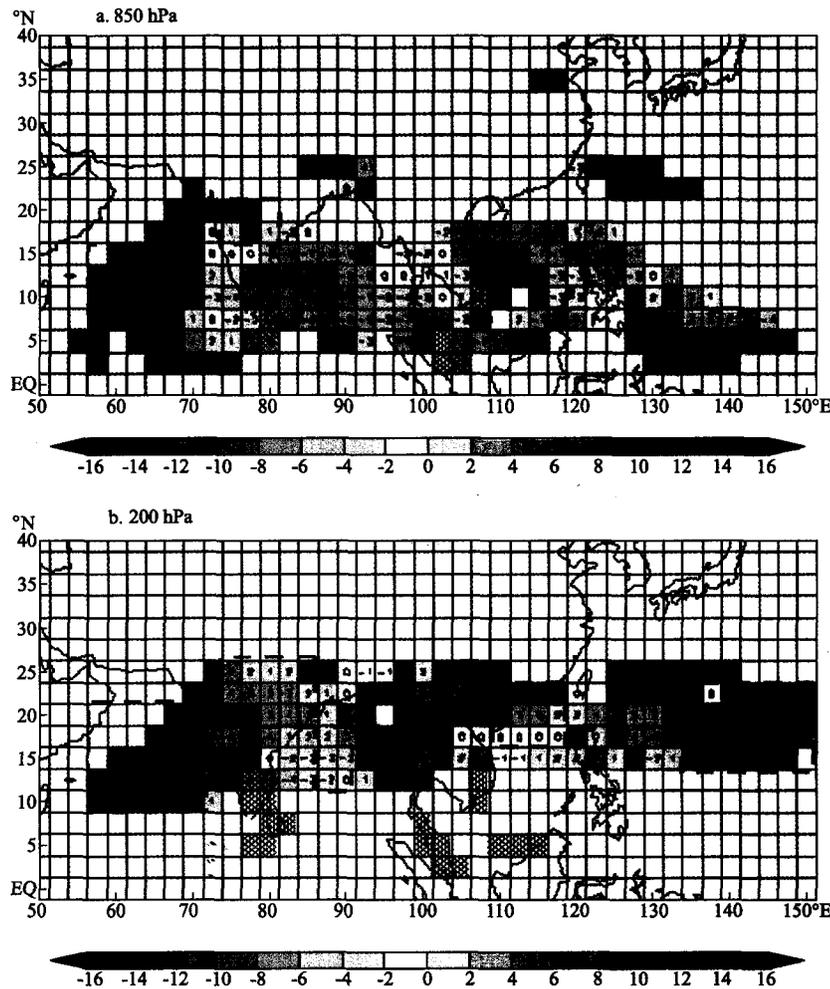
南侧、马来半岛以及印度半岛东南部雨季开始比夏季风要晚 3~6 个月,这主要是因为这些地区雨季主要开始于秋季<sup>[16,33-35]</sup>(见图 2),已不属于通常所讨论的夏季风建立时的雨季开始,而风场则依然为春末夏初西南风建立(见图 3),因此出现这些地区风雨强烈的非同步性特征;而印度半岛中部及西北部出现的非常强的风雨非同步现象则主要与初春高原南侧印缅槽前西南风的出现有关。

对于 200 hPa 的高空环流(见图 5b),风雨非同步性则主要呈“一十”分布,即 85°E~120°E 的孟加拉湾到南海一带,雨季明显早于环流建立;而其西侧的阿拉伯海和印度地区,雨季的建立晚于高空环流的建立,这种风雨非同步的关系与低空季风环流与降水建立的关系一致。但西太平洋除北部少部分区域外,大部分地区也出现高空风场环流早于季风雨季的建立,与低

空风与雨的非同步关系正好相反。

#### 4.2 夏季风的撤退

图 6a 为 850 hPa 夏季风与雨季撤退在时间上的差异。两者在撤退时间上的特征主要表现为“十十”型的空间分布,即从 75°E~125°E,夏季风的结束在雨季结束之前,其中孟加拉湾中部及南海中西部较为显著。在阿拉伯海的中部以及菲律宾东南海域,雨季的结束远远早于(4~5 个月)夏季风的撤退,这主要与该地区夏季风期间雨季的相对集中短暂和撤退较早有关(见图 2)。对于 200 hPa 的高空环流(见图 6b),整个亚洲季风区的特征表现的较为统一,即夏到冬季型风场的转变要晚于雨季的撤退,但在 15°N 附近的印度半岛和中南半岛东部沿岸地区典型的春秋雨季转换区域,高空环流场的转换略早于雨季的终止。



(灰色点区代表其为非夏季降水型。The gray patches with white dots show non-typical summer monsoon rainfall pattern.)

图 6 夏季环流撤退与雨季撤退的时间差

Fig. 6 Discrepancies in dates between summer wind retreat and rainy season withdrawal

#### 4.3 典型关键区的年循环

为了突出不同地区年循环的特征,本文分别选取高低空夏季环流与雨季在进退时间上有显著差异的 10

个典型关键区做进一步分析。

图 7a 为 850 hPa 夏季环流与雨季进退时间差异图(见 5a,6a)中所标记出的 5 个关键区的“风雨”年循环

时间序列。在菲律宾海南部(见图 7a. 1),夏季风低空环流的持续时间要远长于雨季持续的时间,但晚于雨季的开始。比较图 7a. 2 可知,该处雨季的开始晚于南海雨季的建立。这是因为伴随南海夏季风爆发而出现的西北东南向的南海季风槽,与位于季风槽东南侧、赤道北侧的 ITCZ 相接,使得 ITCZ 北抬至  $7^{\circ}\text{N}$  附近,造成该地区降水的突增,以及西风的增强。之后,在 6 月末和 7 月中旬分别出现的降水极小、极大值也均与南海季风槽的季节变化有关,表现为较为明显的季节内振荡特征。对比 200 hPa 发现,该层基本不存在冬夏流场的反转,这进一步说明了该地区降水主要是受低空环流系统的影响。

南海中部地区(见图 7a. 2)的降水与夏季环流联系紧密,并且都表现出较为明显的低频振荡特征。而高空 200 hPa,  $\beta_{\text{sum-win}}$  的变化较弱(夏季  $\beta_{\text{sum-win}}$  变化基本处于  $100(^{\circ})$  左右),仅于 4 月下旬出现较明显的季节翻转( $\beta_{\text{sum-win}} > 120(^{\circ})$ ),与此同时该处雨季爆发。下面是三者发生季节转换的先后顺序:首先是 200 hPa 风向在 4 月中下旬转向,紧接着降水在 5 月上旬开始增多,最后 850 hPa 环流发生突变,转为夏季环流型。对于不同的气象要素,相应的季节转换时间也不同,这使得规定一个统一且准确的、表征南海夏季风爆发的标准十分困难<sup>[4-5]</sup>。在夏季风撤退方面,10 月初低空风向由夏季型转为冬季型,而此时雨季并没有立即结束,而是持续到 10 月末,与高空环流由夏季型转为冬季型的时间基本一致。因此可以推测此时高空夏季环流形势的维持为其降水的持续提供了条件。值得注意的是,在南海季风爆发之后,该处与菲律宾海地区(见图 7a. 1)降水极值出现的时间基本吻合,再一次说明了后者降水与南海夏季环流的季节变化联系密切。

孟加拉湾中部地区(见图 7a. 3)降水的持续时间较长,从 4 月中旬一直持续至 11 月中旬。与同为夏季降水显著的南海地区不同,在 11 月中上旬,由于此处受东北风-斯里兰卡地形以及海表温度的影响<sup>[16-17]</sup>,再一次出现了降水的极值。与环流场季节变化的时间差异上,850 hPa 环流的建立与撤退分别晚于、早于雨季的建立与撤退;而 200 hPa 环流场,  $\beta_{\text{sum-win}}$  始终在  $120(^{\circ})$  以下,高空风场的季节变化不明显。印度中部平原地区(见图 7a. 4),其低空环流在 3 月份就发生较为显著的季节转换。众所周知,印度地区冬季盛行东北季风,夏季盛行东南季风,而之所以在 3 月份就发生明显的季节转换,主要是因为初春高原南侧印缅槽前西北风盛行期间的  $RA_i$  符合了前文规定的判定标准,导致了 3 月份“夏季风爆发”。因此这也是为什么该处雨季的爆发(6 月)远远落后于低空夏季风的建立,而与 200 hPa 夏季环流建立的时间相吻合。在阿拉伯海中

部,夏季风盛行期为 5 月初至 10 月中旬,但降水主要集中在下季风爆发后的 1 个月内,自此之后又进入了旱季。

为了进一步对比高低空环流场与雨季的进退非同步性特征的差异,本文又以高空环流的角度,选出了另外 5 个关键区(见图 5b, 6b),其相应各变量的年循环时间序列见图 7b。在副热带西北太平洋地区(见图 7b. 1),雨季较集中(6 月中旬至 9 月中旬),850 hPa 低空环流常年受盛行东风影响,季节转变不明显(见图 3),但高空行星尺度环流季节转换明显。值得注意的是,在 5 月末 200 hPa 环流发生季节变化之后,降水并没有显著地增加,而是在 6 月末进入雨季。该地区属于西北太平洋副热带季风区,200 hPa 夏季环流的建立与西北太平洋副热带夏季风爆发时间吻合(见图 2, 4),预示着夏季风的开始;但雨季的建立存在明显的东移特征<sup>[11-12]</sup>,导致该处雨季晚于高空环流的建立。对于此处的降水,可以看到受低空环流季节变化的影响较小,而且雨季持续时间较短,这可能与低层对流降水以及经过此处的热带气旋有关<sup>[36]</sup>。

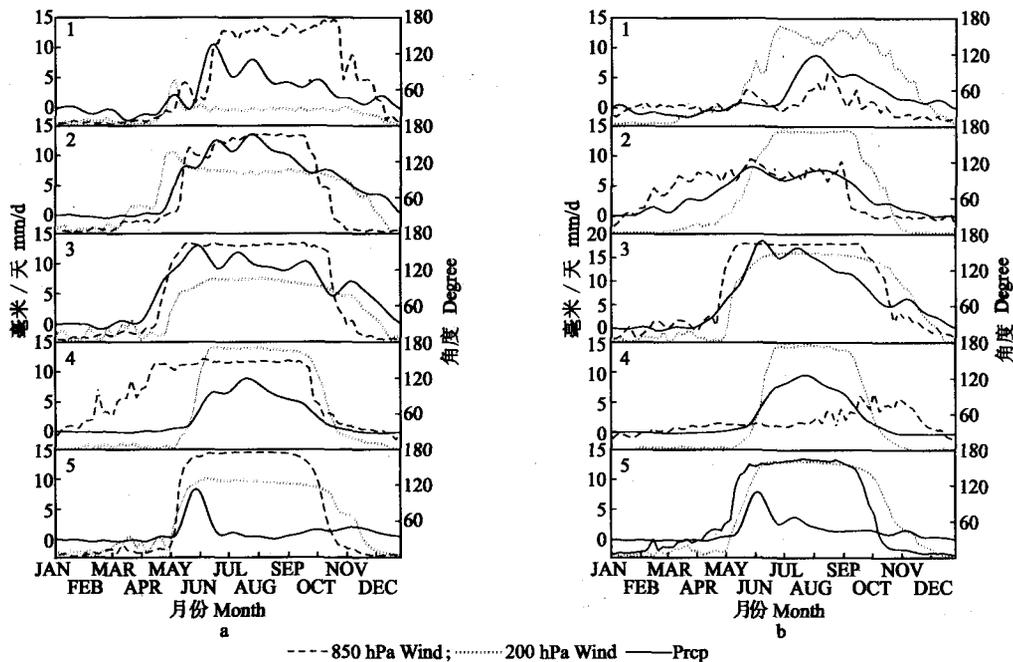
南海北部地区(见图 7b. 2),高空风场存在非常明显的季节转变,  $\beta_{\text{sum-win}}$  最大到  $180(^{\circ})$ ;而对于低空风场,虽然存在季节性的翻转,但是夏季的  $\beta_{\text{sum-win}}$  一直维持在  $120(^{\circ})$  以下,因此从低空风向转变角度看,该地区并非显著夏季风区。值得注意的是,200 hPa 的风向翻转与南海季风爆发基本同时发生,而低空 850 hPa 上,出现稳定的夏季环流型时为 3 月下旬,在此之后降水逐渐增多,最终在 5 月中旬达到最大。有前人<sup>[22, 37]</sup>指出,在 4 月下旬至 5 月上旬,该地区西南风出现较为频繁,但降水主要来自锋面系统,与夏季风降水有本质的区别。用本文定义的风向翻转的方法,可以清楚的看到高空气流存在明显的季节翻转,且其翻转时间与南海季风的爆发基本一致,这为确定南海北部地区的降水的性质提供了依据。

孟加拉湾中部海域(见图 7b. 3),但选取位置较图 7a. 3 所示区域偏北,这也使得两者高空环流的季节转换特征表现的截然不同。前者高空环流的季节转换较为明显,  $\beta_{\text{sum-win}}$  在夏季一直处在  $120(^{\circ})$  以上,而且与低空的环流翻转相对应——高低空环流的季节转变都较为突出;与雨季进退时间比较,高低空环流的冬夏翻转都略晚于雨季的爆发,而高空流场在反映雨季撤退上相对突出。

印度北部(见图 7b. 4)雨季的进退与高空流场的季节性转变联系密切,但低层冬夏季风的反转极不明显(图略)。阿拉伯海(见图 7b. 5)地区,高低空夏季环流的季节变化与雨季进退的关系类似图 7a. 5 所示区域的。从低空环流角度看,印度中西部的降水与阿拉伯

海的水汽蒸发联系密切。6月开始,阿拉伯海的水汽蒸发率开始升高,在西南季风的作用下,源源不断地向印度输送水汽,造成7月份的降水峰值。8月开始,随着阿拉伯海中部水汽蒸发量的减少,印度中部的降水也开始减少<sup>[38]</sup>。因此印度中部低层风向的转变,并没有直接造成该地区的降水(见图7a.4),而是与影响水汽

蒸发、位于阿拉伯海中部的环流变化有关(见图7a.5,7b.5)。从高空环流来看,印度中部的降水与异常Hadley环流的建立也密切相关。对异常Hadley环流建立起主要作用的南亚高压,北抬至青藏高原上空的时间与印度中部雨季开始的时间基本一致(6月中上旬),这更加突出了高空环流转变对印度中部降水的影响。



(a 为图 5a(6a)中标记出的 1) 为菲律宾海;2) 中国南海中部;3) 孟加拉湾中部;4) 印度中部;5) 阿拉伯海中西部;b 为图 5b(6b)中标记出的 1) 副热带西北太平洋;2) 中国南海北部;3) 孟加拉湾中部;4) 印度中北部;5) 阿拉伯海。(a) corresponding to the five locations highlighted in Fig. 5a(6a). 1) Philippine Sea, 2) Center of South China Sea, 3) Center of Bay of Bengal, 4) Center of India, 5) Middle-west of Arabian Sea; (b) corresponding to the five locations highlighted in Fig. 5b(6b). 1) Subtropical North-western Pacific, 2) North of South China Sea, 3) Center of Bay of Bengal, 4) Middle-north of India, 5) Arabian Sea.)

图 7 关键区的相对候平均降水量(黑实线)、相对候平均 850 hPa 风向角度变化量(红点线)以及相对候平均 200 hPa 风向角度变化量(蓝虚线)的时间序列

Fig. 7 Time series of the relative climatological pentad precipitation rate(black solid line), relative climatological angle variation of 850 hPa wind(red dotted line) and 200 hPa wind(blue dashed line) in key areas

## 5 结论

本文利用 CMAP 降水资料和 NCEP/NCAR 再分析风场资料,通过相对候平均降水率和相对候平均角度变化量,对亚洲夏季风区“风雨”的非同步性做了较为详细的研究,揭示了高低空环流与降水之间的关系,其主要结论如下:

- (1) 亚洲大部分地区雨带的季节变化较为显著,而 850 hPa 环流场的季节变化主要集中在热带印度洋-西北太平洋地区。但两者都具有较为明显的地域推进性。200 hPa 环流场主要集中在  $10^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$  的副热带区域,且同一纬带上季节变化的时间较为统一。
- (2) 孟加拉湾中部、中国南海中部至菲律宾海一带,低空 850 hPa 夏季西南风的建立日期明显要晚于雨季的

- 开始,其中以菲律宾海中西部最为明显。阿拉伯海中东部、印度次大陆南部以及东南亚大部分地区雨季的开始晚于夏季风的爆发,其中,印度半岛南部、中南半岛东侧及南海南部,以及马来半岛附近,其雨季的开始要远远落后于夏季风的建立。对于 200 hPa 的高空环流,风雨非同步性则主要呈“一十”分布,即  $85^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$  的孟加拉湾到南海一带,雨季明显早于环流建立;而其西侧的阿拉伯海和印度地区,雨季的建立晚于高空环流的建立,这种风雨非同步的关系与低空季风环流与降水建立的关系一致。但西太平洋除北部少部分地区外,大部分地区也出现高空风场环流早于季风雨季的建立,与低空风与雨的非同步关系正好相反。
- (3) 低空 850 hPa 西南风与雨季在撤退时间上的特征主要表现为“十十”型的空间分布,即  $75^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$ , 夏季风的结束在雨季结束之前,其中孟加拉湾中部及

南海中西部较为显著。在阿拉伯海的中部以及菲律宾东南海域,雨季的结束远远早于(4~5个月)夏季风的撤退。对于 200 hPa 的高空环流,整个亚洲季风区的特征表现的较为统一,即夏到冬季型风场的转变要晚于雨季的撤退,但在 15°N 附近的印度半岛和中南半岛东部沿岸地区典型的春秋雨季转换区域,高空环流场的转换略早于雨季的终止。

(4) 南海北部地区,高空 200 hPa 环流表现出较为显著的冬夏季节翻转,与南海雨季的爆发联系紧密,为区分当地的降水类型提供了较好的依据。印度中部及北部地区,雨季的开始与该处高低空异常 Hadley 环流的建立以及阿拉伯海上空夏季风的建立有密切联系,而与当地低空环流的季节性反转联系不大。

#### 参考文献:

- [1] Wang B, Huang F, Wu Z W, et al. Multi-scale climate variability of the South China Sea monsoon: A review [J]. *Dyn Atmos Oceans*, 2009, 47, 15-37, doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.09.004.
- [2] Li J P, Zhang L. Wind onset and withdrawal of Asian summer monsoon and their simulated performance in AMIP models [J]. *Clim Dyn*, 2008, doi:10.1007/s00382-008-0465-8.
- [3] Hung C W, Hsu H H. The first transition of the Asian Summer Monsoon, Intraseasonal Oscillation, and Taiwan Mei-yu [J]. *J Climate*, 2008, 21(7): 1552-1568.
- [4] Wang B, Lin H, Zhang Y, et al. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon [J]. *J Clim*, 2004, 17: 699-710.
- [5] 何金海,丁一汇,高辉,等.南海夏季风建立日期的确定与季风指数[M].北京:气象出版社,2001:123.
- [6] Huffman G J, Co-authors. The Global Precipitation Climatology Project(GPCP) combined data set [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78: 5-20.
- [7] Xie P, Arkin P A. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 78: 2539-2558.
- [8] Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR 40-Year Re-analysis Project [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437-471.
- [9] Murakami T, Matsumoto J. Summer monsoon over the Asian continent and western north Pacific [J]. *J Meteor Soc Japan*, 1994, 72: 719-745.
- [10] Wang B. Climatic regimes of tropical convection and rainfall [J]. *J Climate*, 1994, 7: 1109-1118.
- [11] Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon [J]. *J Clim*, 2002, 15: 386-398.
- [12] Zhang S P, Wang B. Global summer monsoon rainy seasons [J]. *Inter J Climatol*, 2008; doi:10.1002/joc.1659.
- [13] 朱伟军,孙照渤,齐卫宁.南海季风爆发及其环流特征[J].南京气象学院学报,1997,20(4):44-644.
- [14] 姜霞.海洋动力过程对南海海面温度的影响[D].青岛:中国海洋大学,2006.
- [15] 冯瑞权,王安宇,梁建茵,等.南海夏季风撤退的气候特征 I—40年平均[J].热带气象学报,2007,23(1):7-13.
- [16] Chang C P, Wang Z, McBride J, et al. Annual cycle of southeast Asia-maritime continent rainfall and the asymmetric monsoon transition [J]. *J Climate*, 2005, 18: 287-301.
- [17] Vinayachandran P N, Toshio Yamagata. Monsoon response of the Sea around Sri Lanka: Generation of thermal domes and anti-cyclonic vortices [J]. *J Phys Oceanogr*, 1998, 28: 1946-1960.
- [18] Wang B, Ding Q H. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. *Dyn Atmos Oceans*, 2008; doi:10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002.
- [19] Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the southeast Asia summer monsoon [J]. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14(2): 141-162.
- [20] Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14451-14510.
- [21] Qian W, Yang S. Onset of the regional monsoon over Southeast Asia [J]. *Meteor Atmos Phys*, 2000, 75: 29-38.
- [22] Matsumoto J. Seasonal transition of summer rainy season over Indochina and adjacent monsoon region [J]. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14: 231-245.
- [23] Zhang Y S, Li T, Wang B, et al. Onset of the summer monsoon over the Indochina Peninsula: Climatology and interannual variations [J]. *J Clim*, 2002, 15: 3206-3221.
- [24] 吴国雄,张永生.青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I: 爆发地点 [J]. *大气科学*, 1998, 22(6): 825-838.
- [25] 冯瑞权,王安宇,吴池胜,等.南海夏季风建立的气候特征 I—40年平均[J].热带气象学报,2001,17(4):345-354.
- [26] 蒋尚城.卫星观测揭示的热带大气环流的新事实,东亚季风和中国暴雨[M].北京:气象出版社,1998:427-435.
- [27] 梁建茵,吴尚森.1998年南海西南季风活动的初步分析[J].热带气象学报,2000,16(1):28-37.
- [28] Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China [M]. //Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford University Press, 1987: 60-92.
- [29] Chen G T J. Large-scale circulations associated with the East Asian summer monsoon and the Mei-Yu over south China and Taiwan [J]. *J Meteor Soc Japan*, 1994, 72: 959-983.
- [30] Tanaka M. Intraseasonal oscillation and the onset and retreat dates of the summer monsoon over the east, southeast and western north Pacific region using GMS high cloud amount data [J]. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 613-629.
- [31] 吴国雄,刘屹岷.热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 2002, 24(4): 433-446.
- [32] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].3版.东亚季风环流.北京:气象出版社,2000:649.
- [33] Suppiah R, Yoshino M M. Rainfall variations of Sri Lanka-Part I: Spatial and temporal patterns [J]. *Arch Met Geoph Biocl Ser B*, 1984, 34: 329-340.
- [34] Wang B. Climatic regimes of tropical convection and rainfall [J]. *J Climate*, 1994, 7: 1109-1118.
- [35] Kumar O S R U B, Naidu C V, Rao S R L, et al. Prediction of southern Indian winter monsoon rainfall from September local upper-air temperatures [J]. *Meteorological Applications*, 2004, 11(3): 189-199.

- [36] Rodgers E B, Adler R F, Poerce H F. Contribution of tropical cyclones to the North Pacific climatological rainfall as observed from satellites [J]. *J Appl Meteor*, 2000, 39(10): 1658-1678.
- [37] 金祖辉, 陶诗言. 南海夏季风建立、活跃和中断期的特征 [J]. *气候与环境研究*, 2002, 7(3): 267-278.
- [38] Rao G V, Schaub W R, J R, Putetz J. Evaporation and precipitation over the Arabian Sea during several monsoon seasons [J]. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 364-370.

## Temporal Nonsynchronization of the Asian Summer Monsoon Onset and Retreat Between Wind Circulation and Rainfall

HUANG Fei<sup>1,2</sup>, ZHANG Xu<sup>1</sup>

(1. Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory (OAC) and Joint Open Laboratory of Marine Meteorology (JOLMM), Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

**Abstract:** The onset, duration and retreat of rainy season are distinguished from those of summer monsoon circulation in Asia, named as “nonsynchronization”. With defining the new concepts of wind onset and wind withdrawal, this study analyses the temporal discrepancies of seasonal variations of wind and precipitation in Asia using Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) and the National Center for Environmental Prediction National Center for Atmospheric Researches (NCEP-NCAR) reanalysis data from 1979 to 2006. The results are as follows: (1) On summer monsoon onset, the southwesterly onset at 850 hPa is later than that of precipitation in the regions from the middle part of Bay of Bengal to Philippines. The opposite features happen in the regions of east and center part of Arabian Sea, the southern India and most parts of Southeast Asia. In terms of those between 200 hPa circulation and rainfall, similar results were obtained except for tropical regions of the western North Pacific. (2) In terms of the summer monsoon retreat, the wind retreat are earlier than that of rainfall in the regions from 75°E to 125°E, especially in the middle of Bay of Bengal and the mid-western of South China Sea (SCS), and vice versa. Compared with the retreat of 200 hPa circulation, the rainy seasons withdraw consistently earlier in entire Asia, except the regions where the equinoctial monsoon dominates. (3) In the north part of the SCS, the indication of summer reversal of 200 hPa circulation highly associated with the SCS summer monsoon onset. The development of Hadley circulation at both lower and upper levels and onset of summer monsoon in Arabian Sea are of great influence in the onset of rainy season of India, while the seasonal reversal at lower levels barely has contributions.

**Key words:** Asian summer monsoon; rainfall; monsoonal circulation; nonsynchronization

责任编辑 庞 旻