

亚洲夏季风结构和变动与大气运动的 斜压和正压特征: 斜压模分析*

管兆勇 徐建军 郭品文 王 川

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

通过定义流场的斜压性度量参量, 利用观测资料, 对大气运动的斜压特征量与夏季风变动的联系进行了探讨。结果表明: 夏季风流场具有较强的斜压性; 纬向气流的斜压强弱的时间变动与夏季进退相吻合; 强斜压区的范围可反映夏季风活动的基本范围。经向斜压运动强弱的水平分布及时间-经度剖面上斜压运动动能的纬向传播都与亚洲季风体系中季风子系统有关。

关键词: 夏季风, 斜压特征量, 纬向传播。

1 引 言

季风是由海陆热力差异、行星风带的季节性位移和大地形共同作用的结果^[1-3]。它具有地面盛行风向的季节性反转、高空风的季节性改变^[1], 而且风速风向随高度具有较大的变化, 甚至上下层气流方向相反, 反映出季风流场具有较强的斜压性。即使在低频时间尺度上(季内振荡), 也具有明显的斜压特点^[4]。因此, 作斜压特征分析对深刻了解季风的内在结构和变化机制将具有重要意义。季风流场的斜压程度以及与夏季风变动的关系、斜压强弱随时间的传播现象等问题将在本文中讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

本文中采用了1980—1986年 ECMWF(欧洲中期预报中心)逐日格点资料(包括 u (纬向风)、 v (经向风)、 H (位势高度)和 T (温度)等), 地形资料取自文献[5]。

2.2 方法

为诊断季风流场的斜压性, 这里需定义斜压性度量参量。

对于物理量 u, v , 其垂直方向上的平均值为:

$$\bar{u} = \frac{1}{p^s - p^T} \int_{p^T}^{p^s} u dp, \quad \bar{v} = \frac{1}{p^s - p^T} \int_{p^T}^{p^s} v dp \quad (1)$$

* 初稿时间: 1995年7月12日; 修改稿时间: 1995年12月5日。
资助课题: 本文系国家自然科学基金资助项目, 编号: 49375250。

这里 p_s 为地面气压, P_T 为上边界等压面气压 (取 $P_T = 100\text{hPa}$)。这样, \bar{u}, \bar{v} 表示对流层中运动速度随高度不变的部分, 即正压特征量部分。关于这一部分的变化与季风活动的联系将另文研究。大气运动的斜压特征量部分则可写为:

$$u = u - \bar{u}, \quad v = v - \bar{v} \quad (2)$$

为能得到描述对流层内各层运动斜压性的参量, 对上式进行平方积分并做适当处理, 即:

$$w = \left[\int_{P_T}^{p_s} u^2 dp / (p_s - P_T) \right]^{1/2}, \quad v_D = \left[\int_{P_T}^{p_s} v^2 dp / (p_s - P_T) \right]^{1/2} \quad (3)$$

显然, w, v_D 仅是 (λ, φ, t) 的函数。它们的水平分布和时间演变反映了风场的斜压性。

文中的所有计算均在将格点资料处理成候平均或月平均 (后再进行多年平均) 后进行。

3 亚洲夏季风的进退与 u_D, v_D 的时空变化

研究表明^[6], 季风上、下层流场之间存在着较大差异, 如7月份东半球的40°E附近对流层上、下层存在着方向相反的越赤道气流, 而赤道以北的低纬度地区上下层也存在着方向相反的纬向风分量^[6], 这反映出季风流场的斜压性。

3.1 w 的水平分布及其逐月变化

由于大气运动以纬向分量为主 (存在纬向平均气流), 所以行星尺度季风现象必然反映在高低层的纬向气流之中。图1的 w 是由7a 平均资料计算的月平均纬向风, 再由式 (3) 计算得到的。

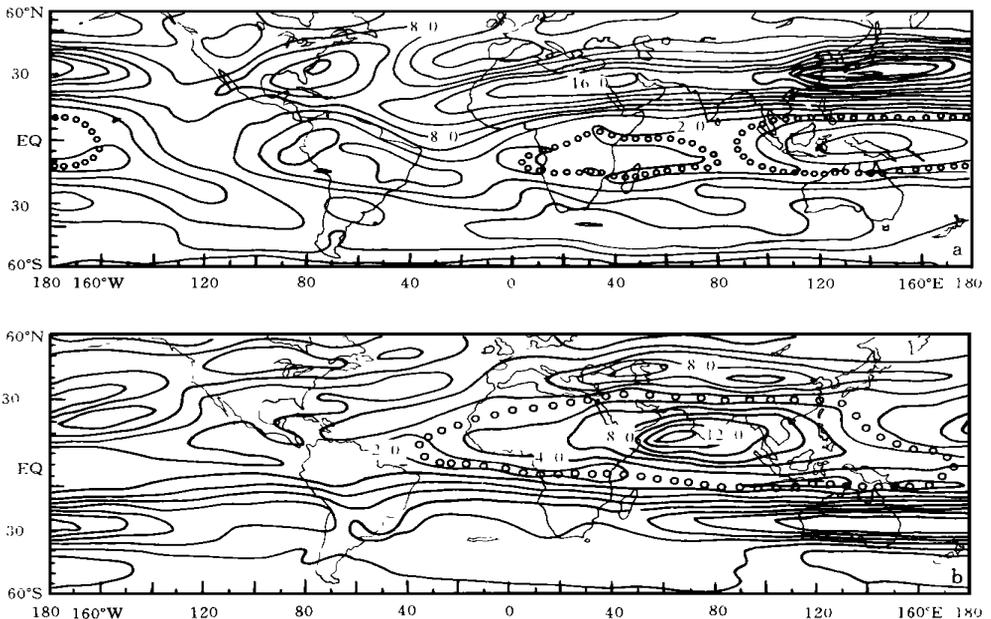


图1 w 的1月(a)和7月(b)的水平分布特征
(等值线间隔 2.0m s^{-1} , 点线表示 w 极小值的连线)

由图可见, 在中低纬地区, w 有3个主要的大值带: 1个位于北半球中纬度西风带中, 1个位于南半球西风带中, 且它们均是在冬季达到最强且位于东半球。另一个范围较大的

u_D 大值区则位于东半球的低纬度地区。 u_D 一方面表征垂直风切变的强弱, 另一方面又表征斜压特征动能的大小。3个 u_D 的最大值中心(3个纬带) 位于东半球即意味着东半球大气运动具有较强的斜压特性。

就低纬区域的强 u_D 区来说, 其范围大小与强度的变化刚好与夏季风的进退相吻合。将包围 u_D 大值的极小值带用点线标出(见图1), 可得到由1月至12月份 u_D 的强值椭圆形区域。可看出: 北半球冬季(南半球夏季), 即12月、1月及2月份 6 m/s 的 u_D 大值中心位于 $15\text{ S}-0$ 之间, 其对应于澳大利亚夏季风期。其后强度减弱, 并在4月份 $u_D < 4\text{ m/s}$ 。至5月份, 北半球中纬度地区斜压运动动能减弱, 而南半球斜压运动动能增强。同时, 椭圆形大值区向北向西移动(经过南海), 且 $u_D = 4\text{ m/s}$ 的中心位于孟加拉湾。其后, 这一中心的强度不断增强, 范围不断扩大, 位置进一步西移直至印度洋上空。7月份, $u_{D_{\max}} = 16\text{ m/s}$ 。椭圆形 u_D 大值区覆盖的范围达到最大: $20\text{ W}-170\text{ E}$, $10\text{ S}-30\text{ N}$ 即 $190^\circ \times 40^\circ$ 的网格区域。8月份及9月份中心强度减弱且移动较小; 10月及11月份其强度进一步减弱, 向东南方向移动明显。与已知的亚洲夏季风推进和撤退的平均日期和方向相比较^[7], 两者之间是一致的。

因此, 夏季风的活动与对流层整层纬向运动的结构或纬向运动的斜压特征有关。4月份 u_D 的极小值带之北界位于孟加拉湾及南海一线之海洋上, 5月份则穿越印度次大陆。这一条点线的北进比5月份印度季风达到的日期早。它反映出夏季风的建立与稳定可能存在西移能量的积累与增长过程。

考虑到低纬度流场的演变特征, $u_{D_{\max}}$ 的移动和增长与低层赤道西风^[6] 和高层东风带的建立、移动有关。与低纬区域经纬向铅直环流相应^[8], $u_{D_{\max}}$ 总是出现在垂直环流的上升支附近。因此, 低纬度对流活动及大尺度上升运动将有效位能释放并转换成了斜压运动动能(亚洲地区)。若取低纬地区这一 u_D 大值中心的数值 $u_{D_{\max}}$ (具体数值未在图1中标出。这里, 不论 $u_{D_{\max}}$ 的位置变化如何), 制成表1, 可看出斜压运动动能的时间变化。

表1 u_D 大值中心数值的逐月变化及相邻两个月间的差 $\Delta u_{D_{\max}}$ (单位: m s^{-1})

| 月份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----------------------|------|------|------|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|
| $u_{D_{\max}}$ | 7.5 | 6.1 | 4.3 | 2.8 | 5.1 | 11.7 | 14.2 | 13.9 | 8.7 | 6.0 | 4.6 | 6.9 |
| $\Delta u_{D_{\max}}$ | -1.4 | -1.8 | -1.5 | 2.3 | 6.6 | 2.5 | -0.3 | -5.2 | -2.7 | -1.4 | 2.3 | 0.6 |

由表可见, $u_{D_{\max}}$ 的最剧烈的增长出现在6月份, 也就是斜压运动动能存在着相对不稳定增长的过程。其与环流的6月突变^[9] 相一致。

总之, 东半球夏季风的进退与低纬地区斜压运动动能的增长、减弱和纬向风强切变区的移动有关。

3.2 v_D 的分布与逐月变化

大气运动的经向分量对低纬与高纬之间的质量、动量、能量及其它物理性质的输送起着重要作用。月平均风场的 v_D 分布, 反映出准定常斜压波模的部分结构特征和局地经圈环流的强弱。图2给出了1月和7月份的7a月平均风场相应的经向运动斜压性度量 v_D 的水平分布。

由图2a 看出, 较强的经向斜压运动在赤道两侧的低纬地区存在关于赤道近于对称的块状分布特征。同时, 冬季北半球的 50 N 以北在纬向方向上也存在 V_D 大值区的块状分布。与图1a 相比, V_D 的极大值较 u_D 的极大值小3-6倍, 由于准定常波的波节与海陆分布

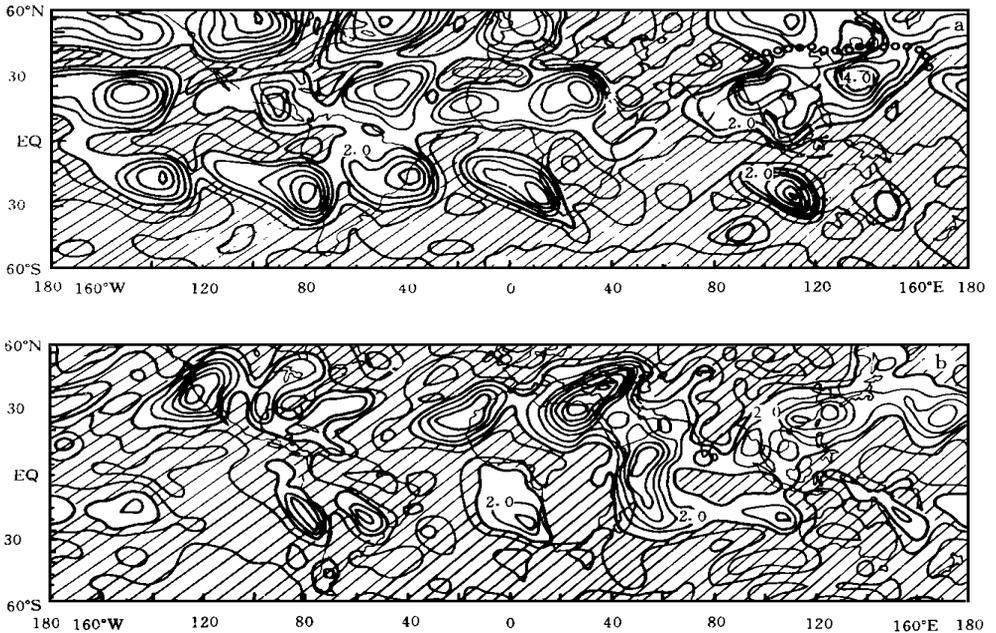


图2 v_D 1月份(a)和7月份(b)的水平分布

(等值线间隔 0.5 m s^{-1} ; 粗实线数值为 1.5 m s^{-1} , 斜影区 $< 1.5 \text{ m s}^{-1}$)

及大地形有关, 故 v_D 大值区在大陆的边缘十分清楚。

斜压运动动能强弱的季节变化很显著, 1月及7月份最强, 而4月及10月份最弱。各大值中心在不同的地理位置, 其变化程度亦不同。

在东半球尤其是亚洲地区, 1月份, 印度、中国东部、日本及西太平洋地区经向斜压特征明显。若用点线分离 40°N 以北 v_D 大值区与南侧的这一区域, 可得到一椭圆形区域。这一区域 v_D 的数值与冬季风活动直接相关。至4月份, 亚洲的 40°N 以南地区, v_D 的数值很小, 这意味着经向热成风较弱, 大气环流处于冬夏转型前的转折时期。

5—9月 v_D 的分布特点如下: 在 $(40^\circ \text{N}, 30^\circ \text{E})$ 处存在1个大值区, 索马里地区、中国东部、澳大利亚西侧也各存在1个大值区。

由于赤道印度洋中部存在1个小值区, v_D 的分布在 90°E 附近被分成两片高值区, 这与印度季风和东亚季风系统相对映^[8, 10]。

总之, 经向运动斜压的动能的分布在夏季具有典型的特征, 并且其可反映出亚洲季风体系中印度季风子系统与东亚季风子系统的存在。

3.3 强斜压特征的活动区域与经典季风区的对比

早期季风区的定义是依据1、7月份低层风向的转变频率来确定的^[1]。1990年代, 有人采用低层风场扣除其平均部分来确定季风区^[11]。诚然, 低层风向的季节性转变是显著的, 但亚洲季风是行星尺度季风, 其高层风场的季节性调整也极为显著。因此, 如何综合考虑整个对流层中风系的变化并与经典季风区的范围对比是有意义的。

在前面曾指出 u_D 与 v_D 在东半球的空间分布和时间演变有其特殊的规律。7月、1月分别是南北半球夏季风强盛的时期。7月份 u_D 大值区的北界达 30°N , 而1月份南界达 15°N 。由于 u_D 的强弱进退与季风变动基本吻合, 故将图1虚线所示的范围看成是季风的基本区域。

将这一区域与经典季风区域^[1]相比较可知:7月份两者东西方向伸展范围基本一致,1月份 u_w 大值区伸展到中太平洋的热带地区,这与文献[12]中所说的南半球夏季风可影响到日界线以东的结果相一致;南北方向上 u_w 所定的区域较长方形区域伸展范围小,这是因为用对流层整层纬向风斜压分量未能充分展示季风活动的全部特征。全部特征应该是由经、纬向风的斜压特征分量的叠加来反映。

4 季风区大气运动斜压分量的传播特征

经计算并绘制了1980—1986年5—6月(夏季风建立期)纬向、经向风斜压分量在赤道、北纬20°N的时间-经度剖面图。

大气运动的月平均风场中斜压分量有如前述特点,不同的是候平均场中斜压分量随时间有纬向传播特征。由上述分析可看出, u_w 在赤道地区7a中各自的变化特征虽有所不同,但小值区位置的移动是明显的。随着时间的推移,在100°E以东,它从西向东移动,在

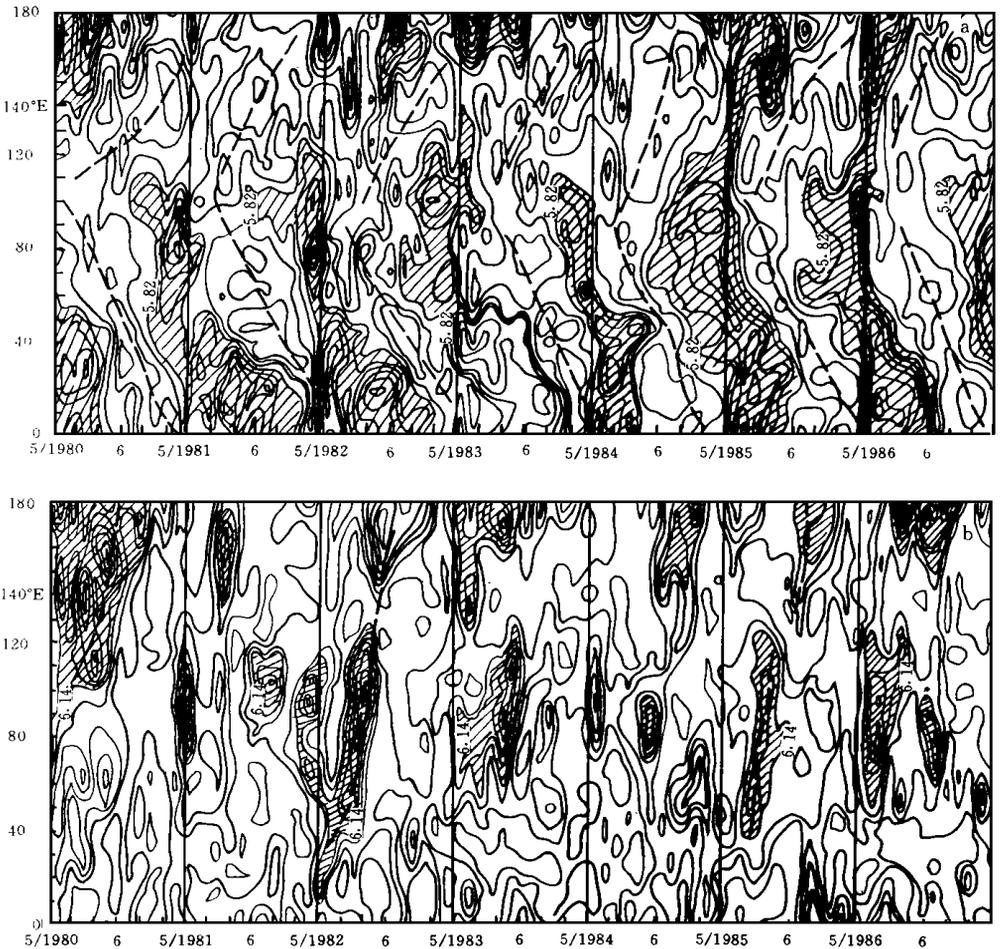


图3 1980—1986年5—6月纬向风斜压分量 u_w 的经度-时间(候)剖面

(a 为赤道上空情况,等值线间隔为 1.35 m s^{-1} ,阴影区数值 5.82 m s^{-1} ;

b 为 20°N 上空情况,等值线间隔为 1.48 m s^{-1} ,阴影区数值 6.14 m s^{-1})

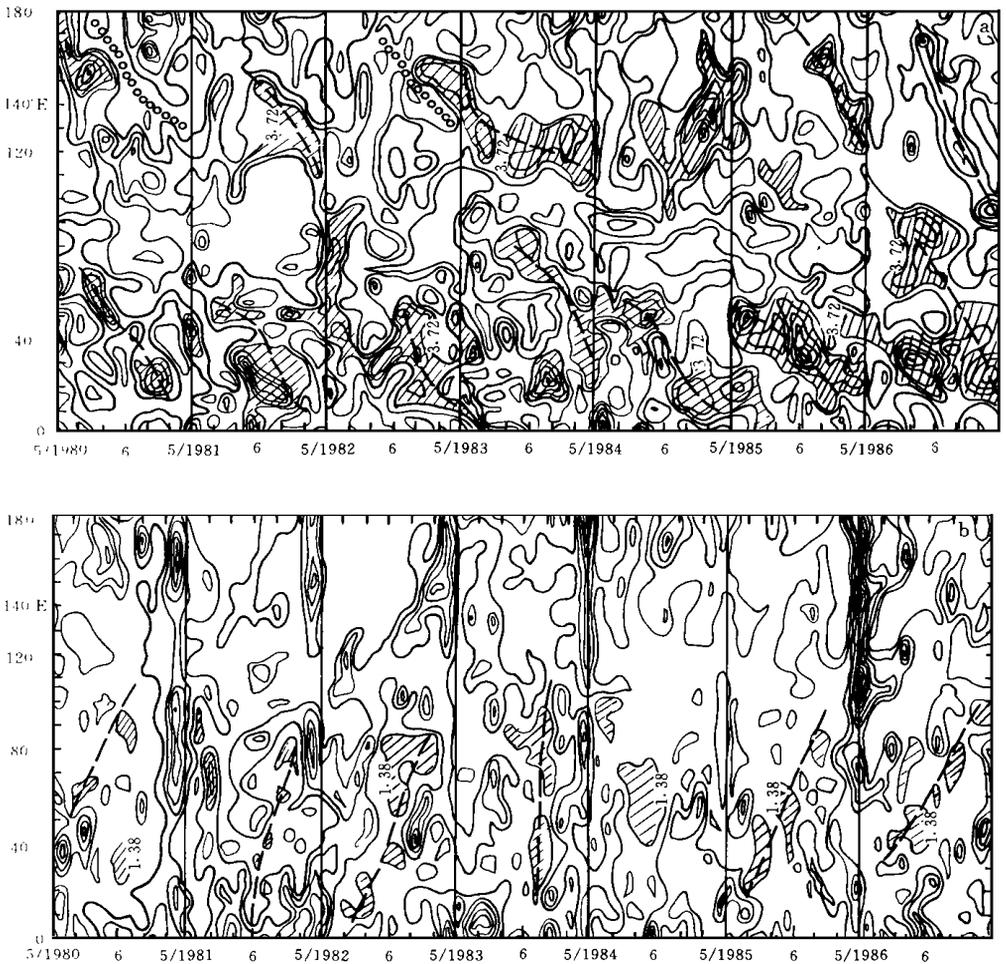


图4 1980—1986年5—6月经向风斜压分量的经度-时间(候)剖面

(a 为赤道上空情况, 等值线间隔为 0.85 m s^{-1} , 阴影区数值 3.72 m s^{-1} ;

b 为 20° N 上空情况, 等值线间隔为 1.22 m s^{-1} , 阴影区数值 1.38 m s^{-1})

80° E 以西则自东向西移动。这种移动现象的存在与亚洲季风系统中两个不同的子系统有关^[8],也可能与赤道地区的波动有关。

图3b则显示出与图3a不同的特征。在 20° N , 纬向风较强, 切变区有东传的趋势, 且传播速度比赤道上空快得多。同时, 在 100° E 两侧没有相反方向上现象。这可能与该纬度上的斜压波动的纬向传播有关。

分析图4a可看出, v_D 在赤道上空的极大值区在 80° E 以东, 向西传播, 在 80° E 以西亦向西传播。与图3a相比, 在 100° E 以东, u_D 的传播可能主要与Kelvin波模有关, 而 v_D 可能主要与Rossby-重力混合波模有关。在 100° E 以西, u_D , v_D 的西传可能主要反映Rossby-重力混合波有关的扰动传播。

在 20° N 处, 图4b显示出 v_D 的分布主要为一些离散的闭合等值线区。与赤道地区相比具有很大的差异。

5 结 语

通过定义流场的斜压性度量参量,对大气运动的斜压性特征与夏季风变动的联系进行了探讨,得到下列结论:

(1) 夏季风流场具有较强的斜压性;纬向气流斜压强弱的时间变动与夏季风的进退期相吻合;经向运动斜压性度量参量的水平分布在夏季风期间具有特殊的分布特征。

(2) 东半球低纬地区的纬向强斜压分量特征区的移动不但可说明夏季风进退的方向,而且1月和7月份的椭圆形强 u_D 区还可反映出季风区的基本范围。斜压运动动能的最大增长在6月份。

(3) 夏季经向斜压运动强弱的水平分布特征可反映出印度季风子系统和东亚季风子系统的存在。

(4) 时间-经度剖面图上斜压运动动能具有明显的纬向传播,且亦反映出亚洲季风体系中两个子系统的存在。

感谢: 本文在形成过程中与朱乾根教授进行过有益的讨论, 谨此致谢。

参考文献

- [1] Ramage C S · Monsoon Meteorology , Academic Press, New York and London, 1971. 6- 20.
- [2] 张家诚. 大气环流的季节变化和季风的科学概念. 全国热带夏季风学术会议论文集, 云南: 云南人民出版社, 1983. 1- 9.
- [3] 朱乾根, 胡江林. 青藏高原大地形对夏季大气环流和亚洲夏季风影响的数值试验. 南京气象学院学报, 1993, 16: 120- 129.
- [4] krishnamurti T N and Sulochana Gadgil. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. Tellus, 1985, 37A (4): 336- 360.
- [5] Louis Berkofsky and Eugene A Bertoni. Mean topographic charts for the entire earth. Bull Amer Meteor Soc, 1955, 36: 350- 355.
- [6] 管兆勇, 林春育. 梅雨异常年份的东半球中低纬环流特征. 热带气象, 1989, 9: 80- 85.
- [7] 梁必琪等. 热带气象学. 广州: 中山大学出版社, 1990. 63- 65.
- [8] 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991. 8- 13.
- [9] 柳崇健, 陶诗言. 副热带高压北跳与月尖型(CUSP)突变. 中国科学(B), 1983, (5): 474- 480.
- [10] 陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 论梅雨的年际变异. 大气科学(特刊), 1988, 13- 21.
- [11] 王安宇, 尤丽钰. 对流层低层的季风. 地理学报, 1990, 45: 302- 310.
- [12] 住明正, 村上多喜雄. 季风研究(中译本). 北京: 海洋出版社, 1988. 67- 89.

THE STRUCTURE AND VARIATIONS OF ASIAN SUMMER MONSOON REVEALED BY BARO- TROPIC AND BAROCLINIC MODES: THE BAROCLINIC MODE ANALYSIS

Guan Zhaoyong Xu Jianjun Guo Pingweng Wang Chuan

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Abstract

A formula for measuring the baroclinicity of the atmosphere has been defined in this paper. By using the observational data, the relationships between the baroclinic mode of the atmosphere and the spacial structure and time evolution of Asian summer monsoon have been investigated. It is pointed out that there exist a strong baroclinic component in wind field during summertime. The time variations of the intensity of baroclinicity in zonal wind are in keeping with the timetable of the movements of monsoon. The area where the baroclinic wind is stronger can be used to determine the monsoon region basically. The horizontal distribution of baroclinicity of meridional wind component and the zonal propagation of baroclinic disturbances in time-longitude cross section are both related to subsystems of the Asian summer monsoon regimes.

Key words: Summer monsoon, Baroclinic mode, Zonal propagation.