

夏季低频波动 E 矢量分布特征及 其与时间平均流的关系*

徐建军 何金海

(南京气象学院, 210044)

由于 EP 通量在研究水平波动中的局限性, Hoskins 等人^[1]将其扩展到三维空间, 在准地转无辐散条件下得到了表征水平面的波动特征的诊断量 E 矢量 ($\overline{v'^2 - u'^2}$, $-\overline{u'v'}$), 这为水平面上的波动传播的研究提供了有利条件. Simons 等人^[2]将 E 矢量和时间平均气流联系起来, 运用波流相互作用的正压不稳定能转换原理, 讨论了正压不稳定模对 PNA 型产生的影响. 作者^[3]将 E 矢量运用到 30—60 天周期振荡的研究中, 指出时间平均流的正压不稳定能的转换对 30—60 天周期振荡动能具有维持作用. 本文将在原来工作的基础上, 利用 E 矢量及其与时间平均流的关系, 运用 1985 年 6—9 月 200 hPa 的欧洲中心资料, 计算了 30—60 天低频波动的 E 矢量分布特征, 从而讨论其水平结构与传播及其与时间平均气流的相互作用.

1 时间平均气流与低频波动

图 1 给出了 1985 年 6—9 月 200hPa 纬向风平均分布图. 由图表明, 北半球 180° 以西的东半球西风急流轴位于 40°N 附近, 急流中心分别位于伊朗高原的西北侧、青藏高原的东北侧以及阿留申群岛东南部地区, 其中以青藏高原东北侧的最强, 达 37.6 m/s . 在 180° 以东的副热带 (30°N) 太平洋区有一急流中心, 而 45°N 的北美地区也有一急流中心. 热带的亚洲季风区有较强的东风, 中心在阿拉伯海附近, 临界风速线 ($\overline{u} = 0$) 位于 20°N , 西半球的东风区明显缩小, 风速也小得多.

这时南半球的主要西风急流中心轴位于 30°S (由于南半球高纬度地区资料存在一定的问题, 本文都不给予讨论), 其中心位于澳洲西部和南太平洋的 180° 附近, 它们的风速比北半球的大得多, 在 45°S 的大西洋地区也有一急流中心.

图 2 是相应时间 30—60 天扰动动能的水平分布图. 30—60 天周期扰动是通过带通滤波得到的, 滤波方法参考文献 [3]. 在图中北半球欧亚西风急流轴的北侧 (60°N) 扰动动能较大, 东北太平洋、北美大陆及东部海域的扰动动能更大, 其中欧亚西风急流轴的出口区, 北美西风急流的入口区 (阿拉斯加湾地区) 的扰动动能达 $40.0\text{ m}^2/\text{s}^2$ 以上. 南半球 30°S 的西风急流轴附近的扰动动能几乎都在 $20\text{ m}^2/\text{s}^2$, 其中 (30°S , 120°W) 的扰动动能达 $64.9\text{ m}^2/\text{s}^2$.

很显然, 低频扰动动能的极值区与急流轴相对应, 冬季南半球低频扰动比同时期夏季北半球的扰动要大得多, 整个西半球的扰动比东半球强, 最大中心位于西半球的南北太平洋区.

* 1990 年 12 月 10 日收到原稿, 1991 年 4 月 1 日收到最后修改稿. 该文是国家自然科学基金项目.

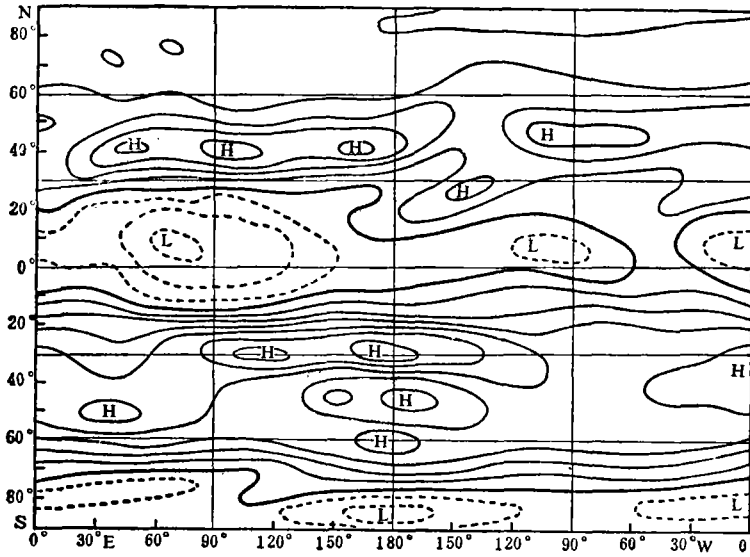


图1 1985年6—9月200hPa纬向风时间平均分布(实线为西风,虚线为东风,间隔10m/s)

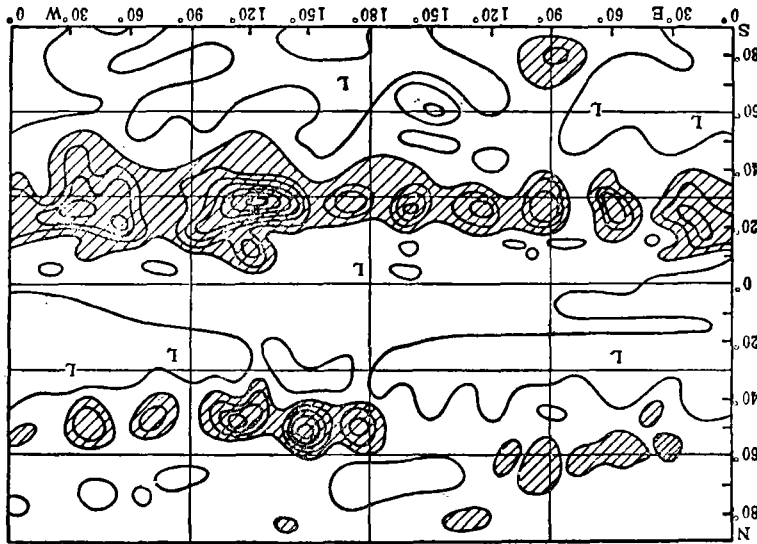


图2 1985年6—9月30—60天低频扰动动能时间平均分布(阴影区为 $12.0\text{m}^2/\text{s}^2$,间隔 $3\text{m}^2/\text{s}^2$)

2 低频波动的水平结构与传播

E 矢量可以表达为:

$$E = (\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'})$$

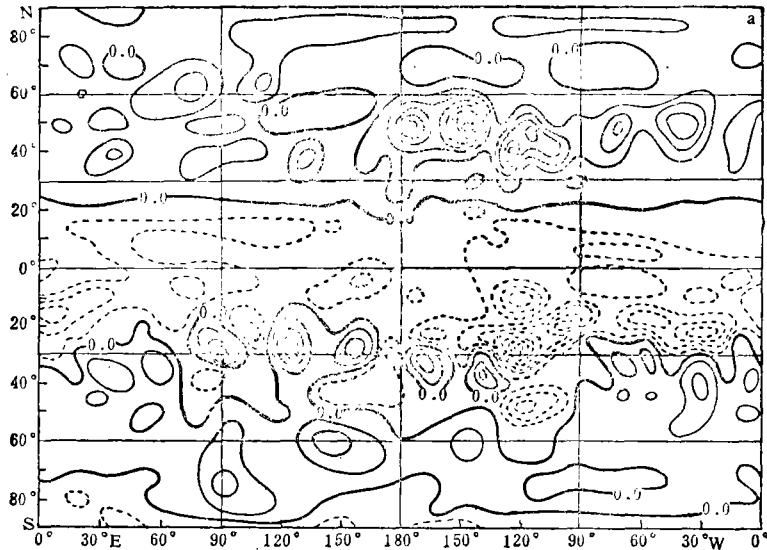
式中, u', v' 是瞬变扰动, 这里是30—60天带通滤波分量。

E 矢量与低频波动的群速度平行, 它不仅能反映扰动的传播方向, 而且能反映扰动的水平结构特

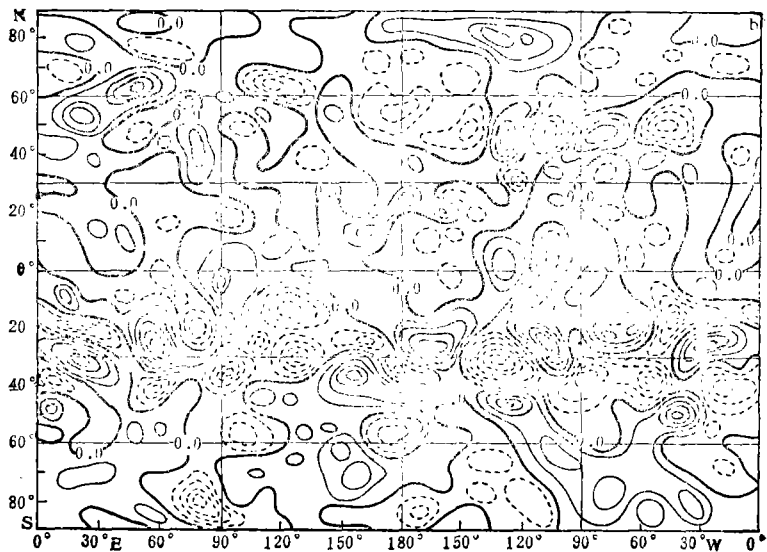
征, 当扰动经向伸长时, $v'^2 > u'^2$, 并且表示扰动群速的纬向分量是向东的; 反之, $v'^2 < u'^2$, 扰动作纬向伸长, 群速分量向西。但由于E矢量是在准地转无辐散条件下得到的, 因而在讨论热带地区波动的传播时失去了意义, 不过对于水平结构的判断同样有效。

图3给出了E矢量的纬向分量($v'^2 - u'^2$)、经向分量($-u'v'$)及合成矢量的全球水平分布状况。

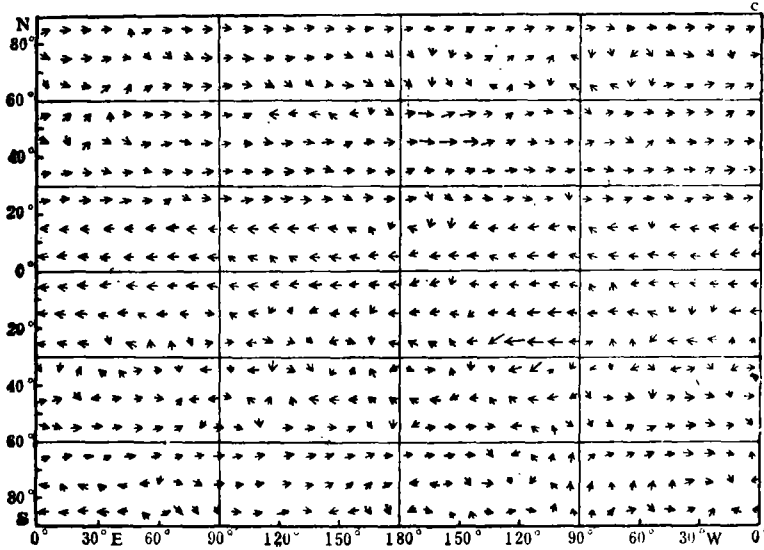
如图3a所示, 北半球20°N以北除巴伦支海、鄂霍次克海及西半球60°N以北的极少部分地区以外, 其它中纬度地区及部分高纬度地区都有 $v'^2 - u'^2 > 0$ 的特征, 在北太平洋的阿拉斯加湾(50°N, 150°W)附近有正的最大值。由此表明, 北半球中纬度地区低频波能以向东传播为主, 传播的极值中心和扰动动能的极值中心相对应。同时, 由于 $v'^2 > u'^2$, 说明中纬度低频波动的水平结构以经向扰动为



3a



3b



3c

图3 1985年6—9月E矢量水平分布(a. 纬向分量 $(v'^2 - u'^2)$,
b. 经向分量 $-u'v'$ c. 合成矢量图; 实线为正, 虚线为负, 间隔 $10\text{m}^2/\text{s}^2$)

主, 经向伸长要比纬向伸长显著。这时热带地区表现出相反的特征 $v'^2 < u'^2$, 说明水平结构是以纬向扰动为主, 纬向伸长大于经向伸长。对于这一点和Murakami^[4]以前研究发现, 30—60天振荡在热带以纬向风扰动最为显著, 表现出 Kelvin 波的波动特性, 而中纬度的经向扰动表现显著, 具有向东传播的二维 Rossby 波的波列特性, 很显然这两方面的研究结果是一致的。

在南半球的中低纬度地区, 除澳洲大陆、非洲大陆、南美大陆及部分的南印度洋、南太平洋地区以外, 其它地区都有 $v'^2 - u'^2 < 0$, 并在南太平洋 (30°S , 120°W) 附近存在一个负的极大值中心。很清楚, 南半球低频波能的纬向传播和北半球的相比有很大的差异, 中纬度地区不是一致的向东传播, 南印度洋和南太平洋地区的波能向西传播, 同时也表明, 这里的低频波动的水平结构是经向伸长还是纬向伸长和地形分布有关。

低频波能的经向传播 ($-u'v'$) 如图 3b 所示, 北半球中纬度地区的经向传播的极值区位于两大陆 (北美大陆和欧亚大陆) 及其西部沿海, 正负号表现出西南—东北走向的分布特点。南半球急流轴附近波能有很强的经向传播, 其强度比北半球大得多。在赤道印度洋 (90°E) 和东太平洋 (130°W) 上空有两个动量输送的大值区, 对南北半球低频波能的相互作用产生重要影响。

很显然低频波能的经、纬向传播的强度是不一致的, 其传播特性可以进一步通过 E 矢量图来描述, 如图 3c 所示, 北半球热带外 (20°N 以北) 地区, 除高纬度 (60°N 以北) 地区有大的经向传播以外, 中纬度地区的波能表现出自西向东的纬向传播, 最大值与扰动动能的最大值及西风急流出入口区 (阿拉斯加湾) 相对应。南半球中纬度地区波能传播较复杂, 经向传播比纬向传播更为重要, 但其方向存在很大的地理差异。

这里便可发现, 北半球中纬度地区的波能传播以纬向向东传播为主, 中低纬度的波能相互作用很小, 与图 1 对比发现, 这种传播性质和临界风速线 ($\bar{u} = 0$) 有关。而这时的南半球的南北向的波能传播较强, 表现出冬季南半球的中低纬度波能相互作用更为突出。

3 时间平均气流和低频波动的相互作用

采用 Simons 等人^[2]的讨论方法, 时间平均气流和低频波动之间的相互关系如下定义,

$$\partial K_{\#} / \partial t = \mathbf{E} \cdot \nabla \bar{U},$$

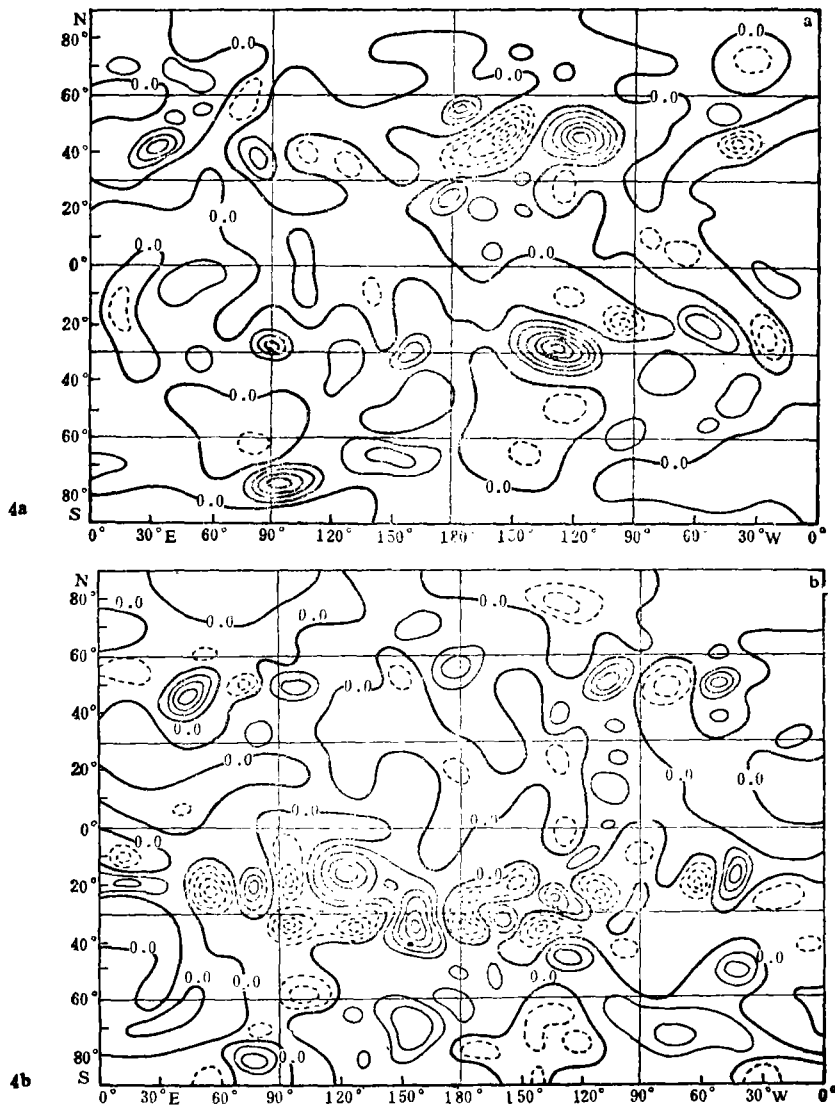
展开为:

$$\partial K_{\#} / \partial t = (\overline{v'^2 - u'^2}) \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{U}_\lambda}{\partial \lambda} - \overline{u'v'} \left(\frac{1}{a} \frac{\partial \bar{U}_\lambda}{\partial \phi} + \frac{\bar{U}_\lambda \tan \phi}{a} \right)$$

其中, $K_{\#} = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$ 为低频扰动动能, \bar{U}_λ 为时间平均气流, 同时还有 $C_{\lambda\lambda} = (\overline{v'^2 - u'^2}) \frac{1}{a \cos \phi}$

$\frac{\partial \bar{U}_\lambda}{\partial \lambda}$, $C_{\lambda\phi} = -\overline{u'v'} \left(\frac{1}{a} \frac{\partial \bar{U}_\lambda}{\partial \phi} + \frac{\bar{U}_\lambda \tan \phi}{a} \right)$, 分别表示两维正压不稳定能转换的纬向非对称分量 (纬向

分量) 和纬向对称分量 (经向分量)。



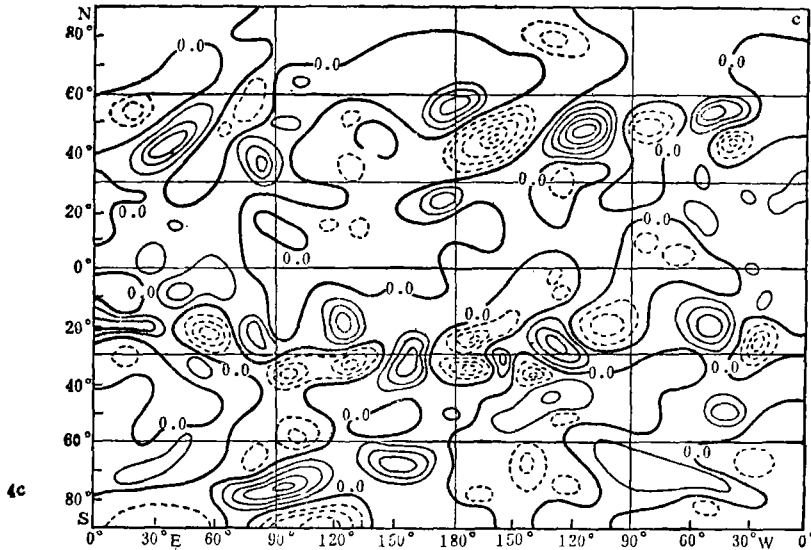


图4 二维正压不稳定能转换的水平分布

(a. 纬向分量, b. 经向分量, c. $C_{1,1} + C_{2,2}$; 实线为正, 虚线为负, 间隔 $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 单位 10^{-4})

图4表明, 正压不稳定能转换的纬向分量 $C_{1,1}$ (图4a), 在北半球中纬度地区的北美落基山西侧

(120°W)、青藏高原的西北侧(90°E)以及欧洲大陆的西部沿海有正的中心, 其中落基山西部最为强大。欧亚西风急流的出口区, 南北两侧各有一个正的极值中心, 出口区东部与扰动动能最大值区相对应的却是一个极强的负中心, 北美西风急流出口区也是一负的中心。这时南半球中纬度地区(30°S)几乎表现出一致的正的不稳定能的转换, 南太平洋(130°W)的正值最大, 南美大陆、澳洲大陆以及印度洋高压地区也存在一正的极值中心。

从正压不稳定能转换的经向分量 $C_{2,2}$ (图4b)的水平分布可以看出, 北半球的中纬度地区正的不稳定能转换的极值中心和纬向分量的极值中心基本吻合, 但从整个地区的正负性质的分布来看是有明显的差异的。南半球的澳洲东北侧具有很强的不稳定能的转换中心, 而其它地区不稳定能的正负转换相间出现。

很明显正压不稳定能的转换的两个不同意义的分量, 其分布特征及其作用强度是不一样的, 而实际情况下, 这两者是同时起作用的, 它们作用的重要性可以根据图4c来判断。在北半球二维正压不稳定能转换的总效应, 其极值中心以及转换的正负号性质与纬向非对称分量的分布基本重合, 而与经向分量分布的特征存在一定的差异。在南半球的不稳定能转换的总效应的极值中心及正负号分布与经向分量基本相似。由此表明, 北半球中纬度地区纬向非对称的不稳定能的转换在二维正压转换中是占主导地位的, 从而导致这里的波能也以纬向传播为主, 而南半球中纬度地区纬向对称的不稳定能的转换起着主要的作用, 它促使冬季南半球中低纬度低频波能的相互作用。

综上所述便可发现, 正压不稳定能转换的极值中心和大地形以及时间平均气流分布密切相关, 北半球急流轴及其两侧主要通过纬向非对称不稳定能的转换, 低频波动从基本流中获得能量, 在急流出口区的一些特殊位置, 低频波动又向基本流中输送能量。南半球急流轴附近, 低频波动是从基本流中获得能量, 还是向其输送能量在不同地区是不同的。

4 结 语

大气中 30—60 天低频扰动动能的大值区总是和西风急流轴相对应, 并且在西风急流的出口区最为强大, 冬季南半球的低频动能比夏季北半球大得多。

夏季北半球热带外地区的低频波动以经向风扰动为主, 经向伸长大于纬向伸长 $v'' > u''$; 热带以纬向风扰动为主, 纬向伸长更为重要, 而冬季南半球的热带外地区经纬向伸长同等重要, 表现出明显的区域性。

夏季北半球中纬度地区的低频波动以纬向的向东传播为主, 中低纬之间的波能交换很小, 而中高纬的低频波动存在着一定的波能交换。冬季南半球中纬度地区存在着很强南北向的波能传播, 中低纬波能交换频繁。传播的方向性和定常的东西风带的交界线($u=0$)密切联系。

时间平均气流和低频波动之间的正压不稳定能的转换, 其性质与西风急流轴的分布有关, 急流轴及其两侧有正的正压不稳定能的转换, 低频波动从基本流中获得能量, 急流的出口区有负的正压不稳定能的转换, 低频波动向基本流中输送能量。二维正压不稳定能的转换中, 纬向非对称的不稳定转换和纬向对称的不稳定转换的重要性是不一样的, 在夏季北半球地区是以纬向非对称的不稳定转换作用为主, 而冬季南半球却是以纬向对称的不稳定转换为主的。

由此可见南北半球低频波动的水平结构与传播及其与时间平均气流的正压作用存在着很大的差异, 究其原因可能有两个, 一个是南北半球本身的地形以及常定热源作用存在着很大的差异, 另外一个就是南北半球的季节差异。这里可得到这样的启示, 低频波动的性质是存在着季节变化的, 那么在同样的地形和定常热源的作用下, 是如何随季节变化? 有待于探讨。

另外在波能的南半球和北半球的相互交换中, 由于南半球具有较强的经向传播, 并且在赤道上空有两个较强的向北传播的极值区, 因此对于北半球的低频波动要考虑到南半球的影响, 如何影响是值得思考的。

很显然低频波动的性质是和外强迫因子有关, 因此它的年际变化的性质以后将作深入的讨论。

参 考 文 献

- [1] Hoskins B J, James I N, White G H. The shape, propagation and mean-flow interaction of large scale weather system. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1595-1612.
- [2] Simons A J, Wallace J M, Branstator G W. Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1363-1392.
- [3] 徐建军, 林春育. 纬向非对称基本流的正压不稳定和准 40 天周期振荡的诊断分析. *热带气象*, 1991, 7(3), 275-281.
- [4] Murakami M. Large scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon Wea Rev.* 1979, 107, 994-1013.

THE DISTRIBUTION OF E VECTOR ABOUT SUMMER LFO AND ITS RELATED TIME MEAN FLOW

Xu Jianjun He Jinhai

(*Nanjing Institute of Meteorology, 210044*)

Abstract

By using observational data, the distribution of E vector is calculated and E vector with time mean flow is incorporated. The horizontal structure and propagation of 30-50 day periodic oscillation and its relation to the time mean flow are discussed. The result shows that the conversation of two dimensional barotropic instability contributes to the devolepment of low frequency fluctuation.