

1998 年长江流域洪水期大气季节内振荡特征及机理研究*

陈桂兴 黎伟标** 袁卓建 温之平

(中山大学大气科学系季风与环境研究中心, 广州 510275)

摘要 1998 年夏季长江流域洪涝灾害的发生与低纬和中高纬低频气旋在长江流域附近地区的汇合过程有关. 用包含 18 个动力热力因子及南北边界效应的局地经向环流线性诊断模式将各因子作用分解开来, 并根据 1998 年的 NCEP 再分析资料找到造成不同纬度低频气旋的产生、经向传播及相互作用的主要过程. 基于数值模式的定量分析结果, 表明低纬地区低频气旋的产生和传播主要与强积云对流有关的潜热加热、反映越赤道气流影响的边界效应及热量垂直输送作用有关; 而中高纬地区低频气旋的产生和传播则主要与反映西风带扰动的西风动量水平输送和温度平流作用有关, 西风带扰动主要体现为鄂霍次克海阻塞高压及东南侧的切断低压. 高低纬低频气旋在长江流域附近地区的合并, 不但为长江流域发生洪涝提供所需的抬升条件, 也为南海地区低层低频反气旋的形成创造了有利条件. 在来自南海低频反气旋西北侧的暖湿气流和位于长江流域的低频气旋上升运动的共同影响下, 长江流域发生了百年一遇的特大洪水.

关键词 季节内振荡 对流活动 低频环流 洪涝灾害

早在 20 世纪 70 年代初, 美国气象学家 Madden 等人^[1,2]就发现了热带大气活动中 30 ~ 60 d 周期振荡现象(简称为大气季节内振荡 ISO 或 MJO), 并指出热带地区的大气季节内振荡还具有明显的向东传播的特征. 到 80 年代初期, Yasunari^[3,4]发现生成于赤道印度洋的 45 d 周期振荡向北传播, 并导致印度夏季风发生明显的季节内调整, 也就是夏季风活跃期与中断期之间的转换. 此后, 人们又发现 ENSO 事件及与东

亚地区夏季降水异常有关的东亚夏季风活动都与大气低频振荡活动紧密联系. 例如: 黄荣辉等人^[5]指出在 El Niño 发展(衰减)阶段之前, 赤道西太平洋到印度尼西亚一带的西风(东风)异常与热带西太平洋对流层下层的异常气旋(反气旋)有关. 在夏季风与降水的研究中, Tao 等人^[6]指出低纬系统与中高纬系统在季节内时间尺度上的相互作用在东亚夏季风异常活动中尤为突出, 而且是影响东亚地区夏季降水的时间变

2003-09-08 收稿, 2004-03-15 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40275026 和 40175018)和国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040900)共同资助

** 联系人, E-mail: eeslwb@zsu.edu.cn

化及空间分布的重要过程. 还有研究^[7,8]指出, 与东亚夏季风活动相联系的低纬风场、位势高度场及OLR场在夏季风爆发前后都出现明显的季节内振荡, 且振荡以低频形式向中高纬地区传播从而影响中高纬地区的天气和气候. Li等人^[9]在近期的研究中指出, 强(弱)夏季风活动导致长江流域降水偏少(偏多), 华北及华南地区降水则偏多(偏少); 而强(弱)的大气季节内振荡活动是导致南海夏季风偏强(偏弱)的重要原因. Chen等人^[10]在关于1998年东亚夏季风季节内振荡与长江流域洪涝过程联系的研究中指出, 该年影响长江流域的大气季节内振荡源区有两个, 即南海地区和北半球中高纬地区, 来自南海地区和来自中高纬地区的大气季节内振荡在长江流域的汇合导致了长江流域的洪涝灾害. 可见, 1998年夏季长江流域出现百年一遇的洪涝灾害是与低纬和中高纬低频系统的相互作用紧密联系的.

以上研究指出高、低纬低频系统相互作用是影响中国夏季天气气候的重要过程, 但并没有从机理角度作深入探讨. 本文的重点则是定量探讨高低纬低频系统产生、经向传播及相互作用的机理. 首先, 用局地纬向平均的经向环流线性诊断模式将各个动力、热力因子及边界效应分解开来, 定量计算出每个因子在经向环流演变过程中的独立作用及贡献大小, 通过比较贡献大小确定主导大气季节内振荡经向传播的热力动力因子. 然后, 结合天气系统和统计分析进一步验证数值模拟结果.

1 资料及处理方法

本文主要选用1998年的NCEP逐日再分析资料, 资料水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬网格, 物理量包括气压场、风场、垂直运动、温度场以及湿度场等. 研究用经向环流诊断模式的模拟范围为($105^{\circ} \sim 140^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ} \sim 52.5^{\circ}\text{N}$), 覆盖东亚东部地区及边缘海区. 我们先利用数值模式对该区域1998年4~9月逐日两个时次的局地纬向平均经向环流进行模拟, 然后对逐日两个时次的经向环流模拟结果进行时间平均, 以消去日循环变化.

进行统计分析时, 先利用带通滤波器^[11]处理NCEP逐日再分析资料及经向环流模拟结果, 以便获

得周期为30~60 d的低频信息(简称季节内振荡); 再利用经验正交函数(EOF)对低频环流场、位势高度距平场(相对于1980~1999年的平均值)等分别进行分析, 得到反映天气系统季节内振荡活动的物理量场的空间分布主要模态及其时间系数演变情况. 研究还用到1998年的逐日热带测雨卫星TRMM资料, 资料水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬网格, 覆盖区域为 $39.5^{\circ}\text{S} \sim 39.5^{\circ}\text{N}$, 主要用于分析长江流域及热带地区的降水分布和对流活动.

2 与长江流域洪涝灾害相联系的大气季节内振荡特征

1998年夏季在长江流域发生的全流域性特大洪水造成了巨大的经济损失和人员伤亡. 从长江流域中下游地区($110.5^{\circ} \sim 122.5^{\circ}\text{E}$, $25.5^{\circ} \sim 32.5^{\circ}\text{N}$)的TRMM降水逐日演变情况(图1(a))可以看到, 长江流域中下游地区在6月12~28日和7月21~31日出现两次明显的降水正距平, 分别对应于长江流域的两次梅雨过程, 且降水存在明显的季节内振荡特征. 这些结果与过去的研究结果^[10,12]一致. 用同样的分析方法, 发现南海北部地区($109.5^{\circ} \sim 120.5^{\circ}\text{E}$, $10.5^{\circ} \sim 20.5^{\circ}\text{N}$)的降水场也存在明显的季节内振荡特征(图1(b)). 比较两个区域降水的季节内振荡特征可以看到, 南海北部地区降水的季节内振荡现象活跃于5月初~9月, 而长江流域降水场的季节内振荡现象则仅在盛夏的6~8月比较明显. 这种差异恰与夏季风北进的特征一致, 表明夏季降水季节内振荡与夏季风活动是紧密联系的.

分析长江流域两次梅雨期的降水场和850 hPa低频环流场分布情况得知, 在6月中下旬的第一次梅雨期里(图1(c)), 长江流域及淮河流域为明显的低频气旋所控制, 长江流域处于该低频气旋南侧, 受到加强的西南风影响, 有利于该地区的长时间降水; 在7月下旬的长江流域第二次梅雨期里(图1(d)), 同样可以看到长江流域受到明显低频气旋的影响. 可见, 长江流域的两次梅雨过程均与低频气旋的活动有关.

为了探讨与长江流域洪涝有关的低频气旋的源区, 我们分析了1998年4~9月850 hPa低频纬向风的时间—纬度演变情况(图1(e)). 从图1(e)可以看到,

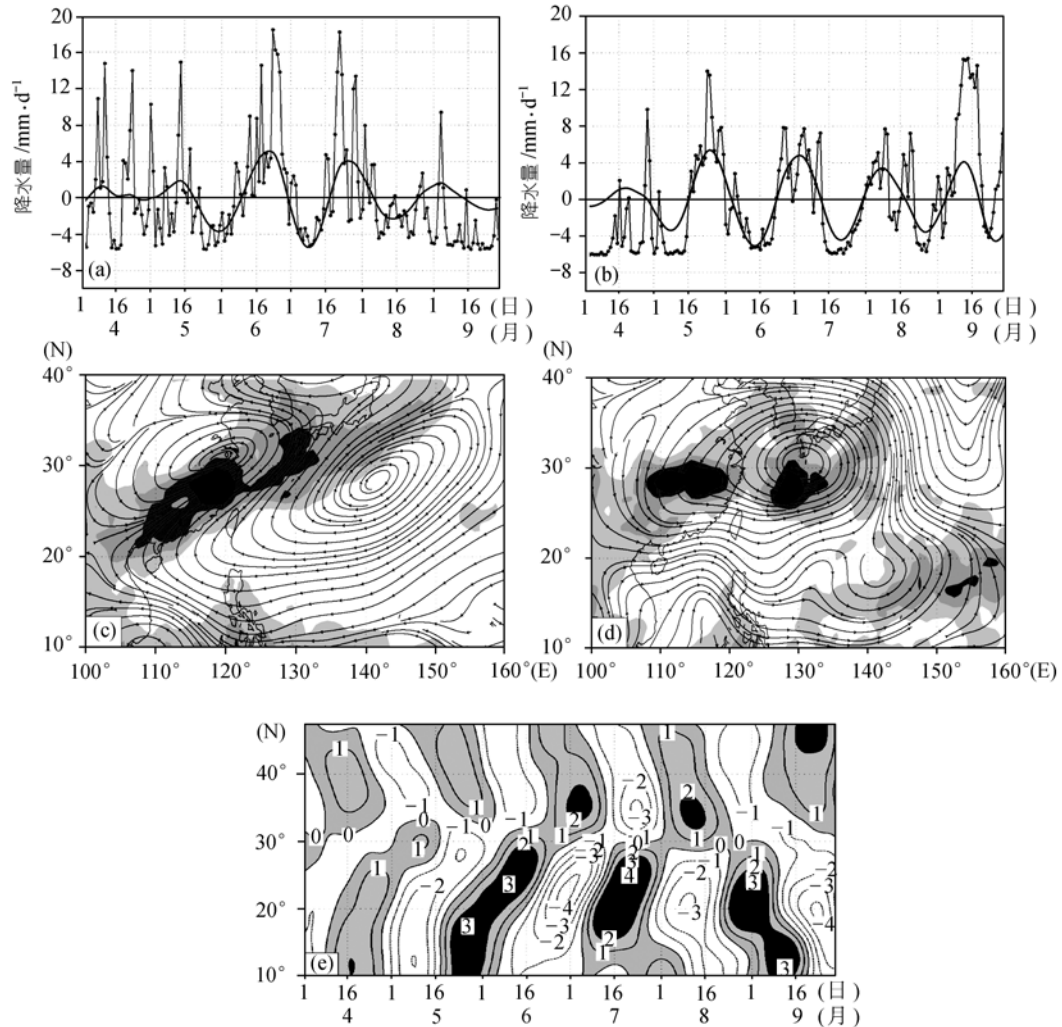


图 1 与 1998 年长江流域洪涝有关的降水场和环流场季节内振荡

长江流域中下游(a)和南海北部地区(b)的TRMM降水距平(带点实线)及其季节内振荡(实线);长江流域第一次梅雨期(c)和第二次梅雨期(d)的850 hPa低频环流场和TRMM降水(阴影区,间隔为 $5 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$);(e) $105^\circ \sim 140^\circ\text{E}$ 平均 850 hPa低频纬向风时间-纬度分布. 阴影区为低频西风,单位为 m/s

南海夏季风爆发前(爆发时间约在5月23日)低纬地区低频气旋逐渐加强,低频气旋南侧的低频偏西风在夏季风爆发时达到 3 m/s 以上. 南海夏季风爆发后,低纬地区低频气旋出现明显的向北传播现象,主要活跃区也向北移到华南地区和长江流域($20^\circ \sim 32^\circ\text{N}$). 在低纬低频气旋向北传播同时,中高纬也有低频气旋向南传播. 我们注意到6月中上和7月中上旬分

别为两次中高纬低频气旋向南传播期. 伴随着来自中高纬和低纬地区的低频气旋在 30°N 附近地区合并加强的是6月中下旬和7月下旬长江流域的两次梅雨过程. 这结果与Chen等人^[10]的研究结果一致,即造成1998年长江流域大洪水的主要原因之一是高低纬低频气旋的相互作用. 本文将重点探讨高低纬低频系统的产生和传播机制,从而揭示长江流域洪涝灾

害的成因.

3 根据数值模拟结果定量地探讨大气季节内振荡活动中的主要因子

以上分析表明 1998 年夏季的大气季节内振荡存在明显的经向传播特征, 这些特征必然在局地经向环流的演变中有所体现. 更重要地是, 长江流域洪涝灾害的发生不仅与局地异常强且频繁的上升运动有关, 还与夏季东亚季风区显著的水汽经向输送相联系^[13], 因此东亚夏季局地经向环流在洪涝发生过程中扮演着重要角色. 因为局地经向环流的演变受制于各种守恒定律, 与海气系统的很多动力、热力因子有关, 所以要找到主要影响因子就必须在相同标准下对所有因子的贡献大小进行定量比较和排序. 为此, 本研究用反映质量守恒的连续方程、能量守恒的热力学方程、西风动量守恒的纬向运动方程、简化为梯度平衡的经向运动方程以及静力平衡方程导出的局地纬向平均的经向环流流函数的椭圆型线性诊断方程^[14,15]来分解动力、热力因子, 并定量地计算它们的贡献大小. 该线性诊断方程如下:

$$\left[\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\bar{A} \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \bar{B} \frac{\partial}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial p} \left(\bar{B} \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \bar{C} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \bar{\psi} = \text{总强迫力} \quad (1)$$

其中, $\bar{\psi}$ 为局地纬向平均的经向环流流函数, 系数 \bar{A} , \bar{B} , \bar{C} 分别与静力稳定度、斜压稳定度和惯性稳定度有关. 经向速度 v_ψ 和垂直运动 ω_ψ 与流函数 ψ 的关系为

$$v_\psi = -\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial \psi}{\partial p}, \quad \omega_\psi = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \psi}{\partial \phi}. \quad (2)$$

方程(1)右边的总强迫力项由下式给出:

总强迫力

$$= \frac{\partial}{\partial p} \left[f_A \left(\begin{matrix} \text{(I)} & \text{(II)} & \text{(III)} & \text{(IV)} \\ -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \lambda} + \bar{F}_\lambda - \frac{\bar{u}}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} + \bar{f}_B v_\lambda \end{matrix} \right) \right. \\ \left. - \bar{\omega}_\chi \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} - \frac{u'}{a \cos \phi} \frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{v' \partial u'}{a \partial \phi} - \bar{\omega}'_\chi \frac{\partial u'}{\partial p} \right] \quad \text{(V) (VI) (VII) (VIII)}$$

$$\begin{aligned} & - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\overline{RQ} - \frac{\bar{u}}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial \lambda} - \frac{v_\chi}{a} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial \phi} + \overline{\sigma_s \omega_\chi} \right) \\ & \quad \text{(IX) (X) (XI) (XII)} \\ & - \left(\frac{u'}{a \cos \phi} \frac{\partial \alpha'}{\partial \lambda} - \frac{v' \partial \alpha'}{a \partial \phi} + \overline{\sigma_s \omega'_\chi} \right), \quad (3) \\ & \quad \text{(XIII) (XIV) (XV)} \end{aligned}$$

其中, $\bar{(\)}$ 代表局地纬向平均量, $(\)' = (\) - \bar{(\)}$ 代表涡动量. 总强迫力分为动力因子和热力因子两类. 其中, 动力因子有气压梯度力(第 I 项)、摩擦力(第 II 项)、西风动量纬向输送(第 III、VI 项)、平均西风动量经向输送(第 IV 项的一部分)、涡动西风动量经向输送(第 VII 项)、西风动量垂直输送(第 V、VIII 项) 以及与气压梯度力平衡的地转科里奥利力(第 IV 项的另一部分). 热力因子有凝结潜热加热 Q_L 、地面感热通量 Q_{SF} 、潜热通量 Q_{LF} 、长短波辐射 Q_R (第 IX 项的 Q 为这些因子的叠加. 由于没有模式层的辐射资料, 本研究没有考虑辐射加热 Q_R 的影响)、温度平流(第 X, XI, XIII 和 XIV 项)以及热量垂直输送项(第 XII, XV 项). 在模式中, 局地纬向平均的经圈平面的南、北边界(5° 和 $52.5^\circ N$)作开边界处理, 从而考虑了越赤道气流和北方冷空气的影响.

运用超松弛迭代法^[16]解经向环流流函数线性诊断方程(1), 再用关系式(2)就可以计算出各个动力、热力因子单独激发的经向环流场(v_ψ, ω_ψ), 即个体情况; 也可以通过线性叠加得到它们的总体情况. 将总体情况与观测场比较可以检验模式性能, 将总体情况与个体情况比较则可以找到主要贡献因子. 由于发生强降水的必要条件之一是上升运动, 故选取 500 hPa 上的垂直运动 $(\omega_\psi)_{500}$ 作为各因子的贡献指标.

在对各物理因子的贡献大小作定量对比分析前, 一般先对模式性能和模拟结果的可信度进行检验. 为此, 将由 NCEP 资料直接算得的经向环流垂直分量(图 2(a)“观测” $(\omega_\psi)_{500}$ 场)与模式在开边界影响下所有因子共同激发的垂直运动(图 2(b)模拟 $(\omega_\psi)_{500}$ 场或总体 $(\omega_\psi)_{500}$ 场)进行对比, 可以看到在长江流域附近两 $(\omega_\psi)_{500}$ 场的分布特征吻合得相当好. 相关分析也

给出“观测”场与模拟场的平均相关系数达到 0.80, 表明诊断模式具有良好的模拟性能, 能够较准确地模拟 1998 年 4~9 月东亚地区垂直运动的逐日演变情况. 不足之处是模拟场的绝对值小于“观测”场的绝对值, 可能是因为 NCEP 资料中的垂直运动不是实际观测的结果, 而是由 NCEP 的预报模式计算得到. 本研究模拟得出的垂直运动是偏微分方程的数值解, 两种不同数值模式的假设条件、计算方法及误差来源都不太相同, 所以“观测”场与模拟场之间存在差异是意料之中的事. 但由于我们更关注的是各种物理因子对

总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场的贡献排序, 而试验表明图 2(a)与 2(b)之间的差异并不影响(1)式中各因子对 $(\omega_{\psi})_{500}$ 贡献大小的排序, 故认为将诊断模式(1)用于本研究是有效的.

由于低纬地区和中高纬地区的天气系统及活动情况有所不同, 激发垂直运动的物理过程也应不同. 为此, 我们计算了各个因子在不同纬度上的贡献百分比, 计算式如下:

$$\text{percentage}(j) = \frac{\sum_{i=1}^{i=183} (A_{(i,j)} \cdot B_{(i,j)})}{\sum_{i=1}^{i=183} B_{(i,j)}^2}, \quad (4)$$

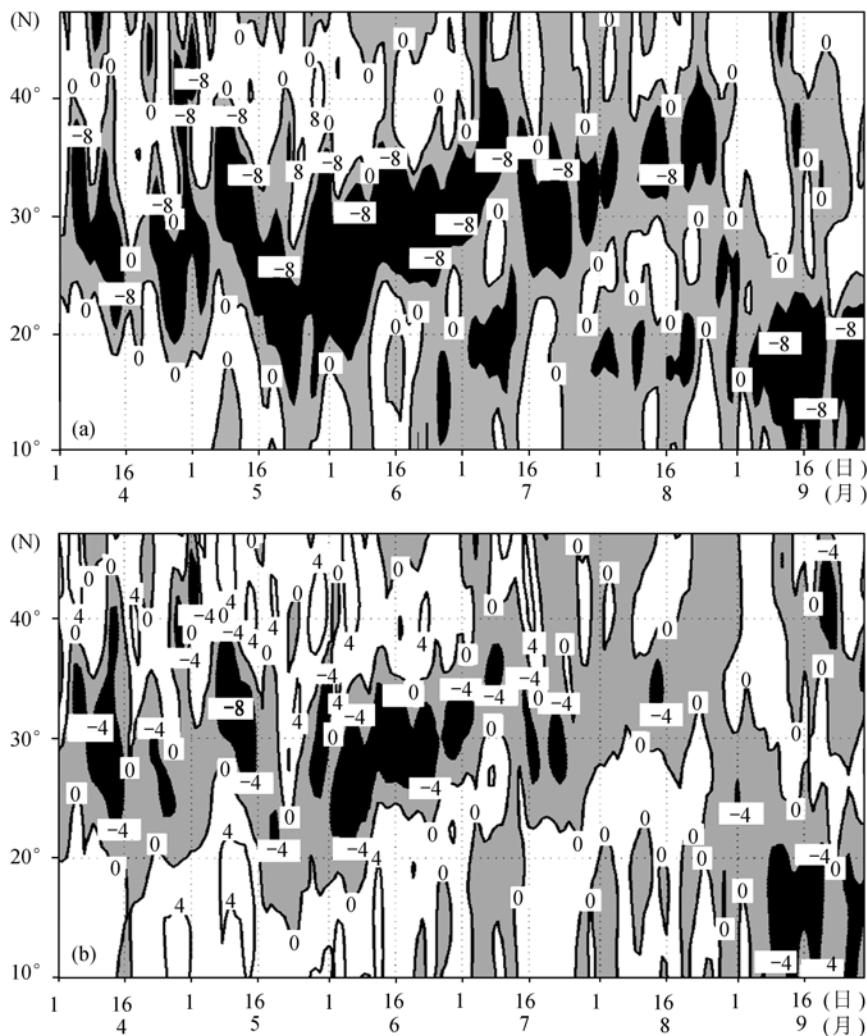


图 2 500 hPa 垂直运动 $(\omega_{\psi})_{500}$ 的“观测”场(a)和总体模拟场(b)

图中阴影区为上升运动区, 单位为 10^{-2} Pa/s

其中, i 和 j 分别代表时间和纬度, $A_{(i,j)}$ 为某因子单独激发的垂直运动 $(\omega_{\psi})_{500}$, $B_{(i,j)}$ 为所有因子共同激发的垂直运动即总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场, $percentage(j)$ 为该因子在相应纬度上的贡献百分比。

从主要过程贡献百分比的纬度分布情况(图3)可以看到: 在低纬地区, 潜热加热是激发垂直运动的最大因子, 其最大贡献(54.8%)出现在 25°N , $10^{\circ} \sim 47.5^{\circ}\text{N}$ 的经向平均贡献为35.5%; 其次是边界效应, 它的最大贡献(53.4%)出现在模式区南边界附近(10°N), 平均贡献为17.4%, 由此可认为来自南半球的越赤道气流与南海地区的垂直运动是紧密联系的; 另外, 热量垂直输送作用的最大贡献(23.3%)出现在 30°N , 平均贡献为11.9%。在中高纬地区, 除潜热加热外激发垂直运动的主要过程为与西风带槽脊活动有关的西风动量水平输送作用, 其最大贡献(51.1%)出现在模式区北边界附近(47.5°N), 平均贡献为21.9%; 其次是温度平流作用, 其最大贡献(23.7%)出现在 35°N , 平均贡献为14.5%。因此, 图3反映了在不同纬度起主要作用的过程不同, 即低纬地区垂直运动主要与积云对流活动、南北半球相互作用等过程有关, 而中高纬地区垂直运动则与西风带扰动, 如鄂霍次克海阻塞高压和切断低压等过程有关。

为了考察大气季节内振荡经向传播的机理, 先将模式模拟出的总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场(图2(b))作季节内振荡

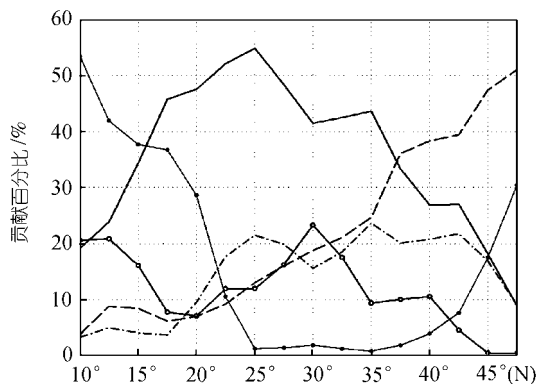


图3 主要过程贡献百分比的纬度变化

实线为潜热加热, 带实心点实线为南北边界效应, 带空心点实线为热量垂直输送, 长虚线为西风动量水平输送, 点虚线为温度平流

分析(图4(a)), 结果显示总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场存在明显的季节内振荡, 其中 30°N 附近(长江流域)的 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场季节内振荡最强, 在6月中下旬和7月下旬出现较强的上升运动, 分别对应于两次梅雨期的低频气旋活动和强降水过程(图1(c)和1(d)). 从图4(a)还可以看到总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场季节内振荡存在显著的经向传播特征: 5月底位于 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 南海地区的强上升运动向北传播, 并在6月中下旬到达 30°N 附近的长江流域; 另一个传播特征为7月初~7月下旬的垂直运动向北传播. 将总体低频 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场(图4(a))与850 hPa低频纬向风的演变情况(图1(e))进行对比, 可发现500 hPa上升(下沉)运动区对应于低层低频气旋(反气旋), 而且, 当来自低纬地区和来自中高纬地区的850 hPa低频气旋(反气旋)汇合时, 上升(下沉)运动加强。

为了找到对应于以上经向传播过程的物理机制, 将由数值模式分解得出的各个动力、热力因子单独激发的低频 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场(图4(b)~(d))与总体情况(图4(a))进行比较. 结果发现, 在夏季 30°N 以南地区, 总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场低频信号的北传过程主要与潜热加热有关. 虽然图4(b)反映潜热加热在夏季低纬地区起十分重要的作用, 但用图4(b)无法解释图4(a)所显示5月16日前和9月16日后 30°N 以北地区的低频信号南传过程. 进一步研究则表明, 这一特征, 即总体 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场低频信号在 30°N 以北地区的南传, 主要由温度平流(图4(c))和西风动量水平输送(图4(d))导致. 图4(c)显示, 温度平流确实造成了5月16日前的 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场低频信号南传, 但这特征随夏季到来而趋于不明显. 而图4(d)反映, 在 30°N 以北地区, 由西风动量水平输送所激发的低频 $(\omega_{\psi})_{500}$ 信号在4~9月整个时段内都向南传播, 与总体低频 $(\omega_{\psi})_{500}$ 信号(图4(a))和850 hPa低频系统(图1(e))在 30°N 以北地区的南传特征吻合相当好. 因此, 可以认为西风动量水平输送和温度平流是导致中高纬大气季节内振荡信号向南传播的主要过程. 比较还发现, 由热量垂直输送引起的 $(\omega_{\psi})_{500}$ 场季节内振荡并无明显的经向传播。

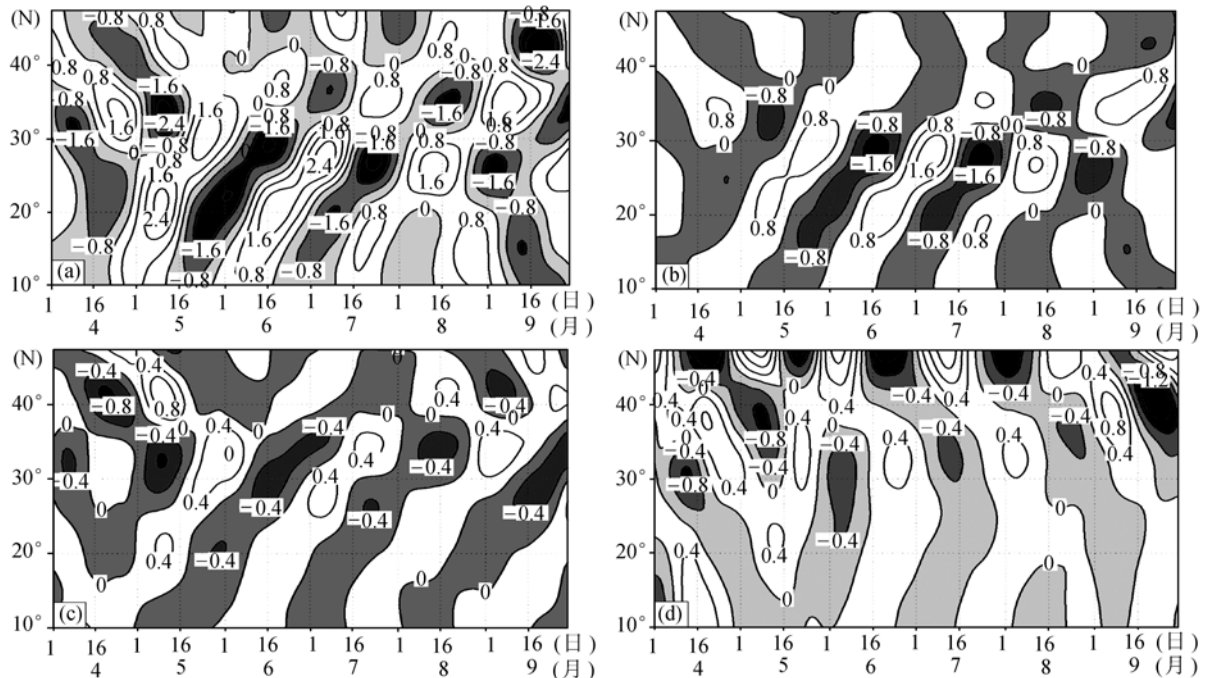


图 4 总体低频 $(\omega_p)_{500}$ 场(a)与潜热加热(b)、温度平流(c)及西风动量水平输送(d)所激发的低频 $(\omega_p)_{500}$ 场的时间-纬度分布

图中阴影区为上升运动区, 单位为 10^{-2} Pa/s

4 根据数值模拟结果结合天气系统探讨大气季节内振荡活动的机理

以上讨论运用线性诊断方程和数值方法找到了与大气季节内振荡活动有关的主要过程: 在低纬地区为与热带对流活动有关的潜热加热等过程, 在中高纬地区为与西风带扰动有关的西风动量和温度平流过程. 下面将结合统计方法和天气系统来验证以上数值模拟结果.

4.1 热带对流活动与低纬大气环流的季节内调整

数值模拟结果表明潜热加热激发的低频 $(\omega_p)_{500}$ 场时空分布(图 4(b))与降水场的时空分布(图 1)一致, 但在作出低纬地区由低频环流系统反映的大气季节内振荡主要由与强积云对流活动相联系的潜热加热导致这一结论之前, 还需进一步探讨低频环流场空间分布及时间演变与热带对流活动的关系. 根据 Gill^[17]的研究得知, 对热带对流活动响应较为显著地

是大气低层环流场, 为此我们对 1998 年 4~9 月逐日 850 hPa 低频纬向风进行了 EOF 分析(图 5). 由此得到的前 5 个模态的累计方差贡献接近 95%, 其中第一模态、第二模态的方差贡献分别为 53% 和 23%, 可见 1998 年夏季低频纬向风的空间分布形式比较集中. 第一模态的空间分布(图 5(a))反映 850 hPa 低频纬向风的经向梯度最大值区位于西北太平洋及日本地区. 当模态对应的时间系数为正(负)时, 西北太平洋地区受低频气旋(反气旋)控制. 结合天气形势可知, 第一模态与西北太平洋 850 hPa 反气旋北界偏西风带在日本附近地区的南北摆动相联系, 该模态随时间系数变化反映的是 1998 年夏季该反气旋北界偏西风带的季节内北进和南落. 而第二模态(图 5(b))显示低频纬向风的经向梯度最大值区主要出现在南海地区及东海地区. 当第二模态的时间系数为正值(负值)时, 南海地区大气低层受低频反气旋(气旋)影响, 江淮流域则受低频气旋(反气旋)影响. 用 NCEP 资料进行的合

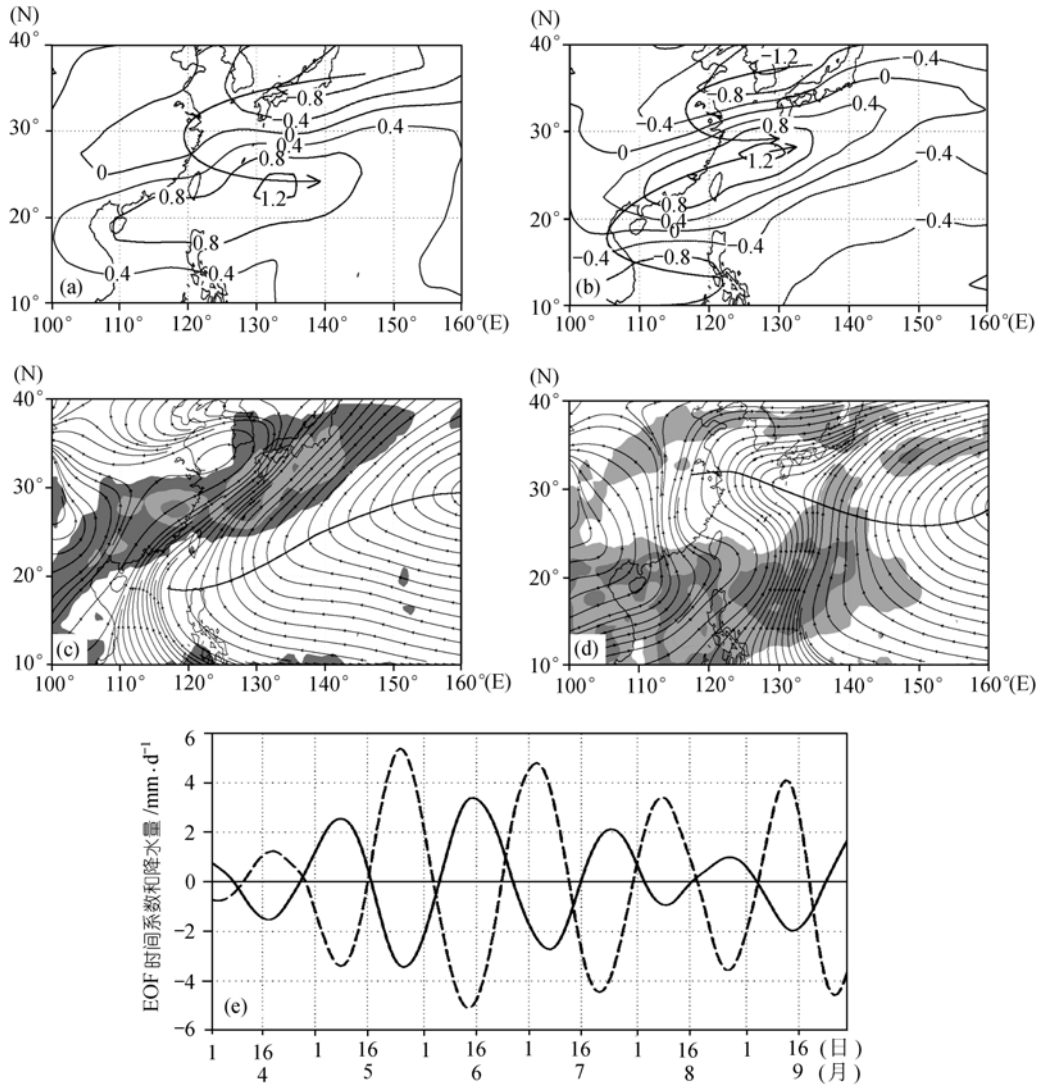


图 5 1998 年 4 ~ 9 月的 850 hPa 低频纬向风 EOF 分析

(a) 第一空间模态, 单位为 m/s, 图中箭头代表时间系数为正时的环流方向; (b) 第二空间模态, 单位为 m/s; (c) 选取对应第二模态时间系数大于 1.0 的 NCEP 资料和 TRMM 资料进行合成所得的 850 hPa 环流场和降水场, 阴影区的间隔为 $5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$; (d) 同图(c), 但选取对应第二模态时间系数小于 -1.0 的 NCEP 资料和 TRMM 资料进行合成; (e) EOF 第二模态时间系数(实线)与南海北部地区降水季节内振荡(虚线)

成分析(图 5(c)和 5(d))也证实了以上结果, 当第二模态时间系数为明显正值(负值)时, 如图 5(c)(图 5(d))所示 850 hPa 反气旋维持在南海地区(江淮流域), 反气旋西北侧的西南暖湿气流主要影响华南地区和长江流域(华北地区), 并为这些地区带来充沛降水。

由于第二模态的显著梯度和潜热加热的低频贡献主要出现在低纬地区, 故在讨论低纬地区大气季

节内振荡与热带对流活动的关系时, 把重点放在第二模态及其时间演变上。由图 5(e)可见, EOF 第二模态的时间演变几乎与热带对流活动季节内振荡呈反位相, 而且两者的强振荡均出现在 5 ~ 7 月。这一结果表明, 当热带对流活动处于活跃期(抑制期)时, 南海地区低层大气受低频气旋(反气旋)影响, 而江淮流域则受到低频反气旋(气旋)影响。以热带对流活动抑

制期为例, 这个时期的 850 hPa 反气旋处于南海地区, 该反气旋西北侧的西南气流对降水带稳定在长江流域及华南地区十分有利(图 5(c)). 另外值得注意的是, 图 5(e)揭示 5~7 月的热带地区对流活动峰值(谷值)超前于第二模态时间系数谷值(峰值)约 2~4 d, 表明是夏季热带对流活动激发了热带地区的低频环流, 从而引起东亚夏季风及降水的季节内振荡. 以上结论类似于黄荣辉等人^[18~20]对年际变化研究得出的观点, 他们在研究西太平洋热带对流活动年际变化与东亚夏季风的关系后指出, 热带对流活动偏强的年份有利于副热带高压的季节性北跳, 且突变性明显, 导致雨带偏北; 反之, 对流活动偏弱年份的副热带高压北跳不明显, 雨带长期在长江中下游和淮河流域维持.

4.2 鄂霍次克海阻塞高压活动与中高纬大气环流的季节内调整

第 3 节数值模拟分析结果表明, 中高纬低频系统主要与反映西风带扰动的西风动量水平输送和温度平流有关. 而过去的研究^[12]表明, 1998 年夏季鄂霍次克海阻塞高压活动异常频繁, 在与西风动量水平输送有关的中高纬低频气旋向南传播时段(5月下旬~6月中旬、7月中上旬及8月中上旬)都存在鄂霍次克海阻塞高压活动. 因此, 本节将以鄂霍次克海阻塞高压代表西风带扰动探讨西风动量水平输送和温度平流过程是如何影响中高纬大气环流的季节内调整, 进而影响长江流域降水的.

为深入了解 1998 年夏季阻塞形势的演变情况, 本文对(90°~180°E, 35°~70°N)区域上的逐日 500 hPa 位势高度场距平(相对于 1980~1999 年平均值)进行 EOF 分析. 前 5 个模态的累计方差贡献为 73% 左右, 其中第一模态(图 6(a))和第二模态(图 6(b))的方差贡献分别为 30% 和 18%. 从第一模态的空间分布图(图 6(a))可以看到, 当时间系数持续为正值时, 该模态反映的是中国东北和日本附近地区的位势高度场出现负距平, 而鄂霍次克海及其北部地区出现位势高度场正距平, 这样的距平场分布叠加于平均场之上就是鄂霍次克海阻塞高压所对应的位势高度场. 在第一模态时间系数(图 6(c)实线)持续取正值的时段(5月下旬~6月中旬、7月中上旬及8月中上旬), 正

好是 1998 年夏季鄂霍次克海阻塞高压三次活跃时段, 可见第一模态空间分布(图 6(a))及其时间系数(图 6(c)实线)确实能很好地反映阻塞高压的活动情况.

选取对应第二模态时间系数(图 6(c)虚线)为正值的 NCEP 资料进行合成分析, 得出的位势高度距平场(图 6(d))出现了显著的马鞍型特征, 即分布在西伯利亚到北太平洋北部一带的西北—东南走向的正距平和代表切断低压的分布在北太平洋沿岸一带的东北—西南走向的负距平, 负距平在日本地区东北部尤为明显. 因此, 第二模态空间分布(图 6(b))及其时间系数(图 6(c)虚线)在一定程度上反映了切断低压的演变情况. 对比第一、二模态的时间系数(图 6(c))并进行相关系数分析得出第一、二模态的时间系数呈正相关, 且第二模态时间系数滞后于第一模态时间系数 8~16 d 的正相关最为明显(平均相关系数约为 +0.3, 通过 95% 的可信度检验), 这意味着阻塞高压的发展导致了其东南侧切断低压的发展.

第一、第二模态时间系数(图 6(c))均出现明显正值的时段为 6 月中上旬、7 月中上旬及 8 月中上旬, 分别对应于鄂霍次克海阻塞高压及其东南侧切断低压的 3 次活动过程. 将图 6(c)与 1(e)和 4(d) 对比发现, 这 3 个时段恰与中高纬 850 hPa 低频气旋和西风动量水平输送所导致的 $(\omega_{\psi})_{500}$ 低频信息的向南传播时段一致, 表明西风动量水平输送过程主要体现为鄂霍次克海阻塞高压及其东南侧切断低压活动. 由这些系统所导致的中高纬经向型大气环流十分有利于中高纬低频气旋南下并与低纬系统发生相互作用.

5 结论

导致 1998 年长江流域大洪水的大气季节内振荡的产生和经向传播与东亚地区夏季经向环流关系密切. 因此, 本研究利用包含边界效应的局地经向环流线性诊断模式将 18 个动力热力因子分离开来, 然后根据 NCEP 再分析资料算出数模结果, 结合带通滤波和 EOF 等统计方法作定量诊断分析, 找到了导致低纬和中高纬地区大气季节内振荡产生和经向传播的主要过程.

1) 低纬地区的主要过程为潜热加热、反映越赤道气流影响的边界效应及热量垂直输送. 其中潜热

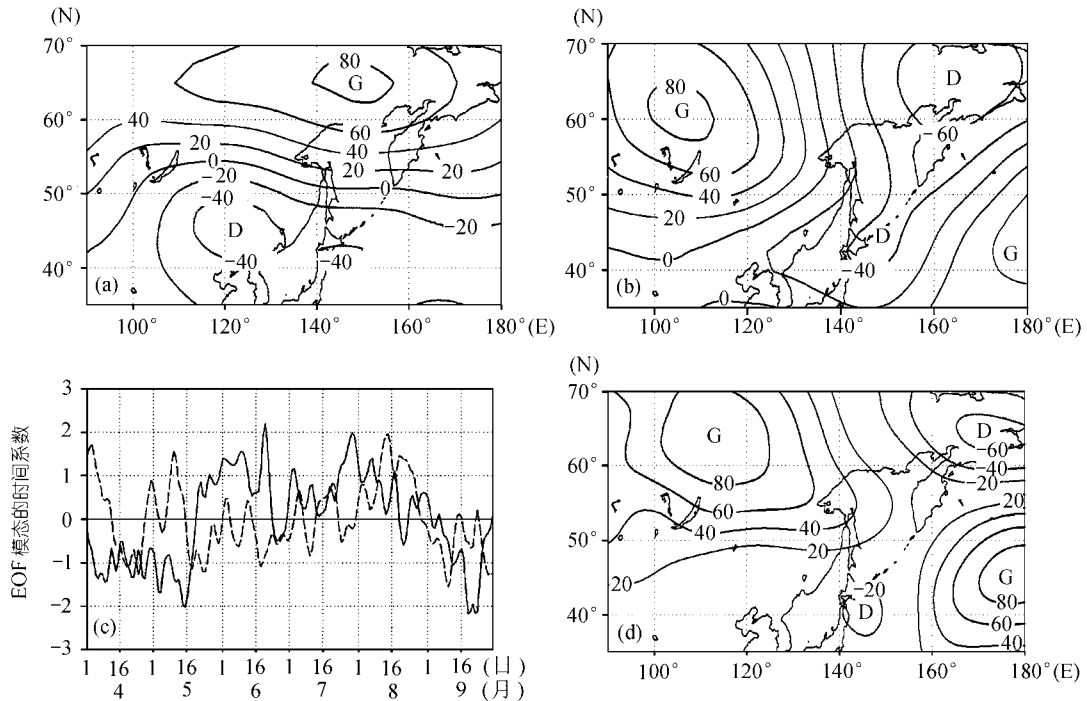


图 6 1998 年 4~9 月的 500 hPa 位势高度场距平 EOF 分析

(a) 第一空间模态, 单位为 gpm, 图中 G、D 分别代表时间系数为正值时的位势高度距平高、低中心; (b) 第二空间模态, 单位为 gpm; (c) 第一模态时间系数(实线)和第二模态时间系数(虚线); (d) 选取对应 1998 年 6~8 月第二模态时间系数为正值 NCEP 资料进行合成所得的 500 hPa 位势高度距平, 单位为 gpm

加热对经向环流上升运动贡献最大, 最大贡献值(54.8%)出现在 25°N, 10°~47.5°N 经向平均贡献为 35.5%; 其次是边界效应, 它的最大贡献值(53.4%)出现在模式南边界附近(10°N), 平均贡献为 17.4%; 热量垂直输送的最大贡献值(23.3%)出现在 30°N, 平均贡献为 11.9%. 与以上主要过程有关的热带对流活动是夏季低纬低频气旋产生和北传的主要机制.

2) 中高纬地区的主要过程为西风动量水平输送和温度平流. 前者对经向环流上升运动的最大贡献(51.1%)出现在模式北边界附近(47.5°N), 平均贡献为 21.9%; 后者的最大贡献值(23.7%)出现在 35°N, 平均贡献为 14.5%. 这两个过程主要由代表中高纬西风带强扰动的鄂霍次克海阻塞高压及其东南侧切断低压来体现. 当这些系统活跃时, 相应的中高纬大气环流呈经向型, 从而有利于中高纬大气季节内振荡的向南传播.

3) 低纬和中高纬的低频气旋(反气旋)环流在

30°N 附近地区合并, 为长江流域雨期(间雨期)提供所需的垂直运动场. 而此时热带对流活动从活跃期转向抑制期(抑制期转向活跃期), 利于南海地区低层大气向低频反气旋(气旋)环流调整. 南海低频反气旋(气旋)西北侧相对暖湿(干冷)气流与长江流域的垂直运动场共同作用, 导致长江流域的洪涝灾害(间雨期).

参 考 文 献

- 1 Madden R A, Julian P R. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Science*, 1971, 28: 702 ~ 708
- 2 Madden R A, Julian P R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40—50 day periods. *Journal of Atmospheric Science*, 1972, 29: 1109 ~ 1123
- 3 Yasunari T. A quasi-stationary appearance of 30—40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1980, 58: 225 ~ 229
- 4 Yasunari T. Structure of an Indian summer monsoon system with a period around 40 days. *Journal of the Meteorological Society of*

- Japan, 1981, 59: 336 ~ 354
- 5 黄荣辉, 张人禾, 严邦良. 热带西太平洋纬向风异常对 ENSO 循环的动力作用. 中国科学, D 辑, 2001, 31(8): 697 ~ 704
[\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)
- 6 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. UK: Oxford University Press, 1987. 60 ~ 92
- 7 史学丽, 丁一汇. 1994 年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究. 气象学报, 2000, 58(6): 666 ~ 678
- 8 穆明权, 李崇银. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动. 气候与环境研究, 2000, 5(4): 375 ~ 387
- 9 Li C Y, Long Z X, Zhang Q Y. Strong/weak summer monsoon activity over the South China Sea and atmospheric intraseasonal oscillation. *Advance in Atmospheric Science*, 2001, 18(6): 1146 ~ 1160
- 10 Chen L X, Zhu C W, Wang W. Analysis of the characteristics of 30 ~ 60 day low-frequency oscillation near Asia during 1998 SCSMEX. *Advance in Atmospheric Science*, 2001, 18(4): 623 ~ 638
- 11 Murakami M. Large-scale aspects of deep convective activity over the Gate area. *Monthly Weather Review*, 1979, 107: 994 ~ 1013
- 12 中国气象局国家气候中心. 1998 中国大洪水与气候异常. 北京: 气象出版社, 1998. 1 ~ 139
- 13 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别. 大气科学, 1998, 22(4): 460 ~ 469
- 14 袁卓建, 王同美. 局地经向环流的诊断方程. 见: 中国科学院大气物理研究所主编. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 496 ~ 505
- 15 Yuan Z J, Wang T M, He H Y, et al. A comparison between numerical simulation of forced local Hadley (anti-Hadley) circulation in East Asia and Indian monsoon regions. *Advance in Atmospheric Science*, 2000, 17(4): 538 ~ 554
- 16 袁卓建, 王同美, 郭裕福. 东亚季风经向环流数值模拟及结果分析 I 算法设计. 中山大学学报(自然科学版), 2000, 39(6): 112 ~ 116
- 17 Gill A E. Some simple solution for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106: 447 ~ 462 [\[DOI\]](#)
- 18 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状况及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, 1993, 18(2): 141 ~ 151
- 19 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池上空对流活动对东亚夏季风季节内变化的影响. 大气科学, 1994, 18(4): 456 ~ 465
- 20 曹杰, 黄荣辉, 谢应齐, 等. 西太平洋副热带高压演变物理机制的研究. 中国科学, D 辑, 2002, 32(8): 659 ~ 666
[\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)