

季亮, 费建芳. 2009. 副热带高压对登陆台风等熵面位涡演变影响的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (6): 1297–1308. Ji Liang, Fei Jianfang. 2009. Numerical simulation of the effect of subtropical anticyclone on the evolvement of potential vorticity of landfall typhoon on isentropic surface [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1297–1308.

副热带高压对登陆台风等熵面位涡演变影响的数值模拟研究

季亮¹ 费建芳^{2, 3}

¹ 解放军理工大学理学院, 南京 211101

² 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

³ 南京大学大气科学系, 南京 210093

摘 要 选取 1997 年第 11 号台风“温妮”为研究个例, 通过中尺度模式 MM5 模拟再现了该台风登陆后经历初期减弱、变性及变性后再次发展的演变过程。采用 Davis et al. (1996) 提出的片段位涡反演方法, 提取具有副热带高压物理意义的位涡扰动, 采用片段位涡反演的方法, 改变模式积分初始时刻台风东部副热带高压强度, 并引入 Ertel 等熵面位涡收支方程, 深入分析不同强度的副热带高压环流系统在登陆台风结构演变的过程中等熵面位涡的守恒性, 以及守恒性与非守恒性相对作用的大小。研究表明: 台风北上深入内陆的过程中, 高空槽大值位涡源源不断的输送使得对流层低层西北侧位涡增长, 台风中心上空的辐散形势有利于台风强度的再次增强。由于摩擦和非绝热加热的存在, 对流层位涡局地变化主要决定于位涡的水平平流(守恒项)、位涡的垂直平流、加热的垂直微分(非守恒项)的分布。台风经历变性及再增强的过程中, 其影响范围内位涡守恒性经历了先减弱后增强的过程, 非守恒项中位涡的垂直平流能较好地描述对流层中层位涡局地变化趋势, 而加热的垂直微分则在对流层低层和高层表现良好。副高强度的加强使台风加速北上, 加快了台风变性速度, 高层位涡的向下输送明显提前且强度增强, 位涡守恒性的破坏、重建也相应提前, 位涡垂直平流的整层负值减小, 加热垂直微分对对流层低层位涡增长的正贡献加强, 且持续时间更长。

关键词 台风 变性 等熵面 位涡收支

文章编号 1006-9895 (2009) 06-1297-12

中图分类号 P444

文献标识码 A

Numerical Simulation of the Effect of Subtropical Anticyclone on the Evolvement of Potential Vorticity of Landfall Typhoon on Isentropic Surface

Ji Liang¹ and FEI Jianfang^{2, 3}

¹ Institute of Science, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

² Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

³ Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract Typhoon Winnie (1997) is taken as an example, and the entire process including initial weakening, extra-tropical transition and redeveloping after landfall is reappeared using the MM5 model. Using the piecewise potential vorticity (PV) inversion advanced by Davis et al. (1996), the authors pick out the PV break with the physical mean-

收稿日期 2008-07-22, 2008-10-09 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目(课题: 2009 CB421502), 国家自然科学基金资助项目 40830958

作者简介 季亮, 女, 1980 年出生, 博士, 主要从事台风的数值模拟研究。E-mail: 2005_cyc@sina.com

ing of subtropical anticyclone and change its intensity to get different initial fields. The conservational character and the adiabatic and diabatic effect with different intensity of eastern subtropical anticyclone during the entire process are explored by using the Ertel potential vorticity budget equation on isentropic surface. The results show that transportation of high PV from the upper to lower troposphere makes local PV increase in the lower troposphere, the divergence is favorable to redeveloping of typhoon. Because of the existence of friction and diabatic heating, the local change of PV is mainly decided by the horizontal advection of PV, vertical advection of PV, vertical differential of heating. The conservational character undergoes the weakening and redeveloping in the area of typhoon during the extratropical transition. The vertical advection of PV describes the local change of PV in the middle troposphere better and the vertical differential of heating is better for that in the upper and lower troposphere. The stronger subtropical anticyclone may quicken the northward speed and extratropical transition of typhoon, and the transportation of upper PV is earlier and the intensity is stronger. The destroying and rebuilding of PV conservation is also earlier. The whole-level negative vertical advection of PV is also weaker and the positive effect of vertical differential of heating on local increasing of PV in the lower troposphere is larger and last longer.

Key words typhoon, extratropical transition, isentropic surface, potential vorticity budget

1 引言

我国登陆台风多发于夏季,部分台风登陆后深入内陆久留不消,甚至变性后再次发展,伴随的狂风暴雨极大地威胁人民生命财产安全。Klein et al. (2000) 通过对西北太平洋 30 个台风的合成研究,提出了台风变性过程的概念模型, Foley et al. (1994) 对澳大利亚变性台风的特征分析显示,台风变性与其自身结构、强度及副热带和中纬度的环流系统有密切关系。李英等 (2005, 2006, 2008) 采用动态合成方法,对登陆后长久维持热带气旋 (LTC) 和迅速衰亡热带气旋 (STC) 的涡度、动能、热量和水汽的收支平衡进行计算和对比分析,采用非地转湿 Q 矢量对登陆台风 Winnie (9711) 变性加强过程中环流内的锋生现象进行了诊断分析,并运用卢咸池等 (1992) 波谱分析方法,通过数值模拟的方法研究中纬度高空槽系统对登陆台风变性的影响。Ertel (1942) 指出在绝热无摩擦的情况下,等熵面上空气团位涡守恒。登陆台风与中纬度、副热带环流系统发生相互作用而变性的过程中,常伴有降水凝结潜热释放、非绝热加热等非守恒作用,进而影响台风动力结构的演变。我们注意到,夏季西太平洋副热带高压系统较为活跃,多伴有西伸与北抬趋势,而副高和台风之间相互作用的物理机制仍不十分清楚,这已成为提高台风预报能力的主要障碍之一。

Davis (1992a, 1992b) 和 Davis et al. (1996) 提出的片段位涡反演方法已经成功应用于气旋生成

动力过程、潜热释放对温带气旋发生发展影响的探讨, Wu et al. (1996) 通过台风模式输出的资料,探讨台风和环境场的相互作用, Sigurdur et al. (1999) 利用位涡反演的方法,定量分析和比较了 1995 年 10 月发生在冰岛西北部的北大西洋气旋发展加强的不同时期各物理过程的相对贡献。Huo et al. (1998, 1999) 和 Wang et al. (2003) 应用该方法并籍以提高模式预报能力,并通过选取以台风为中心的轴平均作为参考场,应用分辨率为 6 km 的模式输出资料验证了飓风中非平衡流的分布。

本文选取 1997 年第 11 号台风“温妮”为研究个例,提取具有副热带高压物理意义的位涡扰动,采用片段位涡反演的方法,改变数值模式初始场中台风东部的副热带高压强度,并引入 Ertel 等熵面位涡收支方程,探求不同强度副热带高压系统在台风结构变化的不同时期等熵面位涡的守恒性,以及守恒性与非守恒性相对作用的大小。

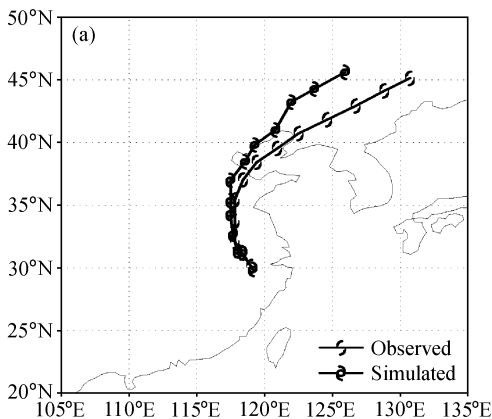
2 模拟方案设计与初步结果

1997 年第 11 号台风“温妮”在源地生成后,强度迅速增强,登陆我国大陆后继续北上的过程中,强度不断减弱,中心气压最大升幅达 17 hPa/12 h,随着其与中纬度环流系统发生相互作用,热力结构逐渐转为西冷东暖的不对称结构,称之为变性。这之后,“温妮”强度再次增强,中心气压降幅达到 10 hPa/12 h,此时温妮台风已成功变性为温带气旋。为方便起见,我们在后文将温妮台风强度变化的三个阶段分别称之为初期减弱、经历变性与

变性后再次发展。

本文利用 MM5 V3. 7 中尺度模式对登陆后的“温妮”台风进行 72 小时模拟, 模拟过程涵盖了台风初期减弱、经历变性以及变性后再次增强的全过程, 模式初始场由 1997 年 8 月 19 日 00 时(国际协调时, 下同)的常规资料经客观分析后插值到中尺度网格上构成, 对台风未进行人工处理。模拟采用双重嵌套网格技术, 区域中心点位于 (35. 5°N, 117. 3°E), 粗、细网格格距分别为 45 km、15 km, 格点数分别为 151×151、199×151, 垂直方向分为不等距 23 层。粗、细网格分别选用 Kuo 和 Grell 对流参数化方案, 均应用高分辨率的 Blackadar 边界层方案。

图 1 为 19 日 00 时至 22 日 00 时每 6 小时一次的台风中心移动路径和中心气压变化图。从 72 小时台风移动路径来看, 本次数值模拟基本把握了这段时期“温妮”台风的移动趋势, 即先北行直至进入山东省, 而后转向偏东北行入渤海, 最后在辽宁再次登陆并保持东北行进路线深入东北境内。模拟台风中心气压的变化也捕捉到了实际台风中心气压先升高再降低的演变趋势。积分前 12 小时, 模拟台风与实况一样表现为台风中心气压的升高, 只是实况的升高速度更快些。之后, 台风强度持续减弱, 中心气压不断升高, 这一过程在数值模拟结果中得到较好再现。20 日 18 时开始, 实况台风出现增强, 中心气压于 21 日 12 时达到最低值, 为 984 hPa。模拟台风的再次加强与实况基本同步, 只是中心气压的降幅要小。



3 片段位涡反演与副高强度的改变

3.1 位涡反演原理与片段位涡反演

球坐标系中, Charney (1955) 非线性平衡方程可写为

$$\nabla^2 \phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \varphi} \frac{\partial (\partial \Psi / \partial \lambda, \partial \Psi / \partial \varphi)}{\partial (\lambda, \varphi)}, \quad (1)$$

其中, ϕ 是重力位势函数, Ψ 则是无辐散流函数 ($V_\Psi = \mathbf{k} \times \nabla \Psi$), V_Ψ 是水平无辐散风矢量, \mathbf{k} 代表铅直坐标单位矢量, f 是科氏参数, λ 是经度, φ 是纬度, a 是地球半径。取无辐散风近似, 即 $u = -\partial \Psi / (a \partial \varphi)$, $v = \partial \Psi / (a \cos \phi \partial \lambda)$ 。代入位涡近似定义式

$$q = -\frac{gk\pi}{p} \left[\eta \frac{\partial \theta}{\partial \pi} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \right],$$

变换即得 Ertel 位涡定义近似表达式

$$q = \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \Psi) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \lambda \partial \pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \varphi \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \varphi \partial \pi} \right],$$

其中, $k = R_d / c_p$, p 表示气压, $\pi = c_p (p / p_0)^k$ 是垂直坐标 Exner 函数, 该定义式与方程式 (1) 组成偏微分方程组, 给定 Ertel 位涡分布即可求得满足给定边界条件的唯一解析解。

将 Ertel 位涡分解成平均场与扰动场的组合, 则

$$q(\lambda, \varphi, \pi, t) = \bar{q}(\lambda, \varphi, \pi) + q'(\lambda, \varphi, \pi, t),$$

同理, 得

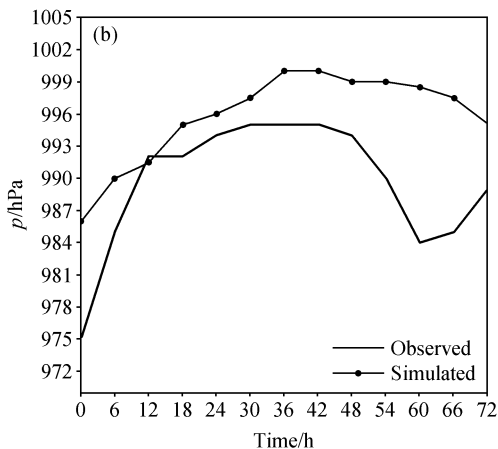


图 1 1997 年 8 月 19 日 00 时至 22 日 00 时每 6 小时一次“温妮”台风 (a) 路径和 (b) 中心气压变化图
Fig. 1 (a) Tracks and (b) central sea level pressure for typhoon Winnie from 0000 UTC Aug 19 1997 to 0000 UTC Aug 22 1997 with 6-h interval

$$\begin{aligned}\psi &= \bar{\psi} + \psi', \\ \phi &= \bar{\phi} + \phi'.\end{aligned}$$

假定 $q' = \sum_{n=1}^N q_n$, 其中 q' 为总位涡扰动, q_n 为与某一特定动力学过程相对应的位涡扰动。同理,

$$\begin{aligned}\Phi' &= \sum_{n=1}^N \Phi_n, \\ \psi' &= \sum_{n=1}^N \psi_n.\end{aligned}$$

引入关系式

$$[\]^* = [\] + \frac{1}{2} \sum_{n=1}^N [\]_n,$$

经变换得到扰动场的非线性平衡方程式与位涡方程式为

$$\begin{aligned}\nabla^2 \phi_n &= \nabla \cdot (f \nabla \psi_n) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \varphi} \times \\ &\left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \varphi^2} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial \lambda^2} - \right. \\ &\left. 2 \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda \partial \varphi} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial \lambda \partial \varphi} \right),\end{aligned}\quad (2)$$

$$\begin{aligned}q_n &= \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \psi^*) \frac{\partial^2 \phi_n}{\partial \pi^2} + \frac{\partial^2 \phi^*}{\partial \pi^2} \nabla^2 \psi_n - \right. \\ &\frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi_n}{\partial \lambda \partial \pi} + \frac{\partial^2 \phi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial \lambda \partial \pi} \right) - \\ &\left. \frac{1}{a^2} \left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \varphi \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi_n}{\partial \varphi \partial \pi} + \frac{\partial^2 \phi^*}{\partial \varphi \partial \pi} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial \varphi \partial \pi} \right) \right].\end{aligned}\quad (3)$$

方程式 (2) 和 (3) 组成片段位涡的方程组, 若

给定某一位涡扰动与边界条件, 则可求出与该扰动相对应的重力位势与流函数的分布。

3.2 模式初始场中副高强度的改变

改变模式初始时刻的副热带高压强度的方法为: (1) 求取平均场: 首先求取流函数和重力位势的全球纬向平均, 保留模式模拟区域内分布, 即得到平均场。(2) 求取扰动场: 将模式初始时刻重力位势和流函数与平均场相减, 对照初始时刻副热带高压 5880 线位置保留与其对应的负位涡扰动, 在实际的计算中选取 500 hPa 以上与副热带高压所对应的负位涡扰动进行反演。(3) 求取平衡场: 应用 3.1 节中片段位涡反演的方法求得与保留的负位涡扰动相对应的空间三维分布的高度场和流函数分布, 再由流函数与无辐散风的关系 ($u = -\partial \psi / \partial y$, $v = \partial \psi / \partial x$) 得到风场分布, 温度场由 π 坐标系下静力平衡关系 $\theta = -\partial \Phi / \partial \pi$ 求得, $\pi = c_p (p/p_0)^k$ 是垂直坐标 Exner 函数, 其中 $k = R_d / c_p$, 图 2 给出 19 日 00 时副热带高压负位涡扰动经反演得到的高度场和无辐散风场在 500 hPa 等压面上的分布; (4) 求取新的初始场: 将扰动位涡求得的三维风场和温度场与模式初始场相加或相减, 就得到了增强或减弱副热带高压强度的新的初始场, 我们通常观察 5880 线来判断副热带高压的演变趋势, 其西伸增强代表副高强度增强, 反之则为副高减弱, 从图 2c 中可以明显看出不同初始场中 5880 线的分布形势。

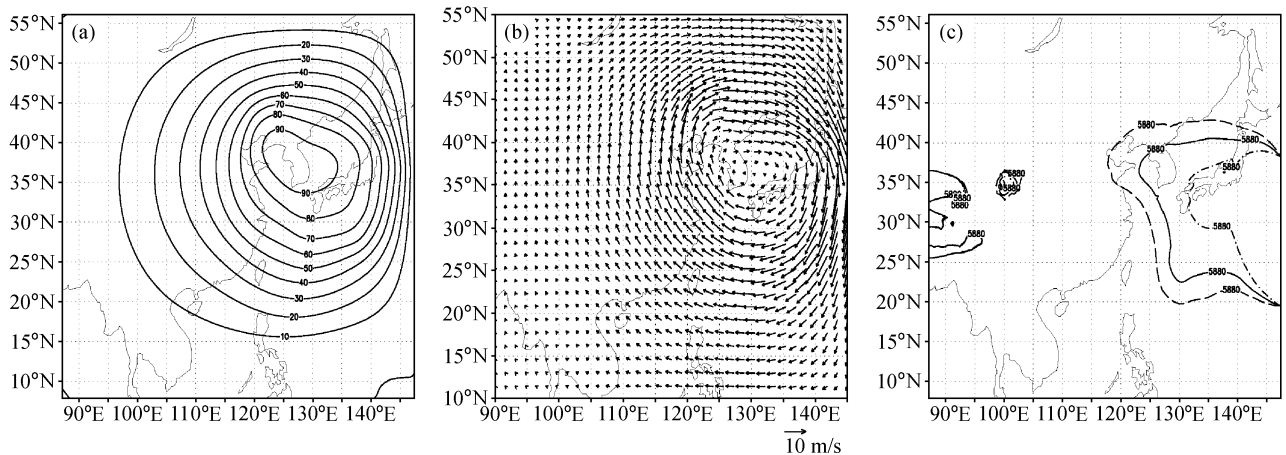


图 2 1997 年 8 月 19 日 00 时副热带高压负位涡扰动经反演得到的 500 hPa 高度场 (a, 单位: m) 和无辐散风场 (b) 与 5880 线 (c) 分布图。(c) 实线为控制实验 (Exp 1); 虚线为加强副高强度试验 (Exp 2); 点虚线为减弱副高强度试验 (Exp 3)

Fig. 2 The distribution of (a) geopotential height (units: m) and (b) nondivergent wind at 500 hPa from the inversion of negative potential vorticity anomaly corresponding to the subtropical anticyclone and (c) 5880 line at 0000 UTC 19 Aug 1997. (c) Solid contour: control experiment (Exp 1); dashed contour: experiment for stronger subtropical anticyclone (Exp 2); dash-dotted contour: experiment for weaker subtropical anticyclone (Exp 3)

4 试验结果分析

通过片段位涡反演的方法,我们设计了增强与减弱副高强度的两组敏感性试验,为了与控制实验相比较,构造新的初始场时对低层高度场和风场不作改动,这样做的目的是尽量不改变初始时刻的台风中心海平面最低气压,保持与控制实验相同强度的台风,其他模式参数设置均与控制试验相同。下面将通过对台风强度变化、台风移动路径、等熵面位涡演变与收支等方面的分析,探求副热带高压对变性台风的深刻影响。

4.1 台风强度与移动路径变化

图 3 给出控制试验与改变副热带高压强度后,台风中心海平面最低气压与移动路径的变化。从图 3a 中可以看出,积分初期,三组试验中台风中心气压不断升高,强度均为持续减弱。不同之处在于,控制试验中积分 36 小时台风中心气压升高到 1000 hPa,并维持 6 小时。加强副热带高压强度的试验中,台风中心气压于积分 42 小时升高到 1002 hPa。积分后期,控制试验和加强副热带高压强度试验中,台风中心气压在达到最大值后逐渐降低,只是副热带高压加强后,模拟台风再次加强的速度更快,降幅增大,且积分结束时台风中心气压比控制试验较低。减弱副热带高压强度后,模拟台风中心气压没有出现明显的降低,达到 1000 hPa 基本维持该强度至积分结束,未出现台风强度的再次加强。

在台风移动路径的变化上(图 3b、c),加强副热带高压强度后,副高块状高压向我国大陆的西伸

程度增强(图 2c),模拟台风北上过程中高空槽东移接近台风中心,槽前强大的西南气流使台风转向,由于副热带高压西侧前缘给予台风更多的西南气流支持,台风中心东北向行进的移速明显加快,台风中心很快位于副高块状高压的北侧,副高为台风中心上空引导气流贡献了更多的西风支持,受其影响积分后期模拟台风移动路径较控制试验偏南且移速更快,72 小时台风中心到达位置较控制试验偏东 2°经度多。

减弱副热带高压强度后,副高块状高压东撤远离台风中心,积分初期台风中心保持北行路线,趋势与控制试验基本一致,但由于副高东撤,台风东部的偏南气流减弱,导致台风北移速度减慢。随着高空槽移近,台风转向东北行,但副高西侧前缘的西南气流仍较弱,台风东北向移速较慢,积分后期台风中心移动路径为东北偏北向,最终台风中心所在位置较控制试验偏西超过 2°经度。

4.2 等熵面位涡收支分析

准静力的 Ertel 位涡方程(Bluestein, 1993)表达式为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left[-\xi_{\text{ed}} g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] &= -\mathbf{V}_H \cdot \nabla_\theta \left[-\xi_{\text{ed}} g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] - \\ &\quad \text{位涡局地变化} \qquad \qquad \qquad \text{位涡水平平流} \\ &\quad \frac{d\theta}{dt} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[-\xi_{\text{ed}} g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] + \left[-\xi_{\text{ed}} g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \frac{\partial}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt} + \\ &\quad \text{位涡垂直平流} \qquad \qquad \qquad \text{加热垂直微分} \\ &\quad \left[\nabla \cdot \frac{d\theta}{dt} \frac{\partial (\mathbf{V} \times \mathbf{k})}{\partial \theta} \right] g \frac{\partial \theta}{\partial p} - \left[\nabla \cdot (\mathbf{F} \times \mathbf{k}) \right] g \frac{\partial \theta}{\partial p}, \\ &\quad \text{加热水平微分} \qquad \qquad \qquad \text{摩擦项} \end{aligned} \tag{4}$$

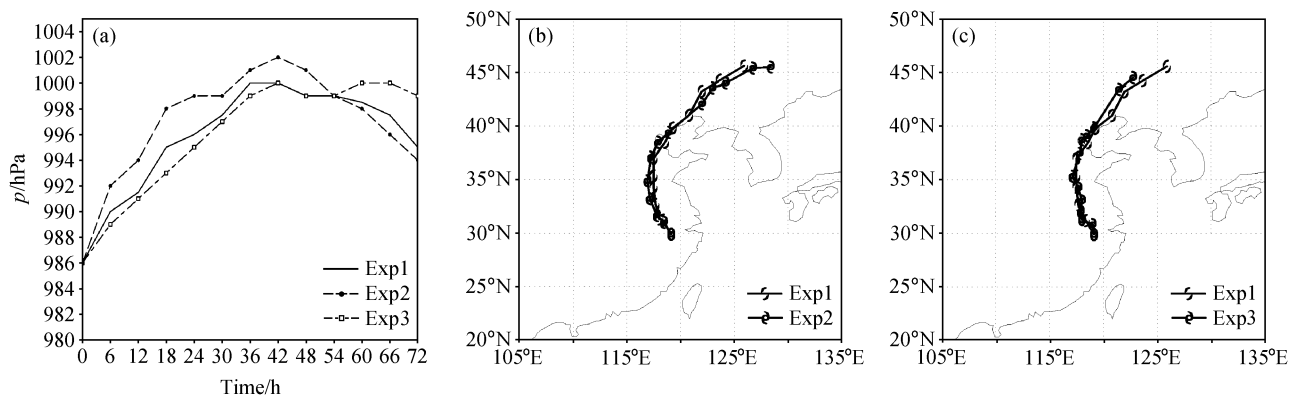


图 3 1997 年 8 月 19 日 00 时至 22 日 00 时每 6 小时一次的台风中心气压变化 (a) 与移动路径图 (b 加强副热带高压强度试验; c 减弱副热带高压强度试验)
Fig. 3 (a) The evolvement of sea level pressure at the typhoon center and typhoon tracks for (b) Exp 2 and (c) Exp 3 between 0000 UTC 19 Aug and 0000 UTC 22 Aug 1997 with 6-h interval

其中, $P_v = \xi_{\theta}(-g \partial \theta / \partial p)$ 为等熵面上位涡的定义式, $\xi_{\theta} = (\xi_{\theta} + f)$ 为等熵面上绝对涡度, $-g \partial \theta / \partial p$ 为静力稳定度。对于位涡的守恒性来说, 所有包含加热和摩擦的项都为零, 则方程 (4) 变为 $\partial P_v / \partial t = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla_{\theta} P_v$, 即位涡的局地变化单纯地决定于位涡的水平平流, 因此, 我们称位涡的水平平流为守恒项, 而将方程 (4) 右边剩余四项称为非守恒项。

首先, 建立空间 θ 坐标系, 将模式输出的等 σ 面资料插值到各等熵面上, θ 坐标系最低层设为 300 K, 每层之间间隔为 5 K, 等间距共 15 层, 在 θ 坐标系下计算方程 (4) 中各项空间分布, 其中位涡的垂直平流、加热的垂直微分和水平微分项均采用中央差格式计算, 摩擦项为余项。计算中发现, 加热的水平微分项分布主要集中在台风中心附近, 且较其他非守恒项小 1 个量级, 对位涡的局地变化影响较小, 因此后面的分析中不考虑该项和作为余项计算的摩擦项。我们选取与 300 hPa 附近高空急流带交叉的 340 K 等熵面和位于 800~700 hPa 的 310 K 等熵面作为参考等熵面, 更好地描绘中纬度

环流变化与对流层低层非绝热作用。

4.2.1 等熵面位涡和风场分布

积分 72 小时中, 模拟台风经历了初期减弱、变性及变性后再次加强的过程, 通过对模拟台风中心气压演变分析, 我们选取 19 日 12 时、20 日 12 时、21 日 12 时三个时次作为模拟台风结构演变不同时期的代表时刻。图 4 为上述三个时次的 340 K、310 K 等熵面位涡和风场分布图。

从图 4a 中看出, 随着台风不断北移, 其高层流出气流靠近北侧急流带, 台风中心东侧风速逐渐加强, 中心值于 20 日 12 时达到 30 m/s, 此时台风中心西侧 105°E~111°E 区域出现较为明显的对流层顶折迭, 区域位涡值由 2.5 PVU 增长到 4 PVU, 且该位涡带逐渐与台风中心上空位涡区相连, 台风中心移向其北侧急流核的气旋性切变一侧, 高空辐散利于台风强度的维持, 同时台风东侧急流区范围逐渐扩大, 并沿纬向扩展。接下来的 24 小时, 台风中心移近西北高空槽, 该区域大值位涡带环绕台风的气旋性卷曲越发明显, 正位涡源源不断地向对

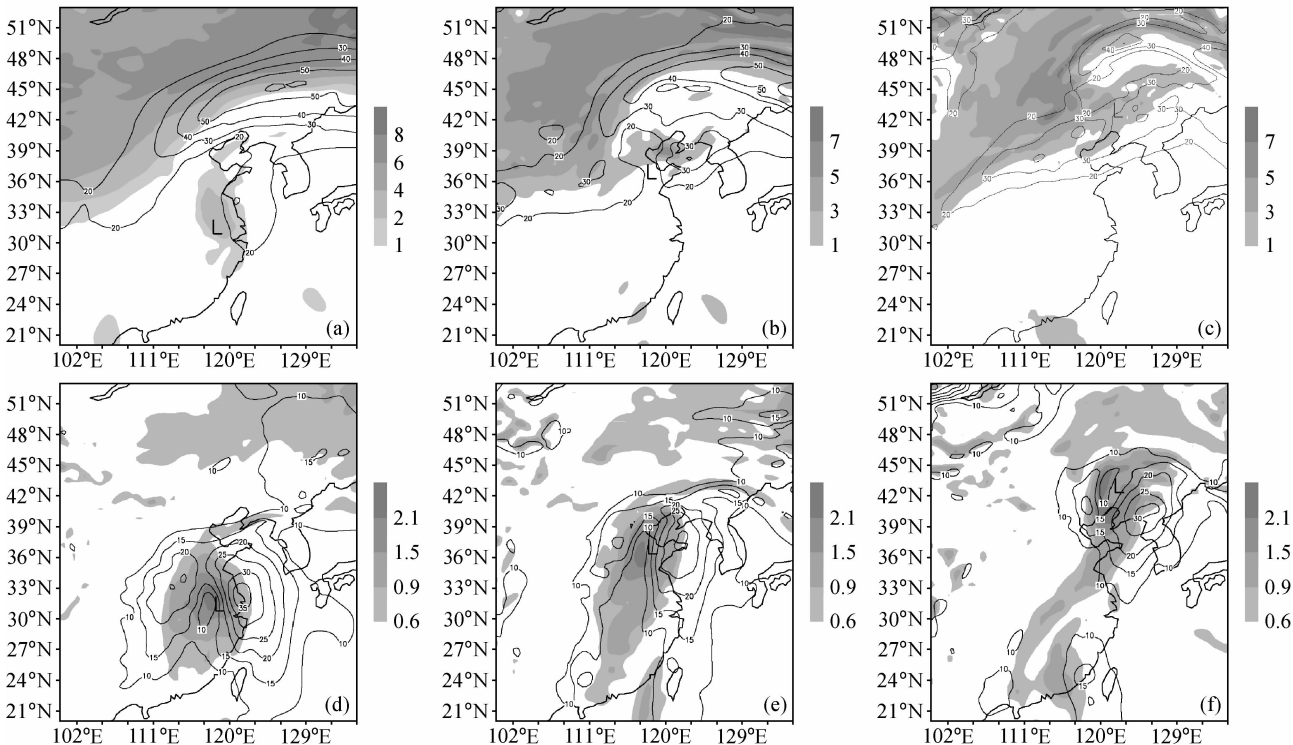


图 4 (a~c) 340 K 和 (d~f) 310 K 等熵面位涡和水平风速强度场分布图: (a, d) 19 日 12 时; (b, e) 20 日 12 时; (c, f) 21 日 12 时。阴影: 位涡, 单位: PVU; 实线: 水平风速线, 单位: m/s; L: 模拟台风中心

Fig. 4 The distribution of potential vorticity (shadow, units: PVU) and horizontal wind field (contour, units: m/s) on (a~c) 340-K and (d~f) 310-K isentropic surfaces: (a, d) 1200 UTC 19 Aug; (b, e) 1200 UTC 20 Aug; (c, f) 1200 UTC 21 Aug. "L" is for the core of simulated typhoon

流层中低层输送。21 日 12 时,台风中心已位于其南侧急流带的气旋性切变与北侧急流带强辐散区下方,有利于台风强度的再次增强。

在位于对流层低层的 310 K 等熵面上(图 4b), 19 日 12 时,台风中心对应一个中心值为 2.2 PVU 的位涡大值区,其北侧区域分布有一狭长螺旋形的位涡带,这种趋势随积分时间增长变得越来越明显,对照卫星云图可以发现,该螺旋形位涡带形状类似于台风中心北侧的暖锋云系。此时,对流层低层台风中心附近风场的分布形势是右侧大风区较强,最大风速为 35 m/s。伴随着对流层低层螺旋形位涡带的增强,台风中心对应的位涡区域逐渐呈南北向伸展、东西向收缩。20 日 12 时,原先近乎为圆形的位涡区已经因向北伸展而变得细长。随着台风中心继续北移,台风中心附近位涡分布主要表现为西北侧和东南侧各存在一个较大的位涡正值区,

其中西北侧的强度较强,并呈现气旋式旋转,积分结束时(图略)台风中心附近较强位涡正值区已位于其正南侧。同时,伴随着台风的再次加强,原先位于台风中心右侧的大风速区环绕台风反气旋式旋转,移至台风中心的东南侧,这种风场形势一直持续到积分结束。造成这种变化的主要原因是台风北上深入内陆的过程中,台风中心南侧西风环流明显加强,强度超过北侧的东风区,因此台风中心附近的合成风场低值区由南转向北。

4.2.2 等熵面上位涡方程各项演变

我们以各时刻台风中心海平面气压最低点为原点、边长为 $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ 的正方形区域建立随台风中心移动的坐标系,通过求取该区域面积平均来代表登陆台风影响区域内等熵面位涡的空间分布。

控制试验中(图 5),积分中期对流层中高层平均位涡减少,中心值为 $-0.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。

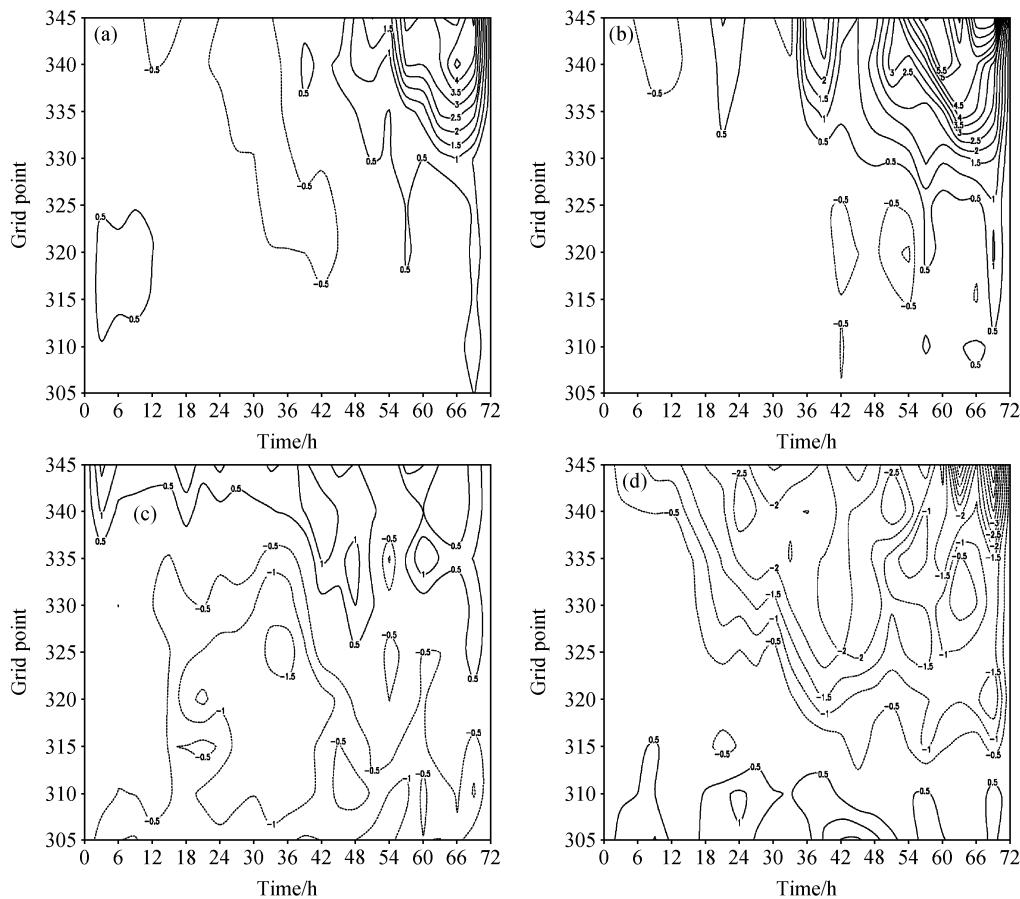


图 5 控制试验中以台风中心为原点, 40×40 个格点区域内等熵面位涡方程各项分布图(单位: $10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$): (a) 位涡局地变化; (b) 位涡水平平流; (c) 位涡垂直平流; (d) 加热垂直微分
Fig. 5 The mean evolution of potential vorticity (PV) budget equation terms on isentropic surface in the locomotive coordinates originated at the typhoon core in the control experiment (units: $10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$): (a) Local change of PV; (b) horizontal advection of PV; (c) vertical advection of PV; (d) vertical differential of heating

K, 后期台风中心移近高空槽, 存在大值位涡输送, 330 K 等熵面以上位涡增长速度较快, 于积分 66 小时即 21 日 18 时达到最大值为 $4.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$, 位于 340 K 等熵面附近。值得注意的是, 积分 54 小时之后在高层位涡增长的同时有向对流层低层传输的现象, 并持续至积分结束。守恒项即位涡的水平平流项基本描绘出积分后期对流层高层位涡的增长和积分中期对流层中层位涡的减少, 不同之处在于高层位涡增长提前了 6 小时左右, 积分 48 小时至 54 小时对流层中层 325 K 等熵面以下位涡减小, 中心值为 $-1 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$, 位于 320 K 等熵面附近。

非守恒项即位涡垂直平流与加热的垂直微分的分布有较大差异, 前者表现为对流层中低层为大范围负值, 对应该区域位涡局地减小, 减弱幅度于积分 30 小时至 36 小时达到最强, 中心值为 $-1.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$, 位于 325 K 等熵面附近。该项在对流层高层均为正值, 330 K 等熵面附近于

积分 48 小时与 60 小时存在两个中心值为 $1 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的正值区。加热的垂直微分在 315 K 等熵面以下均为正值, 两个中心分别出现在积分 24 小时和 42 小时, 后一个时次中心值已达到 $1.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 。通过对模拟降水图分析可以看出(图略), 温妮台风北上深入内陆的过程中, 为内陆带来了丰富的降水, 强降水引发了凝结潜热释放, 使台风暴雨区加热率增大, 因此台风影响范围内该非守恒项在对流层低层表现为净的正值。由于垂直上升随高度减小, 使得加热垂直微分项在对流层高层为负, 其强度在积分后期高层出现大值正位涡输送时更大。

加强副热带高压强度后(图 6), 积分中期对流层中高层同样存在位涡的局地减少, 但与控制试验相比强度更大, 中心值已达到 $-1 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$, 位于 335 K 等熵面附近。积分 42 小时后, 325 K 等熵面以下出现了位涡的局地减少, 而在控制试验中对流层低层位涡变化较小或有微弱增长。

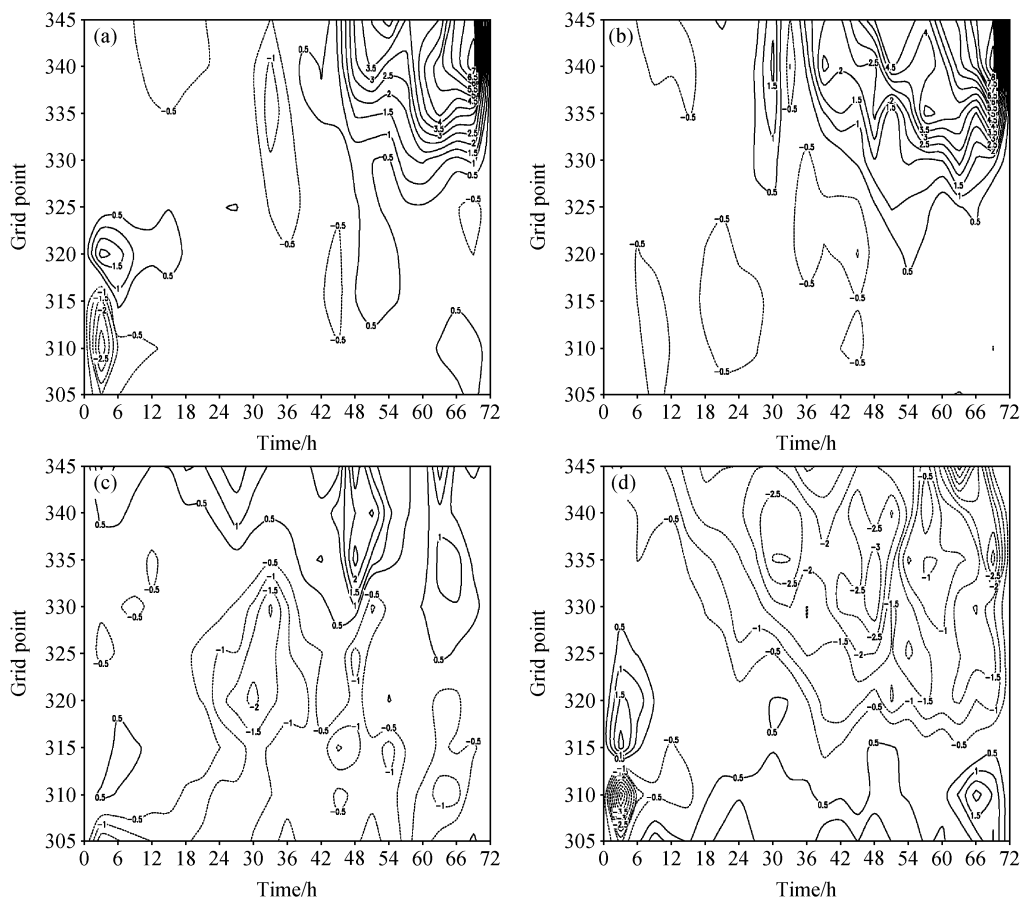


图 6 加强副高试验中等熵面位涡方程各项分布图。其余同图 5

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for Exp 2

该试验中,台风北移速度加快,较早地与中纬度高空槽发生相互作用,积分 48 小时后 335 K 等熵面以上就出现了大于 $2 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的位涡增长,同时高层大值位涡的向下输送也较控制试验明显提前且强度增强,图 6a 中积分 48 小时开始出现由高层向低层伸展的位涡局地增长,最低延伸点到达近 310 K 等熵面处。与控制试验相似,位涡水平平流项基本把握了台风影响范围内位涡局地变化的趋势,只是在积分中期对流层高层的位涡减少上表现为正负相间的分布。

位涡的垂直平流在对流层中层的负值区强度在积分 24 小时后不断加强,于积分 30 小时在 320 K 和 330 K 等熵面附近分别形成一个中心值为 $-2 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的负值区。该项在对流层高层仍为正值,最大值出现于积分第 48 小时,位于 335 K 等熵面附近,强度远大于控制试验,达到 $2.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$,对位涡增长有更大的正贡献。加热的垂直微分在低层始终维持不小于

$0.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的强度,并于积分结束前 6 小时在 310 K 等熵面附近增长为 $2 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$,而在控制试验中未出现这一现象。与控制试验相似,该项在对流层高层负值的强弱与高层大值正位涡的输送对应较好。

减弱副热带高压强度后(图 7),较大的位涡局地变化仍主要分布在对流层中高层,积分后期存在高层大值位涡的向下输送,但与控制试验相比时间有所延迟,原因在于减弱副高强度后台风北移速度减慢,与中纬度高空槽发生相互作用较晚。位涡水平平流能较好的描述积分后期高层位涡变化,尤其是对于积分 24 小时至 48 小时时间的位涡变化形势把握得较好,而在控制试验和加强副高试验中偏差较大。

与控制试验相似,位涡垂直平流在对流层中低层均为负,对应位涡的局地减少,积分前 42 小时在 325 K 等熵面附近出现两个中心值为 $-1.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的负值区,而在对流层高层

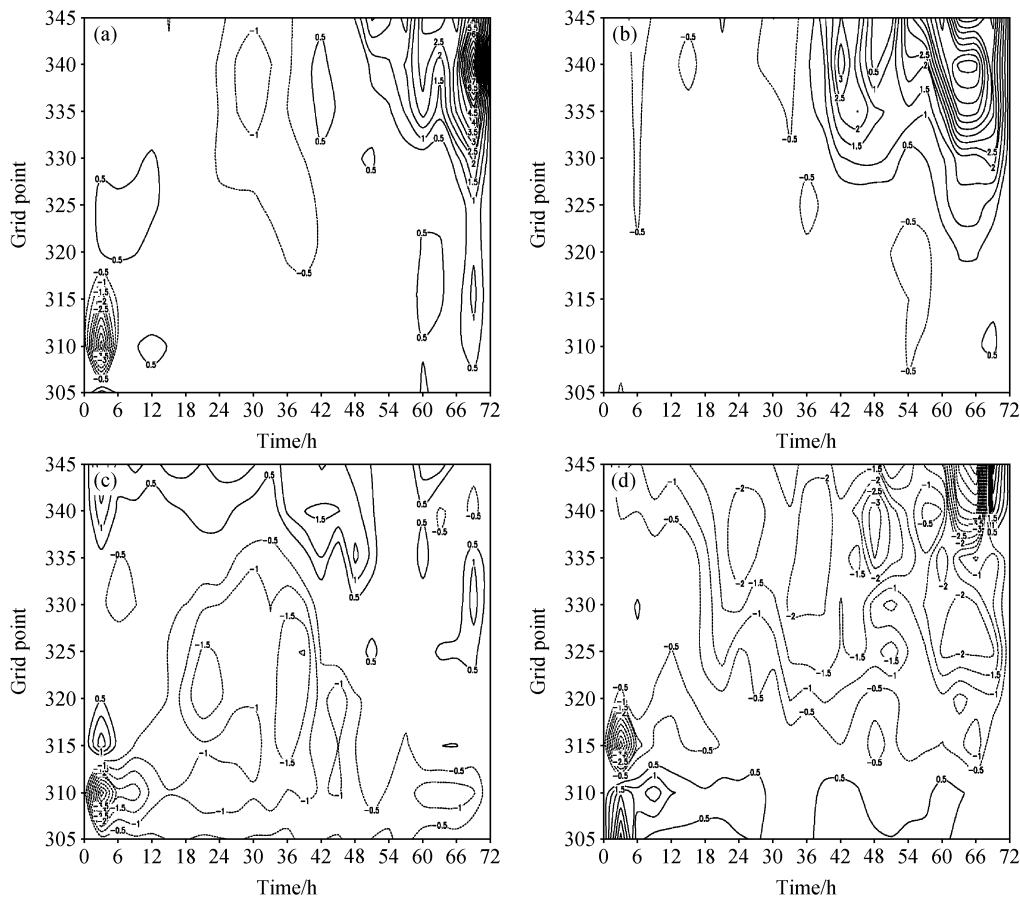


图 7 减弱副高试验中等熵面位涡方程各项分布图。其余同图 5

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for Exp 3

则于积分 36 小时开始出现正值增长,并持续近 18 个小时,大值主要位于 335 K 等熵面附近。与前两组试验差别最大的表现在加热的垂直微分项,该项在 315 K 等熵面以下为正,但与控制试验相比强度明显减弱,积分 6 小时后基本未出现中心强度大于 $0.5 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的区域,这表明减弱副高强度后,垂直上升运动减弱,降水强度弱,低层非绝热加热减弱。该项对对流层高层位涡增长的负

贡献于积分 48 小时达到 $-3 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}$ 的强度,与位涡水平平流和位涡垂直平流的正值区相对应。

4.2.3 台风变性前后等熵面上位涡方程各项演变

上一小节中,我们分析了三组试验 72 小时模拟过程中等熵面位涡方程守恒项与非守恒项对对流层不同高度位涡局地变化的影响,对比副高强度改变后,各项空间分布及其与位涡变化的相关性变

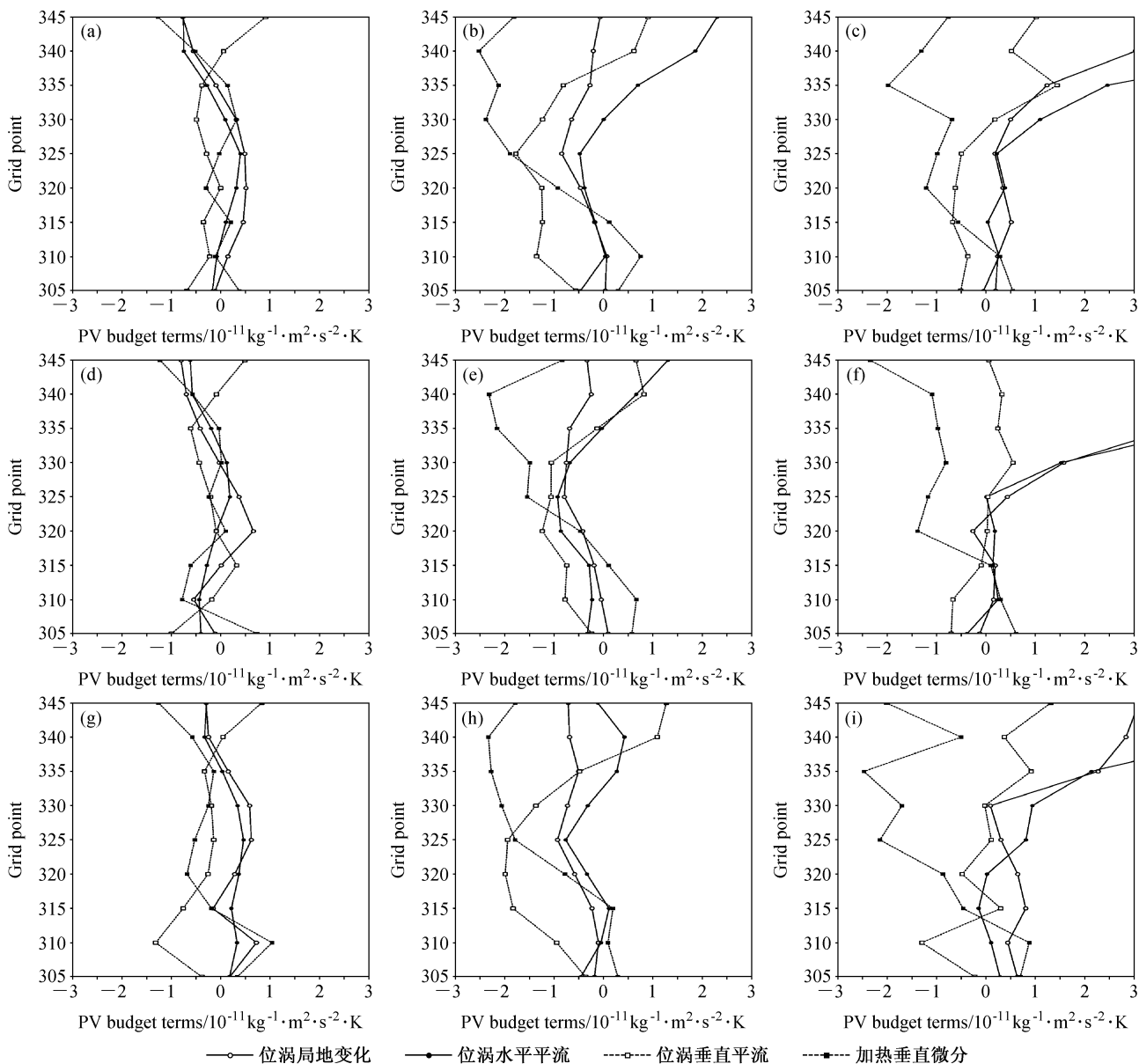


图 8 (a~c) 控制试验、(d~f) 加强副高试验和 (g~i) 减弱副高试验中以台风中心为原点, 40×40 个格点区域内等熵面位涡方程各项分布图: (a, d, g) 19 日 12 时; (b, e, h) 20 日 12 时; (c, f, i) 21 日 12 时

Fig. 8 The mean evolution of PV budget equation terms on isentropic surface in (a~c) Exp 1, (d~f) Exp 2, and (g~i) Exp 3; (a, d, g) 1200 UTC 19 Aug; (b, e, h) 1200 UTC 20 Aug; (c, f, i) 1200 UTC 21 Aug. Hollow circle; local change of PV; solid circle; horizontal advection of PV; hollow square; vertical advection of PV; solid square; vertical differential of heating

化。下面将选取代表台风变性前、变性中、变性后的 19 日 12 时、20 日 12 时、21 日 12 时三个时次作为参考时刻,进一步探求在登陆台风结构演变的不同时期方程各项对位涡局地变化的贡献。

图 8 为上述三个时次台风影响范围内等熵面位涡收支方程各项平均分布。19 日 12 时,台风处于减弱期,控制试验中对流层中层位涡出现局地增长,此时位涡水平平流项曲线与位涡局地变化曲线趋势非常相似,说明该时期位涡基本守恒。位涡垂直平流与加热垂直微分曲线近乎呈对称分布,说明这两个非守恒项对位涡局地变化的作用基本抵消。加强副高强度后,位涡局地变化为整层减少,位涡水平平流未能较好地描述对流层中层位涡的局地增长,前者正值偏小,说明该时刻位涡守恒性不够好。位涡垂直平流在 310 K 和 335 K 等熵面之间的曲线趋势与位涡局地变化对应较好,只是具体数值存在差异。加热垂直微分基本把握了 310 K 等熵面以下与 335 K 等熵面以上位涡局地减少随高度增强的变化趋势。在减弱副高强度的试验中,位涡水平平流曲线较为和缓,能够描述整层位涡局地变化,位涡垂直平流在 315 K 和 335 K 等熵面间与位涡局地变化对应较好,而对于 315 K 等熵面以下位涡的局地增长却主要由加热垂直微分贡献。

20 日 12 时,台风北上移近高空槽,冷空气入侵使得台风热力结构逐渐发生变化,台风经历变性。控制试验中,位涡的守恒性减弱,尤其在 325 K 等熵面以上表现得更为明显。此时,位涡垂直平流在对流层低层为强度较强的负值,不利于位涡的局地增长,而弥补这一不足的是加热垂直微分项。加强副高强度后,台风北移速度加快,与控制试验相似,对流层高层位涡守恒性较差,位涡垂直平流整层负值减小,与控制试验不同的是其与位涡水平平流曲线差距明显缩小,加热垂直微分与位涡局地变化曲线交叉点提高至 320 K。而减弱副高强度后,位涡守恒性的高度升高,这与该试验中台风北移缓慢,受高空槽影响延迟有关。加热垂直微分在对流层低层为较小的正值,强度弱于前两组试验,加上位涡垂直平流整层负值增大,两者综合作用使得对流层低层位涡局地减少。

21 日 12 时,台风经历变性后再次加强,控制试验中位涡守恒性得到增强,与之前时刻不同的是,对流层高层由于高空槽大值位涡的输送出现了

明显的位涡增长,位涡垂直平流在 330 K 等熵面以上转为正值,这一高度较之前有所下降。加热垂直微分对流层低层位涡局地增长的正贡献不断减弱,其与位涡变化曲线交叉点已降至 310 K 附近。加强副高后,位涡守恒性强于控制试验,且位涡垂直平流的整层变化明显减小,加热垂直微分对流层低层位涡增长有更强的正贡献。在减弱副高试验中,对流层中层位涡守恒性较 24 小时前减弱,说明此时台风仍处于变性期,加热垂直微分在对流层低层的正值有所增强,能更好地抵消该区域位涡垂直平流对位涡局地增长的负贡献。

5 结论

本文选取“温妮”台风为研究个例,采用 Davis (1992a, 1992b) 提出的片段位涡反演的方法,改变初始时刻副热带高压强度,通过数值模拟的方法探求副高强度改变对登陆台风强度、移动路径、结构等的影响,深入分析登陆台风结构演变过程中等熵面位涡空间分布特征与守恒性质,得到如下结论:

(1) MM5 中尺度模式能较好地模拟再现“温妮”台风登陆后经历初期减弱、变性及变性后再次发展的演变过程,较准确把握登陆台风移动路径。随着台风北上移近高空槽,对流层高层大值位涡向台风中心上空气旋式卷曲,源源不断的输送使得对流层低层西北侧位涡增长,且台风中心上空辐散形势利于台风强度的再次增强。

(2) 副热带高压强度的改变直接影响登陆台风移动路径与强度变化,具体表现在:副高加强后,台风北移速度加快,转向后副高块状高压北侧偏西气流加快了台风东移速度。台风强度前期减弱和后期再次增强的速度更加明显;减弱副高强度则减缓了台风的北上,台风转向后与副高块状高压的相对位置使得台风持续东北行。台风前期减弱不甚明显,未出现台风后期的再次增强。

(3) 引入等熵面位涡收支方程,建立空间位温坐标系,利用模式输出的高分辨率资料,能够获取台风影响范围内绝热与非绝热项空间、时间分布,以及对位涡局地变化的影响。“温妮”台风登陆后结构演变的过程中,由于摩擦和非绝热加热的存在,对流层位涡不守恒,其局地变化主要决定于位涡的水平平流(守恒项)、位涡的垂直平流、加热的垂直微分(非守恒项)的分布。

(4) “温妮”台风深入内陆的过程中, 与其西北侧高空槽相互作用逐渐增强, 高层位涡大幅度增长, 并向下层输送, 守恒项在其中占主导作用。位涡垂直平流和加热垂直微分的分布形势完全不同, 强降水引发的凝结潜热释放使后者在对流层低层表现为净的正值。加强副高强度后, 高层位涡增长的高度有所降低, 向下输送明显提前且强度增强, 位涡的垂直平流项对积分中期对流层高层位涡增长有更大的正贡献。加热的垂直微分项在低层表现为强度更强、范围更广的正值分布。减弱副高强度后, 高层位涡向下输送有所延迟, 加热的垂直微分在低层正值区较控制试验明显减弱。

(5) 台风经历变性及再增强的过程中, 其影响范围内位涡守恒性经历了先减弱后增强的过程, 非守恒项中位涡的垂直平流能较好地描述对流层中层位涡局地变化趋势, 而加热的垂直微分则在对流层低层和高层表现良好。副高强度的加强加快了台风变性速度, 位涡守恒性的破坏、重建也相应提前, 位涡垂直平流的整层负值减弱, 加热垂直微分对对流层低层位涡增长的正贡献加强, 且持续时间更长。

参考文献 (References)

- Bluestein H B. 1993. Synoptic Dynamic Meteorology in the Midlatitudes [M]. Oxford University Press
- Charney J G. 1955. The use of the primitive equations of motion in numerical prediction [J]. *Tellus*, 7: 22–26
- Davis C A. 1992a. Piecewise potential vorticity inversion [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49: 1397–1411
- Davis C A. 1992b. A potential-vorticity diagnosis of the importance of initial structure and condensational heating in observed extratropical cyclogenesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120: 2409–2428
- Davis C A, Grell E D, Shapiro M A. 1996. The balanced dynamical nature of a rapidly intensifying oceanic cyclone [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 3–26
- Ertel H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz [J]. *Meteorol. Z.*, 59: 271–281
- Foley G R, Hanstrum B N. 1994. The capture of tropical cyclones by clod fronts off the west coast of Australia [J]. *Weather and Forecasting*, 9: 577–592
- Huo Zonghui, Zhang Da-Lin, Gyakum J R. 1998. An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 superstorm [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 424–436.
- Huo Zonghui, Zhang Da-Lin, Gyakum J R. 1999. Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. Part I: Static piecewise inversion [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127: 2546–2562.
- Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. 2000. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage [J]. *Weather and Forecasting*, 15: 373–396.
- 李英, 陈联寿, 王继志. 2005. 热带气旋登陆维持和迅速消亡的诊断研究 [J]. *大气科学*, 29 (3): 482–490. Li Ying, Chen Lian-shou, Wang Jizhi. 2005. Diagnostic study of the sustaining and decaying of tropical cyclone after landfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (3): 482–490.
- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2006. 高空槽对 9711 号台风变性加强影响的数值研究 [J]. *气象学报*, 64 (5): 552–563. Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2006. Numerical study on impacts of upper level westerly trough on the extratropical transition process of typhoon Winnie (1997) [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 64 (5): 552–563.
- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2008. 变性台风 Winnie (9711) 环流中的锋生现象 [J]. *大气科学*, 32 (3): 629–639. Li Ying, Chen Lian-shou, Lei Xiaotu. 2008. Frontogenesis in the circulation of typhoon Winnie (1997) during its extratropical transition process. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 32 (3): 629–639
- 卢咸池, 何斌. 1992. 初值格谱变换的分析比较 [J]. *计算物理*, 9 (4): 768–770. Lu Xianchi, He Bin. 1992. Two ways to perform initial data grid-spectral transform [J]. *Chinese Journal of Computation Physics*, 9 (4): 768–770.
- Thorsteinsson S, Erlingsson V, Kristjánsson J E, et al. 1999. A diagnostic study of the Flateyri avalanche cyclone, 24–26 October 1995, using potential vorticity inversion [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127: 1072–1088.
- Wu C-C, Kurihara Y. 1996. A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53: 2264–2282.
- Wang Xingbao, Zhang Da-lin. 2003. Potential vorticity diagnosis of a simulated hurricane. Part I: Formulation and quasi-balanced flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60: 1593–1607.