

变性台风 Winnie (9711) 环流中的锋生现象

李英¹ 陈联寿¹ 雷小途²

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 上海气候中心, 上海 200030

摘 要 基于 T106 一日四次 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 格点资料, 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诊断分析。结果表明, Winnie 变性加强与其环流内的中尺度锋生过程密切相关, 其低层环流中可发现包围台风中心的环状锋生现象。其中, 北侧锋带与西侧锋带在结构、性质上有所不同, 北侧锋具有暖锋特征, 而西侧锋具有冷锋特点。台风残余低压环流中心位于两条锋带的交汇处, 其变性加强过程类似于一个温带气旋在地面锋上的发展过程。Winnie 变性加强过程中, 北侧暖锋锋生强, 锋面次级环流明显, 降水区主要出现在该锋带附近。西侧冷锋锋生弱, 无明显锋面次级环流, 降水不明显。强锋生区首先在台风上空高层产生, 随后增强下传, 加强了低层锋生过程。中低层锋生强度以及锋上垂直运动与凝结潜热作用有密切关系。

关键词 台风 变性加强 锋生 非地转湿 Q 矢量

文章编号 1006-9895 (2008) 03-0629-11

中图分类号 P444

文献标识码 A

Frontogenesis in the Circulation of Typhoon Winnie (1997) during Its Extratropical Transition Process

LI Ying¹, CHEN Lian-Shou¹, and LEI Xiao-Tu²

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences/State Key Laboratory of Severe Weather Beijing 100081

2 Shanghai Climate Center, Shanghai 200030

Abstract The non-geostrophic wet Q -vector (Q^*) method is adopted to analyze frontogenesis phenomenon, which occurs in the circulation of typhoon Winnie during its extratropical transformation and re-intensification process based on CAMS/T106 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ grid data. Results show that Winnie's re-intensification is associated with the mesoscale frontogenesis process in its circulation. A kind of frontogenesis zone in ring form, which wraps up the typhoon center, is found in the lower layer of typhoon remnant circulation. The characteristics are different between the northern frontal zone and the western frontal zone. The former has some features of the warm front and the latter the cold front, and the typhoon center is just in their joint area. The intensification of the remnant of typhoon Winnie looks like the process of an extratropical cyclone developing in the surface frontal zone. Compared with the western front, the intensity of frontogenesis and the secondary vertical circulation are much more remarkable in the northern frontal zone, resulting in more severe rainfall correspondingly. The obvious frontogenesis area is found in the higher layer at the beginning, then it propagates downwards, resulting in the intensification of frontogenesis in the lower layer. Large-scale condensation latent heating plays an important role in enhancing the frontogenesis in the lower layer and ascending motion across the front.

Key words typhoon, transformation and intensification, frontogenesis, non-geostrophic wet Q -vector

1 引言

变性热带气旋预报是一个颇具挑战性的问题。由于热带气旋变性过程的复杂性,目前国际上对热带气旋变性还没有一个具体明确的定义。观测事实表明,热带气旋变性过程中其结构、移速,降水强度和分布等都将发生明显变化,并具有再度发展的可能。这常常导致其预报失败,灾害难以预防。早在 20 世纪 50 年代,Knock^[1]和 Sekioka^[2]就探讨过有关热带气旋变性的机理问题,并提出热带气旋系统在锋面上诱生新温带气旋的观点。陈联寿和丁一汇^[3]指出,斜压能量是台风变性加强的主要能源。Dimego 等^[4]、Foley 等^[5]和 Harr 等^[6]的研究表明,热带气旋残余低压的再度发展类似于 Petterssen 和 Smebye^[7]定义的 B 型温带气旋锋生。徐祥德等^[8]的数值研究表明,低纬北上台风的变性发展与中高纬度锋面的强度有关。Klein 等^[9]将热带气旋的变性过程分为变性(transformation)和再发展(reintensification)两个阶段,并提出一个变性的三维模型。他们的数值研究^[10]表明,当台风高层外流加强高空急流入口区域,台风低压与对流层低层斜压带相互作用时,有利于台风残余低压的再度发展。Weindl^[11]对飓风与槽相互作用下飓风的变性过程进行了数值研究。韩桂荣等^[12]探讨了变形场锋生对 0108 号台风温带变性和暴雨形成的作用。这些研究均强调斜压系统在热带气旋变性加强过程中的作用,但目前关于热带气旋环流与斜压系统相互作用的机理仍不很清楚。

9711 号台风 Winnie 是一个深入中国内陆并变性加强产生大范围暴雨灾害的台风。朱佩君等^[13, 14]和张晓慧等^[15]均对 Winnie 的变性加强过程进行分析。李英等^[16]对比分析台风 Winnie (9711) 变性后加强与 Bilis (0010) 变性后减弱的物理过程,结果表明, Winnie 变性加强与其环流中的锋生现象有关。本文将运用非地转湿 Q 矢量的理论,进一步分析 Winnie 台风环流里的锋生过程。

2 非地转湿 Q 矢量的表达式

Hoskins 等^[17]在 1978 年提出了 Q 矢量的概念,并推导出以准地转 Q 矢量散度作为唯一强迫项的准地转 ω 方程。此后, Q 矢量从最初的准地转 Q 矢量发展到半地转 Q 矢量、非地转 Q 矢量及非地转

湿 Q 矢量^[18~20]。其中非地转湿 Q 矢量不仅具有非地转特性,且考虑了大气中水汽凝结释放潜热作用,能更好地描述中尺度降水的主要特征。 Q 矢量除用于垂直运动的诊断外,亦被用于锋生的研究^[21~22],结果发现应用 Q 矢量分析锋生形势更为准确。

文献[18, 19]考虑水汽非绝热作用,从准静力平衡、无粘性摩擦、 f 面上 p 坐标系的原始动力学方程组,推导出非地转湿 Q 矢量的表达式以及以非地转湿 Q 矢量散度作强迫项的 ω 方程。文献[20]进一步考虑了对流凝结加热的作用。

定义非地转湿 Q 矢量(记为 Q^*)表达式为

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial x} \cdot \nabla \theta + \frac{R}{c_p p} \frac{\partial}{\partial x} (H_s + H_c) \right], \quad (1)$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial y} \cdot \nabla \theta + \frac{R}{c_p p} \frac{\partial}{\partial y} (H_s + H_c) \right], \quad (2)$$

式中,

$$h = \frac{R}{p} \left(\frac{p}{1000} \right)^{\frac{R}{c_p}},$$

H_s 和 H_c 分别为大尺度凝结和对流凝结潜热加热率,分别使用大尺度凝结加热方案和郭晓岚积云参数化方案进行计算^[23]。 Q_x^* 和 Q_y^* 是 Q^* 在 x 和 y 方向的分量,其他物理量为常用符号。

(1)、(2) 式表明, Q^* 取决于风水平和垂直切变的差异效应、风的水平梯度和温度梯度的乘积及非绝热效应。

Q^* 表示的 ω 方程为

$$\nabla_h^2 (\sigma \omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot Q^*, \quad (3)$$

其中, $\sigma = h(\partial \theta / \partial p)$, $\nabla \cdot Q^*$ 为非地转湿 Q 矢量散度。假设大气的垂直运动是一种波动形式,则 ω 与 $\nabla \cdot Q^*$ 成正比。当 $\nabla \cdot Q^* < 0$, 则 $\omega < 0$, 为上升运动,反之为下沉运动。上式表明 Q^* 矢量散度场实际上是非地转上升运动的强迫机制,必然激发次级环流。下列公式描述了 Q^* 与次级环流之间的关系,即

$$\begin{cases} Q_x^* = \frac{1}{2} \left(f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} \right), \\ Q_y^* = \frac{1}{2} \left(f^2 \frac{\partial v_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} \right), \end{cases} \quad (4)$$

u_a 和 v_a 为非地转风分量。由此可知, 纬向、经向的垂直环流分别由 Q^* 的纬向、经向分量决定, Q_x^* 和 Q_y^* 总指向气流上升区, 而背向气流下沉区。

定义 Q^* 矢量锋生函数 $F_Q^* = 2 Q^* \cdot \nabla \theta_e$ 。 $F_Q^* > 0$ 时锋生, 反之锋消。 θ_e 为相当位温。

采用中国气象局提供的一日 4 次 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 经纬距的 T106 资料, 垂直方向 1000 hPa 至 100 hPa 共 12 层。热带气旋位置、强度资料取自中国气象局主编的《台风年鉴》^[24]。

3 Winnie 变性加强中的锋生过程

3.1 Winnie 活动的环流背景

9711 号台风 Winnie 于 8 月 18 日 21 时 (北京时, 下同) 在浙江温岭登陆 (图 1a), 登陆时中心最低海平面气压 960 hPa, 登陆后穿过浙皖两省进入山东, 强度持续衰减。20 日 08 时分裂为两个中心, 主中心消失在鲁南, 而在鲁中重新生成一个 994 hPa 的副中心移向东北, 并穿过渤海湾在辽宁营口二次登陆, 最后到达中国东北静止。在此过程中 Winnie 副中心逐渐加强, 21 日 20 时演变为一个温带气旋, 其中心气压为 985 hPa, 比分离时的副中心降低 9 hPa。1997 年 8 月 20~22 日为 Winnie 的变性再发展阶段, 是本文研究的对象。

Winnie 登陆北上过程中, 中高纬度地区有明

显的西风带高空槽活动。从 1997 年 8 月 20 日 08 时 300 hPa 形势图 (图略) 上看, 亚欧中高纬度地区经向环流明显, 在台风上游, 青藏高原东侧有明显冷槽东移, 槽前有西南风高空急流 (HLJ) 配合 (定义为风速大于等于 20 m/s 的强风区域), 此时 Winnie 位于槽前西南风急流带南侧。随着台风向北进入斜压区以及高空槽东移, Winnie 与 HLJ 逐渐靠近。图 1b 显示 1997 年 8 月 21 日 08 时 300 hPa 高度场和温度场, 此时高空西风槽已赶上台风低压, 并逐渐在垂直方向与其叠置, 表现为 Winnie 穿过高空槽前的 HLJ (阴影区), 12 小时后至其北侧, 此间台风明显加强。另外, Winnie 北上过程中, 低层有来自热带海洋的西南风低空急流与台风环流保持联结, 为其不断输送暖湿空气 (图略)。冷、暖气流的活动为锋生提供了有利条件。

3.2 台风低层环流中的锋生现象

图 2a~d 给出 Winnie 变性加强过程中 850 hPa 水平风场以及相当位温 θ_e 的分布。阴影为 $\theta_e \leq 336$ K 的区域, 以其示踪干冷空气。

1997 年 8 月 20 日 20 时 (图 2a), Winnie 低压移至高空槽前, 其低层环流由于登陆耗损已明显衰减 (风矢量箭头较短), 呈南北向椭圆形环流。此时冷空气已侵入台风内部 (阴影), Winnie 具有半冷半暖的热力结构, 已经发生变性, 其西部冷气团

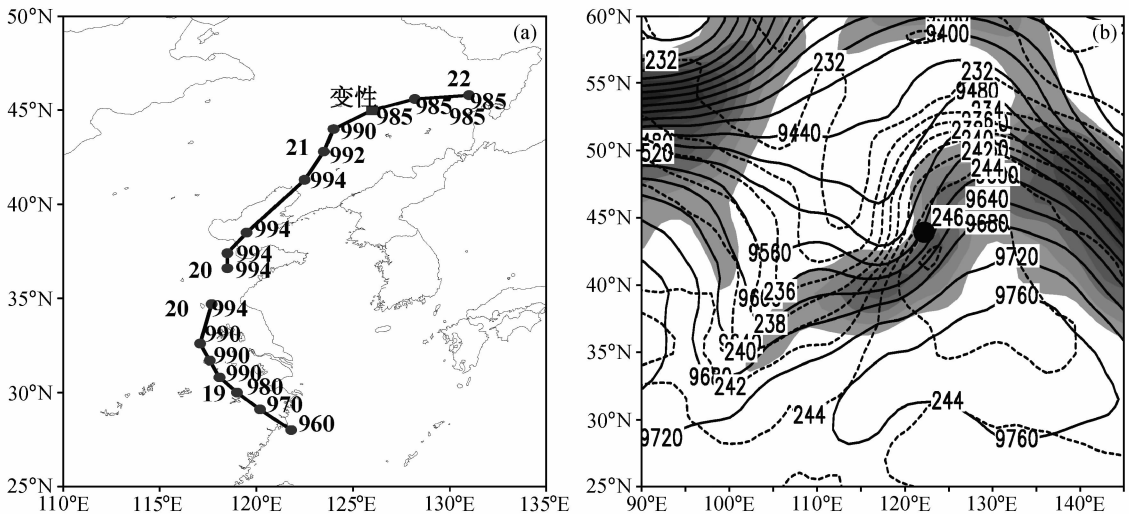


图 1 (a) Winnie 6 h 一次的登陆路径, 实线左侧数字为日期 (时间为 08 时), 右侧数字为台风中心海平面气压 (单位: hPa); (b) 1997 年 8 月 21 日 08 时 300 hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 和温度场 (虚线, 单位: K), 阴影为风速 ≥ 20 m/s 的区域, 实心圆为台风中心位置 (下同)
Fig. 1 (a) Winnie's track with 6 hour interval, digits on the left side indicate date (0800 LST), on the right side show the minimum sea level pressure of the typhoon center (hPa); (b) 300-hPa height (solid line, gpm) and temperature (broken line, K) at 0800 LST 21 Aug 1997, shaded areas: wind speed ≥ 20 m/s, dot: the location of typhoon center (the same below)

(330 K) 与东部暖气团 (351 K) 产生强烈对比。冷、暖气团之间 θ_e 等值线密集, 形成一条明显的通过台风中心的准南北向锋区。同时, 台风东部暖湿气团与北侧的冷气团之间也形成一明显的东西向 θ_e 等值线密集带。台风低压环流中心位于两条锋带交汇区 θ_e 等值线最大曲率附近, 与《台风年鉴》^[24] 提供的台风中心位置 (圆点所示, 下同) 基本相符。21 日 08 时~21 日 20 时 (图 2b~c), 冷空气继续卷入台风内部, 冷暖气团的对比度加大, 等 θ_e 线更为密集。原台风中心以西的南北向锋带 (简称西侧锋) 向东弯曲, 以北的东西向锋带 (简称北侧锋) 向西南弯曲, 两条锋带相向靠近, 表现出包围台风中心的趋势。台风环流东部暖气团则继续维持向北的明显暖舌, 位于两锋之间。在锋带包围台风中心的过程中, 暖气团被迫抬升, 垂直涡度增加, 台风低压环流明显增强 (风矢箭头增长), 并趋于准圆形环流。而增强的气旋性环流又有助于冷、暖气流活动。一方面加速了暖湿气流沿锋面的抬升, 另一

方面又迫使冷空气卷入 TC 低压内部, 加速台风中心填塞。图 2a~c 表明, 台风西侧冷空气向暖空气运动, 西侧锋具有冷锋的特征, 而北侧锋上暖气团向冷气团爬升, 具有暖锋的特点。台风中心位于此冷、暖锋的交汇处, 该处暖气团逐渐被冷空气包围, 并被强迫抬升, 凌驾于冷气团之上 (图 2d), 最终锢囚消失。可以看出, Winnie 变性加强类似于一个温带气旋在地面锋上强烈发展的过程。类似的锋面活动在 500 hPa 高度以下台风低层环流中均比较明显。

图 2e~h 为过台风中心相当位温 θ_e 和垂直流场的纬向剖面, 其中垂直风矢量用纬向风 u 与 $-10000 \times \omega$ 制作 (由于水平风分量与 ω 的单位和量级不同, 矢量箭头只能定性表示垂直运动的相对强弱和方向, 下同)。在此剖面上可以分析西侧锋北端和北侧锋南折部分的情况。1997 年 8 月 20 日 20 时 (图 2e), 对流层低层台风中心东、西侧分别为暖、冷空气控制, 冷中心位于 115°E 上空 600 hPa

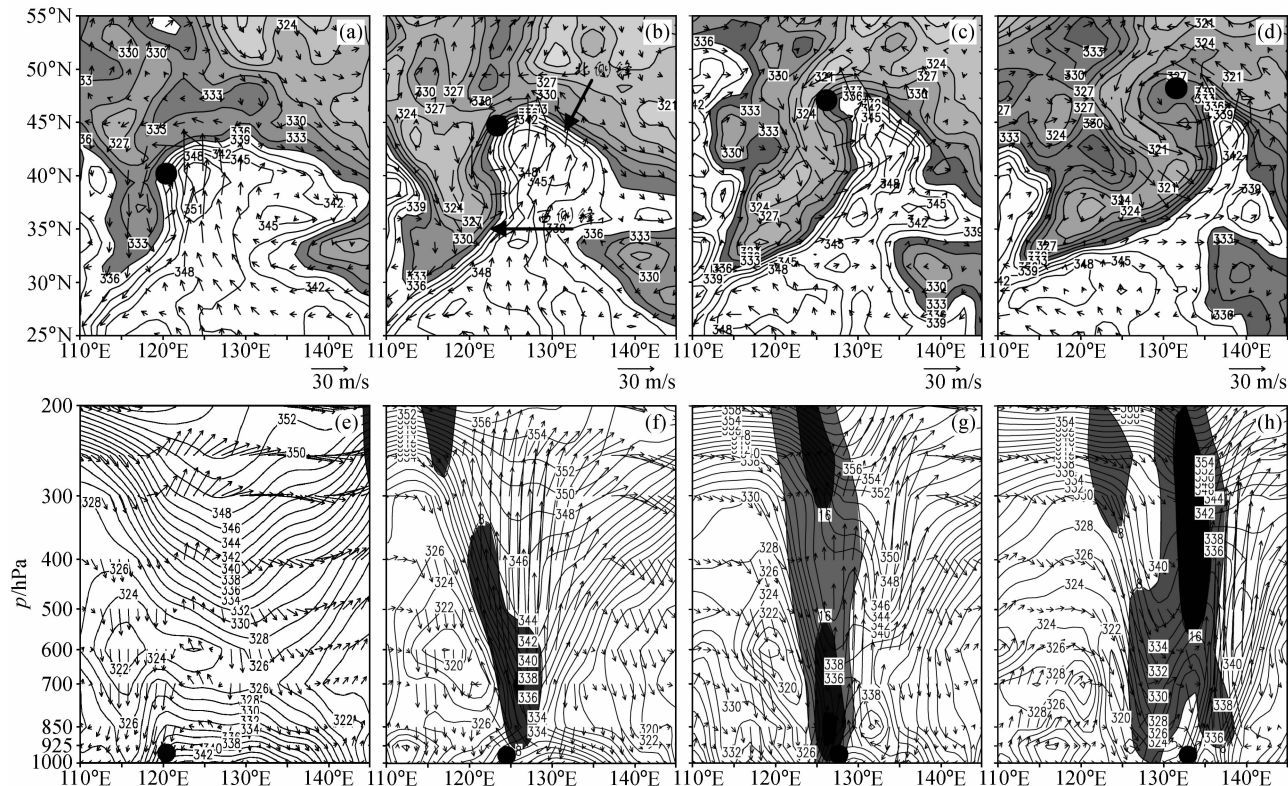


图 2 Winnie 变性加强过程中 (a~d) 850 hPa 风场和相当位温 θ_e 的分布 (阴影为 ≤ 336 K 区域) 和 (e~h) 过台风中心相当位温 θ_e 的纬向垂直剖面以及垂直流场 (阴影为涡度 $\geq 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的区域): (a, e) 20 日 20 时; (b, f) 21 日 08 时; (c, g) 21 日 20 时; (d, h) 22 日 08 时
Fig. 2 (a~d) Wind vectors and equivalent potential temperature θ_e (shading: ≤ 336 K) at 850 hPa, and (e~h) zonal vertical sections of θ_e (K) and wind vectors (made by u and $-10000 \times \omega$) across the typhoon center (shading: vorticity $\geq 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) at (a, e) 2000 LST 20 Aug, (b, f) 0800 LST 21 Aug, (c, g) 2000 LST 21 Aug and (d, h) 0800 LST 22 Aug

高度附近。台风中心附近低层可见弱 θ_e 密集区, 即西侧锋北端。台风中心上空 200~500 hPa 之间有向下伸展的暖舌, 与其西侧较低层冷气团之间形成高空锋区, 此时低层暖气团有较弱的向西爬升运动。21 日 08 时 (图 2f), 台风中心西侧冷空气加强, 高空暖舌也加强下伸, 342 K 等值线已从 12 小时前的 400 hPa 向下伸至 600 hPa, 这使得冷气团与暖舌之间的等值线变得更加密集和陡立, 出现自低层向高层西倾的强锋区, 锋上垂直涡度 (阴影区) 明显发展。此时台风北侧锋南折的部分在此剖面图上已可以看到, 大致位于 $130^\circ\text{E}\sim 135^\circ\text{E}$ 。两锋之间暖空气的垂直运动明显加强 (向上箭头增长)。上升暖气流到 200 hPa 高度向东转为下沉气流, 在北侧锋上形成垂直环流。西侧锋后的下沉气流主要来自高空槽区的冷平流, 上升暖气流在西侧锋后的下沉很弱。21 日 20 时 (图 2g), 高空西风槽与低层台风低压上下叠置, 下沉冷空气更明显。但由于此时低层台风东侧暖气团以及高空下伸暖舌维持并略有加强, 西侧锋区仍维持, 且低层垂直涡度增大至 $24\times 10^{-5}/\text{s}$, 台风低压作为锋面气旋得到发展。较强上升运动出现在北侧锋并具有明显垂直环流, 西侧锋上则为弱的下沉气流控制。22 日 08 时 (图 2h), 台风中心上空下沉冷气流加强 (向下箭头增长), 低层完全为冷空气控制, 暖气团凌驾于冷气团之上, 锋面气旋已锢囚。此时由于残余暖气团在北侧锋上的爬升作用, 北侧锋上 138°E 附近的上升运动仍十分明显, 并在较高层次产生新的垂直涡度。但此时西侧锋和北侧锋相距已较近, 上升运动同时也加速了冷空气抬升, 图 2h 中 $130^\circ\text{E}\sim 135^\circ\text{E}$ 之间可见向高层向北斜伸的冷舌。这加速了暖空气变性, 最终使台风低压填塞消亡。

上述分析表明, Winnie 台风变性加强与其环流中的中尺度锋生过程密切相关。对流层中低层台风环流中可见包围台风中心的环状锋生现象。其中北侧锋具有暖锋特点, 而西侧锋具有冷锋特点。Winnie 的变性加强过程类似于一个温带气旋在低层锋面上的发展过程, 这与文献[7~9]的研究结果一致, 但加入台风低压的动、热力作用, 这一过程比一般的温带气旋发展过程更为复杂。

为了进一步证实 Winnie 环流中锋面现象的存在, 用 NCEP 2.5×2.5 格点资料进行相同的分析, 得到了类似结果 (图略)。另外, 文献[13, 14]利用

红外云图以及探空观测资料分析并模拟了 Winnie 的变性加强过程, 指出 Winnie 在温带转变过程中具有清楚的冷暖锋结构, 台风环流北部为宽广的暖锋云区, 南部为狭长的冷锋云带, Winnie 云系发展与锋面气旋云系发展类似, 并认为对流层中高层的冷空气倾斜下沉入侵和低层的暖平流是热带气旋变性的关键。这与本文基于 T106 资料的分析结果类似, 进一步证实了 Winnie 变性过程中低压环流内锋生现象的存在。

4 Q^* 锋生诊断

4.1 锋生函数 F_Q^* 的分布特征

图 3a~d 给出 Winnie 变性加强过程中 850 hPa Q^* 矢量锋生函数 F_Q^* 的分布。1997 年 8 月 20 日 20 时 (图 3a), 当冷空气侵入台风环流内, 对应相当位温等值线的密集带 (参见图 2) 上出现锋生, 其中最大锋生强度约为 $72\times 10^{-15} \text{ K}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-3}$, 主要分布在北侧锋带上, 西侧锋上锋生强度则弱得多, 尤其是南端。21 日 08 时 (图 3b), 北侧锋锋生带向南弯曲, 西侧锋上锋生带略有加强, 位置向东移动, 两条锋生带相向靠近, 台风中心 (圆点所示) 位于二者的交汇区。此时, 锋消区 (负值) 主要出现在北侧锋南北两侧。21 日 20 时 (图 3c), 随着北侧锋继续南折以及西侧锋进一步东移, 相应的锋生带加强并靠拢。此时 Winnie 低压已发展至最强。但在两条锋带靠近台风中心一端出现较强的锋消区, 这与冷空气对环流中心的填塞有一定关系 (参见图 2)。22 日 08 时 (图 3d), 锋消区加强扩大, 北侧锋和西侧锋上的锋生区仅存于远离台风中心的一端, 对应“温带气旋”已经锢囚。由此可见, 锋生强度的变化解释了 Winnie 台风环流中出现的锋生现象及其类似于温带气旋发展的变性加强过程。

从过台风中心的纬向相当位温 θ_e (实线) 以及 F_Q^* (虚线, 阴影 $\geq 8\times 10^{-15} \text{ K}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-3}$) 剖面 (图 3e~h) 看, 台风上空高层亦有较强的锋生现象。1997 年 8 月 20 日 08 时 (图略), 强锋生区出现在高层, 最强中心位于 250 hPa 高度附近。20 日 20 时 (图 3e), 锋生中心降至 400 hPa 附近, 强锋生区位于台风高空下伸暖舌与其西侧冷空气交界处。21 日 02 时 (图略), 锋生中心继续降至 600 hPa 附近。21 日 08 时 (图 3f), 随着高空暖舌的下伸及其西侧冷气团的加强, 高空锋生区向下延伸至近地

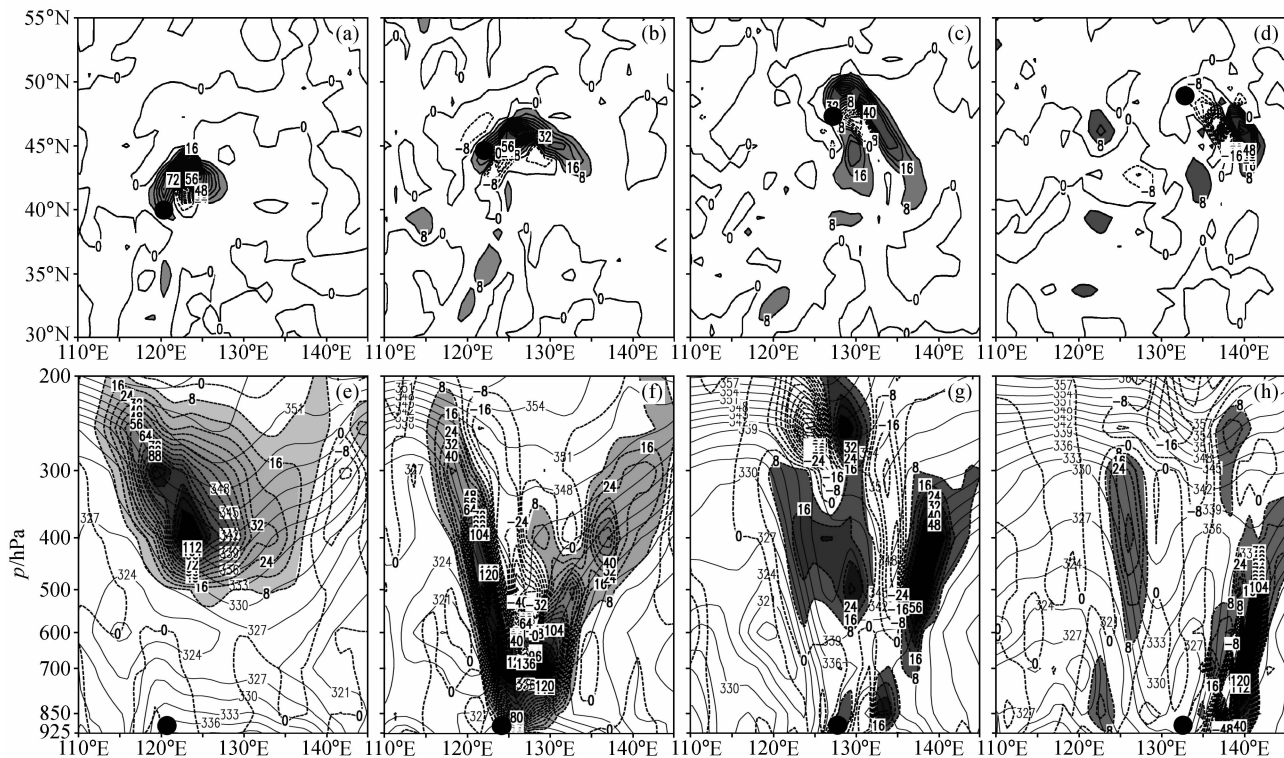


图3 1997年8月(a~d) 850 hPa锋生函数场(阴影 $\geq 8 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)以及(e~h) 过台风中心 θ_e (实线, 单位: K)和锋生函数

(虚线, 阴影为 $\geq 8 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)的纬向垂直剖面: (a, e) 20日20时; (b, f) 21日08时; (c, g) 21日20时; (d, h) 22日08时
Fig. 3 (a-d) Horizontal distributions of 850-hPa frontogenesis function (shading: $\geq 8 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$), and (e-h) zonal vertical sections of θ_e (solid line, units: K) and frontogenesis function (dashed line, shading: $\geq 8 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) across the typhoon center at (a, e) 2000 LST 20 Aug, (b, f) 0800 LST 21 Aug, (c, g) 2000 LST 21 Aug and (d, h) 0800 LST 22 Aug in 1997

面, 形成一条明显强锋生带, 并随高度增加向西倾斜, 同时东侧也出现随高度增加向东倾斜的强锋生带。这是北侧锋南折后看到的锋生带。此时强锋生中心已降至700 hPa高度附近。强的锋消区主要位于两条锋生带之间、下伸的暖舌区附近。从图2f中可以看出, 此时锋生带上的上升气流非常明显。21日20时后(图3g~h), 锋生强度减弱, 尤其以低层台风中心附近最为明显, 甚至出现锋消区。强锋生区主要出现在北侧锋距台风中心较远的位置上。

由此可见, Winnie 变性加强过程中具有强锋生区由高层向低层的传输过程, 这与3.2节对锋生现象的观测一致。锋生下传可能与西风槽前高空急流附近正位涡异常下传^[16]以及凝结潜热加热下传有关。

4.2 凝结潜热加热对锋生的贡献

Q^* 的锋生诊断表明, 变性加强的 Winnie 台风环流中具有环状锋生以及锋生下传现象。引起锋生的物理过程很多, 如水平变形场、水平切变运动、

垂直变形场、垂直运动分布不均、地面摩擦、湍流和混合作用以及包括潜热释放、感热加热和辐射过程在内的非绝热加热等都能造成局地的锋生过程。王兴宝等^[25]在二维半地转锋生模式中, 考虑了凝结潜热加热对锋生及越锋环流的影响, 结果表明, 凝结加热使锋生加快, 使锋区上升运动倍增, 并使其水平尺度明显减小。 Q^* 表达式(1)、(2)中右边第一项和第二项中包含了风水平和垂直切变的差异效应和风的水平梯度等动力因素, 第三项中考虑了大气水汽凝结潜热释放引起的非绝热效应。即相应 F_Q^* 中包含了动力因子引起的锋生作用和凝结潜热加热导致的锋生作用。下面, 分析凝结潜热加热对台风环流内锋生过程的影响。

图4给出 Winnie 变性加强过程中1997年8月21日14时700 hPa F_Q^* 的水平和垂直分布。图4a为完全的 F_Q^* 分布, 图4b、c分别是去掉和仅有凝结潜热加热作用后的 F_Q^* 。比较分析看出, 去掉凝结潜作用后锋生函数场的分布与完全 F_Q^* 分布相

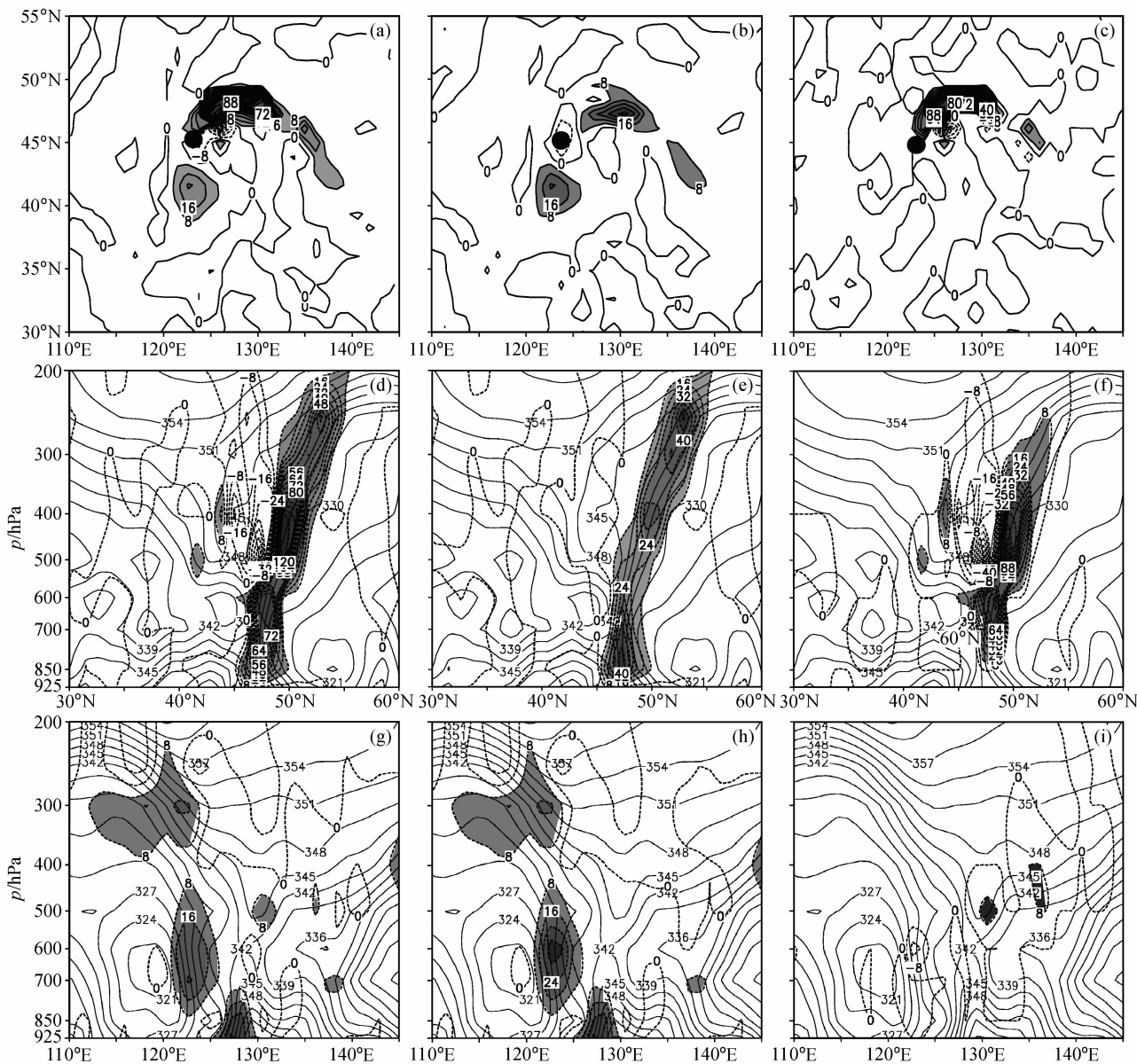


图4 1997年8月21日14时(a~c)700 hPa F_{θ^*} 的水平分布、(d~f) 过130°E θ_e (实线)和 F_{θ^*} (虚线)的垂直剖面以及(g~i) 过42°N θ_e (实线)和 F_{θ^*} (虚线)垂直剖面:(a、d、g) 完全 F_{θ^*} ; (b、e、h) 无凝结潜热加热 F_{θ^*} ; (c、f、i) 仅有凝结潜热加热 F_{θ^*} 。阴影为锋生函数 $\geq 8 \times 10^{-15} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$; θ_e 单位: K

Fig. 4 (a-c) Horizontal distributions of 700-hPa F_{θ^*} , (d-i) vertical sections of θ_e (solid line, K) and F_{θ^*} (dashed line) along (d-f) 130°E and (g-i) 42°N at 1400 LST 21 Aug 1997; (a, d, g) total F_{θ^*} ; (b, e, h) F_{θ^*} without condensation latent heating; (c, f, i) F_{θ^*} only with condensation latent heating. Shading indicates $F_{\theta^*} \geq 8 \times 10^{-15} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$

似,在北侧锋和西侧锋上均产生锋生作用,在台风低压中心附近产生锋消作用。而仅考虑凝结潜热加热时的锋生强度分布显示(图4c),北侧锋带上具有很强的锋生,同时在该锋带南侧造成锋消,但在西侧锋上锋生很小。与不考虑凝结潜热时的锋生强度相比,仅有凝结潜热作用下的锋生强度要强得多。考察沿130°E横穿北侧锋锋生函数的垂直分布

(图4d),北侧锋带上有一条明显的从低层到高层向北倾斜的强锋生区,最强锋生区位于400~700 hPa之间,其中非绝热加热锋生对最强锋生区的贡献要比无非绝热加热时大3~4倍(图4e、f),但在300 hPa以上高层和700 hPa以下低层,非绝热加热对锋生的作用很小。锋带南侧的锋消区也主要是非绝热加热作用造成的,这可能是非绝热加热下传减弱

台风低层冷暖气团之间的温度差异所致。制作通过 42°N 的纬向垂直剖面来考察西侧锋的情况 (图 4g~i), 发现西侧锋与北侧锋有所不同。西侧锋上的锋生强度比北侧锋弱得多, 且锋生主要来自于动力场锋生的贡献, 非绝热加热造成的锋生十分微弱, 其主要在 600 hPa 锋区位置附近产生锋消。

分析表明, 无凝结潜热的锋生作用对北侧锋和西侧锋的锋生过程均有影响, 其贡献主要在高层和低层, 是造成台风环流中的锋生环状分布形式的主要因子。凝结潜热产生的锋生、锋消作用主要表现在中低层, 在北侧锋上明显, 西侧锋上则微弱, 这与降水主要集中在北侧锋附近有关, 同时也反映降水过程凝结潜热释放对锋生的正反馈作用。凝结潜热作用加强了北侧锋上的锋生, 同时也加强该锋面南侧的锋消, 从而加速了北侧暖锋锋生过程。进一步计算表明 (图略), 这里凝结潜热加热基本上是

大尺度凝结加热, 对流凝结加热几乎没有或小一个量级。

4.3 Q^* 散度强迫的垂直运动

Q^* 矢量散度 $\nabla \cdot Q^*$ 是非地转上升运动的强迫机制, 可反映锋面上的次级环流。

图 5a 是 8 月 21 日 08 时 700 hPa $\nabla \cdot Q^*$ 分布图, 此时北侧锋区主要位于 45°N 附近, 西侧锋在 123°E 附近 (参见图 2), 图中显示台风低压环流内并非是一致的辐合上升运动, 而是具有辐合 (负值区)、辐散 (正值区) 并存的中尺度水平运动场。锋前有较强辐合上升带, 锋后为相对弱的辐散区。辐合、辐散带的走向与锋带一致, 呈弧状分布, 其中沿北侧锋上的水平辐合最为明显, 西侧锋上的辐合、辐散主要出现在锋区北端, 南端不明显。这是此间降水主要集中在北侧锋附近的一个原因 (图 5b)。图 5c 和 5d 给出同一时刻不包括凝结潜热加热的 $\nabla \cdot Q^*$

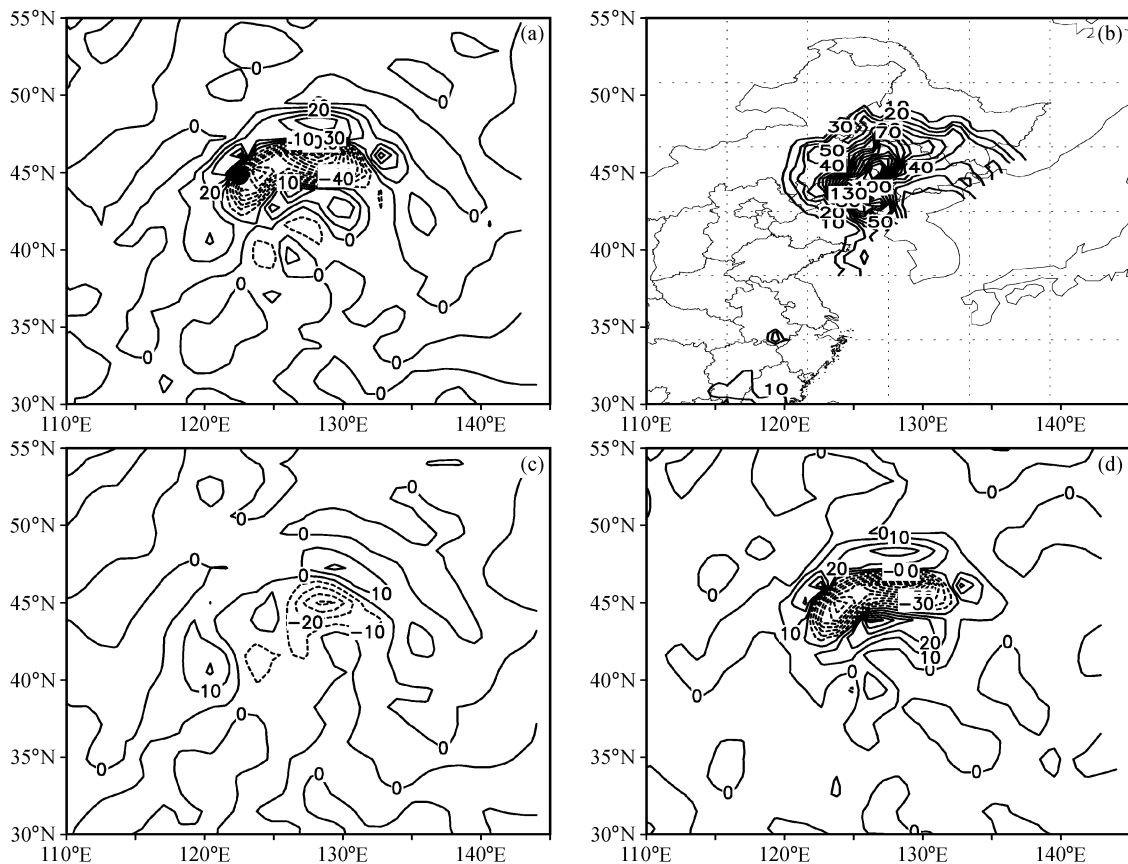


图 5 1997 年 8 月 21 日 08 时 700 hPa $\nabla \cdot Q^*$ (单位: $10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) 分布: (a) $\nabla \cdot Q^*$; (c) 无凝结潜热作用时的 $\nabla \cdot Q^*$; (d) 仅有凝结潜热作用时的 $\nabla \cdot Q^*$ 。(b) 1997 年 8 月 20 日 20 时~21 日 20 时累计降水分布 (单位: mm)

Fig. 5 Distributions of 700-hPa $\nabla \cdot Q^*$ ($10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) at 0800 LST 21 Aug 1997: (a) $\nabla \cdot Q^*$; (c) $\nabla \cdot Q^*$ without condensation latent heating; (d) $\nabla \cdot Q^*$ only with condensation latent heating. (b) 24-hour accumulated rainfall (mm) from 2000 LST 20 Aug to 2000 LST 21 Aug 1997

和仅包括凝结潜热加热的 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ ，可以看出，非绝热加热过程在低层强迫出的辐散、辐合运动更强，同时它是 42°N 附近辐散区产生的主要原因。

为了进一步说明台风环流中锋面次级环流的情况，图 6a、c 和图 6b、d 分别给出过 130°E 和 42°N 的 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ 垂直剖面 and 垂直环流，三角形提示 850 hPa 锋区位置。图 6a 显示，北侧锋上具有明显垂直运动，锋南侧具有随高度增加向北倾斜的上升气流（负值），可至 200 hPa 高度，上升气流在锋后（锋北侧）转为下沉，下沉气流至低层随偏北气流回到锋区附近，形成锋面次级环流圈。用经向风 v 与 $-10000 \times \omega$ 制作的经向流场也可以看出锋面次级环流的存在（图 6c）。西侧锋上的上升运动要比北侧锋弱得多（图 6b），其锋前（锋东侧）上升气流较弱且较浅薄，仅到 400 hPa 高度，锋区和锋后（锋西侧）主要为下沉运动区，且锋后 300 hPa 高度附近有很强的下沉运动，这与西风带高空槽附近的下沉冷平流有关。锋前的上升气流并不沿西侧锋抬升，而是受槽前西南风的影响，向东转为下沉气流。图 6d 用纬向风 u 与 $-10000 \times \omega$ 制作的垂直流

场显示，锋前上升气流向东在 130°E 以东地区转为下沉，未能在西侧锋上形成垂直环流圈。

不难看出，台风环流内北侧锋与西侧锋的垂直结构大不相同。西侧锋受高空下沉冷空气的影响，锋上以下沉运动为主，锋生强度很小，锋面次级环流圈不能维持；而北侧锋上垂直运动强，锋生强度强，锋面次级环流明显。这就决定了两条锋带上降水的不同分布，强降水主要集中在北侧锋附近。蒋尚城等^[25]研究认为，半热带气旋北部的半热带锋面上上升运动很强，是造成暴雨的一个主要原因。但西侧锋对北侧锋垂直环流的作用也不容忽视。在西侧锋卷入台风环流过程中，必然对其东侧的暖湿气团有强迫抬升作用，从而加强北侧锋上垂直环流的上升支。如果没有西侧锋的动力作用，北侧锋上的垂直运动就相对弱。

对比图 6 中 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ 垂直剖面与用经向（纬向）风和垂直速度制作的垂直流场，发现前者反映的上升运动和下沉运动中心与后者表现的并不完全一致，其水平尺度更小。这是因为 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ （前者）可反映中小尺度天气系统的非地转特性，而大尺度运动

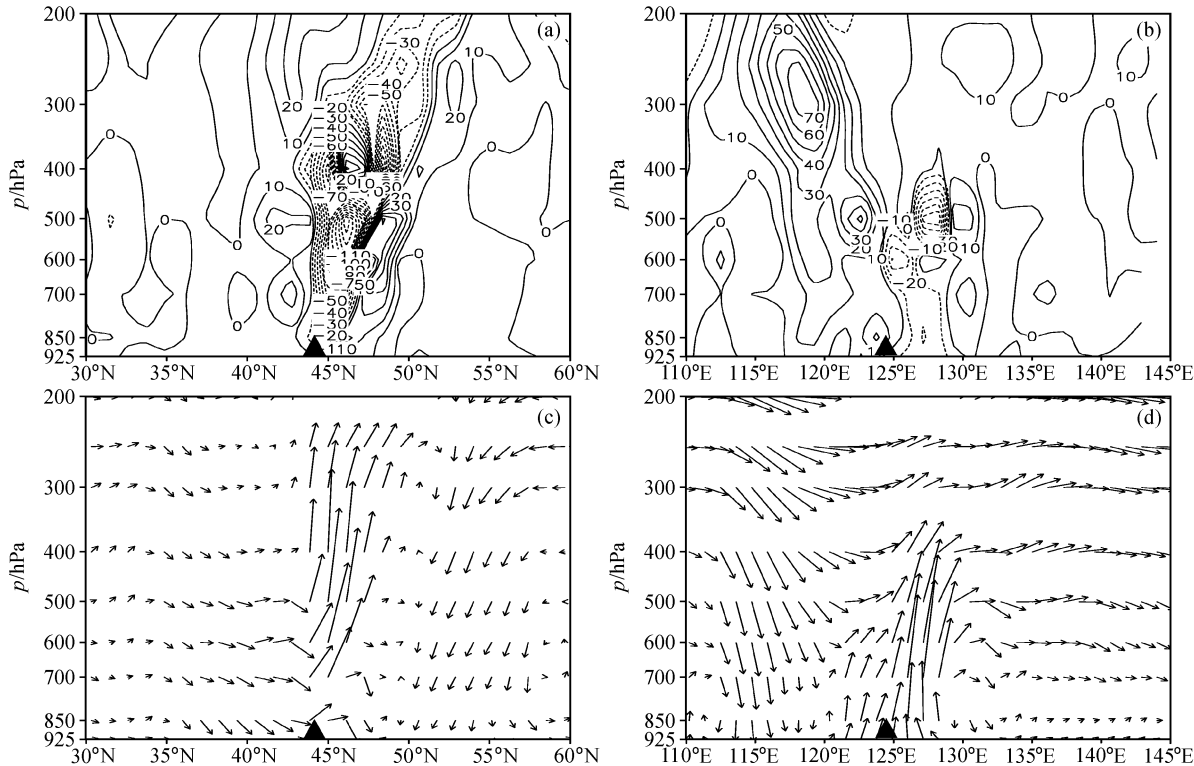


图 6 1997 年 8 月 21 日 08 时 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ ($10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) 的垂直剖面 (a、b) 和垂直流场 (c、d)：(a、c) 过 130°E；(b、d) 过 42°N。三角形表示 850 hPa 锋区位置

Fig. 6 Vertical sections of (a, b) $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ and (c, d) wind vectors (made by u or v and $-10000 \times \omega$) along (a, c) 130°E and (b, d) 42°N at 0800 LST 21 Aug 1997. Triangles indicate the locations of 850-hPa frontal zone

(后者)是准地转的,往往掩盖中小尺度的信息。另外,以下原因也会影响 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ 对垂直运动的描述,其一,实际大气的垂直运动并非 $\mathbf{Q}^*$ 垂直运动方程所假设的严格的波动形式,其二, $\mathbf{Q}^*$ 表达式中非绝热加热尚未考虑感热加热等因素。但 $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$ 仍能较好地反映台风环流内锋面的垂直运动特征。

考察凝结潜热加热作用对锋上垂直运动的影响发现(图略),凝结潜热加热作用可以加强中低层的上升运动,可见非绝热加热对 Winnie 变性发展起重要作用。文献[27]的研究也强调了热力过程对气旋移动和发展及其降水的重要性。

从锋生公式的诊断结果可以推断,凝结潜热作用作为锋生的强迫项之一,加强了 Winnie 北侧锋的生、消,从而加速锋暖锋生过程。在 Winnie 北上与西风槽相互作用过程中,由于暖湿气流主要沿北侧暖锋抬升,使降水及其凝结潜热释放的锋生作用主要表现在北侧锋上。凝结潜热加热使暖锋锋生加速,反过来又促进降水和潜热释放,形成凝结潜热和暖锋锋生的正反馈相互作用。而在台风环流西侧,西侧锋上下沉气流明显,锋前抬升气流弱,潜热释放少,其造成的锋生作用就弱得多,这是西侧冷锋不利于降水的原因之一。就此看来,凝结潜热的锋生作用是北侧锋降水加强、集中的原因之一。

5 小结

基于非地转湿 $\mathbf{Q}$ 矢量理论,对 9711 号登陆台风 Winnie 变性加强过程中环流内的锋生现象进行诊断分析,获得一些认识。

Winnie 变性加强发生在台风低压环流与西风带高空槽相互作用过程中。由于冷空气卷入,台风低压环流内出现中尺度锋带包围台风中心的环状锋生现象,其中台风中心以北锋带与以西锋带的性质有所不同,西侧锋具有冷锋特征,而北侧锋具有暖锋特征。台风残余环流在两条锋的交界处发展,最后被冷空气填塞。Winnie 变性加强类似于一个温带气旋在地面锋上的发展过程。

锋生诊断表明,台风环流中的强锋生区首先出现在高层,然后下传,加强了中低层锋生。对流层高层锋生及其下传主要由变形风场、垂直切变等因素所致,而中低层的锋生与凝结潜热加热作用有很大关系。

台风环流内北侧锋与西侧锋的动力、热力结构

明显不同。北侧锋上的锋生强度和垂直运动比西侧锋明显,并具有完整的锋面垂直环流圈;而西侧锋上锋生强度和垂直运动就弱得多,且锋面垂直环流圈不能维持。其中,凝结潜热加热造成的锋生作用在北侧上明显,而在西侧锋上微弱。两条锋面的不同结构决定了它们的降水差异。

Winnie 变性加强过程涉及西风带高空槽(高空急流)、低层锋面与台风残余环流之间复杂的相互作用。同时,台风中暖湿气流的活动也十分重要,如果没有低空急流为台风环流不断输送暖湿气流,环流内的锋区就不能长久维持。因此,相关的研究还需要深入进行。

参考文献 (References)

- [1] Knox J L. The storm Hazel, synoptic resume of its development as it approached Southern Ontario. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1955, **36** (1): 239~246
- [2] Sekioka M. A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitudes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1956, **34**: 276~287
- [3] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1979. 491pp
Chen Lianshou, Ding Yihui. *An Introduction to the Western Pacific Typhoon* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979. 491pp
- [4] Dimego G J, Bosart L F. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I: The observed fields and vertical motion computations; Part II: Moisture vorticity and kinetic energy budgets. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 385~441
- [5] Foley G R, Hanstrum B N. The capture of tropical cyclones by cold fronts off of the west coast of Australia. *Wea. Forecasting*, 1994, **9**: 577~592
- [6] Harr P A, Elsberry E L. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**: 2613~2633
- [7] Petterssen S, Smebye S J. On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1971, **97**: 457~482
- [8] 徐祥德, 陈联寿, 解以扬, 等. 环境大尺度锋面系统与变性台风结构特征及其暴雨的形成. *大气科学*, 1998, **22** (5): 744~752
Xu Xiangde, Chen Lianshou, Xie Yiyang, et al. Typhoon transition and its impact on heavy rain. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1998, **22** (5): 744~752

- [9] Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage. *Wea. Forecasting*, 2000, **15**: 373~395
- [10] Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude contributions to intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **130** (9): 2240~2259
- [11] Weindl H. Numerical experiments on the interaction of a hurricane-like vortex with a baroclinic wave. Preprint, 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego CA, Amer. Meteor. Soc., 2002, 501~502
- [12] 韩桂荣, 何金海, 樊永富, 等. 变形场锋生对 0108 登陆台风温带变性和暴雨形成作用的诊断分析. *气象学报*, 2005, **63** (4): 468~476
Han Guirong, He Jinhai, Fan Yongfu, et al. The transfiguration frontogenesis analyses on 0108 landfall typhoon extratropical transition and heavy rain structure. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2005, **63** (4): 468~476
- [13] 朱佩君, 陈敏, 陶祖钰, 等. 登陆台风 Winnie(1997)的数值模拟研究: 结果检验和云系的模拟. *气象学报*, 2002, **60** (5): 553~559
Zhu Peijun, Chen Min, Tao Zuyu, et al. Numerical simulation of typhoon Winnie (1997) after landfall. Part II: Structure evolution analysis. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (5): 560~567
- [14] 朱佩君, 郑永光, 陶祖钰. 发生在中国大陆的台风变性加强过程分析. *热带气象学报*, 2003, **19** (2): 157~162
Zhu Peijun, Zheng Yongguang, Tao Zuyu. Analysis of the extratropical transition of tropical cyclone over mainland of China. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2003, **19** (2): 157~162
- [15] 张晓慧, 盛立芳, 张红岩. 9711 号热带气旋温带转变过程分析. *海洋湖沼通报*, 2004, (2): 1~9
Zhang Xiaohui, Sheng Lifang, Zhang Hongyan. A characteristics analysis of tropical cyclone 9711. *Transactions of Oceanology and Limnology* (in Chinese), 2004, (2): 1~9
- [16] 李英, 陈联寿, 雷小途. Winnie(1997)和 Bilis(2000)变性过程的湿位涡分析. *热带气象学报*, 2005, **21** (2): 142~152
Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. Moisture potential vorticity analysis on the extratropical transitions of Winnie (1997) and Bilis (2000). *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2005, **21** (2): 142~152
- [17] Hoskins, Draghici I, Davies H C. A new look at the ω -equation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1978, **104**: 31~38
- [18] 张兴旺. 湿 Q 矢量表达式及其应用. *气象*, 1998, **24** (8): 3~7
Zhang Xingwang. An expression of the wet Q vector and application. *Meteorology* (in Chinese), 1998, **24** (8): 3~7
- [19] 姚秀萍, 于玉斌. 完全 Q 矢量的引入及其诊断分析. *高原气象*, 2001, **20** (2): 208~213
Yao Xiuping, Yu Yubin. Perfect Q vector and its diagnoses. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20** (2): 208~213
- [20] 岳彩军, 寿亦萱, 寿绍文, 等. Q 矢量的改进与完善. *热带气象学报*, 2003, **19** (3): 308~316
Yue Caijun, Shou Yixuan, Shou Shaowen, et al. The improvement and perfection of Q vector. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2003, **19** (3): 308~316
- [21] Keyser D, Reeder M J, Reed R J. A generalization of Petterssen's frontogenesis function and its relation to the forcing of vertical motion. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, **116** (3-4): 762~780
- [22] Sanders F, Hoskins B. An easy method for estimation of Q -vectors from weather maps. *Wea. Forecasting*, 1990, **5** (2): 346~353
- [23] 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 293pp
Ding Yihui. *The Diagnostic Methods in Weather Dynamics* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1989. 293pp
- [24] 中国气象局. 台风年鉴 (1997). 北京: 气象出版社, 1998
China Meteorological Administration. *Typhoon Yearbooks* (1997) (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1998
- [25] 王兴宝, 吕克利. 凝结潜热对锋生的影响. *气象学报*, 1994, **52** (1): 40~48
Wang Xingbao, Lu Keli. The influence of condensation heating on frontogenesis. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1994, **52** (1): 40~48
- [26] 蒋尚诚, 张镔, 刘鸣盛, 等. 登陆北上减弱的台风所导致的暴雨——半热带系统暴雨. *气象学报*, 1981, **39** (1): 18~27
Jiang Shangcheng, Zhang Tan, Liu Mingsheng, et al. The hard rainstorm in north China induced by a landed northward moving and decaying typhoon —hard rainstorms of semi-tropical systems. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1981, **39** (1): 18~27
- [27] 张苏平, 李春, 白燕, 等. 一次北方台风雨 (9406) 能量特征分析. *大气科学*, 2006, **30** (4): 645~659
Zhang Suping, Li Chun, Bai Yan, et al. Energy analysis on a heavy storm case in North China caused by typhoon No. 9406. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (4): 645~659