

热带气旋登陆维持和迅速消亡的诊断研究

李 英 陈联寿 王继志

中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 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。结果表明: (1) LTC 在陆上长久维持过程中, 其低层正涡度衰减缓慢并保持一定强度。STC 登陆后正涡度减弱较快。(2) 热带气旋登陆后涡度的收支主要取决于水平散度项、平流项和剩余项。散度项使 LTC 低层正涡度增加, 高层减少, 平流项和剩余项则使其低层涡度减弱, 高层涡度增加。总体而言, LTC 自高层获得正涡度的补充, STC 则没有获得环境正涡度。(3) 低层, 摩擦耗散使 LTC 动能减少, 但动能通量辐合可补充部分动能而减缓衰减。中高层, LTC 登陆后 36~60 h 动能收大于支, 动能的增加一部分来自于斜压动能制造, 一部分来自于次网格尺度。STC 有类似的动能耗散, 却无动能补充。(4) LTC 登陆后保持一定强度, 并从外界获得热量和水汽补充来支持积云对流发展, 而积云对流对 LTC 的维持具有正反馈作用。STC 登陆后没有这一过程。

关键词 登陆热带气旋 涡度 动能 热量 水汽 收支

文章编号 1006-9895(2005) 03-0482-09

中图分类号 P444

文献标识码 A

Diagnostic Study of the Sustaining and Decaying of Tropical Cyclones after Landfall

LI Ying, CHEN Lian-Shou, and WANG Ji-Zhi

Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Based on dynamic composite analysis, the vorticity, kinetic energy, heat and moisture budgets are calculated for two categories of typhoons, one quickly dissipates right after it touches the ground surface (0-24 hours, hereafter referred to as STC) while the other sustains over land for a long period after its landfall (3-5 days, hereafter referred to as LTC). The results have shown that (1) LTC would keep its positive vorticity a stronger value in lower level and decay slowly while STC would decrease quickly after landfall. (2) The divergence term, the horizontal advection term and the residual term of the vorticity equation play an important role in the sustention of the land-falling tropical cyclone. For LTC, the first term possesses positive contribution to vorticity in lower layer and negative one in upper level, and the reversal is true for the other terms. As a whole, LTC gets positive vorticity from upper level while STC cannot gain positive vorticity from the environment. (3) In lower layers, kinetic energy increases for LTC due to the convergence of kinetic energy flux that would compensate friction consuming partly. In upper level, LTC draws kinetic energy during 36-60 h after landfall due to baroclinic and subgrid scale kinetic energy generation. STC's kinetic energy is only dissipated without compensation. (4) LTC would draw heat and vapor from outside of the cyclone that would help LTC to develop cumulus convection in its circulation. At the same time, the cumulus convective activities have positive feedback on LTC's sustaining.

Key words landfalling tropical cyclone, vorticity, kinetic energy, heat and moisture, budget

收稿日期 2003-07-30, 2004-01-21 收到修定稿

基金项目 国家科技部 973 项目 2004CB418300 和国家自然科学基金项目 40175019 共同资助

作者简介 李英, 女, 1968 年出生, 博士生, 高级工程师, 目前从事登陆热带气旋的研究。E-mail: liying6342@sina.com

1 引言

热带气旋(TC)登陆后,在陆面摩擦、能量耗散作用下,其总趋势是衰亡。但有的登陆 TC 触及陆面即消亡,有的却能在陆地上维持数天,甚至再度加强。TC 引起的大灾往往与其在陆地上维持不消有关。TC 登陆后的维持问题是登陆研究中一个重点,其陆上持续时间是 TC 登陆后预报的关键^[1,2]。TC 登陆衰减与其登陆季节、地区、登陆时的强度以及环流背景等因子有关。Chen^[3]指出台风低压环流在陆上维持不消的几个条件,即台风环流保持一定的水汽供给或环流停滞在一块大的水面上或一片饱和湿土上;台风环流中存在活跃的中尺度对流活动;弱冷空气侵入台风环流引起变性;移入一个高空辐散区之下。徐祥德^[4]的数值试验表明,当 TC 进入中纬度地区时,台风中的积云对流加热强度加大,其反馈影响可导致 TC 突然加强。王继志等^[5]研究了 8807 号台风突然增强的原因后指出,台风中尺度系统与周围环境中大尺度系统的相互作用对台风的增强十分重要。Shen 等^[6]对陆上水体对登陆 TC 的影响进行了数值试验,结果表明,0.5 m 深的水层仍能明显减缓 TC 登陆衰减,并保持一定强度。

涡度、动能、热量和水汽收支方程常被用以诊断天气系统或天气的发生、发展机制。DiMego 等^[7]采用水汽、涡度和动能收支方程分析了飓风 Agnes 的变性过程;丁一汇等^[8]对台风中的动能收支进行了研究;康凤琴等^[9]详细探讨了 MCC 演变过程中的涡度、水汽和热量收支平衡特征;孙建华等^[10]利用涡度、动能方程对 9406(Tim)台风引发的暴雨过程进行诊断研究,并与北美飓风个例进行了对比;袁佳双等^[11]用水汽和热量收支方程讨论了非绝热加热在气旋发生发展中的作用。这些研究表明,涡度、能量等的计算分析有助于认识气旋的维持和发展机制。文献[12]对在陆上长久维持热带气旋(LTC)与迅速消亡热带气旋(STC)的大尺度环流特征进行了合成对比分析,获得了两者的一些不同特征。如:LTC 登陆后,在一个长波槽前有向偏北移动靠近中纬度斜压区的趋势,而 STC 无长波槽靠近,并远离中纬度斜压区;LTC 登陆后,仍与一支西南风低空急流水汽输送通道联结,而 STC 很快与水汽通道分离等。在此基础上,本文用涡

度、动能、热量和水汽收支方程,对这两类登陆热带气旋作进一步诊断研究和对比。

2 选例及研究方法

本文所选个例和采用的动态合成方法详见文献[12],这里仅作简要说明。

根据台风或热带气旋年鉴资料^[13,14],选取在陆上长久维持 TC(大于 60 h,简称 LTC)和登陆后迅速消亡 TC(小于 24 h,简称 STC)样本各 7 例。LTC 为 7503,7504,7613,8407,9406,9711 和 0010 号台风,STC 为 7616,8712,9009,9107,0008,0104 和 0108 号台风。所选 14 例 TC 的登陆日在 7 月 6 日至 9 月 10 日之间,登陆地大多在珠江口以北的广东和福建,登陆时两者的平均强度也相差不多,LTC 中心最低海平面气压为 972 hPa、最大风速为 $34 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,STC 则为 973 hPa、 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。但 LTC 平均维持时间达 83 h,STC 仅为 20 h。

采用动态合成方法分别对 LTC 和 STC 个例进行合成。公式为

$$\bar{S}(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N S_n(x, y), \quad (1)$$

其中, $S(x, y)$ 为某时刻物理量场, $\bar{S}(x, y)$ 为其样本平均, (x, y) 为所选区域坐标。即以各时刻 TC 所在位置作为移动坐标及动态区域中心,针对特定时刻和区域坐标点 (x, y) 求取物理量 $S(x, y)$ 的 N 个样本平均值。由此可获得 TC 登陆过程中一系列合成图像。

采用每天 2 次、经纬网格距 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 度、垂直方向 17 层的 NCEP 再分析格点资料,分别对 LTC 和 STC 样本进行动态合成。合成时次 LTC 为登陆前 24 h 至登陆后 84 h,STC 为登陆前 24h 至登陆后 48h,停编后的位置根据近地面环流中心定出。有关诊断方程及其计算参见文献[15],各方程采用合成资料进行计算,计算结果又对 TC 区域进行平均。TC 区域指以 TC 为中心的 $10^\circ \times 10^\circ$ 经纬距范围。

3 涡度、动能、热量和水汽的收支平衡

3.1 涡度

为分析制约登陆 TC 涡度变化的因子,采用以下形式涡度方程对其涡度收支进行计算:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left[u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left(\beta + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right] - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) + R, \quad (2)$$

方程左边为涡度的局地变化项；右边第一项为绝对涡度的平流项，第二项为涡度的垂直输送项，第三项为水平散度项，第四项为倾斜项， R 为剩余项（一般认为它是涡度方程中不能表达的摩擦效应、积云对涡度垂直输送作用造成的综合结果，这里作为方程余项求出）。

3.1.1 涡度演变特征

图 1 给出登陆过程中 LTC 和 STC 中心垂直涡度的高度-时间演变图。两者有以下共同特征：登陆前 TC 区的正涡度从地面随高度增加，在 700 hPa 附近达到最大，再向上到高层 200 hPa。登陆后正涡度在垂直方向上的伸展高度降低。两者的主要区别在

于：登陆时 LTC 涡度比 STC 强。从 700 hPa 高度看，前者涡度约为 $6.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，后者约为 $4.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。登陆后，LTC 涡度的减弱先快后慢，STC 涡度的衰减无减慢阶段。LTC 登陆 24 h，正涡度减少 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，之后 24 h 衰减非常缓慢，仅衰减 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，登陆 36~72 h，其涡度值维持 $3.5 \times 10^{-5} \sim 4.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 强度。STC 登陆 24 h 后正涡度减少 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，之后 24 h 又减少 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，衰减至 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

另外，LTC 登陆 48 h，高空有一明显负涡度区向下伸展至 300 hPa 附近，之后又向高层收缩，说明其高层涡度变化明显，先减弱后增加。STC 登陆后下伸的负涡度区较弱且浅，仅到 200 hPa 附近，这与高空槽的影响有关。合成的 500 hPa 高度场显示（图略），LTC 登陆后向中纬度高空槽靠近，槽前脊区使其正涡度减小，槽区正涡度平流则有利于涡度增加。而 STC 没有与中高纬度高空槽接近的过程。

3.1.2 涡度方程各项的演变

图 2 和图 3 分别显示 LTC 和 STC 涡度方程各项区域平均的高度-时间剖面图，对比两者的情况可见：

(1) 涡度的局地变化 LTC 登陆至 48 h，各层涡度减小，其中 300 hPa 附近的减少最为明显，登陆 48 h 以后，中、高层涡度有明显增加（图 2a）；STC 登陆后涡度以减少为主，高层涡度增加微弱（图 3a）。LTC 中高层的涡度增加与其移向高空槽前的正涡度区有关，而 STC 没有这样的过程。

(2) 平流项 LTC 登陆前、后 400 hPa 附近有正涡度输入，而 STC 没有。更大的区别是 LTC 登陆 24 h 后中高层有较强的正涡度输入（图 2b、图 3b）。这与涡度的局地强增量是完全一致的，而 STC 则无这种涡度的增量。

(3) 垂直输送项 LTC 上升运动出现在登陆后 48 h，STC 仅在登陆后 12 h 显示高值区，且很快减弱，LTC 的高值区是 STC 的一倍以上（图 2c，图 3c）。LTC 上升运动极值区位于 350 hPa，有利于其发展，而 STC 极值区竟达 250 hPa，其发展不如 LTC 有利。

(4) 水平散度项 LTC 涡度辐合层深厚（达 400 hPa），低层辐合维持时间很长；STC 辐合层浅薄（平均达 600 hPa），低层辐合登陆 24 h 后就趋于减弱。另外，LTC 在流出层有很强的辐散，并在登陆后与时俱增（图 2d），而 STC 根本不存在这一重要条件（图 3d）。

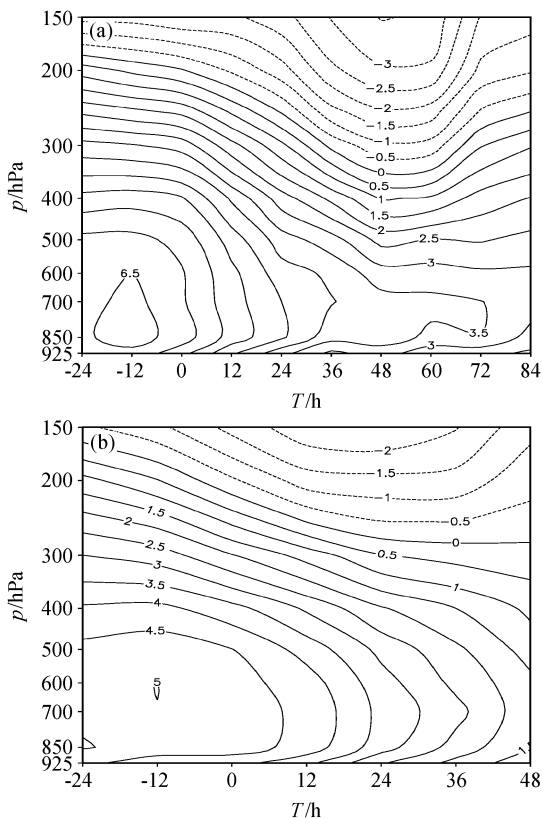


图 1 登陆过程中 LTC(a) 和 STC(b) 中心垂直涡度的高度(p)-时间(T)演变图(时间轴 0 代表登陆时刻，正、负值分别表示登陆后和登陆前距登陆时的小时数，下同)

Fig. 1 Time-height sections of vertical vorticity of LTC (a) and STC (b) (abscissas represent time in which the negative indicates pre-landfall, the positive indicates post-landfall and "0" denotes landfall)

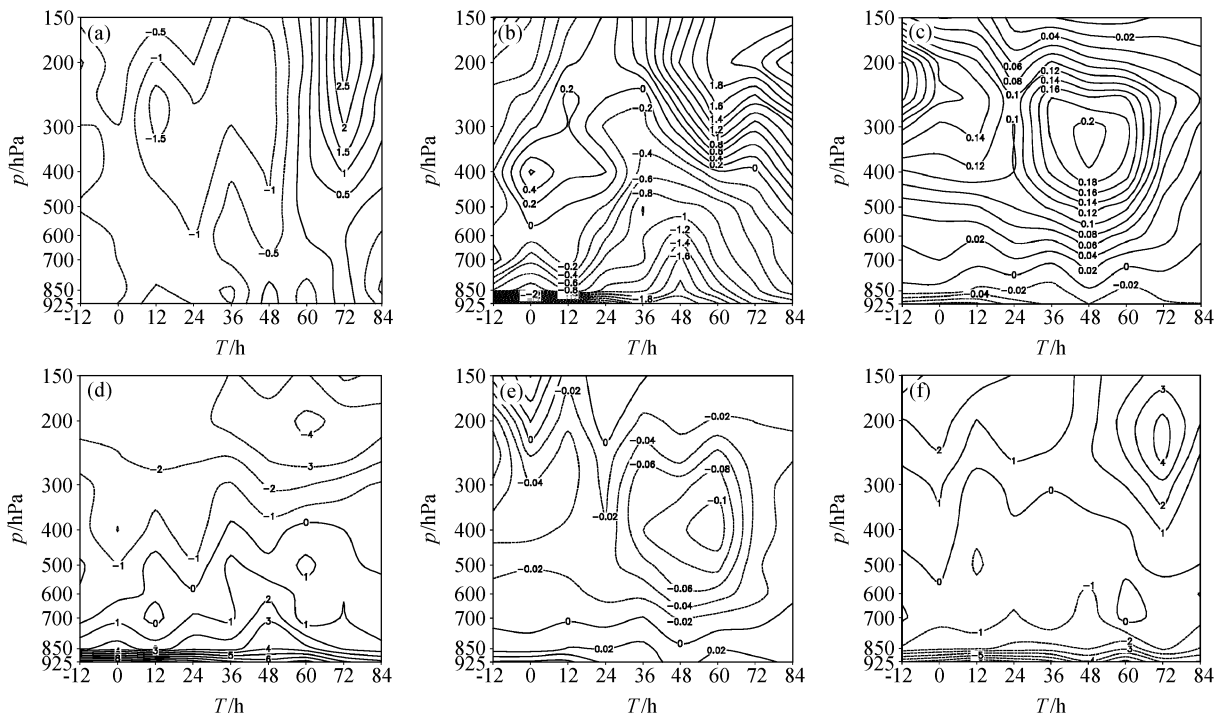


图 2 LTC 区域平均涡度各项的高度-时间剖面图(单位: 10^{-10}s^{-2}): (a) 涡度局地变化; (b) 平流项; (c) 垂直输送项; (d) 水平散度项; (e) 倾斜项; (f) 剩余项

Fig. 2 Time-height sections for each term of vorticity equation (10^{-10}s^{-2}) averaged on LTC area: (a) $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$, (b) $-\left[u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left(\beta + \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)\right]$, (c) $-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$, (d) $-(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V}$, (e) $-\left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p}\right)$, (f) R

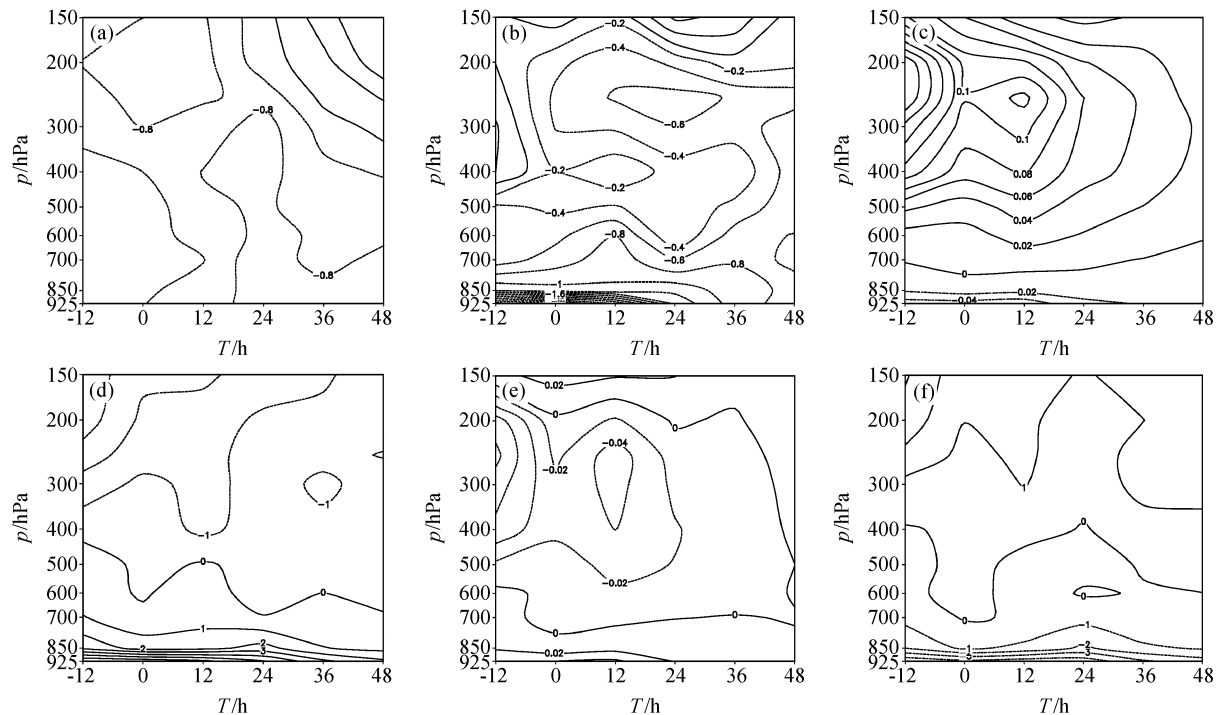


图 3 同图 2, 但为 STC

Fig. 3 As in Fig. 2, but for STC

(5) 倾斜项 LTC 登陆 48 h 后出现倾斜项强负值区(图 2e), 而 STC 仅有较弱的负值区出现在登陆后 12 h(图 3e)。这是因为 LTC 登陆后靠近西南风高空急流, 水平风垂直切变的环境增强, 对 LTC 涡度具有负贡献。

(6) 剩余项 登陆过程中, LTC 和 STC 剩余项在中低层均为负值。二者的明显区别在于高层, LTC 在登陆后期有强正值区, 而 STC 没有(图 2f、图 3f)。低层剩余项主要反映摩擦作用, 高层主要体现积云对涡度的垂直输送作用。剩余项的这种分布说明 LTC 中的积云对流较 STC 活跃。

比较各项数值大小, TC 涡度的收支主要取决于平流项、水平散度项和剩余项。LTC 在陆上长久维持期间, 低层涡度平流项和剩余项(摩擦作用)使 TC 涡度减小, 但辐合效应可使其涡度增加, 减缓 LTC 低层涡度的衰减。高层辐散效应使涡度减少, 但涡度平流项和剩余项(积云输送作用)可使涡度增加。总体而言, LTC 获得正涡度的补充。STC 的衰亡主要与低层剩余项对涡度的耗散、高层辐散

效应及平流项的负作用有关。LTC 与 STC 涡度收支的主要区别在于, LTC 在高层获得了平流项和剩余项的正贡献, 而 STC 没有。

3.2 动能

在总能量平衡中, 动能虽然只是较小量, 但它对 TC 的维持和发展有重要意义。对如下动能方程各项进行计算:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = -\nabla \cdot (k\mathbf{V}) - \frac{\partial}{\partial p}(k\omega) - \mathbf{V} \cdot \nabla \Phi - D, \quad (3)$$

其中, $k = (u^2 + v^2)/2$, Φ 为重力位势, $-D$ 为动能耗散项, 其他为气象常用符号。方程左边为动能的局地变化, 右边第一项为动能通量的水平散度项, 第二项为动能通量的垂直散度项, 第三项为动能产生项(即动能由气压梯度力做功而产生), 第四项为动能耗散项。它包括大气内部和地表的摩擦耗散以及网格尺度系统与次网格尺度系统之间的动能交换。

从动能方程各项的演变情况(图 4)看, 垂直散度项(空心圆线)对 TC 动能(实线)的贡献最小, 下面不再讨论。

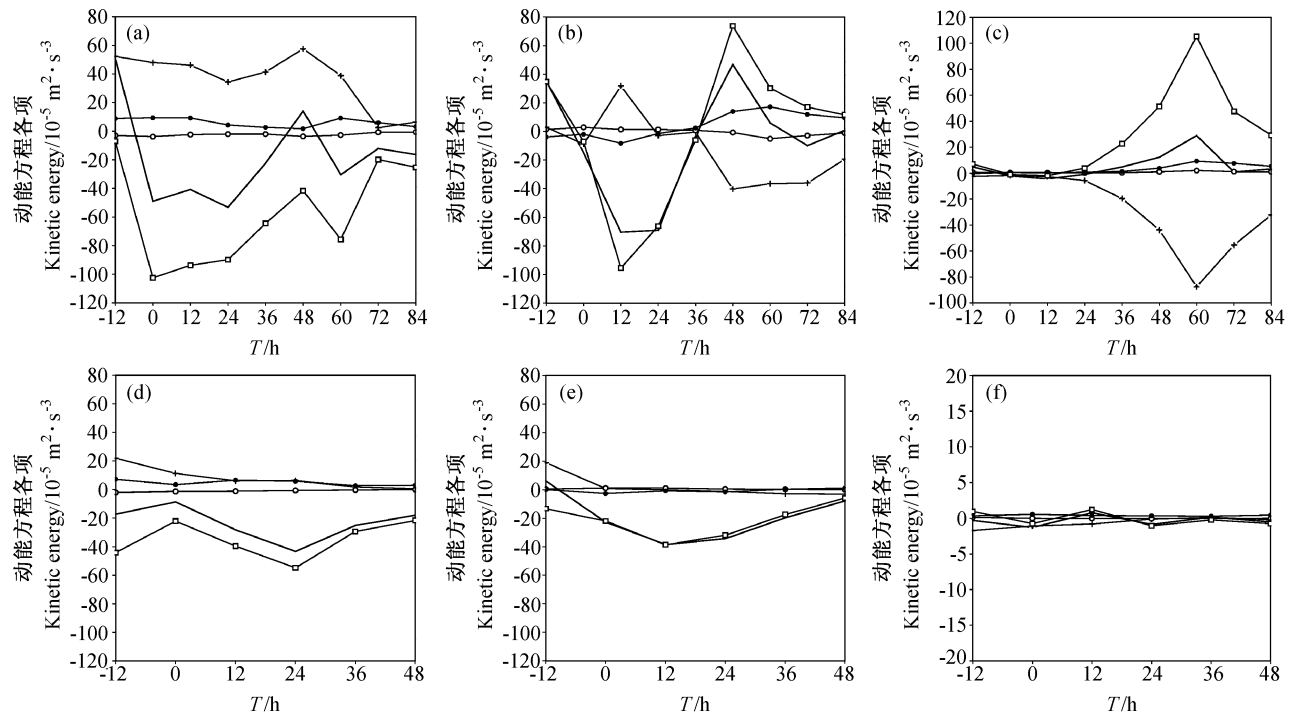


图 4 LTC(a~c)和 STC(d~f)区域平均动能方程各项在 850 hPa (a, d)、500 hPa (b, e)和 200 hPa(c, f) 上的时间演变

实线: $\partial k / \partial t$, 十字线: $-\nabla \cdot (k\mathbf{V})$, 空心圆线: $-\partial / \partial p(k\omega)$, 实心圆线: $-\mathbf{V} \cdot \nabla \Phi$, 空心方块线: $-D$

Fig. 4 The averaged kinetic energy at 850 hPa (a, d), 500 hPa (b, e) and 200 hPa (c, f) of LTC (a~c) and STC (d~f)

Thick lines: $\partial k / \partial t$, cross line: $-\nabla \cdot (k\mathbf{V})$, open circle lines: $-\partial / \partial p(k\omega)$, blackened circle lines: $-\mathbf{V} \cdot \nabla \Phi$, square lines: $-D$

(1) 低层 850 hPa LTC 登陆过程中水平散度项(十字线)和动能产生项(实心圆线)贡献为正,耗散项(方块线)为负(图 4a)。登陆至登陆 24 h,由于陆面的摩擦损耗作用,动能局地变化项为较强的负值区,但登陆 24 h 后,LTC 动能却明显增加。这主要是动能通量的辐合作用加强,补偿了其部分动能损耗,LTC 甚至在登陆 48 h 动能收入大于支出。而 STC 主要因摩擦耗散作用失去动能,通过辐合作用获得的动能很少(图 4d)。

(2) 中层 500 hPa LTC 登陆 36 h 之前由于耗散项的负贡献,以失去动能为主。登陆后 36 h 之后,LTC 进入斜压区,虽然辐散作用加强使 LTC 动能减小,但此时由于非地转风穿越等压线,气压梯度力做功使动能产生以及耗散项的正贡献,LTC 总体上获得动能(图 4b)。而 STC 没有进入斜压区,动能产生项十分微弱,其动能因耗散项的负贡献而损耗(图 4e)。

(3) 高层 200 hPa LTC 动能各项值比中、低层大一个量级。登陆 36 h 之前,LTC 动能各项收支基本平衡。登陆 36~60 h,LTC 动能局地变化项具有明显正值,其动能收大于支(图 4c)。这主要与动能耗散项和动能产生项的正贡献有关。高层动能耗散项主要体现网格与次网格尺度系统之间的动能交换,可以推断 LTC 从次网格尺度中获得了动能。STC 动能方程各项值较 LTC 小得多,其动能收支基本平衡(图 4f)。

以上分析表明,LTC 登陆维持期间,低层由于地表摩擦耗散作用,TC 动能减少,但动能通量辐合可在一定程度上补偿动能损耗;中、高层,辐散作用使动能减少,而动能产生项和耗散项使动能增加。特别在登陆后期,LTC 动能收大于支。相比之下,STC 动能收支以耗散项的负贡献为主,整个登陆过程中 STC 均失去动能。

3.3 热量、水汽

计算 TC 区域平均热量和水汽的收支方程为

$$Q_1 = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot s \mathbf{V}} + \frac{\partial \overline{s \omega}}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial \overline{s \omega}}{\partial p}, \quad (4)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot q \mathbf{V}} + \frac{\partial \overline{q \omega}}{\partial p} \right) = L(c - e) + L \frac{\partial \overline{q \omega}}{\partial p}, \quad (5)$$

其中, Q_1 是视热源, Q_2 是视水汽汇, $s = c_p t + gz$ 是干静力能, L 是凝结潜热, Q_R 是辐射加热率, c 是凝结率, e 是液态水的蒸发率。“-”表示区域平均,“’”表示对水平平均的偏差。视热源由辐射冷却、净的水汽凝结释放和感热垂直涡动输送的垂直辐合三项组成。视水汽汇包括水汽的净凝结和水汽垂直涡动输送的垂直辐散。由(4)、(5)式可得:

$$Q_1 - Q_2 - Q_R = -\frac{\partial \overline{(s + Lq) \omega}}{\partial p} = -\frac{\partial \overline{h \omega}}{\partial p}, \quad (6)$$

其中, $\overline{h \omega}$ 是湿静力能垂直涡动输送的度量,可以用于度量积云对流或中尺度运动的强弱。从 Q_1 、 Q_2 的方程可知:积云对流对大尺度环境场的反馈作用,是通过凝结潜热释放以及热量和水汽的垂直输送完成的。

为了便于与其他研究工作比较,将 Q_1 、 Q_2 分别除以 c_p ,使其单位用 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$ 来表示。 Q_R 取其气候平均值,中纬度地区一般为 $-2^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$ [10]。

3.3.1 Q_1 、 Q_2 的演变

图 5 给出 LTC 和 STC 区域平均视热源和视水汽汇的高度-时间剖面图,图中显示:

视热源 Q_1 : LTC 登陆前后 12 h, 700 hPa 以上中高层均为视热源区(正值),其值随高度增加,700 hPa 以下低层为视热汇区(负值)。登陆之后,视热源随时间增强但范围向高层收缩,仅存于 400 hPa 以上,而视热汇区随时间向高层扩展至 400 hPa 附近,这使 Q_1 零线在矩形图中近似地呈“对角线”形式分布,即随时间增加 Q_1 零线自低层向高层伸展(图 5a)。STC 的情况与 LTC 不同,600 hPa 以上为视热源区,以下为视热汇,它们的垂直分布在整个登陆过程中变化不大, Q_1 零线无“对角线”形式分布,同时 Q_1 的数值比 LTC 弱得多(图 5b)。

视水汽汇 Q_2 : 正负值区分布与 Q_1 正好相反,即低层为视水汽汇(正值),高层为很弱的视水汽源区(负值)。LTC 登陆后 Q_2 强正值随时间向上伸展,其零线亦呈“对角线”形式分布(图 5c)。而 STC 的 Q_2 强正值一直仅存在于 700 hPa 以下低层,其强正值区无向上伸展的过程(图 5d)。

从 Q_1 和 Q_2 方程各项作用来看(图略), Q_1 和 Q_2 的值主要由水平散度项决定,局地变化项和垂直散度项的贡献较小。

LTC 登陆维持过程中 Q_1 和 Q_2 零值线的“对角线”分布反映了其中低层具有深厚的视热汇和视水

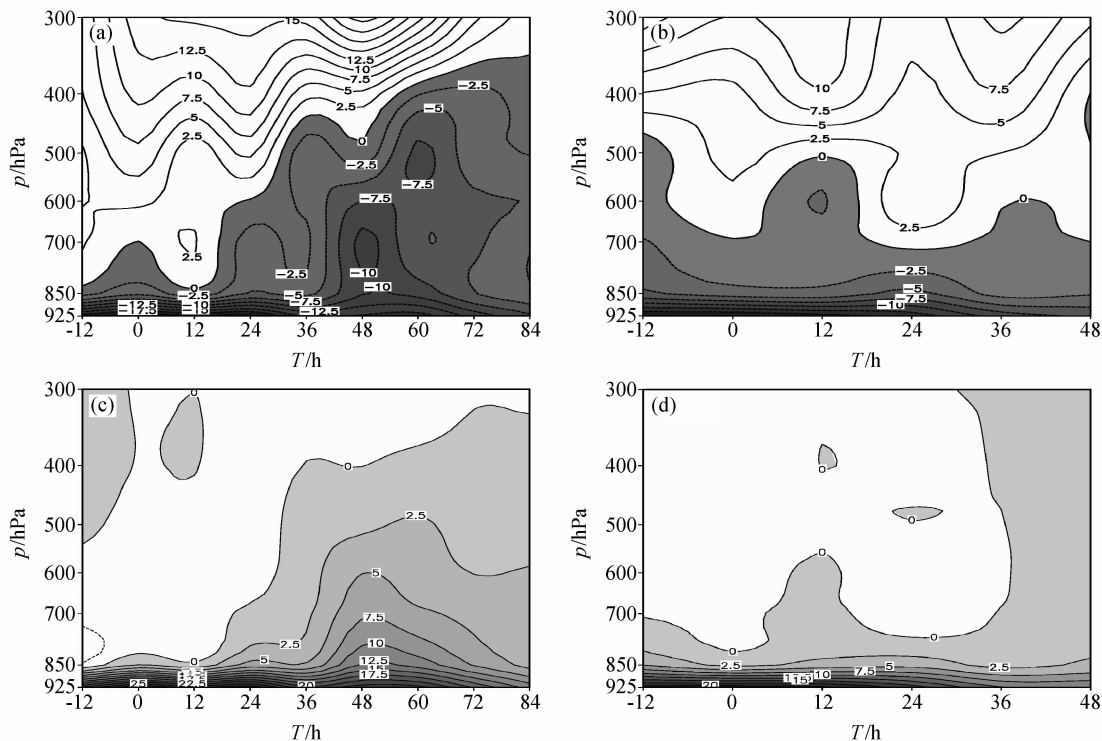


图5 LTC和STC区域平均视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的高度-时间剖面图(单位: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$): (a)LTC视热源 Q_1 ; (b)STC视热源 Q_1 ; (c)LTC水汽汇 Q_2 ; (d)STC水汽汇 Q_2

Fig. 5 Time-height sections of the averaged apparent heat source Q_1 (a, b, units: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$) and apparent moist sink Q_2 (c, d, units: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$) of LTC (a, c) and STC (b, d)

汽汇。这表明 LTC 登陆后对流活动强,水汽、热量在 TC 中低层辐合上升,形成深厚的视热汇和水汽汇,而在高层释放潜热,造成较强视热源。热源有助于增强高空辐散,高空辐散加强则有利于低层气旋性环流的维持。

深厚视热汇和视水汽汇的形成需要外界热量和水汽向 TC 区域不断汇合补充。这与 LTC 登陆后长时间与低空水汽通道相连,而 STC 登陆后不久即与水汽通道断开这一观测事实一致^[12]。

3.3.2 积云对流在 TC 登陆维持中的作用

上述分析表明,积云对流或次网格尺度系统对登陆 TC 涡度、动能的收支起重要作用。比较 Q_1 和 Q_2 的垂直分布可以发现是否有涡动的垂直输送过程存在。如果潜热释放与对流活动有密切关系,则 $(Q_1 - Q_R)$ 与 Q_2 剖面是不同的,说明涡动的垂直输送项很重要^[17]。不难发现,涡动的垂直输送在登陆 TC 长久维持过程中起重要作用。

$(Q_1 - Q_2)$ 的分布可度量涡动的垂直输送。图 6 给出 LTC 和 STC 区域平均 $(Q_1 - Q_2)$ 的高度-时间

剖面图,图中显示, LTC 登陆后, $(Q_1 - Q_2)$ 正值向高层收缩并增强,强负值区从低层向上扩展。这表明 LTC 湿静力能涡动从低层向高层输送,积云对流十分活跃。STC 在登陆过程中, $(Q_1 - Q_2)$ 的值较 LTC 弱,且其较强负值区仅存在于低层,这表明 STC 湿静力能涡动向上输送不明显,积云对流不活跃。

分析表明, LTC 登陆维持过程中积云对流活跃,而 STC 不明显。造成这一差别的主要原因在于: LTC 登陆 36 h 后获得动能补充,保持一定强度,并与低空水汽通道长时间联结,获得外界热量、水汽供应,为其环流内积云对流的发展提供了动力和能量。而积云对流导致的热量、水汽垂直输送以及凝结潜热释放使空气增温。高空增暖引起质量外流,形成明显的辐散气流。高空流出的加强使地面降压,有助于 TC 气旋性环流维持,因此,积云对流活动对 TC 有正反馈作用。而 STC 登陆后没有获得足够的外界能量补充,积云对流耗散 TC 能量后减弱消亡,对 TC 维持无正反馈作用。

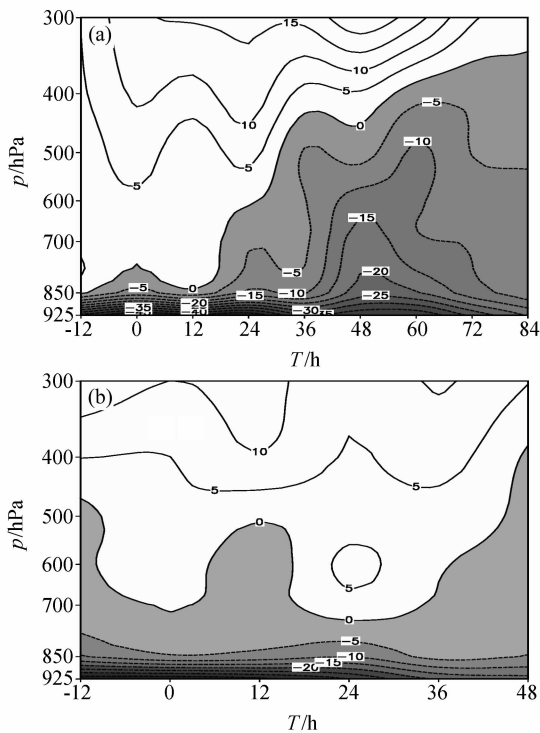


图 6 LTC (a)和 STC (b)区域平均 $(Q_1 - Q_2)$ 高度-时间剖面图
(单位: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$)
Fig. 6 Time-height sections of the averaged $(Q_1 - Q_2)$ of LTC
(a) and STC (b)

4 小结

用动态合成和诊断分析方法,对登陆后长久维持和迅速衰亡两类 TC 涡度、动能、热量和水汽收支平衡进行计算和对比,获得以下初步结果:

(1) LTC 登陆过程中,低层正涡度衰减缓慢,并保持一定强度。STC 登陆后低层涡度减弱较快。

(2) LTC 登陆后进入斜压区,高空槽区正涡度平流和积云输送使其涡度增加,同时, LTC 登陆后期还从斜压环境以及次网格尺度系统中获得动能,其动能收大于支,有利于 LTC 在陆地上长久维持。STC 登陆后远离斜压区,没有获得正涡度以及动能的补充,主要因摩擦耗散作用而迅速衰亡。

(3) 在陆上维持过程中, LTC 中低层具有深厚的视热汇和水汽汇,高层具有明显的视源热,而 STC 低层的视热汇和水汽汇比较浅薄且较弱。因此, TC 登陆后能否继续得到热量和水汽补充对其维持至关重要。

(4) 积云对流活跃是 TC 在陆地上长久维持的重要特征。LTC 登陆后保持一定强度,并从外界

获得热量和水汽补充来支持积云对流的发展,同时,积云对流导致的热量、水汽垂直输送和凝结潜热释放又有助于 TC 维持,对 LTC 有正反馈作用。而 STC 登陆后没有获得足够的外界能量补充,积云对流耗散 STC 能量,不利于其在陆上维持。

参考文献

[1] Marks F. The USWRP landfalling tropical cyclone research program. WMO/TD, 1998, **875**, 1. 1. 1~1. 1. 7

[2] 陈联寿, 徐祥德, 罗哲贤等. 热带气旋动力学引论. 北京:气象出版社, 2002. 317pp
Chen Lianshou, Xu Xiangde, Luo Zhexion, et al. *Introduction to Tropical Cyclone Dynamics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2002. 317pp

[3] Chen Lianshou. Dacey after landfall. WMO/TD, 1998, **875**, 1. 6. 1~1. 6. 7

[4] 徐祥德. 环境动力热力因素对台风发生发展影响的数值试验. 大气科学, 1986, **10**(3): 286~290
Xu Xiangde. Ambient dynamic and thermodynamic effects on genesis and development of typhoon. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1986, **10**(3): 286~290

[5] 王继志, 杨元琴. 8807 号台风突然增强与其中尺度关系的研究. (85-906-07 课题组,) 台风科学、业务试验和天气动力学理论的研究第三分册. 北京: 气象出版社, 1995. 87~94
Wang Jizhi, Yang Yuanqin. Numerical simulation on heavy rainfall caused by typhoon in South China Sea. *Report on Typhoon Scientific Experiment and Synoptic/Dynamics Theoretical Study*, Vol. 3 (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1995. 87~94

[6] Shen W, Ginis I, Robert E T. A numerical investigation of land surface water on landfalling hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 2002, **59**(4): 789~802

[7] DiMego G J, Bosart L F. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone, Part II: Moisture, vorticity and kinetic energy budgets. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**(5): 412~433

[8] 丁一汇, 刘月贞. 台风中的动能收支研究. 中国科学(B辑), 1985, (10): 956~966
Ding Yihui, Liu Yuezhen. A study on kinetic energy budget of typhoon. *Scientia Sinica* (Series B, in Chinese), 1985, (10): 956~966

[9] 康凤琴, 肖安稳. 我国南方 MCC 的涡度、水汽和热量水汽收支. 高原气象, 2001, **20**(3): 332~339
Kang Fengqin, Xiao Anwen. The vorticity, heat and moisture budget evolution of MCC over South China. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20**(3): 332~339

[10] 孙建华, 赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学, 2000, **24**(2): 223~237

- Sun Jianhua, Zhao Sixiong. Diagnoses and simulations of typhoon (Tim) landing and producing heavy rainfall in China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(2): 223~237
- [11] 袁佳双, 寿绍文. 高低空位涡扰动、非绝热加热与气旋的发生发展. *热带气象学报*, 2002, **18**(2): 121~130
Yuan Jiashuang, Shou Shaowen. PV anomaly and the genesis and development of cyclones. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2002, **18**(2): 121~130
- [12] 李英, 陈联寿, 王继志. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征. *气象学报*, 2004, **62**(2): 167~179
Li Ying, Chen Lianshou, Wang Jizhi. The diagnostic analysis on the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of tropical cyclone after it's landfall. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62**(2): 167~179
- [13] 中国气象局. 台风年鉴(1974~1987). 北京: 气象出版社, 1975~1988
China Meteorological Administration. *Typhoon Yearbooks* (1974 - 1987) (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1975 - 1988
- [14] 中国气象局. 热带气旋年鉴(1990~2000). 北京: 气象出版社, 1991~2001
China Meteorological Administration. *Tropical Cyclone Yearbooks* (1990 - 2000) (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991~2001
- [15] 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. *Diagnostic Analysis Methods in Weather Dynamics* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1989. 293pp
- [16] 汪钟兴. 暴雨过程中积云对流反馈作用的诊断研究. *气象*, 1994, **20**(4): 3~10
Wang Zhongxing. Diagnostic study of the effect of cumulus convection on large scale environment. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1994, **20**(4): 3~10