

登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征*

李 英

(中国气象科学研究院, 北京, 100081; 南京气象学院, 南京, 210044)

陈联寿 王继志

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

采用动态合成分析方法,对登陆后长久维持热带气旋(LTC)和迅速消亡热带气旋(STC)的大尺度环流特征进行合成分析和动力诊断。研究表明:(1)LTC 登陆后,在一个长波槽前有向偏北移动靠近中纬度斜压锋区的趋势,而 STC 登陆后,无长波槽靠近,并远离中纬度斜压锋区;(2)LTC 登陆后,仍与一支低空急流水汽输送通道连结,而 STC 登陆后很快与这支水汽通道分离;(3)LTC 登陆后逐渐变性,获取斜压能量,其环境风垂直切变增强, $\Delta\zeta_{200-850}$ 负值增大,而 STC 登陆后没有这样的特征;(4)LTC 登陆后,其高层与中纬度急流靠近,增强了其向东北方向的高空流出气流,而 STC 不存在这样一支流出气流;(5)LTC 登陆后,摩擦使其能量耗损,但从中高层环境中获得了能量,而 STC 登陆后,有同样的能耗却无明显的环境能量补给。因此,当一个热带气旋登陆后,从其移动趋势、与水汽通道的连结、与斜压锋区的关系和高空流出气流等特征,可以初步判断其是长久维持还是迅速衰减。

关键词: 登陆 TC, 动态合成, 维持, 衰减, 大尺度环流。

1 引 言

登陆是热带气旋(TC)生命史中的重要转折点,此时 TC 由海-气相互作用转为陆-气相互作用,其结构、强度、路径、风雨分布等将受陆面影响而产生一系列急剧变化。登陆又是 TC 灾害集中出现的阶段。研究 TC 登陆问题不仅具有重要的学术价值,更是减灾防灾的重要举措^[1]。TC 登陆后,因陆面摩擦、能量耗散,其总趋势是衰亡。但有的登陆 TC 登陆即消亡,有的却能在陆面维持数天,甚至再度发展成变性气旋。严重的 TC 灾害往往是那些在陆地上经久不衰的 TC 造成的。例如,著名的“75·8”河南特大洪水,夺去数十万人的生命,就是 7503 号台风深入内陆经久不衰造成的。因此,TC 环流或低压在陆面的维持机制已成为登陆 TC 研究的重点。

TC 登陆后的维持和衰减除与其登陆地理位

置、季节、登陆时本身的强度有关外,还受到大尺度环流的重要影响。陈联寿^[2]指出,登陆台风在以下几种环流条件下将维持较长时间:(1)台风环流保持一定的水汽供给;(2)台风环流中存在活跃的中尺度对流活动;(3)弱冷空气侵入台风环流引起变性;(4)登陆台风环流移入一个高空辐散区之下。徐祥德等^[3]研究了环境场大尺度锋面斜压结构对台风变性发展的影响;Thorncroft 和 Hart 的研究表明^[4,5],登陆 TC 如能从中纬度获得斜压能量,则其低压能继续在陆上维持;王继志等^[6]研究 8807 号台风突然增强的原因指出,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;Bosart 等^[7]的研究表明,高空强辐散加强了飓风中层上升运动,而上升运动又通过加强低层辐合从而加强飓风强度;曾静^[8]数值试验表明,登陆后的台风具有水汽输送,可使其环流较长时间维持。上述研

* 初稿时间: 2003 年 2 月 19 日; 修改稿时间: 2003 年 12 月 22 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40175019)、国家科学技术部公益重点项目(2001DIA20026)。

① 曾静. 热带气旋登陆衰减的数值模拟. 见: 24 届天气与极地气象委员会编. 第十一届全国热带气旋科学讨论会论文摘要文集. 北京: 中国气象科学研究院, 1999. 202pp

究均表明,大尺度环境对深入内陆 TC 维持有巨大影响。

登陆 TC 在什么环流背景下长久维持? 在什么环流背景下迅速消亡? 大尺度环流对 TC 的维持和衰减有何作用? 这些问题的研究和认识对登陆 TC 的预报具有实际意义。本文选取在陆地长久维持和登陆后迅速消亡两组 TC, 采用动态合成方法, 首先对两者的大尺度环流特征进行对比分析, 然后采用有限区域涡动动能方程对登陆 TC 的动能收支进行诊断, 探讨大尺度环流对登陆 TC 维持与衰减的影响。

2 研究方法、选例及资料

Frank 指出^[8], 通常的综合研究方法遇到的最大缺点是将大量不相同的风暴资料混在一起, 从而使资料平滑了。他提出了自然坐标(NAT)、运动坐标(MOT)、旋转坐标(ROT)及运动旋转坐标(MOTROT)等研究移动的风暴系统。为了跟踪运动中的 TC, 考察其周围环境的变化, 本文采用伴随

TC 的移动坐标系(x, y), 同时考虑到不同 TC 在陆上的路径和环境场不尽相同, 为了获得 TC 登陆维持期间环流的主要特征, 本文参考 Gray 等^[9]采用的合成分析方法, 提出一种跟随 TC 的动态合成方法。公式如下

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

其中, $S_t(x, y)$ 为 t 时刻物理量场, $\bar{S}_t(x, y)$ 为其样本平均, (x, y 为所选区域的坐标。以各时刻(t) TC 所在位置作为移动坐标原点及动态区域中心, 针对特定时刻和区域坐标点(x, y), 求取物理量 $S_t(x, y)$ 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。图 1a 为 TC 路径(虚线箭头)和动态区域(方框)示意分布。这种合成分析与简单的算术平均在物理意义上有显著不同。它减少了样本物理量平均时的相互抵消作用, 使得 TC 结构保持相对完整, TC 与周围环境系统的相对位置也基本保持原状。同时, 在动态坐标里, TC 总是位于研究区域中心。

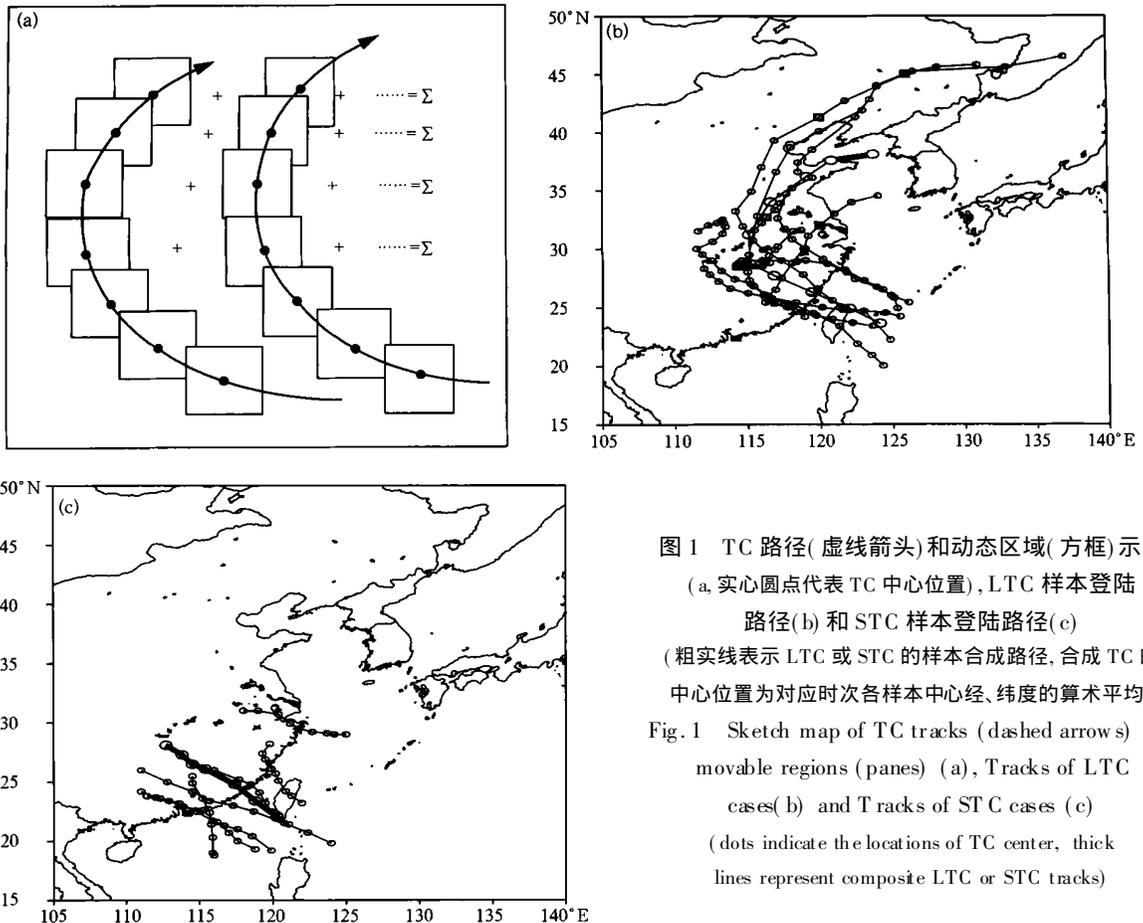


图 1 TC 路径(虚线箭头)和动态区域(方框)示意
(a, 实心圆点代表 TC 中心位置), LTC 样本登陆
路径(b)和 STC 样本登陆路径(c)
(粗实线表示 LTC 或 STC 的样本合成路径, 合成 TC 的
中心位置为对应时次各样本中心经、纬度的算术平均)
Fig. 1 Sketch map of TC tracks (dashed arrows) and
movable regions (panes) (a), Tracks of LTC
cases (b) and T tracks of STC cases (c)
(dots indicate the locations of TC center, thick
lines represent composite LTC or STC tracks)

为减少登陆季节、登陆时强度不同对 TC 登陆衰减的影响, 样本选取原则是: 登陆季节相近; 登陆时强度相差不太大。根据中国气象局整编的《台风年鉴》, 选取登陆后在陆上长久维持(大于 60 h, 图 1b)和迅速消亡(不大于 24 h, 图 1c)两组 TC 样本各 7 例进行研究。LTC 为 7503, 7504, 7613, 8407, 9406, 9711 和 0010 号, STC 为 7616, 8712, 9009, 9107, 0008, 0104 和 0108 号。LTC 的陆地路径较长, 为趋向东北的抛物线型, STC 登陆后向西北行进, 在陆上消失。所选 14 例 TC 登陆日在 7 月 6 日至 9 月 10 日之间; 两者登陆时的平均强度也相差不大, LTC 中心平均海平面气压为 972 hPa, 平均最大风速为 34 m/s, STC 为 973 hPa, 31 m/s; 登陆地大多在珠江口以东到福建一带。二者的显著差别是 LTC 平均维持时间长达 83 h, STC 仅为 20 h。

采用 2 次/d、经纬网格距 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、垂直方向 1000~10 hPa 共 17 层的 NCEP 全球格点资料。合成时次选取: LTC 为登陆前 24 h 至登陆后 84 h, STC 为登陆前 24 h 至登陆后 48 h, 其减弱为热带低压后的位置根据近地面环流中心定出。TC 登陆各时刻的格点资料为最近时次的 NCEP 资料。

3 大尺度环流特征

3.1 500 hPa 形势

从动态坐标来看合成的 500 hPa 环流特征(图 2): LTC 与 STC 的环流背景有相似之处, 登陆时, 在 TC 坐标的东北象限均有一个 5880 gpm 闭合等值线高压单体。即西太平洋副热带高压在这一位置的存在是两类 TC 的共同特点。登陆之后, LTC 在中纬度槽前向北移动靠近斜压锋区, 而 STC 无中纬度长波槽移近, 并与斜压锋区保持较远距离。

3.2 低空急流

陆面切断了来自洋面的水汽和能量对登陆 TC 的供应, 但如果登陆 TC 能从其他渠道获得水汽能量补充, 将有利于其在陆上维持^[1]。分析合成的 LTC 和 STC 的 850 hPa 风矢量场(图 3), 结果表明:

登陆前后, 二者均与来自 TC 西南象限的西南风低空急流(阴影区, 定义为合成风速不小于 8 m/s 的强风速区)相连接。风速大值中心分别位于 TC 区域东部及其西南方 25~30 个经距处。比较二者低空急流的宽度和风矢量强度, LTC 的低空急流强于 STC 的低空急流。登陆 24 h, STC 的低空急流带已从 TC 低压南部断裂, 并迅速减弱南缩; LTC 向北

移动过程中, 低空急流较长时间与其连通, 直到登陆 48 h 才出现断裂。

在 850 hPa 风矢量场上叠加合成的水汽通量(等值线, 仅给出不小于 $10 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})$ 的区域), 图中显示: 水汽通量大值区分布在低空急流带上, 表明西南风低空急流是登陆 TC 的主要水汽输送带。水汽主要来源于 TC 的西南象限, 可追踪到南中国海至孟加拉湾。

在 LTC 深入内陆过程中, 水汽输送带较长时间与其连结, LTC 区域保持较强的水汽通量; STC 虽有相似的水汽输送带, 但由于低空急流很快与 STC 环流断开, STC 区域的水汽通量明显减少, 这显然对其维持极为不利。

3.3 高空散度场

从合成的 200 hPa 散度场和风矢量场(图略)可见, LTC 和 STC 的强辐散区域均出现在 TC 区域及坐标的西南象限, 同时向北距 TC 约 15 个纬距处有一高空急流带(阴影区, 定义为合成风速 $\geq 24 \text{ m/s}$ 的强风速区)。在登陆过程中, LTC 和 STC 的高空散度有不同变化, 表现在:

LTC 登陆时, 其高空散度大值中心为 $1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 登陆后 LTC 向北接近高空急流, 其上空散度中心值逐渐加大, 登陆 48 h, LTC 移至高空急流入口区的南侧, 其散度增至 $1.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 并继续维持了 24 h, 至登陆 72 h 后才开始减弱。STC 上空的辐散较弱, 登陆时其高空散度大值中心仅为 $0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 且登陆之后未向北靠近高空急流, 其高空辐散减弱, 登陆 48 h, 其散度减至 $0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

相应风矢量场的分布表明(图略), LTC 与西南风高空急流连通, 加强了其向东北方向的流出气流, 使其上空辐散加强。而 STC 不存在这样的流出气流通道, 高空辐散减弱。

3.4 环境风场垂直分布

TC 低压环流能否在陆上长久维持, 其环境风场的垂直分布也表现出不同特征。通过 TC 中心合成纬向风(u)的经向剖面图(图 4)显示:

登陆时, 两者的 u 场分布极为相似, 均在高层 200 hPa 附近, 距 TC 南、北约 20 个纬距处分别存在一个强风速中心。北方的 u 强正值区是高空西风急流的反映, 南方的强负值区是一支包括 TC 流出气流的强东北气流。在低层, 两个相邻的 u 正、负值强中心(北部为东风, 南部为西风)表现出 TC 的气旋式环流, 这种气旋式环流向上直到 300 hPa 附

近,再向上为反气旋环流。这是登陆 TC 的共同特点。

登陆之后, LTC 逐渐与北方高空急流靠近,其高层由东风转为强西风控制(如图 4 阴影所示),登

陆 48 h, LTC 中心与北方高空急流轴相距仅约 10 个纬距,其中高层已完全转为强西风控制,与低空 LTC 环流的西风区连通,并且高空西风有向低空加强延伸的明显表现。在 STC 登陆期间,其高空一直

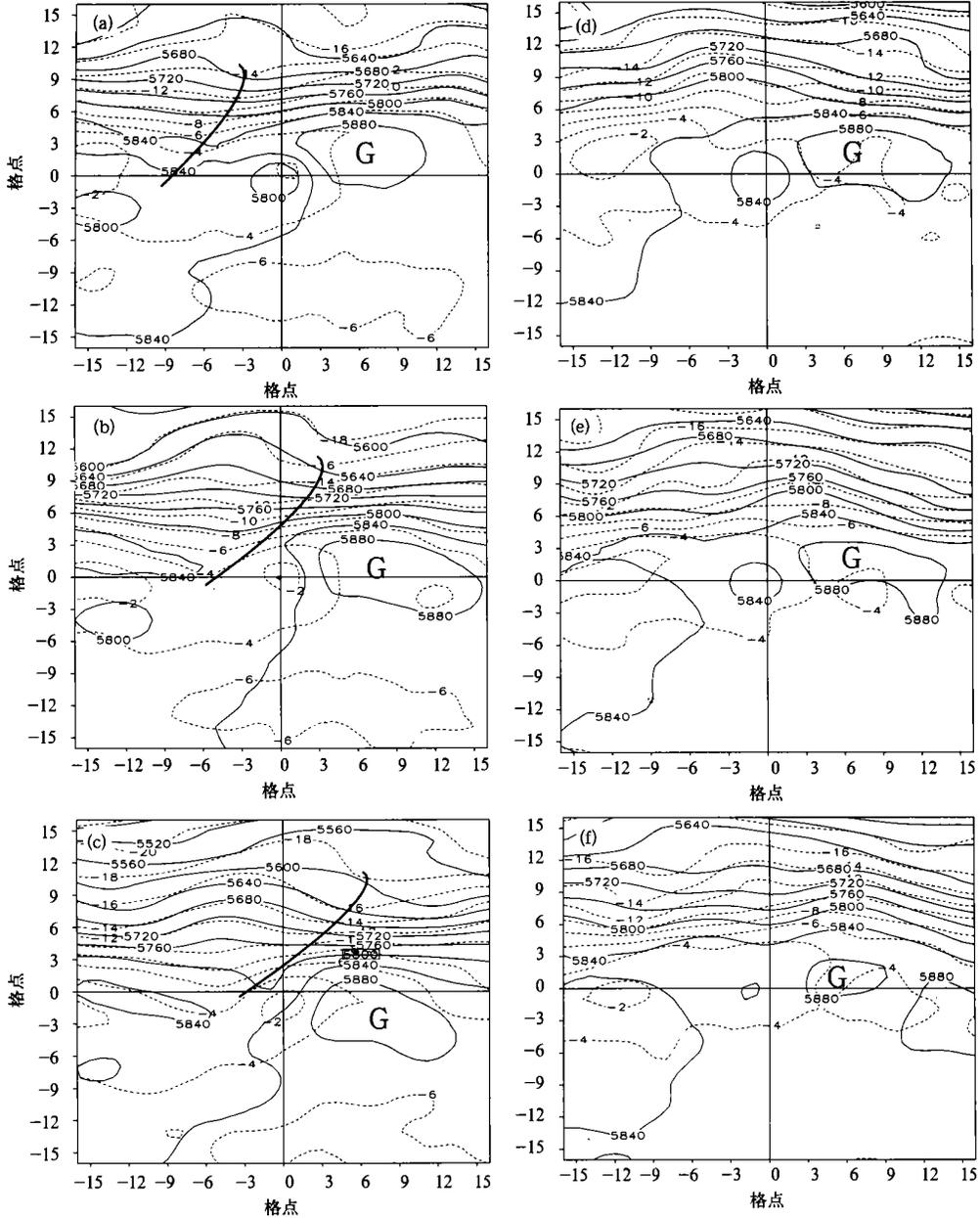


图 2 合成的 500 hPa 高度场(实线, gpm)和温度场(虚线, °C)

(a~ c 为 LTC 登陆, 24, 48h; d- f 为 STC 登陆, 24, 48 h;

TC 中心位于坐标原点, 向北向东为正, 向南向西为负, 格距为 2.5 经纬距)

Fig.2 LTC(a- c) and STC(d- f) composite 500 hPa height(solid lines, gpm) and temperature (dashed lines, °C) fields on landfall, 24 and 48 h after landfall respectively (Coordinate degree represents grid point with 2.5- degree and the positive denotes northward and eastward and the negative denotes southward and westward, TC center locates the origin)

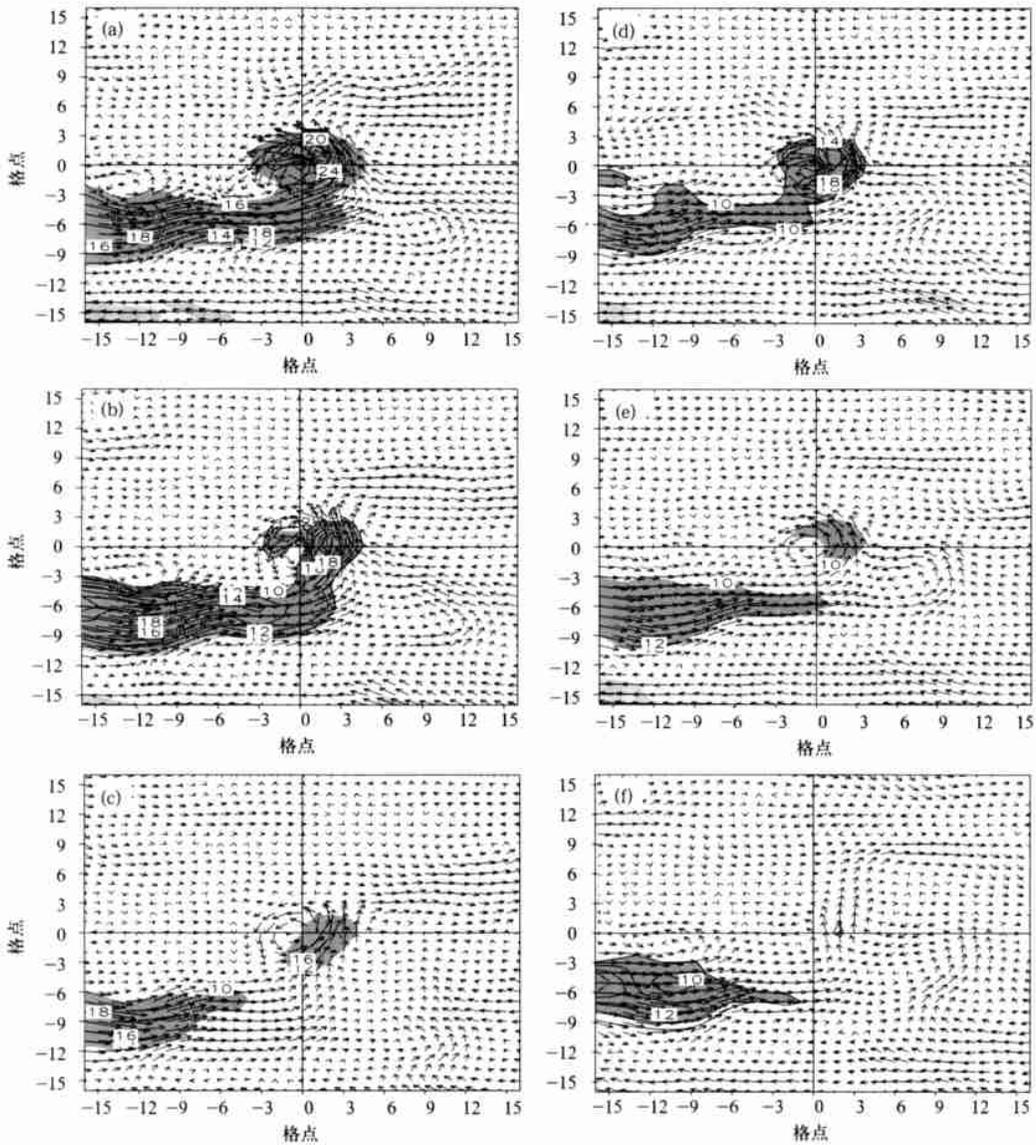


图 3 合成的 850 hPa 风矢量场(阴影为合成风速不小于 8 m/s 的强风速区域)和水汽通量场(等值线, 仅给出不小于 10 g/(s·hPa·cm) 的区域)
(a~ c. LTC 登陆, 24, 48 h, d~ f. STC 登陆, 24, 48 h, 其他同图 2)

Fig. 3 As in Fig. 2 but for composite 850 hPa wind vectors (shaded areas indicate strong wind speed ≥ 8 m/s) and the vapor flux fields (isolines, ≥ 10 g/(s·hPa·cm))
(a~ c. LTC landfall, 24, 48 h, d~ f. STC landfall, 24, 48 h)

为东风控制, 无高空西风向低空加强延伸的过程, 登陆 24 h 以后, STC 的气旋性环流已非常微弱。

图 4 中还显示了两类 TC 的合成垂直流场。

登陆时, 两者上空均存在强上升气流。登陆后, LTC 移向高空急流, 高层辐散加强, 有利于上升运动的持续和增强。图 4 显示, 登陆过程 LTC 区域的上升气流一直维持。STC 登陆后没有移向高空急流, 其上升运动随着 TC 的登陆衰减而减弱。登陆

48 h, 300 hPa 以上已出现为下沉气流, 低层气旋环流随之消亡。

上述分析表明, 登陆后, LTC 与 STC 环境风场的垂直分布明显不同。当 LTC 向北移近高空急流时, 高空急流区有明显的西风动量下传, 加强低空西风, 有助于 LTC 低压环流维持。由于西风动量下传同时抑制了低空东风, LTC 气旋性环流仅出现在低层(图 4c~ e)。Uncellini^[10]、丁治英等^[11]在研究高

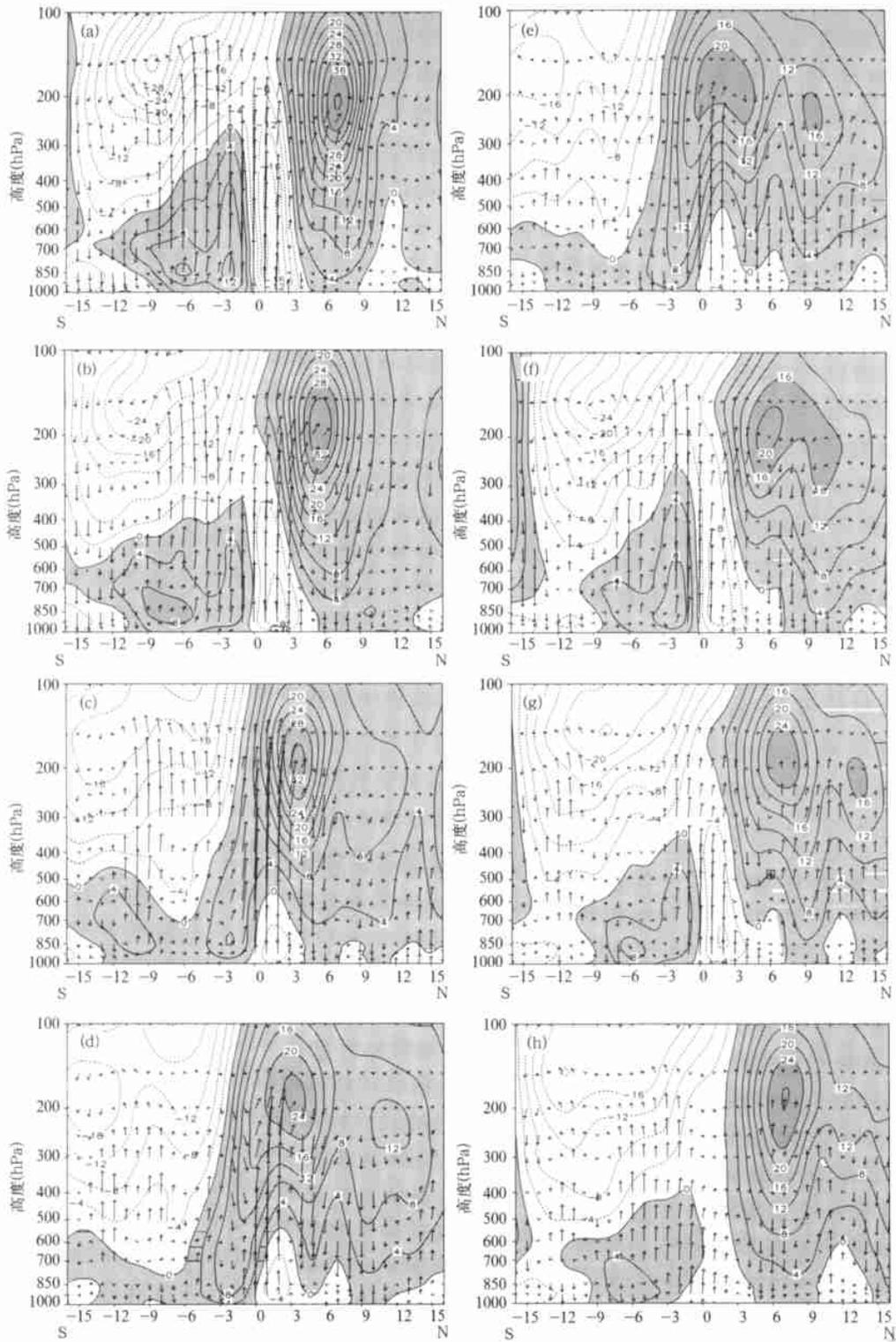


图4 通过TC中心的合成纬向风速 u (阴影为正) 的经向剖面及合成的垂直流场

(用经向风 v 与 $-100 \times \omega$ (单位: Pa/s) 制作)

(a~e. LTC 登陆, 24, 48, 72, 84 h; f~h. STC 登陆, 24, 48 h)

Fig. 4 Meridional profiles of composite u component (m/s, shaded denotes positive) and composite vertical motion after landfall

(a~e. LTC landfall, 24, 48, 72, 84 h; f~h. STC landfall, 24, 48 h)

空急流时,也得到动量下传的结论。

3.5 环境风垂直切变和相对涡度场

关于风速垂直切变对 TC 发生发展的影响已有不少认识。Gray^[12]在研究海上 TC 情形时认为,垂直切变能决定积云对流在对流层上层产生潜热的集中和暖心的形成。如果风速垂直切变很大,湍流扩散就很显著,热量不能在对流层上层集中,如果风速垂直切变小,由凝结潜热释放的热量始终加热同一气柱而可很快形成暖心。因此,风垂直切变小是热带气旋在东风带里发生发展的基本条件之一。

前面分析表明, LTC 进入西风斜压带时,由于上空转为强西风,高层强西风与低层 TC 北侧东风之间存在较强的风垂直切变。这里以 200 和 850 hPa 的 u 之差表示高低层风的垂直切变($S = \partial u / \partial z$)。从 LTC 和 STC 的 S 分布看(图略):登陆时,TC 区域的风垂直切变在 0 值附近变化,最强的 S 出现在低空急流和高空急流区域。登陆之后, LTC 区域风垂直切变逐渐加强, LTC 中心与北侧高空急流之间存在 S 等值线密集区,具有十分明显的经向梯度。图 5 显示, LTC 深入内陆过程中,垂直切变的经向梯度 $\partial S / \partial y$ 明显加大。STC 的情况与 LTC 相反,其 $\partial S / \partial y$ 在登陆后没有增强,反而很快减弱。

通常 TC 环流低层相对涡度为正,高层为负。当高、低层相对涡度的差值小于零,表明 TC 维持或发展,相对涡度差值越小,TC 发展越强^[13]。

图 5 中阴影显示 LTC 和 STC 登陆过程中 200 和 850 hPa 相对涡度差($\Delta \zeta_{200-850}$)的演变(仅给出 $\Delta \zeta_{200-850} \leq -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 区域)。可见, $\Delta \zeta_{200-850}$ 强负值区位于 TC 区域及其北方的斜压带上。登陆时, LTC 的 $\Delta \zeta_{200-850}$ 区域相对孤立, STC 却与其东北象限的 $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值区相连。登陆 24 h 以后, LTC 逐渐北移,其 $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值区由于与东北象限的 $\Delta \zeta$ 负值区连通而明显加强,并一直维持,到登陆 72 h 以后才开始减小。STC 登陆后北移不多,其 $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值在其东北象限 $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值东移后,孤立无援,强度减弱。

由此看来, TC 登陆后的移向关系到其能否维持。TC 登陆后若能移到一个强 $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值区域,将减缓衰减,延长维持时间。当 TC 移向高空急流时,高空急流南侧的反气旋式气流将增加 TC 高层负涡度,使 $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值加强。事实上,在纬向气流主导的情况下, $\Delta \zeta_{200-850}$ 正是 $\partial S / \partial y$ 的反映,

因此, $\partial S / \partial y$ 大值区与 $\Delta \zeta_{200-850}$ 强负值区对应。说明环境风垂直切变梯度大值区有利于 TC 低压维持。

上述分析表明, TC 环流在陆上维持与其在海上东风带里发生发展已有本质不同。海上 TC 主要通过聚集海洋水汽垂直输送释放的潜热形成暖心而发展,环境风垂直切变通常较小。而深入内陆的 TC 往往进入中纬度西风斜压带,通过获取斜压能量维持其环流,其环境通常具有较强的风垂直切变, TC 在一定程度上发生了变性。

4 涡动动能收支

TC 登陆后长久维持与迅速消亡大尺度环流特征的明显差异表明, TC 登陆后周围环境场对其能否维持有着显著的影响。Kung 等^[14]、仪清菊等^[15]分别采用一个涡动动能收支方程来讨论有限区域风暴和爆发性温带气旋的涡动动能收支。这里用同样方法及样本合成资料,对两类登陆 TC 涡动动能的收支进行计算,进一步探讨环境场对 TC 维持的影响。涡动动能收支方程如下^[14]:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial k_e}{\partial t} \right] = & - [\nabla \cdot (k_e V)] - \left[\frac{\partial}{\partial p} (k_e \omega) \right] - \\ & [[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p}] - \\ & [V^* \cdot \nabla \Phi^*] - [E^*] \end{aligned}$$

式中“ $[]$ ”代表区域平均,带“ $*$ ”号的量代表对区域平均的偏差或扰动,涡动动能 $k_e = (u^{*2} + v^{*2}) / 2$,其余为气象常用符号。式中左边为涡动动能的局地变化,右边第 1 项为涡动动能的水平通量散度项,第 2 项为垂直通量散度项,第 3 项为区域平均动能与涡动动能之间的转换项,第 4 项为动能制造项,代表由非地转运动引起的绝热动能制造,第 5 项是摩擦耗散项,它包括大气内部和地表的摩擦耗散以及网格尺度与次网格尺度之间的动能交换,这里作为动能方程的余项出现。选取的区域为 TC 及周围共 49 个格点所占正方形面积,即 $15^\circ \times 15^\circ$ 经纬距范围。

4.1 涡动动能收支方程各项的时间演变

图 6 和 7 分别为 LTC 和 STC 涡动动能收支方程各项的时间演变。可以看出,登陆过程中两者涡动动能各项的演变情况明显不同。

从两类 TC 涡动动能的局地变化来看(图 6a, 7a), LTC 登陆过程中, 400 hPa 以下中低层的涡动动能随时间减小,其中在登陆 0~24 h 的减少最为

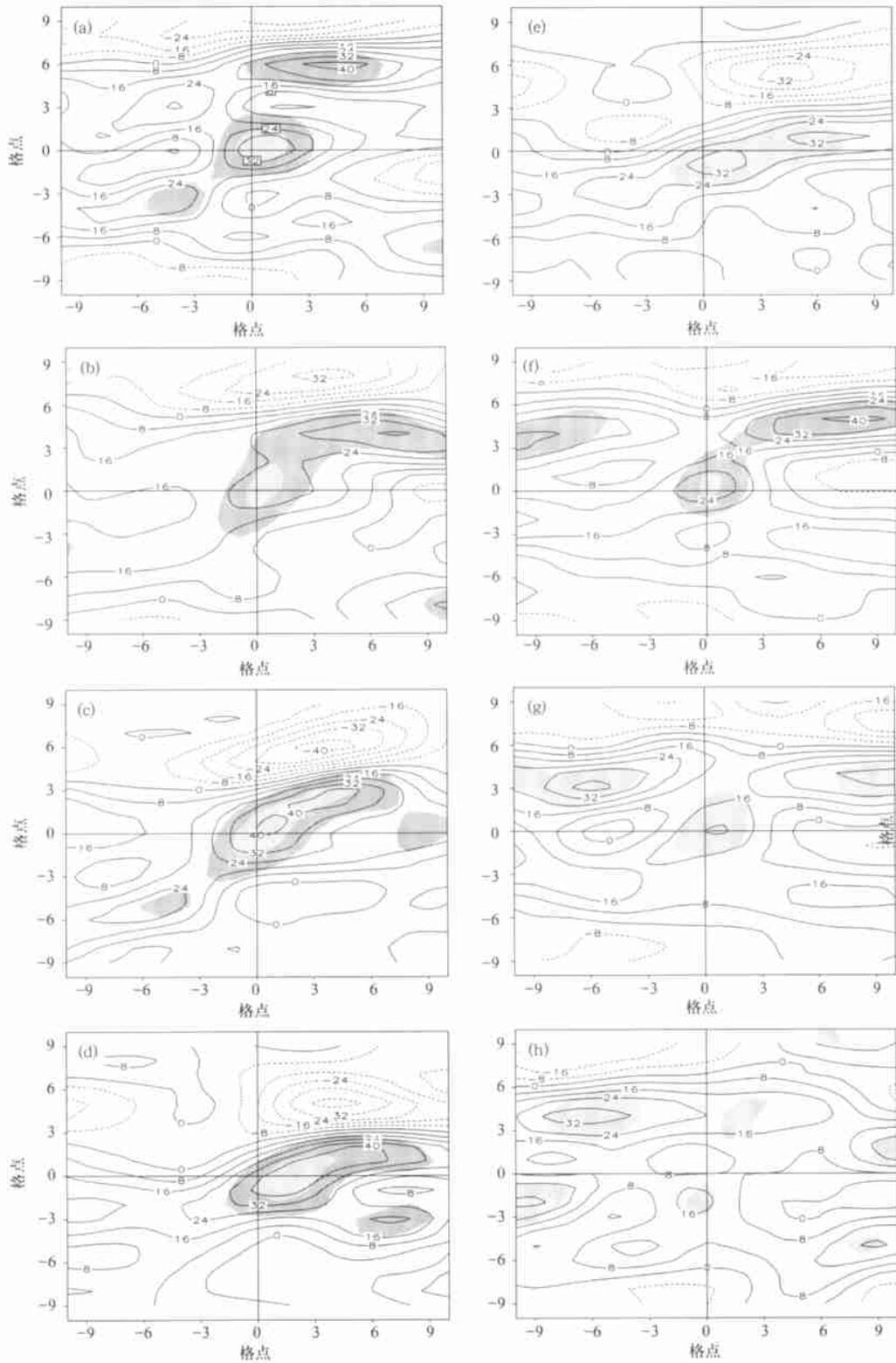


图5 合成的风垂直切变的经向梯度 $\partial S/\partial y$ (等值线, 单位 $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 和相对涡度差场 (a~ e. LTC 登陆, 24, 48, 72, 84 h, f~ h. STC 登陆, 24, 48 h; 阴影, 仅给出 $\leq -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的区域)

Fig. 5 As in Fig. 2 but for meridional gradient of composite 200–850 hPa wind shear ($10^{-10} \cdot \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and 200–850 hPa relative vorticity difference (shaded areas, $\leq -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

(a~ f. LTC landfall, 24, 48, 60, 72, 84 h, g~ i. STC landfall, 24, 48 h)

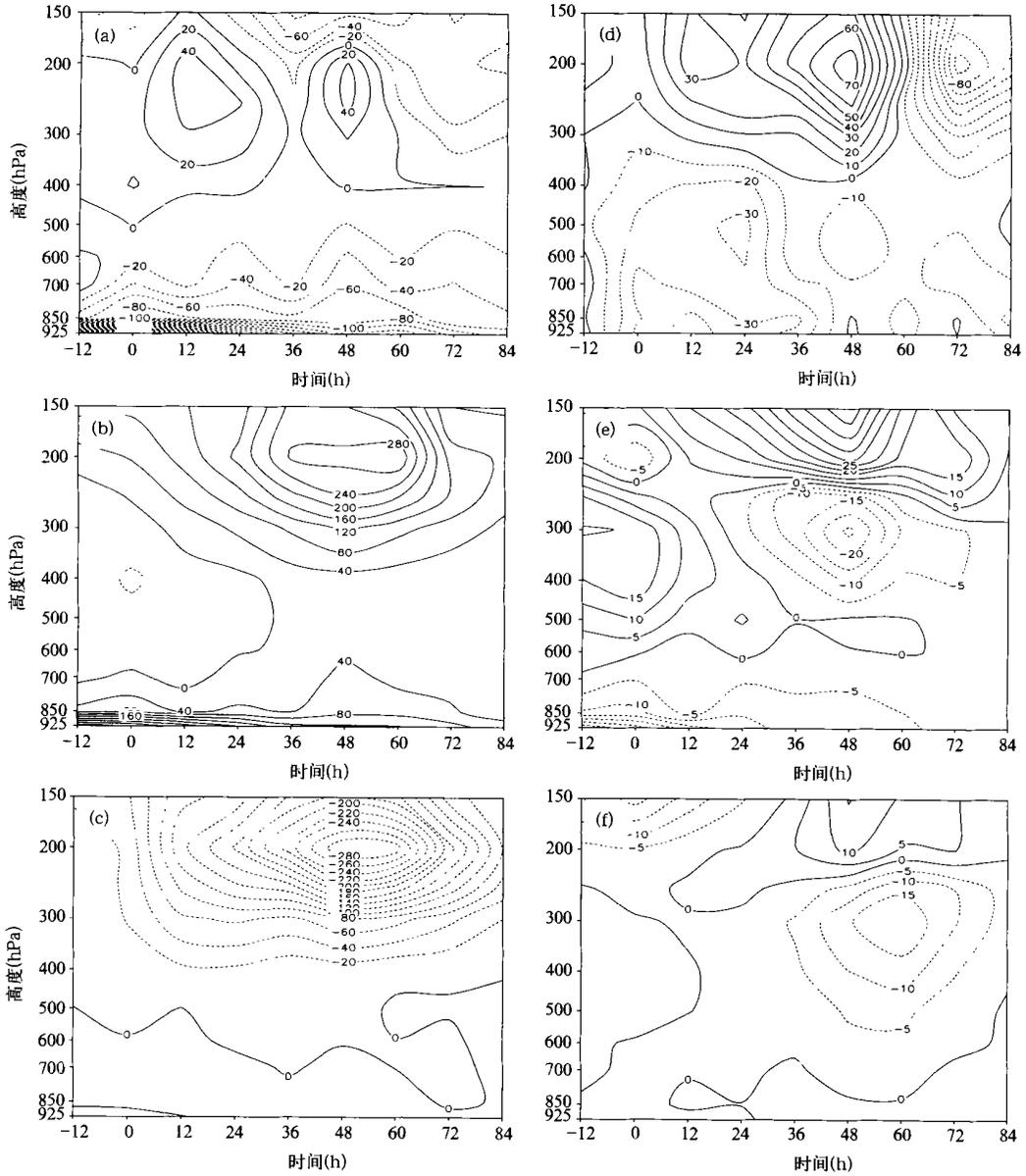


图 6 LTC 区域平均涡动能各项的高度-时间剖面

(a. $[\frac{\partial k_e}{\partial t}]$, b. $-[V^* \cdot \nabla \Phi^*]$, c. $-[\nabla \cdot (k_e V)]$, d. $[E^*]$, e. $-\frac{\partial}{\partial p}(k_e \omega)$, f. $-[[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p}]$;

单位: $10^{-5} W / (kg \cdot m^2)$; 0 代表登陆时刻, 正、负值分别表示登陆后和登陆前

Fig. 6 Time-height sections of the averaged eddy kinetic energy ($10^{-5} W / (kg \cdot m^2)$) of LTC

(a. $[\frac{\partial k_e}{\partial t}]$, b. $-[V^* \cdot \nabla \Phi^*]$, c. $-[\nabla \cdot (k_e V)]$, d. $[E^*]$, e. $-\frac{\partial}{\partial p}(k_e \omega)$, f. $-[[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p}]$;

Abcissa represents time interval which the positive indicates pre-landfall, the negative indicates after-landfall and "0" denotes landfall)

明显。而 400~ 200 hPa 涡动能局地变化基本为正, 大值中心分别出现在登陆 12~ 24 h 和登陆后 48 h, 说明 LTC 登陆后高层涡动能增加, 直至登陆 60 h 以后, 高层涡动能才开始减少。STC 不存在这种现象, 其涡动能局地变化以中低层的能量损

耗为主, 最强的动能减少出现在登陆 12~ 24 h。登陆 24 h 高层即转为动能减少。可以看出, 登陆长久维持的 TC, 低层动能耗散逐渐减弱, 高层则有涡动能增加, 登陆迅速消亡的 TC, 其动能很快损耗。

登陆 TC 涡动能的主要来源是动能制造项

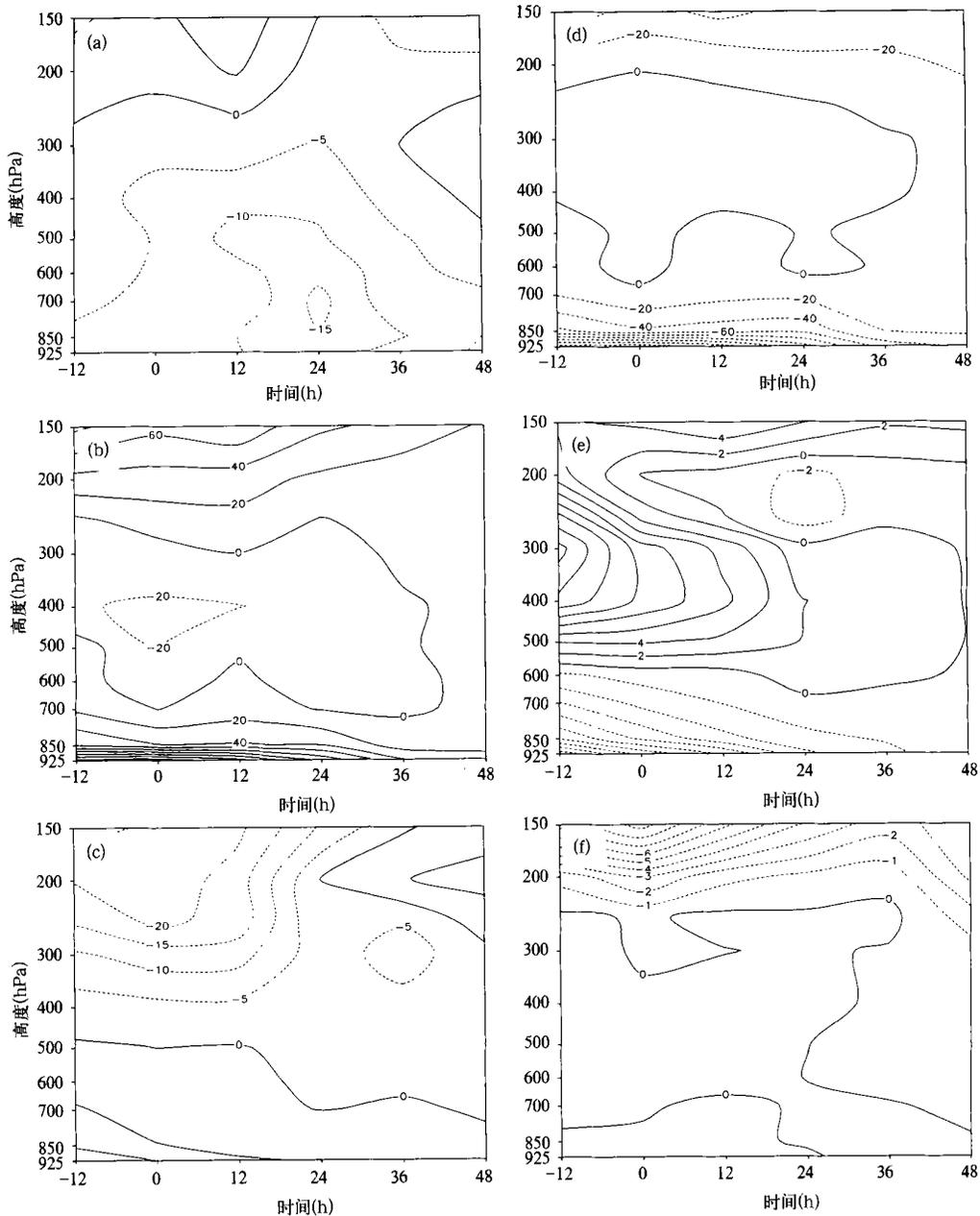


图7 STC 区域平均涡动动能各项的高度-时间剖面(单位: $10^{-5} \text{ W}/(\text{kg} \cdot \text{m}^2)$)

Fig. 7 As in Fig. 6 but for STC

(图 6b, 7b), 该项在对流层低层和高层均为正值, 对流层中层为负值或弱的正值区, 整层积分为正值。登陆前期, LTC 与 STC 相似, 涡动动能的产生均以低层为主, 因为此时 TC 低压具有一定强度的辐合, 边界层气压梯度力做功可使动能增加; 登陆后期, LTC 与 STC 不同, 前者涡动动能制造在高层转为强正值, 登陆 36~60 h 尤为明显。此时 LTC 已移至高空急流附近, 那里具有较强的非地转运动, 非地转风穿越等压线做功使有效位能转化为动能, LTC 即

从环境基流的非地转运动中获得涡动动能。而 STC 登陆后高层没有出现这样的强能源区。

水平通量散度项(图 6c, 7c)在低层为正, 中高层为负, 整层积分为负值, 是 TC 涡动动能的主要输出项。LTC 与 STC 的不同之处在于, 登陆后 48~60 h, LTC 高层有很强的涡动动能水平通量辐散。造成动能辐散的主要原因是其北侧的高空急流带, 通过高空急流的强辐散作用, LTC 向环境场输出动能。除此之外, 涡动动能的摩擦耗散也是 TC 衰减

的一个主要原因, 尤其在对流层低层, 摩擦耗散是能量损耗的主要方式。图 6d, 7d 显示, 在 LTC 登陆 60 h 以后和 STC 的衰减过程中, 高层和低层摩擦耗散项均为明显负值, 表明次网格尺度运动和摩擦效应消耗 TC 涡动动能。值得注意的是, LTC 登陆后至登陆 60 h 前, 高层摩擦耗散为正值, 表明次网格

尺度运动也向 LTC 提供动能。

垂直通量散度项(图 6e, 7e)和转换项(图 6f, 7f)是涡动能方程中的相对小项, 但 LTC 与 STC 这两项的分布情况仍不同。两类 TC 涡动动能垂直通量散度项在低层为负, 高层为正, 环境垂直运动均向上输送动能。LTC 登陆时垂直通量散度大值区在

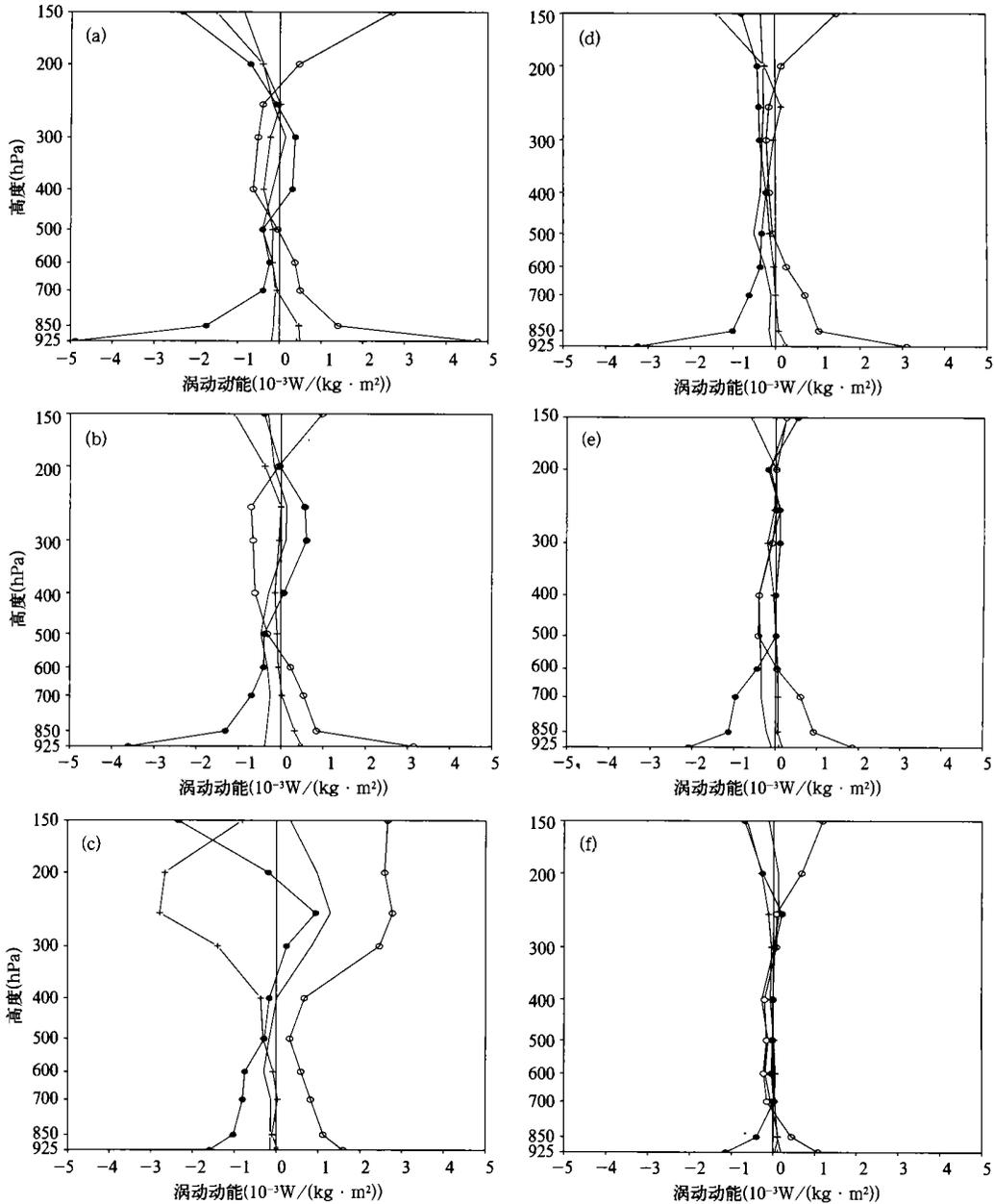


图 8 0010 和 9009 台风区域平均涡动动能的垂直剖面图

(a~ c. 0010TC 登陆, 24, 48 h; d~ f. 9009TC 登陆, 24, 48 h; 实线: 动能局地变化,

十字线: 水平通量散度项, 空心圆线: 动能制造项, 实心圆线: 动能耗散项)

Fig. 8 Vertical profiles of the averaged eddy kinetic energy ($10^{-3} \text{ W} / (\text{kg} \cdot \text{m}^2)$) on landfall,

24 and 48 h after landfall respectively(thick lines: $[\frac{\partial k_e}{\partial t}]$, cross line: $-[\nabla \cdot (k_e V)]$,

open circle lines: $-[V^* \cdot \nabla \Phi^*]$, blackened circle lines: $[E^*]$, a- c. 0010 TC, d- f. 9009 TC)

300 hPa 高度附近, 登陆后大值区出现在 200 hPa 以上更高层, 表明 LTC 涡动动能向上输送增强, 而 STC 涡动动能垂直向上输送就弱得多。涡动动能转换项的分布表明, LTC 登陆后于中低层向环境输出动能, 而在高层急流区获得环境动能, STC 在整个登陆过程均表现为高层向环境输出动能, 中低层能量交换不明显。比较各项的量值可以看出, TC 涡动动能收支主要由水平通量散度项、动能制造项和摩擦耗散项决定。图 8 给出其中两个样本此 3 项的垂直剖面, 一个是在陆上长久维持的 0010 号台风, 一个是登陆不久即消亡的 9009 号台风。

图 8 进一步表明, 0010 登陆后, 低层由于摩擦耗散作用(实心圆点线), 其涡动动能减少, 但涡动动能的制造(空心圆点线)及其水平通量的辐合(十字线)可在一定程度上补偿 TC 动能的损耗。0010 登陆 48 h, 高层具有明显的涡动动能输出和输入, 涡动动能的输出主要是由于强的高层辐散, 输入主要来源于高空急流附近的非地转风运动, 另外, 次天气尺度系统的作用(实心圆点线)也使高层涡动动能增加, 此时 0010 涡动动能的收明显大于支。相比之下, 9009 低层具有与 0010 相似的动能损耗, 高层涡动动能的收支却不明显。从几项的综合效果来看, 0010 登陆后从环境场获得涡动动能, 而 9009 没有明显的涡动动能补充。

上述分析表明, 登陆之后的维持时间与 TC 与环流背景的相互作用有关。LTC 在登陆过程中, 一方面向周围环境输出动能, 一方面又从环流背景中

获得动能补充, 延长其维持时间。STC 登陆后周围环流特征与 LTC 不同, TC 得不到动能补充而迅速消亡。

5 总 结

本文对登陆后长久维持和迅速消亡两类 TC 的大尺度环流特征作了动态合成分析和诊断, 结果表明:

(1) LTC 登陆后, 在一个长波槽前有向偏北移动靠近中纬度斜压锋区的趋势, 而 STC 并无长波槽靠近, 并远离中纬度斜压锋区。

(2) LTC 登陆后, 仍与一支低空急流水汽输送通道连结, 而 STC 很快与这支水汽通道分离。

(3) LTC 登陆后, 其高层与中纬度急流靠近, 增强了其向东北方向的高空流出气流, 而 STC 不存在这样一支流出气流。

(4) LTC 登陆后逐渐变性, 获取斜压能量, 其环境垂直切变增强, $\Delta \zeta_{200-850}$ 负值增大, 而 STC 登陆后没有这样的特征。

(5) LTC 登陆后, 摩擦使其能量耗损, 但从中高层环境中获得了能量, 而 STC 登陆后, 有同样的能耗却无明显的环境能量补给。

本研究表明, 当一个台风登陆后, 从其移动方向趋势、与水汽通道的连结、与斜压锋区的关系和高空流出气流等特征, 可以初步判断其是长久维持还是迅速衰减。中国重大的台风灾害往往与台风登陆后的长久维持有密切关系。

参 考 文 献

- 1 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
- 2 Chen L S. Decay after landfall. WMO/TD, 1998, 875: 1. 6. 1~ 1. 6. 7
- 3 徐祥德, 陈联寿, 解以扬等. 环境场大尺度锋面系统与变性 TC 结构特征及其暴雨的形成. 大气科学, 1998, 22(5): 744~ 752
- 4 Hart R, Evans J L. Extratropical Transition: One Trajectory though Cyclone Phase Space. 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. San Diego CA, Amer Meteor Soc, 2002: 539~ 540
- 5 Thorncroft C D, Jones S C. The extratropical transitions of Hurricane Felix and Iris. Mon Wea Rev, 2000, 128: 947~ 972
- 6 王继志, 杨元琴. 8807 号台风突然增强与其中尺度关系的研究. 见: 85- 906- 07 课题组编. 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
- 7 Bosart L F, Velden C S, Bracken W E, et al. Environmental influences on the rapid intensification stage Hurricane Opal(1995) over the Gulf of Mexico. Mon Wea Rev, 128, 322~ 352
- 8 Frank W M. Structure and Energy- dynamics of Tropical Cyclone I : Storm Structure. Mon Wea Rev, 1977, 105(9): 1119~ 1135
- 9 Gray W M. Recent advance in tropical cyclone research from rawsonde analysis, WMO Program on Research in Tropical Meteorology. Department of Atmospheric Science, Colorado State University. 1979, Fort Collins, Colorado 80523
- 10 Uccellini L W, Jhonson D R. The coupling of upper and lower tropospheric jet stream and implication for the development of severe convective storm. Mon Wea Rev, 1979, 107: 682~ 703

- 11 丁治英, 张兴强, 何金海等. 非纬向高空急流与远距离 TC 中尺度暴雨的研究. 热带气象学报, 2001, 17(2): 144~ 154
- 12 Gray W M. The mutual variation of wind, shear and baroclinity in the cumulus convective atmosphere of the hurricane. Mon Wea Rev, 1967, 95: 55~ 73
- 13 李永康, 陆渝蓉, 高国栋等. 8209 号和 8304 号 TC 影响期物理量场的对比分析. 见: 85- 906- 07 课题组编. TC 科学、业务试验和天气动力学理论研究(第四分册), 北京: 气象出版社, 1996. 40~ 45
- 14 Kung E C, Tsui T L. Subsynchronous scale kinetic energy balance in the storm area. J Atmos Sci. 1975, 32(4): 729~ 740
- 15 仪清菊, 丁一汇. 东海地区温带气旋爆发性发展动力学分析. 气象学报, 1992, 50(2): 152~ 166

THE DIAGNOSTIC ANALYSIS ON THE CHARACTERISTICS OF LARGE SCALE CIRCULATION CORRESPONDING TO THE SUSTAINING AND DECAYING OF TROPICAL CYCLONE AFTER IT S LANDFALL

Li Ying

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081; Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Chen Lianshou Wang Jizhi

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

The characteristics of landfalling tropical cyclones are quite different. Some of them would quickly dissipate (0- 24 hours, refer to STC) right after they made landfall while others would be sustainable over land for a longer period (3- 5 days, refer to LTC) after they made landfall. Statistical analyses demonstrated that the severe calamities were closely related to those typhoons which were sustained over land for longer time period. Dynamical and diagnostic analyses were employed in this study with composite data of 7 cases of LTC and 7 cases of STC. The different characteristics of the large scale circulation for these two categories of landfalling tropical cyclones are found. The results have shown that the lower layer moisture channel connect with the tropical cyclone circulation or the landfalling tropical cyclones move towards north and gain the baroclinic energy from the mid-latitude jet that were favorable to sustaining of a tropical cyclone over land. The vertical shear of the wind would be increased in this process. A landfalling tropical cyclone might be sustainable over land for a longer time if the upper level envelope of the landfalling tropical cyclone linked with a mid-latitude jet to enhance the upper level out flow towards northeast or the cyclones moved into an area under an upper level strong divergent field. On the other hand, friction dissipation effect of a ground surface would consume the energy of a landfalling tropical cyclone and results its decaying. The energy budget calculation suggested that the long sustaining tropical cyclones would acquire Kinetic energy from the mid-latitude environment when they moved northward approach the westerlies while short sustaining tropical cyclones would not gain the energy from the environment. They would be dissipated by the frictional consuming. The results of this paper could help the operational forecast on the sustaining of a tropical cyclone over land after it made landfall.

Key words: Landfalling tropical cyclone, Dynamic composite, Sustaining, Decaying, Largescale circulation.