

登陆热带气旋降水增幅的合成诊断分析^{* 1}

董美莹^{1,2,3} 陈联寿² 李 英² 郑沛群⁴

DONG Meiyong^{1,2,3} CHEN Lianshou² LI Ying² ZHENG Peiqun⁴

1. 浙江省气象科学研究所, 杭州, 310017
2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081
3. 南京信息工程大学, 南京, 210044
4. 浙江省气象台, 杭州, 310017

1. *Zhejiang Institute of Meteorological Sciences, Hangzhou 310017, China*
2. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
3. *Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
4. *Zhejiang Provincial Meteorological Observatory, Hangzhou 310017, China*

2009-12-01 收稿, 2011-01-06 改回.

Dong Meiyong, Chen Lianshou, Li Ying, Zheng Peiqun. 2011. Composite analysis of the rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(6):964-977

Abstract Tropical cyclones (TCs) often bring about heavy rainfalls when they make landfall. Generally rainfalls gradually diminish after their landfall. However, some landfalling TCs may produce even stronger rains than those during their landfalling. Such precipitation reinvigorating phenomena are known as rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones. Taking use of the NCEP/NCAR reanalysis data and a dynamic composite technique, the characteristics of atmospheric large scale circulation of rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones are investigated. The results show that the rainfall reinforcement with the TCs is mainly attributed to the strong divergence to the south side of the high level jet entrance, their interaction with the westerly trough, and the low level jet and vapor flux maintenance as well as a secondary circulation to the east of the TCs. While for the TCs without rainfall reinforcement, there is the weak high level divergence, no westerly trough interaction aloft, the low level jet and vapor flux weaken quickly after their landfall and no secondary circulation. There is prominent ageostrophic motion in the high levels for the TCs with rainfall reinforcement, in which strong sub-ageostrophic motion in the souther jet entrance has a close relation to rainfall reinforcement.

Key words Tropical cyclones, Rainfall reinforcement, Large scale circulation, Ageostrophic motion

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 采用动态合成分析方法, 对登陆后降水增幅类和非增幅类热带气旋的大尺度环流特征做了合成分析和动力诊断。结果表明: 增幅类热带气旋处于强经向型环流之中, 中高纬度为阻塞形势, 高层有急流入口区南侧的强辐散, 并与西风槽相互叠加; 低层有急流和水汽通道的长时间联结; 热带气旋东侧还有次级环流相伴。非增幅类热带气旋环流背景相对平直, 高空辐散弱, 无西风槽叠加; 低空急流减弱迅速, 且水汽通道较早出现断裂; 无次级环流出现。增幅类热带气旋高层存在显著非地转运动, 高层南风急流入口区的强次地转运动和降水增幅紧密相关。

关键词 热带气旋, 降水增幅, 大尺度环流, 非地转运动

中图法分类号 P458.1⁺1

* 资助课题: 浙江省气象科技开放研究专项(kf2010002)、国家重点基础研究发展 973 计划项目(2009CB421504)和国家自然科学基金项目(40730948, 40505009, 40975032)。

作者简介: 董美莹, 主要从事台风、暴雨等灾害性天气预报与研究。E-mail: dmy312@yahoo.com.cn

1 引言

登陆热带气旋降水增幅是指登陆后热带气旋(TC)降水突然加强的现象。众所周知,中国是世界上遭受热带气旋暴雨灾害最为严重的国家之一(陈联寿等,1979;陶诗言等,1980;Chen, 2006;陈联寿, 2007),而登陆热带气旋降水增幅是使暴雨灾害加剧的一个重要原因。据统计(Dong, et al, 2010),年均有 9.7%的登陆中国大陆 TC 会导致降水增幅。其中,1975 年台风 7503(陈联寿等,1979;陶诗言等, 1980)深入内陆且强度减弱为热带低压(TD)后降水发生突然增幅,创下中国大陆 24 h 降水极值(1062 mm),引发了著名的“75·8”特大洪水,致死数万人。21 世纪以来,降水增幅强度呈增加趋势(Dong, et al, 2010),台风泰利(0513)、强热带风暴碧利斯(0604)和台风格美(0605)都发生了降水增幅,诱发了暴雨、洪涝、泥石流、山体滑坡等重大灾害,经济损失和人员伤亡严重。碧利斯(0604)(Gao, et al, 2009)引发的强降水导致华南地区一次特大气象灾害。因此,研究登陆热带气旋降水增幅对 TC 暴雨预报有实际意义。

Bosart 等(1978)分析飓风 Agnes 登陆导致的强降水,认为强降水与缓慢移动残涡东侧持续的强水汽辐合以及阿巴拉契亚山脉地形作用有关。Bosart 等(1991)认为地面锋区对 Agnes 暴雨落区有重要影响。Dimego 等(1982a, 1982b)分析得出,飓风 Agnes 暴雨还和高空双急流配置下产生的强上升运动有关。Sinclair(1993)对飓风 Bola 变性后强降水的诊断也得到类似的双急流配置,强上升运动出现在 TC 北侧西风急流辐散出口区与 TC 南侧另

一急流辐合入口区之间。垂直剖面显示有两个次级环流圈存在。暴雨区位于低层 TC 暖湿气流和冷空气辐合区的下游。中国已有研究(85-906-07 课题组,1996)得到,在增幅类 TC 北侧有强锋区,并有较长的水汽通道及 TC 云系与西风槽云系的合并过程,特别是有 200 hPa 西风急流入口区右侧的强辐散。这些研究表明,大尺度环流与登陆热带气旋降水增幅关系密切。

目前,关于 TC 暴雨研究主要集中在登陆期间造成强降水,对于 TC 登陆后降水再度增幅研究较少,对其增幅机理认识有待深入。统计得到(Dong, et al, 2010),引发降水增幅的 TC 有 51%集中在北上路径。那么对于同是北上路径 TC,何种环流背景下 TC 降水容易增幅? 何种环流背景下降水不易增幅? 大尺度环流对降水的增幅过程如何影响? 这是本文要研究的问题。因此,本文选取北上路径增幅类和非增幅类 TC 两类样本,采用动态合成分析方法,对两类 TC 的环流特征进行对比分析,并对两者的能量变化和非地转运动做进一步诊断,探讨大尺度环流对降水增幅的影响。

2 资料和研究方法

文中选用 1949—2006 年 NCEP/NCAR 2.5°×2.5°一日 4 次的再分析资料、中国气象局上海台风研究所《热带气旋年鉴》(《台风年鉴》)、TC 路径资料、逐日 TC 降水资料。利用动态合成方法(李英, 2004),按路径相似,选取增幅类和非增幅类样本各 4 例(表 1):即增幅类样本是 6205、6306、9417 和 1981 年 8 号热带低压,非增幅类样本则是 8209、9418、9504 和 9909。两类样本的显著差异是增幅类

表 1 增幅类和非增幅类样本概况

Table 1 An overview of the samples for the rainfall reinforcement TC and the non-rainfall reinforcement TC

类别	中央气象台 编号	登陆时间 (月-日时分) (北京时)	登陆地点	登陆强度 中心气压 (hPa)	增幅(减弱) 日期(月-日)	增幅强度 (mm)	中心气压(hPa)		
							D1	D2	D3
增幅类 TC	6205	7-23 19:30	福建	983	7-25	99.7	988.1	996.4	998.4
	6306	7-17 5:30	福建	982	7-19	102.3			
	TD8108	7-23 13:00	浙江	993	7-27	149.7			
	9417	8-21 22:30	浙江	960	8-24	71.7			
非增幅类 TC	8209	7-30 00:00	福建	980	8-1	-81.7	981.5	999.2	1001.8
	9418	9-1 21:30	福建	975	9-3	-61.6			
	9504	7-31 12:00	广东	980	8-2	-48.3			
	9909	9-4 4:00	广东	991	9-6	-35.2			

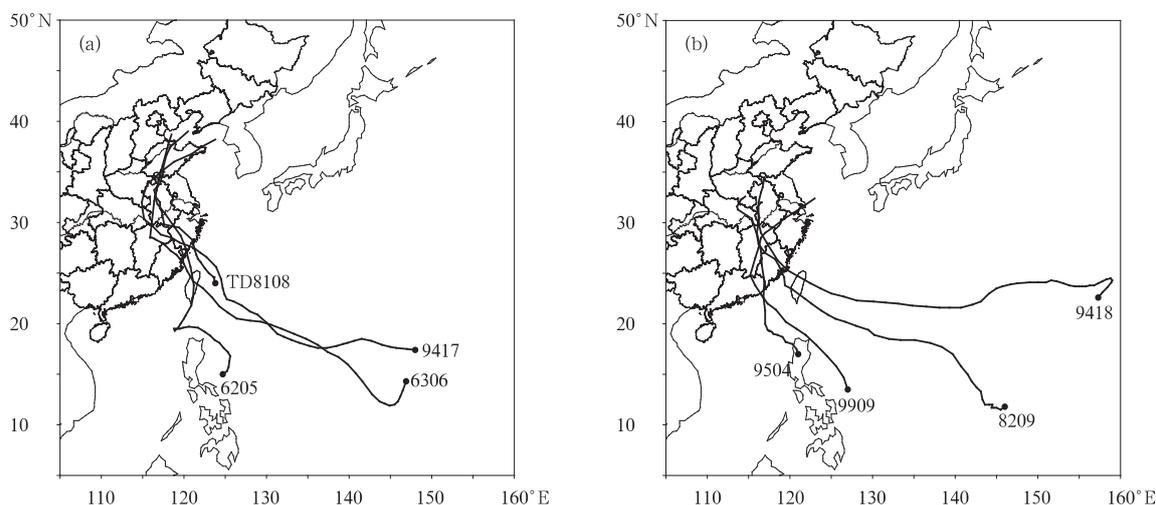


图1 增幅类(a)和非增幅类(b)热带气旋样本路径

Fig. 1 Tracks for the rainfall reinforcement TC (a) and the non-rainfall reinforcement TC (b)

个例的平均增幅达 105.8 mm,而非增幅类样本平均减弱为 56.9 mm。图 1a、b 给出了增幅类和非增幅类 TC 的路径,这些 TC 主要在粤东至浙南一带登陆北上。增幅类合成时段为增幅前两天至增幅当天,非增幅类为登陆当日及后两日,均为 3 d,下文分别记为 D1、D2 和 D3。降水是一个累积量,每日环流取当日 4 次观测的平均环流。比较两类 TC 的中心气压逐日演变得到(表 1):D1 日,增幅类 TC 强度为 988.1 hPa,比非增幅类 TC(981.5 hPa)弱。但在 D2 日,非增幅类 TC 气压上升 17.7 hPa,强度减弱迅速。而增幅类 TC 仅上升 8.3 hPa,不及前者一半,强度减弱较慢。在 D3 日,增幅类 TC 的减弱仍比非增幅类 TC 慢。即增幅类 TC 登陆后强度减弱较慢,非增幅类 TC 强度减弱较快,TC 本身强度的维持对降水增幅是有利的。

3 环流特征分析

3.1 高空急流和辐散

200 hPa 形势表明(图 2a—f):两类 TC 环流背景大体类似,同处于副热带高压(简称副高,下同)反气旋控制之下,副高北侧为西风急流(≥ 24 m/s,阴影所示)。主要不同之处在于:增幅类 TC 上空的辐散(虚线,仅给出 $\geq 4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)较非增幅类 TC 更强。到了 D3 日(图 2c),西风急流入口区南侧的强辐散区移入增幅类 TC 东北象限,中心值超过 $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,对应低层有上升运动加强,有助于登陆热带气旋降水增幅发生。这和丁治英等(2001)得出

TC 处于高空西南急流右后方有利于降水加强一致。也是登陆热带气旋降水增幅中心易落在 TC 东北象限的可能原因。而非增幅类 TC 没有这一过程。经向风的变化显示(图 3a—c):增幅类 TC 上空南风很强,D3 日南风中心落在 TC 东北象限,即 TC 高空气流的流出加强,有利于 TC 维持。与南风中心相伴出现的是其东侧的北风中心,中心风速均超过 16 m/s,这反映出副高脊隆起和环流经向度的加大。非增幅类 TC 的经向风(图 3d—f)较增幅类 TC 弱得多。

3.2 西太平洋副高、阻高和西风槽

500 hPa 高度场(图 4a—f)显示:两类 TC 副热带地区均为经向型环流,这是北上路径 TC 的共同特点。但增幅类 TC 的经向度更大,其东侧西太平洋副高强大且稳定,3 天 5880 gpm 的闭合单体一直维持。而非增幅类 TC 东侧的西太平洋副高是逐渐减弱东退的。两类 TC 西太平洋副高的形态存在明显差异(图略):增幅类 TC 东侧的西太平洋副高具有强经向型结构,南北向脊线跨度约 20 纬距。非增幅类 TC 的西太平洋副高脊线却呈准东西向。陈久康等(85-906-07 课题组,1996)研究表明,TC 登陆于副高之间的断裂区时有利于降水增幅;此处结果则说明,同是登陆于副高断裂区的 TC,具有强经向型结构的西太平洋副高更有利于降水增幅。

另外,增幅类 TC(图 4a—c)中高纬度地区有阻塞形势出现,阻塞高压和西太平洋副高同位相叠加。非增幅类 TC 的西太平洋副高以北则是一槽区。仇

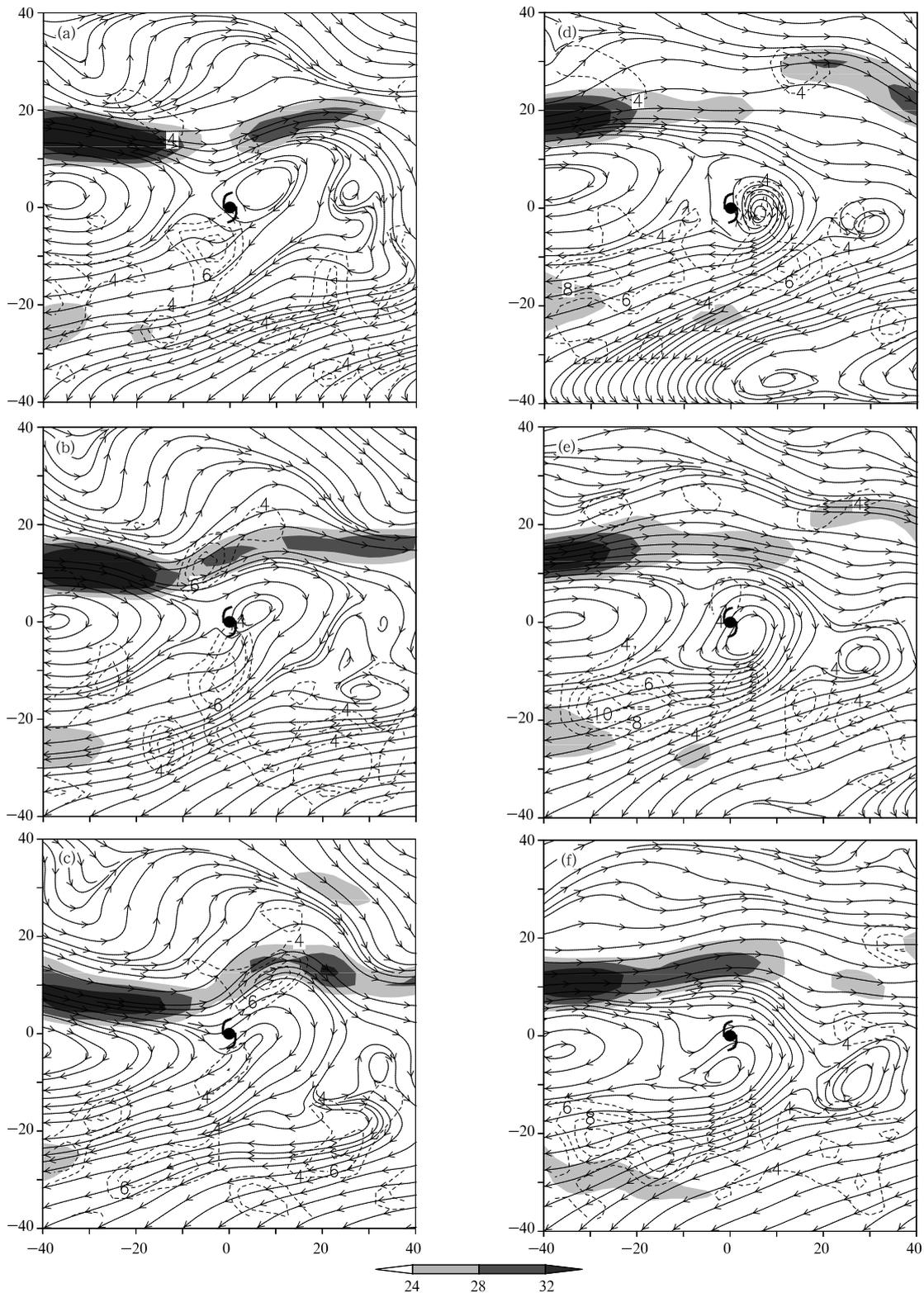


图2 增幅类(a—c)和非增幅类(d—f)200 hPa的流场、急流和散度场演变

(全风速,阴影,单位:m/s;散度,虚线,单位: $10^{-6} s^{-1}$;a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3;

各小图中 TC 位于坐标原点,坐标为相对台风中心的经纬度,向北向东为正,向南向西为负;下同)

Fig. 2 Changes in the stream field, jets (shaded, unit: m/s) and divergence (dashed curves, unit: $10^{-6} s^{-1}$) with days from D1 to D3 at 200 hPa for the rainfall reinforcement TC (a—c) and the non-rainfall reinforcement TC (d—f). the TC centers are located in the origin of the coordinates in latitude and longitude. The coordinates are positive in eastward and northward directions and negative in westward and southward directions. The same below

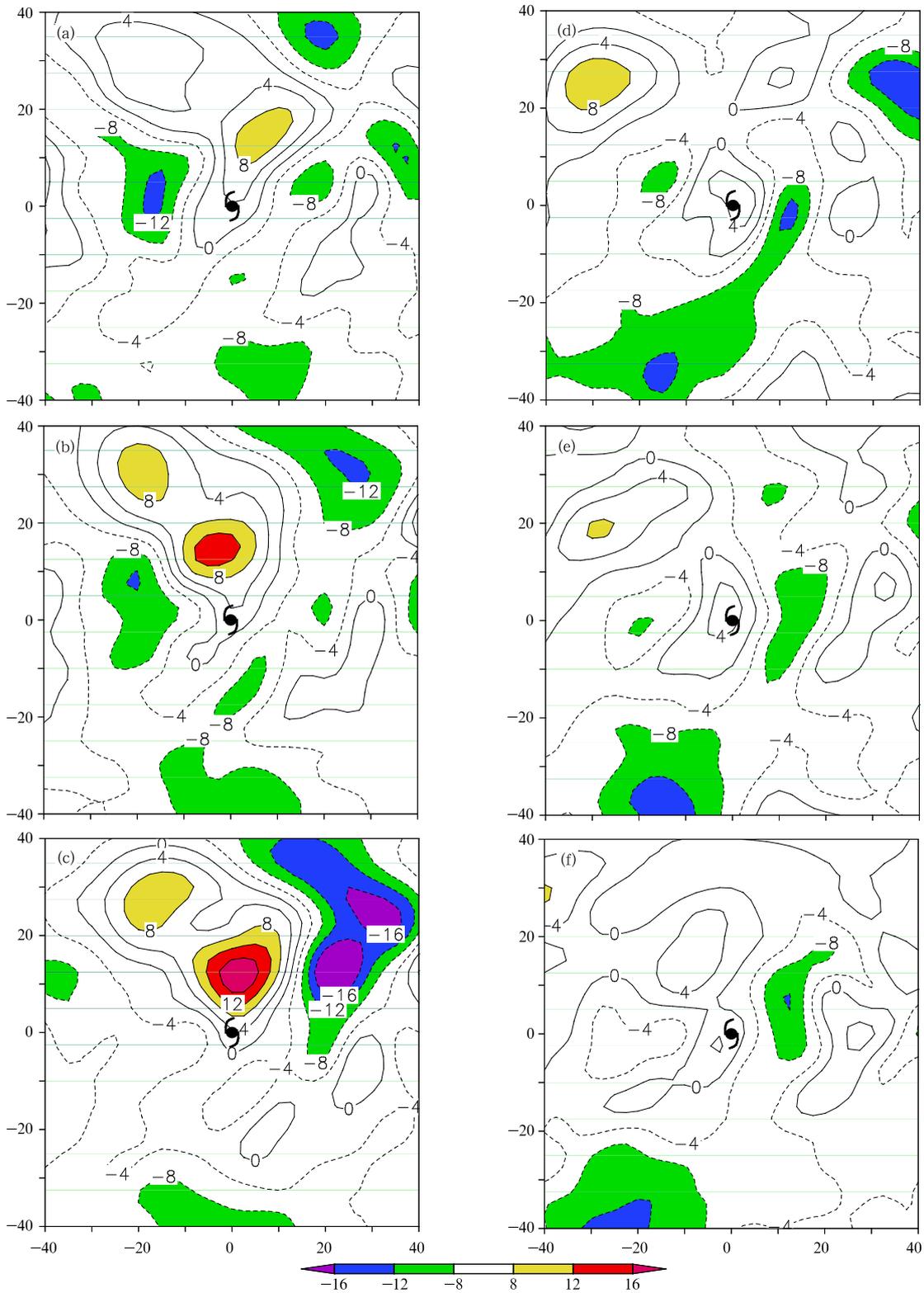


图3 200 hPa增幅类(a—c)和非增幅类(d—f)经向风演变
 (实、虚线各为南、北风;阴影表示速度 ≥ 8 m/s,单位:m/s; a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3)
 Fig.3 As in Fig.2 but for the longitudinal wind (unit: m/s)
 (Solid lines denote south winds and dashed lines indicate north winds; the areas with wind speed large than 8 m/s are shaded; a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3)

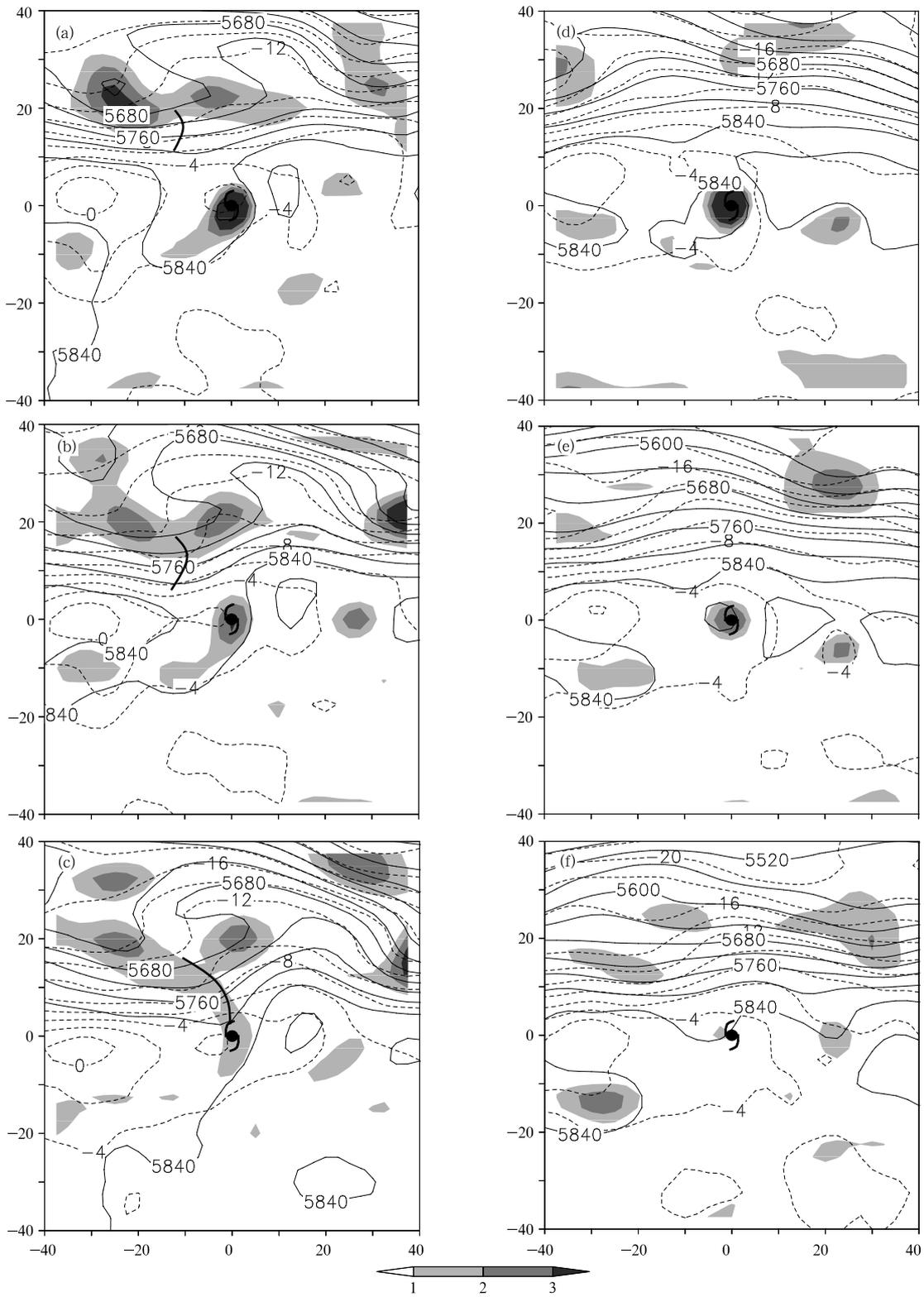


图 4 500 hPa 增幅类(a—c)和非增幅类(d—f)高度、温度和涡度场演变
 (高度, 实线, 单位: gpm; 温度, 虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 涡度, 阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1} ; 粗黑线表示西风槽; a, d. D1; b, e. D2; c, f. D3)
 Fig. 4 As in Fig. 2 but for the geopotential height (solid contours, unit: gpm), temperature (dashed, unit: $^{\circ}\text{C}$) and vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 500 hPa (The thick black curves represent the westerly troughs; a, d. D1; b, e. D2; c, f. D3)

永炎(1997)研究北方 TC 特大暴雨也得出日本海-渤海高压起着阻塞阻挡作用,使东移的西风槽减速并向南延伸,与 TC 相遇而致特大暴雨。西风槽及纬向锋区和北上增幅类 TC 靠近,至增幅日 TC 进入斜压锋区,西风槽和 TC 发生南北叠加,发展为一个深槽(图 4a—c)。涡度场变化清晰显示了西风槽和 TC 正涡度区的合并。非增幅类 TC 并无涡槽南北叠加现象(图 4d—f),TC 以北是一个弱脊。垂直运动场的差异也很明显(图略),增幅类 TC 的上升运动和西风槽前上升运动逐渐靠近,增幅当天合并为位于 TC 东北象限的上升运动中心,强度加强。而非增幅类 TC 的上升运动随着 TC 强度的减弱而减弱。李英等(2006)研究表明高空西风槽与 TC 相互作用有利于斜压能量的获得,并使降水加强。锋区的靠近表明大气斜压性加强。徐祥德等(1998)数值试验表明,环境场的强锋面斜压结构会使 TC 变性暴雨加强。可见,涡槽叠加是登陆热带气旋降水增幅的重要过程。

3.3 低空急流和水汽输送

两类 TC 的低空急流演变明显不同(图 5a—c),增幅类 TC 东侧 3 d 均有低空急流相伴。由高度场分布可知,TC 及其西北侧低涡与强盛西太平洋副高之间的较大气压梯度对低空急流的维持起了重要作用。从图 5d—f 可见,非增幅类 TC 的低空急流迅速减弱,至 D3 日,急流几乎消失。低层的水汽输送也存在显著差异,增幅类 TC(图 5a—c)有较大水汽通量和较长的水汽通道长时间联结,水汽持续输入。非增幅类 TC 不仅水汽通量小,而且,水汽通道较早出现断裂(图 5d—f)。水汽垂直输送也不一样(图略):增幅类 TC 在 D3 日仍有较强的水汽输送,其中心强度和垂直厚度均与前一日相当。但非增幅类 TC 的水汽输送大小和垂直厚度是明显减弱的。显然,增幅类 TC 的水汽条件较非增幅类 TC 更有利于降水增幅。

3.4 高、低层南风急流耦合和纬向次级环流

所选增幅个例的增幅中心均在 TC 东北象限,为此,分别做了 TC 东部(北部)5 纬距内的区域平均经向(纬向)剖面,试图揭示降水增幅区的垂直环流特点。

经向剖面显示(图 6),南方暖湿气流自 TC 南侧向北倾斜上升。3 d 中两类 TC 中心的上升运动(阴影区所示,仅绘制 $\omega \leq -6 \times 10^{-2}$ Pa/s)是减弱

的。但增幅类 TC(图 6a—c)北侧的上升运动在增幅日加强, ω 中心正好位于南风急流(≥ 8 m/s,虚线所示)核的下方,这可能和高空南风急流的流出抽吸效应有关。对比南风急流的垂直结构演变看到,增幅类 TC 低层南风急流逐步和北侧不断加强的高空南风急流靠近。至增幅日,两支急流经强上升运动联结在一起,出现高、低空急流的耦合,在增幅类 TC 以北形成深厚的南风急流。非增幅类 TC 的低空急流迅速减弱,高空南风较弱,未出现耦合。对于纬向风和全风速急流的分析得到,两类 TC 的对比特征均不如经向风显著,与上升运动区的对应关系也没有经向风密切。已有研究结果(陶诗言等,1980;Uccellini, et al, 1987;陈久康等,2000)表明,高、低空急流耦合有利于暴雨发生,此处分析结果则强调了经向风急流耦合对于降水增幅有重要作用。

两类 TC 的流场纬向剖面图明显不同(图 7a—f):增幅类 TC 东侧的中低层南风急流维持,增幅日增幅类 TC 东侧出现次级环流,气流自 TC 中心上升,在东侧约 15 纬距下沉,形成一个闭合环流圈。环流中心在 700 hPa,垂直伸展高度约到 250 hPa。环流圈下沉支位于高层北风急流(图 7c 中粗虚线所示)下方,与西太平洋副高中心相对应。环流圈上升支位于中低层南风急流的左侧。非增幅类 TC 在 D3 日中低层已无南风急流,也没有次级环流的出现。次级环流的存在有助 TC 附近上升运动维持,而中低层南风急流的维持使 TC 获得持续水汽输送,这两者均有利于降水增幅。

4 总比能及各项扰动量

单位质量湿空气的总能量称为总比能 E ,可由下式(雷雨顺,1986)计算

$$E = c_p T + gZ + Lq + V^2/2 \quad (1)$$

E E1 E2 E3 E4

式中,等号右边四项依次为显热能(E1)、位能(E2)、潜热能(E3)和动能(E4); c_p 为湿空气定压比热, T 为温度(K); g 为重力加速度, Z 为高度(m); q (kg/kg)为绝对比湿, L 为凝结系数,取 $L = 2.5 \times 10^6 - 2323 \times (T - 273.16)$; $V^2 = u^2 + v^2$ 为水平风分量的平方和,单位 m^2/s^2 。

设变量 A 为某物理量在某一时刻的面积平均值,平均区域是 TC 东北象限 $10^\circ \times 10^\circ$ 范围, \bar{A} 为 A 值增幅前一天至增幅当天 72 h 平均值, A' 为所取时

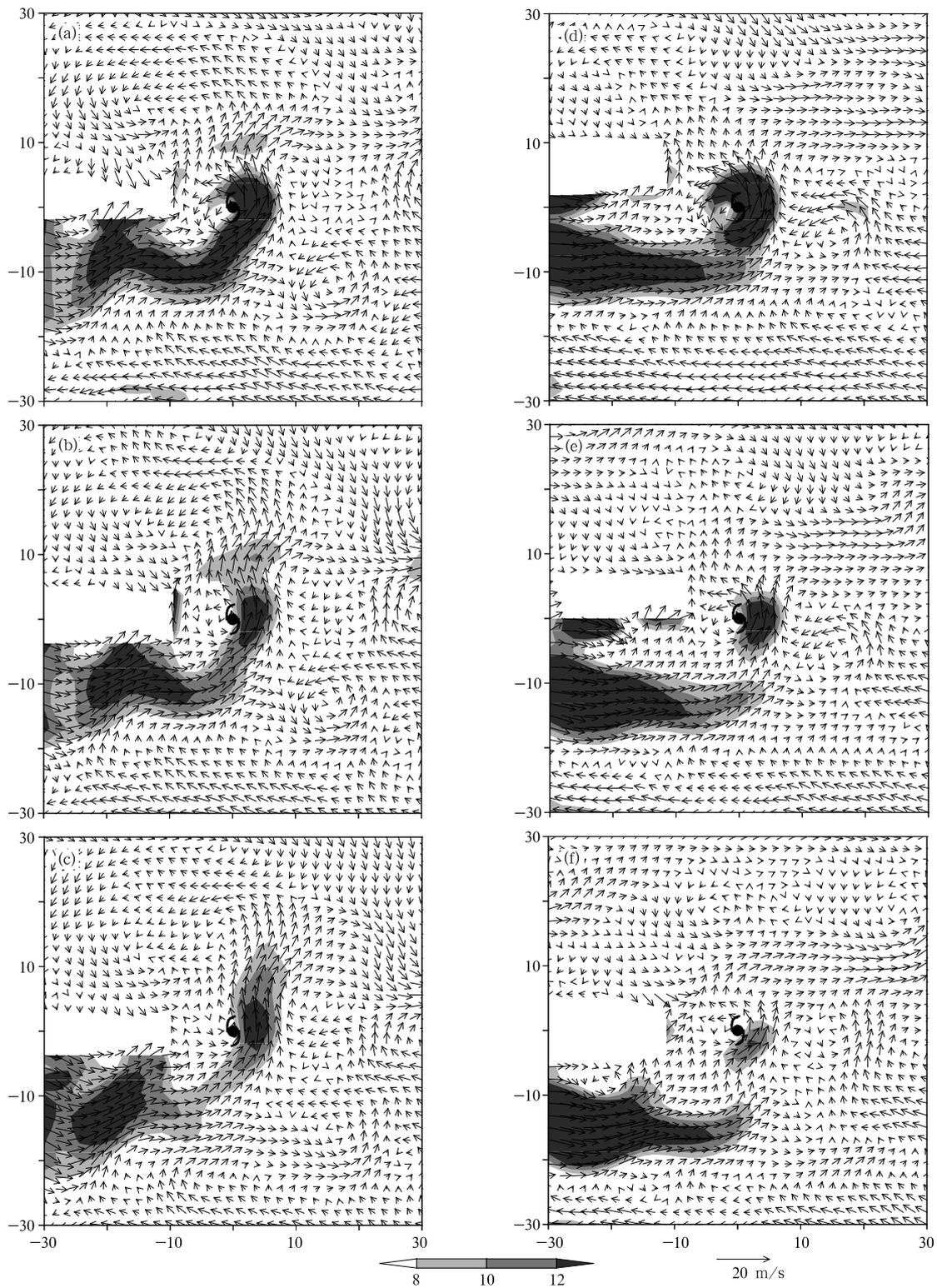


图5 850 hPa 增幅类(a—c)和非增幅类(d—f)风场(箭头)和水汽通量(阴影,单位: $\text{g}/(\text{hPa} \cdot \text{cm} \cdot \text{s})$)变化(空白区域为青藏高原地形影响区域; a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3)

Fig. 5 Changes in the wind (vectors) and the magnitude of moisture flux (shaded; unit: $\text{g}/(\text{hPa} \cdot \text{cm} \cdot \text{s})$) at 850 hPa for the rainfall reinforcement TC (a - c) and the non-rainfall reinforcement TC (d - f) (Blank areas are regions affected by the Tibetan Plateau; a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3)

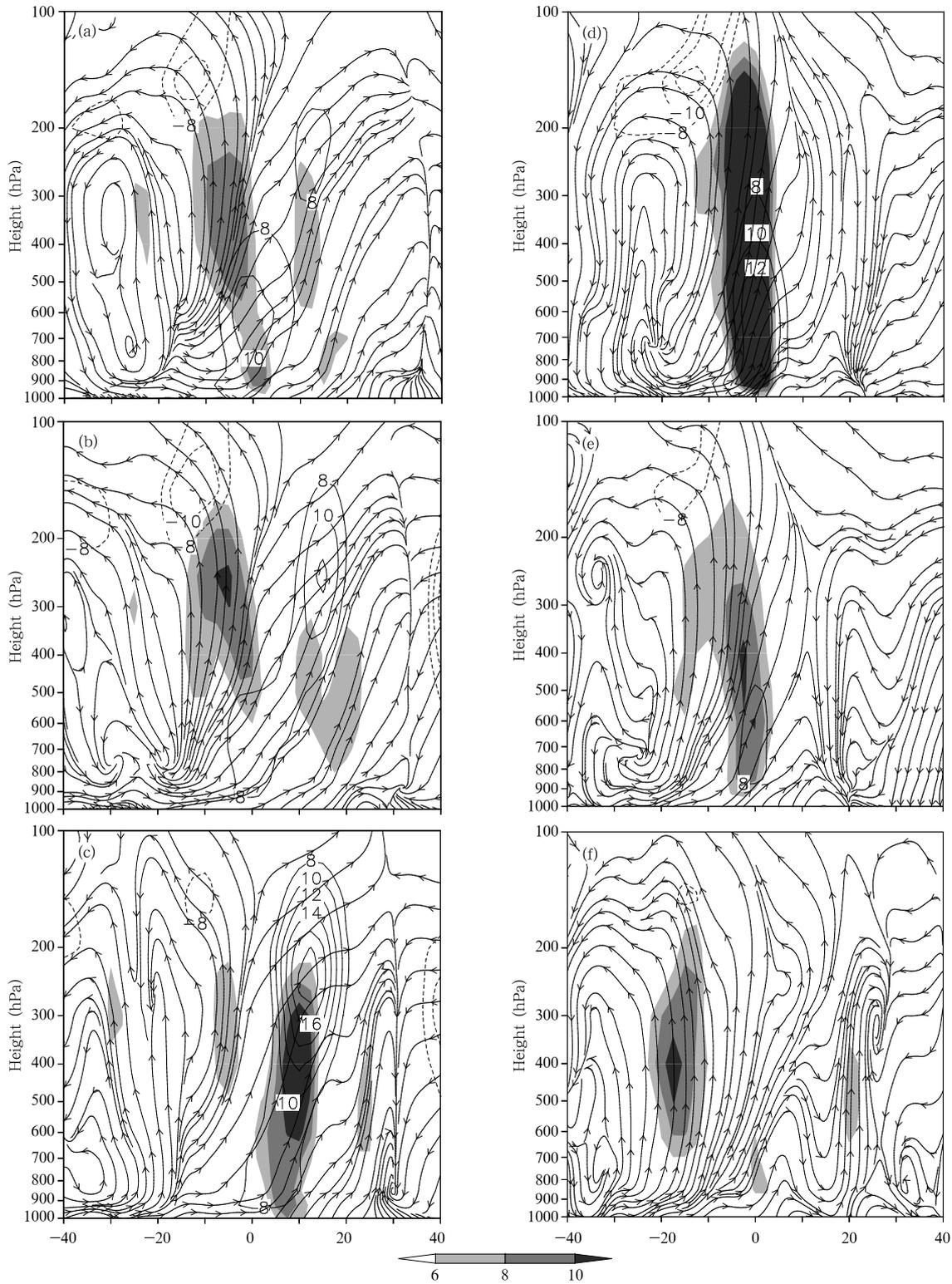


图6 增幅类(a—c)和非增幅类(d—f)平均经向剖面图:流场、经向风急流(等值线)和垂直速度(阴影)变化(单位:经向风,m/s;垂直速度, -10^{-2} Pa/s; a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3)

Fig.6 Longitudinal-vertical cross sections of the streamline, the longitudinal wind (contours, unit: m/s) and the vertical velocity (shaded, unit: -10^{-2} Pa/s) for the rainfall reinforcement TC (a - c) and the non-rainfall reinforcement TC (d - f) (a,d. D1; b,e. D2; c,f. D3)

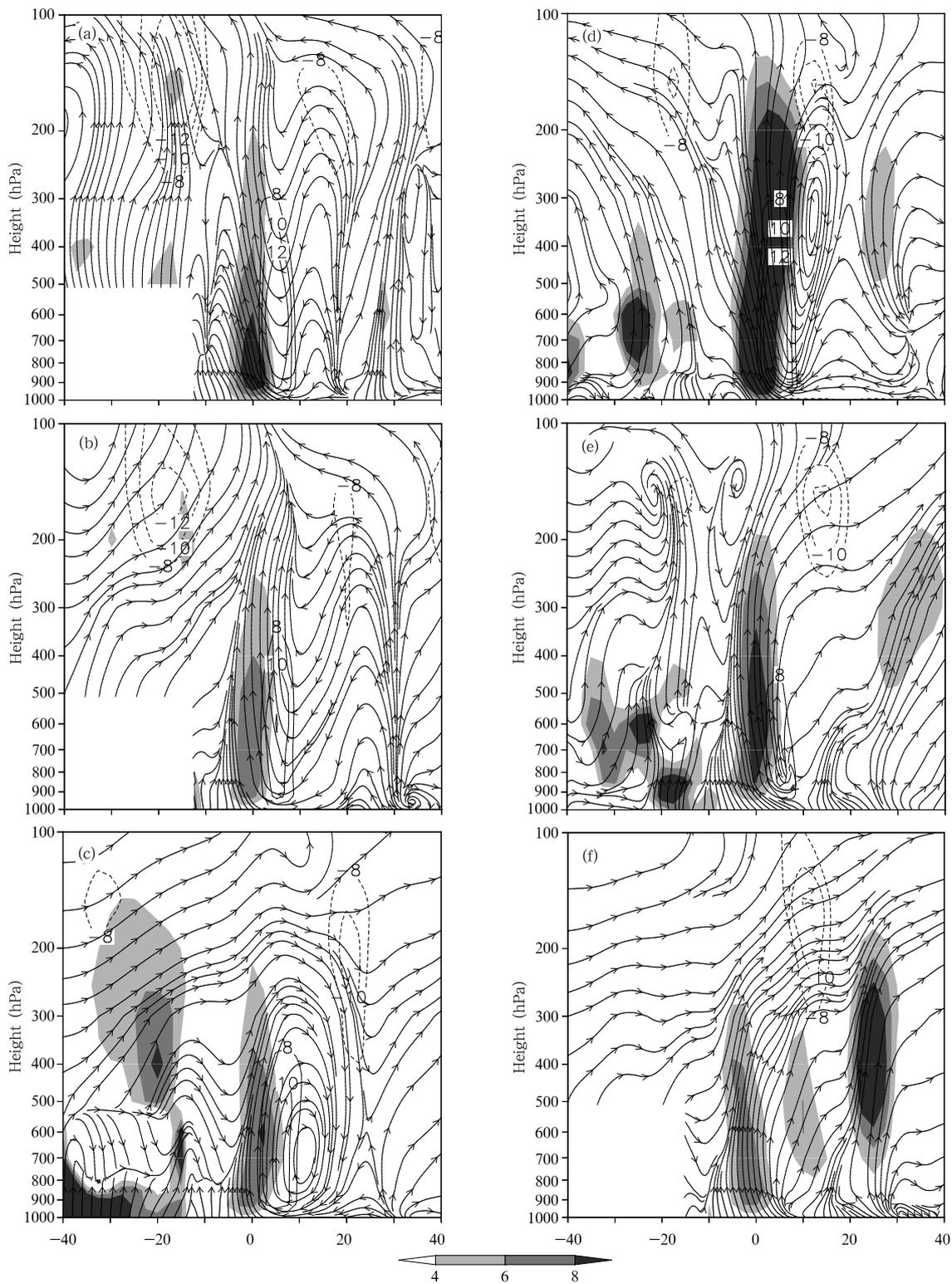


图7 同图6, 但为纬向剖面

Fig. 7 As in Fig. 6 but for zonal-vertical cross sections

段扰动值, 每 6 h 计算一次。

$$A = \bar{A} + A' \quad (2)$$

用式(1)、(2)分别计算区域平均总比能各项及其扰动的演变来对比分析。

计算得到,暴雨区总能量扰动量的最大贡献来自于潜热能。很多研究(Bosart, et al, 1978, 1991; 张苏平等, 2006; 程正泉, 2008; 孙建华等, 2002)也表明这一点,说明了潜热在暴雨过程中的重要影响。两类 TC 的最大差异也在潜热能扰动量的变化(图 8)。在 54—72 小时,增幅类 TC(图 8a) 850 hPa 以上有潜热能的显著增加,中心位于 700 hPa 高度,说明有低层潜热能向上输送,气层增湿。非增幅类

TC(图 8b)是一个负扰动,整层潜热都是减少的,气层变干。这也是前文分析垂直水汽输送在增幅类 TC 中维持、在非增幅类 TC 中明显减弱的结果。另外,尽管动能扰动量量级最小,两类差异也十分明显:增幅类 TC 暴雨区(图 9a)在增幅期间有整层动能增加,尤其在中高层更为显著。非增幅类 TC 暴雨区(图 9b)仅在高层靠近急流附近有所增加,中低层是显著减弱的。

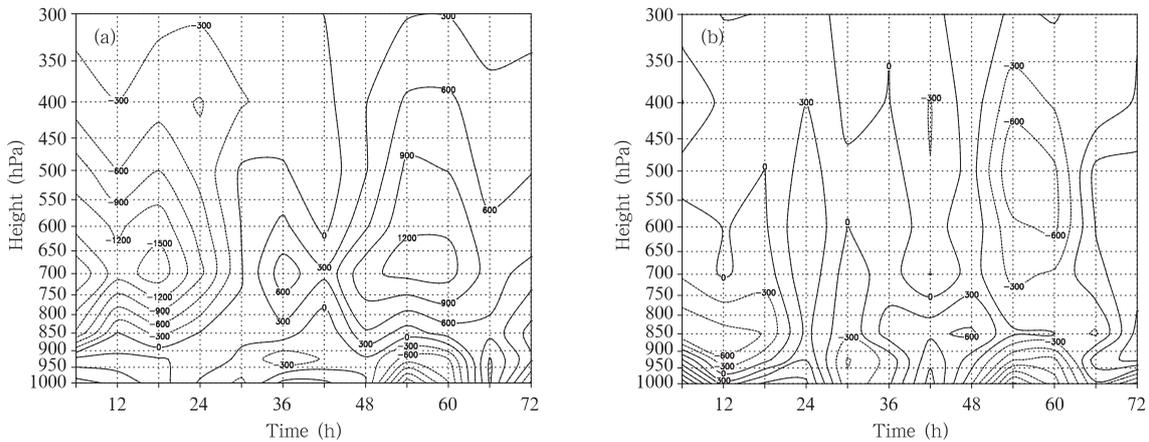


图 8 增幅类(a)和非增幅类(b)区域平均潜热能扰动量(单位: J/kg)随时间高度的变化
Fig. 8 Changes in the areal mean of the latent heat disturbance (unit: J/kg) with time and height for the rainfall reinforcement TC (a) and the non-rainfall reinforcement TC (b)

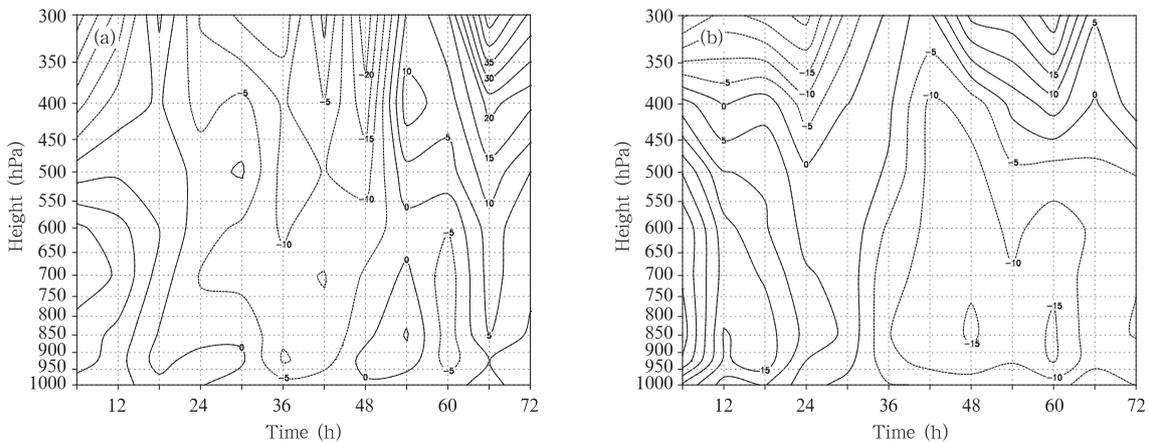


图 9 同图 8,但为动能扰动量
Fig. 9 As in Fig. 8 but for the kinetic energy disturbance

5 非地转运动

许小峰等(2003)研究表明,非地转运动对江淮梅雨有很大影响,李江南等(2005)数值模拟研究得到非地转强迫在 Fitow(0114)台风暴雨发展中起着

重要作用。为进一步了解登陆热带气旋降水增幅的物理过程,对增幅和非增幅过程中暴雨区非地转运动 V_{ag} 进行分析。如图 10a、b 所示,比较而言,增幅类 TC 有较强的非地转强迫,尤其是在高层,增幅类 TC 的非地转运动要比非增幅类 TC 大得多。在增

幅期间的 60 h, 200 hPa 高度上的非地转风加强到 21 m/s 以上, 出现显著次地转运动。这一对比结果说明, 高层显著次地转强迫有利于热带气旋降水增幅发生。丁治英等(1994)研究也得到高层非地转运动形成的高层辐散有利于梅雨暴雨的增强和维持。

进一步分析非地转风的纬向和经向分量得到, 纬向非地转运动 u_{ag} 是造成两类 TC 非地转运动差异的主要原因(图 10c—d), 增幅类在高层有显著纬向次地转运动, 其大小是非增幅类的 3 倍之多。不计黏性项, 水平运动学方程如式(3)(丁一汇, 2005)

所示, 其中纬向非地转风 u_{ag} 的大小取决于经向风的时间变化 $\frac{dv}{dt}$ 。前文分析得到, 增幅类 TC 东北象限的高层为南风急流入口区, 即高空南风急流入口区经向风的快速变化导致了显著纬向次地转运动, 有利暴雨发生增幅。这和前面分析得出上升运动发展和经向风急流关系密切的结论相吻合。

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = fv_{ag} \\ \frac{dv}{dt} = -fu_{ag} \end{cases} \quad (3)$$

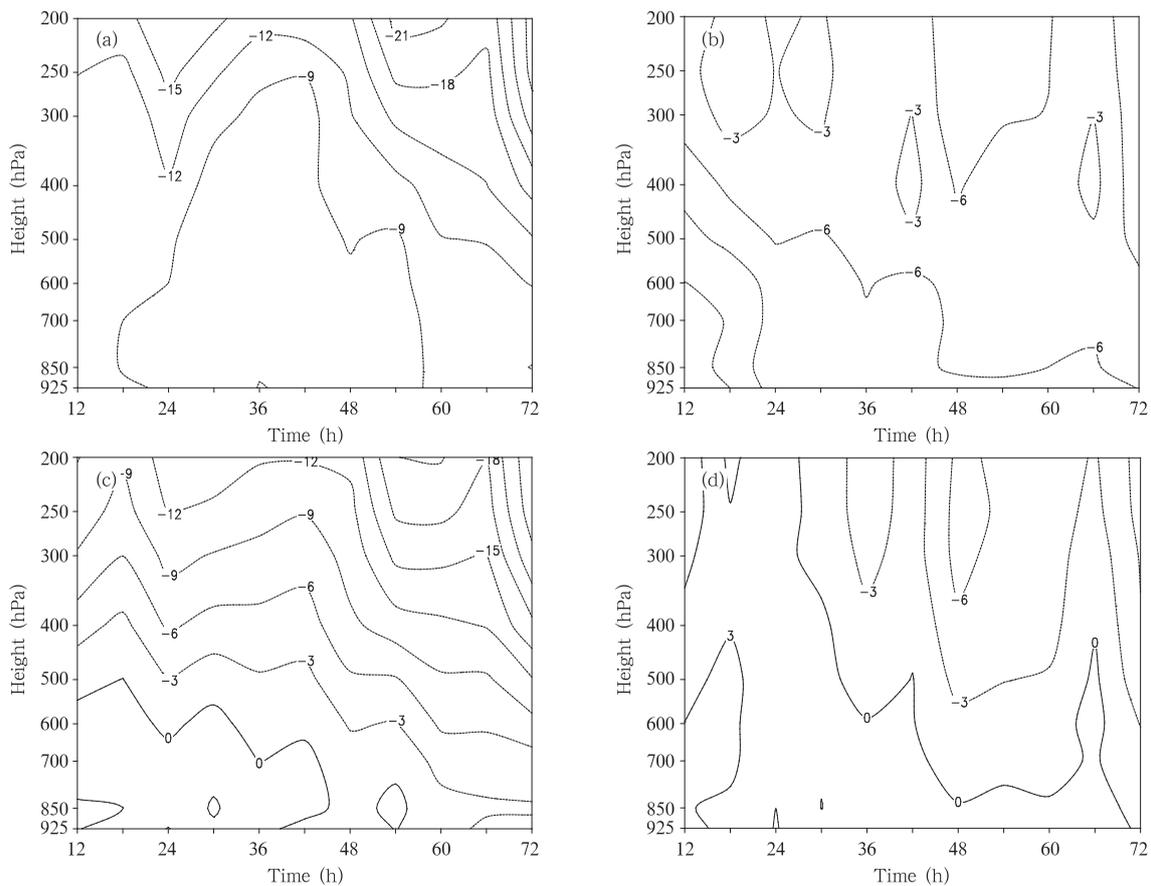


图 10 增幅类(a,c)和非增幅类(b,d)的非地转风(a,b)及其纬向分量(c,d)(单位:m/s)随时间高度的变化

Fig. 10 Changes in the ageostrophic wind (a,b) and its zonal component (c,d) (unit: m/s) with time and height for the rainfall reinforcement TC (a,c) and the non-rainfall reinforcement TC (b,d)

6 结论和讨论

本文对有、无降水增幅的两类登陆热带气旋的大尺度环流特征做了合成分析和动力诊断, 结果表明:

(1) 增幅类 TC 高层有强辐散; 中高纬度有阻

塞高压, TC 和西风槽发生南北叠加; 低层有低空急流维持。非增幅类 TC 上空辐散较弱; 中高纬度无阻塞高压, 也无西风槽叠加; 低空急流减弱迅速。图 11a,b 为两类 TC 的综合天气形势图, 从中易见两者的差异。另外, 增幅类 TC 有次级环流以维持上升运动有助降水增幅; 非增幅类 TC 无此现象。

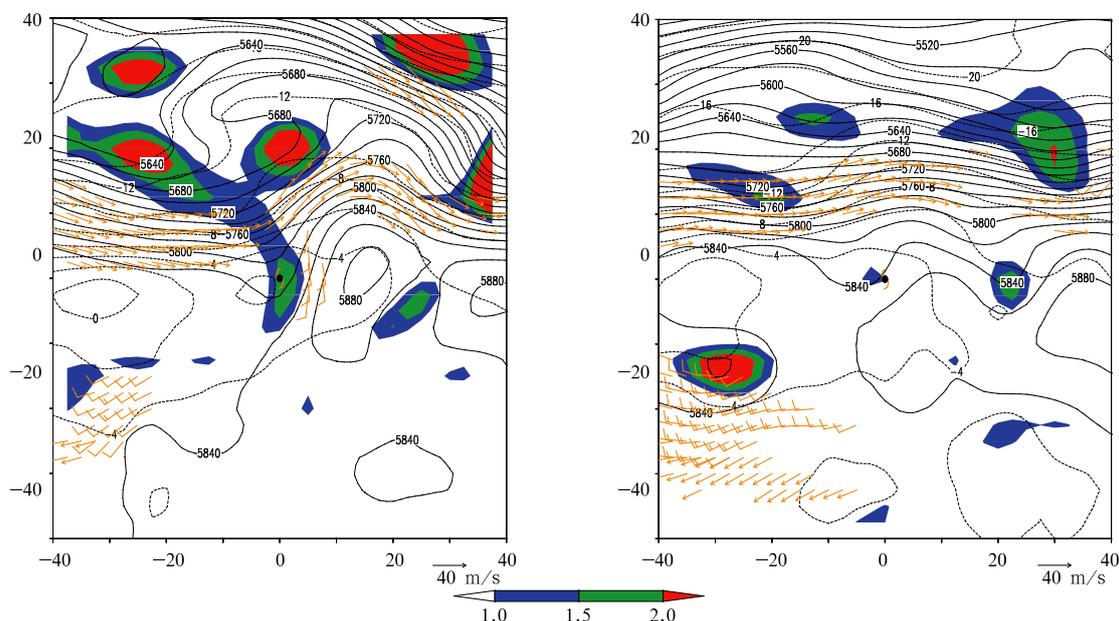


图 11 D3 日增幅类(a)和非增幅类(b)大尺度背景综合形势

(实线、虚线、阴影各表示 500 hPa 的等高线、等温线和涡度; 风标表示 850 hPa 大于 10 m/s 的低空急流, 长横杠代表 10 m/s, 短横杠代表 5 m/s; 箭矢表示 200 hPa 大于 24 m/s 的高空急流。

单位: 高度, gpm; 温度, $^{\circ}\text{C}$; 涡度, 10^{-5} s^{-1} ; 风速, m/s

Fig. 11 Composite large-scale weather pattern at D3 for the rainfall reinforcement TC (a) and the non-rainfall reinforcement TC (b)

Solid lines, dashed lines and shaded areas denote the geopotential height (unit: gpm), temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) and vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1}), respectively. Barbs indicate winds which are larger than 10 m/s at 850 hPa; the long and short bar represent 10 m/s and 5 m/s, respectively. Arrow vectors display the wind larger than 24 m/s at 200 hPa

(2) 登陆后, 增幅类 TC 有较强水汽通量和较长水汽通道, 且长时间和 TC 维持联结; 非增幅类 TC 水汽通量小, 水汽通道较早出现断裂。增幅类 TC 水汽垂直输送能基本维持, 湿层深厚; 非增幅类 TC 水汽垂直输送减弱明显, 湿层变薄。

(3) 两类 TC 均是潜热能扰动量对总比能扰动量贡献最大。TC 增幅时有低层潜热向上输送, 高空潜热能显著增加, 气层增湿; 非增幅类 TC 整层潜热都明显减弱, 气层变干。

(4) 增幅类 TC 高层有显著的非地转运动, 而非增幅 TC 的非地转运动明显偏弱; 高层南风急流入口区的次地转强迫和降水增幅紧密相关。

以上结论表明了登陆热带气旋降水增幅发生的可能背景和动力条件。其中关于高层强辐散、较长水汽通道是降水增幅的有利因子和已有研究(85-906-07 课题组, 1996)一致。而关于西风槽、阻塞高压、纬向次级环流、高层次地转强迫等对降水增幅的贡献是本文得到的新结论, 尚待更多研究验证。另

外, 热带气旋降水增幅还和下垫面作用以及中尺度系统过程紧密相关, 如碧利斯(0604)的特大暴雨是中尺度系统不断发生发展的结果(周海光, 2008), 因此降水增幅问题具有复杂的多尺度特性, 这些影响作用有待进一步探讨。

致谢: 感谢广东省气象台程正泉博士给予的很有意义的建议和编程等多方面的帮助。

参考文献

- 85-906-07 课题组. 1996. 台风科学、业务试验和天气动力学理论的研究(第四分册). 北京: 气象出版社, 244pp
- 陈久康, 丁治英. 2000. 高低空急流与台风环流耦合下的中尺度暴雨系统. 应用气象学报, 11(3): 271-281
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋热带气旋概论. 北京: 科学出版社, 440-473
- 陈联寿. 2007. 登陆热带气旋暴雨的研究和预报 // 第十四届全国热带气旋讨论会论文摘要集. 上海, 3-7
- 程正泉. 2008. 登陆热带气旋特大暴雨机制研究[D]. 中国气象科学研究院与南京信息工程大学, 159pp
- 仇永炎. 1997. 北方盛夏台风暴雨的天气型及其年际变率. 气象, 23

- (7):3-9
- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京:气象出版社,236pp
- 丁治英,张兴强,何金海等. 2001. 非纬向高空急流与远距离台风中尺度暴雨的研究. 热带气象学报,17(2):144-154
- 雷雨顺. 1986. 能量天气学. 北京:气象出版社, 24-34
- 李英. 2004. 登陆热带气旋维持机制的研究[D]. 中国气象科学研究院与南京信息工程大学,180pp
- 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. 气象学报,64(5):552-563
- 李江南,闫敬华,魏晓林等. 2005. 非地转强迫对Fitow(0114)暴雨的影响. 气象学报,63(1):69-76
- 孙建华,赵思雄. 2002. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究. II:物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学,26(5):633-646
- 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,147-204
- 徐祥德,陈联寿,解以扬. 1998. 环境场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, 22(5):744-752
- 许小峰,孙照渤. 2003. 非地转平衡流激发的重力惯性波对梅雨锋暴雨影响的动力学研究. 气象学报,61(6):655-664
- 张苏平,李春,白燕等. 2006. 一次北方台风暴雨(9406)能量特征分析. 大气科学,30(4):643-659
- 周海光. 2008. 强热带风暴碧利斯(0604)引发的特大暴雨中尺度结构多普勒雷达资料分析. 大气科学,32(6): 1289-1308
- Bosart L F, Carr F H. 1978. A case study of excessive rainfall centered around Wellsville, New York, 20-21 June 1972. *Mon Wea Rev*, 106: 348-362
- Bosart L F, Dean D B. 1991. The Agnes rainstorm of June 1972: Surface feature evolution culminating in inland storm redevelopment. *Wea Forecasting*, 6: 515-537
- Dimego G J, Bosart L F. 1982a. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone Part I: The observed fields and vertical motion computations. *Mon Wea Rev*, 110(5): 385-411
- Dimego G J, Bosart L F. 1982b. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone Part II: Moisture, vorticity and kinetic energy budgets. *Mon Wea Rev*, 110(5): 412-433
- Dong M Y, Chen L S, Li Y, et al. 2010. Rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones. *J Atmos Sci*, 67(11): 3541-3558
- Gao S Z, Meng Z Y, Zhang F Q, et al. 2009. Observational analysis of heavy rainfall mechanisms associated with severe tropical storm Bilis (2006) after its landfall. *Mon Wea Rev*, 137: 1881-1897
- Chen L S. 2006. Observations and forecasts of rainfall distribution// Proceeding of sixth international workshop on tropical cyclones. San Jose, Costa Rica, WMO, 36-42
- Sinclair M R. 1993. A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from tropical cyclone Bola. *Mon Wea Rev*, 121: 2690-2707
- Uccellini L W, Kocin P J. 1987. The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. *Wea Forecasting*, (2): 289-308