

热带气旋远距离暴雨的研究*

丛春华^{1,2,3} 陈联寿¹ 雷小途⁴ 李英¹

CONG Chunhua^{1,2,3} CHEN Lianshou¹ LEI Xiaotu⁴ LI Ying¹

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. 南京信息工程大学, 南京, 210044

3. 山东省气象台, 济南, 250031

4. 中国气象局上海台风研究所, 上海, 200030

1. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2. Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

3. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, china

4. Shanghai Typhoon Institute, CMA, Shanghai 200030, China

2011-04-22 收稿, 2011-06-14 改回.

Cong Chunhua, Chen Lianshou, Lei Xiaotu, Li Ying. 2012. A study on the mechanism of the tropical cyclone remote precipitation. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(4): 717-727.

Abstract Based on CMA 24 h precipitation data, JTWC's best track data set of tropical cyclones and the NCEP reanalysis data, the mechanism of the Tropical Cyclone Remote Precipitation (TRP) has been discussed. The statistical analysis shows that 14.7% tropical cyclones could produce the TRP events (TRPs) in 1971-2006. Majority of the events would last more than two days. A number of TRPs have the feature of wide distribution and high rainfall rate. High frequency of TRPs occurs in July and August. The statistical analysis also shows that there are two areas with the high frequency of TRPs, i. e., the area of encircling Bo Hai Sea (region I) and the juncture area between Sichuan and Shaanxi provinces (region II). The diagnostic study with inter-comparison between the two group data of TRPs and Non-TRPs indicates that the prominent differences in lower levels either in region I or II lay in that there exists the typhoon interaction with a westerly trough in TRP group and without a westerly trough in Non-TRP group but with the dry northwesterly flow instead. More over, it is found that tropical cyclones with TRP have strong southeast wet flow channel connected and Non-TRP cyclones without such channel. Obvious differences are also appeared in the upper level. In region I, the jet stream is located to the north of the remote rainfall region, and it incurs the divergence and ascending motion for TRP. However, the upper level jet stream covers the region and induces the descending motion in the same region for Non-TRP. Similar results are showed in the region II. The composite data analysis of the moisture fluxes budget in region I and II shows that tropical cyclones with TRP can transport moisture to reach the region I and II and moisture transport from the cyclones without TRP is restricted only in a local area. The moisture increases remarkably from the area of TRP. On the contrary, moisture decreases obviously in the same area without TRP. Moisture transport of a tropical cyclone plays an important role in TRP.

Key words Tropical cyclone remote precipitation, Comparison composite data analysis, Moisture transport

摘要 用中国国家气象信息中心整编的 1971—2006 年中国 693 个地面基准站日降水资料、同期美国 JTWC 最佳路径资料和 NCEP/NCAR 再分析资料,对热带气旋(TC)远距离暴雨进行统计分析和诊断研究。结果表明:36 a 中有 14.7% 的 TC 产

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2009CB421504)、国家自然科学基金项目(40730948、40675033、40975032)、上海台风研究基金课题(2009ST09)和山东省气象局重点课题(2009SDQXZ02)。

作者简介:丛春华,主要从事天气预报和热带气旋暴雨研究。E-mail:ech513@sina.com

生远距离暴雨。TC 远距离暴雨事件遍及中国大陆 27 个省(市、自治区),其中,环渤海地区和川陕交界处为中国 TC 远距离暴雨高发区。远距离暴雨集中发生在 6—9 月。34.6% 的 TC 远距离暴雨具有影响范围广、降水强度大的特点。诊断分析表明,TC 远距离暴雨能否产生的关键在于热带气旋东侧环流能否将水汽输送到中纬度槽前,如果有高压或偏北气流对水汽输送的阻断,就不会形成远距离暴雨。

关键词 热带气旋远距离暴雨,合成对比分析,水汽输送
中图法分类号 P458.1+24

1 引言

热带气旋(TC)降水可分为 TC 核心区降水、螺旋雨带、TC 内部中小尺度系统降水、不稳定降水、台前爬线降水和 TC 远距离降水 6 类(Chen, et al, 2010)。陈联寿(2007)明确给出 TC 远距离降水(Tropical Cyclone Remote Precipitation, 简称 TRP)的定义,指出判定 TC 远距离降水需符合两个条件,一是该降水发生在 TC 范围之外;二是该降水与 TC 存在内在物理联系。Cote(2007)提出了热带气旋前降水事件(Predecessor rain events ahead of tropical cyclones)的概念,类似于陈联寿(2007)给出的 TC 远距离降水。

蒋尚城等(1983)已注意到热带气旋远距离降水现象。大量观测事实和研究结果(张弘等,2004;刘子臣等,1997;陈忠明等,2002;谢金南等,2000;建军等,2006;任素玲等,2007;杨晓霞等,2008)表明:TC 在有利的大气环流背景下,与中纬度系统(包括西风槽、低涡、弱冷空气等)相互作用可使中纬度地区暴雨增强且范围扩大,其日降水量和过程降水量往往不逊于 TC 主体雨量,这是中纬度地区夏季暴雨的重要特征。侯建忠等(2006)统计发现位于青藏高原东北方的陕西省,约 87% 的极端暴雨事件是西风带冷锋(西风槽)与远距离 TC 相互作用的结果。孙建华等(2005)研究表明 TC 与西风槽相互作用是华北大暴雨的主要形式之一。朱洪岩等(2000)指出 TC 与西风槽的强度均对 TC 远距离暴雨的强度产生影响。Schumacher 等(2010)和 Wang 等(2009)通过数值试验揭示了 TC 对远距离暴雨区输送水汽的重要性。Galarneau 等(2010)指出,发生在美国的 TC 前降水事件也与高空急流、西风槽和对流层低层的锋生现象紧密相联。Akihiko(2006)研究 Kii 半岛一次 TC 远距离降水指出地形也是触发远距离暴雨的一个重要因素。事实上,TC 远距离暴雨现象是

中低纬度环流相互作用和地形影响的结果。本文根据陈联寿(2007)给出的 TC 远距离降水的定义,对 1971—2006 年发生在中国大陆的 TC 远距离暴雨进行统计分析和诊断研究。

2 资料和方法

所用资料包括 1971—2006 年中国 693 个地面基准站的日降水量资料(20—20 时,北京时,下同)、同期的 JTWC 最佳 TC 路径资料、NCEP/NCAR $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 垂直 17 层的再分析多要素逐日资料和有关卫星云图资料。

将 10°N 以北, 135°E 以西作为研究区域。选取研究个例的两个标准为:①符合 TC 远距离暴雨的定义;②在相同天气系统影响下,同一个降水区不少于 5 个站日降水量不小于 50 mm。这里,将同一个 TC 与同一个中纬度系统发生相互作用引发的远距离暴雨过程称为一次 TC 远距离暴雨事件;将日降水量为 [50 mm, 100 mm) 的称为一个暴雨日; [100 mm, 250 mm) 的称为一个大暴雨日;不小于 250 mm 的称为一个特大暴雨日。

3 远距离暴雨统计特征

36 a 在西北太平洋(包括中国南海,下同)生成的 TC 共 1146 个,其中 169 个产生了远距离暴雨,占 TC 总数的 14.7%,可见 TC 远距离暴雨是一个小概率事件。此 169 个 TC 产生 306 个远距离暴雨日(含大暴雨和特大暴雨),其中有 87 个 TC 远距离暴雨持续超过 2 d,占总数的 51.8%。

3.1 地理分布

热带气旋远距离暴雨累积日数分布(图 1)表明,TC 远距离暴雨事件影响中国大陆 27 个省(市、自治区)、两个高频区分别位于环渤海地区(I 区)和川陕地区(II 区)。

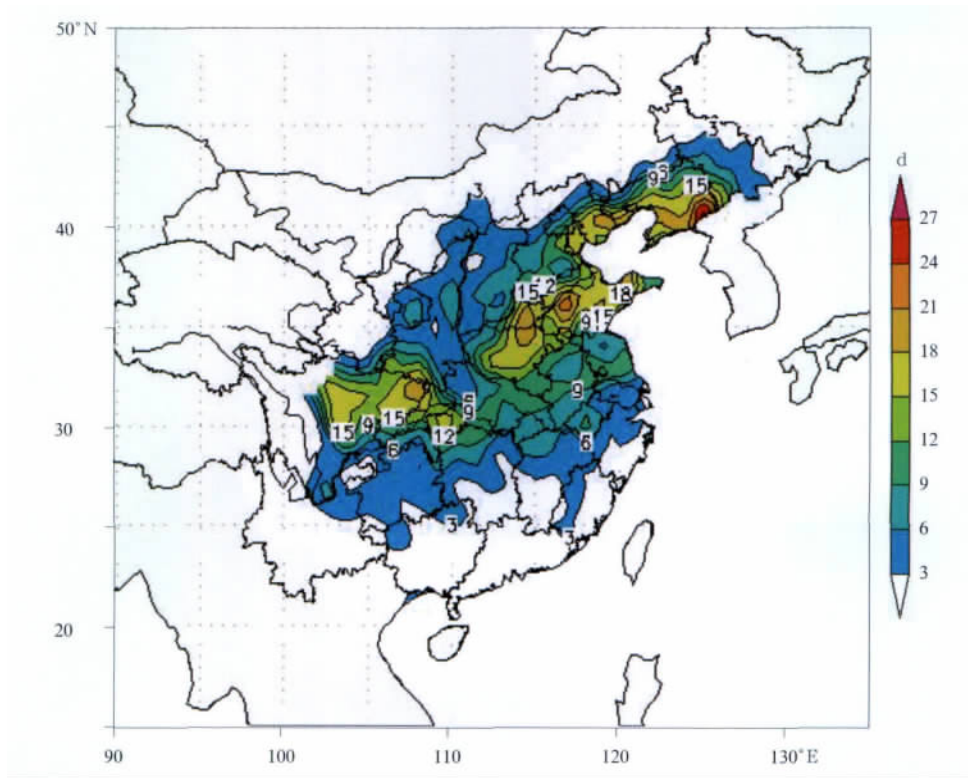


图1 热带气旋远距离暴雨累积日数分布
Fig.1 Distribution of TRP cumulative days

3.2 雨强与范围

表1列出TC远距离暴雨的暴雨日、大暴雨日和特大暴雨日降水不小于50 mm的站数分布。可以看出,TC远距离暴雨事件中出现大暴雨的几率高(68.0%),出现暴雨和特大暴雨的几率仅分别为29.4%和2.6%,但特大暴雨的影响范围很广。而降水量不小于100 mm且降水站数不小于10个的TC远距离暴雨占总数的34.6%,这部分TC远距离暴雨具有降水强且影响范围广的特点。

表1 远距离暴雨日、大暴雨日和特大暴雨日站数分布

Table 1 Number of the stations of heavy rains, torrential rains or extremely torrential rains

站数区间	(5,10)	(10,20)	(20,∞)
暴雨	70	20	0
大暴雨	107	83	18
特大暴雨	3	5	0

3.3 季节变化特征

图2为TC远距离暴雨的月际分布,清楚显示TC远距离暴雨事件5—10月均有发生,集中发生在6—9月,其中7、8月最多,占总数的69%,其次是6和9月。TC远距离暴雨的旬际变化(图略)表

明,TC远距离暴雨集中发生在6月下旬至9月上旬,占总事件的84.6%。

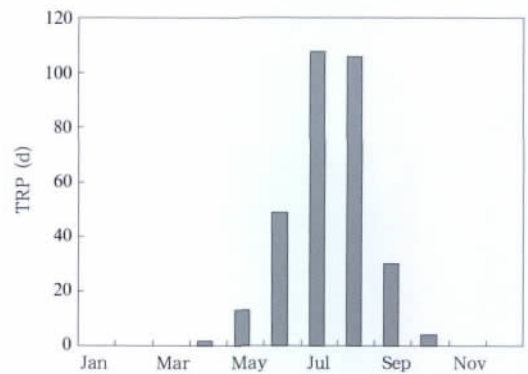


图2 TC远距离暴雨月际分布
Fig.2 Monthly variation of the TRPs

3.4 产生远距离暴雨TC的特征

3.4.1 路径

图3a是所有引发远距离暴雨的TC路径图。如图所示,其中,大多数TC发源于菲律宾以东洋面,西北行或进入中国南海或登陆北上或近海转向,有一小部分TC发源于中国南海。此169个TC中126个为登陆TC,占总数的74.6%。将所有TC路

径进行 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 经纬度网格插值得出相应的 TC 路径频次分布(图 3b), 显示出 3 条优势路径, 其一是发源于中国南海或菲律宾以东洋面西北偏西行进入中国南海北部或登陆华南的 TC, 该路径的 TC 最多, 占总数的 56.8%; 其二是登陆闽浙沿海的 TC, 占总数的 24.3%; 其三是发源于菲律宾以东洋面在

中国近海转向的 TC, 占总数的 13%。另有 5.9% 为其他路径。

3.4.2 产生远距离暴雨时 TC 中心位置分布

TC 移入 ($15^{\circ} - 30^{\circ}N, 105^{\circ} - 130^{\circ}E$) 区域海面就有可能引发远距离暴雨。图 4 表明, I 区发生远距离暴雨时 TC 可位于 $130^{\circ}E$ 以西, $15^{\circ}N$ 以北的近

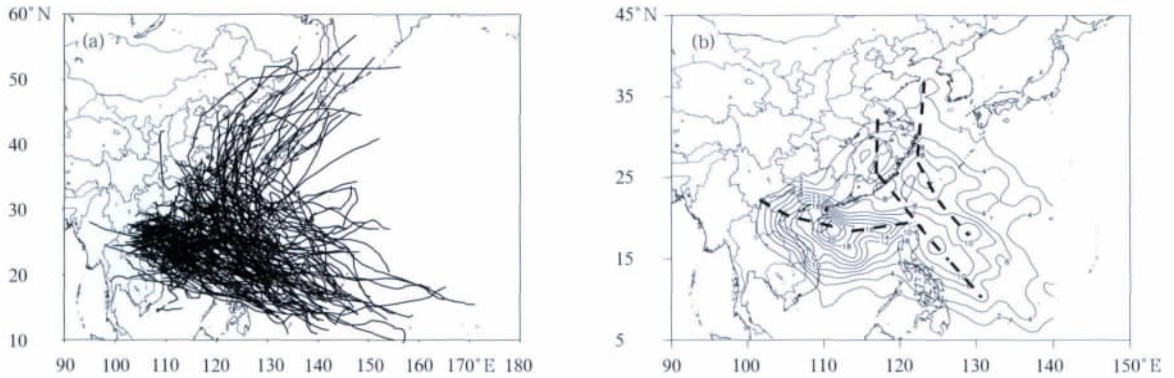


图 3 所有产生远距离暴雨的 TC 路径总汇(a)及其路径频次分布(b)
Fig. 3 All tracks of TCs with TRP (a) and its frequency (b)

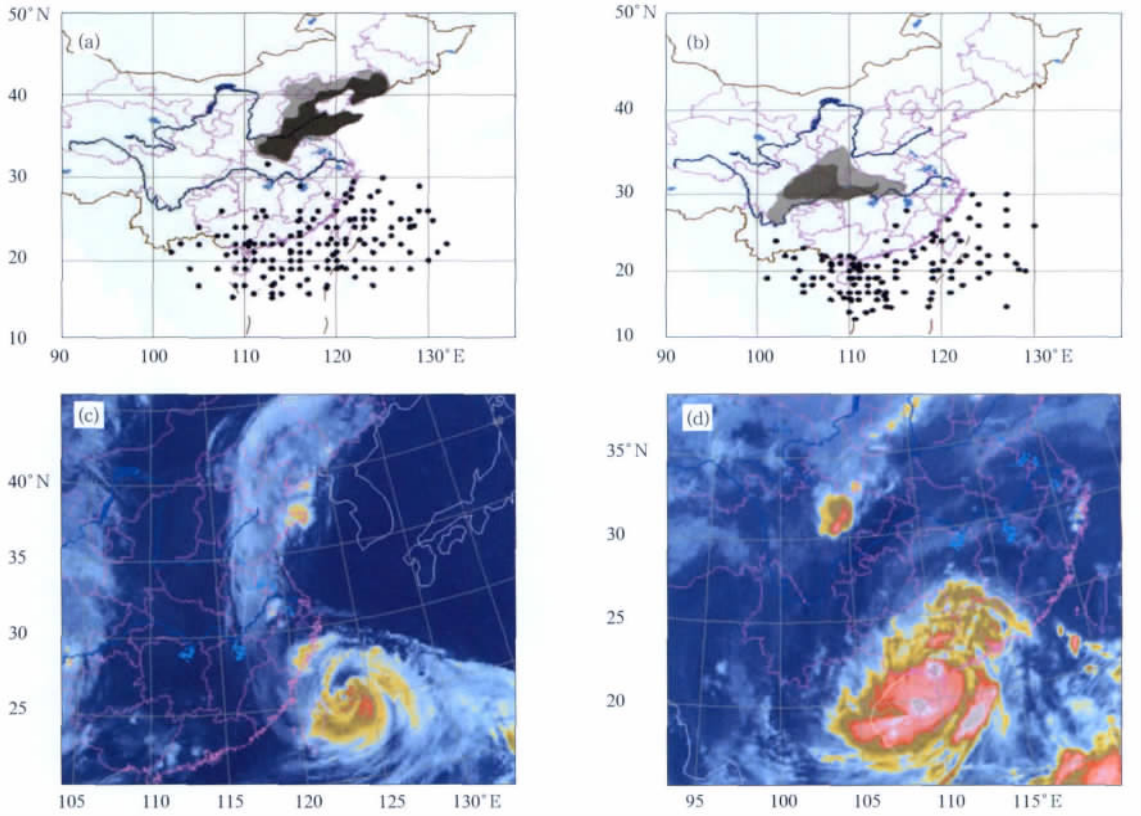


图 4 远距离暴雨高频区与 TC 中心位置分布 (a. I 区, b. II 区; 深色阴影部分为累积发生 TC 远距离暴雨不少于 20 d 的区域) 和 2005 年 8 月 4 日 23 时 25 分(c. 麦莎)及 2008 年 9 月 24 日 02 时 30 分(d. 黑格比)红外云图

Fig. 4 (a)–(b) Two areas with the high frequency of TRPs (shaded areas) and the corresponding TC central positions (dots, region I (a); region II (b)) and (c)–(d) infrared cloud images for Matsa (2005) with TRP in region I (c); and Hagupit (2008) with TRP in region II (d)

海地区,较分散。而Ⅱ区发生 TC 远距离暴雨时 TC 主要集中在海南岛附近地区,其次是中国台湾岛附近地区。侯建忠等(2006)提出的两类影响陕西极端暴雨的 TC 分布与此统计结果一致。

2005 年 8 月 4 日夜间至 5 日发生在Ⅰ区(图 4c)和 2008 年 9 月 24 日凌晨发生在Ⅱ区(图 4d)的暴雨,就是分别由 TC“麦莎”和 TC“黑格比”远距离影响下发生的。远距离暴雨区距 TC 中心超过 1000 km。

3.4.3 远距离暴雨与 TC 强度的关系

引发远距离暴雨 TC 的最大强度从热带低压到超级台风,其中 55.6%在台风以上级别(图 5a)。而远距离暴雨发生时相应 TC 强度也是从热带低压到超级台风均有,其中,台风以上级别的 TC 为 85 个,热带低压以及低于热带低压强度的为 120 个(图 5b)。可见在有利的大气背景下,任何强度阶段的 TC 均可引发远距离暴雨,大多数是发生在 TC 强度减弱阶段。

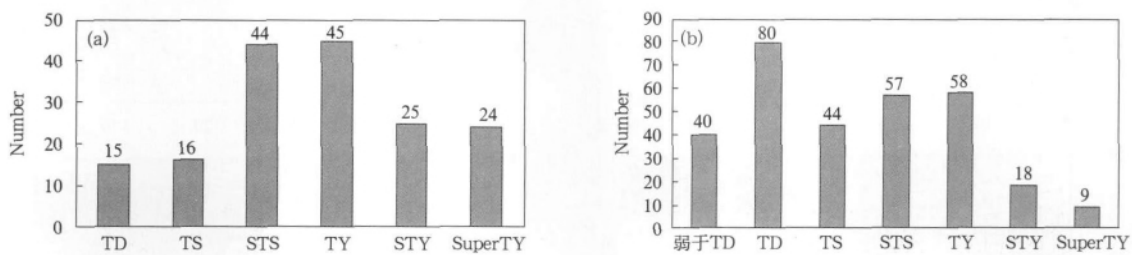


图 5 引发远距离暴雨的 TC 最强时刻强度分布(a)和产生远距离暴雨时刻 TC 强度分布(b)

Fig. 5 Numbers of the TCs of various intensity that cause TRP

(a. for the time when the TC is at its strongest stage and b. for the time when the TC is to induce TRP)

4 诊断分析

用合成资料分析对比热带气旋产生和不产生 TC 远距离暴雨的差异,探讨发生 TC 远距离暴雨的机理。现分别对Ⅰ区和Ⅱ区大尺度形势和水汽输送进行合成分析。

单位时间内流经单位面积的水汽输送(朱乾根等,2005)为: $\frac{1}{g}qV$ 。整层水汽输送为

$$Q_T = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} qV dp$$

其中, q 为比湿, V 为水平风矢量, g 为重力加速度, p_s 为地面气压, p_{top} 为对流层顶气压, Q_T 为整层水汽输送。

某时刻,通过垂直于风向截面底为单位长度、高为从地面到 300 hPa 的总纬向和经向水汽通量 Q_u 和 Q_v (苗秋菊等,2005)为

$$Q_u(x, y) = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{300} q(x, y, p) u(x, y, p) dp$$

$$Q_v(x, y) = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{300} q(x, y, p) v(x, y, p) dp$$

以 (x_1, x_2, y_1, y_2) 为平面,从地面至 300 hPa 为一个“箱体”,依据 u, v 风向,规定流入(出)“箱体”内的水汽通量为正(负),流经“箱体”4 个面和整个“箱体”内的水汽收支分别为:

$$Q_W = \sum_{y=y_1}^{y_2} Q_u(x_1, y)$$

$$Q_E = \sum_{y=y_1}^{y_2} Q_u(x_2, y)$$

$$Q_S = \sum_{x=x_1}^{x_2} Q_v(x, y_1)$$

$$Q_N = \sum_{x=x_1}^{x_2} Q_v(x, y_2)$$

$$Q_t = Q_W + Q_E + Q_S + Q_N$$

其中, Q_W, Q_E, Q_S, Q_N 分别为大气“箱体”西、东、南、北 4 个边界水汽通量, Q_t 为“箱体”水汽总收支。结果可以看出:

Ⅰ区,选用 7115、8510、9012、9607、9802、0407 和 0509 等 7 个 TC 中心位于中国台湾附近时产生的 TC 远距离暴雨(TRP 组)和 7613、7707、7815、9005、0116、0119 和 0513 等 7 个 TC 中心位于中国台湾附近未产生 TC 远距离暴雨(NTRP 组),分别

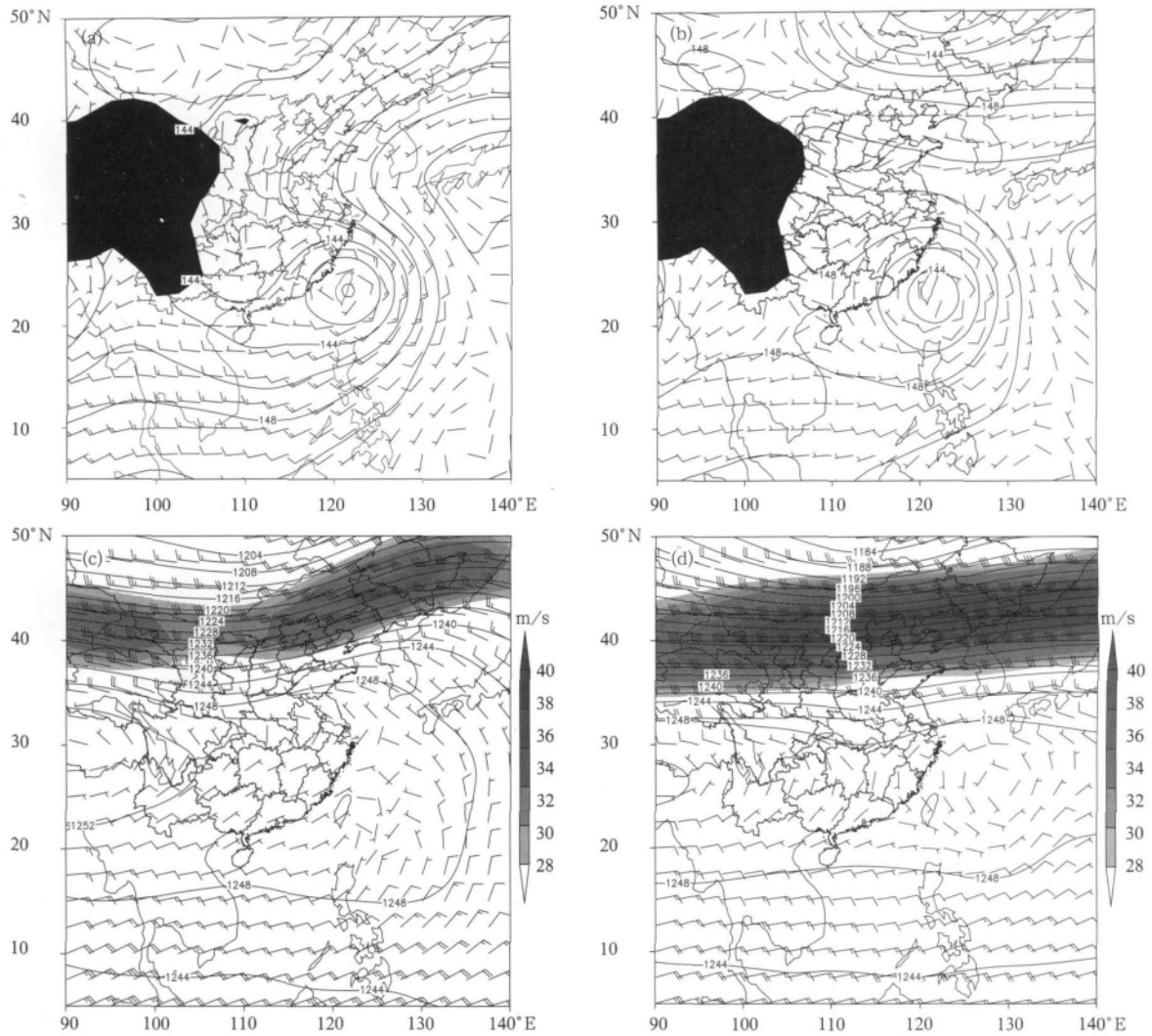


图 6 I 区 850(a,b)和 200 hPa(c,d)面位势高度场(单位:dagpm)和
风场(风标:一杠代表 10 m/s,阴影部分风速 ≥ 28 m/s)
(黑色区为青藏高原地形,a,c. TRP 组,b,d. NTRP 组)

Fig. 6 850 (a,b) and 200 hPa (c,d) geopotential heights (solid lines, unit: dagpm) and
winds (full bar=10 m/s, shadow area: ≥ 28 m/s) for region I
(black shadow area is the Tibet Plateau; a, c. TRP; and b, d. NTRP)

合成,进行对比。TRP 组,将 TC 远距离暴雨发生时记为 T_0 ,其前(后)24 小时记为 T_{-24} (T_{24}),前(后)48 小时记为 T_{-48} (T_{48})。NTRP 组,将 TC 中心到达中国台湾附近时记为 T_0 ,其前(后)24、48 小时分别记为 T_{-24} 和 T_{-48} (T_{24} 和 T_{48})。

850 hPa 的合成结果表明,产生 TC 远距离暴雨的低空形势(图 6a)为 TC 北侧中纬度有一个西风槽,TC 与副热带高压之间存在一支东南风低空急流直达 I 区;NTRP 组的 TC 北侧中高纬度地区为西偏北气流,槽已移过 TC 经度(图 6b),其东侧的

东南急流带窄而弱,最北仅达长江口,与高空急流相距千里。低层黄淮地区高压带的存在隔断了南侧 TC 与北侧西风槽的联系。另外,TRP 组与较强的西南气流通道相连接(图 7a),而 NTRP 组则没有这样明显的通道(图 7b)。

200 hPa 的合成结果显示,TRP 组(图 6c),西风急流位于 TRP 区的北侧,高、低空急流的配置(图 7a)有利于高空辐散和垂直运动的发展(图 7c)。NTRP 组的 I 区上空为急流所覆盖(图 7b),出现下沉气流(图 7d),不利于 TC 远距离暴雨的产生。

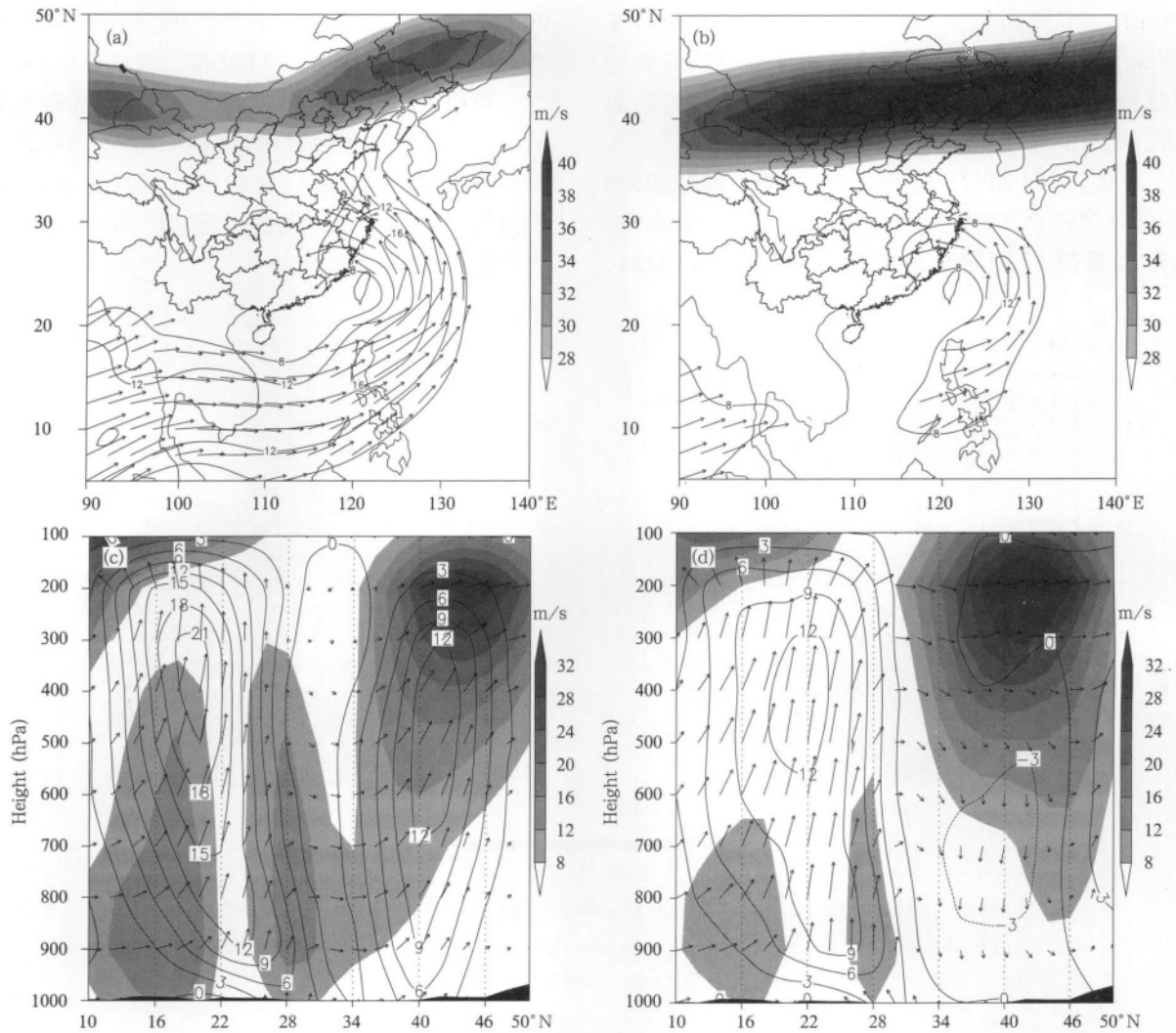


图 7 I 区合成的 200 hPa 急流(阴影部分, ≥ 28 m/s)、850 hPa 低空急流(≥ 8 m/s, 箭矢为水平风矢量, 实线为风速等值线)(a、b)和沿 121°E 垂直剖面: 水平全风速(阴影部分 ≥ 8 m/s)、垂直速度 ($-\omega \times 100$, 单位: Pa/s)和流场(由 V 与 $-\omega \times 100$ 合成)(c、d)(a、c. TRP 组, b、d. NTRP 组)

Fig. 7 (a)/(b) Upper level jets (shadow area, ≥ 28 m/s) and low level jets (solid and vector ≥ 8 m/s) and (c)/(d) the vertical cross-section along 121°E: horizontal wind velocity (shadow area, ≥ 8 m/s), vertical velocity ($-\omega \times 100$, unit: Pa/s), and stream (composed of v and $-\omega \times 100$) for region I (a, c. TRP group; and b, d. NTRP group)

整层水汽通量和气柱内水汽收支对于有无远距离暴雨的 TC 差异明显。TRP 组, T_0 时(图 8a), TC 周围水汽通量存在明显的非对称结构, 大的水汽通量集中在 TC 的东侧, 不小于 6×10^6 g/(s · cm)(阴影区)的水汽通量向北一直到达 I 区。而 NTRP 组(图 8b) TC 周围水汽通量相对较小, 其东侧的水汽输送仅到达长江口附近地区。

I 区, 大气“箱体”(34°—43°N, 114°—125°E)

的水汽收支时间演变(图 9a)显示, 有 TC 远距离暴雨发生时, 该“箱体”内出现了水汽的积累, 此水汽的积累在暴雨发生前一天随着 TC 的靠近而剧增, T_0 时“箱体”内水汽净流入增至 131.7×10^{10} g/s。“箱体”4 个边界的水汽通量垂直分布(图 9b)表明, “箱体”南边界和西边界表现为整层的水汽流入, 而北边界和东边界为水汽流出, 其中南边界水汽流入最多, 且主要集中在 700 hPa 等压面以下, 最大出现在

925 hPa。从南边界水汽通量垂直分布的时间演变(图 9c)来看,南边界的水汽通量是随着 TC 的靠近而逐步增强。NTRP 组, I 区“箱体”内表现为弱的水汽净支出(图 9a, 负值)。

II 区, 选用 8111、8208、9004、9205、9302、9508 和 0518 等 7 个 TC 中心位于海南附近时产生的 TC 远距离暴雨 (TRP 组) 和 9111、9318、9411、9424、

9618、9713 和 0421 等 7 个 TC 中心位于海南附近未产生 TC 远距离暴雨 (NTRP 组), 进行合成对比。

可以看出, 850 hPa 等压面上, 产生远距离暴雨的 TC 北侧存在中纬度西风槽(图 10a), TC 东侧与副热带高压之间存在一支东南气流直达 II 区, 无远距离暴雨的 TC 北侧无西风槽(图 10b), 而是一个高压脊。

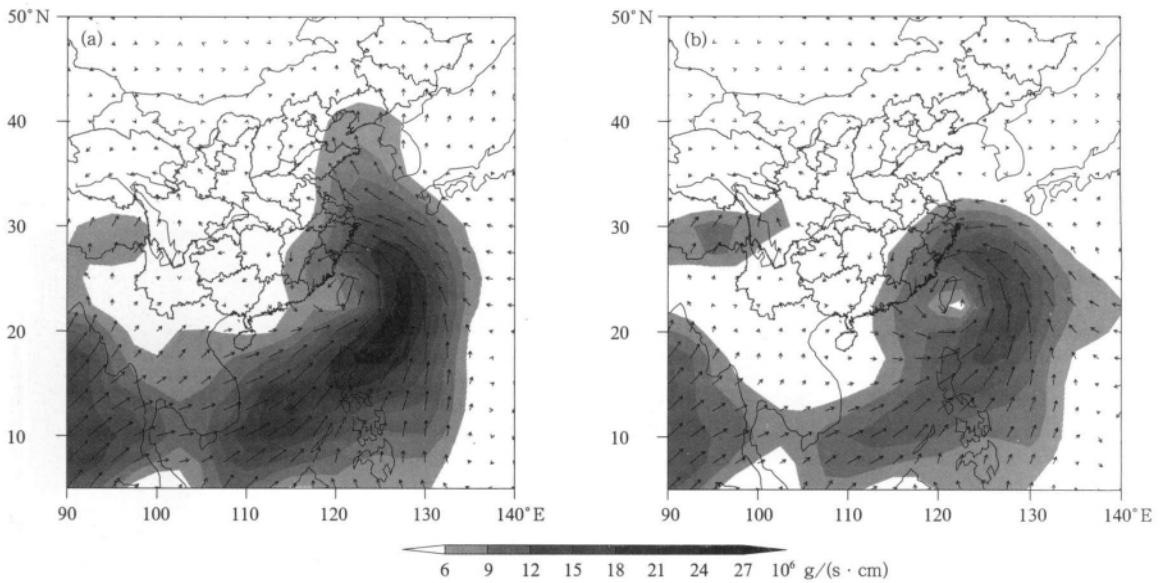


图 8 I 区合成的 T_0 时地面至 300 hPa 的水汽通量垂直积分(a. TRP 组, b. NTRP 组)
Fig. 8 Vertical integration of the moisture flux from surface to 300 hPa for region I
(a. TRP group, and b. NTRP group)

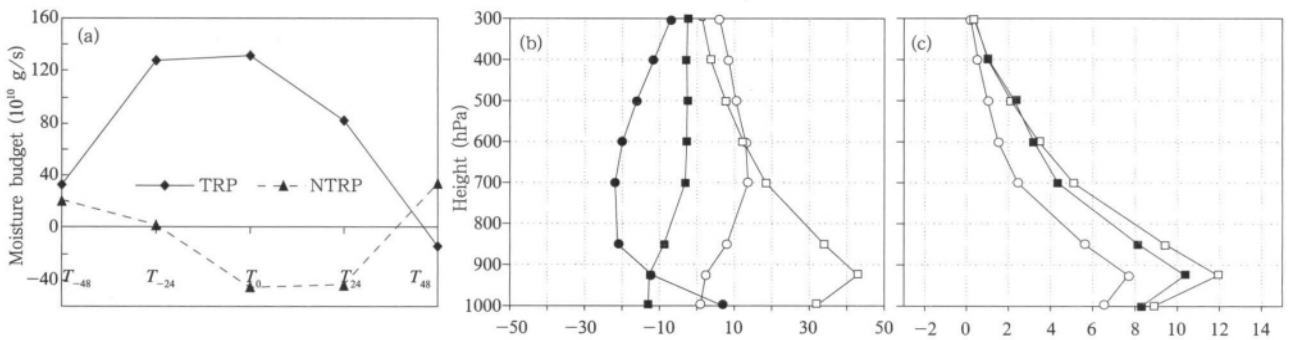


图 9 I 区合成的“箱体”内水汽收支的时间演变(a)以及 TRP 组 I 区“箱体” T_0 时(b)的东(实心圆)、西(空心圆)、南(空心方框)、北(实心方框)四边界水汽通量(单位: $10^8 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa})$)垂直分布和“箱体”南边界水汽通量垂直分布时间演变(c) (单位: $10^8 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa})$, 空心方框为 T_0 , 实心方框为 T_{-24} , 空心圆为 T_{-48})

Fig. 9 Change of moisture budget with time in the box (a); the moisture fluxes along the box's boundarys in region I with TRP (b) filled round; east boundary; empty round; west boundary; filled box; south boundary; empty box; north boundary and (c) the moisture flux change at the south boundary with time (c. empty box; T_0 ; filled box; T_{-24} ; filled round; T_{-48})(unit: $10^8 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa})$)

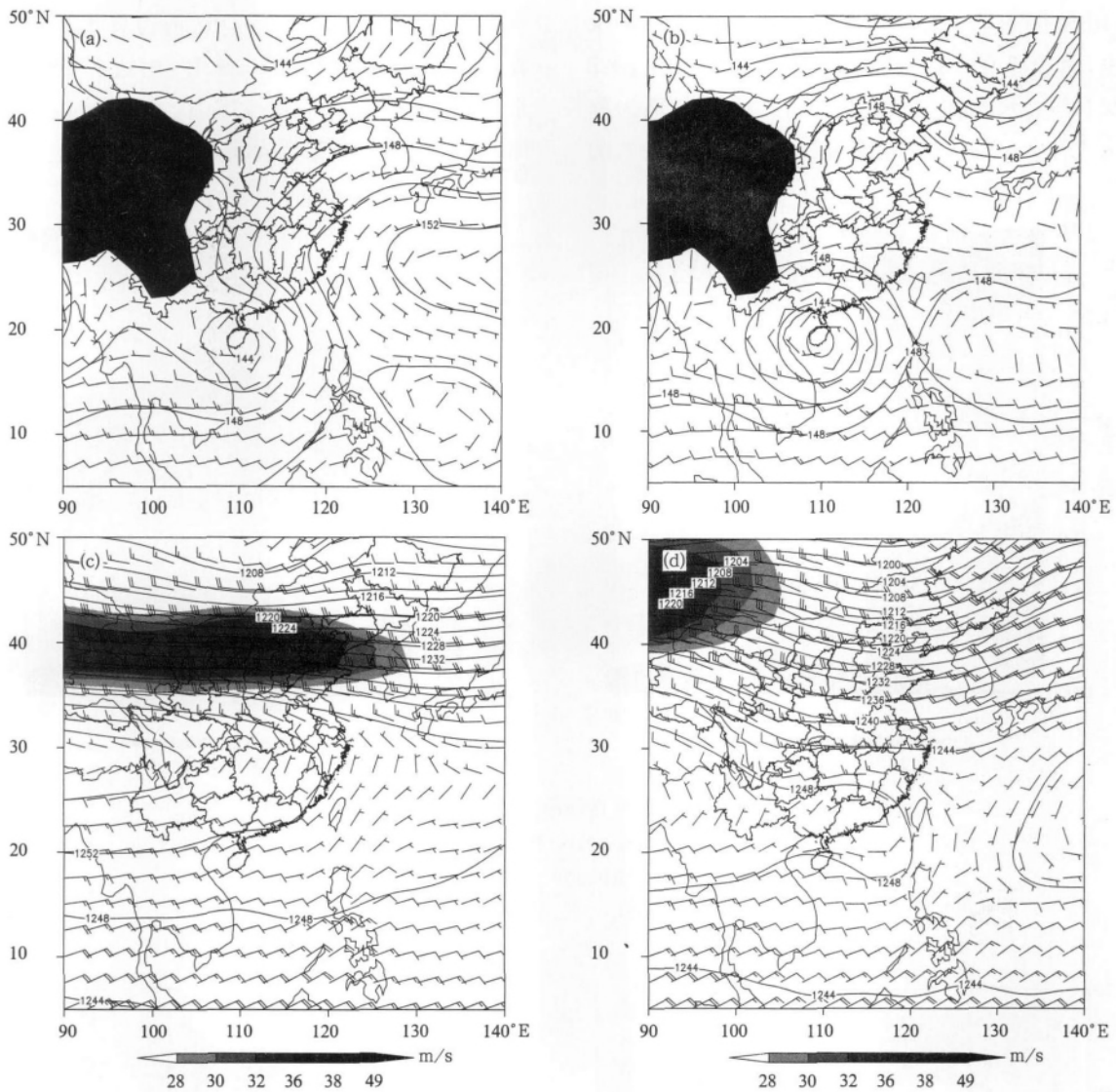


图 10 II 区 T_0 时 850(a,b)和 200 hPa(c,d)等压面位势高度场(单位: dagpm) 和 风场(阴影部分风速 ≥ 28 m/s)

(a,c. TRP 组, b,d. NTRP 组, 风标: 一杠代表 10 m/s, 黑色区为青藏高原地形)

Fig. 10 As in Fig. 6 but for region II

TRP 组高空急流明显较 NTRP 组的强(图 10c),对 II 区上空的辐散有利,而 NTRP 组,急流向雨区以西退缩(图 10d),并不能加强 II 区上空的辐散。在合成风场的垂直剖面上,可以看到 TRP 组在辐散区之下激发出上升气流(图 11a),而 NTRP 组 II 区上空为较强的下沉气流(图 11b)。

同样,TRP 组和 NTRP 组在水汽输送的特点上具有更为明显的差异。TRP 组(图 12a), T_0 时,大的整层水汽通量集中在 TC 的东侧,不小于 $5 \times$

10^6 g/(s · cm)(阴影区)的水汽通量向西北一直到达 II 区。而 NTRP 组(图 12b),不小于 5×10^6 g/(s · cm)的水汽通量仅局限于 TC 周围,无明显的水汽输送给 II 区。

II 区,大气“箱体”(27°—35°N,103°—112°E)的水汽收支时间演变(图 13a)显示,该“箱体”内在 TC 远距离暴雨发生前 2 天水汽的净流入随着 TC 的靠近呈线性增长。到 T_0 时,“箱体”内水汽净流入增至 235.2×10^{10} g/s。“箱体”4 个边界水汽通量垂直

分布(图 13b)表明,“箱体”北边界表现为整层的水汽流出,东边界 925 hPa 以下有弱的水汽流入,925 hPa 以上均为水汽流出,南边界和西边界表现为整层的水汽流入,其中,南边界水汽流入最多,最大的

水汽通量出现在 850 hPa。从南边界水汽通量垂直分布的时间演变(图 13c)来看,南边界的水汽输送是随着 TC 的靠近而逐步增强。NTRP 组, II 区“箱体”内表现为弱的水汽净支出(图 13a)。

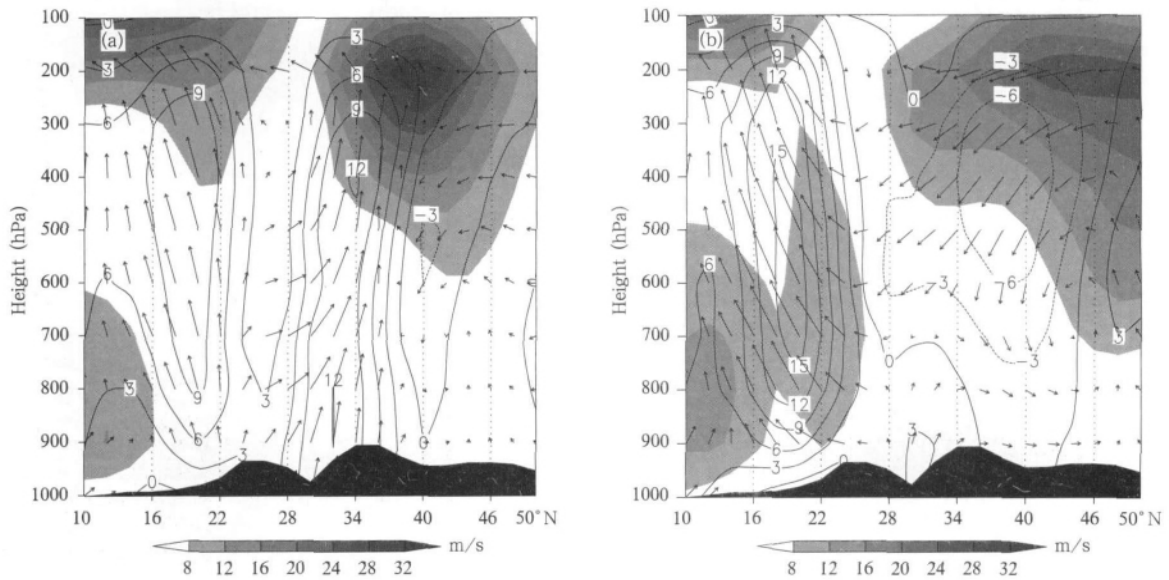


图 11 II 区合成的沿 106°E 垂直剖面: 水平全风速(阴影部分为 ≥ 8 m/s)、垂直速度($-\omega \times 100$, 等值线, Pa/s)和流场(由 v 与 $-\omega \times 100$ 的合成)
(a. TRP 组, b. NTRP 组)

Fig. 11 As in Fig. 7(c)/(d) but for region II

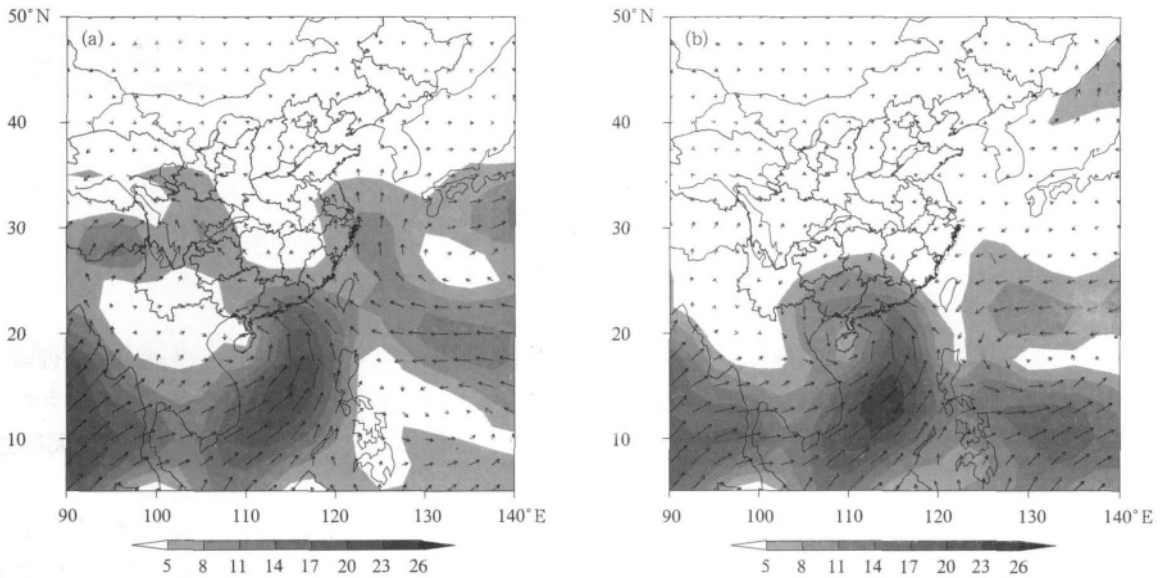


图 12 II 区合成的 T_0 时地面至 300 hPa 的水汽通量垂直积分
(单位: 10^6 g/(s · cm), a. TRP 组, b. NTRP 组)

Fig. 12 As in Fig. 8 but for region II

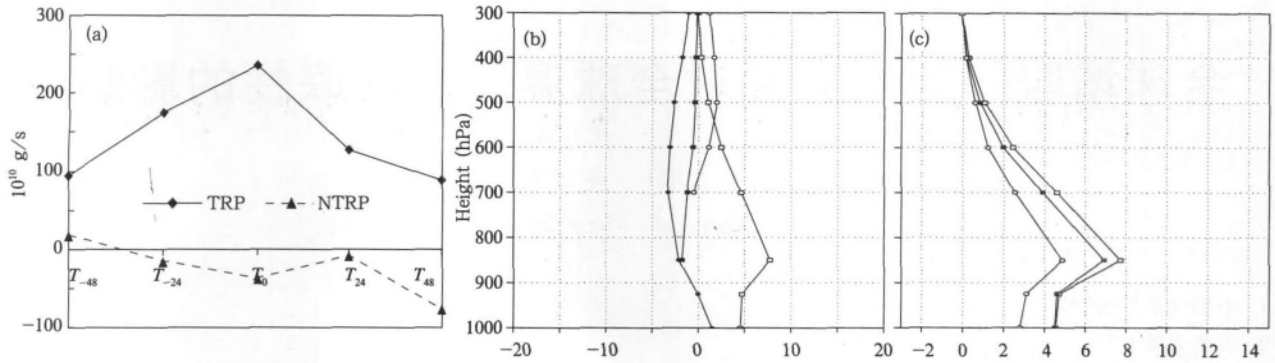


图 13 (a) II 区“箱体”内水汽收支时间演变, (b) TRP 组 II 区“箱体”

T_0 时的东(实心圆)、西(空心圆)、南(空心方框)、北(实心方框)4 个边界水汽通量(单位: $10^8 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa})$)垂直分布(西边界和北边界为山地, 分别从 700 和 850 hPa 起计算)和(c)“箱体”南边界水汽通量垂直分布时间

演变(单位: $10^8 \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{hPa})$), 空心方框线: T_0 , 方块线: T_{-24} , 空心圆线: T_{-48})

Fig. 13 As in Fig. 9 but for region II

5 结 论

本研究得到以下结果:

(1) 1971—2006 年共有 169 个编序号 TC 在中国大陆产生了 306 个远距离暴雨日。TC 远距离暴雨在中国大陆 27 个省(市、自治区)有分布, 其中环渤海地区和川陕地区, 为中国 TC 远距离暴雨高发区。

(2) TC 远距离暴雨集中发生在 6—9 月, 其中 7、8 月最多。34.6% 的 TC 远距离暴雨具有影响范围广、降水强度大的特点。

(3) TC 远距离暴雨是热带气旋水汽输送、中纬度槽和地形三者相互作用的结果。有无 TC 远距离暴雨的关键在于热带气旋东侧环流能否将水汽输送到中纬度槽前。如热带气旋北侧有高压和偏北气流阻断, 对发生 TC 远距离暴雨不利。

有关 TC 远距离暴雨的地形影响、数值试验等工作正在进行。

参考文献

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科学讨论会论文摘要集. 3-7
 陈忠明, 黄福均, 何光碧. 2002. 热带气旋与西南低涡相互作用的个例研究 I: 诊断分析. 大气科学, 26(3): 352-360
 侯建忠, 王川, 鲁渊平等. 2006. 台风活动与陕西极端暴雨的相关特征分析. 热带气象学报, 22(2): 203-208
 蒋尚城. 1983. 远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式. 气象学报, 41(2): 147-158
 建军, 余锦华. 2006. 登陆我国台风与华北夏季降水的相关. 南京气象学院学报, 29(6): 819-826
 刘子臣, 梁生俊, 张建宏. 1997. 登陆台风对黄土高原东部暴雨的

影响. 高原气象, 16(4): 402-409
 苗秋菊, 徐祥德, 张胜军. 2005. 长江流域水汽收支与高原水汽输送分量“转换”特征. 气象学报, 63(1): 93-99
 任素玲, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 西太平洋副热带高压和台风相互作用的数值试验研究. 气象学报, 65(3): 329-340
 孙建华, 张小玲, 卫捷等. 2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究. 气候与环境研究, 10(3): 492-506
 谢金南, 卓嘎. 2000. 台风活动对青藏高原东北侧干旱的影响. 高原气象, 19(2): 244-252
 杨晓霞, 陈联寿, 刘诗军等. 2008. 山东省远距离热带气旋暴雨研究. 气象学报, 66(2): 236-250
 张弘, 孙伟. 2004. 2003 年陕西持续性暴雨成因分析. 灾害学, 19(3): 55-261
 朱洪岩, 陈联寿, 徐祥德. 2000. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究. 大气科学, 24(5): 669-675
 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 2005. 天气学原理和方法(第三版). 北京: 气象出版社, 637-638
 Akihiko M. 2006. A cloud-resolving numerical simulation for characteristic rainfall induced by typhoon Meari (2004) // Team Member Report on Topic 0. 3 of Sixth WMO International Workshop on Tropical Cyclone (IWTC-VI). Costa Rica, WMO/OMM, 36-43
 Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones. Adv Atmos Sci, 127(5): 967-976
 Cote M R. Predecessor rain events in advance of tropical cyclones[D]. 2007. Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, State University of New York, 200 pp
 Galarneau T J Jr, Bosart L F, Schumacher R S. 2010. Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. Mon Wea Rev, 138(8): 3272-3297
 Schumacher R S, Galarneau T J Jr, Bosart L F. 2010. Distant effects of a recurving tropical cyclone on rainfall in a midlatitude convective system; A high-impact predecessor rain event. Mon Wea Rev, 139(2): 650-667
 Wang Y Q, Wang Y Q, Fudeyasu H. 2009. The role of Typhoon Songda (2004) in producing distantly located heavy rainfall in Japan. Mon Wea Rev, 137(11): 3699-3716