

登陆北上热带气旋的特大暴雨落区探讨^①

朱官忠 赵从兰

(山东省气象台, 济南 250031)

提 要

由台风降水资料分析发现, 登陆北上热带气旋在我国北方地区造成的特大暴雨, 集中出现在华北平原西北部和山东~辽东半岛东南部两个相距较远的区域内。对比分析表明, 这两个特大暴雨落区的形成, 除地形增幅因素外, 主要与前期副热带高压位置、热带气旋北上路径及物理量场的分布状况直接相关。同时, 相应给出了判别上述两个特大暴雨落区的预报指标和方法。

关键词: 暴雨落区 热带气旋 特大暴雨落区

引 言

西太平洋热带气旋向西北方向移动到我国东南沿海登陆并进入 30°N 以北地区后, 大部分都将逐渐减弱填塞或转向从苏北一带重新入海。但有少数较强的热带气旋, 仍持续向西北方向移动, 其中心(或副中心)可移到 35°N 以北、120°E 以西的我国北方地区。文献[1]将此类热带气旋定义为登陆北上类。该类热带气旋, 虽然出现次数不多, 但几乎每次都在我国北方地区造成极强的暴雨灾害。而历次登陆北上热带气旋造成特大暴雨的具体位置又有着较大的差异, 有的出现在华北平原西北部, 有的出现在山东~辽东半岛。其最大距离可达 500km 以上。目前要准确作出特大暴雨的落区预报, 难度很大。本文从特大暴雨落区的客观分类入手, 着重分析了登陆北上热带气旋造成北方特大暴雨的不同落区类别与前期环流背景、物理量场分布之间的关系, 从中找出一些可供业务预报参考的判据, 用以判定特大暴雨落区类别。从而可大致预报出特大暴雨将出现的区域, 达到提高短期

暴雨预报水平的目的。

1 登陆北上热带气旋特大暴雨的时空分布

根据台风年鉴及历史天气图普查, 1956~1997 年的 42 年间, 共出现登陆北上类热带气旋 16 个, 平均每年 0.38 个。相当于每 10 年出现 3~4 个。但年际变化很大, 最多时 1 年出现 2 个; 最少时相隔 7~8 年才出现 1 个。鉴于以往监测手段不足, 不排除热带气旋副中心北上到北方地区而被遗漏的少数个例存在。

登陆北上热带气旋出现的时间, 具有明显的季节特征, 均集中出现在每年 7 月中旬~8 月底的 40 天内。显然, 这与西太平洋副高位置这段时间最为偏北有关。

附表给出了历次登陆北上热带气旋影响北方降水时间及最大降水强度、出现地点。不难看出, 登陆北上类热带气旋, 几乎每次都在我国北方地区造成特大暴雨。其中有 60% 的个例出现了 400mm 以上的最大降水量。约相当于华北平原地区年均降水量的 2/3。

^① 本文受中国气象局短平快项目“影响我国北方的热带气旋暴雨预报研究”课题资助。

附表 登陆北上热带气旋造成北方暴雨概况(1956~1997)

序	编号	影响北方日期	过程最大降水量/mm 及出现地点	备注
1	5612	8月2~5日	528 河北紫荆关	
2	6205	7月24~25日	458 河北遵化石庙子	
3	6208	8月6~7日	461 辽宁丹东石立子沟	
4	6306	7月18~19日	401 山东临朐九山	副中心北上
5	6510	7月27~28日	454 山东文登汪疃	
6	7412	8月13~14日	499 山东诸城石埠子	副中心北上
7	7613	8月11~12日	302 山东汶上	副中心北上
8	7805	7月24~25日	423 河北遵化	
9	8108	7月26~28日	303 辽宁新金	
10	8407	8月8~10日	379 河北青龙	
11	9216	8月31~9月1日	453 山东崂山北九水	副中心北上
12	9406	7月12~14日	307 河北兴隆	
13	9417	8月23~25日	195 山东高密	
14	9505	8月14~16日	394 山东曲阜	副中心北上
15	9608	8月3~5日	473 河北井陘	
16	9711	8月19~20日	483 山东即墨	副中心北上

*注:文献[2]中,邢台县的野沟门水库 616mm

登陆北上热带气旋造成北方特大暴雨的落区位置,具有明显的地形特征。由16次最大过程降水量出现地点分布(图1)可以看出,特大暴雨集中出现于以下3个区域:(1)燕山南麓~太行山东侧;(2)鲁中南山地~胶东丘陵;(3)辽东半岛千山山脉东南部。同时,根据台风年鉴给出的历次过程雨量图,统计了登陆北上热带气旋过程在每个经纬格点上出现特大暴雨(过程雨量 $\geq 200\text{mm}$)的次数。结果,其次数分布图(图1)上,分别出现了两个相互独立的特大暴雨落区。一个位于华北平原与燕山、太行山脉的结合部,以燕山南麓出现特大暴雨的几率最大。这一特大暴雨落区的形成,显然与燕山、太行山脉高大地形对随热带气旋北上的东南低空暖湿气流的强迫抬升引起的降水增幅有关。另一个特大暴雨集中区位于鲁中南山地、胶东丘陵到千山山脉一带,以山东半岛东南部出现特大暴雨的几率最大。这一特大暴雨落区的形成,则是山东~辽东半岛一带山地、丘陵等复杂地形对来自海洋的低空东南急流拦截、强迫抬升,导致暴雨增幅的结果。而在上述两个特大

暴雨集中区之间、宽约200~300km的华北平原腹地,却基本无特大暴雨出现。上述事实,为研究登陆北上热带气旋造成的北方特大暴雨落区分类,提供了客观依据。我们将前一个特大暴雨落区称为华北特大暴雨(简称A类);将后一个特大暴雨落区称为山东~辽东半岛特大暴雨(简称B类)。

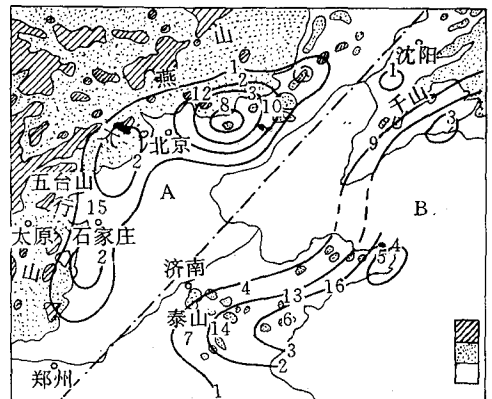


图1 登陆北上热带气旋造成北方特大暴雨次数与极值分布

黑点为极值落点,旁边数字为个别序号

2 环流形势对热带气旋北上路径及特大暴雨落区的影响

有关研究指出,有利于热带气旋登陆北上 的 500hPa 平均高度场为,强大而稳定的 西太平洋副高位于日本西南部,脊线在 34°N 附近,亚洲中纬度地区为纬向西风环流,长波 槽位于 95°E 附近,我国东部地区上空受较强 偏南气流控制^[3]。而进一步将登陆北上热带 气旋个例,按北方特大暴雨落区分为 A、B 两 类进行对比分析时,则发现特大暴雨出现前 12 小时左右,A、B 两类不同落区的 500hPa 环流形势亦存在着显著的差异(图 2)。主要 表现为:(1) 副热带高压位置不同。A 类(以 8407 号台风为例)副高中心多位于对马海峡 附近,5880gpm 线西脊点,可抵达黄河下游 一带;而 B 类(以 9711 号台风为例)副高位

置较 A 类偏东约 5~10 个经度,中心多位于 日本南部及其东南洋面附近,5880gpm 线的 西脊点,一般只到达山东半岛东部。(2) 西风 槽位置不同。A 类西风槽多位于河套附近,B 类西风槽位置较 A 类偏东约 5~8 个经度, 多位于华北地区上空。(3) 长江与黄河下游 之间的引导气流方向不同。出现 A 类时,长 江下游到黄河下游之间为东南气流;而出现 B 类时,这一带上空为偏南气流。由于环流形 势上存在着以上差异,导致热带气旋登陆后 其北上路径亦有所不同。A 类热带气旋登陆 后多持续向西北方向移动,其中心可一直进 入 117°E 以西地区;而 B 类热带气旋移到长 江以北、120°E 以西地区后,多在高空偏南气 流引导下,逐渐转向偏北方向移动,其北上路 径中的最西位置,一般不超过 117°E。

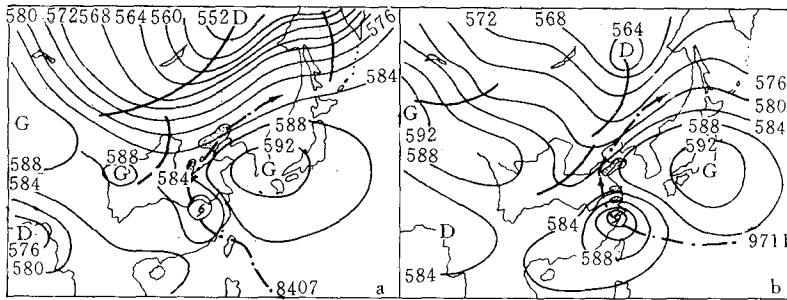


图 2 A、B 两类特大暴雨出现前 12 小时 500hPa 形势对比
 a. 1984 年 8 月 8 日 20 时 b. 1997 年 8 月 18 日 20 时
 点影区为未来 12 小时的暴雨区

由以上对比分析不难看出,根据 500hPa 环流形势的不同特征,至少可以提前 12 小时对登陆北上热带气旋造成的北方特大暴雨落区作出是 A 类或 B 类的定性判断。如果再考虑到目前数值预报对 500hPa 环流形势和热带气旋路径均可作出较准确的预报,则在此基础上,对登陆北上热带气旋暴雨落区的分类预报时效,还可以进一步提前。无疑这对于重大灾害性天气的决策预报和服务,将起重

要作用。

3 登陆北上热带气旋造成北方特大暴雨不同落区的环境场对比分析

3.1 物理量对比分析中得出,台风降水区所处位置与高层辐散场对应较好,高层强辐散场是台风暴雨产生和加强的一个重要因子^[4]。而高层强辐散场的形成又往往与高空急流活动有关。因为在高空急流中心右后方最有利于形成强辐散场,故登陆北上热带气

旋在北方地区造成的特大暴雨,总是出现在高空槽前西南急流右后方和低空东南急流的前端。对比 A、B 两类特大暴雨过程,发现两者的高、低空急流位置亦有显著的差异。当出现华北特大暴雨(A类)时,300hPa 急流多位于河套北部到东北北部上空,急流中心在东北北部一带,低空东南急流前端可直达黄河下游以北(图 3a)。而出现山东~辽东特大暴雨(B类)时,高空急流位置较偏南约 3~5 个纬距,300hPa 急流位于华北南部到东北上空,急流中心多出现在辽宁~吉林上空。低空东南急流前端只到达鲁东南一带(图 3b)。鉴于高空急流多出现于特大暴雨产生之前,且一旦形成急流,其位置又相对较稳定。因此,根据 300~200hPa 高空急流所处位置,即可判定登陆北上热带气旋造成北方特大暴雨的落区类别是 A 类或 B 类。从而,可大致确定特大暴雨将出现的位置。

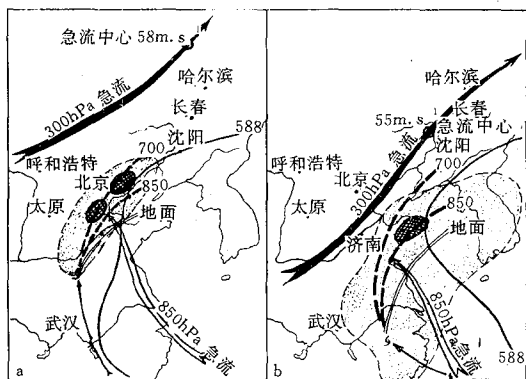


图 3 A、B 两类特大暴雨落区与高低空急流对比
a. 1984 年 8 月 9 日 20 时 b. 1997 年 8 月 19 日 08 时
双线为地面倒槽;粗断线为 850、700hPa 倒槽;实线为 500hPa 副高外环线,点影区为当时降雨区;网影区为暴雨落区

3.2 登陆北上热带气旋造成的北方特大暴雨,主要产生在热带气旋中心向西北方向移

动阶段生成的北伸倒槽内。该倒槽在低空流场上表现为一条东北风与东南风之间的强辐合线。由于倒槽后部的东南低空急流源源不断地将低纬暖湿空气输送到中纬地区,与倒槽前部的东北气流相交汇,因而十分有利于倒槽内能量锋区加强,并引起垂直上升运动发展。故特大暴雨落区总是出现在地面台风倒槽前部的能量锋区上。对比 A、B 两类特大暴雨不同落区的 850hPa 流场和假相当位温场,亦发现两者有较明显的差异。在 A 类特大暴雨出现前,华北低空为较弱的偏东风流场, $\theta_{se} > 340K$ 的暖湿区几乎控制了整个华北地区。等 θ_{se} 线密集的能量锋区尚位于内蒙古一带,除了热带气旋倒槽附近有高能舌外,从河套伸向华北北部还有一个高能区存在(图 4a)。这表明热带气旋倒槽西侧无明显干冷空气南下,有利于倒槽连续向西北方向推进,造成华北特大暴雨。而 B 类特大暴雨出现前,华北低空为较强的辐散流场,华北南部及山东中西部已处于较强的东北风控制下。 $\theta_{se} < 330K$ 的低能舌,从华北一直伸向黄河以南,

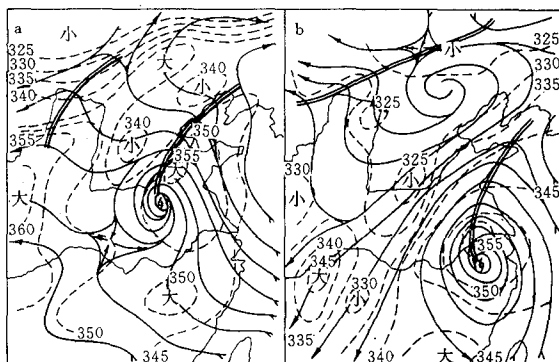


图 4 A、B 两类特大暴雨落区的 850hPa 流场及假相当位温场对比

a. 1984 年 8 月 9 日 20 时 b. 1997 年 8 月 19 日 08 时
矢线为流线,虚线为等 θ_{se} 线,双线为台风倒槽和气流辐合线

而 $\theta_{se} > 340K$ 的暖湿区只控制着山东半岛及华东地区。等 θ_{se} 线密集的能量锋区位于辽东半岛、山东半岛到淮河上游地区(图 4b)。这表明华北低空已处于较干冷气团控制下,不利于倒槽继续向西北方向推进,故特大暴雨只出现在山东~辽东半岛一带。

3.3 登陆北上热带气旋能否造成北方特大暴雨,除主要依赖于低空东南急流,源源不断地向北方地区输送热量和水汽外,还与热带气旋影响前期控制华北地区的气团属性有关。通常采用 K 指数来反映气团的属性。

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

因为等式右端,既包含了大气稳定度项,也包含了中、低层水汽含量多少及饱和程度项。故 K 指数的高值区,综合反映出控制该区域的气团较周围大气暖湿而不稳定,有利于在该区域内产生较强的降水。对比 A、B 两类特大暴雨落区的前期 K 指数分布发现:出现 A 类前, $K > 30^\circ C$ 的高值区多出现在华北~黄河中游一带,华北地区主要站的平均 K 值在 $32^\circ C$ 以上;而出现 B 类前, $K > 30^\circ C$ 的高值区主要出现在山东~东北一带,华北平原地区的 K 值相对较小(图略)。

为便于业务预报使用简便,以热带气旋中心到达台湾海峡附近为起报场,对历次登陆北上热带气旋起报场上的北方 K 指数分布及大小与未来出现的特大暴雨落区类别作相关分析,找出了分辨率好的两个指标:

(1) \bar{K} —— 华北地区中南部平均 K 值。

$$\bar{K} = \frac{1}{4}(K_{北京} + K_{太原} + K_{济南} + K_{郑州})$$

\bar{K} 反映了登陆北上热带气旋影响前,控制华北地区的气团暖湿不稳定程度。当 $\bar{K} \geq 32^\circ C$ 时,将出现 A 类落区; $\bar{K} < 32^\circ C$ 时,将出现 B 类落区。

(2) ΔK —— 郑州 K 值与沈阳、大连、青岛三站中 K 值最大者之差。

$$\Delta K = K_{郑州} - K_{(沈阳、大连、青岛)max}$$

ΔK 的正(负)值,反映了 K 指数的高值区位置偏西(东)。当 $\Delta K \geq 3^\circ C$ 时,将出现 A 类落区;而 $\Delta K < 3^\circ C$ 时,将出现 B 类落区。

最后,以起报场 \bar{K} 为纵坐标, ΔK 为横坐标,作成了登陆北上热带气旋影响北方特大暴雨的落区类别预报图(图 5)。

鉴于登陆北上类热带气旋,均出现在 7 月中旬~8 月底之间,且进入台湾海峡或登陆前后,其强度场达到强热带风暴级以上。故在 7 月 10 日~8 月 31 日期间,当有强热带风暴或台风由东南向西北方向移动,进入台湾海峡或在浙闽一带沿海登陆时,若此时 500hPa 环流形势又基本符合登陆北上类特征,定性判断未来热带气旋有可能影响北方地区时,便可很快计算出 \bar{K} 和 ΔK 值,然后利用图 5 同时作出未来北方地区特大暴雨的落区类别预报。若点入阴影区,为 A 类落区,预示特大暴雨将出现在华北平原西北部一带;若点入空白区,为 B 类落区,预示特大暴雨将出现在山东~辽东半岛的东南部一带,其历史拟合率达 15/16。

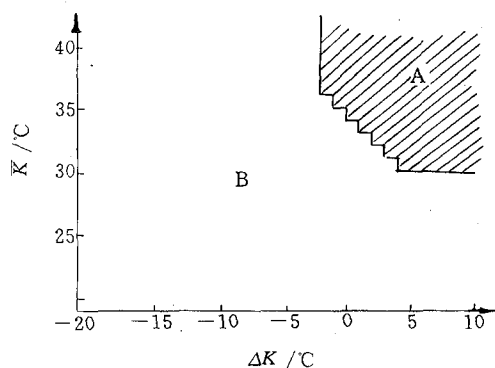


图 5 登陆北上热带气旋造成北方地区特大暴雨的落区类别预报图

4 小结

4.1 登陆北上热带气旋造成的北方特大暴雨,集中出现在相距较远的华北平原西北部

和山东~辽东半岛东南部两个区域内。上述两个特大暴雨落区的形成,除与当地的地形增幅作用密切相关外,还与前期的副高位置、物理量场分布状况以及热带气旋北上的路径等有较好的对应关系。这为预报登陆北上类热带气旋造成的北方特大暴雨落区类型,提供了客观依据。

4.2 当登陆北上类热带气旋进入台湾海峡或刚刚在浙、闽沿海一带登陆时,华北地区 K 指数的大小及其高值区的分布状况,对判别未来北方特大暴雨的落区类型具有较好的预示性。在此基础上,归纳出了一个可供业务预报使用的登陆北上台风特大暴雨落区类别预报方法。

4.3 目前特大暴雨的落区预报,还是一个相当困难的问题。本文仅在这方面作了一些探索性的工作,尚有待于深入进行研究。归纳出的预报方法和判据,也有待于在实践中检验并逐步加以改进。

参考文献

- 1 曹钢锋,朱官忠等. 影响我国北方的台风路径分类及降水特征. 气象,1992,18(7):12~16.
- 2 江吉喜,项续康. "96.8"河北特大暴雨成因初探. 气象,1997,23(7):19.
- 3 曹钢锋,朱官忠等. 登陆北上热带气旋倒槽造成的北方特大暴雨. 大气科学研究与应用(三),1992(2):44~50.
- 4 丁治英,陈久康. 不同雨强台风的诊断对比与数值试验研究. 南京气象学院学报,1995,18(2):234~241.

Discussion on the Heavy Torrential Rain Area Caused by the Landing Northward Tropical Cyclone

Zhu Guanzhong Zhao Conglan

(Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031)

Abstract

The spatial distribution of tropical cyclone precipitation shows that the heavy torrential rain caused by the landing northward tropical cyclone occurs concentrately over the northwest of North China flatlands and the southeast of the Shandong-Liaodong peninsula. The comparative analysis was made and the result shows that the formation of the two heavy torrential rain areas aparted so far away were mainly related to the position of the subtropical high in the preceding stage, the track of the landing northward tropical cyclone and the distribution of the physics fields except for the orography effect. At last, the indices and methods for forecasting these two types of heavy torrential rain were given correspondingly.

Key Words: landing northward tropical cyclone heavy torrential rain rain area