

经向型持续性特大暴雨的合成分析*

雷雨顺

(中央气象局气象科学研究所)

提 要

本文考察了 10 次经向型持续性特大暴雨, 发现它们是由发生在能量锋前的中尺度强暴雨系统产生的。合成分析结果表明, 在暴雨区北方和东方各有一阻塞高压, 二者同时出现所构成的稳定大形势, 是形成经向型特大暴雨的基本环流背景; 和这二者相联系的高空副热带急流和 low 空偏南风急流, 是产生暴雨的直接动力条件。它们既提供了形成暴雨所必需的能源, 又造成了释放不稳定能量的启动条件; 形势的稳定少变, 又能使暴雨在同一地区数日维持。合成分析还说明, 各种有利条件的组合必然使暴雨局限在一中尺度区域, 以外的地区则不会同时具备发生暴雨的各个条件。

一、引 言

持续性特大暴雨经常给我国带来严重洪涝灾害, 有关的研究也较多。谢义炳和陶诗言等对以往的工作从湿斜压动力学和天气学方面做了概括^[1-2], 使许多问题更加明确了。但是, 过去常常是对一次次特大暴雨个例进行分析的; 目前, 有必要在此基础上从共性方面去研究各种类型的特大暴雨。

我们选取了国内著名的 23 次持续性特大暴雨, 发现按各例的暴雨区走向可分为经向型和纬向型。前者暴雨区呈南北或东北—西南走向, 多在盛夏发生于亚湿润气候区; 后者的暴雨区近于呈东西走向, 多在初夏发生于湿润气候区。

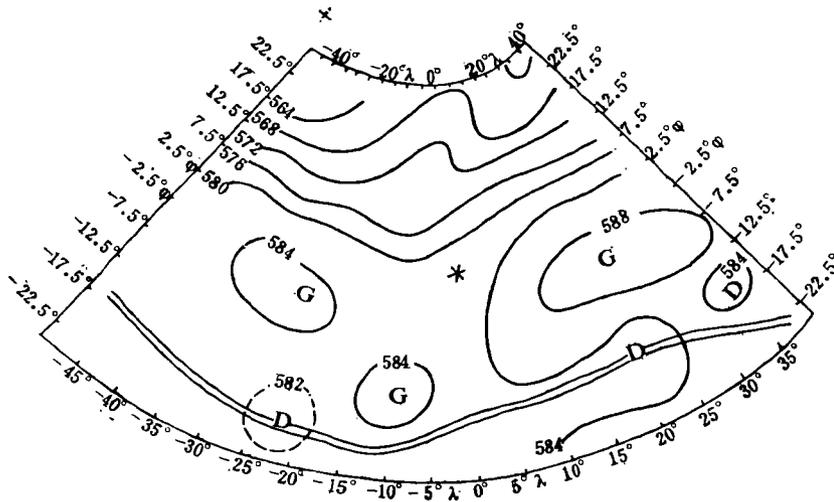
本文研究 10 次经向型特大暴雨的共性, 各例简况见表 1。由表 1 可见, 这类降水持续 2—3 天以上, 总雨量达 200 毫米以上; 降水地区在 10 万平方公里以上, 但特大暴雨只集中在几千到几万平方公里的狭小地区且多和有利地形有关; 主要降水集中在某 1—2 天的十数小时内, 且多在夜间和上午, 并伴有强雷暴。这三点说明, 持续性特大暴雨既有大范围连续性降水的特点, 又含有中尺度强降雨暴性质。这里的中尺度指水平范围为 200—300 公里, 强降雨暴指降水量大的强雷暴。

由表 1 还看到, 这类降水的大型环流都属经向型, 但影响系统多种多样, 有台风、台风倒槽、西风带槽涡以及锋面、气旋等^[3-14]。因此, 我们不区分影响系统, 仅在“亚湿润气候区经向型持续性特大暴雨”这个特定范畴下, 考察它们的本质性共同特征。为此, 本文采用合成分析法, 以每次过程暴雨中心为空间原点, 以始暴雨日 08 时 (北京时, 下同) 为时间原点, 建立新时空坐标系, 把 10 次例子的各相应时刻的相应格点的

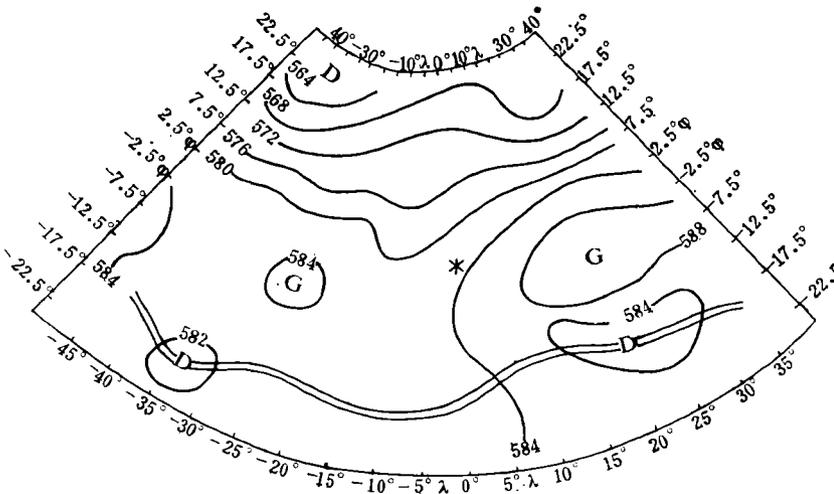
* 本文于 1979 年 12 月 29 日收到, 1980 年 4 月 18 日收到修改稿。

表 1 10次经向型持续性特大暴雨概况

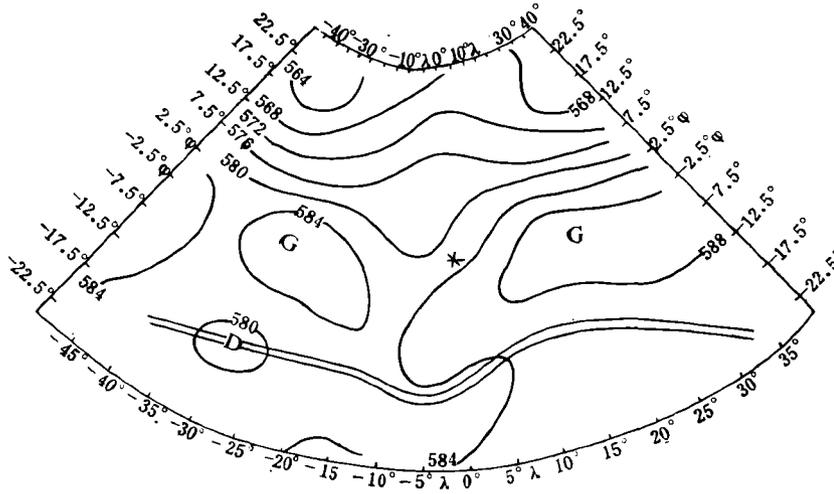
年	月	日	项	目	地区	暴雨区特征			过程最大降水		主要降水时段 (北京时)	降水性质	暴雨区地形	大形 形 势	主要影响系统	参考文献
						等值线 (毫米)	面积 (平方公里)	走向	站 名	毫米						
1958	7	15—18			黄河中游	200 300	16,000 6,500	SN	山西垣曲 河南孟县	500 234	17日02—08 16日20—17日02	Ⅱ	喇叭口地形	经向型	锢囚锋	[8][9]
1961	6	25—28			四川盆地西北部	200 300	60,000 23,000	NE—SW	绵阳	591	多在夜间	Ⅱ	盆地西边缘	经向型	准静止冷锋	[10]
1962	7	23—25			冀东北、辽西	100 200	90,000 24,000	NE—SW	唐山柏各庄	427	24日20—25日02 25日02—25日08	Ⅱ	燕山南侧	经向型	台风倒槽 西来槽	[11]
1963	8	3—9			河北西部	200 400	103,000 66,000	SN	内丘獐泓	2,052	4日00—06 6日02—08 8日22—9日08	Ⅱ	太行山脊东侧	经向型	低槽, 低涡 南北向切变	[3]
1969	8	10—12			冀东北、辽西	100	40,000	NE—SW	怀柔枣树林	270	11日02—07	Ⅱ	燕山南侧	东高 西低	台风倒槽 西风槽	
1974	8	12—14			苏北、鲁南	100 200	30,000 10,000	SN	苏北宿迁 鲁南莒县	334 330	13日07—09 13日11—16	Ⅱ	丘陵地	经向型	台风倒槽 与冷空气结合	[7]
1975	7	29—31			冀东北、辽西南	100 200	100,000 60,000	NE—SW	唐山柏各庄 辽南熊岳	531 358	29日09—12 31日04—12	Ⅱ	沿海岸	经向型	黄河气旋	[6][12]
1975	8	5—8			河南西南部	50 1000	170,000 1,460	NW—SE	泌阳林庄	1,631	5日21—23 7日18—24	Ⅱ	山陵地区	经向型	台风低压 冷空气侵入	[4][5][6]
1976	7	17—21			豫、晋、冀边界	100 200	100,000 48,000	NE—SW	豫北汲县	600	18日20—19日02	Ⅱ	太行山东南侧	经向型	暖切变和低涡	[13]
1977	7	4—7			延河流域	50 100	100,000 3,580	NE—SW	陕西安塞 宁夏隆德	225 255	5日和6日凌晨	Ⅱ	白于山东侧	东高 西低	低槽、冷锋	[14]



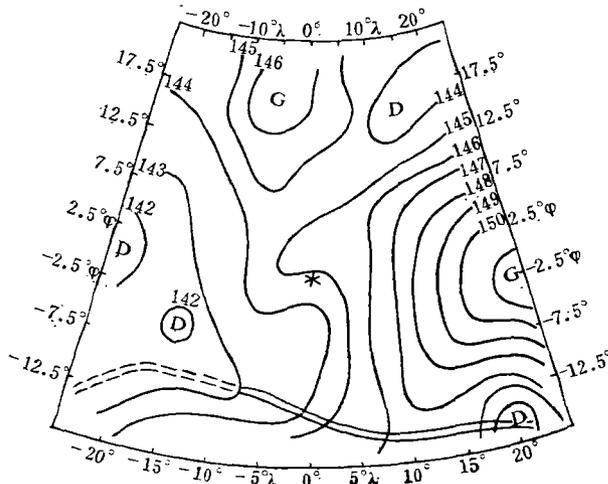
a 500毫巴“昨日”



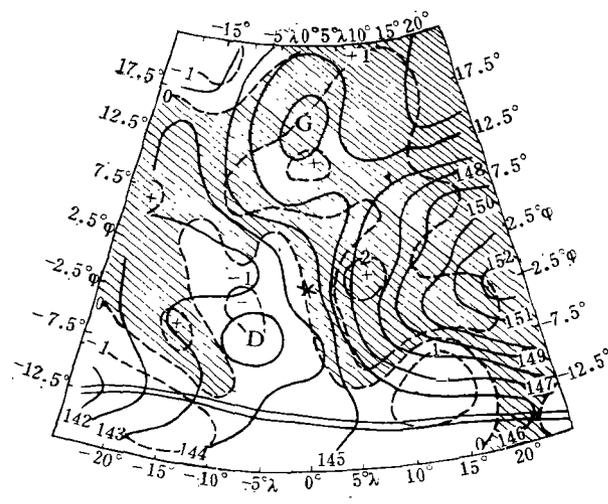
b 500毫巴“起日”



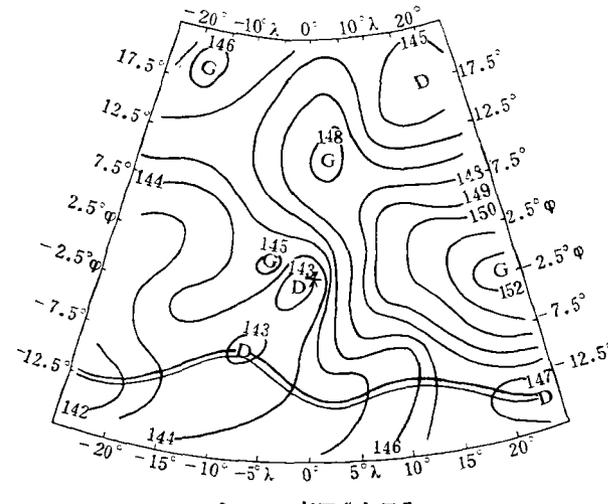
c 500毫巴“次日”



d 850 毫巴“昨日”



e 850 毫巴“起日”



f 850 毫巴“次日”

图 1 合成高度场(实线)和 24 小时变高(虚线)图
 (+、-号为正、负变高中心, *为暴雨中心, 双线为辐合带, G、D为高、低压中心, 500 毫巴和 850 毫巴等高线间隔分别为 40 和 10 位势米)

各气象要素合成平均, 再进行天气学分析。

表 2 给出了所选例子的新旧坐标对照表。表中的“起日”即开始发生暴雨的日子, “次日”和“昨日”即+1 和-1 日; 但“前日”和“后日”却是取“昨日”以前和“次日”以后最近的无雨日, 平均为-3 和+4 日; 本文合成时次都为 08 时。

表 2 合成分析所用例子的时空坐标系

序号	名称 年月日	“前日”	“昨日”	“起日”	“次日”	“后日”	空间原点	
		~-3	-1	0	+1	~+4	北纬	东经
(1)	1958.7	12	14	15	16	19	35°	112°
(2)	1961.6	22	24	25	26	29	31.5°	104°
(3)	1962.7	20	22	23	24	26	40°	119°
(4)	1963.7	31	8.2	8.3	8.4	*	37°	114°
(5)	1963.8*	*	5	6	7	10	39°	115°
(6)	1974.8	9	11	12	13	15	35°	119°
(7)	1975.7	27	28	29	30	8.1	40°	120°
(8)	1975.8	2	4	5	6	10	33°	113.5°
(9)	1976.7	15	16	17	18	22	36°	114°
(10)	1977.7	2	3	4	5	8	37°	109°
(11)	1969.8*	8	9	10	11	13	40°	120°

* 文中, 在仅计算“昨”、“起”、“次”三日或其中一日时用①—⑩例合成; 但在计算 3 日以上时间序列时, ④、⑤合一, 再补以⑩。

二、稳定形势及其主导大型系统

制做了各日的 500 毫巴和 850 毫巴合成高度场, 前者范围较大, 读数格距取 5 个经、纬度; 后者范围稍小, 读数格距取 2.5 经、纬度。合成结果表明, 特大暴雨前大形势为纬向型(图略), “昨日”起转向经向型(图 1 a 和 d); “起日”08 时, 经向环流形势完全建立(图 1 b 和 e), 在当夜发生暴雨; “次日”, 经向环流继续加强(图 1 c 和 f), 暴雨也最强; 暴雨结束以后, “后日”(图略)又转为纬向环流。

暴雨前, 纬向环流向经向环流的转换, 首先表现在本地北方高压的建立和发展, 如 500 毫巴“昨日”比“前日”增高约 30—70 位势米, 形成一个高压脊(图 1 a)。24 小时后, 这北方高压稍向东移并和正在增强中的东方高压反气旋打通, 形成一种负倾斜脊(或叫做向西南开口的马蹄形高压坝), 见图 1 b 和 d, 这就是造成经向型持续性特大暴雨的主导大型系统。

为了强调同时出现的北方高压和东方高压的作用, 选 $(20^{\circ}\varphi, 0^{\circ}\lambda)$ 和 $(0^{\circ}\varphi, 20^{\circ}\lambda)$ 为二者的关键地区, 其中 φ, λ 表示新坐标的纬度和经度。计算了-8 日到+9 日这两个关键地区和原点的 500 毫巴合成高度差的距平(对 18 日平均值的距平), 图 2 a 是这两种距平和 10 次过程逐日总降水量、降水日次的演变曲线, 可见只有北方高压和东方高压都强时才发生暴雨。又做了从原点往北、往东每 5 度间隔的 700 毫巴合成高度和海平面合成气压从-9 到+10 日的逐日演变图(图 2 b), 发现在暴雨发生前后也都有上述两个阻塞高压的发展、维持和减弱过程, 而且北高要比东高早出现 1—2 日。

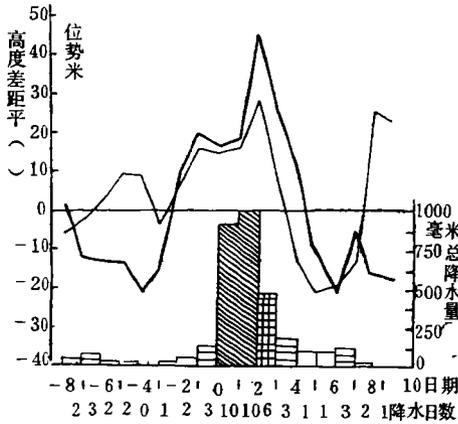


图 2a 500 毫巴北高(粗线)和东高(细线)与原点高度差的距平逐日变化图
(下方直方图表示各日总降水量及 10 例合计降水日数)

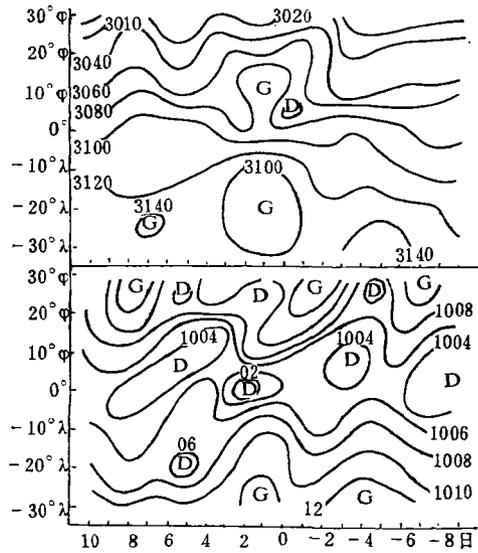


图 2b 表示北高和东高的 700 毫巴合成高度(上)和海平面合成气压(下)的逐日变化图
(原点向上为纬度, 向下为经度)

东方高压对西来槽的阻挡作用, 有利于热带湿空气以偏南气流向北输送, 这早已被人们注意到了。但只有很少人注意到北方高压有同样的重要性, 如[9,16]。而且, 与北方高压相联系, 中空西风气流先在本地上游分支然后又在下游汇流, 使本地处于中空气流疏散下沉区和下游急流入口区右侧, 有利铅直运动发展。上游气流分支形成北脊南槽, 西风带不断有短波系统从西北大槽传入南槽(影响槽), 为在本地发生强天气提供了有利的启动因子。

以往的工作, 如[2,6], 还强调西方高压与东方高压稳定对峙、孟加拉湾低压输送水汽、热带辐合带北推及其中的台风等涡旋群都对暴雨的发生和维持起重要作用。这些系统在图 1 中也都出现了, 但与北方和东方高压相比, 它们的地位居次。冷空气南侵, 使中空西方高压在“昨日”和“起日”反而减弱; 孟加拉湾低压在暴雨前后少变, 且距暴雨区远。热带辐合带的北进和带上成群涡旋的出现, 能促使东方高压加强、稳定, 并通过东南风低空急流持续地向北输送水汽; 然而, 它与东方高压互相依赖, 后者对暴雨的贡献往往更直接。总之, 北方高压和东方高压才是特大暴雨时期西风带环流和热带环流相互作用的基本背景。

三、高、低空急流和暴雨上升气流

图 3 给出了“次日”850 和 300 毫巴合成实测风, 合成时读数格距为 2.5 经、纬度。由图 3 a、b 的基本流线(通过等风速线极大值的流线)和急流看到, 特大暴雨发生在高空急流中心右后侧和低空急流中心左前侧。这里的高空急流是西风带气流在北方高压下游汇合后, 在东方高压北侧形成的副热带急流。而低空急流中心是偏西南风急流(与图 1 e 的西南低压相联系)和偏东南风急流交汇而成的。东南气流和东方高压相联系并被热

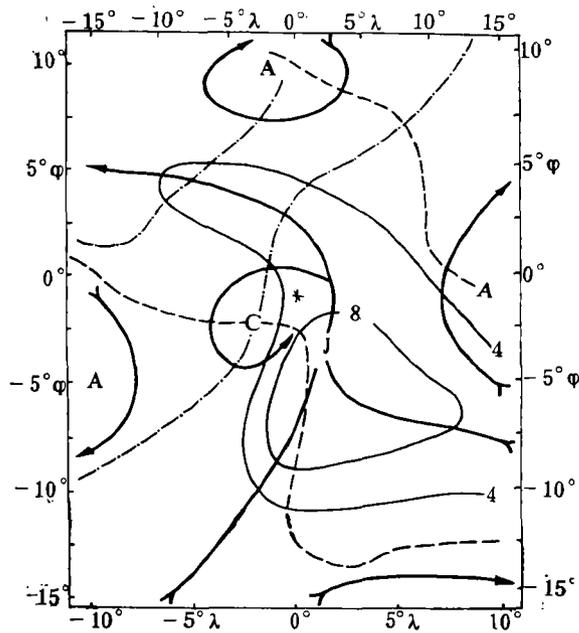


图 3a “次日”08时 850 毫巴流线图
(粗实线为流线, 细线为等风速线(米/秒), 点虚线为 $U=0$ 线, 虚线为 $V=0$ 线, C、A、J 分别为气旋、反气旋和最大风速中心。)

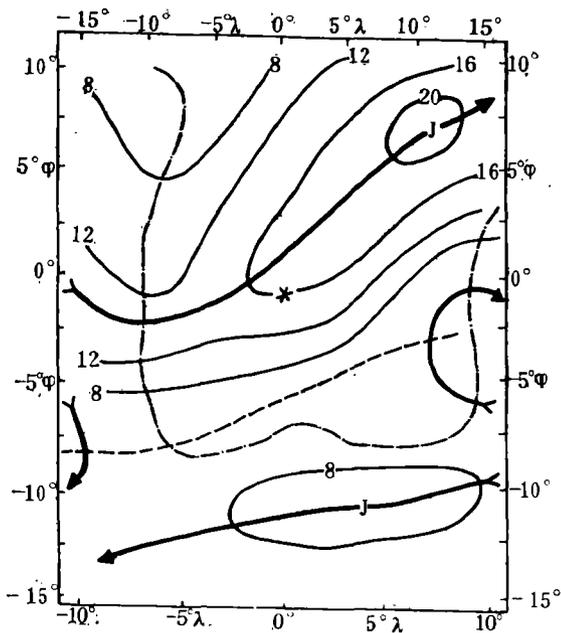


图 3b “次日”08时 300 毫巴流线图

(说明同图 3a)

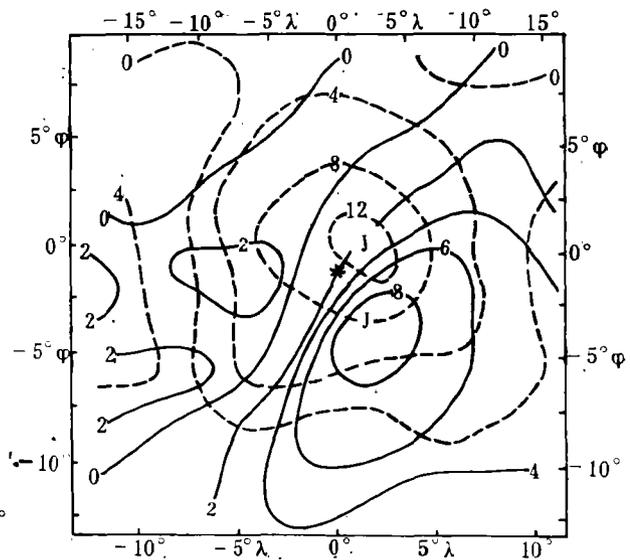


图 3c “次日”08时 850 毫巴(实线)
300毫巴(虚线)V分量(米/秒)
等值线图

(J为最大风速中心)

带辐合带上台风的东南风大大加强。汇合后的低空南风加强，但到暴雨区以后突然减弱并受北方高压影响转为偏东气流(图 3 a)。这就显示了北方和东方高压的重要性：既保障热带温暖空气供应暴雨区，又使得它集中到本地后很少北进而就地辐合上升(本地水汽通量辐合最大)。

计算的散度和涡度场(图略)说明，暴雨之所以位于低空急流左前侧和高空急流右后侧，是因为这里正好在低空辐合中心和高空辐散中心叠加处，也是位于低空正涡度中心附近和高空负涡度区边缘。极有意思的是，这高(低)空辐散(合)中心主要是由南北风散度 $\frac{\Delta V}{\Delta y}$ 造成的。因此，由图 3 c 可以得出一个极重要的结论：暴雨区位于高空南风急流

中心(约 12 米/秒)西南约 150 公里处，又位于低空南风急流中心(约 9 米/秒)东北约 250 公里处处；这样，自然而然地可以把特大暴雨局限在中尺度范围内。高空南风急流和前述的影响槽前的西南风联系，也就是说暴雨中心在高空南风急流右后侧辐散区。

图 4 是通过暴雨中心的经向剖面，由合成风 V 分量 8 米/秒等风速线包围的区域可知：在暴雨区南北，存在一个遍及整个对流层的深厚南风层。由 V 分量用运动学方法计算了铅直运动，取 $\Delta y = 2.5$ 纬距， $\Delta p = 100$ 毫巴，并假定地面和大气顶铅直运动为零且大气顶 $V = 0$ 。图中的地面高度由 10 例平均得到，忽略了地形爬升运动。

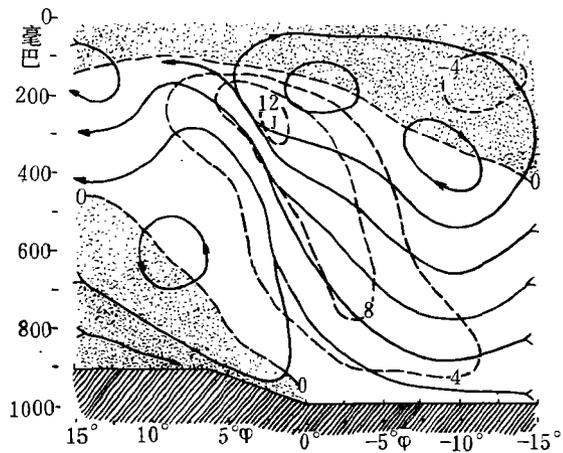


图 4 “次日”08 时通过暴雨中心的经向剖面图
(粗线为经向环流，虚线为 V (米/秒) 分量，阴影区为北
风区。)

由 V 和铅直运动画出的经向环流(图 4)说明，低层强南风流入气流是暴雨经圈环流的基本气流。它在暴雨区附近辐合形成一支近于铅直的强上升气流，是暴雨经圈环流的骨干。这股上升气流在高空向北辐散下沉到中空，而在暴雨区北方中低空下沉的干冷气流到暴雨区近地面和上升气流汇合，二者结合就形成了一个北支环流圈。另一部分上升气流在高空受平流层偏北气流引导而向南辐散下沉，然后和中低空南风气流结合，形成一个南支环流圈。

四、能源和热力学条件

图 5 也是通过暴雨中心的经向剖面，所分析的合成等值线为各种静力能量物理量^[15]，其中 T_σ 为湿静力总温度， T_σ^* 为饱和总温度， $\frac{L}{c_p}(q_s - q)$ 为饱和能差， q_s 为饱和比湿，其它符号按习惯。

图 5 a 表明，特大暴雨发生在深厚的能量锋前 2—3 个纬距处的高能区边缘。图 5 b

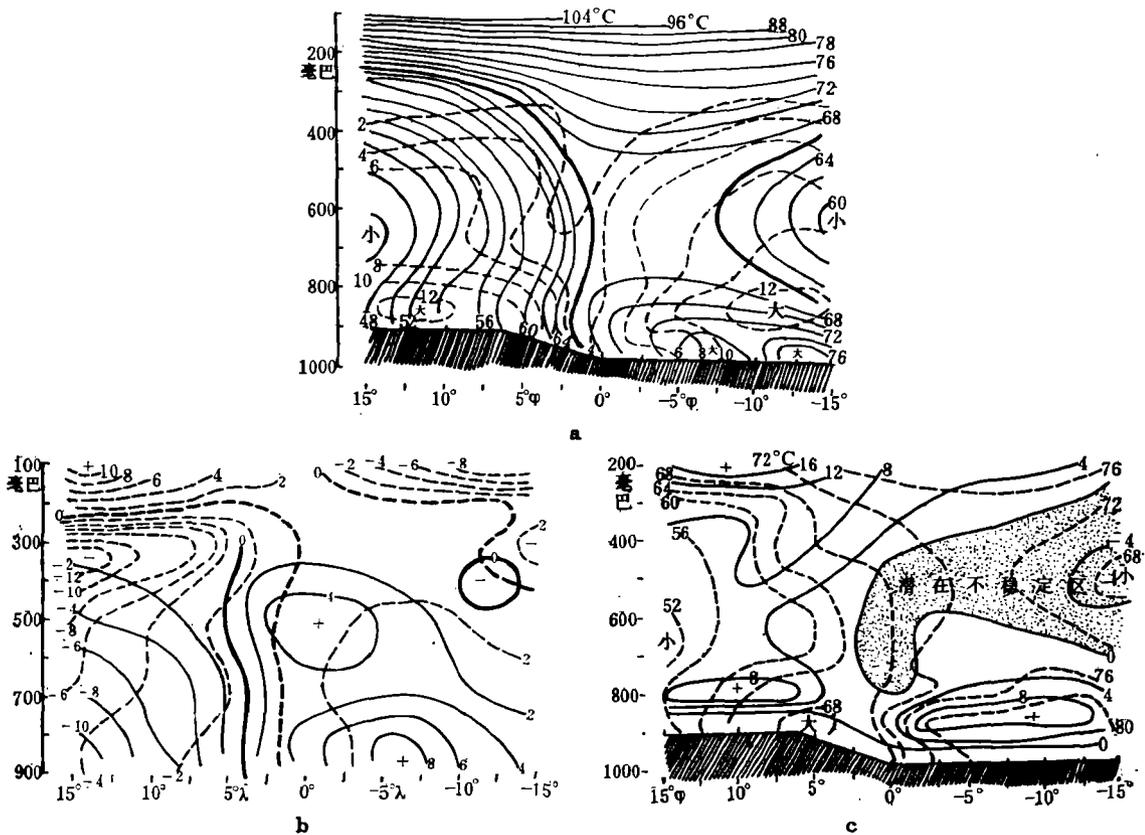


图 5 “次日”08 时通过暴雨中心的经向剖面图

(a: T_{σ} (实线)和 $\frac{L}{C_p}(q_s - q)$ (虚线), 粗线为 $T_{\sigma} = 66^{\circ}\text{C}$,

b: 温度距平 (虚线)和 $\frac{L}{C_p}q$ 距平 (实线), 粗线为零值线, 该图中 λ 应为 φ ,

c: T_{σ}^* (虚线)和 $(T_{\sigma}^* - T_{\sigma 0})$ (实线), 阴影区是潜在不稳定区)

分析的是同一等压面上经向平均的温度和 $\frac{L}{C_p}q$ 的距平, 它说明上述能量锋在对流层内是由于两侧气团的潜热能对比大而形成的, 只在对流层顶附近, 温度对比贡献才占优势。

图 5 a、b 和图 4 结合说明, 暴雨区低层强上升气流从高湿区上升而后在南侧高温区下沉, 因此南支环流圈是间接热力环流, 其能源为潜在不稳定能量; 北支环流圈是直接热力环流, 主要能源为斜压不稳定能量。这都和降水实况一致, 能量锋前高能区的特大暴雨和伴随雷鸣电闪的强降雨相联系, 而特大暴雨北方大范围雨区则是南支气流沿锋面爬升形成的稳定性连续降水。

图 5 c 给出了计算的潜在稳定度($T_{\sigma}^* - T_{\sigma 0}$), 其中 $T_{\sigma 0}$ 是近地面层 100 毫巴内的 T_{σ} 平均值。由图可见, 暴雨区以南广大地区都存在潜在不稳定能量; 但南方行星边界层顶存在强稳定层($T_{\sigma}^* - T_{\sigma 0} \geq 8^{\circ}\text{C}$), 阻挡低层水汽的上升释放。偏南风把大量水汽从阻挡层下方平流输送到暴雨区, 再辐合上升; 又由于这里的层结是潜在不稳定的, 水汽辐合上升释放不稳定能量, 便可形成发生特大暴雨所必需的 1—10 米/秒的强上升运动^[17]。

还做了各日的 850 毫巴合成 T_{σ} 图, 格距取 2.5 经、纬度。这些图说明, 特大暴雨

发生在能量锋前约 250 公里的高能舌内，能量锋是由其南侧高能空气逐日北伸形成的。从图 6 a 可看到，由“昨日”到“起日”，暴雨区附近大范围增能，在西北方 24 小时 T_e 突增 4—7°C；图 6 b 说明，24 小时内温度变化只不过 $\pm 1^\circ\text{C}$ 左右，因此增能主要是水汽增加造成的。从图 6 c 看到，大致代表能量锋能级的 64°C 线，由“昨日”到“起日”，在暴雨区附近突然北伸，而代表锋前高能气团的 70°C 线、代表锋后低能气团的 54°C 线，逐日变化缓慢。这些事实说明，特大暴雨发生前期，南方的热带温暖空气的入侵是主动的。

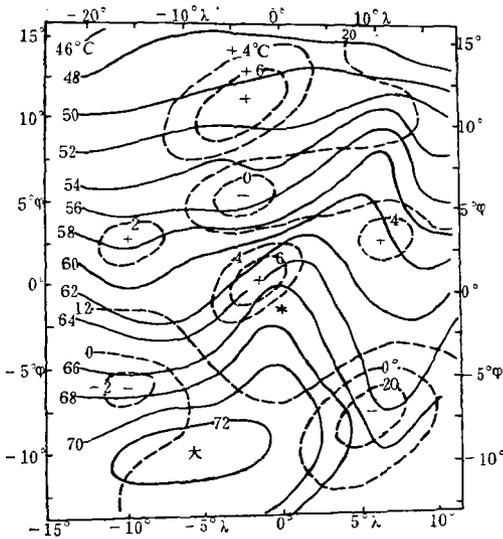


图 6 a “起日”08 时 850 毫巴 T_e (实线) 和 ΔT_{24} (虚线)

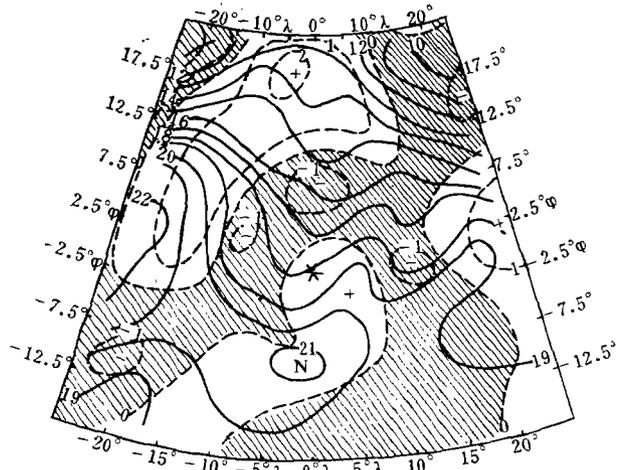


图 6 b “起日”08 时 850 毫巴 T (实线) 和 ΔT_{24} (虚线) 图 (阴影区为负变温区)

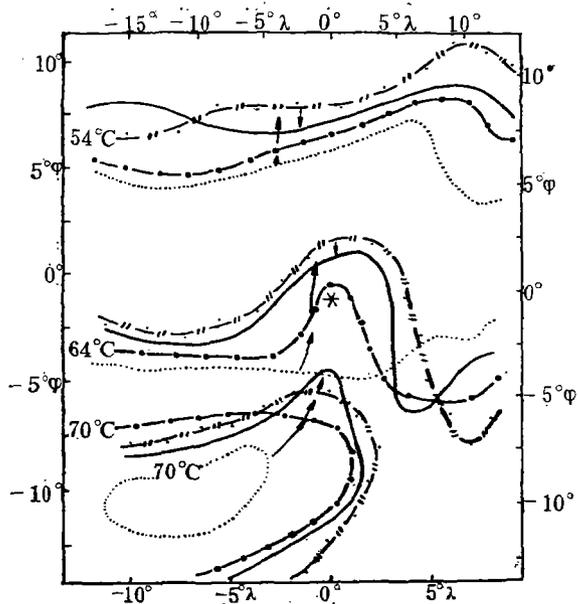


图 6 c 850 毫巴各日 08 时特征 T_e 线动态图 (···前日, -·-昨日, - - -起日, ——次日)

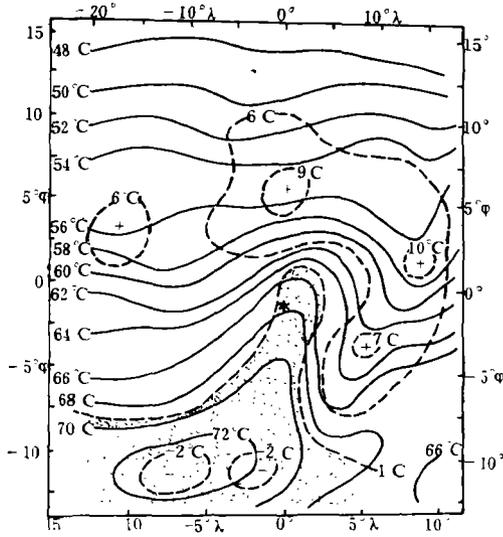


图 7 “次日” 08 时 850 毫巴 T_0 (实线) 和 $(T_{500}^* - T_{0850})$ (虚线) 图 (+、- 号为潜在稳定、不稳定中心, 阴影区是潜在不稳定区)

我国预报员很注意盛夏暴雨时期弱冷空气的作用, 图 6 b 揭示出暴雨前有 $\Delta T_{24} \sim -1^\circ\text{C}$ 的弱冷空气从北方南下, 并从西、北和东三侧包围了暴雨区。特大暴雨一发生, 干冷空气的活动更明显了, 由“起日”到“次日”, 暴雨区四周一、二十纬距内普遍降温, 在西侧和东北侧达 $-3 \sim -4^\circ\text{C}$, 使高能舌变得更明显(图 7)。特大暴雨发生在高能舌端, 也是潜在不稳定区舌端和稳定区交界处。

图 6 a 和图 7 高能舌西端的低能舌是预料中的, 但却没有预料的那么明显; 出人意料的是, 高能舌东侧的低能舌更为明显。把图 6 a 和图 6 b 及图 1 e 比较, 东侧低能舌和降温 ($\Delta T_{24} < 0$)、增高 ($\Delta H_{24} > 0$) 相联系。因此可以认为, 这低能舌和从东北方南下的浅薄干冷空气有关。图 7 和图 3 a 结合说明, “次日”本地东侧低能舌和东方高压的东南气流疏散下沉有关, 故也可能是东方高压强盛的表现。

由图 5 看到, 特大暴雨只在对流层高能 ($T_0 \geq 66^\circ\text{C}$)、准饱和 ($\frac{L}{c_p}(q_s - q) \leq 4^\circ\text{C}$) 的潜在不稳定区边缘发生。为了比较, 对特大暴雨区、能量锋区、锋后区、东区、西区 and 暖区(各区位置见表 3) 都做了“昨日”、“起日”和“次日”08 时从地面到 100 毫巴(共 11 层)的 T_0 (干静力总温度)、 T_0 和 T_0^* 的合成廓线。表 3 给出了由这些廓线计算的表征大气热力学特征的几个物理量的大气柱平均值, 它表明, 只有当

$$\bar{T}_0 \geq 70^\circ\text{C} \quad \frac{L}{c_p} \bar{q} \geq 16^\circ\text{C}, \quad \text{且} \quad \frac{L}{c_p} (\bar{q}_s - \bar{q}) \leq 3^\circ\text{C}$$

的地区和时间(也即“起日”和“次日”的暴雨区)才发生特大暴雨。这样, 就从热力学条件上限制了特大暴雨的落时和落区。

图 7 和图 3 a 结合还表明, 特大暴雨发生在潜在不稳定舌端边缘; 而本地西侧、尤其北侧和东侧层结极为稳定, 不会发生强对流运动。这个条件也限制了强降雨暴的中尺度特性; 潮湿不稳定的高能空气在低空南风急流左前侧和高空南风急流右后侧叠合处被启动, 形成对流性强雨暴系统, 这对流既不可能向层结稳定的东、西、北各方传播, 便就地持续发生。西方稳定层结和干冷空气联系, 而北方和东方的稳定层结还和前述的北方、东方阻塞高压有关, 是其前方空气下沉增温变干的结果。

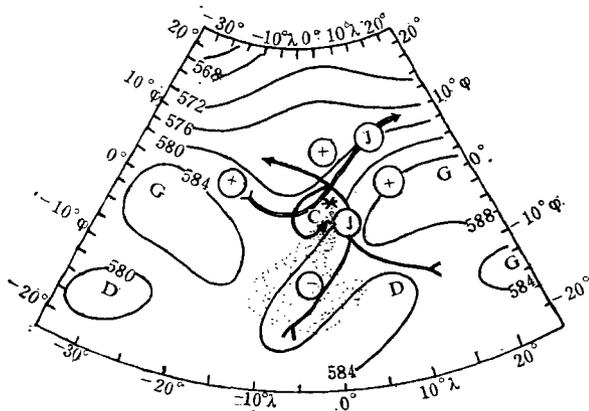
五、讨论和小结

根据以上分析, 用图 8 给出了经向型持续性特大暴雨最盛期模式, 下面以此图为中心, 简要地讨论这类降水的发生和维持条件。

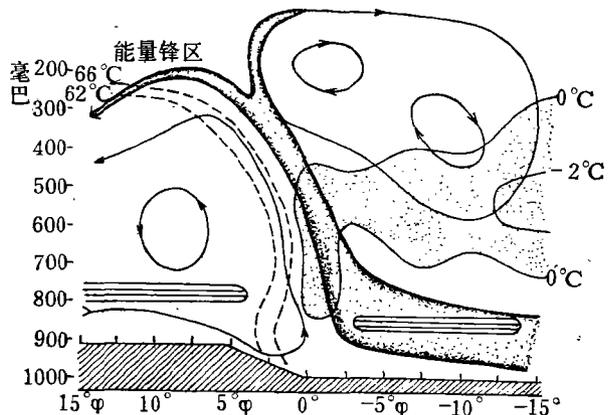
表 3 特大暴雨期间几个地区地面到 100 毫巴的四种物理量整层平均值
(用单位质量表示)

项 目 区 域 (φ, λ)	$\bar{T}_D(^{\circ}\text{C})$			$\frac{L}{C_p} \bar{q}(^{\circ}\text{C})$			$\bar{T}_\sigma(^{\circ}\text{C})$			$\frac{L}{C_p} (\bar{q}_s - q)(^{\circ}\text{C})$		
	“昨”	“起”	“次”	“昨”	“起”	“次”	“昨”	“起”	“次”	“昨”	“起”	“次”
暖区(-8, -3)	53	55	56	28	26	28	71	71	74	5	6	6
雨区(0, 0)	53	54	54	14	16	16	67	70	70	5	3	3
锋区(3, 0)	53	54	55	12	14	15	65	68	70	5	4	3
锋后区(8, 0)	54	55	56	9	8	8	63	63	64	6	5	5
西区(0, -8)	55	56	56	7	10	9	62	66	65	10	6	7
东区(0, 8)	54	54	55	11	13	12	65	67	67	8	6	5

——表示满足发生特大暴雨的热力学条件。



a. 高、中、低空形势概略
(矢线为 300 和 850 毫巴急流, 实线为 500 毫巴等高线(位势什米), C、J、G、D 和 G 分别为气旋、急流、高压、低压和台风中心, +、- 为潜在稳定、不稳定中心, 阴影区为潜在不稳定区)



b. 铅直环流和层结特征
(细矢线为环流线, 粗大空矢线为强上升气流区, 细虚线为代表能量锋的 T_σ , 细条线表示阻挡层, 阴影区是潜在不稳定区)

图 8 经向型持续性特大暴雨最盛期模式

1. 这种特大暴雨是在特定的稳定环流背景下发生和维持的。稳定形势的最基本特征, 是同时存在的北方阻塞高压和东方阻塞高压, 它们构成了西风带和热带辐合带气流剧烈的相互作用的基本先决条件。

2. 与这个先决条件相联系, 在北方高压以南的疏散槽前到东方高压的北侧, 形成了一支高空副热带西南风急流; 在东方高压西侧形成低空偏南风急流, 并且和热带辐合带或台风连结, 它到暴雨中心以北受北方高压影响转为弱偏东气流。这二支急流, 是暴雨前后西风带系统和热带系统相互作用的纽带。

3. 低空急流中心左前侧辐合区和高空南风中心右后侧辐散区叠置, 形成一股近于铅直的强上升气流, 上升到对流层顶附近后分别流向南北两侧下沉形成两个经圈环流。这是形成中尺度强降雨暴的基本动力条件。但特大暴雨主要和南侧间接环流联系, 以潜在不

稳定能量为能源。

4. 偏南气流带来的温暖空气和变性的极地干冷气团交绥, 在暴雨中心北侧形成深厚的能量锋, 锋前潜在不稳定的准饱和和高能湿舌是形成特大暴雨的根本能源。这个不稳定舌的西、北、东三面受层结稳定的低能空气控制, 南方虽不稳定但在铅直方向受阻挡层抑制, 其高能空气只能准水平地向北输送。四方都不利于对流发展, 对流只能在上述的上升气流区爆发, 释放潜在不稳定能量, 形成中尺度强降雨暴。只要北方和东方高压以及与其相联系的高、低空急流稳定维持, 这特大暴雨就在暴雨中心持续发生。

和有关的个例分析比较^[3-14], 以上的合成分析结果对同类特大暴雨是有代表性的, 集中了它们的一些最本质的共性。当然, 合成分析的局限使它不能揭示各次暴雨的差异以及有关的地理地形特点。限于篇幅, 关于合成分析的其它结果, 如暴雨前期的模式等等, 将另文讨论。

致谢: 本文初稿曾由室内许多同志提出宝贵意见, 刘玲同志绘图, 一併致谢。

参 考 文 献

- [1] 谢义炳, 湿斜压大气的天气动力学, 大连暴雨会议文集, 吉林省人民出版社, 1980。
- [2] 陶诗言、丁一汇、周晓平, 暴雨和强对流天气研究, 大气科学, 第三卷, 227—238, 1979。
- [3] 中央气象局气象台等, 1963年8月上旬华北地区特大暴雨分析, 华北第一届气象技术经验交流会议论文汇编, 1965年6月。
- [4] “75.8”暴雨研究组, 1975年8月河南特大暴雨研究报告, “75.8”暴雨研究会战领导小组, 1977年3月。
- [5] 丁一汇、蔡则怡、李吉顺, 1975年8月上旬河南特大暴雨的研究, 大气科学, 第二卷, 276—289, 1978年。
- [6] 北京大学地球物理系气象专业, 初论西风带和热带辐合带环流系统的相互作用, 大气科学, 132—137, 1977年。
- [7] 包澄澜、陈胜元, 冷空气影响台风倒槽降水的个例分析, 大气科学, 18—25, 1977年。
- [8] 符长锋, 1958年盛夏伊、洛、沁河地区的暴雨, 天气月刊, 13—16, 1959年6月号。
- [9] 黄河中游暴雨预报科研协作小组, 黄河中游“58.7”大暴雨的分析研究, (油印本), 1977年4月。
- [10] 邹兆倬、张有芷、季学武, 川西“阻塞型”暴两个案分析, (油印本), 1963年12月。
- [11] 河北省气象局暴雨会战组, 一次台风倒槽暴雨分析, (油印本), 大气科学 1977年第一期摘要。
- [12] 北京大学地球物理系气象专业, 河北省气象局气象台, 一次黄河气旋特大暴雨过程分析, 大气科学, 6—15, 1976年第一期。
- [13] 北京大学地球物理系气象专业, 一次华北大暴雨过程分析, 见该系“1976年暴雨分析”(油印本), 1977年1月。
- [14] 陕西省气象局, “77.7”延河大暴雨两个例总结专集, 陕西气象, 1978年第5期。
- [15] 雷雨顺、吴宝俊、吴正华, 用不稳定能量理论分析和预报夏季强风暴的一种方法, 大气科学, 第二卷, 297—306, 1978年。
- [16] 任振球、张芝和、周万福, 华北汛期特大暴雨的天文成因探讨(油印本), 1979年。
- [17] 雷雨顺, 关于特大暴雨的几个问题(油印本), 1980年2月。

THE COMPOSITIVE ANALYSIS OF THE MERIDIONAL TYPE PERSISTENT SEVERE RAINSTORMS

Lei Yu-shun

*(Institute on Weather and Climate Research, Academy of Meteorological
Science, Beijing)*

Abstract

From the compositive analysis for 10 cases of the meridional type persitent and exceptionaliy severe rainstorms, it is found that these rainstorms occurred ahead of the energy front within a stable synoptic situation with a high pressure in north and another high pressure to the east. The upper level subtropical jet stream and the lower level jet stream are the dynamic systems supplying the rainstorm with energy, providing the trigger condition for releasing the latent instability energy, and confining the rainstorm to meso-scale.