

京津冀暴雨中尺度试验

1980年研究报告

1982.4

目 录

80.7河北赵县暴雨的中尺度分析.....	赵亚民 (1)
1980年初夏河北南部一次暴雨的天气分析.....	马桂英 赵亚民 (5)
1980年汛期边界层偏南急流的结构、性质与降水关系.....	孙 旋 (10)
盛夏一次冷空气活动所引起的暴雨.....	赵亚民 马桂英 (15)
“80.8”局地特大暴雨的中小分析.....	宋润田 (21)
一次持久华北冷涡的雨团分析.....	陈哲彰等 (32)
局地暴雨的重力波特征.....	丁昭欣等 (42)
河北平原的一次强对流降水分析.....	马桂英 孙 旋 (54)
1980年8月15日北京附近冷涡暴雨分析.....	米季德 高玉霞 赵景忠 (57)
华北平原中尺度暴雨系统的雷达诊断分析.....	李 浩 (63)
强对流雹暴天气的中尺度气压场能量场的一些特征.....	丁昭欣等 (77)
强对流天气形成的动力条件分析.....	周友元等 (85)
强烈多单体冰雹云雷达回波的相似理论研究.....	李 浩 (94)
行星边界层条件对暴雨的作用.....	陈哲彰等 (105)
强对流天气的中尺度过滤方法.....	卢至等 (111)

80.7河北赵县暴雨的中尺度分析

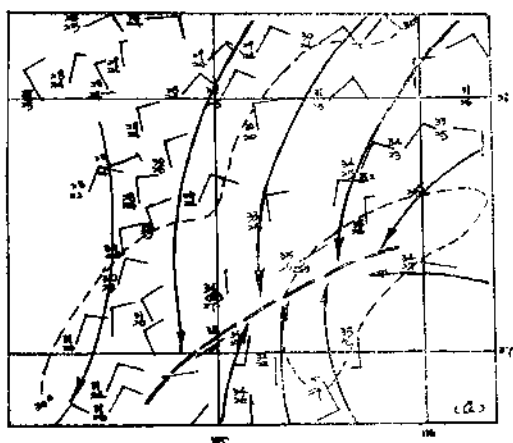
河北省气象科学研究所天气室 赵亚民

提 要

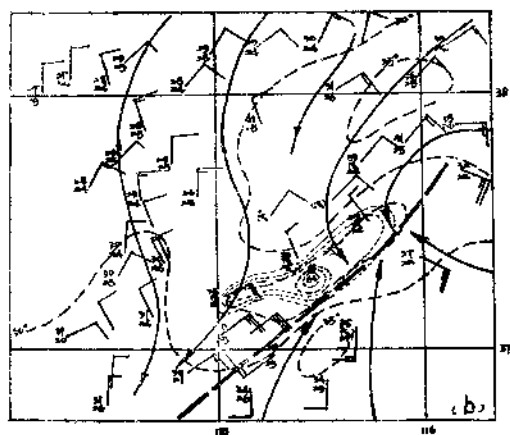
本文就1980年7月27日下午河北省南部的暴雨,进行了中尺度分析。分析时使用了每小时的稠密的地面观测资料,在 $36^{\circ}45' - 38^{\circ}N$ 、 $114^{\circ} - 116^{\circ}15'E$ 的区域内,包括:34个气象站,110个水文站的资料,台站间距为5~10公里,并使用了雷达、卫星云图资料。分析的方法采用常规的天气学方法。发现初生的对流云雨,发生在近地面层的高温、辐合中心;雷暴高压激发了新的对流云雨;不同走向对流云体的合并,促使了大暴雨的出现,赵县十分钟最大雨量为29.1毫米,一小时最大雨量为88.7毫米,过程降雨量为97毫米。

一、在辐合流场中初生的对流性降水

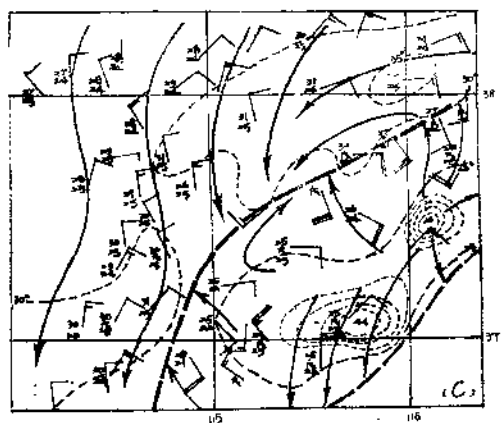
在27日的上午河北省的南部(指 $38^{\circ}N$ 以南的地区),为一个低压槽所控制。地面风场虽有风向的辐合,但风速微弱。天气晴朗而炎热,多卷云。到11:00(见图1a),来自渤海湾的偏东北气流(在这股气流内形成了大范围的层云和碎层云),与源于黄河以南的偏南气流,交汇于广宗——南宫——枣强一线。风向辐合明显,偏东北气流的势力较强。而在这一辐合地带,又恰好是一个高温中心。由于这一区域内南北两股气流湿度的绝对值都比较大,且差异甚小(露点温度都在 $24 - 27^{\circ}C$),因而可以认为这一高温区,即为湿空气静力潜能最大区。其上空对流不稳定能量较大,沙瓦特指数达 $-4 - -5^{\circ}$ 。在这一热力对流和动力辐合条件充分的地带,较快地形成一条对流云带,巨鹿县10:46闻雷,10:05开始下雨。辐合地带在11:00前尚无较大的降水,11:00后形成一个东西向的降水带(见图1b),降水中心在南宫县的南部,11:00—12:00一小时的最大降水量在南宫县南的中赵村达64毫米。由于积云雨区较冷气流的下冲和日射的差异,在狭长的降水地区,12:00出现了一个相应的 $<25^{\circ}C$ 的低温区,与降水区邻近的南北两个 $>35^{\circ}C$ 的高温区相比较,温度梯度达到了 $10^{\circ}C/10$ 公里以上。随着降水范围的扩大,低温区也向四周扩展。与低温相应的气压场是雷暴高压。这个雷暴高压不是向一个方向移动,而是伴随着强风向四周扩散,以至向北的扩散范围,超过了向南的范围。



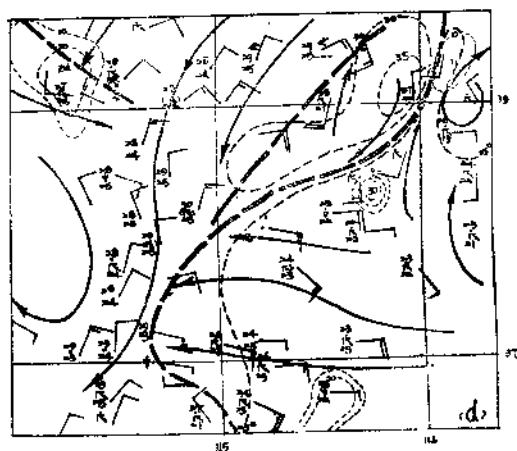
a. 11:00



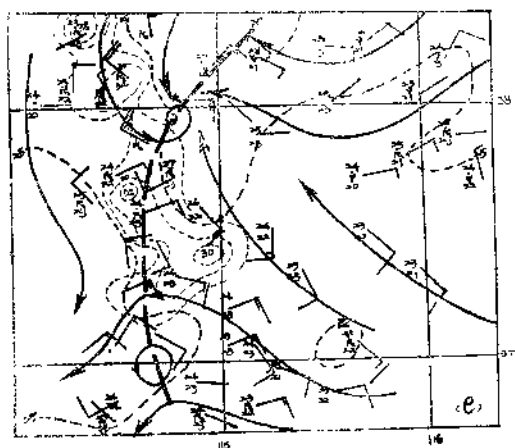
b. 12:00



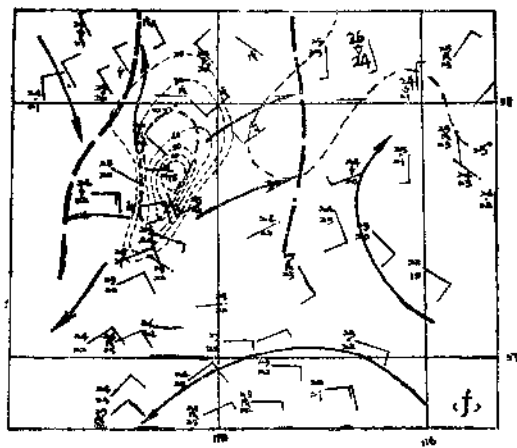
c. 13:00



d. 14:00



e. 15:00



f. 16:00

图1. 11:00~16:00区域天气图(粗断线为等温线, 细断线为1小时雨量)

二、由雷暴高压激发的新的对流性降水

到了13:00(见图1c), 雷暴高压向北扩散的冷气流, 与原来的偏东北气流之间又形成了一条新的辐合线, 位于滏阳河流域。在这一辐合带间夹持着一团暖而湿的空气。在这一辐合带上空较快地形成了一条对流云带。根据雷达探测, 这一云带宽20—25公里, 长150公里, 对流单体的顶高在8—11公里左右。此时, 而于没有其他方面的触发力, 降水强度不大, 每小时仅为10—20毫米。

三、不同走向对流云体的合并造成大暴雨

至14:00(见图1d), 除在滏阳河上空有一条新的对流云带外, 在西部平山县的岗南、黄壁庄水库上空还有一个南北向的对流性降水带, 它以每小时30公里的速度向东北移动。至15:00(图1e), 正好与滏阳河上空向北发展的云带在栾城、元氏、赵县一带相遇, 两个云带呈“V”型交叉, 赵县降水十分猛烈, 自14:55—15:55降水量达88.7毫米, 十分钟降水量达29.4毫米, 高邑县降水量一小时达54.7毫米, 十分钟降水量为17.0毫米。

我们仔细地分析了该地区十分钟最大降水量出现时间的等时线(图2)。从南北最大降水等时线的推移来看, 确实有南北两支雨带, 交汇于赵县。

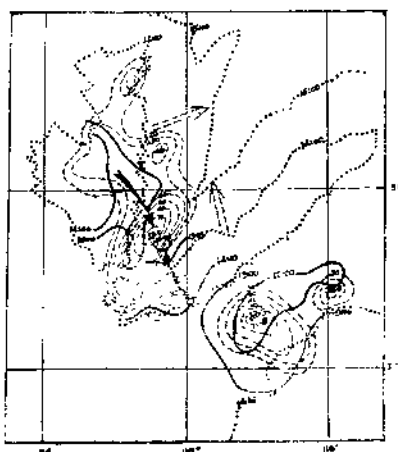


图2. 1980年7月27日1小时最大降水量(虚线)十分钟最大降水量出现时间的等时线(实线)及雷达回波(点线)移动图

雷达回波显示了不同走向对流云体的合并过程。图3a、b为北京雷达站测得的14:50的回波平面位置显示图, V型回波, 即为两个不同走向云带相交的结合, V型的底尖相应位置即赵县。在过去时间内, 西南—东北向的云体移动较少, 南北向的云体向东移动, 相交处合并, 云体扩大, 至15:57两者完全并为一体, 回波范围更加扩展(图略), 降水过程结束。石家庄、邯郸雷达站的垂直探测结果表明, 此时流云体单体回波的顶高在10公里上下, 说明大暴雨的形成, 不同云体的水平合并占了主导作用, 而云体的垂直发展并不旺盛。

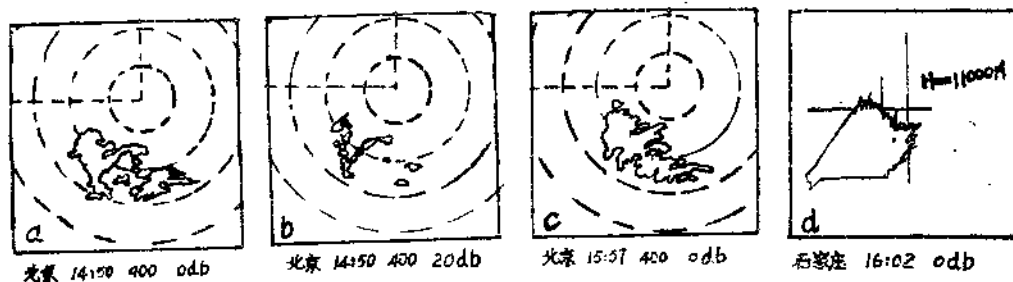


图3 雷达回波(1980.7.27)

四、关于云体合并理论的探讨

近年来,国内外的一些气象工作者都比较注意云体合并现象的观测与探讨。对单体合并与冰雹、龙卷的关系研究较多,对较大范围云带相接、合并,产生暴雨的情况注意较少。就大气运动的性质来说,云带的合并不可能是云带简单的平移汇合。它必然是在一系列涡旋式的运动中的重新组合。因为云体的运动,不仅受环境气流的影响,而且还受自身运动和云体之间的相互作用所左右。但它总的行径仍要趋向大气低层气旋性辐合点。而不同走向云带的相接或交叉,则会加强这种气旋性的辐合,加快云体的合并过程。云体合并后雨量成倍增长的简单道理,是可以理解的。但还不止于此,根据J. Simpson和W.L. Woodley在1970年的实验研究,在降雨量上要有36个单块云才抵得上一个合并的云系。这需要我们进一步观测与探讨的。

就目前条件下,很难获得连续时间的雷达回波报告,要想追踪和推导不同回波的相接或合并比较困难。因而在平面位置显示器上发现有不同走向的雷达回波,在其延伸方向上预期相交时,则预报有较强的降水出现。这一点,需要受预报业务的检验。

五、附录——大尺度天气形势与云系

如果我们再展示一下大尺度的天气形势,就更清楚地了解发生暴雨的场合了。

在地面,河北省的南部恰处于三股气流的交汇处。类似于春秋季节的一种天气形势。突出的是东北冷高压经渤海伸向河北平原,它所流经的地区有大量的层云和碎层云,为降水提供了大量的“半成品”。山西冷高压向东南方向移动,其前锋十分明显,锋上对流性天气活跃。暖气团自河南长驱直入。在两股冷气流“夹击”的情况下,使得交汇点的暖气团,因受较强的辐合作用,而有上升致雨的可能。图4为1980年7月27日14:00地面天气图,图中虚线方框是中分析所包括的范围。

在高空——300毫巴等压面图上,河北省处于高压脊线附近,水平气流的散度场在该时刻为负值区,抑制对流运动发展,但到了20:00为正值区,可以推断在暴雨发生时(18:00)为辐散区,图5为1980年7月27日08:00 300毫巴等压面图,粗线为等高线,细线为该等压面水平气流的散度场。纵观上下层的天气形势,低层气流的辐合,高层气流的辐散,以及充沛的水汽条件,可以认为虚线的方框内,是有利于暴雨出现的场合。

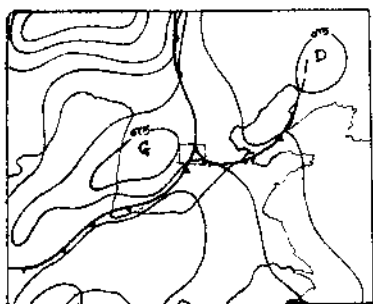


图4 1980年7月27日14时地面天气图

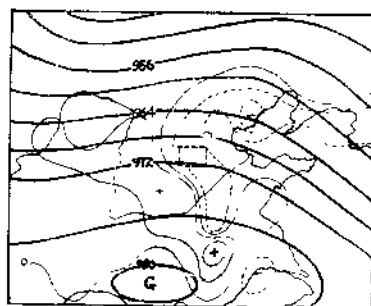


图5 1980年7月27日08时300mb等压面图

1980年初夏河北南部一次暴雨的天气分析

河北省气象科学研究所天气室

马桂英 赵亚民

一、雨 情

1980年6月28日至30日,河北省出现了一次全省性的降水天气过程,大部分地区的降水是小雨到中雨,唯独邯郸地区及邢台地区南部出现了大暴雨和特大暴雨。降雨量分布如图一所示。降水中心出现在馆陶县,过程降水量为262毫米,在这段时间里,一小时最大降水量达108毫米,10分钟最大降水量达30毫米。暴雨集中在28日傍晚至次日早晨。为该地区几十年来少有的一次初夏大暴雨。据调查,馆陶县在暴雨后,积水面积达七万二千余亩,给农业生产造成了很大灾害。

二、暴雨过程的天气形势

这次暴雨是在高空付热带高压脊西侧的西南暖湿气流里发生的。在 40°N 以北,西风带的环流比较弱。欧亚大陆为两槽三脊;而 40°N 以南为纬向环流。在乌拉尔山及新疆东部至贝加尔湖西侧各有一个高压脊。鄂木斯克和贝加尔湖东南各是一个较强的低压。黑龙江流域是一个阻塞高压,移动缓慢,影响西边系统不能迅速东移。西太平洋付热带高压比较强

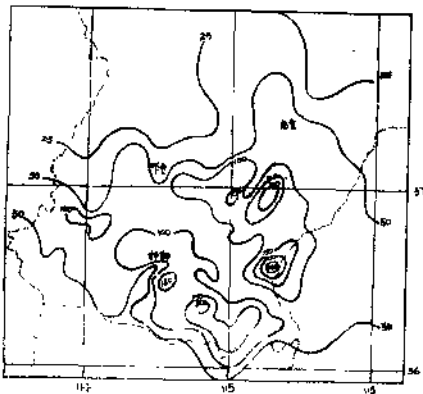


图1 1980.6.28-30日过程降水量

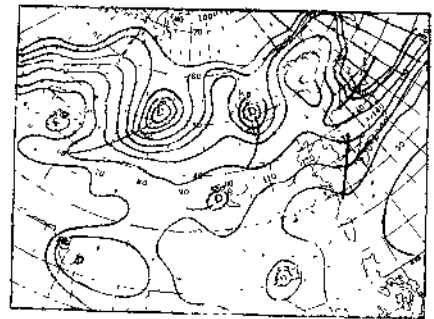


图2 1980.6.28.20:00500毫巴等压面图

卫星云图(IR)上(图略),在暴雨发生前(11:00)河北省南部恰是一个圆形的被云系包围的晴空高温区,为发展新的对流云体,在热力结构上提供了理想的场合。

PuRdom曾指出:早晨的雾和低云,对下午的对流起强烈的组织效应。因为覆盖地面滞后于地面加热的日变化,使低空产生质量的增加和水平的辐散,促使晴空区出现补偿、水平辐合及初期的和强烈的对流云发展。河北省的天气预报经验也证明这一点。即在夏季渤海的雾和层云,是河北平原产生雷暴和暴雨的前兆。

大,和历年6月下旬平均付热带高压脊线位置比较,偏北2—3个纬距。高压中心虽然缓慢东撤,但由于短波小脊东移合并,使处于我国东南沿海的暖高脊却北抬西伸。华北处于脊后的西南气流中。由于付高北抬,使华北地区的气流经向度增大,促使中低层西南气流向东北上,给华北降水造成了有利的条件。500毫巴等压面形势如图2所示。

700毫巴等压面图上,在呼和浩特、延安、华家岭一线,有一条很明显的切变线。在切变线前边增温增湿都很明显。24小时增温2—4℃,比湿一般都在12—15克/千克,符合一般暴雨统计指标,切变线后边的高压迅速加强,并出现了一8℃的24小时变温中心。

地面天气系统。在南海的北部湾有台风活动。西南低压的中心位于四川,势力不断加强,其低槽伸向河北平原。由于西南低压的发展,吸引暖湿空气源源北上。冷空气自黄土高原南下,其前锋在28日07时位于太行山、华山一带。此时,在冀南平原的暖气团内已出现强烈的雷雨。冷锋的南段移行较快,至28日08时自黄河河谷向东移动。由于冷暖空气的交集,29日上午在冀南平原再次发生阵性降水。28日20时地面天气形势及前后冷锋的移动情况,见图3。

卫星云图。由6月28日07时红外云图分析得知:在华北地区与天气系统相对应,有两片叶状云系分别位于山西的中南部和河北的中南部。在山西的是冷锋云系,色调暗淡,强度较弱,估计云顶较低。在河北中南部的云系,结构紧密,色调白而亮,纹理光滑,长约600公里,宽约350公里,正好是暖区对流降水的云系,云系的东部边缘以每小时30公里的速度向东移动,邯郸特大暴雨中心出现在该云系的中部。

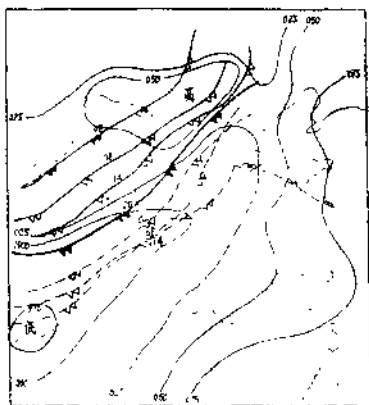


图3 1980.6.28.20:00地面天气形势及冷锋移动情况图



图4 1980年6月28日20:00红外云图

三、中尺度分析

这次暴雨过程,没有明显直接的影响系统,很难从天气形势上作出河北南部有特大暴雨的预报,通过中尺度分析,使我们对暴雨的发生和发展有了相当的了解。

这次暴雨,是由四次雨团活动所造成的(见图5)。第一个雨团是在28日17时以后从邢台地区的南边发展起来的,然后向东南方向移动,经南和、鸡泽、丘县,20时至广平、馆陶,22时以后进入山东省聊城地区,向偏东方向移动,雨团维持了10个小时以上,平均时速15—20公里。最大雨强出现在20:54—21:54,一小时雨量达108毫米。其他时间的雨量都在30毫米左右。第二个雨团28日23时出现在成安,向东南移动,29日2时经大名移

出河北。第二个雨团活动范围较小，仅维持了4个小时左右，一小时雨量最大达33毫米。第三个雨团29日2—3时出现在临漳，一小时雨量42.7毫米，受记录限制，行踪不太清楚。第四个雨团29日4时从武安发展，向东南移动，经邯郸、肥乡，8时以后在馆陶减弱，维持了4个小时。

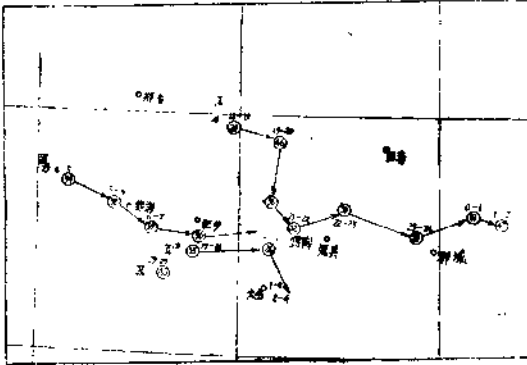


图5a 两个雨团活动路径

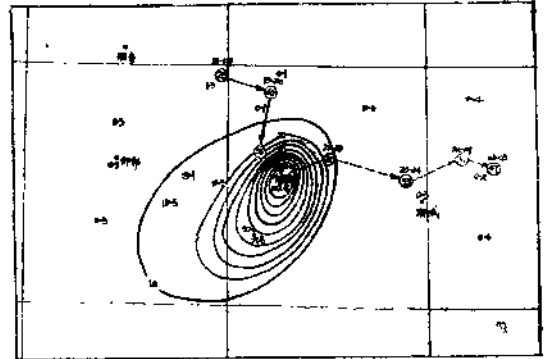
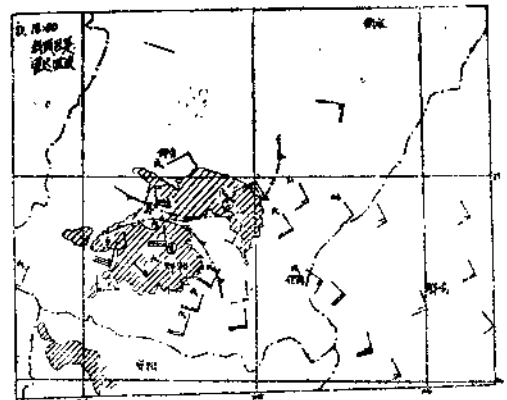
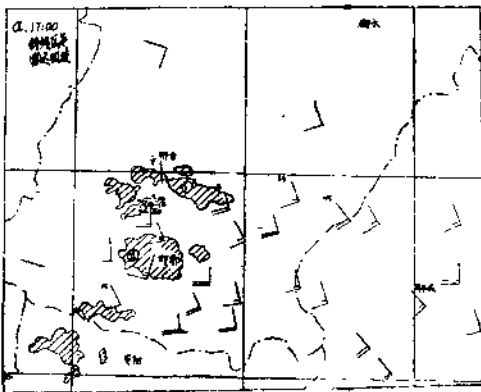


图5b 1980年6月28日21:00—22:00降水量

这四次雨团活动，最重要的是第一号雨团的活动。它来势猛烈，雨强大，短时间内天气变化急剧。邯郸、邢台地区在16时以前为少量对流性云，气温高达 35° — 37°C 。16时以后有积雨云发展，出现强雷暴和大阵雨，气温在1小时内下降了 10°C ，其前期地面主要为较强的偏东南气流，很明显Ⅰ号雨团是在暖湿气团里产生的强对流天气系统。

通过区域天气图的综合分析，使我们进一步得知：

(1) Ⅰ号雨团的发生，明显地是由两个中尺度对流系统相结合而发展起来的。17:00 (图6a)在雷达所探测到的对流云回波中，已出现两组较规则的回波带，在邢台一南和一鸡泽有一条回波带Ⅰ；邯郸—峰峰另有一条回波带Ⅱ。有零星阵雨和雷暴。地面气象要素场无异常表现，皆为偏南风。18:00 (图6b)，ⅠⅡ两个对流系统，同时发展。相向而行，明显地接近，雷阵雨范围扩大，两个雷暴外流边界明显地碰到一起。19:00—20:00 (图6c、d)，Ⅱ对流系统明显地加强了Ⅰ对流系统，使得Ⅰ对流系统发展为主要系统，至20:00雷暴高压较强，雷暴外流边界两侧气象要素差异明显，其温度梯度超过一般冷锋的一个量级。由于雷暴外流边界的明显加强和移速的减慢，促进了暖湿气流的持续抬举，



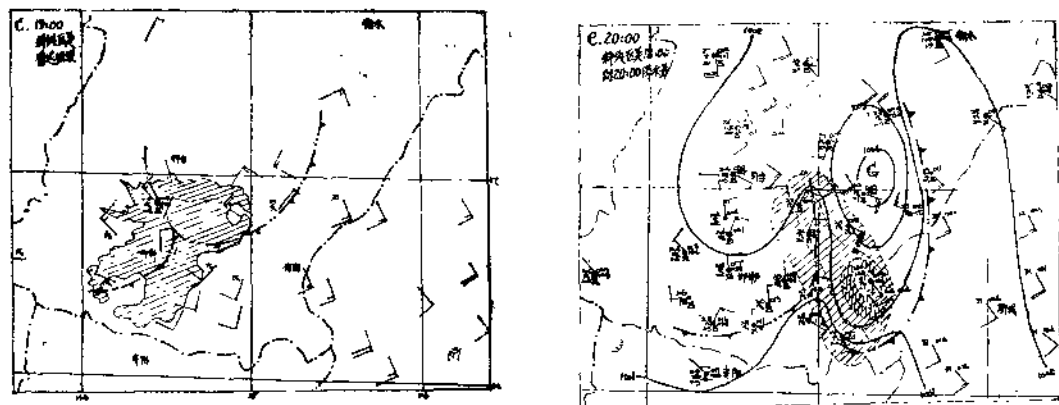


图6 1980年6月28日17:00—20:00区域天气图

增强了以后三小时的降水强度。

(2) 28日22时这一中尺度对流系统，移到山东省聊城地区后势力减弱，范围扩大，降水强度不及邯郸地区的一半（每小时为30—47毫米）。一直维持到29日02时。

四、雷达回波的分析

根据邯郸、石家庄、聊城等地雷达探测报告，这次强雷暴大阵雨是由大面积分散的对流云体发展演变而成的。由图7a可以看出，在16:00邯郸雷达站的 220° — 280° 、150公里以内的扇形区域内，为大量分散的块状回波，云体的水平直径在几公里—十几公里。云顶在11—13.6公里，垂直回波呈柱状，表明对流云体发展已经很旺盛。此时已发生雷暴，地面只有零星降水。从该时刻雷达回波的分布特征和云体的大小可以判定，这次暴雨是由暖气团内部的对流云体发展起来的，而不是北边冷锋的影响，见图7a、b。

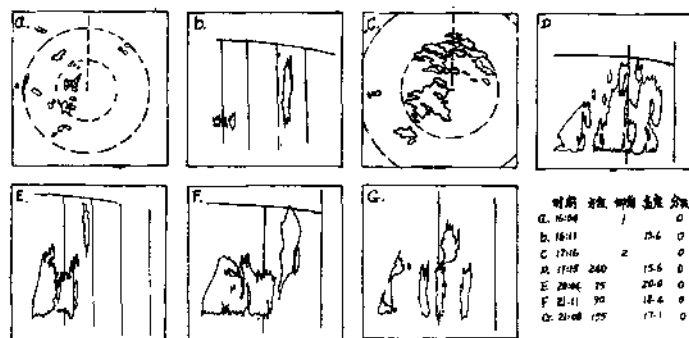


图7 1980年6月28日邯郸雷达回波

至17:16，雷达回波连成数片，有些回波长宽都在数十公里以上。在分布上明显地有两大片。一片在西南象限，向东北方向移动；一片在正北，呈西北—东南向。比较不同时间回波的变化，两片回波有明显汇合趋势，见图7c、d。当两片回波区相接后，云区明显地扩张。无论在水平范围和垂直方向上均有所发展，云顶高达20公里，超过对流层顶3公

里以上(图7E)。此时,降水的强度达到顶峰,10分钟最大降水量达30毫米。

由邯郸、聊城、石家庄三个雷达站所拼成的20:15的雷达回波图(图8),显示了雨发展成熟期的积雨云组合体的轮廓。回波东部边缘整齐,与地面的雷雨外流边界位置相一致,向东移动的速度每小时15—20公里。

从雷达的高度-距离回波来看,有一个显著特征,就是暴雨区域上空是由不同层次的对流云体所组成的(图7E、F、G),这一事实说明在暴雨区存在着不同尺度的垂直环流和不同相态云的相互连接,馈云会形成更大的“造雨”效果。

到了22时以后,较强的雷达回波排成一条线,集中在雷雨区的东南边缘,向前移动。说明在雷暴外流边界附近有新的对流单体产生,维持着这一系统的生命,直至29日02时才减弱消失。

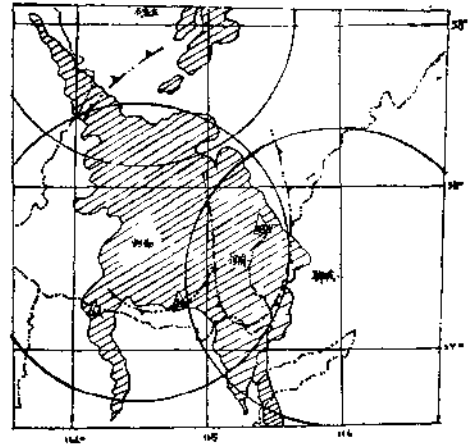


图8 1980年6月28日雷达综合图

五、馆陶单气象要素自记记录的一些特点

馆陶县是这次的暴雨中心,在17:50闻雷,18:08出现降水,21:30—21:40出现降水的最强峰,10分钟降水量30毫米,3分钟降水量10毫米。温度自记曲线在降水开始后,出现

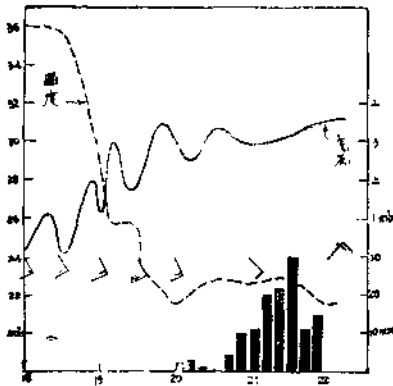


图9 馆陶温度、气压、地面风、10分钟降水量的变化,1980.6.28 18:00—22:00

三次“直线”下降过程(19:00, 19:25, 19:55),气温自19:00至20:00下降了 10°C 。气压自记曲线,在降水开始后,出现了四次不稳定上升过程(18:20 18:50, 19:10, 19:40),后三次的上升幅度都在2毫巴以上。值得注意的是出现四次不稳定上升时,均为较强的偏东南气流,比最强降水时间早两个小时,这种气压随时间连续跃升的特点,不像单一型的冷锋或飑线,是否属于重力波,值得进一步探讨,受记录的限制,无法确定它的传播方向和速度。

六、预报特大暴雨的几个线索

对这次暴雨,绝大部分台站预报得不准确。我们事后分原因,可否用如下特征,做为预报的线索呢?

(1) 不稳定能量的积蓄。从图10中可以看出,暴雨发生的前一天,6月27日850毫巴 θ_{se} 值猛烈上升达 8°C 以 $-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial Z}$ 为对流性不稳定度的判据,暴雨发生前从地面到600毫巴 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial Z} < 0$, 为对流性不稳定。以600毫巴与850毫巴 θ_{se} 差值 $-\Delta \theta_{se}^{600/850}$ 作为对流性不稳定的判据,在暴雨前对流性不稳定度迅速增加,暴雨后迅速减小。

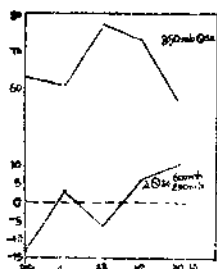


图10 邢台850mb θ_{se} 及 $\theta_{se}^{600/850}$ 的变化
况,是产生大暴雨的必要条件。

(2) 低空急流的出现。这次暴雨的触发系统与低空急流有关。28日20时邢台西南风风速达20米/秒,低空急流加强了边界层气旋性涡度,进而产生和加强了上升活动,触发边界层不稳定能量释放。

(3) 雷达回波的特征。在平面位置显示器上,分布着不同“走向”的回波有明显的汇合趋势。在距离—高度显示器上不同层次的回波比较接近。上述情况都显示着不同的对流云组合体相接近或者合并。而这种情

一九八〇年汛期边界层偏南风急流*的结构、性质与降水的关系

河北省气象科学研究所天气室 孙 旋

行星边界层包含大气质量的10%,水汽含量丰富,是反映大气特徵的各种物理量变化最显著层次。有极其重要的天气意义。

边界层内最主要的特徵是:空气运动受地表粗糙面的摩擦引起湍流涡旋运动,造成动量垂直输送。此外地形和热力学的原因使边界层内风场的变化甚为复杂。

理想边界层的风有一个指向低压一侧的分量,即实际风是气压梯度力、地转偏向力、离心力和摩擦粘滞力之间平衡的结果。在边界层内随着高度增加,摩擦粘滞力迅速减小,所以风速随着高度起初是迅速增加,以后增加变得缓慢。风向随高度顺时针旋转,到达某一高度后,粘滞力基本近于消除时,风速、随后风向达到梯度风值。这一高度称为边界层顶,距地面约1KM左右。

本文试图就河北省80年7月15日至8月15日期间京津冀暴雨试验所获测风资料,对1500M以下即边界层内的偏南风急流进行了初步探讨。

*急流系指风速在 8m/s 以上的气流带,具有一定的尺度范围,其中至少一站有个风速在 12m/s 以上,同时有明显的水平和垂直风切变。

一、边界层南风急流的垂直分布

80年7月15日、18日、20—21日、24、26—27日、8月1日及2—3日京津冀地区边界层内出现了偏南风急流。由于它们是处在暖区内，温度分布比较均匀，热成风效应相对摩擦粘滞效应量级很小，层结平均也较稳定，所以风随高度变化可以单纯理解为仅与摩擦粘滞力有关。

图1与图2分别是由以上日期资料求出的平均风速垂直分布廓线和三维示意图。

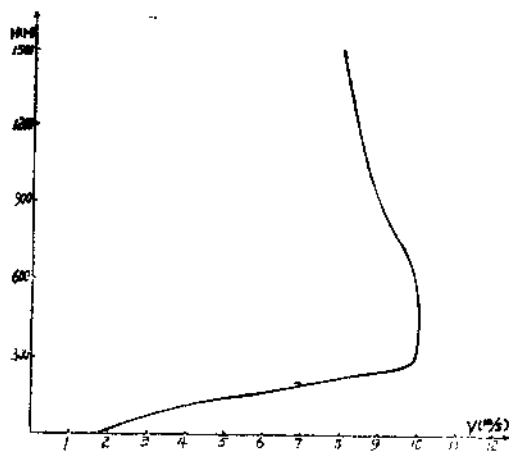


图1 80年7.15—8.15边界层偏南风的平均垂直分布

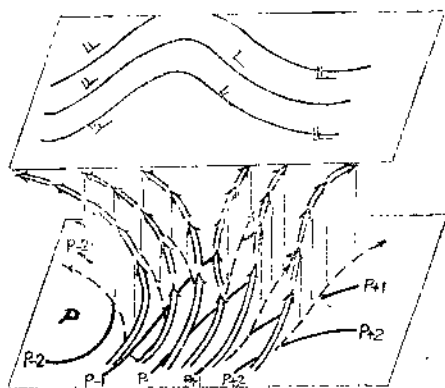


图 2

从图中可以清楚的看到，地面由于摩擦粘滞系数形成的雷诺应力影响，流线与等压线有交角，风速比地转风小，风向偏离地转风的左方，随着高度增加风速加大，以距地面300M增加最快。即地面至300M处垂直风切变最大，风向旋转也最明显。300M以上，风速基本少变。其中300—600M风速最大，600M以上风速略有减小。这比一般文献中所说最大风速出现在500—1000M间偏低。这可能与地形及大尺度天气系统的背景不同有关。风向平均在900M附近就不再顺时针旋转了。

图2中的空矢表示由于粘滞涡动引起的垂直运动情况。J·R·Holton指出在边界层内，正是由于粘滞力产生了二级环流<1>。这种二级环流也可以理解为由空气有系统的穿越等压面质量输送造成的垂直气流与辐合、辐散补偿气流所形成的环流。<2>

600M以上的风速不仅不随高度增加，反而略减小，是否和二级环流所构成的水平补偿气流有抵消气压梯度力，减小地转风的作用有关。也可能与河北省地形西部为山区，东部为平原，形成了偏南风后地形狭管作用使低层风速加大有关。

边界层是水汽含量最丰富的层次，风垂直切变300M以下最大，这对暴雨预报有着重要的意义，过去人们计算850mb以下水汽通量和散度时，往往以地面与850mb平均情况来表示，这是由于资料所限，在线性变化假设下做的工作，从上述分析看，风的垂直变化远比线性变化复杂得多，地面至850mb线性变化的假设，恰好忽略了最大风速层次的贡献。本文7例300—600M平均风速比地面加850mb平均风速大一倍。因此在暴雨分析预报中，如何考虑边界层特徵，如散度、水汽通量、垂直运动等对暴雨的作用是很有必要的。

二、南风急流的生成、性质与降水的关系

边界层急流是一种地转偏差很大的风。关于急流成因有不同的看法,根据我们分析:只有在大尺度强天气系统存在的条件下,产生足够大的地转风(梯度)时才能形成。因此边界层急流的出现不是一种孤立偶然的现象,而是和大尺度强天气系统相连系的。

80年盛汛期间出现了7次偏南风急流,尽管当时天气形势各有不同,但必须是低层有明显的低压(槽)发展,低压(槽)前气压梯度加大,或者是东部高压加强少动,西来槽接近时产生较大的气压梯度,总之要有气压梯度加大、地转风增大的条件。因此不能脱离大尺度背景来讨论边界层急流。

80年大尺度天气背景是:太平洋付高位置较常年同期偏南很多,稳定在 30°N 以南;东亚阻塞高压稳定、强盛,乌拉尔山长波槽偏西,形成了中纬度锋区明显分支,北支偏北,伸向亚州大陆北部。南支偏南,在江淮流域一带,我省处于东亚阻高之南和分支锋区的辐散气流控制下,不像常年那样经常有付高西侧的偏南气流,供应来自海洋上源源不断的水汽。致使80年出现了近40年来罕见的干旱。七月上旬至八月中旬近56天内无全省性较大范围的暴雨天气(3),仅有八场强对流性降水引起的小面积局部暴雨。最大24小时降水量为115mm。一般都在50—100mm之间。

这八场强对流暴雨天气前有5次边界层出现了南风急流,(详见表1)有三次没有南风急流出现,这三次天气是冷空气加入到较稳定的东北低涡中,产生了新的切变过境影响的。大系统很稳定,气压梯度很小,所以边界层流场很弱,没有南风急流。

对应有强对流暴雨天气的五次边界层南风急流全是产生在西来低槽冷锋前部,或是贝加尔湖低压的冷空气南下,造成低槽加强发展,低层槽前气压梯度明显加大,形成的偏南风急流。这种急流是中纬度移动性的,有别于太平洋高压西侧形成的热带持续性暖湿急流。后者在80年汛期的位置偏南,与停留在江淮流域一带的锋区结合,造成江淮流域大范围强暴雨大涝灾害。

在80年盛汛期我省总共出现的7次南风急流中,有两次没有强对流暴雨天气;7月20—21日,8月1日。其中7月20—21日是80年盛汛期最强的一次南风急流,这支急流是由我国中、西部高原发展起的一个强大暖低压,高空对应为强大的暖高压(脊),是一个典型的稳定深厚系统,我省及其上游河套地区整层 ΔT_{24} 为正值。500mb以下, $T-T_0$ 值加大。由此可见这是一种干暖的南风急流,也没有冷空气影响,因此不会有强降水天气。

8月1日的偏南风急流是出现在东北阻塞高压西南侧。阻高稳定、持续,西来低槽冷锋接近时,南风加大,因无冷空气补充,低槽冷锋减弱,南风也随之减小。8月2—3日,又有新的冷空气加入到低槽中,使低槽再度发展并东移,南风急流重新出现,随后低槽冷锋过境,产生了强对流暴雨天气。

综上所述,边界层偏南风急流就其性质及降水情况可分三种类型:

I、热带持续暖湿型(图略),常对应强而持续的大范围暴雨天气。

II、中纬度移动性型(图3), (还可以按不同路径的冷空气活动再具体分类,对应有强对流小范围暴雨天气。

III、干暖无冷空气影响型(图4):地面为热低压或热倒槽,高空为暖性高压(脊),

偏流 南出 急现	日期	7.17	7.18	7.20~21	7.24	7.26~27	8.1	8.2~3	无	无	无
强度		>12m/s 12~14m/s	8~9m/s 南片气流带 8~9m/s	<12m/s 12~19m/s	<12m/s 12~14m/s	<12m/s 12~13m/s	<12m/s 12~13m/s	<12m/s 12~15m/s	流 场 弱	同 左	同 左
暴雨 出现	日期	7.15	7.19	无	7.24~25	7.27	无	8.3	8.8	8.10~11	8.14~15
强 度		强对流天气 平原中部自 北向南有局 地暴雨 50~114	强对流天气 气沧州附 近局部地 区暴雨 50~60		强对流天气 气,唐山、 天津、邯 郸局地暴 雨	强对流天气 气石、邯、 衡一带局 地暴雨 50~100	强对流天气 气,石家庄 庄局地暴 雨 77	强对流天气 气,唐山、 邯郸及沧 州局地暴 雨 50~80	强对流天气 气,唐、沧 廊坊、保定、 衡水、沧州 局地暴雨 50~115	强对流天气 气,唐、沧 廊坊、保定、 衡水、沧州 局地暴雨 50~80	强对流天气 气,唐、沧 廊坊、保定、 衡水、沧州 局地暴雨 50~80
影响暴雨 天气及偏 南风急流 形成的天 气条件		西来低槽冷 锋、高空槽 前地面冷锋 前偏南风加 大	同左 冷空气稍 偏北	高空暖高 压、地面 热低压	西来低槽 冷空气 冷锋	同左	东亚至渤 海阻塞高 压后部	渤海弱低 压与西 来冷空气 结合	东北弱低 压有西来 冷空气加 入	同 左	同 左
500mb ΔT_{24} $\Delta(T-T_d)_{24}$ 700mb ΔT_{24} $\Delta(T-T_d)_{24}$ 850mb ΔT_{24} $\Delta(T-T_d)_{24}$		本区 + + + + +	本区 + - + + +	本区 + + + + +	本区 + + + + -	本区 + + + - +	本区 + - ○ ○ ○	本区 + + + - - ~	上游 - - - - - ~		
备 注		暴雨与南风急流出现日期相同,但暴雨较南风急流出现时间落后≥6小时									不属偏南 风急流不 作统计

一般无降水或降水不大。

以上只是对80年汛期边界层南风急流的分析。而80年对我省来讲，是一个特殊的旱年。为了更清楚的了解南风急流的性质、结构、及其与暴雨、强对流天气的关系，还需在今后进行更深入的分析。

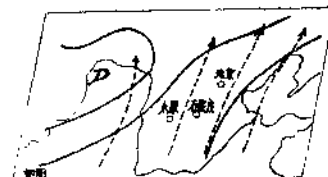
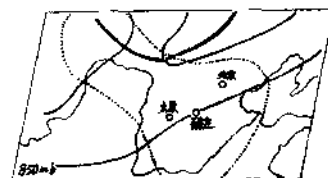
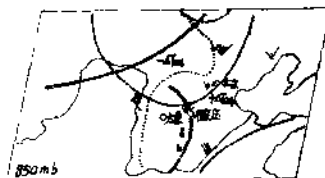
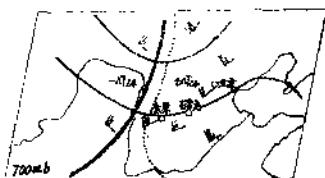
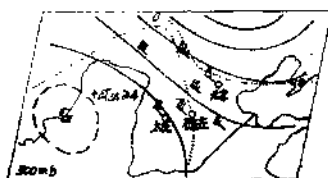
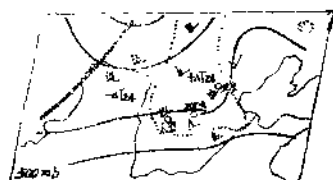


图3 1980年7月24日08时形势图

图4 1980年7月21日08时形势图

参 考 文 献

1. J·R·霍顿：动力气象学引论。科学出版社1980年
2. S.Petteaen:天气分析和预报
程纯枢译 中国人民解放军军事工程学院出版
3. 河北省1980年汛期天气气候分析。

1981.3.1完稿

1981.5.31修改稿

盛夏一次冷空气活动所引起的暴雨

赵亚民 马桂英
(河北省气象科学研究所)

前 言

1980年7月24日在河北省的保定、沧州、邯郸、唐山地区相继出现暴雨。该日雨量分布如图1所示。最大日雨量为111.6毫米(乐亭周滩), 97.4毫米(黄骅)。造成这次暴雨的主要原因, 是低层冷空气的活动。而冷空气的南下, 是由多种形式的中尺度天气系统所完成的。

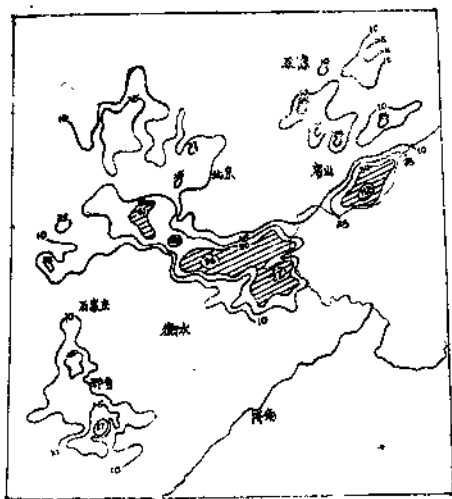


图 一

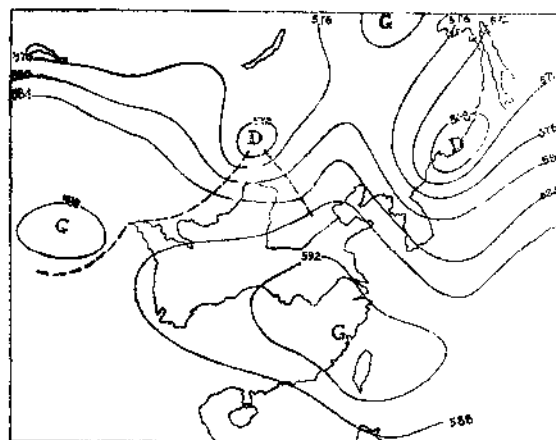


图 二

一、大尺度环流形势 与云系的演变

1980年7月下旬华北的降水量偏少且极不均匀。这是由于该时期大气环流的特点和降水性质所决定的。7月24日的天气过程, 使大旱的河北在较大范围内降落了暴雨, 是汛期一次主要的降水过程。这次降水是在东亚大气环流比较稳定的形势下, 而由一个西风带短波槽的东移, 伴随着低空冷空气的南侵所造成的。就拿7月24日08时500毫巴等压面图(见图2)来说, 付热带高压中心自福建向西移至江西, 另一付热带高压中心在青藏高原, 西风带系统在阿尔泰山高原为一个较强的高压脊, 在黑龙江流域为阻塞高压, 日本海为切断低压, 只是由于蒙古地区有一个短波槽发展, 引导一股较强的冷空气南下, 与暖湿空气相遇, 才造成一次时间短暂, 但强度较大的降水。短波槽过