

夏季华北冷锋暴雨个例分析

徐 夏 因

(中央气象台)

提 要

本文分析了1974年7月31日至8月1日华北地区的一次快速下滑冷锋暴雨过程,给出了此类冷锋的三维流场结构特征,暖区内中尺度雨带的分布及降雨团的活动特点。

冷锋暴雨是我国华北地区夏季常见的暴雨过程之一。这类冷锋暴雨区的位置,多数位于地面冷锋后高空冷槽前。但也有些冷锋暴雨出现在地面冷锋前的暖区内。本文通过对1974年7月31日至8月1日华北地区的一次冷锋暴雨分析,讨论了冷锋前降雨区的分布和中尺度降雨团的活动特点,以及产生暴雨的大尺度天气条件。

一、概 况

1974年7月31日08时(北京时,下同),在河套附近有一个短波小槽A(见图1),它与图2中经过华北的地面锋面对应。在较北的贝加尔湖东部和较南的华东沿海还分别各有一槽B和C。这样在 110° — 120° E之间,南北方向上排列着三个小槽。预报业务中,通常称之为“阶梯槽”。贝湖附近的槽B迅速地向东南方向移动,20时已和从河套附近东移的A槽在东北平原和华北平原一带合并成为一个较深的槽(见图1粗断线)。

31日上午,相应的地面冷锋后面还有一条狭长的带状降雨区。华北平原正处于锋前的暖区内,从卫星云图上看到在其上空只有高云和少量积云。午后,正值上述A、B两

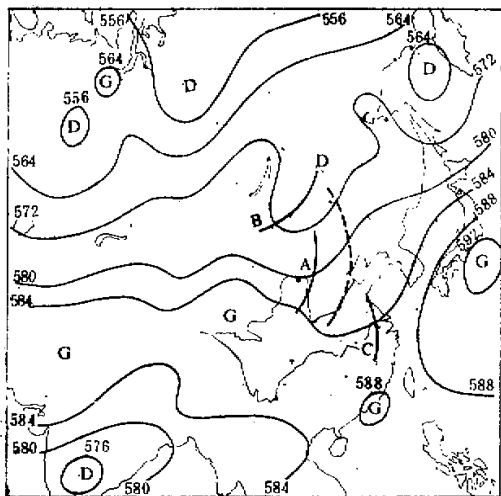


图1 1974年7月31日08时500毫巴形势图

1980年1月15日收到,5月8日收到修改稿。

槽合并之际,地面冷锋越过黄土高原进入华北平原,移速随之加快,由平均每小时移动

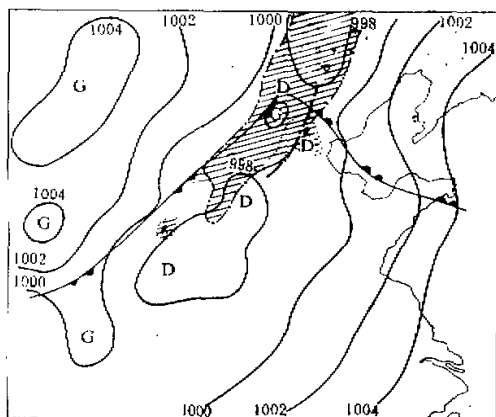


图2 1974年7月31日14时地面形势图
个锋前降水过程持续不足24小时。

30—35公里增至45公里左右。在地面冷锋前大约150至200公里的暖区内,产生一条飢线(见图2中的锁线,斜线区为地面雨区)。这条飢线于31日14时以前在北京-石家庄一线附近形成,20时以后进入渤海。锋前暖区内的对流降水在极短的时间内骤然强烈发展,一般都为雷暴降雨,而锋后的降水开始变得不甚明显。华北地区出现了大范围暴雨,局部地区出现了大暴雨。如山东滕县六小时的降雨量竟达278毫米。随着地面冷锋迅速东移,整

二、锋前降雨团的活动和雨区分布

1. 冷锋前降雨团的活动特点

分析自记雨量站的每小时降雨量图,把每小时降雨量大于5毫米的降水区称为“降雨团”,并追踪这些降雨团的活动。从7月31日至8月1日,在这条冷锋前共有十五个降雨

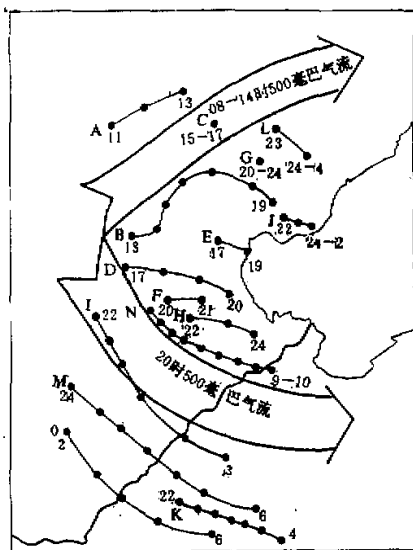


图3 冷锋前降雨团路径图

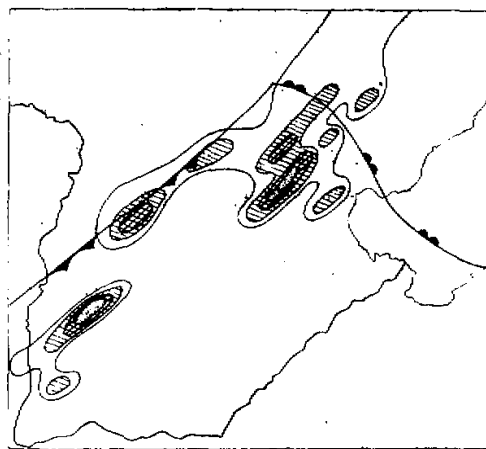


图4 1974年7月31日14—15时中尺度雨带分布

团形成, 它们的活动情形如图 3 所示(黑圆点表示降雨团中心, 数字为时间)。这些降雨团的活动有以下几个特点:

- (1) 降雨团的大小不等, 小的直径只有几十公里, 大的可有 100 多公里;
- (2) 降雨团大多形成于华北平原西部的太行山东侧迎风坡地区, 或者在河谷地区, 并且都产生在地面冷锋到达前;
- (3) 雨团的生命史长短不一, 短的只维持 2—3 个小时, 长的可达 10 个小时, 一般为 3—6 个小时;
- (4) 雨团的降水强度也不一致, 小的每小时降雨几毫米, 强的一小时能达几十毫米。例如, 北京平谷 31 日 15—16 时的降雨量达 49.8 毫米。山东西部地区的雨量更为集中, 8 月 1 日 2—3 时滕县一小时的降雨量竟达 134.8 毫米;
- (5) 雨团的移动速度不等, 移动快的每小时可达几十公里甚至近百公里, 慢的每小时仅十几公里, 有的甚至在某地停滞好几个小时。平均每小时移动 45 公里左右, 与 500 毫巴的气流速度相当;
- (6) 降雨团在 17 时前向东北方向移动, 17 时后转向东南方向。分析这一地区高空流场和北京高空风发现, 这地区 500 毫巴 14 时仍为西南气流, 20 时已转为西北气流。气流方向的转变发生在 14 时至 20 时之间。这些降雨团的移向改变与 500 毫巴气流方向的变化基本吻合。即降雨团的移向大致受 500 毫巴气流的引导。

2. 冷锋前降雨区的分布特点

分析每小时的雨量图还发现, 在地面暖区内常常有几条雨带(如图 4 所示, 图中点影区为 $\geq 25\text{mm}$, 网格区为 $10\text{--}25\text{mm}$, 斜线区为 $5\text{--}10\text{mm}$, 实线所围区为 $\geq 1\text{mm}$)。这些雨带由一个或数个雨团组成, 雨带的宽度大约是 30—50 公里, 长 100—400 公里, 雨带的间隔一段为几十公里。它们的长轴方向与地面冷锋几乎平行, 而与地面暖锋近于垂直。K. A. Browning 等^[1]和 Y. Nozumi^[2]等曾分别在英国和日本附近利用雷达和雨量记录观测到类似的结果。此外如图 4 所示, 还存在一条与地面冷锋相重合的中尺度雨带。在美国, 锢囚气旋的冷锋上也存在有此现象^[3]。

3. 冷锋前降雨总量的分布特点

冷锋前的过程降雨总量分布(见图 5, 图中网格区为 $\geq 50\text{mm}$, 斜线区为 $25\text{--}50\text{mm}$, 点影区为 $10\text{--}25\text{mm}$)显示了一个十分有趣的事实: 降雨量的分布显著地呈带状。仅仅在这南北长不到八百公里, 东西宽仅五、六百公里的范围内, 就有七条狭长的、雨量较大的中尺度降雨带。这七条雨带大体上都是西北-东南走向, 排列整齐,

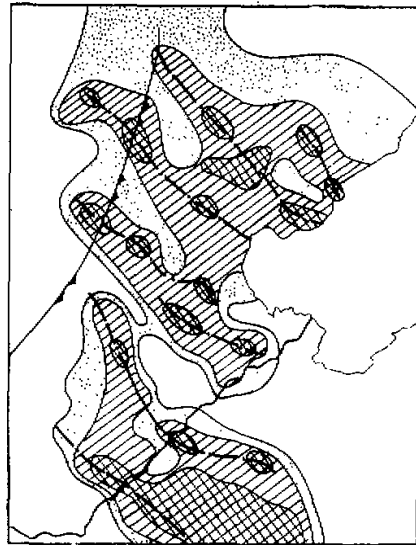


图 5 冷锋前过程降雨总量分布

并且近乎平行。每条雨带的长短不等,长的 300—400 公里,短的仅 100 多公里。雨带之间的间隔大约相距 100 公里左右,间距小的只有几十公里。这些西北-东南走向的雨带与地面冷锋似乎正交。

对照图 3 和图 5 可以发现:从华北平原西部由西北向东南方向延伸的、近乎平行的多条雨带,都在降雨团移动的路径上。

三、产生暴雨的大尺度天气条件

暴雨的产生与大尺度的环境条件有着密切的关系,下面从流场结构和位势不稳定能量释放来讨论这次暴雨形成的大尺度条件。

1. 流场分布

图 6 为 1974 年 7 月 31 日 20 时的锋面高度图(图中实线为等压线,断线为相对流线,斜线区为地面雨区)。由图可见,紧靠地面冷锋后的等压线分布十分密集,表明冷锋的坡度十分陡峭。计算指出,锋面最陡处坡度大约为 $1/40$,比常见的冷锋坡度要大得多。显见,来自西北方向的一支气流沿着锋面下滑;在锋前地面上盛行偏东南气流,这股偏东南气流来自温暖潮湿的黄、渤海海面。沿锋面的下滑气流和来自黄、渤海海面的偏东南气流在地面冷锋前沿强烈辐合,

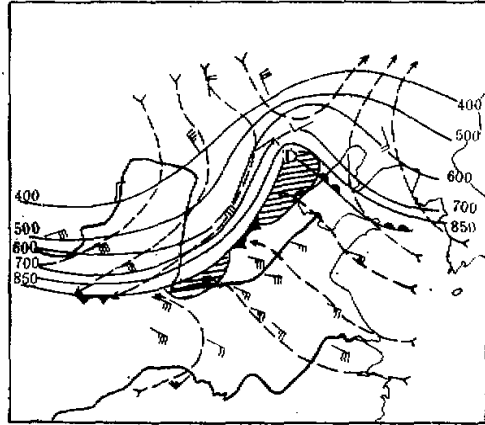


图 6 1974 年 7 月 31 日 20 时锋面高度图

暴雨区就产生在地面冷锋前的辐合区中。

2. 垂直环流

图 7 是与锋面基本正交的垂直剖面图(图中粗实线为冷锋界面,粗断线为飑线,小箭头为二维风速矢。下图为 19—20 时的一小时降雨量),给出了冷锋附近的垂直环流。图中,在地面冷锋前有一个垂直环流圈,飑线附近上空是支强上升气流,这股强上升气流把来自东南方的 θ_{se} 值较大的潮湿空气带到高空,在地面冷锋前形成伸向对流层中部的 θ_{se} 的高值舌(图略)。

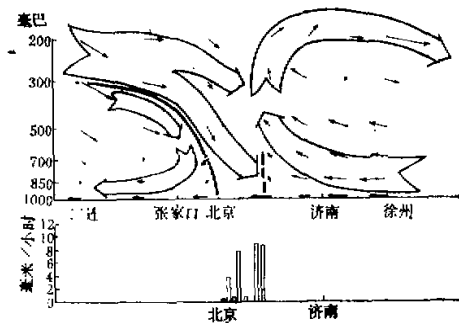


图 7 冷锋附近的垂直环流(1974 年 7 月 31 日 20 时)

在冷锋上空从 200 毫巴起沿锋面有一支下沉气流,一直下滑到对流层中下层。它和前面提到的来自东南方的气流在锋前相汇,进而加强了这支上升气流。来自 θ_{se} 值较小的西北方的下沉气流与来自暖湿海

面上的上升气流之间的温度和湿度平流差异, 对对流层中部位势不稳定层的存在作出了重要贡献。

在地面冷锋后沿锋面及其邻近地区的下沉气流, 则是解释为什么在地面冷锋后降雨微弱的原因。

图 8 示意地说明了这类冷锋暴雨的大尺度三维流场结构和中尺度降雨带的配置。

3. 位势不稳定能量的累积与释放

以 500 毫巴和 700 毫巴 θ_{se} 的差值表示位势不稳定能量。分析表明, 暴雨产生前位势不稳定能量的区域远比暴雨区大。

用 31 日 08 时和 14 时的北京探空曲线进而分析暴雨区位势不稳定的变化, 发现 31 日上午低空空气十分潮湿, 处于潮湿不稳定状态。深厚的干燥层在 512—347 毫巴之间, 782—690 毫巴间存在一个厚度为一千米左右的稳定层, 温度的递减率大约是 $0.2^{\circ}\text{C}/100$ 米。由于此稳定层的存在, 抑制了低层位势不稳定能量的释放, 对不稳定能量的累积和储存起了重要作用。

分析 7 月 31 日至 8 月 1 日的北京单站高空风时间剖面图(图略), 表明在对流层中部有一前倾结构的槽, 500 毫巴上它于 14 时至 20 时之间经过北京, 而 700 毫巴上于 20 时以后才经过北京。此槽是由概况中所提到的 A、B 二槽合并而成的。B 槽来自较北的地区, 温度和湿度较低, 高空冷空气平流扩展到槽前。当午后两槽合并成前倾槽并逼近华北平原上空时, 对流层中部开始降温, 而 850 毫巴以下的低层却仍然增温, 使得不稳定能量进一步加强。午后华北平原强烈对流不稳定天气的出现, 一方面是由于午后下垫面的增温使对流发展; 更主要的则是高空槽逼近时不稳定能量得到加强, 而槽前的强烈上升运动又使稳定层遭到破坏, 从而促使积聚的位势不稳定能量获得释放。

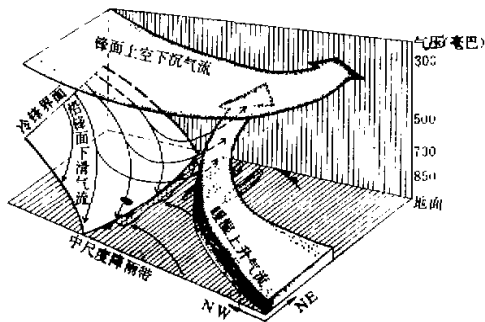


图 8 大尺度三维流场结构和中尺度雨带配置示意图

四、结 论

通过对华北地区盛夏季节这一次暴雨过程的分析, 我们认为:

1. 夏季当东亚地区出现“阶梯槽”的环流形势时, 北槽有可能加速南下, 与南面的槽合并成为前倾槽。从而使对流层中部出现明显降温, 有利不稳定层结发展, 并造成大范围上升运动, 使地面冷锋前暖区中出现强烈不稳定降水;

2. 盛夏, 在华北快速南下冷锋的前方, 存在一个垂直环流圈, 其深厚的上升气流是由来自东南海洋上的暖湿空气组成的。它和沿冷锋下滑的气流在锋前汇合, 这两支气流间的温、湿平流差异是造成强对流降水的重要原因;

3. 这类冷锋前暖区内中尺度雨带的走向和地面冷锋近乎平行; 过程降雨总量的强降雨带的走向和降雨团的移动方向却与冷锋基本垂直, 和 500 毫巴引导气流方向基本一致。

致谢: 本文曾得到陶诗言先生的指导, 张树荣同志为本文绘图, 作者在此谨表感谢。

参 考 文 献

- [1] Browning, K. A., Hardman, M. E., Harrold, T. W. and Pardoe, C. W. The structure of rainbands within a mid-latitude depression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 215—231, 1973.
- [2] Nozumi, Y. and Arakawa, H., Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 73, 487—492, 1968.
- [3] Houze, R. A., Hobbs, P. V., Biswas, K. B. and Davis, W. M., Mesoscale structure of rainfall in occluded cyclones. Sixth Conference on Weather Forecasting and Analysis, May 10—13, Albany, New York, 310—317, 1976.

ANALYSIS OF A COLD FRONT HEAVY-RAIN OVER THE NORTH CHINA IN SUMMER

Xu Xia-nan

(Central Meteorological Observatory)

Abstract

In this paper, a fast-moving cold-front heavy rain process occurred over the North China on July 31-August 1, 1974 is analysed. The structure of the cold frontal three-dimensional stream line field, distribution of meso-scale rainbands and the feature of movement of precipitation clusters within the warm sector are investigated.