

2006年8月海河流域暴雨过程的成因分析

何群英¹ 陈涛²

(1. 天津市气象台, 300074; 2. 国家气象中心)

提 要: 在当前气候日趋变暖的大背景下, 极端天气事件频发, 为了认识暴雨的形成机理, 提高海河流域暴雨的预报能力, 利用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 6 小时再分析资料和常规观测资料以及 FY-2C 卫星云图资料, 对 2006 年 8 月 25—26 日海河流域的暴雨过程, 尤其是河北东部的大暴雨进行了天气学诊断分析。分析结果表明, 暴雨是产生在前期大气对流不稳定区域里, 25 日 20 时到 26 日 02 时 6 小时雨量超过 20mm 的站点基本分布在对流层中低层湿位涡的负值区内, 低空急流为暴雨区输送大量的不稳定能量、热量以及动量, 为暴雨的产生提供了充足的能量条件和水汽条件; 流域东部的大暴雨区处在正螺旋度大值中心以西地区, 暴雨区上空有较强的旋转上升气流; 暴雨期间中低层辐合、高层辐散, 高层辐散强于中低层辐合的抽吸作用, 有利于加强低层辐合和对流上升运动, 为大暴雨的产生提供了动力条件; 对流层中高层的水汽对强降水云团的发展起了重要作用。

关键词: 流场 螺旋度 湿位涡 稳定度 水汽

Analysis of Causes of Heavy Rainfall in Haihe River Valley in August 2006

He Qunying¹ Chen Tao²

(1. Tianjin Meteorological Observatory, 300074; 2 National Meteorological Center)

Abstract: Currently, under the background of the growing climate warming, extreme weather events occur frequently. In order to understand the formation mechanism of heavy rain and to improve the forecasting ability of heavy rain in the Haihe River basin, a synoptic diagnostic analysis for the heavy rainfall process in the Haihe river valley, especially in the east of Hebei Province, is performed with NCEP 6-hourly reanalysis data with resolution $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, the routine observation data and FY-2C satellite data. The results show that the heavy rain originated in the preliminary instable atmospheric convection region, and the stations which have 6-hour precipitation of more than 20 mm from 20:00BT of August 25th to 02:00 BT

of August 26th almost located in the negative value area of the moist potential vorticity (MPV) in the low and medium layer of the troposphere. Mass of instable energy, heat and momentum were conveyed by low level jet (LLJ) to the heavy rain region, which provided sufficient energy and moisture for the formation of the rain. The heavy rain region located at the western edge of the great positive value center of helicity. In the upper air of the heavy rain region there were strong rotating updrafts, and in the period of rain, convergence in underlying bed, divergence in high-level and the suction function that the latter was stronger than the former were advantageous in strengthening the underlying bed convergence and the convective ascending movement, providing favorable dynamic condition for the formation of heavy rain. Simultaneously, the vapor in the high troposphere also played a crucial role in the development of strong precipitation cloud cluster.

Key Words: stream field helicity moist potential vorticity stability vapor

引 言

2006 年 8 月 25 日 08 时至 26 日 08 时(北京时,下同),海河流域自西向东出现了一次明显的降雨过程(图 1)。降水集中在 8 月 25 日 14 时至 26 日 02 时,有超过 20 个站出现暴雨,其中滦河水系和北三河水系的南部出现了大暴雨,降雨量为 100~140mm,河北的昌黎日雨量达 131mm,6 小时最大雨量达 96mm,位于流域东部的天津也出现了中到大雨局部暴雨甚至大暴雨,从天津自动雨量站来看,有 11 个站的雨量超过了 100mm。由于降雨强度大,使部分地区和城市出现渍涝,严重影响了交通安全和人们出行。

海河流域位于华北地区,关于华北暴雨的研究工作很多,取得了不少成果^[1-5],但针对海河流域暴雨的研究却较少。在当前气候日趋变暖的大背景下,极端天气事件频发,做好海河流域暴雨的预报和研究就尤显重要,而且海河流域暴雨也具有华北暴雨所具有的突发性和局地性以及复杂的物理机制等特点,因此预报难度较大。为了进一步认识暴雨的形成机理,提高海河流域暴雨的预报能力,本文利用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 6 小时再分析资料和实测资料以及 FY2C 卫星云图资料,

对 2006 年 8 月 25—26 日的暴雨过程进行了天气动力学诊断分析,以探讨海河流域暴雨的成因及形成物理机制,寻求有预报指示意义的物理量场。

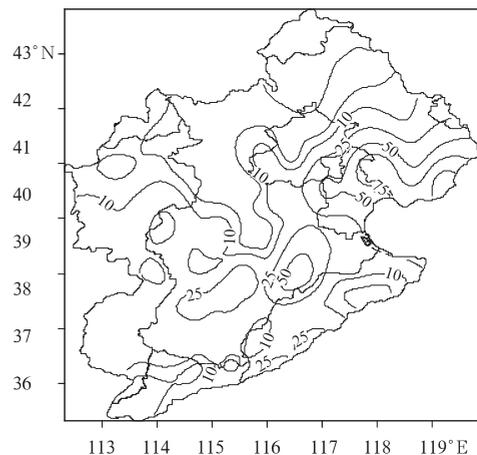


图 1 2006 年 8 月 25 日 08 时至 26 日 08 时海河流域降水量图(单位:mm)

1 大尺度环流形势演变特征和主要影响系统

这次暴雨天气过程发生在 500 hPa 形势从纬向环流向经向环流调整阶段。8 月下旬初,中高纬度为平直西风气流,副热带高压脊线在 30°N 附近,副高呈带状分布。23 日,乌拉尔山地区有高压脊发展,西伯利亚及以东

地区为宽广的低压槽,形成一槽一脊的环流形势。高空锋区在 40°N 附近,锋区上有短波槽活动,副热带高压稳定在长江流域附近,25 日 08 时位于新疆东部和河套西部的两个短波槽,在东移至河套时合并加强为一个较深的高空槽,与东部的副热带高压形成了有利于暴雨发生的东高西低形势^[6]。副高边缘及高空槽前的暖湿气流与槽后弱冷空气在华北中东部交汇,形成了海河流域的一次强降雨。26 日 08 时随着高空槽的快速东移,整个流域的降水逐渐减弱停止。暴雨发生前(24 日 08 时),在 700hPa 气层,兰州附近有低涡生成,在高空偏西气流引导下,低涡向偏东方向移动,25 日 20 时移至山西北部到河北西部附近,从低涡中心有近东西向的暖切变伸向天津,此时正是天津及河北东部出现强降雨的时段,因此 500hPa 高空槽、700hPa 的低涡和暖切变是此次暴雨的主要影响系统。

2 暴雨的物理量场特征分析

2.1 中尺度分析

采用 25 点平滑算子的尺度分离法^[7],滤去低通滤波场得到中尺度流场。滤波前 200hPa 流场上(图略),海河流域西部及上游地区为一致的偏西气流控制。25 日 08 时滤波后在河北的西北部出现一直径为 100km 左右的中尺度反气旋环流(图 2a);在低层,滤波前 850hPa 的流场,在山西到河北的中部一带有一弱的东西向切变线,滤波后此处为一中尺度涡旋(图 2b),位于 200hPa 反气旋环流的左下方。这种高层辐散、低层辐合的流场特征对强降雨的产生是十分有利的,此时降水开始。14 时,反气旋东移至河北中部到北京西部一带,形成一个带状反气旋区,此时降水在东移的过程中逐渐加强。20 时,200hPa 反气旋中心继续东移至河北的东北部,同时低层 850hPa 的气旋中心也在东移

过程中加强,海河流域的东部位于低层辐合中心的西侧附近,此刻的流场特征维持着较强的高层辐散、低层辐合,因此降水也最强。26 日 02 时,随着高层反气旋、低层气旋的减弱东移,此次降水也开始减弱并逐渐停止。由此可见,滤波后中尺度系统非常清楚,正是这一中尺度系统导致了海河流域的较强降水。

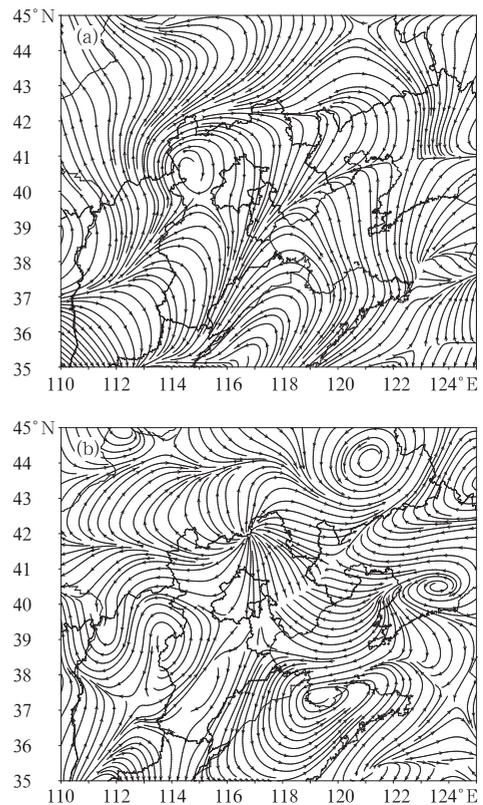


图 2 2006 年 8 月 25 日 08 时滤波后的 200hPa 流场(a),850hPa 流场(b)

2.2 动力特征分析

2.2.1 大暴雨区的螺旋度分析

螺旋度是一个描述环境风场气流沿运动方向的旋转程度和运动强弱的物理参数,它反映了大气的动力场特征,能很好地描述大气运动的性质和特点。螺旋度定义为风速与涡度点积的体积分^[8-9]

$$H = \iiint \mathbf{V} \cdot (\nabla \Delta \mathbf{V}) d\tau$$

研究表明,螺旋度对强降水的预报具有一定的指示意义。垂直螺旋度则是由垂直速度和垂直涡度所决定,它能反映出大气在垂直方向上的旋转上升和运动特征。实际诊断表明^[10],垂直螺旋度的分布与雨区配合较好。在 8 月 25 日 20 时 850hPa 的垂直螺旋度分布图上(图略),位于河北东部的大暴雨区正处在正的螺旋度大值中心的西侧附近,强度为 $1.5 \times 10^{-6} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$,可见在河北东部的大暴雨区上空存在较强的旋转上升气流,强上升运动将低层暖湿气流抬升到高层,触发了不稳定能量的释放,这为大暴雨的产生提供了动力条件。

2.2.2 大暴雨区的涡度、散度和垂直运动的分析

25 日 16 时到 26 日 02 时,在海河流域的东北部昌黎及附近的局部地区出现了 100mm 的大暴雨。穿过大暴雨区 (40°N , 118°E),作涡度、散度和垂直速度的高度-时间演变图(图 3)。从图 3a 涡度的高度-时间演变图看,暴雨前期只在 700hPa 附近有一个弱的正涡度中心,整层都为负涡度,伴随着降水的开始(25 日 20 时到 26 日 02 时) 500hPa 以下转为正涡度,并且涡度值逐渐增大,正涡度柱的高度也在增高。此时高层的负涡度中心位于 200hPa,达 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,形成了中低层正涡度、高层负涡度的有利于降水发展的典型配置,这个阶段也正是强降水处于峰值的阶段。由此可见,中低层涡度大小与降水强弱有密切的关系^[11]。散度的高度-时间剖面图(图 3b)同涡度场十分吻合,500hPa 以下辐合,高层 400hPa 以上辐散,且高层辐散明显强于中低层辐合,这种高层辐散形成的抽吸效用,有利于加强低层辐合和对流上升运动^[7]。从垂直速度的高度-时间演变图(图 3c)看,暴雨区上空上升运动发展强烈,200hPa 以下为一致的上升运动,最大中心在 500hPa 气层附近,中心值小于 $-0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动的发展不仅为水汽的垂直输送起到了重要的作用,同时辐合上升运动也触发了对流不稳定能量的释放,进而加剧了对流发展,导致降水的发生。因此这三种物理量的共同作用构成了这次强降水的动力条件。

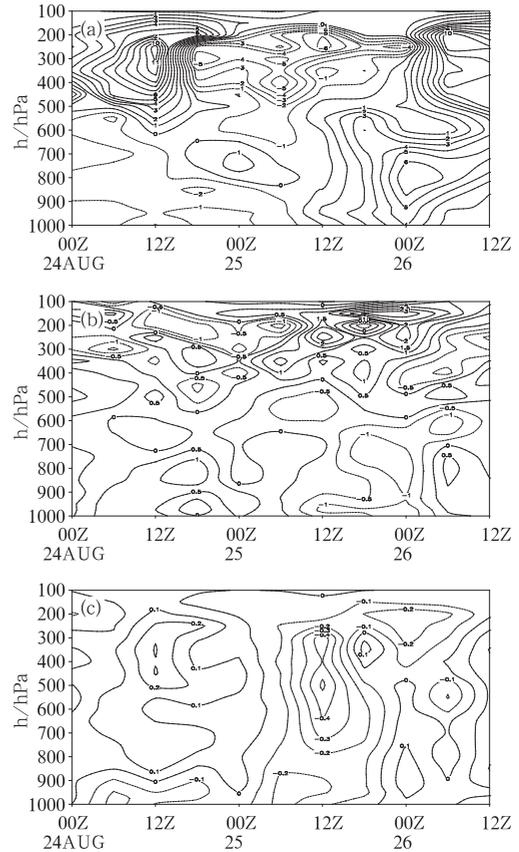


图 3 2006 年 8 月 24 日 08 时至 26 日 20 时沿大暴雨区 (40°N , 118°E) 涡度/ 10^{-5} s^{-1} (a) 和散度/ 10^{-5} s^{-1} (b) 及垂直速度/ $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (c) 的高度-时间演变图

2.3 水汽和稳定度条件分析

图 4 是暴雨前(24 日 20 时)低空 850hPa 的 θ_{sc} 及流场分布图。由图可见,在暴雨前夕,海河流域的大部地区都处在 θ_{sc} 大于 332 K 的高能区中,其北部边缘到内蒙古为 θ_{sc} 的低值区,因此,在流域的北部形成了能量锋区,同时,从 850hPa 风场看,有一支清楚的低空东南急流,自东海经江浙、山东直至河北的中部,低空急流不仅给海河流域的中东部地区带来了丰沛的水汽,同时还将东南沿海的动量、热量以及能量源源不断地向暴雨区输送,这种低层大气的能量输送使得暴雨区

在降水开始之前已处在较强的对流不稳定状态中,从物理量 θ_{sc} 随高度演变中也可清楚看到这种低层暖湿高层干冷的对流不稳定特征(图略)。同时低层能量的积聚也为暴雨的产生提供了位能向动能转化的有利条件。25日08时海河流域的西部开始出现零星降雨,雨带逐渐加强但移动缓慢,到14时强降雨带仍在山西,河北西部开始降雨,北京、天津仍处在雨前的高能区里,能量继续积聚。20时(图略)流域的中西部由于能量的消耗 K 指数明显下降,而其东部仍处在高能区内,低空急流也由原来的东南方向转为偏南方向,并在流域的东部偏北即河北的东北部、天津附近形成了风速的辐合,使得水汽持续地向北输送。图5是25日20时700hPa的风场和水汽通量散度图,从图中可清楚地看到在有

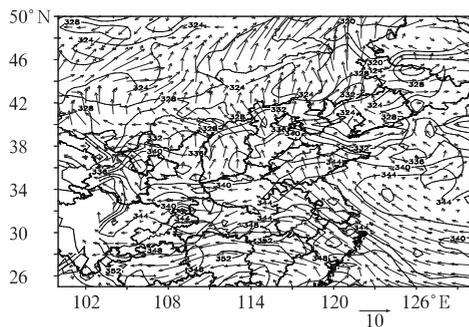


图4 2006年8月24日20时850hPa
风场和 θ_{sc} (单位:K)分布

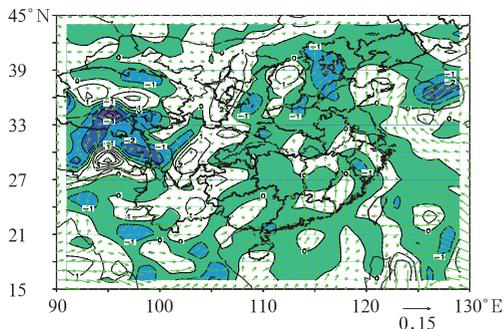


图5 2006年8月24日20时700hPa
风场和水汽通量散度分布
(单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

利的风场条件下,海河流域的大部地区都处在水汽辐合区中,辐合中心在中东部,中心值为 $-3 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在这种有利的流场条件下,25日20时到26日02时河北东北部出现了大暴雨,天津也出现了大到暴雨。26日08时受冷空气的影响能量锋区南压,低空偏南急流已东移至黄海,海河流域整个为偏北气流控制,至此降雨结束。

2.4 湿位涡分析

国内外有关位涡理论的研究认为^[12-14],位涡能更好地表征暴雨落区和强度的变化,可用对流层低层湿位涡来判断暴雨区。湿位涡是一个综合反映大气动力学和热力学性质的物理量。在 P 坐标中,湿位涡的定义为:

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}$$

其中 ζ 为垂直涡度分量, f 为柯氏参数, θ_e 是相当位温。MPV 写成分量形式

$$MPV1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (1)$$

$$MPV2 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \quad (2)$$

其中 MPV1 是湿位涡的第一分量,为垂直分量,其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量与相当位温的垂直梯度的乘积。因为绝对涡度几乎总是正值,当大气是对流不稳定时, $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$, 所以 $MPV1 < 0$; 反之, $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$, $MPV1 > 0$ 。MPV2 是湿位涡的第二分量,为等压面上的水平分量,它的数值由风的垂直切变(水平涡度)和 θ_e 的水平梯度决定。由于 MPV1 的绝对值明显比 MPV2 大, MPV1 的分布与湿位涡 MPV 的分布大致相同^[15], 负值中心的位置也基本一致。因此用 MPV1 的分布即可分析解释湿位涡与暴雨形成的关系。

这次暴雨过程发生在对流层中低层

MPV1 负值区内。24 日 20 时,在降水开始之前 12 小时,海河流域的大部分地区为 MPV1 负值区,负值中心为 $-12 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。说明此时流域大部分地区已处在大气对流不稳定状态下,且积聚的能量较多。25 日 08 时,MPV1 负值区扩展到整个流域,即整个流域处在这种对流不稳定区域,此时流域西部开始降雨。图 6 是 2006 年 8 月 25 日 20 时 850hPa 湿位涡分布以及 26 日 02 时 6 小时雨量大于 10mm 的雨量值,图中实线为 MPV1 的等值线,图中的数值为 25 日 20 时到 26 日 02 时 6 小时雨量值,这时 MPV1 的负值区域略有南压,但中心强度依然较强,中心值为 $-10 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$,强降水自西向东移至流域的东部,基本上在 MPV1 负值中心及附近。26 日 08 时,由于持续降雨使得不稳定能量得到充分释放,流域大部分地区的 MPV1 转为正值,这时大气层结为对流稳定的,降水结束。

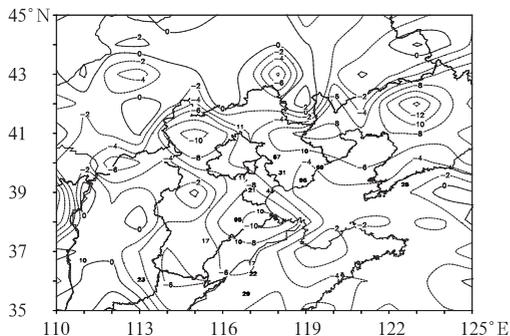


图 6 2006 年 8 月 25 日 20 时 850hPa 湿位涡分布及 26 日 02 时 $R_6 > 10\text{mm}$ 的雨量(等值线单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$,雨量单位:mm)

3 卫星云图特征分析

从 25 日 08 时到 26 日 02 时卫星云图的水汽图像(图略)的发展演变过程中,我们看到它很好地反映了在暴雨过程中对流层中高

层水汽的输送、聚集以及对暴雨的贡献。25 日 08 时,图中有三个水汽聚集的区域,其一在广东沿海的白亮区,亮度最强,来自南海的水汽;其二在浙江沿海的白亮区,亮度较强,来自于东海的水汽;其三在山西北部灰白区,亮度较弱,即降水区。14 时,水汽图上来自南海的白亮区向北移,东海的白亮区向西北偏北方向移动,降水区山西北部的灰白区向东移。20 时,来自三个不同方向的水汽带汇集共同组成一条近南北向的强水汽输送带,图 7 是 20 时的水汽云图和 400hPa 的风场合成图,从图中我们清楚地看到,海河流域的大部分地区都是处在 400hPa 槽前的西南气流中,水汽输送带正好与 400hPa 的西南气流相叠加,水汽输送带后部有明显的暗区,为槽后的干冷空气所致,此处为 400hPa 槽后的偏北气流。无论是水汽图像,还是 400hPa 的风场都表现出在海河流域的中东部有利于水汽的聚集和输送,因此,大部分地区出现了短时暴雨(6 小时雨量 $> 20\text{mm}$)。从相应时刻的红外云图(图略)上也能清楚地看到,在水汽云图最白亮的地方也正是红外云图上对流云发展最强盛的。由此我们得知,此次暴雨与来自于南海和东海的水汽输送有着密切的关系,同时对流层中高层的水汽对强降水云团的发展有着重要的作用。

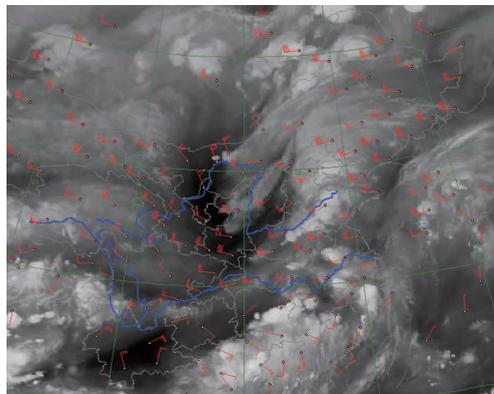


图 7 2006 年 8 月 25 日 20 时水汽云图和 400hPa 风场

4 结语

(1) 此次海河流域的暴雨过程是在欧亚中高纬度一槽一脊环流背景下产生的,中低层涡切变线是天气尺度主要影响系统,主要中尺度影响系统是中尺度低压,其在尺度分离后清晰可见。它们共同作用导致了暴雨的产生。

(2) 暴雨是产生在前期大气对流不稳定区域里,6 小时雨量超过 20mm 的站点基本分布在对流层中低层湿位涡的负值区内;低空急流为暴雨区输送大量的不稳定能量、热量以及动量,为暴雨的产生提供了充足的能量条件和水汽条件。

(3) 海河流域东部的大暴雨区处在正螺旋度大值中心的西部边缘,即暴雨区上空有较强的旋转上升气流;中低层涡度的增强和正涡度柱的增高与降水的峰值相对应;并且中低层辐合、高层辐散,且高层辐散明显强于中低层的辐合,其抽吸效用,有利于加强低层辐合和对流上升运动,为大暴雨的产生提供了动力条件。

(4) 此次暴雨与来自于南海和东海的水汽输送有着密切的关系,同时对流层中高层的水汽对强降水云团的发展有着重要的作用。

参考文献

- [1] 范俊红,郭树军,王世彬,等. 一次秋季暴雨的成因分析[J]. 气象,2005,31(9):62-65.
- [2] 王淑云,寿绍文,刘艳钗. 2003 年 10 月河北省沧州秋季暴雨成因分析[J]. 气象,2005,31(4):69-72.
- [3] 柴东红,宋晓辉,傅口珊,等. 2003 年秋季华北地区一次区域性大暴雨分析[J]. 气象,2005,31(9):57-61.
- [4] 李延香. 华北地区区域性暴雨综合预报技术[J]. 气象,1997,23(11):22-26.
- [5] 孙建华,张小玲,卫捷,等. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究[J]. 气象与环境研究,2005,10(3):492-504.
- [6] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社,2000:361.
- [7] 毛冬艳,周雨华,张芳华,等. 2005 年初夏湖南致洪大暴雨中尺度分析[J]. 气象,2006,32(3):63-70.
- [8] 谭志华,杨晓霞. “99.8”山东特大暴雨的螺旋度分析[J]. 气象,2000,26(9):7-11.
- [9] 郭荣芬,鲁亚斌,李自顺. “99.5.7”昆明大暴雨分析[J]. 气象科技,2004,32(2):90-96.
- [10] 陆惠娟,高守亭. 螺旋度及螺旋度方程的讨论[J]. 气象科技,2003,61(6):684-691.
- [11] 尹洁,叶成志,吴贤云,等. 2005 年一次持续性梅雨锋暴雨的分析[J]. 气象,2006,32(3):86-92.
- [12] 张芳华,杨克明,毛冬艳,等. 2005 年 6 月湖南大暴雨过程的天气动力学诊断分析. 气象,2006,32(3):78-85.
- [13] 赵宇,张兴强,杨晓霞. 山东春季一次罕见暴雨天气的湿位涡分析[J]. 南京气象学院学报,2004,27(6):836-843.
- [14] 王川,寿绍文. 一次青藏高原东侧大暴雨过程的诊断分析[J]. 气象,2003,29(7):7-12.
- [15] 段旭,李英. 滇中暴雨的湿位涡诊断分析[J]. 高原气象,2000,19(2):253-259.

[1] 范俊红,郭树军,王世彬,等. 一次秋季暴雨的成因