

文章编号:1673-8411 (2016) 03-0057-08

2014年河南一次晚秋暴雨成因分析

袁小超^{1, 2}, 刘莹莹³, 郑世林^{1, 2}

(1.中国气象局河南省农业气象保障与应用技术重点实验室, 郑州 450003; 2.河南省气象台 郑州 450003; 3.河南省气象局 郑州 450003)

摘要:利用常规气象观测资料和 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料,对 2014 年 10 月 19–20 日河南省一次晚秋暴雨的形成机制进行分析,结果表明:高纬冷空气沿贝湖低涡后部偏北气流南下,在河套地区形成低槽并携带冷空气东移,在河南境内与南支槽前强盛的西南急流汇合,导致了暴雨天气的出现。水汽通量势函数和辐散分量的辐合中心向暴雨区逐渐靠近,能体现水汽在暴雨区的汇聚,水汽通量的旋转分量在暴雨区气旋式环流的形成能较好地揭示降水集中发生时水汽的维持原因。在埃克曼非平衡流向埃克曼平衡流调整过程中,强迫边界层中产生较强的垂直上升运动,并在对流层中层强迫产生次级环流是此次暴雨过程发生发展的重要机制;同时,高空低空急流的耦合对 Ekman 非平衡流有一定的加强促进作用,形成 Ekman 非平衡流强迫的次级环流与高低空急流耦合产生的次级环流同位相叠加耦合的“双耦合”现象。“双耦合”现象的出现和对称不稳定能量的释放加速垂直运动发展,使上升运动从边界层一直延伸到对流层高层为雷暴的产生和暴雨的维持提供了良好的动力条件;中低层位涡异常扰动导致涡度强烈发展倾斜,可能是此次暴雨产生的重要原因。

关键词:晚秋暴雨;水汽通量;Ekman 非平衡流;次级环流

中图分类号:P458.1+21.1

文献标识码:A

Analysis of a regional rainstorm in late autumn of 2014 in Henna

Yuan Xiaochao^{1,2}, Liu Yingying³, Zheng Shilin^{1,2}

(1.CMAoHenan Key Laboratory of Agrometeorological Support and Applied Technique,Zhengzhou 450003; 2.Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003;3.Henan Meteorological Service zhengzhou, 450003)

Abstract: Based on the conventional meteorological observation data and NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ reanalysis data, the late autumn rainstorm process on October 19 to 20 of 2014 was analyzed, the results show that the high latitude cold air along northward flow in the back of the Lake Baikal Vortex moved southward to form the mid-latitude trough and move eastward with cold air, then meet with strong southwest jet, which led to the emergence of a rainstorm. The convergence centre of water vapor flux potential function and divergent component gradually close to the heavy rain area, which can reflect the convergence of water vapor in the heavy rain area. The formation of cyclonic circulation of the water vapor flux rotation component in the heavy rain area can reveal the maintenance of water vapor. During the adjustment of the Ekman non-balance flow in the boundary layer, there is a strong vertical ascending motion in boundary layer. Meanwhile, secondary circulation system at middle levels is triggered by the Ekman non-balance flow,

收稿日期:2016-05-15

基金项目:中国气象局预报员专项项目(CMAYBY2015-045)资助

作者简介:袁小超(1985-),男,河南商水人,工程师,硕士,从事短时预报和强对流天气研究,E-mail:123349818@qq.com

this could be the important physical mechanism leading to this heavy rain events. Interconnection of middle-level secondary circulation strengthened the Ekman non-balance flow that triggered double Interconnection. The positive perturbation of potential vorticity in the lower layers is one of important factors for the formation and development of the heavy rain.

Key words: late autumn heavy rain; the water vapor flux; Ekman non-balance flow; secondary circulation

0 引言

暴雨是我国的主要灾害性天气之一,且一直是气象科技工作者关注的焦点^[1-2]。陶诗言指出,中尺度天气系统是直接造成暴雨的天气系统^[3]。张芳华^[4]对一次冬季暴雨的研究表明,异常充沛的水汽输送形成了冷季暴雨所必须的水汽条件,高空急流入口区右侧的强辐散区也有利于暴雨的形成。在降水过程中锋面附近有多条中尺度雨带活动,锋生增强,在潜热释放的影响下对称不稳定开始发展,导致相应的锋生次级环流也有所发展。陈晓红^[5]对水汽通量向量的势函数和流函数分解以及水汽方程的诊断计算表明,水汽强辐合区域与强降水发生的区域相对应,降水发生区域的总体水汽收支和平均面降雨量的变化趋势相吻合,随着水汽收入的增加,降水量开始加大;中低层的水汽垂直输送与降水过程的平均面降雨量的变化具有较好的对应关系。陈鹏^[6]在埃克曼非平衡流向埃克曼平衡流调整过程中,强迫边界层中空气产生较强的垂直上升运动,且垂直运动延伸至中高层,同时激发中层的次级环流,可能是两次暴雨过程发生发展的重要物理机制。叶朗明^[7]对两次暖区暴雨的对比分析得出暖区暴雨的中尺度云团活动、雷达特征、中尺度环境条件以及触发机制存在的差异可能是造成两类暖区暴雨降水落区及量级差异的主要原因。回流型暴雨中高空小槽携带小股冷空气叠加在低层暖湿空气上形成较强的不稳定层结,200hPa 高层抽吸作用,共同触发了对流的发展;锋前型暴雨中,西南低空急流和地面辐合线共同触发作用。钟儒祥等^[8]对一次大暴雨云团特征分析表明微波湿度计亮温对暴雨比红外亮温敏感,微波亮温越低,暴雨越强,强降水的低微波亮温区层次比弱降水的厚。何草青等^[9]对一次低涡暴雨分析指出低涡附近的各物理量场分布对暴雨预报有很好的指示作用,辐合层的高度升高,最强辐散出现在 250hPa 附近,低涡的加强发展与暴雨的出现时间一致,强雨

带出现在低涡附近。刘晓梅等^[10]对广西一次暴雨分析得出副热带高压发展较强、亚洲季风槽非常活跃的背景下,由南海季风槽发展而成的深厚季风涡旋移入广西而造成,季风涡旋的垂直伸展厚度和降水强度呈正相关。苏贵睦^[11]对一次致洪暴雨分析表明,副高东撤调整,500hPa 低槽下高原后加深并出现闭合低涡,低涡附近强烈的上升运动,触发了暴雨的发生。曾小团^[12]等对几次暴雨过程的物理量综合分析得出强降水中心上空有强烈的上升运动,强降水区附近有正涡度中心;低层辐合,高层辐散明显。2014 年 10 月 19 日 20 时-20 日 20 时河南出现一次区域暴雨天气过程,此次暴雨过程降水强度大,共 43 站日降水量突破历年同期极值,且有夏季暴雨过程的短时强降水的特点并伴有雷电(据统计秋季雷电只占全年雷电的 7%,而晚秋雷电发生频次更小),在晚秋大气层结基本稳定的条件下为何会产生雷暴?究竟是什么机制造成了这次罕见的晚秋暴雨呢?利用 NECP1°×1°间隔 6h 再分析资料、地面自动站降水资料及探空资料,分别从环流背景条件、水汽输送条件及边界层埃克曼非平衡流对此次暴雨的动力触发等方面进行分析,以期得到对河南晚秋暴雨更加深刻的认识。

1 降水概况

此次晚秋暴雨过程不仅影响范围广,而且降水落区集中、降水时段集中。暴雨落区从河南南部到东部,呈西南-东北带状分布,有 18 个县(市)降水量大于 50mm,降水中心位于驻马店,最大降水量为 98mm。降水时段主要集中在 20 日 02 时到 20 日 08 时、20 日 12 时到 20 日 16 时,其中泌阳高邑站 20 日 04 时小时雨量达到 16.6mm,上蔡白圭庙 20 日 16 小时雨量为 11.6mm,商水站在 20 日 03 时小时雨量达 12.5mm,由于该过程发生在晚秋,能量条件虽不如盛夏季,但小时雨量接近短时强降水的标准(每小时雨量达 20mm),可以认为该过程具有短时

强降水的特点, 降水过程中暴雨区域大部分地区伴有雷暴发生 (雷暴发生在 20 日 08 时–14 时之间)。由于降水落区相对集中, 造成河南东部部分地区出现内涝、农田积水等现象, 给人民生活生产带来不便并导致较大经济损失。

2 环流背景与影响系统

2.1 环流背景

这次暴雨过程是在非常有利的大尺度环流背景和天气系统影响下产生的。暴雨过程前, 500hPa 图上 (图 1), 欧亚中高纬为两槽两脊型, 在贝湖东北侧有一冷性低涡, 有 -44°C 的冷中心与之配合; 新疆北部至乌拉尔山东部的高压脊呈东南–西北走向, 伴随低涡东移, 引导高纬冷空气经华北南下至黄淮区域, 为暴雨提供冷空气条件; 我国西南地区到孟加拉湾附近有一深厚南支槽, 河南处于南支槽前正涡度输送的暖湿气流控制中, 中低层有切变线配合东移发展, 为暴雨提供动力条件; 副热带高压呈东北–西南向的带状分布, 西伸至 103°E 附近, 其脊线稳定维持在 20°N , 南支槽前以及副高西北侧盛行的强盛西南暖湿气流输送至黄淮地区, 为暴雨产生提供了充沛的水汽条件。地面图上 (图略), 贝湖附近有一中心气压值为 1035hPa 的冷高压, 不断有冷空气经河套地区扩散南下影响河南东部、南部地区; 由于高空暖湿气流旺盛, 西南地区有伸向江淮地区呈西南–东北向的低压倒槽形成, 随着倒槽的进一步发展, 倒槽发展成气旋影响河南, 冷暖空气在河南交汇, 有利于降水的加强, 产生暴雨天气。

综上所述, 有利于此次晚秋暴雨产生的环流背景为, 副高强大并呈带状维持在东南沿海, 其边缘充沛的暖湿气流向河南输送; 高空低槽缓慢东移配合中低层切变线影响河南; 华北地区有冷空气南下使冷暖空气在河南交汇; 地面处在暖倒槽顶部, 受东北

到偏东气流影响; 而产生此次晚秋暴雨天气。

2.2 影响系统

此次晚秋暴雨过程的影响系统是 500hPa 高空低槽、700hPa 低涡环流、中低空切变线、高低空急流和地面倒槽。19 日 08 时–20 日 08 时 (图 2), 500hPa 上, 贝湖低涡后部西北气流不断向中纬度河套低槽和南支槽输送冷平流, 河套低槽东移, 河南处于加深的南支槽前部的强盛西南气流中。700hPa 河套低槽携带冷空气东移影响我省, 切变线从重庆经湖北伸向我省南部、东部, 切变线和低槽东侧西南低空急流逐渐加强, 700hPa 急流核从 $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增加至 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 850hPa 从 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增加至 $14\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。200hPa 高空急流位于我省西北侧, 我省处于高空急流入口区右后侧和低空急流的左侧, 这种高低空急流的配置利于动力条件和水汽条件的加强。20 日 08 时至 21 日 08 时, 南支槽进一步加深缓慢东移, 700hPa 上, 四川东部有低涡环流形成, 切变线伸至我省西南部, 由于低涡后部冷空气的补充, 低涡环流东北移至陕西南部然后东移经过我省南部继而东北上。低涡移动路径的右前侧西南急流重新建立, 并且距离高空急流轴有 2 个纬距左右; 850hPa 切变线和急流维持。地面图上, 由于前期东部、南部基础温度较高, 有一定的能量积累, 过程中又有江淮倒槽伸向我省带来的暖湿空气, 配合河套经华北南下的冷空气的抬升触发, 暴雨区大部分出现雷暴天气。

3 水汽输送特征

水汽条件是暴雨产生和维持的重要条件, 暴雨的产生必须有充沛的水汽来源。通过求取水汽通量流函数和势函数^[8], 得到它的旋转分量和辐散分量, 从而可分析此次降水过程的水汽输送特征。水汽通量流函数和势函数和分量求解公式如下:

$$\vec{Q} = k \times \Delta \varphi + (-\Delta x) = \vec{Q}_\varphi + \vec{Q}_x \quad \cdots \cdots \cdots (1)$$

$$\Delta^2 \varphi = k \Delta \times \vec{Q} \quad \cdots \cdots \cdots (2)$$

$$\vec{Q}_\varphi = k \Delta \varphi \quad \cdots \cdots \cdots (3)$$

$$\vec{Q}_x = k \Delta x \quad \cdots \cdots \cdots (4)$$

$$\vec{Q}_x = -\Delta x \quad \cdots \cdots \cdots (5)$$

其中 Q 为水汽通量, \vec{Q}_φ 和 \vec{Q}_x 分别为水汽通量的旋转分量和辐散分量, φ 和 x 分别为水汽流函数和势函数, 首先根据格点上的 q, u, v 值, 计算出 Q 及

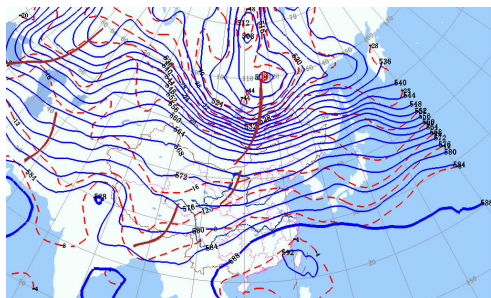


图 1 2014 年 10 月 19 日 08 时 500hPa 高度场 (黑色实线为等高线) 与温度场 (红色虚线为等温线)

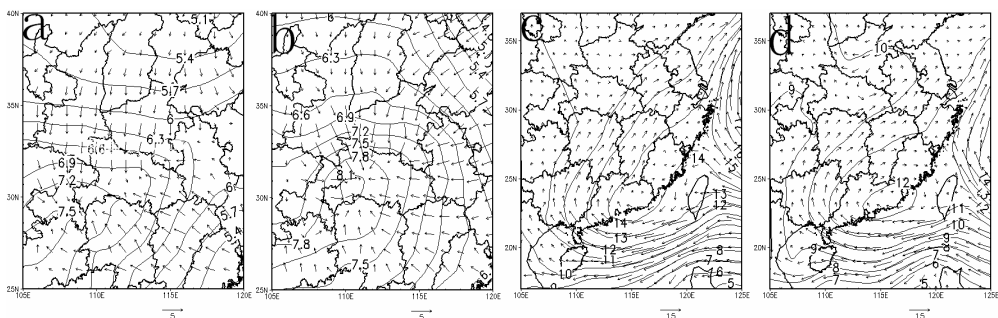


图 3 20 日 02 时(a)、20 日 14 时(b)925hPa 水汽通量势函数(等值线,单位: $106\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$)和辐散分量(矢量,单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)20 日 02 时(c)、20 日 14 时(d)925hPa 流函数(等值线,单位: $106\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$)和旋转分量(矢量,单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

达 $-5\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$, 非平衡风全风速在河南南部暴雨区也达到 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;另外在河南东部也有弱的非平衡风的辐合中心,强度较弱为 $-2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,其非平衡风全风速也小于南部的暴雨区($5\sim 7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),这可能是河南东部暴雨区的雨量小于南部的原因所在。同时,由于高空急流逐渐向暴雨区靠近(图 2),使暴雨区处在高空急流入口区右后侧和低空急流左侧的有利地位,从而加强边界层 Ekman 非平衡流,致使非平衡风辐合逐渐移向暴雨区。综上所述,暴雨区存在明显的非平衡气流辐合,而这种辐合运动背后的物理机制就是埃克曼非平衡流向埃克曼平衡流的调整适应,这与陈鹏^[6]等人的研究结果一致;同时,高低空急流耦合对 Ekman 非平衡流有促进加强作用。

4.2 扰动风场分析

图 4(d)、(e)、(f)分别给出 20 日 02 时到 20 日 14 沿 113.85°E 经暴雨中心的垂直流场(扰动风场)的经向剖面图。20 日 02 时(图 4d)在 32°N 附近边界层有辐合上升气流,并一直延伸至对流层中高层,在其北侧有 34.5°N 附近转为下沉气流,气流在边界层内受到非平衡强迫,从而产生垂直上升运动。到 20 日 08 时(图 4e)可以看出,在暴雨中心 33°N 附近上空的对流层中层产生了次级环流。这种次级环流的产生导致暴雨中心北侧的向南的分量加大,并深入到暴雨区低层强迫更大的辐合,从而产生更强的垂直上升运动;此情况维持到 20 日 14 时(图 4f),为暴雨区的垂直上升运动增强、维持提供了有利条件。

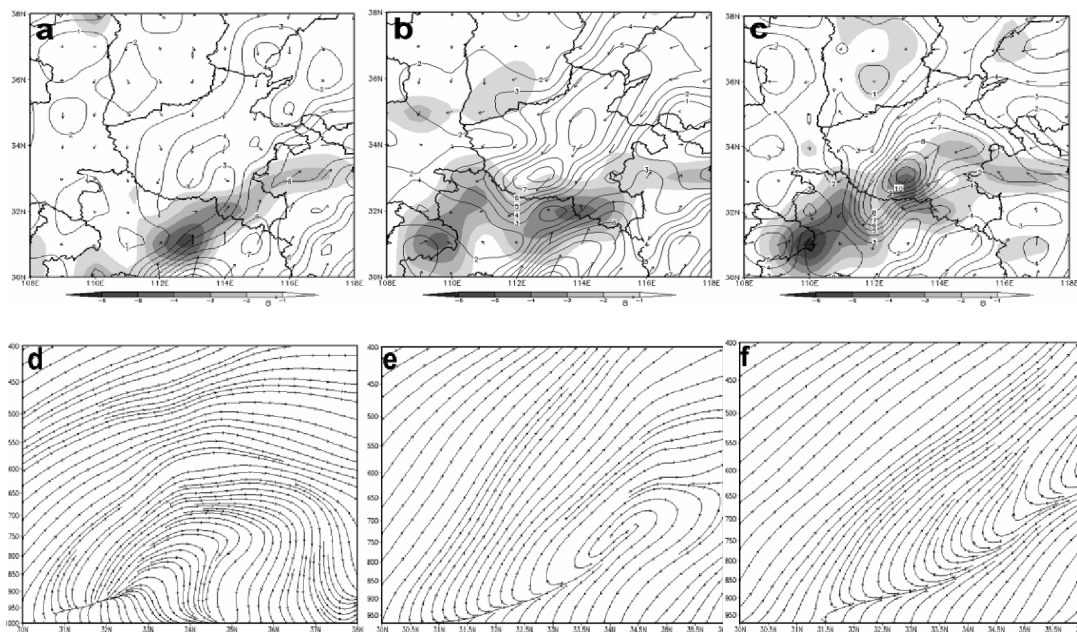


图 4 20 日 02 时(a)、20 日 08 时(b)和 20 日 14 时(c)900hPa 埃克曼非平衡流的散度(阴影,单位: 10^{-5}s^{-1})、非平衡风场(风矢量,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和非平衡风全风速大小(等值线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$);(d)、(e)、(f)为对应时刻沿 113.85°E 经暴雨中心的垂直流场(扰动风场)高度-纬度剖面图

综合分析,埃克曼非平衡流向埃克曼平衡流的调整过程中,除了强迫边界层气流产生垂直上升运动外,还激发出对流层中层的次级环流,从而更有利于上升运动的加强和维持。

5 过程物理量分析

图 5 给出了 20 日 08 时和 20 日 14 时过暴雨中心 (33°N , 113.85°E) 的 NCEP 再分析资料物理量经向或纬向剖面图。分析过暴雨中心物理量经向或纬向剖面图可知,伴随降水的开始,对流层低层开始转为北风控制并伴有冷空气从西部、北部楔入暴雨区,北风强度从 20 日 02 时的 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增强到 20 日 14 时的 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,低层冷平流较弱为 $-1\times 10^{-4}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 5a),这种弱冷空气的楔入有利于该地区冷暖空气交绥辐合并增强对暖湿空气的抬升,从而利于水汽冷却凝结;而 450hPa 高层附近也有 $-5\times 10^{-4}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强冷平流中心 (图 5b) 下滑到 600hPa 左右,这有利于

增加中高层大气层结的对流不稳定倾向。冷空气向暴雨区侵入的过程中,中低层有明显的位涡扰动,中层位涡强度达 1PVU,低层位涡扰动更为强烈,达到 1.5PVU (图 5g,h),而高空位涡扰动迅速发展加强,并向下伸展至 300hPa 上,与中低层正的位涡扰动遥相呼应,随着暴雨的加强发展高低层位涡扰动向南发展,并且高低层位涡耦合结构更加明显。可见,高、低层位涡扰动共同作用形成位涡扰动柱,导致强降雨的发生,低层正值位涡扰动的存在是暴雨发生发展的重要条件。图 5l,m 显示, 30°N 以南的 800–60hPa 存在弱的对流不稳定层结,这与来自南方的暖湿气流有关,而暴雨区所在的 33°N 以北 800hPa 到高层倾斜的红色框内为对称不稳定区域,且在降水集中时段域范围明显增大,该区域等角动量面的斜率小于等位温面,即在垂直剖面图上等位温线比等 M 线更接近垂直方向,在这种情况下位于两组线所夹锐角内的空气会加速向上位移形成斜生气流,

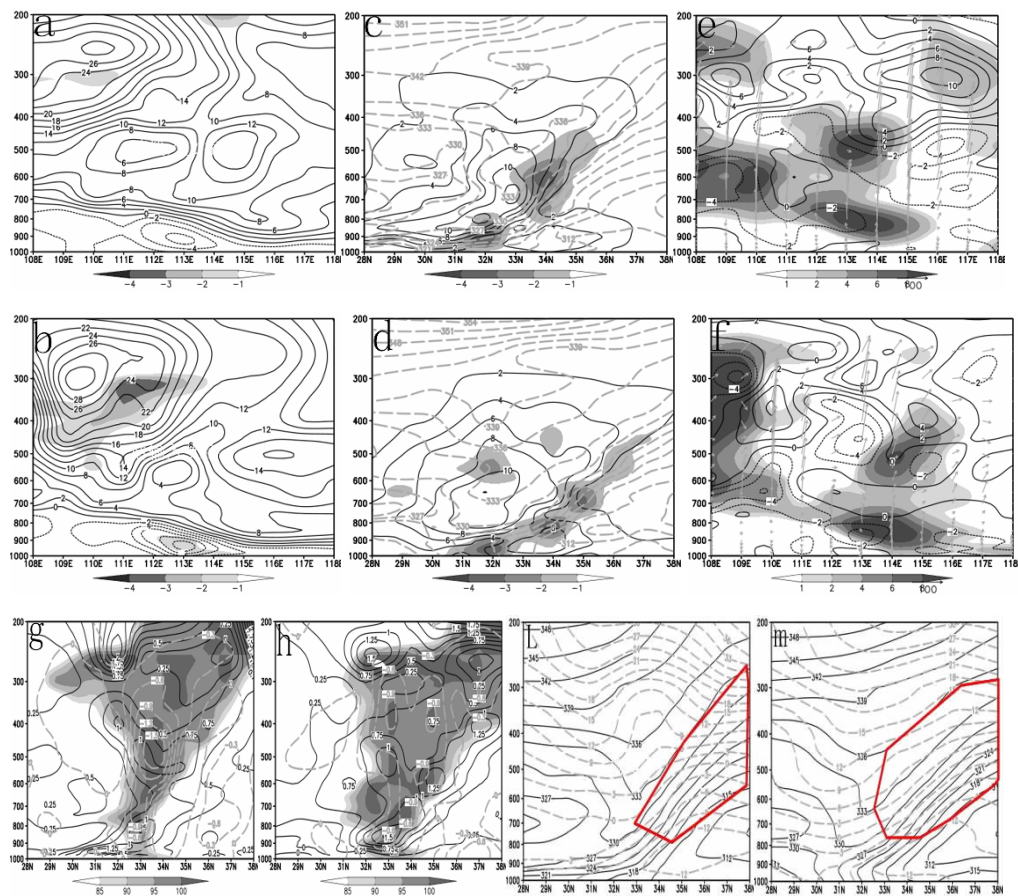


图 5 20 日 08 时(a,c,e,g,i)、20 日 14 时(b,d,f,h,m)经暴雨中心 (33°N , 113.85°E) 的 NCEP 再分析资料物理量经向或纬向剖面图 a,b:v 分量 (等值线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 和温度平流 (阴影,单位: $10^{-4}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$);c,d:假相当位温 θ_{se} (虚线,单位:K) 和水汽通量 (实线,单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$);水汽通量散度 (阴影,单位: $10^{-6}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$);e,f:涡度 (阴影,单位: 10^{-6}s^{-1})、散度 (等值线,单位: 10^{-5}s^{-1}) 和垂直风场 (箭头,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$);g,h:相对湿度 (阴影,单位:%)、垂直速度 (虚线,单位: $10^{-1}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) 和位涡 PV (实线,单位:PVU);i,m:假相当位温 θ_{se} (虚线,单位:K) 绝对地转角动量 (实线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

斜升气流穿越对称不稳定区, 引发了对称不稳定能量的释放, 导致了倾斜对流的发生, 使暴雨区上空中层的气流得到了向上的加速度, 促使上升运动发展到更高的高度 (200hPa 左右), 中心强度达到 $-1.5 \times 10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 5g, h)。随着倾斜气流的发展, 暴雨区中低层有明显的倾斜的水汽输送和辐合, 相对湿度达到 90% 以上, 同时 900hPa 和 700hPa 左右分别存在一个 $-4 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的水汽通量辐合中心, 并伴有 $8-10 \text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽通量大值区 (图 7c, d)。降水过程的动力条件显示, 负散度发展的层次较深厚, 从低层到 400hPa 均为负散度, 边界层上辐合较强, 中心值达到 $-4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 而 400hPa 以上为辐散, 强度达 $6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 这种高层辐散、中低层辐合的动力配置对降水的发生发展非常有利 (图 5e, f)。因此, 在这种高层辐散、中低层辐合的动力配置下, 配合低层冷空气向暴雨区的楔入抬升, 在边界层非平衡流的强迫下产生较强的垂直上升运动, 对称不稳定能量释放加速垂直运动发展, 并从边界层一致延伸到高层 (在高层 500hPa 附近存在一个垂直速度大值中心, 风速值达 $-1.5 \times 10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上 (图 5e~g), 同时伴随中低层位涡扰动, 涡度强烈发展倾斜, 位于 500hPa 和 800hPa 各有一个强涡度中心, 最

大涡度值为 $8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 左右, 可能是此次暴雨产生的重要原因。

6 高低空急流的作用

分析暴雨过程中高低空急流的演变图可以看出, 在 20 日 02 时 (图 6a) 高低空急流中心达到最强, 200hPa 高空急流中心强度达到 $60 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 高空急流轴逐渐向暴雨区靠近。暴雨区位于高空急流入口区的右后侧和低空急流的左前侧, 高低空急流的这种配置, 利于上升运动的加强, 并且高低空急流出现耦合, 开始在中低层激发弱的次级环流 (图 6c)。到 20 日 08 时虽然 850hPa 低空急流有所减弱, 高空急流仍然维持中心强度 $60 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 6b)。随着高空急流中心的缓慢东北移, 高低空急流之间的耦合也在增强 (图 6d), 在暴雨区北侧对流层中层的 850-600hPa 形成强的次级环流中心, 过程期间暴雨区位于一个稳定正环流的上升支中, 使上升速度得到加强。而埃克曼非平衡流场向平衡流场的调整过程中, 相同时间段内在暴雨区北侧的对流层中层 (图 4a, b) 也产生了正的次级环流, 这两种正次级环流又同位相叠加耦合, 形成 EKman 非平衡流强迫的次级环流与高低空急流耦合产生的次级环流相互耦合的

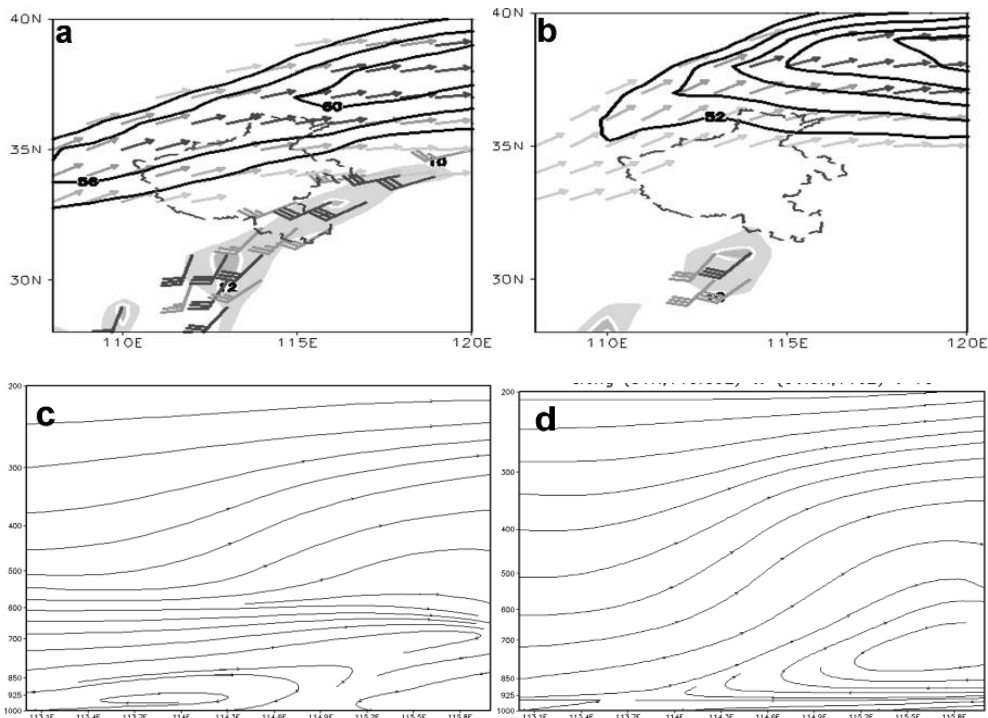


图 6 a, b 为 20 日 02 时和 20 日 08 时高低空急流配置图 (风矢量和等值线表示 200hPa 高空急流, 阴影区和风向杆表示 850 大于 $12 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 低空急流) c, d 为对应时刻沿 (31N, 113.85E) 到 (36.5N, 116E) 的水平风和垂直风流线图

“双耦合”现象,这样更加有利于上升速度的加强和维持,从而为暴雨的产生提供良好的动力条件,也为此后雷暴的产生提供了较强的抬升条件。

7 结论与讨论

利用 NECP1°×1°间隔 6h 再分析资料分析此次晚秋暴雨可以得到如下结论:

(1) 这次晚秋暴雨过程是在极其有利的天气形势和影响系统下产生的,高纬冷空气沿贝湖低涡后部偏北气流南下,在河套地区形成低槽并携带冷空气东移,在河南境内与南支槽前强盛的西南急流汇合,导致了暴雨天气的出现。

(2) 水汽通量势函数和辐散分量的辐合中心偏向于向暴雨区逐渐靠近,体现水汽在暴雨区的汇聚,水汽通量的旋转分量在暴雨区气旋式环流的形成能较好地揭示降水集中发生时水汽的维持原因。

(3) 利用 Ekman 非平衡流对此次过程分析发现,在埃克曼非平衡流向埃克曼平衡流调整过程中,强迫边界层中产生较强的垂直上升运动,并在对流层中层强迫产生次级环流是此次暴雨过程发生发展的重要机制;同时,高空低空急流的耦合对 Ekman 非平衡流有一定的加强促进作用,使暴雨区 Ekman 非平衡流辐合加强,形成 Ekman 非平衡流强迫的次级环流与高低空急流耦合产生的次级环流同位相叠加耦合的“双耦合”现象。

(4)“双耦合”现象的出现和对称不稳定能量的释放加速垂直运动发展,使上升运动从边界层一直延伸到对流层高层为雷暴的产生和暴雨的维持提供了良好的动力条件;中低层位涡异常扰动导致涡度强烈发展倾斜,可能是此次暴雨产生的重要原因。

(5)由于该过程发生在晚秋,暖湿气团势力较夏季弱,能量条件也不如夏季,但由于低层冷空气从西部、北部的楔入抬升,暴雨区上空大气层结逐渐趋向于弱稳定或中性,同时由于对称不稳定能量的释放导致了雷暴的发生。

当然,本文仅对一个晚秋暴雨个例进行初步探讨,由于资料所限,边界层上埃克曼非平衡流与降水之间的相互作用以及其与高低空急流耦合产生的流次级环流的关系还需用更多的个例分析和验证,下一步将结合高分辨率的数值模拟结果进行深入分析。

参考文献

- [1] 徐双柱, 邹立维. 一次梅雨期暴雨的中尺度数值模拟分析 [J]. 暴雨灾害, 2008, 27 (1): 17-23.
- [2] 梁军, 李英, 隋洪起, 等. 两次大连春季暴雨的环流特征和诊断分析 [J]. 高原气象, 2011, 30 (5): 1243-1254.
- [3] 陶诗言. 中国暴雨之特点. [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 25-64.
- [4] 张芳华, 陈涛, 杨舒楠, 等. 一次冬季暴雨过程中的锋生和条件对称不稳定分析 [J]. 气象, 2014, 40 (9): 1048-1057.
- [5] 陈晓红, 余金龙, 邱学兴. 2005 年 7 月 4-11 日淮河流域强降水过程的水汽收支分析 [J]. 气象, 2007, 33 (4): 47-52.
- [6] 陈鹏, 刘德, 李强, 等. 2009 年夏季四川盆地两次暴雨过程对比分析 [J]. 暴雨灾害, 2014, 33 (2): 112-120.
- [7] 叶朗明, 徐碧裕. 两次不同类型暖区暴雨的对比分析 [J]. 气象研究与应用, 2014, 35 (4): 5-10.
- [8] 钟儒祥, 曾沁, 翁俊铿, 等. “2010.5.6” 广东暴雨 FY3 卫星资料综合分析 [J]. 气象研究与应用, 2010, 31, : 10-12.
- [9] 何草青, 郭洪权, 陆鸿生, 等. 一次低涡影响造成的暴雨分析 [J]. 气象研究与应用, 2011, 32 (3): 16-18.
- [10] 刘晓梅, 陈见, 高安宁, 等. 2013 年 7 月广西一次罕见季风槽暴雨分析 [J]. 气象研究与应用, 2015, 36 (2): 54-59.
- [11] 苏贵睦, 陈向东, 陆洪波, 等. 2009 年 7 月初广西致洪暴雨过程综合分析 [J]. 气象研究与应用, 2009, 31 (1): 35-45.
- [12] 曾小团, 农孟松, 赵金彪. 广西几次不同类型天气系统造成暴雨过程的物理量分析 [J]. 气象研究与应用, 2007, 28 (5): 2-7.