

# 一次辽宁秋季暴雨天气的诊断分析

孙欣<sup>1</sup> 蔡芎宁<sup>2</sup> 黄阁<sup>1</sup>

(1. 辽宁省气象台, 沈阳 110016; 2. 国家气象中心)

**提 要:** 使用  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  NCEP 再分析资料, 对 2006 年 10 月 21—22 日深秋暴雨在天气形势分析的基础上, 进行物理量诊断。结果表明: 在有利的环境背景形势下, 高位涡从对流层高层向低层伸展并形成湿位涡柱, 引起气旋性环流与低涡环流叠加。对流层低层的湿斜压性增强, 引起低层的锋区加强及垂直涡度发展, 高空入侵干冷空气楔入底层, 低层暖湿空气强迫抬升, 使地面发展为气旋; 高低空急流耦合产生上升气流, 同时较强的补偿下沉运动激发上升运动加强, 使次级环流加强, 触发不稳定能量的释放; 低空急流和超低空急流向辽宁输送暖湿空气及能量, 对流层中低层形成湿柱并积聚高不稳定能量; 中尺度气旋、高低空急流、湿位涡柱、次级环流上升支、地面高水汽含量湿区、高假相当位温出现的时间、强度、位置和结构决定了暴雨的时间和落区。

**关键词:** 暴雨 天气形势 低空急流 物理量诊断 湿位涡 湿 Q 矢量

## Diagnosis of Autumn Rainstorm in Liaoning: A Case Study

Sun Xin<sup>1</sup> Cai Xiangning<sup>2</sup> Huang Ge<sup>1</sup>

(1. Liaoning Provincial Meteorological Observatory, Shenyang 110016; 2. National Meteorological Center)

**Abstract:** Using  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  NCEP reanalyzed data and based on the analysis of the synoptic situation of a rainstorm in late autumn, physical quantity diagnosis was carried out. The results indicate that under the advantageous environmental background situation, high potential vorticity extends from upper troposphere to low level and forms moist potential vorticity column, which causes the superposition of the cyclonic circulation and the low vortex circulation. The enhancement of moist baroclinity in the low troposphere causes the strengthening of the frontal zone in the low level and the development of vertical vorticity; the dry and cold air invaded from upper level enters into the bottom layer, and the warm and wet air in the low level is forced to lift, which causes the surface cyclone to develop. The coupling of high and low level jet produces the upward cur-

资助项目: 中国气象局气象新技术推广预报员专项灾害天气国家重点实验室开放课题(CMATG2006Y02)资助

收稿日期: 2007 年 2 月 24 日; 修定稿日期: 2007 年 7 月 24 日

rent; stronger compensation sinking movement excites the strengthening of lifting movement, which produces the secondary circulation and triggers the release of unstable energy. The low and super-low level jets transport warm and wet air and energy to Liaoning, so the moist air column is formed in the middle and low troposphere and high unstable energy is accumulated. The appearance time, intensity, position and structure of meso-scale cyclone, high and low level jets, moist potential vorticity column, the rising branch of secondary circulation, the surface wet area with high moisture content and high potential pseudo-equivalent temperature decide occurring time and falling area of rainstorm.

**Key Words:** rainstorm synoptic situation low level jet physical quantity diagnosis moist potential vorticity moist  $Q$  vector

## 引 言

阿衣夏木·尼亚孜<sup>[1]</sup>、苗爱梅<sup>[2]</sup>、施望芝<sup>[3]</sup>等人对分别暴雪、暴雨天气过程进行了天气学及多普勒雷达的诊断分析。吴国雄<sup>[4]</sup>通过对等熵面上位涡的理论研究,提出了关于空气块沿等熵面运动与其垂直涡度发展关系的“倾斜涡度发展”观点。寿绍文、王祖锋<sup>[5]</sup>等指出暴雨的发生发展与对流层高、低层湿位涡(MPV)扰动和中层的负 MPV 的增强, $Q$  矢量辐合区随高度呈倾斜状分布且辐合中心强度明显增强以及相对螺旋度的增强等过程密切相关。孙力、安刚<sup>[6]</sup>等指出东亚阻高、西太平洋副高和东北冷涡以及它们在强度和位置上的最佳配置构成了 1998 年松嫩流域持续性暴雨的大尺度环流背景。亚洲季风诸系统(南亚季风、副热带季风)的水汽输送是大范围强降水频繁出现的主要原因。孙力、廉毅<sup>[7]</sup>指出暴雨发生前,假相当位温梯度显著增强区、对流不稳定区及其倾向分布、 $Q$  矢量辐合区的存在以及水汽含量的大幅度增长为强对流天气的发生提供了良好的物理背景和环境条件;突发性暴雨以中尺度能量过程为主,大中尺度之间通过非线性相互作用造成的能量转换是

其形成的重要机制。

1951 年至今辽宁秋季出现 5 站以上的区域性暴雨仅 6 次。相对于共计 340 次多发生于夏季的区域性暴雨,秋季暴雨几率少之又少,对其物理机制和发生发展过程的研究很少。本文对 2006 年 10 月 21 日 20 时至 22 日 20 时区域性暴雨进行天气形势分析和物理量诊断,寻找暴雨的形成机制,以期对提高秋季暴雨预报水平有所帮助。

## 1 实况及环流背景形势

### 1.1 实况

2006 年 10 月 21 日 20 时至 22 日 20 时辽宁省大部分地区产生中等强度以上降水,辽宁及河北省的秦皇岛共 7 个站降水量大于 50mm,暴雨带呈东北—西南向带状在渤海湾西北岸分布,降水中心在葫芦岛市,降雨量为 68mm(见图 1);自动站资料显示主要强降水时间在 21 日 21 时至 22 日 03 时,为对流性降水,之后为稳定性降水。

### 1.2 环流背景形势

暴雨出现的前一天,在 500hPa 上欧亚高纬地区为两槽一脊形势,乌拉尔山和鄂霍次

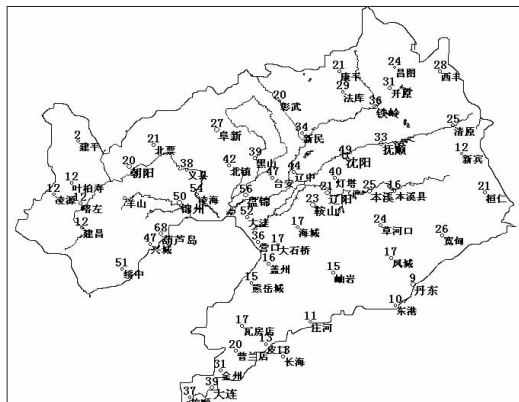


图1 2006年10月21日20时至22日20时降水实况(单位:mm)

克海地区为高空槽区,贝加尔湖地区为高压脊区。中纬度环流较为平直,槽脊活动频繁。至2006年10月21日20时由于高纬度贝加尔湖长波脊与中纬度短波脊同位相叠加,新疆北部冷空气配合弱高空槽东移发展成为低涡,辽宁位于低涡前部;同时低层850hPa上随着深厚的低涡移近,在低涡环流和黄海反气旋环流之间西南风增强到低空急流强度;对应地面上蒙古气旋东南移动,21日20时大范围的蒙古气旋东南部,低空急流顶部生成中- $\alpha$ 尺度的气旋式环流,位于中尺度气旋顶部的渤海湾地区出现对流性暴雨天气。到22日05时冷高压东南压,蒙古气旋东南下与中尺度气旋合并,之后在蒙古气旋影响下,辽河流域及辽南地区产生稳定性降水。

深厚高空低涡、中- $\alpha$ 尺度气旋的生成发展和移动是这次暴雨产生的主要影响系统,高空高压脊叠加黄海反气旋产生的辐散气流,使位于两个系统之间的深厚的高空低涡生成并加强,并为地面产生中- $\alpha$ 尺度气旋创造有利条件。

## 2 动力、热力诊断分析

### 2.1 动力分析

#### 2.1.1 高低空急流

21日08时至20时,300hPa槽前一支偏

西风风速 $\geq 40\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的高空急流带随着高空槽东南移动,并南压到太原至锦州一线,暴雨区位于急流出口处右侧的辐散区中;850hPa在低空槽前出现由山东半岛指向辽宁西部风速 $\geq 12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南低空急流,并向辽宁中部地区伸展,暴雨区位于急流中心最大风速的顶部风速辐合区中;由于动量下传的作用,925hPa风速 $\geq 12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的超低空急流直到21日20时形成,暴雨区在超低空急流轴前方左侧,地面降水带位置与超低空急流轴前方东北—西南走向的切变线基本一致,并随着切变的位置变化而变化。

从2006年10月21日08时、20时沿 $120.5^\circ\text{E}$ 风场剖面图上看(见图2,图中▲为暴雨落区,下同),21日08时 $40\sim 42^\circ\text{N}$ 上空850~700hPa西南风风速在 $12\sim 22\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,这个厚度层内垂直最大风速轴位于 $41^\circ\text{N}$ ,垂直最大风速轴北侧为风速辐合区。700hPa以上偏西风 $\geq 22\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,对流层中层到高层垂直最大风速轴从 $41^\circ\text{N}$ 向北倾斜,低层风速辐合区上空配合高空风速辐散区,风向随高度呈顺时针旋转,表明 $41^\circ\text{N}$ 以北有上升运动区,高空盛行暖平流。14时850~700hPa之间的西南风风速加大到 $18\sim 22\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,低层最大风速轴转为略向北倾斜,且 $\geq 12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风强风速区范围向南下伸到950hPa,超低空急流产生。暴雨即将开始的20时 $\geq 12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风强风速区的范围扩大、强度加强,向南扩展并下伸到1000hPa,1000hPa风速在 $40^\circ\text{N}$ 达 $14\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,同时暴雨中心上空400~700hPa风速加大,同高度上两纬度之间的风速差最大达 $6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,表明底层辐合高空辐散同时加强,此时近地面层超低空急流顶端的强辐合区与暴雨中心位置吻合。22日02时垂直急流轴整体南退,急流底部抬高到950hPa,暴雨区上

空为一致的西南风。之后偏北风不断加强,向下向南扩展到整层并逐渐转为偏北风,风向随高度逆时针旋转,高空盛行冷平流。

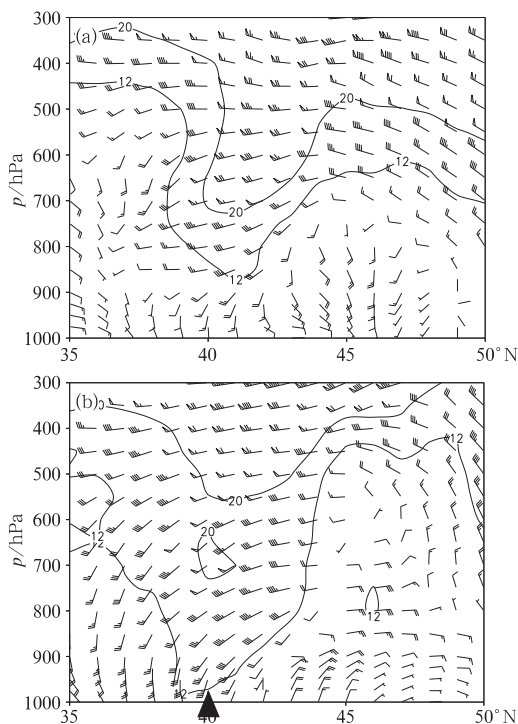


图2 2006年10月21日08时(a)、20时沿(b)沿120.5°E风场剖面图

上述说明暴雨处于超低空急流中心左前方、低空急流顶部强辐合和高空急流减弱区右侧强辐散重叠耦合区,强降水落区与超低空急流顶端的位置密切相关;暴雨发生前高低空急流的建立,构成了高层辐散低空辐合利于上升运动的空间结构,整层的暖平流、对流层中下层西南急流,将高能高湿的暖湿空气输送并储存在降水区上空。暴雨发生前6小时超低空急流生成。暴雨即将发生时高低空西南风大风速区范围、强度加大,整层大风速区厚度增加,急流延伸到近地面。超低空急流最强时,近地面辐合和高层辐散最强时,暴雨在地面强辐合区产生。携带冷空气的偏北风,从底层楔入输送暖湿空气的偏南风底

部,偏北风、冷平流占据上空,降水结束。

## 2.1.2 湿位涡分析

湿位涡(MPV)将大气中对流不稳定和湿对称斜压不稳定联系在一起,不仅反映了大气的热力和动力学特征,而且还把水汽作为影响因子考虑了进去。

$$\zeta_{MPV} = \zeta_{MPV1} + \zeta_{MPV2} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left( \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$$

其中, $\zeta_{MPV1}$ 是空气块绝对涡度的垂直分量与 $\theta_e$ 的垂直梯度的乘积,是 $\zeta_{MPV}$ 的湿正压项,表示惯性稳定性和对流稳定性的作用; $\zeta_{MPV2}$ 是风的垂直切变和湿相当位温水平梯度的乘积,是湿斜压项,表明 $\nabla_p \theta_e$ 和水平风垂直切变的贡献。北半球大气对流不稳定时有 $\zeta_{MPV1} < 0$ ,大气对流稳定时有 $\zeta_{MPV1} > 0$ ;  $\zeta_{MPV2}$ 的数值由风的垂直切变(水平涡度)和 $\theta_e$ 的水平梯度决定。在湿位涡守恒的制约下,由于 $\theta_e$ 面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增强能够导致垂直涡度的显著发展,倾斜越大,气旋涡度增长越剧烈,这种涡度增长称为倾斜性涡度增长。

### 2.1.2.1 湿位涡正压项垂直分布

Hoskins等<sup>[8]</sup>指出,高位涡区对应气旋性环流,低位涡区对应反气旋性环流。一个高层正的位涡扰动移动到对流层低层或地面的斜压区上空时,位涡扰动会向下伸展,同时也会在斜压区激发出气旋性环流,导致正的位涡扰动出现。因为从高层下伸的高位涡来自层结稳定度比对流层大好几倍的平流层,平流层空气入侵对流层中下层,对流稳定度减小,引起气团在水平方向辐合,会导致气团正涡度加强,形成大的局地位涡扰动。位涡扰动的出现将引起环流的变化,高位涡引起气旋性环流,与低涡环流叠加,进而产生冷暖平流,形成斜压锋区,最后发展为气旋。

由于锋面的分布为近东西向,过暴雨中心所作的经向剖面图可以反映冷空气的活动情况,所以沿  $120.5^{\circ}\text{E}$  做湿位涡、风场剖面图(图3),可以看到20日14时对流层高层  $46^{\circ}\text{N}$  以北有高  $\zeta_{\text{MPV1}}$  正值带向对流层底层倾斜延伸,对流层中低层  $\zeta_{\text{MPV1}}$  正值带上位于  $45.5^{\circ}\text{N}$ 、800hPa 的中心强度达 1.2PVU。950hPa 以下  $37^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$  之间有  $\zeta_{\text{MPV1}}$  负值带,对流不稳定区、暖空气仅占据暴雨区近地面层。21日08时对流层中低层的  $\zeta_{\text{MPV1}}$  正值带与对流层高层的高  $\zeta_{\text{MPV1}}$  正值断开,中心强度加强分裂为南北两个中心,正值中心之一下降到 925hPa 并加强为 2.4PVU,同时  $42^{\circ}\text{N}$  以北形成强度达 2.2PVU 的另一中心,其上部 700hPa 附近又形成  $-0.8\text{PVU}$  的另一对流不稳定区,重叠在高值  $\zeta_{\text{MPV1}}$  之上。21日20时暴

雨即将发生时南北两个中心合并加强,中心在  $42^{\circ}\text{N}$ 、850hPa,强度继续加强为 4.2PVU,该高位涡中心位于高空低涡的西南部,表明低涡处于成熟阶段,引发了地面中- $\alpha$  尺度的气旋式环流。在 800~1000hPa 层形成较强  $\zeta_{\text{MPV1}}$  正值带,形成对流层高低层到地面上下贯通的正位涡扰动柱,地面上位于暴雨落区( $40^{\circ}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$ ) 中,近地面层对流不稳定区消失,而 700hPa 层对流不稳定区的负值区范围也在缩小,强度略有削弱,22日02时  $\zeta_{\text{MPV1}}$  高值区最大中心迅速减小为 3.4PVU,  $\zeta_{\text{MPV1}}$  高值区从对流层中高层向对流层低层倾斜,虽然继续南伸,但其主体已抬离地面,700hPa 层对流不稳定区的负值区强度减弱收缩到  $40^{\circ}\text{N}$  以南,已不在高值  $\zeta_{\text{MPV1}}$  区上空。22日08时  $\zeta_{\text{MPV1}}$  高值区下层已出现负值区。

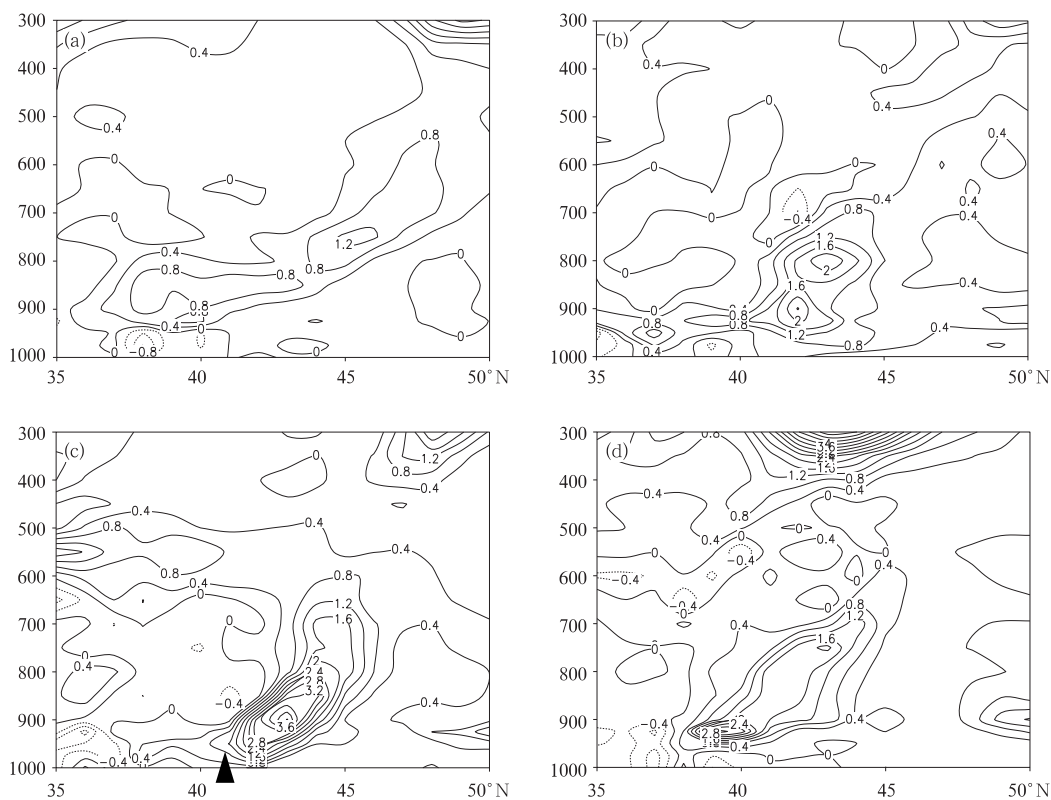


图3 2006年10月20日14时—22日08时沿  $120.5^{\circ}\text{E}$  湿位涡正项剖面图(单位:PVU)  
a. 20日14时 b. 21日08时 c. 21日20时 d. 22日08时

从暴雨中心湿位涡正压项时间剖面图上看到(图 4),暴雨发生前 800~950hPa 之间维持  $\zeta_{MPV1}$  正值,其上层一直是  $\zeta_{MPV1}$  负值,正负中心高度同时逐渐下降,暴雨发生时  $\zeta_{MPV1}$  正值接近地面, $\zeta_{MPV1}$  负值位于其正上部,暴雨发生后, $\zeta_{MPV1}$  正值中心高度逐渐上升,其上部不存在代表对流不稳定的  $\zeta_{MPV1}$  负值。

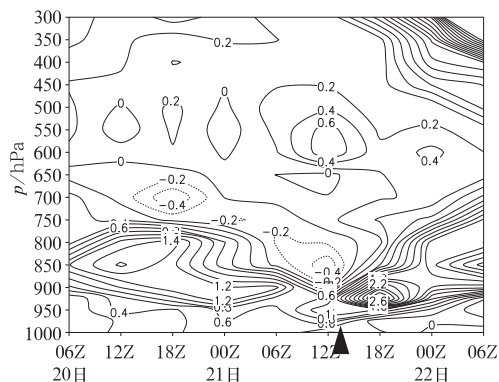


图 4 2006 年 10 月 20—22 日暴雨中心湿位涡正压项时间剖面图

可见,这种对流层中高层高纬地区冷空气入侵低涡和暴雨区,对流层中下层绝对涡度增加,引起气旋性环流,使底层涡旋发展,形成正位涡柱使地面发展为气旋,非常有利于上升运动发展,并通过降低稳定性和强迫近地面暖空气抬升,导致对流不稳定能量及潜热能的释放。而且在正位涡柱抵达地面、对流不稳定的下方产生对流性暴雨天气;当正位涡柱抬离地面,负位涡区不在其上部,即没有对流不稳定时,对流性降水趋于结束;当近地面层的正位涡被代表反气旋的负位涡取代,低层为辐散气流,自然对流性降水趋于结束。

### 2.1.2.2 湿位涡斜压项垂直分布

图 5 上  $\zeta_{MPV2}$  比  $\zeta_{MPV1}$  数值小一个量级,可见对位涡起主要作用的为正压项,但斜压项的作用也不可忽视,因为  $\zeta_{MPV2}$  表达式中风

随高度的变化和相当位温的梯度,表明正值越大则大气的斜压性越强,大气的斜压性可转化为正压位涡扰动,有利于气旋性涡度发展,从而有利于暴雨的产生。同时  $\zeta_{MPV2}$  绝对值的增大,可以反映大气斜压不稳定的增强,因为  $\zeta_{MPV2}$  的表达式中含有等相当位温的坡度项。21 日 14 时暴雨区低层北侧  $\zeta_{MPV2}$  为负值区,800~950hPa 之间暴雨区上空及其北侧为较大正值,中心为 0.04PVU,位于 (43°N,850hPa)。21 日 20 时  $\zeta_{MPV2}$  正值中心迅速加强为 0.105PVU,中心高度下降到 900hPa,形成斜压不稳定扰动柱,而在最大正值中心下层的负值中心由 -0.005PVU 同时加强到 -0.015PVU。22 日 02 时正值

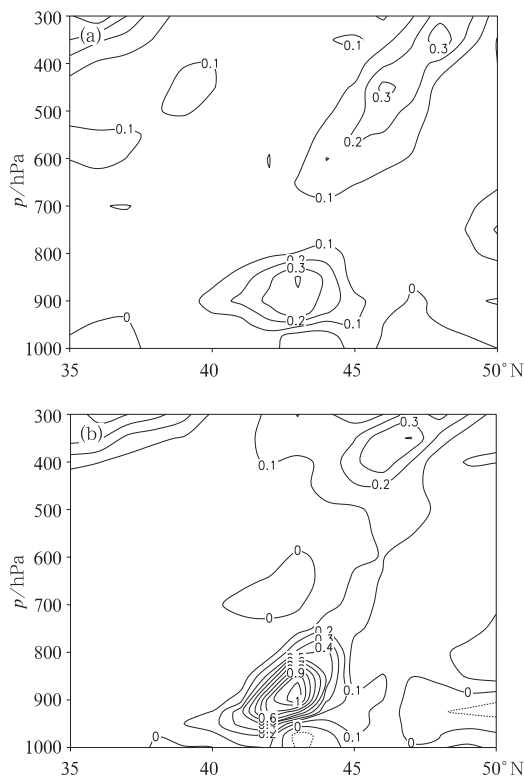


图 5 2006 年 10 月 21 日 14 时(a)、21 日 20 时(b)沿 120.5°E 湿位涡斜压项剖面图(单位:0.1PVU)



区离开地面,中心强度减弱为  $0.06\text{PVU}$ ,负值区南移范围扩大,预示暴雨区近地面暖湿空气势力减弱,干冷空气正在侵入;22日08时  $38^\circ\text{N}$  以北、 $900\text{hPa}$  以下为负值区。说明暴雨即将发生时,储存的斜压不稳定加强向近地面伸展,倾斜性涡度增长,低空急流向下延伸,暖湿气流加强并延伸到底层使垂直涡度发展,使地面气压降低激发气旋产生,有利于暴雨产生。随着干冷空气底层楔入暖湿气流离开地面,降水趋于结束。

### 2.1.3 湿 $Q$ 矢量分析

非地转湿  $Q$  矢量与次级环流的关系为:

$$Q_x^* = \frac{1}{2}(f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x})$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2}(f^2 \frac{\partial v_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y})$$

规定  $x$  方向上非地转湿  $Q$  矢量分量指向东为正,  $y$  方向上非地转湿  $Q$  矢量分量指向北为正。以  $x$  方向为例,假设  $u_a$  随高度增大,高低层非地转偏差风的切变将产生西边上升( $\omega < 0$ )东边下沉( $\omega > 0$ )的次级环流。 $x$  方向上非地转湿  $Q$  矢量分量小于零,指向西(次级环流上升支)。

图6是非地转湿  $Q$  矢量在  $x$  和  $y$  方向上的分量经暴雨区的剖面图。在  $Q$  矢量在  $x$  方向上的分量纬向剖面图上,21日14时暴雨发生前的暴雨区附近在  $600 \sim 900\text{hPa}$  之间呈正负相间排列,在  $116 \sim 119^\circ\text{E}$  之间  $Q_x^*$  为正,指向东,中心达  $5 \times 10^{-11} \text{m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ;在其东侧  $Q_x^*$  为负,指向西,中心达  $-5 \times 10^{-11} \text{m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ;即在暴雨区西侧  $600 \sim 900\text{hPa}$  之间形成非地转湿  $Q$  矢量辐合上升,上升气流在  $600\text{hPa}$  以下向西倾斜。而在  $115^\circ\text{E}$  附近始终存在一支地面到  $600\text{hPa}$  指向西的负  $Q_x^*$ ,中心达  $-10 \times 10^{-11} \text{m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,即存在一支较强的非地转湿  $Q$  矢量辐合强下沉气流,另外暴雨区以东

地区  $600 \sim 900\text{hPa}$  之间中心达  $20 \times 10^{-11} \text{m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,这个数值远大于西侧产生上升气流的  $Q_x^*$  正值(指向东),同样在该地区存在另一支强下沉气流。两支非地转下沉气流对暴雨发展至关重要,有利于形成次级环流。20时随着暴雨的临近,上升、下沉气流轴向转为上下垂直并向上延伸到  $350\text{hPa}$ ,形成了深厚的次级环流。这一现象在  $Q$  矢量在  $y$  方向上分量的经向剖面图上表现更加明显,21日14时暴雨区附近在  $500 \sim 950\text{hPa}$  也存在向南倾斜的非地转湿  $Q$  矢量辐合强上升支,21日20时上升运动向上抬升到  $500 \sim 700\text{hPa}$ ,而暴雨区南侧地面到  $700\text{hPa}$  出现了一支下沉补充运动。

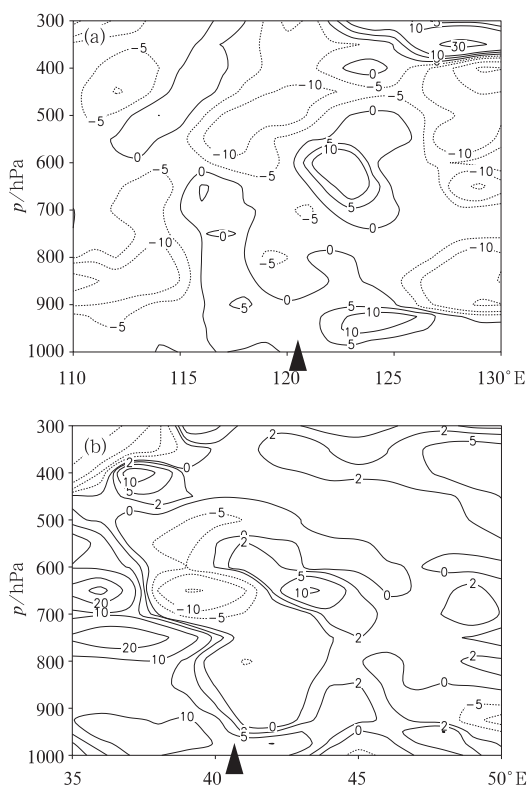


图6 2006年10月21日14时非地转湿  $Q$  矢量  $Q_x$  (a)和  $Q_y$  (b)分量经暴雨区的剖面图  
单位:  $10^{-11} \text{m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

可见  $Q$  矢量在  $x$ 、 $y$  方向上的分量指向气流的上升区,即指向系统发展区域,背向气流下沉区。考虑凝结加热作用的次级环流本身比较强,非地转湿  $Q$  矢量破坏热成风的作用,就必然激发次级环流,使大尺度大气进行调整,重新达到热力平衡。因此,非地转湿  $Q$  矢量辐合激发的次级环流有利于不稳定能量释放,促进暴雨发生发展。暴雨发生前非地转湿  $Q$  矢量辐合上升支的右侧为暴雨发生地,对暴雨预报有明确的指示意义。

因此这次暴雨过程的物理机制可理解为:在有利的高低空急流配置形势下,暴雨区上空积聚了暖湿空气及不稳定能量,近地面层为对流稳定区,700hPa 附近为对流不稳定区,高位涡空气从对流层高层向低层伸展,低层的暖湿空气在低空急流的作用下向地面伸展的同时向辽宁输送,形成湿斜压锋区,冷暖空气对峙,引起低层的锋区加强及垂直涡度发展,冷空气增强了对暖湿空气的强迫抬升作用,较强的补偿下沉运动,引发上升运动加强,产生次级环流,触发不稳定能量的释放,从而产生暴雨。

## 2.2 水汽条件分析

从比湿场的演变可以看到(图略):降水开始之前,湿舌从孟加拉湾和东海一直向东北或偏北方向挺进,降水即将开始之时,即 21 日 20 时,湿舌已经蔓延到辽宁中部以南,渤海湾到辽东半岛比湿  $\geq 0.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,22 日 02 时受偏北风的抑制,湿舌位置基本维持原地,顶端到达辽宁中部,范围稍有缩小,比湿  $\geq 0.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  的湿舌南缩到  $40^\circ\text{N}$ ,22 日 08 时干冷空气迅速南下,湿舌东移南缩速度加快,虽然辽宁仍然在湿舌中,但比湿在  $0.3 \sim 0.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  之间,湿度条件明显下降;暴雨区出现在湿舌内比湿  $\geq 0.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  的区域内,其中葫

芦岛比湿  $\geq 0.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  维持的时间最长,是本次降水的中心,湿度条件明显下降后雨强下降,直到干区占据辽宁,全省降水结束。

按暴雨发生前、中、后时间顺序,沿  $120.5^\circ\text{E}$  做纬度-高度剖面图连续的比湿变化可以看到(图 7),暴雨发生前,21 日 14 时 800hPa 以下暴雨区南部上空已存在  $\geq 0.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  的湿柱,最大比湿中心在 900hPa 为  $0.84 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,揭示了暴雨系统的湿气柱结构;暴雨即将发生时,21 日 20 时湿柱高度下降到 850hPa,北移到  $41.5^\circ\text{N}$ ,恰在暴雨中心的最大比湿中心加强到达地面为  $0.94 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,表明水汽集中到下层;暴雨发生后,湿柱迅速南落到  $39^\circ\text{N}$  以南。在暴雨发生发展过程中,暴雨区南部  $37^\circ\text{N}$  以南地区的低层始终维持较高的湿区,结合低层比湿的水平分布,表明范围宽广的西南气流和东南气流,将低层水汽向北方输送。

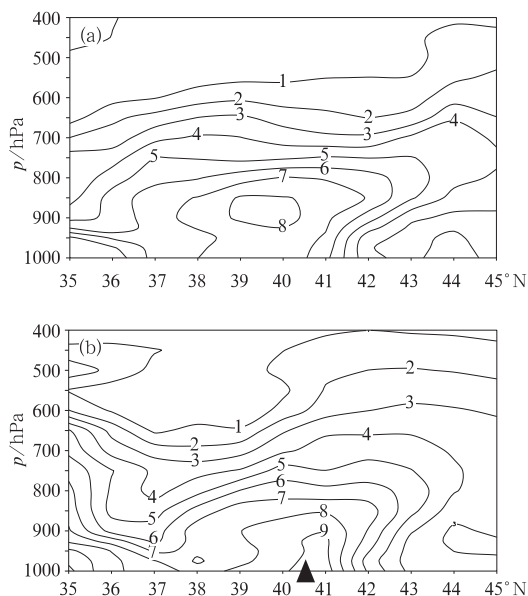


图 7 2006 年 10 月 21 日 14 时(a)21 日 20 时(b)比湿场垂直分布(单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

可见,来源于孟加拉湾,部分来源于东海、黄海的水汽,主要汇集在对流层下层使暴



雨区上空形成湿柱。暴雨发生时最大比湿中心在地面上。这个北上的饱和暖湿柱,与强锋区带来冷空气相遇后,降水强度最剧烈。而地面湿柱与暴雨出现的位置吻合较好。

## 2.3 热力及稳定度条件

### 2.3.1 大气热力分析

500hPa上,在降水之前,冷空气主体偏北,高空锋区分为两支,北支极地锋区在 $45^{\circ}\text{N}$ 以北,南支副热带锋区在 $30^{\circ}\text{N}$ 以南。随着高空槽东移南下加深为低涡,北支极锋锋区南压,21日20时低涡强度达到最强,  $-24^{\circ}\text{C}$ 冷中心在低涡中心形成,冷锋锋区加强南压到内蒙东部到河北北部。850hPa锋区在高层的东侧,可见整层锋区向后倾斜,其后部的干冷空气加强沿锋区下滑南下;同时21日08时从底层延伸到500hPa华北东部到东北地区南部为暖脊区,西南气流向北输送暖湿空气,带来的暖平流使辽宁上空从下至上整层先后升温增湿,对流层中层南下的干冷空气与低层暖湿空气形成对峙态势,21日20时低涡前部锋区上出现波动,触发中尺度气旋中冷暖锋锋生。这也可以从降水起止的变温场、风场看出(图略):变温中心以波列形式自西向东传播,降水开始时,较强的升温区配合西南暖湿气流向北输送,正变温及偏南气流到达 $45^{\circ}\text{N}$ ,强降温区配合西北或偏北气流使干冷空气向南入侵,而辽宁西部的暖切变北部偏南风配合的是负变温,可见偏北气流引导的冷空气更强且率先到达。暴雨结束时辽宁上空转为偏北气流和负变温。

这种西南气流的暖湿流场与极锋锋区入侵的冷空气汇合形成的辐合场,不仅有利于锋区加强,而且有利于冷暖平流在河北北部和辽宁西南部交绥。降水过程中,锋区有小的扰动,随着高空锋区南压,低层转为冷平

流,整层变得稳定,降水结束。暴雨是暖区切变扰动和北支锋区南压的结果,高层的冷空气和冷平流的输送,前期高温高湿能量储存在暴雨的产生起到重要作用。

### 2.3.2 大气稳定度分析

大气的温湿条件是产生中尺度对流系统造成暴雨的首要前提, $\theta_w$ 反映大气的温湿状况, $\theta_w$ 的水平分布代表了大气中能量的分布特征,其垂直分布反映了大气的对流性不稳定。

图8是沿 $120.5^{\circ}\text{E}$ 的假相当位温 $\theta_w$ 纬度-高度剖面图配合风场的垂直分布连续变化。21日14时 $39^{\circ}\text{N}$  700~900hPa为 $\geq 318\text{K}$ 的高能量区,高能中心在850hPa,两侧均为低能量中心,不稳定结构在酝酿之中。 $45^{\circ}\text{N}$ 底层为288K的低能量中心,高低能量锋区在 $42^{\circ}\text{N}$ 附近向北倾斜,高低能量锋区北侧 $43^{\circ}\text{N}$ 附近底层出现弱的上升气流。20

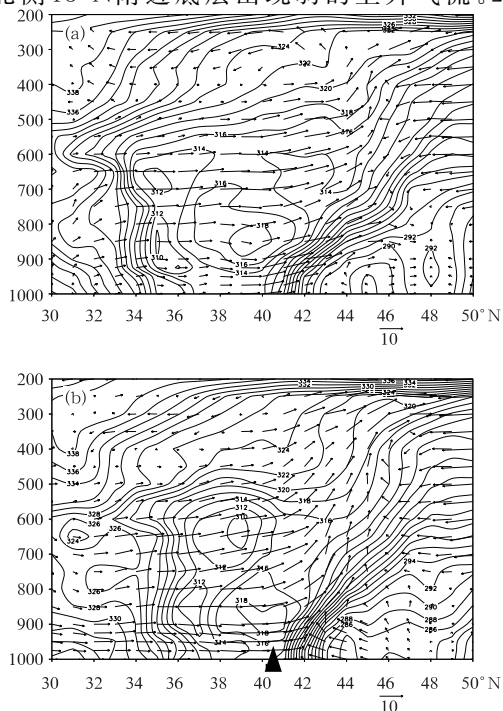


图8 2006年10月21日14时(a)21日20时(b) $\theta_w$ 场沿 $120.5^{\circ}\text{E}$ 剖面图(单位:K)

时形成了中低层对流不稳定层结,类似于平面图上的鞍型场等值线结构, $\theta_w$ 线从高层下凹,中低层向上凸起,东西两侧各有一低值舌区<sup>[9]</sup>, $\geq 316\text{K}$ 的高能量区北移到 $40.5^\circ\text{N}$ 附近,由于动量下传作用,超低空急流此时建立,使高能中心下降到 $900\text{hPa}$ ,相反低能中心强度略有加深南移到 $44^\circ\text{N}$ ,明显的能量锋区虽然位置少变但强度明显增强,相应地,风场在能量锋区上( $42^\circ\text{N}$ )底层出现强辐合区,近地面已出现垂直上升运动, $750\sim 900\text{hPa}$ 以上上升运动更加明显。22日02时鞍型场等值线结构基本破坏,高能中心南落到 $39^\circ\text{N}$ ,加强为 $320\text{K}$ ,并继续下降到地面,但范围明显减弱,强能量锋区随之移到 $41^\circ\text{N}$ ,其上的强辐合移到能量锋区的高能一侧,而上升运动已偏离倾斜的高空锋区。22日08时高能区、能量锋区消失,原来的上升运动转为下沉运动。

在 $700\text{hPa}\theta_w$ 场上,21日08时开始高能量区由河套地区向偏东方向移动,经辽宁西部地区向东北方向发展,于21日02时到达辽宁中部地区,21日08时南落到大连地区,来自南方的高能区变化与辽西、辽中、辽南强降水出现的时间、地区基本一致。

分析表明,低层高能舌的演变可以大致判断强降水出现的时间和位置。暴雨发生前,来自南方的低层高能量及能量锋区已储备,随着能量中心的加强并高度下降,能量锋区加强并同相伴随的强上升运动重叠,对流性暴雨在预示对流不稳定层结的鞍型场中间位置及能量锋区的高能区一侧产生。当能量中心强度达到最大并下降到地面,但范围明显减小,高空锋区与上升气流不重叠时对流性降水趋于结束。能量释放后,高空转为下沉气流降水结束。另外,一般夏季区域性暴雨 $\theta_w\geq 320\text{K}$ ,很明显秋季暴雨要求的 $\theta_w$ 强度

低于夏季。

### 3 小 结

(1) 高空低涡、中- $\alpha$ 尺度气旋的生成发展和移动对这次暴雨产生重要影响,高空高压脊叠加、低层反气旋及低空急流为影响系统产生、加强创造有利的条件。

(2) 暴雨出现在超低空急流中心左前方、低空急流顶部强辐合和高空急流减弱区右侧强辐散重叠耦合区,强降水落区与超低空急流前部最大风速切变区的位置密切相关;整层的暖平流、对流层中下层西南急流,将高能高湿的暖湿空气输送并储存在降水区上空。暴雨即将发生时高低空急流范围、强度加大,整层急流厚度增加,超低空急流最强,在近地面辐合、高层辐散最强时,暴雨在地面强辐合区产生。

(3) 当高位涡引起气旋性环流,与低涡环流叠加,上升运动发展,激发不稳定能量释放,而形成正位涡柱使地面发展为气旋,并在正位涡柱抵达地面的位置产生对流性暴雨天气。当正位涡柱抬离地面,底层的正位涡被代表反气旋的负位涡取代,低层为辐散气流,对流性降水趋于结束。大气的底层斜压性加强,暖湿气流加强并延伸到底层使垂直涡度发展,有利于气旋出现暴雨产生,随着干冷空气底层楔入暖湿气流离开地面,降水趋于结束。

(4) 弱的上升运动在近地面较强下沉运动作用下,强烈加强并向高空或地面延伸,形成深厚次级环流;非地转湿 $Q$ 矢量辐合激发的次级环流有利于不稳定能量释放,促进暴雨发生发展。暴雨发生前非地转湿 $Q$ 矢量辐合上升支的右侧为暴雨发生地,对暴雨预报有明确的指示意义。

(5) 暴雨是暖区切变扰动和北支锋区南压的结果,高层的冷空气和冷平流的输送,前期高温高湿能量储存为暴雨的产生起到重要作用。

(6) 汇集到辽宁的水汽主要在对流层下层并形成湿柱,来源于孟加拉湾,部分来源于东海、黄海。暴雨发生时最大比湿中心在地面上,地面湿柱与暴雨出现的位置吻合的较好。

(7) 暴雨发生前来自南方高空低层的能量及能量锋区已储备,随着能量中心的加强并高度下降到底层,能量锋区加强并同相伴随的强上升运动重叠,对流性暴雨在预示对流不稳定层结的鞍型场中间位置及能量锋区的高能区一侧产生。当能量中心强度达到最大并下降到地面,但范围明显减小,高空锋区与上升气流不重叠时对流性降水趋于结束。能量释放后,高空转为下沉气流,全部降水结束。

## 参考文献

- [1] 阿衣夏木·尼亚孜,孔期,杨贵名,等. 2005年11月哈密暴雪天气过程的诊断分析[J]. 气象, 2007, 33(6): 67-74.
- [2] 苗爱梅,安伟,刘月丽,等. 春季一次暴雪过程的多普勒雷达动力学诊断[J]. 气象, 2007, 33(2): 57-61.
- [3] 施望芝,祁东平,王丽,等. 一次暴雨空报的诊断分析[J]. 应用气象学报, 2007, 24(5): 56-61.
- [4] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁,等. 湿位涡和倾斜位涡发展[J]. 气象学报, 1995, 54(4): 387-404.
- [5] 寿绍文,王祖锋. 1991年7月上旬贵州地区暴雨过程物理机制的诊断研究. 气象科学, 1998, 18(3): 231-238.
- [6] 孙力,廉毅. 东北地区一次突发性暴雨分析. 高原气象, 1995, 14(4): 103-111.
- [7] 孙力,安刚,高枫亭,等. 1998年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析. 应用气象学报, 2002, 13(2): 156-162.
- [8] Hoskins B J, McIntyre M E and Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps[J]. J. Quart. J. Roy Meteor. Soc, 1985, 111: 877-946.
- [9] 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[J]. 气象, 2006, 32(3): 78-85.
- [1] 阿衣夏木·尼亚孜,孔期,杨贵名,等. 2005年11月