

宋清芝, 孙景兰, 吕晓娜. 河南省一次暴雪伴雷电天气的形成机理[J]. 气象, 2011, 37(5): 583-589.

河南省一次暴雪伴雷电天气的形成机理

宋清芝¹ 孙景兰² 吕晓娜¹

1 河南省气象台, 郑州 450003

2 河南省气象局, 郑州 450003

提 要: 为探讨河南冬季暴雪伴雷电天气的成因, 利用常规观测资料、雷达资料和 NCEP 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的每 6 小时分析资料, 分析此过程的天气形势特点、高低空急流的作用、雷达回波结构特征及反映动力、热力和水汽条件的相关物理量场的特征。结果发现, 强降雪伴雷电现象发生时, 逆温层的高度达到 600 hPa 以上; 对流不稳定区出现在对流层中层, 有利于上升运动向高层发展, 促使云体高度的增高、雷电的产生; 强降雪伴雷电现象发生在高低空急流的强盛时段, 第一次雷电现象发生时, 其中尺度不稳定中心在 800 hPa 附近; 第二次雷电现象发生时, 其中尺度不稳定中心在 700~650 hPa 之间; 强降雪出现在高能舌的前部和锋区南侧的对流不稳定的叠加区; 源源不断的水汽输送、两路强冷空气在低层聚集和对峙、强的对称性不稳定是暴雪维持的条件。

关键词: 强降雪伴雷电现象, 雷达风廓线, 强冷空气, 逆温层, 中尺度不稳定, 对称不稳定

Formation Mechanism of a Case of Snowstorm with Lightning in Henan

SONG Qingzhi¹ SUN Jinglan² LV Xiaona¹

1 Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003

2 Henan Meteorological Service, Zhengzhou 450003

Abstract: To explore the causes for snowstorm with lightning in Henan, the weather situation, effects of upper and low level jets and related quantities which reflect dynamic, thermal and water vapor conditions have been analyzed based on the conventional observations, radar data and NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data per 6 hours. Results show that the height of inversion layer can reach to higher levels than 600 hPa when a snowstorm with lightning happens. When a frontal zone of instability energy appears at the middle layer of troposphere, it is helpful to the development of ascending motion, which makes the height of cloud increase and the lightning occur. Snowstorm with lightning appears in the vigorous period of upper and lower level jets. The center of mesoscale instability is near 800 hPa when lightning happens firstly, while it is between 700 and 650 hPa at the second time. Snowstorm appears at the front of high energy tongue and superimposed area of convective instability. Sustained water vapor transport, the accumulation and confrontation at lower layer of two strong cold air currents and the strong symmetrical instability are the causes for the keep of snowstorm.

Key words: snowstorm with lightning, radar wind profile, strong cold air currents, inversion layer, mesoscale instability, symmetrical instability

引 言

我国的暴雪灾害主要集中在东北地区和西北高原山区^[1], 因此, 我国对暴雪的研究也主要集中在东北地区和西北高原地区, 对中原地区暴雪天气研究

较少。暴雪天气也是中原地区冬季时常出现的一种灾害性天气, 但暴雪伴雷电天气在河南冬季很少发生。河南冬季降雨时伴有雷电现象很常见, 多发生在前期较暖的情况下, 冷空气影响时, 前期是降雨, 随着温度的降低, 后期转为降雪。2009 年 11 月 11—12 日, 河南省北中部出现暴雪伴雷电天气。其

间的两次雷电现象均出现在强降雪时段的中段,这种天气现象很少见。11 日 21:15—22:21 郑州站上空出现间歇性雷电;12 日 03:29—04:10 郑州站和原阳站上空同时出现间歇性雷电。这次过程的强降雪时段主要集中在 11 日 14:00 到 12 日 14:00,24 小时降水量大部分站点在 25 mm 以上,部分站点在 30 mm 以上。过程最大积雪深度长垣站为 34 cm,郑州市区积雪深度也达 32 cm。这次强降雪过程中出现雷电现象,而且降雪时段集中、范围大、降雪强度大是近 60 年罕见的。

从 20 世纪 70 年代开始,气象工作者进行了不少关于暴雪天气的气候特征的分析 and 总结^[2-3]。近年来的研究已经从传统的天气学分析发展到非常规资料的应用分析^[4],以及一些中尺度数值模拟分析^[1,4-16],而对降雪过程的物理量诊断分析研究相对较少^[8]。本文利用常规观测资料、雷达资料和 NCEP 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的每 6 小时分析资料,从预报角度着重分析此次强降雪伴雷电发生时的天气形势特点、高低空急流的作用、雷达回波特征及反映动力、热力和水汽条件的相关物理量实况场的特征,以认识暴雪伴雷电现象形成的机理,为实时预报业务提供帮助。

1 高空影响系统

500 hPa 和 700 hPa 的低槽是这次暴雪伴雷电天气过程主要影响系统,尤其是低槽东移到河南省上空发展加深,其槽前高低空急流在河南省上空发展加强是这次天气过程的主要成因。11 日 08:00 500 hPa 河南上空为弱的偏西风气流,低槽位于东胜、延安到安康一线,其槽前最大西南风速为 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;700 hPa 河南处在东南沿海到华北高压脊的后部,河套到四川盆地的低压带前部。河南省上空为一致的西南气流,郑州西南风速为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时河南北中部地区的天气现象为小雪或雨淞,11 日 08:00—14:00 降雪量很小。强降雪从 11 日 14:00 开始,这正好和低槽在东移过程中发展加深相对应。11 日 20:00 中层(700~500 hPa)东南沿海经渤海湾到蒙古东部的高压脊加强,对应着低槽的加深。500 hPa 槽前的西南风速加大到 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;700 hPa 槽前河南省中北部到河北省南部出现了西南风急流,轴线位于郑州到邢台一线,轴线上风速为 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时河南省北中部地区的现在天气现象为中雪或大雪。12 日 08:00

700 hPa 图(图略)上,急流轴线位于南阳、郑州到邢台一线,郑州站的风速增大到 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;500 hPa 图(图略)上,低槽位于呼和浩特、延安到西安一线,西南风急流轴东移到阜阳、徐州到章丘一线,最大西南风速章丘为 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见 11 日 20:00 到 12 日 08 时高低空急流在河南上空加强维持。两次雷电现象出现在高低空急流东移发展加强过程中。从 NCPE 再分析资料间隔 6 小时沿 34°N 全风速纬向垂直剖面图可以看到高低空急流在河南上空发展东移。11 日 20:00(图略),700 hPa 上河南上空为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风,500 hPa 上 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风急流头在 109°E ;200 hPa 上大于 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏西风急流头在 112°E 。12 日 02:00(图略)700 hPa 上河南上空西南风增加到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,500~400 hPa 层次上 $22\sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风速位于 $109\sim 113^\circ \text{E}$,急流头在 113°E ;200 hPa 上大于 $44 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 偏西风急流头在 114°E ;到 12 日 08:00(图略),低空急流维持,200 hPa 上大于 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 偏西风急流头东移到 116°E 。可见,第一次雷电现象和低空急流在河南上空加强相对应。第二次雷电现象和高空急流头的东传相对应。12 日 14:00 低槽移出河南,降雪结束。高低空急流在河南上空发展加强,正好和暴雪伴雷电现象的发生时段相对应。

2 大气层结和雷达资料分析

11 日 20 时,郑州探空曲线图(图略)表明,大气层结垂直稳定。探空资料分析结果 $K=0^\circ \text{C}$, $SI=24.5^\circ \text{C}$;NCPE 资料郑州上空 12 日 02 时 $\theta_{se500} - \theta_{se850} = 34^\circ \text{C}$,这些指标都表明大气层结垂直稳定,但郑州上空具有强的风垂直切变。从郑州站雷达 6 分钟间隔的风廓线可以清楚地看到:强降雪期间,强的风垂直切变一直维持,因此具有强的对称性不稳定,有利于对流的发展和暖湿气流源源不断地输送到发展中的对流云团中。分析雷达径向速度图可知:11 日 14 时到 12 日 03 时,郑州上空中低层风向随高度顺时针旋转,表明有暖平流输送,有利于低空急流和对流云团的发展。第一次雷电现象发生在中低层暖平流存在时(图 1a)。12 日 03 时以后郑州中低层逐渐转为冷平流区,第二次雷电现象发生在中低层冷暖平流转换时(图 1b)。反射率因子图上,强降雪期间为大片均匀的混合型回波区。11 日 20:36,在大片的回波区中,形成一条密实的西南—东北向对流回波带,位于密县、荥阳到原阳一线,此回波

带东移发展,于 20:48—22:12 影响郑州市区,此时的反射率因子达到 40 dBz(图 1c 和 1e)。以后回波带强度减弱,密实的带状回波逐渐消失,河南上空变为均匀的层状云回波。12 日 02:00 以后,回波再次加强,在郑州的西南部、西部及西北部有块状对流回波发展,回波自西南向东北移动,于 03:20—04:30 影响郑州市区及周边地区,此间的最大反射率因子达到 40~45 dBz(图 1d 和 1f)。从两次雷电现象发生时刻的回波强度的垂直结构(图 1e 和 1f)分析,没有发现明显的高层强回波区叠加到低层弱回波区上

的回波结构特征,但从郑州上空高空风的垂直分布特征可以看出有利于倾斜对流的发展。雷达风廓线显示,11 日 21:00—21:36(图略)低空急流达到最强,在 3.0 km 高度上出现 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风速和强的带状回波影响郑州的时间相对应,在此段时间内 5.5 km 高度没有出现大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风速。在低空 3.0 km 高度一直维持 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风急流的情况下,5.5 km 高度大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南风速经历了发展—强盛—减弱的过程。发展阶段(02:50—03:32)西南风速从 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 逐渐加大到

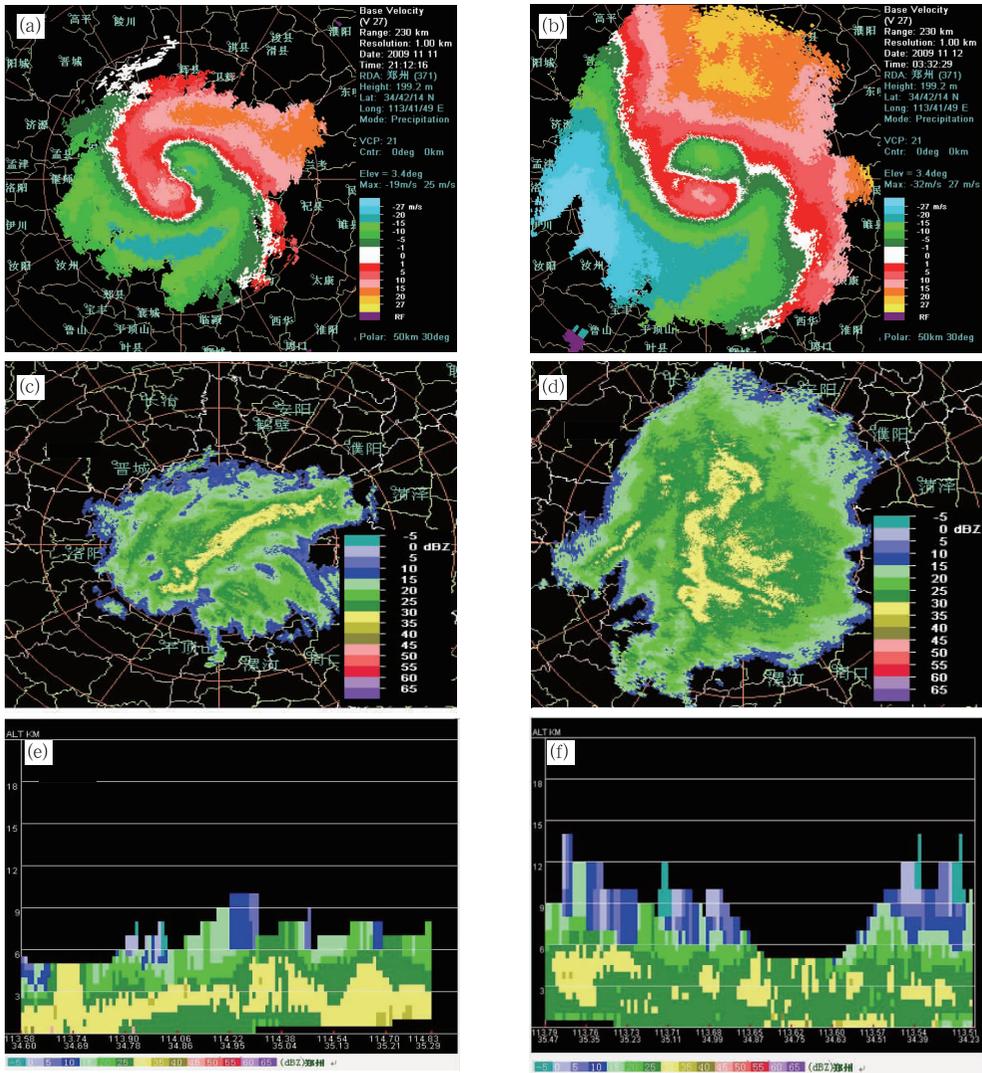


图 1 2009 年 11 月 11 日 21:12(a)和 12 日 03:32(b)郑州雷达站 3.4°仰角的径向速度(V27)图、11 日 21:06(c)和 12 日 03:32(d)郑州雷达站 2.4°仰角的反射率因子(R19)图及 11 日 21:06(e)和 12 日 03:32(d)郑州雷达站回波垂直剖面图

Fig. 1 Radial velocity (V27) for 3.4° elevation angle at Zhengzhou at 21:12 BT 11 November 2009 (a) and 03:32 BT 12 November 2009 (b); reflectivity factor (R19) for 2.4° elevation angle at Zhengzhou at 21:06 BT 11 November 2009 (c) and 03:32 BT 12 November 2009 (d), vertical cross section of radar echo at Zhengzhou at 21:06 BT 11 November 2009 (e) and 03:32 BT 12 November 2009 (f)

$28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 强盛阶段(03:38—04:33)西南风速维持 $28 \sim 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 减弱阶段(04:39—06:10)西南风速从 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 逐渐减弱到 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见高空急流发展的强盛时段和郑州上空冷暖平流的转换时段一致。冷平流的侵入使高空急流加强, 对流云团发展, 出现了第二次雷电现象。雷达回波顶高(ET41)(图略)显示: 11 日 21:10—22:20 郑州上空回波顶高在 $8.0 \sim 9.0 \text{ km}$ 高度上, 12 日 03:33—04:10 郑州上空的回波顶高在 $8.0 \sim 9.0 \text{ km}$ 高度上, 而原阳上空的回波顶高在 $9.0 \sim 11.0 \text{ km}$ 高度上。温度场上回波顶高对应的温度值在 $-40 \sim -20 \text{ }^\circ\text{C}$ 之间, 具备了雷电产生的条件。由此可见, 在具有强的对称性不稳定的条件下, 第一次雷电现象发生在低空急流发展到最强时; 第二次雷电现象发生在高空急流发展的强盛阶段。高低空急流强盛时段, 是对流云团发展的强盛时期。对流云团发展到 $-40 \sim -20 \text{ }^\circ\text{C}$ 的温度层, 温差起电, 产生了强降雪伴雷电现象。

3 低层倒槽的作用

低层暖倒槽的深厚也是暴雪伴雷电天气发生的重要原因。降雪前期 850 hPa 以下四川盆地到河套地区维持暖倒槽, 蒙古到我国东北为冷高压; 同时在山西、河南、陕西和河北的南部存在深厚的暖湿空气团, 且此区域的 $T - T_d < 1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 。强降雪出现在倒槽的减弱消失期, 这正说明倒槽开始减弱时正是冷暖空气交汇时, 随着低层东风回流冷空气的加强, 迫使暖湿空气团抬升, 倒槽逐渐消失。

4 逆温层和对流有效位能

从 NCEP 再分析资料间隔 6 小时沿 114°E 温度经向垂直剖面图(图略)可以看到, 从强降雪开始前期(10 日 20:00 至 11 日 08:00)到第二次雷电现象发生这段时间, 在郑州和原阳上空存在较明显的逆温层, 前期逆温层位于 $900 \sim 600 \text{ hPa}$ 之间。11 日 14:00 至 12 日 02:00, 逆温层增厚, 位于 $975 \sim 550 \text{ hPa}$ 之间; 到 12 日 08:00, 郑州和原阳上空 $975 \sim 550 \text{ hPa}$ 之间接近等温层。可见, 两次雷电现象发生时, 郑州和原阳上空逆温层的高度达到 600 hPa 层以上。第一次雷电现象发生后, 逆温层并没有被破坏; 第二次雷电现象发生后, 郑州和原阳上空的逆温层逐渐趋于等温层。另外, 分别计算郑州上

空从地面为起始层和从逆温层为起始层的 CAPE 值。11 日 20:00 和 12 日 02:00、08:00 从地面为起始层的 CAPE 值分别为 $4.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; 从逆温层为起始层的 CAPE 值三个时次均为 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。可见, 雷电发生时只有弱的对流不稳定。

5 水汽条件

暴雪发生的重要因素之一就是水汽的输送和聚集, 本次暴雪过程有两个水汽通道, 南海水汽沿 850 hPa 倒槽前和 700 hPa 沿海脊后的西南气流输送到河南上空; 东海和渤海的水汽在底层沿冷高压底部的偏东气流输送到河南省上空。高空观测图(图略)上 700 hPa 以下, 10 日 20:00 至 11 日 20:00 江南经黄淮到华北地区南部和西北地区东部维持一深厚的高湿区($T - T_d < 1.5 \text{ }^\circ\text{C}$); 水汽通量图上(图略), 10 日 20:00 到 11 日 08:00 南海到江南 700 hPa 层上维持 $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 高值中心, 11 日 20:00 高值中心增大到 $22 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 槽前的西南气流把南海水汽源源不断输送到暴雪区; 另外 925 hPa 层上 10 日 20:00 到 11 日 20:00 东海和渤海维持水汽通量为 $12 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 高值中心, 底层的偏东风把水汽输送到河南上空。在西南气流和偏东气流的共同作用下, 南海、东海和渤海的水汽源源不断地输送到河南上空, 为强降雪提供了充足的水汽条件。

6 冷空气活动

从风场随时间的演变可以看出: 强降雪开始于低层(850 hPa 到地面)蒙古到我国东北冷高压底部东风回流冷空气的扩散加强, 结束于低槽携带西路冷空气东移南下, 使河南省上空低层东北风转变为西北风。从 NCEP 再分析资料间隔 6 小时全风速纬向(34°N)垂直剖面图上, 11 日 08:00—14:00(图略), 850 hPa 以下 $113^\circ \sim 119^\circ\text{E}$ 吹东北风, $106^\circ \sim 112^\circ\text{E}$ 吹偏东风; 20:00(图 2c) $113^\circ \sim 116^\circ\text{E}$ 吹偏北风, 112°E 吹东北风, $106^\circ \sim 111^\circ\text{E}$ 仍吹偏东风, 对应的南北风经向(114°E)垂直剖面图上 $34^\circ \sim 36^\circ\text{N}$ 900 hPa 以下北风分量中心值由 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见 14:00—20:00 东路冷空气扩散加强。12 日 02:00(图 2d)随着 700 hPa 低槽东移,

850 hPa 以下 $106^{\circ}\sim 111^{\circ}\text{E}$ 由原来的偏东风转为西北风, $112^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$ 吹北风。12 日 08:00 112°E (图略) 上空由 02:00 的北北西风转为西北风, 但 $113^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$ 仍为北风。郑州雷达风廓线显示, 11 日 13:17 (图略) 以前, 0.3~1.2 km 吹东北风, 1.5 km 吹东风, 1.8~2.1 km 吹东南风; 13:35 (图略) 0.3~1.2 km 吹东北风, 1.5 km 吹东东北风, 1.8~2.1 km 吹东南风; 14:48 (图略) 0.3~1.5 km 吹东北风, 1.8 km 吹东风, 2.1 km 吹东南风; 16:16 (图略) 0.3~1.8 km 吹东北风, 2.1 km 吹东南风。从东北风层次的增厚可以说明 11 日 13:35 开始低层东路冷空气扩散加强, 强降雪正好始于东路冷空气扩散加强时。低层由东北风转偏北风的时间在 12 日 02:44 (图略), 可见, 此刻有西路冷空气的侵入, 而且北风一直维持到 10:36, 以后减弱。由此可见, 在东路冷空气扩散同时, 西路冷空气的侵入, 使暖湿空气进一步抬升, 产生了第二次雷电现象。从 12 日 02:44—10:36 两股不同路径的冷空气在低层聚集、对峙, 使暖湿空气抬升, 加剧了上升运动, 使暴雪维持。12 日 14:00, 河南省上空 700 hPa 以下转为西北风, 降雪结束。

7 大气的不稳定条件分析

7.1 对流性不稳定和上升运动分析

锋区是一个相对稳定的、倾斜的冷暖空气团过渡带。在锋区处等温线接近垂直, 而等温线或等假相当位温线明显密集。当发生凝结降水时, 位温就失去了保守性, 用假相当位温 (θ_{sc}) 来描述大气的对流不稳定性。当 $\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z} < 0$ 时, 大气为对流性不稳定层结, 当 $\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z} = 0$ 时, 大气为中性层结, 当 $\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z} > 0$ 时, 大气为对流性稳定层结^[17]。

分析 θ_{sc} 和垂直速度沿 114°E 经向垂直剖面图可以看到, 等 θ_{sc} 呈垂直状分布的密集带在 700~400 hPa 之间, 即对流层中层锋区较明显。11 日 08:00 (图略), θ_{sc} 在 $34^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 呈垂直分布, 其南侧为高值区, 是暖湿空气聚集区, 其空气团中含有丰富的水汽和能量。相反, 锋区北侧 θ_{sc} 为低值区, 为干冷空气聚集区, 有阻挡暖湿气流向北扩散、使低层辐合加强作用。同时, 在 $33^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ 上空高能舌的前部 500 hPa 附近存在着对流不稳定区, 其上升运动中

心位于对流不稳定区下方。这时河南省虽有降雪, 但降雪强度不大。11 日 14:00 (图略), $34^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 垂直密集带在 600~400 hPa 之间随高度略向南倾斜, 这说明锋区附近大气由中性层结向不稳定层结转换。对应的垂直速度场上, $33^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 的 600 hPa 以下为上升运动区。在 600 hPa 以上 $33^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 出现了两支气流, 一支上升运动区位于 $33^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, 其中心值 $60 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 在 34°N 上空 450 hPa 附近; 一支下沉气流区位于 $35^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, 且中心值 $40 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 也在 450 hPa 附近。可见, 此时在锋区附近冷暖空气碰撞剧烈, 对流不稳定能量开始释放, 降雪强度加大。11 日 20:00 (图 2a), 中层锋区位于 $35^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$, 且在锋区南侧存在对流不稳定能量区, 不稳定能量区和高能舌叠加区为上升运动区, 其上升运动在 34°N 附近伸至对流层上部。到 12 日 02:00 (图 2b), 河南上空 700~500 hPa 之间不稳定能量区加强, 高能舌中心北移, 高能区的前部正好位于河南省北中部上空, 此处 850 hPa 附近和 450 hPa 附近上升速度中心值分别达到了 $80 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $70 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 而且上升运动层从低层到达了对流层顶部。上升气流从底层伸至对流层上部后分别向两侧流去, 其北侧的强下沉气流在低层侵入蒙古到我国东北的冷高压里, 使冷高压扩散冷空气加强, 对强降雪伴雷电现象起到了冷垫的作用。12 日 08:00 时, 不稳定层结减弱, 上升运动层降低。12 日 14:00 时河南上空整层大气变为层结稳定和下沉气流, 降雪结束。由此可见: 此次过程的对流不稳定区在中层, 有利于上升运动向高层发展。第一次雷电现象发生时, 上升运动伸至 300 hPa; 第二次雷电现象发生时, 上升运动伸至 200 hPa。中层锋区南侧大气状态由中性层结向对流不稳定层结转换和对流不稳定层结维持期间, 其上升运动剧烈, 也是强降雪开始至维持阶段。强降雪出现在高能舌的前部和锋区南侧的对流不稳定叠加区。对流不稳定为上升运动的发展提供了动力、热力条件, 促使云体高度增高、雷电产生、强降雪维持。

7.2 对称性不稳定条件分析

对称性不稳定是一种中尺度不稳定, Benntts 等^[18] 指出湿位涡小于零是大气发生条件性对称不稳定的条件。王建中等^[19] 指出, 降雪带的形成与暖湿西南气流左侧存在的狭长的湿位涡负值区密切相关。位于高层的潜在对称性不稳定区由于缺乏水汽

实际上不易释放出不稳定能量,而在经常可以达到饱和的对流层低层条件性对称不稳定能量容易释放出来导致强降雪^[20]。有研究指出,位涡场比涡度场更能表示强降水落区和强度变化,湿位涡的异常区与暴雨落区及移动有很好的对应关系^[21-22]。为此,计算了该次过程的湿位涡垂直分布。

从分析湿位涡的纬向(34°N)垂直剖面图上,可以看到河南上空暴雪发生前期和暴雪发生过程中中低层湿位涡小于零,且湿位涡的负值中心在郑州附近,因此郑州上空存在较强的对称性不稳定。由郑州探空曲线(11日08:00、20:00和12日08:00)可知,强降雪期间大气垂直层结均稳定。可见,较强的对称性不稳定是强降雪伴雷电发生的条件。垂直剖面图上,11日08:00—14:00(图略),114°E附近,900~700 hPa存在湿位涡小于零的对称性不稳定区,其中心强度为-0.8 PVU,而700~350 hPa之间有一相对的稳定层,正是这一稳定层的存在,使得925~600 hPa的逆温层得以维持,为强降雪伴雷电

现象发生前期能量的充分积累提供了条件。11日20:00(图2c)114°E附近,湿位涡小于零的对称性不稳定区增厚,位于900~550 hPa之间,其上层的稳定层减弱,这说明中尺度不稳定度在增加。另外,106°~109°E,700~600 hPa湿位涡的负值加强,由-0.8 PVU变为-0.9 PVU,这和河套低槽前部的600~500 hPa的西南急流加强相对应。由于槽前西南急流对暖湿空气的输送,12日02:00(图2d)强湿位涡负值区变宽,位于109°~116°E,其间有两个负值中心,一个在109°~112°E,700~600 hPa之间中心强度为-0.7 PVU,与500 hPa槽前的西南急流相对应,另一个在113°~116°E,850~700 hPa之间,中心强度为-0.8 PVU与700 hPa槽前的西南急流相对应。在114°E附近,-0.7 PVU所在高度由11日20:00的800 hPa抬升到700 hPa。12日08:00(图略),随着槽前西南急流东移,湿位涡负值中心东移,中心强度减弱,河南上空-0.6 PVU的中心值位于700~650 hPa之间。12日14:00,对流

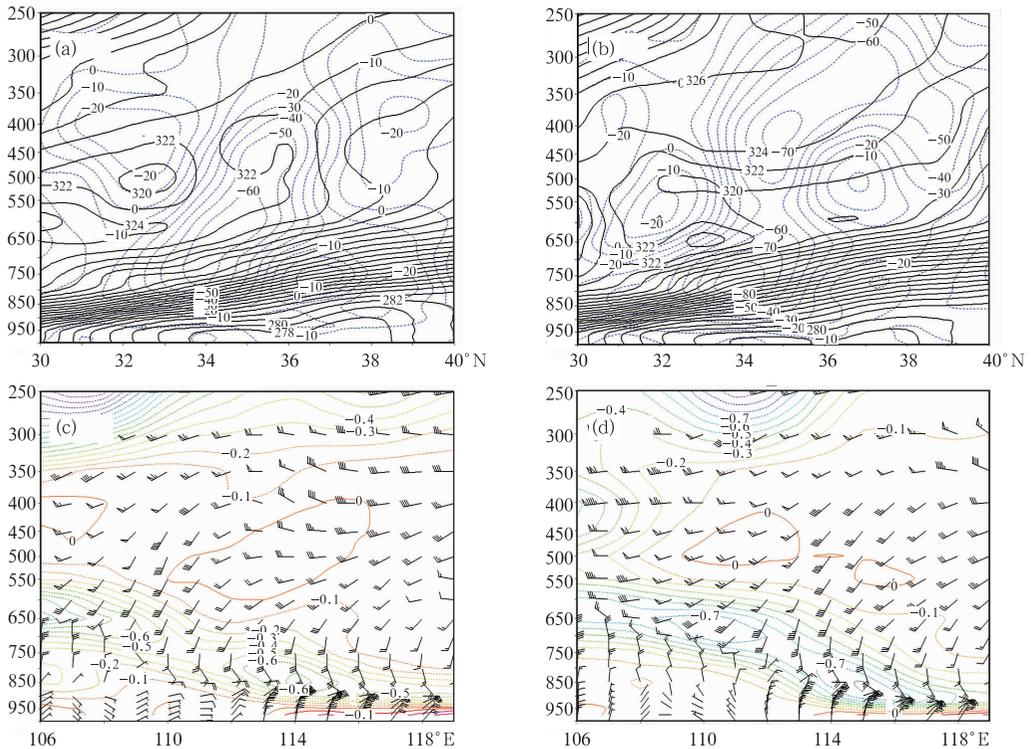


图2 2009年11月11日20:00(a)和12日02:00(b) θ_{se} 垂直速度剖面叠加图

(实线为 θ_{se} ,单位:K;虚线为垂直速度,单位: $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)及11日20:00(c)

和12日02:00(d)湿位涡(单位:PVU)和全风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的垂直剖面叠加图

Fig. 2 Superposition vertical profile charts of θ_{se} (unit: K), and vertical velocity profile

(unit: $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 11 November 2009 (a) and 02:00 BT 12 November 2009 (b)

(solid lines indicate θ_{se} , dashed lines indicate the other), and superposition vertical

profile charts of moist potential vorticity (unit: PVU) and wind velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT

11 November 2009 (c) and 02:00 BT 12 November 2009 (d) (isolines indicate moist potential vorticity)

层中低层的强湿位涡负值区移出河南,降雪结束。由此可见,第一次雷电现象发生时,其中尺度不稳定中心在 800 hPa 附近与低空急流的发展相对应;第二次雷电现象发生时,其中尺度不稳定中心在 700~650 hPa 与高空急流的发展相对应。河南上空对流层中低层维持强的对称性不稳定,为强降雪伴雷电现象的产生提供了条件。此对称性不稳定中心和槽前的西南急流相对应,是强降雪发生、发展和维持的条件。强降雪由对称性不稳定能量释放所致。

8 结 论

(1) 在强降雪时,逆温层较深厚,高度达到 600 hPa 层次以上。第一次雷电现象发生后,逆温层并没有破坏;第二次雷电现象发生后,郑州和原阳上空的逆温层逐渐趋于等温层。

(2) 强降雪出现在高能舌的前部和锋区南侧的对流不稳定叠加区。此次过程的对流不稳定区在中层,有利于上升运动向高层发展。第一次雷电现象发生时,上升运动伸至 300 hPa;第二次雷电现象发生时,上升运动伸至 200 hPa。锋区南侧大气状态由中性层结向对流不稳定层结转换和对流不稳定层结维持期间,其上升运动剧烈,对应强降雪开始至维持阶段。

(3) 在具有强的对称性不稳定的条件下,第一次雷电现象发生在低空急流发展到最强时;第二次雷电现象发生在高空急流发展的强盛阶段。高低空急流强盛时段,是对流云团发展的强盛时期。对流云团发展到 $-40\sim-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度层,温差起电,产生了强降雪伴雷电现象。

(4) 在东路冷空气扩散同时,西路冷空气的侵入,使暖湿空气进一步抬升,加剧了对称不稳定能量和弱对流不稳定能量的释放,产生了第二次雷电现象。两股不同路径的冷空气在低层聚集、对峙,使暖湿空气抬升,是暴雪维持的依据。

参考文献

- [1] 隆宵,程麟生.“95.1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟[J]. 兰州大学学报:自然科学版,2001,37(2):141-147.
- [2] 董啸,周顺武,胡中明,等.近50年来东北地区暴雪时空分布特征[J]. 气象,2010,36(12):74-79.
- [3] 王东勇,刘勇,周昆.2004年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟[J]. 气象,2006,32(1):30-35.
- [4] Xu Yinlong, Qian Fenlan, Chen Zhi. Observational analyses of baroclinic boundary layer characteristics during one frontal winter snowstorm[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(1):153-168.
- [5] 刘建军,程麟生.“97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J]. 气象,2002,28(6):16-22.
- [6] 董安祥,罗琦,周陆生.青藏高原东部一次大雪过程的湿位涡分析[J]. 甘肃科学学报,2001,14(3):43-46.
- [7] 宗志平,刘文明.2003年华北初雪的数值模拟和诊断分析[J]. 气象,2004,30(11):2-8.
- [8] 陈传雷,蒋大凯,陈艳秋,等.2007年3月3—5日辽宁特大暴雪过程物理量诊断分析[J]. 气象与环境学报,2007,23(5):17-25.
- [9] 覃志年,钟利华,刘莉红,等.2008年初广西异常低温雨雪冰冻天气影响因子分析[J]. 气象,2010,36(10):14-20.
- [10] 郑婧,许爱华,刘波,等.江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析[J]. 气象,2010,36(4):30-36.
- [11] 蒋年冲,胡雯,邵洋,等.安徽大别山一次强雨雪天气过程降水粒子特征分析[J]. 气象,2010,36(6):79-84.
- [12] 李小龙,谷松岩,刘健.星载被动微波资料(SSM/I)在2008年南方冰雪灾害监测中的应用试验[J]. 气象,2009,35(5):3-9.
- [13] 林良勋,吴乃庚,蔡安安,等.广东2008年低温雨雪冰冻灾害及气象应急响应[J]. 气象,2009,35(5):26-34.
- [14] 郭荣芬,鲁亚斌,高安生,等.低纬高原罕见“雷打雪”中尺度特征分析[J]. 气象,2009,35(2):49-56.
- [15] 白人海,张志秀,高煜中,等.东北区域暴雪天气分析及数值模拟[J]. 气象,2008,34(4):22-29.
- [16] 乔林,林建.干冷空气侵入在2005年12月山东半岛持续性降雪中的作用[J]. 气象,2008,34(7):27-33.
- [17] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法[M].北京:气象出版社,1992:423-424.
- [18] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rain bands[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1979, 105(11):945-962.
- [19] 王建中,丁一汇.一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究[C]. 中尺度天气和动力学研究,北京:气象出版社,1996:153-163.
- [20] 王建中,丁一汇.实际大气中对称不稳定的存在及特征[C]. 中尺度天气和动力学研究,北京:气象出版社,1996:145-152.
- [21] 高守亭,雷霆,周玉淑,等.强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析[J]. 应用气象学报,2002,13(6):662-669.
- [22] 康志明,罗金秀,郭文华,等.2005年10月西藏高原特大暴雪成因分析[J]. 气象,2007,33(8):60-76.