

周非非, 廖菲, 苏爱芳, 等. 河南省 2002 年秋季一次层状云降水过程的观测研究 [J]. 南京气象学院学报, 2008 31 (4): 483-493

河南省 2002 年秋季一次层状云降水过程的观测研究

周非非¹, 廖菲², 苏爱芳³, 周毓荃¹

(1 中国气象局 国家气象中心, 北京 100081; 2 中国气象局 广州热带海洋气象研究所, 广东 广州 510080

3 河南省气象局, 河南 郑州 450003)

摘要: 在涡旋云系和低槽切变云系的先后影响下, 2002 年 10 月 16—20 日河南省产生了主要由层状云形成的小到中雨天气。中低层对流不稳定层结和偏东偏南暖湿气流为降水提供了有利条件。较厚的云体多为混合相结构, 雷达回波普遍有明显亮带, 过冷云区冰相粒子含量较过冷水高, 暖云区云水含量偏低, 雨水浓度基本随雨滴直径指数递减, 较大雨滴对雨强的贡献大。推测总体降水机制可能为, 冷云过程强于暖云过程, 冰粒子凝华增长是其主要增长方式, 冰粒子融化对地面降水有较大贡献。云系宏观结构和降水特征都表明在层状云系不同部位存在不均匀性。

关键词: 层状云; 降水特征; 观测分析

中图分类号: P426.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2008)04-0483-11

Observational Analysis of Stratiform Cloud Precipitation in Autumn 2002 in Henan Province

ZHOU Fei-fei¹, LIAO Fei², SU Ai-fang³, ZHOU Yu-quan¹

(1 National Meteorological Centre China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

2 Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China

3 Henan Provincial Meteorological Bureau, Zhengzhou 450003, China)

Abstract Stratiform cloud precipitation processes in Henan Province on October 16—20, 2002, were mainly caused by trough-line low-level shear and surface trough. The vortex and trough cloud systems produced light to moderate rains. The convectively unstable stratification and the easterly and southerly warm/moist flows in middle- and low-levels provided advantageous conditions for the rainfall. Deep clouds had a mixed-phase structure, and the radar echoes had distinct bright bands in most cases. The water content of ice particles was higher than that of supercooled droplets in supercooled cloud layers, and the water content of cloud droplets was relatively low in warm cloud layers. Raindrop number concentrations reduced exponentially with raindrop diameters, and large raindrops contributed more to the rainfall rate. It can be inferred that the cold-cloud process was stronger than the warm-cloud process, and the deposition of ice particles was its major growth mode, and the melting of ice-phase particles had the greatest contribution to the surface rainfall. Both the macro- and micro-physical structures of cloud systems and precipitation features indicate that heterogeneity existed in different parts of the stratiform cloud system.

Key words stratiform cloud; precipitation feature; observational analysis

0 引言

半个多世纪以来, 国内外有关层状云的探测研究持续不断, 其中主要包括前苏联对冬季层状云的

探测和人工降水试验(李大山等^[1])、美国对温带气旋云系和地形云的研究^[2,3]、加拿大对混合相云的研究^[4]、美国 MPROVE 研究计划^[5-6]以及我国自 20 世纪 80 年代以来对北方层状云的持续研究工

收稿日期: 2007-05-08 改回日期: 2007-07-12

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40475006); “十一五”国家科技支撑计划课题“混合云人工增雨技术研究”(2006BAC12B02)

作者简介: 周非非(1977—), 女, 河南南阳人, 博士, 研究方向为云降水物理学, zhouf770215@163.com.

作^[7-15]。

近年来值得关注的工作包括 Korolev 等^[4]对混合相云中微物理特征的综合外场观测研究, 由于其研究对象为与锋面系统有关的层状云系, 因而更具有参考价值。Korolev 等^[4]取得的主要结论包括: 定义并分析了一个新的物理量——冰水含量所占比重 W_{ice} (定义为冰水含量与总含水量之比); $-35^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ 冰云中粒子浓度为 $2 \sim 5 \text{ cm}^{-3}$; 液水云中微滴的浓度随温度降低而减少; 冰云中粒子的平均体积直径变化范围为 $20 \sim 35 \mu\text{m}$, 液水云中为 $10 \sim 12 \mu\text{m}$; 冰水含量和液水含量都随温度的降低而减小。美国华盛顿大学有关研究人员于 2001 年开展的 M PROVE 研究计划通过将当前中尺度模式中云降水方案与多种天气系统下详尽的观测资料作对比分析, 最终要达到提高中尺度模式定量降水预报水平的目的^[5]。Evan 等^[6]利用 M PROVE-I 项目对一次太平洋海岸锢囚气旋的综合外场探测资料, 详细研究了系统中云结构和降水增长状况, 结果表明: 主要降水特征是伴随着高层冷锋有一个宽冷锋雨带, 包含副雨带和位于不同高度的两层降水发生泡; 融化层以上水汽凝华是雨带的主要增长过程, 冰粒子淞附增长小; 明显的冰粒子聚合过程发生在刚超过融化层高度的区域; 从鞘状冰晶形成区 ($-3^{\circ}\text{C} \leq t \leq -8^{\circ}\text{C}$) 到地面降水率翻倍增长; 融化层中粒子的增长靠与云滴的撞冻增长和凝结过程; 融化层以下雨滴的碰并增长不明显。

我国最早利用飞机观测资料开展研究始于孙可富等^[7]和游来光等^[8]对春夏季吉林地区层状冷云中冰晶和雪晶特点的研究。20 世纪 80 年代, 王谦等^[9]研究新疆乌鲁木齐地区冬季层积云的结果表明, 云中过冷水占优势, 冰晶浓度与冰核浓度相当, 最大液态含水量出现在云上部或云顶附近; 降水粒子可能攀附成雪团下落; 降水粒子的特征如大小和增长率等在不同阶段存在着差异。刘玉宝等^[10]通过对天山北坡降水的综合观测分析, 提出了小尺度扰动加强层状云降水这一“播撒—供水”作用模型。小尺度扰动可分为动力作用型和微物理作用型两种, 均起到提供冰晶的作用。各个扰动区微结构差异较大, 产生降水和消耗低层层状云中云水的能力也不同。游来光等^[11]研究了乌鲁木齐地区冬季降雪微结构及其增长过程。自 20 世纪 90 年代迄今, 随着我国气象探测仪器的逐步改善, 各地继续开展了许多针对层状云系的观测研究, 尤其是“十五”期间国家科技部“人工增雨技术研究及示范”攻关课

题组在人工增雨示范区获得了大量探测结果, 已发表的包括冯园等^[12]、廖菲等^[13]和胡娅敏等^[14]以及金华等^[15]的研究成果。冯园等^[12]分析所用的探测仪器最多, 结果表明, 冷锋前后云中粒子的浓度、液态含水量和粒子的谱型都存在较大差异; 锋前云粒子谱主要为单峰型, 锋面过境时, 谱型逐渐转为双峰或多峰型; 混合云及更高层的云滴谱比层积云更复杂, 前者粒子直径比后者大得多, 谱宽也较宽。

通过以上对国内外混合相层状云探测研究成果的简要回顾能够清楚地认识到, 各个个例之间微物理特征存在相当大的差异, 表明了混合相层状云降水过程的复杂性。层状云系是我国北方春秋季节主要的降水云系, 也是人工增雨作业主要的目标云系。为了更好地了解北方层状云系特征, 更科学地实施人工增雨作业, 继续开展对典型个例云系结构和降水过程的综合研究仍然是十分必要的。本文利用国家科技部“十五”攻关项目“人工增雨技术与示范”课题组与河南省气象局合作获取的较好观测资料, 结合 TRMM 卫星反演的云参数资料, 详细地探讨了 2002 年 10 月 16—20 日影响河南的云系结构和降水特征。

1 天气形势和地面降水概况

500 hPa 等压面上, 2002 年 10 月 16 日 08 时, 欧亚高纬为一槽一脊型, 高压脊位于乌拉尔山附近, 中纬度环流较直, 锋区位于 40°N 以北, 中纬度小槽位于延安到重庆一线, 南支槽在 100°E 附近。20 时, 系统缓慢东移, 槽前西南气流开始影响河南省。17 日 08 时, 副高加强北抬, 导致河南东南部的西南气流加强, 而且存在风速辐合, 有利于这一地区的降水。到 20 时, 河南开始转受槽后西北气流控制 (图 1a)。18 日 08 时, 从河套西部至青海东部有一低槽, 同时高原上有低槽系统发展, 河南受浅脊前偏北气流控制。20 时, 河套低槽与高原槽东移叠加, 河南逐渐转受槽前西南气流影响。19 日 08 时, 低槽加深并东移至陕西, 槽前西南风明显加大 (图 1b), 河南上空处于大湿度区 ($t - t_d < 4^{\circ}\text{C}$)。20 时, 随着低槽的东移加深, 河南出现气旋性风场, 处于饱和区内 ($t - t_d < 2^{\circ}\text{C}$)。到 20 日 08 时, 低槽基本移出河南。

700 hPa 等压面上, 16 日 08 时, 河南受高压脊后西南气流影响。20 时, 沿长江开始有切变形成。17 日 08 时, 切变线上宜昌附近有 308 dagpm 的低压环流。到 20 时, 低压东移加强, 河南东南部处于

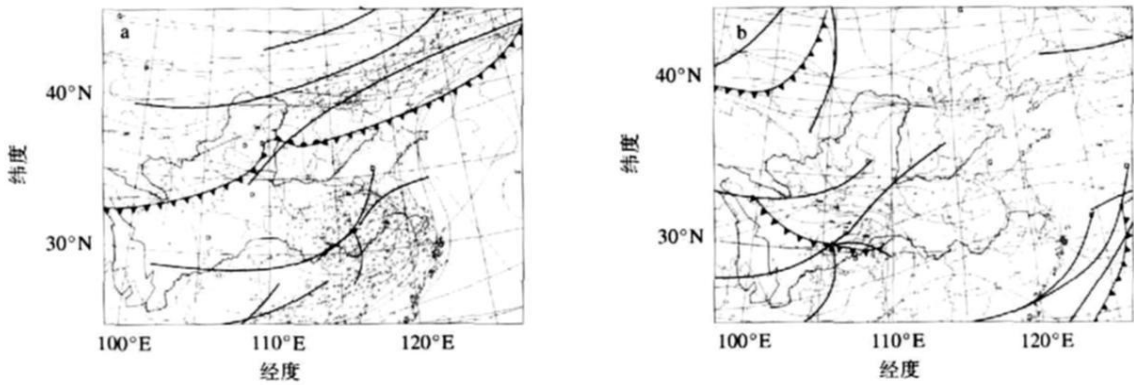


图 1 2002 年 10 月 17 日 20 时 (a) 和 19 日 08 时 (b) 500、700、850 hPa 和地面的形势场及 6 h 累积降水量分布

Fig 1 Synoptic situation for 500, 700, 850 hPa and surface levels and 6-h precipitation at (a) 20 00 BST 17 October and (b) 08 00 BST 19 October 2002

低压的北侧 (图 1a)。18 日 20 时, 河套附近有一冷切变线。19 日 08 时, 切变线变性向东南方移动, 影响到河南 (图 1b)。850 hPa 等压面上, 16—17 日河南受沿长江的切变线影响。根据许映龙^[16]的分析, 16 日 20 时在四川东部至重庆一带的低层形成一个西南涡。低涡形成后, 先向东南方向移动, 之后转向东北方向移动。随着低涡东移, 主要降雨区也随之东移, 并影响到河南。18 日以后, 河南受锋区后部的东到东北气流控制。

地面天气图上, 16 日 20 时, 四川盆地到河套北部为一低压倒槽, 河南处于其前部的偏南气流中。17 日 02 时开始, 低压前部有江淮倒槽发展, 并影响到河南东南部, 使这一地区出现降水。18 日 02 时, 湖北和安徽交界处有气旋波形成, 之后随着低压波动东移, 河南东南部的降水结束。17 日 20 时冷锋位于从延吉、大连、五台山至兰州一线 (图 1a)。18 日 02 时, 冷锋南压至河南北部。18 日 05—08 时, 锋后降水区开始影响河南, 锋面附近局地出现了阵性降水。随后河南处于冷锋后部的东北气流中 (图 1b)。

在以上高低空系统的配置下, 前期 (16—18 日) 的降水过程受地面倒槽、高空低槽和切变线的共同影响, 属于锋前暖区降水。18 日 08 时的 24 h 降水范围和强度较 17 日明显增大, 全省除西北部和北部以外的大部分地区都出现了小到中雨, 局部大到暴雨, 强降水位于河南东南部, 降水量最大的新县达到 65 mm。随着雨区自南向北扩展, 在 17 日 14 时 6 h 降水范围最大, 雨强也相对较强; 14 时以后, 雨区开始南退 (图 1a); 直到 18 日 02 时, 降水基本结束。

后期 (18—20 日) 的降水出现在地面冷锋后部,

属于锋后冷区降水。降水分布较前期均匀, 雨强较前期有所减弱。18 日 08 时—19 日 08 时河南中部和北部出现了小到中雨, 20 日 08 时的 24 h 降水几乎遍布全省, 大部分达中雨量级。18 日 14 时以后, 东北—西南向的雨带开始影响河南北部; 19 日 02—08 时雨区逐渐扩展至全省大部 (图 1b); 19 日 20 时之后降水明显减弱; 20 日降水结束。

2 热力动力场和水汽场特点

根据南阳站每隔 3 h 一次的加密探空资料 (图 2) 分析可知, 2002 年 10 月 16 日 20 时—17 日 17 时, 约 600 hPa 高度以下大气层结不稳定 $\left[\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0 \right]$, 受西南涡东移发展的影响, 低层盛行的偏东风带来较丰沛的水汽, 使得 600 hPa 以下的气层相对湿度超过 85%。16 日 20 时—17 日 04 时, 200 hPa 高空出现水平风速大于 28 m/s 的急流。测站于 17 日 09—15 时出现连续性降水, 最大小时降水量接近 9 mm。目测的云状为蔽光高层云 A sop 和碎雨云 Fn, 云底高度约 200 m。如果以温度露点差 $(t - t_d) < 2^\circ\text{C}$ 为云顶边界^[17], 则 17 日 13 时前后云顶高度最高, 达 6~7 km, 云顶温度为 $-10 \sim -20^\circ\text{C}$, 此时云体发展较为深厚, 相应雨强出现最大。

17 日 17 时—18 日 08 时, 不稳定气层的厚度逐渐变薄。400 hPa 高度以下风速明显增大, 风向为低处东北风, 高层西北风。随着气层逐渐变干, 到 18 日 08 时前后, 在 400 hPa 高度附近出现相对湿度为 25% 的干中心。400 hPa 高度以下高度越低, 湿度越大, 到 950 hPa 高度相对湿度约达 80%。18 日 08 时以后, 低层等假相当位温线明显变密, 浅薄冷

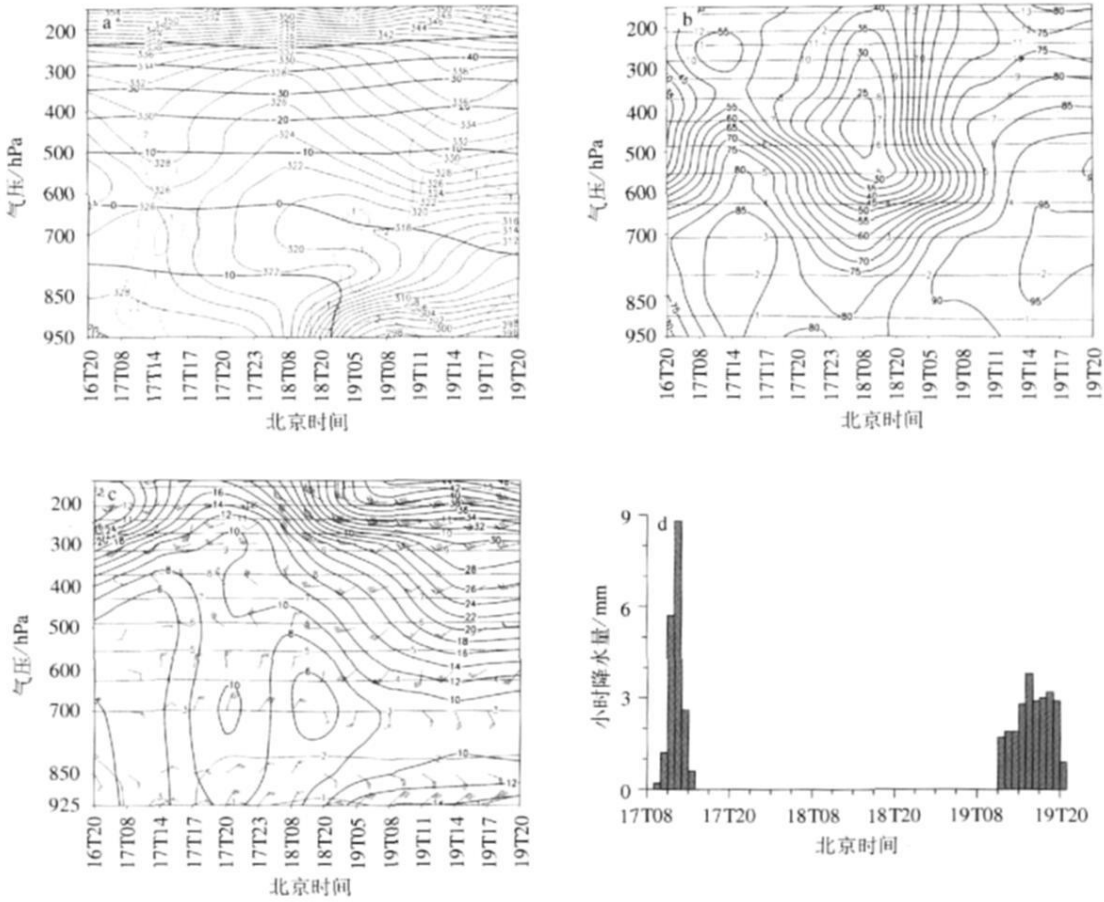


图 2 2002 年 10 月 16—19 日南阳站探空时间剖面和小时降水量变化

a 假相当位温 (细实线; 单位: K)、温度 (粗实线; 单位: °C) 和温度露点差 (虚线; 单位: °C);
b 相对湿度 (粗实线; 单位: %) 和高度 (实线; 单位: km);
c 风速和风向 (单位: m/s); d 小时降水量 (单位: mm)

Fig 2 T in e-height cross sections of (a) pseudo-equivalent potential temperature (thin solid line K), temperature (thick solid line °C) and depression of the dew point (dot line °C), (b) relative humidity (thick solid line %), and (c) winds (barb) and isotaches (thick solid line m/s) and (d) hourly precipitation at Nanyang station on 17—19 October 2002

锋锋区逐渐移入本站。从 18 日 08 时到 19 日 08 时, 在 700 hPa 高度以下存在着相对浅薄的位势不稳定层。925~850 hPa 高度偏东风风速明显增大, 达到 12 m/s 以上。700~500 hPa 高度风向由偏北风转偏南风。500 hPa 高度以下的偏南风为这一地区带来暖湿水汽, 气层相对湿度逐渐增大, 云顶高度也逐渐抬升, 到 19 日 20 时云顶温度约为 -30 °C。200 hPa 高度上出现风速大于 42 m/s 的高空急流。19 日 11—20 时南阳站连续性小雨, 最大小时降水量不足 4 mm。

对比南阳站前期 (16—18 日) 和后期 (18—19 日) 由探空得到的宏观物理量和地面降水结果可

知, 南阳站前期降水较后期略强与前期位势不稳定层较为深厚有关。尽管后期不稳定层较浅薄, 但是中低层的偏东风和偏南风为降水提供了有利的水汽条件。廖菲等^[13]分析过 2002 年 10 月 17—19 日郑州站间隔 3 h 的加密探空资料。对比两个探空站资料的物理量场和地面降水可见, 南阳站受前期系统影响于 17 日出现降水, 这与 600 hPa 以下位势不稳定层结有关, 云顶温度达 -10~-20 °C, 云底只有几百米。两站同受后期系统的影响, 于 19 日出现的降水属锋后冷区降水, 降水的出现与约 700 hPa 高度以下的浅薄不稳定层结有关。18 日以后随着冷锋的过境, 云顶温度逐渐降低, 最低约达 -30 °C。

在对流不稳定层的上下方存在显著的风向切变, 不稳定层出现前后的对流层高层有高空急流中心。18 日对流层中层都出现了相对湿度小于 35% 的干区。

3 云系宏微观特征

3.1 云系宏观特征

随着涡旋云系的东移加强, 从 2002 年 10 月 17 日起云系北部开始影响河南。到 17 日 20 时, 由于冷空气侵入低涡促使其发展, 形成了锋面气旋云系 (图 3a), 其中降水云团主要影响河南东部和南部, 全省云层分布明显不均。17 日河南省目测的云状主要为积层混合云。到 18 日下午这一云系东移入海。18 日随着位于西北地区的东北—西南向低槽切变云带东移发展。19 日 08 时云系已覆盖河南全省大部, 层状云系的主体纹理和色调都相对较均匀 (图 3b)。全省目测的云状多为蔽光高层云 A sop 和碎雨云 Fn。到 20 日影响河南的这一降水云系已基本移出。

3.2 水凝物垂直分布特征

由于这次降水过程缺少飞机微物理观测资料, 而 TRMM 卫星 TM I 的 2a12 资料提供了反演的云中水凝物三维数据^[18], 对探讨云微物理特征具有较高的参考价值, 在国内外研究工作中已得到较多应用, 例如方宗义等^[19]用这些资料分析了梅雨锋切变线上的 β 中尺度暴雨云团。本文利用 17—19 日 TRMM 卫星 7 次过境河南的 2a12 资料, 对河南降水云系作多个位置的水凝物垂直剖面, 以分析河南云系微观结构和分布特征。

这些不同时次不同部位水凝物垂直分布具有相似性, 这里选取约 19 日 17 时 34 分从 (111. 11°E, 31. 60°N) 至 (115. 82°E, 34. 40°N) 云水、雨水和冰

晶以及可降冰含量的垂直分布 (图 4) 作分析。从图 4 中可见, 云水主要位于 2~4 km 高度上, 垂直分布不均含量偏低, 最大不足 0.1 g/m^3 ; 雨水主要分布在 4 km 高度以下, 雨水含量总体看有随高度降低而增大的趋势, 但在暖云区雨水含量随高度降低而增加并不明显, 其最大值不到 1.0 g/m^3 ; 反演的极少量冰晶位于 6 km 高度以上; 冰相降水粒子垂直分布范围较广, 主要分布在 2~8 km, 高值区位于 3~6 km 高度, 含量为 $0.1\sim 1.0\text{ g/m}^3$ 。从图 2 可以看出零度层高约 3 km, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层和 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层的高度分别约为 6 km 和 8 km, 因此, 图 4 中液态水主要分布在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层附近及以下的暖云区, 冰相降水粒子主要位于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层与 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之间, 在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度以下的一定范围内还存在着融化中的冰粒子。总之, 这些水物质垂直分布的量级和特点都与引言中提到的我国北方层状云降水个例吻合。

由以上水凝物的含量及垂直结构特征能够推测, 云中冰相过程起着重要作用, 过冷水区较浅薄且含量不高, 冰粒子凝华增长过程很可能是其主要增长方式, 撞冻增长相对较小; 暖云区云水含量偏低, 暖雨过程不强, 使得从上面降落的融化冰粒子进入暖云区后难以通过碰并云水过程获得进一步增长, 可见冰相粒子的融化对地面降水有主要贡献。雨滴碰并增长过程偏弱, 再加上雨滴出云后会有一定的蒸发, 结果导致落地雨滴粒子不大, 从云物理角度来说这是造成雨强偏小的部分原因。

3.3 气柱水汽和液态水演变特征

图 5a-c 给出了新乡地基微波辐射计的反演结果以及小时降水量随时间的分布。在小时降水量达最大之前, 气柱水汽总量约在 25 mm 上下, 极大值不到 35 mm; 当小时降水量达最大之后, 气柱水汽

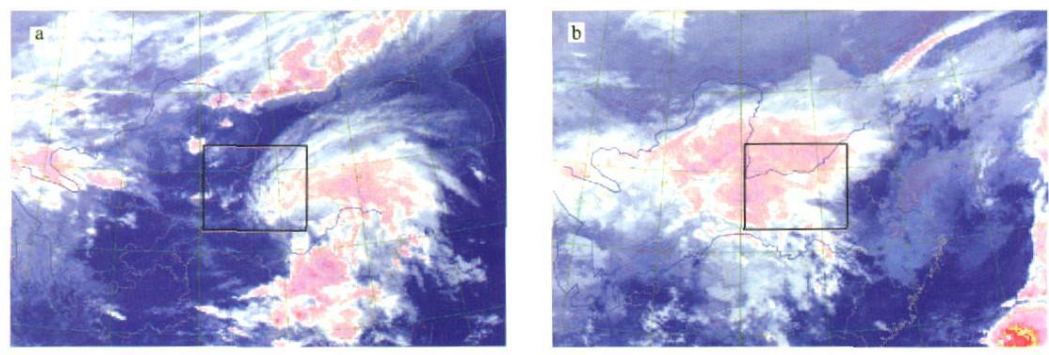


图 3 2002 年 10 月 17 日 20 时 (a) 和 19 日 08 时 (b) GM S-5 卫星红外云图 (黑色方框为河南省)

Fig. 3 Infrared satellite images at (a) 20:00 BST 17 October 2002 and (b) 08:00 BST 19 October 2002

(Black square roughly marks Henan Province)

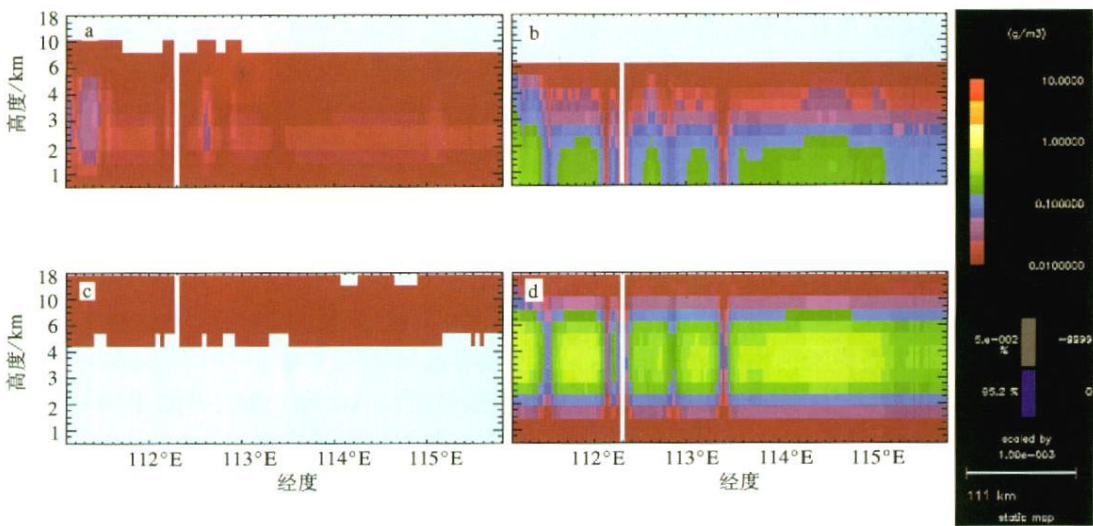


图 4 沿从 (111. 11°E, 31. 60°N)至 (115. 82°E, 34. 40°N)云水 (a)、雨水 (b)、冰晶 (c)和可降冰含量 (d)的垂直剖面
Fig. 4 Vertical distributions of (a) cloud water, (b) rain water, (c) ice crystals and (d) precipitable ice particles along the line from (111. 11°E, 31. 60°N) to (115. 82°E, 34. 40°N) at 17: 34 BST 19 October 2002

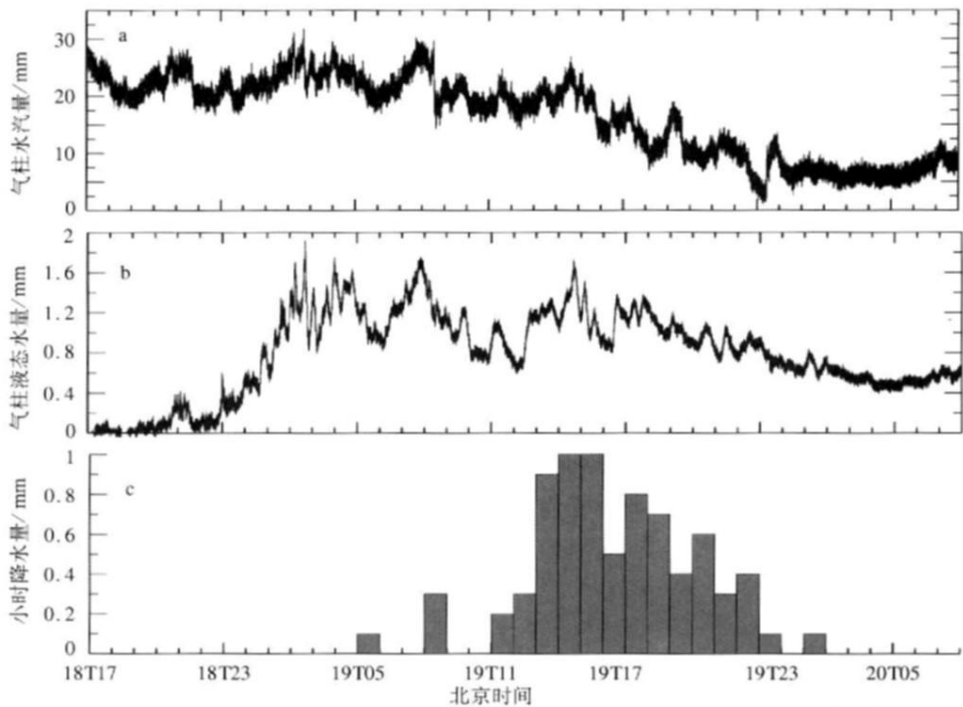


图 5 新乡地基微波辐射计反演的大气积分水汽含量 (a)和液态水含量 (b)以及小时降水量 (c)随时间的分布
Fig. 5 Temporal evolution of (a) column-integrated water vapor and (b) cloud liquid water retrieved from microwave radiometer data and (c) hourly precipitation in Xinxiang station

量开始明显减少,降水结束时不足 10 mm。可见水汽量的变化与天气条件很有关系。自 18 日傍晚随着低槽云系逐渐移入新乡站,气柱液态水量明显增大,于 19 日 02—03 时达到最大值,之后不久出现间

歇性小雨天气。在 19 日 11 时—20 日 00 时这一连续性降雨时段,小时降水量随时间的变化与液态水量变化基本吻合,两者峰值也一致,总体上为先增后减的分布。

在新乡降水发生前,水汽总量高,云液态水总量出现一个显著增加的过程;降水结束后,出现一个显著减小的过程。降水时段中气柱液态水量都超过 0.4 mm 这一阈值。这些都与刘朝顺等^[20]的研究结果相一致。另外,降水发生过程中目测云状都为满天蔽光高层云,但气柱液水量和水汽量以及雨强的时间演变都不同,这体现了层状云和水汽分布的不均匀性。

4 降水特征

4.1 雷达回波特征

由三门峡雷达观测结果可见,19 日 RHI 回波中存在高约 3 km 的亮带,最大强度达 35 dBZ (图 6a)。PPI 显示分布着强度为 15~25 dBZ 大范围成片的回波区,内嵌环状的亮圈,其回波强度比周围的都强,达到 30 dBZ。19 日唐河雷达观测的 RHI 回波 (图 6b) 中,回波顶高约 8 km,这与图 4d 中冰相降水粒子分布的顶高相吻合,顶部相对较平坦。回波中存在亮带,亮带上方有 15~20 dBZ 的条块状回波,块状回波与回波顶部的突起对应,亮带上方存在着高空对流泡体。亮带高约 3 km,强度达 35 dBZ。由南阳站 (在唐河附近) 加密探空资料 (图 2) 可知,零度层高度约为 3.2 km,与亮带高度接近。亮带下方的暖云区存在 30 dBZ 的回波。17 日下午驻马店雷达观测到其东南方有东北—西南向的层状云降水回波,最大强度约 35 dBZ。19 日驻马店附近有大片的强度为 15~25 dBZ 的回波,其中夹杂着 25~35 dBZ 的较强回波。

由于能获得的河南省雷达观测资料很有限,下面将分析 TRMM 卫星携带的星载雷达 PR 的 2a25

资料,希望能够较完整地了解降水回波的演变。17 日 19 时 27 分左右,受前期降水系统的影响,河南东南部出现明显的层状云降水回波,存在亮带,最大回波强度约 32 dBZ,零度层高度约 3.5 km。到 22 时 43 分前后,较弱的层状云回波仍占据河南东南部,最大强度达 39 dBZ,也有亮带 (图 7a)。约 18 日 20 时 08 分,河南逐渐转受后期降水系统的影响,回波带从河南西北侧进入,大片层状云回波中夹杂着少量弱对流单体,明显存在亮带,回波强度最大为 40 dBZ,零度层高度约 3.4 km。到 18 日 21 时 46 分,河南西部的大片层状云降水回波中内嵌少量弱对流云回波单体,强度最大约 40 dBZ,仍有亮带。直到 19 日 17 时 35 分,能看到河南东南部大片层状云降水回波中嵌着数个大小不等的对流云回波块,最大强度达 45 dBZ,河南对流云像素点数目占总像素点比重的比重较之前明显增多,这些对流云回波主要位于大别山区附近,此时零度层高约 3.7 km。到约 19 日 19 时 14 分,分布于河南大部的弱层状云降水回波强度普遍为 20~32 dBZ,存在亮带。到 19 日 20 时 50 分,河南境内几乎全为层状云回波,东南部回波较北部密实且略强,最大强度接近 40 dBZ (图 7b)。

通过对比 PR 雷达与河南省雷达的观测结果能够发现,它们探测的降水回波位置和强度以及亮带高度相吻合,由雷达资料得到的零度层高度也与由探空资料和 TRMM 卫星 2a12 资料得出的零度层高度相一致,反映出文中所用的多种探测资料之间存在较好的一致性,因而分析结果的可信度较高。综合以上地基和空基雷达的探测结果可以看到,与前后期降水系统相匹配的是分别于 17 日和 18—19 日

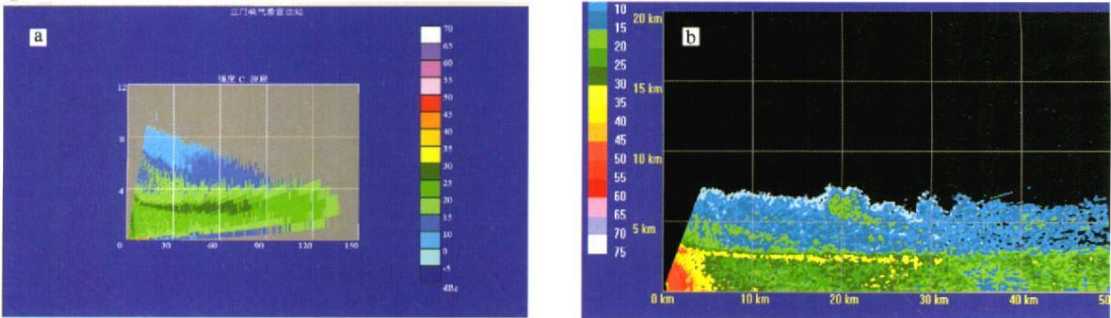


图 6 2002 年 10 月 19 日雷达 RHI 回波
a 10:54 BST 三门峡雷达, 225.88° 方位角; b 15:53 BST 唐河雷达, 289.2° 方位角
Fig 6 Radar RHI echoes on 19 October 2002
a Sannexia radar at 225.88° azimuth at 10:54 BST; b Tanghe radar at 289.2° azimuth at 15:53 BST

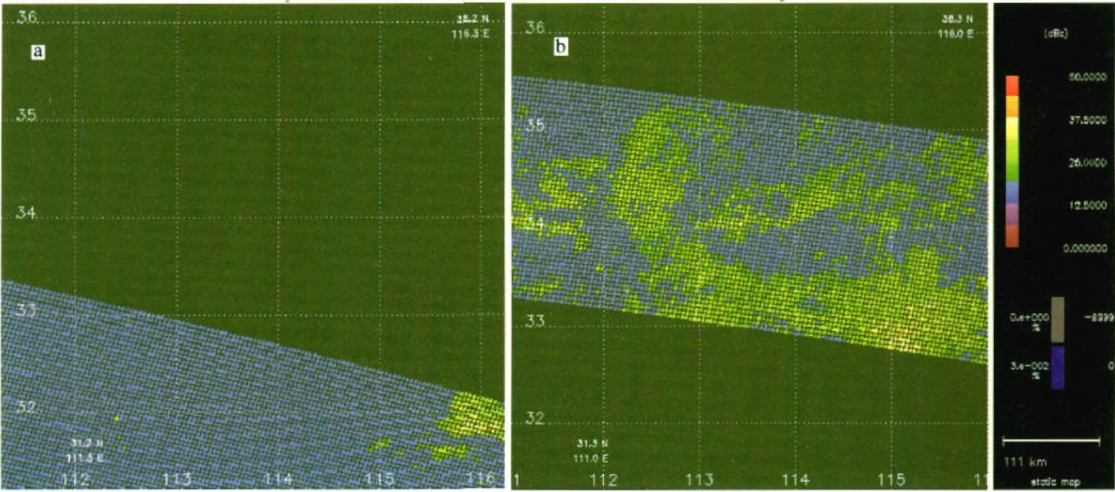


图 7 TRMM 卫星 PR 雷达观测的 2002 年 10 月 17 日 22 时 43 分前后 (a) 和 19 日 20 时 50 分前后 (b) 最强的回波反射率分布

Fig. 7 Maximum reflectivity distributions at (a) 22:43 BST 17 October and (b) 20:50 BST 19 October by the PR radar of TRMM satellite

出现的降水回波,其中绝大部分为层状云回波,强度多为 20~35 dBZ,明显存在亮带。亮带的普遍存在表明亮带上面主要为冰粒子,这在可降冰含量的垂直剖面(图 4d)也能看出,再次反映了凝华增长过程很可能是启动这次层状云降水的主要机制。降水回波的时空分布不均匀性体现了在云系不同部位云微物理结构、分布以及较大降水粒子的形状和大小等方面的差异,进而造成了地面雨强分布不均。

4.2 地面雨滴谱特征

按照主要影响系统可将整个降水过程划分为 16—18 日锋前暖区降水和 18—20 日冷区降水。针对后一降水时段,河南省共设置了 7 个雨滴谱观测点,分别位于开封、新密、新郑、太康、临颖、西平和唐河站。采用滤纸色斑法取样,共收集到 243 个样本,观测时间多为半小时一次,取样暴露时间视雨强大小而定。测站记录的云状多为蔽光高层云和碎雨云,有时出现雨层云。二十多年以来,我国气象工作者相继开展了多次地面雨滴谱的观测研究,取得了不少有意义的结果,例如卞礼智等^[21]利用一次梅雨锋暴雨过程的雨滴谱观测资料,详细分析了梅雨锋暴雨的雨滴谱特征和演变情况。为了深入细致地了解这次层状云降水微观特征,本文计算并分析了与雨滴特征密切相关的微物理量和雨滴谱分布情况。

表 1 列出了 7 个站观测的微物理参量平均值,雨滴数浓度量级为 10^3 个/ m^3 ;雨强小,平均值只有 1.24 mm/h;雨滴含水量平均 0.08 g/ m^3 ,与 TRMM 反演的雨水含量(图 4b)吻合;平均直径为

0.56 mm,最大直径平均为 3.7 mm。对比这些微物理特征量与我国其他一些地面雨滴谱个例可以看出,本文研究的确实是一次较典型的层状云降水过程。7 个测站雨滴特征参量各不相同,也再次反映了层状云降水水平分布的不均匀性。从以往河南省雨滴谱数据来看,2002 年 4 月 4—5 日两站测得的雨滴直径较大^[14],因而雨强相对较强;1999 年唐河观测的是干旱年雨滴谱结果^[22],雨滴数浓度量级高达 10^4 个/ m^3 ,但雨滴直径明显偏小,造成雨强显著偏小。青海^[23]、宁夏^[24]、辽宁^[25]和黑龙江^[26]的雨滴谱观测结果与河南相似,其中沈阳雨滴直径相对较大,数浓度偏少,含水量和雨强较大。

图 8 是 7 个站平均雨滴谱分布。表 2 列出了各站各档雨滴数浓度和雨强及其分别对总数浓度和总雨强的贡献率。总体而言,除新密站可归为顾震潮^[27]提出的 II 型谱以外,其余站雨滴谱分布基本都属于 I 型谱。依据各站雨滴谱分布的相似程度,可将 7 个站分成唐河和新密、开封和新郑、临颖和西平、太康这四类。唐河和新密位于河南省偏西部,它们在直径小于 3.63 mm 范围内雨滴谱分布相似度高,都在大值端出现明显弯曲,新密于直径 4.99 mm 处出现第二极值,新密谱宽大于唐河。开封和新郑都在河南偏北部,雨滴谱谱宽相同,都为 3.18 mm,小滴一侧雨滴谱较大滴端相似度高,尤其当直径小于 1.5 mm 时。临颖和西平位于河南省中部,雨滴谱谱宽一致,前者雨滴谱曲线较后者平直,即更接近 M-P 分布。太康站在河南偏东部,在直径

表 1 我国一些层状云降水微物理参量平均值										
Table 1 Microphysical parameters of some stratiform cloud precipitation in China										
省份	站点	日期	$N/(个 \cdot m^{-3})$	$I/(mm \cdot h^{-1})$	$Q/(g \cdot m^{-3})$	D_1/mm	D_2/mm	D_3/mm	D_0/mm	D_{max}/mm
河南	开封	2002 年 10 月 19—20 日	343.91	0.52	0.04	0.53				3.18
	临颖		408.0	1.49	0.09	0.60				3.63
	太原		869.84	3.62	0.23	0.66				3.18
	唐河		316.43	0.77	0.05	0.51				4.09
	西平		547.12	0.90	0.06	0.52				3.63
	新密		219.17	0.99	0.06	0.62				4.99
	新郑		275.57	0.41	0.03	0.50				3.18
	唐河	1999 年 7—10 月, 2000 年 4 月	3 586	0.69	0.06	0.31	0.35	0.40	0.72	1.10
	孟津	2002 年 4 月	232.7	2.76		0.89				3.92
	临颖	4—5 日	884.1	1.16		0.63				5.60
	玛曲	2007 年 7 月 12 日		3.17	0.17	0.88				1.26
		2007 年 7 月 14 日		4.87	0.28	0.77				0.99
宁夏	盐池等 ^[24]	1983 年 6—9 月, 1984 年 6—7 月	299.7		0.07	0.63				
辽宁	沈阳	1994 年 7—8 月	470.95	2.09	0.15	0.60		0.83	1.34	2.12
黑龙江	哈尔滨	1999 年 5—7 日	938.9	0.76	0.05	0.37	0.43	0.50	0.92	1.34

注: N 为雨滴数浓度; I 为雨强; Q 为雨滴含水量; D_1 为算术平均直径; D_2 为均方根直径; D_3 为均立方根直径; D_0 为中值直径; D_{max} 为最大直径.

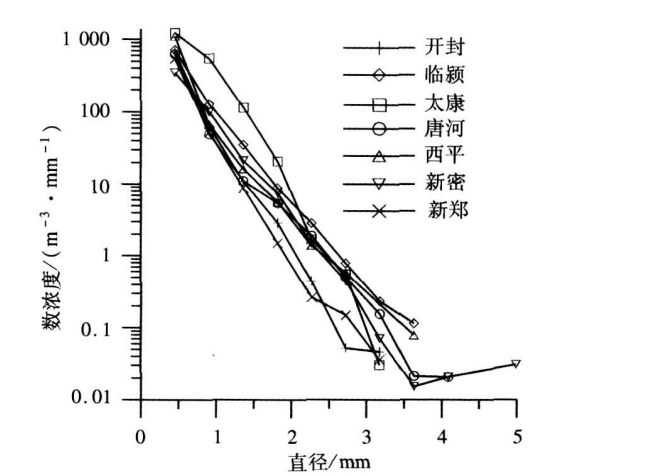


图 8 7 个站雨滴平均谱分布
Fig 8 Average surface raindrop
size distributions at 7 stations

不大于 2 mm 范围内雨滴谱曲线线下面积最大, 意味着直径不超过 2 mm 的雨滴浓度最高, 达 868.82 个 / m^3 (表 2)。以上分析表明, 层状云系不同部位雨滴谱的谱型分布存在一定差异。

另外从表 2 还可知: (1)雨滴数浓度和雨滴数浓度的贡献基本随着雨滴直径的增大而减小, 直径小于 1 mm 的雨滴数目占总雨滴数的 90% 以上, 这都表明小雨滴对数浓度的贡献大; (2)直径大于 1 mm 的雨滴雨强占总雨强的比重普遍超过 50%, 甚至达到 70% 以上, 可见尽管大雨滴浓度低, 但是对雨强的贡献较大。

从前面的分析可知, 与这次系统前期降水和表 2 列出的其他较强降水个例相比, 总体上后期降水雨强相对偏弱。结合较大雨滴对雨强的贡献大可判断得出, 可能存在雨滴普遍不够大或较大雨滴数浓度偏低的情况。关于这一推断从下面的分析也能得到一定验证。由图 4 和图 6 可推测出融化的冰粒子在暖云区由于云水含量低而难以得到进一步的生长, 即雨滴碰并增长过程很可能不强, 表现为暖云区低层回波强度偏弱, 结果造成雨滴尺寸偏小。总之, 雨滴谱和雨滴微物理特征量的演变是影响层状云地面雨强分布和大小的主要因素之一。

需要指出的是, 由于本例缺乏飞机等探测的云微物理资料, 因而对云系微观特征和降水机理的分

表 2 各站各档雨滴数浓度和雨强及其
对总数浓度和总雨强的贡献
Table 2 Contributions of different size raindrops
at 7 stations to the total raindrop number
concentration and precipitation rate

站点	D / mm	$N_x /$ m^{-3}	$(N_x / N) /$ %	$I_x /$ $(mm \cdot h^{-1})$	$(I_x / I) /$ %
开封	0.45	308.51	89.71	0.11	21.31
	0.91	28.89	8.40	0.15	28.63
	1.36	4.96	1.44	0.12	23.44
	1.82	1.31	0.38	0.09	17.24
	2.27	0.20	0.06	0.03	6.03
	2.72	0.02	0.01	0.01	1.33
	3.18	0.02	0.01	0.01	2.02
临颍	0.45	327.82	80.28	0.12	7.90
	0.91	58.60	14.35	0.30	20.27
	1.36	16.07	3.94	0.40	26.50
	1.82	4.03	0.99	0.28	18.55
	2.27	1.29	0.32	0.20	13.53
	2.72	0.36	0.09	0.10	6.99
	3.18	0.11	0.03	0.05	3.57
太康	3.63	0.05	0.01	0.04	2.70
	0.45	557.82	64.13	0.20	5.54
	0.91	249.35	28.67	1.29	35.56
	1.36	52.21	6.00	1.29	35.50
	1.82	9.44	1.09	0.65	17.93
	2.27	0.76	0.09	0.12	3.26
	2.72	0.25	0.03	0.07	2.02
唐河	3.18	0.01	0.00	0.01	0.19
	0.45	258.19	90.13	0.10	13.38
	0.91	22.58	7.13	0.12	15.20
	1.36	5.01	1.58	0.12	16.09
	1.82	2.46	0.78	0.17	22.07
	2.27	0.87	0.27	0.14	17.60
	2.72	0.23	0.07	0.07	8.69
西平	3.18	0.07	0.02	0.04	4.60
	3.63	0.01	0.00	0.01	0.98
	4.09	0.01	0.00	0.01	1.40
	0.45	505.64	92.42	0.18	20.20
	0.91	30.62	5.60	0.16	17.56
	1.36	7.37	1.35	0.18	20.15
	1.82	2.56	0.47	0.18	19.57
新密	2.27	0.63	0.12	0.10	10.91
	2.72	0.26	0.05	0.08	8.54
	3.18	0	0	0	0
	3.63	0.04	0.01	0.03	3.07
	0.45	159.17	72.63	0.06	5.76
	0.91	45.96	20.97	0.24	23.89
	1.36	9.71	4.43	0.24	24.07
新郑	1.82	3.39	1.55	0.23	23.45
	2.27	0.67	0.31	0.10	10.56
	2.72	0.20	0.09	0.06	6.00
	3.18	0.03	0.01	0.02	1.63
	3.63	0.01	0.00	0.01	0.54
	4.09	0.01	0.00	0.01	1.09
	4.54	0	0	0	0
	4.99	0.01	0.01	0.03	3.01
	0.45	246.53	89.46	0.09	21.87
	0.91	24.16	8.77	0.12	30.77
	1.36	3.99	1.45	0.10	24.25
	1.82	0.68	0.25	0.05	11.58
	2.27	0.12	0.04	0.02	4.62
	2.72	0.07	0.02	0.02	4.89
	3.18	0.02	0.01	0.01	2.02

析带有一定程度的推测成分。另外,对造成此次层状云降水过程的动力学特征也未能作深入细致的探讨。在今后的工作中,需要在这些方面加强研究,期待最终能够建立并逐步完善北方层状云降水的物理模型。

5 结论

通过对 2002 年 16—20 日河南省层状云降水过程观测资料的综合分析,得到层状云及其降水的特征如下:

(1)降水过程前期受地面倒槽和高空低槽以及切变线影响,后期受高空低槽和切变线影响。前期锋前暖区降水主要影响河南南部,雨量多为小到中雨;后期冷区降水遍及全省,雨量分布较前期均匀,且降水较弱。对流层中低层位势不稳定层结和偏东偏南的暖湿气流为降水的产生提供了必要条件。对流不稳定层的上下方有明显的风切变,在出现不稳定层的前后对流层高层有高空急流。

(2)降水过程先后受河南东南侧涡旋云系和西北侧低槽切变云系东移的影响。后期云系纹理、色调和厚薄较前期相对均匀,目测云状多为蔽光高层云和碎雨云,有时出现雨层云。云系中较厚实的部位云顶温度低于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$,甚至达到 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$,对应地面雨强也较大。降水云体垂直分布相似,冰相粒子主要分布在不低于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云区,过冷水含量不高,且主要位于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层附近,液态水集中在暖云区,云水含量偏低,厚度偏薄。气柱水汽量随时间变化显著,降水出现前总水汽量大,降水结束后明显减小。在降水前后云液态水总量先后经历显著增加和减少过程,连续降雨时段液态水与雨强都呈现先升后降的总体趋势。

(3)降水回波绝大部分是层状云回波,强度为 $20\sim 35\text{ dBZ}$,存在明显亮带,层状云回波时空分布不均匀。对地面雨滴谱特征量的分析也表明,这是一次较典型的层状云降水过程,雨滴谱总体呈现数浓度随雨滴直径指数递减的特点,小雨滴对数浓度的贡献大,较大雨滴对雨强的贡献较大,云系不同部位雨滴谱型和谱宽等存在不同程度的差异。

(4)通过以上分析结果并结合一定的推理判断,能够初步勾画出这次层状云降水的物理模型:低槽和切变、对流不稳定层结和中低层较好的水汽条件是造成这次河南大范围小到中雨降水过程的中尺度背景。在此前提下,层状云系总体上表现为水平分布相对较均匀,但微观上不同部位存在不均匀性,

多为由过冷云区和暖云区组成的混合相垂直云体结构, 过冷云区包含不少冰相粒子, 其含量较过冷水高, 暖云区云水含量偏小, 雨水含量随暖云区高度降低而增加的趋势表现不明显, 雨滴浓度基本随雨滴直径指数递减, 较大雨滴对雨强的贡献较大。推测本次层状云的主要降水机制可能为: 以冰相粒子的凝华增长为主要过程, 撞冻增长相对较弱, 与雨水碰并增长过程相比, 冰粒子的融化对地面降水的贡献大。当然, 在云系不同部位由于多种因素的共同影响导致其降水机制存在着差异, 进而表现为云系结构和降水特征的差别。

参考文献:

- [1] 李大山, 章澄昌, 许焕斌, 等. 人工影响天气现状与展望 [M]. 北京: 气象出版社, 2002: 46-49
- [2] Hobbs P V, M atek a T J Herzegh P H, et al The mesoscale and m icro scale structure and organization of clouds and precipitation in m idlatitude cyclones I : A case study of a cold front [J]. J A mos Sci 1980 37(3): 568-596
- [3] Herzegh P H, Hobbs P V. The mesoscale and m icro scale structure and organization of clouds and precipitation in m idlatitude cyclones II : W arm-frontal clouds [J]. J A mos Sci 1980 37(3): 597-611.
- [4] Korolev A V, Isaac G A, Cober S G, et al M icrophysical characterization of m ixed-phase clouds [J]. Q uant J Roy Meteor Soc, 2003 129: 39-65.
- [5] Stoelinga M T, Hobbs P V, Mass C F, et al Im provem ent of m icrophysical parameterization through observational verification experim ent [J]. Bull Amer Meteor Soc, 2003, 84(12): 1807-1826
- [6] Evans A G, Locatelli J D, Stoelinga M T, et al The M PROV E-1 storm of 1-2 February 2001 part II: Cloud structures and the growth of precipitation [J]. J A mos Sci 2005, 62(10): 3456-3473
- [7] 孙可富, 游来光. 1963 年 4—6 月吉林地区降水性层状冷云中的冰晶与雪晶 [J]. 气象学报, 1965 35(3): 265-272
- [8] 游来光, 熊光莹, 高明忍, 等. 春季吉林地区层状冷云中冰晶的形成与雪晶增长特点 [J]. 气象学报, 1965 35(4): 423-433
- [9] 王谦, 游来光, 胡志晋. 新疆乌鲁木齐地区冬季层积云研究——一个例的观测结果与分析 [J]. 气象学报, 1987 45(1): 2-11.
- [10] 刘玉宝, 游来光, 胡志晋. 新疆准葛尔盆地冬季系统性降水研究 I . 降水模型 [J]. 气象科学研究院院刊, 1988 3(1): 36-45.
- [11] 游来光, 王守荣, 王鼎丰, 等. 新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究 [J]. 气象学报, 1989, 47(1): 73-81.
- [12] 冯园, 濮江平, 赵斌华, 等. 河南春季一次冷锋降水过程的云物理结构分析 [J]. 解放军理工大学学报: 自然科学版, 2005 6(6): 591-597
- [13] 廖菲, 郑国光, 洪延超, 等. 2002 年河南春季的一次层状云降水特征研究 [J]. 南京气象学院学报, 2004 27(2): 160-168.
- [14] 胡娅敏, 沈桐立, 廖菲. 一次河南省春季层状云降水的地面雨滴谱特征 [J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(4): 507-515.
- [15] 金华, 王广河, 游来光, 等. 河南春季一次层状云降水云物理结构分析 [J]. 气象, 2006 32(10): 3-10
- [16] 许映龙. 北方大部降水偏少 南方局地暴雨洪涝 [J]. 气象, 2003 29(1): 58-61.
- [17] 王以琳, 王俊, 龚佃利, 等. 江淮气旋和冷锋相结合天气过程的宏、微观结构分析 [J]. 应用气象学报, 2001, 12(增刊): 30-38.
- [18] Kummerow C, Hong Y, O kon W S, et al The evolution of the Goddard Profiling A lgorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive m icro wave sensors [J]. J Appl Meteor 2001, 40 1801-1820.
- [19] 方宗义, 项续康, 方翔, 等. 2003 年 7 月 3 日梅雨锋切变线上的 β -中尺度暴雨云团分析 [J]. 应用气象学报, 2005, 16(5): 569-575.
- [20] 刘朝顺, 吕达仁, 杜秉玉. 地基遥感大气水汽总量和云液态水总量的研究 [J]. 南京气象学院学报, 2006 29(5): 606-612.
- [21] 卞礼智, 荆克溥, 蒋年冲, 等. 一次梅雨锋降水的雨滴谱分析 [J]. 南京气象学院学报, 1984, 7(1): 36-45
- [22] 周毓荃, 刘晓天, 周非非, 等. 河南干旱年地面雨滴谱特征 [J]. 应用气象学报, 2001, 12(增刊): 39-47
- [23] 李娟, 游来光, 胡志晋, 等. 黄河上游玛曲地区雨滴谱特征的观测研究 [J]. 高原气象, 2006 25(5): 942-949.
- [24] 牛生杰, 安夏兰, 桑建人. 不同天气系统宁夏夏季降雨谱分布参量特征的观测研究 [J]. 高原气象, 2002 21(1): 37-44.
- [25] 陈宝君, 李子华, 刘吉成. 三类降水云雨滴谱分布模式 [J]. 气象学报, 1998 56(4): 506-512
- [26] 袁成, 樊玲, 李亚滨. 哈尔滨地区春夏季降水微结构特征 [J]. 南京气象学院学报, 2001 24(2): 250-257
- [27] 顾震潮. 云雾降水物理基础 [M]. 北京: 科学出版社, 1980 84-88.