

河南省一次冷锋降水过程的水汽分布特征 及其增雨潜力

廖菲^{1,2,3} 洪延超¹ 郑国光⁴

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

4 中国气象局, 北京 100081

摘要 选取2002年4月4~5日河南省的一次冷锋降水过程, 利用实测的间隔3 h一次的加密探空资料, 研究了降水发展过程中云与水汽的背景分布特征。分析结果指出: 云系的空间分布与等假相当位温面上的准饱和区分布一致, 地面雨区与其高湿区(>85%)相对应。850~700 hPa之间水汽含量最大, 主要位于东—西、南—北水汽通量交汇区, 这与中低空风场东—西风180°风向切变、低层水面过饱和区相对应。伴随此次地面锋线移入, 高空327 K等假相当位温线垂直范围扩大, 600 hPa以上是一个较大的中性层结区, 并伴有云中准饱和区厚度不断增加, 说明高积云有层云化和加厚的倾向, 云内中上空位势不稳定又有利于云向上垂直发展, 从而有利于降水产生。高层-15℃以上高度的冰面过饱和区有利于过冷水的形成, 因而也有利于冰晶的繁生增长, 零度层高度以下的水面过饱和区内水汽凝结率高, 液态水成物容易生成, 这对于高层冰晶效应形成的云滴在下落时, 能更好的进行碰并增长。所以, 此次降水过程中存在两个较好的人工催化时段, 分别是5日5~8时和15~17时(北京时), 这与计算雨强反映出的潜力区相一致, 因此, 采用计算雨强或整层大气可降水量来判断催化潜力或许更加合理, 但这些基于理论分析的潜力判断需要进一步配合云中冰晶和液态水的观测资料作论证。可见, 利用探空资料可计算出各种物理量, 这些物理量有助于我们进一步了解云系结构及水汽分布特征, 当缺乏雷达和卫星等探测数据时, 这对于实际人工影响天气研究和业务作业还是有参考意义的。

关键词 探空资料 水汽 增雨潜力 冷锋 河南省

文章编号 1006-9585 (2007) 04-0553-13 **中图分类号** P26 **文献标识码** A

Vapour Distribution Feature and Precipitation Enhancement Potential of a Cold Front Precipitation in Henan Province

LIAO Fei^{1,2,3}, HONG Yan-Chao¹, and ZHENG Guo-Guang⁴

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

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

4 *China Meteorological Administration, Beijing 100081*

Abstract Using 3-hour interval sounding data from 4 April to 5 April 2002 in Henan province, background distribution of clouds and vapour during this cold front precipitation process is analyzed. Researching results show

收稿日期 2006-05-18 收到, 2007-04-22 收到修定稿

资助项目 国家“十五”科技攻关项目 2001BA610A-06 和国家自然科学基金资助项目 40475006

作者简介 廖菲, 男, 1979年出生, 博士, 主要从事云和降水物理研究。E-mail: liaofei_jxgz@163.com

that cloud spatial distribution pattern is close to the distribution of quasi-saturation area on the iso-potential pseudo-equivalent temperature chart, and high relative humidity area ($>85\%$) in this chart is close to surface rain belt. Maximum water content exists between 850 hPa and 700 hPa, which is also the interface area of east-west and south-north vapour flux. Maximum water content area is also corresponding to the position of obvious 180° east-west wind shear in the middle level and super saturation respect to water in the low level. Vertical range of 327 K iso-potential pseudo-equivalent temperature extends just over the place where the surface cold front intrudes. At the same time, vertical range of quasi-saturation area increases, neutral stable area above 600 hPa forms and potential instability in mid-high level occurs. All of these mean that in the upper level altocumulus has the trend of stratification and thickness, which is in favor of rain occurrence. Area of super saturation respect to ice above -15°C is good to the formation of super cooled liquid water and the growing of ice crystals. Further more, large amount of liquid water is easily formed due to high condensation rate in the area of super saturation respect to water below 0°C level. Those conditions in which ice crystals are easily continuous growing up, and we can judge that two periods, 0500 — 0800 LST and 1500 — 1700 LST individually, are the best time for cloud seeding. This result is corresponding to the result judged by the trend of calculated rain rate distribution. So, variables such as calculated rain rate distribution or precipitable water maybe more reasonable to estimate the precipitation enhancement potential. But this deduction based upon theoretical analysis still needs to be verified by observation of ice crystal and liquid water in the clouds. It is obvious that many variables can be calculated by using sounding data, which help us to realize cloud structure and vapour distribute feature. All of these are significant to carrying out research or practical work of weather modification when radar and satellite data are absent.

Key words sounding data, water vapour, precipitation enhancement potential, cold front, Henan Province

1 引言

云和降水物理学是大气科学的一个主要研究领域,同时与大气科学的其他分支学科的关系也十分密切。云和降水的形成和发展都与大气中的水汽息息相关,除了宏观动力条件外,丰富的水汽供应也是一个关键因素,因而研究大气中水汽资源状况及其相关特征十分必要。

由于缺乏有效的水汽观测方法,人们常常利用探空资料来间接研究大气中的水汽特征。例如,在降水预报方面:杨红梅等^[1]利用探空资料研究了水汽总量与降水的关系,指出对流层水汽总量是降水预报的重要参量;钟晓平^[2]分析探空资料中包含的各种信息后认为,大气层结不稳定、水汽含量等可用于短时强降水的分析和预报;田生春等^[3]通过对 45 次暴雨实例的探空资料进行分析后进一步指出,高层水汽充沛、自下而上的增湿过程、深厚的强上升运动是预报暴雨发生的关键因子。在定量降水研究方面:史凤坡^[4]认为根据山地降水时的流场分布,选取合适位置对应的探空可用来估算地形降水量;石立新等^[5]结合多普

勒雷达和探空资料,估算了层状云降水时的大气可降水量,从而研究层状云降水效率。在气候研究领域:刘国纬^[6]利用我国探空历史资料进行计算后得出,我国大陆上空可降水夏季大于冬季、东部大于西部的时空分布特征。张国庆等^[7]根据探空资料研究了垂直高度上各层水汽含量分布情况,通过计算水汽通量、水汽通量散度来分析水汽时空分布特征,发现大多数层状云降水时水汽主要集中在 500 hPa 以下。

就人工影响天气领域而言,人们利用探空资料对许多问题进行了研究。如:雷恒池等^[8]提出探空资料对建立人工增雨模型十分重要;王以琳等^[9]利用探空资料来分析冰-水面饱和水汽差空间分布,并在没有微物理探测情况下以此来判断云层厚度及可播区的分布高度。同时,许多学者还根据地面实际降水量与估算的大气总水汽量^[10]、大气凝结效率和水汽通量散度^[11]、天气系统的降水效率^[12]以及探空资料计算的大气可降水量^[13]等许多参量讨论了云的降水潜力问题。

河南省的春秋季节是该省的干旱季节,主要以层状云降水为主。研究层状云系的水汽分布特征及其增雨潜力显得十分必要。由于在实际观测

和人工增雨作业时缺乏雷达、卫星和云降水观测，加上探空资料往往并不能描述云及其结构特征，因此，研究云系中水汽条件及增雨潜力存在本质性的困难。但本文所采用的探空资料是在全天空有云且降水发生时所得到的，能够基本反映出云内气象要素分布，所以，我们尝试利用此次降水过程时的探空资料来研究降水发展时云水资源背景特征，从而进一步了解和判断人工增雨的潜力和时机问题。

2 天气形势

2002 年 4 月 4 日 20 时（北京时间，下同），地面一条东北—西南走向的冷锋位于四川、陕西、山西一带（图 1）^[13]，该冷锋缓慢向东南方向移动，逐步影响我国中部地区。4 月 5 日 0 时，地面冷锋从西北部移入河南省，在向东南方向移动过程中减弱，5 日 5 时地面冷锋到达郑州，5 日 17 时冷锋移出河南。对应地面冷锋的移动，700 hPa 表现为位于陕西、山西的东北—西南走向的槽线向东偏北方向移动，该槽线在向东偏北方向移动时迅速减弱。此次降水过程中地面冷锋与高空槽线具有较好的高低空配置，整个锋面向西倾斜，地面降水主要集中于靠近地面冷锋的锋后区域，降水类型属低槽冷锋型。

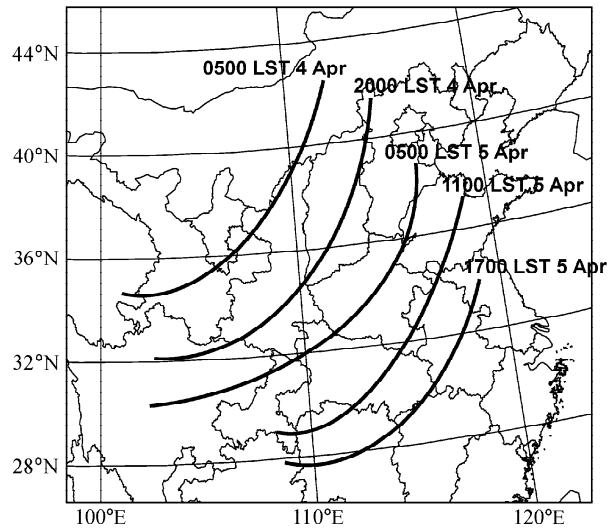


图 1 2002 年 4 月 4~5 日不同时刻地面冷锋位置^[14]
Fig. 1 Position of surface cold front at different time on 4 — 5 Apr 2002^[14]

3 资料及物理参量计算

由于冷锋过境，2002 年 4 月 4~5 日河南省出现了大范围的降水天气，为对此次冷锋云系进行研究，从 4 月 4 日 20 时~5 日 20 时，在郑州探空站进行了间隔时间为 3 h 一次的连续探空观测，由于进行加密探空观测时台站上空已经全天覆盖云系，探空资料可以代表云内的气象要素分布。

3.1 假相当位温

根据文献 [15] 可知，假相当位温

$$\theta_{se} = \theta^* \exp\left(\frac{L_v W}{C_{pd} T_c}\right), \tag{1}$$

式中，

$$\theta^* = T \left(\frac{1000}{p - E(T_c)} \right)^{0.286}$$

是饱和湿空气中所含的干空气位温（单位：K），其中 $T_c = T - 1.21(T - T_d)$ ， T 和 T_d 分别是湿空气的温度和露点（单位：K）；

$$W = 0.622 \frac{E(T_d)}{p - E(T_d)}$$

是水汽混合比（单位： $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ）； p 是气压（单位：hPa）； L_v 和 E 分别是水的汽化潜热（单位： $\text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ）和饱和水汽压（单位：hPa），它们都是温度的函数，具体计算公式如下：

$$\left. \begin{aligned} L_v(T) &= -2.68T + 3229.9 \\ \ln E &= -5.807 \ln T - \frac{6998.5}{T} + 60.009 \end{aligned} \right\} \quad (-50\text{ }^{\circ}\text{C} \leq t \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C})$$

$$\left. \begin{aligned} L_v(T) &= -2.36T + 3145.5 \\ \ln E &= -5.1186 \ln T - \frac{6815.7}{T} + 55.451 \end{aligned} \right\} \quad (0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq t \leq 50\text{ }^{\circ}\text{C})$$

3.2 水汽含量

垂直方向上两个高度之间的水汽含量可以用文献 [16] 中的公式：

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q dp, \tag{2}$$

其中， q 为水汽混合比（单位： $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ）， p 为气压（单位：hPa）， Q 的单位为 mm。

3.3 水汽通量

水汽通量公式为^[16]：

$$Q_P = \frac{q_P \times V_P}{g}, \tag{3}$$

其中, q_p 是气压为 p 的层面上的比湿 (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), V_p 是气压为 p 的层面上的矢量风速 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), g 取 $9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, Q_p 的单位为 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

3.4 饱和水汽压

采用刘公波等^[17]给出的公式分别计算水面、冰面饱和水汽压:

$$e_w = 6.11 \times e^{(19.84859 - 5418.12/T)}, \quad (4)$$

$$e_i = 6.107 \times e^{(22.51637581 - 6150.573216/T)}, \quad (5)$$

其中, 水汽压均为实际大气温度 T (单位: K) 的指数函数。

3.5 凝结函数和垂直速度

采用文献[16]中给出的公式分别计算凝结函数 $F(p, T)$ 和垂直速度 w :

$$F = \frac{q_s T}{p} \left(\frac{LR - c_p R_w T}{c_p R_w T^2 + q_s L^2} \right), \quad (6)$$

其中, $L = 2\,499.52 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1}$, 为水的蒸发潜热; $R_w = 460 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, 是水汽的气体常数; $R = 287.05 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, 是干空气气体常数; $c_p = 1.005 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 是干空气定压比热; q_s 是饱和比湿 (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$); p 为气压 (单位: hPa); T 为气温 (单位: K)。

垂直速度:

$$w = \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T}{\gamma - \gamma_d}, \quad (7)$$

其中, T 是气温 (单位: K); $\mathbf{V}$ 是风速 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); γ 和 γ_d 分别是实际大气和干空气的温度垂直递减率 (单位: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$)。

4 剖面图分布特征

在缺乏雷达、卫星等观测资料的情况下, 利用探空资料绘制剖面图, 并结合天气、气候资料来研究和预报未来天气是一种十分常见的方法。

这种剖面图分析方法在 20 世纪 50~80 年代我国地方台站的实际工作中, 由于受观测手段和数据实时传输的限制, 曾得到了广泛的利用。已有的研究工作指出, 根据高空风场和湿度场的时间剖面图可以用来预测旱涝气候变化、西太平洋副高进退和强降水发生^[18], 从单站 24 h 变温、变高的时间剖面图中可以得到台站上空槽或脊线的出入境及槽或脊线高低空配置等天气形势^[19], 利用温度垂直梯度的时间-高度剖面图也可研究近地面辐射逆温层出现的时空特征及其对应机理^[20]。大量前人的研究工作指出, 在利用时间剖面图进行天气学分析时, 风场、温度场和湿度场这些要素的时间演变特征分析十分重要。因而, 我们采用以上气象要素, 并结合假相当位温讨论位势不稳定状况, 研究此次降水过程中云系, 水汽分布特征, 以及对应的动力、热力过程的作用。

4.1 准饱和区分布

一般来说, 云和周围大气没有明显的分界线, 因而, 可用准饱和条件 ($T - T_d < 2 \text{ }^\circ\text{C}$, 且 $T > -11 \text{ }^\circ\text{C}$ 时, 相对湿度大于 85%) 来划定云内准饱和区^[21]。图 2 是利用 2002 年 4 月 4 日 20 时~5 日 20 时每隔 3 h 一次的探空资料所得到的时间剖面。准饱和区出现的时间 (4 日 22 时之后) 与表 1 中对应时段全天总云量为 10 的地面观测事实吻合, 因而可以认为准饱和区可近似代表云区范围。

在地面冷锋移过郑州站 (5 日 5 时) 之前, 对应的准饱和区的分布特征是: 越靠近冷锋的云层越厚, 最大云顶高度约在 400 hPa, 云顶温度约 $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ 。冷锋前部暖区云系准饱和区出现时间约在 4 日 22 时, 但此时云层厚度小, 云顶较低, 云底较高, 且没有形成降水。此次降水的发生 (图 6 显示是在 5 日 5 时) 是以饱和区向下延伸至近地面并且饱和区垂直厚度增加, 云型由 Ac op 演变为 As op, 云顶温度降低到 $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ 为主要特征。

表 1 2002 年 4 日 20 时~5 日 20 时的地面观测实况
Table 1 Surface observation reality from 2000 LST 4 Apr to 2000 LST 5 Apr 2002

物理量	时 间								
	4 日 20 时	4 日 23 时	5 日 2 时	5 日 5 时	5 日 8 时	5 日 11 时	5 日 14 时	5 日 17 时	5 日 20 时
云状	Ac op	Ac op	Ac op	As op	Fn As op	Fn As op	Fn As op	Fn As op	As op
低云量/总云量	0/10	0/10	0/10	0/10	8/10	4/10	3/10	1/10	0/10
天气实况	阴	阴	有雨	有雨	有雨	有雨	有雨	有雨	阴

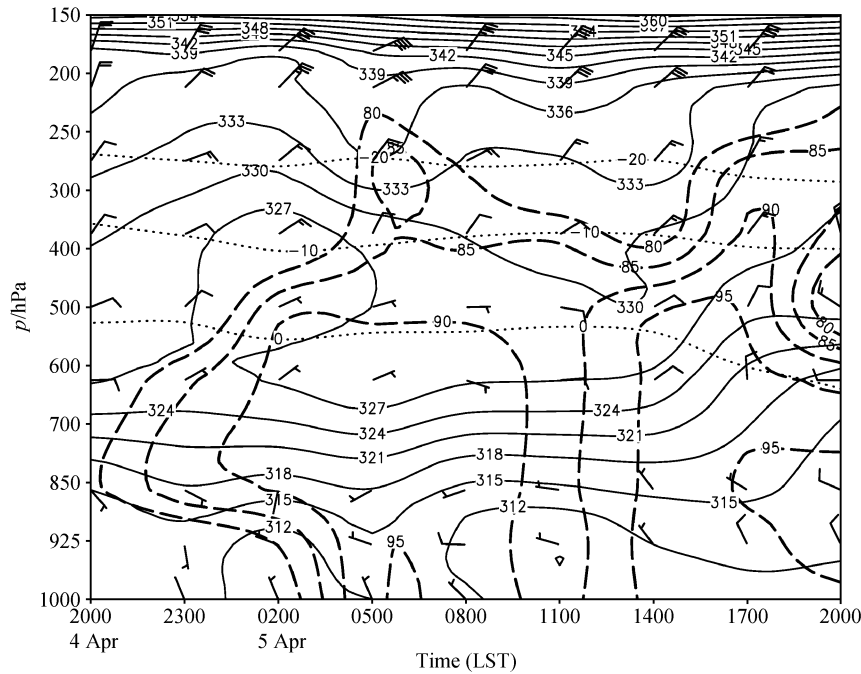


图2 2002年4月20时~5日20时的风场、假相当位温(实线,单位:K)、相对湿度(虚线,单位:%)、温度(点线,单位:℃)剖面

Fig. 2 Time cross-section of wind, potential pseudo-equivalent temperature (solid line, units: K), relative humidity (dashed line, units: %), temperature (dotted line, units: °C) from 2000 LST 4 Apr to 2000 LST 5 Apr 2002

4.2 风场演变特征

伴随冷锋移过台站,台地上空出现了风场变化,高低空风场的调整存在3个差异明显的阶段。根据某一高度上风随高度顺时针旋转有暖平流,随高度逆时针旋转有冷平流的原理,具体特征如下:第1阶段是4日23时之前, $h<925\text{ hPa}$ 的低空是偏南的暖平流,而850 hPa附近则以东南气流为主,风向随高度逆时针旋转,有着明显的冷平流入侵, $700\text{ hPa}\leq h<500\text{ hPa}$ 为整层的东风, $h\geq 500\text{ hPa}$ 在整个冷锋过境期间都是稳定的东北风。第2阶段从5日2时开始至5日14时结束,此时近地面层基本转为偏北风,而 $925\text{ hPa}\leq h<$

850 hPa 也整层转变为一致的偏西气流, $h<850\text{ hPa}$ 的整个中低空都被冷平流所占据。第3阶段从5日17日开始,此期间 $h<850\text{ hPa}$ 由原来的西风气流转为一致的西北气流, $700\text{ hPa}\leq h<500\text{ hPa}$ 风向演变剧烈,由东风转变成为了北风, $850\text{ hPa}\leq h<500\text{ hPa}$ 出现了明显的暖平流。

表2是对上面文字和图2的一个直观表述。冷锋入境前后,地面上空的风场具有如下特点:降水发生初期,近地面层由偏南风转为偏北风,并伴随暖平流向冷平流的转变,其上层的中低空风向由偏东风转为偏西风。主要降水时段 $850\text{ hPa}\leq h<700\text{ hPa}$ 的高度上存在 180° 的风向切变,切变分布

表2 不同时刻各高度层风场和温度平流的主要变化

Table 2 Primary variation of wind and temperature advection between different levels on different time

高度	时 间			
	4日23时	5日2时	5日14时	5日17时
$h\geq 500\text{ hPa}$	东北风气流	东北风气流	东北风气流	东北风气流
$700\text{ hPa}\leq h<500\text{ hPa}$	偏东风,冷平流偏	东风,冷平流	东北风	偏北风,暖平流
$850\text{ hPa}\leq h<700\text{ hPa}$		风向 180° 切变区	风向 180° 切变区	
$925\text{ hPa}\leq h<850\text{ hPa}$	偏东风,冷平流	偏西风,冷平流	偏西风,冷平流	西北风,冷平流
$h<925\text{ hPa}$	偏南风,暖平流	偏北风,冷平流	偏北风,冷平流	

在假相当位温线密集区,说明这些能量的密集带(即锋区)是降水云系发展并形成降水的主要区域。降水末期,700 hPa $\leq h < 500$ hPa 被暖平流替代,大气稳定性增加。

4.3 不稳定区分布

利用整层大气的对流不稳定判断依据($\partial\theta_{se}/\partial z < 0$)来分析此次降水过程中位势不稳定。由图2可知,冷锋入境前(5日0时),600 hPa 高度上327 K等假相当位温线附近,假相当位温满足自下而上随高度升高而减小,因而600 hPa 附近存在小范围的位势不稳定区,在5日5时,也就是郑州站位于地面锋线处,不稳定范围扩展到高空700~500 hPa。值得注意的是,5日5时之前,327 K等假相当位温线垂直范围大,600 hPa 以上是一个较大的中性层结区,并伴有云中准饱和区厚度不断增加,说明高积云有层云化和加厚的倾向,实际观测到的也是Ac op向As op转变,这些都预示着天气将有变化,容易出现降水。

从以上分析可以初步看出,地面降水的出现主要集中在地面冷锋附近及锋后区域,锋前暖区出现Ac op时并没有发生降水。此次降水主要发生在地面冷锋入境,伴随有锋前地面暖平流被冷平流取代,高空锋区移入引起中低空风场发生180°风向切变,云内中空位势不稳定又有利于云向上垂直发展,从而有利于降水产生。一旦云顶附近有暖平流出现时,地面降水也将停止。

5 水汽场分布特征

为了使探空资料更能反映出云系的水汽分布状况,利用探空资料计算了相对湿度的空间分布。同时,由于云系在上升运动时可近似看作为绝热过程,近似满足假相当位温守恒。所以,选择某一个高度,如320 K(此位温值对应的高度位于准饱和区内)进行研究。图3分别给出了5日8时的红外卫星云图、320 K等位温面和850 hPa上的相对湿度分布。

上文中提到,相对湿度大于85%的准饱和区可以用来确定云系的边界,这在图3b中得到很好的体现。5日8时一条东北—西南走向的冷锋云系覆盖在我国的东北、华北大部以及江南局部地区,这条冷锋云系上有两个明显的低压中心,低压中

心前方的暖锋云系颜色白亮云层较厚。此外,冷锋云系中对应于地面锋线的上空,云层也相对较厚。由此也可看出,相比于850 hPa高度上的相对湿度分布图,320 K等位温面上准饱和区的分布位置、区域与红外卫星云图更加相近。而且,云南东北部的云团及青海西北部云系在等位温面上都有相应的体现;而在850 hPa等压面上,新疆西北部存在高湿区,对应云图上却没有明显云系。可见,用等位温面上的准饱和区更能描述云系的分布。从图3b还能看出,河南的中东部及东北地区有一块相对湿度较大的区域,实况上对应于地面也是主要的降水区(图略)。

除了水汽分布特征外,我们更关心有利于降水形成的水汽条件。图4分别给出了等压面上的冰面过饱和度、水面不饱和度、水汽含量和水汽通量分布。

冰晶效应是冷云降水过程的主要降水机制,冰晶效应的发生是冷云降水时云中产生降水胚胎的有效过程,这是冷云降水的主要机理,也是催化增雨的主要机理。如果水面与冰面的饱和水汽压差大,对水面不饱和的情况下,对冰面就更有可能饱和并且过饱和度也大,有利于过冷水向冰晶的转移。因此在过冷水存在的条件下,水面与冰面的饱和水汽压差的大小对人工增雨来说是十分重要的。实际大气中,冰面饱和水汽压肯定是小于水面的饱和水汽压,并且冰-水饱和水汽压差是温度的单值函数,且差值最大发生在-11.5℃^[22]。因而,仅根据冰-水饱和水汽压差并不能充分反映云中的粒子增长环境,还需进一步利用冰面过饱和度(实际水汽压减去冰面饱和水汽压,其差值再除以冰面饱和水汽压,单位:%)、水面不饱和度(实际水汽压与水面饱和水汽压的差值,单位:hPa)来更加有效的综合判断。

基于上述,利用图4中各物理量分布来分析云系内存在发生冰晶效应的潜力区。从图2中可以知道,云系内相对湿度为85%的准饱和区的高度5日5时之前(第1时段)低于-10℃,在5日5~14时(第2时段)在-10℃附近,而5日14时之后(第3时段)迅速上升到-20℃以上高度。这3个时段正好把降水时段区分开,前后两个时段是无(弱)降水期,中间的时段是主要降水期。此外,在5日17时之前,中低空880~640 hPa

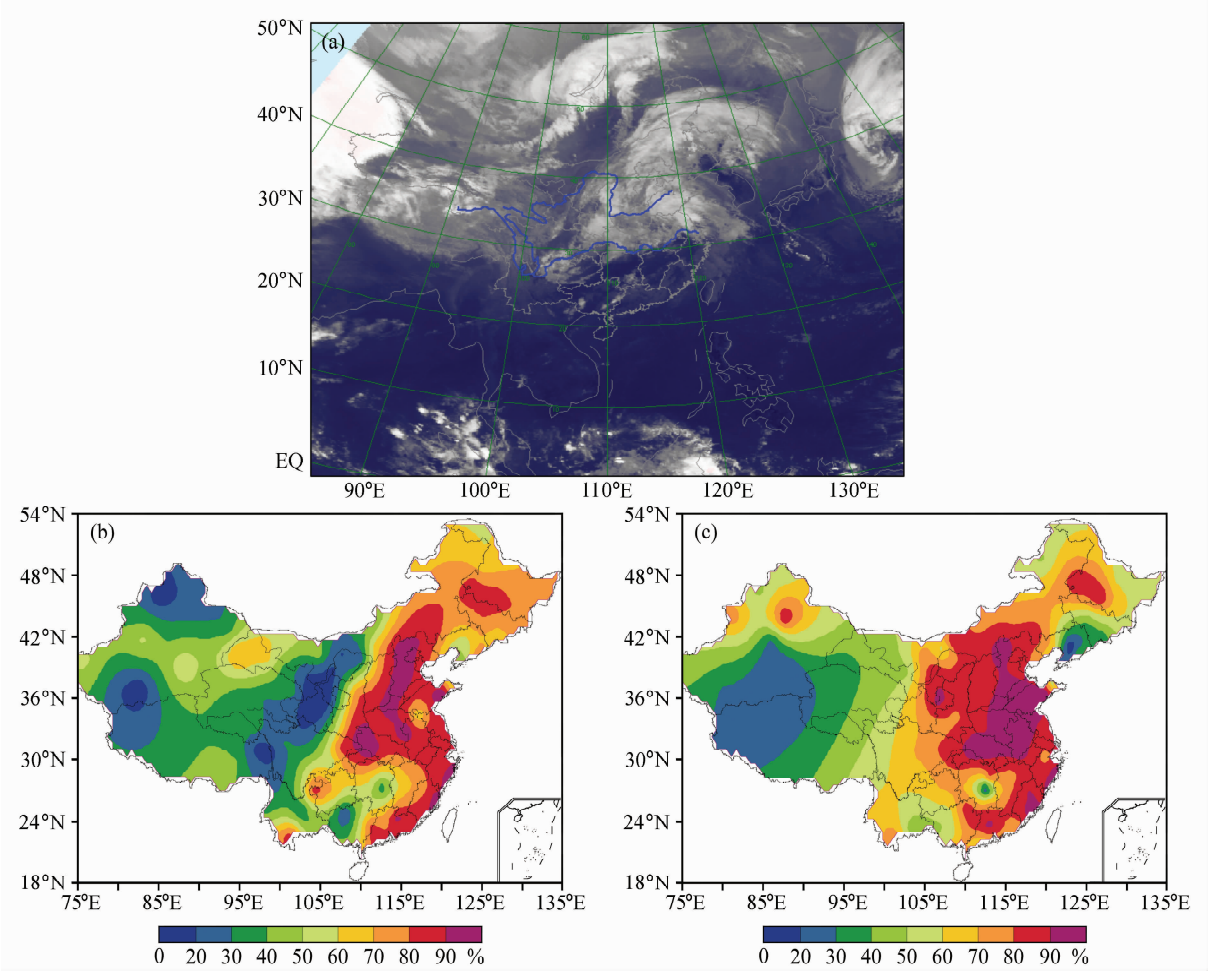


图3 5日8时的 (a) 卫星云图以及 (b) 320 K层、(c) 850 hPa层的相对湿度分布
Fig.3 (a) Satellite map, distribution of relative humidity (shaded) of (b) 320 K and (c) 850 hPa at 0800 LST 5 Apr

之间的暖层(温度高于 0°C)一直稳定存在着水面过饱和区(图4a),这说明大气中的水汽含量丰富,有利于液相粒子凝结增长,这与图4b中水汽含量在这一层出现最大吻合。

在第1时段,准饱和区主要在 0°C 以下,其上方大气属于不饱和的干层,在 $600\sim 500\text{ hPa}$ 水面不饱和度随高度递增,大气中的水质粒蒸发较快,这使得云层很难向上发展。在第2时段,云顶附近仍然是水面不饱和区,但 -40°C 高空开始存在对冰面过饱和的区域,且冰面过饱和区随时间向下方伸展,在5日5~8时冰面过饱和区的临界区下伸至最低到 -15°C 高度上;有研究表明,对于冰面过饱和水汽存在的区域,冰晶的凝华增长最快发生在 -7°C 和 -15°C ,而最慢发生在 $>-5^{\circ}\text{C}$ 和 $<-22^{\circ}\text{C}$,但是,过冷水往往容易在冰

晶凝华慢的部位出现累积^[23];所以,对于此次降水过程,5日5~8时云顶上方的高层冰面过饱和区内有利于冰晶的繁生和过冷水的生成,使得冰晶效应容易发生,冰晶增长迅速;大量冰晶长大后落入云区又会开始蒸发,但如果冰相粒子足够大,以致在进入水面过饱和区时还未蒸发消失,则会有再一次的碰并增长过程,这可能是降水出现峰值的一种原因;另外,5日10~14时,准饱和区上方($0\sim -10^{\circ}\text{C}$)都出现了对水面不饱和的极大值区,即:实际水汽压与水面饱和水汽压的差值高于 0.6 hPa ,而且实际大气对冰面也不饱和,不利于云中水成物的增长,这或许是导致地面相应的降水减少的一种原因。在第3时段,尽管准饱和区高度上升,且对应的高度(-20°C)也有较强的冰面过饱和区,但其下方($0\sim -15^{\circ}\text{C}$)

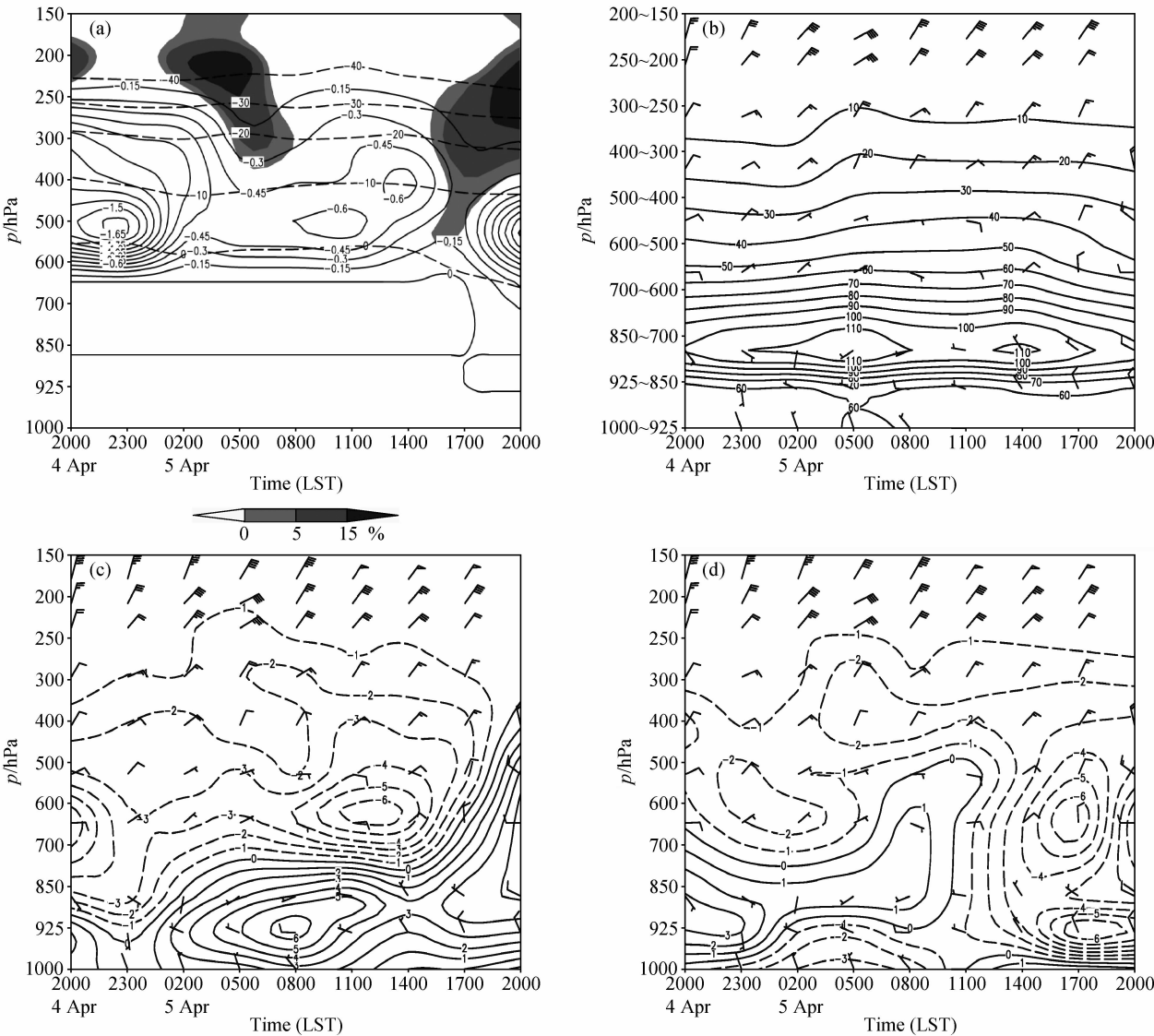


图 4 (a) 等压面上实际—水面饱和和水汽压差 (实线, 单位: hPa) 以及冰面过饱和度 (阴影, 单位: hPa) 和温度 (虚线, 单位: °C); (b) 两层间水汽含量 (单位: mm) 和风场; (c)、(d) 分别为 u 、 v 分量的水汽通量 (单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 和风场
Fig. 4 (a) Difference of real vapour pressure and saturation vapour pressure (solid line, units: hPa), supersaturation with respect to ice (shaded, units: hPa) and temperature (dashed line, units: °C); (b) vapour content between two levels (units: mm); (c) u -component of vapour flux (units: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind field; (d) the same of (c) but is v -component

存在着较强的干层, 大气存在较大的不饱和性, 因而, 高层冰晶落下后容易蒸发消失, 加上低空水面过饱和区范围缩小, 不利于降水粒子形成增长, 直接导致地面降水趋于消失。

此外, 水汽含量也是一个衡量水汽条件是否丰沛的重要物理量, 图 4b、4c 和 4d 分别给出了等压面上的水汽含量、 u 分量水汽通量和 v 分量水汽通量时间剖面。图 4b 上的风场对应的高度是纵坐标值中 “~” 号前的那个数 (例如: 1 000

~925, 则风场对应的高度是 1 000 hPa)。由图 4b 可以看出, 此次降水过程最大水汽含量出现在 850 ~700 hPa 之间, 出现的时间是 5 日 5 时。结合图 1 和图 2 的分析结果发现: 水汽含量最大值对应于地面冷锋的正上空, 最大值的出现时间与地面降水发生时间一致, 最大水汽含量存在的区域正好是该区域上下部存在明显的东—西风切变, 一旦东—西风切变消失, 水汽含量极值区也不再存在。

从图 4c 和 4d 水汽通量分布可以看出: 冷锋

自西向东移动时纬向剖面上, 锋面以下西风输送的水汽最大值出现在锋后靠近冷锋处, 位于 925 hPa 的低空; 而锋面以上东风输送的水汽出现在冷锋的中部, 大概位于 650 hPa。冷锋云系中水汽的南北输送也有明显的特征, 锋前暖区云系的中部以偏南水汽输送为主, 而对于锋后冷区云系, 只有靠近地面冷锋的 850 hPa 附近才以偏南水汽输送为主, 在远离地面冷锋后的广大区域内, 其上空的云系中经向水汽输送均以偏北气流为主。

尽管此次冷锋云系中含有大量的水汽, 但究竟有多少水汽凝结成水, 这关系着降落到地面的总降水量。为了衡量降水效率, 用单位时间内单位质量空气中的水汽凝结量 (即凝结率) 进行分析。由文献 [16] 可知, 凝结率是凝结函数和垂直速度的乘积, 根据探空计算出以上两个值后即可求得。图 5a 给出了各层凝结率的时间高度分布。结合比湿进行计算, 可以估算得到各层单位时间和单位质量空气中总水汽凝结量 (图 5b)。

从图 5a 可知, 比湿的垂直分布在 600 hPa 以上随时间基本不变, 而 700 hPa 以下随时间出现两次极大值, 分别在 5 日 5 时和 14 时前后。凝结率的极值区出现的部位都位于地面冷锋之后, 分别位于近地面层靠近冷锋处 (8 时地面) 和远离冷锋的中低空部位 (17 时 850 hPa)。根据进一步计算得到的凝结量分布图 (图 5b) 能够看出, 几

乎所有的凝结水都形成都于 0℃层以下, 出现的时间和高度与凝结率的分布相一致。此外, 凝结率的大小都在 $10^{-2} \sim 10^{-1}$, 这就说明大气中的降水效率往往不超过 10%。

6 增雨潜力分析

到目前为止, 人们对人工增雨的潜力并没有形成一个统一的判断标准, 但人工增雨的核心思想就是将大气中的水汽、液态水转化为地面降水, 因而, 比较地面实际降水量与大气可降水量可以认为是评价增雨潜力的一种方法。本文借用增雨潜力系数^[9]、大气可降水量^[13]和整层大气可降水量^[24], 并根据凝结率计算得到的地面降水量等来一并讨论此次降水过程的增雨潜力, 具体计算公式如下:

增雨潜力系数:

$$P=\int_{h_1}^{h_2} F(h)dh, \text{单位: hPa} \cdot \text{m} \tag{8}$$

其中,

$$F(h)=\begin{cases} e-E_{ice}, & \text{当 } e>E_{ice} \\ 0, & \text{当 } e\leq E_{ice} \end{cases}$$

e 和 E_{ice} 分别是实际水汽压和冰面饱和水汽压 (单位: hPa), h_1 和 h_2 分别是大气层的下边界和上边界的高度, 单位: hPa。

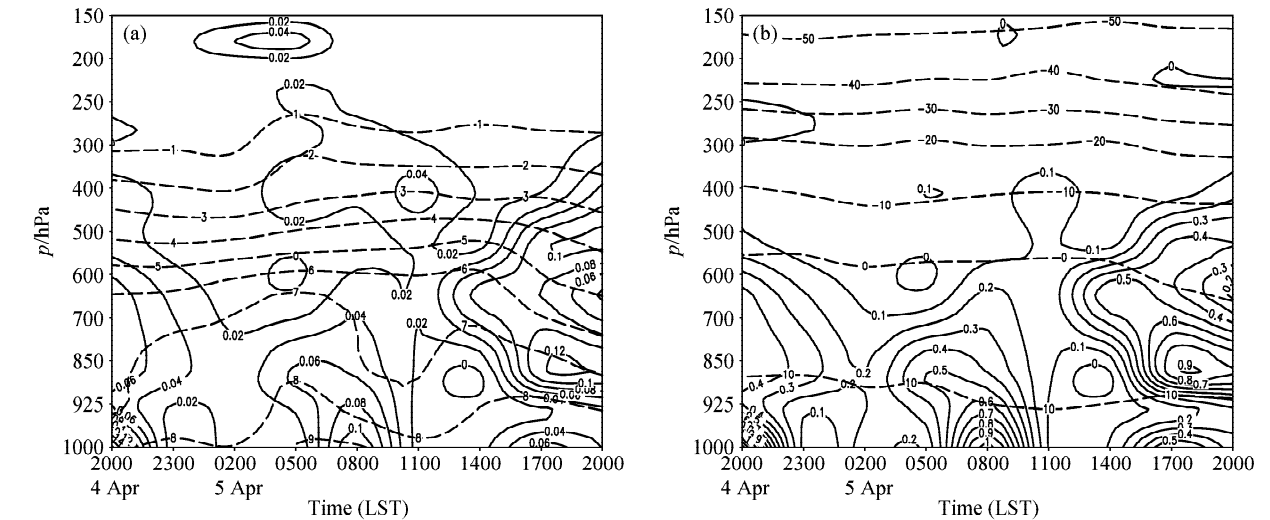


图 5 (a) 凝结率 (实线, 单位: $\text{g} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) 和比湿 (虚线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 以及 (b) 凝结量 (实线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) 和温度 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 5 (a) Condensation rate (solid line, units: $\text{g} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) and specific humidity (dashed line, units: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$); (b) quantity of condensation (solid line, units: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) and temperature (dashed line, units: $^{\circ}\text{C}$)

大气可降水量:

$$W = (q \cdot \Delta p) / (\rho \cdot g), \text{单位: mm} \quad (9)$$

其中, $q = (q_1 + q_2) / 2$, q_1 、 q_2 和 Δp 分别是气层上、下边界的比湿 (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 和气压差 (单位: hPa); ρ 是液态水密度 (单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), g 取 $981 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

整层大气可降水量:

$$W = e^{0.1995 + 0.0627 t_d}, \text{单位: cm} \quad (10)$$

其中, t_d 为露点温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$ 。

由于冷云降水过程中人工增雨主要是播撒 AgI 作为人工冰核, 所以, 在计算人工增雨潜力系数时仍然按照文献 [9] 中所指出的范围, 即 $-5 \sim -15^{\circ}\text{C}$ 。根据文献 [13] 给出的计算可降水量的公式, 本文将整层大气范围取为从地面至 150 hPa 高度。采用文献 [24] 给出的经验公式, 本文利用郑州站不同时刻的地面露点温度来计算整层大气的可降水量。图 6 就是郑州站计算雨强、实际雨强、增雨潜力系数、可降水量和整层大气可降水量随时间的变化。

从图 6 可以看出: 增雨潜力系数在 4 日 20 时

~ 5 日 20 时之间出现了 3 个峰值, 分别对应于 4 日 20 时、5 日 5 时、5 日 17 时, 其变化基本在 $480 \sim 540 \text{ hPa} \cdot \text{m}$ 内上下起伏, 但在 5 日 16 时之后, 增雨潜力系数呈现迅速单调递减趋势; 可降水量的变化表现为双峰结构, 2 个极大值出现的时间分别为 5 日 5 时和 5 日 14 时, 整个时段内可降水量的峰值为 36 mm 左右; 整层大气可降水量随时间变化则显示为多峰结构, 峰值分别出现在 4 日 23 时、5 日 8 时和 5 日 17 时, 用地面露点估算的整层大气可降水量大约是探空计算的可降水量的 1/3。总体上来看, 判断增雨潜力的 3 个不同物理量随时间的变化趋势基本一致, 这主要是由于 3 个物理量都是以水汽量 (水汽压或比湿) 作为衡量的基本量。

图 6 还给出了实际雨强和计算雨强随时间的变化。从图中可以看出, 实际雨强和可降水量之间的分布趋势较一致, 而计算雨强与整层大气可降水量的分布趋势较一致。在主要的降水时段 (5 日 5 $\sim$ 14 时), 实际雨强和计算雨强的值基本接近, 但是, 15 时之后, 当实际降水趋于消亡的阶

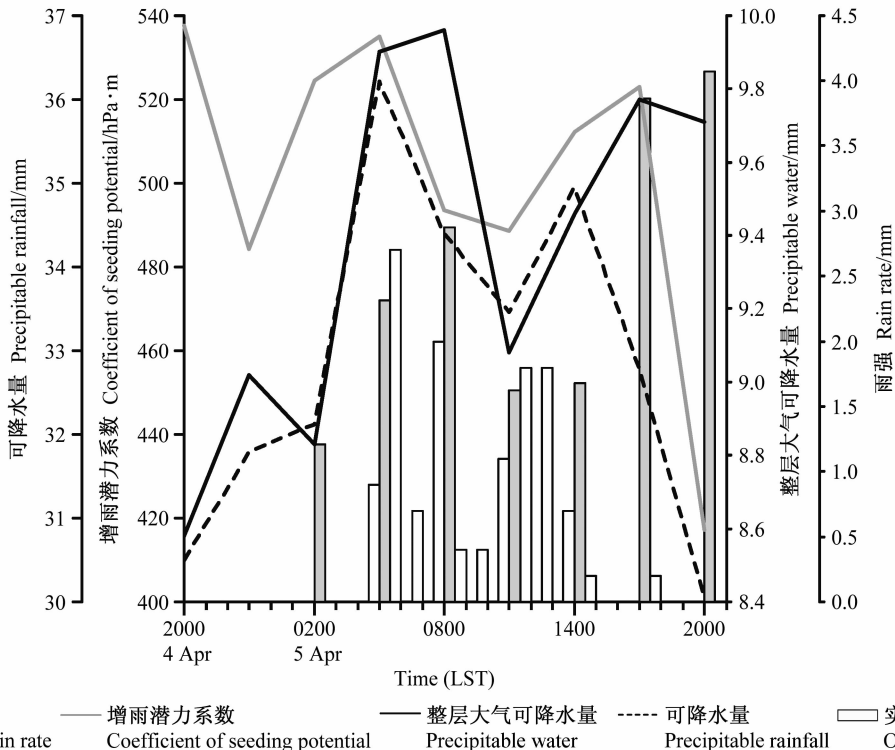


图 6 2002 年 4 月 4~5 日郑州站的计算雨强、增雨潜力系数、整层大气可降水量、可降水量、实际雨强随时间的变化

Fig. 6 Time cross-section of coefficient of calculated rain rate, coefficient of seeding potential, precipitable water, precipitable rainfall, observation rain rate of Zhengzhou on 4—5 Apr 2002

段, 计算雨强不减反增, 这说明云中水汽凝结成液态水的效率还没有减退。由于中低空仍处于准饱和状态, 因而雨滴下落蒸发过速不大可能, 所以地面降水没有与之相对应发生增长现象, 可能是因为云中形成的液态水滴太小, 而云中又没有适合的雨滴增长机制使得小雨滴无法长大落地。

从理论上说, 对于冷云降水过程而言, 人工增雨催化潜力区主要是判断冰晶生长条件以及下落到水云区时的碰并增长环境。对于此次降水过程, 存在两个较好的催化时段。第一个较好的催化时段是 5 日 5~8 时, 因为此时高空的冰面过饱和区正好是过冷水容易产生的区域, 此时若在冰面过饱和区播撒人工冰晶, 则能迅速转化消耗凝结水而长大, 其 0°C 层下方的水面过饱和区内水汽凝结量也较大, 同样有利于下落冰晶融化后进行碰并增长。另一个较好的催化时段在 5 日 15~17 时, 因为高层有较大范围的冰面过饱和区, 对应的实际大气相对湿度大, 在这种环境下, 位于准饱和区顶的高层如果播撒人工冰晶, 同样容易发生冰晶效应引起冰晶迅速增长, 下落进入水面过饱和区时, 恰好水汽凝结量大, 液态水成物含量也多, 十分有利于碰并增长。当然, 这一推论还需要用观测资料进一步证实 2 点: 1) 高层冰晶是否缺少及过冷水是否存在; 2) 中低空是否液态水含量有明显增幅。如果上述推论成立, 那么利用整层大气可降水量来衡量增雨潜力, 将比增雨潜力系数和可降水量更加有效。

7 结论

本文利用郑州站 2002 年 4 月 4 日 20 时~5 日 20 时间隔 3 h 一次的加密探空资料, 计算了各种与水汽相关的物理量, 对此次冷锋过程的降水背景作了初步研究, 分析结果如下:

(1) 如果把冷锋锋面上云系的运动过程近似看作绝热过程, 可以用等假相当位温面上的相对湿度分布, 它比用等压面上的相对湿度分布, 更容易反映出云系的空间分布, 并且等假相当位温面上的高湿区与地面降水区基本一致。

(2) 自西向东移动的冷锋, 锋面以下水汽的偏西输送明显, 而偏东水汽输送集中在锋面以上, 偏南水汽输送只集中在靠近地面锋线的锋面上下。

(3) 伴随此次地面锋线移入郑州站, 其上空 327 K 等假相当位温线垂直范围扩大, 600 hPa 以上是一个较大的中性层结区, 并伴有云中准饱和区厚度不断增加, 说明高积云有层云化、加厚的倾向, 云内位势不稳定出现又有利于云向上垂直发展, 从而有助于降水产生。另外, 850~700 hPa 之间水汽含量最大, 这与中低空风场东—西风 180° 风向切变、低层水面过饱和区相对应。

(4) 利用探空资料计算得出的冰面过饱和区和水面过饱和区可以更加有利于判断云内粒子增长环境。此次降水过程, 高层 -15°C 以上高度出现的冰面过饱和区有利于过冷水的形成, 因而也有利于冰晶的繁生增长。 0°C 层高度以下的水面过饱和区内水汽凝结率高, 有利于液态水成物的生成, 这对于高层冰晶效应形成的云滴在下落时, 能更好的进行碰并增长。

(5) 根据粒子增长环境可以判断出此次降水过程中存在两个较好的人工催化时段, 分别是 5 日 5~8 时和 15~17 时, 这与计算雨强反映出的潜力区相一致。因而, 采用计算雨强或整层大气可降水量来判断催化潜力或许更加合理, 但这种潜力判断需要进一步配合云中冰晶、液态水的观测资料作论证。

利用探空资料可以估算出很多物理量, 这些物理量有助于我们进一步了解水汽分布、稳定度特征, 以及判断云中降水粒子增长环境。在实际人工影响天气研究和业务作业时, 若缺乏雷达、卫星等探测数据, 对探空资料进行分析还是有参考意义的。

致谢 论文撰写过程中曾与郭学良研究员进行过有益的讨论, 郑州市气象局提供了地面观测资料, 在此一并感谢。

参考文献 (References)

- [1] 杨红梅, 葛润生, 徐宝祥. 用单站探空资料分析对流层气柱水汽总量. 气象, 1998, 24 (9): 8~11
Yang Hongmei, Ge Runsheng, Xu Baoxiang. Analysing troposphere air moisture content with single radiosonde station data. Meteorological Monthly (in Chinese), 1998, 24 (9): 8~11
- [2] 钟晓平. 强对流降水前大气层结因子的分析. 应用气象学

- 报, 1993, **4** (4): 408~414
Zhong Xiaoping. An analysis of atmospheric stratification factors before server convective precipitation. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1993, **4** (4): 408~414
- [3] 田生春, 杜长萱. 暴雨落区预报的进一步研究. 大气科学, 1985, **9** (4): 387~398
Tian Shengchun, Du Changxuan. A future study on the forecasting for the regions of occurrence of heavy rains. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1985, **9** (4): 387~398
- [4] 史凤坡. 地形雨估算初探. 气象, 1996, **22** (2): 29~32
Shi Fengpo. Preliminary study of orographic rain evaluation. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1996, **22** (2): 29~32
- [5] 石立新, 汤达章, 万蓉, 等. 利用多普勒天气雷达估算层状云的降水效率. 气象科学, 2005, **25** (3): 272~279
Shi Lixin, Tang Dazhang, Wan Rong, et al. The study on precipitation efficiency of stratiform cloud by doppler radar. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2005, **25** (3): 272~279
- [6] 刘国纬. 中国大陆上空可降水的时空分布. 水利学报, 1984, **5**: 1~9
Liu Guowei. The time-space distribution of precipitation water over the mainland of China. *Journal of Hydraulic Engineering* (in Chinese), 1984, **5**: 1~9
- [7] 张国庆, 张加昆, 刘蓓. 黄河上游水汽时空分布特征. 气象科学, 2003, **23** (1): 64~69
Zhang Guoqing, Zhang Jiakun, Liu Pei. Space-time distribution characteristic of moisture over upper stream of yellow river. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **23** (1): 64~69
- [8] 雷恒池, 曾庆存, 李仑格, 等. 从自然控制论看黄河上游人工增雨. 气候与环境研究, 2001, **6** (4): 391~399
Lei Hengchi, Zeng Qingcun, Li Lunge, et al. Investigation of artificial precipitation augmentation at the upper reaches of the Yellow River based on natural cybernetics. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6** (4): 391~399
- [9] 王以琳, 刘文, 王广河. 冷云人工增雨催化区的探空判据. 气象学报, 2002, **60** (1): 116~121
Wang Yilin, Liu Wen, Wang Guanghe. Sounding criterion of cold cloud catalysis. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (1): 116~121
- [10] 周德平, 耿素江, 杨旭. 辽宁夏季积云降水发生频率及人工影响潜力分析. 气象科技, 2003, **31** (4): 243~247
Zhou Deping, Geng Sujiang, Yang Xu. Analysis of cumulus precipitation frequency and potential of rain enhancement in summer in Liaoning. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 2003, **31** (4): 243~247
- [11] 张连云, 王以琳, 龚佃利. 山东沿海降雨云系宏观特征及人工增雨潜力的估算. 气象, 1996, **22** (10): 35~38
Zhang Lianyun, Wang Yilin, Gong Dianli. The characteristics of rainfall clouds and the evaluation of artificial precipitation enhancement potency in the coast land of Shandong province. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1996, **22** (10): 35~38
- [12] 王以琳. 山东空中水资源及开发利用. 中国人口·资源与环境, 1994, **4** (增刊): 103~107
Wang Yilin. Development of atmosphere-water resources in Shandong. *China Population Resources and Environment* (in Chinese), 1994, **4** (Suppl.): 103~107
- [13] 德力格尔, 黄彦彬, 李仑格. 青海省东北部地区春季空中水资源潜力分析. 高原气象, 2002, **21** (6): 622~627
De Li-ge-er, Huang Yanbin, Li Lunge. Analyses on potential air water resources over northeast Qinghai in spring. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2002, **21** (6): 622~627
- [14] 李宏宇. 河南地区典型降水云系水资源开发和利用基础研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2003
Li Hongyu. Study on water resources development and utilization of typical precipitation clouds over Henan region. Ph.D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2003
- [15] 郝为锋, 沈春康. 假相当位温 (θ_{se}) 的精确计算及其查算表. 气象科学, 1987, **7** (2): 74~79
Hao Weifeng, Shen Chunkang. Exact computation of θ_{se} and tables of checking θ_{se} . *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1987, **7** (2): 74~79
- [16] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 1992. 872~900
Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. *Principles and Methods in Synoptic Meteorology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 872~900
- [17] 刘公波, 胡志晋. 一种新的计算冰面饱和水汽压方法. 气象, 1994, **20** (1): 24~26
Liu Gongbo, Hu Zhijin. A new method for calculating the saturated water vapour pressure over ice. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1994, **20** (1): 24~26
- [18] 郑家骅. 单站高空风时间剖面图的应用续探. 气象, 1983, **9**: 24~25
Zheng Jiahua. Further discussions about the application of time cross-section of wind data. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1983, **9**: 24~25
- [19] 叶笃正. 探空资料的应用 (二). 气象, 1977, **12**: 21~23
Ye Duzheng. Application of sounding data (II). *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1977, **12**: 21~23
- [20] 赵德山, 洪钟祥. 典型辐射降温生消过程中的爆发性特征. 大气科学, 1981, **5** (4): 407~415

Zhao Deshan, Hong Zhongxiang. Some burst characteristics during the process of occurring and dissipating of typical radiation inversion. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1981, **5** (4): 407~415

[21] 王以琳, 王俊, 龚佃利. 江淮气旋和冷锋相结合天气过程的宏、微观结构分析. 应用气象学报, 2001, **12** (增刊): 30~38

Wang Yilin, Wang Jun, Gong Dianli. The macro-micro structure analysis of Jianghuai cyclone and cold front. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2001, **12** (Suppl.): 30~38

[22] 王鹏飞, 李子华. 微观云物理学. 北京: 气象出版社, 1989. 35~39

Wang Pengfei, Li Zihua. *Micro Cloud Physics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 35~39

[23] 胡志晋. 层状云人工增雨机制、条件和方法的探讨. 应用气象学报, 2001, **12** (增刊): 10~13

Hu Zhijin. Discussion on mechanisms, conditions, and methods of precipitation enhancement in stratiform clouds. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2001, **12** (Suppl.): 10~13

[24] 杨景梅, 邱金桓. 用地面湿度参量计算我国整层大气可降水量及有效水汽含量方法的研究. 大气科学, 2002, **26** (1): 9~22

Yang Jingmei, Qiu Jinhuan. A method for estimating precipitable water and effective water vapour content from ground humidity parameters. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26** (1): 9~22