

王秀明,俞小鼎,周小刚. 2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论. 气象, 40(4): 389-399.

雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论^{* 1}

王秀明 俞小鼎 周小刚
中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提 要: 基于雷暴发生三要素的雷暴潜势预报思路已被广为接受, 文章旨在讨论其在业务预报应用中的一些具体问题, 澄清一些容易混淆的概念。内容包括大气层结不稳定与对流; 雷暴触发机制与抬升作用及其与天气系统的关系; 如何处理雷暴发生三要素“足够”的问题; “流型识别”与“配料法”的综合应用等。层结不稳定是雷暴发生三要素之一, 也是短时预报分析的重点, 文章讨论了各种中尺度不稳定在雷暴发生中的作用, 给出了估计 CAPE 值时空演变的着眼点, 对位势不稳定和对称不稳定概念及其判据进行了较深入的讨论。

关键词: 雷暴潜势预报, 配料法, 静力不稳定, 位势不稳定

中图分类号: P456 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 04. 001

Discussion on Basical Issues of Thunderstorm Potential Forecasting

WANG Xiuming YU Xiaoding ZHOU Xiaogang
China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: Thunderstorm potential forecasting based on three ingredients has been widely accepted. This article aims to discuss some basical questions in operational forecast applications, and clarify some easily confused concepts. The content includes atmospheric instability and convection, thunderstorms trigger mechanism and lifting and its relationship with synoptical weather system, how to deal with the three elements of the thunderstorm “enough”, the combination of pattern recognition and ingredients based forecasting methodology. Atmospheric instability is one of the three ingredients of convection initiation, and it is also very important to thunderstorm short-time forecasting and analysis. This paper discusses various mesoscale instability related to the thunderstorm, and indicates how to estimate the spatial and temporal evolution of CAPE. In addition, the definition and criterion for potential instability and symmetric instability are discussed profoundly.

Key words: thunderstorm potential forecasting, ingredient based forecasting methodology, static instability, potential instability

引 言

雷暴 (thunderstorm) 泛指深厚湿对流 (deep moisture convection, DMC), 可以不伴有雷电活动 (Doswell, 2001), 也是目前美国学者的习惯用法。

狭义上指伴有雷电活动 (测站“闻雷”) 的深厚湿对流, 是中国学者的习惯用法。深厚湿对流并不一定都伴有雷电活动, 主要决定于云内垂直速度及可降水含量等。中国南方频发的对流暴雨和台风外围对流降水常不伴有雷电活动。本文所称的雷暴指深厚湿对流。雷暴的发生 (convection initiation) 一般用

^{*} 国家自然科学基金项目 (41005002、41175043 和 41075078)、国家重点基础研究发展计划项目 (2013CB430103) 和中国气象局强对流创新专家团队项目共同资助

2013 年 9 月 6 日收稿; 2014 年 1 月 15 日收修定稿

第一作者: 王秀明, 主要从事强对流短临预报和强对流数值模拟研究. Email: wangxm@cma. gov. cn

积云的回波强度达 30~40 dBz 来界定 (Wilson et al, 1986; 2006)。Doswell 等 (1996) 总结的雷暴 (深厚湿对流) 生成三要素指: (1) 环境温度直减率处于条件不稳定状态, 常存在温度直减率近乎干绝热 (干中性) 的气层, 从而有足够大的正浮力; (2) 有足够多的水汽从而使抬升气块代表的状态曲线与环境温度曲线相交于自由对流高度 (level of free convection, LFC); (3) 具有使气块达到 LFC 的抬升机制, 简称静力不稳定、水汽和抬升三要素。从气块理论的角度简而言之, 雷暴产生的核心问题是“气块”能否被抬升到自由对流高度, 自由对流高度以上是否有足够多的正浮力。实质上是两个条件: 足够大的正浮力, 不太大的对流抑制 (convection inhibit energy, CIN), 同时有足够强的抬升克服对流抑制。为了使各要素相对独立演变, 各构成要素应尽量取相互独立的基本气象要素 (Doswell et al, 1996), 因此将影响浮力的温度直减率、低层水汽和触发机制分别考虑。三要素叠置区为雷暴发生区。除雷暴生成三要素外, 水平风垂直切变大小决定雷暴的组织程度 (Weisman et al, 1982) 和生命史长短。在具备雷暴发生三要素的基础上, 若环境层结非常不稳定且还有强风垂直切变则考虑灾害性强对流天气产生的可能性, 因此实际预报业务工作中考虑的是四要素 (张涛等, 2013)。基于雷暴/强对流产生基本条件 (要素) 的预报思路俗称“配料法” (Doswell et al, 1996; 俞小鼎, 2011), 是中尺度天气分析业务技术的理论基础 (张涛等, 2013)。基于构成要素的“配料法”由来已久, 早在 1980 年陶诗言 (1980) 就提出了基于暴雨产生的基本条件进行暴雨预报的思路。随着我国雷暴短临预报开展, 雷暴生成三要素已被广泛接受, 以“配料法”为思路的雷暴产生环境条件的分析和研究工作逐渐增多 (张小玲等, 2010; 吴蓁等, 2011; 张涛等, 2012); 基于“配料法”的强对流天气环境条件分析业务也已日趋成熟 (张小玲等, 2012; 张涛等, 2013)。“配料法”能够化繁为简, 使预报思路的物理概念清晰, 帮助预报员锁定雷暴潜势预报的关键条件并快速从海量预报产品中提取关键信息。

Doswell 等 (1996) 针对流型识别法的局限性而提出的暴洪等对流性天气的预报思路, 并不是一项具体的预报技术 (俞小鼎, 2011), 在业务预报中基于“配料法”进行雷暴发生预报 (又常被称为雷暴潜势预报) 面临一些具体问题, 如: (1) 是否强对流过程常常发生在位势不稳定的情况下; (2) 条件不稳定与位势不稳定 (即对流不稳定) 的区别与联系; (3) 其他不稳定如对称不稳定等对雷暴发生的作用如何? (4) 雷暴的“抬升”与“触发”是否等同? (5) 雷暴是否可以由高空槽等天气尺度系统“触发”? (6) CIN 是衡量触发雷暴所需抬升强度的物理量, 是否对流抑制为零则雷暴发生? 是否当天最高温度能达到对流温度就意味着雷暴发生? (7) 雷暴发生三要素“足够”是一个比较模糊的概念, 业务应用中如何衡量? 有必要对这些问题进行一番探讨, 对一些重要的基本概念进行澄清。

1 大气不稳定与对流

为了使雷暴构成三要素相互独立, Doswell 等 (1996) 提出的静力不稳定 (Insability) 仅指温度层结处于条件不稳定状态, 似乎是一个独立要素。实际上温度直减率介于干湿绝热递减率之间的条件不稳定状态是否具有正浮力取决于低层水汽含量, 即条件不稳定实际上是与水汽相关的, 也就是说三要素只能是尽量相互独立, 完全相互独立不可能。

1.1 静力不稳定及其判据

雷暴发生的不稳定本质上是基于气块理论的浮力不稳定。浮力不稳定又称为重力不稳定或静力不稳定。静力不稳定包括绝对不稳定、条件性不稳定, 其判据见表 1。绝对不稳定不考虑水汽相变, 实际上是干空气绝对不稳定的简称。绝对不稳定通常仅出现在相对干的近地层, 由地面向上的强感热通量维持, 这种情况一般出现在我国西部高原地区。如图 1 所示, T - $\log p$ 图上的绝对不稳定气层气块受扰动后上升无阻力。而中空的条件不稳定一旦出现

表 1 重力/浮力不稳定判据
Table 1 The criterion for gravity instability

绝对不稳定	条件不稳定 (CI)	位势不稳定 (PI)	
		条件不稳定的 PI	条件稳定的 PI
$\gamma < \gamma_d$	$\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ 或 $\partial\theta_{se}^*/\partial z < 0$	$\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 且 $\partial\theta_{se}^*/\partial z < 0$	$\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 且 $\partial\theta_{se}^*/\partial z > 0$

注: θ_{se}^* 指饱和假相当位温, θ_{se} 假相当位温, γ_d 、 γ_s 分别表示干、湿绝热递减率。

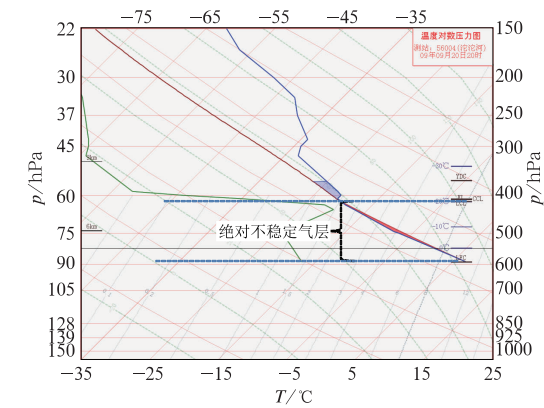


图 1 2009 年 9 月 20 日沱沱河
站斜 T - $\log p$ 图探空分析

Fig. 1 Skew T - $\log p$ sounding analysis of Tuotuo
River Station at 20:00 BT 20 September 2009

马上会出现干对流调整使其恢复到中性状态(干绝热层结)。因此仅由绝对不稳定产生的雷暴几乎没有。干绝热层结或低层超绝热层结有时会产生尘卷或为沙尘暴的起沙机制。条件不稳定(conditional instability, CI),严格说是条件性静力不稳定的简称,指大气状态是有条件的不稳定状态,如果抬升的是未饱和湿空气或干空气,气层稳定;抬升气块为饱和湿空气则不稳定,因此条件不稳定不仅与温度层

结有关,同时与低层水汽含量关系密切,需要指出,被抬升的气块初始状态是饱和的,而不是抬升后达到饱和。条件不稳定具体判据见表 1,需要指出,条件不稳定的判据为 $\partial \theta_{se}^* / \partial z < 0$ 而不是 $\partial \theta_{se} / \partial z < 0$,前者为饱和假相当位温(θ_{se}^*)随高度减小而后者为假相当位温(θ_{se})随高度减小。Holton(1972)给出的判据为:饱和气块的条件不稳定判据为相当位温随高度减小,强调不仅要求相当位温随高度减小,而且需要低层辐合强迫空气抬升使大气达到饱和。如图 2a 所示,743 hPa 以下气层 $\partial \theta_{se}^* / \partial z < 0$,处于条件不稳定状态,饱和假相当位温 θ_{se}^* 指在当前温度廓线不变情况下,假设空气达到饱和时的假相当位温。条件不稳定的另外一种判据为,从任意高度的 θ_{se} 线出发画一条平行于气压坐标的直线(如图 2a 中粗虚线所示),与 θ_{se}^* 线有交点,则说明条件不稳定,图 2a 中 743 hPa 以下为条件不稳定气层,而 743 hPa 之上任意高度两者没有交点,气层条件稳定。与图 2a 对应的 T - $\log p$ 图上(图 2b),抬升 743 hPa 以下任意高度的气团,CAPE 值均不为零,说明条件不稳定,而抬升 743 hPa 之上任意高度的气块则没有 CAPE,说明条件稳定。显然用图 2a 定性判断条件不稳定更快,而定量判断正浮力的大小则须用图 2b。Schultz 等(2000)指出,用温度直减率诊断的

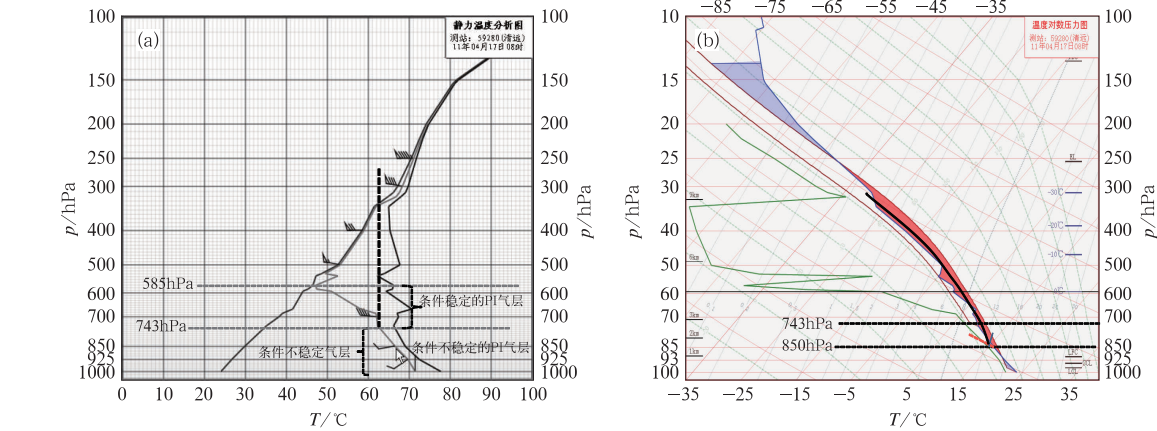


图 2 2011 年 4 月 17 日 08 时清远探空大气层结状态分析

- (a) 位温 θ 假相当位温 θ_{se} 、饱和假相当位温 θ_{se}^* 垂直廓线分析(源自 Ooyama, 1969),
- (b) 斜 T - $\log p$ 图探空分析[图中从 743 hPa 抬升的气块(棕红色线)CAPE 为零,从 850 hPa 抬升的气块(红色虚线:干绝热过程,黑色实线:湿绝热过程)CAPE 大于零]

Fig. 2 Schematic sounding and analysis of static instability for Qingyuan Station at 08:00 BT 17 April 2011

- (a) Vetical profiles of potential temperature, θ , pseudoequivalent potential temperature, θ_{se} , and saturation pseudoequivalent potential temperature θ_{se}^* (Ooyama, 1969);
- (b) skew T - $\log p$ sounding analysis, CAPE is zero when air mass lifted from 743 hPa, CAPE is greater than zero when lifted from 850 hPa

条件不稳定与用对流有效位能(convective available potential energy, CAPE)诊断的条件不稳定不完全相同,温度直减率介于干湿绝热递减率之间的气层有可能 CAPE 值为零;诊断出 CAPE 值大于零的温度廓线某气层可能绝对稳定(如图 2a 的 537~500 hPa),且由于对流抑制能的存在,Schultz 等(2000)认为基于 CAPE 界定的条件不稳定最好称为“潜在不稳定”(latent instability)。由于“潜在不稳定”与位势不稳定混淆,而条件不稳定的温度层结又存在不确定性,从能量(CAPE)角度界定的条件不稳定更具业务应用价值。有两种物理过程可以使得条件不稳定转化为现实的不稳定:(1)低层增湿使气层达到饱和;(2)低层辐合抬升使气块达到自由对流高度(LFC)。

静力不稳定基于气块理论,气块理论假设气块在气层中浮升时气层本身是静止的,这是气块理论的基本假定。这一假定使得气块理论适宜用来讨论孤立的局地强风暴,如一般单体风暴、多单体风暴和超级单体风暴。

1.2 位势不稳定及其判据

位势不稳定(potential instability, PI, 本义为潜在不稳定,被翻译成位势不稳定)最初被称为对流不稳定(convective instability),是一种常被误解的不稳定,一则不是所有的对流都与 PI 直接相关,孤立雷暴常与 PI 无关;二则气层当前状态有可能是条件稳定的,CAPE 值为零,整层抬升后可使 CAPE 值大于零(Schultz et al, 2000)。位势不稳定的判据为 $\partial\theta_{se}^*/\partial z < 0$ (Rossby, 1932),如图 2a 所示 600 hPa 以下为位势不稳定气层。位势不稳定没有规定气层被抬升前是否稳定(张杰, 2006; Markowski et al, 2010),实际上 PI 包括了 $\partial\theta_{se}^*/\partial z < 0$ 和 $\partial\theta_{se}^*/\partial z > 0$ 两种情况,即包括条件不稳定气层和条件稳定气层两种情况。寿绍文等(2003)、陆汉城等(1999)和孙继松等(2012)指出位势不稳发生在上干下湿的条件稳定层结条件下,指的是条件稳定的 PI。这种情况下,原来条件稳定的层结被整层抬升后抬升变为条件不稳定。图 2a 给出的 743~600 hPa 位势不稳定气层指条件稳定的 PI。地面至 743 hPa 是条件不稳定的 PI。一般认为位势不稳定发生在上干下湿的不稳定层结中,实际上只有条件稳定的 PI 发生在上干下湿的情况下(图 2a),地面到 743 hPa 间的条件不稳定的 PI 气层不存在上层的干层。

条件稳定的 PI 转化为现实不稳定需要两个条件:(1)气层上干下湿差异达到一定程度, θ_{se} 垂直递减率大,使得整层抬升时下层先于上层达到饱和,整层抬升后温度直减率明显增大;(2)抬升要足够强且持续足够长的时间,使整层饱和形成层云。低层接近饱和且存在干层的条件稳定的 PI 状态整层抬升后易变为不稳定层结。如果整层抬升前气层是条件不稳定的,抬升后仍是条件不稳定状态,只是低层已经达到饱和,抬升低层气团对流抑制为零,这种情况被称为湿绝对不稳定(moist absolutely unstable),又称为第六种不稳定(Bryan et al, 2000),最常存在于中尺度对流系统(MCS)附近(环境中而非风暴内),也可以出现在积层混合云与台风中。PI 抬升达到的不稳定为湿绝对不稳定。抬升通常由较强的中尺度系统(非浮力抬升)造成。气块理论假设气块在气层中浮升时气层本身是静止的。而实际大气中常会发生整层空气被抬升的情况,因而 PI 不适宜用来诊断基于气块理论的孤立雷暴发生发展,PI 可能在中尺度雨带形成中起一定作用,也可引发区域性的强对流天气。在大气为条件稳定时,PI 状态下能够实现的的不稳定多为弱不稳定,一般不会出现强对流,常为积层混合云降水。国外研究者大多认为 PI 状态下产生雷暴并不常见(Markowski et al, 2010)。美国雷暴高发的大平原地区经常处于 PI 状态,但 PI 却不是引发该地区雷暴的主要不稳定,因为雷暴出现前并没有层云出现。我国南方雷雨出现前常出现持续较长时间的层云,积层混合云造成的暴雨较为普遍,这种积层混合云型雷雨很可能与 PI 有关,值得深入研究。

1.3 对流有效位能及其订正

对流有效位能是衡量热浮力大小的物理量,它综合了被抬升气块的水汽和大气温度层结两个要素,不是一个独立的物理量。CAPE 值对抬升气团的温湿状况敏感,统计表明(王秀明等, 2012b):抬升气块的温度升高 1℃,CAPE 值平均增加 200 J·kg⁻¹;露点增加 1℃,CAPE 平均增加 500 J·kg⁻¹,变化范围从 0~1000 J·kg⁻¹ 存在较大变率。环境探空变化较快,特别是边界层温湿变化显著,而探空大多一天仅 2 次,因此业务预报中可分别考虑温度和水汽因子的影响,通过探空订正估计 CAPE 值的时空演变。对探空可做如下订正:(1)时间订正,基于模式对边界层以上大气的温度预报是可信的,对

边界层温湿参量的预报可信度较差(王秀明等, 2012b),可用模式预报的自由大气温度廓线倾向修正观测探空温度廓线,嫁接地面温湿参量的主观预报来构建预报时刻的探空;(2)空间订正,可用自由大气处于同一气团的邻近探空嫁接本地边界层温湿参量构建本地探空;(3)高度订正,业务中一般计算抬升地面气团的 $CAPE$ 值,但实际上雷暴是由哪一高度的气团抬升形成的是不可知的,为了预测雷暴发生的可能性,应诊断出最大 $CAPE$ 值,即抬升逆温层顶气团,更确切地说是抬升低层相当位温最大的气团。

1.4 对称不稳定

不稳定有多种,且常同时有多种不稳定存在,不同天气现象和天气系统中起主导作用的不稳定不同。雷暴潜势分析仅考虑静力不稳定是否足够? 其他不稳定:如对称不稳定、惯性不稳定、K-H 不稳定等,在雷暴短时预报业务分析中是否需要诊断,如何诊断? 惯性不稳定是大气水平运动的不稳定,在中纬度地区当水平风切变达到每 100 km 超过 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时才有可能产生惯性不稳定,因此通常仅在急流核附近出现。对于静力稳定大气,由垂直切变产生的 Kelvin-Helmholtz 不稳定一般产生晴空湍流、波状云等小尺度现象。条件性对称不稳定被认为是与锋面相联系的由倾斜对流产生的几十到上百千米的中尺度雨/雪带直接原因,其产生的环境条件为:(1)存在强风垂直切变;(2)大气层结近乎饱

和;(3)大气层结处于静力稳定状态但稳定度低,接近中性层结;(4)一般在锋面附近,对称不稳定层结之下是锋面逆温稳定层结。与对称不稳定相联系的中尺度雨带具有以下特征:对流活动一般不强烈,有时测站可闻雷;回波呈带状排列,与热成风方向(地转平衡时即风垂直切变方向)近乎平行,有时有多条雨带平行排列;沿环境风方向移动;空间尺度与对流不稳定层厚度及等熵面坡度有关,在 10~80 km 范围内变化(Colman,2010)。图 3a 为一次暴雪回波,回波呈东北—西南向带状排列,与风垂直切变方向平行,图 3b 表明,在强降雪处,600~400 hPa 间饱和假相当位温等值线坡度比等动量线陡,大气层结处于条件性对称不稳定状态(CSI),可以推测,此次暴雪过程中,由对称不稳定产生的大气倾斜对流运动处于主导地位。用等动量面与等位温面坡度诊断对称不稳定物理意义较清晰。此外,还可用位涡和等熵面上的绝对涡度诊断。由于对称不稳定一般位于边界层稳定层结之上,由这种不稳定产生的雷暴常常被称为“高架雷暴”(Colman,1990a),但并非所有的高架雷暴都由条件性对称不稳定造成,当逆温层之上的大气层结为条件不稳定时,高架雷暴为浮力作用产生的垂直对流。Colman(1990b)给出的典型高架雷暴个例逆温层之上大气层结先后经历了条件不稳定到中性或接近中性的稳定层结再到完全稳定层结三个阶段,条件性对称不稳定只出现在第二阶段。Moore 等(2003)给出的美国 21 个由高架雷暴造成的强降水过程,其边界层冷垫之上的最大对

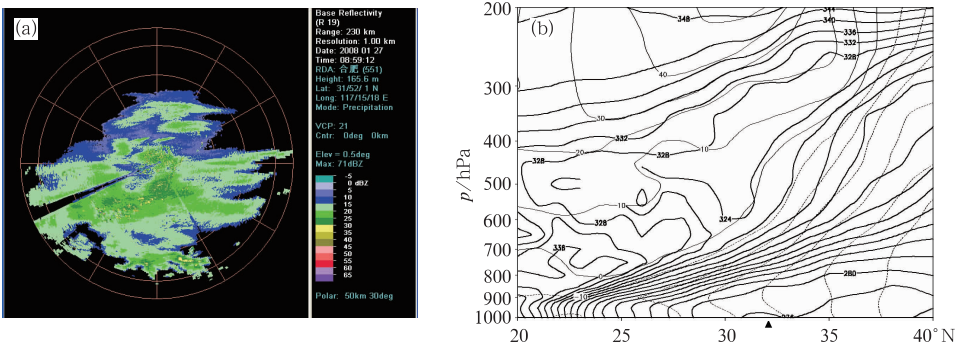


图 3 2008 年 1 月 27 日 08:57 合肥雷达 0.5°仰角反射率因子(a), 2008 年 1 月 28 日 08 时动量(细线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)与饱和假相当位温(粗线,单位:K)在 117°E(通过雷达站)的垂直剖面(b)
(图中虚线包围的区域大致为对称不稳定区,黑色三角为雷达站位置)

Fig. 3 The reflectivity at 0.5°elevation at 08:57 BT 27 January 2008 (a) and vetical cross section of momentum and saturation pseudoequivalent potential temperature of 117°E at 08:00 BT 28 January 2008 (b)

流有效位能超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 强降水是由冷垫之上的垂直对流造成的。2012 年 2 月 27 日傍晚华南高架雷暴过程(吴乃庚等, 2013), 27 日 20 时从逆温层顶抬升的气团有对流有效位能, 抬升指数小于零, 且锋面之上假相当位温随高度减小, 均表明逆温层之上大气层结浮力不稳定, 所以这次过程应不是条件性对称不稳定占主导, 而是由冷垫之上的浮力不稳定产生的垂直对流造成。这次雷暴过程的后期可能有对称不稳定的作用。一般来说, 静力不稳定在雷暴发生过程中处于支配地位。对称不稳定对我国雷暴发生影响的大小尚无系统研究, 南方持续较长时间的弱对流降水过程较多, 是否由对称不稳定作用主导值得研究。目前业务预报仍仅考虑用温、湿廓线诊断的浮力不稳定。

2 抬升触发与对流抑制

“抬升”一词源自英文“lifting”, 即上升运动, 可以是天气尺度系统强迫的 $1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级的上升运动, 如准地转 ω 方程诊断的上升运动; 也可以是中尺度非浮力系统强迫的 $0.1 \sim 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级的上升运动。值得一提的是, 当静力稳定度较小时, 天气尺度强迫上升也可以达到 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级。在雷暴预报中, 足够强的抬升指几小时内能将气块抬升到自由对流高度的上升运动。Doswell(1987)认为天气尺度的上升运动将气块抬升到自由对流高度一般需要一天以上, 因而常常不足以触发雷暴, 雷暴一般由低层中天气尺度系统触发, 如锋面、干线、边界层辐合线、重力波、地形抬升以及中尺度对流系统产生的阵风锋等。雷暴可以由以上某一中尺度系统如地面中尺度涡旋、锋面、倒槽辐合线等(林宗桂等, 2011; 郑淋淋等, 2013)直接触发, 当某一中尺度系统不足以触发雷暴时, 雷暴在两种以上中尺度边界相遇处触发, 或中尺度边界上叠加更小尺度的扰动触发(Wilson et al, 1998; 2010; 王秀明等, 2012a)。由于叠加的扰动尺度小, 维持的时间短, 分析难度大, 有时地面加密观测及高分辨率卫星雷达资料都难以识别。从雷暴潜势预报的角度, 如果存在边界层辐合线等中尺度边界, 在边界附近雷暴被触发的概率较高, 而实际上雷暴只在中尺度边界的某些部位出现, 目前只能靠临近实时监测弥补。雷暴的发生常常是在水汽和不稳定条件已满足的条件下等待抬升强迫, 因此抬升条件通常是“扣动扳机”的触发条件,

因而抬升条件又被称为抬升触发条件。实际上, “触发”指使得雷暴发生的最后一个条件, 可以是抬升条件也可以是水汽等其他条件。“抬升”不见得一定是“触发”, 而实际上绝大多数情况下“抬升”又常常是雷暴“触发”中最后一个满足的条件, 这也是“抬升触发条件”常被放在一起提及的原因。

理论上讲, 启动对流所需的抬升强迫大小由对流抑制决定。与 CAPE 类似, 对流抑制对抬升气团的温湿很敏感, 低层增温增湿使对流抑制显著减小, 特别是增湿, 因而 CIN 随近地层温湿变化而快速演变(如图 4), 抬升气块温度增加, 对流抑制减小, 当增至 25.7°C (对流温度) 时, 对流抑制为零(图中橙色虚线); 露点温度增加时对流抑制亦减小, 图 4 中探空的露点温度增加 1°C , 对流抑制减小约 $40 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。天气尺度的抬升虽不足以去掉对流抑制, 但可以使 CIN 减小, 图 4 中低层气层被抬升时, 原温度廓线(蓝色实线)与抬升后的温度廓线(紫色虚线)所围成的区域即为因气层抬升而减小的对流抑制。中尺度系统强迫的上升运动使对流抑制减小更为显著。同时, 抬升伴随的辐合使得水汽集中且湿层增厚, 从而减小气块上升过程中的湍流混合。

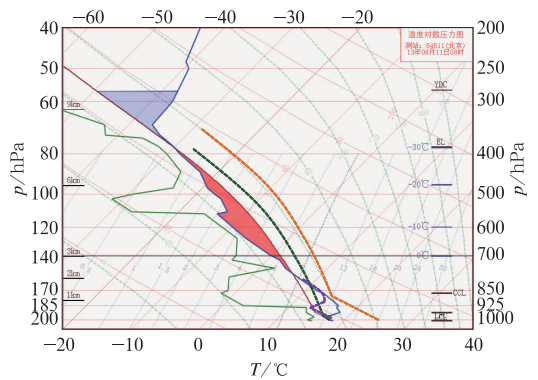


图 4 2013 年 6 月 11 日 08 时北京探空, 当温度达到对流温度(橙色虚线)和地面湿度增加(绿色虚线)时从地面抬升气块的状态曲线, 气层被抬升时的层结曲线(紫色虚线)示意图

Fig. 4 Conventional sounding analysis for Beijing at 08:00 BT 11 June 2013, the state curve and stratification curve when lifted air mass changing or atmosphere layer lifting (color dash line)

气块理论没有考虑气块与环境间的湍流混合, 当低层环境相对干时, 由于气块与环境间的交换, 气块抬升过程中其水汽含量明显下降, 相当位温减小, 抬升凝结高度升高, 对流抑制增加(Markowski,

2010),同时对流有效位能减小。简而言之,气块法常过高估计 *CAPE*、低估 *CIN*,当气块法诊断的 *CIN* 为零时,实际通常大于零。另外,*CAPE* 大于零,对流抑制为零并不等同于雷暴发生,只说明一旦有抬升扰动雷暴将发生,其扰动可强可弱。需要强调,这个扰动不是克服 *CIN* 达到自由对流高度的抬升强迫。

关于雷暴是否可以由高空短波槽等天气尺度系统触发或者说系统触发存在两种不同的观点: Doswell(1987)指出天气尺度的上升运动不足以触发雷暴,边界层中尺度抬升通常是雷暴的触发者;预报员在业务预报中常常看到短波槽等天气系统影响本区与雷暴发生几乎同步。如 2009 年 6 月 3 日商丘致灾雷暴大风过程,正浮力条件具备(大气层结很不稳定,水汽足够, *CAPE* 值较大)(王秀明等, 2012b),边界层弱辐合线和干线在 3 日 08 时已存在,而商丘雷暴到 18 时前后才触发,此时高空槽从内蒙古南部移至河北、山西南部一带(图 5a),雷暴

发生与横槽下摆几乎同步。同样,2011 年 8 月 9 日 17—20 时导致北京全城大堵车及城铁 13 号线停运的对流暴雨事件是在高空短波槽影响北京地区时出现的(图 5b)。多普勒天气雷达资料分析表明:北京对流带由北京北部山区雷暴的出流阵风锋触发(图 5c 和 5e),商丘风暴由晋冀风暴出流阵风锋触发(图 5d 和 5f),即雷暴的直接触发者为中小尺度系统。正如预报员看到的,短波槽和商丘、北京雷暴发生之间有必然联系,而实质上却如 Doswell(1987)所言由中小尺度系统抬升直接触发。在短期预报时段,影响雷暴发生的中小尺度系统尚未出现,或因边界层观测资料表现力不够,无法分析出风暴出流、中尺度边界等雷暴触发系统,预报员通常看不到雷暴触发的完整图像,看到的是槽影响下雷暴发生(短波槽前上升运动可以减少对流抑制 *CIN*,增加温度直减率,有助于低层辐合线触发雷暴)。梅雨锋对流暴雨雷暴的直接抬升者是中尺度低涡或切变辐合线,但低涡的加强发展与高空槽直接相关。因此,抬升触

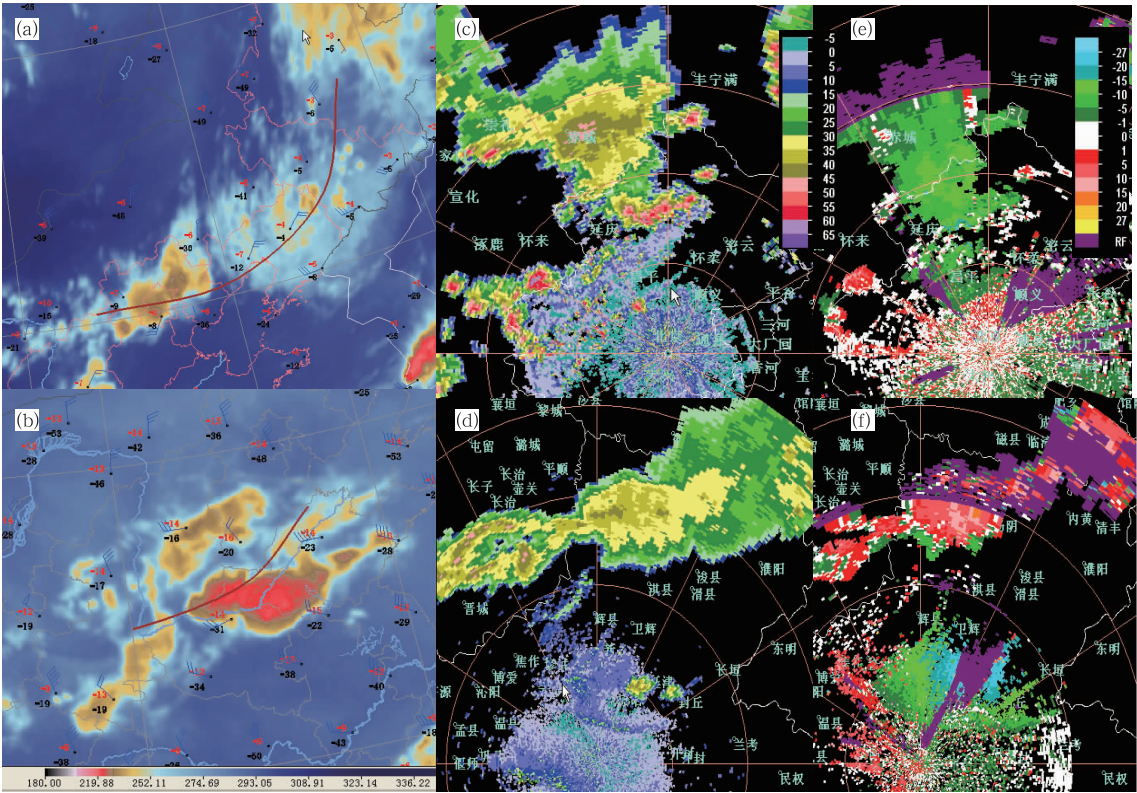


图 5 2011 年 8 月 9 日(a)和 2009 年 6 月 3 日(b)20 时 500 hPa 观测叠加 18:30(a)和 20:30(b)红外卫星云图,北京雷达探测的 0.5°反射率因子(c,d)与 1.5°径向速度(e,f),9 日 16:12(c,e),3 日 18:12(d,f)

Fig. 5 500 hPa convetinal observation at 20:00 BT overlap satellite IR image at 18:30 BT (a) and 20:30 BT (b) 9 August 2011 (a) and 3 June 2009 (b), reflectivity at 0.5°elevation (c,d) and radial velocity at 1.5°elevation (e,f) of Beijing Radar at 16:12 BT 9 August 2011 (c,e) and 18:12 BT 3 June 2009 (d,f)

发条件,从短期预报的角度,预报的着眼点在短波槽等天气\次天气尺度扰动;从短时临近预报的角度,预报着眼点在边界层辐合线等中尺度系统。另外,值得一提的是,Doswell(1987;2001)将天气尺度系统界定为能用准地转理论解释的天气系统,如气旋、反气旋等,而预报员习惯将几百千米的短波槽也称为系统,后者具有中尺度系统的性质,常被称为中间尺度系统,两者存在明显差异。

3 “配料法”与三要素足够的问题

Doswell(1987)总结的雷暴发生三要素为:低层或对流层中层足够厚的湿层、存在温度直减率足够大的气层从而使得CAPE值足够大、足够大的抬升使气块从湿层上升到自由对流高度(LFC)(Doswell,1987)。三要素均涉及是否“足够”的问题,而“足够”是一个比较模糊的概念,没有量化,并非指表征三要素的物理量达到某一阈值就“足够”。以湿度为例,美国强天气分析手册(Charlie et al,1979)等指出地面露点温度小于 13°C 、850 hPa露点温度低于 6°C 、地面附近1000 hPa水汽混合比小于 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 一般不会出现雷暴,即使有也仅可能是弱对流活动,大致可以视为雷暴低层水汽阈值。而在我国西部内陆干旱区和高原地区,如新疆、山西高原、青海高原等地,雷暴甚至强对流的低层水汽含量常在 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以下,可低至 $4\sim 6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。“足够”不是固定阈值的原因有三要素不可能完全相互独立以及各地气候背景不同。我国东南部地区暖季水汽充沛,温度直减率一般较小,低层水汽混合比小于 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 通常不会有雷暴产生, $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 可以作为暖季雷暴消空的指标。高原地区暖季中低层温度直减率大,常接近干绝热递减率(图1所示), $4\sim 6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 水汽混合比足以产生强对流。同样的情况出现在美国,暖季美国西部雷暴主要由大的温度直减率为主导:6—7月平均温度直减率超过 $8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$;东部主要由低层充沛的水汽主导:8月低层平均水汽混合比超 $14\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Markowski et al,2010)。极端强对流往往发生在边缘地带,如:向干区(中空为温度直减率大值区)伸展的低层湿舌顶部或中层温度直减率大值区平流接近低层水汽区。综上:各要素存在地域和季节差异,当温度层结很不稳定时,对水汽条件及抬升条件要求低;当水汽充沛时,对温度层结不稳定性要求低,要素变化是独立

的,而其对雷暴发生而言却不是独立的,难以给定各要素的阈值。

综合了多要素的指数因快速有效而在业务预报中被广泛采用。如:美国强风暴中心的龙卷超级单体指数及正在开发的台风外围龙卷超级单体指数能够快速有效地识别龙卷可能发生的区域,提高预报时效(Horiba,2012)。当前开发的指数主要诊断静力不稳定与低层水汽相结合的浮力不稳定,难以包括抬升条件。以现有的观测资料分辨率定量诊断边界层抬升强度有难度,且抬升条件常在雷暴发生前若干小时才出现。美国大气科学研究中心开发的自动临近预报系统(NCAR Auto-nowcast system, ANC)能提供高时空分辨率的临近预报产品(Mueller et al,2003)。该系统建立在雷达回波气候统计、机理研究和预报员经验的基础上,用模糊逻辑法给出各参数的量化指标,并合成一个综合指数诊断雷暴发生、发展。其思路值得雷暴潜势预报借鉴。ANC系统的独特之处为考虑到边界层辐合线是雷暴发生的主要抬升机制,采用自动识别结合人工输入边界层辐合线的方式将抬升因素包含到综合指数中。综合了水汽、抬升和稳定度三要素的指数比分别考察某一个或几个指数更快捷。当然,综合指数不能完全替代要素分析,如同样K指数大于 28°C ,

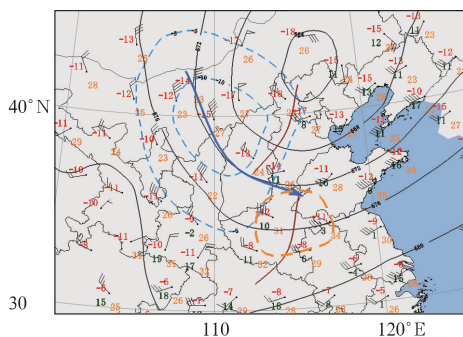


图6 2012年6月14日08时综合析图

[500 hPa风、显著流线(蓝色带箭头线)、等高线(黑实线)、槽线(棕色线)和温度(红色数字),700 hPa冷平流(蓝色虚线),850~500 hPa温度直减率(橘黄色数字,等值线包围区大于 30°C),925 hPa露点温度(绿色数字)]

Fig. 6 Composite analysis map at 08:00 BT 14 June 2012 [500 hPa wind significant streamline (blue arrow line), contour (black line), trough (brown line) and temperature (red digital), 700 hPa cold advection (blue dash line), 850—500 hPa temperature lapse rate (orange digital and 30°C line), 925 hPa dew point (green digital)]

可以由温度直减率大主导也可以由低层水汽充沛、湿层深厚主导,因而未来影响指数演变的物理过程不同,预报着眼点也不同。Doswell 强调各要素之间相互独立更多的是基于各要素的演变是相互独立的,从理解雷暴生成物理过程的角度需要分别诊断各要素,从业务预报角度能帮助预报员锁定、追踪雷暴发生的决定性要素。ANC 临近预报系统在实际业务预报中仍然会显示各独立要素或参数,帮助预报员分析各要素的变化及影响其变化的物理过程。需要指出,ANC 系统在不同的地方应用都需要基于雷达回波气候统计、机理分析和预报员经验重新调整参数,实际上反映了雷暴发生要素的地域差异。

4 “流型识别”与“配料法”

传统的“流型识别法”基于大尺度环流型预报雷暴潜势。基于长期经验积累同时又有一定理论基础的流型总结能够帮助预报员快速识别出雷暴可能发生的区域(Maddox et al, 1979; 郝莹等, 2007; 郑媛媛等, 2011), 对大范围雷暴天气有较好的预报能力, 但通常会漏报局地强天气。我国北方地区雷暴产生时一般有高空短波槽、急流、切变线等影响系统, 用天气型/流型识别法能快速确定雷暴区。但同样的天气型下有时出现强对流, 有时为一般雷暴, 有时几乎没有降水。冷涡槽后型是华北至江淮地区春末夏初常见的强对流环流型(郝莹等, 2012; 曹治强等, 2013), 而实际出现的雷暴强度差异较大。图6为安徽典型的冷涡槽后型环流: 500 hPa 短波槽、急流、中层冷平流, 850~500 hPa 温度直减率超过 30°C 等。这种流型下常产生雷暴大风、冰雹等强对流天气(郑媛媛等, 2011), 如2009年6月3日河南东北部到安徽北部的区域致灾雷暴大风过程(王秀明等, 2012a)。2013年6月14日由于低层气团太干, 安徽中北部地面露点温度多在 13°C 以下, 且湿层浅薄, 925 hPa 露点温度仅 $3\sim 6^{\circ}\text{C}$, 925 hPa 以上水汽含量在 $5\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以下, 925 hPa 以下存在 10°C (10 hPa 厚度) 强逆温, 对流抑制强。横槽下摆时, 安徽全境仅岳西山区出现了孤立弱雷暴, 其他地区均无雷暴和降水。我国南方地区特别是华南多暖区暴雨, 常伴有雷暴活动(包澄澜, 1986; 赵玉春等, 2008; 陈翔翔, 2011), 由于降水强度强且降水集中区域常致灾。北京“7.21”致灾暴雨亦由暖区暴雨和锋面降水组成(湛芸等, 2012; 孙军等, 2012)。研究表

明, 华南暴雨的着眼点为包括行星边界层在内的低层流场和湿度场(包澄澜, 1986)。华南水汽充沛, 湿层深厚, 对流有效位能大且对流抑制很小, 边界层中尺度强迫, 如: 地面边界层辐合线、地面倒槽、海陆风、地形环流等易触发雷暴。暖区暴雨很难分析出自由大气(边界层以上)的影响系统, “流型识别法”常常失效。除此之外, 流型识别法还存在实际天气形势难以归类和流型似是而非的问题(俞小鼎, 2011)。基于雷暴构成要素的“配料法”是雷暴潜势预报的重要思路。当出现雷暴/强对流天气的流型时, 仍需用“配料法”细致分析温、湿、风参量的分布, 业务预报中先分型后统计物理量阈值是一种快速有效的预报方法(郑媛媛等, 2011, 张涛等, 2013)。没有识别出区域性雷暴发生的典型环流型时, 也应基于“配料法”分析雷暴发生潜势, 以免漏报局地强天气。

5 结 论

本文基于雷暴发生三要素, 讨论了中尺度不稳定与雷暴发生之间的关系; 抬升与触发的异同以及天气系统与雷暴抬升机制之间的关系, 澄清了一些容易混淆的概念, 特别是条件不稳定与位势不稳定的异同及判据。雷暴发生三要素是基于气块理论提出来的, 气块理论适合用来讨论尺度相对小的、相对孤立的局地风暴, 对于尺度较大的中尺度对流系统(MCS)仅考虑基于气块理论的雷暴发生三要素是不够的。整层抬升的位势不稳定与气块理论讨论问题的范畴不同, 后者假设气层静止不动。天气尺度/次天气尺度系统强迫的整层抬升使得温度直减率增大, 对流抑制减小, 一般情况下不是雷暴的直接触发者。使PI转化为现实的不稳定的抬升主要由中尺度系统强迫。另外, 气块理论不考虑气块与环境间的交换, 同时假设环境气层静止, 而实际上气块与环境之间不存在任何界面; 空气是连续介质, 气块运动必然会影响其周围环境气层, 实际雷暴发生概率低于基于气块理论的诊断分析。基于“配料法”的中尺度天气分析业务技术实际上常常仅诊断大气热力结构, 即层结和水汽条件, 难以诊断抬升条件, 因此对区域性雷暴天气空报率较高。另一方面, 边界层辐合线、地形抬升、干线等中尺度系统能迅速而显著地改变局地环境, 受资料分辨率及数值预报能力限制, 这种快速变化的局地环境常无法诊断, 一些局地强

风暴易漏报。

雷暴发生三要素若不给定阈值无法在业务预报中应用,而阈值随区域、季节和天气型而在较大范围内变化。Doswell 提出的雷暴三要素“足够(e-nough)”需要设定阈值或依据经验定性判断,而他并没有提出如何确定这些阈值的具体方法,因此主要给出的是雷暴潜势预报思路。通过建立在季节、区域和天气型分类基础上的综合物理量阈值或可满足业务需要。参考 NCAR 建立自动临近预报系统的思路,在预报经验总结、案例统计和机理研究基础上,用模糊逻辑法给出综合量化指标或许是雷暴短时业务预报应用“配料法”的发展方向。雷暴发生要素分析只解决了深厚湿对流是否可能出现的问题,至于雷暴持续多长时间、强度及组织程度如何有待进一步讨论。总的来说取决于两方面因素:一方面是风暴的组织程度,另一方面是中尺度抬升机制。从风暴的组织结构看,一般雷暴(相对孤立的、持续时间短的弱雷暴)与强对流(产生灾害性天气的持续较长时间的雷暴)的区别为:强烈的上升运动、强烈的下沉运动或强烈的旋转,其对环境的要求为环境正负热浮力大,环境风垂直切变大等。有组织的强对流风暴是其与环境间正反馈相互作用的结果,如:中纬度地区积云对流(深厚者为雷暴)与中尺度抬升机制间的相互作用常是风暴长生命史的原因;边界层辐合线、干线等中尺度抬升系统提供雷暴发生发展所需的暖湿空气,雷暴发展使得低空急流、边界层辐合等中尺度抬升系统增强,辐合抬升增强使雷暴更强烈发展,类似热带风暴发展的 CISK 机制。暖区暴雨因其降水强度强且集中而常造成暴洪,实际上暖区降水更多的是一般的阵性降水,两者的区别在于造成暴雨的中尺度对流系统是否为有组织的长生命风暴,积云对流发展处有没有较强的中尺度抬升系统,这也是美国强天气中心(SPC)中尺度讨论(mesoscale discussions)的主要内容之一。另外中尺度对流系统(MCS)产生的冷池也是强对流风暴的组织者,与冷池相伴的阵风锋不断触发雷暴使得雷暴生命史持久。

参考文献

包澄澜. 1986. 华南前汛期暴雨研究的进展. 海洋学报, 8(1): 31-40.
曹治强, 王新. 2013. 与强对流相联系的云系特征和天气背景. 应用气象学报, 24(3): 365-372.
陈翔翔. 2011. 2000—2009 年 5、6 月华南暖区暴雨形成系统统计分析 & 数值模拟研究. 南京: 南京信息工程大学.

湛芸, 孙军, 徐珺, 等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (一) 观测分析及思考. 气象, 38(10): 1255-1266.
郝莹, 姚叶青, 陈焱, 等. 2007. 基于对流参数的雷暴潜势预报研究. 气象, 33(1): 51-56.
郝莹, 姚叶青, 郑媛媛, 等. 2012. 短时强降水的多尺度分析及临近预警. 气象, 28(8): 903-912.
林宗桂, 林开平, 李耀先, 等. 2011. 一个高空槽前中尺度对流系统发生发展过程和机制研究. 气象学报, 2011(5): 770-781.
陆汉城, 杨国祥. 1999. 中尺度天气原理和预报. 北京: 气象出版社, 43-44.
寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 143-144.
孙继松, 陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164-173.
孙军, 湛芸, 杨舒楠, 等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考 (二) 极端性降水成因初探及思考. 气象, 38(10): 1267-1277.
陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社.
王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等. 2012a. “6. 3” 区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析. 高原气象, 31(2): 504-514.
王秀明, 俞小鼎, 朱禾. 2012b. NCEP 再分析资料在强对流环境分析中的应用. 应用气象学报, 23(2): 139-146.
吴乃庚, 林良勋, 冯业荣, 等. 2013. 2012 年初春华南“高架雷暴”天气过程成因分析. 气象, 39(4): 410-417.
吴秦, 俞小鼎, 席世平, 等. 2011. 基于“配料法”的“08. 06. 03” 河南强对流天气分析. 气象, 37(1): 48-58.
俞小鼎. 2011. 基于构成要素的预报方法——配料法. 气象, 37(8): 913-918.
张杰. 2006. 中小尺度天气学. 北京: 气象出版社, 35-39.
张涛, 方翀, 朱文剑, 等. 2012. 2011 年 4 月 17 日广东强对流天气过程分析. 气象, 38(7): 814-818.
张涛, 蓝渝, 毛冬艳, 等. 2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 I: 对流天气环境场分析业务技术规范的改进与产品集成系统支撑技术. 气象, 39(7): 894-900.
张小玲, 湛芸, 张涛, 等. 2012. 对流天气预报中的环境场条件分析. 气象学报, 70(4): 642-654.
张小玲, 陶诗言, 孙建华. 2010. 基于“配料”的暴雨预报. 大气科学, 34(4): 754-766.
赵玉春, 李泽椿, 肖子牛. 2008. 华南锋面与暖区暴雨两个例对比分析. 气象科技, 36(1): 47-54.
郑淋淋, 孙建华. 2013. 干、湿环境下中尺度对流系统发生的环流背景和地面特征分析. 大气科学, 37(4): 891-904.
郑媛媛, 姚晨, 郝莹, 等. 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究. 气象, 37(7): 795-801.
Bryan G, Fritsch J M. 2000. Moist absolute instability: The sixth static stability state. Bull Amer Meteor Soc, 81(6): 1207-1230.
Charlie A C. 1979. Training Guide for severe weather forecasters. United States Air Force; air weather service (Mac) air force global weather central.
Colman B R. 1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: A climatology. Mon Wea Rev, 118(5): 1103-1121.

- Colman B R. 1990b. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive *CAPE*. Part II: Organization and instability mechanisms. *Mon Wea Rev*, 118(5):1123-1144.
- Colman B R. 2010. Elevated Thunderstorms (Convection) and Conditional Symmetric Instability. Beijing: China Meteorological Administration Training Centre training lecture.
- Doswell C A. 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea Forecasting*, 2(1):3-16.
- Doswell C A. 2001. Severe convective storms an overview// Doswell C A. *Meteor Monogr*, Amer Meteor Soc, Boston, 50:1-2.
- Doswell C A, Harold E B, Robert A M. 1996. Flash Flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea Forecasting*, 11(4):560-581.
- Holton J R. 1972. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. New York: Academic Press, 319.
- Horiba K. 2012. Environmental parameters for forecasting tornado outbreak on the outer rain band of typhoon// Amer Met Soc 26th Conference on Severe Local Storms, Nashville, TN, 27.
- Maddox R A, Chappel C F, Hoxit L R. 1979. Synoptic and Meso- α aspects of flash flooding events. *Bull Amer Met Soc*, 60(2):115-123.
- Markowski P, Richardson Y. 2010. *Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell Publication, 47:192-195.
- Moore J T, Glass F H, Graves C E, et al. 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Wea Forecasting*, 18(5):861-878.
- Mueller C K, Saxen T, Roberts R, et al. 2003. NCAR Auto-Nowcasts system. *Wea Forecasting*, 18(4):545-561.
- Ooyama K. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J Atmos Sci*, 26(1):3-40.
- Rossby C G. 1932. *Thermodynamics applied to air analysis*. MIT Meteorological Papers, 1(3):31-48.
- Schultz D M, Schumacher P N, Doswell C A III. 2000. The Intricacies of Instabilities. *Mon Wea Rev*, 128(12):4143-4148.
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms in vertical wind shear and buoyancy. *Mon Wea Rev*, 110(6):504-520.
- Wilson J W, Crook N A, Mueller C K. et al. 1998. Nowcasting thunderstorms: A status report. *Bulletin of AMS*, 79(10):2079-2099.
- Wilson J W, Feng Yerong, Chen Min, et al. 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: Successes, failures, and implications for future nowcasting systems. *Wea Forecasting*, 25(6):1691-1714.
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Mon Wea Rev*, 134(1):23-47.
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon Wea Rev*, 114(12):2516-2536.