

大气湿对流的类型和深厚湿对流触发机制综述

郑永光^{1,†} 陈炯²

1. 国家气象中心, 北京 100081; 2. 中国气象局地球系统数值预报中心, 北京 100081;

† E-mail: zhengyg@cma.gov.cn

摘要 梳理大气湿对流和强对流天气的定义和特征, 综述深厚湿对流(DMC)的触发机制研究进展。类似贝纳德对流的大气浅薄湿对流积云的组织形态取决于边界层大气垂直风切变强度。按照触发高度, 可将DMC划分为地基对流和高架对流; 按照强弱程度, 也可以将DMC划分为强雷暴和普通雷暴。虽然强对流天气的定义具有一定的主观性, 不同国家的定义标准存在差异, 但都具有极端性和易致灾等特点。然而, 全面监测这些天气的类型和强度的难题依然存在。地基对流的触发机制实际上位于边界层, 最为复杂多样; 很多DMC的触发是辐合线相互作用或不同机制共同作用的结果。未来需要加强边界层的精细探测能力, 深入研究DMC触发机制的气候学特征和机理, 更需要提升高时空分辨率资料同化水平和边界层过程的数值模拟能力。

关键词 对流; 深厚湿对流; 强对流; 触发; 辐合线; 重力波

Review of Atmospheric Moist Convection Categories and Triggering Mechanism of Deep Moist Convection

ZHENG Yongguang^{1,†}, CHEN Jiong²

1. National Meteorological Centre, Beijing 100081; 2. CMA Earth System Modeling and Prediction Centre, Beijing 100081; † E-mail: zhengyg@cma.gov.cn

Abstract The definitions and characteristics of different types of atmospheric moist convection and severe convective weather are summarized. The research advances and outlook of the triggering mechanism of deep moist convection (DMC) are focused on. The organizational forms of atmospheric shallow moist convective cumulus similar to Bernard convection depend on the intensity of vertical wind shear in the planetary boundary layer. According to different classification standards, DMC can be divided into surface-based convection and elevated convection, or ordinary thunderstorms and severe convective storms. The definition of severe convective weather has been presented somewhat arbitrarily, and the thresholds of such type of weather are different in different nations, but it certainly has the characteristic of extreme and is prone to disaster. The difficulty of exhaustively monitoring the detailed type and intensity of such weather still exists. The triggering mechanism of surface-based convection is actually in the planetary boundary layer, which is complex and diverse. Many DMC events are triggered as the result of convergence line interaction or the interaction of different mechanisms. In the future, it is necessary to strengthen the measurement ability of the boundary layer, to conduct in-depth studies on the climatological characteristics and mechanism of DMC trigger, and to improve the ability of fine data assimilation and numerical simulation of boundary layer processes.

Key words convection; deep moist convection; severe convection; trigger; convergence line; gravity wave

地球大气层发生着大量不同尺度的对流活动,对维持大气中热量、水分和动量的平衡具有极其重要的作用。但是,强对流天气因其强度大、突发性强等特点,常常导致严重的灾害。2015年6月1日,强下击暴流导致“东方之星”客轮翻沉,造成442人遇难^[1-2]。2016年6月23日,江苏阜宁EF4级龙卷风造成98人死亡,800多人受伤^[3]。2021年4月30日、5月10日、5月14日、6月25日和7月1日,多次强雷暴大风或强龙卷风天气过程导致几十人遇难。2021年7月20日,河南极强暴雨导致398人(其中郑州380人)遇难^[4]。2016年和2021年都是强对流天气灾害非常突出的年份^[5]。因此,非常有必要进一步深入认识这类天气的发生、发展过程和机理。其中,深厚湿对流(deep moist convection, DMC)的触发是最重要的难点之一,判识触发DMC的最重要环境因素就是识别低层大气的辐合抬升及其强度^[6],这也是强对流天气临近预报的关键。

很多中尺度气象学的教科书中都有大篇幅的DMC相关内容,也有大量相关的学术文献。但是,目前对大气中广泛存在的对流活动的描述和总结存在很多不足。虽然文献[7-12]对DMC触发的相关研究进展进行了综述,但仍有一些问题需要进一步明确,如重力波的触发作用、中国干线的形成机制以及不同机制的共同作用等。因此,本文首先梳理大气对流和DMC的定义和特点,然后分析和总结DMC触发机制研究进展。

1 大气对流和深厚湿对流

1.1 大气对流

大气对流指由浮力导致的以垂直方向为主的大气运动,造成大气属性的垂直传输和混合。Emanuel^[13]指出,对流是重力作用于不稳定大气造成的,但倾斜对流是例外,它是由重力和地球离心加速度共同驱动,也就是大气层存在对称不稳定或条件对称不稳定。

根据作用因子的不同,大气中的对流可分为热对流(浮力驱动)和强迫对流(通常是浮力和动力共同驱动)。2022年1月汤加火山爆发产生的对流为典型的强迫对流,产生大量闪电。浮力驱动的对流又称为自由对流、重力对流或竖直对流,也直接简称为对流。自由对流是仅由流体内部密度差异引起的运动;强迫对流是由外力引起的运动,如大尺度的地表不规则引起的偏转、流体边界摩擦引起的湍

流,或任何外部施加的压力梯度引起的运动等。自由对流和强迫对流有时会同时发生。

根据有无水汽凝结过程相伴随,又可分为湿对流和干对流,科学研究和天气预报业务中关注的几乎都是湿对流。根据垂直尺度的差异,对流又可分为浅对流和深对流。浅对流是指尺度远小于10 km(通常为1~3 km)的垂直对流运动,近地层的热对流、淡积云和信风积云等均是浅对流。深对流指尺度为10 km左右的垂直对流,发展旺盛的浓积云和积雨云一般都为深对流,也就是DMC。

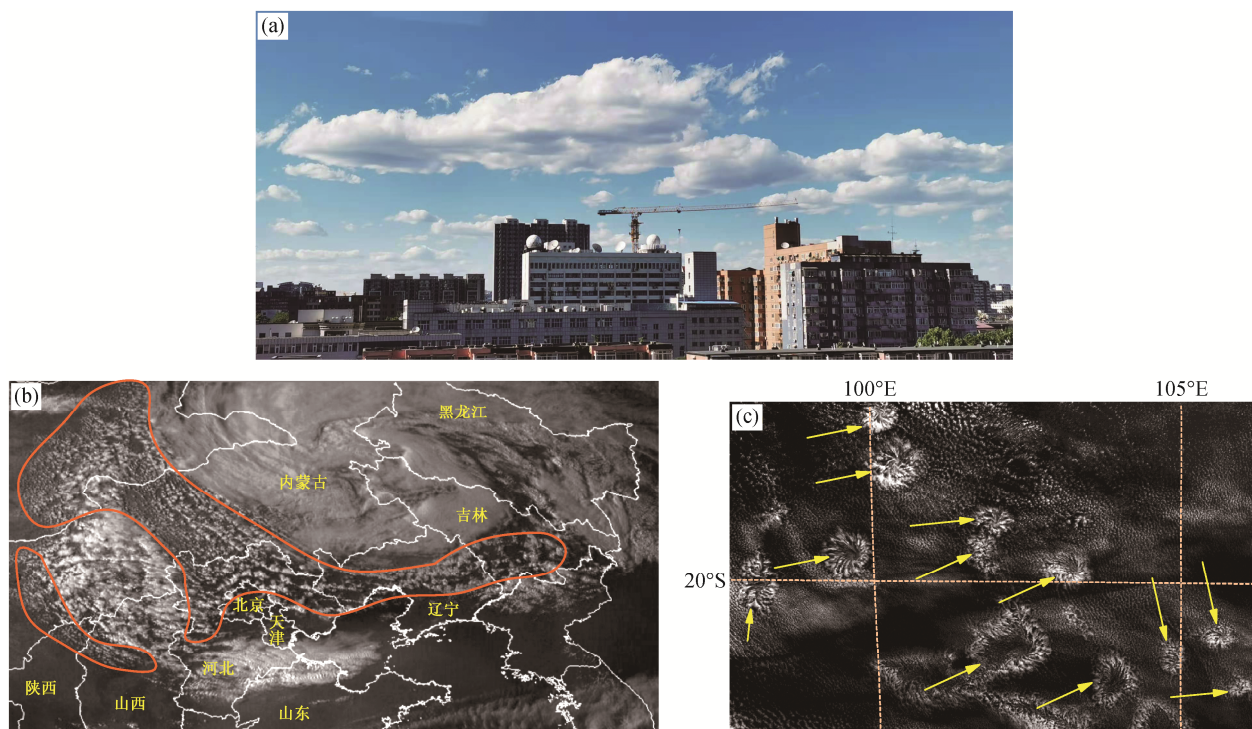
1.2 浅薄湿对流

从底部加热水平金属板上的流体薄层,当温度梯度超过某临界值时,流体会突然对流图案结构;当流体为自由上表面时,会出现六角形格子状的对流胞;当有平板约束流体上表面时,则呈现为两两相背旋转的滚筒状对流。这种对流现象就是贝纳德对流(Bénard convection),又称为瑞利-贝纳德对流(Rayleigh-Bénard convection)。大气中会形成类似贝纳德对流的浅对流积云,它们属于浅薄湿对流。图1展示类似贝纳德对流的大气中的浅对流,包括晴空积云(图1(a))、中尺度胞状对流(图1(b)和(c))以及水平对流卷(图1(b))等。

大气中的浅对流积云又称为中尺度浅对流^[14],它们发生在行星边界层内,呈现为两大类。第一类形态为对流胞,常称为中尺度胞状对流,通常发生在海洋上空,其又分为闭合对流胞(图1(b)和(c))和开口对流胞两种。第二类形态为滚筒状对流(图1(b)),也称为水平对流卷或云街^[14-15],海洋和陆地都可发生。还有一类不常见的中尺度胞状对流,也称为辐射状云(图1(c)),外观为中心向外的辐射状,其成因还不清楚。

海洋上的层积云通常镶嵌着中尺度胞状对流云。层积云是全球最常见的云类型,每年平均覆盖约20%的地球表面(海洋表面的23%和陆地表面的12%)^[16-17],是发生在边界层内的低云,经常是在大范围下沉和对流层低层强静力稳定条件下形成。层积云是由云顶红外辐射冷却和潜热释放共同作用所致的对流云,属于浅对流,经常产生毛毛雨形式的降水^[18]。

水平对流卷的长度为20~200 km,宽度为2~10 km,闭合对流胞和开口对流胞的直径为10~40 km。水平对流卷的垂直厚度为2~3 km,对流胞的垂直厚度则为1~3 km^[14]。开口对流胞通常与较大



(a) 2021年6月4日16:36(北京时间),在北京中国气象局大院拍摄的晴空积云; (b) 2021年4月16日16:30(北京时间),风云4A卫星 $0.65\ \mu\text{m}$ 可见光通道增强图像显示冷涡影响下的内蒙古中部、河北北部、辽宁中部和吉林东部等地的浅对流云(橙色线圈内); (c) 2020年1月29日12:00(北京时间),风云4A卫星 $0.65\ \mu\text{m}$ 可见光增强图像显示澳大利亚以西印度洋沃顿海盆洋面对流胞和辐射状云(黄色箭头指向辐射状云,其他云系为对流胞)

图1 类似贝纳德对流的大气中的浅对流

Fig. 1 Shallow convection in the atmosphere similar to Bernard convection

型的积云相关,其中心为下沉气流,通常发生在冷空气爆发期间海气温差最大的地方。冬季冷空气爆发期间,当大陆冷空气经过相对温暖的海洋时,卫星图像上经常会观察到这种现象:初始先形成水平对流卷,然后演变成开口对流胞,再进一步演化为闭合对流胞。

浅对流的不同组织形态是因为边界层中垂直风切变不同的缘故。水平对流卷发生在中等垂直风切变($1\sim 10\ \text{m}/(\text{s}\cdot\text{km})$)环境中,而闭合对流胞和开口对流胞发生在0或很小的垂直风切变($< 2\ \text{m}/(\text{s}\cdot\text{km})$)环境中^[14]。

Cotton等^[15]将水平对流卷产生的机理归结为3种不稳定:拐点不稳定、平行不稳定和热力不稳定,其中拐点不稳定和平行不稳定都是动力不稳定。拐点不稳定指如果边界层垂直风廓线出现拐点,将导致一种动力不稳定。平行不稳定指边界层具有按埃克曼廓线变化的风廓线,该不稳定依赖于沿滚轴的切变、科氏力效应和黏滞性,但与热力不稳定无关;对流卷会从平行于这些云带的风场分量中获取发展能量;大多数研究认为平行不稳定的作用是次要

的^[14,19]。

水平对流卷的方向可能沿着垂直风切变方向,也可能垂直于垂直风切变方向。当边界层大气弱稳定或弱不稳定,而垂直风切变较强时,对流卷的方向会垂直于垂直风切变方向;当边界层大气很不稳定时,对流卷的方向会沿着垂直风切变方向^[15,20]或沿着平均风方向,此时边界层内常常具有相同风向,且风速较大。边界层大气中的水平对流卷大多沿着垂直风切变方向,原因是大气边界层底部通常存在很强的加热(如太阳强短波辐射加热陆地以及冷空气流动到温暖的洋面上等),产生很不稳定的热力层结。

由于受到大气层结的抑制,水平对流卷通常难以单独地直接演变为DMC,但如果与边界层辐合线或者雷暴流出边界相遇,则可能触发DMC。此外,还需要注意水平对流卷与地形重力波所致波状云的差别,重力波形成的波状云总是平行于地形的走向,并与平均风方向垂直。

1.3 深厚湿对流和强对流天气

雷暴通常指伴有雷电的DMC,但是很多文献中

泛指所有 DMC 现象。需要指出的是,部分积雨云(即 DMC)并不产生雷电活动,因此 Doswell III^[21]和 Markowski 等^[22]都建议使用“深厚湿对流”这个术语来替代“雷暴”。需要注意的是,气象学中还把雷鸣和闪电等天气现象称为雷暴^[23];中国《地面气象观测规范》^[24]中规定,闻雷即记为雷暴天气。

DMC 的发生通常需要不稳定、水汽和抬升触发 3 个条件^[21]。如果触发机制在地面附近,生成的深厚湿对流称为“地基对流(surface based convection)”(也称为地基雷暴)。不过,其实际触发机制在边界层,因此也称为基于边界层的对流(boundary-layer based convection)。如果触发机制在近地层以上,也就是边界层以上,生成的深厚湿对流则称为“高架对流”(也称为高架雷暴)。有时,对于大气中空气块的垂直位移是稳定的,同时水平位移是惯性稳定的,但倾斜位移则可能产生不稳定,由此会导致倾斜对流的发生和发展。

传统上,也将不太强的湿对流系统称为雷暴或者普通雷暴,而将比较强的湿对流系统称为对流风暴(convective storm),或强对流风暴,或强雷暴,或强风暴。普通雷暴是以常见的闪电、雷鸣、阵风和阵雨为基本天气特征的雷暴,强雷暴是伴随强降雨、大风、冰雹和龙卷风等剧烈天气现象(也就是强对流天气)的雷暴。有些文献中把对流风暴和雷暴这两个术语通用,很多文献中把深厚湿对流简称为对流或对流活动。

强对流天气的定义没有普适的和严格的科学标准,具有一定的主观随意性,但总体来讲,强对流天气更易导致灾害。中国中央气象台定义的强对流天气指出现直径 ≥ 5 mm 的冰雹,或 ≥ 17 m/s(或 8 级)的雷暴大风,或龙卷风,或 ≥ 20 mm/h 的短时强降水中任意一种天气或其中几种天气的组合^[8]。目前,美国定义的强对流天气指出现直径 ≥ 25 mm(1 in)(2010 年以前的定义为 3/4 in,即约 19 mm)的冰雹,或 ≥ 26 m/s 的雷暴大风,或龙卷风中任意一种天气或其中几种天气的组合^[8]。其中,美国将直径 ≥ 51 mm(2 in)的冰雹,或 \geq EF2 级的龙卷风,或 ≥ 33 m/s 的雷暴大风中任意一种天气或者其中几种天气的组合定义为重大(significant)强对流天气^[8]。

综合中国和美国强对流天气的定义、美国重大强对流天气的定义、中国强对流天气的气候分布特征以及中国强对流天气预报业务实践,中国重大强对流天气的定义是小时雨量 ≥ 50 mm 的短时强降水,

或直径 ≥ 20 mm 的冰雹,或 ≥ 25 m/s(或 10 级)的雷暴大风,或 EF2 级(阵风可达 50 m/s 以上)及以上级别的龙卷风^[9]。

强对流天气是小概率事件,重大强对流天气的发生概率更低,具有局地性强、持续时间短、易致灾等特点。虽然我国已经完成较完备的业务观测体系布设,但难以全面监测这类天气及其强度的问题依然存在,灾害现场调查和其他观测信息仍是现有监测网络的必要补充^[9]。

2 深厚湿对流触发机制

2.1 概述

深厚湿对流触发过程即是很多文献中给出的对流初生过程。对流初生(convective initiation, CI)也称为雷暴初生或风暴初生,严谨的称呼为 DMC 初生或 DMC 生成,通常指卫星云图上对应天气雷达第一次检测到的由对流云产生的反射率因子 ≥ 35 dBZ 的像元^[25]。在雷达气象研究中,对流初生指初次探测到高空降水粒子。Bluestein^[20]认为对流初生就是对流云发展到对流层上层的过程。如果空气块达到自由对流高度后,上升时浮力的增加速度大于由于环境空气的夹卷而减少浮力的速度,那么空气块就有很大的机会到达对流层的上层,从而形成初生 DMC。另一方面,如果空气块浮力的增加速度小于夹卷引起的浮力的减少速度,那么空气块可能无法到达对流层上层,从而无法形成 DMC。

Johnson 等^[26]把触发 DMC 的中尺度过程划分为局地过程、平移过程和动力过程 3 类。局地过程包括边界层热泡环流、地形作用(包括地形抬升、地形热力强迫、地形障碍作用或空气动力学作用等)以及地表感热或潜热通量的不连续作用,平移过程包括边界层辐合线及其相互作用,动力过程包括密度流、波动和水平对流卷等。需要指出的是,水平对流卷不仅是动力过程,也与边界层的热力不稳定密切相关。需要说明的是,这些中尺度过程会在触发 DMC 前先改变大气边界层的温湿状况^[26]。

Wilson 等^[27]发现,2002 年美国 IHOP 试验期间高架对流大多由 900~600 hPa 的辐合和汇流触发。中国高架对流的触发条件是 850~700 hPa 附近的切变线^[28-29]。倾斜对流的触发通常比垂直对流容易,只要对流层深层大气达到饱和,且具备对称不稳定条件,很小的抬升就可以导致其触发,其中暖平流以及锋生过程导致的直接热力环流的上升支是最常

见的触发机制^[30-31]。

大气近地面层的水汽辐合抬升是地基对流的触发机制,包括边界层辐合线(有时直接称为边界)以及辐合线相遇-相交-相互作用、地形分布(山脉抬升、上坡风和喇叭口地形等)和重力波^[7]等都可能是 DMC 的触发机制。需要指出的是,能够触发 DMC 的大气辐合产生的上升运动需要达到 1 m/s 的量级。Lock 等^[6]认为,低层大气的辐合抬升是判别对流初生和非对流初生最重要的环境因素。

虽然经常使用触发一词来描述 DMC 的生成过程,但实际上这个过程需要一定的时间,并非在极短的时间内完成。地面辐合的出现通常比 DMC 的形成提前 15~90 分钟^[32]。边界层辐合除产生上升运动外,其重要作用还包括加深湿层,形成有利于深对流发展的区域^[33]。对流有效位能(convective available potential energy, CAPE)和对流抑制能量(convective inhibition, CIN)都对抬升气块的温湿状态比较敏感^[9],对流层低层的加热、增温和加湿都有利于 CAPE 增加, CIN 减小。

DMC 更易发生在 CIN 较小,而 CAPE 不一定最大的区域^[34-35]。Wu 等^[36]对 2015 年 5 月 20 日华南特大暴雨个例的分析结果表明,导致该个例发生发展的中尺度边界并不深厚,仅为 250~500 m,但由于环境大气的 CIN 很小,自由对流高度(level of free convection, LFC)很低,使得该浅薄边界造成的抬升触发新的对流。不仅不同抬升高度气块的 CAPE 常常不同,而且不同抬升高度气块的 CIN 也常常不同。在 Luo 等^[37]分析的一个梅雨锋暴雨个例中,消亡的对流系统残留的边界层冷池对新对流系统的发展起到重要的触发和维持作用,就与冷池顶部(距地面约 1 km 高度)气块具有较大的 CAPE 和 CIN 接近零密切相关。

边界层辐合线包括天气尺度锋面、阵风锋、干线和力管环流(如海陆风)形成的辐合线、水平对流卷等。Purdum^[38-39]很早就指出,边界层辐合线对雷暴形成有重要作用。这些边界经常在卫星图像上以积云线的形式呈现^[40],新一代多普勒天气雷达通常也能够监测到这些辐合线^[32]。

虽然水平对流卷难以单独直接演变为 DMC,但也有部分水平对流卷能够单独直接发展为 DMC,尤其在较潮湿的 CIN 较小的区域。Weckwerth^[35]发现,小尺度的湿度变化对美国佛罗里达半岛的水平对流卷单独发展成 DMC 有重要作用。

中尺度强迫上升气流也是 DMC 的触发机制之一。一个典型的例子是中尺度对流涡旋(mesoscale convective vortex, MCV)与环境垂直风切变相互作用产生的中尺度强迫上升运动^[41]。在 MCV 下切变方向的对流层,较低层的空气会产生上升运动,高温高湿的低空急流(low-level jet, LLJ)与准静止锋面相遇也可能触发 DMC,尤其是夜间 LLJ 与准静止锋的相互作用,可以解释在美国中部暖季观测到的大量夜间 MCS 的发展或持续^[41]。我国华北、长江中下游和华南等地区,初夏或盛夏的夜间都可能出现边界层急流,最大风速通常出现在 1 km 以下高度。Chen 等^[42]发现在存在向岸低空急流的情形下,沿珠江三角洲海岸线的海陆摩擦差异可明显地增加沿岸 DMC 的发生频率。需要说明的是,海陆摩擦差异实际上是海陆边界层湍流摩擦差异。

地形分布产生的辐合抬升也是触发 DMC 的重要机制,既包括机械抬升作用,也包括其产生力管环流时形成的辐合线。地形还可能产生空气动力学作用或障碍作用(如阻塞、绕流和重力波作用等),有利于触发 DMC^[11,26]。

2.2 力管环流及其所致辐合线

力管环流是由斜压强迫的一大类热力直接环流,包括海陆风或湖陆风、山谷风和热岛效应等环流及其所致辐合线,是由不同的地表加热作用所致。影响地表加热作用的因素有多种,包括倾斜或不规则的地形、陆地与水体的差异、陆地表面差异(如植被差异)、土壤湿度的水平梯度以及云量的空间变化等。

海风一般在地方时 08:00 开始发展,到下午可以进入内陆几十公里(渤海湾的海风锋深入内陆可达 70 km),热带低纬度地区的海陆风环流更明显。海风向内陆推进具有明显的锋面性质,属于密度流。海岸线的走向不同,会形成不同风向的海风,而有利于产生海风辐合的海岸线走向更容易触发 DMC,如中国辽东半岛、山东半岛、上海、华南沿海和海南岛以及美国佛罗里达半岛等。一般情况是,在晴朗的天气情况下,地面形势处于鞍形场中或在均压场的控制下,渤海湾海风锋容易被雷达探测到^[43]。

Pielke^[44]和 Taylor^[45]发现,土壤湿度或不同的地表覆盖(比如不同的植被)空间分布差异导致的热力环流类似海陆风或湖陆风辐合线,在某些有利条件下会触发和增强 DMC。Klein 等^[46]从非洲 Sahel

地区上空卫星图像观测的数千场对流风暴中发现, MCS 核心位于不小于 200 km 宽的干燥区域的下游一侧, 干燥的土壤区域通过空气辐合、增加不稳定性以及垂直风切变等作用来加强 MCS, 这种作用在下午到傍晚的过渡时段尤其显著。Wang 等^[47]发现亚马逊地区的浅对流云容易出现在森林被砍伐的区域; 深对流云虽然发生频率比浅对流云少得多, 但更多地发生在森林覆盖区域。

2.3 密度流

大气中常见的密度流除海风锋外, 还有地面冷锋和阵风锋, 干线有时也呈现密度流的性质。密度流又称为重力流, 指因密度差异由重力作用引起的流体静压力使得密度较大的流体侵入较轻流体的下面。密度流不是波动。

对流风暴的出流边界将对流风暴下沉气流产生的蒸发冷却空气与周围的暖空气分开。当出流边界较强, 像密度流时, 常被称为阵风锋。与冷锋不同, 沿着出流边界通常不伴随气压槽。

Shapiro 等^[48]认为地面冷锋是密度流, 非常接近零级不连续面。但是, 并不是所有地面冷锋都是密度流, 这与冷暖空气的对比相关。现在通常认为, 冷锋在地表最强, 随高度迅速减弱; 锋区为静力稳定的层结, 高空锋区会向锋后较冷的空气一侧倾斜; 由于暖空气会被夹卷进近地面锋区, 因此锋面不是物质面^[49]。并不是所有冷锋都具有温度下降、风向转变和气压槽特征, 2012 年 7 月 1 日中国北方触发对流的冷锋就没有典型冷锋的特点。

2012 年 7 月 1 日, 在冷锋(由于冷空气变性, 冷空气前沿的温度梯度不显著, 露点梯度很大, 因此也是干线)的作用下, 内蒙古高原东南部区域触发 3 个对流云团, 13:30 左右, 其雷达反射率因子超过 35 dBZ(图 2)。需要指出的是, 此冷锋两侧露点温度差异显著, 呈现明显的干线特点, 但冷锋前沿并不冷。其原因是, 冷干气流经过高原或下山时, 在干绝热下沉和湍流的作用下会显著升温^[50-51]。

2.4 干线

干线伴随的辐合是触发强对流天气的机制之一。干线又称为干锋或露点锋, 最初是指出现在美国南部大平原西部地区的干暖空气和暖湿空气之间的边界, 其干暖空气来自美国西南部的墨西哥高原, 暖湿空气则来自墨西哥湾。干线的主要特点是两侧

的露点或比湿差异明显, 而温度差异较小。

中国东北、华北和黄淮等地同样存在干线, 其中东北地区的干线分布最明显。孙淑清等^[52]发现, 1985 年 8 月 20 日形成于北京西部的一条南北走向的 γ 中尺度干线与对流过程的触发密切相关。郑永光等^[53]使用 2000—2005 年美国环境预报中心(National Center for Environmental Prediction, NCEP)最终分析资料的平均 975 hPa(代表近地面层)相对湿度^①, 分析华北地区 5 月和 6 月相对湿度的大梯度区, 结果反映北京及其附近地区近地面层容易产生干线的气候背景。王秀明等^[50]发现, 多数情况下, 导致东北地区龙卷风的对流系统是由伴随地面干线的汇合流场导致的地面附近辐合线触发。方祖亮等^[54]统计分析了东北地区(40°—53°N, 115°—135°E) 2003—2017 年 15 年间 5—8 月干线的气象要素和时空分布特征, 结果表明干线频发地为辽宁中西部(其中的西南部最高), 次频发区为通辽附近的科尔沁沙地到吉林中西部平原一带。

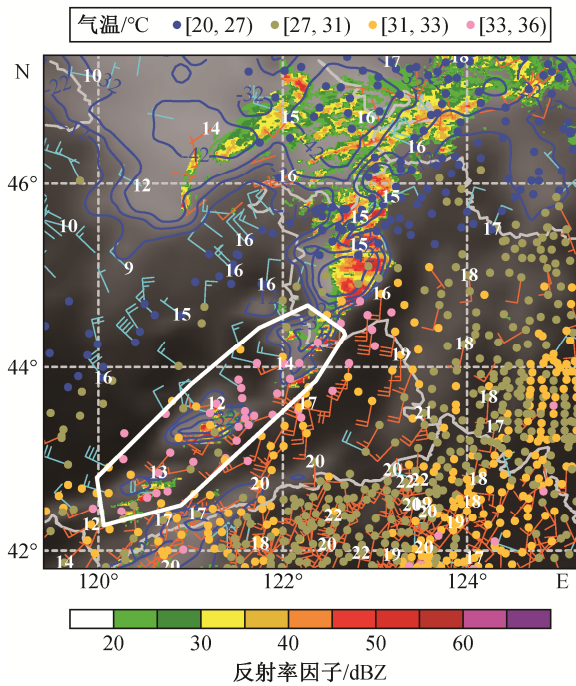
王秀明等^[50]指出, 影响东北地区对流的干线多由越过大兴安岭等山脉的大陆性气团与平原地区的偏南暖湿气流交汇形成。其实, 西北地区东部的干线^[55]与华北地区有类似的形成过程。冷干气流经过高原或下山时, 干绝热下沉升温和湍流混合的共同作用使气团显著升温和变性^[51], 与其前方相对湿的气团相比, 温差不明显(有时后方气团的温度甚至更高), 而湿度差异显著(图 2)。

2.5 重力波

大气涌潮(bore, 又称暴涨潮, 气象学上也称为气压跃(pressure jump), 动力学上类似水文学中的水跃(hydraulic jump))和孤立波都属于重力波, 更易触发夜间对流, 尤其是夜间的高架对流。

重力波是地球大气中普遍存在的波动, 也称为浮力波(buoyancy wave), 有时也称为中尺度波动, 其最合理的能量来源是垂直风切变(K-H 波)和地转调整过程(不平衡气流的调整过程)^[56]。这主要是对与急流密切相关的重力波而言, 还有地形作用、潜热释放或 DMC 等产生的重力波。重力波与上升气流和下沉气流对相关。对于重力波的传播, 虽然波导不是必需的^[57], 但对重力波的维持机制极其重要, 它使得重力波的传播限制在水平方向, 防止垂直传播导致的能量损失。重力波的波导需要在反射

① 6 月, 华北地区 975 hPa 的平均位势高度约为 260 位势米, 低于山西、陕西和内蒙古等高原地区的海拔高度。不过, 通过插值的方法, NCEP 资料给出这些高原区域 975 hPa 的相对湿度。通过对比发现, 这些区域 6 月平均 975 hPa 相对湿度与其近地面层 850 hPa 的相应数值非常接近。



灰色填充为FY-2E TBB, 蓝色实线为不高于-12℃的TBB等值线; 不同颜色的圆点和白色数字分别为地面自动气象站观测的温度和露点; 白色粗实线多边形内为触发的对流; 彩色填充为13:30时雷达拼图组合反射率因子

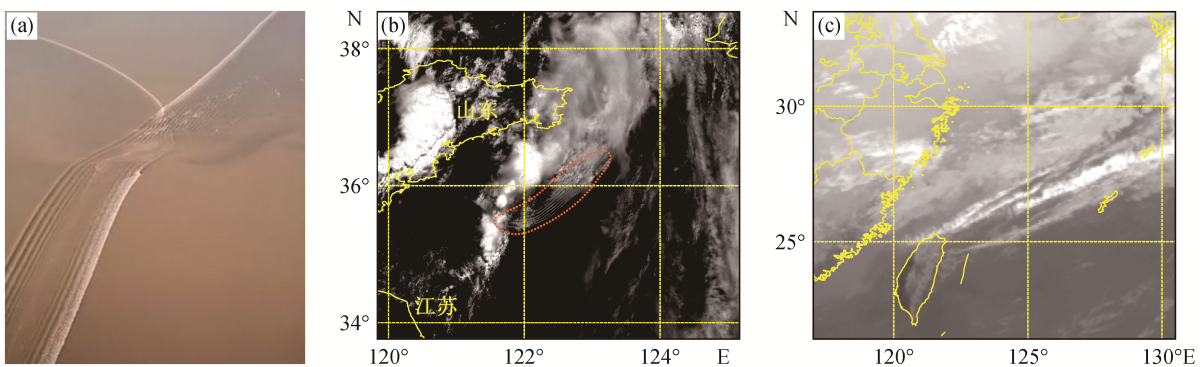
图2 2012年7月1日13:00和13:30(北京时间)气象观测结果
Fig. 2 Observations at 13:00 and 13:30 on July 1, 2012 (Beijing time)

层下方有足够深厚的稳定层, 且反射层的理查森数小于0.25^[58-59]。Lac等^[60]通过热带海洋上空红外亮温观测数据的自相关分析, 发现有些新对流单体会

发生在强对流系统前方几百公里的位置, 他们认为这是对流激发的快速模态(>15 m/s)重力波向前传播的激发作用所致。Su等^[61]发现, 2009年6月5日苏皖地区的对流系统产生阵风锋, 形成的重力波与辐合线相互作用, 触发新的对流。需要说明的是, 此次重力波过程是通过地面观测分析确认的, 并没有在卫星图像或雷达反射率因子上观测到大气涌潮。

当密度流穿过接近地面的稳定层结大气时, 通常产生大气涌潮形式的重力波扰动。大气涌潮会产生突然的风向变化、气压骤增和对流层下部降温的现象, 但不会有明显的地表气温降低, 且常常使得地表空气变暖, 这是逆温层上方温暖的空气向下湍流混合所致。

大气涌潮^①属于重力内波, 类似水体中的水跃。产生大气涌潮的临界深度根据波是否能向上游传播, 或气流是否快于所有的波速来定义。在分层气流中, 当密度较低的大气被高密度的气流或固体障碍物侵入时, 就会产生与大气相关的内波; 当较轻的大气不能完全克服高密度的气流(或固体障碍物)时, 就可能形成大气涌潮。大气涌潮可呈现为波状或湍流状两类, 大多数为波状。波状涌潮(undular bore)呈现为多条紧密间隔的地面风向变化线, 在雷达观测图像上表现为同一方向移动的反射率因子细线波列或卫星图像上的波动状积云(图3), 与钱塘江潮(图3(a))非常类似。在稳定的边界层内, 大气涌潮由密度流(如冷锋、海风锋和阵风锋等)引起, 可



(a) 2021年7月16日钱塘江两股潮交叉后场景; (b) 2021年7月14日12:00(北京时间)FY-4A可见光0.65 μm通道增强图像(橙色线圈内波动状云为滚轴云(大气涌潮)); (c) 1998年1月11日15:00(北京时间)GMS-5红外1通道增强图像

图3 波状大气涌潮和钱塘江潮

Fig. 3 Undular atmospheric bore and tidal bore of Qiantang River

① 明槽中的水流从低于临界水深的急流过渡到高于临界水深的缓流时发生的水面局部跃起现象, 通常呈现为湍流。涌潮通常形成于进入河口的较冷海潮从下方切割较温暖的河水时^[59], 其文字记录可追溯到11世纪的中国钱塘江。温暖的淡水无法压制向上游涌出的含盐的较冷海水, 导致涌潮向上游移动, 有时达到数米的高度。

以演变为孤立波。

2021 年 7 月 14 日上午, FY-4A 卫星在黄海海面上空观测到至少 5 条滚轴云(图 3(b)), 是雷暴阵风锋所致的大气涌潮造成的。类似的现象曾经发生在中国浙江舟山和澳大利亚北部 Carpentaria 湾, 后者被称为清晨奇观(morning glory)^[62]。图 3(c)展示的案例为东亚冷锋产生的大气涌潮在冷锋后的东海产生滚轴云^[63]。

大气中的孤立波是一种由有限振幅的单一高程构成的重力波, 是非线性作用与色散之间平衡的结果, 其传播形式保持不变。非线性作用使得波的速度和振幅增加, 从而使波前(wave front, 即等相位面(surface of constant phase))变陡; 而色散使得波数增加, 波速减小, 波前变宽。

夜间, 边界层通常转变为稳定边界层, 有利于大气涌潮和孤立波的形成, 更易触发对流。这些重力波自身可以触发 DMC, 也常与其他系统(如低空急流等)相互作用触发 DMC^[62,64]。

2.6 不同触发机制的共同作用

并不是所有辐合线, 也不是辐合线的所有位置都能触发 DMC。Huang 等^[64]利用巴彦淖尔 5 年的 CC 型雷达资料分析黄河河套地区边界层辐合线及其触发 DMC 的情况, 共识别出 323 个边界层辐合线, 其中触发 DMC 的只占 44%。方祖亮等^[54]发现东北地区 286 例干线中, 触发 DMC 的只占 40%, 干线触发的 DMC 一般发生在湿侧。

辐合线两侧不同方向气流水平涡度之间的平衡状态是触发 DMC 的关键因素, 包括辐合区的上升气流是否变得更直立、辐合区是否更深以及是否与辐合线上的中涡旋(mesovortice, 也称微涡旋(misocyclones))位置一致^[33]。这些中涡旋也可能被强上升气流垂直拉伸并加强, 形成非中气旋龙卷^[65]。

两条辐合线的相遇-相交-相互作用, 能够增强近地面空气辐合, 加强上升气流, 有利于 DMC 触发。即使干线或出流边界或锋面的其他地方没有 DMC, 对流风暴也经常(肯定不总是)发生在干线与出流边界或锋面的交汇处(有时称为三重交汇点(triple point)), 这是因为在这些交汇处上升气流会显著增强。公衍铎等^[66]和郑永光等^[67]已发现地面辐合线加强并与其他对流系统的阵风锋辐合线共同作用来触发对流的个例。Wakimoto 等^[68]分析 IHOP_2002(International H₂O Project, 国际水计划)试验的部分 DMC 过程后指出, 当对流风暴的阵风

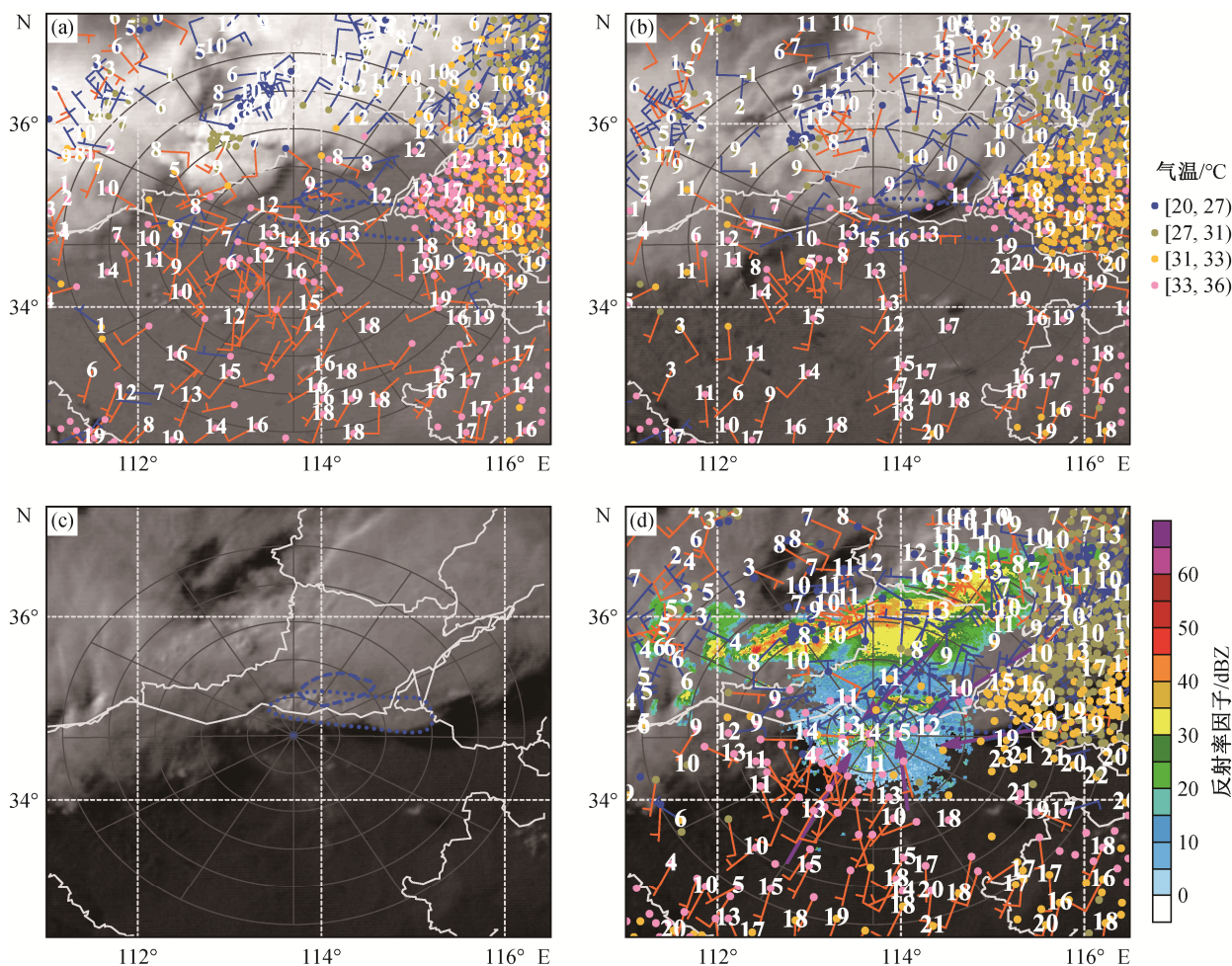
锋与辐合线(冷锋或干线等)造成的热力环流足够接近(相距 5~15 km)但未“碰撞”时, 两条辐合线附近浮力的水平梯度导致旋转方向相反的涡管环流, 使得上升气流更加直立, 更容易触发 DMC。

较浅薄边界层的辐合线需要与天气尺度的上升运动或盛行气流相互作用, 或者与大气低层垂直风切变或适当的大气热力条件(CIN 较小)相配合, 才能有利于对流系统的发展和维持^[8]。Wilson 等^[32]指出, 当大气边界层的风向与辐合线移动方向相反, 而边界层以上的风向与辐合线移动方向相同时, 对流易于垂直向上发展, 有利于其加强和维持, 尤其在对流发展初期。这一现象与大气的垂直风切变密切相关。

2.7 雷暴出流与干线叠加触发 DMC 个例

2009 年 6 月 3 日中午到 4 日 05:00(北京时间), 山西、河南、山东、安徽北部以及江苏北部先后出现雷暴大风等强对流天气, 其中 3 日下午至前半夜, 河南郑州、开封和商丘以及山东菏泽出现东北-西南走向的强对流系统。雷暴出流边界与地面干线辐合线的交汇是这次河南大风对流风暴的触发机制。Bai 等^[69]通过分析多种观测资料和高分辨率数值模拟资料, 指出 6 月 3 日傍晚位于黄河以北平原地区的一次河南强对流系统的触发是不断有前期雷暴下沉气流形成的间歇性阵风锋与伴随气流汇合的干线相遇, 在干线与扇状阵风锋的交点处触发 DMC。

6 月 3 日 16:00—18:00(北京时间), 河南大部和山东大部地区的气温达到 30℃ 以上, 部分地区超过 35℃。16:00, 沿河南黄河段存在一条明显的干线, 并伴随西南风、南风、东南风和东风的辐合线(图 4(a)); 干线的北侧为阵风锋辐合线, 由生成于山西的对流系统向东南移入河南北部后产生的东北风与东风形成。17:00, 北侧的对流风暴继续向东移动和发展, 其出流边界南压加强, 东北风相比于 16:00 时显著加强, 在郑州北侧与干线叠加处形成一个东北风、西北风、南风和东风的地面涡旋式汇合流场, 在可见光云图上可观察到已经形成的椭圆状对流云, 其东侧存在明显的暗影, 但此时的雷达反射率因子尚低于 30 dBZ(图 4(b))。18:00, 出流边界继续南压, 其前沿已越过黄河, 虽然前沿的风速偏小, 但在郑州北侧同干线叠加处, 雷暴出流导致的东北风速较 17 时明显加强, 椭圆状对流云发展为东西向的长条状, 此时的雷达反射率因子达到 40 dBZ 左右, 从而形成了 DMC(图 4(c)和(d))。



(a)和(b)分别为 16:00 和 17:00 的 FY-2C 可见光图像(灰度填充)和地面自动气象站观测结果; (c)和(d)为 18:00 的 FY-2C 可见光图像, (d)中增加了郑州雷达组合反射率因子(彩色填充), 紫色箭头表示不同方向的地面气流。蓝色多边形为触发的对流云外边界, 北侧多边形为 17:00 触发的对流云外边界, 南侧多边形为 18:00 的对流云外边界; 不同颜色圆点和白色数字分别为自动气象站观测温度和露点

图 4 2009 年 6 月 3 日 16:00, 17:00 和 18:00 (北京时间)气象观测结果
Fig. 4 Observations at 16:00, 17:00 and 18:00 on June 3, 2009 (Beijing time)

上述对流发展过程表明, 雷暴出流与干线相叠加形成涡旋状环流, 加强了近地面层的辐合抬升, 从 16:00 郑州黄河北岸无积云对流至 18:00 形成深厚湿对流, 历时一个多小时, 并非是一触而发, 这与当时环境大气较低的水汽含量和较高的自由对流高度相关。

3 总结和展望

本文对大气中的对流活动进行总结, 重点梳理了大气浅薄和深厚湿对流的特征。大气中的浅薄湿对流积云呈现对流胞和水平对流卷两种形态中的哪一种, 取决于边界层垂直风切变强度。浅对流需要与其他机制相互作用, 才会发展成 DMC。虽然“雷暴”一词使用很广泛, 但 DMC 不一定产生雷电, 因

此建议用 DMC 替换“雷暴”这个术语。强对流天气时空尺度小, 目前难以全面监测。

地基对流的触发机制最为复杂, 实际的触发机制位于边界层, 包括边界层辐合线、地形分布、重力波及其相互作用等。边界层辐合抬升还会产生局地温湿扰动, 加深湿层, 形成有利于 DMC 发展的区域。边界层辐合线中, 力管环流最为复杂多样。重力波中除大气涌潮和地形波状云外, 实际观测中通常难以直观地判识。大气涌潮通常在密度流穿过近地面稳定层结时产生, 因此是触发夜间对流的重要机制之一。中国北方干冷气流下山时, 在干绝热的下沉和湍流作用下会显著升温, 形成干线, 因此, 中国北方的冷锋经常与干线联系在一起。很多 DMC 的触发是辐合线相交或相互作用, 或者不同辐合机

制相互作用的结果。

尽管目前有高时空分辨率的卫星雷达探测和地面自动站观测,但由于触发机制的多样化和复杂化,时空尺度较小,预测和预报DMC的生成仍然困难。DMC的触发机制大多发生在边界层内,目前对稠密边界层温度、湿度和风场的观测还非常缺乏。因此,中国气象局将进一步提升风云卫星的探测能力,将单偏振新一代天气雷达网改造成双偏振探测,布设风廓线雷达、X波段天气雷达和地面六要素自动气象观测站,以期继续提升精密观测能力。

未来对DMC触发机制的研究需要加强以下4个方面的工作。

1) DMC触发机制的气候学研究,既包括初生DMC的气候分布特征,也包括不同环流背景和不同热动力条件下DMC触发机制的气候学特征。

2) 开展针对DMC触发过程的加密观测试验,尤其是边界层大气加密综合观测。

3) 开展DMC触发机制的深入研究,包括观测研究和数值模拟敏感性试验等,详细地分析不同环境条件下触发DMC的不同类型系统的精细结构特征以及触发过程中的热动力条件变化等。

4) 进一步提升高时空分辨率观测资料的同化能力,改进数值模式的精细化预报水平,尤其需要提升边界层大气的同化分析水平以及数值模式对边界层湍流和各类中小尺度系统的模拟性能,包括提升对流云的微物理过程模拟能力。

参考文献

[1] 郑永光,田付友,孟智勇,等. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析. *气象*, 2016, 42(1): 1-13

[2] Meng Z, Yao D, Bai L, et al. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations. *Sci Bull*, 2016, 61(4): 330-337

[3] 郑永光,朱文剑,姚聃,等. 风速等级标准与2016年6月23日阜宁龙卷强度估计. *气象*, 2016, 42(11): 1289-1303

[4] 国务院灾害调查组. 河南郑州“7·20”特大暴雨灾害调查报告[EB/OL]. (2022-01-21) [2022-01-31]. <https://www.mem.gov.cn/gk/sgcc/tbzdsgdcbg/202201/P020220121639049697767.pdf>

[5] 毕宝贵,张小玲,代刊. 2016年厄尔尼诺背景下的强对流和极端降水特点. *科学通报*, 2017, 62(9):

928-937

[6] Lock N A, Houston A L. Empirical examination of the factors regulating thunderstorm initiation. *Mon Wea Rev*, 2014, 142: 240-258

[7] 俞小鼎,周小刚,王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. *气象学报*, 2012, 70(3): 311-337

[8] 郑永光,周康辉,盛杰,等. 强对流天气监测预报预警技术进展. *应用气象学报*, 2015, 26(6): 641-657

[9] 郑永光,陶祖钰,俞小鼎. 强对流天气预报的一些基本问题. *气象*, 2017, 43(6): 641-652

[10] 俞小鼎,郑永光. 中国当代强对流天气研究与业务进展. *气象学报*, 2020, 78(3): 391-418

[11] 崔新艳,陈明轩,秦睿,等. 对流初生机理的研究进展. *气象*, 2021, 47(11): 1297-1318

[12] 苏爱芳,郑永光,张宁,等. 边界层辐合线触发深厚湿对流的研究进展. *气象学报*, 2022, 80(2): 177-189

[13] Emanuel K A. *Atmospheric convection*. New York: Oxford University Press, 1994

[14] Atkinson B W, Zhang J W. Mesoscale shallow convection in the atmosphere. *Rev Geophys*, 1996, 34: 403-431

[15] Cotton W R, Anthes R A. *风暴和云动力学*. 叶家东,范蓓芬,程麟生,等,译. 北京:气象出版社,1993

[16] Warren S G, Hahn C J, London J, et al. Global distribution of total cloud cover and cloud types over land. NCAR Tech. Note NCAR/TN-2731STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 1986 [R/OL]. (1986-10-01) [2021-12-10]. <https://www.osti.gov/biblio/6724260>

[17] Warren S G, Hahn C J, London J, et al. Global distribution of total cloud cover and cloud types over ocean. NCAR Tech. Note NCAR/TN-3171STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 1988 [R/OL]. (1988-12-01) [2021-12-10]. <https://www.osti.gov/biblio/5415329>

[18] Wood R. Stratus and stratocumulus // North G R, Pyle J, Zhang F. *Encyclopedia of atmospheric sciences* (second edition), London: Academic Press, 2015: 196-200

[19] Brown R A. Longitudinal instabilities and secondary flows in the planetary boundary layer: a review. *Rev Geophys*, 1980, 18: 683-697

[20] Bluestein H B. *Severe convective storms and tornadoes: observations and dynamics*. Berlin Heidelberg: Springer, 2013

- [21] Doswell III C A. Severe convective storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001
- [22] Markowski P, Richardson Y. Mesoscale meteorology in midlatitudes. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2010
- [23] 大气科学辞典编委会. 大气科学辞典. 北京: 气象出版社, 1994
- [24] 中国气象局. 地面气象观测规范. 北京: 气象出版社, 2003
- [25] Roberts R D, Rutledge S. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D Data. *Wea Forecasting*, 2003, 18(4): 562–584
- [26] Johnson R H, Mapes B E. Mesoscale processes and severe convective weather // Doswell III C A. Severe convective storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001: 71–122
- [27] Wilson J W, Roberts R D. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: observational and modeling perspective. *Mon Wea Rev*, 2006, 134(1): 23–47
- [28] 盛杰, 毛冬艳, 沈新勇, 等. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析. *气象*, 2014, 40(9): 1058–1065
- [29] 刘洲洋, 俞小鼎, 王秀明, 等. 中国泛华北地区冷季高架对流特征气候统计分析. *气象*, 2018, 44(2): 258–267
- [30] Schultz D M, Schumacher P N. The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon Wea Rev*, 1999, 127(12): 2709–2732
- [31] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 中国冷季高架对流个例初步分析. *气象学报*, 2016, 74(6): 902–918
- [32] Wilson J W, Crook N A, Mueller C K, et al. Nowcasting thunderstorms: a status report. *Bull Amer Meteor Soc*, 1998, 79: 2079–2099
- [33] Wilson J W, Foote G B, Crook N A, et al. The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: a case study. *Mon Wea Rev*, 1992, 120(9): 1785–1815
- [34] Colby F P Jr. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 2239–2252
- [35] Weckwerth T M. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon Wea Rev*, 2000, 128(12): 4017–4030
- [36] Wu M, Luo Y. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015. *J Meteor Res*, 2016, 30(5): 719–736
- [37] Luo Y L, Gong Y, Zhang D L. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Mei-yu front in East China. *Mon Wea Rev*, 2014, 142: 203–221
- [38] Purdom J F W. Satellite imagery and the mesoscale convective forecast problem // Preprints, 8th Conf on Severe Local Storms. Denver: Amer Meteor Soc, 1973: 244–251
- [39] Purdom J F W. Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting // Browning K. Nowcasting. London: Academic Press, 1982: 149–166
- [40] Wilson J W, Mueller C K. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. *Wea Forecasting*, 1993, 8(1): 113–131
- [41] Trier S B. Convective initiation // Holton J R, Curry J A, Pyle J A. Encyclopedia of atmospheric sciences. London: Academic Press, 2003: 560–570
- [42] Chen X, Zhao K, Xue M. Spatial and temporal characteristics of warm season convection over Pearl River Delta Region, China based on 3 years of operational radar data. *J Geophys Res Atmos*, 2014, 119: 12447–12465
- [43] 王彦, 于莉莉, 李艳伟, 等. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用. *应用气象学报*, 2011, 22(6): 724–731
- [44] Pielke R A Sr. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev Geophys*, 2001, 39(2): 151–177
- [45] Taylor C M. Detecting soil moisture impacts on convective initiation in Europe. *Geophys Res Lett*, 2015, 42: 4631–4638
- [46] Klein C, Taylor C M. Dry soils can intensify mesoscale convective systems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(35): 21132–21137
- [47] Wang J, Chagnon F J F, Williams E R, et al. Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2009, 106(10): 3670–3674
- [48] Shapiro M A, Hampel T, Rotzoll D, et al. The frontal hydraulic head: a micro- α scale (~ 1 km) triggering mechanism for mesoconvective weather systems. *Mon Wea Rev*, 1985, 113(7): 1166–1183
- [49] Schultz D M. A review of cold fronts, including pre-

- frontal troughs and wind shifts // Bosart L F, Bluestein H B. Synoptic-dynamic meteorology and weather analysis and forecasting: a tribute to Fred Sanders. Boston, MA: American Meteorological Society, 2008: 109–126
- [50] 王秀明, 俞小鼎, 周小刚. 中国东北龙卷研究: 环境特征分析. 气象学报, 2015, 73(3): 425–441
- [51] 罗然, 郑永光, 陈敏. 北京一次罕见夜间突发性强增温事件成因分析. 气象, 2020, 46(4): 478–489
- [52] 孙淑清, 孟婵. 中- β 尺度干线的形成与局地强对流暴雨. 气象学报, 1992, 50(2): 181–189
- [53] 郑永光, 陈炯, 葛国庆, 等. 梅雨锋的天气尺度研究综述及其天气学定义. 北京大学学报(自然科学版), 2008, 44(1): 157–164
- [54] 方祖亮, 俞小鼎, 王秀明. 东北暖季干线统计分析. 气象学报, 2020, 78(2): 260–276
- [55] 张一平, 俞小鼎, 王迪, 等. 河套地区典型干线的形成及其在对流触发中的作用. 气象学报, 2022, 80(1): 39–53
- [56] Uccellini L W, Koch S E. The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances. Mon Wea Rev, 1987, 115(3): 721–729
- [57] Ruppert J H Jr, Koch S E, Chen X, et al. Mesoscale gravity waves and midlatitude weather: a tribute to Fuqing Zhang. Bull Amer Meteor Soc, 2022, 103(1): E129–E156
- [58] Lindzen R S, Tung K. Banded convective activity and ducted gravity waves. Mon Wea Rev, 1976, 104: 1602–1617
- [59] Richiardone R, Manfrin M. A rain episode related to a mesoscale gravity wave. Bull Amer Meteor Soc, 2003, 84(11): 1494–1498
- [60] Lac C, Lafore J P, Redelsperger J L. Role of gravity waves in triggering deep convection during TOGA COARE. J Atmos Sci, 2002, 59(8): 1293–1316
- [61] Su T, Zhai G Q. The role of convectively generated gravity waves on convective initiation: a case study. Mon Wea Rev, 2017, 145(1): 335–359
- [62] Haghi K R, Geerts B, Chipilski H G, et al. Boreing into nocturnal convection. Bull Amer Meteor Soc, 2019, 100(6): 1103–1121
- [63] Chen T, Yen M, Wang S, et al. Roll clouds associated with an East Asian cold front. Bull Amer Meteor Soc, 1999, 80(11): 2199–2208
- [64] Huang Y P, Meng Z Y, Li W B, et al. General features of radar-observed boundary layer convergence lines and their associated convection over a sharp vegetation-contrast area. Geophys Res Lett, 2019, 46(5): 2865–2873
- [65] Wakimoto R M, Wilson J W. Non-supercell tornadoes. Mon Wea Rev, 1989, 117(6): 1113–1140
- [66] 公衍铎, 郑永光, 罗琪. 冷涡底部一次弓状强飚线的演变和机理. 气象, 2019, 45(4): 483–495
- [67] 郑永光, 蓝渝, 曹艳察, 等. 2019 年 7 月 3 日辽宁开原 EF4 级强龙卷形成条件、演变特征和机理. 气象, 2020, 46(5): 589–602
- [68] Wakimoto R M, Murphey H V. Analysis of convergence boundaries observed during IHOP_2002. Mon Wea Rev, 2010, 138: 2737–2760
- [69] Bai L Q, Meng Z Y, Huang Y P, et al. Convection initiation resulting from the interaction between a quasi-stationary dryline and intersecting gust fronts: a case study. J Geophys Res Atmos, 2019, 124(5): 2379–2396