

文章编号:1004-9045(2008)03-0242-06

川东北一次西北气流型强冰雹天气的成因分析

竹利,王厚伯

(四川省南充市气象局,南充 637000)

摘要:利用常规气象资料和 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ 6\text{ h}$ 再分析资料,从大气环流形势、物理量场等方面对 2007 年 4 月 29 日发生在川东北地区的一次强冰雹天气过程的成因进行了分析。结果表明:此次西北气流型冰雹天气是在低能量环境场条件下发生的;冰雹天气发生前 12 h 内降雹区的对流有效位能激增、午后下垫面强烈加热对大气不稳定性增强的作用显著;大气层结对流不稳定、湿对称不稳定、充足的水汽以及干线(露点锋)的存在为此过程提供了有利条件。

关键词:对流不稳定;对流有效位能;湿对称不稳定;干线

中图分类号: P458.1*21.2 **文献标识码:** A

1 引言

强对流天气是在有利大尺度环境背景下产生的中小尺度天气系统的产物。这些中小尺度系统包括雷暴群、飑线等,常引起灾害性大风和局地暴雨,有时还伴有冰雹和龙卷风,是一种时间短、破坏力巨大的天气,多给国民经济和人民生命财产造成严重损失。2007 年 4 月 29 日 18—21 时,四川省东北部的营山、蓬安、高坪、岳池、武胜等 5 个县(区)共 98 个乡镇先后出现雷雨、大风、冰雹等强对流天气,冰雹直径普遍在 20 mm 左右,最大直径达 30 mm。这次强对流天气发生在由北向南近乎同一经度(106.5 E)的区域里,造成当地农作物大面积受灾、不少房屋被损坏,直接经济损失约 2.5 亿元。

不同地域,强对流天气的触发机制和成因有所不同。在强对流天气分析研究方面,国内不少气象工作者做了很多有益的工作。梁爱民等^[1]对北京地区雷暴大风预报进行了研究,结果表明:在雷暴大风发生之前,对流有效位能(CAPE)有一个明显增大的过程,与之相对应,对流抑制能量(CIN)有一个减少的过程。杨晓霞等^[2]对 2006 年 4 月 28 日山东省一次飑线天气过程进行了诊断分析,并应用湿位守恒理论研究了飑线的发展机制。邓华军等^[3]应用湿位涡对发生在苏北地区不同季节的三次强对流天气过程进行了分析,揭示了倾斜性涡度的发展是强对流天气发生发展的一种重要机制。黄艳芳^[4]使用常规地面和高空原始报文资料,采用最优插值法和客观诊断分析方法,揭示了 2004 年 4 月 29 日出现在武汉天河机场临近的一次典型飑线天气过程与一次超级雷暴单体天气过程的

形成和发展机制。祁东平^[5]在对 2007 年 8 月 30 日发生在宜昌市北部的强降水天气过程进行分析时指出,地面中尺度辐合线、中尺度对流云团是造成此次强降水的重要中尺度系统。

然而,对川东北地区强对流天气形成和维持机制的研究还较少,尤其是对该地区低能量环境场条件下产生在北风气流里的强冰雹对流天气的研究更少。为此,本文利用常规气象资料和 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ 6\text{ h}$ 再分析资料,从大气环流形势、物理量场等方面分析讨论了 2007 年 4 月 29 日发生在川东北地区的一次强冰雹过程的成因,试图得到一些对这类灾害性天气临近预报的有益启示,为做好防灾减灾气象服务工作提供参考依据。

2 大尺度环流形势演变特征

此次强冰雹天气发生前,2007 年 4 月 29 日 08 时(北京时,下同),500 hPa 图上(图略),中高纬地区欧亚大陆为“两脊一槽”型环流形势,两高压脊分别位于黑龙江北部和新疆西北部,一低压槽位于贝加尔湖西侧,中纬度地区的川陕之间有一低涡存在;700 hPa 图上(图略),湖北西部有一低压系统,川西为西北气流控制。当天 20 时(降雹旺盛阶段),500 hPa 图上(图 1),位于贝加尔湖西侧的低槽移至贝加尔湖东侧,川陕之间的低涡移到湖北境内,该低涡中心位于 32.5 N、111 E 附近,其最低值为 5 688 gpm,但该低涡的冷中心则位于四川盆地东北部,此时低槽槽线与低涡中心几乎处在同一经度(110 E),降雹区位于 500 hPa 冷中心内以及受低涡后部偏西北气流控制区域;700 hPa 图上(图略),在湖北东部形成一低涡,整个四川盆地为涡后西

收稿日期:2008-01-10;定稿日期:2008-06-12

作者简介:竹利,男,1983 年生,助理工程师,主要从事短时临近预报方法研究。E-mail: zhuli1983102@yahoo.cn

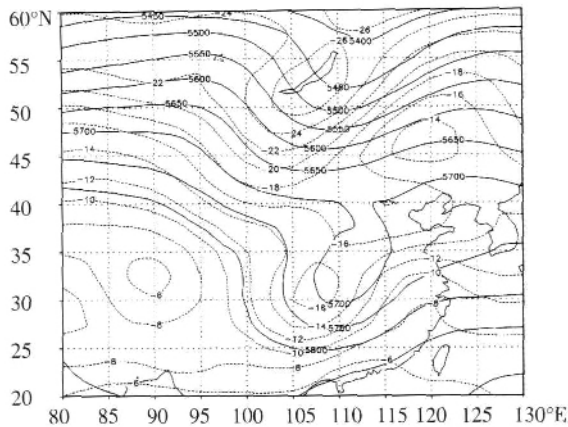


图1 2007年4月29日20时500 hPa高度场(实线, 单位:gpm)与温度场(虚线,单位:℃)叠加图

北气流控制。

王厚伯等^[6]曾对发生在川东北地区的冰雹天气进行了统计分析,并根据该地区降雹前12 h内川西700 hPa的风向,将降雹过程大致分为南风型和北风型。从流场形势来看,此次强冰雹天气发生前12 h内川西700 hPa为西北向风场,据此将其归类为西北气流型。此类强对流过程由于低值系统已移过川东,川东在北风控制下,天气晴好,极易使预报人员忽视灾害性天气的发生,但低涡后部的气旋性曲率造成的辐合、上层冷平流及地表强烈升温造成的大气不稳定不时引起强对流天气。因此,对此类强对流天气过程应引起足够重视并加强分析。

3 大气能量、水汽和稳定度分析

3.1 大气能量分析

大气能量的变化是引起天气变化的重要原因,天气过程是有效能量的存储、累积和释放的过程。一次强烈的天气过程,在其发生前一定有明显的能量累积过程^[7]。假相当位温(θ_e)是表征大气温湿特征的物理量,对流层中 θ_e 的高值区代表的是高温高湿区(即高能区),反之为低能区。通过对南充新一代天气雷达PUP产品资料的分析发现,4月29日18时在川东北31°N

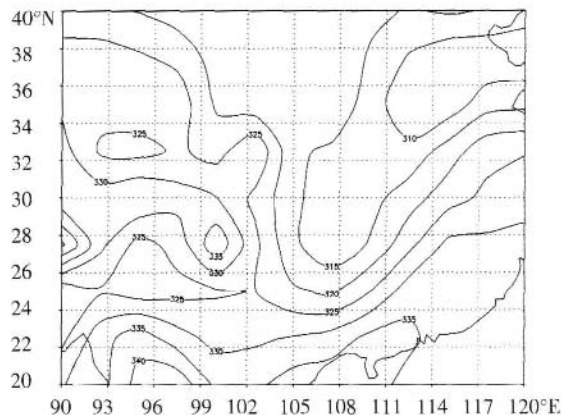


图2 2007年4月29日20时700 hPa θ_e 水平分布(单位:K)

以北出现了排列成线状、呈东南—西北向、快速南移的雷暴回波带(即飑线),到20时,回波带仍集中在川东北30.5°N以北地区,且尺度很小,长约24 km,宽约5 km。从29日20时700 hPa θ_e 水平分布图上可见(图2),从山东半岛伸向华中到西南地区有一条东北—西南向低能舌,低能舌南侧等 θ_e 线密集区为能量锋区,雷达回波产生和维持的地区位于能量锋区北侧的低能区内,这里存在低能级干冷空气。

另外,从4月29日20时沿30°N经过强对流天气中心的 θ_e 纬向垂直剖面图上可以看出(图3),此次强冰雹天气过程发生区位于30°N的低能区,且低能区较为深厚。此次强冰雹天气过程与以往强对流的对比,29日20时川东北地区500 hPa、700 hPa、850 hPa三层各格点 θ_e 之和 $[\theta_{e(5+7+8)}]$ 较小,其 $\theta_{e(5+7+8)}$ 值仅为150。采用同样的方法,统计1998—2007年近10年该地区4—5月强冰雹天气发生时环境场大气能量的大小, $\theta_{e(5+7+8)}$ 平均值为215,其最低值为194。通过以上分析表明此次西北气流型冰雹天气是在不利于强对流发生的低能量环境场条件下产生的。

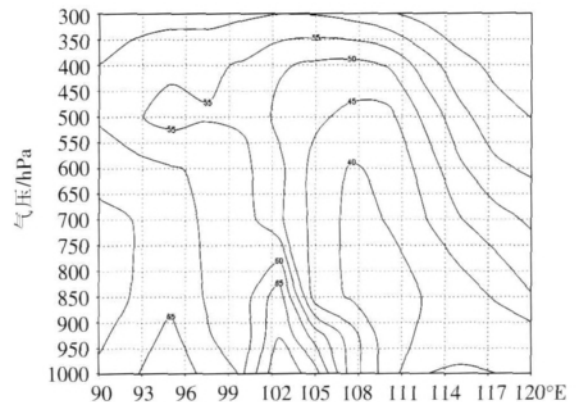


图3 2007年4月29日20时沿30°N经过强对流天气中心的 θ_e (单位:℃)纬向垂直剖面图

值得指出的是,图3中105°E以西的边界层有一片 θ_e 大于70的高能区,低层这片高能区的存在及其变化、移动对此次强冰雹过程的发生发展起到了至关重要的作用。

3.2 对流有效位能分析

为了了解在强对流发生前大气能量和稳定度的变化,计算了4月29日20时该地区对流有效位能(CAPE)值。对流有效位能(CAPE)指气块在给定环境中绝热上升时的正浮力所产生的能量的垂直积分,是风暴潜在强度的一个重要指标,目前在对流天气分析中应用较为广泛^[8],与沙氏指数、抬升指数、K指数等对流参数比较,该对流参数同雷暴发生的相关系数最高^[9]。图4(a)给出了2007年4月29日20时CAPE的水平分布图。

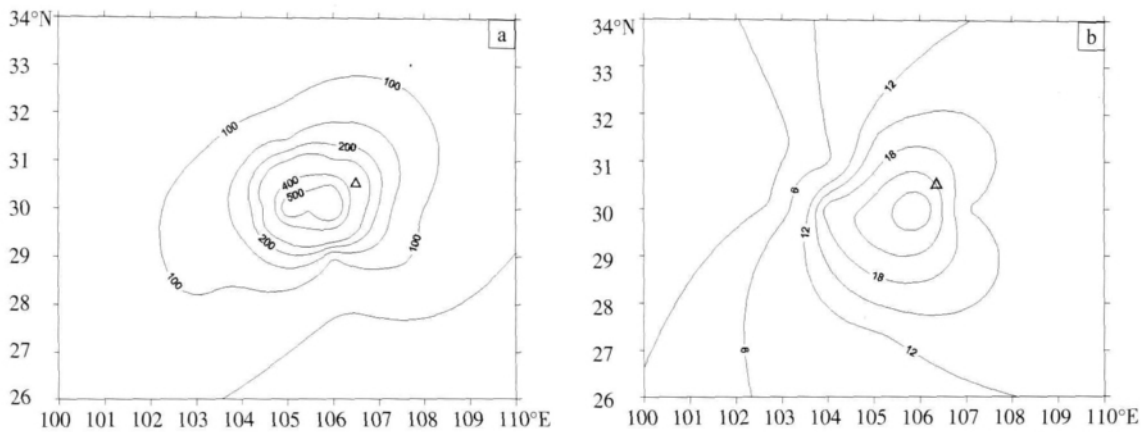


图 4 2007 年 4 月 29 日 20 时对流有效位能(a, 单位: $J \cdot kg^{-1}$)与大气可降水量(b, 单位: mm) (Δ 代表电暴发生地)

分析图 4(a)可知, 降雹区 CAPE 值约为 $400 J \cdot kg^{-1}$ 。由于雷暴对比其本身大 100 倍面积的环境都会产生影响, 它们朝上输送热量和水汽, 起到使环境稳定的作用^[9], 由此可推断此次过程发生前的 CAPE 值还要更大一些。而离该区以东 30 km 处 CAPE 最大值约为 $700 J \cdot kg^{-1}$, 强对流发生在对流有效位能大值区内。考虑到对流有效位能存在很明显的季节变化特征, 即越到夏季其平均值越大, 统计川东北地区近 10 年(1998—2007 年) 雷暴发生日 CAPE 在 4 月、5 月的平均值(20 时), 分别为 $97.8 J \cdot kg^{-1}$ 和 $326.4 J \cdot kg^{-1}$ 。这表明此次强冰雹天气发生时降雹区的 CAPE 值非常大, 而在当天 08 时对流有效位能图上该地区的 CAPE 几乎为零(图略)。由此可知, 此次强冰雹天气发生前 12 h 内 CAPE 有一激增过程。

3.3 大气稳定度分析

考虑到强对流天气过程大多发生在大气层结不稳定的情况下^[9], 分析了此次强冰雹天气开始前达州站的温度对数压力(T-lnP)图(图略)。结果发现, 4 月 29 日 08 时, 川东北地区整层大气层结是稳定的, 随着川东上空 500 hPa 冷低涡东移, 低涡后部强偏北气流引导贝加尔湖低槽底部的干冷空气迅速南下。到当天 20 时, 川东北高层也受到该强偏北气流控制, 该地区高层有冷平流, 500 hPa 12 h 变温为 $-2 \text{ }^\circ\text{C}$; 同时, 700 hPa 图上(图略), 川西有一暖中心, 华中存在一冷中心, 川北偏西西北气流引导川西暖空气向东南方向移动, 川东北地区对流层中低层为弱暖平流, 其中 850 hPa 12 h 变温为 $2 \text{ }^\circ\text{C}$ 。另外, 当天随着四川盆地上空低涡东移, 四川盆地天气变晴朗, 受光照影响, 地面温度骤升, 17 时该地区地面温度比 08 时高出 $8.0 \text{ }^\circ\text{C}$, 导致该地区近地面层大气层结也趋于不稳定。可见, 从 08 时到对流天气发生时, 大气稳定度已经发生急剧变化, 由稳定变成了不稳定。

$\partial \omega / \partial p$ (即 $\omega_{850} - \omega_{500}$)表示大气对流稳定度, 可据此判断大气层结的稳定性^[9]。当 $\omega > 0$ 时为不稳定

层结, $\omega < 0$ 时为稳定层结。假相当位温随高度的增加减小得越快, 气层的对流不稳定性越强。分析图 3 可知, 在 106 °E 附近, $\partial \omega / \partial p > 0$, 降雹发生时该地区大气层结为对流性不稳定, 其中 925—850 hPa 对流不稳定最强, 可见高空变冷、低层变暖和光照使地面迅速增温对大气对流不稳定性增加的作用明显。

3.4 湿位涡分析

分析此次强冰雹天气发生时的湿位涡发现, 降雹区低层大气层结存在湿对称不稳定。湿位涡是绝对涡度矢量与相当位温梯度矢量的点积^[9], 在 P 坐标系中, 忽略 水平变化, 湿位涡(MPV)的表达式为:

$$MPV = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \omega}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} \quad (1)$$

其中 ω 为垂直涡度, f 为科氏参数。定义湿位涡的第一分量为垂直分量, 第二分量为等压面上的水平分量, 即湿正压项(MPV1)和湿斜压项(MPV2):

$$MPV1 = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (2)$$

$$MPV2 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} \quad (3)$$

在绝热无摩擦的饱和大气中, 湿位涡守恒。即:

$$MPV = MPV1 + MPV2 = \text{const} \quad (4)$$

式(4)表明, 单位质量垂直涡度的变化与对流稳定度、风的垂直切变及湿斜压度有关^[9]。将 30 °N、106 °E 设为直角坐标原点, 沿 30 °N 纬线为 x 轴, 指向原点东边, 沿 106 °E 经线为 y 轴, 指向原点北边。在 4 月 29 日 20 时, 式(2)中 $\partial \omega / \partial p > 0$ (图 3), 但该地区对流层中低层的相对涡度为零(图 7b), 这项值决定于 f 的大小, 则湿位涡的垂直分量 MPV1 为负值。在式(3)中, 此次强冰雹发生区对流层低层 $\partial \omega / \partial x$ 为负值(图 3), 而此时从 1000 hPa 到 500 hPa 的经向风垂直切变($\partial v / \partial p$)达 $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (图 5), 故式(3)第一项为负值; 式(3)第二项中, 纬向风垂直切变 $\partial u / \partial p$ 几乎为零(图略)。所以, 湿位涡等压面上的水平分量 MPV2 也为负值。因此, $MPV = MPV1 + MPV2$ 是负值, 表示该地区对流层中低层大气

具有湿对称不稳定性^⑧。

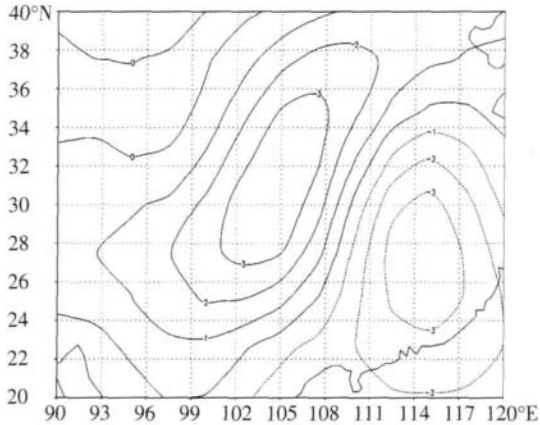


图 5 2007 年 4 月 29 日 20 时从 1000 hPa 到 500 hPa 层的经向风垂直切变(单位: $10^{-3} s^{-1}$)

文献[10]指出,在湿位涡守恒条件下,无论大气是湿对称稳定还是湿对称不稳定,是对流稳定还是对流不稳定,由于 θ_{se} 面的倾斜、大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加,都能够导致垂直涡度的显著发展; θ_{se} 面的倾斜越大,气旋性涡度增长就越激烈,这种涡度增长称为倾斜性涡度发展。本例中,在 4 月 29 日 20 时沿 30°N 经强降雪中心的 θ_{se} 纬向垂直剖面图(图 3)可以看出,冰雹天气发生在等熵面垂直倾斜度急剧增大处,降雪区上空的对流层中低层大气具有湿对称不稳定,湿对称不稳定使大气涡度发生变化有利于强对流发生,该结论与文献[10]的分析结果相一致。

3.5 水汽条件分析

水汽的垂直分布影响到层结稳定度,低层湿空气的存在是雷暴产生的一个有利条件^⑨。4 月 29 日,随着四川盆地上空低涡东移,其天气变得晴朗,雨后潮湿地面水汽大量蒸发,对流层低层温度和湿度逐渐升高,受对流层中上层干冷下沉增温影响,四川盆地低空 900—950 hPa 形成逆温层(图略),受其抑制,水汽和热量在四川盆地地表不断累积。逆温层内的能量不

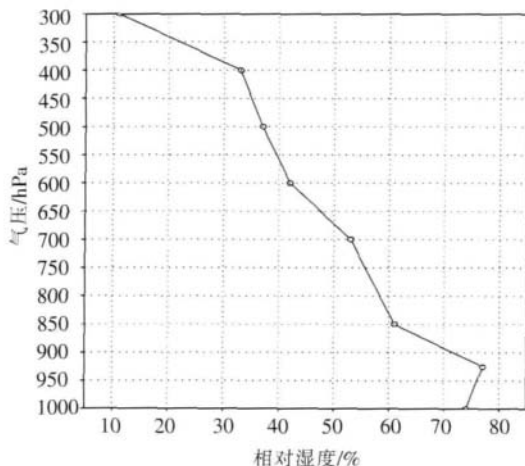


图 6 2007 年 4 月 29 日 20 时降雪区(106.5°E, 31°N)相对湿度垂直分布(单位: %)

断加大,且大气是稳定的,水汽不易向外扩散。但当天 20 时,逆温层顶(925 hPa)相对湿度为 78%,而在 800 hPa 上相对湿度剧减为 60% (图 6),该浅薄气层中湿度相差如此之大,可见逆温层对水汽的抑制作用是十分明显的。一旦有扰动发生,地面的水汽就会突破逆温层上升而爆发形成自由对流。这是此次低能环境中强对流过程能够发生的根本内因。

为了确切地知道降雪区大气水汽含量,计算了 4 月 29 日 20 时大气可降水量(图 4b)。结果表明,降雪区低层空气中大气可降水含量较大,其最大值约 22 mm,为雷云形成提供了充分水汽。对图 4b 的分析还发现,有效位能和大气可降水量的大值区均分布在四川盆地内,这与该地区地形有一定关系,在干冷西北气流的作用下,四川盆地外围地区空气水汽含量很低,即大范围地区处于低能区中,但该盆地四周高地将盆地内暖湿空气封闭起来,使其难以外散而在盆地内积聚,致使盆地内空气有较大的可降水量,同时也使其有效位能增大,大气层结不稳定性增大,可见四川盆地地形对此次强冰雹的产生也起到关键作用;冰雹落区位于高对流有效位能(CAPE)与大气可降水量大值重合区内,这说明 CAPE 与大气可降水量重合区对冰雹落区预报有一定的指示意义。

4 触发机制分析

强对流天气发生必须具有抬升条件,才能使地面层聚集的能量突破逆温层而释放出来。大多数对流天气中都存在着天气尺度和中尺度上升运动^⑩。从 4 月 29 日 20 时沿 30°N 经强冰雹中心(106.5°E 附近)的涡度纬向垂直剖面图上可见(图 7a),整个川东北地区对流层中高层涡度为正值,低层至高层其大值中心略向西倾,其最大值位于 300 hPa 层 108°E 附近,这说明该地区对流层处于低涡系统后部,天气尺度的大气垂直运动为下沉运动,不利于对流天气发生。同时,从散度纬向垂直剖面图上可见(图 7b),该地区对流层高层散度为负值,对流层中低层散度为正值,这种配置也不利于对流天气发生。此外,中低层为一致的西北风,也无有利于对流天气发生的槽线或切变线等辐合系统存在。

冰雹天气作为一种中小尺度现象,与中尺度抬升源有着更直接的联系,近地面层中尺度抬升源包括不连续界面、非均匀加热、风和地形相互作用等造成的上升运动区^⑪。图 8a 给出了 4 月 29 日 20 时 1000 hPa 比湿水平分布图。

从图 8a 中可清楚地看出,川东北地区存在一条南北向干线,即露点锋;由于此次强冰雹前四川盆地内低层水汽含量较大,盆地东部上空为强烈的干冷下沉

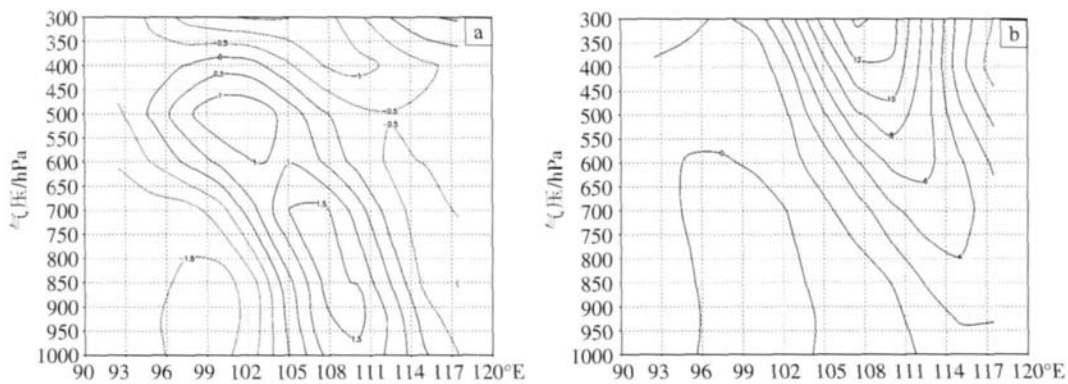


图 7 2007 年 4 月 29 日 20 时沿 30°N 经强冰雹中心的散度(a)、涡度(b)纬向垂直剖面图(单位: 10^{-3} s^{-1})

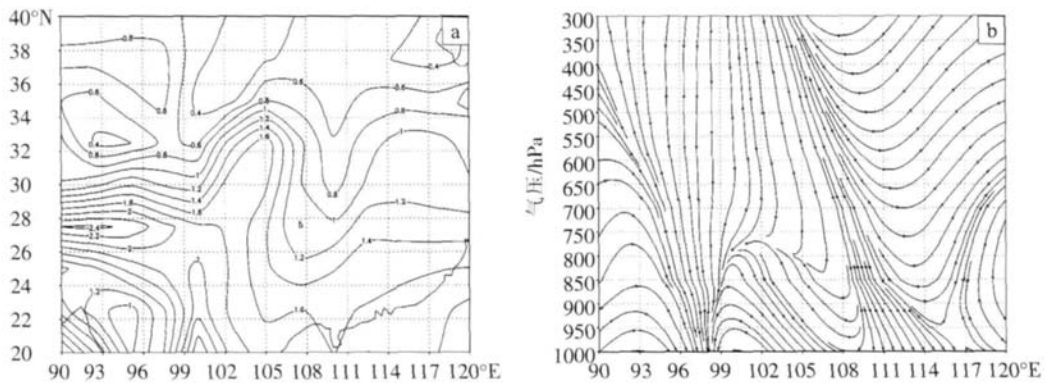


图 8 2007 年 4 月 29 日 20 时 1 000 hPa 比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)水平分布图(a)、沿 30°N 经强冰雹中心的流线纬向垂直剖面图(b)

气流,才造成盆地东部地面形成了一定范围的干冷空气堆,从而有利此干线形成。

Rhea 等^[1]研究指出,干线对流活动起到了扰动源的作用。在干线上空可以形成一支与干线正交的小尺度次级环流,这种环流类似于海风环流,因而又称为内陆海风环流^[6]。从沿 30°N 经强冰雹中心的纬向流线垂直剖面图上可见(图 8b),川东北地区干线上空有一支与干线正交的小尺度次级正环流,只是该次级环流的顶部支流不明显;在干线暖区一侧为环流的上升支,对应的冷区一侧为下沉支,当正环流的上升支的风速增大到一定程度时就可能触发该地区不稳定能量释放。结合对当地雷达回波资料的分析发现(图略),此次强冰雹过程开始时,线形回波分布于干线及其附近地区,这进一步说明干线在此过程中起到了扰动源作用。因此,干线的形成可能是这次强冰雹形成的主要触发机制。分析图 8b 还发现,冰雹落区与对流层低层干线对应较好。因此,可利用地面逐时自动站资料分析干线形成的位置,尝试在川东北地区开展西北气流型冰雹天气发生区域的临近预报。

6 零度层高度的分析

冰雹天气是否发生,除了要求分析以上条件之外,还要求对零度层高度和-20 所在高度进行分析。一般认为,冰雹是在 0 层和-20 气层之间产生的^[4],

适合降雹的 0 层和-20 层高度分别在 4 km 左右、400 hPa 等压面高度附近。分析此次强冰雹天气发生时川东北地区的 0 层和-20 层发现,0 层高度正好在 650 hPa (约 4 km 左右),-20 层高度位于 450 hPa(图略)。

7 结论

本文从大气环流形势、能量环境场、大气层结稳定性、水汽条件等方面,对 2007 年 4 月 29 日发生在川东北地区的一次强冰雹过程成因进行了分析,得出以下结论。

(1)此次强冰雹天气发生前,中高纬地区欧亚大陆为“两脊一槽”环流型,中纬度地区川陕之间有低涡存在。冰雹天气发生时川陕之间的低涡移至华中地区,其冷中心位于四川盆地东北部,降雹区受低涡后部偏西北气流控制。

(2)此次西北气流型冰雹天气是在不利于强对流发生的低能量环境场条件下产生的。降雹发生时川东北地区表现为大气层结(尤其是低层)的对流性不稳定,且强冰雹天气发生前 12 h 内 CAPE 有一激增过程,使降雹区对流有效位能(CAPE)能级较高。

(3)此次强冰雹天气发生时,降雹区低层大气层结存在湿对称不稳定,冰雹天气发生在等熵面垂直倾斜度急剧增大处。干线(露点锋)的形成可能是这次强冰

雹形成的主要触发机制。冰雹落区与对流层低层的干线对应较好,可利用地面逐时自动站资料分析干线形成位置,并尝试在川东北地区开展西北气流型冰雹天气发生区域的临近预报

(4)四川盆地地形使大气低层水汽在盆地内积聚,对此次强冰雹的产生起到重要的作用,冰雹落区位于高对流有效位能(CAPE)与大气可降水量大值重合区内,CAPE与大气可降水量重合区对冰雹落区预报有一定的指示意义。

参考文献:

- [1] 梁爱明,张庆红,申红喜,等.北京地区雷暴大风预报研究[J].气象,2006,32(11):73-80.
- [2] 杨晓霞,李春虎,杨成芳,等.山东省2006年4月28日飑线天气过程分析[J].气象,2007,33(1):74-80.
- [3] 邓华军,唐洵昌,张欣,等.三次强对流天气过程的湿位涡分析[J].气象科学,1999,19(2):150-157.
- [4] 黄艳芳.2004年初春武汉机场附近的两次强雷暴天气过程分析[J].暴雨灾害,2007,26(1):73-77.
- [5] 祁东平,周建志,王珊珊,等.一次局地强降水过程的中尺度特征及预报难点分析[J].暴雨灾害,2008,27(1):42-48.
- [6] 王厚伯,汪华,杜运乾,等.南充地区春末夏初冰雹成因及预报方法[J].四川气象,1995(2):30-33.
- [7] 殷占福,郑国光.一次强风暴三维结构的观测分析[J].气象,2006,32(9):9-16.
- [8] 寿绍文.中尺度气象学[M].北京:气象出版社,2003:153-301.
- [9] 郝莹,姚叶青,陈焱,等.基于对流参数的雷暴潜势预报研究[J].气象,2007,33(1):51-56.
- [10] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁.湿位涡和斜压涡度发展[J].气象学报,1995,53(4):387-404.
- [11] Rhea J O. A study of thunderstorm formation along dry lines [J]. J Appl Meteor, 1966, 5:58-63.
- [12] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法(第3版)[M].北京:气象出版社,2003:408-409.

Cause Analysis on a Heavy Northwest Airflow Type Hailstorm Events Occurred in the Northeast of Sichuan Province

ZHU Li, WANG Hou-bo

(Nanchong Meteorological bureau of Sichuan Province, Nanchong 637000)

Abstract: Based on the conventional observations and NCEP/NCAR 1°×1° 6 h reanalysis data, the cause of a severe hailstorm event occurred in the northeast of Sichuan province on 29 April 2007 is analyzed from the circulation situation and several physics fields. The results show that this hailstorm event occurred under the northwest airflow pattern and low-energy conditions. The sharp increase of convective available potential energy and the strong heating of under laying surface in the afternoon significantly influence to increase the atmosphere instability in the hail area during the 12 h ahead this event happened. The atmosphere convective instability, moist symmetry instability, sufficient moisture and the dry line provide the favorable conditions for this event occurring.

Key words: Convective instability; CAPE; Moist symmetry instability; Dry line