

2003 年 4 月江西一次强对流天气过程的诊断分析^{* 1}

钱传海¹⁾ 张金艳¹⁾ 应冬梅²⁾ 林 建¹⁾

¹⁾(国家气象中心,北京 100081)

²⁾(江西省气象局环境预报中心,南昌 330046)

摘 要

利用 NCEP/NCAR 再分析资料、TBB 资料、探空资料及多普勒雷达资料等对 2003 年 4 月 12 日发生在江西以及福建北部的强对流天气过程进行了诊断分析。结果表明:此次强对流天气过程是在高空槽和低层低涡切变线的有利形势下产生的,这种下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结非常有利于强对流天气的产生;强对流天气发生发展伴有多个中尺度对流云团东移南压的演变过程;多普勒雷达资料分析表明,冰雹发生时可观测到 79 dBz 的反射率因子极值并伴有弓状回波;对流有效位能积累、释放随时间的演变过程,对于此次强对流天气过程有很好的指示意义;强对流天气发生前高层的干冷空气倾斜状向下侵入到对流层中低层附近,对此次强对流天气的发生发展起了非常重要的作用;能量锋区及锋区上强的垂直涡柱为该次强对流天气过程提供了有利的热力和动力学条件。

关键词: 强对流天气; 对流有效位能; 干侵入

引 言

强对流天气是影响我国最严重的灾害性天气之一,它们具有空间尺度小、生命史短、突发性强、破坏力大的特点。对于强对流天气的分析和预报,历来是日常预报业务的难点。近几年来,随着多普勒雷达的逐渐普及和数值预报技术的长足发展,人们对于强对流天气现象的认识不断深入,对其发生发展的物理机制有了更进一步的了解。目前国外已有一些较为成熟的分析和预报强对流天气的方法,如美国在对冰雹、龙卷风等强对流天气的预报中使用了参数估计、图形识别及气候学统计特征相结合的方法^[1];20 世纪 90 年代末,澳大利亚气象学家将决策树雷暴预报方法与数值天气预报模式结合起来,使雷暴预报效率明显提高^[2]。现阶段我国各级台站也逐步加强了对强对流天气的监测、分析和预报,全国联网的雷达实时拼图、自动观测站以及闪电定位仪等资料已陆续投入业务应用使预报水平并有了长足进步,但与先进国家相比还有不少差距。每年频发的雷暴、冰雹等强对流天气给人民生命财产造成严重损失。因此,研究如何利用获取的上述高空分

辨率观测资料及各种数值预报产品进行强对流天气的诊断分析和预报,努力减少这种强天气现象造成的损失是十分必要的。本文对 2003 年 4 月 12 日发生在江西和福建北部的一次强对流天气过程进行综合分析,以期增进对这类强对流天气发生发展的物理机理的认识,进而为做好强对流天气的预报和服务做出贡献。

本文所用资料为 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料^[3],GMS-5 卫星 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 逐小时 TBB 资料以及地面观测资料、探空资料和雷达探测资料。

1 天气实况及环流形势分析

每年 3—5 月是江西强对流天气高发期。2003 年 4 月 12 日,江西以及福建北部相继出现了大范围强对流天气过程。4 月 12 日 09:30—22:00(北京时,下同)江西共出现 23 站次的强对流天气,其中 6 站次出现冰雹,最大冰雹直径达 30 mm,密度达 500 个/ m^2 (单位面积冰雹颗粒数);雷雨大风 9 站次,其中最大瞬时风速达 30 m/s;短时强降水 8 站次,同时 12 日 08:00 至 13 日 08:00 江西全省有 14 个县市出现暴雨天气(图 1)。强对流天气移过南昌市时(12:00—14:30),

* 国家自然科学基金项目(40205008)和国家气象中心课题(LD-05,ZK2002A-02)共同资助。

2006-06-16 收到,2007-05-15 收到再改稿。

南昌市黑云压城,白昼如夜,这在南昌市是非常罕见的现象。12日傍晚前后,强天气中心逐渐移至赣闽交界处并进入福建北部,福建北部地区先后出现8~9级雷雨大风,有8个县市出现暴雨,建阳、光泽、浦城3个县市出现冰雹,其中光泽冰雹直径达32 mm。这次强对流天气过程给江西和福建两省造成不同程度的经济损失和人员伤亡。

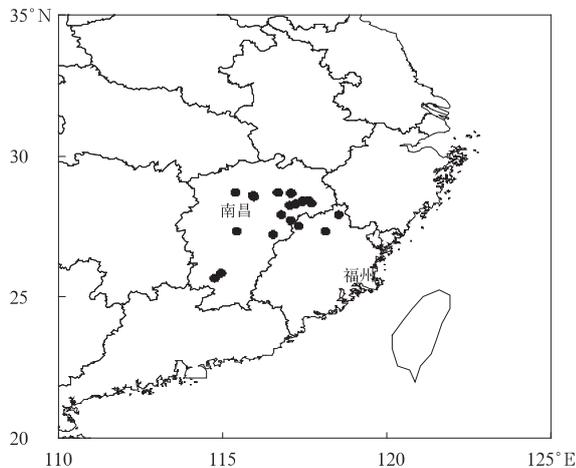


图1 2003年4月12日江西和福建北部出现强对流天气的站点

Fig. 1 Severe convection weather stations in Jiangxi and northern Fujian on April 12, 2003

这次强对流天气过程的主要影响系统是高空低槽和中低层切变线。10日08:00,在500 hPa等压面图(图略)上,极涡偏移到亚洲北部,乌拉尔山附近维持高压脊,北支锋区维持在 $35^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 附近,锋区上多冷空气分裂南下,同时青藏高原东侧不断有短波槽东移。12日08:00,850 hPa等压面上与北支锋区对应的低槽已移到东北平原到山东半岛,槽后冷空气不断向南扩散,而南支槽前暖湿气流加强北伸,这样在长江中下游一带就形成了低涡切变线形势(图2),低涡中心位于贵州北部,暖式切变线基本沿长江中下游一线。这是典型的江西“暖区”发生强对流的天气形势^[4]。切变线南侧的低空西南急流风速达 $12\sim 16\text{ m/s}$,该低空急流将暖湿空气输送到江南北部,为强对流天气的发生发展提供了大量的不稳定能量。另外从图2高低层环流形势也可看出,在长江中下游地区,低层为西南暖湿气流,而500 hPa主要以槽后干冷的偏西气流为主,这种下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结条件下,只要有合适的触发机制,就会导致不稳定能量的释放,进而产生强对流天气。

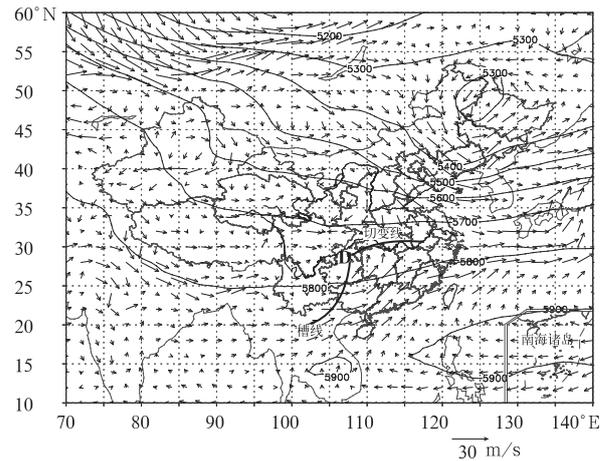


图2 2003年4月12日08:00高低层环流形势图(细实线为500 hPa位势高度,单位:gpm;矢量为850 hPa水平风场;粗实线为850 hPa切变线或槽线)

Fig. 2 Upper and lower level circulations at 08:00 on April 12, 2003 (thin solid lines denote 500 hPa geopotential height, unit: gpm; vectors denote 850 hPa horizontal wind fields; thick solid lines denote 850 hPa shear-line or trough)

2 对流云团 TBB 资料分析

分析每小时1次的TBB资料可以发现,这次强对流天气的发生发展伴有多个中尺度雷暴云团的东移南压演变过程^[5]。12日08:00(图略)江西北部有两个孤立的对流云团(下称云团A,B),切变线云系的主体(下称云团C)位于湖南北部和湖北南部一带,内嵌有TBB值低于 -65°C 的强对流核。云团A,B在东移过程中只是在江西北部造成了一般对流性天气,并在进入浙江境内后迅速减弱。正是由于云团C及其西南方分裂的云团D的不断东移、发展,造成了江西中北部和福建北部大范围的强对流天气。下面将着重分析云团C,D的发展演变及其对强对流天气的指示意义。

图3给出了12日12:00—17:00逐小时的TBB值不高于 -40°C 对流云区等值线图。从图3可以看到,12:00云团C的冷中心主体已进入江西西北部,冷中心强度TBB值低于 -65°C ,表明此时云顶已发展至对流层顶高度。但需注意的是, -65°C 的冷中心并不在TBB值不高于 -40°C 廓线区的几何中心处,而是明显偏向于云团的东南部,这里也是TBB梯度最大处。另一值得注意的是,此时在云团C的西南方,亦即湖南东北部与江西西部接壤处,有一TBB值低

于 -55°C 的对流核(云团D)正在发展。

13:00—14:00,云团C,D相继向东南方向移动,而其强度进一步发展,云团C的冷中心TBB值低于 -70°C ,云团D的冷中心也达到 -65°C ,在云团C,D的南部形成了一条近乎东北—西南走向的TBB等值线密集带;14:00—15:00云团C基本维持

其强度,16:00其强度开始逐渐减弱。这期间云团D仍在继续发展加强,至16:00,云团D的冷中心TBB值低于 -70°C 。对比云团TBB的演变过程和强对流天气发生的时间和落区,可以发现,本次强对流天气多发生在云团移动前方TBB等值线密集带和TBB冷中心之间的区域。

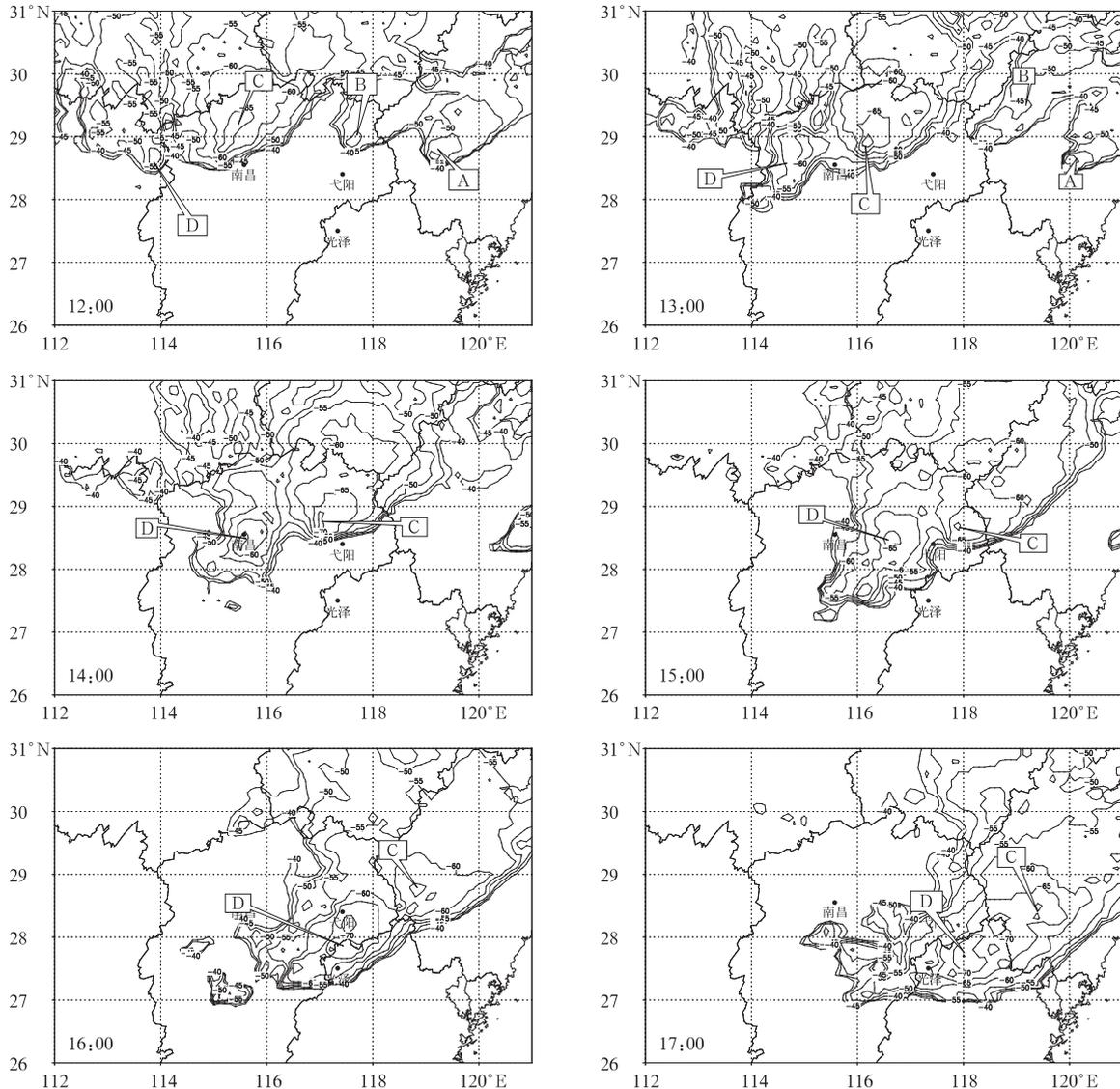


图3 2003年4月12日12:00—17:00 TBB分布图

(单位: $^{\circ}\text{C}$; 图中化给出 TBB 值低于 -40°C 的等值线图; 其中 A,B,C,D 分别为对流云团编号)

Fig. 3 TBB evolution during 12:00—17:00 on April 12, 2003

(unit: $^{\circ}\text{C}$; only for TBB value lower than -40°C ; A,B,C,D denote the numbering of cloud clusters)

16:00以后TBB强梯度带开始跨越赣闽边界进入福建北部,造成光泽等3县市出现冰雹。20:00后,对流云系逐渐减弱并移至海上,本次强对流天气过程趋于尾声。

3 雷达回波分析

位于南昌的新一代多普勒天气雷达对本次强对

流天气过程进行了监测。雷达回波分析显示本次强对流天气过程可以分为两个阶段:第一阶段(09:30—12:00)为一般强对流天气阶段;第二阶段(12:00—22:00)为剧烈强对流天气阶段,弓状回波为第二阶段典型特征。本文只对第二阶段的回波特征进行分析。

4月12日06:00,风暴初生时其回波水平尺度很小,只有10 km左右,中心强度25 dBz;但其发展极其迅速,至09:08已形成西南—东北向回波带(长约200 km,宽约50 km),中心强度50 dBz,位于湖南东北部的益阳、岳阳及湖北东南部的咸宁一带;而至12:04回波带已发展为长约500 km,宽约120 km,中心强度68 dBz,顶高为14 km,位于萍乡、万载、上高、奉新、安义、九江、大别山一带,呈现出飚线回波特征。午后随着下垫面的增暖,风暴继续发展增强,单体向东移动,并缓慢南压。南昌站于13:06出现17 m/s雷雨大风,其后出现30 mm/h短时强降水天气。14:07强回波中心略向前凸,初步呈现弓状特征,之后前凸趋于明显,14:13即形成典型的弓状回波^[6](图略)。从14:19—14:37可见有一单体回波合并到雷暴云的母体中,这时,雷暴云母体南端的回波强度迅速加强,北端则有所减弱。回波于14:43达到最强(强度为79 dBz,弓状回波的南端,位于弋阳以西10 km处)。15:01弓状开始拉直并迅速减弱,降雹发生在弓状特征减弱阶段,15:00—15:20上饶地区出现3站次(弋阳、横峰和铅山)的冰雹天气,特别是

弋阳,同时遭受冰雹、大风和暴雨袭击。

4 物理量诊断分析

4.1 对流有效位能

与强对流天气发生、发展密切相关的大气不稳定能量 E_{CAP} , 它表示在自由对流高度之上, 环境的正浮力对气块做功而使气块获得的能量。其表达式为:

$$E_{CAP} = g \int_{Z_f}^{Z_e} \frac{1}{T_{ve}} (T_{va} - T_{ve}) dz \quad (1)$$

式(1)中, Z_f 为自由对流高度, Z_e 为平衡高度, T_{ve} 为环境虚温, T_{va} 为气块虚温, \bar{T}_{ve} 为自由对流高度和平衡高度之间环境的平均虚温。若忽略虚温的影响, E_{CAP} 即为 $T-\ln p$ 图上正面积所对应的能量。事实上, E_{CAP} 比传统意义上的对流不稳定能量更能恰当地表示出对流发展的强度^[7-10]。 E_{CAP} 作为对流发展的重要标志已经被直接或间接地投入到业务使用。

图4a为2003年4月12日08:00 E_{CAP} 水平分布图。从图可见, E_{CAP} 高值区基本与暖式切变线(图2)南侧的偏南暖湿气流相重合。对比前后各时次(间隔6 h)的 E_{CAP} 值分布图(图略)及天气实况可以发现, 强对流天气发生前, E_{CAP} 值明显加强, E_{CAP} 高能舌由湖南、广东西部向东扩展到江西大部、福建北部和浙江南部。强对流天气结束后, 江西大部的 E_{CAP} 迅速减弱。

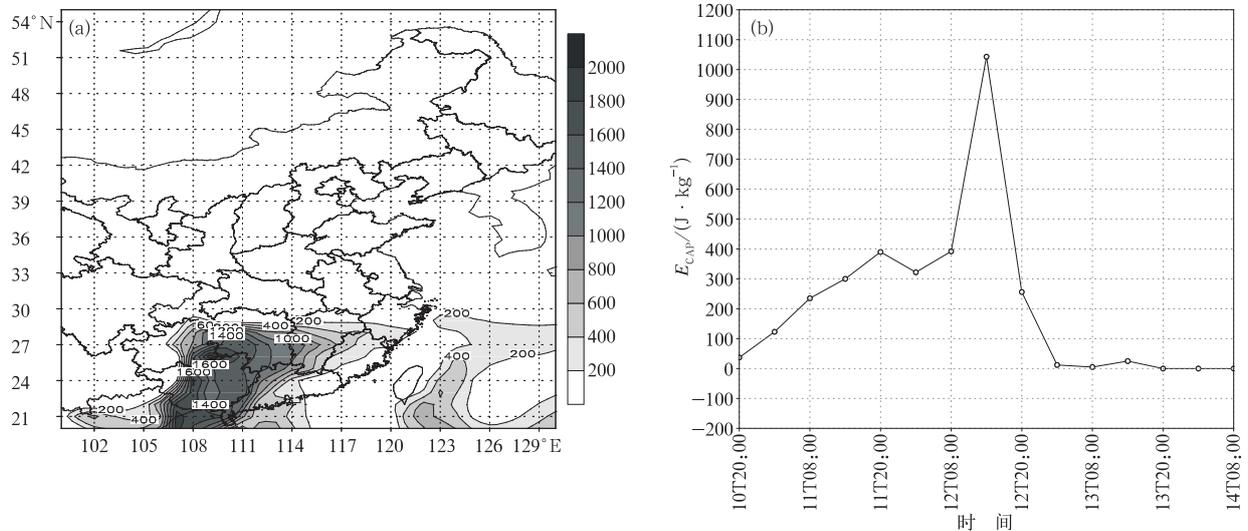


图4 对流有效位能水平分布及其随时间演变(单位:J/kg)

(a) 2003年4月12日08:00水平分布图, (b) 2003年4月10—14日江西弋阳 E_{CAP} 时间演变图

Fig. 4 Convective available potential energy distribution and its time series (unit: J/kg)

(a) E_{CAP} distribution at 08:00 on April 12, 2003, (b) E_{CAP} time series from April 10 to April 14 at Yiyang, Jiangxi

选取弋阳为代表站,考察 E_{CAP} 随时间演变特征。从图 4b 可见,10 日 20:00 起,弋阳的 E_{CAP} 逐渐增加,至 12 日 14:00, E_{CAP} 达到峰值,接近 1500 J/kg,随后 E_{CAP} 值迅速减弱,13 日 02:00,其值接近于 0。在 E_{CAP} 值达到峰值不久(15:00—15:20)弋阳便遭受了冰雹、大风和暴雨的袭击,最大的冰雹直径达 30 mm,密度达 500 个/m²,最大风速 22 m/s,半小时的降水量达 30 mm,为新中国成立以来弋阳遭受的最严重的一次灾害性天气。

从以上分析可知:本次天气过程的发生、发展,是对流有效位能的一次产生、积聚、释放过程;另外,对流有效位能的产生、积聚、释放对于此次强对流天气过程有很好的指示意义。

4.2 垂直风切变分析

在给定的大气热力条件下,环境风场的垂直切变特征对雷暴的结构、形态、生命史以及活动有着重要影响。风的垂直切变是预报强对流天气必须考虑的一个因素。关于垂直风切变的强弱,1994 年 Brooks, Doswell 和 Wilhemson 在利用一个三维数值模式模拟中层风(中层切变)与低层中气旋的关系时,将中层垂直风切变的大小分为 3 档:较弱(0.005 s⁻¹),中等强度(0.010 s⁻¹),很强(0.015 s⁻¹)^[11]。

本文计算了 500 hPa 和 925 hPa 之间的垂直风切变(图略)发现,强对流天气发生时,在江西北部、安徽南部有一个风速垂直切变大值区,其中心值大于 0.0065 s⁻¹,根据 Brooks 等人对于垂直风切变的强度分类,只能算是介于较弱与中等强度之间。此外,还计算了对流层中层(400~600 hPa)、对流层中上层(200~500 hPa)以及对流层高低层间(200~925 hPa)的垂直风切变(图略),结果表明,其切变强度均小于 0.005 s⁻¹,与 Brooks 等人所定义的强垂直风切变有一定差距。

文献[12]指出,20 世纪 70 年代 Mills 认为,在强热力学不稳定和强垂直风切变都出现时,才有强雷暴发展。而后来的研究发现,上述典型条件并不能包含发生的全部强对流情况。例如,在弱热力学条件和强的垂直风切变条件下以及强热力学条件和弱的垂直风切变条件下也可出现强对流天气。本文分析的个例可能属于后一种类型。另外,本次强对流天气的发生区并不与风速垂直切变的大值区对应,而是在垂直风切变大值区的南侧。

4.3 垂直运动分析

对流有效位能是一种潜在能量,当具有对流有

效位能高值的气块被上升运动抬升到自由对流高度以上时,对流有效位能才能转换为对流运动的动能——对流上升速度。

图 5 给出了 2004 年 4 月 11 日 08:00 至 13 日 08:00 南昌站点(28.6°N,115.9°E)的垂直速度随时间演变情况。从天气实况得知南昌站于 12 日上午出现了阵性降雨天气,午后天气变得剧烈得多。从图 5 可以发现,12 日上午南昌站上空从 900 hPa 到 200 hPa 均表现为较弱的上升运动;14:00,上升运动迅速加强,最强上升运动位于 700~500 hPa 之间,速度达 0.5 Pa/s,此时正对应南昌强对流天气发生时段。20:00,南昌站上空已由 14:00 的强上升运动转为下沉运动,风停雨止。分析弋阳、铅峰等站的垂直运动也发现强对流天气发生前后,其垂直运动发生非常大的变化,同样强对流天气发生时伴有深厚的强上升运动(图略)。

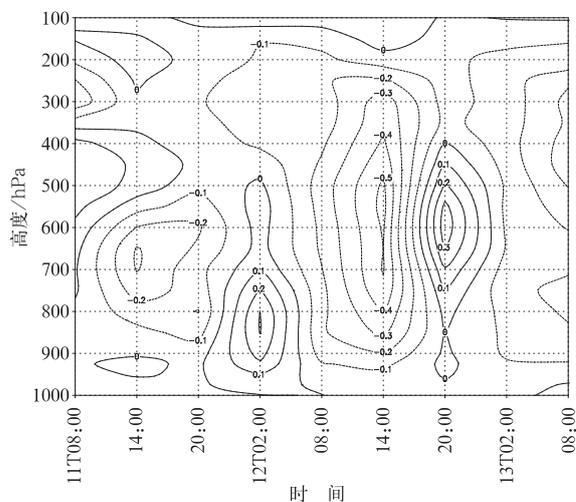


图 5 2003 年 4 月 11—13 日南昌站点垂直速度高度-时间剖面图(单位:Pa/s)

Fig. 5 Height-time cross section of vertical wind at Nanchang during April 11—13, 2003 (unit:Pa/s)

4.4 干侵入作用

所有的强对流事件,都与深对流有关^[1]。暖湿上升气流与冷湿绝热下沉两支气流共存,是深对流的重要特征。当上述两支气流共存时,它们才可能不断地从对流系统中得到能量,用于平衡机械耗能^[13]。通常说的干侵入,往往是下沉支气流的触发(启动)机制。

干侵入具有高位涡和低相对湿度两个特征,是指从对流层顶附近高层下沉至中层或低层的干空气。研究表明,干侵入与温带气旋的发生发展、爆发

性气旋的发生发展、锋面降水的结构、分布及演变特征等有密切关系^[14-17]。对江淮梅雨、华南大暴雨分析表明,干空气侵入对暴雨的发展和维持有积极作用^[18-20]。

为研究干侵入在本次强对流天气中的作用,制作了南昌站点相对湿度的时间-高度剖面图(图略)。考虑到干空气的标准至今没有达成共识^[17],本文暂取相对湿度中心值 $\leq 20\%$ 的空气代表干空气,其40%的等值线代表干空气外围线。可以很清楚地看到,从11日08:00起,对流层高层开始有相对湿度低于40%的干冷空气向下伸展,11日20:00,干冷空气中心下沉至400 hPa附近,12日上午08:00,干冷空气下沉至最低,40%相对湿度外围线抵达600 hPa附近;位于300~400 hPa层的干冷空气中心最低相对湿度仅为20%左右。值得注意的是,此时300~200 hPa之间空气的相对湿度不但没有降低,反而迅速增大到80%~90%。以上事实清楚表明,这次过程中高层干冷空气的插入起了关键作用。

图6显示的是强对流天气发生时经过南昌站点(28.6°N, 115.9°E)的相对湿度和气流场的沿经线方向(沿115.9°E)垂直剖面图,其中气流场为南北风速和垂直速度的合成。从中可以很清楚地看到,强对流天气发生时,36°~40°N之间的对流层顶有干空气下沉,这股干空气象楔子一样自北向南、自上而下倾斜地插入到湿空气层中,增强了空气柱的对流性不稳定层结,干侵入前方(或湿度锋区南方)的

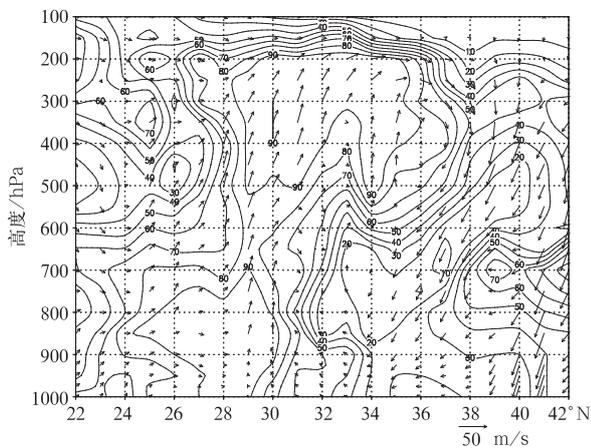


图6 2003年4月12日14:00过南昌站点相对湿度(实线,单位:%)、气流场(矢量箭头,由南北风速与垂直速度合成)沿115.9°E垂直剖面图

Fig. 6 Cross section of relative humidity (solid line, unit:%), airflow (vector, combination of v and ω) along 115.9°E at 14:00 on April 12, 2003

雷暴系统得以发展,14:30左右南昌地区出现了雷雨、大风等强对流天气。从湿度场也可以看到,14:00由于强烈的对流上升运动将大量水汽向上输送,使得500~200 hPa之间的相对湿度达90%,接近饱和。强对流天气结束后,对流层中高层的相对湿度迅速降低。

以上分析表明,干侵入对本次强对流天气的发生发展起了非常重要的作用。

4.5 能量锋区与涡度场分析

一次强对流天气的发生、发展,往往与能量锋区的演变相关联。从850 hPa等压面上 θ_{se} 沿117°E(江西弋阳、福建光泽所在经度)的时间演变情况可见(图略),在强对流天气发生前2 d,从江西北部到32°N之间的对流层低层有一弱的 θ_{se} 等值线密集带——能量锋区。随着西南暖湿气流的不断增强, θ_{se} 高能舌从低纬向北推进到28°N附近,锋区也逐渐加强。至12日上午,低空急流发展为最强盛,850 hPa上偏南风达16 m/s,340 K的高能中心抵达江西中北部一带,锋区也发展为最强。此后,伴随着锋区自北向南的移动,江西、福建北部等地出现冰雹、雷雨大风强对流天气。从对流层低层来看,与此次强对流天气过程相伴有能量锋区的发展加强和移动的过程。

图7给出了本次强对流天气发生最强盛时刻(12日14:00)沿117°E θ_{se} 和涡度场的垂直剖面。从 θ_{se} 场的分布特征可以看出,28°~30°N之间存在 θ_{se} 能量锋区,锋区略向北倾斜,锋区及以南24°~28°N

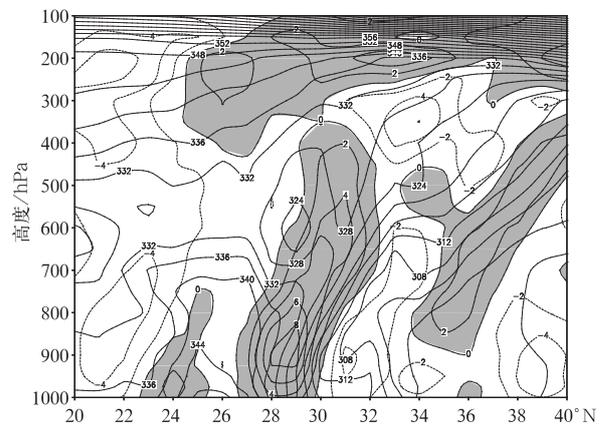


图7 2003年4月12日14:00沿117°E θ_{se} (实线,单位:K)和涡度场(阴影区为正涡度区,虚线为负涡度,单位: $10^{-5} s^{-1}$)垂直剖面图

Fig. 7 Cross section of θ_{se} (solid lines, unit:K) and vorticity (shaded area for positive vorticity, dashed line for negative, unit: $10^{-5} s^{-1}$) along 117°E at 14:00 on April 12, 2003

之间600 hPa以下层次 $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} > 0$,表明这里的对流层中低层大气层结为对流不稳定。由涡度场的垂直结构特征可以看出,强天气发生时,在 $28^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间有一个极强的气旋性涡柱由地面伸展到400 hPa,400~300 hPa之间有很弱的负涡度,300 hPa以上则又表现为正涡度。从地面至400 hPa的正涡度柱随锋区向北倾斜,正涡度中心在900 hPa附近,强度为 $8\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。在正涡度柱的南北两侧分别有高度不同的负涡度区。垂直涡柱的这种配置表明低空有强烈的辐合入流,并伴有强上升运动。大约6 h后,锋区缓慢南压,锋区强度也开始减弱,正涡度柱的强度也减弱,强对流天气趋于停止。

5 小结

通过对本次强对流天气的综合分析,得出以下结论:

1) 本次强对流天气过程是在高空槽和低层低涡切变线的有利形势下产生的,在长江中下游地区,低层为强的西南暖湿气流,而500 hPa以槽后干且冷的偏西气流为主,在这种下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结条件下,只要有合适的触发机制,就会导致不稳定能量的释放,进而产生强对流天气。

2) 强对流天气的发生发展伴有多个中尺度对流云团的东移南压的演变过程,强对流天气多发生在云团移动前方TBB等值线密集带和TBB冷中心之间的区域;多普勒雷达资料分析表明,冰雹发生时可观测到79 dBz的反射率因子极值并伴有弓状回波。

3) 对流有效位能对于此次强对流天气过程有很好的指示意义;强对流天气发生前有对流有效位能的积累,在对流有效位能达到峰值后不久就发生了剧烈对流天气,随后对流有效位能迅速减弱。

4) 强对流天气发生前高层的干冷空气向下侵入到对流层中低层附近,对本次强对流天气的发生发展起了非常重要的作用。

5) 能量锋区上强的正涡度柱的分布为本次强对流天气提供了有利的动力条件。

参考文献

- [1] Johns R H, Doswell III C A. Severe local storms forecasting. *Wea Forecasting*, 1992, 7: 588-612.
- [2] Mills G A, Colquhoun J R. Objective prediction of severe thunderstorm environment: Preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model. *Wea Forecasting*, 1998, 13: 1078-1092.
- [3] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77(3): 437-471.
- [4] 许爱华,张英,刘献耀. 江西“暖区”强对流天气的热力和动力条件诊断分析. *气象*, 2001, 27(5): 30-34.
- [5] 卢乃锰,吴蓉璋. 强对流降水云团的云图特征分析. *应用气象学报*, 1997, 8(3): 269-275.
- [6] 朱君鉴,刁秀广,黄秀韶. 一次冰雹风暴的CINRAD/SA产品分析. *应用气象学报*, 2004, 15(5): 579-589.
- [7] 李耀东,高守亭,刘健文. 对流能量计算及强对流天气落区预报技术研究. *应用气象学报*, 2004, 15(1): 10-20.
- [8] 刘玉玲. 对流参数在强对流天气潜势预测中的作用. *气象科技*, 2003, 31(3): 147-151.
- [9] 杨国祥,何齐强. 北京雷暴大风和冰雹临近预报的研究. *空军气象学院学报*, 1994, 15(3): 202-211.
- [10] Huntrieser H, Schiesser H H, Schmid W, et al. A New Thunderstorm Index for Switzerland. 18th Conference on Severe Local Storms. *Amer Meteor Soc*, 1996: 255-259.
- [11] 刘健文,郭虎,李耀东,等. 天气分析预报物理量计算基础. 北京:气象出版社,2005:117-122.
- [12] 赵秀英,田宜泉,吴宝俊,等. 风暴强度指数(SSI). 国外强对流天气的应用研究. 北京:气象出版社,2001:335-339.
- [13] Rennó N O, Ingersoll A P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. *J Atmos Sci*, 1996, 53: 572-585.
- [14] 姚秀萍,于玉斌,杨耀芳. 干侵入在温带气旋发展中的作用. 国外强对流天气的应用研究. 北京:气象出版社,2001: 141-145.
- [15] 于玉斌,那济海,姚秀萍. 干侵入在快速发展气旋中的作用. 国外强对流天气的应用研究. 北京:气象出版社,2001: 146-150.
- [16] 于玉斌,姚秀萍. 干侵入的研究及其应用进展. *气象学报*, 2003, 61(6): 769-778.
- [17] 姚秀萍,于玉斌,刘还珠. 2003年7月淮河流域一次暴雨过程中干冷空气的侵入//新世纪气象科技创新与大气科学发展(7). 北京:气象出版社,2003: 78-82.
- [18] 周海光,刘延英,刘蔚. 1998年广东省三次暴雨过程的湿有效能量分析. *应用气象学报*, 2006, 17(1): 10-18.
- [19] 袁佳双,寿绍文. 1998年华南大暴雨冷空气活动的位涡场分析. *南京气象学院学报*, 2001, 24(1): 92-98.
- [20] 刘健文,郭虎,李耀东,等. 天气分析预报物理量计算基础. 北京:气象出版社,2005: 7-8.
- [1] Johns R H, Doswell III C A. Severe local storms forecasting.

A Severe Convection Weather of Jiangxi in April 2003

Qian Chuanhai¹⁾ Zhang Jinyan¹⁾ Ying Dongmei²⁾ Lin Jian¹⁾

¹⁾ (National Meteorological Center, Beijing 100081)

²⁾ (Environmental Forecast Center, Jiangxi Provincial Meteorological Bureau, Nanchang 330046)

Abstract

Convection weather is one of the most severely disastrous weather phenomena in China, with features of small spacial scale, short life span, sudden emergence and great damaging force. It is always very difficult to make an accurate analysis and forecast for severe convection weather in the daily operational work. With the application of Doppler radar and the development of numerical weather prediction technology, the knowledge about the severe convection weather and the related mechanisms is also improved in recent years. Effective ways have been developed in some countries to be applied in the analysis and forecast for severe weather. Examples can be found in U S A, where parameter estimation, graphics identification and statistical characteristics based on climate have been put into operational use for forecast of hailstones and tornadoes, and proved to be useful in improving the accuracy. Much improvement is also made in China Meteorological Administration in recent years in severe weather observation, many new instruments, such as radars, automatic weather stations, lightning detection and GPS/MET vapor detection instruments etc have been gradually put into operational use. These new data definitely provide forecasters and researchers good opportunities to study the severe convection weather and improve the forecast accuracy. Using NCEP/NCAR daily meteorological reanalysis data, sounding data, TBB and Doppler radar images, a typical convection induced severe weather process occurred on April 12—13, 2003 in Jiangxi and northern Fujian is diagnosed and analyzed, the result shows that this severe convection weather takes place under favorable conditions of upper trough coupling with a low-level vortex and shear environments. Lower level southwesterly jet contributes as a vapor transportation passage. Dry and cold airs of upper level overlapping upon wet and warm airs in lower level create a convectively unstable layer. Under this condition, convective weather could be easily initiated and high instability energy releases with suitable triggering mechanism. Several mesoscale convective clouds involve in the development of the severe weather, and deep convection mostly concentrates on the frontal parts of the clouds where TBB isolines converging with high gradient. Also the Doppler radar images show that the maximum reflection up to 79 dBz is reported during hail-fall, and bow echo could be observed. Convective available potential energy (CAPE) is a meaningful sign in the process of convection event. Before the severe weather, CAPE grows gradually and accumulates. The severe weather initiates soon after the CAPE reaches its peak values, then with CAPE's releasing and becoming weak rapidly, severe weather downgrades. Dry air intrusion to mid-level from upper level plays an important role in the development of convection. Energy-front zone and strong vertical vorticity-pole provides thermodynamic and dynamic conditions for this severe convection weather.

Key words: severe convection weather; CAPE; dry intrusion