

郭英莲,吴翠红,王继竹,等. “7.15”宜昌大暴雨的地形影响特征[J]. 气象,2012,38(1):81-89.

“7.15”宜昌大暴雨的地形影响特征^{*1}

郭英莲 吴翠红 王继竹 王 平 王 珏 吴 涛

武汉中心气象台,武汉 430074

提 要: 湖北地形复杂,受地形影响产生的局地强降水造成的灾害很多。2010 年 7 月 15 日宜昌地区的强降水是在满足大尺度降水条件下受地形作用加强的局地暴雨。本文利用实况高空、地面、加密自动站、雷达以及 LAPS 再分析资料对背景场、低层流场、雷达回波等几个方面进行了分析。得出:冷空气南下和副热带高压的加强促进低层风场的调整,在大尺度降水条件下,地形对低层风场的辐合作用触发了局地强降水的发生。此次过程中地形对降水的触发主要有两方面的作用:一方面为地形迎风坡抬升触发作用,另一方面为地形对近地层流场的影响造成的辐合触发。

关键词: 地形,强降水,近地层风场

Yichang Topographic Effects of the 15 July 2007 Heavy Rain

GUO Yinglian WU Cuihong WANG Jizhu WANG Ping WANG Jue WU Tao

Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

Abstract: The terrain of Hubei Province is very complicated, and the loss of local heavy rainfall caused by terrain is serious. The heavy rainfall of Yichang region on 15 July 2010, is strengthened by landform effects, and occurred under a good background condition. Using the upper-air observation data, surface observation data, surface intensive observation data, the Doppler radar data and LAPS reanalysis data, the background field, surface layer air flows and radar echoes are analyzed. Research indicates that both the southward moving cold air and the strengthening subtropical high promote the adjustment of surface layer atmospheric wind fields, and the flow convergence effect on the local heavy rainfall results in a lager-scale rainfall event. There are two trigger actions by the terrain in this process, one is wind lifting in the upward side, and the other is the convergence of surface layer flow circulation.

Key words: terrain, heavy rain, surface layer flow

引 言

2010 年 7 月 15 日晚至 16 日凌晨,宜昌市遭遇 50 年一遇暴雨袭击,造成部分河道发生洪峰,部分地区发生山洪泥石流灾害,导致 10 人死亡,3 人失踪。据初步统计,宜昌市共有 8 个县市区,47 个乡镇 25.5 万人在此次暴雨中受灾,农作物受灾面积达 16.8 hm²,因灾倒塌房屋 891 间,紧急转移安置人员 5180 人,直接经济损失 2.01 亿元。

经分析,此次局地暴雨与地形有密切关系。在大尺度降水背景条件下,暴雨的频率分布、强度、雨量等都受到地形的明显影响^[1-2]。章淹^[3]在“地形对降水的作用”一文中指出,地形对降水的作用有 10 类:(1)迎风坡对潮湿气流的抬升作用。(2)越山气流对“飘雨”形成的作用。(3)背风坡重力波作用形成的降水。(4)山脉背风侧对低压(涡)与降水形成的作用。(5)喇叭口山地的作用。(6)峡谷山地作用。(7)地形性小涡旋发生、发展的作用。(8)峰谷的热力作用。(9)山地的阻滞作用。(10)地形通过

^{*} 中国气象局公益性行业专项“中尺度对流性天气诊断分析方法研究”资助
2011 年 2 月 24 日收稿; 2011 年 8 月 7 日收修定稿
第一作者: 郭英莲,主要从事强天气预警分析研究工作. Email: zhuxiayao@gmail.com

对天气系统的作用而影响降水。从以上几点可以发现,地形对降水的作用主要表现在地形对近地层流场的影响,近地层流场的被动辐合涡旋等造成了局地降水的加强或者触发了不稳定条件下降水。翟国庆等^[4]利用数值模拟对比试验得出地形的动力及屏障作用对气流有明显影响。汪正林等^[5]研究了西昌发射场特殊地形及地形梯度对暴雨的影响指出,西昌地区所处的河谷地形和场区所处喇叭口小地形,有利于中小尺度气压扰动的发生、发展和暴雨的产生,当地形梯度减弱时,降水量相应减弱。隋迎久等^[6]利用 WRF 模式对东北地区一次山地环流激发的对流天气分析得出冷锋对流带前部的下沉气流和山地附近的垂直环流之间的相互作用导致了第二条回波的产生。陈良栋等^[7]利用长江中下游的天气雷达资料等对 1975 年以来 5、6 月份苏皖平原发生的几十次大范围的强对流天气过程进行了分析,得出有利的大尺度天气形势背景是中尺度强对流赖以发展的基础,并基本上决定了它的强度和路径。对于中尺度的强对流来说,它产生的时间、地点和发展演变情况最主要的还是取决于中尺度的条件,特别是低层的中尺度条件。因为强对流的水汽和能量的供应来自近地面气层的系统性流入,低层气流的辐合又是对流运动的一种基本的触发机制。梁慧平等^[8]在地形涡旋与降水一文中也指出边界层山地存在着 35~50 km 的小尺度系统。这些小尺度系统多数是涡旋,有个别是辐合线,其生消、发展扰动与降水甚至暴雨都有着密切的关系。郭虎等^[9]对 2006 年 7 月 9 日夜间发生在北京西郊香山附近的局地大暴雨天气的精细研究表明:地形辐合回波带是造成这次过程的主要影响系统。地形辐合回波带上中气旋回波块的滚动更迭是大暴雨落区形成的直接原因;近地面辐合对大暴雨落区强降雨的发生具有重要作用。张家国等^[10]对湖北省襄樊市的一次长历时特大暴雨分析中也指出,武当山的屏障作用使超低空东北急流折向东南与偏南暖湿气流形成中尺度气旋性辐合上升运动,对降水起到关键作用。这些文献都不同程度地指出了地形对近地层风场的影响在强降水中的作用。因此,本文在前人研究的基础上从背景场和雨量特征入手,针对 2010 年 7 月 15 日湖北省西南部宜昌地区的强降水,重点分析地形以及近地层风场对暴雨的作用,得出此次强降水过程的形成和发展机制。

1 资 料

本文选用湖北省地面加密自动站逐小时雨量、逐分钟雨量以及逐小时风场资料,全国实况高空资料,3 小时一次局地分析和预报系统(local analysis and prediction system, LAPS)再分析场资料,6 分钟一次实况雷达资料以及卫星云图资料对 2010 年 7 月 15 日 12 时至 16 日 08 时的资料进行分析。

2 雨量特征

如图 1 所示,2010 年 7 月 15 日 18 时至 16 日 08 时湖北省出现全省范围的降水,累积降水量大于 50 mm 的强降水区主要集中在鄂西南的宜昌地区附近。其中有 9 站次的小时降水量超过 50 mm。强降水区分为南北两支降水带,南支降水带在 19—20 时先出现每小时 82 mm 的强降水,20 时左右北支降水带中的宜昌一带开始出现每小时 40 mm 以上强降水,到 23 时南支强降水基本结束时北支降水带的巴东一带开始出现每小时大于 60 mm 强降水,持续到 16 日 02 时强降水基本结束。南支降水带的强降水雨团自南向北移动,北支降水带呈东西向分布,但是强降水雨团路径主要为自北向南移动,移动相对缓慢。

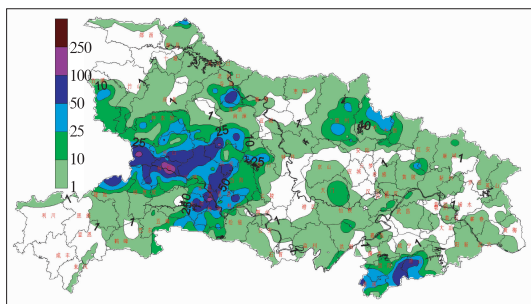


图 1 2010 年 7 月 15 日 18 时至 16 日 08 时
湖北省累积降水量(单位:mm)

Fig. 1 The accumulated precipitation of
Hubei Province from 18 BT 15 July to 08 BT
16 July 2010 (unit: mm)

3 背景场分析

此次过程发生在两槽一脊的环流形势下(图略)。极地冷涡分两支渗透南下,造成巴尔喀什湖以

西低涡和东北冷涡加强。冷空气的南下促使副高与大陆高压的贯通带发生断裂,湖北西部位于高压带断裂处,有利于对流天气的发生。700 hPa 在湖北西部存在冷性切变线,而 850 hPa 为暖性切变,说明存在冷暖空气的交汇。从 NCEP 再分析资料可以发现,15 日 20 时至 16 日 02 时副高受北方冷空气影响略有减弱东撤,而 16 日 02 时至 16 日 08 时副高又有所西伸加强,说明在 16 日 02 时左右为冷暖空气对峙,南下的冷空气逐渐减弱,北上的暖湿气流加强。同时 20 时至 08 时的 700、850 hPa 实况中副高西侧西南风明显加强也证明了西南暖湿气流加强的事实。可见此次降水为北方冷空气南下与南方暖湿气流加强对峙造成的强对流过程。

700 hPa 冷切变与 850 hPa 暖切变的背景场说明存在上冷下暖的不稳定,同时又有较大的垂直风切变。寿绍文等^[11]指出,风的垂直切变有使小的积云塔发生倾斜,从而使对流受到抑制的作用。但是风的垂直切变对于庞大的雷暴云的发展却是有利的。风的垂直切变可以影响对流云的传播和内部组织,从而影响对流系统的型式,同时还可以为对流云的发展提供动能。由此可见,背景场的条件有利于强对流天气的发展。

分析整层的涡度、散度、垂直速度、假相当位温、水汽通量(图略)可以得出,湖北西部 500 hPa 辐散较强,对应 700 hPa 存在辐合。整层的低层辐合、高层辐散对应得并不是很好。鄂西在 700 hPa 以上存在上升运动,假相当位温的能量舌则在中高层都存在,整个西部均存在水汽通量辐合。在以上大尺度物理条件的情况下只能判断出湖北省西部会有强天气,但无法判断强天气的具体位置。

4 探空特征

从图 2 可以看出,宜昌地区大气存在较大的不稳定能量,600 hPa 以上偏干,600 hPa 以下湿度均较大。500 hPa 附近存在明显的干区,从 500 hPa 的水平分布图(图略)上也可以看出,在宜昌的西南部存在干舌,有利于不稳定能量的累积和强对流的触发。

根据云的微物理理论,降水系统中的暖云层越厚,越有利于高降水效率的产生。暖云层厚度由抬升凝结高度到零度层高度之间的厚度来估计^[12]。利用南北两条降水带中长阳、宜昌、兴山、巴东四个强降水站的 LAPS 再分析资料得出 4 个站均在 20—23 时时段内出现明显的暖云层厚度增加,而其他时段均为暖云厚度减小的趋势,02 时相对 23 时暖云厚度有所减小,但减小幅度不超过 40 m(如表 1)。可见,20—23 时暖云厚度的增加有利于降水效率的

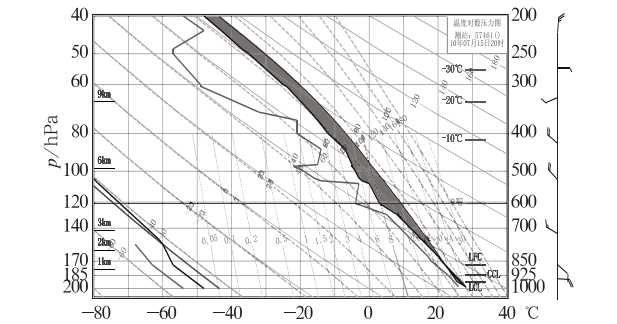


图 2 2010 年 7 月 15 日 20 时宜昌站的实况探空图

Fig. 2 The sounding chart of Yichang, at 20 BT 15 July 2010

表 1 LAPS 再分析各探空站暖云层厚度(单位:m)

Table 1 The warm cloud thickness of four sounding stations from LAPS(unit: m)

	15 日 17 时			15 日 20 时			15 日 23 时			16 日 02 时		
	Z0	LCL	ND	Z0	LCL	ND	Z0	LCL	ND	Z0	LCL	ND
长阳 57464	5670	943.9	4726.1	5353.3	985.5	4367.8	5616.7	985.5	4631.2	5596.7	1000	4596.7
宜昌 57461	5606.7	957.5	4649.2	5353.3	985.5	4367.8	5616.7	985.5	4631.2	5470	1000	4470
兴山 57359	5670	971.5	4698.5	5353.3	971.5	4381.8	5613.3	1000	4613.3	5596.7	1000	4596.7
巴东 57355	5677.5	930.5	4747	5480	957.4	4522.6	5613.3	985.5	4627.8	5596.7	985.5	4611.2

Z0: 零度层高度, LCL: 对流凝结高度, ND: 暖云层厚度
Z0 is height of 0°C level, LCL is the height of convective condensation, and ND is thickness of warm cloud level.

增加,与实况小时降雨量逐渐增加一致,同时,23—02 时降水导致暖云厚度有所减小,但相对 20 时仍然较厚,有利于高降水效率的产生。以上 4 个探空站出现降水的时间有先后,但是从表 1 看 4 个站的变化基本同步。

综合分析,从大尺度背景场及其资料的分析得出整个湖北省西部的水汽条件、不稳定条件以及动力条件基本相当,由此能判断出降水位于湖北省西部,但如何更准确地预报出强对流的发生位置一直是气象人员的重点研究所在。本文基于此出发点,

结合前文的分析,侧重从地形的影响出发研究本次强对流的特征。

5 地形降水特征

湖北省地势为西、北、东三面高起,中部向南敞开,具有马蹄形状分布特征。西北秦岭东延部分,称为武当山脉,呈西北—东南走向,一般海拔千米左右。神农架、荆山、巫山等位于大巴山东段。近东西走向的神农架海拔 2000~2500 m,主峰神农顶 3105 m,被称为“华中第一高峰”。荆山呈西北—东南走向,海拔由 2000 m 左右向南趋降为 500 m 左右的丘陵地带。巫山呈近东西走向,海拔 1500 m 左右,长江自西而东横贯期间,形成长江三峡。西南为云贵高原的东北延伸部分,成东北—西南走向,海拔 1000 m 左右,最高处 2000 m 以上。东北的大别山呈西北—东南走向,海拔 1000 m 左右。东南幕阜山呈东西走向,平均海拔 1000 m 左右。这些海

拔千米以上的山脉对天气系统的运行有阻挡、滞留和强迫上升等影响作用。

图 3 给出了强降水中心的移动路径。南支降水带有一条强降水中心移动路径,由南向北移动,四个强降水中心依次为长阳、枝城高州坝、夷陵区黄花、当阳友谊;而北支降水带有两条强降水中心移动路径,均由北向南移动。北支宜昌附近的三个强降水中心依次为秭归屈原村、秭归彭家坡、秭归烟墩堡。北至巴东附近的三个强降水中心依次为巴东茅山岭、巴东沿渡河、巴东。10 个强降水中心出现的时间及雨量见表 2。从图 3 上还可以发现,南支降水带与南北向地形过渡带对应,位于长江峡谷向江汉平原过渡的喇叭口地形附近,北支的两条移动路径与长江支流的河谷对应。由此可见,此次强降水过程与地形有密切的关系。引言中提到地形造成的低层流场辐合对强降水有着重要的影响,因此,本文利用 3 小时间隔的 LAPS 再分析资料从地形对近地层流场的影响来分析地形对降水的作用。

表 2 三条路径中大于 50 mm 强降水的时间、站点、雨量

Table 2 Three propagation paths of heavy rainfall with the time, station and rainfall amount

	15 日 20 时	15 日 21 时	15 日 22 时	15 日 23 时	16 日 00 时	16 日 01 时	16 日 02 时
南支雨带	长阳 45.2 mm	枝城高坝州 66.4 mm	夷陵区黄花 55.2 mm	当阳友谊 53.0 mm			
北支宜昌			秭归屈原村 52.5 mm	秭归彭家坡 64.5 mm	秭归烟墩堡 53.6 mm		
北支巴东					巴东茅山岭 63.4 mm	巴东沿渡河 62.2 mm	巴东 65.8 mm

从 LAPS 925 hPa 再分析流场和地形的叠加图(图 4)可以发现,从 15 日 17 时到 16 日 02 时 925 hPa 东风逐渐转为南风,这与前文提到的冷空气南下和副高、西南风的加强有一定的关系。17 时(图 4a)主体为东风时,气流受湖北西南部东北—西南向山脉阻挡在宜昌南部的五峰一带最先触发南支降水带。随着副高的西伸和西南暖湿气流的加强,低层东风转南风,水汽输送加强,南支降水带的小时降水量也逐渐加强,到 15 日 20 时 925 hPa 转为偏南风时每小时降水量增加到 45 mm 以上(表 2),21 时继续增加到 66.4 mm。

从 15 日 20 时的图(图 4b)上还可以发现,部分偏南风气流穿过前文提到的峡谷地形与另外一部分受湖北省西北部大别山脉和秦岭阻挡转向^[10]的气流形成辐合线。该辐合线与北支降水带对应(如图 5)。北支降水带中超过 50 mm·h⁻¹ 的降水最早

出现在 15 日 21—22 时(表 2),20 时出现辐合线时最强降水只有 20 mm 左右,因此辐合线是北支降水带的触发条件而不是降水造成的结果。

随着副高西伸加强,20 时的南风向西偏转,23 时近地层流场辐合线略有减弱向西北移(图 4c)。从逐小时强降水的出现时间上来看(表 2),23 时左右南北两条雨带的三条强降水中心移动路径上都出现了大于 50 mm 的降水。该时次为南支雨带结束的时间,北支雨带中宜昌一带发展加强的时间,北支雨带中巴东一带强降水的开始时间。在后文分析中会指出 23 时左右也是南北两条降水回波带结合的时间。

16 日 02 时(图 4d),当南风气流偏转到西南方向几乎与湖北西部的东北—西南向的山脉走向一致时,南风气流有一部分从巫山南部直接绕流至四川盆地东北部与受秦岭、大别山脉阻挡沿汉江回流至

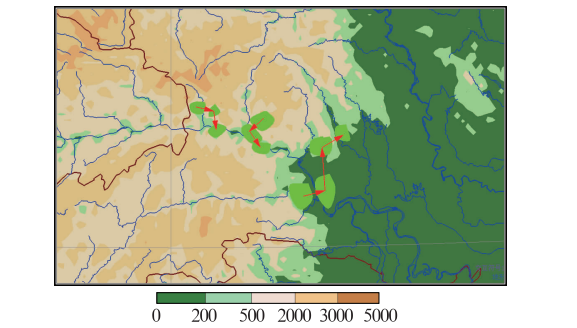


图 3 2010 年 7 月 15 日 18 时至 16 日 03 时地面加密自动站逐小时降水大于 50 mm 降水(浅绿色阴影圈)的演变路径和地形高度(单位:m)
Fig. 3 The propagation path of hourly precipitation greater than 50 mm (reseda shaded circle) from the surface intensive observation from 18 BT 15 to 03 BT 16 July 2010, and the terrain (unit: m)

四川盆地的气流汇合,使 23 时已经减弱偏西的辐合区再度加强并受高空引导气流影响沿河谷向东南发展,与北支雨带中巴东强降水中心的移动路径基本一致。

综合分析可以得出,925 hPa 风向未转变前,低层东风气流遇到湖北西部山地发生局地对流开始了南支强降水的序幕,随着冷空气南下和副高的西伸加强,东风气流逐渐转为南风,南方水汽输送的补充有利于南支雨带中强降水的发生。15 日 20 时辐合线的形成促进了北支强降水的发生。但 20—23 时辐合线的减弱并向西北移与南北两条回波合并以及多点降水加强不对应,其机制有待进一步分析。15 日 23 时至 16 日 02 时辐合区的位置变化与北支的巴东一带强降水路径一致。

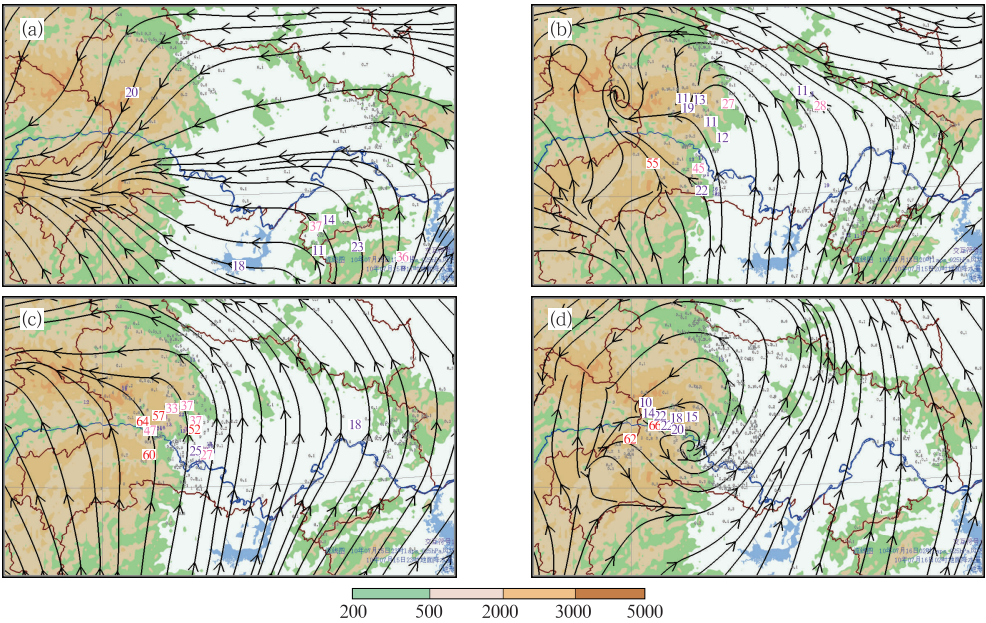


图 4 LAPS 925 hPa 流场、地形(阴影区)、逐小时雨量(数值,10 mm 以下灰色、10~25 mm 紫色、25~50 mm 粉色、50 mm 以上红色)的叠加图
(a)15 日 17 时,(b)15 日 20 时,(c)15 日 23 时,(d)16 日 02 时
Fig. 4 The LAPS flow field at 925 hPa, the terrain (shaded field), and hourly precipitation marked by colors for (a) 17 BT 15, (b) 20 BT 15, (c) 23 BT 15, and (d) 02 BT 16 July 2007

6 雨带特征

前文分析得出了强降水与近地层流场之间的关系和特征,由于现有资料时空分辨率较低,计算得到的物理量场与实际降水不对应。下文利用加密降水量和风场以及雷达资料分析三条雨团路径的形成和发展机制。

6.1 南支雨带特征

从 15 日 17:02 的雷达回波与地形的对应图(图

略)上可以发现,南支雨带在 17 时左右已经在五峰附近形成回波,结合图 4a 中低层流场可以得出该回波的形成为气流遇到山脉阻挡辐合抬升形成。17 时回波已经出现但降水很弱,随着回波的发展加强直到 18 时左右每小时降水量才达到 20 mm 以上。从逐 6 分钟一次的雷达回波资料分析可以发现,在五峰形成的回波 18 时左右已经开始出现短时强降水,强降水引起的下泄流在低层会引起辐散气流,于是地面风场中局地出现的西风与环境场中的东风相遇极易形成新的对流^[13],如图 7 中 18:00 A2.18:00

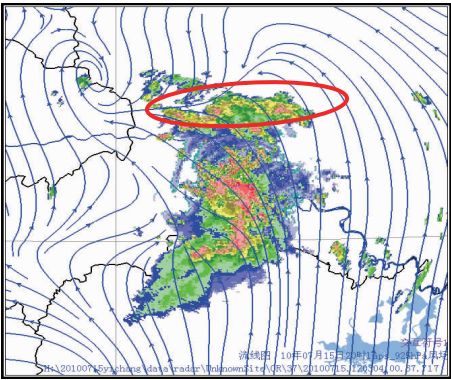


图 5 2010 年 7 月 15 日 20 时 LAPS
925 hPa 流场和 20:03 雷达组合反射率
Fig. 5 The LAPS flow field at 925 hPa
at 20 BT 15 July, and the composite
reflectivity of radar at 20:03 BT 15 July 2010

—19:05 在五峰形成的回波 A1 发展为弧形回波,逐渐与 A2 合并,两条回波的北端最先合并为 A3 回波对应 18—19 时的降水中心。地面辐合触发了新的回波 A4,20 时的降水恰好位于 A3 和 A4 之间,19—20 时内两个回波再次合并与 20 时每小时降水量突增至 40 mm 以上对应,同时 20 时降水的加强可能与 19—20 时辐合线北部停滞以及低层流场从东风转为南风过程中水汽输送加强有关。俞小鼎等^[12]根据雷达回波特征将对流性降水分为大陆强对流型降水和热带降水型,一般前者的质心位置较高后者较低,对于相同回波强度,后者对应降水更强。从 19:05 的 A1、A2 强降水云团雷达回波剖面图(图 9)可以发现 19 时地形主体回波 A1 的质心位

于 6 km 左右,最高发展到 8 km 左右,与大陆强对流型降水对应,因此降水效率不高,而地面辐合回波 A2 的质心位于 2 km 以内,属于热带降水型,随着 A1、A2 的合并其质心也不断下降转为热带降水型,有利于降水的加强。21 时小时降水量继续增加到 60 mm 以上,从降水中心的位置与地形的对应关系上看(图 8),强降水中心与长江和清江在峡谷的喇叭口地形相对应,可能是降水加强的一个原因^[5]。另外从逐分钟雨量图(图 6)上可以看出,19—20 时长阳出现大于 1 mm/min 的降水有 24 分钟,其中大于 2 mm/min 的降水有 9 分钟。而 20—21 时枝城高州坝出现大于 1 mm/min 的降水有 35 分钟,其中大于 2 mm/min 的降水有 12 分钟,大于 3 mm/min 的降水有 1 分钟。说明 20—21 时强降水持续时间较长,从而造成小时降水强度增大。22 时逐分钟降水强度有所减弱,小时强降水与持续时间有关。21:58 雷达回波图上南北两条雨带的降水回波开始靠拢,从分钟雨量上也可以发现 23 时当阳友谊在 1 小时内主要出现两次强的降水,一次在 22:04 左右,还有一次在 22:18 左右,两次强降水中间出现雨强为 0 的波谷,而两次雨强最强均达到了 3 mm/min 以上。当阳友谊位于河流的附近且南侧存在地形突起(如图 8)。从南侧过来的回波经过地形凸起的上坡时必然使单体的上升气流加强,加强单体强度,下坡时则会出现相应的减弱。这与该地的雨强分布特征一致。因此,该地的小时强降水也与地形有密切的关系。第二次雨强加强则与南北两条雨带的合并有关。

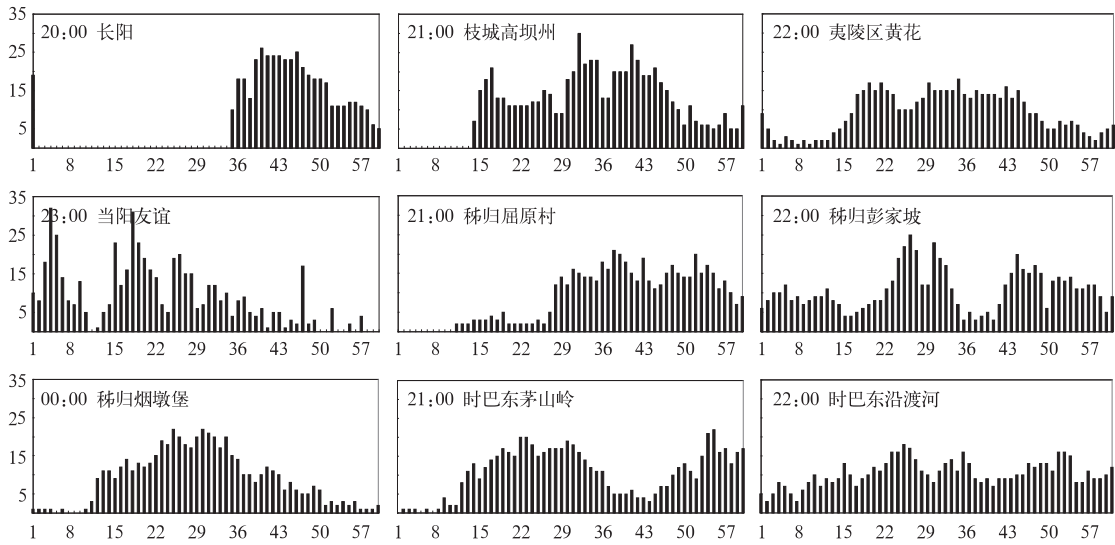


图 6 2010 年 7 月 15 日 20 时至 16 日 01 时大于 50 mm 的 9 个强降水站分钟雨量直方图
Fig. 6 The column diagram of 1-min rainfall at 9 stations with rainfall more than 50 mm

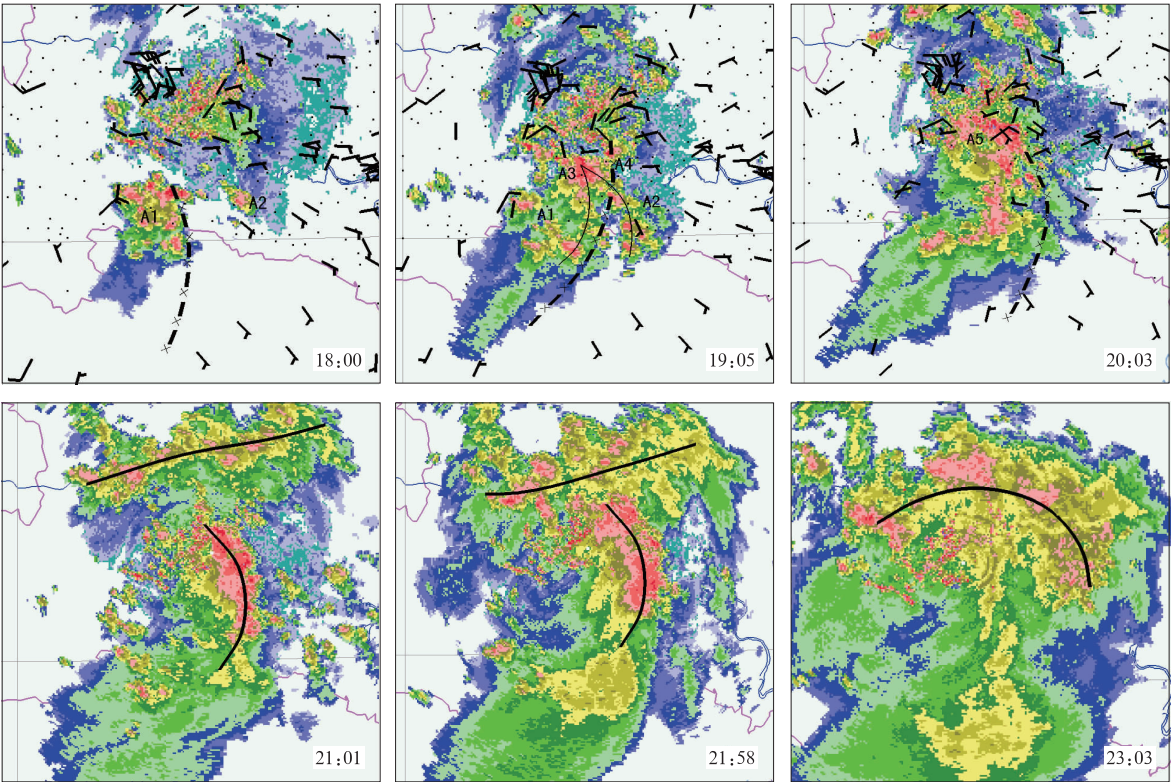


图 7 2010 年 7 月 15 日逐小时雷达回波与地面加密风场
Fig. 7 The hourly radar echoes and the surface intensive
wind fields from 18 BT to 23 BT 15 July 2010

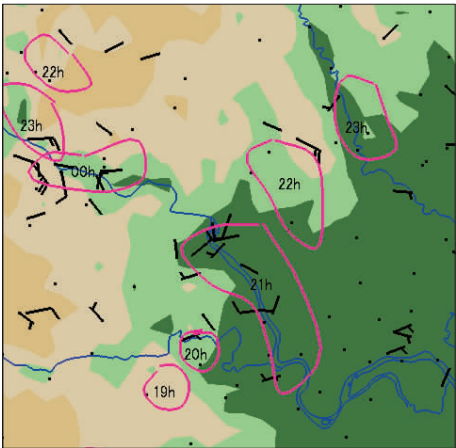


图 8 2010 年 7 月 15 日 21 时地面加密风场与地形
(红圈为圈内时间的强降水位置)
Fig. 8 The surface intensive wind field
at 21 BT 15 July 2010 with the landform
(Red circle for the location of
heavy precipitation at that time)

综上所述,南支雨带为地形的迎风坡作用首先触发降水,降水发生后的自激机制配合地形以及南北雨带的合并影响了雨带的形成和发展。

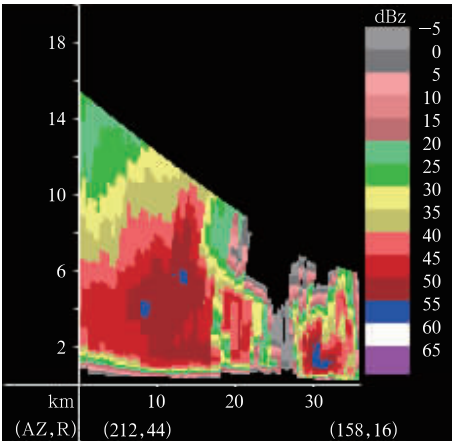


图 9 2010 年 7 月 15 日 19:05
雷达回波反射率剖面
Fig. 9 The section of radar echoes
at 19:05 BT 15 July 2010

6.2 北支雨带特征

6.2.1 宜昌一带

宜昌附近的强降水主要从 15 日 21 时左右开始。从 20 时北支降水带的分布发现,与 925 hPa 的

流场辐合线对应较好(图 5),但是 20 时之后 925 hPa 的流场辐合线向偏北方向移动。因此,主要影响北支降水带移动方向的是 500、700 hPa 的气流,即向偏南方向移动。从雷达回波质心高度来看宜昌一带始终对应 4~6 km 左右质心高度,且由于雷达扫描角度与距离造成的盲区无法判断其降水性质。由于北支强降水中心的移动方向与长江支流形成的峡谷有很好的 consistency。本文认为造成降水在峡谷处加强与低层偏东气流进入峡谷受狭管效应影响有关。狭管效应造成进入峡谷的局地风速加大同时受山地摩擦作用形成局地小涡旋(图 8),与 925 hPa 辐合线触发的对流叠加造成了降水的加强。从分钟雨量图上也可以看出,秭归屈原村 21—22 时超过 1 mm/min 以上降水的有 31 分钟,超过 2 mm/min 的有 3 分钟。秭归彭家坡 22—23 时超过 1 mm/min 以上降水的有 31 分钟,超过 2 mm/min 的有 5 分钟。

秭归烟墩堡 23—00 时超过 1 mm/min 以上降水的有 29 分钟,超过 2 mm/min 的有 7 分钟。三个强降水随时间超过 2 mm/min 的强降水时间在增加。

6.2.2 巴东一带

前文已经指出副高西伸和地形作用造成的 23—02 时之间低层流场的绕流促进了 23 时已经有所减弱的辐合加强并沿河谷向东南发展,与巴东一带降水路径一致。分析雷达回波图发现在 15 日 22 时左右巴东的茅山岭上空已经出现 45 dBz 强度的回波,但是并没有在 22—23 时造成强降水,可能与回波质心偏高有一定关系。另一方面,该回波虽然没有在这一时刻造成强降水(如图 10 中 22:05 时 A0 回波)却逐渐东移减弱,最终与东部的 A1 回波合并(图 10 中 22:05—23:09)。23:16 A01 回波出现合并后的加强,考虑雷达探测回波的 6 分钟周期性,此时回波的加强与巴东茅山岭逐分钟降雨量的

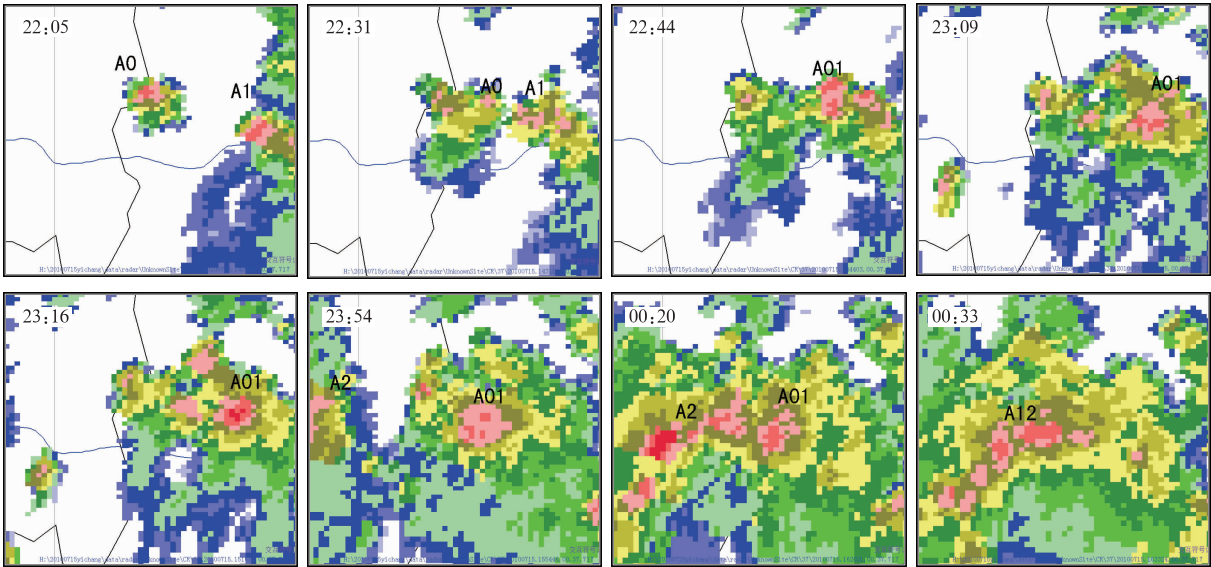


图 10 2010 年 7 月 15 日 22:05 至 16 日 00:33 巴东北部雷达组合反射率
Fig. 10 The radar echoes of the northern Badong Station from 22:05 BT 15 to 00:33 BT 16 July 2010

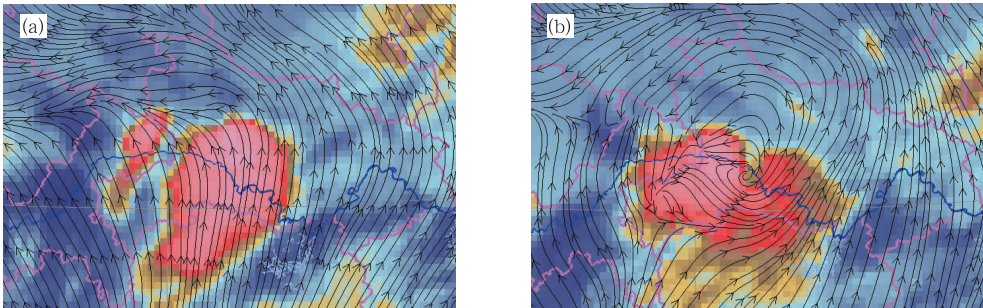


图 11 2010 年 7 月 15 日 23 时(a)和 16 日 02 时(b)红外云图与 925 hPa 流场的叠加图
Fig. 11 The overlaid charts with infrared cloud and the flow field on 925 hPa
at (a) 23:00 BT 15 and (b) 02:00 BT 16 July 2010

23:22 的加强对应。与此同时,从 22:31 开始在远离巴东的西部就已经出现降水回波 A2,到 00:01 时东移加强并与 A1 接近。到 00:33 左右合并为 A12。A2 的出现对巴东一带的强降水起到了非常重要的作用。而 A12 的西侧仍有新的回波生成并不断合并加强,与 00—02 时的持续强降水对应。从红外云图(图 11)也可以看出 23 时在巴东已经有对流生成,并且逐渐向东南移造成巴东一带强降水。

综上,北支雨带的两条强降水路径的触发均是地形影响低层流场形成辐合触发降水。不同的是其维持机制在宜昌一带可能与狭管效应有关,而在巴东一带与地形绕流有关。关于北支雨带的维持机制还有待深入的分析和理论解释。

7 结 语

综上所述,本文通过分析宜昌地区背景场、地形对低层流场的影响,雷达回波与地形、地面风场和雨量的对应特征,得出了 2010 年 7 月 15—16 日宜昌地区强对流的形成和发展的特征。结论如下:

- (1) 冷空气南下与副高的东退西进使背景场发生调整,冷暖空气的对峙及低层暖湿气流的发展为宜昌地区强对流的发生提供了环境场条件。
- (2) 南支雨带首先为迎风坡降水,然后降水造成的地面风场辐合、地形作用以及南北雨带的合并形成了南支雨带的发展机制。北支雨带中宜昌和巴东降水的触发均为地形对低层流场的影响形成的地

形辐合线造成,山地狭管效应造成的中小尺度涡旋以及地形绕流形成的辐合线加强了局地降水。

本文对此次强降水过程的发生和发展进行了解释,但是缺少地形的数值模拟进行验证,而且在北支雨带的加强机制中没有深入的数据支持,有待进一步的分析。

参考文献

[1] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社,2005:330.
[2] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社,1980:13.
[3] 章淹. 地形对降水的作用[J]. 气象,1983,9(2):9-13.
[4] 翟国庆,高坤,俞樟孝,等. 暴雨过程中中尺度地形作用的数值试验[J]. 大气科学,1995,19(4):475-480.
[5] 汪正林,党建涛. 特殊地形及地形梯度对西昌发射场暴雨的影响[J]. 气象,2006,32(12):36-42.
[6] 隋迎久,蔡丽娜,王昌双. 一次山地环流激发对流天气的数值模拟[J]. 气象,2010,36(5):78-84.
[7] 陈良栋,高太久. 长江河谷穿谷流对其下风方强对流活动的影响[J]. 气象,1983,9(9):2-7.
[8] 梁慧平,陈志东. 地形涡旋与降水[J]. 气象,1981,7(9):6-8.
[9] 郭虎,段丽,杨波,等. 0679 香山局地大暴雨的中小尺度天气分析[J]. 应用气象学报,2008,19(3):265-275.
[10] 张家国,岳阳,牛淑贞,等. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析[J]. 气象,2010,36(4):21-26.
[11] 寿绍文,励申申,寿亦萱,等. 中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社,2003,8:177-191.
[12] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 多普勒天气雷达原理与业务分析[M]. 北京:气象出版社,2006:171.
[13] 代刊,何立富,金荣花. 加密观测资料在北京 2008 年 9 月 7 日雷暴过程分析中的综合应用[J]. 气象,2010,36(7):160-167.