

王芹,喻威,王成,等一次罕见特大暴雨的中尺度观测特征与物理机制分析.暴雨灾害,2009,28(1):43-50

“08.7”襄樊罕见特大暴雨的中尺度观测特征与物理机制分析

王 芹,喻 威,王 成,王 飞

(湖北省襄樊市气象局,襄樊 441021)

摘 要:利用 Micaps 常规观测资料、自动站加密观测资料、NCEP 再分析资料和 GOES 卫星资料,从环流背景、水汽条件、动力条件、不稳定机制等方面,重点对 2008 年 7 月 22 日襄樊罕见特大暴雨的中尺度观测特征与物理机制进行分析。结果表明:此次特大暴雨是在副热带高压、高空槽、西南低涡、切变线和地面倒槽的共同作用下发生的;切变线上对流云团在暴雨区合并、加强是造成襄樊罕见特大暴雨天气的直接原因,强降水发生在 T_{BB} 低值中心;沿低空急流建立的从南海到华中地区的水汽通道,为暴雨发生发展直接输送暖湿空气;低层强烈的水汽输送和水汽辐合使暴雨区大气湿层迅速增厚,为暴雨发生发展提供了有利的水汽条件;低层辐合、高层辐散和整层正涡度的配置以及强的垂直上升运动,为暴雨发生提供了动力条件;能量锋锋生、湿度锋锋生对中尺度对流系统发生发展具有触发作用。

关键词:特大暴雨;高空槽;西南低涡;低空急流;湿度锋锋生

中图分类号:P458.1*21.1 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)01-0043-08

1 引言

暴雨是鄂西北地区主要灾害性天气之一。对此,气象工作者进行了较多研究,并获得许多新成果和观测事实。谭永秀等^[1]使用有关物理量场资料和卫星云图、雷达回波等资料,对 2005 年 7 月 6—10 日十堰市境内一次单站暴雨和一次区域性暴雨作了对比分析,指出单站暴雨是在副热带高压稳定少动的形势下发生的,区域性暴雨是在副热带高压东退南压比较显著的形势下发生的。朱明等^[2]分析了 2005 年盛夏十堰市一次连续强降水过程,结果发现,该过程是在西太平洋副热带高压、“珊瑚”台风、东南急流、南支低槽、中低层低涡切变线等系统共同影响下形成的。章征茂等^[3]采用 WRF 中尺度数值模式,对 2005 年 8 月 14—15 日发生在十堰市的一次大暴雨过程进行了数值模拟与诊断分析,发现此次过程是在西太平洋副热带高压、中高纬西风槽合理配置以及稳定有利的环流形势下发生的。王莉萍等^[4]利用常规气象资料和卫星云图资料,分析了 2006 年 7 月 3—4 日湖北郧西一次暴雨天气过程的成因,指出此次暴雨是在副高减弱东退形势下产生的,700 hPa 和 850 hPa 冷槽、切变线是此次强降水的主要影响系统。位于鄂西北的襄樊市也时常发生暴雨,并给当地人民群众生命财产造成较大损失,因其预报难度大,对暴雨的发生发展规律和机理的认识仍有待于深入。因此,加强对该市一些突出灾害性暴雨过程的研究尤为必要。

2008 年 7 月 22 日,受高空槽、西南低涡、切变线

和地面倒槽的共同影响,鄂西北上空形成中尺度对流系统,造成襄樊出现大范围对流性暴雨。本文利用常规观测资料、NECP $1^\circ \times 1^\circ$ 6 h 再分析资料以及自动站加密观测资料和 GOES 卫星云图反演的 T_{BB} 资料,从影响系统、水汽条件、动力条件、不稳定机制等方面,对这次大暴雨的中尺度观测特征与物理机制进行了综合分析,希望能揭示一些有规律性的特征,进一步提高此类暴雨天气的预报水平,为做好气象防灾减灾工作服务。

2 降水实况与灾情

2008 年 7 月 22 日 02 时(北京时,下同)至 20 时,襄樊出现有气象记录以来罕见大范围强降水天气(以下简称“08.7”襄樊罕见暴雨),并伴有雷电。据全市自动气象站降雨量资料,上述 18 h 内襄樊市 98 个自动站,有 93 站雨量超过 50 mm,50 站雨量超 100 mm,6 站雨量超 200 mm,3 站雨量超 250 mm。强降水中心位于襄阳城区、襄樊市区($32.03^\circ N$ 、 $112.17^\circ E$),其过程雨量分别为 301.4 mm、277.6 mm。最大 6 h 雨强为 222.0 mm,出现在襄阳城区(06—12 时);最大 3 h 雨强达 136.2 mm,也出现在襄阳城区(09—12 时),最大 1h 雨强 61.6 mm,同样出现在襄阳城区(09—10 时)。7 月 22 日 02—20 时襄樊市降水分布见图 1a,襄樊市区气象站和襄阳城区站逐小时雨量见图 1b。

这次强降水范围广、强度大、持续时间长,为襄樊市有气象记录以来最强一次大暴雨过程,属襄樊近 50 年所罕见。大范围持续强降水给该市交通、水利、农和

收稿日期:2008-09-24;定稿日期:2008-12-05

作者简介:王芹,女,1973 年生,高级工程师,主要从事中短期天气预报业务和研究工作。E-mail:xfqxt@126.com

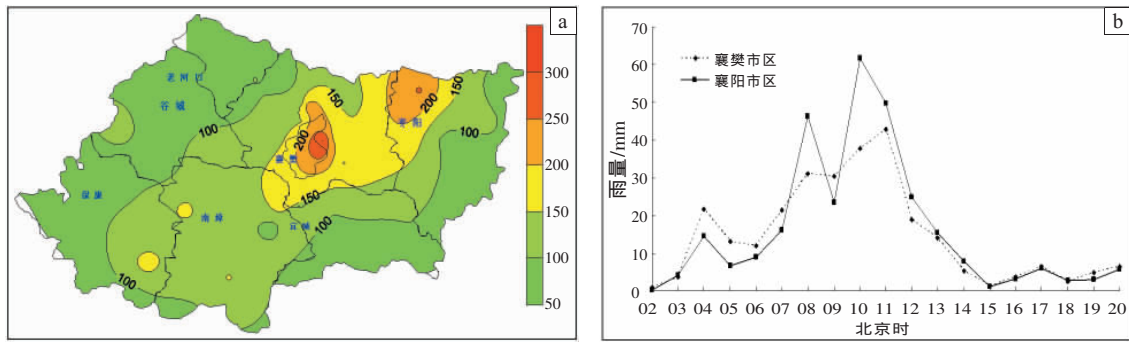


图 1 2008 年 7 月 22 日 02—20 时襄樊市雨量分布图(a,等值线间隔 50 mm)以及襄樊市区站、襄阳城区站逐时雨量变化(b) (单位: mm)

群众生产生活带来重大影响,并造成全市严重受灾。据当地民政部门的统计数据,全市 102 个乡镇 208.14 万人受灾,因灾死亡 2 人,伤病 553 人;农作物受灾 169 867 hm²,绝收 56 167 hm²;倒塌房屋 7 093 间,损坏 43 662 间;各种基础设施也遭到不同程度损毁。全市因灾造成各种直接经济损失达 19.1 亿元,其中农业直接经济损失 10.9 亿元。

3 环流背景和影响系统分析

分析 Micaps 常规观测资料,500 hPa 图上(图略),“08.7”襄樊罕见暴雨发生前,21 日 08 时,欧亚中高纬地区为“两槽一脊”环流形势,其中一槽位于巴尔喀什湖附近,另一槽位于我国黑龙江以北地区,高压脊位于蒙古一带。蒙古境内、甘肃南部分别存在一高压中心和低压中心,高空槽位于甘肃—四川—贵州一带,温度槽落后于高空槽,槽后冷平流较强,24 h 最大变温达 -4 ℃;副热带高压强度较弱,其主体位于西太平洋和南海,副高脊线位于 20°N 附近,西脊点位于 110°E;湖北、湖南、云南、江西、广东、广西等省均处于西南气流中。21 日 20 时,中高纬地区“两槽”略有东移,位于甘肃的低压中心移至陕西南部,副高较当日 08 时有所减弱。到 22 日 08 时,中高纬环流形势变化不大,副高明显加强西伸,其西侧的西南气流明显增强,宜昌西南风速由 21 日 08 时的 6 m·s⁻¹ 增至 14 m·s⁻¹,湖南大部分地区西南风速由 21 日 08 时的 4 m·s⁻¹ 增至 10 m·s⁻¹。副高加强西伸使高空低槽东移缓慢,其西侧暖湿气流和槽后冷空气充分交绥,形成强烈的对流上升运动,激发不稳定能量释放并产生暴雨。

700 hPa 图上(图略),与高空槽发展相对应,7 月 21 日 08 时,四川境内有一低涡,其中心位于绵阳附近,低涡切变位于绵阳—宜宾—西昌—线;当日 20 时,低涡中心移到达州附近,切变线位于四川巴中至贵州毕节一线。到 22 日 08 时,该低涡中心加强并移至重庆,切变线也移到重庆至遵义一线,此时切变线

南侧西南风速明显加大,最大达 20 m·s⁻¹,低空急流发展强盛,同时低涡附近的偏南偏东气流加强,影响襄樊市的气旋式切变也随之明显加强。

850 hPa 图上(图略),与 700 hPa 低涡位置一致,21 日 08 时,有一低涡中心位于四川境内,广西至湖南东南部出现超过 16 m·s⁻¹ 的西南风急流,急流轴位于广西宜州至湖南洪江一带;当日 20 时,低涡移至达州,切变线南侧西南风速较 08 时有所减小。然而,到 22 日 08 时,低涡中心移至重庆,低涡切变位于十堰、重庆到贵阳一线,切变线南侧的广西、湖南到鄂中一带西南风急流较强,其风速为 16~20 m·s⁻¹,襄樊位于低空急流出口区左前方,急流带中温度露点差均小于 5 ℃,且为气温高于 20 ℃ 的暖区,大气高温高湿,近于饱和。低空急流引导西南暖湿气流源源不断向北输送,为暴雨产生提供了有利的温湿条件。

地面图上(图略),与 850 hPa 偏南气流发展相对应,21 日 08 时,在四川、重庆、贵州境内形成一个西南倒槽并开始发展,同时冷空气从我国东北地区沿东路扩散南下;21 日 20 时,西南倒槽东移,1 002.5 hPa 线已控制湖北大部区域,且冷空气扩散南下进入河套地区,在河套西部形成冷锋;22 日 08 时,襄樊市处于地面倒槽顶部,倒槽内低压中心位于重庆,其中心气压达 997 hPa,此中心与中低层西南涡位置一致,同时,河西冷锋南下开始进入倒槽后部,产生倒槽锋生气旋,地面锋生明显。

综上所述,副热带高压加强西伸致使低槽东移缓慢,低空急流引导西南暖湿气流源源不断向北输送,副热带高压西侧暖湿气流与槽后冷空气充分交绥,形成强烈的对流上升运动,激发不稳定能量释放;同时,河西冷锋南下进入倒槽后部,产生倒槽锋生气旋,地面锋生明显,从而产生强降水。可见,“08.7”襄樊罕见暴雨过程是在有利的环流背景下以及副热带高压、高空槽、西南低涡、切变线和地面倒槽等系统的共同作用下发生的。

4 中尺度对流系统的观测特征分析

分析襄樊市自动气象站雨量资料可知,7月22日02时,地面风场在襄樊市区、襄阳城区、宜城北部开始有中尺度气旋环流生成,对应气旋环流有一中尺度雨团生成,强降水从02时50分开始,襄樊市区03—04时1h降水量为21.7mm;05—06时气旋环流略有东移,中尺度雨团向东北方向移动,襄樊市区、襄阳城区降水量有所减弱;07时气旋环流略有西移并再次影响襄樊地区,其北侧有一中尺度雨团开始新生,此后气旋环流稳定维持在襄樊市区、襄阳城区、枣阳东部和宜城北部,该小尺度雨团不断加强并稳定少动,强降水发展,07—12时最大5h雨量205.9mm(出现在襄阳城区),其中09—11时2h雨量达111.4mm,09—10时1h雨量为61.6mm;到13时,伴随气旋环流东移,雨团东移至襄阳东部到枣阳西部之间,襄阳双沟站12—13时1h雨量为37.5mm,襄阳城区雨强减弱;22日14时后,气旋环流东移填塞,雨团向东北方向移出襄樊境内,降水强度随之减弱。可见,这次暴雨的发生与本地地面气旋性环流关系十分密切。

云系发展变化预示着天气的演变,通过卫星云图

上云系演变发展,不但可综观包括观测资料缺乏区域在内的大范围云型,还可通过云体的分布、形状、大小或云带的形状和外观等条件识别与跟踪中尺度天气系统的演变,从而更好地把握天气变化与发展。从GOES卫星提供的云顶亮温 T_{BB} 演变来看,反映出与自动气象站降雨量资料分析结果相同的情况(图2)。22日04时(图2a),切变线上的对流云团在襄樊市区、襄阳城区合并加强,生成 $T_{BB} \leq -55^{\circ}\text{C}$ 的云团,降水加强;然后,该云团向东北方向移出襄樊地区,由于受西南低空急流和西南低涡的影响,在贵州至重庆一带生成 $T_{BB} \leq -80^{\circ}\text{C}$ 的东北—西南向强对流云带,从该云带中分裂出一个个对流云团顺着西南急流向东北方向移动、发展;07时(图2b),西南强对流云带的前缘已移至襄樊市区和襄阳城区,不断有对流云团向东北方向输送;11时(图2c),襄樊市区为 $T_{BB} \leq -55^{\circ}\text{C}$ 的对流云团控制,在其南侧有两个对流云团已逐渐合并成一个 $T_{BB} \leq -60^{\circ}\text{C}$ 的强对流云团,向北移动并影响襄樊地区,对应降水增幅期;13时(图2d),对流云带向东北方向移动,对流云团也东移出襄樊市,降水逐渐减弱。与上述中尺度气旋环流的演变一致,正是若干中尺度系统的生成与移动造成了这次特大暴雨。

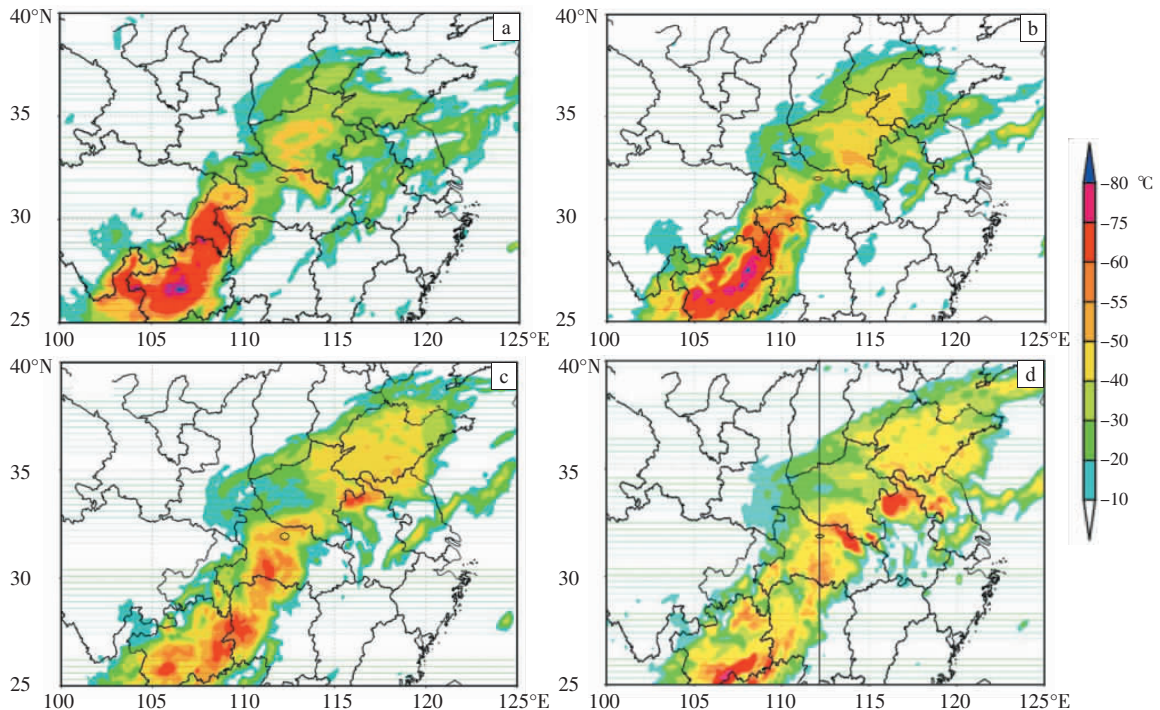


图2 2008年7月22日04时(a)、07时(b)、11时(c)、13时(d) GOES T_{BB} 云图
(图d中,黑竖线为112°E线,小圆圈所示为襄樊)

上述中尺度分析结果表明,“08.7”襄樊罕见暴雨的发生是一次高空切变和低涡系统与襄樊地区地面绕流相结合的结果;地面绕流几乎与降水同时发生,这很可能由于在潮湿大气中空气凝结放热增温使地面层降压凝结反馈而形成,其生成反过来又促使降水强

度加大。

5 大暴雨形成的物理机制

5.1 水汽条件

水汽条件是影响降水强度的关键。图3a给出7月

21日 20 时 850 hPa 比湿水平分布图。从图中可清楚地看到,河套及其西部地区有一明显干区,华南地区

为大范围湿区,襄樊正好位于干湿交界的比湿水平梯度大值区前部,其比湿为 $14 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

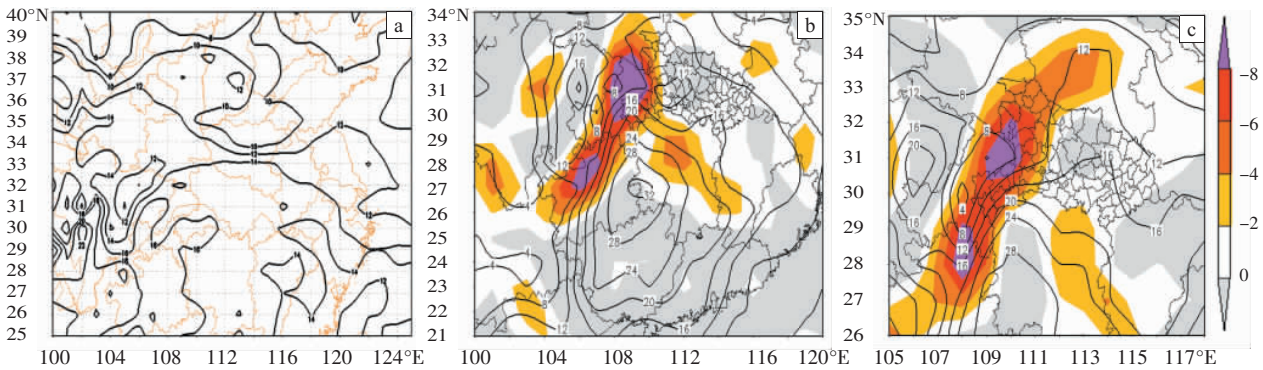


图 3 2008 年 7 月 21 日 20 时 850 hPa 比湿场(a),22 日 02 时(b),08 时(c) 850 hPa 水汽通量(实线)和水汽通量散度场(色斑)叠加图

(单位:比湿 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,水汽通量 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,水汽通量散度 $10^{-7} \text{ g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

水汽的来源与输送同雨强关系较为密切。分析 22 日 08 时 850 hPa 水汽通量场发现(图 3c),从南海到北部湾经广西、贵州、湖南、湖北到江西有一条 NE—SW 向带状水汽通道,其中水汽通量中心位于桂北、黔东南和湘南,其中心值大于 $28 \text{ g}\cdot(\text{s}\cdot\text{cm}\cdot\text{hPa})^{-1}$,表明南海是此次暴雨的主要水汽源地。

强降水的发生,不但要有充沛的水汽,还要有源源不断的水汽输送并在降水区附近辐合。分析水汽通量散度场发现(图 3c),与低空西南急流相对应,22 日 08 时 850 hPa 在贵州、重庆到鄂西一带有一条西南—东北向水汽辐合带,量值为 $-8.0\times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水汽通量辐合中心位于 $31^{\circ}\text{N}, 109^{\circ}\text{E}$ 附近,襄樊处于该中心东北侧,其水汽通量散度为 $-2.0\times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$,这说明暴雨区低层存在较强的水汽辐合。

21 日 08 时至 22 日 20 时,低层西南急流使通向华中地区的水汽通道建立起来,水汽通量高值区从华南一直伸展到 33°N 附近。21 日 20 时,850 hPa 比湿大于 $16 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的高湿舌从我国西南地区伸向鄂西南(图 3a);到了 22 日 02 时,850 hPa 在我国西南地区形成一大于 $32 \text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 的水汽通量高值中心(图 3b),其高值中心北部存在中心值小于 $-8\times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水汽通量辐合区。22 日 08 时,水汽通量高

值中心及其北部的水汽通量辐合区有所东移,同时 850 hPa 襄樊地区比湿上升到 $14 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,925 hPa 比湿大于 $18 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图略);由于强烈的水汽输送和水汽辐合,襄樊境内大气湿层迅速增厚,水汽在强降水区集中^[5],说明大气中已有较高水汽含量。

5.2 动力条件

从沿 112°E 所作的不同时刻散度经向剖面图上可见(图略),22 日 08 时,襄阳城区 500 hPa 以上各层为辐散区,最强辐散出现在 250 hPa,量值为 $8.5\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;500 hPa 及以下各层为辐合区,最强辐合出现在 950 hPa,量值为 $-6.6\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。低层辐合、高层辐散的配置十分有利于强对流发展,为此次大暴雨发生和维持提供了必需的动力条件。从 22 日 09 时开始,暴雨区雨强逐渐加大,09—10 时 1 h 雨量、09—12 时 3 h 雨量达到过程最大。22 日 20 时,伴随降雨发生,襄樊上空辐合、辐散强度均有所减弱。

从沿 112°E 所作的不同时刻涡度、垂直速度经向剖面图上可见,21 日 20 时(图 4a),暴雨区上空为整层的正涡度区,最大正涡度出现在 900 hPa,其中心量值为 $12\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,上升运动位于 1000—650 hPa,最强上升运动在 850 hPa。22 日 02 时(图 4b),对流层中低层正涡度值增大到 $14\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,垂直上升运动有所发展,

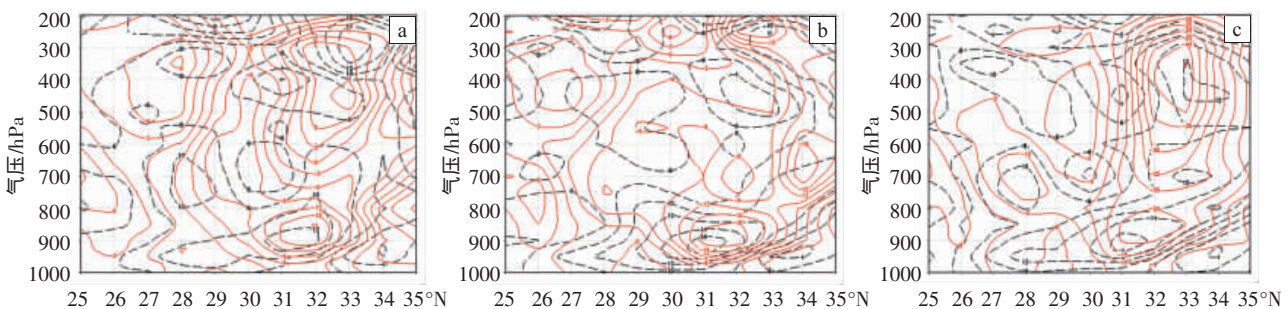


图 4 2008 年 7 月 21 日 20 时(a),22 日 02 时(b),22 日 08 时(c)沿 112°E 的垂直速度(实线,单位: $10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)、涡度(虚线,单位: 10^{-5} s^{-1})叠加剖面图

整层表现为垂直上升运动,最强上升运动在 900 hPa, 其中心值为 $-18 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。22 日 08 时(图 4c),中低层正涡度基本不变,但垂直上升运动明显加强,最强上升运动在 400 hPa,其中心值为 $-40 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,强降水分布与上升运动区相吻合。这种整层正涡度的配置和强的垂直上升运动,有利于中低层产生气旋性辐合上升运动及扰动,也有利于暴雨或大暴雨的形成。另外,襄阳城区和襄樊市区特大暴雨的产生与低层正涡度区的加强、垂直上升运动的发展基本上是同时发生的。

5.3 不稳定机制

5.3.1 K 指数

K 指数可用来表征大气中低层暖湿程度和大气稳定度。21 日 20 时(图 5a),在重庆、湖北境内分别有一

个 K 指数大于 $39 \text{ }^\circ\text{C}$ 的高值中心,前者位于重庆黔江,其最大值为 $40.2 \text{ }^\circ\text{C}$;后者位于湖北麻城,其最大值为 $40.0 \text{ }^\circ\text{C}$ 。襄樊暴雨区为 K 指数等于 $36 \text{ }^\circ\text{C}$ 的高值区所控制。22 日 02 时(图 5b),K 指数 $\geq 39 \text{ }^\circ\text{C}$ 的高值中心一个向东南移入湖北恩施境内,另一个北抬至河南南阳境内,此时襄樊暴雨区为 K 指数大于 $39 \text{ }^\circ\text{C}$ 高值区控制。22 日 08 时(图 5c),K 指数 $\geq 39 \text{ }^\circ\text{C}$ 的大值区呈西南—东北向,其范围有所扩大,与 700、850 hPa 低涡切变位置相对应,此时襄樊暴雨区为 K 指数等于 $39 \text{ }^\circ\text{C}$ 高值区控制,这种控制维持时间达 12 h 以上。不稳定能量的不断积累为襄樊特大暴雨提供了充足能量。22 日 20 时(图略),K 指数高值区移出暴雨区,襄樊 K 指数值逐渐降低,维持强降水的能量得到释放,强降水过程趋于结束。

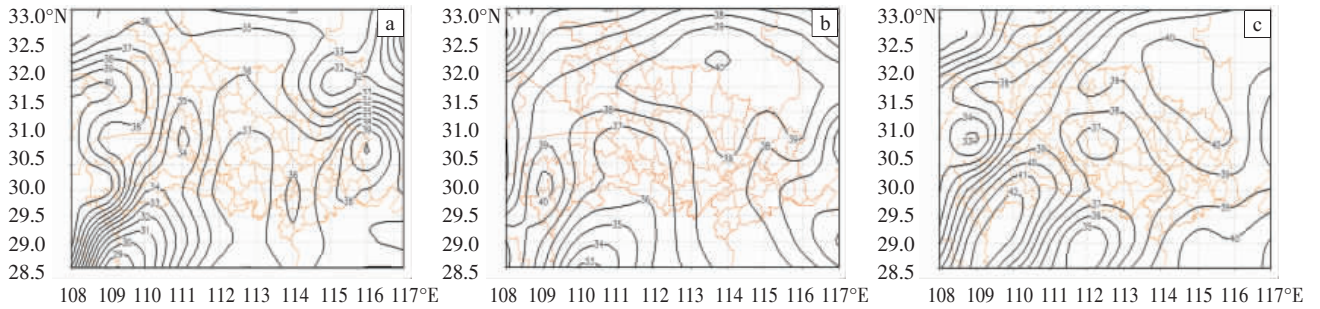


图 5 2008 年 7 月 21 日 20 时(a)、22 日 02 时(b)、22 日 08 时(c)的 K 指数图(单位: $^\circ\text{C}$)

5.3.2 假相当位温(θ_{se})

θ_{se} 可综合反映大气温度、湿度和气压等特征,其分布反映了大气中能量的分布特征,其高值区也是高能区。分析 850 hPa $\theta_{se} \setminus \Delta\theta_{se(700-850)}$ 与风场叠加图,21 日 20 时(图 6a),由于低层偏南暖湿气流增强,襄樊上空

低层大气迅速增温增湿,850 hPa $\theta_{se} \geq 350 \text{ K}$ 的高能舌呈西南—东北向,一直从我国西南地区伸向鄂东,暴雨区不稳定能量骤增,同时湖北 32.5°N 以南均位于 $\Delta\theta_{se(700-850)} < 0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的区域,襄樊 $\Delta\theta_{se(700-850)} = -3.0 \text{ }^\circ\text{C}$,表明暴雨区处于层结不稳定状态;随着暖湿气流进一步向北

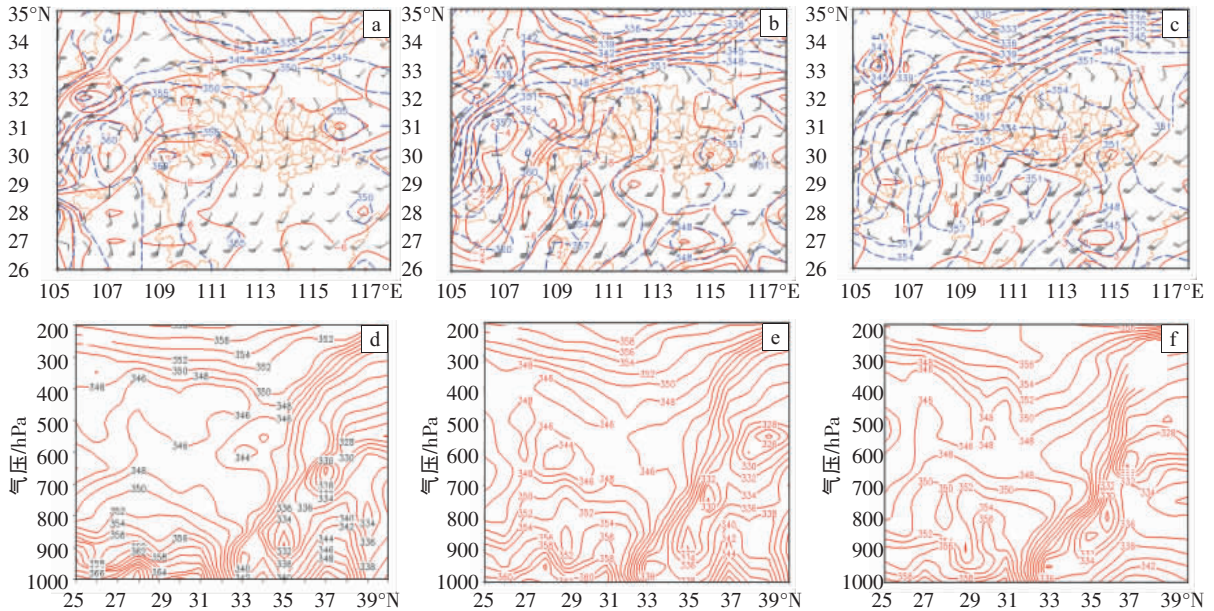


图 6 2008 年 7 月 21 日 20 时(a)、22 日 02 时(b)、22 日 08 时(c)的 850 hPa θ_{se} (虚线)、 $\Delta\theta_{se(700-850)}$ (实线)与风场,21 日 20 时(d)、22 日 02 时(e)、22 日 08 时(f) 850 hPa 沿 112°E 的 θ_{se} 经向剖面图(单位:K)

方扩展,22 日 02 时(图 6b), θ_{se} 高能舌北抬,襄樊 θ_{se} 为 354 K,同时襄樊 $\Delta\theta_{se(700-850)}=-6.0\text{ }^\circ\text{C}$,暴雨区层结不稳定明显增大,有利对流发展,对应此次过程的强降水开始,襄樊当日 01—02 时 1 h 降水量为 0.9 mm,随后雨强迅速增大,02—03 时、03—04 时 1h 降水量分别达 3.7 mm、21.7mm;22 日 08 时(图 6c),高能舌东移,控制襄樊及其以东地区, $\theta_{se}\geq 360\text{ K}$ 的高能舌中心位于湖南—鄂西南,暴雨区层结不稳定虽有所减弱,但襄樊 $\Delta\theta_{se(700-850)}$ 仍维持在 $0\text{ }^\circ\text{C}$ 以下,且对应襄樊自 08 时开始连续 4 h 雨强均在 $30\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上。可见,此次过程开始前暴雨区已聚积大量不稳定能量且大气层结变得极不稳定,随着强降水的发生,不稳定能量和层结不稳定逐渐减弱,这与雨强较大增幅相对应。

分析过暴雨区沿 112°E 所作的 θ_{se} 经向剖面图发现,21 日 20 时(图 6d),在 $25^\circ-32^\circ\text{N}$ 700 hPa 以下为 θ_{se} 高能舌区,地面附近 θ_{se} 高值中心达 370 K,600 hPa 附近有一 $\theta_{se}\leq 346\text{ K}$ 低能舌从北向南伸展,叠加在低层高能舌之上,形成上干冷、下暖湿的对流不稳定层结。22 日 02 时(图 6e), $25^\circ-32^\circ\text{N}$ 800 hPa 以下为 θ_{se} 高能舌区,地面附近 θ_{se} 高值中心有所减弱,低能舌移到 700 hPa 以下,继续叠加在低层高能舌之上,说明有干冷空气正向低层暖湿层侵入,上下层冷暖空气开始交汇,对应襄樊强降水开始。22 日 08 时(图 6f), 500、700 hPa 上 θ_{se} 低值区南伸,表明中层冷空气主体

南下,并与伴随西南风而来的暖湿气流在襄樊西北部交汇,对应襄樊地面降水强度迅速增大,随后 4 h (08—11 时)累计雨量达 142 mm。22 日 20 时(图略),低层高能区移出襄樊地区,暴雨天气结束。

5.3.3 θ_{se} 能量锋与湿度锋锋生

这里,定义 500、700、850 hPa 温度露点差之和 $\Sigma(T-T_d)_{(500+700+850)}\leq 10\text{ }^\circ\text{C}$ 为饱和湿空气, $\Sigma(T-T_d)_{(500+700+850)}\geq 20\text{ }^\circ\text{C}$ 为干空气或未饱和湿空气, $\Sigma(T-T_d)$ 等值线密集区为湿度锋区。用 500、700、850 hPa 假相当位温 θ_{se} 之和来分析大气中能量分布特征, $\Sigma\theta_{se(500+700+850)}$ 等值线密集区为能量锋区^[6]。21 日 20 时(图 7a),与低空西南急流相对应,在贵州、重庆、川东、陕南一带有一高能高湿带,与高空槽后偏北气流相对应的干冷空气向东南方侵入河套地区,且等 $T-T_d$ 线和等 θ_{se} 线密集区几乎重叠,在河套、川西一带存在明显的西南—东北向湿度锋和能量锋。22 日 02 时(图 7b),高能高湿带东移到贵州、重庆、鄂西北一带,已开始影响襄樊地区,湿度锋和能量锋北端东扩到川东。22 日 08 时(图 7c),随着干冷空气继续东移,低层西南急流加强北抬,高能高湿带东移到湘西至鄂西,襄樊处于高能舌、高湿区中,同时能量锋区和湿度锋区东扩到鄂西,锋区南侧出现强降水。由于 850 hPa 鄂西—川东有明显风场辐合,能量锋东移进入低层辐合区,造成明显能量锋锋生,触发中尺度系统发生发展,导致强对流天气。

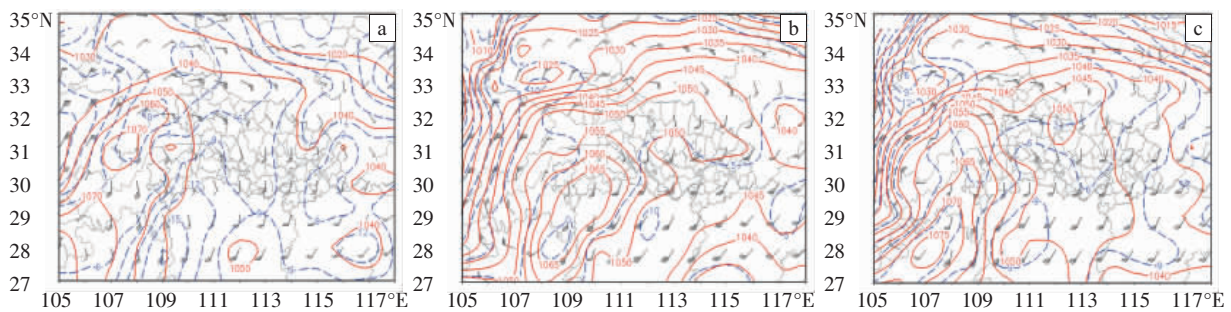


图 7 2008 年 7 月 21 日 20 时(a)、22 日 02 时(b)、22 日 08 时(c)的 $\Sigma\theta_{se(500+700+850)}$ (实线,单位:K), $\Sigma(T-T_d)_{(500+700+850)}$ (虚线,单位:°C)与 850 hPa 风场叠加图

根据纬向锋区锋生函数^[7-9]:

$$F_1 = -\frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \tag{1}$$

$$F_2 = -\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \tag{2}$$

$$F_3 = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta_{se}}{dt} \right) \tag{3}$$

$$F_4 = F_1 + F_2 + F_3 \tag{4}$$

$F < 0$ 表示锋生, $F > 0$ 表示锋消。

随着低空西南急流加强北上,低涡沿切变线向东北方移动,使得辐合加强($\partial v/\partial y < 0$),加上 y 轴与 θ_{se} 梯度方向重合($\partial \theta_{se}/\partial y < 0$),式(1)是锋生的($F_1 < 0$);在对流不

稳定情况下($\partial \theta_{se}/\partial p > 0$),由于冷空气密度大于暖湿空气密度,冷空气下沉,暖空气上升,锋区北侧冷空气区下沉气流与锋区南侧暖湿上升气流构成环绕锋区的正环流圈($\partial \omega/\partial y > 0$),式(2)是锋生的($F_2 < 0$);湿度锋南侧西南暖湿气流加强北上,北侧干冷空气南下,冷暖气团之间水平 θ_{se} 梯度加大($d\theta_{se}/dt < 0$),则 $F_3 < 0$ 。可见,此次强暴雨过程实际上也是一次明显的湿度锋锋生过程。

5.4 触发机制

图 8 给出此次暴雨前和过程中 850 hPa 涡度、散度、垂直速度与风场叠加图。21 日 08 时(图略),强盛的偏南暖湿气流在我国华中地区到达 32°N 以北,襄樊

地区为较强的西南暖湿气流控制,高温高湿,天气闷热。21日20时以后(图8a),有冷空气从高纬度地区沿东路南下,低层850 hPa东北气流携带的冷空气与西南暖湿气流在川东汇合,在汇合区正涡度和辐合上升运动发展强烈。东北气流在四川境内向西南方向伸展,其东端与西南暖湿气流在湖北西北部产生侧向汇合,同时850 hPa能量锋东移进入低层辐合区,造成明显能量锋锋生,低层产生较强的辐合和上升运动中心,气旋性环流发展,垂直涡度增大,上升运动增强。22日02时(图8b),气旋性汇合中心东移至重庆与鄂西交界处,850 hPa在襄樊上空产生 $-15 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动。22日08时(图8c),随着冷空气主体东移南下,气旋性汇合中心东移至襄樊西南部,在冷暖空

气汇合区正涡度和辐合上升运动强烈发展;同时08时前后在贵州、重庆生成的强对流云带的前缘已移至襄樊市区,不断有对流云团向东北方向输送(图略),850 hPa在襄樊上空产生 $-20 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动,在400 hPa附近上升运动达到 $-40 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略)。在垂直环流的上升运动区,高层较强的辐散与低层的辐合相配合,上升运动持续稳定发展。低层暖湿气流在冷暖空气的交汇区辐合上升,对流不稳定能量释放,中尺度对流云团强烈发展,形成中尺度对流系统,产生强降水。22日20时(图略),正涡度和辐合上升运动中心向东北方向移动,随着对流不稳定能量的释放,襄樊地区上升运动逐渐减小,对流云团从东北方向移出襄樊市,强降水逐渐结束。

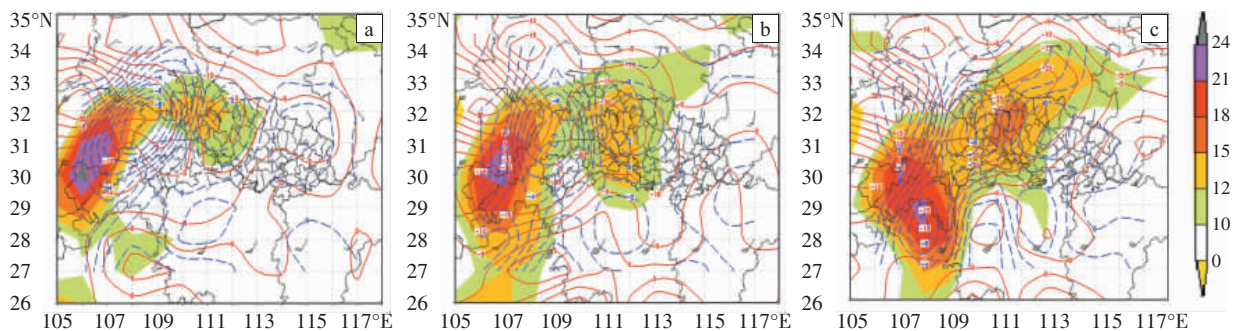


图8 2008年7月21日20时(a)、22日02时(b)、22日08时(c) 850 hPa 涡度(色斑,单位: 10^{-5} s^{-1})、散度(虚线,单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直速度(实线,单位: $10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)、风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的叠加图

6 结论

本文利用常规气象观测资料、自动站加密观测资料、NCEP再分析资料以及GOES卫星资料,从影响系统、水汽条件、动力条件、不稳定机制等方面,对2008年7月22日襄樊市罕见特大暴雨的中尺度观测特征与物理机制进行了综合分析,得出以下结论。

(1)此次特大暴雨过程是在有利的环流背景下以及副热带高压、高空槽、西南低涡、切变线和地面倒槽的共同作用下发生的。

(2)切变线上的对流云团在暴雨区的合并、加强是造成襄樊罕见特大暴雨天气的直接原因。随着从强对流云带中分裂出的一个个对流云团向暴雨区输送,强降水在暴雨区出现明显增幅,且强降水发生在 T_{BB} 的低值中心。

(3)沿低空急流建立的从南海到华中地区的水汽通道,为此次暴雨发生发展直接输送了大量的暖湿空气;低层强烈的水汽输送和水汽辐合使暴雨区大气湿层迅速增厚,为此次暴雨的发生发展提供了有利的水汽条件。

(4)低层辐合、高层辐散和整层正涡度的配置以及

强的垂直上升运动,既有利于整层产生气旋性辐合上升运动及扰动,又为暴雨发生提供了充足的动力条件。此次特大暴雨的产生与低层正涡度区加强、垂直上升运动发展基本上是同时发生的。

(5)低空西南暖湿急流加强北上,高空槽后干冷空气南下入侵,在暴雨区北侧形成明显 θ_{se} 能量锋和 $T-T_d$ 湿度锋,造成能量锋锋生和湿度锋锋生,触发了中尺度对流系统的发生发展。

参考文献:

- [1] 谭永秀,吴涛,文强,等. 2005年盛夏十堰市两次暴雨天气过程的对比分析[J]. 暴雨灾害,2007,26(1):57-62.
- [2] 朱明,姚道强,徐远波,等. 2005年盛夏十堰市一次连续强降水天气过程的分析[J]. 暴雨灾害,2007,26(3):236-240.
- [3] 章征茂,沈桐立,马月枝.“05.8”十堰大暴雨的数值模拟与诊断分析[J]. 暴雨灾害,2008,27(1):24-31.
- [4] 王莉萍,孙超作,杜世晔.“06.7”郧西暴雨天气的成因分析[J]. 暴雨灾害,2007,26(3):261-265.
- [5] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社,1991:560.
- [6] 黄治勇,王珏,王兴涛,等. 鄂东南一次大暴雨成因分析与潜势预报[J]. 暴雨灾害,2007,26(2):125-129.
- [7] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法-3版[M]. 北京:气象出版社,2000:94-98.

[8] 李世刚,梁涛,彭盼盼,等."07.5"湖北大暴雨的中尺度及降水成因分析[J].暴雨灾害,2007,26(3):230-235.

[9] 陈红专,曾志明,杨素珍,等.湘黔边境一次高空槽前型跑线天气过程的成因分析[J].暴雨灾害,2008,27(3):237-241.

Mesoscale Features and Dynamic Mechanisms of an Infrequent Torrential Rain in Xiangfan

WANG Qin, YU Wei, WANG Cheng, WANG Fei

(*Xiangfan Meteorological bureau of Hubei Province, Xiangfan 441021*)

Abstract: Using the Micaps conventional observations, encryption data at the automatic weather stations, NCEP reanalysis data and GOES satellite data, the causes of Xiangfan rare heavy rainfall on July 22, 2008 are analyzed on the circulation, water vapor condition, kinetic condition and the instability mechanism. The results show that: the heavy rainfall happens under the together conditions including the subtropical high, upper air trough, southwest vortex, the shear line and the ground reverse trough; the convective clouds at the shear line combining and strengthening in the area of heavy rain is the direct cause for the rare torrential rain occurring in Xiangfan. The heavy rainfall occurred at the low value center of T_{BB} . Established by low-level jet, the water vapor channel from the South China Sea to the inland region provides the adequate moisture. The low level intense water-vapor transfer and convergence increasing the humidity level rapidly to provide the advantageous water vapor. The high-level negative vorticity, the stacking middle and low level positive vorticity and the intense vertical ascent movement are the dynamic conditions. The energy front frontogenesis and the humidity front frontogenesis trigger and develop the mesoscale convection system.

Key words: Rare Torrential Rain; Upper air trough; southwest low vortex; Low altitude jet stream; Humidity front frontogenesis