

陈伟斌,肖天贵,谌芸,等.重庆“7.17”暴雨过程的波包分布及传播特征[J].暴雨灾害,2009,28(2):126-130.

# 重庆“7.17”暴雨过程的波包分布及传播特征

陈伟斌<sup>1</sup>,肖天贵<sup>1,3</sup>,谌芸<sup>2</sup>,葛非<sup>1</sup>,龙美希<sup>1,4</sup>

(1.成都信息工程学院大气科学学院,成都 610225;2.国家气象中心,北京 100081;  
3.中国气象局成都高原气象研究所,成都 610071;4.四川省绵阳市气象局,绵阳 621000)

**摘要:**基于 NCEP/NCAR 再分析格点资料,利用波包传播诊断方法(WPD)诊断分析了 2007 年重庆“7.17”强降水过程,研究了高频波波包分布和传播特征与降水的关系。结果表明,波包能明显反映出降水过程的发生、维持和结束特征。500 hPa 层次上,在降水发生前,主降水区域波包值突然增大,之后随着降水的发生,强度略有减小,但仍维持在较强位相,在降水过程基本结束之前,波包值突然减小为正常值;波包的经向和纬向传播特征表明,本次降水主要受孟加拉湾地区强波包中心及高原地区波包传播的影响。

**关键词:**暴雨;波包传播诊断方法(WPD);波包特征

**中图分类号:**P458.1+21.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2009)02-0126-05

## 1 引言

暴雨一直受到气象学家及气象业务工作者的关注。我国最早对暴雨的系统研究见于陶诗言先生的《中国之暴雨》<sup>[1]</sup>,随后人们大多从动力分析角度,利用各种物理量对暴雨进行研究<sup>[2-12]</sup>,而从波动能量角度对暴雨过程进行研究还比较少见。缪锦海等<sup>[13]</sup>提出一种新的利用实际观测资料研究波包传播的诊断方法(WPD),并通过理想资料 and 实际资料的计算证明了该方法的可用性和广泛性。在此基础上,宋燕等<sup>[14-15]</sup>研究波包传播特征与西太平洋副热带高压关系,得出波包传播路径与高低纬基本气流方向基本一致,在高频波波包分布图上,强中心反映波群波包强振幅,在热带反映出台风、孟加拉湾低涡和热带扰动的移动和传播特征,而在波包传播图上,弱中心或弱区域常常反映弱扰动区域,有利于晴空加热、副高形成等结论;还研究了阻高的形成、消失与波包传播的关系。宋燕等<sup>[16]</sup>及缪锦海等<sup>[17]</sup>研究高频波波包传播特征与瞬变波关系,得出高频波波包分布图上的强中心常与强扰动的低压、低槽发展相联系,而波包分布图上的低值区常与扰动强度较小的高压相联系。肖天贵等<sup>[18]</sup>研究了青藏高原夏季季风强弱年波包传播特征及副高与波包传播的关系。李湘<sup>[20-21]</sup>等探讨了 1998 年东亚夏季季风强弱变化与波包传播特征的关系,研究表明 1998 年东亚夏季风存在着加强和减弱的阶段性特征,其爆发、加强、北推

东扩与波包的加强和传播有显著关联。

上述工作为研究气候及天气变化提供了具有能量天气学意义的思路,本文将波包传播理论应用于暴雨过程研究,从波动能量角度对 2007 年重庆“7.17”暴雨过程进行讨论,探讨瞬变波波包变化及传播特征与降水的关系,探索利用波包传播及其变化特征来预报强降水天气的可能性。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料

本研究采用的资料主要是 NCEP/NCAR 再分析高度场,每日 4 次的  $1^\circ \times 1^\circ$  格点资料,时间为 2007 年 6 月 1 日至 8 月 31 日,降水资料为逐 6 h 的站点资料。

### 2.2 计算方法

气象资料在一定条件下可以看成许多波动的组合,根据 Fourier 变换有如下公式:

$$P(x,y,z,t) = \sum_{i=1}^{\infty} A_i(x,y,z,t) \cos(k_i x + l_i y + m_i z + \omega_i t + \varphi) \quad (1)$$

其中  $P(x,y,z,t)$  为某一气象要素在  $t$  时刻的数据资料,  $A_i(x,y,z,t)$  为波动振幅,  $k$ 、 $l$ 、 $m$  分别为  $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向上的波数,  $\omega$  为角频率,  $\varphi$  为幅角。

理论上,波动的能量是沿波动包络传播的,而各波振幅  $A_i(x,y,z,t)$  最大值的移动就表示了波包的移动,即也表示了这一波动的能量传播,因而,如能计算各波振幅随空间和时间的改变,就能了解波包的移动及

收稿日期:2008-07-10;定稿日期:2009-01-04

基金项目:成都信息工程学院自然科学与技术发展基金项目(CSRF200602)和中国气象局高原大气研究所开放基金项目及国家自然科学基金(40675059)共同资助

作者简介:陈伟斌,男,1982年生,在读硕士,主要从事短期气候预测研究。E-mail:wbchen321@163.com

波动能量的传播。根据文献[13],归纳出波包传播诊断的具体计算步骤如下:

- (1)通过滤波得到窄带信号  $P(x,y,z,t)$ ;
- (2)求已知窄带信号的希尔伯特变换  $\hat{P}(x,y,z,t)$ ;
- (3)求出解析信号  $P_c(x,y,z,t)=P(x,y,z,t)+i\hat{P}(x,y,z,t)$  的

振幅  $A(x,y,z,t)$ ,其中  $A(x,y,z,t)=\sqrt{P^2(x,y,z,t)+\hat{P}^2(x,y,z,t)}$ ;

(4)将求出的各空间点的波包数值,绘制成波包分布图,再由波包分布图的连续变化,讨论波包的传播特征。

为了集中研究瞬变波波能在降雨过程中的变化和传播特征,本项研究采用 3 阶差分滤波方法得到高频波的窄带信号,其方法详见文献[22],利用卷积方法进行希尔伯特变换得到解析信号,然后计算波包数值。需要说明的是,在计算之前已将资料进行标准化处理,标准化所取的平均时间为 2007 年 6 月 1 日至 8 月 31 日,故所得的波包值均为无量纲数。

### 3 环流背景及雨情介绍

2007 年 7 月 16—20 日,重庆市出现了当年入夏以来强度最大、范围最广的强降水天气过程。16—20 日,中高纬度环流、低纬度地区的副热带高压异常稳定,四川盆地一直处于 500 hPa 西太平洋副高的边缘。700 hPa 和 850 hPa 低空西南气流,使孟加拉湾充足的水汽源源不断到达四川地区,同时 500 hPa 的高原低涡东移,而其东移过程中由于降水引起的潜热释放和正涡度向下扩展,均有助于形成西南低涡。从乌拉尔大槽分裂的短波槽携带的冷空气沿高原东北部流入四川地区。强大的暖湿气流与冷空气在川东地区以及重庆交汇,为该地区产生强降水提供了条件。

本次降水主要集中在川东和渝西地区,从 6 h 降水量变化资料可知,强降水过程 16 日在四川东部开始出现,16 日 08 时,四川东部的阆中、射洪出现 6 h 降水量大于 60 mm 的强降水中心,14 时强降水中心向东南移动,在靠近重庆西部的遂宁、蓬安、安岳 3 站

6 h 降水量超过 80 mm,此后强降水中心继续向东南方移动进入重庆西部地区,在 17 日 08 时,重庆的璧山、江北、四川东部的武胜、岳池出现强降水中心,其中心降水量大于 90 mm,此后强降水中心稳定在重庆西部地区,14 时铜梁、璧山、潼南及沙坪坝降水量大于 120 mm。18 日 08 时在重庆西部的北碚、合川及与重庆西部与四川临界的邻水、渠县区域降水量超过了 80 mm,14 时以后降水逐渐减弱,20 日降水基本结束。17 日 02 时到 18 日 02 时为本次过程的最强降水时段,铜梁、璧山、沙坪坝日累计降水量分别达到 179.5 mm、258.0 mm 和 262.8 mm,均创下该地区有气象记录以来日降雨量最大值(其中沙坪坝为 1892 年以来的最大值),此次强降水天气造成 15 个区县出现暴雨,25 个区县累计雨量超过 100 mm,沙坪坝区、合川区、璧山县 3 个城区观测站以及 14 个乡镇(街道)观测站累计雨量超过 300 mm。

### 4 降雨期间及前后波包分布和传播特征

根据雨情分析可知,此次重庆西部强降水过程主要发生在  $29^{\circ}$ — $31^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ — $107^{\circ}$ E 范围内,主要降水时段集中在 17 日。因此,首先考察该区域在整个层次(850—200 hPa)扰动能量发生异常的主要高层。图 1 给出了 2007 年 7 月 9—25 日间的区域平均波包值高度-时间剖面图及 500 hPa 波包时间演变图。由图 1a 可知,15 日整个层次的波包值突然增大,中心值达到 1.8 以上,16 日降水开始发生时波包值略有减弱,17 日中层波包值最强达 1.6,此后中层波包值一直是整层波包的强中心,并随降水发生强度略有减弱,到 20 日整个层次波包值减小为 0.6 以下,对应 20 日后降水基本结束。从图中可以看出在中层(600—400 hPa)波包异常变化最为明显。图 1b 给出了主降水区域平均波包值在 500 hPa 层次上随时间演变的曲线,从中可以看出,在降水发生前波包值一直处于较小的位相,14 日波包开始逐渐增大,15 日 02 时波包值增大至 1.6,此后波包值总体一直处于较强位相,17 日 02 时

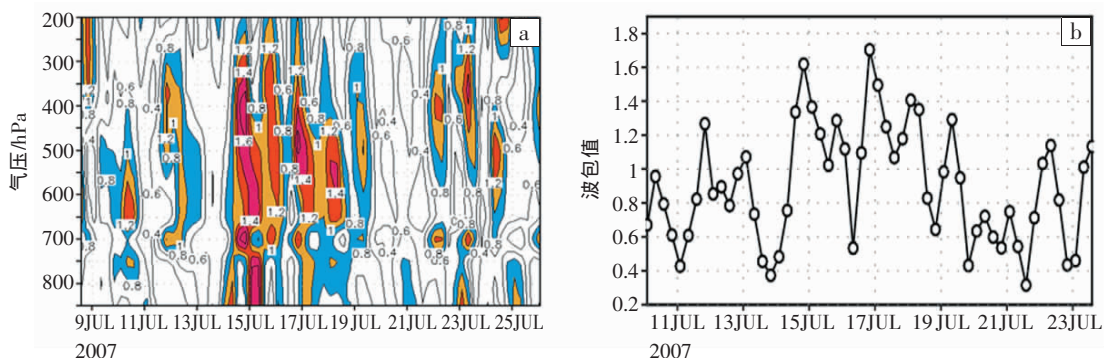


图 1 降水前后区域平均( $29^{\circ}$ — $31^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ — $107^{\circ}$ E)波包值高度-时间剖面图(a)及 500 hPa 波包时间演变图(b)

出现峰值 1.7,到 20 日波包值开始减弱,21 日达谷值,此后维持正常位相。降水过程中波包的积累、维持、释放在 500 hPa 层次上表现得尤为显著,因此下文将着重以 500 hPa 为代表分析讨论中层波包在降水期间及前后的分布及传播特征。

#### 4.1 降雨发生发展期间 500 hPa 波包的演变特征

为了了解降水与瞬变波波包变化关系,分析了降水期间波包分布演变特征。图 2 给出了此次降水过程不同时刻的波包分布及降水分布特征的叠加图。

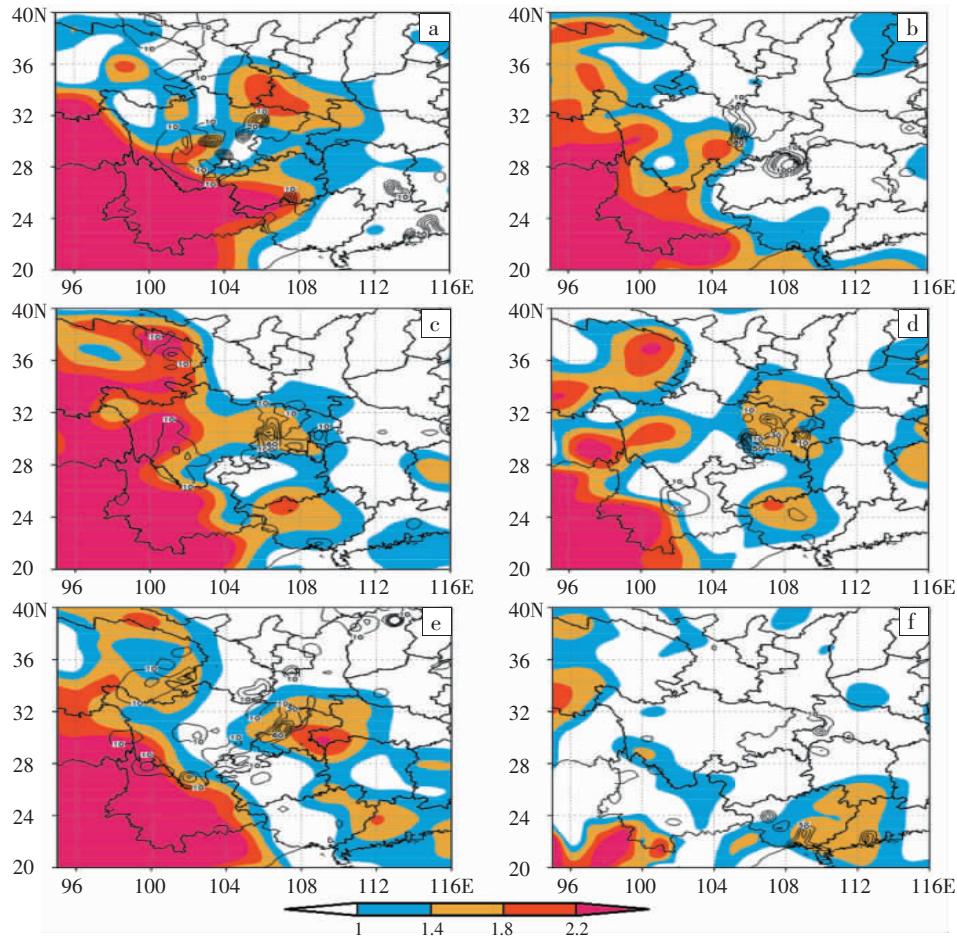


图 2 2007 年 7 月 16 日 02 时至 21 日 02 时波包分布(填色)及降水实况图(等值线)

(波包分布(填色): a:16 日 02 时;b:16 日 14 时;c:17 日 02 时;d:17 日 08 时;e:18 日 02 时; f:21 日 02 时;

降水实况(等值线):a:16 日 08 时; b:16 日 14 时; c:17 日 08 时; d:17 日 14 时; e:18 日 08 时; f:21 日 02 时)

由图 2a 可见,在 16 日 02 时,即强降水即将发生时,孟加拉湾到我国云南的西部地区、西藏南部都为波包强值区域,其中心值超过 3.4,表示孟加拉湾地区大气扰动能量较大,即天气系统的扰动较强,并向重庆方向传播,在重庆北面出现一个波包大值中心,其中心值达 1.8,对应未来 6 h 内在重庆以北的川东部地区出现了 6 h 降水量超过 60 mm 的强降水中心(图 2a),16 日 14 时(图 2b),在孟加拉湾到我国云南一带的波包大值区依然存在,只是范围稍向孟加拉湾收缩,之前在重庆以北地区的波包大值中心已减弱消失,而孟加拉湾强波包区域有波包向重庆以西地区传播并累积形成一个波包大值中心,其中心值达 1.8,从降水实况看(图 2b),14 时在重庆以西的川东地区出现 6 h 降水量超过 80 mm 的强降水中心,17 日 02 时(图 2c),孟加拉湾地区的波包大值中心继续维持,并向东北偏北

方向传播,此时高原地区波包值也有所增强,处在较大值位相,并向重庆西部地区传出一个波包大值中心,对应未来 6 h 内该区域出现了超过 90 mm 的强降水中心(图 2c),17 日 08 时(图 2d),孟加拉湾及我国云南西部地区的波包大值区域向孟加拉湾地区收缩,之前中国西南部的波包大值区域已减弱为几个零碎的波包较大值中心,重庆地区仍是一个波包较大值中心。14 时(图略)孟加拉湾地区形成一个波包大值中心,中国西南部的波包大值区域继续减弱,受我国东南沿海方向的波包传播影响,重庆地区仍维持一个波包较大值中心,对应的降水实况是到 14 时止(图 2d),重庆西部地区出现一个 6 h 降水量超过 120 mm 的强降水中心。之后,孟加拉湾的波包大值中心强度有所加强,到 18 日 02 时(图 2e)强度和范围达到了此次降水期间的又一峰值,此时,重庆地区也形成了一个波包

大值中心,其中心值达到 2.2,从波包连续分布图可看出,此时重庆地区的波包大值中心受来自于东南方向我国沿海的波包传播影响较大,对应在未来 6 h 内重庆西部地区出现 6 h 降水量超过 80 mm 的强降水中心(图 2e),此后,孟加拉湾波包大值中心持续减弱,重庆地区的波包大值中心也开始衰减,到 19 日 08 时(图略),原孟加拉湾波包大值中心已消失,重庆地区波包进一步频散,对应此段时间重庆西部降水开始减弱(图略),20 日 14 时(图略),孟加拉湾地区波包已减弱至 2.0 以下,中国西部的高原地区的波包值也减弱至 1.8 以下,而重庆地区波包大值中心消失,21 日 02 时(图 2f),孟加拉湾到中国西南地区波包值减弱,无明显大值中心,重庆地区为波包小值区,表示天气系统的波动能量较小,对应此次强降水过程结束(图 2f)。

#### 4.2 500 hPa 波包经向和纬向传播特征

为研究影响发生强降雨的重庆西部地区的大气瞬变波波包传播特征,给出了 2007 年 7 月 9—25 日  $105^{\circ}$ — $107^{\circ}\text{E}$  平均时间-纬度剖面图(图 3a)及  $29^{\circ}$ — $31^{\circ}\text{N}$  平均时间-经度剖面图(图 3b)。从图 3a 中可明显看出,在降雨发生前,7 月 9 日开始在较高纬度( $37^{\circ}$ — $43^{\circ}\text{N}$ )出现了较强的波包中心,中心值达到 1.6;到 10 日该区域波包值进一步加强,其中心值达到 2.2;11 日

以后波包强中心开始向南传播,且波包值有所减小,中心值降为 1.6;而与此过程同时,在低纬地区( $21^{\circ}$ — $26^{\circ}\text{N}$ )也出现强波包中心,其中心值达到 2.8 以上,低纬的波包大值一直维持到 17 日,同时略向北传播,高、低纬波包向中纬传播累积的这一过程,使 15 日位于  $30^{\circ}$ — $33^{\circ}\text{N}$  范围内的波包强烈发展,出现了波包大值中心,其值达 1.8 以上;17 日,波包进一步向南传播,在重庆西部地区出现波包大值中心,其值达到 1.8 以上,对应这一地区出现强降水,并在降雨期间波包值维持在较大位相,直到 19 日以后波包值减小到 1.0 以下,20 日以后这一地区降雨基本结束。另外,从图 3b 中可看出, $102^{\circ}\text{E}$  以西高原地区一直维持着大的波包值,表示在该区域大气扰动能量较强, $102^{\circ}\text{E}$  以东则波包值较小,大气扰动能量较弱,在 15 日,重庆西部地区受来自高原的波包大值东扩传播影响,波包有所发展,达到 1.0 以上,直到 19 日,该地区波包一直维持较大值,到 20 日波包值迅速减小到 1.0 以下,对应 20 日后降水基本结束。波包经向的南、北传播及纬向的高原扩展东传至重庆西部地区(图 3a、b 箭头所示)并积累,导致主降水区域大气波动能量的增加即扰动的增强,触发并维持降水的发生。

波包值的意义表明,波包值的大小代表了扰动能

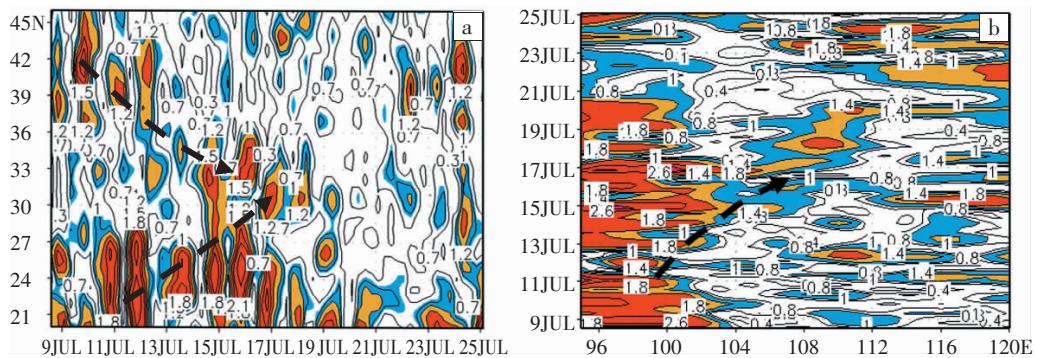


图 3 2007 年 7 月 9—25 日 500 hPa 纬向平均( $105^{\circ}$ — $107^{\circ}\text{E}$ )剖面图(a)及经向平均( $29^{\circ}$ — $31^{\circ}\text{N}$ )剖面图(b)

量的强弱,波包值的强弱变化代表了扰动能量的积累和释放,高频波波包分布图上的强中心常与强扰动的低压、低槽发展相联系,而波包分布图上的低值区常与扰动强度较小的高压相联系<sup>[16]</sup>,综合以上分析表明,重庆“7.17”强降雨过程,在中层(500 hPa)上,瞬变波扰动能量的传播、积累及频散与降水的发生、维持及结束有密切联系。影响此次强降雨过程的扰动能量源可能是孟加拉湾地区,在降水期间有源源不断的波包自该区向降水区域传播,其次高原地区的扰动能量对降水也有重要影响,体现了孟加拉湾低涡、热带扰动、高原低值系统及西风带扰动对降水的共同影响。扰动能量的传播、积累及频散对降水过程具有一定的预报意义,在降水发生前,在波包分布图上即有所反映,500 hPa

层次上,降水区域波包强烈发展,降水维持阶段波包保持在较大位相,降水结束前波包即开始衰减、频散,降水结束后波包处在较小的正常位相,说明瞬变波扰动能量的变化对降水的发生有一定指示意义。因此,研究降水期间瞬变波的扰动能量变化,是具有理论和实际意义的。

## 5 结论与讨论

本文利用波包传播诊断方法(WPD)诊断 2007 年重庆“7.17”强降雨发生、维持和结束过程,从瞬变波扰动能量的角度对暴雨过程进行研究,探讨其在降水过程中的传播特征,得到如下结论:

(1)500 hPa 层次显示,在降水发生前,主降水区域

平均扰动能量受其它区域扰动能量传播影响突然增强;降水过程中扰动能量一直维持在较强位相;而随着降水的发生,扰动能量强度略为减弱,降水过程基本结束前扰动能量则减弱明显。

(2)500 hPa 层次上,孟加拉湾地区在降水过程中一直维持较强的扰动能量中心,高原地区扰动能量也较强,降水前及降水期间上述两个区域的扰动能量都有向降水区域传播的特征。

(3)这个例分析还表明,波包能较为明显地反映出降水过程的发生、维持和结束特征;波包的经向和纬向传播表明影响 2007 年重庆“7.17”强降水天气过程的扰动能量主要来自孟加拉湾地区及偏西北气流的扰动传播,这些扰动不仅积累了产生强降水的扰动能量,也输送了充足的水汽。该项研究可为今后利用波包传播及其变化特征进行降水预报提供一定的指示作用。

#### 参考文献:

- [1] 陶诗言.中国之暴雨[M].北京:科学出版社,1979:225.
- [2] 伍荣生,谈哲敏.广义涡度与位势涡度守恒定律及应用[J].气象学报, 1989,47(4): 436-442.
- [3] 谈哲敏,伍荣生. Ekman 动量流的动力特征与锋生.中国科学[J].1990, 12: 1322-1332.
- [4] 吴国雄,刘还珠.全型垂直涡度倾向方程和倾向涡度方程发展[J].气象学报, 1999,57(1): 1-15.
- [5] 高守亭,雷霆,周玉淑,等.强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析[J].应用气象学报, 2002,13(6): 662-669.
- [6] 寿绍文,李耀辉,范可.暴雨中尺度气旋发展的等熵面位涡分析[J].气象学报, 2001,59(5): 560-568.
- [7] 侯瑞钦,程麟生,冯伍虎.“98.7”特大暴雨低涡的螺旋度和动能诊断分析[J].高原气象, 2003,22(2): 202-208.
- [8] 高守亭,周非凡.基于螺旋度的中尺度平衡方程及非平衡流诊断方法[J].大气科学, 2006,30(5): 854-862.
- [9] 周玉淑,曹洁,王东海.非均匀饱和和广义湿位涡在暴雨分析与预测中的应用[J].应用气象学报, 2007,18: 817-822.
- [10] 周玉淑,邓国,雷霆.湿位涡的保守性原理及其应用[J].中国科学院研究生院学报, 2006,23: 692-700.
- [11] 梁生俊.2003 年渭河流域一次致洪暴雨过程综合分析[J].暴雨灾害, 2008,27 (1):32-36.
- [12] 王建行.湖北省一次区域性暴雨过程的综合分析 [J].暴雨灾害, 2008,27 (2):154-159.
- [13] 缪锦海,肖天贵,刘志远.波包传播诊断的理论基础和计算方法[J].气象学报, 2002, 60(4): 461-467.
- [14] 宋燕,缪锦海,据建华.波包传播特征与西太平洋副热带高压移动的关系[J].气象学报,2006,64(5):576-582.
- [15] 宋燕,缪锦海.阻塞高压形成、消失与波包的传播 [J].高原气象, 2006,25(3):413-417.
- [16] 宋燕,缪锦海.高频波包传播的特征及与瞬变波的关系[J].北京气象学院学报, 2002, 2: 1-5.
- [17] 缪锦海,宋燕.波包传播与副高移动[J].北京气象学院学报, 2002, 2: 11-15.
- [18] 肖天贵,李江林,李湘,等.青藏高原夏季风强弱年波包传播特征分析 [J].高原气象,2008,27(5):956-966.
- [19] Xiao Tiangui, Sun Zhaobo, Min Jinzhong, et al. On the Relationship Between Subtropical High Activity and Wave-packets Propagation Characteristics. Asia Oceania Geosciences Society (AOGS) 5th Annual Meeting, June 16-20,2008 [C]. Busan: Korea, c2008.
- [20] 李湘.东亚夏季风波包传播特征的研究[D].成都:成都信息工程学院,2007.
- [21] 李湘,肖天贵,向洋. 1998 年东亚夏季风波包传播特征研究[J].成都信息工程学院学报,2007,22(3):365-368.
- [22] 吴洪宝,吴蕾.气候变率诊断和预测方法[M].北京:气象出版社, 2005:33-34.

## Wave Packet Propagation Features of “7.17” Heavy Rainfall of Chongqing in 2007

CHEN Wei-bin<sup>1</sup>, XIAO Tian-gui<sup>1,3</sup>, CHEN Yun<sup>2</sup>, LONG Mei-xi<sup>1,4</sup>, GE Fei<sup>1</sup>

(1.College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225;

2.National Meteorological Center, Beijing 100081;

3.Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072;

4.Mianyang Meteorological Bureau, Mianyang 621000)

**Abstract:** Based on the NCEP/NCAR reanalysis data, using the Wave-packet propagation diagnosis (WPD), “7.17” Heavy Rainfall in Chongqing of 2007 was analyzed studying the relations between distribution and propagation characteristics of high-frequency wave packet and rainfall. The main results showed that the wave-packet value could reflect the characteristics of the beginning, maintenance and ending of the precipitation process. The value of the lower-to-upper layer suddenly increased just before the heavy rainfall occurred. With the rainfall occurring the wave packet became weaker and the value was in the strong phase. The value dropped abruptly to be normal just before rainfall was over. The heavy rainfall was affected by the wave packets propagated from the Bay of Bengal and plateau.

**Key words:** Heavy Rainfall process; Wave-packet propagation diagnosis (WPD); Characteristics of Wave-Packet