

文章编号:1004-9045(2007)02-0097-06

# 地形对 0604 号“碧利斯”登陆台风暴雨的影响

王晓芳, 胡伯威

(中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074)

**摘要:**利用 NCEP 再分析日资料和常规观测资料等, 对 2006 年第 4 号强热带风暴“碧利斯”登陆后造成内陆暴雨特别是湘东南特大暴雨的成因进行了分析。结果表明, 华南大范围暴雨带与低气压南部的一条切变—槽以及从低压西侧卷入的干、湿两股气流间形成的“湿度锋区”有关; 而独立存在于湘东南的尺度较小而强度特大的一条 NNE—SSW 向的暴雨带则与罗霄山脉的地形影响有密切关系, 地形强迫上升及其对暴雨的触发主要不在山坡上, 而是在迎风坡气流上游平原地区(即湘东南), 实况与理论估算和推断结果一致。由于气流在湘东南平地辐合上升, 它的触发作用成为湘东南特大暴雨发生的重要原因。

**关键词:** 登陆台风; 地形; 暴雨

中图分类号: P458.1\*21.1 文献标识码: A

## 1 引言

与其它产生暴雨的环流条件相比较, 在低层东风的环流形势(例如台风登陆情况)下, 地形影响降水的作用往往显得特别强烈。例如 1975 年 8 月鄂西山地东坡都镇湾特大暴雨; 1994 年 7 月鄂东南山地东坡阳新——大冶的暴雨。在华北的太行山东侧, 福建的武夷山东侧, 台湾山脉东侧都有类似的情况。尤其是 1975 年 8 月河南伏牛山东侧的特大暴雨创下国内的最高纪录。有人研究我国地形对暴雨影响的气候特征得到了山前平坦地区多于山地暴雨频率, 山前大暴雨(>100 或 150mm)日数多于山上的规律<sup>[1-3]</sup>, 在此之前, 80 年代胡伯威<sup>[4]</sup>分析 1982 年 6 月 19~20 日江汉平原特大暴雨过程时就注意到, 低层东风气流到达鄂西山地之前因受山脉之阻, 在近山平原地区“预先迫升”导致那里的强降水; 钮学新等<sup>[5]</sup>统计华东台风暴雨表明迎风坡强迫抬升和辐合可使台风降水明显增加; 胡伯威<sup>[6]</sup>综合评述了国外关于地形(特别是中尺度地形)强迫大气扰动的一些经典工作, 其中特别注意到 Pierrhumbert 用解析<sup>[7]</sup>和数值<sup>[8]</sup>的方法比较系统地研究了山脉阻挡的上游效应, 胡伯威的评述中还根据 Pierrhumbert 的结果对不同情况下地形上游扰动中的铅直运动及其对暴雨触发的地点特征作了一些推论。Tuleya<sup>[9]</sup>、Bender 和 Kurihara<sup>[10]</sup>等对登陆台风作了理想化模拟, 指出山脉对登陆台风的路径、衰减速度及降水分布均有影响。很多对登陆台风个例进行精细的数

值模拟研究都表明地形强迫作用对登陆台风外围环流的响应影响了降水的强度、落区等<sup>[11-12]</sup>。张可欣<sup>[13]</sup>的数值实验分析了地形抬升和阻挡作用使迎风坡对流层低层水汽凝结加快, 而整个山区对流层上层空气湿度饱和度增大; 吴启树等<sup>[14]</sup>对地形敏感性试验的结果说明福建东部沿海的特殊地形对登陆福建中部沿海的台风暴雨有着明显的增幅作用, 地形对台风暴雨的最大增幅作用发生在山脉迎风坡的地形坡度与气流正交速度乘积最大的时段。

登陆台风暴雨个例模拟研究诸多工作中, 关于地形对具体台风环流的上游效应是爬坡还是阻滞, 尚未见到过很明确的论述。本文利用美国 NCEP 再分析 1°×1° 的逐日资料、常规观测资料、高分辨率的地形资料、雷达回波和卫星云图等, 试图分析 2006 年“碧利斯”登陆后造成内陆大暴雨尤其是湘东南特大暴雨的成因。

## 2 “碧利斯”移动路径及其降水分布

“碧利斯”7 月 9 日 14 时(北京时, 下同)在菲律宾以东洋面上生成, 11 日 14 时加强为强热带风暴, 从卫星云图上看到, 其形态奇特, 没有很清楚的台风中心, “台风报”给出的中心路径总体上向西北方向移动, 移动速度时快时慢。13 日 23 时“碧利斯”在我国台湾宜兰登陆后, 越过台湾海峡, 于 14 日 12 时 50 分在福建省霞浦县北壁镇再次登陆, 此时其中心气压为 975 hPa, 中心风速 30 m·s<sup>-1</sup>。登陆后风暴中心先向西北偏西方

收稿日期: 2007-04-26; 定稿日期: 2007-06-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(40575029)

作者简介: 王晓芳, 女, 1972 年生, 工程师, 主要从事暴雨中尺度动力学研究。E-mail: wxf7209@hotmail.com

向移动,后转向西南移动,穿过闽北并在 15 日 01 时进入江西境内;15 日 14 时,其中心位于 114.7 E、26.2 N,最大风速  $18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,移向  $260^\circ$ ;移速  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;15 日 17 时,其减弱为低气压并停止编号。“碧利斯”登陆时其近中心最大风力仅 11 级,但其水汽充沛、强风圈半径较大、运行轨迹复杂,使台湾、福建、浙江、江西、湖南、广东、广西六省(区)大体自西向东先后出现严重暴雨洪涝、山洪或山地灾害。其 5 d(7 月 13 日 08 时至 18 日 08 时)累计降水实况分布见图 1。

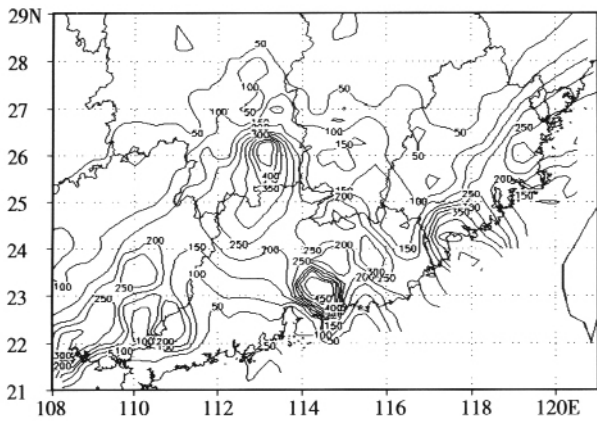


图 1 2006 年 7 月 13 日 08 时至 18 日 08 时我国南方共 5 d 累计降水(mm)实况

从图 1 中可见,5 d 累计降水量大于 50 mm 以上的区域覆盖了华南绝大部分地区,3 个累计雨量大于 450 mm 特强降水区分别位于湘东南、广东中部海岸和福建南部海岸。湘东南各地的过程降雨量,永兴最大(473.6 mm)。14 日 20 时至 15 日 14 时,湘东南暴雨中心主要位于汝城、资兴、永兴、东江、耒阳一带,该时段永兴降雨量最大 (358 mm), 再依次是汝城文明站(280.1 mm)、东江(257 mm)、郴州(245 mm)、安仁(209 mm)。

### 3 天气尺度环流条件和降水成因的一般讨论

#### 3.1 环流特征

从 7 月 15 日 08 时 500 hPa 高度场上可见(图 2),当“碧利斯”登陆减弱为热带低压进入江西境内后,受到其北部大陆高压、东部副热带高压和南部低纬赤道高压环流的包围,低压外围气流与同步增强的季风环流交汇;由于低压西北部高压坝的阻挡,东北风加大,在其底部北风转西风处引起正的涡度增大,形成低压槽和切变,而风场减弱很慢,气旋性环流在湘东南、广东、福建、广西等地较长时间维持并发展。低压西南部是印度季风槽,在低气压西行过程中,东北冷涡偏北偏东,因北方无冷空气南下与之结合,而是与南面的季风环流相互作用,激发中尺度强降水系统不断发

生,导致雨带长时间徘徊,移动十分缓慢。这与常见登陆台风形成大暴雨的环流形势颇为不同。

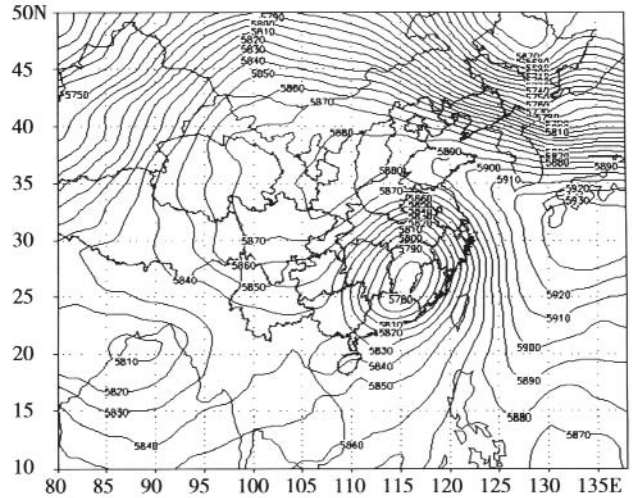


图 2 2006 年 7 月 15 日 08 时 500 hPa 环流形势

#### 3.2 水汽条件

“碧利斯”登陆后,其南部外围云系变得更加稠密。随着登陆热带气旋的西进,其南部强盛的偏南气流与印度西南季风气流打通,带来高通量的水汽输入,使其含水量甚至比登陆时更为丰沛。随着台风的西北移动,从 13 日 08 时东南沿海开始出现台风北侧外围东风气流,850 hPa 上风速达  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,此后东风气流渐渐进入大陆,随热带气旋环流携带的水汽高比湿带在 13 日 20 时之前已经到达东南沿海地区(图略);与此同时“碧利斯”西侧的北风气流逐渐增强,到 14 日 08 时在湘东出现了  $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  偏北风,之后如此大的风速就一直维持在湘东南,由此估算台风携带的大量水汽于 14 日 20 日之前完全可以到达湘南地区。

由 14 日 08 时 850 hPa 比湿场可知(图略),有一湿舌从东南沿海经浙江伸到江西北侧。从 14 日 08 时 700 hPa 比湿平流图上可见(图 3),正的比湿平流从海上沿着台风外围环流已到达江西中北部和整个湘东,湘东南为正湿度平流大值区,显然,比湿平流输送要先于比湿的增加。14 日 08 时,700 hPa 台风环流与印度季风环流相连(图 4),比湿平流在南海有一片高值区,这表明湿空气从孟加拉湾经中南半岛源源不断地被输送到台风南侧。“碧利斯”登陆时(14 日 14 时左右),湿舌开始伸展到湘南,并与云贵高原已存在的大片湿区相连,从当天 20 时到 15 日 02 时,湘南、赣南、粤北到福建沿海一带湿度进一步加大,出现一条比湿大于  $16 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  的高湿带,广东中部则为相对干区,此时在湘东南部分地区开始出现强降水。到了 15 日 08 时,如图 5 所示,700 hPa 上在湖南、广西北部-东南沿海为高湿区。

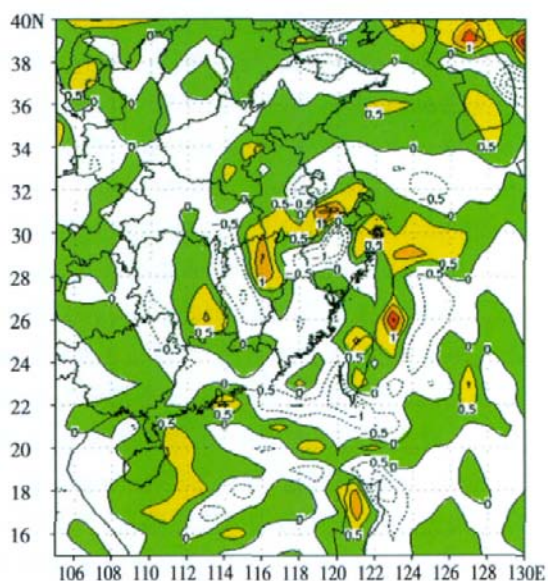


图 3 2006 年 7 月 14 日 08 时 700 hPa 比湿平流( $10^{-4} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )场

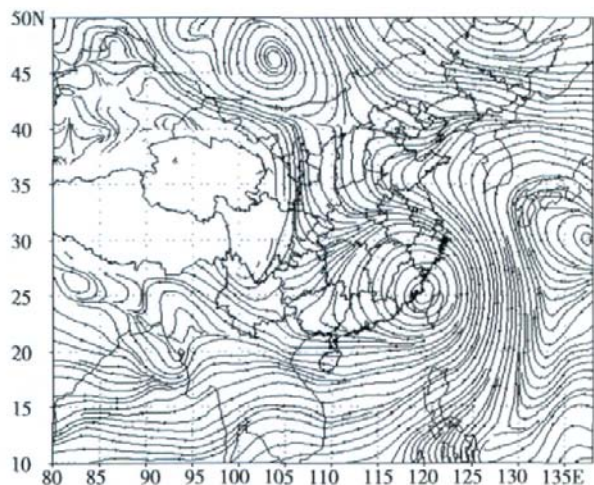


图 4 2006 年 7 月 14 日 08 时 700 hPa 流线图

从 15 日 08 时 700 hPa 比湿图上还发现(图 5), 在“湿环”外围(即离低压中心更远处)有一个“干环”, 对照图 3, 早在 14 日 08 时就有一条弧状的负湿度平流或“干平流”带从华北西部沿 NNE 气流南下到华南西风带中继而东插, 可见上述“干环”是由先前从内陆北方而来的一支“干流”造成的; 它与源自海洋的湿内环之间在低气压南侧北风转西风带中形成的“湿度锋”区, 其锋区湿侧(即粤北、赣南到闽西南一带)更有利于不稳定扰动的发展<sup>[15]</sup>。

### 3.3 物理量特征

图 6 和图 7 分别给出了 15 日 08 时 850 hPa 垂直速度和涡度分布。位于热带低气压中心偏南的湘东南到福建一带为辐合上升运动区(图 6), 强辐合中心则在粤北、赣南到闽西南一线上, 中心气压上升速度达  $-1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在 15 日 08 时 850 hPa 涡度图上(图 7)辐合上升区表现为气旋性涡度带, 正涡度中心值为  $18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 其范围大致与登陆台风造成的辐合带系

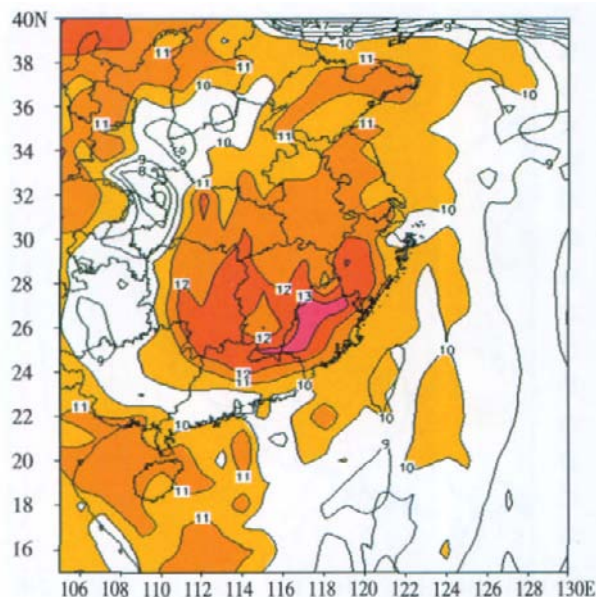


图 5 2006 年 7 月 15 日 08 时 700 hPa 比湿( $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )场

统尺度相当, 中心区均位于粤北、赣南到闽西南一带, 是台风环流内易产生大暴雨的地带。实况 15 日 08 时到 14 时粤北、赣南到闽西南发生了暴雨, 这一强降水带虽不大集中但范围大。

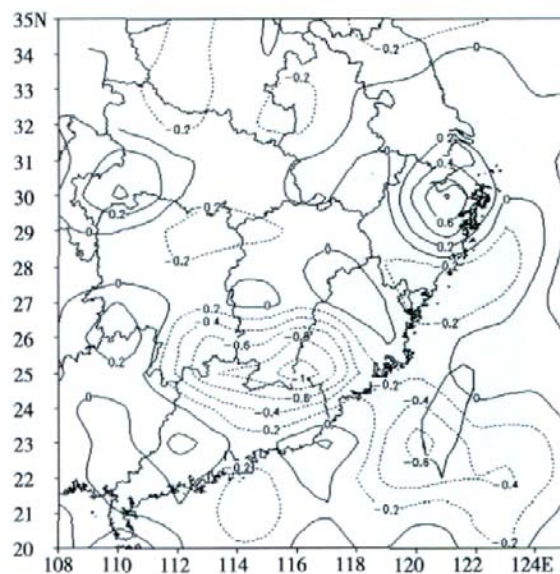


图 6 2006 年 7 月 15 日 08 时 850 hPa 垂直速度( $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )

湘东南则处于辐合上升和气旋性涡度带的西段(图 6, 7), 从天气尺度条件来看, 并非是最有利于大暴雨甚至特大暴雨发生的位置, 但在这里却发生了降水时间集中强度特强的大暴雨(图 1), 日降水量超过了 300 mm; 特别是在 15 日 08 时到 14 时 6 h 内(图 8)湘东南郴州地区出现了一片大于 100 mm 的降水区, 其中永兴站降水量高达 192 mm, 降水强度大大超过粤北、赣南到闽西南地区的降水强度。

由上述分析可见, 从尺度较大的环流形势、水汽条件以及一般动力机制很难解释登陆台风特大暴雨在内陆特别凸显在湘东南地区, 而在赣南、粤北、闽西

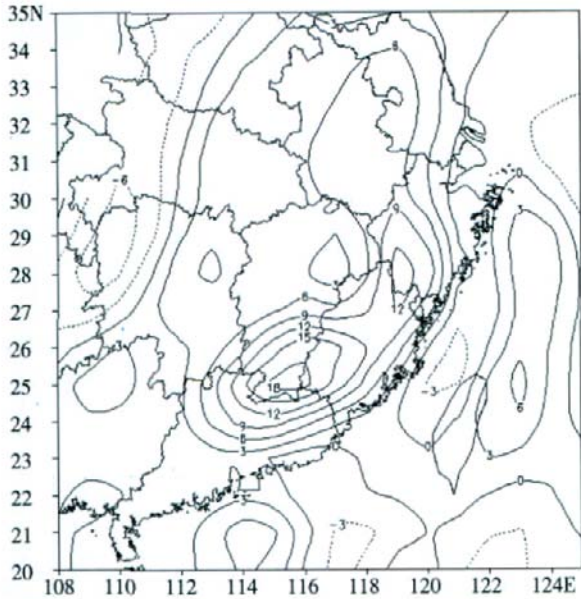


图 7 2006 年 7 月 15 日 08 时 850 hPa 涡度( $10^{-5} s^{-1}$ )场

南和广西东部等地仅造成一般性大暴雨天气。有意思的是在湘东南强降水的主要时段(图 8), 强降水带恰好位于东北-西南走向的罗霄山脉西侧, 暴雨带与该山脉几近平行, 且其中最大降水中心又恰好位于山脉最高段的西侧。这里, 试图从地形影响分析湘东南特强降水的原因。

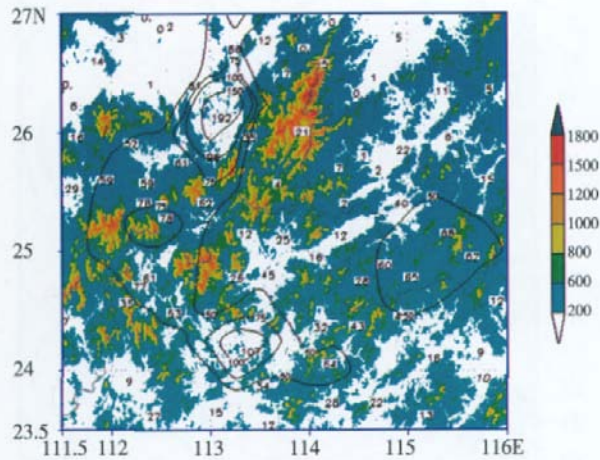


图 8 2006 年 7 月 15 日 08~14 时 6 h 降水分布(阴影为地形高度)

### 4 山脉对气流的阻滞作用

#### 4.1 地形阻滞作用的理论推算

Pierrhumbert 等<sup>[9]</sup>的研究认为, 山的高度( $h_m$ )、基本风速( $U$ )、层结稳定度( $N$ )三个参数组合的 Froude 数( $F_r = Nh_m/U$ )决定着山脉阻挡作用的强弱。山愈高, 气流愈不易翻越; 气流的基本风速、动量愈大, 气流愈容易翻越, 反之易受阻; 层结愈稳定, 气流爬山时所受负浮力的抑制愈强, 愈容易受到滞阻。在山体较窄(中尺度山脉如罗霄山)的情形下, 气流遇到山脉被迫上升, 所能达到的高度量级为  $U/N$ 。如果山体足够宽, 气流越山

过程中有充分的时间受到地转偏向力的影响, 则由于能量频散和风场-气压场之间的调整, 迎山冲击高度的量级为 Rossby 变形深度  $D=fL/N$ , 山高与之比为  $h_m/D=h_mN/fL=F_rR_0$ 。这两种情形的分界大致在  $R_0=1$  附近。如果  $f, N$  取为常数, 则在山体窄的情况下, 山的高度起决定作用; 山体宽的情况下, 山的坡度起决定作用。

图 9 是引用 Pierrhumbert<sup>[9]</sup>的数值分析在  $R_0=2, F_r=2.5$  情形下山脉上游地面无量纲风速( $u/U$ )随时间和随上游距离的变化。从图 9 中可见, 气流首先在山麓附近逐渐减速, 当时间接近  $U/L$  时, 完全停滞( $u/U$  进入图中黑色区), 减速范围和“死水”范围随时间向上游伸展。这种阻滞区向上游的扩展称为回涌(Surge)。在一个惯性周期之后, 阻滞现象收缩到山脉附近。风速之后随时间还有变化, 但在考虑山脉对强对流暴雨的触发作用时, 在无量纲时间为 1.5~2 的阶段情况是最重要的。

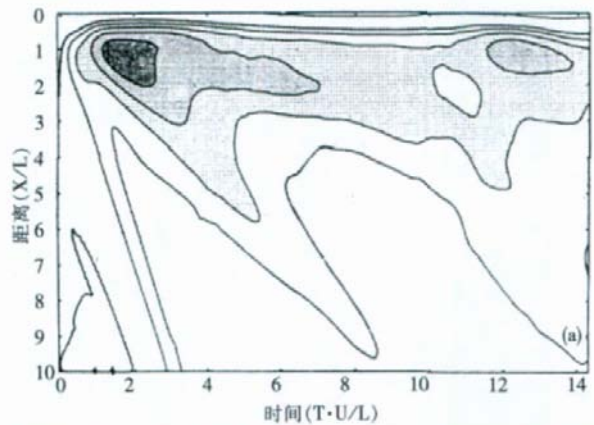


图 9  $R_0=2, F_r=2.5$  情形下山脉上游地面风的时空变化(纵坐标为山脉上游与山顶的无量纲距离, 横坐标为无量纲时间, 等值线间隔 0.25)曲线为  $x$  方向(正交山脉方向)相对风速等值线, 黑色区域为静风区( $u=0$ )

湘东南东邻东北-西南向的罗霄山脉, 其山脉主体海拔高度多在 1 000 m 以上。在没有大“缺口”的地方, 山的屏障作用主要决定于“脊带”的高度。湘东南的南面是南岭, 由于南岭山脉在海拔 800 m 的地方很不连续, 大的“缺口”较多, 这里不考虑南岭的地形作用。若用“包络地形”概念来估计, 罗霄山高度约为 1 000~1 600 m, 即因地形阻挡气流的最高脊带高度在 850 hPa 左右。该山体宽度大约 50 km, 平均而言这里取地形高度  $h_m=1200$  m, 由于湘东南近地面层约 970 hPa 左右, 分析层次取 970~850 hPa。由 15 日 08 时湘东南郴州站探空观测资料可知, 972 hPa,  $U=5 m \cdot s^{-1}$ , 风向  $315^\circ$ ; 925 hPa,  $U=16 m \cdot s^{-1}$ , 风向  $330^\circ$ ; 这里选取离地面最近的层次 950 hPa 来计算, 由 972 hPa 和 925 hPa 风速值并参考 NCEP 再分析资料估算 950 hPa 的  $U=8 m \cdot s^{-1}$ , 风向大约  $323^\circ$ ; 罗霄山脉走向和该风向交角大约  $58^\circ$ ; 故垂直罗霄山方向的风分量约

$6.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 970-850 hPa层结稳定度  $N=\sqrt{(g/\theta)(\partial\theta/\partial z)}$   
 $=1.35\times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ , 同样计算 925-850 hPa的  $N=1.38\times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  
 可见两者数值比较接近。因此, 可以将从地面到 850  
 hPa之间层结稳定度看作是均匀的。这样计算得到  $F_r=$   
 $Nh_m/U=2.44$ ,  $R_0=U/fL=2.16$  ( $=25.48$ )。

气流遇到山脉被迫抬升, 所能达到的高度量级为  
 $U/N$ 。计算湘东南代表站郴州 15日 08时近地面 950  
 hPa上气流爬升的高度约 503 m; 925 hPa上气流能  
 爬升的高度为 869 m, 925 hPa离海平面大约是 630 m,  
 这样在 925 hPa上的气流上升最大海拔高度大约  
 1499 m, 比罗宵山主体山脊 1600 m高度低 100 m左  
 右, 也就是说低于半山坡的气流基本上不能越过罗宵  
 山, 从 925 hPa上风场(图略)看湘东南的风速大都比  
 郴州站略小一些, 所以罗宵山山脉对湘东南的越山气  
 流阻滞作用显著, 使得在 925 hPa层以下的气流回涌  
 至离山一定距离处辐合上升, 在山前不断发展成中小  
 尺度系统引发强降水的发生发展。

## 5.2 结果分析

从 7月 15日 08时 925 hPa流场和地形分布图  
 上(图 10)可见, 在湘东南有很明显的一致的西北气流  
 与罗宵山脉相交(从郴州站探空记录可知, 08时 925  
 hPa风向  $330^\circ$ ; 与罗宵山交角接近  $60^\circ$ ), 湘东南气流风  
 速在  $10\sim 12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间, 风速从南到北递增。可见, 湘  
 东南气流的大小和风向与郴州的观测值大致相同, 由  
 单站观测资料计算的  $F_r$ ,  $R_0$ 能代表整个湘东南地区,  
 所以湘东南地区近地面层风速的变化比较接近图 9  
 的情形。在离山脉宽度为 1-2 无因次距离处, 即距罗  
 宵山 25-100 km之间(对应湘东南永兴、资兴、郴州、  
 桂阳一带), 也是特大暴雨集中区域, 是气流受阻减速  
 程度最大的区间, 到无因次时间为 1.5, 相当于 4.5 h  
 左右, 与 Pierrhumbert<sup>[7]</sup>研究得出的在各种情形下  $t\sim 1/f$   
 4 h阻滞作用最强时间相当, 地面最强辐合区出现在  
 距山顶  $2L\sim 3L$ 处, 即在离山脚不远的地方, 也就是湘  
 东南特大暴雨区的西侧。

在 14日 20时, 湘东南低层是偏西风, 风速很小,  
 各站 925 hPa风速均小于  $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。计算此时郴州站  
 950 hPa的 Froude 数  $F_r$  为 9.4, Rossby 数  $R_0$  为 0.54,  
 $N=1.34\times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $N$ 值和 15日 08时的接近, 由于基本  
 气流值小, 山脉对上游气流的阻滞更强。在这种情况下,  
 初期较强的阻滞作用只能达到离山麓不远的地方, 并  
 在一个短的周期内向山麓收缩, 随后其阻滞程度大大  
 减弱, 进入准定常状态<sup>[9]</sup>。故在台风环流开始影响  
 湘东南时, 山脉上游的回涌现象维持时间很短, 只出  
 现在山麓附近, 湘东南降水虽从 14日 20时以后开  
 始, 但强度不大, 随着热带低压西进, 环流加强, 罗宵

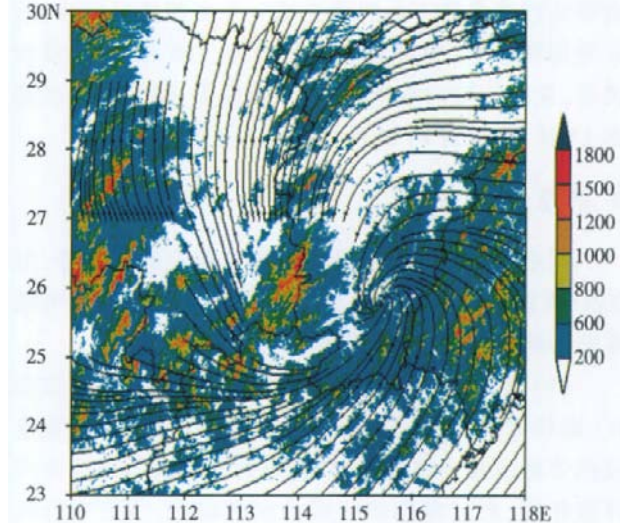


图 10 2006年7月15日08时925 hPa流场

山对湘东南降水的影响也越来越强, 到 15日上午最  
 显著(图 8)。

## 5.3 卫星云图和雷达回波分析

从 7月 15日 10时 FY2C 红外卫星云图上可见  
 (图略), 在湘东南西侧云带内有新生小对流云团出现,  
 此后云团迅速组织发展并略向东北移动, 在 2.5 h后  
 加强成两个相连的中 对流云团, 云团宽大约 60  
 km, 南北方向与罗宵山山脉主体几乎平行(图 11); 该  
 云团距离罗宵山西侧大约 100 km左右, 维持 4 h后  
 减弱消散。中尺度对流云团的新生反映了山脉对过  
 山气流的阻滞, 促使回涌气流在迎风坡山前一定距  
 离处辐合上升产生新的扰动, 在水汽条件有利的情形  
 下, 促使强降水发生。

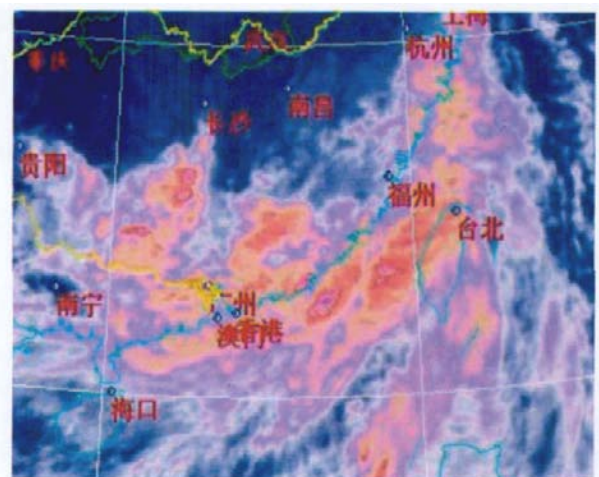


图 11 2006年7月15日13时红外卫星云图

在雷达回波图上(图略), 从 15日 09时 01分到  
 14时共有 5次小的回波带活动, 其生消时间在 40  
 min到 1.5 h之间, 其中在 10:03-11:36回波带维持时  
 间最长。9:01-14:00时这段时间该回波带上相继有  
 新生强回波向 SSW方向移动, 即沿背景气流移动, 先是

由带状回波维持 1 h 后演变成一个大的块状回波,后又变得稍松散,整体回波强度均匀,“降水回波”移动缓慢,在郴州境内维持时间长、强度大,促使了湘东南在 15 日 08 时到 14 时特大暴雨的发生(如图 8)。

## 5 结论

利用 NCEP 再分析日资料和常规观测资料等,对 2006 年第 4 号强热带风暴“碧利斯”登陆后造成内陆暴雨特别是湘东南特大暴雨的成因进行了分析。

(1) “碧利斯”登陆减弱为热带低压后,受大陆高压、副热带高压和南部低纬赤道高压环流包围,致使该热带低压移动缓慢;热带低压外围环流与印度季风环流相通,形成深厚而旺盛的水汽输送,为登陆台风持续大范围大暴雨的发生发展提供了丰沛的水汽。华南大范围暴雨带与低气压南部的一条切变—槽以及从低压西侧卷入的干、湿两股气流间形成的“湿度锋区”有关。

(2) 由罗霄山脉平均高度、迎风坡前平地温度层结、气流速度,根据 Pierrhumbert 等的理论推算发现,地形强迫上升及对暴雨的触发主要不在山坡上,而是在迎风坡上游平原地区(即湘东南),实况与理论估算和推断结果一致,造成气流在湘东南平地辐合上升,它的触发作用成为湘东南尺度较小而强度特大的一条 NNE—SSW 向特大暴雨发生的重要原因。

由于资料时空密度有限,从观测资料上难以分析出湘东南平地辐合上升小尺度系统的物理特征,只能从雷达回波和卫星云图看到回波与云团的活动。对于过山气流的上游效应,还需通过精细的数值模拟来作进一步的研究。

## 参考文献:

- [1] 彭乃志,傅抱璞,于强,等.我国地形与暴雨的若干气候统计分析[J].气象科学,1995,15(3):288-292.
- [2] 曹钢锋,张善君,朱官忠,等.山东天气分析与预报[M].北京:气象出版社,1988.
- [3] 庞茂鑫,斯公望.我国东南部地形对降水量分布的气候影响[J].热带气象学报,1993,9(1):370-374.
- [4] 胡伯威.1982年6月19-20日江汉平原特大暴雨[J].湖北气象,1983(4):17-19.
- [5] 钮学新,董加斌,杜惠良.华东地区台风降水及影响降水因素的气候分析[J].应用气象学报,2005,16(3):402-407.
- [6] 胡伯威.中尺度地形对大气铅直运动和强降水的影响[C]//武汉区域气象中心.暴雨·灾害.北京:气象出版社,2000:8-23.
- [7] Pierrhumbert R T. Linear results on the barrier effects of mesoscale mountains [J]. J Atmos Sci, 1984,41:1345-1367.
- [8] Pierrhumbert R T, Yman B W. Upstream effects of mesoscale mountains [J]. J Atmos Sci, 1985,42:977-1003.
- [9] Tuleya R E, Bender M A, Kurihara Y. A simulation study of the landfall of tropical cyclones using a movable nested mesh-mode1 [J]. Mon Wea Rev, 1984,112:124-138.
- [10] Bender M A, Tuleya R E, Kurihara Y. A numerical study of the effect of amountain range on a landfall tropical cyclone [J]. Mon Wea Rev, 1985,113:567-582.
- [11] 解以扬,徐祥德.登陆台风暴雨地形增幅的数值试验[J].南京气象学院学报,1993,16(4):451-456.
- [12] 郑庆林,吴军.地形对 9216 号台风暴雨增幅影响的数值研究[J].南京气象学院学报,1996,19(1):8-17.
- [13] 张可欣,邵庆国,裴洪芹,等.鲁中山区地形对一次台风暴雨影响的数值试验[J].山东气象,2006,26(1):18-21.
- [14] 吴启树,沈桐立,李双锦.影响福建沿海的 0010 号“碧利斯”台风暴雨的地形敏感性试验[J].台湾海峡,2005,24(2):236-242.
- [15] 胡伯威.梅雨锋上 MCS 的发展、传播以及与低层“湿度锋”相关联的“CISK”惯性重力波[J].大气科学,2005,29(6):845-853.

## The Effect of Terrain on Landing Typhoon 0604 Bilis

WANG Xiao-fang, HU Bo-wei

(Wuhan Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074)

Abstract: Used NCEP reanalysis data and observations, the causes of rainstorm occurred in inland area, particular in the southeast of Hunan by the landing Typhoon 0604 Bilis was analysed. The results shows that, in the circulation condition of landing Tropical Cyclone, the heavy rain in South China is related to the shear-trough at the south side of the cyclonic circulation and the “moisture frontal zone” between a dry stream and a wet stream immixed from the west of low press area. But the heavy rain in the southeast of Hunan is immediately related to the terrain of Luoxiaoshan mountain range. The terrain-forced ascending motion and its triggering heavy rain don't occurred on the hillside but the plain, which is the upstream zone of the airflow over the windward mountain slope. This fact can be well explained with Pierrhumbert's theorem.

Key words: Landing typhoon; Terrain; Heavy rain