

强台风黑格比的路径和降水诊断分析

杨昌贤 陈 红 郭冬艳 李云艳

(海南省气象台,海口 570203)

提 要: 利用 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 NCEP 全球再分析资料和常规气象要素、中尺度自动站、地面加密探测和多普勒雷达等资料,综合分析环流背景对强台风黑格比的路径和降水变化的影响,并对黑格比影响过程的物理量特征进行诊断分析。结果表明:(1) 台风路径稳定西北偏西行的主要原因是 500hPa 副高为带状分布,副高南侧边缘偏东和东南引导气流加强,台风北侧最大东风风速与南侧的最大西风风速之差增大;(2) 多普勒雷达基本反射率分析发现对流单体回波在雨带的上游(海上)发展,移动到下游(陆地)迅速减弱;空中垂直液态含水量对于台风降水的演变趋势、降水量估测和降水落区有较好的指示意义。在台风暴雨系统中垂直累积液态含水量产品,由于液态含水量的密实程度不同,降水效率差异极大,有时可使降水量的差异达到 2.5 倍甚至更大;多普勒雷达产品 1 小时降水量与实际降水落区和降水量有较好的一致性,而降水落区的表现最好。1 小时降水量产品与雷达反射率以及空中垂直液态含水量产品有着很好的对应关系。(3)“黑格比”在西北偏西移动过程中其垂直运动、涡度、水汽通量散度等各物理量场均表现出有利于降水加大的特征。

关键词: 强台风 路径 降水 诊断分析

Diagnostic Analysis on the Track and Precipitation of Strong Typhoon Hagupit

Yang Changxian Chen Hong Guo Dongyan Li Yunyan

(Meteorological Observatory of Hainan Province, Haikou 570203)

Abstract: Based on $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ NCEP reanalysis data of 2008, conventional meteorological data, automatic station data, surface intensive observations and Doppler radar echo, the influences of circulation background on the track and precipitation of strong typhoon Hagupit are synthetically analyzed, and the physical characteristics are also diagnostic analyzed. The results are as follows: (1) The main reason why typhoon move west-northwest steadily is that on 500hPa level, the zonalsubtropical high on the north strengthens the east flow and rear south-east flow, and the differences between maximum east wind on the north and maximum west

wind on the south increase; (2) Analysis of Doppler radar base reflectivity products shows that the convective echo in rain belt develops on the upstream sea, but quickly weakens when it moves downstream towards to the land. The vertical integrated liquid water (VIL) is a good indicator to the estimate of precipitation both on amount and area. In the typhoon rainfall system, the different density of liquid water in cloud can make big difference in precipitation with same VIL, sometimes the difference may reach 2.5 times or more. Doppler radar product OHP (one hour precipitation) is consistent with actual precipitation area and amount very well, especially with precipitation area, and OHP has a good corresponding relationship with both R and VIL products; (3) Physical characteristics, such as vertical motion, vorticity and water vapor flux divergence, all are in favor of precipitation increase when "Hagupit" moves west-northwest.

Key Words: strong typhoon track precipitation diagnosis

引言

登陆台风是近年来研究最多的课题之一。台风登陆是台风进入海陆气相互作用的重要转折点,其结构、强度、路径、风雨等受到陆面影响而产生急剧变化,也是台风灾害集中发生阶段。陈联寿等^[1]、李英等^[2]从能量转换、水汽输送、中纬度斜压锋区和环境风场的变化等方面研究了登陆后热带气旋的维持机制;许爱华等^[3]对台风云娜登陆后的路径和降水进行诊断分析,认为台风云娜登陆后路径和降水的变化受到了副高、下垫面、冷空气等多种因素影响;于玉斌等^[4]分析了近海热带气旋的突然增强和突然减弱,指出了热带气旋的强度变化与副热带高压和南亚高压变化的关系,台风在减弱时刻,台风中心附近的风速基本上呈对称分布;梁建茵等^[5]分析了热带气旋黄蜂在登陆过程中的对流云带、降水、路径和温湿结构等方面的变化。近年来,在针对台风暴雨的物理量诊断方面我国学者也积累了大量成果^[6-8]。

1960年代以来,人们开始应用多普勒雷达对台风进行探测,多普勒天气雷达具有径向测风能力,因此可用来对台风进行客观定位、跟踪与预报^[9],近年来有很多人就此做了大量工作。陈子通等^[10]通过探测信息研究台风尤特眼区结构变化的特征,发现其眼

区及邻近地区多处存在着最长可达150km左右的较强直线回波带,该回波带上嵌有多个强回波单体,研究表明这与台风内区涡旋结构的变异有关;张沛源等^[11]提出了“逆风区”的概念,发现它是中尺度辐散辐合共轭系统风场在多普勒速度场上的表现,可以作为多普勒速度图上的暴雨判据;蔡晓云等^[12]也认为近距离逆风区可成为暴雨短时预报的一个有参考价值的判据;帅方红等^[13]利用多普勒速度图对台风暴雨进行了分析,发现低层切变线侵入高能区、切变线上生成的边界层气旋和低空西南气流的脉动均可造成台风暴雨。本文通过分析强台风黑格比的背景环流场、多普勒雷达特征以及物理量场特征,初步探讨了“黑格比”的路径演变以及强降水过程发生、发展和减弱的动力学机制。

1 资料来源和研究方法

1.1 资料来源

分析资料采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的NCEP全球再分析资料、常规气象要素、海南省中尺度自动站资料、地面加密探测资料和多普勒雷达产品等;灾情数据来自海南省三防办。

1.2 水汽通量散度计算方法

水汽主要集中在对流层中下层,而低层辐合、高层辐散则使水汽向上输送。水汽通

量散度表达式:

$$D = \nabla \cdot (\rho g v) = \left[\frac{\partial}{\partial x} (\rho g u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho g v) \right]$$

当水平输送进该地区的水汽,大于水平输送出该地区的水汽,则水汽辐合,有利于降水。因为水汽主要集中在对流层中层500hPa以下,而水汽只有通过低层辐合、上升凝结才能产生降水。因此,选取500hPa与850hPa之间的水汽通量散度之差,称为水汽通量相对散度 $D_{500} - D_{850}$ ^[14-15]。

2 强台风黑格比概况

0814号强台风黑格比,于9月19日在菲律宾东部洋面生成,生成时中心风力8级,生成后向西北偏西方向移动,22日下午17时加强为强台风。加强后继续向西北偏西方向移动,22日23时经巴士海峡进入南海北部海面,并于24日早晨6时45分在广东电白市沿海地区登陆,登陆时中心风力15级,中心风速 $48\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,中心气压950hPa,登陆后继续向偏西方向移动,24日下午进入广西北海市境内,25日早晨移入越南境内后消失。

受“黑格比”影响,广东省6个市县共71个乡镇29.22万人受灾,倒塌房屋78间,直接经济总损失0.5249亿元。

3 强台风黑格比的移动路径

台风路径的预报是目前台风预报的难点,其路径的偏折或摆动又直接影响台风登陆后的风雨分布。朱乾根等^[16]指出影响台风移动主要决定于大型气压场。本文从以下几个方面对“黑格比”路径变化的不同阶段做综合分析。

3.1 200hPa 形势场特征

从200hPa高度场上分析,在副热带高压南侧偏东气流引导下,“黑格比”生成后一直稳定向西北偏西方向移动,于22日夜间接过巴士海峡进入南海北部海面,之后仍继续

向西北方向移动。由图1可见,24日02时“黑格比”北侧为强大的副热带高压带,中心强度达到1252dgpm,西脊点西伸至 102°E 附近,脊线在 27°N 附近,轴向呈E—W走向,同时由于副热带高压向南扩展,副高边缘的东南气流有利于台风中心继续向西北偏西方向移动。24日早晨“黑格比”登陆后,中心北侧的高压带强度和面积有所减小。由此可见,200hPa上强大的副热带高压南侧偏东气流及后期东南气流是引导“黑格比”向西北偏西方向移动的主要原因。

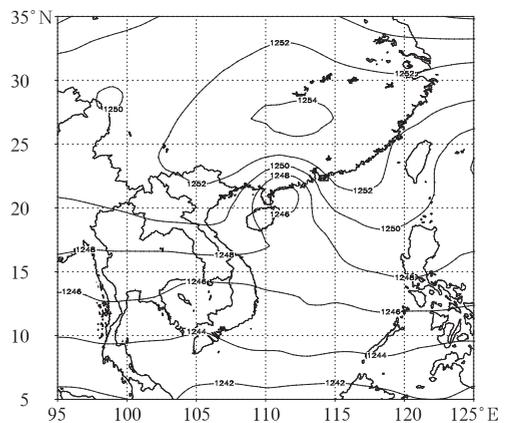


图1 2008年9月24日02时200hPa高度场

3.2 500hPa 的引导气流分析

从500hPa高度场分析,“黑格比”进入南海到登陆减弱这段时间内,其北侧为一强大的副热带高压带,呈纬向带状分布,“黑格比”在向西北偏西方向移动时,副高的面积和强度越来越大,9月23日08时,西脊点西伸至 102°E 附近,14时,副热带高压的强度明显加强,西脊点西伸至 98°E 附近。另外受西风低槽东移的影响,副高脊线南落到 27°N 附近,“黑格比”逐渐受副高边缘东南气流引导得以继续向西北偏西方向移动(图2)。随着“黑格比”逐渐靠近沿海陆地至登陆,副高也逐渐减弱东退,副高的面积和强度也越来越小。由此可见:由于副热带高压的加强,西风低槽东移使副高脊线南落,并在 $25\sim 30^\circ\text{N}$ 形成带状分布,前期副高南侧偏东引导气流以及后期东南侧的东南引导气流,使得台风

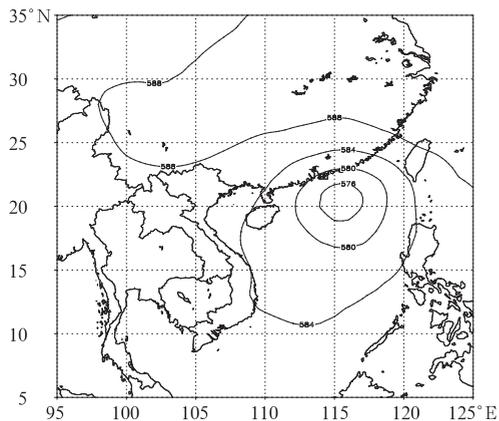


图 2 2008 年 9 月 23 日 14 时 500hPa 高度场

向西北偏西方向移动。

从 500hPa 风场分析,“黑格比”受副热带高压南侧强劲的偏东气流引导,向西北偏西方向移动,9 月 23 日 08 时 500hPa 风速达到 $28\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,在中心西北偏西移动过程中,中心北侧的偏东风速增大到 $35\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 3)。中心附近的风速表现出明显的不对称结构,第一、第二象限风速大,而第三、第四象限的风速较小。后期随着“黑格比”的西北偏西移动,第四象限的风速也逐渐加大,“黑格比”登陆后中心风力减弱,风速减小,中心附近的风速呈对称结构分布。

经研究^[3]发现台风中心外围 300~500km 之间气流变化能够间接地说明台风受气压系统(尤其是副高)影响,而且可以量化。本文通过分析 500hPa 台风中心 u 、 v 分

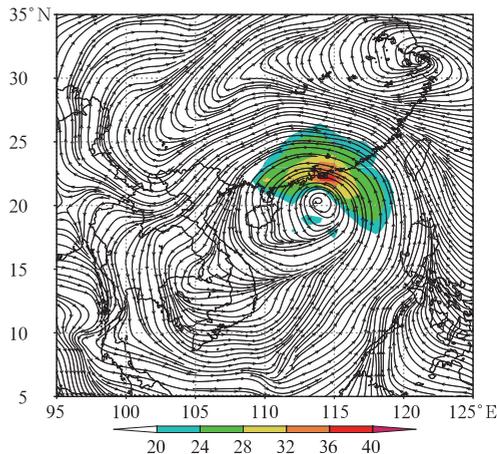


图 3 2008 年 9 月 23 日 20 时 500hPa 风场
(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

量值,发现它们的相对大小的变化对台风移动有较好的预示性。由图 4 可见:登陆前 12 小时在台风中心周围 300~500km 范围内,台风北侧最大东风分量和南侧最大西风分量的绝对值差(以下简称 u 分量差)增大,台风东侧最大南风分量和西侧最大北风分量的绝对值差(也就是 v 分量差)也有所增大,可以看出,特别是 u 分量差与台风加速和西北偏西行之间有很好的对应关系。23 日 02—20 时台风北侧最大东风从 $26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增加到 $36\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, u 分量差也从 $11\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 也增到 $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,台风稳定向西北偏西移动;而 23 日 20 时至 24 日 08 时 u 分量差从 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 减小到 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,台风逐渐向陆地靠近并登陆,速度有所减慢;24 日 20 时,引导气流减弱,

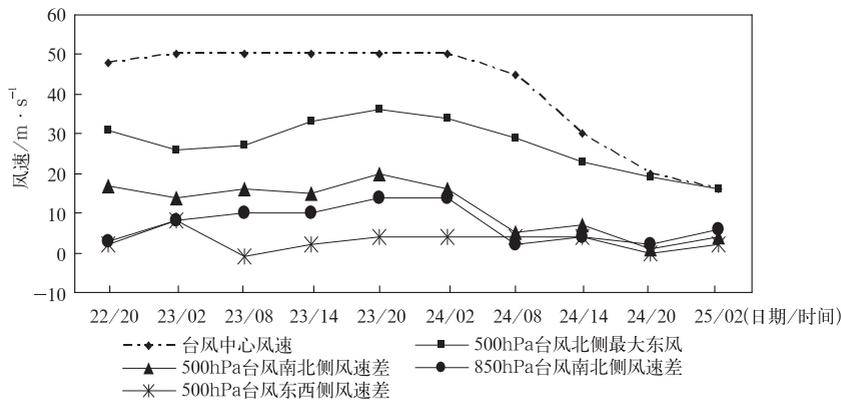


图 4 2008 年 9 月 22 日 20 时—25 日 02 时台风北侧最大东风及风速差
(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

“黑格比”北侧偏东风逐渐减小到 $19\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, u 分量差也减小到 $4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, “黑格比”西移速度继续减慢。从理论上可以把这种关系解释为: 台风逐渐靠近副热带高压, 在带状分布的副高稳定维持的情况下, 台风和副高之间的气压梯度加大, 偏东引导气流加强, 导致台风加速并在登陆后折向西行, 随后受下垫面摩擦、副高减弱等因素的影响, 台风西行速度减慢。

3.3 850hPa 风场演变

从 850hPa 风场演变看, 22 日 23 时“黑格比”进入南海后, 23 日 02 时强风速中心主要在第一、二象限, 最大风速达到 $28\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 此后随着中心的移动, 第一和第四象限的风速逐渐增大, 即偏东气流和东南气流加强(图略)。23 日 20 时随着副热带高压的加强, 偏东气流风速明显增大(图 5), 风速增大到 $36\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右, 强风速区主要集中在第一和第二象限, 引导“黑格比”中心西北偏西方向移动, 与“黑格比”前期的移动路径基本上是一致的; 24 日 02 时, 中心后部的东南气流加强, 风速增大到 $28\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右, 迫使“黑格比”中心略有向西北翘后转向西北方向移动, 同“黑格比”23 日 23 时至 24 日 02 时的移动路径相对应; 24 日早晨 6 时 45 分, “黑格比”

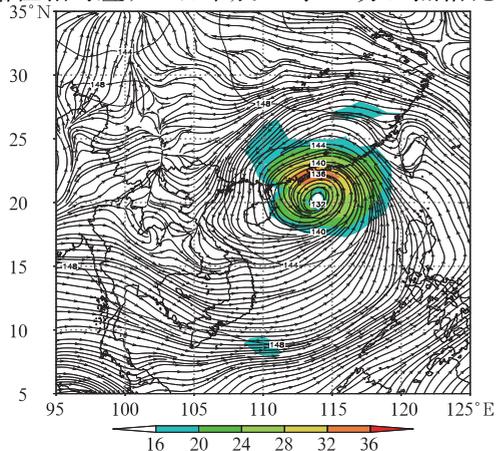


图 5 2008 年 9 月 23 日 20 时 850hPa 风场
(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

在广东西部沿海地区登陆, 登陆后中心风力逐渐减弱, 中心附近风速趋于对称分布结构。

以上分析表明, “黑格比”主要受到副热带高压南侧强劲的偏东气流引导, 移动路径始终维持西北偏西方向, 而且副热带高压的稳定也有利于台风中心强度的维持; 中心附近风速的不对称结构也有利于移动路径的趋向性, 后期副高边缘的东南引导气流加强, 有利于中心的西北翘, 同时第四象限的风速增大、第三象限风速较小, 也有利于中心向西北偏西方向移动; 台风中心附近风速呈对称分布的结构表明台风中心的减弱。另外, 由图 4 可见, 850hPa 台风中心南北两侧 u 分量值相对大小的变化与 500hPa 的 u 分量值变化一致, 对台风的移动也有较好的预示性。

4 强台风降水分析

受强台风黑格比影响, 23 日 19 时至 25 日 08 时, 海南岛除东南部地区以外, 大部地区普降暴雨到大暴雨, 其中北部局部地区出现特大暴雨。

4.1 中尺度气象站资料分析

从全省中尺度气象站监测资料来看, 海南岛自东北向西南降水逐渐增大, 强降水中心带呈东南—西北走向, 逐时从东北向西南有序递进。当强降水中心带于 24 日 05 时达到海南岛西南部的东方、乐东一带时, 位于北部的海口地区又重新出现新的降水中心带(图略)。24 日 06 时 45 分“黑格比”登陆后至 25 日 08 时, 强降水中心的分布比较凌乱, 但总体上, 仍主要分布在海南岛北部和西部以及中部山区的部分地区。过程强降水主要集中在 23 日 22 时至 24 日 11 时段内, 1 小时降水量达 50mm 的自动站有 53 个, 其中降水强度最大的时段有三个, 分别为: 23 日 23—24 时、24 日 04—05 时和 24 日 08—09 时, 三个时段内 1 小时降水量超过 50mm 的

自动站有 21 个,超过 100mm 的有 6 个。整个过程降水全省共有 141 个中尺度气象站雨量大于 50mm,90 个乡镇大于 100mm,6 个乡镇达到 250mm 以上的特大暴雨,最大为临高调楼镇 357.4mm。

4.2 雷达资料分析

4.2.1 基本反射率资料分析

从雷达基本反射率因子图上可以看到,这次过程是混合云降水,降水区上始终覆盖着大面积的层状云回波。

由海口雷达观测的“黑格比” 0.5° 仰角反射率因子回波时间演变图显示,23 日 17 时 24 分(图 6a,见彩页),台风中心位于海口雷达偏东方大约 480km 的海面上,此时可观测到台风眼西侧的眼壁清晰,有明显弯曲弧度,眼壁外围有多条螺旋雨带,其中在台风中心西侧约 167km 左右处,存在一条东南—西北走向的外围雨带,宽约 30km,长度约 400km,其回波强度较强,最强回波达 50dBz,雨带结构紧密,由多个对流单体组成,表明雨带处于发展阶段;此后,雨带继续随台风走向往西北偏西方向移动,在移动过程中,雨带内侧不断有新的对流单体产生并往下风方向移动,雨带内侧对流进一步加强,强回波最大值达到 53dBz;至 23 日 19 时左右,雨带西侧的外围云系开始逐渐覆盖海南岛,海南岛东北部地区开始有降水出现,但此时雨带回波强度有所减弱,对流回波面积减小,层状云回波范围增加;19 时 46 分(图 6b,见彩页),在雨带内侧不断有新的雨带形成,走向呈东南—西北向,强度为 40dBz 左右,新生雨带回波不断加强,中心强度值达 50dBz;19 时 50 分左右,雨带的较强中心已经在海南岛东北部上空,强度约 40~50dBz,回波顶高度约 11~12km,海南岛的降水强度逐渐加强,与自动站降水分布一致。Barnes 等^[17]针对雨带中个别对流单体进行双多普勒分析,发现对流单体生成于雨带上游,在往下风处移动后逐渐消散,因此雨带上游的对流回

波强于下游。本文中雨带则是随台风由海洋往陆地上运动,从回波演变也揭示雨带内对流回波在海面上(上游)发展,移动到陆地上(下游)迅速减弱,因此陆地上水汽通量减少可能是雨带内对流单体减弱一个重要原因。

分析三个强降水时段的回波发现,23 时 03 分,雨带呈东南—西北向,强对流单体在海口偏东南方约 15km 处,中心强度 53dBz(图 7a,见彩页),而最高回波顶高在海口偏南方约 27km 处,回波顶高 13km,此时风场显示高层吹北到西北风;随后,强回波单体逐渐向偏南方移动,对流单体面积不断加大,强度维持,回波顶高不断上升,顶高在达到 16km 左右后,持续大约 20 分钟,而此时在海口西南方又有新的对流单体组成,回波顶高也达 16km,到 24 日 00 时 06 分,对流单体强度减弱,高度下降,降水强度减弱。

此后风场显示高层吹西北风,雨带从海南岛西部海面向东南方向移动,逐渐向位于海南岛西部的东方一带靠近。24 日 04 时 01 分(图 7b,见彩页),一条强降雨带在海口西南方约 170km 左右,也就是在东方境内,对流单体明显,强度 50dBz,回波顶高 17km,对流单体位置少动,随后强度略有减弱,回波顶高也有些下降;04 时 37 分回波顶高上升到 18km,且对流强度增强、范围扩大,回波强度增强到 53dBz(图 7c,见彩页);05 时 02 分,强度和范围减弱,回波顶高也逐渐下降。

24 日 08—09 时,是第三个强降水时段。08 时 02 分,在海口偏西方约 75km 的海面上,有一个强对流单体,中心强度 53dBz,顶高约 10km。由于风场为西到西北风,对流单体逐渐向海南岛陆地靠近,6 分钟后,强对流单体已经接近海南岛陆地,后在海南岛陆地上空加强,回波顶高约 11km;08 时 27 分(图 7d,见彩页),对流单体强度加强到 53dBz,位置少动,基本维持在偏西方约 60~70km 处;09 时 10 分以后,强度才逐渐减弱。

由以上雷达反射率因子分析可见,强降水的出现与回波强度、回波顶高有较好的对

应关系,这也是造成强降水的直接原因。

4.2.2 垂直累积液态含水量(VIL)的演变特征

多普勒雷达探测台风中垂直累积液态含水量分布(VIL)对于台风降水的演变趋势、降水量估测和降水落区有较好的指示意义。在台风暴雨系统中垂直累积液态含水量(VIL)相同,但由于液态含水量的密实程度不同,降水效率差异极大,有时可使降水量的差异达到 2.5 倍甚至更大^[18],山区迎风坡雨量是平原雨量的 2~3 倍^[18]。

图 8(见彩页)为海口雷达站探测到三次强降水时段的台风垂直累积液态含水量(VIL)的分布情况。第一次强降水时段(23 日 23 时 03 分),VIL 最大值为 $28\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$,中心在海口东南方约 20km 处,随着台风中心的移动,空中垂直液态含水量向偏南方移动,强度也有新的变化,最高达 $38\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。表明该时段的云中累积含水量较大。另外台风云团内云水向雨水的转化效率高,加上台风螺旋雨带的水汽输送,使得云中累积含水量能够保持在一个比较稳定的水平上, $28\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上的强 VIL 值持续了 40 分钟,强降水时间长。该时段出现的“列车效应”十分明显,最大值覆盖区域的持续时间与该区域的降水量有关,VIL 最大值覆盖区域的持续时间长,因此所对应区域降水量也越大,最大值为 $125.8\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

第二强降水时段的 VIL 值也较大,基本维持在 $23\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,VIL 最大值高达 $33\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$,表明该时段的云中垂直累积液态含水量较大,强降水时间也很长。该时段同样存在有明显的“列车效应”,对应区域的降水量也很大,最大 1 小时降水达 131.6mm 。

第三强降水时段的 VIL 值较小,最强出现在 8 时 09 分,VIL 值为 $23\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$,大部分时间都是在 $23\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下。但由于该时段海南岛处于台风中心的南侧,西到西南低空气流源源不断地输送水汽,降水中心位于海岸线迎风坡附近,地形抬升作用明显,因

此同样也造成该区域出现强降水过程,最大降水为 $120.5\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

以上分析表明,台风螺旋雨带中垂直累积含水量(VIL)的变化特征主要表现在产生“列车效应”和地形的增幅作用造成明显的强降水。

4.2.3 1 小时降水产品(OHP)分析

多普勒雷达 1 小时降水量与实际降水落区和降水量有较好的一致性。图 9(见彩页)为 9 月 23 日海口雷达探测到的台风 1 小时降水量的分布情况。23 时 15 分探测结果表明,在雷达站东南方 0~30km 范围内有强降水,1 小时降水为 25~40mm,最大处有 40~45mm,与空中垂直液态含水量相对应;40 分钟后,降水强度增加到 $125.8\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$;此后螺旋雨带向西南方向移动,1 小时降水分布有明显的变化,24 日 00 时 31 分,OHP 产品结构松散,降水强度逐渐减弱;04 时 07 分,随着西南移动的雨带加强,在雷达站西南方 144~185km 的 1 小时降水量产品(OHP)结构变得紧密,强度逐渐加强,1 小时降水为 25~40mm,最大处有 40~45mm,表明该区域将有强降水产生,约 40 分钟后,降水强度增强到 $131.6\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$;第三强降水时段雷达产品 OHP 的变化与上述两个时段也很相似。

通过以上分析可见,多普勒雷达产品 1 小时降水量(OHP)与实际降水落区和降水量有较好的一致性,而降水落区的表现最好。同时,1 小时降水量(OHP)产品与雷达反射率(R)以及空中垂直液态含水量(VIL)有很好的对应关系。

4.2.4 强台风黑格比雨量与多普勒雷达产品风暴总雨量(STP)对比

朱龙彪等^[19]研究表明,在雷达有效探测距离内,STP 显示的约是平原地区雨量的 50%左右。本文利用海口雷达产品风暴总降水(STP)与“黑格比”实际雨量进行对比(如图 10,见彩页)。该图基本代表了海南省“黑格比”强台风过程的总雨量,由图所见,STP 的大雨量区域处在海南岛的北部地区,该地区的 STP 最大值为 139.7mm ,而位于北部

的临高测站测得实际降雨量为 301.2mm。经对比分析,STP 产品反演了该地实际雨量的 46%, STP 显示的暴雨范围比实际的暴雨范围略小。再将 STP 和海南部分市县测站雨量进行对比(表 1)可见,除文昌的反演较差外,STP 反演的雨量是各测站雨量的

40%以上,平均在 50%左右,其中定安最好,达到83.2%。经上述对比分析,在雷达有效探测距离内,STP 显示的值约是实测雨量的 50%左右,但由于部分回波失真等原因,STP 反演的雨量值参考意义不大。

表 1 海口雷达 STP 和海南部分测站雨量对比

站号	海口	临高	澄迈	定安	文昌	万宁	三亚	乐东	东方	昌江	儋州
实际雨量/mm	202.2	301.2	140.6	83.9	73.9	67.9	8.5	110.5	130.3	155.8	90.3
STP/mm	114.3	139.7	88.9	69.8	20.3	31.7	3.8	44.4	88.9	88.9	57.1
反演比例/%	56.5	46.4	63.2	83.2	27.5	46.7	44.7	40.2	68.2	57.1	63.2

4.3 物理量特征分析

4.3.1 水汽条件分析

水汽通量相对散度($D_{500-850}$)图上,23日20时(图略),正值强中心仍在海上,海南岛的东北角地区虽然也呈正值,但($D_{500-850}$)弱,此时地面降水不明显;到24日02时(图11a),全岛均呈现正值,($0\sim 8$) $\times 10^{-6} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ 的区域覆盖全岛, $6 \times 10^{-6} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ 所围的大值区域与暴雨区范围基本重合,都在海南岛的北部地区,而暴雨区也位于 $D_{500-850}$ 正值区内;24日08时(图11b), $D_{500-850}$ 的大值区域同样处在北部地区, $8 \times 10^{-6} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ 区域也基本与暴雨区域重合;24日14时(图略)后,海南岛基本处在弱的($D_{500-850}$)正值区中,降水强度逐渐减弱。水汽通量相对散度的这种分布特征表明,该暴雨区有很强的水汽堆积,而由于在对流层低层的水汽辐合远远大于在中层的辐合,因而在低层水汽的累积量要比高层更大,有利于水汽上升凝结,进而促进降水。

由850hPa水汽通量的分布图可见,强降水期间(23日20时至24日20时),海南岛东北部上空开始有($15\sim 20$) $\times 10^{-4} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$ 的水汽通量分布,水汽主要来自于强台风中心的后部的东南气流和北侧的偏东气流,强水汽通量中心主要集中在中

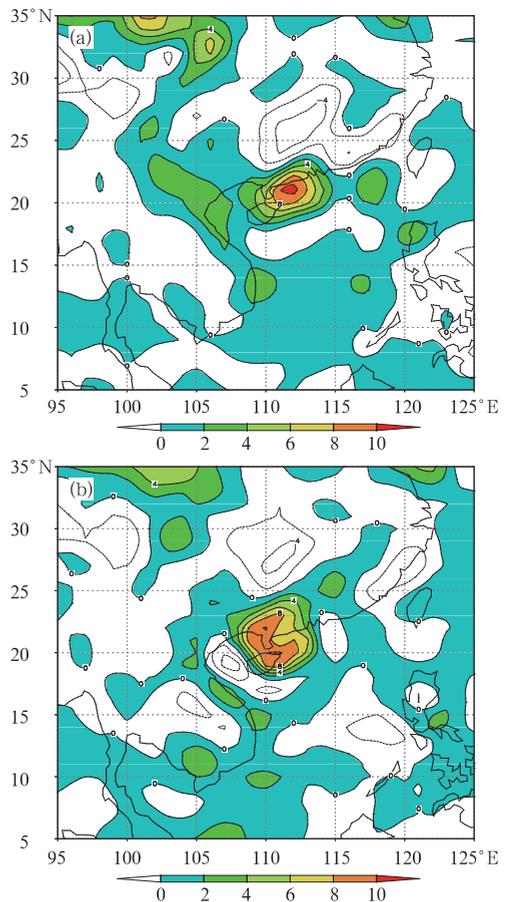


图 11 2008年9月24日02时(a)和08时(b)水汽通量相对散度($D_{500-850}$) (单位: $10^{-6} g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot hPa^{-1}$)

心北侧和东侧,海南岛只受到其外围的影响。随着台风中心的移动,水汽通量呈整体加强趋势,中心南侧的西南水汽通量逐渐加强,24

日 02 时影响海南岛的水汽通量也逐渐加强,其中海南岛东北部地区水汽通量中心也加强到 $(35 \sim 40) \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 24 日 08 时,随着台风中心的登陆,海南岛处于台风中心的南侧,来自中心南侧的西南气流加强,海南岛的水汽通量也加强,北半部地区的水汽通量在 $40 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以上(图 12), 14 时,影响海南岛的水汽通量强度逐渐减弱,范围也迅速减小,仅西北部地区有 $35 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 左右的水汽通量值; 20 时,水汽通量强度和范围呈整体减弱,降水过程基本上结束。

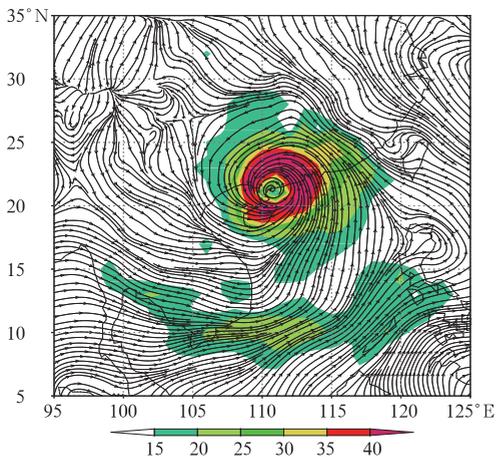


图 12 2008 年 9 月 24 日 08 时 850hPa 水汽通量分布
(单位: $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)

研究表明^[20],台风在海洋上眼区附近的一圈水汽含水量最大,特别是低层 850hPa 高度以下。从“黑格比”水汽通量散度的垂直分布图(图略)来看,有一支从地面向低层自东向西倾斜的强水汽输送带不断地向大陆移动,台风登陆时水汽带有所抬升,使得低层强烈的水汽输送能够得到加强,后期随着台风中心西移而强度减弱,高度下降。

4.3.2 垂直运动分析

垂直速度 ω 的垂直分布与散度的分布是相配合的,暴雨发生区的整个对流层场为上升运动。9 月 23 日 20 时至 24 日 20 时 500hPa 和 850hPa 垂直速度资料分析显示,除 23 日 20 时 850hPa 上海南岛处于辐散下

沉区外,其余时间都是处于辐合上升区中; 24 日 08 时(图略),北部地区 850hPa 的中心上升气流达 $80 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 500hPa 的中心气流为 $(80 \sim 100) \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 两层的最大上升区域基本重合。大范围上升运动区的出现和发展,对强降水的产生提供了动力机制,该最大上升运动区与北部的大暴雨中心相对应。

由垂直速度的垂直分布来看,“黑格比”在向西移动过程中维持了强且深厚的上升运动。23 日 20 时,强上升气流在台风中心偏西约 4~5 个纬距处,有两个上升中心,一个在 800hPa 附近,另外一个在 350hPa 附近,中心强度均为 $100 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。同时距中心 6 个纬距处有一支较强的下沉气流相伴,也就是在 110° E 附近,下沉中心在 800hPa 处,中心强度为 $100 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$;随着台风中心的西移, 110° E 附近上空的上升气流逐渐加强,上升中心升高。24 日 02 时,强上升气流中心处在台风中心上空 750hPa 附近,中心强度为 $180 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,海南岛的降水强度也加强。24 日 08 时(图 13),台风登陆后, 110° E 附近的上升速度进一步加强,上升中心处在 110° E 上空 800hPa 附近,中心强度为 $140 \times 10^{-1} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$; 14 时后,随着台风中心的西移, 110° E 附近只剩下微弱的上升气流。24 日 20 时,最

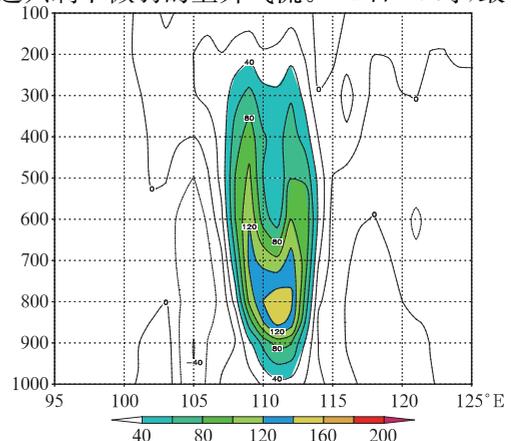


图 13 2008 年 9 月 24 日 08 时垂直速度的垂直分布 (单位: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

大上升气流进一步减弱,110°E附近为下沉气流所控制,强降水过程基本结束。

垂直运动分析表明,台风移动过程中高层700~500hPa上升运动明显得到加强,强烈的上升运动使降水强度得到加强。

4.3.3 涡度分析

强台风始终伴随着强的正涡度中心并朝离其最近的正涡度中心移动。在强降水期间,850hPa海南岛处在强台风正涡度中心外围区域中,北部地区出现 $120 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以上的正涡度值区(图14),强降水出现在该区域。24日14时,影响海南岛的最大正涡度减弱到 $90 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以下,而且正涡度影响范围也逐渐缩小,海南岛只剩西北部地区处在正涡度区域内,降水强度随之逐渐减弱。另

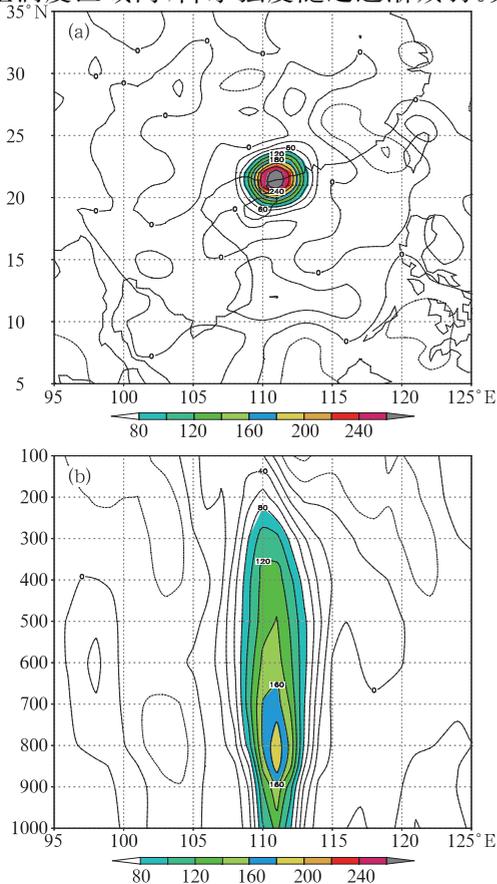


图14 2008年9月24日08时850hPa涡度分布(a)和涡度垂直分布(b)图
(单位: 10^{-6} s^{-1})

外,由涡度的垂直分布来看,在强降水期间,正涡度中心在台风中心附近,中心附近柱状正涡区从地面到高层,呈铅直分布,一直延伸到100hPa附近,最大正涡度中心在850~700hPa附近,中心强度为 $320 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。在110°E上空的正涡度随中心的移动逐渐加强,24日08时,强度增大到 $160 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以上,最大正涡度区处在850~750hPa附近(图14)。14时,110°E上空的正涡度区减弱到 $(80 \sim 100) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以下,而且正涡度中心抬升到600hPa以上。因此低空正涡度的存在是降水天气系统发生发展的重要因素之一,同时低空正涡度中心的存在有利于暴雨区上空形成强的上升运动,为暴雨的发生提供了所需的动力条件。

5 小结

(1) 台风移动的路径与200hPa上副热带高压的强度和面积以及经纬向的分布有关。在500hPa上,台风中心逐渐靠近副高,在带状副高稳定维持的情况下,台风和副高之间的气压梯度加大,偏东引导气流加强,导致台风加速并向西北偏西行。台风登陆前12小时500hPa台风北侧附近东风加大、台风北侧最大东风与南侧的最大西风绝对值差增大,是台风西北偏西行的主要原因之一。同时,第四象限的风速增大,加速了台风中心的西北行。500hPa高度上台风中心附近风速不对称分布也有利于台风增强或维持。

(2) 雷达反射率因子的强弱以及回波顶(ET)的高度是造成强降水的直接因素。垂直累积液态含水量的变化特征主要表现在产生“列车效应”和地形的增幅作用造成明显的强降水。多普勒雷达产品1小时降水量(OHP)与实际降水落区和降水量有较好的一致性,而降水落区的表现最好。1小时降水量(OHP)产品与雷达反射率以及空中垂直液态含水量(VIL)有着很好的相对应关系。在雷达有效探测距离内,海口雷达STP

反演的雨量是各测站雨量的 40%以上,平均在 50%左右。

(3) 暴雨强度的趋势与落区基本上能从水汽通量相对散度上反映出来,水汽通量相对散度越大,暴雨越强。海南岛强降水过程的产生主要是由于来自西南的水汽输送带加强。大范围上升运动区的出现和发展,为强降水的产生提供了动力机制;低空正涡度的存在是降水天气系统发生发展的重要因素之一。低空正涡度中心的存在有利于暴雨区上空形成强的上升运动,为暴雨发生提供了所需的动力条件。

参考文献

- [1] 陈联寿,罗哲贤,李英. 登陆热带气旋研究的进展[J]. 气象学报, 2004, 62(5): 541-548.
- [2] 李英,陈联寿,王继志. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征[J]. 气象学报, 2004, 62(2): 167-179.
- [3] 许爱华,叶成志,欧阳里程,等. “云娜”台风登陆后的路径和降水的诊断分析[J]. 热带气象学报, 2006, 22(3): 229-236.
- [4] 于玉彬,杨昌贤,姚秀萍. 近海热带气旋强度突变的垂直结构特征分析[J]. 大气科学, 2007, 31(5): 876-886.
- [5] 梁建茵,陈子通,万齐林,等. 热带气旋“黄蜂”登陆过程诊断分析[J]. 热带气象学报, 2003, 19(增刊) 45-55.
- [6] 励申申,寿绍文. 登陆台风维持和暴雨增幅实力的能量学分析[J]. 南京气象学院学报, 1995, 18(3): 383-388.
- [7] 黄克慧. 台风云娜后部强降水分析[J]. 气象, 2006, 32(2): 98-103.
- [8] 杨宇红,沈新勇,林两位,等. 0418 号台风艾莉暴雨成因分析[J]. 气象, 2006, 32(7): 81-87.
- [9] 苏卫东,杨维生,李建通. 多普勒雷达资料在台风探测中的应用[J]. 台湾海峡, 1998, 17(4): 376-382.
- [10] 陈子通,闫敬华,丁伟钰,等. 尤特台风登陆过程中眼区结构变化的分析研究[J]. 大气科学, 2004, 28(3): 471-478.
- [11] 张沛源,陈荣林. 多普勒速度图上的暴雨判据研究[J]. 应用气象学报, 1995, 6(3): 373-378.
- [12] 蔡晓云,焦热光,卞素芬,等. 多普勒速度图暴雨判据和短时预报工具研究[J]. 气象, 2001, 27(7): 13-15.
- [13] 帅方红,钟卓约,苏卫东,等. 一次台风暴雨的多普勒速度图像分析[J]. 热带气象学报, 1997, 13(4): 357-364.
- [14] 赵凯,孙燕,王山旗. 0515 号登陆台风“卡努”引发江苏暴雨过程的动力学诊断分析[J]. 台湾海峡, 2006, 25(3): 414-419.
- [15] 张恒德,孔期. 0604 号强热带风暴碧利斯异常强降水过程的诊断分析[J]. 气象, 2007, 33(5): 42-48.
- [16] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法(修订本)[M]. 北京:气象出版社, 1992: 734-748.
- [17] Barnes G M, Gamache J F, Lemone M A, et al. A convective cell in hurricane rainband[J]. Monthly Weather Review, 1991, 119: 776-794.
- [18] 薛根元,赵放,冀春晓,等. 多普勒天气雷达探测揭示的台风云娜(Ranim)登陆前后特征演变研究[J]. 第四纪研究, 2006, 26(3): 370-383.
- [19] 朱龙彪,郑铮,何彩芬. 0414 号台风“云娜”多普勒雷达探测[J]. 应用气象学报, 2005, 16(4): 500-508.
- [20] 季良达,咸迪,李云. 0216 号台风引起内陆降雨的水汽分析[J]. 海洋预报, 2003, 20(4): 22-29.

杨昌贤等：强台风黑格比的路径和降水诊断分析

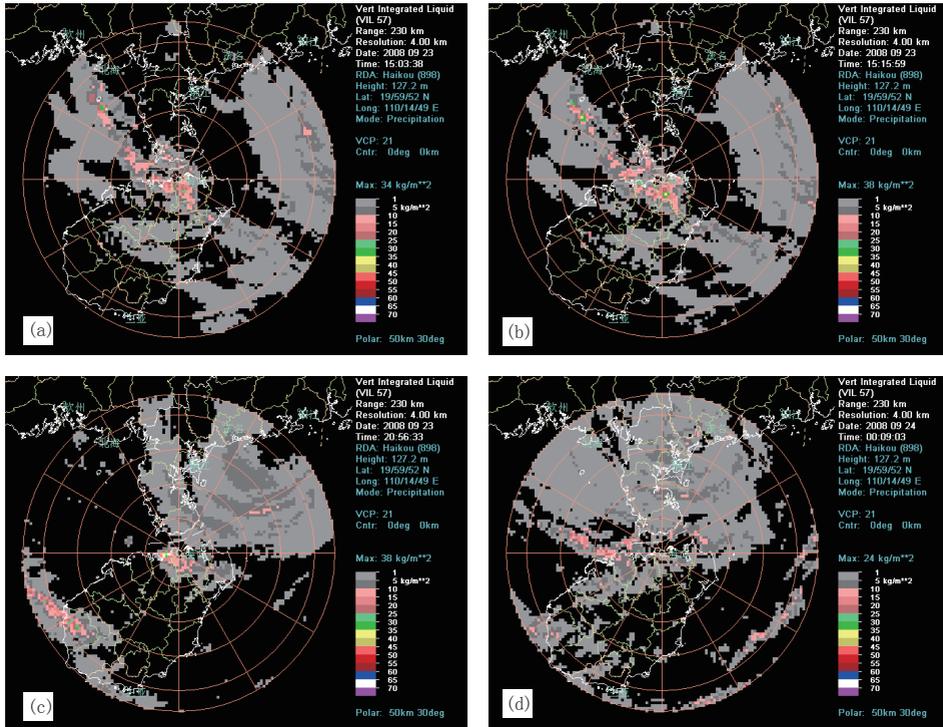


图 8 2008年9月23—24日海口雷达站三次强降水时段的VIL演变图
a. 23日23:03, b. 23日23:15, c. 24日04:56, d. 24日08:09

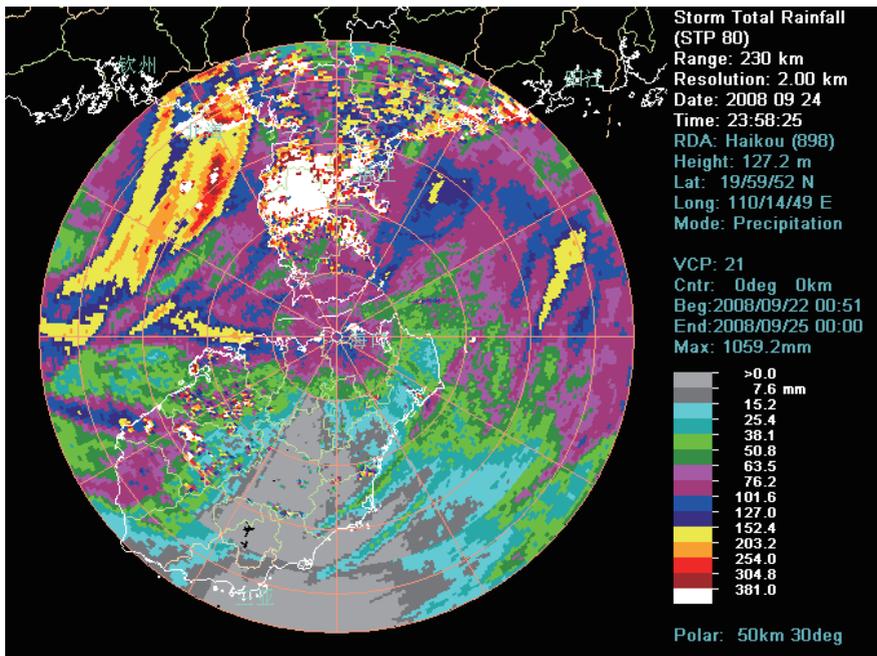


图 10 2008年9月25日08时海口雷达产品风暴总雨量(STP)

杨昌贤等：强台风黑格比的路径和降水诊断分析

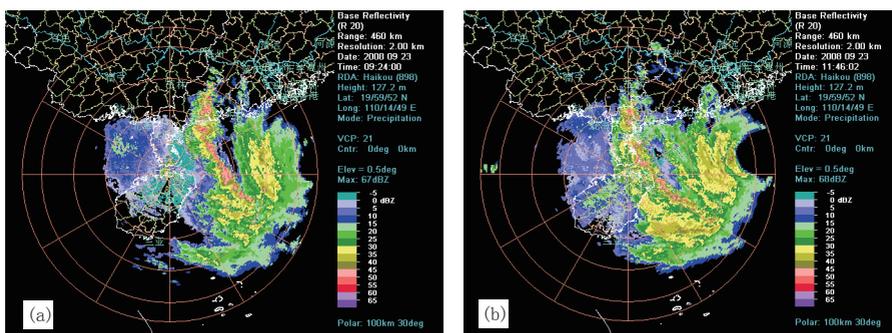


图 6 2008年9月23日海口雷达0.5°仰角反射率因子
a. 23日17:24, b. 23日19:46

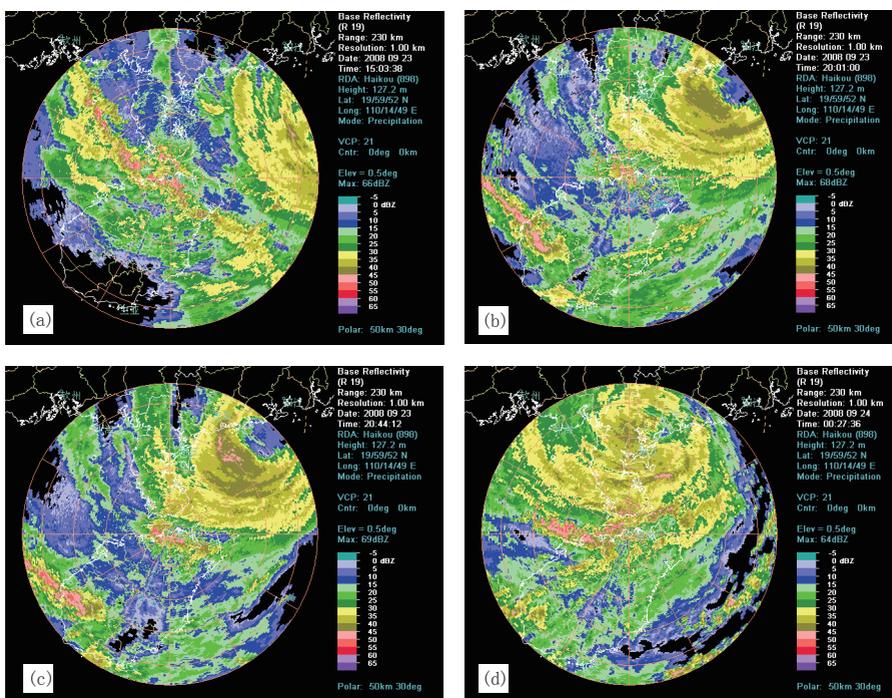


图 7 2008年9月23—24日海口0.5°仰角反射率因子图
a. 23日23:03, b. 24日04:01, c. 24日04:44, d. 24日08:27

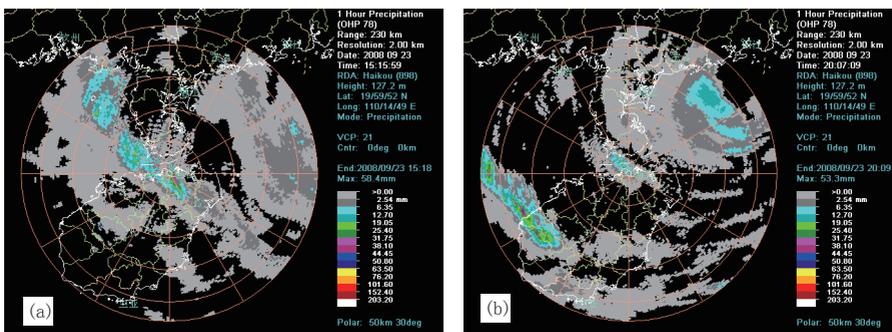


图 9 海口1小时降水量(OHP)演变情况
a. 23日23:15, b. 24日04:07