

廖菲, 邓华, 李旭. 2017. 基于风廓线雷达的广东登陆台风边界层高度特征研究 [J]. 大气科学, 41 (5): 949–959. Liao Fei, Deng Hua, Li Xu. 2017. A study on boundary layer height characteristics of landing typhoons by wind profilers in Guangdong Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (4): 949–959, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16208.

基于风廓线雷达的广东登陆台风边界层高度特征研究

廖菲^{1,2} 邓华^{3,2} 李旭⁴

1 广州市气象台, 广州 511430

2 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

3 广东省生态气象中心, 广州 510080

4 吉林省人工影响天气办公室, 长春 130062

摘 要 针对 8 个登陆广东省的热带气旋, 利用经过数据质量控制的风廓线雷达连续、高时空分辨率的风场观测数据, 对热带气旋边界层特征进行了分析。研究表明: 热带气旋边界层中切向风速大值区垂直范围越大、风速越强、持续时间越久, 则热带气旋强度越大、登陆后强度维持时间越久。眼区外入流层厚度越大, 入流层气流越强, 热带气旋登陆后强度维持时间则越久。风廓线雷达信噪比垂直梯度对大气湍流信息有一定的指示作用, 对于入流层高度在 2000 m 以下的热带气旋, 其入流层顶所在高度与信噪比梯度最大值所在高度相近, 对于入流层较为深厚的热带气旋, 用信噪比垂直梯度确定的边界层高度虽接近入流层顶高, 但仍有一定差距。不同特点的热带气旋其边界层高度并不相同, 对于登陆后强度迅速减弱的热带气旋边界层高度在 500~1000 m; 登陆后强度持续时间短的热带气旋, 其边界层高度约 1000~2000 m; 登陆后强度持续时间长的热带气旋, 其边界层高度在 2000 m 之上, 最高可达 5000~7000 m。这些结果加深了对登陆台风边界层高度演变特征的认识。

关键词 热带气旋 边界层高度 风廓线雷达

文章编号 1006-9895(2017)05-0949-11

中图分类号 P447

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16208

A Study on Boundary Layer Height Characteristics of Landing Typhoons by Wind Profilers in Guangdong Province

LIAO Fei^{1,2}, DENG Hua^{3,2}, and LI Xu⁴

1 Guangzhou Meteorological Observatory, Guangzhou 511430

2 Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration (CMA), Guangzhou 510080

3 Guangdong Ecological Meteorology Center, Guangzhou 510080

4 Jilin Weather Modification Office, Changchun 130062

Abstract Based on eight tropical cyclones (TCs) landing in Guangdong Province, the boundary layer characteristics of tropical cyclones are analyzed using high spatial and temporal resolution wind profiler observations after data quality control. The results show that maximum tangential wind area exists in the tropical cyclone boundary layer. Larger vertical

收稿日期 2016-08-08; 网络预出版日期 2017-04-06

作者简介 廖菲, 男, 1979 年出生, 博士, 副研究员, 主要从事海洋气象观测研究。E-mail: fliao@grmc.gov.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41305029, 广东省科技计划项目 2013B020200013, 广州市科技计划项目 201604020069, 中国气象局关键技术集成与应用 CMAGJ2015M42

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41305029), Science and Technology Planning Project of Guangdong Province (Grant 2013B020200013), Guangzhou Municipal Science and Technology Planning Project (Grant 201604020069), Meteorological Key Technology Integration and Application Projects of China Meteorological Administration (Grant CMAGJ2015M42)

spans of the tangential winds, stronger tangential wind velocity, and longer duration of strong winds usually correspond to stronger and longer maintained tropical cyclone intensity. Radial inflow characteristic of landing TCs are different from each other. Larger depth of radial inflow in the outer-core region often means stronger inflow speed and longer maintenance of the TC intensity. Since the vertical gradient of wind profiler SNR (signal to noise ratio) is a good indicator of atmospheric turbulence, TC boundary layer heights evaluated by the top of the radial inflow and by the vertical gradient of wind profiler SNR are quite consistent when the depth of the radial inflow is below 2000 m, but the difference becomes larger when the depth of the radial inflow is thick. The boundary layer heights of different TCs are not the same. If the TC intensity weakens rapidly after landing, the boundary layer height is within 500–1000 m. If the TC intensity maintains in a relatively short period of a few hours, the boundary layer height is within the range of 1000–2000 m. If the TC intensity maintains for a long time, the boundary layer height is above 2000 m with the maximum up to 5000–7000 m. All these results are important for us to better understand the boundary layer characteristics of TCs after their landfall.

Keywords Tropical cyclones, Boundary layer height, Wind profiler

1 引言

台风边界层是台风结构的重要部分,很早就有学者利用数值模式开展了有关的数值理论研究工作 (Emanuel, 1986)。早期对台风进行模拟研究时常将模式中边界层高度取为固定值 (Smith, 2003), 模式虽然可以模拟出台风边界层内的涡旋结构、气流径向分布等, 并且模拟的超梯度风在最大风速半径处得到发展[这个结果与 Kepert (2006) 的观测结果也是相类似的]。然而, 边界层高度取值不合理会导致模式计算的各种物理量出现明显偏差, 当边界层高度取值较小时, 大的超梯度风现象很容易发展, 并且会导致入流气流的快速减弱 (Smith and Vogl, 2008)。为此, Smith (2003) 提出了采用随半径变化的边界层高度参数化方案; Smith and Montgomery (2008) 在模式中把台风边界层高度定义为随半径减小而减小, 使得模拟的边界层之上的最大垂直速度分布比采用固定边界层高度更加合理。可见, 台风边界层高度的合理确定对于台风结构的模拟效果非常重要 (Kepert, 2012)。

但由于观测资料缺乏, 实际中如何确定台风边界层高度仍存在不同看法。目前对台风边界层高度的定义方法各有不同, 如 Moss and Merceret (1976) 基于位温廓线定义的转化层作为台风边界层的高度; Rotunno et al. (2009) 将最大风速高度定义为台风边界层高度; Smith et al. (2009) 认为入流层顶是地面摩擦作用所能达到的最高处, 可以以此作为台风边界层高度; 观测结果也显示, 动量和水汽通量的最小值往往是出现在入流层顶 (Zhang et al., 2009), 这与模式模拟分析结果也一致 (Kepert, 2013), Kepert (2016) 基于模式分析结果, 也认为

入流层高度比混合层高度更能准确的反映台风边界层高度。

然而, 台风情况下天气条件恶劣, 开展有关台风边界层的观测十分困难, Moss (1978) 和 Zhang et al. (2009) 先后利用飞机开展过少数几次的台风边界层湍流观测, 因而从观测角度分析确定台风边界层高度的工作相对鲜见。随着我国风廓线雷达的逐步布网使用, 在缺少湍流通量飞机观测资料的情况下, 依据风廓线雷达观测的信噪比的垂直梯度变化能反映湍流强弱信息这一优势, 结合风的垂直分布, 探讨基于风廓线雷达的台风边界层高度的判断方法, 这对了解台风边界层高度及其变化特征, 优化改进台风模式中边界层参数化方案, 进而提高对登陆台风的强度预报准确率, 都具有重要的科学意义。

2 台风个例概况

广东省气象局自 2008 年起逐步建设风廓线雷达站网, 至 2016 年 4 月, 共建成 16 部, 其中边界层风廓线雷达 14 部 (深圳站为芬兰 Vaisala 公司生产, 型号: LAP3000; 其余站为北京敏视达雷达有限公司生产, 型号: TWP3), 对流层风廓线雷达 2 部 (湛江、萝岗站, 均为北京无线电测量研究所生产, 型号 CFL-08), 风廓线实时数据采集间隔时间为 6 min。2011 年 8 月起, 中国气象局下发了《关于进行风廓线雷达数据传输的通知》, 规范了风廓线雷达数据产品的有关内容, 使得风廓线雷达数据有了较为统一的规范, 数据产品有了较为统一的格式和观测周期。

基于这些数据, 选取 2012~2015 年登陆广东省的 8 个热带气旋 (表 1), 其中有 1 个登陆时为超

强台风，3 个登陆时为强台风，3 个登陆时为台风，1 个登陆时为强热带风暴。8 个热带气旋在登陆前强度基本保持不变，强度维持时间较长（最少的也有 10 h）；但登陆后情况有所不同，根据登陆后同等强度维持时间的长短，参考李英等（2004）对登陆热带气旋陆地上维持时间的划分类别，划分为三类，第一类是强度迅速减弱型（登陆后持续时间仅为 1~2 h，如：1510、1311、1206），第二类是短时间持续型（持续时间 3~6 h，如：1522、1319、1208），第三类是长时间持续型（持续时间大于 6 小时，如：1415、1409）。

表 1 台风登陆前后持续与登陆时间同等强度的时间

Table 1 The duration of keeping same intensity between typhoon landing and before or after landing

台风名称	编号	登陆前持续 时间/h	登陆时 (强度)	登陆后持 续时间/h
彩虹 (Mujigae)	1522	14	强台风	4
莲花 (Linfa)	1510	16	台风	2
海鸥 (Kalmaegi)	1415	65	台风	11
威马逊 (Rammason)	1409	10	超强台风	13
天兔 (Usagi)	1319	31	强台风	5
尤特 (Utor)	1311	31	强台风	2
韦森特 (Vicente)	1208	18	台风	5
杜苏芮 (Doksuri)	1206	45	强热带风暴	1

图 1 给出了这 8 个热带气旋的移动路径，以及广东省的风廓线雷达布点。在这 8 个热带气旋中有 6 个在登陆时十分接近或经过沿海的风廓线雷达站点，但有 2 个热带气旋（1409、1415）离风廓线雷达距离较远（距湛江站最近时约 100 km）。这 8 个

热带气旋在移动路径上不存在突变现象，但登陆后强度变化表现为明显的上述三种。广东省风廓线雷达站网的观测为分析不同类型登陆台风、其半径方向不同距离时边界层高度特征提供了很好的数据基础。

3 资料及方法

台风条件下降水明显，这对风廓线雷达数据质量有一定的影响，为此，首先采用了廖菲等（2016）的方法对风廓线雷达数据进行了质量控制。为验证风廓线雷达数据的可靠性，选取 1319 “天兔” 期间从化风廓线雷达与清远探空进行对比。2013 年 9 月 22 日 00:00（协调世界时，下同）“天兔” 位于北纬 21.7°，东经 117.9°，距离从化站约 470 km（相距较远），此时风廓线雷达观测的风速与探空观测的风速十分接近，最大风速出现在 1000~1500 m，两者观测的风向分布趋势也比较相近。22 日 12:00 “天兔” 位于北纬 22.7°，东经 115.4°，距离从化站为 200 km（相距较近），此时的风速随高度增大而增大，最大风速明显增大（约 30 m s^{-1} ），最大风速出现的高度也逐渐抬升（约 2 km）。比较两个时次的风速与风向分布不难看出，风廓线雷达与探空的观测十分接近，但由于两个观测站之间有一定的距离，且在台风条件下探空气球上升过程中必然路径变化快，因此两者之间的观测必然也存在一定的差异，但总体上可以确定风廓线雷达的观测结果可信。

受地面摩擦力的影响，台风边界层容易出现超

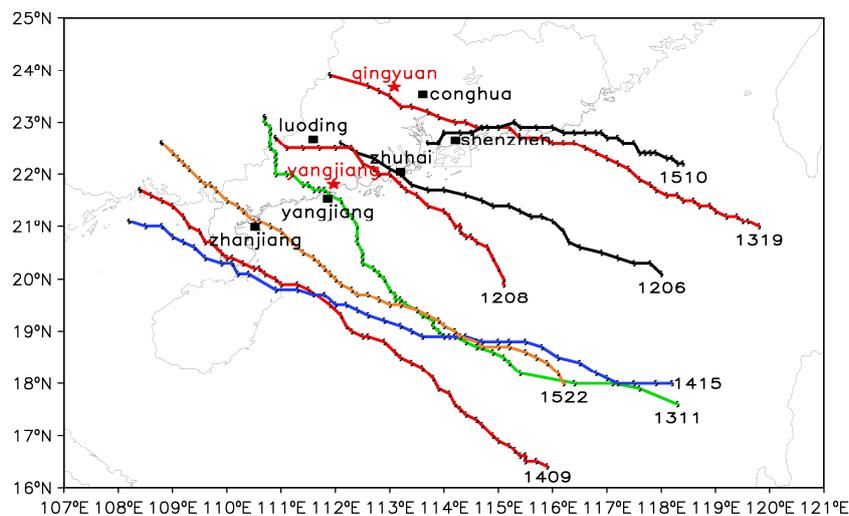


图 1 2012~2015 年期间 8 个广东登陆热带气旋的路径（红色五角星为探空站点，黑色正方形为风廓线雷达站点）

Fig. 1 Tropical cyclone tracks of the eight landing typhoons (the red star represents the sounding station, and the black square point represents the location of the wind profiler station) from 2012 to 2015

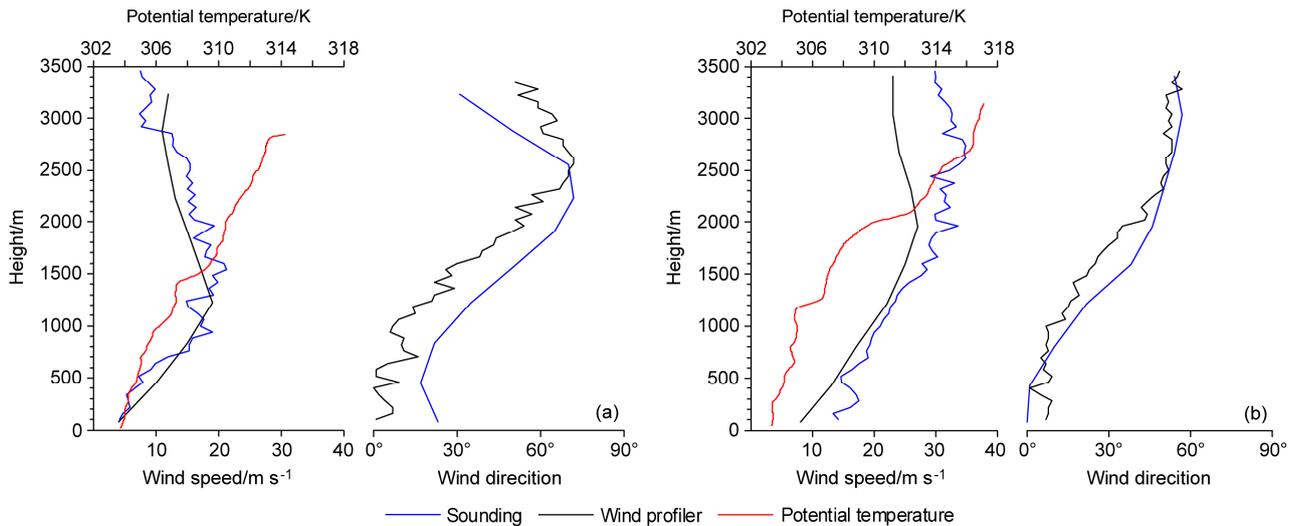


图 2 清远探空站与从化风廓线雷达站在 9 月 22 日 (a) 00:00、(b) 12:00 的风速、风向对比图。蓝色实线为探空数据，黑色实线为风廓线雷达数据，红色实线为探空数据计算得到位温

Fig. 2 Comparisons of wind speeds and wind directions at Qingyuan sounding station and Conghua wind profiler station at (a) 0000 UTC and (b) 1200 UTC on September 22 (the blue solid line represents sounding data, the black solid line represents wind profiler data, and the red solid line represents the potential temperature calculated based on sounding data)

梯度风，表现为台风边界层内存在向着台风中心的径向入流气流。为研究台风边界层径向气流特征，采用坐标旋转的方法（图 3），分别将三个风廓线雷达站的水平 u 、 v 风场观测数据，以台风中心为圆点进行径向、切向风的分解[坐标变换公式参考公式 (1) 和 (2)]。由于台风路径为逐小时定位数据，因而是将风廓线雷达逐小时整点的风场进行分解，径向气流若向着台风中心则为入流气流，反之为出流气流。

$$x' = x \cos \theta + v \sin \theta, \quad (1)$$

$$y' = v \cos \theta - x \sin \theta. \quad (2)$$

4 台风边界层特征

4.1 切向气流分布特征

8 个热带气旋在登陆后强度演变特征主要表现为三种类型，即：强度迅速减弱、短时间持续型、长时间持续型。不同类型的登陆台风，其切向风速的分布特征也有所不同。在以下分析切向（径向）风速分布时，参考了 Zhang et al (2011) 的方法对风速进行了归一化处理（即：风速相对于最大切向或径向风速的比值）。

(1) 第一类：强度迅速减弱型

有 3 个热带气旋登陆后强度迅速减弱，登陆时强度分别为强热带风暴（1 个，1206）、台风（1 个，1510）、强台风（1 个，1311）。对于这类热带气旋，

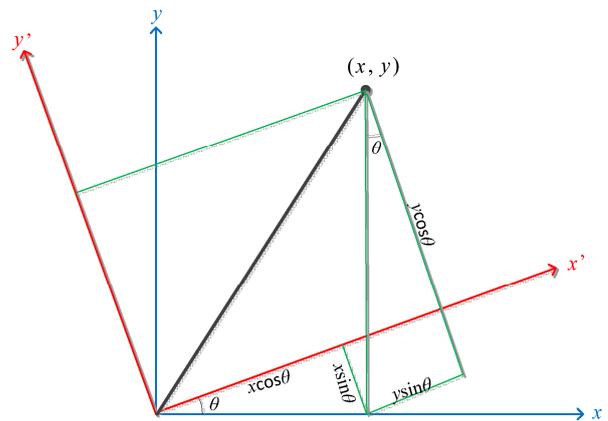


图 3 坐标旋转示意图

Fig. 3 Schematic diagram of coordinate rotation

切向风分布有着较为显著的共同特点，主要体现在：(1) 切向风大值区范围（超过最大切向风速 70%）较小。1206 “杜苏芮” 登陆时为强热带风暴，最大切向风速出现在距离台风中心 230~280 km，最大切向风速区垂直范围位于 2000~2800 m 高度；1510 “莲花” 登陆时为台风，最大切向风速出现在距离台风中心 60~210 km，最大切向风速区垂直范围位于 600~2100 m 高度；1311 “尤特” 登陆时为强台风，虽然最大切向风速区垂直范围较大（500~4000 m），但最大切向风速水平范围较小（出现在距离台风中心 130~150 km）。(2) 最大切向风速较小。1206 “杜苏芮” 最大切向风速约 10 级，1510

“莲花”最大切向风速约 10 级，1311 “尤特”最大切向风速约 12 级。

(2) 第二类：短时间持续型

登陆后强度维持时间相对较少的热带气旋有 1 个台风 (1208) 和 2 个强台风 (1522、1319)，相比于上述第一类，其切向风最大风速更大、大值区范围更广；切向风速最大达到 11~12 级，约出现在距离台风中心 100~150 km，垂直范围在 1000~3000 m。

(3) 第三类：长时间持续型

1415 “海鸥”和 1409 “威马逊”在登陆时强度分别为台风和超强台风。“海鸥”的最大切向风速区位于离台风中心 100~250 km，切向风速极值区垂直范围宽广，从近地面一直向上延伸到 6~8 km，切向风速最大约为 14 级。相比而言，“威马逊”切向风速极值区出现在距离台风中心 80~150 km，13 级及以上的大风区出现在 6 km 以下。

与其它两类登陆热带气旋相对比，登陆后强度长时间持续的热带气旋有着明显的 3 个特征：(1) 切向风大值区垂直范围大，其垂直区域向下延伸接近地面；(2) 切向风速较大，切向风速最大超过 13 级；(3) 热带气旋中切向高风速持续时间较长，第一和第二类热带气旋在靠近风廓线雷达站点前经常出现切向高风速，当逐渐远离站点时较少出现切向高风速；然而，第三类热带气旋在靠近和远离站点时，测站都观测到切向高风速的维持，并且维持时间普遍明显大于前两类。

不难看出，热带气旋切向风速的分布特征与热带气旋结构和其未来演变趋势相关，切向风高风速垂直范围越大、风速越强、持续时间越久，则热带气旋强度越大、登陆后强度维持时间越久。

4.2 台风径向入流特征

台风模拟时边界层参数化方案的选取至关重要，不同方案时台风边界层中径向和切向气流的模拟结果也将不同 (Kepert, 2012)。台风入流层的分布至关重要，影响着台风的发展演变，提高对台风入流层的认识对改进边界层参数化方案有着积极的作用。为此，基于风廓线雷达的观测风场，给出了 8 个登陆热带气旋径向入流气流分布。

“莲花”、“韦森特”和“海鸥”登陆时强度均为台风级，但登陆后强度分别表现为迅速减弱、强度短时间持续、强度长时间持续三种情况，对应径向气流分布上有着明显的差异。在距“莲花”中心约 300 km 处 (图 5b)，较为深厚的入流层 (3 km

以下) 转为出流气流，向台风中心靠近时，仅仅在近地面约维持着高度不到 900 m 的入流层，并且入流层厚度随着台风半径增大而迅速减小，说明台风边界层内入流气流较弱，仅在台风中心附近存在着约 10 m s^{-1} 的入流气流。与“莲花”相比，“韦森特”的入流层高度随着半径增大而基本保持 (图 5g)，高度约为 1 km，并且在“韦森特”中心附近，入流气流较强，达到约 15 m s^{-1} ，眼区具有明显的锥形特征，眼区外围低层为径向入流气流，眼区内转为径向出流气流。“海鸥”的入流层非常深厚 (图 5c)，并且从台风外围 (约 600 km 半径) 一直延伸至眼壁，而在眼区内基本保持为出流特征，眼区外对称存在着入流气流，登陆前径向入流气流达近 20 m s^{-1} 。

登陆后强度维持时间的不同，对应的径向入流特征也不相同，但登陆后强度维持相近的热带气旋，其径向入流特征也十分相似。对于第一类登陆后强度迅速减弱的热带气旋，在距离台风中心较远的位置，存在比较明显的入流层，越靠近热带气旋中心，径向出流增强并向地面延伸，入流气流强度 (图 5b) 或入流层范围 (图 5f 和 h) 均有明显的减小。这使得热带气旋中心低层入流减弱，不利于强度的维持。对于第二类登陆后强度短时间持续的热带气旋，从热带气旋外围到中心附近，低层一直维持着一定厚度的入流层，在热带气旋眼区则表现为深厚的出流层 (图 5e、g 中热带气旋眼区内均有此特征，不过图 5a 中测站离热带气旋中心最近也只有约 130 km，暂无法说明)。登陆后强度长时间持续的第三类热带气旋与第二类相比，除中心附近都具有深厚的出流层外，在眼区外围均为深厚的入流层，而不是仅仅在低层出现入流层，这种特征是登陆热带气旋强度将维持的主要表现 (图 5c、d)。

通常在北半球区域，热带气旋移动路径的右前方云系范围广、云层较为深厚、对流相对活跃，这与其边界层内入流气流较强有关。在这 8 个登陆热带气旋个例中，除 1510 “莲花”中深圳站风廓线雷达位于其左前方、1206 “杜苏芮”中心经过珠海站风廓线雷达以外，其余 6 个登陆热带气旋分析时所用的风廓线雷达站均位于其右前方。“莲花” (图 5b) 与 1208 “韦森特” (图 5g)、1415 “海鸥” (图 5c) 登陆时均为台风级，但登陆后分别表现为三种不同的情况。“莲花”中远离中心时入流层较为深厚，随着入流层受出流层加强并向下侵入，低层入流强度和入流区厚度均随台风半径减小而减弱；而“韦

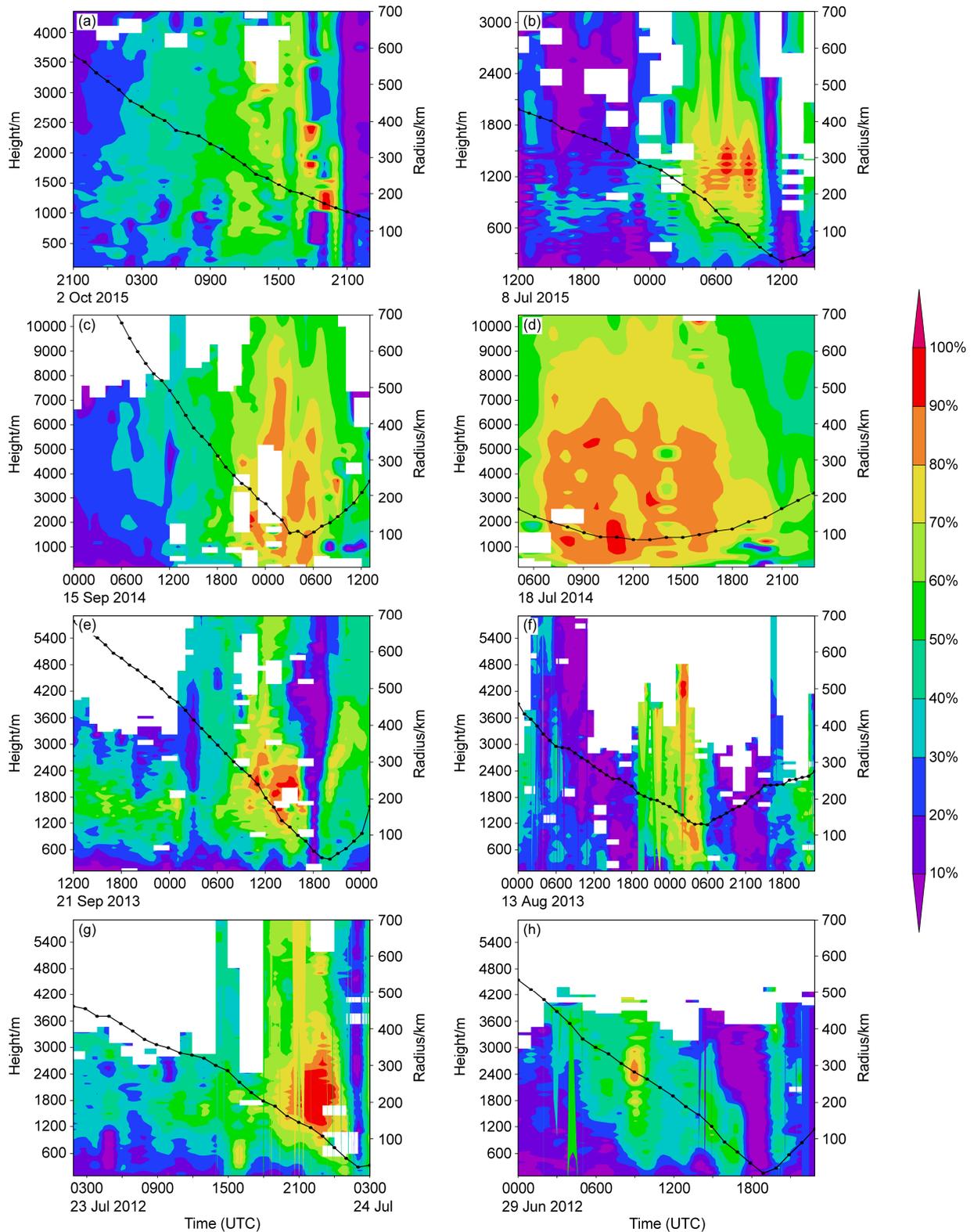


图4 不同台风的均一化切向风分布: (a) 1522 彩虹, 阳江; (b) 1510 莲花, 深圳; (c) 1415 海鸥, 湛江; (d) 1409 威马逊, 湛江; (e) 1319 天兔, 从化; (f) 1311 尤特, 珠海; (g) 1208 韦森特, 罗定; (h) 1206 杜苏芮, 珠海。黑色圆点实线为风廓线雷达与台风中心的距离

Fig. 4 Distributions of tangential airflows normalized by the peak value: (a) 1522 Mujigae, Yangjiang; (b) 1510 Linfa, Shenzhen; (c) 1415 Kalmaegi, Zhanjiang; (d) 1409 Rammasun, Zhanjiang; (e) 1319 Usagi, Conghua; (f) 1311 Utor, Zhuhai; (g) 1208 Vicente, Luoding; (h) 1206 Doksuri, Zhuhai. The black solid dotted line represents the distance between the station and the eye of typhoon

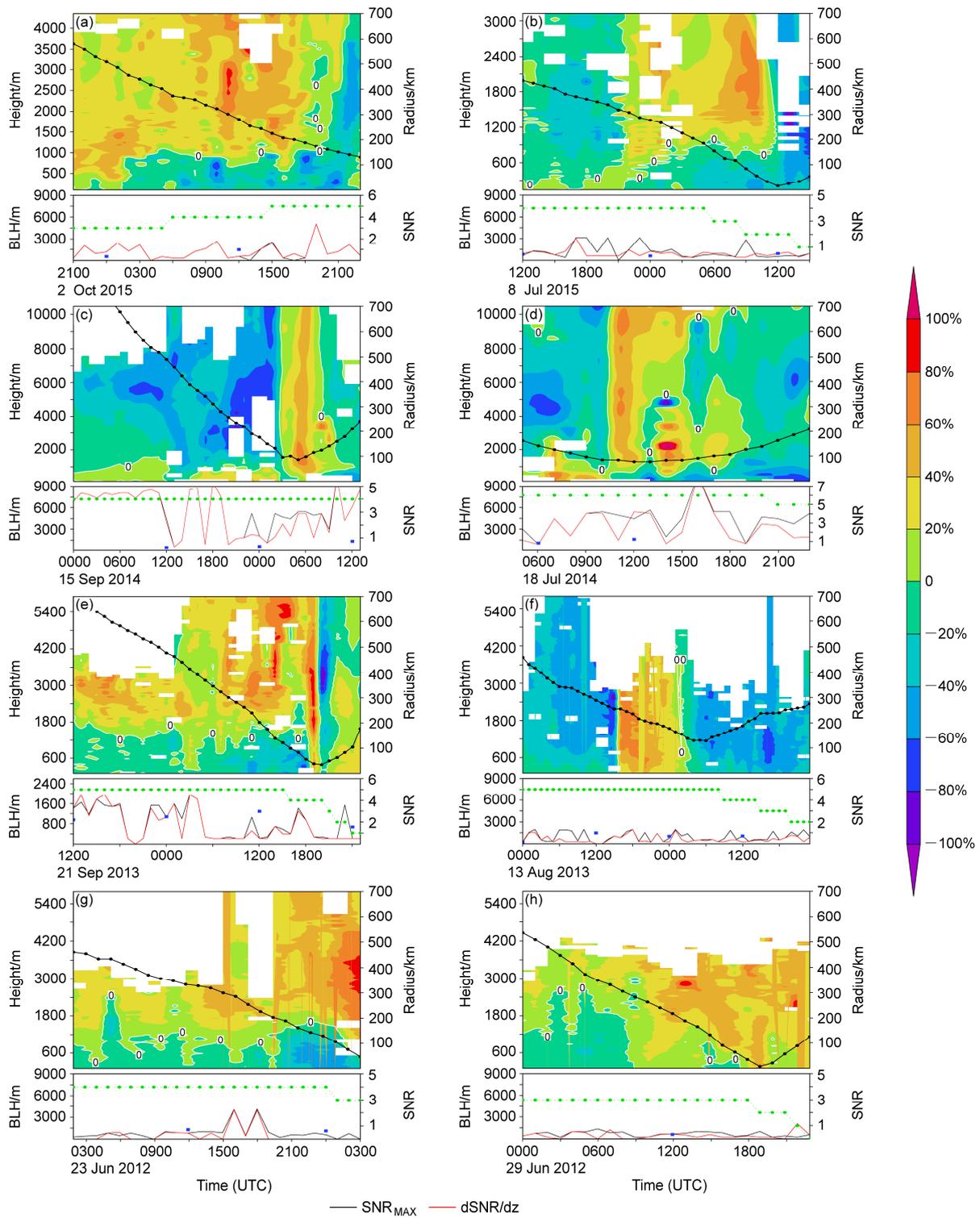


图5 填色图同图4，但为不同台风的均一化径向风分布（径向风入流为负值，出流为正值；黑色圆点实线为站点与台风中心的距离（单位：km）。红色和黑色实线为基于风廓线雷达信噪比（SNR）或信噪比梯度计算的边界层高度（简称BLH，单位：m）随时间演变图；蓝色方格点为利用清远探空数据（00:00和12:00）计算的理查森数判断得到的边界层高度（若 $Ri > 0.25$ 即为边界层高度）；绿色实心点为《热带气旋年鉴》定义的台风强度等级

Fig. 5 The shaded figures are same as in Fig.4, but for radial airflows normalized by the peak value. The inflow is negative value and the outflow is positive. The black solid dotted line represents the distance (units: km) between the station and the eye of typhoon. Red solid line and black solid line represent the distributions of the boundary layer heights (BLH, units: m) based on wind profiler SNR(Signal to Noise Ratio) and SNR gradients, respectively. The blue square point is the boundary layer height calculated by Richardson number with the sounding data if $Ri > 0.25$. The green solid dots show the typhoon intensity determined by China Meteorological Administration Tropical Cyclone Database

森特”虽然入流层厚度并不大,但低层入流区能一直维持,并且在靠近眼区时入流气流有所加强;“海鸥”的低层入流区强度和垂直范围一直保持较大。在靠近眼区附近时“莲花”的入流区垂直范围(约700 m)小于“韦森特”(约1500 m),但径向入流速度基本相当。可见,对于登陆台风,往往由于其结构的非对称特征,左、右前侧的入流特征会因不同台风而有所不同,并且右前侧入流气流速度不一定相对较强,但稳定、并持续加强的低层入流气流对热带气旋强度维持是有着积极作用的。

4.3 台风边界层高度

4.3.1 不同方法对台风边界层高度的判断结果

边界层顶存在逆温和夹卷层,使得上下两层湍流发展不连续,导致温度和湿度的湍流脉动变化剧烈,大气折射率会出现较为明显的变化,因而风廓线雷达探测时,边界层顶的信噪比(SNR)往往出现一极大值(Angevine et al., 1994),基于这一特点,在对流边界层高度确定中是适用的(Elmore et al., 2012)。Bianco and Wilczak (2002)和 Bianco et al. (2008)还利用风廓线雷达观测的信噪比梯度、谱宽等参量,进一步改进了利用风廓线雷达确定边界层高度的方法。

为此,图5中给出了基于风廓线雷达信噪比、信噪比梯度得到的台风边界层高度随时间的演变图。这8个登陆台风的观测结果都显示,两种方法得到的边界层高度有着基本一致的分布,不过,随着时间的变化,边界层高度起伏变化也十分明显,甚至前后时次相差甚大。说明台风条件下垂直空间上大气湍流变化剧烈,加上边界层风廓线雷达本身容易受降水粒子的影响(Wuertz et al., 1988; 阮征等, 2002),因而,基于信噪比信息不一定能客观反映出实际大气边界层顶的高度。许多前人的研究工作也指出,需要结合探空的风、温、湿廓线等资料,才能改进边界层高度的估计结果(Hennemuth and Lammert, 2006; Nielsen-Gammon et al., 2008),减小基于信噪比信息对边界层高度的判断模糊(Emeis et al., 2004)。

台风边界层有着与一般类型边界层所不同的复杂结构,对台风边界层高度的定义尚未有统一的判断方法。为此,结合风廓线雷达信噪比的判断结果的同时,采用探空资料计算了理查森数所反映的动力稳定度特征,以此综合分析台风边界层高度。由于登陆后强度维持时间不同的三类热带气旋,其

边界层入流特征也不相同,因而分别对这三类登陆热带气旋进行分析。

(1) 第一类: 强度迅速减弱型

以1510莲花(图5b)为例,7月9日00:00入流层高度约600 m,此时,信噪比和信噪比梯度最大值重叠,风廓线雷达反映出的边界层高度约1300 m,利用理查森数判断($Ri > 0.25$)的边界层高度约600 m;12:00入流层高度约1000 m,与利用信噪比垂直梯度和理查森数判断的高度基本一致。

(2) 第二类: 短时间持续型

1319天兔在9月22日00:00入流层高度大约在1400 m附近,依据信噪比梯度所确定的边界层高度约为1100 m,而基于理查森数确定的边界层高度约为1100 m,不过,从位温的垂直分布不难看出1400 m以下的梯度变化较小(图2a),因此基于入流层顶高的判断会比其它方法要略高,但仍然是基本合理的。12:00入流层最高达到1600 m,基于理查森数确定的边界层高度为1300 m左右(图2b显示的是1200 m以下位温梯度变化较小),而依据SNR梯度所反映的边界层高度仅为300 m。可见,不同的判断方法所确定的台风边界层高度不尽相同,不过,从时间序列来看,SNR梯度所判断的边界层高度时有偏低[SNR梯度更多的是体现混合层高度,而入流层最大高度会比混合层高度大(Kepert et al., 2016)],基于理查森数判断的边界层高度保持在1200 m上下,与入流层顶稳定维持的高度基本相当。

而对于1208韦森特(图5g),在7月23日12:00入流层高度约1000 m,此时利用信噪比垂直梯度确定的边界层高度约1000 m,而利用理查森数判断的边界层高度约1300 m。

(3) 第三类: 长时间持续型

1415“海鸥”(图5c)和1409“威马逊”(图5d)的入流层厚度均较大,入流层顶可以达到5 km以上,然而,基于理查森数判断的边界层高度基本在1000~2000 m,两者相差较大;基于信噪比梯度判断的边界层高度明显比利用理查森数判断的边界层高度要大,但仍然低于入流层顶高。

综上所述,对于第一、二类热带气旋,入流层顶所在高度与信噪比梯度最大值所在高度相近,对于第三类热带气旋,入流层较为深厚,用理查森数计算的边界层高度明显偏小,而用信噪比垂直梯度确定的边界层高度虽接近入流层顶高,但仍有一定

差距。

对于上述 3 种判断方法出现的差异，从前面所述中可以知道，风廓线雷达信噪比的探测容易受到降水的影响，从而导致观测出现较大偏差。而对于利用理查森数进行判断时，由于理查森数是表征动力稳定度的一个物理量，在定义边界层高度时采用的方法即为给定一个临界阈值；对于稳定边界层高度的判断，该方法与其它方法的判断结果较为一致，但由于不同学者给出的阈值范围差异较大[如：Georgoulas et al. (2009) 给出为 $Ri > 0.25$ ，而 Zilitinkevich and Baklanov (2002) 则给定为 Ri 介于 $1.3 \sim 7.2$]，使得该方法仍有较大的不确定性，尤其是在对流边界层高度的判断中结果最不理想，台风边界层结构复杂，如何确定一个合适的阈值来定义边界层高度目前尚未有确切的研究结果。不过，最新的研究认为，入流层高度更能准确的反映台风边界层高度 (Kepert, 2016)，在这三类热带气旋个例中，除第三类热带气旋外，基于入流层高度来判断的台风边界层高度与其它方法基本是一致的，因而，以下采用入流层高度来定义台风边界层高度。

4.3.2 边界层高度分布特征

将入流层顶确定为热带气旋边界层高度作为依据，对于上述三种类型的热带气旋，其边界层高度及其随半径的分布特征也有所不同。对于第一类热带气旋，边界层高度基本在 $500 \sim 1000$ m 范围内，

并且随半径的增大而略有增大。对于第二类热带气旋，其边界层高度相比第一类更高，在 $1000 \sim 2000$ m，高度随半径基本保持不变，但在入流气流较强的位置对应的边界层高度也较大。对于入流层深厚的第三类热带气旋，依据入流层高度确定的边界层高度在 2000 m 之上，最高可到 $5000 \sim 7000$ m。

可见，采用入流层高度来定义登陆台风边界层高度，对于第三类热带气旋而言，其边界层高度值较大。为进一步分析其边界层结构特征，图 6 给出了风廓线雷达观测到的台风登陆过程中信噪比垂直梯度和垂直风切变 (M) 的时空分布，其中计算垂直风切变时包含了对风向、风速的考虑，计算公式为

$$M = \frac{\Delta v}{\Delta z}, \quad (3)$$

$$\Delta V = \sqrt{V_1^2 + V_2^2 - 2V_1V_2 \cos D}, \quad (4)$$

其中， D 为上下层的风向差， V_1 和 V_2 分别为上、下层的风速， Δz 为上、下层间的高度差。

湛江站风廓线雷达属于对流层风廓线雷达，工作频率为 445 MHz，相比于边界层风廓线雷达，对流层风廓线雷达受降水的影响相对小，因而利用信噪比梯度可一定程度反映大气的湍流运动强弱。对于 1415 号“海鸥”，7 月 19 日 03:00 之前（约距台风中心 250 km 以外）， 8 km 以下基本都存在较为明

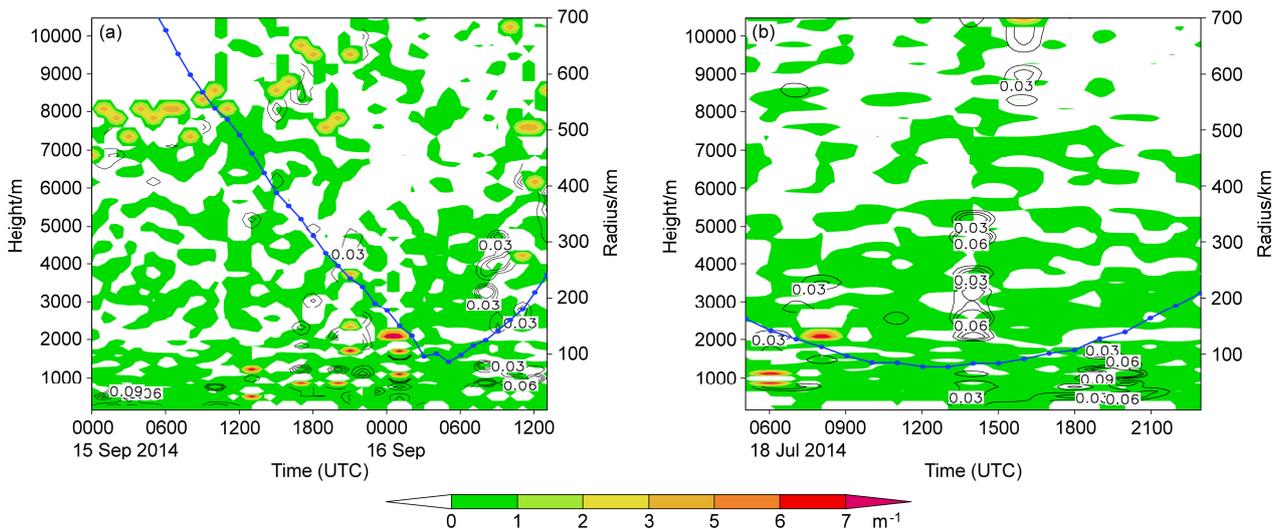


图 6 风廓线雷达观测到的台风登陆过程中信噪比垂直梯度和垂直风切变的时空分布：(a) 1415 海鸥，湛江；(b) 1409 威马逊，湛江。蓝色实线为风廓线雷达与台风中心的距离（单位：km），填色图为信噪比梯度（单位： m^{-1} ），黑色等值线为垂直风切变（单位： s^{-1} ）

Fig. 6 Temporal and spatial distributions of vertical gradient of signal-to-noise ratio and vertical wind shear: (a) 1415 Kalmaegi, Zhanjiang; (b) 1409 Rammasun, Zhanjiang. The blue solid line represents the distance (units: km) between the station and the eye of typhoon. The color shadings represent the vertical gradient of SNR (units: m^{-1}), and the black contours represent vertical wind shear (units: s^{-1})

显的湍流, 且较强的湍流出现在 7~8 km, 而较为明显的风切变出现在低层 (1 km 以下); 对于靠近台风中心的区域 (250 km 以内), 信噪比梯度的集中分布范围降低到 5 km 左右, 但信噪比梯度最大值出现在 2 km, 此时信噪比大值区也往往伴有较为明显的风切变。对于 1409 号“威马逊”, 信噪比梯度大值区主要集中在 5 km 以下, 信噪比的最大值在 2~5 km 之间变化, 但风切变最大值集中在 2 km 以下 (除台风中心附近区域)。

可见, 对于第三类热带气旋而言, 信噪比梯度的大值区基本可以覆盖 2~7 km, 说明台风边界层内存在较为深厚的湍流运动, 而且这种湍流的存在并不一定是由风切变所导致, 这与依据入流层高度定义得到台风边界层高度有时可以达到 5000~7000 m 是一致的。周芯玉等 (2012) 在利用风廓线雷达观测分析时也指出, 台风“天鹅”、“巨爵”的边界层高度达到 5000 m。Lorsolo et al. (2010) 利用 NOAA WP-3D 飞机上搭载的多普勒雷达对 5 个热带气旋进行了观测, 并基于多普勒雷达数据反演了湍流动能, 观测结果表明, 明显的湍流动能区位于眼墙附近, 湍流动能最大值出现高度在 6000~7000 m, 虽然较大的湍流动能与眼墙附近径向风速的水平切变大值区相关, 但湍流动能大值区垂直伸展高度近 8000 m, 因而台风边界层内存在较为深厚的湍流运动, 相应的台风边界层高度也较大。

5 小结

基于风廓线雷达所获得的连续、高时空分辨率的风场观测数据, 在对风廓线雷达数据进行质量控制的基础上, 针对 8 个登陆广东省的热带气旋, 对其边界层特征进行了分析, 结果如下:

(1) 热带气旋边界层中存在切向风速大值区, 切向风速大值区垂直范围越大、风速越强、持续时间越久, 则热带气旋强度越大、登陆后强度持续时间越久。

(2) 热带气旋登陆后强度持续时间的不同, 对应的径向入流特征也不相同, 但登陆后强度维持相近的热带气旋, 其径向入流特征也十分相似。眼区外入流层厚度越大, 入流气流越强, 热带气旋登陆后强度持续时间则越久。

(3) 风廓线雷达信噪比垂直梯度对大气湍流信息有一定的指示作用, 对于入流层高度在 2000 m 以下的热带气旋, 其入流层顶高度与信噪比梯度最

大值所在高度相近, 对于入流层较为深厚的热带气旋, 用信噪比垂直梯度确定的边界层高度虽接近入流层顶高, 但仍有一定差距。

(4) 不同特点的热带气旋其边界层高度并不相同。对于登陆后强度迅速减弱的, 热带气旋边界层高度在 500~1000 m; 对于登陆后强度持续时间短的热带气旋, 其边界层高度约 1000~2000 m; 对于登陆后强度持续时间长的热带气旋, 其边界层高度在 2000 m 之上, 最高可到 5000~7000 m。

边界层高度是边界层参数化方案中重要的参数, 尤其对热带气旋模式预报而言, 其参数取值的合理性将直接影响模式模拟的强度、最大风速半径大小、风场结构等 (Kepert, 2012)。目前对热带气旋边界层直接观测较少, 对其特征的了解仍很有限。本文利用风廓线雷达对近 3 年来 8 个登陆广东的热带气旋进行了分析, 但由于个例相对较少, 因而所得到的结论还有待今后用更多的观测数据来检验, 以提高对热带气旋边界层特征的认识。

参考文献 (References)

- Angevine W M, White A B, Avery S K. 1994. Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 68 (4): 375-385, doi:10.1007/BF00706797.
- Bianco L, Wilczak J M. 2002. Convective boundary layer depth: Improved measurement by Doppler radar wind profiler using fuzzy logic methods [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19 (11): 1745-1758, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<1745:CBLDIM>2.0.CO;2.
- Bianco L, Wilczak J M, White A B. 2008. Convective boundary layer depth estimation from wind profilers: Statistical comparison between an automated algorithm and expert estimations [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25 (8): 1397-1413, doi:10.1175/2008JTECHA981.1.
- Elmore K L, Heinselman P L, Stensrud D J. 2012. Using WSR-88D data and insolation estimates to determine convective boundary layer depth [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 29 (4): 581-588, doi:10.1175/JTECHD-11-00043.1.
- Emanuel K A. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43 (6): 585-605, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2.
- Emeis S, Münkler C, Vogt S, et al. 2004. Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements [J]. *Atmos. Environ.*, 38 (2): 273-286, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.09.054.
- Georgoulas A K, Papanastasiou D K, Melas D, et al. 2009. Statistical analysis of boundary layer heights in a suburban environment [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 104 (1-2): 103-111, doi:10.1007/s00703-009-0021-z.
- Hennemuth B, Lammert A. 2006. Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 120 (1): 181-200, doi:10.1007/s10546-005-9035-3.

- Keport J D. 2006. Observed boundary layer wind structure and balance in the hurricane core. Part I: Hurricane Georges [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63 (9): 2169–2193, doi:10.1175/JAS3745.1.
- Keport J D. 2012. Choosing a boundary layer parameterization for tropical cyclone modeling [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140 (5): 1427–1445, doi:10.1175/MWR-D-11-00217.1.
- Keport J D. 2013. How does the boundary layer contribute to eyewall replacement cycles in axisymmetric tropical cyclones? [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70 (9): 2808–2830, doi:10.1175/JAS-D-13-046.1.
- Keport J D, Schwendike J, Ramsay H. 2016. Why is the tropical cyclone boundary layer not “Well Mixed”? [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73 (3): 957–973, doi:10.1175/JAS-D-15-0216.1.
- 李英, 陈联寿, 张胜军. 2004. 登陆我国热带气旋的统计特征 [J]. *热带气象学报*, 20 (1): 14–23. Li Ying, Chen Lianshou, Zhang Shengjun. 2004. Statistical characteristics of tropical cyclone making landfalls on China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 20 (1): 14–23, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2004.01.002.
- 廖菲, 邓华, 侯灵. 2016. 降水条件下风廓线雷达数据质量分析及处理 [J]. *热带气象学报*, 32 (5): 588–596. Liao Fei, Deng Hua, Hou Ling. 2016. Quality analysis and process of wind profiler data on rain condition [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 32 (5): 588–596, doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2016.05.002.
- Lorsolo S, Zhang J A, Marks Jr F, et al. 2010. Estimation and mapping of hurricane turbulent energy using airborne Doppler measurements [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (9): 3656–3670, doi:10.1175/2010MWR3183.1.
- Moss M S, Merceret F J. 1976. A note on several low-layer features of hurricane Eloise (1975) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 104 (7): 967–971, doi:10.1175/1520-0493(1976)104<0967:ANOSLL>2.0.CO;2.
- Moss M S. 1978. Low-level turbulence structure in the vicinity of a hurricane [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 106 (6): 841–849, doi:10.1175/1520-0493(1978)106<0841:LLTSIT>2.0.CO;2.
- Nielsen-Gammon J W, Powell C L, Mahoney M J, et al. 2008. Multisensor estimation of mixing heights over a coastal city [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47 (1): 27–43, doi:10.1175/2007JAMC1503.1.
- Rotunno R, Chen Y, Wang W, et al. 2009. Large-eddy simulation of an idealized tropical cyclone [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90 (12): 1783–1788, doi:10.1175/2009BAMS2884.1.
- 阮征, 葛润生, 吴志根. 2002. 风廓线仪探测降水云体结构方法的研究 [J]. *应用气象学报*, 13 (3): 330–338. Ruan Zheng, Ge Runsheng, Wu Zhigen. 2002. Method for detecting rain cloud structure with wind profilers [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 13 (3): 330–338, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.03.008.
- Smith R K. 2003. A simple model of the hurricane boundary layer [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129 (589): 1007–1027, doi:10.1256/qj.01.197.
- Smith R K, Montgomery M T. 2008. Balanced boundary layers used in hurricane models [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134 (635): 1385–1395, doi:10.1002/qj.296.
- Smith R K, Vogl S. 2008. A simple model of the hurricane boundary layer revisited [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134 (631): 337–351, doi:10.1002/qj.216.
- Smith R K, Montgomery M T, Van Sang N. 2009. Tropical cyclone spin-up revisited [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135 (642): 1321–1335, doi:10.1002/qj.428.
- Wuertz D B, Weber B L, Strauch R G, et al. 1988. Effects of precipitation on UHF wind profiler measurements [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5 (3): 450–465, doi:10.1175/1520-0426(1988)005<0450:EOPUW>2.0.CO;2.
- Zhang J A, Drennan W M, Black P G, et al. 2009. Turbulence structure of the hurricane boundary layer between the outer rainbands [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66 (8): 2455–2467, doi:10.1175/2009JAS2954.1.
- Zhang J A, Rogers R F, Nolan D S, et al. 2011. On the characteristic height scales of the hurricane boundary layer [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 139 (8): 2523–2535, doi:10.1175/MWR-D-10-05017.1.
- 周芯玉, 梁建茵, 黄健, 等. 2012. 台风“天鹅”、“巨爵”登陆过程风场结构特征的研究 [J]. *热带气象学报*, 28 (6): 809–818. Zhou Xinyu, Liang Jianyin, Huang Jian, et al. 2012. A study on wind structure of typhoon Goni and Koppu during landing [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 28 (6): 809–818, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2012.06.003.
- Zilitinkevich S, Baklanov A. 2002. Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 105 (3): 389–409, doi:10.1023/A:1020376832738.