

台风对卫星导航对流层延迟的影响

李卓盈^{1,2} 陈逸伦^{1,2} 黎伟标^{1,2}

1 中山大学大气科学学院,广东省珠海市大学路 2 号,519082

2 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海),广东省珠海市大学路 2 号,519082

摘要:为研究台风时期对流层延迟的演变,基于 ERA5 再分析数据,计算西北太平洋 1822 号台风“山竹”、1622 号台风“海马”以及西北大西洋 1709 号飓风(台风)“厄玛”时期各高度层可降水量及对应的对流层延迟。结果表明,计算得到的对流层延迟与 IGS 对流层延迟产品存在明显时空差异,台风对测站影响越强,两者一致性越差。进一步分析表明,台风过境会引起可降水量及各高度层水汽分布比例发生变化,两者均会影响对流层延迟,其中,可降水量的变化占主导。在可降水量一定、850~500 hPa 高度层中水汽含量占比最大时,对流层延迟最大。台风使分布于对流层低层的水汽增多,使用传统对流层延迟模型估算对流层延迟,可能会产生额外误差。

关键词:台风;对流层延迟;ERA5 再分析资料;可降水量;湿延迟

中图分类号: P228

文献标识码: A

对流层延迟是空间大地测量技术的主要误差来源之一。在海平面和标准大气条件下,天顶对流层延迟(ZTD)约为 $2.3\text{ m}^{[1]}$ 。在中性大气中,对流层延迟的主要贡献为静力学延迟(ZHD)和湿延迟(ZWD)。其中,ZHD 与气压成正比,占总量的 $80\%\sim 90\%$,ZWD 与温度和水蒸气含量有关,占总量的 $10\%\sim 20\%^{[2]}$,在天顶方向的湿润区域中 ZWD 可达到约 $350\text{ mm}^{[3]}$,被认为是所有 GPS 误差源中最难以确定的量。

台风是一个快速旋转的风暴系统,期间对流层变化剧烈,水汽输送过程复杂,对电磁波信号的传播有明显影响,进而引起卫星导航定位异常。台风各边界水汽输送主要分布在对流层底层,水汽的垂直输送对台风内部水汽的再分配起着重要作用。台风期间大气可降水量(PWV)波动剧烈,其时序变化与降雨量呈现一定的相关性^[4]。李瑞辉等^[5]提出,ERA5 再分析资料计算 ZTD 的精度难以进一步提升的主要原因可能是难以实时监测频繁的水汽活动。台风影响的距离及程度与台风强度相关,外围充沛的水汽能使 ZTD 升降幅度大且长时间保持在高值区^[6]。本文以 3 次台风为例,探究台风对 ZTD 的影响。

1 数据来源

分别从日本气象厅和美国国家飓风中心获取

西北太平洋 1822 号台风“山竹”、1622 号台风“海马”以及西北大西洋 1709 号飓风(台风)“厄玛”的最佳路径数据集,包括 6 h 分辨率的台风中心位置、中心气压等。

ERA5 再分析资料为气压分层数据集以及单层数据集。气压分层数据集时间分辨率为 1 h,水平分辨率为 31 km(插值到常规网格为 $0.25^\circ\times 0.25^\circ$),垂直分辨率为 37 层(顶层高度约为 47 km);单层数据集时间分辨率为 1 h,水平分辨率为 31 km(插值到常规网格为 $0.25^\circ\times 0.25^\circ$)。

选取 IGS 的天顶对流层延迟时序产品作为对流层延迟的参考真值^[5],时间分辨率为 5 min,分别提取香港小浪水站(HKSL)、香港黄石站(HKWS)以及位于大西洋海地岛的 RDSD 站的逐时天顶对流层延迟数据。

2 处理方法

使用王炳忠等^[7]的公式计算 PWV。使用积分法和 Saastamoinen 模型计算 ZTD;积分法计算测站高度处至气压分层数据顶层的 ZTD,记为 ZTD_i ;ERA5 分层数据顶层以上的延迟量使用 Saastamoinen 模型法计算,记为 ZTD_{top} 。把这 2 个部分之和作为测站处的天顶对流层延迟,记为 ZTD。顶层以上大气空间几乎不存在水汽,默认

收稿日期:2022-06-14

项目来源:国家自然科学基金(42105068,42075004);南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海)创新团队建设项目(311022006)。

第一作者简介:李卓盈,主要从事热带气象研究,E-mail:22213020012@m.fudan.edu.cn。

通讯作者:陈逸伦,博士,副教授,主要从事气象卫星遥感研究,E-mail:chenylun3@mail.sysu.edu.cn。

是流体静力学延迟。具体计算公式为:

$$\text{ZTD}_i = 10^{-6} \int_s N ds = 10^{-6} \sum_i N_i \Delta s_i \quad (1)$$

其中, $N = \frac{k_1(P-e)}{T} + k_2 \times \frac{e}{T} + k_3 \times \frac{e}{T^2}$, $e = q \times P/0.622$ 。

$$\text{ZTD}_{\text{top}} = 0.002\,279\,3 \times \frac{P_{\text{top}} + \left(0.05 + \frac{1}{T_{\text{top}}} \frac{255}{T_{\text{top}}}\right) e_{\text{top}}}{f(\varphi, H_{\text{top}})} \quad (2)$$

其中, $f(\varphi, H_{\text{top}}) = 1 - 0.002\,66 \times \cos 2\varphi - 2.8 \times 10^{-7} H_{\text{top}}$ 。式中, k_1 、 k_2 、 k_3 为常数, $k_1 = 77.604\text{ K/Pa}$, $k_2 = 64.79\text{ K/Pa}$, $k_3 = 377\,600.0\text{ K}^2/\text{Pa}$, N 为大气折射率, s 为各层大气厚度之和, N_i 为第 i 层大气层的折射率, P 为大气压强, e 为水汽压, q 为比湿, T 为温度, Δs_i 为第 i 层大气层的厚度, P_{top} 、 e_{top} 、 T_{top} 、 H_{top} 分别为气压分层数据顶层的气压、水汽压、温度和高度, φ 为该地的纬度。

在大气满足静力平衡的条件下,考虑重力加速度随地理纬度以及高度的关系,测站上方 ZHD 与地面气压相关^[8],使用上述方法计算得到的 ZTD 减去 ZHD 可以得到对流层湿延迟 ZWD。

为减小计算误差,各层的气象参数取相邻 2 个等压面气象参数的均值。在计算测站点的 PWV、ZTD 等数据时,先使用双线性插值进行水平内插,将水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的水平网格插值为

$0.005^\circ \times 0.005^\circ$,得到站点所在位置的气象元素值;再进行垂直方向的插值,获得测站所在高度的气象元素值。由于 ECMWF 和 IGS 测站的高程系统分别为位势高度和大地高,因此将位势高转换为大地高。由于正高与位势高近乎相等,因此可将位势高看作正高,先将 ERA5 的位势高度数据插值到 IGS 测站处的经纬度,随后使用 GPT 模型将其转换为大地高,用于计算 ZTD。

以 IGS 对流层延迟产品的 ZTD 为参考,使用平均偏差(bias)和均方根误差(RMSE)评估 ERA5 再分析数据计算得到的 ZTD 的质量。

3 分析讨论

3.1 水汽时空变化

“山竹”和“海马”均生成于西北太平洋洋面,在我国广东沿海登陆。“山竹”生成于 2018-09-07 (北京时间,下同),并于 2018-09-16 17:00 以强台风级别登陆广东台山市,登陆时中心附近最大风力 14 级(45 m/s),2018-09-17 20:00 停止对其编号。“海马”生成于 2016-10-15,并于 2016-10-21 12:40 登陆广东汕尾市,登陆时中心附近最大风力 14 级(42 m/s),2016-10-22 05:00 停止对其编号。“厄玛”于 2017-08-30 在非洲西海岸生成,生成后向西移动并 7 次登陆,最后登陆美国佛罗里达州,于 2017-09-12 消亡。

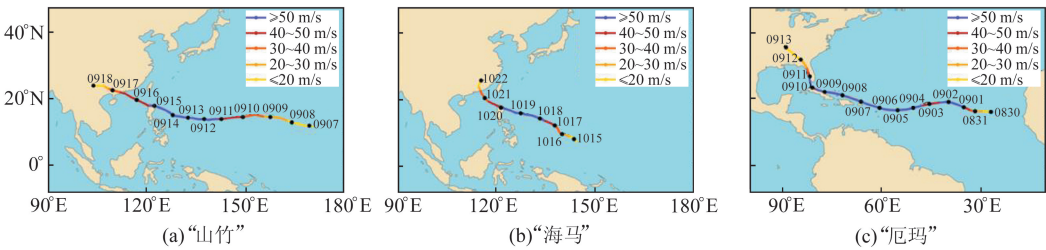


图 1 3 次台风的移动路径
Fig. 1 The moving path of the three typhoons

图 2、图 3、图 4 分别为使用 ERA5 再分析数据计算得到的“山竹”、“海马”及“厄玛”时期 PWV 分布图。可以看出,随着台风的生成和发展,台风区域水汽不断积聚,且形状和气旋有高度的一致性。越靠近台风中心,水汽含量越高;台风越强,水汽含量也越高。台风强盛时期,台风中心附近可降水量可达到 8 cm。

为进一步认识和研究台风时期不同高度层中水汽的垂直分布及演变,将大气柱以 850 hPa 和 500 hPa 等压面作为分界面分为 3 层,分别计算不同高度层可降水量:地表至 850 hPa 高度层为对流层低层、850~500 hPa 高度层为对流层中低层、500 hPa 以上高度层为对流层中高层。

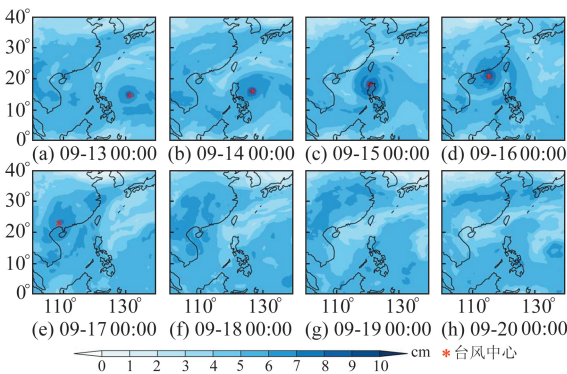


图 2 “山竹”时期 PWV 分布
Fig. 2 PWV distribution during Mangkhut period

从图 5(a)、5(b)可看出,2018-09-15~17,香港 2 个测站的大气整层 PWV 快速增加后又快速降

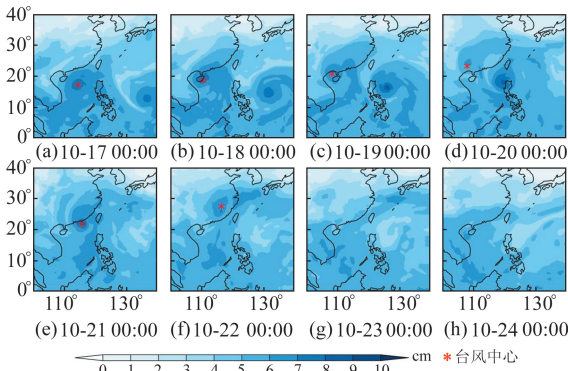


图 3 “海马”时期 PWV 分布
Fig. 3 PWV distribution during Haima period

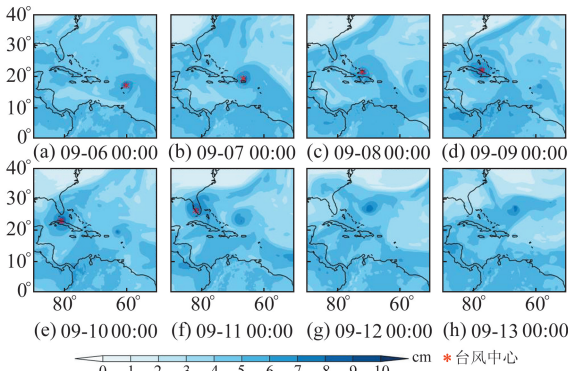


图 4 “厄玛”时期 PWV 分布
Fig. 4 PWV distribution during Irma period

低;2018-09-17 略有回升,之后快速减少至 4 cm。台风消亡后,PWV 虽有振荡,但一直不超过 5.5 cm。500 hPa 以上高度层的水汽含量比其他 2 个高度层少得多,但在台风期间也有较明显的变化。从 2018-09-15 开始,500 hPa 以上高度层 PWV 快速增加,最大值达到 1 cm,约为其他时间水汽含量的 3~5 倍,随后又逐渐下降至台风来临前水平,这与台风活动过程中的深对流导致水汽的积聚和释放有关。850~500 hPa 高度层的水汽含量在 2018-09-12~15 总体呈减小趋势。在台风登陆前后 2 d 也出现快速增长及降低的现象,可能是深对流产生大量凝结消耗的水汽超过垂直水汽净输送和水平通量辐合的水汽,使得 850~500 hPa 高度层的水汽含量减少。且容易看出,850~500 hPa 高度层 PWV 变化大小和程度与整层大气 PWV 的变化大致相同,表明整层大气 PWV 的变化主要由其水汽含量的变化所引起。在 2018-09-12~22 地表至 850 hPa 高度层 PWV 振荡但幅度较小,极大值与极小值相差不到 1 cm。此外,在台风登陆前,地表至 850 hPa 高度层 PWV 的变化与其他 2 个高度层有一定差异。2018-09-12~14 12:00 左右,地表至 850 hPa 高度层水汽含量总体呈增加趋势,而其他 2 个高度层 PWV 总体呈下降趋势。2018-09-14

12:00 左右至 2018-09-16,地表至 850 hPa 高度层 PWV 总体呈下降趋势,而其他 2 个高度层则呈现先快速下降而后急剧增加至峰值的现象。

从图 5(c)、5(d)可知,在 2016-10-16~26 HK-SL 和 HKWS 站先后受“莎莉嘉”和“海马”的影响,大气整层 PWV 两次达到峰值,为 7 cm 左右。2016-10-20~21 地表至 850 hPa 高度层的 PWV 下降而其他 2 个高度层的 PWV 快速增长,与“山竹”登陆前的情形相似。由于“厄玛”路径轨迹距测站的距离大于“山竹”和“海马”距测站的距离,“厄玛”期间 PWV 最大值相对较小,但各高度层变化趋势与“山竹”和“海马”相同,其中 2016-09-07 为“厄玛”最接近测站的一天(图 5(e))。

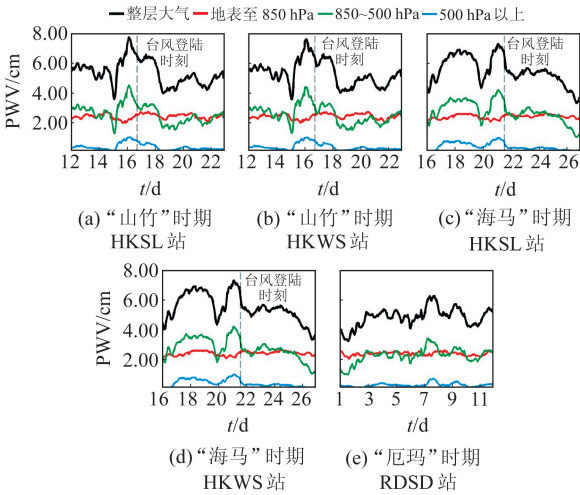


图 5 3 次台风期间不同高度层 PWV 变化
Fig. 5 PWV changes at different altitudes during three typhoons

超级台风“山竹”和“海马”为我国东南沿海地区带来了充沛的水汽。王炳忠等^[7]采用多年探空数据计算 9 月和 10 月香港的可降水量多年月平均值分别为 4.99 cm 和 4.04 cm。“山竹”和“海马”造成整层大气可降水量分别增加了 2.5 cm 和 3 cm,约为多年月平均值的 1.5 倍和 1.75 倍。Lee 等^[9]提出热带气旋边缘的水汽空间分布呈条纹状。研究表明,台风的螺旋雨带的宽度通常为 20~40 km,台风期间 PWV 的周期变化被认为是为螺旋雨带的周期变化所导致,且 PWV 的变化周期与定位误差较大的变化周期一致^[10]。从图 2~4 也可观察到台风演变过程中螺旋雨带的位置,图 5 中 PWV 的波动与螺旋雨带的移动相关。可降水量的大幅度波动表明了台风期间水汽的快速积聚与释放,且各层水汽分布比例发生改变,850~500 hPa 高度层和 500 hPa 以上高度层的水汽含量在台风期间均增加明显,850~500 hPa 高度层增加的水汽含量最多,最大值达到 4 cm,接近非台风时期的两

倍,与台风发展过程中强烈的垂直对流活动有关。对比整层大气和各层的可降水量变化可以看出,其与 850~500 hPa 高度层变化大小和程度大致相同,说明 850~500 hPa 高度层中水汽含量的变化很大程度上决定了整层水汽含量的变化,与卓立等^[11]得出的结论一致。

3.2 对流层延迟时空特性分析

将 IGS 对流层延迟产品的结果记为 IGS-ZTD,将 ERA5 再分析资料计算得到的 ZTD 记为 ERA5-ZTD,计算两者的差值得到图 6。由图 6(a)、6(b)可知,在 2018-09-12 两测站 ZTD 值均为 2 600 mm 左右,而在 2018-09-14 12:00~09-15 00:00 左右急剧减小,最小值不足 2 500 mm。随后 2018-09-15~16 又快速增加至约 2 680 mm,在台风登陆前 12 h 左右达到极值,并在 2018-09-16~18 保持在高值区,但在 2018-09-17 左右出现一个极小值。台风登陆约 5 d 后即 2018-09-23, ZTD 又恢复到约 2 600 mm。

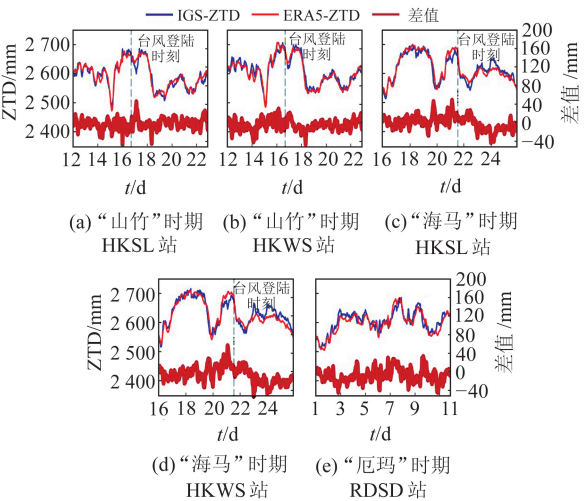


图 6 IGS-ZTD 和 ERA5-ZTD 以及两者之差
Fig. 6 IGS-ZTD, ERA5-ZTD and their differences

从图 6(c)、6(d)可知,由于 1621 号台风“莎莉嘉”的影响, HKSL 和 HKWS 站的 ZTD 值在 2016-10-16 左右处于较低值,随着“莎莉嘉”的登陆而快速增长至约 2 700 mm,保持在高值区,并在“海马”登陆前降至约 2 550 mm。“海马”和“厄玛”登陆前后 ZTD 的变化与“山竹”时期的情形类似,即在台风登陆前后一段时间, ZTD 呈现出“W”形的快速减小-增大到顶峰-快速下降的过程。

ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 时间序列总体吻合较好,两者差值主要集中在±20 mm 之间。相比于“海马”,“山竹”和“厄玛”期间 2 组时间序列的吻合度更高,但仔细观察台风登陆前后 ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 可知,两者差值略有增大。为探究台风的到来是否对 ERA5-ZTD 的精度产生

影响,分别计算整个时间序列以及台风登陆时刻前后 24 h 两组序列的 bias 和 RMSE,见表 1、2 (括号内为台风登陆时刻前后 24 h 结果)。可以看出, HKSL 和 HKWS 站在“山竹”和“海马”时期 bias 均较小,在 4 mm 以内,且“山竹”时期两测站的 bias 比“海马”时期要略小一些。 HKSL 站在 2 次台风期间的 bias 均为正值,且都在 2 mm 以内,而 HKWS 站的 bias 均为负值,在“海马”期间稍大一些,为-3.71 mm。同时,“山竹”时期 RMSE 整体上要优于“海马”和“厄玛”时期。除“海马”时期 HKWS 站的 RMSE 外,其他 4 个 RMSE 值均小于或接近 15 mm,满足在气象应用中使用的数值天气预报模型中输入 ZTD 精度的阈值^[12]。总体来看, ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 吻合较好, ERA5-ZTD 具有较高精度,但精度受空间位置影响,且具有一定的不稳定性。

表 1 “山竹”和“海马”时期 ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 时间序列的 bias 和 RMSE
Tab. 1 Bias and RMSE between ERA5-ZTD and IGS-ZTD during Mangkhut and Haima

	Mangkhut		Haima	
	bias/mm	RMSE/mm	bias/mm	RMSE/mm
HKSL	1.66 (4.19)	11.78 (17.92)	1.84 (15.53)	14.99 (19.24)
HKWS	-1.89 (6.17)	12.13 (14.09)	-3.71 (14.42)	17.68 (21.25)

表 2 “厄玛”时期 ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 时间序列的 bias 和 RMSE
Tab. 2 Bias and RMSE between ERA5-ZTD and IGS-ZTD during Irma

	Irma	
	bias/mm	RMSE/mm
RDSD	-5.43(10.52)	15.60(17.24)

从表 1、2 还可以看出,“山竹”和“海马”登陆时刻前后 24 h 内的 ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 时间序列之间的 bias 和 RMSE 均大于整个时间序列内的 bias 和 RMSE;“厄玛”离 RDSD 站距离最近的 1 d 内的 bias 和 RMSE 也大于整个时间序列内的 bias 和 RMSE。3 个测站括号内的 bias 均为正值,表明台风影响最强烈时, ERA5-ZTD 总体大于 IGS-ZTD。上述数据表明,台风的到来对 ERA5-ZTD 的精度有一定影响,台风对测站影响越强, ERA5-ZTD 与 IGS-ZTD 的一致性越差。

图 7 和图 8 分别为 3 次台风时期 ZHD 和 ZWD 的演变。可以看出,相比于图 5 中 PWV 和图 6 中 ZTD 的变化, ZHD 虽然一直有波动但变化更平稳。在台风接近测站时, ZHD 都呈现出明显的下降趋势,台风远离或登陆消退后都恢复到平均值,这与文献^[10]的结论一致。与 PWV 和 ZTD 的

变化相似,RDSD 站 ZHD 的变化幅度比 HKSL 和 HKWS 站小。使用 ERA5 月平均资料计算得到 HKSL、HKWS 和 RDSD 站 ZWD 的多年平均值分别为 240.428 mm、240.449 mm 和 216.57 mm。由图 8 可知,随着“山竹”和“海马”到来,HKSL 和 HKWS 站的 ZWD 接近多年平均值的 2 倍。在“厄玛”的影响下,RDSD 站 ZWD 最大值约为 410 mm,略低于 HKSL 和 HKWS 站的最大值,但也接近多年均值的 2 倍。台风过境带来的充沛水汽使 ZWD 剧烈波动,体现出水汽的快速积聚和释放过程,ZWD 最大值达到多年平均值的 2 倍。

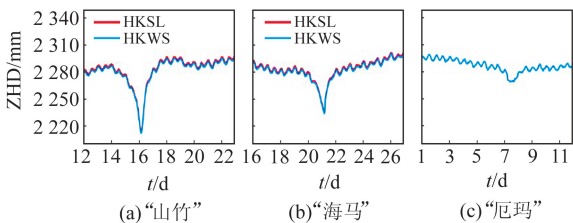
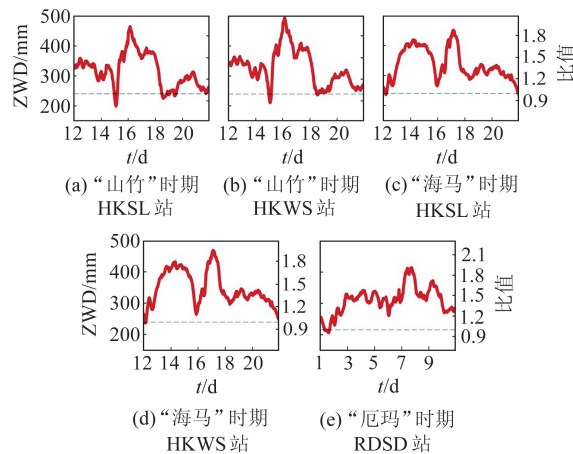


图 7 3 次台风期间的 ZHD 变化
Fig. 7 ZHD changes during three typhoons



虚线参考线表示 ZWD 与多年平均值之比为 1
图 8 3 次台风期间 ZWD 及 ZWD 与多年平均值之比
Fig. 8 ZWD during three typhoons and the ratio of ZWD to multi-year average ZWD

由图 5 可知,3 个高度层中 PWV 含量受台风影响而发生变化,各层 PWV 分布比例也随之改变。在台风登陆约 5 d 前,地表至 850 hPa 高度层和 850~500 hPa 高度层中的 PWV 大致相同,地表至 850 hPa 高度层、850~500 hPa 高度层、500 hPa 以上高度层中 PWV 比例约为 10:10:1。而当台风登陆时,整层大气 PWV 约为几天前的 1.5 倍,且各层中 PWV 比例变为约 2:4:1,850~500 hPa 高度层和 500 hPa 以上高度层的占比增大,850~500 hPa 高度层增至地表至 850 hPa 高度层中 PWV 含量的 2 倍,500 hPa 以上高度层中 PWV 含量和占比的增大尤其明显。这是因为台风发展过程中在接收源源不断的水平水汽输送的同时,深对流活动

使水汽不断垂直向上运输,850~500 hPa 高度层和 500 hPa 以上高度层水汽含量及比例也因此增大。为探究 PWV 分布是否对 ZTD 有显著影响,计算“山竹”时期 HKSL 和 HKWS 站在大气整层 PWV 较大且一定的前提下,相同温度、气压下不同 PWV 分布比例下的 ZTD(表 3)。表中,情形 a 为台风登陆前后,850~500 hPa 高度层中的 PWV 占比最大时的水汽分布情形,情形 b 为地表至 850 hPa 高度层和 850~500 hPa 高度层中 PWV 相等时的水汽分布情形,情形 c 为地表至 850 hPa 高度层中 PWV 占比最高时的水汽分布情形。各组 ZTD 除 PWV 分布比例不同以外其他气象元素均与情形 a 相同。从表 3 可看出,当大气整层 PWV 一定时,改变各层 PWV 分布比例,在相同温度、气压下的 ZTD 发生变化,情形 b、c 的 ZTD 均比情形 a 小。对于 HKSL 站,情形 b、c 和 a 的 ZTD 之间的差值分别为 -5.45 mm 和 -8.17 mm;对于 HKWS 站,情形 b、c 和 a 的 ZTD 之间的差值分别为 -17.94 mm 和 -17.71 mm。以上数据表明,台风的对流活动增强了水汽的垂直输送,从而改变了水汽的分布比例,ZTD 发生了 mm 到 cm 级的变化,且 850~500 hPa 高度层中的 PWV 占比最大时 ZTD 的值最大。

表 3 整层 PWV 一定时 HKSL 和 HKWS 站不同 PWV 分布比例下的 ZTD

Tab. 3 ZTD under different PWV distribution ratios of HKSL and HKWS stations when PWV of the whole layer is constant			
站点	情形	地表至 850 hPa:850~500 hPa:500 hPa 以上	ZTD/mm
HKSL	a	2.23:4.52:1	2 677.21
	b	6.56:6.56:1	2 671.76
	c	12.67:10.70:1	2 669.04
HKWS	a	2.25:4.46:1	2 705.65
	b	6.42:6.42:1	2 687.71
	c	11.65:9.38:1	2 687.94

4 结 语

台风过境时,PWV 的大幅度波动体现出水汽的快速积聚与释放,各层水汽的变化体现了台风中包含的深对流过程。基于 ERA5 再分析资料计算得到的 ZTD 具有较高精度,但不同位置处精度有一定差异,且具有一定的不稳定性;台风对测站影响越强,精度所受影响越大。台风过境引起的 PWV 以及各层 PWV 分布比例的改变均影响 ZTD,其剧烈变化主要由对流层中水汽含量的剧烈变化所引起,当 850~500 hPa 高度层中水汽含量占比最大时,ZTD 最大。台风过境时,ZHD 明显下降,而其带来的充沛水汽使 ZWD 波动剧烈,最大值达到多年平均值的 2 倍。

参考文献

[1] Lasota E, Rohm W, Gueroa G, et al. A Comparison between Ray-Traced GFS/WRF/ERA and GNSS Slant Path Delays in Tropical Cyclone Meranti[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2020, 58(1): 421-435

[2] Niell A E. Improved Atmospheric Mapping Functions for VLBI and GPS [J]. Earth, Planets and Space, 2000, 52(10): 699-702

[3] Bevis M, Businger S, Herring T A, et al. GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(D14): 15 787-15 801

[4] 张静影, 罗亦泳, 邓健, 等. 台风期间 PWV 与降雨量的相关性分析[J]. 大地测量与地球动力学, 2020, 40(5): 491-495(Zhang Jingying, Luo Yiyong, Deng Jian, et al. Correlation Analysis of PWV and Rainfall during Typhoon[J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 2020, 40(5): 491-495)

[5] 李瑞辉, 袁运斌, 张红星. ERA5 应用于区域对流层研究的适用性分析[J]. 导航定位学报, 2021, 9(6): 29-37 (Li Ruihui, Yuan Yunbin, Zhang Hongxing. Applicability Analysis of Applying ERA5 Reanalysis Data to Regional Tropospheric Research[J]. Journal of Navigation and Positioning, 2021, 9(6): 29-37)

[6] 汪波, 仲丛宏. 双台风期间横沙八期超大滩涂圈围工程基准站 ZTD 影响研究[J]. 中国港湾建设, 2017, 37(10): 57-59(Wang Bo, Zhong Conghong. Impact Study on Base Station ZTD in Hengsha Super Tidal Flat Reclamation Phase VIII Project during Binary Typhoons[J]. China Harbour Engineering, 2017, 37(10): 57-59)

[7] 王炳忠, 申彦波. 我国上空的水汽含量及其气候学估算[J]. 应用气象学报, 2012, 23(6): 763-768 (Wang Bingzhong, Shen Yanbo. Atmospheric Vapor Content over China and Its Climatological Evaluation Method[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2012, 23(6): 763-768)

[8] Saastamoinen J. Contributions to the Theory of Atmospheric Refraction[J]. Bulletin G  od  sique, 1973, 107(1): 13-34

[9] Lee Y K, Li J, Li Z L, et al. Atmospheric Temporal Variations in the Pre-Landfall Environment of Typhoon Nangka (2015) Observed by the Himawari-8 AHI[J]. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 2017, 53(4): 431-443

[10] Yu S W, Liu Z Z. Tropical Cyclone-Induced Periodical Positioning Disturbances during the 2017 Hato in the Hong Kong Region[J]. GPS Solutions, 2021, 25(3): 109

[11] 卓立, 吴钲, 方德贤, 等. 超强台风“鲇鱼”形成过程中的水汽演变特征[J]. 南京大学学报: 自然科学, 2020, 56(5): 640-652(Zhuo Li, Wu Zheng, Fang Dexian, et al. Moisture Evolution during the Pre-Genesis of Super Typhoon Megi (2010)[J]. Journal of Nanjing University: Natural Science, 2020, 56(5): 640-652)

[12] He Q M, Zhang K F, Wu S Q, et al. Real-Time GNSS-Derived PWV for Typhoon Characterizations: A Case Study for Super Typhoon Mangkhut in Hong Kong[J]. Remote Sensing, 2020, 12(1): 104

Influence of Typhoon on Tropospheric Delay of Satellite Navigation

LI Zhuoying^{1,2} CHEN Yilun^{1,2} LI Weibiao^{1,2}

1 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, 2 Daxue Road, Zhuhai 519082, China
2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory(Zhuhai), 2 Daxue Road, Zhuhai 519082, China

Abstract: To study the evolution of tropospheric delay during typhoons, based on ERA5 reanalysis data, this paper calculates atmospheric precipitable water vapor of each altitude layer and tropospheric delay during northwestern Pacific typhoon 1822 Mangkhut, 1622 Haima and northwestern Atlantic hurricane (typhoon) 1709 Irma. The results show that there are spatial and temporal differences between the tropospheric delay calculated by ERA5 data and IGS tropospheric delay product. The stronger the influence of typhoon on the station, the more consistency is affected. Further analysis shows that typhoon transits change the precipitable water vapor and its proportion in each altitude layer at the same time, both affecting tropospheric delay. The former is dominant. At a certain amount of precipitable water, the tropospheric delay is the largest when the proportion of water vapor between 850-500 hPa is the largest. Typhoons increase the amount of water vapor distributed in the lower troposphere, so the estimation of tropospheric delay using the traditional tropospheric delay model may produce additional errors.

Key words: typhoon; tropospheric delay; ERA5 reanalysis data; precipitable water vapor; wet delay

Foundation support: National Natural Science Foundation of China, No. 42105068, 42075004; Innovative Team Construction Project of Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory(Zhuhai), No. 311022006.
About the first author: LI Zhuoying, majors in tropical meteorology, E-mail: 22213020012@m.fudan.edu.cn.
Corresponding author: CHEN Yilun, PhD, associate professor, majors in meteorological satellite remote sensing, E-mail: chenylun3@mail.sysu.edu.cn.