赵中阔，梁建茵，万齐林，等. 强风天气条件下海气动量交换参数的观测分析[J]. 热带气象学报, 2011, 27(6): 899-904.

文章编号：1004-4965(2011)06-0899-06

强风天气条件下海气动量交换参数的观测分析

赵中阔[1]，梁建茵[1]，万齐林[1]，齐义泉[2]，廖菲[1]，
周明煜[3]，刘春霞[1]，黄健[1]，黄辉军[1]，毛伟康[1]

（1. 中国气象局广州热带海洋气象研究所/海洋气象联合开放实验室，广东 广州 510080；
2. 中国科学院南海海洋研究所，广东 广州 510301；3. 中国极地研究中心，上海 200136）

摘　　要：利用近岸海上气象平台对登陆台风“黑格比”近海层风廓线观测资料，计算分析了近海层大气的湍流动量通量交换参数，以期认识高风速情况下的海气动量交换特征。数据分析结果显示，当海面上方 10 m 处风速 U_{10}≤24 m/s 时，摩擦速度（U_*）随风速的增大而增大，当 U_{10}>24 m/s 时，U_*呈饱和趋势。海面粗糙度长度（Z_0）、拖曳系数（C_d）在低风速（U_{10}≤ 6 m/s）随风速的增大而减小，在 U_{10} 处于 6~24 m/s 之间时，Z_0、C_d 随风速的增大而增大，当 U_{10}>24 m/s 时，Z_0、C_d 达到极值后开始减弱。Z_0、C_d 极值出现在 U_{10} 为 24~28 m/s 之间。并对高风速时拖曳系数衰减现象的对应机制进行了讨论。另外，还探讨了台风期间的阵风因子（$G(t, T)$）等参数的演变特征。

关　键　词：边界层气象学；强风海气动量交换；拖曳系数；粗糙度长度；阵风因子

中图分类号：P732.6　　**文献标识码**：A　　**Doi**：10.3969/j.issn.1004-4965.2011.06.013

1 引　　言

台风的发生发展是多种尺度系统相互作用的结果，因而对台风的准确预报是非常困难的。其中，台风强度和结构的变化则受到更多物理过程的影响[1-3]，对其认识与预报要比台风路径困难得多。近年来，台风的频度与强度都有增强的趋势[4-5]，但随着卫星、雷达等多种大气探测技术以及数值模式性能的不断发展，台风路径的预报精度已有了显著改善[6]；而对台风结构和强度变化的研究却相对缓慢。这主要由于台风强度的变化强烈地受到海洋-大气之间复杂相互作用的影响，造成目前业务模式面临着台风强度预报精度较低的难题[6]。

台风条件下海洋-大气界面的动量交换决定着海洋对其风场的响应，是台风发展过程中维持其动量平衡的重要部分。因此，准确估计海气界面动量交换对台风强度与路径的预报有重要作用。目前，台风天气条件下的海气动量交换外场观测研究方法有风速半对数廓线法[7]、直接涡动相关法[8-9]，以及洋流-风应力方程法[10]；此外，理论研究[11]以及波浪槽台风风速试验[12-14]也是重要的研究手段。这些研究得出了较一致的结论：拖曳系数或海面空气动力学粗糙度先随风速的增加而增加，在风速达到某个值时(25~33 m/s)出现极值，之后随风速的增加出现衰减[7, 10, 12-14]。这些研究结果中，拖曳系数变平或出现减弱时所达到的量值与对应的风速上存在差异，这些差异部分原因是试验方法的差异。由于气球存在向台风中心的径向飘移，导致 Powell 等[7]观测到的风速垂直剪切最小，造成拖曳系数偏低。而 Donelan 等

收稿日期：2010-07-29；**修订日期**：2011-02-21

基金项目：973 计划(2009CB421500)；国家自然科学基金重点项目(40730948)；行业专项(GYHY201106036)；公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906008)；广东省自然科学基金(945100801900286)共同资助

通讯作者：梁建茵，男，广东省人，研究员，主要从事季风与海气相互作用的研究。E-mail: liang_jy@grmc.gov.cn

[12]的室内风浪槽中的波浪与风之间易于达到平衡，而真实的海洋中不是这样的。另外，French 等[8]和 Smedman 等[15]的观测结果指出，在风速<29 m/s 时，拖曳系数与风速在统计意义上并不存在依赖关系。尽管估计海面动量交换是理解与预报台风强度的一个重要参量，高风速时拖曳系数随风速变化的问题目前仍无定论[16]。

台风强度突变特征多年统计结果显示[17]，我国近海台风强度突变主要发生在海南-台湾之间，因而，近海是研究台风强度变化的重要区域。为进一步认识台风边界层内海气界面湍流通量交换特征，中国气象局广州热带海洋气象研究所利用博贺海洋气象观测平台对台风“黑格比”（Hagupit，国际编号 0814）开展了近海层风廓线观测，分析探讨强风条件下的海气动量交换与湍流特征。

2 台风“黑格比”风速测量数据与处理方法

中国气象局广州热带海洋气象研究所博贺海洋气象观测平台（简称海洋平台）位于广东省茂名市电白县莲头岭半岛中部东面约 6 km 处（图 1），距离小岛大竹洲约 900 m，海洋平台直接建设在平均水深约 14 m 的海面上。2008 年 9 月 24 日 06 时 45 分台风“黑格比”在电白县陈村镇境内登陆，图 1给出了“黑格比”靠近海洋平台前后的中心路径。本文主要选取“黑格比”登陆前 3 小时的观测数据。另外，为了分析的完整性与证明数据的可信性，分析中还选取了非台风季节的低风速数据。下文分析所用低风速时段数据分别为位于海平面上方 16 m、20 m、23 m 与 31 m 高度层的风速数据与温度数据；而 31 m 处的风速传感器在 2008 年台风季节发生了机械故障，故台风时段的数据来自 16 m、20 m 与 23 m 高度层。两种数据的采样周期均为 1 min，风速数据还记录有 0.1 s 阵风值。表 1列出了各高度层传感器的型号与测量精度。

以往的研究指出，在中性边界层条件下，近地（海）层平均风速符合对数规律[18]，这种方法在海气交换的研究中被广泛采用[12, 19]。台风条件下的大气边界层湍流混合充分，满足中性边界层的条件。Powell 等[7]的下投式 GPS 探空结果，提供了台风中存在对数风速廓线的有力证据。中性稳定度时，海面粗糙度长度（Z_0）、摩擦速度（U_*）与某一参考高度（一般取 10 m）的风速（U_{10}）满足对数分布规律[18]，

$$U=(U_*/k)\ln(Z/Z_0) \quad (1)$$

其中 k 为 Von Karman 常数约为 0.4，与摩擦速度相关的近海层动量通量 τ 可以表示为，

$$\tau=\rho U_*^2=\rho C_d U_{10}^2 \quad (2)$$

其中 ρ 为空气密度，C_d 为拖曳系数。根据公式(1)，对平均风速廓线进行线性拟合，其斜率与截距分别为 U_*/k 与 Z_0。同样，根据公式(2)，利用 U_{10} 可以计算 C_d。

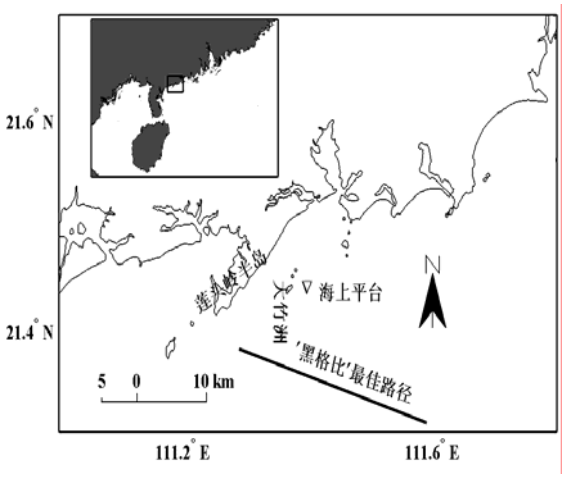


图 1 海洋平台位置与“黑格比”靠近海洋平台期间的轨迹 黑色粗线表示本文所分析数据时段“黑格比”的路径，台风轨迹数据为日本气象厅台风最佳路径资料。

表 1 各高度层的传感器及其测量精度

设备距海面平均高度	设备及其生产公司	测量精度
16 m、20 m、23 m、31 m	螺旋桨风速计 Young 05106，美国 Young 公司	±0.3 m/s 或 1%
	温度传感器 HMP45，芬兰 Vaisala 公司	±0.2 ℃，在 20~30℃温度范围

本文用于分析的风速数据，经过如下质量控制：剔除了风速不随高度单调递增的时次；剔除了各层风向差大于 10 °的时次；排除了明显偏离

对数规律的时次；为降低观测塔身可能造成的扰流影响，所用风速数据的风向控制在 350~180 °；为使环境符合中性稳定度，剔除了总体 Richardson 数(Ri)的绝对值大于 0.1 的时次；由于低风速时传感器误差较大，剔除了风速小于 2 m/s 的时次；考虑到 Smedman 等[15]所述的有关波浪边界层的影响，剔除了对应粗糙度长度异常大(Z_0>0.02 m)或异常小(Z_0<10^{-6} m)的时次。最终所选取的数据组数为 490 组。

3　结果分析与讨论

3.1　阵风因子

阵风因子（$G(t, T)$）作为湍流强度的一个表征量，其定义为，

$$G(t, T)=U_{\max}(t, T)/U(T) \tag{3}$$

其中 $U_{\max}(t, T)$为测量时段 T 内持续时间为 t 的最大平均风速(T>t)，$U(T)$为整个测量时段内的平均风速。

台风风速强度下阵风因子是台风风场模拟与台风灾害概率评估中一个重要参数[20]，根据观测获取的资料情况，利用记录的 0.1 s 阵风极值，计算了阵风因子 G(0.1 s, 1 min)，图是利用 23 m 高度风速数据计算的阵风因子以及拟合结果。从图 2 可以看出，在低风速情况下，阵风因子随风速略有增加但幅度较小，基本稳定在 1.1~1.2 之间，当风速超过 25 m/s 时，阵风因子随风速增大而出现较大涨幅。不过，阵风因子与风速基本保持线性关系。为此，假定 G(0.1 s, 1 min)与 1 min 平均风速 U 之间存在以下线性关系，

$$G(0.1\ \text{s}, 1\ \text{min})=a+b\times U \tag{4}$$

对于第三层风速，a、b（b 的单位为 s/m）的取值分别为 1.12(1.07, 1.17)与 0.004 5(0.002 6, 0.006 3)。括号中的值代表置信水平为 0.95 时的置信区间。进一步利用第二层与第四层风速资料，计算得到这两个参数分别为 1.13 (1.08, 1.18)、0.004 8(0.002 9, 0.006 7)与 1.13(1.11, 1.17)、0.003 8 (0.002 2, 0.005 4)。上述计算表明，对于近海面大气，阵风因子随高度的变化并不显著。

3.2　拖曳系数与海面粗糙度长度

为研究海气界面中大气湍流动量交换特征，利用观测资料计算了近海层大气的动量交换参量（U_*、Z_0、C_d）随风速的变化关系（图3）。由图 3 可知，U_*随 U_{10} 的增加而增加，当 U_{10} 超过约 24 m/s 时 U_*随风速增大的斜率变缓，呈饱和趋势；Z_0、C_d 在低风速时（≤ 6 m/s）随风速的增大而减小，在 U_{10} 处于 6~24 m/s 之间时，Z_0、C_d 随风速的增大而增大。当 U_{10}>24m/s 时，Z_0、C_d 开始减弱。可以判断，Z_0、C_d 极值出现在 24~ 28 m/s 之间。U_*的表现与常被引用的 Large 等[21]在开阔海面上的观测结果相比（图3a 实线），具有较为一致的变化趋势，但明显存在一个系统性差异。C_d 的量值（图3c）与先前许多研究结果具有较好的一致性。但值得注意的是，对于 1 min 单点值，不同于 U_*量值较为集中的特点，粗糙度长度 Z_0（图3b）和拖曳系数 C_d（图3c）随 U_{10} 的变化则显示出较大的发散性，Smedman 等[15]和 French 等[8]得到过类似的结果。

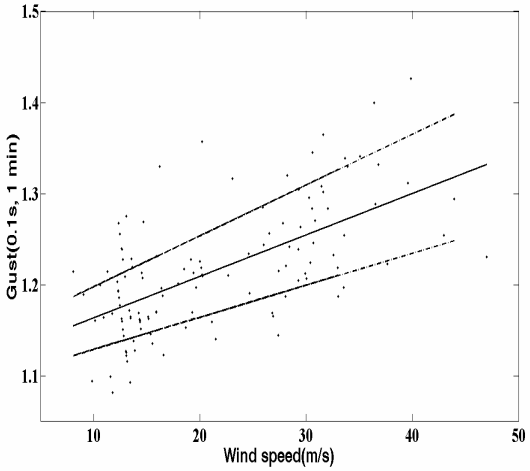


图 2　根据第三层风速记录计算的阵风因子
中间实线代表最小二乘拟合结果，两条虚线
代表 0.95 置信水平的上、下界限。

低风速（U_{10}<5 m/s）时拖曳系数、粗糙度长度随风速加强而减小的现象，Yelland 等[22]、Garcia-Nava 等[19]都曾报道过类似的观测结果。Pan 等[23]证实，涌浪的出现导致了拖曳系数随风速减小。Kudryavtsev 等[24]的模式定性与定量地重现了涌浪对海面拖曳影响的外场试验结果：只有在低风速下，逆风涌浪对海面拖曳的影响才非

常显著，交叉风涌浪不太显著。这种现象还存在其他可能的解释，Jones 等[25]指出，当海面粗糙单元小到被海面粘性亚层掩盖时，这时的气流可达到空气动力学平滑状态，Z_0、C_d均会随风速的增强而减小；另外，在低风速时，自由对流占主导，会产生比典型湍流尺度要大的结构，这些较大的结构会产生强阵风，造成低风速时拖曳系数的增强[26]。

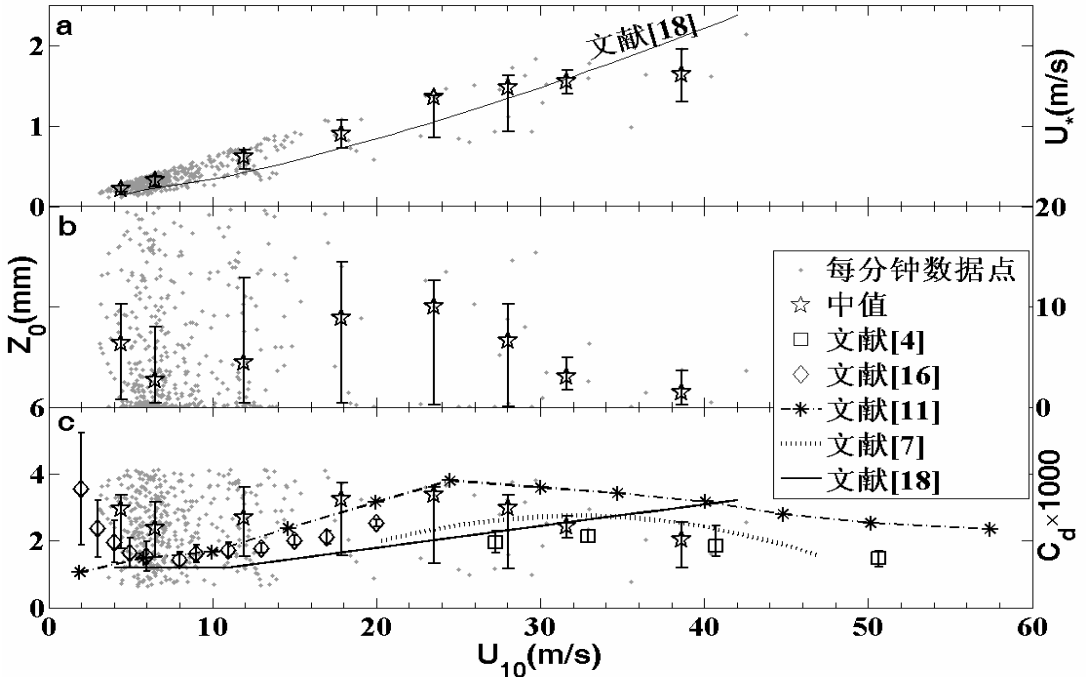


图 3 海表层动量交换参量随 U_{10} 的变化 灰色点代表每 1 min 的结果。依据 U_{10} 以 5 m/s 为间隔将数据分割为 8 档，☆为每档内数据的中值，上下误差柄为 25%、75%的概率区间。a. 本文得出的 U_*与依据 Large 和 Pond 关系计算的 U_*(实线)；b. 本文得到的 Z_0；c. 本文得到的 C_d 与他人观测结果比较。

当 U_{10} 在 6~24 m/s 之间时，本文计算得出的 Z_0、C_d 均随风速的增强而增强，这一规律基本受到认可[12]。从图3c 的比较可以看出，C_d 随风速的变化规律与文献中已经发表的结果较为一致，但具体量值存在明显不同。这说明本文的观测结果有自身特点。对于不同作者得出的 C_d 量值之间的差异，Guan 等[27]分析认为，可视为由 Charnock 常数的差异造成；进一步根据扩展的 Charnock 关系，这种差异则与海面状态如波龄、波陡度有关。

高风速时，Z_0、C_d 的表现类似文献[7, 10, 12, 14]的研究结果。在高风速下，海面拖曳作用出现饱和或减弱，目前比较一致的物理解释[7, 12, 28]为：高风速环境中，在海气界面的海洋一侧充满气泡，大气一侧充满海洋泡沫与飞沫，以致在海面与气流之间形成一个“润滑层”，使气流直接从这个“润滑层”上滑过，而“感受”不到下面的粗糙海面，从而降低了拖曳作用。下文将对这一现象做更深入的讨论与分析。

4 结论与讨论

利用海洋平台的近海面风廓线观测资料，对弱风至强风条件下的海气动量交换特征与阵风因子进行了分析，研究结果如下。

（1） 在 U_{10}<24 m/s 范围内，摩擦速度 U_* 随风速的增加而增加，拖曳系数 C_d 与粗糙度长度 Z_0 先随 U_{10} 的增大而减小(U_{10}≤6 m/s)，后随风速的增大而增大；在 U_{10}>24 m/s 时，U_*出现饱和趋势，Z_0、C_d 达到极值后开始随风速的增大而减小。

（2） 在所观测的风速范围内（≤45 m/s），阵风因子随风速的增加而增大；对于近海面大气，阵风因子随高度的变化并不显著。

近来，出现了多个试图解释高风速下海上拖

曳系数表现的模式，主要考虑的影响过程包括白头浪泡沫所导致的气流隔离效应[29-30]，海洋飞沫对大气的动量反馈过程[31-32]，以及海洋-大气界面层两种流体中的速度剪切效应[33-34]。在仅考虑气-流隔离效应时[31]，可以重现外场风区尺度上高风速时拖曳系数的饱和现象，而不能产生高风速时拖曳系数随风速衰减的现象。以飞沫为媒介的通量对海气总动量通量的贡献[31]，可进一步削弱风速超过 40 m/s 时拖曳系数的预测值，使预测值更接近观测值。换句话说，海洋飞沫的反馈作用可以解释剩余的高风速时拖曳系数的衰减。Bye 等[33-34]的海-气线性耦合模式的模拟结果，可以较好地重现高风速下拖曳系数饱和的现象，而再现拖曳系数衰减现象的能力较差。从湍流摩擦的视角而言，高风速时拖曳系数的衰减意味着海面上逐渐形成一个“滑动”的表面，他们认为这是由于风向波浪长波传递能量而将海面抹平以及飞沫向大气反馈动量所致。从以上的总结分析可以看出，目前的模式普遍认为，海洋飞沫向大气的动量反馈是造成高风速下拖曳作用降低的根本物理机制，而海洋飞沫层所造成的大气-海洋之间的隔离则可使拖曳作用达到饱和。

目前，台风条件下的海洋飞沫观测还非常缺乏[28]，破碎波浪统计量很可能低估实际的破碎事件，破浪频繁破碎时的波浪场也可能无法用线性 Fourier 模充分描述，模式中所用的参数都是基于低风速观测结果的外推[31]。所得出的解释也多是定性或半定量的。要精确认识高风速时拖曳系数衰减现象的物理本质，还需要做很多深入的工作。

下一步，将以目前公开发表的海气耦合动量传输模式为基础，结合海上平台的海洋要素观测，对高风速条件下海气动量交换的物理机制做更深入的分析与理论研究。

参 考 文 献：

[1] 梁力, 吴志伟, 傅芬华. 热带气旋台风阶段强度突变的角动量收支[J]. 热带气象, 1990, 6(3): 273-282.

[2] 陶祖钰, 田佰军, 黄伟. 9216 号台风登陆后的不对称结构和暴雨[J]. 热带气象学报, 1994, 10(1): 69-77.

[3] 梁力, 吴志伟, 严光华. 9012 号热带气旋登陆后维持不消的动力机制[J]. 热带气象学报, 1995, 11(1): 26-34.

[4] EMANUEL K. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years[J]. Nature, 2005, 436(7 051): 686-688.

[5] KRISHNAMURTI, T. N., S. PATTNAIK, L. STEFANOVA, et al.The hurricane intensity issue[J]. Mon Wea Rev, 2005, 133(7): 1 886-1 912.

[6] RAPPAPORT E N, FRANKLIN J L, AVILA L A, et al. Advances and Challenges at the national hurricane center[J]. Wea Forecasting, 2009, 24(2):395-419.

[7] POWELL M D, VICKERY P J, REINHOLD T A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones[J]. Nature, 2003, 422: 279-283.

[8] FRENCH J R, DRENNAN W M, ZHANG J A, et al. Turbulent fluxes in the hurricane boundary layer Part I: Momentum Flux[J]. J Atmos Sci, 2007, 64(4): 1 089-1 102.

[9] ZHANG J A, KATSAROS K B, BLACK P G, et al. Effects of roll vortices on turbulent fluxes in the hurricane boundary layer[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2008, 128(2): 173-189.

[10] JAROSZ E, MITCHELL D A, WANG D W, et al. Bottom-up determination of air-sea momentum exchange under a major tropical cyclone[J]. Science, 2007, 315(5 819): 1 707-1 709.

[11] FAIRALL C W, BRADLEY E F, HARE J E, et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm[J]. J Climate, 2003, 16(4): 571-591.

[12] DONELAN M A, HAUS B K, REUL N, et al. On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds[J]. Geophys Res Lett, 2004, 31(18), L18306, doi: 10.1029/2004GL.

[13] HAUS B K, JEONG D, DONELAN M A, et al. Relative rates of sea-air heat transfer and frictional drag in very high winds[J]. Geophys Res Lett, 2010, 37(7), L07802, doi:10.1029/2004GL019460.

[14] ALAMARO M, EMANUEL K, COLTON J, et al. Experimental investigation of air-sea transfer of momentum and enthalphy at high wind speed[C] //In 25th Conf on Hurricanes and Tropical Meteorolgy. San Diego: Amer Meteor Soc, 2002: 667-668.

[15] SMEDMAN A S, LARSEN X G, HOGSTROM U, et al. Effect of sea state on the momentum exchange over the sea during neutral conditions[J]. J Geophys Res, 2003, 108(C11), 3 367, doi: 10.1029/2002JC001526.

[16] ZEDLER S E, NIILER P P, STAMMER D, et al. Ocean's response to hurricane frances and its implications for drag coefficient parameterization at high wind speeds[J]. J Geophys Res, 2009, 114, C04016, doi: 10.1029/2008JC005205.

[17] 刘春霞，容广埙. 台风突然加强与环境场关系的气候分析[J]. 热带气象学报, 1995, 11(1): 167-179.

[18] PAULSON C A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer[J]. J Appl Meteo, 1970, 9(6): 857-861.

[19] GARCIA-NAVA H, OCAMPO-TORRES F J, OSUNA P, et al. Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions[J]. J Geophys Res, 2009, 114(C12), C12008, doi: 10.1029/2009JC005389.

[20] VICKERY P J, MASTERS F J, POWELL M D, et al. Hurricane hazard modeling: The past, present, and future[J]. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 2009, 97(7-8): 392-405.

[21] LARGE W G, POND S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds[J]. Journal of Physical Oceanography, 1981, 11(3): 324-336.

[22] YELLAND M, TAYLOR P K. Wind stress measurements from the open ocean[J]. Journal of Physical Oceanography, 1996, 26(4): 541-558.

[23] PAN J, WANG D W, HWANG P A. A study of wave effects on wind stress over the ocean in a fetch-limited case[J]. J Geophys Res, 2005, 110(C2), C02020, doi: 10.1029/2003JC002258.

[24] KUDRYAVTSEV V N, MAKIN V K. Impact of swell on the marine atmospheric boundary layer[J]. Journal of Physical Oceanography, 2004, 34(4): 934-949.

[25] JONES I S F, VOLKOV Y, TOBA Y, et al. Overview[M]//In Wind stress over the ocean. Cambridge: Cambridge Univ Press, 2001:1-31.

[26] DRENNAN W M. On the parameterisations of air-sea fluxes[M]//In Atmosphere-Ocean Interactions. USA: WIT Press, 2006:1-34.

[27] GUAN C, L XIE. On the linear parameterization of drag coefficient over sea surface[J]. Journal of Physical Oceanography, 2004, 34(12): 2 847-2 851.

[28] ANDREAS E L. Spray stress revisited[J]. Journal of Physical Oceanography, 2004, 34(6): 1 429-1 440.

[29] KUDRYAVTSEV V N, MAKIN V K. The Impact of air-flow separation on the drag of the sea surface[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2001, 98(1): 155-171.

[30] KUDRYAVTSEV V, MAKIN V. Aerodynamic roughness of the sea surface at high winds[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2007, 125(2): 289-303.

[31] MUELLER J, VERON F. Nonlinear formulation of the bulk surface stress over breaking waves: Feedback mechanisms from air-flow separation[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2009, 130(1): 117-134.

[32] SOLOVIEV A, LUKAS R. Effects of bubbles and sea spray on air-sea exchange in hurricane conditions[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2010, 136(3): 365-376.

[33] BYE J A T, JENKINS A D. Drag coefficient reduction at very high wind speeds[J]. J Geophys Res, 2006, 111(C3), C03024, doi: 10.1029/2005JC003114.

[34] BYE J, WOLFF J-O. Charnock dynamics: a model for the velocity structure in the wave boundary layer of the air-sea interface[J]. Ocean Dynamics, 2008, 58(1): 31-42.

OBSERVATIONAL ANALYSIS OF AIR-SEA MOMENTUM EXCHANGE IN STRONG WIND CONDITION

ZHAO Zhong-kuo[1], LIANG Jian-yin[1], WAN Qi-lin[1], QI Yi-quan[2],
LIAO Fei[1], ZHOU Ming-yu[3], LIU Chun-xia[1], HUANG Jian[1],
HUANG Hui-jun[1], MAO Wei-Kang[1]

（1. Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology/
The Joint Open Laboratory of Marine Meteorology, CMA, Guangzhou, 510080, China；
2. South China Sea Institute of Oceanology, CAS, Guangzhou, 510301, China；
3. Polar Research Institute of China, Shanghai, 200136, China）

Abstract：In order to investigate the air-sea momentum exchange at high wind, the wind profile data observed in the atmospheric layer near the sea surface during the typhoon “Hagupit” are selected and analyzed. The results indicate that for 10 m wind speed $U_{10}\leq$ 24 m/s, the friction velocity U_* increases with winds; as U_{10} is bigger than 24 m/s, U_* shows a saturating tendency. The drag coefficient C_d and the roughness length Z_0 decrease with increasing wind speed for U_{10} less than 6 m/s. For U_{10} between 6 m/s and 24 m/s, Z_0 and C_d increase with wind speed. The maximum values of Z_0 and C_d appear in the U_{10} range of 24~28 m/s. The possible mechanisms for the drag reduction at high wind speed are discussed. In addition, the gust factors $G(t, T)$ during the typhoon are given and analyzed.

Key words: boundary layer meteorology；air-sea momentum exchange in strong wind；drag coefficient；roughness length；gust factor