

天文学、地球科学

太湖湖-气界面动量和水热交换系数 时间变化特征及其影响因素分析

曹正达 刘寿东 肖启涛 徐家平 胡 诚 张 圳 肖 薇*

(南京信息工程大学大气环境中心和应用气象学院,南京 210044)

摘 要 利用2014年太湖平台山站的涡度相关和小气候观测资料,优化得到(最小均方差原则)10 m中性条件下的动量交换系数(C_{D10N})、感热交换系数(C_{H10N})和水汽交换系数(C_{E10N}),分析了其季节变化特征及其与10 m高度风速(u_{10}),浪高和大气稳定度的关系,并与其他湖泊研究结果进行了对比分析。结果表明,太湖交换系数呈现冬春高、夏秋低的季节变化特征。在 $u_{10} < 4$ m/s时,交换系数随风速增加而迅速减小,在 $u_{10} = 5 \sim 6$ m/s时达到最小值后趋于稳定。受水深和风浪区限制,相同风速条件海洋参数化方案会低估太湖交换系数,低风速条件下低估更为明显。交换系数与浪高的关系类似于风速,但受水深限制,风浪发展受到制约,交换系数随浪高增加而趋于稳定。随着大气不稳定性增加,感热和水汽交换系数逐渐增大,大气不稳定或中性条件下的动量交换系数明显大于大气稳定时的结果。7个湖泊研究结果对比分析表明,湖泊形态特征对交换系数的影响较小,除Great Slave Lake外,6个内陆湖泊交换系数 C_{D10N} 、 C_{H10N} 和 C_{E10N} 的平均值分别为 1.65×10^{-3} 、 1.24×10^{-3} 、 1.11×10^{-3} 。

关键词 太湖 湖-气交换系数 时间变化 浪高 大气稳定度

中图法分类号 P404; **文献标志码** A

湖泊是地球系统的重要组成部分,虽然占全球陆地面积的比例不到4%^[1],但对区域乃至全球的物质循环和能量平衡至关重要^[2]。与周边陆地相比,湖泊具有更低的反照率和粗糙度,但储热能力更强,使得湖泊对气温变化具有“缓冲”作用^[3,4]。湖泊对局地天气和区域气候的影响主要通过湖泊与大气之间的动量和水热交换实现,因此,研究湖-气界面的动量和水热交换对理解湖泊水分循环、能量平衡以及局地气候变化有着重要意义^[5]。

近几十年,涡度相关技术被广泛用于湖泊与大气之间的动量和水热交换观测研究^[6-15]。但受制于仪器安装和维护难度,湖泊模型^[4,16]中仍广泛使用质量传输方程计算动量、感热以及潜热通量,而交换系数的取值偏差直接影响通量的计算结果。以往研究中,湖泊模型的动量和水热交换系数多采用海洋大气边界层参数化方案^[16],但因湖泊和海洋存在水文、动力和热力特征差异,采用海洋参数化方案常

高估湖-气界面通量,如对太湖年蒸发量的高估比例达40%^[11]。近年,已有研究直接利用涡度相关观测资料计算湖-气界面的动量和水热交换系数^[6,12,17,18],并从风速、大气稳定度等方面分析了其影响因素^[14,19,20]。刘辉志,等^[12]研究指出云贵高原上洱海湖-气界面湍流交换系数呈现夏秋较大、冬春季较小的时间变化特征,并认为风速造成的浪高变化是引起其季节变化的主要原因。Li等^[14]认为湖-气界面动量交换系数与大气稳定度的关系因湖面粗糙度变化而存在很大不确定性。由于湖泊气候条件、周边环境和形态特征存在差异,以上研究结果是否适用于亚热带大型浅水湖泊(如太湖)还不得而知。

太湖是典型的大型浅水湖泊,东西最大宽度56 km,南北长约68 km,水域面积达2 400 km²,平均水深仅1.9 m,最大深度不超过3.5 m。南京信息工程大学于2013年6月在太湖建成了全球首个湖泊中尺度涡度通量网^[21],采用涡度相关法对湖泊与大气之间的动量、能量和物质通量进行长期观测研究。现选取太湖中尺度通量网中风浪区最为开阔(>14.1 km)的平台山观测站,基于该站2014年全年的小气候和涡度相关观测资料,首先分析了太湖湖-气界面动量和水热交换系数的时间变化特征;其次对交换系数与风速、浪高和稳定度之间的关系进

2016年4月10日收到 教育部长江学者和创新团队发展计划项目(PCSIRT)和江苏高校优势学科建设工程项目(PAPD)资助
第一作者简介:曹正达(1989—),男,江苏人,硕士研究生。研究方向:湖-气相互作用。E-mail: 15651937599@163.com。

*通信作者简介:肖 薇(1982—),博士,副教授。E-mail: wei.xiao@nuist.edu.cn。

行了研究;最后,将得到的太湖湖-气交换系数结果与其他湖泊研究结果进行了比较,以期对湖泊模型的通量参数化方案研究提供参考。

1 研究方法

1.1 站点和仪器介绍

研究的试验站点为太湖中尺度通量网中的平台山观测站(31°24'N, 120°13'E),该站位于太湖中心区域,离岸最近距离为 14.1 km,观测站周边平均水深约为 2.8 m。

平台山所有观测设备均架设在 4.1 m × 4.1 m 的平台上,包括涡度相关系统、小气候观测系统、四分量辐射计和水温梯度观测系统。涡度相关系统由三维超声风速计(CSAT3, Campbell Scientific)和开路式 CO₂/H₂O 红外气体分析仪(EC150, Campbell Scientific)组成,观测高度为 8.5 m。小气候观测系统由温湿度传感器(HMP155A, Vaisala)、风速风向计(05103, R M Yong Company)组成,观测高度为 8.5 m。四分量净辐射计(CNR4, Kipp & Zonen)用于观测向下短波辐射、向上短波辐射、向下长波辐射和向上长波辐射。水温梯度观测系统(109-L, Campbell Scientific)用于测量 20 cm, 50 cm, 100 cm 和 150 cm 深处水温以及底泥温度。

采用平台山站 2014 年全年观测数据 30 min 平均值,对通量数据进行后处理,包括二次坐标旋转、超声虚温订正和密度效应校正(WPL 校正)^[22],剔除降水等天气因素影响时刻的数据,并对数据进行了质量控制^[23]。为尽可能减少平台装置和仪器支架的干扰,只选取了风向在 45°~225°之间的数据。

1.2 数据分析方法

在湖泊模型中,湍流通量通过质量传输方程获得。

$$\tau = \rho_a C_D u^2 \quad (1)$$

$$H = \rho_a c_p C_H u (T_s - T_a) \quad (2)$$

$$LE = \rho_a L_v C_E u (q_s - q_a) \quad (3)$$

式中, τ 、 H 、 LE 分别为动量通量 [$\text{kg}/(\text{s}^2 \cdot \text{m})$]、感热通量 (W/m^2) 和潜热通量 (W/m^2), C_D 、 C_H 、 C_E 分别为动量、感热和水汽交换系数, ρ_a 为空气密度 (kg/m^3), u 为参考高度风速 (m/s), T_a 为参考高度气温 (K), T_s 为湖面温度 (K), q_a 、 q_s 分别为参考高度和水面的比湿 (kg/kg)^[24]。

使用质量传输方程计算通量,最关键的是交换系数的确定。Garratt 等^[32]给出了交换系数与粗糙度长度之间的关系。

$$C_D = \frac{\kappa^2}{\{\ln[(z-d)/z_0] - \psi_m(\zeta)\}^2} \quad (4)$$

$$C_H =$$

$$\frac{\kappa^2}{\{\ln[(z-d)/z_0] - \psi_m(\zeta)\} \{\ln[(z-d)/z_h] - \psi_h(\zeta)\}} \quad (5)$$

$$C_E =$$

$$\frac{\kappa^2}{\{\ln[(z-d)/z_0] - \psi_m(\zeta)\} \{\ln[(z-d)/z_q] - \psi_q(\zeta)\}} \quad (6)$$

式中, z 为观测高度, d 为零平面位移(湖面为 0 m), κ (0.4) 为 von Karman 常数, z_0 、 z_h 、 z_q 分别为动量、感热和潜热粗糙度长度(m)。大气稳定度参数的普适函数 ψ_m 、 ψ_h 和 ψ_q 通过以下公式计算得到。

$$\psi_m(\zeta) = \ln\left[\left(\frac{1+x^2}{2}\right)\left(\frac{1+x}{2}\right)^2\right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2};$$

$$\zeta < 0 \quad (7)$$

$$\psi_h(\zeta) = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right); \zeta < 0 \quad (8)$$

$$\psi_m(\zeta) = \psi_h(\zeta) = -5\zeta; \zeta \geq 0 \quad (9)$$

式中,

$$x = (1 - 16\zeta)^{1/4} \quad (10)$$

ζ 为大气稳定度参数,通过奥布霍夫长度 L 计算得到

$$\zeta = \frac{z-d}{L} \quad (11)$$

$$L = -\frac{\overline{T_v} u_*}{g \kappa w' T_v'} \quad (12)$$

式中, $\overline{T_v}$ 为超声虚温 (K); u_* 为摩擦风速 (m/s)。

为了便于不同湖泊之间进行对比,同时为湖泊模型提供参数化方案,将交换系数订正为 10 m 高度处中性条件下的交换系数:

$$C_{D10N} = \frac{\kappa^2}{[\ln(10/z_0)]^2} \quad (13)$$

$$C_{H10N} = \frac{\kappa^2}{[\ln(10/z_0)][\ln(10/z_h)]} \quad (14)$$

$$C_{E10N} = \frac{\kappa^2}{[\ln(10/z_0)][\ln(10/z_q)]} \quad (15)$$

式中, C_{D10N} 、 C_{H10N} 、 C_{E10N} 分别为 10 m 高度处中性条件下动量、感热和水汽交换系数。

此外,由于平台山站缺少浪高的长期连续观测资料,采用 Davidan 等^[25]提出的浪高模型计算浪高。

$$H_w = \frac{0.07 u_{10}^2 (gD/u_{10}^2)^{\frac{3}{5}}}{g} \quad (16)$$

式(16)中, D 为水深(m), H_w 为模拟浪高(m)。

鉴于该模型存在模拟误差,特将太湖风浪观测站的实测浪高数据与该模型计算得到的浪高进行对

比分析,得到实测浪高 h 与模型模拟浪高 H_w 的线性关系(图1),并用此关系来校正平台山站模拟的浪高数据。

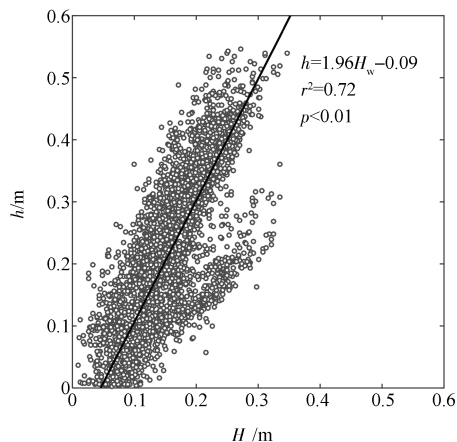


图1 模拟浪高与实测浪高关系图

Fig. 1 Diagram of simulated wave height and observed wave height

2 结果与讨论

2.1 基本气象要素变化特征

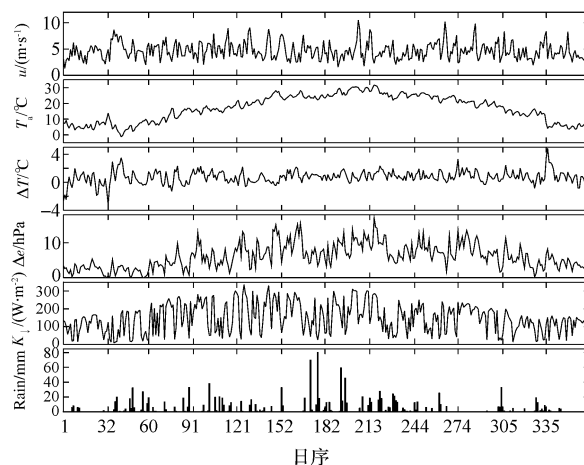
图2给出了2014年平台山站湖面基本气象要素的日平均值变化特征。平台山站全年平均气温为 17°C , 日平均最低气温为 -1.25°C , 出现在2月10日, 日平均最高气温为 31.7°C , 出现在8月4日。湖面温度和气温的差值 $\Delta T = (T_s - T_a)$ 全年平均值为 0.74°C , 季节变化特征不明显, 除少数日期能达到 $\pm 3 \sim \pm 4^\circ\text{C}$, 绝大部分都在 $\pm 2^\circ\text{C}$ 之间变化, 但全年有83%时间为正值, 表明大部分时间是湖面加热大气。

湖面上方8.5 m处平均风速为 4.65 m/s , 在1月(3.95 m/s)和8月(4.26 m/s)较小, 而在2月(5.2 m/s)和9月(5.19 m/s)达到最大。受台风影响, 7月24日前后(台风“麦德姆”)以及8月1日前后(台风“娜基莉”)太湖出现大风, 日平均风速可高达 8 m/s 。但7、8月太湖地区主要受副热带高压控制, 大风天气较少, 故月平均风速不高。

太湖地区2014年降水量为 1304.6 mm , 最大降水出现在6、7月份, 梅雨带来的日降水量(6月26日)最大可多达 80 mm , 呈现出春夏多、秋冬少的季节变化特征。湖面与大气之间的水汽压差 Δe 的大小反映了湖面的蒸发能力, 年均值为 6.09 hPa , 季节变化特征明显, Δe 在7月份达到最大(8.38 hPa), 2月份最低(1.82 hPa)。6月份由于降水日数较多、空气湿度大, Δe 较7月份小 0.49 hPa 。

受太阳高度角、大气状况和天气条件的影响, 太

湖地区太阳向下短波辐射 $K_\downarrow$ 波动明显。 $K_\downarrow$ 全年日平均值为 147.72 W/m^2 , 呈现夏高、冬低的季节变化特征, $K_\downarrow$ 在2月份处于最低值(91 W/m^2), 最高值则出现在5月份(202.46 W/m^2), 6月份因降水较多, 太阳短波辐射较5月份少 36.46 W/m^2 。



u 为8.5 m高处风速, T_a 为气温, ΔT 为湖-气温差, Δe 为湖-气水汽压差, $K_\downarrow$ 为向下短波辐射, Rain 为日降水量)

图2 湖面近地层气象要素日平均值变化

Fig. 2 Mean annual values of meteorological parameters near the lake surface

2.2 湍流通量与气象要素的关系

从物质传输原理来看, 风速、温度和湿度的垂直梯度是湖泊与大气之间动量、感热和潜热交换的基础, 风速大小影响着通量交换快慢^[26]。风的垂直切变是形成动量通量的基础, 同时也对感热和潜热通量的变化有着重要影响。湖-气温差和湖-气比湿差又分别是感热通量和潜热通量的主要控制因子。图3给出了摩擦速度(代表动量通量)、感热通量、和潜热通量与这些气象环境因子之间的关系和回归结果。10 m 风速可以解释摩擦风速71%的变化, 10 m 风速与湖-气温差的乘积可以解释感热通量79%的变化, 而潜热通量76%的变化可由10 m 风速与湖-气比湿差共同驱动。可见, 湖面与大气之间的湍流通量与这些环境因子存在显著线性相关, 该相关关系可由质量传输方程式(1)~式(3)刻画。

湍流交换不仅受气象要素控制, 还受到交换系数(粗糙度长度)的影响^[27], 图3中线性回归关系的截距和离散点的存在也证明了这一点。这些交换系数本质上决定了不同下垫面上湍流交换的能力, 是建立湍流交换参数化方案的关键因素。式(1)~式(3)反映了 u_* 与 u_{10} 、 H 与 u_{10} 、 $(T_s - T_a)$ 以及 LE 与 u_{10} 、 $(q_s - q_a)$ 之间关系的非线性部分主要是受交换系数的影响, 式(4)~式(6)反映了湖-气界面动量

和水热交换系数受到湖面空气动力学粗糙度和大气层结稳定度的影响。因此,分析湖-气界面交换系数的时间变化特征及其影响因素对于湖泊通量研究极为重要。

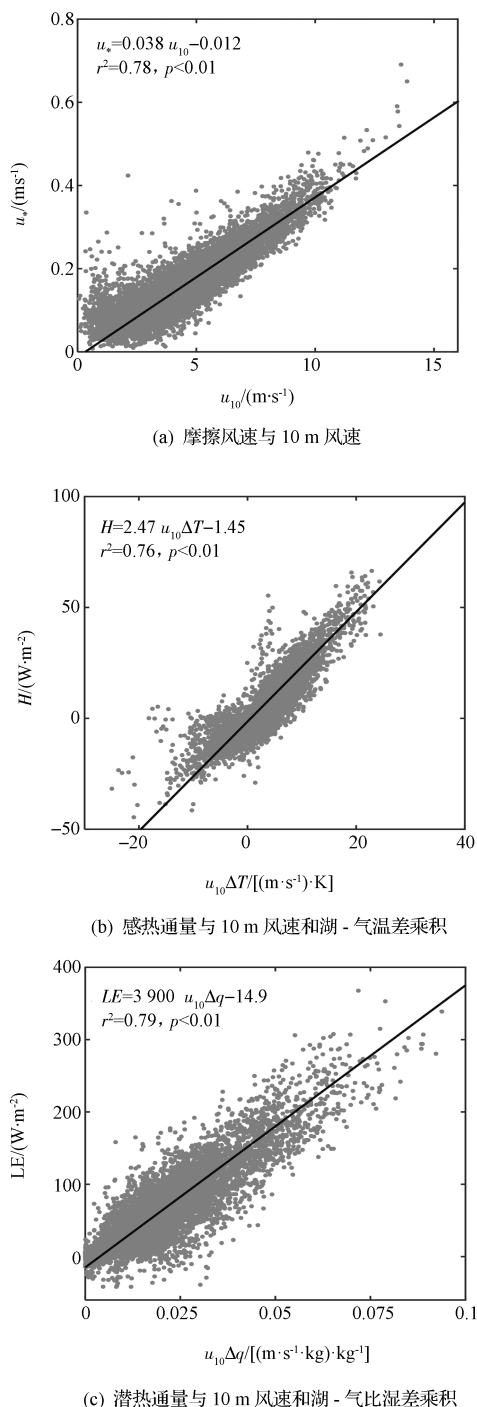


图 3 湖-气湍流通量与气象要素间的关系

Fig. 3 Relationship between fluxes and meteorological variables

2.3 交换系数时间变化特征

图 4 给出了太湖平台山站 10 m 高度处中性条

件下动量、感热以及水汽交换系数 (C_{D10N} , C_{H10N} , C_{E10N}) 的月优化值季节变化特征。动量交换系数 C_{D10N} 整体呈现冬春高、夏秋低季节变化特征, 12 ~ 6 月相对较大, 数值均大于 1.37×10^{-3} , 7 ~ 11 月较低, 数值低于 1.35×10^{-3} , 除 8 月 C_{D10N} 略有增加。感热交换系数 C_{H10N} 则呈现出先升再降, 然后趋于平缓的季节变化特征, 月优化最大值出现在 6 月 (1.44×10^{-3})。冬季 (12 ~ 2 月) 值波动较大。水汽交换系数 C_{E10N} 全年季节变化特征不显著, 波动幅度在 0.1×10^{-3} 内。可以看出, C_{D10N} , C_{H10N} 和 C_{E10N} 在数值上虽存在差异, 但大体上都呈现出冬春高, 夏秋低季节变化特征。这种变化特征可能与全年月平均风速变化较小有关。平台山站平均风速 (图 4) 的数值 ($3.92 \sim 5.2 \text{ m/s}$) 处在湖面动力学平滑和粗糙两种流体特征转换风速范围内 ($2.5 \sim 5.5 \text{ m/s}$)^[18] 中, 造成交换系数数值存在较大的波动特征。

采用平台山站全年通量观测数据对交换系数进行优化, 得到 C_{D10N} , C_{H10N} 和 C_{E10N} 分别为 1.39×10^{-3} , 1.31×10^{-3} , 1.0×10^{-3} 。从数值来看, C_{D10N} 值的范围与 C_{H10N} 更为接近, C_{E10N} 相对较小, 这与 Xiao 等^[18] 的研究结果一致。Xiao 等^[18] 在太湖其他站点的研究结果也表明动量交换系数更大 (除了有沉水植物影响的避风港观测站), 感热交换系数次之, 水汽交换系数最小。而在海洋和深水湖泊的研究中, 感热交换系数和水汽交换系数大小相近, 很多时候认为两者相等^[17]。可见, 以往的海洋交换系数参数化方案和深水湖泊研究结果并非适用于太湖。

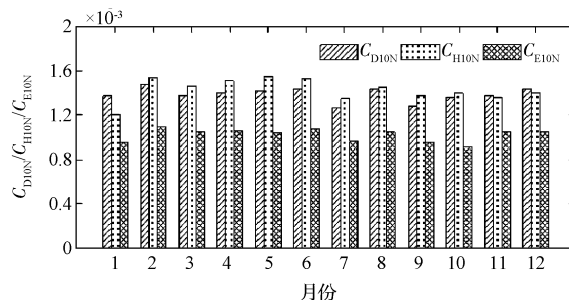


图 4 交换系数月优化值的季节变化

Fig. 4 Change of monthly optimized values of transfer coefficients in different seasons

2.4 交换系数影响因子分析

2.4.1 交换系数和风速的关系

图 5 表示的是 10 m 高度处中性条件下湍流交换系数 (风速段内平均) 随风速的变化, 可以看出动量交换系数 C_{D10N} , 感热交换系数 C_{H10N} , 水汽交换系数 C_{E10N} 均随风速增大而减小。弱风 ($u_{10} < 4 \text{ m/s}$) 条件下交换系数随风速增加迅速减小至最低值, 如

C_{D10N} 从 6.23×10^{-3} 减少到 1.26×10^{-3} , C_{H10N} 从 2.56×10^{-3} 减少到 1.12×10^{-3} , C_{E10N} 从 2.0×10^{-3} 减少到 0.97×10^{-3} 。三者达到最低值的风速大小有所区别, C_{D10N} 在 u_{10} 处于 $5 \sim 6$ m/s 时达到最小, 随后趋于稳定 (1.5×10^{-3}); 而 C_{H10N} 和 C_{E10N} 分别在 u_{10} 处于 $3 \sim 4$ m/s 和 $4 \sim 5$ m/s 时达到最小, 随后随着风速增加而缓慢增大, 但 C_{H10N} 在 $u_{10} > 4$ m/s 后的增幅更为明显。

C_{D10N} 主要由风速 (u_{10}) [式(1)] 以及湖面状况 (z_0) [式(4)] 两个因素决定。在风速逐渐增大过程中, 湖-气相互作用的驱动力逐渐由表面张力波向重力波过渡^[28], 本研究中主导因素转换风速区在 $5 \sim 6$ m/s 之间, 此时动力粗糙度长度 z_0 最小, 即 C_{D10N} 最小。强风条件下 ($u_{10} > 6$ m/s), z_0 主要由重力波产生的风浪浪高决定。但在弱风条件下, 表面张力波成为主导因素, 从式(17)中可以看出这一点^[29-31]。

$$z_0 = \frac{\alpha u_*^2}{g} + \frac{0.11\nu}{u_*} \quad (17)$$

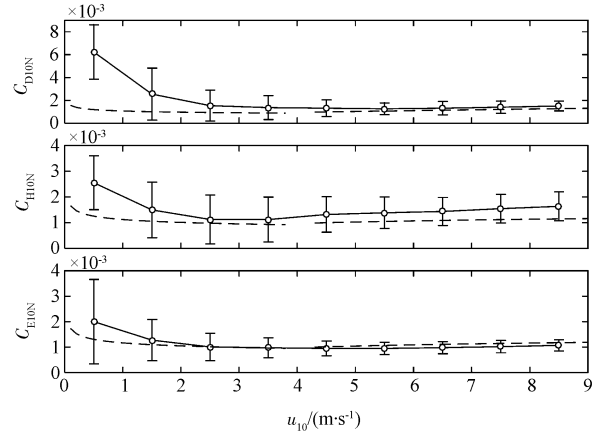
式(17)中, α ($=0.011$) 是 Charnock 常数, ν 是运动学黏性系数。

图5中虚线表示的是 Garratt 等^[32] 从海洋研究中得到的交换系数随风速变化的经验公式, 表明太湖交换系数随风速的变化特征与海洋研究结果类似。由于风速较小、风浪区有限以及湖水较浅等缘故, 湖泊风浪发展受到抑制, 而湖泊上发展中的风浪和破碎风浪相较于海洋中发展较为成熟的风浪更为粗糙^[20]。综上所述, 太湖湖-气界面交换系数整体大于海洋的数值, 以弱风条件下为甚, Garratt 等^[32] 水面交换系数参数化方案并非适用于太湖, 误差在弱风条件下可高达 4.7×10^{-3} 。

2.4.2 交换系数与浪高的关系

湖面风浪的发展状况对交换系数有着重要影响, 对动量交换系数 C_{D10N} 的影响更为显著^[33]。影响风浪发展的因素包括风速、风浪区大小以及水深。以往研究多直接用风速和动量交换系数之间的线性关系来计算动量交换系数^[34,35]。而对于太湖这样的大型浅水湖泊而言, 水深也是制约湖泊风浪发展的重要因素^[33,36]。本文采用浪高表征湖面风浪发展状况, 浪高的计算采用的是 Davidan 等^[25] 提出的模型, 综合考虑了风速和水深对浪高的影响。

图6给出了平台山站 10 m 高度处中性条件下湍流交换系数随浪高的变化特征, 在浪高 < 0.3 m 时, C_{D10N} 和 C_{E10N} 随浪高增加而迅速减小, 在浪高处于 $3 \sim 4$ m 之间时达到最低值, 随后随着浪高的继续增加而趋于平稳。在低风速条件下, C_{H10N} 变化特征与 C_{D10N} 类似, 但在达到最低值后随着浪高增加而略



圆圈和误差线分别为 1 m/s 风速段内交换系数优化值和一倍标准差; 虚线为 Garratt 海洋参数化方案

图5 交换系数优化值随风速的变化

Fig. 5 Change of optimized values of transfer coefficients with wind speed

有上升。强风条件下 ($u_{10} > 5$ m/s), 即浪高 > 0.3 m/s 时, 重力波是摩擦速度的主要影响因素, 风浪浪高决定了粗糙度长度和动量交换系数的大小。受水深限制, 虽然风速增大导致风浪继续发展, 但风浪的倾斜度以及破碎程度的发展受到制约, C_{D10N} 趋于稳定, 与实际情况相符。浪高 < 0.3 m ($u_{10} < 5$ m/s) 时, 湖面张力波和毛细波成为湖面粗糙度的主导因素, 且风速越小湖面粘性特征对粗糙度影响越大, 逐渐超过重力波 (风浪) 的影响, 使得交换系数与浪高之间的变化关系变得复杂。

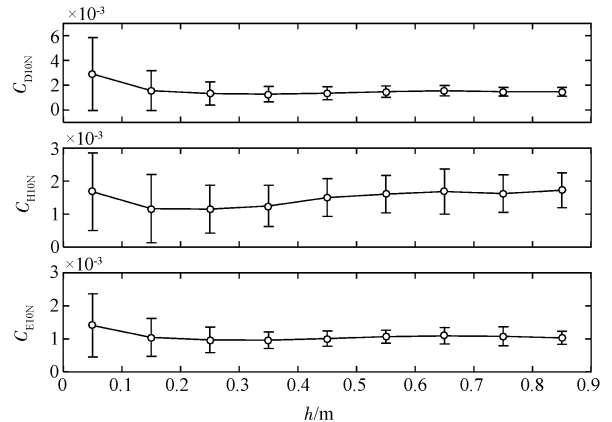


图6 交换系数优化值随浪高的变化

Fig. 6 Change of optimized values of transfer coefficients with wave height

2.4.3 大气稳定度对交换系数的影响

湖泊上方的大气稳定度状况对于湖-气界面交换系数有着极为重要的影响^[37]。本文计算交换系数所采用的数据中, 大气层结不稳定 ($\zeta < -0.04$,

即湖面温度高于气温),中性($-0.04 \leq \zeta \leq 0.04$)以及稳定($\zeta > 0.04$)^[38]所占比例分别为 68.5%, 14.3%, 17.2%。本文计算了三种大气稳定度条件下观测高度处交换系数(C_D 、 C_H 、 C_E)的平均值和标准差(表 1)。无论是动量交换系数 C_D 、感热交换系数 C_H 还是水汽交换系数 C_E ,大气稳定条件下的数值最低。中性条件下, C_D 的数值要高于不稳定条件下的数值,但 C_H 和 C_E 的数值在大气不稳定时最高。以往研究也得到了与本文相同的结果^[14,39]。

表 1 不同稳定度条件下交换系数的平均值和标准差
Table 1 The mean values and one standard deviation of transfer coefficients under different stability conditions

稳定度		交换系数/ 10^{-3}		
		C_D	C_H	C_E
不稳定($\zeta < -0.04$)	平均值	1.56	1.78	1.19
	标准差	0.17	0.28	0.14
中性($-0.04 \leq \zeta \leq 0.04$)	平均值	1.62	1.45	1.12
	标准差	0.03	0.03	0.02
稳定($\zeta > 0.04$)	平均值	1.25	1.41	0.95
	标准差	0.28	0.32	0.2

图 7 描述了不同稳定度条件下观测高度处(8.5 m)交换系数随风速的变化图。由于湍流产生的动力和热力条件,一般而言,极弱风条件($< 1 \text{ m/s}$)下大气主要处于不稳定状态;大风条件($> 6 \text{ m/s}$)下大气层结多为中性;稳定条件下的风速主要在 $1 \sim 6 \text{ m/s}$ 。可以看出, C_D 在稳定条件下的数值明显低于不稳定和中性条件下的数值;而在 $4 \sim 9 \text{ m/s}$ 风速段内,中性条件下高值明显偏多。Li 等^[14]认为,在相似理论中,动量交换系数是稳定度参数和粗糙度长度 z_0 的函数,而湖泊表面 z_0 是不断变化的,并不是像陆面一样近似于定值。动量交换系数随大气稳定度的变化会受到不断变化的粗糙度长度的影响,使得这种变化关系不确定性增加。 C_H 和 C_E 则随大气不稳定度增加而逐渐增大,相对而言, C_H 的增幅大于 C_E 。

2.5 与其他湖泊研究结果的比较

由于环境条件、气候特征以及自身形态和水文特征存在诸多不同,本文得到的交换系数值与其他湖泊的研究结果存在差异,表 2 综述了国内外湖泊通量观测研究得到的 10 m 高度处中性交换系数结果。其中 Lake Valkea-Kotinen 等人^[5], Lake Tämnaaren 等人^[6], Great Slave Lake^[7] 属于高纬地区湖泊,冬季湖面会结冰,选择无冰期进行研究;鄂陵湖^[14] 和洱海^[12] 分别位于青藏高原和云贵高原上,属于中低纬高海拔地区大型湖泊,其中鄂陵湖选取

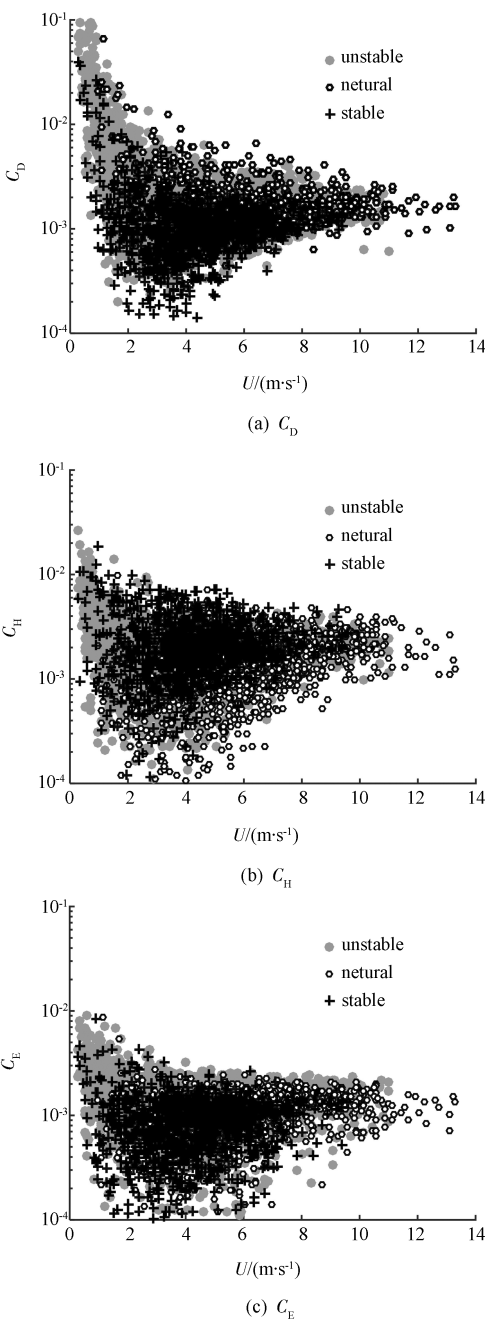


图 7 不同稳定度下 8.5 m 动量交换系数(a), 感热交换系数(b)和水汽交换系数(c)随风速的变化
Fig. 7 Change of values of momentum(a), heat(b) and water vapor(c) transfer coefficients with wind speed under different stability conditions

7~11 月无冰期;而太湖^[11] 和 Ross Barnett Reservoir^[9] 则属于中低纬低海拔地区湖泊。

各个湖泊计算得到的 C_{D10N} , C_{H10N} 和 C_{E10N} 值的变化范围分别为 $(1.21 \sim 2.51) \times 10^{-3}$, $(0.49 \sim 1.49) \times 10^{-3}$, $(0.82 \sim 1.44) \times 10^{-3}$, 平均值分别为 1.7×10^{-3} , 1.17×10^{-3} , 1.11×10^{-3} 。从表 2 中可以看出,虽然湖泊位置、形态和水文特征存在很大差

表 2 不同湖泊的动量、感热和水汽交换系数

Table 2 Transfer coefficients of momentum, heat and water vapor among different lakes

湖泊名称	位置	面积 /km ²	平均深度 /m	研究时段	C_{D10N} /10 ⁻³	C_{H10N} /10 ⁻³	C_{E10N} /10 ⁻³
太湖-平台山	31°13'N, 120°13'E	2 400	2.8	2014. 1. 1 ~ 12. 31	1.39	1.31	1.0
太湖-梅梁湾 ^[11]	31°24'N, 120°7'E		1.8	2010. 6. 12 ~ 12. 31	1.52	1.02	0.82
鄂陵湖 ^[14]	35°01'N, 97°39'E		5	2011. 7. 1 ~ 11. 31	2.51	1.49	1.36
洱海 ^[12]	25°46'N, 100°10'E	256.5	10	2012. 1. 1 ~ 12. 31	2.02	1.47	1.36
芬兰 Lake Valkea-Kotinen ^[5]	61°14'N, 25°3'E	0.4	2.5	2005 ~ 2008 年 4 ~ 10 月	1.21	1.25	1.06
瑞典 Lake Tämnen ^[6]	60°N, 12°12'E	37	1.2	1994. 6. 8 ~ 6. 23, 1995. 6. 20 ~ 7. 14	1.42	1.13	0.88
美国 Ross Barnett Reservoir ^[9]	32°26'N, 90°2'E	134	5	2007. 9. 1 ~ 2008. 2. 28	1.89	1.23	0.97
加拿大 Great Slave Lake ^[7]	61°55'N, 113°44'E	27 000	41	1997 ~ 1998 年 无冰期	1.66	0.49	1.44

异,大部分湖泊在三种不同交换系数的结果上较为接近。需要注意的是,个别湖泊的交换系数结果与其他湖泊交换系数值相差较大。如表中唯一的大型深水湖泊 Great Slave Lake,无冰期湖面上方大气大部分时间处于稳定层结,使得其 C_{H10N} 值远低于其他湖泊结果,仅为 0.49×10^{-3} 。而在青藏高原上鄂陵湖的 C_{D10N} 数值明显高于其他湖泊。若考虑剔除 Great Slave Lake 的结果,得到新的 C_{D10N} , C_{H10N} , C_{E10N} 值的范围为 $(1.39 \sim 2.02) \times 10^{-3}$, $(1.02 \sim 1.47) \times 10^{-3}$, $(0.88 \sim 1.36) \times 10^{-3}$, 而平均值分别为 1.65×10^{-3} , 1.24×10^{-3} , 1.11×10^{-3} 。

3 结论与讨论

通过分析 2014 年太湖平台山观测站的小气候和涡度相关观测数据,可以得到以下结论。

(1) 太湖湖面平均风速在 1 月和 8 月较小,在 2 月和 9 月较大,夏季台风来临前后最大日平均风速达 8 m/s。湖-气界面年平均温差为 0.74 °C,季节变化特征不明显,全年有 83% 的时间湖面温度高于气温。湖-气界面水汽压差年均值为 6.09 hPa,最大和最小值分别出现在 7 月 (8.87 hPa) 和 2 月 (1.82 hPa)。

(2) 动量、感热以及水汽交换系数都呈现冬春高、夏秋低的季节变化特征。10 m 中性条件下动量交换系数 (C_{D10N})、感热交换系数 (C_{H10N}) 和水汽交换系数 (C_{E10N}) 的全年优化值分别为 1.39×10^{-3} 、 1.31×10^{-3} 、 1.0×10^{-3} 。

(3) C_{D10N} 、 C_{H10N} 和 C_{E10N} 随风速增加而减小,弱风 ($u_{10} < 4$ m/s) 条件下减小迅速,之后随风速增加而趋于稳定或略有增加。交换系数随浪高的变化特征类似于和风速的关系,浪高 < 0.3 m 时, C_{D10N} 、 C_{H10N} 和 C_{E10N} 随浪高增加而迅速减小,但受水深限

制,风浪的发展受到制约,交换系数随风速继续增大而趋于稳定。随着大气不稳定性增加, C_H 和 C_E 逐渐增大,受变化的湖面粗糙度影响, C_D 随大气稳定度的变化特征不明显,但大气不稳定或中性条件下的 C_D 明显大于大气稳定时的结果。

(4) 本文得到的太湖平台山站动量交换系数优化值与其他 6 个内陆湖泊研究结果接近,感热以及水汽交换系数与除 Great Slave Lake 之外的其他 5 个湖泊相近。除 Great Slave Lake,这 6 个湖泊交换系数 C_{D10N} , C_{H10N} , C_{E10N} 的平均值分别为 1.65×10^{-3} 、 1.24×10^{-3} 、 1.11×10^{-3} 。

本文仅分析了太湖中尺度通量网中平台山站单个站点的动量和水热交换系数,因太湖面积较大、港湾较多,不同区域在湖泊生物物理特性等方面可能存在空间差异,动量和水热交换系数是否存在空间差异还需进一步研究。

参 考 文 献

- Downing J A, Prairie Y T, Cole J J, *et al.* The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 2006; 51 (5): 2388—2397
- Long Z, Perrie W, Gyakum J, *et al.* Northern lake impacts on local seasonal climate. *Journal of Hydrometeorology*, 2007; 8 (4): 881—896
- Venäläinen A, Frech M, Heikinheimo M, *et al.* Comparison of latent and sensible heat fluxes over boreal lakes with concurrent fluxes over a forest; implications for regional averaging. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999; 98: 535—546
- Subin Z M, Riley W J, Mironov D. An improved lake model for climate simulations: model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2012; 4 (M02001)
- Nordbo A, Launiainen S, Mammarella I, *et al.* Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research: Atmos-*

- pheres, 2011; 116(D02119)
- 6 Heikinheimo M, Kangas M, Tourula T, *et al.* Momentum and heat fluxes over lakes Tammnaren and Råksjö determined by the bulk-aerodynamic and eddy-correlation methods. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999; 98: 521—534
 - 7 Blanken P D, Rouse W R, Schertzer W M. Enhancement of evaporation from a large northern lake by the entrainment of warm, dry air. *Journal of Hydrometeorology*, 2003; 4(4): 680—693
 - 8 Oswald C J, Rouse W R. Thermal characteristics and energy balance of various-size Canadian Shield lakes in the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 2004; 5(1): 129—144
 - 9 Liu H, Zhang Y, Liu S, *et al.* Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2009; 114(D04110)
 - 10 Kettle A J, Hughes C, Unazi G A, *et al.* Role of groundwater exchange on the energy budget and seasonal stratification of a shallow temperate lake. *Journal of Hydrology*, 2012; 470: 12—27
 - 11 肖 薇, 刘寿东, 李旭辉, 等. 大型浅水湖泊与大气之间的动量和水热交换系数——以太湖为例. *湖泊科学*, 2012; 24(6): 932—942
Xiao W, Liu S D, Li X H, *et al.* Transfer coefficients of momentum, heat and water vapour in the atmospheric surface layer of a large freshwater lake: a case study of Lake Taihu. *Journal of Lake Sciences*, 2012; 24(6): 932—942
 - 12 刘辉志, 冯健武, 孙绩华, 等. 洱海湖气界面水汽和二氧化碳通量交换特征. *中国科学: 地球科学*, 2014; 44(11): 2527—2539
Liu H Z, Feng J W, Sun J H, *et al.* Eddy covariance measurements of water vapor and CO₂ fluxes above the Erhai Lake. *Science China: Earth Sciences*, 2014; 44(11): 2527—2539
 - 13 Biermann T, Babel W, Ma W, *et al.* Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Theoretical and Applied Climatology*, 2014; 116(1—2): 301—316
 - 14 Li Z, Lyu S, Zhao L, *et al.* Turbulent transfer coefficient and roughness length in a high-altitude lake, Tibetan Plateau. *Theoretical and Applied Climatology*, 2016; 124(3): 723—735
 - 15 胡文峰, 王乃昂, 赵力强, 等. 巴丹吉林沙漠典型湖泊湖气界面水-热交换特征. *地理科学进展*, 2015; 34(8): 1061—1071
Hu W F, Wang N A, Zhao L Q, *et al.* Water-heat exchange over a typical lake in Badain Jaran Desert, China. *Progress in Geography*, 2015; 34(8): 1061—1071
 - 16 Henderson-Sellers B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 1986; 24(3): 625—649
 - 17 Verburg P, Antenucci J P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010; 115(D11):
 - 18 Xiao W, Liu S, Wang W, *et al.* Transfer coefficients of momentum, heat and water vapour in the atmospheric surface layer of a large freshwater lake. *Boundary-layer Meteorology*, 2013; 148(3): 479—494
 - 19 Taylor P K, Yelland M J. The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *Journal of Physical Oceanography*, 2001; 31(2): 572—590
 - 20 Vickers D, Mahrt L, Andreas E L. Estimates of the 10 m neutral sea surface drag coefficient from aircraft eddy-covariance measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 2013; 43(2): 301—310
 - 21 Lee X, Liu S, Xiao W, *et al.* The Taihu eddy flux network: an observational program on energy, water, and greenhouse gas fluxes of a large freshwater lake. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2014; 95(10): 1583—1594
 - 22 Lee X, William M, Beverly L. *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*. Dordrecht: Springer Science & Business Media, 2004: 119—131
 - 23 Andreas E L, Persson P O G, Grachev A A, *et al.* Parameterizing turbulent exchange over sea ice in winter. *Journal of Hydrometeorology*, 2010; 11(1): 87—104
 - 24 Dyer A J. A review of flux-profile relationships. *Boundary-layer Meteorology*, 1974; 7(3): 363—372
 - 25 Davidan I N, Lopatukhin L I, Rozhkov V A. *Wind Waves in the World Ocean*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 1—256
 - 26 Stull R B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht: Springer Science & Business Media, 2012: 45
 - 27 Rosenberry D O, Winter T C, Buso D C, *et al.* Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the north-eastern USA. *Journal of Hydrology*, 2007; 340(3): 149—166
 - 28 Wu J. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary-layer Meteorology*, 1994; 69(1—2): 149—158
 - 29 Charnock H. Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1955; 81(350): 639—640
 - 30 Smith S D. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1988; 93(C12): 15467—15472
 - 31 Fairall C W, Bradley E F, Rogers D P, *et al.* Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996; 101(C2): 3747—3764
 - 32 Garratt J R. *The atmospheric boundary layer*, Cambridge atmospheric and space sciences series. Cambridge: Cambridge University Press, 1992: 100—103
 - 33 Anctil F, Donelan M A. Air-water momentum flux observations over shoaling waves. *Journal of Physical Oceanography*, 1996; 26(7): 1344—1353
 - 34 Garratt J R. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 1977; 105(7): 915—929
 - 35 Geernaert G L, Katsaros K B, Richter K. Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1986; 91(C6): 7667—7679
 - 36 Panin G N, Nasonov A E, Foken T, *et al.* On the parameterisation of evaporation and sensible heat exchange for shallow lakes. *Theoretical and Applied Climatology*, 2006; 85(3—4): 123—129
 - 37 Strub P T, Powell T M. The exchange coefficients for latent and sensible heat flux over lakes: dependence upon atmospheric stability. *Boundary-layer Meteorology*, 1987; 40(4): 349—362
 - 38 Kader B A, Yaglom A M. Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics*, 1990; 212: 637—662

39 Tsukamoto O, Ohtaki E, Iwatani Y, *et al.* Stability dependence of the drag and bulk transfer coefficients over a coastal sea surface.

Boundary-layer Meteorology, 1991; 57(4): 359—375

Temporal Variations and Influencing Factors of Transfer Coefficients of Momentum, Heat and Water Vapor in the Atmospheric Surface Layer of Lake Taihu

CAO Zheng-da, LIU Shou-dong, XIAO Qi-tao, XU Jia-ping, HU Cheng, ZHANG Zhen, XIAO Wei*

(Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, and College of Applied Meteorology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, P. R. China)

[**Abstract**] Based on the eddy covariance and micrometeorological observations in 2014 at the PTS site, optimized transfer coefficients of momentum (C_{D10N}), heat (C_{H10N}) and water vapor (C_{E10N}) were calculated and compared with the values in other inland lakes. Seasonal variations of these transfer coefficients were investigated. Then, the relationship between the transfer coefficients and wind velocity at 10 m height, wave height and the atmospheric stability were analyzed. The results indicate that the transfer coefficients show a seasonal variation, reaching higher values in winter and spring; and lower values in summer and autumn. The transfer coefficients decreased rapidly with increasing wind speed in the weak wind ($0 \sim 4$ m/s), reach minimum values at the wind of $5 \sim 6$ m/s and then approach constant values under strong winds. Due to shallow water depth and limited wind fetch, oceanographic parameterizations would underestimate the transfer coefficients at Lake Taihu, especially in the weak wind regime. The relationship between the transfer coefficients and wave height is similar to that for wind velocity. In Lake Taihu (mean depth 1.9 m), wave development is restricted by the water depth as wind velocity increasing and tends to be constant under strong winds. The transfer coefficients of heat and water vapor increase gradually with increasing atmospheric instability. The transfer coefficients of momentum under unstable and neutral conditions are much higher than those under stable conditions. Comparison of 7 inland lakes observations shows that the lake morphological characters have little impact on transfer coefficients. Excluding the Great Slave Lake, the mean C_{D10N} , C_{H10N} and C_{E10N} of other 6 lakes are 1.65×10^{-3} , 1.24×10^{-3} , 1.11×10^{-3} , respectively.

[**Key words**] Lake Taihu transfer coefficients temporal variations wave height atmospheric stability