

基于不同模型的大型湖泊水—气界面气体传输速率估算*

肖启涛¹,张 弥^{2,3**},胡正华³,肖 薇^{2,3},王 伟^{2,3},刘寿东^{2,3},段洪涛¹,李旭辉²

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所,中国科学院流域地理学重点实验室,南京 210008)

(2: 南京信息工程大学大气环境中心,南京 210044)

(3: 南京信息工程大学应用气象学院,南京 210044)

摘 要: 气体传输速率是湖泊水—气界面温室气体交换通量的重要驱动因子,但其估算具有不确定性。本研究选择 3 种不同的参数化方程估算大型(面积 2400 km²)浅水(平均水深 1.9 m)湖泊——太湖水—气界面的气体传输速率,探讨大型湖泊气体传输速率的控制因子和变化范围,为估算模型的选取提供参考。结果表明,气体传输速率的两个重要参数风应力和水体对流混合速率存在夜间高、白天低的变化特征,因此气体传输速率也存在夜间高、白天低的变化特征。总体上太湖气体传输速率主要由风力控制,可以通过风速函数估算得到。太湖水—气界面气体传输速率的年均值为 1.27~1.46 m/d。因气体传输速率存在空间变化,单一站点参数化的模型可能不适合其他区域湖泊水—气界面气体传输速率的估算,但湖泊的面积可能是一个有效的预测因子。

关键词: 气体传输速率; 风应力; 对流混合; 时间变化; 太湖

Estimate of gas transfer velocity between water-air interface in a large lake based on different models: A case study of Lake Taihu

XIAO Qitao¹, ZHANG Mi^{2,3**}, HU Zhenghua³, XIAO Wei^{2,3}, WANG Wei^{2,3}, LIU Shoudong^{2,3}, DUAN Hongtao¹ & LI Xuhui²

(1: Key Laboratory of Watershed Geographic Science, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P.R.China)

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

(3: College of Applied Meteorology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, P.R.China)

Abstract: Gas transfer velocity (k) is a factor driving Greenhouse gases exchange between water-air interface. But the estimate of k showed great uncertainty. To explore the control factors and variation of k , and select suitable k estimate model in large lake, three different parameterized equations were chosen for estimating k in Lake Taihu. Results indicated that velocity scales for wind shear and convection (u^* and w^* , respectively) showed diurnal cycle with high values during nighttime and low values during day, which were two important parameters in k estimate. As a result, k showed similar variation. In the large lake, the k was mainly dominated by wind shear, and wind speed was useful for estimating k . The annual mean value of k ranged from 1.27 to 1.46 m/d in Lake Taihu. Because of the spatial heterogeneity, the parameterized models in single site maybe not suitable for estimating k in other lakes. However, the lake area may be useful predictor for k .

Keywords: Gas transfer velocity; wind shear; waterside convection; temporal variation; Lake Taihu

近年来诸多研究均表明内陆湖泊在全球温室气体循环中的作用不容忽视^[1-3],因此正确评估湖泊水—

* 国家自然科学基金项目(41575147,41475141,41671358)、教育部长江学者和创新团队发展计划项目(PCSIRT)和江苏普通高校研究生科研创新计划项目(KYZZ15_0246)联合资助。2017-05-11 收稿;2017-08-21 收修改稿。肖启涛(1988~),男,博士;E-mail: qtxiao@niglas.ac.cn.

** 通信作者;E-mail: zhangm.80@nuist.edu.cn.

气界面温室气体的交换通量具有重要意义^[1-4]。湖泊水—气界面温室气体交换量主要取决于温室气体在表层水与大气中的浓度差(Δc)以及水—气界面气体传输速率(k)^[5-6]。 Δc 可以通过野外观测精确得到^[7-10],但 k 的估算则存在不确定性,给评估湖泊水—气界面温室气体交换量带来了很大的挑战^[1,11-12]。最新研究也表明 k 计算模型的选择对湖泊水—气界面温室气体交换通量的估算有显著影响^[12]。

k 是描述水体水—气边界层过程的重要参数,但不同的研究给出不同的参数化方程。实验室风浪槽数据以及开阔洋面和湖面示踪剂实验数据等均表明其受风速驱动,因此通常情况用风速数据参数化 k ^[5,13-15]。但相关研究表明因辐射和风力等外力作用诱发的水体对流混合能够改变溶解气体在垂直方向的输送力度,进而影响 k ^[16-17]。因昼夜温差的作用,夜间水体的对流混合较强,引起 k 的增强,进而导致湖泊等水体温室气体通量出现日变化特征^[11,18-19]。因忽略了水体对流混合的作用,相关研究表明基于风速函数估算得到的 k 可能偏低,从而给水—气界面温室气体通量的估算带来偏差^[4,11]。因此近几年同时考虑水—气边界层气侧的风应力(u^*)和水体湍流混合速率(w^*)的表面更新模型(surface renewal model)被用于 k 的估算^[4,20-21]。但表面更新模型中的拟合系数变化范围较大,具有较大的不确定性^[22-23]。

受湖泊面积^[21,24]、形状^[25-26]、生态环境^[26]以及风速^[6,27]等的影响,湖泊水—气界面 k 值存在空间变化,主要受 u^* 和 w^* 的控制。随着湖泊面积的增加, u^* 和 w^* 均呈现增加趋势^[21], k 也呈显著增加趋势^[24],但 w^* 对 k 的影响力度呈现递减趋势^[21]。因此在大型湖泊中 k 可能主要受风力驱动。在全球尺度上,大中型湖泊在湖泊的面积和数量中均占主导地位^[28],因此研究大型湖泊水—气界面 k 的控制因素及其量级大小对湖泊温室气体通量的估算有重要意义。

太湖是典型的大型(面积为2400 km²)浅水(平均水深1.9 m)湖泊,也是我国第三大淡水湖泊。受人为活动的影响,太湖外源营养负荷输入水平较高,相关研究表明其水体溶解温室气体的浓度较高^[29]。另外湖泊水体的对流混合一般具有明显的季节性变化特征^[30-31],但受水深较浅的影响,太湖水体对流混合的昼夜变化可能更加明显^[32-33]。本研究基于太湖中尺度通量网的观测数据^[34],选择不同的参数化方程估算该大型浅水湖泊水—气界面的 k 值,通过对不同模型估算的 k 进行比较,量化其变化范围,研究其控制因素,选择出合适的估算模型,为相关研究工作提供参考。

1 材料与方法

1.1 研究区域

太湖(30°55′40″~31°32′58″N,119°52′32″~120°36′10″E)位于长江三角洲区域,湖区水面面积为2400 km²,平均水深仅为1.9 m,最大水深出现在湖心区。太湖湖岸线总长405 km,从北到南最长距离为69 km,从东到西最长距离为56 km,水面开阔,有利于风浪的形成,湖区内光照充足,温热条件好^[35]。但由于经济的快速发展以及湖泊资源的不合理利用,太湖生态系统出现退化,其对气候变化的响应及其反馈成为相关研究中所关注的热点区域^[34]。为排除岸线和地形等地理因素的影响,本研究选取湖心区为研究区域。

1.2 研究站点

本研究所有的观测数据均来自于太湖中尺度通量网中的平台山站(PTS),该站点位于太湖湖心区,风浪较大,水深约为2.9 m。主要的观测仪器有:(1) 涡度相关系统,由开路式红外气体分析仪(EC150, Campbell Scientific Inc.)和三维超声风速计(CSAT3, Campbell Scientific Inc.)组成,安装在距湖面8.5 m高度处,分别用于测量水汽密度以及三维风速/超声虚温,采样频率为10 Hz,由数据采集器(CR3000, Campbell Scientific Inc.)在线计算成半小时平均动量通量、感热通量、潜热通量和摩擦风速等;(2) 四分量净辐射观测系统(CNR4, Kipp & Zonen B.V.),借助横臂延伸在观测平台外,安装高度大约在水面上2~3 m,观测向下和向上短波辐射、向下和向上长波辐射;(3) 小气候观测系统,由温湿度传感器(HMP155A, Vaisala Inc.)和风速风向传感器(05103, R.M. Young Company)组成,安装高度与涡度相关观测系统相同,主要用于测量气温、湿度、风速等气象要素;(4) 水温梯度观测系统,由5个高灵敏温度传感器组成(109-L, Campbell Scientific Inc.),分别用于水下20、50、100和150 cm和底泥的水温观测。降雨量由自动翻筒式雨量计(TE525-L, Campbell Scientific Inc.)观测。

1.3 数据后处理

使用PTS站点2014年全年的观测数据,主要有:涡度通量数据、小气候观测到的气温和风速数据、四分

量净辐射仪观测的辐射数据和水温梯度数据. 涡度通量数据的后处理主要有: 降水时刻野点的剔除、坐标旋转、超声虚温校正和 WPL 校正, 详细处理流程参考文献 [36-37]. 将水温观测数据进行 5 点滑动平均, 降低观测的随机误差.

1.4 模型方程介绍

Cole 等^[5]、Read 等^[21]以及 Podgrajsek 等^[11]基于在不同区域的研究, 分别采用不同的方法计算水—气界面 k 值, 分别对应为 k_1 、 k_2 和 k_3 , 目前这 3 种方法在全球内陆湖泊水—气界面气体传输系数的估算中比较成熟, 且应用较广^[1]. 其中 k_1 仅需要风速进行参数化, 但 k_2 和 k_3 的计算需要用到水—气界面边界层 2 个重要的物理参数: u^* (mm/s) 和 w^* (mm/s). u^* 表征水—气界面空气侧大气的运动状态, 计算公式为:

$$u^* = u_a^* \sqrt{\frac{\rho_a}{\rho_w}} \quad (1)$$

式中 u_a^* 为空气的摩擦速度 (m/s), ρ_a 为空气密度 (kg/m^3), ρ_w 为水体密度 (kg/m^3).

w^* 表征水—气界面水侧水体对流混合速率, 其计算公式为:

$$w^* = (\beta \cdot z)^{1/3} \quad (2)$$

式中 β 为水体的浮力通量 (m^2/s^3); z 为混合层深度 (m), 由 Herb 等^[38]确定的混合层深度的最优标准温差 (0.4°C) 得到.

k_1 、 k_2 和 k_3 的计算方案及其相关参数的计算过程如下所示:

(1) k_1 的计算

基于薄边界层模型, 在全球范围内基本上都采用 1989 年 Jähne 等^[39]建立的数学经验公式确定 k_1 :

$$k_1/k_{600} = (S_c/S_{c600})^{-n} \quad (3)$$

式中 S_c 是 $t^\circ\text{C}$ 下无量纲的气体施密特数, 与水温相关^[40]; S_{c600} 是在 20°C 时的施密特数 600; k_{600} 是当施密特数为 600 时的气体传输系数; n 是与风速相关的系数, 当 $U_{10} > 3.7 \text{ m/s}$ 时, 式 (3) 中 $n = 0.5$; 当 $U_{10} < 3.7 \text{ m/s}$ 时, 式 (3) 中 $n = 2/3$ ^[7]. 其中 U_{10} 是 10 m 高度处的风速 (m/s), 根据粗糙度和仪器的观测高度计算得到^[41]. 本研究中以 CO_2 气体为例, 其 S_c 的计算公式为:

$$S_c = 1911.1 - 118.11t + 3.4527t^2 - 0.04132t^3 \quad (4)$$

实验室风浪槽数据以及开阔洋面和湖面示踪剂实验数据等均表明可以用易得到的风速数据参数化 k_{600} ^[5, 13]. 另外 PTS 站点的观测数据表明太湖在大部分情况下处于低风速 ($< 3.5 \text{ m/s}$) 和中风速 ($< 5 \text{ m/s}$) 环境, 根据模型方程的适用性, 本研究选择 Cole 等^[5]建立的经验模型计算 k_{600} (cm/h):

$$k_{600} = 2.07 + 0.215U_{10}^{1.7} \quad (5)$$

(2) k_2 的计算

基于方程 (5) 计算得到的气体交换系数, 仅仅考虑风动力对水—气界面气体传输的影响, 根据 Soloviev 等^[42]和 Read 等^[21]的研究, 表面更新模型被应用到湖泊水—气界面 k 值的计算, 该模型同时考虑 u^* 和 w^* 对 k 的影响, 具体计算过程为:

$$k_2 = \eta(\varepsilon \cdot \nu)^{0.25} \cdot S_c^{-n} \quad (6)$$

式中 η 为比例常数; ν 为水体的运动粘度 (m^2/s), 与水温有关; n 为代表水表状况的系数; ε 为水体湍流动能的消散速率 (m^2/s^3), 由空气侧湍流动能 (ε_u) 和水侧湍流动能 (ε_w) 组成:

$$\varepsilon = \varepsilon_u + \varepsilon_w \quad (7)$$

ε_u 的计算公式为:

$$\varepsilon_u = (\tau_t/\rho_w) / (K \cdot \delta_v) \quad (8)$$

式中 τ_t 为风切向剪应力^[42]; ρ_w 为水体密度 (kg/m^3); K 为 Von Karman 常数 ($K = 0.4$); δ_v 为水体粘子层厚度, 计算公式为^[42]:

$$\delta_v = c_1 \cdot \nu / (\tau_t/\rho_w)^{0.5} \quad (9)$$

式中 c_1 为拟合常数, ν 为水体运动粘度. 另外 ε_w 由水体的浮力通量 ($\beta \text{ m}^2/\text{s}^3$) 计算得到 β 的计算公式为:

$$\beta = -\frac{g \cdot a \cdot Q_e}{\rho_w \cdot C_p} \quad (10)$$

式中 g 是重力加速度 (m/s^2); α 是 $t^\circ\text{C}$ 时水体热力扩张系数 ($\alpha = 1.6 \times 10^{-5} + 9.6 \times 10^{-6}t$); C_p 是水体热容量 ($C_p = 4200 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$); Q_e 为水表有效热通量 (W/m^2), 计算公式为^[43-44]:

$$Q_e = R_n - H - \lambda E \quad (11)$$

式中 R_n 为净辐射 H 为感热通量 λE 为潜热通量.

根据 MacIntyre 等^[4] 和 Read 等^[21] 的研究, 当湖泊加热大气时, 水体层结不稳定 ($Q_e < 0$), $\varepsilon_w = \beta$; 当大气加热湖泊时 ($Q_e > 0$), 水体层结稳定, $\varepsilon_w = 0$. 另外基于 Read 等^[21] 和 Zappa 等^[22] 的研究, 公式 (6) 中 $\eta = 0.29$, $n = 0.5$, $S_c = 600$.

为评估 w^* 对水—气界面 k 值的影响, 单独选取 ε_w 计算 k ^[21], 即:

$$k_w = \eta (\varepsilon_w \cdot \nu)^{0.25} \cdot S_c^{-n} \quad (12)$$

通过 k_w 与 k_2 的比值, 评估 w^* 对水—气界面 k 值的贡献.

(3) k_3 的计算

利用观测到的气体通量估算 k 成为当下研究的热点^[20-23, 45]. Podgrajsek 等^[11] 基于湖泊水—气界面 CO_2 涡度通量长达一年的原位观测, 结合 CO_2 气体在水表和大气中的浓度差 (Δc) 计算 k , 即 $k = F/\Delta c$, 其中 F 为湖泊水—气界面 CO_2 通量, 由涡度相关方法原位连续观测得到. Podgrajsek 等基于计算得到 k , 在 k_1 的基础上耦合水体对流混合对 k 的影响, 重新参数化了气体水—气界面气体的交换速率, 计算过程为:

$$k_3 = (S_c/600)^{-n} (k_{600} + 0.05e^{1068w^*}) \quad (13)$$

1.5 数据处理与分析

观测数据以及计算得出的数据全部录入 SPSS 软件进行统计分析, 采用 One-way ANOVA 分析比较不同数据组的差异, 使用 LSD 方法检验其差异是否显著 ($P = 0.05$), 采用 Spearman 相关分析数据间的线性相关性.

2 结果与分析

2.1 基本气象要素的时间变化特征

2014 年 PTS 站点年均水温 (水下 20 cm 处) 为 17.6°C , 日均最低水温为 3.4°C , 出现在 2 月 12 日, 日均最高水温为 30.8°C , 出现在 7 月 23 日 (图 1a). 受太阳辐射季节变化的影响, 水温有明显的季节变化特征, 在春、夏、秋、冬 4 个季节平均水温分别为 16.9 、 26.7 、 20.2 和 6.3°C . 湖面水温和气温的差值 (ΔT) 没有明显的季节变化特征 (图 1b). ΔT 在少数时间能达到 $\pm 3 \sim \pm 4^\circ\text{C}$, 绝大部分时间都在 $\pm 2^\circ\text{C}$ 之间变化, 并且全年均值为 -0.1°C , 表明总体上热量是从大气输向湖面, 湖体处于吸热状态.

PTS 站点湖面上方 10 m 处的年均风速为 4.80 m/s , 月均最小风速为 4.10 m/s (1 月), 月均最大风速为 5.31 m/s (9 月) (图 1c). 受台风入境的影响, 日均风速的极值 ($> 8 \text{ m/s}$) 大部分出现在夏季 (7 月和 8 月), 但 7 和 8 月整体上受副热带高压控制, 故月均风速值不高 (7 月: 4.51 m/s ; 8 月: 4.34 m/s). 另外观测数据表明 PTS 站点的风速在夜间要高于白天, 并且年均风速在夜间和白天期间分别为 5.11 和 4.51 m/s .

2.2 u^* 和 w^* 的时间变化

2.2.1 昼夜变化 风应力和对流混合是水—气边界层中两个关键物理过程, 分别由摩擦风速和能量收支驱动. 由图 2 可知 μ^* 和 w^* 均呈现出白天低、夜间高的昼夜变化特征. u^* 在夜间平均比白天高 11%, 其均值分别为 6.2 和 5.6 mm/s . w^* 的夜间增加幅度要显著高于 u^* , 夜间水体 w^* 值 (均值为 3.2 mm/s) 是白天 (均值为 0.8 mm/s) 的 4 倍. w^* 的昼夜变化特征明显受到太阳辐射的影响, 夜间 (18:00—次日 6:00) 无太阳辐射时, 水体“丢失”热量最多 ($Q_e = -100 \text{ W/m}^2$), 水体 w^* 保持在峰值. 早上 6:00—8:00, 水体开始接收太阳辐射, 由“失热”状态转向“吸热”状态, μ^* 开始显著降低, 直至到午时保持在谷值. 同理 w^* 开始显著升高阶段出现在水体由“吸热”状态转向“失热”状态的时刻 (16:00—20:00).

2.2.2 季节变化 由图 3 可知 μ^* 和 w^* 呈现出不同的季节变化特征. 与风速的时间变化特征相似, μ^* 也无明显的季节变化, 月均值的变化范围为 $5.0 \sim 6.7 \text{ mm/s}$, 年均值为 5.9 mm/s . 但在日尺度上 u^* 的变化范围较大, 为 $2.6 \sim 15.1 \text{ mm/s}$. 受水体温度季节变化的影响, w^* 也呈现出明显的季节变化, 夏季最高 (8 月为 2.6 mm/s), 冬季最低 (2 月为 1.3 mm/s). 在春、夏、秋、冬 4 个季节 w^* 的均值分别为 1.9 、 2.4 、 2.2 和 1.5 mm/s . 但与 u^* 相

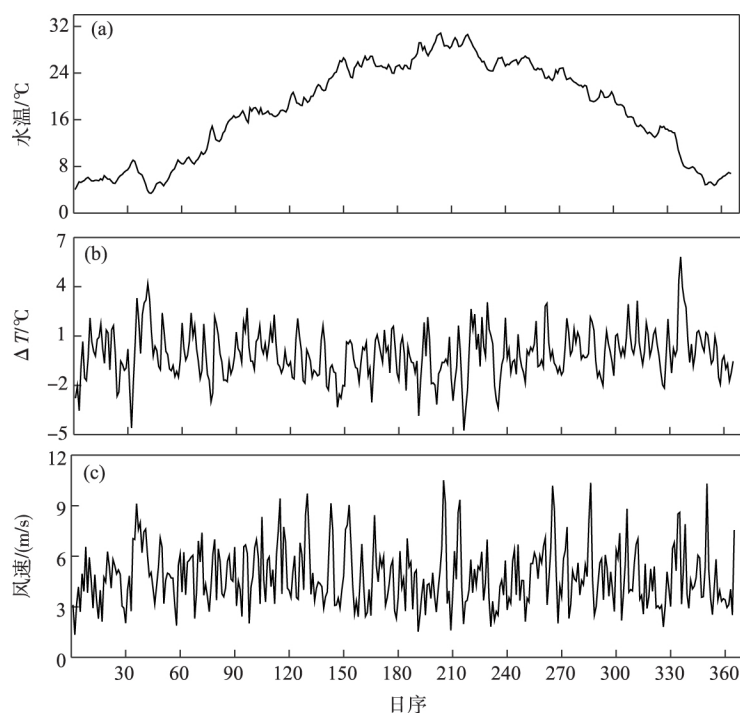


图1 水温、湖面与大气之间的温度差(ΔT)以及10 m 高处风速日均值的时间变化

Fig.1 Temporal variation of water temperature, the difference between lake surface temperature and air temperature(ΔT), and wind speed at 10 m height

比 μ^* 的变化范围较小,在日尺度上其变化范围仅为 0~4.4 mm/s。通过对图 2b 和图 3b 可知 μ^* 的昼夜变化强于季节变化。

2.3 k_1 、 k_2 和 k_3 的时间变化及差异性

2.3.1 昼夜变化及差异性 如图 4 所示 k_1 、 k_2 和 k_3 均有白天低、夜间高的昼夜变化特征,但 k_3 的昼夜变化幅度更加明显。在白天 k_3 的值与 k_1 相当,但在夜间 k_3 的值要显著高于 k_1 和 k_2 。另外在昼夜 24 h 循环中 k_1 始终小于 k_2 。夜间 k_1 、 k_2 和 k_3 的均值分别为 1.33、1.50 和 2.10 m/d,白天 k_1 、 k_2 和 k_3 均值分别为 1.20、1.41 和 1.34 m/d。

2.3.2 季节变化及差异性 因水—气界面气体传输速率存在昼夜变化特征 k_1 、 k_2 和 k_3 相互之间的差异在白天和夜间表现不同(图 5)。在低水温的冬季,水温小于 10°C(图 1a) k_1 与 k_2 在白天和夜间均有显著差异,但在高 w^* 期间二者无显著差异。 k_1 与 k_3 之间差异性在高 w^* 期间具有显著性,即在春、秋和夏季的夜间二者的差异显著。并且在夏季因水体与大气之间能量交换剧烈,在该季节的白天 k_1 与 k_3 差异性也显著。 k_3 是在 k_1 的基础上耦合了 w^* 对气体传输系数的影响,因此在低 w^* 期间 k_3 与 k_2 的差异与 k_1 与 k_2 的差异相似,但在高 w^* 期间 k_3 与 k_2 之间具有显著差异。

在白天和夜间 k_1 与 k_3 均具有明显的季节变化,即暖季高、冷季低。但 k_2 没有季节变化。 k_1 、 k_2 和 k_3 的变化范围分别为 0.74~1.64、1.33~1.56 和 0.90~2.67 m/d,其年均值分别为 1.27、1.46 和 1.72 m/d(图 5)。

2.3.3 风速对 k 的影响 本研究基于风速计算得到的 k_1 与基于表面更新模型计算得到的 k_2 具有显著相关性(白天: $R=0.79$, $P<0.01$, $n=365$; 夜间: $R=0.76$, $P<0.01$, $n=365$),但总体上 k_1 偏低于 k_2 (图 4 和图 5)。与 k_2 相比,白天年均 k_1 值偏低 18%,但在夜间仅偏低 12%。日均 k_1 与 k_2 之间的差异 Δk ($\Delta k = k_2 - k_1$) 在白天和夜间均和风速相关(图 6)。并且当风速在 3~6 m/s 之间时 Δk 较小,在白天为 0.24 m/d,在夜间为 0.18 m/d。当风速小于 3 m/s 时 k_1 明显偏低,但当风速大于 6 m/s 时 k_1 明显偏高。在高风速状况下 k_1 可能高估气体传输速率,但在极低风速状况下可能出现低估。

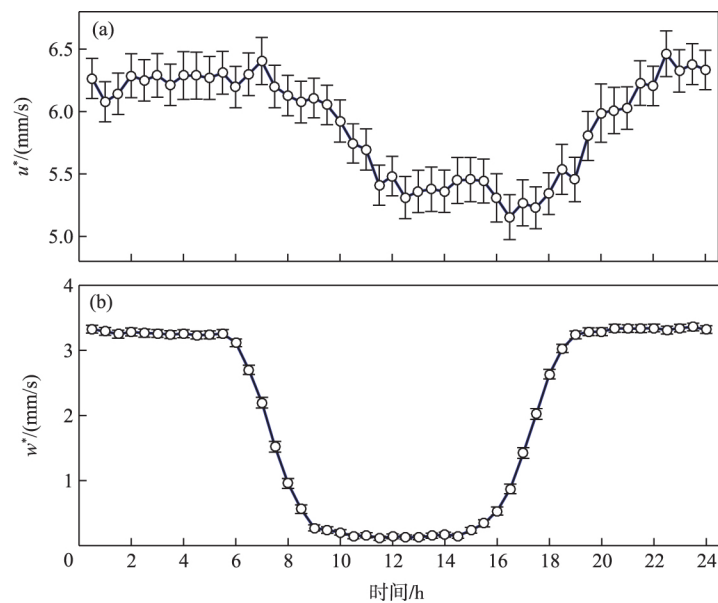
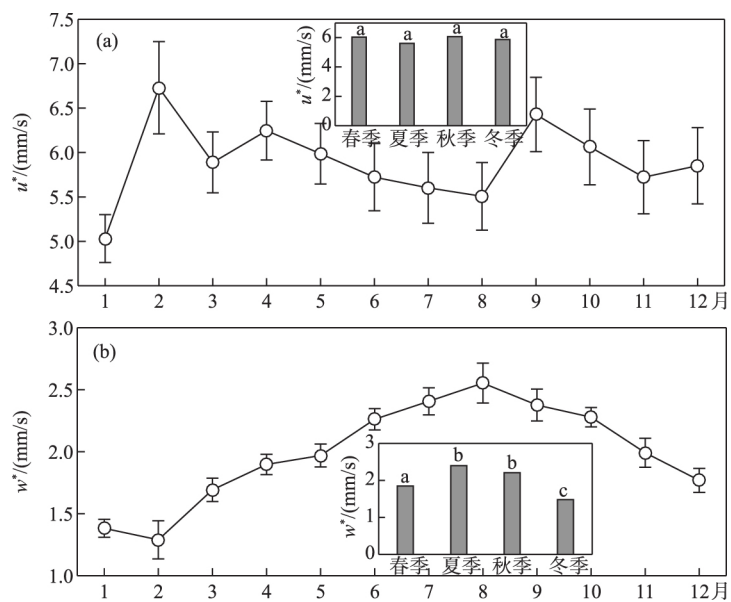
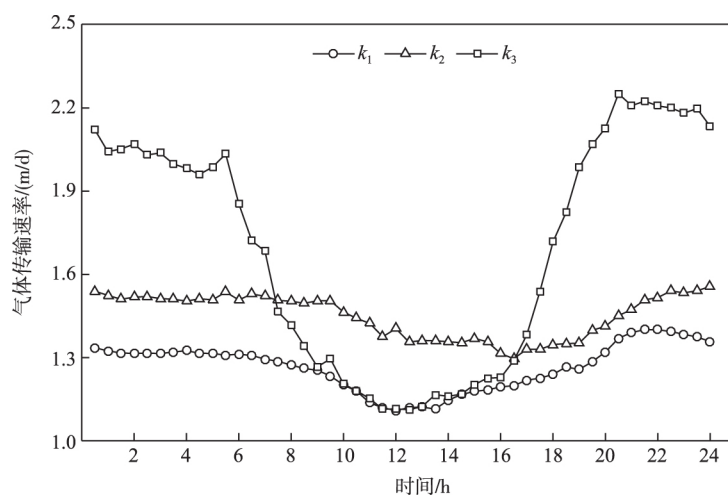
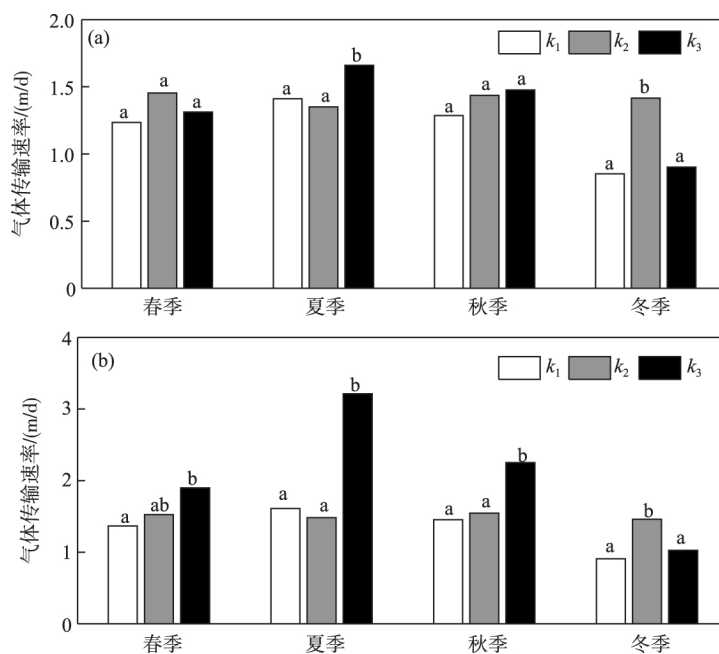
图 2 年均风应力 u^* 和水体对流混合速率 w^* 的昼夜变化(图中误差线为 1 倍标准误,下同)

Fig.2 Diurnal cycle of annual mean wind shear velocity u^* and waterside convection w^*
(The error bar indicates one standard error, the same below)

图 3 风应力 u^* 和水体对流混合速率 w^* 的季节变化

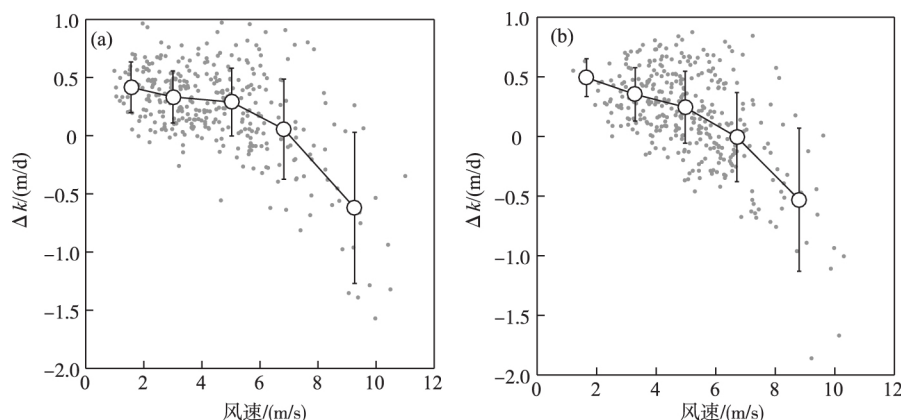
(图中的柱状图分别表征 u^* 和 w^* 的季节动态,不同的字母表示差异显著)

Fig.3 Temporal variation of wind shear velocity u^* and waterside convection w^* (The histogram showed the seasonal variation of u^* and w^* , respectively, and different letters indicate significant difference)

图4 年均水—气界面气体传输系数 k_1 、 k_2 和 k_3 的昼夜变化Fig.4 Diurnal cycle of annual mean gas transfer velocity k_1 , k_2 and k_3 across water-air interface图5 水—气界面气体传输速率 k_1 、 k_2 和 k_3 在白天 (a) 和夜间 (b) 的季节变化及其差异性 (不同的字母代表差异显著 $P < 0.05$)Fig.5 Seasonal variation of gas transfer velocity k_1 , k_2 and k_3 across water-air interface and the difference among them during day (a) and night (b) (Different letters indicate significant difference, $P < 0.05$)

2.4 w^* 对 k 的贡献

基于公式(12), 通过 $k(w^*)$ 与 k_2 的比值量化 w^* 对太湖水—气界面 k 值的贡献。由表1可知, 整体水平上 k_w/k_2 没有明显的季节变化, 在年均水平上 k_w/k_2 的比值为 18%, 表明在该大型湖泊中 w^* 对水—气界面 k 值的贡献小于 20%。

图6 日均 $\Delta k (k_2 - k_1)$ 与 10 m 高的风速在白天 (a) 和夜间 (b) 的关系Fig.6 Relationship between daily mean $\Delta k (k_2 - k_1)$ and wind speed at 10 m height during day (a) and night (b)

w^* 对 k 值的影响有明显的昼夜变化. 在夜间 w^* 控制 28% 的 k 值变化, 但在白天仅为 8%. 因水深较浅, 太湖湖水与大气之间热量交换也表现出显著的昼夜变化: 白天强烈吸热 ($Q_e = 169 \text{ W/m}^2$), 夜间强烈放热 ($Q_e = -101 \text{ W/m}^2$). 在白天吸热期间, 湖泊稳定层结, w^* 对 k 值的影响较小. 但在夜晚湖泊“丢失”能量期间 w^* 对 k 值有显著影响, 且在夏季夜晚达到最大 (表 1). 太湖湖水与大气之间 Q_e 的年均值为 34 W/m^2 , 总体上太湖处于吸热层结状态.

3 讨论

3.1 太湖水—气界面 k 值的控制因素

水—气界面 k 值主要受 u^* 和 w^* 两个物理量的控制. 本研究发现在太湖 u^* 和 w^* 均呈现出昼夜变化特征 (图 2). 这可能是因为 u^* 和 w^* 分别由 (摩擦) 风速和能量收支驱动, PTS 站点的观测资料显示风速在夜间要高于白天, 并且相关研究也发现该站点的摩擦风速在夜间较稳定, 但在白天变化幅度较大^[46]. 另外内陆湖泊水体一般具有白天吸热、夜间放热的特征, 该特征在浅水湖泊中尤为明显^[32]. 湖泊吸收热量时, 水体稳定层结, 对流混合受到限制; 但湖泊因冷却“丢失”热量时, 水体层结消失, 上下对流混合增强^[4, 47]. 驱动因子的昼夜变化可能对 u^* 和 w^* 的变化产生显著影响. 另外太湖水体 w^* 也表现出季节变化特征 (图 3), 并且与全球湖泊 w^* 的变化趋势相同^[21], 但 w^* 的季节变化弱于昼夜变化, 这可能是由于浅水湖泊中水—气能量交换的昼夜变化较强烈所致^[32].

因湖泊的大小、深浅和风浪区等各有不同, 其水—气界面 k 值的控制因素也有所不同^[21, 23-24, 26]. 研究表明在太湖 w^* 只控制 18% 的 k 的变化, 并且在白天湖泊对流混合较弱时更低, 只有 8%. Read 等^[21] 基于全球湖泊的研究表明, 当湖泊的面积大于 1000 km^2 时, w^* 控制小于 20% 的 k 的变化, 与本研究的结果一致. ΔT 和 Q_e 的年均值表明太湖处于吸热层结的状态, 因此 w^* 对 k 的影响较小. Read 等^[21] 统计分析发现只有在小型湖泊 ($< 1 \text{ km}^2$) w^* 才能显著影响 k , 大型湖泊中因湖面开阔 k 主要受 u^* 控制. u^* 主要和风速有关^[15]. 风速还能影响水体对流混合状态^[47] 以及水—气界面能量交换等^[48], 进而间接影响 k , 并且相关研究表明在水—气界面 k 值估算中, 风速是关键敏感因子^[15, 49-50], 因此在湖泊水—气界面 k 值以及温室气体交换通量的估算中, 易观测的风速是必要的参数^[50].

另外目前主要有 3 种标准确定 w^* 对 k 有影响: (1) 风速 $< 5 \text{ m/s}$ ^[4, 11]; (2) $w^* > 6 \text{ mm/s}$ ^[17]; (3) $u^* / w^* <$

表 1 不同时期水表有效热通量 Q_e 以及 $k(w^*)$ 占 k_2 比重的对比Tab.1 Comparison of surface effective heat flux Q_e and the $k(w^*)$ percentage of total k_2 in different periods

时间	$Q_e / (\text{W/m}^2)$			$k_w / k_2 / \%$		
	白天	夜间	平均	白天	夜间	平均
春季	229	98	66	6	29	17
夏季	202	-114	44	8	34	21
秋季	148	-105	22	10	30	20
冬季	98	-84	7	9	27	18
年均	169	-101	34	8	28	18

0.75^[43]. 观测数据表明在 58% 的情况下太湖水面上方大气的日均风速小于 5 m/s. 太湖水体 w^* 的年均值为 2 mm/s, 在夜间 w^* 的最大值也仅为 5.5 mm/s, 大于 6 mm/s 的情况较鲜见. u^*/w^* 的均值为 3.36, 变化范围为 1.36~39.59. 尽管 w^* 有显著的昼夜变化, 夜间较大, 但在夜间 u^*/w^* 的均值也仅为 2.15, 变化范围为 0.84~3.25, 从不低于 0.75 的阈值. 综上所述, 太湖水—气界面的 k 值不受 w^* 控制, 而风速为太湖水—气界面 k 值的主要驱动因子.

尽管夜间较高的 w^* 加强了气体在垂直方向的输送, 增加了水—气界面气体的交换通量^[16-17], 但最近研究表明 w^* 不是导致温室气体交换通量出现日变化的唯一原因^[19], 本研究表明 u^* 也具有日变化(图 2), 其也有可能导致水—气界面温室气体的交换通量出现日变化.

3.2 k 估算模型的选择

水—气界面气体交换通量的计算对 k 较为敏感, 选择合适的模型估算 k 对准确估算内陆水体碳收支至关重要^[12, 23]. 本研究中 3 种方法估算得到 k 的年均值分别为 1.27 (k_1)、1.46 (k_2) 和 1.72 m/d (k_3). 在全球范围内内陆湖泊水—气界面 k 值的年均值变化范围为 0.5~1.6 m/d^[1]. k_1 与 k_2 的变化范围与此较接近, 但 k_3 已超过此范围. k_3 的参数化方程来自于一个面积仅为 38 km² 的小型湖泊^[11], 小型湖泊中水体对流发生频率较高, w^* 对 k 的影响较大, 因此可能不适合大型湖泊 k 的估算^[1, 21]. 图 5 表明在 w^* 较高时 k_3 显著高于 k_1 和 k_2 , 并且在 k_3 中 w^* 控制将近 40% 的 k 的变化, 严重高估了该大型湖泊中 w^* 对 k 的贡献^[21]. 利用涡度相关法等观测的高频气体通量为水—气界面 k 的参数化提供了新的途径^[20, 23, 45], 但 k 存在空间变化^[21, 24], 单一站点参数化的模型可能不适合其他区域湖泊水体 k 的估算.

本研究结果表明基于公式 (5) 和 (6) 计算得到的 k_1 与 k_2 比较适用于太湖. k_1 的计算模型中输入参数仅有风速, k_2 由同时考虑风应力和流体对流混合的表面更新模型计算得到. 研究表明由于忽略流体对流混合 w^* 的作用, k_1 将会严重低估水—气界面 k 值^[11, 17]. 但本研究表明大部分情况下 k_1 与 k_2 相当, 且 k_1 与 k_2 之间的差异与 w^* 无关, 在冬季 w^* 较低时两者反而具有显著差异(图 5). k_1 计算方程的施密特数是温度的函数, 导致 k_1 对温度具有依赖性^[49], 致使 k_1 出现夏季高、冬季低的季节变化(图 5). 考虑到冬季低温期间水体温室气体产生速率较低^[41], 在此期间 k_1 与 k_2 之间的差异可能对水—气界面温室气体交换通量的估算影响较小.

k_1 是通过简单的风速函数估算得到的, k_2 是通过复杂的表面更新模型计算得到的. 表面更新模型在计算水—气界面 k 值方面得到广泛认可^[21], 但其需要大量的风动力、热通量以及水动力等数据进行参数化. 在日均水平上 k_1 与 k_2 具有显著的相关性(白天: $R = 0.79$, $P < 0.01$, $n = 365$; 夜间: $R = 0.76$, $P < 0.01$, $n = 365$), 但在大于 6 m/s 时 k_1 与 k_2 的差值较大(图 6), 这可能是因为 k_1 的估算不适用于大风速下的天气状况^[5, 45]. 但在中性风速状况 (3~6 m/s) 二者的差值较小, 观测数据表明在该大型湖泊中 63% 的天气状况为中性风速. 因此, 在大型湖泊可以用风速函数估算水—气界面的 k 值.

3.3 太湖水—气界面 k 值

表面更新模型表面在计算湖泊水—气界面 k 值方面得到广泛认可^[4, 20-21]. 因此基于表面更新模型, 太湖水—气界面 k 值的年均值为 1.46 m/d, 总体上 k 没有季节变化, 但有显著的昼夜变化, 白天和夜间的均值分别为 1.41 和 1.50 m/d. 基于风速函数计算得到的太湖水—气界面 k 值的年均值为 1.27 m/d, 并且该值也存在相似的昼夜变化特征(白天: 1.20 m/d; 夜间 1.33 m/d). 与 k_2 相比, 基于简单风速函数计算得到的 k_1 仅有 13% 的不确定性, 小于全球湖泊水体 20% 的不确定性^[15]. 另外, Wanninkhof^[15] 基于有效的风速产品和 ¹⁴C 示踪剂重新拟合风速 (U , m/s) 和 k 的关系: $k = 0.251U^2(S_c/660)^{-0.5}$, 得到的太湖水—气界面 k 值为 1.30 m/d, 与 k_1 和 k_2 相近.

湖泊水—气界面 k 值随着湖泊面积的增加而增加^[21]. Holgerson 等^[24] 研究发现 k 与湖泊面积呈现出显著的对数关系 ($R^2 = 0.97$, $P < 0.01$), 但受研究区域的限制, 在该统计分析中湖泊面积的变化范围仅为 0.001~100 km². 据此统计关系, 由太湖的面积 (2400 km²) 计算得到该湖泊的 k 值为 1.25 m/d, 与 k_1 和 k_2 较接近, 因此该统计关系也适合估算更大面积湖泊水—气界面 k 值. 另外 Xiao 等^[45] 基于连续的观测得出另一个亚热带小型水体 (面积 0.0025 km²) CO₂ 的 k 值为 0.42 m/d, 根据 Holgerson 等^[24] 的统计关系, 由该水体的面积计算得到 k 值为 0.39 m/d. 因此湖泊的面积可能为水—气界面 k 值的估算提供新的途径.

4 结论

1) 太湖的 u^* 和 w^* 存在夜间高、白天低的变化特征. 受能量收支的影响, w^* 还具有夏季高、冬季低的季节变化, 但受水深较浅的影响, w^* 的昼夜变化幅度高于季节变化.

2) 夜间 w^* 对太湖水—气界面 k 的影响较大, 但总体上 k 主要由风力控制, 并且可以通过易观测到的风速估算. 太湖水—气界面 k 的年均值为 $1.27 \sim 1.46 \text{ m/d}$, 整体上无季节变化, 主要有夜间高 ($1.33 \sim 1.50 \text{ m/d}$)、白天低 ($1.20 \sim 1.41 \text{ m/d}$) 的昼夜变化特征.

3) 因气体传输速率 k 存在空间变化, 单一站点参数化的模型可能不适合其他区域湖泊水—气界面 k 的估算, 但湖泊的面积可能是一个有效的预测因子.

5 参考文献

- [1] Raymond PA, Hartmann J, Lauerwald R *et al.* Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*, 2013, **503** (7476): 355–359. DOI: 10.1038/nature12760.
- [2] Bastviken D, Tranvik LJ, Downing JA *et al.* Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink. *Science*, 2011, **331**(6013): 50.
- [3] Li S, Bush RT. Revision of methane and carbon dioxide emissions from inland waters in India. *Global Change Biology*, 2015, **21**(1): 6–8. DOI: 10.1111/gcb.12705.
- [4] MacIntyre S, Jonsson A, Jansson M *et al.* Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake. *Geophysical Research Letters*, 2010, **37**(24). DOI: 10.1029/2010GL044164.
- [5] Cole JJ, Caraco NF. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF_6 . *Limnology and Oceanography*, 1998, **43**(4): 647–656.
- [6] Barbosa PM, Melack JM, Farjalla VF *et al.* Diffusive methane fluxes from Negro, Solimões and Madeira rivers and fringing lakes in the Amazon basin. *Limnology and Oceanography*, 2016, **61**(S1). DOI: 10.1002/lno.10358.
- [7] Juutinen S, Rantakari M, Kortelainen P *et al.* Methane dynamics in different boreal lake types. *Biogeosciences*, 2009, **6**: 209–223.
- [8] Xiao QT, Hu ZH, Deng J *et al.* Effects of antiseptic on the analysis of greenhouse gases concentrations in lake water. *Environmental Science*, 2014, **35**(1): 356–364. DOI: 10.13227/j.hjxx.2014.01.051. [肖启涛, 胡正华, Deng J 等. 杀菌剂对湖泊水温室气体浓度分析的影响. 环境科学, 2014, **35**(1): 356–364.]
- [9] Hou CC, Zhang F, Li YC *et al.* Characteristics of dissolved CH_4 and N_2O concentrations of Weihe River in Xinxian Section in spring. *Environmental Science*, 2016, **37**(5): 1891–1899. [侯翠翠, 张芳, 李英臣等. 卫河新乡市区段春季溶解 CH_4 与 N_2O 浓度特征. 环境科学, 2016, **37**(5): 1891–1899.]
- [10] Rasilo T, Prairie YT, Del Giorgio PA. Large-scale patterns in summer diffusive CH_4 fluxes across boreal lakes, and contribution to diffusive C emissions. *Global Change Biology*, 2015, **21**(3): 1124–1139. DOI: 10.1111/gcb.12741.
- [11] Podgrajsek E, Sahlée E, Rutgersson A. Diel cycle of lake-air CO_2 flux from a shallow lake and the impact of waterside convection on the transfer velocity. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, **120**(1): 29–38. DOI: 10.1002/2014JG002781.
- [12] Dugan HA, Woolway RI, Santoso AB *et al.* Consequences of gas flux model choice on the interpretation of metabolic balance across 15 lakes. *Inland Waters*, 2016, **6**(4): 581–592. DOI: 10.5268/IW-6.4.836.
- [13] Edson JB, Fairall CW, Barteau L *et al.* Direct covariance measurement of CO_2 gas transfer velocity during the 2008 southern ocean gas exchange experiment: Wind speed dependency. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, **116**(C4). DOI: 10.1029/2011JC007022.
- [14] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 1992, **97**(C5): 7373–7382.
- [15] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnology and Oceanography: Methods*, 2014, **12**(6): 351–362.
- [16] Eugster W, Kling G, Jonas T *et al.* CO_2 exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: Importance of convective mixing. *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108**(D12). DOI: 10.1029/2002JD002653.

- [17] Rutgersson A, Smedman A. Enhanced air-sea CO₂ transfer due to water-side convection. *Journal of Marine Systems*, 2010, **80**(1/2): 125-134.
- [18] Godwin CM, Menamara PJ, Markfort CD. Evening methane emission pulses from a boreal wetland correspond to convective mixing in hollows. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2013, **118**(3): 994-1005. DOI: 10.1002/jgrg.20082.
- [19] Podgrajsek E, Sahlée E, Rutgersson A. Diurnal cycle of lake methane flux. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2014, **119**(3): 236-248. DOI: 10.1002/2013JG002327.
- [20] Heiskanen JJ, Mammarella I, Haapanala S *et al.* Effects of cooling and internal wave motions on gas transfer coefficients in a boreal lake. *Tellus B*, 2014, **66**(1): 92-109. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusb.v66.22827>.
- [21] Read JS, Hamilton DP, Desai AR *et al.* Lake-size dependency of wind shear and convection as controls on gas exchange. *Geophysical Research Letters*, 2012, **39**(9): L09405. DOI: 10.1029/2012GL051886.
- [22] Zappa CJ, McGillis WR, Raymond PA *et al.* Environmental turbulent mixing controls on air-water gas exchange in marine and aquatic systems. *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**(10): 373. DOI: 10.1029/2006GL028790.
- [23] Vachon D, Prairie YT, Cole JJ. The relationship between near-surface turbulence and gas transfer velocity in freshwater systems and its implications for floating chamber measurements of gas exchange. *Limnology and Oceanography*, 2010, **55**(4): 1723-1732. DOI: 10.4319/lo.2010.55.4.1723.
- [24] Holgersson MA, Raymond PA. Large contribution to inland water CO₂ and CH₄ emissions from very small ponds. *Nature Geoscience*, 2016, **9**(3): 222-226. DOI: 10.1038/NGEO2654.
- [25] Schilder J, Bastviken D, Hardenbroek M *et al.* Spatial heterogeneity and lake morphology affect diffusive greenhouse gas emission estimates of lakes. *Geophysical Research Letters*, 2013, **40**(21): 5752-5756. DOI: 10.1002/2013GL057669.
- [26] Vachon D, Prairie YT. The ecosystem size and shape dependence of gas transfer velocity versus wind speed relationships in lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 2013, **70**(12): 1757-1764.
- [27] Schilder J, Bastviken D, Hardenbroek M *et al.* Spatiotemporal patterns in methane flux and gas transfer velocity at low wind speeds: Implications for upscaling studies on small lakes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2016, **121**(6): 1456-1467. DOI: 10.1002/2016JG003346.
- [28] Verpoorter C, Kutser T, Seekell DA *et al.* A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 2014, **41**(18): 6396-6402. DOI: 10.1002/2014GL060641.
- [29] Wang S, Liu C, Yeager KM *et al.* The spatial distribution and emission of nitrous oxide (N₂O) in a large eutrophic lake in eastern China: Anthropogenic effects. *Science of the Total Environment*, 2009, **407**: 3330-3337.
- [30] Kankaala P, Taipale S, Nykänen H *et al.* Oxidation, efflux, and isotopic fractionation of methane during autumnal turnover in a polyhumic, boreal lake. *Journal of Geophysical Research*, 2007, **112**(G2). DOI: 10.1029/2006JG000336.
- [31] Borges AV, Abril G, Delille B *et al.* Diffusive methane emissions to the atmosphere from Lake Kivu (Eastern Africa). *Journal of Geophysical Research*, 2011, **116**(G3): 65. DOI: 10.1029/2011JG001673.
- [32] Deng B, Liu S, Xiao W *et al.* Evaluation of the CLM4 lake model at a large and shallow freshwater lake. *Journal of Hydrometeorology*, 2013, **14**(2): 636-649. DOI: 10.1175/JHM-D-12-067.1.
- [33] Zhao QH, Sun JH. The variation features of the surface mixed layer depth in Erhai Lake and Taihu Lake in spring and autumn and their mechanism analyses. *Acta Physica Sinica*, 2013, **62**(3): 1-9. DOI: 10.7498/aps.62.039203. [赵巧华, 孙绩华. 夏秋两季洱海、太湖表层混合层的深度变化特征及其机理分析. 物理学报, 2013, **62**(3): 1-9.]
- [34] 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. DOI: 10.1175/BAMS-D-13-00136.1.
- [35] Qin B, Xu P, Wu Q *et al.* Environmental issues of Lake Taihu, China. *Hydrobiologia*, 2007, **581**(1): 3-14. DOI: 10.1007/s10750-006-0521-5.
- [36] Wang W. Energy budget at Lake Taihu and its response to climate change [Dissertation]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2014. [王伟. 太湖能量收支及其对气候变化的响应[学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2014.]
- [37] Lee X, Massman WJ. A perspective on thirty years of the Webb, Pearman and Leuning density corrections. *Boundary-Layer Meteorology*, 2011, **139**(1): 37-59. DOI: 10.1007/s10546-010-9575-z.
- [38] Herb WR, Stefan HG. Dynamics of vertical mixing in a shallow lake with submersed macrophytes. *Water Resources Res-*

- earch, 2005, **41**(2) . DOI: 10.1029/2003WR002613.
- [39] Jähne B, Libner P, Fischer R *et al.* Investigating the transfer processes across the free aqueous viscous boundary layer by the controlled flux method. *Tellus*, 1989, **41**(2) : 177-195.
- [40] Jähne B, Münnich KO, Börsinger R *et al.* On the parameters influencing air-water gas exchange. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1987, **92**(C2) : 1937-1949.
- [41] Xiao QT. Study on greenhouse gases (CO_2 , CH_4 , and N_2O) fluxes of water-air interface in Lake Taihu [Dissertation]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2014. [肖启涛. 太湖水-气界面温室气体(CO_2 、 CH_4 、 N_2O) 通量研究[学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2014.]
- [42] Soloviev A, Donelan M, Graber H *et al.* An approach to estimation of near-surface turbulence and CO_2 transfer velocity from remote sensing data. *Journal of Marine Systems*, 2007, **66**(1/2/3/4) : 182-194. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2006.03.023.
- [43] Imberger J. The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, 1985, **30**(4) : 737-770.
- [44] Jeffery CD, Woolf DK, Robinson IS *et al.* One-dimensional modelling of convective CO_2 exchange in the Tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 2007, **19**(3/4) : 161-182. DOI: 10.1016/j.ocemod.2007.07.003.
- [45] Xiao S, Yang H, Liu D *et al.* Gas transfer velocities of methane and carbon dioxide in a subtropical shallow pond. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2014, **66**(1) : 23795.
- [46] Cao ZD. Research on transfer coefficients of momentum, heat and water vapor in Lake Taihu [Dissertation]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2016. [曹正达. 太湖湖-气界面动量和水热交换系数研究[学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2016.]
- [47] Cheng X, Wang YW, Hu C *et al.* The lake-air exchange simulation of a lake model over eastern Taihu Lake based on the E-ε turbulent kinetic energy closure thermodynamic process. *Acta Meteorological Sinica*, 2016, **74**(4) : 633-645. DOI: 10.11676/qxxb2016.043. [程昕, 王咏薇, 胡诚等. 应用 E-ε 湍流动能闭合湖泊热力学过程模型对东太湖湖-气交换的模拟. 气象学报, 2016, **74**(4) : 633-645.]
- [48] Xiao W, Liu SD, Li XH *et al.* Transfer coefficients of momentum, heat and water vapour in the atmospheric surface layer of a large shallow freshwater lake: A case study of Lake Taihu. *J Lake Sci*, 2012, **24**(6) : 932-942. DOI: 10.18307/2012.0617. [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.]
- [49] He B, Li Z, Yao X *et al.* The model estimation and sensitivity analysis of greenhouse gas on water-air interface in Pengxi River, Three Gorges Reservoir. *J Lake Sci*, 2017, **29**(3) : 705-712. DOI: 10.18307/2017.0320. [郝斌, 李哲, 姚晓等. 三峡澎溪河水-气界面温室气体模型估算及其敏感性分析. 湖泊科学, 2017, **29**(3) : 705-712.]
- [50] Wang GJ, Hu MM, Wang YC *et al.* Diurnal variation and influencing factors of carbon dioxide and methane emissions at water-air interface of Caotang River, Three Gorges Reservoir in the initial impoundment period. *J Lake Sci*, 2017, **39**(2) : 696-704. DOI: 10.18307/2017.0319. [汪国骏, 胡明明, 王雨春等. 蓄水初期三峡水库草堂河水-气界面 CO_2 和 CH_4 通量日变化特征及其影响因素. 湖泊科学, 2017, **39**(2) : 696-704.]