

DOI: 10.5846/stxb201606301346

王伟,申双和,刘寿东,张弥,肖薇,王咏薇,李旭辉.太湖生态系统能量闭合特征及其影响因素.生态学报,2017,37(18):5935-5950.

Wang W, Shen S H, Liu S D, Zhang M, Xiao W, Wang Y W, Lee X H. Mechanistic analysis of the observed energy imbalance of Lake Taihu. Acta Ecologica Sinica, 2017, 37(18): 5935-5950.

太湖生态系统能量闭合特征及其影响因素

王 伟^{1,2,*}, 申双和³, 刘寿东^{1,2}, 张 弥^{1,2}, 肖 薇^{1,2}, 王咏薇¹, 李旭辉¹

1 南京信息工程大学, 气候与环境变化国际合作联合实验室大气环境中心, 南京 210044

2 南京信息工程大学, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

3 南京信息工程大学, 江苏省农业气象重点实验室, 南京 210044

摘要: 地表能量不闭合不仅限制了涡度相关观测数据在陆面模型发展和验证等应用性研究中的价值, 还给生态系统 CO₂ 源汇特征辨析带来不确定性。基于太湖避风港站 2012 年涡度相关通量、辐射、气象和水温梯度观测数据, 分析了太湖能量闭合的多尺度(小时、日和月)时间变化特征, 阐述了大气稳定度、摩擦风速和湖风对太湖能量闭合状况的影响。结果表明: 太湖小时尺度的能量闭合度为 0.59, 且昼夜差异较小; 日尺度的能量闭合度为 0.73, 在内陆水体观测结果中处于中等水平; 月平均能量闭合度呈现冬季高、夏季低的季节变化特征; 年平均时太湖仍有 27% 的能量不闭合。因摩擦风速减小, 太湖能量闭合度在大气极不稳定条件下要比弱不稳定条件下结果低 0.3; 对于太湖这类大型浅水湖泊, 其能量闭合度全天都受动力湍流交换强度制约, 能量闭合度随摩擦风速增大而显著提高; 虽然湖风发生使太湖小时尺度的能量闭合度降低了 0.1, 但其影响在日尺度上并不明显。

关键词: 太湖; 能量不闭合; 涡度相关; 湍流交换; 大气稳定度

Mechanistic analysis of the observed energy imbalance of Lake Taihu

WANG Wei^{1,2,*}, SHEN Shuanghe³, LIU Shoudong^{1,2}, ZHANG Mi^{1,2}, XIAO Wei^{1,2}, WANG Yongwei¹, LEE Xuhui¹

1 Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, International Joint Laboratory on Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

3 Jiangsu Key Laboratory of Agricultural Meteorology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

Abstract: Surface energy imbalance not only imposes constraints on the application of eddy covariance observations in research on land surface model development and evaluation, but also creates uncertainty regarding measurements of long-term net ecosystem CO₂ exchange. Lakes are a main component of the climate system and their surface energy balance is the dominant driver of biophysical and biogeochemical processes in lake ecosystems. In this study, observations of energy fluxes, radiation components, micrometeorological conditions, and water temperature profile were used to investigate the energy balance closure of Lake Taihu on different temporal scales (e.g., hourly, daily, and monthly). Energy balance closure was evaluated by linear regression of turbulent energy fluxes (sensible heat flux plus latent heat flux) against available energy (net radiation minus heat storage in water volume) and by calculating the energy balance ratio, the ratio of turbulent heat fluxes to available energy. Furthermore, the effects of three mechanisms—the stability of boundary layer

基金项目: 国家自然科学基金青年项目(41505005); 江苏省自然科学基金青年项目(BK20150900); 国家自然科学基金面上项目(41475141, 41575147, 41275024); 南京信息工程大学人才启动经费(2014r046); 教育部长江学者和创新团队发展计划(PCSIRT); 江苏高校优势学科建设工程(PAPD); 南京信息工程大学 2015 年度大学生实践创新训练计划项目(201510300023)

收稿日期: 2016-06-30; 修订日期: 2017-07-20

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: wangw@nuist.edu.cn

atmosphere, friction velocity, and lake-breeze—on energy imbalance were analyzed quantitatively. The results showed that the heat storage in lake water volume had a diurnal variation similar to that of net radiation with comparable magnitudes, reaching a maximum at noontime. Both the sensible and latent heat flux showed much smaller diurnal variations and peaked in the morning and afternoon, respectively. Energy balance closure was observed at only 0.59 for the smooth Lake Taihu with half-hour averages, but increased to 0.73 using daily averages. Compared to land observations, there was less obvious diurnal variation in energy balance closure at Lake Taihu due to its aerodynamically smoother surface. Throughout the year, energy balance showed an obvious deficit during the warming months but perfect closure during the winter months. At an annual scale, the energy imbalance was 27%, which is comparable to values reported from eddy covariance observations on land and a few field surveys of lakes. The energy balance closure significantly improved with friction velocity during both daytime and nighttime, which indicates that mechanical turbulence is the main constraint on energy balance at Lake Taihu. The energy balance closure was approximately 0.7 for less unstable conditions (atmospheric stability parameter — -0.1), but was only 0.4 for very unstable conditions (atmospheric stability parameter — -1.5). Our results indicated that the poorer closure for very unstable conditions compared with less unstable conditions was due to reduced friction velocity (from 0.25 to 0.1). Although lake-breeze reduced the energy balance closure by 0.1 on an hourly scale, this was indiscernible on a daily scale. In addition, large-scale atmospheric motion, the stratification of lake water, and the source area mismatch between turbulent heat fluxes and available energy also contributed to the observed energy imbalance at Lake Taihu. Cospectra analysis showed that large-scale atmospheric motion was obvious at Lake Taihu, particularly during stable conditions, which may be filtered by a half-hour block average. Good energy balance closure was achieved when water thermal convection occurred with a 100 cm depth water temperature higher than that at 20 cm depth. The footprint of turbulent heat fluxes was much larger than that for available energy, and also varied with atmospheric stability and surface roughness. However, it is difficult to quantify the energy imbalance resulting from footprint mismatch.

Key Words: Lake Taihu; energy imbalance; eddy covariance; turbulence exchange; atmospheric stability

作为地球气候系统的重要组成部分,内陆水体约占全球陆地总面积的 4%^[1],内陆湖泊占我国国土面积的 0.9%^[2],虽然比例不大,但湖泊生态系统对社会经济的重要性因人类依水群居而尤为突出。大型湖泊不仅可以增强下游降水^[3],影响局地天气、区域以及全球气候^[4],湖泊还被认为是大气 CH_4 ^[5] 和 N_2O ^[6] 的源,据推算,全球湖泊埋藏的碳总量约为海洋的 4 倍^[7]。此外,湖泊与周围陆地热力性质差异所激发的中尺度环流(如湖陆风)还影响着流域内污染物的扩散^[8]。因此,直接观测湖泊与大气之间的相互作用不仅有助于分析湖泊对流域天气、气候的影响,还有利于量化湖泊生态系统对全球碳循环的贡献^[9]。

作为测量生态系统与大气之间动量、能量和物质交换最直接的微气象学方法,涡度相关技术(Eddy covariance, EC)已经成为大型生态系统研究网络(如全球通量网^[10]、中国通量观测研究联盟^[11])的核心观测技术。能量收支平衡是陆面过程研究所遵守的基本原理,但因仪器观测误差、观测条件不理想、低频和低频信号损失、水平和垂直平流、能量储存项计算误差和能量源区不匹配等,使得观测到的能量平衡方程不闭合^[12-13],如全球通量网、欧洲通量网和中国通量网的 EC 观测分别存在 20%^[14]、26%^[15] 和 27%^[16] 的能量不闭合。观测到的能量不闭合已成为困扰地气交换研究的难题^[17-18]。

与陆地生态系统相比,内陆水体的涡度相关观测开展较少(约 33 个,图 1),针对内陆水体能量闭合特征及其影响因素的研究尚不多见。Rouse 等^[19]利用 EC 技术分别对加拿大 Great Slave Lake 和 Great Bear Lake 进行了 5a 和 2a 的通量观测,但未分析其能量闭合特征。Schertzer 等^[20]虽然绘制了 Great Slave Lake 无冰期的能量平衡方程残差和水体热储量的时间序列,但也未计算其能量闭合程度。北美 Lake Superior^[21] 和中国纳木错^[22]积累了约 2a 的 EC 通量观测数据,但因缺乏独立的水温梯度观测,无法计算湖泊的水体热储量,故不能评价其能量闭合状况。关于湖泊能量闭合度的研究近年才渐现报道,如涡度相关观测结果显示,中国洱

海 2011 年夏季和其他季节的能量闭合度分别为 0.8 和 0.7^[23], 接近于芬兰 Lake Valkea-Kotinen 能量闭合度的年均值(2006:0.82, 2007:0.73)^[24], 而低于美国 Ross Barnett Reservoir 的观测结果(0.97)^[25]。但上述研究并未分析能量闭合状况的多尺度时间变化特征, 且对引起湖泊能量不闭合的物理机制缺乏定量探讨。Jonsson 等^[26]基于 Lake Merasjärvi 的 10 d 观测资料研究发现, 能量闭合度较差的数据一般出现在水体稳定分层时段; Nordbo 等^[24]指出影响 Lake Valkea-Kotinen 能量闭合状况的因素主要有五个: 湍流强度、局地环流、垂直平流、各能量项源区不匹配和水体热储量计算误差, 但缺乏定量分析和机理解释。

开阔湖面因反照率低(0.08—0.10)、粗糙度低且比热容大^[4], 其能量闭合度时间变化特征及影响因素具有特殊性。因水体比热容大, 湖泊温度升降速率会慢于气温, 导致湖泊感热和潜热通量日变化与净辐射日变化存在相位差异^[24, 27]。在季节尺度上, 湖泊水体温度变化滞后于气温, 致使湖泊与大气之间的感热和潜热通量峰值落后于净辐射峰值, 且此相位差随湖泊深度增加而愈加明显^[28], 如该相位差在 Lake Superior(水深 148 m)长达 5 个月^[21], 而在平均水深为 5 m 的 Ross Barnett Reservoir 却不足 1 个月^[29]。而且, 与深水湖泊春秋两季混合特性不同, 浅水湖泊垂直混合主要发生在日尺度上, 呈白天稳定分层、夜晚翻转^[30], 造成水体热储量白天储存、夜晚释放的昼夜动态, 由此形成了不同于陆地生态系统及深水湖泊的能量平衡季节变化特征。研究表明, 影响生态系统能量闭合度的主要因素有大气稳定度、摩擦风速和局地环流^[15], 但这些因素如何影响湖泊能量闭合状况尚不清楚。首先, 随着大气不稳定程度的增加, 能量闭合度一般会增大^[15, 31]。而浅水湖泊上方大气通常处于不稳定状态^[32-33], 该不稳定条件是否可以促进湖泊与大气之间的感热和潜热交换, 进而提高其能量闭合度? 其次, EC 观测皆表明, 生态系统的能量闭合状况会随着摩擦风速增大而改善^[14], 由此是否可以推断光滑湖面(粗糙度低)的能量闭合度较低? 而且, 湖泊与附近陆地的热力性质差异可激发湖风等中尺度环流^[34], 引起能量的非湍流输送, 那么, 湖风是否会降低 EC 观测到的能量闭合度?

太湖是我国第三大淡水湖, 为典型的亚热带(30.9°—31.6° N)大型(水域面积 2338 km²)浅水(平均水深 1.9 m)湖泊^[35], 长期的能量平衡观测和能量闭合特征研究不仅可以加深对太湖生态系统热力和动力过程的认识, 且基于观测数据所建立的湖泊参数化方案可作为大气模式和气候模型的下边界, 有望改善流域天气预报与空气质量预报, 促进太湖水分循环评估、蓝藻暴发气象预警和湖泊生态系统响应气候变化等研究。本文基于太湖避风港站(Bifenggang, BFG)2012 年的涡度相关通量、辐射四分量、气象和水温梯度观测数据, 系统分析了大型浅水湖泊能量闭合程度的多尺度(小时、日和月)时间变化特征, 阐述了大气稳定度、摩擦风速和湖风对太湖能量闭合状况的影响, 旨在回答上段所提出的 3 个科学问题。

1 材料与方法

1.1 观测站点与资料

观测站点位于东太湖 1 号避风港附近(图 1), 属于亚热带季风气候区, 年平均气温为 16.5 °C, 年降水量为 1176 mm, 10 m 高度平均风速为 3.2 m/s(数据来源于中国气象数据网 <http://data.cma.cn/>)。BFG 站属于典型的草型湖区, 水生植物优势种为马来眼子菜(*Potamogeton malaianus*)和轮叶黑藻(*Hydrilla verticillata*)^[36]。

BFG 站开展了涡度相关、净辐射、气象和水温梯度观测。涡度相关系统由三维超声风速计(CSAT3, Campbell Scientific Inc.)和开路式红外气体分析仪(EC150, Campbell Scientific Inc.)组成, 分别用于测量三维风速/超声温度和水汽、CO₂密度。原始数据采样频率为 10 Hz, 由数据采集器(CR3000, Campbell Scientific Inc.)在线进行延时校正, 计算得到 30 min 平均值。通量数据后处理包括野点剔除、降水时刻记录剔除、感热超声温度订正、两次坐标旋转^[37]和密度效应订正(WPL 校正)^[38]等。经过以上后处理和质量控制, 2012 年 BFG 站有 79% 的观测数据可用于能量闭合特征分析。安装仪器时, BFG 站 EC 观测系统距离水面 8.5 m, 该处 2012 年平均水深为 1.7 m。观测站四周风浪区(> 4 km)开阔, 保证了 BFG 站 2012 年超过 85% 的通量观测数据来自于湖面^[39]。向下短波、反射短波、大气长波和向上长波辐射由四源净辐射传感器(CNR4, Kipp &

Zonen B.V.) 测量, 安装时架设高度距离水面 3.0 m。设定水面发射率为 0.97, 基于 Stefan-Boltzmann 定律, 利用向上和向下长波辐射观测值计算水表温度。标准气象站由温湿度传感器 (HMP155A, Vaisala Inc.)、风速风向传感器 (05103, R.M. Young Company) 和自动翻筒式雨量计 (TE525-L, Campbell Scientific Inc.) 组成, 观测高度与 EC 相同。水温观测 (109-L, Campbell Scientific Inc.) 分为 4 个梯度: 水下 20、50、100、150 cm, 以相同的温度传感器观测底泥温度。辐射四分量、气象和水温梯度观测数据采样频率为 1 Hz, 由数据采集器 (CR1000, Campbell Scientific Inc.) 在线计算得到 30 min 平均值。用于对比分析的陆地通量资料来源于 BFG 站东南方 10.5 km 处的东山站 (Dongshan, DS) (图 1)。

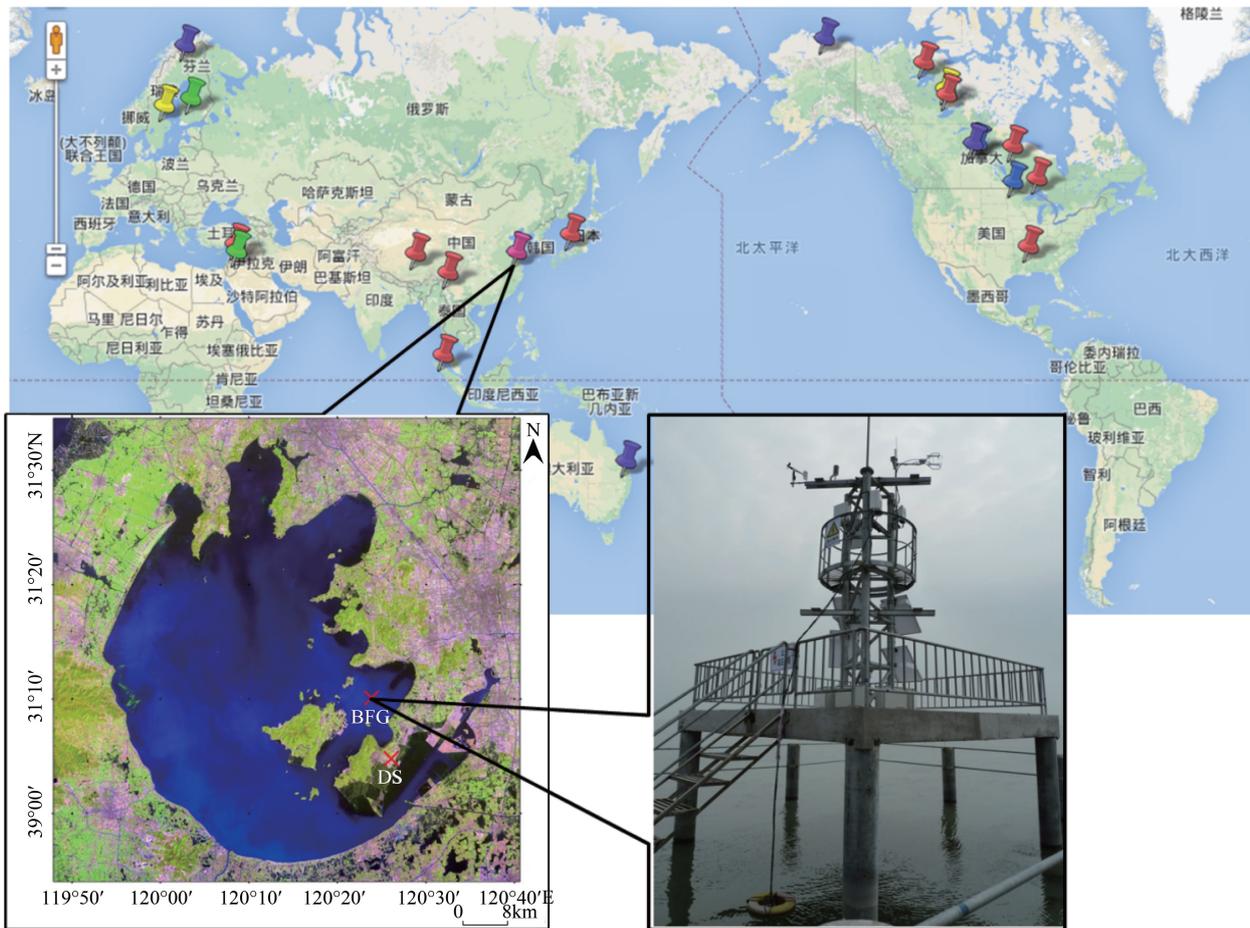


图 1 全球内陆水体涡度相关观测站点分布和太湖避风港通量站

Fig.1 Overview of eddy covariance measurements conducted in inland water bodies and the location of Bifenggang site in Lake Taihu, China

图钉颜色反映水体大小和深浅, 绿色: 面积小于 1 km² 且深度小于 5 m; 蓝色: 面积小于 1 km² 且深度大于 5 m; 黄色: 面积为 1—100 km² 且深度小于 5 m; 紫色: 面积为 1—100 km² 且深度大于 5 m; 洋红: 面积大于 100 km² 且深度小于 5 m; 红色: 面积大于 100 km² 且深度大于 5 m

1.2 湖泊能量平衡

根据能量守恒定律, 湖泊能量平衡方程为^[24,40]:

$$H + \lambda E = R_n - \Delta Q - \Delta Q_B - \Delta Q_F - \Delta Q_P \quad (1)$$

式中, H 和 λE 分别是经过后处理的 EC 观测的感热和潜热通量, R_n 为净辐射, ΔQ 为水体热储量, ΔQ_B 为湖泊底泥与上覆水之间的热通量, ΔQ_F 为出湖和入湖河流所引起的热量变化, ΔQ_P 是由降水引起的热量变化。本文未进行底泥与上覆水之间的热通量观测, 基于饱和土壤热传导率和底泥温度时间序列, 利用 Wang 和 Bras 模型^[41] 计算发现, ΔQ_B 的日变化幅度小于 2 W/m², 符合浅水湖泊底泥热通量的观测结果 (< 2.2 W/m²)^[42-43]。

假定入湖与出湖水流温差为 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 计算得到年出入湖流量 $(9.3 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{a})$ [35] 所引起的 $\Delta Q_f < 0.5 \text{ W}/\text{m}^2$ 。若假定降水温度等于湿球温度 [44], 太湖地区气候平均年降水量 (1176 mm) 所带来的 ΔQ_p 仅为 $-0.5 \text{ W}/\text{m}^2$, 而且数据后处理中剔除了降水时刻的记录。基于上述量级分析, 方程 (1) 中后 3 项可舍去, 湖泊能量平衡方程可简化为:

$$H + \lambda E = R_n - \Delta Q \quad (2)$$

当湍流能量通量 $(H + \lambda E)$ 等于可利用能量 $(R_n - \Delta Q)$ 时, 称之为能量闭合。由于净辐射和水温梯度观测存在随机误差 [45-46], 本文采用线性回归斜率 (S) 和能量平衡比率 (EBR) [14] 两个指标来定量评价太湖的能量闭合度:

$$EBR = \frac{\sum (H + \lambda E)}{\sum (R_n - \Delta Q)} \quad (3)$$

若线性回归斜率 $S=1$ 且截距为 0, 或能量平衡比率 $EBR=1$, 则湖泊能量完全闭合。

EC 观测到的感热和潜热通量可由以下脉动量的协方差来计算:

$$H = \rho_a c_{pa} \overline{w'T'} \quad (4)$$

$$\lambda E = \lambda \rho_a \overline{w'q'} \quad (5)$$

式中, ρ_a 为空气密度, c_{pa} 为空气定压比热 ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), λ 为汽化潜热 (气温的函数), w' 、 T' 、 q' 分别是垂直风速、超声温度和空气比湿的脉动值。

水体热储量 ΔQ 由深度加权平均温度 $\overline{T_w}$ 随时间的变化率算得 [47]:

$$\Delta Q = \rho_w c_{pw} \int_0^z \frac{d \overline{T_w}}{dt} dz \quad (6)$$

式中, ρ_w 为水体密度, c_{pw} 为水体定压比热 ($4186 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), z 为水体深度, 根据太湖湖泊生态系统观测研究站每日水位观测资料算得。在本研究中, 水温传感器将水体垂直分为 5 层, 以加和方式来计算深度加权平均温度在 30 min 内的变化量 $\Delta \overline{T_w}$:

$$\Delta \overline{T_w} = \frac{1}{z} \sum_{i=1}^n \Delta T_{w,i} \Delta z_i \quad (7)$$

式中, $T_{w,i}$ 表示第 i 层平均水温, Δz_i 为 $T_{w,i}$ 所代表的水层厚度。每月将 5 个水温传感器放置在 20 cm 水深处, 比对观测 2—6 h。计算水体热储量前剔除传感器之间的系统误差, 并运用 5 点 (2.5 h) 滑动平均来降低水温观测的随机误差。

1.3 相关参数计算

Monin-Obukhov 大气稳定度参数 (ζ) 综合考虑了湍流生成的热力 (浮力) 和动力 (风切变) 机制, 被广泛用于描述大气边界层的稳定状况。采用 Hsieh [48] 定义, 当 $-0.04 \leq \zeta \leq 0.04$ 时, 大气为中性; 当 $\zeta < -0.04$ 时, 大气不稳定; 当 $\zeta > 0.04$ 时, 大气稳定。 ζ 可由 EC 观测数据直接算得:

$$\zeta = \frac{z - d}{L} \quad (8)$$

式中, z 为仪器观测高度 (8.5 m), d 为零平面位移 (0), Obukhov 长度 L 可衡量动力湍流 (摩擦风速 u^*) 和热力湍流 ($k \overline{w'T'g}/T$) (Thermally-induced turbulence, TT) 的相对贡献:

$$L = \frac{-u^{*3}}{k \overline{w'T'g}/T} \quad (9)$$

式中, g 为重力加速度, k 为冯卡门常数 (0.41)。

按照 ζ 从小到大排序, 将观测资料分成 10 个数据子集, 分割点位于 10 分位数处。对 10 个子集内的湍流

能量通量和可利用能量进行线性拟合得到相应的斜率 S , 并计算 10 个子集的 ζ 平均值, 用于分析能量闭合度随大气稳定度参数 ζ 的变化特征。为了辨析动力因子和热力因子对能量闭合度的各自贡献, 用类似的方法对 u^* 和 TT 进行分级, 来分析能量闭合度随动力湍流 (u^*) 和热力湍流强度 (TT) 的变化规律。

本文基于太湖湖面和沿岸 22 个气象站每小时的风速、风向和气温观测数据, 依据 Sills 等^[8] 标准统计发现: 2012 年太湖发生明显湖风的天数为 50 d, 湖风发生发展主要集中在 6—8 月的中午及午后时刻 (11:00—16:00)。分别基于 30 min 和日尺度分析湖风发生 (Lake breeze, LB) 时和无湖风 (Non-lake breeze, NLB) 时 BFG 站能量闭合特征的差异。

2 结果与讨论

2.1 太湖能量平衡分量的时间动态特征

从月平均和年平均日变化图 (图 2, 图 3) 来看, BFG 站的感热和潜热通量日动态与净辐射存在明显的量级和相位差异, 而水体热储量日变化幅度和趋势与净辐射相似。感热通量日变化幅度为 -4 — 16 W/m^2 , 峰值出现在 3:00—9:30 之间, 日落前后呈现热量由大气向湖面传输的逆温现象, 以 3—5 月最为明显。不同于陆地生态系统, 月和年平均以后的 BFG 站潜热通量全天皆为水面蒸发, 在 13:30—16:30 达到峰值, 以 7—8 月最为明显。综上所述, BFG 站湖泊与大气之间的湍流能量交换主要以潜热蒸发为主 (约 90%), 方向由水面指向大气。净辐射呈单峰型日变化特征, 峰值出现在 11:30—12:30 之间, 7 月份净辐射峰值超过 700 W/m^2 。由于夜间水面通过长波辐射净损失能量 (向上长波辐射大于大气逆辐射), 故夜间净辐射为负值。直接受净辐射所驱动, BFG 站水体热储量亦为单峰型日变化, 呈现白天水体吸收热量和夜晚释放热量的昼夜动态特征, 以 7 月份最为明显。

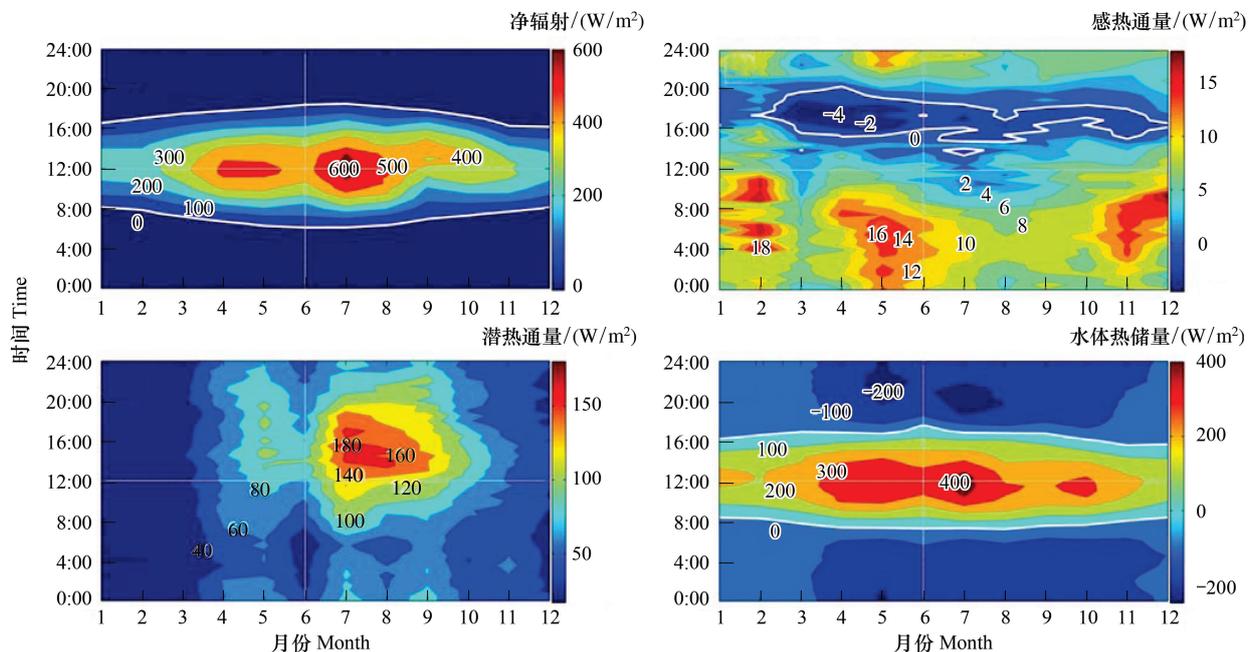


图 2 2012 年太湖 BFG 站能量平衡分量的月平均日变化 (改自 [49])

Fig.2 Monthly mean diurnal composite of energy balance components in 2012 at the BFG site (modified from reference of [49])

BFG 站能量平衡分量的日变化规律与美国 Ross Barnett Reservoir (平均水深 5 m, 面积 130 km^2)^[25]、芬兰 Lake Valkea-Kotinen (平均水深 2.5 m, 面积 0.041 km^2)^[24] 和以色列 Eshkol Reservoir (平均水深 3.5 m, 面积 0.36 km^2)^[45] 观测结果相似。当夜晚净辐射为负值时, 太湖通过水体热储量释放 ($\Delta Q < 0$) 为湖泊与大气之间的感热交换和潜热蒸发提供能量, 所引起的夜间水面蒸发约占全年蒸发量的 49%, 接近于 Liu 等^[25] 在美国 Ross Barnett Reservoir 的观测结果 (48%)。

上述相位差异说明,在小时尺度上净辐射并非湖泊感热和潜热通量的直接驱动因子。Granger 和 Hedstrom^[50]指出小时尺度水面蒸发的主控因子不是净辐射,而是风速和水气界面水汽压梯度,这一结论也早被 Blanken 等^[47]在加拿大 Great Slave Lake 的 EC 观测结果所证实。统计分析发现,在小时尺度上,BFG 站感热通量与湖-气界面温度差和风速乘积的相关系数为 0.81,潜热通量与湖-气界面水汽压差和风速乘积的相关系数为 0.85,而两者与净辐射的相关系数却不足 0.35。而且,基于空气动力学的质量传输方程^[51]、水体 EC^[24,27,47]和大孔径闪烁仪(Large aperture scintillometer, LAS)^[52]观测皆表明,开阔水体小时尺度上的感热、潜热通量分别受水面与大气间的温度差和湿度差以及风速所驱动。

2.2 太湖能量闭合状况的多尺度时间变化特征

2.2.1 小时尺度上的太湖能量闭合特征

根据 BFG 站 2012 年能量平衡比率的年平均日变化(图 3)可知,EBR 在日出和日落时刻出现陡升甚至出现过闭合(EBR > 1)情况,主要与此时可利用能量接近于零^[15]和非正常的大气运动^[53]有关。其他时刻,BFG 站的 EBR 日变化不如陆地 EC 观测结果显著,且存在以下两点差异。首先,BFG 站能量闭合度最大值和最小值分别出现在 8:30(1.18)和 14:00(0.64),而陆地生态系统 EBR 通常从午夜至下午会逐渐增大^[14]。其次,BFG 站夜间的能量平衡比率(0.7)明显高于陆地生态系统观测结果(< 0.4),这主要得益于夜间水体热储量释放(图 1d)和湖面大气不稳定(图 4a)。

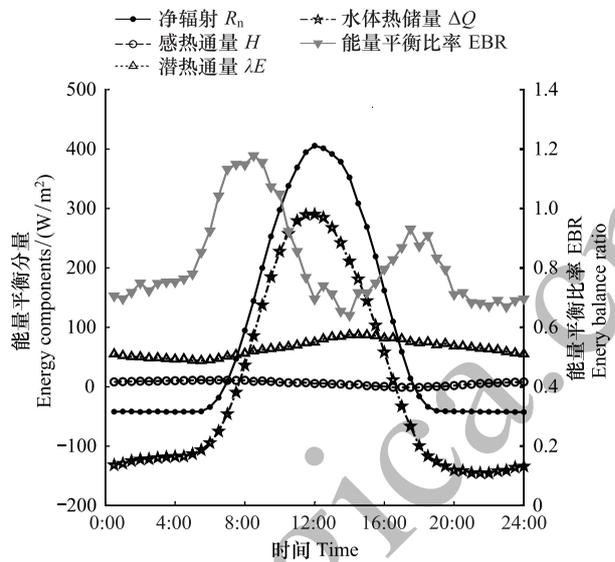


图 3 2012 年 BFG 站能量平衡分量和能量平衡比率 (EBR) 的年平均日变化

Fig.3 Annual mean diurnal composite of energy balance components and energy balance ratio (EBR) in 2012 at the BFG site

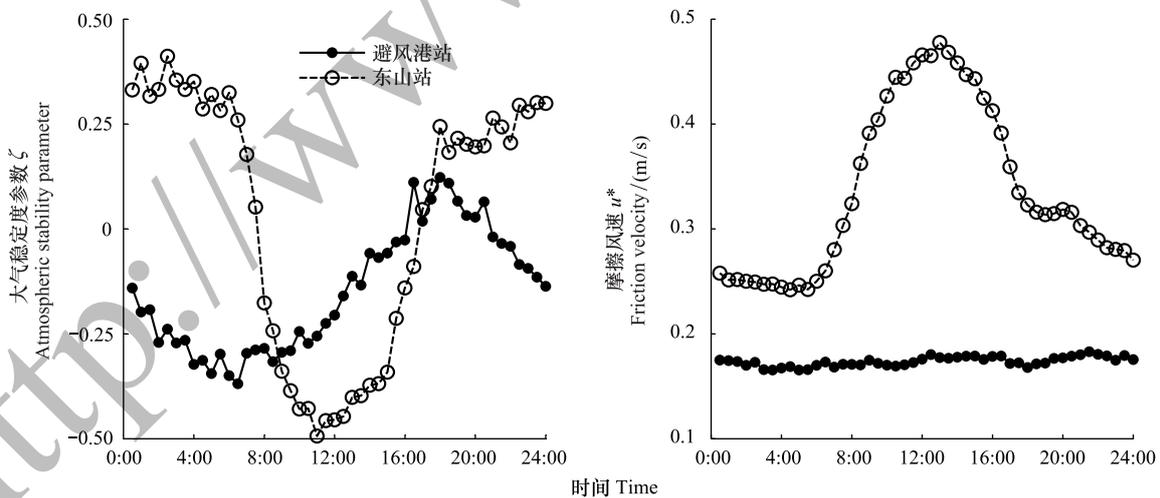


图 4 2012 年太湖 BFG 站和陆地 DS 站大气稳定度参数 ζ 和摩擦风速 u^* 的年平均日变化图

Fig.4 Annual mean diurnal composite of atmospheric stability parameter (ζ) and friction velocity (u^*) in 2012 at the lake site (BFG) and land site (DS)

依据风向、大气稳定度状况和昼夜条件将 BFG 站全年观测资料分为 12 种组合(表 1)。由表 1 可知,湍流能量通量与可利用能量线性拟合斜率的最大值(0.71)出现在夜晚中性组合中,而最小值(0.44)出现在夜晚稳定条件下。BFG 站 12 种组合的能量闭合度(0.44—0.71)均低于陆地生态系统的观测结果(0.8),且湍流能量

通量与可利用能量之间的相关系数均未超过 0.65,这可能与水体热储量的不确定性有关,而湖泊间歇性水流、水体湍流交换和水温观测随机误差都会给水体热储量的计算带来不确定性^[24,33,45]。当筛选风向(135°—315°)全来自于开阔湖面时,BFG 站的能量闭合度并未得到提高,线性回归斜率反而下降了 0.05,说明 BFG 站具有开阔、充足的风浪区。BFG 站夜间的线性回归斜率 $S(0.64)$ 高于白天结果(0.55),但能量平衡比率 EBR 却比白天结果低 0.04,这与湖泊摩擦风速日变化微弱有关(图 4)。而陆地生态系统在夜间摩擦风速较小(图 4),动力湍流发展不充分,其能量闭合度明显低于白天的观测结果^[14,16,54]。综合而言,无论昼夜,BFG 站能量闭合度最大值均出现在大气中性时($-0.04 \leq \zeta \leq 0.04$),大气不稳定时($\zeta < -0.04$)居中,大气稳定时($\zeta > 0.04$)最小。可见,大气向不稳定方向进一步发展会降低 BFG 站的能量闭合度,在陆地生态系统 EC 观测中也发现了这一现象^[15,31,55]。

表 1 不同风向、大气稳定度和昼夜组合条件下 BFG 站半小时观测值的能量闭合特征

Table 1 Energy balance statistics on the 30 minutes scale at the BFG site for different combination of wind direction, atmospheric stability and time

| 组别 Data group | 样本数 Sample size | 线性回归斜率 S Linear regression slope | 线性回归截距 I Linear regression intercept | 能量平衡比率 Energy balance ratio | 相关系数 R Correlation coefficient |
|---|--------------------|---------------------------------------|---|--------------------------------|-------------------------------------|
| 全部数据 All the data | 13811 | 0.59±0.01 | 19.79±0.76 | 0.80 | 0.57 |
| 135°—315°风向 Wind direction within 135°—315° | 6602 | 0.54±0.01 | 21.91±1.12 | 0.74 | 0.57 |
| 稳定($\zeta > 0.04$) Stable ($\zeta > 0.04$) | 3481 | 0.48±0.01 | 14.53±0.95 | 0.68 | 0.56 |
| 中性($-0.04 \leq \zeta \leq 0.04$) Neutral ($-0.04 \leq \zeta \leq 0.04$) | 2546 | 0.67±0.02 | 24.21±2.27 | 0.88 | 0.64 |
| 不稳定($\zeta < -0.04$) Unstable ($\zeta < -0.04$) | 7646 | 0.58±0.01 | 21.84±1.10 | 0.81 | 0.52 |
| 白天($R_n > 0$) Daytime ($R_n > 0$) | 6092 | 0.55±0.01 | 28.89±1.22 | 0.82 | 0.54 |
| 夜晚($R_n \leq 0$) Nighttime ($R_n \leq 0$) | 7674 | 0.64±0.01 | 11.92±0.98 | 0.78 | 0.60 |
| 白天稳定 Stable conditions during daytime | 1780 | 0.49±0.02 | 15.50±1.80 | 0.66 | 0.55 |
| 白天中性 Neutral conditions during daytime | 1161 | 0.62±0.03 | 37.26±3.61 | 0.91 | 0.62 |
| 白天不稳定 Unstable conditions during daytime | 3096 | 0.51±0.02 | 36.68±1.62 | 0.87 | 0.49 |
| 夜晚稳定 Stable conditions during nighttime | 1701 | 0.44±0.02 | 14.21±0.86 | 0.74 | 0.53 |
| 夜晚中性 Neutral conditions during nighttime | 1385 | 0.71±0.03 | 13.55±2.89 | 0.84 | 0.65 |
| 夜晚不稳定 Unstable conditions during nighttime | 4550 | 0.66±0.02 | 9.65±1.50 | 0.76 | 0.57 |

±表示 95%的置信区间范围; ζ :大气稳定度参数 atmospheric stability parameter; R_n :净辐射 net radiation;斜率和截距分别表示湍流能量通量与可利用能量线性拟合方程的斜率和截距

2.2.2 在日尺度上的太湖能量闭合特征

如图 5 所示,BFG 站湍流能量通量日均值小于可利用能量日均值,线性回归斜率反映的能量闭合度为 0.73,能量平衡方程残差的均值为 17.2 W/m²。在日尺度上,BFG 站能量闭合度仅比陆地生态系统 EC 观测结果(0.8)^[13]低 0.07,且在内陆水体 EC 观测结果中处于中等水平(表 2),与我国洱海^[23]、澳大利亚 Logan's Dam^[52]和芬兰 Lake Valkea-Kotinen^[24]的能量闭合度观测值接近,但低于美国 Ross Barnett Reservoir^[25]的观测结果(0.97)。

与半小时数据相比,日尺度上的 BFG 站能量闭合度上升了 0.15,原因分析如下。首先,在太湖 BFG 站的 EC 观测系统与湖面之间 8.5 m 的空气柱内,温度及湿度昼夜变化所引起的热储量日均值的量级分别小于 0.7 W/m²和 1.0 W/m²,故在日尺度上忽略这些能量存储项对于 BFG 站能量闭合状况影响甚微。其次,太湖水体呈现白天稳定分层和夜间对流翻转的特征^[30],利用水体热储量的日均值可消除部分因水温观测所带来的随机误差。Leuning 等^[12]也指出利用日均值能显著改善 La Thuile 数据集的能量闭合状况,故建议在日尺度上^[33]或更长时间尺度上^[45]来分析湖泊生态系统的能量闭合程度。

表 2 全球内陆水体能量闭合度的观测结果^[56]Table 2 A summary of the energy balance closure observed in inland water bodies^[56]

| 内陆水体名称 Inland water bodies name | 经纬度 Latitude, longitude | 面积 Area/km ² | 平均/最大 深度 Mean/maximum depth/m | 观测时段 Observation period | 能量闭合度 Energy balance closure | 参考文献 References |
|--|------------------------------------|----------------------------|--|--|--|--------------------|
| 太湖, 中国 Lake Taihu, China | 31°10' N, 120°24' E | 2,388 | 1.9 / 2.6 | 2012-01-01—2012-12-31 | 0.73 | 本文 |
| Ross Barnett 水库, 美国 Ross Barnett Reservoir, USA | 32°26' N, 90°02' W | 130 | 5/8 | 2008-01-01—2008-12-31 | 0.97 | [25] |
| 洱海, 中国 Erhai Lake, China | 25°45' N, 100°11' E | 250 | 11 / 21.5 | 2011-01-01—2011-12-31 | 0.80 (夏), 0.70 (其他季节) | [23] |
| Valkea-Kotinen 湖, 芬兰 Lake Valkea-Kotinen, Finland | 61°14' N, 25°03' E | 0.041 | 2.5 / 6.5 | 2005-04-27—2005-11-27 2006-05-02—2006-12-22 2007-04-15—2007-11-07 2008-04-23—2008-11-21 | 0.82 (2006), 0.73 (2007) | [24] |
| Kuivajärvi 湖, 芬兰 Lake Kuivajärvi, Finland | 61°50' N, 24°17' E | 0.63 | 12.5 / 13.2 | 2010-06-01—2010-10-31 2011-06-09—2010-10-31 | 0.83 0.79 | [57] |
| Merasjärvi 湖, 瑞典 Lake Merasjärvi, Sweden | 67°33' N, 21°58' E | 3.8 | 5.1 / 17 | 2005-07-29—2005-08-02 | 0.80 | [26] |
| Eshkol 水库, 以色列 Eshkol Reservoir, Israel | 32°46' N, 35°15' E | 0.36 | 3.5 | 2005-09-02—2005-09-10, 2005-09-13—2005-09-17 2008-05-28—2008-09-25 | 0.92 0.70 | [45] [58] |
| Tännaren 湖, 瑞典 Lake Tännaren, Sweden | 60°00' N, 17°20' E | 37 | 1.2 / 2 | 1995-05-07—1995-06-24 | 0.53 | [59] |
| Råksjö 湖, 瑞典 Lake Råksjö, Sweden | 60°02' N, 17°05' E | 1.5 | 4.3 / 10.5 | 1995-05-20—1995-08-26 | 0.63 | [60] |
| Soppensee 湖, 瑞士 Lake Soppensee, Switzerland | 47°05' N, 8°05' E | 0.25 | 12 / 27 | 1998-09-21—1998-09-23 | 残差 < 10 W/m ² | [60] |
| 大奴湖, 加拿大 Great Slave Lake, Canada | 61°55' N, 113°44' W | 27,000 | 41 / 614 | 1997-07-24—1997-09-10 | 0.96 | [47] |
| 洛根大坝, 澳大利亚 Logan's Dam, Australia | 27°34' S, 152°20' E | 0.168 | 4 / 6 | 2009-11-10—2009-11-28 | 0.72 | [52] |
| 青海湖, 中国 Qinghai Lake, China | 36°35' 27.65" N, 100°30' 06" E, | 4432.32 | 21 / 16 | 2013-05-11—2015-05-10 | 0.80(春) 0.69(夏) 0.68(秋) 1.65(冬) | [61] |

2.2.3 在月尺度上的太湖能量闭合特征

如图 6 所示, BFG 站能量平衡比率表现为冬季高、夏季低的季节变化特征, 能量平衡比率的极大值(1.0)和极小值(0.59)分别出现在 12 月和 3 月。感热通量月均值在 3.9—9.2 W/m² 之间变化, 超过 80% 的净辐射分配给潜热, 进行水面蒸发, 除冬季外, 净辐射和潜热通量的季节变化趋势一致。水体热储量呈现出夏半年能量储存和冬半年能量释放的交替特征, 转换时间在 7 至 8 月之间。2 月至 7 月为水体热量储存期, 逐渐增强的净辐射除了用于潜热蒸发和感热交换外, 剩余的能量被水体吸收进行储存。8 月至翌年 1 月为水体储热释放期, 随着净辐射减弱, 水体开始向大气释放之前储存的能量, 以维持感热和潜热消耗, 这一现象在 11 月和 12 月尤为明显。

不同于陆地站能量闭合度从冬季到夏季不断提高的特征^[14,16], BFG 站月平均能量闭合度呈现夏季低(0.59)、冬季高(1.0)的季节变化特征, 这与澳大利亚 Logan's Dam 的 LAS 观测结果相似^[52]。青海湖 EC 观测也发现夏季的能量闭合度(0.69)不足冬季结果(1.65)的一半^[61]; 芬兰 Lake Valkea-Kotinen 的能量平衡比率低值常出现在 7—8 月^[24]; 禹城冬小麦/夏玉米轮作农田的能量平衡比率也呈现秋冬高、春夏低的季节变化特征^[62]。从能量平衡分量的量级来看, 潜热通量与净辐射月均值相当, 量级较小的底泥热通量和空气热存储等不是导致 BFG 站能量不闭合的主因。若 EC 系统存在低估湍流能量通量的缺陷, 则占主导地位的潜热通量被

低估更易引起能量不闭合^[52]。

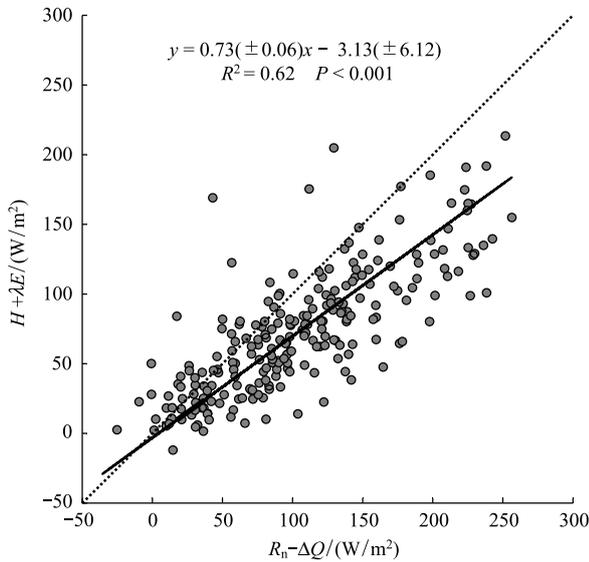


图5 2012年BFG站日平均湍流能量通量($H + \lambda E$)与可利用能量($R_n - \Delta Q$)的线性回归关系

Fig.5 Linear regression relationship between the daily mean turbulent energy ($H + \lambda E$) and available energy ($R_n - \Delta Q$) in 2012 at the BFG site

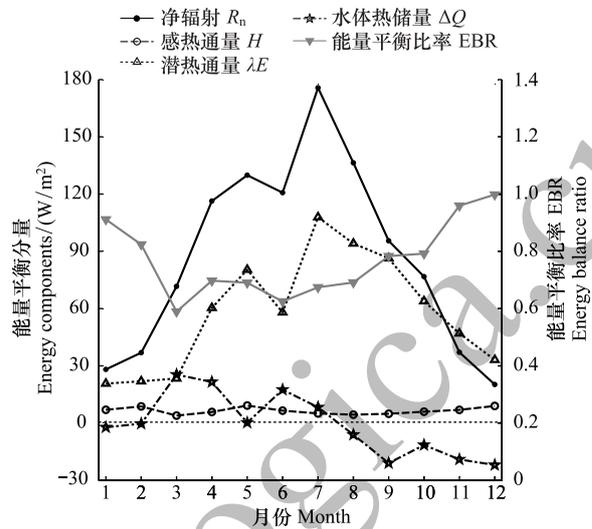


图6 2012年BFG站能量平衡分量和能量平衡比率(EBR)的季节变化特征

Fig.6 Seasonal variations in energy balance components and energy balance ratio (EBR) in 2012 at the BFG site

在2012年全年尺度上,BFG站水体储热和放热相平衡,净热储量为 -0.8 W/m^2 。年平均净辐射、感热通量和潜热通量分别为 87.9 W/m^2 、 6.4 W/m^2 和 58.1 W/m^2 ,EC观测仍存在27%的能量不闭合。可见,在年尺度上,太湖水体获得的净辐射除了用于感热交换和潜热蒸发外,还有27%的能量被其他物理过程所消耗,因EC系统观测性能限制或者数据处理方法不当,这些物理过程未被EC系统观测到或在能量平衡方程(式2)中被忽略。

2.3 影响太湖能量不闭合的主要因素

2.3.1 大气稳定度对太湖能量闭合度的影响

如图7所示,BFG站的能量闭合度 S 最大值(0.7)出现在大气弱不稳定时($\zeta \approx -0.1$)。以此点为界限,

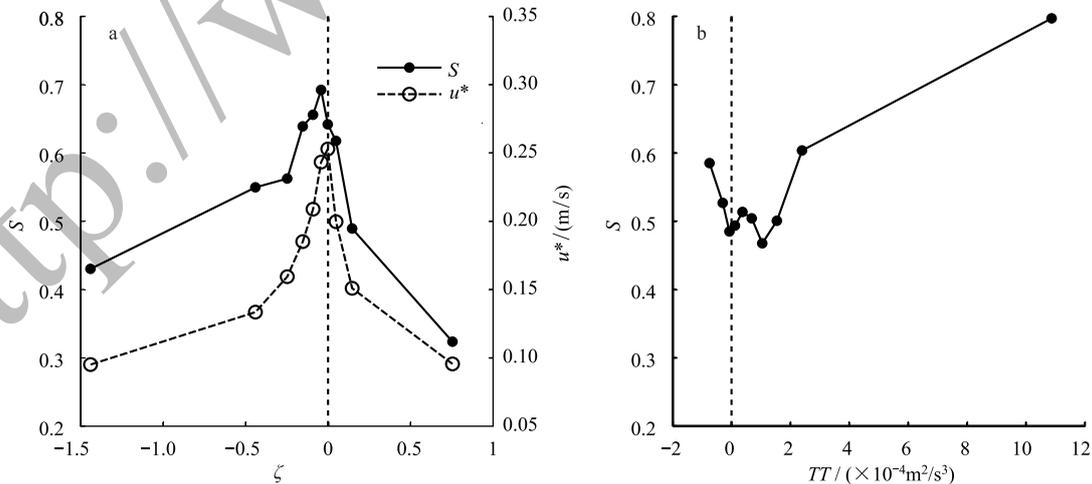


图7 BFG站能量闭合度 S 和摩擦风速 u^* 随大气稳定度参数 ζ 的变化特征,能量闭合度 S 随热力湍流 TT 的变化特征

Fig.7 The energy balance closure (S) and friction velocity (u^*) varying as a function of atmospheric stability (ζ), energy balance closure varying with thermal-induced turbulence (TT) at the BFG site

TT:热力湍流 thermal-induced turbulence

随着大气向稳定和不稳定方向发展, BFG 站能量闭合度皆急剧下降, 当大气达到极不稳定时 ($\zeta \approx -1.5$), 其能量闭合度降至 0.44。可见, BFG 站在极不稳定条件下的能量闭合度要低于弱不稳定时的结果。根据 ζ 的定义(式 8—9)可知, 热力湍流增强 (TT) 或动力湍流减弱 (u^*) 皆可造成大气极不稳定。如图 7 所示, S 和摩擦风速 u^* 随 ζ 的变化趋势一致, 但 S 随着热力湍流增强 ($TT > 0$) 而增大。而且, 除自由热对流 ($TT > 10 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^3$) 外, 热力湍流对能量闭合度的贡献 (< 0.15) 远小于动力湍流改变所引起的能量闭合度的变化 (0.4)。综上可见, 在大气极不稳定时, 摩擦风速减小致使 BFG 站能量闭合度降低。从大气稳定度而言, 太湖能量闭合度主要受动力湍流交换强度 (风切变) 的影响。

陆地生态系统 EC 观测也发现, 能量闭合度会在大气极不稳定时降低^[15,31,55]。当大气不稳定时, 对流发展不受限制, 泰勒假说和各态遍历也容易满足, 但低频大尺度运动 (如中尺度环流和深厚边界层发展) 更易在极不稳定大气中产生^[31], 引起能量的平流输送, 使能量闭合度降低^[63]。

2.3.2 动力湍流对太湖能量闭合度的影响

如图 8 所示, 不论昼夜和大气层结是否稳定, BFG 站能量闭合度 S 随着摩擦风速增大而明显上升, 而上升速率逐渐放缓。即使摩擦风速接近 0.4 m/s, BFG 站能量仍不闭合 ($S < 1$)。在白天, 陆地生态系统的能量闭合度随摩擦风速增大而升高的趋势微弱, 在夜间却较为明显^[14,16], 这反映了陆地生态系统湍流交换昼强、夜弱的日变化特征。而 BFG 站能量闭合度 S 随摩擦风速的变化规律说明, 湖泊生态系统的能量闭合度全天都受到动力湍流交换强度的限制。

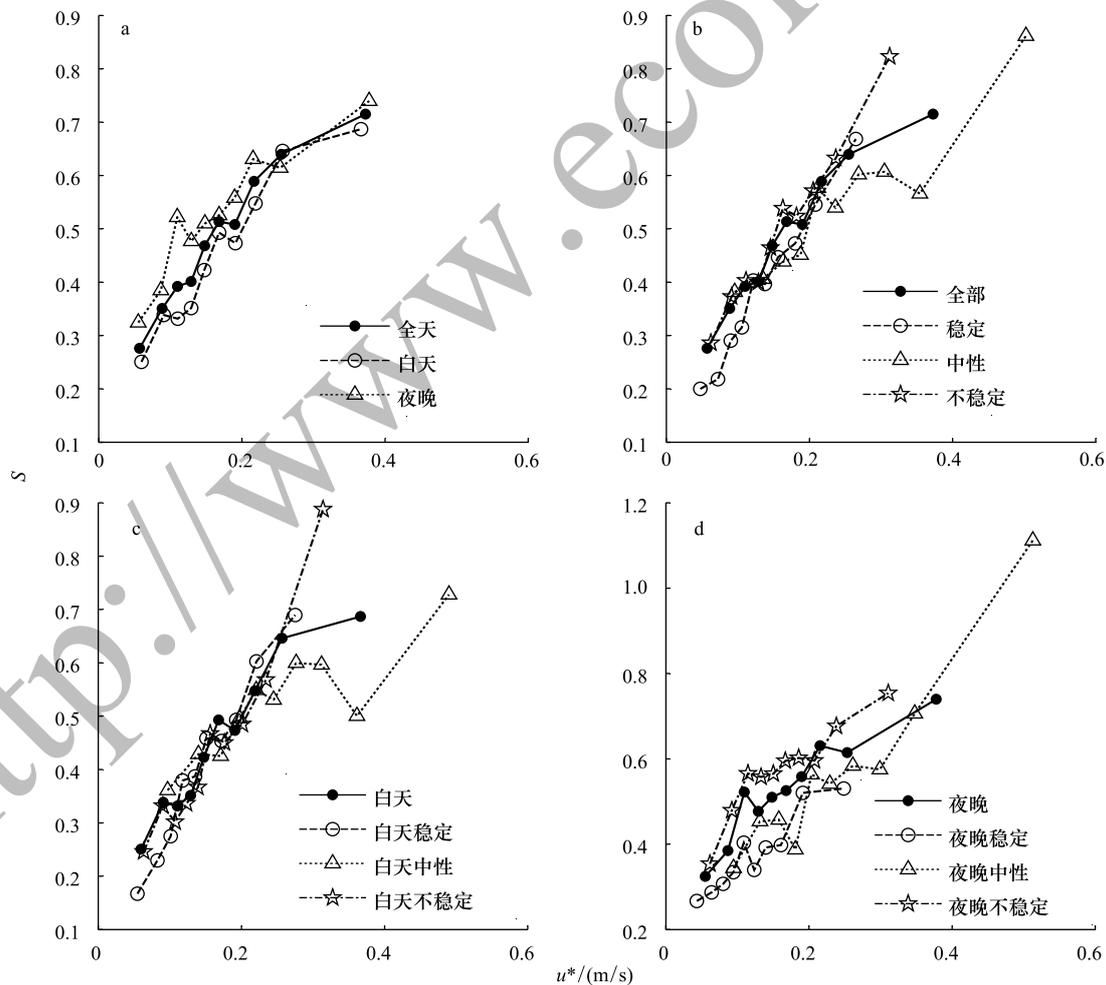


图 8 昼夜和不同大气稳定度下 BFG 站能量闭合度 S 随摩擦风速 u^* 的变化特征^[49]

Fig.8 Energy balance closure (S) varying with friction velocity (u^*) for different combination of time and atmospheric stability (ζ) at the BFG site^[49]

如果摩擦风速越大,动力湍流发展越旺盛,则 Monin-Obukhov 相似理论越适用,EC 观测到的能量平衡方程越接近于闭合^[53]。然而,湖泊大气边界层内能量传输并非完全由湍流运动来完成,即使在湍流定常、下垫面水平均一的条件下,诸如湖陆风等非湍流过程也会引起能量输送,必将导致 EC 观测到的近地层能量不闭合。

2.3.3 湖风对太湖能量闭合度的影响

BFG 站拥有广阔的风浪区(> 4 km),但其周围存在明显的动力和热力不均匀性和不连续性,此种空间异质性可激发湖风,对 EC 观测到的能量闭合状况产生影响^[64]。

根据 Sills 等^[8]标准,筛选出 2012 年太湖共有 50d 有湖风发生。在 30 min 时间尺度上,湍流能量通量与可利用能量线性拟合的斜率 S 仅为 0.50 ± 0.02 ,比无湖风发生时的结果($S = 0.60 \pm 0.01$)低 0.1(图 9),且相关系数降低了近 0.1。湖风发生也可能导致了 BFG 站能量平衡比率在午后出现低值(图 3)和白天能量闭合度低于夜间(表 1)。在日尺度上,有湖风时的能量闭合度仅比无湖风时高 0.03,且不存在统计性差异。可见,湖风发生会显著降低 BFG 站小时尺度的能量闭合度,但对日尺度的能量闭合状况影响甚微。

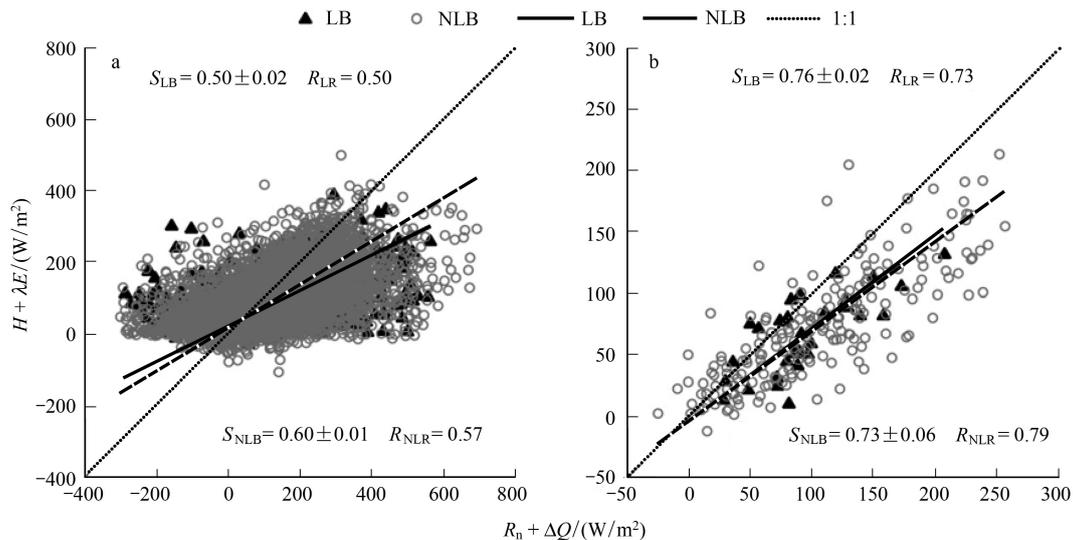


图 9 湖风发生(LB)及无湖风(NLB)时 BFG 站 (a) 半小时和 (b) 日平均湍流能量通量与可利用能量的线性回归关系

Fig. 9 Linear regression relationship between the turbulent heat fluxes and available energy (a) on 30 min scale and (b) on a daily scale in 2012 at the BFG site when lake breeze happened (LB) and no lake breeze was found (NLB)

2.3.4 影响太湖能量闭合度的其他因素

除大气稳定度、摩擦风速和湖风外,低频大气运动、湖水层结稳定度和能量贡献源区匹配程度也会影响太湖能量闭合状况。

由垂直风速与水汽密度的协谱(图 10)可见,低频大气运动对 BFG 站 EC 观测影响显著,以大气稳定时更为明显(图 10b)。在中、高频谱段,无论大气是否稳定,BFG 站的观测协谱与标准协谱^[65]一致性较好,在惯性副区满足 $-4/3$ 的斜率特征。但在低频谱段,观测协谱明显高于标准值,且大气稳定时更为显著。在 Lake Valkea-Kotinen,低频信号损失使观测到的能量闭合度下降了 8%^[24,63]。太湖上方大气绝大部分时间(> 90%)都处于不稳定状态,湍流主要以中小尺度为主。本文采用 30 min 平均时间对湍流进行谱截断,经计算,30 min 平均时间在 BFG 站造成的大尺度低频信号损失甚微。

本文采用 100 cm 与 20 cm 深度处水温差值($T_{w100} - T_{w20}$)来反映水体热力层结稳定性。当 $T_{w100} - T_{w20} < 0$ 时,水体热力层结稳定,水体以平流为主;当 $T_{w100} - T_{w20} > 0$ 时,水体热力层结不稳定,容易发生热对流翻转。由 BFG 站能量闭合度 S 与 $T_{w100} - T_{w20}$ 的关系(图 11)可知,能量闭合度低值出现在湖水稳定分层时,这与 Jonsson 等^[26]的观测结果一致。当 $T_{w100} - T_{w20} < 0$ 时,BFG 站的能量闭合度低于 0.6,在 $T_{w100} - T_{w20} < -1.5$ °C 时,能量闭

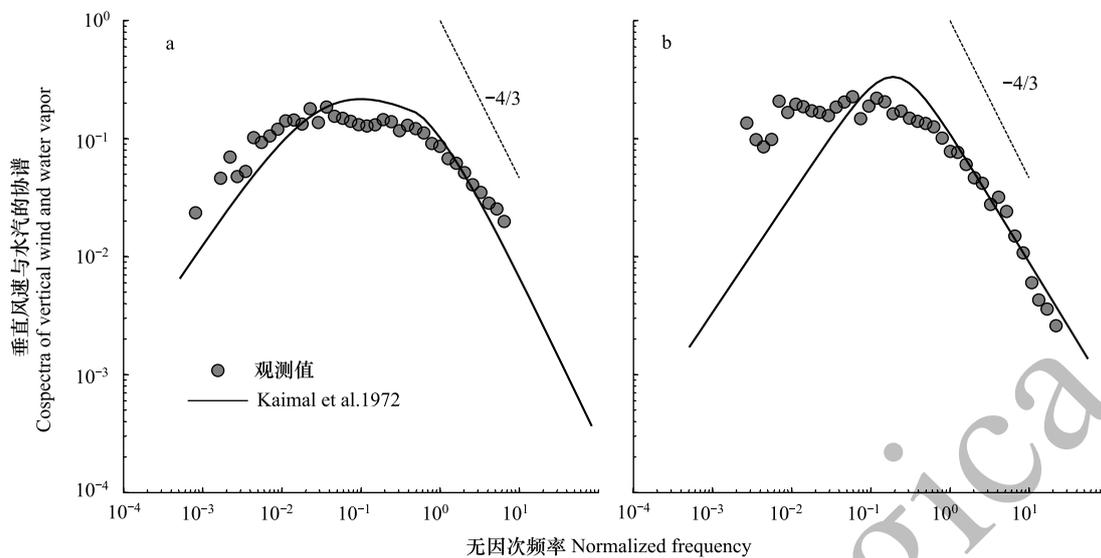


图 10 大气不稳定(a)和稳定条件下BFG站垂直风速与水汽密度的协谱(b)

Fig.10 Normalized cospectra between vertical wind speed and water vapor density during unstable (a) and stable atmospheric conditions at the BFG site (b)

合度降至 0.4; 当 $T_{w100} - T_{w20} > 0$ 时, BFG 站能量闭合度可接近 0.8。当湖水热力稳定分层时, 水体热储量释放受阻, 进而降低了湖面与大气之间的感热和潜热交换。此时, 湖流 (10—30 cm/s)^[66] 还可引起水平方向上的能量输送, 而垂直一维的能量平衡方程并未考虑这一贡献。当水体发生翻转时, 水平湖流对能量平衡的贡献远小于垂直方向的湍流混合, 湖泊能量收支主要发生在垂直方向上。

EC 观测的感热和潜热通量贡献源区与净辐射、水体热储量所代表的面积不匹配。当大气不稳定时, BFG 站 EC 观测的 90% 信号来自于长轴偏向盛行风方向的椭圆 (676—1382 m)^[48], 且该源区会随大气稳定度增加、湖面粗糙度降低而增大。CNR4 净辐射测量的源区不随时间、气象条件和大气稳定度而改变, 其大小是以净辐射传感器为圆心、半径为 10 倍观测高度 (30 m) 的圆。水温梯度观测属于单点测量, 代表面积比通量贡献源区小几个数量级。然而, 难以量化能量平衡各分量源区不一致对 BFG 站能量闭合度的影响^[67]。本文所用的 CNR4 净辐射传感器是 CNR1 的升级产品, CNR 系列传感器常作为辐射传感器对比试验中的标准设备^[12]。虽然, 该传感器会高估小时尺度的净辐射 ($< 15 \text{ W/m}^2$)^[68] 或带来 10.4 W/m^2 的均方根误差^[69], 但仍无法解释在小时尺度上近 100 W/m^2 的能量不闭合 (图 3)。

3 结论

本文基于 2012 年 BFG 站涡度相关通量、辐射四分量、气象和水温梯度观测数据, 系统分析了小时、日和月尺度的太湖能量闭合特征, 量化了大气稳定度、摩擦风速和湖风发生对太湖能量闭合状况的影响, 结论总结

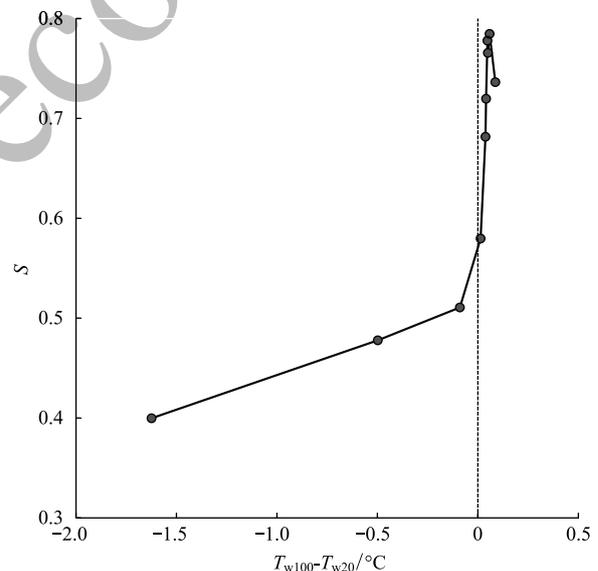


图 11 BFG 站能量闭合度 S 随水温梯度 ($T_{w100} - T_{w20}$) 的变化特征

Fig.11 Energy balance closure (S) varying with water temperature difference (100 cm water temperature minus 20 cm water temperature) at the BFG site

如下。

太湖小时尺度的能量闭合度在 0.44—0.71 之间,且昼夜变化不明显。当研究尺度延长至日时,其能量闭合度升至 0.73,在内陆水体观测结果中处于中等水平。在月尺度上,太湖能量闭合度呈现冬季高、夏季低的季节变化特征,年平均时仍存在 27% 的能量不闭合。建议基于日及以上时间尺度分析太湖能量闭合度。

由于摩擦风速减小,太湖能量闭合度在极不稳定条件要比弱不稳定条件下结果低 0.3。太湖能量闭合度全天都受动力湍流交换强度的限制,不论昼夜和大气稳定状况,太湖能量闭合度都随摩擦风速增大而显著提高。湖风发生虽然使太湖小时尺度的能量闭合度降低了 0.1,但其影响在日尺度上并不显著。此外,太湖能量闭合度低值常出现在水体热力稳定分层时。

为了充分发挥湖泊 EC 观测数据在湖泊模型参数化和验证等应用性研究中的价值,建议在日以上时间尺度上将能量残差按照波文比成比例地分配给感热和潜热通量^[56,70],迫使能量达到闭合。

参考文献 (References):

- [1] Downing J A, Prairie Y T, Cole J J, Duarte C M, Tranvik L J, Striegl R G, McDowell W H, Kortelainen P, Caraco N F, Melack J M, Middelburg J J. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 2006, 51(5): 2388-2397.
- [2] Ma R H, Yang G S, Duan H T, Jiang J H, Wang S M, Feng X Z, Li A N, Kong F X, Xue B, Wu J L, Li S J. China's lakes at present: number, area and spatial distribution. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(2): 283-289.
- [3] Zhao L, Jin J M, Wang S Y, Ek M B. Integration of remote-sensing data with WRF to improve lake-effect precipitation simulations over the Great Lakes region. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2012, 117(D9): D09102.
- [4] 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(1): M02001.
- [5] Bastviken D, Tranvik L J, Downing J A, Crill P M, Enrich-Prast A. Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink. *Science*, 2011, 331(6013): 50.
- [6] Huttunen J T, Alm J, Liikanen A, Juutinen S, Larmola T, Hammar T, Silvola J, Martikainen P J. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions. *Chemosphere*, 2003, 52(3): 609-621.
- [7] Downing J A, Cole J J, Middelburg J J, Striegl R G, Duarte C M, Kortelainen P, Prairie Y T, Laube K A. Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century. *Global Biogeochemical Cycles*, 2008, 22(1): GB1018.
- [8] Sills D M L, Brook J R, Levy I, Makar P A, Zhang J, Taylor P A. Lake breezes in the southern Great Lakes region and their influence during BAQS-Met 2007. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11(15): 7955-7973.
- [9] Battin T J, Luysaert S, Kaplan L A, Aufdenkampe A K, Richter A, Tranvik L J. The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience*, 2009, 2(9): 598-600.
- [10] Baldocchi D, Falge E, Gu L H, Olson R, Hollinger D, Running S, Anthoni P, Bernhofer C, Davis K, Evans R, Fuentes J, Goldstein A, Katul G, Law B, Lee X, Malhi Y, Meyers T, Munger W, Oechel W, Paw U K T, Pilegaard K, Schmid H P, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, 82(11): 2415-2434.
- [11] Yu G R, Wen X F, Sun X M, Tanner B D, Lee X, Chen J Y. Overview of ChinaFLUX and evaluation of its eddy covariance measurement. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 137(3/4): 125-137.
- [12] Leuning R, van Gorsel E, Massman W J, Isaac P R. Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 156: 65-74.
- [13] Foken T. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 2008, 18(6): 1351-1367.
- [14] Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D, Berbigier P, Bernhofer C, Ceulemans R, Dolman H, Field C, Grelle A, Ibrom A, Law B E, Kowalski A, Meyers T, Moncrieff J, Monson R, Oechel W, Tenhunen J, Valentini R, Verma S. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113(1/4): 223-243.
- [15] Franssen H J H, Stöckli R, Lehner I, Rotenberg E, Seneviratne S I. Energy balance closure of eddy-covariance data: a multisite analysis for European FLUXNET stations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2010, 150(12): 1553-1567.
- [16] 李正泉, 于贵瑞, 温学发, 张雷明, 任传友, 伏玉玲. 中国通量观测网络 (ChinaFLUX) 能量平衡闭合状况的评价. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(S2): 46-56.
- [17] Foken T, Aubinet M, Finnigan J J, Leclerc M Y, Mauder M, Paw U K T. Results of a panel discussion about the energy balance closure correction for trace gases. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2011, 92(4): ES13-ES18.
- [18] 王介民, 王维真, 刘绍民, 马明国, 李新. 近地层能量平衡闭合问题——综述及个例分析. *地球科学进展*, 2009, 24(7): 705-713.

- [19] Rouse W R, Blanken P D, Bussi eres N, Walker A E, Oswald C J, Schertzer W M, Spence C. Investigation of the thermal and energy balance regimes of great slave and Great Bear Lakes. *Journal of Hydrometeorology*, 2008, 9(6): 1318-1333.
- [20] Schertzer W M, Rouse W R, Blanken P D, Walker A E. Over-lake meteorology and estimated bulk heat exchange of Great Slave Lake in 1998 and 1999. *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4(4): 649-659.
- [21] Blanken P D, Spence C, Hedstrom N, Lenters J D. Evaporation from Lake Superior: 1. Physical controls and processes. *Journal of Great Lakes Research*, 2011, 37(4): 707-716.
- [22] Biermann T, Babel W, Ma W Q, Chen X L, Thiem E, Ma Y M, Foken T. 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): 301-316.
- [23] Liu H Z, Feng J W, Sun J H, Wang L, Xu A L. Eddy covariance measurements of water vapor and CO₂ fluxes above the Erhai Lake. *Science China Earth Sciences*, 2015, 58(3): 317-328.
- [24] Nordbo A, Launiainen S, Mammarella I, Lepp aranta M, Huotari J, Ojala A, Vesala T. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2011, 116(D2): D02119.
- [25] Liu H P, Zhang Q Y, Dowler G. Environmental controls on the surface energy budget over a large southern inland water in the united states: an analysis of one-year eddy covariance flux data. *Journal of Hydrometeorology*, 2012, 13(6): 1893-1910.
- [26] Jonsson A,  berg J, Lindroth A, Jansson M. Gas transfer rate and CO₂ flux between an unproductive lake and the atmosphere in northern Sweden. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2008, 113(G4): G04006.
- [27] Liu H P, Zhang Y, Liu S H, Jiang H M, Sheng L, Williams Q L. 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(D4): D04110.
- [28] Momii K, Ito Y. Heat budget estimates for Lake Ikeda, Japan. *Journal of Hydrology*, 2008, 361(3/4): 362-370.
- [29] Zhang Q Y, Liu H P. Interannual variability in the surface energy budget and evaporation over a large southern inland water in the United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2013, 118(10): 4290-4302.
- [30] Deng B, Liu S D, Xiao W, Wang W, Jin J M, Lee X. Evaluation of the CLM4 lake model at a large and shallow freshwater lake. *Journal of Hydrometeorology*, 2013, 14(2): 636-649.
- [31] Barr A G, Morgenstern K, Black T A, McCaughey J H, Nesic Z. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 140(1/4): 322-337.
- [32] 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): D11109.
- [33] McGloin R, McGowan H, McJannet D, Cook F, Sogachev A, Burn S. Quantification of surface energy fluxes from a small water body using scintillometry and eddy covariance. *Water Resources Research*, 2014, 50(1): 494-513.
- [34] Crosman E T, Horel J D. Sea and lake breezes: a review of numerical studies. *Boundary-Layer Meteorology*, 2010, 137(1): 1-29.
- [35] Qin B Q, Xu P Z, Wu Q L, Luo L C, Zhang Y L. Environmental issues of Lake Taihu, China. *Hydrobiologia*, 2007, 581(1): 3-14.
- [36] Xiao W, Liu S D, Wang W, Yang D, Xu J P, Cao C, Li H C, Lee X. 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.
- [37] Lee X, Finnigan J, Paw U K T. Coordinate systems and flux bias error // Lee X, Massman W, Law B, eds. *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Netherlands: Springer, 2005: 33-66.
- [38] Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106(447): 85-100.
- [39] Lee X, Liu S D, Xiao W, Wang W, Gao Z Q, Cao C, Hu C, Hu Z H, Shen S H, Wang Y W, Wen X F, Xiao Q T, Xu J P, Yang J B, Zhang M. 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.
- [40] Henderson-Sellers B. Calculating the surface-energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 1986, 24(3): 625-649.
- [41] Wang J, Bras R L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. *Journal of Hydrology*, 1999, 216(3/4): 214-226.
- [42] Smith N P. Observations and simulations of water-sediment heat exchange in a shallow coastal lagoon. *Estuaries*, 2002, 25(3): 483-487.
- [43] Miguel R R. Contribution of advective and non-advective heat fluxes to the heat budget of a shallow lagoon. *American Journal of Environmental Sciences*, 2005, 1(2): 149-158.
- [44] Shoemaker W B, Sumner D M, Castillo A. Estimating changes in heat energy stored within a column of wetland surface water and factors controlling their importance in the surface energy budget. *Water Resources Research*, 2005, 41(10): W10411.
- [45] Tanny J, Cohen S, Assouline S, Lange F, Grava A, Berger D, Telch B, Parlange M B. Evaporation from a small water reservoir: direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 2008, 351(1/2): 218-229.
- [46] Huotari J, Ojala A, Peltomaa E, Nordbo A, Launiainen S, Pumpanen J, Rasilo T, Hari P, Vesala T. Long-term direct CO₂ flux measurements over a boreal lake: five years of eddy covariance data. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(18): L18401.
- [47] Blanken P D, Rouse W R, Culf A D, Spence C, Boudreau L D, Jasper J N, Kochtubajda B, Schertzer W M, Marsh P, Verseghy D. Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. *Water Resources Research*, 2000, 36(4):

1069-1077.

- [48] Hsieh C I, Katul G, Chi T W. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, 2000, 23(7): 765-772.
- [49] 王伟. 太湖能量收支及其对气候变化的响应. 博士学位论文, 南京信息工程大学, 南京, 2014 年.
- [50] Granger R J, Hedstrom N. Modelling hourly rates of evaporation from small lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15(1): 267-277.
- [51] Garratt J R. *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992: 97-104.
- [52] McJannet D, Cook F, McGloin R, McGowan H, Burn S, Sherman B. Long-term energy flux measurements over an irrigation water storage using scintillometry. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2013, 168: 93-107.
- [53] 左洪超, 肖霞, 杨启东, 董龙翔, 陈继伟, 王树金. 论近地层大气运动特征与观测和计算能量不平衡的成因. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42(9): 1370-1384.
- [54] 原文文, 同小娟, 张劲松, 孟平, 李俊, 郑宁. 黄河小浪底人工混交林生长季能量平衡特征. *生态学报*, 2015, 35(13): 4492-4499.
- [55] Tanaka H, Hiyama T, Kobayashi N, Yabuki H, Ishii Y, Desyatkin R V, Maximov T C, Ohta T. Energy balance and its closure over a young larch forest in eastern Siberia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, 148(12): 1954-1967.
- [56] Wang W, Xiao W, Cao C, Gao Z Q, Hu Z H, Liu S D, Shen S H, Wang L L, Xiao Q T, Xu J P, Yang D, Lee X. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China. *Journal of Hydrology*, 2014, 511: 811-824.
- [57] Mammarella I, Nordbo A, Rannik Ü, Haapanala S, Levula J, Laakso H, Ojala A, Peltola O, Heiskanen J, Pumpanen J, Vesala T. Carbon dioxide and energy fluxes over a small boreal lake in Southern Finland. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120(7): 1296-1314.
- [58] Tanny J, Cohen S, Berger D, Teltch B, Mekhmandarov Y, Bahar M, Katul G G, Assouline S. Evaporation from a reservoir with fluctuating water level: Correcting for limited fetch. *Journal of Hydrology*, 2011, 404(3/4): 146-156.
- [59] Elo P A R. The energy balance and vertical thermal structure of two small boreal lakes in summer. *Boreal Environment Research*, 2007, 12(5): 585-600.
- [60] Eugster W, Kling G, Jonas T, McFadden J P, Wüest A, MacIntyre S, Chapin III F S. CO₂ exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: importance of convective mixing. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2003, 108(D12): 4362.
- [61] Li X Y, Ma Y J, Huang Y M, Hu X, Wu X C, Wang P, Li G Y, Zhang S Y, Wu H W, Jiang Z Y, Cui B L, Liu L. Evaporation and surface energy budget over the largest high-altitude saline lake on the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2016, 121(18): 10470-10485.
- [62] 刘渡, 李俊, 于强, 同小娟, 欧阳竹. 涡度相关观测的能量闭合状况及其对农田蒸散测定的影响. *生态学报*, 2012, 32(17): 5309-5317.
- [63] Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, Leuning R, Cleugh H A. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part I: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003, 107(1): 1-48.
- [64] Leclerc M Y, Karipot A, Prabha T, Allwine G, Lamb B, Gholz H L. Impact of non-local advection on flux footprints over a tall forest canopy: a tracer flux experiment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2003, 115(1/2): 19-30.
- [65] Kaimal J C, Wyngaard J C, Izumi Y, Coté O R. Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1972, 98(417): 563-589.
- [66] 秦伯强, 胡维平, 陈伟民, 季江, 范成新, 陈宇炜, 高锡芸, 杨龙元, 高光, 黄文钰, 姜家虎, 张琛, 刘元波, 周子元. 太湖梅梁湾水动力及相关过程的研究. *湖泊科学*, 2000, 12(4): 327-334.
- [67] 张慧, 申双和, 温学发, 孙晓敏, 米娜. 陆地生态系统碳水通量贡献区评价综述. *生态学报*, 2012, 32(23): 7622-7633.
- [68] Michel D, Philipona R, Ruckstuhl, Vogt C R, Vuilleumier L. Performance and uncertainty of CNR1 net radiometers during a one-year field comparison. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2008, 25(3): 442-451.
- [69] Xu Z W, Liu S M, Li X, Shi S J, Wang J M, Zhu Z L, Xu T R, Wang W Z, Ma M G. Intercomparison of surface energy flux measurement systems used during the HiWATER-MUSOEXE. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2013, 118(23): 13140-13157.
- [70] Twine T E, Kustas W P, Norman J M, Cook D R, Houser P R, Meyers T P, Prueger J H, Starks P J, Wesely M L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103(3): 279-300.