

# 西藏羊卓雍错湖面水热通量变化及其 与气象因子的关联

张雪芹<sup>1</sup>, 靳 铮<sup>2</sup>, 沈鹏珂<sup>3</sup>, 郑 度<sup>1</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 中国科学院陆地表层格局与模拟重点实验室, 北京 100101;

2. 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200438; 3. 中国气象局国家气候中心, 北京 100081)

**摘要:** 气候变暖背景下湖泊表层水热交换及其气候归因对高寒湖泊蒸发机制和水分平衡有重要影响。本文基于2016—2017年西藏高寒湖泊羊卓雍错非封冻期涡动相关湍流观测通量数据, 首次探讨了该湖水热通量小时、日、月变化特征及其与气象因子的关联。研究发现, 4—12月羊卓雍错湖面潜热通量平均值显著高于感热通量; 水热通量季节差异明显, 夏季较高的空气温湿度组合对湖面的湖—气能量交换控制作用显著。在小时、日、月等时间尺度上, 与感热通量统计相关性最高的气象因子为湖—气温差; 在半小时、日平均等时间尺度上, 潜热通量与风速、风速—水汽压差协同量均为较强正相关; 日、月平均时间尺度上的湖面水热通量则与水面净辐射通量呈显著负相关, 这归因于水面净辐射季节变化以及因湖—气温差和水—气热容量差异所导致的湖面水热通量强度变化的位相差异。本文揭示了藏南高寒湖泊水热通量变化在不同时间尺度上的主控气象因子差异, 增进了对高寒湖泊在气候变化背景下能量交换和蒸发机制的认识。

**关键词:** 湖面水热通量; 主控气象因子; 涡动相关; 高寒湖泊; 羊卓雍错

DOI: 10.11821/dlxb202311010

## 1 引言

湖泊是全球气候系统和水循环的重要组成部分, 它对大尺度环流和降水影响不容忽视<sup>[1]</sup>。作为内陆大气边界层重要的热源/汇及水汽源, 湖泊会通过水陆热力差异引起局地大气热力环流, 从而在一定程度上主导了水体周边区域特别是下风局部地区的小气候特征<sup>[2]</sup>。而湖泊下垫面的陆面过程模拟是大气数值模式的短板<sup>[3]</sup>。在数值预报模式和气候模式尺度精细化发展趋势下<sup>[4]</sup>, 由于湖泊水体的热力和理化性质都显著区别于其他陆地下垫面, 所以湖泊下垫面模型参数化方案的优化依赖于更广范围内的湖—气水热交换长期观测。水热通量观测数据是湖泊水热蒸发机制研究的基础科学依据, 而准确估算通量强度是其中的关键<sup>[5]</sup>。

高原湖泊面积占全国湖泊总面积的51.4%, 且受人类活动影响相对较小, 因而高原湖泊成为全球气候变化的指示器<sup>[6-8]</sup>。青藏高原在变暖变湿气候背景下水循环加强<sup>[9]</sup>, 青藏高原湖泊长期观测对全球气候变化研究尤为重要。1976—2010年青藏高原湖泊变化空间分异格局表现为藏北湖泊扩张而藏南湖泊萎缩<sup>[10]</sup>。为此, 有必要从流域水量平衡视角定量

收稿日期: 2023-07-19; 修订日期: 2023-11-14

**基金项目:** 第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0202-02); 国家自然科学基金项目(41471064) [Foundation: The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research Program, No.2019QZKK0202-02; National Natural Science Foundation of China, No.41471064]

**作者简介:** 张雪芹(1971-), 山东泰安人, 副研究员, 主要研究方向为气候变化及其影响。E-mail: zhangxq@igsrr.ac.cn  
2797-2810 页

辨识不同湖泊补给条件及湖面蒸发对高原湖泊面积变化的贡献。涡动相关 (Eddy Covariance, EC) 方法是陆域蒸散测算的基础手段之一<sup>[11]</sup>, 在纳木错<sup>[12]</sup>、太湖<sup>[13]</sup>、澳大利亚洛甘水库<sup>[14]</sup>、鄱阳湖和洱海<sup>[15-19]</sup>等湖泊的水热通量和成分通量观测研究方面已有应用。然而, 针对高寒湖泊开展的观测研究相对较少。目前, EC 观测仅在青藏高原北部的纳木错<sup>[12, 20-22]</sup>、扎陵湖和鄂陵湖<sup>[23]</sup>、青海湖<sup>[24]</sup>和色林错<sup>[25]</sup>等少量湖泊开展, 为揭示高原北部大湖水热湍流通量的时间变化特征及其环境驱动提供了宝贵研究数据。

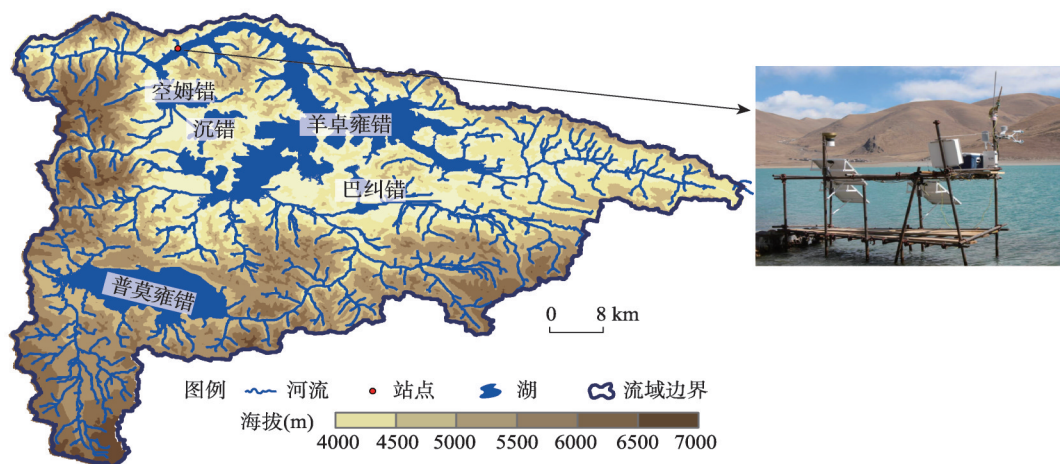
高原南部湖泊的 EC 观测非常稀缺。羊卓雍错作为藏南山谷湖泊的代表, 其湖面蒸发的湍流通量观测研究目前亟待补充。沈鹏珂等在藏南羊卓雍错湖面 EC 观测的研究初步揭示了湖面大气湍流特征, 并验证了湖区近地层大气湍流输送的相似性理论的适用性<sup>[26-27]</sup>。羊卓雍错的蒸发与湖泊水量变化已有研究表明, 在蒸发、降水以及人类活动的作用下, 1974—2019 年羊卓雍错水位波动下降<sup>[28]</sup>; 湖泊面积减少, 且降水和蒸发变化是湖泊水量变化的重要因素<sup>[29-30]</sup>。自 1998 年羊卓雍错水电站运行开始, 人为因素对湖泊水量及水环境的影响大幅超过了气候要素的影响<sup>[31-32]</sup>。由于地形作用对区域尺度蒸发的影响研究较为匮乏, 因而揭示羊卓雍错湖面蒸发机制是高原湖泊水量平衡研究不可或缺的重要一环。

为此, 本文基于经人工神经网络插补后的湍流通量站点观测数据, 探讨羊卓雍错湖泊水热通量的变化及其与主要气象因子 (水面净辐射通量、水汽压差、湖—气温差、风速等) 在小时、日和月等时间尺度下的关联性, 有望提升对藏南高寒湖泊水热通量变化特征的认识, 为高原陆面过程参数化方案优化提供必要的本地化数据。

## 2 数据与方法

### 2.1 EC 观测系统概况

羊卓雍错为喜马拉雅山脉北麓最大内陆封闭湖泊, 流域面积约 9064 km<sup>2</sup><sup>[33]</sup>。EC 设备最早于 2016 年 3 月架设在该流域白地水文站附近的浅水区 (29°07'28"N, 90°26'27"E), 海拔 4420.6 m (图 1)。观测点所在湖面狭长且地处山谷, 在距离观测点不足 2 km 的范围内



注: 照片由张雪芹 2016 年 12 月 31 日拍摄于羊卓雍错涡动相关通量观测站点。

图 1 西藏羊卓雍错流域地形和涡动相关通量观测位置

Fig. 1 Topography and eddy covariance flux observation site in the Yamzhog Yumco Basin, Tibet

就存在 500 m 以上的海拔落差。受冬季严酷环境条件所限, 羊卓雍错 EC 观测在非封冻期(4—12月)开展。

羊卓雍错 EC 观测系统记录了 2016—2017 年非封冻期水热通量、湍流参数、三位风速、气温、湿度、水面温度和水面辐射等较为全面的观测变量, 每项变量包含 26208 条记录。其中, 因水汽传感器故障, 2016 年 11—12 月的潜热通量记录无效。

## 2.2 研究方法

**2.2.1 湖面水热通量计算** 通量计算时间窗口为 30 min, 即每个数据点代表过去 30 min 内的平均值。利用涡动相关计算软件 EddyPro<sup>®</sup> (LI-COR<sup>®</sup>, Inc.) (版本: 6.2.0) 对 EC 系统的原始涡动数据(包含三维风速、温度、水汽密度等)进行通量计算和足迹分析, 并进行了风速坐标轴旋转<sup>[34]</sup>、超声虚温修正<sup>[35-36]</sup>、Webb-Pearman-Leuning 密度波动修正<sup>[37]</sup>和全频滤波谱修正<sup>[38]</sup>等一系列湍流动力学订正。进而, 根据大气稳定状态检验和湍流条件检验, 本文对通量数据质量进行等级划分<sup>[39]</sup>: 0 级、1 级、2 级分别为高质量、中等质量、低质量数据。其中, 2 级标记的感热和潜热通量低质量数据分别占全部数据的 16% 和 5%, 本文予以剔除。

为获取湖面水热通量数据, 需要对通量记录进行足迹分析和源区划分。EddyPro 软件计算 30 min 通量时, 选用了基于拉格朗日三维侧风积分模型<sup>[40]</sup>的足迹分析方法, 获取通量贡献源区信息。该模型在满足如下条件时具有较高可靠性: ① 观测高度低于大气边界层高度; ② 下垫面动力与热力性质在观测尺度上相对均匀; ③ 奥布霍夫稳定度参数<sup>[41]</sup>在 -200~1 区间内; ④ 湍流摩擦速度大于阈值(通常  $u^* \geq 0.2 \text{ m s}^{-1}$ ); ⑤ 离地表观测高度大于 1 m。经统计, 未满足上述条件的数据占总量的 2.1%, 本文予以剔除。

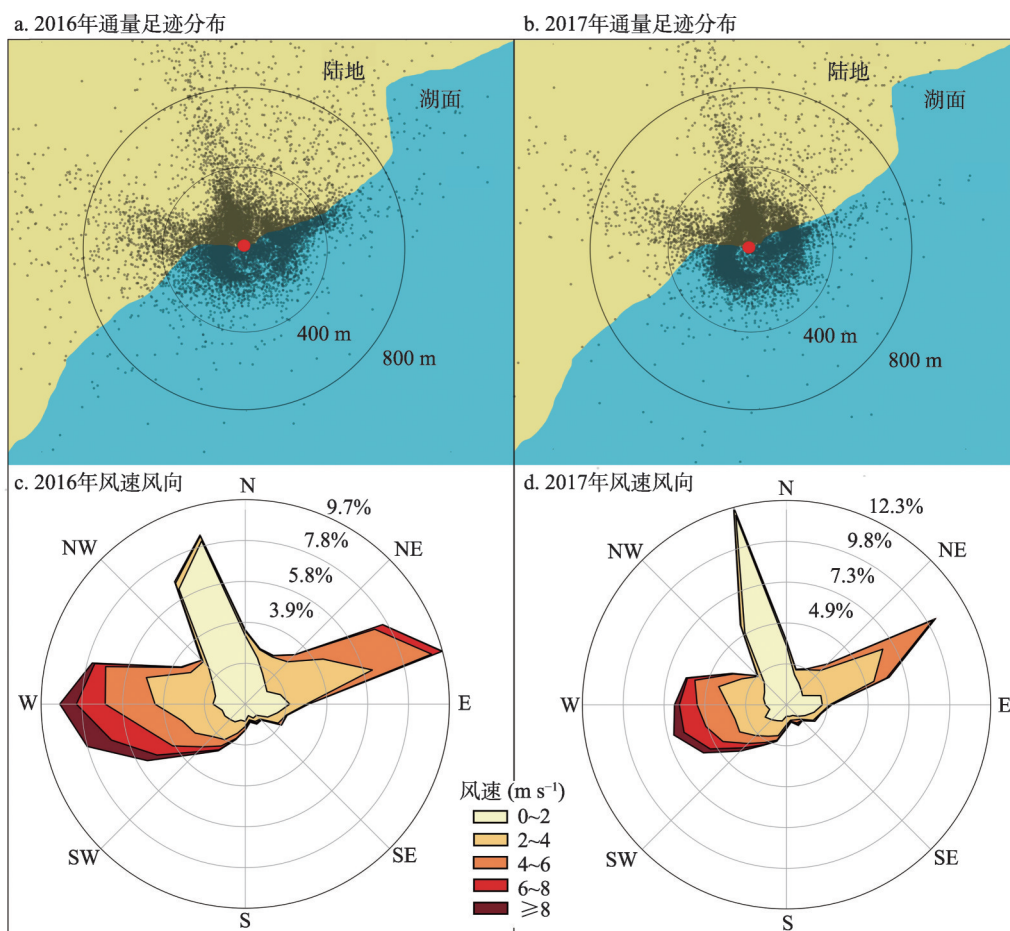
根据通量足迹分析, 本文选取观测点磁北顺时针 70°~270°内远离陆地的范围作为湖面通量代表源区(图 2)。两年通量源区总体分布格局大致相近, 其中 90% 通量累积贡献点多分布在观测点 400 m 辐射半径内; 400 m 以外, 90% 通量累积贡献点数量大幅减少, 且集中在北偏西、西偏北和东北等 3 个方向。2016—2017 年北偏西风向频率较高, 分别占 8%、12% 左右, 但风速较弱; 强风主要为偏西方向。经源区划分和数据筛选, 湖面有效感热通量数据占观测总量的 38% (2016 年) 和 37% (2017 年), 湖面有效潜热通量分别占 26% (2016 年) 和 37% (2017 年)。

**2.2.2 基于神经网络的水热通量数据插补** 通量前述质量过滤和源区划分处理方法在提高湖面涡动相关通量数据可靠性的同时, 却降低了通量时间序列的连续性。为此, 本文从信息利用的角度设计了一种针对羊卓雍错湖面 EC 湍流通量数据的人工神经网络(Artificial Neural Network, ANN)模拟插补及验证方案<sup>[42]</sup>。在 Linux 环境下, 基于 Google<sup>®</sup>的 TensorFlow 开源机器学习框架<sup>[43]</sup>以及 CUDA 方案<sup>[44]</sup>并行计算技术, 本文构建了超宽结构 ANN 模型进行通量插补, 并采用 10 次折叠交叉验证方法<sup>[45]</sup>检验了模型的通量模拟性能。

与物理模型固定的变量关系不同, ANN 模型由样本训练而来, 且对输入数据的原始形态无任何限制。无论所测同步观测数据的时间同步性、空间尺度、量纲、精度、采样率、噪声水平存在怎样的差别, 都可通过统计标准化处理输入 ANN。由于输入样本组合改变会导致模型改变, 从而给模拟结果带来不确定性, 因此在选择输入 ANN 模型特征变量信息时, 采取尽可能获取湍流输送过程中热力、动力学同步观测背景强迫信息的原则, 即将所有观测要素中与湍流输送过程存在物理关联的变量(包含风速、湖面温度、气温、水汽压、饱和水汽压、湍流平均动能、稳定度、气压和水面辐射等)输入到神经网络。

ANN 模型插值有效优化了羊卓雍错湖面湍流通量数据的时间连续性。插补后的通量数据时间覆盖率从不足 0.40 提升至 0.98 有余。由于湖面 EC 观测系统传感器故障, 作为输





注: a、b图红点为EC观测位置,内、外圈分别代表距观测点400 m、800 m处半径范围;c、d图百分数为风向频率。

图2 2016—2017年观测期间90%通量累积贡献区域足迹及风速风向分布

Fig. 2 Regional footprints of 90% cumulative flux contribution and wind speed and direction distribution during the observation period in 2016 and 2017

入变量的水汽数据在2016年11—12月存有缺测,所以插补后通量数据尚存少量缺失(不足2%)。

分析表明ANN模型的模拟稳健性较强。羊卓雍错湖面感热通量、潜热通量和水汽通量的有效观测平均值分别为 $18.8 \text{ W m}^{-2}$ 、 $81.5 \text{ W m}^{-2}$ 和 $1.8 \text{ mmol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ;三者的模拟平均误差分别仅为 $5.4 \text{ W m}^{-2}$ 、 $15.7 \text{ W m}^{-2}$ 和 $0.3 \text{ mmol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ;10个交叉验证分组之间的误差波动幅度分别不超过 $1 \text{ W m}^{-2}$ 、 $2 \text{ W m}^{-2}$ 和 $0.05 \text{ mmol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ;交叉验证组中全体观测值平均与模拟值平均的期望误差分别为2.0%、1.3%和1.8%。这表明超宽ANN模型的通量模拟性能十分稳定,在各个交叉验证组中波动较小,且模拟误差具有较好的正负对称性<sup>[41]</sup>。

数据插补后,因数据分布不均匀所导致的通量强度短期异常波动得到显著修复(图3)。其中,1 h内潜热通量平均日变化增减 $10 \text{ W m}^{-2}$ 的波动消失;0:00—10:00和20:00—24:00插补后感热和潜热通量均有所降低,使其昼夜变化更为显著;10:00—20:00感热通量插补前后无明显变化,但潜热通量有小幅增加。整体看,插补后水热通量强度两年平均日变化曲线更为平滑。这表明基于神经网络方法的通量数据插补在一定程度上提升了

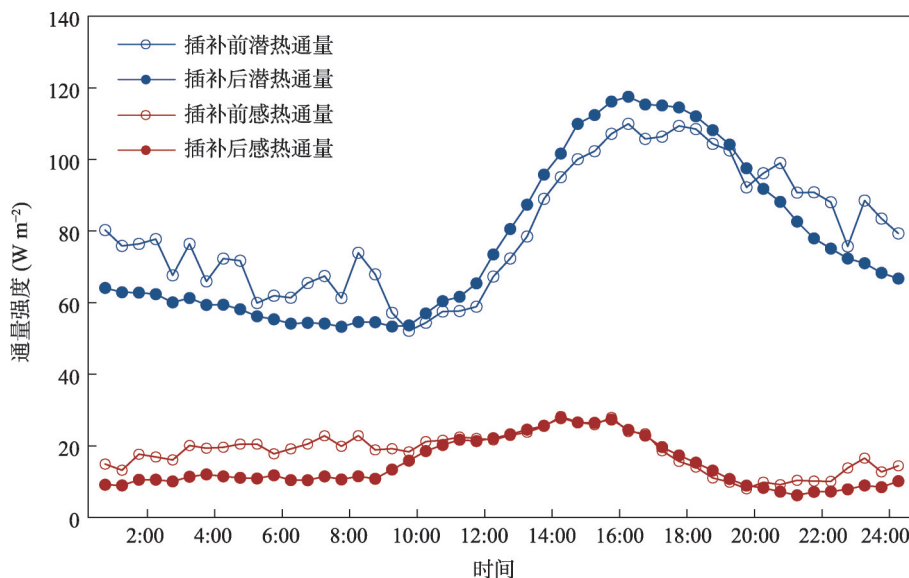


图3 2016—2017年4—12月感热通量和潜热通量数据插补前后平均日变化对比

Fig. 3 Comparison of the ensemble diurnal variation of sensible and latent heat fluxes from April to December in 2016 and 2017 before and after data interpolation

数据的可分析性。原本平均值波动源于缺测数据在时间上分布的不均匀,且插补模型已经通过独立样本测试,所以ANN插补不存在掩盖原本数据信号的情况。

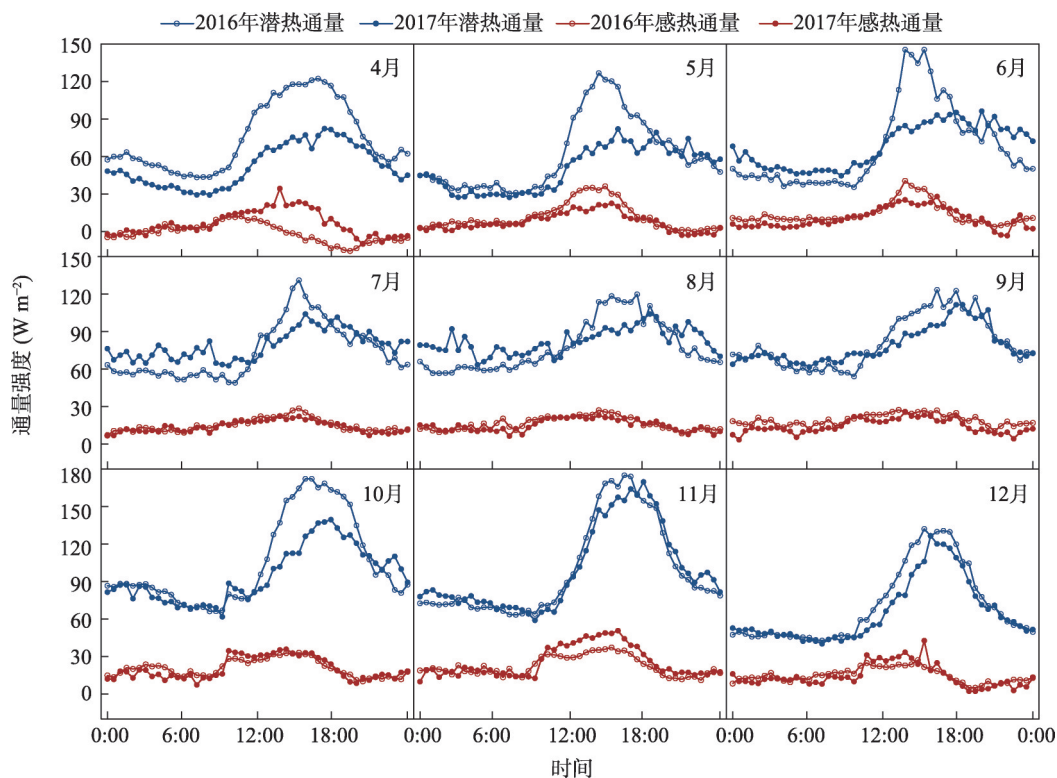
### 3 结果分析

#### 3.1 湖面水热通量变化特征

2016—2017年4—12月,羊卓雍错湖面潜热通量逐月平均日变化值(每月30 d或31 d平均的半小时尺度日变化)的强度和波动范围明显高于感热通量(图4)。2016年和2017年观测期间,每年9个月的湖面潜热通量(感热通量)日平均值分别为 $79.2 \text{ W m}^{-2}$  ( $14.8 \text{ W m}^{-2}$ )、 $74.3 \text{ W m}^{-2}$  ( $14.3 \text{ W m}^{-2}$ );湖面潜热通量逐月平均日变化值在 $27.3 \sim 174.9 \text{ W m}^{-2}$ 波动,感热通量逐月平均日变化值的波动范围则为 $-15.4 \sim 50.7 \text{ W m}^{-2}$ 。

月变化方面,湖面4—6月、10—12月水热通量日变化幅度显著大于7—9月(图4、图5),其对应感热通量(潜热通量)日变化标准差分别为 $10.0 \text{ W m}^{-2}$  ( $25.9 \text{ W m}^{-2}$ )、 $9.5 \text{ W m}^{-2}$  ( $34.4 \text{ W m}^{-2}$ )、 $5.2 \text{ W m}^{-2}$  ( $17.2 \text{ W m}^{-2}$ )。当湖面温度、气温和相对湿度在10—11月开始下降时(图6),水热通量的日变化幅度和平均强度都达到了整个非封冻期的峰值(图4、图5)。此外,逐月平均感热通量和潜热通量峰值分别为 $25.7 \text{ W m}^{-2}$  (2017年11月)、 $105.0 \text{ W m}^{-2}$  (2016年10月)(图5)。这与湖面温度(图6c)和湿度变化(图6b)相比存在1~2个月的滞后。需要说明的是,2016年4月是观测期间水热通量唯一存在负值的月份,其感热通量为 $-1.2 \text{ W m}^{-2}$ (图5)。

与2017年相比,2016年潜热通量的日变化幅度要大(图4)。其中,2016年4月份潜热通量日变化峰值超过 $122 \text{ W m}^{-2}$ ,而2017年不足 $83 \text{ W m}^{-2}$ 。2016年4—5月潜热通量平均强度( $68.5 \text{ W m}^{-2}$ )明显大于2017年同期值( $51.3 \text{ W m}^{-2}$ )(图5)。特别是在12:00—18:00时段,潜热通量2016年( $107.9 \text{ W m}^{-2}$ )更是显著高于2017年( $68.7 \text{ W m}^{-2}$ )(图



注：时间分辨率为30 min。

图4 2016—2017年4—12月逐月平均感热、潜热通量强度日变化

Fig. 4 Diurnal variation of monthly averaged sensible and latent heat flux intensity from April to December in 2016 and 2017 (Note: The time resolution was 30 min)

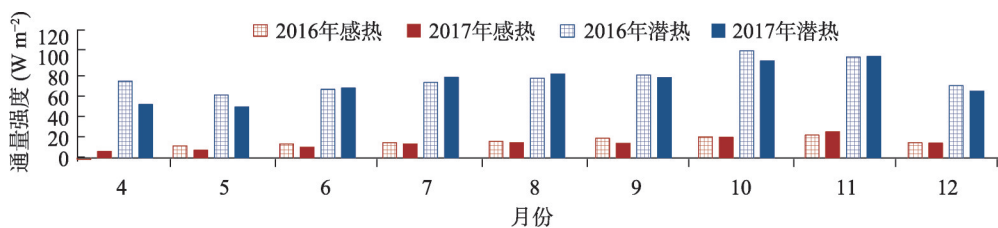


图5 2016—2017年4—12月平均感热、潜热通量强度变化

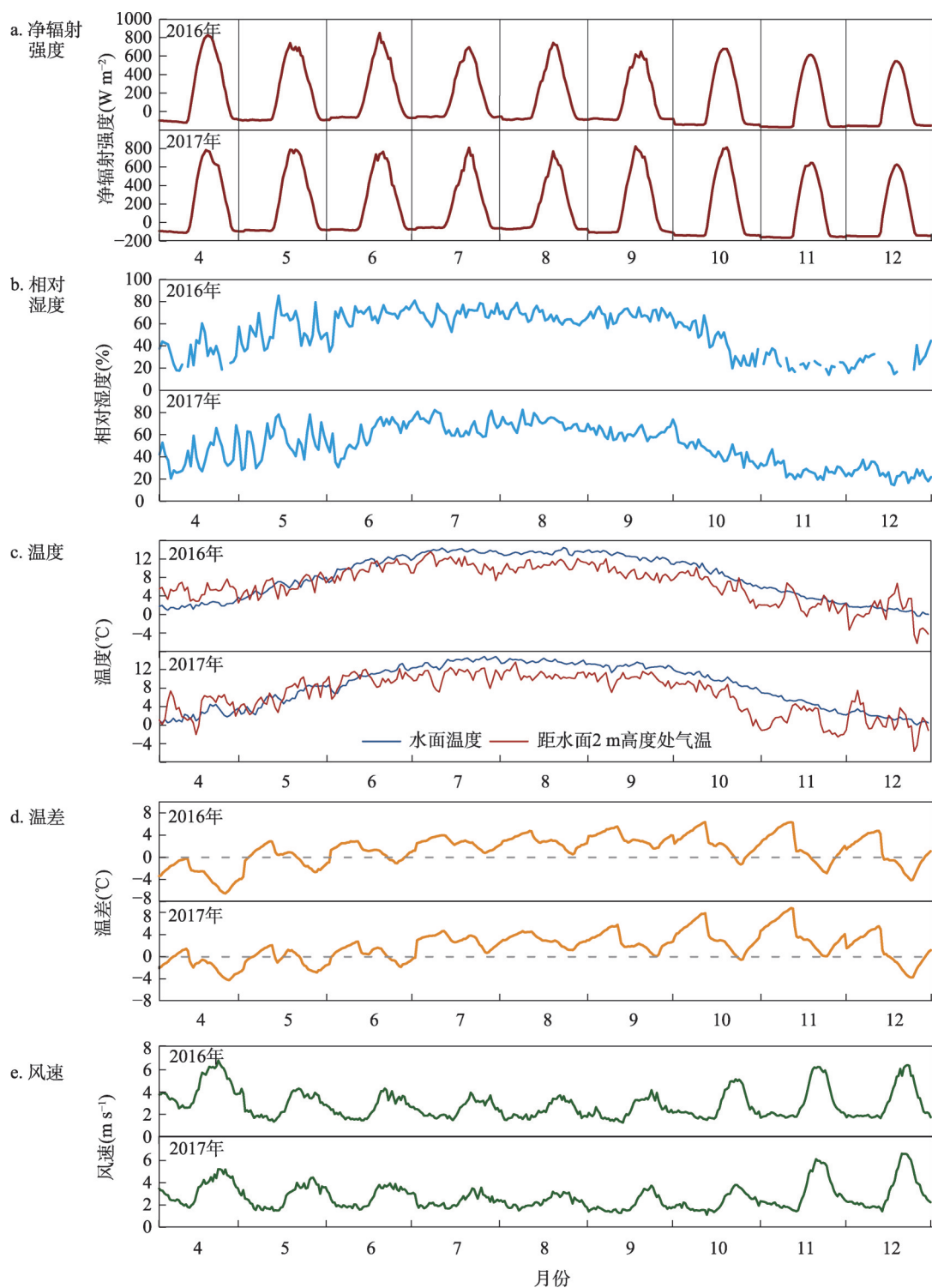
Fig. 5 Monthly averaged intensity variation of sensible and latent heat flux from April to December in 2016 and 2017

4)。究其原因，在净辐射和温差等条件没有明显差异的情况下，2016年和2017年的潜热通量差异可能是因为午后（12:00后）湖面风速大小不同。特别是，4—6月以及10月，2016年的午后风速明显比2017年更大（图6）。

### 3.2 湖面气象要素变化特征

水面净辐射、相对湿度、水面温度和气温是影响湖面水热通量强度变化的关键气象因子<sup>[46]</sup>。

**3.2.1 水面净辐射** 水面净辐射日变化主要受太阳高度角变化控制，具有显著的昼夜变化。2016年和2017年4—12月羊卓雍错湖面净辐射逐月平均日变化大体一致，呈单峰分布且昼夜差异显著；逐月平均日变化峰值、最低值分别集中出现在12:00—16:00、22:00—



注：净辐射强度、温差和风速日变化时间分辨率为30 min，相对湿度和温度时间分辨率均为1 d；  
相对湿度在2016年11—12月因传感器故障存在部分缺测。

图6 2016和2017年4—12月湖面气象要素日变化

Fig. 6 Diurnal variation of lake surface meteorological factors from April to December in 2016 and 2017



08:00 这两个时段 (图 6a)。2016—2017 年 4—12 月水面净辐射平均值分别为  $127.4 \text{ W m}^{-2}$ 、 $139.9 \text{ W m}^{-2}$ , 波动范围分别为  $-110.9 \sim 706.7 \text{ W m}^{-2}$ 、 $-112.8 \sim 757.1 \text{ W m}^{-2}$ 。其中, 净辐射日变化峰值最高分别出现在 2016 年 6 月 ( $852.4 \text{ W m}^{-2}$ )、2017 年 9 月 ( $822.5 \text{ W m}^{-2}$ ); 最低值则均出现在 11 月, 分别为  $-169.8 \text{ W m}^{-2}$  (2016 年)、 $-167.9 \text{ W m}^{-2}$  (2017 年)。水面净辐射日变化峰值在观测期间无明显变化趋势, 但 22:00—08:00 时段的净辐射最低值自 9 月开始下降, 10—11 月达到最低值。夜间水面以长波辐射方式向大气输送能量达到最高, 与对应时段湖—气温差 (图 6d) 以及风速 (图 6e) 大幅上升一致。

**3.2.2 相对湿度** 2016—2017 年观测期间相对湿度变化特征相似, 年内波动比较大、阶段性变化突出 (图 6b)。2016 年和 2017 年的平均相对湿度分别为 52.3% 和 50.3%, 日均相对湿度最大值分别为 85.5% 和 82.3%, 日均相对湿度最小值分别为 14.0% 和 14.2%。4 月初—6 月上旬相对湿度波动剧烈, 多次在 4~6 d 时间内上升或下降幅度高达 30%~50%。自 6 月中旬起相对湿度波动减缓, 并直至 10 月上旬维持在 60%~70% 左右的高位。10 月下旬相对湿度开始下降, 并保持在大约 20%~25% 的较低水平, 直至年末。

**3.2.3 湖面温度与气温** 2016—2017 年观测期间, 羊卓雍错湖面温度和距离水面以上 2 m 高度处气温的变化特征较为接近, 但气温波动更为剧烈, 特别是 4—5 月升温阶段、10 月下旬到 12 月降温阶段 (图 6c)。2016 年湖面温度平均、最低、最高值分别为  $8.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-0.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $14.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 距湖面 2 m 处气温平均、最低、最高值分别为  $6.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-6.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $13.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。2017 年湖面温度平均、最低、最高值分别为  $8.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $14.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 距湖面 2 m 处气温平均、最低、最高值分别为  $6.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-5.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $13.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

2016—2017 年 4—5 月, 羊卓雍错气温高于湖面温度; 6—11 月湖面温度则显著高于气温。湖面温度从 6 月中旬开始维持在  $8 \text{ }^{\circ}\text{C}$  以上, 且高于气温。自 10 月下旬开始, 湖面温度缓慢下降。但在 10 月下旬到 11 月上旬仅 20 d 时间里, 2016—2017 年气温却均出现了一次大幅震荡, 从  $8.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$  左右降低到  $-1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  左右, 然后回升。这与同期保持平缓下降态势的湖面温度变化反差较大, 从而导致整个观测期间湖—气温差最大值  $6.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (2016 年)、 $8.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (2017 年) 的出现。

羊卓雍错湖—气温差存在显著的日变化特征 (图 6d)。每日 10:30 之后, 湖面上方空气升温速度快于湖面, 因而湖—气温差下降; 12:00 点前后的 1~2 h, 湖面空气升温波动较大; 下午开始湖—气温差继续快速下降, 直到晚上 23:00 左右达到最低点。之后, 气温下降速度开始快于湖面温度, 因而湖—气温差保持上升状态, 直到第二天日出。

**3.2.4 风速** 羊卓雍错湖面上方 2 m 高度处的水平平均风速日变化 (图 6e) 与水热通量逐月平均日变化 (图 4) 类似。相比 7—9 月, 4—6 月和 10—12 月的风速日变化波动更大。在日变化波动相对显著的 4 月、5 月、11 月、12 月, 每日 12:00 前后风速由缓慢下降转为急剧上升, 这与 4—6、10—12 月的水热通量日变化特征相近。

究其原因, 可以从大气湍流发生的动力学和热力学条件来解释。动力学条件是指空气层中具有明显的风速切变; 热力学条件则是空气层必须具有一定的不稳定性。2 m 左右的高度已经是接近湖面的近地层, 湖面相对于陆地表面更加光滑, 因此触发湍流所需要风速动能相对更大。4 月、5 月和 11 月、12 月平均风速日变化峰值达到了  $5 \text{ m s}^{-1}$  甚至  $6 \text{ m s}^{-1}$  以上 (图 6e)。当湖面风速急剧增大时, 风速切变提供了大气湍流运动的动力条件, 较高的风速加速了湍流输送过程。而这种动力作用对湍流通量度的影响远高于热动力因素的作用。

### 3.3 湖面水热通量变化的气象主控因子

**3.3.1 半小时尺度** 本文采用皮尔逊相关系数衡量不同时间尺度上 (半小时、日平均、月



平均) 气象因子与水热通量强度变化的线性关系(表1)。2016—2017年4—12月观测期间,在半小时尺度上,羊卓雍错湖面水热通量与各气象因子之间均为统计正相关,且均通过了 $p = 0.01$ 的显著性检验。但只有潜热通量与风速、 $e$ - $U$ 协同量呈现出较强的统计正相关(二者相关系数分别为0.71、0.67),而感热、潜热通量与其他气象因子的相关系数均不足0.50。与高原北部湖泊的观测研究<sup>[21-23]</sup>有所不同,藏南羊卓雍错半小时尺度的潜热通量—风速统计相关性(0.71)略高于潜热通量与 $e$ - $U$ 协同量的统计相关性(0.67)。在半小时尺度上,纳木错潜热通量与风速、 $e$ - $U$ 协同量的相关系数分别为0.48、0.67<sup>[21]</sup>;鄂陵湖潜热通量与 $e$ - $U$ 协同量的相关系数高达0.75,其统计相关性明显高于单一的风速因子<sup>[23]</sup>。

同期,湖面感热通量与风速、湖—气温差和净辐射在半小时尺度上均存在较弱统计正相关。其中,感热通量与湖—气温差、净辐射通量的统计相关稍大于风速(表1)。这表明半小时尺度上感热通量日变化是湖面净辐射强度、湖—气温差和风速等气象因子共同作用结果。

表1 半小时、日平均和月平均尺度上通量强度与各气象因子的皮尔逊相关系数  
Tab. 1 Pearson correlation coefficients between flux intensity and each meteorological factor on half-hourly, daily, and monthly timescales

热通量	气象因子	半小时尺度	日平均尺度	月平均尺度
感热	风速	0.18**	-0.04	-0.46
	湖—气温差	0.27**	0.68**	0.87**
	净辐射通量	0.29**	-0.41**	-0.65**
潜热	风速	0.71**	0.42**	-0.13
	水汽压差	0.42**	0.27**	0.26
	净辐射通量	0.30**	-0.22**	-0.53
	$e$ - $U$ 协同量	0.67**	0.44**	0.02

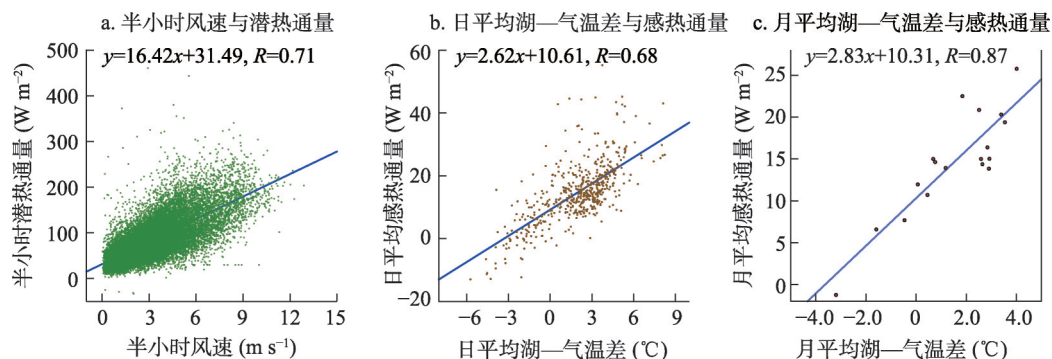
注: \*\*表示相关系数通过了 $p = 0.01$ 的显著性检验; $e$ - $U$ 协同量指水汽压差与风速相乘所得变量。

**3.3.2 日平均尺度** 2016—2017年4—12月观测期间,在日平均尺度上,除感热通量与风速的相关外,羊卓雍错湖面水热通量与其他各气象因子均统计相关,且通过了 $p = 0.01$ 的显著性检验。其中,感热通量与湖—气温差的相关系数最高(0.68),这反映了二者之间存在着较强的统计正相关。相较半小时尺度,潜热通量与风速、水汽压差以及 $e$ - $U$ 协同量的相关系数均明显下降(表1)。此外,在观测期间,羊卓雍错湖面感热通量、潜热通量与水面净辐射通量均呈统计负相关,相关系数分别为-0.41、-0.22。

**3.3.3 月平均尺度** 2016—2017年4—12月观测期间,在月平均尺度上,只有感热通量与湖—气温差和净辐射均为统计强相关,且通过了 $p = 0.01$ 的显著性检验(表1)。这其中,湖面感热通量与湖—气温差的统计相关性最为显著,相关系数高达0.87。此外,湖面感热通量与水面净辐射在 $p = 0.01$ 的显著性水平上存有较强负相关(-0.65)。

**3.3.4 不同时间尺度水热通量变化的气象主控因子** 与感热通量统计相关性最高且最稳定的气象因子为湖—气温差,其次为净辐射通量;潜热通量在半小时、日平均尺度上的主控气象因子均为风速与 $e$ - $U$ 协同量(表1)。根据表1,本文对不同时间尺度上的水热通量和与之显著相关且相关系数最高的气象因子进行了回归分析(图7)。

半小时尺度上,潜热通量与风速的统计相关性最高。风速在0~6 m s<sup>-1</sup>的区间内相对更集中于拟合直线;从大约6 m s<sup>-1</sup>开始,拟合度随风速的增加逐渐下降(图7a)。日尺度上,最高统计相关性变量组合为感热通量和湖—气温差,其拟合关系在-6~6 °C范围内



注：半小时、日平均、月平均尺度的样本量分别为26208个、546个、18个。

图7 2016和2017年4—12月半小时尺度潜热通量与风速、日平均尺度感热通量与湖—气温差及月平均尺度感热通量与湖—气温差的回归关系

Fig. 7 Regressions relationship between half-hourly scale latent heat flux and wind speed, daily scale sensible heat flux and lake-air temperature difference, and monthly scale sensible heat flux and lake-air temperature difference from April to December in 2016 and 2017

较为均匀（图7b）。月尺度上，感热通量和湖—气温差的统计相关性最为显著，二者在 $-1.5\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围内拟合较好（图7c）。

## 4 讨论

羊卓雍错在日平均尺度上湖面感热净辐射通量、潜热通量，以及在月平均尺度上湖面感热通量，均与湖面净辐射强度显著负相关，其相关系数分别为 $-0.41$ 、 $-0.22$ 、 $-0.65$ （表1）。关于前述羊卓雍错湖面水热通量与净辐射通量的统计负相关性，其他更多高寒湖泊通量观测研究未见有报导。

在日、月平均尺度上统计湖面净辐射强度可避免净辐射昼夜变化的影响（图6a），从而突显水面净辐射在不同观测时段之间的变化特征。一方面，湖面向上的长波辐射强度主要取决于湖泊水体本身的温度。所以，在日照保持不变（即到达湖面的向下辐射不变）且湖面温度下降的情况下，水体向大气的长波辐射减少，从而导致水面的向下净辐射相应增大。与此同时，受表层水温下降影响，湖面感热通量和潜热通量强度下降，从而与水面净辐射通量增大形成统计上的负相关关系。此关系在平原地区鄱阳湖的观测研究中亦有报导<sup>[47]</sup>。另一方面，若考虑日照减少导致水面净辐射变小的情况，根据热力学理论的水—气热容量差异<sup>[48]</sup>，气温下降将快于水温，使得湖—气温差加大，进而湖面水热通量强度增大。这会导致水热通量强度与水面净辐射呈负相关。所以，在日尺度上，无论是湖面水温下降，亦或是水温、气温同时下降，水热通量强度与水面净辐射均为负相关，升温过程与此同理。

在月平均尺度上，6—8月净辐射相对较强（图6a），但湖面向大气的水热输送被较高的空气相对湿度和气温（图6b、6c）所控制而呈现相对低值（图4、图5）。10—11月，净辐射减弱，夜间水面净辐射为负值（图6a）。但水热通量强度由于湖—气温差扩大（图6d）而达到观测期最强（图4、图5）。这使得月平均尺度上感热通量与水面净辐射的统计负相关成立（表1）。

综上，羊卓雍错湖面水热通量与净辐射通量的统计负相关性，可由水面净辐射季节

变化以及湖泊因湖—气温差和水—气热容量差异所引起的湖面水热通量强度变化的位相差异来解释。

## 5 结论

本文基于西藏羊卓雍错2016—2017年非封冻期(4—12月)涡动相关湍流观测数据通量源区划分和人工神经网络数据插补,结合研究区气象要素观测数据,首次分析了湖面水热通量的半小时、日、月尺度时间变化特征及其与气象因子的关联。结果显示:

(1) 羊卓雍错湖面潜热通量平均值显著高于感热通量,两者在2016—2017年分别为 $79.2 \text{ W m}^{-2}$ 和 $14.8 \text{ W m}^{-2}$ 、 $74.3 \text{ W m}^{-2}$ 和 $14.3 \text{ W m}^{-2}$ ;湖面4—6月、10—12月水热通量日变化幅度显著大于7—9月;逐月平均感热和潜热通量均在10—11月达到峰值(分别为2017年11月: $25.7 \text{ W m}^{-2}$ ;2016年10月: $105.0 \text{ W m}^{-2}$ ),相比湖面温度变化滞后约1~2月。这体现了7—9月较高的温度和湿度以及湖泊自身的热容量大对湖—气能量交换存在显著的控制作用;

(2) 在半小时、日和月平均时间尺度上,羊卓雍错湖面感热通量与湖—气温差和净辐射通量在 $p = 0.01$ 显著性水平上均显著相关,且与感热通量统计相关性最高、最稳定的气象因子为湖—气温差;在半小时、日平均时间尺度上,潜热通量与风速、e-U协同量、水汽压差和净辐射通量在 $p = 0.01$ 显著性水平上均显著相关,且其与风速、e-U协同量均为较强统计正相关;

(3) 日平均尺度上羊卓雍错湖面感热通量、潜热通量,以及月平均尺度上湖面感热通量,均与湖面净辐射强度显著负相关,其相关系数分别为-0.41、-0.22、-0.65。羊卓雍错湖面水热通量与水面净辐射通量统计负相关性,可由水面净辐射季节变化,以及湖泊因湖—气温差和水—气热容量差异所引起的湖面水热通量强度变化的位相差异来解释。

## 参考文献(References)

- [1] Hack J J, Caron J M, Yeager S G, et al. Simulation of the global hydrological cycle in the CCSM Community Atmosphere Model version 3 (CAM3): Mean features. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2199-2221.
- [2] Segal M, Arritt R W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1992, 73(10): 1593-1604.
- [3] Ren Xiaoqian, Sun Shufen, Chen Wen, et al. A review of researches on the lake numerical modeling. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(3): 347-356. [任晓倩, 孙蓓芬, 陈文, 等. 湖泊数值模拟研究现状综述. *地球科学进展*, 2013, 28(3): 347-356.]
- [4] Dutra E, Stepanenko V M, Balsamo G, et al. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. *Boreal Environment Research*, 2010, 15(2): 100-112.
- [5] Tanny J, Cohen S, Assouline S, et al. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 2008, 351(1/2): 218-229.
- [6] Schindler D W, Bayley S E, Parker B R, et al. The effects of climatic warming on the properties of boreal lakes and streams at the experimental lakes area, northwestern Ontario. *Limnology and Oceanography*, 1996, 41(5): 1004-1017.
- [7] Ma R H, Yang G S, Duan H T, et al. China's lakes at present: Number, area and spatial distribution. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(2): 283-289.
- [8] Zhu Liping, Peng Ping, Zhang Guoqing, et al. The role of Tibetan Plateau lakes in surface water cycle under global changes. *Journal of Lake Sciences*, 2020, 32(3): 597-608. [朱立平, 彭萍, 张国庆, 等. 全球变化下青藏高原湖泊在地表水循环中的作用. *湖泊科学*, 2020, 32(3): 597-608.]
- [9] Chen Deliang, Xu Baiqing, Yao Tandong, et al. Assessment of past, present and future environmental changes on the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2015, 60(32): 3025-3035. [陈德亮, 徐柏青, 姚檀栋, 等. 青藏高原环境变化科学评估: 过去、现在与未来. *科学通报*, 2015, 60(32): 3025-3035.]

- [10] Yao Tandong, Piao Shilong, Shen Miaogen, et al. Chained impacts on modern environment of interaction between westerlies and Indian monsoon on Tibetan Plateau. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 2017, 32(9): 976-984. [姚檀栋, 朴世龙, 沈妙根, 等. 印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应. *中国科学院院刊*, 2017, 32(9): 976-984.]
- [11] Liu Y B, Qiu G Y, Zhang H S, et al. Shifting from homogeneous to heterogeneous surfaces in estimating terrestrial evapotranspiration: Review and perspectives. *Science China Earth Sciences*, 2022, 65(2): 197-214.
- [12] Biermann T, Babel W, Ma W Q, 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.
- [13] Lee X H, Liu S D, 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.
- [14] McGloin R, McGowan H, McJannet D, et al. Quantification of surface energy fluxes from a small water body using scintillometry and eddy covariance. *Water Resources Research*, 2014, 50(1): 494-513.
- [15] Zhao Xiaosong, Wang Shigang, Li Mei, et al. Energy flux measurements and environmental controls in summer over the Poyang Lake, China. *Journal of Lake Sciences*, 2014, 26(6): 955-962. [赵晓松, 王仕刚, 李梅, 等. 鄱阳湖夏季水热通量特征及环境要素影响分析. *湖泊科学*, 2014, 26(6): 955-962.]
- [16] Liu H Z, Feng J W, Sun J H, et al. Eddy covariance measurements of water vapor and CO<sub>2</sub> fluxes above the Erhai Lake. *Science China Earth Sciences*, 2015, 58(3): 317-328.
- [17] Zhao X S, Liu Y B. Phase transition of surface energy exchange in China's largest freshwater lake. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2017, 244: 98-110.
- [18] Zhao X S, Liu Y B. Variability of surface heat fluxes and its driving forces at different time scales over a large ephemeral Lake in China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123: 4939-4957.
- [19] Cui Y, Liu Y B, Gan G J, et al. Hysteresis behavior of surface water fluxes in a hydrologic transition of an ephemeral lake. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125: e2019JD032364. DOI: 10.1029/2019JD032364
- [20] Zhou S Q, Kang S C, Gao T G, et al. Response of Zhadang Glacier runoff in Nam Co Basin, Tibet, to changes in air temperature and precipitation form. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(20): 2103-2110.
- [21] Wang B B, Ma Y M, Chen X L, et al. Observation and simulation of lake-air heat and water transfer processes in a high-altitude shallow lake on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2015, 120(24): 12327-12344.
- [22] Wang B B, Ma Y M, Ma W Q, et al. Physical controls on half-hourly, daily, and monthly turbulent flux and energy budget over a high-altitude small lake on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(4): 2289-2303.
- [23] Li Z G, Lyu S H, Ao Y H, et al. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau. *Atmospheric Research*, 2015, 155: 13-25.
- [24] Li X Y, Ma Y J, Huang Y M, et al. Evaporation and surface energy budget over the largest high-altitude saline lake on the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(10): 470-485.
- [25] Zhu L P, Wang J B, Ju J T, et al. Climatic and lake environmental changes in the Serling Co region of Tibet over a variety of timescales. *Science Bulletin*, 2019, 64(7): 422-424.
- [26] Shen Pengke. Observations and analyses of atmospheric turbulence in the Yamdrog Yumco Basin, south Tibet [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2018. [沈鹏珂. 藏南羊卓雍错流域大气湍流特征观测分析[D]. 北京: 中国科学院大学, 2018.]
- [27] Shen Pengke, Zhang Xueqin. Observation of atmospheric turbulence characteristics over the Yamzhog Yumco, south Tibet. *Journal of Lake Sciences*, 2019, 31(1): 243-255. [沈鹏珂, 张雪芹. 藏南羊卓雍错湖面大气湍流特征观测分析. *湖泊科学*, 2019, 31(1): 243-255.]
- [28] Tang Handuo, Cidan Yangzong, Zeng Chen, et al. Characteristics of the lake water level changes and influencing factors in Yamzhog Yumco in Tibet from 1974-2019. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2021, 35(4): 83-89. [唐汉铎, 次旦央宗, 曾辰, 等. 1974—2019年西藏羊卓雍错湖泊水位变化特征及其影响因素. *干旱区资源与环境*, 2021, 35(4): 83-89.]
- [29] Chu Duo, Pu Qiong, Laba Zhuoma, et al. Remote sensing analysis on lake area variation of Yamzho Yumco in Tibetan Plateau over the 40a. *Journal of Lake Sciences*, 2012, 24(3): 494-502. [除多, 普穷, 拉巴卓玛, 等. 近40a西藏羊卓雍错湖泊面积变化遥感分析. *湖泊科学*, 2012, 24(3): 494-502.]



- [30] Laba Zhuoma, Ci Zhen, La Ba, et al. Characteristics of climate change at Yamdrog Yumtso lake during the 1971-2009. *Journal of Tibet University (Natural Science Edition)*, 2012, 27(1): 15-19. [拉巴卓玛, 次珍, 拉巴, 等. 羊卓雍措流域在 1971—2009 年期间的气候变化特征分析. *西藏大学学报(自然科学版)*, 2012, 27(1): 15-19.]
- [31] Sang Y F, Chen D, Gong T. What caused the decline of water level of Yamzho Yumco during 1975-2012 in the southern Tibetan Plateau? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125: e2019JD031121. DOI: 10.1029/2019JD031121.
- [32] Han W, Zhang E L, Sun W W, et al. Anthropogenic activities altering the ecosystem in Lake Yamzhog Yumco, southern Qinghai-Tibetan Plateau. *Science of the Total Environment*, 2023, 904: 166715. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2023.166715.
- [33] Zhang Xueqin, Sun Rui, Zhu Liping. Lake water in the Yamzhog Yumco basin in south Tibetan region: Quality and evaluation. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(4): 950-958. [张雪芹, 孙瑞, 朱立平. 藏南羊卓雍错流域主要湖泊水质状况及其评价. *冰川冻土*, 2012, 34(4): 950-958.]
- [34] Lee X, Finnigan J, Paw U, K T. Coordinate systems and flux bias error//Lee X, Massman W, Law B. *Handbook of Micrometeorology*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library. Dordrecht: Springer, 2004. DOI: 10.1007/1-4020-2265-4\_3.
- [35] Van Dijk A, Moene A F, De Bruin H A. *The Principles of Surface Flux Physics: Theory, Practice and Description of the ECPACK Library*. Netherlands: Wageningen University, 2004.
- [36] Lee X H, Massman W J. A perspective on thirty years of the Webb, Pearman and Leuning density corrections. *Boundary-Layer Meteorology*, 2011, 139(1): 37-59.
- [37] Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 1980, 106(447): 85-100.
- [38] Fratini G, Ibrom A, Arriga N, et al. Relative humidity effects on water vapor fluxes measured with closed-path eddy-covariance systems with short sampling lines. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 165: 53-63.
- [39] Göckede M, Markkanen T, Hasager C B, et al. Update of a footprint-based approach for the characterization of complex measurement sites. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, 118(3): 635-655.
- [40] Kljun N, Kastner-Klein P, Fedorovich E, et al. Evaluation of Lagrangian footprint model using data from wind tunnel convective boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 127(3/4): 189-201.
- [41] Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contributions to Geophysics Institute of Academy Sciences*, 1954, 24(151): 163-187.
- [42] Jin Zheng, Zhang Xueqin. Optimization method for alpine lake turbulent flux data based on micro-meteorological information utilization. *Journal of Lake Sciences*, 2020, 32(3): 877-886. [靳铮, 张雪芹. 基于同步观测信息利用的高寒湖泊湍流通量数据插补方法. *湖泊科学*, 2020, 32(3): 877-886.]
- [43] Abadi M, Agarwal A, Barham P, et al. TensorFlow: Large-scale machine learning on heterogeneous distributed systems. *Proceedings of the 12th USENIX Symposium on Operating Systems Design and Implementation*, 2016. <https://arxiv.org/abs/1603.04467.pdf>.
- [44] Garland M, Le Grand S, Nickolls J, et al. Parallel computing experiences with CUDA. *IEEE*, 2008, 28(4): 13-27.
- [45] Kohavi R. A study of cross-validation and bootstrap for accuracy estimation and model selection. *International Joint Conference on Artificial Intelligence*, 1995, 14(2): 1137-1145.
- [46] 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: Atmospheres*, 2011, 116(2): D02119. DOI: 10.1029/2010JD014542.
- [47] Cui Y F, Zhang X Q, Liu Y B. Radiative and aerodynamic contribution to evaporation: Eddy- covariance comparison between a plain and a plateau lake. *Earth and Space Science*, 2021, 8, e2021EA001913. DOI: 10.1029/2021EA001913.
- [48] Howell J R, Mengüç M P, Siegel R. *Thermal Radiation Heat Transfer*. USA: CRC Press, 2015: 70-78.

## Lake surface water-heat flux variation and its correlation with meteorological factors in the Yamzhog Yumco, Tibet

ZHAG Xueqin<sup>1</sup>, JIN Zheng<sup>2</sup>, SHEN Pengke<sup>3</sup>, ZHENG Du<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Land Surface Pattern and Simulation, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China; 2. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University, Shanghai 200438, China; 3. National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Lake surface water-heat exchange and its climatic attribution critically influence the evaporation mechanism and water balance in alpine lakes in a warming climate. Based on the eddy covariance turbulent flux observation of Yamzhog Yumco, an alpine lake in Tibet, this paper explored the characteristics of the hourly, daily, and monthly variations of the lake surface water-heat flux and their correlations with meteorological factors during the non-freezing period in 2016 and 2017. We found that the average latent heat flux was much higher than the sensible heat flux on the lake surface from April to December. Moreover, the water-heat flux exhibited remarkable seasonal variation, and the higher air temperature and humidity in summer jointly controlled the lake-air energy exchange over the lake surface. First, the lake-air temperature difference was the most significant meteorological factor related to sensible heat flux on half-hourly, daily, and monthly scales. Second, the latent heat flux was strongly positively correlated with wind speed and the synergies of wind speed and water vapor pressure deficit on the daily and half-hourly scales. Third, the lake surface water-heat flux was significantly negatively correlated with the net radiation flux on the daily and monthly scales, which was attributed to the seasonal variation of the water surface net radiation and the phase difference of the water-heat flux intensity change due to the lake-air temperature difference and heat capacity contrast. The results revealed the differences of the main controlling meteorological factors in the variation of water-heat flux in the alpine lakes in south Tibet on different timescales. The work will hopefully improve our understanding of the mechanisms of energy exchange and evaporation over alpine lakes in the future projected climate conditions.

**Keywords:** lake surface water-heat flux; meteorological factor; eddy covariance; alpine lakes; Yamzhog Yumco