

高雅琦, 王咏薇, 胡诚, 等. 2016. 2012 年太湖蒸发量变化特征及蒸发模型评估研究 [J]. 气候与环境研究, 21 (4): 393–404. Gao Yaqi, Wang Yongwei, Hu Cheng, et al. 2016. Variability of evaporation from Lake Taihu in 2012 and evaluation of a range of evaporation models [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (4): 393–404, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15090.

2012 年太湖蒸发量变化特征及蒸发模型评估研究

高雅琦^{1,2} 王咏薇^{1,2,3} 胡诚¹ 王伟¹ 刘寿东¹

¹ 南京信息工程大学大气环境中心, 南京 210044

² 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044

³ 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 湖泊蒸发是全球能量分布, 水文循环的重要组成部分, 同时是气候及生态系统环境变化的指示因子。运用太湖湖上观测平台大浦口站 2012 年涡度相关数据分析了太湖蒸发量的月变化及日变化特征, 并评估了 11 种蒸发模型。结果表明: 太湖 2012 年总蒸发量为 1066.2 mm。潜热通量是太湖净辐射能量分配中的主导项, 2012 年太湖地区潜热通量占净辐射通量的 91.9%。2~7 月为太湖水体储热阶段, 当净辐射在 7 月达到最大值时, 蒸发值也达到最大值; 净辐射 8 月开始减少, 至 12 月达到最小值, 期间湖体储热释放, 使得蒸发量在 2 月才达到最小值。采用涡度相关系统观测太湖蒸发量的数据评估了 11 种蒸发模型, 分别从年蒸发总量和蒸发量月变化特征来探讨模型对于太湖蒸发量计算的适用性, 其中以波文比能量平衡模型表现最好, 与涡度相关观测值的相关系数为 0.99, 中心化均方根误差为 4.50 mm month⁻¹。

关键词 太湖 涡度相关方法 蒸发量 模型评估

文章编号 1006-9585 (2016) 04-0393-12

中图分类号 P404

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15090

Variability of Evaporation from Lake Taihu in 2012 and Evaluation of a Range of Evaporation Models

GAO Yaqi^{1,2}, WANG Yongwei^{1,2,3}, HU Cheng¹, WANG Wei¹, and LIU Shoudong¹

¹ Yale–NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

³ State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Evaporation is an important component of the distribution of energy and the hydrological cycle on the global scale, and is also an indicator of climatic, environmental, and ecosystem changes. In this paper, eddy covariance data from Dapukou station in 2012 are used to analyze the seasonal and diurnal variation of evaporation across Lake Taihu. In addition, 11 evaporation models are also evaluated. The results show that the total evaporation from Lake Taihu in 2012 was 1066.2 mm. The latent heat flux was the dominant term of the net radiation energy, which occupied about 91.9% in

收稿日期 2015-04-15; **网络预出版日期** 2015-07-09

作者简介 高雅琦, 女, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气边界层与大气环境研究。E-mail: gyq199110@163.com

资助项目 国家自然科学基金面上项目 (41275024、41505005), 江苏省自然科学基金青年项目 (BK20150900), 江苏高校优势学科建设工程项目 (PAPD), 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理与大气化学国家重点实验室开放课题 (LAPC-KF-2014-09)

Funded by The General Program of National Nature Science Foundation of China (Grants 41275024, 41505005), Natural Science Youth Project of Jiangsu Province (Grant BK20150900), Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education Institutions (Grant PADA), State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (Grant LAPC-KF-2014-09)

2012. The water body stores heat in the period from February to July, after which the net radiation increases to a maximum in July, and evaporation also reaches a maximum. Thereafter, net radiation reduces to a minimum in December, stored heat is released, and evaporation reaches a minimum in February. Comparing 11 evaporation models with the eddy covariance data to evaluate their performance with respect to the evaporation from Lake Taihu, we discuss the total annual evaporation and evaporation variation. The Bowen ratio energy budget model shows the best performance, because the correlation coefficient between the simulation value and the observation is 0.99, and the centered-mean-square error is $4.50 \text{ mm month}^{-1}$.

Keywords Lake Taihu, Eddy covariance method, Evaporation, Model evaluation

1 引言

全国共有自然湖泊 2693 个, 总面积达 80000 km^2 , 约占全国国土面积的 0.9% (马荣华等, 2011)。湖泊连接着大气圈和陆地水圈的相互作用, 参与水循环的过程。湖泊作为重要的自然资源, 能够调节区域气候和改变区域环境 (朴美花等, 2014)。湖表的能量通量影响湖上大气的结构和变化规律, 是湖气相互作用的重要环节。随着我国社会经济的高速发展, 长期过度开发湖泊资源, 湖泊功能的变化带来一系列的生态问题, 例如水质、水量及生物功能的变化, 这些情况对气候变化的响应都会反映到蒸发量的变化当中。蒸发是水循环中最直接受下垫面和气候变化影响的一部分。

太湖是我国第三大淡水湖泊, 面积为 2338 km^2 , 为典型的亚热带大型浅水湖泊 (平均水深为 1.9 m)。与深水湖泊相比, 浅水湖泊更容易发生富营养化和水资源危机 (秦伯强等, 2013), 且对气候变化的响应更为敏锐 (Adrian et al., 2009)。太湖蒸发量占湖泊水分总支出的 26%~50% (Qin et al., 2007), 正常年份太湖蒸发量与湖面降水量相当, 而太湖蒸发量在早年约为湖面降水量的 1.7 倍。流域经济快速发展和水质污染日益加重使得太湖可利用水资源危机凸显 (Qin, 2008)。太湖蒸发量的研究可为准确量化湖泊水分循环, 从而为水量调度和水资源管理提供决策支持有一定的意义。

湖泊蒸发量的测量较为困难。传统的方法是用湖泊附近的蒸发皿数据代替, 但是陆地观测站架设的蒸发皿测量值并不能准确代表自然水体的蒸发量 (张文煜和袁九毅, 2007)。施成熙等 (1986) 根据我国不同地区蒸发量的资料, 结合各地区的气候特点, 给出了蒸发皿测量值与自然水体的蒸发量的折算系数。濮培民 (1994) 根据道尔顿水汽扩散原理, 利用蒸发皿数据订正了水面蒸发通用公式。

Chen et al. (2005) 对比分析 1951~2000 年全国 580 个气象观测站的蒸发皿数据与彭曼—蒙蒂斯 (Penman-Monteith) 方法计算的蒸散值, 认为由蒸发皿得到的蒸发量小于计算值, 但是两者的差值是稳定变化的。

涡度相关法 (EC) 利用精密仪器直接测量大气中湍流运动产生的风速脉动和物理量脉动, 进而根据协方差关系确定湍流通量, 这种方法理论假设少, 精度高。在陆面过程研究中王介民等 (1990)、马耀明等 (1997) 都成功地通过涡动相关法来计算水热通量, 其中马耀明等 (1997) 将涡动相关法用于海域研究中, 并分别与西太平洋、热带海域和陆地的结果进行了对比。国外运用涡度相关数据的研究主要集中在中高纬度的湖泊 (Liu et al., 2012; Wang et al., 2014), Rouse et al. (2008) 定量的分析大奴湖和大熊湖两湖在无冰期热通量的差异。Liu et al. (2012) 也选择了罗斯巴内特水库一整年的涡度相关数据分别从日尺度和季节尺度探讨了感热, 潜热通量的变化趋势及风速风向对于湍流通量的影响。国内开展湖泊—大气相互作用研究主要集中在太湖、洱海、纳木错湖和鄂陵湖。肖薇等 (2012) 针对太湖分析了湖—气之间的动量和水热通量交换系数, Wang et al. (2014) 也利用 3 个湖上平台和 1 个陆地站的涡度相关中尺度网研究了太湖辐射及湍流通量的时空变化。刘辉志等 (2014) 根据 2012 年洱海涡度相关数据分析了湖气界面的水汽通量交换日变化特点及其主要的控制因子。Biermann et al. (2014) 研究了纳木错湖地区湍流数据质量控制和湍流通量变化特征。李照国等 (2012) 分析夏季鄂陵湖地区夏季地表与大气湍流输送以潜热为主。然而由于湖上长期观测数据难以获取, 采用涡度相关方法分析亚热带大型浅水湖泊湖上蒸发量特征的研究并不是很多。

此外, 采用蒸发量模型进行湖泊蒸发量的估算也是一种常用的方法, 目前存在很多复杂性不同的

蒸发量计算模型 (Elsawwaf et al., 2010)。模型可分为五大类, 即综合模型组、太阳辐射—气温模型组、道尔顿模型组、气温—日照模型组和气温模型组 (Rosenberry et al., 2007)。综合模型组是以能量平衡和通量梯度理论为基础的, 它最全面地解释了蒸发过程, 同时它需要数据类型最多; 太阳辐射—气温模型组是考虑净太阳辐射和空气温度, 再结合特定气候条件下的经验系数来估算蒸发量; 道尔顿模型组是根据湖表与相应高度之间湿度差异造成水汽输送来计算蒸发量; 气温—日照模型组利用日照长度和空气温度来估算蒸发量; 而气温模型组仅需要空气温度作为输入参数, 局地适用性较强 (Elsawwaf et al., 2010)。Rosenberry et al. (2007) 采用波文比能量平衡方法来评估这五类模型对于镜湖求解蒸发量的适用性, 其中综合模型模拟误差较小。Xu and Singh (1998) 对比分析了蒸发模型计算瑞士沃州地区蒸散值与蒸发皿观测值, 彭曼模型表现最好。但目前采用湖上涡度相关观测数据进行模型评估的工作尚不多见, 这些模型能否计算太湖浅水湖泊的蒸发量尚未可知。

本文采用太湖湖上平台大浦口站 2012 年 1 月 1 日至 12 月 31 日辐射和湍流通量观测资料, 将从两个方面来阐述对太湖蒸发量的基本认识。一方面, 分析涡度相关法中潜热通量所代表太湖蒸发量的月变化及日变化特征, 以及能量平衡方程中其他通量项变化特征; 另一方面, 采用涡度相关法观测的太湖蒸发量来评估 11 种蒸发模型, 分别从年尺度和月尺度来探讨模型对于太湖蒸发量计算的适用性。

2 观测站点及方法介绍

2.1 本文使用公式中变量说明

本文所涉及所有公式的变量如表 1。

2.2 观测站点

本文观测数据来自位于太湖西部湖上平台大浦口站 (31°15'N, 119°55'E), 具体位置如图 1 所示。该水上通量站自 2011 年 8 月 18 日开始观测 (2010 年 12 月 4 日开始辐射观测)。

涡动相关系统架设在距离湖面 8.5 m 高度处, 系统由三维超声风速仪 (CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA) 和开路式红外 CO₂/H₂O 分析仪 (LI 7500, Li-Cor Inc, Lincoln, NE, USA) 组成,

测量三维风速和大气中水汽和二氧化碳浓度, 数据采样频率为 10 Hz; 动量通量、感热通量和潜热通量数据输出步长为 30 min。辐射数据是通过四分量辐射仪 (CNR4, Kipp & Zonen B. V., Delft, The Netherlands) 测量的。小气候系统仪器 (Dynakmet, Dynamax Inc., Houston, TX, USA) 也距离湖面 8.5 m, 用来测量气温、相对湿度、风速及风向等气象要素。湖深 20、50、100、150 cm 和底泥的温度是用水温计 (109-L, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA) 来测量。

表 1 所有公式中变量名称及单位

Table 1 Variables and units of the formula in this paper

物理量符号	物理意义	单位
ρ_a	空气密度	kg m ⁻³
ρ_w	水密度	kg m ⁻³
u	2 m 高度的风速	m s ⁻¹
T_a	空气温度	°C
T_s	湖表温度	°C
q_a	空气比湿	kg kg ⁻¹
q_s	湖表比湿	kg kg ⁻¹
e_a	空气饱和水汽压	hPa
e_s	湖表饱和水汽压	hPa
q'	比湿脉动量	kg kg ⁻¹
w'	垂直风速的脉动量	m s ⁻¹
T'	温度脉动量	°C
C_H	感热交换系数	
C_E	潜热交换系数	
R_s	向下的短波辐射	W m ⁻²
R_n	净辐射通量	W m ⁻²
Q_H	感热通量	W m ⁻²
Q_E	潜热通量	W m ⁻²
Q_E	湖体储热	W m ⁻²
Q_H^*	强迫能量平衡后感热通量	W m ⁻²
Q_E^*	强迫能量平衡后潜热通量	W m ⁻²
E	蒸发量	mm
n	传感器个数	
Δz_i	两个分割点间的距离	m
z	测量处湖体深度	m
$T_{w,i}$	深度 i 处的水温	°C
$\overline{T_w}$	水体平均温度	°C
$\Delta \overline{T_w}$	水体平均温度变化	°C
γ	干湿温度表湿度常数	Pa °C ⁻¹
c_p	水汽比定压热容	J (kg °C) ⁻¹
L_v	相变潜热	J kg ⁻¹
λ	汽化潜热	J kg ⁻¹
Δ	温度饱和水汽曲线中 $T=T_a$ 时的斜率	Pa °C ⁻¹
U	相对湿度	%

2.3 数据质量控制

本文采用 2012 年 1 月 1 日至 12 月 31 日的气象、辐射及湍流通量数据, 以下介绍数据的处理

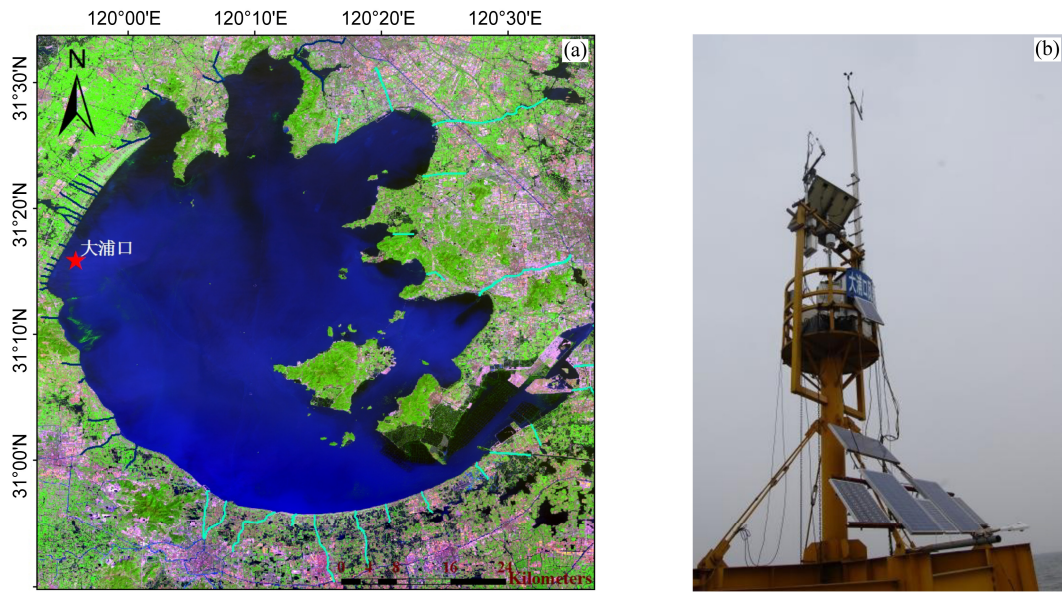


图1 太湖大浦口站点 (a) 位置及 (b) 观测平台

Fig. 1 (a) The location of Dapukou station in Lake Taihu and (b) a photograph of its equipment

过程。

(1) 湍流通量数据后处理

涡度相关的原始数据需要经过野点值剔除, 两次坐标旋转, 超声虚温订正和空气密度效应修正的数据后处理(肖薇等, 2012; Wang et al., 2014)。

(2) 通量数据插补

大浦口站点辐射通量数据 2012 年的总缺测率为 6%。假设太湖上空辐射状况相近, 辐射通量缺测数据是用太湖上其余观测平台的资料代替。2012 年的湍流通量数据总缺测率为 23%。缺测数据用质量传输方程进行插补(肖薇等, 2012), 方程如下:

$$Q_H = \rho_a c_p C_H u (T_s - T_a), \quad (1)$$

$$Q_E = \rho_a L_v C_E (q_s - q_a), \quad (2)$$

其中, T_a 、 u 是采用大浦口湖上平台小气候观测数据进行对数廓线函数修正到 2 m 的空气温度 and 风速; C_H 、 C_E 、 c_p 、 L_v 等系数的确定参考肖薇等(2012)。

(3) 热储项

湖泊水体的热储项是由湖水不同深度水体的温度计算得到的, 湖水平均温度计算公式如下:

$$\overline{T_w} = \frac{1}{z} \sum_{i=1}^n T_{w,i} \Delta z_i, \quad (3)$$

其中, $n=5$; i 指湖水温度观测的深度, 分别为 20、50、100、150 和 200 cm。 $T_{w,i}$ 为第 i 层平均水温; Δz_i 为 $T_{w,i}$ 所代表的水层厚度。

热储项进而由以下公式计算得到:

$$Q_g = \rho_w c_p \frac{\Delta \overline{T_w}}{\Delta t} z, \quad (4)$$

其中, Δt 取 5 d, z 为太湖深度为 2 m。 ρ_w 、 c_p 的确定参考肖薇等(2012)。

(4) 能量闭合度

能量闭合度是衡量通量观测数据质量的重要标准。本文采用最小二乘法求得湍流通量($Q_E + Q_H$)与有效能量($R_n - Q_g$)之间的线性回归系数得到 2012 年 1 月至 12 月太湖大浦口站点日平均能量闭合度 60%。此外, Wang et al. (2014) 的研究表明, 太湖大浦口站 2011 年 9 月至 2012 年 8 月月平均能量通量闭合度为 75%, 梅梁湾站点 2011 年 7 月至 2012 年 8 月月平均能量通量闭合度为 69%, 避风港站点 2012 年 1 月至 8 月月平均能量通量闭合度为 71%。

(5) 强迫能量平衡

涡度相关的观测结果存在能量不平衡的问题, 导致测得感热, 潜热通量偏低(Elsawwaf et al., 2010)。通常采用波文比不变来调整感热通量和潜热通量(Elsawwaf et al., 2010; Wang et al., 2014), 从而达到能量闭合。波文比 β 是指感热通量和潜热通量的比值:

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E}, \quad (5)$$

$$Q_E^* = \frac{R_n - Q_g}{1 - \beta}, \quad (6)$$

$$Q_H^* = R_n - Q_g - Q_E^*, \quad (7)$$

其中, Q_H^* 、 Q_E^* 指采用波文比法强迫能量闭合调整过的感热通量及潜热通量。本文的处理过程中, 能量强迫闭合法对于潜热通量及感热通量的修正运用于 5 d 观测平均值。

(6) 潜热通量与蒸发量转换

涡度相关方法获得的潜热通量是指下垫面蒸发和凝结所传输的热通量, 即水汽通量乘以汽化潜热得到潜热通量。潜热通量与蒸发量的关系如下:

$$Q_E = \lambda E, \quad (8)$$

$$\lambda = 2.487 \times 10^6 - 2.132 \times 10^3 T_a, \quad (9)$$

其中, λ 为汽化潜热 (单位: J kg^{-1})。文中计算太湖的月蒸发量和年蒸发量是基于半小时潜热通量与蒸发量转换再求和得到。

3 结果分析

3.1 2012 年太湖能量通量和蒸发量月变化特征

2012 年太湖湖表净辐射、感热及潜热通量月平均值变化如图 2 所示, 净辐射通量平均值在 1 月最小, 为 23.7 W m^{-2} , 随后净辐射通量增加, 7 月达到最大值 176.1 W m^{-2} , 随着太阳直射点向南偏移, 太阳短波辐射减少, 湖表接受到净辐射通量也减少。其间 6 月净辐射通量有一个明显的下降, 与 6 月下旬太湖流域进入梅雨天气有一定关系, 通过分析辐射数据可知, 6 月太湖周边阴天数达 13~19 d, 云量的变化导致湖表接受的净辐射通量减少。净辐射通量是湖体与大气进行湍能交换的主要能量来源。由于水表温度与其上大气温度的差异较小, 且湖表湍流交换较弱, 因此湖表的感热通量相对较小, 其值在 $7.5 \sim 15.7 \text{ W m}^{-2}$ 波动。与感热通量相比, 潜热通量在湖泊能量分配中占主导, 占净辐射通量比重较大。潜热通量的月变化特征如图 2a, 潜热通量在 2 月为最小值, 为 25.6 W m^{-2} , 当净辐射通量增加, 潜热通量也增加, 7 月净辐射通量达到最大, 峰值为 166.7 W m^{-2} 。其间 6 月有明显的下降, 这与净辐射通量的减少有关。7 月之后潜热通量减少, 在 8 月至 12 月潜热通量大于净辐射通量, 这是由湖体储热释放导致的。在图 2b 中可以看出太湖湖体储热变化可以分为两个阶段, 在 2 月到 7 月, 储热项大于零, 表明湖体吸收太阳辐射, 使得湖体温度升高; 在 8 月到 1 月, 储热项小于零, 表明湖体由于净辐射通量的减少而释放湖体储热。

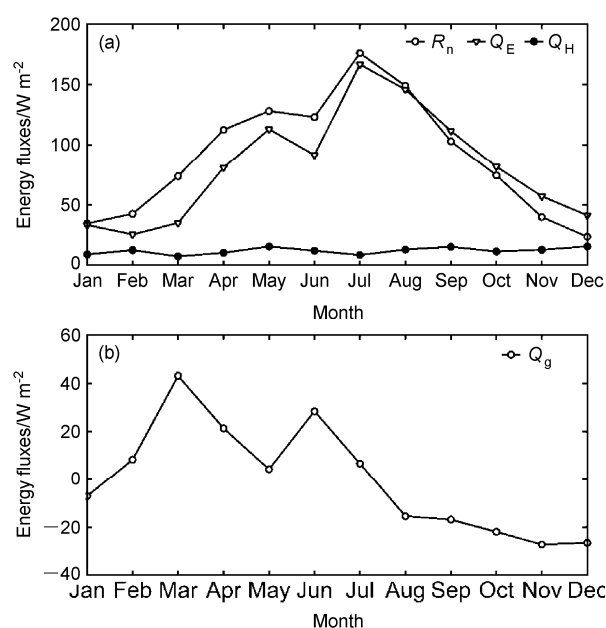


图 2 太湖 2012 年能量通量逐月变化

Fig. 2 Monthly mean variation of energy fluxes in Lake Taihu in 2012

2 月到 7 月, 潜热通量占净辐射通量的 73.6%, 7 月潜热通量与净辐射通量都达到最大, 且两者变化一致; 8 月到 1 月, 潜热通量是净辐射通量的 111%, 潜热通量在 2 月达到最小值, 而净辐射通量最小值出现在 12 月。美国密西西比州罗斯巴内特水库的潜热通量达到最小值也比净辐射通量达到最小值时晚两个月 (Liu et al., 2012)。从 Blanken et al. (2011) 对于北美苏必利尔湖的研究中可知, 由于湖泊深度的原因, 苏必利尔湖潜热通量达到最小值落后于净辐射达到最小值 5 个月。湖泊越深, 热储量越大, 延迟时间更长, 苏必利尔湖平均深度为 148 m, 而太湖平均深度为 1.94 m, 太湖潜热通量延迟两个月, 延迟时间小于苏必利尔湖。

太湖 2012 年蒸发量为 1066.2 mm。表 2 列出 5 个不同纬度开阔水体利用涡度相关法计算所得年总蒸发量, 随着纬度的升高, 年蒸发量减少。2012 年太湖大浦口站净辐射通量为 90.2 W m^{-2} , 潜热通量为 82.9 W m^{-2} , 潜热通量与净辐射通量的比例为 0.92。潜热通量是净辐射能量的主要分配项, 从表 2 看出, 罗斯巴内特水库潜热通量占净辐射通量的 80%, 苏必利尔湖, 大奴湖纬度较高的湖泊, 潜热通量与净辐射通量的比值小于 70%。随着纬度升高, 潜热通量与净辐射通量的比例减少, 从而蒸发量较小。

3.2 太湖能量通量和蒸发量不同季节的日变化特征

这里对 2012 年太湖春、夏、秋、冬四个季节的蒸发量特征进行了分析, 如图 3 所示。净辐射通

表 2 涡度相关法测得的内陆开阔水体能量通量年平均值和年总蒸发量

Table 2 Annual means of energy fluxes and total evaporation of inland open water using eddy covariance

地点	经纬度	时段	$R_n/W\ m^{-2}$	$Q_E/W\ m^{-2}$	Q_E/R_n	E/mm	参考文献
洱海	25°46'N, 100°10'E	2012 年 1~12 月	—	—	—	1165.0	刘辉志等 (2014)
太湖	31°15'N, 119°55'E	2012 年 1~12 月	90.2	82.9	0.92	1066.2	本文
罗斯巴内特水库	32°26'N, 90°02'W	2008 年 1~12 月	108.4	87.1	0.80	1078.0	Liu et al. (2012)
苏必利尔湖	47°10'N, 87°14'W	2009 年 10 月至 2010 年 9 月	84.9	57.1	0.67	645.0	Blanken et al. (2011)
大奴湖	61°55'N, 13°44'W	1999 年 6 月 12 日至 12 月 18 日	101.1	64.5	0.63	417.0	Rouse et al. (2008)

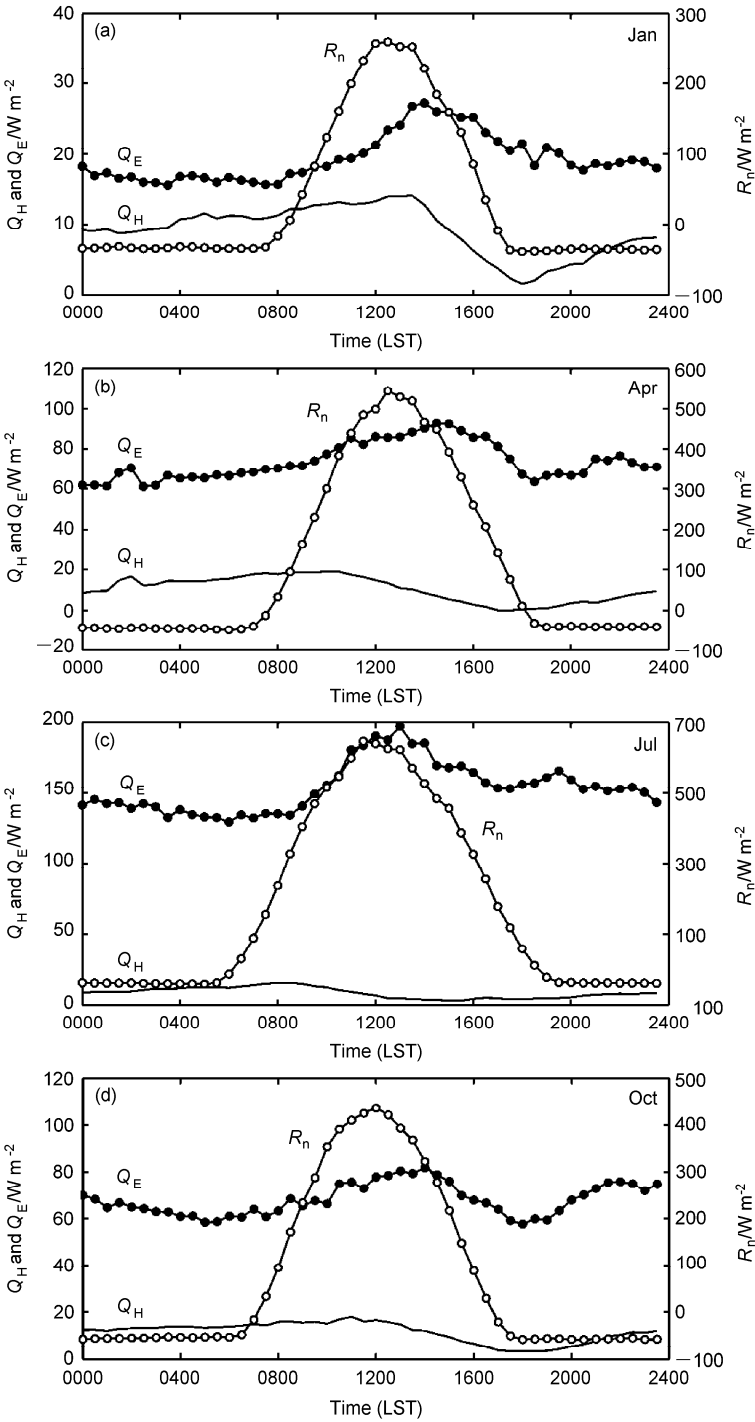


图 3 太湖 2012 年各季节代表月份净辐射通量及湍流通量的日变化图: (a) 1 月; (b) 4 月; (c) 7 月; (d) 10 月

Fig. 3 Average diurnal variation of radiation flux and turbulent fluxes in Lake Taihu in various seasons of 2012: (a) January; (b) April; (c) July; (d) October

量各季节的日变化特征相似, 白天净辐射的主要来源为太阳短波辐射, 净辐射通量为正值。正午太阳高度角最大, 太阳短波辐射通量达到最大, 对应净辐射通量也达到最大, 1 月、4 月、7 月、10 月净辐射通量的最大值分别为 259.7 W m^{-2} 、 543.8 W m^{-2} 、 647.1 W m^{-2} 、 436.4 W m^{-2} 。夜间净辐射通量减小为负值, 这是由于夜间湖体向大气发射长波辐射导致的, 1 月、4 月、7 月、10 月夜间净辐射通量最小值分别为 -38.5 W m^{-2} 、 -49.2 W m^{-2} 、 -40.9 W m^{-2} 、 -58.2 W m^{-2} 。净辐射通量在 4 月和 7 月较大, 而 1 月和 10 月较小。

湖表潜热通量值较大且日变化也较明显, 下午 13:00 至 14:00 达到最大值, 早上 05:00 至 06:00 达到最小值。图 3 及图 4a 所示潜热通量的变化与水汽压差的变化一致, 且相关系数达到 0.95 (图 5a), 湖气水汽压差是影响潜热通量日变化的主要因子。1 月、4 月、7 月、10 月潜热通量最大值分别为 27.2 W m^{-2} 、 92.7 W m^{-2} 、 197.2 W m^{-2} 、 81.9 W m^{-2} , 最小值分别为 15.6 W m^{-2} 、 61.2 W m^{-2} 、 129.4 W m^{-2} 、 57.6 W m^{-2} 。由于太湖湖水较浅, 热容相对深水湖泊较小, 湖表水温存在明显的日变化, 如太湖 7 月湖表温度的平均日较差为 $1.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 从而导致湖表饱和水汽压也存在明显的日较差, 达到 9.0 hPa , 而大奴湖等深水湖泊, 由于其具有更大的热容, 湖表水温变化很小, 湖气水汽压差相对较小 (Blanken et al., 2000), 湖表潜热的日变化不如太湖明显。

湖表感热通量的日变化振幅较小, 其值在 $-0.1 \sim 19.0 \text{ W m}^{-2}$ 波动, 感热通量最大值发生在 09:00 (北京时间, 下同) 至 14:00, 最小值发生在 18:00 至 19:00。图 4b 给出了湖气温差的日变化, 早上 09:00 至 11:00 湖气温差最大, 湖气温差最小值在下午 18:00 至 19:00, 与感热通量最小值相对应。湖气温差与感热通量的相关系数达到 0.84 (图 5b), 湖气温差是影响感热通量日变化的主要因子。

3.3 不同蒸发模型在太湖的适应性

采用蒸发量模型进行湖泊蒸发量的估算也是一种常用的方法, 将太湖大浦口站 2012 年 12 个月的气象数据和辐射数据输入到蒸发模型中计算太湖蒸发量。模型计算值与涡度相关法得到的蒸发量进行对比分析。表 3 给出了本文使用的 11 种蒸发模型。

表 4 列出了 11 种蒸发模型计算的年蒸发量, 综合模型组计算年蒸发总量在 $797.1 \sim 997.1 \text{ mm}$, 与涡度相关相比, 该类模型计算值偏低, 其中彭曼模型和波文比能量平衡模型相对偏低 6.5% 和 8.5%, 而标准系数值 1.26 的普里斯特利-泰勒模型计算太湖蒸发量偏低 25%。太阳辐射—气温模型组计算的年蒸发总量在 $570.3 \sim 1034.4 \text{ mm}$, 计算值也偏低, 其中马肯克模型偏差最大, 达到 46.5%, 而都伦伯斯—普鲁特模型偏低 2.9%, 偏差最小。道尔顿模型组计算年蒸发量偏大, 在 $1139.9 \sim 1783.4 \text{ mm}$, 其中道尔顿模型表现较好, 相对误差为 6.9%。

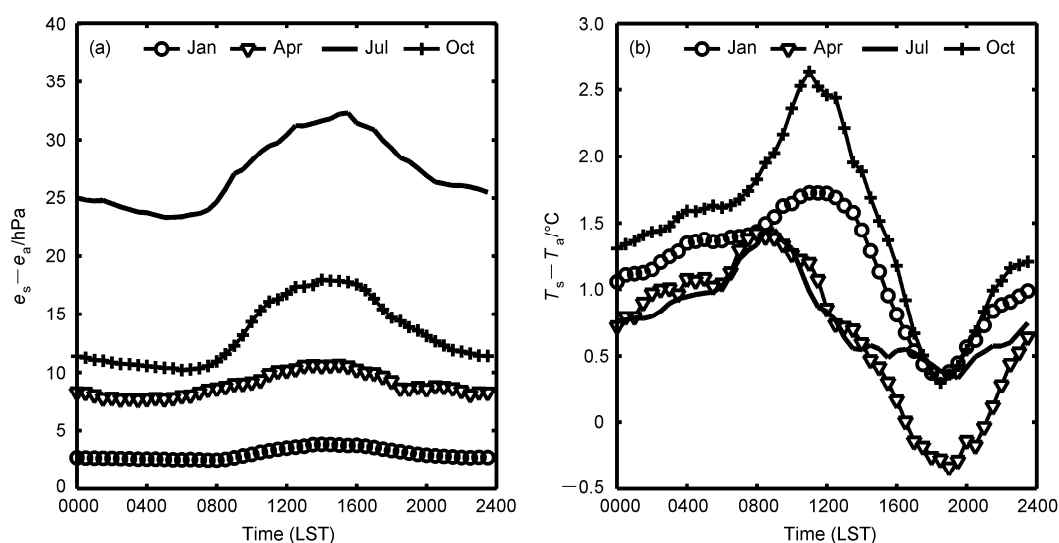


图 4 太湖 2012 年各季节代表月份 (a) 湖气水汽压差及 (b) 湖气温差的日变化

Fig. 4 Average diurnal variation of (a) vapor pressure difference between the water surface and the overlying air and (b) temperature difference between the water surface and the overlying air, in various seasons of 2012 in Lake Taihu

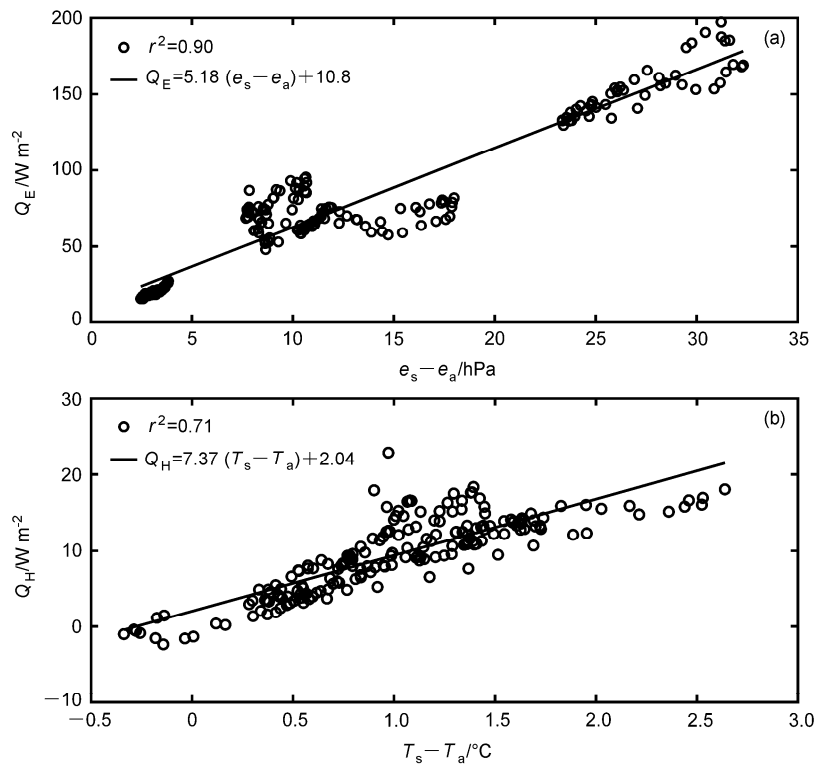


图5 太湖湖面 (a) 潜热通量与湖水水汽压差及 (b) 感热通量与湖气温差的关系
Fig. 5 Relationship between (a) latent heat flux and vapor pressure difference between the water surface and the overlying air, and (b) sensible heat flux and the temperature difference between the water surface and the overlying air

表3 11种蒸发量计算模型
Table 3 Eleven different methods for calculating evaporation capacity

编号	模型名称	公式	参考文献
1	彭曼 (Penman) 模型	$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - Q_g}{\lambda} \times 8.64 \times 10^4 + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{(e_s - e_a)}{380.9}$	沈行毅 (1984)
2	普里斯特利—泰勒 (Priestley—Taylor) 模型	$E = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - Q_g}{\lambda} \times 8.64 \times 10^4$	Priestley and Taylor (1972)
3	波文比能量平衡 (Bowen ratio energy budget) 模型	$E = \frac{R_n - Q_g}{\lambda(1 + \beta)} \times 8.64 \times 10^4$	Delclaux et al. (2007)
4	马肯克 (Makkink) 模型	$E = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} \times 8.4 \times 10^4 - 0.012$	Xu and Singh (2000)
5	都伦伯斯—普鲁特 (Doorenbos—Pruitt) 模型	$E = a \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} \times 8.4 \times 10^4 - 0.3$ $a = 1.066 - 0.13 \times 10^{-2} U + 0.45 U - 0.2 \times 10^{-5} U u - 0.315 \times 10^{-2} U^2 - 0.11 \times 10^{-2} u^2$	Xu and Singh (2000)
6	哈格里夫斯 (Hargreaves) 模型	$E = 0.0135 (T_a + 17.8) \frac{R_s}{\lambda} \times 8.64 \times 10^4$	Xu and Singh (2000)
7	詹森—海塞 (Jensen-Haise) 模型	$E = 0.025 (T_a + 3) \frac{R_s}{\lambda} \times 8.64 \times 10^4$	Xu and Singh (2000)
8	艾布特 (Abtew) 模型	$E = 0.53 \frac{R_s}{\lambda} \times 8.64 \times 10^4$	Xu and Singh (2000)
9	道尔顿 (Dalton) 模型	$E = \frac{10(e_s - e_a)}{8.64 \times 10^4}$	Singh and Xu (1997)
10	瑞恩—哈勒曼 (Ryan-Harleman) 模型	$E = \frac{[2.7(T_s - T_a)^{0.333} + 3.1u](e_s - e_a)}{\lambda} \times 8.64 \times 10^4$	Rasmussen et al. (1995)
11	质量传输 (mass transfer) 模型	$E = 0.01644u(e_s - e_a)$	Rosenberry et al. (2007)

注：1~3 为综合模型组，4~8 为太阳辐射—气温模型组，9~11 为道尔顿模型组。

表 4 11 种模型计算年蒸发量及统计量特征值

Table 4 Evaporation capacity calculated by 11 different methods, along with their respective statistical characteristics

模型编号	年蒸发量/mm	相对误差	相关系数	中心化均方根误差/ mm month ⁻¹
1	997.1	-6.5%	0.99	6.56
2	797.1	-25.2%	0.99	5.05
3	974.1	-8.6%	0.99	4.50
4	570.3	-46.5%	0.93	25.35
5	1034.4	-2.9%	0.93	19.49
6	891.7	-16.3%	0.93	17.16
7	992.0	-6.9%	0.95	20.54
8	944.6	-11.4%	0.87	27.41
9	1139.9	6.9%	0.97	9.88
10	1407.1	31.9%	0.98	17.74
11	1783.4	67.2%	0.98	35.72

模型模拟蒸发量月变化趋势的吻合程度也可以通过相关系数和中心化均方根误差 (RMSE) 来量化评估 (表 4)。这两个统计值也可以体现在泰勒图 (图 6)。模型计算值与涡度相关值的相关系数较高, 达到 0.93 以上, 可以看出模型都能反应湖泊蒸发的季节变化。图 7 给出了 11 种模型月蒸发总量与涡度相关差值。

综合模型组中波文比能量平衡模型和普里斯特利—泰勒模型所计算的各月蒸发总量相对于涡度相关都偏低。波文比能量平衡模型计算偏差较小, 在 $-14.3 \sim -0.3 \text{ mm month}^{-1}$, 而普里斯特利—泰勒模型偏差较大, 在 $-31.5 \sim -12.8 \text{ mm month}^{-1}$ 。普里斯特利—泰勒模型标准系数适用湿度较大地区, 当空气湿度较大时, 水汽输送都会减弱。对太湖地区蒸发有一个低估, 该模型与涡度相关数据的相关系数达到 0.99, 中心化均方根误差在 $5.05 \text{ mm month}^{-1}$, 说明普里斯特利—泰勒模型与涡度相关方法在蒸发量月变化趋势的一致性较高, 将标准系数增大能较好的模拟太湖蒸发量的年总量和月变化趋势。波文比能量平衡模型相关系数达到 0.99 且均方根误差值最小, 所以当涡度相关法不能用时, 波文比能量平衡模型被广泛认为是最标准的方法 (Twine et al., 2000)。彭曼模型模拟月蒸发总量偏差在 $-19.3 \sim 4.5 \text{ mm month}^{-1}$, 与波文比能量平衡模型相比, 在计算年总蒸发量表现就好, 但在蒸发量月变化趋势上拟合较差。综合模型组中蒸发量最小值都出现在 2 月, 与涡度相关法相同, 说明储热对于湖泊蒸发量估算模型中的重要作用。综合模型组和涡度相关观测一致性最好, 它强调湖泊蒸发模型

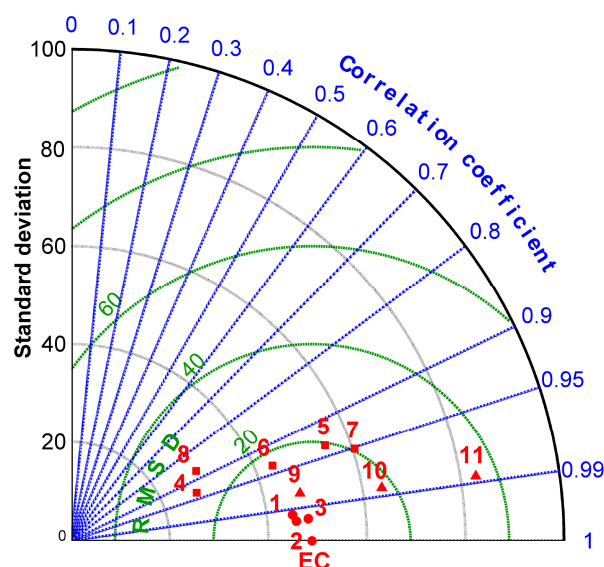


图 6 11 种蒸发模型计算值相对于涡度相关观测月蒸发总量的泰勒图。绿色线条代表中心化均方根误差, 灰色同心圆代表标准差, 蓝色点线代表相关系数。图中 EC 代表涡度相关观测值, 数字 1~11 分别代表 11 种蒸发模型。原点代表综合模型组, 方块代表太阳辐射—气温模型组, 三角形代表道尔顿模型组

Fig. 6 Taylor diagram showing the relative performance of 11 evaporation models compared to eddy covariance observations on monthly evaporation capacity (marked as EC). The centered-mean-square error and standard deviation are indicated by green and gray arcs, respectively; the blue contours indicate the correlation coefficients. The 11 evaporation models are assigned by numbers, dots represent the combination group; squares represent the solar radiation-temperature group; triangles represent the Dalton group

中能量平衡的重要性。

太阳辐射—气温模型组中模型模拟结果与涡度相关值的相关系数较低, 在 $0.87 \sim 0.95$ 。都伦伯斯—普鲁特模型计算年蒸发总量偏差最小, Xu and Singh (1998) 认为当风速和相对湿度不是很确定的时候可以用都伦伯斯—普鲁特模型来代替彭曼模型。哈格里夫斯模型与詹森—海塞模型都考虑空气温度, 并且对秋冬蒸发计算偏低, Xu and Singh (2000) 用这两种模型计算瑞士尼永桑冉地区蒸发量时也得到同样的结论。艾布特模型是哈格里夫斯模型与詹森—海塞模型的简化, 春季对蒸发量高估, 夏季低估。所以这 3 种模型均方根误差较大 (表 4、图 6)。马肯克模型对每月的蒸发总量计算偏大, 误差在 $-83.8 \sim -7.1 \text{ mm month}^{-1}$, 该模型适用于荷兰温度较低的地区 (Xu and Singh, 2000), 故不适用于太湖。该类蒸发模型计算月蒸发总量最小值出现在 12 月或 1 月, 说明模型并不能体现出储热对

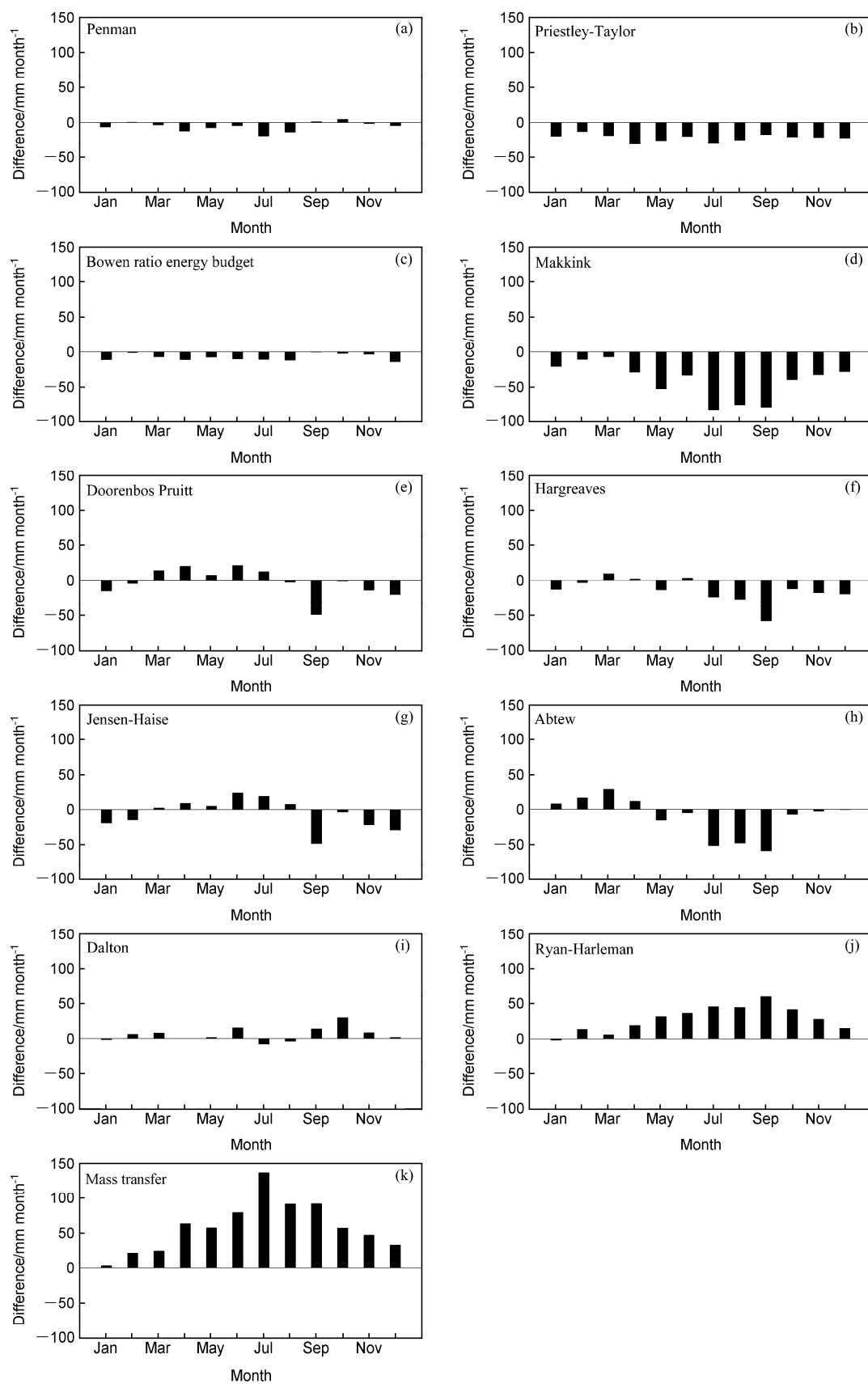


图 7 11 种蒸发模型与涡度相关观测月蒸发量的差值

Fig. 7 Differences in monthly evaporation capacity between the eddy covariance observations and 11 model estimations

湖体的影响, 而认为太阳辐射是影响辐射最主要的因素。

道尔顿模型组计算值以水表气温差及水汽压差作为控制因子, 瑞恩—哈勒曼模型和质量传输模型计算月蒸发总量偏大, 质量传输模型中系数取值是对于美国镜湖 (Rosenberry et al., 2007), 瑞恩—哈勒曼模型中质量转化系数参数化方案与湖表的面积有关 (Priestley and Taylor, 1972)。道尔顿模型相对较好, 与涡度相关数据的相关系数达到 0.97, 均方根误差为 $9.88 \text{ mm month}^{-1}$, 进一步表明, 湖气水汽压差是太湖湖表蒸发的控制因子, 当观测数据相对较少时, 可以考虑采用道尔顿模型进行太湖蒸发量的计算。

4 结论及讨论

本文采用太湖中尺度通量网观测数据分析 2012 年太湖蒸发量变化特征; 同时用涡度相关观测数据来评估 11 种蒸发模型对于太湖蒸发量计算的适用性, 主要结论有:

(1) 太湖 2012 年总蒸发量为 1066.2 mm。从能量分配的观点来看, 潜热通量作为太湖湖表净辐射能量的再分配中的主导项, 2012 年太湖地区潜热通量占净辐射通量的 91.9%。对比不同纬度内陆开阔水体的蒸发量可以看出, 随着纬度的升高, 潜热通量与净辐射通量的比值减少, 年蒸发量减少。

(2) 太湖净辐射在 7 月达到最大值时, 蒸发量也达到最大值, 然而当净辐射 12 月减少至最小值时, 2 月蒸发值才达到最小值。这与湖泊的深度和储热有关, 太湖是中纬度大型浅水湖泊, 储热量小, 当净辐射减弱后, 储热释放, 使得蒸发值达到最小值的月份晚于净辐射通量达到最小值两个月。

(3) 与深水湖相比, 太湖潜热通量日变化更为明显, 下午 13:00 至 14:00 达到最大值, 早上 05:00 至 06:00 达到最小值, 与湖气水汽压差的日变化趋势一致, 潜热通量与水汽压差的相关系数达到 0.95。

(4) 本文选取的 11 种模型中, 以波文比能量平衡模型最好, 模型计算值与涡度相关观测值的相关系数达到 0.99, 中心化均方根误差为 $4.50 \text{ mm month}^{-1}$ 。综合模型组用观测的净辐射作为输入参量, 考虑能量平衡和水汽扩散问题, 所以综合模型组在逐月和逐年时间尺度上能较好地适用于太湖蒸发量的计算。太阳辐射—气温模型组认为净太

阳辐射是影响蒸发的主要因素而没有考虑湖体热量的存储和释放, 所以适用性较弱。道尔顿模型组中, 仅以湖气水汽压差作为控制因子的道尔顿模型计算结果也与涡度观测较为吻合, 从而进一步说明湖气水汽压差是太湖蒸发量的主要控制因子。

(5) 本文仅用太湖湖上观测平台大浦口站 2012 年数据对太湖蒸发量的初步特征进行分析, 下一步的工作需用更长时间、更多站点的数据来进一步探讨。同时涡度相关法得到的蒸发值仅可以代表站点周边数百米范围的平均蒸发值, 如何实现观测结果的尺度扩大的问题是一个难点。此外, 太湖周边观测站蒸发皿的观测数据与涡度相关蒸发量数据的对比订正, 从而进行太湖蒸发量的长期研究也将在下一步进行。

参考文献 (References)

- Adrian R, O'Reilly C M, Zagarese H, et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change [J]. *Limnology and Oceanography*, 54 (6): 2283–2297, doi: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283.
- Biermann T, Babel W, Ma W Q, et al. 2014. Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 116 (1–2): 301–316, doi: 10.1007/s00704-013-0953-6.
- Blanken P D, Rouse W R, Culf A D, et al. 2000. Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave lake, Northwest Territories, Canada [J]. *Water Resour. Res.*, 36 (4): 1069–1077, doi: 10.1029/1999WR900338.
- Blanken P D, Spence C, Hedstrom N, et al. 2011. Evaporation from Lake Superior: 1. Physical controls and processes [J]. *Journal of Great Lakes Research*, 37 (4): 707–716, doi: 10.1016/j.jglr.2011.08.009.
- Chen D L, Gao G, Xu C Y, et al. 2005. Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman–Monteith estimates of reference evapotranspiration in China [J]. *Climate Research*, 28 (2): 123–132, doi:10.3354/cr028123.
- Delclaux F, Coudrain A, Condom T. 2007. Evaporation estimation on Lake Titicaca: A synthesis review and modelling [J]. *Hydrological Processes*, 21 (13): 1664–1677, doi: 10.1002/hyp.6360.
- Elsawwaf M, Willems P, Feyen J. 2010. Assessment of the sensitivity and prediction uncertainty of evaporation models applied to Nasser Lake, Egypt [J]. *J. Hydrol.*, 395 (1–2): 10–22, doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.10.002.
- 李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 2012. 鄂陵湖湖滨地区夏季近地层微气象特征与碳通量变化分析 [J]. *地理科学进展*, 31 (5): 602–608. Li Zhaoguo, Lü Shihua, Ao Yinhua, et al. 2012. Analysis of micrometeorology and CO_2 flux characteristics over Lake Ngoring lakeside region in summer [J]. *Progress in Geography (in Chinese)*, 31 (5): 602–608.

- 刘辉志, 冯健武, 孙绩华, 等. 2014. 洱海湖气界面水汽和二氧化碳通量交换特征 [J]. 中国科学: 地球科学, 44 (11): 2527–2539. Liu Huizhi, Feng Jianwu, Sun Jihua, et al. 2015. Eddy covariance measurements of water vapor and CO₂ fluxes about the Erhai Lake [J]. Science China: Earth Sciences, 58 (3): 317–328, doi: 10.1007/s11430-014-4828-1.
- Liu H P, Zhang Q Y, Dowler G. 2012. 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 [J]. Journal of Hydrometeorology, 13 (6): 1893–1910, doi: 10.1175/JHM-D-12-020.1.
- 马荣华, 杨桂山, 段洪涛, 等. 2011. 中国湖泊的数量、面积与空间分布 [J]. 中国科学: 地球科学, 41 (3): 394–401. Ma Ronghua, Yang Guishan, Duan Hongtao, et al. 2011. China's lakes at present: Number, area, and spatial distribution[J]. Science China: Earth Sciences, 54 (2): 283–289, doi: 10.1007/s11430-010-4052-6.
- 马耀明, 王介民, 张庆荣, 等. 1997. 南沙海域大气湍流通量输送特征分析 [J]. 高原气象, 16 (1): 45–51. Ma Yaoming, Wang Jiemin, Zhang Qingrong, et al. 1997. The analysis of turbulent fluxes transfer characteristics over Nansha region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 16 (1): 45–51.
- 朴美花, 刘寿东, 王咏薇, 等. 2014. 夏季太湖表面辐射和能量通量特征观测分析 [J]. 科学技术与工程, 14 (19): 1–7. Piao Meihua, Liu Shoudong, Wang Yongwei, et al. 2014. Observed analysis of radiation and energy fluxes characteristics across Lake Taihu surface in summer [J]. Science Technology and Engineering (in Chinese), 14 (19): 1–7, doi: 10.3969/j.issn.1671-1815.2014.19.001.
- Priestley C H B, Taylor R J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters [J]. Mon. Wea. Rev., 100 (2): 81–92, doi: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.
- 濮培民. 1994. 水面蒸发与散热系数公式研究(一) [J]. 湖泊科学, 6 (1): 1–12. Pu Peimin. 1994. Studies on the formulae for calculating evaporation and heat loss coefficient from water surface in China (I) [J]. Journal of Lake Sciences (in Chinese), 6 (1): 1–12.
- 秦伯强, 高光, 朱广伟, 等. 2013. 湖泊富营养化及其生态系统响应 [J]. 科学通报, 58 (10): 855–864. Qin Boqiang, Gao Guang, Zhu Guangwei, et al. 2013. Lake eutrophication and its ecosystem response [J]. Chinese Science Bulletin, 58 (9): 961–970, doi: 10.1007/s11434-012-5560-x.
- Qin B Q. 2008. Lake Taihu, China: Dynamics and Environmental Change [M]. New York: Springer Science & Business Media, 339pp.
- Qin B Q, Xu P Z, Wu Q L, et al. 2007. Environmental issues of Lake Taihu, China [J]. Hydrobiologia, 581 (1): 3–14, doi: 10.1007/s10750-006-0521-5.
- Rasmussen A H, Hondzo M, Stefan H G. 1995. A test of several evaporation equations for water temperature simulations in lakes [J]. Journal of the American Water Resources Association, 31 (6): 1023–1028, doi: 10.1111/j.1752-1688.1995.tb03418.x.
- Rosenberry D O, Winter T C, Buso D C, et al. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA [J]. J. Hydrol., 340 (3–4): 149–166, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.018.
- Rouse W R, Blanken P D, Bussi eres N, et al. 2008. An investigation of the thermal and energy balance regimes of Great Slave and Great Bear Lakes [J]. Journal of Hydrometeorology, 9 (6): 1318–1333, doi: 10.1175/2008JHM977.1.
- 沈行毅. 1984. 太湖水面蒸发量的气候学计算 [J]. 水文, (4): 12–18. Shen Xingyi. 1984. The climatology calculation of water surface evaporation in Lake Taihu [J]. Journal of China Hydrology (in Chinese), (4): 12–18.
- 施成熙, 牛克源, 陈天珠, 等. 1986. 水面蒸发器折算系数研究 [J]. 地理科学, 6 (4): 305–313. Shi Chengxi, Niu Keyuan, Chen Tianzhu, et al. 1986. The study of pan coefficient of evaporation pans of water [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 6 (4): 305–313.
- Singh V P, Xu C Y. 1997. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation [J]. Hydrological Processes, 11 (3): 311–323, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19970315)11:3<311::AID-HYP446>3.0.CO;2-Y.
- Twine T E, Kustas W P, Norman J M, et al. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 103 (3): 279–300, doi: 10.1016/S0168-1923(00)00123-4.
- 王介民, 刘晓虎, 祁永强. 1990. 应用涡旋相关方法对戈壁地区湍流输送特征的初步研究 [J]. 高原气象, 9 (2): 120–129. Wang Jiemin, Liu Xiaohu, Qi Yongqiang. 1990. A preliminary study of turbulence transfer characteristics in Gobi area with an eddy correlation technique[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 9 (2): 120–129.
- Wang W, Xiao W, Cao C, et al. 2014. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China [J]. J. Hydrol., 511: 811–824, doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.012.
- 肖薇, 刘寿东, 李旭辉, 等. 2012. 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 [J]. 湖泊科学, 24 (6): 932–942. Xiao Wei, Liu Shoudong, Li Xuhui, et al. 2012. Transfer coefficient of momentum, heat and water vapor in the atmospheric surface layer of a large shallow freshwater lake: A case study of Lake Taihu [J]. Journal of Lake Sciences (in Chinese), 24 (6): 932–942, doi: 10.3969/j.issn.1003-5427.2012.06.017.
- Xu C Y, Singh V P. 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods [J]. Hydrological Processes, 12 (3): 429–442, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19980315)12:3<429::AID-HYP581>3.0.CO;2-A.
- Xu C Y, Singh V P. 2000. Evaluation and generalization of radiation based methods for calculating evaporation [J]. Hydrological Processes, 14 (2): 339–349, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(20000215)14:2<339::AID-HYP928>3.0.CO;2-O.
- 张文煜, 袁九毅. 2007. 大气探测原理与方法 [M]. 北京: 气象出版社, 124. Zhang Wenyu, Yuan Jiuyi. 2007. Principle and Application of Atmospheric Detection (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 124.