巴丹吉林沙漠典型湖泊湖气界面 水—热交换特征

胡文峰¹, 王乃昂^{1,2*}, 赵力强¹, 宁 凯¹, 张洵赫¹, 孙 杰¹

(1. 兰州大学资源环境学院, 兰州大学干旱区气候变化与水循环研究中心, 兰州 730000;

2. 新疆师范大学地理科学与旅游学院, 乌鲁木齐 830054)

摘 要:利用2012年8月–2013年7月在巴丹吉林沙漠腹地典型湖泊上用涡动相关系统观测的湍流资料,分析了湍流方差统计特征、微气象特征,计算了湍流热通量和湖泊蒸发量,初步结论为:①湖面上局地环流复杂,湍流三维风速的标准差与稳定度(Z/L)之间满足1/3次律。②湖面辐射分量具有明显季节变化和日变化特征,结冰期和非结冰期能量分配不同,冬季湖泊将储存的能量向大气传递;潜热通量和感热通量季节变化存在差异,但均有明显的昼夜变化特征。③湖气界面的感热通量在不同的月份也存在差异,感热以湖泊向大气传递为主;潜热通量夏半年远大于冬半年,在一天中6:00–8:00时处于最低值,15:00–16:00时达到峰值,在冬季会出现潜热向下输送现象。感热通量和潜热通量日变化呈负相关,湖面有效能量主要分配给潜热,湖泊同周围环境以水汽交换为主。④湖面平均蒸发速率为3.97 mm/d,累计蒸发量为 1450 ± 10 mm/a,同期的蒸发量是降水量的20多倍,湖泊主要靠地下水补给。这些结论可为进一步研究巴丹吉林沙漠腹地湖泊群的水循环及补给来源提供参考。

关键词:巴丹吉林沙漠;湖泊;水热交换;蒸发量

1 引言

热通量和水汽通量是地—气之间物质和热量交换过程的重要参数,是决定气候状态和大气环流的主要物理过程(Dickinson, 1995; 孙菽芬, 2005),从20世纪80年代中期开始,不同生态系统的水、热和 CO_2 通量的长期观测研究成为国内外广泛关注的热点(Baldocchi et al, 2001; 涂钢等, 2009; 王维真等, 2009)。特别是随着涡动相关技术及仪器的日益成熟,涡动相关技术被广泛地应用于直接测量陆地各生态系统与大气间的 CO_2 、水汽及能量通量。中国已在半干旱地区开展了陆面过程、大气边界层观测实验(吕达仁等, 2002; 吴正, 2009),积累了一批宝贵的资料。

湖泊作为地球表面重要的生态系统,对地区的

能量平衡有着重要的贡献。国外的湖—气相互作用研究中,在高纬度地区关注的是热量平衡及其对周围环境的影响(Oswald, 2004; Downing et al, 2006; Nordbo et al, 2011),而在中低纬度地区关注的是水量平衡及其蒸发速率(Labaugh et al, 1997; Vallet- Coulomb et al, 2001; Gallego- Elvira et al, 2010; Kettle et al, 2012)。国内学者用涡动相关系统在大型湖泊或水域(刘熙明, 2006; 李茂善等, 2008; 李照国等, 2012; 肖薇等, 2012; 傅敏宁, 2013; 刘辉志等, 2014)上做了很多工作,取得不少成果,但干旱区湖泊湖气界面能量及物质交换还缺乏全面的研究资料。

巴丹吉林沙漠面积约5.2万 km^2 ,与中国其他沙漠相比,不同之处在于高大沙丘之间的低地分布有许多湖泊,特别是在沙漠的东南部,湖泊沿一定的

收稿日期:2014-12;修订日期:2015-03。

基金项目:国家自然科学基金项目(41371114);兰州大学中央高校基本科研业务费专项资金项目(lzujbky-2014-275);国家环保公益性行业科研专项(201209034)。

作者简介:胡文峰(1978-),男,安徽太湖县人,博士研究生,主要从事湍流与通量研究,E-mail: huwf12@lzu.edu.cn。

通讯作者:王乃昂(1961-),男,山东鄄城县人,教授,博导,主要从事干旱区气候变化与水循环研究,E-mail: wangna@lzu.edu.cn。

引用格式:胡文峰,王乃昂,赵力强,等. 2015. 巴丹吉林沙漠典型湖泊湖气界面水—热交换特征[J]. 地理科学进展, 34(8): 1061–1071. [Hu W F, Wang N A, Zhao L Q, et al. 2015. Water-heat exchange over a typical lake in Badain Jaran Desert, China[J]. Progress in Geography, 34(8): 1061–1071.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2015.08.013

方向展开,形成沙山与湖泊相间分布的地貌格局。一些学者对这种地貌格局下的微气象特征(奥银焕等, 2013),能量收支(马迪等, 2012)及风沙环境(张克存等, 2013)开展了相关研究,取得了有益成果;但湖面和大气间的水—热交换研究还有待进一步深入探讨。湖气界面的水—热交换是湖泊物质和热量收支的重要组成部分,更是能量传输的重要环节,研究湖泊水气界面的水—热交换对了解本地区湖泊水循环和能量平衡有着重要意义。目前对这些湖泊的蒸发强度尚未形成共识,陈建生等(2004)认为腹地湖泊蒸发量可达 4000 mm/a;而 Gates 等(2008)研究指出湖泊平均蒸发速率为 2800 mm/a; Yang 等(2010)采用彭曼公式计算的潜在蒸发量为 1040 mm/a;王旭升等(2014)在南海子湖面用 E601 型蒸发皿观测的基础上,通过折算系数计算出沙漠中湖泊的蒸发量约 1200~1550 mm/a。上述结果差异很大,因此只有准确计算这些湖泊的实际蒸发量,才能更好地了解本地区湖泊水循环及湖泊补给量。但受环境限制,对这些湖泊和大气间物质和能

量交换过程研究鲜有开展。本文利用在巴丹吉林沙漠腹地音德尔图湖上涡动相关系统观测到的湍流资料,从湍流的角度分析湖—气热量及水汽交换,计算湖泊的蒸发强度。

2 观测点、仪器及数据处理

2.1 观测点及仪器

观测实验站(39°50'N, 102°27'E)位于巴丹吉林沙漠东南部音德尔图—湖心小岛上,海拔 1169 m,离最近的湖岸有 250 m。音德尔图湖面积大约为 1.01 km²,湖水矿化度为 140~220 g/L(图 1)。在湖心小岛上建有微型气象观测塔,装有涡动相关系统,安装高度为离水面 2.5 m,雨量筒和辐射仪安装在 1.5 m 高度上,仪器详细情况见表 1。观测时间为 2012 年 8 月~2013 年 7 月,所有仪器采用太阳能供电,观测连续进行。观测仪器精度可靠,得到国内外同行的认可,并在安装前统一进行标定,在正式观测前所有设备都进行了实验性的对比观测,此后

图 1 观测场与其地理位置
Fig. 1 Observation site and location

表 1 观测仪器类型
Tab. 1 Observation instruments

主要观测指标	传感器名称	仪器公司/型号	技术指标
CO ₂ /H ₂ O 密度	CO ₂ /H ₂ O 分析仪	LI-COR/LI-7500A	工作温度: -25℃~+50℃; 精度: ±1%; 零点偏移: 0.01 ppm-CO ₂ , ±0.03 ppt-H ₂ O。
三维风速和虚温	三维超声风速仪	GILL/R3-50	工作温度: -40℃~+60℃; 精度: ±0.5%; 分辨率: 0.01 m/s。
空气温度/相对湿度	温湿传感器	Vaisala/HMP155	测量范围: -40℃~+60℃; 精度: (±1% T)/(±2% RH)。
水面红外辐射温度	温度传感器	Apogee/SI-111	工作温度: -55℃~+80℃; 精度: ±0.2℃。
辐射	四分量辐射传感器	Hukseflux/NR01	工作温度: -40℃~+80℃; 热偏移: <15 W/m ² ; 精度: ±1%。
降水量	雨量筒	Onset/HOBO RG3-M	分辨率: 0.2 mm/斗。

每年标定一次,文中所有的时间均采用北京时间(当地时间比北京时间晚1小时10分钟)。

2.2 涡动相关技术

涡动相关技术是通过测定与计算相关物理量(如温度、CO₂和H₂O等)的脉动值与垂直风速脉动值的协方差(Covariance)而求算湍流通量的一种技术方法,在观测和求算通量过程中几乎没有假设,具有坚实的理论基础,适用范围广,被认为是当今唯一能直接测量生物圈和大气圈间能量及物质交换的一种方法,也是蒸散发测定方法中精密而可靠的一种方法。具体计算公式如下:

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$LE = \rho_a L_v \overline{w'q'} \quad (2)$$

式中: H 为感热通量, LE 为潜热通量; ρ_a 为空气密度, c_p 为空气的定压比热(取1004 J/(kg K)), L_v 为汽化潜热(2.44×10^6 J/kg), w' 、 T' 和 q' 分别为垂直风速、气温、水汽密度的脉动值。原始数据首先剔除超出合理范围的野点,具体参考Vickers等(1997)的方法进行;然后进行线性去趋及二次坐标旋转(Kaimal et al, 1994)、超声虚温订正和密度扰动影响(WPL)修正(Webb et al, 1980)等处理;最后进行湍流平稳性检验(Foken et al, 1996)和总体湍流特征检验,对数据质量进行评价,划分数据质量等级,确定需要插值或缺失的数据,统计出插值数据占总样本数的22.7%。同时进行足迹分析(Kljun et al, 2004),结果表明通量贡献区70%和90%的距离分别是133和433 m,通量贡献区最大的距离为40 m,观测的湍流范围能代表湖面。对缺失的数据进行插值(Reichstein et al, 2005),用Eddypro软件对数据进行严格的质量控制与处理,湍流的处理采用30 min的样本资料。在进行湍流方差统计特征分析时,直接将需要插值的22.7%的数据剔除后再进行分析。

2.3 湍流方差统计特征

在近地层相似理论中,近地层湍流发展的强弱规律符合Monin-Obukhov相似性理论。Monin-Obukhov长度 L 和摩擦速度 u_* ,标准差通过特征尺度参数标准化处理后,都会成为稳定度 Z/L 的普适函数,将会满足如下公式:

$$\sigma_i/u_* = \phi_i\left(\frac{Z}{L}\right) \quad ([i] = u, v, w) \quad (3)$$

式中: σ_i 为风速的标准差, i 为风速的3个分量; u_* 为摩擦速度; ϕ_i 为普适函数; Z 和 L 分别为支配物理要素脉动特征的高度和莫宁—奥布霍夫长度; u 、

v 和 w 分别为纬向方向、经向方向和垂直方向的风速。在大气中性层结时有:

$$\sigma_i/u_* = \phi_i(0) = \text{常数} \quad (4)$$

虽然相似理论被证实是普适的,但在实际的观测中,由于实验条件、时间、地点不同,从而导致其公式的系数存在差异。湍流方差相似性关系可以检验湍流是否形成与发展。符合湍流运动相似性理论,可以作为涡动相关数据质量检验的可靠标准。

3 结果与分析

3.1 基本气象要素变化特征

图2给出了2012年8月-2013年7月湖面上基本气象要素的日平均值的变化。在观测期内多晴朗天气,有22个有效降水日。湖面水平风速在冬季1月份最小,春季最大,平均风速为1.74 m/s,最大风速出现在2013年4月份(5.7 m/s)。从30 min样本数的风向玫瑰图(图3)上可以看出,全年主导风是西北风和东风,且昼夜风向存在明显差异,夜晚主导风是西北风,白天主导风偏东风,白天30 min平均风速和最大风速分别为1.95和9.53 m/s,均分别大于夜晚的1.54和8.78 m/s。在湖泊和沙山的共同作用下,山谷风和湖陆风共同影响,局地环流更复杂。大气温度和湖水表面温度曲线变化趋势一致。1-2

图2 近湖面气象要素日平均值的变化
(U 为2.5 m高处风速; T_a 为空气温度, T_w 为湖水表面红外温度; $T_w - T_a$ 为湖—气温差, VPD 为空气饱和差)

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

(U is wind speed at 2.5 m; T_a is air temperature; T_w is infrared temperature of the surface water; $T_w - T_a$ is difference of the lake water and air temperature; VPD is the saturation difference)

图3 湖面风频玫瑰图(30 min数据)

Fig. 3 Frequency of wind over the lake (30 min data)

月温度处于最低值,7-8月处于最高值;大气最低温度和最高温度分别为 -14.0°C 和 32.8°C ,分别出现在12月22日和7月6日;平均温度为 11.6°C 。湖水表面最低温度和最高温度分别为 -11.3°C 和 27.8°C ,分别出现在1月2日和8月5日,平均温度为 10.6°C 。湖水表面温度相对于大气温度,整体有所滞后,湖面和大气温差季节变化不明显,这也意味着湖面和大气间的感热通量季节变化不大。湖面和大气温差最大值为 6.2°C ,出现在11月;最小值为 -6.9°C ,出现在6月;平均值为 -1.0°C 。要注意的是,在12月中旬-次年2月中旬,湖面被冰封,这段时间湖水温度实际是冰面的温度。

空气饱和差可表示实际空气距离饱和的程度,也可以指示湖面的蒸发能力,在一年中变化差异较大。从11月-次年4月,无论是空气温度还是湖面的温度都较低,饱和差小,表明湖面在这个季节蒸发能力较弱;到7-8月,空气温度和湖面温度都处于一年中的最高值,饱和差最大,这也表明湖泊在7-8月份蒸发能力最强。

3.2 湍流方差统计特征

图4为三维风速标准差随稳定度的变化特征。从图中可以看出,总体情况是水平(u 和 v)风速的标

准差离散程度要大于垂直(w)风速,这同陆面上(Högström, 1990; Garratt, 1992)的观测一致。由于湖泊面积小,湍流在水平方向上主要受动力因子影响,大尺度的水平风场对其影响较大,而大尺度的水平风场不仅受局地地形影响,且会“记忆”上风方向上的地形状况,热力作用对其影响较弱,分布离散;而垂直方向上湍流的能量来源主要是浮力做功,受湖面热力因子影响较大,离散程度较小。分别在大气稳定和非稳定状态下对其进行拟合,最佳拟合曲线为:

湖面上大气稳定时($Z/L > 0.0001$):

$$\sigma_w/u_* = 1.04 \times [1 + 4.18 \times \left(\frac{Z}{L}\right)^{\frac{1}{3}}] \quad (5)$$

$$\sigma_v/u_* = 4.40 \times [1 + 4.60 \times \left(\frac{Z}{L}\right)^{\frac{1}{3}}] \quad (6)$$

$$\sigma_u/u_* = 4.49 \times [1 + 4.39 \times \left(\frac{Z}{L}\right)^{\frac{1}{3}}] \quad (7)$$

湖面上大气不稳定时($Z/L < -0.0001$):

$$\sigma_w/u_* = 1.04 \times [1 - 3.97 \times \left(\frac{Z}{L}\right)^{\frac{1}{3}}] \quad (8)$$

$$\sigma_v/u_* = 4.40 \times [1 - 1.24 \times \left(\frac{Z}{L}\right)^{\frac{1}{3}}] \quad (9)$$

$$\sigma_u/u_* = 4.49 \times [1 - 0.91 \times \left(\frac{Z}{L}\right)^{1/3}] \quad (10)$$

大气中性状态下,则有:

$$\sigma_w/u_* = 1.04 \quad (11)$$

$$\sigma_v/u_* = 4.40 \quad (12)$$

$$\sigma_u/u_* = 4.49 \quad (13)$$

可见,湍流3个方向上(u, v, w)风速的标准差与稳定度(Z/L)之间满足1/3次律,同大量的野外观测(Monin et al, 1954; McBean, 1972; Desjardins et al, 1974; Panofsky et al, 1977)相一致。水平方向湍流风速(u, v)拟合所得的系数比较接近,但其拟合系数与陆面上经典函数取值有所不同。在中性情况下,拟合系数均比在青藏高原(刘辉志等, 2007; 李锁锁等, 2012)上拟合的要大,比在海洋(段自强, 2013)上拟合的要小,这说明局地环境或不同面积的水域,相似性函数的系数会有差异,其中应包含有局地环境的信息,尚有待进一步的深入研究。湍流方差统计特征结果分析也表明,湖面上的湍流数据质量比较可靠,能进行湍流通量的相关分析。

3.3 辐射通量

湖面上辐射分量的季节变化和日变化如图5-6所示,可见辐射分量均有明显的季节变化。太阳短波辐射(DR)是地表辐射平衡中的主要分量,影响着其他辐射分量的变化。DR的变化不仅取决于当地的太阳高度,而且也受海拔高度、大气状况及云量

影响。从图5中可以看出,DR在1月份处于一年中的最低值,7-8月处于一年中的峰值,6-8份由于阴雨天气相对较多,其曲线震荡也比其他月份剧烈。DR日平均值为202.2 W/m²,最大值为365 W/m²,出现在6月。湖面反射辐射(UR)除受DR影响外,受下垫面性质影响也较大。12月中旬-次年2月中旬是湖泊冰封期,冰面反射率较大,此时UR达到一年中的峰值,最大值可达40.4 W/m²;而其他月份UR相差不大,日平均值为14.6 W/m²,非结冰期UR远小于太阳短波辐射,说明湖面的反射率较小。大气逆辐射(DLR)的变化主要受气温、云量及空气中的水汽、气溶胶含量等因素的影响,同温度变化趋势一致,日平均值从12月-次年1月处在一年中的谷值,最小值为152.5 W/m²;7-8月达到一年中的峰值,最大值为405.9 W/m²;平均值为179.5 W/m²。湖面长波辐射(ULR)主要由湖面温度决定,同湖面温度变化趋势一致。日平均值从12月到次年的2月处于谷值,最小值为272.4 W/m²;7-8月达到峰值,最大值达到473.0 W/m²。净辐射(Rn)是收入的辐射能量与支出的辐射能量之间的差值,其大小及变化特征是由吸收的净短波辐射和净长波辐射两部分决定。影响DR、UR、DLR和ULR的日照时间长短、大气透明度、天气条件及下垫面的状况等必然会影响到Rn,因此Rn也有明显的年内变化,其变化趋势与DR的变化规律基本一致。11月-次年2月间有负值

图4 无量纲风速随稳定度的变化

Fig.4 Non-dimensional wind speed under different stability conditions

图5 湖面辐射四分量变化(日平均值的季节变化)

Fig. 5 Change of four component radiation over the lake
(mean annual radiation in different seasons)

出现,其他月份均为正值;最大值为 241.3 W/m^2 ,最小值为 -70.8 W/m^2 ,说明在冬季湖泊能将在其他月份储存的能量向大气传递。为了进一步分析辐射分量在一天中的分配特征,选择非冰封期的2013年7月21-25日分析其日变化特征(图6)。从图6中可以看出,辐射分量均有明显的昼夜变化特征:太阳短波辐射(DR)在13:30左右达到最大值,晴天时达到 1000 W/m^2 左右,24-25日是阴天,DR不到晴天的一半。湖面反射辐射(UR)在晴天时,日出后迅速变大至某一水平,而不是同太阳短波辐射(DR)一样逐渐变大,受湖水波浪的影响,变化曲线呈不对称性;大气逆辐射(DLR)受大气状态的影响,呈不规则的变化,晴天时最低值出现在日出前;湖面长波辐射(ULR)受湖面温度的影响,基本是在日出前处在谷值,17:00-18:00处于峰值,24日是阴天,湖面长波辐射(ULR)在一天中一直呈下降趋势;净辐射(Rn)变化趋势与太阳短波辐射(DR)一致,白天为正值,夜间变为负值,这是由于夜晚湖面向大气发射长波辐射(ULR)损失能量所致。在不同的天气条件下,辐射能量分配存在明显的差异。

3.4 湍流热通量

湖面湍流热通量日平均值的变化特征如图7所示。从图中可以看出,潜热通量(LE)具有明显的季节变化,同图2中空气饱和差的变化趋势一致。在冬半年,特别是湖泊冰封期内空气饱和差较小,湖面蒸发也小,潜热通量处在一年中的最低值。感热通量(H)季节变化不明显,主要由湖—气温温差决定,由于温度差(图2)的季节变化不明显,从而决定

图6 湖面辐射四分量变化(7月份的日变化)

Fig. 6 Change of four component radiation over the lake
(mean annual radiation in July)

了感热通量季节差异不大。感热通量(H)最大值和最小值分别为 97.30 和 -38.33 W/m^2 (正值表示感热通量由湖面向大气传递,负值表示感热通量从大气向湖面传递),分别出现在12月和1月;年平均感热通量为 5.31 W/m^2 。潜热通量(LE)的最大值为 321.3 W/m^2 ,最小值为 -8 W/m^2 ,分别出现在5月和1月。正值表示潜热通量向上,湖面蒸发,负值表示有向下的水汽输送,说明在湖面冰封期内,近湖面大气含水量少,空气干燥,存在逆湿现象。

感热通量和潜热通量在不同月份日变化特征如图8-9所示。从图8中可以看出,12月-次年2月感热通量日变化波动较大,其他月份具有明显的昼夜变化特征,一天中在8:00-10:00处于峰值,18:00左右处于谷值。夜间经辐射冷却作用,空气温度比湖面温度下降快,到8:00-9:00湖—气温差为正并达

图7 湍流量日平均值的季节变化

Fig. 7 Daily average value of turbulent fluxes

图8 不同季节感热通量的日变化特征

Fig. 8 Diurnal variation of sensible heat flux in different seasons

图9 不同季节潜热通量的日变化特征

Fig. 9 Diurnal variation of latent heat flux in different seasons

到最大值,湖面向大气传输热量;由于太阳辐射加热作用,湖面温度和大气温度均上升,但大气温度上升更为显剧,到18:00左右湖一气温差变小甚至出现负值,此时感热通量达到最小值;当出现负值时,热量由大气向湖面传输,湖泊进行热量储存。3-8月,感热通量会出现正负变化,即湖泊在一天中出现吸热和放热的周期变化;9-11月,感热通量在一天中均为正值,即热量是以湖泊向大气传递为主;12月-次年2月,由于湖面结冰,加上受西北风的影响,感热通量变化比较复杂,没有明显的昼夜变化规律,波动较大,说明此时感热通量对气象因素较敏感,但湖泊仍以放热为主。潜热通量具有明显的昼夜变化特征(图9),在一天中6:00-8:00潜热通量处在最低值,15:00-16:00达到峰值。潜热通量与大气饱和差有关系,在6:00-8:00温度相对较低,饱和差小,蒸发能力相对较弱,潜热通量较小;15:00-16:00,大气温度处于峰值,饱和差较大,蒸发能力也强,潜热通量较大。潜热通量在一天中白天大于夜晚,一年中夏季大于冬季。在冬季会出现潜热通量为负的现象,意味着有向下的潜热输送,与湖面上大气有逆湿现象出现有关。结合图8-9发现,感热通量和潜热通量日变化呈负相关,即当感热通量处于一天中峰值时,潜热通量处在谷值位置;而当感热通量处于一天中谷值位置时,潜热通量位于峰值。潜热通量要远大于感热通量,这意味着湖面的有效能量主要是分配给潜热,也说明湖泊主要是以蒸发来消耗有效能量。

3.5 湖面蒸发量

利用公式 $ET = LE/L_e$ 把潜热通量转化为蒸发量(ET),并计算出日蒸发量和累计蒸发量。图10为观测期内日蒸发量的季节变化和累计蒸发量。从图

图10 湖面蒸发量和累计蒸发量

Fig.10 Evaporation and cumulative evaporation over the lake

中可以看出,2012年8-12月日蒸发量波动减少;2013年1-2月日蒸发量很小,甚至接近于0;3月开始日蒸发量开始增加,到5月达到最大值;6-7月又开始小幅度的下降,但波动较大,这是由于多云及降雨天气相对较多,使得蒸发量有所下降。日蒸发量最大值为12.21 mm/d,出现在2013年5月1日,平均值为3.97 mm/d。在观测期内累计蒸发量为1450 mm,考虑插值可能导致的误差,一年内的蒸发量大约为 1450 ± 10 mm,该数值在王旭升等(2014)利用蒸发皿观测到的范围以内,这也表明本文观测的蒸发量较为可信。同时巴丹吉林沙漠中湖泊众多,湖泊面积、深浅、形状不一,且不同湖水盐度存在差异,这都将影响到湖泊的蒸发速率,这也可能是不同研究者得出不同蒸发量的原因之一。对于巴丹吉林沙漠湖泊群的蒸发量大小,还需要在不同的湖面上进一步观测实验。同期的降水变化如图11。从图中可以看出,降水主要集中在2012年8-9月,2013年6-7月,其他月降水很少。单次降水一般小于2 mm,仅有3次单次降水超过了10 mm,累计降水为71 mm,同期的蒸发量是降水量的20多倍。董春雨(2011)、马宁等(2014)对沙山上降水能否入渗进行了详细研究,认为高大沙山上的大气降水对地下水没有补给作用。由于沙山上降水会快速蒸发,周围沙山上降水难以对湖泊形成补给,为此要维持这些湖泊的存在,不能仅靠当地雨水补给,主要应是依赖地下水补给。

4 结论

利用巴丹吉林沙漠腹地封闭性湖泊上湍流观测资料,分析了湍流方差统计特征,计算了湍流热

图11 降水量和累计降水量

Fig.11 Precipitation and cumulative precipitation

量通量及蒸发量,得到如下初步结论:

(1) 湖面水平风速在1月最小,春季最大,平均风速为1.74 m/s,全年主导风向是西北风,且昼夜风向存在差异,夜晚主导风是西北风,白天主导风是偏东风。受沙山和湖泊共同的影响,局地环流复杂。湍流三维风速的标准差与稳定度(Z/L)之间满足1/3次律;符合Monin-Obukov相似理论。

(2) 湖面辐射分量具有明显季节变化和日变化,结冰期和非结冰期辐射能量分配存在差异。冬季湖泊能将储存的能量向大气传递,感热是以湖泊向大气传递为主。潜热通量和感热通量季节变化存在差异,但是均具有明显的昼夜变化特征,冬季会出现潜热通量向下输送的现象。感热通量和潜热通量日变化呈负相关,湖面的有效能量主要分配给潜热,湖泊同周围环境是以水汽交换为主。

(3) 最大日蒸发速率为12.21 mm/d,平均蒸发速率为3.97 mm/d,一年内的蒸发量大约为 1450 ± 10 mm,同期的蒸发量为降水量的20多倍。维持湖泊的存在,不能仅靠当地雨水补给,主要是依赖地下水补给。要注意的是巴丹吉林沙漠中湖泊众多,不同湖泊之间的盐度差异较大,对于湖泊群蒸发量,要进一步研究盐度效应对蒸发速率的影响。

本文仅分析了音德尔图湖上湍流及湖气相互作用的一般特征,对于湖泊能量平衡、湖水的热力结构及热量储存的变化特征等内容已开展了相关实验,这也是本课题组下一步关注的重点,其研究结果将另文分析。

致谢:感谢沈士平、马宁、张振瑜、贾鹏等同学在野外观测过程中辛苦付出。

参考文献(References)

奥银焕, 吕世华, 韩博, 等. 2013. 巴丹吉林沙漠夏季近地层微气象特征分析[J]. 高原气象, 32(6): 1682-1691. [Ao Y H, Lv S H, Han B, et al. 2013. Analysis on micrometeorology characteristics in surface layer over Badain Jaran Desert in summer[J]. Plateau Meteorology, 32(6): 1682-1691.]

陈建生, 赵霞, 汪集咏, 等. 2004. 巴丹吉林沙漠湖泊钙华与根状结核的发现对研究湖泊水补给的意义[J]. 中国岩溶, 23(4): 277-282. [Chen J S, Zhao X, Wang J Y, et al. 2004. Meaning of the discovery of lacustrine tufa and root-shaped nodule in Badain Jaran Desert for the study on lake recharge[J]. Carsologica Sinica, 23(4): 277-282.]

董春雨. 2011. 阿拉善沙漠水循环观测实验与湖泊水量平衡[D]. 兰州: 兰州大学. [Dong C Y. 2011. Observation experiment of the water cycle and lake water balance in

Alxa Desert[D]. Lanzhou, China: Lanzhou University.]

段自强. 2013. 利用涡动相关法研究海洋大气边界层湍流特征与海气物质交换[D]. 青岛: 中国海洋大学. [Duan Z Q. 2013. Eddy covariance measurements of marine atmospheric boundary-layer turbulence and air-sea fluxes[D]. Qingdao, China: Ocean University of China.]

傅敏宁. 2013. 鄱阳湖对典型天气过程的影响及近地面边界层特征研究[D]. 南京: 南京信息工程大学. [Fu M N. 2013. Research on impacts of Poyang Lake on typical weather process and the characteristics of near surface boundary layer[D]. Nanjing, China: Nanjing University of Information Science & Technology.]

李茂善, 马耀明, 孙方林, 等. 2008. 纳木错湖地区近地层微气象特征及地表通量交换分析[J]. 高原气象, 27(4): 727-732. [Li M S, Ma Y M, Sun F L, et al. 2008. Characteristics of micrometeorology and exchange of surface energy in the Namco Region[J]. Plateau Meteorology, 27(4): 727-732.]

李锁锁, 吕世华, 高艳红, 等. 2012. 黄河上游玛曲草原湍流统计特征分析[J]. 地球科学进展, 27(8): 901-907. [Li S S, Lv S H, Gao Y H, et al. 2012. Analysis of the statistical characteristics of the turbulent data at Maqu area in the upper Yellow River[J]. Advances in Earth Science, 27(8): 901-907.]

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 Z G, Lv S H, Ao Y H, et al. 2012. Analysis of micrometeorology and CO₂ flux characteristics over lake Ngoring lakeside region in summer[J]. Progress in Geography, 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 H Z, Feng J W, Sun J H, et al. 2014. Eddy covariance measurements of water vapor and CO₂ fluxes above the Erhai Lake[J]. Science China: Earth Sciences, 58(3): 317-328.]

刘辉志, 冯健武, 邹捍, 等. 2007. 青藏高原珠峰绒布河谷地区近地层湍流输送特征[J]. 高原气象, 26(6): 1151-1161. [Liu H Z, Feng J W, Zou H, et al. 2007. Turbulent characteristics of the surface layer in Rongbuk Valley on the northern slope of Mt. Qomolangma[J]. Plateau Meteorology, 26(6): 1151-1161.]

刘熙明. 2006. 非均匀边界层结构和湍流通量特征的研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院. [Liu X M. 2006. Structures and turbulent fluxes of atmospheric boundary layer over heterogeneous surface[D]. Beijing, China: University of Chinese Academy of Sciences.]

吕达仁, 陈佐忠, 陈家宜, 等. 2002. 内蒙古半干旱草原土壤植被大气相互作用(IMGRASS)综合研究[J]. 地学前缘,

- 9(2): 295-306. [Lv D R, Chen Z Z, Chen J Y, et al. 2002. Composite study on Inner Mongolia semi-arid grassland soil- vegetation- atmosphere interaction (IMGRASS) [J]. *Earth Science Frontiers*, 9(2): 295-306.]
- 马迪, 吕世华, 奥银焕, 等. 2012. 巴丹吉林沙漠不同下垫面辐射特征和地表能量收支分析[J]. *高原气象*, 31(3): 615-621. [Ma D, Lv S H, Ao Y H, et al. 2012. Analyses on radiation balance and surface energy budget in the Badain Jaran Desert in summer[J]. *Plateau Meteorology*, 31(3): 615-621.]
- 马宁, 王乃昂, 赵力强, 等. 2014. 巴丹吉林沙漠腹地降水事件后的沙山蒸发观测[J]. *科学通报*, 59(7): 615-622. [Ma N, Wang N A, Zhao L Q, et al. 2014. Observation of mega-dune evaporation after various rain events in the hinterland of Badain Jaran Desert, China[J]. *China Science Bulletin*, 59(2): 162-170.]
- 孙菽芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 北京: 气象出版社. [Sun S F. 2005. *Lumian guocheng de wuli, shenghua jili he canshuhua moxing*[M]. Beijing, China: Meteorological Press.]
- 涂钢, 刘辉志, 董文杰. 2009. 半干旱区不同下垫面近地层湍流通量特征分析[J]. *大气科学*, 33(4): 719-725. [Tu G, Liu H Z, Dong W J. 2009. Characteristics of the surface turbulent fluxes over degraded grassland and cropland in the semi-arid area[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 33(4): 719-725.]
- 王维真, 徐自为, 刘绍民, 等. 2009. 黑河流域不同下垫面水热通量特征分析[J]. *地球科学进展*, 24(7): 714-723. [Wang W Z, Xu Z W, Liu S M, et al. 2009. The Characteristics of heat and water vapor fluxes over different surfaces in the Heihe River Basin[J]. *Advances in Earth Science*, 24(7): 714-723.]
- 王旭升, 胡晓农, 金晓媚, 等. 2014. 巴丹吉林沙漠地下水与湖泊的相互作用[J]. *地学前缘*, 21(4): 91-99. [Wang X S, Hu X N, Jin X M, et al. 2014. Interactions between groundwater and lakes in Badain Jaran Desert[J]. *Earth Science Frontiers*, 21(4): 91-99.]
- 吴正. 2009. 中国沙漠及其治理[M]. 北京: 科学出版社: 568-573. [Wu Z. 2009. *Zhongguo shamo jiqi zhili*[M]. Beijing, China: Science Press: 568-573.]
- 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 W, Liu S D, Li X H, et al. 2012. Transfer coefficients of momentum, heat and water vapour in the atmospheric surface layer of a large shallow freshwater lake: a case study of Lake Taihu[J]. *Journal of Lake Sciences*, 24(6): 932-942.]
- 张克存, 奥迎焕, 屈建军, 等. 2013. 巴丹吉林沙漠湖泊-沙山近地表风沙动力环境[J]. *干旱区地理*, 36(5): 790-794. [Zhang K C, Ao Y H, Qu J J, et al. 2013. Dynamical environments of wind-blown sand near lakes surrounded by sand-mountains in the Badain Jaran Desert[J]. *Arid Land Geography*, 36(5): 790-794.]
- Baldocchi D D, Falge E, Gu L H, et al. 2001. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11): 2415-2434.
- Desjardins R L, Lemon E R. 1974. Limitations of an eddy-correlation technique for the determination of the carbon dioxide and sensible heat fluxes[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 5(4): 475-488.
- Dickinson R E. 1995. Land- atmosphere interaction[J]. *Reviews of Geophysics*, 33(S2): 917-922.
- Downing J A, Prairie Y T, Cole J J, et al. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments[J]. *Limnology and Oceanography*, 51(5): 2388-2397.
- Foken Th, Wichura B. 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78(1-2): 83-105.
- Gallego-Elvira B, Baille A, Martín-górrin B, et al. 2010. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain)[J]. *Hydrological Processes*, 24(6): 758-766.
- Garratt J R. 1992. *The atmospheric boundary layer*[M]. Cambridge, UK: University Press: 71-84.
- Gates J B, Edmunds W M, Darling W G, et al. 2008. Conceptual model of recharge to southeastern Badain Jaran Desert groundwater and lakes from environmental tracers[J]. *Applied Geochemistry*, 23(12): 3519-3534.
- Högström U. 1990. Analysis of turbulence structure in the surface layer with a modified similarity formulation for near neutral conditions[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47(16): 1949-1972.
- Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*[M]. New York: Oxford University Press.
- Kettle A J, Hughes C, Unazi G A, et al. 2012. Role of groundwater exchange on the energy budget and seasonal stratification of a shallow temperate lake[J]. *Journal of Hydrology*, 470-471: 12-27.
- Kljun N, Calanca P, Rotach M W, et al. 2004. A simple parameterisation for flux footprint predictions[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 112(3): 503-523.
- Labaugh J W, Winter T C, Rosenberry D O, et al. 1997. Hydrological and chemical estimates of the water balance of a closed-basin lake in north central Minnesota[J]. *Water Resources Research*, 33(12): 2799-2812.
- McBean G A. 1972. Instrument requirements for eddy correlation measurements[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 11

- (7): 1078-1084.
- Monin A S, Obukhov A B. 1954. Basic law of turbulent mixing in the surface layer of the atmospheric[J]. *Trudy Geofizicheskogo Instituta, Akademiya Nauk SSSR*, 24(151): 163-187.
- Nordbo A, Launiainen S, Mammarella I, et al. 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(D2), doi: 10.1029/2010JD014542.
- Oswald C J, Rouse W R. 2004. Thermal characteristics and energy balance of various-size canadian Shield lakes in the Mackenzie River basin[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 5(1): 129-144.
- Panofsky H A, Tennekes H, Lenschow D H, et al. 1977. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 11(3): 355-361.
- Reichstein M, Falge E, Baldocchi D, et al. 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm[J]. *Global Change Biology*, 11(9): 1424-1439.
- Vallet-Coulomb C, Legesse D, Gasse F, et al. 2001. Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia) [J]. *Journal of Hydrology*, 245(1-4): 1-18.
- Vickers D, Mahrt L. 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(3): 512-526.
- Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106: 85-100.
- Yang X P, Ma N N, Dong J F, et al. 2010. Recharge to the interdune lakes and Holocene climatic changes in the Badain Jaran Desert, Western China[J]. *Quaternary Research*, 73 (1): 10-19.

Water-heat exchange over a typical lake in Badain Jaran Desert, China

HU Wenfeng¹, WANG Nai'ang^{1,2*}, ZHAO Liqiang¹, NING Kai¹, ZHANG Xunhe¹, SUN Jie¹

(1. College of Earth and Environmental Science, Center for Climate Change and Hydrologic Cycle in Arid Region, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. College of Geographic Science and Tourism, Xinjiang Normal University, Urumqi 830054, China)

Abstract: Using turbulence data from August 2012 to July 2013 collected through the eddy covariance system over a closed lake in the Badain Jaran Desert, this study analyzed the characteristics of the turbulence variance, meteorological elements, and turbulent heat fluxes, and calculated the evaporation of the lake. The results show that: local circulation on the lake showed a diurnal variation; standard deviation of the three-dimensional wind speed versus stability(Z/L) was in agreement with the "1/3" law, and support the Monin-Obukov similarity theory. Each component of the radiation fluxes has clear seasonal and diurnal variations. Energy distribution differed during ice period and non-ice period. The lake transfers the stored energy to the atmosphere in the winter. Latent heat flux has clear seasonal variation and sensible heat flux did not change significantly, but both showed significant diurnal variations. Sensible heat flux has periodic positive and negative diurnal variation from March to August. It was mainly delivered from the lake to the atmosphere from September to January, and had no significant diurnal variation from December to February. Latent heat flux in the summer was much larger than in the winter. It was lowest in a day at 6:00-8:00 and reached the peak at 15:00-16:00. Sensible and latent heat flux diurnal variations show a negative correlation. Effective energy of the lake was mainly allocated for latent heat flux. The average evaporation was 3.97 mm/d and the cumulative evaporation was 1450 ± 10 mm a year. The total evaporation exceeded the cumulative precipitation 20-folds during the same period. The existence of the lake not only relies on rainfall and runoff from the local area, but also groundwater replenishment. The results of this study may provide some references for the lake water circulation and sources in the Badain Jaran Desert.

Key words: Badain Jaran Desert; lake; water-heat exchange; evaporation