

DOI: 10.5846/stxb201404250822

向皎, 李程, 张清涛, 熊育久, 邱国玉. 绿洲荒漠过渡带风况对 Bowen 比和蒸散发的影响研究. 生态学报, 2016, 36(3): - .

Xiang J, Li C, Zhang Q T, Xiong Y J, Qiu G Y. Effects of Wind Conditions on the Bowen Ratio and Evapotranspiration in an Oasis-desert Ecotone. Acta Ecologica Sinica, 2016, 36(3): - .

绿洲荒漠过渡带风况对 Bowen 比和蒸散发的影响研究

向 皎, 李 程, 张清涛, 熊育久, 邱国玉*

北京大学 环境与能源学院, 深圳 518055

摘要: Bowen 比-能量平衡法是目前蒸散发研究常用的方法之一。在利用 Bowen 比-能量平衡法对荒漠地区, 尤其对绿洲荒漠过渡带的蒸散发进行研究时, 发现有 Bowen 比波动大、蒸散发结果准确性不高等问题。如何提高 Bowen 比-能量平衡法在绿洲荒漠过渡带的准确性成为荒漠干旱区精确研究水分收支急需解决的问题。在以前的研究基础上, 我们发现绿洲荒漠过渡带的不同风况对 Bowen 比有不同影响, 这可能是造成 Bowen 比-能量平衡法在绿洲荒漠过渡带精度不高的主要原因。为了证明这个假设, 我们于 2010—2012 年在西北民勤绿洲荒漠过渡带进行了野外连续观测, 观测了不同风况条件下 Bowen 比、不同高度的温度差、湿度差以及蒸散发的变化规律, 分析了它们的特征及其影响因素。结果表明, 研究区观测期内 Bowen 比值在 -17.3—16.2 范围内变化, 波动较大, 呈“U”型变化, 生长季中期 Bowen 比值低于初期和末期; 在无风天气, 绿洲荒漠过渡带温度、湿度梯度不受水平气流的影响, Bowen 比波动小, 异常值少, Bowen 比方法测算出的蒸散量较为准确, 能够代表实际蒸散量, 所测得民勤绿洲荒漠过渡带 Bowen 比日均值为 0.07, 日蒸散量为 1.6mm/d; 在绿洲风和荒漠风天气, 绿洲荒漠过渡带空气温度、湿度结构发生明显改变, Bowen 比波动大, 不同风况使得大气处于逆温或逆湿的状态, Bowen 比-能量平衡法所测得的蒸散量负值增多, 适用性降低。因而在应用 Bowen 比-能量平衡法估算绿洲荒漠过渡带的蒸散发时应该选择合适的天气和观测点, 避开风况对观测结果的影响。

关键词: 绿洲荒漠过渡带; Bowen 比; 绿洲风; 荒漠风

Effects of Wind Conditions on the Bowen Ratio and Evapotranspiration in an Oasis-desert Ecotone

XIANG Jiao, LI Cheng, ZHANG Qingtao, XIONG Yujiu, QIU Guoyu*

School of Environment and Energy, Shenzhen Graduate School, Peking University, Shenzhen 518055, China

Abstract: The Bowen ratio-energy balance method is one of the most commonly used methods for estimating evapotranspiration. However, the Bowen ratio can fluctuate greatly and reduce the accuracy of estimates when it is applied to the study of evapotranspiration in desert areas, especially at an oasis-desert ecotone. Improving the precision of the Bowen ratio-energy balance method has become a major focus of studies aiming to accurately estimate water budgets in arid areas. In this study, we found that wind conditions had obvious effects on the Bowen ratio at an oasis-desert ecotone. This may be the main cause of low precision estimates from the Bowen ratio-energy balance method when used at oasis-desert ecotones. In order to test this hypothesis, we recorded meteorological data from May 2010 to June 2012 through the Bowen ratio system at an oasis-desert ecotone in Minqin, China. We analyzed variation in the Bowen ratio, temperature gradient, humidity gradient, and evapotranspiration between two different heights on windy days. The Bowen ratio was lower in the middle of the growing season than at the beginning or end of the season and fluctuated wildly between -17.3 and 16.2. On windless days, horizontal airflow had little effect, causing small fluctuations in the Bowen ratio, and few abnormal values. Thus, the accuracy of evapotranspiration estimates using the Bowen ratio-energy balance method was high. The daily Bowen ratio

基金项目: 林业公益性行业科研专项 (201304305); 国家自然科学基金项目 (30972421); 国家自然科学基金项目 (91025008)

收稿日期: 2014-04-25; **网络出版日期:** 2015- -

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: qiuguoyu@gmail.com

calculated by the method was 0.07, and the daily evapotranspiration estimate was 1.6 mm/d on windless days. However, the temperature gradient and humidity gradient changed significantly on windy days. Temperature and humidity inversion led to large fluctuations in the Bowen ratio, and more negative evapotranspiration estimates. In these conditions, the accuracy evapotranspiration estimates using the Bowen ratio-energy balance method was reduced. Therefore, when using the Bowen ratio-energy balance method to estimate evapotranspiration at oasis-desert ecotones, it is important to choose the right measurement points and weather to avoid adverse impacts of wind.

Key Words: oasis-desert ecotone; Bowen ratio; oasis wind; desert wind

绿洲荒漠过渡带指绿洲生态系统和荒漠生态系统之间的生态交错带,是对气候变化较为敏感的区域之一^[1],是以水为主导因子的环境梯度所产生的植被梯度现象,是具有敏感退化趋势的生态脆弱带。绿洲荒漠过渡带是绿洲化过程和荒漠化过程最活跃的地区^[2-4],位于腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠交汇处的民勤绿洲荒漠过渡带,成片的白刺沙堆固定了绿洲外围的大量流沙,对保护绿洲安全具有重要作用^[5-6]。近几十年来,由于水资源的过度开采利用,地下水位急剧下降,沙漠化加速发展,白刺沙堆退化十分严重,白刺群落逐渐衰败,局部地区的沙堆每年以 3—5m 的速度向绿洲移动^[7-8],严重威胁到绿洲安全和绿洲荒漠过渡带的生态平衡^[9]。

作为水分收支的重要部分,精确估测蒸散发对绿洲荒漠过渡带的生态系统管理、水资源规划、环境保护都有重要意义^[10-12]。目前,在荒漠干旱地区应用较为普遍的是波文比-能量平衡法,波文比-能量平衡法是一种精度较高且计算过程相对简单的蒸散发估测方法,物理概念明确,不需要空气动力学信息,可获得长期连续数据^[13-15],因此得到最为广泛的应用。刘树华等在内蒙古沙地对波文比-能量平衡法和其他蒸散发测算方法(水量平衡法、涡度相关法)的对比研究表明,波文比-能量平衡法在干旱区能得到较准确的结果^[16]。李彦等利用波文比仪对绿洲荒漠交界处显然和潜热输送特征进行了日变化规律的分析^[17]。朱治林等根据 1998 年淮河流域能量和水循环试验加密观测获得的资料,用波文比仪测定和计算了该地区的显热和潜热通量状况^[18]。在国外,波文比法也得到了应用,如 James 等用波文比仪研究冠层温度对日蒸散量的影响等^[19]。Richard 用波文比仪对半干旱地区平流环境条件下灌溉苜蓿地的潜热输送进行研究^[20]; Peacock 等用波文比方法估算了芦苇地蒸散发^[21],Nobuhiro 等通过波文比-能量平衡法估算了常绿阔叶林蒸散发^[22],Zeggaf 等利用波文比-能量平衡法,对照玉米冠层与土壤潜热流差异估算蒸散发,并与 Lysimeter 称重及树干液流法测量结果进行比较,证明波文比能量平衡法在农田尺度上进行蒸散发分割估算相对合理^[23]。Domingo 等在西班牙东南部灌丛地^[24]、Malek 和 Bingham 在美国犹他州苜蓿地^[25]、Todd 等在美国南部干旱研究区^[26]表明波文比-能量平衡法比其他蒸散发测算方法能得到更准确的观测结果。

目前的研究主要集中于用波文比-能量平衡法测算干旱区的蒸散发量,进而对绿洲及荒漠生态系统能量与水分循环过程进行研究,也有探讨不同环境因子对蒸发量的影响的研究,如司建华等在内蒙古对芦苇地蒸散量进行测量,并对蒸散特点和能量平衡特征进行了分析和探讨^[27],闫人华等通过波文比能量平衡法对芨芨草地蒸散量进行计算,分析了蒸散与主要环境因子之间的关系^[28],严坤等对塔克拉玛干沙漠腹地人工绿地能量交换与环境因子的关系进行测定与分析^[29]。但对于绿洲荒漠过渡带的波文比特征及其影响因素的研究还不够深入,尤其是不同风况如何影响波文比特征、进而影响波文比方法应用的准确性,目前鲜有研究。因此,本研究针对民勤绿洲荒漠过渡带的白刺沙堆,研究其不同风型条件下波文比的特征,重点分析在无风或微风、绿洲风和荒漠风条件下波文比及蒸散量的变化特征。探讨不同风型对波文比估算蒸散发结果准确性的影响,验证绿洲风和荒漠风导致的空气温度、湿度结构的改变是否是影响波文比-能量平衡法准确性的主要原因,为在绿洲荒漠过渡带更好地运用波文比-能量平衡法提供参考依据。

1 研究区概况

研究区民勤地处甘肃省河西走廊东北部,石羊河流域下游,南邻凉州区,西毗金昌,东、西、北三面与内蒙

古自治区接壤(图 1a)。处于腾格里和巴丹吉林两大沙漠之间,三面环沙。地理坐标为东经 103°02′—104°02′,北纬 38°05′—39°06′,该区属温带大陆性干旱气候区,是全国最干旱的地区之一。全年日照时数 3028h,太阳辐射总量 574kJ/cm²,年平均风速 2.8mm/s,多年平均气温 7.8℃,多年平均降水量 110mm,蒸发量 2644mm。民勤县境内无自产地表水资源,石羊河为唯一的地表水资源。全县总土地面积 1.60×10⁴km²,其中沙漠、戈壁、剥蚀山地和盐碱滩地等占 91%,绿洲仅占 9%,绿洲边缘风沙线长达 408km^[30]。经过野外勘察,选取位于腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠交汇处的民勤绿洲荒漠过渡带为试验地,行政区划属于民勤县薛百乡,试验地自然植被主要为白刺,波文比观测系统架设在在绿洲荒漠过渡带成片的白刺沙堆群落样地之间,距离绿洲外围防护带大约 2km,如图 1b 所示。

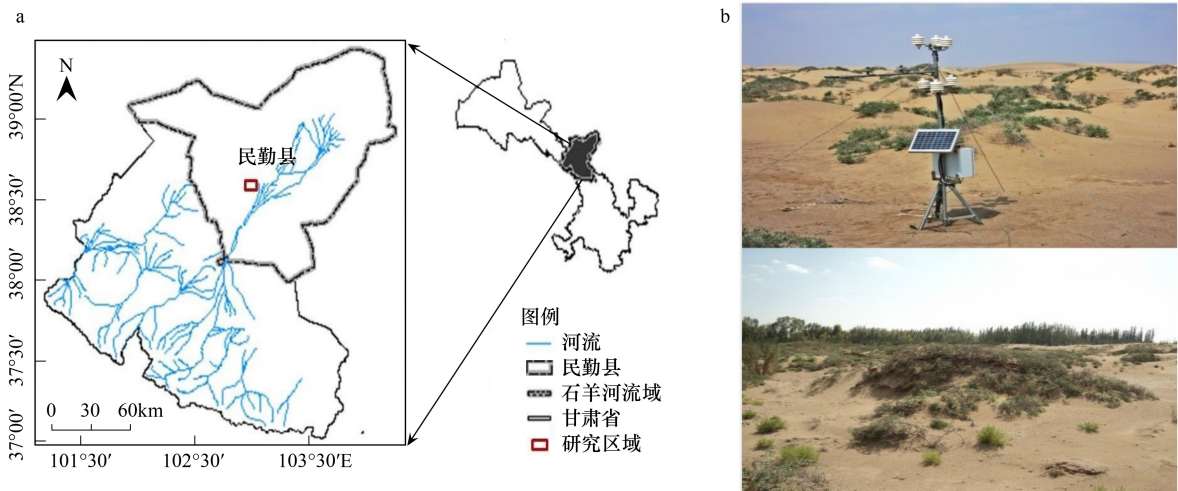


图 1 研究区地理位置(a)和波文比系统(b)
Fig. 1 The general situation of research area (a) Location map of study area in China, (b) Bowen ratio system

2 研究方法

2.1 波文比系统气象观测

本研究在试验地选取平坦开阔的区域架设安装有波文比系统的自动气象站,并进行检测和调试,于 2010 年 5 月 12 日起正常运行。观测的基础气象数据包括太阳辐射、光合有效辐射、净辐射、土壤热通量(5cm、2cm 各 3 个重复)、2m 和 1.5m 的温湿度(各 3 个重复),传感器具体信息如表 1 所示。气象站采用太阳能驱动,利用数据采集仪(DT500 series 5, Datataker, Australia)连续自动观测和记录,数据采样间隔为 5 秒,每 10 分钟记录 1 次平均值。其中降水和风速风向的数据是由民勤野外站提供,观测起止时间为 2010 年 5 月 12 日至 2012 年 6 月 17 日。

表 1 气象站观测要素

Table 1 Information of meteorological elements			
观测要素 Meteorological Elements	仪器型号 Instrument Types	安装高度 Installation Height (m)	测量精度 Metrical Precision
相对湿度和气温 Relative Humidity And Temperature	225—050YA, NOVALYNX, USA	2.0, 1.5	± 3%, ± 0.6℃
降水量 Precipitation	7852M-AB, DAVIS, USA	2	± 0.2 mm
风速和风向 Wind Speed And Direction	200-WS-02, NOVALYNX, USA	2	± 0.2m/s, ± 3°
太阳总辐射 Solar Radiation	PYP-PA, APOGEE, USA	2	10—40 μV/W/m ²
光合有效辐射 Photosynthetically Available Radiation	QSOA-S, APOGEE, USA	2	<3 %
净辐射 Net Radiation	240—100, NOVALYNX, USA	2	<4 %
土壤热通量 Soil Heat Flux	HFP01, HUKSEFLUX, USA	-0.05, -0.02	50 μV/W/m ²

2.2 波文比-能量平衡法

波文比-能量平衡法(Bowen ratio-energy balance, 简称为 BREB) 是 Bowen 于 1926 年提出的^[31], 用于估算潜热能量(即蒸发和凝结)与显热通量, 是基于地表能量平衡原理的计算蒸散发的方法。根据能量守恒定律, 植被冠层接收的能量等于支出的能量, 能量平衡方程为:

$$R_n = LE + H + G \quad (1)$$

式中, R_n 为太阳净辐射 (W/m^2); G 为土壤热通量 (W/m^2); H 为显热通量 (W/m^2); LE 为潜热通量 (E 是垂直方向上的水汽通量 ($kg\ m^2\ s$), L 为水的汽化潜热系数 (J/kg))。其中, R_n 、 G 可以实测得到, LE 潜热通量和 H 显热通量可以计算得出。

波文比(Bowen ratio, 简称为 β) 为某一个界面上显热通量与潜热通量的比值, 且可以表示为垂直方向上温度梯度和湿度梯度的函数。根据莫宁-奥布霍夫(Monin-Obukhov)的相似理论, 假定热量和水汽湍流交换系数相等, 即 $K_w = K_h$, β 可定义为:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho C_p K_h \frac{\partial T}{\partial z}}{\varepsilon L / P \rho K_w \frac{\partial e}{\partial z}} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} = \frac{C_p \Delta T}{L \Delta q} \quad (2)$$

式中, ρ 为空气密度 (kg/m^3); C_p 为空气定压比热 ($kJ\ kg\ ^\circ C$); γ 为干湿表常数; $\varepsilon = 0.622$, 为水汽和干燥空气的分子量之比; P 为气压 (kpa); ΔT 为上下层空气温度差; Δe 为上下层水汽压差; Δq 为上下层湿度差, 本研究选择 1.5 米处的水汽压与 2 米处的水汽压之差。根据波文比, 可以分别计算出 LE 、 H 以及蒸散发量 (ET) 的值:

$$LW = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (3)$$

$$H = \frac{\beta(R_n - G)}{1 + \beta} \quad (4)$$

$$ET = \frac{R_n - G}{L(1 + \beta)} \quad (5)$$

式中各气象数据均可通过自动气象站获取。取一天中净辐射值大于 0 的起止时段为日照时数, 运用 Excel 软件筛选功能整理得到。由于日出、日落前后、降水以及气温较低时, 波文比的取值常接近 -1, 求取潜热、显热和蒸散发的公式无意义。因此, 按照 Perez 等人的方法, 剔除波文比为 -0.6—-1.4、大于 100、小于 -100 的数据^[32]。同时, 根据 Billesbach、Arkebauer 和 Liu 等人的研究, 剔除显热通量不在 -50—600 W/m^2 , 潜热通量不在 -50—700 W/m^2 范围内的数据。当剔除数据个数超过每日数据个数的 50%, 则将所有有效蒸散发瞬时平均值乘以日照时数得到日蒸散量; 当剔除数据个数小于或等于每日数据个数的 50%, 则用剔除数据邻近值的插值代替, 再将当日所有蒸散发瞬时值乘以 600 并求和, 得到日蒸散量^[33-34]。

3 结果与分析

3.1 不同风况对波文比季节变化的影响

常兆丰、胡影等根据民勤地区 1974 年以来 108 种植物的物候特征, 提出该地区四季划分的起止日期为: 3 月 24 日至 5 月 27 日为春季 (65 天), 5 月 28 日至 9 月 14 日为夏季 (110 天), 9 月 15 日至 10 月 29 日为秋季 (45 天), 10 月 30 日至 3 月 23 日为冬季 (145 天)^[35-36]。相比起气温四季划分, 此方法能更好的反映植物的生命活动过程, 因此本研究以此作为四季的划分标准, 讨论波文比季节变化特征。

图 2 是研究区按照上述不同季节的最大风向频率图。风向季节性变化明显, 春季和冬季主要为西北风, 以荒漠风为主; 夏季和秋季主要为东南风和东风, 以绿洲风为主。主导风向的变化以 5 月和 10 月为分界点, 在西北风和东南风之间交替变化。1—2 月西北风、西南风和东风出现的频率相当, 3 月份西北风出现频率为

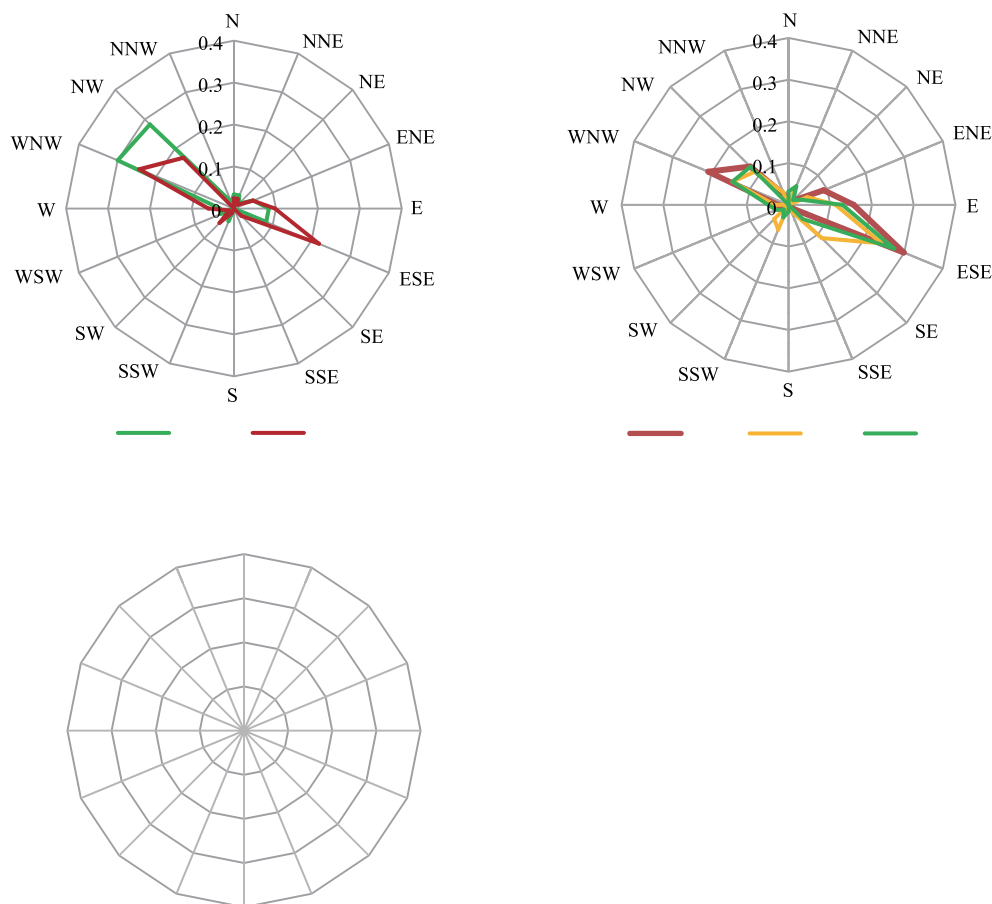


图2 研究区不同季节风向频率图(2010年5月至2012年6月),直线代表十六个风向,环形圈表示各个风向的频率,彩色直线的长度表示对应风向在此季节的频率大小

Fig. 2 Daily wind direction frequency at 10 m for different seasons. The length of each arm represents the percentage frequency of wind from that direction. The straight lines represent wind direction, the circles represent wind direction frequency

数据来源:中国气象网 <http://www.cma.gov.cn/>

0.53,逐渐成为主导风向,到4月份西北风频率达到0.63,而东南风频率只占0.17。5月开始,主导风向由西北风向东南风演变,整个夏季(6—8月)东南风的频率都维持在0.5左右,9月主导风向由东南风转向东风,10月份开始逐渐向西北风转换,西北风频率在12月达到0.61。

图3是研究区2010年5月12日至2012年6月17日的波文比日值变化情况。波文比日均值在-17.3—16.2范围内变化,主要集中在-5—5。冬季和春季11—3月波文比值及其波动性均较大。2010、2011年12—3月波文比值分别在-9.52—12.45、-17.32—16.21内变化。风速较小的冬季12—1月,大气环境稳定,波文比为较大的正值,春季2—4月波文比值增大。夏季和秋季波文比波动较小,大多为趋于0的负值。2010、2011年5—10月波文比日均值分别在-7.36—14.9、-9.29—4.50内变化。波文比变化大致呈现“U”型,表现出明显干旱的特点。

通过波文比日值变化结合研究区不同季节风向频率图可知,在冬春季节,研究区盛行西北风,以荒漠风为主,波文比波动很大,而且波文比值也偏大,风速较小的冬季12—1月,大气环境稳定,波文比为较大的正值,2月波文比为负值并达到最小,春季2—4月波文比值逐渐增大。5—10月是研究区的夏、秋季节,盛行东南风,以绿洲风为主,波文比波动较小,大多为趋于0的负值。研究区生长季中期波文比值低于初期和末期,这与司

建华等在内蒙古额济纳旗荒漠—绿洲芦苇地的研究结论一致。波文比反映吸收净辐射能量在潜热和感热上的分配比例,是衡量局地气候特征的一个总体指标,在一定程度上表征局地气候的干旱程度^[37]。张强和曹晓彦在敦煌戈壁的观测表明,5月25日—6月17日波文比全天基本大于1,且白天波文比在10—100范围内^[38]。左洪超和胡隐樵在黑河地区的观测表明,夏季平均波文比在10左右^[39]。Sturman和Mcgowan于2002年9月20至24日在澳大利亚沙漠测算所得的波文比日均值为4.08—6.12^[40]。本研究测算所得的最大波文比日均值可达16.2,比其他干旱区波文比值大,说明民勤绿洲荒漠过渡带极端干旱的气候环境。Elsawwaf等在埃及南部极端干旱区的波文比观测表明,生长季波文比呈现较多负值,是干旱高温的气候环境与复杂的水汽交换条件的结果^[41]。本研究波文比瞬时值和日均值波动性也比其他干旱区大,且呈现更多的负值,主要是由于民勤绿洲荒漠过渡带常年风速较大,绿洲风和荒漠风使得大气环境不稳定,水汽的水平、垂直运动复杂多变,逆湿、逆温状态较多而造成的。风速和风向的变化对显热和潜热的输送有显著影响^[42],进而影响波文比值。

3.2 不同风型对波文比及局地气象指标的影响

在区域大气环流的影响下,绿洲荒漠过渡带风速较大且风向季节变化明显。就本研究的小区域而言,由于下垫面性质的差异,荒漠成为局部环境的温度高值中心和湿度低值中心,绿洲则成为温度低值中心和湿度高值中心。差距较大的温度、湿度条件在绿洲和荒漠之间形成局地热力环流。局地热力环流分别以绿洲风和荒漠风的形式出现:近地层冷湿的绿洲气流输向荒漠,而形成绿洲风;而在上空暖干的荒漠气流输向绿洲时则形成荒漠风^[17,43],这种局地气流对研究区的水汽交换产生较大影响。因此选取典型无风或微风天气、绿洲风和荒漠风天气对比分析不同风型对波文比及局地气象指标的影响,重点分析影响波文比方法测算蒸散发的主要气象指标,包括风速、气温、相对湿度以及温度、湿梯度等。

3.2.1 无风或微风晴天波文比及局地气象指标的日变化特征

挑选2011年9月2日和9月3日作为典型无风或微风晴天,对绿洲荒漠过渡带的波文比及局地气象指标日内变化情况分别作图4、图5进行讨论。

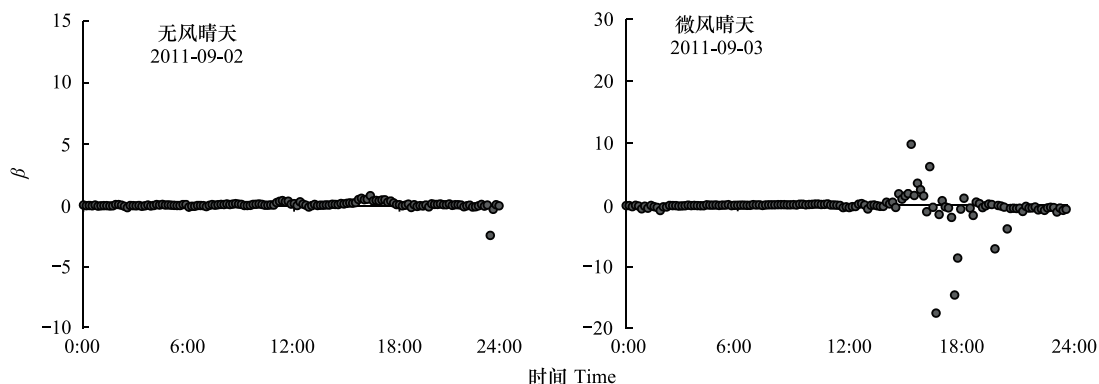


图4 典型无风或微风晴天波文比(β)日内变化

Fig. 4 Diurnal variation of Bowen ratio (β) from 2 to 3 September, 2011. Bowen ratio is 10 min ensembles

如图4为典型无风或微风晴天,波文比的日内变化图,如图所示,无风和微风晴天波文比日均值分别为

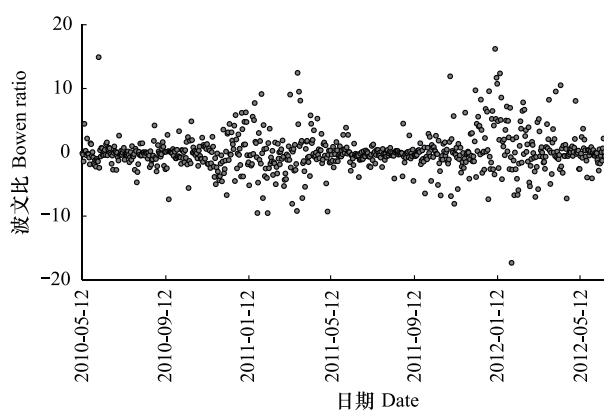


图3 研究区的波文比日值(β)变化(2010年5月12日至2012年6月17日)

Fig. 3 Daily Bowen ratio (β) from 12 May 2010 to 17 June 2012

0.07、-0.78。9月2日4:00—21:00波文比在0—1内变化,以11:00和16:00为拐点,波文比在10:00—13:00、15:00—19:00两个时段波动性较大,均呈现增大-减小的趋势,这种变化趋势与Li等人在中国腾格里沙漠边缘葡萄园的研究结论一致^[44]。最大瞬时值为0.80(16:20),最小瞬时值为-2.42(23:20),9月3日4:00—16:00波文比值为0—10内的正值,其余时段均为负值,以15:00为拐点,14:00—16:00波文比呈现增大-减小的趋势。从15:00—21:00呈现长时间的较大的波动,可能与当天有微风的影响有关。最大瞬时值为9.85(15:20),最小瞬时值为-17.40(16:40)。无风日,波文比白天均为正值,夜间和清晨出现负值,仅在下午15:00前后出现较大波动,几乎无风的9月2日波文比相对于有微风晴天的9月3日更稳定,波动更小。

图5是典型无风或微风晴天(2011年9月2日、9月3日)绿洲荒漠过渡带局地气象指标的日内变化图。局地气象指标主要包括:2米高度处的风速、气温、相对湿度,以及1.5米和2米高度的温度差、湿度差等。

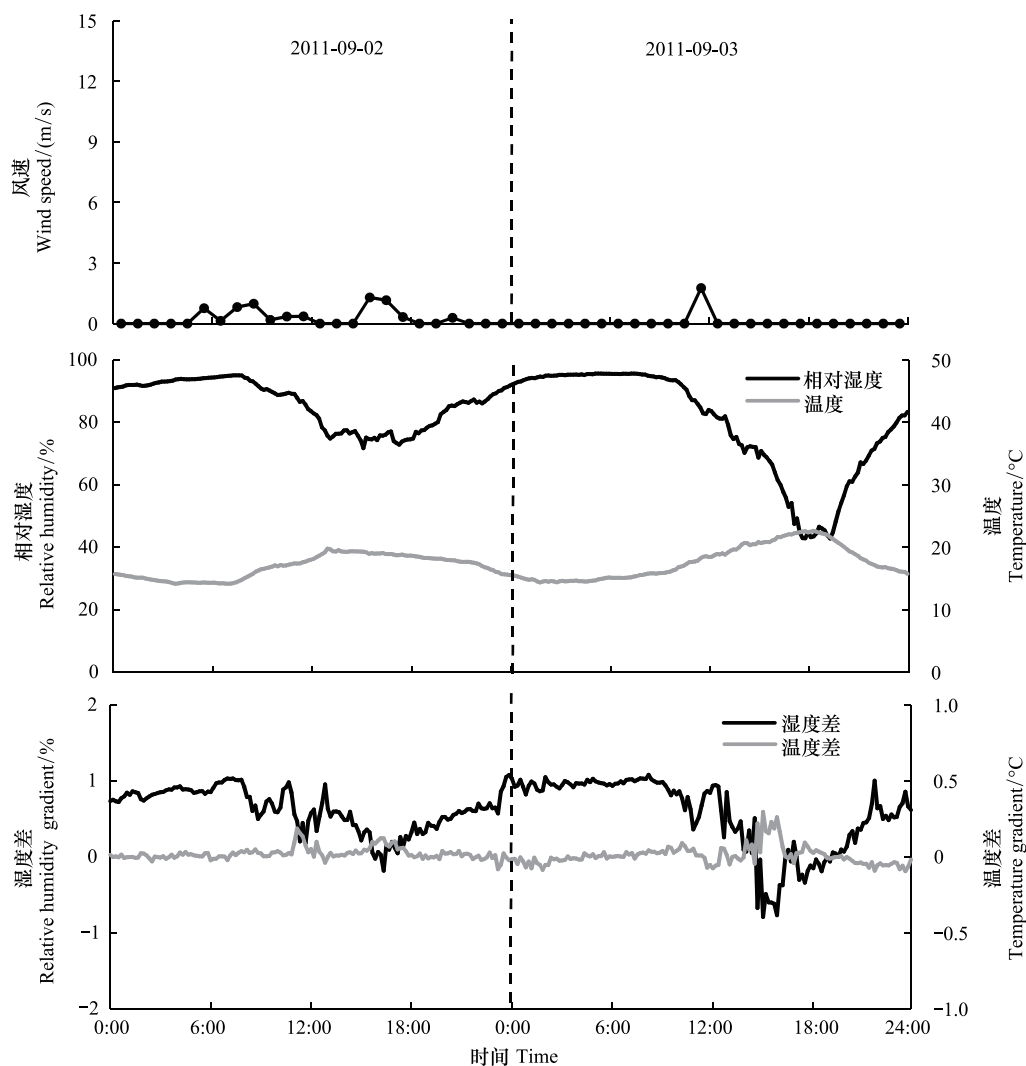


图5 典型微风日波文比系统各指标变化(2米高度处的风速、气温、相对湿度,1.5米和2米高度的温度差、湿度差)

Fig. 5 Diurnal variation of temperature, relative humidity at 2 m, temperature gradient, relative humidity gradient between 1.5 and 2m, hourly wind speed at 2 m from 2 to 3 September, 2011. Wind speed is 1 hour ensembles, other data are 10 min ensembles

由图5a可知,9月2日、3日的平均风速分别为0.28、0.07m/s。2日风速在7:00—9:00、16:00—17:00相对较大,3日除11:00风速为1.76m/s外,其余时段均为0。如图5b所示,为近地层2m温度变化以及相对湿度变化,可以看出两日内温度呈现较一致的变化。气温6:00左右开始升高,在13:00和18:00达到最大值,随之下落。2日、3日的日均气温分别为16.85℃、17.69℃。相对湿度变化趋势与气温相反,6:00左右开始下降,15:00(2日)和18:00(3日)左右达到最小值。相比绿洲风日和荒漠风日,微风日的相对湿度日较差更大,

3 日湿度日较差为 73.6%。相对湿度在白天的波动较少,稳定的大气环境使得大气中水汽的含量更大的取决于温度变化。如图 5c 所示,是 1.5m 高度与 2m 高度的温度差与湿度差变化情况,无风或微风日温度差基本大于 0,在 -0.08°C — 0.19°C 变化。湿度差波动相对较大,在 -0.67% — 1.03% 范围内变化。微风条件下湿度差多为正值,只在 3 日 14:00—18:00 湿度差为负值,出现逆湿现象。

3.2.2 绿洲风对波文比及局地气象指标的影响

挑选 2010 年 7 月 25 日和 7 月 26 日作为典型绿洲风晴天,对绿洲荒漠过渡带的波文比及局地气象指标日内变化情况分别作图 6、图 7 进行讨论。

图 6a、6b 是典型绿洲风条件下(2010 年 7 月 25 日、7 月 26 日)波文比的变化。波文比日均值分别为 -0.59 、 -0.63 。波文比在夜间 22:00—24:00、0:00—6:00 为较小的正值,白天 6:00—22:00 基本在 -5 — 0 内变化,其中,7:00—13:00 波文比值表现出更大的波动性,波文比最小瞬时值出现在 9:00 和 11:50,分别为 -12.93 (25 日)、 -9.81 (26 日);最大瞬时值出现在 8:30 和 7:50,分别为 15.77 (25 日)、 27.33 (26 日)。

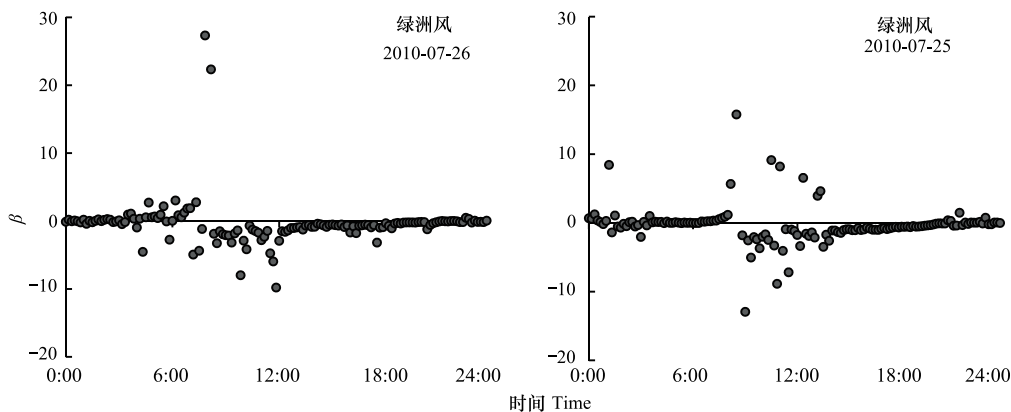


图 6 典型绿洲风晴天波文比(β)日内变化

Fig. 6 Diurnal variation of Bowen ratio (β) from 25 to 26 July 2010. Bowen ratio is 10 min ensembles

图 7 是主导风向为东南风的绿洲风晴天(2010 年 7 月 25 日、7 月 26 日)各局地气象指标日内变化图。如图 7a 所示,25 日、26 日日均风速分别为 5.69 m/s 、 6.12 m/s 。25 日风速从 7:00 开始增大,14:00 达到最大值(11.76 m/s),18:00 后逐渐减小,21:00 再次增大。12:00—20:00 风速均大于 6 m/s 。26 日风速除 18:00 至 24:00 逐渐减小外,其他时段均在 6 m/s 左右波动,日变化不明显。图 7b 为近地层 2m 温度变化以及相对湿度变化,可以看出两日内温度呈现较一致的变化。夜间温度不断降低,在 6:00 前后达到最小值,随后上升,两日最高温分别出现在 17:00(31.03°C)、16:40(34.06°C)。相对湿度与空气中的水汽含量和空气温度有关,在空气中水汽含量一定的情况下,温度愈低相对湿度愈大,相对湿度的变化与温度的变化基本相反^[45]。由图可知,2m 相对湿度日变化趋势与气温相反,夜间清晨高,白天低。17:00 左右开始增加,次日 6:00 左右达到最大值后开始下降。最大瞬时相对湿度为 63.96% (25 日 6:30)、 82.00% (26 日 5:40),最小瞬时值为 29.07% (25 日 17:00)、 21.40% (26 日 15:20)。25 日、26 日平均气温分别为 27.02°C 、 30.02°C ,26 日气温高于 25 日。同时,由于气温是决定饱和水汽压、相对湿度大小的重要因素^[46],在气温较高的下午(14:00—20:00)、气温较低的夜间和清晨(0:00—6:00),26 日相对湿度明显比 25 日低。同时,在 0:00—6:00、14:00—20:00 时段,25 日与 26 日气温差值差别不大,均在 2 — 5°C ,但相对湿度差值则较大,14:00—20:00 两日相对湿度差值为 2% ,但 0:00—6:00 两日相对湿度差值可达到 20% 。结合风速日变化图,可以看出,26 日清晨 0:00—6:00 风速大于 25 日,14:00—20:00 时段两日风速相差不大。可能由于冷湿的绿洲风带来大量水汽,清晨气温较低使得蒸发消耗的水汽少,空气中水汽含量明显增加,相对湿度增加幅度更大。

图 7c 是 1.5m 高度与 2m 高度的温度差与湿度差变化情况,绿洲风日温度差均为正值,9:00—18:00 较大(0.1°C — 0.54°C),18:00—6:00 为趋近于 0 的负值。说明,白天低层大气温度高,显热通量向上传播,夜晚高

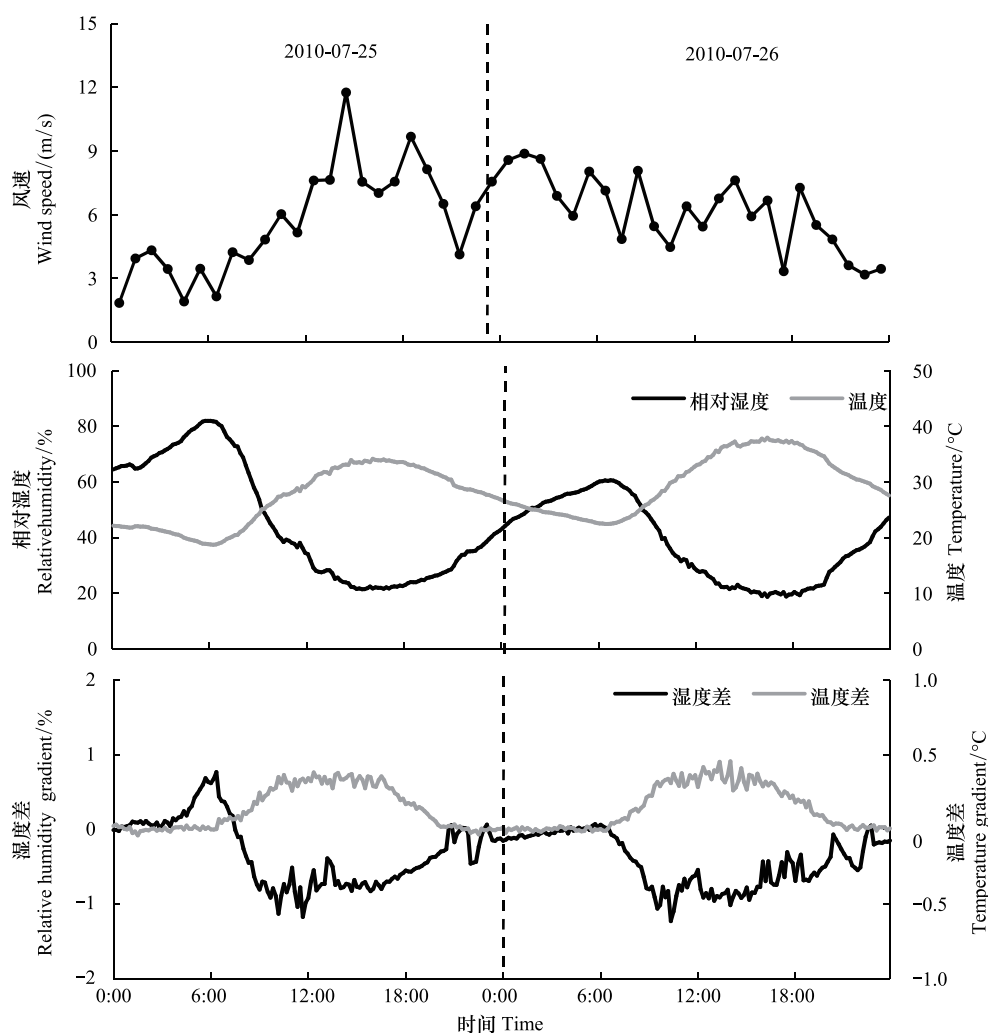


图7 典型绿洲风晴天天文比系统各指标变化(2米高度处的风速、气温、相对湿度,1.5米和2米高度的温度差、湿度差)

Fig. 7 Diurnal variation of temperature, relative humidity at 2 m, temperature gradient, relative humidity gradient between 1.5 and 2 m, hourly wind speed at 2 m from 25 to 26 July 2010. Wind speed is 1 hour ensembles, other data are 10 min ensembles

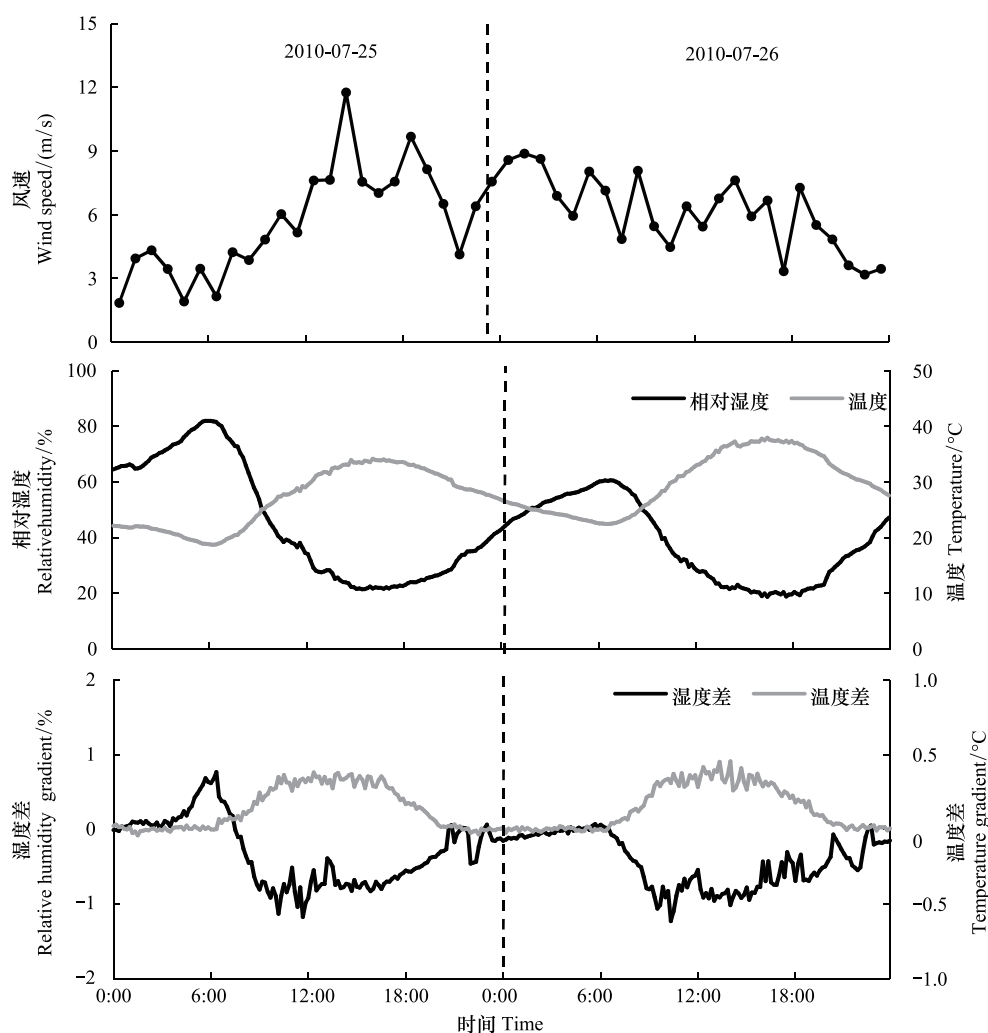
层大气温度高。湿度差仅在风速较小的25日清晨为正值,其余时段均为负值,在 -1.23% — 0.63% 内变化。26日清晨0:00—6:00风速较大,湿度差则为负值。随着风速的变化,湿度差比温度差表现出更大的波动性,以白天9:00—15:00最为明显,这也是绿洲风日波文比在此时段波动较大的原因。即白天大气处于正温、逆湿状态。

3.2.3 荒漠风对波文比及局地气象指标的影响

挑选2010年11月27日和11月28日作为典型荒漠风晴天,对绿洲荒漠过渡带的波文比及局地气象指标日内变化情况分别作图8、图9进行讨论。

图8是典型荒漠风条件下(2010年11月27日、11月28日)波文比的日内变化,波文比日均值分别为2.81, -0.39 ,相比绿洲风,荒漠风日波文比表现出更大的波动性。11月27日夜间0:00—6:00波文比波动较大,6:00—12:00为较稳定的负值,12:00—18:00间波文比较多为正值,且先增大后减小。18:00以后波文比值几乎都为负值,且波动很大。而28日波文比除了在18:00—24:00时间段在0附近较稳定的波动外,其余时间段波动极大,波文比呈现出极不稳定的趋势。11月27、28日,波文比最小瞬时值出现在1:10和2:30,分别为 -18.55 (27日)、 -18.82 (28日);最大瞬时值出现在15:00和4:00,分别为27.69(27日)、28.76(28日)。

图9是主导风向为西北风的荒漠风晴天局地气象指标日内变化特征,2010年11月27日、28日的日均风

图 8 典型荒漠风晴天波文比 (β) 日内变化Fig. 8 Diurnal variation of Bowen ratio (β) from 27 to 28 November, 2010. Bowen ratio is 10 min ensembles

速分别为 3.86 m/s、4.39 m/s。风速和波动性均在 12:00—18:00 较大,两个典型日最大风速分别出现在 15:00 (11.5 m/s) 和 18:00 (13.1 m/s),这与荒漠风日波文比值波动大的时段较为一致。由图 9b 可知,11 月 27 日、28 日日均气温分别为 -5.80°C 、 -7.53°C ,两天气温相差不大,且较为稳定。夜间温度不断降低,在 7:00 前后达到最小值(27 日为 -12.11°C 、28 日为 -15.49°C),随后上升,白天 12:00—18:00 温度较高,27 日最高温出现在 16:40 左右(0.15°C),日较差为 12.27°C 。28 最高气温出现在 14:00 左右(3.06°C),日较差为 18.55°C 。湿度日变化趋势则与气温相反且表现出更大的不稳定性^[47]。结合风速日变化图,可以看出,温度的变化与风速具有一定的正相关性,而相对湿度则与风速的变化呈现负相关性,干热的荒漠风加剧蒸发,使得大气中的水汽含量更少。由图 9c 可知,27 日、28 日温度差除在 10:00—18:00 出现较小的正值外,其余均为负值,在 -0.62°C — 0.27°C 变化。湿度差除在 12:00 前后出现短时负值外,其余均为较大的正值,在 -0.81°C — 1.89°C 之间变化,且表现出比温度差更大的波动性。在荒漠风晴天,大气结构在夜间为逆温、正湿状态,而在白天 10:00—18:00 为正温逆湿状态,波动明显。

3.3 不同风型条件下蒸散量的日变化特征

蒸发量的变化主要取决于影响蒸散的气候因子的日变化和下垫面条件。气象因子主要包括温度、风速、湿度、气压等^[48]。在民勤绿洲荒漠过渡带,平流对观测的影响很大,温度、湿度、风速等变化都很频繁。接下来分别对绿洲风、荒漠风、无风或微风天气条件下利用波文比-能量平衡法计算白刺沙堆的蒸散量,分析季节

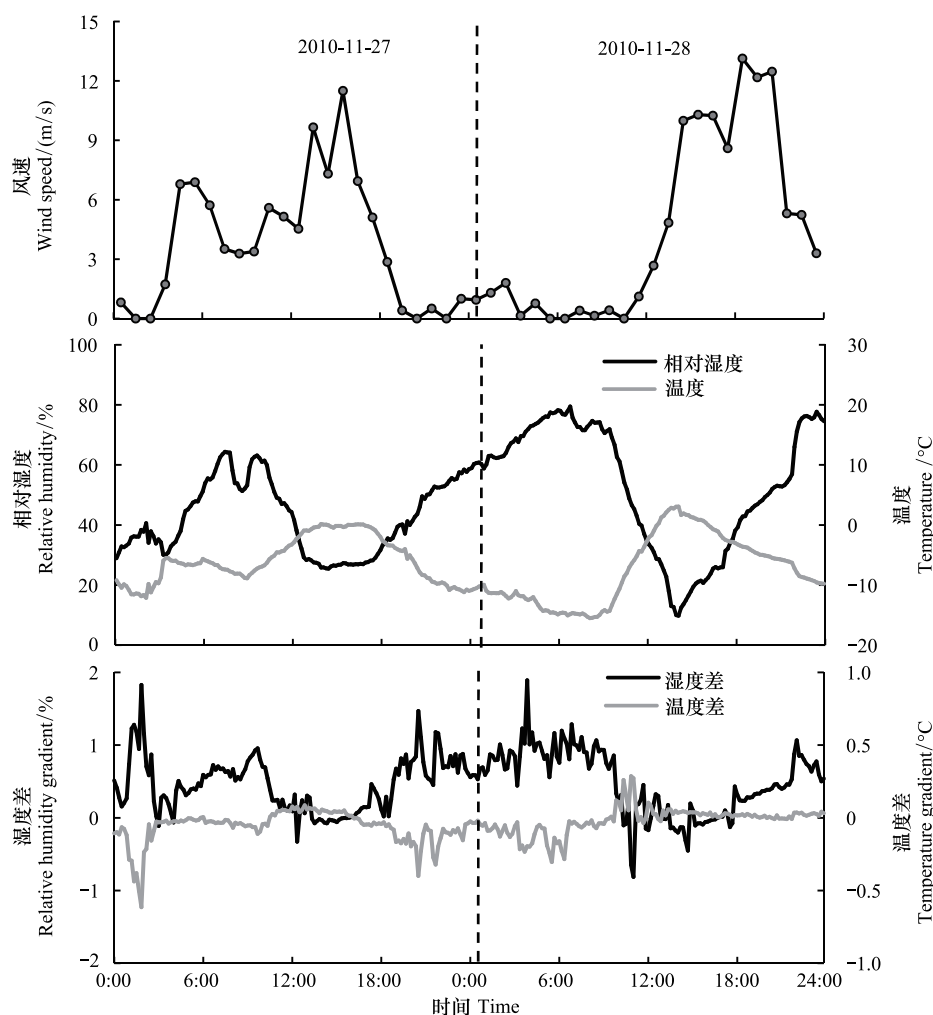


图9 典型荒漠风晴天波文比系统各指标变化(2米高度处的风速、气温、相对湿度,1.5米和2米高度的温度差、湿度差)

Fig. 9 Diurnal variation of temperature, relative humidity at 2 m, temperature gradient, relative humidity gradient between 1.5 and 2m, hourly wind speed at 2 m from 27 to 28 November, 2010. Wind speed is 1 hour ensembles, other data are 10 min ensembles

性盛行的绿洲风和荒漠风对波文比-能量平衡法测算蒸散量的影响。

图10为三种典型风型天气下的白刺植物的蒸散量日内变化特征。三种典型天气条件下,日内蒸散发的总趋势是一致的。日蒸散量与净辐射的变化非常一致,同时气温也是蒸散发的主导影响因子,风速在这些主导因子的影响下起到加速作用^[27]。上午,随着太阳辐射的逐渐增加,气温逐渐升高,蒸散速率逐渐增大,在12:00左右达到峰值。此后,随着光照强度的减弱,气温不断降低,空气相对湿度随之增高,白刺植株内外水汽压差减小,蒸散速率降低。

由图10a可知,在无风或微风天气,2011年9月2日和3日,蒸散量从8:00随太阳辐射的增强而增强,在中午辐射最强时蒸散量达到最大。9月2日,中午12:00—13:00蒸散量达到0.23mm/h,而9月3日中午最大蒸散量为0.19mm/h,最大值蒸散量变化呈单峰型,较好的反映绿洲荒漠过渡带白刺的蒸散发特征。日蒸散量分别为:1.6mm/d,1.5mm/d。由于无风或微风天气下,水平能量流动不明显,大气处于正温、正湿的较为理想的状态,通过波文比方法计算出的蒸散发几乎没有负值出现。

如图10b所示,在绿洲风天气,蒸散量在夜间为较小的负值,出现负蒸发。7月25日,从8:00开始随着绿洲风风速增大,逆湿程度越来越大,测算得到的蒸散量负值越多,受太阳辐射和气温增大的影响,蒸发量在11:00—12:00内达到最大1.19mm/h,17:00到20:00随着绿洲风的减小,测算得到的蒸发量负值也减少。7月26日,上午绿洲风较显著,午后,随着温湿度的变化,负蒸发更加明显,在14:00—15:00达到-1.24mm/h,

而下午绿洲风减弱,蒸散增强,出现正蒸发,但是随着太阳辐射的减小,蒸发量逐渐减小。26 日的变化情况与 25 日相似。7 月 25 日和 7 月 26 日日蒸散量分别为 -0.28mm/d , 2.44mm/d 。

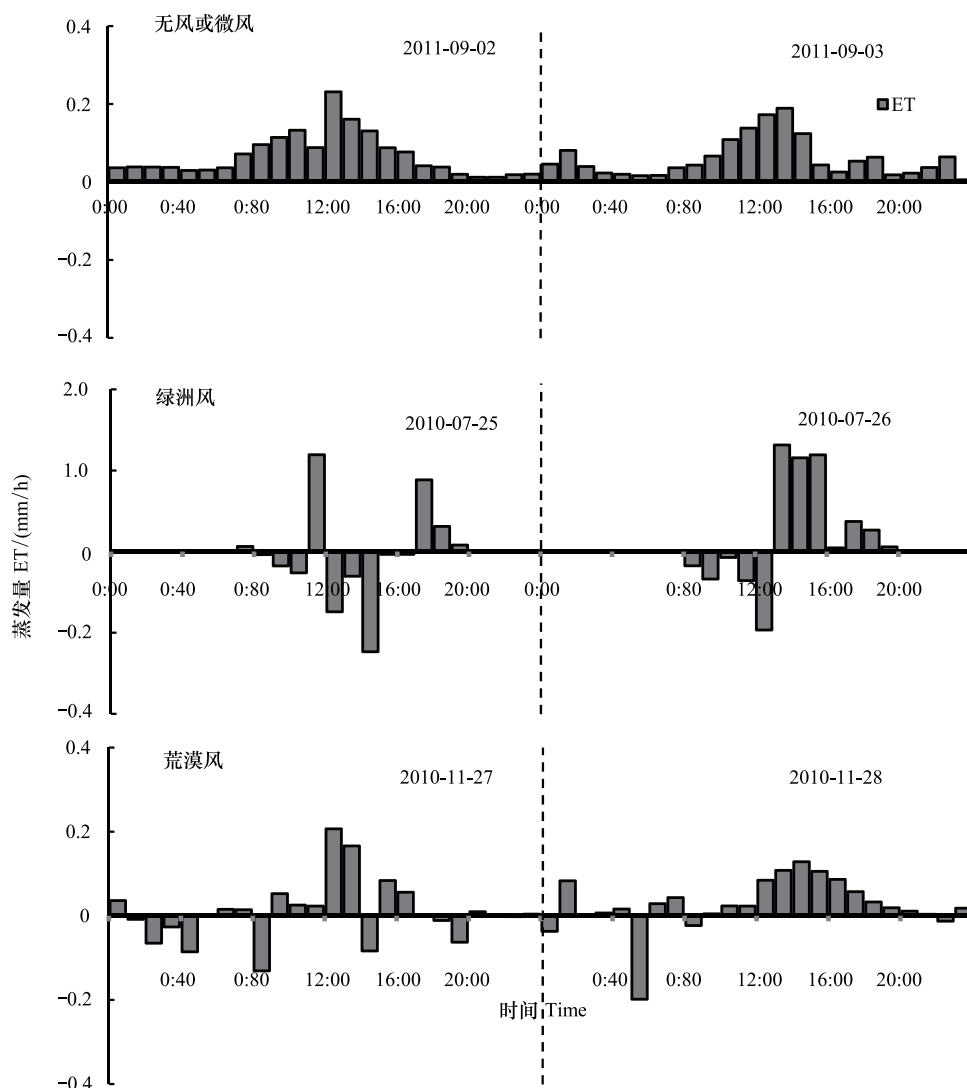


图 10 典型绿洲风(a)、荒漠风(b)、微风或无风(c)晴天蒸散量的日内变化
Fig. 10 Variation of evapotranspiration under different windy weather condition

如图 10c 所示,11 月 27 日和 11 月 28 日盛行荒漠风时,由于风的影响使温度、湿度都发生波动,白刺的蒸散量也发生着变化,蒸发量正值和负值相间出现,个别时间段内呈现负蒸发状态,但是受辐射的影响,在正午左右辐射最大时,其蒸散量依然最大,在夜间出现较多的负蒸发。白天除午后 14:00—15:00 出现负值外,其他时间蒸发量几乎都为正值。在荒漠风天气,逆湿程度没有绿洲风天气明显,白刺植物日蒸散量在 27 日和 28 日分别为 0.21mm/d , 0.61mm/d ,在荒漠风天气,波文比-能量平衡法所测算得到的蒸散量负值较少。

4 讨论

4.1 不同风型对波文比-能量平衡法测算蒸散量的影响

4.1.1 无风或微风天气波文比方法测算蒸散量的特征分析

无风或微风天气条件下,绿洲荒漠过渡带波文比值波动较小,数值稳定,波文比和蒸散发的变化主要取决于太阳辐射、温度差和湿度差等局地气象指标的影响。夜间,由于下垫面辐射冷却,各层气温均下降,下层空气受下垫面辐射冷却的影响,降温幅度大于上层空气,上层大气温度高于下层,白天,由于接受太阳短波辐射,

地面开始增温,同时地面向大气输送长波辐射,由于大气对地面长波辐射的吸收特别强,所以大气迅速增温,近地层大气靠近下垫面,受热较多,温度较高,再通过空气湍流交换和分子热传导,加热上层大气,蒸散速率也逐渐增加,一方面空气温度的升高,为白刺和土壤表层水份汽化提供较多的热量,满足了汽化对能量的需求;另一方面,由于空气的饱和水汽压随着温度的升高而增大,使得饱和水汽压与实际水汽压差值变大,促使更多的水分蒸发进入到空气中,加快蒸散的进行,因而温度与实际蒸散量呈现显著的正相关性,气温除本身对蒸散量的直接正作用外,更主要是通过净辐射和相对湿度等因子来促进蒸散的发生。而空气相对湿度的变化却与温度变化相反,与蒸散呈显著地线性负相关性,空气相对湿度的实质是空气的实际水汽压与饱和水汽压的比值,当空气相对湿度增大时,空气实际水汽压与饱和水汽压之比增大,饱和水汽压差变小,造成下垫面与大气的水分交换强度减弱,进而降低蒸散速度;反之,蒸散速度增大^[49]。

总之,在无风或微风天气稳定的大气结构条件下,绿洲荒漠过渡带低层大气温度高,相对湿度大,温度、湿度梯度不受水平气流的影响,大气多处于正温、正湿的状态,从而符合温度梯度扩散理论,波文比波动小,异常值少,波文比方法测算出的蒸散量较为准确。也即是无风或微风天气用波文比-能量平衡法所测算的蒸散量结果能够代表绿洲荒漠过渡带实际蒸散量。

4.1.2 绿洲风对波文比方法测算蒸散量的影响

在绿洲风天气,由于冷湿的绿洲气团密度更大,使得近地层暖干的荒漠气团逐渐变性,相对湿度增加,温度下降,从而使低层大气与高层大气之间的湿度差减小甚至出现负值,温度差增大,使其处于正温、逆湿的状态。除白天少数时段外,空气中湿度增大,蒸发潜热也逐渐增大,潜热明显占据上风,波文比数值在白天中午和下午波文比波动较大,此时,通过波文比法测算的蒸散量负值较多^[50]。即白天地表受太阳辐射加热,温度高于上层大气中冷湿的绿洲风气团,显热通量向上传播,但是潮湿的绿洲风使得上层空气湿度增大,潜热通量向下传播^[51]。

由本文中介绍的波文比能量平衡法公式(2)结合本试验数据图 7 可知,在绿洲风天气所测得的大气处于正温、逆湿层结,在绿洲风天气白天的大部分时间:温度差 $\Delta T > 0$,湿度差 $\Delta q < 0$,因为水的汽化潜热系数 $L > 0$,干湿表常数 $\gamma > 0$,所以由公式(2)可得波文比 $\beta < 0$,这正是在绿洲风天气时,实际测算得到的波文比 β 大多为负值的原因。由公式(3)可知: $LE > Rn - G = LE + H$,所以显热 $H < 0$,即此时利用波文比方法所计算的结果为:蒸散耗热量大于地表可供热量,同时大气显热向下输送。而干燥的地表有如此大的蒸散量显然不可能,而绿洲风盛行时,白天中午前后地表如此高温,显热向下输送也不可能,与实际情况不符,因此,这种情况下运用波文比方法所测数据准确性降低,这与黄妙芬对绿洲荒漠交界处大气运动的分析结论一致^[43]。绿洲风天气条件下,对观测到波文比及蒸散发结果应该进行修正。

4.1.3 荒漠风对波文比方法测算蒸散量的影响

荒漠风天气条件下,波文比数值多数大于 1,蒸散弱,能量主要以感热的方式消耗^[29]。受荒漠风的影响,波文比波动极大,通过波文比方法测算的蒸散量也出现较大波动。干热的荒漠风影响下,大气处于逆温、正湿的状态。一方面,高层大气获得更多热量,气温升高,高层大气更加干燥,另一方面,干热空气带来的温度普遍升高加剧了地面的蒸发,而湿度随高度递减,水汽以向上输送为主^[51]。

由本文中介绍的波文比能量平衡法公式(2)结合本试验数据图 9 可知,在荒漠风天气温度差和湿度差波动频繁,但是波动幅度不大,夜间 $\Delta T < 0$, $\Delta q > 0$,而白天正午前后 $\Delta T > 0$ (为较小的正值), Δq 则不断波动,导致波文比 β 正值和负值相间出现。而且,由于温度差 ΔT 在 0 附近波动,温度差值与湿度差值在量级上的差别造成波文比值出现较大异常值的原因,从而导致荒漠风天气波文比值比绿洲风天气下的波文比值波动更大。从图 8 可知,在荒漠风条件下,夜晚大部分时间和白天部分时间处于逆温、正湿状态,此时,用波文比-能量平衡法所计算的蒸散量能较为真实的反映实际蒸散情况;而白天正午前后干热的荒漠风使得地表温度较高,同绿洲风天气一样出现正温、逆湿的状态,此时,用波文比方法计算的结果同样为显热向下输送,仍然与实际情况不符,计算得到的蒸散量不是实际蒸散量,对观测到波文比及蒸散发结果应该进行修正。

4.2 波文比-能量平衡法适用性分析

通过以上对本试验的研究表明,有风和无风情况下,利用波文比-能量平衡法测算出得蒸散量差别很大,有风时波文比的异常值增多,蒸散量波动较大,且在绿洲风天气条件下尤为突出。由于受风的影响,绿洲荒漠过渡带湿度结构和水汽输送有很大差别,其潜热和显热为正值或者负值,表示能量在研究的地表上方增加或者减少,这在一定情况下可能会很大,而被简化的能量平衡方程式所忽略^[52]。

作为绿洲和荒漠的交界地带,绿洲荒漠过渡带的温度、相对湿度等大气条件处于绿洲和荒漠的中间状态。当性质迥异的绿洲气团和荒漠气团在此相遇时,绿洲荒漠过渡带的大气反应和变化极为剧烈。受绿洲风或荒漠风的影响,波文比-能量平衡法所测算的蒸散量准确性降低,绿洲风天气条件下波文比-能量平衡法所测算的蒸散量准确性更低。

一方面,波文比-能量平衡法成立的理论假设之一是水汽湍流交换系数(K_w)和热量湍流交换系数(K_h)相等,即 $K_w = K_h$,假定是把方程的有效使用限于均质的下垫面,没有水平的梯度。因此,对于大气层结稳定、平坦、均匀的下垫面来说,利用波文比-能量平衡法计算潜热通量误差相对较小。但是,大量的研究表明, K_h 和 K_w 的比值是随着大气稳定度的变化而变化^[53]。在绿洲荒漠过渡带上空的垂直温度、湿度梯度是平流过程和垂直水热输送过程相叠加的结果,由于空气的温、湿铅直廓线的非相似性导致热量与水汽的湍流交换系数的非等同性,使得波文比法的结果精度下降。这种情况下,梯度理论不再适用, $K_h = K_w$ 的假设不再成立,以梯度扩散理论为基础的波文比法在用于估算潜热与显热输送时失效。此时用波文比法估算蒸发量就会造成较大误差,这是本研究中绿洲风天气情况下波文比方法计算蒸散发出现偏差的主要原因^[16]。另一方面,绿洲荒漠过渡带大气的不稳定度决定了波文比 β 出现较大的波动,波文比法计算的通量会出现剧烈的跳动,呈现出虚假的尖峰和谷值,这一现象在夏季和秋季即绿洲风盛行时表现更为明显^[53]。当波文比法计算中波文比接近于-1时,计算变得很不稳定,导致公式计算出的潜热通量的数值异常增大或减小,而相应得到的显热通量的值反向异常减小或增大,此时公式中的太阳辐射同土壤热通量的差值 $R_n - G$ 或波文比 β 的小误差会引起通量计算很大的误差,而从上面分析中波文比出现剧烈跳动的时间看多为凌晨或是傍晚,这与王旭等人的研究结果一致^[16,54]。

4.3 提高波文比方法在绿洲荒漠过渡带准确性的可行方法

在绿洲荒漠过渡带,荒漠上空的绿洲风盛行时,垂直温度、湿度梯度是平流过程与垂直水热输送过程相叠加的结果,以梯度扩散理论为基础的波文比法估算蒸散量彻底失效,因此,应该避免在绿洲风盛行时观测蒸散量;当荒漠风盛行时,来自荒漠的暖干气流由于密度小在绿洲气团上面成暖风型进入绿洲,因此,在靠近绿洲的绿洲荒漠过渡带与上方的暖干气团之间形成平衡层,在平衡层内的温度、湿度梯度符合梯度扩散理论,可以运用波文比-能量平衡法测量,如果梯度观测超过这个范围,观测失效,也即是在荒漠风盛行时,波文比-能量平衡法在干旱区绿洲的平衡层内是适用的,在平衡层外及荒漠上空却失效。因而,应用波文比能量平衡法估算蒸散发时,测点的位置选择是至关重要的^[43]。

另外,波文比-能量平衡法是计算通量的方法,它综合使用了边界层中所观测到的气象指标(温度和湿度)和地表能量平衡方程的信息来计算感热和潜热通量,由波文比的表达式我们可以看到波文比的大小取决于不同高度的温度差和湿度差,测量仪器的精度会直接影响到计算的结果^[55],Perez 和 Allen 等人研究表明,干旱区相对湿度较低,波文比方法在干旱区的准确性与温湿度传感器的测量精度紧密相关^[15,32]。尤其在实测温、湿度差的差值小于或等于仪器精度差值时,常常出现较大的误差。因此,为提高波文比法的测量精度,必须研制和使用高精度的干湿球传感器,并注意仪器安装高度要有足够的风浪区长度,同时要把观测点安置在水平平均一的下垫面上^[55]。

5 结论

(1)民勤绿洲荒漠过渡带冬春季节盛行西北风,以荒漠风为主,波文比方法所测波文比值波动大、数值

大;夏秋季节盛行东南风,以绿洲风为主,波文比波动相对较小、负值多;研究区观测期内波文比在-17.3—16.2范围内变化,呈“U”型变化,季节性变化明显,生长季中期波文比值低于初期和末期。

(2)在无风天气,绿洲荒漠过渡带温度、湿度梯度不受水平气流的影响,波文比波动小,异常值少,波文比-能量平衡法方法观测的波文比能大致反映绿洲荒漠过渡带的波文比特征。测算出的蒸散量较为准确,能够代表绿洲-过渡带实际蒸散量,所测得民勤绿洲荒漠过渡带波文比日均值为0.07,日蒸散量为1.6mm/d。

(3)在绿洲风天气,绿洲荒漠过渡带的空气温度、湿度结构发生明显改变,冷湿的绿洲风使得大气处于正温、逆湿的状态,温度、湿度梯度是平流过程和垂直水热输送过程相叠加的结果,不符合波文比-能量平衡法的假设条件,这种情况下运用波文比方法所测得的蒸散量负值较多,准确性降低,应该对观测的波文比进行修正,避免在绿洲风天气使用波文比方法对蒸散量进行观测。

(4)在荒漠风条件下,白天正午前后大气温度、湿度结构发生改变,出现正温、逆湿的状态,此时,波文比-能量平衡法所测算的蒸散量准确性降低,同样应该对波文比进行修正。夜晚大部分时间和白天部分时间温度、湿度结构没有发生明显改变,此时,用波文比-能量平衡法所计算的蒸散量能较为真实的反映实际蒸散情况,但是观测点的位置选择会影响观测结果的准确性。

致谢:野外观测工作得到试验合作单位甘肃省治沙研究所和民勤荒漠草地生态系统国家野外科学观测研究站实验团体人员的帮助,特此致谢。

参考文献 (References):

- [1] 解婷婷, 苏培玺, 周紫鹏, 张海娜, 李善家. 荒漠绿洲过渡带沙拐枣种群结构及动态特征. 生态学报, 2014, 34(15): 4272-4279.
- [2] 赵成义, 王玉朝, 李国振. 荒漠-绿洲边缘区研究. 水土保持学报, 2001, 15(3): 93-97.
- [3] 张勃, 孟宝, 郝建秀, 丁文晖. 干旱区绿洲荒漠带土壤水盐异质性及生态环境效应研究——以黑河中游张掖绿洲为例. 中国沙漠, 2006, 26(1): 81-84.
- [4] 张凯, 王润元, 张强, 司建华, 杨启国, 刘宏谊, 王鹤龄. 绿洲荒漠过渡带夏季晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征. 中国沙漠, 2007, 27(6): 1055-1061.
- [5] Tengberg A. Nebkha dunes as indicators of wind erosion and land degradation in the Sahel zone of Burkina Faso. Journal of Arid Environments, 1995, 30(3): 265-282.
- [6] 杜建会, 严平, 丁连刚, 俄有浩, 朱孟郡. 民勤绿洲不同演化阶段白刺灌丛沙堆表面土壤理化性质研究. 中国沙漠, 2009, 29(2): 248-253.
- [7] Nickling W G, Wolfe A S. Momentum extraction with saltation: Implications for experimental evaluation of wind profile parameters. Boundary-Layer Meteorology, 1994, 68(1/2): 35-50.
- [8] Qong M, Takamura H, Hudaberdi M. Formation and internal structure of *Tamarix cones* in the Taklimakan Desert. Journal of Arid Environments, 2002, 50(1): 81-97.
- [9] 王兵, 崔向慧. 民勤绿洲荒漠过渡区水量平衡规律研究. 生态学报, 2004, 24(2): 235-240.
- [10] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources. Science, 2006, 313(5790): 1068-1072.
- [11] Jiang L, Islam S, Guo W, Jutla A S, Senarath S U S, Ramsay B H, Eltahir E. A satellite-based daily actual evapotranspiration estimation algorithm over South Florida. Global and Planetary Change, 2009, 67(1/2): 62-77.
- [12] Arora V K, Chiew F H S, Grayson R B. Effect of sub-grid-scale variability of soil moisture and precipitation intensity on surface runoff and streamflow. Journal of Geophysical Research, 2001, 106(D15): 17073-17091.
- [13] Drexler J Z, Snyder R L, Spano D, Paw U K T. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. Hydrological Processes, 2004, 18(11): 2071-2101.
- [14] Pauwels V R N, Samson R. Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. Agricultural Water Management, 2006, 82(1/2): 1-24.
- [15] Allen R G, Pereira L S, Howell T A, Jensen M E. Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. Agricultural Water Management, 2011, 98(6): 921-929.
- [16] 刘树华, 茅宇豪, 胡非, 张称意, 刘立超, 梁福明, 辛国君, 王建华. 不同下垫面湍流通量计算方法的比较研究. 地球物理学报, 2009, 52

- (3): 616-629.
- [17] 李彦, 黄妙芬. 绿洲-荒漠交界处蒸发与地表热量平衡分析. 干旱区地理, 1996, 19(3): 80-87.
- [18] 朱治林, 孙晓敏, 张仁华. 用微气象方法估算淮河流域能量平衡 (HUBEX/IOP 1998/99) 的统计分析和比较研究. 大气科学进展: 英文版, 2003, 20(2): 285-291.
- [19] Gavilán P, Berengena J. Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment. *Irrigation Science*, 2007, 25(2): 127-140.
- [20] Todd R W, Evett S R, Howell T A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103(4): 335-348.
- [21] Peacock C E, Hess T M. Estimating evapotranspiration from a reed bed using the Bowen ratio energy balance method. *Hydrological Processes*, 2004, 18(2): 247-260.
- [22] Suyker A E, Verma S B. Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie. *Global Change Biology*, 2001, 7(3): 279-289.
- [23] Zeggaf A T, Takeuchi S, Dehghanianij H, Anyoji H, Yano T. A Bowen ratio technique for partitioning energy fluxes between maize transpiration and soil surface evaporation. *Agronomy Journal*, 2008, 100(4): 988-996.
- [24] Domingo F, Villagarcía L, Brenner A J, Puigdefábregas J. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, 95(2): 67-84.
- [25] Malek E, Bingham E G. Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 1993, 146: 209-220.
- [26] Todd W R, Evett R S, Howell A T. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103(4): 335-348.
- [27] 司建华, 冯起, 张艳武, 常宗强, 张凯. 荒漠-绿洲芦苇地蒸散量及能量平衡特征. 干旱区研究, 2010, 27(2): 160-168.
- [28] 闫人华, 熊黑钢, 李成圆, 瞿秀华. 绿洲荒漠过渡带蒸散与主要环境因子关系分析. 干旱区资源与环境, 2013, 27(1): 154-160.
- [29] 严坤, 李生字, 雷加强, 王海峰, 孙聪, 严风硕, 李春. 沙漠腹地人工绿地地表能量交换特征. 干旱区地理, 2013, 36(3): 433-440.
- [30] 戴晟懋, 邱国玉, 赵明. 甘肃民勤绿洲荒漠化防治研究. 干旱区研究, 2008, 25(3): 319-324.
- [31] Bowen I S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 1926, 27(6): 779-789.
- [32] Perez P J, Castellvi F, Ibañez M, Rosell J I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, 97(3): 141-150.
- [33] Billesbach D P, Arkebauer T J. First long-term, direct measurements of evapotranspiration and surface water balance in the Nebraska SandHills. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 156: 104-110.
- [34] Liu S M, Xu Z W, Zhu Z L, Jia Z Z, Zhu M J. Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 2013, 487: 24-38.
- [35] 常兆丰, 韩富贵, 仲生年. 民勤荒漠区物候与四季划分. 中国农业气象, 2009, 30(3): 308-312.
- [36] 胡影, 李亚. 民勤绿洲物候季节划分及景观季相特征. 干旱区资源与环境, 2005, 19(2): 173-178.
- [37] 张强, 赵映东, 王胜, 马芳. 极端干旱荒漠区典型晴天大气热力边界层结构分析. 地球科学进展, 2007, 22(11): 1150-1159.
- [38] 张强, 曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究. 大气科学, 2003, 27(2): 245-254.
- [39] 左洪超, 胡隐樵. 黑河地区绿洲和戈壁小气候特征的季节变化及其对比分析. 高原气象, 1994, 13(3): 246-256.
- [40] Sturman A P, McGowan H A. Observations of dry season surface energy exchanges over a desert clay pan, Queensland, Australia. *Journal of Arid Environments*, 2009, 73(1): 74-81.
- [41] Elsawwaf M, Willems P, Pagano A, Berlamont J. Evaporation estimates from Nasser Lake, Egypt, based on three floating station data and Bowen ratio energy budget. *Theoretical Applied Climatology*, 2010, 100(3-4): 439-465.
- [42] 吴海龙, 余新晓, 张艳, 李轶涛, 刘旭辉, 黄枝英. 异质下垫面显热通量动态变化及对环境因子的响应. 水土保持研究, 2013, 20(4): 160-165, 171-171.
- [43] 黄妙芬. 绿洲荒漠交界处波文比能量平衡法适用性的气候学分析. 干旱区地理, 2001, 24(3): 259-264.
- [44] Li S, Tong L, Li F S, Zhang L, Zhang B Z, Kang S Z. Variability in energy partitioning and resistance parameters for a vineyard in northwest China. *Agricultural Water Management*, 2009, 96(6): 955-962.
- [45] 范丽红, 格丽玛, 何清, 潘晓玲. 绿洲—过渡带—荒漠气候特征日变化分析. 新疆农业大学学报, 2006, 29(1): 5-9.
- [46] 胡顺军, 王举林, 宋郁东, 张群, 李云华, 陈小兵. 塔里木盆地水面蒸发量的实验研究. 干旱区资源与环境, 2003, 17(6): 95-98.
- [47] 冯起, 司建华, 张艳武, 姚济敏, 刘蔚, 苏永红. 极端干旱地区绿洲小气候特征及其生态意义. 地理学报, 2006, 61(1): 99-108.
- [48] 王兵, 崔向慧, 包永红. 民勤绿洲荒漠过渡区辐射特征与热量平衡规律研究. 林业科学, 2004, 40(3): 26-32.

- [49] 闫人华,熊黑钢,冯振华,张芳,瞿秀华. 绿洲-荒漠过渡带芨芨草地 SPAC 系统蒸散与多环境因子关系分析. 干旱区地理, 2013, 36(5): 889-896.
- [50] 李茂善,杨耀先,马耀明,孙方林,陈学龙,王宾宾,朱志鹏. 纳木错(湖)地区湍流数据质量控制和湍流量变化特征. 高原气象, 2012, 31(4): 875-884.
- [51] 戚培同,古松,唐艳鸿,杜明远,吴力博,赵亮. 三种方法测定高寒草甸生态系统蒸散比较. 生态学报, 2008, 28(1): 202-211.
- [52] 张强,卫国安,黄荣辉. 绿洲对其临近荒漠大气水分循环的影响——敦煌试验数据分析. 自然科学进展, 2002, 12(2): 170-175.
- [53] 黄宝霞,王澄海,刘辉志. 内蒙古奈曼流动沙丘下垫面近地面能量收支研究. 干旱区地理, 2007, 30(2): 177-183.
- [54] 王旭,尹光彩,周国逸,闫俊华, Sun G, 王春林. 鼎湖山针阔混交林旱季能量平衡研究. 热带亚热带植物学报, 2005, 13(3): 205-210.
- [55] 房军,方小宇,吕东玉,古今用. 丘陵半干旱区作物需水规律的研究进展. 安徽农业科学, 2006, 34(19): 4847-4849.