

朱明佳,赵谦益,刘绍民,等. 农田下垫面观测通量的变化特征及其气候学足迹分析[J]. 地球科学进展,2013,28(12):1 313-1 325. [Zhu Mingjia, Zhao Qianyi, Liu Shaomin, et al. Analysis of the characteristics of turbulent flux and its footprint climatology at an agricultural site[J]. Advances in Earth Science,2013,28(12):1 313-1 325.]

农田下垫面观测通量的变化特征 及其气候学足迹分析^{*}

朱明佳^{1,2},赵谦益¹,刘绍民^{1*},徐自为¹,徐同仁¹

(1. 北京师范大学遥感科学国家重点实验室,地理学与遥感科学学院,北京 100875;

2. 安徽省人工影响天气办公室,安徽 合肥 230031)

摘 要:利用 2008—2010 年馆陶站涡动相关仪和自动气象站观测资料,在保证数据质量的基础上,分析了通量交换特征,并采用算术平均和通量加权 2 种气候学足迹计算方法,详细探讨了不同时间尺度观测通量的源区分布特征。结果表明:①感热和潜热通量全年都有相同的日变化特征,CO₂ 通量仅在作物生长季表现出与水热通量相反的日变化趋势。各通量受作物种类及其物候特征影响,季节变化明显。在生长季以潜热通量、CO₂ 通量交换为主,其值在生长中期也明显高于生长始末期,且夏玉米的交换量强于冬小麦的。②受风、湍流条件、下垫面状况等共同影响,日尺度的观测通量源区差异最显著,季节尺度次之,年尺度最小。③不同时间尺度下,通量加权的气候学足迹能更合理地反映观测通量源区的平均状况,其源区大小普遍小于算术平均的结果。

关 键 词:观测通量;涡动相关仪;农田;气候学足迹

中图分类号:P404

文献标志码:A

文章编号:1001-8166(2013)12-1313-13

1 引 言

全球变化背景下,气候异常、水资源短缺等一系列重大自然、社会问题日益凸显,亟待更深入地探究陆—气之间物质与能量交换过程的内在机制^[1]。以湍流交换为特征的大气边界层不仅是联系地表与大气最直接的媒介,而且能及时快速地响应地表变化。对其开展通量观测,是研究陆—气相互作用的有效途径,并由此产生了多种湍流通量观测方法^[2]。其中涡动相关法,因其直接、连续、自动性等特点,已被广泛应用于各类生态系统水、热、碳等通量的长期观测研究中,如全球最大的通量网 FLUX-

NET,同时也促进了相关模式的发展^[3,4]。

为代表更具实际意义的特定自然生态系统,许多观测站所处的下垫面通常较为复杂,而基于涡动相关法的湍流观测存在一些基本的前提假设:准平稳(定常)、充分发展、无水平平流、忽略垂直平流输送等^[5,6]。长期连续观测时,一些不利于湍流观测的因素不可避免,从而使理论上的理想观测条件难以得到满足,导致数据质量降低,出现能量平衡不能闭合等问题^[7~9]。因此,为保证数据的可靠性,获取有意义的分析结果,有必要首先对数据进行严格的处理与质量控制。

与此同时,观测通量的“信息源”是一个受观测

* 收稿日期:2013-05-17;修回日期:2013-07-12.

* 基金项目:中央高校基本科研业务费专项资金;国家自然科学基金项目“基于多源数据同化方法的地表水热通量估算研究”(编号:41201330)资助.

作者简介:朱明佳(1986-),女,江苏苏州人,硕士研究生,主要从事大气边界层研究. E-mail:mingjiazhu124@gmail.com

* 通讯作者:刘绍民(1967-),男,浙江绍兴人,教授,主要从事地表通量观测与遥感应用研究. E-mail:smliu@bnu.edu.cn

高度、大气湍流、地表状况等共同影响的变量,观测通量值反映的是测点上风方向某一可变区域的平均状况。这使得在对非均匀下垫面上的通量观测结果进行深入理论分析时,必须要考虑数据的空间代表性^[10,11]。足迹(footprint)分析作为定量确定上风向上各“源”、“汇”项对观测值相对重要性的有力工具,可获得对观测结果有主要影响的区域,即源区(source area),并可分别估计不同地块的影响^[12],为上述问题的解决提供了切实可行的方法。

目前足迹模型的发展主要分为两大分支:①着眼于模拟研究角度的数值模型,比较复杂,但能够包含地形、异质性地表、冠层内部气流、极端大气条件等信息^[13,14]。②着眼于实用性角度的解析或半经验的参数化模型,具有一定的理论基础,更简洁,耗时少^[15~17]。随着足迹理论、计算模型的不断发展,其在通量塔架设、通量数据质量评价和分析以及遥感估算通量模型的验证等研究中得到了广泛应用^[10,18,19]。

此外,足迹模型本质上是对大气湍流扩散过程的描述,观测结果的足迹分布与相应的地表源强迫项并没有本质的联系^[11]。因此,利用足迹模型得到能够反映观测通量随时间变化(日、季、年等)的气候学足迹,对更合理地评价长期通量观测结果的空间代表性是非常重要的。然而这方面的工作目前仍比较缺乏,仅有少量报道^[20~22]。在一些研究中,通常将输入参数进行平均后代入足迹模型计算,虽然其结果具有一定的参考性,但并未很好地解决足迹的气候学问题^[23~25]。

本文利用馆陶站2008—2010年连续3年的涡动相关仪和自动气象站观测数据,在数据处理与质量控制的基础上,分析了陆—气间通量(感热、潜热、二氧化碳等)的交换特征,并利用Kormann等^[17]提出的全显式解析足迹模型,探讨了气候学足迹的计算方法,从不同时间尺度观测通量的源区分布特性、影响因子等方面进行了分析与讨论,为今后深入研究非均匀地表的天气交换提供参考。

2 观测站概况与数据处理

2.1 观测站及仪器

馆陶站(36°30′54″N, 115°07′39″E)地处华北平原,位于河北省馆陶县河寨村,观测场为农田下垫面,以冬小麦/夏玉米(轮作)为主,棉花(单季)相对较少,冬小麦经历越冬后翌年3月初返青,6月成熟收割,玉米、棉花生长期分别为6~9月和5~9月,

是华北典型的平原农田下垫面。整个观测场地势平坦,但地表呈斑块状分布,地块排列较不规则,盛行风向为南风 and 北风。观测仪器包括涡动相关仪、自动气象站与大孔径闪烁仪。其中涡动相关仪(CSAT3, LI 7500)安装于气象塔上,朝正北方向,架高为15.6 m。自动气象站的观测项目包括风(风速、风向, 12.7 m)、2层空气温度、湿度(12.5, 15.6 m)、降水量、气压、四分量辐射以及地表辐射温度、土壤热通量(0.02 m)、8层土壤温度(0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1 m)和7层土壤湿度(0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 1 m)。

2.2 观测数据处理与质量控制

本文选用馆陶站2008—2010年涡动相关仪和自动气象站观测资料进行气候学足迹的计算与分析。利用英国爱丁堡大学开发的EdiRe软件对涡动相关仪原始10 Hz高频湍流数据进行一系列的后处理,取平均时段为30 min。处理步骤主要包括:野点剔除、延迟时间校正、坐标旋转(平面拟合法)、超声虚温校正、水汽和CO₂通量的空气密度效应校正(WPL校正)、频率响应订正等^[26],最终得到摩擦速度、Obukhov长度、三维风速(均)方差、湍流通量等统计平均量。另外对10 min的气象要素数据通过平均得到30 min的均值。

湍流观测数据的筛选主要包括:观测时段大气湍流发展充分性(方差相似性)检验和湍流平稳性检验。在本文中,分别采用总体湍流特征系数(ITC)和湍流强度与水平风速关系进行大气湍流的发展性和平稳性判断^[27,28]。其中ITC的定义见公式(1)^[27],与其检验有关的方差相似函数取公式(2)^[5,29]。另外,剔除超出物理范围的野点数据和受降水影响的数据,且进行了平均值检验法(AVT)的摩擦速度阈值设定^[30]:将其按照0.01 m/s的步长分段,分别计算各段的平均值 F_{c1} (分段平均值)和对应分段点的累计平均值 F_{c2} (u_* 大于该值的所有 F_{c1} 的累计平均),以剔除夜间CO₂通量数据中大气湍流强度较弱时次。具体剔除标准如下:①降水时次及其前后1小时;②ITC>0.5时次,即图1中虚线之外;③风速<1 m/s,且湍流强度>0.5时次(图2);④白天CO₂通量值>0.5或<-2.5 mg/(m²·s)时次,夜间CO₂通量值<0或>0.5 mg/(m²·s)以及摩擦速度<0.16 m/s时次(图3)。

$$ITC = \left| \frac{(\sigma_w/u_*)_{\text{计算值}} - (\sigma_w/u_*)_{\text{观测值}}}{(\sigma_w/u_*)_{\text{计算值}}} \right| \quad (1)$$

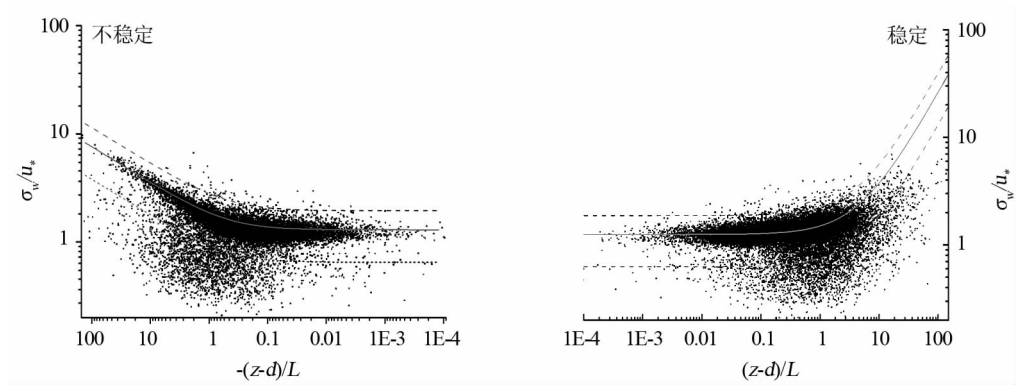


图 1 σ_w/u_* 随稳定度的变化

Fig. 1 σ_w/u_* changes with different stability

图中实线为公式(2)的计算结果,虚线为 ITC 取 0.5 时对应的变化范围

Solid lines are calculated using Eq. (2), dashed lines denote the variation range when ITC equals 0.5

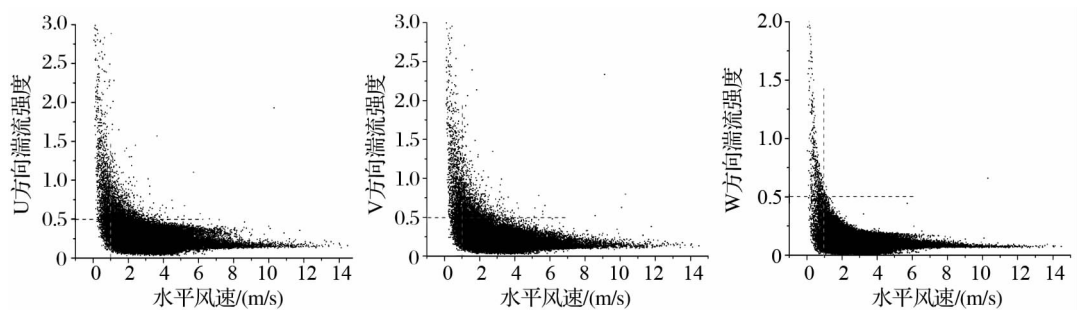


图 2 湍流强度与水平风速的关系

Fig. 2 The relationship between turbulent intensity and horizontal wind speed

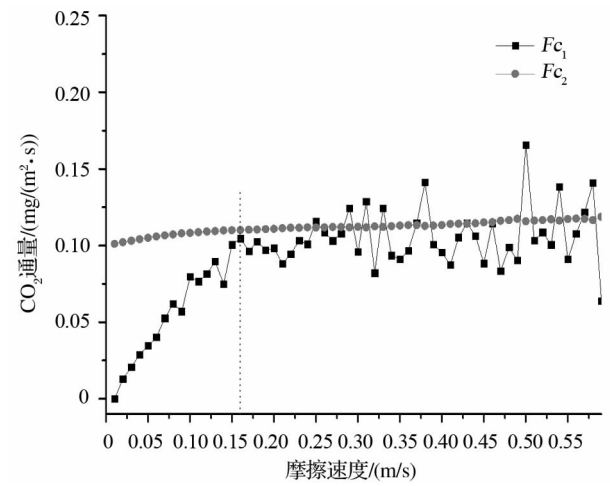


图 3 CO_2 通量分段平均值(F_{c1})和累计平均值(F_{c2})与摩擦速度的关系

Fig. 3 Relationship between sub-averaged CO_2 flux(F_{c1}), cumulative-average CO_2 flux(F_{c2}) and friction velocity

图中摩擦速度的阈值为 0.16 m/s

The threshold for friction velocity is 0.16 m/s

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \begin{cases} 1.25(1 + 0.2\zeta) & \zeta > 0 \\ 1.3(1 - 2\zeta)^{1/3} & \zeta < 0 \end{cases}, \zeta = (z - d)/L \quad (2)$$

式中: σ_w 为垂直向湍流速度标准差, u_* 为摩擦速度, L 为 Obukhov 长度, z 为观测高度, d 为零平面位移, ζ 为大气稳定判定参数(大于 0 表示稳定,小于 0 表示不稳定)。

3 研究方法

3.1 观测通量的足迹模型

足迹模型本质上是对湍流扩散过程的模拟,综合考虑计算结果的可靠性、可操作性等因素,本文选用相对成熟的 Kormann 等^[17]提出的全显式解析足迹模型,作为气候学足迹计算的基础。该模型首先由二维、定常湍流扩散方程,应用通量梯度扩散理论,假定近地层水平风速和湍流扩散系数的垂直廓线均是高度的幂函数,同时满足均匀湍流条件,使用烟云反转假设,导出侧向积分的足迹函数 $f^y(x, z)$,然后假定侧风向扩散与高度无关且服从高斯分布,

给出足迹的侧向分布函数 $D_y(x, y)$, 进而得到足迹函数表达式:

$$f(x, y, z) = f^y(x, z) D_y(x, y) \quad (3)$$

式中: x, y 为水平坐标; z 为垂直坐标, 具体计算时 z 取观测有效高度 z_m 。

计算时所需输入的观测数据包括: Obukhov 长度, 摩擦速度, 观测高度的风速、风向、侧风向湍流速度标准差。本文中计算区域大小为以观测点为中心的 $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$ 范围, 网格水平分辨率设定为 30 m , 观测有效高度为观测高度减去零平面位移。

3.2 气候学足迹的计算及源区的确定

3.2.1 气候学足迹的计算方法

本文选用 2 种不同的气候学足迹计算方法, 即算术平均法和通量加权法进行长期通量观测的平均足迹计算。其中, 算术平均法是在所研究时段内, 分别对同一网格点的每个时次的足迹结果进行算术平均, 以实现叠加的目的。而通量加权方法则是分别对每一个计算网格, 将其单时次的足迹结果以该时次的观测通量(感热、潜热或 CO_2 通量)为权重, 通过加权平均得到气候学平均的足迹分布:

$$f_c(x, y, z_m) = \sum_{i=1}^N f^i(x, y, z_m) \frac{\text{Flux}(i)}{\sum_{i=1}^N \text{Flux}(i)} \quad (4)$$

式中: i 为时次序号; N 为计算时段内的总时次数; $f_c(x, y, z_m)$ 为气候学足迹; $f^i(x, y, z_m)$ 为 i 时次的足迹; $\text{Flux}(i)$ 为 i 时次的通量观测值, 算术平均时均取 1。

3.2.2 源区的确定

理论上, z_m 高度的观测值是上风向无限大区域内的总积分, 但实际应用中往往更关注对观测值有主要影响的上风向区域, 即源区。 P 水平源区指对观测值有 $P\%$ 贡献率且影响最大的那部分区域。

本文采用如下方式近似计算 P 水平源区: 首先选定一个大小适宜的足迹计算域, 在该计算区域内, 利用公式(4)计算每个网格点的足迹平均值, 然后将其从大到小排列, 并按此顺序进行累加至其累加值占有所有网格点总值的 $P\%$ 为止, 即得到 $P\%$ 通量源区, 认为此范围是对通量观测结果产生 $P\%$ 贡献的最主要影响区域。

4 结果与分析

4.1 通量交换的日变化特征

分别在 2010 年馆陶站作物生长季与非生长季选取典型晴天、阴天各 1 例, 结合净辐射分析感热、

潜热和 CO_2 通量的日变化特征。其中作物生长季选 8 月 6 日(晴天)和 8 月 18 日(阴天), 非生长季选 11 月 3 日(晴天)和 2 月 25 日(阴天)。

由图 4 可知, 晴天时净辐射呈现出正弦型的日变化, 日出后由负值转为正值, 并在当地正午前后达到一天内的最大值, 此后又逐渐减小, 符合一般的观测事实。阴天时受云遮蔽等因素的影响, 净辐射值减小, 日变化曲线与晴天相比, 波动性明显, 似锯齿状。不论是生长季或非生长季, 感热和潜热通量日变化趋势均明显, 且与净辐射表现出较好的一致性, 但均存在波动性。这种波动性一方面源于湍流本身的随机性, 同时也与观测通量源区的变化所引起的观测对象的变化有关(详见 4.3.1 节的分析)。

由图 5 可以看出, CO_2 通量的日变化规律在作物的不同生长季差异较大, 非生长季时几乎无日变化。在有少量植被覆盖时, 白天出现弱的光合作用, 同时也存在一些呼吸作用, 且此时温度较低, 夜间的呼吸作用也较弱。而在生长季时, 日变化趋势明显。白天由于作物的光合作用, 从大气中吸收 CO_2 成为近地层的碳汇, 通量值为负, 谷值大致出现在午后 14:00, 与潜热通量出现峰值的时间基本一致。夜间转为呼吸过程, 向大气中释放少量 CO_2 。

总体上, CO_2 通量表现出与净辐射、感热和潜热通量相反的日变化特征, 夜间大气湍流强度较弱, 各通量值较白天时下降明显, 变幅不明显。另外, 净辐射、感热通量、 CO_2 通量均存在昼夜间正负交替的变化特征, 而潜热通量除个别时次出现较小负值外, 始终为正。

4.2 通量交换的季节、年变化特征

从馆陶站 2008—2010 年感热、潜热和 CO_2 通量的月平均日变化图(图 6)中可以看出, 上述各通量均有明显的季节变化特征, 感热和潜热通量的日变化趋势在全年都很明显, CO_2 通量仅在作物生长季有明显的日变化规律。全年中感热通量存在 2 个明显的低值月, 即 5 月与 8 月。此时正值冬小麦与夏玉米的生长旺季(由于观测场周围棉花分布较少, 故在此主要考虑冬小麦与夏玉米轮作的情况), 作物的叶面积指数迅速增大, 蒸腾作用加强, 大部分可利用能量被作物蒸腾消耗, 与之对应的恰好为潜热通量在全年中的峰值月。中间间隔的 6 月, 经历了冬小麦的收割和夏玉米的播种且此时辐射较强, 使得 6 月表现出感热通量的峰值与潜热通量的谷值。而后 7 月, 随着夏玉米的生长, 感热通量逐步回落, 潜热通量又开始增加。全年中 CO_2 通量在作物生长

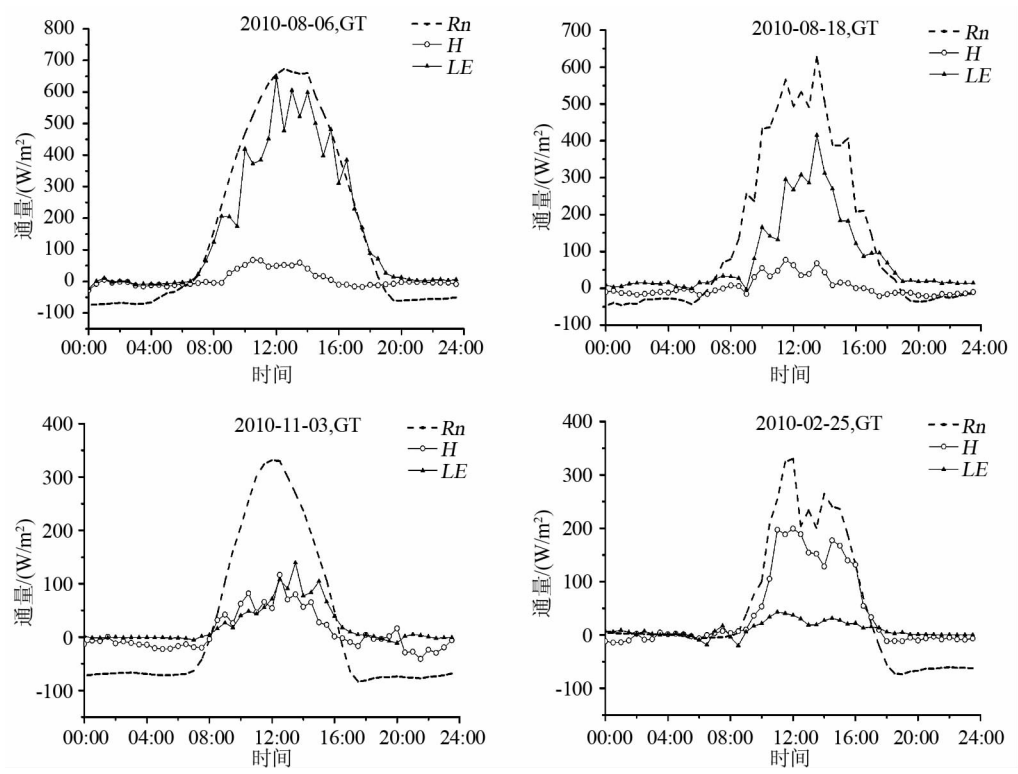


图 4 馆陶站 (GT)2010 年作物生长季与非生长季的典型天 (晴天、阴天) 净辐射 (R_n)、感热通量 (H)、潜热通量 (LE) 日变化

Fig.4 Diurnal variation of net radiation, sensible heat flux and latent heat flux on clear-sky and cloudy-sky conditions in 2010 at GT station

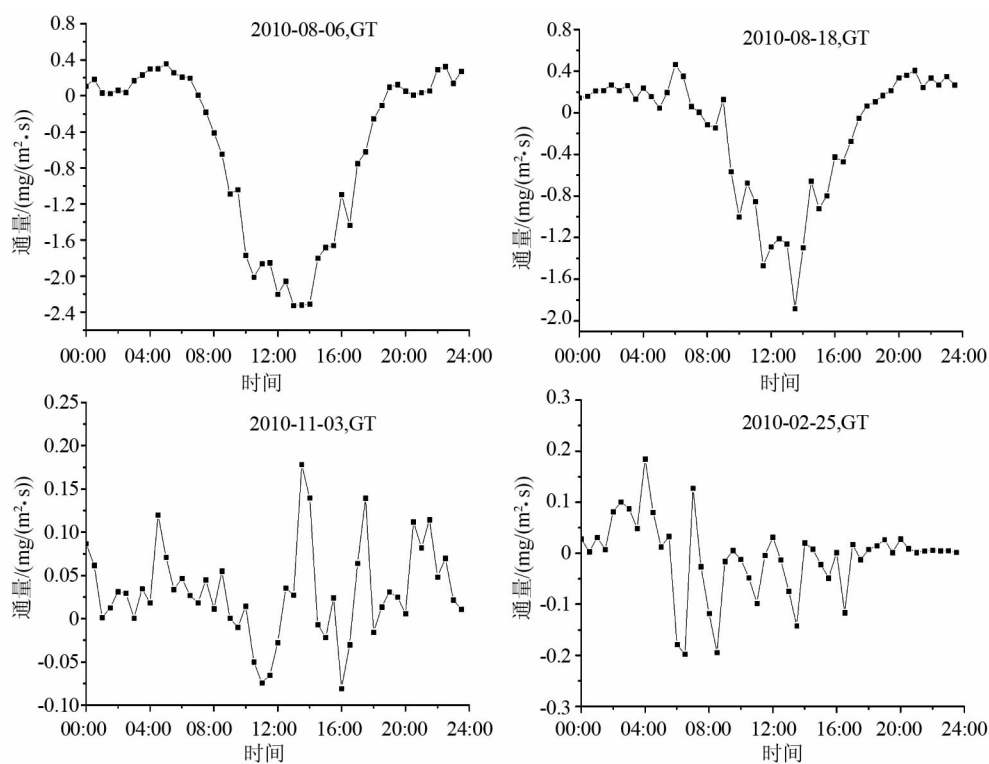


图 5 馆陶站 2010 年作物生长季与非生长季的典型天 (晴天、阴天) CO_2 通量的日变化

Fig.5 Diurnal variation of carbon dioxide flux on clear-sky and cloudy-sky conditions in 2010 at GT station

季也表现出 2 个碳“汇”月。故在作物生长季(冬小麦 3~6 月,夏玉米 6~9 月),CO₂ 通量呈现近似“U”型分布,潜热通量则为倒“U”型。

对比冬小麦与夏玉米发现,夏玉米的碳汇能力及相应的蒸腾作用强于冬小麦。如 2009 年,在冬小麦生长季,CO₂ 和潜热通量的月平均日最高值约为 -0.8 mg/(m²·s) 和 240 W/m²,而在夏玉米的生长季则分别约为 -1.3 mg/(m²·s) 和 290 W/m²。分析原因认为,这与 2 种作物的植物生理特性有密切关系,并会受到大气条件以及地表水热状况的影响。冬小麦属于 C3 作物,在高温、强光下容易产生光抑制,光合作用减弱。而夏玉米为 C4 植物,光补偿点和 CO₂ 饱和点低,在低光照和低 CO₂ 浓度下仍可进行光合作用,且在强光、高温、低温等逆境条件下有较好的防御反应,能保持较高的光合能力,具有较高的光合效率。在夏玉米生长期间,潜热通量也较大,这一方面与夏玉米比冬小麦叶面积指数较大、水分

利用效率更高、蒸腾更强烈有关。另一方面,夏玉米生长季受季风的影响,降水较多,且由于雨热同期,大气温度高,土壤中的水分更易以蒸散的形式进入大气。此外,农田区的灌溉也会对能量的分配产生一定的影响。2010 年馆陶站 5 月的 2 次灌溉(5 月 10 日与 5 月 24 日)增加了土壤水分,使得该月平均潜热通量明显高于 2008 年和 2009 年同期,且该年冬小麦与夏玉米潜热通量的最大值差异也小于往年。

总体上,通量的季节变化主要与作物种类及其生长节律有关。生长季时,作物光合作用强烈,形成 CO₂ 通量的吸收峰。全年中感热和潜热交替成为可利用能量的主导项,在生长季以潜热通量交换为主。非生长季反之,以感热通量交换为主,潜热通量普遍较小。夏玉米的潜热通量和 CO₂ 通量的交换量均强于冬小麦。

从图6还可以看出,2008—2010年馆陶站感热

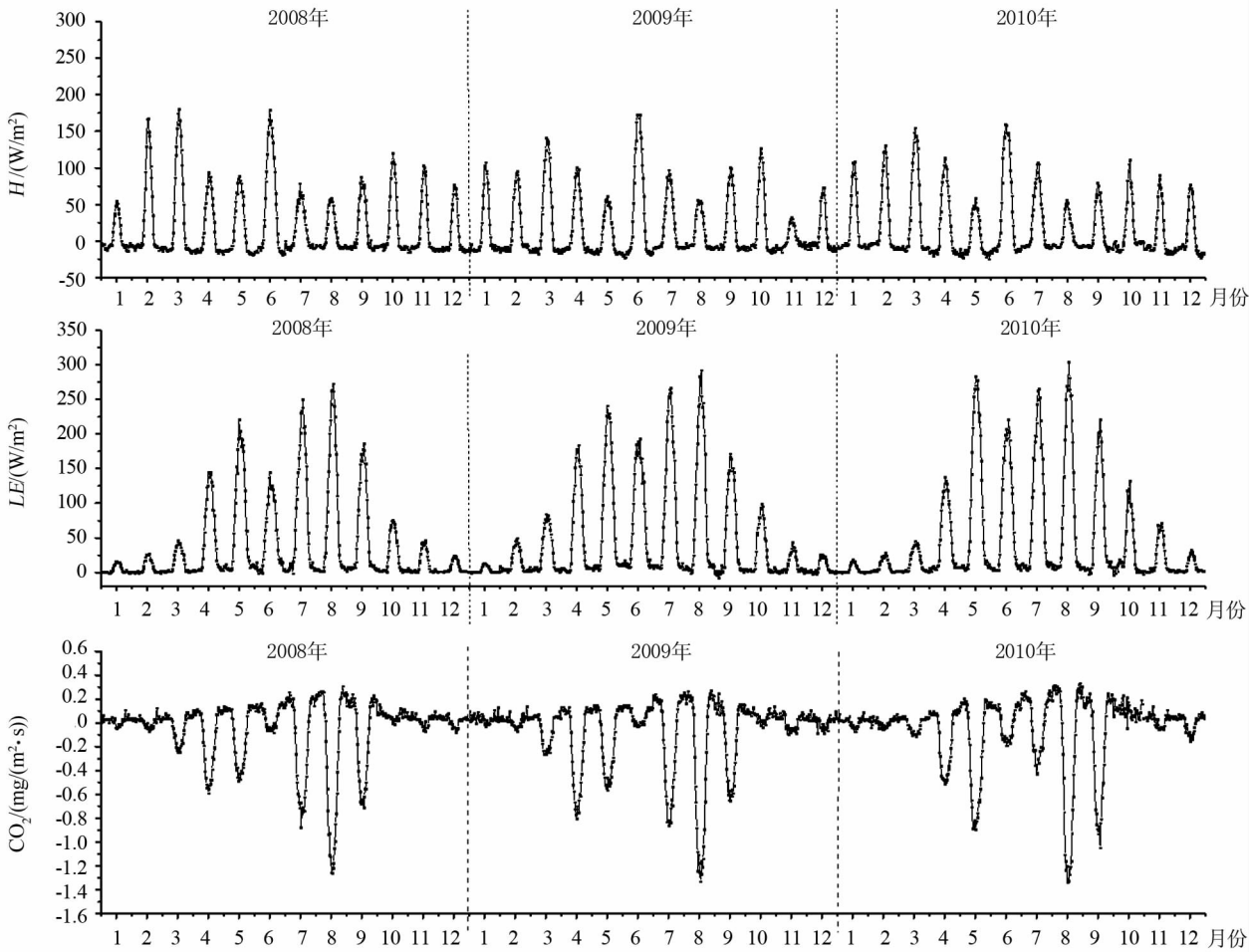


图 6 馆陶站 2008—2010 年感热(*H*)、潜热(*LE*)和 CO₂ 通量月平均日变化
Fig. 6 Monthly-averaged diurnal variation of sensible heat, latent heat and carbon dioxide flux from 2008 to 2010 at GT station

通量和 CO_2 通量存在一定的年际变化。潜热通量的变化趋势在各年际间比较一致,仅在量值大小上存在一定差异。感热通量在 2008 年 2 月和 5 月偏大,分析发现这与当月辐射相对偏大有关,而 2009 年 11 月因大多时间为阴天与多云天,感热通量明显偏小。另外,在冬小麦生长季,2008 年和 2009 年 CO_2 通量均在 4 月出现峰值,而 2010 年为 5 月。分析认为,由于 2008 年和 2009 年冬小麦的播种早于 2010 年,且在 5 月中旬光合作用均已开始下降,从而很大程度导致在 4 月出现 CO_2 通量吸收峰值。

4.3 不同时间尺度的气候学足迹特征

4.3.1 日尺度的气候学足迹特征

以 2009 年 6 月 22 日(夏季)和 2010 年 1 月 13 日(冬季)为例,结合风向分析日尺度的气候学足迹特征,结果如图 7~9 所示。

由于所选日期均出现了风向随时间变化(图 7),其中 2009 年 6 月 22 日在 18:00 之前为偏北风,此后逐渐转为偏东南到南风,2010 年 1 月 13 日则由 00:00 的偏西北风逐渐转为次日 00:00 的偏东南风,图 8 中观测通量源区的位置朝向随风向的改变出现了相应的变化,且不同日期源区的差异也很明显。2009 年 6 月 22 日的通量源区主要分布在东北方向,2010 年 1 月 13 日则因风向的变化幅度范围大,通量源区的分布范围也更广,主要在西到偏东南方向。考虑到馆陶农田下垫面呈斑块状分布,不同地块种植的作物类型(冬小麦/夏玉米或棉花)或同类作物的物候期和长势等存在一定差异,风向改变造成观测通量源区的改变,导致不同时刻观测对象的差异,从而在一定程度上使得观测通量值出现了不规则的波动。

从图 8 中还可以看出,不同计算方法得到的源

区分布在日尺度上也存在差异。结合图 9 可知:无论是全天、白天还是夜间(以净辐射值大于 0 为白天),感热通量加权的气候学足迹范围均小于算术平均的结果。这主要是由于白天大气湍流交换强烈,扩散快,地表源扩散至观测高度耗时短,源区沿迎风风向的范围相对较小。夜间时大气多为稳定状态,垂直湍流扩散弱,使得上风方向较远处的源也能对观测值产生一定影响,源区范围也较白天明显更大。算术平均结果主要反映观测通量的潜在影响区域,而通量加权能够有效减小夜间这部分虽然源区范围大但通量值却远小于白天的时段对观测通量源区的贡献,从而更合理地反映出平均状况的实际通量贡献区域。

4.3.2 季节尺度的气候学足迹特征

利用馆陶站 2009 年全年观测数据,分别计算了算术平均和通量(感热、潜热、 CO_2)加权的季节尺度观测通量源区分布(图 10,11)。季节按春(3~5 月)、夏(6~8 月)、秋(9~11 月)、冬(12,1~2 月)进行划分。

分析风速和风向观测数据发现,馆陶站风速有较明显的季节变化,春季风速明显较大,夏、秋、冬季较小,其中冬季受大气环流的影响存在个别大风日期。全年以偏南风居多,偏北风次之,而偏西风与偏东风很少。秋、冬(1 月、10 月)以南风、北风为主,而夏、春(4 月、7 月)南风占优势,北风次之。

与日气候学足迹结果类似,受当地风的影响全年各季的观测通量源区整体上均大致呈南北走向分布,南部略微向东南方向延伸,且南北长度大于东西宽度。在 50% 和 70% 通量贡献率水平下,前者约为后者的 2 倍,当达到 90% 通量贡献率水平时,这一差异将进一步扩大。不同气候学足迹计算方法的结

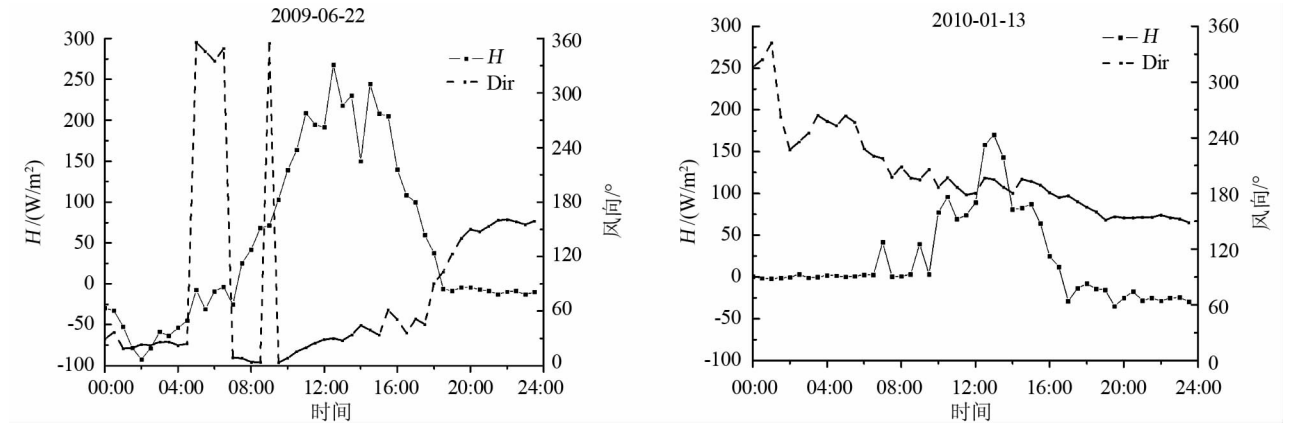


图 7 感热通量(H)与风向(Dir)的日变化

Fig. 7 Daily variation of sensible heat flux (H) and wind direction(Dir)

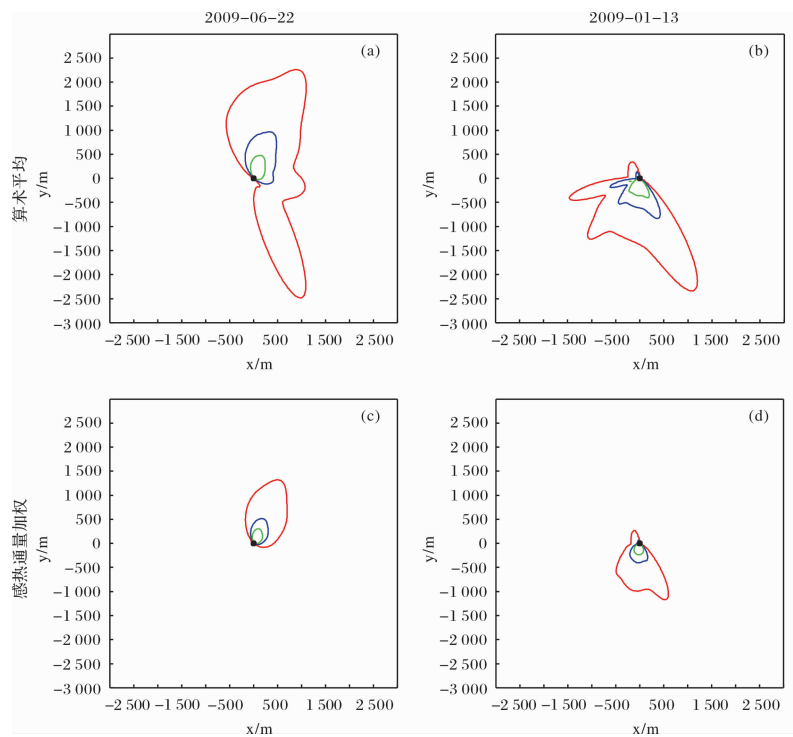


图 8 日尺度的观测通量源区

Fig.8 Source areas of flux measurement at daily scale

等值线绿色、蓝色和红色分别代表 50% , 70% , 90% 通量贡献率范围; x, y 分别为距观测点(图中黑色圆点即 0,0 点)的东西、南北距离, 下同
Contour : Green, blue, red denotes 50% , 70% , 90% footprint contribution; x, y represents the east-west
and north-north distance from the observation station, respectively

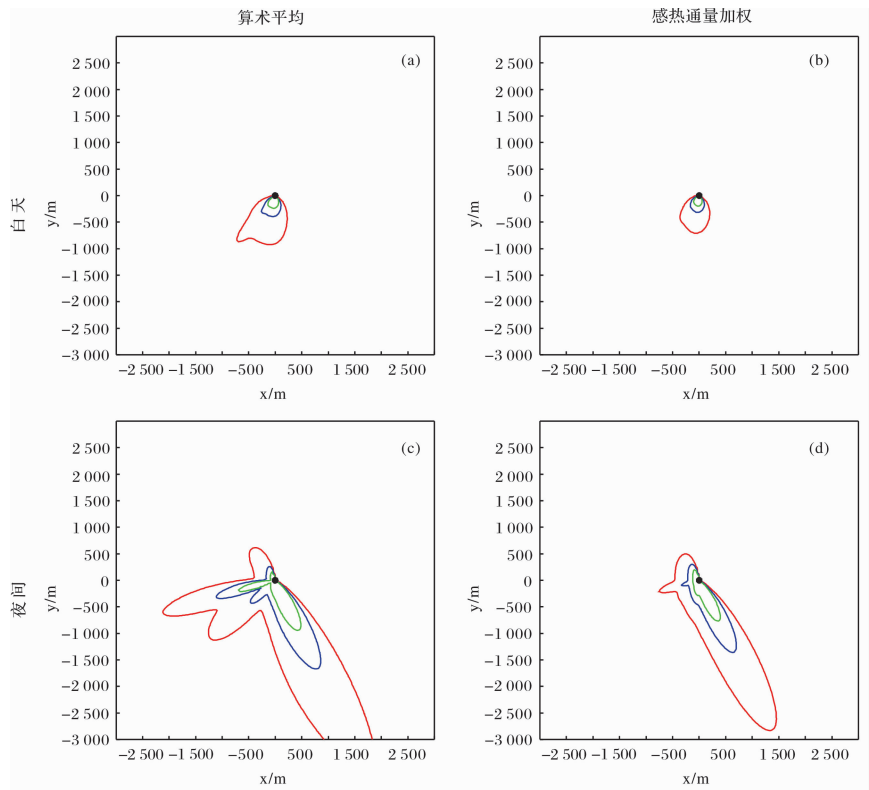


图 9 2010 年 1 月 13 日白天与夜间的观测通量源区

Fig.9 Source areas of flux measurement during day and night on January 13

果均表明该站各季节观测通量源区的范围及形状有一定的差异。冬季时大气较为稳定,且此时偏北风居多,源区沿北风向的分布范围明显较其他季节更大,夏季大气相对不稳定,源区范围较小,春、秋 2 季介于其中。风速对观测通量源区的影响较小,春季风速较大,源区范围沿主风向(东南方向)的范围也相对较大,但整体上仍小于冬季,比秋季略大。另外,季节尺度的观测通量源区差异较日尺度小,以感热通量加权的 90% 的通量源区为例,各季节的观测通量源区范围分别约为 3 km×1.2 km(春)、2.5 km×1 km(夏)、2.7 km×1 km(秋)、3 km×1.3 km(冬)。

从图 10,11 可知:在季节尺度上,分别以感热、潜热和 CO₂ 通量为权重,加权得到的气候学平均观测通量源区分布相互间差异不大,源区的形状均比较类似,范围上略有不同,但与算术平均结果的差异明显:不同季节,通量加权的结果均小于算术平均,且这种差异主要反映在 70% 和 90% 的通量源区上。

各季节算术平均的观测通量源区范围的南北长度大致在 4 km 以上,春季时,由于风速较大,使得 90% 的通量源区在东南方向的范围略微超出本文中的足迹计算区域,而通量加权下均未出现上述情况。

4.3.3 年尺度的气候学足迹特征

图 12 显示了馆陶站 2008—2010 年算术平均和感热通量加权下逐年平均的气候学足迹分布,从图中可以看出,相同计算方法下,观测通量源区在年际间差别不大,相对于观测点呈非对称分布,随着通量贡献率的增加,源区范围显著增大。但考虑到不同年份作物生长状况(有些地块不同年份种植的作物种类不同或播种时间、作物长势等)、气象条件以及下垫面水热状况的差异,即通量源本身强度的改变,使得实际中观测通量在各年相同月份间还会出现一些差异。

对比算术平均和感热通量加权的气候学足迹计算结果可知,与日尺度和季节尺度的观测通量源区

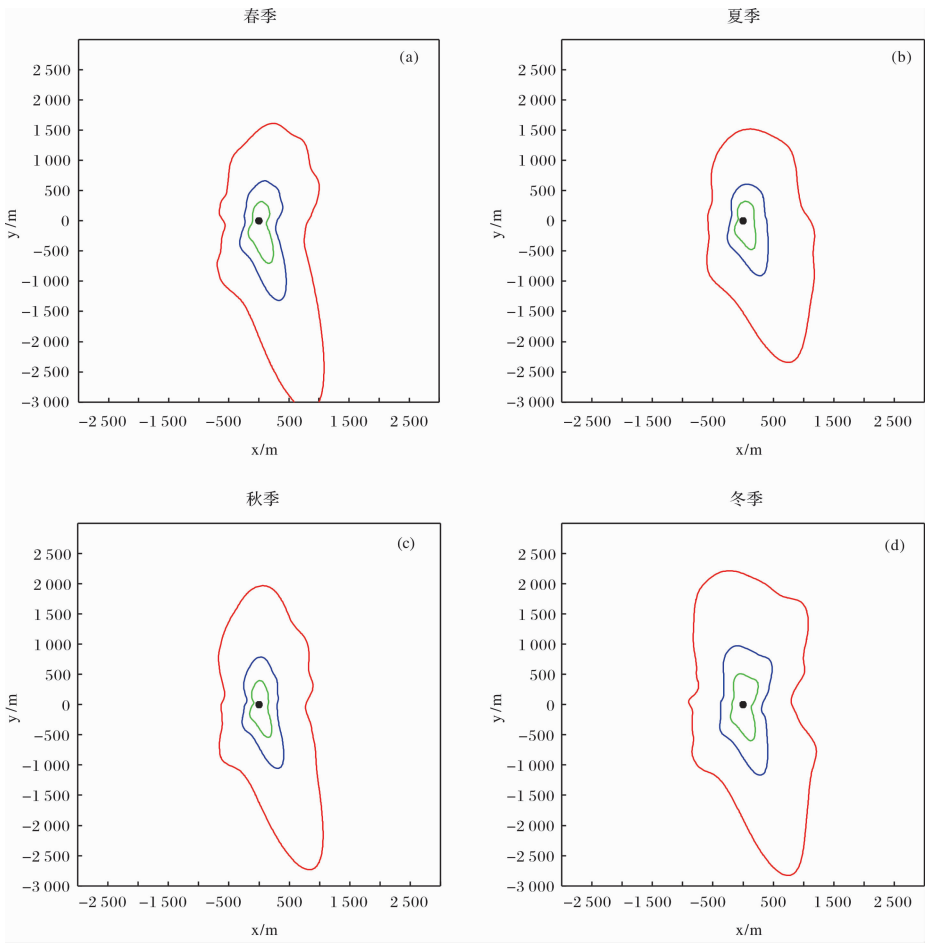


图 10 2009 年算术平均的季节尺度观测通量源区

Fig. 10 Arithmetic-averaged seasonal source areas of flux measurement in 2009

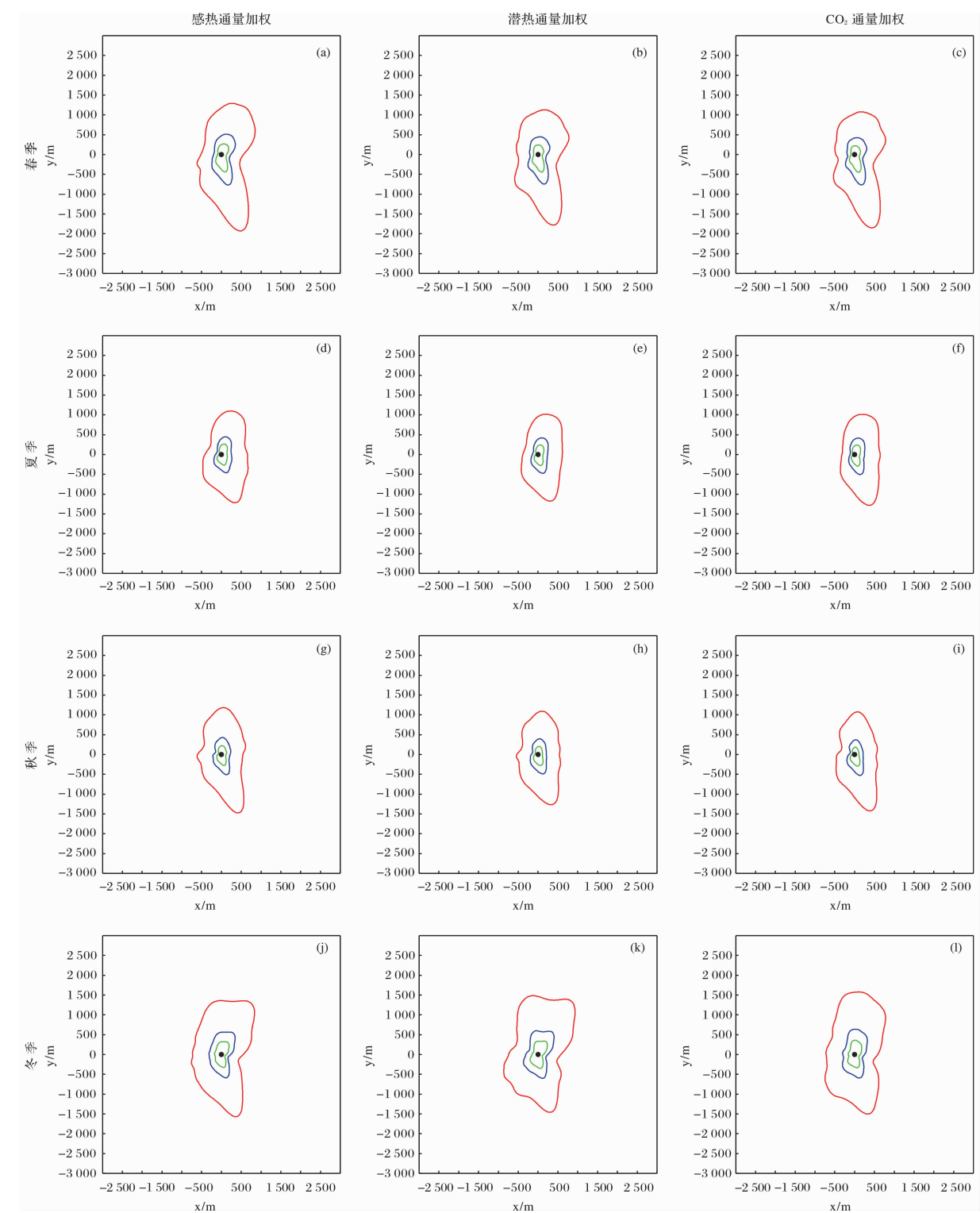


图 11 2009 年加权平均的季节尺度观测通量源区

Fig. 11 Flux-weighted seasonal source areas of flux measurement in 2009

结果类似,各年感热通量加权得到的全年气候学平均源区范围均小于相同条件下算术平均的结果。另外,不同通量加权得到的源区分布差异很小。对一年的观测结果取平均通量源区时,由于参与计算的

数据量较大,会在一定程度上掩盖足迹叠加方法间的差异,但是本文的计算结果还是显示出了算术平均与通量加权平均间的差异。以 90% 通量源区范围为例,各年算术平均的观测通量源区范围大致为

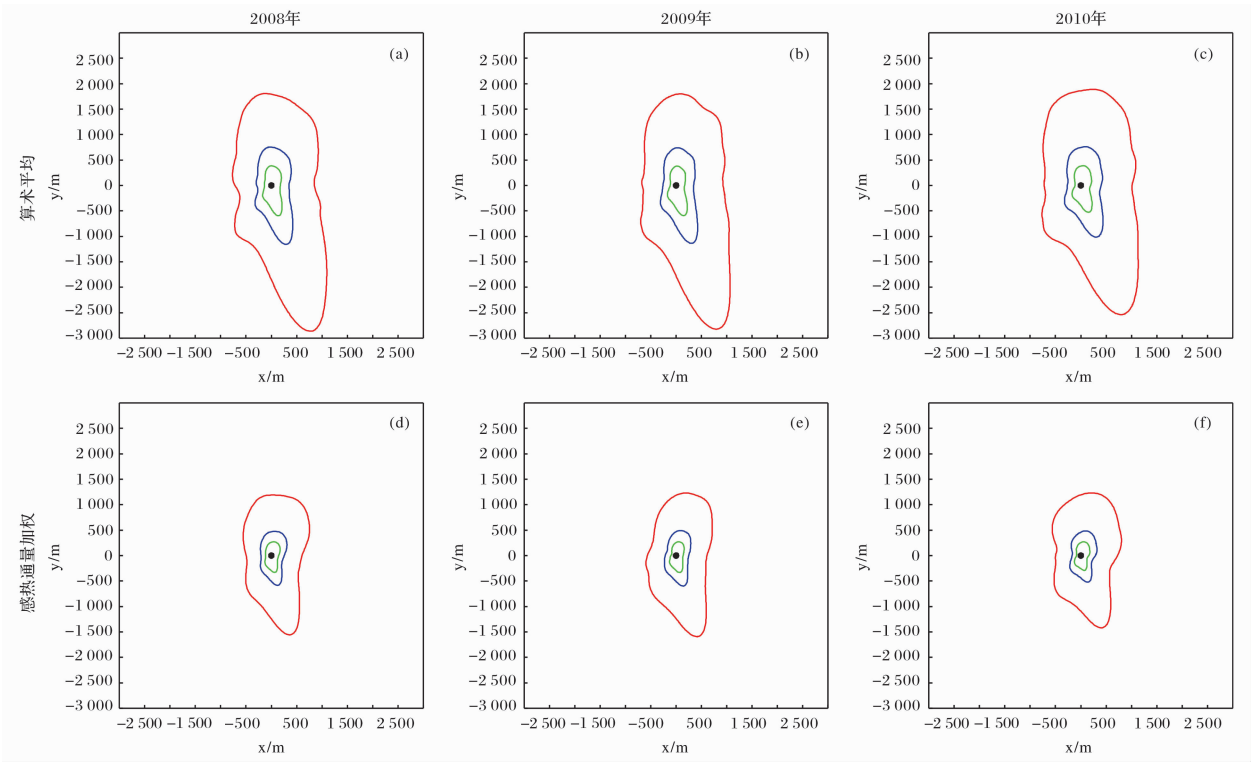


图 12 年尺度的观测通量源区

Fig. 12 Annual-averaged source areas of flux measurement

4.5 km×1.6 km,而感热通量加权的源区范围大致为 2.7 km×1.2 km。

5 结 论

本文利用 2008—2010 年馆陶站涡动相关仪和自动气象站的观测资料,在保证观测数据质量的基础上,分析了日、季节、年时间尺度上的农田地表通量交换特征,并利用不同气候学足迹计算方法,给出了相应的观测通量源区分布,得出如下主要结论:

(1) 感热和潜热通量在全年都有一致的日变化特征,CO₂ 通量仅在作物生长季有明显的日变化,变化趋势也与前两者相反。各通量的季节变化与作物种类及其物候特征相适应,非生长季以感热通量交换为主,生长季潜热通量、CO₂ 通量占主导,且夏玉米的潜热通量和 CO₂ 通量的交换量强于冬小麦。另外,生长季内,CO₂ 通量呈现近似“U”型分布,潜热通量为倒“U”型,其通量交换量在生长中期明显高于生长始末期。不同年潜热通量的变化趋势比较一致,感热通量和 CO₂ 通量存在一定的年际变化。

(2) 受风、湍流条件、下垫面状况等的共同影响,同种计算方法下,不同时间尺度的气候学平均观测通量源区呈现出不同的变化特征。日尺度的源区

差异最明显,季节尺度次之,年尺度最不明显。风向和大气稳定度均是影响观测通量源区形状和大小的重要因素。大气不稳定时,垂直运动强烈,扩散快,源区范围较小;大气稳定时,垂直湍流扩散弱,源区范围可延伸至上风方向较远处。

(3) 不同时间尺度下,通量加权的源区普遍小于算术平均的结果,通量加权的气候学足迹能更合理地反映观测通量平均状况的实际通量贡献区域,有效地减小夜间这部分由于湍流交换弱,源区范围虽较大但通量值却远小于白天的时段对观测通量源区的贡献。

参考文献 (References):

[1] Ciais P, Reichstein M, Viovy N, *et al.* Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003[J]. *Nature*, 2005, 437 (7 058): 529-533.

[2] Dabberdt W F, Lenschow D H, Horst T W, *et al.* Atmosphere-surface exchange measurements [J]. *Science*, 1993, 260 (5 113): 1 472-1 481.

[3] Betts A K, Ball J H, Beljaars A C M, *et al.* The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1996, 101 (D3): 7 209-7 225.

[4] Valentini R, Matteucci G, Dolman A J, *et al.* Respiration as the

- main determinant of carbon balance in European forests[J]. *Nature*, 2000, 404(6 780):861-865.
- [5] Kaimal J C, Finnigan J J. Atmospheric Boundary Layer Flows; Their Structure and Measurement[M]. New York: Oxford University Press, 1994:304.
- [6] Wang Jiemin, Wang Weizhen, Ao Yinhan, *et al.* Turbulence flux measurements under complicated conditions[J]. *Advances in Earth Science*, 2007, 22(8):791-797. [王介民, 王维真, 奥银焕, 等. 复杂条件下湍流通量的观测与分析[J]. 地球科学进展, 2007, 22(8):791-797.]
- [7] Chen Jiayi, Fan Shaohua, Zhao Chuanfeng, *et al.* The underestimation of the turbulent fluxes in eddy correlation techniques[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science*, 2006, 30(3):423-432. [陈家宜, 范邵华, 赵传峰, 等. 涡旋相关法测定湍流通量偏低的研究[J]. 大气科学, 2006, 30(3):423-432.]
- [8] Foken T, Mauder M, Liebethal C, *et al.* Energy balance closure for the LITFASS-2003 experiment[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2010, 101(1):149-160.
- [9] Mahrt L. Computing turbulent fluxes near the surface: Needed improvements[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2010, 150(4):501-509.
- [10] Schmid H P. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113(1/4):159-183.
- [11] Cai Xuhui. Footprint analysis in micrometeorology and its extended applications[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science*, 2008, 32(1):123-132. [蔡旭晖. 湍流微气象观测的印痕分析方法及其应用拓展[J]. 大气科学, 2008, 32(1):123-132.]
- [12] Neftel A, Spirig C, Ammann C. Application and test of a simple tool for operational footprint evaluations[J]. *Environmental Pollution*, 2008, 152(3):644-652.
- [13] Flesch T K, Wilson J D, Yee E. Backward-time lagrangian stochastic dispersion models and their application to estimate gaseous emissions[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1995, 34(6):1 320-1 332.
- [14] Sogachev A, Menzhulin G V, Heimann M, *et al.* A simple three-dimensional canopy-planetary boundary layer simulation model for scalar concentrations and fluxes[J]. *Tellus B*, 2002, 54(5):784-819.
- [15] Horst T W, Weil J C. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1992, 59(3):279-296.
- [16] Hsieh C I, Katul G, Chi T W. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows[J]. *Advances in Water Resources*, 2000, 23(7):765-772.
- [17] Kormann R, Meixner F. An analytical footprint model for non-neutral stratification[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 99(2):207-224.
- [18] Finnigan J. The footprint concept in complex terrain[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 127(3/4):117-129.
- [19] Jia Z Z, Liu S M, Xu Z W, *et al.* Validation of remotely sensed evapotranspiration over the Hai River Basin, China[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2012, 117: D13113, doi: 10.1029/2011JD017037.
- [20] Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, *et al.* A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15:1 291-1 306.
- [21] Xu Ziwei, Liu Shaomin, Xu Tongren, *et al.* The observation and calculation method of soil heat flux and its impact on the energy balance closure[J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(8):875-889. [徐自为, 刘绍民, 徐同仁, 等. 不同土壤热通量测算方法的比较及其对地表能量平衡闭合影响的研究[J]. 地球科学进展, 2013, 28(8):875-889.]
- [22] Cai Xuhui, Zhu Mingia, Liu Shaomin, *et al.* Flux footprint analysis and application for the large aperture scintillometer[J]. *Advances in Earth Science*, 2010, 25(11):1 166-1 174. [蔡旭晖, 朱明佳, 刘绍民, 等. 大孔径闪烁仪的通量印痕分析与应用[J]. 地球科学进展, 2010, 25(11):1 166-1 174.]
- [23] Zhao Xiaosong, Guan Dexin, Wu Jiabing, *et al.* Distribution of footprint and flux source area of the mixed forest of broad-leaved and Korean pine in Changbai Mountain[J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2005, 27(3):17-23. [赵晓松, 关德新, 吴家兵, 等. 长白山阔叶红松林通量观测的 footprint 及源区分布[J]. 北京林业大学学报, 2005, 27(3):17-23.]
- [24] Mi Na, Yu Guirui, Wen Xuefa, *et al.* Preliminary study of spatial representativeness for surface flux measurement in ChinaFlux[J]. *Science in China (Series D)*, 2006, 36(Suppl. I):22-33. [米娜, 于贵瑞, 温学发, 等. 中国通量观测网络(ChinaFlux)通量观测空间代表性初步研究[J]. 中国科学:D 辑, 2006, 36(增刊1):22-33.]
- [25] Ma Di, Lü Shihua, Chen Shiqiang, *et al.* Distribution of source area and footprint of Jinta Oasis in summer[J]. *Plateau Meteorology*, 2009, 28(1):28-35. [马迪, 吕世华, 陈世强, 等. 夏季金塔绿洲近地层通量足迹及源区分布特征分析[J]. 高原气象, 2009, 28(1):28-35.]
- [26] Liu S M, Xu Z W, Zhu Z L, *et al.* Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 487:24-38.
- [27] Foken T, Göckede M, Mauder M, *et al.* Post-field data quality control[M]//Lee X H, Massman W J, Law B E, eds. Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurements. Boston: Kluwer Academic Publishers, 2004:181-208.
- [28] Willis G E, Deardorff J W. On the use of Taylor's translation hypothesis for diffusion in the mixed layer[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1976, 102(434):817-822.
- [29] Panofsky H, Tennekes H, Lenschow D, *et al.* The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1977, 11(3):355-361.
- [30] Zhu Zhilin, Sun Xiaomin, Wen Xuefa, *et al.* Study on the processing method of nighttime CO₂ eddy covariance flux data in

ChinaFLUX [J]. *Science in China (Series D)*, 2006,
36(Supp. II):36-46. [朱治林,孙晓敏,温学发,等. 中国通量

网(ChinaFlux)夜间 CO₂ 涡动相关通量数据处理方法研究
[J]. 中国科学:D 辑, 2006,36(增刊 I):34-44.]

Analysis of the Characteristics of Turbulent Flux and Its Footprint Climatology at An Agricultural Site

Zhu Mingjia^{1,2}, Zhao Qianyi¹, Liu Shaomin¹, Xu Ziwei¹, Xu Tongren¹
(1. *State Key Laboratory of Remote Sensing Science, School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875, China*; 2. *Anhui Weather Modification Office, Hefei 230031, China*)

Abstract: Based on quality controlled data from eddy covariance system and automatic weather station collected at Guantao farmland site from 2008 to 2010, the characteristics of diurnal, seasonal and annual variations of turbulent flux were reported. The corresponding source areas of flux measurement at different temporal scales were analyzed in detail, using arithmetic-averaged and flux-weighted footprint climatology calculation method, respectively. The main findings are as follows. Firstly, sensible heat and latent heat flux both show consistent diurnal variation throughout the year, while CO₂ fluxes only have significant diurnal variation in growing season with an opposite trend. The seasonal variation of the turbulent flux is mainly affected by the crop type and its growth status in different phenological periods. During growing season, latent heat flux and CO₂ flux are the dominant flux exchange items whose value are significantly higher in their middle growth stage than other ones during which latent heat and CO₂ flux exchange of the summer corn is stronger than winter wheat. Secondly, with combined effects of wind, turbulence and surface condition, the source area of flux measurement change most significantly at daily scale, less obvious at seasonal scale and smallest at annual scale. Finally, compared with arithmetic-averaged footprint climatology method, flux-weighted footprint climatology is a more reasonable method to calculate the source areas of the flux measurement, in that they account for the time change of the actual turbulent flux. The arithmetic-averaged results are most likely to overestimate the size of source area during small observed flux due to its weak turbulent exchange.

Key words: Turbulent flux observations; Eddy covariance system; Farmland; Footprint climatology.