

长白山阔叶红松林 CO₂ 交换的涡动通量修订*

吴家兵^{①②} 关德新^{①**} 孙晓敏^③ 赵晓松^① 韩士杰^① 金昌杰^①

(①中国科学院沈阳应用生态研究所, 沈阳 110016; ②中国科学院研究生院, 北京 100093; ③中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要 利用长白山森林通量站涡动相关实测数据, 定量分析了超声风速仪倾斜修订、频率响应修订和平流损失修订对 CO₂ 交换计算值的影响. 结果表明, 对于超声风速仪倾斜修订, 平面拟合坐标变换要优于流线坐标变换, 后者会导致通量低估, 低估量与仪器或下垫面倾斜度有关. 日间, 对 CO₂ 通量频率响应局限的修订量约为 3.0%, 对能量通量的修订量约为 2.0%; 夜间, 两者修订量分别为 9.0%与 5.5%, 修订结果与林内大气层结稳定性密切相关. 在平坦下垫面条件下, CO₂ 通量平流修订主要表现为晚间垂直平流损失, 在忽略水平平流时其修订量约为 18%. 指出对复杂观测条件下的水平平流与湍流特征有待于进一步研究.

关键词 涡动相关法 碳循环 通量修订 CO₂ 交换

陆地生态系统 CO₂ 交换研究对了解区域和全球碳收支有重要意义^[1-3]. 涡动相关法是目前 CO₂ 交换研究中通量测定最直接的方法, 也是在理论与技术设备上发展最为迅速的一种微气象学方法. 作为全球通量网(FLUXNET)采用的主要技术手段, 该方法被广泛的应用于森林、农田、草地等生态系统物质与能量交换研究中^[4]. 然而, 随着有关研究结果的相继报道, 涡动相关法在观测条件相对复杂的森林中出现的问题也引起了生态学家与微气象学家的广泛关注. 首先, 各通量观测站普遍存在着 10%~30%的能量不能闭合现象^[5], 即由涡动相关法观测获得的能量

通量要较辐射仪偏低. 一些学者因此怀疑与能量具有相似传输机制的 CO₂ 通量测定结果^[6,7]. 另外, 多数通量观测站存在着夜间 CO₂ 通量低估的现象^[8,9], 即夜间涡动相关法观测结果要较箱式法测定或模型模拟结果偏低, 低估可达 20%~42%^[10]. 这些现象的存在影响了涡动相关法 CO₂ 交换研究的可信度^[11,12]. 为此, 很多学者就其产生原因展开过专门讨论^[13-15], 但一直存在争议.

近年来出现的数篇文献趋于将上述现象归于测量仪器的局限与环境干扰(下垫面倾斜及夜间稳定大气条件制约), 具体而言就是超声风速仪倾斜、频率响

2004-07-14 收稿, 2004-10-10 收修稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: 20002CB412501)、国家自然科学基金(批准号: 30370293)、中国科学院知识创新工程重大项目(编号: KZCX1-S2-01-01A)和中国科学院沈阳应用生态研究所领域前沿项目共同资助

** E-mail: guand@hotmail.com

应局限和平流损失造成的涡动通量低估^[8,11,16,17], 这得到了学术界较为广泛的认可^[18]. 但由于对上述原因造成的通量低估进行定量评价比较困难, 很多研究有意或无意的忽略了修订过程, 这增加了 CO₂ 交换研究的不确定性, 也为不同站点间的比较和全球尺度综合分析设置了障碍. 目前, 基于涡动相关法的陆地生态系统 CO₂ 交换研究迫切需要认识超声风速仪倾斜、频率响应局限和平流损失的修订过程及其造成的涡动通量低估, 但相关信息十分零散、短缺.

国内涡动相关法 CO₂ 交换研究仍处于起步阶段^[19,20], 相关知识的认识与积累对提高我国在该领域的研究水平有重要意义. 基于此, 本文在对测量仪器局限、环境干扰及其各自修订方法进行简述的基础上, 结合长白山通量站实测数据定量分析了修订对森林 CO₂ 通量计算值的影响, 希望对相关研究有所借鉴.

1 数据来源

数据来自中国通量网长白山阔叶红松林通量观测站, 时间序列随机取自 2003 年生长季(5~9 月). 观测站下垫面相对均质、平坦. 林内建有高 62 m 的微气象观测塔, 在观测塔 40 m(1.5 倍林冠高)高处布设三维超声风速仪(CSAT3, Campbell Scientific Inc, USA)与开路式 CO₂ 红外气体分析仪(Li7500, Li-Cor Inc, USA), 分别观测三维风速和 CO₂ 浓度脉动. 在超声风速仪上附加细线热电偶(FW05, Campbell Scientific Inc, USA), 用于温度脉动测量. 所有湍流信号采样频率为 10 Hz. 另外, 该站还配备 CO₂ 浓度 7 层廓线系统(Li820, Li-Cor Inc, USA)与小气候梯度观测系统, 同步进行 CO₂ 浓度梯度与气象要素梯度观测.

涡动通量通过垂直风速与 CO₂ 浓度脉动值的协方差 $\overline{w'c'}$ 计算获得, 上横线表示通量平均化时间(30 分钟)数据平均. 文中计算均通过应用软件 Matlab 6.5 (MathWorks, Inc, USA), 结合编程实现.

2 超声风速仪倾斜修订

理论上, 超声风速仪水平倾斜度应该在 0.1° 范围内^[21], 但实际操作中很难做到这点, 或下垫面本身倾斜, 使基于仪器坐标系的垂直风速实测值含有水平

风速分量, 涡动通量被歪曲^[22]. 这可以采取坐标变换的方法进行修订, 即通过坐标变换, 将基于仪器坐标系的三维风速分量转换为目标坐标系下的风速分量, 使垂直风正交于平均气流方向. 目前, 应用较多的是流线坐标变换(Streamline coordinate transforming 简称 TR)和平面拟合坐标变换(Planar fit coordinate transforming 简称 PF)^[23].

2.1 流线坐标变换

流线坐标系有时也称作自然风坐标系, 它假定在通量平均化时间内风从一狭小的角度沿地形吹, 坐标系 x 轴平行于平均风方向, z 轴正交于 x 轴, 并垂直于地形表面, y 轴方向按照右手坐标系确定. 因此, 流线坐标系可以认为是基于地形的坐标系. 由仪器坐标系变换为流线坐标系需对单元数据(即通量平均化时间内数据)进行三次坐标旋转. 具体步骤如下:

第一次旋转: 在仪器坐标系中, 将 x - y 平面围绕 z 轴旋转, 使侧向平均风 $\bar{v} = 0$, 旋转角度为 θ :

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}_m}{\bar{u}_m} \right), \quad (1)$$

下标 m 表示为实测值, 上横线表示单元数据平均. 旋转后三维风速分量为:

$$\begin{aligned} u_1 &= u_m \cos \theta + v_m \sin \theta, \\ v_1 &= -u_m \sin \theta + v_m \cos \theta, \\ w_1 &= w_m, \end{aligned} \quad (2)$$

第二次旋转: 在第一次旋转后坐标系中, 将 x - z 平面围绕 y 轴旋转, 使得 x 轴指向平均风方向. 旋转角度为 ϕ :

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{w}_1}{\bar{u}_1} \right), \quad (3)$$

旋转后三维风速分量为:

$$\begin{aligned} u_2 &= u_1 \cos \phi + w_1 \sin \phi, \\ v_2 &= v_1, \\ w_2 &= -u_1 \sin \phi + w_1 \cos \phi, \end{aligned} \quad (4)$$

第三次旋转: 在第二次旋转后的坐标系中, 将 y - z 平面围绕 x 轴旋转, 使得 $\overline{v'w'} = 0$, 旋转角度为 ψ :

$$\psi = \tan^{-1} \left(\frac{2\overline{v_2 w_2}}{v_2^2 - w_2^2} \right), \quad (5)$$

旋转后三维风速分量为:

$$\begin{aligned} u_3 &= u_2, \\ v_3 &= v_2 \cos \psi + w_2 \sin \psi, \\ w_3 &= -v_2 \sin \psi + w_2 \cos \psi, \end{aligned} \quad (6)$$

至此, 实测三维风速分量 u_m , v_m , w_m 转换为位于流线坐标系下的 u_3 , v_3 , w_3 .

2.2 平面拟合坐标变换

Wilczak^[23]曾对平面拟合方法进行过详细论述. 它假定仪器在较长观测时间内倾斜角不变, 通过构建坐标变换矩阵, 使得垂直风正交于平均气流方向. 具体步骤如下: 通过多元回归找出垂直风相对于水平风与侧向风的回归系数 b_0 , b_1 , b_2 , 即:

$$\bar{w}_m = b_0 + b_1 \bar{u}_m + b_2 \bar{v}_m, \quad (7)$$

b_0 , b_1 , b_2 也可以通过如下矩阵方程求得:

$$\begin{pmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \bar{u}_m & \bar{v}_m \\ \bar{u}_m & \overline{u_m^2} & \overline{u_m v_m} \\ \bar{v}_m & \overline{u_m v_m} & \overline{v_m^2} \end{pmatrix}^{-1} \cdot \begin{pmatrix} \bar{w}_m \\ \overline{u_m w_m} \\ \overline{v_m w_m} \end{pmatrix}, \quad (8)$$

式中, $\bar{\cdot}$ 表示单元数据集平均.

构建坐标变换矩阵 P :

$$P = \begin{pmatrix} \cos \alpha & 0 & \sin \alpha \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha & 0 & \cos \alpha \end{pmatrix}^{-1} \cdot \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \beta & -\sin \beta \\ 0 & \sin \beta & \cos \beta \end{pmatrix}^{-1}, \quad (9)$$

式中:

$$\begin{aligned} \alpha &= \arctan(-b_1), \\ \beta &= \arctan(b_2), \end{aligned} \quad (10)$$

新坐标系下单元数据风速分量平均值为:

$$\begin{pmatrix} \bar{u}_p \\ \bar{v}_p \\ \bar{w}_p \end{pmatrix} = P \cdot \begin{pmatrix} \bar{u}_m \\ \bar{v}_m \\ \bar{w}_m \end{pmatrix}, \quad (11)$$

将新坐标系 x - y 平面围绕 z 轴旋转, 方法同流线坐标变换, 求出旋转后坐标系下的三维风速分量, 即为位于平面拟合坐标系下的风速分量.

图 1 为修订前后的涡动通量计算结果比较, 从中可以看出, 修订后的涡动通量相对减小, 个别时段还发生了通量正负符号的改变, 即修订后 CO₂ 涡动传输的方向发生变化, 这对去除超声风速仪倾斜产生的虚假信息、正确揭示森林碳循环及其动力学机制至关重要. 对于单元数据涡动通量修订后计算值, TR 修

订要较 PF 修订平均小 5% 左右. 其间, 修订前 CO₂ 通量实测值平均为 $-15.52 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, PF 修订后为 $-14.95 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 修订比例为 3.7%, TR 修订后为 $-14.79 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 修订比例为 4.7%.

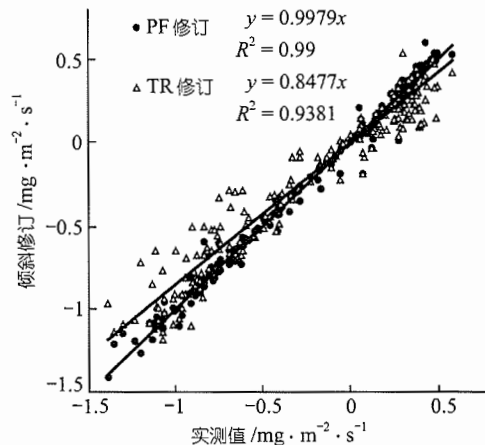


图 1 2003 年 8 月 13~18 日超声风速仪倾斜修订结果比较

3 频率响应局限修订

所有的涡动相关仪器系统都存在着物理局限性, 主要表现为对高频信号的频率响应不足、传感器以测量路径平均值替代空间点值、不同物理量传感器间空间分离、离散取样等. 这些局限会造成涡动通量系统性偏差^[24,25]. 例如, 大气中最小的湍涡尺寸不到 1 mm, 假设垂直风速为 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 相应的仪器频响要达到 500 Hz 才有可能捕获其脉动信号, 但目前涡动相关系统的主要设备——红外气体分析仪与三维风速仪的频率响应都达不到这一水平, 必然有部分高频信号损失, 特别是在湍流活动较弱的夜间, 湍流主要由高频信号贡献时, 对通量的低估在所难免.

对此, Moore 根据谱相似性原理提出了谱修订方法^[25]. 虽然 Horst 采用解析方法替代数值积分对谱修订进行了简化^[26,27], 但它主要针对慢响应仪器, 在这里并不实用. 因此, 在此选用 Moore 方法进行仪器响应修订.

频率响应损失可表示为:

$$\frac{\Delta F_s}{F_s} = 1 - \frac{\int_0^\infty T_{ws}(n) Co_{ws}(n) dn}{\int_0^\infty Co_{ws}(n) dn}, \quad (12)$$

式中, ΔF_s 为修订量, F_s 为实际涡动通量. $Co_{ws}(n)$ 表示

理想观测系统的理论协谱分布函数, 在层结稳定大气条件下($(z_m-d)/L>0$, 且 $L<1000$)其归一化协谱模式表示为:

$$nC_{O_{ws}}(n) = \frac{f}{A_{ws} + B_{ws}f^{2.1}}, \quad (13)$$

式中, f 为无因次频率, $f = n(z_m-d)/u$; u , L 分别为通量平均化时间内(在此取 30 min)风速平均与 Obukhov 长度; z_m 表示观测高度, 为 40 m; d 为零平面位移, 为 19.5 m^[28]. A_{ws} , B_{ws} 为大气稳定性函数, 分别表示为:

$$A_{ws} = 0.284 \left[1 + 6.4 \left(\frac{z-d}{L} \right) \right]^{0.75}, \quad (14)$$

$$B_{ws} = 2.34 A_{ws}^{-1.1}, \quad (15)$$

层结不稳定条件下归一化谱谱模式表示为:

$$nC_{O_{ws}}(n) = \frac{12.92f}{(1+26.7f)^{1.375}} \quad f < 0.54, \quad (16)$$

$$nC_{O_{ws}}(n) = \frac{4.378f}{(1+3.8f)^{2.4}} \quad f \geq 0.54, \quad (17)$$

$T_{ws}(n)$ 表示与频率响应有关的系统谱传输函数, 它是各修订项传输函数的卷积:

$$T_{ws}(n) = G(n)T_a(n)T_{ss}(f_{ss})\sqrt{T_s(f_{p_1})T_w(f_{p_2})}, \quad (18)$$

修订项传输函数描述如下:

(1) 传感器动态频率响应传输函数为 $G(n)$:

$$G(n) = \frac{1}{\sqrt{1+(2\pi n\tau)^2}}, \quad (19)$$

式中, τ 表示传感器时间响应常数, 在此均为 0.1 s.

(2) 标量传感器测量路径线平均传输函数为 $T_s(f_{p_1})$:

$$T_s(f_{p_1}) = \frac{1}{2\pi f_{p_1}} \left(3 + e^{-2\pi f_{p_1}} - 4 \frac{1 - e^{-2\pi f_{p_1}}}{2\pi f_{p_1}} \right), \quad (20)$$

式中, $f_{p_1} = n \cdot p_1 \cdot u^{-1}$, p_1 为标量传感器测量路径长度, 在此即 Li7500 红外气体分析仪测量路径长度, 为 0.125 m. 热电偶测量路径线平均影响通常忽略不计.

(3) 矢量传感器测量路径线平均传输函数为 $T_w(f_{p_2})$:

$$T_w(f_{p_2}) = \frac{2}{\pi f_{p_2}} \left(1 + \frac{e^{-2\pi f_{p_2}}}{2} - \frac{3(1 - e^{-2\pi f_{p_2}})}{4\pi f} \right), \quad (21)$$

式中, $f_{p_2} = n \cdot p_2 \cdot u^{-1}$, p_2 为矢量传感器测量路径长度, 在此即 CSAT3 超声风速仪传感器测量路径长度, 为 0.10 m.

(4) 传感器分离传输函数为 $T_{ss}(f_{ss})$:

$$T_{ss}(f_{ss}) = e^{-9.9f_{ss}^{1.5}}, \quad (22)$$

式中, $f_{ss} = n \cdot ss \cdot u^{-1}$, ss 表示超声风速仪与开路式气体分析仪传感器间分离距离, 为 0.25 m. 由于细线热电偶附加在超声风速仪上, 两者分离距离可忽略不计.

(5) 离散取样传输函数为 $T_a(n)$:

$$T_a(n) = 1 + \left(\frac{n}{n_s - n} \right)^3, \quad (23)$$

式中, n_s 为采样频率, 在此均为 10 Hz.

图 2 为频率响应损失的谱修订结果. 在层结不稳定时, 修订量随风速的增加而增加. 其中, 感热通量损失与风速几乎呈线性关系. CO_2/H_2O 通量损失除了在微风条件小($u < 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)略微离散外, 也近乎满足线性关系, 如图 2(a)中散点图所示. 为此, 分别对二者进行线性方程拟合, 以作为计算涡动通量频率响应损失的简化公式. 感热通量频率响应损失拟合方程为:

$$\begin{aligned} Loss(\%) &= 0.187u - 0.089 \\ (R^2 &= 0.9988, n = 13) \end{aligned}, \quad (24)$$

CO_2/H_2O 通量频率响应损失拟合方程为:

$$\begin{aligned} Loss(\%) &= 0.143u + 1.398 \\ (R^2 &= 0.9901, n = 13) \end{aligned}, \quad (25)$$

在层结稳定时, 通量修订比例较大, 且修订量随大气稳定度表征参数 $(z_m-d)/L$ 的增加而增加, 如图 2(b)散点图所示. 即观测高度 z_m 固定后, Obukhov 长度 L 越小, 损失越严重. 例如, 在 $u = 3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 条件下, $L = 100$ 时, CO_2/H_2O 通量损失约为 4%; 当 $L = 10$ 时, 损失达 15%. 另外, 修订量还随风速的增加而增加, 但响应并不敏感. 例如, 在 $(z_m-d)/L=1$ 条件下, 当风速从 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加到 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, CO_2/H_2O 通量损失增加不到 0.5%. 感热通量频率响应损失亦与 CO_2/H_2O 通量有相同趋势, 但损失量要小的多, 两者之间的差值主要归于前者无传感器分离修订. 同样, 为了简化计算, 分别对计算结果进行方程拟合. 感热通量

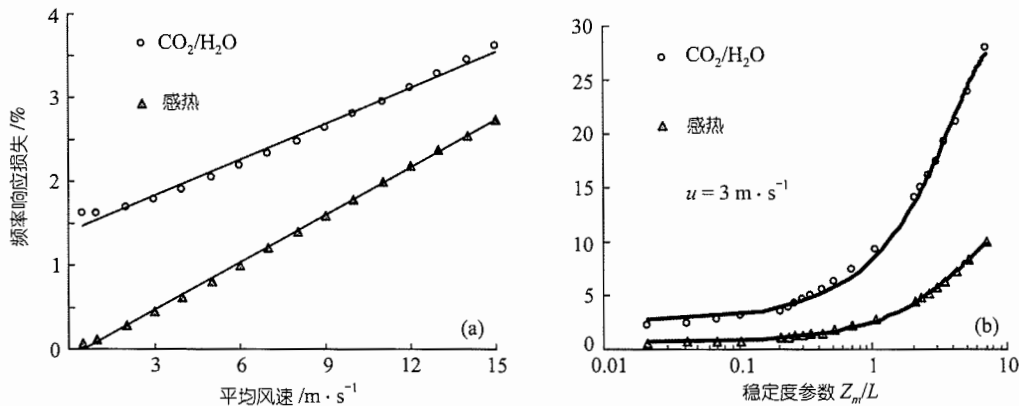


图2 不稳定层结(a)与稳定层结(b)大气条件下频率响应损失

频率响应损失拟合方程为:

$$\text{Loss}(\%) = -0.091x^2 + 1.945x + 0.692, \quad (26)$$

$$(R^2 = 0.9991, n = 21)$$

式中, $x = (z_m - d)/L$.

CO₂/H₂O 通量频率响应损失拟合方程为:

$$\text{Loss}(\%) = -0.472x^2 + 7.571x + 3.742, \quad (27)$$

$$(R^2 = 0.9971, n = 21)$$

从图2可以看出, 拟合的简化方程能很好的反映频率响应损失与环境变量的关系. 其中, 方程(25)与Goulden^[29]的研究结果很相似, 但得到的损失量明显低于后者, 估计为不同的仪器系统所致.

整个生长季(6~9月), 不稳定层结约占全部数据的44%, 平均CO₂/H₂O通量损失为2.5%, 感热通量为1.3%. 稳定层结约占全部数据的54%, 平均CO₂/H₂O通量损失为9.6%; 感热通量为2.2%. 期间, 虽然部分时段CO₂/H₂O通量损失超过了20%, 但这样的观测点比例不到1%, 90%以上的观测数据 $(z_m - d)/L$ 值介于0.1~2之间, 即损失量在3%~15%范围内. 中性层结($L > 1000$)约占2%, 在此采用方程(24)与(25)简单估算, 得到的平均CO₂/H₂O通量与感热通量损失比例分别为2.3%与0.8%.

日间, 对CO₂通量的平均修订比例约为3.0%, 对能量通量(感热+潜热通量)的修订比例约为2.0%; 夜间, 对CO₂通量的平均修订比例约为9.0%, 对能量通量的修订比例约为5.5%. 二者的差异主要是因为日间与夜间林内大气层结稳定性的不同.

4 平流修订

通量观测站选址要求下垫面有足够大的平坦、均质源区^[30]. 可在野外, 这一条件很难满足, 导致微气象学法通量研究中平流损失普遍存在. 平流包括垂直平流与水平平流. 当观测站存在上升或下沉气流时, 垂直平流就会发生. 其损失量可以通过估测垂直平均风速来获得. 当气流流过不同粗糙度或不同源/汇强度区域时, 水平平流就会发生^[11]. 而要想获得其损失量, 需要至少两个以上的通量观测塔平行观测. 在目前文献中, 尚未发现类似实验报导.

长白山森林通量观测站下垫面相对均质、平坦, 为我们研究垂直平流 $F_{c,vert}$ 提供了理想的条件.

$$F_{c,vert} = \bar{w} \left(\bar{c}_m - \frac{1}{z_m} \int_0^{z_m} \bar{c} dz \right), \quad (28)$$

式中, \bar{w} , \bar{c}_m 分别表示通量观测高度的垂直风速平均和CO₂浓度平均; \bar{c} 表示地表至观测层间CO₂浓度平均.

由于垂直风速脉动信号较弱, 加之传感器尾流效应, 超声风速仪实测风速平均并不可用. 在此采用Lee提出的简易方法^[8]计算非零平均垂直风速 \bar{w} :

$$\bar{w} = \bar{w}_m - a(\phi) - b(\phi)\bar{u}_m, \quad (29)$$

式中, \bar{w}_m , \bar{u}_m 分别表示超声风速仪实测垂直风速和水平风速平均. a , b 为风向依赖系数. 将5~9月观测数据集按3°风向间隔分开, 分别通过最小二乘法拟合直线 $\bar{w}_m = a + b\bar{u}_m$, 求出 a , b .

图3为计算结果. 从中可以看出, 日间垂直平流

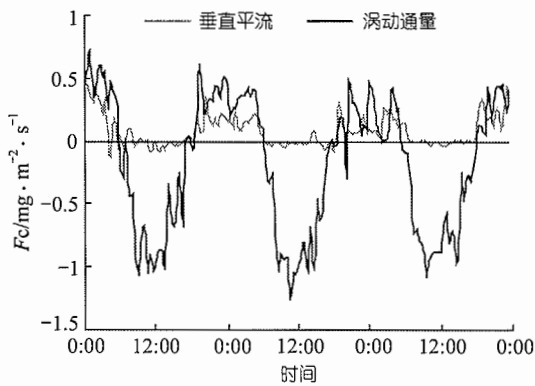


图 3 8月9~11日垂直平流与涡动通量比较

较小,几乎可忽略不计,但夜间比较大,平均平流损失接近涡动通量的 18%,最大平流损失超过了 $0.3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,部分时段甚至超过了涡动通量值.这应为林内夜间较大的 CO_2 浓度梯度所致.图 4 为同时间段垂直平流与表征层结稳定度的冠层摩擦速度间的关系,可以看出,垂直平流多发生在层结较稳定时段,即夜间,这表明修订对弥补夜间 CO_2 通量低估意义显著.

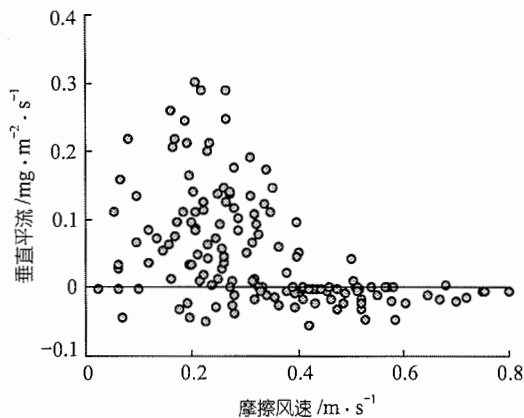


图 4 垂直平流与层结稳定性的关系

5 结论与讨论

TR 修订针对通量平均化时间内单元数据,因而可以通过计算机在线实时进行,而 PF 修订需要数天至数十天的时间序列长度,不能在线计算.一些通量观测站为了减轻数据处理量,选择了在线 TR 方法进行超声风速仪倾斜修订.然而,在下垫面起伏条件下,有时单元数据垂直风速平均值并不为 0,TR 修订通过坐标旋转使其为 0,这掩盖了垂直平流项.另外,TR

相当于一非线性的高通滤波器^[31],滤除了周期长于通量平均化时间的低频信号贡献,造成系统性涡动通量低估^[32].平面拟合坐标变换保留了单元数据的平均垂直风速,这更适应于具有大的涡旋与低频信号的森林 CO_2 通量研究. Massman 认为^[17]PF 修订要较 TR 修订单元数据涡动通量在量值上高出 5%~10%. Berger 与 Wilson 在森林站的研究也显示^[33,5], TR 修订会导致 CO_2 与能量通量低估.文中也得出了相似结论,虽然低估量仅为 1%,但若仪器倾斜角度过大或下垫面地形起伏,则低估可能远非如此.因此,对于超声风速仪倾斜修订,平面拟合坐标变换要优于流线坐标变换.

日间,对 CO_2 通量的平均修订比例约为 3.0%,对能量通量(感热+潜热通量)的修订比例约为 2.0%;夜间,对 CO_2 通量的平均修订比例约为 9.0%,对能量通量的修订比例约为 5.5%.修订虽然针对的是仪器系统的频率响应局限,但修订结果与林内大气条件密切相关.

Eugster 等^[34]在一山地草原上,通过涡动相关法与边界层收支法的比较观测,估算出 CO_2 平流损失量超过了涡动通量. Yi 等^[35]447m 高塔上采用多层通量观测,发现 30~122 m 高度间森林 CO_2 平流损失高达 27%,不过由于植被层源强的不连续分布,实验并未能准确评估出地表至通量观测层间的平流损失;另外, Aubinet, Staebler 和 Baldocchi 等^[36,37,11]也先后尝试了估测平流损失,皆因为水平平流的存在,结果均不理想.由于技术上实现困难,本文在分析平流损失时,也忽略了水平平流.但 Sun 等^[38]通过对邻近一湖面夜间 CO_2 浓度的富集观测发现,即使森林区域下垫面平坦、均质,在大尺度的海陆风作用下,也会有水平平流发生.因此,本文得出的 18%的垂直平流损失仍可能低估了夜间平流项.相应的,如何准确评估水平平流损失,有待于进一步的研究.

目前,各通量站通常是基于温度依赖函数,采用高风速时段的数据,替换低风条件下的数据来补偿夜间 CO_2 通量低估^[39].这一方法将生物学上的碳源/汇过程简化为植被或土壤对单个环境参数的响应过程,缺乏严格的生物学意义,有可能引进新的不确定性.最终的解决方法还应是在观测的基础上结合理

论分析, 分别予以修订. 这需要加强对不同地形及大气条件下平流与湍流特征的认识. 本文的研究结果表明, 在考虑了坐标变换影响、频率响应局限和平流损失后, 晚间 CO₂ 通量可减少低估 28% 左右, 在没有考虑能量平流损失的情况下, 能量闭合程度可提高 6% 左右, 明显改善了最终结果.

由于不同通量站观测环境与实现手段不同, 通量修订对森林 CO₂ 交换研究的影响亦会有所不同. 例如, Goulden^[29] 针对闭路式涡动相关系统的研究表明, 仅采样管的脉动衰减修订, 在夜间就高达 15%~30%. 因此, 本文有些结论只具参考意义. 希望能看到更多的站点, 特别是森林站的相关报导, 以期通过比较, 增强我们对涡动相关技术的认识.

参 考 文 献

- 张仁华, 孙晓敏, 朱治林. 遥感区域地表植被二氧化碳通量的机理及其应用. 中国科学, D 辑, 2000, 30(2): 215~225
- 于贵瑞, 牛 栋, 王秋凤. 《联合国气候变化框架公约》谈判中的焦点问题. 资源科学, 2001, 23(6): 10~16
- 黄 耀. 中国陆地和近海生态系统碳收支研究. 中国科学院院刊, 2002, 17(2): 104~107
- Baldocchi D, Falge E, Gu L H, et al. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. Bulletin of the American Meteorological Society, 2001, 82(11): 2415~2434
- Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 223~243
- Mahrt L. Flux sampling errors for aircraft and towers. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, 15: 416~429
- Verma A B, Baldocchi D D, Anderson D E, et al. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. Boundary Layer Meteorology, 1996, 36: 71~91
- Lee X H. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. Agricultural and Forest Meteorology, 1998, 91: 39~49
- Goulden M L, Munger J W, Fan S M, et al. Measurement of carbon sequestration by long-term eddy covariance: method and a critical evaluation of accuracy. Global Change Biology, 1996, 2: 169~182
- Lavigne M B, Ryan M G, Anderson D E, et al. Comparing nocturnal eddy covariance measurements to estimates of ecosystem respiration made by scaling chamber measurements at six coniferous boreal sites. Journal of geophysical research, 1997, 102(D24): 28977~28985
- Baldocchi D, Finnigan J, Wilson K, et al. On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. Boundary Layer Meteorology, 2000, 96: 257~291
- Paw U K T, Baldocchi D, Meyers T P, et al. Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. Boundary Layer Meteorology, 2000, 97: 487~511
- Garratt J R. Limitations of the eddy correlation technique for determination of turbulent fluxes near the surface. Boundary Layer Meteorology, 1975, 8: 255~259
- Moncrieff J B, Massheder J M, Elbers J. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. Journal of Hydrology, 1997, 188: 589~611
- Running S W, Baldocchi D D, Turner D P, et al. A global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling, ecosystem modeling and EOS satellite data. Remote Sensing Environment, 1999, 70: 108~127
- Vickers D, Mahrt L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1997, 14: 512~526
- Baldocchi D D, Hicks B B, Meyers T P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. Ecology, 1988, 69: 1331~1340
- Massman W J, Lee X H. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 121~144
- 毛子军. 森林生态系统碳平衡估测方法及其研究进展. 植物生态学报, 2002, 26(6): 731~738
- 吴家兵, 张玉书, 关德新. 森林生态系统 CO₂ 通量研究方法与进展. 东北林业大学学报, 2003, 31(6): 49~51
- Kaimal J C, Haugen D A. Some errors in the measurement of Reynolds stress. Journal of Apply Meteorology, 1969, 8: 460~462
- Gash J H C, Dolman A J. Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement I. The potential for (co)sine error to affect sonic anemometer-based flux measurements. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 119: 195~207
- Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. Boundary Lay Meteorology, 2001, 99: 127~150
- Kaimal J C, Clifford S F, Lataitis R J. Effect of finite sampling on atmospheric spectra. Boundary Layer Meteorology, 1989, 47: 337~347
- Moore C J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. Boundary Layer Meteorology, 1986, 37: 17~35
- Horst T W. A simple formula for attenuation of eddy fluxes measured with first-order response scalar sensors. Boundary Layer Meteorology, 1997, 82: 219~233
- Horst T W. On frequency response corrections for eddy covariance flux measurements. Boundary Layer Meteorology, 1999, 94: 517~520
- 刘和平, 刘树华, 朱廷曜, 等. 森林冠层空气动力学参数的确

- 定. 北京大学学报(自然科学版), 1997, 33(4): 522~528
- 29 Goulden M L, Daube B C, Fan S M, et al. Physiological responses of a black spruce forest to weather. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D24): 28987~28996
- 30 邹建文, 黄 耀, 郑循华, 等. 基于静态暗箱法的陆地生态系统-大气 CO₂ 净交换估算. *科学通报*, 2004, 49(3): 258~264
- 31 Sakai R K, Fitzjarrald D R, Moore K E. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. *Journal of Apply Meteorology*, 2001, 40: 2178~2192
- 32 Finnigan J J, Clement R, Malhi Y. A Re-Evaluation of Long-Term Flux Measurement Techniques Part I: Averaging and Coordinate Rotation. *Boundary Layer Meteorology*, 2002, 107: 1~48
- 33 Berger B W, Davis KJ, Yi C. Long-term carbon dioxide fluxes from a very tall tower in a northern forest: flux measurement methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2001, 18(4): 529~542
- 34 Eugster W, Siegrist F. The influence of nocturnal CO₂ advection on CO₂ flux measurements. *Basic Apply Ecology*, 2000, 1: 177~188
- 35 Yi C, Davis K J, Bakwin P S, et al. Influence of advection on measurement of the net ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ from a very tall tower. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(D8): 9991~9999
- 36 Aubinet M, Heinesch B, Yernaux M. Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest. *Boundary Layer Meteorology*, 2003, 108: 397~417
- 37 Staebler R M, Fitzjarrald D R. Observing subcanopy CO₂ advection. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 122: 129~242
- 38 Sun J, Desjardins R, Mahrt L, et al. Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 25873~25885
- 39 Black T A, den Hartog G, Neumann H H, et al. Annual cycles of water vapour and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest. *Global Change Biology*, 1996, 2(3): 219~229