

CO₂ 湍流通量误差的修正和不确定性研究进展*

汪 瑛^{1,2)} 卞林根²⁾ 谌志刚²⁾

¹⁾ (广东省气象台,广州 510080)

²⁾ (中国气象科学研究院,北京 100081)

摘 要

目前国内外对能量和 CO₂ 湍动相关通量的测量误差的谱修正缺乏一致性,导致各测量站之间的资料对比难以进行,给全球尺度资料的合成造成很大困难。因此在强调长期 CO₂ 通量测量精度的同时,还应该注重确定对测量误差修正的首选方法和研究重点。该文主要介绍了两种用于修正测量仪器误差的谱方法;二维和三维的气流运动对通量误差的影响;资料处理中的误差;夜间 CO₂ 通量的测量问题。

关键词: 湍动相关 长期通量资料 碳平衡

引 言

近年来国际通量监测网(FLUXNET)中的美洲通量监测网(AMERIFLUX)、欧洲通量监测网(EUROFLUX)和亚洲通量监测网(ASIAFLUX)相继建成。到目前为止,美洲通量监测网约有 50 个观测站,欧洲通量监测网约有 18 个观测站,亚洲通量监测网约 25 个观测站。我国有近 10 个通量监测站正在建立。在 IGBP、WCRP、IHDP、GCTE 和 LUCC 等国际研究计划合作下,有些观测资料已为全球碳循环和不同源汇对大气 CO₂ 浓度的贡献的研究提供了科学依据,并将在未来 CO₂ 增长趋势和与气候变化预测有关的研究中(如 IPCC)进一步得到广泛的应用。建立全球通量监测网的主要科学目标是:(1)认识 CO₂ 的交换因子及其相关过程,如土壤过程和植被在不同生长阶段与 CO₂ 有关的生理学过程;(2)确定可能影响未来生物圈的基本反馈过程,如对气候变化、大气污染和 CO₂ 浓度的响应^[1]。

湍动相关法可以直接测量 CO₂ 的净通量,用此方法测量陆地生态系统中的 CO₂ 交换是合理的。但是各测量站在应用湍动相关法上也有很大差异,例如湍动相关测量系统就分别有开路系统和闭路系统^[2]。除此以外,各测量站对超声风速仪的设计、采样频率、计算过程、仪器的几何形状以及测量平台的动力干扰程度都各不相同。长期 CO₂ 净收支的对比分析表明,地面能量平衡闭合几乎一直是不可能的,这使得开展测量站之间资料的对比变得更为复杂。在大多数情况下,蒸发、感热、光合作用和冠层储存的能量总是超过其它过程能量总和的 10%~20%^[3]。由于感热通量和潜热通量是用湍动相关法测量的,自

* 中国气象局气候专项项目的资助。

2002-09-22 收到,2003-03-10 收到修改稿。

然就会带来一个问题,是否 CO₂ 的净通量也被低估了,是否有必要对此进行修正,怎样修正。如果不弄清和修正这个偏差,测量站之间的资料对比和全球尺度的资料合成就非常困难,所以 CO₂ 涡动相关通量存在着不确定性。为此,国际上多次召开学术讨论会,探讨在碳和能量收支中存在的涡动相关通量的误差和不确定性问题。本文主要简述了涡动相关基本方程;仪器本身的限制引起的通量误差(如线性平均影响、探头的间距、资料处理和引起通量谱衰减的相关问题);二维和三维尺度的影响(如泄流和平流);坐标系和夜间通量问题。

1 涡动相关的基本方程

为了使方程形式统一,所有的通量将写成三维矢量,梯度 ∇ 独立于坐标系。三维温度湍流通量 $\overline{v T_a}$ 与三维热通量 $\overline{v T_s}$ 、三维压力湍流通量 $\overline{v p_a}$ 和三维水汽通量 $\overline{v \rho}$ 之间的关系可表示为^[3]:

$$\frac{\overline{v T_a}}{T_a} = \frac{\overline{v T_s}}{T_s} - \frac{\overline{\sigma_{vc}}}{1 + \overline{\sigma_{vc}}} \left[\frac{\overline{v \rho}}{\rho} - \frac{\overline{v p_a}}{p_a} \right] \quad (1)$$

v 是三维湍流(扰动)速度, $\overline{\sigma_{vc}} = (0.32 \overline{x_v}) / (1 + \overline{x_v} + \overline{x_c})$, $\overline{x_v}$ 是水汽容积混合比或摩尔数 ($= \overline{p_v} / \overline{p_d}$)。 $\overline{x_c}$ 是 CO₂ 的容积混合比或摩尔数 ($= \overline{p_c} / \overline{p_d}$)。 $\overline{p_v}$ 是平均水汽压, $\overline{p_c}$ 是 CO₂ 的平均气压。 $\overline{p_d}$ 是干空气的平均分压(即没有水汽和 CO₂ 的环境空气), $\overline{p_a}$ 是外界平均气压 ($= \overline{p_d} + \overline{p_v} + \overline{p_c}$), $\overline{p_v}$ 是外界平均水汽密度, T_s 是超声风速仪测量的平均温度, T_a 是外界平均气温。方程(1)中已假定在湍流通量处理软件中包括了侧风对 T_s 的修正^[4]。CO₂ 通量方程为:

$$\overline{v \rho^F} = (1 + \overline{x_c}) \overline{v \rho} + \overline{\rho} (1 + \overline{x_v} + \overline{x_c}) \left[\overline{\delta_{vc}} \frac{\overline{v T_a}}{T_a} - \frac{\overline{v p_a}}{p_a} \right] + \overline{x_c} \mu_b \overline{v \rho} \quad (2)$$

这里 $\overline{\rho}$ 是外界 CO₂ 的平均浓度, $\overline{x_c} (= \overline{\rho} / \overline{\rho_d})$ 是 CO₂ 的平均质量混合比, $\overline{\rho_d}$ 是干空气平均浓度, $\mu_b = m_d / m_v$, m_d 是干空气的分子量, m_v 是水汽的分子量, 当使用开路传感器观测时, $\overline{\delta_{vc}} = 1$; 使用闭路传感器观测时, $\overline{\delta_{vc}} = 0$ 。这里用统一符号 $\overline{\delta_{vc}}$ 表示开路和闭路的方程。上标 F 表示该项为通量形式。

CO₂ (F_c) 通量在三维坐标中可写成方程(3)。它与方程(2)的不同仅是多出了流体项 $V \overline{\rho}$, 其中 V 是三维风速。水汽湍流通量方程与 CO₂ 的通量方程类似。

$$F_c = V \overline{\rho} + \overline{v \rho^F} \quad (3)$$

用于研究生态系统长期 CO₂ 收支的质量守恒方程的一般形式是:

$$\overline{\rho_d} \frac{\partial \overline{x_c}}{\partial t} + \left[\overline{v \rho} \cdot \nabla \overline{x_c} - V \overline{x_c} \cdot \nabla \overline{\rho_d} \right] + \nabla \left[V \overline{\rho} + \overline{v \rho} - \overline{x_c} \overline{v \rho_d} \right] = \overline{S_c} \quad (4)$$

这里 t 是时间, $\overline{S_c}$ 是平均源、汇项, $-\overline{x_c} \overline{v \rho_d}$ 是 CO₂ 项, $\overline{v \rho^F} = \overline{v \rho} - \overline{x_c} \overline{v \rho_d}$ ^[25,29]。干空气湍流项 $\overline{v \rho_d}$ 为如下形式:

$$\overline{v \rho_d} = - \overline{\rho_d} (1 + \overline{x_v} + \overline{x_c}) \left[\overline{\delta_{vc}} \frac{\overline{v T_a}}{T_a} - \frac{\overline{v p_a}}{p_a} \right] - \mu_b \overline{v \rho} \mu \overline{v \rho} \quad (5)$$

质量守恒方程(4)是研究长期 CO_2 收支的基础。对方程(4)的垂直分量从地表到测量高度进行积分可以得到 24 h CO_2 收支。储存项(变化项时间速率的积分)和通量项(通量辐散项的积分)都为 24 h 的累积量,由测量得到^[5]。至今为止,现有的 CO_2 收支研究中都没有包含方程(4)左边第二项 $[\overline{v \rho_a} \nabla \overline{y_c} - \overline{V y_c} \nabla \overline{\rho_a}]$,称为准平流项,其中包含了干空气通量 $\overline{v \rho_a} \nabla \overline{y_c}$ 项。方程(4)和(5)中的水汽、温度、 CO_2 及气压通量的垂直廓线都需要测量。干空气梯度项的重要性还不很清楚,在中性条件下认为干空气能被完全混合,这一项应该是很小并可以忽略的,所以 $\nabla \overline{\rho_a}$ 的水平分量在大多数情况下也应该不重要。廓线测量范围中的流体静力条件对 $\nabla \overline{\rho_a}$ 和平均速度 v 的贡献并不明显,在冠层内一般都很小。

在特定环境中测量压力通量项是十分重要的,因此在长期 CO_2 收支的研究过程中不能缺少压力通量项 $\overline{w p_a}$ 。图 1 是 2000 年 1 月 2 天的垂直压力通量 $\overline{w p_a}$ 的时间序列^[3]。在图中也包含了 $-\overline{w p_a}$ 和 $\overline{\rho_a u^3}$ 的比, u 是摩擦速度。图中半小时涡动相关资料是在美国 Wyoming 南部大约 18 m 高森林上方 27.1 m 高度得到的^[6]。平均风速为 5~15 m/s,在每次观测中都有几小时的风速超过 10 m/s,观测期间 u 超过 1 m/s 和 $\left| \frac{\overline{w p_a / p_a}}{\overline{w p_a / T_a}} \right| \geq 20\%$ 。即在大风和强湍流期间,压力通量对 CO_2 或其他微量气体项($-\overline{y_c v \rho_a}$)存在影响。因此,对开路系统来说,压力通量相对比较重要,而对闭路系统的意义不大。因为 $\overline{w p_a} \leq 0$,在计算净生态系统交换量(NEE)时忽略湍流大风条件下的压力扰动项,就会引起了长期 CO_2 研究的偏差。如 $\overline{w p_a} \approx -10 \text{ Pa} \cdot \text{m/s}$ (图 1), $p_a \approx 10^5 \text{ Pa}$, $\rho_a \approx 675 \text{ mg/m}^3$,那么方程(2)的垂直压力通量大约为 $+0.06 \text{ CO}_2 / (\text{m}^2 \cdot \text{s})$,无论是白天还是晚上,这都是 CO_2 通量的重要部分,表明在一地一年碳收支中增加了 5.1 t C/hm^2 ,但是 $\overline{w p_a}$ 的数量一般小于 $10 \text{ Pa} \cdot \text{m/s}$,附加的 5.1 t C/hm^2 可能是最大数量。因此压力扰动项在开路法测量中有时起着重要贡献。

2 测量仪器误差

所有的涡动相关系统都会减弱有效的高频和低频湍流信号。观测精度受到感应头尺寸、间距、内在响应时间以及与去倾和平滑有关的信号处理过程的制约^[7]。有许多方法可以估计和修正信号损失的原始方差。一种是 Goulden 等^[8]提出的低频滤波法,另一种是 Mass man^[9]提出的解析近似法。两种方法都不完美,都不能最终解决通量损失的问题。

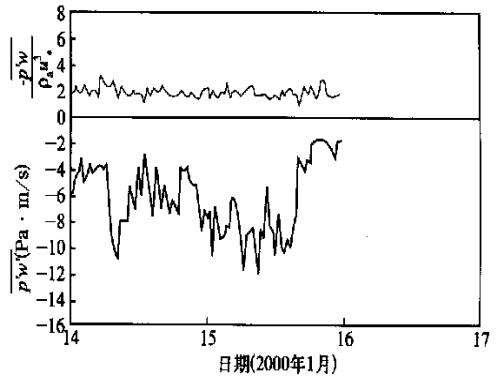


图 1 2000 年 1 月两天 $\overline{w p_a}$ 和 $\overline{\rho_a u^3}$ 的比和垂直压力通量 $\overline{w p_a}$ 的时间序列
(引自 Leuning, R, 1992)^[3]

题。在确定两种方法之间的具体差异之前,必须先建立交换函数和一阶滤波器及低通线性滤波的概念^[3]。

用一阶线性非均匀微分方程描述理想一阶感应系统的性能:

$$\tau_1 \frac{dX_O}{dt} + X_O = X_I(t) \tag{6}$$

X_I 是输入或强迫函数, X_O 是输出或响应函数, t 是时间, τ_1 是仪器的时间常数。方程(6)能用于评价系统对任何强迫的响应。其中对正弦强迫的响应最重要,因为它是描述对更复杂强迫的响应的基础。假定正弦输入 $X_I(t) = A_I \exp(-j\omega t)$, 方程(6)的解为:

$$X_O(t) = \frac{A_I e^{-j\omega t}}{1 - j\omega\tau_1} = \frac{X_I(t)}{1 - j\omega\tau_1} \tag{7}$$

这里 $j = \sqrt{-1}$, $\omega = 2\pi f$, f 是输入强迫函数的频率(Hz), A_I 是输入强迫函数的振幅。注意这里使用的是复数表达式,它能简化分析。

一阶线性传感器(系统)的交换系数 $h_1(\omega)$, 是输出与输入值的比,或者表示为:

$$h_1(\omega) = \frac{1}{1 - j\omega\tau_1} = \frac{1 + j\omega\tau_1}{1 + \omega^2\tau_1^2} = \frac{e^{j\varphi(\omega)}}{\sqrt{1 + \omega^2\tau_1^2}} \tag{8}$$

式中 $\varphi(\omega)$ 是滤波位相,定义为 $\tan^{-1}(\text{Im}[h_1(\omega)]/\text{Real}[h_1(\omega)])$ 。

一阶交换函数方程(8)显示,低频时(即 $\omega \rightarrow 0$), $h_1(\omega) \rightarrow 1$, 高频($\omega \rightarrow \infty$)时, $h_1(\omega) \rightarrow 0$ 。由方程(8)定义的滤波器减弱了高频信号,而对低频没有影响,因此将它定义为低频滤波器。相应的一阶高频滤波 $h_1^{HP}(\omega)$ 是对 $h_1(\omega)$ 的补偿,即 $h_1^{HP}(\omega) = 1 - h_1(\omega)$ 。

此外,可以根据取样的离散时间序列定义低频线性滤波器。考虑一个相同间隔的离散时间序列, $x_i, i = 1, 2, 3, \dots$, 表明在 t_i 时刻取的样。一个低频线性滤波器定义如下:

$$y_i = Ay_{i-1} + (1 - A)x_i \tag{9}$$

x_i 是第 i 个输入数据, y_i 是第 i 个输出数据, $A = \exp(-1/(f_s \tau_r))$, f_s 是取样频率, τ_r 是滤波时间常数。它的交换函数可写成:

$$h_r(\omega) = \frac{|1 - A| |1 - A \cos(\omega/f_s) - jA \sin(\omega/f_s)|}{1 - 2A \cos(\omega/f_s) + A^2} \tag{10}$$

虽然方程(8)和(10)存在差异,但功能类似。可见一阶滤波器和线性滤波器的位相有相当大的差异。Mass man 和 Lee 对一阶滤波器和线性滤波器的位相进行了比较^[3](图 2)。

无论应用哪种谱修正方法,必须先确定具体修正的估算原则。在闭合系统中应用低频滤波法时,湍流热通量和通用的标量谱是基础。对解析法而言,估算原则由一阶滤波近似交换函数和协谱 $Co_{\omega}(f)$ 所决定。对于任

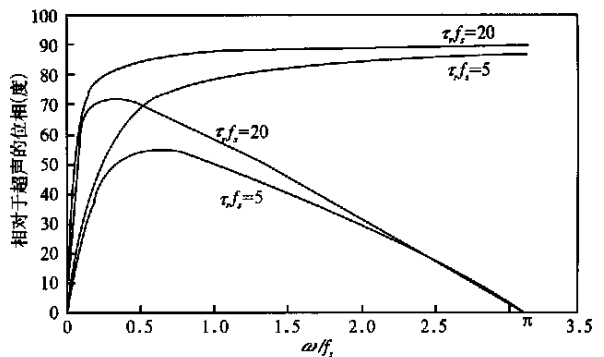


图 2 一阶滤波器和线性滤波器的位相比较^[3]

一测量通量 ($\overline{\omega' \beta'}$), 近似满足经频率权重标准化过的协谱的简单模式, 可写成:

$$\frac{f \text{Co}_{\omega\beta}(f)}{\overline{\omega' \beta'}} = \frac{2}{\pi} \frac{f/f_x}{1 + (f/f_x)^2} \quad (11)$$

f_x 指经频率权重处理的协谱达到最大值时的频率, 必须从外部获得, 或者由观测协谱的计算产生。解析法对 Kai mal 等^[10]的 f_x 模式没有限制, 更精确的局地 f_x 模式也能用于解析法。

低频滤波法的精确性不依赖协谱的形状, 而解析法则不然^[9]。理论上, 解析法包括各种传感器间位相差异(时间位移)的修正^[9], 但是, 这个方法前提条件是在一定周期内(大约1个半小时)观测的协谱通量资料能够用一个相对平滑函数来近似(方程(11))。遗憾的是在大多数情况下, 半小时内的各个协谱之间都有显著的差异。其实, 协谱不需要非常光滑, 解析法也可能会产生错误的修正因子^[9]。低频滤波法因为直接应用涡动相关的时间序列(方程(9))而不是通量, 所以没有出现这样的问题。另一方面, 解析法由于采用循环高频滤波, 涡动相关时间序列的线性去倾^[11]或滑动平均^[4], 因此造成低频损失, 而低频滤波法则不会发生这种情况。现在看来, 这种低频损失比预想的要重要得多^[13]。这是因为第一, 太多的高频滤波事实上导致了频率加权谱; 第二, 在通量观测期间地表层受到了干扰; 第三, 在资料处理过程中, 一些显著的低频通量被无意识地除去^[12]。以上3种情况表明实际协谱能量在 f_x 附近的分布比由方程(11)近似得到的更均匀。尽管如此, Mass man^[9]指出, 可以用解析法说明协谱这种可能发生的变宽问题。

除了提供估算涡动相关修正因子外, 解析法对设计涡动相关系统是十分有用的。根据 Mass man^[9]方程, 传感器的相对位置和时间响应特性引起的最小误差一般总结成如下表达式:

$$2\pi f_x T_h \gg 1 \quad (12a)$$

$$2\pi f_x T_b \gg 1 \quad (12b)$$

$$2\pi f_x T_e \gg 1 \quad (12c)$$

T_h 是与去倾有关的时间常数^[14], T_b 是与区间平均和滑动平均有关的平衡时间常数, T_e 是与传感器间距、固定响应时间等有关的整个低频滤波器的平衡时间常数。如符合这三个临界标准, 那么解析法就不需要进行谱修正。

在热通量小于约 10 W/m^2 的条件下, 低频滤波法存在的问题是当 $|\omega' T_s'| \approx 0$, $|\omega' T_{sf}'| \approx 0$ 时, 低频滤波修正项变得无意义。与此类似, 由于 CO_2 修正因子能超过 1.5, 甚至 2.0, 解析法计算结果在非常稳定大气条件下值得怀疑^[6]。在以间歇湍流交换为主的条件下, 不管修正法是否有效, 涡动相关测量都不可信。

3 二维和三维对通量误差的影响

微气象学研究的主要目标是定量确定地-气间重要微量气体的净交换。净通量通常是在忽略了质量守恒方程中的其它项情况下, 由测得的垂直湍流通量修正测量高度以下的储存量近似得到。如果流场和标量场是近似水平均匀时, 这种近似成立。但是, 在二维

和三维气流影响下,垂直涡动通量与实际净通量有系统偏差。从土壤表面($z=0$)到某一测量高度的通量($z=z_m$)可以写成:

$$\int_0^{2m} \overline{\rho} \frac{\partial \overline{y_c}}{\partial t} dz + \int_0^{2m} \overline{v} \overline{\rho} - \overline{V} \overline{y_c} \cdot \nabla \overline{\rho} dz + \int_0^{2m} \nabla_H \cdot \overline{V} \overline{\rho} dz + \int_0^{2m} \nabla_H \cdot \overline{v} \overline{\rho}^F dz + |W(z_m) \overline{\rho}(z_m) + \overline{w} \overline{\rho}^F(z_m)| = \int_0^{2m} \overline{S_c} dz + |W(0) \overline{\rho}(0) + \overline{w} \overline{\rho}^F(0)| \quad (13)$$

左边第一项是储存项,第二项是准平流积分项(过去的收支方程从来没有包括这项)。第三项是与平流有关的项,其中 ∇_H 是水平梯度算子,第四项是在垂直方向上积分的水平通量辐散项,第五项是测量的通量项(平均加湍流),其中 W 是平均垂直速度, w 是垂直速度扰动分量。方程(13)右边是生态系统净交换项。

方程(13)或方程(4)的简化形式已用于二维和三维气流影响的许多研究中,尽管如此还不能用于确定二维和三维气流的影响和可能产生的偏差。有几个原因,第一,过去的研究没有考虑方程(13)和方程(4)的完全复数形式,第二,Garratt^[15]假定近中性大气,因此他们的结果在极端条件下并不精确,例如强稳定或自由对流条件。第三,研究没有包括中尺度运动,中尺度运动属于二维和三维尺度,可以使垂直通量产生偏差。二维和三维尺度的发生比微气象观测的尺度大得多。第四,早期的微气象研究假定下垫面地形没有变化。

正确认识二维和三维气流以及它们在微气象通量观测中的作用是重要的,但是在非平坦地形条件下确定二维和三维气流的影响是极端困难的。至少有4种地形对表面通量观测有影响:①地形产生的局地重力波和泄流。②陡峭地形可以改变环境流场。因为观测塔周围的气流与局地地形表面有显著不同,可以形成持续垂直运动。垂直对流的强度取决于垂直密度梯度的大小。风场中的湍流应力的变化可能产生空间上的通量变化;进而影响平流变化^[16]。③地表源强在流场方向上的不均匀。④地形产生的重力波的水平空间尺度和三维性质决定了它超出了传统微气象学的范围。这种运动在一般强风的大气层结中是常见的^[17],但在地-气通量中的作用尚不清楚。

4 资料处理问题

目前通量测量中使用最多的坐标系统是矩形坐标系统,有时称为自然坐标系^[18]或流线型坐标系^[19]。在这个坐标系中, x 平行于局地平均水平风向(u), z 轴垂直于 x 轴,因此平均侧向风(v)和平均垂直风(\overline{w})为0。

自然坐标系主要应用于计算倾斜地形的通量,适用于非平坦地形^[19],主要缺点是 $\overline{w} \neq 0$ 。可设半小时 $\overline{w} = 0$ 来消除平均流场的分量,但可能个别通量和长期平衡中引起较大偏差或系统性低估^[20]。Wilczak等^[19]和Paw等^[21]给出了一个称之为Planar fit的方法,用来估计 \overline{w} 。这种方法不能实时用于单个通量平均时段,必须用于多个通量平均时段的集合,而且这个方法还没有应用于复杂地形,仅建议用于长期CO₂通量和碳平衡方面的计算。

流线坐标系也能用于估计复杂地形的通量^[22], Mass man^[3]建议将这个坐标系用于垂直通量辐散 $\partial \overline{w'c'}/\partial z$ 的研究, 因为该坐标系对弯曲流场中通量辐散的估计比笛卡尔坐标系更可信。虽然坐标系的选择是任意的, 但重要的是需要形成坐标系中质量守恒方程的持续性, 并能保留和测量或估算质量守恒方程中的所有项。而且, 选择的坐标系能够调整 x 轴与平均风矢量平行, 以便使水平通量项达到最小^[12]。

资料处理中的另一个问题是有可能造成测量通量低频部分的损失。例如, 通量平均间隔太短会像高通滤波一样减弱通量的低频部分^[23], 低频部分能量的损失已经证明可以导致能量守恒的不闭合^[24]。尽管如此, 不管资料是否经过高通滤波, 解析法都是能够修正通量的^[3]。此外, 描述相应的能量分布的协谱仍然需用解析近似法, 这种协谱无需与 Kaimal 等^[10]的平坦地形协谱相同^[24]。

5 夜间通量测量问题

夜间大气呈稳定层结时, 几乎所有不适于涡动相关测量的条件都会出现。部分原因与仪器有关, 其次与气象条件有关。在白天对流条件下, 湍流以低频运动为主, 最适合于涡动相关法的测量。而在夜间或稳定大气条件下, 湍流运动主要转向高频运动, 感应头间距、通量平均间隔等等的不同都会对测量结果产生显著影响。无论是解析法还是低频滤波法的修正在强稳定状态下都值得怀疑。气象条件限制包括大的源区, 重力波, 平流和空气动力学或弱湍流等问题。

众所周知, 当大气由湍流很快转为层流时, 涡动相关法的覆盖区也迅速扩展, 甚至能够达到植被层以上^[25], 但由于现有的湍流扩散理论是建立在近中性层结条件的基础上, 因此不能直接对测量进行修正。

切变产生的重力波是冠层上夜间常见的一种运动^[20]。数值模拟表明有波状运动时, 常通量层不存在^[26]。实际上在临界冠层之上, 动量和某些标量通量随高度变化很大, 重力波传播速度达到平均风速的高度上存在通量峰值。为此, 重力波出现期间, 湍流通量会受到许多干扰, 但重力波运动不会使整体平均通量出现系统性偏差。

在强稳定的条件下, 植被内雷诺应力的垂直梯度很小, 因此, 与斜压强迫、天气系统或斜坡上的重力有关的水平压力梯度是比较大的^[27]。同时, 由于缺乏强湍流混合, 近地面存在很大的垂直梯度。在这种条件下, 冠层与表面层之间的空气运动是二维或三维的, 并引起泄流或(垂直和水平)平流, 其尺度可能比白天更大。昼夜的不对称性对估算年生态系统的净通量有很大的影响^[20]。

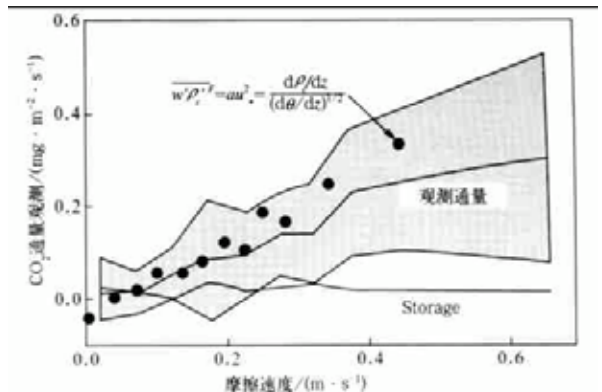


图3 夜间观测的 CO_2 通量 ($\overline{w'\rho^F}$) 与摩擦速度 (u_*) 的相关性^[3]

长期通量站的一个常见现象是 CO₂ 湍流量接近于 0,同时可以测量到相应的摩擦速度也接近于零^[28]。这是符合空气动力学原理的。例如, K 理论和 Monin Obukhov 相似理论表明,湍流减弱时,湍流量也减小。图 3 是夜间观测的垂直 CO₂ 通量($\overline{w\rho_c^F}$)与摩擦速度(u_*)的相关^[3]。

Wofsy 等^[29]和 Goulden 等^[28]提出 CO₂ 的生物源强不是空气运动的函数,如果一维方法能较精确地使表面层质量平衡,那么用储量修正的通量就与 u_* 无关,但是观测表明储量修正不会使 CO₂ 通量达到强风条件下观测到的水平(图 4)^[31]。在某些情况下能够确定的摩擦速度 u_{*c} 高于 u_{*c} 时,CO₂ 通量就超出了应有的水平,但在某些情况下,这种临界值又不存在。(例如,图 3 选自 Aubinet 等^[30])。同样,在 u_* 很小时能量平衡闭合差很大,但当 u_* 增大时,能量平衡闭合差变小^[31]。

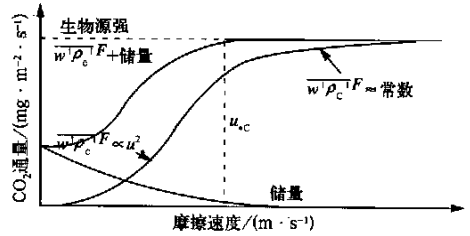


图 4 储量修正的 CO₂ 通量与摩擦速度的关系^[31]

夜间通量低估的原因目前仍然是一个有争议的问题。仪器高频响应不好会使通量偏低,但不可能是根本原因,因为即使用稳定条件下对预测的因子进行较大修正^[9],通量仍然很低。Mass man 等^[3]认为这个问题的实质是一个气象问题,最好能同时测量质量守恒方程(4)和(13)中的所有项,但这是难以做到的。泄流是稳定层结下的通量测量总是偏低的一个可能原因^[32]。由此可以推测:泄流使低洼地区的 CO₂ 通量积累升高,就会产生相应的高浓度 CO₂ 区,但这样的高通量区至今仍未观测到。泄流对微量气体运动影响的研究有待进一步加强。

6 结语和讨论

虽然基本方程(2)中的压力方差通常被忽略,但在大风湍流条件下却很重要。忽略此项可能对有频繁强风和强湍流测点有明显影响。在 CO₂ 收支方程(4)和(13)中定义了一个称为准平流项的新项。这一项起源于三维干空气密度修正。研究表明它对冠层内 CO₂ 质量混合比梯度 $\nabla \chi_c$, 温度方差廓线 $\overline{v'T_a/T_a}$, 水汽方差廓线 $\overline{v'\rho/\rho}$, 和压力方差廓线 $\overline{v'p_a/p_a}$ 的研究可能很重要。

通过对两种谱衰减的涡动相关修正法的分析表明:低频滤波法比解析法处理高频协谱衰减有显著优点,因为它与协谱形状无关。另一方面,解析法包括了与位相变化有关的高频衰减因子,合并了低频衰减因子,而低频滤波中没有考虑这个因子。两种谱修正方法的最终差异说明了低频协谱能量损失的重要性,因为这种能量损失是造成长期通量测量误差和能量不平衡的重要原因。此外两种谱修正方法都不适用于非常稳定的条件,未来重点研究低频问题和稳定条件下通量的测量是十分必要的。

平流对 CO₂ 通量测量的影响非常重要,尤其是在复杂地形条件下,只有采用二维和三维模式才能进行充分的定量分析。在进一步对泄流进行观测研究的同时加强 CO₂ 泄

流的研究是很有必要的。

坐标系统应根据研究目标的需求来确定。如用“自然”或“流线”坐标系处理通量资料就会引起通量的垂直平流分量损失(因为在自然坐标系中, $\overline{w} = 0$)。因此,应该研究应用其它坐标系及其对通量的影响。在确定的坐标系中描述收支方程时,先采用坐标系的三维形式,然后根据需要简化成一维形式,最后尽可能测量或计算收支方程中的所有项。

在夜间进行通量测量时,上述讨论的涡动相关技术的缺点会同时出现。在夜间稳定条件下,泄流很容易发生,近地层大气运动以间歇性湍流为主,谱修正法因此不再适用。切变产生的移动性重力波也使近地面层不能满足常通量层的假设。估计夜间通量的一个有效方法是在弱湍流条件下应用 u_c 临界值,只是应用这个方法的局限性太大。为了进一步研究夜间通量测量的问题和其它涡动相关测量的误差问题,对重力波、间歇性湍流和泄流等如何影响通量测量需要有更多的观测试验分析。

参考文献

- 1 Wofsy S C, Hollinger D Y for the AmeriFlux science team. Scientific Plan for AmeriFlux: US Long Term Flux Measurement Network, 1998.
- 2 Leuning R, King K M. Comparison of eddy-covariance measurements of CO₂ fluxes by open and closed path CO₂ analyzers. *Boundary-Layer Meteorology*, 1992, **59**: 297 ~ 311.
- 3 Massman W J, Lee X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agriculture and Forest Meteorology*, 2002, **113**: 121 ~ 144.
- 4 Kaimal J C, Clifford S F, Latatit R J. Effect of finite sampling on atmospheric spectra. *Boundary-Layer Meteorology*, 1989, **47**: 337 ~ 347.
- 5 Moncrieff J B, Mahli Y, Leuning R. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biology*, 1996, **2**: 231 ~ 240.
- 6 Massman W J. Reply to comment by Rannik on A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, **107**: 204 ~ 251.
- 7 Moore C J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology*, 1986, **37**: 17 ~ 35.
- 8 Goulden M L, Munger J W, Fan S M, et al. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, 1996, **2**: 169 ~ 182.
- 9 Massman W J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, **104**: 185 ~ 198.
- 10 Kaimal J C, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. Deriving power spectra from a three-component sonic anemometer. *Journal of Applied Meteorology*, 1972, **7**: 827 ~ 837.
- 11 Gash J H C, Culf A D. Applying a linear detrend to eddy correlation data in real time. *Boundary-Layer Meteorology*, 1996, **79**: 301 ~ 306.
- 12 Finnigan J J, Clements R, Mahli Y. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003, **107**(1): 1 ~ 48.
- 13 Höglström U. An alternative explanation for the systematic height variation of normalized vertical velocity variance in the near neutral surface layer. In 14th Symposium on Boundary Layer and Turbulence, 2000. 31-32, American Meteorological Society, Boston, MA.
- 14 McMillen R T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Mete*

- orology*, 1988, **43**: 231 ~ 245.
- 15 Garrat J R. The internal boundary layer- a review. *Boundary-Layer Meteorology*, 1990, **50**: 171 ~ 203.
- 16 Finnigan J. A comment on the paper by Lee (1998): "On micrometeorological observations of surface air-exchange over tall vegetation". *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, **97**: 55 ~ 64.
- 17 Smith R B. The influence of mountain on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, 1979, **21**, 87 ~ 230.
- 18 Tanner C B, Thurtell G W. Aneoclinometer measurements of Reynolds stress and heat transport in the atmospheric surface layer. Dept. Of Soil Science, University of Wisconsin, Madison, WI, Research and Development Tech Report ECOM 66-G22-F to the US Army Electronics Command, 1969.
- 19 Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, **99**(1): 127 ~ 150.
- 20 Lee X, Barr A G. Climatology of gravity waves in a forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1998, **124**: 1403 ~ 1419.
- 21 Paw U K T, Baldocchi D 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.
- 22 Finnigan J. A streamline coordinate system for distorted turbulent shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 1983, **130**: 241 ~ 258.
- 23 Kristensen L. Time series analysis. Dealing with imperfect data. Risø National Laboratory, Risø-I-1228 (EN), 1998. 31.
- 24 Sakai R K, Fitzjarrald D R, Moore K E. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. *Submitted to Journal of Applied Meteorology*, 2001.
- 25 Leclerc M Y, Thurtell G W. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorology*, 1990, **91**: 39 ~ 49.
- 26 Hu X, Lee X, Steven D E. A numerical study of nocturnal wavelike motion in forests. *Submitted to Boundary-Layer Meteorology*, 2001.
- 27 Wyngaard J, Kosovic B. Similarity of structure-function parameters in the stably stratified boundary-layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 1994, **71**: 277 ~ 296.
- 28 Goulden M L, Munger J W, Fan S-M, et al. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, 1996, **2**: 169 ~ 182.
- 29 Wofsy S C, Goulden M L, Munger J W, et al. Net exchange of CO₂ in a midlatitude forest. *Science*, 1993, **260**: 1314 ~ 1317.
- 30 Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological research*, 2000, **30**: 113 ~ 175.
- 31 Black T A, Chen W J, Barr A G, et al. Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring. *Geophysical Research Letters*, 2000, **27**: 1271 ~ 1274.
- 32 Grace J, Malhi Y, Lloyd J, et al. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. *Global Change Biology*, 1996, **2**: 209 ~ 217.

CORRECTION OF ERRORS AND UNCERTAINTY IN THE MEASUREMENTS OF CO₂ TURBULENT FLUX

Wang Ying^{1,2)} Bian Lingen²⁾ Chen Zhigang²⁾

¹⁾ (*Meteorological Center of Guangdong Weather Bureau, Guangzhou 510080*)

²⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

The lack of unanimous opinion in spectral correction of energy and carbon dioxide eddy covariance flux error caused the difficulties not only in intercomparison of results derived from the different experiments, but also in synthesis data for global models. Two kinds of spectral methods used to correct sensor error were introduced. The influence of two-dimension and triple-dimension air current on CO₂ flux was discussed. Meanwhile, Error encountered in processing data and problems of measurement CO₂ flux in nighttime were investigated.

Key words: Eddy covariance Long-term flux data Carbon balance