渦相関法によって生態系呼吸速度を 評価する際の問題点 —間欠的な乱流状態下での摩擦速度補正について—

安田幸生・渡辺 力・大谷義一・溝口康子

(森林総合研究所 気象環境研究領域)

A Problem of Eddy Covariance-Based Evaluations of Ecosystem Respiration Rate —Friction Velocity Correction in Intermittently Turbulent Conditions—

Yukio YASUDA, Tsutomu WATANABE, Yoshikazu OHTANI and Yasuko MIZOGUCHI

(Department of Meteorological Environment, Forestry and Forest Products Research Institute,)
Tsukuba, 305-8687 Japan

Abstract

Since turbulent mixing often becomes discontinuous and intermittent in the stable stratified boundary layer, so do nighttime CO_2 fluxes observed over an ecosystem. The friction velocity correction (u_* -correction) is applied to nighttime CO_2 fluxes measured with the eddy covariance technique for evaluating the ecosystem respiration rate. However, the applicability of this procedure is uncertain in intermittently turbulent conditions as the friction velocity oscillates between extremely large and small values.

We used a simple numerical model to simulate intermittent mixing in the stable boundary layer and analysed the characteristics of intermittent nighttime CO_2 fluxes. We then examined the applicability of the u_* -correction in intermittently turbulent conditions. The simulation results showed alternations between highly turbulent periods with large positive CO_2 fluxes and quiescent periods with small positive and zero CO_2 fluxes. With increasing the geostrophic wind in the range of 5.0 m s^{-1} to 8.0 m s^{-1} , the magnitude of upward intermittent CO_2 fluxes as well as the time intervals between intermittent turbulent periods became smaller. A non-linear dependency of the upward CO_2 fluxes on the surface temperature was not clear during intermittently turbulent periods. The fluxes observed in conjunction with high u_* values showed a better relationship with the surface temperature although use of such fluxes in the u_* -correction procedure overestimated the ecosystem respiration rate: the u_* -corrected estimates of the respiration rate were twice as high as the ecosystem respiration rate. During flux events, CO_2 storage fluxes became large and negative. In such cases, the CO_2 storage flux must be added to the CO_2 flux for evaluating the ecosystem respiration rate using the u_* -correction procedure.

Key words: CO_2 flux, Friction velocity correction, Intermittent turbulence, Numerical model.

キーワード: 間欠的な乱流, CO_2 フラックス, 数値モデル, 摩擦速度補正

1. はじめに

陸上生態系の二酸化炭素 (CO_2) 収支を把握するために、森林や草原などの植生上において渦相関法による CO_2 フラックス測定が広く行われている。しかし、渦相関

法の適用は、夜間における生態系全体の CO_2 放出速度 (生態系呼吸速度) の推定をしばしば困難にしている。これは、夜間の安定した大気境界層内では乱流混合が弱まるため、生態系より放出された CO_2 の鉛直方向への輸送が制限されるためである。つまり、渦相関法による CO_2 フラックス測定では、夜間の生態系呼吸速度を過小に見積もってしまうことが多い (Aubinet *et al.*, 2000)。

2005年4月20日 受付, 2005年8月1日 受理.

生態系呼吸速度の過小評価は、 CO_2 フラックスから正味生態系 CO_2 交換量 (NEE) を求める際、系統的な誤差を生じさせる (Moncrieff *et al.*, 1996)。NEE の大きさは、おもに生態系の呼吸量に依存しているという報告もあるため (Valentini *et al.*, 2000)、生態系呼吸速度を正確に求めることは大変重要である。

渦相関法によって測定された CO_2 フラックスの摩擦速度補正 (u_* 補正) は、夜間における生態系呼吸速度の過小評価を避けるためによく用いられている (例えば, Goulden *et al.*, 1996; Aubinet *et al.*, 2001; Carrara *et al.*, 2003; Gu *et al.*, 2005)。この補正は、摩擦速度 (u_*) がある閾値より小さいときは、乱流混合が弱く、 CO_2 フラックスの値が生態系呼吸速度より小さくなるが、 u_* が閾値より大きくなると、大気の流れ混合が活発になり、測定された CO_2 フラックスが生態系呼吸速度に近づくということを前提としている。この前提をもとに、混合が活発な条件 (u_* が閾値より大きい条件) での CO_2 フラックスと温度との関係式を作成し、その式によって混合の弱い条件 (u_* が閾値より小さい条件) でのフラックス値を置き換え、夜間における生態系呼吸速度を評価する (Massman and Lee, 2002)。

風の弱い夜間における強く安定した境界層内では、乱流混合が間欠的に起こることが知られている (Kondo *et al.*, 1978)。ここでいう間欠的な乱流とは、'Global intermittency' (グローバル間欠性) と呼ばれるものである。これは、安定度が非常に大きいときには、安定成層の発達により、ほとんど全ての大きさの渦による混合が抑制される状態をさす (Mahrt, 1999)。このような大気の状態下では、フラックスもまた間欠的に生じる (例えば Coulter and Doran, 2002)。

Fig. 1 に夜間の CO_2 フラックスが間欠的に増加しているときの観測例を示す (5分平均値)。また、同期間における摩擦速度の5分平均値の時系列も合わせて図示する。これらのデータは、2000年7月13日から14日にかけての夜間に、森林総合研究所川越試験地の落葉広葉樹林上にて渦相関法によって測定されたものである (Yasuda *et al.*, 1998; Watanabe *et al.*, 2000; Yasuda and Watanabe, 2001)。図の例では、期間の大部分は小さな値の CO_2 フラックスで占められているが、時折、 $10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ を超えるような大きな上向きの CO_2 フラックスが現れている。21:30～23:00 の間に生じている CO_2 フラックスの増加は、摩擦速度の増加に連動していることから、一時的に生じた活発な乱流混合により引き起こされていることがわかる。また、3:00頃と5:30頃における CO_2 フラックスの増加のときは、摩擦速度の増加はわずかであった。図示した期間に観測された夜間フラク

Fig. 1. Observed CO_2 flux and friction velocity on the night of 13–14 July 2000. The data was collected above a deciduous forest in Kawagoe, Japan. Averaging time for flux calculation is 5 min.

スの最大値は、真昼の CO_2 フラックスの大きさ (絶対値) に匹敵していた。Fig. 1 のようなデータに対して u_* 補正を適用すると、21:30～23:00 の間に生じている極端に大きな CO_2 フラックスデータのみが正しい値として残ることになるだろう。このような場合、 CO_2 フラックスから正確な生態系呼吸速度を推定できるのかどうかは疑問である。

本研究では、夜間において間欠的に乱流混合が生じているときの CO_2 フラックスの動態を再現するために、簡単なモデルを作成して、数値実験を行った。そしてまず、モデルによって計算された CO_2 フラックスの特徴を調べた。その後、計算された CO_2 フラックスに対して u_* 補正を行い、間欠的な乱流状態のときに u_* 補正の適用によって生態系呼吸速度を求められるのかどうかを調べた。

2. 数値実験の概要

2.1 モデルの説明

本研究で用いたモデルは、ReVelle (1993), McNider *et al.* (1995) そして Van de Wiel *et al.* (2002) のモデルを基礎とし、それぞれの特徴を組み合わせて作成された。間欠的な乱流が生じる原因はさまざまであるが (Mahrt, 1999), 本モデルではリチャードソン数 (Ri) の大きさのみで乱流の発生と消失が決まると仮定する。つまり、 Ri が臨界リチャードソン数 (Ri_c) より大きいときは、乱流混合が消失するため流れは地表面と分離した状態となり、 $Ri \leq Ri_c$ のときは乱流混合が生じるため、流れは地表面と結びついた状態となる。本モデルでは、地表面が背丈の低い一様な植生で覆われていることを想定し、また単純化のために大気中での放射発散と潜熱交換・凝結過程は無視している (McNider *et al.*, 1995)。Table 1 に、モデル内で使用する主な変数および定数の記号の一覧を示

Table 1. List of main symbols.

C	CO ₂ 濃度 (μmol mol ⁻¹)
c_p	空気の定圧比熱 (J kg ⁻¹ K ⁻¹)
C_s	植生層のCO ₂ 濃度 (μmol mol ⁻¹)
c_v	単位面積当たりの植生層の熱容量 (J m ⁻² K ⁻¹)
C_*	モニソーオブコフ相似則におけるCO ₂ 濃度のス ケール (μmol mol ⁻¹)
d	ゼロ面変位 (m)
f	コリオリ因子 (s ⁻¹)
F_c	植生上におけるCO ₂ フラックス (μmol m ⁻² s ⁻¹)
g	重力加速度 (= 9.8 m s ⁻²)
h	植生の高さ (m)
H_0	植生上における顕熱フラックス (W m ⁻²)
k	カルマン定数 (= 0.4)
K_m, K_h, K_c	運動量・顕熱・CO ₂ の乱流拡散係数 (m ² s ⁻¹)
l	混合距離 (m)
N	雲量
Q_{net}	正味放射量 (W m ⁻²)
R_t	リチャードソン数
R_{ic}	臨界リチャードソン数 (= 0.2)
R_{soil}	土壌呼吸速度 (μmol m ⁻² s ⁻¹)
R_{veg}	植物体呼吸速度 (μmol m ⁻² s ⁻¹)
s	風速シアア (m s ⁻¹ m ⁻¹)
t	時間 (s)
T_a	植生上の空気の平均気温 (K)
T_s	地表面温度 (K)
u, v	水平風速成分 (m s ⁻¹)
U_g	地衡風速 (m s ⁻¹)
u_g, v_g	地衡風速成分 (m s ⁻¹)
u_*	摩擦速度 (m s ⁻¹)
z	高さ (m)
σ	ステファンーボルツマン定数 (= 5.67×10 ⁻⁸ W m ⁻² K ⁻⁴)
ε_a	空気の放射率
ε_s	植生層の放射率
θ	温位 (K)
θ_m	土壌の平均温度 (K)
θ_s	植生層の温度 (K)
θ_*	モニソーオブコフ相似則における温位のスケ ール (K)
κ_m	土壌の熱輸送係数 (W m ⁻² K ⁻¹)
ρ	空気の密度 (kg m ⁻³)
ρ_{mol}	空気のマール密度 (mol m ⁻³)

した。このモデルは、ある初期条件を与えて、風速 (u, v) と温位 (θ) およびそれに伴う Ri の時間変化を計算し、 Ri の関数として与えられる乱流拡散係数 (K_m, K_h, K_c) の変化に伴う間欠的な乱流輸送 (u_*, H_0, F_c) を再現するものである。モデルの方程式系を以下に示す。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_s) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = f(u_s - u) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = \frac{1}{c_v} \left[Q_{net} - H_0 - \kappa_m (\theta_s - \theta_m) \right] \quad (5)$$

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} = \frac{1}{\rho_{mol} h} \left[-F_c + (R_{soil} + R_{veg}) \right] \quad (6)$$

乱流拡散係数 (K_m, K_h, K_c) は混合距離 (l) と風速シアア (s) から次のように表した (Louis, 1979)。

$$K_m = f_m(Ri) l^2 s, K_h = f_h(Ri) l^2 s / R, K_c = f_c(Ri) l^2 s / R \quad (7)$$

ここで、定数 R は、中立時における運動量と顕熱の乱流拡散係数の比である。ここでは $R = 0.74$ とし (Businger *et al.*, 1971), 運動量とCO₂の乱流拡散係数の比も、これに等しいと仮定した。また、 $f_m(Ri)$, $f_h(Ri)$, $f_c(Ri)$ は運動量・顕熱・CO₂に対する安定度関数であり (England and McNider, 1995), このモデルでは、

$$f_m(Ri) = f_h(Ri) = f_c(Ri) = \begin{cases} (1 - Ri/Ri_c)^2; & Ri \leq Ri_c \\ 0; & Ri > Ri_c \end{cases} \quad (8)$$

と与えることにより、乱流混合の強弱および有無を表現した (McNider *et al.*, 1995; Van de Wiel *et al.*, 2002)。なお、 l は Blackader (1962) の式を用いて求めた。

$$l = \frac{kz}{1 + (kz/\lambda)}, \lambda = 0.00027 U_g / |f| \quad (9)$$

また、 s は、

$$s = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad (10)$$

であり, Ri は,

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left/ \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) \right. \quad (11)$$

の形で表される。

2.1 フラックスのパラメータ化

このモデルでは, 植生を含んだ地表面 (植生層) を ‘Big leaf’ 的に扱う (Van de Wiel *et al.*, 2002)。つまり, 植生上における運動量・熱・CO₂ の出入りを, 粗度長 z_0 をもつ地表面と大気との交換という形で表現する。ここでは, $z = z_0$ での風速は 0 m s^{-1} としている。

まず, モニン-オプロコフの相似則より次の関係が成り立つ。

$$K_m = l u_* / \phi_m = l^2 s / \phi_m^2 \quad (12)$$

$$K_h = l u_* / \phi_h = l^2 s / (\phi_h \phi_m) \quad (13)$$

$$K_c = l u_* / \phi_c = l^2 s / (\phi_c \phi_m) \quad (14)$$

ここで u_* は植生上の摩擦速度, ϕ_m , ϕ_h , ϕ_c は風速勾配・温位勾配・CO₂ 濃度勾配を無次元化した普遍関数である。また地表面付近では, $l = kz$ を仮定している。(12) ~ (14) 式と (7) 式より,

$$\begin{aligned} f_m(Ri) &= \phi_m^{-2}, \quad f_h(Ri)/R = \phi_h^{-1} \phi_m^{-1}, \\ f_c(Ri)/R &= \phi_c^{-1} \phi_m^{-1} \end{aligned} \quad (15)$$

が得られるため, 高さ z_1 と z_0 ($z_1 > z_0$) 間の層の Ri を $Ri_{1/2}$ とすると, 植生上における u_* , 顕熱フラックス (H_0) および CO₂ フラックス (F_c) は次のように表される (Louis, 1979; McNider *et al.*, 1995; England and McNider, 1995)。

$$u_* = k \sqrt{f_m(Ri_{1/2})} \sqrt{u_i^2 + v_i^2} \left/ \ln \left(\frac{z_1 - d}{z_0} \right) \right. \quad (16)$$

$$\begin{aligned} \theta_* &= \frac{k}{R} (\theta_1 - \theta_s) f_h(Ri_{1/2}) \left/ \left(\sqrt{f_m(Ri_{1/2})} \ln \left(\frac{z_1 - d}{z_0} \right) \right) \right. \\ &\quad (17) \end{aligned}$$

$$C_* = \frac{k}{R} (C_1 - C_s) f_c(Ri_{1/2}) \left/ \left(\sqrt{f_m(Ri_{1/2})} \ln \left(\frac{z_1 - d}{z_0} \right) \right) \right. \quad (18)$$

$$H_0 = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (19)$$

$$F_c = -\rho_{mol} u_* C_* \quad (20)$$

ここで, 添え字 1 は z_1 における値を示す。

植生面上での正味放射量 (Q_{net}) は次式によって表した (Van de Wiel *et al.*, 2002)。

$$Q_{net} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 + N \cdot 60 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (21)$$

ここでは, 植生上の空気の平均気温 (T_a) を 20 m ~ 1000 m までの空気の平均気温とし, また地表面温度 (T_s) は, $T_s = \theta_s$ として与えた。

土壌呼吸速度 (R_{soil}) は, Mizoguchi *et al.* (2003) のデータを参考にして, 植生層の気温と関連付けた指数関数関係によって与えられた。また, ここでは植物体呼吸速度 (R_{veg}) を R_{soil} の 3 分の 1 の速度と仮定している。このとき, 生態系呼吸速度 (R_{eco}) は土壌呼吸速度と植物体呼吸速度の和として表される。それらは以下のものである。

$$R_{soil} = 5.0 \times 2.0^{(\theta_s - 27.3) - 25)/10} \quad (22)$$

$$R_{veg} = R_{soil} / 3.0 \quad (23)$$

$$R_{eco} = R_{soil} + R_{veg} \quad (24)$$

2.3 モデルの計算

植生の高さ h を 5.0 m と想定し, 上空 1000 m までを 20 m 毎に 50 層に分割して計算を行った ($z_1 = 20.0 \text{ m}$, $z_2 = 40.0 \text{ m}$, ...)。また, ここでは $d = 0.64h$, $z_0 = 0.13h$ と与えた (Jones, 1992)。なお, 高さ 1000 m で吹く風は地衡風であると仮定した ($u_g = U_g$, $v_g = 0.0 \text{ m s}^{-1}$)。計算に用いた定数の値は, $c_v = 6000 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, $\kappa_m = 2.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, $\varepsilon_a = 0.78$, $\varepsilon_s = 1.0$, $N = 0$ である。臨界リチャードソン数には, Van de Wiel *et al.* (2002) にない, $Ri_c = 0.2$ を用いた。

時間積分には, ルンゲ・クッタ・ジル法を用いた。計算の時間ステップは 1 s, 積分時間は 10 時間とし, 計算開始 1 時間後から 9 時間後までの結果を解析に用いた。数値実験では, U_g を 5.0 m s^{-1} から 8.0 m s^{-1} まで 1.0 m s^{-1} ずつ変化させ, さらにそれぞれの地衡風に対し温位の初期値を $5^\circ\text{C} \sim 35^\circ\text{C}$ まで 1°C ずつ変化させた (初期値は鉛直方向に等温位)。また, θ_m には温位の初期値より 5°C 低い一定の温度を与えた。CO₂ 濃度の初期値は

390 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ とし、温位の初期値と同様に、鉛直方向に等濃度とした。

3. 結果

3.1 間欠的な CO_2 フラックスの特徴

U_g を 7.0 m s^{-1} 、初期 θ を 303 K (30°C) として計算された CO_2 フラックス (F_c) と生態系呼吸速度 (R_{eco}) の時間変化を Fig. 2a に示す。また、同期間における植生層上のリチャードソン数 (Ri) と摩擦速度 (u_*) の様子を Fig. 2b と Fig. 2c に示す。図示した値は、10秒毎の瞬間値である。Fig. 2a をみると、 F_c (上向きが正值) は、1時間から2時間に1回の頻度で増加していることがわかる。その間、 R_{eco} (求めるべき真値) は $2 \sim 6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ の値を維持し続けている。上向き F_c のピーク値は時間の経過とともに減少したが、その持続時間は時間の経過とともに増加した。図の例では、持続時間が32分から64分まで変化し、平均では45分であった。 Ri の変化をみると (Fig. 2b), F_c の増加は Ri が臨界値 (Ri_c) より小さいときに起こっていることがわかる。本モデルでは、 $Ri > Ri_c$ のときには乱流混合が生じないと仮定しているため、上向きフラックスが生じない時間は、すべて $F_c = 0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ をとる。フラックスがゼロの期間、 R_{eco} により放出された CO_2 は植生層内に貯まり続ける。このため、 Ri の低下

Fig. 2. Time series of calculated (a) CO_2 flux (F_c) and ecosystem respiration rate (R_{eco}), (b) Richardson number (Ri) and (c) friction velocity (u_*) in an intermittently turbulent condition.

Fig. 3. (a) Behaviours of calculated CO_2 fluxes (F_c) at different values of geostrophic wind speed (U_g) ($U_g = 6.0 \text{ m s}^{-1}$, 7.0 m s^{-1} , 8.0 m s^{-1}).

(b) Same as (a) but the CO_2 fluxes are 30-min averaged values.

により混合が起こると、高濃度の CO_2 が植生層より一気に吹き出す。この結果、 R_{eco} よりも大きな上向きフラックスが生じる。

モデル内において、このような間欠的な乱流混合は以下のような過程の繰り返しによって生じている。まず大気の安定度が大きくなり、植生層が上層の大気と分離する (Ri の増加による乱流混合の消失)。この分離によって地表摩擦の影響が無くなるので、植生層より上層の風速が増加する。すると、植生層と上層大気との風速シアが増大するため、 Ri が低下する。 Ri が臨界値を下回ると、植生層と上層大気が一時的に再結合するが ($Ri \leq Ri_c$ の乱流混合の復活)、混合の復活による風速シアの減少と Ri の増加によって、植生層が上層の大気と再び分離する。

モデル計算では、 F_c の増加は風速シアによって引き起こされる u_* の増加に連動していることがわかる (Fig. 2c)。しかし実際の観測結果では、必ずしも F_c と u_* の相関が高いとは限らなかった (Fig. 1 の 3:00 頃と 5:30 頃)。これは、本モデルの物理過程以外にも間欠的な CO_2 フラックスを生じさせる他の要因があることを示唆している。このモデル計算結果は、Fig. 1 の 21:30 ~ 23:00 の間に見られるような、 F_c と u_* が連動しているときの現象を単純化して表したものといえる。

U_g の違いによる F_c の変化を Fig. 3 に示す。Fig. 3a をみると (図示したデータは 10秒毎の瞬間値)、 U_g の増加にともない、上向き F_c の生じる時間間隔が短くなるこ

とがわかる。さらに、 U_g の増加によってフラックスの値が小さくなっているが、これは F_c の増加する時間間隔が短くなることにより、乱流混合が不活発な間に植生層に貯まる CO_2 量が減少するからである。上向き F_c の持続時間は U_g が大きいときの方が長く、 $U_g = 6.0 \text{ m s}^{-1}$ では平均で35分、 $U_g = 8.0 \text{ m s}^{-1}$ では平均で51分であった。Fig. 3bにFig. 3aの30分平均値を示す。 F_c の30分平均値は、フラックスデータを解析するときによく用いられる。

Fig. 4. 30-min averaged CO_2 flux ($\overline{F_c}$) and ecosystem respiration rate ($\overline{R_{eco}}$) as functions of surface temperature ($\overline{\theta_s}$). The surface temperature corresponds to the averaged temperature in the vegetated layer.

Fig. 5. Relationships between 30-min averaged CO_2 flux ($\overline{F_c}$) and surface temperature ($\overline{\theta_s}$) for different friction velocity (u_*) thresholds. CO_2 fluxes were filtered by u_* thresholds: (a) $\overline{u_*} > 0.10 \text{ m s}^{-1}$, (b) $\overline{u_*} > 0.14 \text{ m s}^{-1}$, (c) $\overline{u_*} > 0.18 \text{ m s}^{-1}$. Broken lines are exponential regression lines of the form of Eq. (25).

F_c の変動幅は、30分の平均化によって小さくなる。しかし、平均化時間内に上向きフラックスが生じていない場合はゼロを示すため、依然として間欠性は残っている。

3.2 摩擦速度補正 (u_* 補正) の適用

Fig. 4 に 30分平均の θ_s と F_c との関係および θ_s と R_{eco} との関係を示す。ここでの30分平均値は、モデルの計算結果に対して、5分毎に30分移動平均を行って求めた値である。これ以降、30分平均値を示す場合は、オーバーバーを記して表すことにする。植生上における CO_2 フラックス観測では、夜間の $\overline{F_c}$ から $\overline{R_{eco}}$ を求めることを目的としている。しかし、間欠的な乱流状態のときには $\overline{F_c}$ の変動が激しいため、 $\overline{F_c}$ によって $\overline{R_{eco}}$ を表すことはできない (Fig. 4)。図示したフラックスデータは、乱流混合が無い場合や極端に弱い場合のデータを含んでいる。そこで、これらの $\overline{F_c}$ に対する u_* 補正をシミュレートしてみる。

今回の数値実験で得られた $\overline{u_*}$ は $0.0 \sim 0.23 \text{ m s}^{-1}$ の範囲であった。Fig. 5 に $\overline{u_*}$ が大きいときのデータを選択していった場合の $\overline{\theta_s}$ と $\overline{F_c}$ の関係を示した。図中の破線は温度と CO_2 フラックスとの関係を表す近似曲線 (関係式) であり、次式を当てはめた (式中の $\overline{\theta_s}$ は絶対温度とする)。

$$\overline{F_c} = R_0 Q_{10}^{(\overline{\theta_s} - 273)/10} \quad (25)$$

ここで、 R_0 は 273K (0°C) のときの CO_2 フラックス、 Q_{10} は温度依存性を表す係数である。 $\overline{u_*} > 0.10 \text{ m s}^{-1}$ のときのデータだけを用いた場合 (Fig. 5a), Fig. 4と比べて、 $\overline{F_c}$ がゼロまたはゼロ付近にあるデータが除去された。しかし、データのばらつきはまだ大きい。 $\overline{u_*} > 0.14 \text{ m s}^{-1}$ とすると (Fig. 5b), ゼロ付近の小さな値の $\overline{F_c}$ だけでなく、各 $\overline{\theta_s}$ における大きな値の $\overline{F_c}$ のデータや近似曲線付近のデータも除去された。 $\overline{u_*} > 0.18 \text{ m s}^{-1}$ では (Fig. 5c), さらに選択が進み、データが近似曲線のまわりに集まった。このとき残っているデータ数は、全体の約5%である。

次に $\overline{u_*}$ の閾値を求めるために、 $\overline{F_c}$ を基準化する。基準化した $\overline{F_c}$ を用いての閾値を定める方法は、Goulden *et al.* (1996) や Carrara *et al.* (2003) によって行われている。ここでは $\overline{u_*} > 0.18 \text{ m s}^{-1}$ のときのデータに対する温度依存の関係式 (Fig. 5c) によって計算されたフラックスで $\overline{F_c}$ を割ることにより、 $\overline{F_c}$ データの基準化を行った (Goulden *et al.*, 1996)。そして、この基準化されたフラックスデータを $\overline{u_*}$ の大きさによって区分し、平均した。その結果をFig. 6に示す。なお、 $\overline{u_*}$ の区分幅を 0.05 m s^{-1} として (Aubinet *et al.*, 2000; Carrara *et al.*, 2003), 0.025 m s^{-1} ずつ区分値をずらしながら平均値を求めた。 u_* 補正の前提からいえば、 $\overline{u_*}$ が大きいときの $\overline{F_c}$ は生態系呼吸速度とほぼ同じになるはずである。ここでは、その $\overline{u_*}$ が大きい条件 ($\overline{u_*} > 0.18 \text{ m s}^{-1}$) でのフラックス値で基準化を

Fig. 6. Normalized CO₂ fluxes ($\bar{F}_c$) as a function of friction velocity (u_*). CO₂ fluxes were normalized by a temperature-dependent exponential equation determined from CO₂ flux data when > 0.18 m s⁻¹ (Fig. 5c).

Fig. 7. Responses of CO₂ fluxes ($\bar{F}_c$) and ecosystem respiration rate ($\bar{R}_{eco}$) to surface temperature ($\bar{\theta}_s$). All lines are exponential regression equations (temperature-dependent functions of the form of Eq. 25). The u_* thresholds of the fluxes are $\bar{u}_* > 0.10$ m s⁻¹ and $\bar{u}_* > 0.18$ m s⁻¹.

行っているため、基準化された $\bar{F}_c$ が1より小さい場合は、求めるべき生態系呼吸速度を過小に評価していると考えられる。

Fig. 6 より、 $\bar{u}_* > 0.18$ m s⁻¹ のときの $\bar{F}_c$ には呼吸速度の過小評価はみられないが、 $\bar{u}_* < 0.10$ m s⁻¹ では呼吸速度を過小に評価していると判断できる。 $\bar{u}_*$ が約0.12～0.15 m s⁻¹ のところで、基準化された $\bar{F}_c$ が1.3を越えているが、閾値をこれらの値より小さくするか大きくするかは問題である。というのも、 u_* 補正はCO₂フラックスによる呼吸速度の過小な評価を補正するものなので、実際の観測データでFig. 6のような結果になったならば、観測者は $\bar{u}_*$ の閾値を $\bar{u}_* > 0.10$ m s⁻¹に設定するかもしれない。そこで、 $\bar{u}_*$ の閾値を $\bar{u}_* > 0.10$ m s⁻¹と $\bar{u}_* > 0.18$ m s⁻¹とした場合に分け、 $\bar{R}_{eco}$ と $\bar{F}_c$ との比較を行ってみる。

Fig. 7に2つの $\bar{u}_*$ の閾値を用いて得られる $\bar{F}_c$ の温度依存関係式を $\bar{R}_{eco}$ と合わせて示す。また、 $\bar{R}_{eco}$ に対しても(25)式を当てはめ、温度依存式を作成した(図中の破線)。図に示した $\bar{F}_c$ の温度依存式はFig. 5aとFig. 5cで得られ

Table 2. Parameters of temperature-dependent functions in Fig. 7. Parameters are R_0 : upward flux or respiration rate at 0°C; Q_{10} : temperature dependence coefficient.

	R_0 (μmol m ⁻² s ⁻¹)	Q_{10}
$\bar{F}_c$ ($\bar{u}_* > 0.10$ m s ⁻¹)	2.55	2.06
$\bar{F}_c$ ($\bar{u}_* > 0.18$ m s ⁻¹)	2.20	1.97
$\bar{R}_{eco}$	1.20	2.00

たものであり、 $\bar{R}_{eco}$ はFig. 4で示されたものである。またTable 2には、各関係式の係数の値を示した。もし、 u_* 補正により $\bar{F}_c$ から $\bar{R}_{eco}$ が求められるのなら、両者の関係式から得られる推定値は同じになるはずである。だが、Fig. 7が示すように、 $\bar{F}_c$ の推定値はいずれも $\bar{R}_{eco}$ よりも大きくなった。 $\bar{F}_c$ と $\bar{R}_{eco}$ との差は、 $\bar{u}_*$ の閾値を大きく設定した場合に($\bar{u}_* > 0.18$ m s⁻¹)、小さくなるが、その差は依然として大きい。Table 2をみると、 $\bar{u}_*$ の閾値を大きくすることによって、 $\bar{F}_c$ の R_0 と Q_{10} の値が小さくなっている。このとき、 $\bar{F}_c$ の R_0 は $\bar{R}_{eco}$ の値に近づくが、 $\bar{F}_c$ の Q_{10} は $\bar{R}_{eco}$ の値より小さくなってしまった。 $\bar{F}_c$ と $\bar{R}_{eco}$ の推定値の比($\bar{F}_c / \bar{R}_{eco}$)を求めてみると、 $\bar{u}_*$ の閾値が $\bar{u}_* > 0.10$ m s⁻¹のときは2.2、 $\bar{u}_* > 0.18$ m s⁻¹のときは1.8であった($\bar{\theta}_s = 20$ °Cのとき)。つまり、 $\bar{F}_c$ による生態系呼吸速度の推定値は、 $\bar{R}_{eco}$ の約2倍であった。

以上のように、間欠的な乱流状態のなかで得られるCO₂フラックスに対して u_* 補正を行うと、生態系呼吸速度を過大に評価してしまうことがわかった。

4. 考 察

4.1 モデルについて

本研究で使用したモデルは、夜間境界層内での運動量・熱輸送の定性的な理解のために作られたものであり(ReVelle, 1993; McNider *et al.*, 1995; Van de Wiel *et al.*, 2002)、実際の地表面上フラックスを再現するような、詳細な物理過程を含むモデルではない。本モデルでは、間欠的な乱流混合を起こすための条件設定は極端であり、モデルパラメータ値やフラックスのパラメータ化にも非現実的な部分がある。具体的には、 Ri の大きさのみで乱流混合の有無を決定していること、地表面を均一な植生と仮定していることや z_0 での風速を0 m s⁻¹としてフラックスのパラメータ化を行っていることなどである。このモデルで扱う物理過程だけでは、実際のフラックスの特徴を正確には表現できていないことも既に指摘した(3.1節)。しかし、モデルの計算結果と似たような現象も、実際のフラックス観測のなかでみられる(Fig. 1の21:30～23:00)。

このことから、このモデル計算結果を、安定した夜間境界層内で生じるフラックスのモデルケースとして定性的に解析し、観測データのより良い理解・解釈につなげていくことには意味があると考ええる。

4.2 CO₂ フラックスの u_* 補正について

u_* 補正は、CO₂ フラックスによって生態系呼吸速度を過小に評価しないように、観測の現場で広く行われている。その u_* 補正によって、なぜ今回の結果では生態系呼吸速度を過大に評価したのだろうか。それは、間欠的に生じる乱流混合とそれにとまって増加するフラックスに原因がある。間欠的な乱流状態のとき、混合の始まりとともに大きな CO₂ フラックスが生じる (Fig. 2a, Fig. 3)。このとき摩擦速度も混合の増大により大きな値をとる (Fig. 2c)。つまり、摩擦速度の大きい条件でデータを抽出すると、大きな値の CO₂ フラックスだけが選択されやすくなるのである。

ところで Fig. 5 では、 $\bar{u}_*$ の閾値を大きくすると、それぞれの $\bar{\theta}_s$ について、小さな値の $\bar{F}_c$ だけでなく、大きな値の $\bar{F}_c$ や近似曲線付近の値をも $\bar{F}_c$ も取り除かれていた。これは、上向き F_c と u_* の持続時間や F_c と u_* の時間変化の形の違いに原因がある。Fig. 8 に持続時間の異なる F_c と u_* の時間変化の例を示す。それぞれの持続時間は約 40 分 (Fig. 8a) と約 57 分 (Fig. 8b) であった。両図とも、 F_c は u_* とともに増加し始めるが、 F_c は u_* よりも早くピークに到達し、その後急激に値を減らす。Fig. 8a で示した時間帯における最大の $\bar{u}_*$ は、 $\bar{u}_* = 0.15 \text{ m s}^{-1}$ であり、そのときの $\bar{F}_c$ は $22.1 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった ($\bar{\theta}_s = 17.9^\circ\text{C}$)。仮に $\bar{u}_* > 0.18 \text{ m s}^{-1}$ を閾値とすると、このデータは取り除かれてしまう。つまり、 $\bar{F}_c$ の値は大きくて

Fig. 8. Behaviours of CO₂ flux (F_c) and friction velocity (u_*) during intermittent flux events. The events lasted for approximately 40 min and 57 min for (a) and (b), respectively.

も、その持続時間が短い場合は、 $\bar{u}_*$ の閾値を大きくすることによってデータが取り除かれてしまう。実際の観測データにおいても、 $\bar{u}_*$ を用いて CO₂ フラックスデータを区分すると、閾値の増加とともに小さな値のフラックスだけでなく大きな値のフラックスも除去されるという結果が得られている (Ohtani *et al.*, 2005)。

また、Fig. 8b の例では、 u_* はピークに達した後、 F_c に比べてゆるやかにその値を減少させている。図示した時間帯における最大の $\bar{u}_*$ は $\bar{u}_* = 0.22 \text{ m s}^{-1}$ 、そのとき $\bar{F}_c = 7.9 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった ($\bar{\theta}_s = 17.7^\circ\text{C}$)。しかし、4時間 55分の前後で 30分平均をとってみると、 $\bar{F}_c$ は前半で $4.8 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($\bar{\theta}_s = 13.2^\circ\text{C}$)、後半で $4.4 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($\bar{\theta}_s = 17.8^\circ\text{C}$) であった。一方、 $\bar{u}_*$ は前半で 0.08 m s^{-1} 、後半で 0.19 m s^{-1} であった。この場合、仮に $\bar{u}_*$ の閾値を $\bar{u}_* > 0.18 \text{ m s}^{-1}$ とすると、前半の $\bar{F}_c$ は除去され、後半の小さい方の $\bar{F}_c$ が解析データとして残されることになる。このように、同じフラックスデータであっても、平均時間のとり方次第で、 u_* 補正によって除去されるか除去されないかが変わってしまう。

今回の数値実験結果では、間欠的な乱流混合の場合

Fig. 9. Variations of calculated CO₂ flux (F_c) and CO₂ concentration in the vegetation layer (C_s) during a period of intermittent turbulence.

Fig. 10. Variations of 30-min averaged CO₂ flux ($\bar{F}_c$), CO₂ storage flux ($\bar{F}_{stg}$) and ecosystem respiration rate ($\bar{R}_{eco}$).

のみを解析対象としているため、 $\overline{F_c}$ による $\overline{R_{eco}}$ の過大評価の割合はかなり大きくなっているだろう。実際の観測では、さまざまな条件で測定されたフラックスを含んでいるので、本実験の結果ほどの過大評価は起こらないと考えている。しかし、間欠的なフラックスをデータに含むことによる影響は、避けられないだろう。得られたCO₂フラックスに対して機械的に u_* 補正を用いると、生態系呼吸速度を過大に評価してしまう可能性があるということを、観測者は知っておくべきだと考える。

4.3 CO₂ 貯留フラックスの効果について

一般に、安定度が大きく大気との混合が弱い夜間には、植生層に貯留するCO₂量が多くなるため、CO₂貯留量の時間変化が大きくなる。よって、夜間の生態系呼吸速度を評価するときには、CO₂フラックスとCO₂貯留量の変化速度を合わせて考える必要がある(例えば Baldocchi *et al.*, 1996; Gu *et al.*, 2005)。ここでは、フラックスの平均化時間内に生じるCO₂貯留変化量をCO₂貯留フラックスということにする。通常、夜間のCO₂フラックス観測では、CO₂貯留フラックスが正值となることが多い(Goulden *et al.*, 1996; Malhi *et al.*, 1998; Aubinet *et al.*, 2001)。さらに、大気との混合が活発な(u_* が大きい)夜間では、CO₂貯留フラックスの値は小さくなるという観測結果が得られている(例えば Goulden *et al.*, 1996; Aubinet *et al.*, 2000; Cararra *et al.*, 2003)。

Fig. 9 に F_c の時間変化と、そのときの植生層内のCO₂濃度(C_s)の時間変化の様子を示す($U_g = 7.0 \text{ m s}^{-1}$, 初期 $\theta = 303\text{K}$)。 F_c がゼロの期間には、 R_{eco} によって放出されたCO₂は植生層内に貯留し続けるため、層内のCO₂濃度は上昇する。 F_c が急激に増加し始めると、 C_s も急激に減少し、 F_c がゼロになると、再び C_s が増加し始める。この結果、 C_s の時間変化は鋸形となる。

このときの $\overline{F_c}$ と30分平均のCO₂貯留フラックス($\overline{F_{sg}}$)をFig. 10に示す。ここで、 $\overline{F_{sg}} = \rho_{mol} h \partial C_s / \partial t$ である。この $\overline{F_{sg}}$ は数値計算でもとめられる真のCO₂貯留フラックスであるので、 $\overline{F_c} + \overline{F_{sg}} = \overline{R_{eco}}$ となる。図の例では、 $\overline{F_c}$ がゼロまたはゼロ付近のとき、 $\overline{F_{sg}}$ は $\overline{R_{eco}}$ と等しいかほぼ同じ値をとるが、 $\overline{F_c}$ が $6.0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ を越えるような値を持つときは、 $\overline{F_{sg}}$ が負値であることがわかる。この負の $\overline{F_{sg}}$ は、Fig. 9で示した C_s の減少が原因である。 $\overline{F_c}$ が大きく増加している期間の $\overline{F_{sg}}$ の絶対値は、 $\overline{F_c}$ の約57%であった(Fig. 10)。全データを見てみると、 $\overline{F_c}$ に対する $|\overline{F_{sg}}|$ の割合は、 $\overline{u_*} > 0.10 \text{ m s}^{-1}$ のときは約51%、 $\overline{u_*} > 0.18 \text{ m s}^{-1}$ のときは約42%であった。Fig. 7ではCO₂フラックスによる生態系呼吸速度の過大評価がみられたが、これは、 $\overline{u_*}$ が大きいときに生じている負の貯留フラックスを無視したことが原因である。

以上のことから、乱流が間欠的に生じている状況では、仮に平均の u_* が大きい値をもつ場合でも、CO₂貯留フラックスの値が大きくなるため、これを無視することはできないことがわかる。このようなときに u_* 補正を行う場合は、CO₂フラックスと同時に生じているはずの負の貯留フラックスの正確な評価が重要となる。しかし、夜間における実際の観測においては、植物群落内におけるCO₂濃度の空間変動が大きいことや、植物群落上と群落内でのフラックスフットプリントの違い(Baldocchi, 1997)から、CO₂貯留フラックスを正確に測定することは難しいであろう。したがって、間欠的な乱流状態下におけるCO₂フラックス観測では、 u_* 補正を用いても、生態系呼吸速度の見積りに大きな誤差を含みやすいといえる。

5. 結 び

本研究では、数値モデルを用いて、間欠的に乱流混合が生じている条件でのCO₂フラックスをシミュレートし、フラックスの動態を調べた。そして、そのような条件下での u_* 補正の適用についての検討を行った。その結果、おもに以下のことがわかった。

- (1) 夜間の間欠的な乱流混合の時間間隔は、上空の風(地衡風)の速度が大きいほど短くなる。また間欠的な混合によって生じるCO₂フラックスは、地衡風速が大きいほど小さくなる。
- (2) 間欠的な乱流状態下で生じるCO₂フラックスに対して u_* 補正を行うと、生態系呼吸速度を過大に評価する。今回の数値計算の結果では、 $\overline{F_c}$ から推定される生態系呼吸速度は、 $\overline{R_{eco}}$ の約2倍であった。
- (3) 間欠的な乱流状態のときに、CO₂フラックスから生態系呼吸速度を見積もるためには、 $\overline{u_*}$ が大きい条件であっても、CO₂貯留フラックスを無視することはできない。また、間欠的な乱流状態下における u_* 補正の適用では、負の貯留フラックスの評価が重要となる。CO₂フラックスに対するCO₂貯留フラックスの絶対値の大きさは、 $\overline{u_*} > 0.10 \text{ m s}^{-1}$ のときは約51%、 $\overline{u_*} > 0.18 \text{ m s}^{-1}$ のときは約42%であった。

本研究の結果は、夜間のCO₂フラックスに対して、機械的に u_* 補正を行うことの危険性を示している。現在、渦相関法を用いたフラックス観測では、CO₂フラックスの u_* 補正が広く使われている。しかし、大気の状態によっては、 u_* 補正がうまく機能しない場合があることを知っておかなければならない。また、 u_* 補正に代わる生態系呼吸速度の評価手法を考えていく必要があると考える。

謝 辞

日本学術振興会特別研究員の中村麗奈博士(森林総合

研究所)に本論文の草稿を読んでいただき、大変有益なコメントや助言をいただきました。ここに記して、厚く御礼申し上げます。また、査読者の方々からも有意義なコメントをいただきましたことを感謝いたします。なお、本研究の一部は、森林総合研究所運営費交付金(課題番号:200303(CO₂フラックス観測の深化とモデル化による森林生態系炭素収支量の高度評価))および、環境省地球環境研究総合推進費(S-1:21世紀の炭素管理に向けたアジア陸域生態系の統合的炭素収支研究)を用いて行われました。

References

- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M. and Laitat, E., 2001: Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agric. For. Meteorol.*, **108**, 293–315.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. and Vesala, T., 2000: Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.*, **30**, 113–175.
- Baldocchi, D., 1997: Flux footprints within and over forest canopies. *Boundary–Layer Meteorol.*, **85**, 273–292.
- Baldocchi, D., Valentini, R., Running, S., Oechel, W. and Dahlman, R., 1996: Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biol.*, **2**, 159–168.
- Blackadar, A. K., 1962: The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095–3102.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y. and Bradley, E. F., 1971: Flux–profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181–189.
- Carrara, A., Kowalski, A. S., Neirynck, J., Janssens, I. A., Curiel Yuste, J., Ceulemans, R., 2003: Net ecosystem CO₂ exchange of mixed forest in Belgium over 5 years. *Agric. For. Meteorol.*, **119**, 209–227.
- Coulter, R. L. and Doran, J. C., 2002: Spatial and temporal occurrences of intermittent turbulence during CASES–99. *Boundary–Layer Meteorol.*, **105**, 329–349.
- England, D. E. and McNider, R. T., 1995: Stability functions based upon shear functions. *Boundary–Layer Meteorol.*, **74**, 113–130.
- Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S.–M., Daube, B. C. and Wofsy, S. C., 1996: Measurements of carbon sequestration by long–term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biol.*, **2**, 169–182.
- Gu, L., Falge, E. M., Boden, T., Baldocchi, D. D., Black, T. A., Saleska, S. R., Suni, T., Verma, S. B., Vesala, T., Wofsy, S. C. and Xu, L., 2005: Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agric. For. Meteorol.*, **128**, 179–197.
- Jones, H. G., 1992: *Plants and microclimate*. Cambridge University Press, Cambridge, 428pp.
- Kondo, J., Kanechika, O. and Yasuda, N., 1978: Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Soc.*, **35**, 1012–1021.
- Louis, J.–F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary–Layer Meteorol.*, **17**, 187–202.
- Mahrt, L., 1999: Stratified atmospheric boundary layers. *Boundary–Layer Meteorol.*, **90**, 375–396.
- Malhi, Y., Nobre, A. D., Grace, J., Kruijt, B., Pereira, M. G. P., Culf, A. and Scott, S., 1998: Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31593–31612.
- Massman, W. J. and Lee, X., 2002: Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long–term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. For. Meteorol.*, **113**, 121–144.
- McNider, R. T., England, D. E., Friedman, M. J. and Shi, X., 1995: Predictability of the stable atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1602–1614.
- Mizoguchi, Y., Ohtani, Y., Watanabe, T., Yasuda, Y. and Okano, M., 2003: Long–term continuous measurement of CO₂ efflux from a forest floor using dynamic closed chambers with automatic opening/closing capability. *Jpn. J. Ecol.*, **53**, 1–12.

(in Japanese with English abstract).

- Moncrieff, J. B., Malhi, Y. and Leuning, R., 1996: The propagation of errors in long-term measurements of land atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biol.*, **2**, 231–240.
- Ohtani, Y., Mizoguchi, Y., Watanabe, T. and Yasuda, Y., 2005: Parameterization of NEP for gap filling in a cool-temperate coniferous forest in Fujiyoshida, Japan. *J. Agric. Meteorol.*, **60**, 769–772.
- ReVelle, D. O., 1993: Chaos and “bursting” in the planetary boundary layer. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 1169–1180.
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, A. J., Schulze, E.-D., Rebmann, C., Moors, E. J., Granier, A., Gross, P., Jensen, N. O., Pilegaard, K., Lindroth, A., Grelle, A., Bernhofer, C., Grünwald, T., Aubinet, M., Ceulemans, R., Kowalski, A. S., Vesala, T., Rannik, Ü., Berbigier, P., Loustau, D., Guðmundsson, J., Thorgeirsson, H., Ibrom, A., Morgenstern, K., Clement, R., Moncrieff, J., Montagnani, L., Minerbi, S. and Jarvis, P. G., 2000: Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, **404**, 861–865.
- Van de Wiel, B. J. H., Ronda, R. J., Moene, A. F., De Bruin, H. A. R. and Holtslag, A. A. M., 2002: Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part (I): a bulk model. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 942–958.
- Yasuda, Y. and Watanabe, T., 2001: Comparative measurements of CO₂ flux over a forest using closed-path and open-path CO₂ analysers. *Boundary-Layer Meteorol.*, **100**, 191–208.
- Yasuda, Y., Watanabe, T., Ohtani, Y., Okano, M. and Nakayama, K., 1998: Seasonal variation of CO₂ flux over a broadleaf deciduous forest. *J. Jpn. Soc. Hydrol. Water Resour.*, **11**, 575–585 (in Japanese with English abstract).
- Watanabe, T., Yamanoi, K. and Yasuda, Y., 2000: Testing of the bandpass eddy covariance method for a long-term measurement of water vapour flux over a forest. *Boundary-Layer Meteorol.*, **96**, 473–491.