

博士論文

山地地形の森林における蒸発散量の  
定量化に関する研究

清水 貴 範

Shimizu, T. (2015) Examination for quantitative estimation of evapotranspiration from a complex terrain forest. Ph.D. thesis, The University of Tokyo. 111 pp.

# 目次

<b>第1章 序論</b>	<b>1</b>
1.1 本研究の背景	1
1.2 渦相関法と森林蒸発散量の推定に関する既往の研究	5
1.2.1 渦相関法とは	5
1.2.2 渦相関法の観測機器・システムに内在する誤差	7
1.2.2.1 超音波風速温度計	7
1.2.2.2 高周波領域の信号減衰補正について	9
1.2.3 山地でのフラックス算出の際の座標変換について	11
1.2.4 渦相関法と他の観測方法との比較について	13
1.3 本研究の目的と構成	14
<b>第2章 観測の詳細</b>	<b>16</b>
2.1 観測地と流域水収支	16
2.2 微気象要素と渦相関法	18
2.3 遮断蒸発・樹液流速・土壌水分	20
<b>第3章 観測システムに内在する誤差</b>	<b>23</b>
3.1 超音波風速温度計の風速誤差	23
3.1.1 直交型超音波風速温度計	23
3.1.2 Transducer shadow による風向の誤差	24
3.1.3 風洞実験	26
3.1.4 弱風時の transducer shadow を考慮した風速補正	27

3.2	クローズドパスシステムの高周波減衰	30
3.2.1	既存の伝達関数とその統合	30
3.2.2	CO <sub>2</sub> フラックスに関する補正	34
3.2.3	水蒸気(H <sub>2</sub> O)フラックスに関する補正	36
3.3	補正による観測値への影響	38
3.3.1	SAT の transducer shadow によるフラックス誤差	39
3.3.2	ガス濃度変動検知までの遅れ時間の変動によるフラックス誤差	41
3.4	本章のまとめ	42
<b>第4章</b>	<b>山地のフラックス観測のための座標変換法</b>	<b>44</b>
4.1	比較に用いる座標変換方法	44
4.2	データの品質管理	49
4.3	比較結果	52
4.3.1	運動量・熱・CO <sub>2</sub> フラックス	52
4.3.2	乱流統計量	57
4.3.3	鉛直風速の切片誤差の影響	60
4.3.4	固定座標系設定に用いるデータ期間の影響	60
4.4	考察:最適な座標変換方法について	63
4.4.1	プラナーフィット法/セクターワイズ・プラナーフィット法について	63
4.4.2	$\phi$ を用いるその他の座標変換方法について	66
4.5	本章のまとめ	68

<b>第 5 章 暖温帯スギ・ヒノキ林の蒸発散量</b>	<b>69</b>
5.1 年蒸発散量	69
5.1.1 流域水収支による蒸発散量の推定	69
5.1.2 蒸散および蒸発量の測定・推定値の和（積上げ法）	73
5.1.3 渦相関法による蒸発散量と他の観測手法との比較	76
5.2 蒸発散の時空間分布	81
5.3 日～月単位での渦相関法と積上げ法の比較	87
5.4 本章のまとめ	89
<b>第 6 章 総括</b>	<b>91</b>
6.1 本研究で明らかになったこと	91
6.2 近未来の渦相関法観測システムについて	96
謝辞	99
引用文献	101

# 第1章 序論

## 1.1 本研究の背景

森林からの水蒸気輸送である「蒸発散」は、植生による「蒸散」が高い割合を占めており、「蒸発」が主な要素となる他の陸域からの水蒸気輸送よりも大きな量となる。そのため、森林の蒸発散は、亜寒帯の寡雨地域では降雨に匹敵する量となり(例えば Ohta et al. 2008)、一方熱帯の島嶼では地域の降雨量に強い影響を及ぼし得る(例えば Kumagai et al. 2013)。また、森林の蒸散は光合成による二酸化炭素の吸収とのトレードオフで生じているため、温室効果ガスとして近年の最大の問題となっている二酸化炭素の収支と密接に関連している。これらに加え、森林が地球の表面積に占める割合(約 8%: FAO 2010)を考慮すると、森林生態系—大気間の水蒸気交換量＝蒸発散量を精度よく測定することは、地域の気象および全球の気候現象を把握し、これらの変動を予測するうえで、非常に重要な作業である。一方、森林はそれ自体が生物である巨大な樹木に覆われているうえ、下層の植生・生物相・地形・地質等について多様な空間分布を包含して成立しているため、森林生態系—大気間の水蒸気やその他の物質交換量を定量化することは、困難な作業でもある。

森林からの蒸発散量は、地表面—大気間の水循環過程解明という観点から、微気象学的方法に基づく観測研究が行われてきた。高木に覆われた森林で生態系の蒸発散量を得るためには、樹冠を超える高さのタワーを用いて、微気象要素を測定することが必要である。「渦相関法」は、1990年代以降、微気象観測による蒸発散量推定手法としては、最も普遍的な方法として用いられてきた(小松・堀田 2005)。また、渦相関法での水蒸気濃度測定に用いられる赤外線式ガス分析計(Infra-Red Gas Analyzer: IRGA)は、温室効果ガスとして最も問題視されている二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の濃度を同時に測定できるため、2000年代には世界各地の森林で、森林生態系の炭素収支の定量化を目的として、渦相関法を適用した観測ネットワークが構築されている(例えば Aubinet et al. 2000; Baldocchi et al. 2001; Saigusa et al. 2008)。

渦相関法の利点は、観測対象の森林生態系からの蒸発散量を、水蒸気フラックス(flux: 流束、単位時間・単位面積当たりの交換量)として、ボーエン比法など他の方法よりも少ない仮定で直接的に得られることである(大谷・山野井 1992)。現在の一般的な渦相関法の観測では、森林樹冠上に高応答の3次元超音波風速温度計(3-dimensional Sonic Anemo-Thermometer: 以下、SAT)とIRGAを用いて、0.05~0.25秒程度の短い間隔でデータを取り続ける。そのため、膨大な

データを取得し、これを処理する必要があるが、近年の PC や赤外線式アナライザー、データロガーの高性能化・低コスト化により、観測施設・システムの構築後は、その維持管理には意外にも多くの人数や手間を必要としなくなっている。

しかし、測定機器が改良された現在においても、SAT には製造者も追跡しきれていない誤差がしばしば内在している(例えば Nakai et al. 2006)。また、IRGA には、センサーを野外の測定地点に直接設置するタイプ(オープンパス型)と、野外に大気採取口を取り付け、観測舎内に設置した IRGA とチューブで接続してポンプで導流するタイプ(クローズドパス型)があり、ともに利点と欠点を有している。すなわち、測定地点での変動を直接測定できる前者は、降雨時やセンサーが汚れた場合に測定精度が著しく低下する。一方、後者は、長期間安定してデータを取得できるが、採取したガスをチューブで導流することによる信号減衰と、導流時の流量の変動に対応した補正が必要となる。

また、元来、渦相関法は鉛直風速の時間平均値が 0 となるような、平坦一様な地形での適用を前提としている方法である。これを山地地形で適用するためには、風速場に対応した座標変換を行って、重力鉛直方向ではない輸送方向で水蒸気フラックスの算出を行うのが一般的である。そこで、これまで提案されてきた多くの座標変換法(例えば McMillen 1988; Kaimal and Finnigan 1994; Wilczak et al. 2001)の中から、複雑地形地に適した手法を選択するための指針が必要とされている。さらに、複数樹種の林分が混在する森林で得られた水蒸気フラックス値の精度は、それ自体に疑義が生じうる。

これらに加えて、渦相関法の最大の問題として「熱収支インバランス」が存在する。これは、渦相関法から算出した  $H + \lambda E$  ( $H$  は顕熱フラックス [ $\text{W m}^{-2}$ ],  $\lambda$  は水の蒸発潜熱 [ $\text{J kg}^{-1}$ ],  $E$  は水蒸気フラックス [ $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ] または [ $\text{mm s}^{-1}$ ] で  $\lambda E$  は潜熱フラックス [ $\text{W m}^{-2}$ ]) が通常の場合  $R_n - G$  ( $R_n$ : 純放射量 [ $\text{W m}^{-2}$ ],  $G$ : 地中熱流量 [ $\text{W m}^{-2}$ ]) の測定値より明瞭に小さくなり、熱収支的には本来等号で結ばれるはずの関係が成立しない、という問題である。この問題は 1980 年代から指摘されており(例えば: Leuning et al. 1982)、機器の誤差や測定していない項目による問題のみに帰着できない可能性が高い(例えば Inagaki et al. 2006; Foken 2008a)。そこで、残差となる熱フラックスの行方を解釈するためにも、渦相関法で得られた値は、他の方法と検証されることが望ましいと考えられる。

翻って我が国では、国土の 66% が森林に占められており(林野庁 2013)、その比率は北欧諸国を除く先進工業国では最も高い(FAO 2010)。ただし、その森林を取り巻く情勢は、将来的に明るいとは言い難い。我が国では、第二次世界大戦後、復興期の木材需要を満たすために、

主にスギ(*Cryptomeria Japonica* D. Don)およびヒノキ(*Chamaecyparis obtusa* Endl.)が急峻な山地にまで植栽された。その際、水分要求の強いスギを谷付近から山腹下部に、比較的乾燥への耐性が強いヒノキを山腹中部から尾根に配して、隣接した林分とすることが多かった。しかしながら、その後、安価な外国産材の輸入が増加したため、伐採・搬出コストが比較的大きい山地のスギ・ヒノキ林では、施業が行われることが少なくなった。その結果、現在、スギ林およびヒノキ林はそれぞれ国土の12%および7%を占めており(林野庁 2013)、日本はさながら「森林飽和」した状態となっている(太田 2012)。スギ・ヒノキ林は、必ずしもそれらの樹種に適した場所にのみ植栽されているわけではないため、手入れが行われないことで、原植生である常緑・落葉広葉樹に取って替わられる箇所も見られるようになっている。そのため、伐採可能な林齢に達したスギ・ヒノキ植栽林について、その取り扱い指針が速やかに決定されるべき状況にある。その前にまず、現状のスギ・ヒノキ林と地域の水環境との相互作用を定量的に把握することは、喫緊の課題となっている。

森林へ降雨として流入した水は、大別して地中・地表を通じた水流出と、蒸発散による大気への水蒸気放出とに分配される。森林の樹木は、降雨の一部を遮り、遮られた雨はその後蒸発する。森林の林床に達した雨は、一旦森林土壌に蓄えられ、時を経て河川流出に寄与するほか、林床から蒸発するか、樹木を含む植生の蒸散に使われる。降雨が森林土壌を経由して流出することにより、森林は、相当の豪雨に対しても流出のピークを緩和させる機能を有すると考えられる(谷 2012)。また、林床からの蒸発や樹木の蒸散のために、森林の存在が河川への流出量を減じることになる。

森林が介在する水流出過程は、しばしば地域の社会的要請と結合して「森林の水源涵養機能」として期待されてきた(蔵治 2012)。森林が山岳地形にあることが常態的な我が国では、表面地形から容易に流域界を設定可能であり、流域の末端に流量堰を置くことで、流域からの流出水を“一見”漏れなく捕捉できる。我が国で大面積を占めるスギやヒノキの林分を含む植栽林でも、水源涵養機能を評価するために試験地が数多く設定され、降雨量  $P$  と流出量  $Q$  の観測が行われてきた(例えば 藤枝ら 1996; Shimizu et al. 2003; 真板・鈴木 2007; 清水ら 2008; Kabeya et al. 2014. さらにいくつかの研究事例が Komatsu et al. 2008 に集約されている)。

森林からの蒸発散量は、森林の水源涵養機能の観点からは、水流出量を規定する量として扱われる。流域試験地で測定された  $P$  と  $Q$  の差( $P-Q$ : 損失量)は、流域での雨水の貯留と地下水流失が無視できる場合、これを蒸発散量とみなしうる。流域内での水貯留効果は無視するには、各年で流量が最小になる時期(我が国の無雪地帯では、多くの場合、冬季～初春)を区切りとし



て、水年を設定して  $P-Q$  を算出するが、この場合には蒸発散量の季節変動は分からない。そこで Suzuki (1980) は、風化花崗岩地域の 2 流域での 6 年間の降雨・流出データに対して、いくつかの条件に合致する短い期間について流域の貯留が無視できると仮定した「短期水収支法」をわが国で初めて適用し、蒸発散量の季節変動を得ることに成功した。この画期的な方法は、流域試験による蒸発散量の推定法として、我が国において度々利用されている(例えば 江上ら 1995; Kosugi and Katsuyama 2007; 久保田ら 2013)。

しかしながら、 $P$  および  $Q$  によって推定された蒸発散量は、短期水収支法を用いた場合でも、期間の平均的な値を得るに留まるため、その時間分解能には限界がある。また、そもそも  $P-Q$  を蒸発散量推定に用いる際には、流域から系外に流出する水が流域末端での測定地点で表流水として捕捉されていることが大前提となる。しかし近年、森林小流域地下の基岩からの雨水の漏出が報じられており(例えば Katsuyama et al., 2010)、“系外流出 0”という前提に基づいて推定された蒸発散量は、観測地ごとに他の手法による相互検証が必要であると考えられる。

森林の蒸発散量は、降雨の遮断蒸発・林床面からの蒸発・樹木の蒸散の三要素で構成されていると考えられる。これらの要素のうち、降雨の遮断蒸発量は、林床面への到達雨量として測定されてきた林内雨量(あるいは樹冠通過雨 Throughfall、以下  $T_F$ )と樹幹流下量(Stemflow、以下  $S_F$ )の和を、 $P$  から差し引いた値として得られる。我が国の森林でも、岩坪・堤 (1967) および村井 (1970) 以降、 $T_F$ 、 $S_F$  の観測による遮断蒸発量の推定が行われている(例えば 鈴木ら 1979; 服部ら 1982; Kuraji et al. 2001; 田中ら 2005; Iida et al. 2005; さらにいくつかの研究事例が田中ら 2005, Komatsu et al. 2007 に集約されている)。また、我が国での林床面からの蒸発量については、服部 (1983)、玉井・服部 (1994)、佐藤ら (1999)、Deguchi et al. (2008) などの観測研究の事例がある。樹木の蒸散は、元々植物生理・生態学的見地から測定が試みられてきたが、近年、Granier (1985) による樹液流測定法のセンサーが低コストで自作可能となったことで、森林内での多くの樹木の樹液流速が同時に測定できるようになり、スギ・ヒノキ植栽林でも林分レベルでの蒸発散量推定がされている(例えば: Kumagai et al. 2008; Kume et al. 2010)。これらの 3 要素について同一もしくは近接する地点で観測、あるいはそれに基づく推定が出来れば、林分を代表する蒸発散量を得られることになる。ただし、山地のスギ・ヒノキ林のように、小流域内の森林が樹種や成長状態の異なる林分で構成されている場合、要素ごとの観測から得られる結果から小流域の蒸発散量を推定するためには、複数の林分に対応した観測プロットを設定する必要が生じ、その手間は大きなものとなる。

以上を背景として、本研究では、我が国の国土の約 2 割を占めるスギ・ヒノキ林を観測対象と

して、渦相関法を山地森林に適用する際の精度検証と、蒸発散量の定量化を行う。具体的には先ず、渦相関法による水蒸気フラックス測定について、観測システムに内在する誤差と、山地地形で測定する際の座標変換法の影響についての評価を行う。この検討結果を渦相関法におけるデータ解析に反映させて、暖温帯の山地小流域に植栽されたスギ・ヒノキ林の蒸発散量の推定を行う。さらに渦相関法での推定値を、流域水収支および要素ごとに測定・推定した蒸発散量と比較することで、山地森林での蒸発散量の定量化についての検討を行う。

## 1.2 渦相関法と森林蒸発散量の推定に関する既往の研究

### 1.2.1 渦相関法とは

渦相関法に基づく蒸発散量の推定のためには、対象とする地表面と大気間の上下方向の風速と水蒸気濃度との変動を、高い応答速度で測定する必要がある。自然界での風の流れは乱流(レイノルズ数 $\gg 2300$ )であり、レイノルズ平均の仮定の下では、ある平均化時間  $T$  を設定すると、平均値と変動成分とに分けて考えることができる。同様にスカラー成分も時間  $T$  での平均値と変動成分に分割する。すると、十分微小な測定間隔  $\Delta t$  で測定を行ったとき、ある瞬間の鉛直風速の測定値を  $w$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]、水蒸気濃度の測定値  $\rho_v$  [ $\text{mol m}^{-3}$ ] は

$$w = \overline{w} + w' \quad \rho_v = \overline{\rho_v} + \rho_v' \quad (1.1)$$

と表現できる。式 1.1 で上線(overbar)は規定した平均化時間の平均値、ダッシュはある瞬間の変動値である。このとき

$$\overline{w'} = \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T w' = 0, \quad \overline{\rho_v'} = \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T \rho_v' = 0 \quad (1.2)$$

となる。 $t$  は平均化時間内の経過時間である。ここで、図 1.1 のように地表面に平行な単位面積を考えたとき、ある瞬間での測定値から次の測定時までこの平面を通過する水蒸気量は  $w$ 、 $\rho_v$ 、 $\Delta t$  の積となる。従って、単位時間内に平面を通過する水蒸気フラックス  $E$  は以下のように算出できる。

$$\begin{aligned} E &= \frac{1}{T} \sum_{t=0}^T w \cdot \rho_v \cdot \Delta t = \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T (\overline{w} + w')(\overline{\rho_v} + \rho_v') \\ &= \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T \overline{w} \overline{\rho_v} + \frac{\Delta t}{T} \overline{w} \sum_{t=0}^T \rho_v' + \overline{\rho_v} \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T w' + \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T w' \rho_v' \end{aligned} \quad (1.3)$$

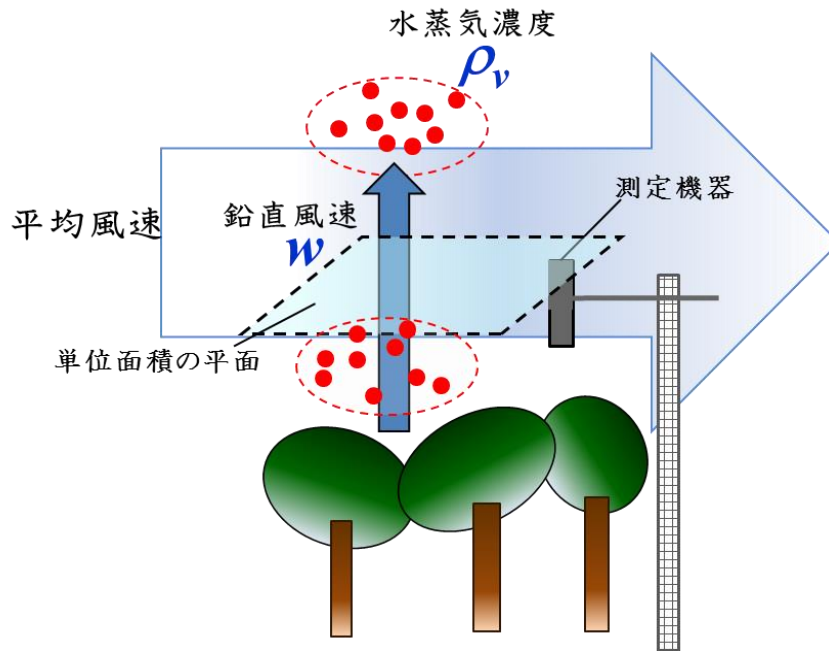


図 1.1 渦相関法によるフラックス測定のご概念

ここで式 1.2 を式 1.3 に代入すると、

$$E = \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T \overline{w \rho_v} + \frac{\Delta t}{T} \sum_{t=0}^T \overline{w' \rho_v'} = \overline{w \rho_v} + \overline{w' \rho_v'} \quad (1.4)$$

となる。さらに、 $\overline{w} = 0$  となるような一様な広がりを持つ観測地を仮定すると、

$$E = \overline{w' \rho_v'} \quad (1.5)$$

と表される。また、気温の変動による熱交換量である顕熱フラックス  $H$  は同様に

$$H = \rho_a c_p \overline{w' T_a'} \quad (1.6)$$

ここで  $\rho_a$  は大気密度 [ $\text{mol m}^{-3}$ ]、 $c_p$  は大気の比熱 [ $\text{J mol}^{-1}$ ]、 $T_a$  は気温 [K] の瞬間値である。

上記の原理に基づく渦相関法を用いて最初に熱フラックスの観測を行ったのは、おそらく Swinbank (1951) である。その後、SAT の開発 (Kaimal and Businger 1963; 光田・水間 1964) が行われるとともに、渦相関法への IRGA (例えば Disjardins and Lemon 1974; Ohtaki and Matsui 1980) や紫外線式の水蒸気変動計 (例えば Miyake and McBean 1970) の導入が行われた。それぞれの機器が改良されて、現在では超音波風速温度計と IRGA とを合わせて、渦相関法の観測に用いるのが一般的である。超音波風速温度計で測定される温度は音仮温度と呼ばれ、測定地点の水蒸気密度の影響を受ける。音仮温度の瞬間値を  $T_{vt}$  とすると  $T_{vt}$  と  $T_a$  の関係は

$$T_{vt} = T_{av} (1 + 0.3192e / p_a) \quad (1.7)$$

である。ここで  $e$ 、 $p_a$  は水蒸気圧 [hPa]、大気圧 [hPa] の瞬間値である。

渦相関法で水蒸気や微量気体のフラックスを測定するとき、空気密度の変動によって生じる微小な鉛直風速の影響を補正する必要がある。このことを最初に示したのは Webb et al. (1980) であり、この補正は論文の3人の著者の頭文字を取って WPL (Webb-Pearman-Leuning) 補正と呼ばれる。この補正は①乾燥空気には発生・吸収源が無いこと、②乾燥空気の密度変動は  $\rho_a' - \rho_v'$  で表される、という前提の下でいくつかの微小項を省略して得られている。WPL 補正の結果、微量気体のフラックス  $F_g$  は以下のように算出される。

$$F_g = \overline{w' \rho_g'} + \frac{\rho_g}{\rho_d} \overline{w' \rho_v'} + \rho_g \frac{\rho_a}{\rho_d} \left( \frac{\overline{w' T_a'}}{T_a} - \frac{\overline{w' p_a'}}{p_a} \right) = \overline{\rho_d w' \chi_g'} \quad (1.8)$$

ここで  $\rho_d$  および  $\rho_g$  は乾燥空気と微量気体の密度 [ $\text{mol m}^{-3}$ ] であり、 $\chi_g$  は微量気体  $g$  のモル濃度混合比 ( $=\rho_g/\rho_d$ ) である。 $\rho_g$  の代わりに  $\rho_v$  を用いると  $F_g = E$  となり水蒸気フラックスが算出できる。また、式 1.8 第三項のように、 $\chi_g$  を用いると  $F_g$  は WPL 補正に関わらず直接計算できる。式 1.1–1.8 が渦相関法によるフラックス算出の基礎式とその背景となる。

## 1.2.2 渦相関法の観測機器・システムに内在する誤差

### 1.2.2.1 超音波風速温度計

超音波風速温度計 (SAT) は、渦相関法を適用する場合には必須の測定機器となっている。乱流による大気自体の運動量フラックスも合わせて算出する場合や、観測地が平坦一様ではなく後述の座標変換の必要性が生じる場合には、SAT で3次元の風速を測定しておく必要がある。SAT では、超音波の発信器・受信器を内蔵した、互いに向かい合う1対のセンサー (transducer) 間 (測定区間、あるいはパス間) の風速と音仮温度 ( $T_{vt}$ ) が測定される。そのため、3次元方向で風速を測定する場合には、3対のセンサーが必要である。一方、音仮温度  $T_{vt}$  については1対のセンサーからの測定値を用いても問題はない。

SAT で風速および  $T_{vt}$  を測定する際に内在している誤差の原因としては、以下の4つが挙げられる (例えば清水 2011) :

- 1) 測定値が SAT のパス間での風速・音仮温度の平均値となるため、パス間よりも短い区間内の変動を取り落としていること (line averaging 効果)。
- 2) 顕熱フラックス ( $H$ : 温度変動による熱交換量) 算出には気温  $T_a$  の値が必要であり、 $T_{vt}$  から

$T_a$  への換算のために式 1.7 による水蒸気密度値を用いた補正が必要になること。

- 3) パス間を横切る風速のために、音波の伝搬経路がセンサー間の距離よりも長くなることが  $T_v$  の算出過程(機器によっては出力値)に影響を及ぼすこと。
- 4) SAT には可動部が無いため、パス間の測定風速は SAT センサーや SAT プローブ(センサー・フレームを含む測定部全体)自体に阻まれて、弱められたり歪められたりする(例えば Wyngaard, 1981)こと。

これらのうち 1) は、次の款(1.2.2.2)で取り上げる高周波信号の問題と位置付けられる。また、2) および 3) は、水蒸気密度およびセンサー間を横切る風速のデータを得ることで画一的な補正が可能であり、既に SAT の製造者および観測研究者に浸透している。本研究では残された問題として、4) について特に取り上げる。

SAT の風速減衰や風速場の歪みの度合いは、そのセンサーやプローブの形状(デザイン・意匠)によって異なる。そこで、観測に使用する SAT の誤差特性を把握するために、各種の SAT に対して、風洞実験と野外での検証実験が行われてきた。Kaimal and Gaynor (1983) は米 Applied Technology Incorporation(ATI)社の 3 次元超音波風速温度計('K' Style Probe, 以下 K-Probe)について、風洞実験に基づいてセンサーの風速遮蔽(transducer shadow)による風速の減衰を定式化した。さらに Kaimal et al. (1990)では、この補正式が野外観測に適用可能であることを証明した。

英国の Gill 社の SAT については、ほぼ同一の形状を有するいくつかの機種(R2、R3、Wind Master)について van der Molen et al. (2004) が風洞実験を行った。これらの機種は  $45^\circ$  に傾いた 3 対のセンサーをフレームが囲む形状であるため、センサーを含む SAT のプローブ全体による風速場の歪みが見積もられた。Nakai et al. (2006) はこの式について修正を行うとともに、野外観測への適用を行い、前述の「熱収支インバランス」が解消されることを示した。さらに Nakai and Shimoyama (2012)では、Gill 社の WindMaster を 5 台用いて野外の乱流下で実験を行い、補正式の修正を行っている。このように、近年、Gill 社の R2、R3、WindMaster の風速減衰や風速場の歪みに対する知見は、他の機種に先んじて集積されている。しかしながら、その結果から、これらの SAT における風速減衰や風速場の歪みが他社製の SAT に比べてかなり大きく、その意匠は野外観測に必ずしも適していないことが示されている。

2000 年代の初頭まで我が国で最も用いられてきたカイジョー社(旧:海上電機社、現:ソニク社、本論文では基本的に“カイジョー”で統一する)の SAT は、先ず Hanafusa et al. (1982) によって詳細な特性評価が行われた。彼らは TR-61A 型プローブおよび TR-61C 型プローブのプロ

トタイプとなる2次元のSATを用いて風洞実験を行い、センサーによる風速の遮蔽や、風速の強弱による風速減衰の程度について、詳細に調査した。しかし、カイジョーのSATに関するこれらの風洞実験の結果は、当時は定式化されなかった。なぜなら Hanafusa et al. (1982) は、隣接する2台のSATの向きを水平に45°違えて行った野外観測で、互いの平均風速値がほとんど変わらなかったという結果から、「野外観測ではSATのセンサーやフレームの風速への影響は、実用上ほとんど問題無い」と結論付けたためである。

一方、同時期に Kondo and Sato (1982) はカイジョーのSAT (TR-61A)を用いて風洞実験と野外観測を行い、両者が矛盾なく一致することを確認したうえで、それまで揺らぎのあったカルマン定数が0.40であることを見出している。この結果は、カイジョーのSATでも、欧米の機器と同様に、風速計自体が引き起こす風速減衰や風速場の歪みについて、補正を行った方が良いことを示している。そこで Kraan and Oost (1989) は、カイジョーのSAT (プローブ型番の記述なし、おそらくTR-61B)を風洞内で上下・水平方向に回転させ、検出風向の誤差を確認した。さらに Wieser et al. (2001) はカイジョーの三機種 (TR-61A, B, C) に対して、風洞実験による特性把握を行い、TR-61Bが比較的良いパフォーマンスであること、および、本研究で用いているTR-61Cの鉛直風速が、プローブの背面側からの風向のときに大きく乱れることを示した。

しかしながら、こうした試みにも関わらず、ほぼ全ての国内の観測者は、Hanafusa et al. (1982) の「野外観測では大きな問題なし」という見解を採用し、カイジョーのSATについてセンサーやフレームによる風速減衰・風速場の歪みの補正を行っていない。この原因の一つとして、上記の実験結果が定式化されていないため、補正を行うためには自ら風洞もしくは野外で誤差確認実験を行う必要があったことが考えられる。2015年現在、フラックス観測のために新規に、もしくは代替機器としてSATを購入する際には、安価で且つ使い勝手の良い海外製のものを選択される傾向が強い。しかし、カイジョーのSATは堅牢であり、多くの国内観測サイトでは長期に渡って使用されてきたか、現在も使い続けられていると考えられる。従って、国内試験地の渦相関法観測データの品質を向上するためにも、カイジョーのSATについても、機器自体の存在が原因となる風速の誤差について、その補正式を定式化する必要がある。

#### 1.2.2.2 高周波領域の信号減衰補正について

渦相関法では、短い時間間隔で風速と気体濃度や温度を測定する。その際、機器の応答速度の限界や、観測機器同士 (SAT-IRGA間) の距離、さらに、取得データが測定する範囲内 (超音波風速温度計では向い合う1対のセンサー同士の間) で平均値となること (上述の line

averaging 効果)などを原因として、高周波領域の信号減衰が生じている。Moore (1986) は、個々の原因に対する補正に関する先行研究(例えば Kristensen and Jensen 1979)を統合し、観測機器周辺の風速とセンサーのパス間の距離を説明変数とした、簡便な補正式を提示した。これらの補正式の一部は後に Horst (1997, 2000) によって過誤が指摘され修正されているが、Moore (1986) の提示した補正式の意義は、現在でも全く損なわれていない。

IRGA を用いた水蒸気・CO<sub>2</sub> フラックスの観測研究が本格的に行われるようになったのは、1990 年代以降である。クローズドパス型の IRGA は、オープンパス型を用いた場合と比較して、急激なデータエラーが生じにくいという利点がある。しかし、サンプルした大気を、クローズドパス型 IRGA へと導流する際、サンプルガスがチューブを通過することで、高周波領域でのガス濃度変動の信号減衰が生じる。Massman (2000) は Moore (1986) の補正にこのチューブ流の補正を組み込み、さらに個々の補正を単純な係数として、係数の和が全体の高周波補正に対応するような補正式を提案した。また、Massman (2004) では、IRGA 機器自体の応答に関する補正が詳細に記述されている。

クローズドパス型の IRGA を用いる場合、観測のためのシステムとして、IRGA を格納するための小屋や防水ボックスに加え、サンプル大気を導流するためのチューブ・ポンプや、必要に応じて IRGA の測定セル内の汚れを抑えるためのフィルターを用いる必要がある。そのため、チューブ内の温湿度やフィルターの汚れ、さらにはポンプダイアフラムの劣化等によって IRGA への導流流量が時間ごとに変化する。そこで、長期間の観測を行う場合には、高周波領域に生じる信号損失を効率よく補正する必要がある。Massman (2000, 2004) の補正は、こうした変動を追従するのに適している。

一方、クローズドパス型 IRGA に対して適用されてきた高周波信号の減衰補正は、観測サイトごとのシステムや環境条件に適合するような経験式を設定したものがほとんどである(例えば: Goulden et al. 1997; Hollinger et al. 1999; Yasuda and Watanabe 2001; Ibrom et al. 2007a)。この原因としては、水蒸気フラックスを測定対象とした場合には、チューブの劣化、もしくはフィルターを通過してチューブ内に入る微細な塵などの影響が CO<sub>2</sub> フラックスよりも大きい可能性が高い (Leuning and Judd 1996)ことが挙げられる。実際の観測でも、そのような現象は明瞭にみられている(例えば: Hollinger et al. 1999; Aubinet et al. 2001; Berger et al. 2001; Malhi et al. 2002; Su et al. 2004)ため、水蒸気フラックスの補正には何らかの経験式を適用する必要があると考えられる。なかでも Ibrom et al. (2007a) は、クローズドパス型 IRGA で測定した水蒸気フラックスの補正に、大気湿度に対する関数で表現した補正式を用いるという、簡便で汎用性の高い方法を提案して

いる。一方、Haslwanter et al. (2009) は、放射量が大きく湿度が低い時にクローズドパス型 IRGA で高周波減衰量が大きくなると報告している。そこで、観測大気の湿潤・乾燥度合いとクローズドパス型の IRGA での水蒸気フラックス補正量に何らかの関係性が確認できれば、その関係に基づいて Ibrom et al. (2007a) と同様な補正を行うのが適当であると考えられる。ただし、Ibrom et al. (2007a) の補正には、観測期間内でのチューブ内の流量変動という要素が明示的に考慮されていないため、流量が変化した場合には補正式の係数を再設定する必要が生じる。長期間観測を継続していると、たびたびチューブ内の流量が変化することがあるため、観測精度を保持しつつ、補正係数の設定を効率化するような対策を考案する必要がある。

### 1.2.3 山地でのフラックス算出の際の座標変換について

現在、渦相関法による観測対象は世界各地の様々な生態系に広がっており、もはや平坦一様な観測地に留まらない (Lee et al. 2004)。3次元の座標変換は、渦相関法にとって理想的とは言えない観測条件でのフラックス算出の際に重要な手順であり、少なくとも McMillen (1988) 以降は、複雑地形地で得られた値を改善する手続きとして認められてきた。McMillen (1988) の提示した”triple rotation (トリプルローテーション)”法では、”double rotation (ダブルローテーション)”と呼ばれる  $\overline{v_r} = 0$  とする水平面上の回転 (yaw rotation) と  $\overline{w_r} = 0$  とする上下方向の回転 (pitch rotation) の後に、 $\overline{v_r' w_r'} = 0$  する水平軸を中心とした回転 (roll rotation) による座標変換が行われる。ここで、 $v$  および  $w$  は平均化時間中の平均風向の風速成分 ( $u$ ) に直交する2成分のうち、pitch rotation で回転しない成分 ( $v$ ) と回転する成分 = 鉛直成分 ( $w$ ) である。また、添え字の  $r$  は座標変換後の  $u, v, w$  を表す。平均化時間ごとに  $\overline{w_r} = 0$  とするためには 平均風速と超音波風速温度計の鉛直軸風速との正接 ( $= \tan^{-1}(\overline{w_s} / \overline{U_s})$ )、ここで  $\overline{U_s} = (\overline{u_s^2} + \overline{v_s^2})^{1/2}$  であり、添え字  $s$  は SAT を設置した状態での座標変換前の3次元の補正風速を表す) を pitch rotation 角度として用いる。トリプルローテーション法での3段階目の roll rotation はむしろ問題視されており (例えば Kaimal 1988; Finnigan 2004)、少なくとも今世紀初頭まではダブルローテーション法が最も普遍的な座標変換であった (例えば Aubinet et al. 2000)。しかし平均化時間ごとに座標変換を行う方法では、平均風速が小さくそれに比べて  $\overline{w_s}$  が大きい時に、異常に大きい pitch 回転角度が生じる (オーバーローテーション)。また、もし SAT の鉛直軸風速に切片誤差がある場合、この過剰な回転角度はさらに大きくなりやすく、フラックス測定値の誤差を拡大する。

一方、Wilczak et al. (2001) は一週間以上の期間に渡って取得した  $\overline{u_s}, \overline{v_s}, \overline{w_s}$  データを用いて、期間全体で  $\overline{w_r} = 0$  に最も近づくような平面を設定し、この平面の法線ベクトル方向でのフラックス



を鉛直交換量として算出するという座標変換法を提案した。”planar fit (プラナーフィット) 法”と呼ばれるこの方法では、長期間に得られた  $\overline{u_s}$ ,  $\overline{v_s}$ ,  $\overline{w_s}$  について、最小二乗法によって以下の式の係数  $b_{p0}$ ,  $b_{p1}$ ,  $b_{p2}$  を決定する。

$$\overline{w_s} = b_{p0} + b_{p1} \overline{u_s} + b_{p2} \overline{v_s}, \quad (1.9)$$

このプラナーフィット法では、座標系は常に固定されるため、微風時の過剰な回転角度の問題は基本的に出現しない。また、 $w_s$  に一定の切片誤差が生じている場合でも、その値は係数  $b_{p0}$  に含まれることになるため、誤差の影響も除去される。このような特徴のためプラナーフィット法はダブルローテーション法よりも安定した方法として適用されている (例えば Turnipseed et al. 2003)。プラナーフィット法は元来、SAT の設置時の傾きを事後補正する目的で開発されているため、全データから単一の平面を決定している。しかし、複雑地形による風速場の歪みの程度は、風向によって変化し、一平面のみの設定でこれに対応できると考えるのは、直感的にも無理がある。その後提示された Sun (2007) の方法を用いた場合でも同様な問題に直面する。Sun (2007) の方法では、観測地点の周辺の斜面での傾斜面に垂直な方向が、移流とは異なる鉛直流の発生方向であると仮定するが、複雑地形地ではこのような傾斜面を定義することが困難である。

そこで、複雑地形への適用に対応するために、地形や出力データの特性からいくつかの風向セクターに分類した後、セクターごとにプラナーフィット平面を設定する方法が考案された。これを最初に提示したのは Paw U et al. (2000) であると考えられ、その後、複雑地形地に適用されるとともに (例えば Yuan et al. 2007; Mildenerger et al. 2009; Siebicke et al. 2012)、測定機器による風速場への影響の補正 (例えば Ono et al., 2008; Li et al., 2013) にも用いられている。“sector-wise planar fit (セクターワイズ・プラナーフィット) 法” とも呼ばれるこの方法では、式 1.9 の  $b_{p0}$ ,  $b_{p1}$ ,  $b_{p2}$  はセクターごとに異なる値になるが、プラナーフィット法と同様、SAT の鉛直軸方向の切片誤差の影響は除去できる。また、Siebicke et al. (2012) によると、複雑地形地ではセクターワイズ・プラナーフィット法を用いた場合、一平面のプラナーフィット法を用いるよりも、各風向の  $\overline{w_r}$  が 0 近傍の値を取ることが格段に多くなる。これらの特徴から、近年はセクターワイズ・プラナーフィット法が、複雑地形地に最適な方法として認識されつつある (例えば Siebicke et al. 2012)。しかしながら、セクターワイズ・プラナーフィット法を用いると、他の方法を適用した場合に比べてフラックスの絶対値が過小評価される傾向があり (例えば Yuan et al. 2007, 2011)、この傾向が普遍的ならば、熱収支インバランス問題が拡大される可能性が高まることになる。

また、プラナーフィット法とは別に、複雑地形の影響を考慮した座標変換法が、これまでに

数種類提示されている。Lee et al. (1998)、Su et al. (2004)、Vickers and Marht (2006)、Kosugi et al. (2007) などは長期データの風向と  $\arctan(\overline{w_s} / \overline{U_s})$  との関数を設定して pitch 回転角(あるいは tilt angle) を決定する座標変換法を採用している。上記いずれの方法も、roll 回転は行わない。これらの方法でも、地形の凸凹が風向ごとの吹き上げ(吹きおろし)の角度に与える影響を考慮した pitch 回転角が設定できるうえ、固定座標系であるので、微風時での過剰な回転角度の問題が生じることは無い。しかし、SAT の鉛直軸方向の風速に切片誤差がある場合には、その影響が固定座標系の pitch 回転角の算出時に残るため、フラックス算出値にも影響する。

このように、これまで提案されてきた座標変換法は、それぞれの利点と同時に欠点となりうる要素を包含している。そこで、これらの方法の網羅的に比較することで、問題点の抽出を行うとともに、複雑地形の観測地に適した方法を提示する必要がある。

#### 1.2.4 渦相関法と他の観測方法との比較について

1.2.1 でも述べたように、山地にあって複数樹種の林分で構成される森林は、渦相関法の元々の観測要件を満たしていない。そのため、解析手順を慎重に吟味するとともに、算出した蒸発散量の精度を確認するために、他の観測手法による蒸発散量と比較検証することが望ましい。観測対象の森林周辺での降雨  $P$  と、観測地点近傍の流域からの水流出量  $Q$  が測定できれば、水収支の残差( $P-Q$ : 損失量)は有力な比較対象となる。ただし、流域水収支から蒸発散量を得るためには、前述の通り“系外への流出が 0”という前提の成立を確認する必要がある。また、年間の流域水収支は、前年の降雨量の影響を受けるうえに、当該年の降雨は翌年以降の流出にも影響を与える。従って、年々の  $P-Q$  の値が、年ごとの蒸発散量の変動とどのように対応しているかは、他の方法でも検証されるべきである。

このような観点から、渦相関法と流域水収支は互いに検証すべき比較観測項目になり得る。しかしながら、森林で両方法のどちらかを行っている観測サイトの数は、おそらく世界中で数百から 1000 地点以上あると目されるのに対し、両方法を同時に行った結果を比較検証した事例は意外なほど少なく、世界的にも数例にとどまる(例えば Wilson et al. 2001; Barr et al., 2012; Domec et al., 2012)。我が国では、滋賀県の桐生水文試験地のヒノキ林での研究事例(Kosugi and Katsuyama, 2007; Matsumoto et al., 2011)のみがこれに該当し、「森林飽和」状態の主因となっているスギ林分を含む植栽林では、相互比較の事例が存在しない。

蒸発散を、遮断蒸発・樹木の蒸散・下層および林床からの蒸発(散)に分類して各要素を測定もしくは推定し、これらの値の積算から蒸発散量を推定した例は、それ自体が世界的にもそれほ

ど多くない(例えば Ford et al. 2007; Oishi et al. 2008; Holst et al. 2010)。我が国では、先行研究として本研究と同じ観測サイト(次章で詳述する)で行った Kumagai et al. (2014) が、現時点で唯一の事例である。また、上記の既往研究のうち、Ford et al. (2007) では各要素の総和による蒸発散量と  $P-Q$  との比較を、Oishi et al. (2008) では渦相関法との比較を行っている。これらは、林分での測定値から要素ごとに積算した蒸発散量から、より広域の蒸発散量へのスケールアップを模索して行われた研究である。一方、本研究については、既に Kumagai et al. (2014) という先行研究が存在する利点があるが、この結果はスギ林分の3プロットでの観測に基づくものであり、当該観測サイト内の尾根付近に植栽されているヒノキ林分や一部に侵入している常緑広葉樹には対応していない。このような場合には、各要素の蒸発散量の和(以下では、「積上げ法」による蒸発散量と呼ぶ)と渦相関法による蒸発散量の比較を行うために、Oishi et al. (2008) とは逆に、渦相関法から算出される蒸発散量データに何らかの制約を設けてスケールダウンを行い、林分に対応した蒸発散量への換算を試みることが考えられる。

### 1.3 本研究の目的と構成

以上のような背景と、既往の研究状況を鑑みて、本研究では、暖温帯の複雑地形地上に植栽されたスギ・ヒノキ林からの蒸発散量を、観測に基づいて高精度で定量化することを、最大の目的とする。この目的を達成するために、本論文は以下のような構成の下に検討を進める。

先ず本章(第1章)では、本研究の背景とともに、既往の研究成果とそこに残る問題点の抽出を行った。第2章では、観測地となる九州北部のスギ・ヒノキ植栽林の小流域を紹介する。合わせて、最も直接的、効率的かつ普遍的な蒸発散量の測定法である渦相関法に関わる観測システム、および、その他の観測項目を示す。

第3章では、渦相関法の観測機器・システムに内在する誤差のうち、超音波風速温度計のセンサーの遮蔽による風速の減衰量を実験的に定式化する。さらに、クローズドパス型 IRGA で水蒸気フラックスを測定する際の高周波領域での信号減衰について、理論的なチューブ内流量の変動の影響と外部環境の変動による影響を合わせて評価し、補正式を確立する。

第4章では、暖温帯の山地に存するスギ・ヒノキ林での渦相関法観測データを用いて、山地地形に適した乱流輸送の座標設定のために、既往の座標変換法を網羅的に比較検証する。各方法でのフラックス算出値に品質検査手法の適用を行い、それらの比較結果から、当該サイトに最適と考えられる座標変換法を考察する。

第5章では、3・4章で得られた補正式、および最適な座標変換法を用いて、渦相関法によ

るスギ・ヒノキ林小流域の蒸発散量を算出する。流域水収支から推定される蒸発散量についてもその変動を検証し、渦相関法との相互比較を行う。さらに、渦相関法のデータをスケールダウンしてスギ林分主体の蒸発散量とした値と、上層木の蒸散・遮断蒸発・下層の蒸発散の各要素を積み上げて得られるスギ林分の蒸発散量(Kumagai et al. 2014)を、日～年単位の様々な時間スケールで比較し、観測手法ごとの特徴を抽出する。これらの比較に基づいて、渦相関法による複雑地形地の林分～小流域レベルの蒸発散量の推定精度を議論し、観測対象であるスギ・ヒノキ植栽林の蒸発散量の定量化を行う。

最後に第 6 章では、上記の取り組みを総括し、本研究の結果が山地森林の蒸発散量の推定精度向上に資する意義を示すとともに、今後の渦相関法適用に際し、望ましい観測機器やシステムについての提言を行う。

## 第2章 観測の詳細

### 2.1 観測地と流域水収支

本研究の観測は、森林総合研究所九州支所が林野庁九州森林管理局との共同試験地として熊本県山鹿市鹿北町大字岩野に設定した鹿北流域試験地(KHEW: Kahoku experimental watershed; 33° 08' N, 130° 43' E; 図 2.1a)で行った。試験地は暖温帯に存し、2000年～2008年の平均気温 15.3°C、平均年降水量は 2138 mm である。試験地の表層地質は結晶片岩であり、頂部平坦面および頂部斜面の一部に火山灰の堆積が認められる(小林 2007)。表層の土層厚は概ね 1 m 前後であるが、尾根沿いと谷底の土層はやや薄くなる一方、1 次谷の起点の直上部に当たる斜面の一部では、土層厚が 4 m に達する場所もある(大貫・清水 1998)。観測地はその周囲を含めてスギもしくはヒノキが植栽された森林であるが、北西側 500m の地点にはゴルフコースがある。

試験地は3つの小流域から構成されており、それぞれ I 号流域、II 号流域および III 号流域と呼んでいる(図 2.1b)。流域面積と標高(海拔)はそれぞれ、I 号流域が 2.33 ha・135 – 205 m、II 号流域が 2.63 ha・148 – 225 m、III 号流域が 3.69 ha・157 – 255 m である。3つの流域では、III 号流域の流路長が最も長く、谷沿いの斜面傾斜が比較的急である。流域での水収支観測は 1992 年に開始されているが(Shimizu et al. 1994)、本研究では 2000 年から 2008 年の期間に II 号流域および III 号流域で得られたデータを用いて解析および考察を行い、同期間でそれら 2 流域よりも維持管理が行き届いていなかった I 号流域のデータは、解析に用いないものとする。試験地のある九州地方は東アジアモンスーンの影響を強く受ける地域であるが、山谷風の影響で主風向が若干変動するため、夏の昼間は南東から南西の風が、冬の昼間は北東から北西からの風が卓越する。夜間は極端な弱風時を除くと、季節に依らず北東の山谷風が卓越する。試験地の上層木は主にスギ・ヒノキであり、スギは谷底付近から斜面山腹、ヒノキは斜面上部や尾根上に植栽されている(図 2.1c; III 号流域については Shimizu et al. 2003 に詳しい)。概して斜面下部のスギ林分の成長が良く、斜面位置による水分や養分状態の違いを示唆している。II 号流域の左岸と III 号流域の山腹から尾根にかけては、主に植栽時期が異なるヒノキ林分(2007 年現在で 30–52 年)が広がっており、一部コジイなどの原植生に侵入を許している状態である。一方、II 号流域の右岸側から I 号流域にかけては、成長の良いスギ林分が谷部から緩斜面を広く占めて

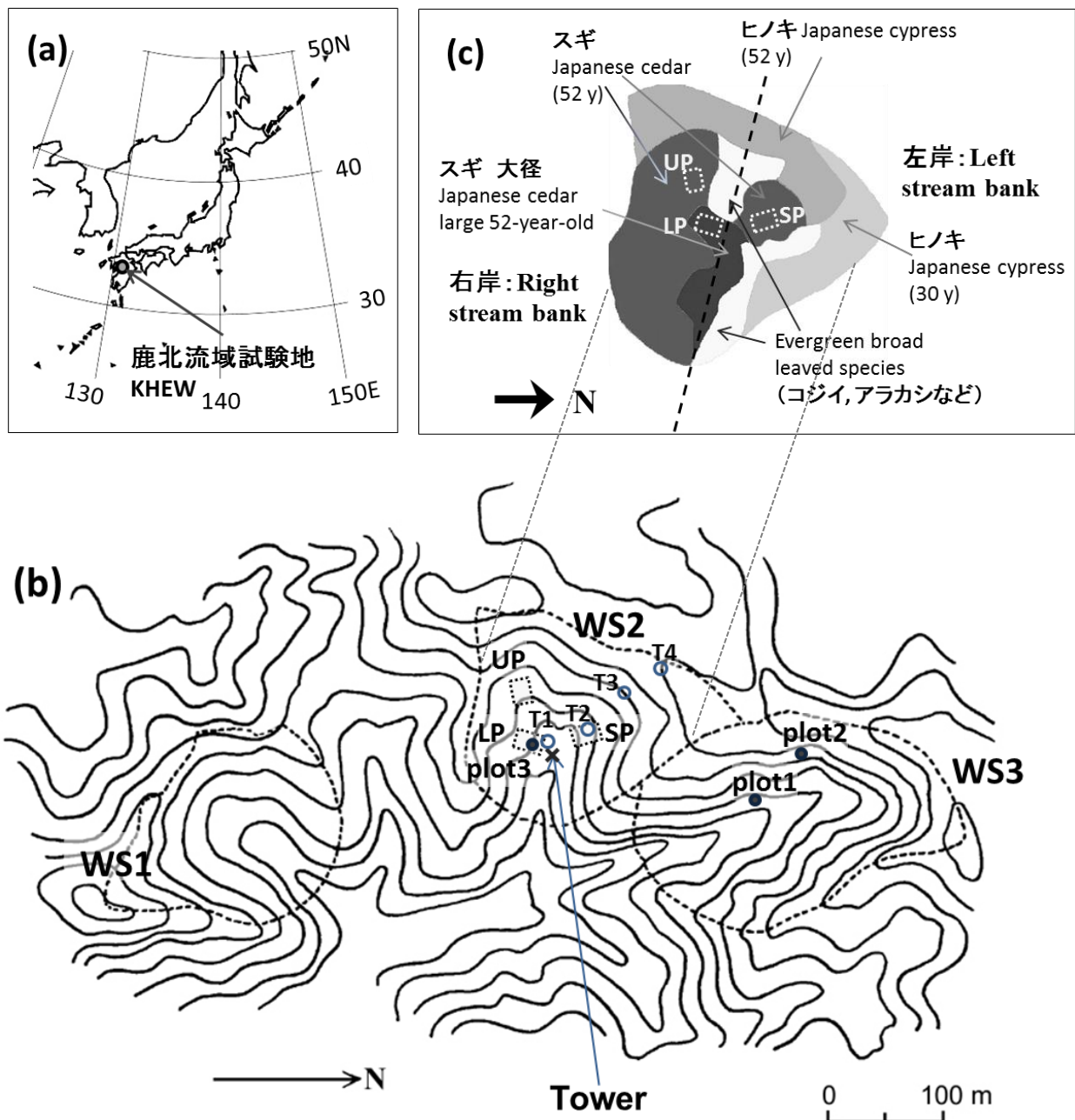


図 2.1. 観測地(鹿北流域試験地)の位置図(a)、地形図(b)、II号流域(WS2)の植生図 Plot1-3 は遮断蒸発量観測地点、UP・LP・SP は樹液流速観測プロットおよび土壌水分観測地点、T1-T4 は浅層土壌水分観測地点 (Shimizu et al. 2015 より一部改訂).

いる。下層植生は中程度の大きさのスギ林分で最もよく繁茂しており、一方、ヒノキ林分や大径木のスギ林分では下層植生は比較的少ない。各小流域の末端には流量測定のためのコンクリート堰堤と土砂溜めが設置されており、ステンレス製の 60° V ノッチとペンレコーダー付フロート式水位計(HDR-115, 池田計器, 東京) によって水位変動を計測している。堰堤や V ノッチの規格は

3つの流域で同一であり、水位から流量への変換式は全流域共通で以下の式を用いている。

$$q = 0.82 h_{wl}^{2.5}$$

ここで $q$ は流量の瞬間値 [ $m^3 s^{-1}$ ]、 $h_{wl}$ は測定水位 [m] である。ある期間の $q$ の時間積分値を流域面積で除した値がその期間の流量( $Q$ )となる。以後、特に断りのない場合には、水年の区切りは暦年と同一とする。これは、単にその方が簡便なだけでなく、暦年の年末・年始には大雨などの影響が少なく降雨・流出が安定していることが多いためである。

林外の降雨量  $P$  は雨量 0.5mm に当たる流入水量で一転倒する転倒マス型雨量計 (RT-5, 池田計器) を II 号流域末端近くの未舗装道路の脇に設置して測定した。転倒マス転倒時間は 1 秒単位でパルス信号記録計 (HOBO H07, Onset Computer Corp., Bourne, MA, 米国) に記録した。この転倒マス雨量計については室内外で検定を行わなかったため、特に補正を行わずに雨量に換算した。ただし、試みに一転倒による雨量が規格値 (0.5mm/転倒) に等しいと仮定して Iida et al. (2012) の補正式を用いて計算したところ、雨の降り方による雨量の過小評価は全雨量の 0.5% 以下となった。また、2000 年から 2005 年までの期間で、この雨量計の直近に設置していた貯留式雨量計の値は、約 1.2 % 程度大きな値となった (酒井正治氏の私信)。以上より、雨量計の雨量は現地雨量を約 1 % 程度、過小評価していた可能性がある。

## 2.2 微気象要素と渦相関法

鹿北流域試験地・II 号流域の中央には、森林総合研究所九州支所の二酸化炭素動態観測施設の一部として、地上高 50m に及ぶ微気象観測タワーが建設されており、1999 年より運用を開始している (図 2.1b)。タワーおよびその周辺に設置した測定機器のうち、本研究に関わりのあるものの機種と設置高度を表 2.1 に記す。全天日射計は出力値が 0 (ノイズによる 0 近傍の値は時間帯を考慮して 0 とした) のときを夜間とみなす判定に用いたほか、日射の反射成分および赤外放射の上下成分の測定値と合わせて、純放射量の算出に用いた。算出した純放射量は別途純放射計で測定した純放射と比較して、異常と判定した場合には純放射計の値で補完した。高さ 42.0m の通風乾湿計のデータは温湿度の基準値としているほか、高さ 20.0m の温湿度計とともに、高度ごとの顕熱・潜熱貯留量の算出に用いた。地中熱流量計は観測タワーの直下でリター層を除いて 1cm 程度の深さに埋設し、設置後に再度リターで被覆した。

図 2.2 は渦相関法観測システムを示したものである。超音波風速温度計 (SAT) は、観測タワ

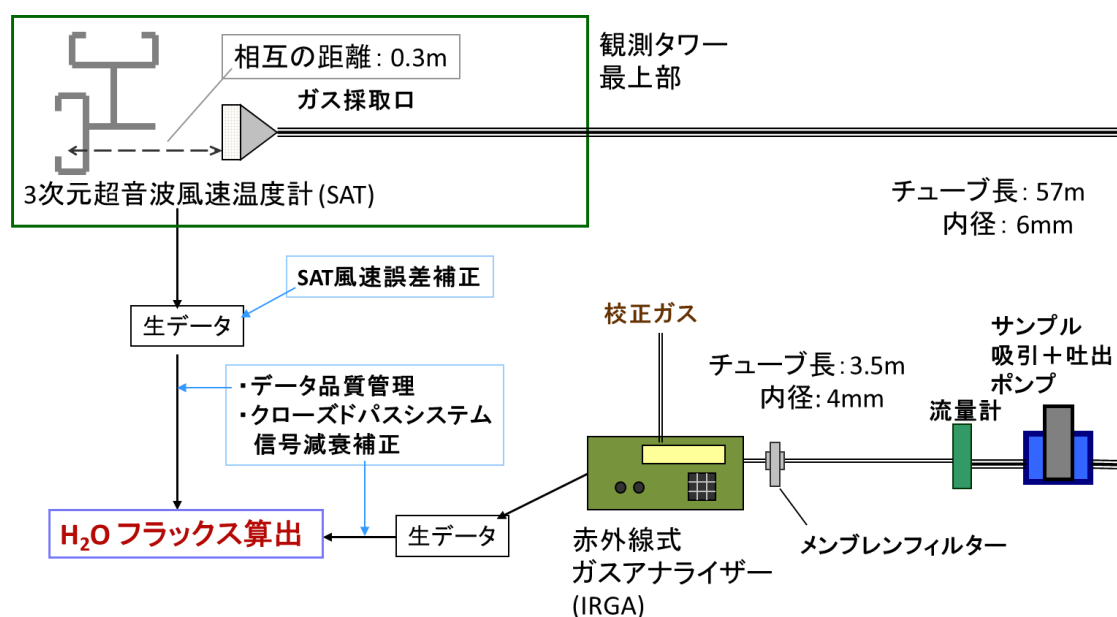


図 2.2. 鹿北流域試験地の観測タワーを用いた渦相関法の適用模式図。

一最上部の手すりにあたる部分に固定したアルミ合金パイプをアームとして、地上高 51.0 m に設置した。2007 年 6 月の測定では、SAT はアームに沿う方向に  $0.4^\circ$  傾いており、解析にはこの傾きの影響を補正した風速・風向データを用いた。また、観測地で使用中の SAT を厚手のビニール袋で覆って 0 風速の再現性を試験した結果、SAT の鉛直軸風速の出力値に  $-0.066 \text{ ms}^{-1}$  の切片誤差が生じていることが確認されたため、出力風速に  $0.066$  を足した値を本研究での解析に用いた。SAT と同高度で 0.3 m 離れた場所に、渦相関法のためのサンプルガスの採取口を設置した。採取したガスは内径 6 mm・長さ 57 m のテフロンチューブを経て、内径 4 mm・長さ 3.5 m のテフロンチューブを通過後、クローズドパス型の赤外線式ガスアナライザー (IRGA) に導流した。導流流量は流量計 (SEF-405, 堀場エステック, 京都) で常時モニターしており、その値は通常約  $7\text{--}8 \text{ Lmin}^{-1}$  であった。渦相関法の観測データは測定間隔 0.1 秒 (10 Hz) で記録し、平均化時間を 30 分としてフラックスや乱流変動諸量の計算を行った。なお本研究でフラックス算出の際の変動成分の分離や、後述する固定座標系の設定の際に用いる「平均値」は、全て 30 分間の算術平均値であることを付記しておく。観測施設を建設した際の経緯から、当初は  $\text{CO}_2$  が主要な測定対象であったため、IRGA のセル内での結露による  $\text{CO}_2$  測定の中断を防ぐために、2006 年の 10 月までは導流の際にサンプル大気の除湿を行っていた。そのため、本研究での渦相関法による蒸発散量の推定期間は 2007 年 1 月～2008 年 12 月とした。この間で 3 時間以上連続してデータが欠測した期間は 2008 年 1 月 13～15 日、1 月 24 日～2 月 6 日、7 月 2～4 日、8 月 4～8 日および 11 月 18～25 日であり、2007 年にはそのような欠測は生じなかった。



表 2.1. 鹿北流域試験地の観測タワーおよびその周辺に設置された微気象要素測定機器と測定高度.

観測項目	観測高度	観測機器(機種)
全天日射	47.2m	Pyranometer (CM14, Kipp & Zonen, オランダ)
日射の反射	47.2m	Pyranometer (CM14, Kipp & Zonen, オランダ)
天空からの赤外放射	47.2m	Infrared radiometer (CNR1, Kipp & Zonen, オランダ)
赤外放射の反射	47.2m	Infrared radiometer (CNR1, Kipp & Zonen, オランダ)
純放射	47.2m	Net radiometer (Q7, REBS, 米国)
データ記録(日射量・赤外放射量)	25.0m	Datalogger with Multiplexer (CR10X & AM25T Campbell Sci., 米国)
温湿度	42.0m, 20.0m	Wet bulb temperature (ML-020L, 英弘精機, 日本)
地中熱貯留量	0.02m	Heat flow transducer (HFT-3.1, REBS, 米国)
大気圧	51.0m	Barometric pressure sensor (PTB210, VAISALA, フィンランド)
データ記録(温湿度・気圧・地中熱流量計)	観測舎内	Datalogger with Multiplexer (CR1000 & AM16/32 Campbell Sci., 米国)
風速・音仮温度(渦相関法)	51.0m	Three-dimensional sonic anemo-thermometer (DA600-3T, カイジョー, 日本)
水蒸気・CO <sub>2</sub> 濃度(渦相関法)	51.0m	Closed-path (LI-7000, LI-COR, 米国)
データ記録(渦相関法)	観測舎内	Data recordere (DR-M3a, TEAC, 日本)

## 2.3 遮断蒸発・樹液流速・土壌水分

鹿北流域試験地で遮断蒸発量( $I_c$  [mm])を得るための観測は 2004 年から断続的に行っており(例えば 井川 2008)、本研究ではスギ林分の樹液流速データとも同期可能な 2007 年 1 月～2008 年 5 月を遮断蒸発量の算出期間とした。遮断蒸発の観測プロットはⅢ号流域内のスギ林分(図 2.1c の Plot 1) とヒノキ林分(図 2.1c の Plot 2)および、Ⅱ号流域内の大径木のスギ林分(図

2.1c の Plot 3) に設定した。2008 年時点のプロットの平均樹高と立木密度は  $20.8 \text{ m} \cdot 1200 \text{ 本 ha}^{-1}$  (Plot 1)、 $14.4 \text{ m} \cdot 1600 \text{ 本 ha}^{-1}$  (Plot 2) および、 $29.9 \text{ m} \cdot 600 \text{ 本 ha}^{-1}$  (Plot 3) である。各プロットには、1 本あたりの面積が  $0.4 - 0.45 \text{ m}^2$  の鉄芯入りポリ塩化ビニル製の雨どいを 2 本設置し、流量  $0.2 \text{ L}$  で一転倒する規格の転倒マス型流量計 (UIZ-200, ウイジン, 東京) にゴムホースで導流し、樹冠通過雨(あるいは林内雨量)  $T_F$  を測定した。樹幹流下量  $S_F$  については、集水のために、樹幹に接する内径側が低くなるように切り込んだ厚さ  $3 \text{ cm}$  のウレタンラバーを、測定対象木の胸高(地上高約  $1.2 \text{ m}$ ) に巻き付けてインシュロックとシリコンで固定し、塩ビ管を経由してゴムホースを接続して、 $0.5 \text{ L}$  で一転倒する規格の転倒マス流量計 (Plot1: 500 cc モデル, 横河電機, 東京; Plots 2, 3: UIZ-500, ウイジン) に導流した。測定対象木の本数と樹幹投影面積は Plot 1 で  $4 \text{ 本} \cdot 21.4 \text{ m}^2$ 、Plot2 で  $4 \text{ 本} \cdot 22.5 \text{ m}^2$ 、Plot 3 で  $2 \text{ 本} \cdot 45.5 \text{ m}^2$  であった。 $T_F \cdot S_F$  とも転倒マス型流量計の転倒時間は  $P$  と同じ記録計 (HOBO H07, Onset) で記録した。

林分蒸散量推定のための辺材の樹液流測定は、II 号流域内の 3 プロット(図 2.1b, c の LP、UP、SP) で行われた (Kumagai et al. 2014)。3 プロットは全てスギ林分であり、LP、UP は右岸の谷沿いおよび緩斜面にあって、LP には樹高  $30 \text{ m}$  以上に達する大径木のスギが多く含まれる。一方 SP は左岸側・南向き急斜面の中腹にある。測定木ごとの樹液流速密度の推定は、辺材に与え続けた熱が樹液流によって拡散していく過程を定式化したグラニエ法(例えば Granier 1987) を適用して行われた。グラニエ法では、辺材に埋め込んだ長さ  $20 \text{ mm}$  のセンサーに熱を与え続けるとともにセンサー付近の温度変動を記録する(熊谷 2007)。測定対象木の本数は LP で 15 本、UP で 23 本、SP で 19 本であり (Kumagai et al. 2014, Table 1)、3 プロット全てが揃って測定が行われた期間は 2007 年 2 月半ば～2008 年 6 月下旬である。プロットごとのスギ蒸散量は、単木の樹液流速密度に辺材面積を乗じた値の総和を、プロット面積で除して得られており、この値をプロット面積で加重平均して、スギ林分の平均蒸散量 ( $E_{UC} [\text{mm}]$ ) とした。また、上層のスギ以外の蒸発散量を見積もるために、Percy and Yang (1996) による YPLANT モデルが用いられた。下層に優先するアラカシ・スダジイ・ヒサカキの 3 樹種について、葉面のガス交換パラメータの取得と 3 次元の樹冠構造の推定が行われ、下層の LAI を 2 と仮定して、蒸散モデルによるシミュレーションが行われた。この結果は基本的には晴天日の蒸散量の推定値であるが、本研究では林床面の蒸発量が雨天・曇天時の蒸散量の減少に釣り合うという仮定の下で、この値を林床面・下層植生の蒸発散量 ( $E_{SC} [\text{mm}]$ ) と扱った。

土壌の含水率 ( $\theta_s$ ) は樹液流測定のプロットで  $10 \text{ cm} \cdot 20 \text{ cm} \cdot 40 \text{ cm}$  の三深度で測定されたほか、タワー直下から左岸の尾根に掛けて、図 2.1c の T1-T4 に該当する 4 地点で鉍質土層内

深さ 5cm の  $\theta_s$  測定が行われた(玉井ら 2010)。全 7 地点で同機種(Decagon devices, 米国)の土壤水分センサー(EC-20, Decagon devices, 米国)が測定に用いられた。ただし、これらのセンサーには個々の特性が内在している可能性があるため、土壤水分状態の把握と比較には、各地点での  $\theta_s$  を観測期間中の最大値  $\theta_{MAX}$  で除した値( $\theta_s/\theta_{MAX}$ )を用いた。また 7 地点のうち、特に SP と T2 はほとんど場所が一致していた。そのため、SP の深さ 10cm の測定値と T2 での測定値は、互いにもう一方の値で補完可能であると考えられ、斜面の中腹での測定値であることから、比較の基準としても適用した。

## 第3章 観測システムに内在する誤差

### 3.1 超音波風速温度計の風速誤差

本節では、観測に用いた超音波風速温度計(SAT)に内在する風速誤差について、既存の文献と実験の結果とを用いて、検討を行った。SAT の風速誤差は機器に対する風向の値を用いて定式化されるため、まず、SAT データから算出される風向について誤差評価を行い、補正法を提示した。続いて、弱風速時に誤差割合が増加する減少について、風洞実験による定式化と確認を行った。なお、本節における検討、実験および考察の結果は、主に Shimizu et al. (1999) Boundary-Layer Meteorology 93: 227-236 に拠るものである。

#### 3.1.1 直交型超音波風速温度計

本研究で観測に用いたSAT(カイジョー DAT-600, プローブ型番TR-61C)は、互いに直交する3次元の風速成分を、それらに沿う3対のセンサーで測定する(図3.1)。このような“直交型”プローブでは、風向がプローブ背面の限られた範囲と一致する場合を除いては、センサー自体の風速遮蔽(transducer shadow)による風速減衰の影響が風速誤差の大きな原因になると考えられる。Kaimal et al. (1983) は風洞実験の結果に基づいて Applied Technologies Inc. (以下、ATI) の直交型プローブである K-probe の transducer shadow の影響を、以下のように定式化している。

$$\begin{aligned} U_{m\_axis}/U_{t\_axis} &= C_{ATI} + (1 - C_{ATI}) \xi/75 & (0^\circ < \xi < 75^\circ) \\ U_{m\_axis}/U_{t\_axis} &= 1 & (\xi > 75^\circ) \end{aligned} \quad (3.1)$$

ここで $\xi$ は補正対象とする1対のセンサー間を結ぶ直線(センサーライン)での測定区間(パス間、あるいは単にパス)に対する風向であり、係数 $C_{ATI}$ はATIのSATで $\xi=0$ 、すなわち、センサーの真正面から風が吹き付ける状態のときの当該センサーの観測値( $U_{m\_axis}$ )と、センサーラインに沿う実風速( $U_{t\_axis}$ )の比である。ATIのSATセンサーの形状は円筒状であり、transducer shadowの影響は $\xi=75^\circ$ まで残り続ける。すなわち、ATIのK-probeでは、風向によっては2対以上のセンサーラインでの測定値が、transducer shadowの影響を受けることになる。

同様にカイジョーのSATについては、Hanafusa et al. (1982) が風速 $5 \text{ ms}^{-1}$ に固定した風洞内で実験を行っている。この結果はWyngaard and Zhang. (1985) によって、以下のように定式化さ

れている。

$$U_{m\_axis} / U_{t\_axis} = 1 - (1 - C_{Kaijo}) \exp(-\alpha_{Kaijo} \sin^2 \xi) \quad (3.2)$$

ここで係数  $C_{Kaijo}$  はカイジョーの SAT で  $\xi = 0$  のときの  $U_{m\_axis} / U_{t\_axis}$  の値に相当する。また、係数  $\alpha_{Kaijo}$  は transducer shadow の影響範囲を決定するパラメータとなっている。カイジョーの SAT センサーの形状は紡錘形であり、transducer shadow の影響は  $\xi = 45^\circ$  でほぼ 0 になるため、その影響は 1 対のセンサー間の風速でのみ考慮すれば良い。

SAT センサーの直径 ( $d_s$ ) に対してセンサー間の距離 (パス長  $L_s$ ) が大きくなるほど、transducer shadow の影響は小さく

なる。表 3.1 は、3 種の  $L_s/d_s$  に対する  $C_{Kaijo}$ 、 $\alpha_{Kaijo}$  と  $C_{ATI}$  の値であり、カイジョーのパラメータは風洞風速  $5 \text{ ms}^{-1}$  以上の状態で得られた値である (Hanafusa et al. 1982; Wingard and Zhang 1985; Kaimal 1988)。さらに Hanafusa et al. (1982) は、 $\xi = 0$  のときに風洞風速の減少に従って  $C_{Kaijo}$  が小さくなり、風速の減衰量の割合が大きくなることを見出している。しかしながら、前述の通り、同時期の Kondo and Sato (1982) による示唆にも関わらず、Hanafusa et al. (1982) の風洞実験の結果は、彼らの「野外観測に適用する必要はない」という結論の下、これまで定式化されてこなかった。

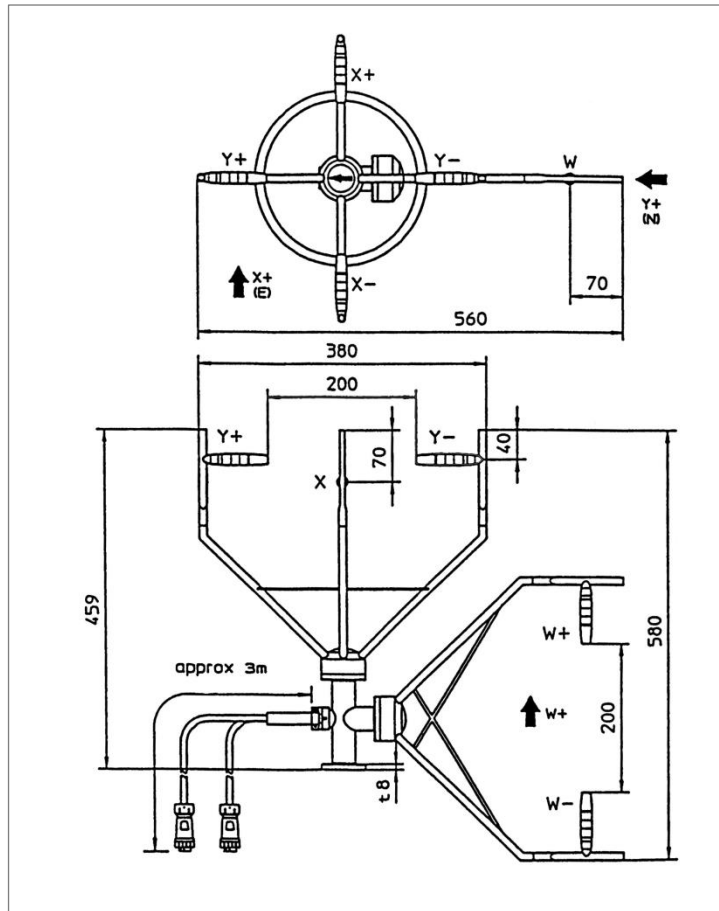


図 3.1. 本研究で用いた超音波風速温度計 (SAT) のセンサー (カイジョー: 現ソニック TR-61C、Kaijo 測定機器マニュアルより)。

### 3.1.2 Transducer shadow による風向の誤差

式 3.1、3.2 から明らかなように、SAT の transducer shadow による風速誤差は、 $\xi$  によって変

表 3.1. 思考実験に供した SAT の諸元と transducer shadow パラメータ (Shimizu et al. 1999 より一部改訂して引用).

	$L_s/d_s$		
メーカー(補正パラメータ)	10	20	50
カイジョー ( $C_{\text{Kaijo}}, \alpha_{\text{Kaijo}}$ )	0.74, 11.5	0.83, 15.5	0.895, 20
ATI ( $C_{\text{ATI}}$ )	0.71	0.85	0.93

化する。しかし、transducer shadow による風速の減衰は主風向に近いセンサーパスで大きく、その他のパスでの測定風速の誤差は小さくなるため、SAT データから直接 $\xi$ を算出すると、必然的に風向には相応の誤差が生じ、補正にも影響が生じることになる。図 3.2a は、transducer shadow による風速減衰が表 3.1 のパラメータで表されると仮定したときの、SAT に対する $\xi$ の誤差を表している。本研究の観測に用いる TR-61C は  $L_s/d_s=20$  のプローブであり、図 3.2 では風向の誤差は最大  $1^\circ$  程度である。しかしながら、風速が小さいときは transducer shadow の影響が相対的に増大し、その影響は図 3.2a での  $L_s/d_s=10$  で表される程度になり得ると考えると、その誤差は最大  $2^\circ$  以上となる可能性がある。ATI の SAT では、センサーの形状の違いのために、さらに風向の誤差が大きくなる。また、風向の誤差は風速の補正值にも波及しており、カイジョーの  $L_s/d_s=10$  では補正後の  $U_{m\_axis}$  は実風速よりも 3 % 過小に算出されることがある (図 3.2b)。

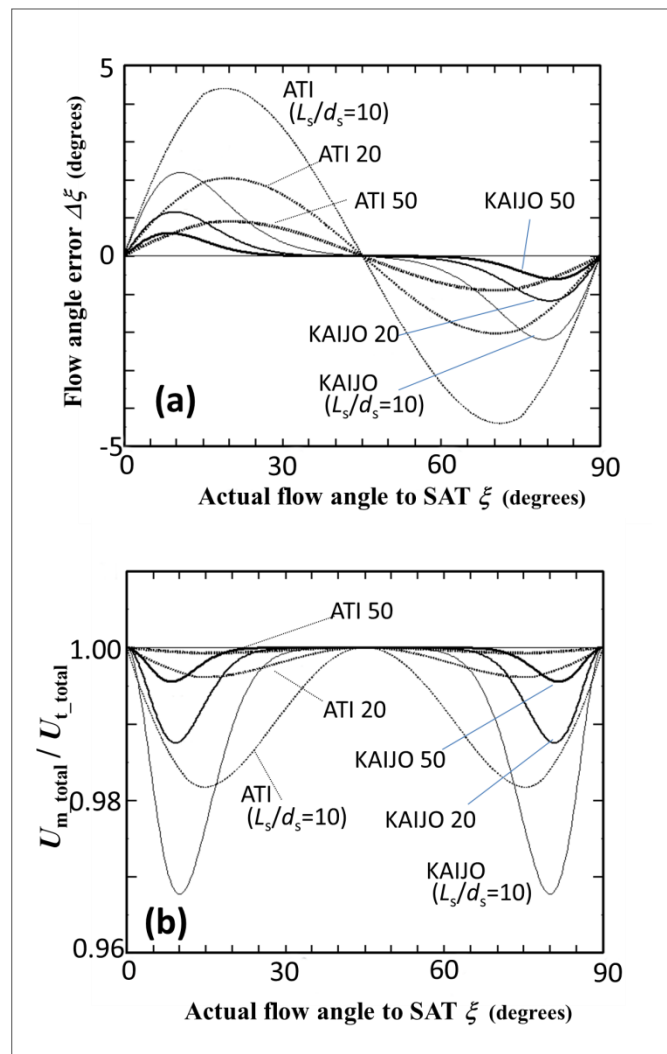


図 3.2. カイジョーおよび ATI 社の各パス長における風向誤差(a) と風速誤差割合(b) (Shimizu et al. 1999 より一部改訂して引用).

このような風向の誤差を減じるために最も簡便な方法は、SAT からの出力データを用いた繰り返し計算によって  $\xi$  を決定することである。具体的には、先ず SAT の測定風速  $U_{m\_axis}$  から仮の  $\xi$  を得て、それを式3.1もしくは3.2に代入することで仮の  $U_{t\_axis}$  を得る。仮の  $U_{t\_axis}$  から再度  $\xi$  を得て、 $U_{m\_axis}$  と合わせてもう一度  $U_{t\_axis}$  を得る。これを 2 回繰り返した結果が図 3.3 である。この繰り返し計算によって、風向の誤差は  $L_s/d_s = 10$  のカイジョーで  $1^\circ$  を大きく下回り(図 3.3a)、風速の誤差も 0.5%程度になる(図 3.3b)。

### 3.1.3 風洞実験

前項の思考実験に続いて、カイジョーTR-61C の検定実験を、九州農業試験場(現・九州沖縄農業研究センター)の開口部  $1\text{m} \times 1\text{m}$ 、長さ約  $10\text{m}$  の風洞を用いて行った(図 3.4)。風洞内の風速は整流によって壁面近くを除いてほぼ一様の層流に近い状態になっていた。超音波風速温度計は中心に分度器を固定した鉄のおもりの上に乗せ、先ず風洞風速  $3\text{ms}^{-1}$  程度の状態で図 3.1 の X 軸および W 軸の風速が 0 になるように設置し、この状態を  $\xi = 0$  としてペンで印を付けた。分度器を固定したままプローブのみを水平回転させ、ペンの印に当たった分度器の目盛を読むことで風向  $\xi$  を得た。風洞風速を実験条件(例えば風速  $1\text{ms}^{-1}$ )の近傍に調整した後に、熱線風速計を超音波風速温度計の前に置いて風洞風速を測定し、

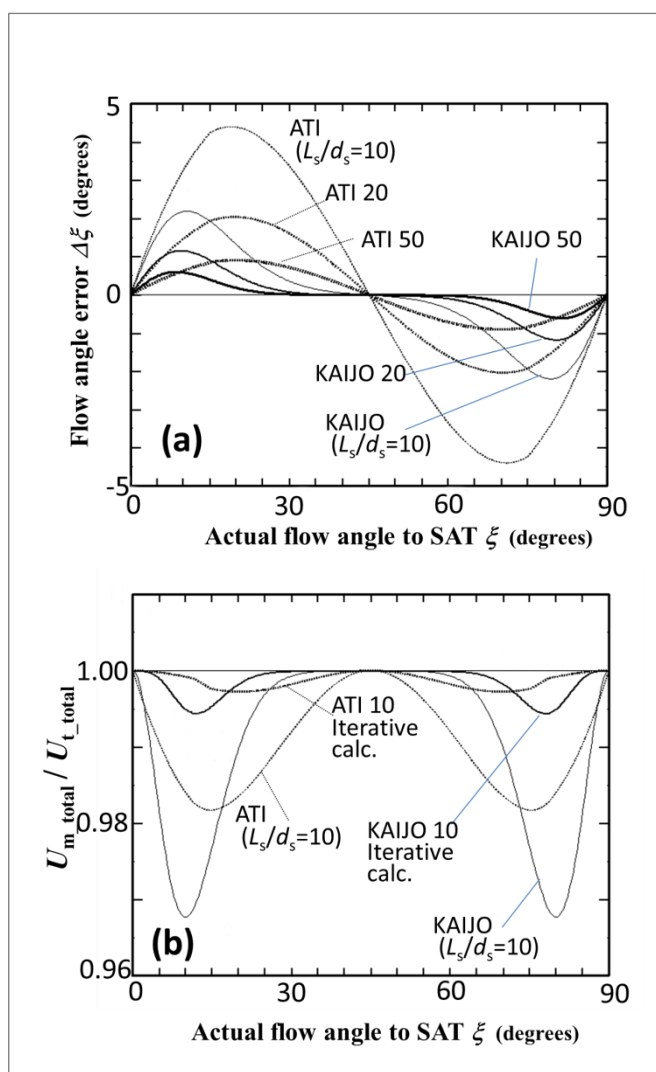


図 3.3. 繰り返し計算後の風向および風速誤差. 図の並びと内容は図 3.2 に同じ(Shimizu et al. 1999 より一部改訂して引用).

次の実験条件(例えば風速  $2 \text{ ms}^{-1}$ )に変更する直前にも同様に測定して、2度の測定誤差が2%以内のときに実験成立として、熱線風速計による2度の測定の平均値を真の風速 ( $U_{t\_total}$ : 添え字 total は全風速を表す) とした。



図 3.4. 風洞の概観(左)と風洞実験の様子(右).

### 3.1.4 弱風時の transducer shadow を考慮した風速補正

図 3.5 に  $\xi=0$  で固定して風洞風速を約  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  ~ 約  $7 \text{ ms}^{-1}$  に変化させたときの  $C_{Kaijo}$  の値の推移を示した。Kondo and Sato (1982) は風洞風速  $6 \sim 14 \text{ ms}^{-1}$  での実験で、transducer shadow の風速依存性は顕著でなかったとしたが、本研究の風洞実験でもその傾向は追認できた。この結果に基づいて、 $\xi=0$  のときの TR-61C の  $C_{Kaijo}$  は測定風速を用いて以下のように定式化できる:

$$C_{Kaijo} = 1 - 0.233 (U_{m\_axis})^{-0.202} \quad (3.3)$$

式 3.3 は  $U_{m\_axis}$  が 0 に近づくと負の値になるため、実用上は  $C_{Kaijo} = 0.60$  を下限値とした。式 3.3 を式 3.2 に代入することで、弱風時の transducer shadow の増加を考慮した以下の式を得た:

$$U_{m\_axis} / U_{t\_axis} = 1 - 0.233 (U_{m\_axis})^{-0.202} \exp(-\alpha_{Kaijo} \sin^2 \xi)^{\ast 1} \quad (3.4)$$

図 3.6 は式 3.4 を 3 次元でプロットしたものである。太線は測定風速  $U_{m\_total} = 5.0 \text{ ms}^{-1}$  (添え字 total は全風速) に対する Wyngaard and Zhang (1985) の式 3.2 であり、図 3.6 の曲面上にはほぼ矛盾なく表されている。

※1 Shimizu et al. (1999) では右辺の  $U_m$  (本論文では  $U_{m\_axis}$ ) が  $U_t$  になっているが、誤植である。



さらに風洞内で SAT を回転させながら  $U_{m\_total}$  を測定した結果に対して式 3.4 を適用し、繰り返し計算 2 回で風速補正を行った結果が、図 3.7 である。風速の範囲や  $\xi$  の値に関わらず、式 3.4 はカイジョー TR-61C の測定風速を良く補正できることが分かった。このとき、もし式 3.2 を用いて SAT 風速を補正した場合には、風速は過少評価されることになる。その過小評価の割合を示したのが図 3.8

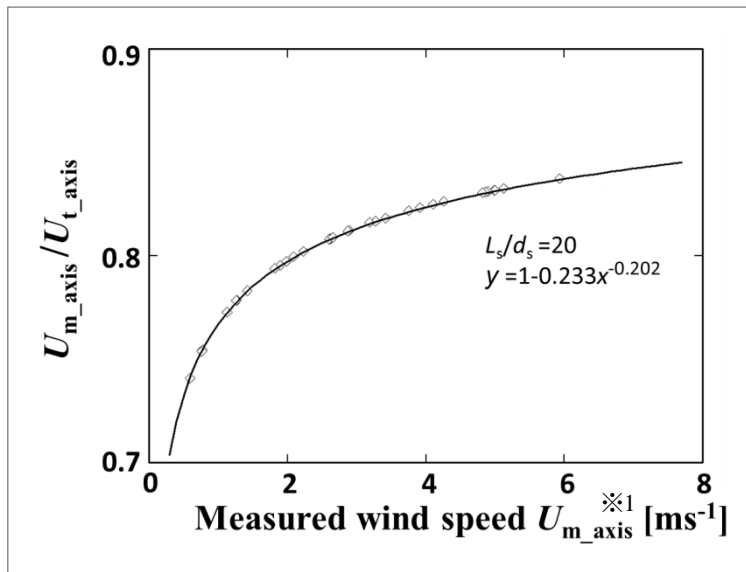


図 3.5. 風洞実験下でのセンサーラインに並行な風速と風速減衰率の関係 (Shimizu et al. 1999 より 一部改訂して引用)

である。実風速が  $1 \text{ ms}^{-1}$  で、風向が 1 対のセンサーラインに沿う ( $\xi = 0$ ) とき、式 3.2 を用いた補正では、補正後も風速を 7.6 % 過小評価する。また、全く風速補正を行わないと、この過小評価は 23.3 % となる。フラックス算出値もこれらに比例して過小評価となるため、SAT の風速補正は、フラックス算出に重要な影響を与えうる可能性があると考えられる。

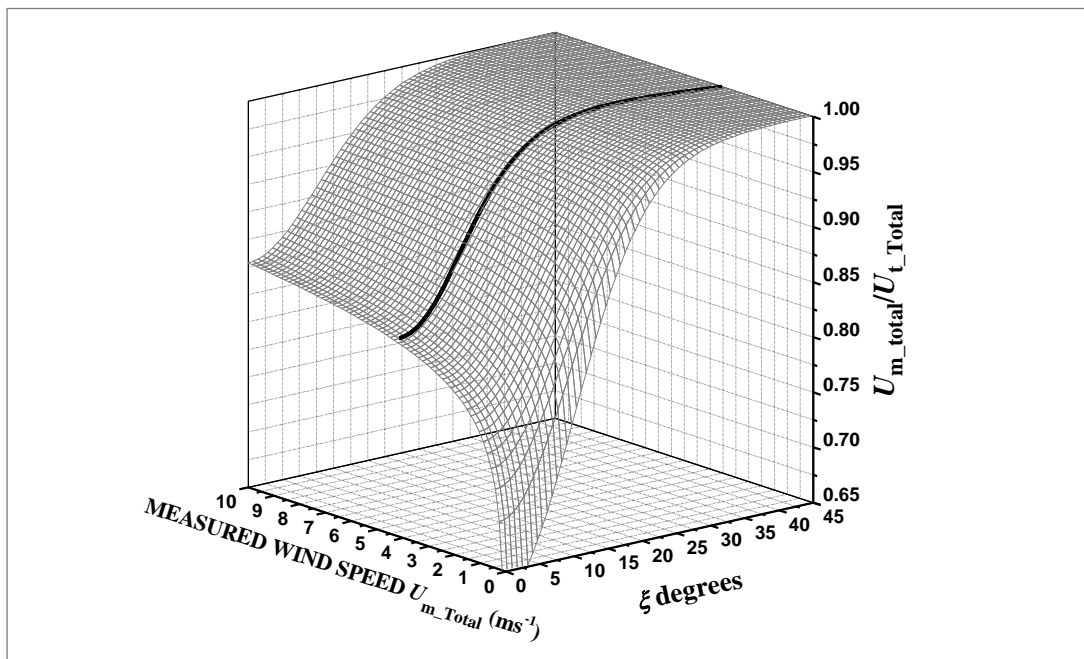


図 3.6. 式 3.4 に対応した 3 次元図. 太線は Wyngaard and Zhang (1985) に対応している (Shimizu et al. 1999 より一部改訂して引用).

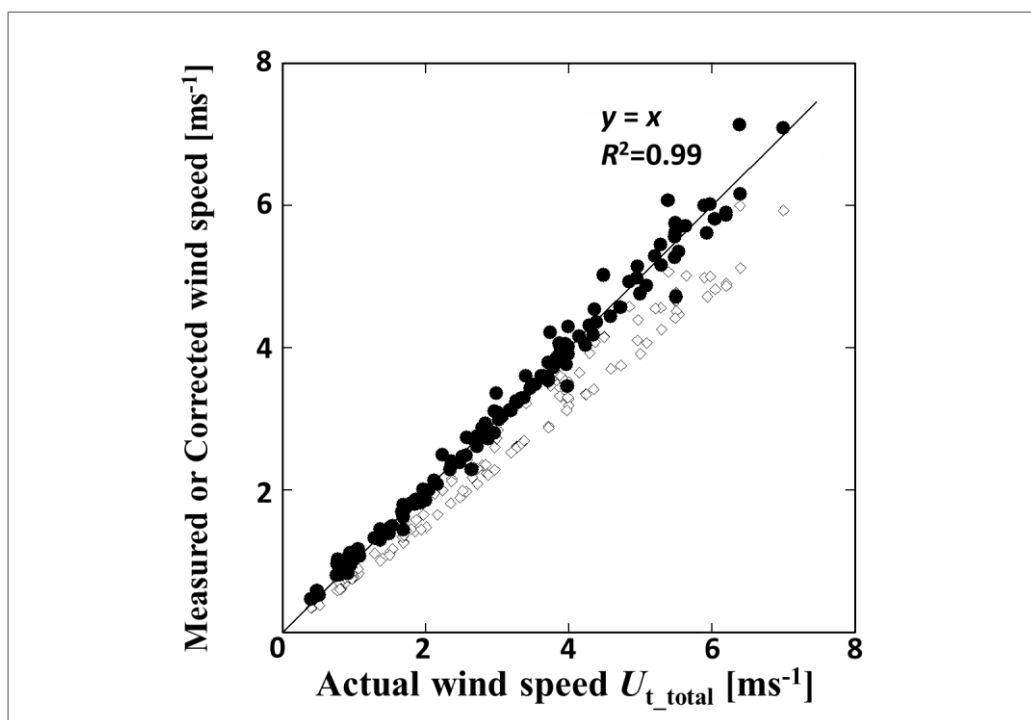


図 3.7. 風洞風速に対する SAT の出力風速値(◇)と式 3.4 による補正を行った風速値(●).  
 実線は補正風速に対する回帰直線 (Shimizu et al. 1999 より一部改訂して引用).

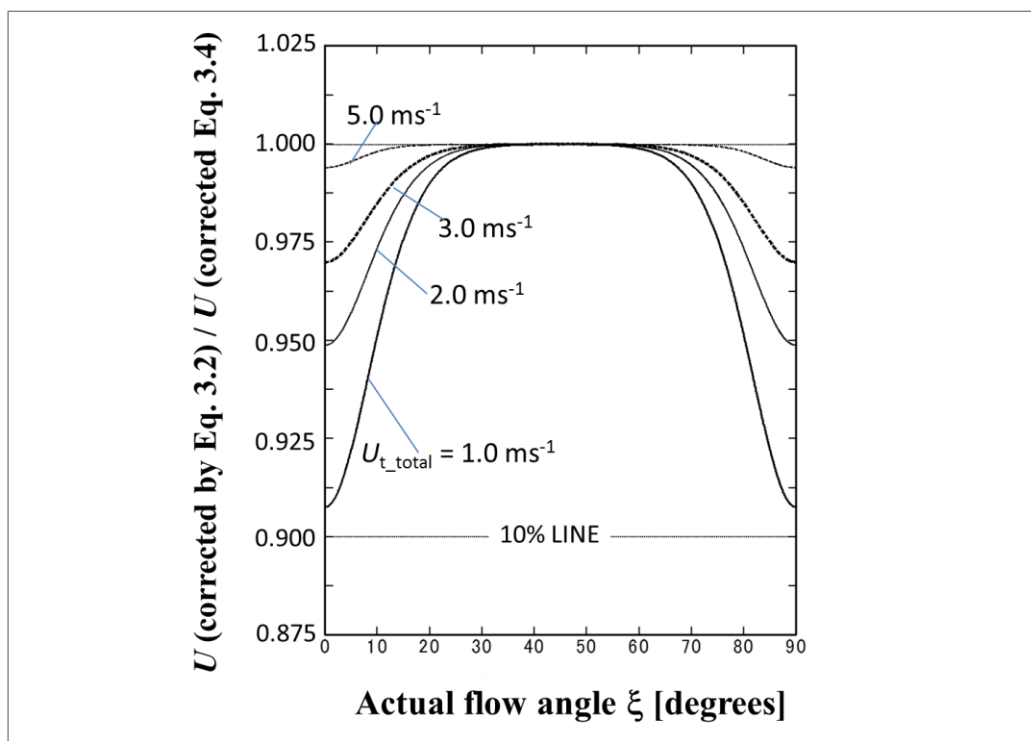


図 3.8. カイジョーTR-61C の transducer Shadow による風速減衰補正を式 3.2 で行った場合と風速による減衰割合の変動を考慮した式 3.4 で補正した場合との補正後の風速の比率 (Shimizu et al. 1999 より一部改訂して引用).

## 3.2 クローズドパスシステムの高周波減衰

本研究での渦相関法による水蒸気フラックス観測には、SAT と合わせて閉光路(クローズドパス)型の赤外線式ガスアナライザー(IRGA)を用いた。クローズドパス型 IRGA を用いた観測システム(図 1.2 も参照)では、SAT に隣接して設置したガス採取口から、テフロンチューブとダイヤフラムポンプを用いて IRGA にサンプルガスを導流した。主に気体がチューブを通過することによって、高周波領域の信号変動は減衰した状態で IRGA に到達する。この減衰は、同じ IRGA で測定される CO<sub>2</sub> よりも、しばしば水蒸気(H<sub>2</sub>O)の方が大きくなることが知られている(例えば、Hollinger et al. 1999; Aubinet et al. 2001 など: 1.2.2.2 も参照)。本節では、既存の研究で得られている高周波補正方法について整理するとともに、Ibrom et al. (2007a, b) の結果を参照して、水蒸気フラックス算出に対しても流量変動に対応できるような補正式の提案を行う。なお、本節での検討は主に Shimizu (2007) *Boundary-Layer Meteorology* 122: 417-438 の一部、および Shimizu (submitted to *Boundary-Layer Meteorology*, Status: Minor Revision, in March 2015)の Appendix に拠るものである。

### 3.2.1 既存の伝達関数とその統合

渦相関法の観測によって取得される出力信号は、上述のように高周波領域が減衰している。これを補正するための包括的な伝達関数(transfer function)は、高周波の信号減衰を引き起こす個々の原因ごとの伝達関数の積として、下記のように表現可能である(Moncrieff et al. 1997):

$$TF(\omega) = h_{\text{lat}}(\omega) h_{\text{lon}}(\omega) h_{\text{line}}(\omega) h_{\text{tube}}(\omega) h_{\text{3B}}(\omega) h_{\text{vol}}(\omega) e^{-j\phi(\omega)}, \quad (3.5)$$

ここで  $\omega = 2\pi f$ 、 $f$  は観測状態での周波数、 $h(\omega)$  は個々の原因に関する伝達関数であり、添え字は以下で記述する事象に対応する。

2種類以上の機器(例えば SAT と IRGA)を用いて渦相関法での測定を行う場合には、機器間の距離によって取得信号の相関量に減衰が生じる。また、SAT やオープンパス IRGA のように 10~50cm の測定区間(パス)での信号を測定する機器では、パス間で生じている高周波の変動は、平均値として出力されてしまう。この効果がセンサーの line averaging effect(ラインアベレージング効果:1 章も参照)である。機器間の距離、およびラインアベレージング効果が出力信号の高周波領域に及ぼす影響は、Moore (1986) によって簡便な補正式が提示され、その後 Horst (1997, 2000) によって部分的に修正されている。風速に直交する方向および風速に沿う方向で

の機器間の距離の影響に関する伝達関数は、それぞれ式 3.5 の  $h_{lat}(\omega)$  と  $h_{lon}(\omega)$  に当たっており、以下のように表される:

$$h_{lat,lon}(\omega) = \exp\left\{-9.9\left(\frac{\omega l_{lat,lon}}{2\pi U_t}\right)^{1.5}\right\} \quad (3.6)$$

ここで  $l_{lat,lon}$  は風向に対する直交方向および風向と同方向の機器間距離であり、 $U_t$  は自然状態の実風速である。Moore (1986)によると、機器同士がそれほど離れていない場合には  $h_{lat}(\omega) = h_{lon}(\omega)$  と仮定できる。そのため、式 3.6 にあるように、ここでは  $h_{lon}(\omega)$  と  $h_{lat}(\omega)$  は同じ関数で表されるとした。また、ラインアベレージング効果に関する伝達関数は、以下のように表される:

$$h_{line(s)}(\omega) = \frac{1}{(\omega p_L / U_t)} \left[ 3 + \exp(-\omega p_L / U_t) - \frac{4\{1 - \exp(-\omega p / U_t)\}}{(\omega p_L / U_t)} \right] \quad (3.7)$$

$$h_{line(v)}(\omega) = \frac{4}{(\omega p_L / U_t)} \left[ 1 + \frac{\exp(-\omega p_L / U_t)}{2} - \frac{3\{1 - \exp(-\omega p_L / U_t)\}}{2(\omega p_L / U_t)} \right], \quad (3.8)$$

式 3.7 は温度・水蒸気量・CO<sub>2</sub> 濃度など方向の無い物理量(スカラー量)に対応する関数であり、式 3.8 は風速など方向のある量(ベクトル量)に対応する関数である。それぞれの添え字(s)と(v)はスカラー量、ベクトル量を表す。また、両式で  $p_L$  はセンサーのパス間の距離である。式 3.7 は原義的にはセンサーパスが平均風向に対して直立した状態でのスカラー測定機器の補正式であり、式 3.8 は鉛直風速の測定値の補正に対応している。クローズドパス機器を用いる場合、式 3.7 の効果は無視することができる。

ただし、クローズドパス IRGA に対しては、上述の補正式に加えて、チューブを通じた導流による高周波信号の減衰を見積もる必要がある。チューブ流の影響による伝達関数  $h_{tube}(\omega)$  は、一般的に以下のように表される:

$$h_{tube}(\omega) = \exp(-\omega^2 r_t A L_t / U_{tube}^2) \quad (3.9)$$

ここで  $r_t$  はチューブの内径 [m]、 $A$  は減衰係数、 $L_t$  はチューブ長 [m]、 $U_{tube}$  はチューブ内のサンプルガス流速 [ $m \ s^{-1}$ ] である。閉じた管流を考えたとき、レイノルズ数 (Reynolds number:  $Re = 2rU_{tube}/\nu$ ,  $\nu$  は空気の動粘性係数 [ $m^2 \ s^{-1}$ ]) が 2300 より大きくなると、チューブ内の流れは層流から乱流に遷移する。Aubinet et al. (2000) (Lenschow and Raupach 1991; and Leuning and King 1992 からの引用)によると、管内が層流の場合、すなわち  $Re < 2300$  のときの  $A$  は以下のように

表される:

$$A = r_t U_{\text{tube}} / 48 D_s \quad (3.10)$$

ここで  $D_s$  は測定対象とする気体の分子拡散係数（本研究では水蒸気:  $\text{H}_2\text{O}$ ）である。水蒸気の  $D_s$  は  $\text{CO}_2$  よりも大きいいため、式 3.9 および式 3.10 より、 $U_{\text{tube}}$  が同じならばチューブ内が層流時には水蒸気の信号減衰は  $\text{CO}_2$  よりも小さくなるはずである。一方、チューブ内が乱流時 ( $Re \geq 2300$ ) の  $A$  は気体の物性に依らず以下のように表される:

$$A = 20 Re^{-1/8} / \pi^2 \quad (3.11)$$

式 3.10 と 3.11 を用いると、層流と乱流との遷移時 ( $Re \cong 2300$ ) で不連続となる。そこで Massman (1991) は、遷移時を断絶なく表現するための理論を提案した。さらに Leuning and Judd (1996) は Massman (1991) の結果を用いて、チューブ内が乱流時に伝達関数の値が  $2^{1/2}$  になる周波数を定式化した。その式を用いると、水蒸気を対象とした式 3.9 の  $A$  は以下のように表される:

$$A = \frac{0.693}{8\pi^2 [\ln(0.76 Re^{0.039})]^2} \quad (3.12)$$

また、測定対象が  $\text{CO}_2$  である場合には、式 3.12 の係数 0.76 と 0.039 を 0.75 と 0.04 に置換して適用出来る (Leuning and Judd 1996)。その場合、層流の式 3.10 と同様、 $Re$  が非常に大きくなならない範囲では乱流時でも  $\text{H}_2\text{O}$  の  $A$  は若干  $\text{CO}_2$  より小さくなる。

クローズドパス型 IRGA での内部でも、出力信号から気体濃度への算出過程や、IRGA の測定セルに流入してくる気体濃度の平均値を測っていることによる影響 (ボリウムアベレージング効果、SAT やオープンパス型 IRGA のラインアベレージング効果に匹敵する閉空間での平均効果) によって、高周波信号の減衰が生じている (Massman 2004)。本研究での観測に用いた IRGA (LI-7000, LI-COR) は、クローズドパス型で最も普及した LI-6262 という型番の機器の後継機種である。Massman (2004) によると LI-6262 では、信号処理の際のエイリアシングを防ぐために、3 次のベッセルフィルタ特性を有する回路を経た信号が機器の出力となっている。その伝達関数  $h_{3B}(\omega)$  は以下のように表される:

$$h_{3B}(\omega) = 15 / \{(15 - 6\Omega^2) - j(15\Omega - \Omega^3)\} \quad (3.13)$$

ここで  $j$  は虚数単位、 $\Omega = 3.0824 \tau_{3B} (\omega / 2\pi)$ 、 $\tau_{3B}$  は 3 次のベッセルフィルタ定数であり、

Massmann (2004) に従うと LI-6262 では  $\tau_{3B} \approx 0.2$  [s] である。同様な信号処理は LI-7000 でも使用行われていると考えられる。一方、クローズドパス型 IRGA の測定セル内でのボリュームアベレージング効果の伝達関数  $h_{vol}(\omega)$  は、以下の式で表される:

$$h_{vol}(\omega) = \frac{\sin^2(\omega\tau_{vol}/2)}{(\omega\tau_{vol}/2)^2}, \quad (3.14)$$

ここで  $\tau_{vol}$  はボリュームアベレージング効果の時定数であり、最小の値として  $\tau_{vol} = V_{cham} / \pi r_t^2 U_{tube}$  ( $V_{cham}$  は IRGA の測定セル体積) の利用が可能である。 $V_{cham}$  は LI-6262 で  $1.19 \times 10^{-5} \text{ m}^3$ 、LI-7000 では  $1.086 \times 10^{-5} \text{ m}^3$  である。式 3.14 にはセル内へのサンプルガス流入の際に生じる測定時間のずれ(位相差)は、明示的には考慮されていないことに注意する必要がある。

チューブを用いた導流と、風向に沿う方向のセンサー間の距離に由来する位相差は、一般的に複素指数関数  $\exp\{\mathbf{j}\phi(\omega)\}$  で表される (Massman, 2000)。ここで  $\phi(\omega)$  は:

$$\phi(\omega) = \omega(L_t/U_{tube} + l_{lon}/U) \quad (3.15)$$

である。式 3.15 の括弧内に起因する位相差は、通常の場合、SAT から得られた風速値を  $(L_t/U_{tube} + l_{lon}/U)$  [s] 後に IRGA から得られた出力信号と合わせてフラックス計算を行うことで除去する。あるいは、座標変換後の鉛直風速値と IRGA の出力信号との相関が最大になるような時間差(遅れ時間)を試行錯誤的に探索して、この時間差をずらしてフラックスを算出することもよく行われる(例えば Burba and Anderson 2010)。

上記は SAT とクローズドパス型の IRGA を用いたフラックス測定で、高周波信号の減衰を引き起こす個々の要因に対する伝達関数である。Massman (2000) は、これら全ての関数を、同一の1次フィルター関数で表すことを試みた。この式の形は:

$$h_{11}(\omega) = 1 / (1 - \mathbf{j}\omega t_1) \quad (3.16)$$

であり、 $t_1$  は高周波に対応した1次フィルター時定数である。この実部を取り出した式3.16 は以下のようになる:

$$h_{11}(\omega) = 1 / (1 + \omega^2 t_1^2) \quad (3.17)$$

式 3.5 の  $h_{lat}(\omega)$ 、 $h_{lon}(\omega)$ 、 $h_{line(s)}(\omega)$ 、 $h_{line(v)}(\omega)$  およびチューブ内が乱流時の  $h_{tube}(\omega)$  に対応する1次フィルター時定数は Massman (2000) によって提示されており、これらをそれぞれ  $t_{lat}$ 、 $t_{lon}$ 、

$t_{\text{line(s)}}$ 、 $t_{\text{line(v)}}$  および  $t_{\text{tube}}$  とする。さらに IRGA の信号処理過程での時定数 ( $t_{\text{IRGA}}$ )、IRGA のボリュームアベレージング効果の時定数( $t_{\text{vol}}$ )、およびチューブ内層流時の  $t_{\text{tube}}$  が Shimizu (2007) の Appendix A で確認されている(表 3.1)。そこで式 3.5 のように高周波減衰を伝達関数の積で表す代わりに、式 3.15 と式 3.17 を組み合わせて、以下のような伝達関数を適用することも可能である。

$$TF(\omega) = 1 / (1 + \omega^2 t_e^2) e^{-j\phi(\omega)} \quad (3.18)$$

ここで  $t_e = (t_{\text{tube}}^2 + t_{\text{lon}}^2 + t_{\text{lat}}^2 + t_{\text{line(v)}}^2 + t_{\text{IRGA}}^2 + t_{\text{vol}}^2)^{1/2}$  であり、高周波減衰の原因となる要素の 2 乗和の平方根となっている。

### 3.2.2 CO<sub>2</sub> フラックスに関する補正

クローズドパス型の IRGA を用いて観測を行う場合、フィルターが目詰まりやポンプダイアフラムの劣化・汚れによって、サンプルガスの導流流量は容易に変動する。従って、特に長期観測では、この流量変動に対応した補正法を予め設定しておくことが望ましい。式 3.5 や式 3.18 にはチューブ内のガス流量や観測地点の風速の値に対応した式が統合されている。そこで、これらの伝達関数によって、高周波領域の補正が矛盾なく行えれば、導流流量や風速の変化を考慮した補正方法が得られることになる。Leuning and Judd (1996) によると、クローズドパス型 IRGA での測定値では、水蒸気よりも CO<sub>2</sub> の方が、高周波領域の出力信号が観測地点の環境条件の影響を受けにくい。そこでまず、クローズドパス型の IRGA による CO<sub>2</sub> フラックスの高周波減衰が、式 3.5 に式 3.6–3.15 を適宜代入して得られた伝達関数によって補正可能か否かについて確認を行った。ここで試行に用いたデータの取得期間は、2000 年 7 月～8 月と 2003 年 4 月～5 月であり、本研究の基本的な解析期間(2007 年～2008 年)とは異なっている。当時の観測システムでは、IRGA として LI-6262 を用いていたため、LI-7000 では比較的容易にできる観測者によるセル内の汚れや結露の清拭が、困難であった。そこで、図 2.2 における流量計の代わりにマスフローコントローラを設置して IRGA 直前の流量を 2L min<sup>-1</sup> に制御するとともに、IRGA に導流するサンプルガスを除湿していた。流量計の記録値がないため、チューブ内の流量は多項式法<sup>※2</sup> による座標変換後の鉛直風速  $w_r$  と CO<sub>2</sub> モル濃度混合比  $\chi_c$  の変動の相関が最も大きくなるような遅れ

---

※2 詳細は第4章参照。本章では 3.2.2 でフラックス算出に多項式法、3.2.3 および 3.3 ではダブルローテーション法を用いているが、このことは当該観測地・観測システムで、これらの方法が最適な座標変換法であることを意味しない。

時間(サンプルガス吸引からのタイムラグ)から逆推定した。解析に用いる30分間データはフラックス算出時で摩擦速度  $u_* > 0.2 \text{ ms}^{-1}$  かつ  $|\overline{w_r T_a}| > 0.2 \text{ K ms}^{-1}$  となることを条件に解析対象データを選別した。このデータから先ず  $\text{CO}_2$  フラックスのコスペクトルを算出し、これを  $0.0025\text{Hz} - 0.0125\text{Hz}$  の値で規格化した後にアンサンブル平均した。さらにこの値を、同様に規格化およびアンサンブル平均した  $w_r - T_a$  コスペクトル値(ラインアベレージング効果補正済み)で除することで、 $\text{CO}_2$  フラックスの高周波領域での信号減衰量を見積り、式3.6-3.15を式3.5に代入して統合した伝達関数と比較した。

解析対象期間のうち、2000年7月~8月の流量推定値は約  $7.8 \text{ L min}^{-1}$  であり、安定していた。一方、2003年4月~5月のデータでは、チューブ内の結露が原因と考えられる流量の著しい減少がみられ、 $w_r - \chi_c$  の相関が最大となる遅れ時間から得た流量の推定値は、平均で約  $2.1 \text{ L min}^{-1}$  となった。しかし、流量推定値の多寡にかかわらず、式3.6-3.15を代入した式3.5による伝達関数は、 $\text{CO}_2$  フラックスの高周波における信号減衰量を精度良く推定していた(図3.9)。この結果から、 $\text{CO}_2$  フラックスについては、流量の変動に関わらず既往の研究で得られてきた伝達関数の統合によって、高周波領域で

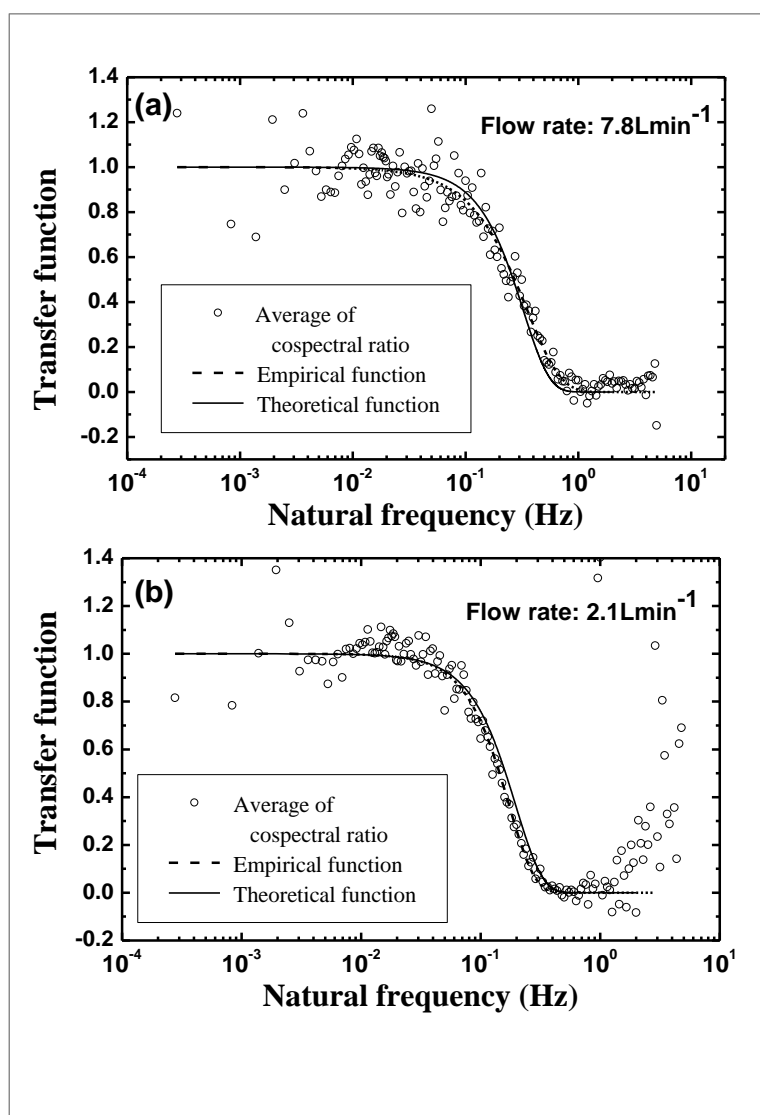


図3.9. 当該観測システムにおける  $w_r - \chi_c$  コスペクトルと  $w_r - T_a$  コスペクトルの比のアンサンブル平均. 実線は式3.6-3.15を式3.5に代入した伝達関数、点線はプロットのフィッティング. (a)は推定流量  $7.8 \text{ L min}^{-1}$ 、(b)は  $2.1 \text{ L min}^{-1}$  のデータ(Shimizu 2007より引用).



の信号減衰の補正は十分可能であることが分かった。

### 3.2.3 水蒸気(H<sub>2</sub>O)フラックスに関する補正

前述のように多くの既往の研究で、クローズドパス型IRGAでの高周波領域での信号減衰は、CO<sub>2</sub>濃度よりも水蒸気濃度出力で大きくなることが示唆されている。Ibrom et al. (2007a) はガスサンプル地点周辺の相対湿度RH (Relative humidity, [%])が大きいほどこの傾向が強まることを見出し、湿度を説明変数とする経験的な補正式を提案した。さらにIbrom et al. (2007b) は、クローズドパス型IRGAでのサンプルガス吸引から水蒸気濃度変動検知までの遅れ時間(タイムラグ)が、CO<sub>2</sub>の遅れ時間よりも大きくなる傾向があることを示した。一方、Haslwanter et al. (2009) は、放射量が大きく湿度が低い時にクローズドパス型IRGAでの水蒸気フラックスが過小評価になりやすいという結果を示した。そこで、本研究の観測システムでの水蒸気フラックスの傾向を把握するために、2007年6月～8月および2008年1月～2月の期間に取得したデータを用いて、解析を行った。フラックスの算出はダブルローテーション法<sup>\*2</sup>で行い、解析対象とするデータの選別にはFoken et al. (2004) によるデータ品質管理を用いた(この品質管理の詳細については4章で記

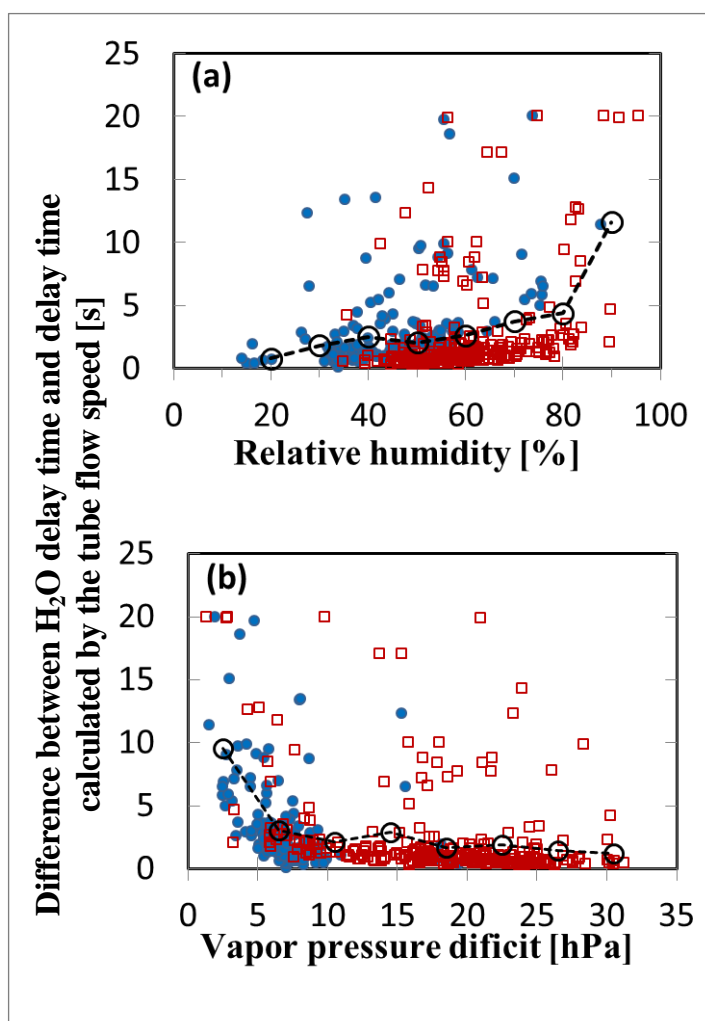


図 3.10. 当該観測システムでのサンプルガスの吸引から水蒸気濃度変動検知までの遅れ時間と流量データから得られる遅れ時間との差. (a)相対湿度に対するプロット、(b) 飽差に対するプロット. □は夏季(2007年6月～8月)のデータ、●は冬季(2008年1月～2月)のデータ. ○は湿度 15%から 10%ごと、もしくは飽差 0.5hPa から 4hPa ごとの平均値.

述する)。選別したデータを用いて、サンプルガス吸引からCO<sub>2</sub>濃度変動検知までの遅れ時間を前項同様に、 $w_r - \chi_c$ の相関から推定したところ、この推定値と流量データから算出した遅れ時間( $L_v/U_{\text{tube}}$ )は、ほぼ一致することが確認できた。そこで、 $w_r$ と $\chi_v$ (H<sub>2</sub>Oモル濃度混合比)の相関から推定した水蒸気濃度検知までの遅れ時間と、流量データから算出される遅れ時間との差を、 $RH$ および飽差 $D$ (飽和水蒸気圧と測定水蒸気圧値との差, [hPa])を横軸として

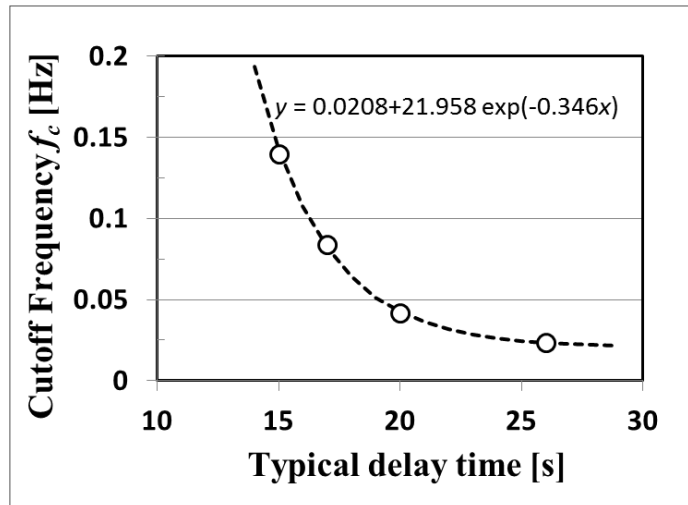


図 3.11. 水蒸気濃度変動検知までの遅れ時間代表値と遮断周波数との関係. 実線はプロットから得た漸近式 (Shimizu, submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用).

プロットした(図3.10)。その結果、例外となるデータは存在するものの、概してIbrom (2007a, b) と同様、 $RH$ が大きい、もしくは $D$ が小さいほど、サンプルガス吸引～水蒸気濃度変動検知までの遅れ時間と、流量データから得られる遅れ時間(ほぼCO<sub>2</sub>濃度検知までの遅れ時間と一致)との差が大きくなる傾向が明らかになった。また図3.10の概観から、冬季のデータ(図3.10の●)で遅れ時間の差が増大しやすい傾向が見られ、 $RH$ よりも $D$ を説明変数とする方が、この傾向を表しやすいことが判明した。図3.10から平均的な値で見ると、 $D$ が 2.5 hPaのとき、流量データから得られる遅れ時間から9.5秒遅れて水蒸気濃度の変動が検知されることになり、既存の伝達関数では表されない高周波領域での信号減衰の存在が示唆される。

上記の検討より、水蒸気濃度に関する遅れ時間は、特に観測時の大気が湿潤なときにチューブ内で生じる何らかの現象に依るという仮定の下で、式3.5のうち $h_{\text{tube}}(\omega)$  関数を経験的に置き換えることとした。選別したデータを $w_r - \chi_c$ 相関が最大になる遅れ時間ごとに4つのカテゴリ(遅れ時間14–16、16–18、18–22および 22–30 秒)に分けて、0.001Hz–0.0075Hzの値で規格化した $w_r - \chi_c$ コスペクトルをアンサンブル平均した。この値を、ラインアベレージング効果を補正した後に同様に規格化・アンサンブル平均した $w_r - T_a$ コスペクトルで除した際に、その商が $(1/2)^{0.5}$ となる周波数 $f_c$ (遮断周波数、Cutoff frequency)を得て、遅れ時間カテゴリの中央値を横軸としてプロットしたものが図3.11である。4つの点は漸近式でつなぐことが可能であり、その式は

$$f_c = 0.0208 + 21.958 \exp(-0.346 d_v) \quad (3.19)$$

である。ここで $d_v$ は水蒸気フラックスに関する遅れ時間推定値である。また、上述の仮定より、水蒸気フラックスでチューブ内をサンプルガスが通過することに起因する伝達関数は

$$h_{\text{tube}}(\omega) = \exp\left(-\ln(2) \frac{\omega^2}{(2\pi f_c)^2}\right) \quad (3.20)$$

である。そこで本研究では、式3.20に式3.19を代入したものを、水蒸気に関するチューブ内の高周波信号減衰の伝達関数とした。この適用により、本研究の観測システムでの水蒸気濃度出力については、流量の変動や $D$ の増減に伴う遅れ時間の変化に対応した高周波領域の信号減衰補正が可能となった。

### 3.3 補正による観測値への影響

本節ではこれまでに検討した補正式を実際のフラックス観測データに適用し、その際に生じるフラックス算出値の際について検討する。解析に用いたのは2007年3月22日～5月14日に取得したデータを、Foken et al. (2004) の品質管理に基づいて選別したものである。流量計のデータによると、この期間のチューブ内流量の変動は本研究の基本的な解析対象期間(2007年～2008年)の中では比較的大きく、約 $4 \text{ L min}^{-1}$ から $7.2 \text{ L min}^{-1}$ の間を振幅しながら変動していた(図3.12)。なお、フラックスの算出はダブルローテーション法<sup>\*2</sup>で行った。

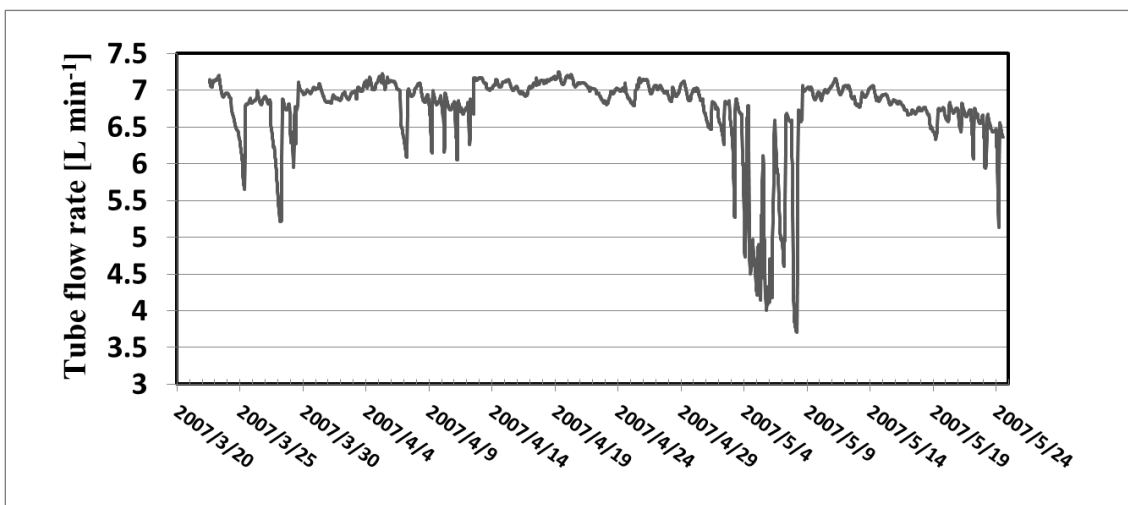


図 3.12. 2007 年 3 月 22 日～5 月 14 日の観測地のクローズドパス型観測システムにおけるチューブ内の流量変動.

### 3.3.1 SAT の transducer shadow によるフラックス誤差

SATのtransducer shadowによる風速減衰について、式3.4に基づく補正を行った後にフラックスを算出した場合と、全く補正を行わなかった場合とで、 $\overline{u_r'w_r'}$  (運動量フラックスに対応する相関量) および  $\overline{w_r'T_a'}$  (顕熱フラックスに対応する相関量) の算出値を比較したものが図3.13である。縦軸の値は式3.2による補正も行っていない状態でのフラックス値であることに留意されたい。

$\overline{u_r'w_r'}$  の算出には、SATの水平風速成分と鉛直風速成分がともに関わるため、補正の有無によるフラックス算出誤差はスカラーフラックスよりも大きくなる。しかしながら、 $\overline{u_r'w_r'}$  でも誤差は3~4%程度に過ぎず、 $\overline{w_r'T_a'}$  の算出誤差は1.2%程度と、さらに小さくなった。この傾向は他のスカラーフラックスでも同様で、水蒸気フラックスやCO<sub>2</sub>フラックスでも、transducer shadow補正の有無によるフラックス算出値の変動は概ね1.5%以内であった。

上記でtransducer shadow補正後のフラックス値を、ATI社のK-Probeから得られたものと仮定して、K-Probeに対応する補正式(式3.1で $C_{ATI}=0.83$ )を用いた逆算から、ATI社のK-probeによる補正前後の運動量および顕熱フラックス値を比較したのが図3.14である。この場合、補正の有無での差異は運動量フラックスで約15%、顕熱フラックスで約5%程度となり、カイジョーのTR-61Cで生じた差異よりもかなり大きくなった。また、Nakai et al. (2006) は、本研究の観測地よりも地形的に平坦であると考えられるサイトでGill社のR3-50を用いているが、その際には風速場の歪みを補

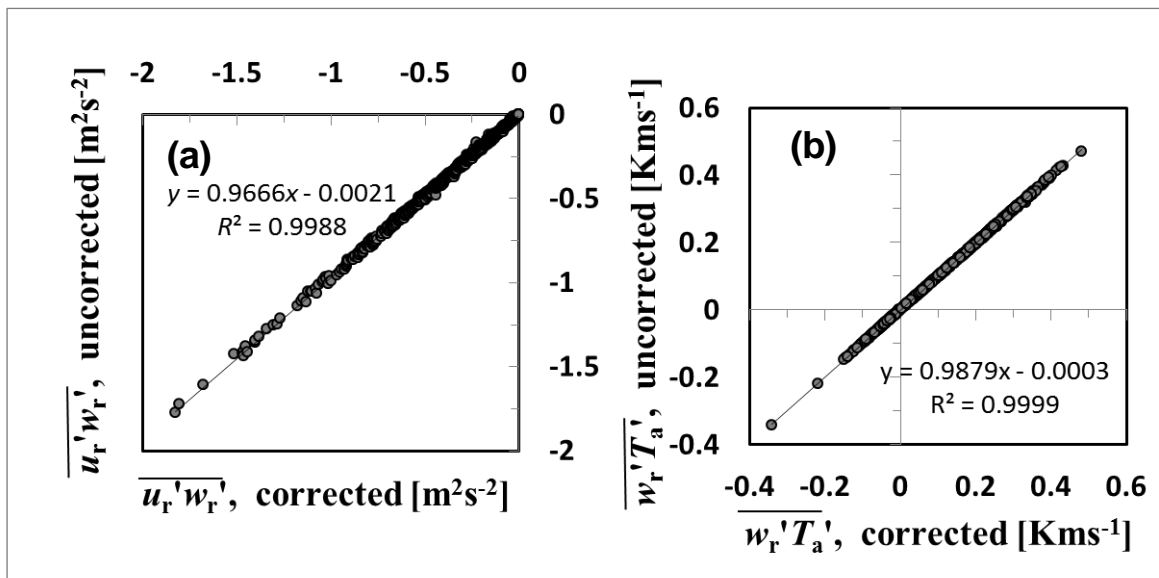


図 3.13. カイジョーTR-61C の transducer shadow による風速減衰補正の有無が試験地のフラックス算出値に与える影響の比較. (a)  $\overline{u_r'w_r'}$  (運動量フラックスに対応する値)、(b)  $\overline{w_r'T_a'}$  (顕熱フラックスに対応する値)。

正するか否かで、熱フラックスの差異が10%を超えていた。

これらを鑑みると、SATの機器自体が本来の風速場を歪ませることによるフラックスの算出誤差は、機器のデザイン(意匠)に大きく依存するといえる。複雑地形地の山地であっても、品質管理後のデータにおけるフラックス輸送の主風向は重量鉛直方向から大きく外れることはなく、従って、地表面-大気間のフラックス算出に最も効く風速成分は、依然として鉛直風速の成分になると考えられる。式3.2や3.4より、カイジョーTR-61Cの紡錘形のセンサーでは、SATの鉛直軸に対する $\xi$ (鉛直軸と風速ベクトルのなす角)が $45^\circ$ 以上の場合、すなわち、水平風速が鉛直風速よりも大きい場合には、鉛直軸の風速にはほとんど誤差が生じない。一方、円筒計のセンサーを有するATI社のK-probeでは、式3.1より鉛直軸に対する $\xi$ が $75^\circ$ 以下の場合には、鉛直風速成分に補正すべき誤差が残る。また、Gill社のR2(R3およびWindMasterも同様)では、センサーだけでなくフレームの影響のために、風速の誤差は鉛直方向の風向だけでなく、水平風向によっても大きく異なり、その結果、フラックス算出値に及ぼす誤差も大きくなると考えられる。このような意匠のSATを用いる場合には、風速補正に相当の配慮が必要である。一方、カイジョーのTR-61Cについては、SATのtransducer shadowが引き起こす風速誤差によるスカラーフラックスの過小評価は高々2%程度であり、精密な風速補正を行わない場合でも、フラックス算出値の信頼性はそれほど低下しないということが明らかになった。

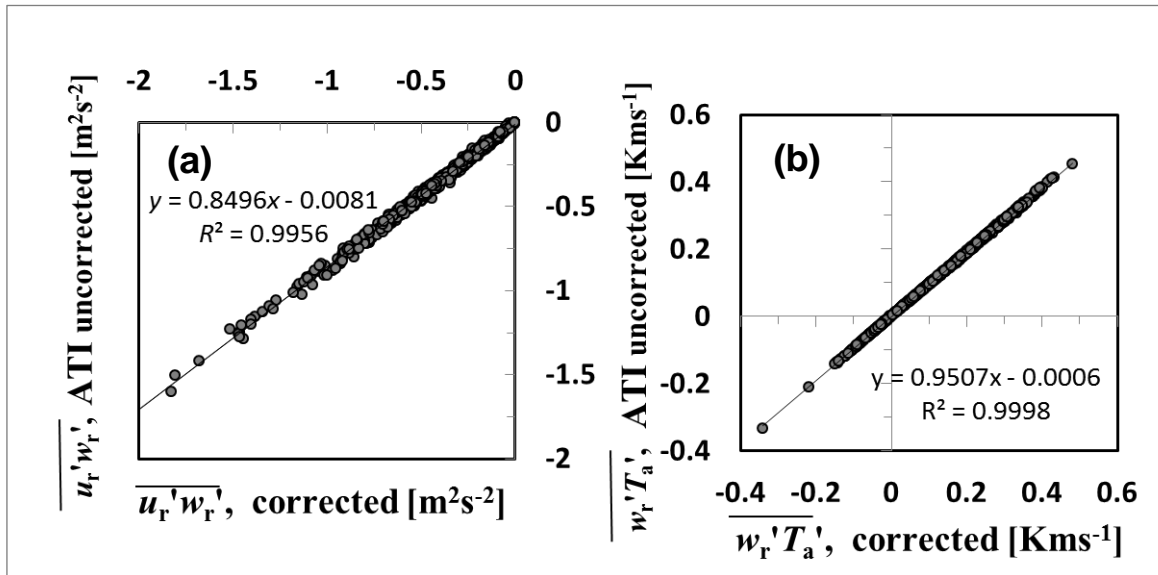


図 3.14. 観測値が ATI K-probe によって得られたという仮定の下で SAT の風速減衰補正の有無が試験地のフラックス算出値に与える影響の比較. (a)  $\overline{u_r'w_r'}$ 、(b)  $\overline{w_r'T_a'}$ .

### 3.3.2 ガス濃度変動検知までの遅れ時間の変動によるフラックス誤差

本項では、解析対象期間でCO<sub>2</sub>および水蒸気フラックスの遅れ時間が一定と仮定して補正を行った場合と、チューブ内のガス流量や観測地でのDの変化による遅れ時間の変動を考慮して補正を行った場合との比較結果を示す。ここで比較しているのは、両者とも $h_{\text{tube}}$ 関数で補正を行った値であることに留意されたい。前者の場合で一定と仮定した遅れ時間は、システムが概ね問題なく稼働していると考えられる流量7.0 L min<sup>-1</sup>の状態に相当する14.2秒である。後者の場合のチューブ内流量は、 $\overline{w_r' \chi_C'}$  (CO<sub>2</sub>フラックスに対応する相関量)では図3.12の流量データをそのまま用いており、 $\overline{w_r' \chi_v'}$  (水蒸気フラックスに対応する相関量)では $w_r - \chi_v$ の相関が最大になるように遅れ時間を設定した後に逆算した。いずれの場合でも補正に用いたのは式3.5で、これに代入した $h_{\text{tube}}$ 関数は、 $\overline{w_r' \chi_C'}$ では式3.9に流量に応じて式3.10もしくは式3.11を代入したものであり、 $\overline{w_r' \chi_v'}$ では式3.20に式3.19を代入したものである。

比較の結果、流量が4.0 L min<sup>-1</sup>~7.2 L min<sup>-1</sup>の範囲を変動することによる高周波領域の信号減衰の変動は、クローズドパス型IRGAによる $\overline{w_r' \chi_C'}$ に対して、平均で6.5%程度の影響を与えることが明らかになった(図3.15a)。上述したように本章の解析対象期間は、2007年-2008年の間でも流量変動が大きかった時期に相当しているため、サンプルガス吸引からガス濃度検知までの遅れ時間(CO<sub>2</sub>ではほぼ流量に対応する)を一定としたフラックス算出によって、常にこの

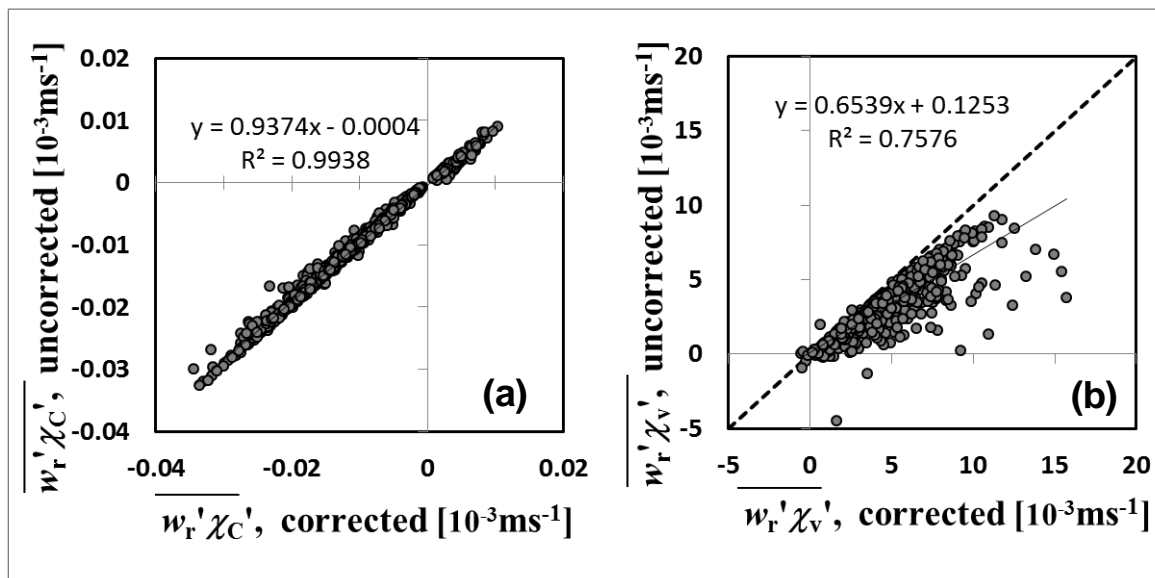


図 3.15.遅れ時間の変動を考慮して高周波領域を補正した場合と遅れ時間一定を仮定した場合のフラックス算出値の差異. (a)  $\overline{w_r' \chi_C'}$  (CO<sub>2</sub>フラックスに対応する値)、(b)  $\overline{w_r' \chi_v'}$  (水蒸気フラックスに対応する値)、点線は 1:1 を表す. 両図とも乾燥空気との混合比は $\chi$  [mmol mol<sup>-1</sup>]を用いている.

程度の誤差が生じるわけではない。しかしながら、1年程度もしくはそれ以上の期間で観測を継続すれば、例示した程度の流量変動が生じる可能性は大いにあり得ると考えられる。従って、長期観測を行う場合には、常にチューブ内のガス流量をモニタリングするとともに、流量の変動に対応した高周波補正法を設定しておく必要があると考えられる。

水蒸気フラックスに対応する $\overline{w_r' \chi_v'}$ では、流量の変動に加えて測定環境での $D$ の変化が遅れ時間の変動を引き起こす。そのため、遅れ時間を一定にした場合の誤差割合は $\text{CO}_2$ フラックスに対応する $\overline{w_r' \chi_c'}$ に比べてさらに大きくなり、平均で約24%の誤差が生じる(図3.15b)。この結果より、クローズドパス型のIRGAでは、高周波領域の補正に遅れ時間の変動の影響を無視して水蒸気フラックスの算出を行うと、算出値の精度は著しく損なわれることが明らかになった。クローズドパス型のIRGAはオープンパス型と比べて、降雨時でも安定して水蒸気濃度を測定できるという長所があるが、相対湿度 $RH$ が100%に近づき $D$ が著しく小さくなる降雨時に、無降雨時と同様の補正方法で水蒸気フラックスを算出すると、この利点は失われることになる。

### 3.4 本章のまとめ

SATの機器自体が原因となる風速場の歪みと風速減衰について、本研究の観測で用いたカイジョーのTR-61Cを対象に検討を行った。既往の研究では定式化されていなかった「風速が小さいときほど風速減衰の割合が大きい」という事象を風洞実験に基づいて補正式に組み込んだところ、微風時に7%以上の風速誤差を補正し得るケースがあることが分かった。しかしながら、野外観測時でのスカラーフラックスに生じる誤差は高々2%であり、紡錘形のtransducerと鉛直方向に1対のセンサーを配置した設計によって、TR-61Cでは風速誤差がフラックス算出値に及ぼす影響は、最小限に止められていることが明らかになった。

クローズドパス型のIRGAを用いた観測システムでは、チューブを通じてサンプルガスをIRGAに導流することを主な原因として、高周波領域に出力信号の減衰が生じる。 $\text{CO}_2$ に関しては、サンプルガス吸引からガス濃度検知までの遅れ時間は、ほぼチューブ内の流量変動のみによって変化し、既存の補正式によって高周波領域の補正が可能であった。一方、 $\text{H}_2\text{O}$ ガス濃度検知までの遅れ時間は、ガス流量の変動に加えて、飽差 $D$ (あるいは相対湿度 $RH$ )の変動に影響を受けていた。そのため、高周波領域の補正には、経験式の導入が必要であった。遅れ時間の変動に対応した高周波領域の補正は特に水蒸気フラックス算出の際に極めて重要であり、クローズドパス型IRGAを適用する際には必須と言える。

以降の章における運動量およびスカラーフラックス値は、全てこれらの結果を反映して算出したものとなる。すなわち、式3.4を用いたSATの風速補正と、式3.5を用いたクローズドパス型の観測システムに生じる高周波信号の減衰補正を行って算出したフラックス値を、解析および考察に用いることとする。



# 第 4 章 山地でのフラックス観測のための座標変換法

「座標変換」は、複雑地形地で渦  
相関法を適用して運動量・熱および物  
質交換量(フラックス)を算出する際に、  
不可欠な手続きとして認識されている。  
そこで本章では、既往の研究で適用さ  
れている6種類の座標変換法に、新た  
に考案した1種類を加えた計7種類の  
方法を、複雑地形地である鹿北流域  
試験地(図 4.1)での取得データに適

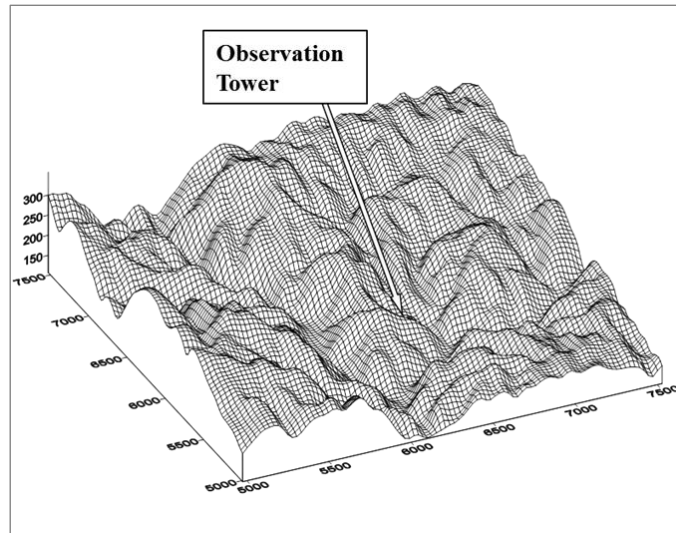


図 4.1. 鹿北流域試験地の鳥瞰図(高さスケール 3 倍,  
国土地理院地図 1/25000 高井川より作成: Shimizu  
submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

用して比較を行う。解析に用いるデー  
タは 2008 年 8 月 8 日~9 月 17 日に  
取得した約 40 日間分である。ただし、  
解析期間中で一定の座標系を用いる「固定座標系」の設定は、基本的に 2007 年~2008 年の 2  
年間に取得した 30 分平均風速データを用いて行う。フラックスの比較に際しては、比較に用いる  
データが良い条件で取得されたことを客観的に保証するために、簡便且つ厳密なデータ品質管  
理を行う。観測サイトに適した座標変換法を検討するために、各座標変換法について、熱収支イ  
ンバランスへの影響と、平坦様な条件下で得られている既存の乱流統計量(本章では風速成  
分やスカラー値の標準偏差を正規化した値)との整合の程度について、考察を行う。また、SAT  
の鉛直風速の誤差がフラックス算出値に与える影響、および固定座標系設定のためのデータ取  
得期間の長さについても、検討を行う。なお、本章の内容は Shimizu (submitted to Boundary  
-Layer Meteorology, Status: Minor Revision in March 2015) に拠るものである。

## 4.1 比較に用いる座標変換方法

表 4.1 に本章で比較に用いる7種類の座標変換方法について示す。これらの座標変換法か  
ら算出されたフラックス値を相互に比較する際には、比較対象の中で最も以前から使用されてお

表 4.1. 比較に用いた座標変換法 (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より改訂して引用)

座標変換法	変換方法の概要	文献
Double rotation (ダブルローテーション法, DR)	平均化時間ごとに $\overline{w_r} = 0$ となるように $\Theta_p$ (pitch回転角) を設定する.	Kaimal and Finnigan (1994)
Planar fit (プラナーフィット法, PF)	直交する3成分のSAT出力風速について平均化時間ごとの平均値データがある程度の期間集積し、これらデータの回帰平面を座標変換面として設定する.	Wilczak et al. (2001)
Sector-wise planar fit (セクターワイズ・プラナーフィット法, SPF)	PFと同様な手続きを、風向で分けた各セクター(本研究では7セクター)ごとに適用する.	e.g. Paw U et al. (2000); Yuan et al. (2007); Ono et al. (2008); Mildenberger et al. (2009)
Lee's method (Leeの方法, Lee's)	10°ごとの風向セクターに対して、 $\overline{w_s} = b_{L0} + b_{L1}\overline{U_s}$ のパラメータ $a_{L0}$ と $a_{L1}$ を決定し、 $\arctan(b_{L0}/\overline{U_s} + b_{L1})$ を $\Theta_p$ とする.	Lee (1998)
Polynomial fit (多項式法, Poly)	平均風向 $\phi$ と $\overline{w_s}/\overline{U_s}$ との関係から5次回帰式を作成し、その式から各データの平均風向に対応する $\Theta_p$ を算出する.	Shimizu (2007)
Moving average (移動平均法, MA)	各データの風向 $\pm 7.5^\circ$ の範囲で取得されたデータの $\overline{w_s}/\overline{U_s}$ をアンサンブル平均し、その値の逆正接を $\Theta_p$ とする. アンサンブル平均するデータは $\overline{U_s} > 0.5 \text{ms}^{-1}$ の条件を満たすものとする.	Su et al. (2004); Vickers and Mahrt (2006)
Ratio of wind components' moving average (風速成分の移動平均比法, RMA)	各データの風向 $\pm 7.5^\circ$ の範囲で取得されたデータについて $\overline{w_s}$ と $\overline{U_s}$ を個別にアンサンブル平均し、その比の値の逆正接 $\Theta_p$ とする.	Shimizu (submitted to Boundary-Layer Meteorology)

り、これまでの適用例も多いと考えられる double rotation (ダブルローテーション、DR) 法による値を当面の基準として用いることとする。ダブルローテーション法は、SAT の誤差補正後の風速 ( $u_s, v_s, w_s$ ) に対して、フラックス算出の際の平均化時間 (本研究では 30 分) ごとに以下のような変換を行った後に、変換後の  $w_r$  方向のフラックスを算出する方法である (1.2.3 項の記述も参照されたい)。

$$\begin{pmatrix} u_r \\ v_r \\ w_r \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \Theta_p & 0 & \sin \Theta_p \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \Theta_p & 0 & \cos \Theta_p \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \Theta_Y & \sin \Theta_Y & 0 \\ -\sin \Theta_Y & \cos \Theta_Y & 0 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_s \\ v_s \\ w_s \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

ここで  $\Theta_Y$  は  $w$  軸を中心とした yaw 回転角、 $\Theta_p$  は  $\Theta_Y$  での回転後の  $v$  軸を中心とした pitch 回転角である。ダブルローテーション法では  $\Theta_Y = \tan^{-1}(\overline{v_s}/\overline{U_s})$  (ここで  $\overline{U_s} = \sqrt{\overline{u_s}^2 + \overline{v_s}^2}$ ) である。本研究では SAT の誤差補正として式 3.4 による transducer shadow の補正を行ったほか、SAT 鉛直軸方

向の風速の切片誤差補正としてSAT出力値に $0.066 \text{ ms}^{-1}$ を足した値を $w_s$ としている(2.2参照)。

以降の6種類の座標変換法は、解析期間中で座標系の変更を行わない「固定座標系」を適用する方法である。Wilczak et al. (2001) が提示した planar fit (プラナーフィット) 法では、1~数週間程度、もしくはそれ以上の期間で得られた $\overline{u_s}$ ,  $\overline{v_s}$ ,  $\overline{w_s}$  (SAT 風速成分の30分算術平均値) を用いて、式 1.9 のフィッティングパラメータ  $b_{p0}$ ,  $b_{p1}$  および  $b_{p2}$  を決定する。そのうえで、 $(u_s, v_s, w_s)$  に対して以下のような座標変換を行う。

$$\begin{pmatrix} u_r \\ v_r \\ w_r \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \Theta_Y & \sin \Theta_Y & 0 \\ -\sin \Theta_Y & \cos \Theta_Y & 0 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \alpha_p & 0 & -\sin \alpha_p \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \alpha_p & 0 & \cos \alpha_p \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \beta_p & \sin \beta_p \\ 0 & \sin \beta_p & \cos \beta_p \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_s \\ v_s \\ w_s - a_{p0} \end{pmatrix} \quad (4.2)$$

ここで $\Theta_Y$ はダブルローテーション法で定義した値と同じであり、30分平均の水平風向に対応している。プラナーフィット法では係数 $b_{p0}$ を設定するため、SATの鉛直軸方向の風速切片誤差が一定値の場合、そのフラックス算出値への影響は排除できる。また、 $\sin \alpha_p$ ,  $\cos \alpha_p$ ,  $\sin \beta_p$ ,  $\cos \beta_p$  は $b_{p1}$  および  $b_{p2}$  を用いて以下のように算出される。

$$\sin \alpha_p = \frac{-b_{p1}}{\sqrt{1+b_{p1}^2+b_{p2}^2}}, \quad \cos \alpha_p = \frac{\sqrt{1+b_{p2}^2}}{\sqrt{1+b_{p1}^2+b_{p2}^2}}, \quad (4.3a, b)$$

$$\sin \beta_p = \frac{b_{p2}}{\sqrt{1+b_{p2}^2}}, \quad \cos \beta_p = \frac{1}{\sqrt{1+b_{p2}^2}}. \quad (4.3c, d)$$

プラナーフィット法を、風向ごとに地形の影響が異なると考えられる複雑地形地で適用するために提示されたのが、sector-wise planar fit (セクターワイズ・プラナーフィット) 法である。本研究では図 4.2 のように、風向を7セクターに分割して、それぞれに対して $b_{p0}$ ,  $b_{p1}$ ,  $b_{p2}$  を決定し、式 4.2 および式 4.3a-d に従って座標変換を行った。風向セクターの分割は Siebicke et al. (2012) と同様に、プラナーフィット平面上での $\overline{w_r}$ の残差の傾向から目視で判断して行った(図 4.3a)。その結果、セクターワイズ・プラナーフィット法の適用によって、長期間で $\overline{w_r} = 0$  に近づくだけでなく、各平均化時間でも $\overline{w_r} = 0$  に近づくような変換に成功していることが分かった(図 4.3b)。

また、以下の4種類の座標変換法は、pitch 回転角  $\theta_p$  を風向に応じて固定し、式 4.1 と同様の過程で座標変換を行う方法である。Lee (1998) が提示した方法では、風向を  $10^\circ$  ごとに36分割して、対象期間中にそれぞれの風向セクターで得られた  $\overline{w_s}$  と  $\overline{U_s}$  を用いて、下記の式の係数  $b_{L0}$  と  $b_{L1}$  を最小二乗法から決定する。

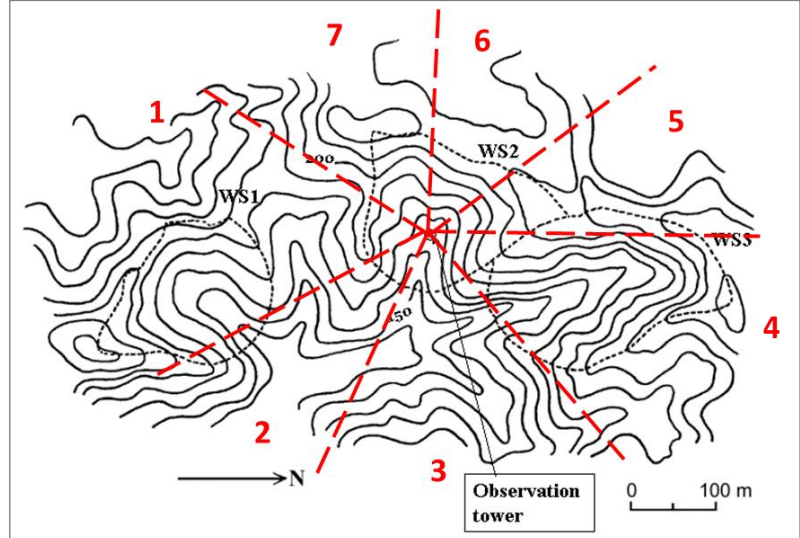


図 4.2. セクターワイズ・プラナーフィット法に用いた風向区分と観測地の地形との関係 (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

$$\overline{w_s} = b_{L0} + b_{L1} \overline{U_s} \quad (4.4)$$

さらに、ここで得られた係数  $a_{L0}$  および  $a_{L1}$  を用いて、各平均化時間のデータの  $\theta_p$  を以下のように決定する。

$$\tan \theta_p = \frac{(b_{L0} + b_{L1} \overline{U_s})}{\overline{U_s}} = \frac{b_{L0}}{\overline{U_s}} + b_{L1} \quad (4.5)$$

以降では、この方法を Lee's method (Lee の方法) と記述する。この方法では、もし  $w_s$  に切片誤差が含まれていた場合には係数  $b_{L0}$  と  $b_{L1}$  の値が変化する。

Kosugi et al. (2007) および Shimizu et al. (2007) は、 $\overline{w_s} / \overline{U_s}$  と風向  $\varphi$  との関係についての回帰から、先ず下記の式の係数  $b_{Kk}$  を決定した。

$$\frac{\overline{w_s}}{\overline{U_s}} = \sum_{k=0}^n b_{Kk} \varphi^k \quad (4.6)$$

Kosugi et al. (2007) は  $\overline{w_s} / \overline{U_s}$  を  $\varphi$  に対してプロットした概観から、風向を5セクターに分割して直線によって回帰を行った。これは式 4.6 で  $n = 1$  を設定し、 $b_{K0}$  と  $b_{K1}$  を5セクターで得ることに相当している。一方、Shimizu (2007) では、風向で分割せずに5次多項式を用いた。これは式

4.6 で  $b_{k0} \cdots b_{k5}$  を得ることに相当する。本章では後者を用いることとして、この方法を polynomial fitting 法 (多項式法) と呼ぶことにする。多項式法での  $\Theta_p$  は式 4.6 による算出値の逆正接 (arctangent) で求められる。この方法では、 $w_s$  に含まれる切片誤差は係数  $b_{kk}$  の値を変化させ、 $\Theta_p$  値に影響を及ぼす。

Vickers and Marht (2006) は以下のように、より簡便に  $\Theta_p$  を決定する方法を提示した。

$$\tan \Theta_p = \left\langle \overline{w_s} / \overline{U_s} \right\rangle \quad (4.7)$$

ここで角括弧は  $\Theta_p$  の算出範囲に対応する風向セクターで取得されたデータのアンサンブル平均を表している。Vickers and Marht (2006) では、アンサンブル平均算出の際に、弱風時 ( $\overline{U_s} < 0.5 \text{ ms}^{-1}$ ) のデータを除外しており、本研究でもこの基準を適用した。Vickers and Marht (2006) は Lee (1998) と同様、風向  $10^\circ$  ごとに 36 セクターに区切って  $\Theta_p$  の算出範囲とした。一方、おそらく式 4.7 の方法と同様の方法を適用した Su et al. (2004) では、測定時の平均風向から  $\pm 7^\circ$  の範囲で得られた  $\overline{w_s} / \overline{U_s}$  をアンサンブル平均した値から  $\Theta_p$  を算出した。本研究でも、より連続的な  $\Theta_p$  が得られると考えられる後

者を採用し、当該 30 分データの平均風向に対して、座標系設定期間中に  $\pm 7.5^\circ$  以内の風向で取得された  $\overline{w_s} / \overline{U_s}$  のアンサンブル平均値を、算出データの  $\tan \Theta_p$  とした。以降では、この方法を moving average 法 (移動平均法) と記述する。

上記の移動平均法では、先ず  $\overline{w_s} / \overline{U_s}$  を計算してから移動平均するため、 $\overline{U_s}$  が小さいときに異常に大きな  $\overline{w_s} / \overline{U_s}$  値が算出

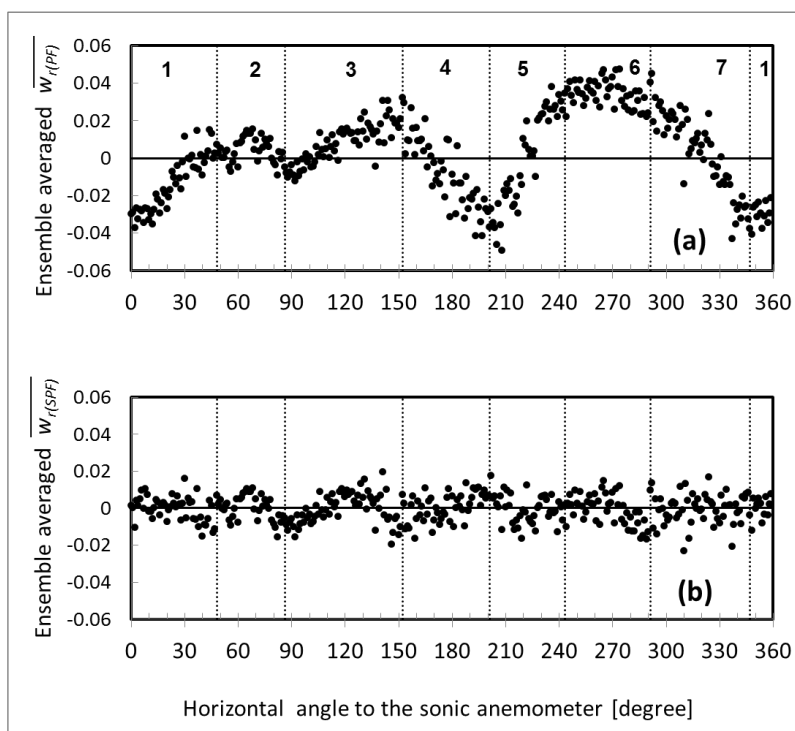


図 4.3. 座標変換後の鉛直風速と風向の関係. (a) プラナーフィット法、(b) セクターワイズ・プラナーフィット法. 点線内の数字は図 4.2 の風向区分に対応. (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

される可能性を考慮して、 $\overline{U_s} < 0.5 \text{ ms}^{-1}$  のデータをアンサンブル平均算出から除外している。弱風時のデータは揺らぎが大きいというえにフラックスへの寄与は小さいと考えられるため、 $\Theta_p$  を安定した方法で決定するためにこのような閾値を用いることは、理に適っているといえる。しかしながら  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  とした閾値の妥当性は、本来観測地や観測条件ごとに異なる可能性があるうえ、一旦無条件に弱風時のデータを除外して、その後除外した時間帯のフラックス算出値も解析に加えるという方針は、二重基準であるとも考えられる。そこで、アンサンブル平均の算出の際に風速の閾値を設けず、SAT に対する平均鉛直風速  $\overline{w_s}$  と平均水平風速  $\overline{U_s}$  とを、それぞれ別々にアンサンブル平均を算出した後に  $\Theta_p$  を求める方法を考案した。この方法では、 $\Theta_p$  は以下の式から決定される。

$$\tan \Theta_p = \langle \overline{w_s} \rangle / \langle \overline{U_s} \rangle \quad (4.8)$$

以降、この方法を ratio of components moving average 法 (風速成分の移動平均比法) と記述する。移動平均法および風速成分の移動平均比法では、 $w_s$  に含まれる切片誤差は式 4.7 および式 4.8 の右辺の比に影響を及ぼすことで、 $\Theta_p$  の算出値を変化させる。

## 4.2 データの品質管理

本研究ではまず、①平均化時間の 30 分間に 10Hz で取得している各要素の連続データが 12000 データ以上取得できていること、②データ要素ごとに設定した閾値 (表 4.2) をこえるスパイク値の数が取得データの 5% 未満であることを前提に、スパイク値の線形補完を行ってフラックスを算出した。各種の座標変換法を用いたフラックス算出値は、比較に用いる前にさらに品質管理 (quality control) を行って分類した。

品質管理法としては Foken et al. (2004) で提示された方法を用いた。この方法では、品質管理の際に検討すべ

き項目数が「SAT に対する風向」を除くと 2 つしか無いため、簡便である。ただし、この品質管理法は地形の影

表 4.2. データ要素ごとのスパイク判定を行うための閾値

データ要素	閾値1 (最低値, 最高値)	閾値2
$u_s, v_s$ (SAT水平風速)	$-15\text{ms}^{-1}, 15\text{ms}^{-1}$	
$w_s$ (SAT鉛直風速)	$-15\text{ms}^{-1}, 15\text{ms}^{-1}$	左の値を直線補完後、平均化時間内で $4 \times \text{S.D.}$ (標準偏差値)
$T_{vt}$ (SAT音仮温度)	$-10^\circ\text{C}, 40^\circ\text{C}$	
H <sub>2</sub> O濃度	$0\text{mmol mol}^{-1}, 50\text{mmol mol}^{-1}$	
CO <sub>2</sub> 濃度	300ppm, 550ppm	

響が小さい観測地でも十分有効であり、一方、本研究の観測地は複雑地形地の森林である。

したがって、相当に理想的な状況で取得できたデータのみが、この品質管理法で上位のデータに分類されると考えられ、その点では厳密な方法であるといえる。

Foken et al. (2004) の方法に基づくデータ品質管理とし

表 4.3. 各データの正規化した標準偏差値に関する基準式 (式 4.10) のパラメータ。

$\sigma_x/X_*$ における $x$	$(z-d)/L$ の範囲	$c_1$	$c_2$
$u_r$	0.4~0	(式4.11a)	
	0~-0.032	2.7	0
	-0.032 >	4.15	1/8
$w_r$	0.4~0	(式4.11b)	
	0~-0.032	1.3	0
	-0.032 >	2	1/8
	1~0.02	1.4	-1/4
$T_a, \chi_v, \chi_c$	0.02~-0.062	0.5	-1/2
	-0.062~-1	1	-1/4
	-1 >	1	-1/3

て、まず「定常性の試験」を行う。この試験では以下の式によって、平均化時間(本研究では 30 分)中での変動量の積と、平均化時間を 6 つに分割して算出した(本研究では 5 分ごとの)変動量の積の平均値との差異 ( $RN$ : parameter of relative non-stationarity) を検査する。

$$RN_{wx} = \left| \frac{\left( \overline{w_r' x'} \right)_{wh} - \left( \overline{w_r' x'} \right)_{a6}}{\left( \overline{w_r' x'} \right)_{wh}} \right| \quad (4.9)$$

ここで添え字  $wx$  は鉛直方向における  $x$ (運動量・熱・スカラー)の輸送を表し、添え字  $wh$  と  $a6$  はそれぞれ平均化時間(30 分間)での算出値と、平均化時間を 6 分割した際の 5 分ごとの算出値の平均を意味している。

2 つめの品質管理項目は「乱流統計量の比較試験」である。この試験では、座標変換後の  $u_r, w_r$  および  $T_a, \chi_v, \chi_c$  の標準偏差  $\sigma$  を規格化した値と、基準となる式で表される値との差異を検査する。基準となる”べき乗式”は全ての成分に共通の形式で以下のように表される。

$$\frac{\sigma_x}{X_*} = c_1 \left| \frac{z-d}{L} \right|^{c_2} \quad (4.10)$$

ここで  $z$  は測定地点の地上高(本研究の観測地では 51.0 m: 2.2 参照)、 $d$  [m] は地面修正量、 $L$  [m] はオブコフ長(Obukuhov length)である。 $c_1$  および  $c_2$  は  $x$  および  $(z-d)/L$  に依存するパラメータ値であり、平坦一様な観測地における既往の研究成果として Foken (2008b) にまとめられてい

る(表 4.3 に抜粋)。\$X\_\*\$ は \$x\$ が \$u\_r\$ および \$w\_r\$ のとき摩擦速度 \$u\_\* (= \sqrt{(-u\_r'w\_r')})\$ であり、スカラー値 (\$T\_a\$, \$\chi\_v\$, \$\chi\_c\$) のときは \$x/(\overline{w\_r'x'}/u\_\*)\$ である。観測地における \$d\$ は、\$w\_r\$ について式 4.10 の値と測定値との二乗誤差が最も小さくなるように設定した結果、どの座標変換法を用いても \$28.2 \pm 0.2\$ m の範囲になった。また、風速成分では、気層が弱安定時のデータについては以下の基準式を用いた。

$$\frac{\sigma_{wr}}{X_*} = 0.44 \ln \left| \frac{z_+ f_{col}}{u_*} \right| + 6.3, \quad \frac{\sigma_{wr}}{X_*} = 0.21 \ln \left| \frac{z_+ f_{col}}{u_*} \right| + 3.1 \quad (4.11a, b)$$

ここで \$z\_+=1m\$, \$f\_{col}\$ はコリオリパラメータ \$[rad\ s^{-1}]\$ で、鹿北流域試験地の緯度では \$7.97 \times 10^{-5}\$ である。\$\sigma\_x/X\_\*\$ に関する測定値と式 4.10 もしくは式 4.11 による基準値との差異は以下の式における \$ITC\$ (parameter of internal turbulence characteristics test) 値で評価する。

$$ITC_{\sigma_x} = \left| \frac{(\sigma_x / X_*)_{Eq.4.10\ or\ 4.11} - (\sigma_x / X_*)_{Measured}}{(\sigma_x / X_*)_{Eq.4.10\ or\ 4.11}} \right| \quad (4.12)$$

ここで添え字は算出過程を表す。式 4.10 は \$x\$ がスカラー値で \$L\$ が大きい(気層近中立時)ときに発散するので、\$|(z-d)/L| < 0.005\$ のときには、スカラー値に対する式 4.12 の \$ITC\$ は 0 とした。

表 4.4 に SAT に対する風向も含めたデータ品質管理の基準を示す。Class-1 のデータは Foken (2004) での QC (quality control) 1-3 の階層、Class-2 のデータは QC4-6、Class-3 のデータは QC7-8、Class-4 のデータは QC9 にする。以降の比較では、Class-1 同士のデータ用いて回帰分析を行うが、Class-2・Class-3 のデータも参照のために図にプロットする。各座標変換法で、Class-1 に属するデータは、日中(日射 \$S\_d > 0\$)では全データの約 30 - 40 %となり、一方夜間では全ての要素で 10% 以下となった。

表 4.4. 品質管理によるデータの階層分類 (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より改訂して引用)

QC class	Steady state test: 式4.9の RN 値	\$\sigma_x/X_*\$ 測定値と基準値との差異: 式4.12の ITC値	超音波風速温度計に対する水平風向(180°で背面方向)
1	< 0.3	< 75%	
2	0.3-1.0	< 100%, Class-1 のデータ以外	背面 ± 15° 以外
3	1.0-10	< 1000%, Class-1, Class-2 のデータ以外	
4	> 10*	> 1000%*	背面 ± 15° (165°-195°)*

\*いずれかの条件に合致した場合 Class-4と判定する



## 4.3 比較結果

### 4.3.1 運動量・熱・CO<sub>2</sub>フラックス

以降では基本的に品質管理基準で Class-1 に分類されたデータを用いて比較するため、先ず図 4.4 に座標変換法ごとに各フラックス値の Class-1 データの数を示した。座標変換法ごとに、Class-1 と判定されるデータ数は少しずつ異なっており、観測地での本章の解析期間では、プラナーフィット法によるフラックス算出値で Class-1 データの数が最多で、次いで多かったセクターワイズ・プラナーフィット法では、プラナーフィット法より Class-1 データが 2.4% 少なかった。さらに、数%以内で移動平均法(-3.8%)、風速成分の移動平均比法(-4.1%)多項式法(-5.7%)、Leeの方法(-5.9%)が続いた(括弧内の値は、プラナーフィット法からの差異)。ダブルローテーション法を用いたときに Class-1 データの数は最小となり、プラナーフィット法での数より 9.5% 少なくなった。

座標変換法によるフラックス算出値の比較として、ダブルローテーション法による算出値を基準として図 4.5—図 4.8 にプロットした。図中の直線、回帰式および決定係数  $R^2$  は、Class-1 同士のデータ(図中の○)の直交回帰によるものである。運動量フラックスに対応する変動量の相関である  $\overline{u_r'w_r'}$  の比較(図 4.5)では、ダブルローテーション法による値と他の座標変換法による値はほぼ比例しており、決定係数  $R^2$  の値も 0.93 以上と大きかった。少なくともどちらかの座標変換法で Class-2 もしくは Class-3 と判定されたデータ(図中の●)でも、その傾向は変わらなかった。回帰直線の傾きは、セクターワイズ・プラナーフィット法で 0.873 となり、運動量フラックスを過小評価する傾向が見られたが、その他の比較では 0.93~0.99 の範囲にあり、互いにほぼ同じ程度の

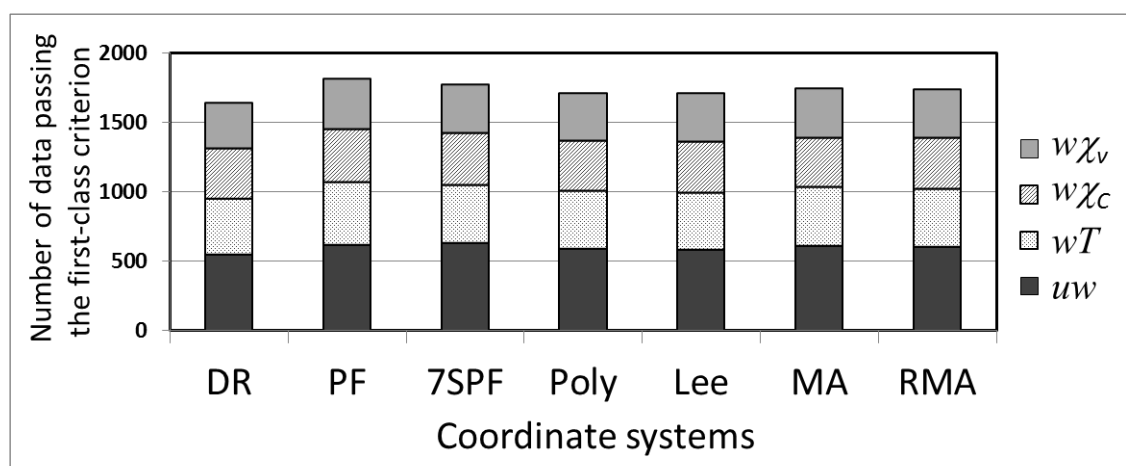


図 4.4. 座標変換法ごとの Class-1 データの数. 座標変換法の略号は表 4.1 に同じ.  $w\chi_v$ : 水蒸気フラックス、 $w\chi_c$ : CO<sub>2</sub> フラックス、 $wT$ : 顕熱フラックス、 $uw$ : 運動量フラックスのデータ数. (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

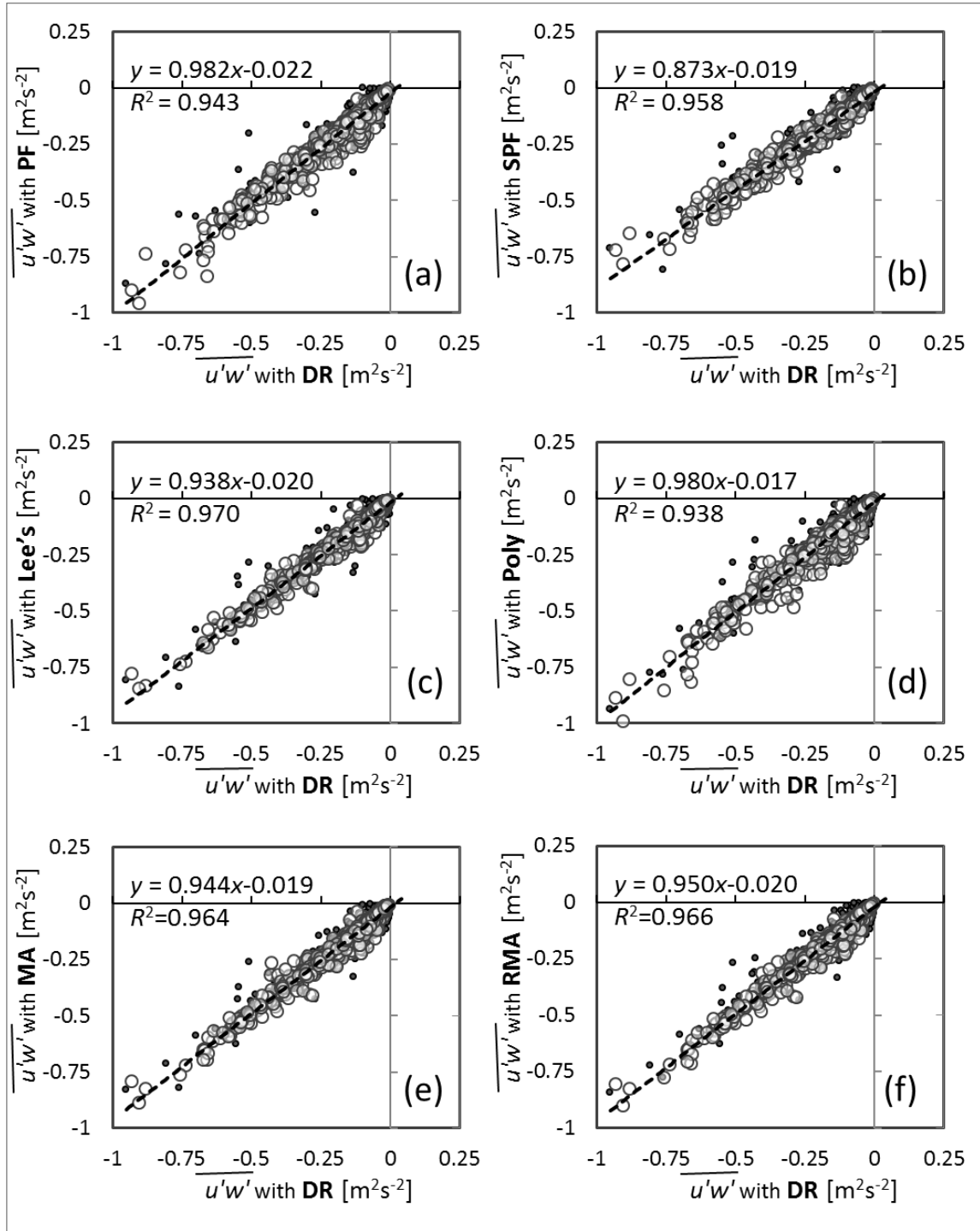


図 4.5. ダブルローテーション法(DR)を基準とした座標変換法ごとの $\overline{u_r'w_r'}$ の比較. (a): プラナーフィット法(PF)、(b): セクターワイズ・プラナーフィット Class-3 法(SPF)、(c): Lee の方法(Lee)、(d): 多項式法(Poly)、(e): 移動平均法、(f): 風速成分の移動平均比法. ○は Class-1 データ、●は Class-2 もしくは 3 データ. (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

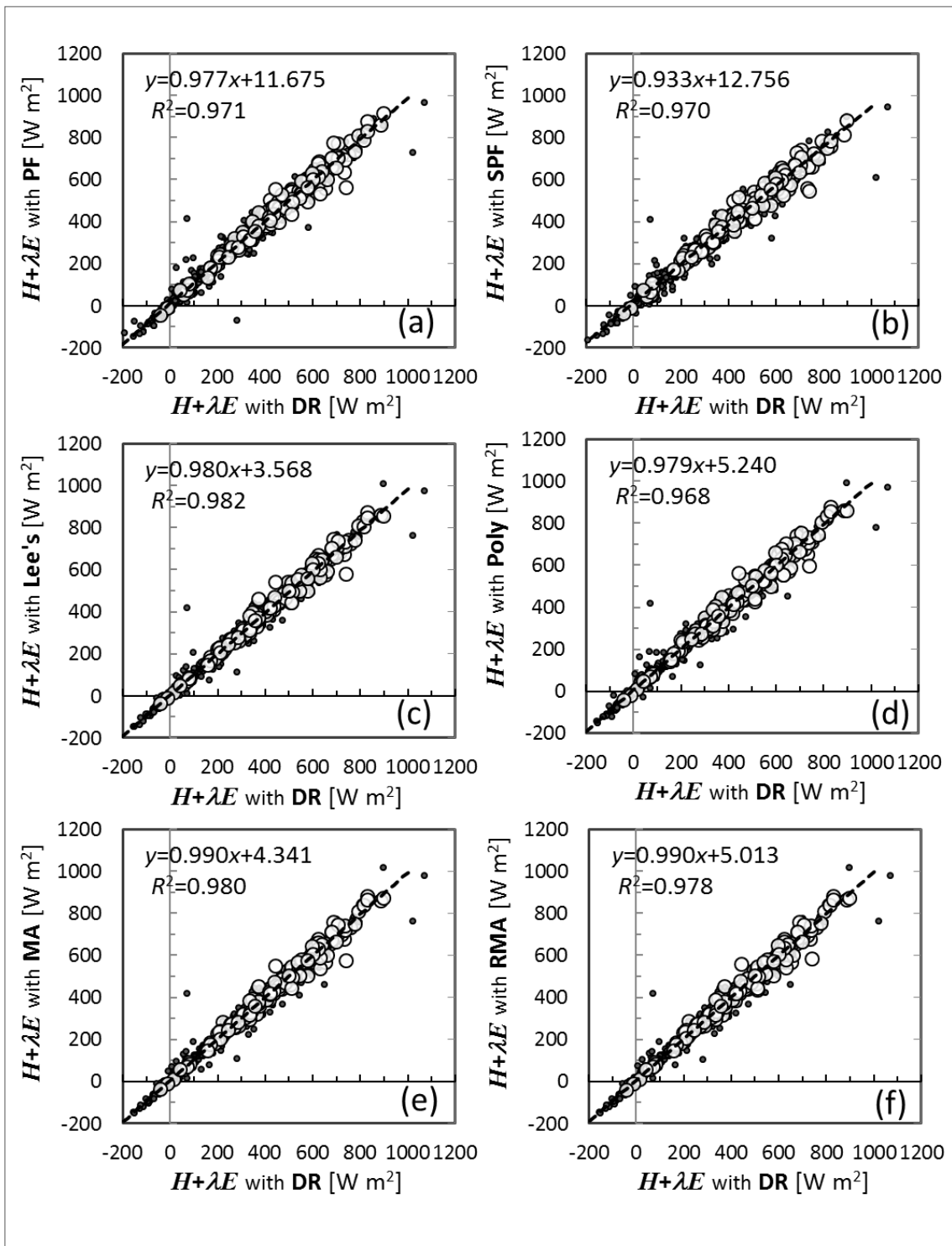


図 4.6. ダブルローテーション法 (DR) を基準とした座標変換法ごとの熱フラックスの和 ( $H + \lambda E$ ) の比較. (a)-(f) に対応する座標変換法、およびプロットの詳細は図 4.4 に同じ.

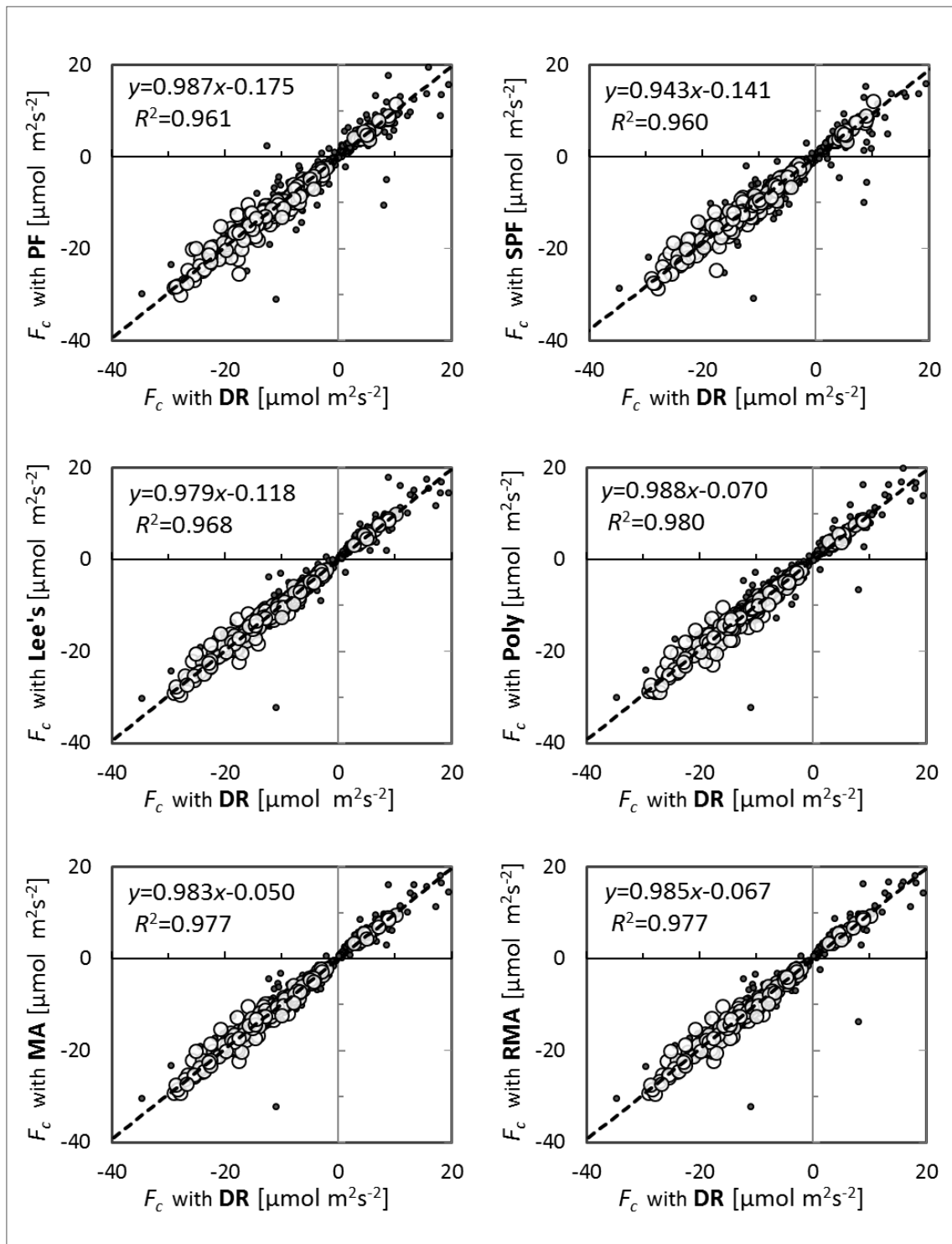


図 4.7. ダブルローテーション法(DR)を基準とした座標変換法ごとの日中の  $\text{CO}_2$  フラックス( $F_c$ )の比較. (a)-(f)に対応する座標変換法、およびプロットの詳細は図 4.4 に同じ.

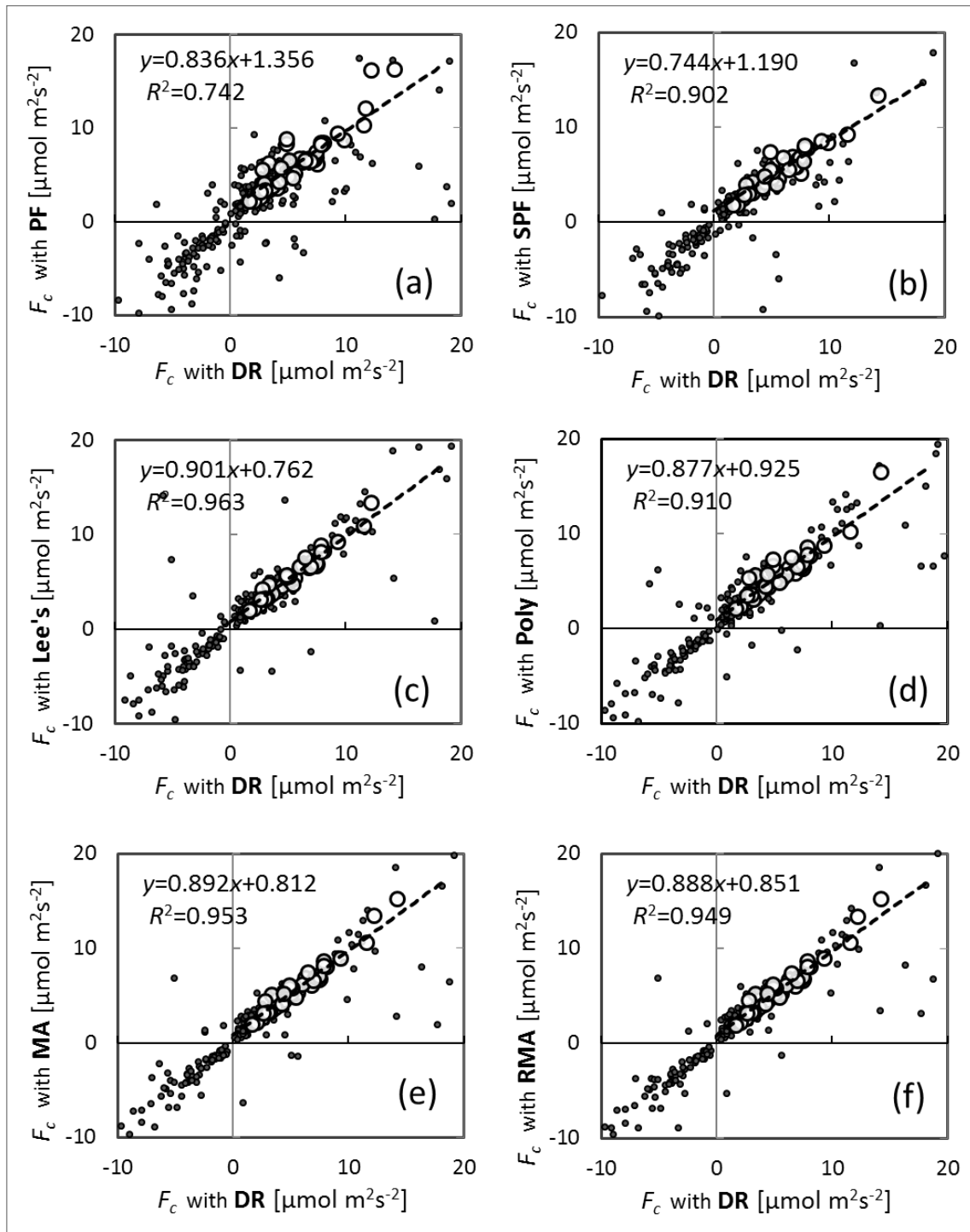


図 4.8. ダブルローテーション法(DR)を基準とした座標変換法ごとの夜間の CO<sub>2</sub> フラックス( $F_c$ )の比較. (a)-(f)に対応する座標変換法、およびプロットの詳細は図 4.4 に同じ.

(Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

値が算出されることが分かった。同様の傾向が  $H + \lambda E$  の比較(図 4.6) および日中の  $\text{CO}_2$  フラックス( $F_c$ )の比較(図 4.7)にも見られ、これらの Class-1 の値同士の比較では全て  $R^2 \geq 0.96$  であり、回帰直線の傾きはセクターワイズ・プラナーフィット法との比較を除くと、全て 0.975~1.0 の範囲にあった。一方、セクターワイズ・プラナーフィット法を用いた場合では、切片誤差を考慮しても、ダブルローテーション法を用いた場合に比べて、熱収支インバランスが約 5% 拡大されることが分かった。

夜間の  $F_c$  の比較(図 4.8)では、 $\overline{u_r'w_r'}$ 、 $H + \lambda E$  および日中の  $F_c$  の比較よりも、プロットのばらつきが大きくなった。Class-1 同士の比較でも、ダブルローテーション法とプラナーフィット法との比較は  $R^2 < 0.75$  となり(図 4.8a)、セクターワイズ・プラナーフィット法との比較は 1:1 から大きく外れ、直交回帰直線の傾きが 0.744 となった(図 4.8b)。Class-1 同士の夜間  $F_c$  の値では、やはりセクターワイズ・プラナーフィット法で算出値の絶対値が最小となり、切片誤差を考慮しても、ダブルローテーション法と比較して平均で 7% の差が生じていた。この結果は、夜間ではプラナーフィット法およびセクターワイズ・プラナーフィット法と他の方法との差異がさらに顕在化することを示している。 $\overline{u_r'w_r'}$  や  $H + \lambda E$  では、夜間の値(の絶対値)が日中の値よりも明らかに小さいため、夜間の値がばらついているか否かの判別が難しい。一方、 $F_c$  の絶対値に関しては、夜間の生態系呼吸量に基づく値は日中の純生態系交換量に基づく値と大きく違わないため、座標変換法による夜間の算出値の違いが顕著に現れたと考えられた。

### 4.3.2 乱流統計量

本節で検討に用いる乱流統計量として基準式(式 4.10 および式 4.11)との比較に用いるデータは、元来 Class-1 のデータであるため、基本的には基準式との差異が 75% 以内に入っている(表 4.2)。この中でさらに基準式に近いデータが揃うことを以て、平坦様な地形条件に近いデータ取得環境を設定しうる座標変換法である、と仮定する。図 4.9 はダブルローテーション法、セクターワイズ・プラナーフィット法および風速成分の移動平均比法の三種類の座標変換法で、 $\sigma_w/u_*$  および  $\sigma_T/T_*$  について測定値と基準式の値を比較した例である。上述の通り、プロットは全て 75% 以内の誤差に入っているが、その大半は 30% 以内(図 4.9 の点線の範囲)にあった。また、図 4.9 からはダブルローテーション法での夜間の値が、他の二つの座標変換法に比べて若干ばらついて見える以外は、座標変換法による差異はほとんど見出せない。全ての座標変換法から得た測定値について、基準式の値と比較した際の二乗平均平方根誤差(RMSE)を、表 4.5 に示

す。特に昼間の値については座標変換法による差異は小さく、図 4.9 の印象を裏付けている。夜間の値については $\sigma_T/T_*$ および $\sigma_{\chi d}/\chi_{c*}$ で、セクターワイズ・プラナーフィット法の RMSE が最小になった。この差異はそれほど大きくはないが、夜間では他の座標変換法を適用するよりも、セクターワイズ・プラナーフィット法によって、多少なりとも観測地のスカラーフラックス測定環境が平坦一様な地表面での条件に近づいた可能性がある。日中でもセクターワイズ・プラナーフィット法の適用によって $\sigma_w/u_*$ の RMSE は最小になるが、一方 $\sigma_{\chi d}/\chi_{c*}$ と $\sigma_{\chi v}/\chi_{v*}$ で RMSE が最大になるうえ、いずれの場合でも他の座標変換法での RMSE と比べて、その差は小さかった。

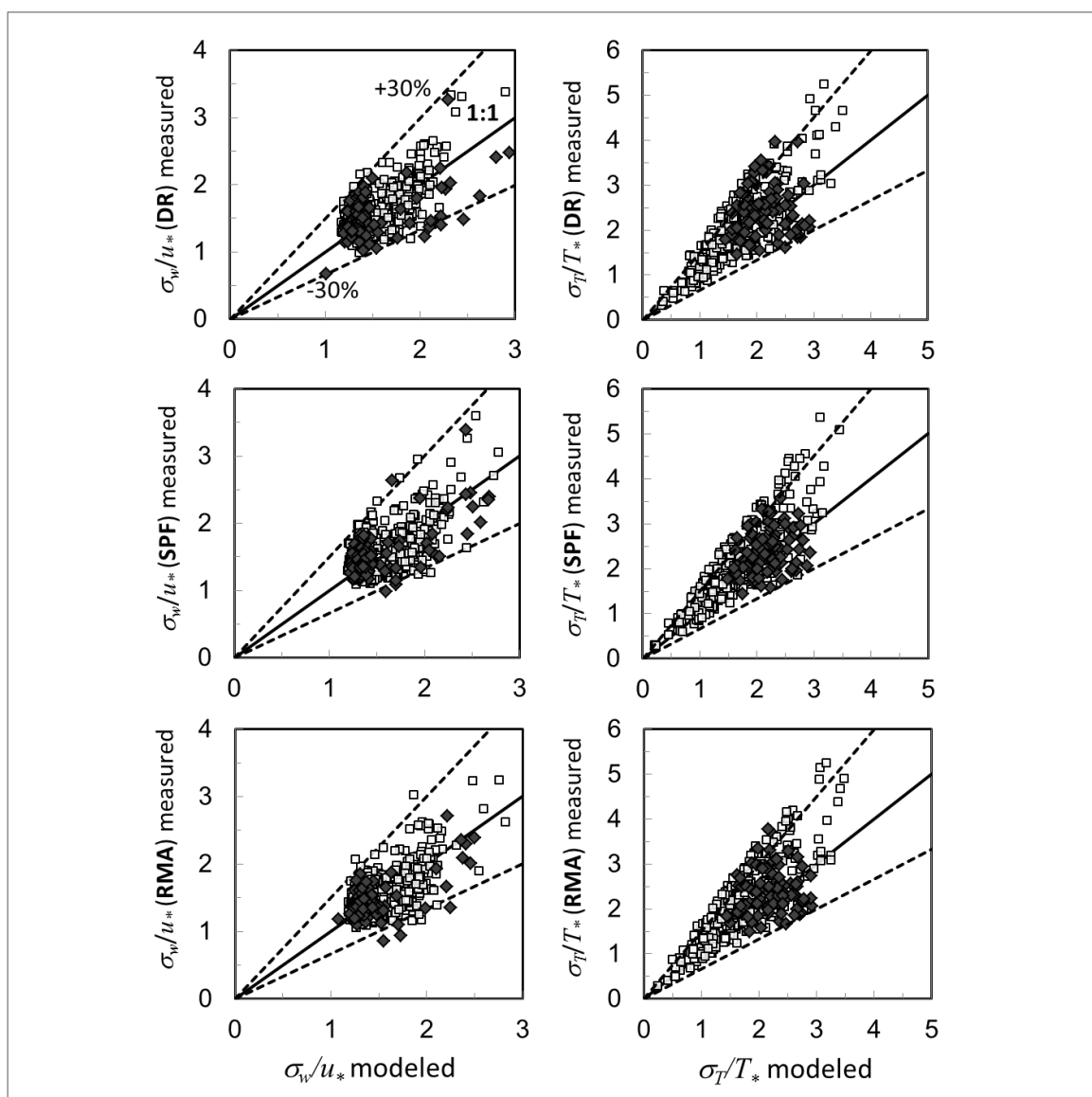


図 4.9.  $\sigma_w/u_*$  (左側) および  $\sigma_T/T_*$  (右側) の基準式 (式 4.10 もしくは式 4.11) での値と観測値 (Class-1 データ) との比較の例。上段: ダブルローテーション法、中段: セクターワイズ・プラナーフィット法、下段: 風速成分の移動平均比法。実線は 1:1 の線、点線は ±30% を表す。□ は日中の値、◆ は夜間の値。(Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

表 4.5 座標変換法ごとの $\sigma_w/u_*$ 、 $\sigma_w/T_*$ 、 $\sigma_c/\chi_c$ 、 $\sigma_c/\chi_c^*$ の基準式(式 4.10 もしくは式 4.11)の値と観測値(Class-1 データ)との二乗平均平方誤差(RMSE)。日中と夜間の値を分けて表示。太字は7座標変換法の中で RMSE が最小、下線・斜字は RMSE が最大となることを表す  
(Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より改訂して引用)

	Daytime (日中)							Nighttime (夜間)							
	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_w/T_*$	$\sigma_c/\chi_c$	$\sigma_c/\chi_c^*$	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_w/T_*$	$\sigma_u/u_*$	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_c/\chi_c$	$\sigma_c/\chi_c^*$	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_w/T_*$	$\sigma_c/\chi_c$	$\sigma_c/\chi_c^*$
DR	0.273	1.295	<b>0.544</b>	0.688	0.659	<u>0.317</u>	<b>0.586</b>	<u>0.684</u>	0.860	*					
PF	<b>0.258</b>	<u>1.344</u>	0.578	0.750	0.666	0.268	0.761	0.587	0.804	*					
SPF	0.279	<b>1.279</b>	0.568	<u>0.754</u>	<u>0.680</u>	0.258	0.786	<b>0.535</b>	0.800	*					
Poly	0.279	1.322	<u>0.597</u>	0.737	<b>0.638</b>	0.276	<u>0.791</u>	0.651	0.856	*					
Lee	0.279	1.318	0.596	0.709	0.656	<b>0.197</b>	0.598	0.605	0.857	*					
MA	<u>0.308</u>	1.289	0.589	0.721	0.647	0.210	0.701	0.632	<u>0.879</u>	*					
RMA	0.262	1.298	0.582	0.729	0.655	0.224	0.617	0.580	0.871	*					

\* 全データの5%未満なので比較しない



### 4.3.3 鉛直風速の切片誤差の影響

2.2 で記したように、本研究で観測に用いた SAT には鉛直軸方向の風速に $-0.066 \text{ ms}^{-1}$ の切片誤差があったため、これまでの解析ではこの誤差を補正した値を用いてきた。しかしながら、観測地での簡易な試験で確認されたこの誤差の存在は、この試験以前には定量化されておらず、その状態で観測を継続していれば、誤差を含む値を用いてフラックスの算出を行っていたはずである。同様なことは、全ての観測地で潜在的に生じうると考えられる。そこで、もし SAT の鉛直風速の誤差を認識せずに観測を行っていた場合、フラックス算出値にはどの程度の影響が生じたかについて、座標変換法ごとに検討を行った。なお 4.2 で記述したように、プラナーフィット法とセクターワイズ・プラナーフィット法では、SAT の鉛直方向に当たる風速の出力に一定値の誤差が含まれていても、回帰平面設定の際の係数  $b_{p0}$  がこの誤差を除去するため、フラックス算出値への影響は生じない。

図 4.10 は  $H + \lambda E$  および  $F_c$  で、SAT 鉛直風速の切片誤差( $-0.066 \text{ ms}^{-1}$ )を補正して算出時にフラックス値を横軸に、補正せずに算出したフラックス値を縦軸にプロットして、各座標系で風速切片誤差のフラックス値への影響を比較したものである。 $H + \lambda E$  では Class-1 以外のデータでも誤差の影響は比例的であったが、系統的に 3 % 以上フラックスを過小評価することになり、特に多項式法 (Poly) では、 $-0.066 \text{ ms}^{-1}$  の鉛直風速の切片誤差によって、熱フラックスの過小評価が 15 % 以上になることが分かった(図 4.10 上段、左から 3 段目)。 $F_c$  における Class-1 のデータの比較では、過小評価量は  $H + \lambda E$  での比較結果よりも若干大きいものの、補正前後の値が比例的であるのは同様である。しかしながら、ダブルローテーション法 (DR)、Lee の方法 (Lee) および多項式法 (Poly) 法では、Class-2 および Class-3 のデータプロットのばらつきが、横軸(切片誤差補正後)の  $F_c$  が 0 近傍のときに非常に大きくなった。以上より、SAT 鉛直風速の誤差の影響は、特に多項式法でフラックス算出値に強く影響を及ぼすことと、熱フラックスよりも  $F_c$  で顕著になりやすいことが明らかになった。 $F_c$  で 0 近傍の値は、主に夕刻から夜間を経て早朝の時間帯でのデータである。したがってこの結果は、本研究の本題である水蒸気輸送とは対象が異なるが、この時間帯の  $\text{CO}_2$  交換量を算出する際の難しさを示唆している。

### 4.3.4 固定座標系設定に用いるデータ期間の影響

本章で用いている「固定座標系」の座標変換法は、全て 2 年間の観測で得た平均風速成分  $\overline{u_s}$ ,  $\overline{v_s}$ ,  $\overline{w_s}$  から決定している。一方、比較に用いたフラックス値は、約 40 日間の観測で取得した

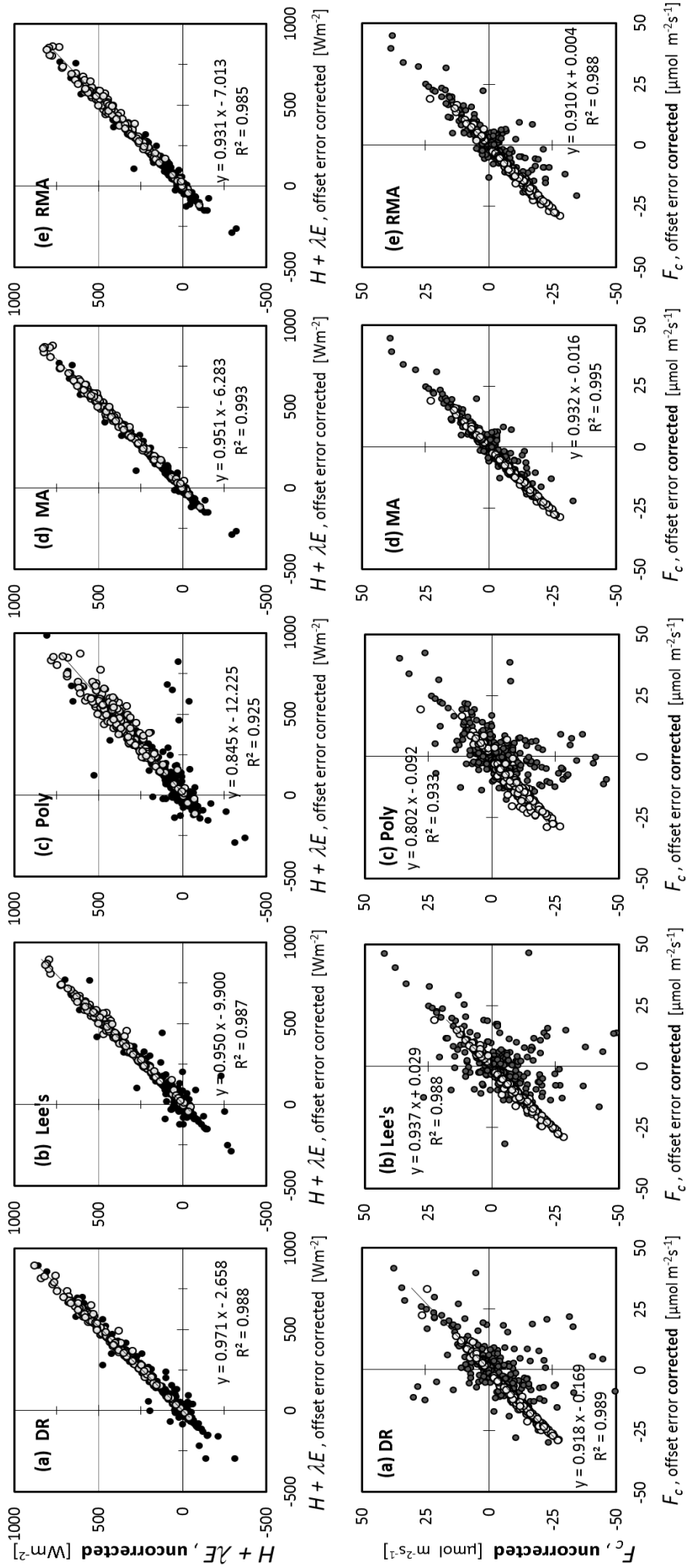


図 4.10. SAT 鉛直風速の切片誤差がフラックス値に与える影響についての座標変換法ごとの比較。上側: 熱フラックスの和 ( $H + \lambda E$ )、下側:  $\text{CO}_2$  フラックス。○は Class-1 のデータ、●は Class-2 もしくは Class-3 のデータ。座標変換法の略号は表 4.1 の通り。(Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より一部引用)

データからの算出値である。そこで、フラックス値の算出期間と固定座標系決定のためのデータ期間を一致させた場合、フラックス算出値にどのような変化が生じるかを検討した。図 4.11 および図 4.12 は  $H + \lambda E$  および  $F_c$  について、6 種類の座標変換法ごとにこの比較を行ったものである。図のフラックス値は、横軸に 2 年間の風速データから座標系を設定した際の値、縦軸に 40 日間の風速データから座標系を設定した際の値をプロットしている。結果として、Class-1 データを対象にした場合、40 日間の風速データから座標系を設定しても、 $H + \lambda E$ 、 $F_c$  とも  $R^2 \geq 0.99$  で回帰直線の傾きはほぼ 1 に近く、変動は極めて限定的であった。 $F_c$  の Class-2 および Class-3 のデータについては、いくつかの座標変換法で、プロットにばらつきが生じた。しかし、特に風速成分の移動平均比法、次いでプラナーフィット法では、Class-1 データで見られた上記の傾向が Class-2 以下のデータでも保持された。Siebicke et al. (2012) は、プラナーフィット法で、座標系設定のためのデータ期間の長さがフラックス値に相当な影響を及ぼすことを示している。したがって、こうした検討の結果は観測地ごとに異なる可能性が高いが、少なくとも本研究の観測サイトでは、固定座標系の設定には 1-2 カ月の風速データでも十分であり、特に風速成分の移動平均法を用いる場合には、全く問題がないことが判明した。

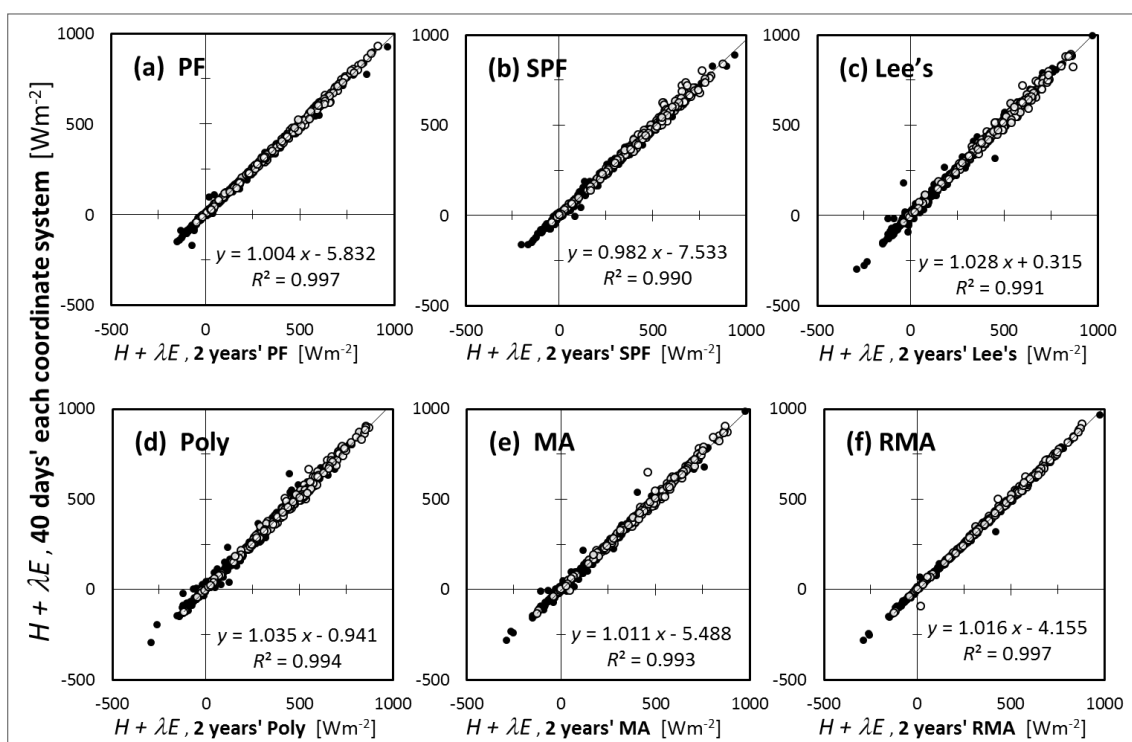


図 4.11. 座標系設定のために用いる風速データ取得期間の長さが熱フラックスの総和( $H + \lambda E$ )に与える影響の比較。横軸は 2 年間の風速データ、縦軸は 40 日間の風速データに基づく、各座標変換法によるフラックス値。座標変換法の略号は表 4.1 を参照。

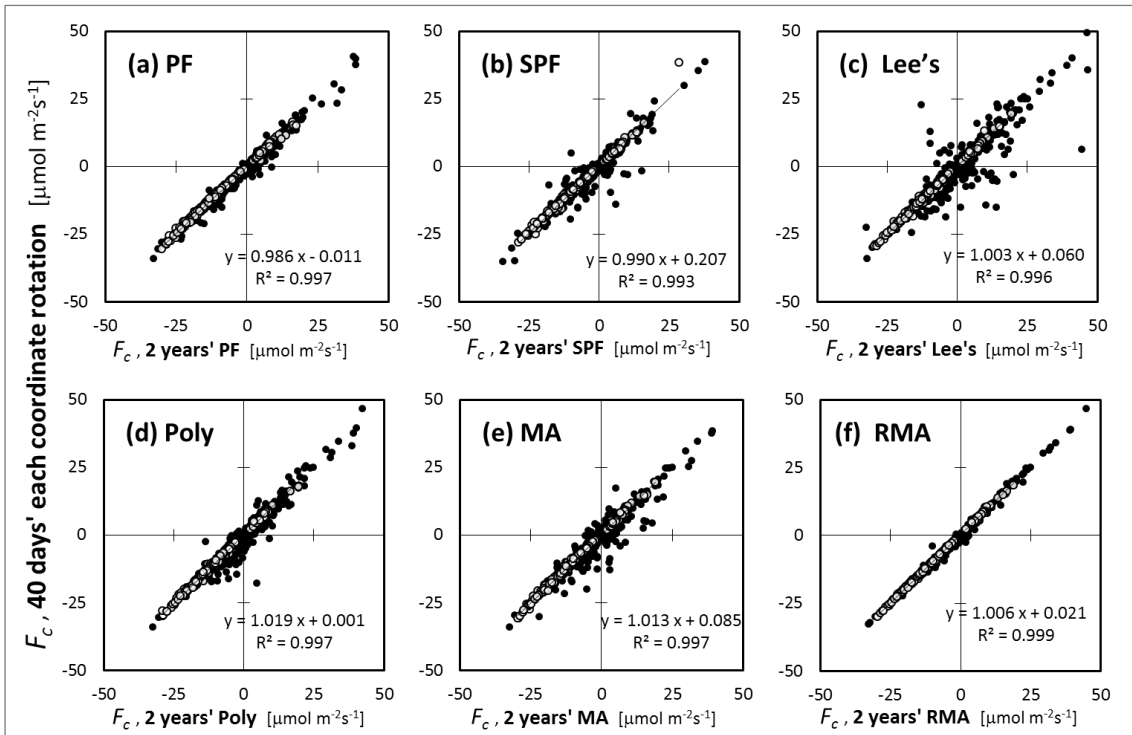


図 4.12. 座標系設定のために用いる風速データ取得期間の長さが CO<sub>2</sub> フラックス ( $F_c$ ) 値に与える影響の比較. 横軸・縦軸は図 4.11 に同じ. 座標変換法の略号は表 4.1 を参照. (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より一部引用)

## 4.4 考察:最適な座標変換方法について

### 4.4.1 プラナーフィット法/セクターワイズ・プラナーフィット法について

プラナーフィット法は、元来 SAT の設置時の傾きを補正するために提案された方法である (Wilczak et al. 2001)。そのため、設定する座標平面は1つであり、複雑地形への適用には不十分だと考えられてきた (例えば Vickers and Marht 2006; Siebicke et al. 2012)。また、Rebmann et al. (2012) は、プラナーフィット法では全データが単一の座標平面に乗ることになるため、平面設定に用いる風速データの取得期間や風速データが得られた時の気層安定度にも、最新の注意を払うべきだと促している。

上記のようにプラナーフィット法に対しては、複雑地形地への適用に際してやや否定的な見解が挙げられている。従って、敢えてプラナーフィット法を適用する場合、上記に由来する潜在的な誤差の存在を考慮に入れる必要がある。しかし、本章でのこれまでの検討では、必ずしもプラナーフィット法の欠点は顕在化していない。むしろ、Class-1 と判定されたデータ数が多い;他の

座標変換法と比して、熱収支インバランスをことさらに拡大しない;他の座標変換法に比して、乱流統計量の基準式からの誤差が取り立てて大きくない;SAT 鉛直風速の切片誤差に影響を受けない;座標平面を設定するための風速データ取得期間の長短に関わらずフラックス算出値が安定していた、などの特長を鑑みると、本研究の観測サイトでは、プラナーフィット法は十分利用可能な方法の一つである可能性が高い。

一方、セクターワイズ・プラナーフィット法は、上記したプラナーフィット法への否定的な見解を生む要因を、ほぼ全て解消もしくは緩和する方法である。この方法では、複数の平面を用いて複雑地形地で風向ごとに異なる地形の影響をカバーするほか、やはり風向ごとに影響が異なるタワーや他の観測機器などによる風速場の歪みの影響も緩和することが期待できる(例えば Ono et al. 2008; Li et al. 2013)。また、図 4.2 のように、セクターワイズ・プラナーフィット法の適用により、座標変換後の各平均化時間の  $\overline{w}_t$  はプラナーフィット法に比してかなり小さくなり、渦相関法の適用に理想的と考えられる平坦一様な平面での条件に近づく、といえる。このような実際上の長所に加え、例えば複雑地形地での熱・物質輸送を模式的に示した Finnigan et al. (2003) の Figure 1(b) で、丁度セクターワイズ・プラナーフィット法を類推させるような描画がなされているなど、概念的にも受容されやすい方法である。これらの理由で、特に近年、セクターワイズ・プラナーフィット法を複雑地形地に最善の方法として設定する観測事例が増えている(例えば Siebicke et al. 2012; Li et al. 2013. 表 4.1 も参照のこと)。

しかしながら、本章の検討でも明らかになったように、セクターワイズ・プラナーフィット法は他の 6 種類の座標変換法に比べて、全般にフラックス値を過小評価する傾向がある。観測地では夏季に熱収支インバランスが一時的に解消に向かう傾向があり(詳細は 5 章を参照されたい)、本章での解析期間でもダブルローテーション法を用いた場合の熱収支インバランス率は 97%程度で、非常に良好な結果となった。ただし、セクターワイズ・プラナーフィット法を用いるとこの値が 92%まで低下し、バランスしていた値同士が乖離することになる。セクターワイズ・プラナーフィット法によるフラックス値の過小評価傾向は、既往の研究でも示唆されてきた(例えば Yuan et al. 2007, 2011)。しかし、2年間の風速成分データを用いて座標系を設定したうえで、厳密な品質管理データを用いて行った本研究の比較でもこの傾向が追認されたことより、セクターワイズ・プラナーフィット法によるフラックスの過小評価は、複雑地形地ではよく生じうる現象であると考えられた。また、日中の乱流統計量  $\sigma_v/X_*$  の比較からは、セクターワイズ・プラナーフィット法の優位性は見出せなかった。

座標変換法を考える際に熱収支インバランスを考慮すべきか否かは、現在も議論が分かれる問題であり、考慮は不要だという考え方が Shimizu (Submitted to Boundary-Layer Meteorology) の査読者からは示されている。これはおそらく、Foken (2006) などのように「熱収支インバランスは本来測定されるべき現象である」という考えに基づいている。また、熱収支インバランスは渦相関法の観測機器・システムの補正や、解析手法の改善で完全に解決できる問題ではない可能性が高い(例えば Inagaki et al. 2006; Foken 2008a)。一方、Leuning et al. (2012) は「熱収支インバランスは放射量の測定誤差か、渦相関法の測定誤差に起因する」として、後者の一因に不適当な座標変換法の選択を挙げている。また、やや異なる議論になるが、Finnigan (2004) はトリプルローテーション法がダブルローテーション法よりも普遍性が無いことを論じる際に、「3番目の roll 回転角が適切なものとなる可能性があるとするれば  $-\overline{u'w'}$  の値が最大となる場合かも知れない (Finnigan 2004, p28 Line 6-7)」として、運動量フラックス算出値が大きくなる座標変換法を推奨するような考えを示している。この記述に関する意図や概念はこれまであまり論じられていないが、

$-\overline{u_r'w_r'}$  が大きくなる状況では通常熱フラックス算出値も大きくなる可能性が高いため、熱フラックスの絶対値が大きくなるような座標変換法を肯定しているとも考えられる。以上のような背景を基に、本研究では、「他に特段の優位性がない座標変換法が、熱収支インバランスを拡大する場合、これを最適とする理由はない」と考えた。そのため、少なくとも本研究の観測サイトの条件(機器設置高やタワ

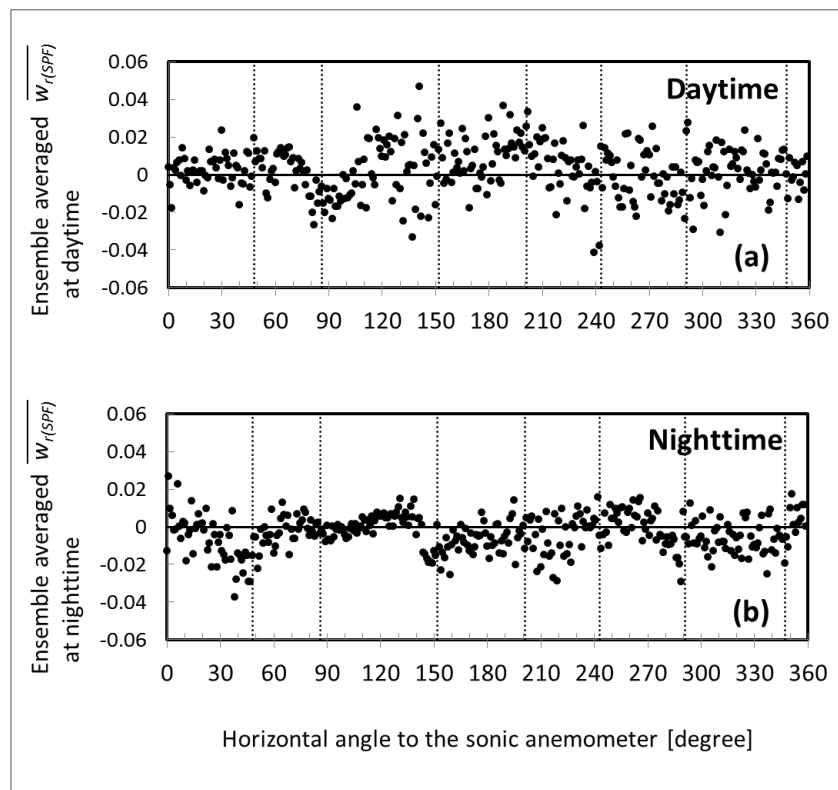


図 4.13. セクターワイズ・プラナーフィット法による座標変換後の鉛直風速と風向の関係. (a) 日中、(b) 夜間の値. 点線は風向セクターの区切りに対応. (Shimizu: submitted to Boundary-Layer Meteorology より引用)

一の建設地点も含む)で日中のフラックスを算出する際に、セクターワイズ・プラナーフィット法は、第一の選択肢にならないとした。

一方、夜間の値については、セクターワイズ・プラナーフィット法を用いた場合、乱流統計量  $\sigma_T/T_*$  値および  $\sigma_{\chi c}/\chi_{c*}$  値で、基準とした式からの誤差が全座標変換法の中で最小になった。また、Siebicke et al. (2012) ではセクターワイズ・プラナーフィット法の適用が推奨されているが、その主な根拠は、複雑地形地で移流の影響の大きい夜間の  $F_c$  値を妥当に算出できたことにある。これらの事実は、夜間での同方法の適用可能性を示唆していると考えられる。そこで、セクターワイズ・プラナーフィットに関する図 4.2 のような  $\overline{w_T}$  のプロットを、日中と夜間で行ったところ、 $\overline{w_T} = 0$  に近づくのは日中よりも夜間であった(図 4.13)。以上を考慮すると、本研究の観測サイトでも夜間のフラックス算出に関しては、セクターワイズ・プラナーフィット法の優位性は、若干ではあっても、保たれていると推察された。

#### 4.4.2 $\phi_p$ 回転角を用いるその他の座標系について

上述より、単一平面での座標変換法であるプラナーフィット法は複雑地形地に適用するには単純過ぎることが懸念され、一方、セクターワイズ・プラナーフィット法は観測地での日中のフラックス算出に最適でないと考えられる。そのため本研究での現状では、式 4.1 で  $\phi_p$  回転角を決定する過程のみが異なる残りの 5 方法の中から、日中のデータ解析に適した座標変換法を選択することになる。この中では、Class-1 と判定されたデータ数から、ダブルローテーション法が他の方法よりも若干劣る。しかしながら、SAT の鉛直風速に出力誤差が無い(あるいは補正可能である)場合には、座標変換法によるフラックス値の差異は概してほとんど無いといえる。この出力誤差が一定の切片誤差の場合には、本研究のようにビニル袋等を掛けて野外で試験を行うか、プラナーフィット法(もしくはセクターワイズ・プラナーフィット法)の回帰平面を随時作成し、係数  $b_{p0}$  の時系列での変動を調査することで、ある程度誤差を抽出・除去できると考えられる。しかしながら、SAT 鉛直方向の風速出力誤差は、電気信号のノイズ、小枝・枯葉などの直撃、塵芥による汚れによって突然出現・消失することもあり得る。理想的な座標変換法では、そのような誤差があってもフラックス値は大きく変動しないことが望ましく、その点で、多項式法は他の座標変換法にやや劣るといえる。また、機器出荷時や設置時に既に検定誤差が内在していて、そのまま気づかずに観測期間を終了すれば、誤差の抽出は不可能となる。その場合、プラナーフィット法、もしくはセクターワイズ・プラナーフィット法の適用を、選択すべきである。例えば本研究の観測地で、セク

一ワイズ・プラナーフィット法を用いた場合には、Class-1 のデータでのフラックス値の過小評価は5%前後になるが、SAT 鉛直風速に  $0.066 \text{ ms}^{-1}$  の切片誤差が含まれると、図 4.10 より、平均誤差は特に  $F_c$  で 6–7% 以上になる可能性が高いためある。

固定座標系を設定するために用いる風速データの期間の長さは、それが1ヶ月以上であれば、本研究の観測条件ではほとんど問題にならないようであった。本研究の観測サイトである鹿北流域試験地は常緑の針葉樹(一部は原植生の常緑広葉樹)に覆われているため葉面積指数は年間を通じて概ね 3.5–5.5 の範囲にあり、大きく変化しない。また、降雪もほとんどないため、地表面状態が著しく変化することは少ない。しかしながら、観測地が落葉広葉樹林であったり、さらに積雪地帯であったりすれば、月単位で急激に地表面状態の変化が生じる時季があり、固定座標系の設定もその変化に合わせて行う必要がある。そのような場合は、ダブルローテーション法の利用も十分視野に入る。ダブルローテーション法は  $\Theta_p$  が異常に大きな回転角度になる(オーバーローテーション:1.2.3も参照)可能性があるほか、Class-1 のデータ数も若干少なくなるなど、他の固定座標系に比してやや安定性に欠くと考えられるが、本章の検討結果より、少なくとも Class-1 のデータは解析に十分利用可能であると考えられる。また、地表面状態が変化する観測地で固定座標系を選択する場合、 $\Theta_p$  回転角を決定する座標変換法の中では、図 4.11 から風速成分の移動平均比法が最適である。この方法を用いる場合、Class-2 や Class-3 に判定される値も含めて、座標系を設定するための風速データ期間が比較的短くても、そのことがフラックス算出値に及ぼす影響は大きくならないと考えられる。

6 種類の固定座標系の中では、移動平均法だけが、座標系設定に用いる風速データを水平風速で選別している。移動平均法では水平風速  $\overline{U}_s < 0.5 \text{ ms}^{-1}$  のデータを除外して座標系を設定することで、オーバーローテーションになりやすい弱風時の  $\overline{w}_s / \overline{U}_s$  データを座標系設定に用いないようにしている。移動平均法は  $\Theta_p$  回転角を用いる方法の中では、SAT 鉛直風速の誤差に最も影響を受けない安定した方法であるが、Lee の方法や多項式法でも同様に弱風速の値を除外すれば、切片誤差による影響は緩和される可能性が高い。一方、移動平均法における弱風時のデータの扱い(座標系設定の際には除外し、フラックス値は品質管理を経て解析に加える方針)には、矛盾があるともいえる。この矛盾を避けるためには、移動平均法の代わりに、ほぼ同様に安定してフラックス算出が可能な風速成分の移動平均比法を用いることが、当面推奨できると考えられる。



## 4.5 本章のまとめ

既往の研究で用いられた 6 種類の座標変換法と、本研究で提示した 1 種類の計 7 種類の座標変換法についてフラックス算出値の比較を行い、座標変換法が渦相関法の計算値に与える影響を検討した。近年複雑地形地でのデータ解析に最適な方法として利用されているセクターワイズ・プラナーフィット法は、熱収支インバランス問題を助長する傾向が示唆されていたが、2 年間の風速データを用いて座標系を設定し、厳密なデータ品質管理を行ったデータ同士を比較しても、その傾向が確認された。そのため、本研究では、熱収支インバランスに強く関わる日中のデータ解析には、セクターワイズ・プラナーフィット法を用いないこととした。また、座標系を単一平面に設定するプラナーフィット法も、観測地の複雑な地形を考慮して、利用しないものとした。

セクターワイズ・プラナーフィット法を除くと、日中のフラックス値算出には、どの座標変換法を用いても大きな差異は無いと考えられた。そこで、本章で扱った座標変換法のうち、 $\Theta_p$  の設定が比較的容易であり、品質管理基準を通過するデータ数が移動平均法に次いで多く、さらに座標系設定の際に弱風時のデータを矛盾なく適用することができるという特徴を持つ、「風速変動成分の移動平均比法」を、以降のフラックス算出に適用することにした。

一方、夜間のデータに関しては、セクターワイズ・プラナーフィット法を用いると、正規化した標準偏差量である  $\sigma_v/X^*$  値で  $x$  がスカラー量るとき、平坦一様な観測地で得られた既存の基準式との誤差が比較的小さくなるなど、同方法に有利な結果が得られた。そこで、夜間のフラックス算出には、セクターワイズ・プラナーフィット法が観測サイトにも適した方法であると判断し、これを用いることとした。

## 第5章 暖温帯スギ・ヒノキ林の蒸発散量

本章では、3章・4章で検討した渦相関法による水蒸気交換量の算出および補正方法を、複雑地形地のスギ・ヒノキ人工林である鹿北流域試験地で2007年～2008年に取得したデータに適用し、蒸発散量の定量化を行う。この算出値の精度検証を目的として、水収支(降雨・流出)観測による測定値から残差として推定される蒸発散量、および、スギ林分の遮断蒸発量・樹液流速測定による上層木の蒸散量・植生下層の蒸発散モデル推定値の総和(=積上げ法による蒸発散量)との比較を行う。水収支観測については、2007年～2008年を含む9年間のデータを用いて、隣接する流域同士の流出の特徴や、降雨一流出過程のタイムラグが蒸発散量の推定に及ぼす影響を考察し、降雨一流出の残差を蒸発散量と見なすための条件を検討する。また、積上げ法による年間の積算値はスギ林分における蒸発散量の目安として渦相関法の精度評価に用いるほか、様々なタイムスケール(日・週・月単位)で渦相関法の値との比較を行うことで、観測手法間の蒸発散量の差異について考察を行う。なお、本章の検討内容は Shimizu et al. (2015) *Journal of Hydrology* 522: 250-264 に拠るものである。

### 5.1 年蒸発散量

#### 5.1.1 流域水収支による蒸発散量の推定

図 5.1 に 2000 年～2008 年の 9 年間の年ごとの雨量  $P$ 、II 号流域・III 号流域の流量  $Q_{WS2}$  と  $Q_{WS3}$ 、および  $P - Q_{WS2}$  と  $P - Q_{WS3}$  を示す。期間の平均値の  $P$ 、 $Q_{WS2}$ 、 $Q_{WS3}$  はそれぞれ 2138.1 mm/年、836.6 mm/年、1240.6 mm/年であった。ただし、測定に用いた雨量計は地点の雨量を 1 % 程度過小評価している可能性がある(2.1 章参照)。さらに雨量計の値がアメダス雨量計・鹿北(試験地の南南西約 2.7 km、標高 119 m の地点)の値よりも平均で 5 % 以上大きいことの類推より、雨量観測地点よりも標高の高い小流域内の雨量は、もう少し大きい可能性があることを付記しておく。また、 $Q_{WS2}$  は 2001 年と 2003 年の一部期間で欠測が生じたため、上記は 7 年分の平均値である。 $P - Q_{WS2}$  および  $P - Q_{WS3}$  の年平均値はそれぞれ、1229.5 mm/年および 897.5 mm となった。Komatsu et al. (2008) によると、西南日本で年降雨量が 3000 mm 以下の場所では、 $P - Q$  の値は多くても 1200 mm 程度に収まるようである。これを鑑みると、 $Q_{WS2}$  と  $Q_{WS3}$  の差異は  $Q_{WS2}$  測定値が過小であり、従って  $P - Q_{WS2}$  が観測地の蒸発散量とすると、過大評価になる可能性が

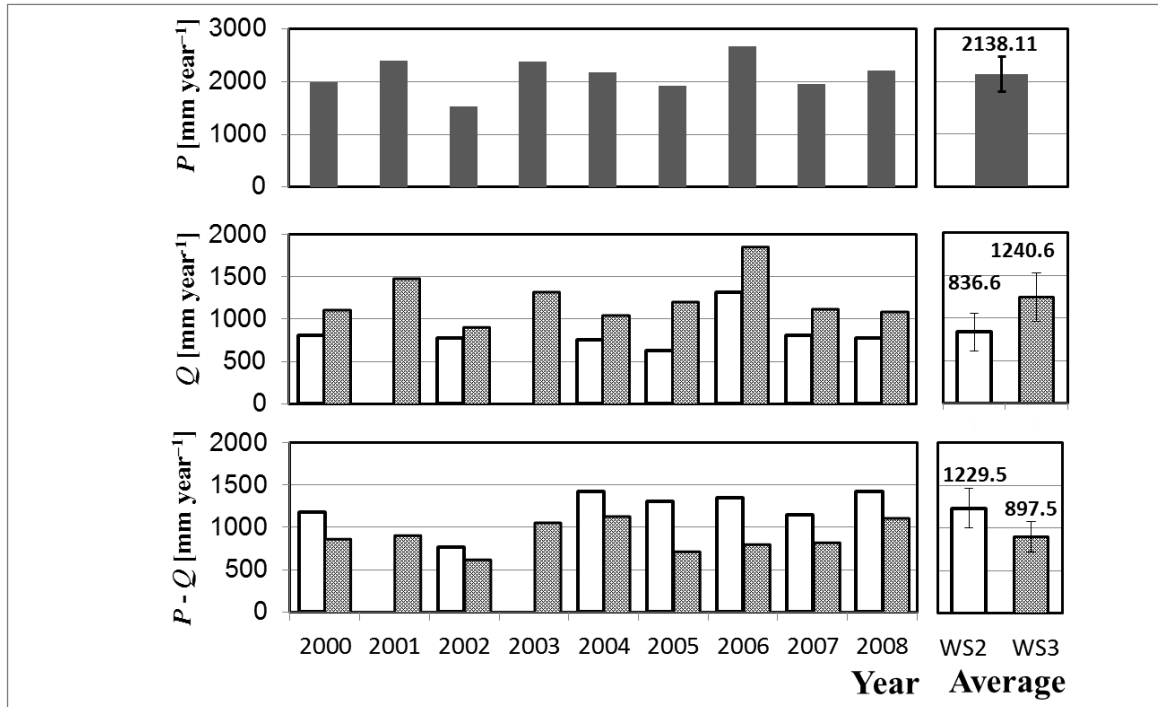


図 5.1. 鹿北流域試験地における 2000 年～2008 年の年雨量  $P$  (上段)、II 号流域 (WS2)・III 号流域 (WS3) の年流量  $Q$  (中段)、および  $P-Q$  (上段). 右のパネルは期間平均値と標準偏差を表す. (Shimizu et al. 2015 より引用)

高い。図 5.2 に日流量ベースでの  $Q_{WS2}$  と  $Q_{WS3}$  の比較結果を示す。  $Q_{WS3} = 10 \text{ mm day}^{-1}$  を閾としてそれぞれの比較を行ったが、両者に共通して、流量が大きくなるほど  $Q_{WS3}$  が  $Q_{WS2}$  よりも大きくなっていく傾向が見られ、  $Q_{WS2}$  は  $Q_{WS3}$  を説明変数とする二次関数で推定可能であった。ただし  $Q_{WS3} \leq 10 \text{ mm day}^{-1}$  のときには、  $Q_{WS2}$  はほぼ例外なく  $Q_{WS3}$  よりも小さかった (図 5.2a) のに対し、  $Q_{WS3}$  が  $10 \text{ mm day}^{-1}$  より大きい時には、  $Q_{WS2} > Q_{WS3}$  となる日があった (図 5.2b)。これは、日界をまたいで大きな流出が起こるような降雨イベントで、降雨一流出の応答時間が両流域で異なることが原因であると考えられた。

以上より、試験地の II 号流域と III 号流域で蒸発散量が大きく違わないと仮定した場合、小流域の深層土層や基岩を經由して生じる系外への流出 (漏水) が、少なくとも II 号流域ではほぼ不断に生じており、流量が多く流域が湿潤であるほど、この漏水量が大きくなるものと考えられた。井川 (2008) はこの漏水量の違いを、基盤岩地層の片理面の傾斜方向で説明している。それによると、流域周辺の結晶片岩露頭の片理面では、傾斜の卓越方向は北西から南東方向であり、これは III 号流域の河道発達方向に平行である。一方、II 号流域の河道はこれを横切る方向に発達しているため、浸透した雨水が流域末端で表流水になる前に、基盤岩の近くから系外に漏

出しやすい、と考察している。

さらに、流域の地表面の地形(図2.1b)から、II号流域の土中水の多くは、一旦観測タワーのすぐ下流のやや広くなだらかな場所の土層に集まり、若干の滞留を経ると考えられる。

この緩傾斜で土層の

厚い場所は、小流域の中央部の谷筋にあって、水が集中するために湿潤に保たれやすい。この地点からは常に表流水が生じているうえに、緩傾斜のために重力鉛直方向にも水が移動しやすい状況である。したがって、この地点がより湿潤になれば、土中水は容易に基岩に到達して、漏水として供給されやすくなると考えられる。一方、III号流域では、谷が深く河道の斜度は一様に急で、途中で緩傾斜になることがないため、谷筋近くまで移動した土中水は、表流水となって一気に流域末端まで到達すると考えられる。上記の考察から、II号流域での系外流出は大きく、この流域での水収支から、観測地の蒸発散量を推定するのは困難であると考察された。

しかしながら、比較的漏水の影響が小さいと考えられる $P-Q_{ws3}$ でも、9年間の標準偏差は177mmとなり、年々の変動はかなり大きい(図

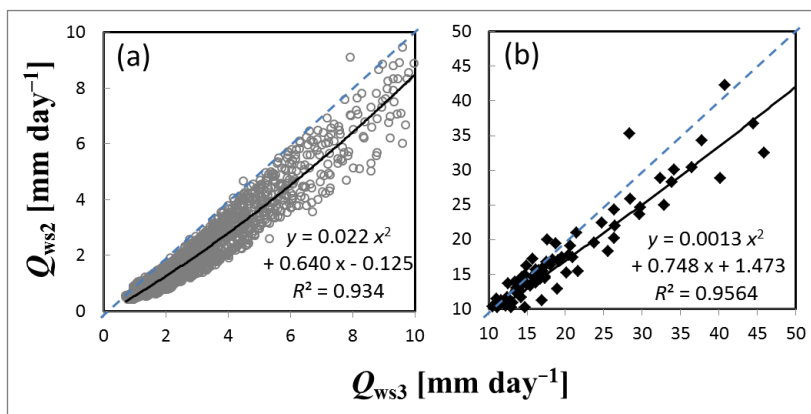


図 5.2. 鹿北流域試験地における 2000 年～2008 年の II 号流域 (WS2)・III号流域 (WS3) の日流量  $Q$  の比較. (a): III号流域の流量 ( $Q_{ws3} \leq 10 \text{ mm day}^{-1}$ ) のデータ、(b):  $Q_{ws3} > 10 \text{ mm day}^{-1}$  のデータ. 点線は 1:1 を表す (Shimizu et al. 2015 より引用)

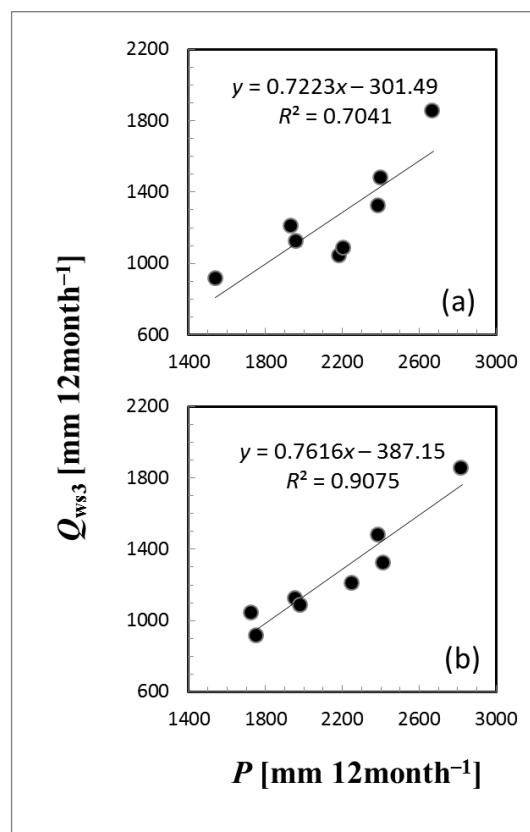


図 5.3. 鹿北流域試験地の 12ヶ月降雨量とIII号流域の暦年の年流量の関係. (a): 雨量が暦年の値、(b): 雨量が前年 9月～当年 8月の値. (Shimizu et al. 2015 より引用)

5.1 下段右)。暦年の流量  $Q_{ws3}$  は基本的に年間の雨量  $P$  に影響を受ける(図 5.3a)が、 $P$  の区切りを 1 か月ごとにずらしながら相関をとると、4 ヶ月前からの年雨量に最も強く影響を受けているように見える(図 5.3b)。すなわち、1 月～12 月の  $Q_{ws3}$  積算値は、同時期の  $P$  よりも前年 9 月～当年 8 月の  $P$  との相関の方が高かった。ただし、この結果は必ずしもある月の流出が主として 4 ヶ月前の降雨で構成されていることを意味しない。流域の土層は 8 月から 10 月にかけて乾燥し、そのため 10 月から 12 月の雨は流域に貯留されやすくなる。このときの貯留水量が大きいほど、流量が高く保たれ、次年の 1 月以降の  $Q_{ws3}/P$  が大きくなる傾向がある。また、2000 年～2008 年で、9 月から 12 月の雨量は年毎に大きく変動する(最大年で 726.5mm、最小年で 260.5mm)が、1 月から 3 月の雨量は年毎に大きな変化がない(最大年で 327mm、最小年で 256.5mm)。そのため、1 月から 3 月の  $Q_{ws3}$  は、先行降雨による流量の多寡と、土中で形成される排水経路の広がり に影響を受けていると考えられる。秋から冬にかけての降雨一流出に見られるこのタイムラグは、水収支観測値に基づく年毎の蒸発散を推定することを難しくしている。Wilson et al. (2002) や Kosugi and Katsuyama (2007) は水収支観測による年々の蒸発散量推定が不安定になりやすいことを指摘しているが、降雨一流出のデータに生じるこのようなタイムラグも、その一因であると考えられる。

そこで、 $P-Q_{ws3}$  値を観測地森林の代表的な蒸発散量とみなしうるためには、水収支観測を何年間継続すべきかについて検討した(図 5.4)。図で横軸の値は年平均の  $P-Q_{ws3}$  値を得るための連続観測期間であり、縦軸の値は得られた年平均値の最大値と最小値の差である。例えば水年の区切りを 1 月 1 日として暦年と一致させた場合(図 5.4 で●に相当)、2000 年～2008 年の間で 2 年間の連続観

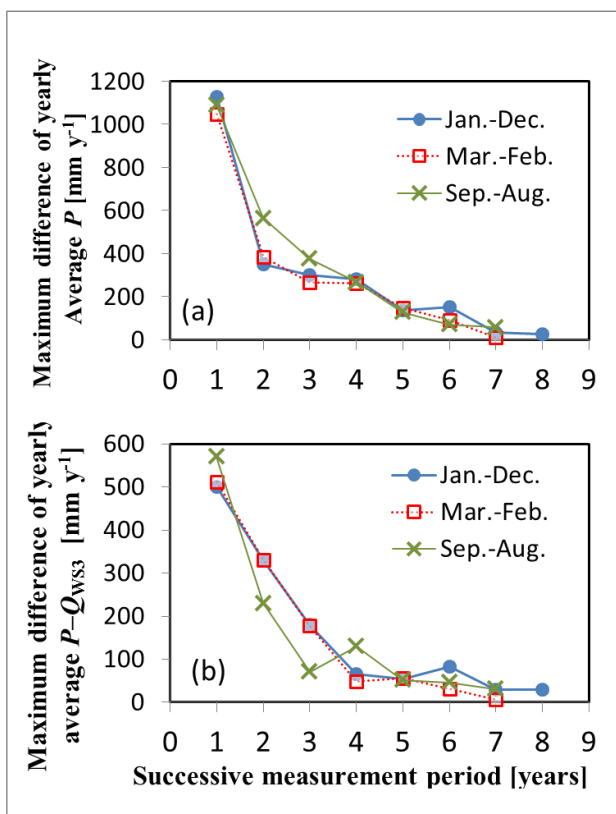


図 5.4. 降雨  $P$  および降雨と流出の差 ( $P-Q_{ws3}$ ) の連続観測年数と 2000 年～2008 年の期間での最大値と最小値の差の関係。水年は暦年(●)、3 月～翌 2 月(□)、9 月～翌 8 月(×)に設定。(Shimizu et al. 2015 より引用)

測期間は2000年1月～2001年12月、2001年1月～2002年12月...と8期間得られる。水年として暦年に加えて、しばしば $Q_{ws3}$ が最小に近くなる3月1日、および上述で翌年の $Q_{ws3}$ と最も相関が高い降雨の開始月となる9月1日も試行して、比較を行った。図5.4より、概して $P-Q_{ws3}$ の差異は $P$ の差異に連動することが分かる。しかしながら、水年の区切りが暦年および3月1日のとき、連続観測期間2年で $P$ の最大差が激減するのに対し、 $P-Q_{ws3}$ の最大差は高い値を維持する。これは、冬季の $Q_{ws3}$ が前年の降雨の影響を受け、秋から冬の $P$ は翌年の冬に影響を及ぼすという、先述のタイムラグの影響である。ある程度の長期間の観測値を用いれば、 $P$ が安定するうえに、期間の最初と最後の影響が薄まるため、このようなタイムラグの影響が小さくなる。図5.4から、水年の区切りに関わらず安定した $P-Q_{ws3}$ の値を得るためには、連続観測期間として5年以上が必要であると考えられる。

これらの検討結果から、本研究の観測地である鹿北流域試験地の水収支観測から得られる年蒸発散量として、最も代表的な値と考えられるのは、9年間の $P-Q_{ws3}$ 値の平均となる897.5 mmであると考えられる。この値は9年間の平均値であるため、渦相関法による解析対象期間である2007年～2008年の値と直接比較を行うのは困難である。しかしながら、2007年・2008年の降雨量 $P$ は1956.5 mmおよび2204 mmであり、ともに9年平均値(2138.1 mm)の10%以内であることから、水収支から得られた9年平均値の蒸発散量(897.5 mm)は、両年の蒸発散量を推定する際にも良い指標になるといえる。

### 5.1.2 蒸散および蒸発量の測定・推定値の和（積上げ法）

本項での年間蒸発散量は、スギ林分の3プロット(図2.1のLP、UPおよびSP)での樹液流速測定データが適用できる2007年4月以降の値で議論する。上層木の蒸散量および下層植生(主として樹高2～8 m程度の本木植物)の蒸発散量についての議論は、Kumagai et al. (2014)に詳しい。3プロットでのグラニエ法に基づく測定の結果、樹液流束密度は左岸側のSPで有意に大きいものの、大径木が多いLPでプロット内の樹木の総辺材面積が大きいため、上層木(スギ)の蒸散量は大きい順に $LP > SP > UP$ であった(Kumagai et al. 2014)。このことは、成長の良い大径木が存在するような地点では、樹木密度が小さくても単位地表面積当たりの蒸散量は大きくなり、その傾向は植栽後50年以上経過していても維持されていることを示している。3プロットの加重平均値を観測地のスギ林分における上層木の蒸散量( $E_{uc}$ )とすると、2007年4月以降の12か月間での値は359.4 mmとなった(Kumagai et al. 2014)。また、下層植生の蒸散量を $Y_{plant}$  モデ

ル(Pearcy and Yang 1996)で推定したところ、対象期間での蒸散量( $E_{sc}$ )は 126.9 mm となった(Kumagai et al. 2014)。この値は晴天日の下層植生の蒸散量として算出されているが、観測期間には曇天日および雨天日があるためこの蒸散値は過大評価となりうる。一方、スギ林分下層からは草本の蒸散や林床面からの蒸発がある。そこで、これらの影響を相殺しうるものと仮定し、モデルによる  $E_{sc}$  をスギ林分下層からの蒸発散量に等しいとした。

植生による降雨の遮断蒸発量  $I_C$  は、樹液流速測定とは別の 3 プロット(表 5.1:2.3 節も参照)での測定に基づき、以下の式 5.1 から算出した。

$$I_C = P - T_F - S_F \quad (5.1)$$

ここで  $T_F$  および  $S_F$  はプロットの樹冠通過雨と樹幹流下量である(2.3 節も参照)。各測定プロットでは、観測中に樋や導流ホースの目詰まりなどによる欠測が発生したが、本節の解析対象期間中、Plot 1 のみはそのような欠測が生じなかった。

各測定プロットでの  $T_F$  および  $S_F$  は大型の転倒マス流量計に導流して測定した。転倒マス流量計では機器への流入水量が多いほど一転倒時の水量が多くなる傾向がある(例えば Iida et al. 2012) ため、この補正式を得るために、予め室内検定を行った。先ず 10 mL のシリンジを用いて流量計のマスが転倒するまで水滴を滴下し(図 5.5a)、これを計量することで、ゆっくりと水が入った場合の一転倒水量( $c_t$ )を測定した。次に、側面に二穴を空けて上部を切り取ったペットボトルをアームで固定し、側面の穴から水道水を上部から溢水するように供給し続けるとともに、もう一つの穴に接続した導流ホースから、一定流量が発生するような簡易装置を作成した。この導流ホースから転倒マスに水を流して転倒時間間隔を測定し、さらに導流前後の流入水量をメスシリンダーで秤量した(以上、図

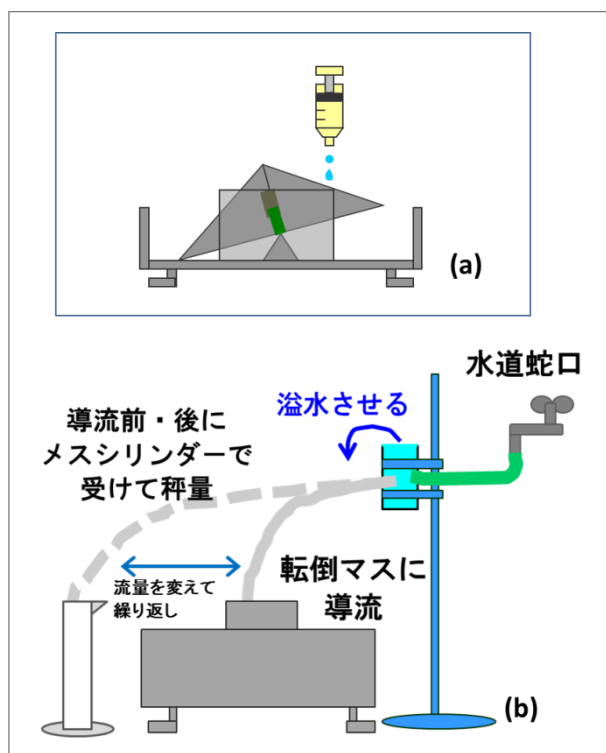


図 5.5. 転倒マス流量計検定の概要. (a): 滴下による一転倒水量( $c_t$ )の検定、(b): 流入水量と転倒水量の関係の検定.

5.5b)。流入水量を変えてこの過程を繰り返すことで、各転倒マス流量計に対して下記の懸垂曲線のパラメータ ( $p_1, p_2, p_3$ ) を決定した。

$$W_t = \text{MAX} \left( c_t, p_1 - \frac{p_2 t_t}{p_3 + t_t} \right) \quad (t_t < 3600), \quad (5.2a)$$

$$W_t = W_{3600} \quad (t_t \geq 3600) \quad (5.2b)$$

ここで  $t_t$  [sec] は転倒時間間隔の平均値、 $W_t$  [mL] は時間  $t_t$  の間の流入水量であり、**MAX**( ) は括弧内のコンマで区切った値の中での最大値を意味する。図 5.6 はこの検定結果の一例であり、欠測が生じなかった Plot 1 で用いた転倒マス流量計に対する補正曲線である。この補正を行わない場合の  $T_F$  および  $S_F$  の各プロットでの過少評価は、年間の値で概ね 4% 程度であった。ただし、式 5.1 から  $I_C$  は測定値の残差であるため、転倒マス流量計の補正を行わない場合に  $T_F \cdot S_F$  で生じる数% の過小評価は、残差  $I_C$  に 10% 程度もしくはそれ以上の過大評価を引き起こすことに注意されたい。

上記の補正を経て得られた各プロットでの  $T_F$ 、 $S_F$ 、 $I_C$  の値およびそれぞれの  $P$  に対する割合が表 5.1 の右 3 列である。測定プロットのうち、Plot 1 (中径木のスギ林分) は樹木密度および上層木の大きさが UP もしくは SP に近い林分であった。

大径木が多く上層木の樹木密度が低くなっている Plot 3 では  $T_F/P$  の値が他のプロットに比して大きくなった。一方、樹木密度が高いヒノキ林分の Plot 2 では  $S_F/P$  が最大となった。Plot 1 では、樹木密度が Plot 2 と Plot 3 との中間の値であるにも関わらず、 $I_C/P$  が 3 プロットで最大となった。Komatsu et al. (2007) は、植栽林での多くの測定値をまとめた結果から、樹木密度と  $I_C$  の間に以下の関係式を見出している。

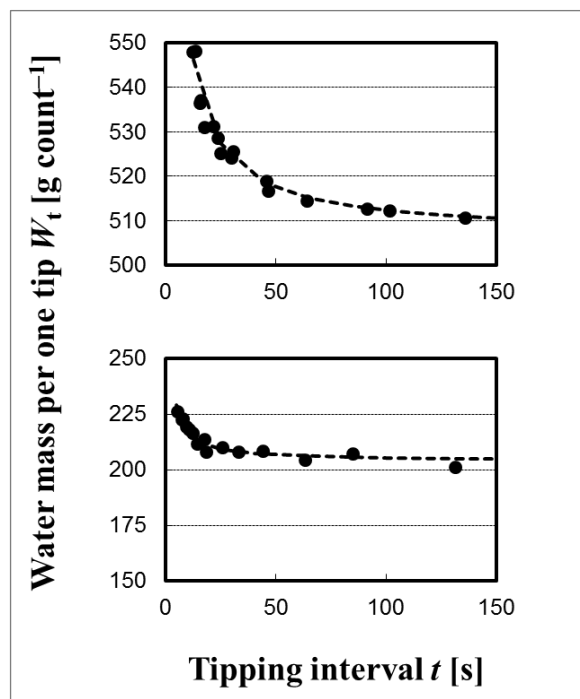


図 5.5. 転倒マス流量計検定結果の例. (a): Plot 1 の樹幹流下量測定に用いた流量計、(b): Plot 1 の樹冠通過雨に用いた流量計流. (Shimizu et al. 2015 より引用)



$$I_C = (4.98 \times 10^{-5} T_D + 0.120) P \quad (5.3)$$

ここで  $T_D$  は樹木密度 [trees ha<sup>-1</sup>] である。本研究での Plot 1 の値は式 5.3 から推定される値より大きく、Plot 2 および Plot 3 の値は式 5.3 による推定値よりも若干小さかった。この結果は、下層植生の密度に起因する可能性が高い。Manfroi et al. (2006) は熱帯の観測地で、下層の樹木が  $I_C/P$  の値を 3.5% 変動させることを示した。本研究の測定プロット中では Plot 1 で最も下層植生が繁茂しており、これは中径木のスギ林分(樹液流速測定プロットでは UP、SP)

表 5.1. 測定プロットにおける遮断蒸発量算出に関する測定値.  
(Shimizu et al. 2015 より引用)

Plot number	およその植栽密度 [trees ha <sup>-1</sup> ]	対象期間の降雨量 $P$ [mm]	樹冠通過雨 $T_F$ [mm] ( $T_F/P$ )	樹幹流下量 $S_F$ [mm] ( $S_F/P$ )	遮断蒸発量 $I_C$ [mm] ( $I_C/P$ )
Plot 1	1200	2835.0 <sup>(a)</sup>	2034.2 (0.718)	201.5 (0.071)	599.3 (0.211)
Plot 2	1600	1202.0 <sup>(b)</sup>	872.3 (0.726)	113.6 (0.094)	216.1 (0.180)
Plot 3	600	1631.0 <sup>(c)</sup>	1335.6 (0.819)	43.8 (0.027)	252.2 (0.154)

以下、データが取得できた期間. (a): 2007年1月～2008年5月、(b): 2007年1月～2007年9月 ただし2007年7月を除く、(c): 2007年7月～2008年5月 ただし2007年9月と11月および2008年4月を除く。

で共通の傾向であった。すなわち、下層植生が繁茂していたことで、Plot1 に代表される中径木スギ林分の  $T_F$  は減少し、それによって  $I_C$  が増加したと考えられる。

上述の通り、Plot 1 は樹液流速が測定された期間で唯一欠測のない観測地点であり、且つ、その植生密度および樹冠高は、観測地における多くの中径木スギ林分と似通っている。一方 Plot 3 の観測地は LP と近接しているが、ここでの大径木スギ林分の占有範囲は、流域内でも限定的である。そこで Kumagai et al. (2014) は積上げ法による蒸発散量 ( $ET_{COMP}$ ) 算出に、Plot 1 で観測した値から得られる  $I_C$  を用いた。その結果、2007年4月～2008年3月の期間での  $I_C$  は 425.2mm となり、同期間のスギ林分における  $ET_{COMP}$  ( $= E_{UC} + E_{SC} + I_C$ ) の値は 911.4mm と算出された。この  $ET_{COMP}$  の主要要素である  $E_{UC}$  と  $I_C$  は、それぞれ計 57 本におよぶ樹液流速測定と、直接測定した  $P \cdot T_F \cdot S_F$  から算出されており、観測対象地・対象期間のスギ林分の蒸発散量としては、確度が高い値であると考えられる。

### 5.1.3 渦相関法による蒸発散量と他の観測手法との比較

渦相関法によるフラックスの算出では、先ず 4.2 の冒頭で記述した前提①および②を満たさないデータを欠測とした。次に transducer shadow 補正とクローズドパス IRGA での H<sub>2</sub>O 濃度検知の遅れ時間補正を行い、座標変換法として日中 ( $S_d > 0$ ) のデータには風速成分の移動平均比法、夜間のデータにはセクターワイズ・プラナーフィット法を用いた。

上記の過程を経て算出された水蒸気フラックス値から年間の蒸発散量を推定するためには、データの品質管理と欠測補完とを行う必要がある。以下にそのための手順を記す。先ず、試験地の北西側 500m にあるゴルフコースの影響を最小限にするために、気層安定時(主に夜間)で風向が北西-西の時間帯では運動量フラックスから算出される摩擦速度  $u_*$  が  $0.2 \text{ ms}^{-1}$  より小さい場合、フラックス値は一旦欠測値として扱った。さらに前章で適用した Foken et al. (2004) に基づくデータ品質管理法を用いて、Class-1 に分類された顕熱フラックス ( $H$ )・潜熱フラックス ( $\lambda E$ :  $\lambda$  は蒸発潜熱 [ $\text{J kg}^{-1}$ ],  $E$  は水蒸気フラックス [ $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ] あるいは [ $\text{mm s}^{-1}$ ]) の値を抽出した。ここまでの過程でフラックス値が欠測・欠測扱い、もしくは抽出されずに一旦除外された時間帯については、全天日射 ( $S_d$ )・純放射 ( $R_n$ )・SAT による風速・気温 ( $T_a$ )・飽差 ( $D$ )・T2 土壌水分量と、Class-1 のフラックスデータとの関係から、多重代入法 (Huie et al. 2004) によって  $H$  および  $\lambda E$  を補完した。多重代入法の適用にはフリーソフトウェア NORM を用いた (例えば Iida et al. 2009)。補完作業は 2007 年 1 月を起点として 6 ヶ月ごとのデータを一括して行い、1) 日中の  $H \cdot \lambda E$  データを風向で分類せずに補完、2) 日中の  $H \cdot \lambda E$  を右岸からの風向・左岸からの風向に分類して補完、という 2 つの過程を試行して、先ず仮の補完値を得た。夜間については、Class-1 のデータが少ないこと (表 4.5 も参照)、および熱フラックスが植生の影響を受けにくいと考えられることより、風向での分類を行わなかった。 $H$ 、 $\lambda E$  については仮の補完値と測定値の差が 20% 以内、もしくは  $20 \text{ Wm}^{-2}$  以内であった場合は、Class-1 ではないデータも先に抽出した Class-1 データに加えて、再度多重代入法による補完を 1)、2) の過程で行った。以降の検討では、この 2 度目の補完値を渦相関法による熱フラックス値として用いた。

熱収支式によれば、上記で決定した熱フラックス値  $H$  と  $\lambda E$  の合計は、 $R_n$  から地中熱流量  $G$  と熱貯留量  $S$  を差し引いた値と釣り合うはずである。しかしながら、1 章でも言及したように、渦相関法の  $H + \lambda E$  は、平均的に  $R_n - G - S$  よりも小さな値となるのが一般的である。そこで、熱収支インバランス係数  $C_{IB}$  を月ごとに日中 ( $S_d > 0$ ) と夜間 ( $S_d = 0$ ) に分けて以下のように算出し、この係数を用いてフラックス値を補正する必要性について検討した。

$$C_{IB} = \sum(R_n - G) / \sum(H + S_H + \lambda E + S_{\lambda E}) \quad (5.4)$$

ここで  $S_H$ 、 $S_{\lambda E}$  はそれぞれ顕熱、潜熱による大気中の熱貯留であり、高度 42m および 20m に設置した通風乾湿計の値を樹冠上(渦相関法の測定高度 = 51m ~ 25m) および樹冠下(25m ~ 0m) の代表値として算出した。図 5.7 は式 5.4 で算出した  $C_{IB}$  の変動を示したものである。以降で「熱

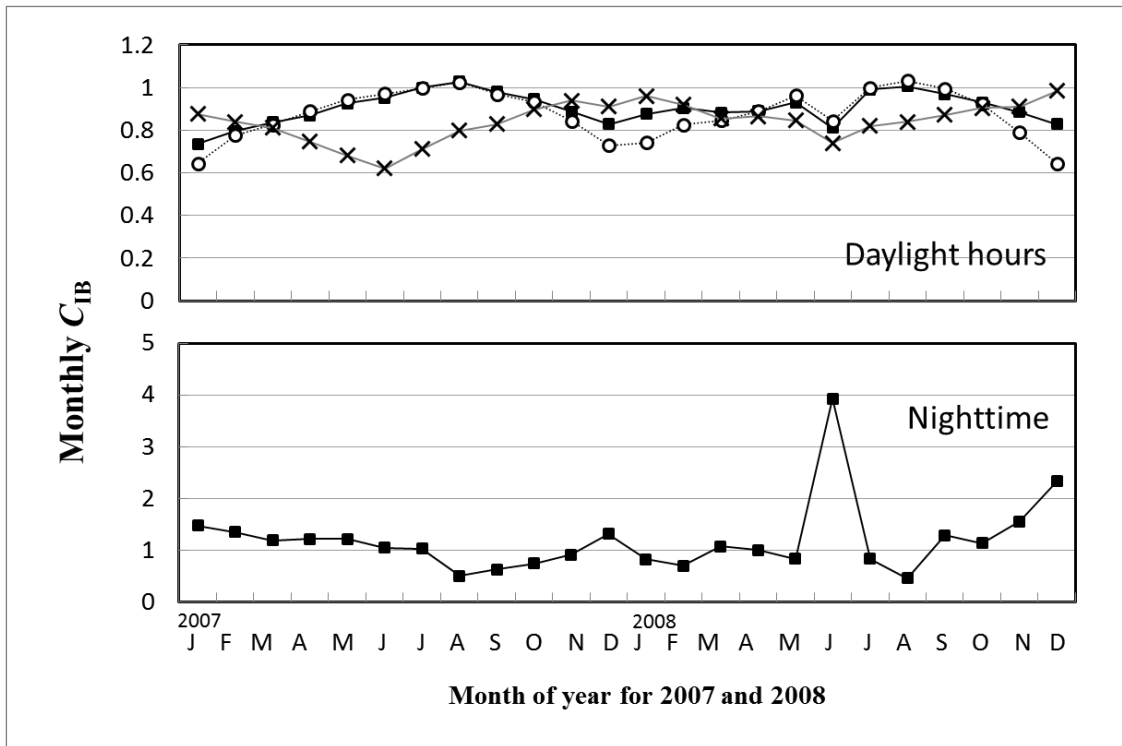


図 5.7. 月ごとの熱収支インバランス係数  $C_{IB}$ . 上段は日中、下段は夜間の値. ■: 風向分類なしの  $C_{IB}$ 、○: 右岸の  $C_{IB}$ 、×: 左岸の  $C_{IB}$ . (Shimizu et al. 2015 より引用)

収支インバランス補正を行う」とは、渦相関法の  $H$  および  $\lambda E$  (補完値を含む) を、データの時期・時間帯に合わせて、図 5.7 で表された  $C_{IB}$  で除することと同義である。図 5.7 より、日中の  $C_{IB}$  の値は蒸発散量が小さいと考えられる冬季に小さく、逆に夏季には 1 に近づき、時として 1 を超える場合もあった。風向で分類せずに熱フラックス値を算出した場合、 $C_{IB}$  の値は卓越風向に依存し、冬季を除く蒸発散量が比較的大きい時期には、右岸側からの風向による値とほぼ同じとなった。すなわち、風向分類なしでフラックスを算出すると、渦相関法による年間の蒸発散量は右岸側の影響を強く受けた値となることが分かる。夜間の  $C_{IB}$  はいくつかの例外を除いて 0.5–1.5 の間を推移し、明瞭な季節変化は見られなかった。夜間の放射量は元々小さいうえに、天候などによって容易に倍・半分になり、一方で夜間の熱フラックスは直前の昼間の環境にも影響を受けるため、

表 5.2. 渦相関法に基づく年蒸発散量  $ET_{EC}$  (熱収支インバランス補正あり、補正無し、熱収支式の残差の値)と暦年の水収支、および積上げ法による蒸発散量.  $ET_{EC}$  で上段は右岸・左岸の平均値、中段括弧内は順に左岸・右岸の値、下段は風向分類なしでの値 (Shimizu et al. 2015 より引用)

Year	エネルギーインバ ランス補正あり ( $ET_{EC\_C}$ )	補正無し ( $ET_{EC\_NC}$ )	熱収支式の残差 ( $ET_{EC\_R}$ )	暦年の水収 支の残差 $P-Q_{WS3}$	積上げ法による蒸発散 $ET_{COMP}$ ( $I_C$ : 遮断蒸発量, $E_{UC}$ : スギの蒸散, $E_{SC}$ : 下層・林床の蒸発散)
2007	839.9	706.5	925.6	830.9	911.4* (425.2, 359.3, 126.9)
	(799.3, 880.5)	(608.5, 804.5)	(914.8, 936.4)		
	862.5	794.7	915.2		
2008	811.8	711.6	892.1	1116.1	
	(766.7, 856.9)	(646.8, 776.4)	(857.0, 927.2)		
	861.9	786.1	916.2		

\*Kumagai et al. (2014) ; 2007年4月~2008年3月の値

時として異常に見える  $C_{IB}$  が出現すると考えられる。しかしながら、夜間は放射量・熱フラックスとも小さいため、その値を図 5.7 下段の  $C_{IB}$  を用いて補正しても、月～年間の蒸発散量の推定値が大きく変動することは無いと考えられる。

上記を前提として算出した渦相関法による 2007 年・2008 年の蒸発散量を表 5.2 に示す。表中で  $ET_{EC}$  は渦相関法による蒸発散量を表し、さらに添え字  $_C$  は熱収支インバランス補正を行った値、 $_{NC}$  はインバランス補正を行っていない値、 $_R$  は熱収支式の残差から蒸発散量を算出した値である (すなわち  $ET_{EC\_R}$  は  $R_n - G - H - S_H$  の時間積算値を単位 [mm] に換算した値となる) ことを表している。 $ET_{EC\_NC}$  の値は、右岸側と左岸側で大きく差が生じ、右岸側が大きくなった (表 2.1; 図 5.8a も参照)。スギ林分主体の右岸側は左岸側よりも全般に樹木の成長が良いため、蒸発散量にもある程度の差が生じることに矛盾は無いと考えられる。また、左岸側の  $H_{NC}$  は右岸側よりも若干大きくなること (図 5.8b) や、南向き斜面の左岸側の方が全般に日当たりが良い可能性が高いことを考えると、この差異の主因が複雑地形による移流や放射量の違いなどによる系統誤差であるとは考え難い。しかしながら、 $ET_{EC\_NC}$  を年間の蒸発散量だと考えると、その両岸平均値 (2007 年: 706.5 mm、2008 年: 711.6 mm) は  $P - Q_{WS3}$  の 9 年間平均値 (897.5 mm) よりもかなり小さくなるため、Ⅲ号流域にも年間 200 mm 近くの大きな系外流出 (漏水) が存在することになる。一方、もし  $ET_{EC\_R}$  を年間の蒸発散量とすると、2 年間の平均値は 908.5mm となり、 $P - Q_{WS3}$  の 9 年間平均値 (897.5mm) より大きくなる。この場合、Ⅲ号流域から系外への流出は全く無いことになり、系外の地中を通過した水が系内に流入してくる可能性も考えられることになる。また、 $H_{NC}$  の差

が左岸と右岸でそれほど大きくないために、 $ET_{EC\_R}$  の左岸の値は右岸の値にかなり近づくことになり、特に 2007 年ではその差は 2.5 % 程度となる。この結果は右岸－左岸間での上層木の成長の違いを反映しておらず、水蒸気フラックス測定値に現れる差異とも矛盾する。

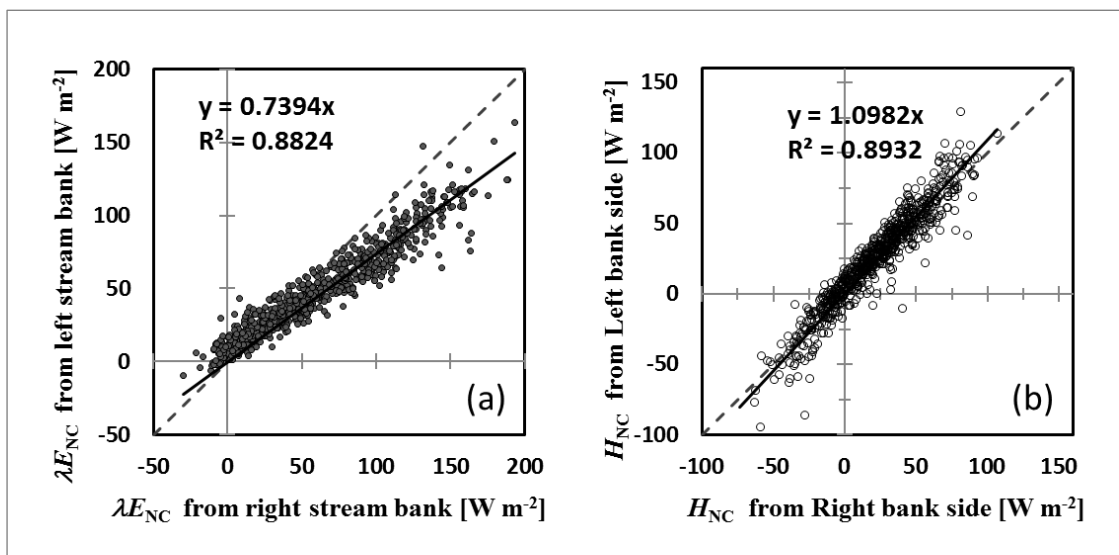


図 5.8. 右岸と左岸の熱フラックス 30 分値の比較. (a): 潜熱フラックス、(b): 顕熱フラックス (Shimizu et al. 2015 より引用)

$ET_{EC\_C}$  の値は、 $ET_{EC\_NC}$  と  $ET_{EC\_R}$  の中間に落ち着く。この値は主に  $Rn - G$  に規定されているため、右岸・左岸の蒸発散量平均値 (表 5.2 で各年の上段の値) と風向分類なしでの蒸発散量 (表 5.2 で下段の値) との差や、右岸－左岸の蒸発散量の差は、 $ET_{EC\_NC}$  で見られるよりも小さくなる。しかしながら、 $ET_{EC\_C}$  での右岸側の値と左岸側の値の差は依然として大きく、2007 年 91.2 mm、2008 年で 81.2 mm となる。この差異は、 $ET_{EC\_R}$  で両岸の値がかなり接近することとは対照的に、両岸の植生の生育状況の差を反映したものであると考えられる。また、 $ET_{EC\_C}$  の 2 年間平均値 (825.9 mm) と  $P - Q_{WS3}$  の 9 年間平均値 (897.5 mm) を比較すると、その差異 (71.6 mm) は降雨量に対して 3.4% となった。すなわち、 $ET_{EC\_C}$  を蒸発散量と考える場合には、Ⅲ号流域から系外への流出は降雨量の約 3~4% ということになる。

さらに、スギ林分が大半を占めている右岸側の  $ET_{EC}$  については、積上げ法によるスギ林分の  $ET_{COMP}$  とも比較可能である。 $ET_{COMP}$  の算出対象期間である 2007 年 4 月～2008 年 3 月の値の  $ET_{EC}$  は、 $ET_{EC\_C}$  で 875.2 mm、 $ET_{EC\_NC}$  で 814.7 mm、 $ET_{EC\_R}$  で 915.6 mm であった。前節での検討より、当該期間の  $ET_{COMP}$  の値は 911.4 mm なので、 $ET_{EC\_NC}$  は明らかにこれに比べて過小である。 $ET_{EC\_C}$  と  $ET_{EC\_R}$  はどちらもこの値に近く、特に  $ET_{EC\_R}$  は  $ET_{COMP}$  に非常に近い。しかしながら、 $ET_{COMP}$  の算出には  $T_F \cdot S_F$  の測定プロットの中で最も  $I_C$  が大きかった Plot 1 の値が用いられ

ていること、および右岸側には尾根付近にスギ林分ほど成長の良くないヒノキ林分も含まれることを考えると、ここで  $ET_{COMP}$  に対して右岸側の  $ET_{EC}$  が同程度～やや大きくなるとは考え難く、そのため、 $ET_{EC,R}$  の妥当性には若干の疑義が生じうる。また、 $ET_{COMP}$  には夜間に生じうる凝結量が全く含まれていないため、試みに日中 ( $S_d > 0$ ) の右岸側の  $ET_{EC,C}$  および  $ET_{EC,R}$  の値を積算したところ、 $ET_{EC,C}$  で 894.1mm、 $ET_{EC,R}$  で 946.3mm となり、 $ET_{EC,R}$  の過大評価が顕著となる一方、 $ET_{EC,C}$  は  $ET_{COMP}$  より依然として若干小さいものの、 $ET_{COMP}$  との差は 1.9% となり、さらに縮まった。

以上の検討結果を考慮すると、渦相関法に基づく当該観測地の蒸発散量推定値として最も妥当だと考えられるのは、熱収支インバランス補正後の  $ET_{EC,C}$  である。また、スギ林分を対象とした  $ET_{COMP}$  との比較結果から、風向に分類した  $ET_{EC,C}$  はかなり良い精度で風向ごとの年蒸発散量を推定できることが判明した。既往の研究では、年間蒸発散量を議論する場合には熱収支インバランス補正は必ずしも必要でないとするものもある (Wilson et al. 2001; Scott et al. 2010)。逆に、 $ET_{EC,C}$  を用いることで、 $P-Q$  による蒸発散量とよく一致するというケースも報告されている (Ding et al. 2010; Barr et al. 2012)。一方、渦相関法と流域水収支法の比較としては我が国で唯一の先行研究といえる桐生水文試験地の例は、そのどちらとも少し異なっている。Matsumoto et al. (2011) によると、桐生水文試験地の8年間の  $P-Q$  と  $ET_{EC,C}$  の差異は平均して降雨量の 5.6% となっている。本研究で  $ET_{EC,C}$  を用いた場合のⅢ号流域からの系外流出量が 3.4% となる結果は、この事例と調和していると考えられる。

## 5.2 蒸発散の時空間分布

本節の検討に先だって、小流域における年ごとの流況と小流域内の土壌水分環境の変動について考察を行う。図 5.9 に 2007 年と 2008 年の  $P$  と  $Q_{WS3}$  の日値、および暦年の年頭を 0 とした  $P-Q_{WS3}-ET_{EC,C}$  の年積算値を示す。表 5.2 にも示したように、両年の  $P-Q_{WS3}$  は大きく異なっており、2007 年は 830.9 mm、2008 年は 1116.1 mm であった。一方、両年の降雨量の差は 247.5 mm (2007 年: 1956.5 mm、2008 年: 2204 mm) に留まるため、 $P-Q_{WS3}$  の 285.2 mm の差を、そのまま両年の蒸発散量の差と見なすのは難しい。2007 年の  $P-Q_{WS3}-ET_{EC,C}$  の積算値は年末にほとんど 0 になっており (図 5.9 下段)、この年の流域からの系外流出と流域内貯留量の総和は、小さい値になっていたと考えられる。しかしながら、2007 年末の  $Q_{WS3}$  は年頭に比べてやや小さな値になっており (図 5.9 中段)、流域内の貯留量は年末に小さくなっていたと推察される。

2007 年は年降雨量の 35% が 6 月 22 日から 7 月 11 日 (図 5.9 の Day of year: DOY173-192)

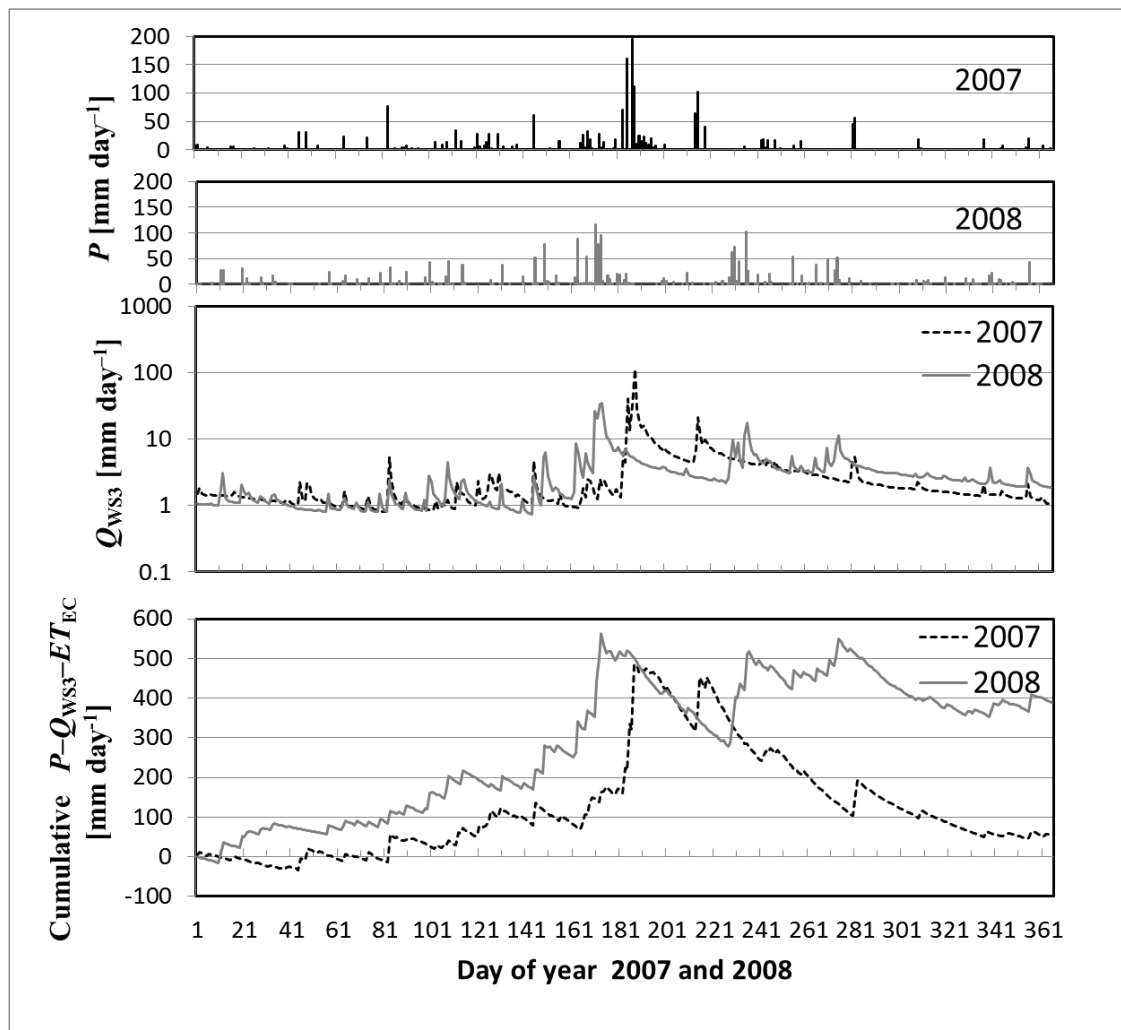


図 5.9. 2007・2008 年の降雨  $P$ 、III号流域の流出量  $Q_{WS3}$ 、損失量と渦相関法の蒸発散量(熱収支インバランス補正あり)との差 ( $P - Q_{WS3} - ET_{EC,C}$ ) の積算値の季節変動. (Shimizu et al. 2015 より引用)

の 20 日間に集中しており、そのために 2007 年の DOY180-229 (7 月から 8 月中旬) の  $Q_{WS3}$  は 2008 年の値を大きく上回っている。短期間に集中したこの降雨のために、小流域内の土層はかなり飽和状態に近づいたと考えられる。浅層の土壌水分量の変動を見ると、多くの地点で 2007 年 7 月上旬に観測期間中の最大値が現れており、この時期の値が  $\theta_{MAX}$  となっている (図 5.10)。図 5.10 では  $\theta/\theta_{MAX}$  を谷筋に近い位置での値 (図 5.10a, b) と、尾根に近い位置での値 (図 5.10c, d) で分けて表示し、これらの中間の左岸斜面山腹 (SP および T2) での値を、基準のために両方の図にプロットした。2007 年 6 月下旬～7 月の降雨で、土中はかなり湿潤な環境になっており、小流域内に点在して貯留されていた土中水は一時的に生じる水みちによって互いに繋がり、

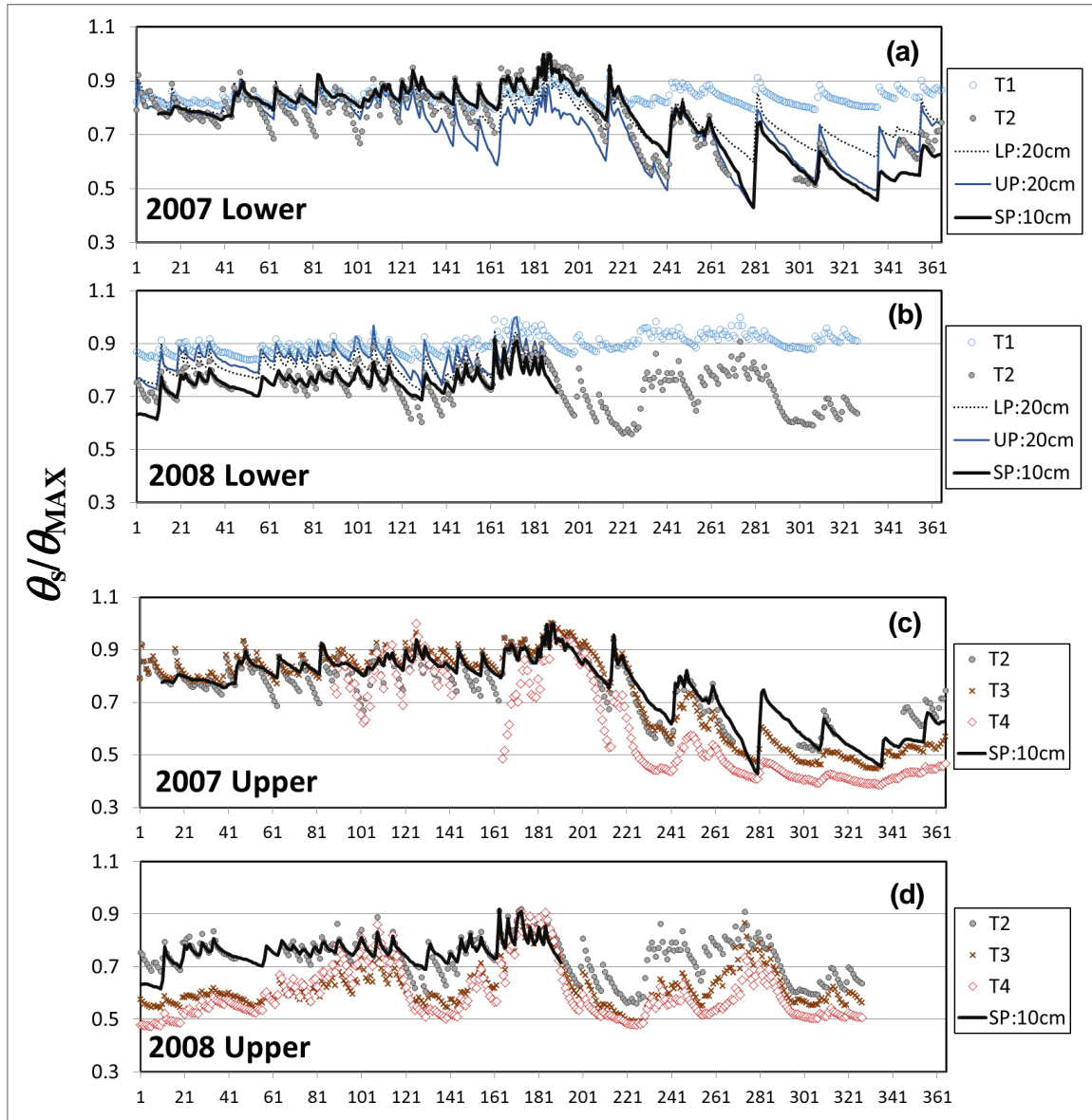


図 5.10. 土壌水分量観測 ( $\theta_s$ ) 地点における規格化した土壌水分量 ( $\theta_s/\theta_{MAX}$ ) の季節変動. (a)・(b): 谷筋から山腹中部の値、(c)・(d): 山腹中部から尾根での値. プロットの詳細は図 1.1 参照. (Shimizu et al. 2015 より改訂して引用)

流路となる谷筋へと排水されやすい状態になったと考えられる(例えば Noguchi et al. 1999; Sidle et al. 2000)。一方、その後の 8 月以降に見られる土壌の乾燥は、拡大された水みちによる排水と旺盛な蒸発散によるものと推察される。特に山腹上部や尾根に位置するヒノキ林分の浅層の土壌(図 5.10c で T3、T4 の値に相当)は顕著に乾燥し、 $\theta_s/\theta_{MAX}$  の値が T2 や SP の値を明瞭に下回るようになる(図 5.10b)。さらに 2007 年は 9 月以降が例年に比してやや少雨だった(260.5 mm、



9年平均値は414.3 mm)ため、土壌の乾燥がさらに促進され、一時的に形成された水みちの多くは維持されず、2008年の初頭までに流路への接続は遮断された可能性が高い。そのため、2008年のDOY1-140での降雨量は(533 mm)は、2007年の同時期の値(506 mm)よりも若干多かったにも関わらず、その多くは水みちが遮断された土中に一旦貯留されてしまったため、流出量は比較的少なくなった(DOY1-140での $Q_{WS3}$ は2007年:183 mm、2008年:164 mm)と考えられる。5.1でも述べたように、秋から次の年の春の間で $P$ に対する $Q_{WS3}$ の応答が乖離することがあるのは、上記のような土壌水の貯留様態と関係があると考えられる。

$\theta_s/\theta_{MAX}$ の値は、2008年の年頭にはT1を除く地点で観測期間中の最低値に近い値になっているが、T2、SPを含む斜面山腹以下の測定地点では、その後速やかに、ある程度の値まで回復している(図5.10b)。一方T3およびT4では $\theta_s/\theta_{MAX}$ の値の回復は緩やかである(図5.10d)。この回復速度の違いの一因として、乾燥時に浅層土壌の撥水性が発現しやすくなることが考えられる(Kobayashi and Shimizu 2007)。土層による降雨の撥水現象は観測流域内でしばしば見られており、特に尾根近くのヒノキ林では発現しやすい。ただし、撥水された降雨がそのまま地表流になる現象は確認されていない(Kobayashi and Shimizu 2007)ため、撥水によって降雨の浸透経路や浸透位置は変化するが、流域末端での $Q$ の増大には至らないと考えられる。すなわち、ヒノキ林分土壌(例えばT3やT4地点)で撥水された降雨はT3やT4の $\theta_s/\theta_{MAX}$ 値の回復には寄与せず、斜面下方で一旦浸透してその地点の $\theta_s/\theta_{MAX}$ の回復に貢献するということになる。さらに、スギと比較してヒノキは、土壌水分環境に鋭敏に反応して蒸散を制御する(Nagakura et al. 2004)。これらより、土壌水分環境と植栽樹種の違いによって、スギ林分主体の右岸側と、ヒノキ林分が多くを占める左岸側の蒸発散量の違いがある程度説明できると考えられる。

表5.2に示したように、2007年と2008年とで渦相関法による蒸発散量の差は $ET_{EC,C}$ で3.4%程度となり、その差異は大きくは無い。ただし、2007年と2008年の $ET_{EC,C}$ は2007年の方が若干大きい値になっている。前述のように、2007年の降雨量は2008年に比べて12%小さかったこと、月々の $I_c$ は降雨量に概ね比例すること(例えばKomatsu et al. 2007)を考えると、2007年の $ET_{EC,C}$ が2008年よりも若干大きくなるのは、遮断蒸発量 $I_c$ の変動が原因ではない。したがってこの差異は、気象環境・水文環境の影響によって、2007年で植生の蒸散量や林床からの蒸発量が2008年よりも多かったことが原因であると考えられる。そこで、 $ET_{EC,C}$ の季節変動を支配する要因について検討を行った。

図5.11の左列は、右岸および左岸の $ET_{EC,C}$ と純放射 $R_n$ 、気温 $T_a$ 、飽差 $D$ および降雨量 $P$

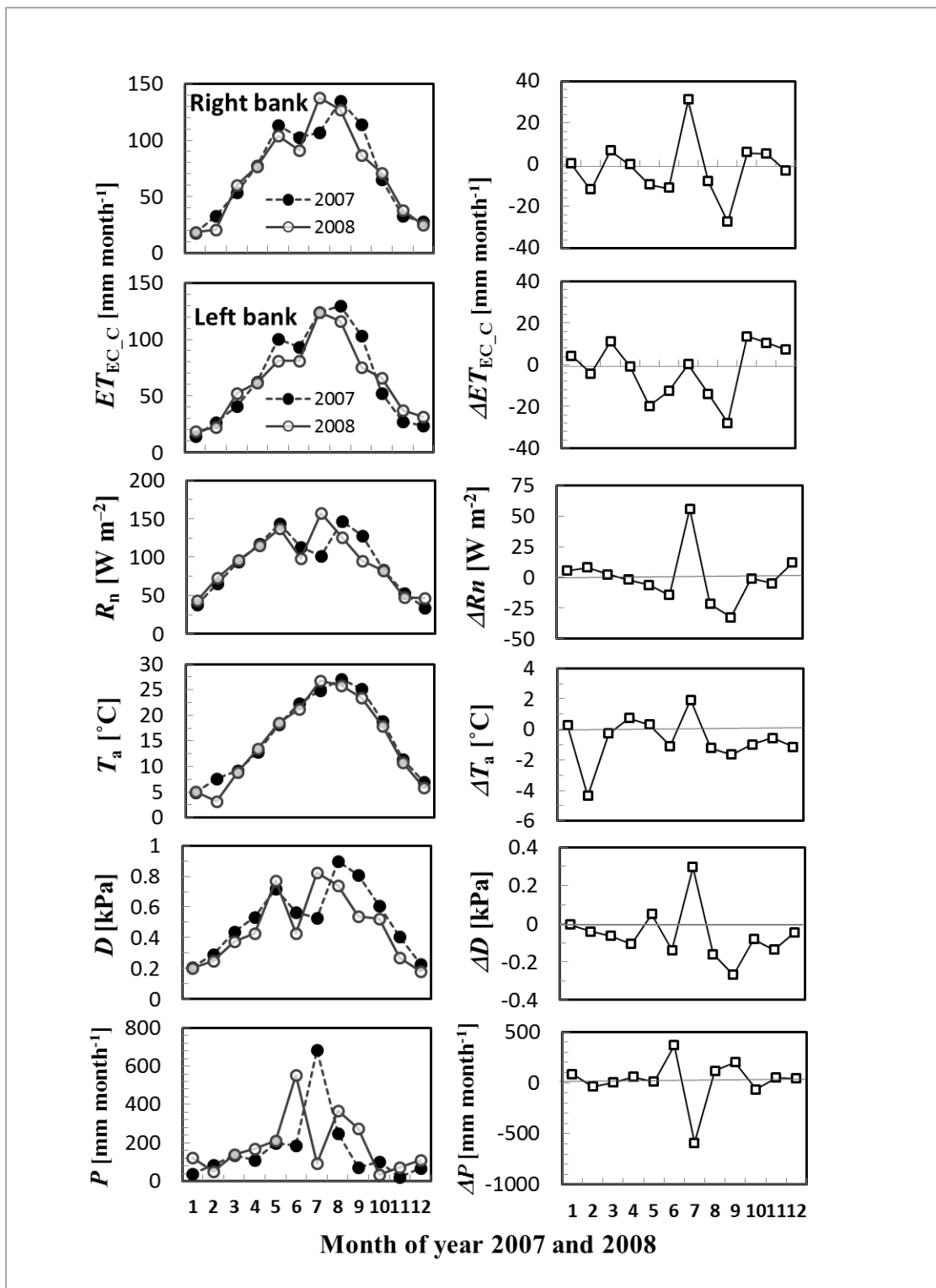


図 5.11. 右岸・左岸の蒸発散量(左側最上部および 2 段目)と気象要素(左側 3 段目から下に純放射  $R_n$ 、気温  $T_a$ 、飽差  $D$ 、降雨量  $P$ )の月平均値( $P$  は積算値)の比較。右側の図は同月における 2008 年の値と 2007 年の値の差。(Shimizu et al. 2015 より引用)

の月ごとの平均値( $P$  に関しては積算値)をプロットしたものである。また、右列の図は 2007 年と 2008 年の同じ月について、2008 年の値から 2007 年の値を差し引いて、その差異をプロットしたものである(ここで $\Delta$ は月平均値もしくは積算値の差異を表す)。右岸の月平均  $ET_{EC\_C}$  値の変動は、 $D$ 、 $R_n$  および  $T_a$  と高い相関があり、これらの要素との相互相関係数  $R^2$  の値は 0.86–0.88 である。また、左岸の  $ET_{EC\_C}$  の変動もこれらの気象要素の変動と相関が高く、 $R^2$  は 0.75–0.89 の範囲にあった。2007 年・2008 年とも、月平均  $ET_{EC\_C}$  の最大値は約 4.0 mm day<sup>-1</sup> で、月最大降雨が生じた翌月に現れた。そのため  $ET_{EC\_C}$  と月降雨量  $P$  とはあまり相関がみられず、両岸で  $R^2 = 0.24 - 0.34$  の範囲に留まった。右岸の  $\Delta ET_{EC\_C}$  は  $\Delta R_n$ 、 $\Delta D$  と同期して変化しているようであり、それぞれの要素に対する  $R^2$  は 0.72 と 0.59 であった。また、右岸の  $\Delta ET_{EC\_C}$  と  $\Delta T_a$  の相互相関はやや低く  $R^2 = 0.42$  となり、さらに  $\Delta P$  とは負の相関が生じていた ( $R^2 = -0.65$ )。この負の相関は、降雨量が大きい月には雲量が多いために放射量が減少し、 $\Delta P$  と  $\Delta R_n$  にも負の相関が生じることに起因する。一方、左岸の  $\Delta ET_{EC\_C}$  は  $\Delta R_n$ 、 $\Delta D$  および  $\Delta T_a$  とあまり相関がみられず、それぞれ要素に対する  $R^2$  は順に 0.25、0.07、0.03 となり、また、 $\Delta P$  との負の相関も大きくなかった ( $R^2 = -0.11$ )。これらの結果より、特に右岸の  $ET_{EC\_C}$  は基本的には気象要素に強く影響を受けており、年間の変動は、ほぼ放射量の変動と同期することが判明した。一方、左岸の  $ET_{EC\_C}$  は、年間の変動こそ気象要素の影響が強く表れるが、年ごとに生じる細かい変動は気象要素とは別の要因が作用していると考えられた。土壌水分量の月単位の変動値は  $\Delta ET_{EC\_C}$  と明瞭な関係が見られなかったが、先述の  $\theta_s/\theta_{MAX}$  値の地点ごとの変動を鑑みると、もう少し長い時間変動で左岸の  $ET_{EC\_C}$  を制御する要因の一つであった可能性が高い。例えば 2008 年の 1 月から 7 月の左岸の  $ET_{EC\_C}$  の合計値は 2007 年の値から 21.8 mm 減少していたが、同時期の右岸の  $ET_{EC\_C}$  は両年でほとんど変わらず、2008 年の方が 4.3 mm だけ大きかった。このことは、2008 年前半の  $\theta_s/\theta_{MAX}$  値が左岸の尾根から山腹上部 (T3、T4 に相当) では前年の同時期よりも明らかに低い値で推移し、基準値となる T2 もしくは SP の値とも乖離するのに対し、右岸のスギ林分である UP では前年の同時期とほぼ同程度の値にまで回復し、T2 あるいは SP の値と同程度か、これらの値を上回っていたことに対応している。さらに、晩秋には別の現象が生じており、2008 年 10 月～12 月の T4 の値は明らかに 2007 年の同時期よりも T2 の値に近く、その 3 ヶ月間の  $ET_{EC\_C}$  は左岸で前年の同時期よりも 31.3 mm も多くなり、右岸での増加量 (7.7 mm) よりもかなり大きな値であった。

### 5.3 日～月単位での渦相関法と積上げ法の比較

図 5.12 は、2007 年 4 月から 2008 年 5 月までについて、 $ET_{EC_C}$  と  $ET_{COMP}$  を月ごとに集計して比較したものである。5.2.3 項で示したように、年間の  $ET_{EC_C}$  の値は  $ET_{COMP}$  と良く一致していたが、月ごとの集計値からは、最大月蒸発散量が現れる月が異なっていたことが分かる。比較した期間中では、 $ET_{COMP}$  の最大値は 2007 年 7 月に現れており、最大月降雨量が現れるのと同期していた。一方、 $ET_{EC_C}$  の最大月はその翌月 (2007 年 8 月) に現れており、純放射量の最大月と一致していた。2007 年 7 月と 8 月で生じるこの不一致は、両月で昼間の  $C_{IB}$  が 1 に近いことを考えると、月ごとの熱収支インバランス補正とはあまり関係がないといえる。

観測時に観測機器やシステムで生じた誤差が、上述の不一致の一因となっている可能性は、一考に値する。単純な原因として、 $P$  が大きく  $T_F$  や  $S_F$  も大きかった 2007 年 7 月で、転倒マス流量計がオーバーフローしていたことが考えられたが、観測値からそのような異常は見いだせなかった。一方、3.2 および 3.3 で示したように、クローズドパス IRGA を用いた観測システムでは、降雨中や降雨直後の  $D$  が小さい条件では、水蒸気フラックスの補正量は大きくなる。本研究ではこの補正式を、 $h_{tubc}$  関数 (式 3.5 参照) 以外の補正を行った水蒸気混合比のコスペクトルと SAT から得られた温度フラックスのコスペクトルとの比較に基づいて設定している。しかし、降雨中や降雨

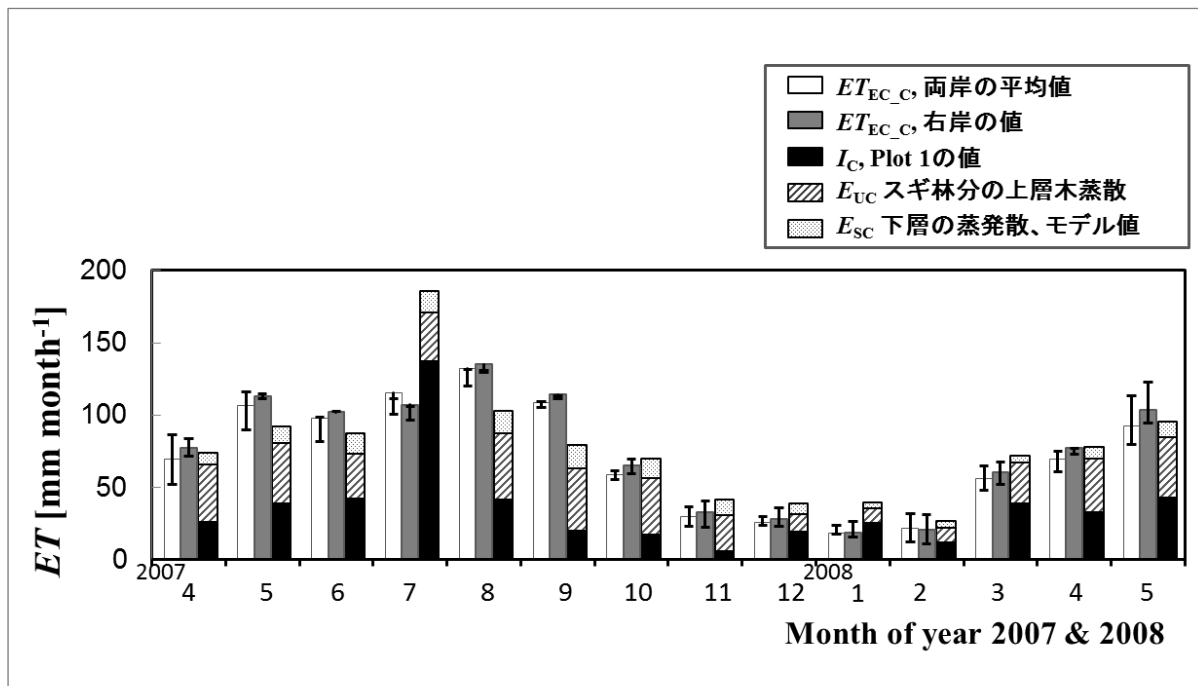


図 5.12. 渦相関法(熱収支インバランス補正あり)と積上げ法による月別蒸発散量の比較. 渦相関法のバーは熱収支インバランス補正無し、および熱収支式の残差による蒸発散量に対応。(Shimizu et al. 2015 より改訂して引用)

直後の条件下では、補正の基準とした温度フラックス値自体の精度が低下している可能性や、異なるスカラーのコスペクトル同士を比較することに対する妥当性の揺らぎが生じる可能性があり、実際に補正すべき量を精度よく推定するためには、なお一層の検討の余地が残されているともいえる。また、 $D$  が小さい条件で高周波領域の信号減衰量について補正すべき量をカバーできていない可能性は、 $D$  が小さくなりやすい冬季に熱収支インバランスが大きくなる結果とも矛盾しない。これらより、クローズドパス型 IRGA による水蒸気フラックスにおいて測定値からの補正量が大きくなる降雨中や降雨直後には、3.2 で記述した補正を行った後の  $ET_{EC\_C}$  でも蒸発散量は過小評価となり、これが 2007 年 7 月の  $ET_{COMP}$  との差異になっている可能性を完全に否定することは難しい。

しかしながら、右岸側の  $ET_{EC\_C}$  と  $ET_{COMP}$  は年間値で良く一致すること、月ごとの集計値でも 2007 年 7 月を除くと両者の変動傾向はかなり一致すること、さらに 2007 年 8 月は  $ET_{EC\_C} > ET_{COMP}$  になることを考慮すると、2007 年 7 月のみに見られる  $ET_{EC\_C}$  と  $ET_{COMP}$  間の大きな差を、全て水蒸気フラックスの高周波領域での補正量が不足していることに帰着するのも、また難しいと考えられる。そこで検討を深めるために、さらに時間分解能を上げて、右岸側の  $ET_{EC\_C}$  と  $ET_{COMP}$  の比較を行った。図 5.13a および図 5.13b は 2007 年 3 月 22 日から 7 日間(1 週間)ごとの比較であり、図 5.13c および図 5.13d は  $ET_{EC\_C}$  と  $E_{UC}+E_{SC}$  とを日積算値同士の比較である。それぞれ上段の図は比較的乾燥している条件でのデータであり、7 日間の比較では期間中の降雨量が  $20 \text{ mm week}^{-1}$  以下、日積算値の比較では当日が無降雨であることをその条件としている。上段の図の○はさらに強く乾燥している条件下でのデータを表しており、7 日間で  $2 \text{ mm week}^{-1}$  以下の降雨(図 5.13a) および比較日の先行 5 日間で無降雨(図 5.13c) がその条件である。図 5.13a では、乾燥した条件で  $ET_{EC\_C}$  が  $15 \text{ mm week}^{-1}$  を超えると、ほとんどのケースで  $ET_{EC\_C}$  が  $ET_{COMP}$  よりも大きくなっていった(図 5.13a)。一方、7 日間の降雨が  $20 \text{ mm week}^{-1}$  を越える条件では、 $ET_{EC\_C}$  の値に関わらず  $ET_{COMP}$  は  $ET_{EC\_C}$  よりもしばしば大きくなった。大降雨時には  $I_c$  が大きな値になるため、 $ET_{COMP}$  が非常に大きくなることで  $ET_{EC\_C}$  との差はさらに広がり、差が  $100 \text{ mm week}^{-1}$  を超える事例もあった。2007 年 7 月以外で  $ET_{COMP}$  と  $ET_{EC\_C}$  との月ごとの集計値の差が小さかったのは、乾燥時と降雨時での週ごとの差異が月内でかなり相殺されていたためだと考えられる。日積算値同士の比較では、降雨日か無降雨日かに関わらず同様な傾向が見られ、大抵の場合  $ET_{EC\_C}$  は  $E_{UC}+E_{SC}$  よりもかなり大きかった。先行 5 日間で無降雨という条件では、 $ET_{EC\_C}$  と  $E_{UC}+E_{SC}$  がほぼ同程度もしくは後者が若干大きくなる日があったが、 $ET_{EC\_C}$  が  $2.5 \text{ mm day}^{-1}$  以上の日では

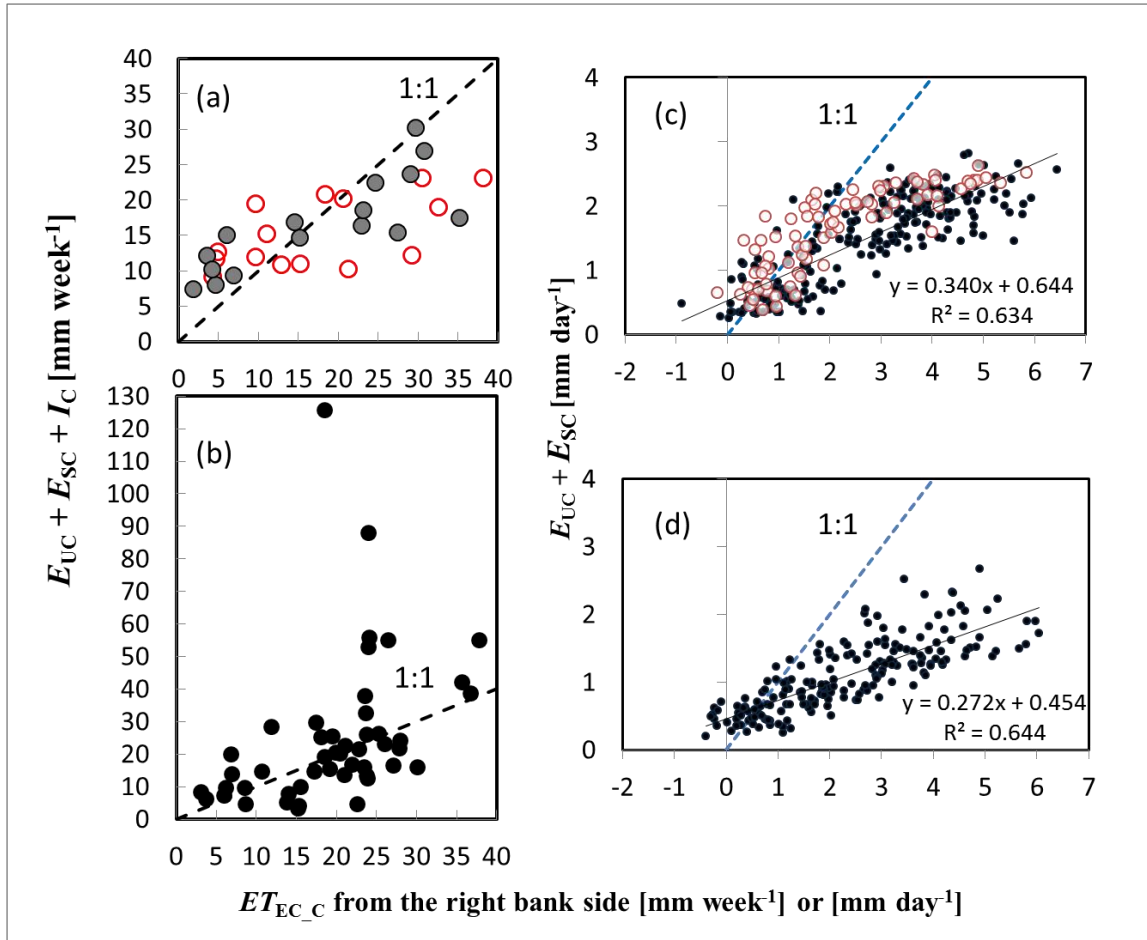


図 5.13. (a)、(b): 渦相関法(熱収支インバランス補正あり:  $ET_{EC\_C}$ )と積上げ法による7日間ごとの値の比較. (c)、(d):  $ET_{EC\_C}$  と積上げ法から遮断蒸発量を除いた値の日値の比較. 上段は乾燥した条件(aで7日間降雨20mm以下、cで無降雨日)であり○は特に乾燥した条件(aで7日間降雨2mm以下、bで前5日間無降雨). 下段は上段の条件以外の湿潤な環境での値。(Shimizu et al. 2015 より改訂して引用)

$E_{UC}+E_{SC}$ は必ず  $ET_{EC\_C}$ より小さくなった。

$ET_{EC\_C}$ と  $E_{UC}+E_{SC}$ の差はほぼ  $I_C$ の値と一致するため、日積算値における図 5.13c の比較結果は、無降雨日であっても、それより以前の遮断降雨に起因する蒸発があったことを示唆しているとも考えられる。この仮説に立つと、2007年7月の  $ET_{COMP}$ が過大になった理由として、遮断蒸発量  $I_C$ が直接測定値ではないことが考えられる。本研究でこれまで議論してきた  $I_C$ の量は  $P$ から  $T_F$ と  $S_F$ を差し引いた残差であり、林内に供給されなかった降雨であるためこれを蒸発量とみなす根拠は十分であるが、いつ蒸発したかを議論するための根拠はない。そのため、例えば  $T_F$  や  $S_F$ として検知されなかった降雨は、樹皮を深く湿らせた後にゆっくりと蒸発した可能性がある(例え

ば Kuraji et al. 2001; Iida et al. 2005)。また、降雨が樹冠に当たることで、一旦飛沫 (Murakami, 2006) や細霧となって樹冠下に移動し、林床で再度凝結した後にゆっくりと蒸発していたと考えることも可能である。実際には、 $ET_{COMP}$  と  $ET_{COMP}$  の差異の原因について、本研究ではこれ以上定量的な議論を行うことはできない。しかしながら、これらの値の差異自体を定量的に示すことを試みた研究例は、米国のデューク・フォレスト (Duke Forest, North Carolina) における Oishi et al. (2008) を除くとほとんど無い。従って、本研究で見られたような差異が、他の森林でも生じているのかを観測に基づいて解析することを、今後の課題として提示したい。

## 5.4 本章のまとめ

前章までの検討に基づいて観測機器・システムの補正と、観測地に最も適していると考えられる座標変換法を適用して、渦相関法による鹿北流域試験地の蒸発散量 ( $ET_{EC}$ ) の算出を行い、さらに他の観測手法による蒸発散量推定値との比較を行った。観測地である小流域の右岸側と左岸側を風向で分類して水蒸気フラックスを算出し、さらに熱収支インバランス補正を行った結果、 $ET_{EC}$  は 2007 年で 839.9mm、2008 年で 811.8mm となった。この値 ( $ET_{EC,C}$ ) と、系外流出の影響が比較的小さい  $P-Q_{WS3}$  の 2000 年～2008 年の 9 年間平均値 (897.5mm) との差は、降雨量の 3.4% であった。また、スギ林分における積上げ法による蒸発散量 ( $ET_{COMP}$ : 911.4mm; Kumagai et al. 2014) と、スギ林分の占有面積が大きい右岸側で同時期に得た  $ET_{EC,C}$  の日中の値 (893.4mm) との差異は、約 1.9% であった。これらにより、年間の蒸発散量として  $ET_{EC,C}$  は妥当な推定であり、林分ごとの蒸発散量推定にも適用できることが判明した。

観測地の  $ET_{EC,C}$  は基本的に微気象要素の変動に強く影響を受けて変動するが、斜度が急で尾根から山腹上部をヒノキ林分が占める左岸側では、土壤水分環境の変動が  $ET_{EC,C}$  に副次的に影響していることが示唆された。

月単位の  $ET_{EC,C}$  と  $ET_{COMP}$  の比較から、両者で月最大蒸発散量が現れる時期が異なることが明らかになった。蒸発散が生じるタイミングの違いは、日～週単位で比較しても同様であり、乾燥時には  $ET_{EC,C}$  の方が大きくなり、大きな降雨が生じたときに遮断蒸発量  $I_C$  が大きくなることで  $ET_{COMP}$  の方が大きくなった。この差異は、 $ET_{EC,C}$  に算出誤差が未だ残存している可能性を示唆するとともに、植生で遮断された降雨がいつ蒸発するかというタイミングについて、今後詳細に検討すべきであることを示している。

## 第6章 総括

### 6.1 本研究で明らかになったこと

本研究の目的は、山地の複雑な地形条件に存する森林を対象に、世界中で広汎に用いられている渦相関法に基づいて、高精度で蒸発散量を評価することであった。そのためにまず、渦相関法に未だ内在する観測機器、および観測システムの誤差として重要と考えられる「超音波風速温度計 (SAT) の機器自体が測定風速に及ぼす誤差」と「クローズドパス型の赤外線式ガスアナライザー (IRGA) での高周波領域の信号減衰補正」について、既存の研究を深化させた検討を行った。次に、渦相関法を適用する際に複雑地形地の影響を緩和させうる「座標変換法」について、新規に1つの方法を提案し、既存の研究で使用されてきた方法とともに包括的な比較を行い、観測地に適した方法を考察した。これらで得られた結果を、わが国のスギ・ヒノキ林小流域での2年間の観測データに適用するとともに、水収支法、および遮断蒸発量・上層木の蒸散量・林分下層の蒸発散量の和による積上げ法による蒸発散量との比較を行い、渦相関法の適用範囲や精度を確認するとともに、観測手法間の差異を考察した。

以下に、本研究で明らかになったことを項目に分けて箇条書きし、さらにそれらの背景や結果のもたらす意義について記述する。

#### 1. SAT 自体が自然風速を阻害して測定風速に誤差を引き起こす現象について

##### (3.1 および 3.3 章)

- ・観測に用いたカイジョー (現:ソニック社) の SAT "TR-61C" の transducer shadow を風洞実験に基づいて定式化したところ、補正を全く行わない場合と比べて、最大で 20 % 以上の風速誤差が生じることが明らかになった。
- ・上記で得た補正式を複雑地形地の森林での取得データに適用したところ、無補正の場合との差は運動量フラックスで約 4 %、顕熱・水蒸気・CO<sub>2</sub> フラックスで 1.0-1.5 % であった。これより、TR-61C では、補正を行わなくても地表面-大気間のフラックス算出値の過小評価は、限定的な範囲に留まることが分かった。

1980 年代から 2000 年代前半まで我が国の研究者は、渦相関法の観測に際し、カイジョーの SAT をほぼ一義的に用いてきた。その間、カイジョーの SAT について機器自体が原因となる



風速測定誤差を考慮してフラックス値を議論した研究例は、我が国の研究者では Kondo and Sato (1982) を除いて、存在していなかった。その背景として、Hanafusa et al. (1982) が自らの風洞実験の結果よりも野外実験での平均風速の比較結果を重視し「カイジョー社の SAT の補正は野外では不要」としたことが挙げられる。しかし、Hanafusa et al. (1982) では測定誤差がフラックス値に及ぼす影響までは議論していなかった。また、その後の Kaimal and Gaynor (1983) や Kraan and Oost (1989)、Wieser et al. (2001)、Nakai et al. (2006) 等の研究を通じて、SAT の風速誤差補正は機器の種類に関わらず考慮すべき状況になっている。そこで本研究では、Hanafusa et al. (1982) と同様に先ず風洞実験を行い、実験結果に基づいて TR-61C に関する最大の誤差要因と考えられる transducer shadow の補正を定式化した。その際、風速が弱いほど風速の補正割合が大きくなる現象を確認し、この現象も補正式に組み込んだ。その結果、センサーの正面からの風向で、かつ風速が弱い場合には、補正すべき量は増加した。しかし、この補正式を野外観測に適用したところ、フラックス値への補正の影響は小さな割合に留まった。このことは、SAT の機器自体が原因となる風速誤差補正の必要性を否定するものではない。カイジョーの TR-61C ではセンサー (transducer) は紡錘形であるが、センサーが円筒形である ATI 社の”K-probe”を用いたと仮定した場合、同じ観測データでも補正前後で熱フラックス値は 5% 変化した。また、Gill 社の”WindMaster”を用いると、さらに補正すべき量が増加すると推察される (Nakai et al. 2006; Nakai and Shimoyama 2012)。カイジョーの TR-61C で補正の有無による熱フラックスの誤差が小さいのは、複雑地形の影響があっても地表面—大気間の熱・物質交換は鉛直に近い方向で生じており、一方複雑地形地でも、鉛直風速は水平風速より小さいことが通常であり、その場合、鉛直軸に紡錘形のセンサーが配されている TR-61C では、補正式 3.4 を鑑みると、測定鉛直風速にほとんど誤差が含まれないことになるためである。

## 2. クローズドパス型の IRGA での測定で生じる高周波領域の信号減衰について

### (3.2 および 3.3 章)

- ・試行として CO<sub>2</sub> 濃度を対象に、先ずガス採取から濃度変動検知までのタイムラグ (遅れ時間) を観測データから推定した。その値から流量を計算して既存の補正式に代入したところ、高周波領域の補正が問題なく行えることが分かった。これにより、CO<sub>2</sub> 濃度については流量の変動に対応した補正が可能となった。
- ・水蒸気濃度では、飽差が小さい (湿度が高い) ときに、上記の遅れ時間が CO<sub>2</sub> 濃度に対する遅

れ時間よりも大きくなる傾向が顕著であった。また、推定した遅れ時間を既存の補正式に代入しても、補正量は不十分であった。そこで遅れ時間と補正の際の遮断周波数との関係を定式化した後に、水蒸気フラックスの補正を行った。その結果、遅れ時間を一定として補正した場合、水蒸気フラックスには平均で 20 % 以上の誤差が生じる期間が生じることが判明し、この補正の重要性が明らかになった。

クローズドパス型の IRGA では、ガス採取口からチューブを通じて IRGA にサンプルガスを導流する際に、高周波領域のガス濃度変動信号が著しく減衰する。この減衰量は主にチューブ内の気体流量の変動による、ガス採取からガス濃度変動検知までのタイムラグ(遅れ時間)によって変化する。一方、長期間の観測中には機器やフィルターの劣化、およびチューブ内に暫定的もしくは恒常的に生じる結露などによって、チューブ内の流量は変動する。高周波領域の信号減衰はこの流量変動に対応して補正するべきであり、長期観測に際してはそのための準備が必要である。本研究の観測システムで取得した CO<sub>2</sub> 濃度に関しては、既存の式を統合して用いることで、遅れ時間の変化に対応した補正ができることが分かった。一方、水蒸気濃度については、ガスサンプル時の環境条件によって、濃度変動信号の高周波減衰量が変化する(Ibrom et al. 2007a; Haslwanter et al. 2009)。本研究でも、その理由に関しては解明できなかったが、Ibrom et al. (2007b) と同様に、飽差が小さい(あるいは相対湿度が大きい)環境で、水蒸気濃度の遅れ時間が CO<sub>2</sub> 濃度に対して大きくなることが、明瞭に見出された。そこで遅れ時間-遮断周波数の関数を作成し、観測期間中でチューブ内の流量変動が大きかった時期のデータを用いて、補正の影響を試算した。この場合、水蒸気濃度変動検知までの遅れ時間は、チューブ内流量の変動に加えて飽差の影響を受けて変動するため、遅れ時間を一定とする仮定から大きく乖離することになり、試算結果の誤差も大きくなったと考えられる。

### 3. 山地の森林に適した座標変換方法について(4章)

・複雑地形地に適した方法として近年適用例が多いセクターワイズ・プラナーフィット法を用いた場合、夜間のスカラー値の乱流統計量( $\sigma_T/T_*$ ,  $\sigma_C/C_*$ )については、測定値と既存の実験式との誤差が、他の座標変換法を用いた時よりもやや小さくなった。また、同方法での座標変換後の風速鉛直成分の 30 分平均値は、特に夜間で 0 近傍の値になり、平坦一様な観測地での特徴に近づいていた。これらより、夜間のフラックス算出にはセクターワイズ・プラナーフィット法が適していると判断した。

・日中でセクターワイズ・プラナーフィット法を用いるとフラックスの過小評価が生じ、熱収支インバランスが拡大した。また、乱流統計量の値は、全ての座標変換法で特に優劣が無かった。そのため、本研究での日中のフラックス値算出には、概念的に複雑地形をカバーし、実用的に簡便且つ安定している新方法(風速成分の移動平均比法)を用いることとした。

座標変換は渦相関法によるフラックス算出過程の一つに組み込まれており、その適用によって複雑地形の影響は緩和されると見込まれている。そのため、これまでに各種の座標変換法が提案・試行されてきたが、多くの研究では座標変換法同士の比較は行わずにフラックス算出値の議論に移っており、座標変換法の比較を掲げる研究でも2-3種類の方法を適用して比較を行うことがほとんどであった。本研究では7種類の座標変換法を用いて、複雑地形の観測地である鹿北流域試験地に適した方法を考察した。比較作業を注意深く行うために、固定座標系の設定には2年間の風速データを用い、Foken et al. (2004) による厳密且つ簡便なデータ品質管理によって、データの選別を行った。品質管理後のデータ同士の比較は、概して比例関係になり、座標変換法ごとの違いは際立たなくなった。しかしながら、既往の研究でも示唆されていたセクターワイズ・プラナーフィット法によるフラックスの過小評価傾向(例えば Yuan et al. 2007, 2011) と、それに伴う熱収支インバランスの拡大は、本研究でも確認できた。渦相関法の熱収支インバランスはサイトや時期によって異なるが、大きいときには30%以上にもなり得るため、座標変換法の選択によって全てが解決することは有り得ない。しかし、本研究では「熱収支インバランスを助長する方法を敢えて選択する理由はない」として、上述のようにセクターワイズ・プラナーフィット法を日中の座標変換法として選択しないこととした。この状況は観測地ごとに異なると考えられるが、特にセクターワイズ・プラナーフィット法の適用を考える場合、近年の傾向(“流行”ともいえる)にただ従うことなく、取得データによる確認を通じて選択を行うことを推奨する。

#### 4. 渦相関法による複雑地形地に存する暖温帯のスギ・ヒノキ林の蒸発散量定量化について (5章)

・上記の検討を反映して渦相関法によるフラックス算出を行った。熱収支インバランス補正を行って推定した年蒸発散量  $ET_{EC\_C}$  は、2007年で839.9 mm、2008年で811.8 mmであった。この値は、水収支法での9年間の  $P-Q$ (降雨と流出量の残差) 平均値(897.5 mm)と概ね整合した。また、2007年4月~2008年3月で、スギ林分が大半を占める右岸側での日中の  $ET_{EC\_C}$ (894.1 mm)は、積上げ法によるスギ林の蒸発散量  $ET_{COMP}$ (911.4 mm)と良く一致した。これらより、渦

相関法による年間の  $ET_{EC\_C}$  は一定の精度を有し、林分の特徴ごとに風向を区切っても、その精度は保持できることが明らかになった。

- $ET_{EC\_C}$  の変動は基本的に放射量の変動に同期するが、比較的急峻でヒノキ林分の占有面積が大きい左岸側では、年ごとの変動に土壌水分の影響の介在が示唆された。
- 月単位での  $ET_{EC\_C}$  と  $ET_{COMP}$  の値を比較したところ、それぞれの最大月は  $ET_{EC\_C}$  では放射量最大の月、 $ET_{COMP}$  では降雨量最大の月になった。また、日および週単位の比較では、乾燥した条件で  $ET_{EC\_C}$  が大きい時にほぼ常に  $ET_{EC\_C} > ET_{COMP}$  になり、一方、多雨の週には遮断蒸発量によって  $ET_{EC\_C} \ll ET_{COMP}$  となる場合があり、蒸発散が生じるタイミングについては、観測手法間で相違があることが明らかになった。

渦相関法での蒸発散量に対して、水収支法および積上げ法の値を同時に比較した事例は世界でも類を見ない。水収支法については小流域間の流量の違いを検討した結果、観測タワーが建設された小流域(図 2.1 の WS2: II 号流域)よりもこれに隣接する小流域(WS3: III 号流域)の方が、系外流出の影響が小さく、妥当な流量が観測されていると考えられた。WS3 での  $P-Q$  と  $ET_{EC\_C}$  との差異から、WS3 でも少なくとも年降雨量の 3% 程度が系外へ流出していると推察された。流出量の変動は主に降雨量に支配されているが、それ以外では特に秋から冬にかけての浅層土壌水分の挙動とも関係しており、秋に土壌が乾燥することで以降の冬の降雨が貯留されやすくなり、その際に流量の減少が見られた。また秋の乾燥が強いと斜面上部での土壌水分値が回復せず、その場合、特にヒノキ林分が多くを占める左岸側の蒸発散量に影響が生じることが推察された。熱収支インバランス補正については、多くの研究でこれを行うことが推奨されている(例えば Kosugi et al. 2007; Ding et al. 2010)。また、既往の研究で「インバランス補正を行う必要はない」とするものもある(Wilson et al. 2001; Scott et al. 2010)が、それらは日中・夜間とも生じていたインバランスが長期間で相殺した結果であり、補正の有無が日～週単位以上での蒸発散量推定値に影響を与えなかったケースである。これらも鑑みると、基本的に長期間の蒸発散量算出時には、熱収支インバランス補正を行った方が良いと考えられる。 $ET_{EC\_C}$  と  $ET_{COMP}$  との間の蒸発散のタイミングの差異は、 $ET_{EC\_C}$  に未だ生じている測定誤差の可能性とともに、遮断蒸発が常に降雨中もしくは降雨直後に生じるとして  $ET_{COMP}$  に加えていることが原因となっている可能性がある。この現象の解明のためには、同様な研究事例の蓄積を行うとともに、樹冠遮断したとみなされる降雨が、どこに貯留され、いつ蒸発するのかについてのプロセスを、明らかにするための研究が必要であると考えられる。

## 6.2 近未来の渦相関法観測システムについて

本研究は 1999 年に発表した論文 (Shimizu et al. 1999) を起点としており、本稿を執筆している現在 (2015 年) までの間に観測機器やシステムに変遷が生じているため、一部現状から乖離しつつある点がある。この事実も踏まえつつ、本節では、本研究の検討事例を今後の観測システムを構築・考案するための一助とするための提案を行う。

先述のように、カイジョー (現ソニック社) の超音波風速温度計 (SAT) は、2000 年代前半まで我が国の研究者にとってほぼ唯一の選択肢であった。しかし現在は、我が国の輸入代理店が、国際的に多くの研究者による使用実績がある海外の機器を、比較的安価に提供しており、観測研究の目的で新規に SAT を購入する研究者が、ソニック社の製品を選択する可能性は十数年前に比べて相当に低くなっている。また、本研究で観測に用いた、「紡錘形のセンサーを直交する 3 軸に配置している」TR-61C 型のプローブは、2015 年 3 月現在、ソニック社から販売を行っていない模様である。そのため本研究における TR-61C の補正式や、transducer shadow 補正の有無がフラックス算出値に与える影響についての結果を直接利用できるのは、既に TR-61C の使用実績がある研究者に限定される。しかしながら、SAT の 3 軸のうち 1 軸が重力鉛直方向に沿うように配置され、かつ機器のフレームの影響をあまり受けないように独立になっている設計は、昨今最もよく用いられている Campbell Scientific 社の CSAT3 や Gill 社の WindMaster とは一線を画しているが、森林を対象として鉛直に近い方向でのフラックスの観測精度を最重要とする場合には、実は最も良い設計である可能性がある。なぜなら、野外観測では、重力方向が主風向になることはあまり現実的ではなく、かつ地形や植生の影響を受けやすい森林樹冠上では、主風向が CSAT3 や WindMaster のように斜め 60°あるいは 45°に配されたセンサーに近い方向になることはあり得ると考えられるからである。その場合、CSAT3 や WindMaster を使用していれば補正すべき量が増す (すなわち、測定値の精度が低下する) はずである。さらに CSAT3 や WindMaster は、3 つのセンサーを上下の一地点で接続しており、風向が重力鉛直方向に近い場合には、さらに相応の補正が必要になると考えられる。Frank et al. (2013) は、独立した鉛直軸を有する ATI 社の  $V_x$ -Probe と CSAT3 を森林樹冠上で比較したところ、後者が 10% 近くフラックス値を過小評価したことを報告している。この結果は、独立した鉛直軸を持つ SAT の優位性を示唆している。また、現在最も汎用性・信頼性が高いと考えられる CSAT3 (例えば Mauder et al. 2007; Nakai et al. 2014) に対しては、機器自体が原因となる測定風速誤差に対する補正の定式化が行われていない状態であり、Frank et al. (2013) の結果は、この状況が早急に改善されるべきであることを合

せて示しているともいえる。以上より、近い将来には、TR-61C の最大の欠点であった重量および価格に配慮しつつ、紡錘形のセンサーを独立した鉛直軸に配した SAT が、再び製品として現れることを期待したい。

本研究ではクローズドパス型の IRGA を用いたが、この水蒸気フラックスの補正は、3 章でも示したようにやや煩雑であり、本研究での結果によると、特に湿潤な環境で補正量が大きくなる（すなわち、測定値の精度は低くなる）。さらに 5 章でも考察したように、この補正が十分かどうかは、なお検討の余地があると考えられる。従って、今後新規に観測サイトを設定する際に、水蒸気フラックスの測定を重要視するならば、クローズドパス型 IRGA は推奨すべき選択肢とは言えない状況である。一方、CO<sub>2</sub> フラックス測定については、クローズドパス型 IRGA でもチューブ内の流量（あるいは遅れ時間）がモニターできれば、高周波領域の信号減衰は容易に補正可能である。クローズドパス型は降雨時でもノイズのあるデータが頻出するような状況に陥ることが少ない。IRGA のメンテナンスやチェックのためにタワーを登降する必要がないため、CO<sub>2</sub> フラックス測定が主目的となる場合には、本研究に用いた LI-7000 等は依然として有力な選択肢であると考えられる。従って、特に水蒸気フラックスについて、本研究で提案したような補正法が普遍性を確立できるかが、クローズドパス型 IRGA による渦相関法計測システムの将来性に関わると考えられる。

現在、観測研究者が IRGA を新規に購入する場合には、維持管理が簡便で、センサーを直接観測地点に設置できるオープンパス型（例えば LI-COR LI-7500A や Campbell EC150）もしくはセミ・クローズドパス型（LI-COR LI-7200 や Campbell EC155）が主流になっている。先述のように、オープンパス型 IRGA は弱い降雨時でも、赤外線透過させるコンタクトガラス部分に雨滴が付着すれば、補正が困難になるほど測定精度が低下する。しかし、オープンパス型 IRGA としては後発の EC150 には、観測時の信号強度によって下部コンタクトガラスを温める機能があるほか、雨滴の導流を促すためにコンタクトガラスの周囲に巻くネット状の布（Wick と呼ばれている）が供給されており、近い将来に先ずこれらの効果について報告されるものと考えられる。セミ・クローズドパス型では、1 m 以下の短いチューブと大風量のファンを用いて、観測地点近くの IRGA にサンプルガスを導入する。この方式はクローズドパス型と同様であるため、水蒸気フラックスに関しては、大なり小なり本研究で行ったような補正を考える必要が生じるようである（Fratini et al. 2012）。ただし、セミ・クローズドパス型での補正量はクローズドパス型よりもかなり小さいと考えられ（例えば Burba et al. 2012）、Campbell の機器マニュアルでは「EC155 での補正は必要な

い]としており、LI-7200 では LI-COR による補正プログラム付のフラックス計算ソフトで自動的に補正が可能である。また、降雨が測定値に与える影響も、恐らくクローズドパス型と同等であろう。従って、今後の観測事例の積み重ねによっては、セミ・クローズドパス型が野外観測に最適な選択肢になる可能性があると考えられる。

IRGA の測定形式については既に 20 年程度、もしくはそれ以上前から、相互の比較(例えば Leuning and King 1992) や長所・欠点についての議論(例えば Leuning and Judd 1996)が行われている。現在でも上記のような状況なので、主な計測対象・予算・電源整備状況・維持管理の方法に応じて、機種を選択することになるであろう。そこで敢えて今後期待する仕様としては、消費電力量が小さく、設置が容易で、補正すべき量も小さいオープンパス機器で、唯一の弱点といえる降雨時の精度低下をできるだけ防ぐような能動的な仕掛け(例えば、降雨時のみ簡易な a 雨除けが出現する、小さなワイパーが稼働する、コンタクトガラス部が微妙に振動して雨滴を飛ばす、など)をここで挙げておきたい。

渦相関法の観測システムは未だ発展途上であり、本研究での結論や提言の中にも、流動的な点が多々あると考えられるが、それら全てを、著者を含む観測研究者の今後の課題として、本稿を閉じることとする。

## 謝 辞

本論文をとりまとめるに当たり、東京大学大学院農学生命科学研究科の鈴木雅一教授には、格別の御配慮と御助言、御指導を頂いた。また、東京大学大学院農学生命科学研究科附属演習林の芝野博文教授、蔵治光一郎准教授、名古屋大学地球水循環研究センターの熊谷朝臣准教授、筑波大学大学院生命環境科学研究科の堀田紀文准教授には、御多忙中にも関わらず本論文の審査を引き受けて頂き、御助言を賜った。特に熊谷准教授には、鹿北流域試験地での共同観測を通じて貴重な御助言を頂くとともに、スギ林分の蒸散に関わるデータを快く御提供頂き、投稿論文作成の際にも温かい励ましを頂いた。

森林総合研究所九州支所産学官連携推進調整監の清水晃氏には、鹿北流域試験地での水文観測および気象観測全般に渡る共同作業を通じて、機器の設定や試験地の運営も含めて非常にお世話になったうえ、水収支データの解析と解釈に関する御教示を頂いた。森林総合研究所水保全研究室室長の玉井幸治氏には、鹿北流域試験地での観測作業に御協力頂くとともに、浅層土壌水分量のデータを御提供頂いた。また、お二方には博士論文の作成にあたり、特段の御配慮と励ましを頂いた。

森林総合研究所元気象環境研究領域長の太谷義一氏には、鹿北流域試験地の観測タワー建設および観測システムの導入の際に、多大な御尽力と御協力を頂いた。同研究所環境影響評価担当チーム長の小林政広氏には、鹿北流域試験地での観測作業の中でも、特に遮断蒸発量の観測について多くの御協力を頂くとともに、森林土壌における降雨浸透の挙動の解釈と記述について御教示頂いた。鹿北流域試験地に関する観測情報の一部は、森林総合研究所立地環境研究領域の酒井正治氏、同研究所土壌特性研究室室長の大貫靖浩氏、同研究所気象害・防災林研究室の萩野裕章氏、同研究所九州支所の壁谷直記氏、産業総合研究所の井川怜欧氏、京都大学大学院農学研究科(前九州大学農学部附属演習林)の立石麻紀子氏、University of Hawaii(前九州大学東アジア環境研究機構)の宮沢良行氏に御提供頂いたものである。森林総合研究所山地災害研究室長の大丸裕武氏、同研究所治山研究室長の浅野志穂氏には、九州支所在籍時に研究推進に関して便宜を図って頂いた。また、森林総合研究所九州支所の元非常勤職員である牧蓉子氏、現非常勤職員の河野真由美氏には、水位観測データの読み取り作業を行って頂いた。



森林総合研究所水資源利用担当チーム長の野口正二氏には、土中水の挙動に関する御示唆を頂いた。同研究所水保全研究室の飯田真一氏には、多重代入法の理論と応用について御提示頂くとともに、スギ・ヒノキ林の蒸発散に関して随時御教示頂いた。お二方に加えて、森林総合研究所元水流出管理研究室長の藤枝基久氏、水保全領域長の坪山良夫氏、水保全研究室の澤野真治氏、前出の九州支所の壁谷氏には、研究の推進と博士論文作成に関して、適宜、御示唆と励ましを頂いた。

超音波風速温度計の風洞実験に際しては、九州沖縄農業研究センター(当時:九州農業試験場)の風洞を利用させて頂いた。当時気象特性研究室室長であった長崎総合科学大学の大場和彦教授、および研究員であった中央農業総合研究センターの丸山篤志氏には、風洞と風速計を快くお貸し頂いたうえ、風洞の制御方法等を御教示頂いた。また、名古屋大学地球水循環研究センターの中井太郎氏には、超音波風速温度計の補正に関して、有益な情報を頂いた。

鹿北流域試験地は、林野庁九州森林管理局と森林総合研究所九州支所との共同試験地として、維持管理に御協力頂いた。また、森林総合研究所九州支所での12年余の在籍期間、および現在に至る同研究所水保全研究室での在籍期間を通じて、ここにお名前を記していない数多くの方々にも、一方ならずお世話になった。本研究はこれらの方々の御配慮、御協力、御教示のもとに成り立っている。ここに記して、謝意を表す。

東京大学名誉教授の太田猛彦先生には、公私ともに大変お世話になり、これまで折に触れて励ましを頂いてきた。ここで特に感謝申し上げる。

最後に、これまで私を育て支えてくれた父、母、そして研究生活の大半を共に過ごし、苦楽を分かち合ってきた妻と、我々の下に生まれ育ってくれている息子、娘に「ありがとう」の言葉を送る。

2015年3月 清水貴範

## 引用文献

- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, U., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grunwarld, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala T. (2000) Estimates of the annual net carbon and water exchange of forest: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**:113-175.
- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M. and Laitat, E. (2001) Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in Belgian Ardennes. *Agricultural and Forest Meteorology* **108**: 293-315.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., PawU, K.T., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson K. and Wofsy, S. (2001) FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bulletin of American Meteorological Society* **82**: 2415-2435.
- Barr, A.G., van der Kamp, G., Black, T.A., McCaughey, J.H., Nesic, Z. (2012) Energy balance closure at the BERMS flux towers in relation to the water balance of the White Gull Creek watershed 1999-2009. *Agricultural and Forest Meteorology* **153**: 3-13.
- Berger, B.W., Davis, K. J., Yi, C., Bakwin, P. S. and Zhao C.-L. (2001) Long-term carbon dioxide fluxes from a very tall tower in a northern forest: Flux measurement methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **18**: 529-542.
- Burba, G. Anderson, D. (2010) A brief practical guide to eddy covariance flux measurements: principles and workflow examples for scientific and industrial applications. LI-COR Biosciences, Lincoln, NE. pp.212.
- Burba, G., Schmidt, A., Scott, R.L., Nakai, T., Kathilankal, J., Fratini, G., Hanson, C., Law, B., McDermitt, D., Eckles, R., Furtaw, M., Velgersdyk, M. (2012) Calculating CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O eddy covariance fluxes from an enclosed gas analyzer using an instantaneous mixing ratio. *Global Change Biology* **18**: 385–399.
- Desjardins, R.L., Lemon, E.R. (1974) Limitations of an eddy-correlation technique for the determination of the carbon dioxide and sensible heat fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* **4**: 475-488.
- Ding, R., Kang, S., Li, F., Zhang, Y., Tong, L., Sun, Q. (2010) Evaluation eddy covariance method by large-scale weighing lysimeter in a maize field of northwest China. *Agricultural and Water Management* **98**: 87-95.

- Domec, J.-C., Sun, G., Noormets, A., Gavazzi, M.J., Treasure, E.A., Cohen, E., Swenson, J.J., McNulty, S.G., King, J.S. (2012) A Comparison of Three Methods to Estimate Evapotranspiration in Two Contrasting Loblolly Pine Plantations: Age-Related Changes in Water Use and Drought Sensitivity of Evapotranspiration Components. *Forest Science* **58**: 497-512.
- Deguchi, A., Hattori, S., Daikoku, K., Park, H.-T. (2008) Measurement of evaporation from the forest floor in a deciduous forest throughout the year using microlysimeter and closed-chamber systems. *Hydrological processes* **22**: 3712-3723.
- 江上 泰, 林 拙郎, 川邊 洋, 本多 潔, 島地岩椒 (1995) 寡雨年夏季('87年)における蒸発散量の減少傾向. 日本林学会誌 **77**: 370-372.
- FAO (2010) Global forest resources assessment 2010, Main report, FAO Forestry Paper **163**. Rome.
- Finnigan, J.J. (2004) A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part II: coordinate systems. *Boundary-Layer Meteorology* **113**: 1-41.
- Finnigan, J.J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R. Cleugh, H.A. (2003) A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology* **107**: 1-48.
- Foken, T. (2008a) The energy balance closure problem: An overview. *Ecological Applications* **18**: 1351-1367
- Foken, T. (2008b) *Micrometeorology*. Springer, Berlin, Heidelberg, 308pp.
- Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B.D., Munger, J.W. (2004) Post-field data quality control. In: Lee X, Massman WJ, Law B (eds), *Handbook of Micrometeorology: A guide for surface flux measurement and analysis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp.181-208.
- Foken, T., Wimmer, M., Mauder, M., Thomas, C., Liebethal, C. (2006) Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics* **6**: 4395-4402.
- Ford, C.R., Hubbard, R.M., Kloeppel, B.D., Vose, J.M. (2007) A comparison of sap flux-based evapotranspiration estimates with catchment-scale water balance. *Agricultural and Forest Meteorology* **145**: 176-185.
- Frank, J.M., Massman, W.J., Ewers, B.E. (2013) Underestimates of sensible heat flux due to vertical velocity measurement errors in non-orthogonal sonic anemometers. *Agricultural and Forest Meteorology* **171-172**: 72-81.
- Fratini, G., Ibrom, A., Arriga, N. Burba, G., Papale, D. (2012) Relative humidity effects on water vapour fluxes measured with closed-path eddy-covariance systems with short sampling lines. *Agricultural and Forest Meteorology* **165**: 53-63.
- 藤枝 基久, 野口 正二, 小川 真由美 (1996) 森林流域における土地被覆変化が水文環境に与える影響. 日本林学会誌 **78**: 43-49.

- Goulden, M. L., Daube, B. C., Fan, S.-M., Sutton, D. J., Bazzaz, A., Munger, J. W. and Wofsy, S. C. (1997) Physiological responses of a black spruce forest to weather. *Journal of Geophysical Research* **102**(D24): 28987-28996.
- Granier, A. (1985) A new method of sap flow measurement in tree stems. *Annales Des Sciences Forestières* **43**: 193-200.
- Granier, A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology* **3**: 309-320.
- Hanafusa, T., Fujitani, T., Kobori, Y., Mitsuta, Y. (1982) A new type sonic anemometer-thermometer for field operation. *Papers in Meteorology and Geophysics* **33**: 1-19.
- Haslwanter, A., Hammerle, A., Wohlfahrt, G. (2009) Open-path vs. Closed-path eddy covariance measurements of the net ecosystem carbon dioxide and water vapour exchange: Along-term perspective. *Agricultural and Forest meteorology* **149**: 291-302.
- 服部 重昭 (1983) ヒノキ林における地面蒸発量の季節変化. 日本林学会誌 **65**: 9-16
- 服部 重昭, 近嵐 弘栄, 竹内 信治 (1982) ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析. 林業試験場研究報告 **318**: 79-102.
- Hollinger, D.Y., Goltz, S.M., Davidson, E.A., Lee, T.-J., Tu, K. Valentine, H.T. (1999) Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapor in an ecotonal boreal forest', *Global Change Biology* **5**: 891-902.
- Holst, J., Grote, R., Offermann, C., Ferrio, J.P., Gessler, A., Mayer, H., Rennenberg, H. (2010) Water fluxes within beech stands in complex terrain. *International Journal of Biometeorology* **54**: 23-36.
- Horst, T.W. (1997) A simple formula for attenuation of eddy fluxes measured with first-order response scalar sensors. *Boundary-Layer Meteorology* **82**: 219-233.
- Horst, T.W. (2000) On frequency response corrections for eddy covariance flux measurements. *Boundary-Layer Meteorology* **94**: 517-520.
- Hui, D., Wan, S., Su, B., Katul, G., Monson, R., Luo, Y., 2004. Gap-filling missing data in eddy covariance measurements using multiple imputation (MI) for annual estimation. *Agricultural and Forest Meteorology* **121**: 93-111.
- Ibrom, A., Dellwik, E., Flyvbjerg, H., Jensen, N.O., Pilegaard, K. (2007a) Strong low-pass filtering effects on water vapour flux measurements with closed-path eddy correlation systems. *Agricultural and Forest Meteorology* **147**: 140-156.
- Ibrom, A., Dellwik, E., Larsen, S.E., Pilegaard, K (2007b) On the use of the Webb-Pearman-Leuning theory for closed-path eddy correlation measurements. *Tellus B* **59**: 937-946.
- Ida, S., Tanaka, T., Sugita, M. (2005) Change of interception process due to the succession from Japanese red pine to evergreen oak. *Journal of Hydrology* **315**: 154-166.

- Iida, S., Ohta, T., Matsumoto, K., Nakai, T., Kuwada, T., Kononov, A., Maximov, T., van der Molen, M., Dolman, H., Yabuki, H. (2009) Evapotranspiration from understory vegetation in an eastern Siberian boreal larch forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 1129-1139.
- Iida, S., Shimizu, T., Kabeya, N., Nobuhiro, T., Tamai, K., Shimizu, A., Ito, E., Ohnuki, Y., Abe, T., Tsuboyama, Y., Chann, S., Keth, N. (2012) Calibration of tipping-bucket flow meters and rain gauges to measure gross rainfall, throughfall, and stemflow applied to data from a Japanese temperate coniferous forest and a Cambodian tropical deciduous forest. *Hydrological Processes* **26**: 2445-2454.
- 井川 怜欧 (2008) 森林流域の降雨流出過程におけるタンクモデルを用いた樹幹流下量寄与の定量評価, 熊本大学博士論文.
- Inagaki, A., Letzel, O., Raasch, S., Kanda, M. (2006) Impact of surface heterogeneity on energy imbalance: A study using LES. *Journal of Meteorological Society of Japan* **84**: 187-198.
- 岩坪 五郎, 堤 利夫 (1967) 森林内外の降雨中の養分量について. 京都大学演習林報告 39: 110-124.
- Kabeya, N., Shimizu, A., Zhang, J.-J., Nobuhiro, T. (2014) Effect of hydrograph separation on suspended sediment concentration predictions in a forested headwater with thick soil and weathered gneiss layers. *Water* **6**: 1671-1684.
- Kaimal, J.C., (1988) The atmospheric boundary layer - Its structure. Lecture notes, Indian Institute of Tropical Metrology Visiting Professorship Program: Translated in Japanese by Mitsuta, Y., Yamada, M., Gihoudo Shuppan, Tokyo.
- Kaimal J.C., Businger J.A. (1963) A continuous wave sonic anemometer-thermometer. *Journal of Applied Meteorology* **2**: 156-164.
- Kaimal, J.C., Gaynor, J.E. (1983) The Boulder atmospheric observatory. *Journal of Applied Meteorology* **22**: 863-880.
- Kaimal, J.C., Finnigan, J.J. (1994) Atmospheric boundary layer flows, Oxford University Press, 289 pp.
- Kaimal, J.C., Gaynor, J.E., Zimmerman, H.A., Zimmerman, G.A. (1990) Minimizing flow distortion errors in a sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorology* **53**: 103-115.
- Katsuyama, M., Tani, M., Nishimoto, S. (2010) Connection between stream water mean residence time and bedrock groundwater recharge/discharge dynamics in weathered granite catchment. *Hydrological Processes* **24**: 2287-2299.
- 久保田 多余子, 坪山 良夫, 延廣 竜彦, 澤野 真治 (2013) 常陸太田試験地における間伐による蒸発散量の変化. 日本森林学会誌 **95**: 37-41.
- 小林 政広 (2007) 撥水性が森林土壌中の水の移動と貯留に及ぼす影響に関する研究. 東京大学学位論文(博士) 143pp.

- Kobayashi, M., Shimizu, T. (2007) Soil water repellency in a Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. *Hydrological Processes* **21**: 2356-2364.
- 小松 光, 堀田 紀文 (2005) 森林蒸発散フラックス計測大流行の産物. 水文・水資源学会 **18**: 613-626.
- Komatsu, H., Tanaka, N., Kume, T., (2007) Do coniferous forests evaporate more water than broad-leaved forests in Japan? *Journal of Hydrology* **336**: 361-375.
- Komatsu, H., Maita, E., Otsuki, K. (2008) A model to estimate annual forest evapotranspiration in Japan from mean annual temperature. *Journal of Hydrology* **348**: 330-340.
- Kondo, J., Sato, T. (1982) The determination of the Von Karman constant. *Journal of Meteorological Society of Japan* **60**: 461-471.
- Kosugi, Y., Katsuyama, M. (2007) Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. II. Comparison of the eddy covariance and water budget methods. *Journal of Hydrology* **334**: 305-311.
- Kosugi, Y., Takanashi, S., Tanaka, H., Ohkubo, S., Tani, M., Yano, M., Katsuyama, T. (2007) Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. I. Eddy covariance fluxes and surface conductance characteristics for 3 years. *Journal of Hydrology* **337**: 269-283.
- Kraan, C., Oost, W.A. (1989) A new way of anemometer calibration and its application to a sonic anemometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **6**: 516-524.
- Kristensen, L., Jensen, N.O. (1979) Lateral coherence in isotropic turbulence and in the natural wind. *Boundary-Layer Meteorology* **17**: 353-373.
- 熊谷 朝臣 (2007) 幹の中を流れる水から森林の蒸散を考える. 森林水文学編集委員会 編, 森林水文学 森林の水のゆくえを科学する, 森北出版, 東京, pp.110-130.
- Kumagai, T., Aoki, S., Shimizu, T., Otsuki, K. (2007) Sap flow estimates of stand transpiration at two slope positions in a Japanese cedar forest watershed. *Tree Physiology* **27**: 161-168.
- Kumagai, T., Tateishi, M., Shimizu, T., Otsuki, K. (2008) Transpiration and canopy conductance at two slope positions in a Japanese cedar forest watershed. *Agricultural and Forest Meteorology* **148**: 1444-1455.
- Kumagai, T., Kanamori, H., Yasunari, T. (2013) Deforestation-induced reduction in rainfall. *Hydrological Processes* **27**: 3811-3814.
- Kumagai, T., Tateishi, M., Miyazawa, Y., Yoshifuji, N., Komatsu, H., Shimizu, T. (2014) Estimation of annual forest evapotranspiration from a coniferous plantation watershed in Japan (1): Water use components in Japanese cedar stands. *Journal of Hydrology* **508**: 66-76.
- Kume, T., Tsuruta, K., Komatsu, H., Kumagai, T., Higashi, N., Shinohara, Y., Otsuki, K. (2010) Effects of sample size on sap flux-based stand-scale transpiration estimates. *Tree Physiology* **30**: 129-138.

- 蔵治 光一郎 (2012) 森の恵みは幻想か 科学者が考える森と人の関係. 化学同人, 京都, 224pp.
- Kuraji, K., Tanaka, Y., Tanaka, N., Karakama, I. (2001) Generation of stemflow volume and chemistry in a mature Japanese cypress forest. *Hydrological Processes* **15**: 1967-1978.
- Lee, X. (1998) On micrometeorological observation of surface-air exchange over tall vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* **91**:29-49
- Lee, X., Finnigan, J.J., Paw U, K.T. (2004) Coordinate systems and flux bias error. In: Lee, X., Massman, W.J., Law, B. (eds.) *Handbook of Micrometeorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 33-66
- Lenschow, D.H., Raupach, M.R. (1991) The attenuation of fluctuations in scalar concentration through sampling tubes', *J. Geophysical Research* **96**(D8): 15259-15268.
- Leuning, R., Judd, M.J. (1996) The relative merits of open- and closed-path analysers for measurement of eddy fluxes', *Global Change Biology* **2**: 241-254.
- Leuning, R., King, K.M. (1992) Comparison of eddy-covariance measurements of CO<sub>2</sub> fluxes by open- and closed-Path CO<sub>2</sub> Analysers', *Boundary-Layer Meteorology* **9**, 297-311.
- Leuning, R., Denmead, O.T., Lang, A.R.G., Ohtaki, E. (1982) Effects of heat and water vapor transport on eddy covariance measurement of CO<sub>2</sub> fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* **23**: 209-222.
- Leuning, R., van Gorsel, E., Massman, W.J., Isaac, P.R. (2012) Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agricultural and Forest Meteorology* **156**: 65-74.
- Li, M., Babel, W., Tanaka, K., Foken, T. (2013) Note on the application of planar-fit rotation for non-omnidirectional sonic anemometers. *Atmospheric Measurement Techniques* **6**: 221-229.
- 真板 英一, 鈴木 雅一 (2007) 千葉袋山沢流域における伐採による月流出量変化. 日本森林学会誌 **89**: 278-287.
- 光田 寧, 水間 満郎 (1964) 超音波風速計とその試作. 天気 **11**: 33-40.
- Miyake, M., McBean, G. (1970) On the measurement of vertical humidity transport over land. *Boundary-Layer Meteorology* **1**: 88-101.
- Malhi, Y., Pegoraro, E., Nobre, A.D., Pereira, M.G.P., Grace, J., Culf, A.D., Clement, R. (2002) The energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20), 8061, doi:10.1029/2001JD000623.
- Manfroi, O.J., Kuraji, K., Suzuki, M., Tanaka, N., Kume, T., Nakagawa, M., Kumagai, T., Nakashizuka, T. (2006) Comparison of conventionally observed interception evaporation in a 100-m<sup>2</sup> subplot with that estimated in a 4-ha area of the same Bornean lowland tropical forest. *Journal of Hydrology* **329**: 329-349.

- Massman, W.J. (1991) The attenuation of concentration fluctuations in turbulent-flow through a tube. *Journal of Geophysical Research* **96**(D8): 15269-15273.
- Massman, W.J. (2000) A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems', *Agricultural and Forest Meteorology* **104**: 185-198
- Massman, W.J. (2004) Concerning the measurement of atmospheric trace gas fluxes with open- and closed-path eddy covariance systems: The WPL terms and spectral attenuation. In Lee, X., Massman, W.J., Law, B. (eds.), *Handbook of Micrometeorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp.133-160.
- Matsumoto, K., Kosugi, Y., Katsuyama, M., Tani, M. Ohkubo, S., Takanashi, S. (2011) Estimation of bedrock infiltration on a weathered granitic mountain covered by Japanese cypress forest using water-budget and eddy covariance methods. *International Journal of Erosion Control Engineering* **4**: 10-20.
- Mauder M., Oncley S.P., Vogt R., Weidinger T., Ribeiro L., Bernhofer C., Foken T., Kohsiek W., De Bruin H.A.R., Liu H. (2007) The energy balance experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods, *Boundary-Layer Meteorology* **123**: 29-54.
- McMillen, R.T. (1988) An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **43**: 231-245.
- Mildenberger, K., Beiderwieden, E., Hsia, Y.J., Klemm, O. (2009) CO<sub>2</sub> and water vapor fluxes above a subtropical mountain cloud forest—The effect of light conditions and fog. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 1730-1736.
- van der Molen, M.K., Gash, J.H.C., Elbers, J.A. (2004) Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement: II. The effect of introducing an angle of attack dependent calibration. *Agricultural and Forest Meteorology* **122**: 95-109.
- Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard H., Verhoef, A. (1997) A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology* **188-189**: 589-611.
- Moore, C.J. (1986) Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology* **37**: 17-35.
- 村井 宏 (1970) 森林植生による降雨のしゃ断についての研究. 林業試験場研究報告 **232**: 25-64.
- Murakami, S. (2006) A proposal for a new forest canopy interception mechanism: splash droplet evaporation. *Journal of Hydrology* **319**: 72-82.
- Nagakura, J., Shigenaga, H., Akama, A., Takahashi, M. (2004) Growth and transpiration of Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) and Hinoki cypress (*Chamaecyparis obtusa*) seedlings in response to soil water content. *Tree Physiology* **24**: 1203-1208.



- Nakai, T., Shimoyama, K. (2012) Ultrasonic anemometer angle of attack errors under turbulent conditions. *Agricultural Forest Meteorology* **162–163**: 14–26.
- Nakai, T., van der Molen, M.K., Gash, J.H.C., Kodama, Y. (2006) Correction of sonic anemometer angle of attack errors. *Agricultural and Forest Meteorology* **136**:19-30.
- Nakai, T., Iwata, H., Harazono, Y., Ueyama, M. (2014) An inter-comparison between Gill and Campbell sonic anemometers. *Agricultural Forest Meteorology* **195–196**: 123–131.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Hosoda, I. (1999) Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. *Soil Science Society of America Journal* **63**: 1413–1423.
- 大貫 靖浩, 清水 晃 (1998) 鹿北流域試験地源流部における土層構造. 日本林学会九州支部会研究論文集 **51**: 105-106.
- 太田 猛彦 (2000) 森林飽和 国土の変貌を考える. NHK 出版, 東京, 254pp.
- Ohta, T., Maximov, T.C., Dolman, A.J., Nakai, T., van der Molen, M.K., Konov, A. V., Maximov, A.P., Hiyama, T., Iijima, Y., Moors, E.J., Tanaka, H., Toba, T., Yabuki, H. (2008) Interannual variation of water balance and summer evapotranspiration in an eastern Siberian larch forest over a 7-year period (1998-2006). *Agricultural and Forest Meteorology* **148**: 1941-1593.
- Ohtaki, E., Matsui, T. (1980) Infrared device for simultaneous measurement of fluctuations of atmospheric carbon dioxide and water vapor. *Boundary-Layer Meteorology* **24**: 109-119.
- 大谷 義一, 山野井 克己 (1992) 森林樹冠上における運動量、顕熱、水蒸気の乱流輸送特性. 日本林学会誌 **74**: 213-220.
- Oishi, A.C., Oren, R., Stoy, P.C. (2008). Estimating components of forest evapotranspiration: A footprint approach for scaling sap flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* **148**: 1719-1732.
- Ono, K., Mano, M., Miyata, A., Inoue, Y. (2008) Applicability of the planar fit technique in estimating surface fluxes over flat terrain using eddy covariance. *Journal of Agricultural Meteorology* **64**: 121-130.
- Paw U, K.T., Baldocchi, D., Meyers, T.P., Wilson, K.B. (2000) Correction of eddy covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* **97**: 487-511.
- Pearcy, R.W., Yang, W. (1996) A three-dimensional crown architecture model for assessment of light capture and carbon gain by understory plants. *Oecologia* **108**: 1-12.
- Rebmann, C., Kolle, O., Heinesch, B., Queck, R., Ibrom, A., Aubinet, M. (2012) Data acquisition and flux calculations. In: Aubinet, M. et al (eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer, Dordrecht, pp 59-83.
- 林野庁 (2013) 平成25年度版 森林・林業白書. 全国林業改良普及協会, 東京, p.284.

- Saigusa, N., Yamamoto, S., Hirata, R., Ohtani, Y., Ide, R., Asanuma, J., Gamo, M., Hirano, T., Kondo, H.a., Kosugi, Y., Li, S., Nakai, Y., Takagi, K., Tani, M., Wang, H. (2008) Temporal and spatial variations in the seasonal patterns of CO<sub>2</sub> flux in boreal, temperate, and tropical forests in East Asia. *Agricultural and Forest Meteorology* **148**: 700–713.
- 佐藤 嘉展, 熊谷 朝臣, 小川 滋 (1999) リター層による雨水遮断と土壤蒸発抑制. 日本林学会誌 **81**: 250-253.
- Scott, R.L. (2010) Using watershed water balance to evaluate the accuracy of eddy covariance evaporation measurements for three semiarid ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology* **150**: 219-225.
- Shimizu, A., Miyabuchi, Y., Takeshita, M. (1994) Some observations on the hydrological phenomena of the forest experimental watershed in a warm-temperate region. *Proceedings of International Symposium of Forest Hydrology 1994*: 367-374.
- Shimizu, A., Shimizu, T., Miyabuchi, Y., Ogawa, Y. (2003) Evapotranspiration and runoff in a forest watershed, western Japan. *Hydrological Processes* **17**: 3125-3139.
- 清水 晃, 宮縁 育夫, 清水 貴範, 小川 泰浩, 大丸 裕武, 佐藤 保, 竹下 幸 (2008) 去川森林理水試験地観測報告 (1987年1月~2000年12月). 森林総合研究所研究報告 **7**: 13-65.
- Shimizu, T. (2007) Practical applicability of high frequency correction theories to CO<sub>2</sub> flux measured by a closed-path system. *Boundary-Layer Meteorology* **122**: 417-438.
- 清水 貴範 (2011) 超音波風速温度計. タワーフラックス観測マニュアル編集委員会編, タワーフラックス観測マニュアル, pp.26-36.  
([http://www2.ffpri.affrc.go.jp/labs/flux/manual/FluxManual\\_Ver1.1b.pdf](http://www2.ffpri.affrc.go.jp/labs/flux/manual/FluxManual_Ver1.1b.pdf))
- Shimizu, T. Effect of coordinate rotation system on calculated fluxes over a forest in complex terrain: a comprehensive comparison. *Boundary-Layer Meteorology* (submitted for publication).
- Shimizu, T., Suzuki, M., Shimizu, A. (1999) Examination of a correction procedure for the flow attenuation in orthogonal sonic anemometers. *Boundary-Layer Meteorology* **93**: 227-236.
- Shimizu, T., Kumagai, T., Kobayashi, M., Tamai, K., Iida, S., Kabeya, N., Ikawa, R., Tateishi, M., Miyazawa, Y., Shimizu, A. (2015) Estimation of annual forest evapotranspiration from a coniferous plantation watershed in Japan (2): Comparison of eddy covariance, water budget and sap-flow plus interception loss. *Journal of Hydrology*, **522**: 250-264.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., Shimizu, T. (2000) Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes* **14**: 369–385.
- Siebicke, L., Hunner, M., Foken, T. (2012) Aspects of CO<sub>2</sub>-advection measurements. *Theoretical and Applied Climatology* **109**: 109-131.

- Su, H.-B., Schmid, H.P., Grimmond, C.S.B., Vogel, C.S., Oliphant, A.J. (2004) Spectral characteristics and correction of long-term eddy-covariance measurements over two mixed hardwood forests in non-flat terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **110**: 213-253.
- Sun, J. (2007) Tilt corrections over complex terrain and their implication for CO<sub>2</sub> transport. *Boundary-Layer Meteorology* **124**: 143-159.
- 鈴木 雅一, 加藤 博之, 谷 誠, 福嶋義宏 (1979) 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究( I ) 樹冠通過雨量と樹幹流下量について. 日本林学会誌 **61**: 202-210.
- Suzuki, M. (1980) Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (I): Seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration. *Journal of Japanese Forestry Society* **62**: 46-53.
- Swinbank, W.C. (1951) The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Meteorology* **8**: 135-145.
- 谷 誠 (2012) 森林の保水力はなぜ大規模な豪雨時にも発揮されるのか? —その1 洪水緩和にかかわる二種の効果の区別—. 森林科学 **66**: 26-31.
- 玉井 幸治, 服部 重昭 (1994) 落葉広葉樹林における林床面蒸発量のモデル化と流域への適用. 日本林学会誌 **76**: 233-241.
- 玉井 幸治, 清水 貴範, 大貫 靖浩, 石塚成宏 (2010) 斜面部位による土壌呼吸量の空間変動 —熊本県北部のスギ・ヒノキ林の場合—. 森林立地 **52**: 1-10.
- 田中 延亮, 蔵治 光一郎, 白木 克繁, 鈴木 祐紀, 鈴木 雅一, 太田 猛彦, 鈴木 誠 (2005) 袋山沢試験流域のスギ・ヒノキ壮齢林における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 樹幹遮断量. 東京大学農学部演習林報告 **113**: 197-240.
- Turnipseed, A.A., Anderson, D.E., Blanken, P.D., Baugh, W.M. and Monson, R.K. (2003) Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain. Part I. Canopy and local effects. *Agricultural and Forest Meteorology* **119**: 1-21.
- Vickers, D., Mahrt, L. (2006) Contrasting mean vertical motion from tilt correction methods and mass continuity. *Agricultural and Forest Meteorology* **138**: 93-103.
- Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R. (1980) Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **106**: 85-100.
- Wieser, A., Fiedler, F., Corsmeier, U. (2001) The influence of the sensor design on wind measurements with sonic anemometer systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **18**: 1585-1608.
- Wilczak, J.M., Oncley, S.P., Stage, S.A. (2001) Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology* **99**: 127-150.

- Wilson, K.B., Hanson, P.J., Mulholland, P.J., Baldocchi, D.D., Wullschleger, S.D. (2001) A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology* **106**: 153-168.
- Wyngaard, J.C. (1981) The effects of probe-induced flow distortion on atmospheric turbulence measurements. *Journal of Applied Meteorology* **20**: 784-794.
- Wyngaard, J.C., Zhang, S.F. (1985) Transducer-shadow effects on turbulence spectra measured by sonic anemometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2**: 548-558.
- Yasuda, Y., Watanabe, T. (2001) Comparative measurements of CO<sub>2</sub> flux over a forest using closed-path and open-path CO<sub>2</sub> analysers. *Boundary-Layer Meteorology* **100**: 191-208.
- Yuan, R., Kang, M., Park, S., Hong, J., Lee, D., Kim, J. (2007) The effect of coordinate rotation on the eddy covariance flux estimation in a hilly Koflux forest site. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology* **9**: 100-108.
- Yuan, R., Kang, M., Park, S., Hong, J., Lee, D., Kim, J. (2011) Expansion of the planar-fit method to estimate flux over complex terrain. *Meteorology and Atmospheric Physics* **110**: 123-133