

気象研究ノート

第 199 号 (2001)

地表面フラックス測定法

編集 塚本 修・文字信貴

はじめに	塚本 修, 文字信貴	i
第 1 章 地表面フラックスと大気境界層	塚本 修	1
第 2 章 放射量	塚本 修	9
第 3 章 乱流変動法による運動量・顕熱・潜熱（水蒸気）のフラックス測定	塚本 修, 文字信貴, 伊藤芳樹	19
第 4 章 傾度法によるフラックス測定と水分測定による蒸発量評価	杉田倫明, 青木正敏, 塚本 修, 開発一郎, 林 陽生	57
第 5 章 微量気体のフラックス	岩田 徹, 大滝英治, 宮田 明, 原藺芳信 青木正敏, 三枝信子, 文字信貴, 平野高司	105
第 6 章 地中熱流量と水体・森林貯熱量	広田知良, 福本昌人, 渡辺 力	141
第 7 章 降水量	上野健一	153
第 8 章 様々な地表面への応用	小林哲夫, 米谷俊彦, 青木正敏, 渡辺 力 文字信貴, 塚本 修, 兒玉裕二	165
第 9 章 各種プロジェクトにおけるフラックス測定	宮崎 真, 杉田倫明, 安成哲三, 鈴木力英 石川裕彦, 田中賢治, 山本 晋	201
第 10 章 電話回線による簡易なデータ転送システムおよび 無電源地における電源システム	青木正敏	235

2001 年 3 月

日 本 気 象 学 会

- Sato, T. (1983): A method to measure the daytime long wave radiation, *Jour. Meteorol. Soc. Japan*, **61**, 301-305.
- Saunders, R.W., G. Brogniez, J.C. Buriez, R. Meerkotter and P. Wendling (1992): A comparison of measured and modeled broadband fluxes from aircraft data during the ICE'89 field experiment, *Jour. Atmos. Ocean. Technol.*, **9**, 391-406.
- 志村英洋 (1996): 気象研究ノート, 第185号 (第8章 放射計), 105-118.
- 塩原匡貴, 浅野正二 (1992): シリコン製ドーム付赤外放射計のドーム効果の定量化と測定誤差につ

- いて, *Papers Meteorol. Geophys.*, **43**, 17-31.
- Strangeway, I. (2000): *Measuring the natural environment*, Cambridge UP, 365pp.
- 鈴木宣直 (1996): 気象研究ノート, 第185号, 155p.
- Weiss, A. (1981): On the performance of pyrgeometers with silicon domes, *Jour. Appl. Meteorol.*, **20**, 962-965.
- Yamanouchi, T. and S. Kawaguchi (1984): Longwave radiation balance under a strong surface inversion in the katabatic wind zone, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, **89**, 11771-11778.

第3章

乱流変動法による運動量・顕熱・潜熱（水蒸気）のフラックス測定

塚本 修,¹ 文字信貴,² 伊藤芳樹³

3.1 はじめに

地表面フラックスの測定のためには、代表的なものだけでもバルク法、プロファイル法、熱収支法、乱流変動法などがあり、それぞれに一長一短があつてそれぞれの局面で使い分けられる。これらについてのより一般的な解説は Brutsaert (1982), Arya (1988), 佐橋・塚本 (1995) などにある。ここではその精度の良さから最近多く用いられている渦相関法を中心とした乱流変動法による、地表面での運動量・顕熱・潜熱（水蒸気）のフラックス測定の方法に限定して述べる。それ以外の方法については次章以降に記述する。

3.2 乱流と渦

大気境界層は乱流が特徴的で、風や気温、湿度などは10分程度から1秒程度までの様々な時間スケールをもつ乱流が重なり合った時間的変動をしている。乱流は層流に対する言葉で、一般には流速が大きくなると層流から乱流に変化する。この乱流は大気境界層の中に大小の乱流

渦 (eddy) が存在しているために発生する。乱流渦は図3.1に示すような二種類の原因でできる。一つは (a) のような地表摩擦に起因する風速鉛直分布のために、ある気層でみると上下に風速差（シア）があり、これが図の様な渦を作る。いま一つは不安定時の対流（浮力）によって (b) のような対流渦を生じる。このような風速勾配あるいは対流によって作られた渦がある平均風速で風下に流されると、ある場所で観測される風速の時間変化は (c) のようになり、これが大気の乱流として観測されることになる。ここで述べた二種類の渦の生成は乱流運動エネルギー収支の方程式によって以下のように定量的に表すことができる（例えば竹内・近藤, 1981）。

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \overline{\theta'w'} - \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \left(e + \frac{p}{\rho} \right) w' \right\} + \epsilon \quad (3.1)$$

ここで、右辺第1項が (a) で述べたシア生成項、第2項が (b) で述べた浮力生成項と呼ばれるものである。

天気図に見られる高気圧や低気圧も回転の向きの異なるより大きなスケールの渦と考えることができ、これは大気大循環によって流されている。そのためにそれぞれの地点では風向や風

¹岡山大学理学部 (tsuka@cc.okayama-u.ac.jp)

²大阪府立大学大学院農学生命科学研究科
(monji@envi.osakafu-u.ac.jp)

³株式会社カイジョー (y.ito@kaijo.co.jp)

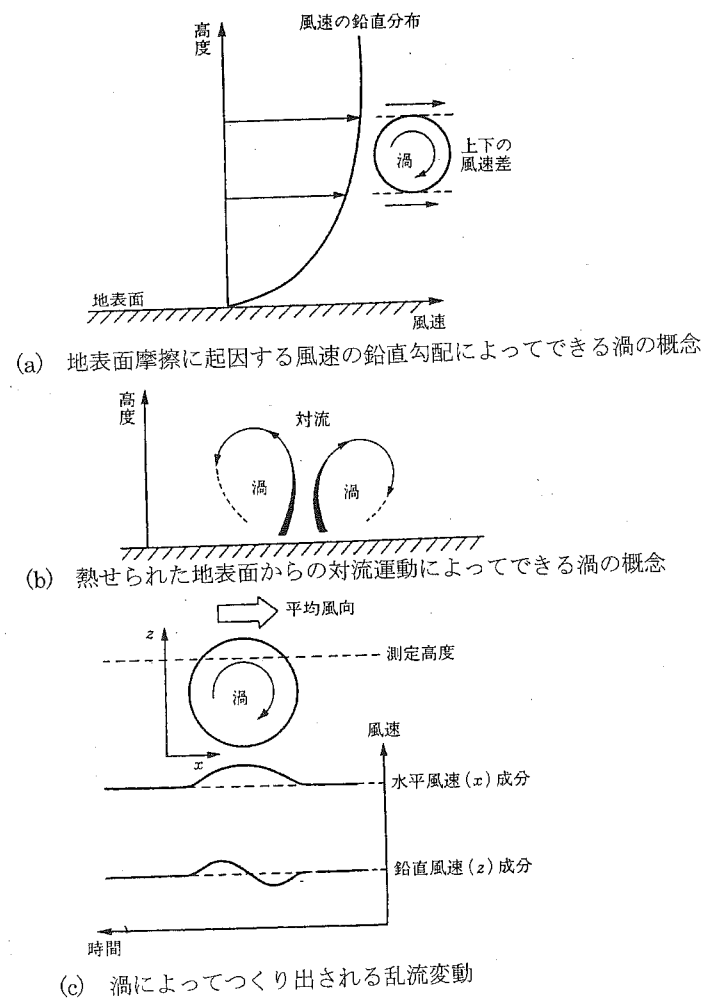


図 3.1: 渦と乱流。(a) 風速勾配によってできる渦, (b) 対流によってできる渦, (c) 渦の通過によって作り出される乱流変動 (気象利用研究会 (1998) より引用)

速の時間変化が見られることも、より大きなスケールでの乱流変動と考えることができる。そして、高気圧や低気圧に大小様々のスケールがあるように、境界層の渦のスケールも広範囲に渡っており、後に述べるスペクトルの概念で表現される。

3.3 渦相関法と乱流輸送

前に述べた大気乱流によって上下の混合が盛んになり、もしもそこに温度勾配や物質の濃度勾配があればその勾配をなくす向きに熱や物質の輸送が起ることになる。これが乱流輸送 (拡散) で、乱流のない時の分子輸送 (拡散) に比べてはるかに効率的に輸送が起る。例えば空気 1 kg 中のある物質の濃度を C (kg/kg_{air}) とすると、空気 1 m³ 中の物質の質量は ρC (kg) となる。ただし ρ (kg_{air}/m³) は空気密度である。ここに大気乱流による空気の鉛直速度、 w (m/s) があると、これによって単位面積 (例えば 1 m²) あたりに向上向きに輸送される物質の量は単位時間について $w \cdot \rho C$ (kg/m²/s) となる。これをある時間 (例えば 30 分) について考えると次のようになる。

$$Q_c = \overline{w(\rho C)} \quad (3.2)$$

$$= \overline{\rho(wC)} \quad (3.3)$$

ここで、上線は時間平均を表わす。また空気密度は時間的に変化しないとして時間平均の外に出した。さて、ここでそれぞれの物理量が次のように時間平均量 (上線) と変動量 (') の和で表わすことができるとしよう。

$$w = \bar{w} + w' \quad (3.4)$$

$$C = \bar{C} + C' \quad (3.5)$$

従って、 $\bar{w'} = 0$, $\bar{C'} = 0$ である。このとき、(3.3) 式は以下になる。

$$Q_c = \overline{\rho w \bar{C}} + \overline{\rho w' C'} \quad (3.6)$$

$$= \overline{\rho w' C'} \quad (3.7)$$

ここでは空気の鉛直速度成分の時間平均値はゼロになるとした ($\bar{w} = 0$)。 C として水蒸気量を表す比湿、 $q (= \bar{q} + q')$ を考えると、 Q_c は水蒸気輸送量になる。また濃度の代わりに顕熱 ($C_p T$) を考えると、 $T = \bar{T} + T'$ として顕熱輸送量、同様に空気の水平速度を $u = \bar{u} + u'$ とすれば運動量 (ρu) の輸送量 (τ) も (3.7) と同様に表すことができる。すなわち、

運動量輸送量 (momentum flux):

$$\tau = -\overline{\rho u' w'} \quad (3.8)$$

顕熱輸送量 (sensible heat flux):

$$H = C_p \overline{\rho w' T'} \quad (3.9)$$

潜熱輸送量 (latent heat flux):

$$\lambda E = \lambda \overline{\rho w' q'} \quad (3.10)$$

ここで、 ρ (kg/m³) は空気密度、 C_p (J/kg/K) は空気の定圧比熱、 λ (J/kg) は水の気化熱であり、以下のような気圧 (P : hPa)、気温 (T_a : °C)、比湿 (q : kg/kg)、地表面温度 (T_s : °C) の関数で表せる。

$$\rho = 100 \times P / \quad (3.11)$$

$$(287.1 \times (T_a + 273.16) \times (1 + 0.61 \times q))$$

$$C_p = 1004.7 \quad (3.12)$$

$$\lambda = (2.501 - 0.00237 \times T_s) \times 10^6 \quad (3.13)$$

ここではそれぞれの物理量の輸送量を「フラックス」と呼ぶ。フラックスについては「流束」という訳語もあるが、この分野ではフラックス、または輸送量という表現が一般的である。図 3.2 は超音波風速計を用いて風速の水平・鉛直成分 (u' と w') を測定し、併せて気温と比湿の乱流変動 (T' と q') を測定した記録の一部である。風の変動については「風の息」という言葉で気象学の教科書に出てくるものであるが、これが先に述べた乱流渦の通過による変動になる。また、同じスカラー量である気温と比湿の変動はよく似ており、これらの変動は更に風速鉛直成分の変動 (w) と

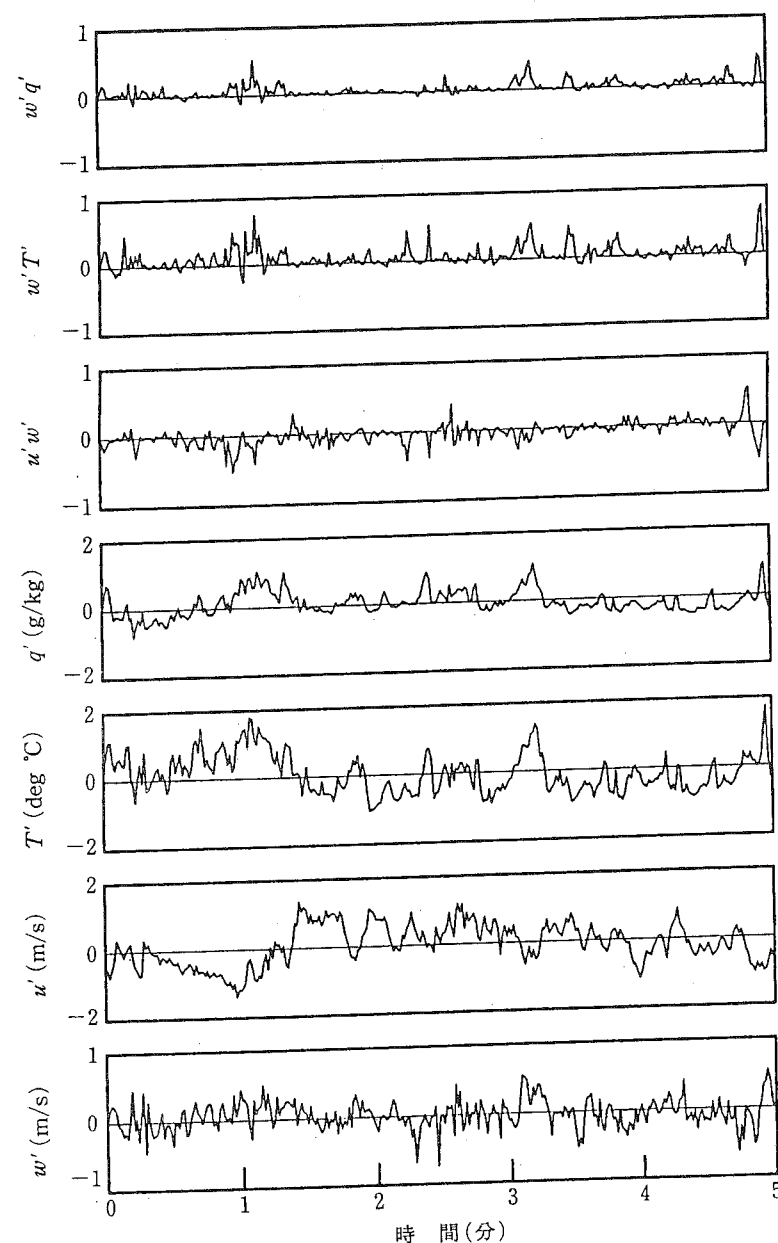


図 3.2: 地表面付近で観測される乱流変動の例。下から風速鉛直成分 (w')、風速水平成分 (u')、気温 (T')、比湿 (q') の乱流変動と、それから導かれる運動量フラックス、顕熱フラックス、潜熱フラックスに相当する乱流変動の積 ($u'w'$, $w'T'$, $w'q'$)。3分目付近に見られるランブ構造 (T' , q' の鋸歯状波形) に注意。(気象利用研究会 (1998) より引用)。

良く対応していることがわかる。このことから、図の上半分に示した w とそれぞれの変動の積 (相関), $w'T'$, $w'q'$ は正の値を持つことになり、それは式 (3.9), (3.10) で表したそれぞれの輸送量が正、つまり上向きであることを意味する。一方、運動量輸送量 (運動量フラックス、またはストレス (shearing stress: τ)) に相当する $u'w'$ の相関は負になり、したがって式 (3.8) の定義から運動量輸送量は正になる (運動量については下向きの輸送を正にとる)。ここで式 (3.8)–(3.10) に示した $\overline{u'w'}$, $\overline{w'T'}$, $\overline{w'q'}$ などは共分散 (covariance) と呼ばれる統計量で、 w' と q' などとの相関 (correlation) を求めていることになるので、「渦相関法」 (eddy correlation method, eddy covariance method) と呼ばれる。第1章で述べた熱収支式の中で大気乱流によって輸送されるものは顕熱 (H または Q_H) と潜熱 (λE または Q_E) であり、これらが乱流フラックス (turbulent flux, eddy flux) と呼ばれる。これに対して Q_N , Q_G は乱流による輸送ではなく、放射フラックス (radiation flux; 放射量), 熱伝導による地中熱フラックス (soil heat flux; 地中熱流量) と呼ばれる。

渦相関法に代表される乱流変動法ではこの大気乱流変動を 10 Hz 程度の高速サンプリングで 30 分程度連続的な時系列データとして得ることから始まる。過去には記録紙にこれを記録して人間が目で細かく読みとるという煩雑な作業が不可欠であったが、近年はパソコンで簡単に行えるようになったことも乱流計測が多く行われるようになった理由の1つである。乱流計測のメリットの1つはプロファイル法に代表されるような、2点における物理量の絶対値の差を精度良く得る必要がない、ということである。2つの測器の器差をなくすることは今でも非常に難しく、そのためには精密な相互検定や1つの測器を交互に移動させて用いる robing mast などの設備を必要とする。その代わりに乱流計測器に要求されるものは、変動に対する応答の速さ、ノイズの小ささ (S/N: Signal to Noise ratio) である。渦

相関法のもう一つの、そして最大の利点は係数の不確定性や相似則などの仮定をする必要がなく、風速の鉛直成分と輸送される物理量の乱流変動の計測だけから直接フラックスを得ることができることである。そのため、最も精度が良いとされており、多くの局面で使われるようになってきた。しかし、その精度を保つためにはこの章で詳しく述べるような条件や入念なデータ処理が必要になる。

3.4 その他の乱流変動法

渦相関法以外の乱流変動法としては、以下のようなものがある。これらはいずれも乱流変動を用いることでは渦相関法と同じであるが、相似則などの仮定のもとに成り立つものである。しかし、傾度法に必要な2点での物理量の差を求めるものではなく、1点での変動量のみからフラックスを得るものである。

3.4.1 簡易渦集積法 (Relaxed Eddy Accumulation Method)

地球環境の解明のために、微量気体のフラックス測定が重要視されてきたが、二酸化炭素以外についてはいまだに応答の早い乱流計測器は実用化されていない。そこで Businger and Oncley (1990) は風速鉛直成分の測定には渦相関法と同じ超音波風速計を用いるが、気体の濃度については乱流計測をせずに濃度の絶対値 (の差) を測定する方法を提案した。微量気体フラックスの測定に用いられており (Hamotani et al., 1996 など)、第5章で詳しく述べる。

3.4.2 スペクトル法 (Inertial Dissipation Method), バリアンス法など

渦相関法では乱流変動のすべての周波数成分を用いることになる。それに対してこのスペクトル法ではある限定された周波数成分の変動だけ

を用いる。その利点は観測のプラットフォームがある特定の周波数で動揺する場合（船舶やブイなど）に、その動揺の周波数を避けた部分だけを使うと、厳密な動揺補正をしなくても簡便にフラックスが得られる、というものである。スペクトルが $-5/3$ 乗則に従う慣性小領域のスペクトル密度から Monin-Obukhov の相似則を仮定して u_* , T_* などのスケリングパラメータを求めて、これをフラックスに導く。NIFTI (Near Isotropic Flux Turbulence Instrumentation) は Hicks and Dyer (1972) によって提唱され Tsukamoto (1974) はそれを実用化した。原理的には同じものであるが Fairall and Larsen (1986) では Inertial Dissipation 法と呼んで、動揺する船舶上でのフラックス測定に応用されている。慣性小領域よりも高周波成分の変動から直接的に粘性消散量を求める Direct Dissipation 法が用いられる場合もある (Mestayer et al., 1989 など)。このようなスペクトル法の類似の方法として、スペクトルの積分量であるバリエーション (Variance), あるいは3次のモーメントである Skewness が相似則に従うことを利用したフラックスの推定法も用いられる (Tillman, 1972)。

3.4.3 バンドパス・コバリエンス法 (Band-Pass Covariance Method)

これはフラックスに直接対応する Covariance を求めるときに、全周波数領域をまとめて扱わずに複数の領域に分割して別々に covariance を算定した後に合算するものである。Horst and Oncley (1995), Horst et al. (1997) は自動観測ステーション PAM を用いて水蒸気 (潜熱) フラックスを測定するのに、応答の速い光学的湿度計では消費電力が大きすぎるため、応答の遅い湿度計で代用するための方法としてこれを提案した。これは微量気体成分のフラックス測定に用いられることもある。

3.5 乱流計測器

3.5.1 超音波風速温度計

(1) 測定原理と開発の経緯

特徴

超音波風速温度計は対向する超音波振動子間を互いに逆方向に伝搬する音響信号の伝搬時間の差から、空気の流れ、すなわち風速を測定し、同時に伝搬時間の和から温度（正確には音仮温度）を測定するものである。一般の風速計・温度計に比べて次のような特徴がある。

- ① 速い応答速度 (20~100 Hz) で風速と温度が計れる。
- ② 鉛直成分を含む風速3成分が計れる。
- ③ 微風 (≈ 0 m/s) から強風 (≈ 60 m/s) まで1つの測器で直線性よく計れる。
- ④ 温度測定における輻射熱の影響がない。

この風速計の最大の長所は可動部分がないために微風から測定できることで、それを生かして渦相関法に不可欠となる風速鉛直成分の測定に用いられた。それ以前は鉛直軸のプロベラが回転するギル型風速計 (R.M. Young 製) を用いていたために、その応答速度には限界があった。また、応答性を重視する場合には熱線風速計も用いられたが、こちらは非常に細いために切れやすい、という不便さがあった。超音波風速計を用いるようになってからはフラックス測定には必要十分な応答と耐候性が得られるようになった。その後、水平方向の風速測定にも用いられるようになって、最近では微風が問題になる大気汚染監視用のモニタリング測器としても多く使われている。

測定原理 (パルス伝搬時間逆数法)

図3.3のような距離 l 離れた送波センサ T から受波センサ R へ音波パルスを発射した時、静止大気中の音速を C 、センサ方向風速を V_d 、直角方向風速を V_n として ($V^2 = V_d^2 + V_n^2$)、音波の

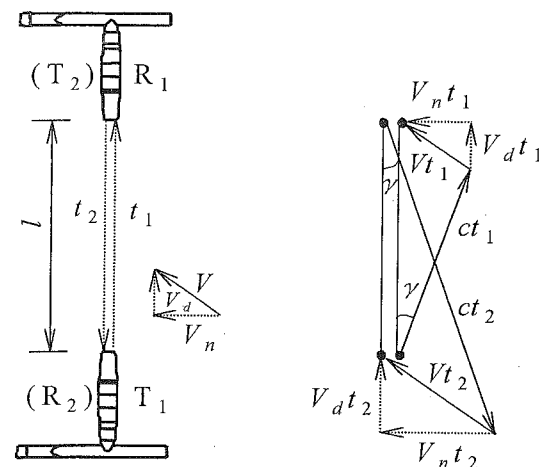


図3.3: 超音波風速計の測定原理。送受プロープ間の伝播時間の差がプロープ方向の風速になる。

伝搬時間は風速に順方向 t_1 、逆方向 t_2 として次式で表される。 $l = 20$ cm とすると $t_1, t_2 \approx 600 \mu s$ となる。

$$t_1 \approx \frac{l(\sqrt{C^2 - V_n^2} - V_d)}{C^2 - V^2} \quad (3.14)$$

$$t_2 \approx \frac{l(\sqrt{C^2 - V_n^2} + V_d)}{C^2 - V^2} \quad (3.15)$$

開発当初はこの2つの伝搬時間差を作ること風速 (V_d) に換算していたが、これには音速の気温依存性などの測定誤差が混入することがわかっていった。また、2対の送受プロープを用いる誤差も含まれていた。現在ではこれを改良して対向する送受兼用の1対の振動子により伝搬時間逆数差 $\Delta(1/t) = 1/t_1 - 1/t_2$ を用いた風速測定が広く採用されている。この場合には

$$\Delta(1/t) = \frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} = \frac{2V_d}{l} \quad (3.16)$$

$$\therefore V_d = \frac{l}{2} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) \quad (3.17)$$

となり、発生しうる測定誤差は送受兼用振動子の t_1 と t_2 の切替え時間内の C の変化によるもののみ (通常は $\pm 1\%$ 以下) で無視できる。

温度検出

超音波による気温の測定は空気中の音速が温度によって変化することを利用しており、実質的には音速度計である。超音波によって測定される温度 (音速) は水蒸気圧と気圧の影響を受けるため、厳密な温度とは区別して音仮温度 (Sound virtual temperature, T_{sv}) と呼ぶ。音仮温度はパルス伝搬時間またはパルス伝搬時間逆数差によって求めることができる。前者に比べて後者は横風による測定誤差が小さい利点があるので、現在ではこの方法が採用されてきている。伝搬時間逆数差と音速 C 、直交方向の風速成分 V_n の関係、および T_{sv} を導出する過程は次式のとおりである。

$$\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} = \frac{2\sqrt{C^2 - V_n^2}}{l} \quad (3.18)$$

$$\therefore C = \frac{l}{2} \left(\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right) \frac{1}{\sqrt{1 - V_n^2/C^2}} \quad (3.19)$$

$$C = \sqrt{\gamma \frac{RT}{M}} = A \sqrt{T(1 + 0.3192e/p)} \equiv A \sqrt{T_{sv}} \quad (3.20)$$

$$\therefore T_{sv} = \frac{l^2}{4A^2} \left(\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right)^2 \frac{1}{1 - V_n^2/C^2} \quad (3.21)$$

$$A = 20.067 \quad (3.22)$$

ここで発生する温度測定誤差は次のとおり

① $V_n^2/C^2 \ll 1$ の仮定、すなわち横風による誤差 風速 35 m/s で絶対温度の -1% となる。

② $0.3192 e/p \ll 1$ の仮定、すなわち T 導出時の水蒸気圧、気圧による誤差。気圧変化は問題にならないが、水蒸気圧変化は通常は無視できない。図3.4に示すように、例えば気温 30°C にて相対湿度が $0 \sim 100\%$ の間で変われば音仮温度と温度との差は $0 \sim 4^\circ\text{C}$ であり、 100% の場合で $0 \sim 30^\circ\text{C}$ では $0.5 \sim 4^\circ\text{C}$ の差となる。従って音仮温度をそのまま温度の絶対値として扱うことには問題があるが、温度変動としての測定誤差は小さいので利用できる。温度変動としてのこれらの補正方法は後述する。

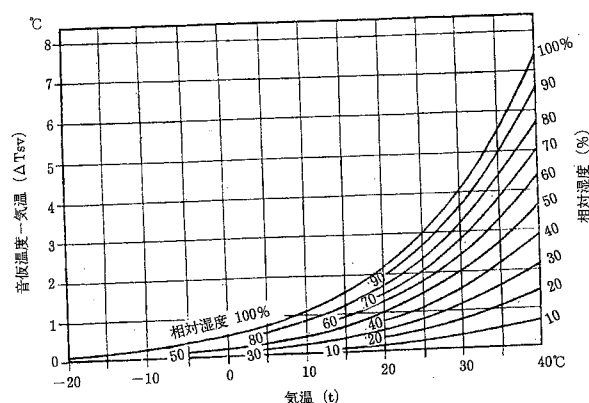


図 3.4: 音波温度と気温の差を気温と相対湿度の関数として表したものの。

開発の経緯

超音波風速計の開発は 1950 年代に Corby (1950), Schortland (1955), Suomi and Businger (1959) らによって始まり, 1960 年代に入って Kaimal and Businger (1963), Mitsuta (1966) らによって実用化された。超音波風速計のキーテクノロジーの 1 つは超音波の受波到達時間の検知を如何に正確に行うかという点にあり, 次のような方法が採用されてきた。

① 伝搬時間差法

② 位相差法

1950 年代に用いられた伝搬時間差法は超音波受波の振幅変動の影響が回避できなかった。1960 年代に Kaimal らが用いた位相差法は電子回路が比較的簡単に構成できて高い S/N 比の受波を検知できたが, 風速測定範囲の制約から低周波数を用いるため周囲雑音に影響されやすい弱点があった。

京都大学の Mitsuta (1966) が用いた方法は伝搬時間差法であるが, 受波変動に影響されない図 3.5 のような受波の 3 波目を検出する方法である。例えば送受波する超音波振動子間距離 (スパン) を 20 cm とすると風速 1 cm/s に対応する伝搬時間差は約 34 nsec である。超音波周波数 100 kHz

とすると周期は 10 μ sec であり, 1 波検出点がずれると約 3 m/s の風速測定誤差となる。そこまですれなくとも固定した検出レベルによる検波では風や温度の変動による密度ゆらぎに起因する超音波受波信号の受波振幅の変動と振動子の機械的共振による立ち上がりの悪さから検出精度が落ちる。そこで図 3.5 に示すような「ゼロ点検出法」が有効になる。これは変動が激しく S/N 比の悪い 1 波目の受波パルスは受波到達の信号として検出するが時間計測には使用せず, その後続く波列 (通常 3 波目) の振幅が大きい波のゼロレベルとの交点を時間計測に使用する方法である。この方法の採用により極めて安定に精度良く受波の伝搬時間を計測できるようになった。このように光田はパルス方式の問題点を解決して唯一の実用機 (Kaijo PAT) を完成した。その後, 光田らは伝搬時間の逆数差を利用した送受兼用の超音波風速温度計 (Kaijo DAT) を開発した (Hanafusa *et al.*, 1982)。この方式は ISO 専門委員会気象分科会の規格策定において超音波風速温度計の標準方式として認知されている。

ISO 標準策定の動向

ISO (国際標準機構) の専門委員会, ISO/TC146/SC5 (気象) の WG2 では超音波風速温度計の公的試験方法を策定中である。風速の測

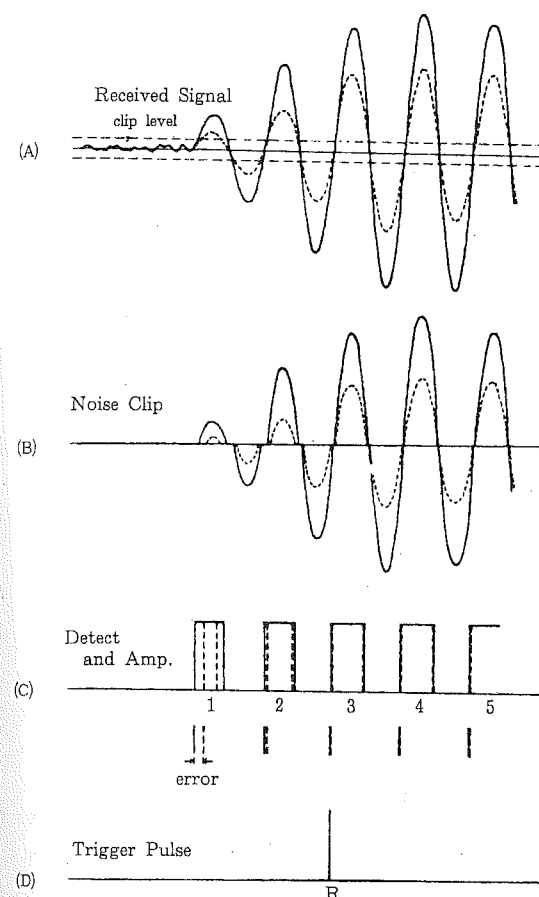


図 3.5: 超音波風速計の信号検出方法。受波の 3 波目を検出することで測定精度が向上。

定は伝搬時間逆数差方式で伝搬距離は 10~20 cm が一般的とされている。温度は伝搬時間逆数差方式を用いるが平均温度測定用としては精度の点で推奨できない。気温変動値は実用的価値がある。プローブ構造は flow distortion が少ない 3 次元配置でスパン距離とセンサ外径のアスペクト比 10 以上がよい。flow distortion の補正機能を入れることも基本機能として想定しているが, 風洞での特性データを用いて補正することについては自然風中との差があるので扱いを検討中である。また無風室試験, 風洞試験方法の手順

を定めるとともに, 風洞試験においてはプローブ配置断面が風洞測定部断面の 5% 以下にして試験のために挿入するプローブ自身の影響を極力排除することを求めている。さらに方位角測定と自動品質管理機能 (測定異常時のエラーメッセージ出力など) の組み込みを求めている, このような機能を満足する超音波風速温度計が開発されていくものと思われる。

現在までに開発し販売されている超音波風速温度計の一覧を表 3.1 に示す。(株) カイジョーは 1963 年光田らと超音波風速計を実用化し, DAT シリーズを初めとして現在では周波数 200 kHz を用いた 5 cm スパンの小型のものや風速レンジ 8 m/s の航空機搭載用のものなど多機種を開発している。風速分解能 5 mm/s, 風速レンジ 60 m/s, 応答速度 20 Hz は高精度タイプ (DAT) の標準的な仕様である。Applied Technology (米) は Kaimal が開発したものを販売しており NOAA-ERL Boulder Atmospheric Observatory (BAO) の観測塔に搭載されてきた。プローブ形状は風速レンジが ± 20 m/s 以下で強風測定には向かないが, Flow distortion の影響を極力回避し Shadow effect が考慮されている。Gill Solent (英) は消費電力が小さく, プローブは軽量でアナログ入力を持ち他信号と同期したサンプリングができる機能がある。METEK (独) はハンブルグ大学が開発に関わっており, 超音波周波数 35 kHz の比較的 low 周波数を用いた風速計である。Campbell (米) はワシントン大学で開発されたプローブ構造を踏襲しておりスパンは 10 cm, 風速レンジは 30 m/s である。Handar (米) は低価格ではあるが水平成分測定専用である。風速分解能は 10 cm/s, 応答速度 1 Hz と良くなく, 風車・風杯型の代替用の製品である。Climatronics (米) は水平風速成分測定用で構造上, 乱流測定には適さないが, 温湿度, 圧力, 方位計を組み込んでシステムとしての利用を主眼にしている。

表 3.1: 超音波風速温度計の比較表

メーカー	KAIJO	SOLENT (GILL)	APPLIED (ATI)	CAMPBELL	METEK	YOUNG	KAIJO
型名	DAFA-J-1	Research R3, R3A	V, X, K, Sx style, 10m/s (V) ~ 20m/s (K, Sx)	CSAT3	USA-1	MODEL 81000	SAT-500/J-1
風速範囲	30m/s (直交軸型) 60m/s (斜交軸型)	45m/s	10m/s (V) ~ 20m/s (K, Sx)	32m/s 64m/s	60m/s	30m/s	0~60m/s
風速、温度分解能	0.005m/s, 0.025°C	0.01m/s (音速共)	0.01m/s, 0.01°C	(D) 0.001m/s (音速共) (A) 0.015m/s (音速共)	0.02m/s, 0.01°C	0.01m/s	0.01m/s
精度	±1% Full Scale	±1% RMS	±0.05m/s, ±0.1°C	±0.04m/s (wind offset)	-	±1%	±(2%RD +0.05m/s)
プローブ	20cm, 10cm, 5cm	15cm	10cm (V) (V, X, K, Sx)	10cm	18cm	15cm	10cm
材質	黄銅 or ステンレス	アルミおよび樹脂	風速3成分、音速 温度	ステンレス	ステンレス	樹脂、ステン、アルミ	ステンレス
出力要素	風速3成分、音速温度	風速3成分、音速	風速3成分、音速 温度	風速3成分、音速	風速3成分、音速温度	風速3成分、音速温度	風速3成分、音速温度 (Op.)
デジタル方式、band	RS-232C (ASCII)	RS-422 (BIN)	RS-232C (ASCII)	RS-232C (BIN)	RS-232C (ASCII)	RS-232C or RS-485 (ASCII)	RS-422 (ASCII)
伝送速度	9600bps	2400~115200bps	9600 or 19200bps	9600bps	1/300~15c/s	8~32c/s	19200bps
アナログ電圧分解能	20c/s	0.4~100c/s	10c/s	1~60c/s	0~10V, 8bit (op.)	0~4V, 12bit (3CH), digital out (2の選択)	10~30c/s ±4V or 4~20mA, 12bit
Flow distortion補正	±1V/F.S., 16bit (DAコンバータのみ)	±2.5V, 14bit	-	±5V, 12bit	6CH, 12bit (op.)	4CH, 12bit (op.)	4CH, 12bit (op.)
消費電力	30W (AC-100V for DA) 9W (DC9-18V for FA)	4W (DC9~30V)	2W (DC12V)	4W (DC9.6~16V)	2.5W (DC12~36V) 20W (7~7op.)	4W (DC12~30V)	4W (DC12-24V)
重量	0.7kg (2xハンズ5cm) ~ 5.7kg (2xハンズ20cm)	1kg	1kg	1.5kg	2.3kg	1.7kg	2.5kg
変換器	11kg (DA), 3kg (FA)	7kg (DA), 3kg (FA)	すべてのプローブが鉛直 成分直接測定	2.8kg	3成分型で最も安価	3成分型で最も安価	3成分型
特徴	高耐久性、鉛直成分直 接測定型プローブあり	7kg (DA), 3kg (FA)	2000	小	7kg (DA), 3kg (FA)	3成分型で最も安価	900~
価格 (単位: 千円)	3,500 (DA), 2,000 (FA)	2800	2000	(8,800)	(9,000)	(3,500)	(3,500)
Web Site	http://www.kaijo.co.jp	http://www.gill.co.uk	http://www.apptech.com	http://www.campbellsci.com	http://www.metek.de	http://www.youngusa.com	http://www.youngusa.com

3.5.2 温度計

超音波風速温度計は先に述べたように1台の測器で風速だけでなく、温度測定も同時に行えるところから、ほとんどの場合にはこれ1台で温度測定までやってしまう場合が多い。その場合の問題点は測定原理の項で述べたように、ここで測定しているのは音速であって、これには気温以外に空気中の水蒸気量も影響してくるので厳密には「音速温度」を測定していることになる。後で述べるように厳密な顕熱フラックス測定のためにはその水蒸気補正、あるいは横風補正が必要になる。

そこで、純粋に気温変動を直接測定することが必要な場合には別の温度計が必要になる。一般的な平均気温の測定には白金抵抗体が標準的に用いられ、乱流計測にも使われたことがあるが(カイマル, 1993) 細くて切れやすく長期測定には向かない。小型のビードサーミスタは時として乱流計測に用いられる。最も多く用いられてきたのは直径100 μm 以下の細線温度計で、センサーは熱電対(塚本・光田, 1986), タングステン抵抗線(文字・水間, 1976) などである。径が大きくなると、応答速度が遅くなることに加えて、日射による加熱が問題になってくる(Sahashi, 1973)。乱流計測の場合には radiation shield をつけると flow distortion を起こすので温度計をむき出しにする必要があり、できるだけ細いもの(野外でも切れにくい程度で、できれば直径50~25 μm) を用いることが望ましい。風洞測定用にはより細いものもあるが、野外測定には向かない。

3.5.3 湿度計

超音波風速温度計で風速と気温(音速温度)の変動は得ることができるようになった。しかし、水蒸気変動の計測器は別に用意する必要がある。初期には後で述べる熱電対乾湿計が用いられたが、応答速度が不十分なために最近では光学的湿度計が用いられるようになった。これには用い

られる波長帯によって赤外線と紫外線(Lyman- α 線など)がある。赤外線は紫外線よりも吸収が弱いので光路長を長くとる必要がある。しかし、組み合わせる用いる超音波風速計が20 cm スパンであるので特に支障はない。湿潤な条件に向いている。これに対して紫外線湿度計は吸収が非常に強く光路長を長くとることができないので通常は2~3 cm 程度の短い空間の測定を行う。乾燥条件にはこちらの方が適している。

(1) 赤外線湿度計

赤外線が水蒸気によって吸収されることを利用しており、図3.6に示すように波長1.3~1.5 μm , 1.8~1.9 μm , 2.6~2.7 μm , 6.3~6.4 μm に吸収帯がある。赤外線の吸収を利用して絶対湿度を測定する試みは1950年代から行われ、吸収のない参照波長帯の受光強度と比較する事によって旧ソ連の Elagina (1962) らが開発を開始した。CSIRO (豪) の Hyson and Hicks (1975) は吸収帯のみの単波長方式として波長2.7 μm ・光路長20 cm のものを試作し、透過光の変動成分を透過光強度で割ったものが湿度変動に比例する性質を利用して線型出力をもつ実用的なものを開発した。これは装置の構造を簡単にすることができ、絶対値は測定できないが小型化に特化したものである。日本では Chen and Mitsuta (1967) が波長1.9 μm ・光路長40 cm のものを初めて試作し、その後、塚本・光田 (1982) は Hyson and Hicks の単波長方式を採用して波長2.6 μm ・光路長20 cm のものを開発し Kaijo 製 AH-100 型として製品化された。現在はより小型化されて AH-300 型となっている。参照光と比較する2波長方式は二酸化炭素変動測定との併用型として Seo and Ohtaki (1976), Ohtaki and Matsui (1982) が開発を進め、Advanet 製 E009 型として製品化された。近年は光ファイバーを用いたり(Koshiek 1991), LED を光源に用いて低消費電力化する試みもなされている(Oncley et al., 1997)。これについては第5章 CO₂変動計も参照。

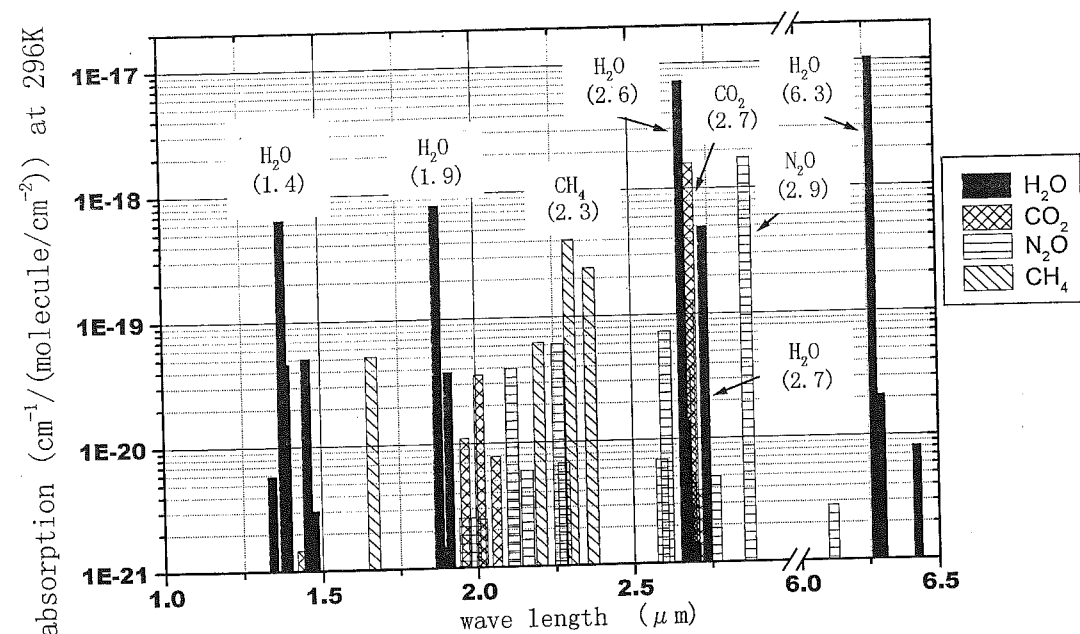


図 3.6: 様々なガスによる吸収スペクトルの分布

(2) 紫外線湿度計

波長 1215.6Å の紫外線 (Lyman- α 線) が水蒸気によって吸収されることを利用したもののが 1960 年代以降 Tillman (1965), Buck (1976) らによって開発された。1970 年代から 80 年代にかけて、米国 ERC 社の Lyman- α 湿度計が世界的に用いられた。これは水素放電管を光源としていたが、寿命が数百時間程度と短いのが欠点であった。また、野外での観測のためには防水性や窓材の劣化などの問題があった。しかし、条件が良い場合には十分な応答と測定精度をもっていたのでかなりの成果をあげることができた (藤谷, 1980)。また、航空機観測にも多く用いられた。現在は製造されていない。1980 年代になると NCAR の Buck (1983) が開発した新しい Lyman- α 湿度計が米国 AIR 社 (現在: Vaisala 社) から市販された。これには地上観測用と航空機観測用のものがあるが、これも光源の寿命は赤外線湿度計に比べて短い。これも現在は製造されていない。

現在は MIERIJ METEO の KOH-2/3 型 (<http://www.mierijmeteo.demon.nl/>) が市販されているのみである (株) プリード扱い)。Lyman- α 湿度計は赤外線湿度計に比べると吸収が非常に強いので通常は 2-3 cm 程度の短い空間の測定を行う。またその性質を利用してフラックスに寄与するよりもさらに小さいスケールの消散率測定に用いられることもある (Mestayer *et al.*, 1989)。

同じ紫外線でもクリプトン球を併用した 2 光路、2 波長方式を用いた試みもなされている (Weinhheimer and Schwiesoe 1992)。市販のものとしては米国 Campbell 社の クリプトン (Krypton) 湿度計 (Campbell and Tanner, 1985) があって価格も手ごろなので最近では用いられる機会が多い (<http://www.campbellsci.com/>)。

(3) 熱電対乾湿計

光学的湿度計が普及する以前に Dyer and Mahrer (1965) 以来用いられていた。これは直径

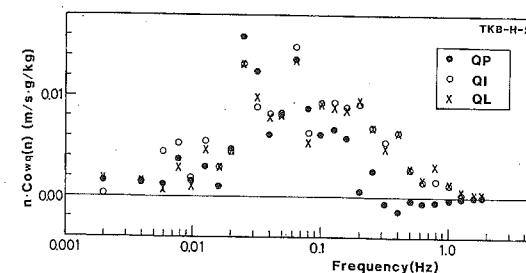


図 3.7: 水蒸気フラックスのコスペクトル。熱電対乾湿計 (QP) によるものは、赤外線湿度計 (QI)、ライマンアルファ湿度計 (QL) に比べて 0.1 Hz 以上の高周波側で減衰が顕著になる (塚本, 光田 (1982) による)。

が 100-50 μ m の細い熱電対温度計 (銅-コンスタンタンなど) を 2 対作って、一方を綿糸を巻いて湿球とし、そのまま使う乾球と組み合わせて乾湿球温度計として用いる。応答速度は十分ではないが、これよりも細くすると野外での測定には耐えられなくて、しかも湿球を濡らすための糸の太さには限界があるため、乾球と湿球に時定数の差が生じ、湿度計としての応答は複雑になり、そのままでは水蒸気フラックスを過小評価する (図 3.7)。この応答補正については Shaw and Tillman (1980), Tsukamoto (1986b), 塚本・光田 (1986) などの研究があり、これによってかなり実用に近いものになる。現在でも安価に自作できること、光学的湿度計のような振幅較正は不要で温度計としての検定を実験室でやっておけば良い、という利点がある。

3.5.4 乱流計測器の国際比較観測

超音波風速温度計や赤外線湿度計のような乱流計測器は、一般の気象測器のように風洞実験や恒温装置などでは平均値としての検定・校正しかできない。乱流変動量や乱流フラックスとしての校正は基準となる計測器がないのが現状である。そこで、世界中の各国で開発されてきた乱流計測器を 1ヶ所に集めて比較観測を行い、それぞれの機器がどのような特性を持っているかを把握し、

それらの計測システムから得られた乱流統計量の取り扱いについて比較可能なものにしようという試みが 1960 年代後半から始まった。最初の試みは光田らが開発した超音波風速計を持って 1965 年に渡米し、ワシントン大学の Businger らの開発した位相差方式の超音波風速計との比較観測である (Businger *et al.*, 1969)。続いて、1966 年には Businger らのグループがオーストラリアに渡って、CSIRO の開発した Evapotron, Fluxatron との比較観測を行った (Businger *et al.*, 1967)。Evapotron (Dyer and Mahrer, 1965), Fluxatron (Dyer *et al.*, 1967) は当時研究が盛んであった粒子加速器のサイクロトロン等にちなんでつけられたフラックス測定システムで、超音波風速計ではなく、先に述べた熱線風速計や応答の遅い鉛直軸のまわりに回転するいわゆるギル型のプロペラ風速計で鉛直風速成分を測定し、実時間的にフラックスを得ようとする試みであった。(Hicks, 1988)。ここまでは 2 カ国間での比較観測であったが、1968 年にカナダの Vancouver においてカナダ、米国、ソ連それにオブザーバーとしてドイツ、オーストラリア、日本の加わった国際的な比較観測が始まった (Miyake *et al.*, 1971)。国際比較観測 2 回目は 1970 年、場所をソ連の Tsimlyansk に移して行われた (Tsvang *et al.*, 1973)。そして、1976 年にオーストラリアの NSW 州 Deniliquin において 3 回目の比較観測が開催された。日本からはこのとき初めて本格的に参加し、この比較観測から ITCE (International Turbulence Comparison Experiment) という名が冠せられた (光田ほか, 1978, Dyer *et al.*, 1982)。

3.6 計測器の設置法

3.6.1 測定場所と測定高度

計測器は塔などに設置する前に必ず現場の (輸送した後) 手の届くところで動作確認をしておくのがよい。できれば室内で時系列を観測しながらノイズの有無や超音波風速計のゼロ点チェッ

クをやる。ペンレコーダやオシロスコープなど信号波形が直接観測できるものと便利である。風速計のゼロ点はDAT型になってからはほとんど調整は不要になったが、異常などが見られたときの調整は以下のようにする。風速計プローブを収納箱に入れたままで、ケーブルだけを扉の小穴から取り出し、接続箱、本体につないで通常の形で動作させる。そのまま箱を密閉すれば風速ゼロの状態ができるので、そのときの風速出力がゼロであることを確認する。そうでなければマニュアルによって調整する。鉛直成分については箱を横向きにしてやるのがよい。これは箱の中で起こる対流を観測しないようにするためである。塔などに設置してしまった後では難しくなるが、できるだけ風の弱い夜間などをねらって大きな袋をかぶせてやることで大略のチェックをすることができる。地表面フラックスの観測場所としては、乱流変動法に限らないが風上方向に十分一様な領域が広がっていることが望ましい。測定高度を高くすればそれだけ周囲の代表的なフラックスを得ることができるが、それだけ周囲の条件を満たす必要がある。低くする場合には特異な場所には設置しないように注意する必要がある。測定高度が低くなると、それだけ卓越する渦のスケールは小さくなるので、それを十分とらえることのできるようなスパン長の短い計測器が必要になる。一般的にはフラックスに寄与する cospectrum の無次元周波数 $f = nz/U$ が 0.01–10 (n : 周波数, z : 高度, U : 風速) の範囲にあることから決まる。このような fetch (風上距離) の問題を直接扱った研究として Horst and Weil (1987) は 'How far is far enough...' という論文を記している (図 3.8, 図 3.9)。また、風上だけでなく、計測器の両側や背後、あるいは下部に障害物がある場合にも気流を乱すことになる。接地境界層の観測としてはバイブル的な存在である Kansas Experiment の結果について Wieringa (1980) はカルマン定数の値が従来の 0.4 から 0.35 に小さく評価されたことに端を発して、風速計の

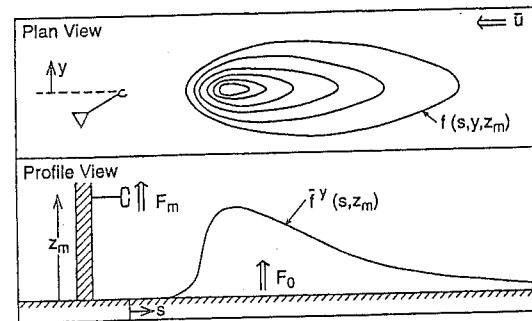


図 3.8: フラックス測定に与えるフットプリントの概念。風向は図の右から左で z_m の高度でフラックス測定をする場合。(Horst and Weil (1994) による)

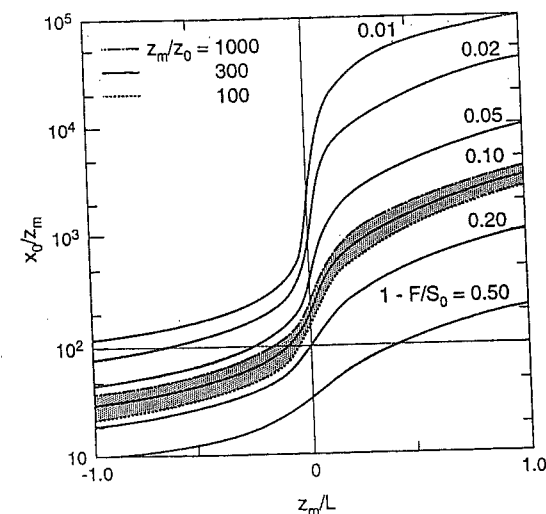


図 3.9: 真のフラックス (S_0) に対する測定されたフラックス (F) の誤差と測定高度 (z_m), 風上距離 (X_0) の関係。大気安定度中立時 ($z_m/L = 0$) で誤差を 10% に抑えるには測定高度の 100 倍以上の風上距離が必要。(Horst and Weil (1994) による)

背後にあった箱が乱流計測に影響を与えている、という議論を展開して当時は大きな話題になった (Wyngaard *et al.*, 1982, Wieringa, 1982 など)。また、測定器のメンテナンスが度々必要な場合には作業のしやすい高度に設置するのが良い。一般には裸地あるいは草丈の短い草地上では地上 2m 程度が無難であろう。メンテが必要になるのは、雨よけのカバーや赤外線湿度計の窓磨きなどがあげられる。恒常的な観測には本格的なポールを用いる必要があるが、短期間の場合には測量三脚、または丈夫なカメラ三脚でも可能である。なお、森林のような大粗度群落では、樹冠よりすぐ上は粗度境界層 (roughness sublayer) と呼ばれる領域があり、そこでは第 1 章で述べたような乱流相似則が成立しないことが指摘されており (たとえば Garratt, 1992), できればこの層内での測定は避けた方がよい。粗度境界層は群落高の 2~3 倍に及んでいることが指摘されているが、あまり上に測器をつけると非一様性などの別の問題が生じる。フラックスの鉛直分布を得る場合にはその測定したい高度に合わせた観測システムが必要になり、既設の (観測用) 鉄塔を利用することができる (Tsukamoto, 1986 など)。この場合にも鉄塔自身が自然の乱流を乱すことになるので、使える風向は限定されることになる。超音波風速計の設置については特に水平をとる必要がある。測定器に付属しているものもあるが、観測者で別に長さ 30 cm 程度の図 3.10 のような市販の大きな水準器を用意するのが望ましい。これを超音波風速計の鉛直軸に当てて、2 方向から測定し、水平を調節する。水平の調節には粗っぽくは三脚の足の長さの調整でもできるが、できれば測量器械の 3 点調節のものをしたい。0.1 度以内に合わせる。また、大まかな水平を合わせておいて超音波風速計に 2 方向の傾斜計 (例えば Applied Geomechanics: MD900 (図 3.11, <http://www.geomechanics.com>) や PNI 社 TCM2 (<http://www.precisionnavigation.com/tcm2main.html>)。後者を用いれば向いている方位も同時に

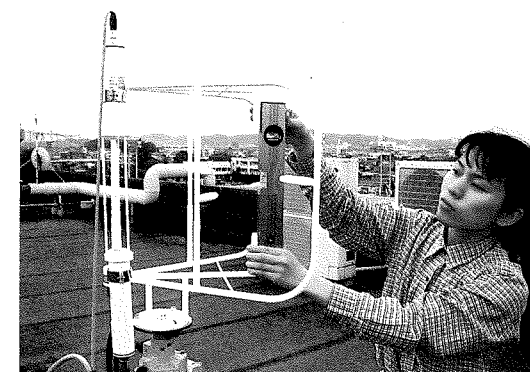


図 3.10: 水準器による超音波風速計の調整



図 3.11: 超音波風速計に設置する傾斜計の例 (Applied Geomechanics, MD900)

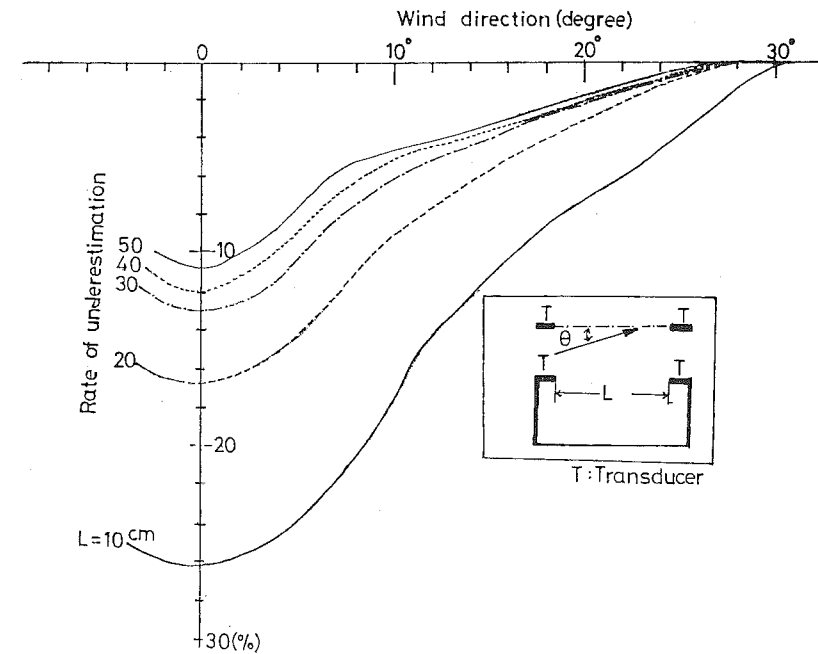
測れる) を付加して、角度を測っておき、あとでこれを補正する方法もある。この傾斜によるフラックスの測定誤差については表 3.2 に示すように、風速変動の 2 次モーメントである運動量フラックスについての誤差が大きくなる。傾斜補正計算についてはあとで述べる。

3.6.2 プローブなどによる flow distortion

超音波風速計にはプローブにいくつかの種類があって、購入時に選択できる。カイジョー製では 120 度交差の TR-61A が多く用いられている (Foken and Oncley, 1995)。これは対象とする測定空間が 1 つにまとまっており、開いている方を風上に向け

表 3.2: 赤外線湿度変動計の比較表

No.	研究者、型名(発表・発表年) 所属、メーカー	使用波長	方式	光源	受光素子	光学的パラメータ	応答速度	測定光路長	チャンセルの寸法	測定要素	測定範囲	特徴
1	Hyson & Hicis(1975)		On/Off chop.	白熱球	PbS(Mullard 61SV)	-	0.002-61Hz	20cm	800Hz	H ₂ O	0.18g/m ³	熱電
2	Raupach(1978)		On/Off chop.	Nernst(25W)	Geley cell	-	0.005-0.5Hz	40cm	14Hz	H ₂ O	0.1g/m ³	-
3	森本、井田(1982)		On/Off chop.	カンダスチン球	PbS(Mullard 62SV)	±50mm	0.005-20Hz	25cm	200Hz	H ₂ O	0.01g/m ³	-
4	Ohtaki & Matsui(1982)		On/Off chop.	Halogen(20W)	PbSe(-20°C)	93mm	0.0015-10Hz	20cm	100Hz	H ₂ O	0.02g/kg	-
5	Kolsiek(1991)		Ref(3.932μm)	ニッケル線	PbSe(-20°C)	94mm	-	20cm	30Hz	H ₂ O+CO ₂	1ppm	-
6	Green & Kolsiek(1995)		Ref(2.3μm)	Halogen(1W)	HgCdTe(-30°C)	100mm	0-10Hz	30cm	7500Hz	H ₂ O+CO ₂	0.03g/m ³	光774ヘー式 (2.5m)
7	Orlowsky & Kolsiek(1996) NCAR, USA		Ref(3.9μm)	LED(-30°C)	PbSe(-30°C)	95mm	-	20cm	480Hz	H ₂ O	0.1g/m ³	LED光源
8	岩田、江、奈良、野田(1997) 岡山大学		Source chop.	白熱球	InGaAs(常温)	92mm	0-10Hz	20cm	30Hz	H ₂ O	0.2g/kg	反射型
9	AH-100(1985)		Ref(1.26, 1.56μm)	セラミックレーザー(300W)	InSb	±50mm	0.0015-10Hz	20cm	100Hz	H ₂ O+CO ₂	0.04g/kg	-
10	E009(1988)		On/Off chop.	Halogen(20W)	PbSe(-15°C)	±50mm	0-10Hz	20cm	30Hz	H ₂ O	1ppm	-
11	IR-2000(1989)		Ref(3.9μm)	セラミックレーザー(10W)	PbSe(-15°C)	-	0-10Hz	60cm	-	H ₂ O	-	-
12	AH-300(1991)		Source chop.	カンダスチン球(0.5W)	PbS(-10°C)	±50mm	0.0015-5Hz	20cm	10Hz	H ₂ O	0.02g/m ³	光源774ヘー式
13	M100(1994)		Ref(2.5μm)	カンダスチン球	PbS(-20°C)	-	0-10Hz	15cm	20Hz	H ₂ O	0.025g/m ³	0.02g/m ³
14	CM300(1999)		Ref(2.5μm)	カンダスチン球	PbSe	-	0-10Hz	15cm	-	H ₂ O+CO ₂	±0.3ppm (精度±1ppm)	±0.3ppm (精度±1ppm)
15	LI-7500(2000)		Ref(2.35μm)	-	PbSe	-	0-20Hz	12cm	-	H ₂ O+CO ₂	0.007g/m ³	0.007g/m ³

図 3.12: プローブが風速測定に与える影響 (shadow effect)。風速の過小評価の割合はプローブと風向のなす角 (θ) とスパン長 (L) の関数になる。

ておけばプローブ自身が乱れを発生する、いわゆる flow distortion の問題は最小にできる。風速計の測定軸方向と風向が一致した場合には、風上側のプローブが乱れを作ってしまうと同時に shadow effect と呼ばれる風速の測定値を過小評価する問題が指摘されている (Wyngaard (1981), Kondo and Sato (1982), Kaimal *et al.* (1990), Hanafusa *et al.* (1982))。この影響を定量的に評価するのは風洞実験による。図 3.12 は 1 成分測定型のプローブを風洞中で回転したときに得られた超音波風速計の出力である。測線方向から風が吹いたときには風上側プローブの影響が音波伝搬路と重なって風速が減少し (shadow effect), スパン 20 cm のプローブでも 15% 以上減衰する。この現象はプローブと流れの性状に依存し、① スパン距離 l が大きいほど、またプローブ直径 d が小さいほど影響は小さい。② 風速が大きいほど、また乱れが大きいほど影響は小さい。といえる。このた

め風洞中と自然風中では影響が異なり、自然風中では風速変動も大きく、風向も変動しているので平均風速についての shadow effect はほとんど現れないこともある (Hanafusa *et al.*, 1982)。

また 3 成分測定のためのプローブ配置が流れに与える影響 (flow distortion) の評価と、それを回避するようなプローブ構造や設置方法について工夫する必要がある。Kaijo 製全方向型プローブ TR-61B の風向特性を図 3.13 に示す。風洞実験結果であるため自然風中ではこれより影響は小さいと考えられるが、この図では方向によって -7~+4% の風速測定誤差と 0~3° の吹き上げ傾角を生ずることがわかる。Shimizu *et al.* (1999) は TC-61A (カイジョー) の直交プローブについてまとめている。鉛直成分の測定軸が水平成分とは異なった位置に配置してあるプローブもある。これは flow distortion をさけることができるが、運動量フラックスの測定のためには、 u' と w' を

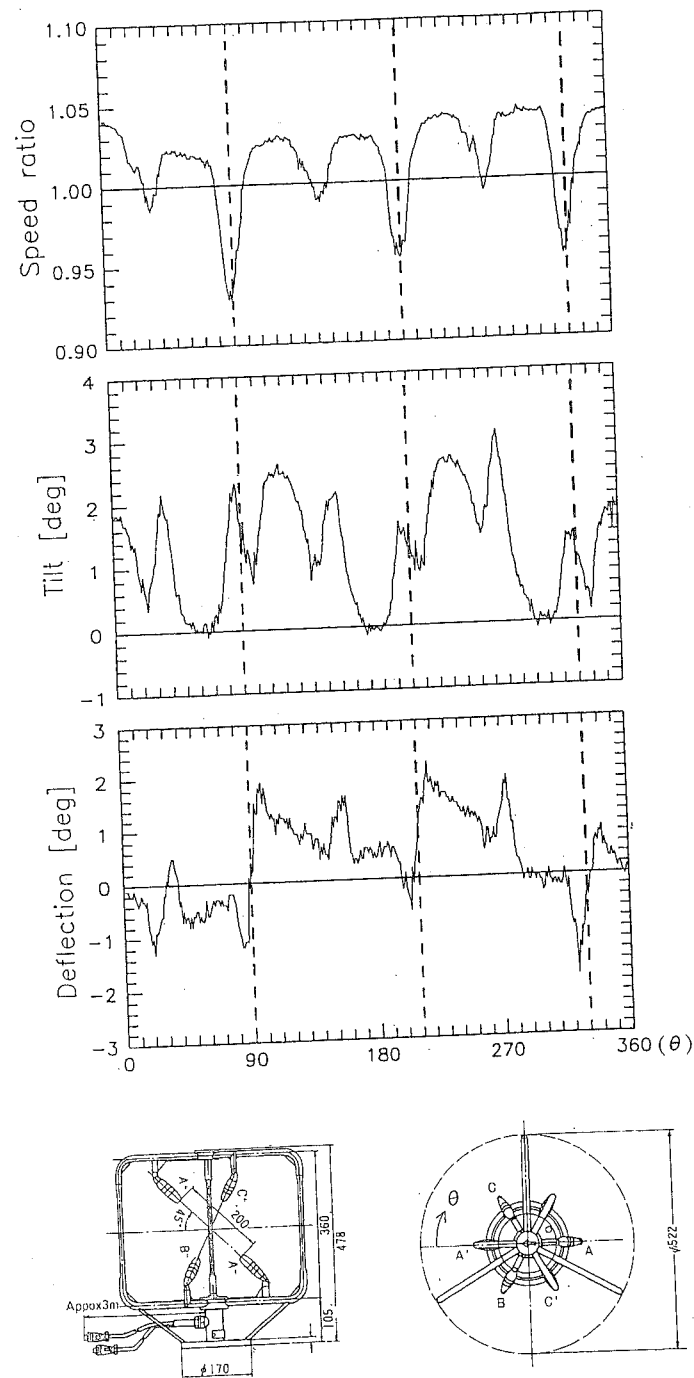


図 3.13: プローブの形に固有の flow distortion. 風向によって風速ベクトルの変形が見られる。

測定する空間が異なるので地表面近くなど、渦のスケールが小さい場合には適さない。プローブの背面から風を受けた場合にどの程度の影響があるかについて、厳密に評価した例はないが、風速計の支柱による影響は自然風の中では小さいと考えられる。しかし、支柱に湿度計などの測定器を併設するときには、その径の大きさによっては後流の影響がでることがある。プローブを風向の変化に対応して水平面内で回転させるには、emotator とよばれる装置を用いることができる。これはアマチュア無線のアンテナを回転するのに用いられているもので、そのままの形で流用できる。ただ、風速が弱い場合に頻繁に向きを変えることは好ましくない。ある程度長期間に渡って特定の風向が期待される場合には有用な手段になる。

超音波風速計による空間平均

超音波風速計はスパン距離 l の空間的平均値を測定しているので、周波数応答は図 3.14 のようになる (Silverman, 1968)。すなわち風の乱れの波長を λ とすると応答関数は l/λ 、および風速ベクトルとスパン軸の角、 θ で定まる。図 3.14 より 70% 応答を示すのは $l/\lambda \approx 0.3$ となり、 $l = 20 \text{ cm}$ とすると $\lambda \approx 0.7 \text{ m}$ となるので、風の乱れの周波数を n とすると $\lambda = V/n$ の関係から $n = 10 \text{ Hz}$ まで応答が得られるのは $V > 7 \text{ m/s}$ ということになる。低風速で細かい風の乱れを測定したい場合には伝搬距離 l の小さいプローブを選択する。実際にはプローブによって伝搬距離 l は決まっているので、時間間隔をいくら細かくしても測定できる渦の空間スケールに限界があることを知っておくべきである。一方で、伝搬距離 l が小さくなると時間差の検出精度 (測定精度) は低下する。

3.6.3 スカラーセンサー (温度計、湿度計など) の設置

フラックス測定には超音波風速計を他の温度計や湿度計、あるいは二酸化炭素変動計を組み

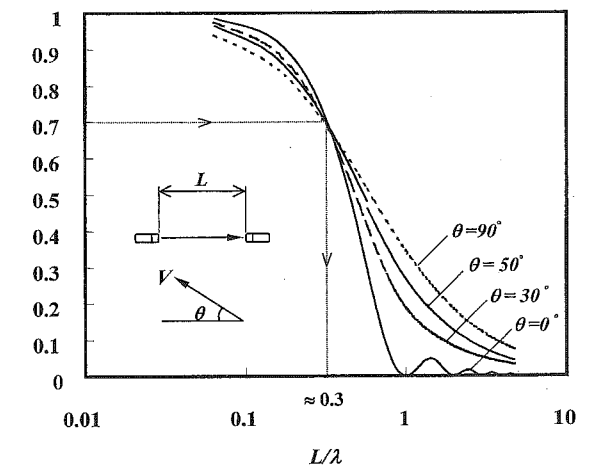


図 3.14: 超音波風速計の空間平均効果の周波数応答。

合わせて使う場合が多い。この時にこれらのセンサーはどのように配置するのが望ましいのだろうか? この問題を考えるには乱れの空間的な分布を知る必要がある。Kristensen *et al.* (1997) はあるモデルを用いてこれを評価し、実際に温度計を超音波風速計の周囲に何台か配置して野外実験を行った。その結果、風速計から離れることによるフラックスの欠損は鉛直方向に離す場合と水平方向に離す場合では異なって、最も欠損が少ないのは風速計の下側に温度計を置いた場合であることを見いだした。図 3.15, 図 3.16 に水平、鉛直に配置した場合のフラックスに対する影響を示してある。実際にこの考えを適用するにはスカラーセンサーによる flow distortion の問題 (Wyngaard, 1988) や、設置のしやすさなどを考慮する必要がある。

3.7 データ処理と解析手法

3.7.1 アナログ出力とデジタル出力

乱流計測器に限らないが、測定器の出力には従来からアナログ出力 (電圧) が多く用いられてきた。この信号をデジタルでコンピュータに取

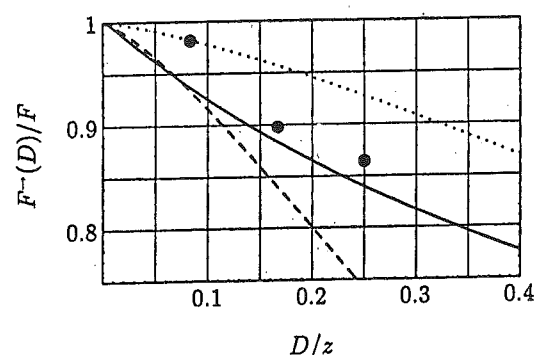


図 3.15: 高度 z で水平方向にセンサーを配置 (距離, D) した場合のフラックス過小評価の割合。●と実線は Kristensen *et al.* (1997) による観測結果と理論値、破線 (中立) と点線 (不安定) は Lee and Black (1994) による。(Kristensen *et al.* (1997) による)。

り込むためには、AD 変換器 (Analog to Digital Converter) が必要で、最も一般的な AD 変換器は 12 bit (うち 1 bit は符号) の精度のもので、例えばフルスケールが ± 5 V の場合には、測定範囲 10 V を $2^{11} = 2048$ で除すと 0.00488 V が 1 bit あたりの分解能になる。最近では 16 bit の分解能も多く用いられるようになった。この場合の分解能は $10/2^{15} = 0.000305$ V と大幅に向上する。多くの場合には最低でも ± 1 bit の AD 変換誤差は発生する。一方で、AD 変換の精度をいくら良くしても計測器の出力がノイズを多く含む場合には無駄なことになる。これに対して、最近ではデジタル出力の計測器も多く見られるようになった。これには AD 変換に伴う誤差が発生しない分だけ精度が向上することと併せて、伝送中にノイズを拾うことがなく (特に長距離の場合)、理想的な出力形式といえる。例えば超音波風速温度計の場合には、風速 3 成分と気温の値が ASCII 形式 (または binary) で RS232C のシリアル信号としてパソコンに取り込まれる。通常のパソコンには RS232C のポートは 1 つだけで (COM1) あるので、複数の機器からデジタルで収録しようと思うと、RS232C のポートを増設する必要がある。それに対して AD 変換では複数の

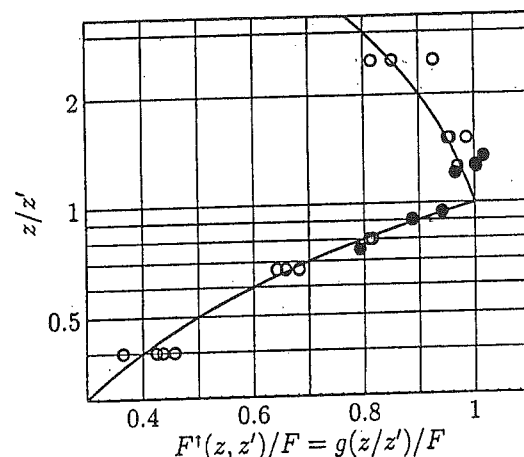


図 3.16: 鉛直方向にセンサーを配置した場合 (鉛直風速; z , スカラーセンサ; z') のフラックス過小評価の割合。(Kristensen *et al.* (1997) による)

機器からの信号 (最大 16CH のものが多い) を 1 つの AD 変換器でまかなえる。パソコンへの AD 変換の導入は PCMCIA カードや PCI カードなどで対応している (National Instruments/Labview, (<http://www.ni.com/jp>), 9.3 節参照, CONTEC (<http://www.contec.co.jp>) など)。この両者を統合して、他の計測器の信号をアナログで取り込んだ後に、自分の計測信号と同期させて、まとめてデジタル信号として出力する (GILL 社超音波風速温度計など), という便利なものもあるが入力電圧などの制限がある。

3.7.2 サンプルング間隔と観測継続時間

乱流変動の時系列を何 Hz 程度でサンプルングすればよいか、またどの程度の時間の統計値でフラックスを算定するか、という問題はフラックスに寄与する渦のスケールがどれくらいの範囲に及んでいるか、という問題に帰着する。

サンプルング間隔

ある周波数 n_c (Hz) までの情報を得たいとき

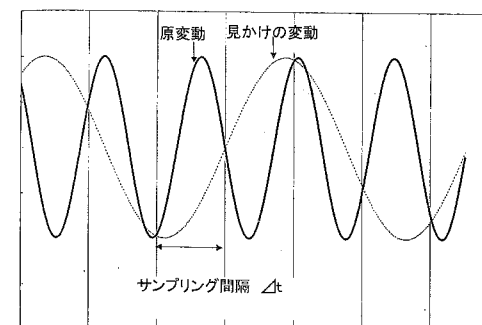


図 3.17: 不適切なサンプルング間隔によってエイリアシングが発生する様子

はサンプルング間隔 Δt (sec) は

$$\Delta t = \frac{1}{2n_c} \quad (3.23)$$

とすればよい。フラックスに寄与する高周波側の限界は慣性小領域と考えればよいので、たとえば森林であれば 5 Hz などを n_c として選べば問題無いと考えられる。5 Hz までの変動が必要であれば 10 Hz のサンプルング周波数が必要である。ただし、この信号にそれ以上の高い周波数のノイズなどが含まれている場合は、それらは n_c のところで折り返して低周波側に現われてしまうという性質を持っている。これは「エイリアシング (Aliasing)」と呼ばれる現象で、その現象をわかりやすく示したのが図 3.17 である。実線の様な原信号をデジタル化するとき図の縦線に示すような間隔でサンプルングすると、あたかも破線の様な信号が記録されることになる。テレビの画面などで動いている自動車の車輪が止まって見えたり、逆方向に回っているように見えるのはこの見かけの周期が現れているといえる。ノイズの周波数がわかっている場合はその周波数が直流 ($n=0$) に折り返すように n_c を決めたほうがよい。ノイズの源は AC 電源が原因であることが多い。エイリアシングの影響を少なくするには電源周波数が 60 Hz (西日本) の場合にはサンプルング周波数は 10 Hz でも 20 Hz でもよい。しかし、50 Hz の地域 (東日本) では 10 Hz

は良くても 20 Hz でサンプルすると、ノイズのピークの間隔が 0.02 秒のところを 0.05 秒でサンプルすることになるので見かけの周期が発生する。かわりに 25 Hz を用いればそのようなことはない。

このようなノイズの低周波側への影響を防ぐためにはデジタル化を行う前にアナログのローパスフィルターを通すか、あるいは n_c の 10 倍くらいの高周波でサンプルを行ったあとでデジタルフィルターをかけて平滑化するなどの処理が必要となる。アナログのフィルターは、抵抗とコンデンサーを組み合わせるオペアンプにつないだもので、減衰比が 71% (-3 dB) になる遮断周波数とサンプルング周波数が一致するようなものが使用される。しかし、回路が発振するなどしてノイズがでる場合もあるので出力はチェックしておく必要である。

デジタルフィルターで最も単純なものは移動平均である。重みのかけ方によってデジタルフィルターは上記アナログの RC フィルターを 2 段に設定する減衰曲線とはほぼ等しい効果をもたらす (Bendat and Piersol, 2000; Pasquill and Smith, 1983)。デジタルフィルター処理はデジタルサンプルングのすぐ後で行うことによってメディア等へ保存するデータが大きくなりすぎないようにする事が望ましい。

観測継続時間

フラックスを計算するとき 1 ランの長さの取り方によって値が違って来る。また、トレンドなど除去するのにハイパスフィルターなどを使用するときにはそのカットオフ周波数を決めなければならない。サンプルング時間、あるいは平均化時間は、フラックスに寄与するすべてのスケールを含むよう十分な長さを取る必要がある。すなわち、定常性が保証される長さが必要である。時系列 $\alpha(t)$ が定常な場合には平均時間 (T) が大きくなると、分散や共分散が一定の値に近づいていく。その時間スケール, τ_α に対して, $T \gg \tau_\alpha$

が満足されるのは、 α の平均値を β とすると、

$$\sigma_\beta^2 \approx 2\sigma_\alpha^2 \tau_\alpha / T \quad (3.24)$$

が無視できる程度に小さい時である (Lumley and Panofsky, 1964)。いま、水平風速を例にとって考えると、たとえば $\sigma_u = 1 \text{ ms}^{-1}$, $\tau_u = 10 \text{ s}$, $\beta = 5 \text{ ms}^{-1}$ とし $\sigma_\beta = 0.1 \text{ ms}^{-1}$ を満たすことを条件とすれば、 $T = 2000 \text{ s}$ (およそ 30 分) ということになる。 σ_β/β を小さくしようとすれば T を大きくすればよい。

しかし、1 時間程度が T の限界である。それ以上になると、フラックスとは無関係な非定常性が入ってきてかえって不都合となる。すなわち、気温の日変化や、雲の動きに伴う日射の変化によって生じる気温や風の変化あるいは前線の通過に伴う風向の変化などは乱流変動とはいえないのでフラックスの計算からは除去する必要がある。Kaimal *et al.* (1972), Wyngaard and Cote (1972) は接地境界層における乱れのスペクトルやコスペクトルが Monin-Obukhov の相似則でどのようにまとめられるかを示した (図 3.28 参照)。それによると、フラックスに寄与するのは無次元周波数、 $f = nz/U$ で 0.001–10 の範囲である。これは接地境界層での代表的な測定高度や風速を考えると、周波数で 0.001–10 Hz の範囲になるので、時間軸にすると 1000 秒程度から 0.1 秒程度の周期の変動をとらえることが必要になる。図 3.19 に示した長周期スペクトルでみると (Van der Hoven, 1957), 10 分から 30 分あたりの周期のところに spectral gap があり、この付近ではどこで切るかによって統計値の結果に大差はないはずである。これらのことがこれまでの観測時間として 10 分~30 分が多く用いられてきた理由である。Lenschow *et al.* (1994) はこの観測継続時間がフラックスに与える影響を示した。その結果を図 3.18 に示す。

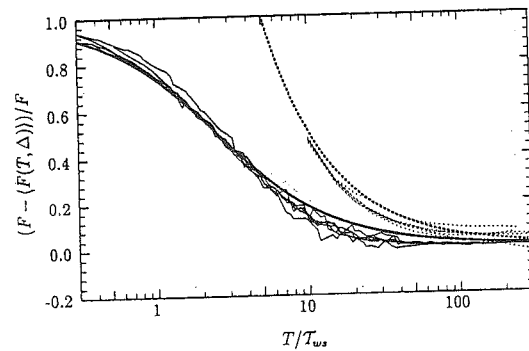


図 3.18: フラックスの積分スケール (T_{ws}) で無次元化した観測時間 (T) とフラックスの測定誤差の関係 (Lenschow *et al.* (1994) による)

3.7.3 乱流変動時系列の目視によるチェック

乱流変動の時系列は観測現場で目視によってチェックすることが望ましい。つまり、各計測器が正常に動作していることの確認をする必要がある。過去には多チャンネルペンレコーダ (NEC 三栄・オムニエスなど) に記録したり、オシロスコープで波形を観測したが現在ではデータ収録のパソコン上でも簡単にできるようになった (Labview など, 9.3 節参照)。ただし、パソコン上ではあくまで AD 変換をしたあとの波形であるので、元の計測器の信号を生で見るには、オシロスコープやペンレコーダが必要である。各信号の波形が正常かどうかはある程度経験が必要である。最もわかりやすいのは昼間の晴天の場合には対流ブルームが発達するので、気温や比湿、二酸化炭素濃度の変動には、図 3.2 のようないわゆるランプ構造 (鋸歯状波形) がはっきりとみえるはずである。そして、それらスカラー量の変動はお互いによく似た形で変動しているはずである。植物のうえであれば T', q' は正の相関、 C' はこれらと負の相関をしている。風速鉛直成分は 0 の周囲で短周期の変動が卓越するのに対して、水平風速成分はより長周期の成分が卓越する。また、夜間には各変動は小さくなって波動が卓越する場合もある。 C', q', T' の変動も相

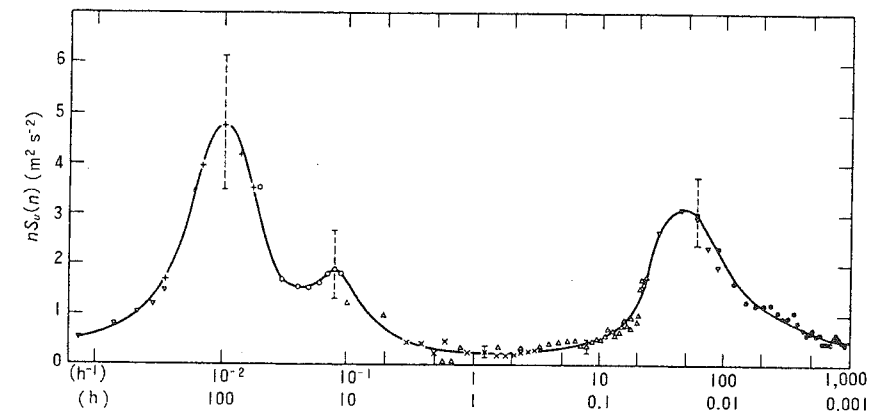


図 3.19: 地上風の長周期スペクトルの例。周期 1 時間付近のスペクトルギャップに注意 (竹内, 近藤 (1981) による)。

関の様子が変わってくる。

3.7.4 データ収録

乱流計測器の信号はアナログ信号のまま記録されることは、現在ではほとんどないであろう。デジタル化された信号の記録は大容量のハードディスクやリムーバブル・メディアが容易に入手できるので問題はないと考えられる。注意すべきことは、記録の初めと終わりの時刻が正確であること、これらの乱流データ以外に、観測状況 (気象、地表面、周囲の障害物など) をできるだけ写真 (デジタルを含む) やメモとして残しておくことが不可欠である。場合によっては雲の変化などを全天写真で連続記録することも重要になる (Yankee: TSI-880; <http://www.yesinc.com> など)。無人観測にする場合でも、人がいる場合には必ずこういう記録を取っておくのがよい。また、記録には乱流変動だけでなく、チャンネル数が許せば日射量や地表面温度など時間変化しやすいものも同時に入れておくと、条件が変化した時の状況がわかりやすくなる。また、長期の連続観測では乱流の生データを直接記録することが現実的ではない場合もある。この場合には、予め決めた時間間隔で乱流変動の統計値 (平均値、標準偏差, covariance など) を記録することになる。

これはパソコンでやることもできるし、これを機能として組み込んだロガーもある (Campbell, CR-10X など)。また、もう少し処理能力や容量に余裕があれば、10 秒 (あるいは 1 分程度) 平均値の時系列やスペクトル解析結果 (周波数平滑しても) を残しておくと、生の時系列データには及ばないがもう少し詳しい状況が記録できることになる。これらの場合でも、初めのうちは生データを直接解析して、データの品質管理をしっかりやっておくことが必要である。

以下に乱流変動データの解析に際しての種々の補正方法を具体的に述べる。ただし、flow distortion 補正が必要ならここに入れる。プローブの方向に対して補正を行うので、以下の補正をやった後ではできない。

3.7.5 超音波風速計の傾斜補正と風向方向への座標変換

先に述べたように超音波風速計の設置に関して水平からの角度を別に測定してある場合には、ここでその補正を行う。3 次元超音波風速温度計では原理的にはどのような角度に設置されていても、その角度さえわかれば座標変換によって正確な 3 次元の風を測定できる (ただし、現実には向きによってはプローブによる flow distortion

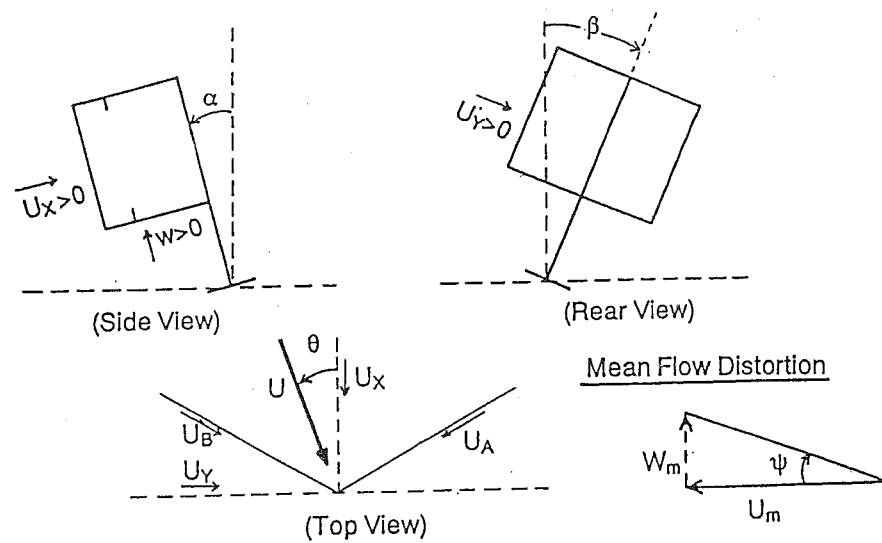


図 3.20: 超音波風速計の傾斜補正と吹き上げ角補正

が問題となる場合がある)。この補正計算はスカラー量のフラックスについてはそれほど神経質になる必要はないが、運動量フラックス（地表面摩擦）の算定には不可欠である（ u と w の両方に影響するので誤差は大きくなる）。ここで、120度交差のプロープを用いる場合には、まず直交座標に変換しておく。

$$U_{X0} = U_A + U_B \quad (3.25)$$

$$U_{Y0} = \frac{U_B - U_A}{\sqrt{3}} \quad (3.26)$$

図 3.20 のようにプロープが X 方向に α 、 Y 方向に β だけ傾いているとき、以下のように考える。このやりかたは航空機や船舶などの動揺するプラットフォームでの乱流計測に用いられている方法の一部である（Axford, 1968, Fujitani, 1985, Tsukamoto et al., 1990）。

$$U_X = U_{X0} \cos \alpha + W_0 \sin \alpha \cos \beta \quad (3.27)$$

$$U_Y = U_{Y0} \cos \beta - W_0 \sin \beta \quad (3.28)$$

$$W = -U_{X0} \sin \alpha + U_{Y0} \cos \alpha \sin \beta + W_0 \cos \alpha \cos \beta \quad (3.29)$$

ここで添え字 (0) は補正前の測定値を示し、 $\sin$ の 2 乗の項は省略した (α, β は小さいとする)。この処理を 3 次元風速の各成分の時系列について行うことで、傾斜補正ができる。次に風速計固有の直交座標から風向方向への座標変換を行う。風向、 θ は U_X, U_Y の平均値から求め、それを用いて座標を回転して以下ようになる。ただし、この風向は気象学的な北からの時計回りの風向でなく、風速計の中心線からの反時計回り（数学的）な角度であることに注意。

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{U_Y}{U_X} \right) \quad (3.30)$$

$$U = U_X \cos \theta + U_Y \sin \theta \quad (3.31)$$

$$W = -U_X \sin \theta + U_Y \cos \theta \quad (3.32)$$

この座標変換によって $\bar{U}$ は風速、 $\bar{W} = 0$ 、 $\bar{W} = 0$ という平均値になるはずであるが、周囲の地形や障害物などによっては $\bar{W} = 0$ にはならない場合がある。その場合には水平風速と組み合わせて吹き上げ、または吹き下ろしの角度 (ψ) だけ、さらに座標を回転することが望ましい。

$$\psi = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{W}}{\bar{U}} \right) \quad (3.33)$$

$$U_c = U \cos \psi + W \sin \psi \quad (3.34)$$

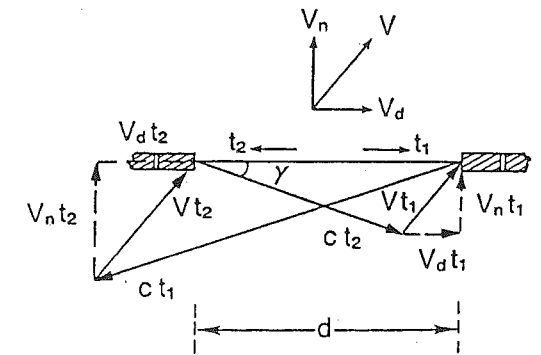
$$W_c = -U \sin \psi + W \cos \psi \quad (3.35)$$

この操作によって風速鉛直成分の平均値は零になる。ただし、水平風速が非常に小さい場合には単純にこの操作をすると異常に大きな角度が算出されるので注意。ある程度長期の測定では、様々な風向が期待できるので、風向毎に代表的な角度を算出してこれを用いる、という方法もある。測器の設置角度の水平からのズレによってどの程度の誤差が現実に出るか、という例は 5.1 節に示した。また、傾斜地の座標変換によってフラックスにどの程度の変化が生じるかについての評価も行われている（文字ほか, 1999）。

3.7.6 超音波風速温度計の横風補正と水蒸気補正

先に述べたように超音波温度計で求まる温度は音仮温度であるので、水蒸気の変動成分を含んでいる。そのために厳密な気温変動、あるいは顕熱フラックスの算定にはこの水蒸気補正が必要になる。しかし、その前に温度測定についてもう一つ考慮しておく必要がある。それは温度測定には風速測定 3 軸のうちの 1 つを用いているので（通常は鉛直軸）、この軸に直交する方向の風速 (V_n) がある場合には音波の伝搬経路が最短距離ではなく、プロープ間の径間長よりも長くなる（図 3.21）。そのため、伝搬時間が長くなって見かけ上気温が低くなる。しかもその横風成分（通常は水平風速）は変動しているため、気温変動に誤差となって現れる。Schotanus (1983), Kaimal and Gaynor (1991) はこれを定量的に扱って風速変動に伴う誤差を除去する方法を見いだした。音波の経路長を l 、各方向の伝搬時間を t_1, t_2 、経路に垂直な風速成分を V_n とすると音仮温度は次のようにかかる。

$$T_{sv} = \frac{l^2}{1612} \left[\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right]^2 + \frac{V_n^2}{403} \quad (3.36)$$

図 3.21: 超音波風速温度計の横風 (V_n) による伝播経路の変形

右辺第 1 項が計測される音仮温度 ($T_s(uncor)$) であるから、これから真の音仮温度を求めるには

$$T_{sv} = T_s(uncor) + \frac{V_n^2}{403} \quad (3.37)$$

V_n は水平風速 2 成分のベクトル合成から各瞬時値を与えて、音仮温度の変動時系列を得る。次に水蒸気補正を行う。音仮温度の定義より真の気温は

$$T = T_{sv}(1 - 0.514q) \quad (3.38)$$

として得ることができる。ここで q (kg/kg) は比湿変動の時系列で与える（赤外線湿度計などで別に測定できているものとする）。変動だけで考える場合は

$$T' = T_{sv}' - 0.514 \times T_{sv} \times q' \quad (3.39)$$

($T_{sv} = 290K$ の場合)

$$\text{Covariance: } \overline{w'T'} = \overline{w'T_{sv}'} - 0.149 \times \overline{w'q'} \quad (3.40)$$

$$\text{顕熱フラックス: } H = H_s - 0.061 \times \lambda E \quad (3.41)$$

この補正を行って、熱電対の細線温度計から得た顕熱フラックスと比較した結果を図 3.22 に示す。

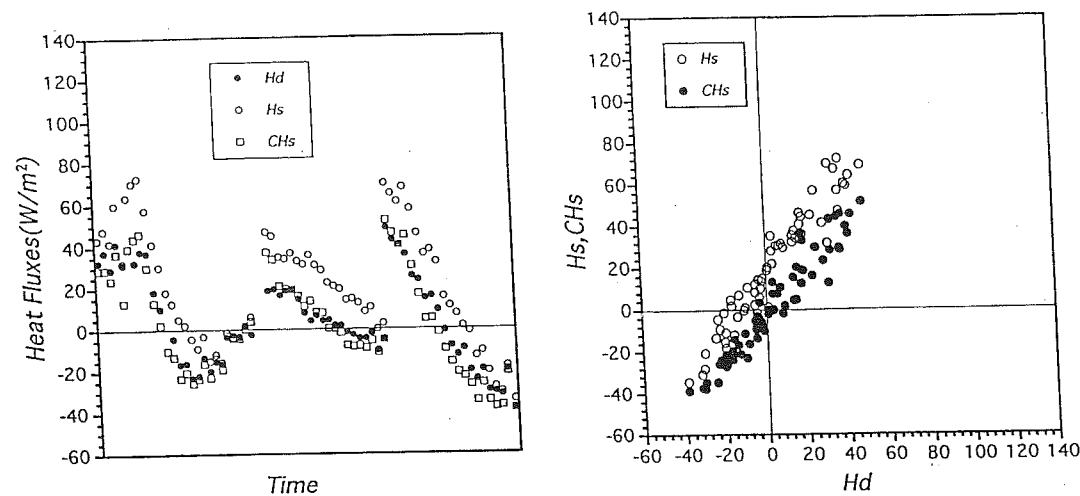


図 3.22: 超音波風速温度計で測定した顕熱フラックス (H_s) に見られる水蒸気効果。 H_d は乾球温度計によるフラックス (水蒸気効果を含まない), CH_s は塚本・光田 (1986) の方法で補正をした結果 (塚本 (1994) による)。

3.7.7 赤外線湿度計の Dynamic Calibration

湿度の乱流変動を測定する計測器は風速計や温度計に比べて立ち遅れていたが、近年赤外線や紫外線の水蒸気による吸収を利用する湿度計が多く用いられるようになってきた。従来は直径 100–50 μm の細線熱電対乾湿計が用いられてきたが、応答速度に限界があり渦相関法によるフラックス測定には十分ではなかった。これに対して赤外線や紫外線を用いる方法は、応答速度については十分であるが、その振幅の較正については注意が必要である。この方法で水蒸気量の絶対値を精度良く測定するには大がかりな装置を必要とため、一般には乱流変動成分のみを測定することになる。その時に吸収波長と参照 (非吸収) 波長の 2 波長を用いていれば問題は少ないが、簡単なシステムでは単一の吸収波長だけを用いた、いわゆる single-beam 方式である。これは大きさを小さくできるという長所があり、風速計と組み合わせるには有効なものであるが振幅の較正に注意を払う必要がある。これまでも航空機における湿度変動に Lyman- α 湿度計が多

く用いられてきたが、この dynamic calibration のために、応答は遅いが精度の良い較正ができる露点温度計を同時に設置して長周期成分での振幅を較正する方法が用いられてきた (Friehe et al., 1986)。赤外線湿度計 (カイジョー: AH-300) では静電容量型の温湿度センサーを基準湿度計として dynamic calibration の基準に用いる。具体的には図 3.23 に示すように基準湿度計と赤外線湿度計の信号のパワースペクトルを計算して、その低周波部分の振幅のエネルギーを合わせるようになる。ここでは 0.003–0.03 Hz の周波数範囲でのスペクトルの積分値 (variance) の比を各観測時間毎に求める。この係数を暫定的に得られた比湿変動に乗ずることで真の比湿変動が得られる。AH-300 型赤外線湿度変動計は 0.0015 Hz から 5 Hz の湿度変動スペクトル領域を測定対象としており、一方基準湿度計は高周波数側は 0.03 Hz 程度までの測定が可能である。図 3.23 からわかるように両者で同時測定された湿度変動スペクトルを比較すると 0.003 Hz~0.03 Hz のスペクトル形状はほぼ一致しているので、この周波数範囲を用いて dynamic calibration を行う。較

3.7.8 トレンド処理

観測継続時間を 30 分にとっても、朝方や夕方には日変化成分が大きくなるので図 3.24 に示すようにその間に気温や、湿度などが平均的に徐々に変化する場合がある。あるいは計測器の信号ドリフトのために類似の現象が現れる場合もある。このような場合にその 30 分間の平均値からのズレで乱流変動を得た場合には見かけ上、乱れは大きくなってしまふ。これをそのまま処理すると乱流統計値としての標準偏差や covariance (フラックス), skewness, kurtosis などには大きく影響する。これはスペクトルで見ると低周波側にその寄与が大きくなるためである。ただ、フラックスに直接関係する風速鉛直成分 (W) にはこのような大きなトレンドが現れることは少ないが、小さなトレンドでも相関量としては無視できない場合もある。そのため、統計計算を行う前に以下のようないずれかのトレンドを除去する作業が必要である。

- ① その時系列を時間の 1 次関数として直線回帰して、これを基の時系列から引き去る。
- ② 移動平均をつくり、これを基の時系列から引き去る。
- ③ 適当なデジタル・ハイパスフィルタを用いる。
- ④ より複雑な形のトレンドがある場合には時間について適当な関数形を与えて、トレンド処理をする。ただし、フラックスに必要な変動まで除去しないような配慮が必要。

水平風速成分については、先に述べた各種の座標変換を行った後にこの処理をすること。先にこのトレンド処理をするとまちがった座標変換をすることになる。

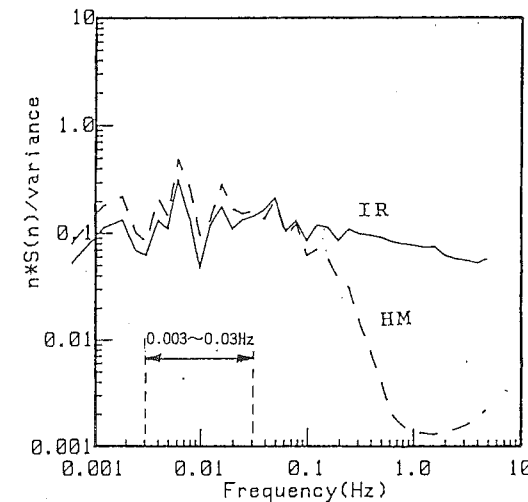


図 3.23: 赤外線湿度計の dynamic calibration。変動のスペクトルが類似している 0.003–0.03 Hz の帯域で振幅を較正する。

正係数を R として

$$R = \left(\frac{\sum_f S_{q_{ref}}}{\sum_f S_{q_{IR}}} \right)^{1/2} \quad (3.42)$$

が得られる。ここで $S_{q_{ref}}$ と $S_{q_{IR}}$ は各々基準湿度計と赤外線湿度変動計で得られた 0.003 Hz~0.03 Hz の周波数帯での湿度変動のパワースペクトル密度である。このようにして赤外線湿度変動計の測定値に係数 R を掛けることによって正確な湿度変動が得られるが、係数 R は普遍定数ではなく、周囲の気温などによって変化する場合がある (Moore, 1983, Trevitt, 1985)。

赤外線湿度変動計は渦相関法に用いる湿度変動計としては現状では最も実用性が高い測器といえるが、感度への影響要因が排除しきれていないため dynamic calibration を行うなど何らかの方法で較正しながら使う必要がある。デジタルフィルタによる同様の実時間処理など使いやすいシステムの検討とともに、今後測器そのものの完成度を上げることが望まれる。

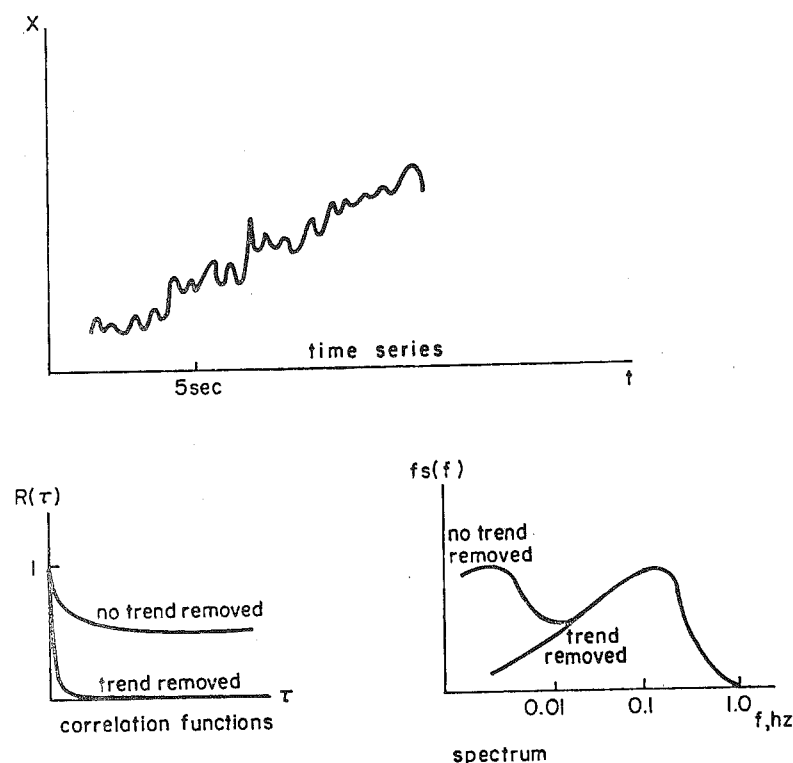


図 3.24: 時系列に見られるトレンドと、自己相関関数、パワースペクトルに見られるトレンド除去処理の効果 (Panofsky and Dutton (1994) による)

3.7.9 Webb 補正など

Webb *et al.* (1980) は空気密度の変動が微量気体成分のフラックスに影響するという、次のような補正について述べている。これは主として二酸化炭素のフラックスについて適用されているが、水蒸気フラックスについても必要になる場合がある (Tsukamoto, 1992)。乾燥空気の質量保存式から

$$\overline{w\rho_a} = 0 \quad (3.43)$$

$$\overline{w} = \frac{-\overline{w'\rho_a'}}{\rho_a} \quad (3.44)$$

一般には $\overline{w} = 0$ として平均流による輸送量は考慮せず乱流輸送量のみを考えるが、空気密度が変動している場合にはこの仮定は成立しなくなる。空気密度の変動は気温変動 (T') と水蒸気密

度 (ρ_v') の変動によって次のように表される。

$$\rho_a' = -\mu\rho_v' - \frac{\overline{\rho_a}(1+\mu\sigma)T'}{\overline{T}} \quad (3.45)$$

$$\mu = \frac{m_a}{m_v} = \frac{1}{0.622} \quad (3.46)$$

$= 1.608$: 乾燥空気と水蒸気の分子量比

$$\sigma = \frac{\rho_v}{\rho_a}: \text{乾燥空気と水蒸気の密度比} \quad (3.47)$$

これから以下のような covariance ($\overline{w'T'}$, $\overline{w'\rho_v'}$) やフラックス (H , λE) で風速鉛直成分, $\overline{w}$ を表すことができる。

$$\begin{aligned} \overline{w} &= \mu \frac{\overline{w'\rho_v'}}{\rho_a} + (1+\mu\sigma) \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \\ &= 0.541 \times 10^{-3} \lambda E + 2.798 \times 10^{-3} H \\ (\overline{w}: \text{mms}^{-1}, H, \lambda E: \text{Wm}^{-2}) \end{aligned} \quad (3.48)$$

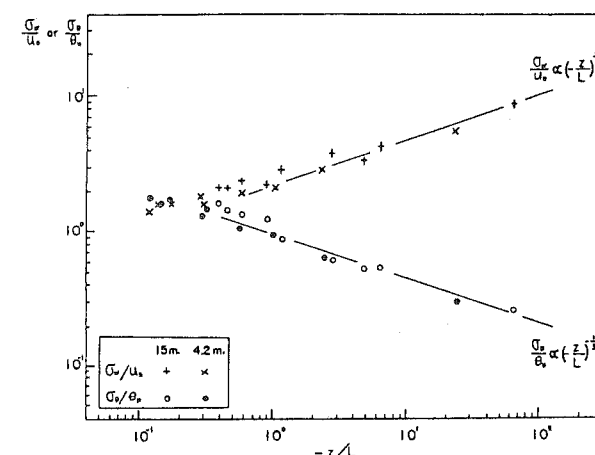


図 3.25: 不安定時における無次元化した分散値と安定度の関係 (Monji (1973) による)

水蒸気フラックスの例

赤外線湿度計ではある sampling volume の水蒸気密度, ρ_v を測定することになる。その場合に水蒸気フラックスは以下のように書ける。

$$E = \overline{w'\rho_v'} + \overline{w}\rho_v \quad (3.49)$$

第1項はいわゆる乱流フラックスで通常はこの項のみを考えるが、平均流による第2項を無視できない場合がある。この場合

$$E = (1+\mu\sigma) \left(\overline{w'\rho_v'} + \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{T}} \overline{w'T'} \right) \quad (3.50)$$

が全フラックスになる。もしも水蒸気の混合比, χ が直接求められれば

$$E = \rho_a \overline{w'\chi'} \quad (3.51)$$

となって平均流による補正は不要になる。比湿で表される場合には

$$E = \rho_a \frac{\overline{w'q'}}{1-q} \quad (3.52)$$

となる。CO₂ フラックスの例については第5章を参照。

一方、空気の比熱が水蒸気量の変動によって変化すると、Brook (1978) は顕熱フラックスに

についての補正が必要であるとの提言をした。その後多くの議論を引き起こしたが (Businger (1982), Tsukamoto and Ishida (1995) など), 最終的には Sun *et al.* (1995) によってこの補正は不用であるとの、一応の結論に達している。

3.7.10 統計解析とスペクトル解析

乱流変動の解析には統計解析が不可欠である。1 次の moment である平均値 (mean) と 2 次の moment である分散値 (variance), その平方根である標準偏差 (SD; standard deviation) あるいは rms (root mean square) は最も基本的な量であり、標準偏差の大きさが乱流変動の大きさを表す。2 変数の場合には共分散 (covariance) が 2 次の moment になり、これが先に述べたとおり、渦相関法ではフラックスに直接つながるものである。これら 2 次の moment に時間遅れ (time lag) を持たせたものが自己相関係数と相互相関係数で、2 変数の時間的なズレを検出するのに有効である。3 次、4 次の moment (skewness, kurtosis or flatness) も場合によっては必要になる。これらについての詳細は Bendat and Piersol (2000, 和訳もあり)などを参照のこと。また、これらの統

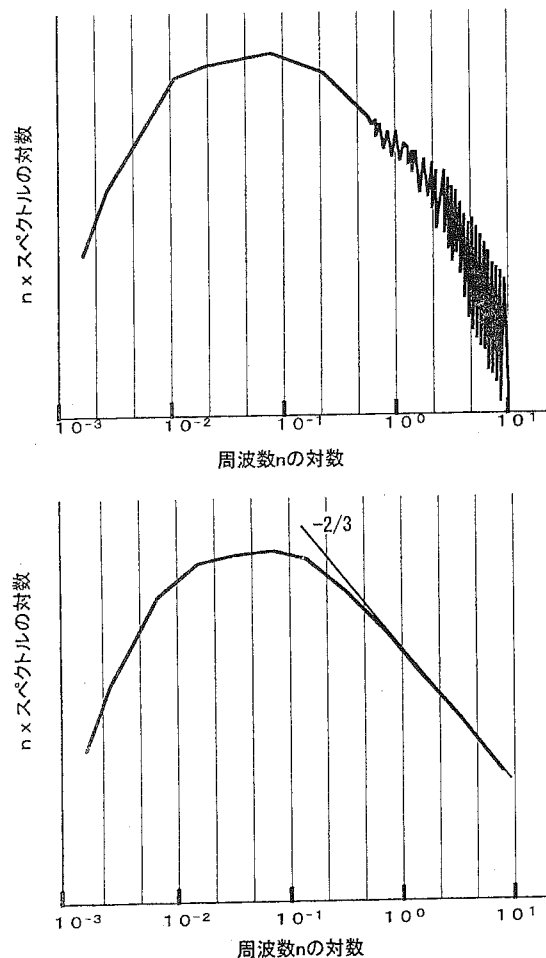


図 3.26: FFT 生データ (上) と周波数平滑化 (下) の効果

計量を時系列で、あるいは Monin-Obukhov 相似側に従ってプロットするとノイズやトレンドの有無を検出することができる。図 3.25 は乱流変動のもっとも代表的な成分である風速鉛直成分の標準偏差 (無次元化したもの) が Monin-Obukhov 相似側に従うことを示したもので、このようなプロットから大きく外れたデータがあった場合にはこの取り扱いには注意すべきである。

スペクトル解析

観測データのノイズの有無や長周期成分などの混入を判別するのは、時系列データのみでは困

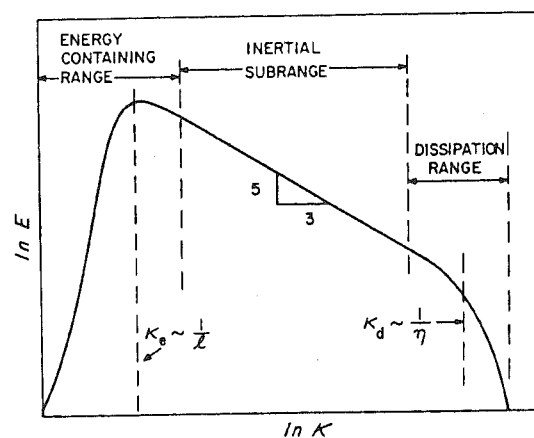


図 3.27: $-5/3$ 乗則を示すスペクトルの慣性小領域 (inertial subrange)。 (Haugen (1973) による)

難ことがある。その場合には周波数解析の1つであるスペクトル解析が有効となる。また、これはサンプリング周波数やデータ長が適切であるかどうかを判断するにも有効である。スペクトル解析の古典的な方法としては Blackman-Tukey 法があるが、これは自己相関係数、相互相関係数を求めてからパワースペクトル、コスペクトルを計算するもので、基本的にはしっかりした方法であるが計算時間がかかる。それに代わって多く用いられているのは高速フーリエ変換法 (FFT; Fast Fourier Transform) で計算時間の大幅な短縮ができるようになった。この場合のデータ個数は 2^n 個にするのが一般的である。また、その後開発された最大エントロピー法 (MEM; Maximum Entropy Method) は短いデータからでも分解能の高い安定した結果が得られるという利点がある。類似のものとして自己回帰式 (AR; Auto Regression) によるものがある。これらの詳細は日野 (1977) のテキストにまとめられている。1つのあるいは、2つの時系列データを時間間隔 Δt (sec) で、長さ T (sec) の時間で与えると、 $1/(2T)$ Hz から $1/(2\Delta t)$ Hz—Nyquist (ナイキスト) 周波数までの周波数範囲でパワースペクトルやクロスス

ペクトル (cospectrum と quadrature-spectrum)) が得られる。これを対数軸であらわした横軸の周波数に対してにプロットすると、高周波側のデータが多量にあるため、そのままではばらつきが大きく非常に見にくくなる。そこで図 3.26 に示すような周波数の平滑化をすると $-5/3$ 乗則なども見やすくなる。たとえば周波数の1桁に対して10点を代表点として与えると、周波数に比例する幅でスムージングが行われる。横軸の周波数 (波数) は対数軸で表されるのが普通であるので、 $\int S(n)dn = \int nS(n)d\ln n$ の関係から横軸単位幅当たりの縦軸の値がエネルギーあるいはフラックスに相当するようにするためには、縦軸はスペクトル密度に周波数を掛けて $nS(n)$ を取ることが多い。しかし、べき乗則を図で見するには縦軸 ($S(n)$ または $nS(n)$) も対数軸にする必要がある。図 3.27 はそれぞれの波数 (周波数) 領域での名前を示しており、中でも $-5/3$ 乗則で知られる慣性小領域 (inertial subrange) は先に述べたスペクトル法によるフラックス測定にも用いられる。Kansas の実験で得られた代表的なスペクトル、コスペクトルの形を Monin-Obukhov 相似則に従って示すと図 3.28 のようになる。また、そのうちで風速鉛直成分について、スペクトル形の安定度依存性を図 3.29 に示す。スペクトルの長周期側の形については確立された明確な法則がないが、 10^{-3} Hz よりも低周波数側でまだ増え続けたりしている場合は不適当なトレンドなどが含まれている可能性があるのもこれも原信号を見直してみる必要がある。

このようなスペクトルの基本形と実際に自分のとったデータでスペクトル計算をした結果を比較すると、データのチェックを有効に行うことができる。慣性小領域でのこの傾きよりも落ち方が小さいと信号に高周波ノイズが含まれていたり、大きなスパイクがどこかに入った可能性があり原信号を見直す必要が生じる。AD 変換器のビット数が信号レベルに対して不十分な時の量子化ノイズも高周波ノイズの発生原因となる。

逆に $-2/3$ 乗よりも落ち方が大きい場合は測器の応答が不十分、あるいは測定部スパンが大きすぎることになる (図 3.30)。なお、これらの高周波ノイズや応答の悪さは必ずしもフラックスにとって問題となるとは限らないのでコスペクトルを計算してその影響を調べておいた方がよい。湿度変動測定に細線熱電対乾湿計を用いたときに、図 3.7 に示すように水蒸気フラックスのコスペクトルが低下する。また、応答の悪さだけでなくセンサー間の位相のずれが結果に影響して高周波側でマイナスにでる例である。最近では CO_2 フラックスの Webb 補正 (第5章参照) が行われるが、この補正も機械的に行うとコスペクトルが正常な形を示さないことがある。

コスペクトルは、フラックスに直接つながる covariance を周波数毎に分解して表示したもので、フラックスがどれくらいの時間 (空間) スケールで卓越しているのかを知ることが出来る。先に述べた、観測時間をどれくらい長くすれば良いかという問題に対して、Friehe *et al.* (1991) では “ogive” という表現をするとわかりやすくなる、としている。これは図 3.31 に示すように、コスペクトルを高周波側から積分値として示したもので、左側の低周波部分の落ち着いたところが covariance (フラックス) になる、というものである。観測時間が十分でなければ ogive はまだ変化し続ける。また、クロススペクトルを組み合わせるとコヒーレンス (coherence) と位相 (phase) の情報を得ることもできる。位相の情報からは2種類の乱流計測器の応答の違いを周波数毎に検出できる。

乱流変動が得られている全てのデータについてスペクトル解析を行って、品質管理を行うことが望ましいが、長期間にわたり多量のデータが得られている場合には現実的ではない。その場合には、観測を初めてから少なくとも1日以上データのデータについてこれを行い、ノイズやドリフトの有無、信号の良否、サンプリングの時間などのチェックを行っておくのが望ましい。また、観

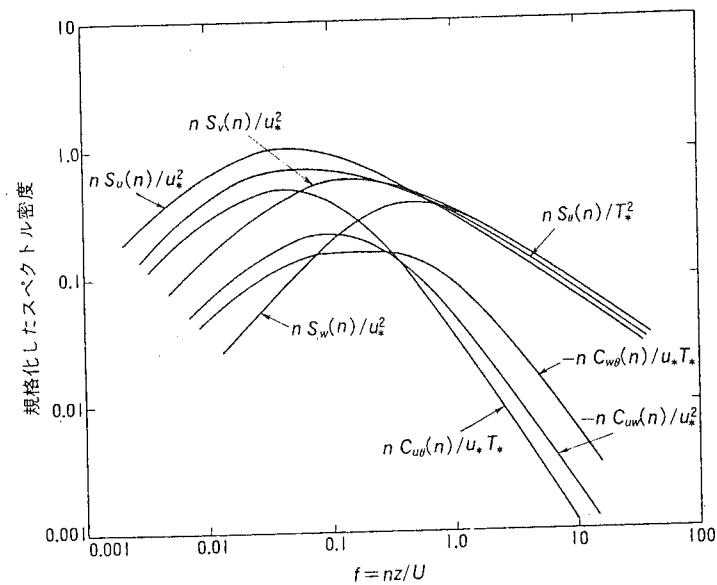


図 3.28: 各乱流変動の規格化されたスペクトル (竹内, 近藤 (1981) による)

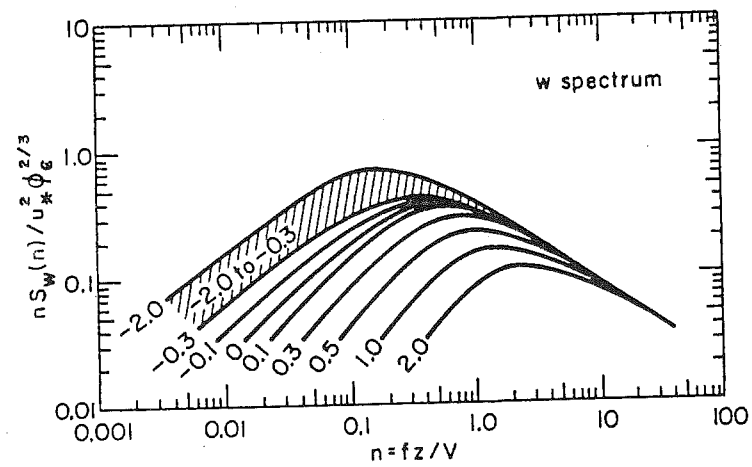


図 3.29: w 成分スペクトルの安定度依存性 (Panofsky and Dutton (1984) による)

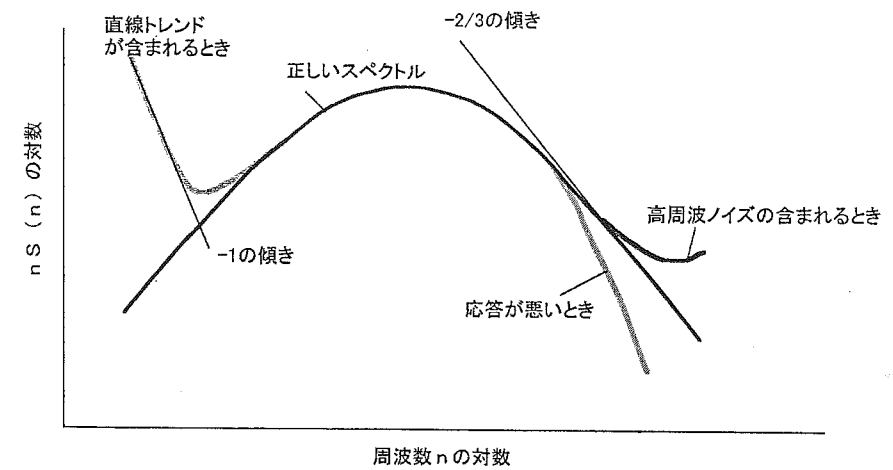
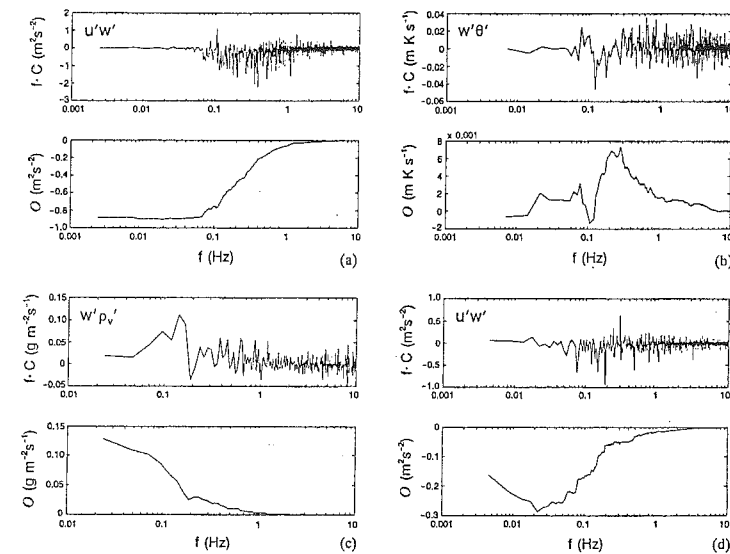


図 3.30: スペクトルが様々な要因によって変形される効果

図 3.31: 種々の輸送量に対するコスペクトル (fC), とそれを高周波側から積分した Ogive (O): (Berger and Friehe (1995) による)

測期間中も適宜（例えば雨のあとや、設置状況、電源の状況などが変わったときなど）この方法でデータのチェックを行うのがよい。

3.8 まとめ

1970年代に超音波風速計の実用化によって大きな進展をとげた渦相関法は、90年代での飛躍的な裾野の拡大によって新たな時代を迎えようとしている。70年代には一部の研究者による限定された社会で異分野との交流はそれほどなかった。しかし、その間にも各国の研究グループでは着実な乱流計測システムの開発が続けられていた。それはここに至ってグローバルな共同研究プロジェクトの中で大きく採用されるようになり、多くの応用研究を生み出しつつある。本章では現段階でのできるだけ最新の情報をもとに、大学院生レベルの教育にも使えるように、できるだけ平易に記述したつもりである。しかし、これまで渦相関法について詳しく記した書物がなかったため不備が多く、最初の「たたき台」程度のものにしかっていないかもしれない。今後の計測システムの発展とともに、大幅な改訂版が世に出ることを期待する。最後に今後の展望についてまとめておく。フラックス測定の中でも渦相関法はとりわけ敷居が高く思われている。それはここに述べたようななじみのない高額な機器を使用し、データ処理が煩雑なためである。しかし、フラックスは風速や気温・湿度などの一般気象要素と同等に扱われるべきものであり、通常の風速計や温度計と同様な感覚で扱えるように、「だれでも使えるフラックス計測システム」にしてゆく必要がある。そのためには

- ① 計測器の低価格化
- ② 湿度変動計の改良
- ③ 煩雑なデータ処理を自動化して、乱流計測器とデータ処理装置をシステム化した実時間フラックス算定システムの開発

が不可欠である。そうすることによって、より多点でのフラックス測定、船舶やブイへの応用など、応用範囲も広がってくることで技術開発と低価格化に拍車がかかり渦相関法は大きく進展すると期待できる。

参考文献

- Arya, S.P. (1988): *An introduction to micro-meteorology*, Academic Press, 307pp.
- Axford, D.N. (1968): On the accuracy of wind measurements using an inertial platform in an aircraft, and an example of a measurement of the vertical mesostructure in the atmosphere, *JAM*, **7**, 645-666.
- ベンダット, ピアソル (1971): ランダムデータの統計的処理, 得丸英勝 (訳), 培風館
- Bendat, J.S. and A.G. Piersol (2000): *Random data: Analysis and measurement procedure*, Wiley, 608pp.
- Berger, B.W. and C. Friehe (1995): Boundary-layer structure near the cold front of a marine cyclone during "ERICA", *Boundary-Layer Meteorol.*, **73**, 227-253.
- Brook, R.R. (1978): The influence of water vapor fluctuations on turbulent fluxes, *BLM*, **15**, 481-487.
- Brook, R.R. (1982): Reply, *BLM*, **23**, 259-261.
- Brutsaert (1982): *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel Pub. 299pp.
- Buck, A.L. (1976): The variable path Lyman-alpha hygrometer and its operating characteristics, *Bull. American Meteorol. Soc.*, **57**, 1113-1118.
- Buck, A.L. (1983): The Lyman-alpha absorption technique for fast humidity measurement, *Preprint of 5th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Tronto, American Meteorological Society, 16-20.
- Businger, J.A., M. Miyake, A.J. Dyer, and E.F. Bradley (1967): On the direct determination of the turbulent heat flux near the ground, *J. Applied Meteorol.*, **6**, 1025-1032.
- Businger, J.A., M. Miyake, E. Inoue, Y. Mitsuta and T. Hanafusa (1969): Sonic anemometer comparison and measurements in the atmospheric surface layer., *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **47**, 1-12.
- Businger, J.A. (1982): The fluxes of specific enthalpy, sensible heat and latent heat near the earth's surface, *JAS*, **39**, 1889-1892.
- Businger, J.A. and S.P. Oncley (1990): Flux measurement with conditional sampling, *J. Atmos. Ocean. Technology.*, **7**, 349-352.
- Campbell, G.S. and B.D. Tanner (1985): A krypton hygrometer for measurements of atmospheric wa-

- ter vapor concentration, *Humidity and Moisture*, 609-614.
- Chen and Mitsuta (1967): An infrared absorption hygrometer and its application to the study of the water vapor flux near the ground, *Special Contributions of Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, No. 7, 83-94.
- Corby, R.E. (1950): Acoustic anemometer-anemoscope, *Electronics*, **23**(1), 88-90
- Dyer, A.J. and F.J. Mahrer (1965): The "Evapotron"; An instrument for the measurement of eddy fluxes in the lower atmosphere, CSIRO Div. Atmos. Phys. Tech. Paper., No. 15, 31pp.
- Dyer, A.J., B.B. Hicks and K.M. King (1967): The Fluxatron-A revised approach to the measurement of eddy fluxes in the lower atmosphere, *J. Appl. Met.*, **6**, 408-413.
- Dyer, A.J., J.R. Garratt, R.J. Francey, I.C. McIlroy, N.E. Bacon, E.F. Bradley, O.T. Denmead, L.R. Tsvang, Y.A. Volkov, B.M. Kopro, L.G. Elagina, K. Sahashi, N. Monji, T. Hanafusa, O. Tsukamoto, P. Frenzen, B.B. Hicks, M. Wesley, M. Miyake and W. Shaw (1982): An international turbulence comparison experiment (ITCE76), *Boundary-Layer Meteorol.*, **24**, 181-209.
- Elagina, L.G. (1962): Optical device for measuring the turbulent pulsations of humidity, *Izv., Geophys. Ser.*, **8**, 1100-1107
- Emery W.J. and R.E. Thompson (1997): *Data analysis methods in physical oceanography*, Pergamon, 634pp.
- Fairall, C.W. and S.E. Larsen (1986): Inertial-dissipation method and turbulent fluxes at the air-ocean interface, *BLM*, **34**, 287-301.
- Foken, T. and S. Oncley (1995): Workshop on instrumental and methodical problems of land surface flux measurements, *Bull. American Meteorol. Soc.*, **76**, 1191-1193.
- Frank, W.M. and G.D. Emmitt (1981): Computation of vertical total energy fluxes in a moist atmosphere, *BLM*, **21**, 223-230.
- Friehe, C.A., R.L. Grossman and Y. Pann (1986): Calibration of an airborne Lyman-alpha hygrometer and measurement of water vapor flux using a thermoelectric hygrometer, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **3**, 299-304.
- Friehe, C.A., W.J. Shaw, D.P. Roger, K.L. Davidson, W.G. Large, S.A. Stage, G.H. Drescenti, S.J.S. Khalsa, G.K. Greenhut and F. Li (1991): Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front, *JGR(C)*, **96**, 8593-8609.
- 藤谷徳之助 (1980): 紫外線湿度計による湿度変動の測定, *天気*, **27**, 649-655.
- Fujitani, T. (1985): Method of turbulent flux measurement on a ship by using a stable platform sys-

- tem, *Papers Meteorol. Geophys.*, **36**, 157-170.
- Garratt, J.R. (1992): *The atmospheric boundary layer*, Cambridge UP, 316pp.
- Hamotani, K., Y. Uchida, N. Monji and A. Miyata (1996): A system of the relaxed eddy accumulation method to evaluate CO₂ flux over plant canopies, *J. Agric. Meteorol.*, **52**, 135-139.
- 花房龍男, 林 良一 (1977): スペクトル解析, 気象研究ノート, 第131号, 日本気象学会
- Hanafusa, T., T. Fijitani, Y. Kobori and Y. Mitsuta (1982): A new type sonic anemometer-thermometer for field operation, *Pap. Met. Geophys.*, **33**, 1-19.
- Haugen, D.A. (1973): Workshop on micro-meteorology, Amer. Meteorol. Soc., Hicks, B.B. and A.J. Dyer (1972): The spectral density technique for the determination of eddy fluxes, *QJRM*, **98**, 838-844.
- Hicks, B.B. (1988): ARCH: Some introductory notes to an issue of Boundary-Layer Meteorology dedicated to Arthur James Dyer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **42**, 1-8.
- 日野幹雄 (1977): スペクトル解析, 朝倉書店, 300p.
- Horst, T.W. and Weil, J.C. (1987): How far is far enough?: The fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **11**, 1018-1025.
- Horst, T.W. and S.P. Oncley (1995): Flux-PAM measurement of scalar fluxes using cospectral similarity, *Proc. 9th Symp. Met. Meas. Instr.*, 495-500.
- Horst, T.W., S.P. Oncley and S.R. Semmer (1997): Measurements of water vapor fluxes using capacitance RH sensors and cospectral similarity, *Proc. 12th Symp. Boundary layer and turbulence.*, 495-500.
- Hyson, P. and Hicks, B.B. (1975): A single beam infrared hygrometer for evaporation measurement, *JAM*, **14**, 301-307.
- Kaimal, J.C. and J.A. Businger (1963): A continuous wave sonic anemometer-thermometer, *JAM*, **2**, 156-164.
- Kaimal, J.C., J.C. Wyngaard, Y. Izumi, and O.R. Cote (1972): Spectral characteristics in the surface layer turbulence, *QJRM*, **98**, 563-589.
- Kaimal, J. C., Gaynor, J.E., Zimmerman, H.A. and Zimmerman, G.A. (1990): Minimizing flow distortion errors in a sonic anemometer, *BLM*, **53**, 103-115.
- Kaimal, J.C. and J.E. Gaynor (1991): Another look at sonic thermometry, *BLM*, **56**, 401-410.
- カイマル J.C. (1993): 微細気象学, 光田 寧・山田道夫 (訳), 技法堂出版, 116pp.
- Kaimal, J.C. and J.J. Finnigan (1994): *Atmospheric boundary layer flows-Their structure and measurement*, Oxford Univ. Press.
- 気象利用研究会 (1998): 気象利用学, 森北出版, 222pp.

- Kondo, J. and T. Sato (1982): The determination of the von Karman constant, *JMSJ*, **60**, 461-471.
- Koshiek, W., (1991): Infrared H₂O/CO₂ sensor with fiber optics, *Seventh AMS Symposium on Meteorol. Obs. and Instruments.*, 352-355
- Kristensen, L., J. Mann, S.P. Oncley, and J.C. Wyngaard (1997): How close is close enough when measuring scalar fluxes with displaced sensors?, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **14**, 814-821.
- Lenschow, D.H., J. Mann and L. Kristensen (1994): How long is long enough when measuring fluxes and other turbulence statistics?, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **11**, 661-673.
- Leuning, R. and B.J. Legg (1982): Comments on "The influence of water vapor fluctuations on turbulent fluxes", by Brook, *BLM*, **23**, 255-258.
- Lumley, J.L. and H. Panofsky (1964): The structure of atmospheric turbulence, New York, Interscience.
- Mestayer, P. and C. Rebattet (1985): Temperature Sensitivity of Lyman-alpha hygrometer, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **2**, 656-664.
- Mestayer, P.G., F. Goutail and S.E. Larsen (1989): Improved Lyman-alpha hygrometer. Part III: Performance of a field version for small scale atmospheric turbulence measurements over the sea, *Rev. Sci. Instrum.*, **60**, 121-126.
- 南 茂夫 (1986): 科学計測のための波形データ処理, CQ 出版社, 238pp.
- Mitsuta, Y. (1966): Sonic anemometer thermometer for general use., *JMSJ*, **44**, 12-24
- 光田 寧, 佐橋謙, 花房龍男, 文字信貴, 塚本 修 (1978): 1976年オーストラリアで実施された乱流計測器の国際比較観測, 天気, **25**, 715-722.
- Miyake, M., R.W. Stewart, R.W. Burling, L.R. Tsvang, B.M. Koprov, and O.A. Kuznetsov (1971): Comparison of acoustic instruments in an atmospheric turbulent flow over water, *Boundary-Layer Meteorol.*, **228-245**.
- Moore, C.J. (1983): On the calibration and temperature behavior of single beam infrared hygrometers, *BLM*, **25**, 245-269.
- Monji, N. (1973): Budgets of turbulent energy and temperature variance in the transition zone from forced to free convection, *JMSJ*, **51**, 133-145.
- 文字信貴, 水間満郎 (1976): 風・温度・湿度及び乱流輸送量の測定, 気象研究ノート, 第130号, 気象の測定, 19-52.
- 文字信貴, 嶋谷憲, 安藤純二 (1999): 複雑地形上の渦相関測定における座標変換の効果, 農業気象, **55**, 245-250.
- 文字信貴 (2000): 森林における温室効果ガスフラックス観測手法に関する提言, 国立環境研究所 93pp.
- Nichols, S. and F.B. Smith (1982): On the definition of the flux of sensible heat, *BLM*, **24**, 121-127.
- Nieuwstadt, F.T.M. and H. van Dop (1982): Atmospheric turbulence and air pollution modelling, D. Reidel Ohtaki, E. and T. Matsui (1982): Infrared device for simultaneous measurements of fluctuations of atmospheric carbon dioxide and water vapor, *BLM*, **24**, 109-119.
- Oncley, S.P., S.R. Semmer, C. Frush and W. Koshiek (1997): A low-power humidity sensor for turbulence research, *Proc. 12th AMS Symp. Boundary Layer and Turbulence*, P. 15-9.
- Oncley, S.P., C. Frihe, J.C. Larue, J. Businger, E.C. Itsverie and S.S. Chang (1996): Surface-layer fluxes, profiles, and turbulence measurements over uniform terrain under near neutral conditions, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1029-1044.
- Otnes, R.K. and L.D. Enochson (1978): *Applied time series analysis*, Vol. 1, Basic Techniques, Wiley, 449pp.
- Panofsky, H.A. and J.A. Dutton (1984): *Atmospheric turbulence*, Wiley-Interscience, 396p.
- Pasquill, F. and F.B. Smith (1983): *Atmospheric diffusion*, Third Ed., John Wiley & Sons, 437p.
- Reinking, R.F. (1980): The respective effects of water vapor and temperature on the turbulent fluxes of sensible and latent heat, *BLM*, **19**, 373-385.
- Rosenberg, N.J., B.L. Blad and S.B. Verma (1983): *Microclimate: The Biological Environment*, 2nd Ed., John Wiley & Sons, 495pp.
- Sahashi, K. (1973): Effects of the insolation on the thermocouple psychrometer, *Bull. School of Education, Okayama University*, **37**, 123-129.
- 佐橋謙, 塚本修 (1995): 乾燥地の自然環境 (気象研究ノート 第184号) 第5章 境界層の過程, 69-113.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M., and DeBruin, H.A.R. (1983): Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations, *BLM*, **26**, 81-93.
- Seo, T. and Ohtaki, E., (1976): Infrared device for measurement of carbon dioxide fluctuations under field conditions I-III, *Ber. Ohara Inst. Landw. Biol. Okayama Univ.*, **16**, 175-198.
- Shaw, W.J. and J.E. Tillman (1980): The effect of and correction for different wet-bulb and dry-bulb response in thermocouple psychrometry, *J. Applied Met.*, **19**, 90-97.
- 島貫 陸, 嶋谷正雄, 岩谷祥美 (1973): 大気境界層内の理論と乱れの測定, 気象研究ノート, 第114号, 日本気象学会
- Shimizu, T., M. Suzuki and A. Shimizu (1999): Examination of a correction procedure for the flow attenuation in orthogonal sonic anemometer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **93**, 227-236.
- Shortland, R.M., (1955): Measurement of wind velocity by sonic means, *J. Meteorol.*, **12**, 386-390
- Stull, R.B. (1988): *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Pub., 666p.
- Sun, J., S. K. Esbensen and L. Mahrt (1995): Estimation of surface fluxes, *JAS*, **17**, 3162-3171.
- Suomi, V.E. and Businger, J.A., (1959) :Sonic anemometer-thermometer Geophys. Res. Paper.

- No. 59 (Project Prairie Grass, A Field Program in Diffusion, 3, Chap. 14)
- 竹内清秀 (1997): 風の気象学, 東京大学出版会, 172p.
- 竹内清秀・近藤純正 (1981): 地表に近い大気, 東京大学出版会, 226p.
- Tennekes, H. and J.L. Lumley (1972): *A first course in turbulence*, MIT Press, 300p.
- Tillman (1965): Water vapor measurements utilizing the absorption of vacuum ultraviolet and infrared radiation, *Humidity and Moisture, Measurement and control in science & technology*, Vol. 1, Principles and methods of measuring humidity in gases, R.E. Ruskin, Ed., New York, Reinhold, 428-433.
- Tillman (1972): The indirect determination of stability, heat and momentum fluxes in the atmospheric boundary layer from simple scalar variables during dry unstable conditions, *J. Applied Meteorol.*, **11**, 783-792.
- Trevitt, A.C.F. (1985): An infrared hygrometer with on-line temperature compensation, *BLM*, **34**, 157-169.
- Tsukamoto, o. (1974): Application of NIFTI method for field measurement of turbulent fluxes, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **24**, 281-293.
- 塚本 修 (1980): 赤外線湿度計について, 計測技術, **8**, No. 1, 70-74.
- 塚本 修, 光田 寧 (1982): 種々の湿度計を用いた水蒸気輸送量の直接測定, 京都大学防災研究所年報, **25B**, 283-295.
- 塚本 修, 光田 寧 (1986): 蒸発量直接測定のための熱電対乾湿球温度計の補正法, 京都大学防災研究所年報, **29B**, 261-270.
- Tsukamoto, O. (1986a): Experimental study of heat and water vapor transfer processes in the planetary boundary layer (PBL), *Boundary-Layer Meteorol.*, **35**, 349-368.
- Tsukamoto, O. (1986b): Dynamic response of the fine wire psychrometer for direct measurement of water vapor flux, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **3**, 453-461.
- 塚本 修・光田 寧 (1989): 乱流変動のスペクトル密度を用いた湖面蒸発量の間接測定法について, 京都大学水資源研究センター研究報告, **9**, 73-79.
- Tsukamoto, O., E. Ohtaki, H. Ishida, M. Horiguchi and Y. Mitsuta (1990): On-board direct measurements of turbulent fluxes over the open sea, *JMSJ*, **68**, 203-211.
- Tsukamoto, O. (1992): Comments on "Peculiar downward water vapor flux over Gobi desert in the daytime" by J. Wang and Y. Mitsuta, *JMSJ*, **71**, 161-

- 162.
- 塚本 修 (1994): 超音波風速温度計で測定された顕熱フラックスについて, 日本農業気象学会, 講演要旨集
- Tsukamoto, O. and H. Ishida (1995): Turbulent flux measurements and energy budget analysis over the equatorial Pacific during TOGA-COARE IOP, *JMSJ*, **73**, 557-568.
- Tsvang, L.R., B.M. Koprov, S.L. Zubkovskii, A.J. Dyer, B.B. Hicks, M. Miyake, R.W. Stewart, and I.W. McDonald (1973): A comparison of turbulence measurements by different instruments Tsimlyansk field experiment 1970, *Boundary-Layer Meteorol.*, **3**, 499-521.
- Van der Hoven (1957): Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour, *J. Meteorol.*, **14**, 160-164.
- Vickers, D. and L. Mahrt (1997): Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **14**, 512-526.
- Webb, E.K., G.I. Pearman and R. Leuning (1980): Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transport, *QJRM*, **106**, 85-100.
- Webb, E.K. (1982): On the correction of flux measurements for effects of heat and water vapor transfer, *BLM*, **23**, 251-254.
- Weinheimer, A.J. and Schwiesow, R.L., (1992): A two-path, two-wavelength ultraviolet hygrometer, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **9**, 407-419.
- Wieringa, J. (1980): A reevaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding, *Boundary-Layer Meteorology*, **18**, 411-430.
- Wieringa, J. (1982): Reply, *Boundary-Layer Meteorology*, **22**, 251-255.
- Wyngaard, J.C. and O.R. Cote (1972): Cospectral similarity in the atmospheric surface layer, *QJRM*, **98**, 590-603.
- Wyngaard, J.C. (1981): The effects of probe induced flow distortion on atmospheric turbulence measurements, *JAM*, **20**, 784-794.
- Wyngaard, J.C., J.A. Businger, J.C. Kaimal and S.E. Larsen (1982): Comments on 'A reevaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding', *Boundary-Layer Meteorology*, **22**, 245-250.
- Wyngaard, J.C. (1988): Flow-distortion effects on scalar flux measurements in the surface layer: Implications for sensor design, *BLM*, **42**, 19-26.