水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 12, No. 2 (1999) pp. 130-138

超音波風速温度計と赤外線湿度変動計を用いた渦相関法による 乱流輸送量測定の解析法の検討

Considerations on the Eddy Correlation Method Using Sonic Anemometer-Thermometer and Infrared Hygrometer

玉川一郎* (名古屋大学大気水圏科学研究所)

Ichiro TAMAGAWA Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University

The effects of corrections for temperature and for humidity are studied in the context of the flux measurement with the eddy correlation method, based on the observed data. Corrections for cross wind and humidity effects to the temperature measured by the sonic anemometer-thermometer, and dynamic calibration and the correction for the low frequency unstability for the humidity measured by the infrared hygrometer are surveyed. The correlations for temperature are needed to avoid systematic overestimate of sensible heat flux. The dynamic calibration for infrared hygrometer is absolutely necessary, now. The correction for the low frequency is important only for the extreme conditions.

Key words : Eddy correlation, Correction, Sensible heat, Latent heat

観測されたデータを用いて、渦相関法で乱流輸送量を測定する場合の補正の大きさを調べた。ここで調べた補正は、超音波風速温度計の温度に対しては、横風と水蒸気の影響の補正、赤外線湿度変動計の水蒸気量に対しては、比較校正(dynamic calibration)と低周波補正である。超音波風速温度計に対する横風と水蒸気の補正は、顕熱輸送量の系統的な過大評価を避ける為に必要で、水蒸気のdynamic calibrationは現時点ではしなければならない。低周波の補正は極端な状況でのみ必要である。

キーワード：渦相関法、補正、顕熱、潜熱

I. はじめに

1960年代後半から1970年代にかけて、超音波風速計を中心とする各種計測機が開発され、乱流輸送量の直接観測が行われるようになった。近年GAMEをはじめとする各種プロジェクトの実行に伴い、渦相関法を中心とする乱流輸送量の直接観測が各地で多く行われている。また、それに伴い乱流観測を行う研究者も、以前の接地層乱流を専門とする研究者から、熱収支・水収支の一部として乱流輸送量観測を行う広い範囲の研究者へと広がっていった。

超音波風速計は、現在では大変安定した計測機であり、コンピュータも速いサンプリングで得られる多量のデータを容易に処理できるだけの性能を持ったが、まだ、赤外線湿度変動計などは開発途中の測

定機であり、得られたデータの処理には、後述のdynamic calibrationなどの処理が必要とされている。また、Kaimal and Finnigan(1994)にあるように、超音波風速温度計の気温出力にも補正が必要な場合があり、更に、顕熱について議論したSun *et al.* (1995)や物質輸送について議論した有名なWebb *et al.* (1980)のように、計測される時系列と求めたい乱流輸送量との関係も、水蒸気による比熱変動や乾燥大気の質量フラックスなどについて、注意が必要である。

これらの方法は、多くは既に知られ使われているものであるが、多くの観測データを使ってどれくらいの誤差になるかを示した論文はあまりない。また、この種の話はまとまって紹介されていると実際の使用に便利でもあることから、特に、超音波によって

*名古屋大学大気水圏科学研究所 〒464-8601 名古屋市中種区不老町
Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

計測された気温、赤外線による水蒸気量の時系列の処理方法を中心に各種補正を適用した際の効果について観測値を用いて調べ、また、その処理を一連のデータ処理の手続きとしてまとめる。特に水蒸気量の測定に関しては、水蒸気変動計の低周波補正など今まで注目されていなかった補正に対する考察も行う。

II. 計測機とデータ

本論文で使用された計測機は、国内でもっとも広く利用されていると思われる超音波風速温度計 Kaijo DAT-300と赤外線湿度変動計 Kaijo AH-300の組合せである。Kaijoの超音波風速温度計は現在 DA-600となっているが、同一原理のものである。風速計の感部は120度交差型を使用している。両者とも、計測部の長さは20cmであり、超音波風速計はプローブ間を往復する音速差から風速を、往復の平均音速から気温を計測し、赤外線湿度変動計は赤外線の水蒸気による減衰から水蒸気量を計測する。以下で議論する各種補正は同じ原理のセンサーであれば同様の議論が可能であると考えられるものである。

これらの計測機から得られる、

- ・ 風速3成分、
- ・ 超音波による気温、
- ・ 水蒸気量の変動成分、
- ・ 標準温度計の気温・相対湿度

を使って、風速3成分、気温、水蒸気量の最も妥当と考えられる時系列を作成し、それを使って、運動量、顕熱、潜熱(水蒸気)輸送量を求めるという順序で、以下の論を進める。

使用するデータは、中華人民共和国の甘粛省で行われた日中共同観測計画HEIFEの砂漠観測点の1991年のデータから、降雨などの問題のある例を省いた299例(Tamagawa, 1996)を主に使用し、水蒸気に関しては、浜松市の神原配水場で曇天～降雨時に行われたデータの内の、問題の無い86例を加えて使用した。観測は通常良く行われる10Hzのサンプリングで、30分の観測を繰り返しており、観測高度は、2.2mである。

III. 時系列の処理

1. 風速

正しく調整された超音波風速計は、原理的に風速の絶対測定であるので測定自身には問題がない。しかし、プローブやその支持具による風の変形に

は当然考慮が必要である。

プローブによる風の変形については、ATI社の超音波風速計の場合には、プローブの影響補正の方法が、例えばKaimal and Finnigan(1994)にあるように知られているが、ここで扱うKaijoの水平成分用プローブが120度を開いたものの場合、正面方向からの風には影響がない事が分かっているため、補正は通常しない。従って風速の測定値としては出力データそのままが良いことになる。但し、長期観測や連続観測の場合は必ずしも良い方向にセンサーを向ける事ができず、感部のデザインの変更や補正が必要になるかもしれない。3軸直交型の感部に対しては、例えば清水(1998)に補正式の提案がある。

しかし、観測項目の中で唯一のベクトル量である風速は、方向を問題にしなければならない。通常、「流れは境界面に沿い、流れ方向の物理量の勾配は、境界面の法線方向の勾配に比べて無視できる」と言う境界層近似を行い、水平一様面上での観測では、水平面上の風向方向に u 、鉛直方向に w 、残る方向を右手系で v とするように、観測された風速成分を回転する。

観測場所の水平一様性が充分ではない場合は、観測結果に比較的大きな平均鉛直風(w :以下、平均値を $\bar{w}$ で表す)が得られる。 w と何か物理量 x の積の平均値から、鉛直方向の輸送量を求める渦相関法をそのまま適用すると、 $\overline{wx}$ も輸送量として扱わねばならないが、普通それは非現実的な巨大な輸送となる。この様に計測可能なくらい大きな $\bar{w}$ は、地表の起伏に沿って流れる平均流の成分であり、それによって流される熱などの物理量は地面に沿って輸送されているので、地表面から大気への輸送量を求めたい場合に含めるべきではないと考え、鉛直成分を含めた平均風方向を u とするように、上記の座標回転に加え、鉛直方向へも座標を回転する事が良く行われている(Pond *et al.*, 1971; Kaimal and Finnigan, 1994)。境界層近似としては比較的納得できるものではあるが、これで求めたものが広域を代表する輸送量になっているかどうかは明らかではない。

同様の処理をした例として、Tamagawa(1996)の、幅約20m、高さ約1mの砂丘の上での、高さ2.2mでの観測例では、砂丘の影響を受けて、全観測の平均で、平均鉛直風が平均水平風の6/100で吹き上げている。ここでの平均鉛直(水平)風とは、30分間の各観測での平均の意味である。この場合、 $u-w$ 平面で座標を回転し、平均の w が0になるように座標

回転した結果、回転前には、負のシア応力がしばしば見られていたのがほとんど無くなり、間接的にこの補正の有効性を示している。ただ、顕熱・潜熱の輸送量では運動量に比べてこの影響は小さい。

この種の複雑地形上での観測については、今後、集中的な多点観測を行い調べる必要があると思われる。

2. 気温

Kaijoの超音波風速温度計は、プローブ間の音波の往復の平均速度を静止大気中での音速と考え、そこから気温を求める。従って、音速から得られる気温には、水蒸気の影響と、測定軸に垂直な風速が影響を与える。これも、Kaimal and Finnigan(1994)に詳しい。また、平均気温は誤差が大きい恐れがあるので使わず変動成分だけを使用するのが通常である。平均の気温には、AH-300の標準温度計を利用する事ができる。

気温 T と、観測される気温 T_{meas} との関係は、測定スパンに垂直な方向の風の成分 V_n と、混合比 r の水蒸気の影響を考慮して以下のように表される(Kaimal and Finnigan, 1994)。

$$T = \frac{T_{meas} + \frac{V_n^2}{A}}{1 + 0.32 \frac{e}{P}} \quad (1)$$

ここで、 P 、 e はそれぞれ大気圧、水蒸気圧であり、 $\frac{e}{P} \sim \frac{r}{\epsilon}$ ($\epsilon = 0.622$)である。また $A = 403$ であり、気温の単位は K である。

この計算で使われる水蒸気量は、次節で述べる赤外線湿度変動計の補正済の観測値であるべきであるが、その赤外線湿度変動計の補正にも気温の時系列が必要なため、式(1)を分子部分の横風補正と分母部分の水蒸気補正に分けて、以下のような手順で近似的に処理するのが良いと考える。

1. AH-300の標準の温度計を使い、平均値を合わせる。
2. DA-600は w 成分で温度を計るので、 $A, B(u, v)$ 成分の出力から求めた風速計の w 軸に垂直な風速を使って、横風の補正をする。
3. AH-300の標準の温度計を使い、もう一度平均値を合わせる。
4. 校正後のAH-300の赤外線からの水蒸気量を使って、水蒸気の補正をする。
5. AH-300の標準の温度計を使い、更にもう一

度平均値を合わせる。

もちろん、白金抵抗線や熱電対を使った温度計の場合はこのような補正は不要であるが、十分なレスポンスを持ち、鉛直風と同一の場所で測定できる超音波風速温度計のメリットも大きい。また、上記処理は線形化して使う事もできる。もちろん、連立方程式にして赤外線湿度計の補正と同時に進めてもいい。

上記横風による補正の影響を見るため、HEIFE砂漠観測点のデータを用いて、水蒸気補正をしない状態で、横風補正の前後での気温の標準偏差の違い

図-1 超音波風速温度計DAT-300で計測された気温の標準偏差 σ_T について、横風補正の大きさ(Cross Wind Correction= σ_T (横風補正後)- σ_T (横風補正前))を、補正後の値(Standard Dev. Tsonic= σ_T (横風補正後))と比較したもの HEIFEの1991年砂漠観測点のデータより、データ数は299点で、ここの気温は水蒸気補正を施す前のものである。

図-2 顕熱フラックスについて、横風補正の大きさ(Cross Wind Correction)を、補正後の値(Sensible Heat Flux)と比べたもの データは図-1と同じ。

を調べたのが、図-1である。これによると標準偏差に対する補正の大きさは通常0.01K以下、大きくても0.04K程度であり、それほど大きなものではない。温度変動が大きな場合問題にはならない。

また、同様の比較を顕熱フラックスに対して行った場合は、図-2のようになり、補正量は同様に、通常数 W/m^2 と大きくは無いが、水平風と鉛直風との相関が常に負であることから、いつでも、顕熱フラックスを小さくする向きに補正される。また、顕熱フラックスが0に近い場合でも補正の大きさが小さくなったりはしない。このような性質のため、補正しないと顕熱フラックスの過大評価になるので、熱収支の観点からは補正が必要である。

水蒸気による影響は、標準偏差の場合、図-3に示されているが、水蒸気量変動と気温変動が、変動

図-3 気温の標準偏差について水蒸気補正の大きさ(Humidity Correction)を補正後の値(Standard Dev. T)と比べたもの データは図-1と同じ。

図-4 顕熱フラックスについて水蒸気補正の大きさ(Humidity Correction)を補正後の値(Sensible Heat Flux)と比べたもの データは図-1と同じ。

の大きい日中に良い相関を示すため、補正の大きさと気温変動との間に負の相関が見られ、多くの場合標準偏差を小さくする向きに補正される。系統的な誤差につながるため、統計的な扱いをする場合、補正は行っておいた方がよいと考えられるが、影響は小さい。

また、顕熱フラックスに関しては、図-4に示されているが、横風とほぼ同じくらいの大きさで、顕熱フラックスが大きい時に補正量が大きくなるという傾向がある。また、ほとんどの補正は顕熱輸送量を下げる向きであるので、横風補正と同様に熱収支の観点からは補正の必要があると考えられる。

3. 水蒸気量

赤外線湿度変動計AH-300は、Hyson and Hick (1975)で示された方式の水蒸気変動計であり、 q と言う名前で出力されているのは、赤外線の受光強度 I の変動成分を I' 、平均成分を $\bar{I}$ とした時の $I'/\bar{I}$ に比例する値で、設定により、10分ないし5分のハイパスフィルターが、変動値(I')を算出する為に使われている($\bar{I} = I - I'$)。その出力を水蒸気量に直すための係数は、室内実験でメーカーにより校正されているが、野外観測では、レンズの汚れや、発光部、受光部の劣化や、計測機内部に侵入した水蒸気などの影響を受けて、変化してしまう。そのため標準となる安定した水蒸気量の観測値と比較して、両者が良好な測定のできる周波数帯での変動を比較して、観測毎に校正(dynamic calibration)する必要がある。

このdynamic calibrationは、1世代前のモデルである機械式チョッパーを用いたAH-100に対しても使われていた。AH-100の当時は、細い熱電対を使った乾湿球温度計を利用していたが、レスポンスに余裕があり広いレンジでdynamic calibrationすることができる反面、水の供給など湿球観測の維持に手間がかかることから、AH-300では容量型の湿度計に変更されて、校正用標準計測機として装備されるようになっている。

図-5は、無作為に選んだ観測値で、標準温湿度計から得られる水蒸気密度と赤外線センサーで得られる水蒸気密度とのコスペクトルをパワースペクトルで規格化して表示したものである。ほぼ $1/30Hz$ 以下に高相関を示す領域が見られるので、赤外線センサー側のハイパスフィルターの時定数(5あるいは10分)を考慮し、 $1/300 - 1/30Hz$ の範囲がdynamic calibrationに利用されている。他の例でも同様の結

図一五 赤外線による水蒸気変動の観測値と標準湿度計による観測値との比較例 それぞれ水蒸気密度変動に換算した後、両者のコスペクトルを計算しパワースペクトルの平方根で規格化してある。1/30Hz以下に高相関を示す領域が見られ、そこが校正に使用できる。

果が得られる。当然の事であるが、この比較周波数範囲における実際の現象の水蒸気変動があまり小さいと誤差が大きく校正にならないことがあり得る。そこで、比較周波数帯での平均コスペクトルや相関を同時に調べるなどの処理をする必要がある。

標準湿度湿度計に装備されている温度計は、湿度計に比べて応答がかなり悪いので、代わりに応答の良い超音波風速温度計の温度出力を使えば更に良い校正になるとも考えられるが、AH-300の初期製品に対して調べた結果では、実際にはそうならない。これは、標準湿度湿度計に触れる空気はシェルターやセンサー部のフィルターの熱慣性の影響を大きく受けているからであると推測されている(玉川, HEIFEプロジェクトのための内部資料, 1991)。しかし、dynamic calibrationに使用する周波数帯は広ければ広い程、校正係数は統計的に安定し、またその周波数帯に十分な水蒸気変動のパワーがあり良好な校正となる可能性も上がるので、標準湿度湿度計に対する今後の改良も望まれる。

このdynamic calibrationは、現在のAH-300になってからでも、Tsukamoto *et al.*(1995), Mitsuta *et al.*(1995), Tamagawa(1996)など良く使用されている。

伊藤(1998)は、AH-300の校正係数の変化を考察し、計測機内部に侵入した水蒸気の影響が主原因であるとしている。観測値から、校正係数が、どのように変動するかを示したのが、図一六である。ここで、校正係数はメーカーでの校正係数を何倍すれば正

図一六 神原配水場(浜松市)での曇天～雨天時の観測にみる、観測毎の赤外線出力の校正係数Qcoeffと、最小受光強度Imin Iminが下がっているのは、降雨があったことを示す。また、Qcoeffは、1/300-1/30Hzでの、変動パワーの比(標準湿度湿度計/赤外線湿度計)の平方根であり、赤外線出力の校正係数になっている。約50%の変動がみられる。

しい値になるかという相対単位で示されている。気象条件は、曇で時々小雨が降る状況である。雨の影響は測定パス内、主に受光レンズ上に雨滴が乗った時に現れるが、その際、液体水による赤外線の吸収により、受光強度が低下するのでその30分の観測期間での最低値(Imin)とともに、校正係数(Qcoeff)を示してある。Iminが少しでも下がっているところは、降雨の影響を受けていると考えられるので考察から省くと、降雨後Qcoeffが、1.2程度まで大きくなり時間とともに徐々に下がって0.7程度になって行くのが見られ、センサー内部に侵入した水蒸気の影響であるという伊藤の考察と整合している。このようなセンサー内部への水蒸気の侵入は、他の赤外線変動計でも見られているようである。レンズの汚れや光学部の経時変化をも考えると、この種の計測機を野外で使用する場合、何らかの校正作業が必要である。

また、AH-300では、低周波の変動は原理的に測定できないだけでなく、実時間処理のため、 $I'/\bar{I}$ のフィルターによる時間遅れも生じている。低周波変動の水蒸気フラックスへの寄与はあまり大きくないと考えられるが、標準湿度湿度計の観測値があるのでそれを使って補った方が良く考えられる。図一七では、dynamic calibrationして平均値だけ補ったデータと、更にそのデータに後述の方法で低周波(1/150Hz以下)の変動を標準湿度湿度計から取り出して

図一七 標準温湿度計による水蒸気混合比(下)と、dynamic calibrationを行った赤外線湿度変動計の観測値に標準温湿度計から求めた平均値のみ補った水蒸気混合比(中)、標準温湿度計の観測値の低周波成分とdynamic calibration後の赤外線湿度変動計の観測値の高周波成分を合成した時系列(上) 赤外線湿度変動計AH-300は、速い変動を捉えているが、内蔵されたハイパスフィルターの位相遅れによると見られる非物理的なゆっくりした変動がみられる。データは、HEIFEでの砂漠観測点の観測による。この例は、低周波数帯の補正で潜熱輸送量が、 $167\text{W}/\text{m}^2$ から、 $116\text{W}/\text{m}^2$ へと補正される低周波変動の影響の特別大きいものである。

入れ換えたもの、そして、標準温湿度計だけから求めたものとを比較してある。この例では、赤外線湿度変動計の出力に、図で一波程度のゆっくりとした変動が見られるが、標準温湿度計では見られず、非物理的な変動であることが分かる。このように、赤外線出力に非物理的な低周波変動が見られる事があり、一般的に良好な時系列を得るには、低周波成分は赤外線湿度変動計の観測値を使わず標準温湿度計の観測値を使う方が良いと考えられる。ここでは、FFTを利用し、フーリエ変換した赤外線湿度変動計の校正済出力を混合比に直したものの高周波成分と、同じくフーリエ変換した標準温湿度計から求めた混合比の定数部まで含めた低周波成分を併せて、逆フーリエ変換している。この処理を行うと時系列の最初と最後に影響が出るので、更に手法の改良が必要ではあるが、実用上は、適切な測定時間をとっていれば、水蒸気フラックスを含む乱流統計量は少々の観測時間の延び縮みに対して安定しているので、両端のデータをフラックスの計算に用いないという処理で通常は充分である。

図一七に見られる非物理的な変動の水蒸気フラック

図一八 赤外線湿度計の低周波変動による潜熱輸送量の誤差。横軸は潜熱輸送量、縦軸は低周波変動を補正しなかった為の誤差 データは、1996年の浜松観測(86例)と、1991年のHEIFE砂漠観測点(299例)、降雨などの影響がないと考えられる例のみをプロットした。

スへの寄与を見るため、上記補正を行ったものと、低周波変動も赤外線湿度計の出力を使用したものと誤差を全てのデータについて描いたのが、図一八である。これを見ると、多くのデータは誤差 $10\text{W}/\text{m}^2$ に収まっているが、誤差が大きい例も幾つか存在する。特にHEIFE砂漠観測点には、 $100\text{W}/\text{m}^2$ を越える誤差を生じている例も少ないながらある。この中で、もっとも誤差の大きな点は、観測時に大変風が弱く又吹上がが大きく、HEIFEの場合に採用した各観測毎に吹き上げる風に沿わせて座標を回転する処理での回転角度が特別大きいもので、水平風に乗った水蒸気量の変動の影響を受けていると考えられる特殊な例であるが、そうでない他の例でも移流などなんらかの原因で低周期変動による水蒸気輸送が大きく補正が必要な場合がある。

図一九 赤外線湿度計の低周波変動による混合比の標準偏差の誤差 データは、図一八に同じ。

また、混合比の標準偏差は更に影響を受けやすい(図-9)。これは、潜熱が比較的low周波変動の少ない w との相関で決まるのに対し、標準偏差は水蒸気量の変動だけで決まるからである。上述の水蒸気フラックスの場合と同様に、HEIFEでの観測値に大きな誤差を生じている物が多い。誤差の大きさは、通常、標準偏差の数分の1である。

以上まとめると、以下の様な処理を施す必要がある事になる。

- ・標準センサーの温度湿度出力を使って、水蒸気密度を計算する。
- ・適切な周波数帯(30sec. - 300sec.)で変動パワーの比較により、校正を行う。
- ・校正された赤外センサーの出力と、標準センサーの水蒸気密度の時系列をのちの利用に備え、混合比 r に変換する。
- ・低周波成分は、標準センサーから求めた r 、高周波成分は校正したIRの r から合成する。(例えば、FFTして、合成後に逆FFTするなど)

上記処理は、各観測毎に行う必要があるが、連続した観測に対する事後処理には、FFTよりもより自然に使用できる、位相遅れの無い周波数フィルターの使用、あるいは、直交waveletの使用が考えられる。実時間処理は、過去の時系列データのみを使用してフィルター操作をする必要があるが、位相遅れがあるので、完璧に行うことは不可能である。その意味で、低周波成分から高周波変動まで正確に計測する実時間処理は、赤外線センサーの安定性が

十分上がり、Hyson and Hicksタイプの処理や校正の必要が無くなるまでは無理であり、レンズの汚れなどを考えると光学センサーのみでは難しい。

4. 時系列作成のまとめ

いままでの節のデータの処理をまとめると、図-10のようになる。詳細は、いままでの節にある通りである。

この処理により、超音波風速温度計と赤外線湿度変動計によって得られたデータからもっとも確からしい時系列が得られることになる。

IV. 輸送量

水平一様で定常な場合に、渦相関法である物理量 x の鉛直輸送量 F を求めるには、一般に

$$F = \overline{xw} = \overline{x'w'} \quad (2)$$

を計算すればよい。しかしここで問題がある。 $\overline{w}$ の項である。上述の補正の所でも書いたように、平均鉛直風は0であるかのように扱っているが、実際には、渦による物質輸送に伴う補償流の影響を考えなければならない。Webb *et al.* (1980)によると、大気を乾燥空気と水蒸気に分けて考え、そのうち地表面での相変化で生成され観測面を通り抜けてゆく水蒸気を除いた乾燥空気の質量は、平均気温の変化による熱膨張(収縮)は充分小さいことから、一定でなければならない。少なくとも、その条件がなりたたないのなら、移流の存在を考えなければならず、輸送量の観測値と地表面での輸送量との関係を再検討する必要がある。

ここで想定される補償流の $\overline{w}$ は、例えば100W/m²の顕熱の場合で0.3mm/sと、非常に小さく超音波風速計をもってしても観測はできない、また、現実の地形などの局所的な影響よりも小さい可能性がある。

フラックスを計算する場合に、乾燥大気の質量フラックスが0であるという仮定を入れるので、水蒸気量は、乾燥大気に対する水蒸気の比である混合比を使うのが、もっとも式が簡単になり、水蒸気輸送量は

$$E = \overline{\rho_a w' r'} \quad (3)$$

と良い精度で書くことができる。潜熱輸送量に直す場合は、蒸発の潜熱 L をかける必要があるが、 L には、若干の温度依存性があり、厳密には蒸発の起こっている地表面の温度の値を使わなければならないが、その差は小さい。

顕熱の場合は、水蒸気変動による湿潤大気の比熱

図-10 補正を含めたデータ処理の流れ

の変動などもあり、複雑な議論が必要であるが、Sun *et al.* 1995によると、水平様な場で、観測高度と地表面との間でのエネルギー保存と上記Webb *et al.* に示された乾燥空気の状態保存より、結局、通常使われる

$$H = \overline{C_{pa}\rho_a + C_{pv}\rho_v} \overline{T'w'} \\ = \overline{C_p \rho} \overline{T'w'} \quad (4)$$

で、良いことになる。 $\overline{C_p \rho}$ は、湿潤空気に対する平均の定圧比熱、密度である。

但し、顕熱自身が小さい場合には、観測面を通り抜けて行く水蒸気が持つて行くエンタルピーを考慮する必要がある場合もある。考慮すべきなのは、地表面からでた水蒸気が観測高度に達するまでに得た、あるいは失ったエンタルピーであるので、エンタルピーの基準温度は、地表面温度(T_s)となり、 $C_p E (\bar{T} - \bar{T}_s)$ の大きさとなる。上記Sun *et al.* によると極端な場合で5 W/m²程度とのことである。

運動量も同様に、水蒸気による密度の変動があるが、顕熱に対してSun *et al.* が示したのと同様に、通常は、

$$\gamma = \overline{\rho u'w'} \quad (5)$$

でよいことになる。水蒸気輸送に伴う運動量輸送は100 W/m²の潜熱で風速1 m/sの場合で4 × 10⁻⁵ kg/m²s程度であるので、通常無視できる。

V. まとめ

現時点での標準的な構成のシステムを使って、標準的な解析法を示すべく、渦相関法による乱流輸送量の計測を行う場合の問題点を調べ、観測データによって例を示した。

超音波風速温度計で計測された気温から顕熱フラックスを求める場合、横風と水蒸気の補正はともに10 W/m²程度ながら、系統的な誤差を防ぐ為に必要である。また、赤外線湿度変動計で潜熱フラックスを求める場合、校正係数に50%程度の影響がある場合がありdynamic calibrationを行わなければ観測値にあまり意味は無い。低周波変動に対する補正は、通常はあまり大きくないが、砂漠での観測のような水蒸気変動の特性が特殊な場合には、例は少ないながら大きな誤差をもたらす場合がある。

乱流フラックスの測定を精度良く行うためには、図-10にまとめた時系列の処理を式5, 4, 3の輸送量の計算に先立ち行う、あるいは、それと数学的に等価な処理を輸送量算出の際に行う必要がある。これらの処理は、現在のコンピュータにとっては容

易な処理であり、常にすべて考慮しておくようにソフトウェアを作成し、多地点・長期の観測が要求される今後の熱・水収支研究に備えるのが良いと考える。また、そのためには常に、3次元の風速・気温・水蒸気量をセットにして測定することが大切である。

謝辞：本論文は、京都大学防災研究所特定共同研究「大気接地層における乱流輸送過程の観測法に関する研究」(代表、京大大学院林泰一助教授)の研究集会(1998年1月京都)の著者の講演を加筆訂正したものであり、同共同研究の一部である。また、そこで発表された塚本(1998)も一部参考にした。

浜松観測のデータは、文部省科学研究費補助金・基盤研究(A)「広域的適用を目指した森林の間接計測手法開発と分散型データ処理手法の構築」(代表、名古屋大学福嶋義宏教授、課題番号07558196)において、同研究所の福嶋教授や檜山助手たちとともに観測を行ったものであり、計測機は、京都大学防災研究所の林助教授から借用した。HEIFEのデータは、黒河流域における地空相互作用に関する日中共同研究HEIFE(1991~1993)(代表、京都大学、光田寧名誉教授)の1991年度のIOPにおいて、著者が多くの方とともに観測したものである。全ての方々にお礼を申し上げる。また、匿名の査読者には特に文章面で多くの有益な意見を頂いた。

参考文献

- カイマルJ. C. 著, 光田寧・山田道夫訳(1993): 微細気象学大気境界層の構造と観測, p.116, 技報堂出版.
- Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J. (1994): *Atmospheric Boundary Layer Flows*, p.284, Oxford University Press.
- P. Hyson and B.B. Hicks (1975): A single-beam infrared hygrometer for evaporation measurement. *J. Appl. Meteor.*, 14, pp. 301-307.
- 伊藤芳樹(1998): シングルビーム赤外線吸収方式による湿度変動計測, 京都大学防災研究所共同研究“大気接地層における乱流輸送過程の観測法に関する研究”, pp. 23-28.
- Mitsuta Y., I. Tamagawa, K. Sahashi, and J. Wang (1995): Estimation of annual evaporation from the Linze desert during HEIFE, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 73, pp. 967-974.

- Pond, S., Philips, G. T., Paquin, J. E., McBean, G., and Stewart, R. W. (1971) : Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean. *J. Atmos. Sci.*, **28**, pp. 901-917.
- 清水貴範(1998) : 超音波風速温度計センサー自体による風速遮断の補正について, 京都大学防災研究所共同研究 “大気接地層における乱流輸送過程の観測法に関する研究”, pp. 15-18.
- J. Sun, S. K. Esbensen, and L. Mahrt(1995) : Estimation of surface heat flux, *J. Atmos. Sci.*, **52**, pp. 3162-3171.
- I. Tamagawa (1996) : Turbulent characteristics and bulk transfer coefficients over the desert in the HEIFE area, *Bound. -Lay. Meteorol.*, **77**, pp. 1-20.
- O. Tsukamoto, K. Sahashi and J. Wang (1995) : Heat budget and evapotranspiration at an oasis surface surrounded by desert, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **73**, pp. 925-935.
- 塚本 修(1998) : 超音波風速温度計による乱流計測, 京都大学防災研究所共同研究 “大気接地層における乱流輸送過程の観測法に関する研究”, pp. 1-14.
- E. K. Webb, G.I. Pearman and R. Leuning (1980) : Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **106**, pp. 85-100.
- (受付 : 1998年10月12日, 受理 : 1999年1月8日)