

非一様地表面における微気象学的方法による蒸発量観測

宇治橋康行*

Observation of evaporation at a non uniform surface using micro meteorological methods

Ujihashi Yasuyuki

Abstract

Evaporation from land surface is a dominant process of heat and water exchange between atmosphere and land surface. The exchanged process in a wide area is an important element of a climate model because it affects a climate system. It is important to observe exact evaporation in order to not only improvement of the climate model but also utilization and management of water resources. Following the development of an automatic instrument for meteorological variables, a micro-meteorological method has become to a main method of evaporation measurement. The Bowen-ratio method and the aero-dynamical method are widely used. In order to apply both methods, some conditions must be satisfied, such as the horizontal homogeneity and the adequate fetch to upwind direction. However, evaporation measurement is often required at places where the conditions do not satisfy. In this study, the author verified the applicability of two micro-meteorological methods to the site with non-uniform surface condition near the Lake Kitagta, Awara City, Fukui Prefecture. As a results, the measurement error of both methods for daytime and hourly evaporation were within $\pm 1\text{mm}$ and $\pm 0.3\text{mm}$ respectively.

Keywords: Evaporation, Bowen ratio method, aero-dynamical method, surface boundary layer

1. はじめに

陸面からの蒸発現象は、大気-陸面間の代表的な熱・水交換過程である。広域の大気-陸面間の熱・水・物質交換は気候変動(気候システム)に大きな影響を与えられ、気候モデルにおいて重要な要素であると言われている。したがって、蒸発量を正確に観測あるいは推定することは気候モデルの改良のみならず、工学的には水資源の利用・開発及び流域水・物質循環機構解明の観点からみても重要である。

蒸発量の測定法には大別して水収支法と微気象法がある。水収支法は対象とする地域あるいは

* 土木環境工学科

蒸発面の限られた期間の水収支式の各項を測定し、その残差項として蒸発量を測定するものである。その代表的なものがライシメータ法であるが、長期連続自動観測を行うには大型の装置を必要とし、現在国内ではほとんど観測に用いられていない。微気象法は測器の進歩により現在広く用いられている。微気象法には、渦相関法、熱収支 Bowen 比法、空気力学的方法、傾度法などがある。この中で渦相関法は応答の速い測器を用いて 10~20Hz でのサンプリングを行い、直接鉛直方向の水蒸気の乱流輸送量を測定するものであり、理論的に最も優れた方法であるとされ、周辺の条件に係わらず蒸発量を測定できる。しかし、測器の据え付けが難しくデータ処理が煩雑であり、その労力に比して必ずしもよい精度が得られるとは限らない。熱収支 Bowen 比法、空気力学的方法、傾度法は接地境界層内の微気象要素を測定することにより、間接的に蒸発量（あるいは潜熱フラックス）を測定する方法である。これらの方法の適用に当たっては、測定の基礎となる式が観測地点の周辺が水平方向に一様であるという仮定のもとに導出されており、この条件が満たされているかどうか問題となる。Horst and White¹⁾によれば、誤差 10%以内で測定するには風上側に必要な一様な距離は測定高度の数 10 倍から 100 倍程度必要と言われている。しかしながら、蒸発量の測定の必要な場所がこれらの条件を十分満たすとは限らない。

本研究では、水平方向の非一様地表面条件下での熱収支 Bowen 比法、空気力学的方法の 2 つの微気象学的方法の適用性を福井工業大学芦原学舎内での 2 重円筒式土壌円筒カラムを用いた蒸発量観測値との比較により微気象学的方法の適用性を検証した結果、日中の蒸発量で±0.5mmの精度で推定可能であることが明らかになった。

2. 大気境界層の構造

日中の大気不安定条件下での十分発達した大気境界層の構造²⁾は図-1 のようである。地表面直上には乱流拡散だけでなく分子拡散による輸送が無視できない粗度要素の影響を強く受ける粗度層が存在する。粗度層の上には乱流が発達し、コリオリ力が無視できる接地境界層があり、さらにその上にはコリオリ力が無視できない混合層が広がっており、その上の自由大気に接続している。接地境界層の下部には安定度の影響が無視できる dynamic sublayer と呼ばれる層がある。dynamic sublayer はコリオリ力、粗度そのものの影響および安定度の影響を考慮しなくてもよいもっとも単純な層である。しかし、dynamic sublayer はすべての地表面でその存在が確認されているわけではない。

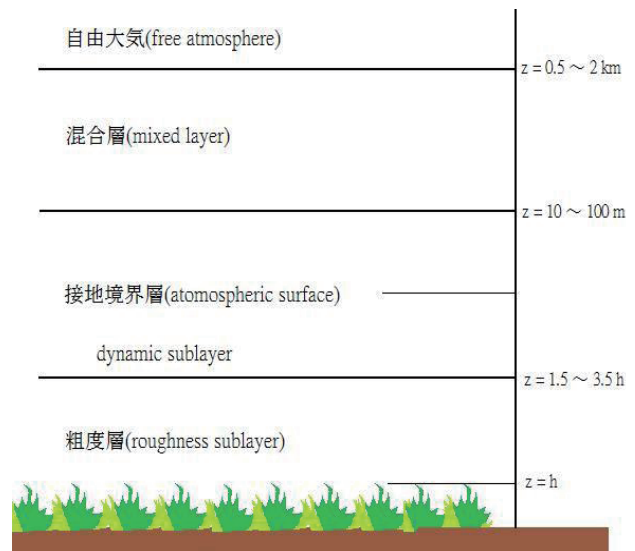


図-1 大気不安定条件下で十分発達した境界層の構造の概念図

接地境界層全体に適用できる式では、大気の安定度を考慮する必要はあるが、その適用高さの上限は 50~100m 程度と dynamic sublayer よりはるかに高い。よって、観測時に注意する必要がある。

あるのは、観測の下限が粗度層に入っていないことだけである。

水文学上知りたいのは地表面からの蒸発量であるが、実際に測定できるのはある高さの値である。しかし、接地境界層内ではフラックスが高さ方向にほぼ一定と考えられるので、接地境界層内での測定値は地表面での蒸発量（潜熱フラックス）と考えてよい。

3. 熱収支 Bowen 比法, 空気力学的方法による蒸発量観測法

相似則を適用すると、接地気層内の風速 u , 温位 θ , 比湿 q についてのプロファイルを表す式が以下のように求められる³⁾。

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_2-d}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_1-d}{L} \right) \right] \quad (1)$$

$$\theta(z_2) - \theta(z_1) = \frac{H}{\kappa u_* \rho c_p} \left[\ln \left(\frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_2-d}{L} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_1-d}{L} \right) \right] \quad (2)$$

$$q(z_2) - q(z_1) = \frac{lE}{\kappa u_* \rho l} \left[\ln \left(\frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - \Psi_v \left(\frac{z_2-d}{L} \right) + \Psi_v \left(\frac{z_1-d}{L} \right) \right] \quad (3)$$

ここで、 $\kappa \approx 0.4$: カルマン定数, z : 地表面上の高さ, d : 地面修正量, E : 蒸発量 ($kg \cdot m^{-3}s^{-1}$), L : オブコフ長さであり、次式で表わされる。

$$L = \frac{-u_*^3 \rho}{\kappa g \left[\frac{H}{T c_p} + 0.61E \right]} \quad (4)$$

ここで、 T (K) : 気温, g : 重力加速度, Ψ : 安定度関数と呼ばれるもので、Businger-Dyer⁴⁾ のものがよく用いられる。

$$\Psi_m = 2 \ln \left[\frac{(1+x)}{2} \right] + \ln \left[\frac{(1+x^2)}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (5)$$

$$\Psi_v = \Psi_h = 2 \ln \left[\frac{(1+x^2)}{2} \right] \quad (6)$$

ここで、 $x = [1 - 16(z-d)/L]$ である。

3. 1 熱収支 Bowen 比法

鉛直 1 次元の地表面の熱収支は

$$R_{net} - G = H + lE \quad (7)$$

ここで、 R_{net} : 正味放射量, G : 地中熱流量, H : 顕熱輸送量, lE : 潜熱輸送量である。Bowen 比は、顕熱輸送量 H と潜熱輸送量 lE の比として次式で定義される。

$$B = H/lE \quad (8)$$

Bowen 比は、 $\Psi_h = \Psi_v$ を仮定し、式 (2), (3) を用いれば 2 高度の温位および比湿の観測値を用いて次式で求められる。

$$B = \frac{H}{lE} = \frac{c_p}{l} \frac{\theta(z_1) - \theta(z_2)}{q(z_1) - q(z_2)} \quad (9)$$

Bowen 比を用いると、潜熱フラックスは次式であらわされる。

$$lE = (R_{net} - G)/(1 + B) \quad (10)$$

3. 2 空気力学的方法⁵⁾

1) 大気が中立の場合

接地気層内のプロファイル式 (1) ~ (3) を dynamic sublayer に適用すると、潜熱フラックスは次式で求められる。

$$lE = \frac{\kappa^2 \rho l [u(z_2) - u(z_1)][q(z_1) - q(z_2)]}{\{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2} \quad (11)$$

2) 大気が安定・不安定の場合

大気が中立でない場合、経験的な式を用いて大気安定度に関する修正を行う次式で潜熱フラックスを求める。

$$lE = l\rho\kappa^2 \frac{(U_2 - U_1)(q_1 - q_2)}{\{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2} (\Phi_M \Phi_W)^{-1} \quad (12)$$

ここで、 Φ_M 、 Φ_W ：運動量および水蒸気に関する無次元の安定度関数。安定度関数は Richardson 数 Ri に依存し、 $(\Phi_M \Phi_W)^{-1}$ は次のように表現される。

$$(\Phi_M \Phi_W)^{-1} = (1 - 2Ri)^2, 0.01 < Ri < 0.5 \quad : \text{安定条件} \quad (13)$$

$$(\Phi_M \Phi_W)^{-1} = (1 - 4.2Ri)^{3/4}, Ri < -0.01 \quad : \text{不安定条件} \quad (14)$$

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{(T_1 - T_2)(z_2 - z_1)}{\{(U_2 - U_1)/(z_2 - z_1)\}^2} \quad (15)$$

ここで、 g ：重力加速度(m/s^2)、 \bar{T} ：気層内の平均気温(K)である。

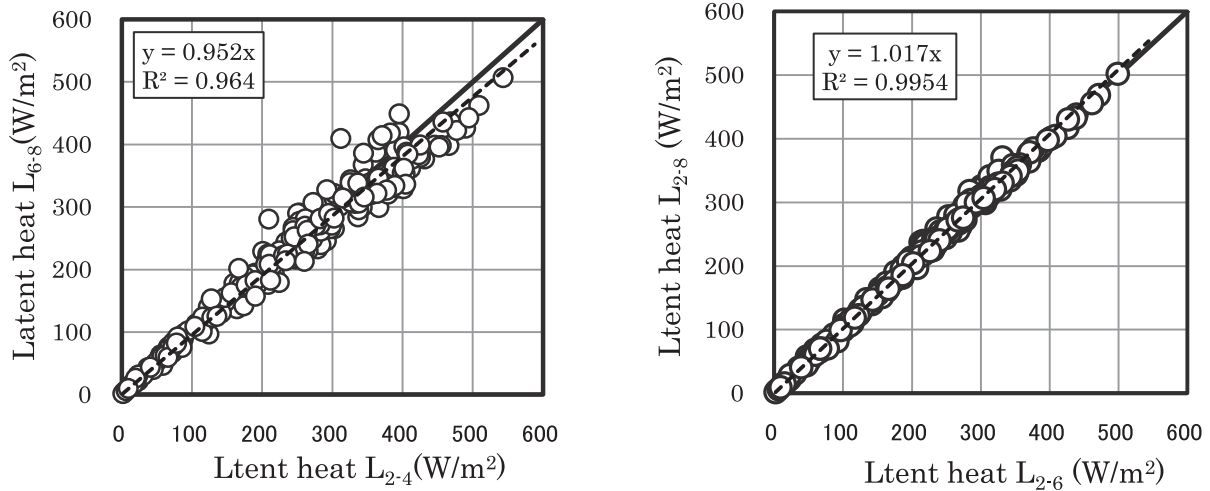
4. 結果

あわら学舎の気象観測露場の観測システム、観測項目および2重円筒式土壌カラムを用いた地表実蒸発量の測定方法についてはこれまで報告している⁶⁾のでここでは文献に譲り省略する。熱収支 Bowen 比法および空気力学的方法の適用性の検証は、土壌面実蒸発量が測定された2005年~2009年までの5年間35日について行った。観測日の内訳は3月、5月、6月、7月、8月、9月、10月、11月がそれぞれ1日、1日、5日、3日、9日、11日、4日、1日である。

1) 鉛直方向のフラックスの一様性の検証

図-1は異なる2高度のデータを用いて測定した潜熱フラックスを比較したものである。図中 L_{2-4} 等の L は潜熱フラックスを示し、添え字は測定に用いた高さが2m, 4mであることを示す。図から分かるように異なる2高度のデータを用いて測定した潜熱フラックスの相関係数は0.982および0.998であり鉛直方向にほぼ潜熱フラックスが一定であるといえ、いずれの測定も接地気層内で行われていることが明らかとなった。

2) 空気力学的方法による蒸発量測定結果



(a) 2m, 4mおよび6m, 8mのデータ (b) 2m, 6mおよび2m, 8mのデータ

図-1 異なる2高度のデータを用いて測定した潜熱フラックスの比較

図-2 は空気力学的方法による観測値と土壌カラムを用いて測定した日中の蒸発量を比較した

ものである。図中の○および●は、それぞれ、安定度の補正を行わない場合と行った場合の値を示している。また実線は 1 : 1 の直線を、破線は誤差±1mm を示している。

図-2 から、明らかなように、安定度による補正を行わない場合、測定値は全体に過小であり、約 34%のデータが誤差 1mm 以上である。一方、大気安定度による補正を行った場合、約 9%が誤差±1mm の範囲外となるだけであり、大きな精度の改善みられるが、全体に過小推定の傾向にあることに変わりはない。このことか

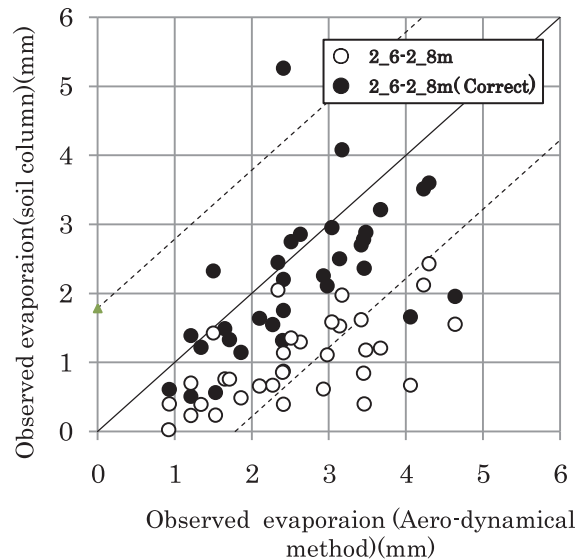


図-2 空気力学的方法による観測値と土壌カラムによる日中の蒸発量の比較

ら、観測範囲は dynamic sublayer ではなく安定度の影響を受ける接地境界層内で行われていることが分かる。また、日射により地表面が加熱される日中はほとんどの場合大気の安定度は不安定であるので、空気力学的方法を用いる場合安定度による補正が必要であると言える。

3) Bowen 比法による蒸発量測定結果

図-3 は Bowen 比法および大気安定度による補正を行った空気力学的方法による日中の蒸発量の測定値と土壌カラムによる測定値を比較したものである。図中の○は Bowen 比法による測定値、●は大気安定度による補正を行った空気力学的方法による測定値をそれぞれ示す。また実線は 1 : 1 の直線を、破線は±1mm の誤差範囲を示している。図に示されるように Bowen 比法、補正を行った空気力学的方法とも全体の約 91%が誤差±1mm の範囲にあり、空気力学的方法に

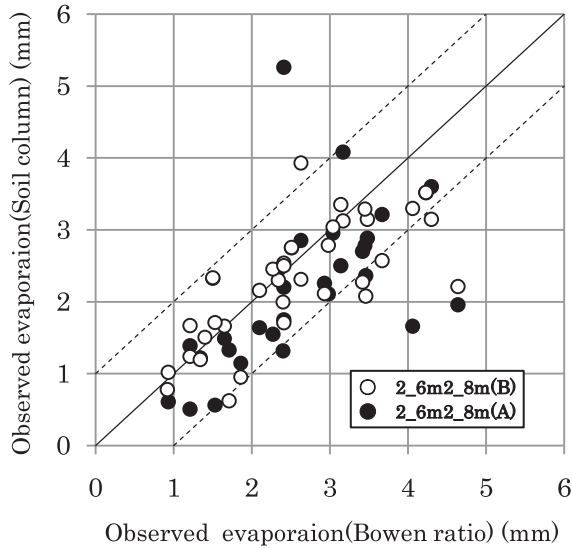


図-3 Bowen 比法および安定度の補正を行った空気力学的方法による観測値と土壌カラムによる日中の観測値の比較

よる測定値では大きな誤差となる場合があることが分かる。Bowen 比法による測定値には空気力学的方法に見られるような過小推定の傾向は見られない。

4) 時間蒸発の測定結果

図-4 は Bowen 比法と大気安定度による補正を行った時間蒸発量の測定値と土壌カラムを用いた測定値の比較を示したものである。図中○Bowen 比法による測定値、●は安定度による補正を行った空気力学的方法による測定値をそれぞれ示す。また実線は 1:1 の直線を、破線は±0.3mm の誤差範囲を示している。図-5 および図-6 は土壌カラム、Bowen 比法および空気力学的方法を用いて求めた時間蒸発量の観測値の日中の変化の比較を示したものである。Bowen 比法および空気力学的方法による観測に用いたデータはいずれも高さ 2m と 8m のものである。図-5 (2007年6月20日)に示されているように、この例では Bowen 比法と空気力学的方法の

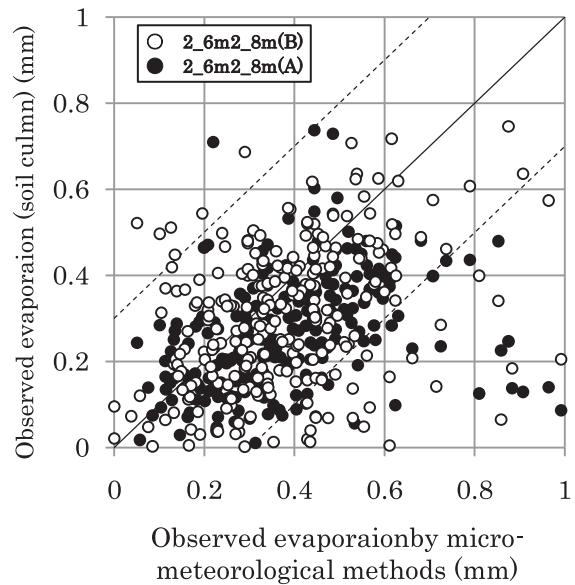


図-4 微気象学的方法と土壌カラムを用いた時間蒸発量の観測値の比較

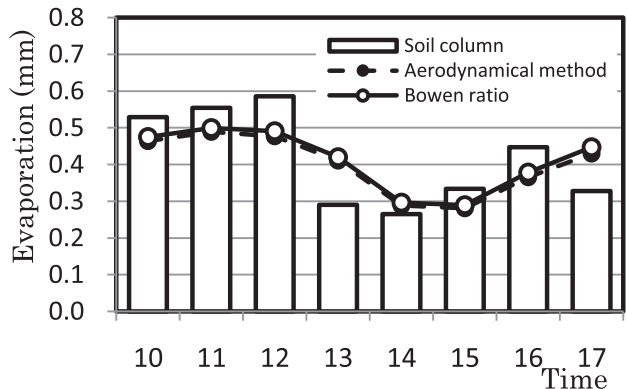


図-5 微気象学的方法と土壌カラムを用いた日中の時間蒸発量の時間変化の観測値の比較 (2007/06/20)

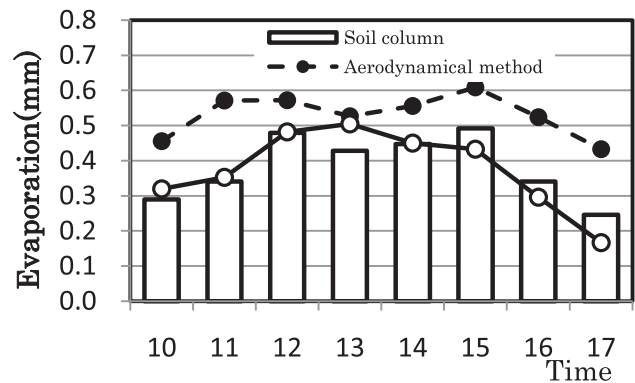


図-6 微気象学的方法と土壌カラムを用いた日中の時間蒸発量の時間変化の観測値の比較 (2007/08/08)

観測値にほとんど差がなく、土壌カラムを用いて観測された値と時間変化はよく一致しており、時間蒸発量の誤差も高々0.1mm程度である。一方、図-6では、Bowen 比法による観測値は土壌カラムによる観測値とよく一致しており、誤差は図-5の場合と同様±0.1mm程度である。しかし、空気力学的方法による観測値が変化の傾向は一致しているが誤差は±0.2mm程度と大きくなっている。この2つの例に示すように全体に Bowen 比法による観測結果のほうがよい一致を示した。

5. 考 察

写真-1は芦原気象観測露場近傍の地形、地表面状況を示したものである。写真左側(北)が高さ10mのAWSタワーであり、2m間隔で温湿度、風速センサーが取り付けられている。写真からわかるように露場周辺には樹高4~6m程度の樹木があり、手前側(東)に2m弱の起伏が存在する。周辺は草丈の低い植に覆われ、露場内はやや高い植生が存在する。また、写真には映っていないが、気象観測タワーの背後(南)にも樹木と校舎が存在する。さらに、露場そのものは北潟湖畔に位置している。すでに述べた



写真-1 観測露場周辺状況

ように Bowen 比法及び空気力学的方法による蒸発量観測に用いられる式は、観測地周辺が水平方向に一様で接地境界層が十分に発達していることが条件であり、そのためには風上側に必要な距離は観測高さの数10倍~100倍程度であり、本研究で使用した高さ2~8mのデータを用いる場合、少なくとも100~200m程度が必要である。観測露場周辺にこれだけの水平方向の一様性は確保されていない。しかし、すでに図-1, 2に示したように鉛直方向の潜熱フラックスは35日の観測データ全体で誤差は数%であり、AWSの観測範囲はコンスタントフラックス層内にあり、接地境界層が十分発達していると考えられる。その結果、図-2~6に示したように Bowen 比法、空気力学的方法を用いて日中の総量および時間蒸発量を、それぞれ誤差±1mm, ±0.3mm程度で測定でき、時間変化もほぼ同じ精度で測定できた。

このことから、本研究のような周辺の水平方向非一様性条件の観測露場においても接地境界層が十分発達し、Bowen 比法、空気力学的方法を用いた蒸発量観測の可能性が示されたといえる。

6. 結 論

本研究では、わが国のように地形・地被条件の複雑な場所において Bowen 比法、空気力学的方法のような微気象学的方法による蒸発量観測の可能性を検討した。得られた結果は以下のようである。

- 1) 水平方向の一様性が確保されていない芦原観測露場においても接地境界層が十分発達することが異なる高度での潜熱フラックスの観測から確かめられた。

2) Bowen 比法, 空気力学的方法により日中の蒸発量の総量および時間蒸発量をそれぞれ, 誤差 $\pm 1\text{mm}$, $\pm 0.3\text{mm}$ 程度で測定でき, 時間変化も精度よく測定できる。

今後は, 周辺条件に無関係に蒸発量の観測が可能な渦相関法による観測を行い, ここで得られた結果の妥当性, 普遍性および水平方向一様性の規準等について検討する必要がある。

参考文献

- 1) Horst, T. and Weil, J. C. ; How far is far enough? : the fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol.11, pp.1018-1025, 1994.
- 2) 杉田倫明 ; 「蒸発散」Ⅱ.蒸発散の測定法(1), *ハイドロロジー*, 第26巻, 第1号, pp.49-56, 1996.
- 3) 杉田倫明他 ; 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, *気象研究ノート*第199号, pp.57-76, 2001.
- 4) 宇治橋康行 ; 芦原北潟湖周辺における地表面熱・水収支特性に関する研究, *福井工業大学研究紀要*, 第37号, pp.205-212, 2007.
- 5) 井上君夫 : 蒸発散の測定法(Ⅷ) - 空気力学的方法による蒸発・蒸発散量の測定 -, *農業気象* 42(1), pp.61-63, 1986.

(平成23年3月31日受理)