

平成 19 年度 卒業論文

霞ヶ浦湖面におけるフラックスの測定と評価

筑波大学第一学群自然科学類

地球科学主専攻

200410431

宮野愛子

2008 年 1 月

目次

Abstract	ii
表目次	iii
図目次	iv
本文	
1. はじめに	
1.1 湖面蒸発量	1
1.2 湖面の二酸化炭素収支	1
2. 研究方法	
2.1 観測	2
2.2 データ処理	3
2.3 フラックス等の算出	5
2.4 積算値の算出	5
2.5 バルク式によるフラックスの推定	6
3. 結果と考察	
3.1 霞ヶ浦湖面におけるフラックス	6
3.2 霞ヶ浦湖面における熱収支	7
3.3 湖面蒸発量の季節変化	8
3.4 二酸化炭素吸収量の季節変化	9
3.5 実測値と推定値等の比較	10
4. まとめ	11
謝辞	12
参考文献	13
付録	
1. バルク係数について	15
2. 観測所建物の影響について	15
3. 相関係数と rms 誤差について	16
4. 表検索法による補完について	16

Flux observation and its assessment over the Lake Kasumigaura

Aiko MIYANO

Abstract

The flux observation using the eddy correlation method was carried out at the center of Lake Kasumigaura from June to November in 2007. Sensible heat, latent heat and CO₂ fluxes were measured, and their variation was found in the range of -50~80 W/m², 0~350 W/m² and -0.5~0.4 mg/m²/s, respectively. The main characteristic of the heat balance over the lake surface is that the much of the radiative energy was transferred into the lake water and was used to store the heat in summer. This is why the ratio of sensible and latent heat to the net radiation was very small in summer, when water temperature was rising at a rate of 3 °C in 10 days. In winter, however, the stored heat was released from the surface, which resulted in a steady amount of sensible and latent heat fluxes.

The amount of monthly total evaporation determined from the latent heat flux was the largest in August with its value of 97 mm. In other months, however, evaporation from the surface of the lake remained nearly constant at around 70 mm, and a significant seasonal change was not observed. Estimated values of evaporation by the bulk transfer method showed a good agreement with those by the eddy correlation method. This should be very helpful when evaporation needs to be determined with routine meteorological observations.

The amount of total CO₂ absorption was also calculated for each month from the observed flux data. The result clearly showed a seasonal variation, which amounted 160 g/m² in August and kept decreasing till 62 g/m² in November. Although the absorbed amount of CO₂ decreased toward the winter, the direction of the mean flux never changed to emission. This implies that not only the oceans but also should lakes play important roles in solving the problem of global warming.

key words: evaporation, CO₂ flux, heat budget, lake surface

表目次

表 1.1	観測項目	17
表 1.2	国土交通省による観測項目	18
表 2.1	代用データ	19
表 3.1	各気象観測値の月平均値	19
表A-1	平均風速 U と温度差 $T_w - T_a$ による $\overline{w'\rho_c'}$ の補完値	45

図目次

図 1.1	霞ヶ浦流域	20
図 2.1	観測機材の設置状況 (全体図)	21
図 2.2	観測機材の設置状況 (断面図)	22
図 2.3	観測機材の設置状況 (平面図)	23
図 2.4	観測機材の配線状況	24
図 3.1	2007 年 6 月におけるフラックスの時間変化	25
図 3.2	2007 年 7 月におけるフラックスの時間変化	25
図 3.3	2007 年 8 月におけるフラックスの時間変化	26
図 3.4	2007 年 9 月におけるフラックスの時間変化	26
図 3.5	2007 年 10 月におけるフラックスの時間変化	27
図 3.6	2007 年 11 月におけるフラックスの時間変化	27
図 4.1	熱収支項目の比較	28
図 5.1	2007 年 6 月における熱収支の時間変化	29
図 5.2	2007 年 7 月における熱収支の時間変化	29
図 5.3	2007 年 8 月における熱収支の時間変化	30
図 5.4	2007 年 9 月における熱収支の時間変化	30
図 5.5	2007 年 10 月における熱収支の時間変化	31
図 5.6	2007 年 11 月における熱収支の時間変化	31
図 6.1	夏季と冬季における熱収支のちがい	32
図 6.2	夏季と冬季における水温変化のちがい	33
図 7.1	渦相関法での実測による日および月蒸発量の季節変化	34
図 7.2	渦相関法での実測による 日および月二酸化炭素吸収量の季節変化	35
図 8.1	2007 年 8 月における雨量および湖水位の時間変化	36
図 9.1	二酸化炭素フラックス交換速度と風速の関係	36
図 10.1	バルク式による推定値と渦相関法による実測値の比較	37
図 11.1	国土交通省データによる測定値および推定値との比較	38
図 11.2	土屋ほか (1981) によるパン蒸発量からの推定値との比較	39
図 11.3	Yamamoto et al. (1972) の方法によって 気象観測値から求めた推定値との比較	40
図 A-1	交換速度と風速の関係	41
図 A-2	バルク式による補完値と渦相関法による実測値の比較	43
図 A-3	風向 65~155° の場合のバルク式による補完値と 渦相関法による実測値の比較	44
図 A-4	表検索法による補完値と渦相関法による実測値の比較	45

1. はじめに

1.1 湖面蒸発量

湖沼や貯水池などの淡水域における水資源は、水収支の観点から以下のように貯流量変化を求めることで評価される。

$$(\text{貯留量変化}) = (\text{降水量}) + (\text{河川流入量}) - (\text{蒸発量}) - (\text{河川流出量}) \quad (1.1)$$

これらの項目のうち、降水量および河川流量は比較的観測しやすいのに対し、蒸発量の観測は非常に困難である。よって、この蒸発量をどれだけ正確に求められるかが水資源評価の正確性につながるといえる。

蒸発量測定の直接的方法には主に渦相関法とパン蒸発測定法がある。渦相関法は最も信頼性のある手法であるとされており (Meyers et al., 1996)、琵琶湖 (Ikebuchi et al., 1988) や霞ヶ浦 (Mitsuta et al., 1970) でも適応されてきた。しかし、観測項目が多いことや測定間隔が非常に短くなくてはならないことから、長期間継続して測定するのは難しい。また、観測機材が発達していなかったこともあり、水蒸気濃度そのものからの測定には至っていなかった。一方、パン蒸発測定には問題点が多く、風速 3m/s 以上の際には適応できない (Yamamoto and Kondo, 1964) といった気象条件による不確実性が述べられている。さらに、パン蒸発量を実際の蒸発量に変換するのに用いられるパン蒸発係数は、実験的なもので十分な検証によって求められたものではない (土屋ほか, 1981) といった指摘や、パン蒸発測定値が他の推定値よりも精度が低い (Ikebuchi et al., 1988) という結果もある。

このように直接観測が困難であるため、これまでの蒸発量の算出には様々な間接的方法が用いられてきた。これらは経験式や理論式に比較的観測が容易な気象観測値をあてはめることによって蒸発量を求めるという方法で、バルク法・プロファイル法・ポーエン比法やそれらを組み合わせたものなど様々ある (Yamamoto et al., 1972 : Ikebuchi et al., 1988)。しかし、気象観測値は水域沿岸で測定されている場合がほとんどで、特に風速と水温については周辺地形や水深による影響を受けやすく、それらが水面上での代表値とはならない可能性がある (土屋ほか, 1981 ; 武田ほか, 1992) とも言われている。

霞ヶ浦は、日本で琵琶湖に次ぐ湖面積をもつ湖である。湖面上には大型蒸発計が設置されており、国土交通省関東地方整備局によって継続した観測が行われている。短期集中観測ではあるが、渦相関法による測定が行われたこともあり (Mitsuta et al., 1970)、また、湖周辺の大型蒸発計による測定値にパン蒸発係数を乗じて求める方法 (土屋ほか, 1981) や、熱伝導方程式と熱平衡方程式を一緒に解いて推定した水面温度と他の気象観測値からバルク式を用いて求める方法 (近藤, 1994) も試されてきた。しかし、これらの値にはまだ不確実性が存在しており、霞ヶ浦湖面における蒸発量のより正確な値が求められている。よって、本研究では水蒸気濃度そのものを測定できる機材を用いて観測をおこない、それから渦相関法によって顕熱および潜熱フラックスを算出することで霞ヶ浦湖面における熱収支について考察する。また、これまで求められてきた蒸発量と、新たにバルク式を用いて推定した蒸発量を評価する。

1.2 湖面の二酸化炭素収支

現在、地球温暖化問題が深刻化してきており、その主要原因である二酸化炭素の削減を目指して地域レベル・国レベル・世界レベルで様々な取り組みがおこなわれている。その中で二酸化炭素吸収源

として海洋が注目されており，大気 - 海洋間における二酸化炭素フラックスの研究が進んできた。

水面における二酸化炭素フラックスを直接測定する方法は渦相関法が唯一である (Kondo and Tsukamoto, 2007) とされている。しかし，二酸化炭素濃度の瞬間値を連続的かつ長期的に測定するのは，前述した蒸発量以上に難しい (Meyers et al., 1996)。これは主に観測機材が普及していなかったのが問題点であった。そこで，間接的方法としてバルク法が一般的に利用されるようになったが，これは様々な観測要素に左右されるため誤差が生じやすいことが分かっている (Iwata et al., 2004)。つまり，水面における二酸化炭素フラックスを正確に測定する方法はまだ十分に確立されていないのである。

さらに，淡水面での研究がほとんどされていないという現状がある。霞ヶ浦においても二酸化炭素フラックスが直接測定されたことはこれまで一度もない。地球温暖化問題への早急な解決が求められている今，森林や海洋だけでなく湖沼においても二酸化炭素の動向を調べる意味は大きい。そこで，本研究では二酸化炭素濃度そのものを測定できる最新の機材を使用して，フラックスの測定を渦相関法によっておこなう。また，正確に導き出された二酸化炭素量を森林や海洋と比較することによって，淡水域がもつ二酸化炭素吸収の役割を評価する。

2. 研究方法

2.1 観測

本研究の対象地点は茨城県に位置する霞ヶ浦の湖心 (36° 02' 35" N, 140° 24' 42" E) である (図 1.1)。霞ヶ浦は湖面積 220 km² をもち，平均水深 4 m，最大水深 7 m と非常に浅い湖である。その流域面積は 2,157 km²，流域人口は約 96 万人 (2002 年度末) であり，関東平野に住む人々の貴重な水源として大きな役割を果たしている (霞ヶ浦環境科学センター，2008)。

今回は，国土交通省霞ヶ浦河川事務所が所管する霞ヶ浦湖心観測所に観測機材を設置し，各気象要素の測定をおこなった。観測項目の詳細を表 1.1 に，観測機材の設置状況および配線状況を図 2.1～2.4 に示す。機材設置は 2007 年 5 月 24 日におこなわれ，同日 15:30 からデータを記録している。風速 3 成分 u, v, w [m/s]，気温 T [°C]，水蒸気密度 ρ_v [g/m³]，二酸化炭素濃度 ρ_c [mmol/m³] に関しては，

$$\text{分散: } \sigma_{x_r} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n} \quad (2.1)$$

$$\text{共分散: } x'y'_r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n} \quad (2.2)$$

も 30 分ごとに記録している。なお，添え字の r は生データからの値であることを意味し， x_i, y_i は任意の物理量の瞬間値， \bar{x}, \bar{y} はその 30 分平均値を示す。また， n [=18000] は 30 分間のデータ数である。観測は現在 (2008 年 1 月) も継続中であるが，本研究で使用するデータは 2007 年 6 月 1 日～11 月 25 日のものに限ることとする。さらに，不足データについては表 1.2 に示した国土交通省が観測している値で補う。

2.2 データ処理

まず、観測機材の不具合により長期に渡ってエラー値となっている項目について、国土交通省の観測値で代用するか、他の項目から回帰式等によって算出した値を用いた。代用項目およびその期間を表 2.1 にまとめた。

次に、対象期間にある本研究観測データ（代用されたデータを含む）および国土交通省観測データすべてについて、時系列変化を見ながら明らかな異常値を除外した。除外したデータは基本的には内挿によって補完したが、2 時間以上連続した ρ_v 、 ρ_c の欠測はそれぞれ温湿度計データ、筑波山気象観測ステーションのデータ（Hayashi et al., 2006）で補った。こうして補完されたデータのうち主要な項目の月平均値を表 3.1 に示しておく。

分散・共分散の異常値については別途、以下の手順によりデータ処理をおこなった。ただし、手順 (ii) (iii) は $\overline{w'\rho_v}$ 、 $\overline{w'\rho_c}$ についてのみ適用する項目である。

- (i) データロガーに記録された値 $\overline{w'x'_r}$ に対して、主風向に対する座標変換を水平方向と鉛直方向についておこなった。計算方法は Aoki et al. (1998) で示されたものを用いた。
- (ii) WPL 補正 (AsiaFlux 運営委員会, 2003) をおこなった。算出方法は以下のとおりである。

$$\overline{w'\rho_v} = \left(1 + \mu \cdot \frac{\rho_v}{\rho_a}\right) \left(\overline{w'\rho_v}'_r + \frac{\rho_v}{T} \cdot \overline{w'T}'_r\right) \quad (3.1)$$

$$\overline{w'\rho_c} = \overline{w'\rho_c}'_r + \mu \cdot \frac{\rho_c}{\rho_a} \cdot \overline{w'\rho_v}'_r + \left(1 + \mu \cdot \frac{\rho_v}{\rho_a}\right) \frac{\rho_c}{T} \cdot \overline{w'T}'_r \quad (3.2)$$

なお、 μ [=1.608] は乾燥空気と水蒸気の物質質量比、 ρ_a [kg/m³] は大気密度であり、水蒸気圧 e [hPa] とともに以下のようにして求められる (近藤, 2000)。

$$e = \frac{\rho_v \cdot T}{0.2167} \quad (3.3)$$

$$\rho_a = 1.293 \cdot \frac{273.15}{273.15 + T} \cdot \frac{P - 0.378e}{1013.25} \quad (3.4)$$

- (iii) オープンパスアナライザーの表面に水滴が付くと気体濃度が測定できないことから、雨量 R が 0 mm でない期間およびその 1 時間前から 3 時間後までのデータを除外した。
- (iv) 時系列変化を見て、明らかな異常値があればそれらを除外した。
- (v) (iii), (iv)で除外されたデータについて、2 時間未満すなわち 3 データ以下の欠損は内挿することで補完した。

2 時間以上連続した欠損に関しては、バルク式によって補完をおこなった。

$$\overline{w'T}' = \kappa_H U (T_s - T) \quad (3.5)$$

$$\overline{w'\rho_v'} = \kappa_E U \frac{622\rho_a(e_s - e)}{P} \quad (3.6)$$

$$\overline{w'\rho_c'} = \kappa_C U (C_w - C_a^*) \quad (3.7)$$

この補完に必要な水平風速 U [m/s], 飽和水蒸気圧 e_s [hPa], 水中の二酸化炭素濃度 C_w [mmol/L], 大気濃度と平衡な水中の二酸化炭素濃度 C_a^* [mmol/L] の算出方法は次のとおりである.

$$U = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (3.8)$$

$$e_s = 6.11 \times 10^{(7.5T_s)/(237.3+T_s)} \quad (3.9)$$

$$C_w = \frac{A_c \cdot [H^+]^2}{K_1([H^+] + 2K_2)} \quad (3.10)$$

$$C_a^* = \frac{C_{sat}}{44 \times 10^3} \times \frac{28.96\rho_c}{\rho_a} \times \frac{1}{350} \quad (3.11)$$

A_c [mmol/L] は炭酸アルカリ度, $[H^+]$ [mmol/L] は水素イオン濃度, C_{sat} [g/L] は水中の二酸化炭素濃度である.

$$A_c = \frac{A \times (61K_2 + 60[H^+])}{K_2 + [H^+]} + [H^+] - \frac{K_w}{[H^+]} \quad (3.12)$$

$$[H^+] = 10^{-pH} \quad (3.13)$$

$$C_{sat} = 1.19 - 4.38 \times 10^{-2}T_w + 8.4 \times 10^{-4}T_w - 6.38 \times 10^{-6}T_w \quad (3.14)$$

ただし, アルカリ度 A [mg/L] は月に一度だけしか測定されていないため, フラックスを補完する際は最も近い測定日の値を使用した. また, 平衡定数 K_1 , K_2 , K_w [mmol/L] は表面水温 $T_w(0.1)$ から算出した (福島ほか, 1995).

$$-\log K_1 = 3403.71/(T_w + 273.15) + 0.032786(T_w + 273.15) - 14.712 \quad (3.15)$$

$$-\log K_2 = 2902.39/(T_w + 273.15) + 0.02379(T_w + 273.15) - 6.471 \quad (3.16)$$

$$-\log K_w = 4470.99/(T_w + 273.15) + 0.01706(T_w + 273.15) - 6.0875 \quad (3.17)$$

バルク係数は回帰式から求めた定数値で, 使用した水面温度 T_s の違いから 6~7 月では $\kappa_H=0.00042$, $\kappa_E=0.00043$, 8~11 月では $\kappa_H=0.00104$, $\kappa_E=0.00089$, また全期間で $\kappa_C=0.07320$ となっている (付録参照).

(vi) 補完されたデータの時系列変化を再度確認し, 異常値が残っている場合には (v) の作業を繰り返した.

以上 (i)~(vi) の過程により補完された分散および共分散を σ_x , $\overline{x'y'}$ とし, これ以降の解析にはす

べてこの補正值を使用する.

2.3 フラックス等の算出

2.2 で補正された共分散を用いて, 顕熱フラックス H [W/m^2], 潜熱フラックス LE [W/m^2], 二酸化炭素フラックス C [$\text{mg}/\text{m}^2/\text{s}$] を渦相関法によりそれぞれ求めた. ただし, いずれのフラックスも上向きを正とする. また, この方法で求めた値を実測値と呼ぶこととする.

$$H = C_p \rho_a \overline{w'T'} \quad (4.1)$$

$$LE = l \overline{w'\rho_v'} \quad (4.2)$$

$$C = M_c \overline{w'\rho_c'} \quad (4.3)$$

ここで, C_p [$\text{J}/\text{kg}/\text{K}$] は大気 の定圧比熱, l [J/g] は蒸発潜熱であり, 以下の式によって算出している. また, M_c [$=44 \text{ mg}/\text{mmol}$] は二酸化炭素の物質質量である.

$$C_p = 1005 \left(1 + 0.84 \frac{\rho_v}{\rho_a} \right) \quad (4.4)$$

$$l = 3.15 \times 10^3 - 2.38(273.15 + T) \quad (4.5)$$

次に, 正味放射量 Rn [W/m^2] を式(4.6)から求めた. S^\downarrow , S^\uparrow , L^\downarrow , L^\uparrow [W/m^2] は観測された 4 成分の放射量である. ただし, 長波放射成分 L^\downarrow , L^\uparrow に関しては気温 T_a と湿度 Rh を用いて Kotani and Sugita (2008) による大気補正をおこなった値を使用した.

$$Rn = S^\downarrow - S^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow \quad (4.6)$$

さらに, 水中熱伝導量 D [W/m^2] を式(4.7)から求めた.

$$D = \frac{C_w \sum \rho_w(h) \cdot \Delta T_w(h) \cdot \Delta h}{\Delta t} \quad (4.7)$$

$\Delta T_w(h)$ [$^\circ\text{C}$] は水深 h [m] における水温の時間変化で, ある時点 t でのそれを

$$\Delta T_w(h) = T_w^t(h) - T_w^{t-\Delta t}(h) \quad (4.8)$$

と定義する. C_w [$=4180 \text{ J}/\text{kg}/\text{K}$] は水の定圧比熱, Δh [m] は水深差, Δt [s] はデータ取得間隔である. また, 水密度 $\rho_w(h)$ [kg/m^3] は次の式から求めた値である.

$$\rho_w(h) = 1.00 \times 10^3 + 3.97 \times 10^{-2} \cdot T_w(h) - 6.10 \times 10^{-3} \cdot \{T_w(h)\}^2 \quad (4.9)$$

2.4 積算値の算出

霞ヶ浦湖面における日蒸発量 E_T [mm] と日二酸化炭素吸収量 C_T [g/m^2] を, 30 分ごとのフラックスデータを積算することによって算出し, さらにその 10 日平均値および月平均値も求めた. また, 月積算値も同様に算出した. ただし, 上向きの現象を正としているため, C_T は負の値となる.

$$E_T = \sum \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_w} \cdot \Delta t \quad (5.1)$$

$$C_T = \sum M_c \times 10^{-3} \cdot \overline{w' \rho_c'} \cdot \Delta t \quad (5.2)$$

なお、 ρ_w には、式(4.9)に水温 $T_w(0.1)$ をあてはめた値を使用している。

2.5 バルク式によるフラックスの推定

気温・湿度・水面温度・風速といった気象要素は比較的観測されやすく、霞ヶ浦湖心観測所においても水面温度以外はこれまでも測定がなされてきた。バルク式は、これらの気象要素のみからフラックスを算出できるという点で非常に利便性が高い。そこで、国土交通省で測定されている風速 WS [m/s]、気温 TT [°C]、露点温度から求められる相対湿度 ReH [%]、上層水温 TW_s [°C]といった時間気象データを用いて、バルク式による顕熱フラックス H_b [W/m²]と潜熱フラックス LE_b [W/m²]をそれぞれ式(6.1)と式(6.2)から求めた。ただし、 TW_s は水面温度の代わりに使用する。

$$H_b = C_p \cdot \rho_a \cdot \kappa_H \cdot WS (TW_s - TT) \quad (6.1)$$

$$LE_b = l \cdot \rho_a \cdot \kappa_E \cdot WS \cdot \frac{622(e_s - e)}{P} \quad (6.2)$$

バルク係数は回帰式によって求めた値 $\kappa_H=0.00152$, $\kappa_E=0.00160$ を使用した。 ρ_a [kg/m³], C_p [J/kg/K], l [J/kg]にはそれぞれ式(3.4), (4.4), (4.5)に TT を代入して求めた値を用いている。また、ここで使用する水蒸気圧 e [hPa]は式(3.3)ではなく、次の式(6.3)から算出した。

$$e = 6.11 \times 10^{(7.5T)/(237.3+T)} \times \frac{RH}{100} \quad (6.3)$$

3. 結果と考察

3.1 霞ヶ浦湖面におけるフラックス

2007年6～11月の顕熱フラックス H 、潜熱フラックス LE 、二酸化炭素フラックス C の時間変化を図3.1～3.6に示す。

霞ヶ浦湖面での H は全観測期間を通して非常に小さい値を示し、日中でも80 W/m²を超える日はほとんどなかった。また、夜間でも値が負になることが少なく、水面から大気への熱の輸送が盛んにおこなわれていることが分かる。一方、 LE は150 W/m²を超えることもしばしばあり、常に H より大きな値をとっている。日最大値で見ると、その値は50 W/m²以下の場合から350 W/m²に達する日まで様々ある。 LE も H 同様、値が負になることはほとんどなく、湖面において盛んに蒸発が起こっているといえる。1969年12月の短期観測では H が-28～50 W/m²、 LE が-79～41 W/m²であり (Mitsuta et al., 1970)、 LE の下限値を除いては妥当であったといえるだろう。風速は超音波風速計によって3成分が測定されていたことから、やはり水蒸気の測定に問題があったと考えられる。ここにおいて、蒸発量測定の難しさやオープンパスアナライザーの有用性を改めて理解できた。

続いて C に着目すると、これは $-0.3\sim 0.3\text{ mg/m}^2/\text{s}$ の範囲で変動している。つまり、二酸化炭素の吸収と放出が交互に生じている。明瞭な日変化パターンは見られず、日中でも夜間でも両過程が起きている。スウェーデンのLake Gårdsjönで行われた日中のみの短期観測では $0.068\sim 0.199\text{ mg/m}^2/\text{s}$ と常に放出であった (Meyers et al., 1996) が、だからといって毎日このパターンが繰り返されると結論づけることはできないだろう。しかし、オーダーとしては同等のものが得られている。また、霞ヶ浦湖面ではときどき絶対値が $0.3\text{ mg/m}^2/\text{s}$ を超えることがあり、数時間単位での強い吸収や放出が生じていることが分かる。ただし、7月14~15日や10月27日に見られるように、欠測が長時間続くときにはこの強いフラックスを正確に再現できていないことも事実で、やはりデータ補完の方法改善が必要であることがいえる。

地表面状態による C の差異を調べたところ、まず日本海において $-0.1\sim 0.35\text{ mg/m}^2/\text{s}$ という結果が得られている (Iwata et al., 2004) ことから、淡水面と海面での違いはほとんどないことが分かった。これより、今後の地球温暖化対策を考える際には海洋と同時に淡水域にも注目すべきである。吸収量そのものについては3.4で詳しく述べることにする。一方、植生域での夏季における C の値としては、森林で $-1.4\sim 0.8\text{ mg/m}^2/\text{s}$ (安田ほか, 1998)、草原で $-0.15\sim 0.04\text{ mg/m}^2/\text{s}$ (Li et al., 2005) などが言われている。これを図3.2や図3.3と比較すると水面における C が両者の中間値をとる傾向にあることが分かる。また、植生域では日変化パターンがはっきりしていることも、水面とは異なる点である。 H や LE の違いについては3.2を参照されたい。

3.2 霞ヶ浦湖面における熱収支

はじめに、観測された熱収支が閉じているかを確認するため、顕熱フラックス H 、潜熱フラックス LE 、正味放射量 Rn 、水中熱伝導量 D の関係を、 $Rn-D$ と $H+LE$ を比較することで評価した。式(4.8)の Δt を10800 s (3時間)として D を移動平均によって求めた場合の結果を図4.1(a)に示す。この図から、両者には相関関係が見られず $Rn-D$ が $H+LE$ から大きくずれることが分かった。この原因は、わずかな水温差に対しても熱量 D が大きく変化してしまうことにある。例えば、水温の測定誤差がわずか 0.05°C であったとしても、水の比熱 (4180 J/kg/K) からこれを熱量に換算すると 200 W/m^2 ものずれが生じることになる。これより、水温から D の正確な値を算出するのは非常に難しいことだといえる。この問題を解決するために移動平均値の使用をやめ、一日のうちの日の出前の最低水温と日中の最高水温から D を算出することにした。さらに、国土交通省の水温データ TW_s 、 TW_b を追加することで、その水温変化をより細かくとらえるようにした。また、 TW_b の測定深度 (3.5m) より深いところでは水温変化はないものと仮定した。以上のように条件を設けて算出した D と、この時間帯での Rn 、 H 、 LE の平均値から導き出された熱収支の関係を示したものが図4.1(b)である。図4.1(a)と比べると相関係数、rms誤差 (付録参照) ともよくなったため、今回の観測の有意性がある程度示されたことになる。このように、水温から D を正確に求めるためには、水温変化する時間帯を十分に考慮すること、できる限り多くの水深で水温を測定すること、そして何よりも精度の高い水温測定をすることが重要である。

次に、2007年6~11月の Rn 、 H 、 LE の時間変化を図5.1~5.6に示す。まず、夜間の Rn が全期間を通して -100 W/m^2 前後と一定である。つまり、長波放射の収支は季節変化をしないことが分かる。一方、日中の Rn はその季節変化がよく表れており、8月の値は平均して 700 W/m^2 程度あるのに対して、11月には 400 W/m^2 程度にまで減少している。また、6月下旬から7月下旬にかけては、夏至近

くにも関わらず Rn の日最大値が全体的に小さい。これは、2007 年の関東甲信地方における梅雨入りが 6 月 22 日ごろ、梅雨明けが 8 月 1 日ごろであった（気象庁、2007）ことをよく表している。

ここで、季節による違いを詳しく見るために、8 月 5~14 日（夏季とする）と 11 月 13~22 日（冬季とする）の熱収支の時間変化を図 6.1 に示して比較した。また、同じ期間の水温変化を図 6.2 に示す。これらの期間を選んだのは、両者とも雨量が 0mm という好条件が続いており、各気象要素に異常値がなかったためである。図 6.1(a)を見ると、夏季の日中における H および LE はそれぞれ Rn の 3~4%、15~25% にすぎない。つまり、 Rn の 70% 以上が水を温める熱として利用されていることが明らかとなった。図 6.2(a)に見られるような 10 日間で 3°C という大幅な水温上昇は、この結果にもなっている生じたのである。Kotani and Sugita (2005) によると、植生が成長期にある夏季の熱収支は、森林・草原・水田のどの地表面においても LE が支配的である。特に水田においては Rn の 85% 近くが LE に分配され、地中熱流量 G （本研究の D に相当する）は 10% にも満たない。吉野 (1986) でも夏には熱収支に関わる各項のうちで最も小さい値をもつのは G であることが言われているが、霞ヶ浦湖面では熱収支の各項のうちで D が最も大きくなり、植生域と全く対照的な結果となった。水は土壌に比べてすばやくかつ深くまで熱を伝えることができる（近藤、2000）ため、海洋や深い湖においては D が大きい値をもつことは知られていたが、今回の研究により水深の浅い湖でも同じことがいえることが分かった。

続いて図 6.1(b)を見ていくと、冬季における日中の H および LE はそれぞれ Rn の 10~20%、25~50% と夏よりも大きくなっている。特に、 H が占める割合は夏季の 3 倍以上にもなっており、その結果として D の割合が減少している。これに加えて、夜間の時間帯が長くなることで全体として放熱状態になったと見られる。図 6.2(b) のような 10 日で約 4°C という水温低下はこの放熱により生じたといえる。 H と LE の割合が増加していることは、一見 Kotani and Sugita (2005) の冬季の結果と類似しているように思えるが、絶対量で見ると必ずしもそうではない。というのは、植生域では夏季には 500 W/m² 以上あった LE が冬季には 300 W/m² 以下に減少しているのに対し、霞ヶ浦においては夏季も冬季も 150~200 W/m² とほとんど変化しておらず、むしろ冬季のほうが若干大きい値を示している。冬は夏に比べて Rn が半減するにも関わらず H と LE の絶対量が変化しないのは、水の熱容量が大きい（大気の約 4000 倍）ことにある。つまり、夏季のあいだに水中に貯蓄された熱が、季節が進むにつれて放出されるようになり、この熱が H や LE として分配されていると考えられる。水温は 8 月下旬にピークをむかえているが、水中への貯熱が放熱へと転じたのもこの時期だろうと予想される。

3.3 湖面蒸発量の季節変化

霞ヶ浦湖面で実測された日蒸発量 E_T とそれを積算して求められる月蒸発量の季節変化を図 7.1 に示す。まず、日蒸発量であるが、これは日によって値が大きく異なる。少ないときでは 1 mm にも満たないのに対し、多いときには 7 mm もの蒸発がある。全期間を通して変動が激しく、特に 8 月下旬から 9 月中旬にかけての変動は著しい。琵琶湖でも 9 月と 10 月の変動が大きく、似たような傾向があるという (Ikebuchi et al. 1988)。このように変化に富む E_T であるが、10 日もしくは月平均した値を見ると季節変化は明瞭になってくる。日積算値よりも 5 日、10 日、月積算値のほうが季節変化をよく表現することはすでに言われており (Ikebuchi et al. 1988)、今回の観測でもこのことが証明された。特に 10 日平均値は、先ほど述べた 8 月から 9 月にかけての特徴と、後述する季節変化の小さいことの両方をとらえられている。 E_T は月平均するとほぼ横ばいとなったが、7 月と 8 月では 1 mm

ほどの違いがあった。

月積算値について見ると、2007年の霞ヶ浦湖面における蒸発量は8月で最も多かったことが分かるが、これは気象条件による影響が大きい。表3.1より8月の月平均気温は観測期間中で最も高く、また月積算雨量は最も少なかった。この高温少雨という状態が湖面からの蒸発を盛んにしたといえる。図8.1に8月の雨量と湖水位の変化の様子を示すが、8月23日の降雨までに水位が著しく低下しており、盛んな蒸発があったことが分かる。8月の月蒸発量100.5 mmは月降水量25 mmを大きく上回っており、この状態が長く続けば深刻な水不足が懸念される。梅雨明けの高温少雨というのは2007年に限ったものではないため、蒸発量の継続した測定または正確な推定が今後も必要である。

8月を除いた月蒸発量について述べると、その値は70~86 mmであり、同じ時期に30~90 mm程度まで変化する琵琶湖(Ikebuchi et al, 1988)と比べると季節変化に乏しいといえる。最も蒸発が少なかったのは7月であるが、これは梅雨によって日射量が少なかったことの影響だと考えられる。つまり、日中の正味放射量が少ないために潜熱への分配も小さくなったと理解できる。また、平均気温が21.4°Cの6月と12.3°Cの11月とを比べると、気温の低い11月で蒸発量は8 mmほど多くなっている。さらに、9月から11月にかけて蒸発量は減少しているものの、その減少率は2.3 mm/monthで気温の低下率(5.8°C/month)や水温の低下率(5.5°C/month)を考えると非常に小さい。これは、3.2で述べた水の貯熱のはたらきによる。つまり、夏と冬で潜熱 LE の絶対量が変わらなかったことのアラわれである。一般に、深い湖ではその貯熱量が大きいので、夏よりも冬における蒸発のほうが盛んであることが知られている(Yamamoto et al., 1972)。浅い湖ではそれほどまでの効果はないものの、蒸発量の減少率が小さいという点において、貯熱量が湖面蒸発に対して影響を与えていることが分かった。貯熱による影響力の違いは、蒸発量が最大となる月のずれによっても理解できる。例えば、平均水深80 mの十和田湖では11月に(Yamamoto and Kondo, 1968)、41 mの琵琶湖では10月に(Ikebuchi et al., 1988)、21 mの野尻湖では9月に(Yamamoto and Kondo, 1968)蒸発量が最大となることがそれぞれの観測値から分かっている。これに加えて平均水深4 mの霞ヶ浦では8月に最大となったことから、蒸発量と水深の関係が明確になった。ただし、霞ヶ浦では蒸発量の最小値がまだはっきりしていない。それが3.5で示す推定値のように1月や2月で激減するのか、それとも変化量がこのまま小さい値をとりつつけるのか、今後の観測で明らかにしていきたいところである。

3.4 二酸化炭素吸収量の季節変化

霞ヶ浦湖面で実測された日二酸化炭素吸収量 C_T とその積算値である月二酸化炭素吸収量の季節変化を図7.2に示す。まず、日吸収量は日蒸発量と同様に変動が激しく、多いときには30 g/m²もの二酸化炭素が水中へ吸収されたり放出されたりしている。1992~1993年の結果でも、水中濃度の激しい日変化のためにフラックスも大きく変動することが示されており(天野ほか, 1998)、フラックスの季節変化を日平均値から読み取るのは難しいといえる。一方、10日平均値で見ると7月に放出が多く8~11月では定期的に値が変動することがよく分かる。ただし、1992年では6~8月にかけて二酸化炭素はほぼ毎日吸収され、9~10月で放出に転じ、11月中旬から12月初旬まで再び吸収されていた(天野ほか, 1998)ことから、この違いが年によるものなのか手法によるものなのかを今後検討する必要がある。とはいえ、二酸化炭素吸収量の季節変化を細部まで知りたい場合には、蒸発量のとくと同様に10日平均値が有効であることは確かである。さらに、月平均値では7月を除くすべ

ての月で値が負となっていることから、霞ヶ浦では全体として吸収の傾向が強いという事実が明らかになった。水深が霞ヶ浦と同程度の諏訪湖では、月平均吸収量は最も多くて7月の 1.3 g/m^2 であり9月には放出に転じている (Koyama et al., 1977)。塩川ダム貯水池でも3~8月は吸収、9~12月には放出となる (Iwata et al., 2007) ことから、霞ヶ浦での二酸化炭素吸収力の強さがよく分かる。

続いて月積算値を見ると、7月にだけかなりの放出量があったという結果が得られた。これは7月4, 14, 15日における強い放出が影響したためである。この3日間に共通することとして、日平均風速が 5 m/s 、最大風速が 9 m/s を超える強風日であったこと、さらにフラックスがバルク式による補完値であることがある (図 3.2)。ここで、風速 U と交換速度 $\kappa_c U$ との関係を図 9.1 に示すが、これより風速 7 m/s 以上のときには $\kappa_c=0.07320$ が大きすぎる値であることがいえる。つまり、補完されたフラックスのうち、強風時のものは過大評価されたことになる。このことを考慮して、補完値を使用した日のうち日平均風速が 5 m/s 以上かつ日最大風速が 7.5 m/s 以上の日を除外し、その月の改められた日平均吸収量に日数を乗じて月積算値を算出しておいた。この結果を図 7.2 に実線棒グラフで示す。これより、9~11月の吸収量が6月とほぼ変わらないことや、7月における放出量が 100 g/m^2 を超えるような大幅なものではなかったことが明らかになった。

しかし、7月には依然として放出の現象が生じており、これには他の要因があると見られる。その一つとして光合成による影響が考えられる。というのは、表 1.3 や図 5.2 から分かるように、2007年7月は梅雨前線の停滞により日射量が非常に少なかった。つまり、水中の植物プランクトンの光合成量もかなり少なかったはずであり、その結果月積算しても二酸化炭素が放出の状態にとどまると見られる。同じように、9月の吸収量が抑えられているのは秋雨前線による影響だろう。また、10月から11月にかけては日射量が大きく低下する時期であり、これにともなって二酸化炭素吸収量も減少している。一方で、二酸化炭素の水中への溶解度は水温の低下にともなって増大する (理科年表)。つまり、水温が低下しはじめる9月以降で二酸化炭素は吸収されやすくなるわけだが、高水温期である8月の大きな吸収量を見る限り、この作用は光合成のはたらきと比べるとそれほど影響力をもたないといえる。以上より、湖面における二酸化炭素吸収量は光合成量と深く関係しており、その値は主に日射量によって決まることが分かった。しかし、これは季節変化に対してのみ言えることであって、日変化や時間変化においてはその変動の激しさゆえにこの事実は成り立たない。図 7.2 より6~11月において霞ヶ浦が二酸化炭素の吸収源としての大きな役割を果たすことが明らかになったが、厳密な吸収量を求めるためには時間単位でのフラックスの補完や推定について更なる検討をしなければならない。

3.5 実測値と推定値等の比較

顕熱および潜熱フラックスについて、国土交通省の時間気象データを用いてバルク式から推定した値 H_b 、 LE_b を渦相関法による実測値と比較したものを図 10.1 に示す。両フラックスについて、相関係数は比較的よい値を示しrms誤差も測定値よりオーダーが1つ小さいことから、バルク式による推定値がある程度信頼できるといえる。 H_b は負の値をとる、すなわち気温よりも水温のほうが低い場合に過小評価されやすく、 LE_b は実測値との差が $100\sim 150 \text{ W/m}^2$ と大きくなってしまう場合もあるようだが、時間データの推定値としては悪くない。

ここで、 LE_b から求めた月蒸発量と実測値との比較を図 11.1 に示す。また、湖心観測所には大型蒸発計が設置されている (図 2.1) ため、このパン蒸発量の値も同じ図に示す。これを見ると、2つ

の値はいずれも7月から8月にかけて急増して、その後徐々に減少しており、実際の季節変化をよく再現している。また、バルク式による推定値は実測値とほぼ変わらず、これが月蒸発量の推定方法として非常に有用であることが断言できる。一方、パン蒸発量は実測値を大きく過大評価してしまっているため、パン蒸発係数を決めるなどして実測値に近い値を示せるような改善が必要である。

続いて、霞ヶ浦湖岸に設置された大型蒸発計の値から湖面蒸発量を算出した例（土屋ほか，1981）との比較を図11.2に示す。比較対象年が異なるため厳密な評価はできないものの、この推定値が少なくとも図11.1に示されたパン蒸発量よりは正確であることはいえる。ただ、一つ問題として挙げられるのは、10～11月における減少量が実際より大きくなっていることである。この推定ではパン蒸発量に乗ずる係数を季節に関係なく0.8としているが、水中の貯熱を考えると冬季にはその係数を大きくする必要もあるかもしれない。水面ではなく陸面に設置された蒸発計を用いる場合は貯熱の効果による誤算が大きくなるため、特にこのことを考慮しなければならない。

このような観測機材の問題等により、湖面における蒸発量の長期的観測はこれまで行われてこなかった。その代わりに様々な推定方法が確立されてきており、霞ヶ浦においてもいくつかの方法が試されている。一例として、気象観測値を使って理論式（Yamamoto et al., 1972）から推定された蒸発量と今回の実測値とを図11.3で比較した。この方法によって算出された霞ヶ浦の蒸発量は、夏に過大評価、冬に過小評価される傾向が見られた。この原因を明らかにするために、まず年による違いがあるかを調べることにした。推定の際には入力データとして風速、気温、水蒸気圧、日射量、地球放射量が必要であり、近藤（1994）の値は水戸の気象観測値を用いた算出値である（近藤，2008 私信）。この気象データを2007年の本研究観測データ（表3.1）と比較したところ、6～11月の風速以外のデータに関してはよい相関が見られた（相関係数は気温で0.922、水蒸気圧で0.924、短波放射で0.634、長波放射で0.967）。しかし、風速については相関が悪く（相関係数0.001）、水面での観測値よりも1～1.5 m/s 小さい値が使用されていたことが分かった。これより、陸面での風速をそのまま水面に適用してしまったことが、実測値とのずれを生じる要因になったのかもしれない。入力データに本研究での気象観測値を使用して蒸発量を推定しなおし、この推定値を評価することを今後の課題とする。

4. まとめ

2007年6～11月において、霞ヶ浦湖心観測所で渦相関法による顕熱・潜熱・二酸化炭素フラックスの測定がおこなわれた。その結果、霞ヶ浦湖面におけるフラックスはそれぞれ $-50\sim 80\text{ W/m}^2$ 、 $-50\sim 400\text{ W/m}^2$ 、 $-1.0\sim 1.0\text{ mg/m}^2/\text{s}$ の値をとることが分かった。全期間において潜熱が顕熱を上回っており、これは湖面での大きな特徴である。また、湖面での二酸化炭素フラックスは草原より大きく、海面と同程度であり、森林より小さい。夏季の熱収支では、日中の顕熱と潜熱が正味放射量のうちに占める割合はそれぞれ3～4%、15～25%であり、70%以上が水中熱伝導量として利用されていた。そして10日間で 3°C の水温上昇が起きていた。一方、冬季の熱収支ではその割合が10～30%、25～50%と高くなり、水中熱伝導量が減少した。夜間での放熱時間が長くなったことから、全体として放熱が強まったとみられ、10日間で 4°C 水温が低下した。夏季と冬季を比較すると、顕熱や潜熱の正味放射量に対する割合は増加していたものの、その絶対量はほとんど変化していない。これは、夏に水中の貯蓄された熱量が冬になって顕熱や潜熱に分配されたからである。

霞ヶ浦湖面における月蒸発量は8月に最も高く100.5 mmであった。その他の月では80 mm前後と一定しており、大きな季節変化は見られなかった。パン蒸発量はこの値を大きく過大評価しており、この値を用いて水資源の評価をおこなうことは避けるべきである。一方、バルク式による推定値の評価をおこなったところ、実測値との強い相関が見られた。この方法はすでに国土交通省によって測定されている観測項目から推定できることから、今後長期的に蒸発量を求めていくための有効な手段であるといえる。経験式や理論式からの推定値では月蒸発量のある程度再現できていたが、冬には過小評価する傾向があった。これは夏の貯熱による蒸発を考慮していなかったからで、この点において改善が必要である。

霞ヶ浦湖面における月二酸化炭素吸収量は8月に最も大きく171 g/m²であった。それから11月にかけて減少傾向にあり、明瞭な季節変化が見られた。つまり、二酸化炭素の吸収が主に日射量に影響されることが分かった。また、11月になっても放出に転じることはなく、霞ヶ浦が二酸化炭素の吸収源としての役割を果たすことが明らかとなった。この事実は地球温暖化対策として何らかのヒントを与えることになるだろう。二酸化炭素フラックスに関する最も大きな問題は、分～時間単位での推定ができないことにある。バルク式による値も風が強いときには過大評価されるため、時間変化を再現できるような推定方法を確立していくことが今後の課題である。

謝辞

本研究をおこなうにあたり、筑波大学生命環境科学研究科の杉田倫明先生には始終、丁寧なご指導をいただきました。心より感謝申し上げます。名古屋大学生命農学研究科の小谷亜由美氏には、研究をはじめるとご指導を、東北大学名誉教授でいらっしゃる近藤純正氏、筑波大学生命環境科学研究科の福島武彦先生には、研究手法に関してご協力をいただきました。また、筑波大学生命環境科学研究科水文学分野の諸先生方、ならびに院生の方々にもご指導・ご助言いただきました。

番場泰彰氏をはじめとする国土交通省関東地方整備局霞ヶ浦河川事務所の方々には、湖心観測所での観測にご理解・ご協力いただきました。また、不足データを提供していただくことによって、より充実した研究をおこなうことができました。

横河電子機器株式会社の吉澤正晃氏、稲野辺氏には、毎月のデータ回収に同行させていただくとともに、最新のデータを提供していただくことで研究を円滑に進めることができました。

クリマテック株式会社の寄崎哲弘氏、田中久則氏、柳川瀬賢幸氏には、観測機材の設置やトラブルへの対応、プログラムの作成など、様々な場面でご協力いただきました。

筑波大学第一学群自然学類の稲葉茜さん、上野紗綾子さんにも様々な場面でご協力いただき、また互いに励ましあうことでここまで研究を進められてきました。

以上の方々と、本研究に対して応援・励ましをいただいた家族をはじめとするすべての方々に、この場を借りて心から御礼申し上げます。

参考文献

- 天野耕二・福島武彦・松重一夫 (1998) : 湖沼における DO と pH の連続モニタリング結果を用いた物質循環, 生物代謝特性の評価方法. 水環境学会誌, 21, 112-118.
- 岩田徹・三枝信子 (2003) : 渦相関法によるフラックス解析の実際. Asia Flux 運営委員会編 : 陸域生態系における二酸化炭素フラックス等のフラックス観測の実際, 国立環境研究所, 25-44.
- 霞ヶ浦河川事務所 : リアルタイム情報. インターネット : <http://www.kasumigaura.go.jp/suisitu/b001.htm> (2008/01/27)
- 霞ヶ浦環境科学センター : 霞ヶ浦の概要. インターネット : <http://www.kasumigaura.pref.ibaraki.jp/05lakeOutline/0501-01.htm> (2008/01/10)
- 気象庁 : 平成 19 年の梅雨入り・明けと梅雨時期の特徴について. インターネット : <http://www.jma.go.jp/jma/press/0709/03a/tsuyu2007.pdf> (2007/12/27)
- 国立天文台 (1997) : 理科年表, 丸善, pp.1054.
- 近藤純正 (1982) : 大気境界層の科学 一大気と地球表面の対話一, 東京堂出版, pp.219.
- 近藤純正・桑形恒男 (1992) : 日本の水文気象(1) : 放射量と水面蒸発. 水文・水資源学会誌, 5, 13-27.
- 近藤純正 (1994) : 水環境の気象学 一地表面の水収支・熱収支一, 朝倉書店, pp.350.
- 近藤純正 (2000) : 地表面に近い大気の科学 一理解と応用一, 東京大学出版会, pp.324.
- 武田喬男・上田豊・安田延壽・藤吉康志 (1992) : 水の気象学, 東京大学出版会, pp.185.
- 土屋巖・白井邦彦・増田啓子・河合崇欣・上田洋匡・佐藤謙 (1981) : 湖面蒸発量の研究. 国立公害研究所研究報告, 20, 43-68.
- 福島武彦・松重一夫・R.S.J Weisburd (1995) : DO, pH の連続測定による気液ガス交換, 光合成, 呼吸速度の推定方法について. 水環境学会誌, 18, 279-289.
- 宮田明 (2003) : データの管理, データベース作成の実際. Asia Flux 運営委員会編 : 陸域生態系における二酸化炭素フラックス等のフラックス観測の実際, 国立環境研究所, 85-114.
- 安田幸生・渡辺力・大谷義一・岡野通明・中山敬一 (1998) : 落葉広葉樹林上におけるCO₂フラックスの季節変化, 水文・水資源学会誌, 11, 575-585.
- 吉野正敏 (1986) : 小気候, 地人書館, pp.298.
- Aoki, M., Chimura, T., Ishii, K., Kaihotsu, I., Kurauchi, T., Mushiake, K., Nakaegawa, T., Ohte, N., Polsan, P., Semmer, S., Sugita, M., Tanaka, K., Tsukamoto, O. and Yasunari, T. (1998): Evaluation on surface fluxes over a paddy field in tropical environment: some findings from a preliminary obsercation of GAME. *J. Japan Soc. Hydrol. Water Resour.*, 11, 39-60.
- Brutsaert, W. (2005): *Hydrology*. Cambridge Univ. Press, pp.605.
- Hayashi, Y. and Research Group for Intramural Project(S) (2006): Meteorological Observation Station at the summit of Mt. Tsukuba. *Tsukuba Geoenviron. Sci.*, 2, 19-24.
- Ikebuchi, S., Seki, M. and Ohtoh, A. (1988): Evaporation from Lake Biwa. *J. Hydrol.*, 102, 427-449.
- Iwata, T., Yoshikawa, K., Nishimura, K., Higuchi, Y., Yamashita, T., Kato, S. and Ohtaki, E. (2004): CO₂ flux measurements over the sea surface by eddy correlation and aerodynamic techniques. *J. Oceanogr.*, 60, 995-1000.

- Iwata, T., Han, Z., Kasai, R. and Kohzu, A. (2007): Carbon dioxide and methane emissions from a hydroelectric reservoir. *Annual Report 2006 of 21st Century COE program: Research Education on Integrated River Basin Management in Asian Monsoon Region.*, 21st Century COE program, University of Yamanashi, 85-86.
- Li, S. G., Asanuma, J., Eugster, W., Kotani, A., Jiu, J. J., Urano, T., Oikawa, T., Davaa, G., Oyunbaatar, D. and Sugita, M. (2005): Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biol.*, **11**, 1941-1955.
- Kondo, F. and Tsukamoto, O. (2007): Air-sea CO₂ flux by eddy covariance technique in the Equatorial Indian Ocean. *J. Oceanogr.*, **63**, 449-456.
- Kotani, A. and Sugita, M. (2005): Seasonal variation of surface fluxes and scalar roughness of suburban land covers. *Agric. For. Meteorol.*, **135**, 1-21.
- Kotani, A. and Sugita, M. (2008): Concise formulae for the atmospheric correction of hemispherical thermal radiation measured near the ground surface. submitted.
- Koyama, T., Nishimura, M. and Matsuda, H. (1977): Diurnal and seasonal variations of exchange rate of carbon dioxide across an air-lake water interface. *Jap. J. Limnol.*, **38**, 131-137.
- Meyers, T., Hall, M., Lindberg, S. and Kim, K. (1996): Use of the modified Bowen-ratio technique to measure fluxes of trace gases. *Atmosph. Environ.*, **30**, 3321-3329.
- Mitsuta, Y., Hanafusa, T., Maitani, T. and Fujitani, T. (1970): Turbulent fluxes over the Lake Kasumigaura. *Special Contributions, Geophy. Inst., Kyoto Univ.*, No.10, 75-84.
- Yamamoto, G., and Kondo, J. (1964): Evaporation from Lake Towada. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **42**, 85-96.
- Yamamoto, G., and Kondo, J. (1968): Evaporation from Lake Nojiri. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **46**, 166-176.
- Yamamoto, G., Chein, Ba T., Yasuda, N. and Kondo, J. (1972): Evaporation from deep lakes in Japan. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **50**, 423-430.

付録

1. バルク係数について

バルク式とは、ある物理量に対して地表面での値 x_s と大気中の値 x_a の差からフラックスを算出する方法であり、バルク係数 κ_x が与えられていなければならない。本研究では、渦相関法で使用する共分散を

$$\overline{w'x'} = \kappa_x U (x_s - x_a) \quad (\text{A1})$$

によって定義し、欠損値を補完している。ただし、顕熱フラックス H 、潜熱フラックス LE 、二酸化炭素フラックス C に対するバルク係数をそれぞれ κ_H 、 κ_E 、 κ_C とし、変数 x は温度 T 、水蒸気濃度 ρ_v 、二酸化炭素濃度 ρ_c である。バルク係数の算出手順を以下に示す。

はじめに、式(A1)の左辺である $\overline{w'x'}$ が絶対的に信用できるデータを選び出した。これらは次の2つの条件をともに満たすものである。

- ① 本文 2.2 の方法で除外されていない
- ② 主風向が建物の影響を受けない方向 ($0\sim 65^\circ$ または $155\sim 360^\circ$)

続いて、式(A1)の右辺における $x_s - x_a$ を求めた。使用した値は次のとおりである。

$T_s, T_a \rightarrow$ 観測値

$\rho_{vs}, \rho_{va} \rightarrow$ 観測値 T_s, T_a, Rh, P から算出

$\rho_{cs} (=C_w) \rightarrow$ 観測値 T_w と国土交通省の水質データ pH, A から算出

$\rho_{ca} (=C_a^*) \rightarrow$ 観測値 T_w, ρ_c から算出 (福島ほか, 1995)

そして、 $\overline{w'x'}/(x_s - x_a)$ を計算し、この値が正となる場合に限って風速 $U (= \sqrt{u^2 + v^2})$ との関係をプロットした。これに基づいて回帰式を $y=ax$ の形で求めると、その a が κ_x に相当する。結果を H と LE に関しては図A-1に、 C に関しては図9.1に示す。

ここで、求めたバルク係数を用いて式(A1)から改めて共分散を算出した。この値ともとの共分散との関係を図A-2に示す。この結果、 H と LE では正のよい相関が見られ、 C についても後述する表検索法よりは相関が見られたので、欠損値の補完方法としてバルク式を用いることとした。

本文 2.5 で必要なバルク係数も上記で示した方法で算出したが、変数 x には国土交通省で観測している TW_s, TT, ReH, WS を利用した。フラックスを比較した結果は本文中に示すとおりである。

2. 観測所建物の影響について

主風向が湖心観測所の建物の方向 ($65\sim 155^\circ$) となっている場合に、その時間のデータを除外すべきかどうかを検討した。その方法として、付録 1 でおこなった共分散の比較を、条件①は満たすが②を満たさないデータについておこなった。この結果を図A-3に示す。これを図A-2と比較すると、相関係数および rms 誤差とも両者で大きな違いがないことが分かった。つまり、観測所の建物によってフラックスが劇的に影響を受けているわけではないと判断できる。バルク式による補完のために誤差が増加する可能性を考え、本研究で解析をおこなう際には風向によるデータ除去を省略することとした。

3. 相関係数と rms 誤差について

本研究では様々な形でデータの比較をおこなっており、その評価の際に相関係数 R^2 とrms誤差を参考に行っている。あるデータ $x_1, x_2, x_3 \dots$ に対して $y_1, y_2, y_3 \dots$ のデータ検証をおこなうとき、 R^2 およびrmsは次のようにして求められる。ただし、 \bar{x} 、 \bar{y} はそれぞれの平均値、 n はデータ数を示す。

$$R^2 = \left(\frac{\overline{x'y'}}{\sigma_x \sigma_y} \right)^2 = \frac{\left\{ \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \right\}^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (\text{A2})$$

$$rms = \sqrt{\frac{\sum (y_i - x_i)^2}{n}} \quad (\text{A3})$$

4. 表検索法による補完について

表検索法とは、ある物理量 x を他の物理量 $y_1, y_2, y_3 \dots$ から決める方法であり、 y_i の階級ごとに決められた x_i を表から求め、その平均値から x を決定する。二酸化炭素フラックスの補完方法として表検索法の有用性が知られている（宮田，2003；安田ほか，1998）ため、本研究でも共分散 $\overline{w'\rho_c'}$ を補完する際にこの方法を検討した。表作成までの手順を以下に示す。

まず、 $\overline{w'\rho_c'}$ が絶対的に信用できるデータを付録 1 と同じ方法で選び出した。そして、フラックスと相関があると考えられる他の物理量（ $U, S^l, T_a, T_w, T_w - T_a$ の 5 種類）との関係をプロットした。この結果、相関はそれほどよいとは言えなかったが、その中でも比較的相関係数の大きかった風速 U と温度差 $T_w - T_a$ を利用して表の作成をおこなうこととした。

次に、選び出したデータを U の値 1m/sごとによって振り分け、それぞれの階級での $\overline{w'\rho_c'}$ の平均値を求めた。 U の階級 i における平均値を $\overline{w'\rho_c'}(U_i)$ とする。同様の作業を $T_w - T_a$ については 1°C ごとにおこなった。その階級 j における平均値を $\overline{w'\rho_c'}(\Delta T_j)$ とする。そして、欠測時の風速 U_i 、温度差 ΔT_j に対する補完値が

$$\overline{w'\rho_c'} = \frac{\overline{w'\rho_c'}(U_i) + \overline{w'\rho_c'}(\Delta T_j)}{2} \quad (\text{A4})$$

によって求まる。これをまとめたものが表 A-1 である。

ここで、同じデータに対して表検索法で決められる共分散と、もとの共分散との関係を図 A-4 に示す。これを図 A-2 と比較すると、表検索法による補完がバルク式によるものに劣ることは明らかである。特に、表検索法では下向きのフラックスしか推定できていないことから、これが補完方法としては有効でないと判断した。よって、本研究における $\overline{w'\rho_c'}$ の補完にはバルク式を用いたが、これも補完方法として十分な役割を果たしているとは言いきれないのも確かであり、今後よりよい方法を検討していく必要がある。

表 1.1 観測項目

項目	測器	高度※	サンプリング時刻	平均化時間	ロガー出力時刻
風速 3 成分 u, v, w [m/s] 気温 T [°C]	超音波風速温度計 (Gill Instruments Ltd., R3A)	9.25m	毎 0.1 秒	前 30 分	毎時 0 分, 30 分
水蒸気濃度 ρ_v [g/m ³] 二酸化炭素濃度 ρ_c [mmol/m ³]	オープンパスアナライザー (LI-COR, Inc., LI-7500)	9.25m	毎 0.1 秒	前 30 分	毎時 0 分, 30 分
短波放射 $S^{\downarrow}, S^{\uparrow}$ [W/m ²] 長波放射 $L^{\downarrow}, L^{\uparrow}$ [W/m ²]	4 成分放射計 (Kipp & Zonen B.V., CNR-1)	4.29m	毎 5 秒	前 30 分	毎時 0 分, 30 分
気温 T_a [°C] 湿度 Rh [%]	通風温湿度計 (REBS, Inc., AEM)	2.00m, 3.72m	毎 5 秒	前 30 分	毎時 0 分, 30 分
水面温度 T_s [°C]	放射温度計 (Minorta, CML-303N)	4.27m	毎 5 秒	前 30 分	毎時 0 分, 30 分
水温 T_w [°C]	白金測温抵抗体	-0.1m, -1.0m, -2.5m	毎時 5 分, 35 分	(瞬間値)	毎時 0 分, 30 分

※観測高度は平水位面 (Y.P.+1.0m) からの高さとする.

表 1.2 国土交通省による観測項目

項目	測器	高度※	サンプリング時刻	平均化時間	ロガー出力時刻
気温 TT [°C]	白金測温抵抗体	8.25m	毎秒	前 1 時間	毎時 0 分
露点温度 DP [°C]	塩化リチウム塗布式温度計	8.25m	毎秒	前 1 時間	毎時 0 分
日射量 SS [W/m ²]	全天日射計	8.75m	毎秒	前 1 時間	毎時 0 分
雨量 R [mm]	転倒ます式雨量計	8.85m	毎時 0 分	(積算値)	毎時 0 分
気圧 P [hPa]	アネロイド型気圧計	6.75m	毎時 0 分	(瞬間値)	毎時 0 分
風向 WD [°], 風速 WS [m/s]	風車型風向風速計	9.45m	毎 0.25 秒	前 1 時間	毎時 0 分
湖面水位 Z_W [m]	水晶式水位計	—	毎秒	前 1 時間	毎時 0 分
蒸発量 EV [mm]	大型蒸発計	6.75m	毎時 0 分	(積算値)	毎時 0 分
水温 TW_s, TW_b [°C]	白金測温抵抗体	-0.5m, -3.5m	毎秒	前 20 分	毎時 0 分 (上層)
					毎時 30 分 (下層)
pH	ガラス電極	-0.5m, -3.5m	毎秒	前 20 分	毎時 0 分 (上層)
					毎時 30 分 (下層)
アルカリ度 A [mg/L]			毎月	(瞬間値)	—

※観測高度は平水位面 (Y.P.+1.0m) からの高さとする.

表 2.1 代用データ

項目	機材の問題点	代用データ	代用期間
気温 T_a [°C], 湿度 Rh [%]	温湿度計にクモの巣付着	国土交通省の気温観測値 TT , TT と DP から求めた値相対湿度 ReH	6~7月
水面温度 T_s [°C]	放射温度計にクモの巣 付着	L からの逆算値 $T_s = (L^\uparrow / \sigma_s)^{1/4} \quad (\sigma_s = 5.67 \times 10^{-8})$	6~7月
0.1m 深水温 $T_w(0.1)$ [°C]	水温計の故障	国土交通省の上層水温観測値 TW_s	8~11月
上向き長波放射 L^\uparrow [W/m ²]	上側センサー温度の故障	下側センサー温度から上側センサー温度 を回帰式により求めて補正し直した値	11月

表 3.1 各気象観測値の月平均値 (2007 年)

項目	6月	7月	8月	9月	10月	11月
平均風速 U [m/s]	3.97	4.16	4.19	5.44	4.31	4.07
下向き短波放射 S^\downarrow [W/m ²]	233.2	150.3	228.6	159.9	128.4	108.9
上向き長波放射 L^\uparrow [W/m ²]	361.7	380.5	392.1	380.0	342.2	304.1
気温 T_a [°C]	21.35*	22.55*	27.57	24.30	18.15	12.71
水面温度 T_s [°C]	29.29*	30.99*	31.73	28.38	22.22	16.95
水蒸気圧 e_a [hPa]	21.58*	25.52*	31.79	27.37	17.19	11.30
飽和水蒸気圧 e_s [hPa]	41.21*	45.14*	47.11	38.80	26.96	19.54
1.0m 深水温 $T_w(1.0)$ [°C]	24.01	25.42	29.78	26.56	20.61	15.64
国交省気温 TT [°C]	21.4	22.5	27.2	23.9	17.8	12.3
国交省上層水温 TW_s [°C]	23.3	24.6	28.8	25.7	20.1	15.3
積算雨量 R [mm]	28	119	25	101	106	36

※代用データによる値 (表 2.1 参照)

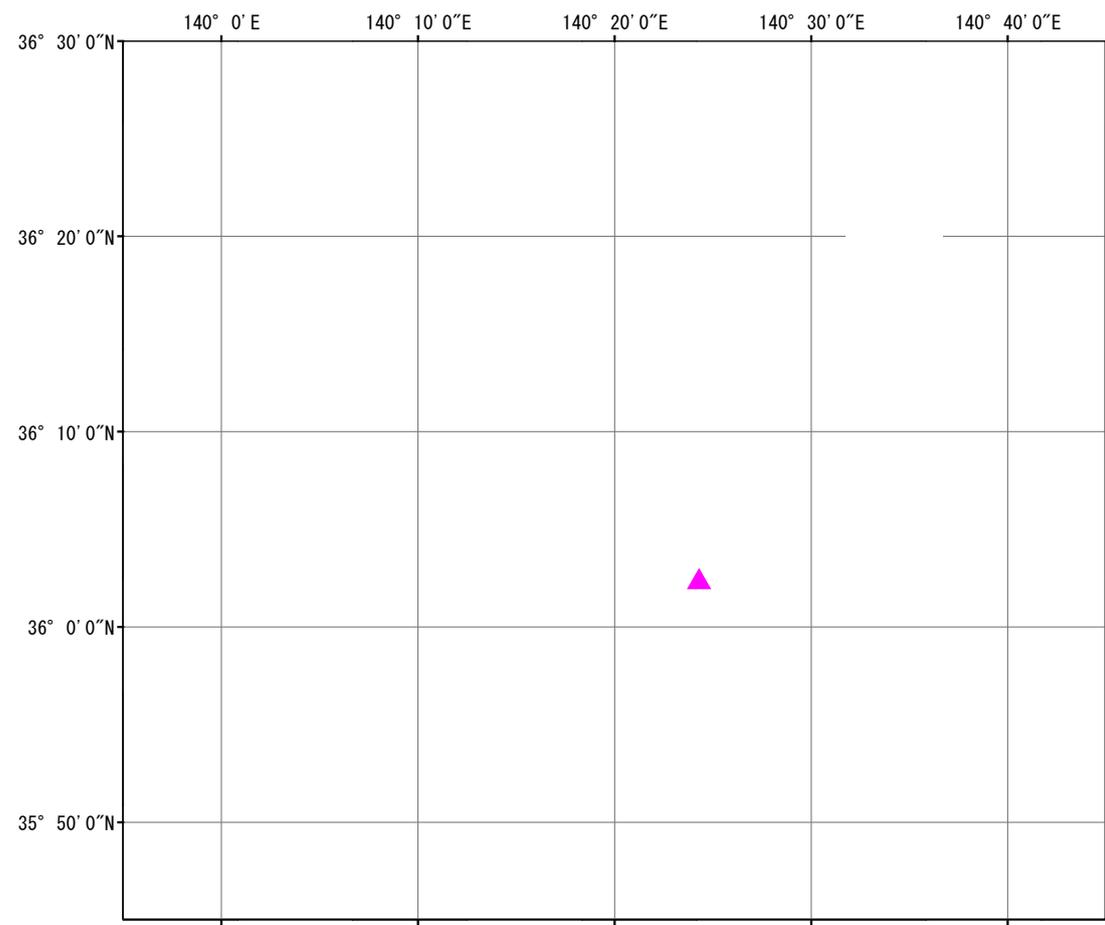


図 1.1 霞ヶ浦流域

( : 水域,  : 湖心観測所,  : AMeDAS 観測地点)

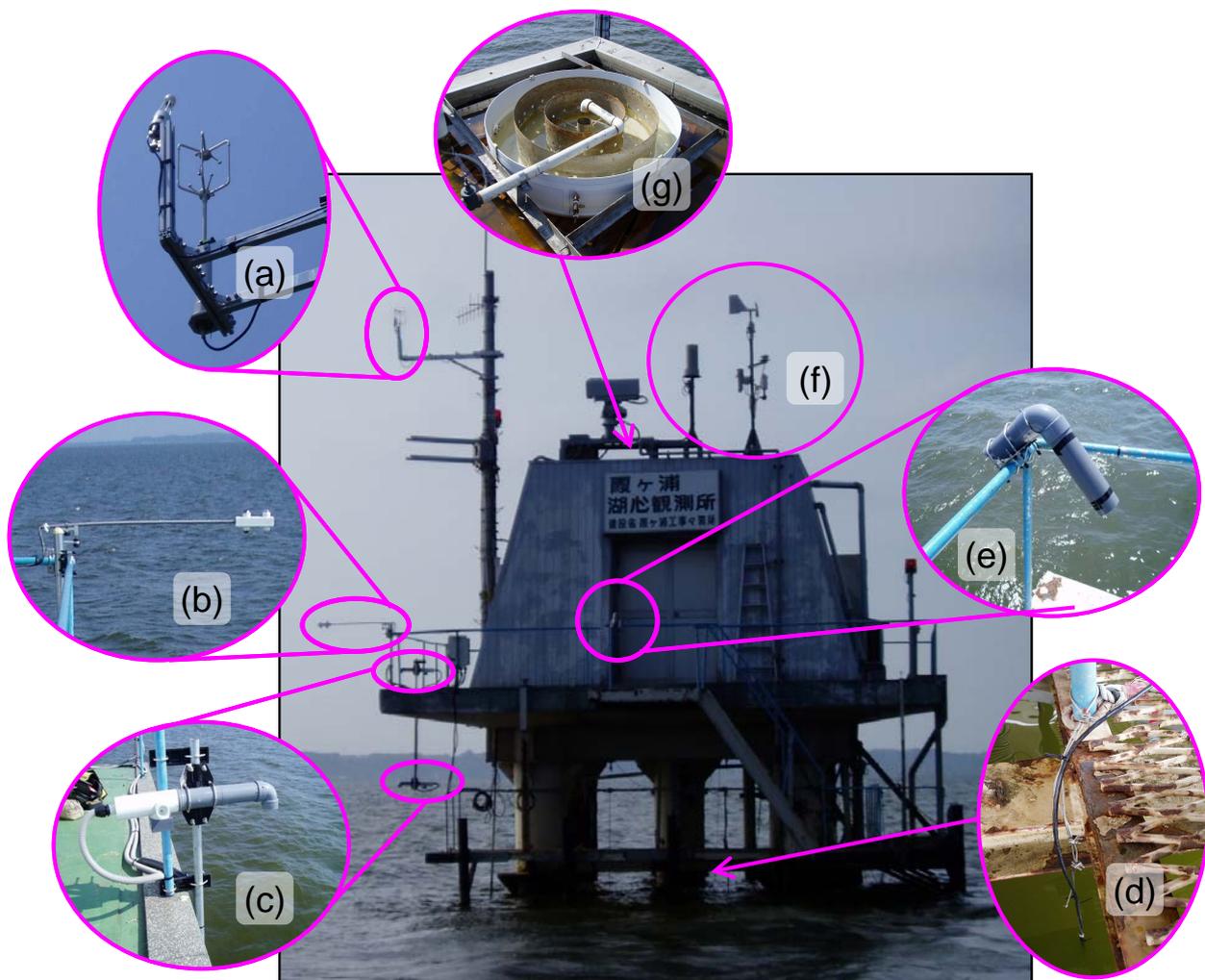


図 2.1 観測機材の設置状況（全体図）

- (a) 左：オープンパスアナライザー，右：超音波風速温度計，
- (b) 4成分放射計，(c) 通風温湿度計，(d) 水温計，(e) 放射温度計，
- (f) 国土交通省観測機材：左から雨量計，風向風速計，日射計，温度計，
- (g) 国土交通省が所有する大型蒸発計

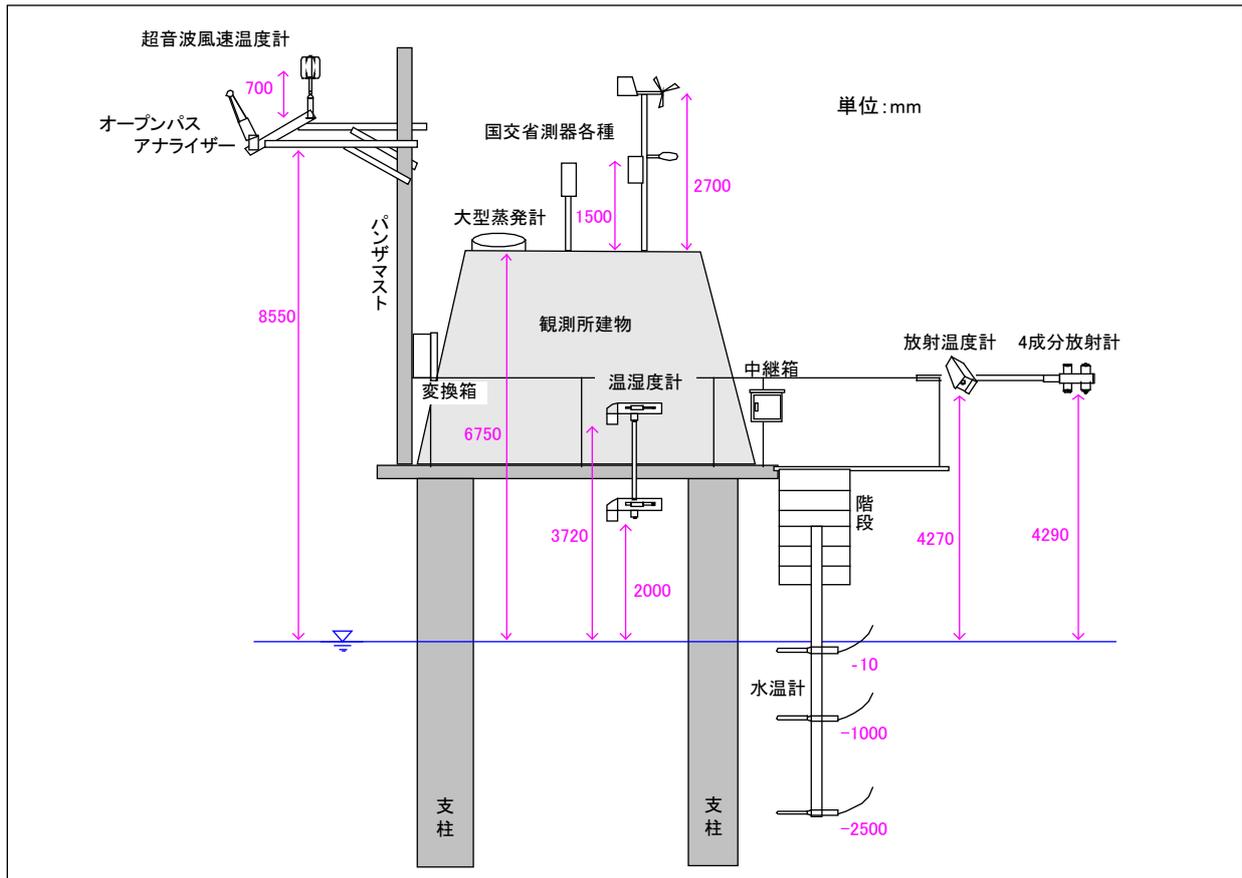


図 2.2 観測機材の設置状況 (断面図)
(観測高度は平水位面 Y.P.+1000 からの高さを示す.)

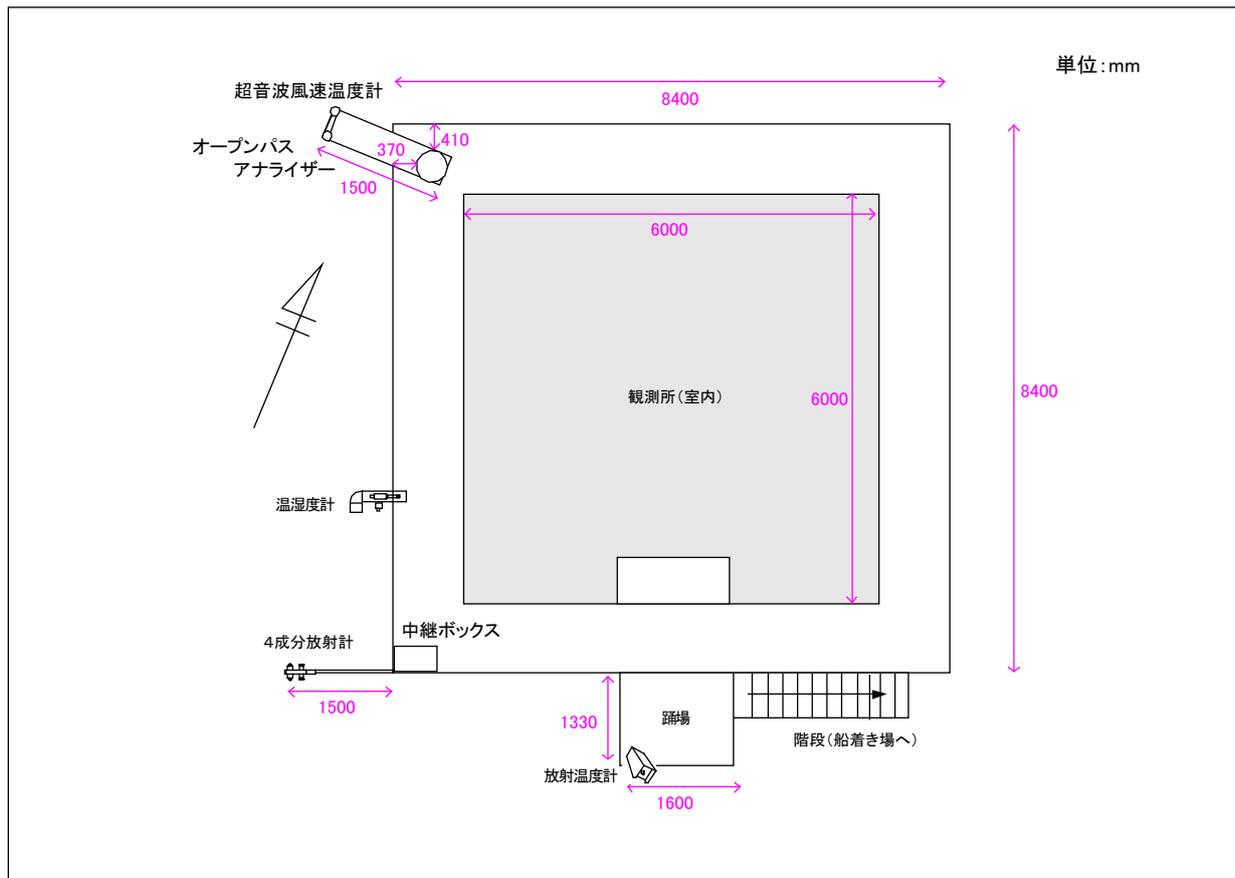


図 2.3 観測機材の設置状況 (平面図)

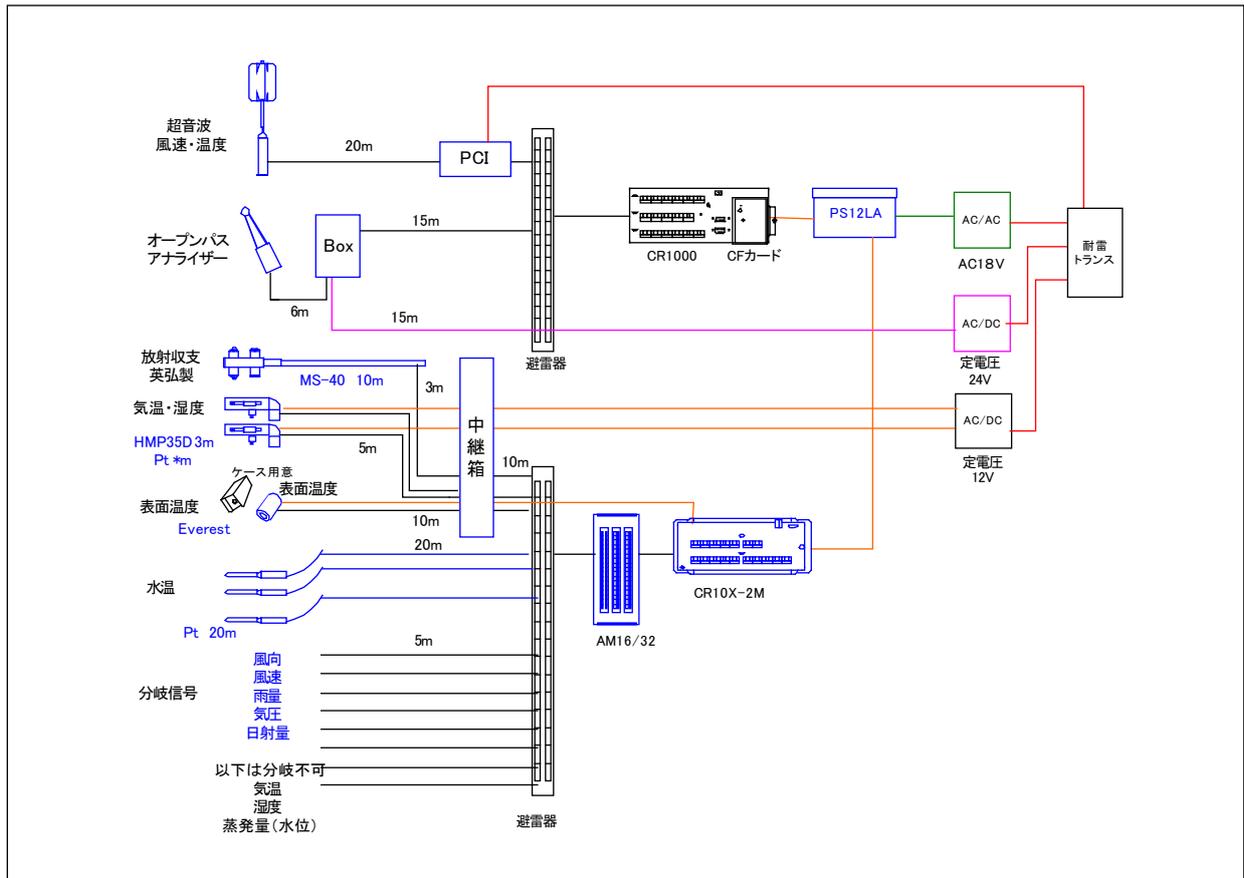


図 2.4 観測機材の配線状況

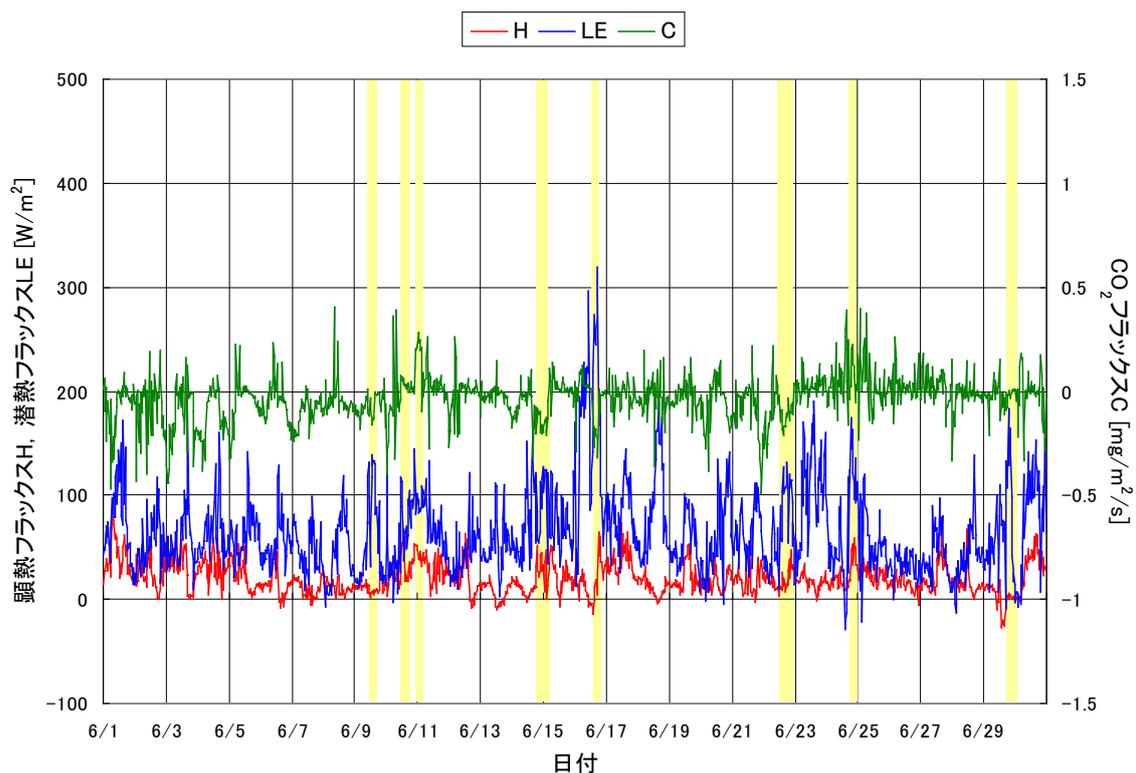


図 3.1 2007年6月におけるフラックスの時間変化
(バルク式による補完期間を で示す.)

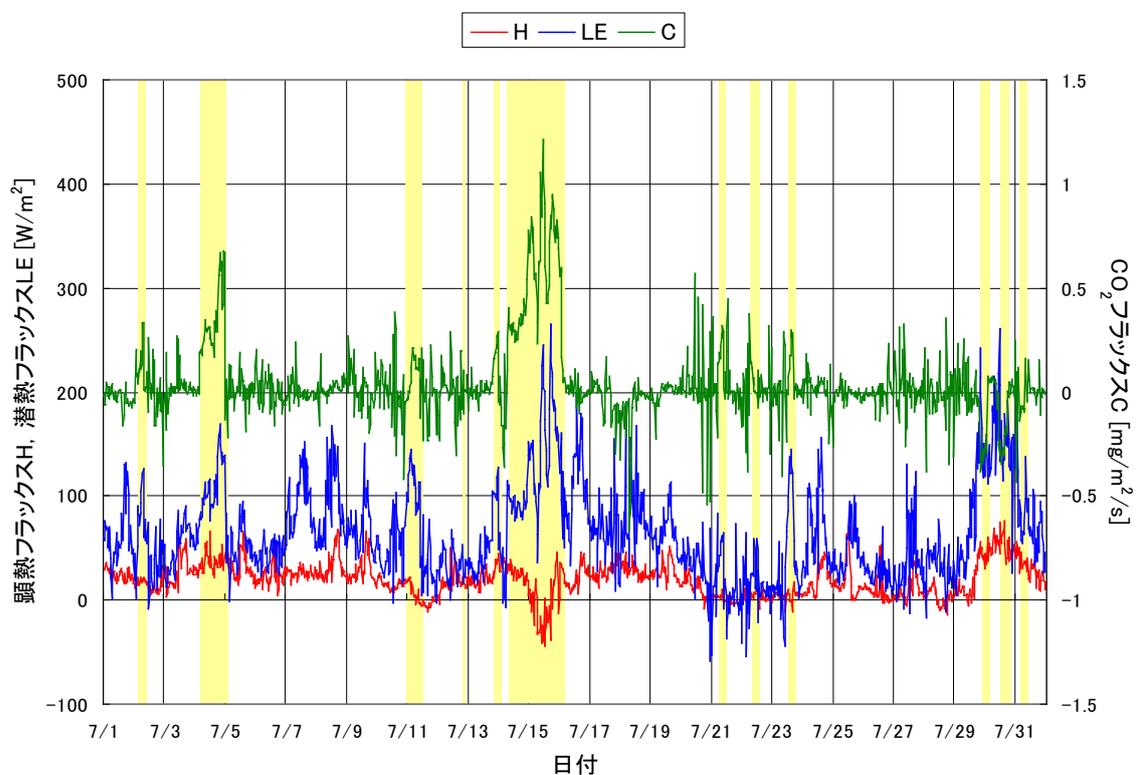


図 3.2 2007年7月におけるフラックスの時間変化
(バルク式による補完期間を で示す.)

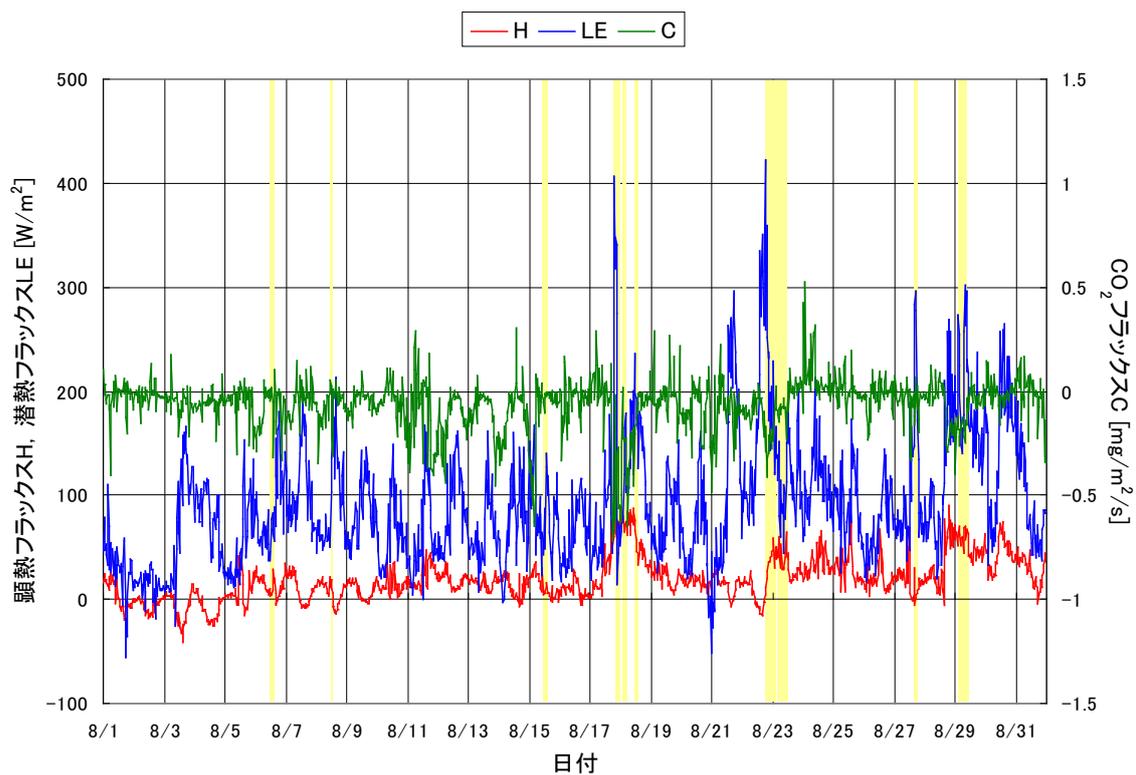


図 3.3 2007 年 8 月におけるフラックスの時間変化
(バルク式による補完期間を で示す.)

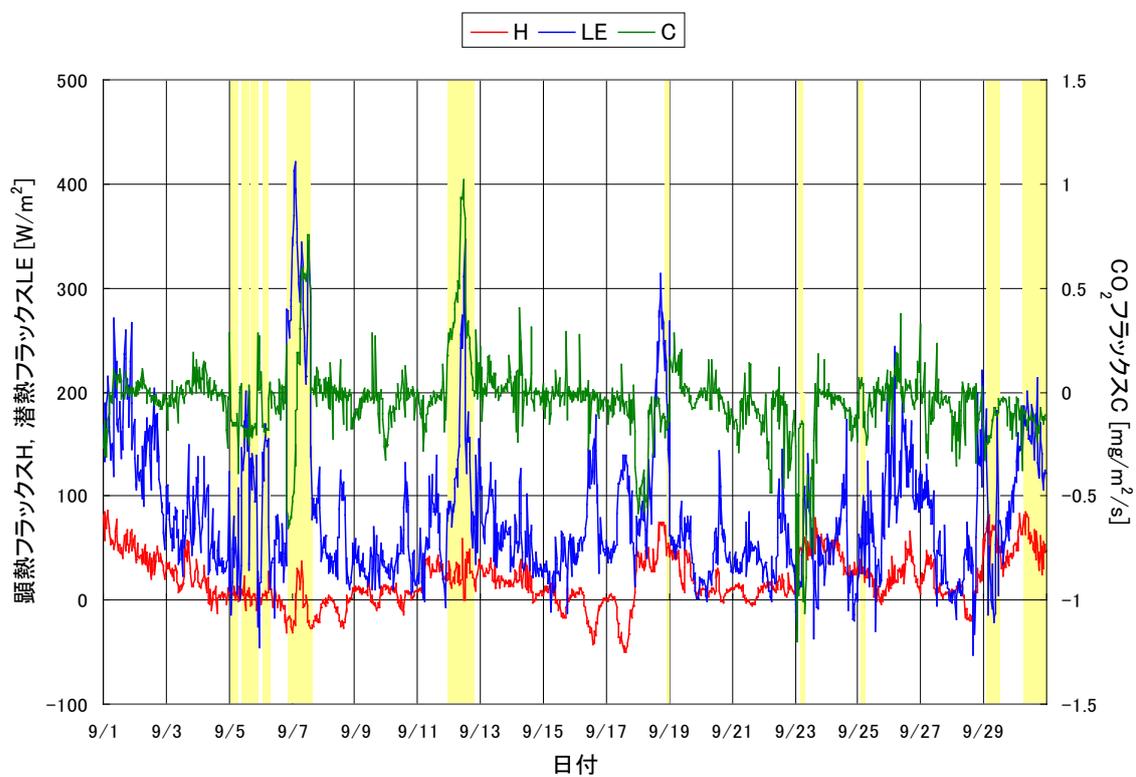


図 3.4 2007 年 9 月におけるフラックスの時間変化
(バルク式による補完期間を で示す.)

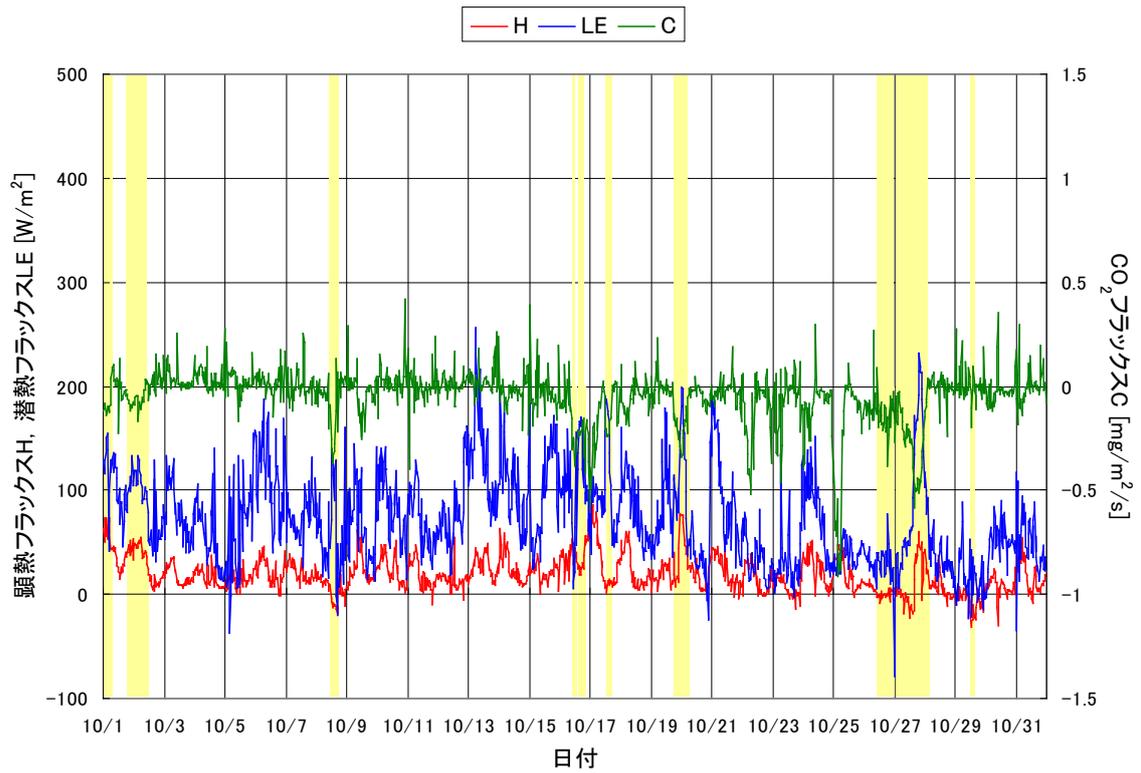


図 3.5 2007 年 10 月におけるフラックスの時間変化
(バルク式による補完期間を で示す.)

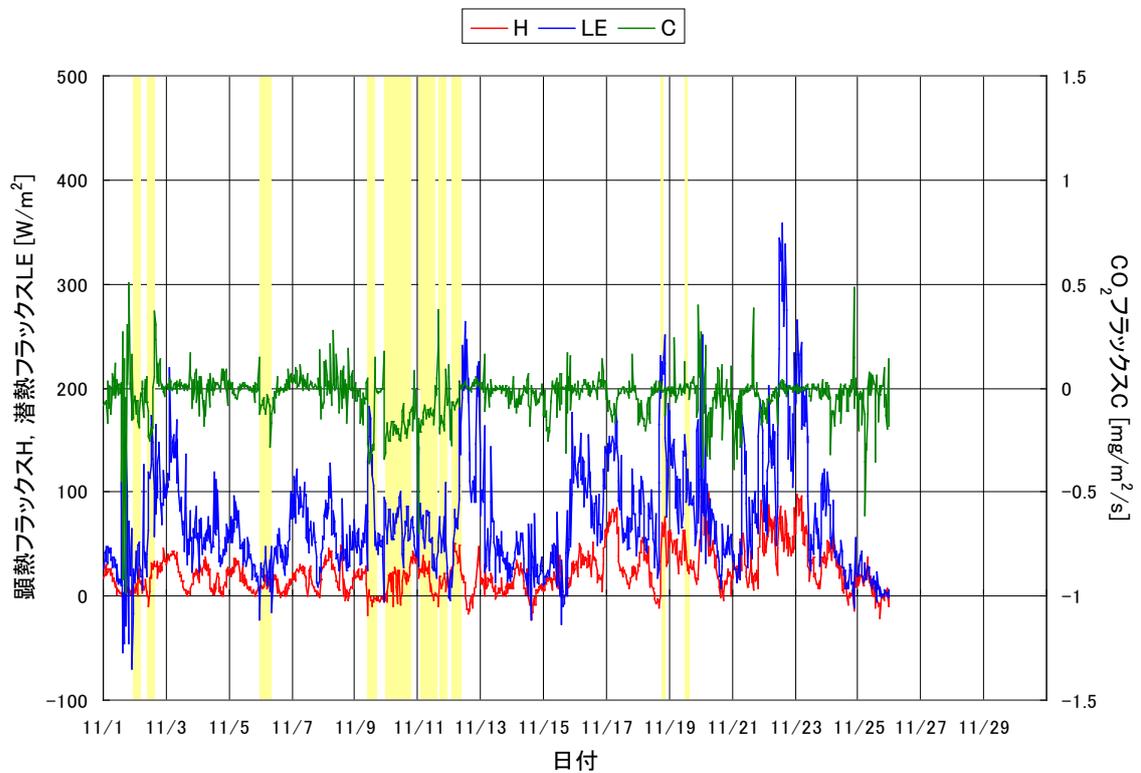


図 3.6 2007 年 11 月におけるフラックスの時間変化
(バルク式による補完期間を で示す.)

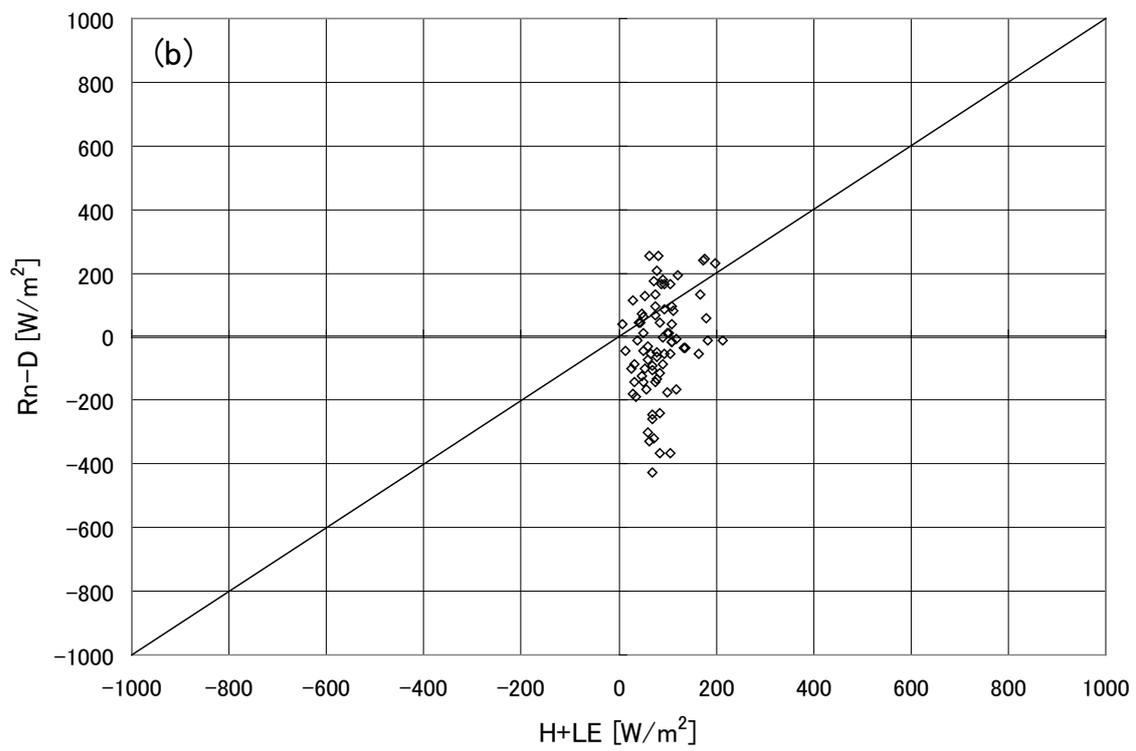
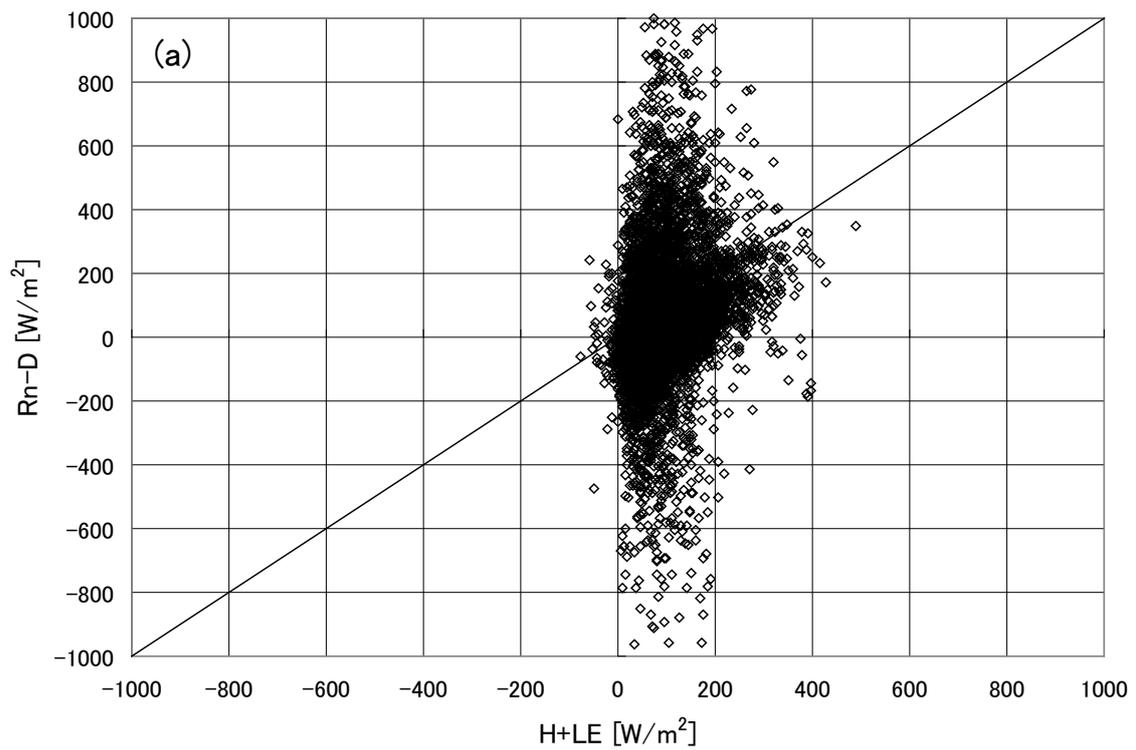


図 4.1 熱収支項目の比較

(a) D を3時間移動平均した場合 : $R^2=0.0522$, $rms=205.7$

(b) D を水温の日較差から算出した場合 : $R^2=0.0809$, $rms=197.6$

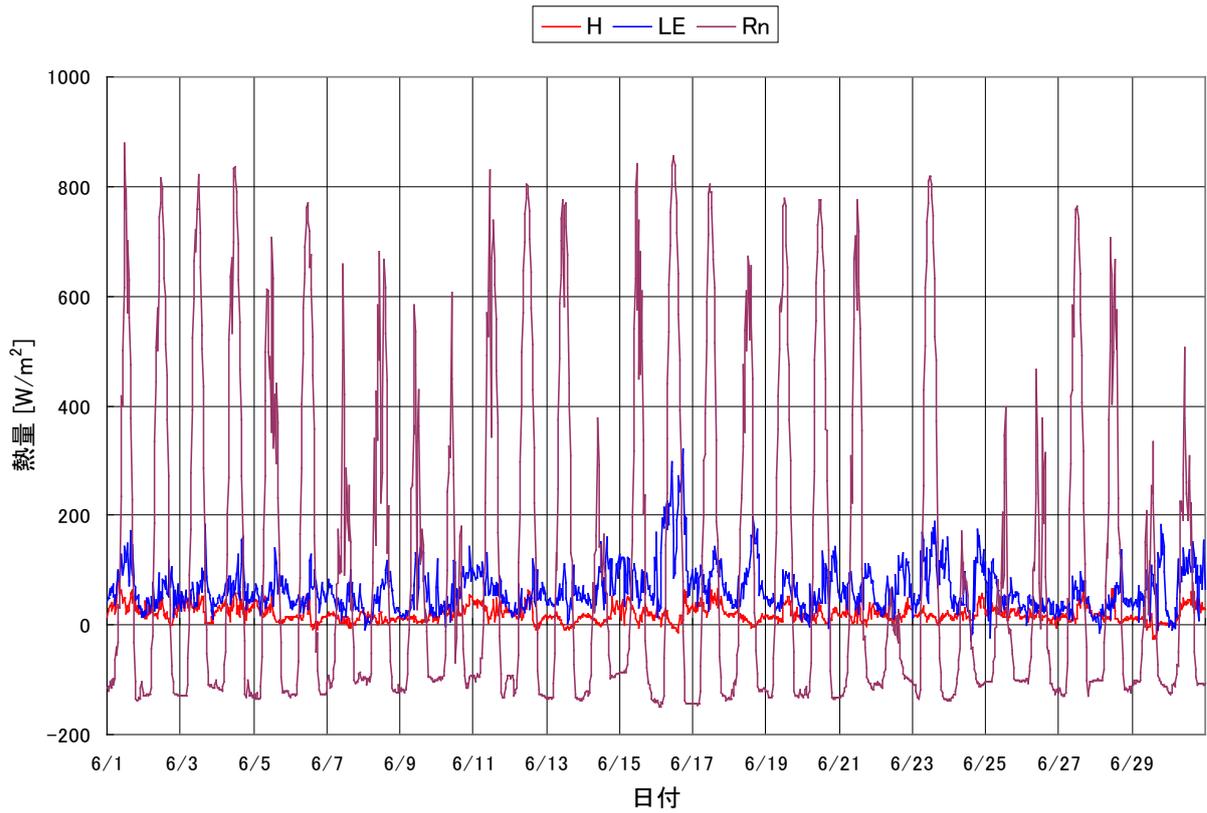


図 5.1 2007 年 6 月における熱収支の時間変化

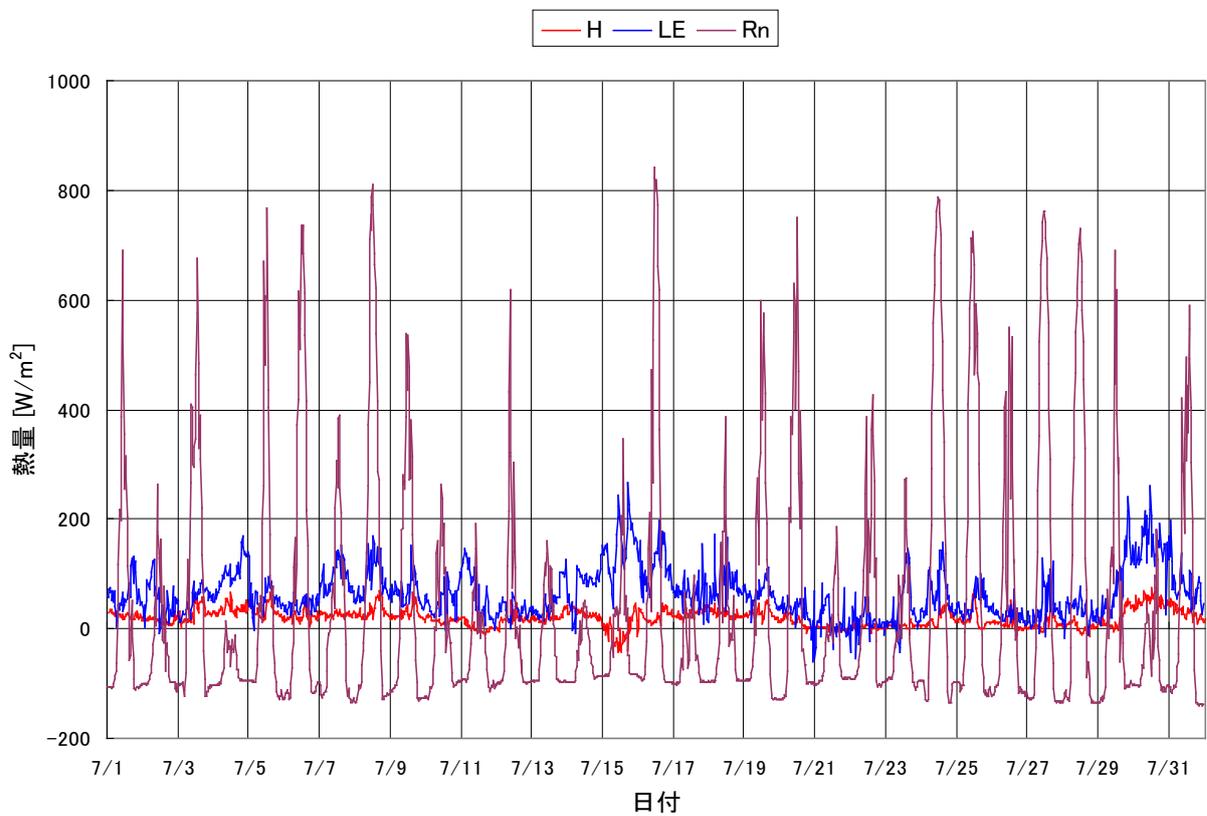


図 5.2 2007 年 7 月における熱収支の時間変化

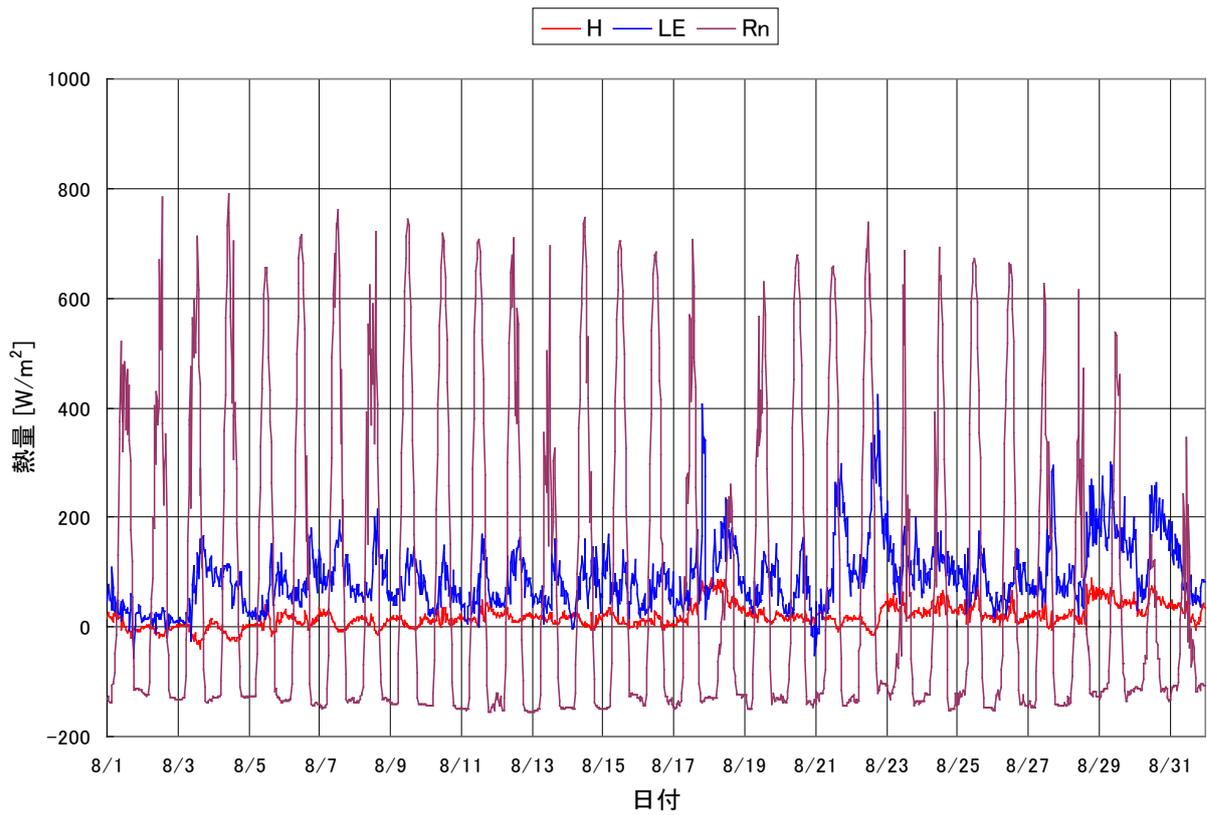


図 5.3 2007 年 8 月における熱収支の時間変化

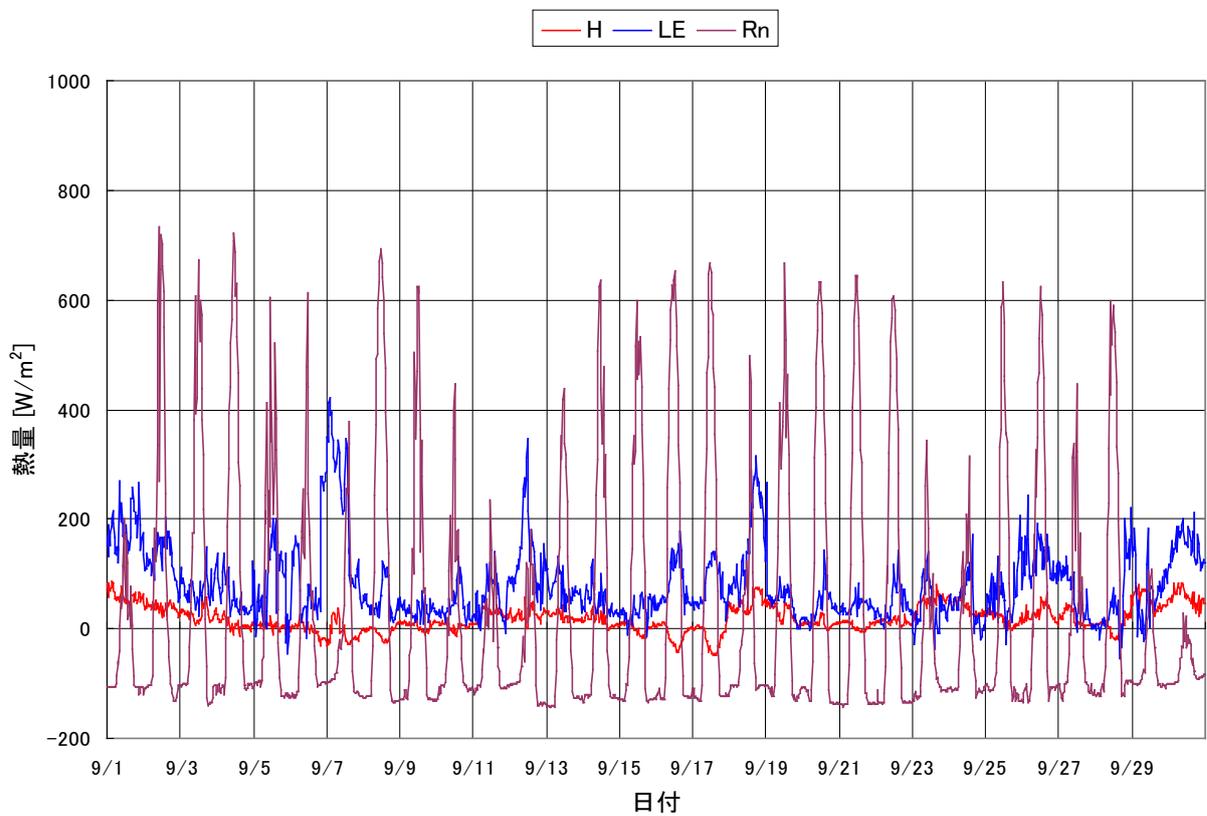


図 5.4 2007 年 9 月における熱収支の時間変化

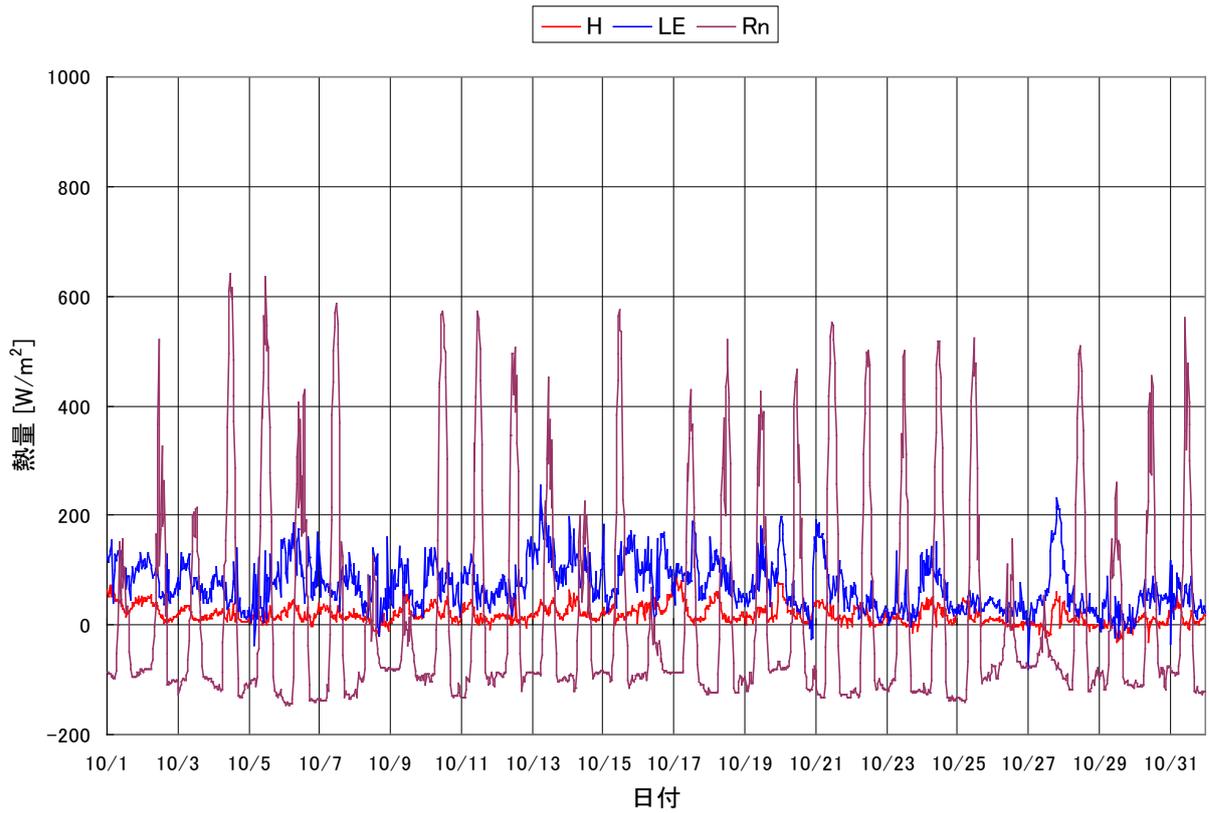


図 5.5 2007 年 10 月における熱収支の時間変化

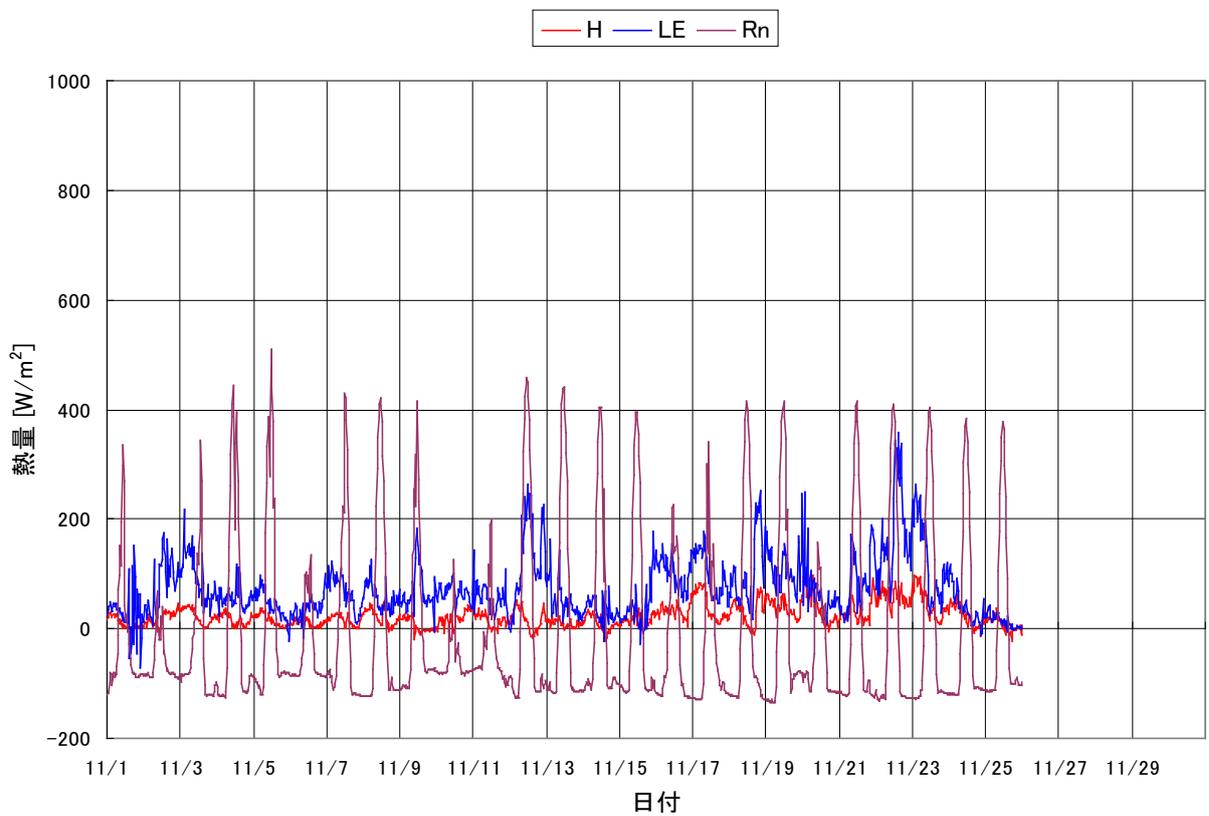


図 5.6 2007 年 11 月における熱収支の時間変化

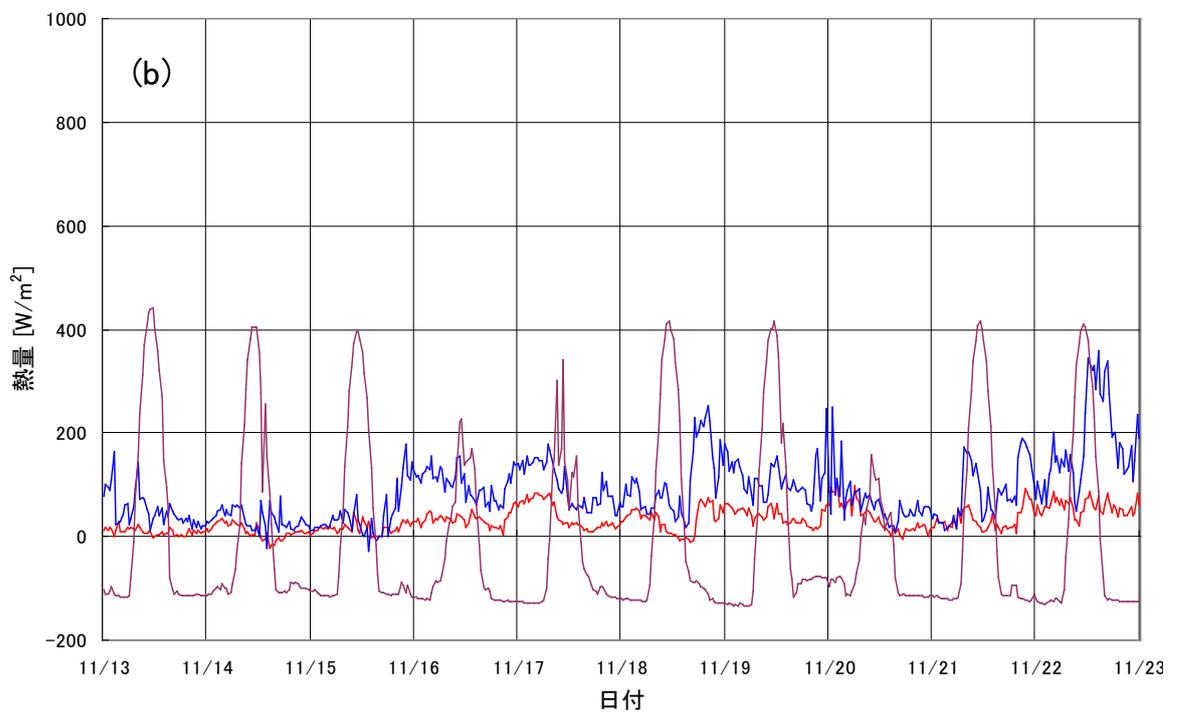
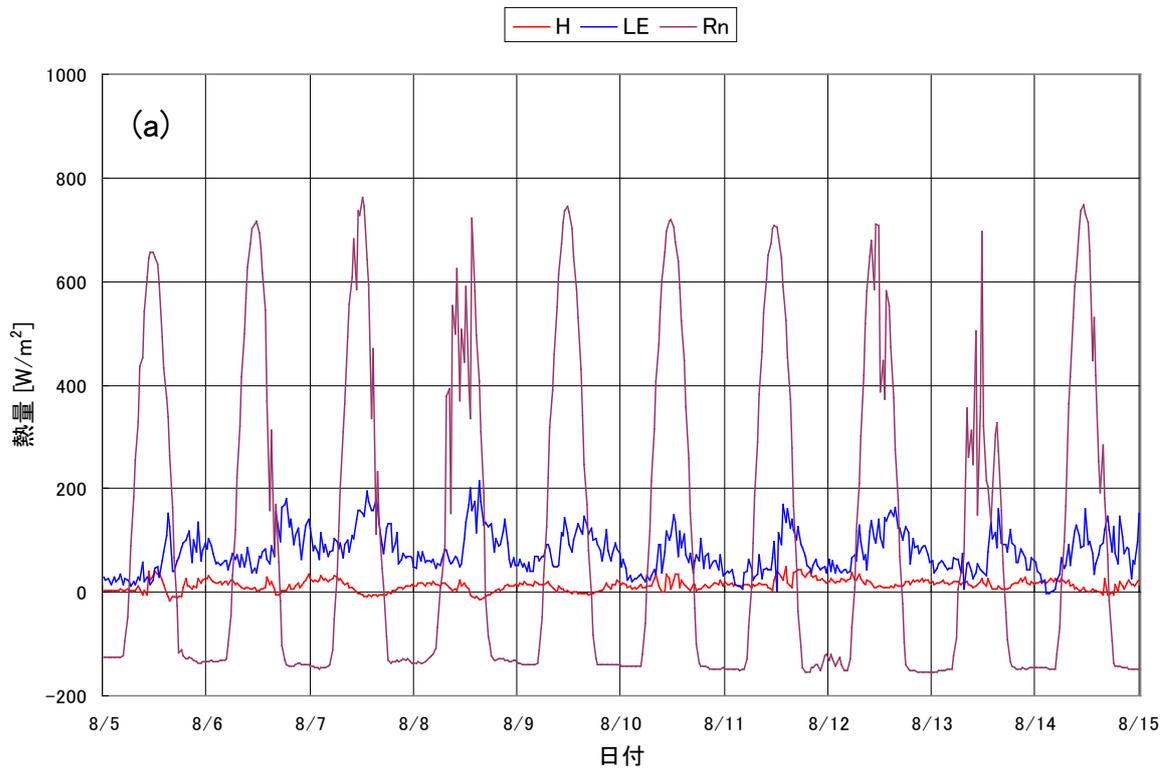


図 6.1 夏季と冬季における熱収支のちがい

(a) 8月5~14日 (b) 11月13~22日

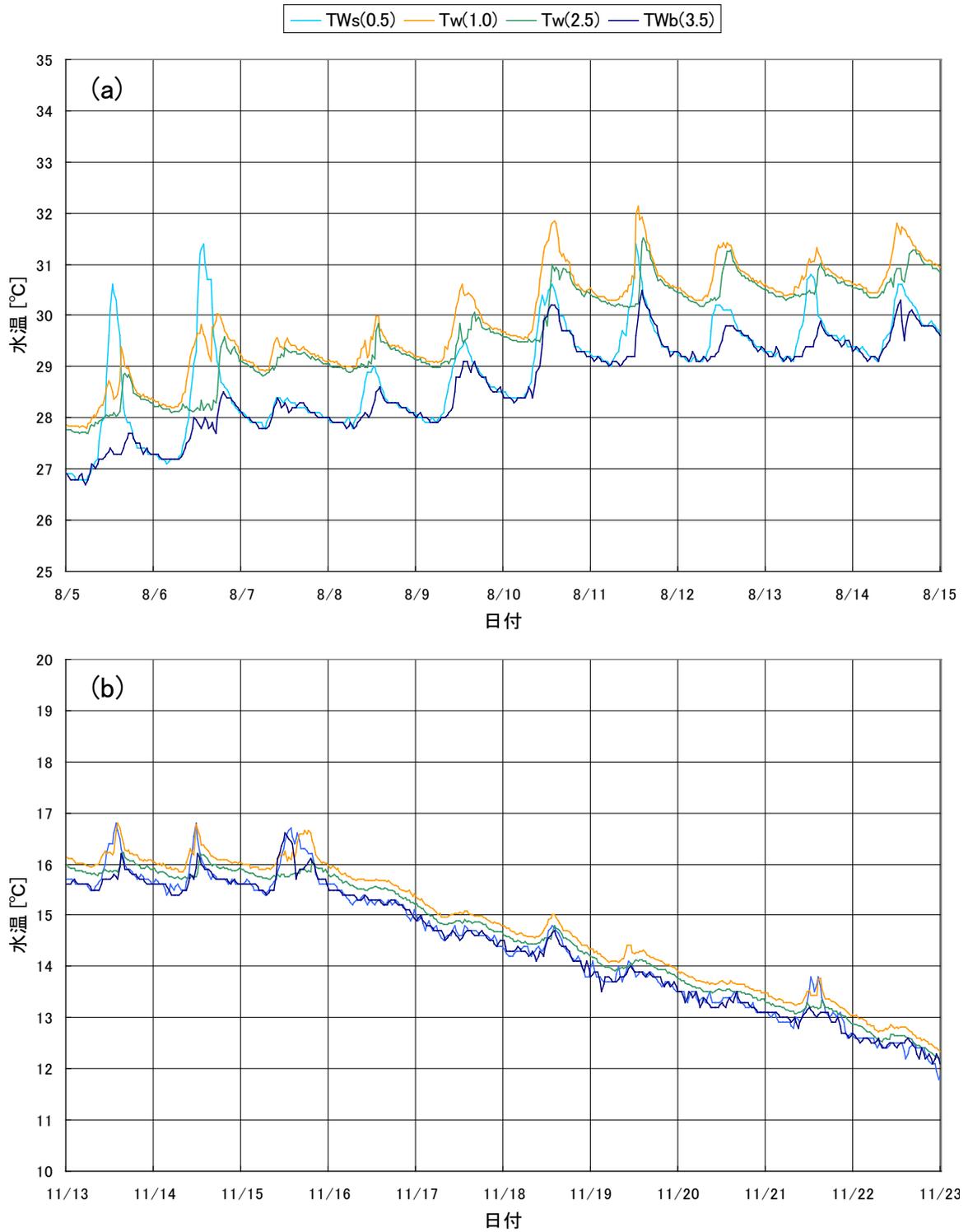


図 6.2 夏季と冬季における水温変化のちがい
 (凡例のカッコ内の数字は水深を示す.)
 (a) 8月5~14日 (b) 11月13~22日

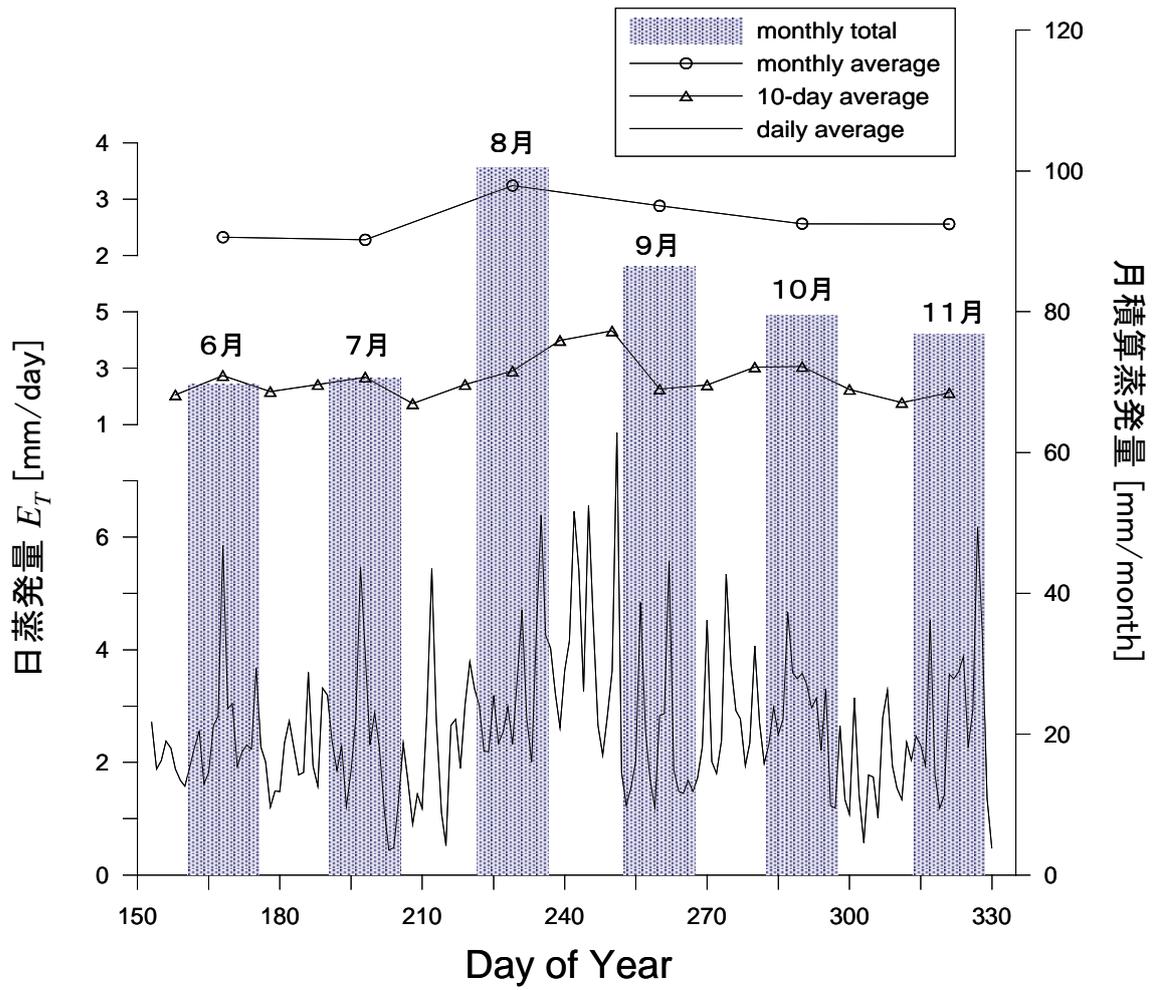


図 7.1 渦相関法での実測による日および月蒸発量の季節変化

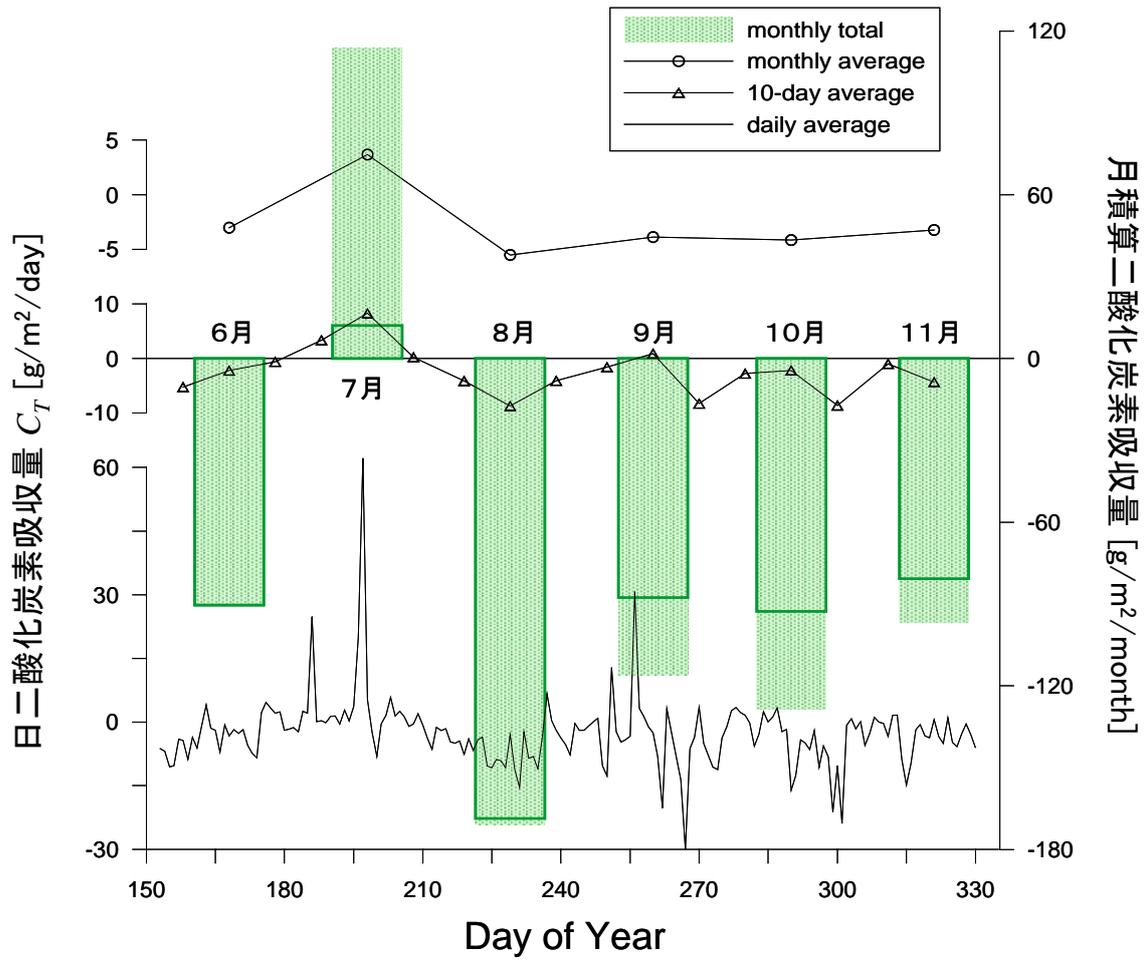


図 7.2 渦相関法での実測による日および月二酸化炭素吸収量の季節変化
(バルク式による誤差を修正した場合の月積算値を で示す.)

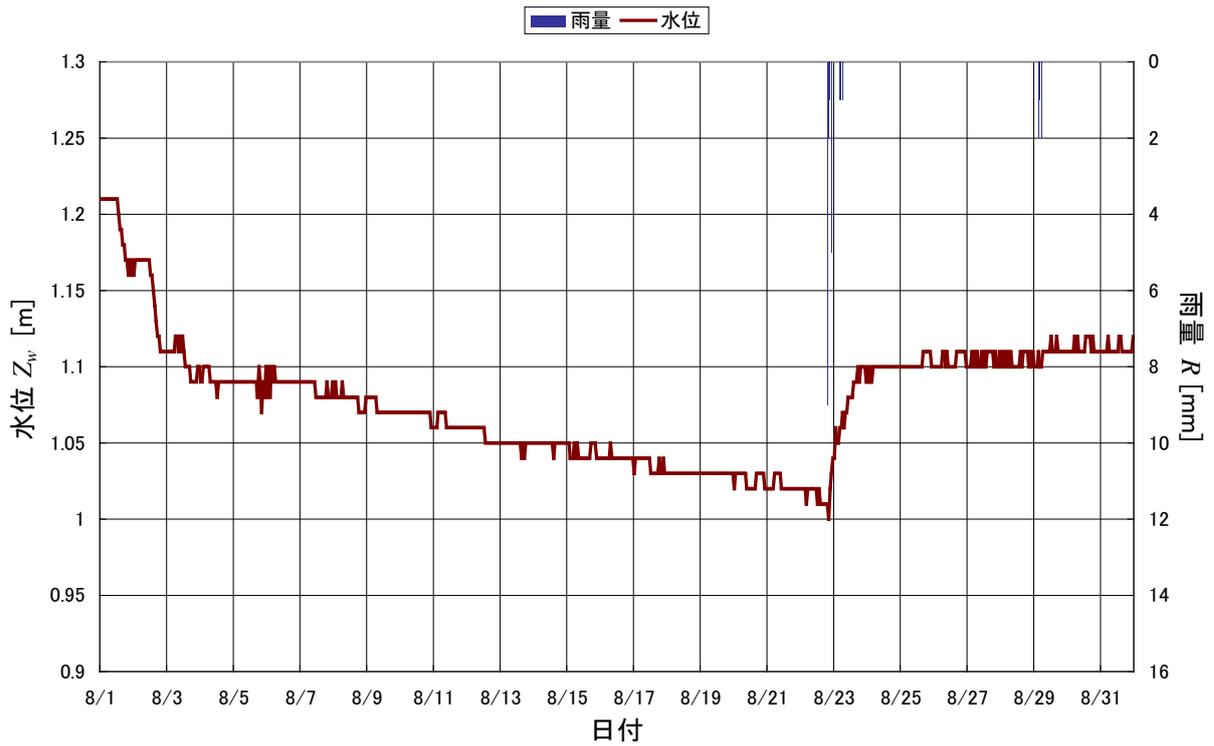


図 8.1 2007 年 8 月における雨量および湖水位の時間変化

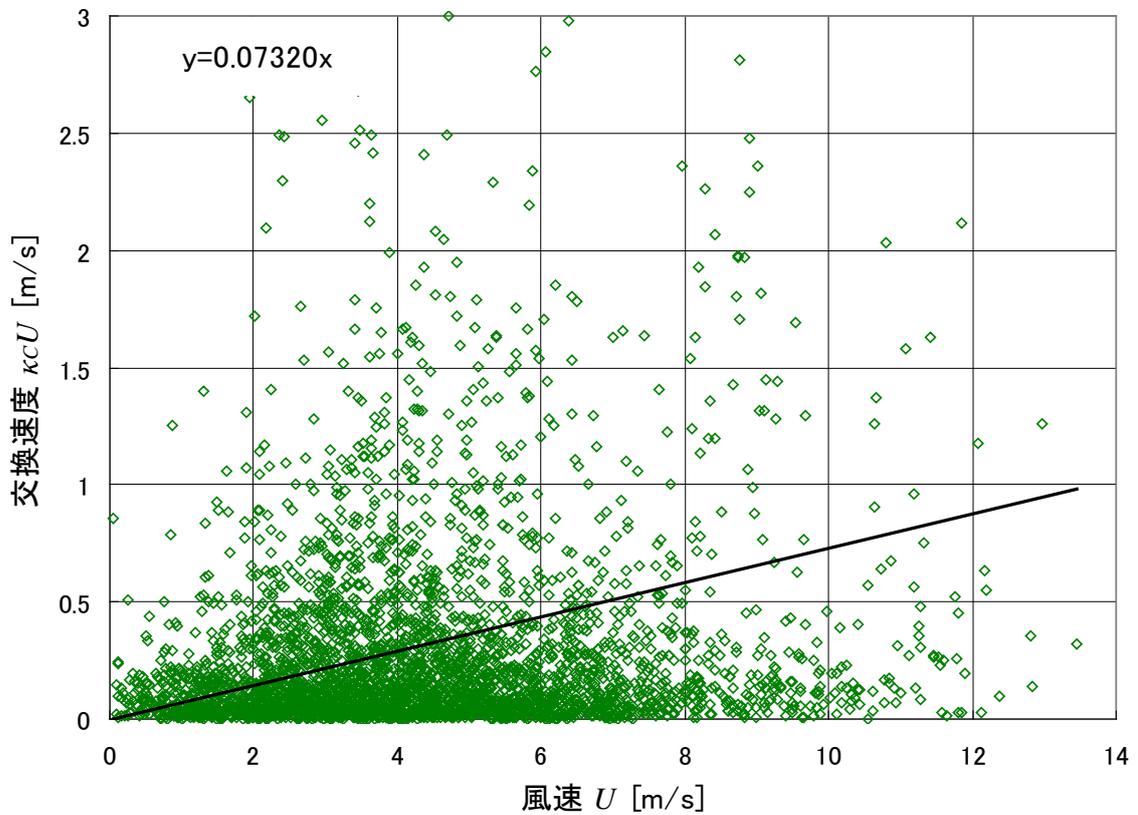


図 9.1 二酸化炭素フラックス交換速度と風速の関係

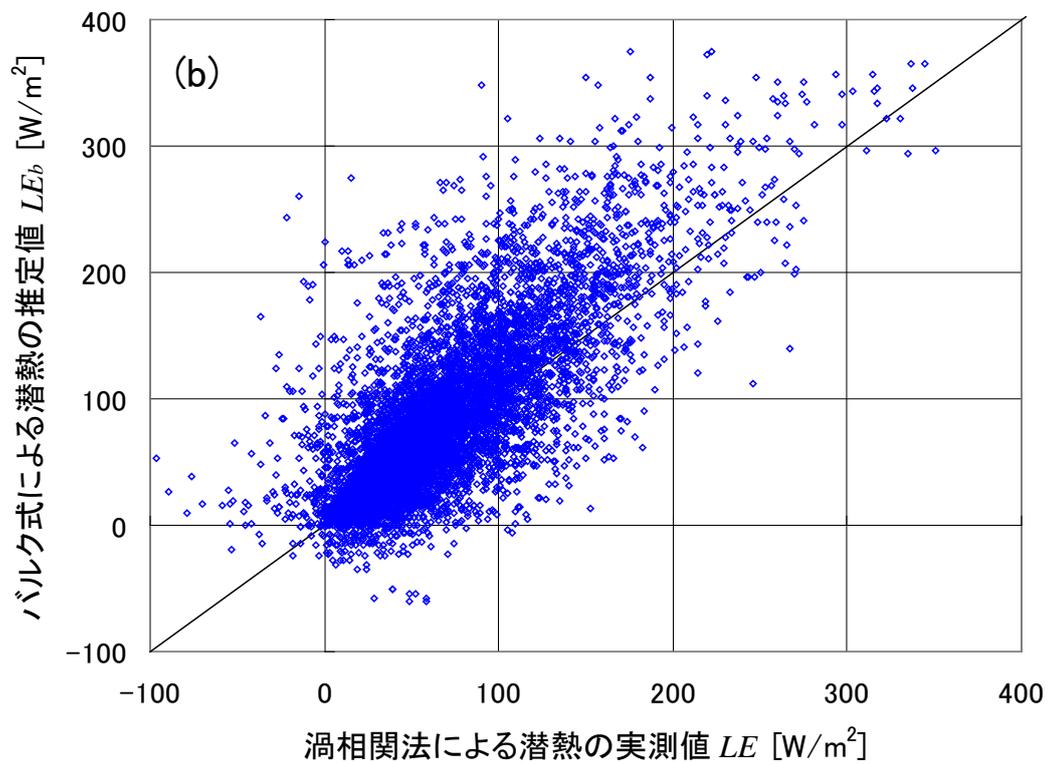
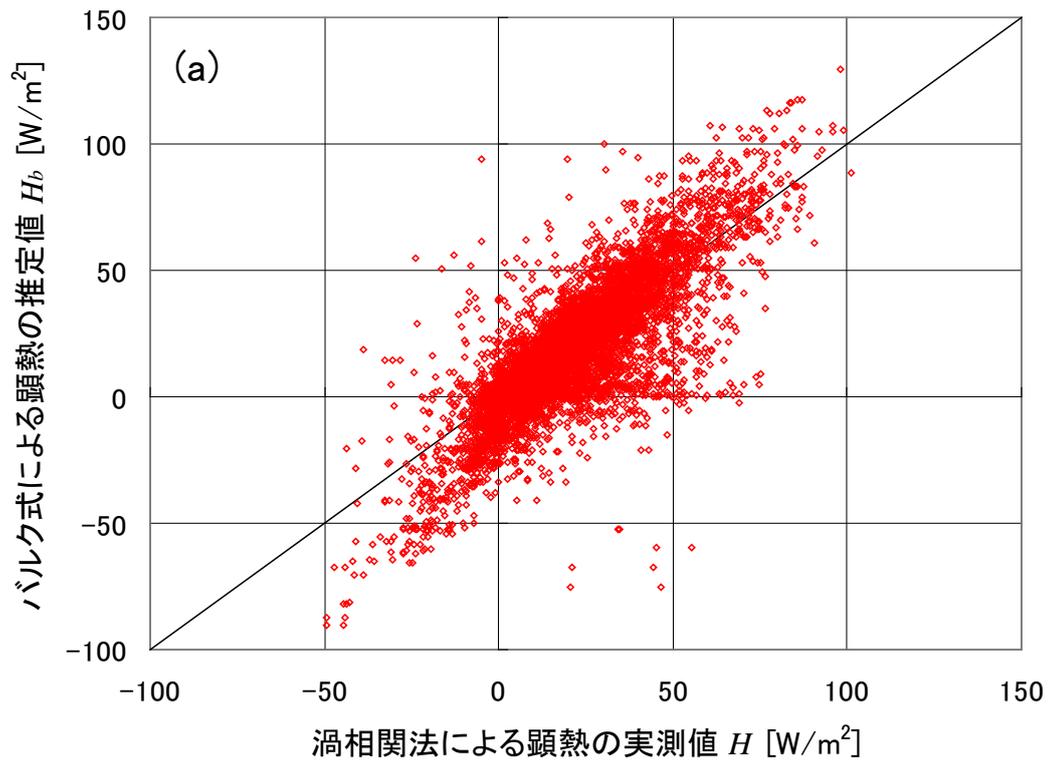


図 10.1 バルク式による推定値と渦相関法による実測値の比較

(a) 顕熱フラックス : $R^2=0.6554$, $\text{rms}=14.17$

(b) 潜熱フラックス : $R^2=0.5768$, $\text{rms}=46.75$

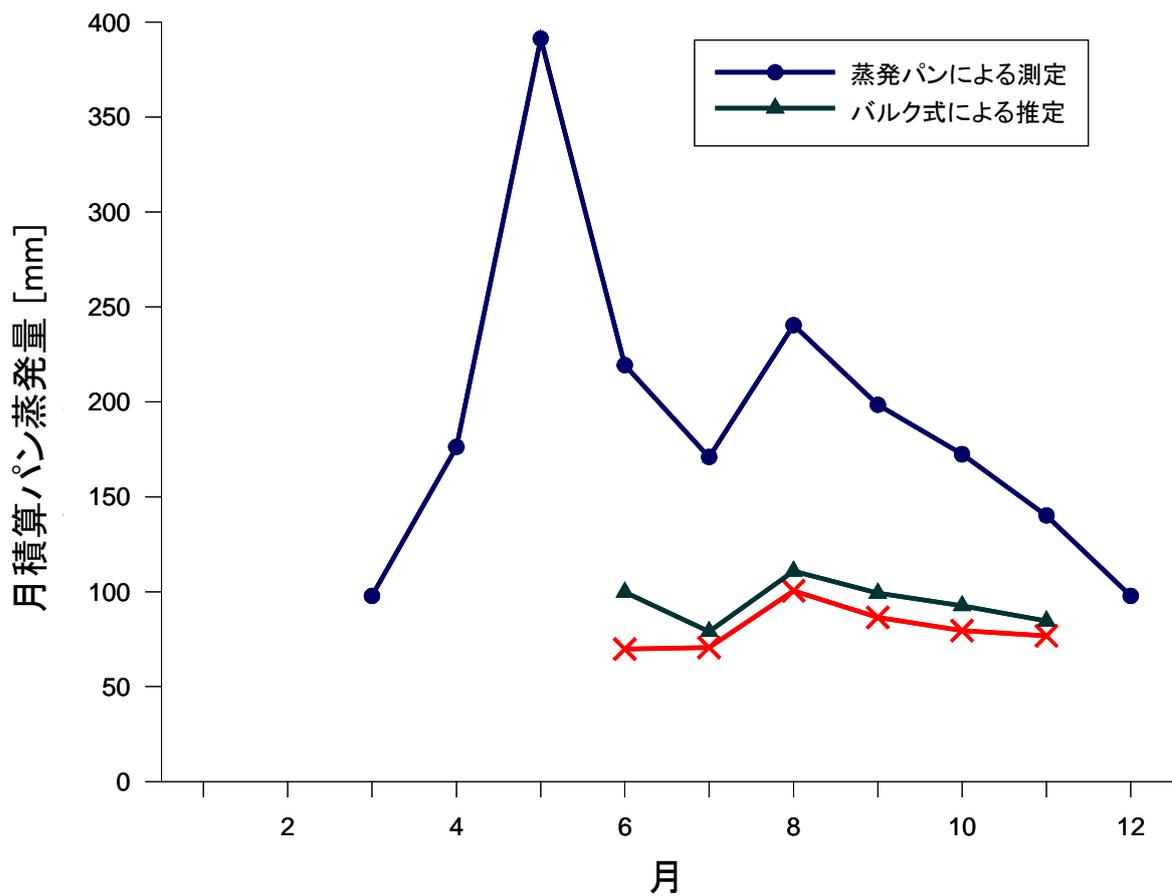


図 11.1 国土交通省データによる測定値および推定値との比較

(渦相関法による実測値を -x- で示す.)

(a) パン蒸発測定値 : $R^2=0.2925$, $rms=113.4$,

(b) バルク式推定値 $R^2=0.5498$, $rms=15.67$

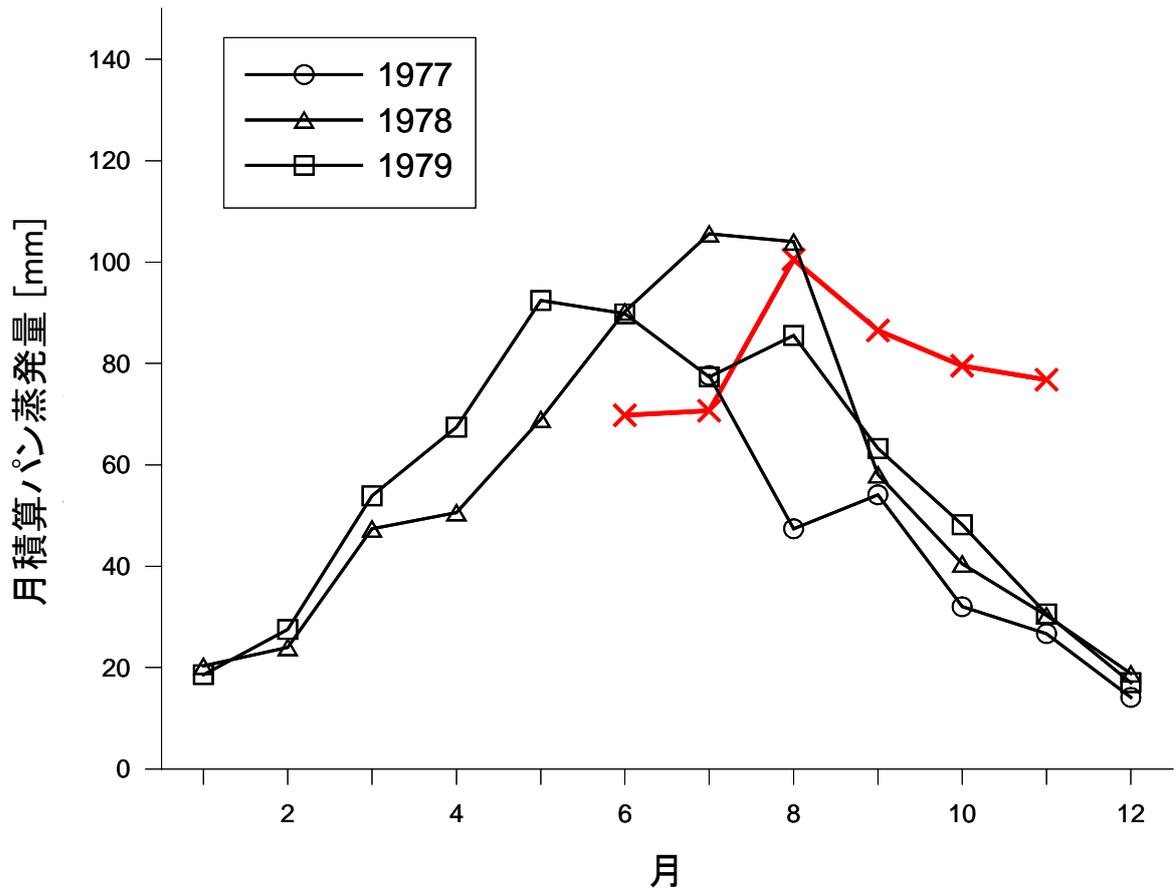


図 11.2 土屋ほか (1981) によるパン蒸発量からの推定値との比較
(2007 年の渦相関法による実測値を **—×—** で示す.)

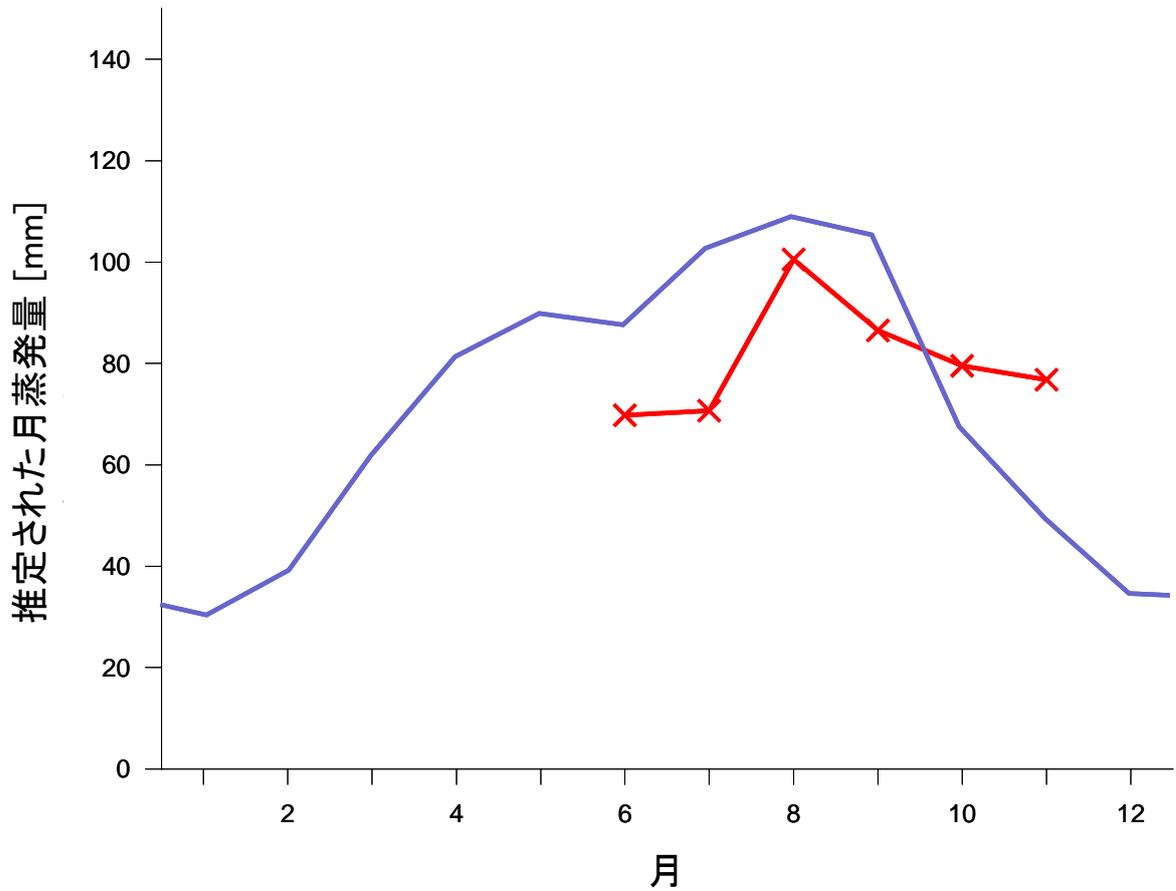


図 11.3 Yamamoto et al. (1972) の方法によって気象観測値から求めた推定値との比較 (気象観測値は 1961~64 年平均値. 2007 年の渦相関法による実測値を **-x-** で示す.)

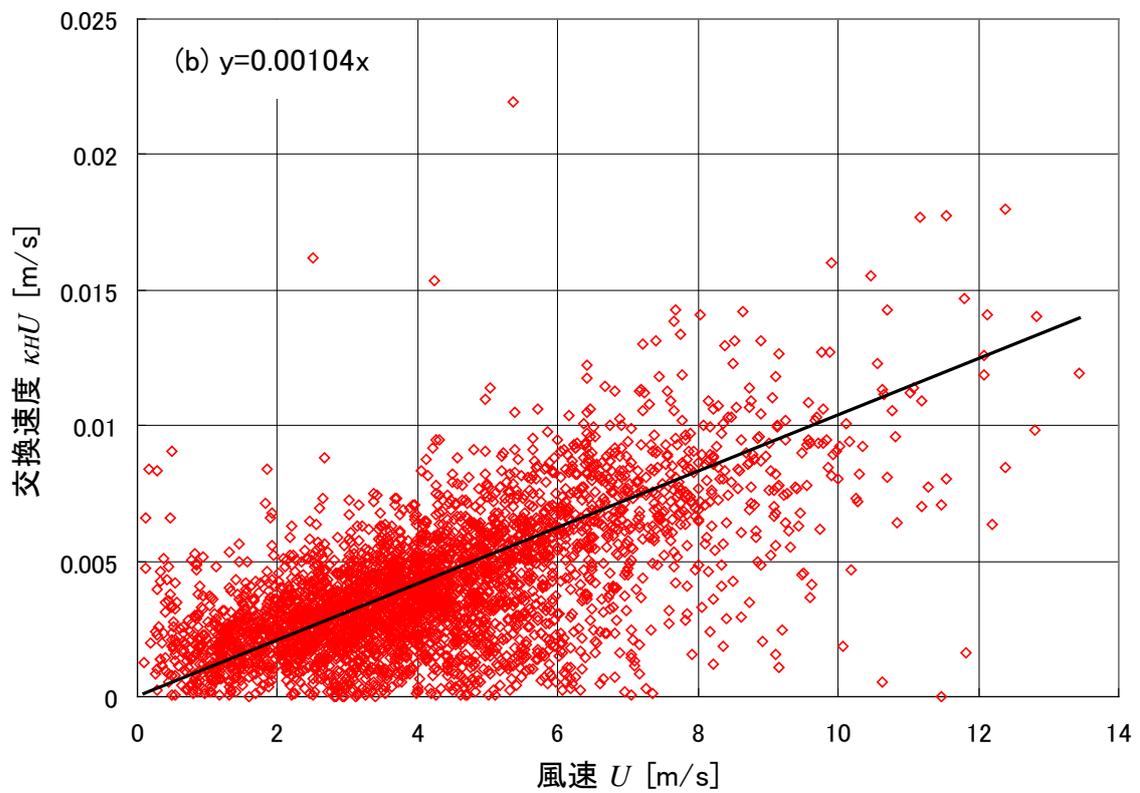
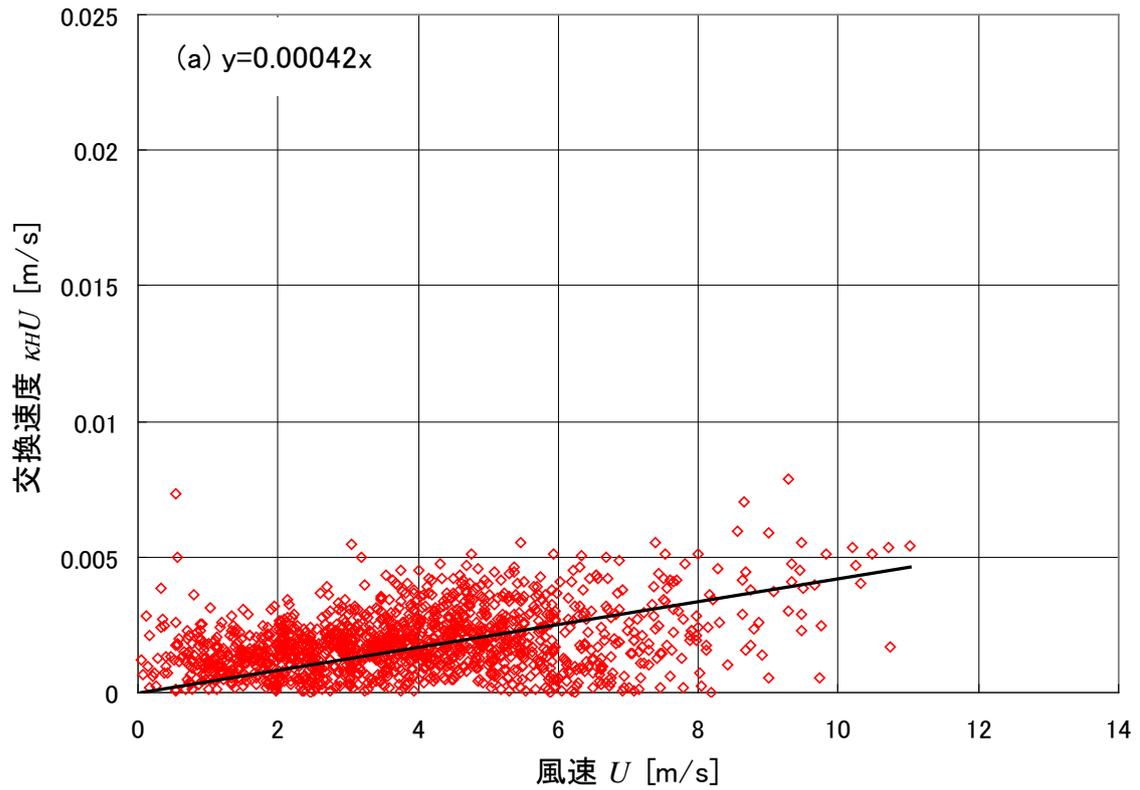


図 A-1 交換速度と風速の関係 (ただし、 $\kappa > 0$ のときに限る.)
 (a) 6~7月の顕熱フラックス, (b) 8~11月の顕熱フラックス

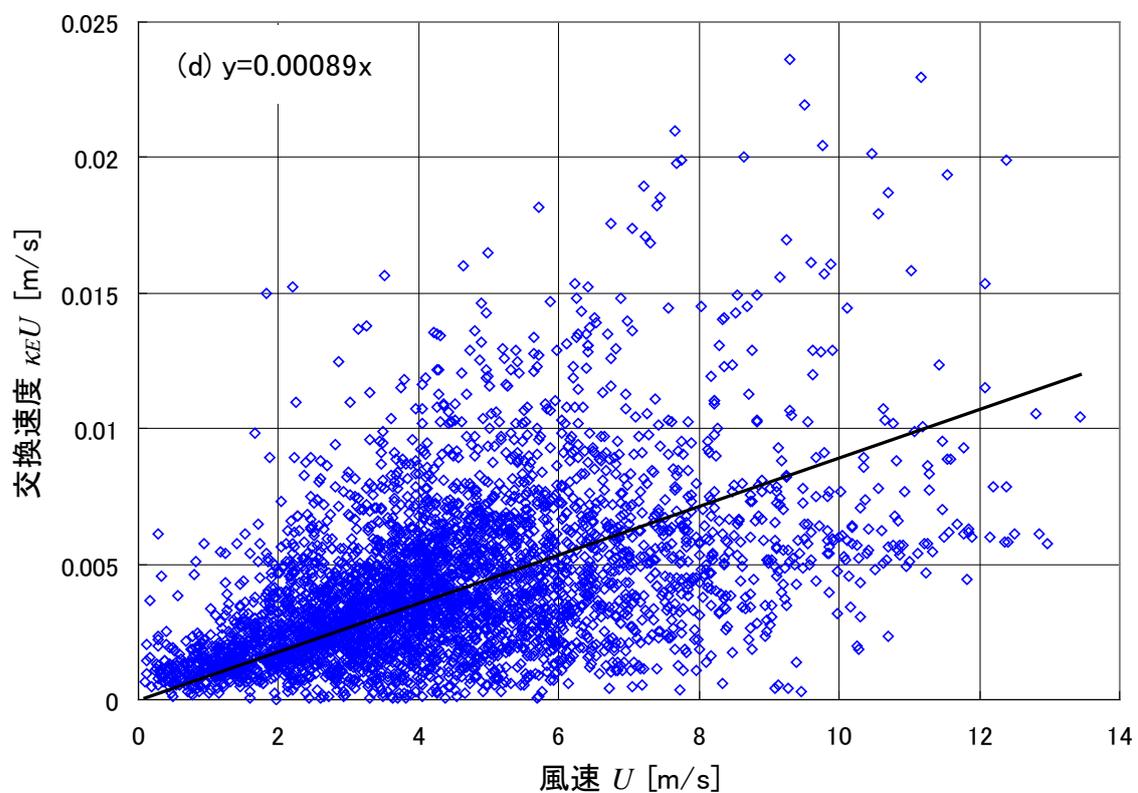
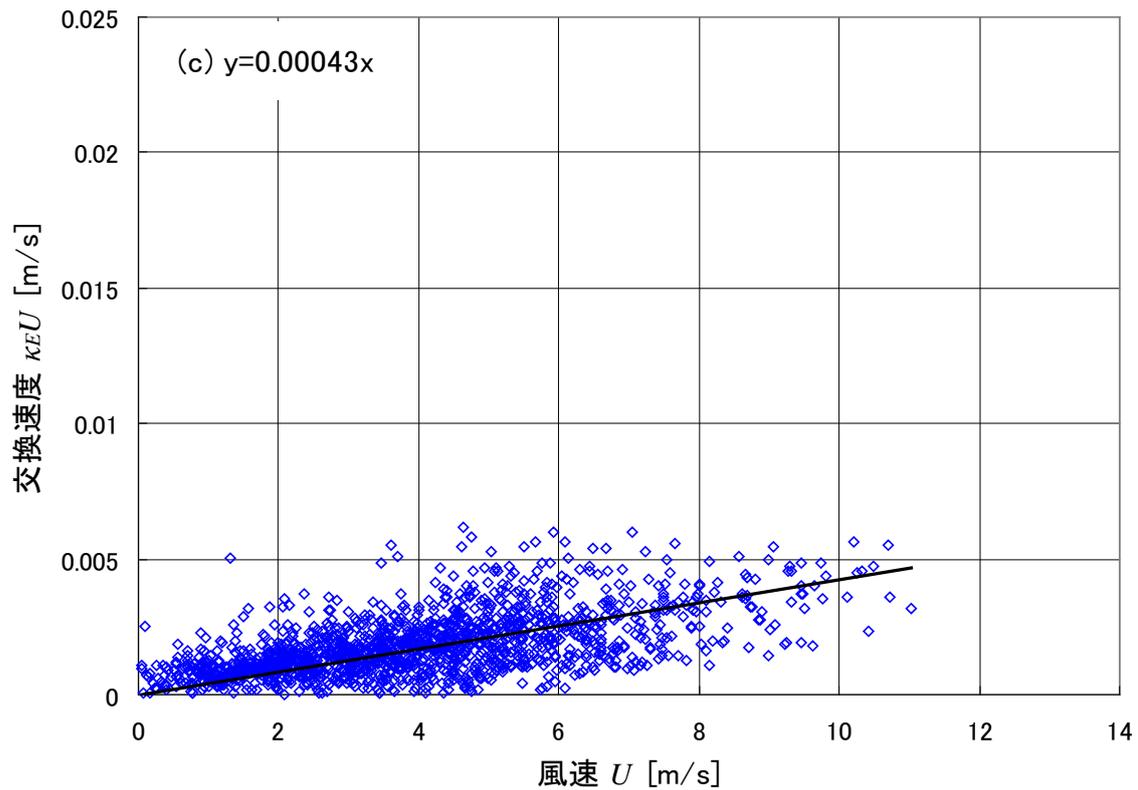


図 A-1 交換速度と風速の関係 (ただし、 $\kappa > 0$ のときに限る.)
 (c) 6~7月の潜熱フラックス, (d) 8~11月の潜熱フラックス

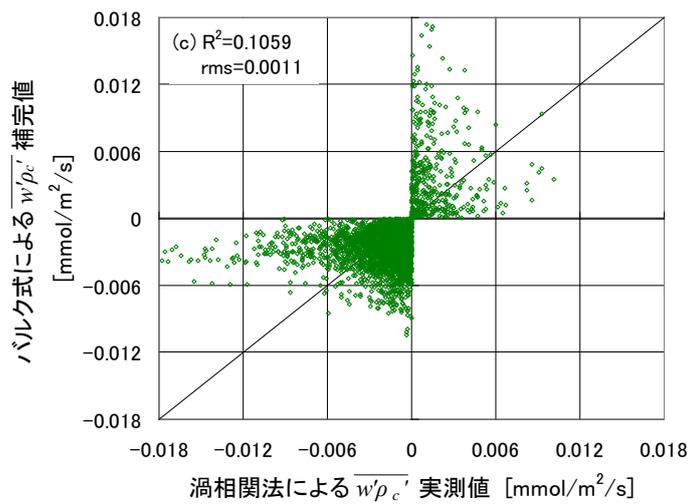
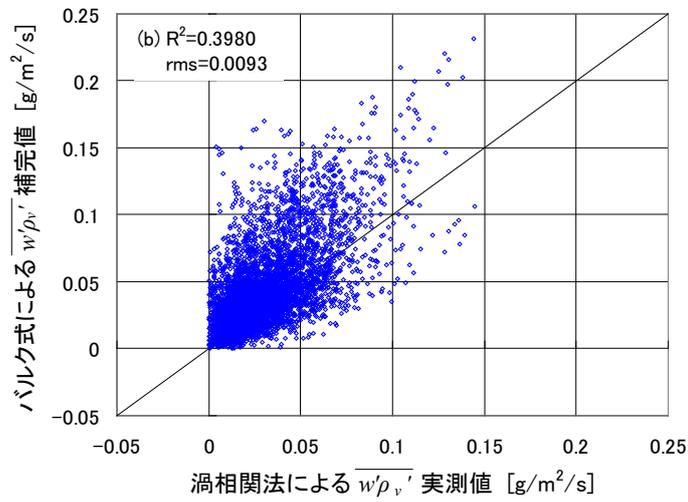
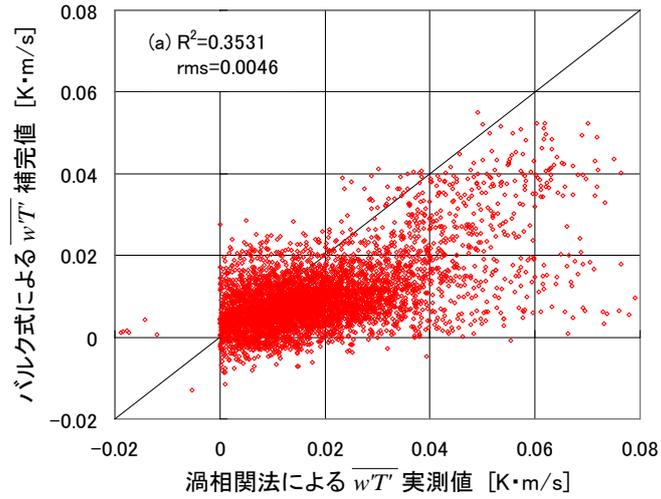


図 A-2 バルク式による補充値と渦相関法による実測値の比較
(ただし、 $\kappa > 0$ のときに限る.)

(a) 顕熱フラックス, (b) 顕熱フラックス, (c) 二酸化炭素フラックス

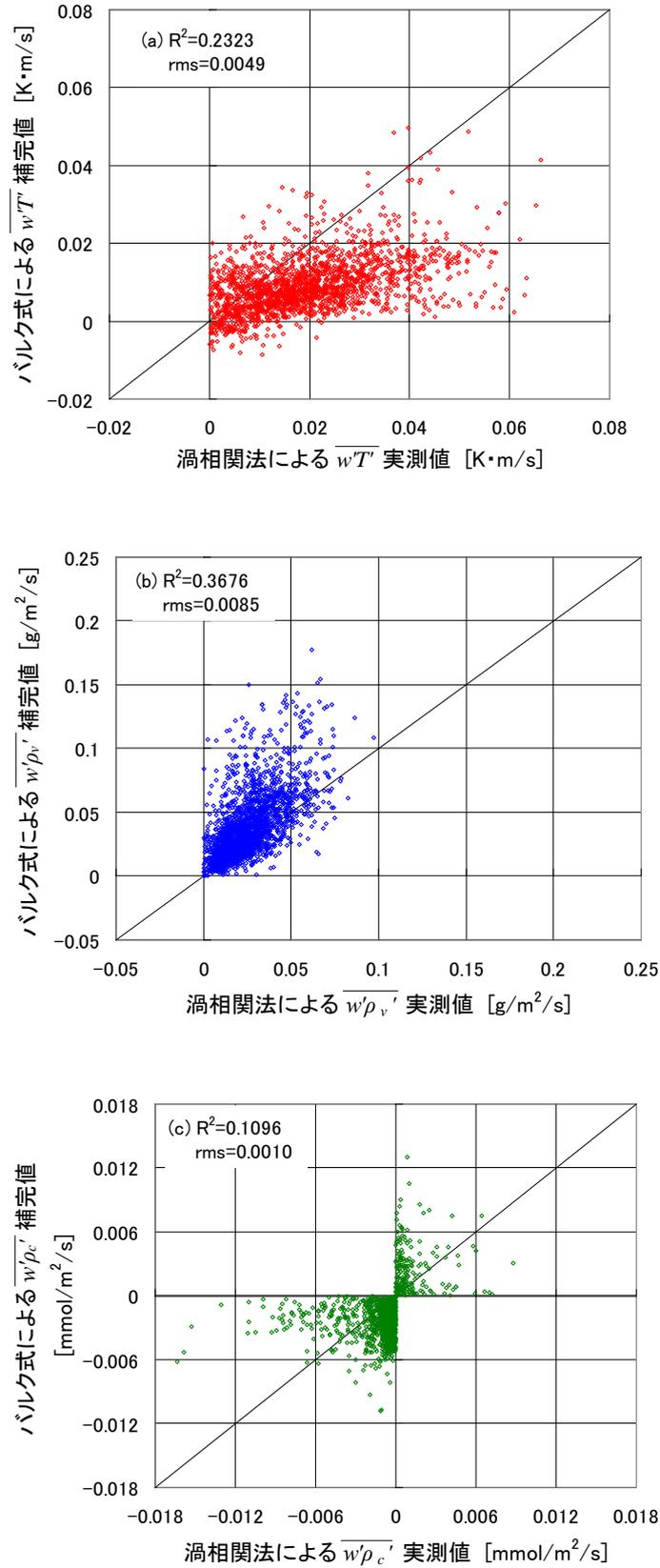


図 A-3 風向 65~155° の場合のバルク式による補完値と渦相関法による実測値の比較
(ただし、 $\kappa > 0$ のときに限る.)

(a) 顕熱フラックス, (b) 顕熱フラックス, (c) 二酸化炭素フラックス

表A-1 平均風速 U と温度差 $T_w - T_a$ による $\overline{w'\rho_c'}$ の補完値 [$\times 10^{-3}\text{mmol/m}^2/\text{s}$]

	平均風速 U [m/s]											
	0~	1~	2~	3~	4~	5~	6~	7~	8~	9~	10~	
温度差 $T_w - T_a$ [°C]	~-3	-0.372	-0.417	-0.676	-0.722	-0.805	-0.681	-0.739	-0.914	-1.357	-1.255	-1.184
	-3~	-0.349	-0.394	-0.654	-0.699	-0.783	-0.659	-0.717	-0.892	-1.334	-1.233	-1.161
	-2~	-0.422	-0.467	-0.727	-0.772	-0.856	-0.731	-0.790	-0.964	-1.407	-1.306	-1.234
	-1~	-0.324	-0.369	-0.628	-0.674	-0.757	-0.633	-0.691	-0.866	-1.309	-1.207	-1.136
	0~	-0.299	-0.344	-0.604	-0.649	-0.733	-0.608	-0.667	-0.842	-1.284	-1.183	-1.111
	1~	-0.453	-0.498	-0.757	-0.803	-0.886	-0.762	-0.820	-0.995	-1.438	-1.336	-1.265
	2~	-0.469	-0.514	-0.773	-0.819	-0.902	-0.778	-0.836	-1.011	-1.454	-1.352	-1.281
	3~	-0.659	-0.703	-0.963	-1.009	-1.092	-0.968	-1.026	-1.201	-1.644	-1.542	-1.471
	4~	-0.667	-0.712	-0.971	-1.017	-1.100	-0.976	-1.034	-1.209	-1.652	-1.550	-1.479
	5~	-1.746	-1.791	-2.050	-2.096	-2.179	-2.055	-2.113	-2.288	-2.731	-2.629	-2.558
	6~	-1.217	-1.262	-1.521	-1.567	-1.650	-1.526	-1.584	-1.759	-2.202	-2.100	-2.029

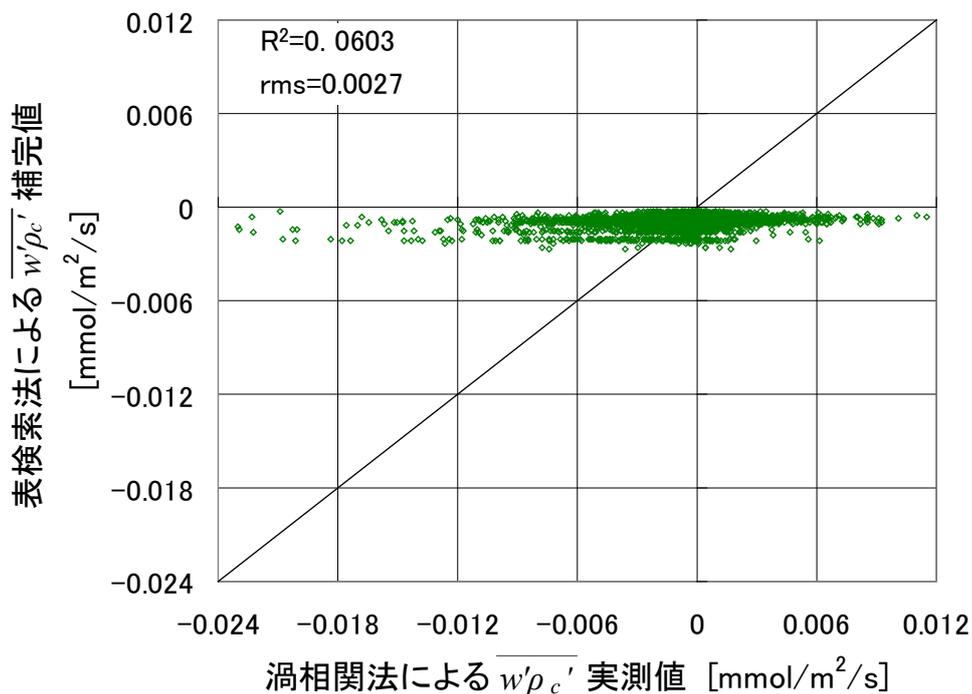


図 A-4 表検索法による補完値と渦相関法による実測値の比較
(ただし、 $\kappa_c > 0$ のときに限る.)