

1. 研究成果

八浜農場での熱収支

楊冬梅 (岡山大学大学院自然科学研究科)

岩田 徹・三浦健志 (岡山大学環境理工学部)

はじめに

太陽から地表面に与えられた熱エネルギーは、顕熱や潜熱に変換されるが、地表面の種類や状態によってその配分比率が変わり、大気に及ぼす効果は異なる。従来から、いろいろな地表面において熱収支に関する研究が行われており、裸地面ではその収支は釣り合っているとされている (例えば、古藤田, 1984; 近藤, 1995; Seo, 1958)。しかし、森林などの複雑地形上で渦相関法を用いた測定では熱収支が閉じないと指摘されている (Finnigan *et al.*, 2003)。我々の研究目的は、裸地と森林の中間的な粗度面である水稲群落圃場での熱収支を明らかにすることである。特に、圃場の土壌及び灌漑水の貯熱量に注目し解析を行った。

観測場所

観測は岡山大学農学部附属八浜農場 (34°32' N, 133°56' E) で行った。八浜農場は、岡山市の南方約 20km, 岡山県玉野市の児島湾干拓地にあり、面積は約 300×300m²である。周辺は、私有地であるが、同じような水田が広がっている。卓越風の風向は夏には南東～南西、冬には北西であり、最短の吹送距離は南方向で約500mである。

熱収支に関する観測項目は下表の通り。風速、気温、水蒸気、二酸化炭素などの変動信号は10Hzでサンプリングし、ハードディスクに記録。純放射、気温、地中温度、地中熱流量、水温などの信号は30秒毎にサンプリングし、ハードディスクに記録。顕熱、潜熱、その他の気象要素等は30分平均値に統一した。

	観測要素等	サンプリングレイト
変動成分	風速, 気温, 二酸化炭素, 水蒸気	0.1 sec
平均成分	純放射, 地中熱流量, 気温 地中温度 (1, 5, 10, 20, 50cm) 水温 (5cm)	30 sec

熱収支解析方法

地表層の熱収支はエネルギー保存則により、次のように表される。

$$NR = H + LE + G$$

ここで、NRは純放射、Hは顕熱フラックス、LEは潜熱フラックス、Gは貯熱変化量である。顕熱と潜熱のフラックスは渦相関法によって測定した。

今回の研究で最も留意した貯熱変化量の求め方を

述べる。貯熱変化量Gは次式で表される。

$$G = G_s + G_w + G_p$$

ただし、G_sは土壌の貯熱変化量、G_wは水田灌漑水の貯熱変化量、G_pは植物群落の貯熱変化量である。今回は、次のような検討結果をふまえて、このG_pの影響を無視した。G_pは、畦間気層の平均気温をθ、その層の平均比熱をC_p、平均質量をmとすれば、G_p = C_p m dθ / dt で評価される。θとして畦間

中0.5mの高さの気温を使って $d\theta/dt$ を観測値より求める。 $C_p m$ の値は水稻体の比熱と密度で決まる。水稻水分を80%, 実際的水稻植栽密度を考慮すれば, 八浜農場の水稻群落の8~9月の $C_p m$ は約 $8 \times 10^3 \text{ J deg}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 程度である。これに畦間気温の $d\theta/dt$ 値を掛けると, G_p は最大でも約 4 Wm^{-2} であり, G_s , G_w に比べると小さい。この結果は, Seo (1958)の報告と同じ内容である。

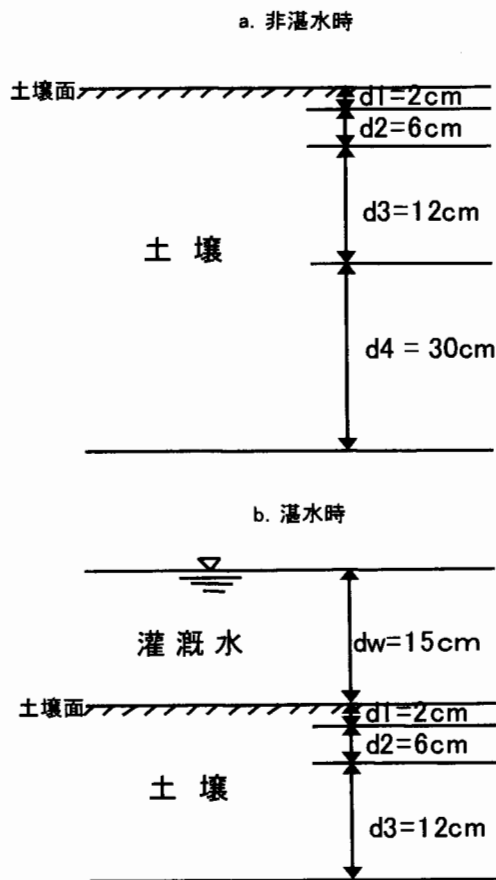


図1 貯熱量算出モデル

土壤温度の日変化が 1°C 以下になる深さは, 灌漑水の有無で異なった。灌漑水がない場合には約50cm, 灌漑水がある場合には約20cmであった。灌漑水がない場合 (図1 a)について G_s の計算法を示す。深さ50cmまでの土層をd1からd4までの4層分ける。 G_s は次式で求まる。

$$G_s = \sum C_{s_i} \rho_{s_i} d_{s_i} \Delta T_{s_i} / \Delta t$$

ここで, C_s は比熱, ρ_s は密度, d_s は土層の深さ, $\Delta T_s / \Delta t$ は単位時間の温度変化である。実際に G_s を計算するには, C_s と ρ_s は全層で同じとし, 温度

は各層の中間部分の実測値を用いた。

また, 灌漑水がある場合には図1 bのように土層はd1, d2, d3の3層にし, 次式で算出する灌漑水の貯熱量 G_w を G_s に加えて G とした。

$$G_w = C_w \rho_w d_w \Delta T_w / \Delta t$$

水田での熱収支の結果及び考察

1) 灌漑水のない場合

灌漑水のない日の例として, 水稻の生育が最も旺盛な時期である2002年8月4~6日を選んだ。 H , LE , G_s を計算し, 図2に示す。 G_s の最大値は約 300 Wm^{-2} , H の最大値は約 50 Wm^{-2} である。それらに比べると, LE は大きく, 最大値は約 500 Wm^{-2} に達している。

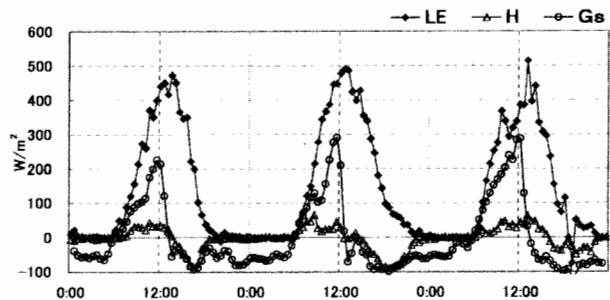


図2 灌漑水のない日の H, LE, G_s (8月4~6日)

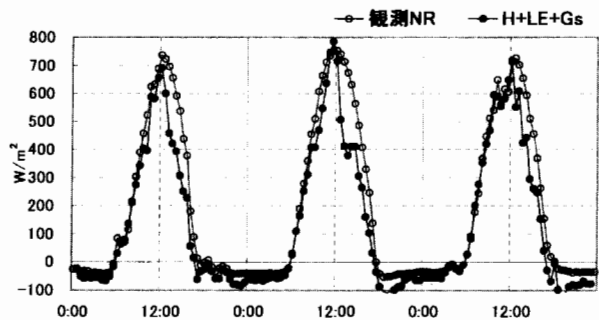


図3 灌漑水のない日のNRと $H+LE+G_s$ (8月4~6日)

H , LE と G_s の合計値とNRとの比較を図3に示す。午前中, H , LE と G_s の合計値はNRと比較的によく一致しているが, 午後の H , LE と G_s の合計値はNRより小さい。特に, 午後の G_s の低下が著しい。これは, 観測期間中の圃場は湛水状態ではなかったが, 土壤水分が十分あったため土壤中の熱伝導が良好で土壤各層の温度変化の位相差が小さかったことが原因であると思われる。また, 水田観測では14時頃か

ら H が負になるが、このことも午後の H , LE と G_s の合計値を低くする要因である。

2) 灌漑水のある場合

灌漑水の有る日の例として、2002年9月3～5日の結果を示す。水田には深さ約15cmの灌漑水が存在していた。 LE の最大値は約400 W/m^2 であり、 G_w の最大値は約150 W/m^2 であり、 G_s の最大値は約45 W/m^2 である(図4)。伝導熱の大部分は灌漑水の層に吸収されている。灌漑水貯熱変化量の最大値は土壌貯熱変化量の約3倍である。

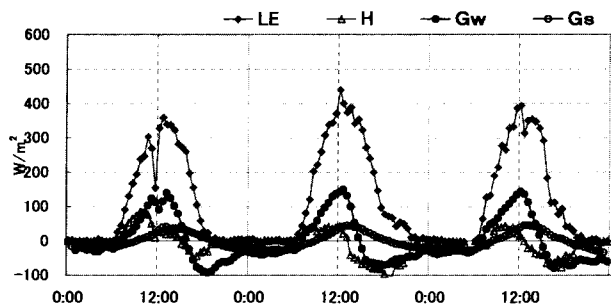


図4 灌漑水のある日の H, LE, G_s, G_w (9月3～5日)

NR と H, LE, G_w, G_s の合計値の比較を図5に示す。 G_w は12時以後で低下しているが、 G_s は13時から14時にピークを示すために、 H, LE, G_w, G_s の合計値は NR の約85%であるが、日変化傾向はよく似ている。今回、観測データに制限されたため、土壌表面から5cmの水温データのみを用いて灌漑水を1層として貯熱量を計算したが、灌漑水の水深が15cmあるため、灌漑水を2層(上5cm, 下10cm)として計算すると、精度を一層上げることが可能であろう。

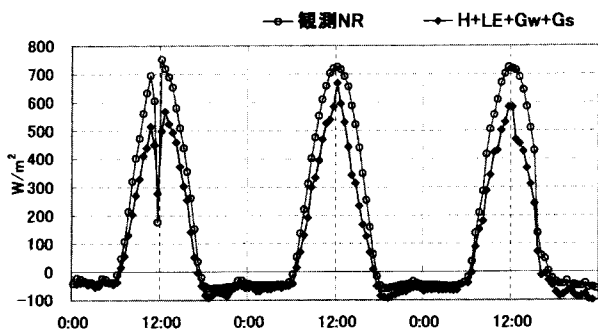


図5 灌漑水のある日の NR と $H+LE+G_w+G_s$ (9月3～5日)

今回の一連の熱収支問題を検討する過程において、熱収支が閉じない原因は、純放射計の測定感度に問題があるのかも知れない、という疑念が生じた。

例えば、Stull (1991) が提案している関係式を使って、八浜における晴天(雲量ゼロ)条件下での最大の NR を計算し、12時における NR の計算値と実測値をまとめると下のようになる。

	実測値	計算値
8月5日	760 Wm^{-2}	729 Wm^{-2}
9月5日	730	654

NR の実測値は、熱支出各項の合計値より8月の場合は約5%、9月の場合は約10%大きい。もし、実測の NR 値をこの割合だけ小さくすれば、熱収支のインバランス問題は大きく改善されることになる。

おわりに

水稲生長期における水田での熱収支を明らかにすることを目的として、土壌及び灌漑水の貯熱量に注目し解析を行った。得られた成果は下の通りである。

- 1) 水田での熱収支の各項を測定した。午前中の NR 値は H, LE と G の和と一致したが、午後は熱収支各項の合計値は NR より小さかった。 H と G の急低下が主な原因である。特に、午後の G の値を大きくする要素を明らかにすることが必要である。また、灌漑水のある場合、灌漑水を2層に分けたモデルを採用すれば、モデル予測値の精度を上げることが可能であろう。
- 2) 提案したモデルはまだ改善すべき問題を含んでいるが、実用的なものであると考えている。モデルの精度を上げるには、比熱の鉛直分布の正しい測定に基づいた土壌貯熱量、灌漑水の温度分布を考慮した貯熱量、植物群落による貯熱量等を考慮する必要がある。
- 3) 熱収支インバランス問題を検討する場合、最も基本的な測定器である、純放射計の測定感度を再検査する必要がある。

最後になりましたが、快く観測圃場の使用を許して下さった八浜農場の多田正人主任に感謝します。

参考文献

古藤田一雄, 1984: 草地の熱収支と蒸発散, 地理学

評論 (第57巻第9号), 611-625.

近藤純正, 1995: 水環境の気象学, 朝倉書店, 150-160pp, 174-175.

Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R. and Cleugh, H. A. 2003: A reevaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorol.* 107, 1-48.

Seo T. 1958: A microclimatological study of thermal exchange at the earth's surface (II). *Research Report of the Kochi University*, Vol. 7, No.21, 1-39.

Stull, R. B. 1991: An introduction to boundary layer meteorology, 251-294.