

## 草地における地表面熱収支の季節変化及び植生の影響

甲斐智博\*・萩野谷成徳\*\*

### 要旨

本研究では、茨城県つくば市の気象研究所露場において常時実施している野外観測のデータを用いて草地上の地表面熱収支の解析を行った。期間は2003年から2012年までの10年間である。

顕熱輸送量と潜熱輸送量の比（顕熱輸送量/潜熱輸送量＝ボーエン比， $B$ ）について調べた。この地点は寒候期のほとんどの期間において顕熱輸送量が潜熱輸送量を上回った（ $B > 1$ ）。春先に潜熱輸送量が増加し始めて、暖候期には潜熱輸送量が上回った（ $B < 1$ ）。草地上の地表面熱収支が気象条件の他に地表面条件、すなわち、地表面の湿り具合及び植物の蒸散活動に依存することを調べるため、暖候期のデータを除草前後に分けて解析し、植物活動が地表面熱収支に大きな影響を与えていることを示す結果を得た。

### 1. はじめに

地表面の熱収支について、正味放射量の大部分は潜熱輸送量と顕熱輸送量に配分されるため、これらの量を精度良く測定してその性質を明らかにすることは、熱収支を考える上で非常に重要である。過去の研究において、さまざまな陸面（裸地面、森林、草地など）で野外観測が実施されている（例えば、Tanaka *et al.* 2001；Yamazaki *et al.* 2004；Beyrich and Mengelkamp 2006；Oncley *et al.* 2007）。これらの観測により日変化、季節変化の特徴が明らかになってきた。しかしながら、観測機器の維持管理等の問題から、数年に渡る長期的な野外観測を行いデータ解析した例は少ない。そこで、本論文では気象研究所露場で定常的に実施している野外観測で得られた過去10年間のデータを解析し、草地上の地表面の熱収支について議論する。

一般に、植物の密度が高いような草地上の熱収支で

は、正味放射量の多くは潜熱輸送量に配分されることが確かめられている（例えば、Harding and Lloyd 2008）。この理由として、植生があるような地域では、十分植物が成長出来る程度に降水量が多いため地表面が十分湿っていること、さらに植物の蒸散作用により水蒸気が大気に供給されることが考えられる。但し、寒候期には植生活動が休止または不活発になるため潜熱輸送量は減ると予想される。しかしながら寒候期における草地の解析例は少なく適切な議論をするためにはより多くの解析結果が必要である。そこで本論文では寒候期を含む年間を通した熱収支の季節変化を示す。

気象研究所露場では適切な観測環境を維持するため、定期的に除草が実施されている。特に暖候期のように植生活動が活発な時期には除草前後で地表面の様子が大きく変化するため、植物の有無が熱収支に与える影響を見積もることが出来る。本研究では植生活動が熱収支に与える影響について詳細な議論をするため、暖候期のデータを除草前後に分け、地表面における空気力学的粗度や蒸発量について解析した。

\* 気象研究所（現：高層気象台）。

\*\*（連絡責任著者）気象研究所。  
shaginoy@mri-jma.go.jp

—2014年4月8日受領—

—2014年7月1日受理—

### 2. 観測環境及び観測要素

野外観測は茨城県つくば市の気象研究所露場内（北

緯36.05°，東経140.13°）で実施している（第1図）。この地域の年平均気温及び年降水量の年値はそれぞれ



第1図 気象研究所露場の写真。南方向を望む。中央やや左側に見えるのが高度7.5 mの風速計，その左隣は温度差・湿度差の測定装置。

第1表 除草実施日。

年	除草日
2003	6/10, 7/22, 10/31
2004	6/22, 9/8, 11/17
2005	6/28, 10/07, 12/16
2006	8/11, 11/13
2007	7/31, 10/31
2008	7/23, 11/13
2009	6/19, 7/16, 11/9
2010	6/24, 9/21
2011	7/15, 9/29
2012	7/24, 9/26, 11/12

第2表 観測要素。

観測要素	センサ（メーカー）	測定高度または深度
気温	白金測温抵抗体（VAISALA HMP45D）	0.4 m, 2.5 m
相対湿度	高分子薄膜センサ（VAISALA HMP45D）	0.4 m, 2.5 m
水平風速	風車型風向風速計（Young YG-5103），3杯式風速計（YG-3102）	7.5 m, 2.0 m（風車型） 1.0 m（3杯式）
正味放射量	正味放射計（REBS Q*7, Kipp&Zonen CNR1）	1.6 m
地中熱流量	地中熱流板（EKO CN-81, MF-81, MF-180M, REBS PHF-01）	0.02 m より浅い地中
地表面温度	放射温度計（TASCO THI-303N）	0 m
雨量	0.5 mm 転倒ます式雨量計（OTA 34T）	0.5 m（受水口面）

れ，13.8°C及び1283 mmである。年間を通して少なくとも月降水量が数十 mm 程度あり，暖候期（4月～11月）積算雨量は1045 mm で年降水量の約80%を占める。なお本論文では暖候期を4月～11月，寒候期を1月～3月及び12月として扱う。

露場は草地になっており第1表で示す通り年に2～3回の除草を実施している。夏の植生活動が盛んな時期で除草前には草丈が高いところで1 m程度に達する。また11月，12月頃に行う除草のため，寒候期は高さ数 cm の枯草で覆われた状態になり植生活動はほとんどない。

本論文で使用するデータを第2表に示す。温度計と湿度計はステンレス製の通風筒に収納して強制通風を行った。地表面温度は植生を含む放射温度を計測した。各要素の観測値の1時間平均値または日平均値を基本データとして利用する。半月平均値等，より長期間の平均値はこれらの基本データを単純平均することにより求める。

### 3. 解析方法

#### 3.1 ポーエン比法

顕熱輸送量と潜熱輸送量は，主にポーエン比法（近藤 1994）を用いて求める。ポーエン比  $B$  は式(1)のように，顕熱輸送量  $H$  と潜熱輸送量  $lE$  の比で定義され，2高度の温度差と比湿差で表すことができる。

$$B \equiv \frac{H}{lE} \approx \frac{C_p(T_1 - T_2)}{l(q_1 - q_2)} \quad (1)$$

ここで， $C_p$ は空気の定圧比熱， $l$ は単位質量あたりの水の気化熱， $E$ は水の蒸発量， $T_1$ と $T_2$ はそれぞれ異なる高度での気温， $q_1$ と $q_2$ は異なる高度での比湿を

表す。式(1)の近似は，地表面近傍では輸送量の大きさが高さに依存しないコンスタントフラックス層と，熱と水蒸気に関する乱流拡散係数が等しいという2つを仮定したことを表す。地表面の熱収支のエネルギーバランスについては次式のように仮定する。

$$R_n = G + lE + H \quad (2)$$

ここで  $R_n$  は正味放射量，

$G$  は地中熱流量を表す。式(1)と式(2)を連立させ、潜熱輸送量と顕熱輸送量について表すと

$$lE = \frac{R_n - G}{B + 1} \quad (3)$$

$$H = B lE \quad (4)$$

となる。式(3)、式(4)の右辺の各量に野外観測から得た1時間平均値のデータを使用することにより、各輸送量を求めることが出来る。

### 3.2 バルク式の適用

ボーエン比法を用いた解析で大きな問題になるのはボーエン比の値が-1に近い時で、夜間の接地逆転層発生時に多く現れる。このような条件の時は式(3)より潜熱輸送量の絶対値が極端に大きな値となり計算精度が非常に悪い。したがって、本研究ではボーエン比が $-2 < B < 0$ の範囲になった時は、バルク式を利用した解析方法を用いた。まず顕熱輸送量をバルク式で求め、その後式(2)の残差から潜熱輸送量を求めた。顕熱輸送量をバルク式で書くと

$$H = C_H U C_p \rho (T_s - T) \quad (5)$$

となる。 $C_H$ は顕熱バルク輸送係数で、地表面の状態と大気の安定度によって決まる。 $U$ は水平風速、 $\rho$ は空気密度、 $T_s$ は地表面温度、 $T$ は気温を表す。この式から顕熱輸送量を推定するが、 $C_H$ 以外の必要な要素は直接測定出来る。一方 $C_H$ は次に述べる方法で推定する。ボーエン比法が適用できた期間について、ボーエン比法で求めた顕熱輸送量 $H$ と、同時刻の各野外観測データ、 $U$ 、 $T_s$ 、 $T$ を用いて式(5)を $C_H$ について解く。この方法で得た $C_H$ の各5日間の平均値を推定値として利用する。但し $C_H$ は大気の安定度と地表面の状態の関数であるため、時刻によってその値は変わり、本研究の推定値を利用して求めた潜熱輸送量の誤差は大きい。しかしながら、この方法を利用するのは各輸送量の絶対値が小さい夜間が中心なので、日平均値等にはそれほど大きな影響をおよぼさないこと(Ohmura 1982)からこの解析方法を補助的な方法として採用する。

### 3.3 ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度

本研究では、近藤・徐(1997)によって定義されたポテンシャル蒸発量と気候湿潤度を導入する。ポテンシャル蒸発量は粗度や地表面湿潤度などを仮定した仮想面を想定し、そこに気象条件として実際の観測値

(日平均値)を与えた時の蒸発量である。これを用いると異なる気象条件の影響を相殺することができ、降水による土壌水分の変動を含む地表面の影響を判定することができる(近藤 2000)。例えば寒候期から暖候期に移行する際、蒸発量が一般に増加するが、これは植物活動が活性化するためか、ボーエン比の気温依存性(例えば近藤(2000)のp.149)によるものか、区別しにくい。しかし、無次元蒸発量 $E/E_p$ は気象条件を相殺した量を表し、これを使うとボーエン比の気温依存性は消え、地表面の状況のみに依存する。よって、同一地点において $E/E_p$ が時間変化した場合は地表面の環境が変化したと解釈できる(例えば植物の成長)。したがって無次元蒸発量を導入することにより、蒸発量に対する地表面の影響を議論することが出来る。

気候湿潤度は降水量 $P_r$ とポテンシャル蒸発量 $E_p$ の比 $P_r/E_p$ で、降水量がその地域にとって水資源的に多いか少ないかを表す。数ヶ月以上の長期間の積算降水量と積算ポテンシャル蒸発量から計算した気候湿潤度の大きさにより気候域が分類でき、乾燥域(0.1以下)から湿潤域(1以上)に対応していることが知られている(近藤・徐 1997)。この値が大きいほど地面が湿潤であることを表している。気候湿潤度を導入することにより蒸発量に対する地面の湿り具合の影響を議論出来る。

### 3.4 除草の影響の解析

第2章で述べたように、気象研究所では年に2から3回程度露場の除草を行っており除草前と後では当然地表面の環境が大きく変化するので、それに伴い各輸送量の値も変わることが予想される。そこでこの影響を見るため、草刈り前と後の $E/E_p$ の変化を調べる。また、草刈り前後の地表面の状態を表す1つの指標として空気力学的粗度も求め対応関係を調べる。

大気の安定度が中立に近い場合、風速の鉛直分布は次の対数則に従う。

$$U = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (6)$$

ここで、 $u_*$ は摩擦速度、 $k$ はカルマン定数で $k=0.4$ 、 $z$ は高度、 $d$ はゼロ面変位である。 $d$ は地物(ここでは草)の存在のため高さを測る基準面を実際の地面より少し上方に修正するための高さを表す。 $z_0$ は空気力学的粗度である。本研究では簡単のため $d=0$ と仮定し、異なる3高度の水平風速のデータを用い、式(6)

に最小二乗法を適用して  $z_0$  を求める。式(6)を適用するにあたり、風速の測定精度が良く、大気の不安定度が中立に近い時のデータが望ましいため、以下に述べる条件を満たすデータを抽出する。

- ① 地上 1 m の 1 時間平均水平風速が風速計の起動風速  $1 \text{ ms}^{-1}$  以上。
- ②  $\left| \frac{z}{L} \right| < 0.05$  のデータ。

但し、オブコフ長  $L$  は式(7) (近藤 1994) で計算し、 $z$  は最も低い水平風速の観測高度 (1.0 m) である。この条件は風速分布に対して対数+直線分布 (Monin and Obukhov 1954) が成立していることを意味する。

$$\frac{1}{L} \approx \frac{g}{\Theta} \frac{\theta_2 - \theta_1}{(U_2 - U_1)^2} \ln(z_2/z_1) \quad (7)$$

ここで、 $g$  は重力加速度、 $z_2$  と  $z_1$  は異なる高度、 $\theta_2$  と  $\theta_1$  は異なる高度での温位、 $U_2$  と  $U_1$  は異なる高度にお

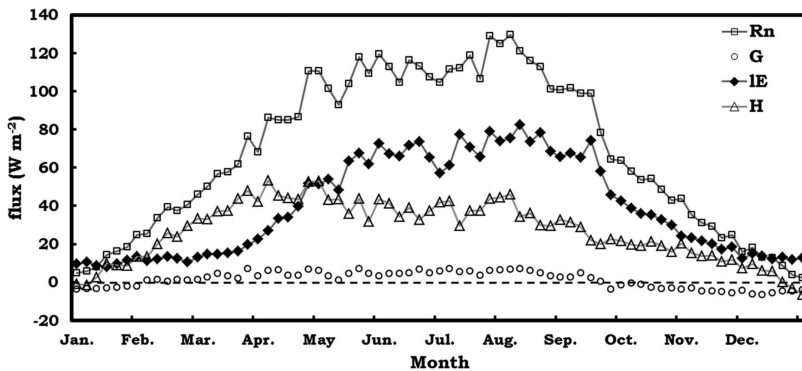
ける水平風速、 $\Theta$  は 2 高度の平均温位 (単位 K) を表す。

#### 4. 結果

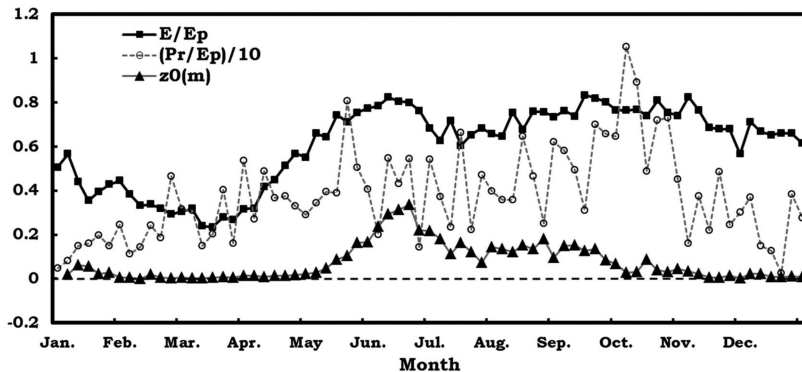
##### 4.1 熱輸送量及び無次元蒸発量の季節変化

第 2 図に各輸送量の季節変化を示した。データは、1 時間毎に求めた各年の輸送量について 10 年平均しさらに半月 (5 日間) 平均した値である。横軸の目盛線は 6 半月間隔でおおよその各月の開始旬に対応する。第 2 図によると、正味放射量は暖候期に概ね値が  $100 \text{ Wm}^{-2}$  を超えており、8 月初旬頃でピークとなった。地中熱流量は年間を通して値が小さく熱収支にそれほど寄与しない。潜熱と顕熱輸送量について、寒候期は顕熱輸送量が卓越しているが、3 月末頃から潜熱輸送量が増加し始め 4 月から 5 月にかけて逆転し、その後の暖候期は潜熱輸送量が卓越している。

第 3 図で無次元蒸発量、気候湿度及び空気力学的粗度の季節変化を示した。



第 2 図 各輸送量の季節変化。



第 3 図 無次元蒸発量、気候湿度及び空気力学的粗度の季節変化。粗度の単位は m。

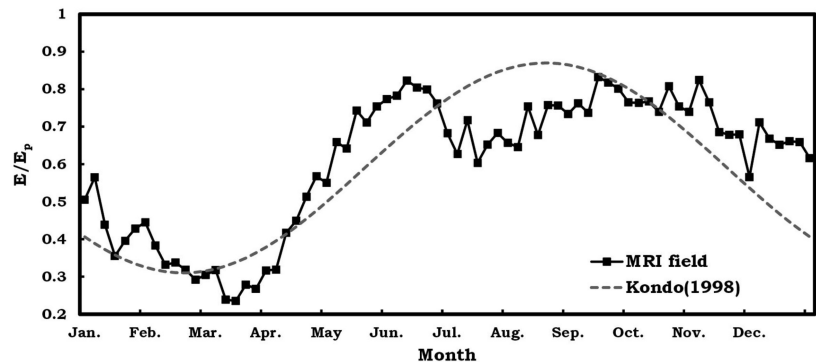
実蒸発量  $E$ 、ポテンシャル蒸発量  $E_p$ 、及び降水量  $P_r$  については 1 日あたりの積算値を計算し、空気力学的粗度  $z_0$  (m) については 1 時間毎に求めそれぞれ第 2 図と同様の手順で平均化した。なお、気候湿度については  $(P_r/E_p)$  を 10 で割った値を示している。第 3 図によると、無次元蒸発量は 3 月中旬頃に最小となる。その後潜熱輸送量と同様に、3 月末頃から急激に値が大きくなり 6 月頃に 1 度ピークを迎え 0.8 程度となる。3 月末からの急激な変化の理由について次の 2 つの理由が考えられる。まず、気候湿度が 3 月末から 4 月中旬にかけてやや増加傾向のため、地面が寒候期より湿っていること。次に、枯草の中で植物が芽吹き始めることである。4 月中旬頃までは空気力学的粗

度に反映するほど植物は成長していないが4月末頃から粗度が急激に増加しており、植物が急激に成長していることを示している。このため植物の蒸散による水蒸気放出が盛んになることである。4月半ば以降は気候湿度の顕著な増加はないため植物の蒸散による影響が無次元蒸発量の増加に大きく寄与している。

気象研究所露場は毎年暖候期に定期的に除草しているため、この影響が結果に反映されていると考えられる。この点について検討するため本研究の結果と気象研究所の北方向約7 kmに位置する筑波大学水理実験センターにおける観測結果と比較する。同センターは暖候期には除草は行わず、毎年冬前に1度だけ除草を実施している。潜熱輸送量の月平均値は1994年～1998年の間ピーク時で $120 \text{ Wm}^{-2}$ 以上となっている(桜ほか 1999)。一方、本研究では、ピーク時でも概ね $80 \text{ Wm}^{-2}$ で水理実験センターの値と比べて小さい。無次元蒸発量についても同じく水理実験センターの観測データから近藤(1998)が求めた結果と比較する。第4図に本研究の結果(実線)と近藤の結果(破線)を示した。近藤(1998)の結果は月積算値で評価したデータから求めた周期関数の近似式を示してある。両者を比較するとやはり暖候期の値が異なり、7月～9月にかけて、本研究の無次元蒸発量の値は近藤(1998)のものに比べて小さい。

ここで水理実験センターのポテンシャル蒸発量を計算するために使った気象データは気象研究所露場北東約500 mに位置する高層気象台露場で観測されたものである。いずれの地点においてもそれほど遠くない場所にあるため季節ごとの気象条件は大きく変わらないが、除草実施の有無により地表面の環境は異なっている。本研究の結果は暖候期にも除草が実施されている場合のもので、水理実験センターの結果と比較すると潜熱輸送量、無次元蒸発量共に夏場は小さな値となっている。このように小さな値となるのは除草により植物からの蒸散散量が減少したためと考えられる。

地表面環境の影響をさらに詳しく検討するため次節で除草前後の蒸発量について議論する。



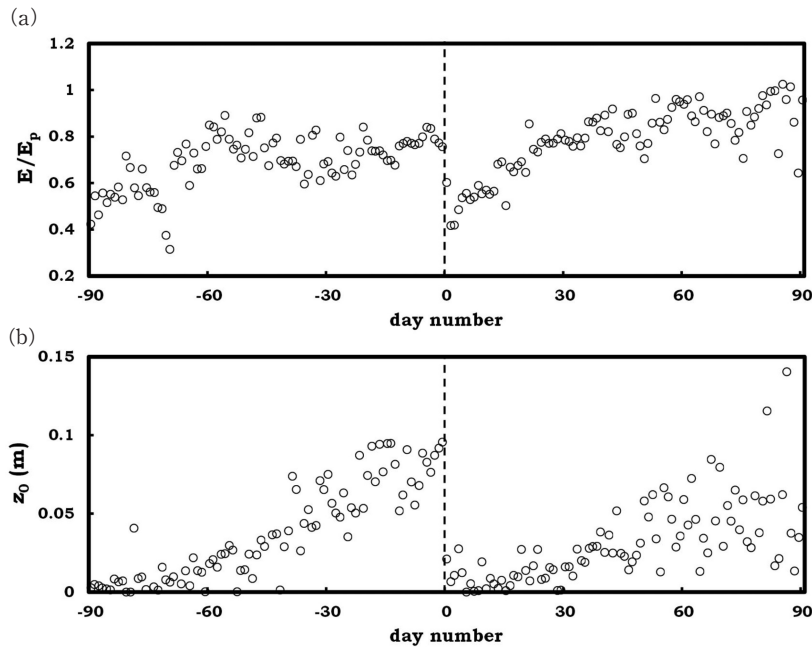
第4図 無次元蒸発量の比較(本研究と近藤(1998)).

#### 4.2 除草の影響

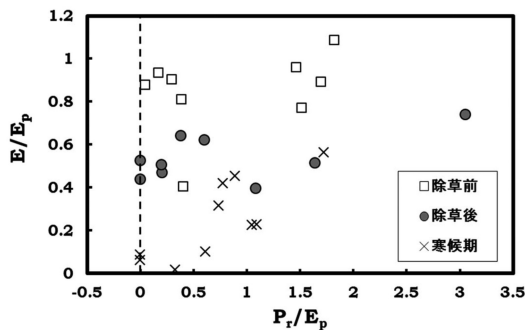
第5図に除草前後の無次元蒸発量、及び草丈を表す指標として空気力学的粗度の変化を示した。通常、各年6月～7月にその年の1回目の除草が実施される。したがって10年間の各年の6月～7月の1回目除草日をゼロ日目として合わせ、前後各90日間の推移を解析した。毎年の日実蒸発量と日ポテンシャル蒸発量をそれぞれ10年間平均して無次元蒸発量を計算した。空気力学的粗度は水平風速の1時間平均値から求めた値の日平均値、これらをさらに10年間平均した結果を図示している。なお、年によっては解析期間中に2回目の除草が実施されている場合がある(第1表)、このような場合は2回目の除草日以降のデータは除外して解析した。

第5図から明らかなように除草当日に蒸発量と空気力学的粗度共に急激に小さくなり、その後徐々に大きくなっていく。除草直後の無次元蒸発量の値はおおよそ0.4となっており、その後20～30日程度で0.8～1.0程度に落ち着く。一方、粗度については20日間程度はほとんど増加しないのみならず、60日くらい経ても元には戻っていない。この点について、除草後から植物の成長は始まっており、これに伴い植物からの蒸散が増加するため無次元蒸発量も増加するが、除草後しばらくは植物の密度が粗で、それほど草丈も高くないため、空気力学的粗度の増加には顕著に表れていないと考えられる。

除草直後からの無次元蒸発量の増加分(0.4～0.6)について、解析期間中の平均的な降水量に大きな変動はないため、植物の成長に伴う蒸散の増加によるものであると解釈出来る。本増加分は除草直後の0.4を上回っている。暖候期は地表面から大気への水蒸気供給



第5図 除草前後の無次元蒸発量 (a), 及び空気力学的粗度 (b).



第6図 除草前, 除草後及び寒候期における無次元蒸発量と気候湿潤度. 各データは毎年の10日間積算値の比.

量のうち, 植物からの蒸散による寄与が半分以上を占めている.

寒候期と除草直後について比較すると, 第3図より無次元蒸発量が最小となるのは寒候期の3月頃で, 値は0.2~0.3と除草直後より小さい. 寒候期と除草直後の粗度はほとんど同じであるにも関わらずこのように無次元蒸発量の値に差があるのは, 植物の葉からの蒸散以外の原因, 例えば地面の湿り具合の差によるもの等が考えられる. この点についてのより詳細な議論を

次節で行う.

#### 4.3 無次元蒸発量と気候湿潤度の関係

ここでは地面の湿り具合も含めて地表面環境が蒸発量にどのように影響するかを議論するため, 気候湿潤度と無次元蒸発量の関係を示す(第6図). 暖候期の除草前, 除草後及び寒候期の各期間のデータについてそれぞれ10日間積算値を各年について計算し図示した. 寒候期については第3図の結果を参考にして, 無次元蒸発量が最小となる時期(3月中旬頃)のデータを用いた. 寒候期の無次元蒸発量の値は概ね0.0~0.6で, 気候湿潤度が大きくなる程無次元蒸発量が大きく

なる傾向が出ており, 降水の影響を受けていることがわかる. 寒候期では地面のほとんどは枯れ草に覆われているため, 裸地面と似たような振る舞いである(Xu and Haginoya 2001). 除草後について, 無次元蒸発量の値は概ね0.4~0.8で, 顕著な気候湿潤度依存性は見られない. 除草前も値にばらつきがあるものの無次元蒸発量の値は概ね0.8~1.0となり気候湿潤度依存性はほとんど見えない.

各期間における無次元蒸発量の違いについて考察する. 除草前と除草後は気候湿潤度の値に関わらず無次元蒸発量の値に差があり除草後の方が小さい値となる. それぞれの無次元蒸発量の平均値はおおよそ除草前が0.9, 除草後が0.5である. この原因は, これまでの議論と同様に植物からの蒸散量の差が現れていると考えられる. 除草後と寒候期については気候湿潤度が大きくなるに従い無次元蒸発量の差は小さくなり気候湿潤度が1.5以上になるとデータ数は少ないが寒候期と除草後の差はほとんどなくなり, 降水による地面の湿り具合が無次元蒸発量の値に反映されている. 一方, 気候湿潤度が小さい場合, 無次元蒸発量に明確な差が見られる. 例えば気候湿潤度が0~0.5の範囲における無次元蒸発量の平均値は, 除草後はおおよそ0.5であるが寒候期はほとんどゼロとなる. 4.2節にお

いて寒候期と除草直後の無次元蒸発量の間で差が見られたが、気候湿潤度が小さい範囲の両者の差が反映されたと考えられる。

最後に、気候湿潤度が小さい範囲において寒候期と除草直後の無次元蒸発量の差がなぜ生じるかを考察する。まず、4.2節で述べたように除草後に成長した植物の蒸散による水蒸気の増加が10日間の解析期間に反映されたと考えられる。次に地面の湿り具合について以下に述べる解析方法で評価する。潜熱輸送量をバルク式で表すと

$$LE = l \rho \beta C_H U (q_s - q) \quad (8)$$

となる。ここで  $q_s$  は地表面温度に対する飽和比湿、 $\beta$  は蒸発効率を表し、地表面が十分に湿っていれば  $\beta \cong 1$  で完全に乾燥していれば  $\beta \cong 0$  である (近藤 1994)。上記の式とこれまで得た各データの日平均値から  $\beta$  を計算し、寒候期と除草後について気候湿潤度が0.5以下の期間において  $\beta$  の平均値を求めた。結果は、寒候期は  $\beta \cong 0.06$ 、除草後は  $\beta \cong 0.31$  であった。このように寒候期はほとんど乾燥しているが、除草後は降水が少ないにも関わらずある程度湿っている。この湿りは、除草前に草の根元が水蒸気飽和の状態であったことと除草されて残された植物の葉や茎株自体が保持していた水分によるものであると考えられ、これらが無次元蒸発量の差に寄与したと言える。なお、除草後および寒候期それぞれの解析期間前10日間の積算降水量を調べたところ、除草前の積算降水量は39 mm、標準偏差27 mm、データ数5、寒候期の解析期間前の積算降水量は34 mm、標準偏差19 mm、データ数3であった。除草前の方が若干大きいものの前10日間の積算降水量に有意な差はない。

## 5. まとめ

本論文では、気象研究所露場において2003年から2012年までの10年間に得られた野外観測データを解析し、草地における地表面熱収支について議論した。潜熱輸送量、顕熱輸送量の季節変化は、春先以降植生活動が活発な時期は潜熱が卓越し、冬の植生活動が無い時期は顕熱が卓越した。無次元蒸発量も同様に春先以降急激に値が大きくなった。暖候期に実施される除草以降は、除草の行われていない筑波大学水理実験センターにおける結果と比較して、潜熱輸送量、無次元蒸発量共に値が小さく除草の影響が見られた。これらの結果は草地面上では植生が地表面熱収支に大きく影響

していることを示している。

植生の影響を詳細に議論するため、観測データを除草前後に分けて解析した。除草直後は無次元蒸発量と空気力学的粗度の値が明瞭に減少した。その後まず無次元蒸発量が大きくなり、一定期間が経過した後に粗度の増加が見られた。また、3つの期間、すなわち寒候期、除草前及び除草後において無次元蒸発量と気候湿潤度の関係を求めた。この結果、植物が繁茂している状況と無次元蒸発量がよく対応していた。以上のことは、草地上における大気への水蒸気供給量の大半は植物による蒸散で賄われていることを示唆している。

今回の結果は、温暖で湿潤な地帯にある観測露場で得た物である。より発展的な議論をするためには、気候条件が異なる複数の草地の比較が必要である。

## 謝辞

担当編集委員ならびに査読者の方より有益な助言を頂きました。ここに謝意を表します。

## 参考文献

- Beyrich, F. and H.-T. Mengelkamp, 2006: Evaporation over a heterogeneous land surface: EVA\_GRIPS and the LITFASS-2003 experiment — an overview. *Bound.-Layer Meteor.*, 121, 5-32.
- Harding, R. J. and C. R. Lloyd, 2008: Evaporation and energy balance of a wet grassland at Tadham Moor on the Somerset Levels. *Hydrol. Process.*, 22, 2346-2357.
- 近藤純正編, 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店, 350pp.
- 近藤純正, 1998: 種々の植生地における蒸発散量の降水量および葉面積指数への依存性. *水文・水資源学会誌*, 11, 679-693.
- 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気科学—理解と応用. 東京大学出版会, 324pp.
- 近藤純正, 徐 健青, 1997: ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度. *天気*, 44, 875-883.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR*, 24, 163-187.
- Ohmura, A., 1982: Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *J. Appl. Meteor.*, 21, 595-598.
- Oncley, S. P., T. Foken, R. Vogt, W. Kohsiek, H. A. R. DeBruin, C. Bernhofer, A. Christen, E. van Gorsel, D. Grantz, C. Feigenwinter, I. Lehner, C. Liebenthal, H.

- Liu, M. Mauder, A. Pitacco, L. Ribeiro and T. Weidinger, 2007: The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. *Boundary Layer Meteor.*, 123, 1-28.
- 桜 久美子, 新村典子, 木村富士男, 1999: 長期データを用いた草地の熱収支の変動について. 筑波大学水理実験センター報告, (24), 97-106.
- Tanaka, K., H. Ishikawa, T. Hayashi, I. Tamagawa and Y. Ma, 2001: Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 Data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 505-517.
- Xu, J. and S. Haginoya, 2001: An estimation of heat and water balances in the Tibetan Plateau. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 485-504.
- Yamazaki, T., H. Yabuki, Y. Ishii, T. Ohta and T. Ohata, 2004: Water and energy exchanges at forests and a grassland in eastern Siberia evaluated using a one-dimensional land surface model. *J. Hydrometeor.*, 5, 504-515.

---

## Seasonal Variation of Heat and Water Balances and Influence of Vegetation on Grassland

Tomohiro KAI\* and Shigenori HAGINOYA\*\*

\* *Meteorological Research Institute (Present affiliation: Aerological Observatory).*

\*\* *(Corresponding author) Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.*

*E-mail: shaginoy@mri-jma.go.jp*

(Received 8 April 2014; Accepted 1 July 2014)

---