

地表面温度の測定に基づく低水分領域の不飽和透水係数の推定

土壌圏循環学研究室 518327 北田彰孝

(指導教員:坂井 勝)

1. はじめに

土壌水分量及び地温の予測は、作物栽培を行う上で重要である。とりわけ土壌面蒸発による乾燥過程での水分変化を予測するには、低水分領域の不飽和透水係数の把握が必要である。しかし、低水分領域の透水係数の測定は困難であり、現場測定データに基づいて推定した研究例も少ない。

蒸発は、潜熱消費をとまなう相変化であり、水分移動だけでなく、熱移動に対しても重要な役割を果たす。土壌が湿潤条件下では、蒸発速度は気象条件で決まる最大値であり(可能蒸発)、潜熱消費が大きく、地温は低く維持される。一方で乾燥が進行すると、土の透水係数の低下が制限要因となり、蒸発速度は低下し(減率蒸発)、地温は上昇する。つまり現場で容易に測定可能な地温は、減率蒸発段階の透水係数の情報を持っていると言える。特に地表面温度は放射温度計を用いて、地温計を土壌に埋設することなく非接触で、より労力をかけずに測定することが可能である。

本研究では、減率蒸発段階における地表面温度の上昇から、低水分領域の不飽和透水係数を推定することを目的とした。そのために、裸地圃場において赤外放射温度計で地表面温度の測定を行った。そして、土中水分・熱移動の数値計算を行い、地表面温度の測定値と計算値の比較から、不飽和透水係数を推定した。

2. 方法

2-1. 実験方法

三重大学附属農場内の裸地圃場で現場測定を行った。放射温度計 SI-111 (Apogee 社) を高さ 100 cm に設置し、直径約 80 cm 領域の地表面温度を測定した(図1)。また、5、13、28 cm 深の体積含水率、土中水圧力、地温、および数値計算に必要な気象データを 30 分間隔で測定した。

2-2. 計算方法

土中水分・地温予測プログラム HYDRUS-1D を

用いて、降雨が少なく、土壌乾燥が進行した 2021/8/21~9/2 を対象に数値計算を行った。気象データの測定値を反映した地表面熱収支式から求める土壌面蒸発速度、土中熱フラックスを上端境界条件に与えた。初期条件には、水分量と地温の測定値を与えた。表層 0~20 cm 深と 20 cm 以深の 2 層の土層を計算領域とし、体積含水率 θ と土中水圧力 h の現場測定値に基づく水分特性曲線 $\theta(h)$ を各層に与えた。また、次式で水分特性曲線から不飽和透水係数 K を推定し、各層に与えた(図 2)。

$$K(S_e) = K_s (w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^\ell \times \frac{\left(w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e1}^{1/m_1} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e2}^{1/m_2} \right)^{m_2} \right] \right)^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2}$$

ここで、 K_s は飽和透水係数、 S_e は有効飽和度、 w_i ($i = 1, 2$) は重み係数(-)、 α_i 、 n_i 、 m_i は曲線の形状を与えるパラメータ、 ℓ は間隙結合係数である。 ℓ は $K(h)$ の傾きを変化させるパラメータであり、 ℓ が小さいほど低水分領域の K は大きくなる。本研究では、 ℓ 値を変えた計算を行い、地表面温度の測定値と計算値を比較することで、表層 0~20 cm 深の $K(h)$ を検討した。また、仮想的に土壌が常に湿潤な可能蒸発条件下でも、別途計算を行った。

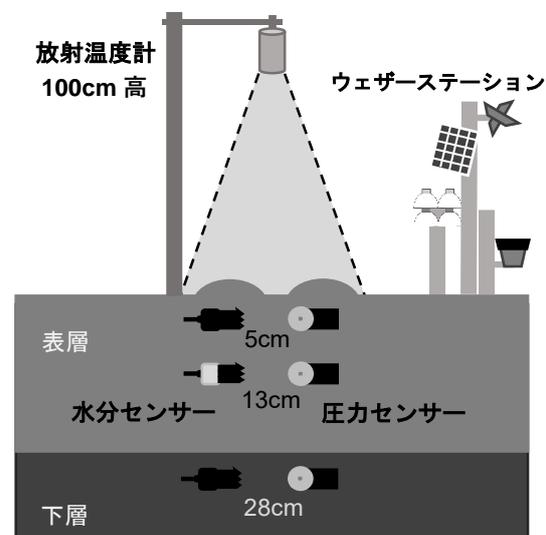


図 1. 現場測定の概略図

3. 結果

図 3 (a)、(b) に 8/24~9/1 の地表面温度と体積含水率の測定値をそれぞれ示す。表層 5、13 cm 深の含水率が減少するに従い、8/27 頃から地表面温度が上昇した。図 3 (c) に積算蒸発量の計算値を示す。積算蒸発量は蒸発が大きい昼に上昇し、夜間はほぼ停滞した。常に湿潤な条件下で計算した可能蒸発は、最大の蒸発量を示す。可能蒸発で蒸発が進行する期間は、 $\ell = 0.5$ を用いた計算では 8/27 正午頃まで、透水係数が高い $\ell = -2$ では 8/28 正午頃までであり、その後透水係数の低下により蒸発速度が低下した。地表面温度の計算値(図 3(a))は、いずれの計算においても 8/27 までは地表面温度の測定値を良く再現した。土壌が湿潤な条件下では、透水係数に依らず数値計算は現場の蒸発速度を良く表していると言える。可能蒸発の計算は、8/27 以降日中で地表面温度の測定値を過小評価した。これは、蒸発速度の計算値が実際よりも大きく、潜熱消費を過大評価したことが原因である。一方 $\ell = 0.5$ では、8/27 以降で測定値を過大評価した。これは逆に、乾燥に伴う透水係数の低下が実際よりも大きく、蒸発速度を過小評価したためだと考えられる。 $\ell = -2$ では、8/30 以降は地表面温度を過大評価したが、全体的に測定値を良く再現した。 $\ell = -2$ で表される $K(h)$ が、現場の透水係数の低下、およびそれに伴う蒸発速度の低下をよく表していると言える。

図 4 (a)、(b) に $\ell = -2$ で計算した 8/24~8/30 の含水率分布と、8/28 の地温分布の日変化をそれぞれ示す。計算は、1 日を通して各深さの地温の変化を良く再現し、含水率の低下を概ね再現した。以上より、地表面温度の測定に基づいて、表層 0~20 cm 深を均一な層と仮定した場合の、表層の水分・熱移動を再現する低水分領域の不飽和透水係数と土中水圧力の関係が推定可能であることが示された。今回の計算で 8/27~8/29 までの表層の圧力範囲は約 -10^2 cm から -10^5 cm 程度であったことから、この領域の不飽和透水係数を推定したと言える。今後、植生条件下にも同様の手法を用いて、土壌乾燥による植物の蒸散速度低下(水ストレス)の推定にも適用可能であると考えられる。

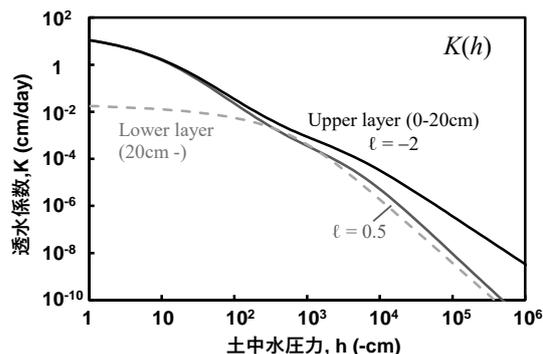


図 2. 計算に用いた不飽和透水係数

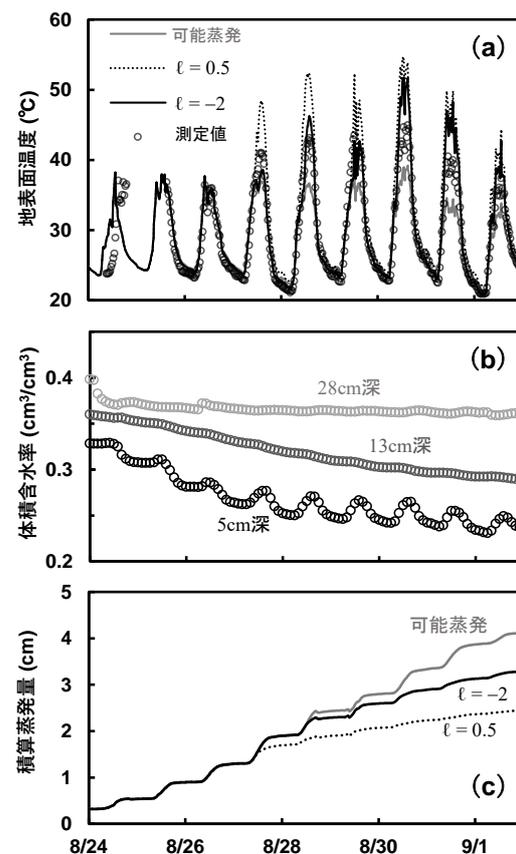


図 3. 地表面温度、含水率、積算蒸発量の変化

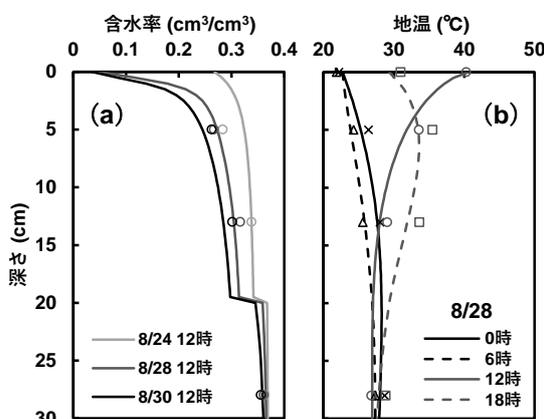


図 4. $\ell = -2$ で計算した含水率・地温分布