

# 凍結過程における不飽和土中の水・熱移動

土壌圏循環学研究分野 和気朋己

**はじめに** 土が凍結すると、未凍土中の水が凍土へ引き寄せられる。また、土中には  $0^{\circ}\text{C}$  以下でも凍らない不凍水が存在し、凍土中を移動する。こうした凍結にともなう土中の水分移動を定量的に評価するためには、凍土の水分保持特性である不凍水量と土中水圧力の関係と不飽和透水係数の把握が重要である。本研究では、TDR 法による不凍水量測定について NMR 法を用いて検討した。そして、鳥取砂丘砂と藤の森シルトの土カラムを用いた鉛直一方向凍結実験を行い、TDR と熱電対によりカラム内の液状水量と温度を連続測定した。そして、氷と不凍水が存在する凍土について、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。

**方法** 試料には鳥取砂丘砂と藤の森シルトを用いた。温度  $T$  で凍結した試料について、TDR 法により比誘電率  $\epsilon$ 、NMR 法により不凍水体積含水率  $\theta_u$  を測定し、TDR 法を用いた不凍水量測定の校正を行った。凍結実験は、鳥取砂丘砂(乾燥密度  $\rho_b=1.45\text{ g cm}^{-3}$ 、体積含水率  $\theta=0.15$ )および藤の森シルト( $\rho_b=1.18\text{ g cm}^{-3}$ 、体積含水率  $\theta=0.40$ )を、内径  $7.8\text{ cm}$ 、高さ  $35\text{ cm}$  のアクリルカラムに充填した。熱電対と TDR プローブを  $5\text{ cm}$  毎に設置し、カラム側面を断熱した。試料を  $1$  日間  $2^{\circ}\text{C}$  の室内に静置した後、カラムの上下端の温度を、 $-8, 2^{\circ}\text{C}$  および  $-5, 5^{\circ}\text{C}$  として試料を上端より凍結させた。そして、 $6$  時間後、約  $1, 2, 3$  日後において、試料を  $5\text{ cm}$  毎に切断し、炉乾により各層の全水分量を求めた。

**結果と考察** Fig. 1 は、藤の森シルトの NMR 法と TDR 法の測定結果より導出した  $\epsilon - \theta_u$  関係である。未凍土では点線で示す  $\epsilon - \theta_u$  関係が良く一致するが、凍土では初期体積含水率が大きいほど、TDR の測定する  $\epsilon$  に対応する  $\theta_u$  が小さい。これは、初期体積含水率が大きいほど水量が多いことが原因である。そこで、凍土の水量を考慮するため、凍結が生じ始める  $0^{\circ}\text{C}$  の水分量を初期体積含水率とする検量式を、実測値を補完して提案した。Fig. 2 と Fig. 3 は、 $-8, 2^{\circ}\text{C}$  の温度境界条件の鳥取砂丘砂と藤の森シルトの水分分布の変化である。実線は炉乾法による氷と不凍水の和である全体積含水率、破線は TDR 法による不凍水の体積含水率である。図中の矢印は各時間の凍結面の位置を表す。両試料ともに凍結面を境に、凍土側では水分量の増加、未凍土側では水分量の減少が見られた。この傾向は砂に比べてシルトの方が顕著であった。また、砂では深さ  $10\text{ cm}$  までの凍土層内の水分量の変化は見られないが、シルトでは水分量の増加が見られた。

不凍水の圧力  $h$  は、測定した温度  $T$  と次の一般化クラジウスクラペイロン式に基づき推定できる。

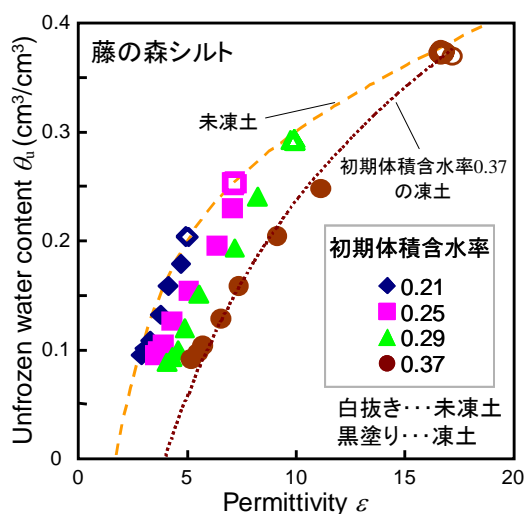
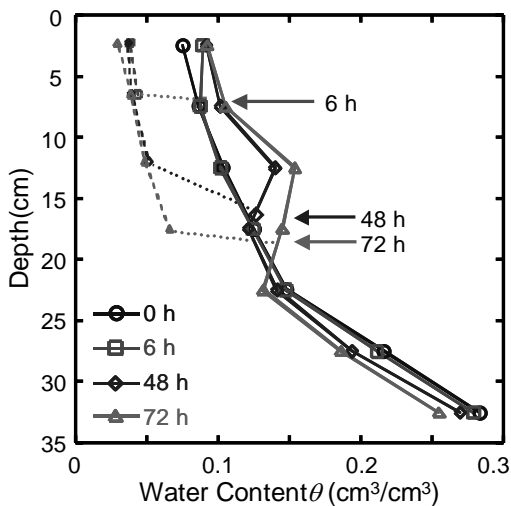


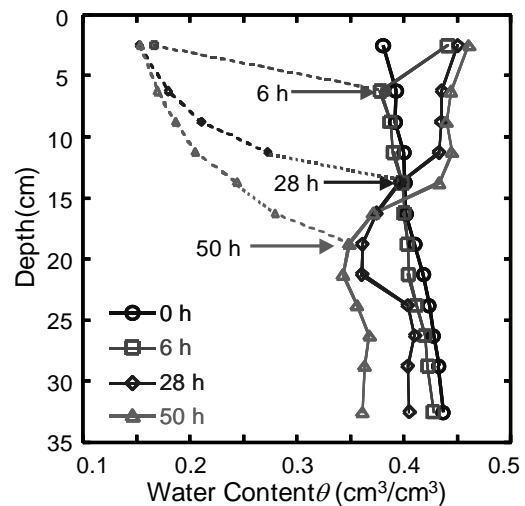
Fig.1 比誘電率  $\epsilon$  - 不凍水量  $\theta_u$  関係

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \left( \frac{T_m - T}{T_m} \right) \quad (1)$$

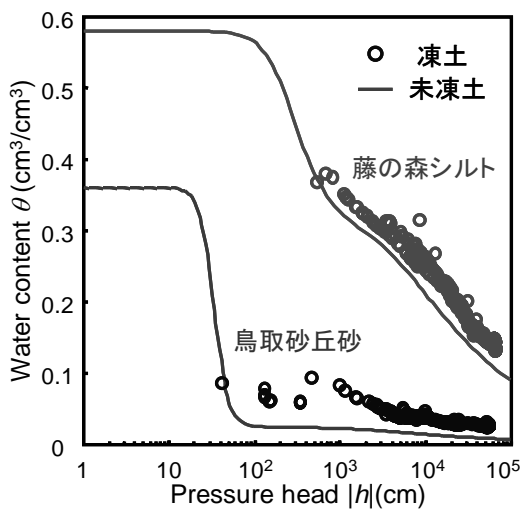
ここで、 $g$  は重力加速度、 $T_m$  は氷の融点(273K)、氷の融解潜熱  $L_f$  は  $334 \text{ kJ kg}^{-1}$  である。**Fig.4** は、TDR による不凍水量  $\theta_u$  に対して(1)式による不凍水の圧力  $h$  をプロットした凍土の水分特性曲線である。図には、未凍土の水分特性曲線を実線で示した。特に藤の森シルトでは未凍土の水分特性曲線に良く一致するが、両試料ともに凍土の  $\theta_u$  は未凍土の水分量に比べやや大きい。凍土の  $\theta_u$  が大きい理由は、TDR の測定精度が時に体積含水率が 0.05 以下である砂では低いこと、氷が成長途中であり平衡状態に達していなかったことが考えられる。**Fig.5** は、非等温下のダルシー則に対して、水分分布の変化から求まる水分フラックス、また(1)式からカラム内の圧力勾配を推定して求めた凍土の不飽和透水係数  $K$  である。図には、未凍土での蒸発実験より求めた  $K$  を、圧力の測定範囲を実線で、また測定範囲外の低水分領域を破線で示した。凍土、未凍土ともに低水分領域の  $K$  の推定には不確定な要因が多いが、両者は比較的近い値を示している。凍土の水分保持曲線、不飽和透水係数はさらなる検討が必要であるが、**Fig.4** と **Fig.5** は、未凍土の水分保持特性と不飽和透水係数を、第 1 近似として凍土に用いる妥当性を示している。



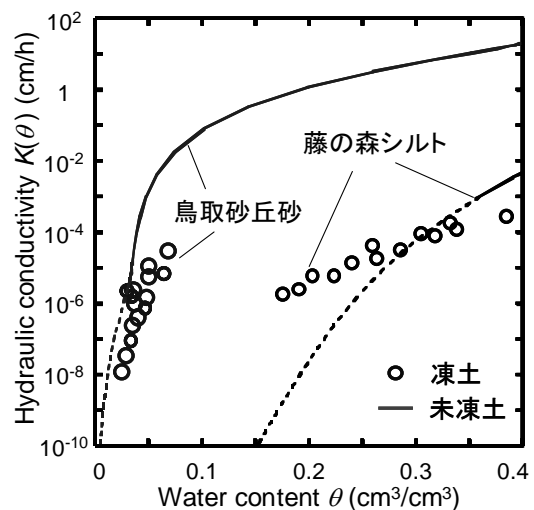
**Fig.2** 鳥取砂丘砂の不凍水量と全水量分布



**Fig.3** 藤の森シルトの不凍水量と全水量分布



**Fig.4** 凍土と未凍土の水分特性曲線



**Fig.5** 凍土と未凍土の不飽和透水係数