

凍土の透水係数に乾燥密度の違いが及ぼす影響

Hydraulic conductivity of frozen soil with different soil bulk density

長田 友里恵¹・渡辺 晋生¹¹三重大学大学院生物資源学研究所

要旨

凍土の透水係数を知ることは、凍結にともなう土中の水分・熱・溶質移動を考える上で重要である。地温が上昇すると、凍土の透水係数は不凍水量の増加にともない増大する。しかし融点近傍において、不凍水量が増加しても透水係数が変化しない温度領域が観察されており、これは比較的大きな間隙中に透水に寄与しない氷が融け残るためと考えられている。そこで本研究では、融解過程にある異なる間隙率の凍土の透水係数を測定し、間隙率が透水係数に及ぼす影響を調べることで、間隙中の氷の融け残りについて検討した。

テーマ：土壌物理研究の最前線 Trend in Soil Physics

キーワード：凍土の透水係数, 不凍水, 乾燥密度

Key words: Hydraulic conductivity of frozen soil, Unfrozen water, Soil bulk density

1. はじめに 土中には 0°C 以下でも凍結しない水（不凍水）が存在する。凍土中の不凍水量は温度とともに増加するため、 0°C 近傍の凍土は透水性を持つ。こうした凍土の透水性の変化を知ることは寒冷圏の水循環や農地管理を考える上で重要である。また、人工凍土を活用する上でも凍土の温度制御や遮水性の評価は必要不可欠である。これまでの実験から、融点近傍において、不凍水量が増加しても透水係数が変化しない温度領域があることが示された。これは凍土の間隙中に透水に寄与しない氷が融け残るためと考えられるが、その詳細は分かっていない。そこで本研究では、融解過程にある異なる乾燥密度の凍土の透水係数を測定し、乾燥密度が透水係数に及ぼす影響を調べることで、間隙中の氷の融け残りについて検討した。

2. 試料と方法 試料には、岩手大学附属農場の休耕畑の表層から採土した黒ボク土を用いた。2 mm 篩通過分の試料を乾燥密度が一定になるように内径 7.8 cm、高さ 3 cm の円筒カラムに詰めた。1、1.5、2 cm 深に熱電対(TC)を、1、2 cm 深に間隙水圧計とテンシオメータ (Pressure) を、1.5 cm 深に TDR プローブをそれ

ぞれカラム壁面から挿入した（図 1）。試料を飽和後、試料上下端をアルミ基部で密閉した。装置を断熱し、試料を $\mu 4.5^{\circ}\text{C}$ で 24 時間以上凍結した。その後、試料を 0.5°C に昇温しながら下端から定量ポンプで試料に基部温度の水を通水し、上端からの排水量を測定した。測定した 2 深の圧力差と排水速度から透水係数を求めた。また、吸引法、加圧板法、WP4、VSA で未凍土の水分保持曲線(θ_{uh} 関係)を、蒸発法で不飽和透水係数をそれぞれ求めた。そして、クラウジウス・クラペイロン式で圧力を温度に換算し、測定した凍土の不凍水量、透水係数と比較した。この際、 0°C 以下の水の粘性は不明なため、その温度依存性は考慮しなかった。

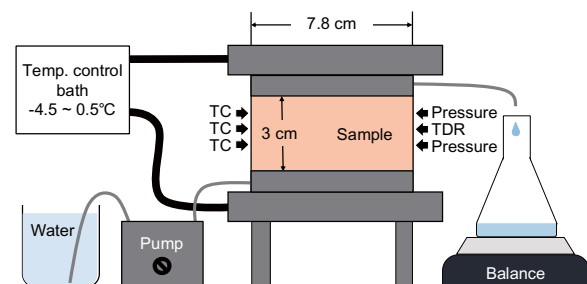


図 1 装置の概要

3. 結果と考察

図 1 と 2 に異なる乾燥密度 ρ_b の凍土について融解過程で測定した透水係数、不凍水量と温度の関係を示す。図中破線は、未凍土の不飽和透水係数と水分保持曲線から推定した凍土の透水係数と不凍水量である。

$\mu 0.5^\circ\text{C}$ 以下では数十 m の水圧をかけても通水せず、透水係数を測定できなかった(図 2)。 $\mu 0.5^\circ\text{C}$ から $\mu 0.2^\circ\text{C}$ の範囲では温度の上昇とともに、透水係数が指数関数的に 5 オーダーほど上昇した。 $\mu 0.2^\circ\text{C}$ 以上では透水係数は一定値となった。 ρ_b が異なっても、凍土の透水係数に顕著な差は見られなかったが、 ρ_b が高いと低温部の透水係数がやや高くなった。また、同じ ρ_b であっても、 0°C 近傍では透水係数に 1 オーダー近くの違いが見られた。いずれの凍土の透水係数も未凍土からの推定値と一致しなかった。

不凍水量は低温部で緩やかに、 0°C 近傍で急激に上昇した(図 3)。 ρ_b が異なっても、不凍水量の増加傾向に大きな差は見られなかった。 ρ_b によらず透水係数が等しかったのはこのためと考えられる。一方、不凍水量を詳細に比較すると、 $\mu 0.5^\circ\text{C}$ から $\mu 0.2^\circ\text{C}$ では $\rho_b = 1.1$ の方が、 $\mu 0.2^\circ\text{C}$ 以上では $\rho_b = 0.88$ の方が多くなった。これは、比表面積や間隙分布の比率の違いによるものと考えられる。いずれの不凍水量も未凍土からの推定値より大きくなった。 $\mu 0.2^\circ\text{C}$ 以上では透水係数に変化は見られなかったが、不凍水量はなだらかに増加した。これは間隙中に透水係数に寄与しない氷が融け残っているためと考えられる。また、 ρ_b が異なっても土中の氷の融解傾向に違いが見られなかったことから、 0°C 近傍にまで融け残る氷の多くは団粒内間隙などに存在することが示唆される。

図 4 は凍土の不凍水量と透水係数の関係である。いずれの ρ_b の場合も、未凍土からの推定値と比較的よく一致した。凍土の透水係数を未凍土の不飽和透水係数から推定する場合、温度ではなく水分量に基づくべきと考えられる。

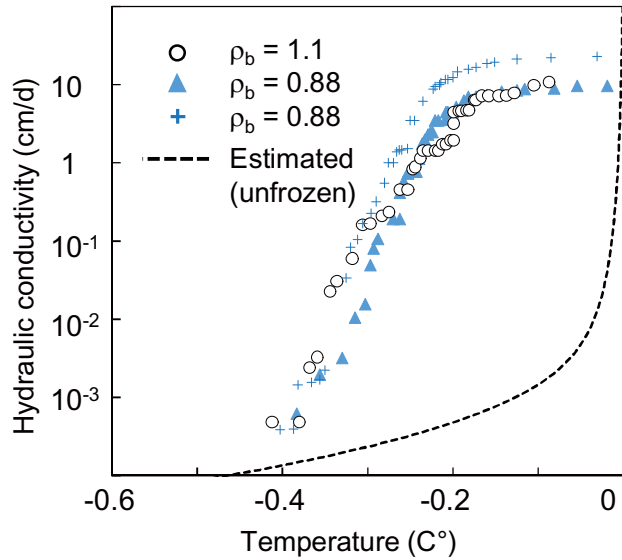


図2 異なる乾燥密度の凍土の透水係数

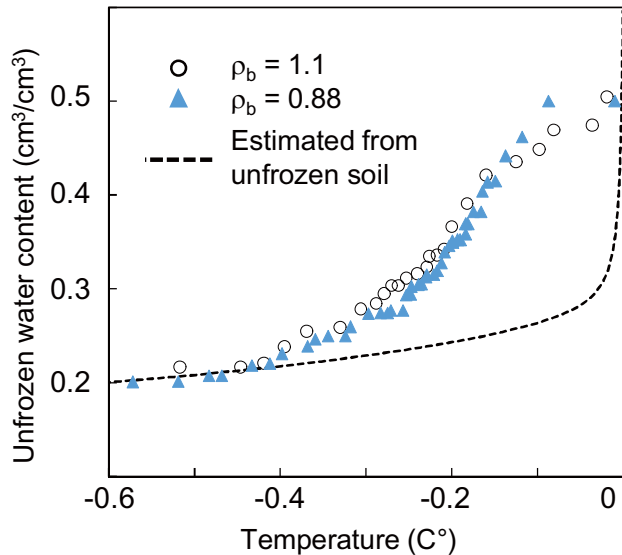


図3 異なる乾燥密度の凍土の不凍水量

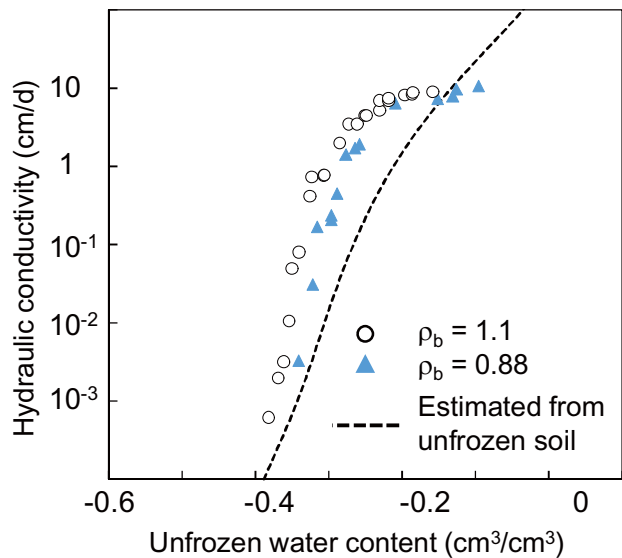


図4 凍土の不凍水量と透水係数の関係