

凍土への浸潤と土中水の再分布 Soil moisture redistribution and infiltration in frozen soils

○渡辺晋生*, Dun Shuhui**, Markus Flury**

○Kunio Watanabe*, Dun Shuhui** and Markus Flury**

はじめに 土が凍結すると間隙中に氷が生成し透水係数が著しく低下する。一方、春先には凍土中への融雪水の浸潤がしばしば観測される。融雪水の流出に伴う表土の流亡や凍土地帯の活動層内で生じる諸過程、廃棄物処理場の凍土障壁からの汚染物質の漏洩などを考える場合、凍土への浸潤過程とその際の土中水の再分布を理解することが重要である。凍土への浸潤量は凍結前の水分量や土質、凍土の温度の影響を受けることが野外観測から明らかになっており、その過程は SOIL/COUP や HAWTS などの数値計算モデルで検討され、WEPP や EROSION3D などの土壌浸食予測モデルへの組み込みが試みられている。しかしながら、どのように間隙氷を融解しながら水が浸透するのか、あるいは浸潤面や融解面近傍の水の挙動などその過程の詳細はまだよく理解されていない。そこで、ここではシルトロームの凍結・浸潤実験を行い、結果を修正版 HYDRUS-1D で計算した。

実験方法 水分特性を低圧まで van Genuchten 式で比較的良好に表せるシルトローム(図 1)を、直径 10cm、高さ 55cm のアクリル製カラムに、乾燥密度 1.5g cm^{-3} になるように 50cm 充填した。カラム側面より、12 本の熱電対と 7 本の TDR を試料に挿入した。TDR は前もって凍土の液状水量測定に対して校正した。カラム下端に給排水管をつなぎ、カラム上端以外を断熱した。カラム下端に水面を維持し、 2°C の恒温室に 1 週間静置することで、試料に初期水分条件と温度条件を与えた。下端の給排水管を閉じ、ペルチェ冷却板を用いてカラム上面から試料を 5000 分間凍結した。冷却板を外し、下端の給排水管を開け、上端に 1 cm の湛水深を維持し、 2°C の水を浸潤させた。浸潤水量と水温、室温、試料の各深さの水分量と温度を 2 分間隔で測定した。

実験結果 試料の凍結過程において測定した液状水量 θ_u と温度 T の関係(凍結曲線)を図 1 に示す。図中、温度と圧力の関係は一般化クラウジウスクラペイロンの式(GCCE)で関連づけた。水分特性曲線と凍結曲線がよく一致したことから、本実験の凍結過程においては GCCE が有効であること、TDR が不凍水量を正しく測定していることがわかる。図 2 に試料の各深さの温度と水分量の経時変化を示す。図中、時間軸の 0 は浸潤開始時刻を示しており、負は凍結期間を正は融解・浸潤期間を示す。試料は 5000 分間で上端から約 7cm 凍結し、凍土と未凍土の液状水量は各々 $0.1, 0.4\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ 程度となった。浸潤を始めると、凍土の温度は速やかに 0°C に達し、その後なだらかに上昇した。液状水量は試料上部から順に増加したが、 0°C に達する時間にくらべ、液状水量が増加し始める時間は遅くなった。液状水量の増加は、初期に急激で、2, 4, 6 cm 深でそれぞれ $1.39, 0.66, 0.43^{\circ}\text{C}$ に達した以降なだらかになった。熱の伝導が浸潤より先に進行すること、 0 度に達してもすぐには氷が融解しないことが考えられる。図 3 に融解・浸潤過程にある土中の温度と液状水量の分布を、図 4 にこの際の浸潤量を示す。図 4 には常温の同一カラムで測定した浸潤量も示した。2000 分間での浸潤量は、常温の試料では 10 mm、凍土では 6 mm となった。また、図から初期に浸潤が凍土によって妨げられること、凍土の融解後には凍結履歴のない土と同様に浸潤が進行することがわかる。

*三重大学生物資源学研究所, Dept. Bioresources, Mie University, **Washington State University, 凍土, 浸潤, 数値計算

数値計算 次に、GCCE を介して土の水分特性と凍結特性を関連づけ、見掛けの熱容量を介して水と熱の移動式を結合した修正版 HYDRUS-1D⁽¹⁾を用いて、土の凍結過程とその後の浸潤を伴う融解過程を計算した。凍土の透水係数は未凍土の不飽和透水係数を氷量に起因する抵抗係数で修正し、熱伝導率は Hansson らの式で与えた。試料は、水分特性を図 1 の van Genuchten 式で表せる鉛直一次元の土(50 cm)とした。初期温度を一定(2°C)とし、初期圧力を重力勾配で与えた(上端-100 cm)。上下端の水分フラックスを 0 とし、上端の温度を上述の実験で測定した地表温度に下げ、試料を上方より 5000 分間凍結した。その後、地表温度を 2°C とし、上端を定圧条件(1 cm)、下端を浸出条件とし、水を浸潤させた。

計算は、カラム実験の凍結過程の地温と水分分布の変化をよく再現した。図 3 に、上端の冷却を止め浸潤を初めた直後および 600 分後の試料内の温度 T と液状水量 θ_u 分布の計算結果を示す。計算は、温度上昇が遅いものの、実測の温度分布を概ね表した。実測では、凍土が 0 度に達しても氷がすぐには融解せず、600 分経過後も液状水量の増加は表層 10 cm のみに留まった(図 3 実線)。一方、計算では凍土の温度が 0°C に達すると氷が全て融解した。このため、浸潤開始後すぐに液状水量が全水量に等しくなり、浸潤の進行と共に水分量が増加した(図 3 プロット)。

図 4(プロット)に同様の土を異なる条件で 5000 分間凍結した際の浸潤量の計算結果を示す。図中、凡例のデータはそれぞれ凍結前の試料の上端の圧力、凍結期間の上端温度、融解・浸潤期間の上端温度を示し、●がカラム凍結実験に概ね相当する。計算は、凍土が融解するまでの浸潤の抑制をよく表した。また、初期水分量が多いほど、あるいは低い温度に晒されていた土ほど浸潤が抑制された。また、計算は実測の浸潤量を過大評価した。これは、計算では凍土中へ浸潤した水の再凍結を表現できていないこと、融解過程の温度変化が速く GCCE の仮定が直接適用できないことなどに起因すると考えられる。

参考文献 (1) 渡辺ら (2007), 土壌の物理性, 106, 21-32

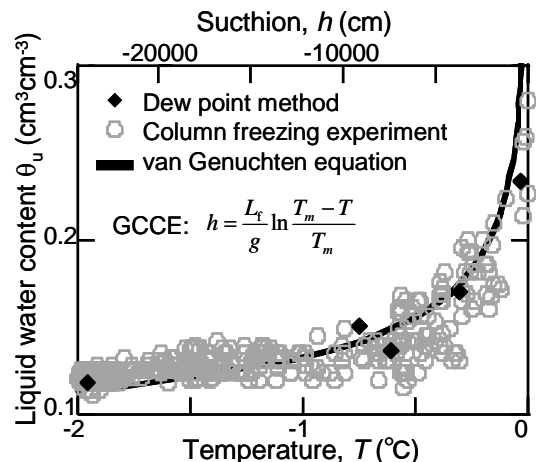


Fig 1 Soil water and freezing characteristics

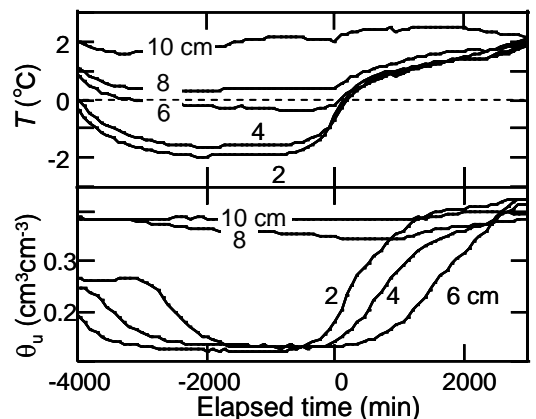


Fig 2 Temperature and liquid water content

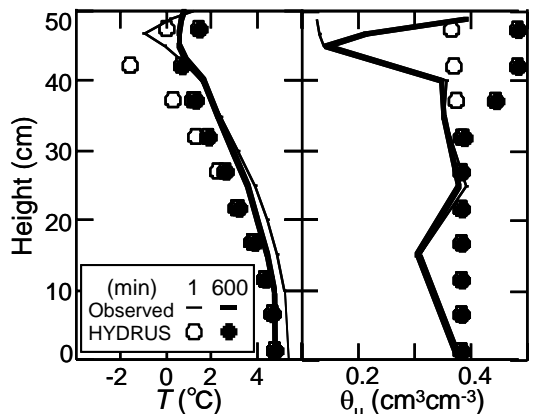


Fig 3 Profiles of T and θ_u during infiltration

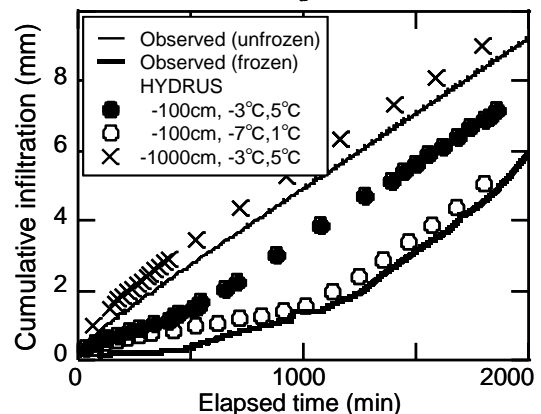


Fig 4 Infiltration into frozen soil