

土の凍結過程における地表面熱境界条件の実験的研究

土壌圏システム学教育研究分野 奥田涼太 (渡辺 晋生)

I はじめに

気温が氷点下になると、土が地表から凍結する。土の凍結に伴い土中の熱・水分・溶質が移動する。寒冷地農業の生産性向上や凍害対策を考えるためには、土の凍結現象の理解や、その予測モデルの構築が重要である。そのため、これまで様々な土の凍結実験や数値解析が行われてきた。凍結実験には、試料上端に温度制御装置を密着させ地表を直冷するものと、試料上端を開放し空気と地表面の熱交換により空冷するものの2種類がある。直冷型の実験では地表面が急激に冷却されるのに対し、空冷型では地表面温度の低下に時間がかかり、土中の温度低下も緩やかになると考えられる。また、土の水分量が大きいほど凍結潜熱が大きくなるため、凍結の進行が遅れると予測される。また、凍結モデルの数値解析には地表面熱境界条件として第一種、あるいは第三種境界条件を適用することが多い。しかし、第三種境界条件を与える際に必要な熱交換係数の与え方には不明瞭な点が多い。そこで、本研究では空冷型の一次元カラム凍結実験を異なる含水率の土に対して行った。そして、直冷型の実験(釘崎, 2015)と比較することにより、含水率や冷却方法の差異が土中の熱・水分移動に及ぼす影響を評価した。また、空冷実験に対して第三種境界条件を地表面熱境界条件として適用した数値解析を行い、熱交換係数の決定方法や凍結現象の解析に及ぼす影響を検討した。

II 試料

試料には岩手大学附属農場の土(黒ボク土, 飽和含水率: $0.55 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$)の2 mm 以下の通過分を使用した。試料の水分特性曲

線を図1に示す。実測値に Durner モデル (Durner, 1994) を適合した。(図中実線)

III カラム実験

1.方法

試料の初期含水率 θ_{init} を 0.078, 0.30, 0.40, $0.45 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ に調節し, 上下端に冷却装置を有す, 内径 7.8 cm, 高さ 35 cm のアクリル鉛直カラムにそれぞれ乾燥密度 1.10 g cm^{-3} で土を充填した。直冷型では試料上端を冷却装置と密着させ, 空冷型では冷却装置と試料表面の間に 5 cm の空気層を設けた(図2)。カラムに熱電対を 1 cm 深間隔で, TDR とテンシオメータを 5 cm 深間隔で埋設した。空気層には各高さに熱電対を複数本と湿度計を 1 本設置した。カラム側面を断熱し, 試料を 2°C の低温室に静置することで初期温度と重力水分分布を与えた。上下端の温度制御装置に上端は直冷, 空冷型で $-8, -15^\circ\text{C}$, 下端は 2°C の冷媒を循環することで, 試料を上端から下方へ凍結した。上下端からの水の流入出はなしとした。空気層中の温度と湿度, 土中の温度と液状水量, 吸引圧を 5 分間隔で 48 h モニターした。

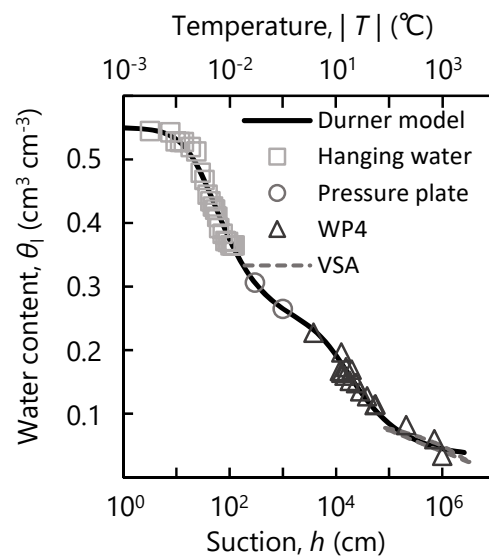


図1 水分特性曲線

2. 初期含水率の比較

図 3(a), (b)に $\theta_{init} = 0.30, 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ の空冷実験で観測した温度と液状水量分布をマーカーで示す。カラム上端の温度制御装置により空気層が冷却された。空気層の温度は一定ではなく、各高度によって異なった。冷却された空気によって地表面の温度は緩やかに低下した。含水率が大きいほど地表面近傍の温度勾配は大きかった。深さ $z = -0.5, 0.5 \text{ cm}$ 間の冷却 6 h の温度勾配を計算すると $\theta_{init} = 0.30, 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ でそれぞれ $2.0, 4.9^\circ\text{C cm}^{-1}$ だった。冷却 48 h の凍結深は $\theta_{init} = 0.30, 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ でそれぞれ $23.1, 20.1 \text{ cm}$ と含水率が小さいほど深かった。液状水は温度の低下に伴い氷へと相変化し、減少した。48 h の凍結層の液状水量は両 θ_{init} の実験とも $0.1 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ であった。また 0~48 h の間に、 $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ では非凍結層から凍結層への液状水移動が見られたが、 $\theta_{init} = 0.30 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ では確認出来なかった。非凍結層の透水係数の影響だと考えられる。移動した水分は凍結層で凍結し、潜熱を発生する。含水率が大きいほど凍結深が小さくなる原因は、凍結面での潜熱発生量の違いによると考えられる。

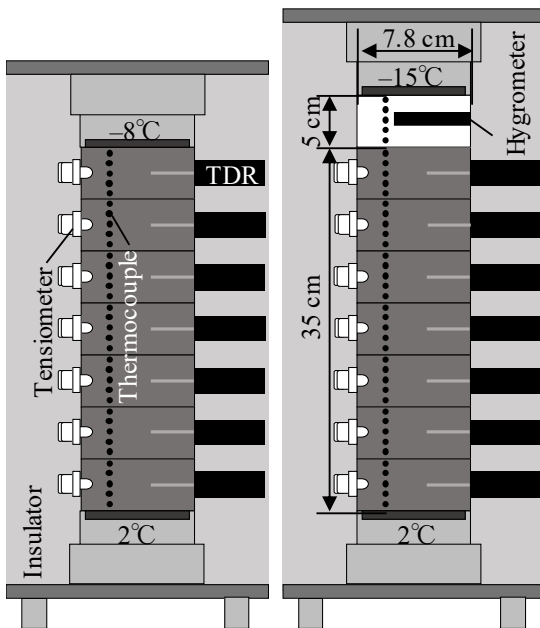


図2 実験装置概要図 (左)直冷, (右)空冷

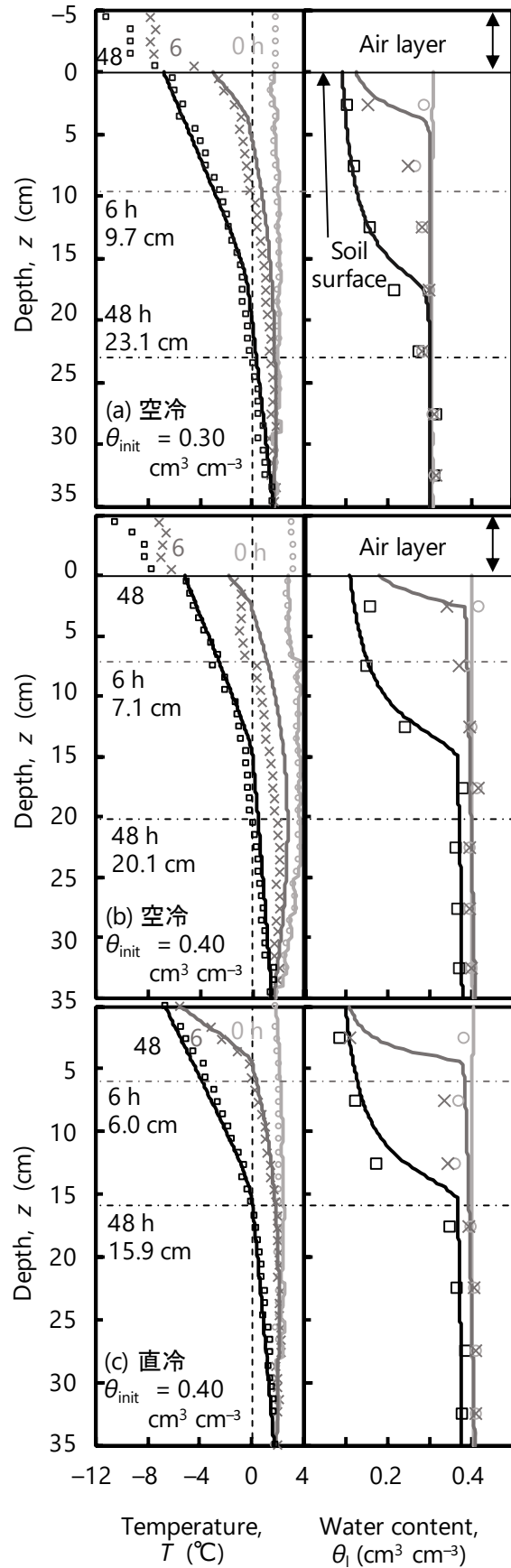


図3 温度(左)・含水率(右)分布
マーカーが実測値, 実線が計算値を表す。
一本鎖線が実測値, 丸点線が計算値から求めた各時間の0°C線を示す。

3. 冷却方法の比較

図 3(c)に $\theta_{\text{init}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で行った直冷実験で観測した温度と液状水量分布を示す。同 θ_{init} の空冷実験(b)に比べ、直冷では地表面の温度が実験開始後急激に低下し、6 h で -5.5°C になった。その後 48 h で -6.6°C まで緩やかに低下した。6 h の凍結深は直冷、空冷でそれぞれ 6.0, 7.1 cm と空冷の方が深かった。48 h でも同様に直冷より空冷の方が深くまで冷却された。地表面近くの液状水量は氷への相変化により、直冷では急激に、空冷では緩やかに減少した。しかし、冷却方法に依らず 48 h までに凍土中に生じた氷の総量は同程度であった。冷却時に発生した凍結潜熱の総量は等しかったと言える。直冷では急激に地表面温度が低下するため、潜熱は短い時間で大量に発生する。一方空冷では緩やかに地表面温度が低下するため、凍結潜熱は長い時間かけて緩やかに発生する。こうした潜熱発生仕方の違いが凍結深に影響を与えたと考えられる。

ここで、下端の熱フラックスを 0 W m^{-2} と仮定すると、温度・液状水量の変化から土中の熱フラックス分布が計算出来る。図 4(a), (b)に直冷、空冷実験の $0 \rightarrow 6, 0 \rightarrow 48 \text{ h}$ で時間平均した熱フラックス分布を示す。数値のマイナスは冷却を意味する。 $0 \rightarrow 6 \text{ h}$, $0 \rightarrow 48 \text{ h}$ を比較すると、凍結初期である $0 \rightarrow 6 \text{ h}$ の地表面熱フラックスは負に大きくなった。この時、地表面熱フラックスは直冷、空冷でそれぞれ $-234, -148 \text{ W m}^{-2}$ で直冷は空冷の約 2.4 倍であった。 $0 \rightarrow 48 \text{ h}$ の地表面フラックスは直冷、空冷でそれぞれ $-77.4, -81.4 \text{ W m}^{-2}$ と概ね等しく同程度冷却されたことが示された。

IV 数値解析

1. 土の凍結モデル

凍結をともなう土中の熱・水分移動は水量の時間変化と氷の生成にともなう潜熱発生量を考慮して(1), (2)式で表される。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial (\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} \right. \\ \left. K_{lh} + K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_s \frac{\partial (\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_l \frac{\partial q_l T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \quad (2)$$

ここで、 $K_{lh}, K_{IT}, K_{vh}, K_{vT}$ はそれぞれ圧力勾配と温度勾配による液状水と水蒸気移動における透水係数、 h は土中水圧力 (cm), $\theta_l, \theta_i, \theta_a$ は液状水と氷、水蒸気の体積率 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), ρ_l, ρ_i, ρ_v は液状水と氷、水蒸気の密度、 T は地温 ($^\circ\text{C}$), t は時間 (s), z は深さ (cm) である。また、 C_p, C_l, C_v はそれぞれ土、液状水、水蒸気の体積熱容量 ($\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$), λ は土の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), L_f は水の凍結潜熱 (334000 J kg^{-1}), L_s は水の蒸発潜熱 ($2.501 \times 10^6 - 2369.2 T \text{ J kg}^{-1}$), q_l, q_v はそれぞれ液状水フラックスと水蒸気フラックス (cm h^{-1}) である。(1)式の熱移動式に初期条件と境界条件を与えると解が得られる。境界条件としては(3)式あるいは(4)式が用いる。

$$T(0, t) = T_s(t) \quad (3)$$

$$q_h = h_{\text{ex}} [T(0, t) - T_a(t)] \quad (4)$$

ここで、 $T(0, t)$ は地表面温度 ($^\circ\text{C}$), $T_s(t)$ は与える境界温度 ($^\circ\text{C}$), q_h は地表面熱フラックス (W m^{-2}), h_{ex} は熱交換係数 ($\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$), $T_a(t)$ は気温である。(3)式は第一種境界条件で表面温度を直接与え、(4)式は第三種境界条件で熱フラックスを与える形をとる。

2. 方法

1. に示したモデルで実験結果を解析した。 0°C 以下の吸引圧は、氷圧の変化を 0 と仮定してクラウジウス・クラペイロン式で温度から算出した。初期温度、初期含水率はカラム実験の実測値を与えた。上端の温度境

界条件は直冷については(3)式, 空冷については(4)式で与えた. 下端の温度境界条件は(3)式で 2°C に固定した. 水分については上下端ともフラックスなしとした. 計算には凍結モデルを含む修正版 HYDRUS1D コードを用いた.

3. 結果

直冷実験で測定した 0 cm 深の地温を第一種境界条件(3)式の $T_s(t)$ として計算した結果を図 3(a)に実線で示す. 計算は実測値を良く再現した. また空冷実験の 0.5 cm 深の実測地温を再現するように 2.5 cm 高の気温を用いてみかけの熱交換係数を決定した(図 5). $\theta_{\text{init}} = 0.30, 0.40\text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ で $h_{\text{ex}} = 19, 22\text{ W m}^{-2}\text{K}^{-1}$ と含水率と比例関係になった(図 6). 求めた熱交換係数を適応して計算した温度と液状水量の分布を図 3(b), (c)に実線で示す. 空冷実験に第三種境界条件を用いることで, 実験の温度と液状水量分布をよく再現出来た. そこで, その際に算出された地表面熱フラックスを比較した. 図 7 に各 θ_{init} の空冷実験について求めた地表面熱フラックスの経時変化を示す. 数値のマイナスは冷却を意味する. 地表面熱フラックスはいずれの θ_{init} でも初期(1~2 h)に急激に負に大きくなり, その後緩やかに 0 に近づいた. また, θ_{init} が大きいほど地表面熱フラックスは負に大きくなった. ピーク値を比較すると, 含水率の最も大きい $\theta_{\text{init}} = 0.45\text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ では最も小さい $\theta_{\text{init}} = 0.078\text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ の 2.1 倍であった. 48 h の積算地表面熱フラックスは $\theta_{\text{init}} = 0.078, 0.30, 0.40, 0.45\text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ で $-3.42, -11.5, -14.6, -16.2\text{ MJ m}^{-2}$ と θ_{init} が大きいほど大きくなった. 熱交換係数を用いることでこうした地表面熱フラックスと含水率の関係が再現出来た. 温度制御装置の設定温度が等しいにも関わらず, 含水率によって地表面熱フラックスが異なった原因については今後さらに検討の必要がある.

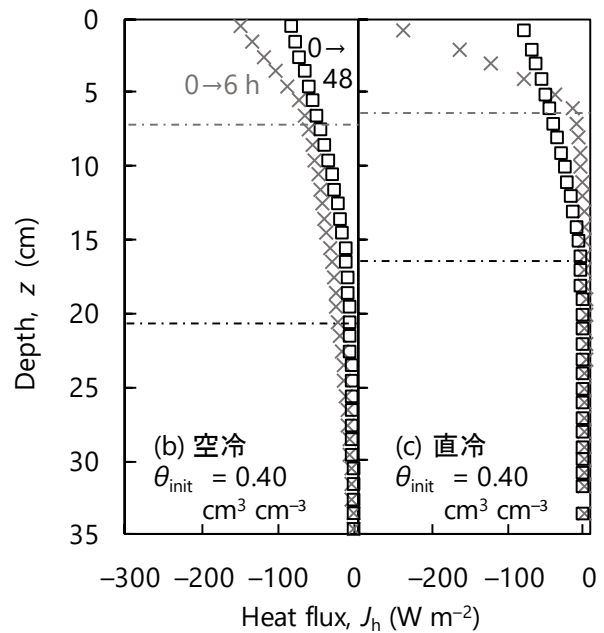


図4 熱フラックス分布

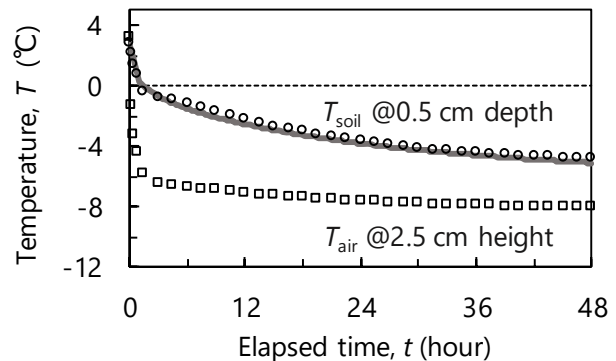


図5 熱交換係数の決定手法

マーカーが実測値, 実線が計算値を表す.

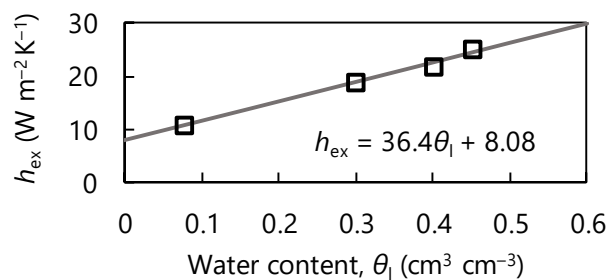


図6 みかけの熱交換係数の含水率依存性

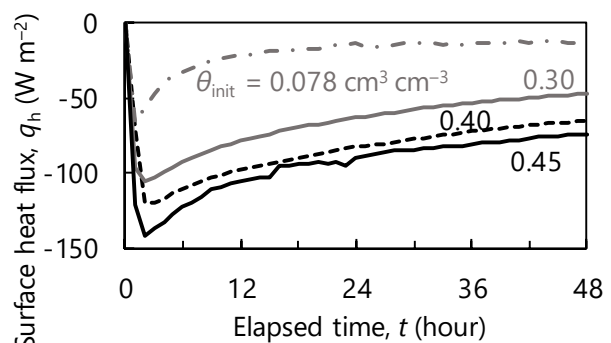


図7 地表面熱フラックス(計算値)