

平成 30 年度

修士論文

土の凍結過程における
地表面熱境界条件の実験的研究

Experimental Study on Surface Thermal Boundary
Condition for Soil Freezing Process

三重大学 大学院生物資源学研究科
共生環境学専攻 地球システム学講座
土壌圏システム学研究分野

517M205 奥田涼太

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_{nit} 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。

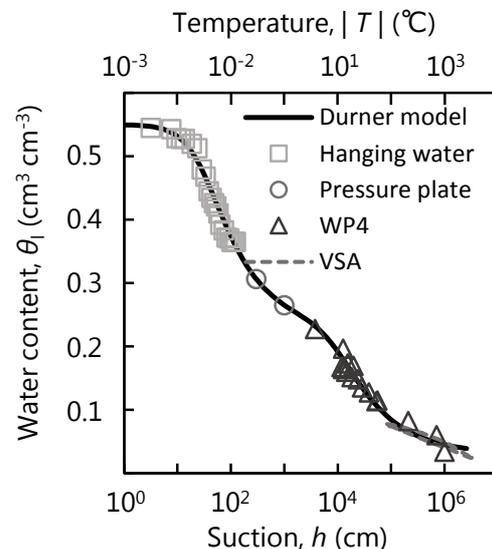


図1 水分特性曲線

2. 初期含水率の比較

図 3(a), (b)に $\theta_{\text{init}} = 0.30, 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ 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 $\theta_{\text{init}} = 0.30, 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ でそれぞれ $2.0, 4.9 \text{ }^\circ\text{C cm}^{-1}$ だった。冷却 48 h の凍結深は $\theta_{\text{init}} = 0.30, 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ 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、 $\theta_{\text{init}} = 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ では非凍結層から凍結層への液状水移動が見られたが、 $\theta_{\text{init}} = 0.30 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ 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。

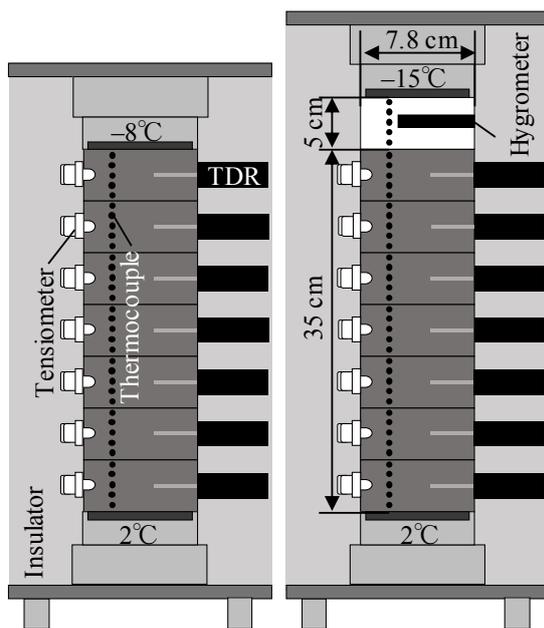


図2 実験装置概要図 (左)直冷, (右)空冷

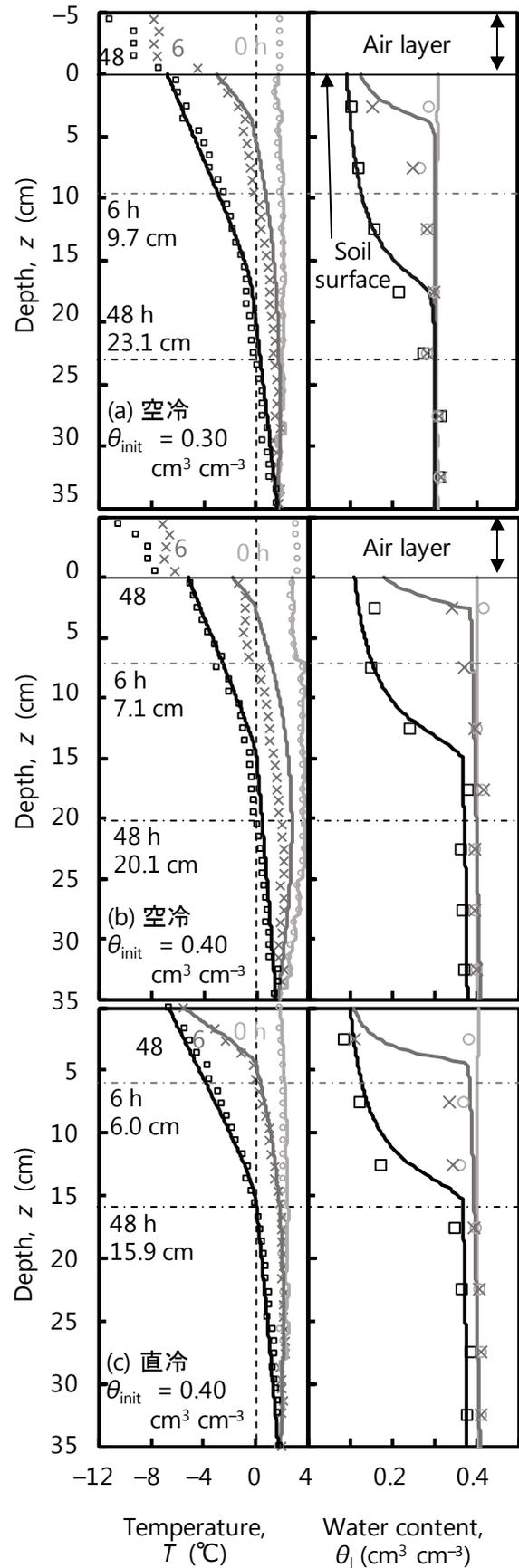


図3 温度(左)・含水率(右)分布
マーカーが実測値, 実線が計算値を表す。
一本鎖線が実測値, 丸点線が計算値から求めた各時間の0°C線を示す。

3. 冷却方法の比較

図 3(c)に $\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ 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_{nit} 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. こうした潜熱発生の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.

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

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

ここで, $K_{lh}, K_{lt}, K_{vh}, K_{vt}$ 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.

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.

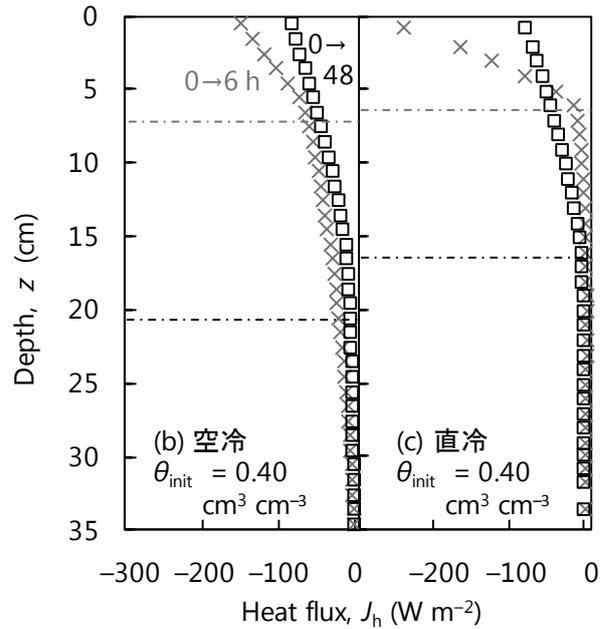


図4 熱フラックス分布

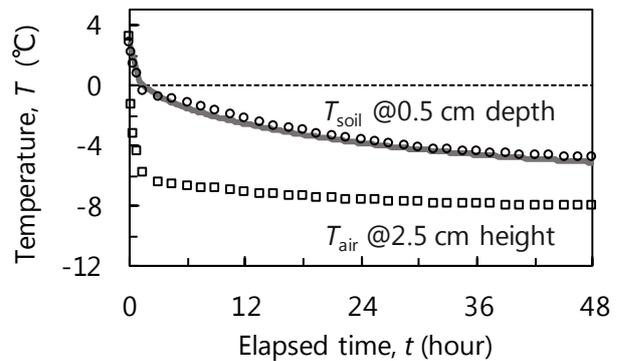


図5 熱交換係数の決定手法

マーカーが実測値, 実線が計算値を表す.

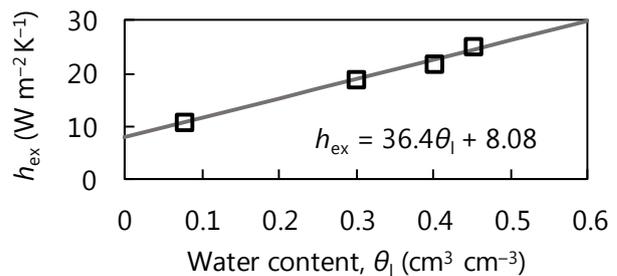


図6 みかけの熱交換係数の含水率依存性

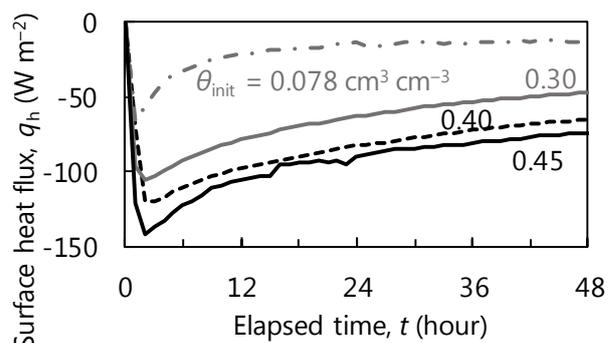


図7 地表面熱フラックス(計算値)

目次

要旨		2
第1章	はじめに	7
第2章	理論	
2-1	凍結を考慮した不飽和土の水分移動・熱移動モデル	9
2-2	凍土中の不凍水圧	10
2-3	凍土の体積熱容量	11
2-4	熱境界条件	12
2-5	地表面熱収支式	13
第3章	カラム実験	
3-1	試料と方法	
3-1-1	水分特性曲線と不飽和透水係数	14
3-1-2	試料の熱特性	16
3-1-3	測定機器と実験装置	18
3-1-4	実験方法	21
3-2	実験結果	
3-2-1	Ex.1 (Andisol, $\theta_{init} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	26
3-2-2	Ex.2 (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	30
3-2-3	Ex.3 (Andisol, $\theta_{init} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	36
3-2-4	Ex.4 (Andisol, $\theta_{init} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	41
3-2-5	Ex.5 (Andisol, $0 \sim 10 \text{ cm}$ 深 : $\theta_{init} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $10 \sim 35 \text{ cm}$ 深 : $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	46
3-2-6	Ex.6 (Andisol, $\theta_{init} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = 19^\circ\text{C}$)	52
3-2-7	Ex.7 (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = 19^\circ\text{C}$)	55
3-2-8	Ex.8 (Sand, $\theta_{init} = 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	58
3-3	考察	
3-3-1	冷却方法の違い	63
3-3-2	初期含水量の違い	66
3-3-3	土質の違い	69
3-3-4	土中・空気層の水平温度差について	71
3-3-5	空気層の湿度変化についての考察	74

第4章	数値計算	
4-1	計算条件	
4-1-1	水分特性曲線	75
4-1-2	初期条件・境界条件	79
4-2	計算結果	
4-2-1	Ex.1 (Andisol, $\theta_{init} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	80
4-2-2	Ex.2 (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	84
4-2-3	Ex.3 (Andisol, $\theta_{init} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	87
4-2-4	Ex.4 (Andisol, $\theta_{init} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	91
4-2-5	Ex.5 (Andisol, $0 \sim 10 \text{ cm}$ 深 : $\theta_{init} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 10~35 cm 深 : $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)	94
4-2-6	Ex.6 (Andisol, $\theta_{init} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = 19^\circ\text{C}$)	98
4-2-7	Ex.7 (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = 19^\circ\text{C}$)	101
4-3	考察	
4-3-1	見かけの熱交換係数の含水率依存性	104
4-3-2	境界条件の比較	105
4-3-3	冷却方法の違い	107
4-3-4	溝口 (1986) によるカラム凍結実験とその解析	
4-3-4-1	試料と方法	110
4-3-4-2	実験結果	110
4-3-4-3	熱交換係数の推定	111
第5章	おわりに	117
	参考文献	118
	謝辞	120

第1章 はじめに

寒冷地では気温が氷点下まで低下することがある。大気との熱交換によって地表面は冷却され、土中で凍結が進行していく。凍結が生じると、熱・水分・溶質の移動が生じる。国内寒冷地（たとえば北海道十勝地方や、群馬県北部などが挙げられる）の農業を考える際には、土壌凍結にともなう物質移動特性の変化の考慮が必要となる。たとえば、秋まき小麦の越冬には土壌水分が必要不可欠であるが、凍結が生じると土中温度が低下し、それともない液状水分量が著しく減少するため、発芽不良や凍死などが起きる。そのため、土中の温度・水分・凍結深の管理が重要である。また、土壌の凍結現象を有効に活用する技術として、収穫漏れしたばれいしょが越冬し、その後雑草化することを防ぐために、土壌凍結を利用してばれいしょを死滅させる技術である雪割り（Hirota et al. 2011; Yazaki et al. 2013）や雪踏み（Shimoda et al. 2015）がある。寒冷地農業の生産性向上のためには、土の凍結現象の理解や、その予測のためのモデル構築が重要である。

三重大学大学院生物資源研究科土壌圏システム学研究室では、これまで鉛直一次元の土カラムを用いた凍結・融解実験を行い、凍結モデルを用いた数値解析が行われてきた。和気（2007）は、異なる土質や温度境界のカラム凍結実験を行い、それらの凍結条件が水分と熱移動に与える影響を明らかにした。紀藤（2011）、釘崎（2015）は、融解・浸潤過程の水分移動や数値モデルを検討した。凍土の不凍水圧は、従来、温度平衡を仮定してクラウジウス・クラペイロンの式に基づき推測してきた。伴（2017）は、凍土の不凍水圧の測定を試み、凍結速度を変えて温度と不凍水圧の関係を考察した。

これら一連のカラム凍結実験では、試料上端に温度制御装置を密着させる接地型の冷却・昇温を与えている。この接地型冷却で一定温度に冷却すると、地表面は急激に冷却され、速やかに一定温度となる。そのため、モデル解析には地表面の測定温度を第一種境界条件として近似的に与えることが多い。紀藤（2011）、釘崎（2015）、Newman（1997）は、地表面境界条件として一定温度を与えている。

一方、大気の気温の低下による土壌の凍結は、接地冷却型の場合に比べて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、地表面温度の低下速度は更に遅れ、凍結の進行の遅れも更に顕著になると予測される。Stahil（1996）やHansson（2004）は自然条件下の凍結の数値解析する際、境界条件として気温の実測値を用いた。大気冷却による凍結の地表面境界条件は、ニュートンの冷却法則に基づく第三種境界条件が用いられる。

$$q_h = h_{ex}[T(0, t) - T_{air}(t)]$$

ここで q_h は地表面熱フラックス (W m^{-2})、 h_{ex} は熱交換係数 ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$)、 $T(0, t)$ は地表面温度 ($^{\circ}\text{C}$)、 $T_{air}(t)$ は気温 ($^{\circ}\text{C}$) である。しかし、この第三種境界条件を用いた凍結実験の解析例は少なく、特に熱交換係数の検討は十分に行われていない。

本研究では、自然条件下の冷却による土壌凍結を再現するために、冷却装置と地表面に空気層を設けた一次元土カラムの凍結・融解実験を行った。そして、既往の接地型冷却の実験結果と比較することにより、冷却方法と含水率の差異が土中の熱・水分移動に及ぼす影響を評価することを第一の目的とした。また、カラム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水分・溶質・熱移動の数値解析を行い、第三種境界条件の適用時の問題点や熱交換係数の検討を行うことを第二の目的とした。第 3 章では空気層を設けた本実験と、設置型の冷却を行った釘崎 (2015) の実験結果を比較し、冷却方法が凍結時の温度、液状水量、熱フラックス分布に与える影響を調べた。また、空気層を設けたカラム実験で初期含水率を変化させ、温度、液状水量、熱フラックス、水分移動量の違いを比較した。

第 4 章では第 3 章で行ったカラム実験に対してニュートンの冷却法則を境界条件として適応した数値計算を行い、熱交換係数を決定した。決定した熱交換係数についての考察も行った。また、溝口 (1986) による実験データについても熱交換係数を決定した。

第2章 理論

2-1 凍結を考慮した不飽和土の水分移動・熱移動モデル

Philip and de Vries (1957) によると、非等温下の水蒸気を含む不飽和土中の水分移動の駆動力は、圧力勾配と温度勾配に起因する。

$$q_w = q_h + q_{IT} + q_{vh} + q_{vT} = -K_{lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} - K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2-1)$$

ここで、 q_w は水分フラックス (cm h^{-1})、 $q_h, q_{IT}, q_{vh}, q_{vT}$ はそれぞれ圧力勾配と温度勾配による液状水フラックスと水蒸気フラックス (cm h^{-1}) である。 $K_{lh}, K_{IT}, K_{vh}, K_{vT}$ はそれぞれ圧力勾配と温度勾配による液状水移動と水蒸気移動における透水係数、 h は土中水圧力 (cm)、 T は地温 ($^{\circ}\text{C}$)、 t は時間 (h)、 z は深さ (cm) である。

凍結をともなう鉛直一次元の不飽和土中の水分移動式は氷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次式で表される。

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial (\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2-2)$$

ここで、 $\theta_l, \theta_i, \theta_a$ 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、水蒸気の密度である。温度変化をともなうため、温度移動式も同時に考える必要がある。

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_s \frac{\partial (\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_l \frac{\partial q_l T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_v q_v}{\partial z} \quad (2-3)$$

ここで、 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 ($2.501 \times 10^6 - 2369.2T \text{ J kg}^{-1}$) である。

2-2 凍土中の不凍水

水と氷が共存する系においては，相平衡の状態方程式が成立する．

$$v_1 \frac{dP_1}{dT} - v_i \frac{dP_i}{dT} = \frac{L_f}{T} \quad (2-4)$$

ここで， P_1 と P_i は水と氷の圧力 (Pa)， v_1 は水の比容積 ($0.001 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)， v_i は氷の比容積 ($\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$)， T は温度 (K) である．なお，ここでの温度の単位は (K) であることに留意する必要がある．不飽和土中では凍上圧を 0 と仮定すると，式(2-4)は(2-5)のように変形できる．

$$v_1 \frac{dP_1}{dT} = \frac{L_f}{T} \quad (2-5)$$

いま， $v_1=1/\rho_1$ ， $P_1=\rho_1gh$ とし，(2-4)式を解くと，一般化クラウジウス-クラペイロンの式 (以下 GCCE とする) が導かれる．

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \frac{T_m - T}{T_m} \quad (2-6)$$

ここで， h は土中水圧力 (m)， g は重力加速度 (9.81 m s^{-2})， T_m はバルクの水の融点 (273.15 K)，である．図 2-2-1 に GCCE により推定した土中水圧力と温度の関係を示す．

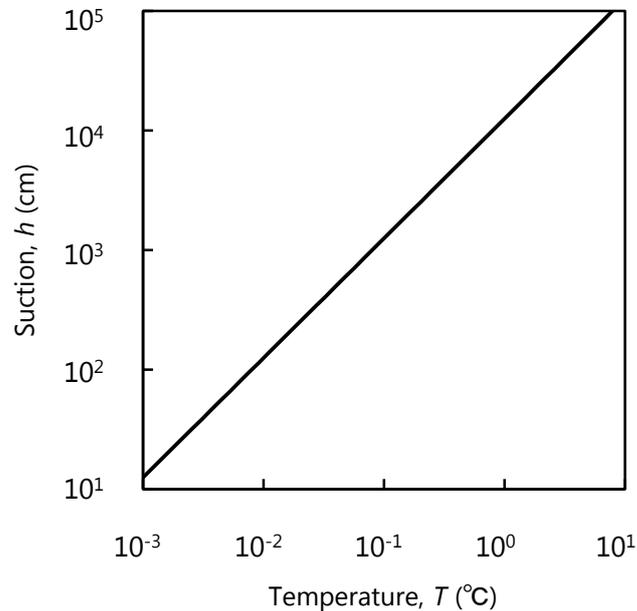


図 2-2-1 GCCE により推定した土中水圧力と温度の関係

2-3 凍土の体積熱容量

渡辺ら (2007) は de Vries (1963) の熱容量モデルに氷量の項を加え以下の式で凍土の体積熱容量の式を表わした.

$$C_p = \theta_n C_n + \theta_o C_o + \theta_a C_a + \theta_l C_l + \theta_i C_i \quad (2-7)$$

$C_n, C_o, C_{air}, C_l, C_i$ はそれぞれ土の固相, 有機物, 空気, 液状水, 氷の熱容量 ($\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$), θ_n, θ_o はそれぞれ固相率, 体積有機物率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) である. ここで, $C_n = 1.92 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{m}^{-3}$, $C_o = 2.51 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{m}^{-3}$, $C_{air} = 1250 \text{ J K}^{-1} \text{m}^{-3}$, $C_l = 4.18 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{m}^{-3}$, $C_i = 1.953 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{m}^{-3}$ である. また, 凍結をともなう場合潜熱による体積熱容量の上昇効果を考える必要がある.

$$C_a = C_p - L_f \rho_i \frac{d\theta_i}{dT} \quad (2-8)$$

第二項は水の凍結潜熱, 氷の密度, 不凍水量曲線の勾配の積である. 見かけの熱容量は土の熱容量と比較して, 氷量の変化が大きい $0 \sim -1^\circ\text{C}$ では 2 オーダー程度も大きくなる. (図 2-2-2) 温度低下が進行するにつれ, 氷量変化は小さくなるため, C_a の値は C_p へと漸近していく.

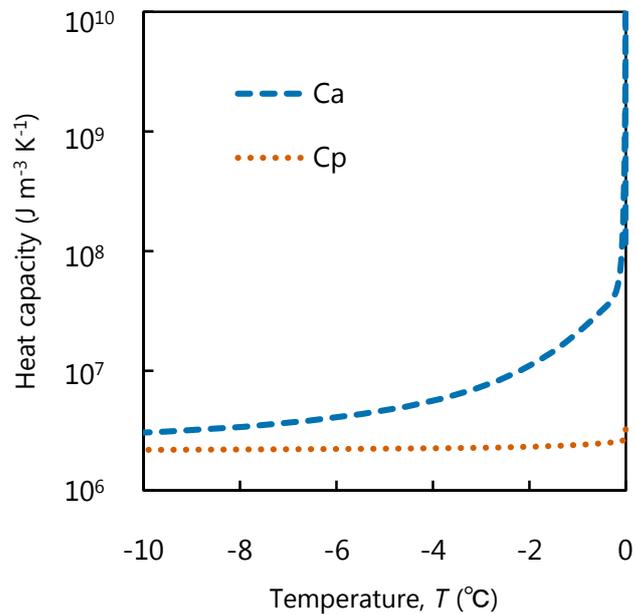


図 2-2-2 見かけの熱容量の温度依存性の例 (飽和黒ボク土)

2-4 熱境界条件

熱移動式に適切な境界条件を与えて解くことで、土中の温度分布や凍結深を正しく予測することが出来る。境界条件としては以下の3つの種類が考えられる。

$$T(0, t) = T_s(t) \quad (2-9)$$

$$\frac{\partial T(0, t)}{\partial z} = f(t) \quad (2-10)$$

$$\frac{\partial T(0, t)}{\partial z} = \frac{h_{\text{ex}}}{\lambda} [T(0, t) - T_m(t)] \quad (2-11)$$

第1の境界条件(式2-9)は、ディリクレ境界条件と呼ばれ、境界の温度を与えるものである。ここで、 $T(0, t)$ は固体表面の温度(°C)、 $T_s(t)$ は与えられた境界温度(°C)である。端面温度この条件は境界温度が既知の場合に用いるが、土壤に限らずすべての固体で境界温度の正確な測定は不可能である。そのため、固体境界に温度制御装置を設置するような境界温度が近似可能な場合に用いられる。

第2の境界条件(式2-10)は、ノイマン境界条件と呼ばれる。ここで、 $f(t)$ は境界での温度勾配の値である。 $f(t) = 0$ を与えると外側からの熱の流入が無い断熱条件を与えることが出来る。すなわち、温度勾配が0で熱の移動がない状態を指す。

第3の境界条件(式2-11)は、ディリクレ境界条件、ノイマン境界条件の混合型で、熱伝導問題ではロビン境界条件(あるいはNewtonの冷却法則)と呼ばれる。ここで、 h_{ex} は熱交換係数で温度差1単位あたりの熱フラックスを決める尺度($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$)、 T_m は媒質(の温度(°C))である。これは、温度 T_m の空気から土壤に熱が伝わる速度は、媒質と固体の温度差に比例することを意味する。

2-5 地表面熱収支式

地表面熱収支式が広く用いられている (式 2-12).

$$R_n = H + L_s E + q_h \quad (2-12)$$

ここで, R_n は入力放射量 (W m^{-2}), H は顕熱輸送量 (W m^{-2}), $L_s E$ は潜熱輸送量 (W m^{-2}), q_h は地表面熱フラックス (W m^{-2}), T_s は地表面温度 ($^{\circ}\text{C}$) である. 閉鎖されたカラム実験のような系を考える場合, $R_n, L_s E$ を 0 に近似できる. そのため式 2-12 は, 以下のように簡略化し, 熱フラックスを求めることが出来る.

$$q_h = -H = h_{\text{ex}}[T(0, t) - T_{\text{air}}(t)] \quad (2-13)$$

ここで, $T_{\text{air}}(t)$ は気温 ($^{\circ}\text{C}$) である. 熱交換係数 h_{ex} は, 地表面の状態 (粗度) や風速, 気温の観測高度などのあらゆるパラメータをまとめた係数である. すなわち, 熱交換係数は熱伝導率のように流体固有の値でなく条件によって複雑に変化する. また, 式 2-13 を変形すると式 2-11 のロビン境界条件の形をとる.

2-6 バルク式

式 2-13 では熱交換係数を用いて顕熱輸送量を表現したが, 広くバルク式 (式 2-14) も用いられている (近藤, 2000, p. 142).

$$H = c_p \rho C_H U [T(0, t) - T_{\text{air}}(t)] \quad (2-13)$$

ここで, $c_p \rho$ は単位体積の空気の熱容量 (J K^{-1}), $C_H U$ は顕熱輸送の交換速度 (m s^{-1}) で風速 U と安定度の関数である. 式 2-13 の右辺を式 2-14 になる.

$$H = [c_p \rho T(0, t) - c_p \rho T_{\text{air}}(t)] C_H U \quad (2-14)$$

$c_p \rho T(0, t)$ は地表面近傍の空気塊が持つエネルギー (J), $c_p \rho T_{\text{air}}(t)$ は地表面から少しはなれた高度における単位体積の空気塊がもつエネルギー (J) である. 顕熱輸送は 2 高度の熱エネルギーの交換によって生じると言える. バルク式は, 空気の体積熱容量が 2 高度で等しいと仮定して式 2-13 に変形されている.

第3章 カラム実験

3-1 試料と方法

3-1-1 水分特性曲線と不飽和透水係数

試料には岩手大学附属農場の表層土（黒ボク土）と鳥取砂丘砂を使用した。黒ボク土は2 mm 以下に篩別し，鳥取砂丘砂は水洗後炉乾燥した。図 3-1-1 に両試料の水分特性曲線と不飽和透水係数を示す。プロットは吸引法，加圧板法，水ポテンシャル測定装置（WP4），水分吸脱着測定装置（VSA）による実測値である。この実測値を元に Durner モデル（式 3-1, 3-2）を用いてフィッティングを行った。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = w_1 [1 + (\alpha_1 h)]^{-m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)]^{-m_2} \quad (3-1)$$

$$K_{th}(S_e) = K_s \frac{(w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l \left(w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e1}^{\frac{1}{m_1}} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e2}^{\frac{1}{m_2}} \right)^{m_2} \right] \right)^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (3-2)$$

ここで， S_e は有効飽和度， θ_r は残留体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)， θ_s は飽和体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)， α (cm^{-1})， n (-)， m ($=1 - 1/n$) は水分移動特性の形状を与えるパラメータ， K_s は飽和透水係数 (cm h^{-1})， l は間隙結合係数， w ($w_1 + w_2 = 1$) は重みづけ係数である。これらのパラメータの推定には不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS1-D (Šimůnek et al., 2005) を用いた。得られたパラメータ値を表 3-1-1, 3-1-2 に示す。

不飽和凍土中では氷の生成による通水断面の減少により，不飽和透水係数が温度低下に伴い劇的に低下する (Watanabe and Flury, 2008)。そこで，Lundin (1990) の凍土の透水係数 K_{fh} を全水量 θ に対する氷量 θ_i の割合と抵抗係数 Ω に応じて透水係数を指数関数に低下させるモデルを提唱した。

$$K_{fh} = K_{th} \times 10^{-\frac{\theta_i}{\theta} \Omega} \quad (3-3)$$

表 3-1-1 岩手黒ボク土のパラメータ値

θ_r	θ_s	α_1	α_2	n_1	n_2	l	K_s	w_2
0.03	0.55	0.0334	0.00011	1.63	1.56	0.5	14.57	0.391

表 3-1-2 鳥取砂丘砂のパラメータ値

θ_r	θ_s	α_1	α_2	n_1	n_2	l	K_s	w_2
0.003	0.357	0.033	0.00011	6.26	1.49	0.5	24.96	0.086

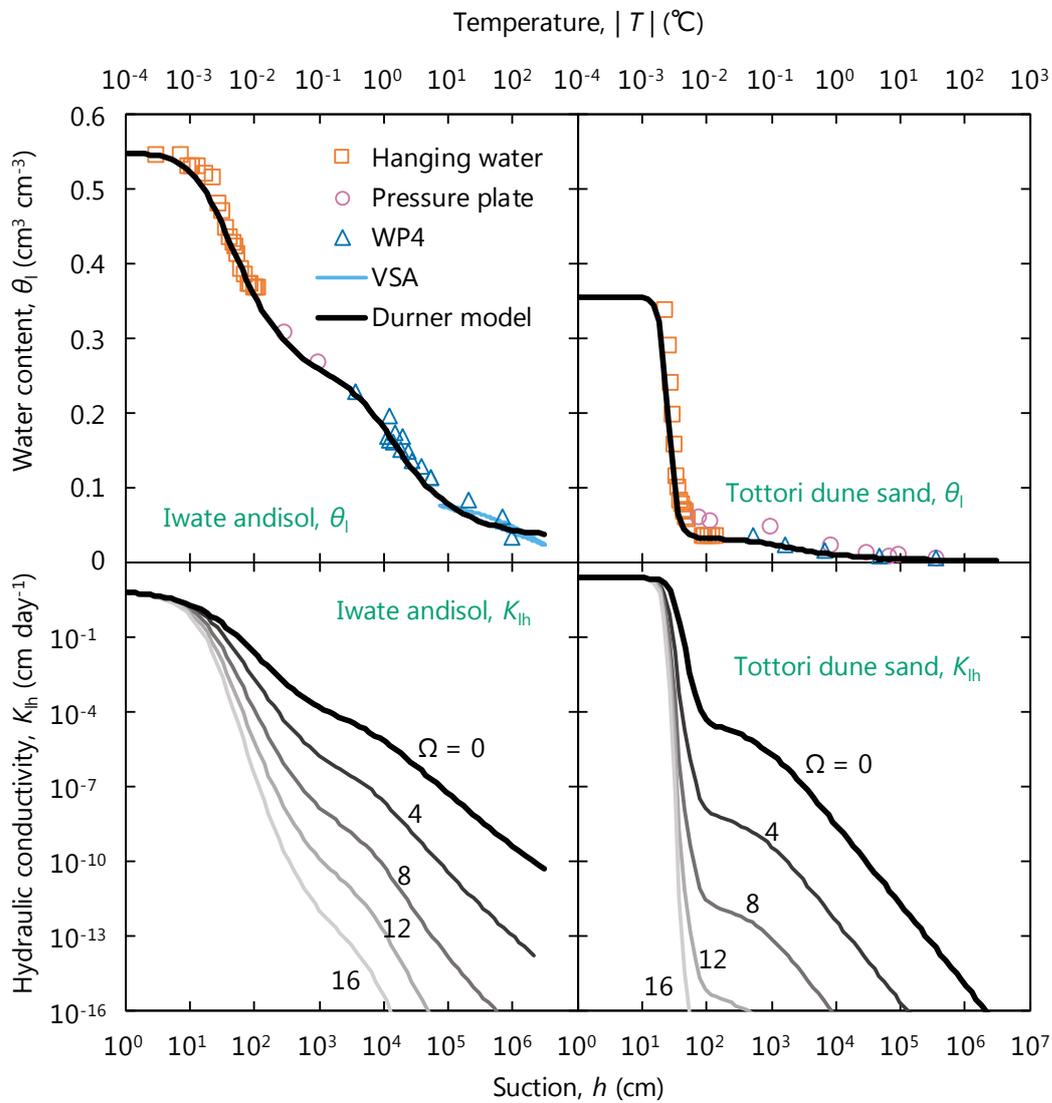


図 3-1-1 岩手黒ボク土と鳥取砂丘砂の水分特性曲線と不飽和透水係数

3-1-2 試料の熱特性

Hansson ら (2004) は Campbel モデルを改良し、凍土の熱伝導率の含水率依存性を式 3-3 で表した.

$$\lambda(\theta_i) = C_1 + C_2(\theta_i + F\theta_i) - (C_1 - C_4)\exp[-(C_4\theta_i)^{C_5}] \quad (3-3)$$

ここで、 C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 は試料の固相率, 石英分率, 粘土分率, 有機分率, その他の無機物分率によって決まるパラメータである. また, $F (= 1 + F_1\theta_i^{F_2})$ は氷量を考慮した関数で, F_1 と F_2 は土質毎に異なる値をとる. 図 3-1-2 に両試料の熱伝導率と体積熱容量を示す. プロットは熱特性計 (KD2Pro) による実測値である. この KD2Pro による実測値と固相率, 石英分率, 粘土分率, 有機分率のデータを元に, 熱伝導率は式 3-3 を, 体積熱容量は式 2-7 を用いてフィッティングを行った. 用いたパラメータ値を表 3-1-3, 3-1-4 に示す.

表 3-1-3 岩手黒ボク土のパラメータ値

C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	F_1	F_2
0.42	1.23	15.57	0.17	4	5.6	1

表 3-1-4 鳥取砂丘砂のパラメータ値

C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	F_1	F_2
0.80	1.18	27.00	0.15	4	8.0	1

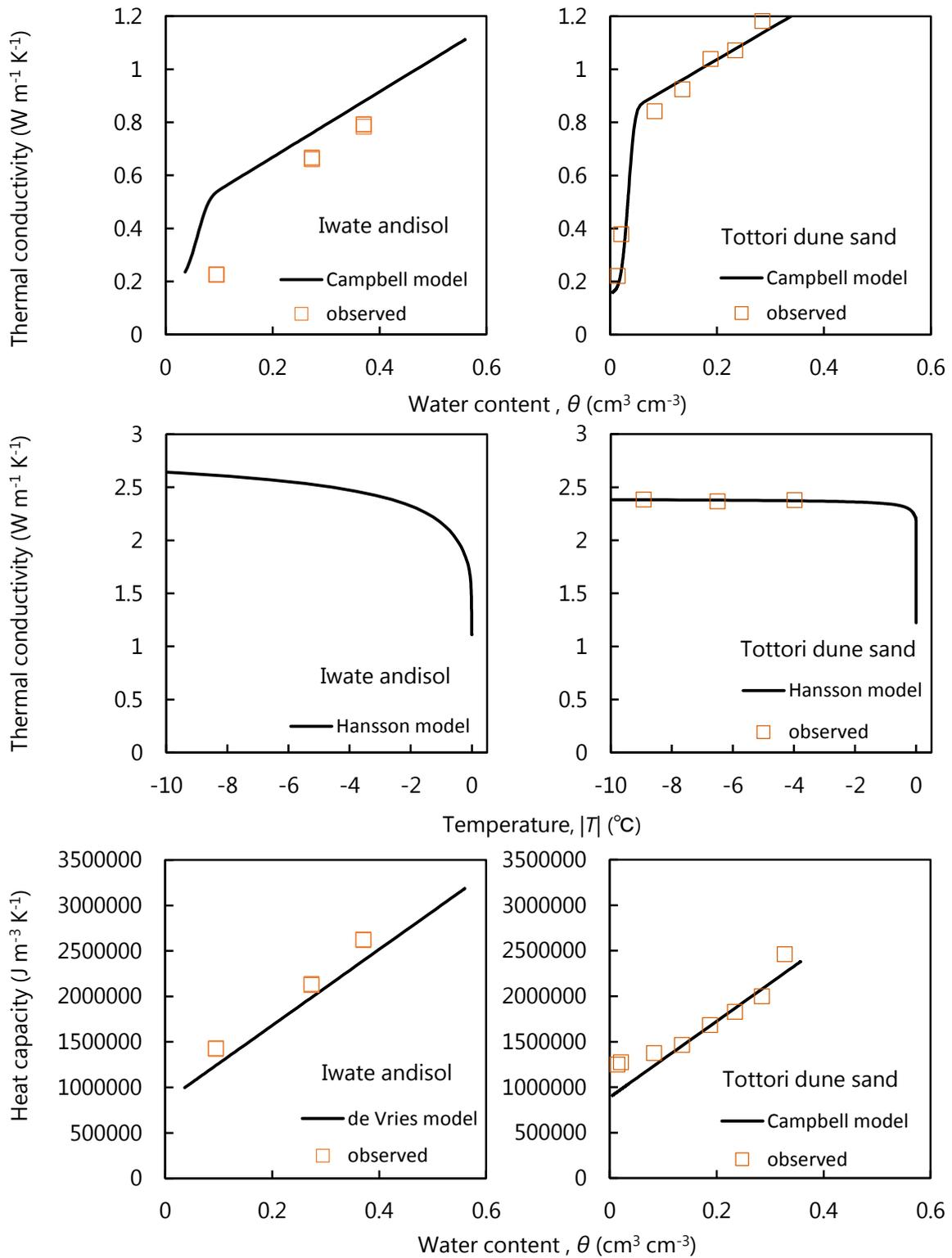


図 3-1-2 岩手黒ボク土と鳥取砂丘砂の熱伝導率の含水率依存性（上段），熱伝導率の温度依存性（中段），熱容量の含水率依存性．実線がモデル，プロットが測定値を示す．

3-1-3 測定機器と実験装置

3-1-3-1 熱電対

温度の測定には、銅-コンスタンタンの熱電対を用いた。熱電対の検量は校正用のサーミスタ（TS109SS-L, Campbell Scientific Inc.）を真値とした。0°C付近の氷水の温度を熱電対と校正用サーミスタを同時に測定し、温度差を切片とした。実験は複数回行ったが、実験毎に検量を行わず、熱電対の故障を確認した場合のみ新品に取替え再検量を行った。

3-1-3-2 TDR 水分計

水分量の測定には TDR 水分計（以下 TDR）を用いた。TDR とは Time Domain Reflection（時間領域反射法）の略で土に対して電磁波を与えて伝播時間から水分量を測定する方法である。比誘電率 ϵ_r は見かけの伝播距離 L_a とニードル長 L と補正值 *offset* を用いて表される。

$$\epsilon_r = \left(\frac{L_a - \text{offset}}{L} \right)^2 \quad (3-3)$$

ここで、ニードル長 L と補正值 *offset* は個体差があるので別途検量が必要である。見かけの伝播距離 L_a を測定し比誘電率を算出した後、体積含水率 θ_1 への換算はたとえば Topp *et al* (1980) の考案した校正式（Topp 式）が一般的に用いられる。

$$\theta_1 = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (3-3)$$

水の比誘電率は約 80 と土粒子、空気、氷の比誘電率（それぞれ 3~5, 1, 3）と比べて非常に高いことを体積含水率の測定に利用している。しかし、Topp 式は体積含水率を砂質土では過大に、粘質土では過小に評価してしまうことが分かっている（和気, 2005）。そこで、本研究では炉乾法により求めた含水率と測定した比誘電率から別途岩手黒ボク土（式 3-4）と鳥取砂丘砂（式 3-5）の検量線を作成した。

$$\theta_1 = -2.46 \times 10^{-2} + 2.98 \times 10^{-2} \epsilon_r - 6.62 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 5.89 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (3-4)$$

$$\theta_1 = -7.08 \times 10^{-2} + 2.58 \times 10^{-2} \epsilon_r - 3.20 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 2.00 \times 10^{-7} \epsilon_r^3 \quad (3-5)$$

さらに、不凍水量の測定を TDR で行う場合、氷の比誘電率の影響を考え、検量線を別途作成する必要がある。

$$\theta_1 = -1.07 \times 10^{-1} + 3.27 \times 10^{-2} \epsilon_r - 6.15 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 3.76 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (3-6)$$

式 3-6 は氷の影響を考えた岩手黒ボク土の不凍水量を算出する検量線である。温度が平衡に達したと考えられる時間の比誘電率と温度と GCCE と水分特性曲線から算出した含水率の関係を考えて検量線の係数を決定した。鳥取砂丘砂に関しては実験回数が少なく、データが不十分なため凍結の有無に関わらず 1 本の検量線を用いた。

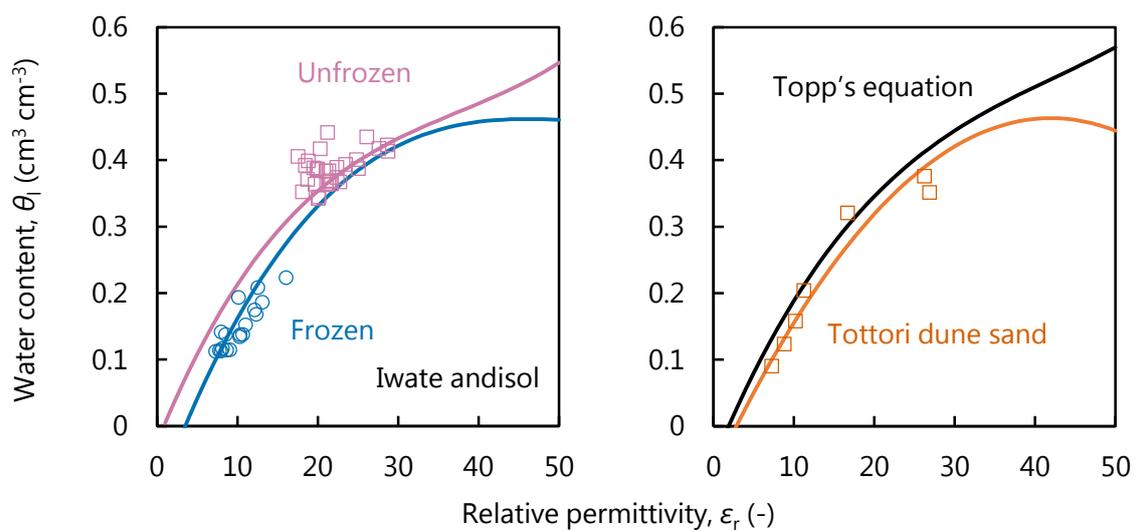


図 3-1-3 岩手黒ボク土 (左) と鳥取砂丘砂 (右) の比誘電率と体積含水率の関係。実線が求めた検量線, プロットが測定値を示す。

3-1-3-3 テンシオメータ

圧力の測定にはテンシオメータを用いた。テンシオメータは土中に埋め込むポーラスカップ部と圧力計に分けられる。圧力計は出力される電圧を測定する。そのため、電圧から圧力へと変換する検量線を圧力計ごとに作成した(図 3-1-4)。テンシオメータは土中と平衡した水圧を直接測定する。そのため、凍結が生じる環境ではテンシオメータ内の水も凍るため圧力測定が出来なくなる。よって、0℃以下では GCCE によって凍土中の圧力を推定した。

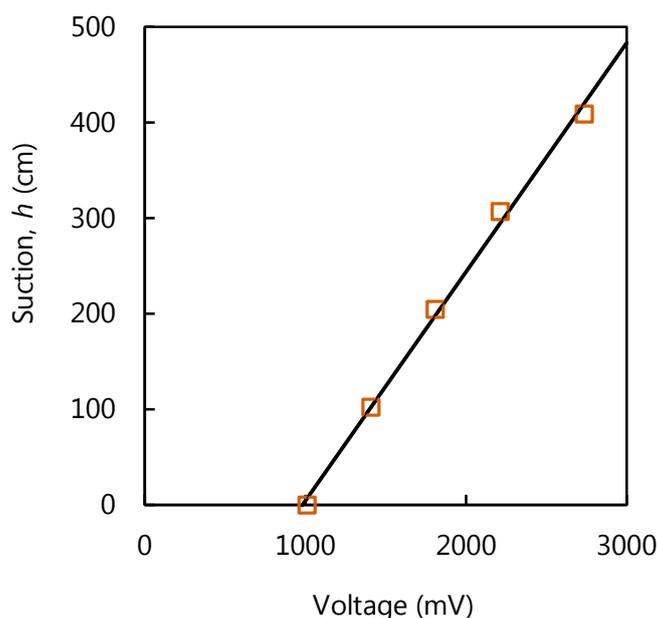


図 3-1-4 出力される電圧から圧力へと変換する検量線 (例)

3-1-3-4 温湿度計

空気の温度 T (K) と相対湿度 RH (%) の測定には HC2 (HC2-S, rotronic Inc.) を用いた。外径 7 mm, 長さ 51 mm の小型センサである。クラウジウス・クラペイロンの式から飽和水蒸気圧 $e_s(T)$ (hPa) を求めることが出来る。

$$e_s(T) = e_0 \exp \left[\frac{L_s}{R_v} \left(\frac{1}{T_m} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (3-7)$$

ここで、 e_0 は水の三重点における飽和水蒸気圧 (6.1173 hPa), L_s は水の蒸発潜熱 ($2.501 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), R_v は水蒸気の気体定数 ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_m は水の融点 (273.15 K) である。水蒸気の状態方程式を用いると飽和水蒸気量 $a(T)$ (g m^{-3}) を求められる。

$$a(T) = \frac{217 \times e_s(T)}{T + 273.15} \quad (3-8)$$

単位体積当たりの空気の質量である絶対湿度 VH (g m^{-3}) は飽和水蒸気量と相対湿度から求められる。

$$VH = a(T) \frac{RH}{100} \quad (3-9)$$

気温変化によって飽和水蒸気量は変化するため、水蒸気の絶対量を論じる際には絶対湿度 VH を用いることとする。

3-1-4 実験方法

内径 7.8 cm、高さ 5 cm のアクリルカラムを 8 個用意し、上部と下部に温度制御装置を設置することでカラム実験装置とした (図 3-1-5)。上部と下部にはホースを通して恒温水槽した不凍液を循環させることで温度制御を行う。ホースには断熱チューブを取り付け、出来るだけ温度変化なく循環するようにした。熱電対を 1 cm 間隔で 46 点 (一部同深度・同高度で複数測定 (図 3-1-6))、TDR と事前に脱気を行ったテンシオメータを土中に 5 cm 間隔で 7 点、HC2 を空気層に 1 点設置した。試料の含水率をカラム 1 段分 (高さ 5 cm、体積 238.92 cm^3) 毎に調節した。バッド内に土を薄く広げ、霧吹きで水を加え、葉さじで全体を均一にかき混ぜる作業を目的の含水率になるまで複数回繰り返した。含水率調整後、密閉できるチャックつきポリ袋に入れ 1~2 日間静置し土に水を馴染ませた。試料をカラム内に曲げたスプーンを用いて一定の乾燥密度 (表 3-1-5) で充填した (図 3-1-7)。含水率調節、土の充填作業は $20\sim 25^\circ\text{C}$ の実験室で行った。空調設備の不調により厳密な気温調節は出来なかった。次にテンシオメータと圧力変換器をアンギオチューブで繋ぎ、チューブ内部を脱気水で満たした。実験装置をゴムシートとグラスウールをカラムに巻きつけ断熱を行った (図 3-1-8, 9)。この際、なるべく隙間が出来ないようにして空気の交換を減らした。上部、下部の温度制御装置の設定温度 T_{top} 、 T_{bottom} を 2°C に設定し、 2°C の恒温室に 1~2 日静置することで試料に初期温度と重力水分分布を与えた。その後、 T_{top} を実験ごとの任意の温度 (表 3-1-5) に設定し、実験を開始した。実験は 2°C の恒温室で行った。恒温室の気温を熱電対でモニターし、実際の気温が 2°C になるよう設定温度を適宜変更した。実験中は温度と液状水量と吸引圧、相対湿度を 5 分間隔でモニターした。48 h 経過後、不凍液の上部の温度制御装置の設定温度 T_{top} を 2°C に変更した。実験開始後 96 h 後不凍液の循環を停止し、実験を終了した。実験終了後、試料を 5 cm ごとに解体し、炉乾法によって体積含水率を求めた (図 3-1-10)。

表 3-1-5 実験の種類

No.	Soil Types	θ_{init} ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0~48 h T_{top} ($^{\circ}\text{C}$)	ρ_b (g cm^{-3})
Ex.1	Iwate andisol	0.30	-15	1.10
Ex.2	Iwate andisol	0.40	-15	1.10
Ex.3	Iwate andisol	0.45	-15	1.10
Ex.4	Iwate andisol	0.078	-15	1.10
Ex.5	Iwate andisol	0.30 / 0.40	-15	1.10
Ex.6	Iwate andisol	0.078	19	1.10
Ex.7	Iwate andisol </td <td>0.40</td> <td>19</td> <td>1.10</td>	0.40	19	1.10
Ex.8	Tottori dune sand	0.15	-15	1.52

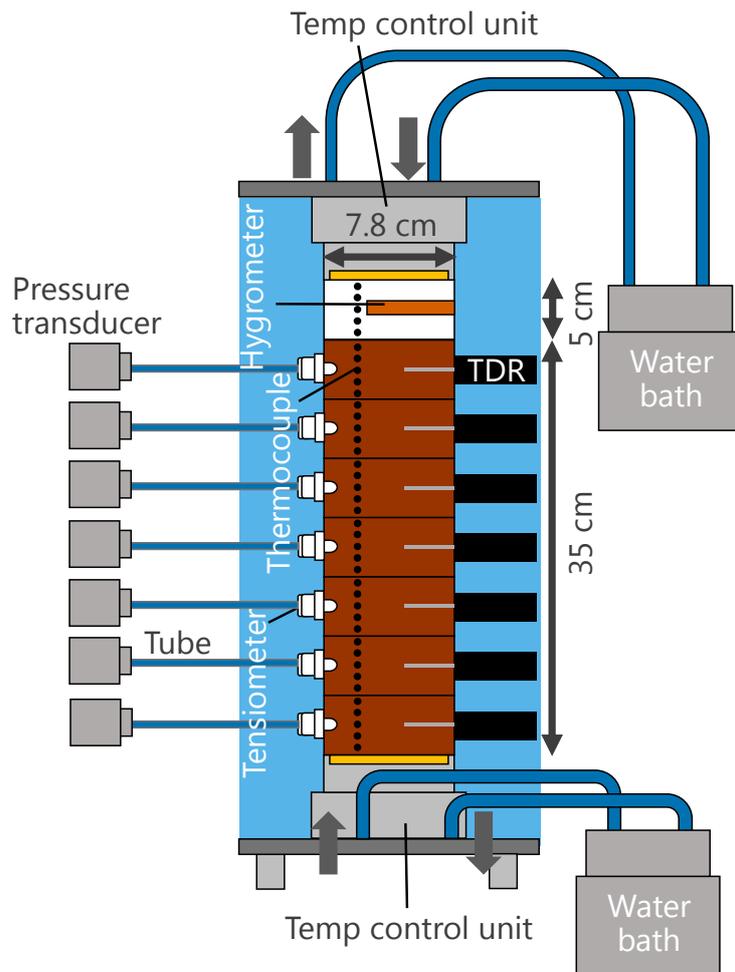


図 3-1-5 実験装置

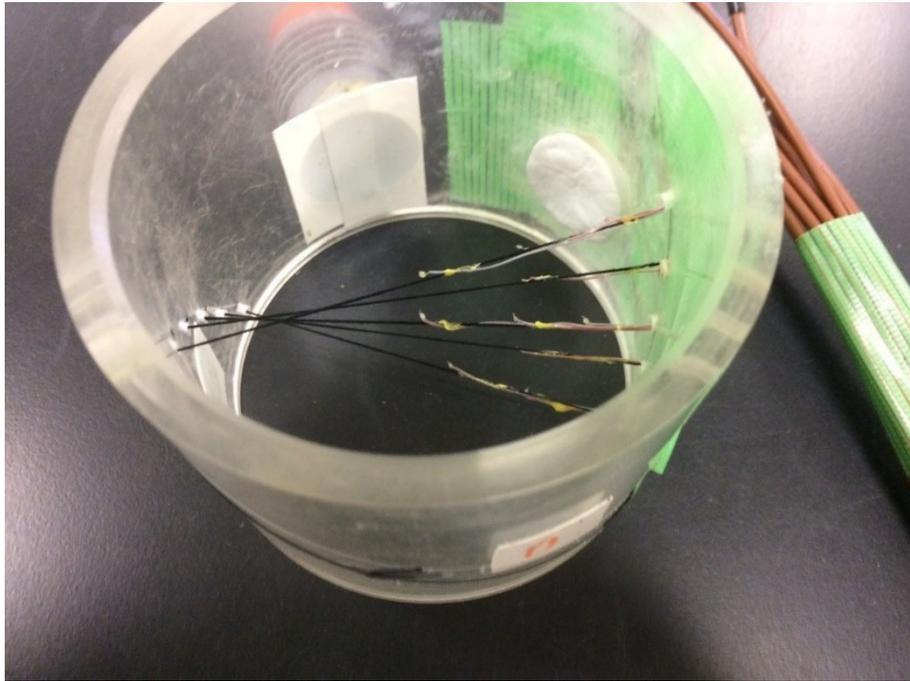


図 3-1-6 空気層中に複数本の熱電対を設置した様子.
カラム内に糸を張り骨組みを作り，熱電対を接着剤で固定した.



図 3-1-7 カラム内に土を充填する様子



図 3-1-8 ゴムシートで断熱した実験装置



図 3-1-9 グラスウールで断熱した実験装置



図 3-1-10 5 cm ごとに解体された炉乾前の試料

3-2 実験結果

3-2-1 Ex.1 (Andisol, $\theta_{\text{init}} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T ・液状水量 θ ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-1-1 に示す。気温（空気層の温度）は 1 cm 間隔で 4.5~0.5 cm 高の 5 点、地温と液状水量は 5 cm 間隔で 2.5~32.5 cm 深の 7 点を示した。吸引圧に関しては、テンシオメータと圧力変換器をつなぐアンギオチューブ内に空気が混入したため、測定不可となった深度があった。そのため、7 点のうち 7.5, 22.5, 32.5 cm 深を除く 4 点を図に示した。

カラム上部の温度制御 (-15°C) を開始すると、空気層が冷却された。気温は初期に急激に低下し、40 分経過後に全高度で 0°C を下回った。4.5 cm 高では 2 h で -7.1°C まで急激に気温が低下し、その後も緩やかに低下し続け 48 h で -11.2°C になった。0~2 h, 2~48 h の温度低下率それぞれお $4.47^\circ\text{C h}^{-1}$, $0.08^\circ\text{C h}^{-1}$ となった。3.5, 2.5, 1.5 cm 高では 3 高度でほぼ同じ気温となった。2.5 cm 高では 4.5 cm 高と同様に 2 h で -7.1°C まで急激に気温が低下した。その後緩やかに気温が低下し、48 h で -9.2°C になった。2~48 h の温度低下率は $0.05^\circ\text{C h}^{-1}$ と 4.5 cm と比較して緩やかになった。0.5 cm 高では他の高度とは違い 2 h で -4.5°C となり、温度低下率 $3.27^\circ\text{C h}^{-1}$ と小さくなった。2.5~6.8 h の間、気温低下が停滞し、 0.5°C 程度上昇した。これは、0.5 cm 高に設置した熱電対が土と空気の温度境界層の温度を測定しているため、土の凍結潜熱の影響を受けた結果だと考えられる。その後 48 h まで気温は低下を続け、 -7.3°C になった。また、6.8~48 h の温度低下率は $0.07^\circ\text{C h}^{-1}$ と 2.5 cm 高より大きかった。冷却された空気によって地表面より土が凍結した。2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の温度は 1.6, 4.6, 8.3, 16.5, 37.8 h で 0°C に達した。その後地温の低下が停滞、または緩やかになるゼロカーテン現象が観察された。ゼロカーテンの継続時間は地表面に近いほど短かった。地表面に近いほど温度勾配と凍結速度が大きく、凍結による熱の発生が打ち消されたためであると考えられる。その後再び地温は低下し、48 h で 2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の地温は $-5.2, -3.4, -1.7, -0.6, -0.15^\circ\text{C}$ になった。27.5, 32.5 cm 深の地温は常に正であったが緩やかに低下しており、48 h で $0.55, 1.1^\circ\text{C}$ になった。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深の液状水量は地温が 0°C を下回ると水から氷による相変化によって減少した。低温になるほど温度に対する液状水量の低下量は小さくなった。22.5 cm 深の地温は 0°C 以下になったに関わらず液状水量はほぼ変化がなかった。これは、熱電対と TDR の測定範囲の違いであると考えられる。熱電対は直径約 0.1 mm とプローブ長約 7 cm の TDR と比較して非常に小さいため、点の温度を測定している。一方、TDR の測定範囲は上下 2 cm 程度であるため、今回 22.5 cm 深の TDR は 20~25 cm 深の平均の液状水量を測定している。よって、測定範囲内の非凍結層の影響で液状水量の変化がほぼ無かったと考えられる。27.5, 32.5 cm 深の液状水量は変化がなかった。2.5 cm の吸引圧は実験開始時の 217 cm から上昇し、3.75 h で 252 cm になった後測定不能にな

った。凍結によりチューブ内の水が凍結したためだと考えられる。12.5, 17.5 cm の吸引圧は 38 h まで 150 cm 前後でほぼ一定でその後測定不能になった。27.5 cm 深は $h = 75$ cm から緩やかに上昇し、48 h で $h = 136$ cm となった。

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると、空気層が加熱された。気温は初期に急激に上昇し、49.5, 51.6, 54.6, 57.8, 78.1 h で 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高で 0°C 以上になった。温度上昇率は地表面に近いほど小さく、0.5 cm 高が $0.18^{\circ}\text{C h}^{-1}$ で、4.5 cm 高で $0.26^{\circ}\text{C h}^{-1}$ となった。96 h では全高度 1.5°C に収束した。冷却時では 3.5~1.5 cm 高の気温はほぼ一致したが、加熱時には一致しなかった。加熱された空気によって地表面より土が融解した。2.5, 7.5 cm 深の温度は -1.5°C 前後まで急激に上昇し、その後地温変化が 80, 87 h まで停滞した後再び気温が上昇し始め、90, 90.3 h でそれぞれ 0°C に達した。12.5, 17.5, 22.5 cm 深の地温は緩やかに上昇し 87, 63.8, 51 h で 0°C に達した。12.5 cm については -1.5°C ~ -0.5°C の温度領域でやや地温上昇率が低下したが、2.5, 7.5 cm 深ほど明確な地温変化の停滞は見られなかった。27.5, 32.5 cm 深は 1.5°C へ収束するように温度が上昇した。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深の液状水量は地温に伴い土中氷が融解するため上昇した。 0°C 近傍では液状水の増加量は大きくなった。地温が 0°C 以上になった後は実験開始前の液状水量 ($\theta_{\text{mit}} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) にほぼ等しくなった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の液状水量は 48~96 h の間でも変化しなかった。27.5 cm の吸引圧は 64.3 h で $h = 160$ cm まで上昇し測定不能なるまで直線的に増加し続けた。吸引圧が増加した理由については、テンシオメータのポーラスカップ部が試料の水分と十分に平衡していなかったと推測される。実験開始直後 0 h の値である $h = 78$ cm は岩手黒ボク土の水分特性曲線から液状水量 θ に変換するとおよそ $0.39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ に相当する。試料の含水率の調節を行う際、 $0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 程度の誤差を持つとは考えにくいためである。

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-1-2 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z = 0$ cm の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。吸引圧については、測定不可であった深度が複数あったため、平衡を仮定して地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 2.0°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -10.4°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -6.7°C になった。3.5~1.5 cm 高は深さ z 軸にほぼ垂直の温度分布になり、3 高度の平均値は約 -8.9°C であった。48 h の空気層の温度分布は 24 h と大抵一致した。土中では 0.5~18.5 cm の熱電対が 0°C 以下を示し、

温度から推定すると 19.4 cm まで凍結が進行した。凍結層 (0~19.4 cm 深) の温度分布はやや弓なりの曲線になり、伝熱が非定常状態であると予想される。非凍結層 (19.4~35 cm 深) では温度分布はほぼ直線で温度勾配 (dT/dz) は $0.10^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ となった。48 h 時の凍結深を図中に紺色の点線で示す。凍結は 23.1 cm まで進行した。凍結層 (0~23.1 cm 深) の温度分布はほぼ直線になり定常状態と言える。温度勾配 (dT/dz) は $0.40^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ と非凍結層 (23.1~35 cm 深) に比べて $0.30^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ 大きくなった。こうした凍結層と非凍結層の違いは凍土の熱伝導率による違いと言える。0 h 時の液状水量については $\theta_l = 0.29 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率 ($0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) とおおよそ対応した。24 h 時の 2.5, 7.5, 12.5 cm 深の液状水量は相変化により減少し、それぞれ $0.11, 0.13, 0.21 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。また、17.5 cm に関しては、温度から推定した凍結深より凍結が生じていると考えられるが、TDR の値は減少しなかった。理由としては、前述の相変化の非平衡や TDR の測定範囲が考えられる。24 h 時の非凍結層 (19.4~35 cm 深) では液状水量の変化はほぼ 0 であった。48 h 時 2.5 cm 深の液状水量は 24 h 時からほぼ変化が無かった。7.5, 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の液状水量は温度にともないさらに低下した。48 h についても非凍結層 (23.1~35 cm 深) の液状水量の変化はほぼ 0 であった。0 h 時の吸引圧は液状水量分布に対応して $h = 500 \text{ cm}$ 程度の鉛直分布になった。24 h 時には凍結が進行し、0.5 cm 深の温度から推定される吸引圧は $h = 6.6 \times 10^4 \text{ cm}$ と 2 オーダー大きくなった。このように凍土中の吸引圧は非常に大きくなる。48 h の凍土中の吸引圧は温度にともないさらに低下した。また、24, 48 h とともに非凍結層では吸引圧の変化は無かった。

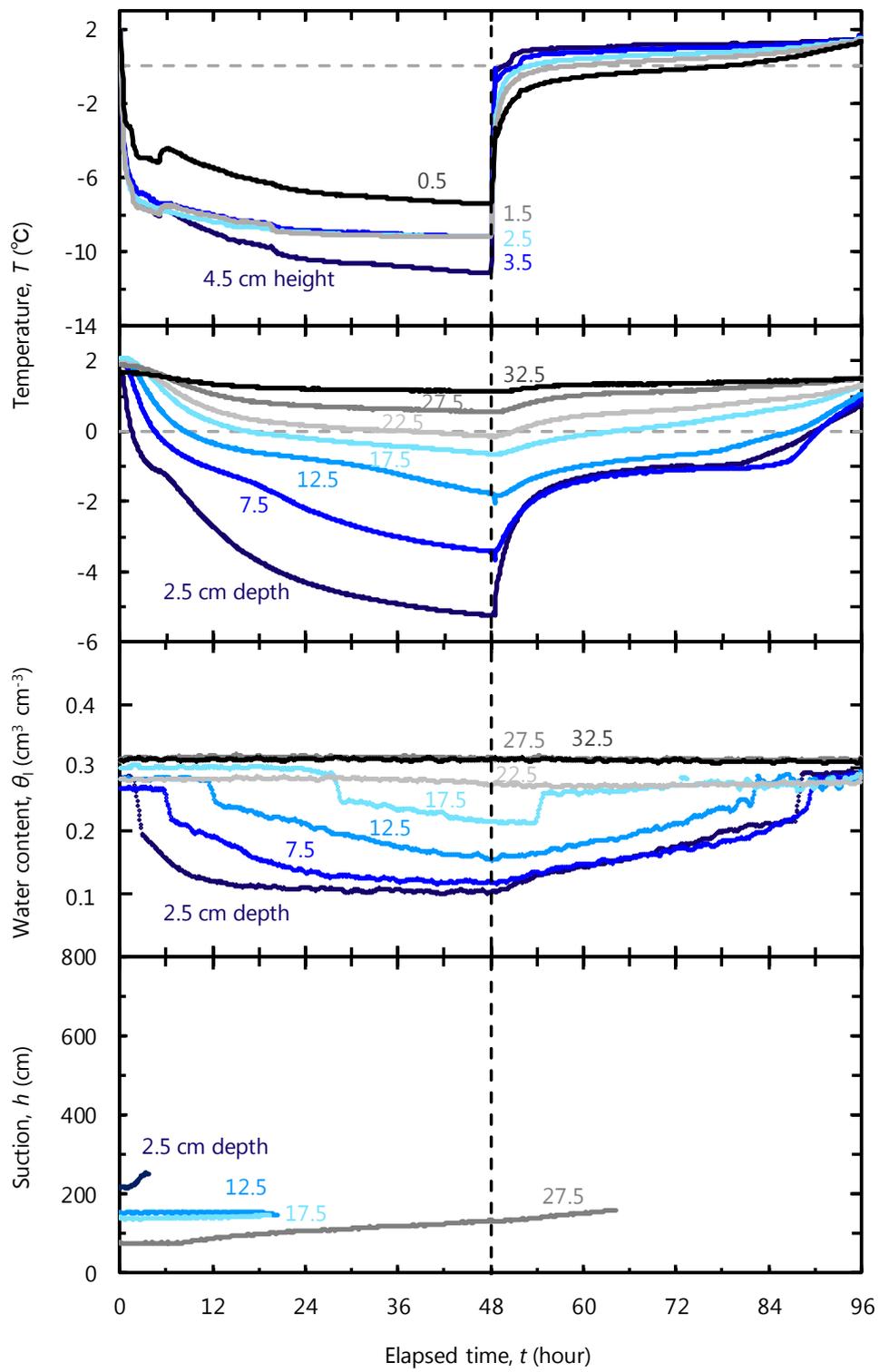


図 3-2-1-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.1)

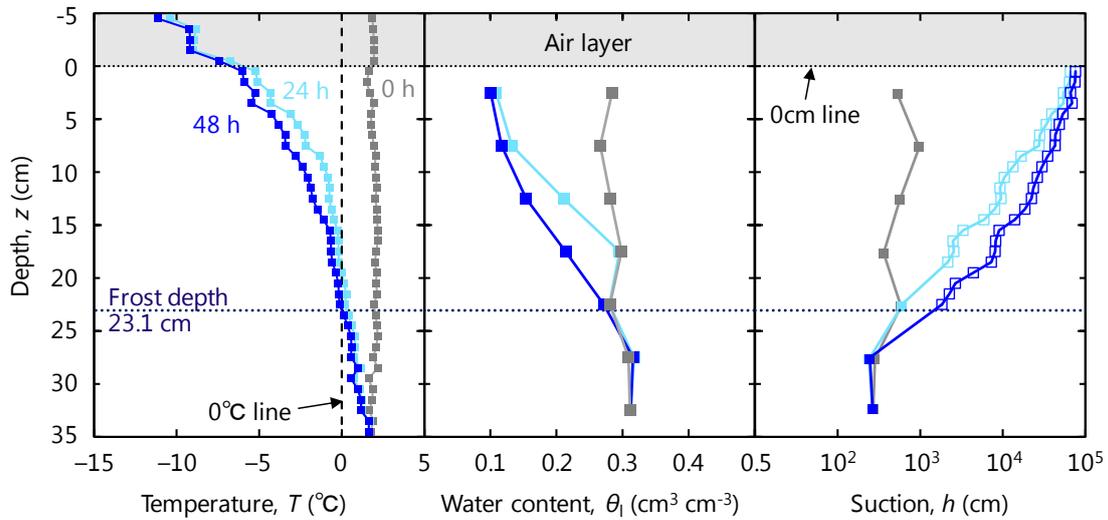


図 3-2-1-2 温度・液状水量・吸引圧の分布図 (Ex.1)

3-2-2 Ex.2 (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T ・液状水量 θ_l ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-2-1 に示す。気温（空気層の温度）は 3.5 cm 高の熱電対が測定不能であったため 4.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高の 4 点，地温と液状水量は 5 cm 間隔で 2.5～32.5 cm 深の 7 点を示した。吸引圧に関しては，テンシオメータと圧力変換器をつなぐアンギオチューブ内に空気が混入したため，測定不可となった深度があった。そのため，7 点のうち 7.5, 12.5 cm 深を除く 5 点を図に示した。

カラム上部の温度制御 (-15°C) を開始すると，空気層が冷却された。気温は初期に急激に低下し，10 分経過後に全高度で 0°C を下回った。4.5 cm 高では 3 h で -6.6°C まで急激に気温が低下し，その後も緩やかに低下し続け 48 h で -10.5°C になった。0～3 h, 3～48 h の温度低下率はそれぞれ $3.20^\circ\text{C h}^{-1}$, $0.08^\circ\text{C h}^{-1}$ となった。2.5, 1.5 cm 高の 2 高度はほぼ同じ気温となった。2.5 cm 高では 4.5 cm 高と同様に 2 h で -6.6°C まで急激に気温が低下した。その後緩やかに気温が低下し，48 h で -8.2°C になった。2～48 h の温度低下率は $0.03^\circ\text{C h}^{-1}$ と 4.5 cm と比較して緩やかになった。0.5 cm 高も 2.5 cm 高と気温の低下傾向は類似しているが，値は 0.5°C 前後大きかった。冷却された空気によって地表面より土が凍結した。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深の温度は 2.3, 8, 8.3, 10.8, 19.3 h で 0°C に達した。その後地温の低下が停滞，または緩やかになるゼロカーテン現象が観察された。ゼロカーテンの継続時間は地表面に近いほど短かった。地表面に近いほど温度勾配と凍結速度が大きく，凍結による熱の発生が打ち消されたためであると考えられる。その後再び地温は低下し，48 h で 2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の地温は $-4.4, -3.0, -0.92, -0.6^\circ\text{C}$ になった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の地温は常に正であった。

が緩やかに低下しており、48 h で 0.36, 0.92, 1.6°C になった。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深の液状水量は地温が 0°C を下回ると水から氷による相変化によって減少した。2.5, 7.5 cm 深では 12.8, 25 h で $0.20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで急激に、その後緩やかに低下を続け 48 h で $0.16, 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。12.5 cm 深は 38 h, $0.34 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ までゆっくりと低下し、以降 48 h まで急激に低下し $\theta_l = 0.24 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。凍結が生じていない 17.5, 22.5, 27.5, 32.5 cm 深の液状水量は $\theta_{\text{init}} = 0.40$ から $\theta_l = 0.38 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで僅かに減少した。この液状水量の減少は相変化に依るものではなく、凍結層へと水分が移動したためである。0 h 時の全層の吸引圧はおおよそ $h = 92 \text{ cm}$ であった。水分特性曲線から推定される $\theta_l = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の時の吸引圧は $h = 72.8 \text{ cm}$ であるので概ね一致したためテンシオメータのポーラスカップが試料と十分に平衡したと考えられる。2.5 cm の吸引圧は実験開始時の $h = 91.2 \text{ cm}$ から上昇し、4.9 h で $h = 400 \text{ cm}$ になった後測定不能になった。凍結によりチューブ内の水が凍結したためだと考えられる。17.5, 32.5 cm 深の吸引圧は $h = 648, 312 \text{ cm}$ まで上昇した。22.5, 27.5 cm の吸引圧は 14, 44 h まで増加した後測定不能になった。吸引圧増加は凍結層については凍結による水分減少、非凍結層については凍結層への水分移動が起因する。

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると、空気層が加熱された。気温は初期に急激に上昇し、48.8, 55, 53.8, 67.5 h で 4.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高で 0°C 以上になった。温度上昇率は地表面に近いほど小さく、0.5 cm 高が $0.17 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ で、4.5 cm 高で $0.24 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ となった。96 h では一定温度に収束せず、4.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高でそれぞれ 1.3, 0.98, 0.80, $0.37 \text{ }^\circ\text{C}$ であった。加熱された空気によって地表面より土が融解した。2.5, 7.5 cm 深の地温は $-1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 前後まで急激に、その後緩やかに上昇を続けたが、96 時点で $-0.77, -0.18 \text{ }^\circ\text{C}$ と 0°C 以下の状態が保持された。12.5, 17.5 cm 深の地温は 86, 52 h に 0°C 以上になり 96 h 時には 0.38, $1.1 \text{ }^\circ\text{C}$ まで上昇した。22.5, 27.5, 32.5 cm 深は 2°C へ収束するように温度が上昇した。2.5, 7.5, 12.5 cm 深の液状水量は地温に伴い土中氷が融解するため上昇した。0°C 近傍では液状水の増加量は大きくなった。地温が 0°C 以上になった 12.5 cm 深は実験開始前の液状水量 ($\theta_{\text{init}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) にほぼ等しくなった。2.5, 7.5 cm 深の液状水量は 96 h 時にも $0.37, 0.38 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と実験開始前よりも小さく、土中水がすべて融解していないことが分かる。17.5 cm 深の液状水量は 56.3 h に $\theta_l = 0.37 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ なるまで徐々に減少を続け、以降ゆっくり増加し、96 h には $\theta_l = 0.39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になり実験開始前の液状水量 ($\theta_{\text{init}} = 0.41 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) よりやや増加した。56.3 h までは 17.5 cm 深の TDR の測定範囲内になる土が凍り続けていたと考えられる。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の液状水量は 0~48 h と同様に 48~96 h の間も緩やかに減少を続け、96 h 時には $0.37, 0.38, 0.37 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ となった。17.5, 32.5 cm 深の吸引圧は $h = 648, 313 \text{ cm}$ から増加し続け、53.8, 58.8 h 時に最大値 $h = 678, 391 \text{ cm}$ になった。その後減少し、96 h 時には $h = 139, 246 \text{ cm}$ まで減少した。これは液状水の変動とも対応した。

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-2-2 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z=0$ cm の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。吸引圧については、測定不可であった深度が複数あったため、平衡を仮定して地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 3.1°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -9.4°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -7.2°C になった。2.5, 1.5 cm 高は深さ z 軸にほぼ垂直の温度分布になり、2 高度の平均値は約 -7.8°C であった。48 h の空気層の温度分布は 24 h と大抵一致した。土中では 0.5~17.5 cm の熱電対が 0°C 以下を示し、温度から推定すると 18.2 cm まで凍結が進行した。凍結層 (0~18.2 cm 深) では 0.5~7.5 cm 深, 7.5~17.5 cm 深で温度勾配が異なり、それぞれ $0.47, 0.038^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ になった。7.5~17.5 cm 深のような小さな温度勾配は温度低下の停滞、すなわちゼロカーテンが発現しているといえる。非凍結層 (18.2~35 cm 深) で温度分布はほぼ直線で温度勾配 (dT/dz) は $0.09^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ となった。48 h 時の凍結深を図中に紺色の点線で示す。凍結は 20.1 cm まで進行した。凍結層 (0~20.1 cm 深) では 0.5~14.5 cm 深, 14.5~19.5 cm 深で温度勾配が異なりそれぞれ $0.32, 0.053^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ になった。24 h 同様にゼロカーテンが確認できた。0 h 時の液状水量については $\theta_l = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率と完全に対応した。24 h 時の液状水量は全層で減少したが、2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深は相変化、22.5, 27.5, 32.5 cm 深は非凍結層から凍結層への水分移動に起因する。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深 (凍結層) は上層ほど液状水量の減少が大きく、それぞれ $\theta_l = 0.17, 0.20, 0.36, 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ であった。また、22.5, 27.5, 32.5 cm 深 (非凍結層) の減少量は 3 深度でほぼ等しかった。48 h 時 2.5 cm 深の液状水量は 24 h 時からほぼ変化が無かった。48 h 時の 7.5, 12.5, 17.5 cm 深 (凍結層) の液状水量は温度にともない $\theta_l = 0.14, 0.24, 0.37 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで低下した。22.5, 27.5, 32.5 cm 深 (非凍結層) の液状水量は 3 深度すべてで $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 減少した ($\theta_l = 0.39 \rightarrow 0.37 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)。0 h 時の吸引圧は液状水量分布に対応して $h = 72$ cm 程度の鉛直分布になった。24 h 時には凍結が進行し、0.5 cm 深の温度から推定される吸引圧は $h = 6.2 \times 10^4$ cm と 3 オーダー大きくなった。このように凍土中の吸引圧は非常に大きくなる。48 h の凍土中の吸引圧は温度にともないさらに低下した。また、24, 48 h とともに非凍結層では吸引圧はわずかに低下し、48 h 時には 22.5, 27.5, 32.5 cm 深で約 100 cm になった。

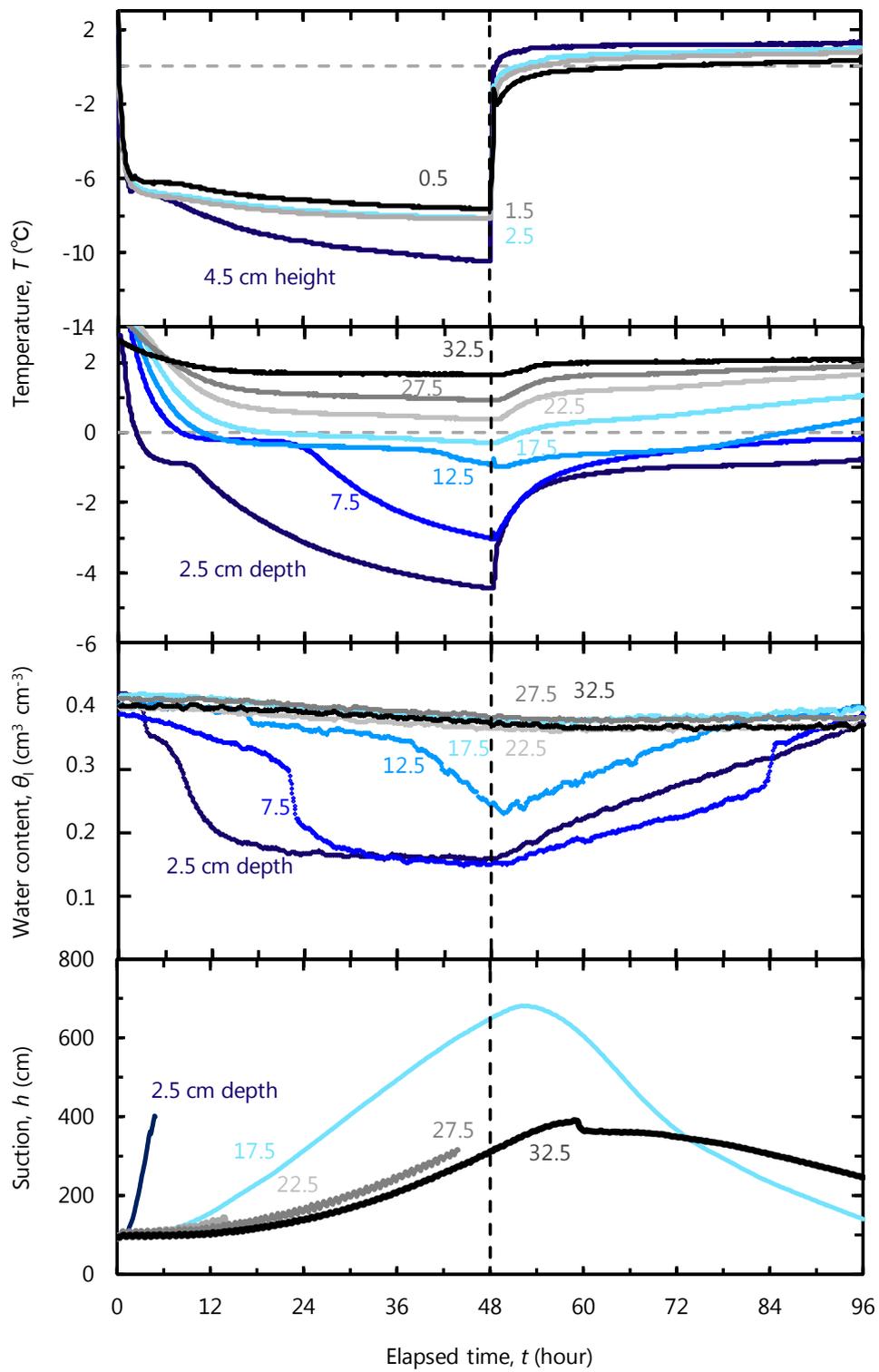


図 3-2-2-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.2)

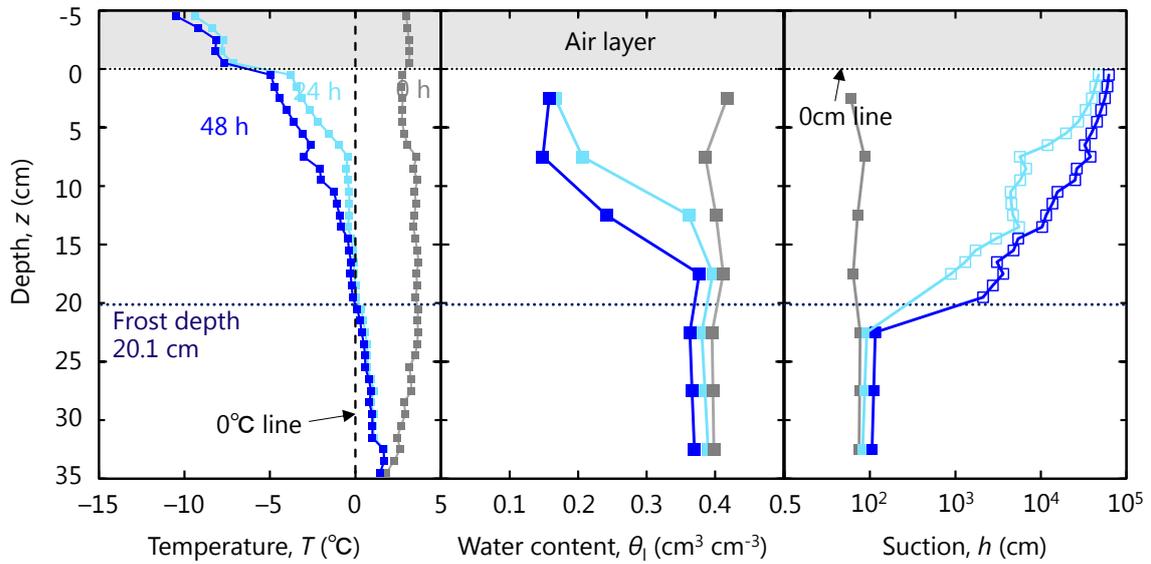


図 3-2-2-2 温度・液状水量・吸引圧の分布図 (Ex.2)

Ex.2' (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)

温度 T ・液状水量 θ ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-2-3 に示す。0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-2-3 に示す。Ex.2' は Ex.2 と同様の条件で実験を行ったが、装置の断熱や恒温室の温度管理が十分でなかったため、他の含水率の凍結実験と比較すると凍結深が浅かったため結果の詳細は記さない。しかし、装置の断熱や恒温室の温度管理条件が同じである Ex.8 との比較に結果を用いるため、データここに示した。

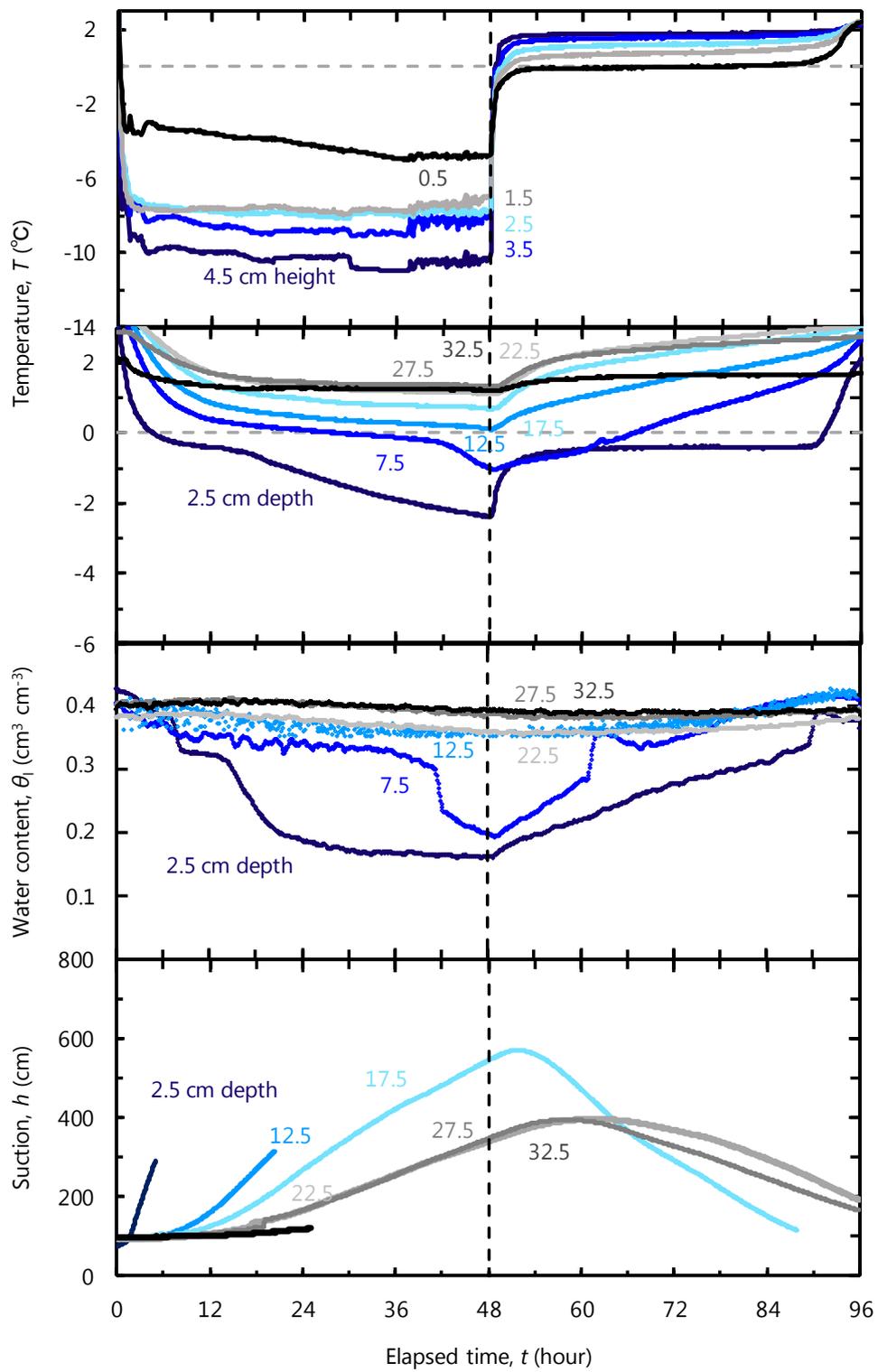


図 3-2-2-3 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.2')

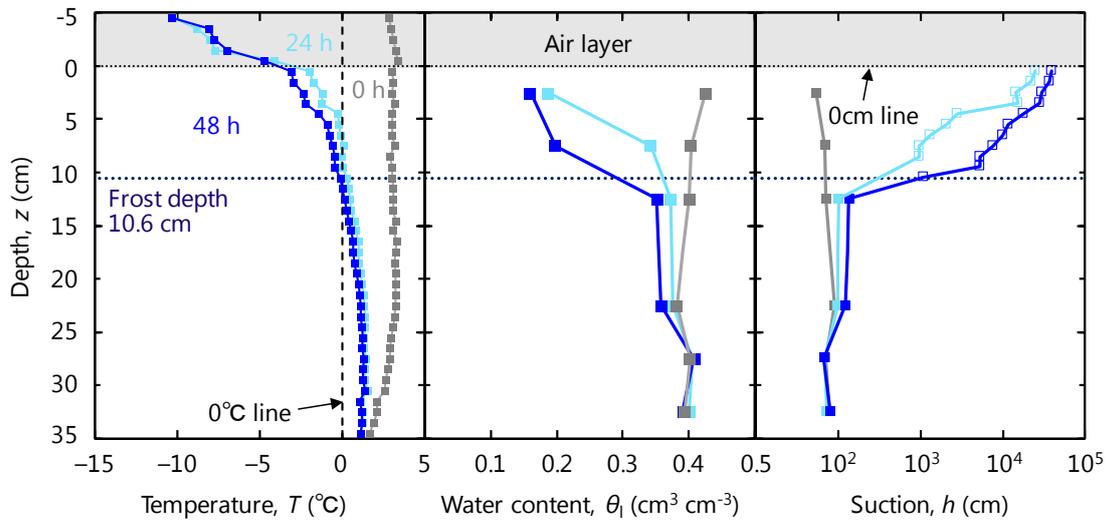


図 3-2-2-4 温度・液状水量・吸引圧の分布図 (Ex.2')

3-2-3 Ex.3 (Andisol, $\theta_{\text{init}} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T ・液状水量 θ_l ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-3-1 に示す。気温（空気層の温度）は 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高の 5 点，地温と液状水量，吸引圧は 5 cm 間隔で 2.5～32.5 cm 深の 7 点を示した。地温に関しては 7.5 cm 深のデータが欠損したため，6.5, 8.5 cm 深の地点の地温から内挿補間で値を推定した。そのため，正確な値ではなく参考値として扱う。吸引圧に関しては，実験中にテンシオメータと圧力変換器をつなぐアンギオチューブ内に空気が混入し測定不可となった区間についてはデータを削除した。

カラム上部の温度制御 (-15°C) を開始すると，空気層が冷却された。気温は初期に急激に低下し，20 分経過後に全高度で 0°C を下回った。4.5 cm 高では 2.8 h で -6.6°C まで急激に気温が低下し，その後も緩やかに低下し続け 48 h で -11.2°C になった。0～2.8 h, 2.8～48 h の温度低下率はそれぞれ $3.28^\circ\text{C h}^{-1}$, $0.10^\circ\text{C h}^{-1}$ となった。3.5, 2.5, 1.5 cm 高の 3 高度は 15 h 時までおおむね同じ気温だったが，以降温度制御装置に近いほど気温は高くなった。2.5 cm 高では 4.5 cm 高と同様に 2.7 h で -5.7°C まで急激に気温が低下した。その後緩やかに気温が低下し，48 h で -8.1°C になった。2～48 h の温度低下率は $0.05^\circ\text{C h}^{-1}$ と 4.5 cm と比較して半分であった。0.5 cm 高では 2 h で -2.8°C まで急激に低下し，その後 3.5 h で -2.5°C になるまで気温が上昇した。地表面が凍結した際の凍結潜熱の影響と考えられる。その後，なだらかに下がり続け，48 h 時には -6.1°C まで低下した。冷却された空気によって地表面より土が凍結した。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深の温度は 2.1, 7.9, 12.2, 18.1 h で 0°C に達した。その後地温の低下が停滞，または緩やかになるゼロカーテン現象が全深度で観察された。ゼロカーテンの継続

時間は地表面に近いほど短かった。ゼロカーテン区間を温度変化率が $0.01^{\circ}\text{C h}^{-1}$ 以下である区間と定義すると、ゼロカーテンは 2.5, 7.5 cm でそれぞれ、2.1, 14.2 時間継続した。地表面に近いほど温度勾配と凍結速度が大きく、凍結による熱の発生が打ち消されたためであると考えられる。その後再び地温は低下し、48 h で 2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の地温は $-4.1, -2.9, -0.53, -0.17^{\circ}\text{C}$ になった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の地温は常に正であったが緩やかに低下しており、48 h で $0.18, 0.65, 1.4^{\circ}\text{C}$ になった。2.5, 7.5, 12.5 cm 深の液状水量は地温が 0°C を下回ると水から氷による相変化によって減少した。2.5, 7.5 cm 深では 13.8, 25.4 h で $0.18, 0.20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで急激に、その後緩やかに低下を続け 48 h で $0.15, 0.16 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。12.5 cm 深は 35.8 h, $0.39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ までゆっくりと低下し、以降 48 h まで急激に低下し $\theta_l = 0.21 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。17.5 cm 深の地温は 0°C 以下になったに関わらず液状水量はほぼ変化がなかった。これは、熱電対と TDR の測定範囲の違いであると考えられる。凍結が生じていない 22.5, 27.5, 32.5 cm 深の液状水量は $\theta_{\text{mit}} = 0.45$ から $\theta_l = 0.38, 0.42, 0.43 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで減少した。この液状水量の減少は相変化に依るものではなく、凍結層へと水分が移動したためである。0 h 時の全層の吸引圧はおおよそ $h = 82 \text{ cm}$ であった。水分特性曲線から推定される $\theta_l = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の時の吸引圧は $h = 45.4 \text{ cm}$ であるがこの値とは一致しなかった。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm の吸引圧は地表が 0°C を下回ると急激に増加し、各深度 5, 3.2, 8.8, 18 h 時点で測定不能になった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の吸引圧は液状水量の減少にともない 48 h 時点で $h = 339, 297 \text{ cm}$ まで緩やかに増加した。吸引圧増加は凍結層については凍結による水分減少、非凍結層については凍結層への水分移動に因るものである。

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると、空気層が加熱された。気温は初期に急激に上昇し、49.4, 50.3, 53.8, 82.7, 85.2 h で 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高で 0°C 以上になった。96 h 時点で一定温度に収束せず、4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高でそれぞれ、1.5, 1.4, 1.1, 0.80, 0.11°C と地表面に近いほど気温は低かった。加熱された空気によって地表面より土が融解した。2.5, 7.5, 12.5 cm 深の地温は -1.5°C 前後まで急激に、その後緩やかに上昇を続けたが、96 時点で $-0.69, -0.02, -0.01^{\circ}\text{C}$ と 0°C 以下の状態が保持された。17.5 cm 深の地温は 52 h に 0°C 以上になり 96 h 時には 0.5°C まで上昇した。22.5, 27.5, 32.5 cm 深は 2°C へ収束するように温度が上昇した。2.5, 7.5, 12.5 cm 深の液状水量は土中氷の融解にともない上昇した。2.5, 7.5 cm 深の液状水量は 93.3, 94.6 h まで一定割合 ($0.002 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ h}^{-1}$) で増加し、その後急激に上昇したように、 0°C 近傍では液状水の増加量は大きくなった。2.5, 7.5, 12.5 cm 深の液状水量は 96 h 時にも $0.34, 0.36, 0.41 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と実験開始前よりも小さく、土中水がすべて融解していないことが分かる。17.5 cm 深の液状水量は 50.4 h まで $0.20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で一定だったが、急激に増加し $0.25 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ に、以降ゆっくり増加し 96 h には $\theta_l = 0.38 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と地温が 0°C 以上にもかかわらず実験開始前の液状水量 ($\theta_{\text{mit}} = 0.41 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) より小さかった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の液状水量は 0~48 h と同様に 48~96 h の間も緩やかに減少を続け、96 h 時には $0.38, 0.42, 0.43 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ となった。54 h 以降 2.5 cm 深の氷が融解して再び吸引圧を測定出来た、69 h まで直線的に増加し、その後 $h = 40 \text{ cm}$ 程度まで急激に減少し

た。54 h に 27.5, 32.5 cm 深の吸引圧は増加を続け、55, 55.8 h 時に $h = 388, 355$ cm になり測定不能になった。

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-2-2 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z = 0$ cm の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。吸引圧については、測定不可であった深度が複数あったため、平衡を仮定して地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 2.8°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -9.6°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -4.9°C になった。3.5~1.5 cm 高もやや気温の違いはあったものの、3 高度で近い値を示し、平均値は約 -7.4°C であった。48 h の 4.5, 0.5 cm 高の気温は 24 h より 2°C 程低下した。3.5~1.5 cm 高では分布の傾きが大きくなったことから、空気層内の対流が大きくなったと考えられる。土中では 0.5~18.5 cm の熱電対が 0°C 以下を示し、温度から推定すると 19 cm まで凍結が進行した。凍結層 (0~19 cm 深) では 7.5 cm 深を境に温度勾配が異なり、0~7.5, 7.5~18.5 cm でそれぞれ $0.48, 0.018^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ になった。7.5~17.5 cm 深のような小さな温度勾配は温度低下の停滞、すなわちゼロカーテンが発現しているといえる。非凍結層 (18.2~35 cm 深) では温度分布はほぼ直線で温度勾配 (dT/dz) は $0.08^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ となった。48 h 時の凍結深を図中に紺色の点線で示す。凍結は 20.5 cm まで進行した。凍結層 (0~20.5 cm 深) では 0.5~14.5 cm 深, 14.5~19.5 cm 深で温度勾配が異なりそれぞれ $0.37, 0.045^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ になり、24 h 同様にゼロカーテンが確認できた。0 h 時の液状水量については $\theta_l = 0.44 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率と対応した。24 h 時の液状水量は全層で減少したが、2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深は相変化、22.5, 27.5, 32.5 cm 深は非凍結層から凍結層への水分移動に起因する。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深 (凍結層) は上層ほど液状水量の減少が大きく、それぞれ $\theta_l = 0.15, 0.24, 0.42, 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ であった。また、22.5, 27.5, 32.5 cm 深 (非凍結層) の減少量は凍結面に近い 22.5 が一番大きく、それぞれ $0.02, 0.01, 0.005 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ となった。48 h 時 2.5 cm 深の液状水量は 24 h 時からほぼ変化が無かった。48 h 時の 7.5, 12.5, 17.5 cm 深 (凍結層) の液状水量は温度にともない $\theta_l = 0.16, 0.21, 0.36 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで低下した。22.5, 27.5, 32.5 cm 深 (非凍結層) の液状水量については、 $0.025, 0.022, 0.018 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 減少した凍結面に近いほど液状水量の減少量は大きくなった。0 h 時の吸引圧は液状水量分布に対応して $h = 45$ cm 程度の鉛直分布になった。24 h 時には凍結が進行し、0.5 cm 深の温度から推定される吸引圧は $h = 6.5 \times 10^4$ cm と 3 オーダー大きくなった。このように凍土中の吸引圧は非常に大きくなる。48 h の凍土中の吸引圧は温度にともないさら

に低下した。また、24, 48 h ともに非凍結層では吸引圧は液状水量にともない低下した。

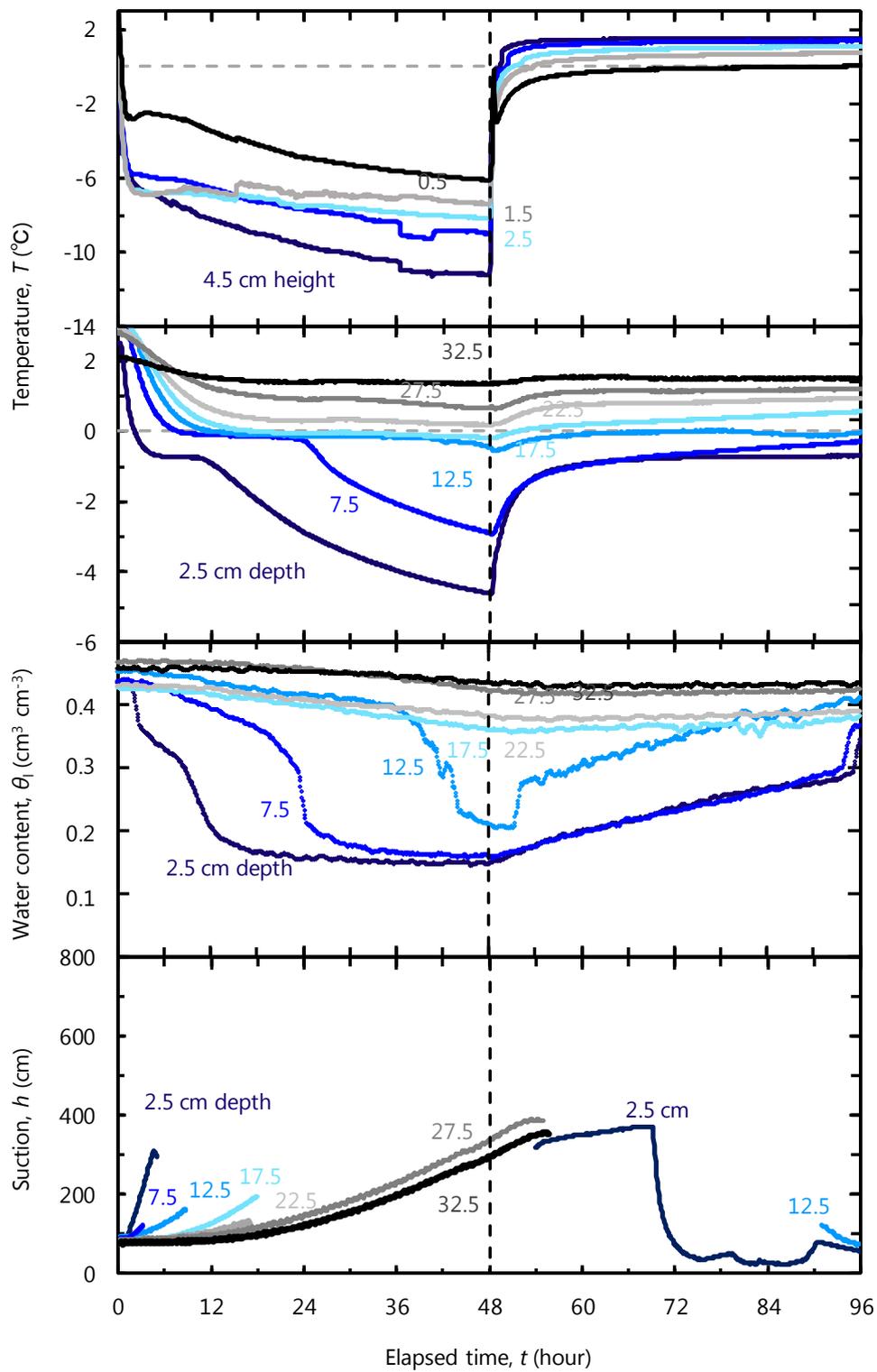


図 3-2-3-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.3)

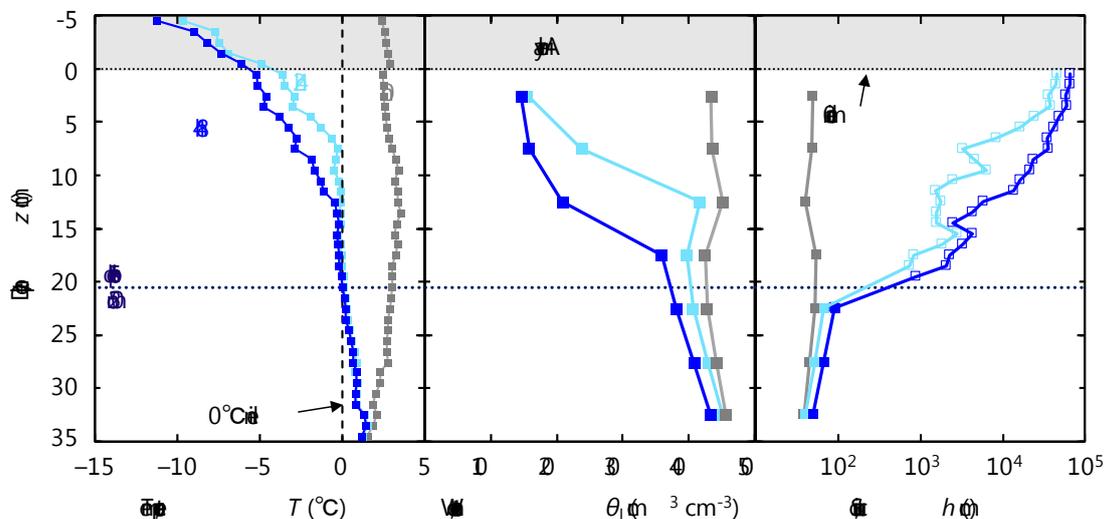


図 3-2-3-2 温度・液状水量・吸引圧の分布図 (Ex.3)

3-2-4 Ex.4 (Andisol, $\theta_{init} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = -15^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T ・液状水量 θ_l ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-4-1 に、絶対湿度 VH 、相対湿度 RH の経時変化を図 3-2-4-2 に示す。気温（空気層の温度）は 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高の 5 点、地温と液状水量は 5 cm 間隔で 2.5~32.5 cm の 7 点を示した。吸引圧に関しては、 $\theta_{init} = 0.078$ と非常に乾燥している（水分特性曲線より $h = 10^5 \text{ cm}$ に相当）テンシオメータの吸引圧測定範囲 ($h = 0 \sim 800 \text{ cm}$) 外であるため測定出来なかった。また、48~96 h の間恒温室の故障で正しく温度制御が出来なかった。そのため、この期間のデータは参考値として扱う。

カラム上部の温度制御 (-15°C) を開始すると、空気層が冷却された。気温は初期に急激に低下し、15 分経過後に全高度で 0°C を下回った。2.5 cm 高では 2.7 h で -6.7°C まで急激に低下し、その後 48 h 時まで緩やかに低下を続け、 -7.2°C になった。1.5 cm 高の気温変化はほぼ一致した。その他の高度でも温度の低下傾向は 2.5 cm 高と一致した。冷却された空気によって地表面より土が凍結した。2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 深の温度は 1.6, 3.2, 4.8, 5.8, 7.5 h で 0°C に達した。2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 深の地温は 10 h で $-4.3, -2.7, -1.6, -1.2, -0.53^\circ\text{C}$ まで急激に低下した。その後各深度の地温は 48 h までほぼ一定であった。27.5, 32.5 cm 深の地温は常に正であったが 2.5~22.5 cm 深と地温低下傾向は類似しており、10 h で $0.56, 1.4^\circ\text{C}$ まで急激に低下しあと 48 h までおよそ一定であった。液状水量は全深度全期間で一定値 ($\theta_l = 0.11 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) だった。水分特性曲線と GCCE より $\theta_l = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ に対応する地温は約 -10°C である。今回は全深度で -10°C より高い地温だったので、土中に氷は発生しなかったと考えられる。空気層の絶対湿度は冷却開始から 1.1 h で急激に低下した ($VH = 4.5 \rightarrow 2.5 \text{ g cm}^{-3}$)。

減少した水分は地表面、カラム側面に結露もしくは土中へ移動したと考えられる。相対湿度は74%で一定であった。

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると、空気層が加熱された。0~48 h と比較すると全高度で気温はほとんど同じ値をとりながら変化した。空気層が加熱されると絶対湿度、相対湿度ともに上昇した。

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-2-2 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z=0$ cm の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。吸引圧については、全深度で測定不可であったため平衡を仮定して地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 2.6°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -8.6°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -5.4°C になった。2.5, 1.5 cm 高もやや気温の違いはあったものの、3 高度で近い値を示し、平均値は約 -7.4°C であった。48 h の 4.5, 0.5 cm 高の気温は 24 h より 2°C 程低下した。3.5~1.5 cm 高では分布の傾きが大きくなったことから、空気層内の対流が大きくなったと考えられる。土中では 0.5~18.5 cm の熱電対が 0°C 以下を示し、温度から推定すると 19 cm まで凍結が進行した。凍結層 (0~19 cm 深) では 7.5 cm 深を境に温度勾配が異なり、0~7.5, 7.5~18.5 cm でそれぞれ 0.48, 0.018°C cm⁻¹ になった。7.5~17.5 cm 深のような小さな温度勾配は温度低下の停滞、すなわちゼロカーテンが発現しているといえる。非凍結層 (18.2~35 cm 深) では温度分布はほぼ直線で温度勾配 (dT/dz) は 0.08°C cm⁻¹ となった。48 h 時の凍結深を図中に紺色の点線で示す。凍結は 20.5 cm まで進行した。凍結層 (0~20.5 cm 深) では 0.5~14.5 cm 深, 14.5~19.5 cm 深で温度勾配が異なりそれぞれ 0.37, 0.045°C cm⁻¹ になり、24 h 同様にゼロカーテンが確認できた。0 h 時の液状水量については $\theta_l=0.44$ cm³ cm⁻³ と調節した含水率と対応した。24 h 時の液状水量は全層で減少したが、2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深は相変化, 22.5, 27.5, 32.5 cm 深は非凍結層から凍結層への水分移動に起因する。2.5, 7.5, 12.5, 17.5 cm 深 (凍結層) は上層ほど液状水量の減少が大きく、それぞれ $\theta_l=0.15, 0.24, 0.42, 0.40$ cm³ cm⁻³ であった。また、22.5, 27.5, 32.5 cm 深 (非凍結層) の減少量は凍結面に近い 22.5 が一番大きく、それぞれ 0.02, 0.01, 0.005 cm³ cm⁻³ となった。48 h 時 2.5 cm 深の液状水量は 24 h 時からほぼ変化が無かった。48 h 時の 7.5, 12.5, 17.5 cm 深 (凍結層) の液状水量は温度にともない $\theta_l=0.16, 0.21, 0.36$ cm³ cm⁻³ まで低下した。22.5, 27.5, 32.5 cm 深 (非凍結層) の液状水量については、0.025, 0.022, 0.018 cm³ cm⁻³ 減少した凍結面に近いほど液状水量の減少量は大きくなった。0 h 時の吸引圧は液状水量分布に対応して $h=45$ cm 程度の鉛直分布になった。24 h 時には凍結が進行し、

0.5 cm 深の温度から推定される吸引圧は $h = 6.5 \times 10^4$ cm と 3 オーダー大きくなった。このように凍土中の吸引圧は非常に大きくなる。48 h の凍土中の吸引圧は温度にともないさらに低下した。また、24, 48 h とともに非凍結層では吸引圧は液状水量にともない低下した。

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-2-2 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z=0$ cm の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。吸引圧については、測定不可であった深度が複数あったため、平衡を仮定して地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 2.8°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -9.6°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -4.9°C になった。2.5, 1.5 cm 高は深さ z 軸にほぼ垂直の温度分布になり、2 高度の平均値は約 -6.9°C であった。48 h の空気層の温度分布は 24 h と大抵一致した。土中では 0.5~18.5 cm の熱電対が 0°C 以下を示し、温度から推定すると 25.7 cm まで凍結が進行した（実際には液状水量と温度の関係より、前述の通り凍結は生じていないと考えられるがここでは便宜上 0°C 以下に達した時を凍結したと表現した）。凍結層（0~25.7 cm 深）では 6.5 cm 深を境に温度勾配が異なり、0~6.5, 6.5~25.5 cm でそれぞれ $0.44, 0.13^\circ\text{C cm}^{-1}$ になった。温度勾配の違いは熱伝導率の違いに起因すると考えられるが、実験開始前の初期含水率は全層で均一である。そのため、下方からの水蒸気移動による昇華によりわずかに（TDR が反応しない程度）に氷量が増加したのではないかと推測されるが実際は定かではない。非凍結層（25.7~35 cm 深）では温度分布はほぼ直線で温度勾配 (dT/dz) は $0.22^\circ\text{C cm}^{-1}$ となった。48 h 時の温度分布は 24 h 時と同じであった。0 h 時の液状水量については全層で $0.11 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率と対応した。24, 48 h で液状水量は変化しなかった。0 h 時の吸引圧は液状水量分布に対応して $h = 45000$ cm 程度の鉛直分布になった。24 h 時には凍結が進行し、 0°C 以下の層は GCCE により吸引圧推定したが、実際に初期の吸引圧より小さくなることは考え難く、24, 48 h とともに全層で変化はなかったと考えられる。

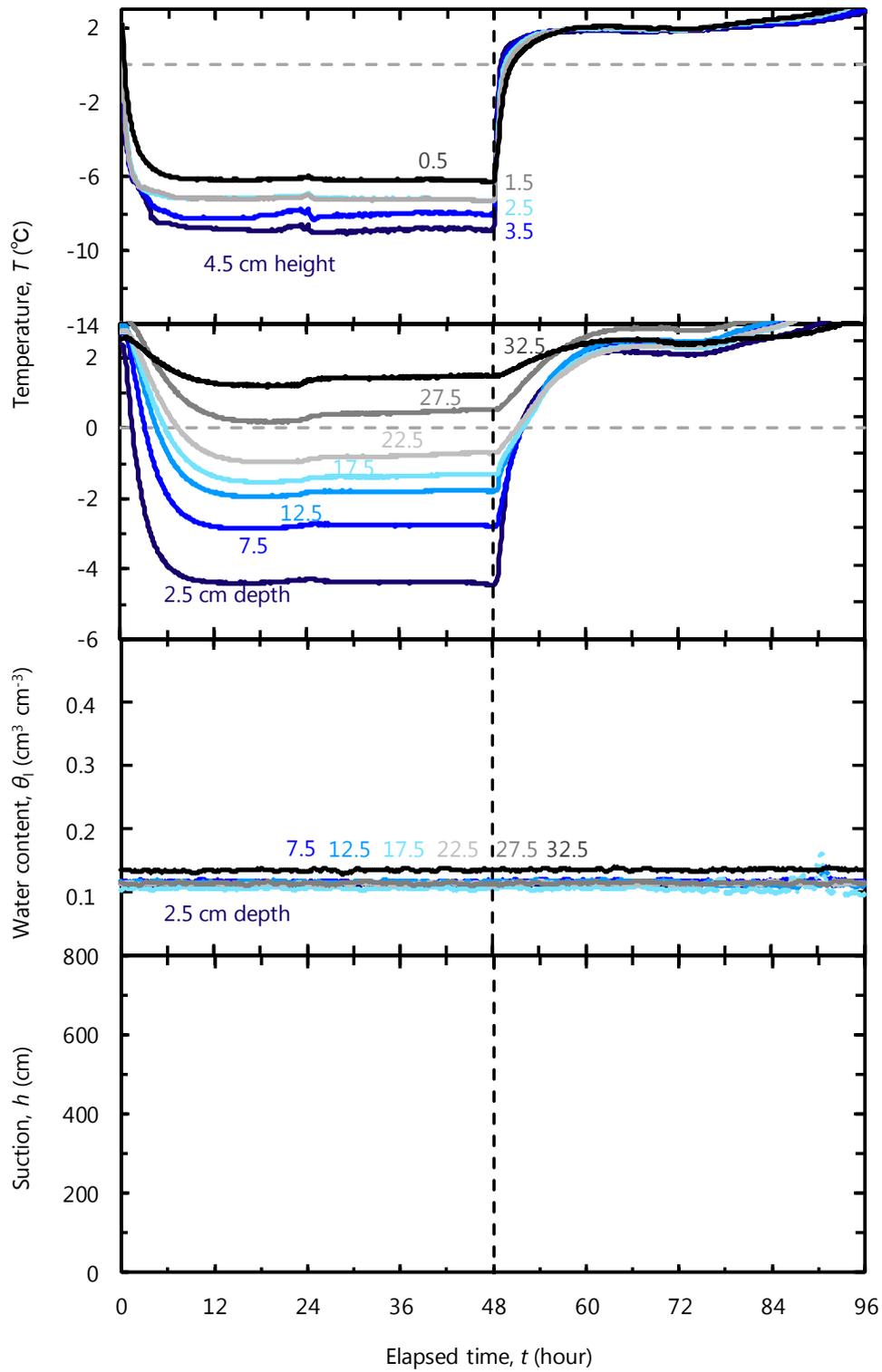


図 3-2-4-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.4)

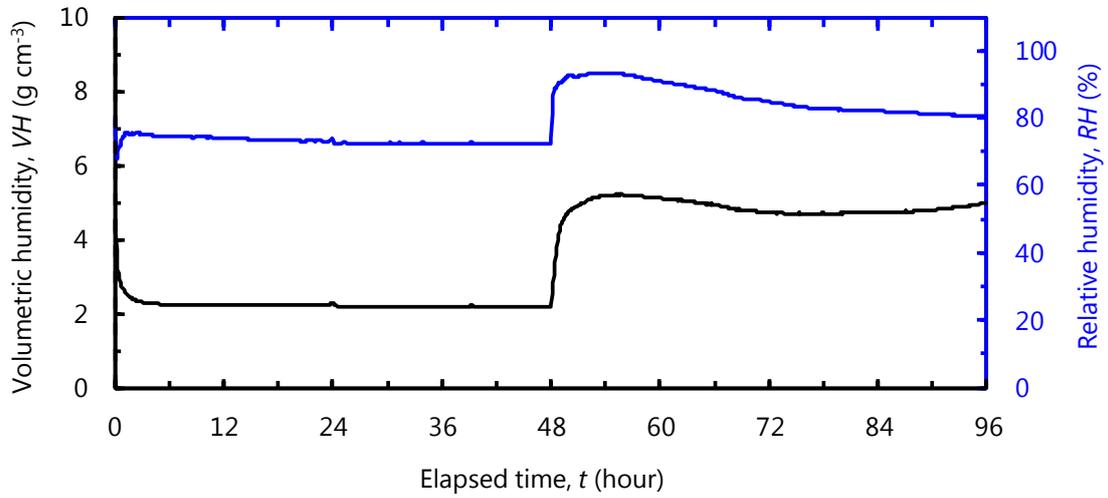


図 3-2-4-2 絶対湿度（左軸）・相対湿度（右軸）の時間変化（Ex.4）

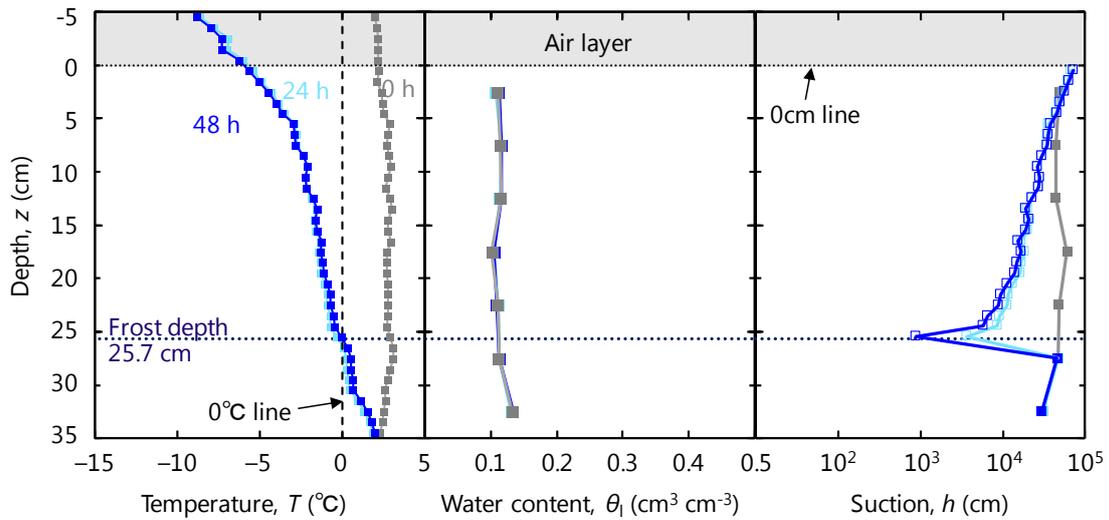


図 3-2-4-3 温度・液状水量・吸引圧の分布図（Ex.4）

3-2-5 Ex.5 (Andisol, 0~10 cm 深 : $\theta_{\text{init}}=0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$,

10~35 cm 深 : $\theta_{\text{init}}=0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 0~48 h $T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T ・液状水量 θ ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-3-1 に示す。気温（空気層の温度）は 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高の 5 点, 地温と液状水量 5 cm 間隔で 2.5~32.5 cm 深の 7 点を示した。吸引圧に関しては, テンシオメータと圧力変換器をつなぐアンギオチューブ内に空気が混入したため, 測定不可となった深度があった。そのため, 7 点のうち 7.5, 22.5 cm 深を除く 5 点を図に示した。また実験中に測定不可となった区間についてもデータを削除した。

カラム上部の温度制御 (-15°C) を開始すると, 空気層が冷却された。気温は初期に急激に低下し, 50 分経過後に全高度で 0°C を下回った。4.5 cm 高では 2.5 h で -7.5°C まで急激に気温が低下し, その後はなだらかに低下し続け 48 h で -11.5°C になった。地温低下速度は時間が経過するほど小さくなった。3.5, 2.5, 1.5 cm 高の 3 高度は 4.8 h 時までおおむね同じ気温だったが, 以降温度制御装置に近いほど気温は高くなった。2.5 cm 高では 3.3 h で -6.4°C まで急激に気温が低下した。その後緩やかに気温が低下し, 48 h で -7.9°C になった。0~4.8 h, 2~48 h の温度低下率は 2.0, $0.03^\circ\text{C h}^{-1}$ だった。0.5 cm 高では 2.5 h で -1.5°C まで急激に低下し, その後 6.75 h までほぼ横ばいになった。その後, 再び緩やかに低下をし始め, 48 h で -5.0°C に達した。冷却された空気によって地表面より土が凍結した。2.5, 7.5 cm 深の温度は 4.4, 16.3 で 0°C に達した。その後も地温は低下を続け, 48 h で 2.5, 7.5 cm 深の地温は $-3.8, -1.8^\circ\text{C}$ になった。12.5, 17.5, 22.5, 27.5, 32.5 cm 深の地温は常に正であったが緩やかに低下しており, 48 h で 0.12, 1.53, 1.43, 1.74, 1.93°C になった。2.5, 7.5 cm 深の液状水量は地温が 0°C を下回ると水から氷による相変化によって減少した。2.5, 7.5 cm 深では 11.3, 20.8 h で $0.16, 0.22 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで急激に, その後緩やかに低下を続け 48 h で $0.13, 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。凍結が生じていない 12.5, 17.5 cm 深の液状水量は $\theta_{\text{init}} = 0.41, 0.38$ から $\theta = 0.38, 0.36 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ まで緩やかに減少した。この液状水量の減少は相変化に依るものではなく, 凍結層へと水分が移動したためである。また, 12.5, 17.5 cm 深の液状水量のデータに著しく荒れている点があるが, これは恒温水槽から出る電磁波が TDR の測定に悪影響を与えた結果だと考えられる。実験中はこうした影響を最小限にするためにデータロガーをアルミホイルで覆っているが防ぎきれないこともあった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の水分量は変化しなかった。0 h 時の 12.5 cm 深より下層の吸引圧は平均 $h = 180 \text{ cm}$ であった。水分特性曲線から推定される $\theta = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の時の吸引圧は $h = 347 \text{ cm}$ であるがこの値とは一致しなかった。12.5, 17.5 cm 深の吸引圧は液状水量の減少にともない緩やかに増加した。12.5 cm 深の吸引圧は 32.2 h に $h = 656 \text{ cm}$ に達し測定不能になった。17.5, 27.5, 32.5 cm 深の吸引圧は 48 h で $h = 500, 222, 203 \text{ cm}$ まで増加した。

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると, 空気層が加熱された。気温は

初期に急激に上昇し、50.3, 52.5, 52.3, 80 h で 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高で 0°C 以上になった。4.5 cm 高については 48.5~50.3 h の間データが欠損したため、0°C に達した時間は分からなかった。0.5 cm 高の地温が他の高度と比較して 0°C に達する時間が長かったのは、実験期間中の土の隆起や地表面での氷の生成によりそれらの影響を受けたためだと考えられる (図 3-2-5-4)。96 h 時点で全高度で 2°C へ収束した。加熱された空気によって地表面より土が融解した。2.5, 7.5 cm 深の地温は -1°C 前後まで急激に増加した後、地温変化が 80, 72 h まで停滞した後再び気温が上昇し始め、83.3, 80 h でそれぞれ 0°C に達した。12.5~32.5 cm 深は 2°C へ収束するように温度が上昇した。2.5, 7.5 cm 深の液状水量は地温に伴い土中氷が融解により 80.6, 75.3 h までは直線的に増加し、それ以降の 0°C 近傍領域では液状水の増加量は大きくなった。12.5, 17.5 cm 深の液状水量は緩やかに増加した ($\theta_l = 0.38 \rightarrow 0.41 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)。22.5~32.5 cm 深の液状水量は 96 h までほぼ横ばいであった。12.5, 17.5 cm 深の吸引圧は加熱期間中減少傾向で、96 h 時には $h = 222, 275 \text{ cm}$ まで減少した。27.5, 32.5 cm 深の吸引圧は冷却期間と同様に増加を続け、96 h には $h = 276, 270 \text{ cm}$ に達した。

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-5-3 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z = 0 \text{ cm}$ の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。また、横向き一点鎖線は初期含水率の境界線を示す。吸引圧については地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 3.9°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -10.7°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -4.3°C になった。3.5~1.5 cm 高は深さ z 軸にほぼ垂直の温度分布になり、3 高度の平均値は約 -7.9°C であった。48 h の空気層の温度分布は 24 h と大抵一致した。土中では 0.5~7.5 cm の熱電対が 0°C 以下を示し、温度から推定すると 8.3 cm まで凍結が進行した。凍結層 (0~8.3 cm 深) の温度分布はほぼ直線で、温度勾配 (dT/dz) は $0.5^\circ\text{C cm}^{-1}$ だった。非凍結層 (8.3~35 cm 深) でも温度分布はほぼ直線で温度勾配は $0.05^\circ\text{C cm}^{-1}$ となった。こうした凍結層と非凍結層の違いは凍土の熱伝導率による違いと言える。48 h 時の凍結深を図中に紺色の点線で示す。凍結は 11.8 cm までさらに進行した。凍結層と非凍結層の温度勾配は 24 h とほぼ同じであった。0 h 時の液状水量については 2.5, 7.5 cm 深では $\theta_l = 0.33 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 、12.5~32.5 cm 深では $\theta_l = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率とおおよそ対応した。24 h 時の 2.5, 7.5 cm 深の液状水量は相変化により減少し、それぞれ $0.13, 0.20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。24 h で 12.5 cm 深の液状水量はわずかに減少した ($\theta_l = 0.412 \rightarrow 0.407 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)。他の深度は変化がなかった。48 h 時 2.5 cm 深の液状水量は 24 h 時からほぼ変化がなかった。7.5 cm 深の液状水量は温度にともないさらに低下し

た. 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の液状水量はわずかに減少し, 凍結面に近い 12.5 cm 深の減少量が一番大きかった. 非凍結層の凍結層に近い上部から凍結層へと水分が移動したことがわかる. 48 h についても 27.5, 32.5 cm の液状水量の変化はほぼ 0 であった. 0 h 時の吸引圧は液状水量分布に対応して 2.5, 7.5 cm 深では $h = 200$ cm, 12.5~32.5 cm 深では $h = 73$ cm 程度の分布になった. 24 h 時には凍結が進行し, 0.5 cm 深の温度から推定される吸引圧は $h = 5.9 \times 10^4$ cm と 2 オーダー大きくなった. 凍結層の吸引圧は非常に大きくなった. 48 h の凍結層中の吸引圧は温度にともないさらに低下した. また, 24, 48 h とともに非凍結層では液状水量に対応して吸引圧は変化した.

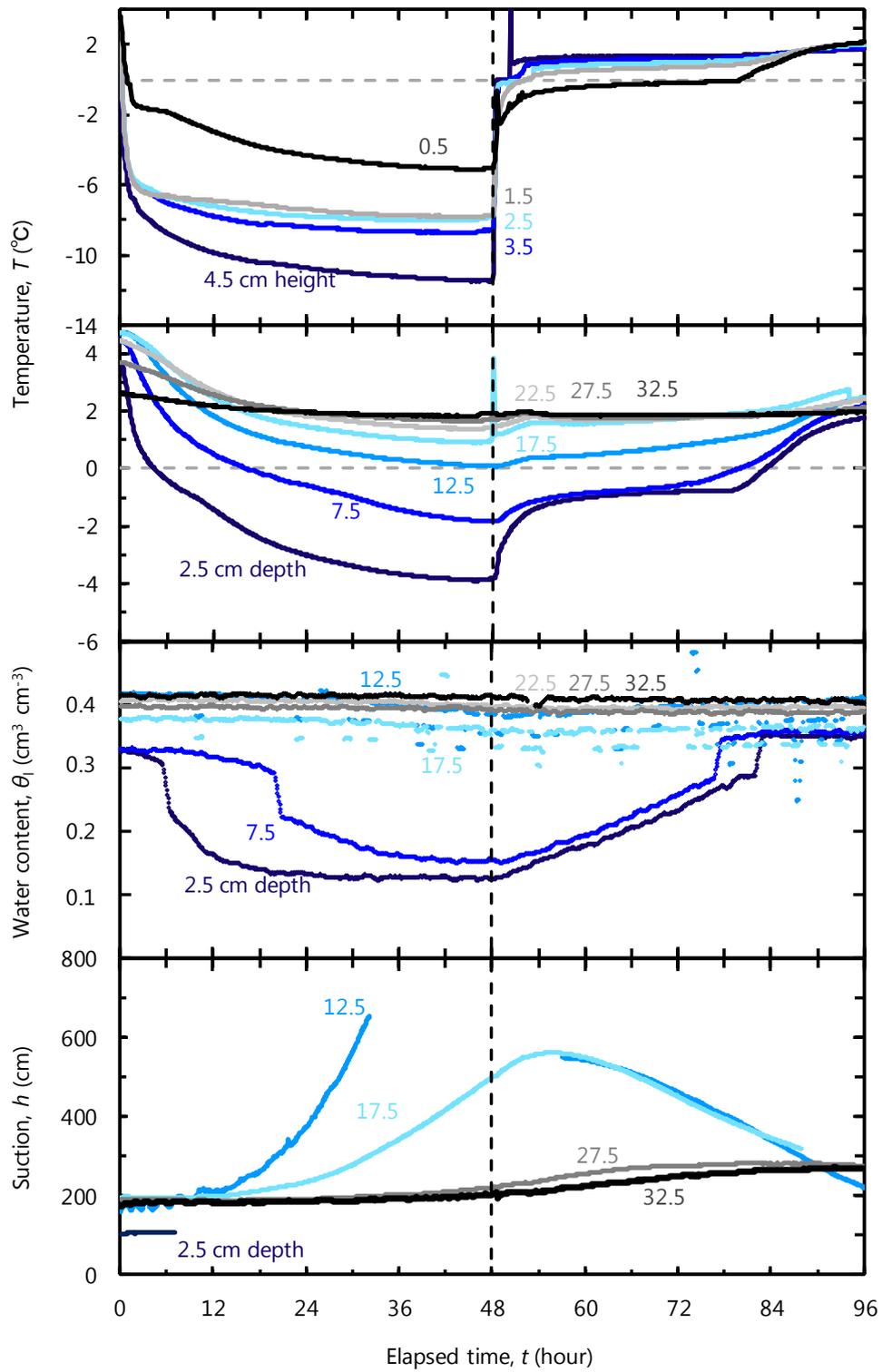


図 3-2-5-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.5)

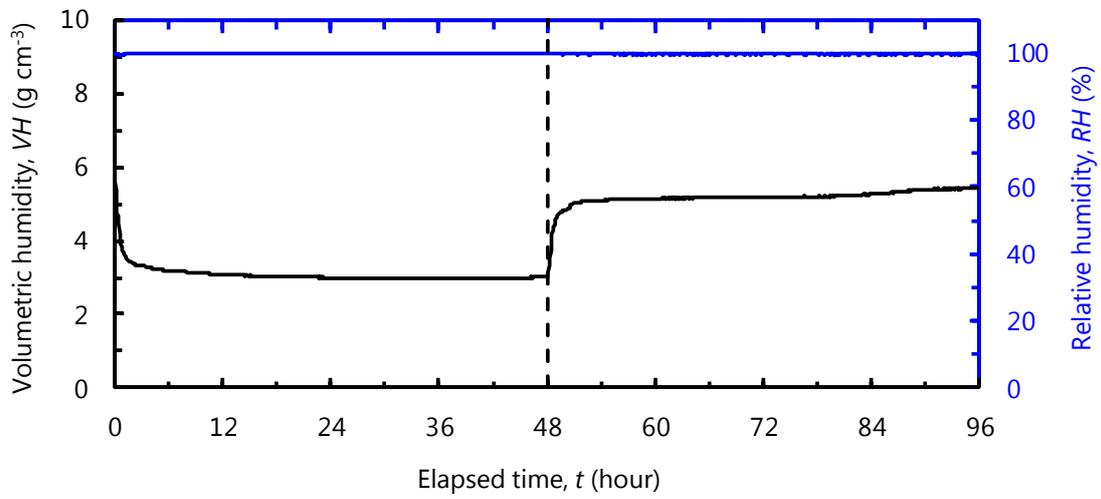


図 3-2-5-2 絶対湿度（左軸）・相対湿度（右軸）の時間変化（Ex.5）

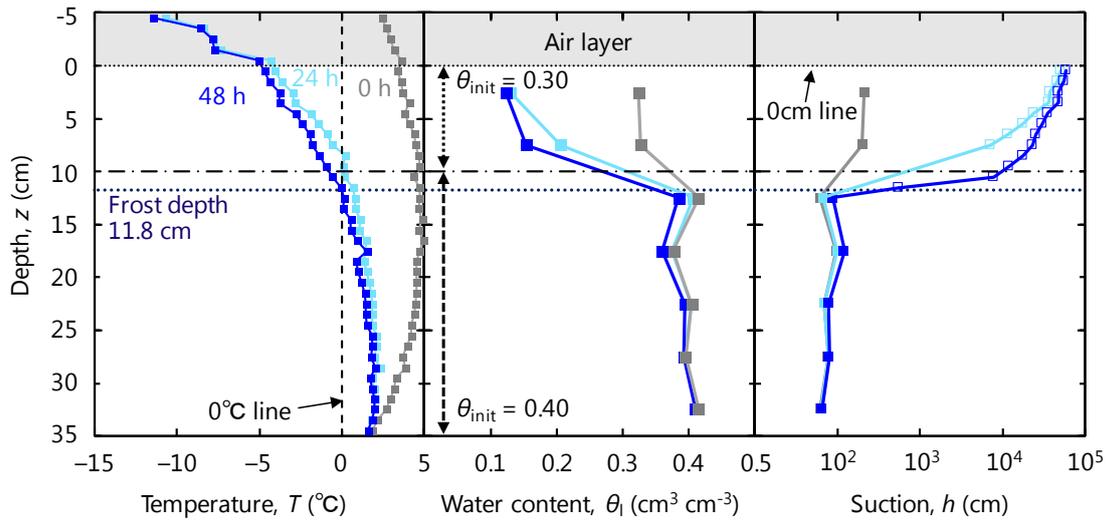


図 3-2-5-3 温度・液状水量・吸引圧の分布図（Ex.5）



図 3-2-5-4 実験終了後カラム解体したときの様子. 地表面の隆起や氷の生成が確認された.

3-2-6 Ex.6 (Andisol, $\theta_{\text{init}} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = 19^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T , 液状水量 θ , 吸引圧 h の経時変化を図 3-2-6-1 に, 絶対湿度 VH, 相対湿度 RH の経時変化を図 3-2-6-2 に示す. 気温 (空気層の温度) は 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高の 5 点, 地温と液状水量は 5 cm 間隔で 2.5~32.5 cm 深の 7 点を示した. 吸引圧に関しては, $\theta_{\text{init}} = 0.078$ と非常に乾燥していて (水分特性曲線より $h = 10^5 \text{ cm}$ に相当) テンシオメータの吸引圧測定範囲 ($h = 0 \sim 800 \text{ cm}$) 外であるため測定出来なかった. また, 48~96 h の間恒温室の故障で正しく温度制御が出来なかった. そのため, この期間のデータは参考値として扱う.

カラム上部の温度制御 (19°C) を開始すると, 空気層が加熱された. 気温はどの高度でも初期に急激に上昇しその後一定値であった. 各高度で一定値は異なり, 温度制御装置に近い 4.5 cm 高が一番高く, 地表面に近い 0.5 cm 高が一番小さくなった (4.5 cm 高: 15.5°C , 3.5 cm 高: 14.2°C , 2.5 cm 高: 13.3°C , 1.5 cm 高: 12.8°C , 0.5 cm 高: 12.2°C). 加熱された空気によって地表面より土が昇温した. 2.5 cm 深の地温は 10 h で 10.5°C まで急激に上昇し, その後温度変化は無く横ばいになった. こうした地温変化の傾向は 32.5 cm 深を除く他高度でも見られた. 32.5 cm 深の地温は $0 \rightarrow 48 \text{ h}$ で $2.9 \rightarrow 4^\circ\text{C}$ へと緩やかに上昇し続けた. 液状水量は全深度全期間 $\theta = 0.12 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で一定だった. 空気層の絶対湿度は加熱開始から 8.5 h で急激に上昇した (VH = $5 \rightarrow 7.5 \text{ g cm}^{-3}$). その後なだらかに低下し続け, 48 h で VH = 7.1 g cm^{-3} になった. 土壌に温度勾配を与えると通常高温側から低温側へと水分が移動する. そのため, 高温側である上層から低温側である下層へとわずかに水蒸気が移動し, それに伴い空気層の水蒸気もわずかに減少したと考えられる. 相対湿度は 0 h, 87% から 1.5 h で急激に減少し, 77% になった. その後絶対湿度の減少にともない相対湿度は 72% まで減少した 48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると, 空気層が冷却された. $0 \sim 48 \text{ h}$ と比較すると全高度で気温はほとんど同じ値をとりながら変化した. 空気層が加熱されると絶対湿度は低下し, 相対湿度はわずかに上昇した.

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-6-3 に示す. 図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する. 図中の灰色領域は空気層を, 黒色の $z = 0 \text{ cm}$ の横向き点線は地表面を, 温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す. 吸引圧については, 全深度で測定不可であったため平衡を仮定して水分特性曲線から, 吸引圧を推定した. なお, 見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが, 実際はこの限りでないことに注意が必要である.

温度分布については 0 h で平均 3.2°C となった. 加熱開始から 24 h が経過すると, 空気層にも土中にも温度分布が形成された. 空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が高く 15.4°C に, 地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が低く 12°C になった. 土中では空

気層に加熱され地表から地温が上昇し地表面に近いほど地温は高くなった。27.5 cm 深を境に温度勾配が異なり、0~27.5, 27.5~32.5 cm でそれぞれ -0.21 , $-0.46^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ になった。48 h 時にはさらに土中の地温はさらに上昇した。温度勾配は 24 h 時と同様に 27.5 cm 深を境に温度勾配が異なった。0~27.5 深は上部からの加熱 (19°C)、27.5~32.5 cm は下部からの冷却 (2°C) の影響を受けた結果だと考えられる。0 h 時の液状水量については全層で $0.12\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率と対応した。24, 48 h で液状水量と吸引圧は変化しなかった。

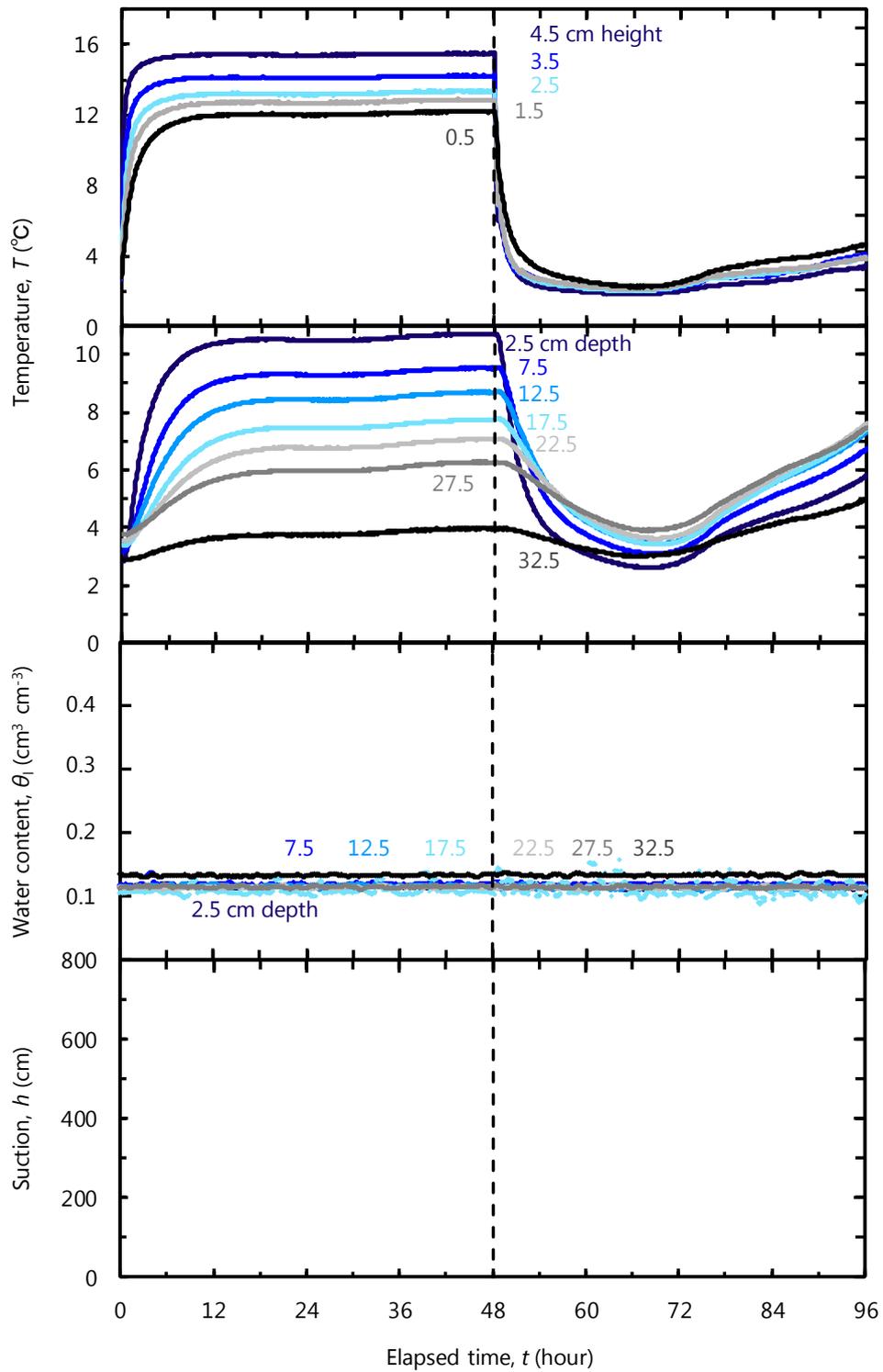


図 3-2-6-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.6)

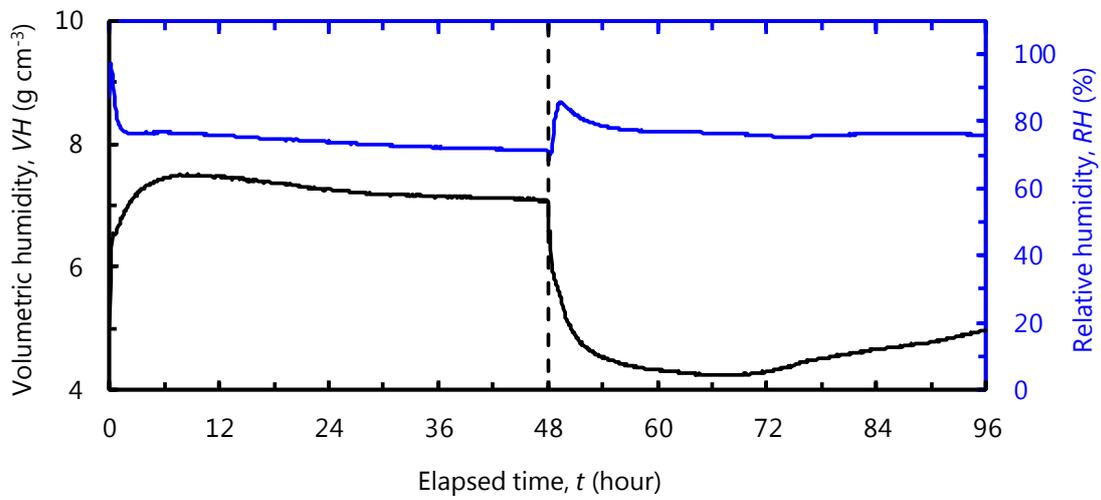


図 3-2-6-2 絶対湿度（左軸）・相対湿度（右軸）の時間変化（Ex.6）

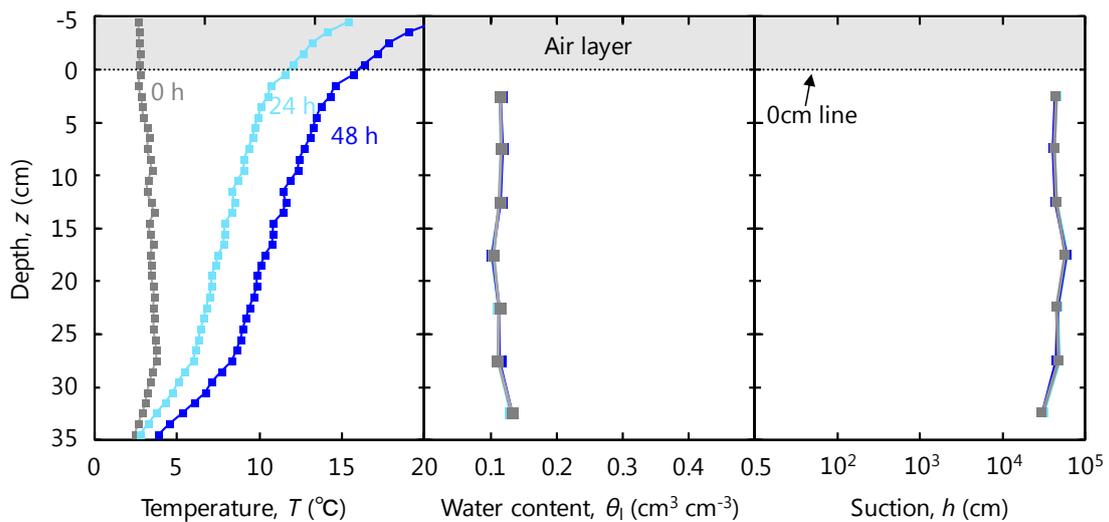


図 3-2-6-3 温度・液状水量・吸引圧の分布図（Ex.6）

3-2-7 Ex.7 (Andisol, $\theta_{init} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{top} = 19^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T 、液状水量 θ_l 、吸引圧 h の経時変化を図 3-2-7-1 に、絶対湿度 VH 、相対湿度 RH の経時変化を図 3-2-7-2 に示す。気温（空気層の温度）は 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5 cm 高の 5 点、地温・液状水量・吸引圧は 5 cm 間隔で 2.5~32.5 cm 深の 7 点を示した。

カラム上部の温度制御 (19°C) を開始すると、空気層が加熱された。気温はどの高度でも初期に急激に上昇しその後一定値であった。各高度で一定値は異なり、温度制御装置に近い

4.5 cm 高が一番高く、地表面に近い 0.5 cm 高が一番小さくなった (4.5 cm 高 : 14.1°C, 3.5 cm 高 : 11.8°C, 2.5 cm 高 : 10.3°C, 1.5 cm 高 : 9.2°C, 0.5 cm 高 : 7.3°C). 加熱された空気によって地表面より土が昇温した. 2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5 cm 深の地温は緩やかに上昇し, 48 h で 5.8, 5, 3.8, 3.5, 3°C になった. 27.5, 32.5 cm 深の地温は 2.2, 2°C でほぼ一定だった. 液状水量は全深度全期間 $\theta_l = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で一定だった. 吸引圧は全深度全期間 $h = 138 \text{ cm}$ で一定だった. 空気層の絶対湿度は加熱開始から 4.3 h で急激に上昇した ($VH = 5.6 \rightarrow 8.1 \text{ g cm}^{-3}$). その後 48 h まで横ばいだった. 相対湿度は全期間で 100% だった.

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると, 空気層が冷却された. 気温は 48~70 h で急激に低下した. 70 h には空気層全てが 1.9°C に収束し, その後一定値のまま 96 h に達した. 加熱時と比較して, 空気層中での気温のばらつきは少なかった. 冷却された空気によって地表面から地温が低下した. 2.5~22.5 cm 深では 1.8°C へと収束するように比較的緩やかに減少した. 27.5, 32.5 cm 深は 0~48 h 同様に地温の変化はほぼ無かった.

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-7-3 に示す. 図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する. 図中の灰色領域は空気層を, 黒色の $z = 0 \text{ cm}$ の横向き点線は地表面を, 温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す. 吸引圧については, 平衡を仮定して水分特性曲線から, 吸引圧を推定した. なお, 見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが, 実際はこの限りでないことに注意が必要である.

温度分布については 0 h で平均 2.6°C となった. 加熱開始から 24 h が経過すると, 空気層にも土中にも温度分布が形成された. 空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が高く 14.1°C に, 地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が低く 7.3°C になった. 空気層の温度勾配は $-1.7^\circ\text{C cm}^{-1}$ と他の条件と比較して絶対値が大きかった, 土中では空気層に加熱され地表から地温が上昇し地表面に近いほど地温は高くなった. 0.5, 34.5 cm 深の地温は 6.4, 1.5°C で直線の分布になった. 土中の温度勾配は $-0.14^\circ\text{C cm}^{-1}$ となった. 48 h でも 24 h と気温, 地温ともにほぼ変化しなかった. 0 h 時の液状水量については全層で $0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と調節した含水率と対応した. 24, 48 h で液状水量と吸引圧は変化しなかった.

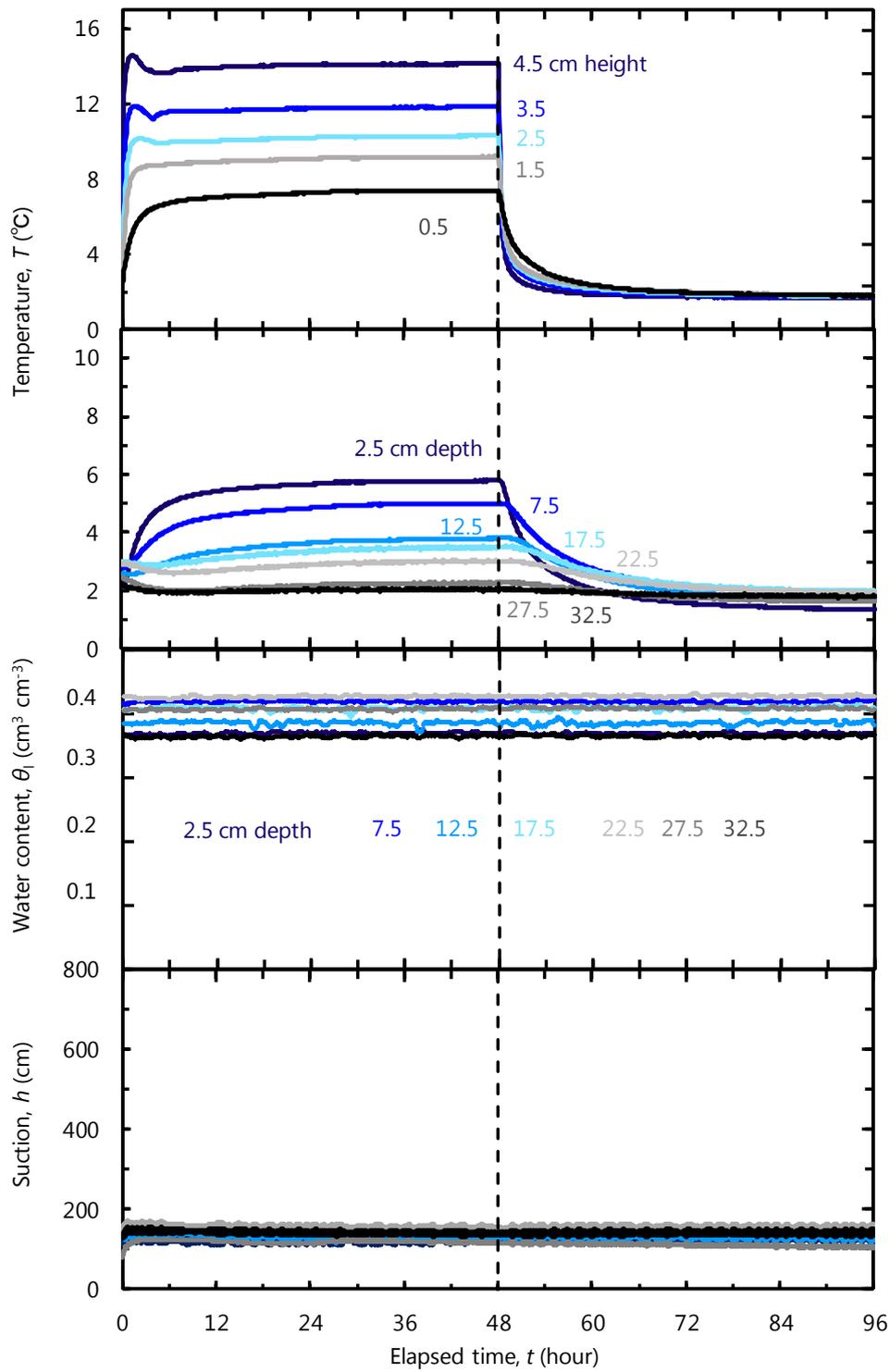


図 3-2-7-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.7)

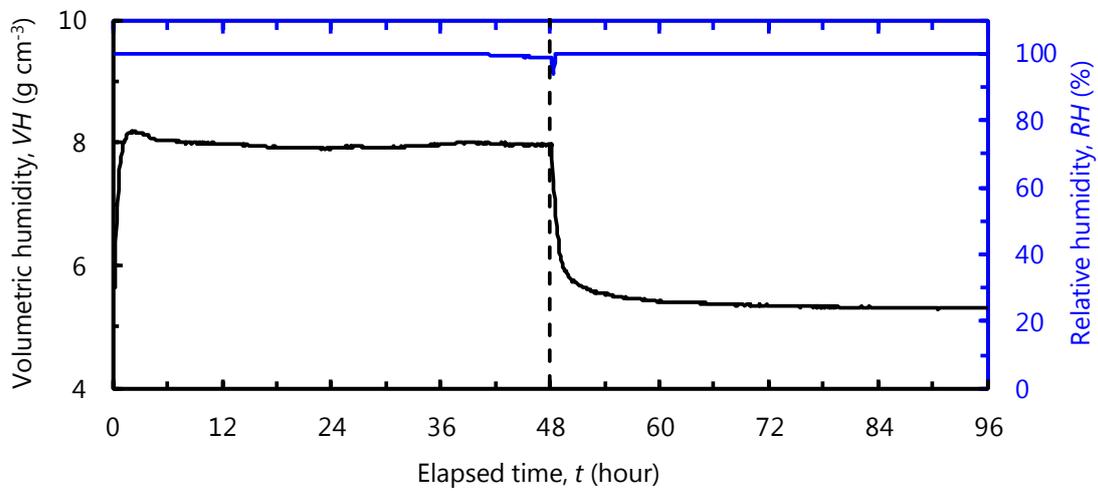


図 3-2-7-2 絶対湿度（左軸）・相対湿度（右軸）の時間変化（Ex.7）

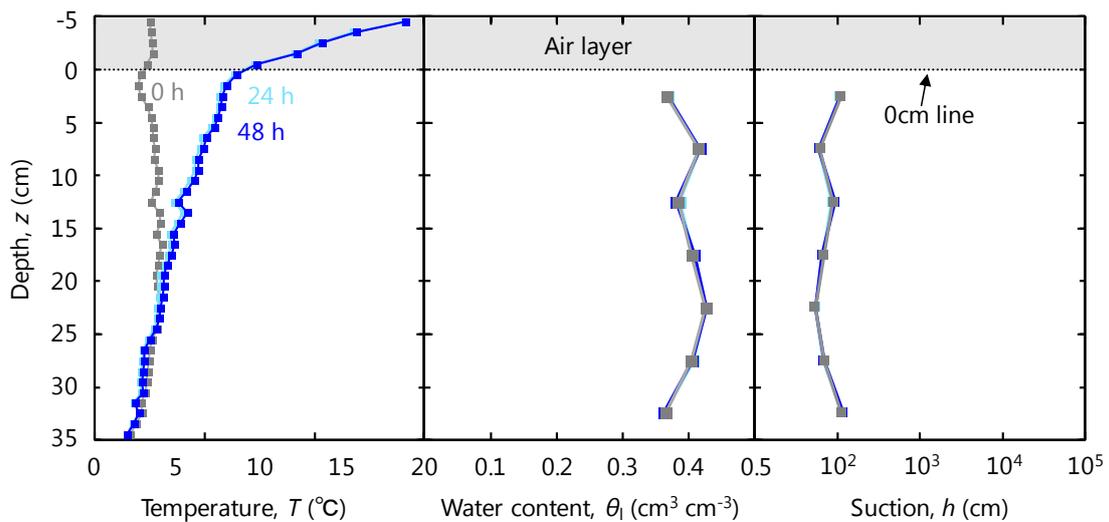


図 3-2-7-3 温度・液状水量・吸引圧の分布図（Ex.7）

3-2-8 Ex.8 (Sand, $\theta_{\text{init}} = 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

温度・液状水量・吸引圧の経時変化

温度 T ・液状水量 θ_1 ・吸引圧 h の経時変化を図 3-2-8-1 に示す。気温（空気層の温度）は 1 cm 間隔で 4.5～0.5 cm 高の 5 点，地温は 5 cm 間隔で 2.5～32.5 cm 深の 7 点を示した。液状水量は 27.5 cm 深の TDR が正しく動作しなかったため，2.5～32.5 cm 深のうち 27.5 cm 深

を除く 6 点を示した。吸引圧に関しては、テンシオメータと圧力変換器をつなぐアンギオチューブ内に空気が混入したため、測定不可となった深度があった。そのため、7 点のうち 2.5, 7.5, 27.5 cm 深を除く 4 点を図に示した。

カラム上部の温度制御 (-15°C) を開始すると、空気層が冷却された。気温は初期に急激に低下し、20 分経過後に全高度で 0°C を下回った。4.5 cm 高では 24h で -9.9°C まで急激に気温が低下し、その後も緩やかに低下し続け 48 h で -11.4°C になった。0~4h, 4~48 h の温度低下率それぞれお $2.97^{\circ}\text{C h}^{-1}$, $0.03^{\circ}\text{C h}^{-1}$ となった。3.5, 2.5, 1.5 cm 高では 3 高度ではほぼ同じ気温となった。2.5 cm 高では 4.5 cm 高と同様に 4 h で -6.5°C まで急激に気温が低下した。その後緩やかに気温が低下し、48 h で -7.3°C になった。4~48 h の温度低下率は $0.02^{\circ}\text{C h}^{-1}$ と 4.5 cm と比較して緩やかになった。0.5 cm 高では他の高度とは違い 4 h で -4.3°C となり、温度低下率 $1.97^{\circ}\text{C h}^{-1}$ と小さくなった。その後 48 h まで気温は低下を続け、 -6.1°C になった。また、4~48 h の温度低下率は $0.04^{\circ}\text{C h}^{-1}$ と 2.5 cm 高より大きかった。冷却された空気によって地表面より土が凍結した。2.5, 7.5 cm 深の温度は 4.5, 16.9 h で 0°C に達した。その後も地温は低下し続け、48 h で 2.5, 7.5 cm 深の地温は -2.2 , -0.37°C になった。12.5, 17.5, 22.5, 27.5 cm 深の地温は常に正であったが緩やかに低下しており、48 h で 0.54, 1, 1.5, 1.6°C になった。32.5 cm 深の地温は常に 1°C だったが、下部の温度制御装置の設定温度は 2°C である。そのため、32.5 cm 深の値は正しく測定できなかった可能性が高い。2.5, 7.5 cm 深の液状水量は地温が 0°C を下回ると水から氷による相変化によって減少した (2.5 cm 深: $\theta_l = 0.08 \rightarrow 0.05 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 7.5 cm 深: $\theta_l = 0.10 \rightarrow 0.06 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)。12.5~32.5 cm 深の液状水量はほぼ変化が無かった。12.5, 17.5, 22.5, 32.5 cm 深の吸引圧は約 $h = 63 \text{ cm}$ で 0~48 h で一定の値だった。

48 h 経過後にカラム上部の温度制御 (2°C) を開始すると、空気層が加熱された。気温は初期に急激に上昇し、全層 49 h で 0°C に達した。4.5~1.5 cm 高の気温はその後緩やかに上昇を続けた。0.5 cm 高については、58 h で 1.5 cm 高の気温より高くなり、63 h で同時間の空気層中で気温が最大となった。それ以降も 0.5 cm 深の気温が一番大きかった。加熱された空気によって地表面より土が融解した。2.5, 7.5 cm 深の温度は -0.3°C 前後まで急激に上昇し、その後地温変化が 56, 56.7 h まで停滞したが、 0°C に達し氷がすべて融解したため気温は再び上昇した。12.5, 17.5, 22.5 cm 深は 3.4°C へ収束するように温度が上昇した。27.5 cm 深は地温の上昇はゆるやかで、86 h で 2.7°C だった。

2.5, 7.5 cm 深の液状水量は地温に伴い土中氷が融解するため上昇した。地温が 0°C 以上になった後は実験開始前の液状水量 (2.5 cm 深: $\theta_{\text{mit}} = 0.08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 7.5 cm 深: $\theta_{\text{mit}} = 0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) にほぼ等しくなった。22.5, 27.5, 32.5 cm 深の液状水量は 48~96 h の間でも変化しなかった。吸引圧も変化は見られなかった。

温度・液状水量・吸引圧分布

0, 24, 48 h 時の温度・液状水量・吸引圧の分布図を図 3-2-8-2 に示す。図中に併記した時間は経時変化の横軸に対応する。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z = 0 \text{ cm}$ の横向き点線は

地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C 示す。吸引圧については、測定不可であった深度が複数あったため、平衡を仮定して地温が 0°C 以上の場合は水分特性曲線から、地温が 0°C 以下の場合は温度測定値から GCCE で吸引圧を推定した。なお、見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度分布については 0 h で平均 3.6°C となった。冷却開始から 24 h が経過すると、空気層にも土中にも温度分布が形成された。空気層は上部の温度制御装置に近い 4.5 cm 高が最も気温が低く -10.6°C に、地表面に近い 0.5 cm 高が最も気温が高く -6°C になった。 $3.5\sim 1.5\text{ cm}$ 高は深さ z 軸にほぼ垂直の温度分布になり、 3 高度の平均値は約 -7.8°C であった。 48 h の空気層の温度分布は 24 h と大抵一致した。土中では $0.5\sim 18.5\text{ cm}$ の熱電対が 0°C 以下を示し、温度から推定すると 9.3 cm まで凍結が進行した。凍結層 ($0\sim 9.3\text{ cm}$ 深) の温度分布はやや弓なりの曲線になった。非凍結層 ($9.3\sim 35\text{ cm}$ 深) では温度分布はほぼ直線で温度勾配 (dT/dz) は $0.05^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ となった。 48 h 時の凍結深を図中に紺色の点線で示す。凍結は 10.9 cm まで進行した。 48 h の土中の地温分布は 24 h と大抵一致した。 0 h 時の液状水量については調節した含水率 ($0.15\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$) とは一致せず、下層に水が移動した重力分布になった。 $2.5, 32.5\text{ cm}$ 深の液状水量はそれぞれ $0.07, 0.32\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ であった。 24 h 時の $2.5, 7.5\text{ cm}$ 深の液状水量は相変化により減少し、それぞれ $0.05, 0.06\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ になった。 $12.5\sim 32.5\text{ cm}$ 深の液状水量はほぼ変化しなかった。 48 h 時 $2.5, 7.5\text{ cm}$ 深の液状水量は 24 h 時からほぼ変化が無かった。 $12.5, 17.5\text{ cm}$ 深の液状水量はほぼ変化が無かった。 $22.5\sim 32.5\text{ cm}$ 深の液状水量は 0 h 時と比較するとそれぞれ $0.01\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ 減少した。 0 h 時の吸引圧は $2.5, 32.5\text{ cm}$ 深でそれぞれ $h = 52.8, 21.8\text{ cm}$ の直線の重力分布になった。 24 h 時には凍結が進行し、 0.5 cm 深の温度から推定される吸引圧は $h = 4.9 \times 10^4\text{ cm}$ と 3 オーダー大きくなった。このように黒ボク $^{\circ}\text{C}$ だけではなく砂丘砂でも凍土中の吸引圧は非常に大きくなる。 48 h の凍土中の吸引圧は温度にともないさらに低下した。また、 $24, 48\text{ h}$ ともに非凍結層では吸引圧は液状水量の減少にともないわずかに増加した。

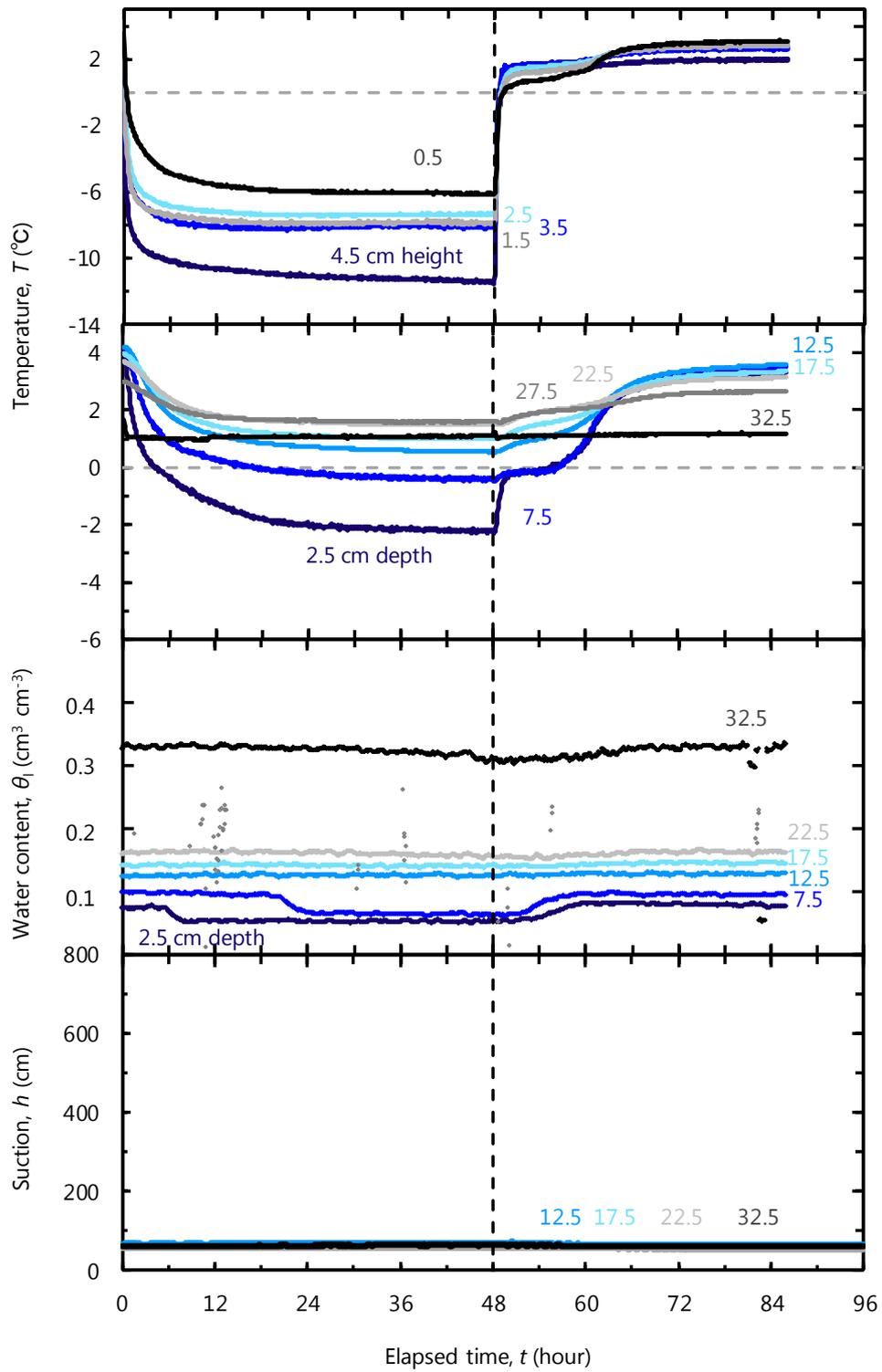


図 3-2-8-1 温度・液状水量・吸引圧の時間変化 (Ex.8)

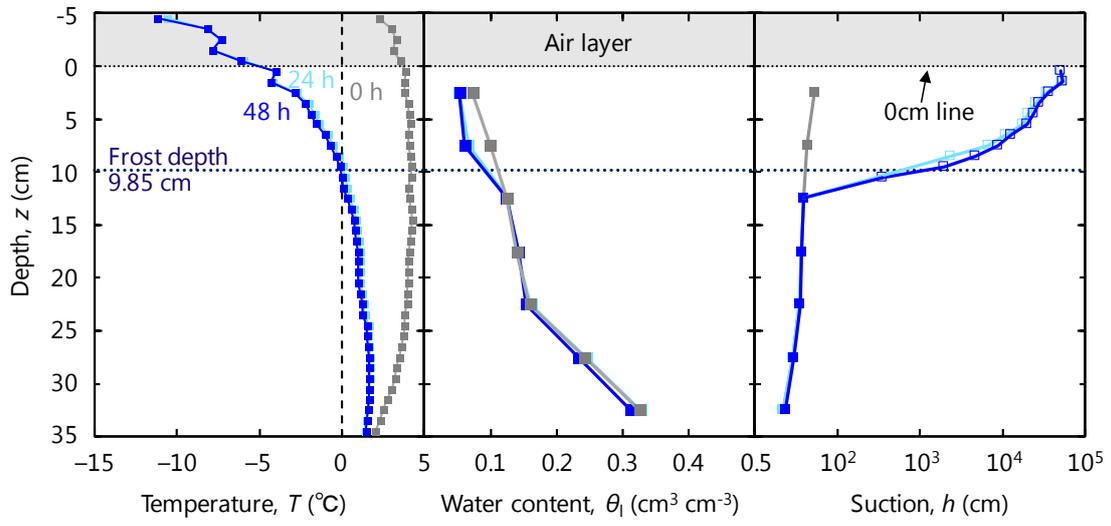


図 3-2-8-2 温度・液状水量・吸引圧の分布図 (Ex.8)

3-3 考察

3-3-1 冷却方法の違い

釘崎 (2015) は温度制御装置を直接地表面に接地して冷却を行うカラム凍結実験により、土中の温度・液状水量・吸引圧について測定を行った。上端の温度制御を -8°C で行った。他の実験条件については Ex.2 と同様である。ここでは、同試料同初期含水率で冷却方法の違い釘崎 (2015) と Ex.2 の温度・液状水量分布、液状水量の移動量、熱流の変化について比較する。

0, 6, 48 h 時の温度・液状水量の分布図を図 3-3-1-1 に示す。図中の灰色領域は空気層を、黒色の $z=0\text{ cm}$ の横向き点線は地表面を、温度分布図中の灰色の縦向き破線は 0°C を示す。0~6, 0~48 h の地温と液状水量から熱フラックス分布を推定した。実験名に併記した数字はフラックス分布の積算値である。地表面からの熱流のみが、温度と液状水量、相変に寄与したと仮定するとこの積算値を時間で除したものは地表面熱フラックスの値と仮定することが出来る (式 3-3-1)。

$$q_h = \left\{ \int_0^{35} [C_p(T - T_r) - L_f \rho_i (\theta_i - \theta_{ir})] dz \right\} / t \quad (3-3-1)$$

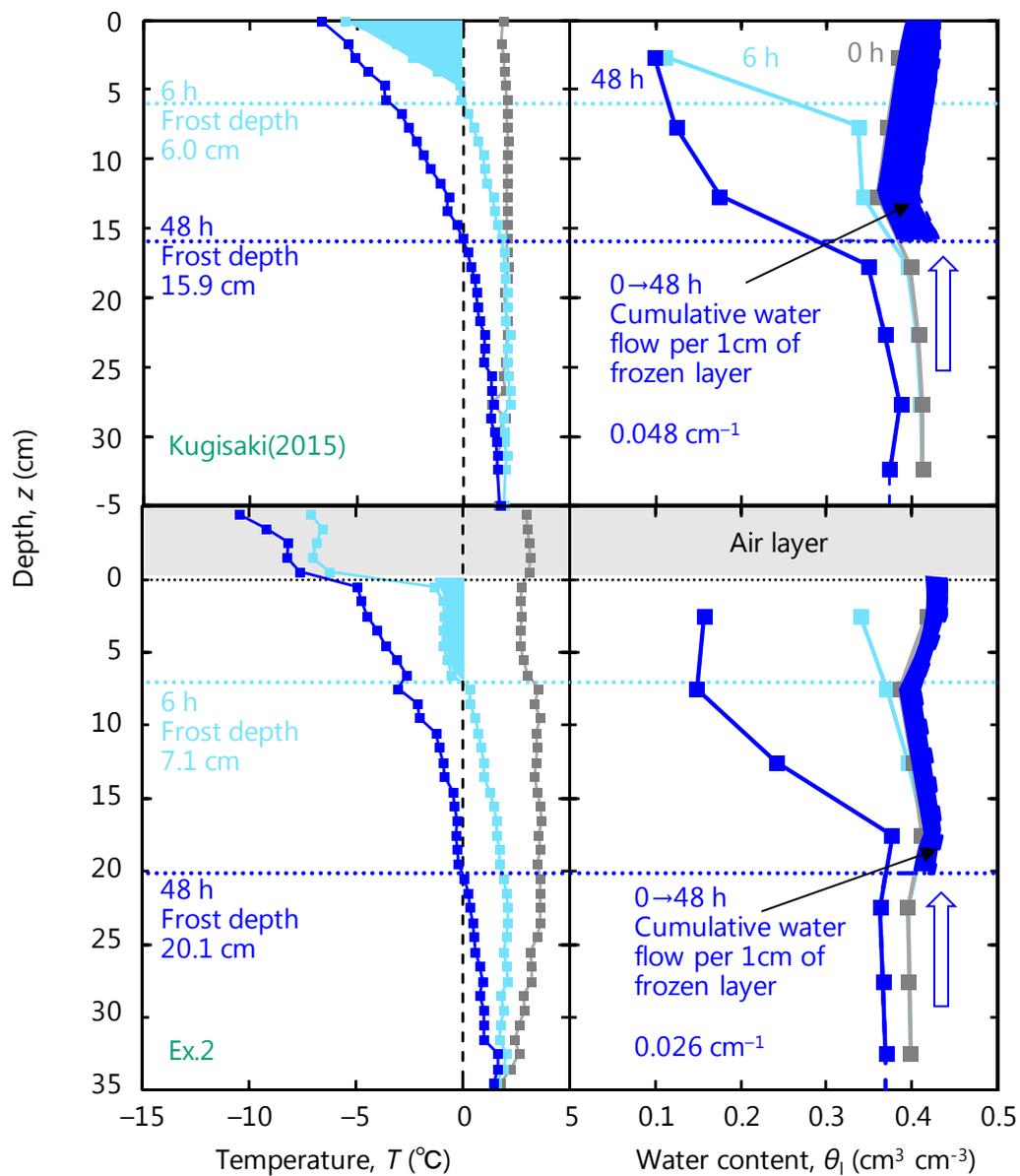
ここで、 C_p は土の熱容量 ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$)、 T は前時間の温度 (K)、 θ 、 θ_r は現、前時間の水量 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 t は時間 (s) である。

黒色の縦向き破線は 0 W m^{-1} を示す。なお、両図ともに見やすさの問題で測定点を表すマーカーを直線で繋いでいるが、実際はこの限りでないことに注意が必要である。

温度については、釘崎 (2015) では地表面の温度が急激に低下したが、Ex.2 では緩やかに低下した。6 h 時の 0°C 以下の領域を水色領域で示す。釘崎 (2015) は直角三角形のような形になり、凍結深は 6.0 cm であった。Ex.2 については、上底が下底よりも大きい台形になり、ゼロカーテンが確認できた。48 h には凍結深が釘崎 (2015)、Ex.2 でそれぞれ 15.9, 20.1 cm となった。6 h の 2.5 cm の液状水量はゼロカーテンの影響で Ex.2 では釘崎 (2015) と比較して減少量が少なかった。初期に急激に熱が奪われた釘崎 (2015) では、水から氷への相変化が多く生じ、多量に潜熱が発生した。その結果、Ex.2 よりも釘崎 (2015) の凍結深が小さくなったと考えられる。図中に 0~48 h で非凍結層から凍結層へと移動した水分フラックス (凍土 1 cm, 1 秒あたりの含水率) を示す。釘崎 (2015) では $0.048 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ と Ex.2 の約 1.8 倍であった。ゼロカーテンの影響により、凍結面近傍の圧力勾配が小さくなり、Ex.2 が小さくなったと考えられる。

6 h の熱フラックス分布では温度・液状水量の違いにより、釘崎 (2015) が地表面で負に大きく 2.5 cm で 2.8 倍であった。積算値でも釘崎 (2015) が Ex.2 より 1.6 倍負に大きく、地表面から多くの熱が奪われたと言える。こうした地表面熱フラックスの違いは、地表面近傍の温度勾配の差が関係すると考えられる。図 3-3-1-3 に 0~48 h の地表面熱フラックスの

推定値を示す。12 h 間隔で計算したところ 2 実験はほぼ一致した。



d

図 3-3-1-1 温度・液状水量分布
釘崎 (2015) による接地型冷却 (上), Ex.2 (下)

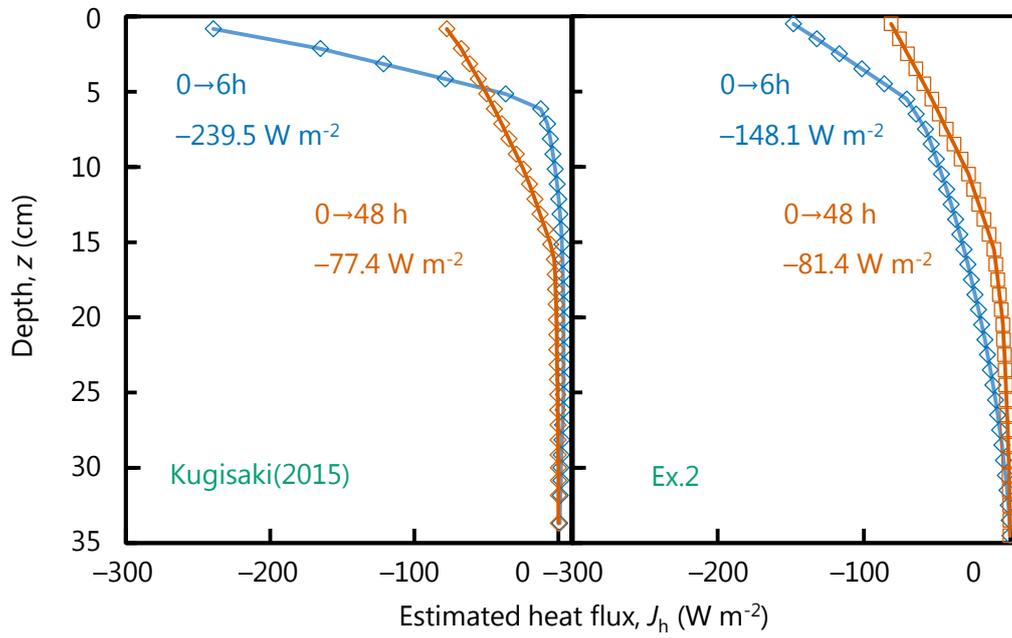


図 3-3-1-2 温度・液状水量変化から推定した熱フラックス分布

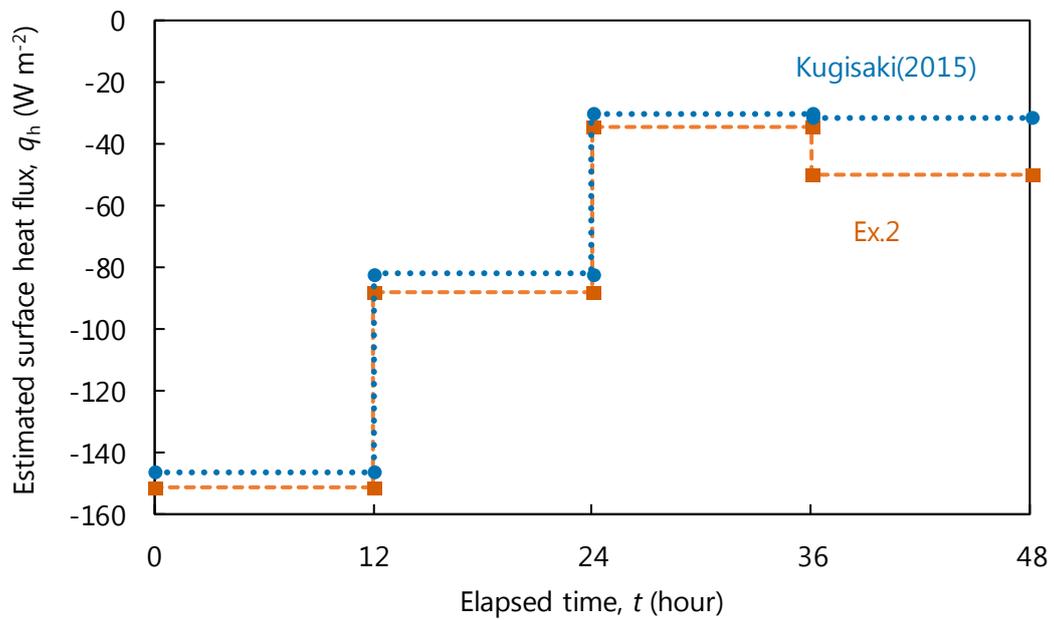


図 3-3-1-3 推定した地表面熱フラックスの経時変化

3-3-2 初期含水量の違い

図 3-3-2-1 に $\theta_{nit} = 0.078, 0.30, 0.40, 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Ex.4, 1, 2, 3) の温度・液状水量から推定した 0→6, 0→48 h の熱フラックス分布を示す. 0~6, 0~48 h の地温と液状水量から熱フラックス分布を推定した. 時間に併記した数字はフラックス分布の積算値である. 下端からの熱流を無視し, 地表面からの熱流のみが, 温度と液状水量, 相変化に寄与したと仮定するとこの積算値は地表面熱フラックス q_h の値と仮定することが出来る (式 3-3-1). 黒色の縦向き破線は 0 W m^{-1} を示す.

0→6 h (凍結初期・青) では, $\theta_{nit} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で一番負に大きくなった. 初期含水率 θ_{nit} が大きいほど同じ温度でも氷への相変化量が多いため, 熱フラックスは負に大きくなると考えられるが, 実際には当てはまらなかった. $\theta_{nit} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ では液状水量が大きく, ゼロカーテンが一番長く, はっきりと確認された. つまり, この時間領域 (0→6 h) では液状水から氷への移行過程で実際の液状水量が下がりきっていない, つまり非平衡状態にあると言える. また, $\theta_{nit} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Ex.4) では 0→48 h で極端に小さい値を示した. Ex.4 では 24 h と 48 h の地温分布がほぼ変わらず, 24 h 時点ですでに定常状態に達したと考えられる. すなわち, 下端の熱流を無視することが出来なかったため, この値は正しくないと考えられる.

図 3-3-2-1 に $\theta_{nit} = 0.078, 0.30, 0.40, 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Ex.4, 1, 2, 3) の 0, 48 h の液状水量を実線で, 48 h の全水量を破線で示す. また, 図中の青色領域は凍結層 1 cm あたりの非凍結層から凍結層への 48 h 水分移動量 (以下移動量) を示す. 図 3-3-2-2 に移動量の含水率依存性, 不飽和透水係数 K_{th} と含水率の関係を示す. 含水率が大きくなるにつれて, 移動量は大きくなった. 不飽和透水係数は $\theta = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ から上昇しはじめ, 指数関数的に増加する. これは, 含水率の移動量の変化と対応した. また, Ex.5 (0~10 cm 深: $\theta_{nit} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 10~35 cm 深: $\theta_{nit} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) の移動量は $\theta_{nit} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の 0.02 cm^{-1} とほぼ一致した. つまり, 非凍結層の透水係数が移動量と大きく影響すると想定される.

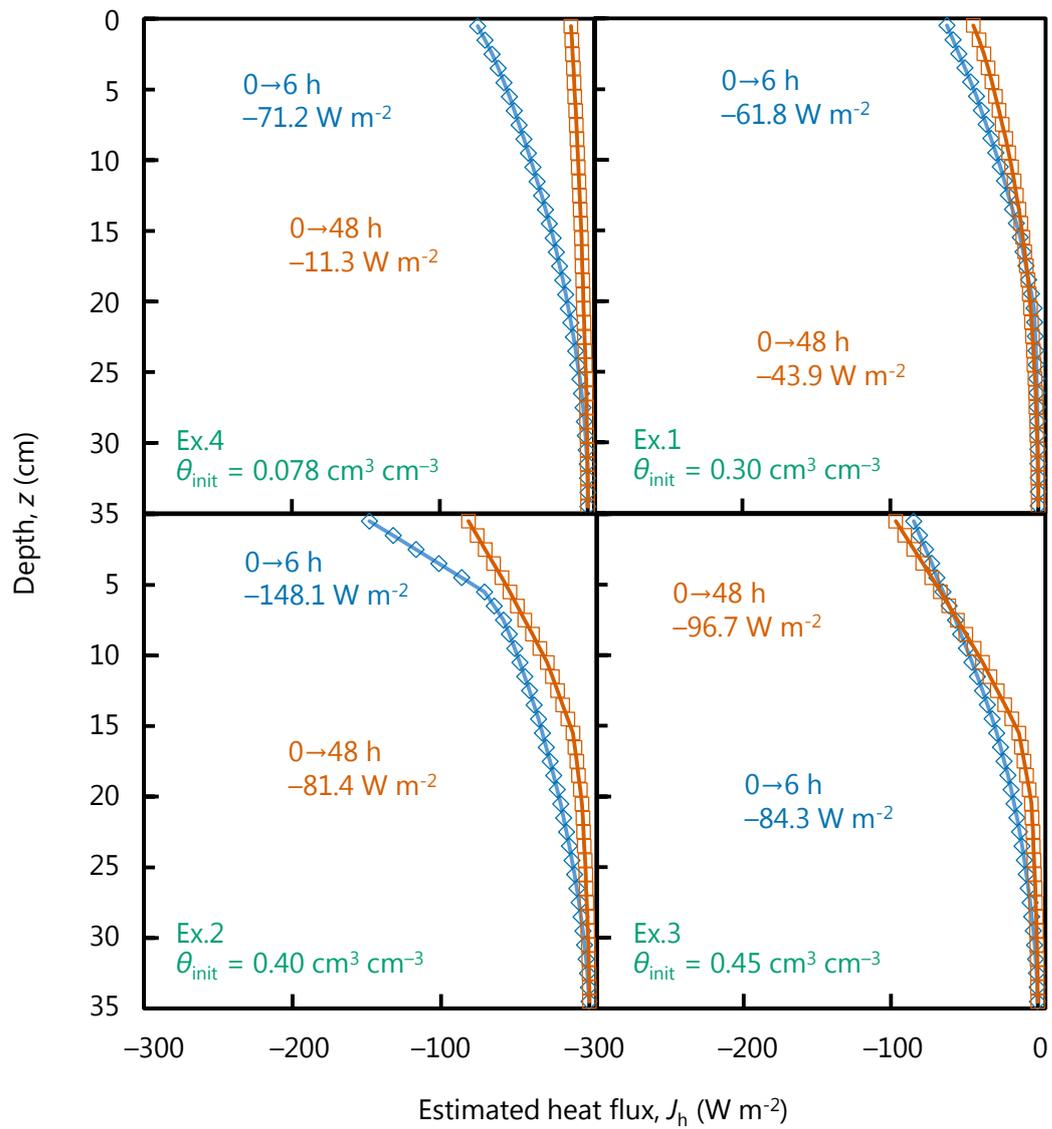


図 3-3-2-1 温度・液状水量変化から推定した熱フラックス分布

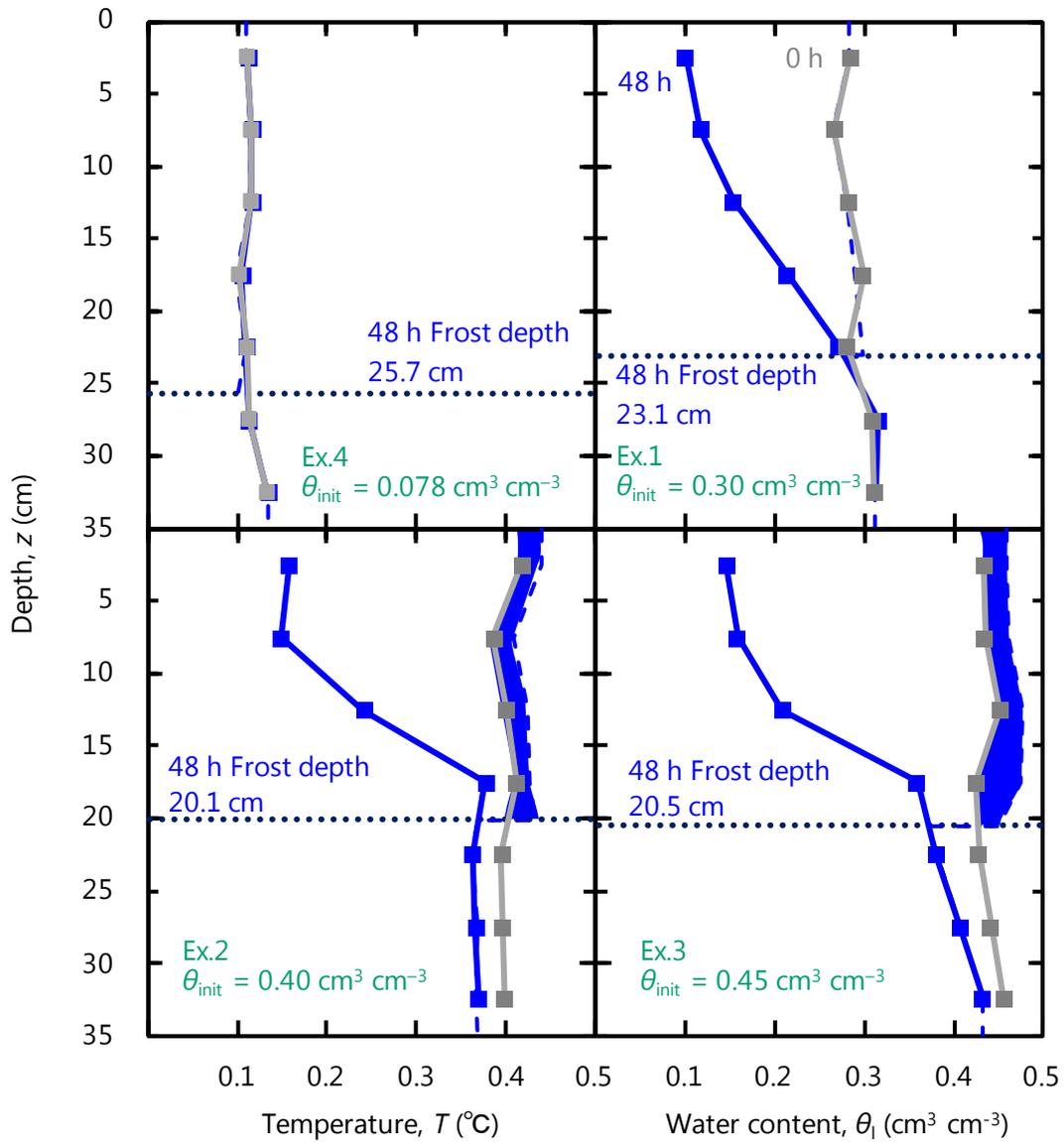


図 3-3-2-1 0, 48 h の液状水量と 48 h の全水量分布

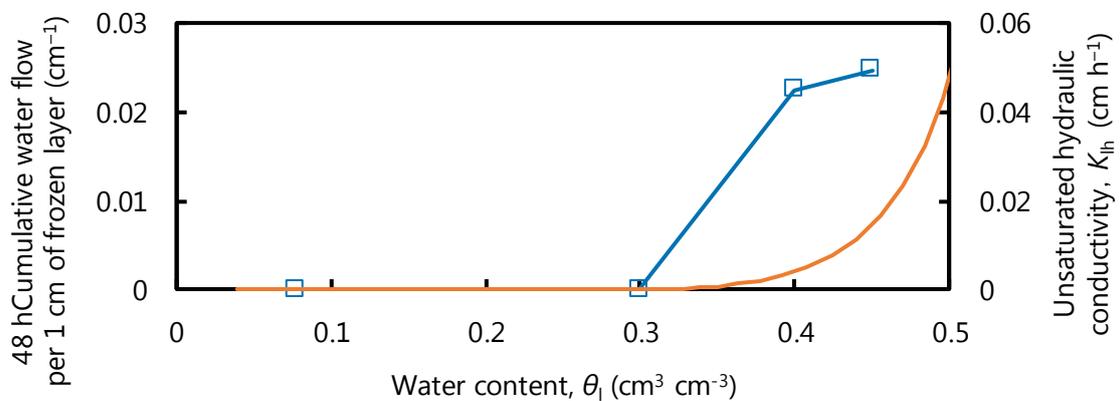


図 3-3-2-3 凍結層 1 cm あたりの 48 h 積算水分移動量と不飽和透水係数

3-3-3 土質の違い

図 3-3-3-1 に $\theta_{\text{nit}} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 黒ボク土, $\theta_{\text{nit}} = 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 砂丘砂 (Ex.2',8) の温度・液状水量から推定した 0→6, 0→48 h の熱フラックス分布を示す. 0→6, 0→48 h の地温と液状水量から熱フラックス分布を推定した. 時間に併記した数字はフラックス分布の積算値である. 下端からの熱流を無視し, 地表面からの熱流のみが, 温度と液状水量, 相変化に寄与したと仮定するとこの積算値は地表面熱フラックス q_h の値と仮定することが出来る (式 3-3-1). 0→6 h の熱フラックス分布はどちらの土質でも上層ほど負に大きくなった. 砂丘砂では 0 h の水分が重力分布になっているため, 上層ほど含水率が小さい. よって氷へと相変化する液状水量も小さいため, 熱フラックス分布は砂丘砂のほうが黒ボク土より 0 に近くなった. 48 h 時の分布についても同様の事が言えると考えられる.

図 3-3-3-2 に $\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 黒ボク土, $\theta_{\text{nit}} = 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 砂丘砂 (Ex.2',8) の 0, 48 h の液状水量を実線で, 48 h の全水量を破線で示す. また, 図中の青色領域は凍結層 1 cm あたりの非凍結層から凍結層への 48 h 水分移動量 (以下移動量) を示す. 48 h の移動量は 黒ボク土, 砂丘砂でそれぞれ $0.044, 0.014 \text{ cm}^{-1}$ と黒ボク土が 3 倍以上大きかった. 黒ボク土については非凍結層の上部 (7.5~17.5 cm) から, 鳥取砂丘砂については非凍結層の下部 (27.5~32.5 cm) から主に水分が移動した. 黒ボク土は全層で含水率が一定 ($\theta = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) でこの時の不飽和透水係数は 0.005 cm h^{-1} である. 0 h の鳥取砂丘砂は 17.5, 32.5 cm 深 ($\theta = 0.14, 0.32 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) の透水係数が $0.036, 0.68 \text{ cm h}^{-1}$ で, 下層に行くほど透水係数が大きい. よって, 圧力勾配と不飽和透水係数によって土中の水分移動は決定されると考えられる.

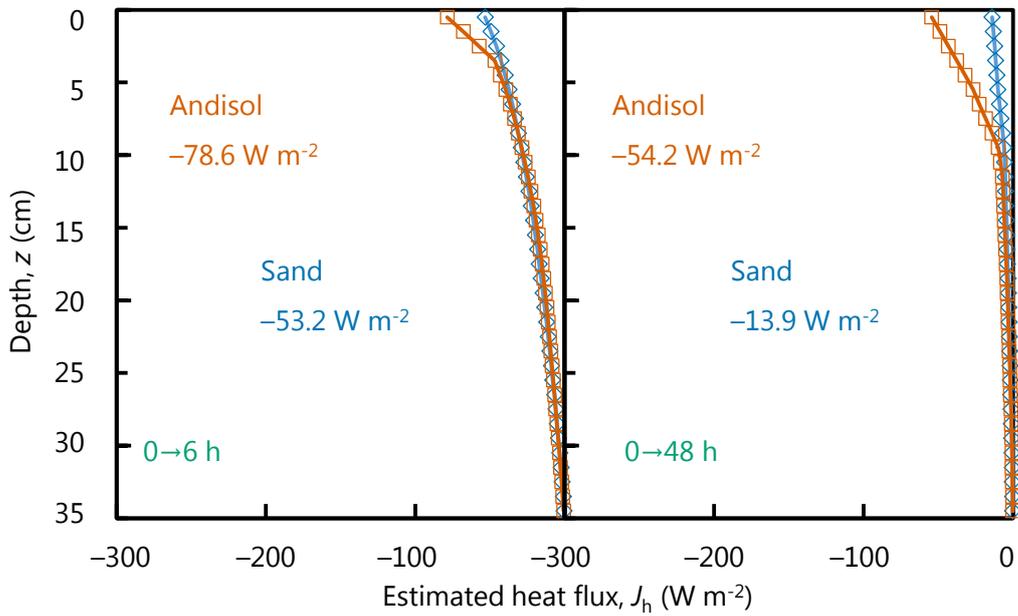


図 3-3-3-1 温度・液状水量変化から推定した熱フラックス分布

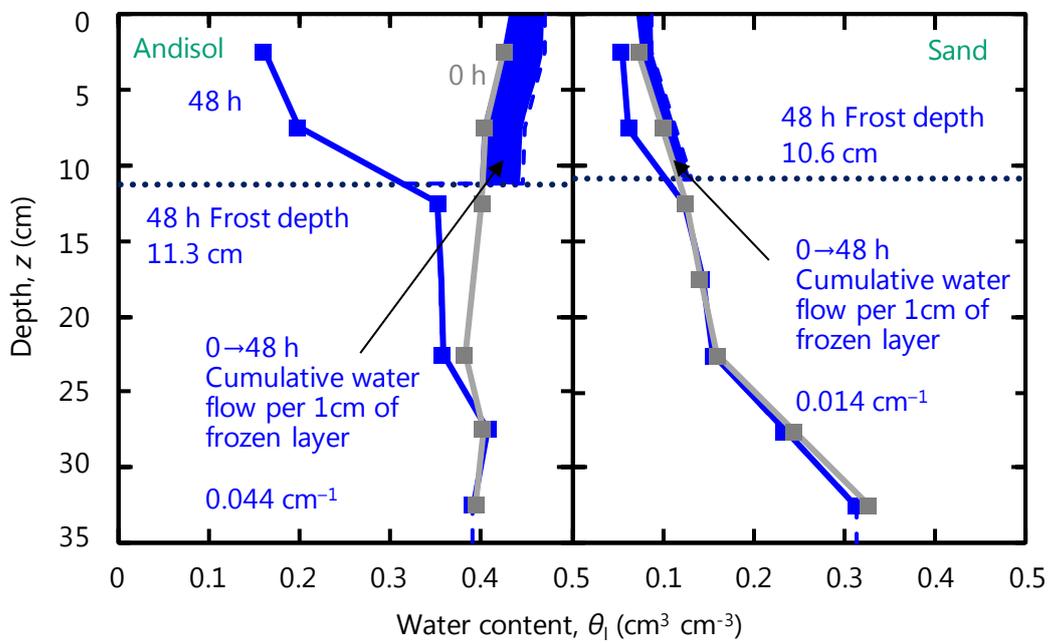


図 3-3-3-2 0, 48 h の液状水量と 48 h の全水量分布

3-3-4 土中・空気層の水平温度差について

Ex.1~8のカラム実験は鉛直一次元を仮定している。そのため、側面からの熱の流入を最小限にするために断熱を行っている、そのため、Ex.8では17.5, 29.5 cm 深に同深度3点で温度測定を行った。測定地点はカラム壁面からの距離を d とするとそれぞれ 0.1, 2.0, 3.9 cm の位置である。 $d = 2.0$ cm は他深度の温度測定点と同じである。 $d = 3.9$ cm はカラムの中心に位置する。 $d = 2.0$ cm を基準温度として、他の2点との温度差の経時変化を図3-3-2-1に示す。青、橙色はそれぞれ $d = 0.1, 3.9$ cm との温度差である。実験期間中ほぼ 0°C であり側面からの熱の流入出は鉛直一次元を仮定できることが分かった。

土中だけでなく、空気層についても検討を行った。Ex.1~8の結果より空気層の温度は一樣ではないことが既に分かっている。ここでは、高水分凍結有 (Ex.3), 低水分凍結有 (Ex.4), 高水分凍結無 (Ex.7), 低水分凍結無 (Ex.6) の4条件に分けて検討を行った。図3-3-2-2に $d = 2.0$ cm を基準温度とした $d = 0.1, 3.9$ cm の温度差をそれぞれ青、橙色で実験別に示す。Ex.7では $d = 0.1$ cm の熱電対の故障で温度を測定できなかった。高、低水分凍結有 (Ex.3, 4) では0~48 h でカラム壁面に近い $d = 0.1$ cm ほど温度が $d = 2.0$ と比較して温度は高い、もしくは同じになった。また、 $d = 3.9$ cm では温度が低くなった。外部室温が 2°C でカラム内を -15°C で冷却しているため、壁面からの熱の流入があったと考えられる。つまり、カラム中心ほど温度が小さく、壁面ほど温度が大きくなった。高水分凍結無 (Ex.6) では凍結有り条件とは逆にカラム中心ほど温度が低くなった。カラム内を 19°C で加熱しているため、壁面から熱の流出があったと考えられる。高水分凍結無 (Ex.7) では低水分凍結無 (Ex.7) とは逆の結果で、壁面に近い $d = 0.1$ cm の温度が大きかった。しかし、温度差は 0.5°C 前後であるため、熱の流入があったと考えるよりは、熱電対の誤差や偶発的に起こったことだと考える方が妥当であろう。いずれにせよ、空気層中では対流が生じており、1次元を仮定できないことが分かった。

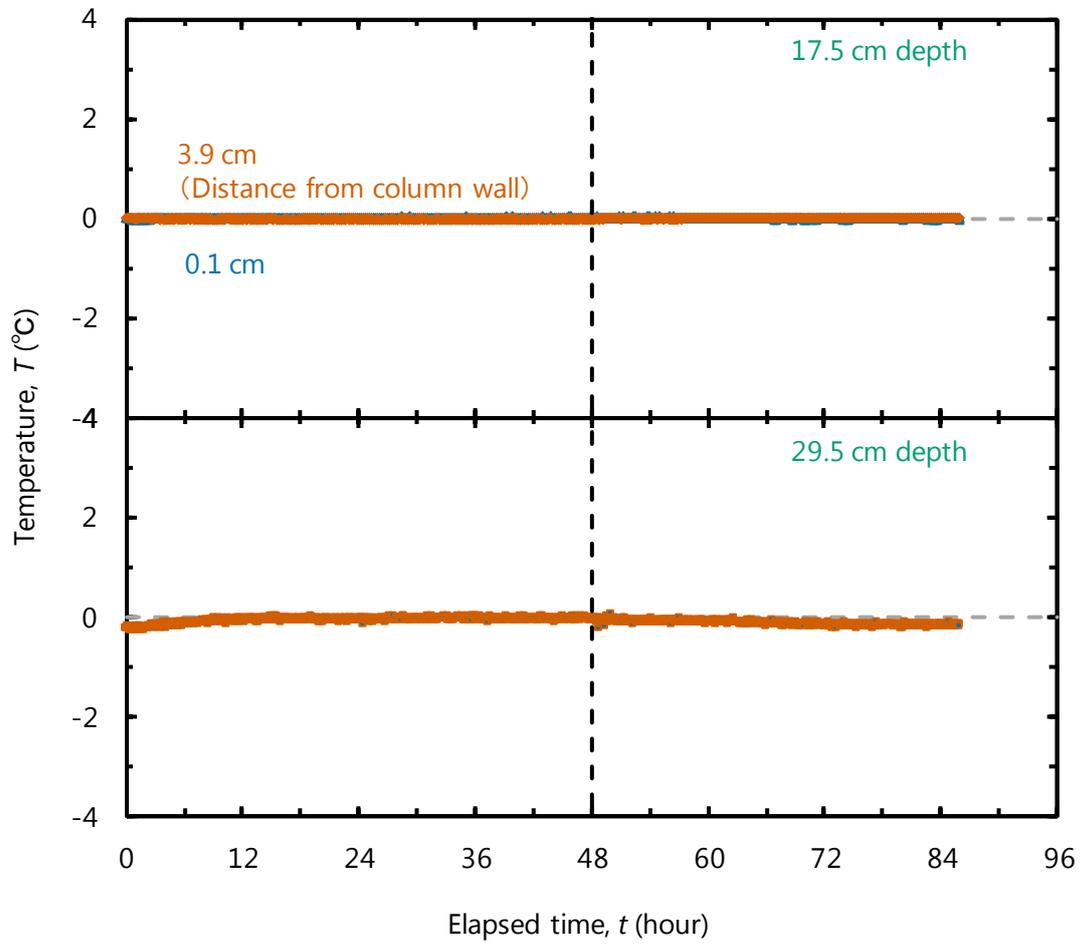


図 3-3-4-1 温度差の経時変化 (Ex.8)

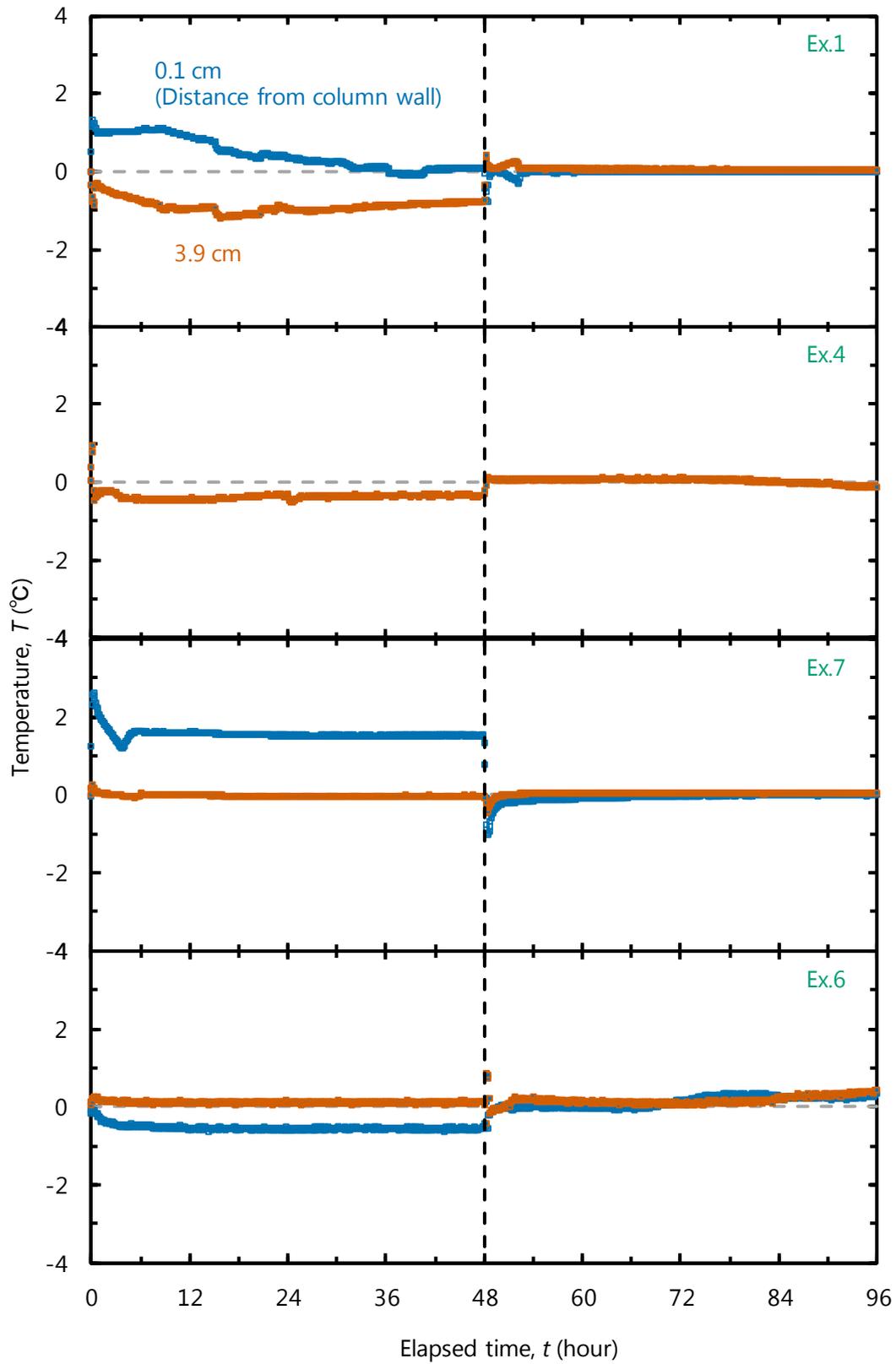


図 3-3-4-2 温度差の経時変化 (2.5 cm 高)

3-3-5 空気層の湿度変化についての考察

カラム実験で測定した空気層の湿度変化がすべて土中へ浸潤，または土中から水蒸気が放出に基づくと仮定すると，地表面水分フラックス q_w を計算できる．図 3-3-5 に Ex.5 (0～10 cm 深： $\theta_{\text{mit}}=0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，10～35 cm 深： $\theta_{\text{mit}}=0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，0～48 h $T_{\text{top}}=-15^\circ\text{C}$)，Ex.7 ($\theta_{\text{mit}}=0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，0～48 h $T_{\text{top}}=19^\circ\text{C}$) の湿度変化から推定した地表面水分フラックスを示す．両実験のみならず，すべての実験で $1.0 \times 10^{-4} \text{ cm h}^{-1}$ より小さかった．0～48 h での積算値はどちらも 0.001 cm で， $\theta_{\text{mit}}=0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ では全体の水分量の 0.005%， $\theta_{\text{mit}}=0.0078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ でも 0.026% と非常に小さくなった．つまり，土中と空気層で水蒸気の交換は起こっているが，非常に小さく無視できる範囲である事が分かった．

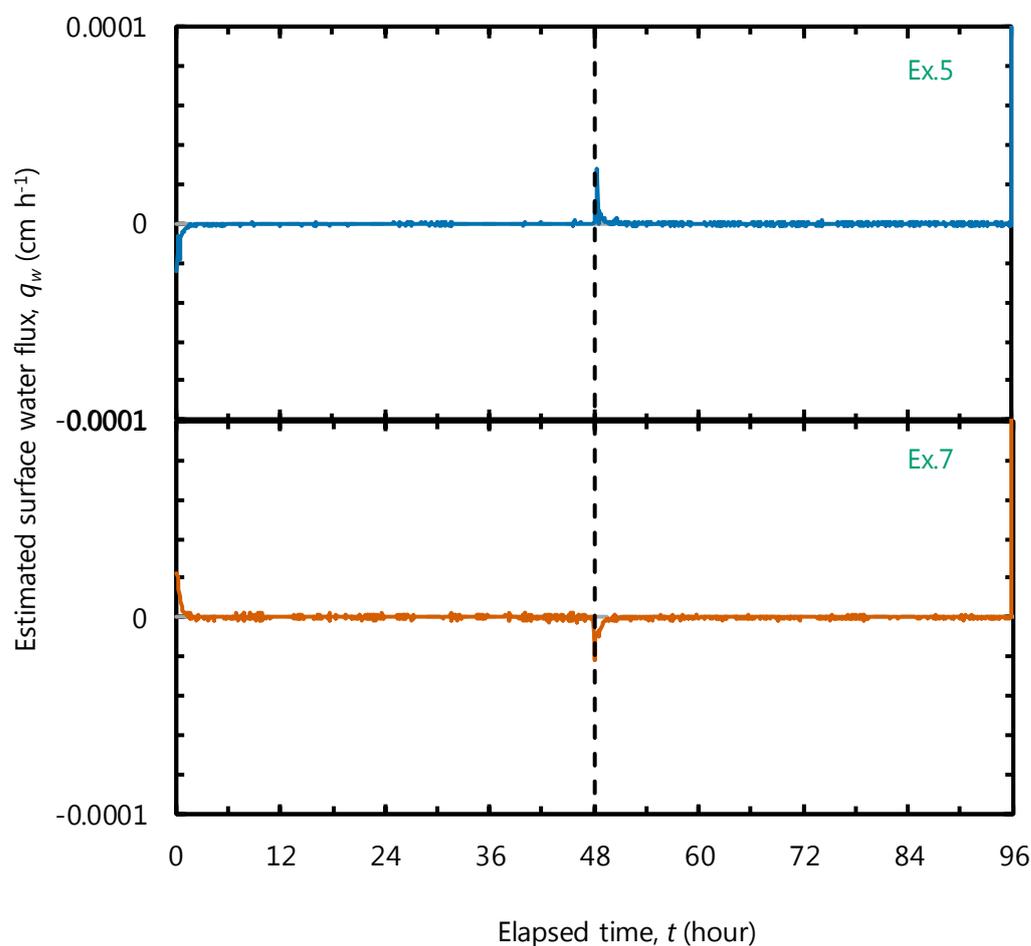


図 3-3-5 湿度変化から推定した地表面水分フラックス

4章 数値計算

4-1 計算条件

4-1-1 水分特性曲線

未凍土の水分特性曲線をカラム実験による液状水量 θ と吸引圧 h の実測値を用いて補正することで、数値計算でカラム実験を再現できる（紀藤，2010）（釘崎，2015）。カラム実験の 2.5 cm 深凍結後の TDR による液状水量 θ と温度から算出した吸引圧 h の実測値を用いて水分特性曲線を修正した。 $\theta_{\text{nit}} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ では未凍土の水分特性曲線によく一致した（図 4-1-1）。 $\theta_{\text{nit}} = 0.40, 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ では未凍土の水分特性曲線から大きく外れていたため、補正を行った（図 4-1-2,3 中 Modified）。 $\theta = 0.35 \sim 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の範囲内ではゼロカーテンの影響で温度低下せず液状水量だけ低下する区間があったが、これは再現できなかったため中心を通るよう補正した。補正前、補正後のパラメータを表 4-1-1, 2, 3 に示す。また、凍結が生じた後の不飽和透水係数を減少させる抵抗係数（式 3-3）にはどちらも $\Omega = 4$ を用いた。

表 4-1-1 岩手黒ボク土のパラメータ値（補正前）

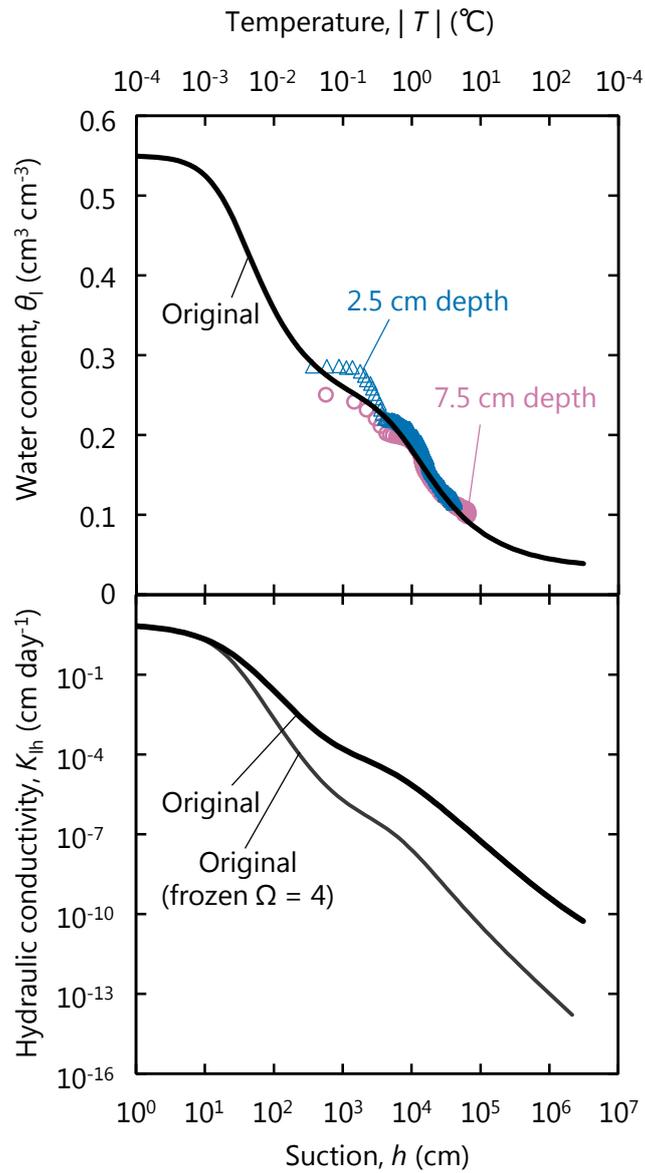
θ_r	θ_s	α_1	α_2	n_1	n_2	l	K_s	w_2
0.03	0.55	0.0334	0.00011	1.63	1.56	0.5	14.57	0.391

表 4-1-2 岩手黒ボク土のパラメータ値（ $\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，補正後）

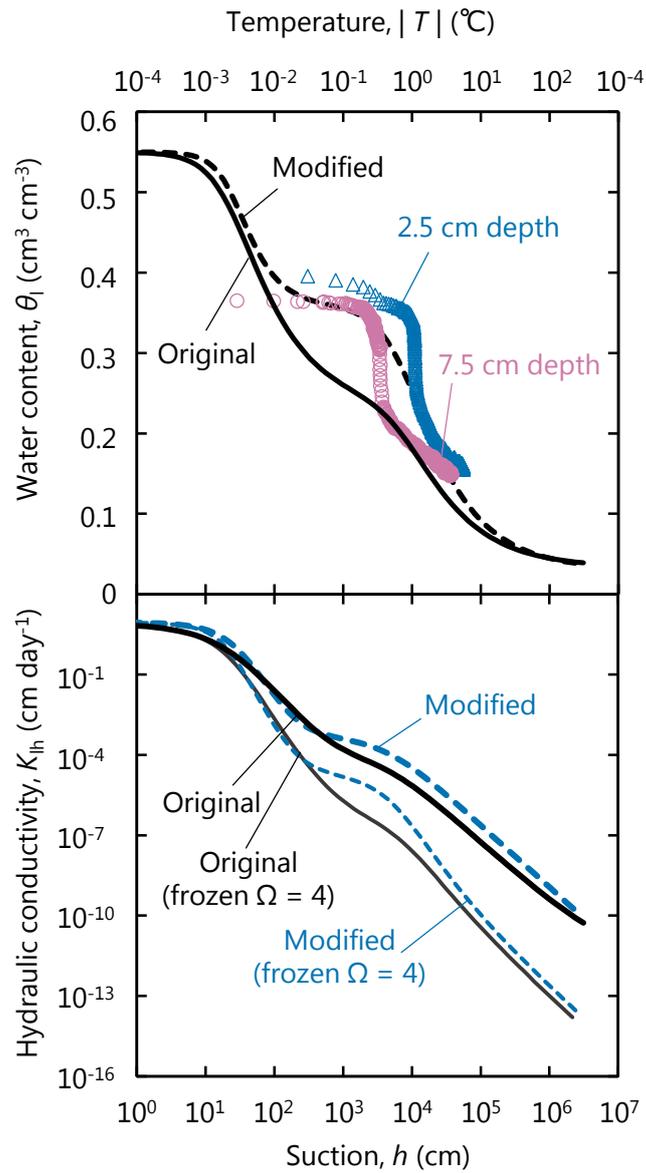
θ_r	θ_s	α_1	α_2	n_1	n_2	l	K_s	w_2
0.03	0.55	0.00334	0.00011	1.7	1.63	0.5	14.57	0.709

表 4-1-3 岩手黒ボク土のパラメータ値（ $\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，補正後）

θ_r	θ_s	α_1	α_2	n_1	n_2	l	K_s	w_2
0.03	0.55	0.00334	0.00011	1.7	1.63	0.5	14.57	0.709



$\theta_{mit} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の土を凍結させたデータと補正前の水分特性曲線と不飽和透水係数



$\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の土を凍結させたデータに対して補正を行った水分特性曲線と不飽和透水係数

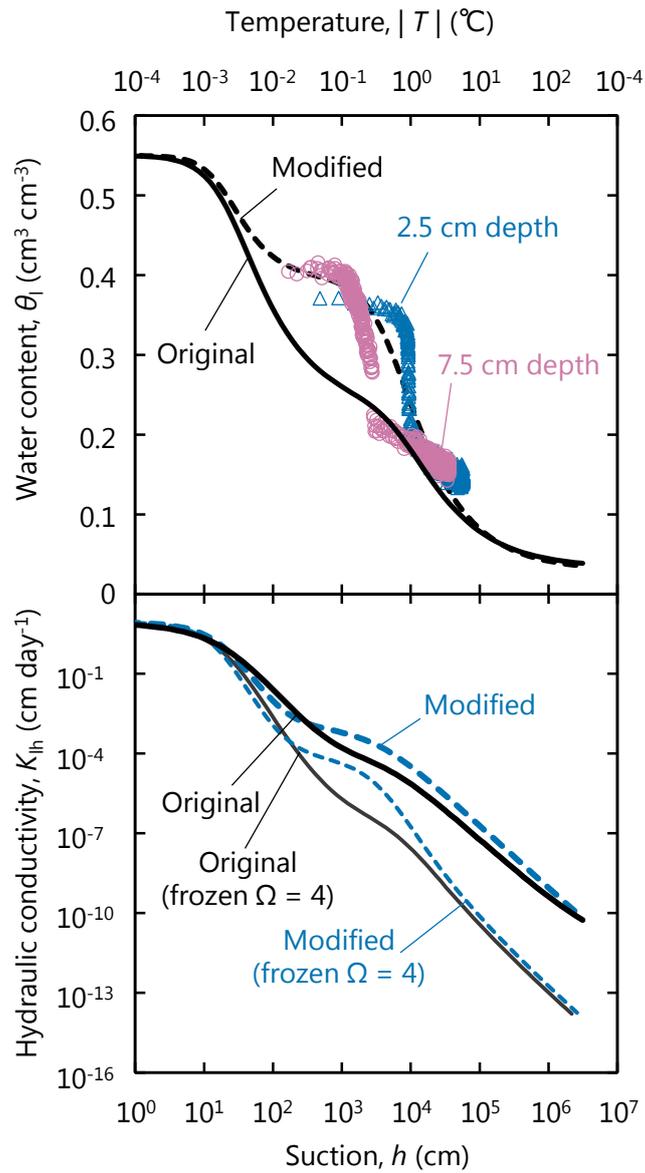


図 4-1-3 $\theta_{\text{mit}} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の土を凍結させたデータに対して補正を行った水分特性曲線と不飽和透水係数

4-1-2 初期条件・境界条件

計算には氷の生成を考慮したリチャーズ式と熱移動式(2-1 参照)を組み込んだ数値計算ソフト修正版 HYDRUS-1D を用いた。計算土層はカラム実験の土壌と同じ 35 cm とした。総接点数は 0.2 cm 等間隔で 175 点とした。

初期温度、初期含水率は実測値を用いた。上端の熱境界条件はロビン境界条件で、前述の式 2-13 で地表面熱フラックスを与えた。気温 T_{air} には 2.5 cm 高のカラム実験の実測値を、熱交換係数は実験を再現する値を決定し計算に用いた。下端の熱境界条件はディリクレ境界条件で、34.5 cm 深の実測値を与えた。3-3-5 より、空気層と土中の間で水分はほぼ移動していないことが分かったため、上下端ともに水分境界条件はゼロフラックスとした。以上の条件で Ex.1~7 の 0~48 h に対して計算を行った。

$$q_h = -H = h_{\text{ex}}[T(0, t) - T_{\text{air}}(t)] \quad (2-13)$$

4-2 計算結果

4-2-1 Ex.1 ($\theta_{\text{nit}} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

4-2-1-1 熱交換係数の決定

図 4-2-1-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す。プロットは実測値，実線は計算値を表す。0.5 cm 深の地温を再現するように，2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ， $19 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった。0.5 cm 深の地温の実測値を計算値はおおむね再現したが，30 h 以降はやや過小評価した。48 h には計算値は実測値より約 0.3°C 小さくなった。

4-2-1-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 19 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-1-1 (中，下) に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す。温度，液状水量ともに計算は実測をおおむね再現した。

温度については，計算は実測を 2.5, 7.5 cm 深で前半は過大に，後半は過小に評価した。12.5, 17.5 cm 深は $0 \sim 48 \text{ h}$ すべてで計算値が実測値より小さかった。22.5 cm 深では実測値は 0°C を下回ったが，計算では 0°C に達しなかった。 0°C 近傍では圧力変化が大きく (図 4-1-1)，温度の誤差が 0°C 付近で生じると，圧力や液状水量，または凍結深等の誤差に繋がる。凍結が生じなかった 27.5, 32.5 cm 深では計算値は実測値をよく再現した。

液状水量については， $\theta = 0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 以上の領域で 2.5, 7.5, 12.5 cm 深の液状水量の計算値が実測値より大きくなった。温度の誤差による影響が液状水量にも及んだと考えられる。27.5~32.5 cm 深では計算地は実測値を良く再現した。

4-2-1-3 プロファイル

$h_{ex} = 19 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上), 液状水量 (左中), 吸引圧 (左下), 熱フラックス (右上), 水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-1-2 に示す. プロットが実測値, 実線が計算値を示す. 図中の破線は計算の, 点線は実測の 48 h 時の凍結深を表す. フラックスは上向きが正である.

温度分布は -1°C より低い温度領域は良く再現できたが, $0\sim-1^{\circ}\text{C}$ で温度勾配が小さくなる領域は再現できなかった. 48 h 凍結深については, 計算値は実測値より 3.1 cm 過小評価した. 液状水量は温度が一致している区間, たとえば 48 h の 2.5, 7.5, 12.5 cm 深では一致したが, 温度が一致していない 17.5 cm 深等では計算値は実測値より小さくなった. 吸引圧についても同様に, 48 h の 0.5~15.5 cm 深のような温度が一致している地点で計算と実測は一致したが, 16.5~22.5 cm の温度が一致していない地点では誤差が見られた.

熱フラックスは地表面に注目すると, 6, 24, 48 h の順番で大きかった. 初めは大きく, 後に小さくなったことがわかる. どの時間でも凍結層で熱フラックスは大きくなった. 水分フラックスは -1°C 地点でピークを持つ形になった. 6, 24, 48 h の順でピークの値は大きかった.

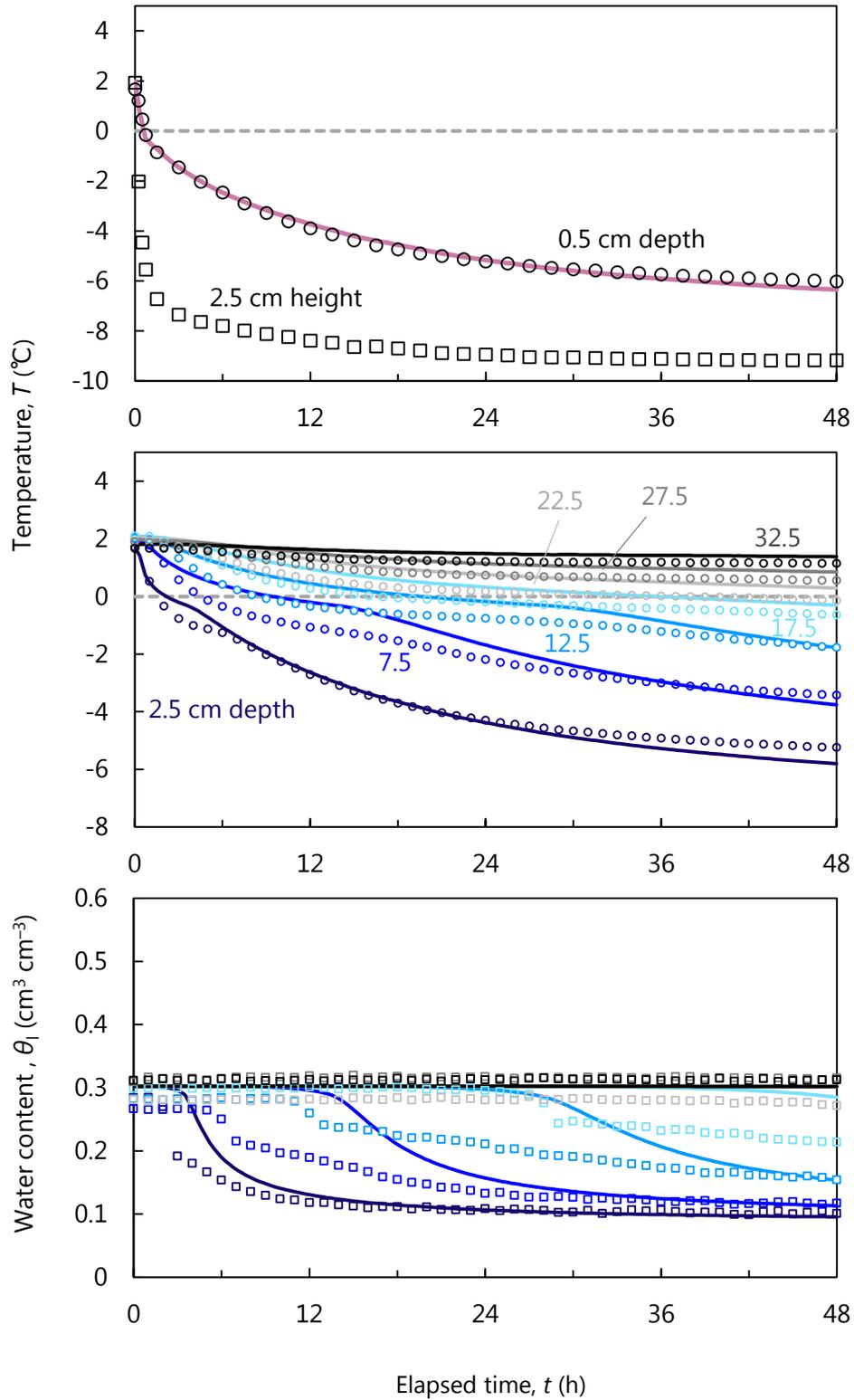


図 4-2-1-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.1)

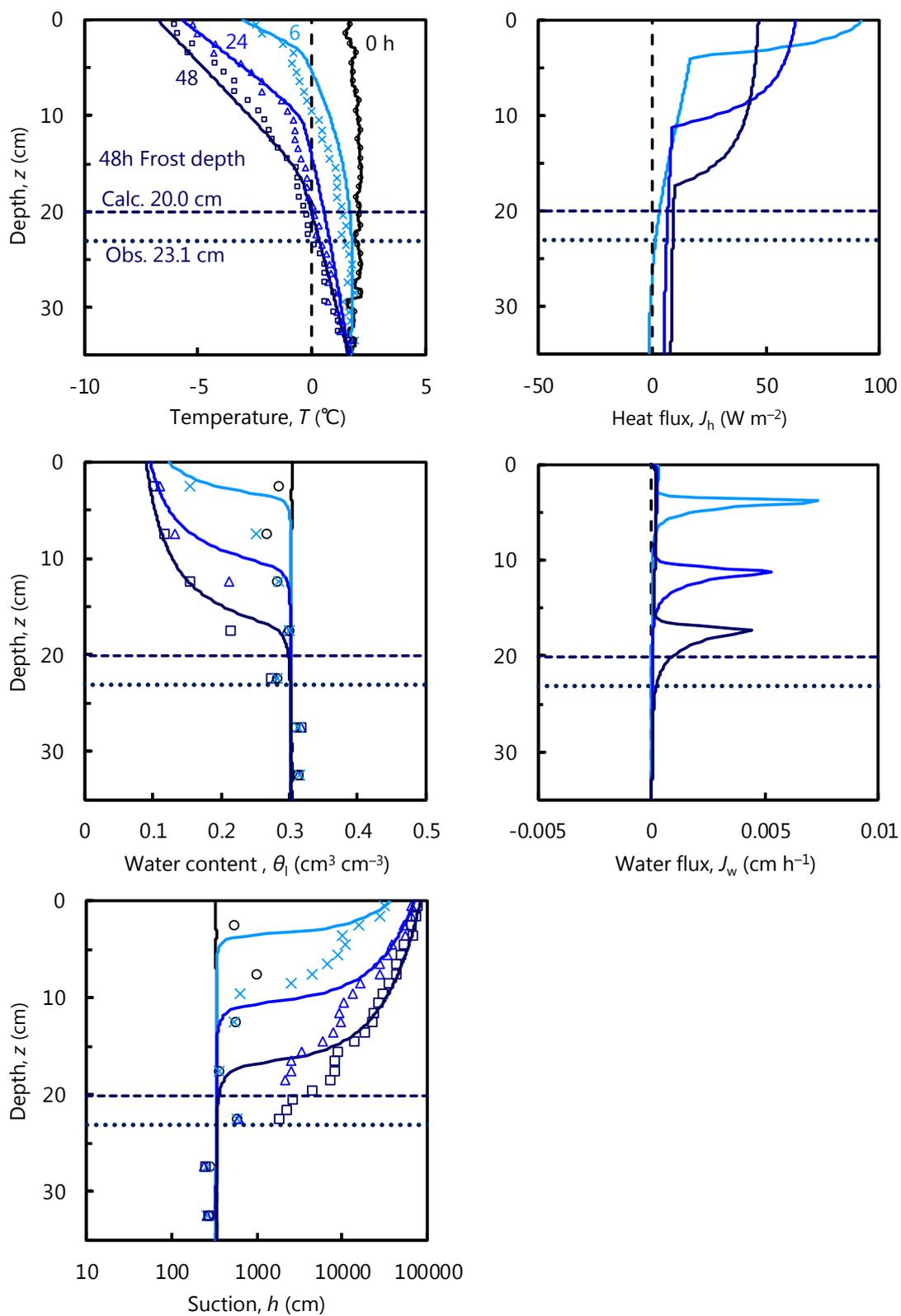


図 4-2-1-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.1)

4-2-2 Ex.2 ($\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

4-2-2-1 熱交換係数の決定

図 4-2-2-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す。プロットは実測値，実線は計算値を表す。0.5 cm 深の地温を再現するように，2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ， $22 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった。0.5 cm 深の地温の実測値を計算値はよく再現した。

4-2-2-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 22 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-2-1 (中，下) に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す。

温度の計算値は実測値をおおむね再現した。しかし，2.5 cm 深 5~10 h や 7.5 cm 深 11~20 h に見られるような 0°C 付近での温度低下の停滞，ゼロカーテンは計算では再現できなかった。

液状水量については，凍結が生じた 2.5, 7.5, 12.5 cm 深で計算は実測をおおむね再現したが，2.5 cm 深の実測値は $\theta = 0.16 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で液状水量の減少が止まり一定になったのに対し，計算値ではそのままゆっくりと低下し続け 48 h には $\theta = 0.12 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ となった。凍結が生じなかった 17.5, 22.5, 27.5, 32.5 cm 深では実測値のゆるやかな減少まで完璧に再現した。

4-2-2-3 プロファイル

$h_{\text{ex}} = 22 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上)，液状水量 (左中)，吸引圧 (左下)，熱フラックス (右上)，水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-2-2 に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。図中の破線は計算の，点線は実測の 48 h 時の凍結深を表す。フラックスは上向きが正である。

温度分布は -1°C より低い温度領域は良く再現できたが， $0 \sim -1^\circ\text{C}$ で温度勾配が小さくなる領域は再現できなかった。48 h 凍結深については，計算値は実測値より 4.9 cm 過小評価した。液状水量の計算値は実測値をほぼ再現できた。地温が 0°C を下回った地点については実測でも計算でも GCCE によって吸引圧が算出される。しかし，凍結深が実測と計算で異なった。そのため，48 h の 15.5~19.5 cm のように誤差を持つ深度もあった。

熱フラックスは地表面に注目すると，6, 24, 48 h の順番で大きかった。初めは大きく，後に小さくなったことがわかる。0 cm 深の熱フラックスは 6, 48 h で 64.83, 110.9 W m^{-2} と 48 h は 6 h の 1.7 倍であったことが分かった。どの時間でも凍結層で熱フラックスは小さくなった。水分フラックスは凍結層ではほぼ 0 で，非凍結層で大きくなった。非凍結層から凍結層へと水分が移動したことが追認できた。

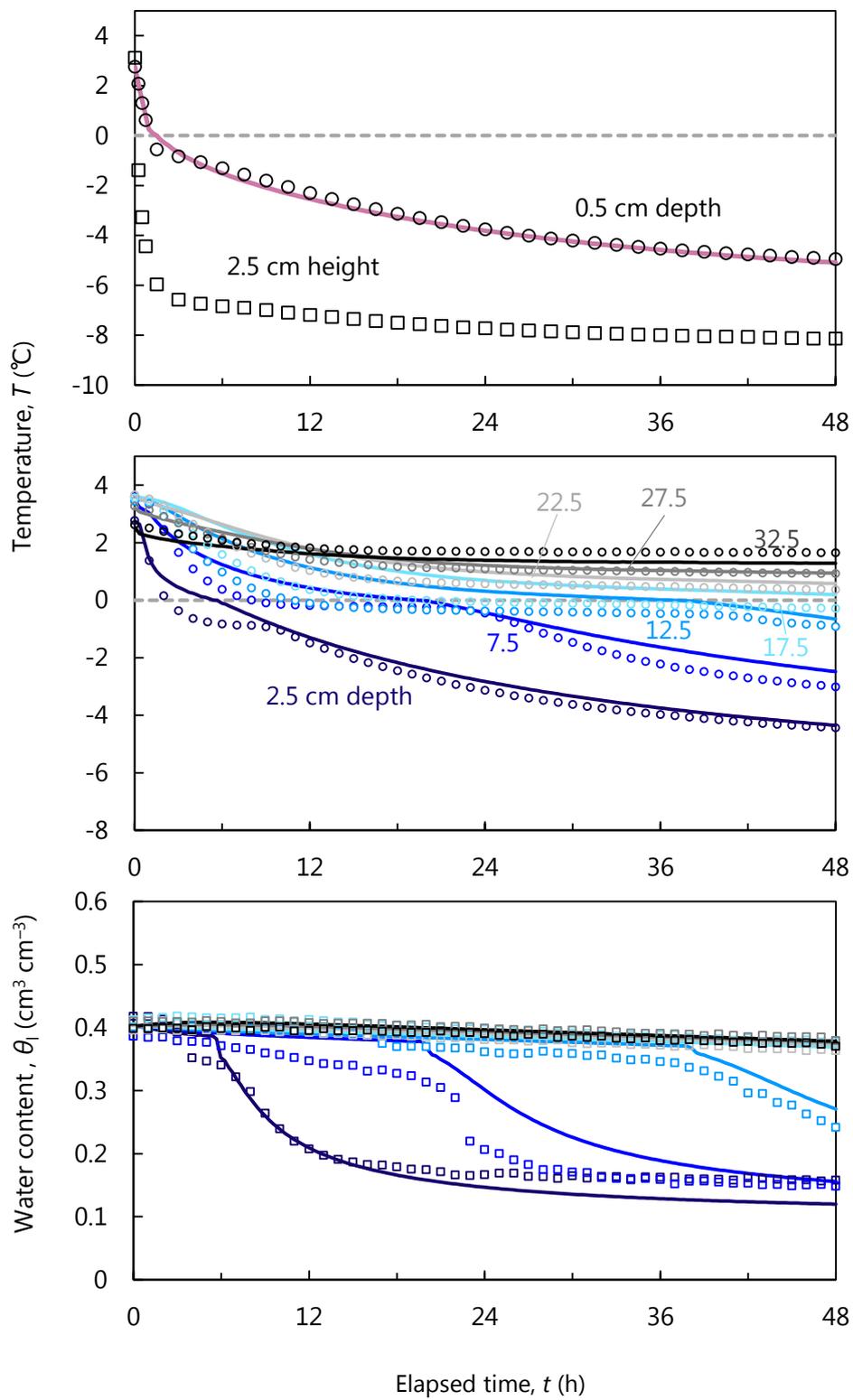


図 4-2-2-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.2)

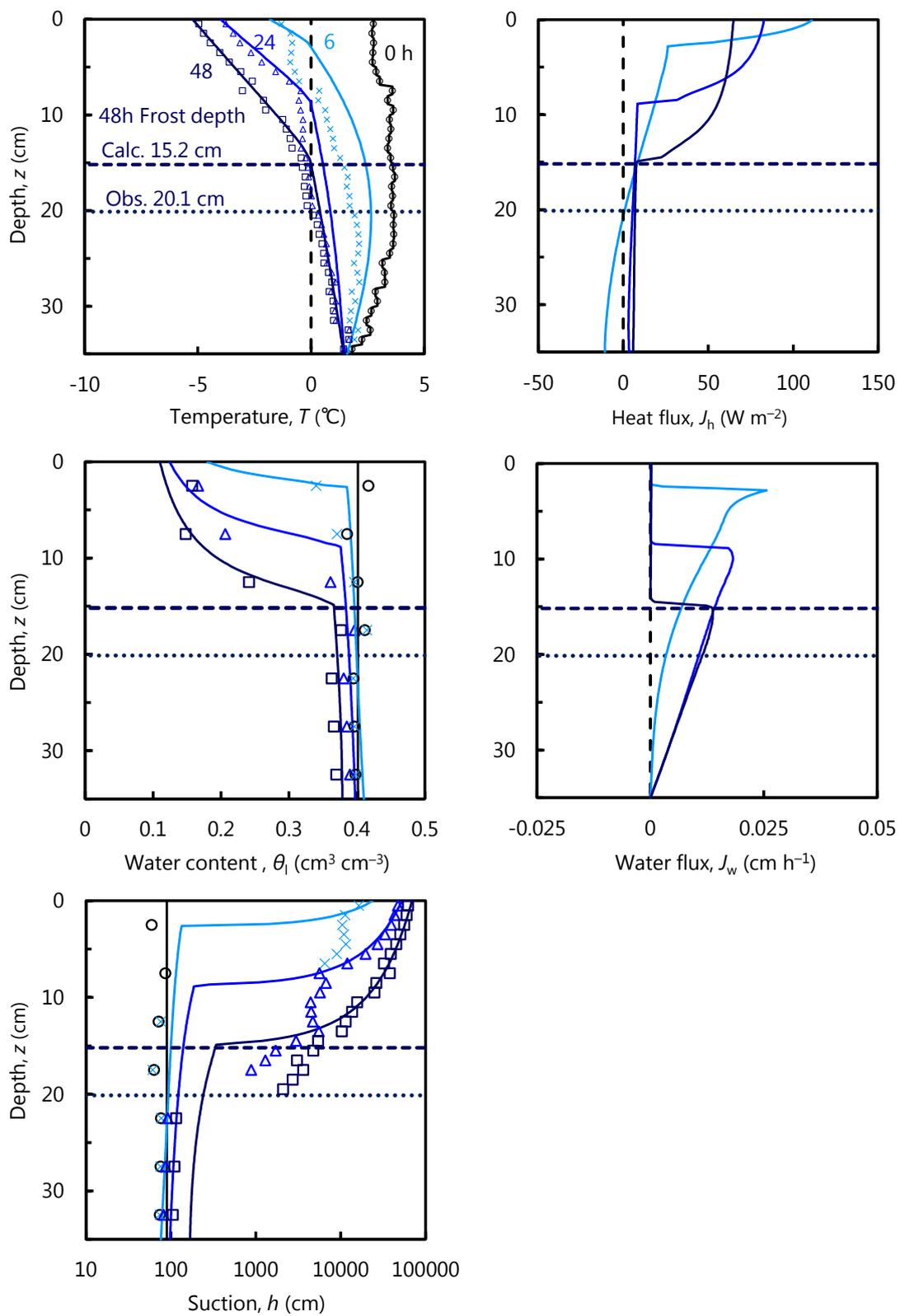


図 4-2-2-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.2)

4-2-3 Ex.3 ($\theta_{\text{mit}} = 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

4-2-3-1 熱交換係数の決定

図 4-2-3-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す。プロットは実測値，実線は計算値を表す。0.5 cm 深の地温を再現するように，2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ， $25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった。0.5 cm 深の地温の実測値を計算値はおおむね再現したが，3~19 h では計算値が実測値より小さくなった。

4-2-3-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-3-1 (中，下) に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す。

温度については，計算は実測を良く再現した。しかし，2.5 cm 深 4~13 h のような 0°C 付近での温度低下の停滞，ゼロカーテンは計算では再現できなかった。

液状水量については，凍結が生じた 2.5, 7.5, 12.5 cm 深で計算は実測をおおむね再現した。実測では液状水量の低下が時間変化に対して緩やかであったが，計算では急激であった。12.5, 17.5 cm 深では実測値は低下したが，計算はそれを再現できなかった。

4-2-3-3 プロファイル

$h_{ex} = 25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上), 液状水量 (左中), 吸引圧 (左下), 熱フラックス (右上), 水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-3-2 に示す. プロットが実測値, 実線が計算値を示す. 図中の破線は計算の, 点線は実測の 48 h 時の凍結深を表す. フラックスは上向きが正である.

温度分布は -0.5°C より低い温度領域は良く再現できたが, $0 \sim -0.5^{\circ}\text{C}$ で温度勾配が小さくなる領域は再現できなかった. また, 6 h では実測値は直線分布だったが, 計算では弓なりの分布になった. 48 h 凍結深については, 計算, 実測でそれぞれ 14.8, 20.5 cm であった. 計算の凍結深は実測を 5.7 cm 過小評価した. 凍結層については, 液状水量の計算値は実測値をほぼ再現できた. しかし, 非凍結層から凍結層への水分移動にともなう非凍結層の液状水量の減少は再現できなかった. 地温が 0°C を下回った地点については実測でも計算でも GCCE によって吸引圧が算出される. しかし, 凍結深が実測と計算で異なったため, 6 h の 2.5~6.5 cm 深, 24 h の 8.5~18.5 cm 深, 48 h の 15.5~19.5 cm 深では誤差を持った.

熱フラックスは地表面に注目すると, 6, 24, 48 h の順番で大きかった. 初めは大きく, 後に小さくなったことがわかる. 0 cm 深の熱フラックスは 6, 48 h で 73.91, 122.8 W m^{-2} と 48 h は 6 h の 1.7 倍であった. どの時間でも凍結層で熱フラックスは大きくなった. 水分フラックスは凍結層ではほぼ 0 で, 非凍結層で大きくなった. しかし, 計算は非凍結層の液状水量分布の減少を再現できなかったため, 実際の水分フラックスは計算値よりさらに大きかったと考えられる.

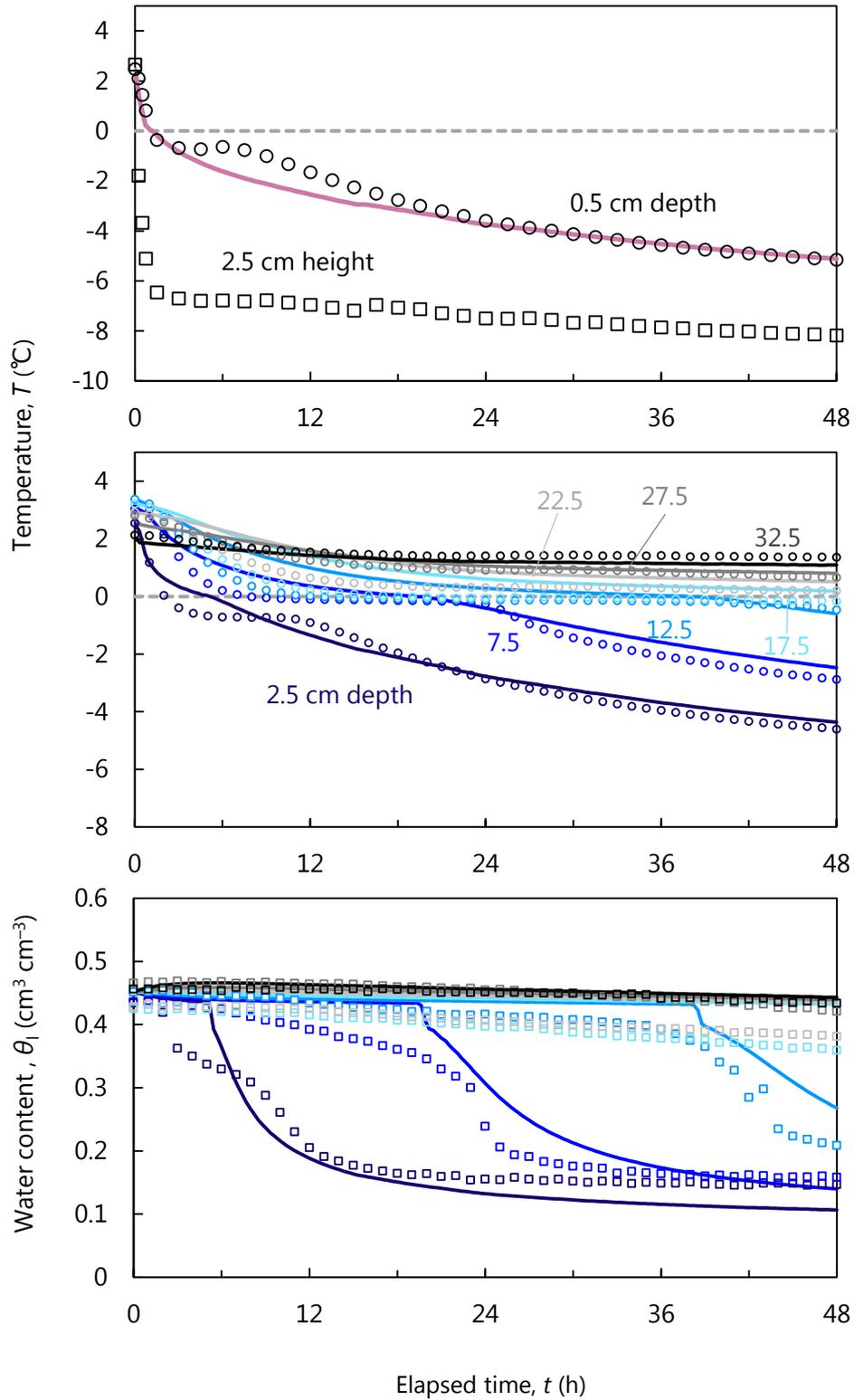


図 4-2-3-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.3)

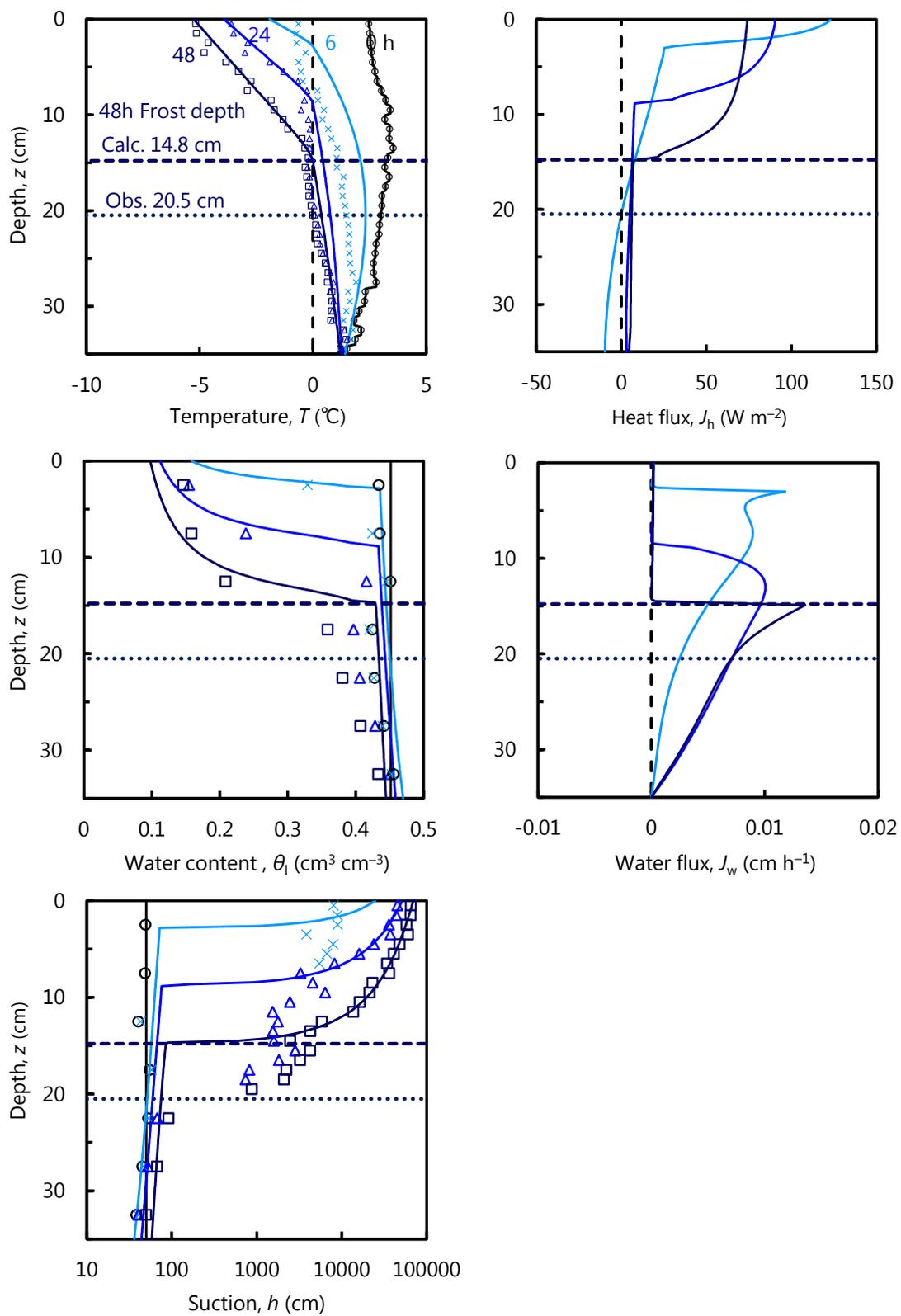


図 4-2-3-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.3)

4-2-4 Ex.4 ($\theta_{\text{nit}} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

4-2-4-1 熱交換係数の決定

図 4-2-4-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す. プロットは実測値, 実線は計算値を表す. 0.5 cm 深の地温を再現するように, 2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ, $11 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった. 0.5 cm 深の地温の実測値と計算値を比較すると, 18 h 以前は過大に, 以降はやや過小になった. しかし, $0 \sim 48 \text{ h}$ で平均的に見れば一致したといえる.

4-2-4-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 11 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-4-1 (中, 下) に示す. プロットが実測値, 実線が計算値を示す. 温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す.

温度については, 全深度で実測と計算の両方で一定温度へと近づく形になった. しかし, 48 h の 2.5 cm 深の地温の実測値と計算値はそれぞれ -4.6 , -5.6°C と約 1°C 計算値が小さくなった. このような傾向は 7.5, 12.5, 17.5 cm 深でも観察できた. 22.5, 27.5, 32.5 cm 深では計算値と実測値はほぼ一致した.

液状水量については, 実測値は $\theta = 0.11 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 計算値は $\theta = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で全時間全深度一定であった.

4-2-4-3 プロファイル

$h_{\text{ex}} = 11 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上), 液状水量 (左中), 吸引圧 (左下), 熱フラックス (右上), 水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-4-2 に示す. プロットが実測値, 実線が計算値を示す. フラックスは上向きが正である.

温度分布は上下端に近い温度は良く再現できたが, その他はほぼ再現できなかった. 乾燥領域の熱伝導率の再検討が必要だといえる. 48 h 凍結深は計算値と実測値でほぼ差はなかった. 液状水量, 吸引圧分布は 0, 6, 24, 48 h で変化は無く, 計算と実測はやや差があった (液状水量で $0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 吸引圧 $2 \times 10^5 \text{ cm}$ 程度).

熱フラックスは, 6 h では上層ほど大きくなる三角形の分布になった. 24, 48 h では全深度 12 W m^{-2} で定常状態に達していたことが分かった. 水分フラックスはどの時間でも 0.0005 cm h^{-1} 未満と非常に小さく, 水分の移動はほぼ無かったことが分かる.

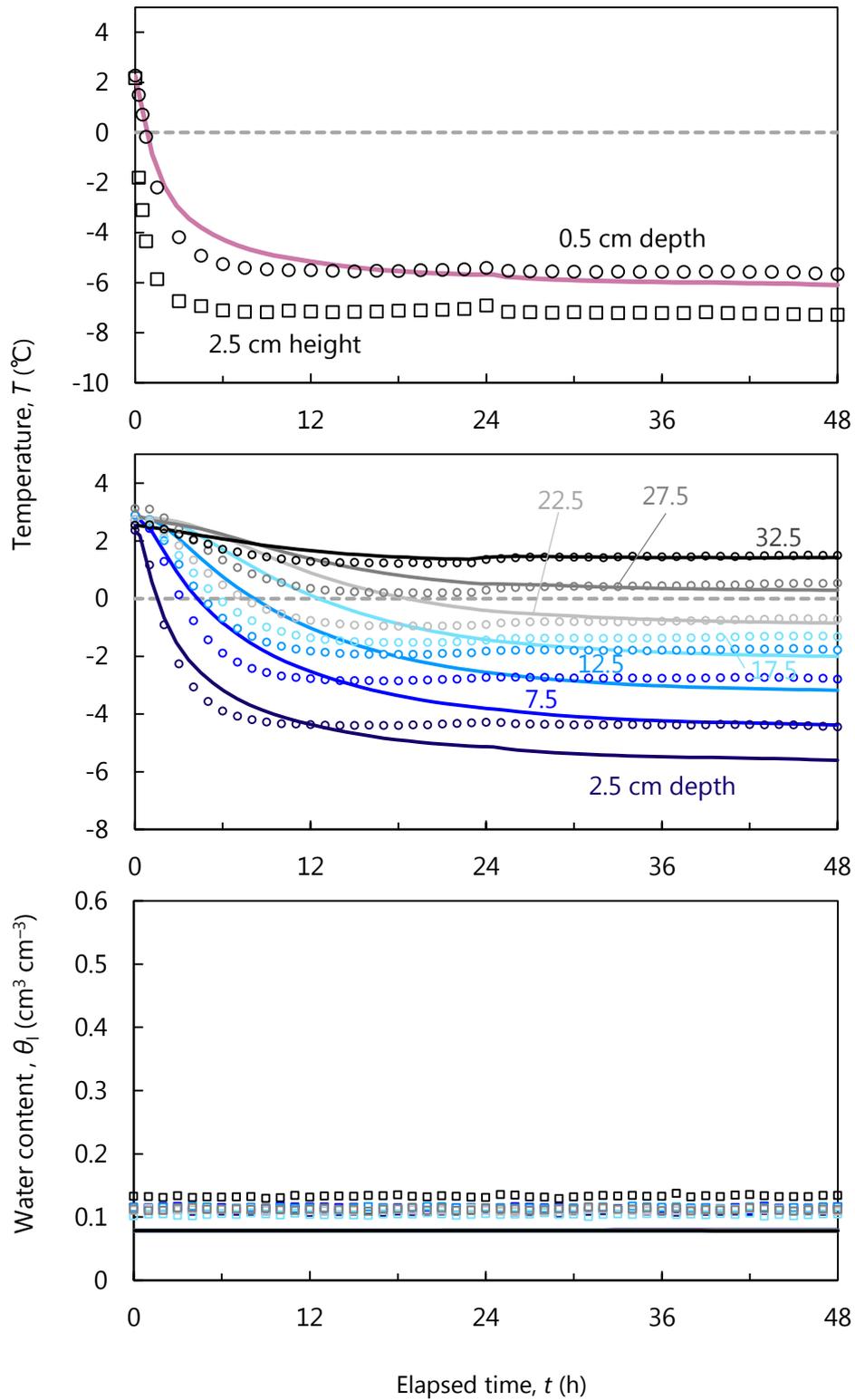


図 4-2-4-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.4)

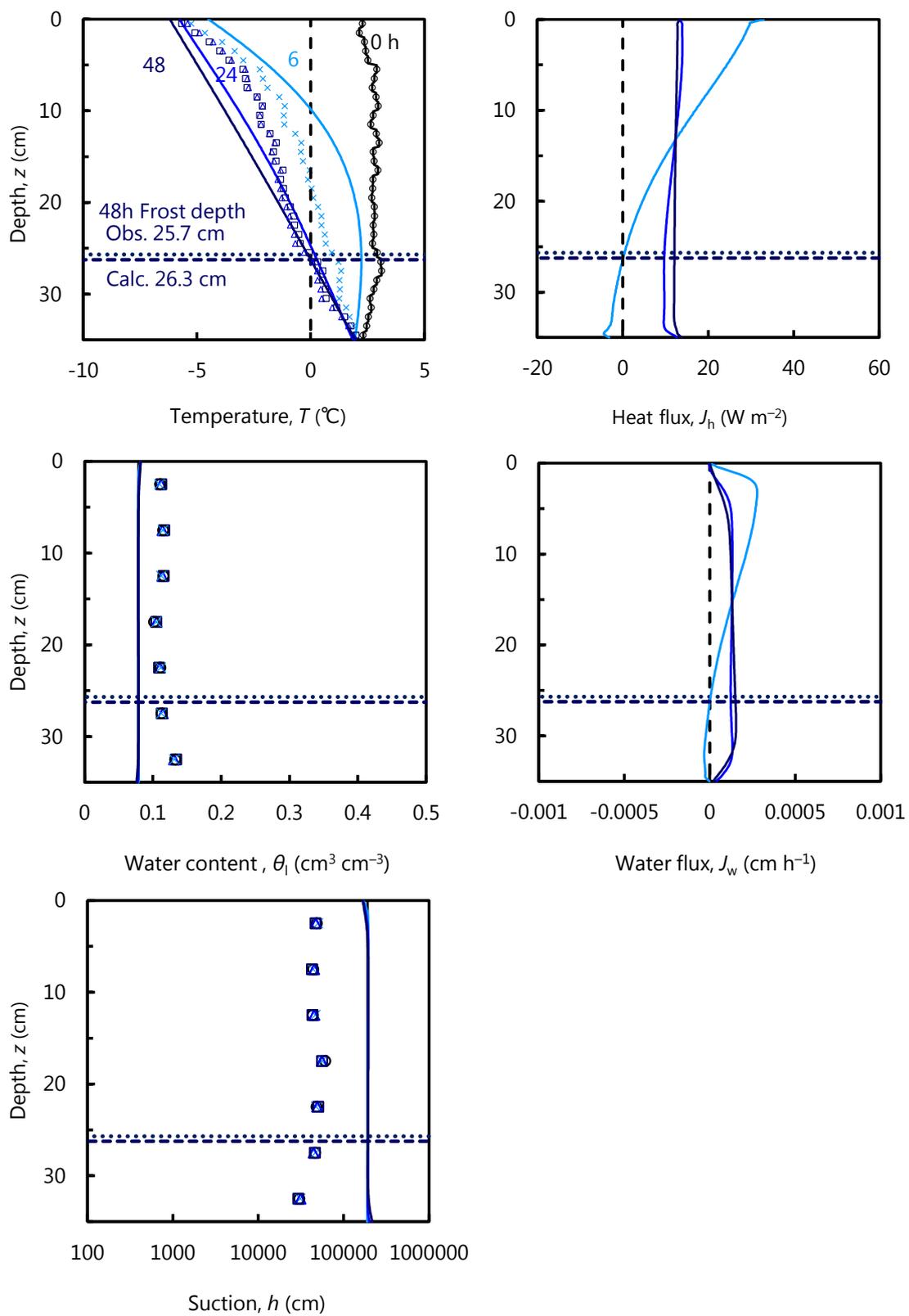


図 4-2-4-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.4)

4-2-5 Ex.5

(0~10 cm 深 : $\theta_{\text{init}} = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 10~35 cm 深 : $\theta_{\text{init}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 0~48 h $T_{\text{top}} = -15^\circ\text{C}$)

4-2-5-1 熱交換係数の決定

図 4-2-1-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す. プロットは実測値, 実線は計算値を表す. 0.5 cm 深の地温を再現するように, 2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ, $18 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった. 0.5 cm 深の地温の実測値と計算値を比較すると, 36 h 以前は過大に, 以降はやや過小になった. 熱交換係数を変化させても完全に一致させることは難しく, 実測値と計算値の交点が変わるだけだった.

4-2-5-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 19 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-5-1 (中, 下) に示す. プロットが実測値, 実線が計算値を示す. 温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す. 温度, 液状水量ともに計算は実測をおおむね再現した.

温度については, 計算は実測を 2.5, 7.5 cm 深で前半は過大に, 後半は過小に評価した. この傾向は 0.5 cm 深でも観察されたため, 7.5 cm 深より上層で同じ傾向で温度が変化したと考えられる. 12.5 cm 深の実測値は 0°C 以下になることは無かったが, 計算では 0°C を下回った. このように, 計算上過剰に冷却される現象は, 17.5, 22.5, 32.5 cm 深でも見られた.

液状水量については, 2.5, 7.5 cm 深で計算値と実測値の減少開始のタイミングが異なった. これは, 温度が 0°C に達した時間が計算値と実測値でやや異なるためである. また, 2.5 cm 深 48 h の液状水量の計算値は, $\theta = 0.08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と実測値の $\theta = 0.12 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と比較して小さくなった. 計算の地温が実測より低くなったことに対応した結果であると考えられる. また計算では, 37 h 以降 12.5 cm 深の液状水量が減少しているが, 実測値では減少していない. これも, 地温の誤差が液状水量に影響を及ぼした結果だと推察される.

4-2-5-3 プロファイル

$h_{ex} = 18 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上), 液状水量 (左中), 吸引圧 (左下), 熱フラックス (右上), 水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-5-2 に示す. プロットが実測値, 実線が計算値を示す. 図中の破線は計算の, 点線は実測の 48 h 時の凍結深を表す. フラックスは上向きが正である.

温度分布は, 24 h の凍結層では計算が実測より小さくなったが, その他の時間や深度では一致した. 48 h 凍結深については, 計算, 実測でそれぞれ 11.8, 10.7 cm でおおむね一致した. 液状水量, 吸引圧分布は 48 h の 7.5 cm 深で計算は実測より小さくなった (凍りすぎた). 水分特性曲線の再検討が必要だと言える. その他の深度, 時間では再現できた.

熱フラックスは地表面に注目すると, 6, 24, 48 h の順番で大きかった. 初めは大きく, 後に小さくなったことがわかる. どの時間でも凍結層で熱フラックスは大きくなった. 水分フラックスは -1°C 地点でピークを持つ形になった. 6, 24, 48 h の順でピークの値は大きく, 凍結初期に水分がたくさん移動した.

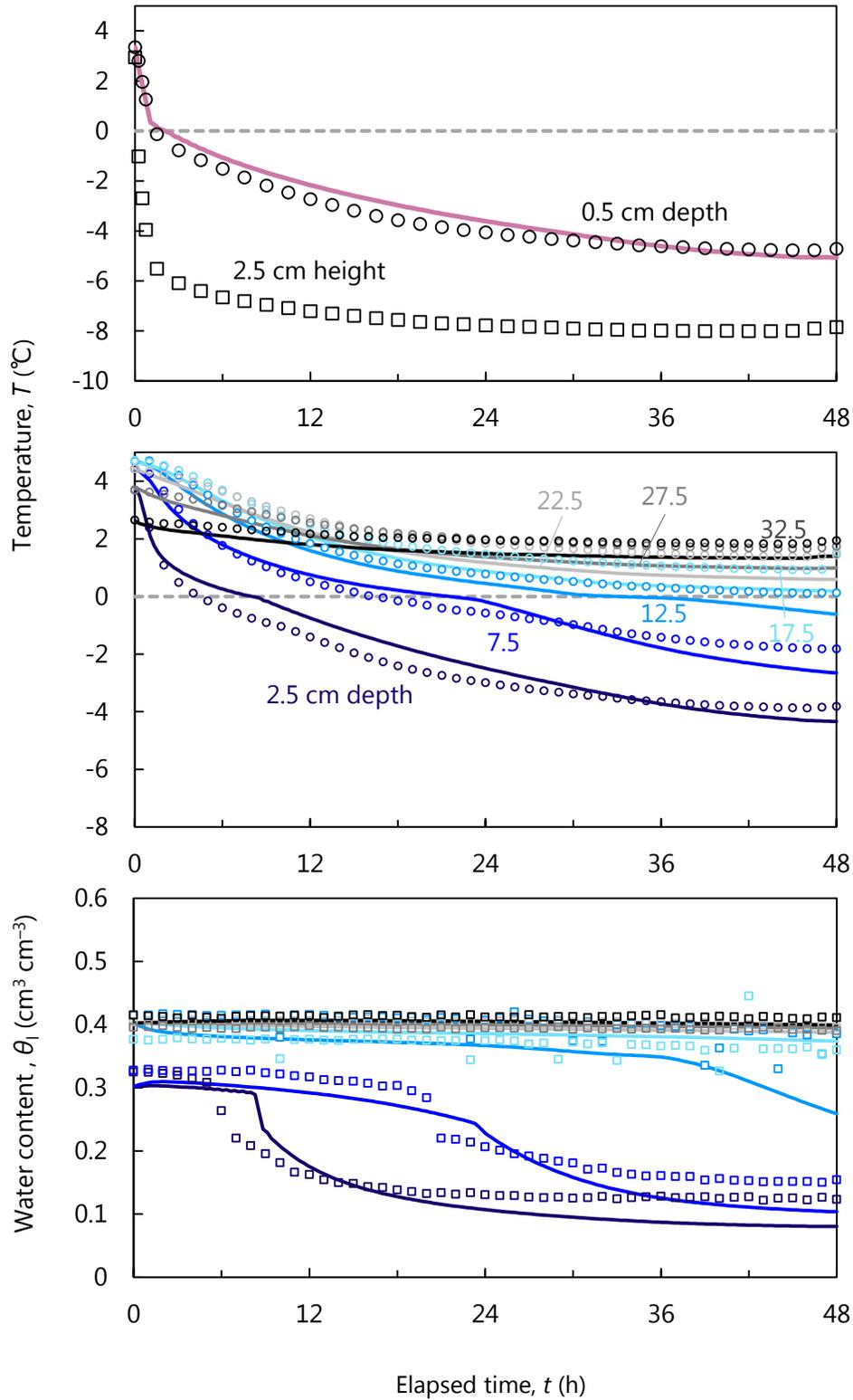


図 4-2-5-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.5)

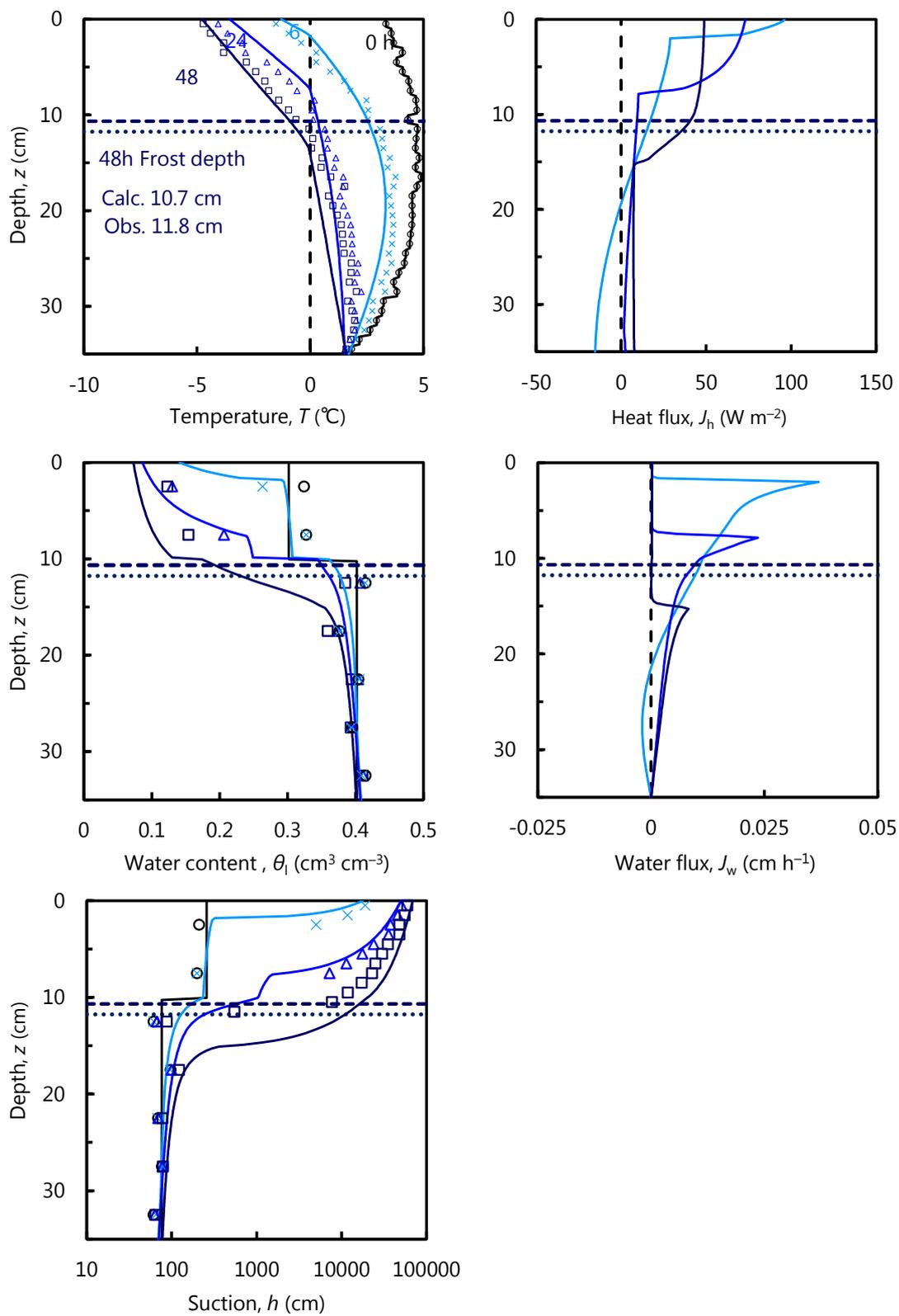


図 4-2-5-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.5)

4-2-6 Ex.6 (Andisol, $\theta_{\text{init}} = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = 19^\circ\text{C}$)

4-2-6-1 熱交換係数の決定

図 4-2-6-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す。プロットは実測値，実線は計算値を表す。0.5 cm 深の地温を再現するように，2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ， $11 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった。0.5 cm 深の地温の実測値を計算値はおおむね再現したが，3~19.5 h ではやや過小に，19.5~48 h ではやや過大に評価した。実測では 15 h 以降 11°C でほぼ一定値だったが，計算では 15 h 以降も $0.02^\circ\text{C h}^{-1}$ で緩やかに低下傾向であった。

4-2-6-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 11 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-6-1 (中，下) に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す。

2.5 cm 深の温度は，13 h までの温度の上昇部は一致したが，それ以降は一致しなかった。7.5~32.5 cm 深では，実測の温度上昇と比較して計算では温度上昇が小さく，一致しなかった。また，7.5 cm 深では 21 h に実測値と計算値が一致したが，計算値の温度が上昇し続けその後一致することは無かった。

液状水量については，実測値は $\theta = 0.11 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，計算値は $\theta = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で全時間全深度一定であった。

4-2-6-3 プロファイル

$h_{\text{ex}} = 11 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上)，液状水量 (左中)，吸引圧 (左下)，熱フラックス (右上)，水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-6-2 に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。フラックスは上向きが正である。

6 h の温度分布は上下端に近い温度は良く再現できたが，土中はあまり再現できなかった。乾燥領域の熱伝導率の再検討が必要だといえる。24, 48 h の温度分布は計算では 1 本の直線になったが，実測では 28.5 cm 深を境に傾きが変わる分布であった。液状水量，吸引圧分布は 0, 6, 24, 48 h で変化は無く，計算と実測はやや差があった (液状水量で $0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，吸引圧 $1.2 \times 10^5 \text{ cm}$ 程度)。

熱フラックスは，6 h では上層ほど負が大きくなった。24, 48 h では全深度 -15 W m^{-2} で定常状態に達した。水分フラックスは 6, 24, 48 h どの時間でも負であった。低温側 (下部) から高温側 (上部) へと上向きの水分移動が生じていた。

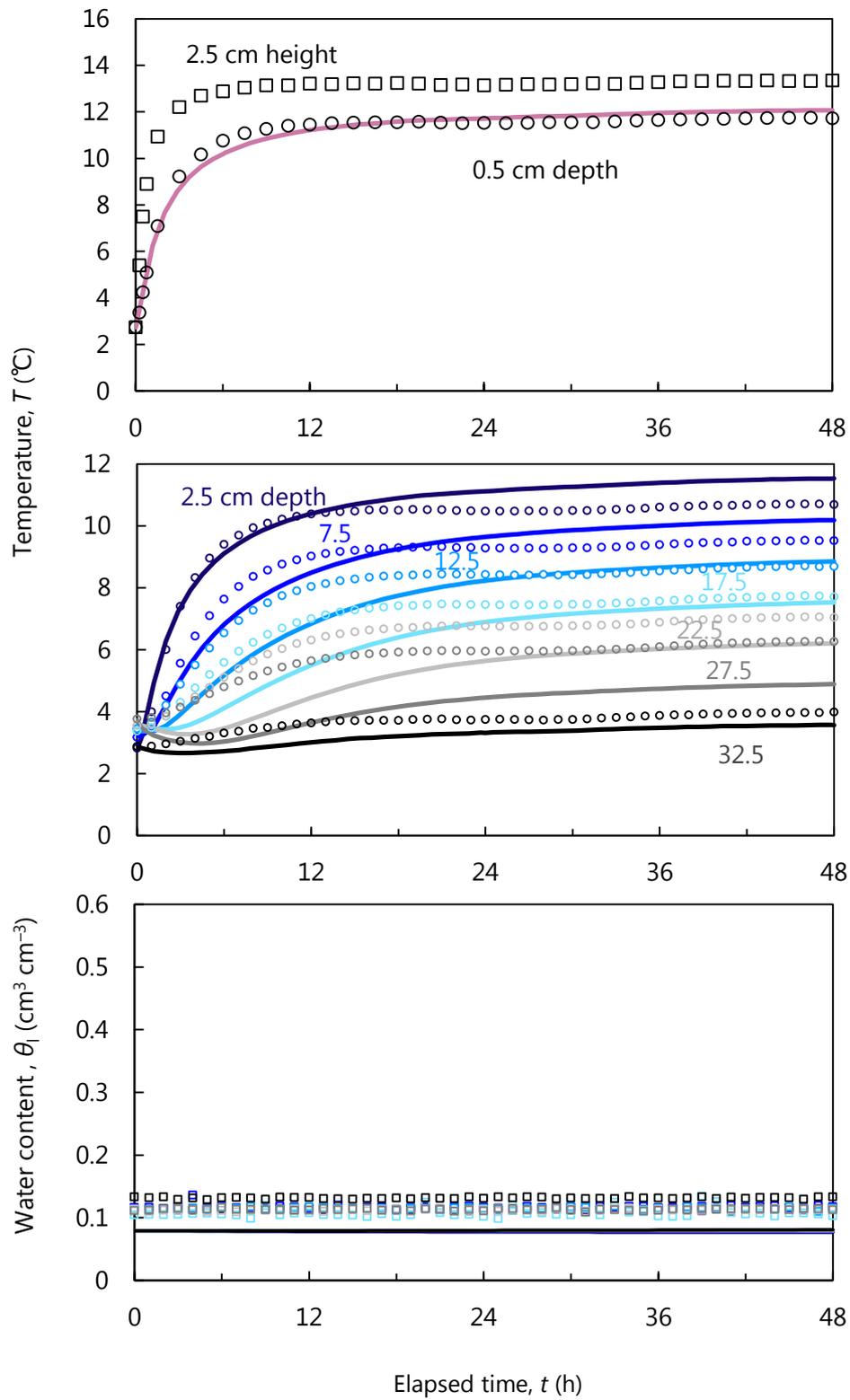


図 4-2-6-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.6)

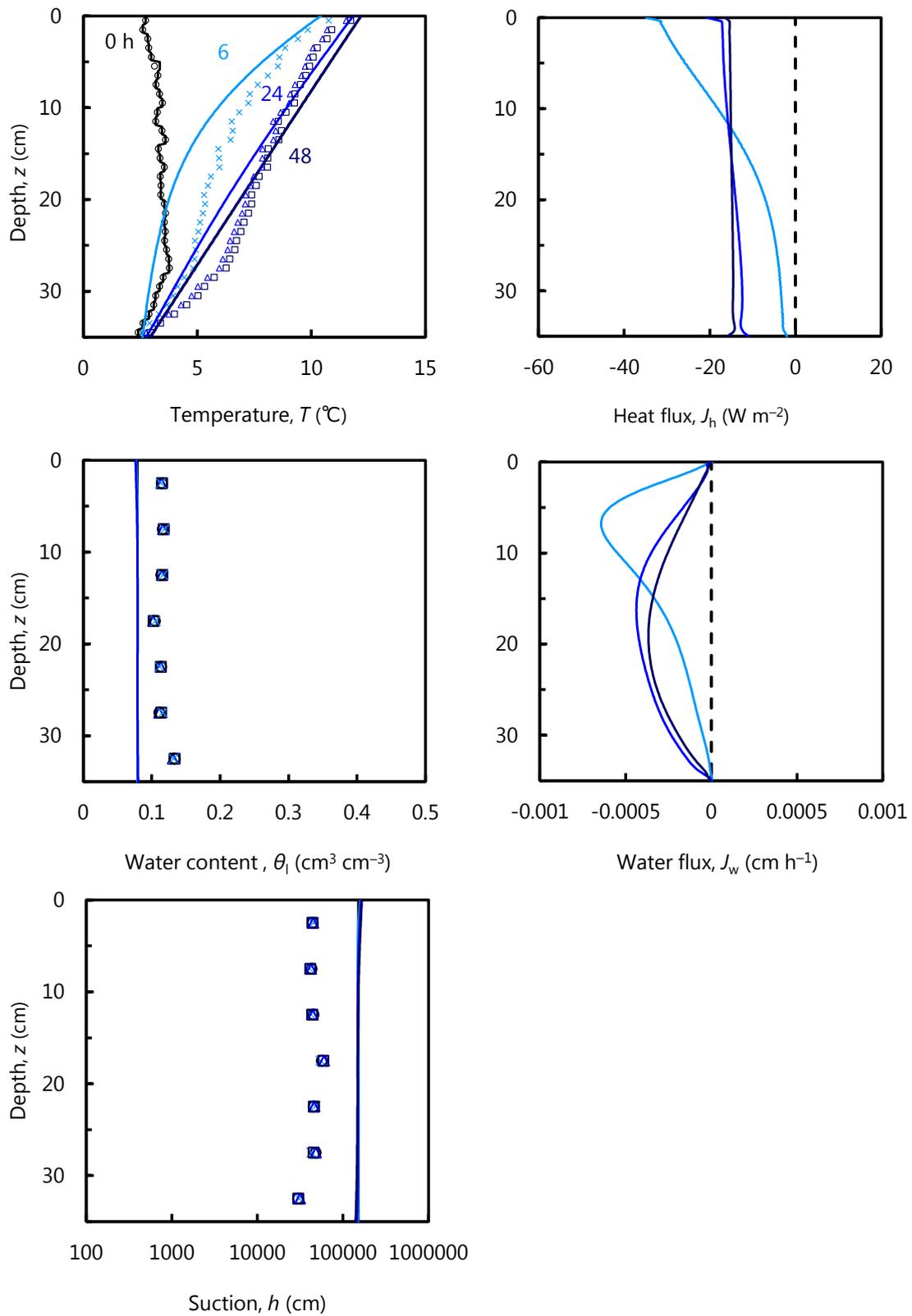


図 4-2-6-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.6)

4-2-7 Ex.7 (Andisol, $\theta_{\text{init}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $0 \sim 48 \text{ h } T_{\text{top}} = 19^\circ\text{C}$)

4-2-7-1 熱交換係数の決定

図 4-2-7-1 (上) に 0.5 cm 深と 2.5 cm 高の温度を示す。プロットは実測値，実線は計算値を表す。0.5 cm 深の地温を再現するように，2.5 cm 高の気温を用いて熱交換係数 h_{ex} を決定したところ， $4 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となった。0.5 cm 深の地温の実測値を計算値はおおむね再現したが，30 h まで計算値は実測値よりやや小さかった。

4-2-7-2 経時変化

$h_{\text{ex}} = 4 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度・液状水量の経時変化を図 4-2-7-1 (中，下) に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。温度の経時変化図中の灰色の破線は 0°C を表す。

2.5, 7.5 cm 深の温度の計算値は，実測値と比較して初めは上昇がゆるやかだった。しかしその後逆転し，実測値を計算値が上回った。12.5 cm 深の温度は，計算値は実測値より大きかった。他の深度については概ね一致した。

液状水量については，実測値，計算値ともに約 $\theta = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で全時間全深度一定であった。

4-2-7-3 プロファイル

$h_{\text{ex}} = 4 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ を適用して計算した温度 (左上)，液状水量 (左中)，吸引圧 (左下)，熱フラックス (右上)，水分フラックス (右中) 分布を図 4-2-7-2 に示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。フラックスは上向きが正である。

6 h の温度分布は，0~9.5 cm 深であまり一致しなかった。これは，熱交換係数を決定する際，30 h まで 0.5 cm 深の計算値が実測値より小さく，地表面の温度が正確でないためだと考えられる。24, 48 h の温度分布よく一致した。実測の液状水量の分布では 0, 6, 24, 48 h で変化は無かった。しかし，計算の液状水量は上部が減少し，下部が増加した。吸引圧分布が直線であることから，これは重力分布だと考えられる。実験ではカラム内に土を充填後，2 日間静置して重力分布を与えているが，TDR の測定範囲内で液状水量が変化することはほぼ無い。計算のように 2 日で終了せず，もっと長期的にゆっくりと水分は上層から下層に移動すると考えられる。

熱フラックスは，6 h では上層ほど大きくなった。24, 48 h では全深度 -19 W m^{-2} で定常状態に達した。水分フラックスは 6 h で一番大きく，全層負であった。従って，下向きの水分移動が生じていたと考えられる。これは，液状水量から推察した計算上の重力分布の形成とも一致している。24, 48 h では水分フラックスはほぼ 0 cm h^{-1} であった。

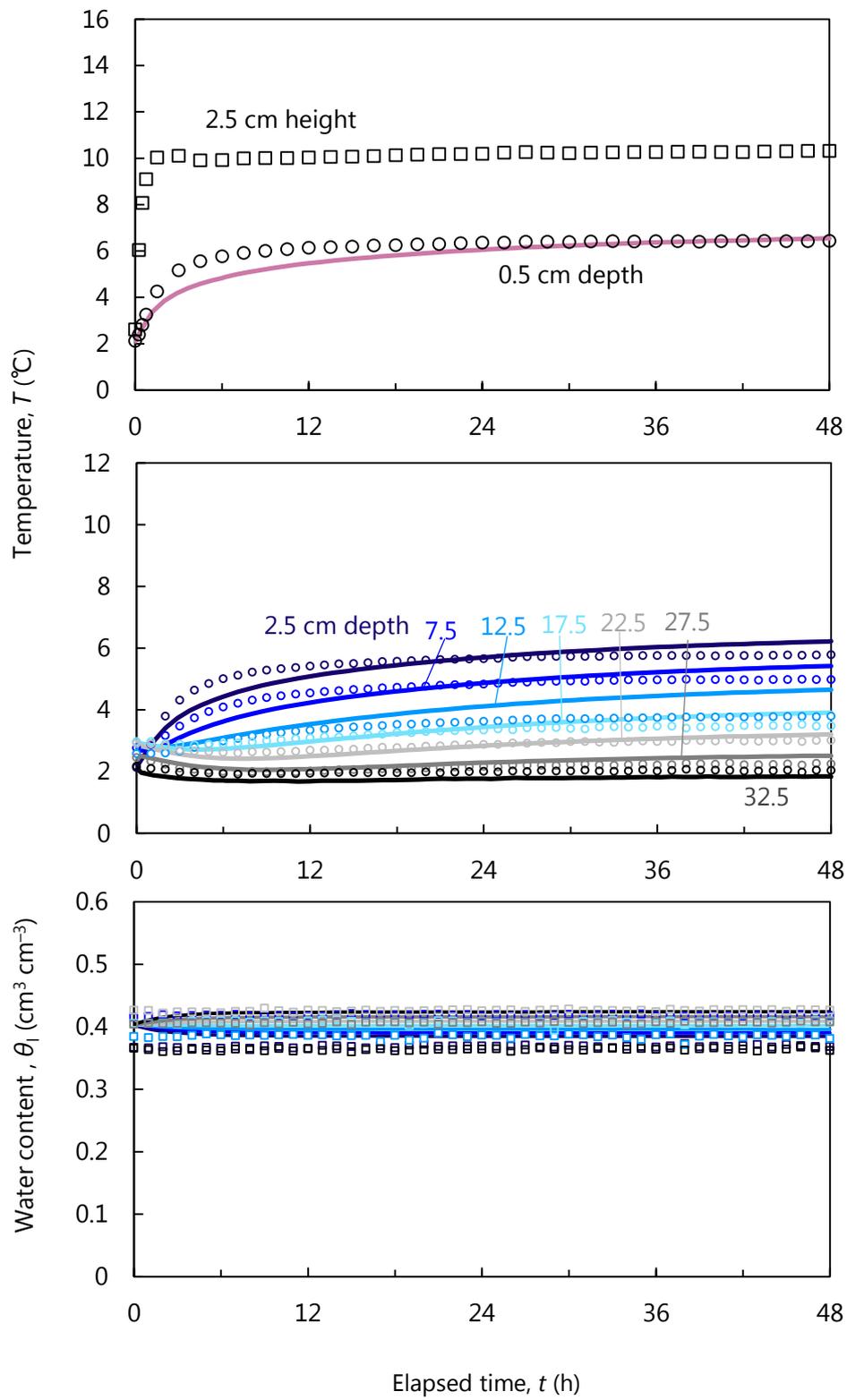


図 4-2-7-1 温度，液状水量の経時変化 (Ex.7)

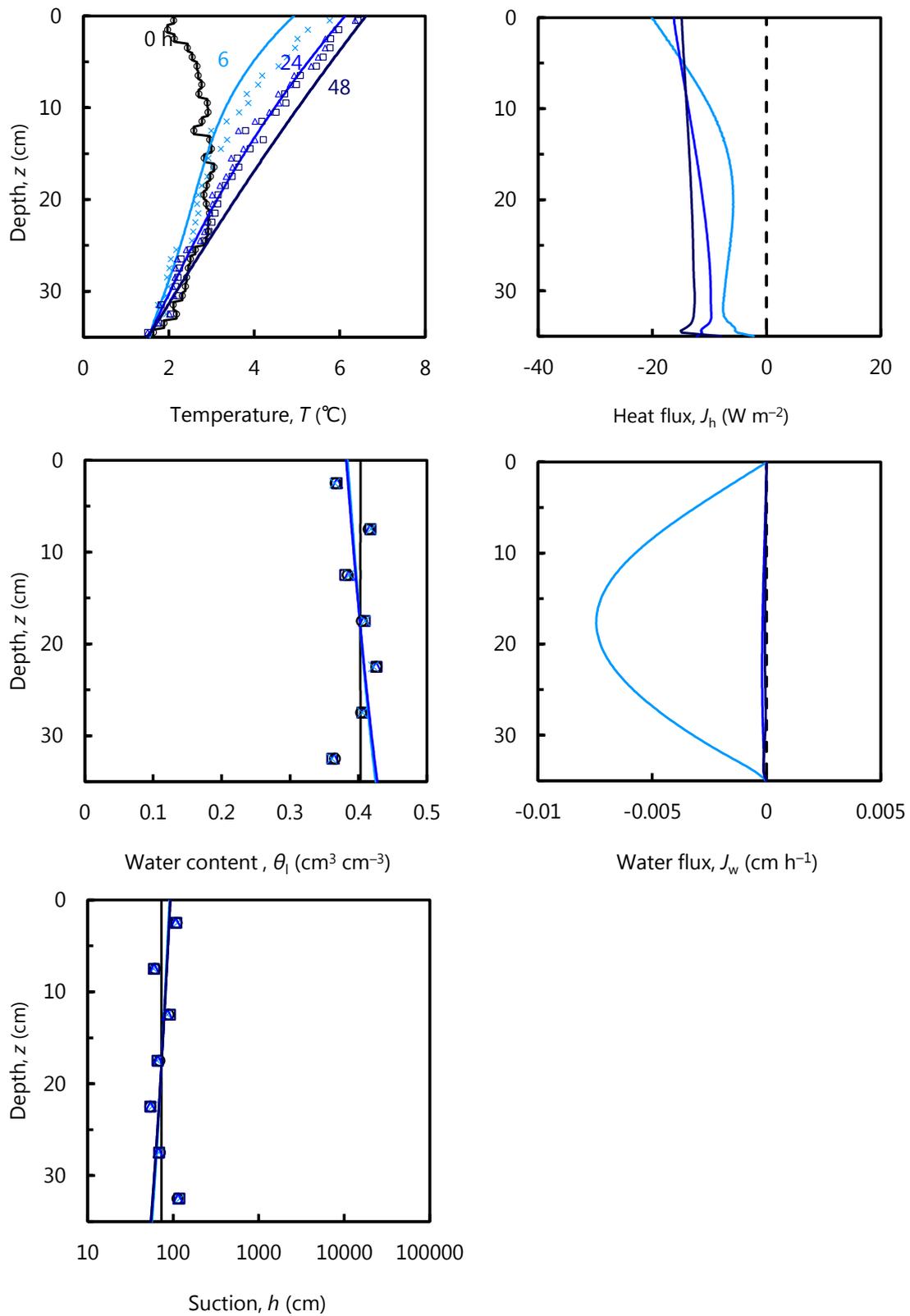


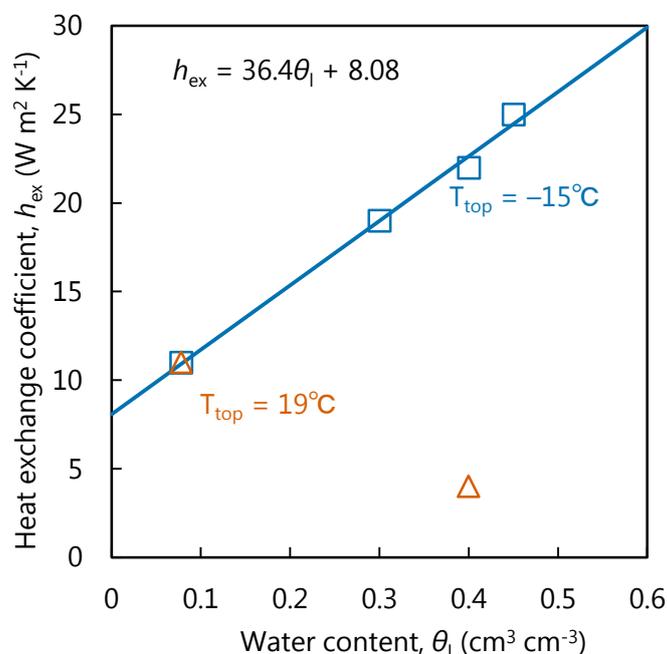
図 4-2-7-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.7)

4-3 考察

4-3-1 みかけの熱交換係数の含水率依存性

4-2 では、3 章で述べたカラム実験を再現する数値計算を行い、それぞれの実験に対して熱交換係数を決定した。図 4-3-1-1 にみかけの熱交換係数と初期含水率の関係を示す。青、橙色のプロットはそれぞれ $T_{\text{top}} = -15, 19^{\circ}\text{C}$ で行った実験から求めた熱交換係数の実測値である。青色の実線は青色プロットに対して最小二乗法を用いて求めた近似直線である。近似直線は $h_{\text{ex}} = 63.4\theta_1 + 8.08$ となり、凍結が生じる際の熱交換係数は初期含水率に正比例した。カラム実験のような小さなスケールで土の凍結が生じる際、霜が地表面に付着するなど地表面の熱交換がみかけ上大きくなった効果が熱交換係数と初期含水率の比例関係に現れたのではないかと考えられる。しかし、今回行った実験の空気層の高さは 5 cm で、冷却パネルと空気、空気と地表面の間に出来る温度・速度境界層の影響を受けているため正確な熱交換係数の算出が出来ていない可能性もある。そのため、熱交換係数と初期含水率がどのような関係を持つかは気温の測定を境界層の影響を受けない地点で行う必要がある。

凍結が生じない際の熱交換係数は含水率が小さい場合 ($\theta_1 = 0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) は近似直線と実測値が一致したが、含水率が大きい場合 ($\theta_1 = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) では一致しなかった。しかし、含水率を変えた実験を 2 回しか行っていないため、凍結が生じない際の熱交換係数がどのような傾向を持つかは今後更に検討が必要である。



4-3-1-1 熱交換係数の含水率依存性

4-3-2 境界条件の比較

4-2 では熱交換係数を求めて、気温を用いて境界条件としての地表面熱フラックスを与えた。ここでは、地表面に最も近い 0.5 cm 深の地温を 0 cm 深の地温，すなわち境界温度と仮定して第一種境界条件（ディリクレ境界条件）で Ex.2 に対して数値計算を行った。

図 4-3-2 に計算した温度（左上），液状水量（左中），吸引圧（左下），熱フラックス（右上），水分フラックス（右中）分布を示す。プロットが実測値，実線が計算値を示す。図中の破線は計算の，点線は実測の 48 h 時の凍結深を表す。

温度，液状水量，吸引圧の計算値は実測値を良く再現した。また，どの項目についても熱交換係数を用いた計算方法とほぼ同じ結果になった。水分特性曲線や熱伝導率などの土のパラメータと，地表面温度を正しく決定できれば，境界条件の与え方に依らずカラム実験を再現可能であると考えられる。

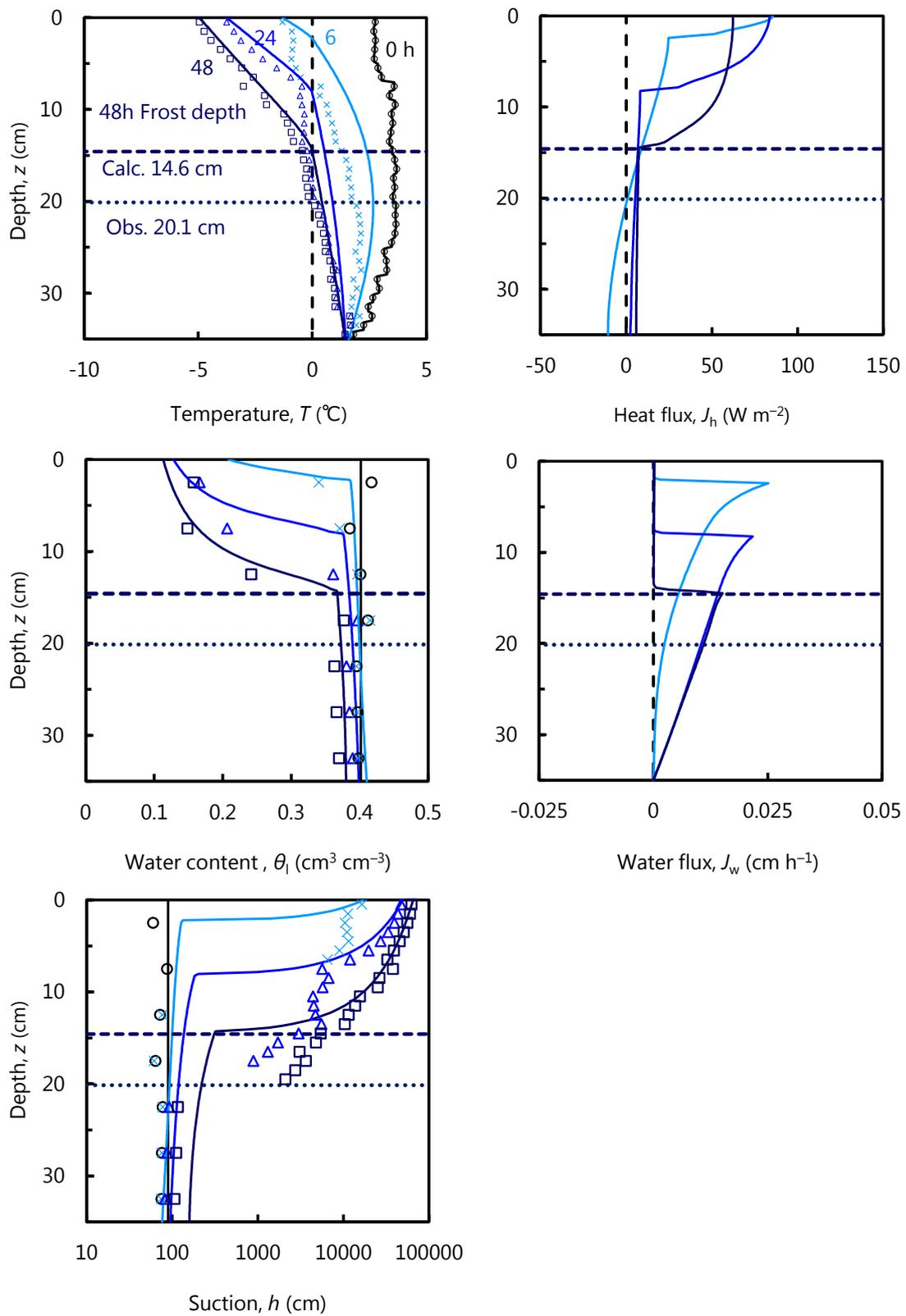


図 4-3-2 温度，液状水量，吸引圧，熱フラックス，水分フラックス分布 (Ex.2)

4-3-3 冷却方法の違い

釘崎 (2015) は温度制御装置を直接地表面に接地して冷却を行うカラム凍結実験により、土中の温度・液状水量・吸引圧について測定を行った。実験条件については 3-3-1 に記した通りである。ここでは、釘崎 (2015) のデータを用いて数値計算を行い、カラム実験を再現した。また、同試料同初期含水率で冷却方法の違う Ex.2 の熱、水分フラックスについて比較する。

計算した 6, 24, 48 h の温度 (左), 液状水量 (右) 分布を図 4-3-3-1 上段に示す。プロットが実測値, 実線が計算値を示す。図中の破線は計算の, 点線は実測の 48 h 時の凍結深を表す。温度, 液状水量, 凍結深のすべてをよく再現した。

計算した 6, 48 h の熱・水分フラックスを図 4-3-3-1 中, 下段に示す。図中の破線は計算の凍結深を示す。6 h の熱フラックスでは凍結層では釘崎 (2015) が大きく, 非凍結層では Ex.2 が大きくなった。48 h の凍結層の熱フラックスは Ex.2 が大きく, 釘崎 (2015) が小さくなった。図 4-3-3-2 に地表面フラックスの経時変化を示す。図中に併記した数字は地表面フラックスの積算値を表す。釘崎 (2015) では空気層を介さず地表面の温度を急激に低下させるため, 初期の温度勾配が大きい。そのため, 凍結初期 (0~6 h) の熱フラックスが非常に大きくなったと考えられる (1 h で 235 W m^{-2})。Ex.2 では地表面の温度が緩やかに低下するため, 2 h に 120 W m^{-2} の最大値をとった後緩やかに低下した。両実験ともに, 積算地表面熱フラックスはほぼ等しくなった。

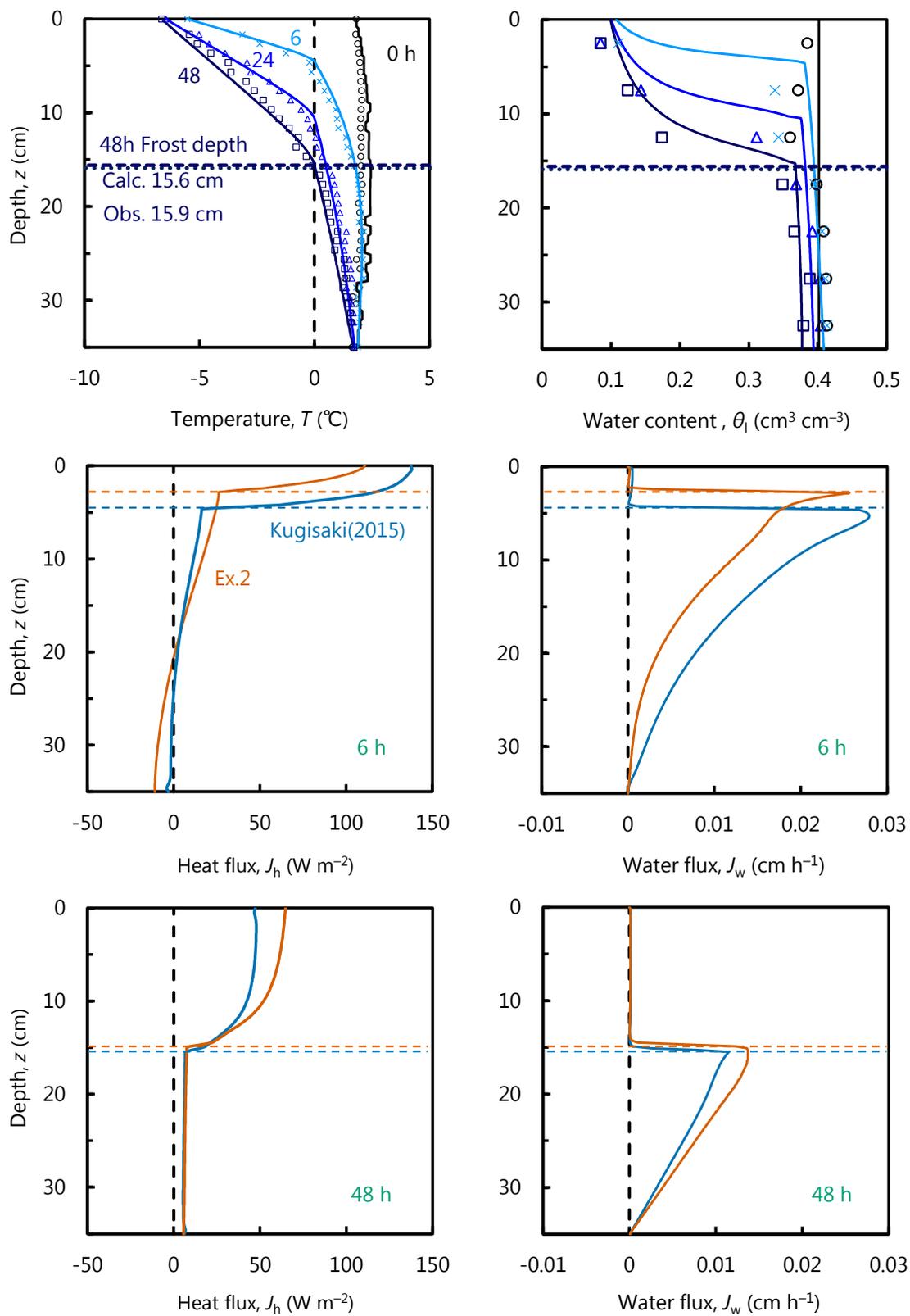


図 4-3-3-1 温度，液状水量，熱フラックス，水分フラックス分布
釘崎 (2015) のデータより計算，作成

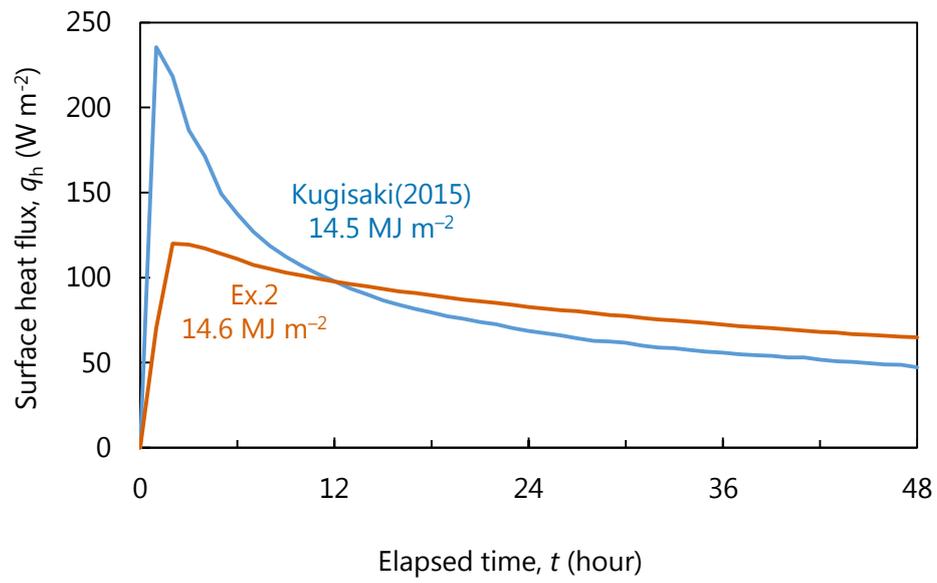


図 4-3-3-1 地表面熱フラックスの経時変化

4-3-4 溝口（1986）によるカラム凍結実験とその解析

4-3-4-1 試料と方法

溝口（1986）は寒冷地の裸地の自然凍結を想定して、上端を大気開放・下端断熱の条件下で1次元の室内カラム凍結実験を行った。試料には神奈川砂壤土を用いている。試料の水分特性曲線、不飽和透水係数を図4-3-4-1に示す。筆者が実測値を元にDurnerモデルを用いてフィッティングを行った。Durnerモデルのパラメータを表4-3-4-1に示す。高さ2 cm、内径5 cmの亚克力円筒を15段重ね、含水率 θ を0.29, 0.49 cm³ cm⁻³に調節した試料を乾燥密度1.15 g cm⁻³で充填している。本稿では便宜上初期含水率が0.29, 0.49 cm³ cm⁻³の実験をそれぞれ実験(a), (b)と呼ぶ。実験装置を4℃の恒温チャンバーに静置し、初期温度4℃と重力水分分布を与えている。また、カラム上端は大気に開放としている。カラム下端は閉鎖系で、側面と下端には断熱が施されている。恒温チャンバーの設定温度を-10℃に設定し、実験開始としている。実験中、熱電対を用いて試料中の温度を測定している。実験終了後、カラムを解体し、炉乾法により全水量を測定しているが、本稿ではDurnerモデルとGCCEから不凍水量を推定した。

4-3-4-2 実験結果

図4-3-4-3に0.3 cm深（地表面に一番近い熱電対の深度）の地温の経時変化を青色の四角のプロットで示す。どちらの含水率でも-10℃の空気によって冷却されているが、初期含水率0.29 cm³ cm⁻³の実験(a)では14 hで-7.08℃、初期含水率0.49 cm³ cm⁻³の実験(b)では15 hで-4.75℃と初期含水率の小さい実験(a)の方が温度は低くなった。

図4-3-4-4に温度、液状水量分布を示す。上段が実験(a)、下段が実験(b)の結果である。温度分布図中の縦の点線は0℃を示す。初期含水率0.29 cm³ cm⁻³の実験(a)は8 cm深までは-7.08℃と-0.61℃をつなぐような直線の温度分布になった。10~28 cm深では-0.3~-0.01℃と0℃に非常に近い垂直の分布になった。測定点すべてが0℃以下となり、全層で凍結が生じたと考えられる。温度に対応して液状水量も減少した。特に、6 cm深までは液状水量の減少が著しく、液状水量 θ_l が0.01 cm³ cm⁻³を下回った。初期含水率0.49 cm³ cm⁻³の実験(b)でも実験(a)と同じような温度分布になった。6 cmまでは、0.3 cm, -4.82℃と6 cm, -0.48℃をつなぐような直線の温度分布になり、6~28 cm深では-0.3~-0.03℃と0℃に非常に近い垂直の分布になった。液状水量についても、実験(a)と同様に実験(b)でも温度に対応して減少した。9~28 cmの温度は0℃に非常に近く、凍結が生じているか定かではないが、今回は平衡を仮定してGCCEから液状水量を算出しているため、初期含水率0.49 cm³ cm⁻³から0.2 cm³ cm⁻³前後減少している。

4-3-4-3 熱交換係数の推定

地表面からの熱流のみが、温度と液状水量、相変に寄与したと仮定するとこの積算値を時間で除したものは地表面熱フラックス q_h (W m^{-2}) の値と仮定することが出来る (式 4-3-1).

$$q_h = \int_0^{30} [C_p(T - T_r) - L_f \rho_i (\theta_i - \theta_{ir})] dz \quad (4-3-1)$$

ここで、 C_p は土の熱容量 ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$)、 T_r は前時間の温度 (K)、 θ_i 、 θ_{ir} は現、前時間の氷量 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) である。また、地表面熱フラックスは、カラム実験の熱収支式 (2-5 章参照) より空気と地表面の温度差と熱交換係数 h_{ex} ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$) に比例する (式 4-3-2).

$$q_h = \overline{h_{ex}} [\overline{T_{soil}(0, t)} - \overline{T_{air}}] \quad (4-3-2)$$

ここで、 $T_{soil}(0, t)$ は地表面 (0 cm 深) の温度 ($^{\circ}\text{C}$)、 T_{air} は空気の温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。文字上の横線は平均値であることを表す。

実験結果から式 4-3-1 を用いて実験(a)は 0~14 h、実験(b)は 0~15 h の平均地表面フラックスを求めるとそれぞれ -39.4 、 -77.6 W m^{-2} と実験(b)が大きくなった。0.3 cm 深の地温の経時変化に基づき、地表面温度を推定した (図 4-3-4-3、黒実線)。推定した地表面温度の平均値 $\overline{T_{soil}(0, t)}$ は実験(a)、(b)でそれぞれ -4.91 、 -2.66°C であった。また、 $\overline{T_{air}}$ は室温の -10°C を用いた。以上推定した値を式 4-3-2 に代入し、熱交換係数 h_{ex} を求めた。求めた値を図 4-3-4-5 に示す。 h_{ex} は初期含水率 0.29、0.49 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ の実験(a)、(b)でそれぞれ 7.8、10.6 $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$ と初期含水率が大きい実験(b)の方が大きくなった。これは、図 4-3-1-1 に示した筆者が行った実験から求めた熱交換係数が含水率に依存する結果と一致した。

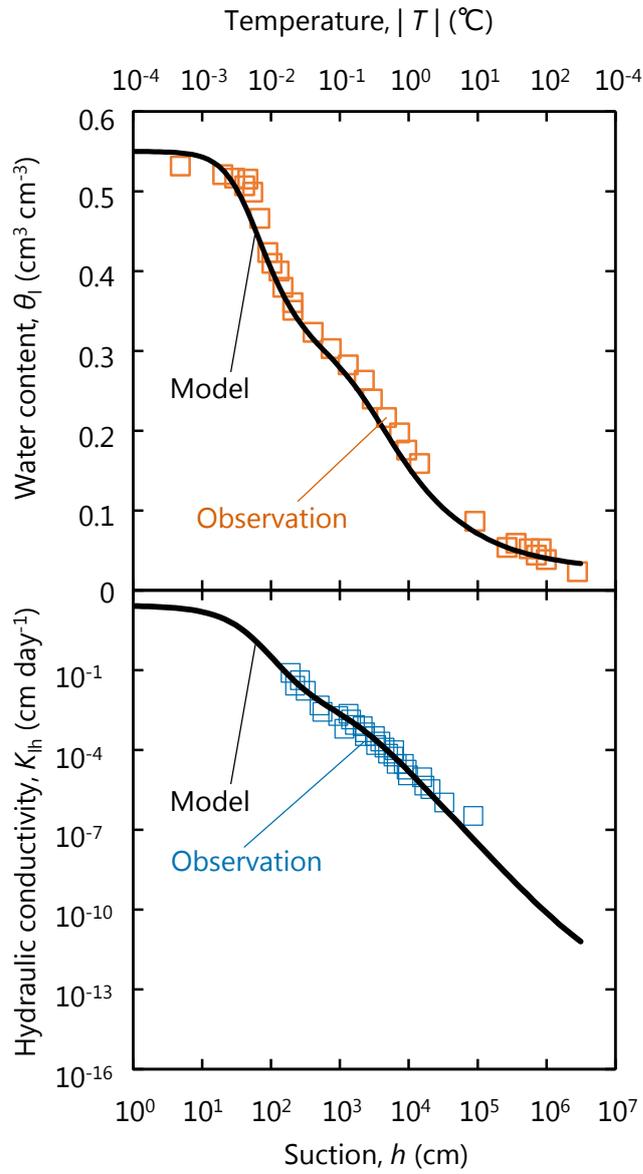


図 4-3-4-1 神奈川砂壤土の水分特性曲線と不飽和透水係数

表 4-3-4-1 神奈川砂壤土のパラメータ値

θ_r	θ_s	α_1	α_2	n_1	n_2	l	K_s	w_2
0.02	0.55	0.0177	0.00038	1.89	1.43	-0.2	27.64	0.5

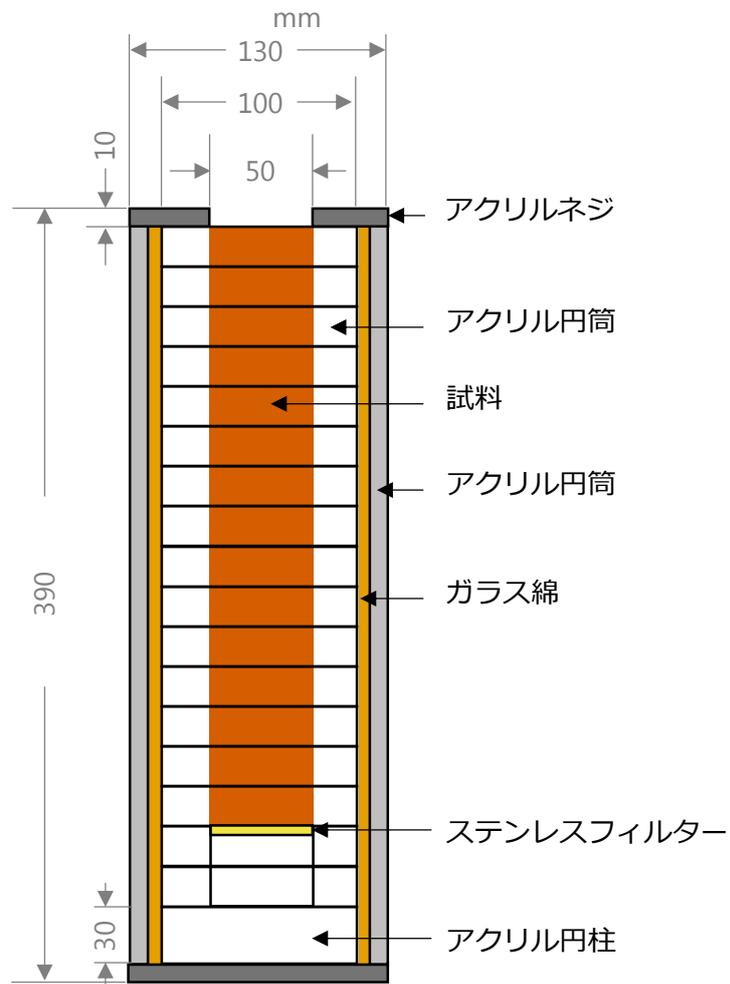


図 4-3-4-2 実験装置概要図

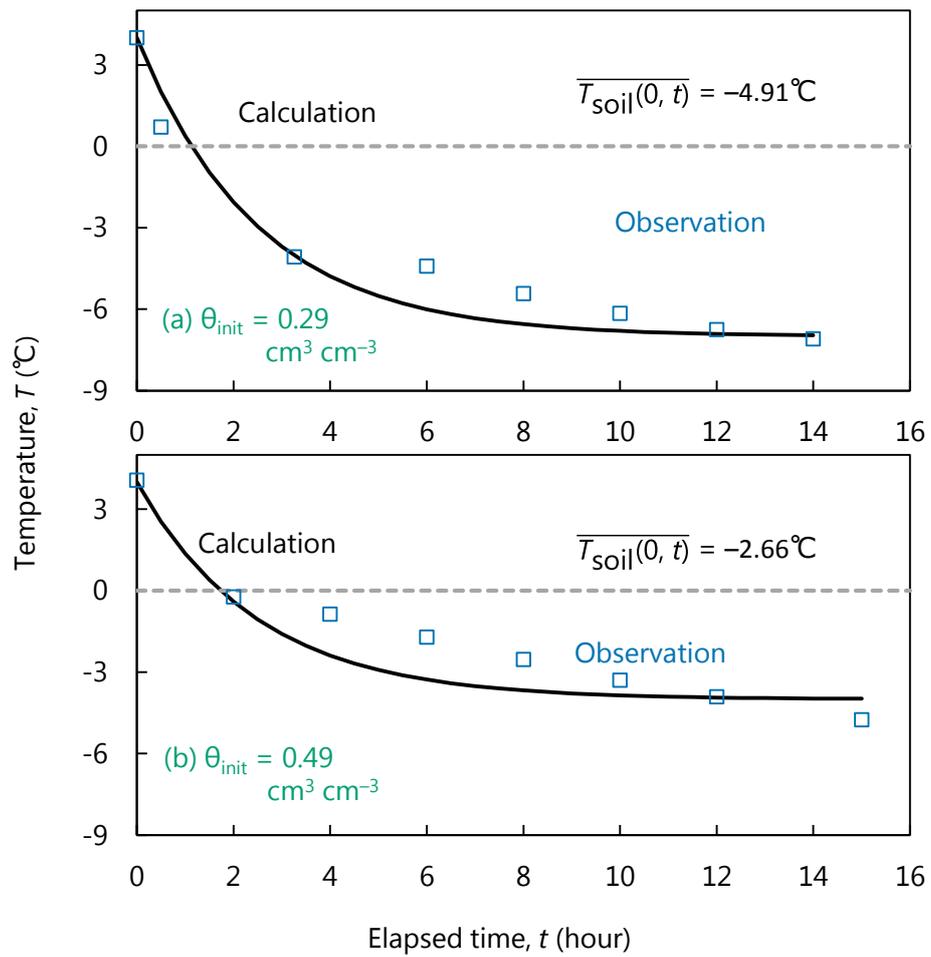


図 4-3-4-3 0.3 cm 深の地温 (プロット) と推定した地表面温度 (実線)

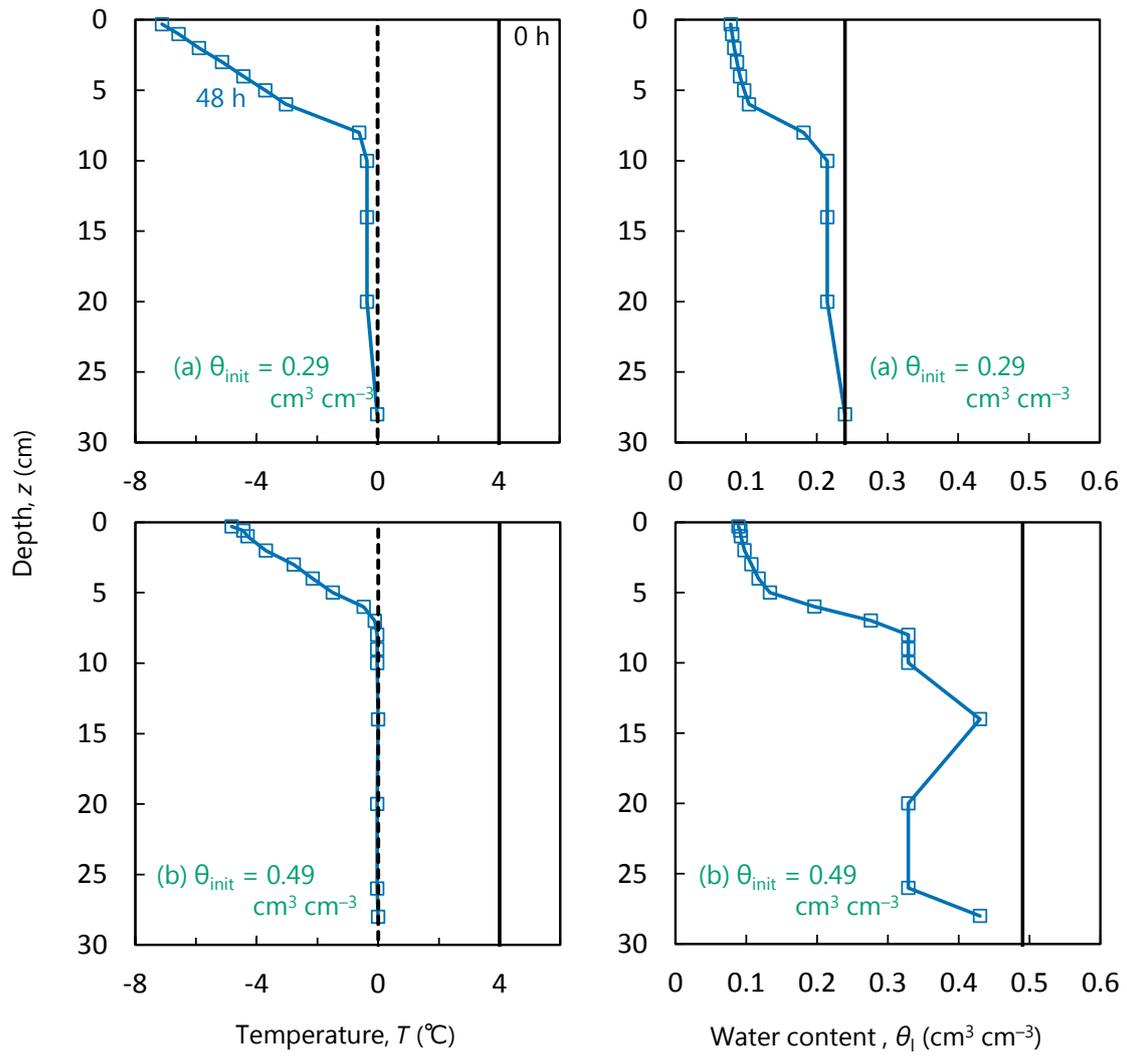


図 4-3-4-4 温度, 液状水量分布 (実験 a, b)

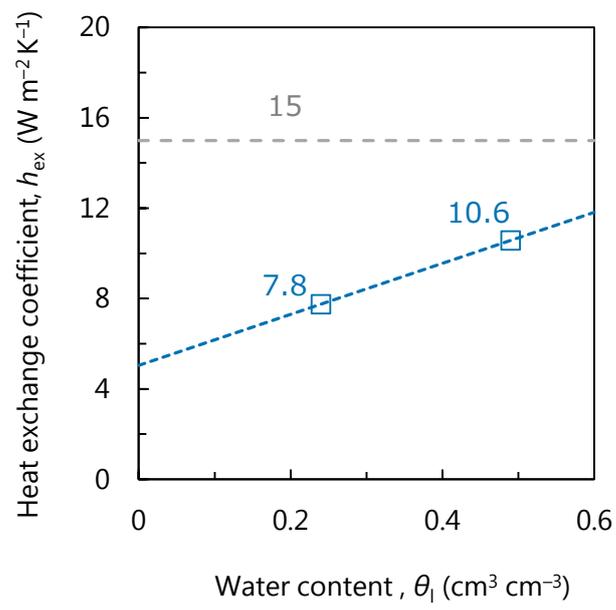


図 4-3-4-5 熱交換係数の温度依存性

第5章 おわりに

本研究では、カラム凍結融解実験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定量的に評価した。また、カラム実験に対して数値計算を行い、熱交換係数の含水率依存性を検討した。

第3章では地表面の上に5 cmの空気の層を設け、その上に温度制御装置を設置するカラム凍結実験を行った。 $\theta_{\text{nit}} = 0.078, 0.30, 0.40, 0.45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の4つの初期含水率で実験を行った。凍結が生じた時、非凍結層から凍結層への水分移動が観察できたのは0.40, 0.45 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の2実験のみであったが、これは非凍結層の透水係数の影響であることが明らかになった。また、冷却方法の違う釘崎(2015)が行ったカラム凍結実験と本実験を比較したところ、初期の熱流の移動量の違いが内部の温度、水分分布に実験終了時である48 hまで影響を与えることが明らかになった。また、凍結過程でゼロカーテンが生じる条件としては、初期含水率がある程度多い(今回は $\theta_{\text{nit}} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 以上)、地表面からゆっくりと冷却が行われる必要がある、が挙げられることが分かった。

第4章では第3章で行ったカラム実験に対して数値計算を行った。地表面に最も近い熱電対で測定した温度を再現するようにみかけの熱交換係数を決定したところ、凍結過程の温度・水分分布を再現することが出来た。つまり、正しいみかけの熱交換係数を評価できたとも言える。また、冷却方法の違いについて、実験結果と同様に数値解析の結果での比較も行った。実験からは求められない、もしくは正確に求めることが難しい熱フラックスや水分フラックスの比較を行った結果、それらの違いが実験よりも精密に推定できた。どちらも熱フラックスは初期に上向きに大きくなり、その後緩やかに低下した。また、直冷型と空冷型を比較すると、初期の熱フラックスは直冷で急激に上向きに大きかったが時間が経つにつれ積算値は両者で等しくなった。みかけの熱交換係数 h_{ex} と含水率 θ_{nit} の関係を求めると、 $h_{\text{ex}} = 36.4\theta_{\text{nit}} + 8.08$ の直線比例の関係を持つことが明らかになった。みかけの熱交換係数の変化は凍結により地表面に霜が付着するなど地表面の状態が変化したためと考えられる。しかし、今回の実験系では熱交換係数に用いた空気層の気温測定が温度・速度境界層の影響を受けているとも考えられるため今後も検討が必要である。

こうした数値計算は、実験の実測値に基づいて修正を行った水分特性曲線を用いている。さらにこうした修正は初期含水率別に行った。しかし、取得できるデータが限られている現場圃場での数値計算の適用を考えた場合、水分特性曲線を修正する術を考える必要がある。また、数値計算ではゼロカーテンが再現出来なかったため、0~ -3°C 領域の温度分布の再現率が著しく悪かった。今後の課題として凍結モデルを実験的に検討し、ゼロカーテンの再現を目指すことが挙げられる。

参考文献

1. De Vries, D.A. (1963): Thermal Properties of Soil, Physics of Plant Environment, van Wijk W.R. Ed, Amsterdam, North Holland, 210-235
2. Flerchinger, G.N., Kustas, W.P., and Weltz, M.A. (1998): Simulation of Surface Energy Fluxes and Radiometric Surface Temperatures for Two Arid Vegetation Communities Using the SHAW Model, Journal of Applied Meteorology, 37
3. Hansson, K., Simunek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L.C., and van Genuchten, M.Th. (2004): Water Flow and Heat Transport in Frozen Soil: Numerical Solution and Freeze-Thaw Applications, Vadose Zone Journal, 3, 693-704
4. Hirota, T., Usuki, K., Hayashi, M., Nemoto, M., Iwata, Y., Yanai, Y., Yazaki, T., and Inoue, S. (2011): Soil Frost Control: Agricultural Adaptation to Climate Variability in a Cold Region of Japan Mitigation Adaptation and Strategy for Global Change, 16, 791-802.
5. Jame, Y.W., and Norum, D.I. (1980): Heat and Mass Transfer Freezing Unsaturated Porous Medium, Water Resources Research, 16, 4, 811-819.
6. Jury, W.A and Horton, R. (2006): 土壌物理学 土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用 (取出伸夫監訳・井上光弘・長裕幸・西村拓・諸泉俊嗣・渡辺晋生訳), 築地書館.
7. Lundin, L.C. (1990): Hydraulic Properties in an Operational Model of Frozen Soil, Journal of Hydrology, 118, 289-310
8. Newman, G.P., and Wilson, W. (1997): Heat and Mass Transfer in Unsaturated Soils during Freezing, Can. Geotech. J., 34, 63-70
9. Philip, J.R., and de Vries, D.A. (1957): Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients, American Geophysical Union, 38
10. Shimoda, S., Yazaki, T., Nishio, Z., Hamasaki, T., and Hirota, T. (2015): Possible Soil Frost Control by Snow Compaction on Winter Wheat Fields, Journal of Agricultural Meteorology, 71, 276-281.
11. Šimunek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejina, M. (2005): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variable saturated media. Version 3.0 HYDRUS Software Series 1, Ep. Of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside
12. Stahil, M., and Jansson, P.E. (1996): Preferential Water Flow in a Frozen Soil - A Two Domain Model Approach, Hydrological Processes, 10, 1305-1316
13. Stanley, J.F. (1983): 偏微分方程式 科学者・技術者のための使い方の解き方 (伊理正夫・伊理由美訳), 朝倉書店
14. Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of

- soil water content: Measurements in coaxial transmission line. *Water Resour. Res.*, 16, 574–582.
15. Watanabe, K., and Flury, M. (2008): Capillary Bundle Model of Hydraulic Conductivity for Frozen Soil, *Water Resources Research*, 44, W12402, doi:10.1029/2008WR007012.
 16. Yazaki, T., Hirota, T., Iwata, Y., Inoue, S., Usuki, K., Suzuki, T., Shirahata, M., Iwasaki, A., Kajiyama, T., Araki, K., Takamiya, Y., and Maezuka, K. (2013): Effective Killing of Volunteer Potato (*Solanum Tuberosum* L.) Tubers by Soil Frost Control Using Agrometeorological Information-An Adaptive Countermeasure to Climate Change in a Cold Region, *Agricultural and Forest Meteorology* 182, 91-100.
 17. 長田友里恵(2014): 融点近傍の凍土の透水係数と不凍水量, 三重大学大学院生物資源学研究科, 修士論文
 18. 紀藤哲矢(2010): 不飽和土の凍結及び融解過程の水分移動に関する研究, 三重大学大学院生物資源学研究科, 修士論文
 19. 釘崎佑樹(2015): 凍結層の形成と融解にともなう不飽和土中の水分・熱移動に関する研究, 三重大学大学院生物資源学研究科, 修士論文
 20. 近藤純正(2000): 地表面に近い大気の科学 理解と応用, 東京大学出版
 21. 伴俊和(2017): 凍結融解過程にある不飽和凍土中の不凍水圧
 22. 溝口勝(1990): 土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象に関する研究, 三重大学生物資源学部, 博士論文
 23. 溝口勝・中野政詩・白井清恒(1986): 不飽和土の凍結における水分・溶質・温度分布の変化. *農業土木学会論文集*, 122, 11-17
 24. 和気朋己(2007): 凍結過程における不飽和土中の水・熱移動, 三重大学大学院生物資源学研究科, 修士論文
 25. 渡辺晋生・取出伸夫・坂井勝・Simunek, J. (2007): 凍結をともなう土中の水分・熱・溶質移動モデル, *土壌の物理性*, 106, 21-32

謝辞

本論文は筆者が三重大学大学院生物資源学研究科共生環境学専攻博士前期過程に在学中の研究成果をまとめたものである。

土壌圏システム学研究室の渡辺晋生教授には、本研究のテーマ決定から実験・計算，学会発表に至るまで始終適切な指導と助言を頂きました。ここに深謝の意を表します。土壌圏循環学研究室の取出伸夫教授，坂井勝講師にはゼミや個別での質問を通してご指導頂きました。また，取出伸夫教授とはマラソンや水泳を始めるきっかけを頂きました。修士論文作成や審査会で忙しい中に出場した木津川マラソンは一生の思い出になりました。フューチャー・アース学研究室の飯島慈裕准教授にはお忙しい中審査会に参加していただき，的確な助言を頂きました。

国際資源植物学研究室の太田怜奈さんには同じ旧物質循環額講座の大学院生として，互いに励ましあいました。また，学部の同期である伊藤孝宏君，伊藤由莉さん，柏原光司君，木村美咲さん，奈良賢治さん，森優奈さんは学部卒業後も研究室などで時々顔を合わせ，楽しい時を過ごしました。後輩の小栗速斗君，木村紘斗君，草深有紀さん，小林愛実さん，佐藤郁弥君，鈴木萌香さん，高橋由奈さん，前田晴香さん，山田亜香理さんには研究室内の同期が居らず，寂しい思いをしていた筆者と日常生活において親しくしていただき，大きな支えとなりました。先輩の松岡健介さん，大西一平さん，釘崎祐樹さん，成毛千尋さん，伴俊和さん，長田友里恵さん，大石雅人さんには進路・研究・日常生活の相談に乗っていただき，研究室での生活がより有意義なものとなりました。

最後に，これまで私をあたたくサポートしてくれた両親と姉，親族，愛鳥，愛猫に心より感謝したいと思います。ありがとうございました。