

令和元年度

修士論文

乾いた凍土中の浸潤水の凍結・融解に関する研究

Study on Freezing and Thawing of Infiltration Water  
in a Dry Frozen Sand

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

518M205 佐藤郁弥

# 乾いた凍土中の浸潤水の凍結・融解に関する研究

土壌圏システム学教育研究分野 518M205 佐藤郁弥

## 1 はじめに

気温が低下し地温が氷点下になると土は凍結する。土壌水分量が比較的高い“湿った凍土”には、凍土中の土粒子間隙が氷で詰まっているため、通常水は浸潤しない。しかし、水を含まない“乾いた凍土”には、土粒子間隙が空隙であるため水が浸潤する。寒冷地農業の水分・施肥管理、融雪水による地下水涵養、地球温暖化にともなう凍土環境の変化や災害対策を考える上で、凍土への浸潤機構を理解することが重要である。しかし既往の土の凍結に関する室内実験や現場観測、数値解析の多くは、“湿った凍土”を対象にしており、“乾いた凍土”についての研究が遅れている。特に凍土への浸潤量や速度は浸潤水の凍土中での凍結・融解に依存すると考えられるが、土中氷の実測は難しく、相平衡を仮定したモデルでは表現することもできない。さらに、土中氷の形成とその際の水分・温度分布は浸潤水の給水速度や頻度の影響も受けると思われる。そこで、本研究では乾いた凍土への異なる給水速度・頻度の浸潤実験を行い、浸潤にともなう土中の温度・水分分布の変化を調べた。また、凍土への浸潤を再現できる数値モデルを構築し、土中の水量分布を評価するとともに、乾いた凍土への浸潤機構を明らかにすることを目的とした。

## 2 カラム実験

### 2.1 試料と方法

試料には炉乾した鳥取砂丘砂を用いた。内径 7.8 cm、高さ 26 cm のアクリル鉛直カラムに乾燥密度 1.57 g/cm<sup>3</sup> で詰めた。カラム側面より熱電対と EC5 土壌水分センサを 1 および 2.5 cm 間隔で挿入した。また、カラムを 2°C の低温室

に静置し、上下端に温度制御装置を取り付け、側面を断熱した。制御装置の温度を 24 時間 -10°C に、その後 30 分間 -5°C に保持することで試料を -5°C に凍結した。そして、上端の温度制御装置を外し、表面に 1°C の水を給水することで試料を浸潤融解した (図 1)。この際、下端の

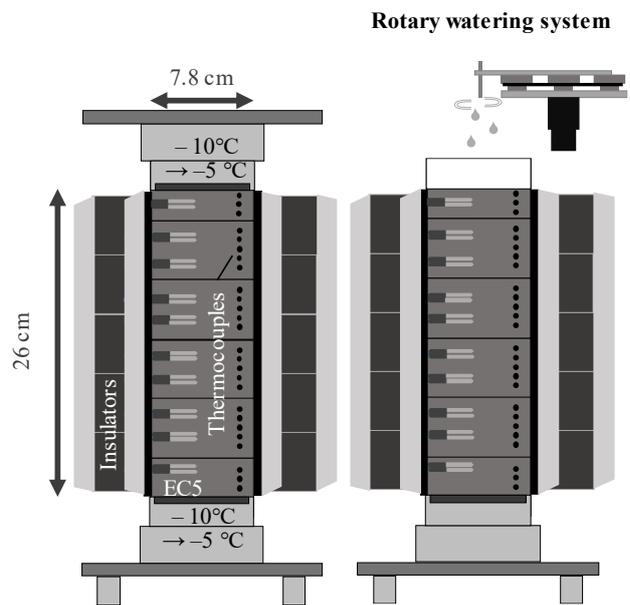


図1 実験装置概要図 (左) 給水前, (右) 給水中

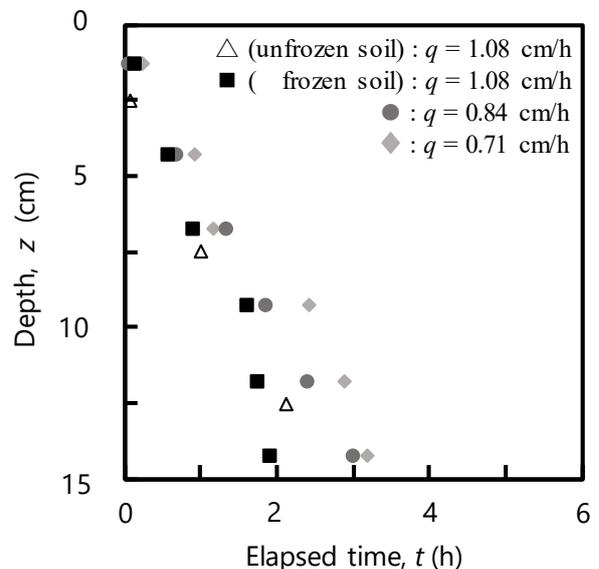


図2 浸潤前線の経時変化

温度は2°Cとした。また、給水は $q=1.08, 0.84, 0.71, 0.59$  cm/h で連続的に、あるいは30分毎に6, 12, 18分間ずつ1.08 cm/h で断続的に降水装置を用いて滴下した。浸潤過程において、各深さの水分量(液状水量)と温度を5秒間隔でモニターした。任意の時間にカラムを解体し、炉乾法で全水量を求めた。

## 2.2 結果

### 2.2.1 浸潤前線の経時変化

図2に浸潤前線の経時変化を示す。浸潤前線は時間の経過とともに下方へ進行した。凍土と未凍土を比較すると(△と■), 浸潤前線の進行速度に概ね違いはなかった。凍土においては、給水速度が遅くなるほど浸潤前線の進行は遅くなった。

### 2.2.2 給水速度の影響

図3a, bに $q=1.08, 0.71$  cm/h で連続的に給水を行った場合の温度と液状水量分布をマーカーで示す。各図の時間は、給水量が0, 0.65, 1.30 cmを示す。温度は滴下を開始すると、試料上端から上昇した。この際、浸潤前線より下方では、初期温度を維持する領域、初期温度から温度上昇する領域の2つが形成され、浸潤前線より上方では、0°Cに向かって温度上昇する領域、0°Cで温度停滞する領域、0°C以上で次第に温度上昇する領域の3つが形成された。0°Cで温度が停滞する領域の長さは、いずれの給水速度においても0.65, 1.30 cm給水時に2, 4 cmと給水の増加にともない伸長した。含水率も滴下を開始すると上端から増加した。浸潤前線の先端部は、いずれの給水速度においても0.65, 1.30 cm給水時に4.25, 9.25 cm深と給水の増加にともない下方へ進行した。給水速度が異なっても0°C停滞領域や浸潤前線の位置が等しいことから、温度・水分分布は給水速度によらず給水量に依存すると考えられる。

### 2.2.3 給水頻度の影響

図3cに30分毎に6分間ずつ1.08 cm/hで断

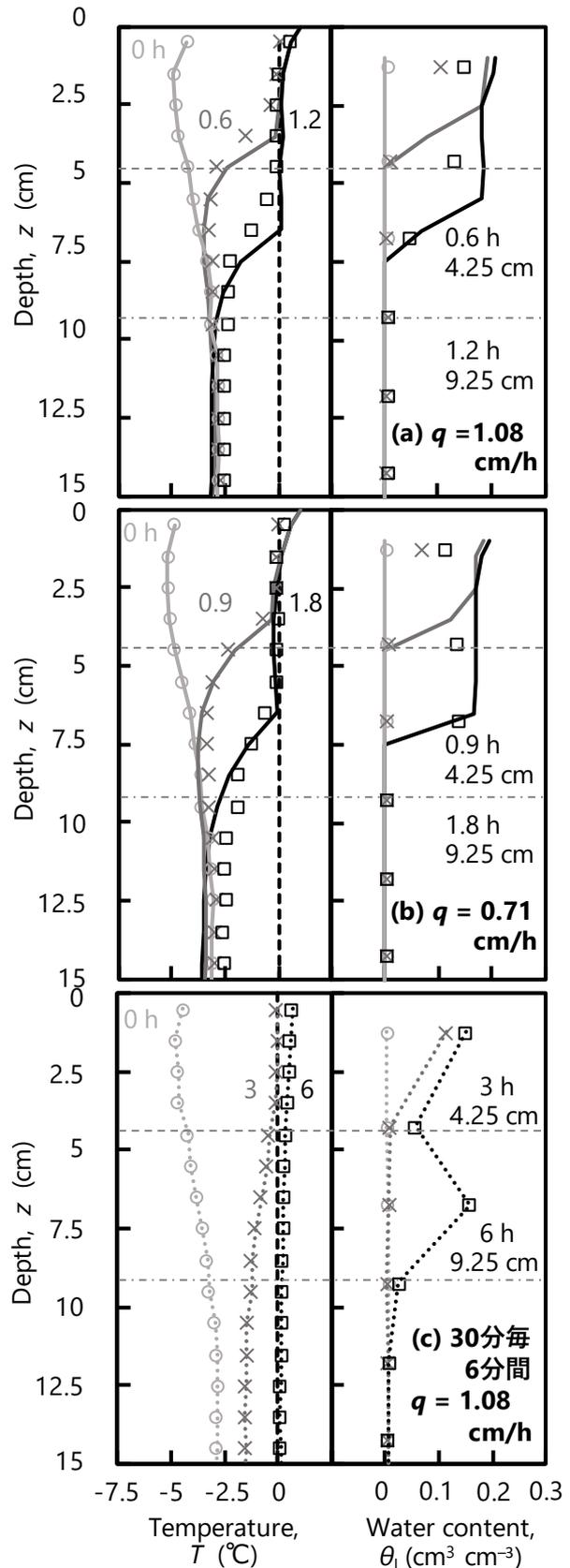


図3 温度(左)・含水率(右)分布  
マーカーが実測値、実線が計算値を表す。  
破線が0.65 cm給水時の浸潤前線、  
一点鎖線が1.30 cm給水時の浸潤前線を示す。

続的に給水を行った場合の温度と液状水量分布をマーカーと点線で示す. 連続的に給水を行った場合同様に, 図の時間は給水量が 0, 0.65, 1.30 cm を示す. 図 3a 同様に 5 つの温度領域が形成された. 0°C 停滞領域の長さは, 0.65, 1.30 cm 給水時に 3, 4 cm だった. 0.65 cm 給水時 (3h) 浸潤前線上方の温度は約 0°C と図 3a と同様だったのに対し, 浸潤前線下方の温度は図 3a よりも高かった. 連続的に給水した場合に比べ時間が経過しているため, 上方からの熱伝導により熱が流入したためだと考えられる. 浸潤前線の位置は, 図 3a と同じだった. 以上から温度・水分分布は給水頻度によらず時間ならびに給水量に依存すると考えられる.

#### 2.2.4 0°C 停滞領域の長さ

図 4a に 0°C 停滞領域の経時変化, 図 4b に 0°C 停滞領域の給水量に対する変化を示す. 給水速度を変化させた場合 (■と◆) も, 給水頻度を変化させた場合 (×と+) も, 時間の経過 (給水量の増加) にともない 0°C 停滞領域の長さが伸長した. 0°C 停滞領域の長さは, 時間に対しては給水速度や頻度が違うと異なったのに対して, 給水量に対しては給水速度や頻度には依存しなかった.

### 3 数値解析

#### 3.1 凍土への水の浸潤を再現できる

##### 水分・熱移動モデル

カラム実験で観測した浸潤前線通過後の含水率が概ね一定であったことを考慮して, 乾いた凍土への水の浸潤を(1)式の矩形浸潤で表現できると仮定した. また熱移動については移流を考慮した熱伝導方程式を(2)式のように差分化して表した.

$$q = \Delta\theta \frac{\Delta z}{\Delta t} : (\Delta\theta = \theta_{total} - \theta_{initial}) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{C_{Ti}^j (T_i^{j+1} - T_i^j)}{\Delta t} - L_f \rho_i \frac{(\theta_l)_i^{j+1} - (\theta_l)_i^j}{\Delta t} \\ & - \left( \lambda_{i-\frac{1}{2}}^j \frac{\bar{T}_i - \bar{T}_{i-1}}{z_i - z_{i-1}} \right) - \left( -\lambda_{i+\frac{1}{2}}^j \frac{\bar{T}_{i+1} - \bar{T}_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \\ & = \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2} \quad (2) \\ & - q_l \left\{ \frac{(\bar{T}_i - \bar{T}_{i-1})}{(z_i - z_{i-1})} + \frac{(\bar{T}_{i+1} - \bar{T}_i)}{(z_{i+1} - z_i)} \right\} \end{aligned}$$

ここで,  $q$  は給水速度 (cm/h),  $\theta_{total}$ ,  $\theta_{initial}$  はそれぞれ全水量と初期含水率 (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>), であり, 液状水フラックス  $q_l$  (cm/h) は給水速度  $q$  と  $\Delta\theta$  の比,  $z$  は深さ (cm),  $t$  は時間 (h),  $T$  は温度 (°C)  $C_{Ti}^j$ ,  $C_l$  はそれぞれ土, 液状水の体積熱容量 (J/m<sup>3</sup>K),  $L_f$  は水の凍結潜熱 (334000 J/kg),  $\rho_i$  は氷の密度 (g/cm<sup>3</sup>),  $\theta_l^j$  は氷の体積率 (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),  $\lambda_i^j$  は土の熱伝導率 (W/m K) を表す. また,  $\theta_l$  の増減を表すパラメータとして凍結割合  $f$ , 融解割合  $m$  を与え, 温度分布を再現するように最適な値を決定した.

#### 3.2 計算条件

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, 浸潤水の温度である 1°C で固定し, 下端の温度境界条件は実測値を再現するように初期温度に一定値を加えた. 水分については, 上端に給水速度  $q$ , 下端は自由排水とした.

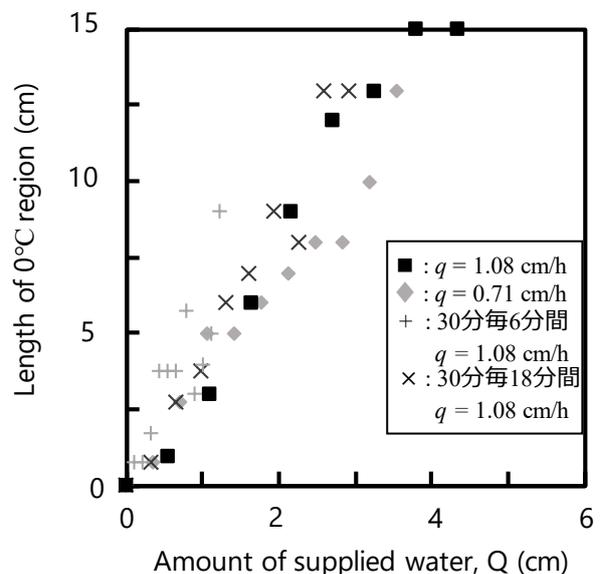


図4(b) 0°C停滞領域の給水量に対する変化

### 3.3 結果

上端水分境界条件を  $q = 1.08 \text{ cm/h}$  として(1), (2)式を計算した結果を図 3a に示す.  $q = 1.08 \text{ cm/h}$  の場合,  $f = 0.18, m = 0.001$  とすると計算は温度分布を良く再現した. 水分分布は,  $0.65 \text{ cm}$  給水時 ( $0.6\text{h}$ ) には, 実測が計算を過小評価した. これは, 水分センサの精度によると考えられる.  $1.30 \text{ cm}$  給水時には, 計算は実測値を概ね再現した. 同様に  $q = 0.71 \text{ cm/h}$  の場合の計算結果を図 3b に示す.  $q = 0.71 \text{ cm/h}$  の場合,  $f = 0.15, m = 0.001$  とすると,  $q = 1.08 \text{ cm/h}$  同様に計算は温度分布を良く再現した. 水分分布は,  $0.65 \text{ cm}$  給水時 ( $0.9\text{h}$ ) は, 実測が過少に,  $1.30 \text{ cm}$  給水時 ( $1.8\text{h}$ ) は概ね再現した. この際の水量分布を図 5 に示す. 図 3 同様に, 時間は  $0, 0.65, 1.30 \text{ cm}$  給水時を示す. 浸潤前線先端部で凍結が生じることで, 水量が増加した. 増加後の水量はその後一定値を維持し, 上端から融解することで, 水量が減少した. 水量一定領域は, 温度分布の  $0^\circ\text{C}$  停滞領域と対応した. 水量一定領域の含水率と給水速度の関係を図 6 に示す. 給水速度の低下に伴い, 含水率も微量に低下した.

### 4 まとめ

本研究で行ったカラム実験と数値解析から乾いた凍土への水の浸潤機構は以下の様にまとめられる. まず, 浸潤前線先端部で浸潤水の 2 割程度が凍結することで, 土中温度が  $0^\circ\text{C}$  まで上昇する. この時, 土中には 5 つの温度領域が形成される.  $0^\circ\text{C}$  停滞領域では, 浸潤前線先端部で生じた氷が維持されており, 氷が増減せず  $0^\circ\text{C}$  の水が浸透する. 形成された温度や水分分布は, 給水速度や給水頻度にはあまり依存せず, 給水量に依存する. 凍結割合や各温度領域の長さは凍土と浸潤水の熱容量に依存すると考えられるため, 凍土の温度や初期含水率, 浸潤水の温度等の検討が今後必要と言える.

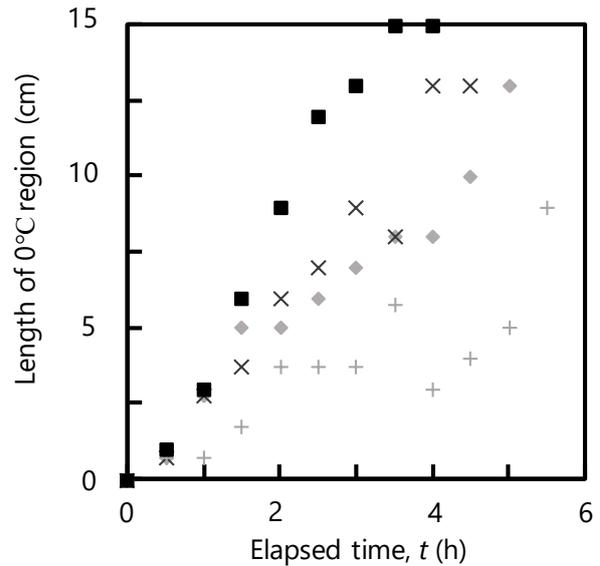


図4(a)  $0^\circ\text{C}$ 停滞領域の経時変化

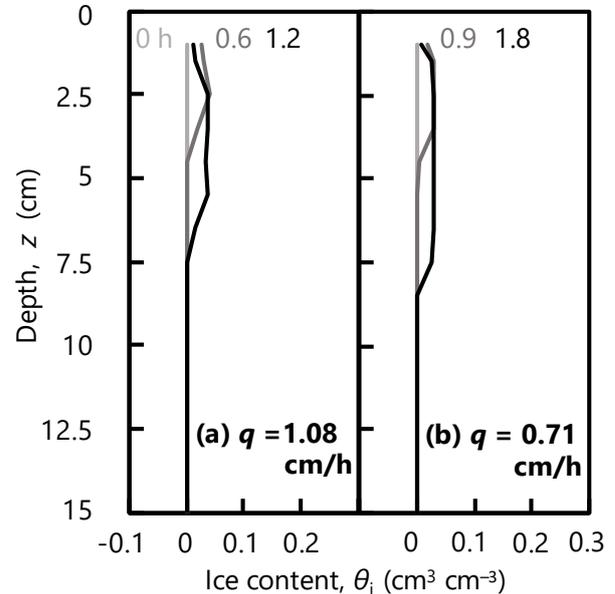


図5 含水率分布

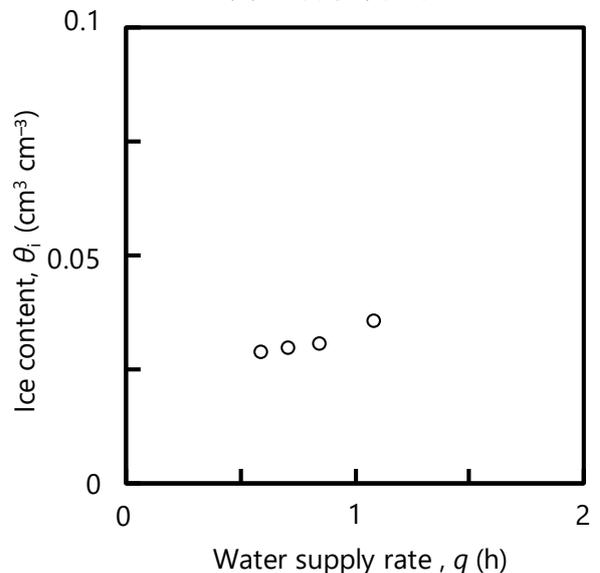


図6 水量一定の領域と給水速度の関係

目次	
要旨	1
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・熱移動モデル	10
2-2 凍土中の水の相変化	11
2-3 不凍水と不凍水量曲線	12
2-4 凍土中の水の浸潤を再現できる水分・熱移動モデル	13
第3章 試料と方法	
3-1 試料	
3-1-1 水理学的特性	15
3-1-2 熱的性質	16
3-2 方法	
3-2-1 機器と検量	18
3-2-2 装置と方法	
3-2-2-1 冷却方法による違い	27
3-2-2-2 断熱方法による違い	29
第4章 凍土カラムへの浸潤実験	
4-1 浸潤前線の経時変化	31
4-2 非給水時の凍土の温度変化	32
4-3 異なる給水速度の浸潤時の凍土の温度と水分変化	34
4-4 異なる給水頻度の浸潤時の凍土の温度と水分変化	48
第5章 解析	
5-1 水収支による解析	
5-1-1 方法	62
5-1-2 結果	62
5-2 凍土への水の浸潤を再現できる水分・熱移動モデルによる解析	
5-2-1 方法	68
5-2-2 初期条件・境界条件	68
5-2-3 結果	69

5-2-4	水収支・モデルから考えられる氷量分布	74
5-3	考察	
5-3-1	実験条件間の氷量に関する比較	79
第6章	おわりに	84
	参考文献	86
	付録	88
	謝辞	95

## 第1章 はじめに

土が冷却され氷点下になると、凍土が形成される。この時、凍土中では間隙中の水の多くは氷となるが、土粒子表面や間隙の一部の水は凍らずに保持される。そうした水は不凍水と呼ばれ、温度によりその量は変化する。また、土中の氷量や不凍水量は土質や溶質濃度にも依存するため (Watanabe and Mizoguchi, 2002)、凍土中での物質移動は、凍結・融解を伴った水分・熱・溶質が相互に影響する複雑な現象となる (溝口ら, 1986)。また、水分・熱・溶質以外にも土中での物質移動に影響を及ぼす要因は存在する。例えば、凍土中の微生物の働きは温度低下に依存し (Watanabe and Ito, 2008)、凍土上の積雪は、融雪期の地下水位に影響を及ぼす (深見, 2013)。そして、凍土中のマクロポアは土中の農薬の輸送を促進し得る (Holten et al, 2018)。近年は地球温暖化により、凍土地帯の環境にも変化が発現しつつある。例えば、北欧諸国では冬季の気温上昇で雪解けが多くなり、凍結融解サイクルの頻度が増加すると予測されている (Lundberg et al, 2016)。また、カナダ北西部では河川流域の流量が地球温暖化にともない増加しており、前例のない速度で永久凍土の融解と消失が生じている (Ryan et al, 2014)。積雪や融雪にともなう土の凍結・融解メカニズムを微生物活性やマクロポア、溶質移動と凝固点降下などとあわせて理解することは、寒冷地の農業における水分・施肥管理や融雪水による地下水涵養、地球温暖化によって引き起こされる凍土環境の変化や災害への対策を考える上で重要といえる。

凍土が形成される際、凍結前の水分含有量により、形成された凍土の水理学的特性は大きく変化する。凍結前の水分含有量が飽和に近い凍土では土が凍結すると、土粒子間隙の水が氷に変化し透水性が低下するため、非常に高い硬度と遮水性を発揮する。この性質は、凍土壁として東日本大震災における福島第一原子力発電所の汚染水対策で用いられたり、地盤凍結工法としてトンネル工事の際に利用されたりしている (凍土分科会, 2014)。凍結前の水分含有量が比較的多い不飽和凍土 (以下湿った凍土とする) では、凍土への浸潤の際に、浸潤面の位置から浸潤水の再凍結により浸潤が停滞する期間、凍土により浸潤が抑制される期間、凍土層があっても未凍土とほぼ同様に浸潤前線が凍土下を進行する期間の 3 つの期間が形成されるが明らかにされている (紀藤, 2011; Watanabe et al, 2013)。また、長田 (2015) は、凍土の透水係数と不凍水量を同時に測定することで、透水係数を不凍水量に基づいて評価した (Watanabe and Osada, 2017)。釘崎 (2016) は凍結・融解にともなう土中水の再分布過程を調べ、凍結層内では液状水が氷に、未凍結層では凍結層へと水が吸引されることで、各深さの水分量が減少すること (Watanabe and Kugisaki, 2017)、また、マクロポアを含む凍土は、含まない凍土に比べて凍結の進行が遅れること (釘崎・渡辺, 2017) を明らかにし、伴 (2017) は、水分保持曲線と不凍水量曲線の関係やヒステリシスの検討を行い、連続的な温度変化をともなう凍結あるいは融解では、相変化が非平衡状態で進行していることを示した。奥田 (2019) は、地表への熱流の伝達の違いが、土中内部の温度・水分分布に長期に渡り影響を及ぼすことを確認した。こうした研究では、カラム実験値と、凍結をともなう土

中の水分・熱移動式を用いてカラム実験を再現する数値解析に基づき現象の理解が進められてきた。数値解析では相平衡を仮定し、一般化クラウジウス・クラペイロンの式（以下 GCCE とする）に基づき凍土の不凍水圧を算出することで、凍土内の物質移動、特に不凍水圧の氷の生成・消失を詳細に再現できる。一方で、寒冷地においては凍結前の水分含有量が比較的少ない凍土（以下乾いた凍土とする）も存在する。鈴木ら（2019）は年降水量が日本で最も少ない地域の 1 つであるオホーツク網走地域において、融雪水の浸透が非凍結期間の多雨時よりも大きなフラックスをもたらすことを示した。He et al. (2015) はカナダのアルバータ州において野外観測を行い、半乾燥寒冷地における冬季土壌の熱状態が、凍結前の積雪の蓄積と土壌が湿り始める時期に支配されることを確認した。また、池田・岩花（2010）は富士山頂の凍土の経年観測を行い、夏の降水の浸潤により凍土が急激に消失することを明らかにした。そして、降雨による季節凍土の融解促進や永久凍土の発達抑制、伝導だけでなく降雨による熱の移流を考慮し凍土の融解過程を評価する必要性を示唆した。しかし、乾いた凍土における室内レベルでの現象解明に向けた詳細な研究は、湿った凍土に対してあまり進められておらず、氷の生成・消失のメカニズムや、その際形成される水分・温度分布の検討が十分に行われていない。その要因の 1 つとして乾いた凍土への浸潤過程は 0°C 以下においても水が凍結せずに流下する非平衡過程であり、相平衡を仮定する GCCE を用いた HYDRUS に代表される既存の水分・熱移動モデルが適用できないことが挙げられる。氷がどのように分布しているのか知ることは、土の浸透能を判断する上でも重要となる。

乾燥した砂質土壌に対し継続的に水分供給が行われると、浸潤前線が不安定化しやすく、フィンガー流などの選択流が生じることがある（Yao and Hendrix, 1996）。しかし、乾いた凍土については Apples et al. (2018) の先駆的な研究例はあるものの、研究例が少なく選択流による水みちの発生要因や発生有無については不明な点が多い。凍土中での浸潤水の凍結・融解への影響を考える上でも、凍土中の水みちの形成メカニズムを明らかにすることは重要である。また、非平衡過程での浸潤現象は土だけに留まらず、雪などの多孔質体においても起きる。Yamaguchi et al. (2012) は、土の水理学的特性の 1 つである水分保持曲線を用いて積雪中を通過する水の動きを再現出来る可能性を示唆した。そして、Wever et al. (2014) は Yamaguchi et al. (2012) が求めた水分特性曲線と不飽和透水係数関数を用いて水分移動式（リチャーズ式）を解くことで、積雪中の水分移動の計算を行った。土の含水状態に高低があるように、雪においても乾湿が存在する。乾雪中の水分移動では、水みちが発生することが確認されている（Katsushima et al, 2013）。そこで積雪中の水分移動の計算においても、水みちを考慮した 3 次元モデルの開発が進められている（Hirashima et al, 2017）。したがって、乾いた凍土への浸透における水みちの発生について整理を進めることは、土中での物質移動の解明だけでなく、乾雪での現象解明にも寄与すると考えられる。

そこで本研究では、室内カラム浸潤実験を行い、浸潤水の凍結・融解にともない水分・熱が相互に影響し合い土中に形成される水分・温度分布を明らかにすることを目的とした。また、浸潤前線先端部において氷が一定割合生成されると仮定し、凍土中の浸潤を再現できる

数値モデルを構築しカラム実験を再現することで，土中で生じる氷量分布の推定および乾いた凍土中で生じる水みちなどを含めた浸潤水の凍結・融解メカニズムの検討を目的とした．

## 第2章 理論

### 2-1 凍結を考慮した不飽和土の水分・熱移動モデル

非等温下の水蒸気を含む不飽和土中の水分移動は、Philip and de Vries (1957) に基づいて次式で表される (坂井・取出, 2006)。

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

ここで、 $\theta_l$ と $\theta_a$ は液状水と水蒸気の体積率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $\rho_l$ と $\rho_a$ は液状水と水蒸気の密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $h$ は圧力水頭 (m)、 $T$ は温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )、 $t$ は時間 (s)、 $z$ は位置 (m) 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と水蒸気移動における透水係数である。ここで、土中での水分移動には、同時に熱の移動を考える場合がほとんどである。

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

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 ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ )、 $\lambda$ は土の熱伝導率 ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )、 $L_f$ は水の凍結潜熱 ( $334000 \text{ J kg}^{-1}$ )、 $L_s$ は水の蒸発潜熱 ( $2.501 \times 10^6 - 2369.2 T \text{ J kg}^{-1}$ ) である。

一方、凍結をともなう水分・熱移動式は、式 (2-1) に水量の時間変化、式 (2-2) に固液相変化による潜熱項を加える必要がある。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial (\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{lh} \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2-3)$$

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_s \frac{\partial (\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_l \frac{\partial q_l T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_v q_v}{\partial z} \quad (2-4)$$

$\theta_i$ は含氷率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $\rho_i$ は氷の密度 ( $920 \text{ kg m}^{-3}$ )、 $L_f$ は水の凍結潜熱 ( $334000 \text{ J kg}^{-1}$ )、 $q_l$ は水分フラックス、 $q_v$ は水蒸気フラックス ( $\text{cm h}^{-1}$ ) である。

## 2-2 凍土中の水の相変化

水と氷の共存する系では、相平衡の状態方程式である一般化クラウジウス-クラペイロン式 (Generalized form of Clausius-Clapeyron Equation : GCCE) が成立する. (Harlan, 1973)

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

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 ( $\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ) である. 不飽和土中では通常凍上圧は0と見なすことが出来るので, 式(2-5)は(2-6)のように変形できる.

$$v_1 \frac{dP_1}{dT} = \frac{L_f}{T} \quad (2-6)$$

いま, 凍土中の不凍水についても GCCE が成り立つとすると, 不凍水の圧力は $P = \rho_1 gh$ の形で表されると, 2-6 式よりある温度 $T$ における土中水圧 $h$ は,

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \frac{T_m - T}{T_m} \quad (2-7)$$

ここで,  $g$ は重力加速度 ( $9.81 \text{ m s}^{-2}$ ),  $T_m$ はバルクの水の融点 ( $273.15 \text{ K}$ ), である.

### 2-3 不凍水量と不凍水量曲線

常温における水分保持特性が、飽和土における凍結過程の不凍水と圧力の関係と等しいと仮定し、気液界面の圧力差  $P_{al}$  と氷・水界面の圧力差  $P_{il}$  が等しいとみなすと、2-7式 ( $h-T$ ) と水分特性曲線 ( $\theta-h$ ) から不凍水曲線 ( $\theta-T$ ) が導かれる。下記に鳥取砂丘砂の未凍土の水分特性曲線から導いた不凍水量曲線を示す。平衡過程ではこの不凍水量曲線を用いると、ある温度における不凍水量と氷量を求めることが出来る。しかし、非平衡過程では土中の液状水量が不凍水量曲線に従わず、 $0^{\circ}\text{C}$ 以下の領域でも液状水として存在出来るため、平衡過程の場合に比べて液状水量は多くなる。本研究では、実験の解析に不凍水量曲線を用いることは出来ない。

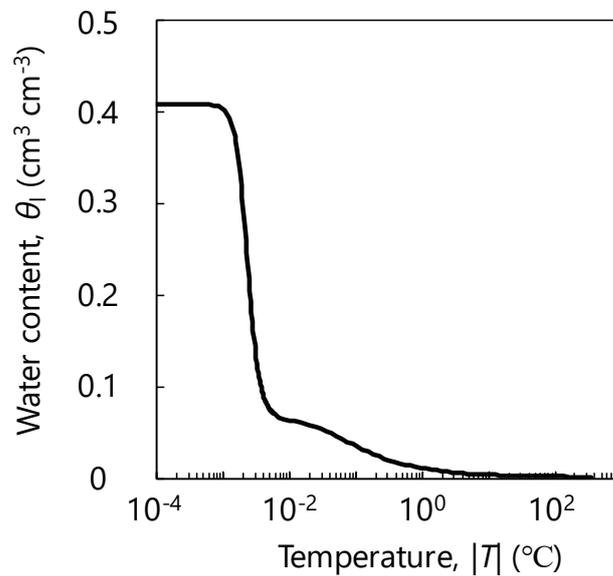


図 2-1 不凍水量曲線

## 2-4 凍土中の水の浸潤を再現できる水分・熱移動モデル

平衡過程においては、GCCEの適用により、0°C以下の領域で不凍水量が決まるため、土中に存在する氷量の推定が可能であり、第2章で示した水分・熱移動モデル式(2-3, 4)と連立することで凍結をともなう土中の水分・熱移動を再現できる。しかしながら、浸潤現象などの非平衡過程においては、GCCEの適用が出来ないため、平衡過程で行なわれてきた方法で凍結をともなう土中の水分・熱移動を再現することが出来ない。平衡過程では0°C以下の領域において存在する液状水は、不凍水を除いてすべて凍結するが、非平衡過程では、0°C以下の領域においても液状水は凍結せずに存在する。したがって、負温の場合、含水率は全水量と凍結割合の積、正温の場合、前時間までに形成された氷量と融解割合の積と定めた。2-1.凍結を考慮した不飽和土の水分・熱移動モデル式(2-3, 4)に対して、水分移動モデルは下記の式(2-8,9)を、熱移動モデルは式(2-10)を使用し、両者を連立することで式(2-10)から温度の推定を行い、非平衡な氷の成長を考慮した土中の水分・熱移動の再現を試みた。水分移動モデルについて矩形浸潤を仮定しているが、今回の実験結果から浸潤前線通過後の含水率が概ね一定とみなせたためである。

$$q = \Delta\theta \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (\Delta\theta = \theta_{total} - \theta_{initial}) \quad (2-8)$$

$$J_w = \frac{q}{\Delta\theta} \quad (2-9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{C_{Ti}^j (T_i^{j+1} - T_i^j)}{\Delta t} - L_f \rho_i \frac{(\theta_i)^{j+1} - (\theta_i)^j}{\Delta t} \\ &= \frac{-\left(\lambda_{i-\frac{1}{2}}^j \frac{\bar{T}_i - \bar{T}_{i-1}}{z_i - z_{i-1}}\right) - \left(-\lambda_{i+\frac{1}{2}}^j \frac{\bar{T}_{i+1} - \bar{T}_i}{z_{i+1} - z_i}\right)}{\frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{2}} \\ &= \frac{C_l \left\{ q_{l_{i-1/2}} \left( \frac{\bar{T}_i - \bar{T}_{i-1}}{z_i - z_{i-1}} \right) + q_{l_{i+1/2}} \left( \frac{\bar{T}_{i+1} - \bar{T}_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \right\}}{2} \end{aligned} \quad (2-10)$$

$$T < 0: (\theta_i)^j = f \times \theta_{total} \quad (2-11)$$

$$T > 0: (\theta_i)^{j+1} = m \times (\theta_i)^j \quad (2-12)$$

ここで,  $q$ は給水速度 ( $\text{m s}^{-1}$ )  $\theta_{total}$ は全水量 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\theta_{initial}$ は初期含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )  $z$ は深さ ( $\text{m}$ ),  $t$ は時間 ( $\text{s}$ ),  $J_w$ は水分フラックス ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\lambda$ は土の熱伝導率 ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $T$ は温度 ( $\text{K}$ ) を表す.  $f, m$  は凍結・融解割合を表すパラメータ (%) を表す.

## 第3章 試料と方法

### 3-1 試料

試料には鳥取砂丘砂を使用した。鳥取砂丘砂は水洗後炉乾燥した。

#### 3-1-1 水理学的特性

図 3-1 に水分特性曲線を示す。プロットは吸引法、加圧板法、水ポテンシャル測定装置 (WP4, METER Group, Inc.) による実測値である。この実測値を元に Durner モデル (Durner, 1994) (式 3-1) を用いてフィッティングを行った。

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

ここで、 $S_e$  は有効飽和度、 $\theta_r$  は残留体積含水率 ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )、 $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )、 $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ )、 $n$  (-)、 $m$  ( $=1 - 1/n$ ) は水分移動特性の形状を与えるパラメータ、 $w$  ( $w_1 + w_2 = 1$ ) は重みづけ係数である。パラメータ値を表 2-1 に示す。

表 3-1 鳥取砂丘砂のパラメータ値

$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$n_1$	$n_2$	$w_2$
0.0016	0.408	0.0371	0.0022	5.16	1.57	0.158

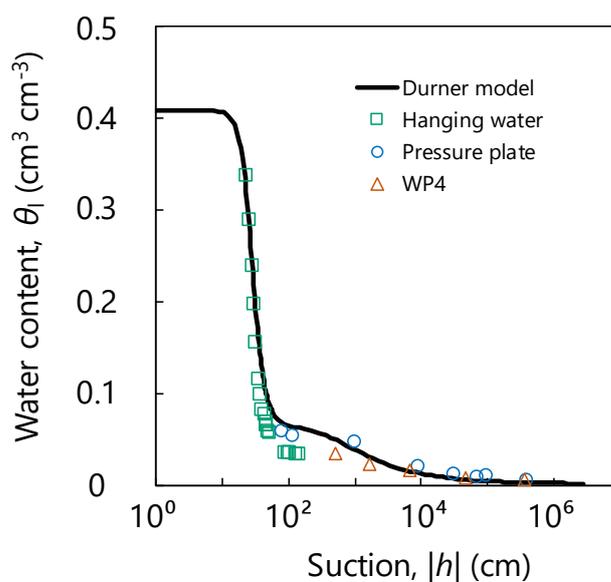


図 3-1 鳥取砂丘砂の水分特性曲線

### 3-1-2 熱的性質

Hansson ら (2004) は Campbell(1985)の熱伝導モデル式 3-2 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.

$$\lambda(\theta_l) = C_1 + C_2\theta_l - (C_1 - C_4)\exp[-(C_3\theta_l)^{C_5}] \quad (3-2)$$

$$\lambda(\theta_l) = C_1 + C_2(\theta_l + F\theta_i) - (C_1 - C_4)\exp[-(C_3\theta_l)^{C_5}] \quad (3-3)$$

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 3-2 に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, METER Group, Inc.) 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 3-2 を用いてフィッティングを行った. 体積熱容量は下記に示す式 3-4 を用いて計算を行った. 用いたパラメータ値を表 3-2 に示す. また,  $F_1$  と  $F_2$  は渡辺ら (2010) によって推定された値を参考にした.

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.

$$C_p = \theta_n C_n + \theta_o C_o + \theta_{air} C_{air} + \theta_l C_l + \theta_i C_i \quad (3-4)$$

$C_n, C_o, C_{air}, C_l, C_i$  はそれぞれ土の固相, 有機物, 空気, 液状水, 氷の熱容量 ( $J K^{-1} m^{-3}$ ),  $\theta_n, \theta_o$  はそれぞれ固相率, 体積有機物率 ( $cm^3 cm^{-3}$ ) である. ここで,  $C_n = 1.92 \times 10^6 J K^{-1} m^{-3}$ ,  $C_o = 2.51 \times 10^6 J K^{-1} m^{-3}$ ,  $C_{air} = 1250 J K^{-1} m^{-3}$ ,  $C_l = 4.18 \times 10^6 J K^{-1} m^{-3}$ ,  $C_i = 1.953 \times 10^6 J K^{-1} m^{-3}$  である.

表 3-2 鳥取砂丘砂のパラメータ値

$C_1$	$C_2$	$C_3$	$C_4$	$C_5$	$F_1$	$F_2$
0.71	1.66	28.03	0.28	4	7.0	1.06

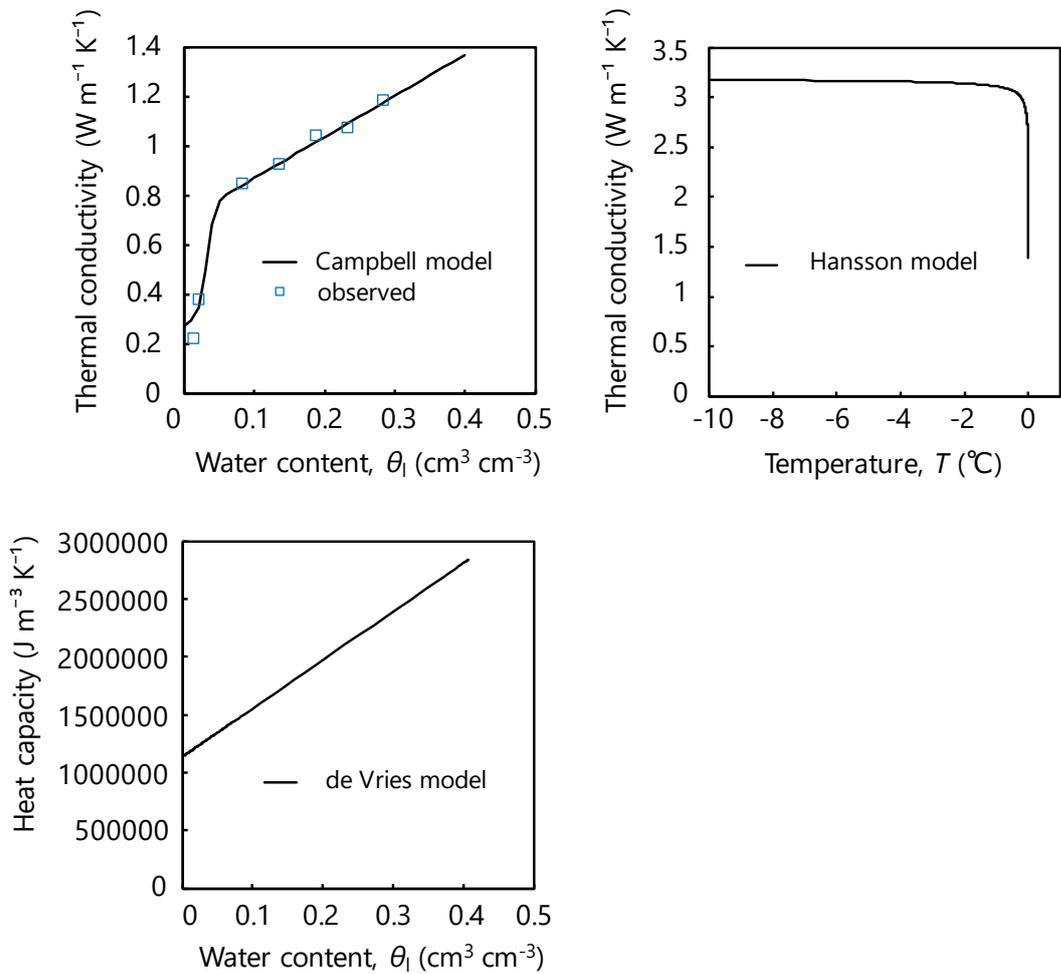


図 3-2 鳥取砂丘砂の熱伝導率の含水率依存性（上段左），温度依存性（上段右），熱容量の含水率依存性（下段）．実線がモデル，プロットが測定値を示す．

## 3-2 方法

### 3-2-1 機器と検量

#### 熱電対

温度の測定には、銅-コンスタンタンの熱電対（線径 0.2 mm）を用いた。実験の都合上、毎回の実験で熱電対をデータロガー（CR1000, Campbell Sci）および熱電対用マルチプレクサ（AM25T, Campbell Sci）から取り外す作業を行った。したがって、熱電対で測定した出力値を真値とした。また、熱電対の故障を確認した場合のみ新品に取替えた。

#### 土壌水分センサ

水分量の測定には土壌水分センサ（EC-5, METER Group, Inc.）を用いた。EC-5 は、静電容量法で求めた各センサの土壌の比誘電率 $\epsilon$ に対応する出力値に対して、Decagon 式により体積含水率を算出している。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、Decagon 式により測定した体積含水率と炉乾法により測定した体積含水率は一致しなかった。そこで本研究では、カラム実験とは別にあらかじめ水分調整した砂において、炉乾法により求めた含水率と測定した出力値から鳥取砂丘砂（式 3-5）の検量線を未凍土においてそれぞれの EC-5 に対して作成し（表 3-3）、その検量線を凍土においても使用した。また、実験開始前の出力値が各実験で一定値とならなかったため、実験開始前に示した出力値（各実験にて異なる）を初期含水率（ $\theta_{ini} \cong 0.0053$ ）に対する出力値であるとし、実験毎に検量線の作成を行った（図 3-3）。

$$\theta_1 = A \times V^3 + B \times V^2 + C \times V + D \quad (3-5)$$

(A, B, C, D はそれぞれの EC-5 における係数,  $V$  は電圧 (mV))

表 3-3 検量線の種類

No.	A	B	C	D
EC-5,1	$-2 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-4}$	$7.6 \times 10^{-3}$	$-7.3 \times 10^{-3}$
EC-5,2	$-6 \times 10^{-6}$	$-4 \times 10^{-4}$	$4.8 \times 10^{-3}$	$-1.8 \times 10^{-3}$
EC-5,3	$4 \times 10^{-6}$	$-1 \times 10^{-4}$	$1.13 \times 10^{-2}$	$-7.3 \times 10^{-3}$
EC-5,4	$-3 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-4}$	$7.2 \times 10^{-3}$	$-2.1 \times 10^{-3}$
EC-5,5	$3 \times 10^{-8}$	$2 \times 10^{-4}$	$5.4 \times 10^{-3}$	$-3.6 \times 10^{-3}$
EC-5,6	$-8 \times 10^{-7}$	$2 \times 10^{-4}$	$6.6 \times 10^{-3}$	$1.2 \times 10^{-3}$
EC-5,7	$-1 \times 10^{-6}$	$2 \times 10^{-4}$	$5.8 \times 10^{-3}$	$7.7 \times 10^{-3}$
EC-5,8	$-1 \times 10^{-6}$	$2 \times 10^{-4}$	$6 \times 10^{-3}$	$6.1 \times 10^{-3}$
EC-5,9	$-2 \times 10^{-6}$	$2 \times 10^{-4}$	$5.1 \times 10^{-3}$	$1.31 \times 10^{-2}$
EC-5,10	$-7 \times 10^{-7}$	$2 \times 10^{-4}$	$6.7 \times 10^{-3}$	$-2 \times 10^{-4}$

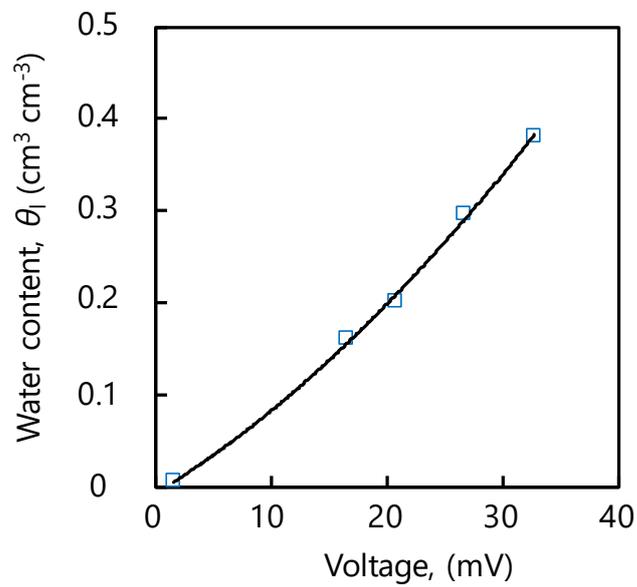


図 3-3 EC-5,1 の出力値と体積含水率の関係 (一例).  
 実線が求めた検量線, プロットが測定値を示す.

## 3-2-2 装置と方法

### 3-2-2-1 実験方法

内径 7.8 cm, 高さ 5 cm のアクリルカラムを 6 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 3-4). カラムの装脱着を容易に行えるよう, 冷却装置に接続するカラムの内面, および冷却装置のカラム接地面には, グリスを塗った. 上部と下部にはホースを通して恒温水槽で冷却した不凍液を循環させることで温度制御を行った. 冷却装置にはあらかじめホースを装着しておくことで, 毎実験にかかる時間の短縮を行える. この際, 給液口とホースに隙間が出来ないように針金を使用して厳重に密閉した. また, 本実験は, 上下端を同じ温度で冷却するので, 恒温水槽から出てくる不凍液を二股にする器具を用いて分岐させた. ホースと二股器具に隙間が出来ないように密閉を行い, 不凍液を循環させても液漏れがないかの確認を行い, 次の作業を行うようにした. また, 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 26 点, EC-5 を土中に 2.5 cm 間隔で 10 点設置した. 熱電対および EC-5 はカラム中心に位置するように配置した. 試料の初期含水率には炉乾後の砂を用いた. 試料を曲げたスプーンを用いて一定の乾燥密度 (表 3-4) でカラム内に充填した. 土の充填作業は 20~25°C の実験室で行った. ゴムシートとグラスウール, スタイロフォームをカラムに巻きつけ断熱を行った (図 3-5, 6). ゴムシートを実験装置に巻き付ける際には, 熱電対や EC-5 の配線が捻じれたりしないよう配慮し, ゴムシートの外側から針金を巻き付けることで, 出来るだけ密着させた. その後, ゴムシートを巻き付けた実験装置にグラスウールを隙間なく巻き付けた. スタイロフォームはドーナツ型にくり抜いたものを用意し, グラスウールの巻き付けを緩めないように実験装置上端から装着した. その後, 実験装置を恒温室に移動させ, スタイロフォームの周りに再度グラスウールを巻き付けた. 2°C の恒温室にて上部, 下部の温度制御装置の設定温度  $T_{top}$ ,  $T_{bottom}$  を -10°C に設定し 24h 冷却後, 上部, 下部の設定温度を -5°C に設定し 30 分間冷却して試料に初期温度分布を与えた (図 3-7). 図 3-9 に温度切り替え前後 (-10°C から -5°C) の温度推移を示す. -1h では, 上下端から 15 cm 深に向けて温度が上昇する形をとったが, 0h では, 上下端の温度が約 -5°C になった. 初期温度分布の再現性に関して図 3-9 に示す. 第 4 章で示す結果の内 7 つの初期温度分布が示されている. Ex.7 において温度が少し高めではあるものの, 概ね初期温度分布は一致した. 初期温度分布を与えた後, 上端の温度制御装置を出来るだけ素早く取り外し大気に開放, 上端に降水装置を用いて 1°C の水を給水速度  $q$  で与えた (図 3-10). 降水装置は等速円運動を行う仕組みとなっており, 滴下が試料表面で偏ることのないように円運動の速度は調整した. 実験は 2°C の恒温室で行った. 実験中は温度と液状水量を 10 秒間隔でモニターした. 実験終了後, 試料を 2.5 cm ごとに解体し, その際水みちの確認を行った. そして, 2.5 cm 毎に炉乾法によって全水量を求めた (図 3-8). また, 試料を変え, 雪を模したフレークアイスでも行った (表 3-

5). 試料の初期含水率, 乾燥密度については把握することが出来なかったため, ?として表3-5には記載し, その結果に関しては付録で触れたいと思う.

表 3-4 実験条件 (鳥取砂丘砂)

No.	$\theta_{\text{init}}$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0 ~ 24 / ~ 24.5 / 24.5 ~ $T_{\text{top}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\rho_b$ ( $\text{g cm}^{-3}$ )	給水速度 $q$ ( $\text{cm h}^{-1}$ )
Pre.1	0.01	-3/-3/-3	1.55	0
Pre.2	0.01	-10/-2/-2	1.50	0
Ex.1	0.01	-10/-5/-	1.57	0
Ex.2	0.01	-10/-5/-	1.57	1.08
Ex.3	0.01	-10/-5/-	1.57	0.84
Ex.4	0.01	-10/-5/-	1.57	0.71
Ex.5	0.01	-10/-5/-	1.57	0.59
Ex.6	0.01	-10/-5/-	1.57	1.08 (30 分毎 6 分間)
Ex.7	0.01	-10/-5/-	1.57	1.08 (30 分毎 12 分間)
Ex.8	0.01	-10/-5/-	1.57	1.08 (30 分毎 18 分間)

表 3-5 実験条件 (雪)

No.	$\theta_{\text{init}}$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0 ~ 24 / ~ 24.5 / 24.5 ~ $T_{\text{top}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\rho_b$ ( $\text{g cm}^{-3}$ )	給水速度 $q$ ( $\text{cm h}^{-1}$ )
Add.1	?	-/-	?	1.08 (0 ~ 2.77) 0.11 (2.77 ~ 4)

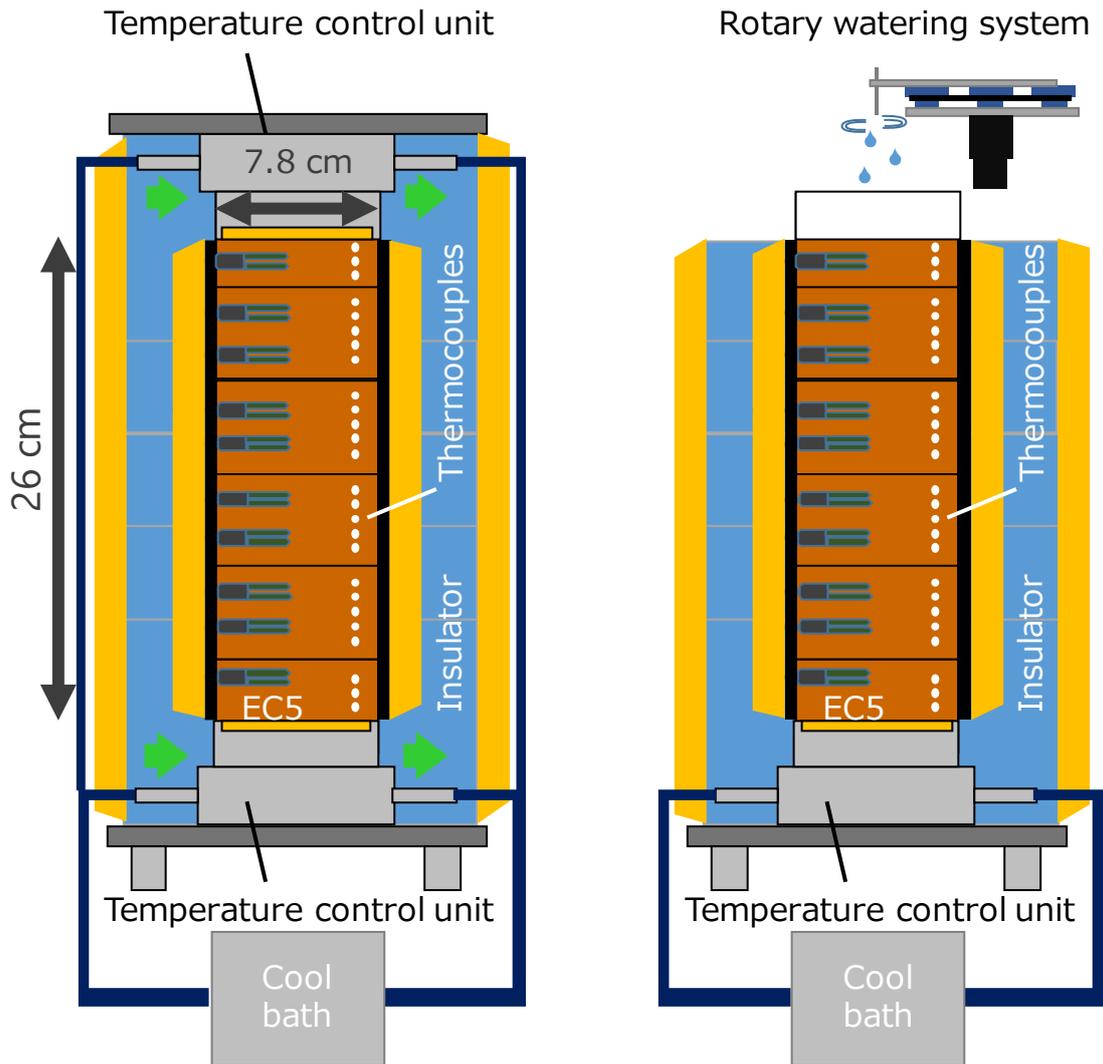


図 3-4 実験装置 (左：給水前，右：給水中)

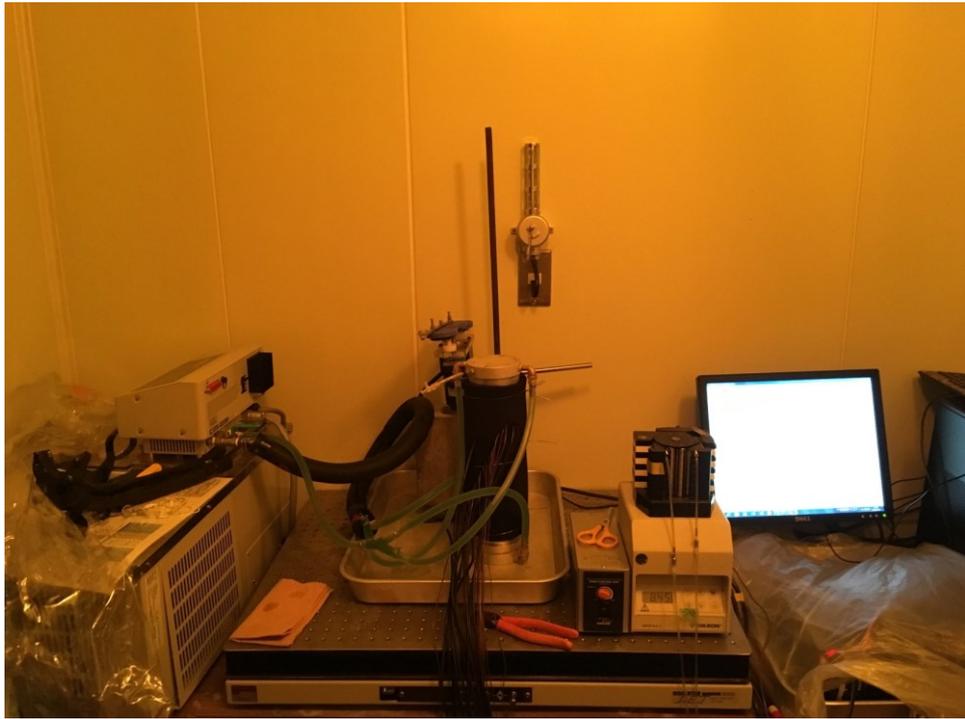


図 3-5 ゴムシートで断熱した実験装置

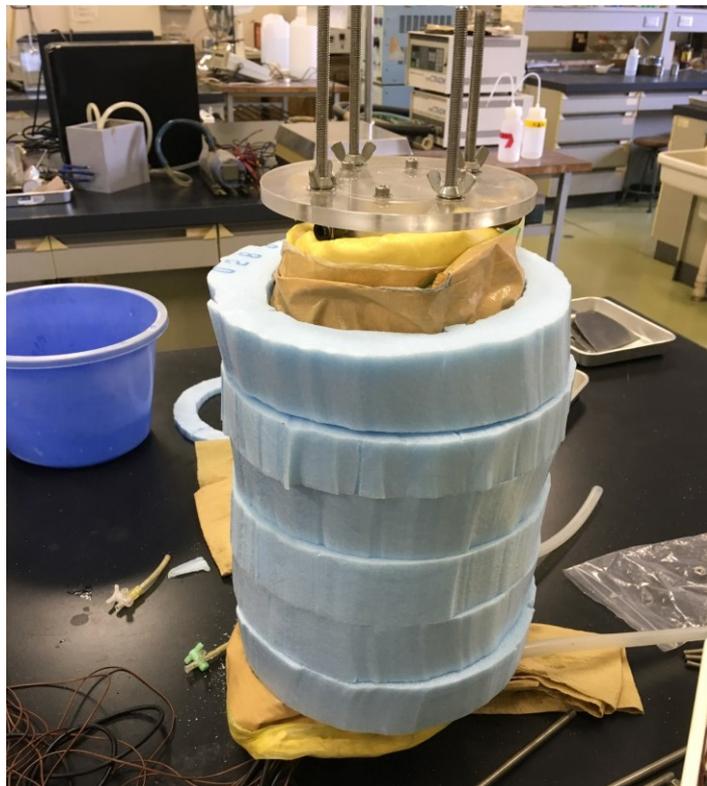


図 3-6 ゴムシートの上からグラスウール，スタイロフォームで断熱した実験装置

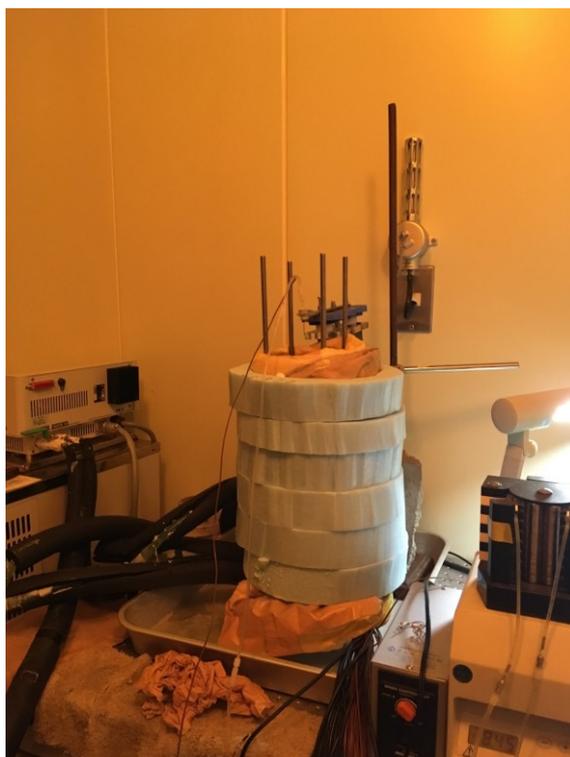


図 3-7 冷却中の実験装置



図 3-8 解体時の様子

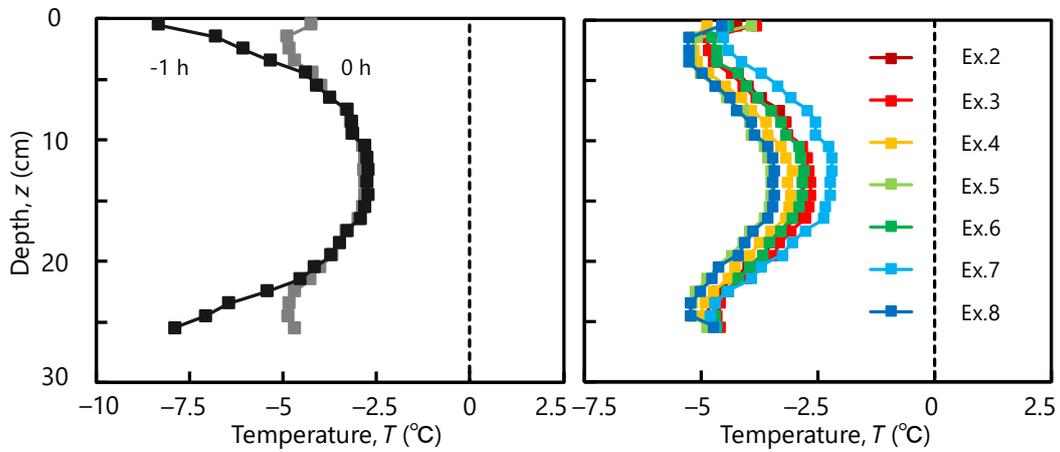


図 3-9 左図：初期温度分布の推移，右図：初期温度分布の再現性

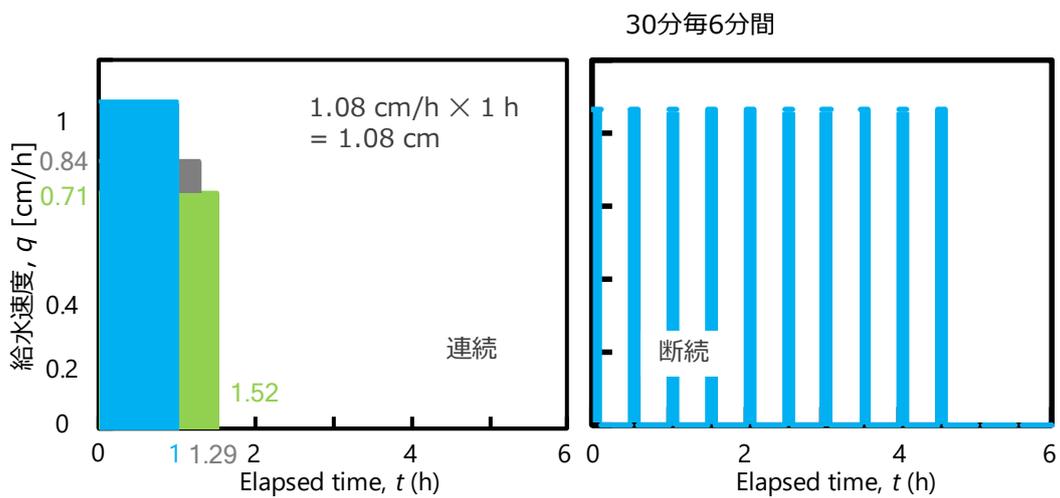


図 3-10 給水速度の与え方  
(等量の給水を行った際の給水速度  $q$  と経過時間  $t$  の関係)

### 3-2-2-2 冷却方法による違い

図 3-11 に恒温庫内で行った実験と上下端に温度制御装置を設置し低温室で冷却を行った実験による初期温度分布ならびに給水中の分布を示す。等量の給水を行った場合の分布を示しているため、分布の時間は異なる。また、分布中に示す 0 h は給水開始時間を示しており、この後出てくるすべての分布について同様である。

Pre.1 では、試料を入れたカラムを恒温庫内に静置し、恒温庫内の温度を $-3^{\circ}\text{C}$ で設定し、試料に初期温度を与えた。また、実験中（給水中）も庫内温度を $-3^{\circ}\text{C}$ で維持し続けた。恒温庫での実験（上段）は、初期温度分布に $-1.9^{\circ}\text{C}\sim-4.5^{\circ}\text{C}$ の温度勾配が出来た。これは、恒温庫内で空気が循環しているものの、庫内で生じる温度勾配が影響したと考えられる。また、恒温庫内での別実験で形成される初期温度分布は、毎実験が図 3-9 で示した温度勾配を形成するわけではなかった。給水を開始すると（0.49 h）、浸潤の進行にともない温度も上昇した。この時、浸潤前線より上方の温度は正温に向けて上昇したが、浸潤前線より下方では、初期温度分布から変化しなかった。給水が続いても（0.98 h）、温度分布の特徴に変化は見られなかった。一方で、カラム上下端に温度制御装置を取り付け低温室で実験を行った Ex.2 では、冷却開始から 24 h は装置の温度を $-10^{\circ}\text{C}$ に設定し、その後 0.5 h 装置の温度を $-5^{\circ}\text{C}$ に設定することで初期温度分布を与えた。なお給水中は、装置の温度設定を行わず冷却を行わなかった。上端および下端から中心位置（約 13 cm 深）に向けて温度が上昇する温度勾配を持つ初期温度分布が出来た。給水を開始すると（0.60 h）、浸潤の進行にともない温度が上昇した。この時、カラム上端からだけでなく、カラム下端からも温度の上昇が見られた。10.5~16.5 cm 深の温度は、概ね初期温度を維持した。給水が続いても、温度分布の特徴に変化は見られなかった。10.5~16.5 cm 深の温度が、初期温度から約  $0.25^{\circ}\text{C}$  上昇した。

恒温庫内での実験結果から、恒温庫内での冷却では、毎実験で同じ初期温度分布を形成するのが難しいこと、また、試料が恒温庫内の影響を受けすぎることがわかった。したがって、上下端に温度制御装置を設置したカラムで実験を行うことで、毎実験で同じ初期温度分布を形成出来る可能性があることが示唆された。また、試料が恒温庫内の影響を受けすぎないようにするために、断熱の必要性も確認できた。

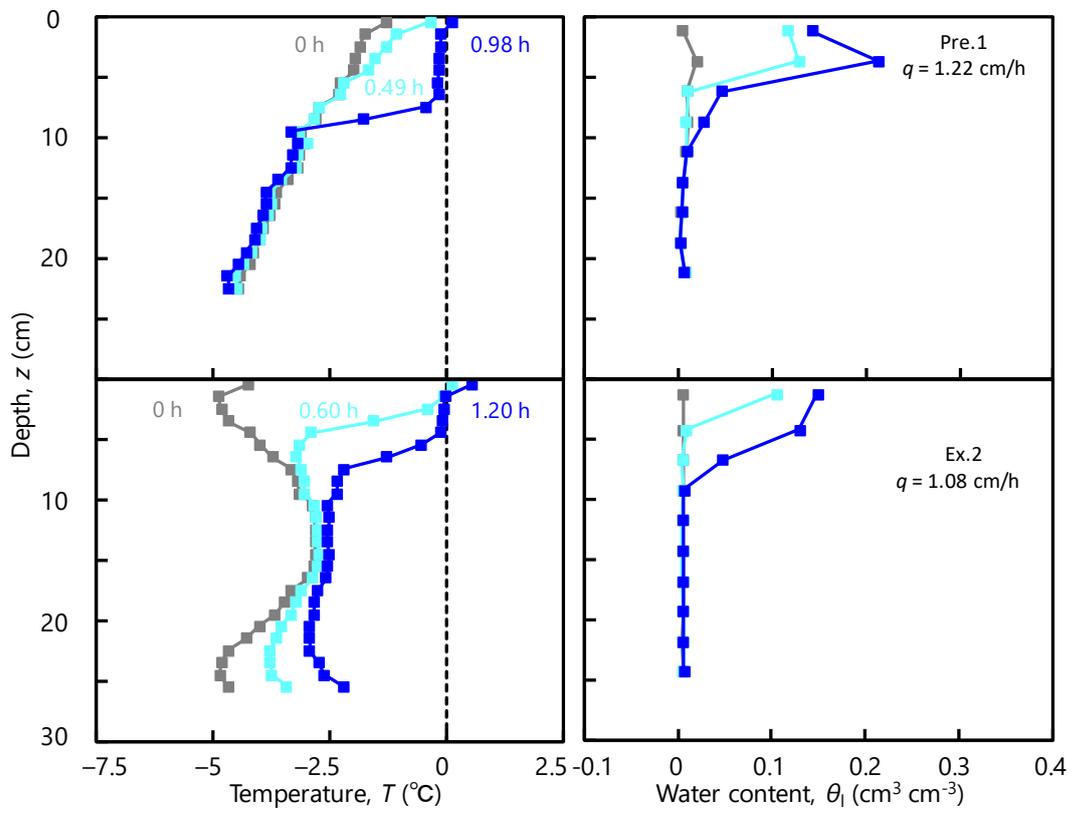


図 3-11 恒温庫での実験（上段），低温室での実験（下段）

### 3-2-2-2 断熱方法による違い

図 3-12 に断熱方法を変えた（上段：ゴムシート + グラスウール，下段：上段 + スタイロフォーム）際の分布の違いを示す．上段条件は，初期温度分布を与えるために，上下端から $-10^{\circ}\text{C}$ で約 24 h 冷却，その後上下端の温度を $-2^{\circ}\text{C}$ に変え冷却継続．下段条件は，初期温度を与えるために上下端から $-10^{\circ}\text{C}$ で約 24 h 冷却後 0.5 h  $-5^{\circ}\text{C}$ で冷却，その後温度制御装置での冷却を停止，上端は大気に開放した．

Pre.2 では，初期温度は 3.5 cm 深の温度が $-3.96^{\circ}\text{C}$ ，22.5 cm 深の温度が $-6.80^{\circ}\text{C}$ の中心位置（10.5 ~ 15.5 cm 深）に向けて温度が上昇する分布となった．中心位置では，温度一定領域が形成されており，約 $-1.97^{\circ}\text{C}$ だった．時間の経過にともない（2 h）上下端温度は $-2^{\circ}\text{C}$ に近き，中心位置の温度は約 $-0.89^{\circ}\text{C}$ になった．さらに時間が経過すると（4 h），中心位置の温度は約 $-0.15^{\circ}\text{C}$ になった．一方 Ex.1 では，初期温度は 0.5 cm 深の温度が $-4.76^{\circ}\text{C}$ ，25.5 cm 深の温度が $-4.95^{\circ}\text{C}$ の，Pre.2 同様に中心位置（10.5 ~ 14.5 cm 深）に向けて温度が上昇する分布となった．中心位置では，約 $-2.89^{\circ}\text{C}$ と Pre.2 よりも温度が約  $0.9^{\circ}\text{C}$ 低くなった．時間の経過にともない（2 h）上下端温度が上昇し，0.5 cm 深は  $0.02^{\circ}\text{C}$ ，25.5 cm 深が $-1.51^{\circ}\text{C}$ ，中心位置の温度が $-2.30^{\circ}\text{C}$ と，2 h の時も Pre.2 よりも温度が約  $1.4^{\circ}\text{C}$ 低くなった．さらに時間が経過すると（4 h），中心位置の温度は約 $-1.20^{\circ}\text{C}$ と，Pre.2 よりも温度が約  $1.0^{\circ}\text{C}$ 低かった．

断熱方法を変化させた際の分布の違いから，スタイロフォームがある場合では，ない場合に比べて約  $1^{\circ}\text{C}$ 温度が低くなることがわかった．また，スタイロフォームがない場合の実験では，初期温度分布を与えた後も上下端から $-2^{\circ}\text{C}$ で冷却を継続していたことから，スタイロフォームによる断熱の効果が約  $1^{\circ}\text{C}$ よりも大きいと考えられ，この実験系では大きな効果を発揮しているといえる．

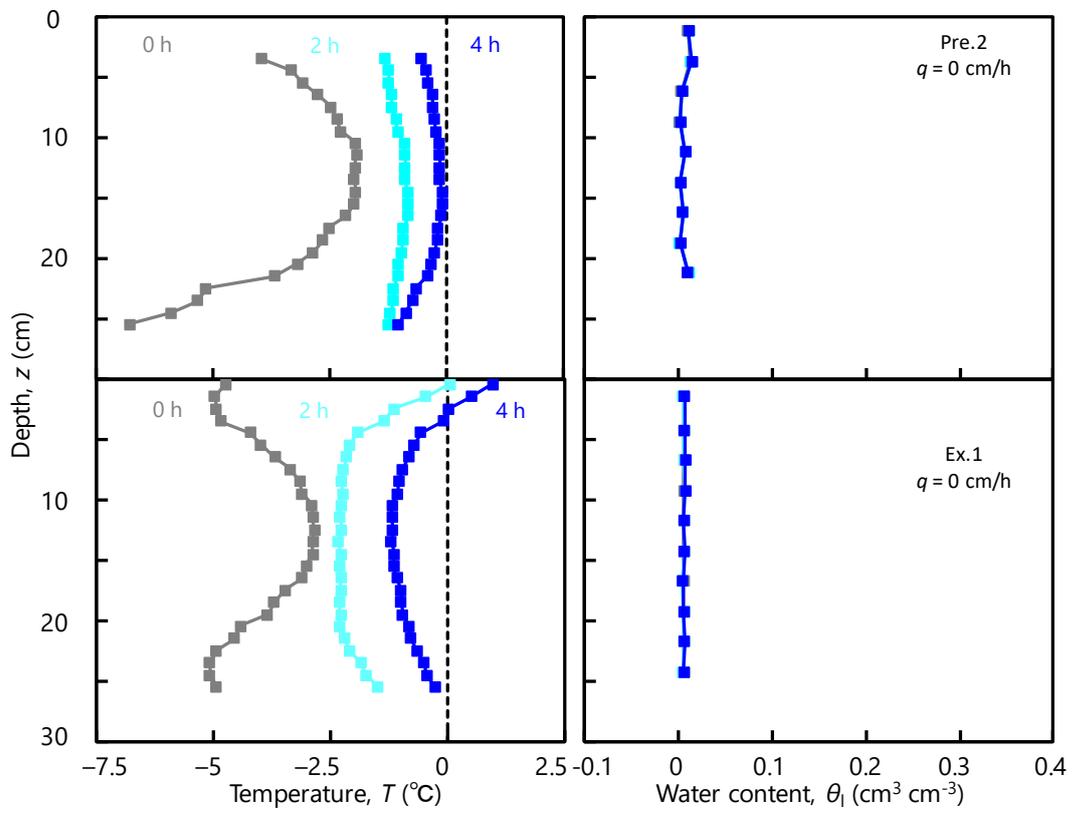


図 3-12 断熱の違い（スタイロフォームの有無）による分布変化（上段：有，下段：無）

## 第4章 凍土カラムへの浸潤実験

実験は、高さ 26 cm の鉛直アクリルカラムで行ったが、26 cm に対しては、下端からの熱による試料の融解の影響を考慮しないために、15 cm までの結果を比較検討する。

### 4-1 浸潤前線の経時変化

図 4-1 に土中（未凍土，凍土）を進行する浸潤前線の経時変化を示す。図中各プロットは、各深さに挿入した EC5 土壌水分センサが反応し、含水率の上昇が見られた時間を、浸潤前線の到達深さおよび時間とした。

浸潤前線は時間の経過にしたがい下方へ進行した。同じ給水速度 ( $q = 1.08 \text{ cm/h}$ ) の時、未凍土と凍土の浸潤前線の進行速度に違いは見られなかった。湿った凍土には基本的に水が浸潤しないが、乾いた凍土には未凍土同様に水が浸潤することを意味する。また、給水速度が遅くなると、浸潤前線の進行速度も遅くなった。水みちが形成されたと考えられる  $q = 0.59 \text{ cm/h}$  では、上記の傾向が見られなかったが、水みちが形成されたことによる浸潤前線への影響は見られなかった。

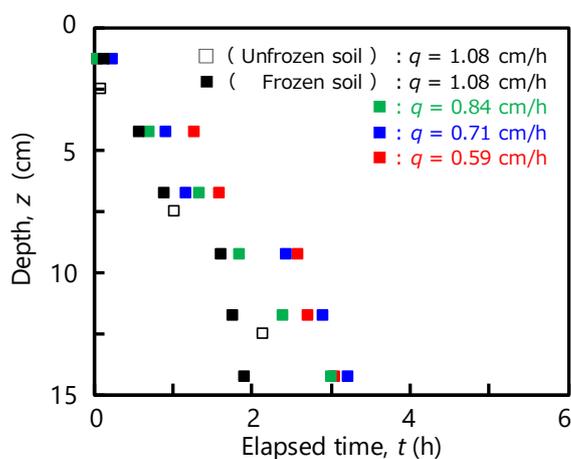


図 4-1 浸潤前線の経時変化

## 4-2 非給水時の凍土の温度変化

### 温度・液状水量の経時変化

Ex.1 における温度  $T$ ・液状水量  $\theta_l$  の経時変化を図 4-2 に示す。地温は 3 cm, 2 cm 間隔で 1.5 cm ~ 14.5 cm 深の 6 点を示した。液状水量は 3 cm ならびに 2.5 cm 間隔で 1.25 cm ~ 14.25 cm 深の 6 点を示した。

コラム上部の冷却装置を取り外すと、コラム上層から地温が上昇した。1.5 cm 深の地温は 2.9 h 経過後に 0°C を上回り、6 h で 0.88°C になった。4.5 cm ~ 14.5 cm 深では 0°C に向かって徐々に地温が上昇し、6 h で 4.5, 6.5, 9.5, 11.5, 14.5 cm 深の温度は、0.23, 0.06, -0.14, -0.26, -0.26°C になった。給水を行っていないため 1.5 cm ~ 14.5 cm 深の液状水量は  $0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  で変化しなかった。

### 温度・液状水量分布

Ex.1 における 0, 0.6, 1.2 h の温度・液状水量の分布図を図 4-3 に示す。図中に併記した時間が経過時間の横軸に対応する。温度分布図中の灰色の灰色の縦向き破線は 0°C を示す。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、実際はこの限りではないことに注意が必要である。

温度分布について、上端の温度制御装置を外すと、表層から徐々に地温が上昇した。実験開始から 0.6 h 後には地表面に近い 0.5 cm 深が最も高く -1.7°C になった。0.5 cm 深から 2.5 cm 深までの温度が直線的に減少し、2.5 cm 深から 4.5 cm 深までの温度も上昇がみられた。初期温度分布よりも 0.4°C 温度が高くなっているのは、側面からの熱の流入によるものだと考えられる。1.2 h 後も同様に、0.5 cm 深から 4.5 cm 深までの温度が直線的に減少した。4.5 cm 深から 7.5 cm 深までの温度も上昇がみられた。これは、上方からの熱伝導による上昇だと考えられる。7.5 cm 深から 14.5 cm 深までの温度は -2.8°C で一定となった。0 h, 1.5 h, 3 h の液状水量については、給水を行っていないため  $\theta_l = \theta_{ini} = 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  でおおよそ一定だった。

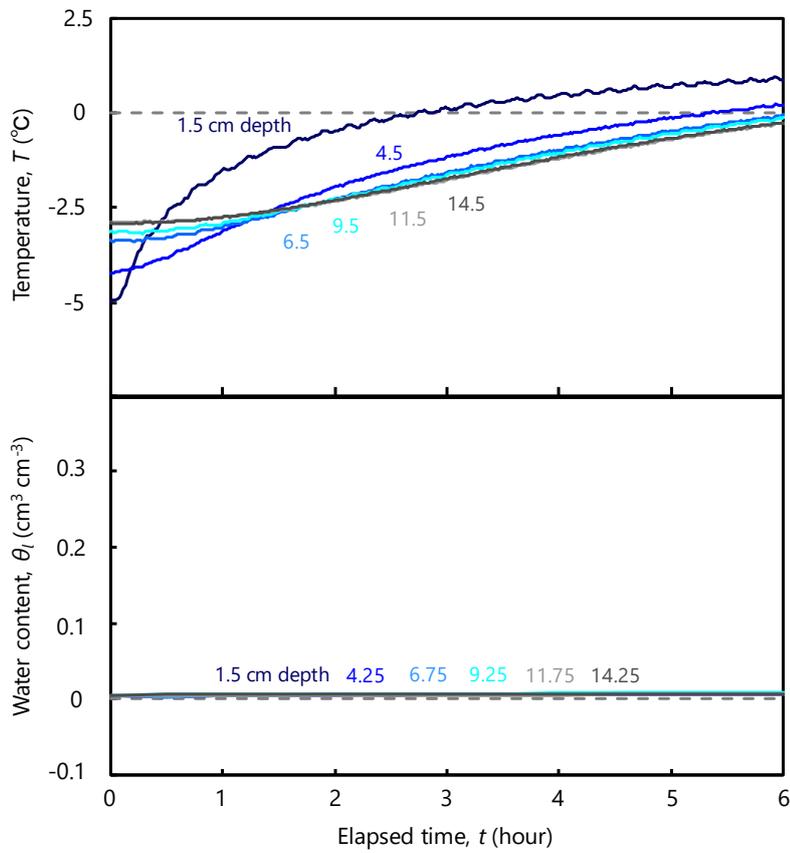


図 4-2 温度・液状水量の時間変化

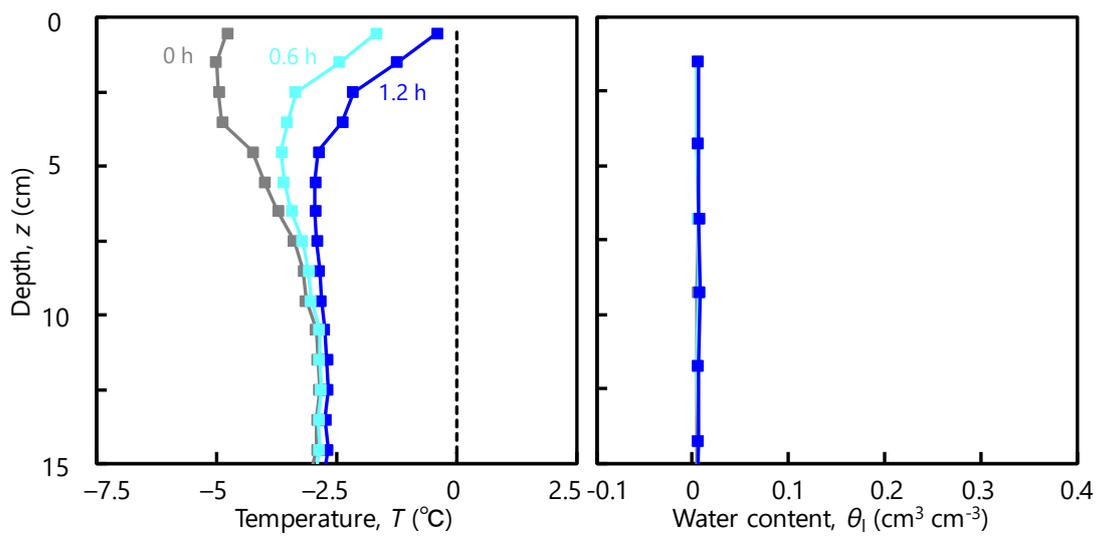


図 4-3 温度・液状水量の分布図

### 4-3 異なる給水速度の浸潤時の凍土の温度と水分変化

#### 温度・液状水量の経時変化

Ex.2~Ex.5における温度  $T$ ・液状水量  $\theta_l$ の経時変化を図4-4,5に示す。地温は3 cm, 2 cm 間隔で1.5 cm~14.5 cm 深の6点を、液状水量は3 cm ならびに2.5 cm 間隔で1.25 cm~14.25 cm 深の6点を示した。

温度は、給水速度  $q=1.08$  cm/h (Ex.2) では、カラム上部の冷却装置を取り外し給水を開始すると、試料上端から上昇した。上端から近い深さから順に温度が上昇し、1.5, 4.5, 6.5, 9.5, 11.5, 14.5 cm 深の温度は、0.53, 1.27, 1.53, 1.69, 2.06, 2.39 h で0°Cに達した。その後、温度の上昇が停滞し0°Cで温度が維持され、1.5, 4.5, 6.5 cm 深では、0.75, 1.98, 2.17 h 継続した。0°Cで温度が維持される時間は地表面に近いほど短かかった。地表面に近いほど上方からの給水および大気による熱の影響を受けやすかったためだと考えられる。その後再び地温は上昇し、1.5, 4.5, 6.5 cm 深の温度は、1.28, 3.25, 3.7 h で正温になり、実験終了時の4 h で0.92, 0.37, 0.07°Cになった。9.5, 11.5, 14.5 cm 深は、4 h で-0.08, -0.05, -0.06°Cになった。

同様に、給水速度を変化させ (Ex.3, Ex.4, Ex.5), 給水を開始すると試料上端から地温が上昇した。給水速度が遅くなるほど、各深さの0°Cに達する時間は長くなった。0°Cで温度が維持される時間は、1.5 cm 深では給水速度が遅くなるにつれて継続時間が増加したが、4.5 cm 深では、給水速度が遅くなるにつれて継続時間が減少した。その後、地温が上昇し、1.5, 4.5 cm 深は、正温になった。また、実験終了時の温度は、Ex.3, 4, 5 で1.5 cm 深では、0.94, 0.74, 0.50°C, 4.5 cm 深では、0.55, 0.14, 0.34°Cになった。6.5 cm 深は、0.37, -0.04, 0.10°C, 9.5 cm 深は、-0.04, -0.05, 0.11, 11.5 cm 深は、-0.04, -0.07, 0.04°C, 14.5 cm 深は、0.04, -0.03, 0.04°Cになり、概ね0~1°Cに収束した。

液状水量も、Ex.2 では、給水を開始すると、試料上端から上昇した。1.5, 4.25, 6.75, 9.25, 11.75, 14.25 cm 深の液状水量は、0.12, 0.56, 0.90, 1.60, 1.80, 1.91 h で上昇し始め。0.16, 0.18, 0.23, 0.13, 0.22, 0.18 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> になった。いずれの深さでも0°Cに到達するよりも先に液状水量の上昇がみられた。1.5 cm 深は、液状水量の上昇が見られた後僅かに減少し0.15 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> になったが、他の深さでは上昇した後の液状水量を維持した。

同様に、給水速度を変化させ (Ex.3, 4, 5) 給水を開始すると試料上端から液状水量が上昇した。1.5 cm 深の液状水量は、給水速度を変化させても上昇を始める時間に変化が見られなかったが、深くなるほど上昇を始める時間が遅くなった。いずれの実験、いずれの深さにおいても0°Cに到達するよりも先に液状水量の上昇がみられた。Ex.2 の1.5 cm 深同様に、1.5 cm 深の液状水量は、上昇がみられたのち僅かに減少がみられた。Ex.3 では、0.15 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> から0.13 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>, Ex.4 では、0.13 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> から0.10 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>, Ex.5 では0.25 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> から0.22 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> になった。減少量は給水速度を変化させてもほとんど変化しなかった。また、Ex.5 において9.25 cm, 11.75 cm 深では、他の深さに比べて液状水量が上昇しなかった。これらの深さでは、水みちが形成されたと考えられる。

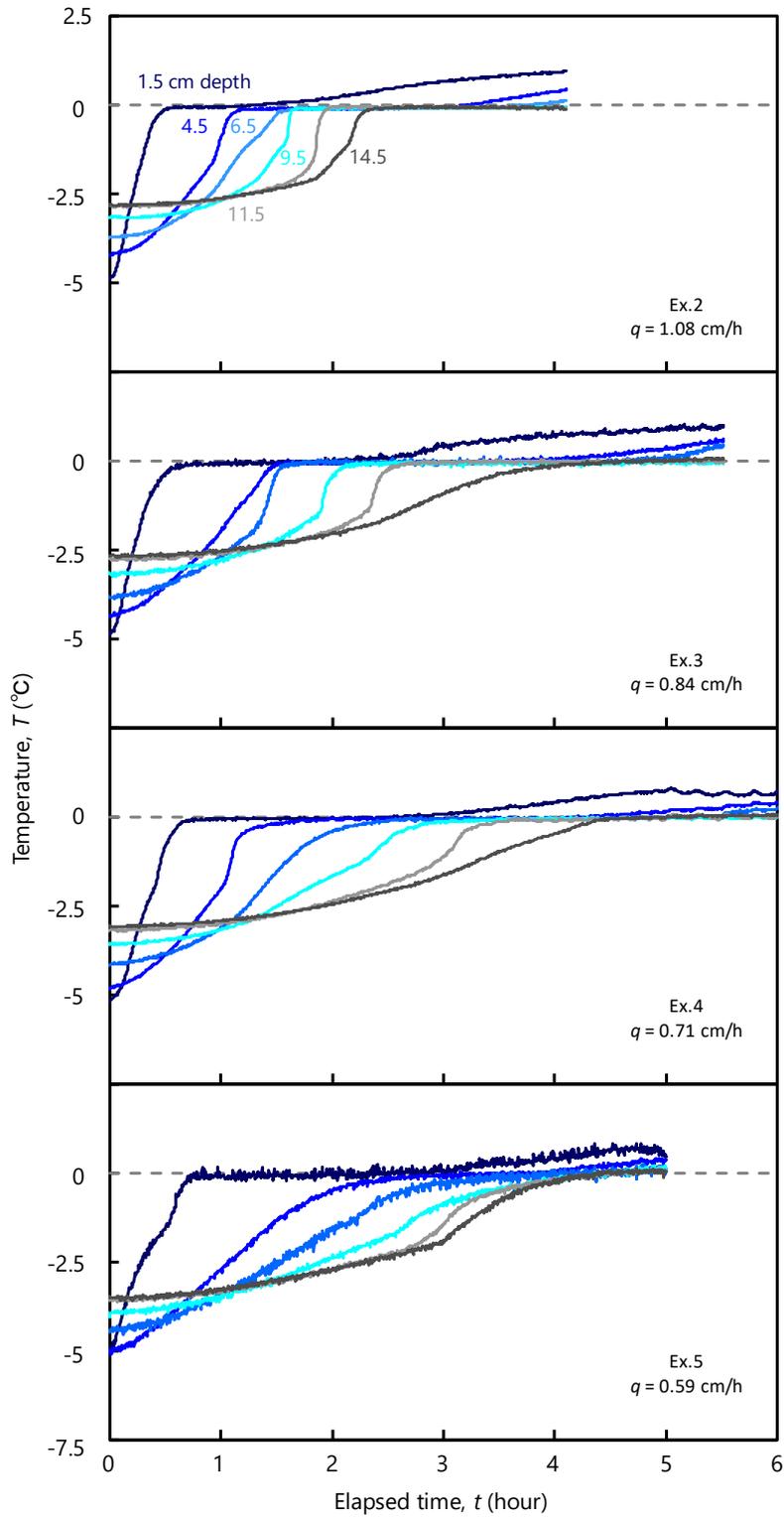


図 4-4 Ex.2, 3, 4, 5 における温度の経時変化

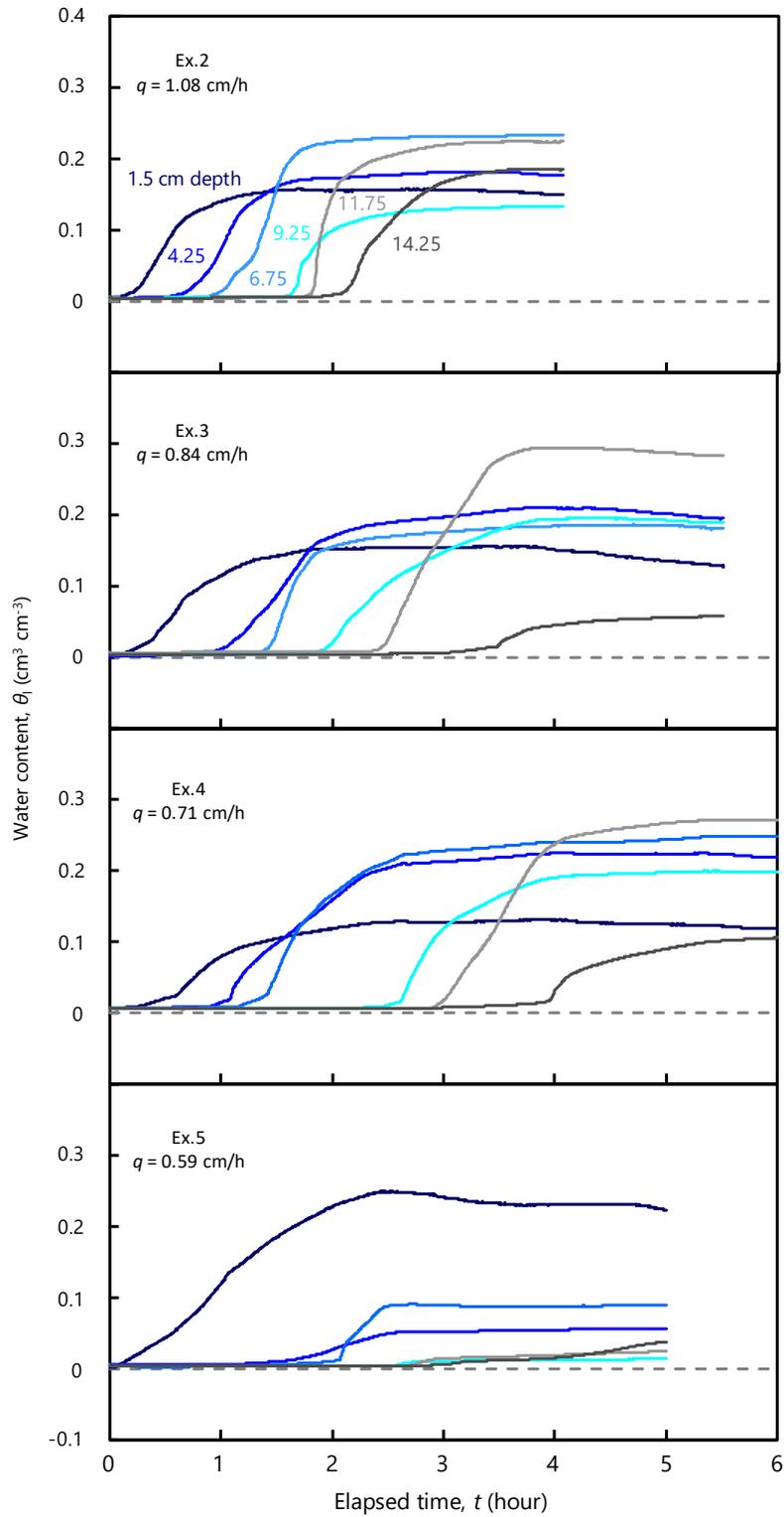


図 4-5 Ex.2, 3, 4, 5 における液状水量の経時変化

## 温度・液状水量分布

Ex.2～Ex.5における温度・液状水量の分布図を図4-6に示す。図中に併記した時間が経過時間の横軸に対応する。温度分布図中の灰色の縦向き破線は0°Cを示す。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、実際はこの限りではないことに注意が必要である。のちに示す温度・液状水量分布の各時間は、給水量が0 cm（灰色）、0.65 cm（水色）、1.3 cm（青色）のものを示している。

温度分布について、給水速度  $q = 1.08 \text{ cm/h}$  (Ex.2) では上端の温度制御装置を外し給水を開始すると、表層から徐々に地温が上昇した。実験開始から0.65 cm 給水後には地表面に近い0.5 cm 深が最も高く0.1°Cになった。0.5 cm 深から2.5 cm 深までの温度は直線的に減少し、2.5 cm 深から4.5 cm 深までの温度も直線的に減少した。この時の温度勾配 ( $dT/dz$ ) は、0.5 cm 深から2.5 cm 深までが0.26 °C/cm だったのに対して、2.5 cm 深から4.5 cm 深までが1.25 °C/cm だった。4.5 cm 深から14.5 cm 深までは-2.9°Cで一定だった。1.3 cm 給水後は、0.5 cm 深から1.5 cm 深まで温度が減少し、その後1.5 cm 深～4.5 cm 深まで約0°Cで温度が維持された。この0°Cで温度が停滞している領域で浸潤水の凍結・融解が起きていると考えられる。4.5 cm 深から7.5 cm 深まで0°Cから温度が減少した。7.5 cm～9.5 cm 深まで約-2.3°Cで、10.5 cm～14.5 cm 深は-2.5°Cで一定だった。浸潤前線が1.2 hの時に9.25 cm 深であったことから、9.5 cm 深と10.5 cm 深の温度差は、上方からの熱伝導による温度差だと考えられる。以上のことから、浸潤前線より下方では、初期温度を維持する領域(10.5 cm～14.5 cm)、初期温度から温度が上昇する領域(9.5 cm～10.5 cm)の2つの温度領域、上方では、0°Cに向かつて温度が上昇する領域(4.5 cm～9.5 cm)、0°Cで温度が維持される領域(1.5 cm～4.5 cm)、0°C以上で温度が次第に上昇する領域(0.5 cm～1.5 cm)の3つの温度領域の計5つの温度領域が形成された。

水分分布について、Ex.2では、温度同様に給水を開始すると、表層から徐々に液状水量が上昇した。実験開始前は $\theta_l = 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ だった。0.65 cm 給水時は、地表面から液状水量が上昇し、1.5 cm 深で $\theta_l = 0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 、浸潤前線が4.25 cm 深まで進行した。1.3 cm 給水時の液状水量については、上方からの浸潤により増加し、1.25 cm, 4.25 cm, 6.75 cm 深でそれぞれ0.15, 0.13, 0.05  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になった。

同様にして、給水速度を変化させ(Ex.3, 4, 5) 給水を開始すると、表層から地温が上昇した。給水量が0.65 cmの時、給水速度が変化しても地表面に近い0.5 cm 深が最も温度が高かったが、Ex.5のみ1.5 cm 深の温度が最も高かった。0°Cで温度が維持されている深さは、給水速度が変化しても概ね一定であり、Ex.3, 4, 5でそれぞれ0.5～1.5 cm 深, 0.5～2.5 cm 深, 0.5～2.5 cm 深だった。0°Cから初期温度に向かつて減少した深さはそれぞれ、1.5～4.5 cm 深, 2.5～4.5 cm 深, 2.5～7.5 cm 深だった。Ex.5ではEx.2～4に比べ温度勾配が緩やかであるといえる。この時浸潤前線は4.25 cm 深に位置してことから、Ex.3, 4では浸潤水の移流による温度上昇、Ex.5では4.5～7.5 cm 深の温度上昇は、上方からの熱伝導によるものだと考えられる。その後、4.5～14.5 cm で-2.7°C, 4.5～14.5 cm で-3.0°C, 7.5～14.5 cm 深で-3.3°C

とそれぞれ温度一定だった。給水量が 1.3 cm の時、給水速度に関係なく 0.5 cm 深の温度が 0°C よりも高くなった。その後、1.5 ~ 6.5 cm, 1.5 ~ 5.5 cm, 1.5 ~ 3.5 cm では 0°C で温度が維持された。給水速度が遅くなるほど、0°C で温度が維持される長さは短くなった。一方で、0°C から初期温度に向かって減少する深さは、給水速度が遅くなるほど、長くなった。浸潤前線の位置は給水速度によらず 9.25 cm 深だった。給水速度が変化しても、浸潤前線より下方で、10.5 ~ 14.5 cm 深まで初期温度を維持する領域が形成された。また、9.5 ~ 10.5 cm 深に生じる温度差は、上方からの熱伝導によものだと考えられ、給水速度によらず概ね 1 cm だった。給水速度の変化に伴い、土中に形成される 5 つの温度領域の各長さは変化するものの、それらは給水速度よりも給水量に依存することが考えられる。

同様にして、給水速度を変化させ (Ex.3, 4, 5) 給水を開始すると、表層から液状水量が上昇した。実験開始前は、 $\theta_1 = 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  だった。給水量が 0.65 cm の時、給水速度が変化しても浸潤前線の位置は 4.25 cm だった。1.25 cm 深の液状水量は、Ex3, 4, 5 でそれぞれ  $\theta_1 = 0.09, 0.07, 0.14 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  と給水速度の変化にともなう大きな変化は見られなかった。給水量が 1.3 cm の時、浸潤前線は給水速度によらず 9.25 cm 深まで進行した。1.25, 4.25, 6.75 cm 深の液状水量は、Ex3, 4, 5 でそれぞれ 1.25 cm は 0.14, 0.11, 0.24  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , 4.25 cm 深は 0.10, 0.14, 0.04  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , 6.75 cm 深は 0.07, 0.14, 0.05  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  と Ex.5 では水みちの影響が 4.25, 6.75 cm 深に出たと考えられる (図 4-7)。

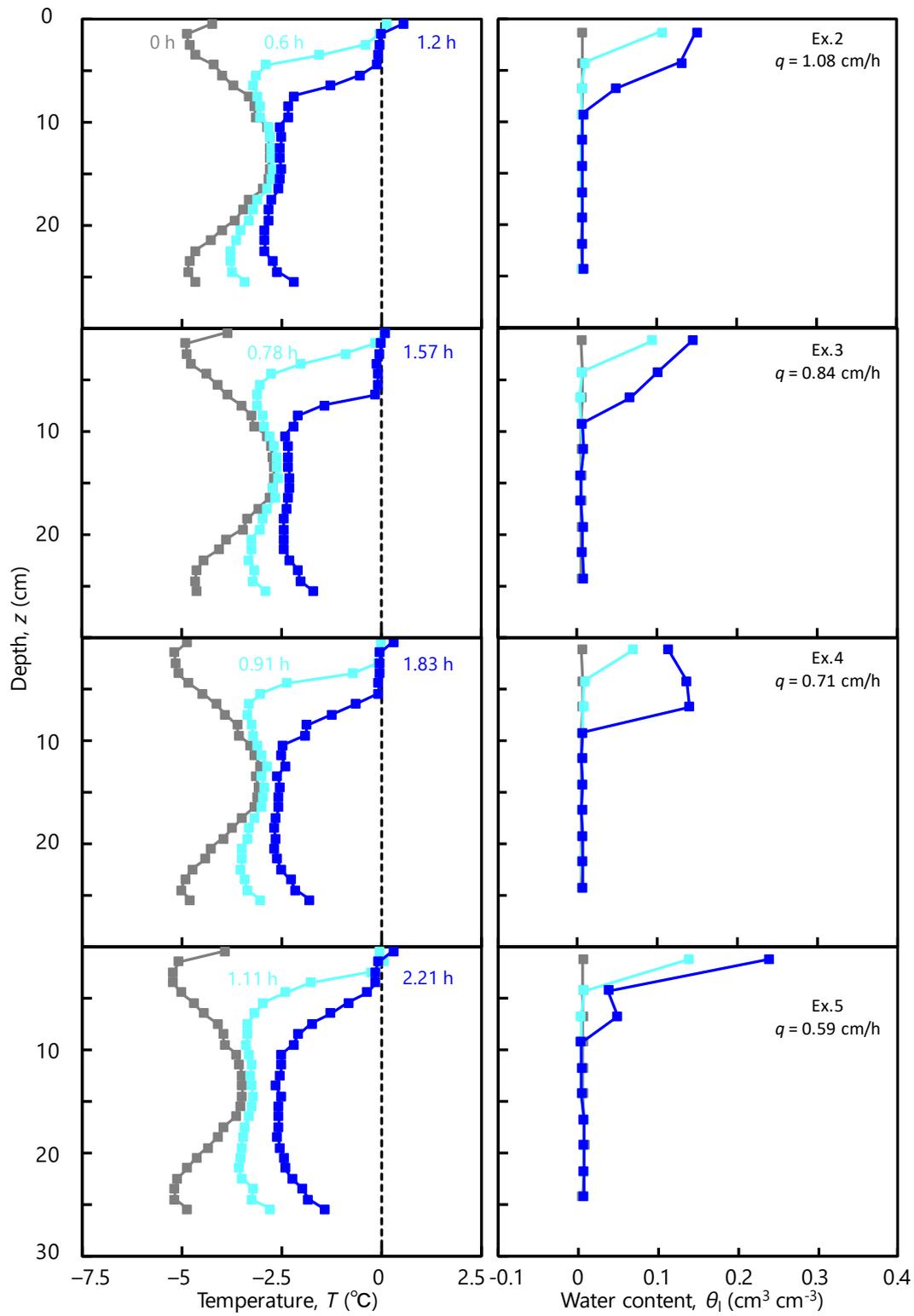


図 4-6 Ex.2, 3, 4, 5 における温度分布, 水分分布



図 4-7 左図：Ex.8 における  $z=3\text{ cm}$  の断面図（水みちなし），  
右図：Ex.5 における  $z=8\text{ cm}$  の断面図（水みちあり）

浸潤前線，0°C線，0°C停滞領域の経時変化，給水量に対する変化

図4-8にEx.2～Ex.5の浸潤前線・0°C線の経時変化，給水量に対する変化，図4-9に0°C停滞領域の経時変化，給水量に対する変化を示す。各プロットはEC-5で測定した液状水量が増加し始めた時間を浸潤前線の到達深さとした。また，0°C線においては，0°Cで温度が停滞している領域のカラム下端側を0°C先端（0°C front），上端側を0°C後端（0°C end）として示し，0°C先端と後端の間の0°Cで温度が維持されている深さを0°C停滞領域とした。

Ex.2において，浸潤前線は時間の経過とともに，カラム下方へ進行し2 hで14.25 cm深まで到達した。0°C先端，後端も同様に浸潤に伴い2 hで12 cm, 3 cm深とカラム下方へ進行した。浸潤前線は，カラム進行中に大幅に遅延または促進されることなく，概ね一定の速さで進行を続けた。浸潤前線通過後に0°C先端が通過し，その後0°C後端が通過した。時間の経過に伴い給水量も増加するため，経時変化の図と給水量の図は，同じように変化し2.16 cmで14.25 cm深まで到達した。0°C停滞領域の長さも同様にして，時間の経過，給水量の増加とともに長くなり，3.5 h, 3.78 cmで15 cmになった。この時，浸潤前線より下方は，図4-5について説明した，初期温度を維持する領域，初期温度から温度が上昇する領域と対応している。同様に，浸潤前線と0°C先端の間が0°Cに向かって温度上昇する領域，0°C先端と0°C後端の間が0°Cで温度が維持される領域，0°C後端より上方が，0°C以上で温度が次第に上昇する領域と対応している。

給水速度（Ex.3, 4, 5）によらず浸潤前線は時間の経過とともにカラム下方へ進行した。14.25 cm深に，Ex.3では2 hで，Ex.4, 5では2.5 hで到達したことから給水速度が遅くなるにつれて，浸潤前線の下方への進行速度は遅くなった。0°C先端，0°C後端も給水速度が遅くなるにつれて進行が遅くなり，特に0°C後端の進行に遅れが生じたが，Ex.5に関しては，2 h経過後に3 cm深まで進み，その後2.5 cm深まで戻る傾向が見られた。これは水みち形成によると考えられる。Ex.2同様に給水量に対する変化は経時変化と同じようになった。0°C停滞領域の長さは，給水速度によらず時間の経過とともに長くなり，4.5 hでEx.3では12 cm, Ex.4では10 cm, Ex.5では，12 cmだった。一方で，給水量に対しては，2 cm給水時に，Ex.3で9 cm, Ex.4で7 cm, Ex.5で14 cmだった。

Ex.2, 3, 4, 5の0°C停滞領域の長さの経時変化と給水量に対する変化を図4-10に示す。経時変化においては，給水速度が遅いほど0°C停滞領域の長さが短いのに対して，給水量に対しては，給水速度が変化しても，0°C停滞領域の長さは概ね一致した。これは，0°C停滞領域の長さが給水速度に依存せず，給水量に依存するためだと考えられる。これは，土が乾いている場合土の熱容量が小さいため，浸潤水の凍結・融解が浸潤水の熱量により決定されることを意味していると考えられる。

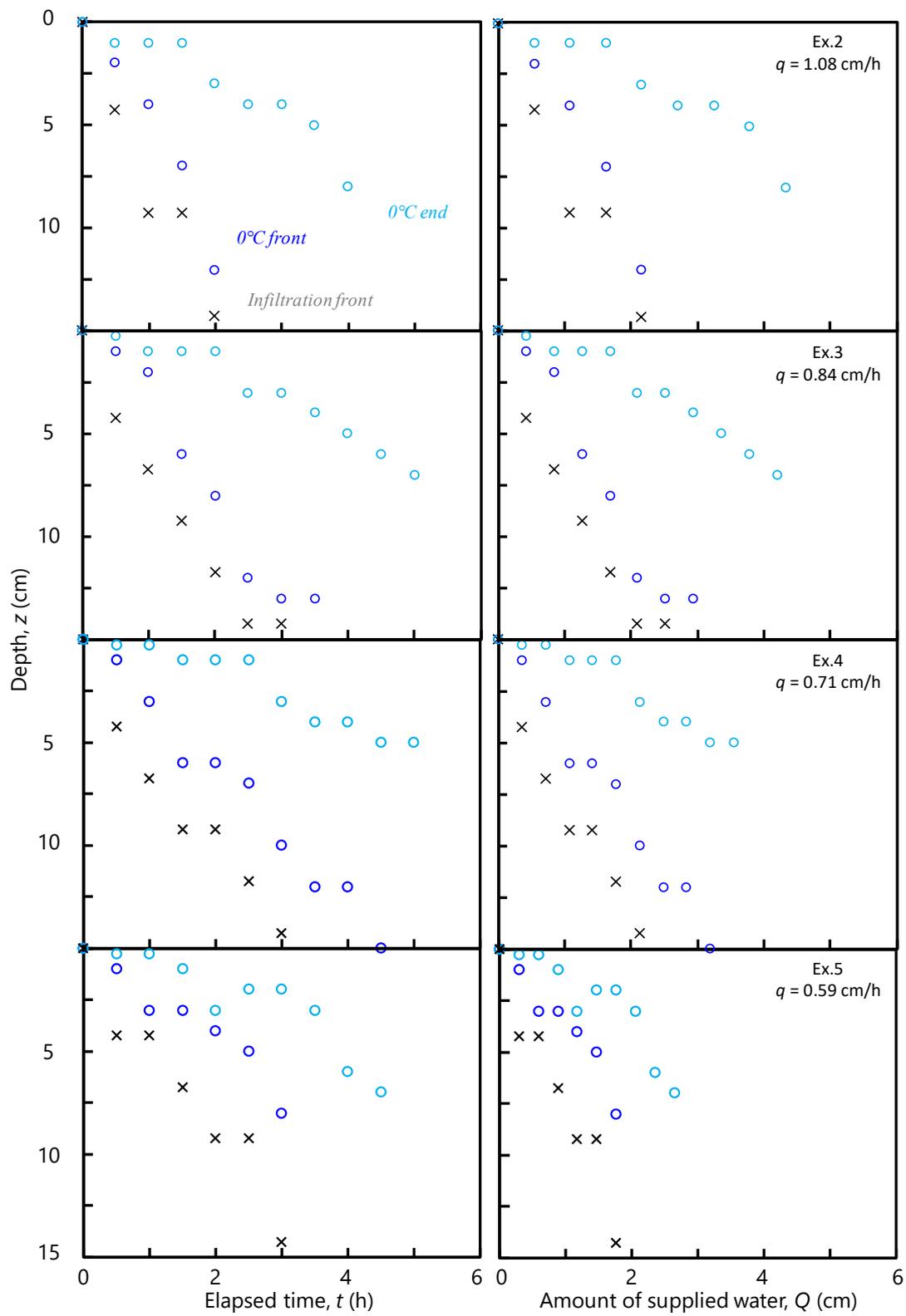


図 4-8 Ex.2, 3, 4, 5 における浸潤前線・0°C線の経時変化, 給水量に対する変化

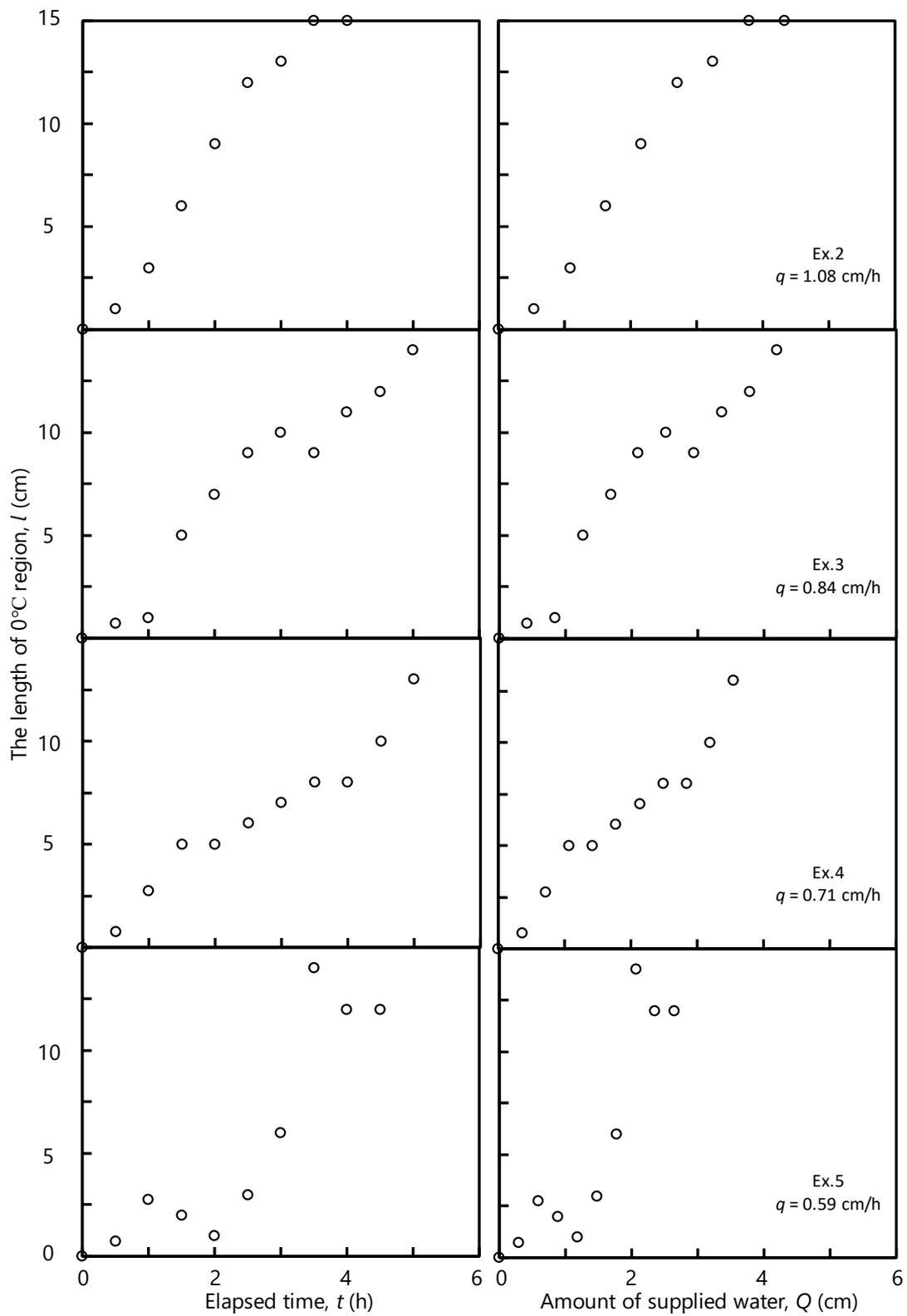


図 4-9 Ex.2, 3, 4, 5 における 0°C 停滞領域の経時変化, 給水量に対する変化

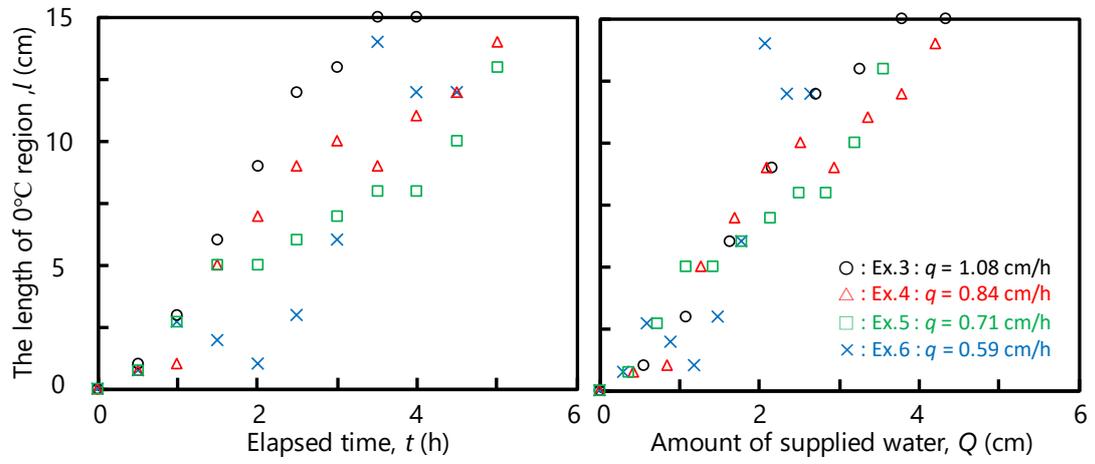


図 4-10 異なる給水速度における 0°C 停滞領域の長さの経時変化，給水量に対する変化

断面図の変化，各深さの全水量

図 4-11 に各深さのカラム解体時の断面図を示す．上から順に 0, 3, 8, 13, 18, 23 cm 深の断面図を示している．なお，断面計測に失敗したものは，空白とした．

Ex.2 では，3 cm 深の断面は 9 割近く濡れていた．8 cm 深でも 8 割近く濡れていたが，わずかに濡れていない部分も存在した．18 cm 深では，中心と中心から右下方向に向けて浸潤が及んでいた．23 cm 深では，18 cm 深と比べて濡れており，右下部分以外に浸潤が及んでいた．

同様にして，給水速度 (Ex.3, 4, 5) を変化させると，0 cm 深の断面は，概ね全体に浸潤が及んでおり，全体が濡れていた．3 cm 深の断面も同様にして，概ね全体が濡れていた．一方で，13 cm 深の断面では，Ex.5 で断面がほとんど濡れておらず，一部のみ濡れていた．これは，水みちが形成されたことによるものだと考えられ，図から明らかに濡れていないことがわかる場合には，全水量においても含水率の上昇が見られなかった (図)．浸潤の継続により 18 cm 深においては，浸潤が全体に及んでいることがみてとれる．Ex.5 においても，13 cm 深と比べて濡れている範囲が拡大した．水みちが生じても，その深さより下方において継続的に水みちが生じるとは限らないことを示している．23 cm 深においてはほとんどの範囲が濡れていたが，Ex.5 においては，浸潤前線が到達していなかったため，カラム右下部分が少し濡れている程度になった．

図 4-12 に各実験における全水量分布を示す．各実験の実験終了時間は異なる．

Ex.2 では，全水量が 24.25 cm 深を除いた深さにおいて，概ね一定値とみることが出来，約  $0.162 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  だった．

同様にして給水速度を変化させる (Ex.3, 4, 5) と，Ex.3 では 11.75, 24.25 cm 深が，含水率が高くなっているものの，他の深さでは概ね一定値であり，それらの深さでは約  $0.160 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，Ex.4 ではすべての深さが概ね一定値だとみると，約  $0.166 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，Ex.5 では水みちの形成により一定値とは言えなかった．全水量は概ね  $0.16 \sim 0.17 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  に収まった．Ex.2, 3 の 24.25 cm 深において他の深さに比べて全水量が高くなった要因として，カラム解体を出来得る限り素早く行っているものの，カラム上端から下端方向に水分移動が生じるためだと考えられる．

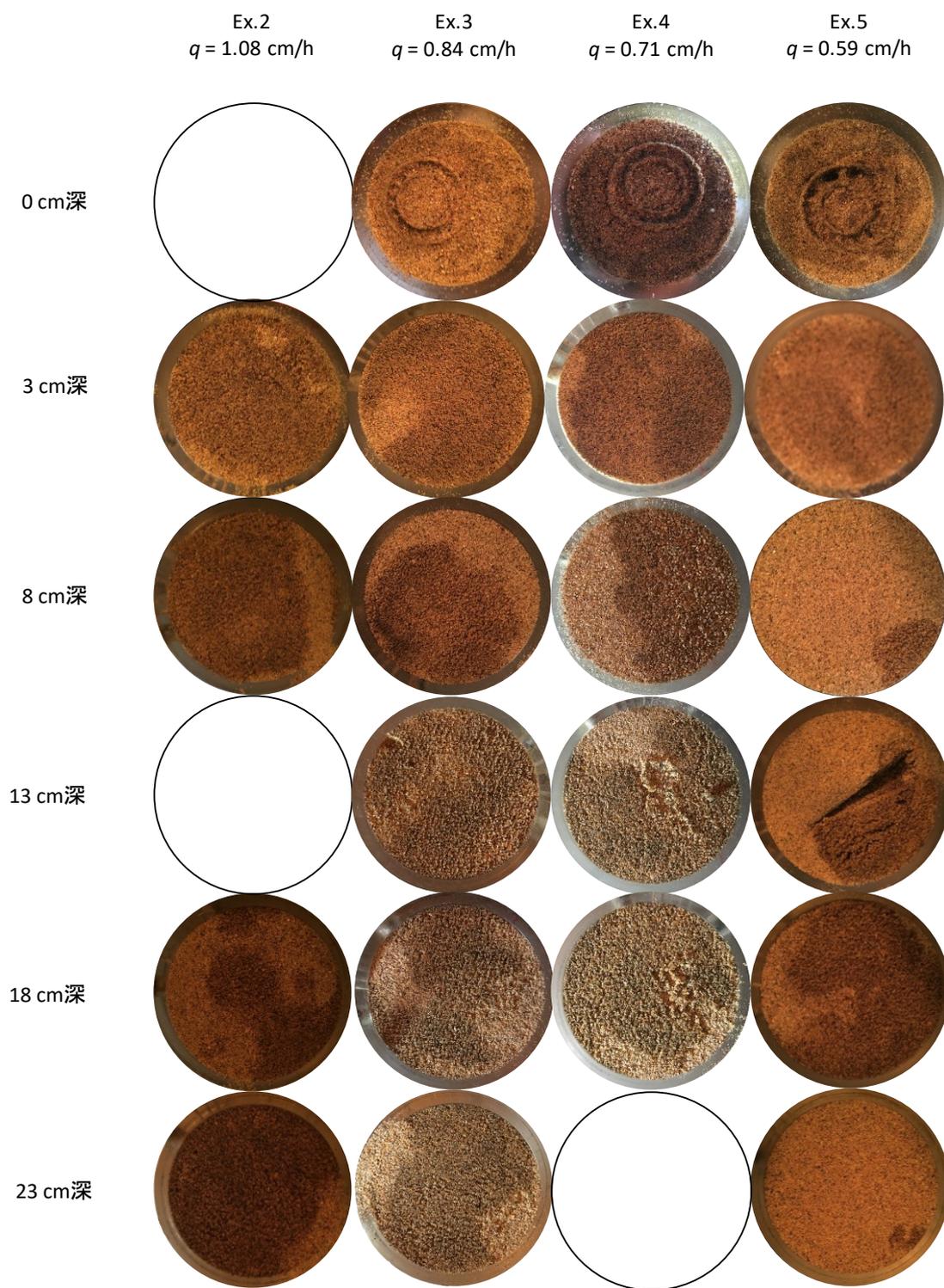


図 4-11 異なる給水速度に対する各深さにおける断面図

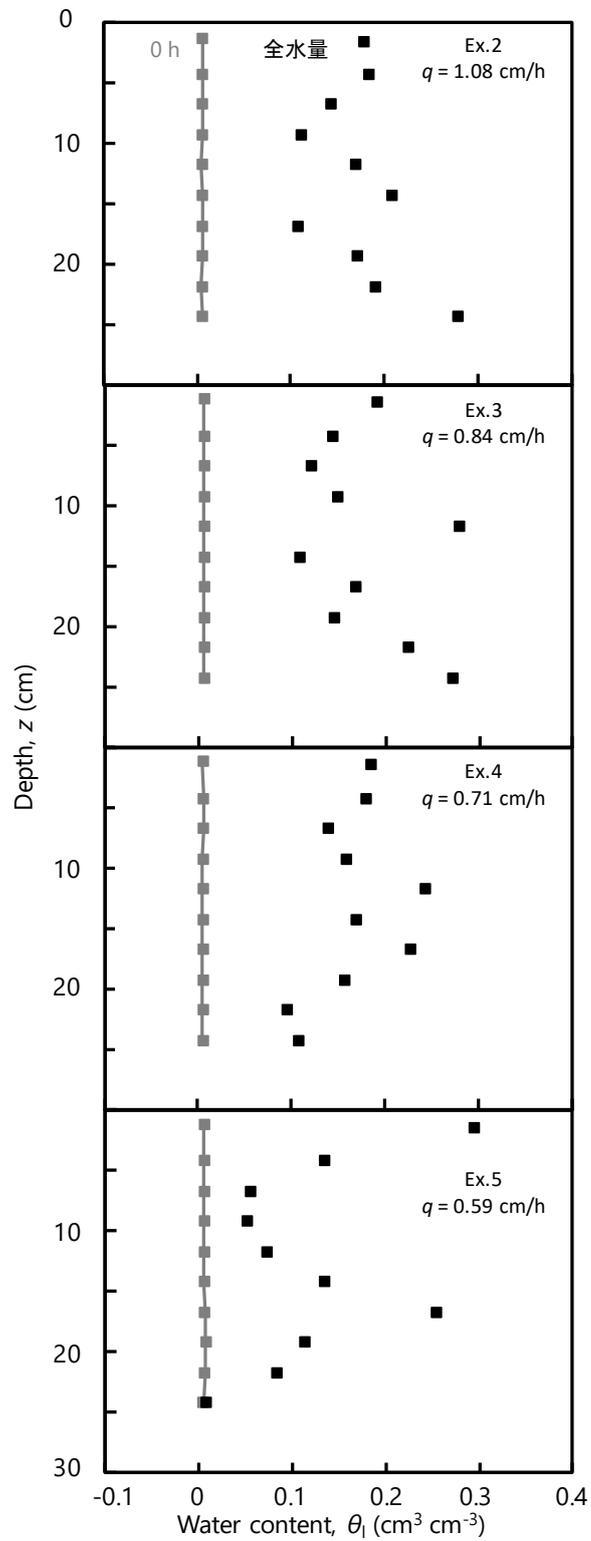


図 4-12 異なる給水速度における全水量分布

#### 4-4 異なる給水頻度の浸潤時の凍土の温度と水分変化

##### 温度・液状水量の経時変化

Ex.6～Ex.8の温度 $T$ ・液状水量 $\theta$ の経時変化を図4-13, 14に示す。地温は3 cm, 2 cm間隔で1.5 cm～14.5 cm深の6点を、液状水量は3 cmならびに2.5 cm間隔で1.25 cm～14.25 cm深の6点を示した。緑色で示した範囲は給水期間を示している。

温度は、30分毎6分間 $q = 1.08$  cm/hで給水を行った場合(Ex.6)では、カラム上部の冷却装置を取り外し給水を開始すると、試料上端から上昇した。上端から近い深さから順に温度が上昇し、1.5, 4.5, 6.5, 9.5, 11.5, 14.5 cm深の温度は、2.49, 4.39, 5.12, 5.28, 5.50, 5.72 hで0°Cに達した。その後、1.5 cm深では地温の上昇が停滞し0°Cで温度が維持されたが、他の深さでは、0°Cで温度が維持されなかった。1.5 cm深の温度は、3.46 hで正温になり、6 hで0.57°Cになった。4.5, 6.5, 9.5, 11.5, 14.5 cm深は、0.37, 0.27, 0.18, 0.17, 0.12°Cになった。

同様に、給水頻度を変化させ(Ex.7, Ex.8)、給水を開始すると試料上端から地温が上昇した。給水頻度が多くなるほど、各深さの0°Cに達する時間は短くなった。給水頻度が比較的少ない場合(Ex.6, 7)には、0°Cで温度が維持される時間は、1.5 cm深では約1 hだった。一方で、給水頻度が比較的多い場合(Ex.8)には、給水頻度が比較的少ない場合(Ex.6, 7)と比べて0°Cで温度が維持される時間が長くなり、1.5, 4.5, 6.5 cm深で1.6, 2, 2.37 hと深くなるにつれて継続時間が長くなった。また、1.5 cm深では、給水頻度によらず給水期間に温度上昇が見られた。4.5, 6.5 cm深は、Ex.8でのみ給水期間の温度上昇が見られた。実験終了時の温度は、Ex.7, 8で1.5 cm深では、1.07, 0.42°C、4.5 cm深では、0.67, -0.004°C、6.5 cm深では、0.50, -0.004°C、9.5 cmでは、0.23, -0.06°C、11.5 cm深は0.12, -0.06°C、14.5 cm深は0.05, -0.08°Cになり、概ね0～1°Cに収束した。

液状水量も、Ex.6では、給水を開始すると、試料上端から上昇した。1.5, 4.25, 6.75, 9.25 cm深の液状水量は、0.07, 2.54, 3.48, 5.21 hで上昇し始め0.15, 0.06, 0.16, 0.03 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>になった。4.25 cm深においては水みちが形成されていたと考えられる。各深さにおいて、給水期間に上昇、非給水期間は維持もしくは上昇する傾向が見られたが、1.5 cm深においては、4 h以降非給水期間に減少する傾向が見られた。いずれの深さでも0°Cに到達するよりも先に液状水量の上昇が見られた。

同様に、給水頻度を変化させ(Ex.7, 8)給水を開始すると試料上端から液状水量が上昇した。給水頻度が多くなるほど、上昇を始める時間が早くなった。給水頻度を変化させても、給水期間に液状水量が上昇、非給水期間に維持もしくは上昇する傾向はあったが、1.5 cm深においては、Ex.7, 8どちらの実験でも2 h以降非給水期間に減少する傾向が見られた。実験終了時には、Ex.7, 8において、1.5 cm深では、0.20, 0.27 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>、4.25 cm深は0.20, 0.17 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>、6.75 cm深は0.23, 0.21 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>、9.25 cm深は0.14, 0.18 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>、11.75 cm深は0.16, 0.22 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>、14.25 cm深は0.01, 0.04 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>と4.25, 6.75 cm深以外では、給水頻度が多くなるほど各深さの液状水量も増加した。

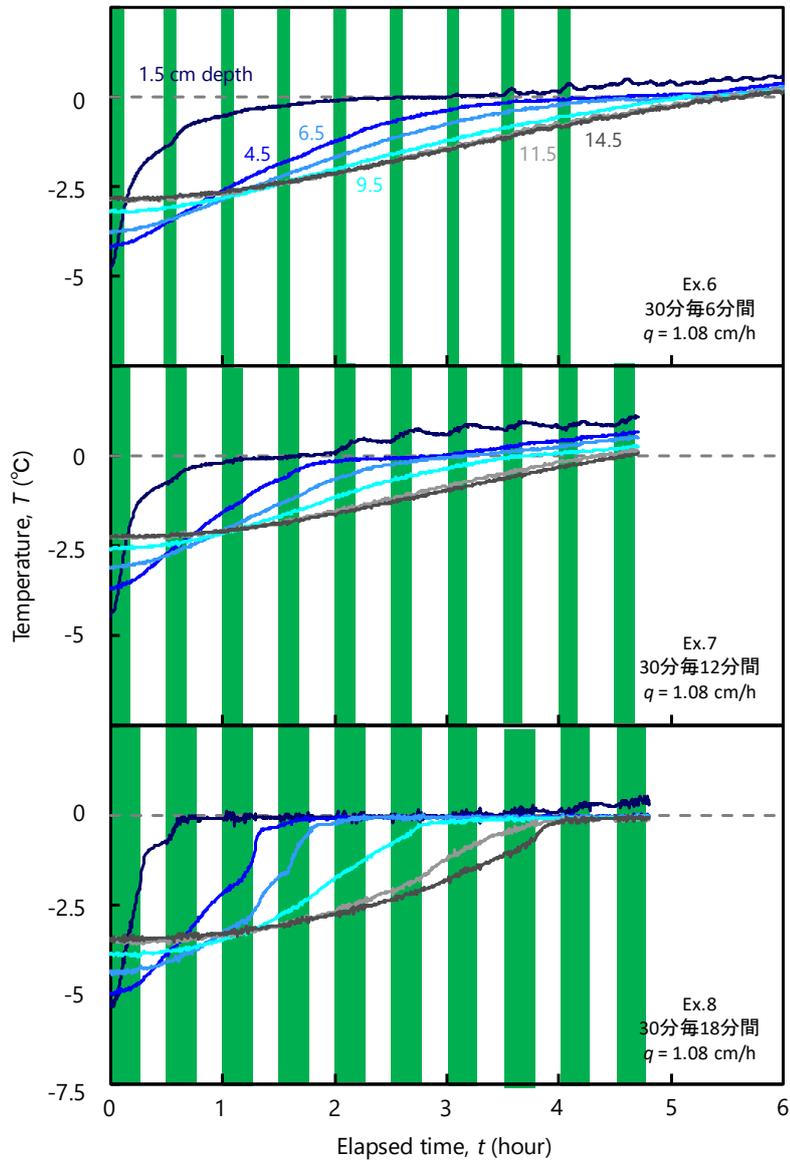


図 4-13 Ex.6, 7, 8 における温度の経時変化

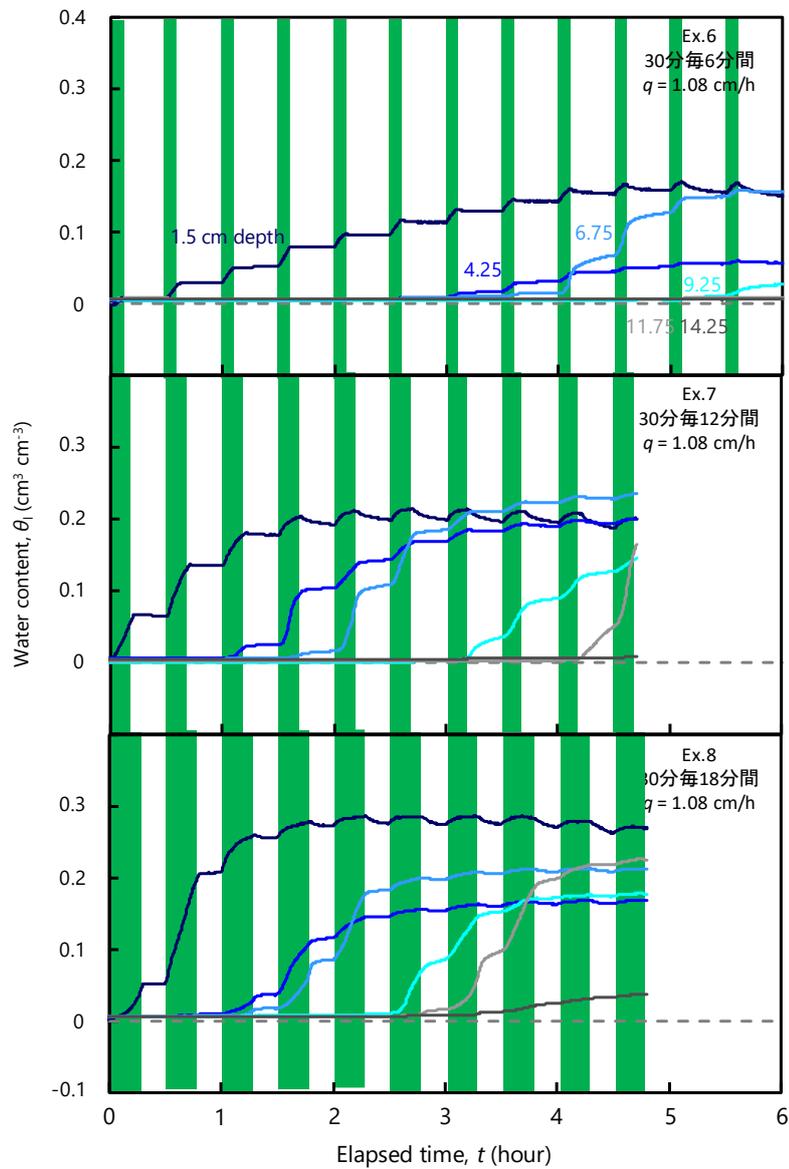


図 4-14 Ex.6, 7, 8 における液状水量の経時変化

## 温度・液状水量分布

Ex.6～Ex.8の温度・液状水量の分布図を図4-15に示す。図中に併記した時間が経過時間の横軸に対応する。温度分布図中の灰色の縦向き破線は $0^{\circ}\text{C}$ を示す。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、実際はこの限りではないことに注意が必要である。のちに示す温度・液状水量分布の各時間は、給水量が $0\text{ cm}$ （灰色）、 $0.65\text{ cm}$ （水色）、 $1.3\text{ cm}$ （青色）のものを示している。

温度分布について、30分毎6分間 $q = 1.08\text{ cm/h}$ で給水を行った場合（Ex.6）では、上端の温度制御装置を外し給水を開始すると、表層から徐々に地温が上昇した。実験開始から $0.65\text{ cm}$ 給水後には、 $1.5\text{ cm}$ 深の温度は最も高く $-0.02^{\circ}\text{C}$ になった。 $0.5\text{ cm}$ 深から $3.5\text{ cm}$ 深までの温度は約 $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持された。この $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持されている領域で浸潤水の凍結・融解が起きていると考えられる。 $3.5\text{ cm}$ 深から $10.5\text{ cm}$ 深までは温度が直線的に減少した。この時の温度勾配（ $dT/dz$ ）は、 $0.19^{\circ}\text{C/cm}$ だった。 $10.5\text{ cm} \sim 14.5\text{ cm}$ 深は約 $-1.48^{\circ}\text{C}$ で一定だった。この時、浸潤前線は $4.25\text{ cm}$ 深に位置していたことから、 $4.5\text{ cm} \sim 14.5\text{ cm}$ 深は、上方からの熱伝導に加え、時間経過に伴い側方からの熱流入が影響したため温度が上昇したのだと考えられる。 $1.3\text{ cm}$ 給水後は、 $0.5\text{ cm} \sim 12.5\text{ cm}$ までが正温となり、 $13.5\text{ cm}$ 、 $14.5\text{ cm}$ 深は $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持された。この時、浸潤前線は $11.75\text{ cm}$ 深に位置していたことから、 $12.5\text{ cm} \sim 14.5\text{ cm}$ 深は上方からの熱伝導と側方からの熱の流入により温度が上昇したと考えられる。

水分分布について、Ex.6では、温度同様に給水を開始すると、表層から徐々に液状水量が上昇した。実験開始前は $\theta_l = 0.01\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ だった。 $0.65\text{ cm}$ 給水時は、地表面から液状水量が上昇し、 $1.5\text{ cm}$ 深で $\theta_l = 0.10\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ 、浸潤前線が $4.25\text{ cm}$ 深まで進行した。 $1.3\text{ cm}$ 給水時の液状水量については、上方からの浸潤により増加し $1.25\text{ cm}$ 深では $0.15\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ となったが、 $4.25\text{ cm}$ 深では水みちの影響により $0.06$ 、 $6.75\text{ cm}$ 、 $9.25\text{ cm}$ 深は $0.16$ 、 $0.03\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ になった。

同様にして、給水頻度を変化させ（Ex.7, 8）給水を開始すると、表層から地温が上昇した。給水量が $0.65\text{ cm}$ の時、給水頻度が変化すると、地表面に近い $0.5\text{ cm}$ 深の温度が最も高った。 $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持されている深さは、給水頻度が変化しても概ね一定であり、Ex.7, 8でそれぞれ $0.5 \sim 3.5\text{ cm}$ 深、 $0.5 \sim 2.5\text{ cm}$ 深だった。 $0^{\circ}\text{C}$ から初期温度に向かって減少した深さはそれぞれ $3.5 \sim 7.5\text{ cm}$ 深、 $2.5 \sim 6.5\text{ cm}$ 深であり、その時の温度勾配は、 $0.36^{\circ}\text{C/cm}$ 、 $0.79^{\circ}\text{C/cm}$ と給水頻度の増加にともない大きくなった。また、この時の浸潤前線の位置は、 $4.25\text{ cm}$ 深に位置していたことから、 $4.5\text{ cm} \sim 7.5\text{ cm}$ 深、 $4.5\text{ cm} \sim 6.5\text{ cm}$ 深の温度上昇は、上方からの熱伝導によるものだと考えられる。その後、Ex.7では、 $7.5\text{ cm}$ 深から $9.5\text{ cm}$ 深では約 $-1.69^{\circ}\text{C}$ 、 $10.5\text{ cm}$ 深から $14.5\text{ cm}$ 深では $-1.91^{\circ}\text{C}$ で一定だった。Ex.8では $6.5\text{ cm}$ 深から $14.5\text{ cm}$ 深までは約 $-3.4^{\circ}\text{C}$ で一定だった。給水量が $1.3\text{ cm}$ の時、給水頻度が多くなると、 $3.5 \sim 6.5\text{ cm}$ 深、 $0.5 \sim 6.5\text{ cm}$ 深と $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持される深さが上方に移動した。また、給水頻度が多くなると、 $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持されている長さは長くなった。浸

浸潤前線の位置は給水頻度によらず 9.25 cm 深だった。給水頻度が変化しても、浸潤前線より下方には、温度一定の深さが形成されており、Ex7, 8 において、10.5 ~ 14.5 cm でそれぞれ  $-0.92^{\circ}\text{C}$ 、 $-2.7^{\circ}\text{C}$  と給水頻度が多くなるにつれて、温度が低かった。これは、等量の給水を行った際、給水頻度が多いほど時間が短くなるため、側面からの熱の流入による影響を受けにくかったためだと考えられる。Ex.7 において、浸潤前線より下方では、温度一定を保つ領域 (10.5 ~ 14.5 cm)、一定温度から温度が上昇する領域 (9.5 ~ 10.5 cm)、 $0^{\circ}\text{C}$  に向かって温度が上昇する領域 (6.5 ~ 9.5 cm)、 $0^{\circ}\text{C}$  で温度が維持される領域 (3.5 ~ 6.5 cm)、 $0^{\circ}\text{C}$  以上で温度が次第に上昇する領域 (0.5 ~ 3.5 cm) の 3 つの温度領域の計 5 つの温度領域が形成された。給水頻度が変わると、土中に形成される温度領域の各長さや深さは変化するものの、それらは給水頻度よりも給水量に依存すると考えられる。

同様に、給水頻度を変化させ (Ex.7, 8) 給水を開始すると、表層から液状水量が上昇した。実験開始前は  $\theta_l = 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  だった。給水量が 0.65 cm の時、給水頻度が増加するほど、1.25 cm 深の液状水量も Ex.7 で  $0.18 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 、Ex.8 で  $0.21 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  と増加した。浸潤前線は 4.25 cm 深に位置しており、給水頻度による変化は見られなかった。給水量が 1.3 cm の時、浸潤前線は 9.25 cm 深に位置し、0.6 cm 給水時同様に給水頻度が変わっても変化しなかった。また、1.25 cm 深の液状水量も、Ex.7 で  $0.20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 、Ex.8 で  $0.27 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  と給水頻度の増加にともない増加した。4.25 cm 深は Ex.7 で 0.17、Ex.8 で 0.16、6.75 cm 深は 0.18、0.09  $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  だった。

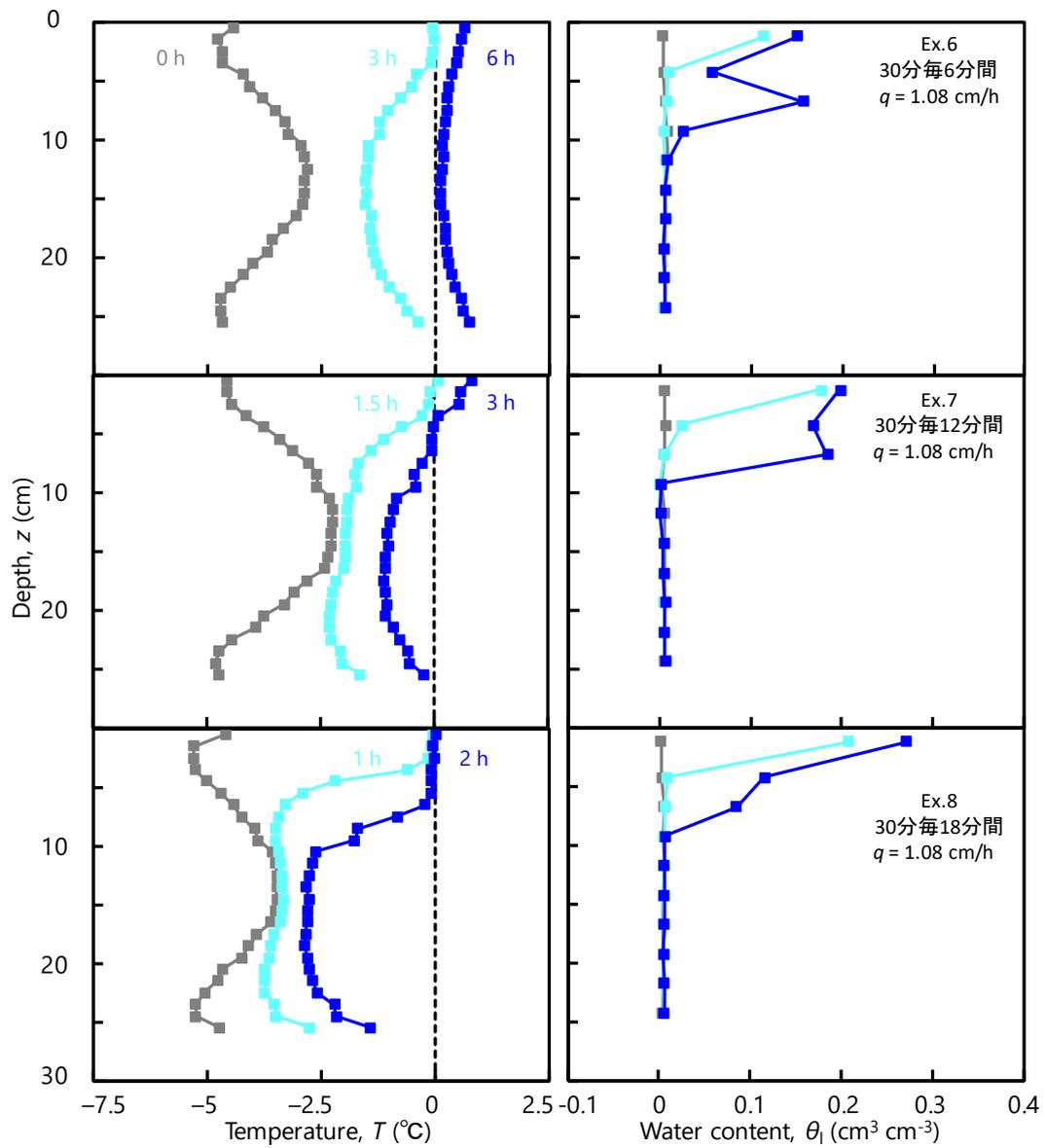


図 4-15 Ex.6, 7, 8 における温度・水分分布

浸潤前線、0°C線、0°C停滞領域の経時変化、給水量に対する変化

図 4-16 に Ex.6 ~ Ex.8 の浸潤前線・0°C線の経時変化、給水量に対する変化、図 4-17 に 0°C停滞領域の経時変化、給水量に対する変化を示す。各プロットは EC-5 で測定した液状水量が増加し始めた時間を浸潤前線の到達深さとした。また、0°C線においては、0°Cで温度が停滞している領域のカラム下端側を 0°C先端、上端側を 0°C後端として示し、0°C先端と後端の間の 0°Cで温度が維持されている深さを 0°C停滞領域とした。

Ex.6 において、浸潤前線は時間の経過とともに、カラム下方へ進行し 5 h で 9.25 cm まで到達した。0°C先端、後端も同様に浸潤に伴い 5 h で 10 cm, 5 cm 深とカラム下方へ進行した。浸潤前線通過後に 0°C先端が通過し、その後 0°C後端が通過した。時間の経過に伴い給水量も増加するため、経時変化の図と給水量の図は、同じように変化し 1.11 cm で 14.25 cm 深まで到達した。0°C停滞領域の長さも同様にして、時間の経過、給水量の増加とともに長くなり、5.5 h, 1.22 cm で 9 cm になった。この時、浸潤前線より下方は、図 4-5 について説明した、初期温度を維持する領域、初期温度から温度が上昇する領域と対応している。同様に、浸潤前線と 0°C先端の間が 0°Cに向かって温度上昇する領域、0°C先端と 0°C後端の間が 0°Cで温度が維持される領域、0°C後端より上方が、0°C以上で温度が次第に上昇する領域と対応している。

給水頻度 (Ex.7, 8) によらず浸潤前線は時間の経過とともにカラム下方へ進行した。9.25 cm 深に、Ex.7 では 2 h で、Ex.8 では 1.5 h で到達したことから給水頻度が高くなるにつれて、浸潤前線の下方への進行速度は速くなった。0°C先端は給水頻度が高くなるにつれて進行が速くなったが、0°C後端に関しては給水頻度が高くなることによる傾向の変化は見られなかった。Ex.6 同様に給水量に対する変化は経時変化と同じように変化した。0°C停滞領域の長さは、給水頻度によらず時間の経過とともに長くなり、4.5 h で Ex.7 では 9 cm, Ex.8 では 13 cm だった。一方で、給水量に対しては、1 cm 給水時に、Ex.7 では 4 cm, Ex.8 では 3.75 cm だった。

0°C停滞領域の長さの経時変化、給水量に対する変化を図 4-18 に示す。経時変化においては、給水頻度が高いほど 0°C停滞領域の長さが長いのに対して、給水量に対しては、給水頻度が変わっても、0°C停滞領域の長さは概ね一致した。異なる給水速度における変化と同様に、0°C停滞領域の長さが給水量に依存することが考えら得る結果だといえる。

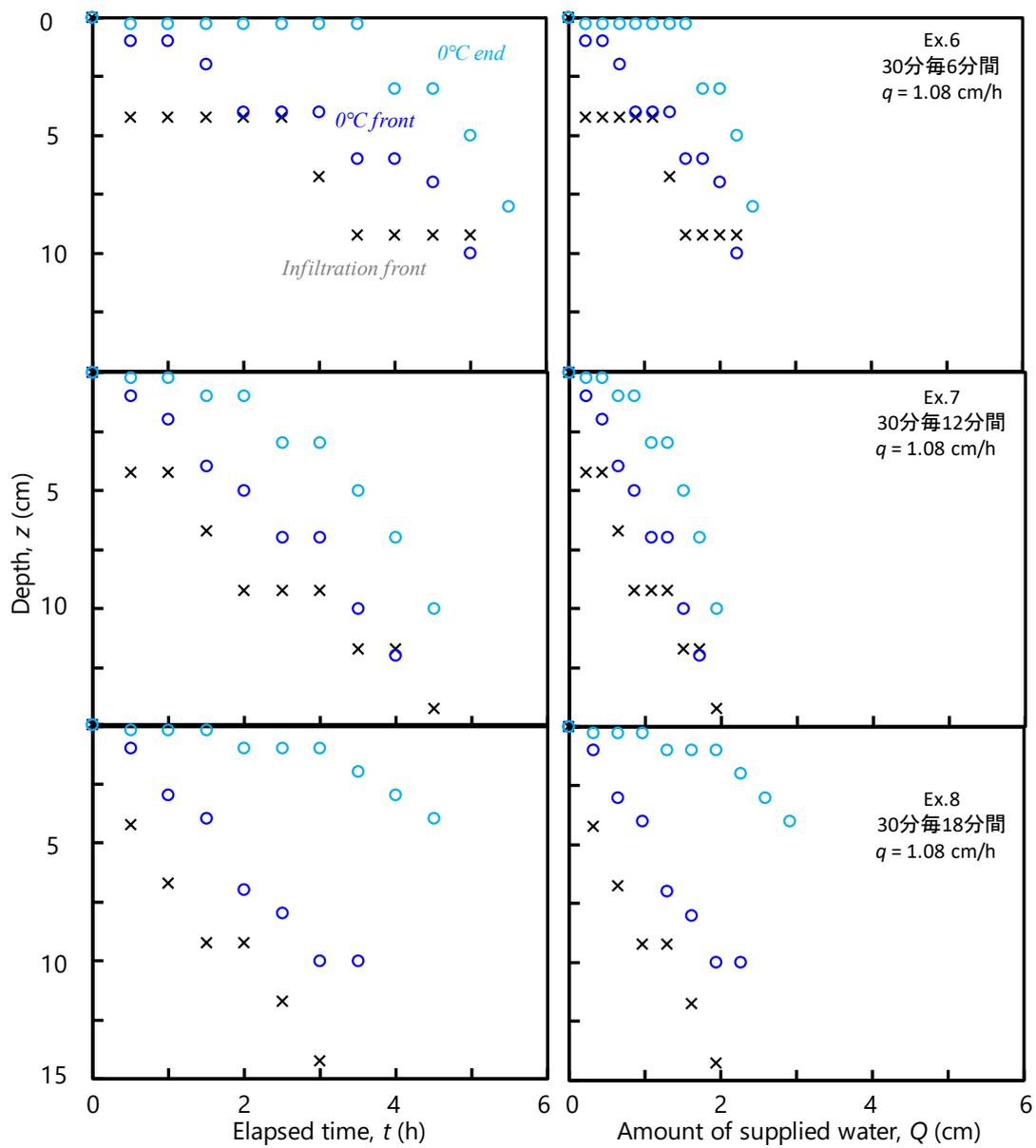


図 4-16 Ex.6, 7, 8 における浸潤前線・0°C線の経時変化, 給水量に対する変化

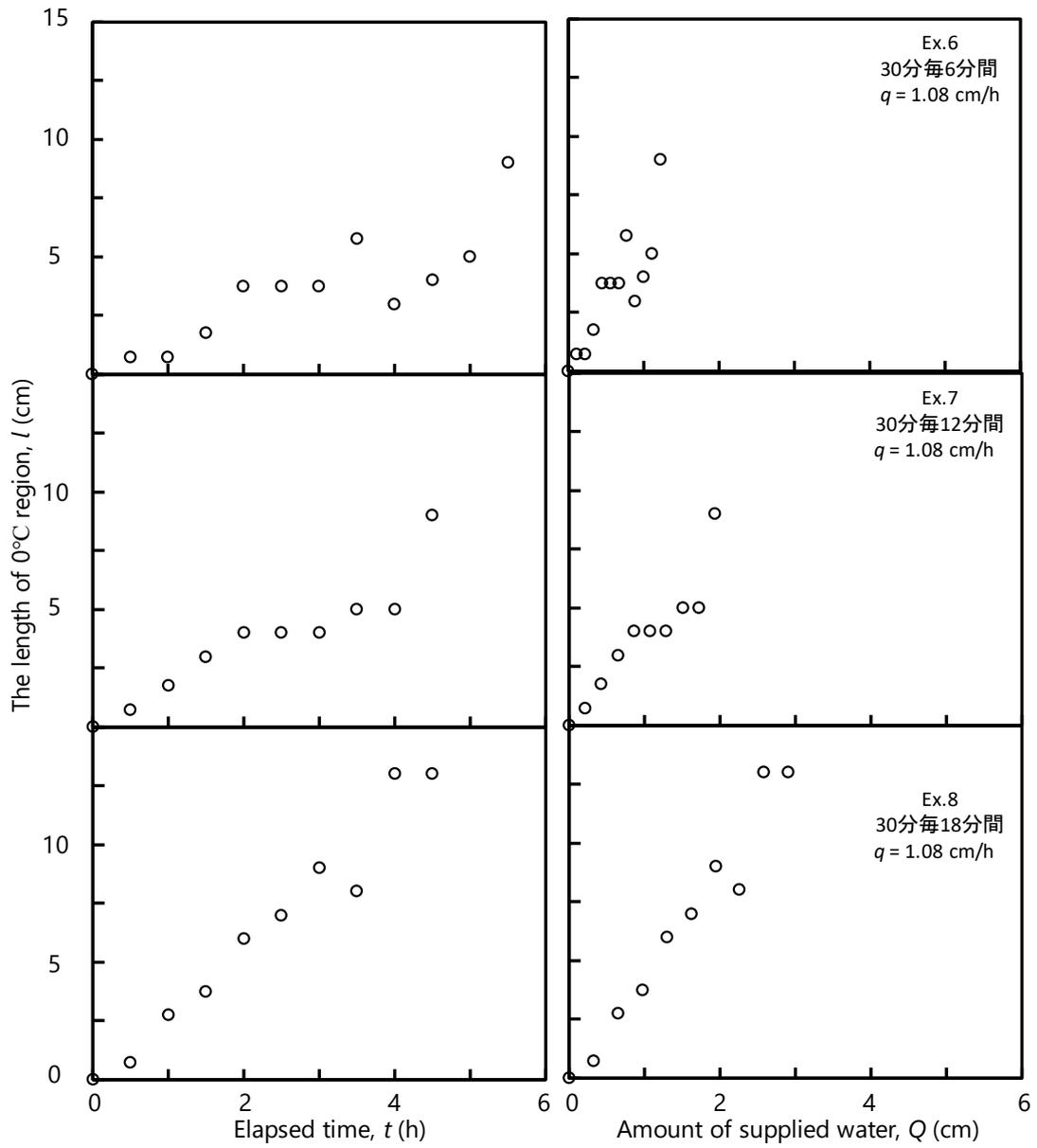


図 4-17 Ex.6, 7, 8 における 0°C 停滞領域の経時変化, 給水量に対する変化

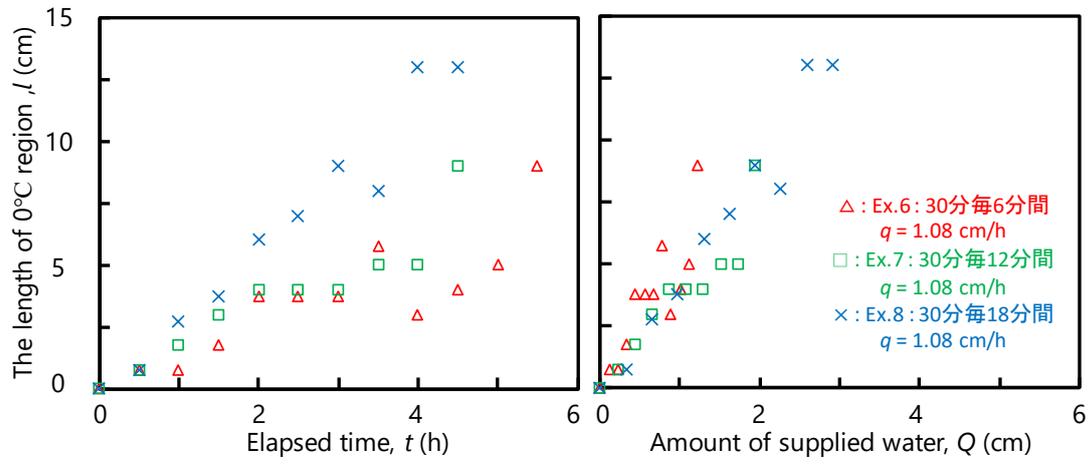


図 4-18 異なる給水頻度における 0°C 停滞領域の長さの経時変化，給水量に対する変化

断面図の変化，各深さの全水量

図 4-19 に各深さのカラム解体時の断面図を示す．上から順に 0, 3, 8, 13, 18, 23 cm 深の断面図を示している．なお，断面計測に失敗したものは，空白とした．

Ex.6 では，0 cm 深の断面は概ね全体が濡れていた．3 cm 深でも 8 割近く濡れていたが，カラム左部分に濡れていない部分も存在した．8 cm 深では，カラム上方部分に濡れている範囲が存在したが，浸潤はその部分のみに収まっていた．水みちによる通水だと考えられるが，全水量からは明らかに低含水率であるとは言えなかった．13 cm 深より下方では浸潤が到達していなかったため断面が濡れていなかった．

同様にして，給水頻度 (Ex.6, 7, 8) を変化させると，0 cm 深の断面は，Ex.7 において濡れていない部分もあるものの，概ね全体が濡れていた．3, 8 cm 深の断面も同様にして，概ね全体が濡れていた．一方で，13 cm 深の断面では，濡れている部分と濡れていない部分がはっきりと分かれており，濡れている面積は全体の半分程度だった．Ex.7 では，18 cm 深より下方には浸潤が到達しておらず断面は濡れてなかったのに対して，Ex.8 では，18 cm 深では 3 割ほど濡れていた．23 cm 深は，浸潤がほとんど到達しておらず一部のみ濡れていた．

図 4-20 に各実験における全水量分布を示す．各実験の実験終了時間は異なる．

Ex.6 では，1.25 cm 深から 6.75 cm 深まで直線的に全水量が減少し，9.25 cm 深まで約  $0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  を維持した．

同様にして給水頻度を変化させる (Ex.7, 8) と，給水速度を変化させた場合よりも含水率の変動が小さく一定値をとった．Ex.7 では，1.25 ~ 9.25 cm で約  $0.180 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ，Ex.8 では，1.25 ~ 21.75 cm 深で約  $0.145 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  と，給水速度を変化させた場合の一定値 (約  $0.166 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) と比較して，Ex.7 は高く，Ex.8 では低くなった．

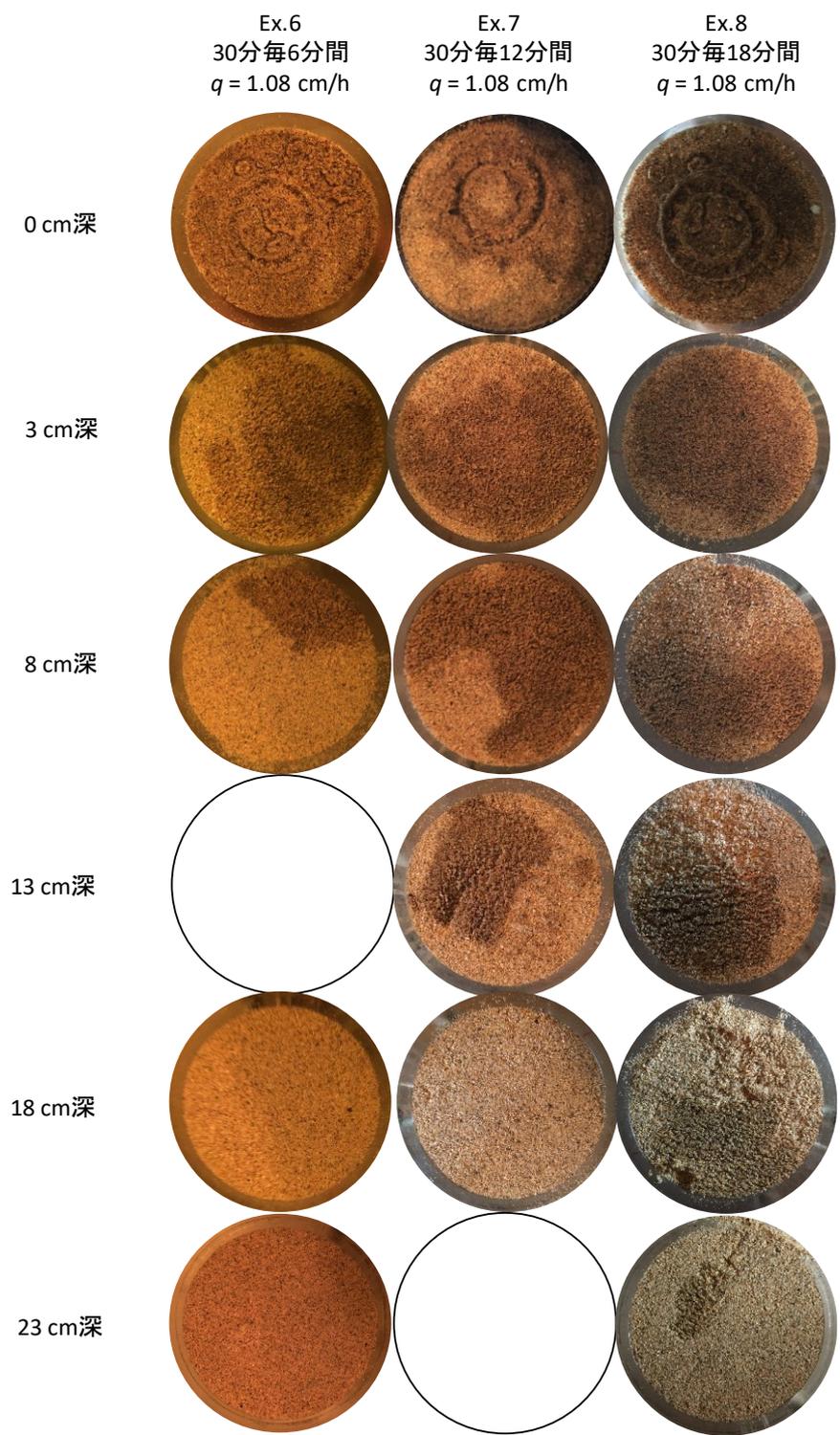


図 4-19 異なる給水頻度における断面図の変化

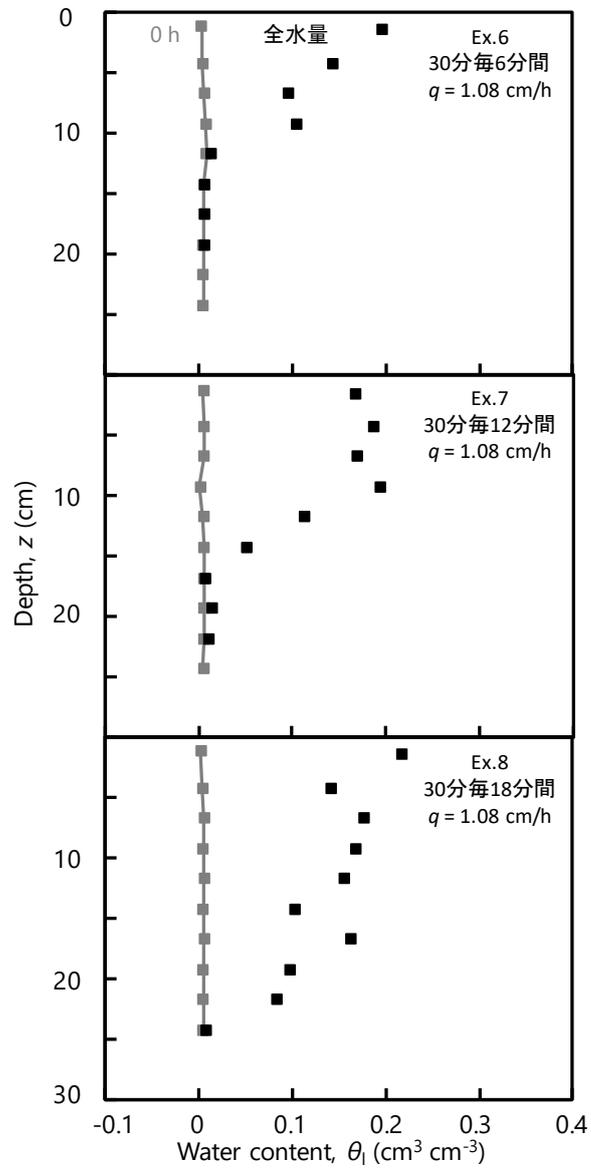


図 4-20 異なる給水頻度における全水量分布

## 4-5 まとめ

乾いた凍土への浸潤を行い、浸潤前線の推移、浸潤にともない形成される分布を確認した。湿った凍土では、凍土中に水が浸潤しないのに対して、乾いた凍土には未凍土と概ね同様に水が浸潤することが確認できた。浸潤前線より下方には、初期温度を維持する領域、初期温度から温度が上昇する領域の2つの温度領域が形成され、浸潤前線より上方には、 $0^{\circ}\text{C}$ に向かって温度上昇する領域、 $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持される領域、 $0^{\circ}\text{C}$ 以上で温度が次第に上昇する領域が形成された。水みちが形成された実験では、形成されなかった実験と比べ、浸潤前線の推移が速くなること、形成された水分分布で水分量の増加が捉えられないなどの特徴が見られた。形成された温度・水分分布、 $0^{\circ}\text{C}$ で温度が維持される領域の長さは、給水速度や頻度によらず、給水量に依存することが明らかとなった。これは土が乾いているため、浸潤水の凍結・融解に関与するエネルギーが、上方からの給水にのみ依存し、給水速度や頻度の影響を無視できたためだと考えられる。

また、凍土での水みちの形成は、未凍土の場合に比べて少ないように感じた。凍土での水みち形成回数は3回に1回ほどの確率だったのに対して、未凍土においては、速度が遅くなればなるほどその確率を上回り、給水速度  $q = 1.08 \text{ cm/h}$  においては、水みちがなく実験が終了した回数はほとんどなかったように思う。こうした水みちの形成要因や凍結との関連性は今後の検討課題である。

## 第5章 解析

### 5-1 水収支による解析

#### 5-1-1 方法

各実験に対して、水収支式を適用し、浸潤過程におけるカラム内の氷量を求めた。今回の計算では以下の水収支式 5-1 を用いた。また、氷量を  $I$ 、給水量に対する氷量の割合を氷率  $i$  (5-2) とした（したがって、氷率は任意の時間における浸潤前線到達地点までのカラム全体氷率を示している）。

$$I = qt - \sum_{k=1}^n (z_{k+1} - z_k) \times (\theta_{liq_{k+1}} - \theta_{liq_k}) \quad (5-1)$$

$$i = I/qt \quad (5-2)$$

#### 5-1-2 結果

給水速度の変化に伴う氷率の変化

図 5-1 に氷率の経時変化、給水量に対する変化を示す。Ex.2 において、氷率は時間の経過とともに徐々に減少した。1 h で  $0.60 \text{ cm cm}^{-1}$  だったのが、4 h で  $0.03 \text{ cm cm}^{-1}$  になった。時間の経過に伴い給水量も増加するため、経時変化と給水量の図は同じように変化する。したがって、給水量が  $4.33 \text{ cm}$  で  $0.03 \text{ cm cm}^{-1}$  になった。

同様に、給水速度 (Ex.3, 4, 5) を変化させ氷率を計算すると、給水速度によらず時間の経過とともに氷率は減少した。Ex.3, 4, 5 において 1h で  $0.82, 0.68, 0.47 \text{ cm cm}^{-1}$ 、4 h で  $0.24, 0.07, 0.36 \text{ cm cm}^{-1}$  と 1 h では給水速度が遅くなるほど氷率が減少した。Ex.2 同様に給水量に対しては経時変化と同じように変化した。給水量が  $3 \text{ cm}$  の時、Ex.3, 4, 5 において  $0.20, 0.07, 0.39 \text{ cm cm}^{-1}$  となった。Ex.5 では、水みち形成による影響が出たと考えられる。

Ex.2, 3, 4, 5 の氷率の経時変化、給水量に対する変化を図 5-2 に示す。経時変化に比べ給水量の方が給水速度の変化にともなう氷率の変化が小さいが、水みちが形成された Ex.5 を除いて氷率は概ね一定であるといえる。

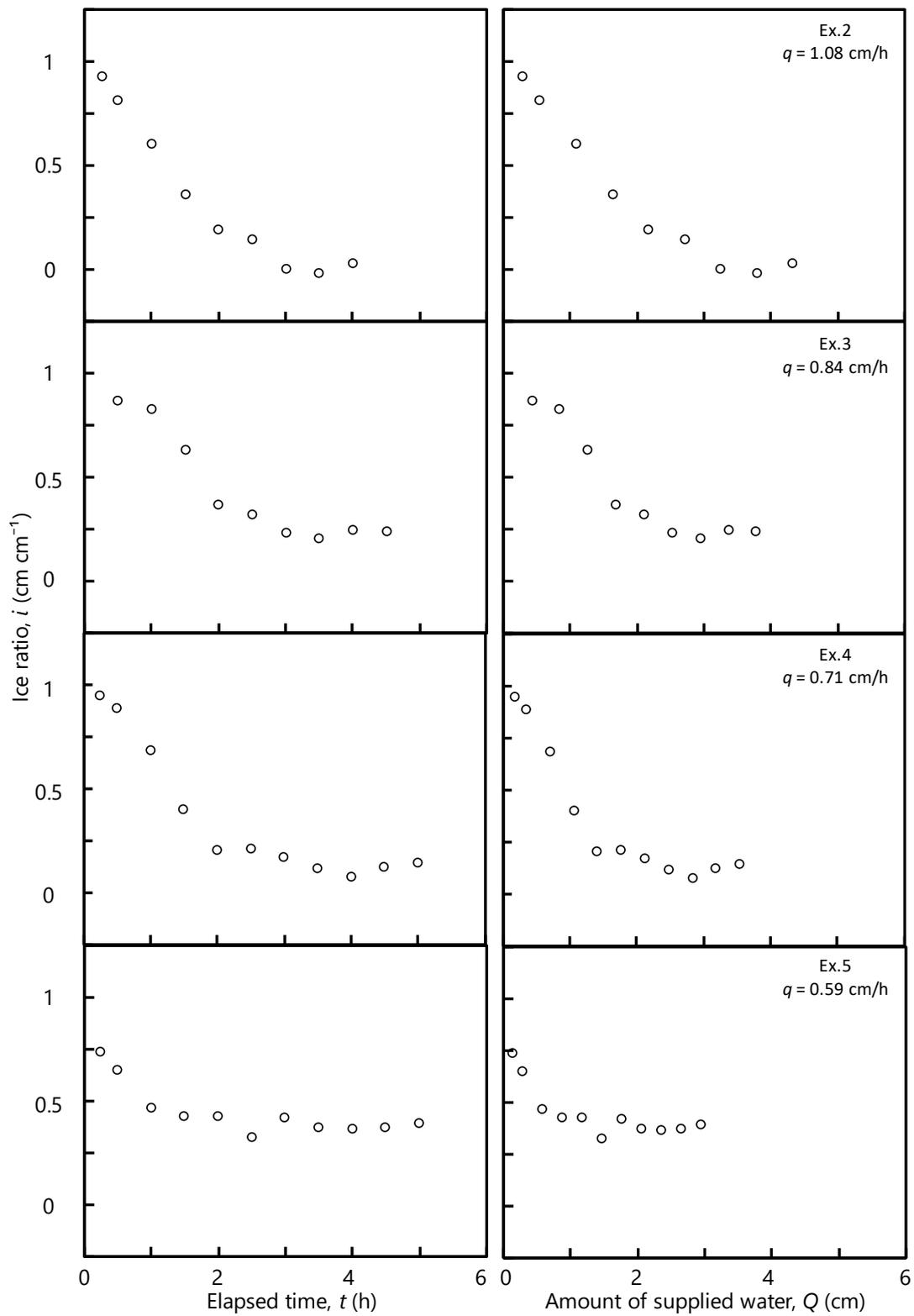


図 5-1 Ex.2, 3, 4, 5 の氷率の経時変化, 給水量に対する変化

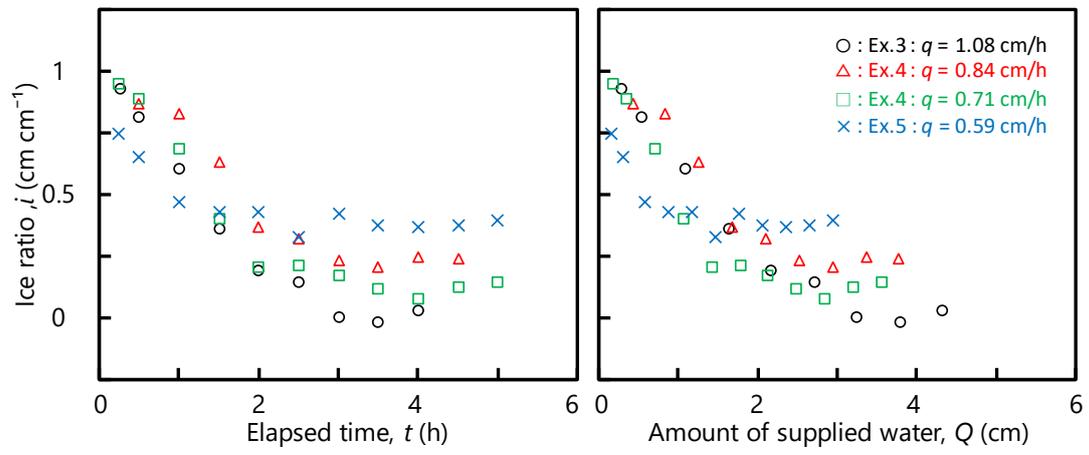


図 5-2 異なる給水速度の氷率の経時変化, 給水量に対する変化

給水頻度の変化にともなう氷率の変化

図 5-3 に氷率の経時変化，給水量に対する変化を示す。

Ex.6 において，氷率は時間の経過とともに徐々に減少した。1 h で  $0.70 \text{ cm cm}^{-1}$  だったのが，4.5 h で  $0.41 \text{ cm cm}^{-1}$  になった。時間の経過に伴い給水量も増加するため，経時変化と給水量の図は同じように変化する。したがって，1.00 cm で  $0.03 \text{ cm cm}^{-1}$  になった。

同様にして，給水頻度 (Ex7, 8) を変化させ氷率を計算すると，給水頻度によらず時間の経過とともに氷率は減少した。Ex.7, 8 において 1h で  $0.17, 0.11 \text{ cm cm}^{-1}$ ，4 h で  $-0.03, 0.02 \text{ cm cm}^{-1}$  と 1 h では給水速度が遅くなるほど氷率が減少した。4 h 時に Ex.7 において氷率が 0 を下回ってしまったのは，EC5 水分センサの検量や小さな水みちの形成より，液状水量を過大評価してしまったためと考えられる。Ex.6 同様に給水量に対しては経時変化と同じように変化した。給水量が 1 cm の時，Ex.6, 7 において  $-0.08, 0.15 \text{ cm cm}^{-1}$  となった。

氷率の経時変化，給水量に対する変化を図 5-4 に示す。経時変化においては，Ex.6 が Ex.7, 8 に比べ大きな氷率となった。給水量の方が給水速度の変化にともなう氷率の変化が小さかった。

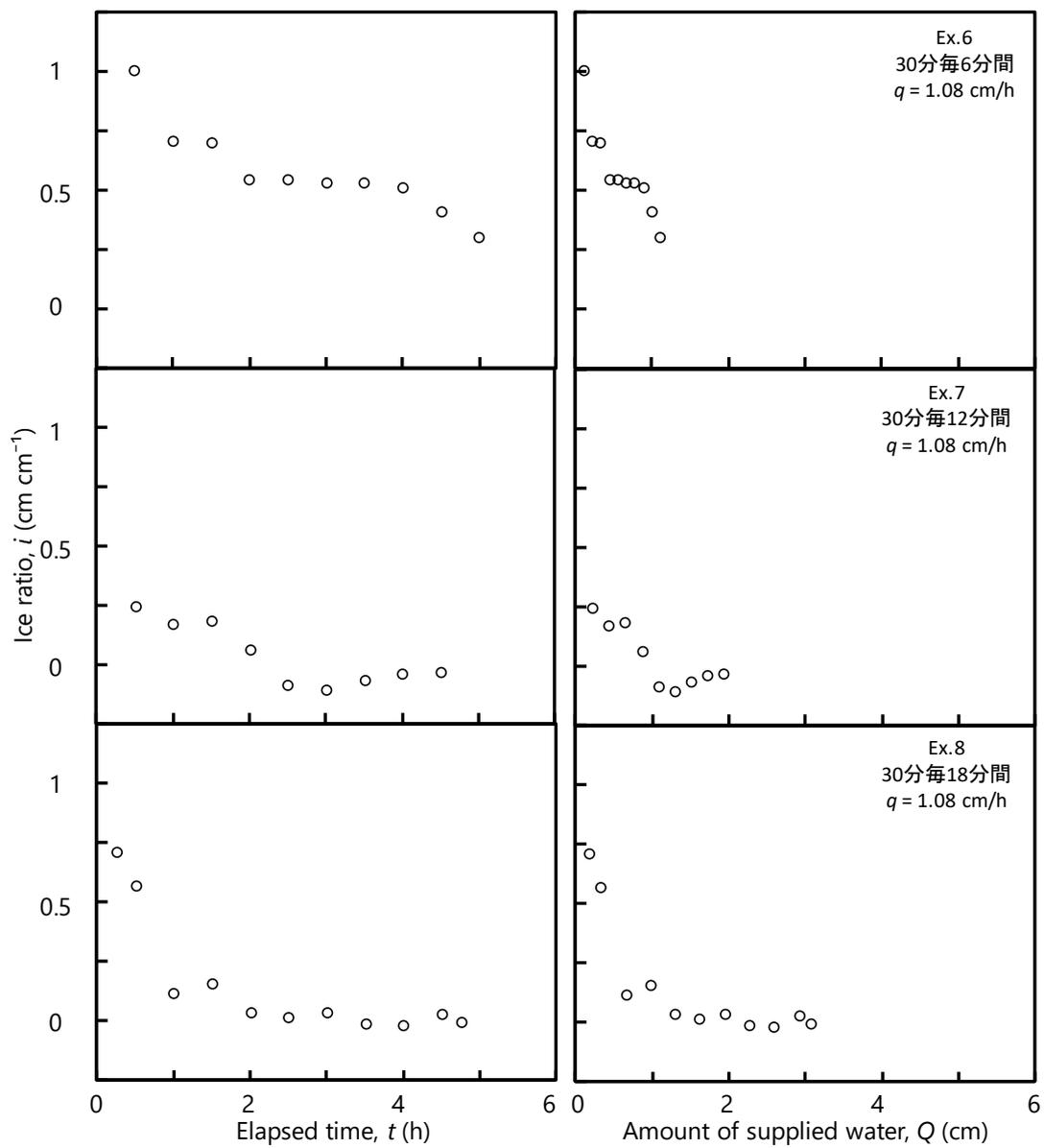


図 5-3 Ex.6, 7, 8 の氷率の経時変化, 給水量に対する変化

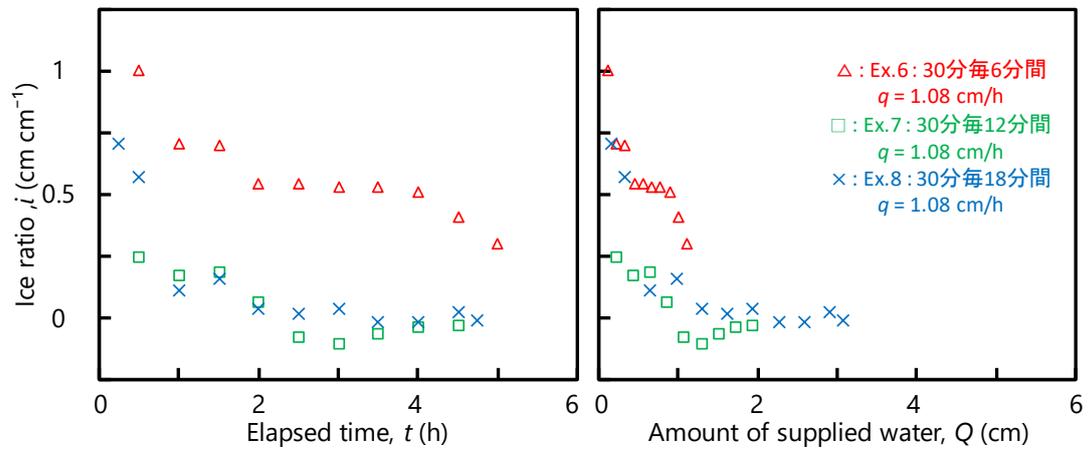


図 5-4 異なる給水頻度の氷率の経時変化，給水量に対する変化

## 5-2 凍土への水の浸潤を再現できる水分・熱移動モデルによる解析

### 5-2-1 方法

2-4.で示した凍土中の水の浸潤を再現できる水分・熱移動モデルを3章の実験結果(Ex.2, 3, 4, 5)を再現するようにパラメータ  $f, m$  を定めた。そして、水分・温度分布の比較を行った。

### 5-2-2 初期条件・境界条件

計算は2-4で記述した水分・熱移動式を用いて、各項の計算をExcel上で行った。計算領域となる鉛直一次元の土層(以下、計算土層)の全長はカラムと同じ26 cmとした。上端の境界条件は、浸潤水の温度である1°Cで固定した。下端の境界条件は、25.5 cm深の実測値を再現するように、一定温度を与え続けた。水分境界条件は、上端には給水速度  $q$  を、下端は自由排水とした。

### 5-2-3 結果

#### 計算と実測値との比較

##### 計算条件

計算を行った際の各実験における給水速度，全水量，凍結割合，融解割合を表 4-1 に示す。

表 5-1 各実験におけるパラメータ値

No.	給水速度 $q$ ( $\text{cm h}^{-1}$ )	$\theta_{\text{total}}$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	凍結割合 $f$ (%)	融解割合 $m$ (%)
Ex.2	1.08	0.22	5, 10, 18	0.01
Ex.3	0.84	0.18	5, 10, 17	0.01
Ex.4	0.71	0.20	5, 10, 15	0.01
Ex.5	0.59	0.20	5, 10, 15	0.01

##### 計算結果

図 5-5, 6, 7 に Ex.2 の温度，水分分布を示す。プロットは実測値，点線・破線・実線は計算値を示し，温度分布の黒色の破線は  $0^\circ\text{C}$  を表す。また，点線・破線・実線の順に凍結割合は 5, 10, 18% である。

温度分布は，0.65 cm 給水時，凍結割合 5, 10% が実測値を過小評価したが，18% が実測値を概ね再現した。1.3, 1.85 cm 給水時も同様に，18% が実測値を良く再現したといえるが，1.30 cm 給水時の 9.5 ~ 14.5 cm 深，1.95 cm 給水時の 11.5 ~ 14.5 cm 深では，計算値が実測値を過小評価した。これは，実験ではカラムを断熱しているものの，側面からの熱の流入が生じていることを示している。また，1.95 cm 給水時，計算が不安定になり， $0^\circ\text{C}$  領域の再現が出来ていない深さがあった。

水分分布は，0.65 cm 給水時，すべての凍結割合で計算値が実測値を過大評価した。1.3 cm 給水時，1.25, 4.25 cm 深で計算値が実測値を過大評価した。1.5 ~ 2.5 cm 深では液状水量の増加が見られた。これは， $0^\circ\text{C}$  以上になっている深さと一致することから，氷が融解したことによるものだと考えられる。1.95 cm 給水時は，矩形浸潤という仮定があるものの，計算値は実測値の形状を概ね再現した。1.3 cm 給水時同様に，1.5 ~ 2.5 cm 深では，融解による液状水の増加が見られた。

同様にして，給水速度を変化させ (Ex.3, 4, 5) 計算を行うと，温度，水分分布が得られた。プロットは実測値，点線・破線・実線は計算値を示し，点線・破線・実線の順に凍結割合は Ex.3 で 5, 10, 17, Ex.4, 5 で 5, 10, 15% とした。

温度分布は、0.65 cm 給水時、給水速度が変化しても凍結割合 5, 10%において計算値が実測値を過小評価し、17, 15%において計算値が実測値を概ね再現した。1.30 cm 給水時も同様にして、凍結割合 15, 17%が実測値を良く再現したが、Ex.5 においては、4.5~8.5 cm 深の温度を過大評価した。これは、水みちによる影響を計算においては考慮出来ていないためだと考えられる。また、どの給水速度においても 10~15 cm 深では、計算値が実測値を過小評価した。側面からの熱の流入による影響だといえる。温度上昇幅は給水速度が遅くなるほど大きくなったが、これは時間経過による影響だと考えられる。1.95 cm 給水時も 10~15 cm 深を除いて、概ね計算値が実測値を再現したといえる。

水分分布は、0.65 cm 給水時、給水速度が変化しても計算値は実測値を過大評価した。また、凍結割合が変化しても、水分分布にほとんど違いは見られなかった。1.30 cm 給水時、Ex.3, 4 においては、矩形浸潤のため計算値が実測値を過大評価しているものの、概ね再現した。Ex.5 では、水みち形成によって大きく異なる形状となった。

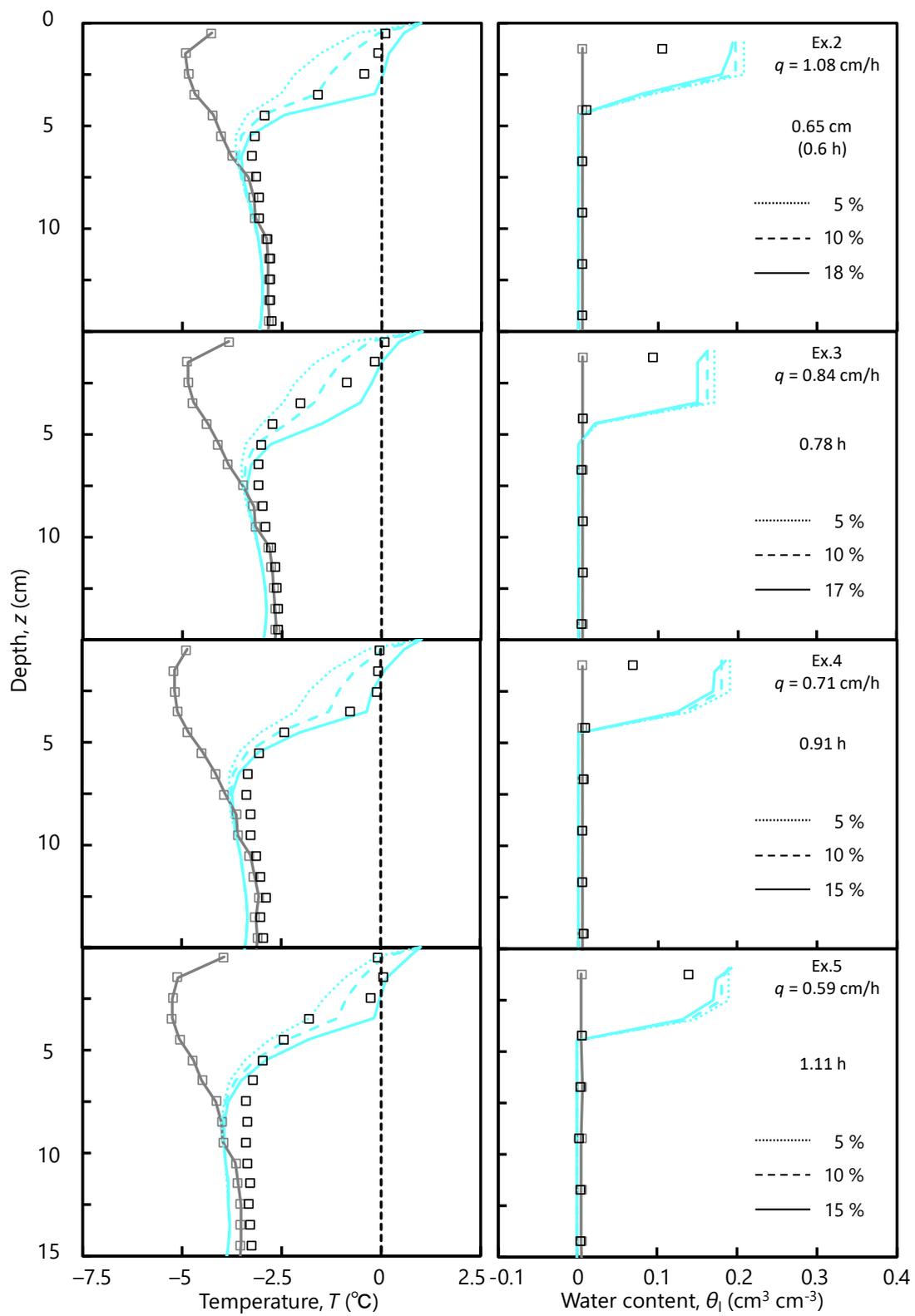


図 5-5 0.65 cm 給水時の Ex.2, 3, 4, 5 における温度・水分分布

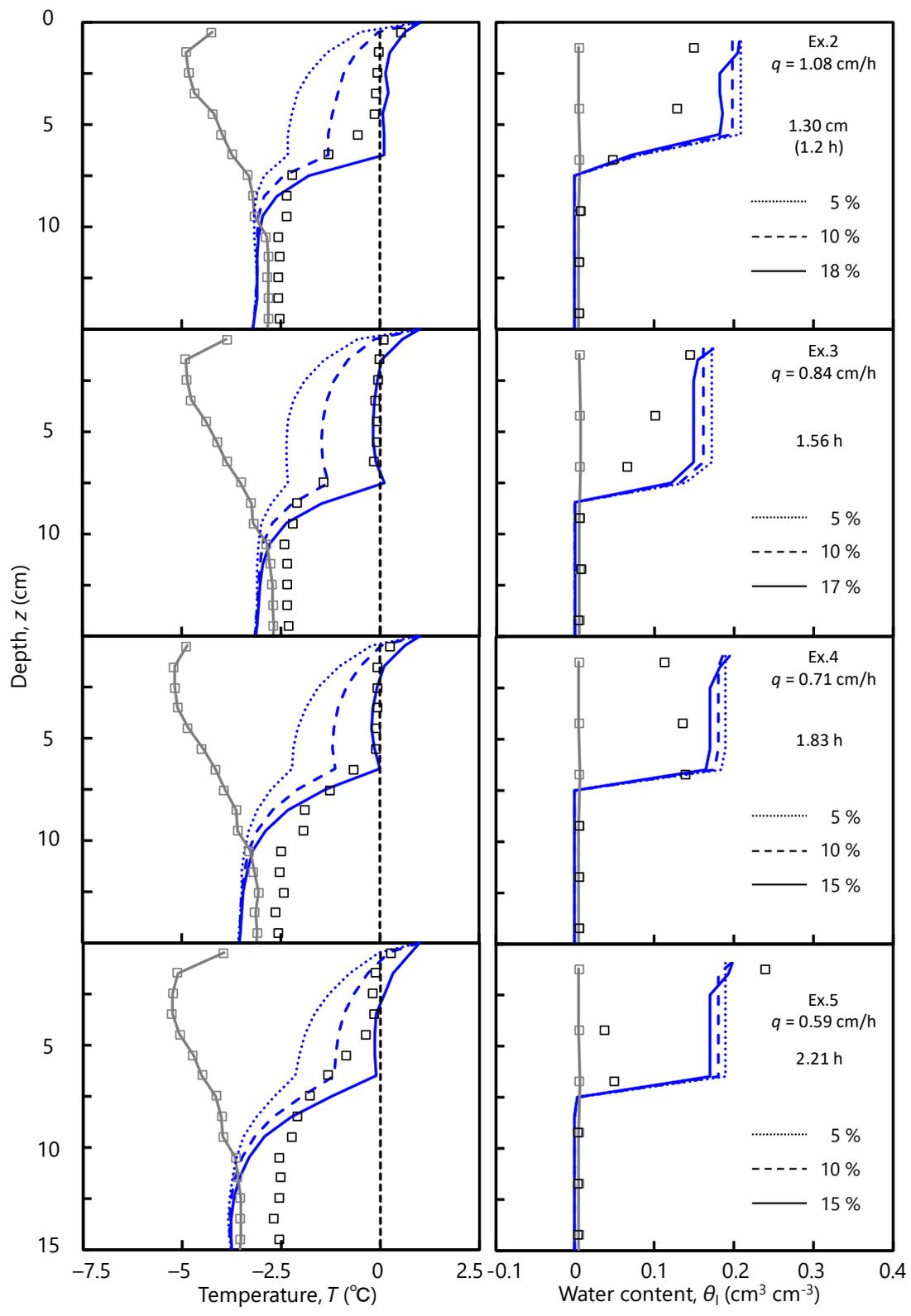


図 5-6 1.30 cm 給水時の Ex.2, 3, 4, 5 における温度・水分分布

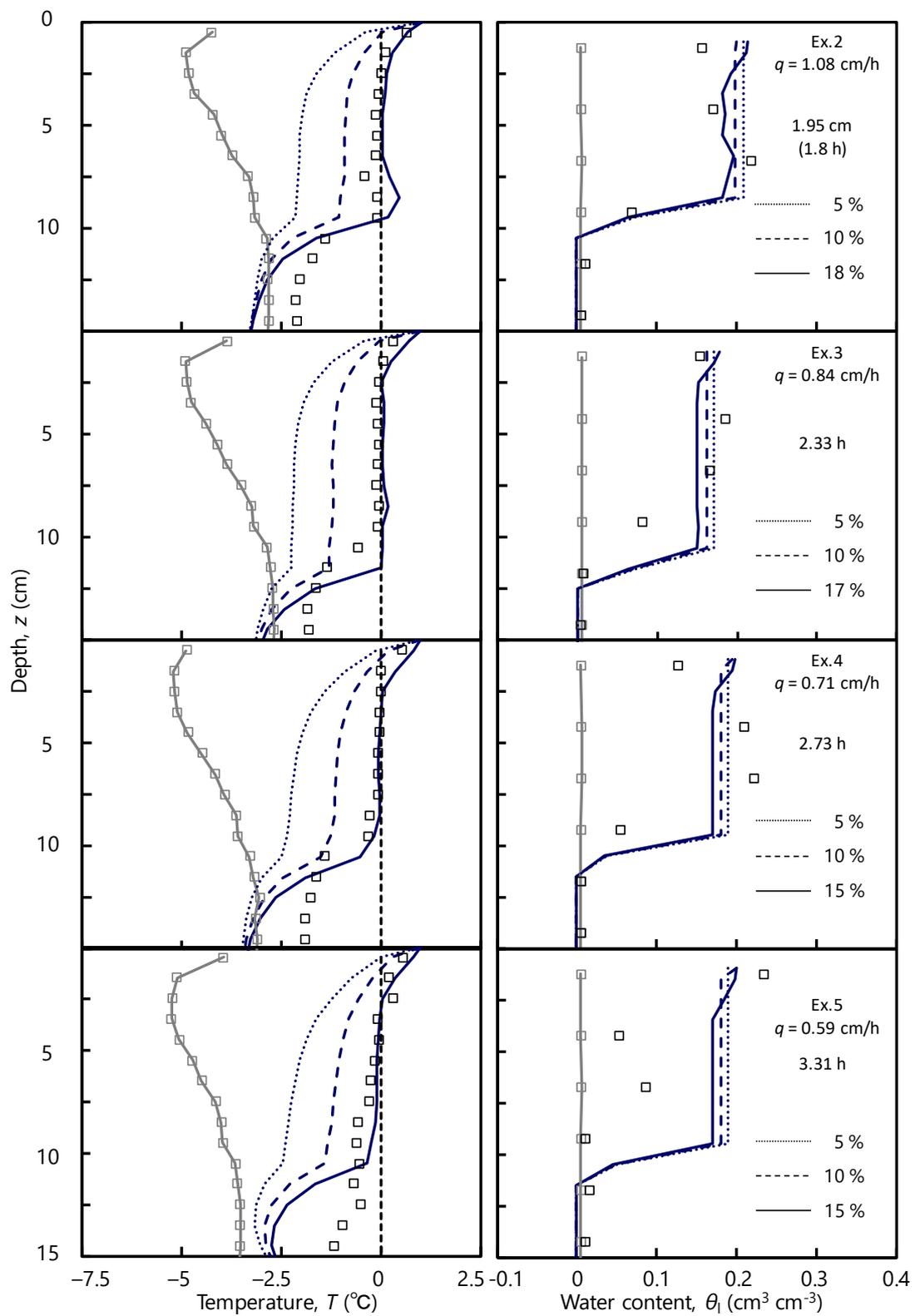


図 5-7 1.95 cm 給水時の Ex.2, 3, 4, 5 における温度・水分分布

#### 5-2-4 水収支, 熱収支から考えられる氷量分布

図 5-8 に Ex.2 の水分分布・氷量分布を示す。水分分布における点線が全水量, 実線が液状水量を示し, 上から順に 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時を示している。氷量は全水量と液状水量との差である。

水分分布では, 3 つの給水期間において全水量は一定値を示した。矩形浸潤を仮定したためである。また, 2.5 cm 深より上方では全水量に漸近した。これは, 氷量分布でも見られているように, 氷の融解により液状水量の増加が起きたためだと考えられる。氷量は, 給水量の増加(時間の経過)にともない融解領域(0 ~ 2.5 cm 深)と凍結領域(0.65 cm : 2.5 4.5 cm 深, 1.30 cm : 5.5 ~ 7.5 cm 深, 8.5 ~ 10.5 cm 深)を除いて一定値を維持しながら下方へ進行した。計算が不安定になった影響を受けて, 1.30, 1.95 cm 深において氷量が微減少している深さがあった。

同様にして, 給水速度を変化させた(Ex.3, 4, 5)場合の水分・氷量分布を図 5-9, 10, 11 に示す。Ex.2 同様に水分分布における点線が全水量, 実線が液状水量を示し, 上から順に 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時を示している。氷量は全水量と液状水量との差である。

水分分布では, 給水速度が変化しても, 矩形浸潤の仮定から 3 つの給水期間において全水量は一定値を示した。Ex.2 とは異なり, 1.5 cm 深より上方で融解による液状水量の上昇が見られた。給水速度の変化にともない水分分布が変化し, 氷量分布も変化するが, 給水速度が変化しても, 概ね氷量分布は同じだった。

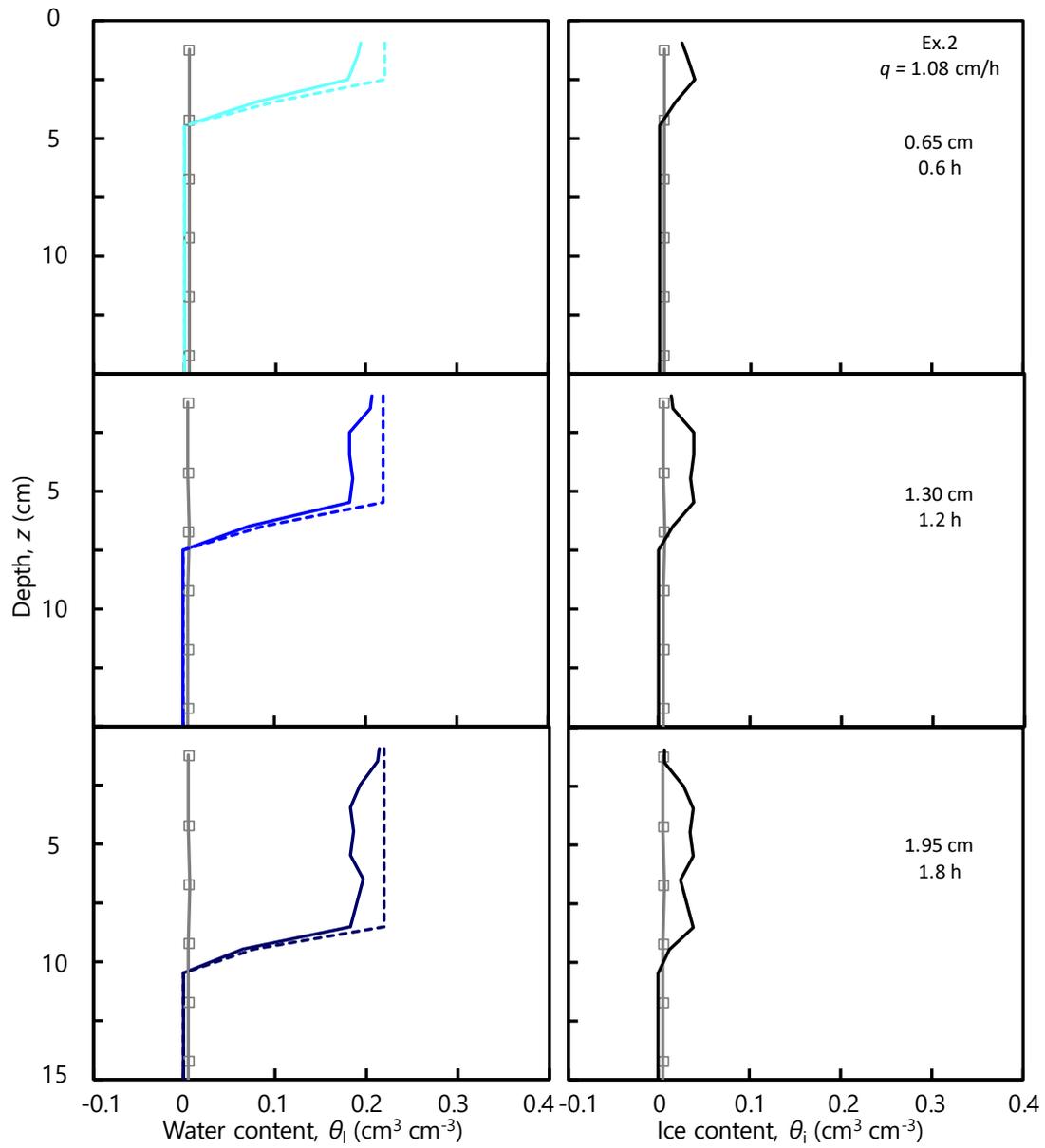


図 5-8 Ex.2 における 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時の水分・氷量分布

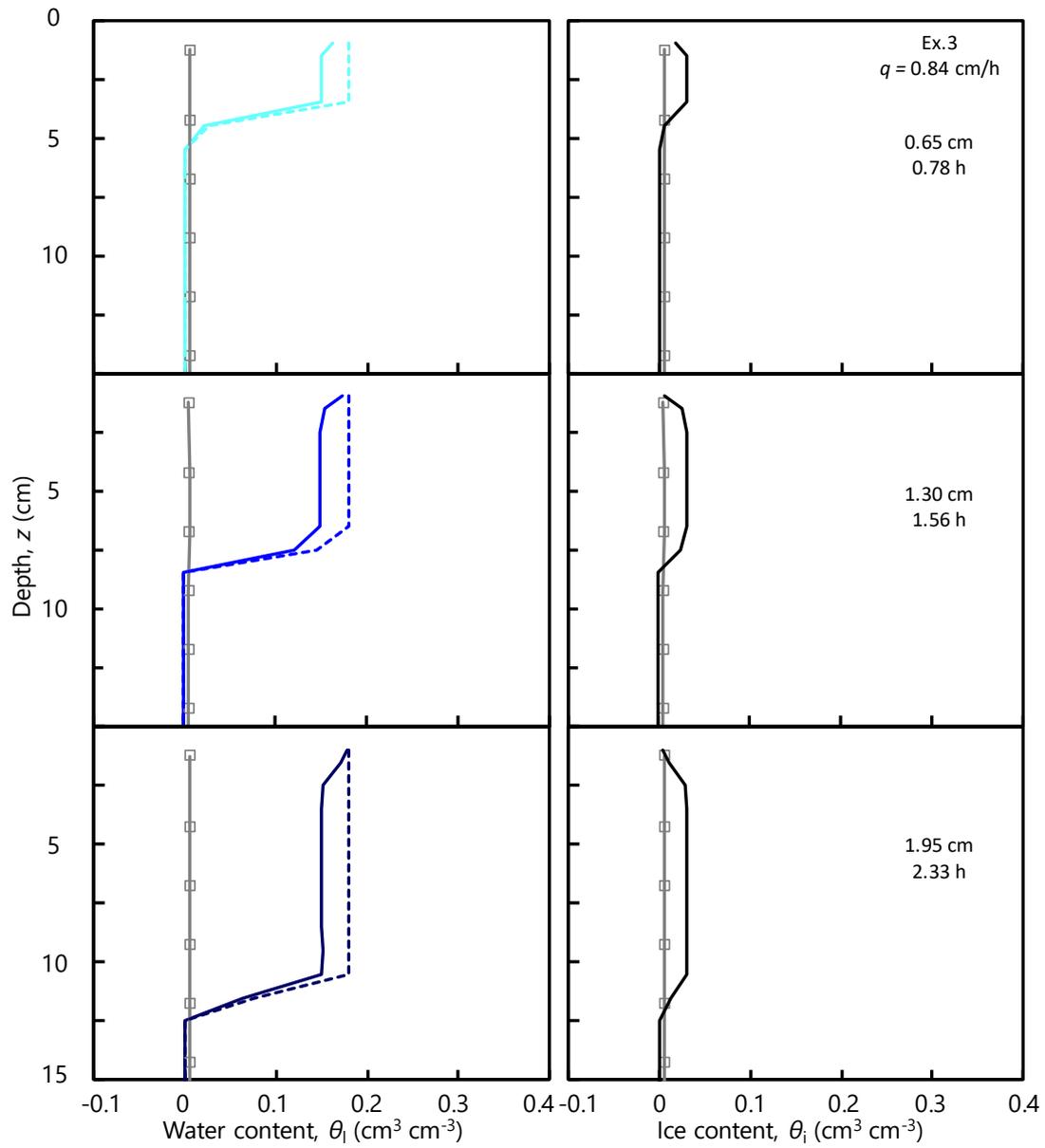


図 5-9 Ex.3 における 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時の水分・氷量分布

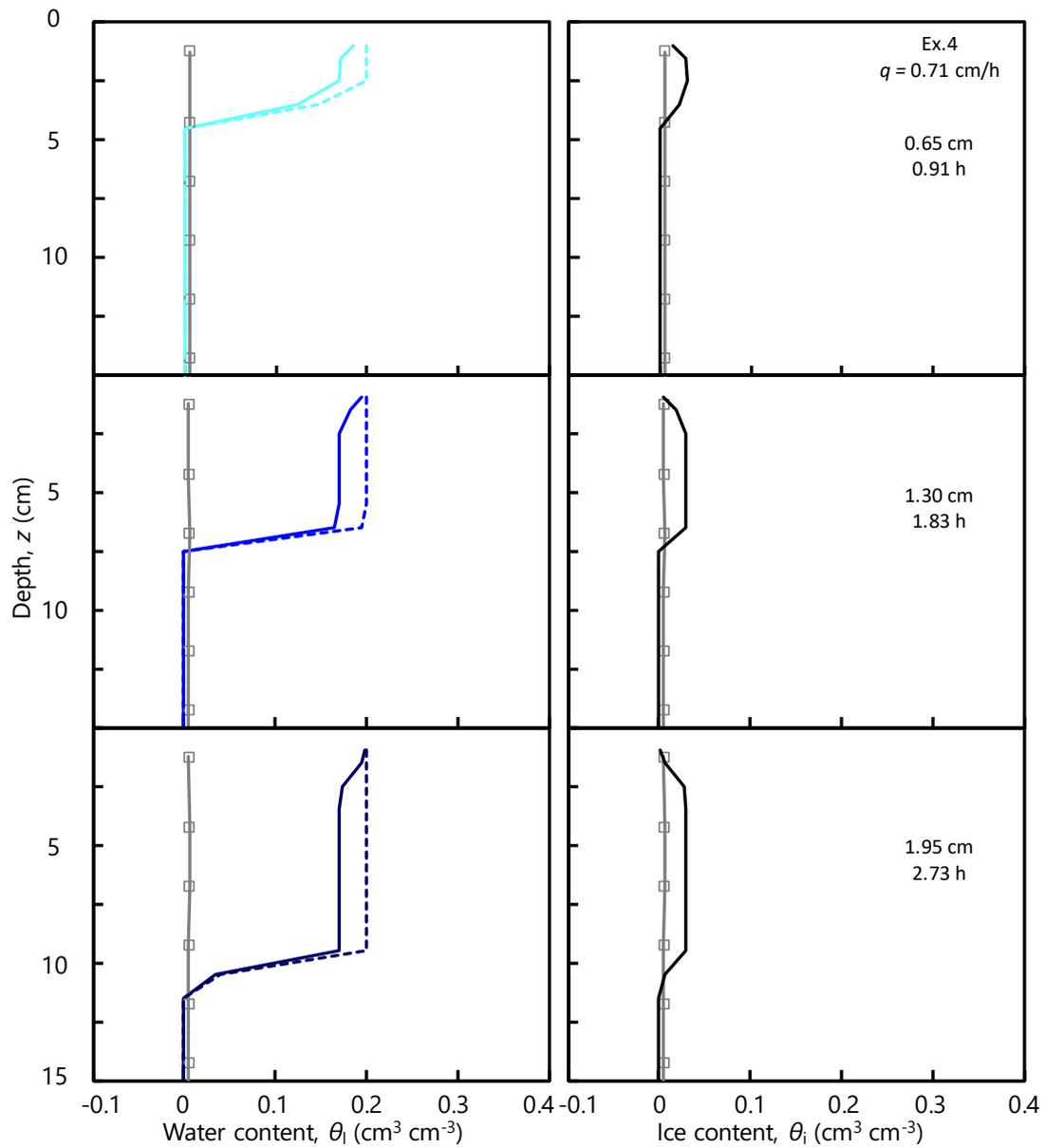


図 5-10 Ex.4 における 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時の水分・氷量分布

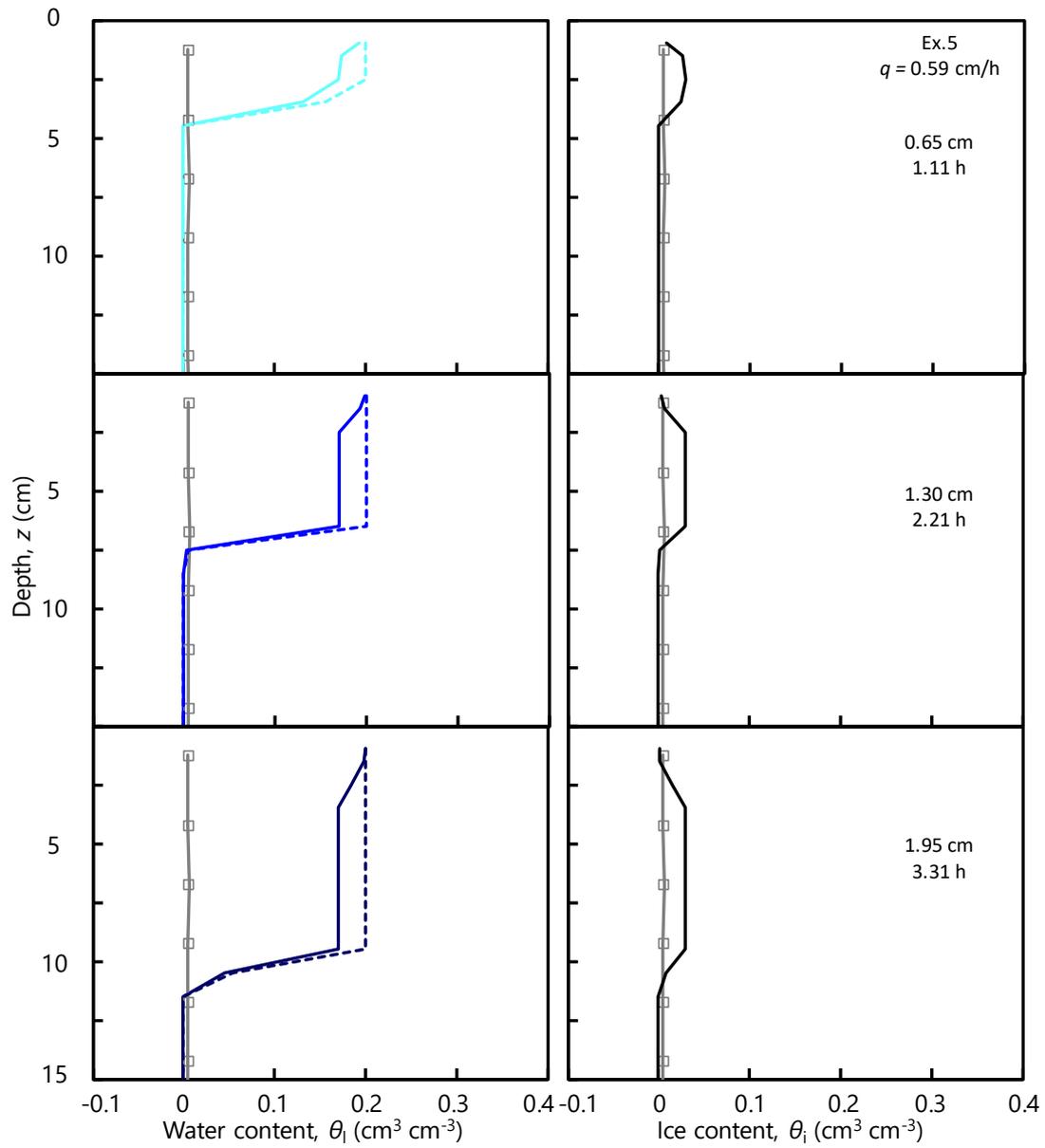


図 5-11 Ex.5 における 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時の水分・氷量分布

## 5-3 考察

### 5-3-1 実験条件間の氷量に関する比較

図 5-12 に給水速度を変化させた時の氷量分布を示す。各給水速度に対して 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時の分布を示している。

等量の給水を行った場合の分布を比較すると、給水速度が変化しても氷量分布に大きな違いは生じなかった。水収支における氷率の変化と氷量分布から、氷量は給水速度には依存せず給水量に対して決まることが示唆される。また、給水速度を変化させても、全水量に対する約 15 ~ 20%の凍結により計算値が実測値を概ね再現したことから、今回の給水速度 (0.59 ~ 1.08 cm/h) では、凍結は側方に広がるよりも、浸潤前線の先端部で一定割合を凍結させながら、鉛直方向に伸びていくことが考えられる。

また、図 5-13 に水収支から求めた氷率と熱移動式から求めた氷率を示す。水収支から求めた氷率をプロットで、モデルから求めた氷率は実線で示している。

Ex.2 では、水収支から求めた氷率は、時間の経過にしたがい 1 h で  $0.60 \text{ cm cm}^{-1}$ 、4 h で  $0.03 \text{ cm cm}^{-1}$  と減少した。モデルから求めた氷率は、0.5 h まで上昇し約  $0.13 \text{ cm cm}^{-1}$  となり、概ね一定値をとりながら、その後 5 h まで微量の減少を続け約  $0.12 \text{ cm cm}^{-1}$  となった。

同様に給水速度を変化させ (Ex.3, 4, 5) 氷率を求めると、Ex.2 と同じように水収支から求めた氷率は時間の経過にしたがい減少した。Ex.3, 4, 5 において、1 h で 0.82, 0.68, 0.46  $\text{cm cm}^{-1}$ 、4 h で 0.24, 0.07, 0.36 と、1 h では給水速度が遅くなるほど氷率の減少が見られた。一方で、4 h ではそうした傾向が見られなかった。Ex.5 においては水みちが出来たことによる影響が出たためだと考えられる。熱移動式から求めた氷率は、給水速度が変化しても、0.5 h まで上昇し、その後一定値 (Ex.3, 4, 5 : 0.14, 0.12, 0.11)、そして微量の減少を続ける (5 h で Ex.3, 4, 5 において、0.10, 0.11, 0.09  $\text{cm cm}^{-1}$ ) が見られた。0.5 h まで上昇するのは、熱収支の氷量を求める際の台形則による誤差によると考えられる。

水収支とモデルから求めた氷率を比較すると、水収支における収束値とモデルにおける一定値が概ね等しかった。水収支の測定初期では、測定精度により、水分量の増加に対して測定が遅れることにより、実際の氷量を過大評価していることが考えられる。また、モデルの計算初期では、仮定した全水量の 20%よりも多くの氷が出来ていることが示唆される。

図 5-14 に給水速度と氷量の関係を示す。この際、氷量は含水率一定領域 ( $0^\circ\text{C}$  停滞領域) に出来た含水率の平均値を示している。給水速度が増加するにつれて氷量は  $0.029 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  から  $0.035 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  に増加したが、概ね一定であるとみなせる。

また、図 5-15 に給水速度と凍結割合、融解割合の関係を示す。今回の計算では、凍結割合  $f$ 、融解割合  $m$  を給水期間中一定としたので、任意の時刻の凍結・融解割合を示す。給水速度と氷量と同様に、給水速度が増加すると凍結割合も 15%から 18%に増加した。

しかし、これも概ね一定であるとみなせる。一方で、給水速度が変化しても融解割合は変化しなかった。これは、凍結割合と同様に融解割合についても様々な割合において計算を行った結果、妥当性のある融解割合を決定することが出来なかったため、計算値として実測値を一番良く再現した場合の融解割合を示したためである。給水速度が変化しても、 $\theta_{total}$  ならびに  $f$  が概ね等しいことから、今回実験を行った給水速度では、上方から給水される水の熱量にのみ依存して、氷量が決定されると考えられる。

次に、図 5-16 に給水速度と氷率の関係を示す。図中○印の氷率は全水量に対する含水率一定領域における氷量の割合を示し、●印の氷率は、熱移動式における一定値の中の最大値を示している。また△印は、水収支式から求めた氷率を示している。●印と○印はどちらの氷率においても傾向が類似した。○印の氷率よりも●印が小さくなったのは、○印が全水量に対する含水率一定領域を対象に氷率を算出したのに対して、●印は含水率分布から台形則にて面積計算を行い、氷量 (cm) を算出し給水量 (cm) に対して氷率を求めているため、含水率一定領域でない部分が存在しているためだと考えられる。△印は、水みちの出来た影響が出たと考えられる Ex.5 ( $q = 0.59 \text{ cm h}^{-1}$ ) では他の給水速度よりも氷率が高くなったが、給水速度の増減に対する氷率の増減にはっきりとした傾向は見られなかった。モデルから算出した氷率 (○, ●) と水収支式から算出した氷率 (△) では、Ex.4 ( $q = 0.71 \text{ cm h}^{-1}$ ) における氷率は概ね一致したが、Ex.2, 3 ( $q = 1.08, 0.71 \text{ cm h}^{-1}$ ) では、Ex.5 ほどではないものの違いが見られた。

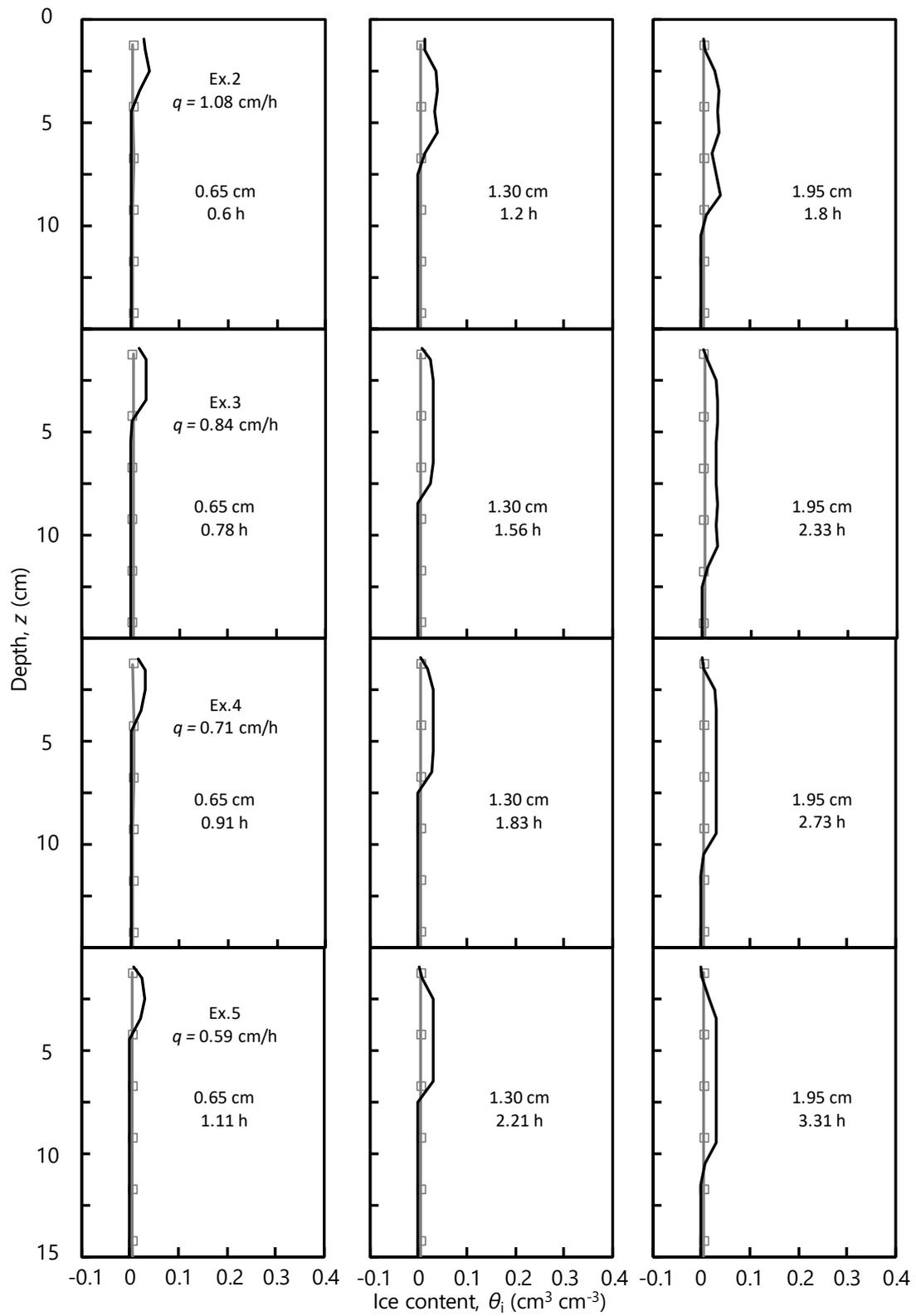


図 5-12 0.65, 1.30, 1.95 cm 給水時の Ex.2, 3, 4, 5 における氷量分布

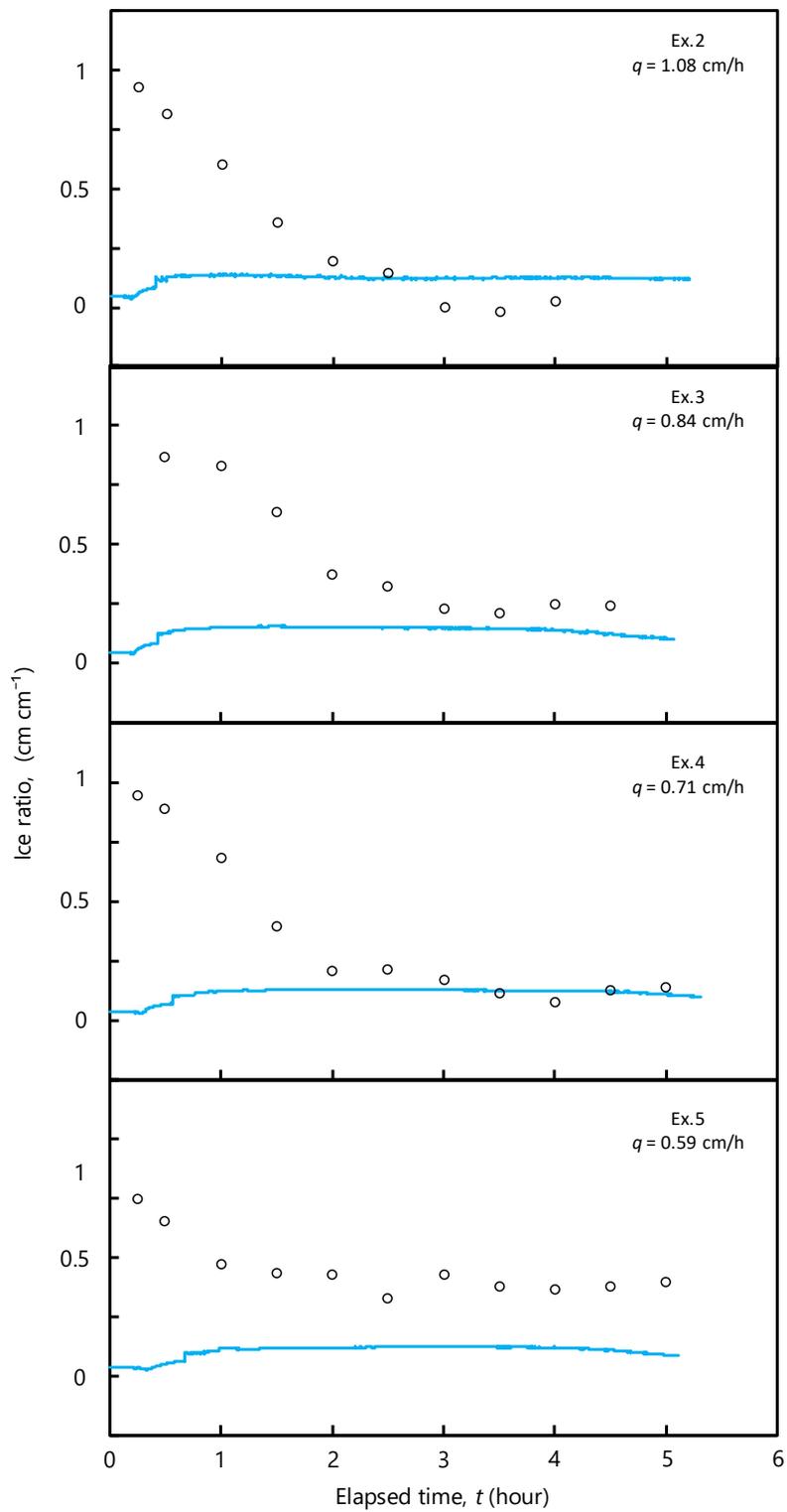


図 5-13 水収支およびモデルから求めた氷率の経時変化

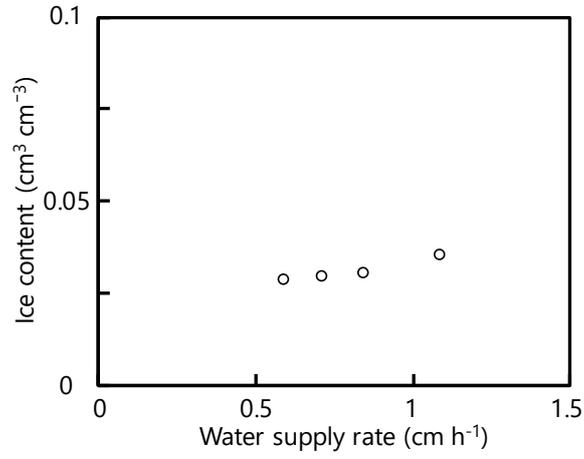


図 5-14 給水速度と氷量の関係

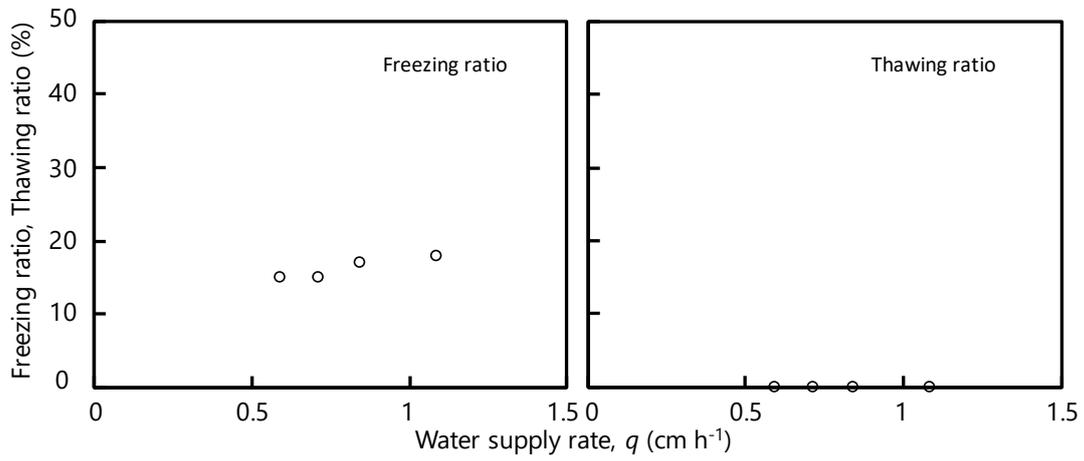


図 5-15 給水速度と凍結・融解割合の関係

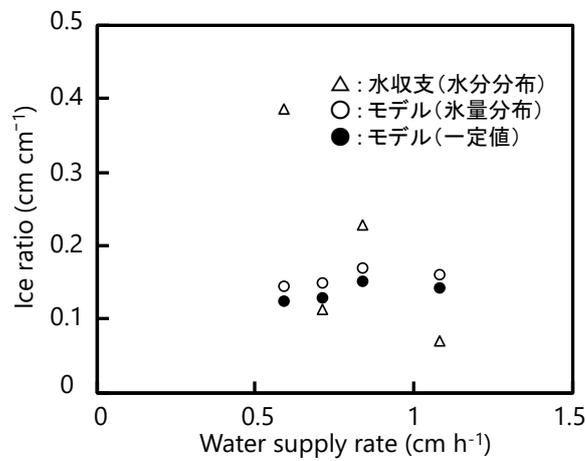


図 5-16 給水速度と氷率の関係

## 第6章 おわりに

本研究では、乾いた凍土カラムへの浸潤実験を行うことで、浸潤水の凍結・融解にともない土中に形成される水分・温度分布を明らかにした。また、凍土への水の浸潤を再現できるモデルを構築し、そのモデルを用いてカラム実験を再現することで、浸潤過程における凍土中の氷量分布の推定および水みちの形成も含めた乾いた凍土中の浸潤水の凍結・融解メカニズムを検討した。

第4章では、異なる給水速度や頻度においてカラム浸潤実験を行った。給水速度として  $q = 1.08, 0.84, 0.71, 0.59 \text{ cm h}^{-1}$  の4通り、給水頻度として、 $1.08 \text{ cm h}^{-1}$  で30分毎6分間、12分間、18分間の3通りを行った。給水速度や頻度が異なっても、土中には5つの温度領域を形成しその際、 $0^\circ\text{C}$ で温度が停滞する領域が存在したことから、この領域では、浸潤水の凍結により生じた氷が維持され、 $0^\circ\text{C}$ の水が凍ることなく浸潤していると考えられた。給水速度や頻度が異なると、5つの温度領域が形成される深さも異なったが、給水量が等しい時間でそれぞれを比較すると、 $0^\circ\text{C}$ で温度が停滞する領域の長さは等しいことが明らかになった。30分毎に給水を行った場合には、土中の液状水量は給水期間に上昇、非給水期間に一定を維持した。また、等量の給水を行った場合の水分分布を比較すると、給水速度や頻度が変化しても、浸潤前線の到達深さは同じであった。凍土への浸潤は、給水速度ではなく、給水量に依存するといえる。水みちが形成された実験に関しては、浸潤前線の到達深さや温度分布や水分分布に違いがみられた。

第5章では水収支や凍土への浸潤を表現できる水分・熱移動モデルを用いて氷量の推定を行い、カラム実験に対して数値計算を行った。水収支法では、給水量に対して氷率を考えると、給水速度や頻度が変化しても、氷率の変化には違いは見られなかった。土中で氷が生成・消失する上で、給水速度よりも給水量が支配的であることが分かった。モデルでは、あらかじめ氷量分布を仮定し、矩形浸潤であるとして熱移動式を解くことで、計算は実測を概ね再現できた。また、給水速度の違いにともなう $0^\circ\text{C}$ 停滞領域の氷量分布の違いについて比較を行い、氷量分布が給水速度にほとんど依存しないことを示した。今回行った給水速度 ( $0.59 \sim 1.08 \text{ cm h}^{-1}$ ) においては、凍結は側方に伸びるよりも、浸潤前線先端部で全水量の15~18%を凍結させながら鉛直方向に伸びていき、上端部分から0.1~7%で融解が起きていると考えられる。また、水収支とモデルにおける氷率の比較も行った。水収支における収束地、熱移動式における一定値は測定初期を除いて概ね一致した。側的初期には、氷量を水収支では過大に、モデルは過小に評価していることが示唆された。

こうした数値計算には、矩形浸潤ならびに氷量を仮定した。しかし、実験でも生じた水みちや測定初期での氷量推定には対応できていない。また、実験における実測値を計算値が概ね再現できたものの、計算の不安定さを内包している。今後の課題としては、実験から水みちの発生要因を検討すること、その検討要因から数値計算においても水みちの再現を目指すことが挙げられる。

最後に乾いた凍土への浸潤を総括する。乾いた凍土に水が浸潤すると、浸潤前線にした水の一定割合が凍結することで急激に $0^{\circ}\text{C}$ まで上昇する。その際、浸潤前線上部には、前線で生じた氷量が維持された状態で水が流下する $0^{\circ}\text{C}$ の領域が形成される。この $0^{\circ}\text{C}$ の領域は徐々に地表が融解する。また、形成された温度・水分分布は、給水速度や給水頻度に依存せず、給水量に対して概ね等しくなる。そして、この際形成された氷の分布は、水平方向よりも鉛直方向に伸びる形となることから、給水の下方への浸透を抑制することはないと考えられる。また、氷率や温度・水分分布の形状が給水速度や給水頻度に依存せず、給水量に対して決まることから、浸潤過程は伝導よりも移流が支配的な現象であるといえる。そして、乾いた凍土で水の浸透を妨げることなく浸潤が進行するのは、湿った凍土に比べ熱容量が小さいため、凍結量が少ないためだと考えられる。今回実験を行った給水速度では、上方からの給水による熱量により、氷量が決定されると考えられる。

## 参考文献

1. 伴俊和 (2017) : 凍結融解過程にある不飽和凍土中の不凍水圧
2. ゲイロン S. キャンベル (1987) : パソコンで学ぶ土の物理学[自然環境管理の基礎] (中野政詩・東山勇訳) , 鹿島出版会, 30-33
3. Cannon, R.F., Quinton, W.L., Craig, J.R., Hayashi, M. (2014): Changing hydrologic connectivity due to permafrost thaw in the lower Liard River valley, NWT, Canada, *Hydrological Processes*, 28, 4163-4178
4. De Vries, D.A. (1963): Thermal Properties of Soil, *Physics of Plant Environment*, van Wijk W.R. Eds, Amsterdam, Nort Holland, 210-235
5. Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure, *Water Resources Research*, 30, 211-223
6. 深見浩司 (2013) : 石狩湾岸地域における融雪期の地下水位の上昇・積雪水量・総融雪量・積算降水量との関係-, *日本雪氷学会誌*, 75, 3, 125-136
7. Harlan, R.L.(1973) : Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, *Water Resources Research*
8. He, H., Dyck, M., Si, B., Zhang, T., Lv, J., Wang, J. (2015): Soil freezing-thawing characteristics snowmelt infiltration in Cryalfs of Alberta, Canada, *Geoderma Regional*, 5, 198-208
9. Hirashima, H., Avanzi, F., Yamaguchi, S. (2017): Liquid water infiltration into a layered snowpack: evaluation of a 3-D water transport model with laboratory experiments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 5503-5515
10. Holten, R., Bøe, F.N., Almvik, M., Katuwal, S., Stenrød, M., Larsbo, M., Jarvis, N., Eklo, O.M. (2018): The effect of freezing and thawing on water flow and MCPA leaching in partially frozen soil, *Journal of Contaminat Hydrology*, 219, 72-85
11. 池田敦・岩花剛 (2010) : 富士山頂の凍土融解過程の検討ー永久凍土の長期変動に関する予察的研究ー, *Journal of Geography*, 119(5), 917-923
12. ウィリアム・ジュリー + ロバート・ホートン (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.
13. 紀藤哲矢 (2011) : 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
14. 釘崎佑樹 (2016) : 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
15. 釘崎佑樹・渡辺晋生 (2017) : 土壌凍結層の融解にともなう土中の水分移動, *農業農村工学会論文集*, 305, 191-198

16. Lundberg, A., Ala-Aho, P., Eklo, O., Klöve, B., Kvæmer, J., Stumpp, C. (2016): Snow and frost: implications for spatiotemporal infiltration patterns, *Hydrological Processes*, 30, 1230-1250
17. 奥田涼太 (2019) : 土の凍結過程における地表面境界条件の実験的研究, 修士論文
18. 長田友里恵 (2015) : 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
19. Philip, J.R., de Vries, D.A. (1957): *Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients*, American Geophysical Union, 38
20. 鈴木伸治・佐伯ともみ・伊藤博武・渡邊文雄 (2019) : 凍結をともなうオホーツク網走地域の農地における土壌水分の季節変動の特徴, *土壌の物理性*, 142, 5-11
21. 凍土分科会 (2014) : 凍土の知識—人口凍土壁の技術—, *日本雪氷学会誌*, 76(2), 179-182
22. 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
23. Watanabe, K., Mizoguchi, M. (2002): Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. *Cold Regions Science and Technology*, 34, 103-110
24. Watanabe, K., Ito M. (2008): In situ observation of the distribution and activity of microorganisms in frozen soil, *cold regions science and technology*, 54, 1-6
25. 渡辺晋生・大森陽介・和気朋己・坂井勝 (2010) : サーモ TDR による凍土の不凍水量・熱伝導率の同時測定, *日本雪氷学会誌*, 72, 157-168
26. Watanabe, K., Kito, T., Dun, S., Wu, J., Greer, R., Flury, M. (2013): Water Infiltration into a Frozen Soil with Simultaneous Melting of the Frozen Layer, *Vadose Zone Journal*
27. Watanabe, K., Kugisaki, Y. (2017): Effect of macropores on soil freezing and thawing with infiltration, *Hydrological processes*, 31, 270-278
28. Watanabe, K., Osada, Y. (2017): Simulations measurement of unfrozen water content and hydraulic conductivity of partially frozen soil near 0 °C, *Cold Regions Science and Technology*. 142, 79-84
29. Wever, N., Fierz, C., Mitterer, C., Hirashima, H., Lehning, M. (2014): Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 257-274
30. Yamaguchi, S., Watanabe, K., Katsushima, T., Sato, A., Kumakura, T. (2012): Dependence of the water retention curve of snow characteristics, *Annals of Glaciology*, 53, 61, 6-12
31. Yao, T., J. M. H. Hendrickx. (1996): Stability of wetting fronts in dry homogeneous soils under low infiltration rates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 20-28

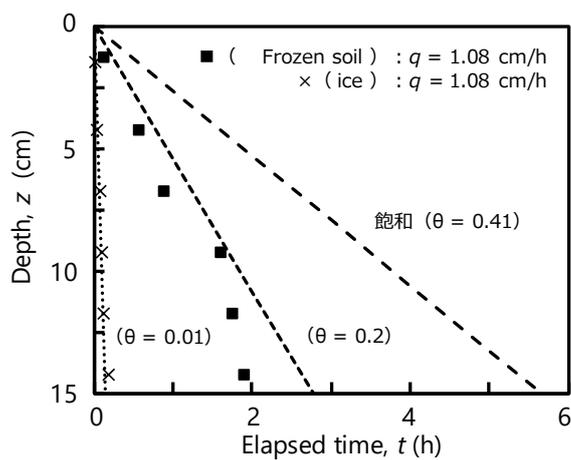
付録

i) 雪（フレークアイス）への浸潤実験

雪中の浸潤前線の推移

図1に凍土中および雪中を進行する浸潤前線の経時変化を示す。破線は飽和時に凍土中を矩形で浸潤する時の浸潤前線の計算値，点線は，凍土および雪中の浸潤前線の実測値を再現する計算値を示す。

浸潤前線は時間の経過により下方へ進行した。雪中の浸潤前線は，凍土中の浸潤前線よりも速く下方へ進行した。また，雪中の浸潤前線を再現する計算値は， $\theta = 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  だった。実験中および実験後に試料を観察した際，給水は地表面に広がるよりも，一度形成された浸潤経路を常に通るように下方へ進行した。



### 温度・電圧の経時変化

Add.1 における温度  $T$ ・電圧  $V$  の経時変化を図 2 に示す。地温は 3 cm, 2 cm 間隔で 1.5 cm ~ 14.5 cm 深の 6 点を示した。電圧は 3 cm ならびに 2.5 cm 間隔で 1.25 cm ~ 14.25 cm 深の 6 点を示した。

温度は、カラム上端から給水を開始しても、 $0^{\circ}\text{C}$  で一定だった。給水を継続しても、実験終了時まで温度は  $0^{\circ}\text{C}$  を維持した。給水速度を変化させた 2.77 h 以降も  $0^{\circ}\text{C}$  を維持し、給水速度の変化にともなう温度の変化は見られなかった。

電圧は、給水を開始すると、試料上端から上昇した。1.25, 6.75, 11.75, 14.25 cm 深では、電圧上昇後一定値を維持したのに対して、4.25, 9.25 cm 深では、電圧上昇後に緩やかに下降が見られた。給水速度を変化させた 2.77 h 以降は、すべての深さにおいて電圧の下降が見られた。

### 温度・電圧分布

Add.1 における温度  $T$ ・電圧  $V$  の分布図を図 3 に示す。図中に併記した時間が経過時間の横軸に対応する。温度分布中の灰色の縦向き破線は  $0^{\circ}\text{C}$  を示す。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、実際はこの限りではないことに注意が必要である。

温度分布について、上端から給水を開始しても、表層から温度上昇することなく、 $0^{\circ}\text{C}$  で温度が維持された。

電圧分布について、上端から給水を開始すると、表層から電圧の上昇が見られた。給水の継続により各深さで電圧が上昇した。2.77 h で給水速度が減少すると、各深さの電圧が下降した。電圧は水分量と対応して上昇および下降するが、今回用いた雪（フレークアイス）での検量を行っていないため、含水率への変換は出来ていない。

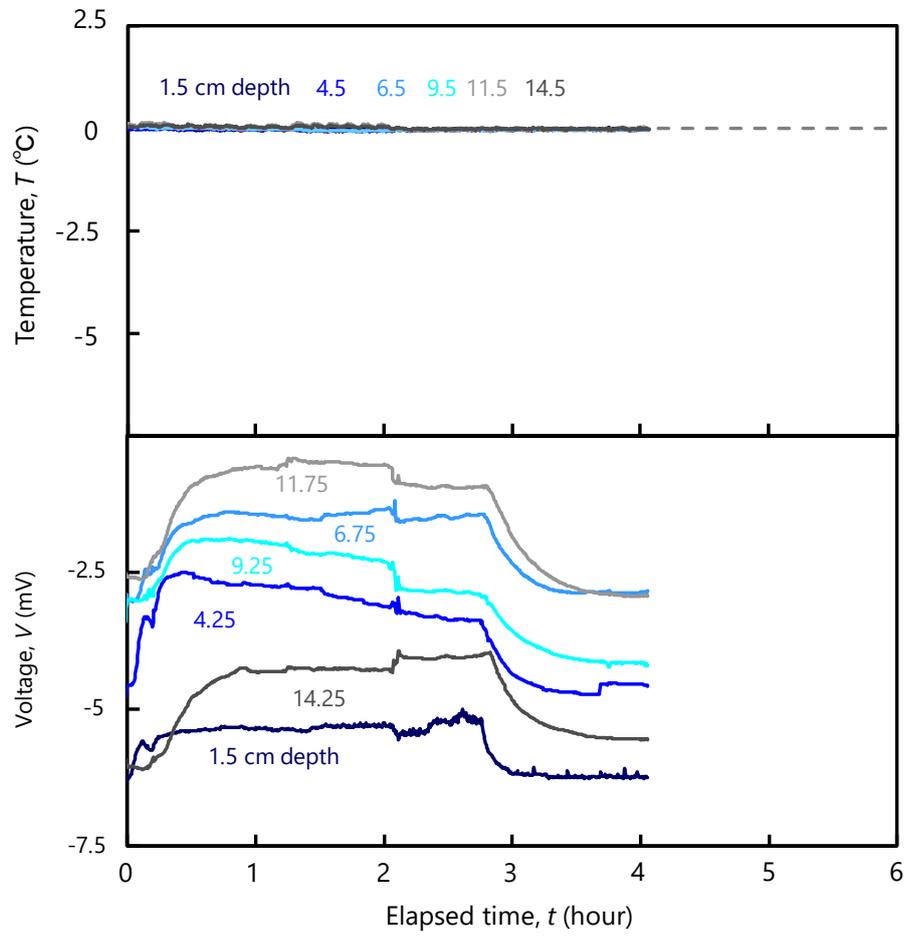


図2 温度・電圧の時間変化

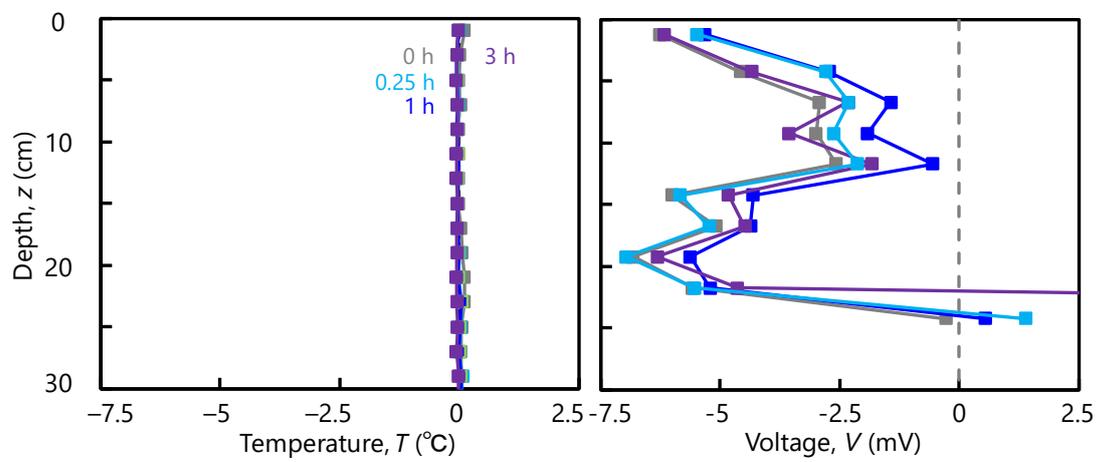


図3 温度・電圧の分布図

ii) データロガープログラム

Campbell 社のデータロガーCR1000 へ送る測定プログラムは，専用ソフト Logger Net の CR Basic を用いて作成した．本研究の実験では CR1000, CR1000X を使い，それぞれに別の測定プログラムを送信した．(a) 温度 (AM25T および CR1000) を測定するプログラム，(b) 水分量 (CR1000X) を測定するプログラムに分け，以下にコードを記す．諸注意等は青字で記す．

(a) 温度測定用

'CR1000 Series Datalogger

'To create a different opening program template, type in new

'instructions and select Template | Save as Default Template

'date:

'program author:

'Declare Public Variables

'Example:

Public PTemp,batt\_volt,Tref

Public TC(4)

Public AM25T(25)

Units PTemp=degC

Units TC=degC

Units AM25T=degC

'Declare Other Variables

'Example:

'Dim Counter

'Declare Constants

'Example:

'CONST PI = 3.141592654

Const Mult=1

Const Offset=0

'Define Data Tables

```

DataTable (KK,1,-1)
    DataInterval (0,10,sec,10) 測定間隔は 10 秒毎
    Minimum (1,batt_volt,IEEE4,0,False)
    Sample (1,PTemp,IEEE4)
    Average(25,AM25T(),IEEE4,0) AM25T () は AM25T
    Average(4,TC(),IEEE4,0) TC () は CR1000
EndTable

'Define Subroutines
'Sub
    'EnterSub instructions here
'EndSub

'Main Program
BeginProg
    Scan (5,sec,0,0)
        PanelTemp (PTemp,_60Hz)
        Battery (batt_volt)

        'Enter other measurement instructions
        'Call Output Tables
        'Example:

        PortSet (1,0)
        TCDiff(TC(),4,mV2_5C,5,TypeT,PTemp,True,0,_60Hz,1,0)
        4 本すべてを Different channel で測定, うち 1 本は地温, 残り 3 本は水温,
        気温, 予備用

        SW12 (1) 'Turn on 12V Power to TDR100 & SDMX50
        'Measure the temperature
        AM25T(AM25T,25,mV2_5C,1,3,TypeT,Tref,3,4,2,True,0,250,1.0,0)
        25 本すべてを Different channel で測定
        CallTable KK
        SW12 (0) 'Switched 12V Low
    NextScan
EndProg

```

(b) 水分量測定用

'Declare Public Variables

'Example:

Public PTemp, Batt\_volt, abc,def,ghi,jkl,mno,pqr,stu,vwz,ace,bdf

'Declare Private Variables

'Example:

'Dim Counter

'Define Data Tables.

DataTable (test,1,-1) 'Set table size to # of records, or -1 to autoallocate.

    DataInterval (0,10,Sec,10) 測定間隔は温度測定用に同じ

    Minimum (1,Batt\_volt,IEEE4,0,False)

    Sample (1,PTemp,IEEE4)

    Sample (1,bdf,IEEE4)

        Sample (1,abc,IEEE4)

        Sample (1,def,IEEE4)

        Sample (1,ghi,IEEE4)

        Sample (1,jkl,IEEE4)

        Sample (1,mno,IEEE4)

        Sample (1,pqr,IEEE4)

        Sample (1,stu,IEEE4)

        Sample (1,vwz,IEEE4)

        Sample (1,ace,IEEE4)

EndTable

'Define Subroutines

'Sub

    'EnterSub instructions here

'EndSub

'Main Program

BeginProg

    Scan (1,Sec,0,0)

PanelTemp (PTemp,60)

Battery (Batt\_volt)

BrHalf(bdf,1,mV5000,11,Vx4,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(abc,1,mV5000,1,Vx1,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(def,1,mV5000,2,Vx1,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(ghi,1,mV5000,3,Vx2,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(jkl,1,mV5000,4,Vx2,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(mno,1,mV5000,5,Vx3,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(pqr,1,mV5000,6,Vx3,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(stu,1,mV5000,7,Vx4,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(vwz,1,mV5000,8,Vx4,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

BrHalf(ace,1,mV5000,12,Vx3,1,2500,False,10000,\_60Hz,297.5,-40))

'Enter other measurement instructions

'Call Output Tables

'Example:

CallTable Test

NextScan

EndProg

## 謝辞

土壌圏システム学研究室の渡辺晋生教授には、研究室に配属された学部 3 年生の時から博士前期課程 2 年の修了に至る 4 年間、大変お世話になりました。研究はもちろんのこと、研究だけでなく生きていく上で必要となる多くの素養について学ばせて頂きました。ここに感謝の意を表します。土壌圏循環学研究室の取出伸夫教授には、学部 3 年生の数学ゼミの時から、常に「なぜ」と問われることが多く、自分の導いた結果に責任を持つ大切さを学ばせて頂きました。また、坂井勝講師には、両教授とは違った角度からのご指摘やアドバイスを頂くことができ、物事を多面的に捉える大切さを学ばせて頂きました。また、先生方からは、研究だけでなくマラソンや水泳、バドミントンなどの運動を通じて、継続することの大切さや苦しい時に粘ることの大切さを学ばせて頂きました。

学部から大学院まで同期である鈴木萌香さんと高橋由奈さんとは、切磋琢磨して研究を進めることが出来ました。研究が進まず苦しい時や学会が続いて心が折れそうになった時も、2 人がいたからこそ乗り越えることができたと思います。また、学部の同期である小栗速斗くん、木村紘斗くんには、実験が続き疲弊している時に気分転換に付き合っただき、草深有紀さん、小林愛実さん、前田晴香さん、山田亜香理さんには、卒業後も時々会って呑み会を開いてもらうことで、楽しい時間を過ごせました。また、清本翼くん、岡田華保さんは、M2 の私たちがやかましいにもかかわらず仲良くしてくれ、院生生活が有意義なものとなりました。三口貴久代さんは、常に先を読んだ気配りをして下さり、研究に集中出来る環境を作って下さいました。先輩の伴俊和さん、奥田涼太さんには、研究だけでなく、進路や院生生活の相談に乗っていただき、自分を保ちながら最後まで頑張ることが出来ました。

また、本研究の一部は H29 - 31 年度科研費「不飽和浸透による空間的に不均一な水分移動を再現可能な積雪変質モデルの開発」の一環として行いました。代表研究者である防災科学技術研究所の平島寛行氏に感謝致します。

研究室生活が始まった学部 3 年から現在の大学院博士前期課程 2 年まで、長かったようであつという間の 4 年間でした。休日も関係なく大学に行き、実験や解析、運動を当たりまえのように繰り返すことの出来る毎日は、振り返ると非常に充実した期間だったと思います。先生方や研究室メンバーに恵まれたこの 4 年間はかけがえのないものです。

最後に、これまで私をあたたくサポートしてくれた家族、金銭的に多大なるサポートをして下さった服部国際奨学財団と中董奨学会、並びに支えて下さった皆さま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。