

蒸発と地表への塩の濃縮に
土の凍結融解サイクルが与える影響

三重大学 大学院生物資源研究科
共生環境学専攻 農業土木講座
土壌圏システム学教育研究分野

521M2S2

韓韋男

第1章	はじめに	2
第2章	試料と方法	5
2.1	試料	5
2.2	測定方法	5
2.2.1	温度	9
2.2.2	体積含水率・不凍水量・全水量	10
2.2.3	電気伝導率	12
2.3	カラム実験	14
2.3.1	凍結融解実験	15
2.3.2	非凍結実験	15
第3章	凍結融解実験と非凍結実験結果	21
3.1	凍結融解実験	21
3.1.1	塩無添加	21
3.1.2	塩添加	24
3.2	非凍結実験	30
3.2.1	塩無添加	30
3.2.2	塩添加	32
3.3	温度分布	35
3.4	体積含水率分布	40
3.5	土中溶質量	46
3.6	積算蒸発量	48
3.7	水分フラックス	50
第4章	おわりに	55
	参考文献	57
	付録	60

第1章 はじめに

乾燥地は世界の陸地の40%を占め、開発途上国を中心に約20億人がこの地域に住んでいる (UN, 2011)。近年、これらの地域は灌漑農業の発展に投資しており、その結果、生物生産量が大幅に増加している。その一方で、灌漑に地下水を大量に使用することにより、土壌の塩類化が進んでいる (Shi et al., 2009)。特に乾燥地は可能蒸発散量が降水量を上回るため、土壌全体の水分は常に地表面へ上向きに移動する。このため、土壌の水分に溶解した塩類も上昇し、地面や植物からの蒸発散に伴って地表面に累積する (岩間, 2012)。塩害がさらに進行すると、植物は健康に育たず、枯れてしまい、農業生産性に大きな影響を及ぼす。さらに、水不足、栄養不足、土壌のアルカリ化など、他のストレス作用が生じることもある (Nouri et al., 2017)。土壌の塩類化は、過放牧、樹木の過剰伐採、農地への不適切な灌漑などの人為的要因と、気候変動などの自然的要因の組み合わせによるとも言われる (阿依ら, 2010)。

本研究で対象とする大慶地域は、中国東北部の Songnen (松嫩) 平原に位置する。大慶地域は、中国で最も土壌塩類化が深刻な地域のひとつでもある (Zhang et al., 2007)。アジアにおける乾燥地の分布を図1-1に示したが、大慶地域は半乾燥地に位置する。大慶地域の年間平均降水量は280~430 mmで、主に6~8月に集中し、年間平均蒸発量は1500~2000 mmである (KLVE 2010)。こうした地表面の水収支の違いは、乾燥した気候で土壌が塩害を受ける根本的な原因の一つである。中国の季節凍土は国土の約53.5%を占め、中国の塩性土壌は国土の約10.3%を占めている (Zhou et al., 2018)。大慶地域は、季節凍土と乾燥地域が重なる地域である。大慶では春と秋に日中の気温が0°Cを超え、夜間の気温が0°Cを下回る日が、1カ月以上続く。

乾燥した季節凍土地域における土壌の凍結融解の繰り返しは、地下からの土中水の上昇移動を引き起こす可能性がある (Liu et al., 2021)。そして、凍結融解によって地表に水分が集まることで蒸発や植物の蒸散が促進されると同時に、地表への土壌深部からの塩分の蓄積が促進される可能性が示唆される (Jiang et al., 2010)。(Zhang et al., 2016)も、土壌の凍結融解作用で塩分の地表への蓄積が促進している可能性のある中国東北部で、凍結融解時の土壌の塩類化について検討している。同様に、凍結融解が水と塩の移動に及ぼす影響につい

での仮説も提案された (Qin et al.2021)。しかし、凍結融解が繰り返された際の、水分と塩の挙動や、蒸発に対する塩の影響の定量化については、さらなる検討が必要である。この期間の凍結と融解の繰り返しが、土壌の水分蒸発や塩類化に与える影響は未だ不明な点も多い。

地表の土壌が凍結と融解を繰り返す際の土中の水分・塩分移動をモデル化する場合、土中水の凍結と融解のタイミングを決定することが重要である。また、凍土の中を水分がどのように流れるかを知ることも重要である。そして、凍結過程と融解過程での水分と塩の分布が時間と共にどのように変化するかを明らかにするために、土の凍結融解実験がしばしば行われる。凍土中の不凍水量を推定・計測する方法は数多く提案されている (Watanabe et al.2009)。渡辺・和気 (2013) は、砂を充填したカラムに TDR を挿入し、凍結中の不凍水量と溶質濃度の経時変化を測定した。そして、溶質が不凍水量の減少を引き起こすことを示した。また、溶質は未凍土から凍土への水分移動を阻害し、凍結深度の進行を加速させることを示した。しかしながら、これまでの土の凍結・融解実験や数値モデルには、土の凍結融解作用が蒸発に及ぼす影響を検討した例はない。

そこで本研究では、まず、地表の凍結融解過程における土中の水分と塩分の吸い上げ過程を詳細に観察すること、次に、凍結融解過程における地表からの蒸発量を凍結に晒されない地表からの蒸発量と比較すること、そして、土中に含まれる塩の種類や濃度がこれらの吸い上げや蒸発量に与える影響と、その結果、表面に集積する塩の量を実験的に明らかにすることを目的とし、土カラムを用いた凍結融解サイクルの実験を行った。

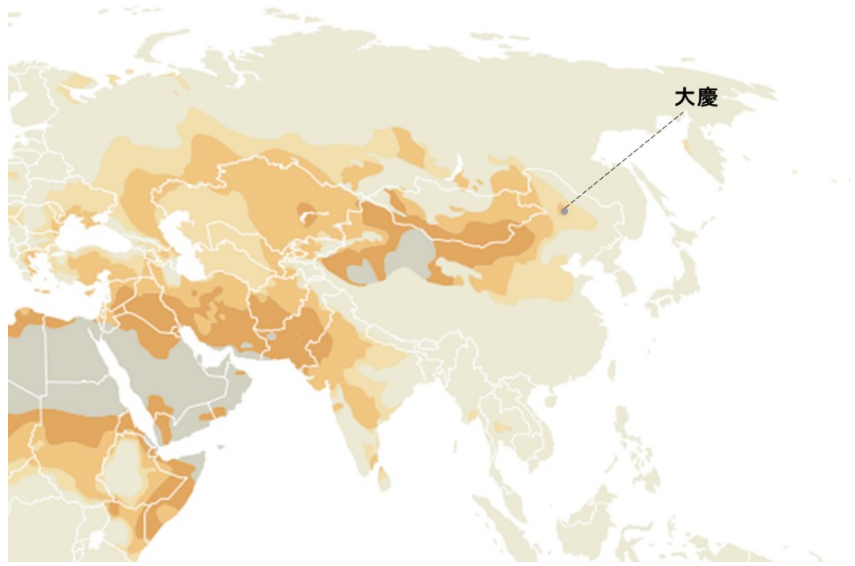


图 1-1 Distribution of arid lands in Asia and the locations of study sites

第2章 試料と方法

2.1 試料

本研究で凍結融解実験に使用した土試料は、岩手大学附属圃場休耕畑の黒ボク土である。土は自然乾燥させ、2 mm メッシュで篩い分けてから使用した。

2.2 測定方法

試料の水分特性曲線を図 2-1 に示す。横軸は土中の水圧 h 、縦軸は体積含水率 θ である。図中のマーカーはそれぞれ吸引法、加圧板法、露点計測式水ポテンシャル計の実測値を示す。実測値に対応する曲線は、Durner モデル(式 2-1)に従ってフィッティングした曲線である。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = w_1 [1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{-m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{-m_2} \quad (2-1)$$

ここで、 S_e は有効飽和度、 θ は土の体積含水率 ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)、 θ_r は残留体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率、 h は土中水圧力、 w_1 、 w_2 は係数 ($w_1 + w_2 = 1$)、 α 、 n 、 l は曲線の変化の大きさを決める曲線形状係数である。具体的な値は表 2-1 に示す。飽和体積含水率 θ はおよそ 0.55 である。 h が -300 cm 付近に達するまでに、体積含水率 θ はおよそ 0.33 まで低下する。 h は -1000 cm で θ は約 0.29 に、-10000 cm で θ は約 0.19 まで低下する。その後、土中水圧力は連続的に変化し続けるが、体積含水率の減少率は横ばいになる傾向がある。

岩手黒ボク土は、未攪乱の自然状態の土は、暗褐色がかかった黒色に見え、含水率が比較的高い。湿度の低い室内で、25°C の一定温度で 2 週間以上風乾すると、含水比が 0.05g/g 程度になる。土の色は全体的に淡褐色である。団粒状構造を持つ。土の粒度とは、粒径 4.8mm 以下の土の粒度分布の状態を質量百分率で表したものである。実験はまず、ふるい分析と沈降分析の 2 つに分けられる。ふるい分析では、粒径 0.075 mm から 4.8mm の粗粒分、沈降分析では、粒径 0.075 mm 未満の細粒分を対象とする。ふるい分析では、まず、0.075 mm から 4.8 mm の間で網目の大きさが徐々に小さくなる一連のふるいを使って試料土をふるい分ける。各ふるいに残った試料土は、質量測定にかけられる。沈降分析には、図 2-3 に示すように、

粒径 2 mm 以下の試料土に水を加え、攪拌・混合し、静置した懸濁液を用いる。比重計は、異なる時間における懸濁液の比重を記録するために使用される。時間が経つにつれて、大きな（重い）土粒子はより早く沈み、懸濁液の比重は徐々に小さくなる。比重が時間と共に変化すると、Stokes の法則に従って、懸濁液に含まれる土粒子の割合を計算することができる。土の粒径加積曲線を図 2-4 に示す。土の粒度組成と粒子密度を表 2-2 に示す。

土の電気伝導度 EC と pH の測定には、風乾土を使用した。実験に使用したメータを図 2-3 に示す。EC は風乾土と蒸留水を質量比 1 : 5 で、pH は風乾土と蒸留水を質量比 1 : 2.5 で混合した。遠沈管に入れた混合液を、振とう機を用いて 180~190 rpm で 1 時間振とう攪拌した。その後、EC メータ（AQUA twin EC-11）と pH メータ（LAQUA twin pH-11B）を使って EC と pH をそれぞれ測定した。試料の pH は、土が酸性であることを示していた。具体的な値を表 2-3 に示す。

また、土中のナトリウムイオン濃度も測定した。あらかじめ風乾土の含水比を測定した。次に、試料土 3 g（誤差 0.045 g 以内）を遠沈管に採取し、蒸留水 30 mL を加えた。EC 測定実験と同様に、振とう機に入れて 180~190 rpm の速度を保ち、1 時間振とうした。その後、遠沈管と懸濁液の重量を測定し、遠心分離機にかけた。遠心分離機では、4 セットの懸濁液サンプルの重量差（0.075 g 以内）をコントロールすることが重要であり、そうしないと遠心分離機の破損が起こる可能性がある。遠心分離終了後、上澄み液を採取し、ナトリウムイオンメータ（LAQUA twin Na-11）を用いて土中のナトリウムイオン濃度を測定した。一度に測定できなかった試料については冷蔵保存し、別日に測定した。試料の比ナトリウム濃度を表 2-3 に示す。

表 2-1 Parameters for soil water characteristics for Iwate Andisol

θ_r	0	[cm ³ cm ⁻³]
θ_r	0.55	[cm ³ cm ⁻³]
ω_1	0.6	-
α_1	0.0434	[cm ⁻¹]
α_2	0.00041	[cm ⁻¹]
n_1	1.38	-
n_2	1.25	-

表 2-2 Soil texture and soil particle density for Iwate Andisol

Sand	69.7	[%]
Silt	23.5	[%]
Clay	7.5	[%]
Properties	Sandy loam	
ρ_s	2.53	[g cm ⁻³]

表 2-3 Chemical properties of Iwate Andisol

EC _{1:5}	0.272	mS cm ⁻¹
pH _{1:2.5}	5.59	
Sodium concentration	3	ppm

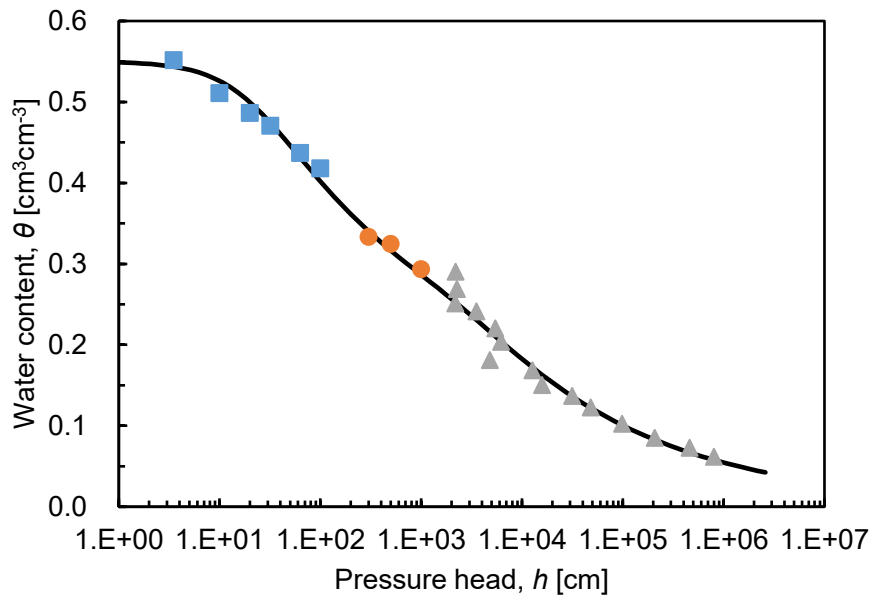


図 2-1 Soil water characteristic curve for Iwate Andisol



図 2-2 Sedimentation particle size analysis



図 2-3 Pocket meters for EC, pH, Na⁺ measurements

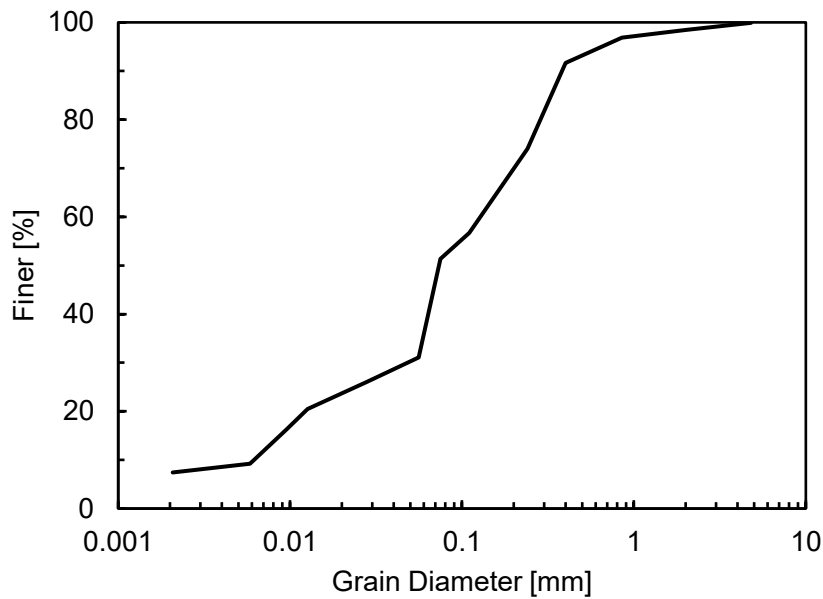


図 2-4 Grain size curve for Iwate Andisol

2.2.1 温度

2.2.1.1 熱電対の原理

土試料中の熱の流れを調べるためには、土の温度変化を測定する必要がある。熱電対には、低コスト、広い測定範囲、遠距離検出可能という利点がある。本実験では、銅とコンスタンタン（銅とニッケルの合金）の熱電対を用いて土中内部の温度を測定した。なお、銅コンスタンタン熱電対の測定範囲は-270℃～400℃。熱電対の直径は約 2 mm である。

2.2.1.2 熱電対の校正方法

温度校正は約 0℃の氷と水の混合物を入れた魔法瓶に熱電対と校正用サーミスタタ（TS109SS-L、Campbell Scientific Inc.）を一緒に入れて行った。校正用サーミスタで測定された温度を温度の真値とし、熱電対から得られた温度差との差を求めた。熱電対はマルチプレクサ（AM25T,Campbell Scientific Inc.）に接続し、データロガー（CR1000,Campbell Scientific

Inc.) に接続した。温度を測定するたびに、接続部の接点がきちんと接触していることを確認した。

2.2.2 体積含水率・不凍水量・全水量

2.2.2.1 TDR 法の原理

体積含水率は、土の水分状態を示す重要な指標であり、農業生産や土壌科学研究にとって非常に重要である。TDR は、土壌に埋設したプローブにステップパルスを加え、パルスの伝搬速度で評価される比誘電率に基づいて、土壌の体積含水率を求める技術である (Noborio, 2001)。本実験では、TDR 水分計を使用した。TDR (Time Domain Reflectance) 水分計は、土中の電磁波の伝搬速度と土中水分量の関係を利用して土中水分を測定するものである。原理は、媒質中の電磁波の伝搬時間と媒質の誘電率との関係に基づいている。比誘電率は、真空中の誘電率との比であり、電磁波の伝播に対する媒体のインピーダンスを表すのに用いられる。影響を受ける電磁波の速度は、反射波形からの見かけの移動距離によって決まる。反射波の第 1 ピークから反射点までの距離 (見かけの距離) を L_a 、プローブの長さを L とする。比誘電率 ϵ_r は以下の式 (2-3) で計算される。見かけの距離は PC-TDR で自動的に測定されるが、その際に多少のずれが生じるので、offset で調整する。比誘電率の値から、非凍結土では全水量が、凍土では不凍水量が計測できる。

2.2.2.2 TDR 法の検量方法

TDR センサーの写真を 2-5 に示す。センサーごとに特性が異なるため、各センサーは個別に検量した。合計 7 本の TDR センサーを使用した。比誘電率が既知の空気、純水、エタノールを使用し、 L を 0.07、offset を 0 に設定して、仮の比誘電率を測定した。そして L_a を下記の検量式に従って計算し、既知の誘電率と L_a の計算値を用いて最小二乗法により L と offset を求めた。比誘電率に基づく体積含水率の評価 Topp et al. (1980) の以下の実験式 (2-2) は、比誘電率に基づく体積含水率の評価に広く用いられている。

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

ここで、 θ は土の体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 ε は土の比導電率である。Topp の提案した経験式は、算出された見かけの比誘電率 ε_r を体積含水率に変換するために用いることができる。Topp の式のパラメータを岩手黒ボク土に適用できるように修正した。凍土中の不凍水量 (液状水量) については、ここでは未凍土の体積含水率の算出式と同じ式を使用できると仮定し、以下の式 (2-4) を用いて算出した。比誘電率と体積含水率の関係を図 2-7 に示す。

$$\varepsilon_r = \left(\frac{L_{a\text{-offset}}}{L} \right)^2 \quad (2-3)$$

$$\theta = 5.53 \times 10^{-5} \times \varepsilon_r^3 - 3.62 \times 10^{-3} \times \varepsilon_r^2 + 0.0789 \times \varepsilon_r - 0.185 \quad (2-4)$$

2.2.2.3 不凍水量の測定

不凍水量曲線を図 2-6 に示す。不凍水量は、上述のように TDR で測定できるとした。体積含水率が既知の土試料の温度を 0°C 以下に低下すると、不凍水量が変化する。測定した不凍水量とその際の土試料の温度の関係が不凍水量曲線となる。

2.2.2.4 全水量の測定

全水量は、土試料中の水分の総量を示す指標である。本実験では、全水量の測定に炉乾法を用いた。実験の前後には、ある程度の土のサンプリングが必要である。まず土試料の質量を測定し、次に水分が蒸発した後の土粒子の質量 m_s を測定するため、土試料を $110 (\pm 5)^\circ\text{C}$ の一定温度に保たれた乾燥炉に入れる。乾燥前の質量から乾燥後の質量を引いたものが水の質量 m_w となる。得られた個々の質量を以下の式 (2-4) に代入することで、含水比を算出することができる。この含水比から、乾燥密度を用いて全水量 θ_{tot} 、以下の式 (2-5) に代入を算出する。凍土中の全水量は、不凍水量と氷量の和に等しい。

$$\omega = \frac{m_w}{m_s} \times 100[\%] \quad (2-4)$$

$$\theta_{tot} = \theta_{un} + \theta_{ice} \quad (2-5)$$

2.2.3 電気伝導率

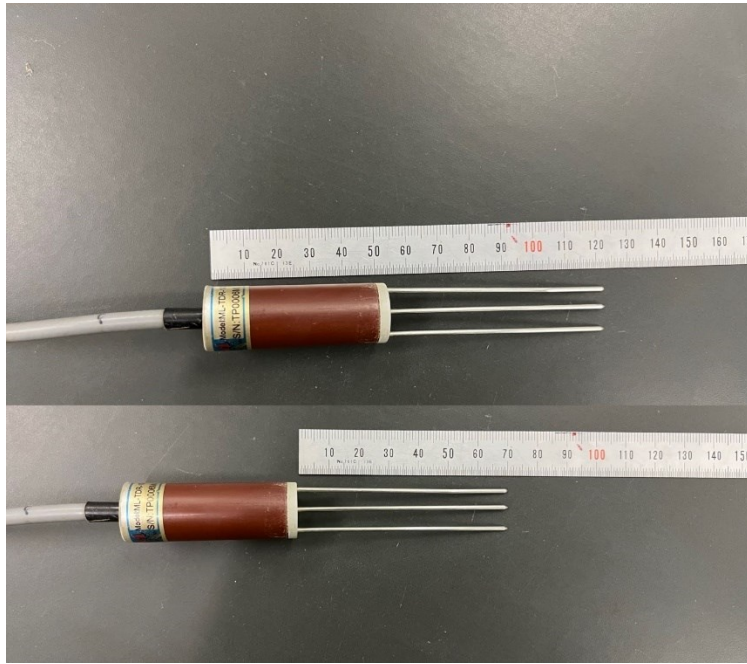
電気伝導率は、電気の通りやすさを示す指標である。式 (2-6) が示すように、電気伝導率 ($S \cdot m$) は電気比抵抗 ($\Omega \cdot m$) の逆数であり、比導電率とも言われる。

$$\chi = \frac{1}{r} \quad (2-6)$$

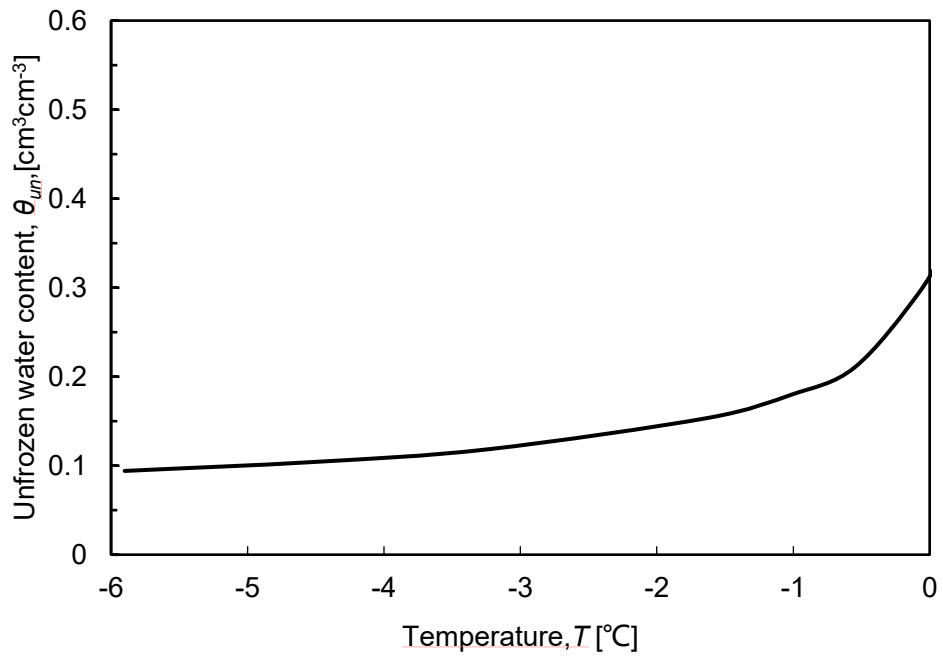
溶液中のイオンは電気を運ぶことができるため、溶液中の電解質の濃度が高ければ高いほど、電気を通しやすくなり、電気伝導率が高くなる。土中の電解質は、雨水や海水との混合、あるいは深層地下水の灌漑によって変化する。電解質は植物の生育にも影響を及ぼす。このため、実験中の EC 値から土中の塩類溶液の濃度を計算することが重要であり、1976 年に Rhoades が、見かけの導電率と、液相と固相の導電率との関係式 (2-7) を提唱した。

$$EC_a = EC_b + EC_s \quad (2-7)$$

ここで、 EC_b は土の液相の電気伝導率であり、土中の体積含水率と土中水の電気伝導率 EC_w の含有量に影響される。 EC_s は土の固相の電気伝導率である。 EC_a は含水率の変動と電解質の含有量（溶液の濃度）に影響される。したがって、土中水の電気伝導率 EC_w は、測定から得られた見かけの電気伝導率 EC_a から計算される。



☒ 2-5 Schematic of a TDR probe



☒ 2-6 Unfrozen water curve for Iwate Andisol

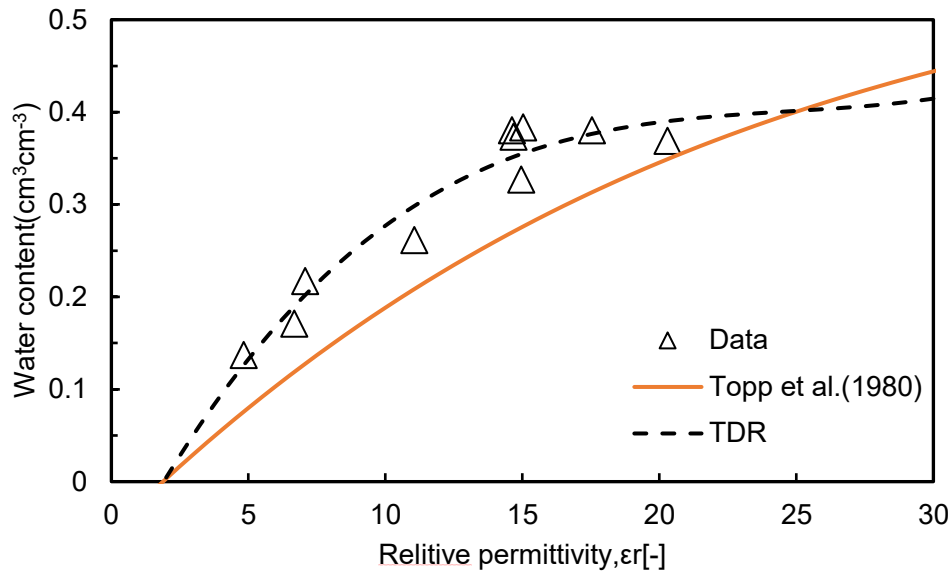


図 2-7 Relationship between relative permittivity and water content

2.3 カラム実験

本実験に使用したアクリルリングの内径は 7.8 cm、高さは 5 cm で、合計 7 本のリングを組み上げ、全体の高さを 35 cm のカラムとした。カラムの底板は低温恒温水槽 (EYELANCB-2100) 付きの温度制御装置に接続した。上端は空気にさらし、大気と接触させた。実験に使用したセンサーは TDR と熱電対である。まず、TDR をカラムの上端から約 2.5 cm の位置から 5 cm の等間隔で挿入した。熱電対は、図 2-8-1 のように、カラム壁面から約 1 cm から 1.5 cm 内側に、カラムの上端から 1 cm の位置から 1 cm の等間隔で挿入した。土試料からの蒸発量を記録するため、カラムの下に電子天秤を置き、土試料の重量の変化を記録した。この重量変化を、試料土の蒸発量の実測値とした。

図 2-8-2 に示すように、試料の初期体積含水率は 0.4 とした。使用した塩類の種類は、炭酸水素ナトリウムと塩化ナトリウムで、土中溶液の濃度は、純水と炭酸水素ナトリウムがそれぞれ 0.3 mol/L と 0.5 mol/L、塩化ナトリウムが 0.5 mol/L である。まず、土中溶液を実験に応じて目的の濃度に調製し、噴霧器、小さなスプーン、トレイ、ビニール袋を用意した。あらかじめ必要な重さの風乾土を量り、トレイに入れた。そして、噴霧器で溶液を土にまんべんなく噴霧し、スプーンで十分に混ぜた。その後、攪拌した土の重量を測定し、必要な溶液の質量に応じて散布量を増やした。調製した土試料をビニール袋に入れ、恒温槽で最低 24

時間休ませ、試料が均一な水分分布になるように注意した。

図 2-9 に示すように、水分量を調整した土試料は、乾燥密度 1.1 g/cm^3 になるように、カラムに下層から順に層ごとに均一に充填した。図 2-10 には、カラムに挿入した熱電対の深さごとの地温分布である。1.3 cm、2.5 cm、3.9 cm に挿入した熱電対の 24 時間後の温度差は大きくないことがわかる。そこで、実験用熱電対を深さ 1~1.5 cm に均一に挿入し、得られた温度データを実験中の地温データとした。一方向凍結実験となるように、断熱材を土の側面に巻き付けた。断熱材は 3 層ある。最も内側の層はゴムシートである。2 層目はスチロールパイプで、外層はグラスウールで包み、土の側面への温度低下の影響を最小限に抑えた。その後、カラムを低温インキュベーター (408L FMU-404I) に移した。実験中の水分蒸発を促進するため、カラムの上にファンを設置した。インキュベーター (図 2-13) 内には、温湿度センサーも設置した。インキュベーター内を可能な限り乾燥した状態を保つため、インキュベーターの側壁から庫内の空気をエアドライヤーで循環した。

ここで、試料土の初期水分分布を重力と平衡させ、初期温度を均一にするため、インキュベーターの温度を 4°C に設定し、試料を 24 時間以上静置した。この際、温度分布をこの効果をより早く均一に得るため、底部の温度調節装置も 4°C に設定した。

2.3.1 凍結融解実験

凍結融解実験は 2 つの過程に分けられる。すなわち、凍結過程と融解過程である。凍結過程では、大慶地区の平均最高最低気温に基づき (図 2-11)、インキュベーター庫内の温度を -10°C に設定した。図 2-12 のように土中の温度は 24 時間後に徐々に安定した。そこで、凍結過程は 24 時間とした。同様に、融解過程は 10°C とし、24 時間とした。すなわち、48 時間の凍結融解が 1 サイクルとなる。ここでは、凍結融解実験は 3 回行うこととしたので、1 回の実験の合計時間は 144 時間となる。

2.3.2 非凍結実験

乾燥地での蒸発をシミュレートするために、非凍結実験も行った。非凍結実験も、チャンバー温度以外は凍結融解実験と同じ手順で行った。非凍結実験には凍結過程がないため、凍

結融解実験の融解過程と等価な $10^{\circ}\text{C} \times 24$ 時間を 3 サイクル、合計 72 時間実施した。

TDR、電子天秤、熱電対、温湿度センサーの測定値はすべて、実験中 10 分間隔で記録した。これらの測定値は、データロガーを介して保存するとともに、コンピュータ上でモニターした。実験終了時には、土中の水の重力による再分布を防ぐため、できるだけ早くカラムを解体し、上部 0 cm から 2.5cm ごとに土試料を採取し、秤量した蒸発皿に入れた。そして、各深さの含水比と体積含水率を計算し、TDR 値を測定データで適切に補正した。さらに、TDR センサーを挿入した 2.5 cm、7.5 cm、12.5 cm、17.5 cm、22.5 cm、27.5 cm、32.5 cm の地点の土試料を採取し、風乾し、EC 測定とナトリウム濃度測定に使用した。



図 2-8-1 Thermocouples configuration

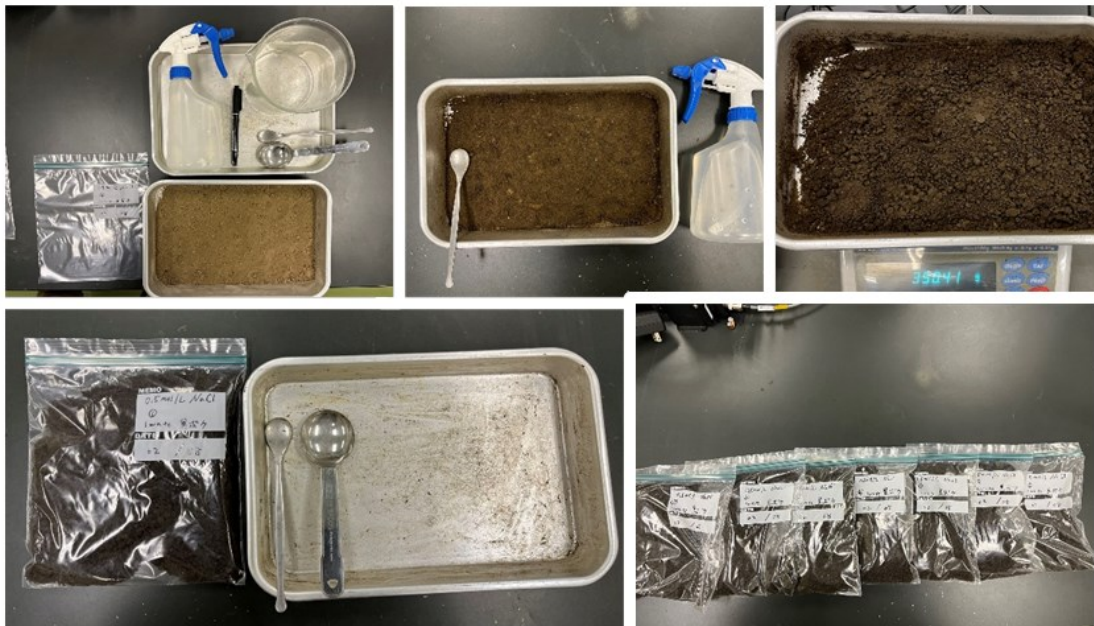


図 2-8-2 Pictures of experimental soil configurations



图 2-9 Pictures of experimental equipment

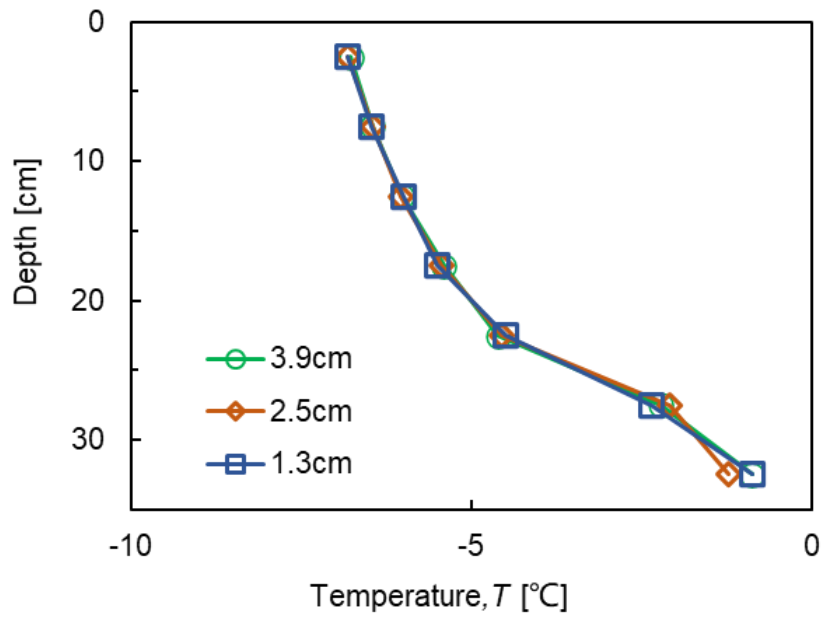


图 2-10 Temperature profiles of thermocouples inserted at different lengths

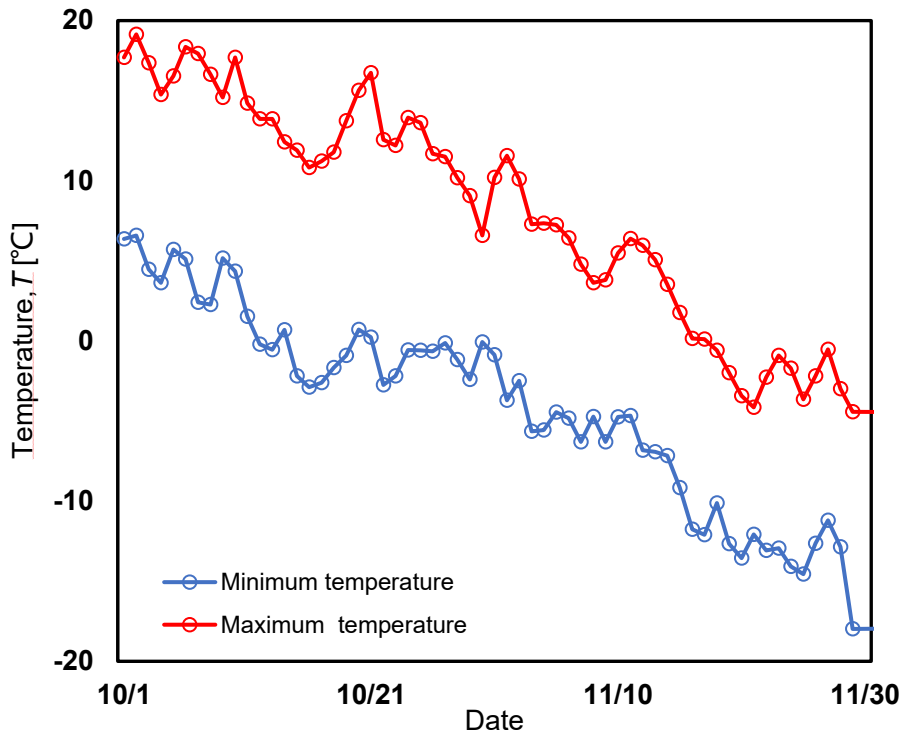


图 2-11 大庆地区每日最高和最低温度

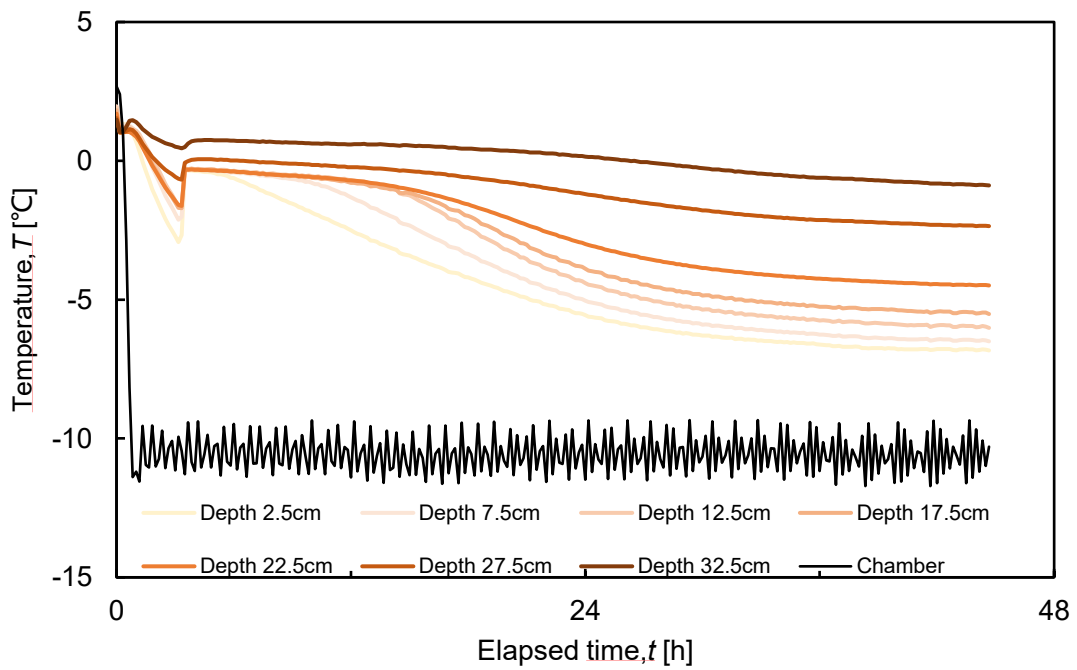


图 2-12 土壤不同深度处温度在冻结期间的变化

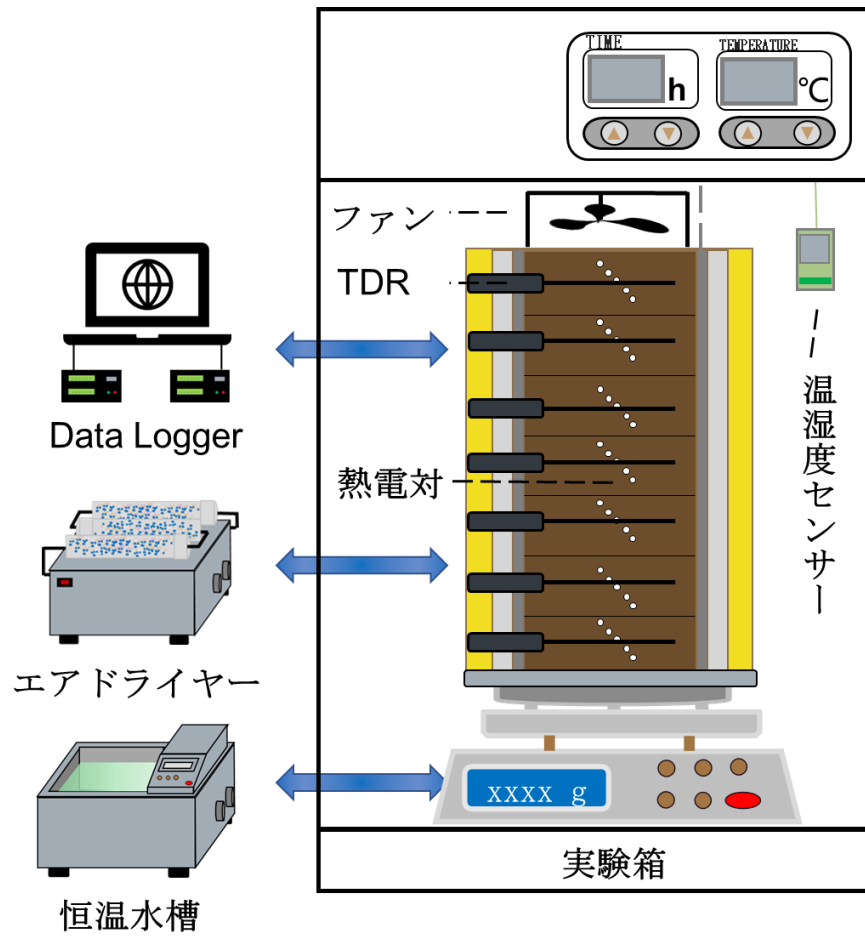


図 2-13 Schematic diagram of experimental set up

第3章 凍結融解実験と非凍結実験結果

3.1 凍結融解実験

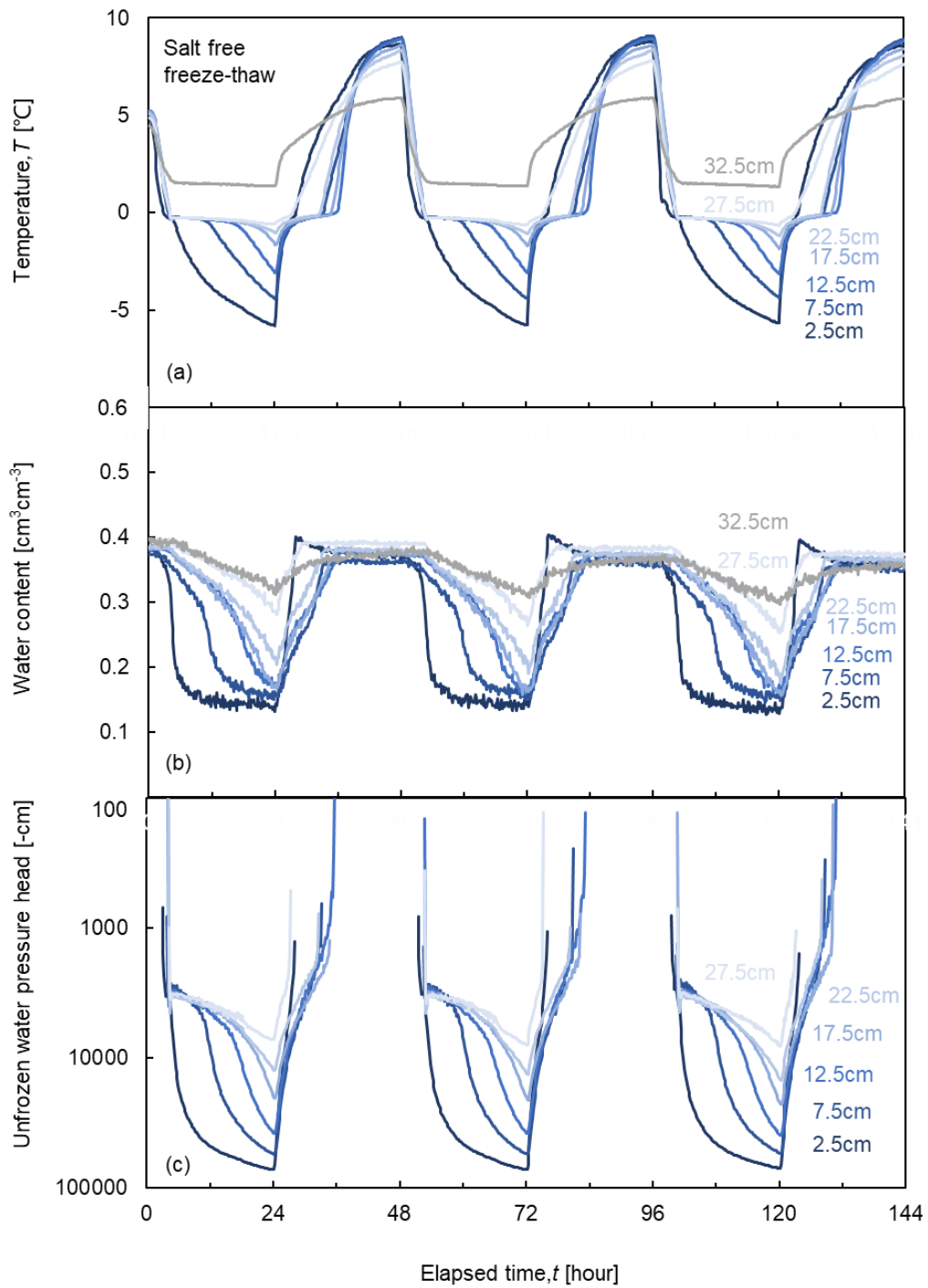
3.1.1 塩無添加

凍結融解実験は、凍結過程と融解過程の2つに大別される。凍結過程の上端は -10°C の温度に24時間設定される。一方、融解過程は、設定温度を 10°C 、24時間とする。下端の設定温度は 4°C 。凍結融解サイクルは48時間に1回行われる。凍結融解実験は3サイクルで合計144時間行った。図3-1は、塩類を含まない土の凍結融解実験における、地温、体積含水率、および地温から算出した不凍水圧の時間変化を示している。まず図3-1aは、凍結融解実験中の地温の時間変化を示している。横軸は実験時間、縦軸は温度である。上から下への線は、土中の異なる深さを表している。カラムの上部から2.5 cm、7.5 cm、12.5 cm、17.5 cm、22.5 cm、27.5 cm、32.5 cmであり、実験の初期温度は 4°C であった。合計3回の凍結融解サイクルが行われたことがわかる。凍結過程では、地温は上部2.5 cmから急速に低下し、その後、下層になるほど温度の低下速度が緩やかになった。また、32.5 cmは、35 cmに位置する底板の近くに 4°C の恒温装置があるため、比較的溫度変化が小さかった。24時間後の最初の凍結実験終了時、2.5 cmから32.5 cmまでの5 cm毎の深さの温度は、それぞれ -5.78°C 、 -4.37°C 、 -3.02°C 、 -1.57°C 、 -0.989°C 、 -0.586°C 、 1.38°C であった。融解過程でも、地表面近くの2.5 cmが最初に温まり始め、その後、時間が経つにつれて徐々に下層の温度が上昇した。48時間の最初の凍結融解サイクルが終了した時点での温度は、2.5 cmから32.5 cmまでの5 cm毎の深さで、それぞれ 8.62°C 、 8.98°C 、 8.92°C 、 8.59°C 、 8.32°C 、 7.72°C 、 5.88°C であった。

図3-1bは、各深度の体積含水率の経時変化である。初期の体積含水率はいずれも $0.4\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ 程度であり、各深度における体積含水率は、2.5 cmから32.5 cmまで、5 cm刻みでそれぞれ0.385、0.373、0.381、0.385、0.397、0.397であった。気温が低下すると、土中では水分が凍結し始め、不凍水量が徐々に減少した。例えば、2.5 cmの体積含水率は、 0°C を下回ると急激に減少し、7.67時間以降は0.14程度で一定値となった。こうした傾向は、基本的に気温と同じである。各深さにおける体積含水率は、表層から土内部に向かって徐々

に減少した。24時間の凍結過程が終了した時点で、体積含水率はそれぞれ2.5 cmから5 cm刻みでそれぞれ0.138、0.161、0.172、0.169、0.214、0.285、0.321になった。融解過程に入ると、気温の上昇とともに土中の氷が融け、体積含水率は再び上昇した。このうち2.5 cmの値は、融解過程にわずかに上昇し、減少に転じた。これは、凍結過程で下層の水分が凍結表面に移動し、それが融解するときに体積含水率が凍結前よりも上昇するためと考えられる。融解過程には、土の上層に蒸発を促進するためのファンがあるので、体積含水率は減少傾向にある。144時間後の2.5 cmから5 cm毎の深さの体積含水率は、0.357、0.349、0.362、0.360、0.364、0.373、0.356であった。

図3-1cは、地温から計算した不凍水圧の経時変化である。2.5 cmから27.5 cmについて記載したが、温度は常に0°Cを上回っている32.5 cmの記載はない。土の温度が氷点下まで下がると不凍水圧は徐々に上昇し始める。不凍水圧の減少速度が最も速いのは2.5 cmである。融解過程になると、温度が上昇し、氷が急速に融解するにつれて、不凍水圧は急速に低下した。



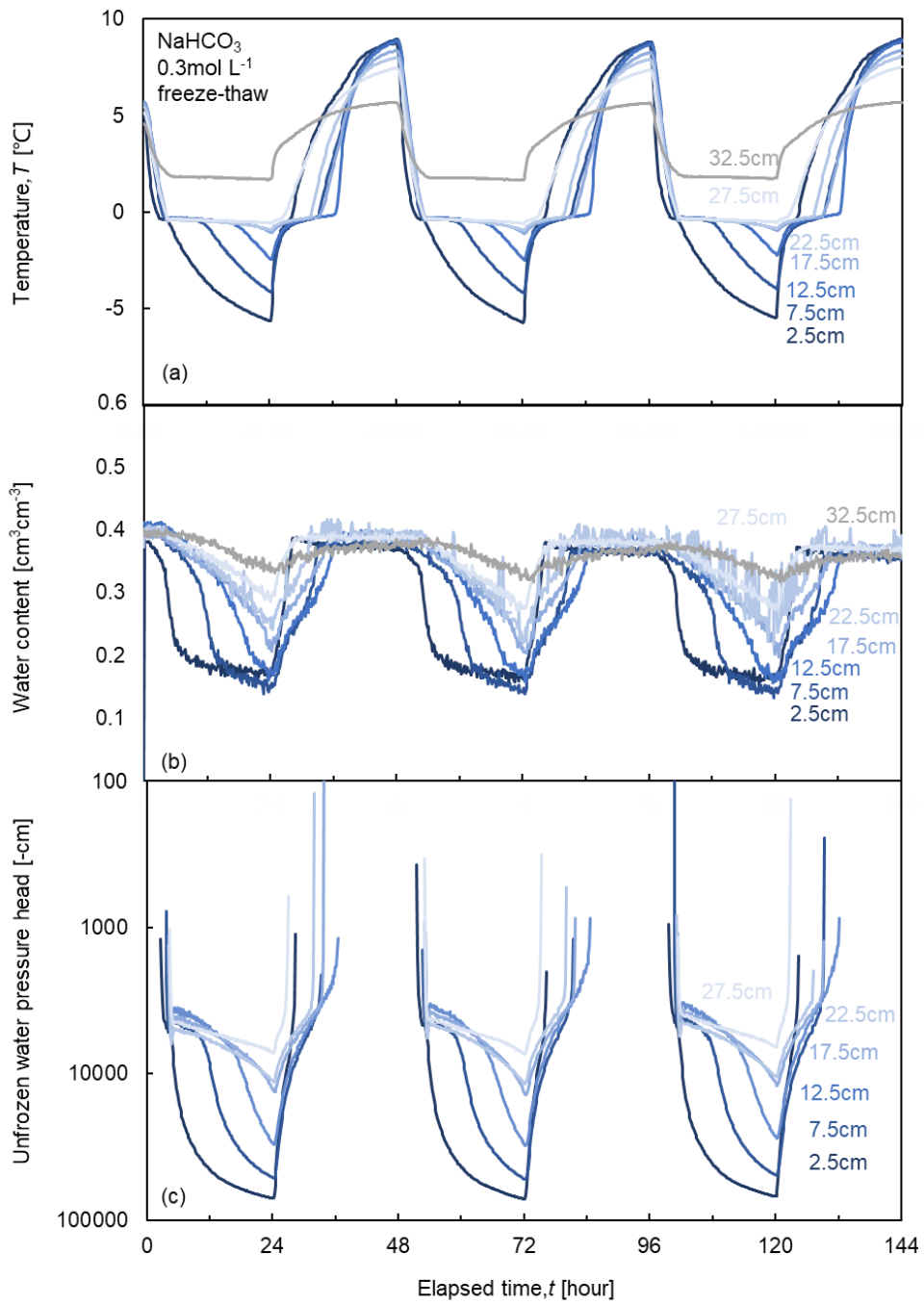
☒ 3-1 Changes in temperature, water content, unfrozen water pressure

3.1.2 塩添加

図 3-2 は、土に炭酸水素ナトリウムを添加し、土中溶液濃度を 0.3 mol/L とした場合の、地温、体積含水率、不凍水圧の時間変化である。まず、図 3-2a に凍結融解実験中の地温の時間変化を示す。横軸は実験時間、縦軸は温度である。上から下への線は土中の異なる深さを表す。カラムの上部から、それぞれ 2.5 cm、7.5 cm、12.5 cm、17.5 cm、22.5 cm、27.5 cm、32.5 cm の深さで、実験の初期温度は 4°C であった。3 サイクル目の凍結過程が終了した 120 時間時点の 2.5 cm から 32.5 cm までの各深さの温度は、それぞれ -5.46、-3.93、-2.16°C、-0.93°C、-0.83°C、-0.53°C、1.74°C となった。融解過程では地表近くの 2.5 cm で温度が上昇し始め、その後、時間の経過とともに徐々に下層の温度が上昇した。3 サイクル目の凍結融解が終了した 144 時間時点の地温は、2.5 cm 層から 32.5 cm 層までの各深度で、それぞれ 8.81°C、8.95°C、8.81°C、8.36°C、8.06°C、7.49°C、5.66°C であった。

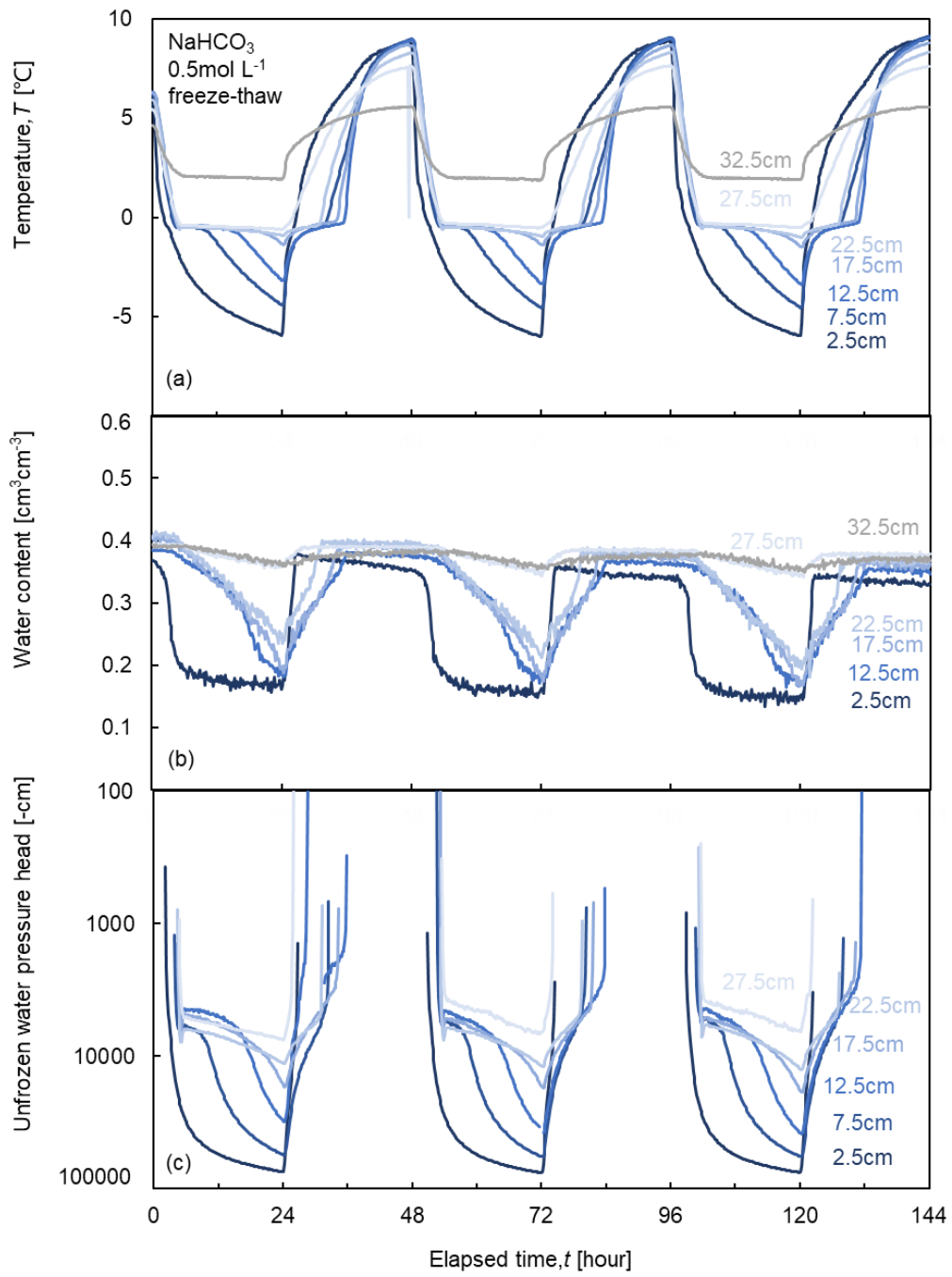
図 3-2b は、各深度における体積含水率の経時変化を示している。初期の体積含水率はいずれも $0.4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 程度であり、2.5 cm から 32.5 cm までの各深さにおける体積含水率は、それぞれ 0.384、0.393、0.406、0.389、0.402、0.395、0.399 であった。体積含水率は、凍結の開始とともに急速に減少した。融解過程では、温度の上昇とともに体積含水率は急速に回復した。3 サイクル目の凍結融解が終了した 144 時間時点の体積含水率は急激に上昇した。上部 2.5 cm から下部 32.5 cm までの各深さの体積含水率は、0.357、0.352、0.359、0.368、0.360、0.365、0.356 と変化した。

図 3-2c は、炭酸水素ナトリウム 0.3 mol/L を添加した土の不凍水圧の変化を示す。温度が下がるにつれて、不凍水圧が上層から急激に上昇した。融解が始まると、不凍水圧は急激に上昇し、消滅した。



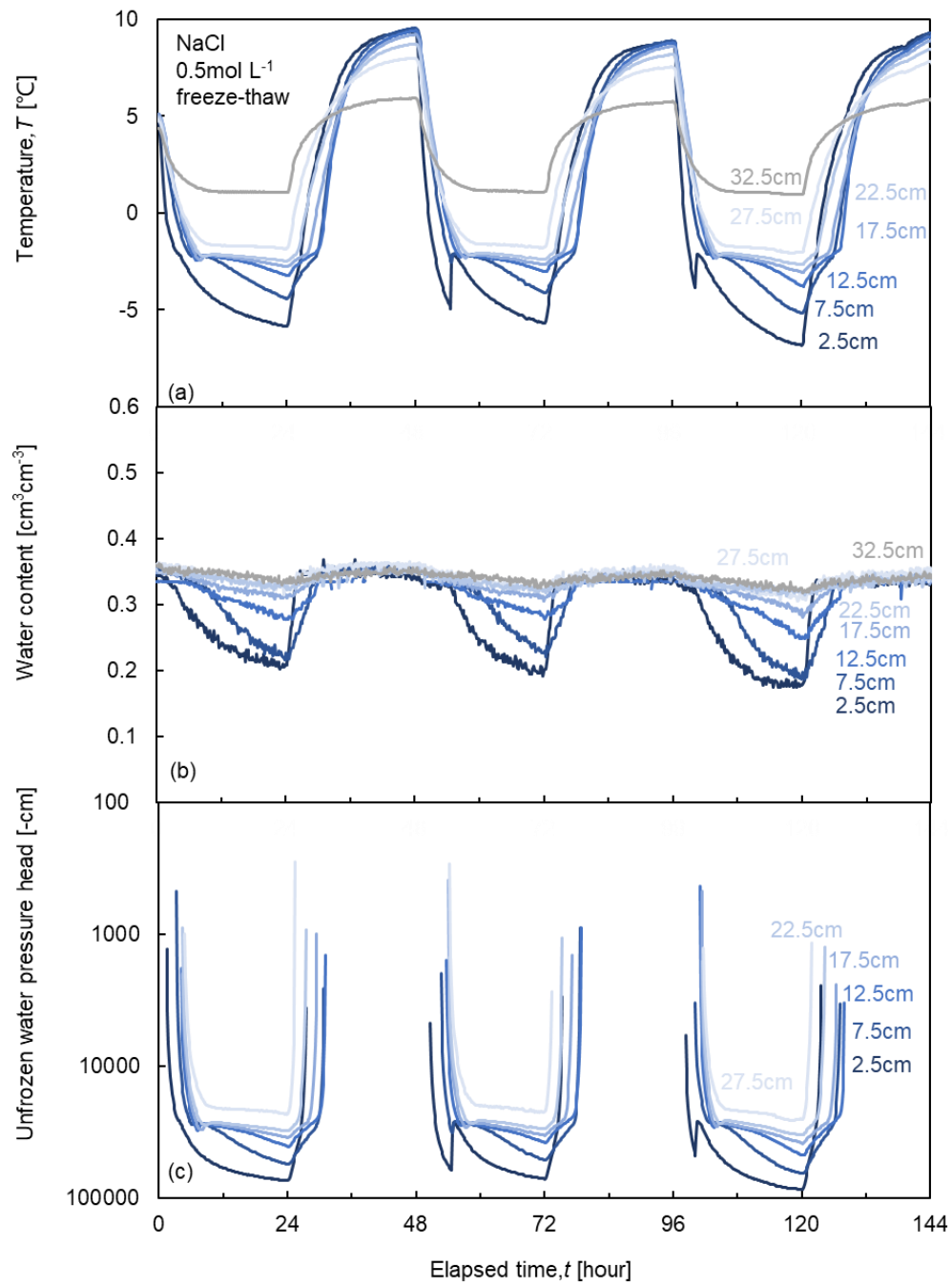
☒ 3-2 Changes in temperature, water content, unfrozen water pressure

図 3-3 は、土に炭酸水素ナトリウムを添加し、土中溶液濃度を 0.5 mol/L とした場合の、土中の温度、体積含水率、不凍水圧の経時変化である。図 3-3a は、地温変化を示す。上層 2.5 cm から底板付近 32.5 cm まで、各深さの初期温度は約 4°C であった。3 サイクル目の凍結終了時の 120 時間の 2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の温度は、それぞれ -5.92°C、-4.39°C、-2.43°C、-1.31°C、-0.90°C、-0.60°C、1.92°C であった。3 サイクル目の凍結融解が終了した 144 時間で、2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の温度は、それぞれ 9.01°C、9.11°C、9.02°C、8.77°C、8.30°C、7.58°C、5.54°C であった。図 3-3b は、体積含水率の経時変化を示す。0 時間の実験開始から 144 時間の実験終了まで、体積含水率は減少傾向にあった。2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の初期体積含水率は、それぞれ 0.368、0.368、0.385、0.402、0.406、0.393、0.394 であった。3 サイクル目の凍結融解実験が終了した 144 時間の各深さの体積含水率は、それぞれ 0.329、0.341、0.346、0.363、0.367、0.378、0.367 となった。



☒ 3-3 Changes in temperature, water content, unfrozen water pressure

図 3-4 は、土に塩化ナトリウムを添加し、土中溶液の濃度を 0.5 mol/L とした場合の温度、体積含水率、不凍水圧を時間の関数として示したものである。図 3-4a は、土中の温度の経時変化である。3 サイクル目の凍結過程が終了した 120 時間時点の、上層 2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の地温は、それぞれ -6.81°C、-5.16°C、-3.74°C、-3.04°C、-2.65°C、-2.01°C、0.966°C であった。3 サイクル目の融解過程が終了した 144 時間時点で、2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の地温は、それぞれ 9.29°C、9.28°C、9.11°C、8.91°C、8.46°C、7.80°C、5.83°C であった。図 3-4b は、体積含水率の時間変化を示している。実験開始時、2.5 cm から 32.5 cm までの各深さにおける体積含水率は、それぞれ 0.347、0.356、0.334、0.348、0.360、0.353、0.359 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ であった。体積含水率は各深さで 0.336、0.339、0.334、0.335、0.346、0.335、0.341 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ となった。

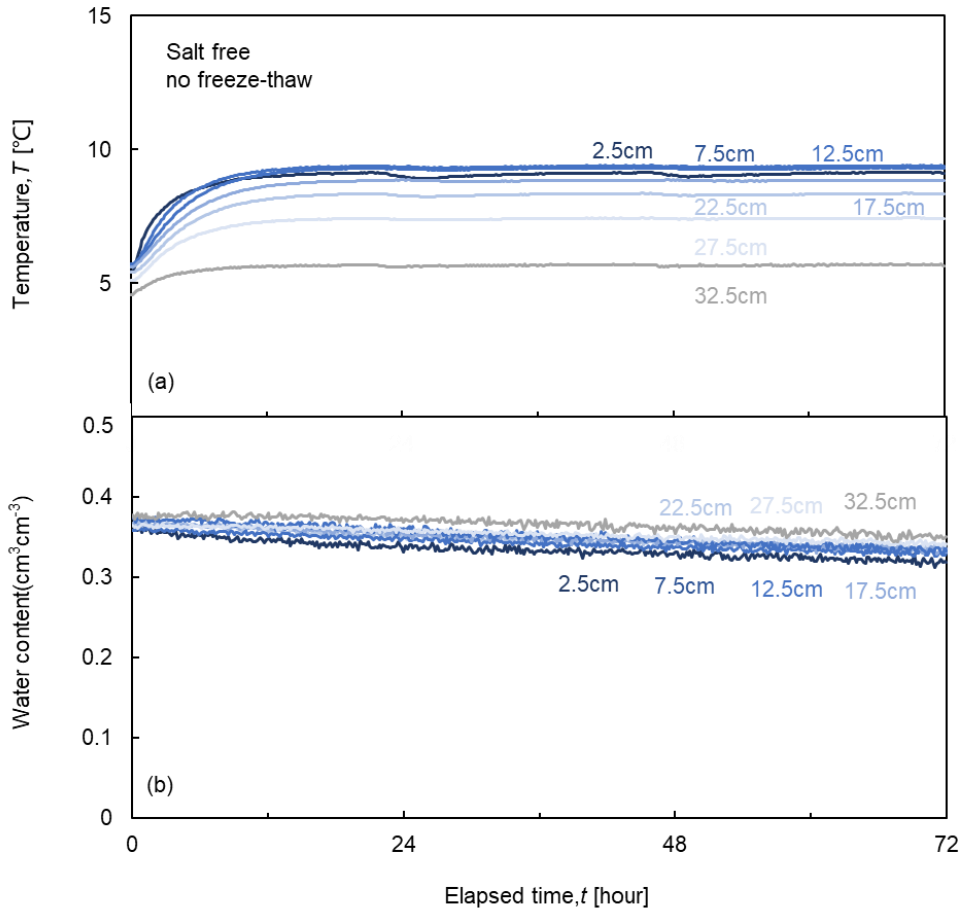


☒ 3-4 Changes in temperature, water content, unfrozen water pressure

3.2 非凍結実験

3.2.1 塩無添加

非凍結実験の時間は合計 72 時間であった。これは凍結融解サイクル実験の 3 回の融解実験の長さに相当する。図 3-5 は、塩無添加土の非凍結実験条件下での、温度と土中の体積含水率の時間変化を示している。図 3-5a は地温の経時変化である。土の初期温度は 4°C であることがわかる。温度は上昇し、ある温度に達すると一定になる。ここで、2.5 cm、7.5 cm、12.5 cm は土の温度が近い。その後、上層の温度は徐々に上昇し、約 10°C になった。32.5 cm は熱電対が底板に近いので、基本的に 4°C 近い温度となった。非凍結実験終了時、カラム上部から 2.5 cm から 32.5 cm までの 5 cm 毎の温度は、それぞれ 9.06°C、9.66°C、9.65°C、9.34°C、8.85°C、7.90°C、5.80°C であった。図 3-5b は、体積含水率の経時変化である。初期の体積含水率は 0.4 付近である。カラム上部 2.5cm から 32.5cm まで 5 cm 毎の体積含水率は、それぞれ 0.381、0.372、0.365、0.369、0.366、0.364、0.360 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ と次第に減少していることがわかる。減少幅が小さいのは、底板付近 32.5cm の体積含水率である。上部には水分蒸発を促進するためのファンがあるため、体積含水率の変化が比較的大きかったのは、上部付近の 2.5 cm と 7.5 cm であった。72 時間の非凍結実験終了時の体積含水率は、上部 2.5 cm から 32.5 cm までの各深さで、それぞれ 0.356、0.355、0.352、0.354、0.351、0.352、0.348 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ になった。

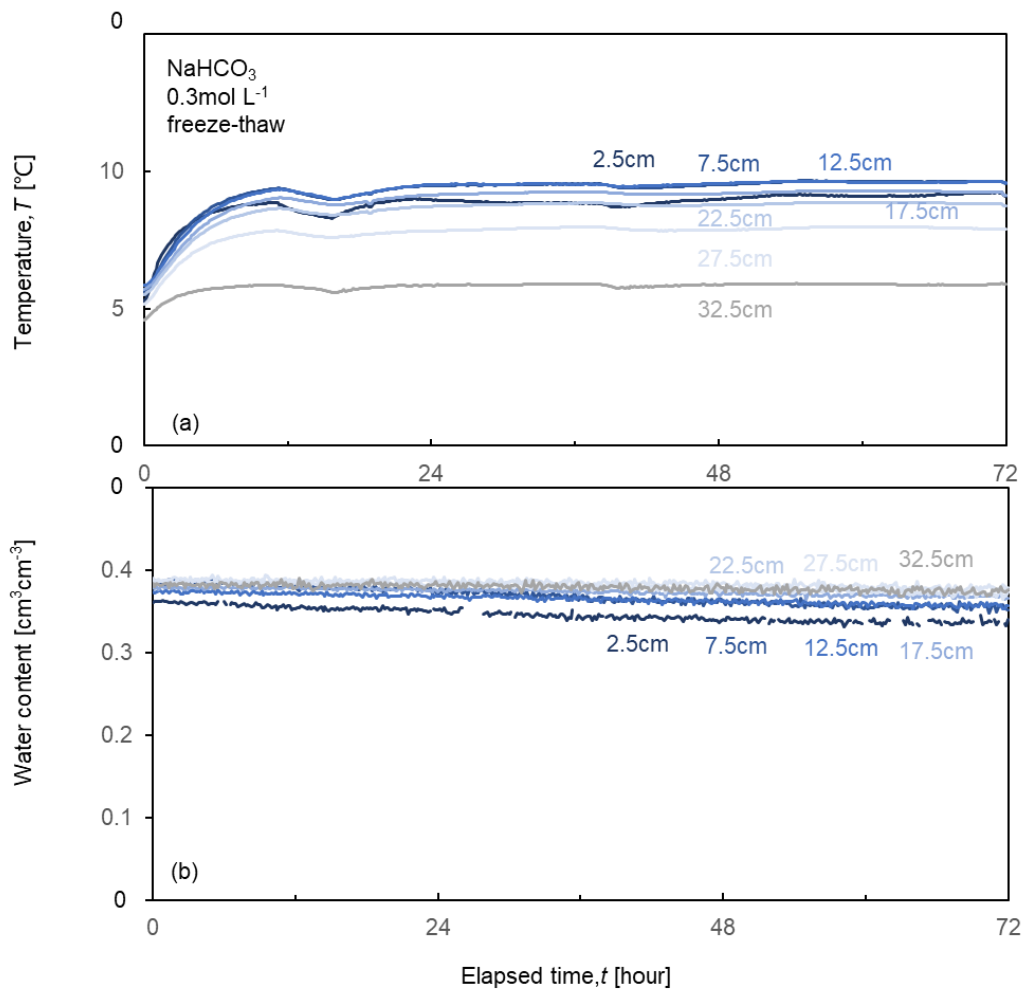


☒ 3-5 Changes in temperature and water content

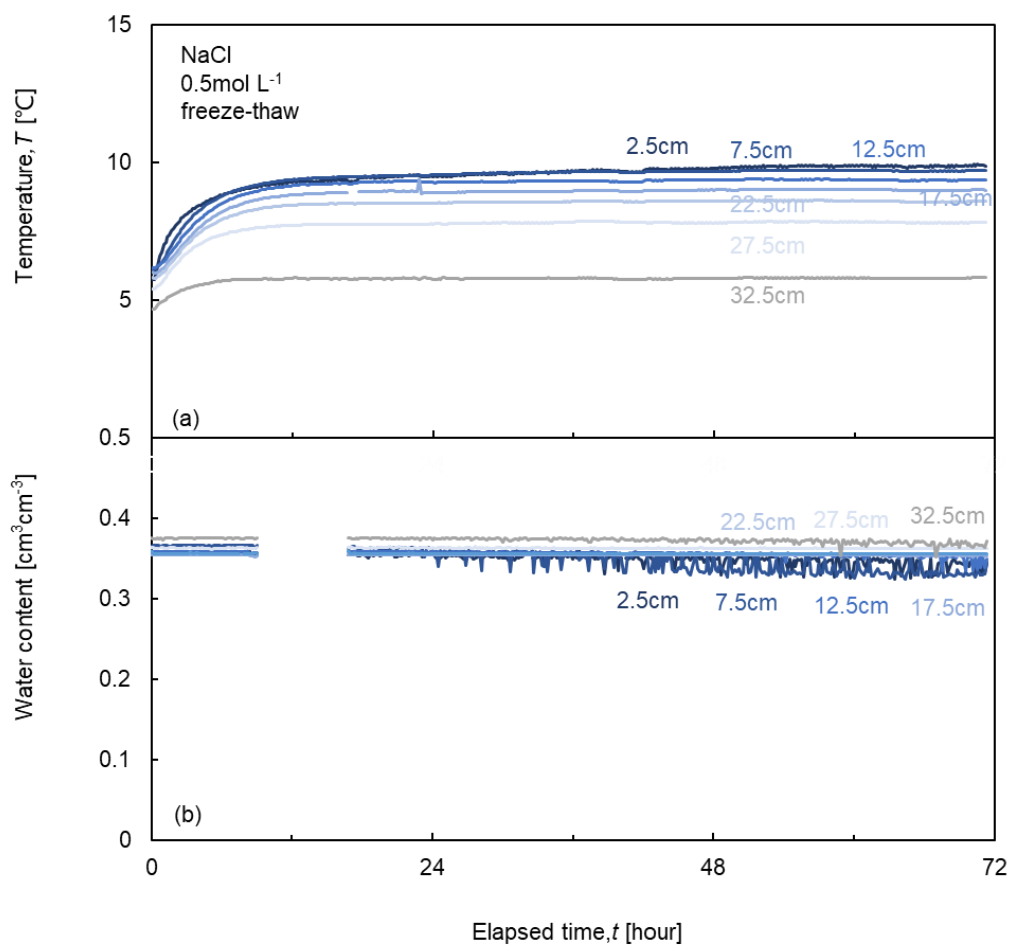
3.2.2 塩添加

以下の図 3-6、炭酸水素ナトリウムを添加し土中溶液濃度 0.3mol/L とした土の非凍結実験の結果である。72 時間の実験終了時の上層 2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の温度は、9.06°C、9.54°C、9.56°C、9.10°C、8.71°C、7.87°C、5.88°Cであった。体積含水率は、上部に蒸発を促進するためのファンがあるため、基本的には塩無添加土の体積含水率の傾向と同じであり、体積含水率は徐々に減少する傾向にあった。炭酸水素ナトリウムを添加した土の各深さの初期体積含水率は、0.368、0.384、0.373、0.379、0.386、0.390、0.384 cm³cm⁻³であった。これらは、72 時間の 3 回の非凍結実験サイクル終了時に、0.34、0.351、0.357、0.365、0.373、0.378、0.376 cm³cm⁻³となった。

図 3-7 は、塩化ナトリウムを添加し土中溶液濃度 0.5 mol/L とした土の非凍結実験の結果である。72 時間後の上層 2.5 cm から 32.5 cm まで 5 cm 毎の温度は、9.87°C、9.69°C、9.34°C、8.96°C、8.59°C、7.82°C、5.81°Cとなった。初期の体積含水率が 0.357、0.345、0.349、0.353、0.355、0.362、0.371 cm³cm⁻³であったのに対し、72 時間の非凍結実験サイクルが終了した時点の体積含水率は 0.340、0.345、0.349、0.353、0.355、0.362、0.371 cm³cm⁻³に達した。



☒ 3-6 Changes in temperature and water content



☒ 3-7 Changes in temperature and water content

3.3 温度分布

図 3-8 は、1 サイクル目の凍結融解過程の温度分布である。図 3-8a-d は、それぞれ塩無添加土、0.3 mol/L、0.5 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土、0.5 mol/L の塩化ナトリウムを添加した土についてである。左の縦列は、1 サイクル目の凍結開始 0 時間から 6 時間間隔の温度分布を示し、右の縦列は 1 サイクル目の融解開始後の 6 時間間隔の温度の分布を示す。縦軸は土の深さ (cm)、横軸は温度 (°C) である。1 サイクル目の凍結開始後 6 時間で、塩添加土と塩無添加土の地温は徐々に低下した。凍結の初期段階では、塩分が土中水の凝固点を下げるため、塩添加土は比較的早く冷却される。凍結開始後 6 時間における地温は 7.5 cm で -0.25°C、-0.35°C、-0.47°C、-2.1°C であった。浅い土中は凝固点に達したか近づいた可能性があるが、より深い層は暖かいままであった。凍結過程 12 時間になると、塩添加土、塩無添加土ともに地温が低下した。凍結深は徐々に下方に進んだ。浅い土層は完全に凍結したが、深い層はまだ凍結の過程にある可能性がある。凍結過程 18 時間では、塩添加土、塩無添加土ともに、地温がさらに低下した。凍結はより深い 15 cm 下まで及んでいた。凍結 24 時間後、塩添加土中の塩分は土中水の凝固点を下げ、冷却を促進した。塩添加土の凍結深は塩分のため比較的浅い、一方、塩無添加土の凍結深度は比較的深くなった。塩分を含む土が同じ凍結深に達するには、より長い時間と低い温度を必要とする。融解過程に入って 6 時間後、すなわち凍結融解実験の 30 時間目に、塩添加土と塩無添加土の両方で、地温が上昇し始めた。気温により地表付近の土から、また底部の温度調節器により下層の土から融け始め、中央部の地温が相対的に低くなった。また、塩添加土は明らかに融解が早かった。融解が 12 時間まで進むと、地温は塩分を含む土も含まない土も上昇した。融解深は徐々に下方に広がり、浅い土層は完全に融解していても、深い層はまだ融解の過程にあった。塩化ナトリウムを含む土は、炭酸水素ナトリウムを含む土と同様に、ほぼ完全に融解しており、0.5 mol/L の高濃度の土ほど、土内部の融解が早く、温度変化も顕著であった。融解過程の 24 時間後、すなわち凍結融解実験開始から 48 時間経過した時点で、塩添加土と塩無添加土の地温は実質的に初期温度まで上昇した。深層を含め、土全体が完全に融解していた。塩無添加土と比較して、塩添加土は凝固点が高く、より早く凍結した。同時に、下層の温度はより低下した。融解過程では、塩添加土の方が早く融けた。同じ種類の塩であれば、塩の濃度が高い土の方

が早く融けた。塩化ナトリウムは炭酸水素ナトリウムに比べて土の凍結融解に顕著な影響を与えるが、これは解離度の違いによる。同じ土中溶液濃度であれば、凍結融解の速度も深さも炭酸水素ナトリウムの方が速い。

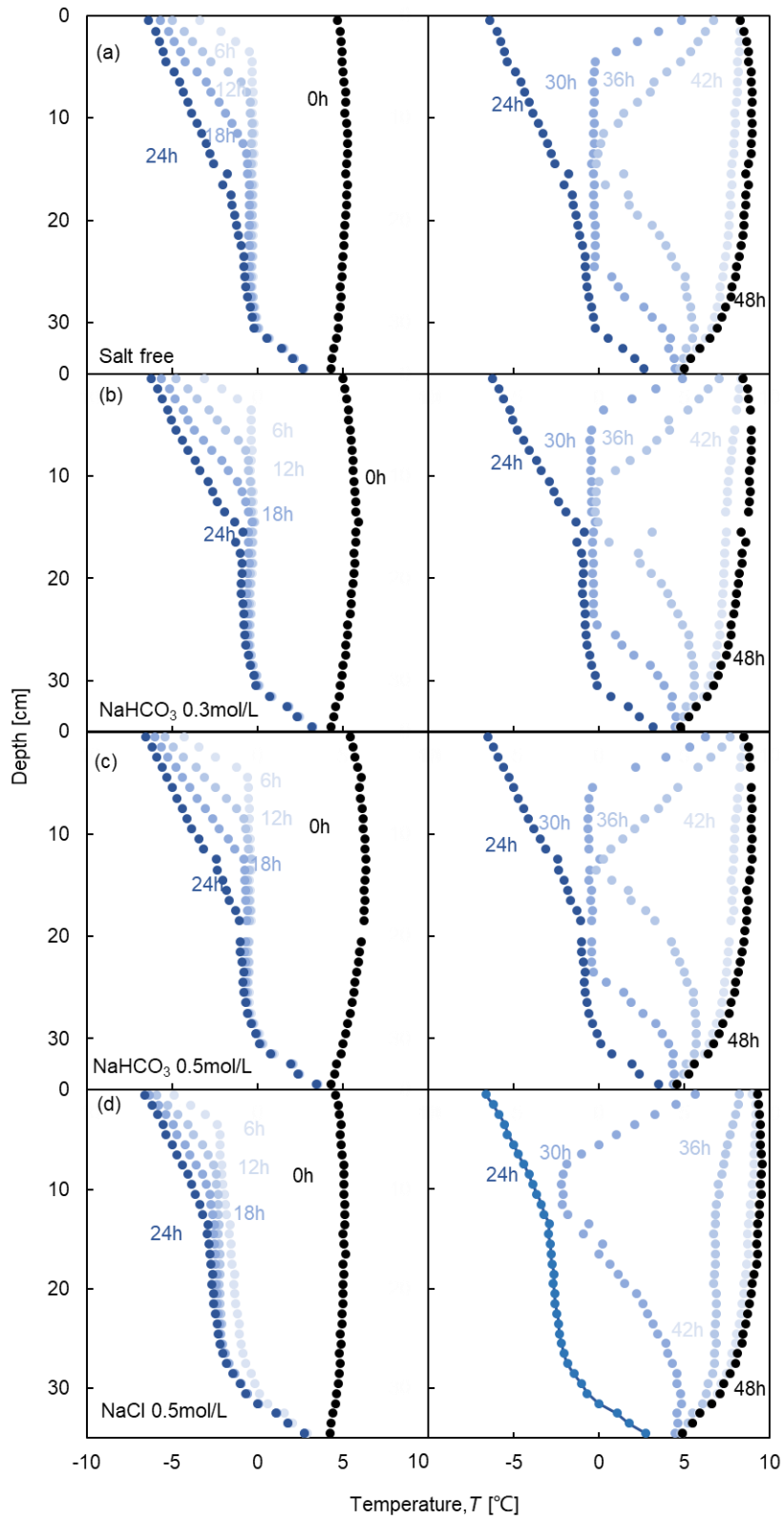


图 3-8 土壤在第一次冻融循环中的温度剖面

図 3-9 は、3 回目の凍結融解サイクル実験における温度分布を示す。図 3-9a~d はそれぞれ、塩を添加していない土、0.3 mol/L と 0.5 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土、0.5 mol/L の NaCl を添加した土を示している。左の縦列は第 3 サイクル凍結開始後 96 時間からの 6 時間間隔の温度分布、右の縦列は第 3 サイクル融解開始後 6 時間間隔の温度分布を示す。縦軸は深さ (cm)、横軸は温度 (°C) である。塩添加土と塩無添加土の温度は、第 3 サイクルの凍結開始から 6 時間の間に徐々に低下した。実験時間が長くなるにつれて、土中の水分が徐々に減少し、塩添加土の土中溶液の塩濃度が実験開始時に比べて上昇したと考えられる。土の深層部の温度変化の速度も加速した。融解過程の傾向は、第 1 サイクル目の融解過程と類似した。凍結過程と同様、土中の水分が減少しているため、この段階では土中の融解が早まる可能性がある。温度は徐々に融解温度まで上昇し、安定した。塩添加土は土中の塩分濃度を高め、凍結深は塩無添加土に比べて徐々に浅くなる。

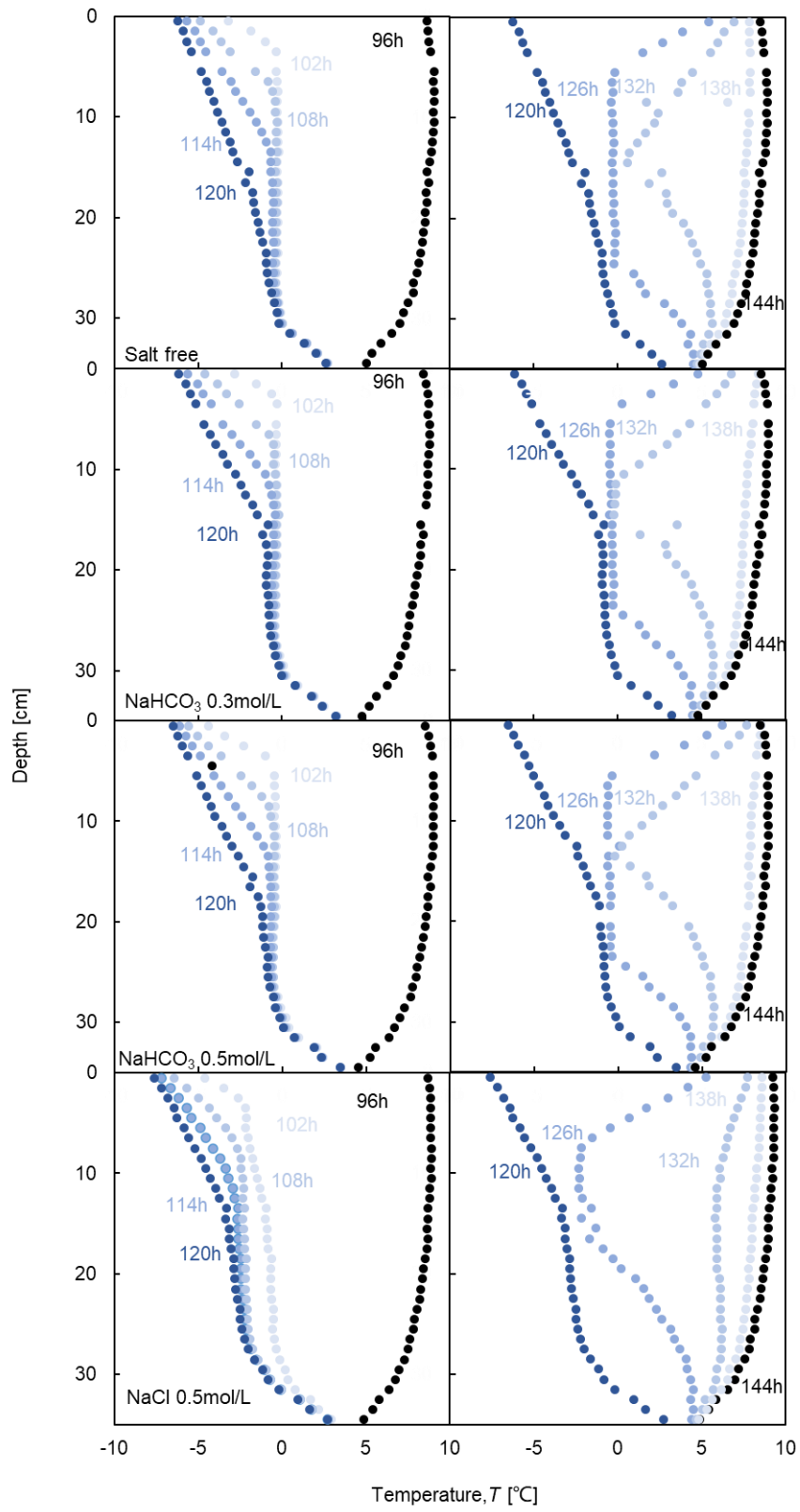
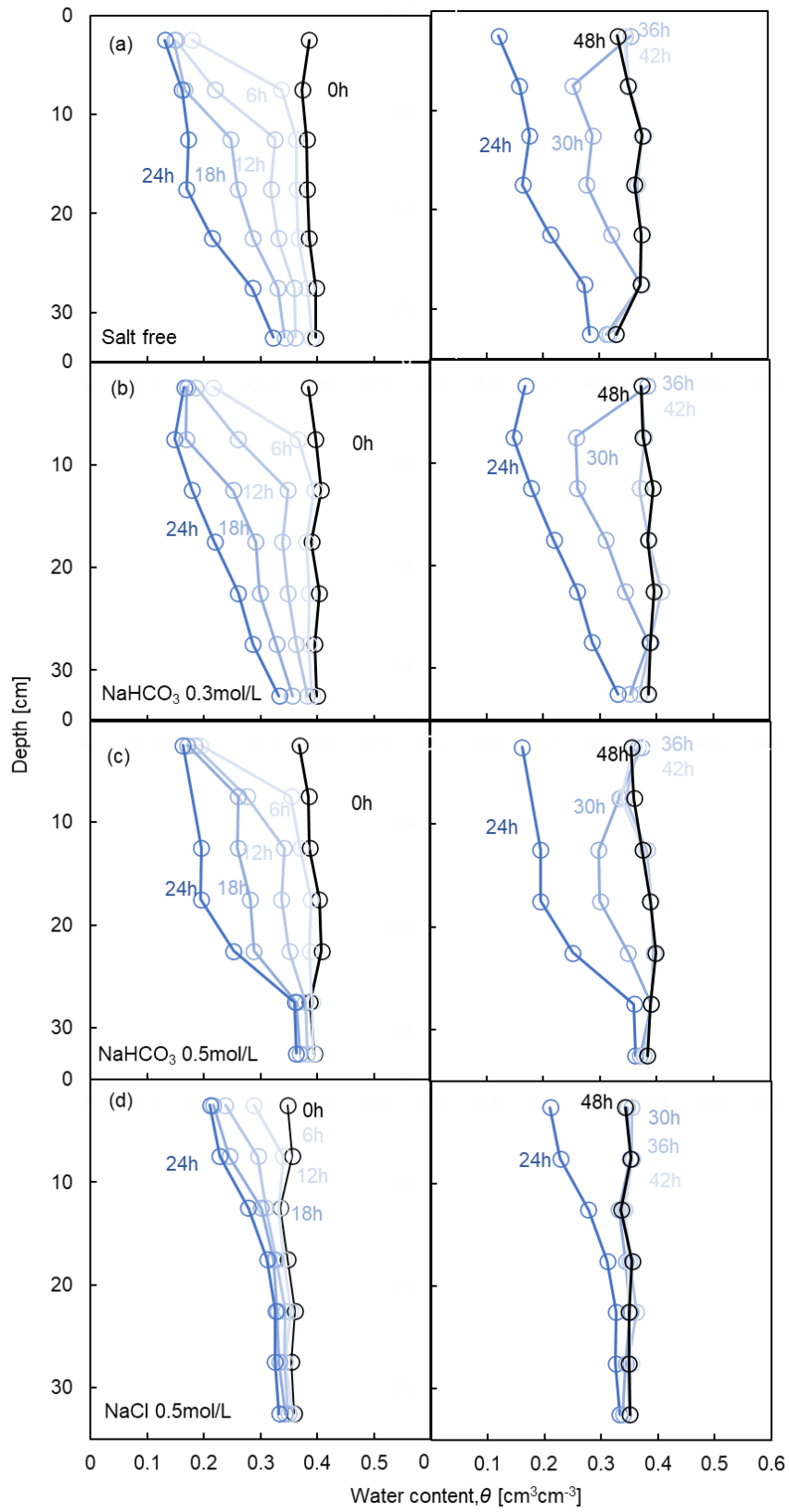


图 3-9 土壤在第三次冻融循环中的温度剖面

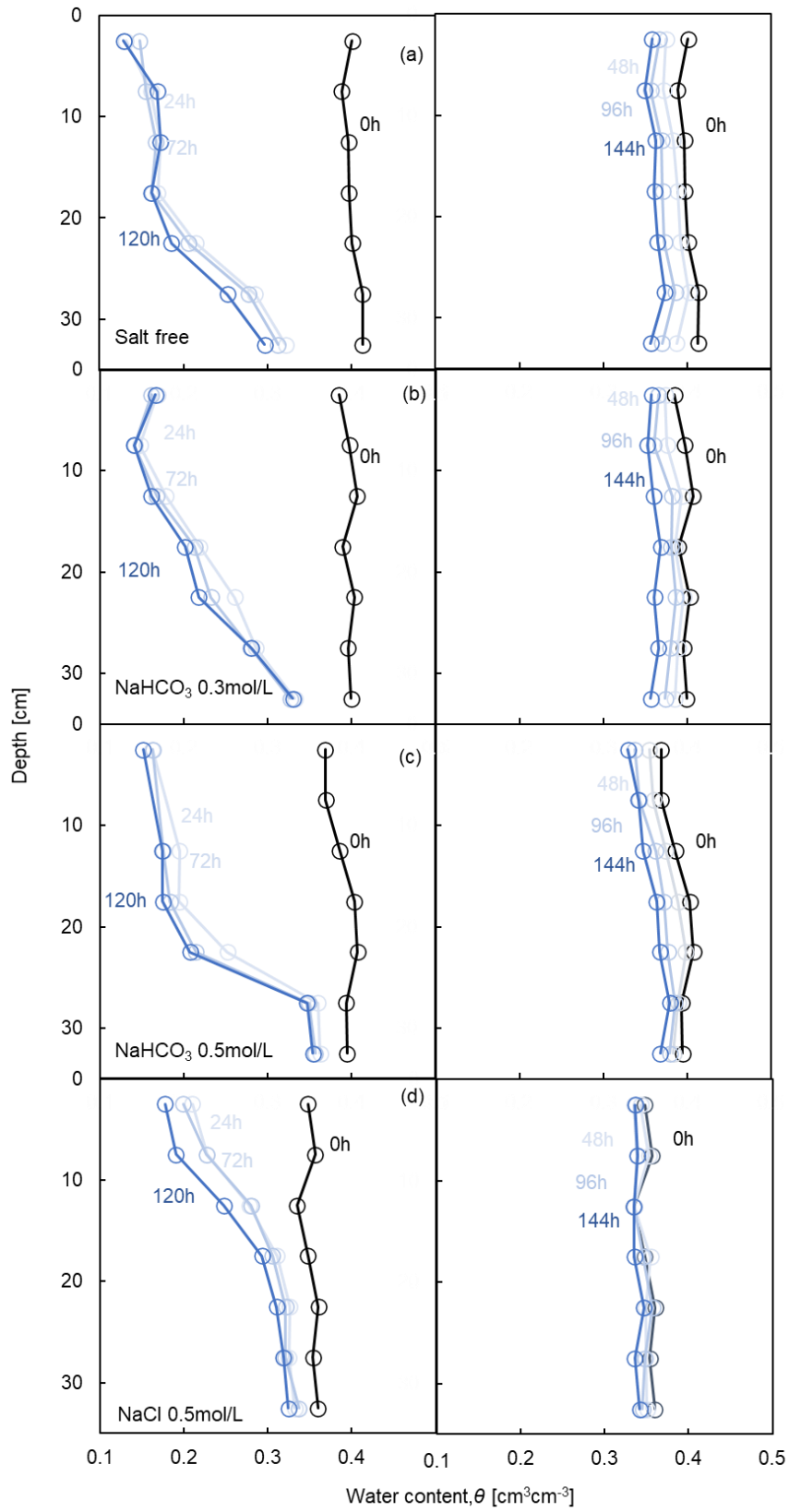
3.4 体積含水率分布

図 3-10 は凍結融解実験条件下での最初の凍結融解サイクル後の各時間の体積含水率分布を示す。図 3-10 左の列は、上から順に、塩を添加しなかった土、0.3 mol/L と 0.5 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土、0.5 mol/L の塩化ナトリウムを添加した土を示している。図 3-10 右の列は、融解過程におけるこれらの土の体積含水率の変化である。まず、各土試料の初期体積含水率は 0.4 前後であることがわかる。凍結過程が始まると、地温は下がり始め、土中の不凍含水量は徐々に減少し始める。時間の経過とともに、土中の水分は徐々に氷相に変化し、体積含水率はさらに減少した。1 サイクル目の凍結過程が終了した時点、つまり実験開始 24 時間後である。同じ時間帯に、塩添加土の不凍水量が比較的高いのは、土が塩分を含んでおり、これが土の凍結を阻害しているためである。炭酸水素ナトリウムを添加した土の中でも、0.5 mol/L の比較的高濃度の土では、不凍水量が高い値を示した。しかし、塩化ナトリウムは炭酸水素ナトリウムに比べてより強い抑制効果を示し、24 時間後の体積含水率はすべての土試料の中で最も高くなった。融解過程が始まると、土中の氷が溶け、不凍水量が増加した。時間が経過し、内部温度が上昇するにつれて、体積含水率はさらに上昇し、各土試料中の氷相は、36 時間後には基本的に完全に融解した。融解過程では、塩添加土は塩無添加土よりも早く融解し、30 時間の体積含水率から、塩添加土の方が不凍水量の減少が早いことが明らかである。同じ種類の塩であれば、濃度が高いほど融解速度は速くなる。また、塩化ナトリウムの影響は炭酸水素ナトリウムに比べて強い。図 3-10d の体積含水率分布で、30 時間の時点ですでに NaCl 添加土の内部には氷相はほとんどない。



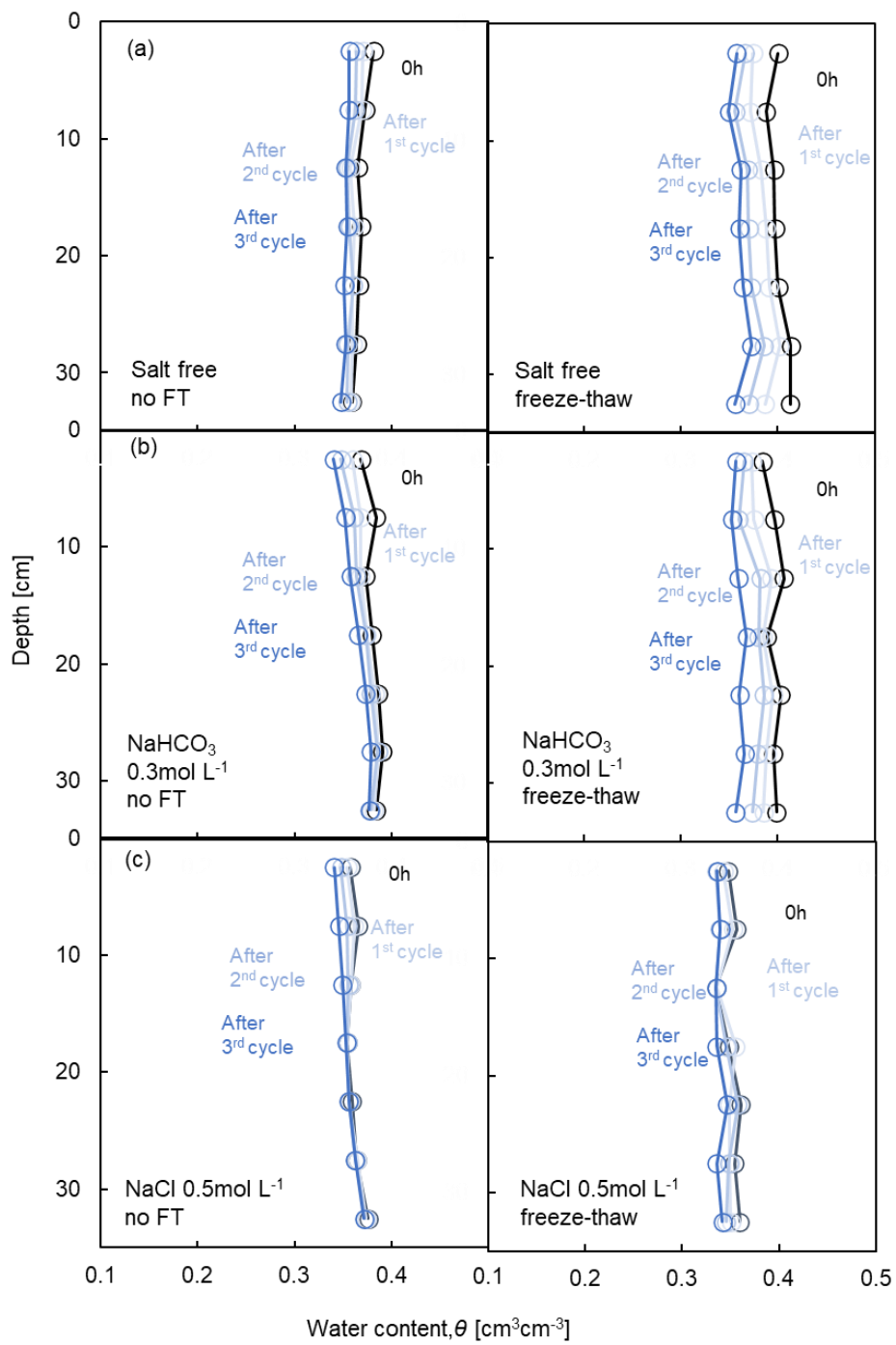
☒ 3-10 Water content profiles in samples during the first freeze-thaw cycle

図 3-11 は、3 サイクル目の凍結過程と 3 サイクル目の融解過程終了時に、個々の土試料について、凍結と融解の繰り返し条件下での体積含水率分布である。凍結融解実験では、上層にファンが存在することによって蒸発が促進された。土中の水分が時間とともに徐々に減少していくことがわかる。不凍水量もどんどん低くなっている。1 サイクル目の凍結過程終了時と 3 サイクル目の凍結過程終了時を比較すると、すべての層の水分量が減少していた。しかし、塩添加土の下層の含水率低下は、塩無添加土に比べ小さかった。これは、土に塩分が含まれているため、凍結融解サイクルの結果、土中の水分が上昇すると同時に上層の塩濃度も上昇し、融解時に蒸発しにくくなるためと考えられる。塩化ナトリウムを添加した土では、炭酸水素ナトリウムを添加した土に比べて体積含水率の変化が小さかった。融解過程は、土中水分の蒸発の主要な期間である。3 つの融解過程の期間すべてにおいて、体積含水率が徐々に減少していることがわかる。これは、土中の水分が実験に伴って蒸発し、徐々に減少しているためである。しかし、塩添加土の体積含水率の変化は、塩無添加土よりも小さかった。これは、塩が土壌からの蒸発を抑制するためと考えられる。その結果、体積含水率の変化が小さくなる。また、炭酸水素ナトリウムを添加した場合、0.3 mol/L の土と比較して、0.5 mol/L の土では体積含水率の変化が小さいことがわかる。これは、塩濃度が高いほど土中水分の蒸発が抑制されるためと考えられる。これに加えて、土中には凝固点を下げる塩分が含まれている。凍結時の氷の形成を抑制する。氷の形成が抑制されるため、塩無添加土に比べ、上層部の吸水量が少なくなる。その結果、融解時に上層の含水率が十分に高くなり、蒸発しにくくなる。0.5 mol/L の NaCl を加えた土と、同濃度の炭酸水素ナトリウムを加えた土を比較すると、炭酸水素ナトリウムを加えた土の体積含水率の減少は小さかった。塩の違いによって、土からの蒸発に対する抑制の大きさが異なる。塩化ナトリウムは炭酸水素ナトリウムよりも抑制効果が高かった。



3-11 Water content profiles in soils during the 3rd freeze-thaw cycle

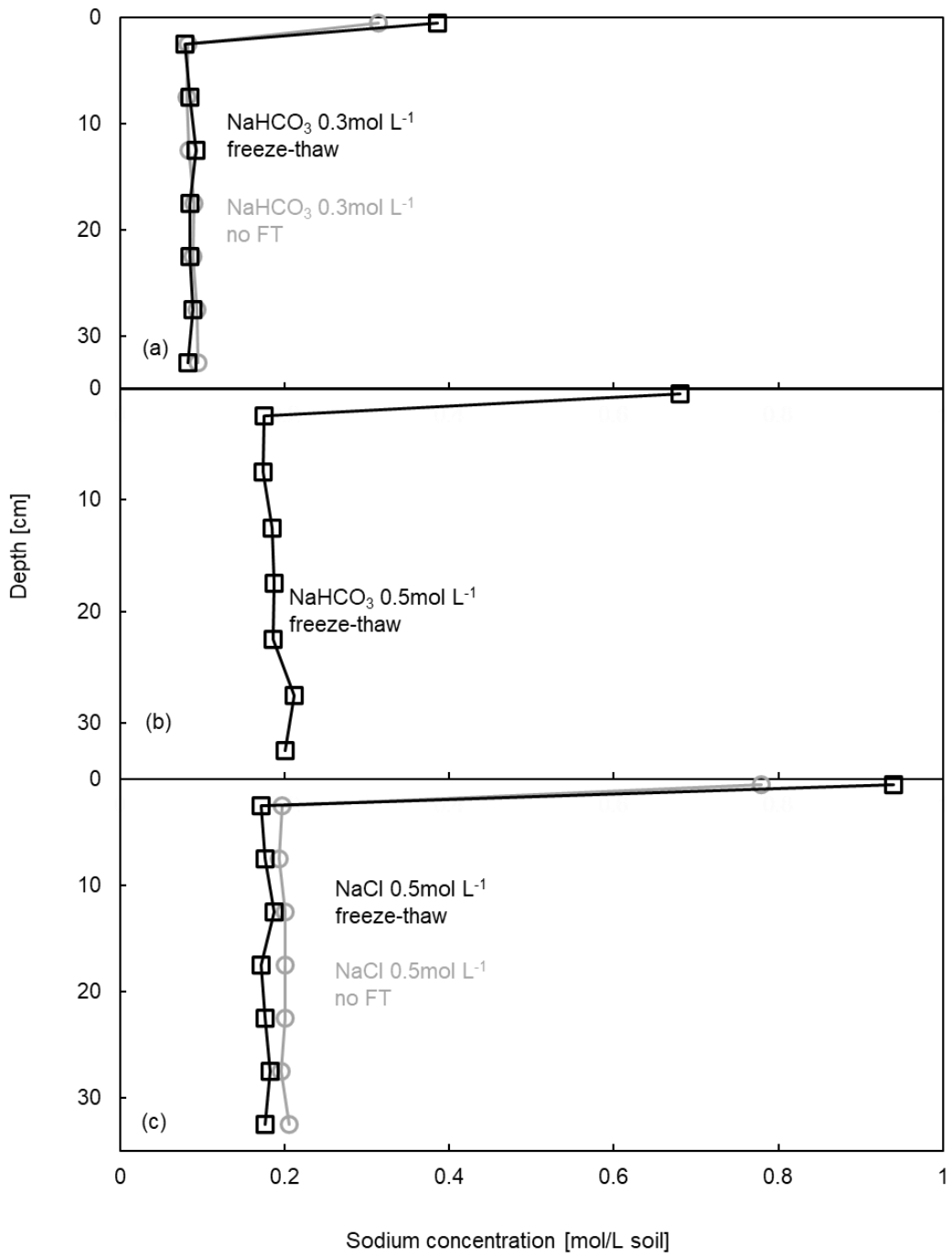
図 3-12 は、非凍結実験と凍結融解実験の 3 サイクルにおける、異なる土試料の体積含水率分布である。図 3-12 左の列は非凍結実験、右の列は凍結融解実験である。まず、非凍結実験と凍結融解実験を比較すると、凍結融解実験の方が体積含水率の減少が大きいことがわかる。非凍結実験では、上層の体積含水率の減少は大きいですが、下層の体積含水率の減少は小さく、NaCl 添加土の下層の体積含水率はほとんど変化していない。しかし、凍結融解実験では、これら 3 種類の土の上層の体積含水率が徐々に減少し、下層の体積含水率が変化した。したがって、凍結融解サイクル条件下では、下層の土中の水分が上層の凍結面に向かって移動し、水の上昇移動が促進されると考えられる。塩を添加すると、凍結融解実験と非凍結実験の両方で、塩を添加しない土に比べて体積含水率の減少が抑えられることがわかる。



☒ 3-12 Water content profiles (FT vs No FT)

3.5 土中溶質量

図 3-13 は凍結融解実験終了時と非凍結実験終了時の土中のナトリウムイオン濃度の分布図である。まず、表層の塩濃度が下層の塩濃度よりもはるかに高いことがわかる。図 3-13a は炭酸水素ナトリウムを添加した土であり、土中溶液濃度は $0.3 \text{ mol/L}_{\text{soil}}$ である。これは、凍結融解実験や非凍結実験において、土の上層にファンを設置したためである。そのため、塩分が表面に蓄積する一方で水分の蒸発が促進され、塩分の濃度も促進された。図 3-13a からも、凍結融解実験の表層のナトリウムイオン濃度は、非凍結条件下よりも高いことがわかる。凍結融解実験では $0.39 \text{ mol/L}_{\text{soil}}$ に達したが、非凍結条件では $0.31 \text{ mol/L}_{\text{soil}}$ であった。凍結融解は表層への塩の蓄積を促進する。このことは、図 3-13c の塩化ナトリウムを添加した土でも確認できる。塩化ナトリウム添加土の表層濃度は、凍結融解条件では $0.94 \text{ mol/L}_{\text{soil}}$ に達したが、非凍結条件では $0.78 \text{ mol/L}_{\text{soil}}$ であった。同じ塩濃度では、塩化ナトリウムの表層濃度は炭酸水素ナトリウムの表層濃度よりも高かった。これは、塩化ナトリウムが炭酸水素ナトリウムに比べてほぼ完全に解離するため、塩化ナトリウムを含む土壌では凍結過程で塩類が蓄積しやすく、結果として濃度が高くなるためと考えられる。

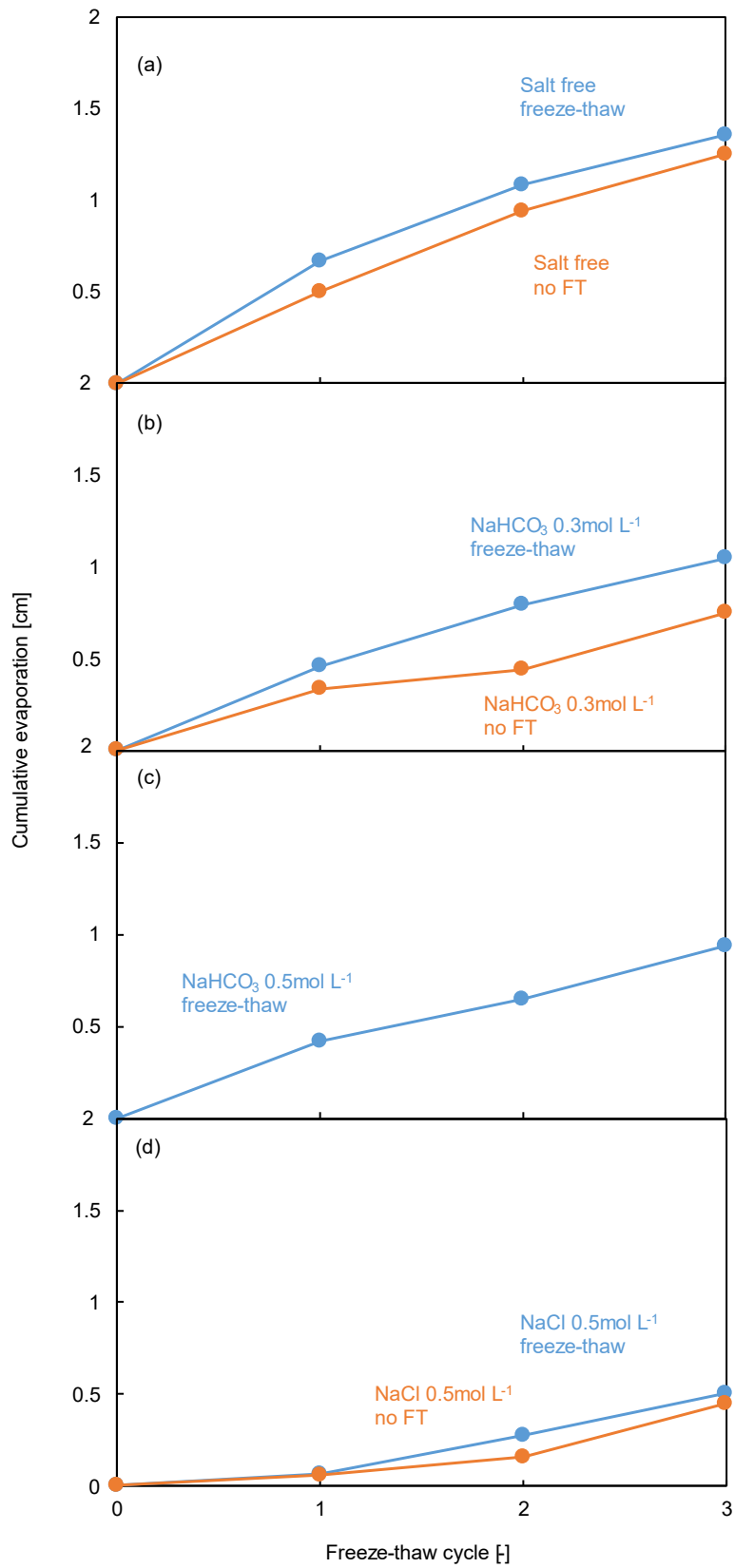


☒ 3-13 Sodium ion concentration profile

3.6 積算蒸発量

次に図 3-14 に積算蒸発量を示す。横軸はサイクル数、縦軸は積算蒸発量である。図 3-14a の水色線は塩無添加の土の凍結融解サイクル実験を示し、オレンジ色の線は非凍結実験を示す。凍結融解実験での 3 サイクル後の積算蒸発量は、非凍結実験の積算蒸発量よりもわずかに多いことがわかる。凍結融解サイクルによって、土壌からの水分の蒸発が促進された可能性がある。非凍結実験の場合、土壌上層の水が減少すると蒸発が継続できなくなり、水の蒸発が抑制される。一方、凍結融解実験では、凍結過程に下層から補給された水分が融解過程にも表層に残り、蒸発可能な期間が長く続くため、蒸発を高い状態を維持することができる。

図 3-14b は、0.3 M 炭酸水素ナトリウム添加後の積算蒸発量を示している。凍結融解実験の蒸発量は、非凍結実験の蒸発量よりも大きいことがわかる。しかし、塩を添加した場合の積算蒸発量は、塩を添加していない土に比べ減少した。これは、土表面に塩分が蓄積して水ポテンシャルが低下すること、塩分の存在によって土粒子と水との吸着が増加し、土からの水分の蒸発が困難になるためと考えられる。図 3-14c は、炭酸水素ナトリウム溶液の濃度が 0.5 mol/L と高い土の凍結融解サイクル終了時の値を示している。凍結時の氷量の低下により下層から表層への水分供給量が減り、可能蒸発が維持できなくなる効果も考えられる。0.3 mol/L の場合に比べて蒸発量がさらに減少した。このように、高濃度の塩分の添加は土からの水分の蒸発をさらに抑制する可能性がある。NaCl を添加した土は、積算蒸発量が最も少ないことがわかる。つまり、同じ濃度の場合である。解離度の大きな塩分は、土壌の蒸発をより顕著に抑制する。



☒ 3-14 Cumulative evapotranspirations for different experiments

3.7 水分フラックス

凍結融解実験と非凍結実験の条件下での土中の体積含水率の変化と水分フラックスの変化を図 3-14 に示す。図 3-14-1 は塩無添加土の、図 3-14-2 は 0.3 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土、図 3-14-3 は 0.5 mol/L の塩化ナトリウムを添加した土である。

非凍結実験：

サイクル 1 (0~24 時間)：土上部の気温が土壌の上部が約 10 度の一定温度に保たれているため、土中の水分が蒸発し始め、その結果、水分フラックスが高くなった。3 つの土試料の水分フラックスは、それぞれ 0.20、0.23、0.05 cm/d であった。

サイクル 2 (24~48 時間)：土からの水分の蒸発が続き、水分フラックスは徐々に減少したが、依然として比較的高い水分フラックスを維持した可能性がある。

サイクル 3 (48~72 時間)：水分の蒸発は続いたが、水分フラックスは第 1 サイクルに比べて相対的に減少した。3 つの土試料で水分フラックスはそれぞれ 0.17、0.21、0.17 cm/d であった。

凍結融解実験：

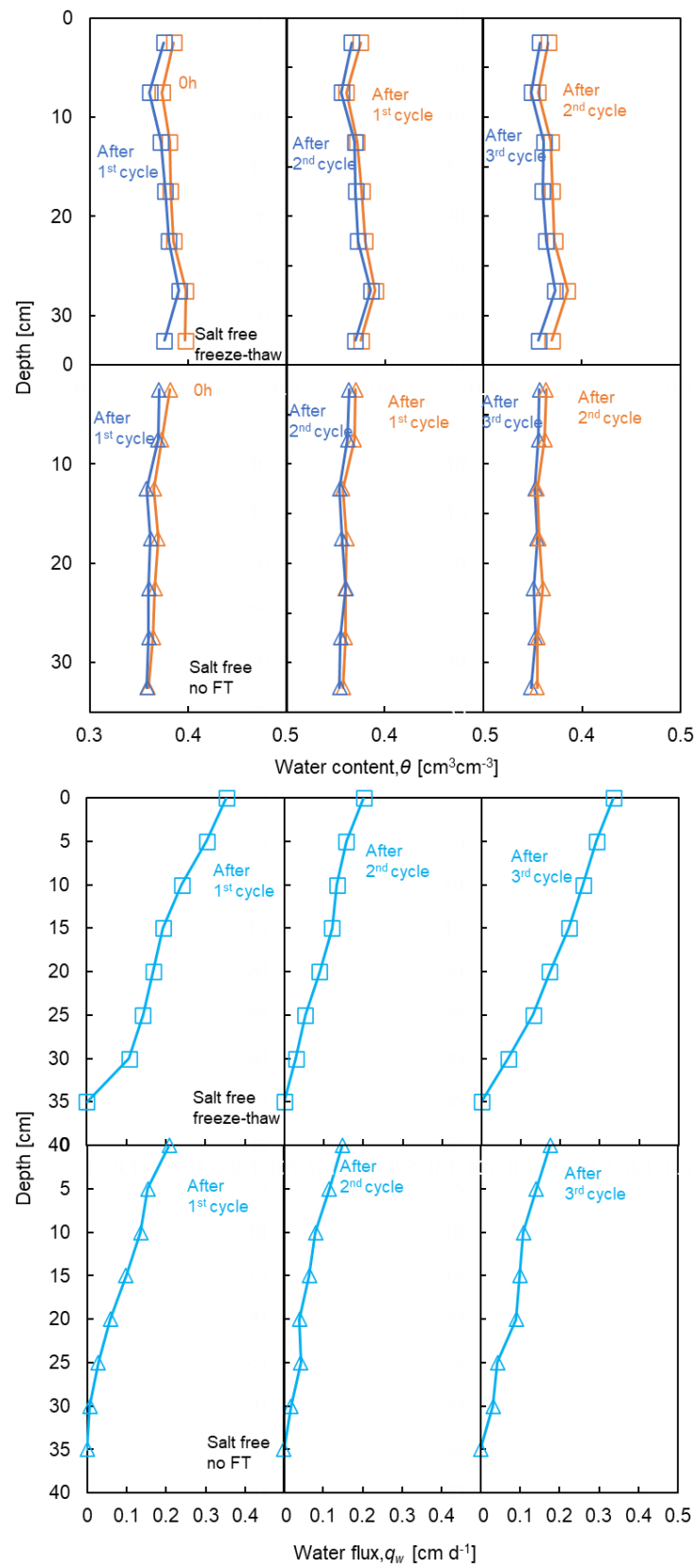
サイクル 1 (0~48 時間)：水分フラックスは、非凍結実験に比べてやや高くなった。3 つの土試料でそれぞれ 0.35、0.39、0.12 cm/d であった。

サイクル 2 (48~72 時間)：土からの水分の蒸発が続き、水分フラックスは徐々に減少したが、同時期の非凍結サイクル実験に比べれば高かった。

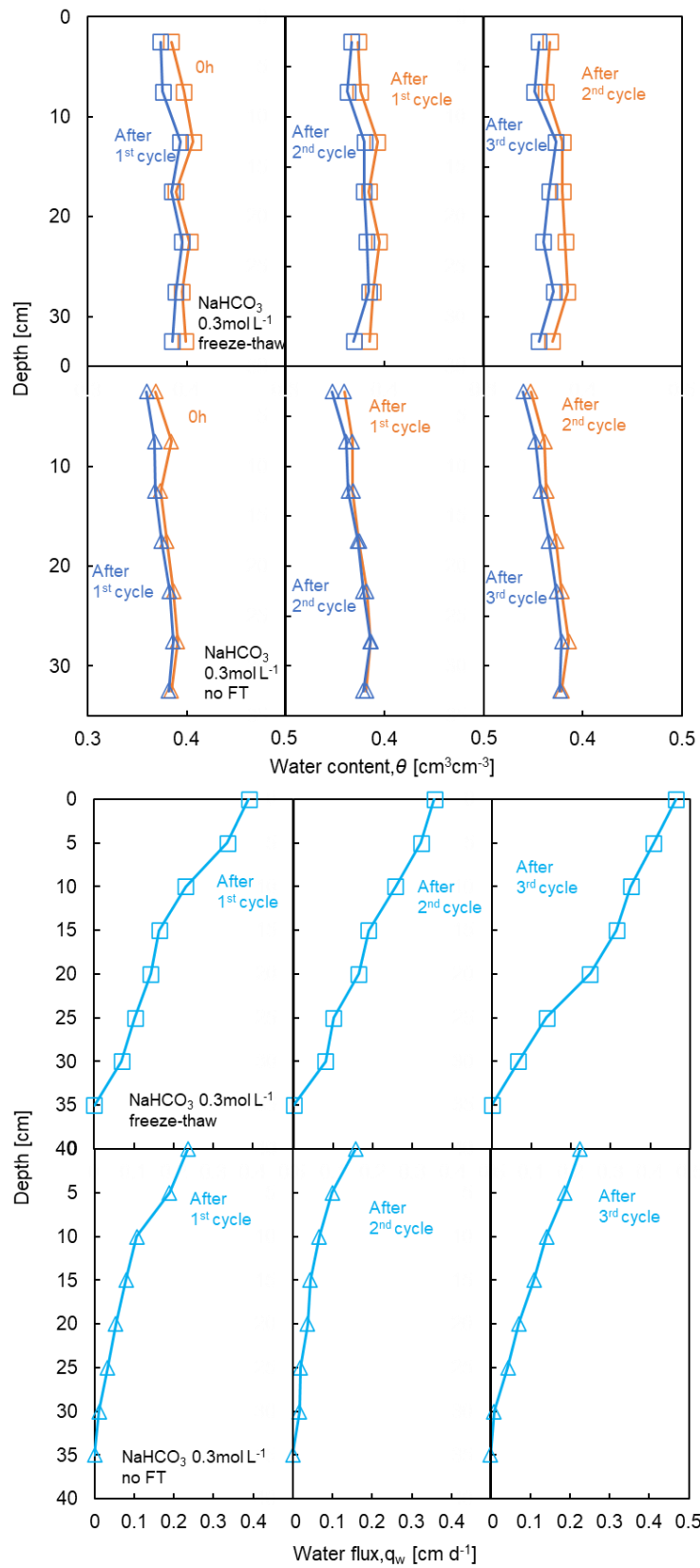
サイクル 3 (72~144 時間)：水分の蒸発は続きが、水分フラックスは高い値を維持した。3 つの土試料の水分フラックスはそれぞれ 0.12、0.46、0.16 cm/d であった。

図 3-14 から、凍結融解実験の全体的な水分フラックスは、非凍結実験よりも高いことがわかる。これは、凍結過程では下層の水分が凍結面に向かって移動し、融解過程では上層の土が比較的高い含水率に保たれるためと考えられる。凍結融解サイクル実験では、常に下層からの水分の移動があったため、3 サイクル終了時の水分フラックスは、非凍結実験よりも凍結融解実験の方が高かった。このことは、上述の積算蒸発量の節からも裏付けられる。凍結融解実験では、非凍結実験よりも蒸発量が多い。同時に、塩を含む土中の水分フラックスは、塩を含まない土中の水分フラックスよりも低い。土への塩の添加は水ポテンシャルを低

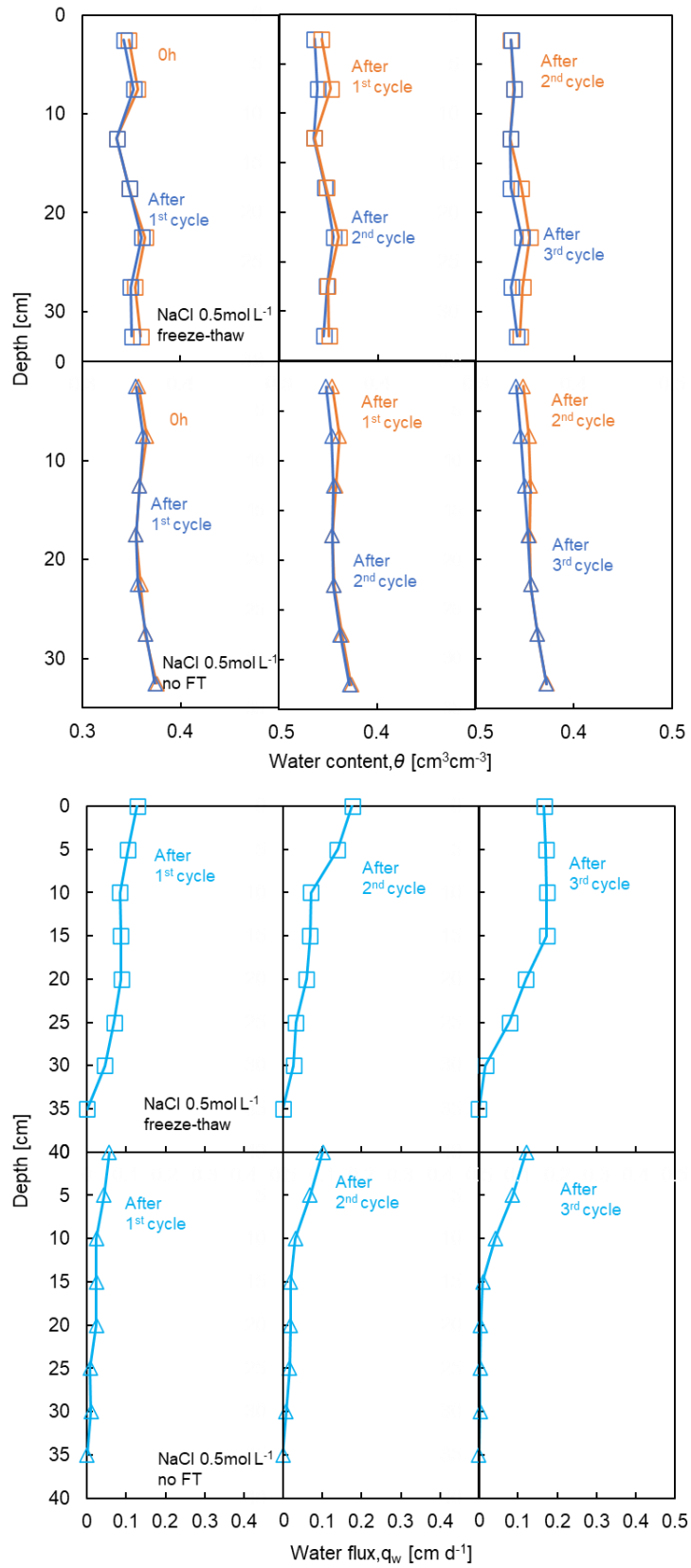
下させ、蒸発量を減少させる結果、上方へ移動する水が少なくなる。また、凍結融解実験では、凝固点が低下し、凍結表面の氷の量が減少しており、同様に下層から上層への水分移動が減少していることを示唆している。



☒ 3-14-1 Profiles of water fluxes in salt-free soils



☒ 3-14-2 Profiles of water flux in soils containing sodium bicarbonate



☒ 3-14-3 Profiles of water fluxes in soils containing sodium chloride

第4章 おわりに

本研究の目的は、大慶地域の環境を模した凍結融解サイクル実験で、凍結融解サイクルが蒸発による塩の表面への集積に及ぼす影響を調査することである。このため、比較として非凍結実験も行った。また、塩の種類や濃度の比較実験も行った。

まず、実験に使用した実験装置は TDR で、凍結・融解実験および非凍結実験中の土中の水分変化を測定することができた。また、安定した正確な温度データを得るために、熱電対を用いて土中の温度を測定した。さらに、土からの蒸発量を電子天秤を使用して土の重量変化から測定した。

実験結果を見ると、まず、凍結融解実験の蒸発量は、非凍結実験の蒸発量よりやや多くなった。これは、非凍結実験に比べ、凍結融解実験の凍結過程で、土試料の下層の水分が凍結面まで移動したためと考えられる。そのため、土試料の上層の含水率は、融解過程で非凍結実験よりも高くなった。蒸発量は同じでも、凍結融解実験では土試料の上層部の水分が高いため、蒸発量が多くなっている可能性がある。次に、凍結融解実験条件下での塩添加土の蒸発量は、塩無添加土の蒸発量よりも少なかった。0.3 mol/L の炭酸水素ナトリウムを含む土と塩を含まない土を比較すると、塩の存在によって水の凝固点が高くなるため、凍結過程で形成される氷相が減少し、融解過程での上層の水量が塩無添加土に比べて相対的に小さくなり、蒸発量も相対的に小さくなったためと考えられる。0.3 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土と 0.5 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土とを比較すると、塩濃度が高くなるにつれて水ポテンシャルが低下し、上層への水の移動が困難になるため、蒸発量が減少することがわかる。このことは、0.5 mol/L の炭酸水素ナトリウムを添加した土と、0.5 mol/L の塩化ナトリウムを添加した土の比較からもわかる。同じ濃度の場合でも、塩化ナトリウムの土の蒸発量は少なくなる。土中の塩の解離が進むと、蒸発量が少なくなる可能性がある。同様の蒸発量の傾向は、ナトリウムイオン濃度の異なる実験でも見ることができる。凍結融解実験での表層土の塩分濃度は、非凍結実験での表層土の濃度よりも高い。上層の水分が蒸発し、土の上層に塩類が蓄積する。この際、凍結融解実験の条件下では、下層の水分は上層に移動し、塩類は上層に運ばれる。そのため、凍結融解実験では、非凍結実験よりも土の表層の塩分濃度が高くなる。

最後に、実験中に TDR によって求められた電気伝導率値と濃度の相関式について、さらに検討する必要がある。本研究では、EC の傾向は得られたが、正しい値を推論することはできなかった。この点は今後改善する必要がある。一方、凍結融解実験で電子天秤の温度差が大きいため、特に凍結過程において測定データに誤差が生じた。電子天秤の断熱性能の向上が必要ともいえる。TDR によって計算された不凍水量または体積含水率は、実験終了時に土壌を乾燥させて得られた体積含水率によって補正した。ただし、添加した塩の濃度が高い場合は、実験データに影響を与えるので、より正確に補正する必要がある。

参考文献

1. United Nations. "Global Drylands: A UN system-wide response." Drylands: (2011).
2. 石迎春, et al. "西北地区黑河中游盐渍化地区土壤盐分特征." 现代地质 23.1 (2009): 28.
3. 岩間憲次、さまざまな災害に立ち向かう環境科学 乾燥地に自生する耐塩性植物を用いた塩類集積土壌の改善に関する研究、滋賀県立大学環境科学部環境科学研究科年報(滋賀県立大学環境科学部+環境科学研究科年報)、16号、p50-52、公開日 2012/03/31
4. Nouri, Hamideh ; Chavoshi Borujeni, Sattar ; Nirola, Ramkrishna et al. / Application of green remediation on soil salinity treatment : A review on halophytoremediation. In: Process safety and environmental protection. 2017 ; Vol. 107. pp. 94-107.
5. 阿依仙姑、瓦依提、小池克明、石山 隆 (2010) : 中国タリム盆地北部における土壌環境変化の 特徴抽出—衛星データによる塩類集積土壌の時空間変化の解析—、情報地質、第 21 卷、第 1 号、p.19-33
6. 张哲寰, et al. 松嫩平原近 20 年土壤盐渍化动态变化及驱动力分析. Diss. 地质与资源, 2007.
7. Key laboratory of vegetation ecology,ministry of education
<https://klve.nenu.edu.cn/yjpt/sncdstyjz.htm>(2010)
8. 周幼吾, et al. 中国冻土. 科学出版社, 2018.

9. Sheng Liu, Quanzhong Huang, Dongyang Ren, Xu Xu, Yunwu Xiong, Guanhua Huang
Soil evaporation and its impact on salt accumulation in different landscapes under
freeze–thaw conditions in an arid seasonal frozen region.2021;Vadose Zone Journal
20(8)DOI:10.1002/vzj2.2009
10. 姜世成,松嫩盐碱化草地水盐分布格局及盐碱裸地植被快速恢复技术研究,Research on
the Distribution Patterns of Soil Water and Salinity and Revegetation of Bare Saline-
alkali Patches in Songnen Grassland,2010
11. 张衷华, et al. "松嫩草地不同降水区土壤盐碱化程度与羊草生产力关系的比较研究." 草
地学报 24.3 (2016): 590.
12. Qin Y, Bai Y, Chen G, Liang Y, Li X, Wen B, Lu X, Li X. The effects of soil freeze-thaw
processes on water and salt migrations in the western Songnen Plain, China. Sci Rep.
2021 Feb 16;11(1):3888. doi: 10.1038/s41598-021-83294-x. PMID: 33594092;
PMCID: PMC7887335.
13. 渡辺晋生,凍土中で凍らない水の測定法とモデル
14. 渡辺晋生・和気朋己(2013)：凍結過程にある不飽和砂中の水分移動と透水係数に溶質
移動が及ぼす影響, 雪氷, 75(5), 253-261
15. 登尾浩助. "実践 TDR 法活用 一土壤中の水分・塩分量の同時測定一." 土壤の物理性
93 (2003): 57-65.
16. Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of
119 soil water content: Measurements in coaxial transmission line. Water Resour.
Res., 16, 574–582.

17. Noborio, Kosuke. "Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review." *Computers and electronics in agriculture* 31.3 (2001): 213-237.

付録

データロガープログラム

- 体積含水率；電気伝導率；土重量の実験において CR10000 に用いたプログラムを以下に記載する

'Declare Public Variables

'---basic item

Public PTemp, batt_volt,i

'---for TDR

Public LaL(7)

Public LaL2(7)

Public Flag(1)

Public EC(7)

Public Weightstring As String * 50,Wgram As String * 20

Public Weight

Public StringtoSend As String * 20

Const CRLF=CHR(13)+CHR(10)

Sub ScaleMass

StringtoSend="Q"+CRLF

SerialOut (Com4,StringtoSend,"",0,100)

SerialIn (Weightstring,Com4,100,13,100)

Wgram=Mid (Weightstring,5,11)

Weight=Wgram

EndSub

'Declare Constants

'---for TDR -----

Const high = true

Const low = false

'Declar Units

Units PTemp=degC

Units batt_volt=V

'-----

'Define Data Tables

DataTable(TDR,True,-1)

DataInterval(0,10,min,5)

Minimum(1,batt_volt,IEEE4,0,False)

Average(1,PTemp,IEEE4,0)

'---for TDR

Sample(7,LaL2(),IEEE4)

Sample(7,EC(),IEEE4)

Sample (1,Weight,IEEE4)

EndTable

'Define Subroutines

'SequentialMode

'Sub

'EnterSub instructions here

'EndSub

'-----

'Main Program

BeginProg

SerialOpen(Com4,9600,10,100,10000)

SDMSpeed(50)

Scan(2,Min,1,0)

Battery (batt_volt)

PanelTemp (PTemp,60)

If TimeIntoInterval(0,10,Min) Then Flag(1)=high

If Flag(1)=high Then '*****

SW12 (1) 'Turn on 12V Power to TDR100 & SDMX50

Delay (1,10,Sec) 'pause 10 sec to allow power supply voltage to settle

'Measure La/L

TDR100 (LaL(1),0,0,1001,4,1.0,251,4,2.0,0.0711,0.0496,1,0)

TDR100 (LaL(2),0,0,2001,4,1.0,251,4,2.0,0.0702,0.0531,1,0)

TDR100 (LaL(3),0,0,3001,4,1.0,251,4,2.0,0.0722,0.0474,1,0)

TDR100 (LaL(4),0,0,4001,4,1.0,251,4,2.0,0.07266,0.04523,1,0)

TDR100 (LaL(5),0,0,5001,4,1.0,251,4,2.0,0.0707,0.0563,1,0)

TDR100 (LaL(6),0,0,6001,4,1.0,251,4,2.0,0.0714,0.0477,1,0)

TDR100 (LaL(7),0,0,7001,4,1.0,251,4,2.0,0.0706,0.051,1,0)

For i=1 To 7

LaL2(i) = LaL(i)^2 'Apparent Dielectric Constant K = (La/L)^2

Next i

Flag(1)=0 'reset state of Flag 1

'Measure EC

TDR100 (EC(1),0,3,1001,4,1.0,251,4,2.0,0.0711,0.0496,1,0)

TDR100 (EC(2),0,3,2001,4,1.0,251,4,2.0,0.0702,0.0531,1,0)

TDR100 (EC(3),0,3,3001,4,1.0,251,4,2.0,0.0722,0.0474,1,0)

TDR100 (EC(4),0,3,4001,4,1.0,251,4,2.0,0.07266,0.04523,1,0)

```

TDR100 (EC(5),0,3,5001,4,1.0,251,4,2.0,0.0707,0.0563,1,0)
TDR100 (EC(6),0,3,6001,4,1.0,251,4,2.0,0.0714,0.0477,1,0)
TDR100 (EC(7),0,3,7001,4,1.0,251,4,2.0,0.0706,0.051,1,0)
EndIf

```

```
'Measure the sanction
```

```
Call ScaleMass
```

```
For i=0 To 10
```

```
'Call Data Table
```

```
CallTable TDR
```

```
NextScan
```

```
EndProg
```

- 土中温度の実験において CR10000 に用いたプログラムを以下に記載する

```
'Declare Public Variables
```

```
'---basic item
```

```
Public PTemp, batt_volt,i,j
```

```
'---for thermocouple
```

```
Public TCa(25)
```

```
Public TCb(25)
```

```
Public TCa1(25)
```

```
Public TCb1(25)
```

```
'Declare Constants
```

```
'---for thermocouple
```

```
Const Mult=1
```

```
Const Offset=0
```

```
'Declar Units
```



```

Units PTemp=degC
Units TCa=degC
Units TCb=degC
Units TCa1=degC
Units TCb1=degc
'Define Data Tables
  DataTable(Table1,True,-1)
  DataInterval(0,5,min,5)
  Minimum (1,batt_volt,IEEE4,0,False)
  Average (1,PTemp,IEEE4,0)
  '---for thermocouple
  Average(25,TCa(1),IEEE4,0)
  Average(25,TCb(1),IEEE4,0)
  Average(25,TCa1(),IEEE4,0)
  Average(25,TCb1(),IEEE4,0)
  EndTable
'Define Subroutines
'SequentialMode
'Sub
'EnterSub instructions here
'EndSub
'Main Program
  BeginProg
Scan(20,sec,1,0)
  For i=1 To 25
    TCa1(i)=0
    TCb1(i)=0
  Next i

```

```

Battery (batt_volt)

PanelTemp (PTemp,_60Hz)

For j=1 To 5

'Measure the temperature by TC

AM25T(TCa,25,mV2_5C,1,7,TypeT,PTemp,1,2,1,True,0,_60Hz,1.0,0))

AM25T(TCb,25,mV2_5C,1,8,TypeT,PTemp,3,4,2,True,0,_60Hz,1.0,0))

For i=1 To 25

TCa1(i)=TCa1(i)+TCa(i)/5

TCb1(i)=TCb1(i)+TCb(i)/5

Next i

Next j

'Call Data Table

CallTable Table1

NextScan

EndProg

```

謝辞

本研究を遂行するにあたり、多くの指導と助言を頂いた方々に感謝の意を表します。まず、土壌圏システム学研究室の渡辺晋生教授に心から感謝申し上げます。留学生として、言語面での困難に直面することがありましたが、渡辺教授は常に的確なアドバイスと丁寧な指導をしてくださいました。私の学びの過程において、渡辺教授のご支援は非常に大きな助けとなりました。

次に、取出先生と坂井先生にも感謝の意を表します。取出先生は実験改善に関する多くのアドバイスを与えてくださいました。坂井先生は実験の手順や流れについて繰り返し教えてくださいました。また、卒業された先輩方にも感謝申し上げます。先輩方の論文を読むことで、実験手順や私の不足点を見つけることができました。また、研究室の同僚たちも多くの助けをしてくださいました。

最後に、本田弁次郎留学生技術者育成奨学基金にも感謝の意を表します。奨学金の支援により、私は学業に全力を注ぐことができました。この2年以上の間、私に助けてくださったすべての方々に心から感謝いたします。ほんとにありがとうございました。