

平成 19 年度

修士論文

凍結過程における不飽和土中の水・熱移動

Water and Heat Flow during Soil Freezing

三重大学大学院生物資源学研究科

資源循環学専攻 物質循環学講座

土壌圏循環学教育研究分野

506M116 和気朋己

凍結過程における不飽和土中の水・熱移動

土壌圏循環学研究分野 和気朋己

はじめに 土が凍結すると、未凍土中の水が凍土へ引き寄せられる。また、土中には 0°C 以下でも凍らない不凍水が存在し、凍土中を移動する。こうした凍結にともなう土中の水分移動を定量的に評価するためには、凍土の水分保持特性である不凍水量と土中水圧力の関係と不飽和透水係数の把握が重要である。本研究では、TDR 法による不凍水量測定について NMR 法を用いて検討した。そして、鳥取砂丘砂と藤の森シルトの土カラムを用いた鉛直一方向凍結実験を行い、TDR と熱電対によりカラム内の液状水量と温度を連続測定した。そして、氷と不凍水が存在する凍土について、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。

方法 試料には鳥取砂丘砂と藤の森シルトを用いた。温度 T で凍結した試料について、TDR 法により比誘電率 ϵ 、NMR 法により不凍水体積含水率 θ_u を測定し、TDR 法を用いた不凍水量測定の校正を行った。凍結実験は、鳥取砂丘砂(乾燥密度 $\rho_b=1.45\text{ g cm}^{-3}$ 、体積含水率 $\theta=0.15$)および藤の森シルト($\rho_b=1.18\text{ g cm}^{-3}$ 、体積含水率 $\theta=0.40$)を、内径 7.8 cm 、高さ 35 cm のアクリルカラムに充填した。熱電対と TDR プローブを 5 cm 毎に設置し、カラム側面を断熱した。試料を 1 日間 2°C の室内に静置した後、カラムの上下端の温度を、 $-8, 2^{\circ}\text{C}$ および $-5, 5^{\circ}\text{C}$ として試料を上端より凍結させた。そして、 6 時間後、約 $1, 2, 3$ 日後において、試料を 5 cm 毎に切断し、炉乾により各層の全水分量を求めた。

結果と考察 Fig. 1 は、藤の森シルトの NMR 法と TDR 法の測定結果より導出した $\epsilon - \theta_u$ 関係である。未凍土では点線で示す $\epsilon - \theta_u$ 関係が良く一致するが、凍土では初期体積含水率が大きいほど、TDR の測定する ϵ に対応する θ_u が小さい。これは、初期体積含水率が大きいほど水量が多いことが原因である。そこで、凍土の水量を考慮するため、凍結が生じ始める 0°C の水分量を初期体積含水率とする検量式を、実測値を補完して提案した。Fig. 2 と Fig. 3 は、 $-8, 2^{\circ}\text{C}$ の温度境界条件の鳥取砂丘砂と藤の森シルトの水分分布の変化である。実線は炉乾法による氷と不凍水の和である全体積含水率、破線は TDR 法による不凍水の体積含水率である。図中の矢印は各時間の凍結面の位置を表す。両試料ともに凍結面を境に、凍土側では水分量の増加、未凍土側では水分量の減少が見られた。この傾向は砂に比べてシルトの方が顕著であった。また、砂では深さ 10 cm までの凍土層内の水分量の変化は見られないが、シルトでは水分量の増加が見られた。

不凍水の圧力 h は、測定した温度 T と次の一般化クラジウスクラペイロン式に基づき推定できる。

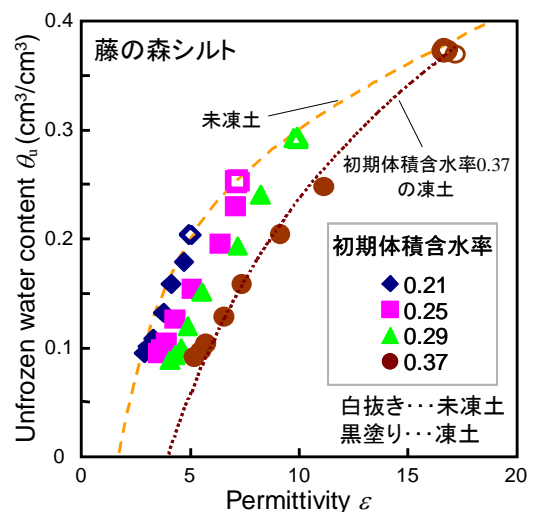


Fig.1 比誘電率 ϵ - 不凍水量 θ_u 関係

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \left(\frac{T_m - T}{T_m} \right) \quad (1)$$

ここで、 g は重力加速度、 T_m は氷の融点(273K)、氷の融解潜熱 L_f は 334 kJ kg^{-1} である。**Fig.4** は、TDR による不凍水量 θ_u に対して(1)式による不凍水の圧力 h をプロットした凍土の水分特性曲線である。図には、未凍土の水分特性曲線を実線で示した。特に藤の森シルトでは未凍土の水分特性曲線に良く一致するが、両試料ともに凍土の θ_u は未凍土の水分量に比べやや大きい。凍土の θ_u が大きい理由は、TDR の測定精度が時に体積含水率が 0.05 以下である砂では低いこと、氷が成長途中であり平衡状態に達していなかったことが考えられる。**Fig.5** は、非等温下のダルシー則に対して、水分分布の変化から求まる水分フラックス、また(1)式からカラム内の圧力勾配を推定して求めた凍土の不飽和透水係数 K である。図には、未凍土での蒸発実験より求めた K を、圧力の測定範囲を実線で、また測定範囲外の低水分領域を破線で示した。凍土、未凍土ともに低水分領域の K の推定には不確定な要因が多いが、両者は比較的近い値を示している。凍土の水分保持曲線、不飽和透水係数はさらなる検討が必要であるが、**Fig.4** と **Fig.5** は、未凍土の水分保持特性と不飽和透水係数を、第 1 近似として凍土に用いる妥当性を示している。

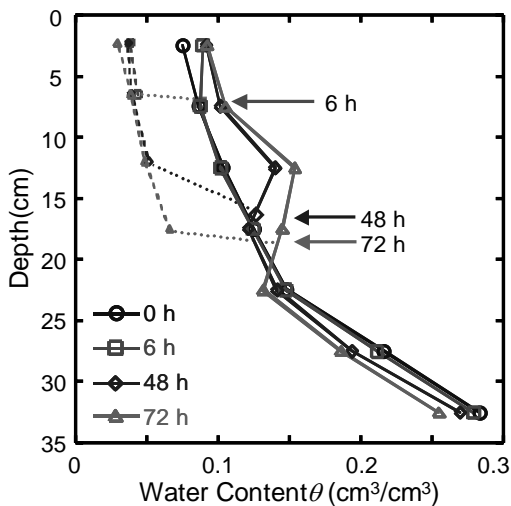


Fig.2 鳥取砂丘砂の不凍水量と全水量分布

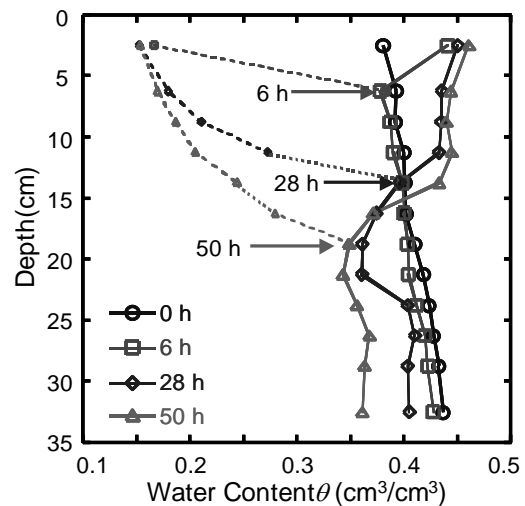


Fig.3 藤の森シルトの不凍水量と全水量分布

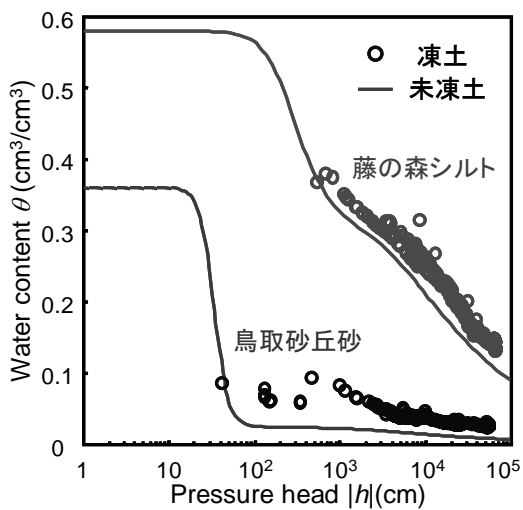


Fig.4 凍土と未凍土の水分特性曲線

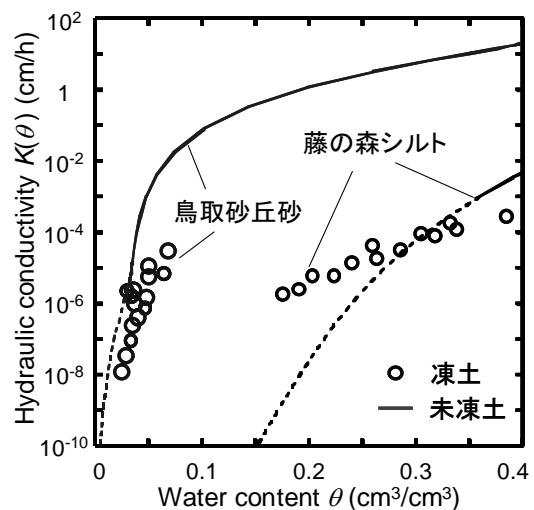


Fig.5 凍土と未凍土の不飽和透水係数

目次

1. はじめに	1
2. 凍土中の不凍水量の測定	
2-1 目的	3
2-2 不凍水量の存在機構	4
2-3 不凍水量の測定法	5
2-3-1 パルス型 NMR 法	
2-3-2 TDR 法	
2-4 試料と方法	9
2-5 結果	12
2-5-1 NMR 法による凍土の不凍水量測定	
2-5-2 TDR 法による凍土の比誘電率測定	
2-5-3 凍土の比誘電率と不凍水量の関係	
2-6 考察	27
2-6-1 混相モデル	
2-6-2 混相モデルによる土の比誘電率の固相率・温度依存性の評価	
2-6-3 混相モデルの適用	
2-7 まとめ	36
3. 異なる土性による土の凍結実験	
3-1 目的	37
3-2 理論	37
3-2-1 移動式	
3-2-2 不凍水の圧力	
3-2-3 移動係数	
3-3 試料と方法	42
3-4 結果	45
3-4-1 再現性の確認	
3-4-2 結果	

3-4-3	各実験条件の結果の比較	
3-5	考察	63
3-5-1	GCC 式の検証	
3-5-2	水分移動について	
3-5-3	凍土の不飽和透水係数	
3-5-4	熱移動について	
3-5-5	熱フラックス	
3-6	既往の研究との比較	80
3-7	まとめ	83
4.	異なる溶質濃度による土の凍結実験	
4-1	目的	84
4-2	試料と方法	84
4-3	結果	86
4-3-1	溶質移動	
4-3-2	溶質濃度による温度-不凍水量関係の比較	
4-3-3	溶質濃度による水分・温度分布の比較	
4-4	考察	92
4-4-1	水分移動に与える溶質の影響	
4-4-2	熱移動に与える溶質の影響	
4-5	まとめ	95
5.	おわりに	96
6.	参考文献	98
7.	謝辞	102
8.	付録	103

1. はじめに

土の凍結は、限られた地域でのみ起こる現象とみられがちである。しかし、年間を通して地盤が凍結している地域(永久凍土地帯)は約 2100 万 km² に及び、全陸地の 14%、日本全土の 55 倍に匹敵する。また、多少とも土壌が凍結する地域まで含めると、実に地球上における全陸地面積の 70%もの地盤が凍結にさらされるといわれている(木下,1980)。これに加え、一般に土が凍結しない地域や時期においても、道路やトンネルでは土が局所的に凍結することもある。土が凍結する機会は驚くほど多い。

土の凍結は様々な方法で利用されている。凍土の強度が大きいことを利用した地盤凍結工法(土質工学会,1994)や、凍土の難透水性を利用した有害物質の流出防止策(McCauley et al, 2002)が行われている。また、土の凍結に付随して生じる物質移動を活かしたクライオレメディエーション(渡辺,2004)など、土の凍結を環境保全に利用した方法が近年注目を浴びている。

ところで、地球温暖化による永久凍土の融解の進行が、様々な問題を引き起こしている。例えば、今まで凍土の中に閉じ込められていた地球温暖化ガスであるメタンガスが、凍土の融解に伴い大気中に放出されることで、さらなる地球温暖化につながる懸念されている。また、凍土が融解することによる地球上の水収支の変化が、異常気象を引き起こす原因にもなっている。一方で、このような温暖化による永久凍土地帯の季節的凍土地帯への、また季節的凍土地帯の非凍土地帯への移行は、農業利用が可能な土地面積の拡大を意味している。

農地工学上の観点からは、春先の農地の水分や溶質の再分布を考える際、また傾斜農地の侵食や圃場の地耐力について考える際、土の凍結・融解にともなう水分・溶質移動を知ることが非常に重要となってくる。中国には、土の凍結にともなう水分・溶質の再配分の結果、塩害が生じている地域も存在する(Wang and Akae,2002)。また、有効に利用できる農地や農業用水を確保するために、土の凍結・融解時期の見極めや凍土中の水移動を知ることが重要である。地球上の全人口はアジアを中心に増加しつづけており、2050年には91億人にもなると言われている(国連統計,2006)。このような今後の地球人口の増加と、人口増加による食糧不足を考えた場合、寒冷地の有効利用、寒冷地農業の効率化が重要である。土の凍結がもたらす問題の克服は、寒冷地における農業の大きな課題である。

ところで、土中には0°C以下に冷やされても凍結しない不凍水が存在する。この不凍水の量は土性により大きく異なり、また温度低下にともない減少することが知られている(Watanabe and Mizoguchi,2002)。凍土は土粒子、ガス、氷、不凍水からなる。土中の氷量と不凍水量の比率は温度によって激しく変化するため、凍土の力学的性質や、凍土中の微生物活性(Watanabe

and Ito, 2008)やガス移動(Tokita et al,2007)にも影響を及ぼす。さらにこれらの比率により、凍土の透水係数や熱伝導率といった移動係数は、温度や水分分布の変化によって大きく変化する。このように、土壌の凍結・融解にともなう水分移動や熱移動、凍土中の全水量の変化、あるいは凍土からの蒸発量の評価など、寒冷地の水循環や熱移動を考える上で、様々な土質・全水量の凍土の不凍水量を正しく評価する必要がある。

土が凍結すると、凍結面で発生した負圧により未凍土中の水が凍土側へ引き寄せられる。また、凍土中に存在する不凍水が温度勾配により凍土内を移動することが知られている(Hoekstra,1966; Fukuda et al,1980)。さらには、復氷現象により氷も凍土内の温度勾配に沿って移動する(Gilipin,1980)。土中に含まれる溶質は、水分とともに移動し、氷の生成によって吐き出され、濃度勾配に従って再配分される(渡辺ら, 2007)。そのうえ、土中の力学的・熱的性質はこうした水分や溶質分布の変化にともない激しく変化する。また、熱移動については、水分移動にともなう熱伝導率や比熱の変化、さらに土中水の凍結・融解にともなう潜熱の発生を考慮しなければならない。そこで土の凍結に関する諸問題の予測・対策にあたり、氷の発生や成長による吸水や潜熱の発生、不凍水の量やその移動、凍土の不飽和透水係数や熱伝導率などの移動係数の変化を明らかにし、凍結にともなう土の水分・熱・溶質移動を定量的に評価することが重要となる。しかし、土が凍結したときに土中の水がどの程度動くかなどの連続データからの検証はあまりされておらず、再現性の観点からも精度が良いとは言えない。また、土性、境界条件、溶質濃度などが与える凍結にともなう水・熱移動への影響は良くわかっていない。さらには、凍土の不飽和透水係数を求めることは難しく、測定例も多くない。

そこで、本研究では、土が凍結したときに生じる水分・熱・溶質移動を凍結実験に基づき定量的に評価することを主目的とした。第2章では、不凍水量の測定法として、非破壊的に土の含水率を連続測定できるTDR法に着目し、TDR法による不凍水量の正確な測定を目的として、その精度をNMR法と比較することで検討を行った。第3章では、異なる温度境界(上端-8℃,下端2℃ 上端-5℃,下端5℃)に対して鳥取砂丘砂と藤の森シルトで凍結実験を行い、TDRと熱電対によりカラム内の液状水量と温度を連続測定した。そして、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、凍土の水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。また、異なる条件による凍結実験の結果を比較し、それぞれの条件が凍結にともなう水分と熱移動に与える影響を考察した。第4章では、凍結をともなう土の溶質移動と、水分と熱移動に与える溶質の影響を調べることを目的とし、NaCl0.10mol/Lを含む土の凍結実験を行った。

2. 凍土中の不凍水量の測定

2-1. 目的

土には 0℃以下になっても凍らない水(不凍水)が存在する。凍土中の水理特性は、不凍水量のみならず氷量の影響も受ける。凍土の温度分布は、水の相変化に伴う熱伝導率の変化や潜熱の発生、あるいは不凍水の移動に伴う移流の影響を受けて形成される。そこで、凍結・融解過程にある土中の物質・エネルギー移動を考えるためには、凍土中の不凍水量(液状水量)と氷量を同時に推定する必要がある。

不凍水量の測定法には、炉乾法と温度測定を組み合わせた推定法、水と氷の比熱の違いと氷の融解熱を利用したカロリメーター法、土中水の凍結温度を求める氷点降下法、水と不凍水の誘電率の違いを用いる TDR 法(Tice et al., 1982)、プロトンの緩和過程が氷と不凍水では異なることを利用した NMR 法(石崎, 1990)、ガンマ線を透過させその減衰量から土の含水率を求めるガンマ線吸収法(福田, 1982)などがある。

TDR 法とは、水の誘電率(約 88)が土粒子(5)や空気(1)に比べ極めて大きいことを利用して、土の体積含水率を間接的に測定する方法である。TDR 法は、様々な土質の土の体積含水率を、比較的広い温度範囲、溶質濃度において、容易に計測できるため近年よく用いられている。また、装置が安価なのも良く用いられる理由の一つである。

しかし、凍土中の不凍水量推定に TDR 法を応用する場合、常温でのキャリブレーション式が適用できないことは度々指摘されている(Tice et al., 1982)。その理由としては、誘電率の温度依存性が凍土においては無視できないことや、凍土のような低含水率域においては、水が氷になることでの固相率の増加による土の誘電率への影響が無視できないことなどが挙げられる。また、バルクの水と不凍水の誘電率は異なるという報告もある(Birchak, 1974)。

そこで本章では、高価かつ破壊的ではあるが正確な不凍水量を測定することのできる NMR 法と、測定が安易かつ非破壊的に土中の体積含水率を測定できる TDR 法の二つに着目し、異なる温度の凍土の比誘電率を TDR 法で測定すると同時に、異なる温度の凍土の正確な不凍水量を NMR 法で測定し、これら二つの結果から誘電率と不凍水量の関係を導いた。

2-2 不凍水の存在機構

土には0°C以下でも凍らない水(不凍水)が存在する。不凍水の存在する理由には主に3つが挙げられる。まず、土中の水の表面自由エネルギーは固相の表面力によって低下する。このため、固相表面の近傍に膜状に存在する水の凝固点はバルクの水の凝固点より低くなる。仮に、表面力にvan der Waals 力のみを考えた場合、固相表面近傍の水の凝固点は次式で表され、

$$\Delta T = \frac{AT_m}{6\pi\rho_i L_f d^3} \quad (2.1)$$

表面に近づくほど低下する。ここで、 $\Delta T = T_m - T$ は凝固点降下(°C)、 T_m はバルクの水の凝固点(273.15 K)、 A はHamaker 常数(J)、 ρ_i は氷の密度(931 kg m^{-3})、 L_f は水の融解潜熱($3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)、 d は固相表面からの距離(m)である。固相表面近傍の数分子層内の水は-30°C以下に冷やされても凍結しない。なお、荷電表面においてはvan der Waals 力に加えCoulomb 力の影響も生じる。

次に、土中の水の凝固点は界面曲率によって降下する。半径 r の円柱状の氷を考えた場合、その凝固点はGibbs-Thomson 効果で表される。

$$\Delta T = \frac{T_m \gamma}{\rho_i L_f r} \quad (2.2)$$

ここで、 γ は氷-水間の界面自由エネルギー(0.029 J m^{-1})である。

さらには、土に溶質が含まれていると、土中水は以下のような式を持って凝固点降下が生じる。

$$\Delta T = K_f C \quad (2.3)$$

したがって、土中では温度が低下するにつれ、固相表面からの距離が遠い水および径が大きな孔内の水から順に凍結し、不凍水量が減少する。

2-3 凍土中の不凍水量の測定法

2-3-1 パルス NMR(Nuclear Magnetic Resonance)法

土試料中の水分子のプロトンはスピンの由来する磁気モーメントを持っている。水分子が静磁場中に置かれると、プロトンがコマのように歳差運動を始める。これは、ラーモアの歳差運動と呼ばれる（※歳差運動・・・角運動量を持ったものの回転軸を回そうとすると、かけた力と直角の方向に回転軸が動き出す現象）。そこで、歳差運動と同じ周波数の振動磁場を与えると、プロトンの磁気モーメントが、静磁場の方向から少しずつ傾いていく。磁気モーメント軸の静磁場からの傾き角は、振動磁場(高周波パルス)を加えている時間 t に比例するので、 t を適当に選ぶことにより、 90° 、 180° 傾けることができる。(今回は 90° パルスを用いた)。 90° に磁化の方向を傾けた後でパルスを切ると、再び元の平衡状態に回復していく。この過程を緩和と呼ぶ。このときに生ずる磁化の変化を検出コイルで測定する。NMR の FID(自由誘導減衰・free induction decay)信号の強さは、氷と不凍水中のプロトンの量により決まる。しかし、氷の FID 信号は、極めて早く減衰するため、検出された FID 信号は、不凍水中のプロトン数に比例する。ここでは、FID 信号のピーク値から不凍水量を求めた。ここで氷由来の FID をガウス関数で、液状水の由来の FID を指数関数でフィッティングした(式(2.4))。

$$\begin{aligned} FID &= A_1 \exp\left(\frac{-t}{A_2}\right) + B \left(\frac{-t^2}{CA_3^2}\right) \\ FID(ice) &= B \exp\left(\frac{-t^2}{CA_3^2}\right) \\ FID(water) &= A_1 \exp\left(\frac{-t}{A_2}\right) \end{aligned} \quad (2.4)$$

図 2-1 に FID シグナルの例を示す。ここで、 A_1 、 A_2 、 A_3 、 B 、 C はフィッティングパラメータである。図 2-1 より $40 \sim 70 \mu\text{s}$ 程度の値をとれば、液状水由来の FID シグナルのみを得ることができる。次に、同一の土(乾燥密度と全水分量の等しい土)について、各温度で得られた FID を図 2-2 の様にプロットする。ここで未凍土側から外挿した直線の値を全水分量(未凍土中の重量含水比)とすれば、各温度における外挿線と測定値の比から、各温度の液状水(不凍水)量が得られる。

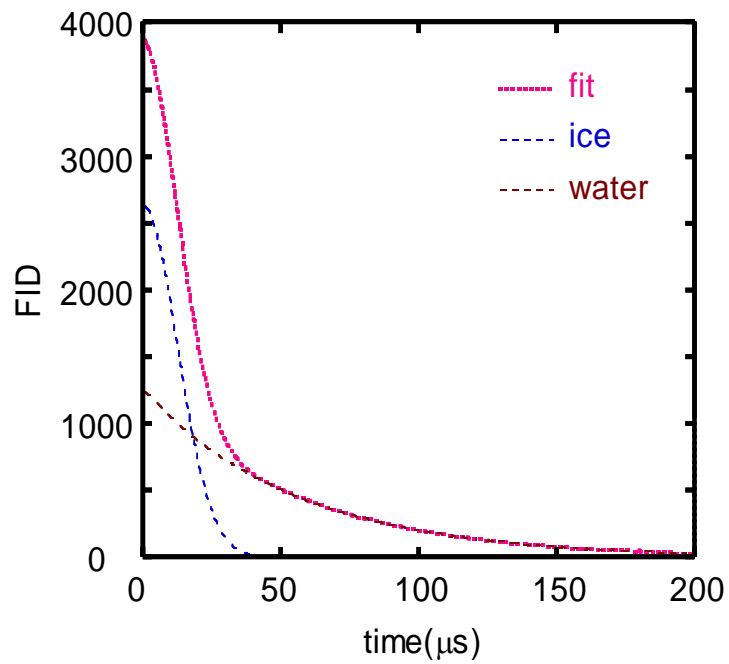


図 2-1 FID シグナル

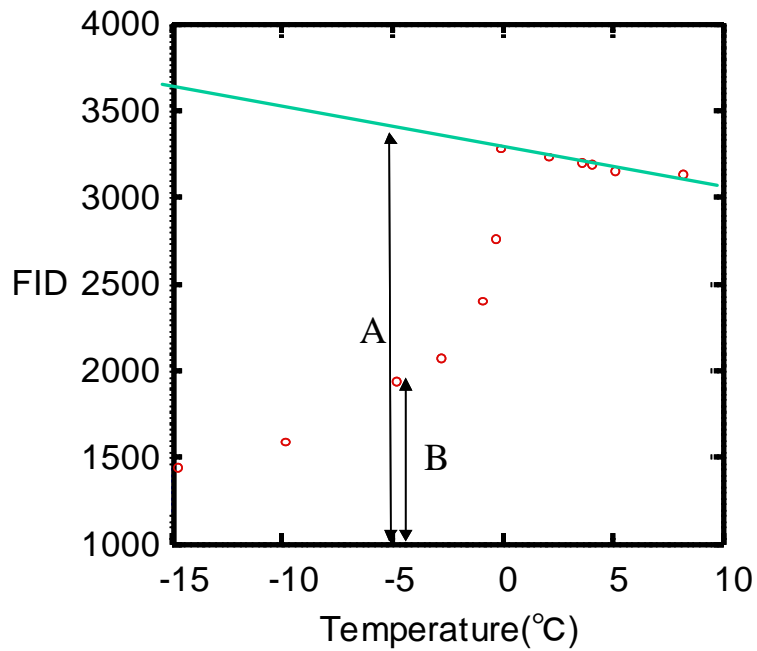


図 2-2 温度と FID の関係

※図中の実線は正温での温度-FID 関係の近似直線を示している

2-3-2 TDR(Time Domain Reflectmetly)法

TDR 法はもともとケーブルテスターから電磁波を送信し、電磁波の反射時間を求め回線の不備を調べるものであった。しかし、近年では極端に高い水分子の比誘電率を利用し、土中の水分量を測定することに応用するようになった。土壌の比誘電率は、土中に埋められたセンサーにそって移動する電磁波の伝達速度を測ることで得られる。

真空中での電磁波の速度を c (m/s), 誘電率を ϵ_0 (F/m), 透磁率(磁化のしやすさ)を μ_0 (H/m) とすると

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \quad (2.5)$$

同様に、媒体中での電磁波の速度を v , 誘電率を ϵ , 透磁率を μ とすると

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}} \quad (2.6)$$

となる。この二式より

$$\frac{v}{c} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad (2.7)$$

が求められる。

しかし、土壌中の多くの媒体は比透磁率が 1 なので、上記の式は

$$\frac{v}{c} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.8)$$

として使われる。

TDR プローブ

比誘電率を測定するプローブは様々な形があり、3 本式や 2 本式、またはコイル状のプローブもあり、測定対象に応じて適切なものを用いる。しかし、比誘電率の測定原理はどれも同じである。図にプローブの概要を示す。



図 2-3 TDR プローブ

同軸ケーブル内には銅線があり、そのまわりはエポキシ樹脂で覆われている。ケーブルテスタ

一から送られてきた電磁波が同軸ケーブル内を伝いロッドへと伝わる。パルスがロッドの先端まで達し、反射し再びケーブルテスターへと戻り検知される。

土壌の比誘電率を測定するときは、対象となる土壌にロッドを埋め込んで測定を行う。パルスがロッドの始端から先端に行き、反射し再び終端まで戻ってくる時間を t (s) とすると、

$$\frac{2L}{t}/c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.9)$$

$$\epsilon_r = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (2.10)$$

となり、パルスの反射時間と比誘電率の関係が得られる。

上でも述べたように、土粒子の誘電率は水に比べて非常に小さい。そのため、土の比誘電率 ϵ は土の体積含水率 θ に対応する。そこで、下に記した **Topp** 式というユニバーサル式が **TDR** での測定に非常によく用いられる。**Topp** 式を用いることで、計測した土の比誘電率 ϵ から、土の体積含水率 θ を求めることができる。

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.9 \times 10^{-2} \epsilon - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon^3 \quad (2.11)$$

2-3-3 TDR を用いて不凍水量を計測する理由

NMR 法は、水素分子の数そのものを計測するため、正確な不凍水量を測ることができる。しかし、測定には採取した土を用いる必要があり、土を乱すことなく非破壊的に連続測定を行うことは出来ない。また、**NMR** の装置はコストも非常にかかる。一方、**TDR** 法は **TDR** プローブを土に挿入することにより、土を乱すことなく土の比誘電率の連続測定が行うことができる。また、**NMR** に比べてコストはかからない。

2-4 試料と方法

2-4-1 試料

試料には、鳥取砂丘砂、豊浦砂、藤の森シルト、三重県野菜茶業研究所で採土した黒ボク土を試料に用いた。砂丘砂と豊浦砂はよく水洗いしたものを、藤の森シルトと黒ボク土は2 mm 篩通過分を用いた。なお、藤の森シルトは凍上性に富むことが知られている。図 2-3 に鳥取砂丘砂と藤の森シルトの水分特性曲線を示す。各試料の特徴として、藤の森シルトは負圧が 10^4 cmを超えても約0.2の水分量が残っている。一方、鳥取砂丘砂は、負圧が20cmより大きくなると急激に水分量が低下し、 10^2 cmより大きい負圧では水分量は数%となった。

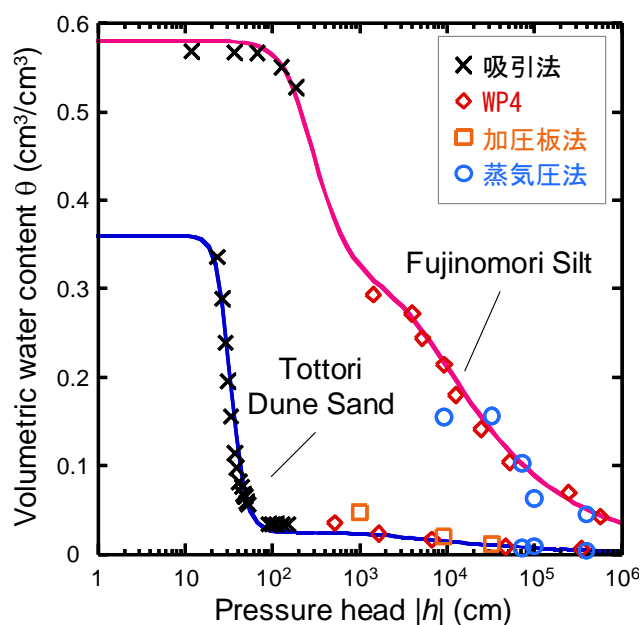


図 2-3 鳥取砂丘砂と藤の森シルトの水分特性曲線

2-4-2 方法

1) NMR 法

各試料をそれぞれ任意の体積含水率に調整し、表 2-1 に示す乾燥密度、初期体積含水率にて内径 17.3mm、高さ 25mm の NMR 測定用円筒セルに充填した。実験中の試料内水分の再分布を抑えるため、また凍結時の凍上による固相率の変化を防止するために、NMR 測定用の試料を前もって液体窒素で凍結した。凍結試料をテフロン製のセルに封入し、恒温水槽に入れ、水槽の温度を -15°C より 10°C まで段階的に昇温した。試料と同じ土に熱電対を挿入し

た温度セルを同時に水槽に入れ、試料内部の温度変化をモニターした。内部温度がおよそ一定に達した後、2 時間以上経過した試料の液状水量(不凍水量)を NMR 法で測定した。測定には Resonance Instruments 製のパルス型 NMR 測定装置 RI-NMR を用いた。

2) TDR 法

NMR 測定と同様の試料を、含水率、固相率が NMR 測定条件と等しくなるようにビニール袋にて調整を行い、水分が均一になるように 1 日静置した。この試料を内径 45mm、高さ 120mm の TDR 測定用金属製円筒セルに詰めた。このとき、試料はセルの高さ 90mm まで詰め、円筒セル上端から試料に長さ 75mm の 3 線プローブ(サンケイ理科 75mm プローブ)を挿入し、セルを上からゴム栓で密閉した。セル内部が結露しないように、ビニールテープやシーラントを用いて完全に密閉した。プローブ周辺に土以外の媒体があると、TDR 波形や波形から求める土の見かけの比誘電率はそれらの影響を受けてしまう。また、セルが大きいと、実験中に試料内に無視できない水分の再配分が起こる可能性が高くなる。予備実験の結果、2cm 以上金属から離せば、波形に影響は出ないことが示された。そこで、セルの大きさは、TDR 測定に影響の出ない最小のものとした。試料セルを -20°C の恒温水槽に入れ凍結し、NMR 測定と同様の昇温過程において試料中の比誘電率の変化をプローブ中の電磁波の伝播速度から求めた。測定には Tektronix 製ケーブルテスター1502B と波形解析ソフト WinTDR を用いた。また、鳥取砂丘砂では、 $0.05, 0.06, 0.08, 0.10 \text{ mol L}^{-1}$ の NaCl 溶液でも実験を行った。

表 2-1.NMR 法と TDR 法で用いた測定した試料の乾燥密度と初期体積含水率

	豊浦砂 鳥取砂丘砂	藤の森シルト	三重黒ぼく土
乾燥密度 ρ_b (g/cm^3)	1.452	1.179	1.041
体積含水率 θ (cm^3/cm^3)	0.17,0.21,0.24	0.21,0.25,0.29,0.37	0.27,0.41,0.49

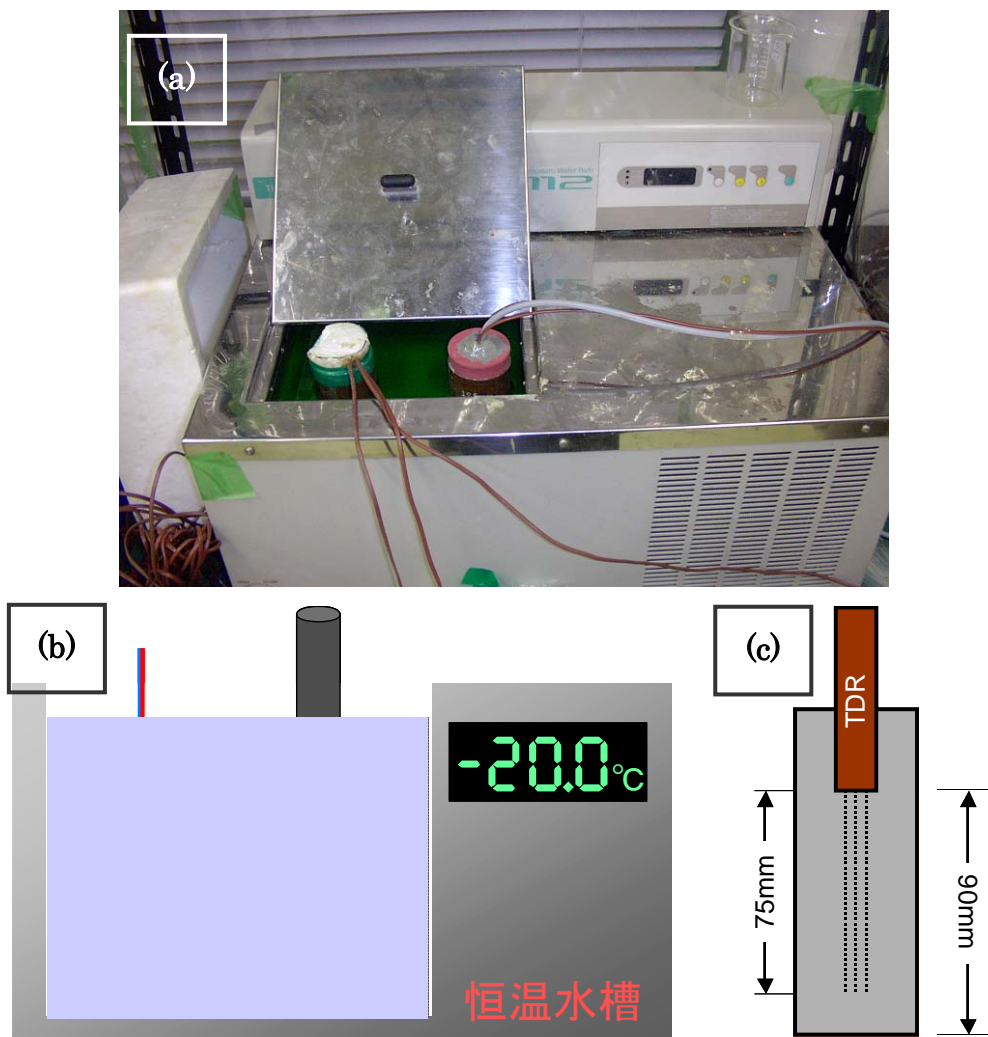


図 2-4 TDR 法による凍土の比誘電率測定の実験図

(a)土の温度を設定しているところの図

(b)実験装置図(左図が温度計測用セル, 右図が比誘電率測定セル)

(c)実験用セル

2-5 結果

2-5-1 NMR 法による凍土の不凍水量測定

図 2-5~2-8 に NMR 法で測定した各試料の温度と不凍水体積含水率の関係を示す。凡例はそれぞれ全水分量の体積含水率を表している。土が 0°C 以下に晒されると、土中の不凍水量は急激に減少した。この際、 -1°C 以下においては、未凍結時の体積含水率(全水量)が異なっても、土はほぼ等量の不凍水を有した。粘質土においては -1°C から -10°C にかけて、温度低下に伴い、指数関数的に不凍水量が減少した。 -10°C における不凍水量は、藤森で $\theta_{hw} = 0.1$ 、黒ぼくで $\theta_{hw} = 0.05$ であった。一方、砂は、 -1°C 以下ではほとんど不凍水を有しなかった。 -1°C 以上においては、全水量が異なると、不凍水量は全水量に比例して多くなった。

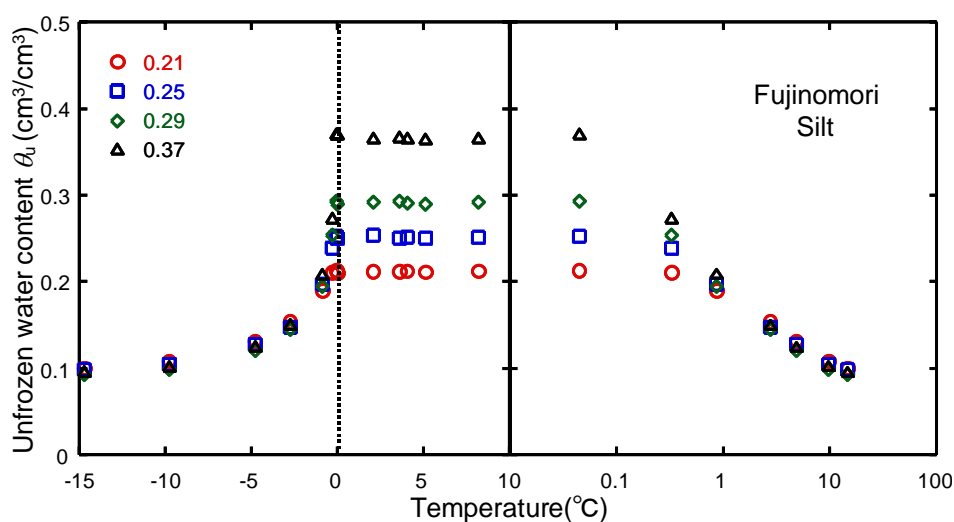


図 2-5 NMR 法より求めた藤の森シルトの温度-不凍水量関係

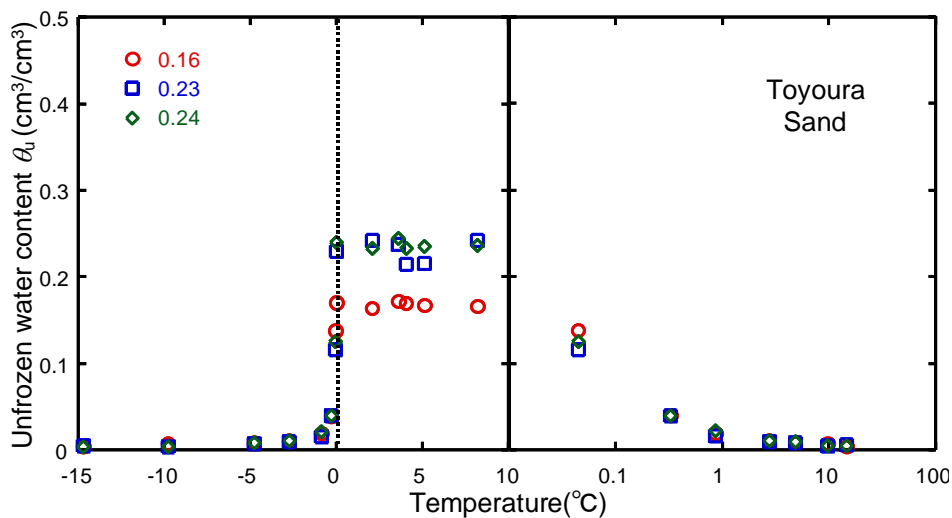


図 2-6 NMR 法より求めた豊浦砂の温度-不凍水量関係

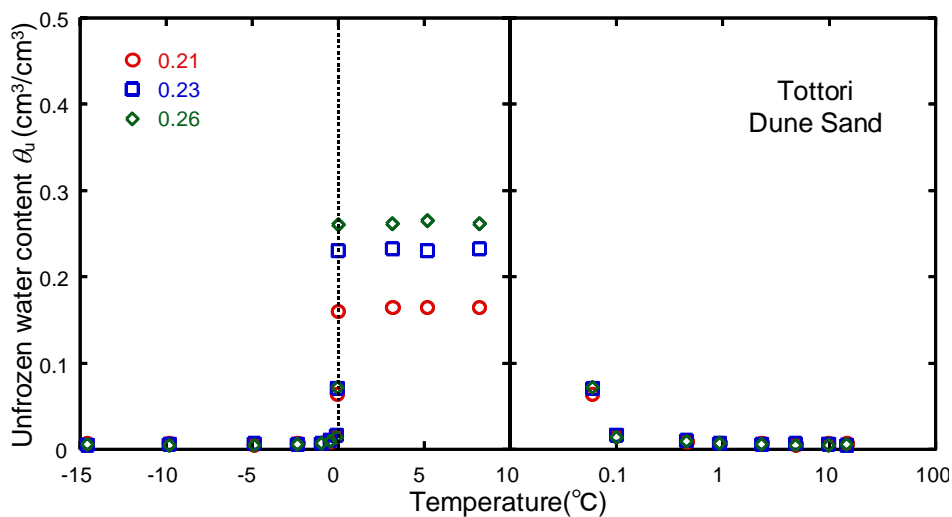


図 2-7 NMR 法より求めた鳥取砂丘砂の温度-不凍水量関係

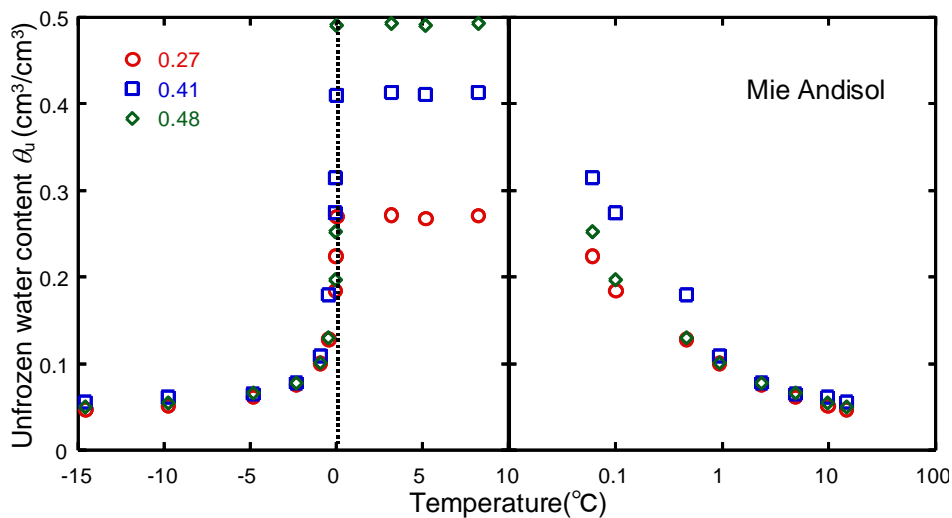


図 2-8 NMR 法より求めた三重黒ぼく土の温度-不凍水量関係

2-5-2 TDR 法による凍土の誘電率測定

1) 波形からの解析

波形解析ソフトは、WinTDR を使用した。解析画面を下図に示す。

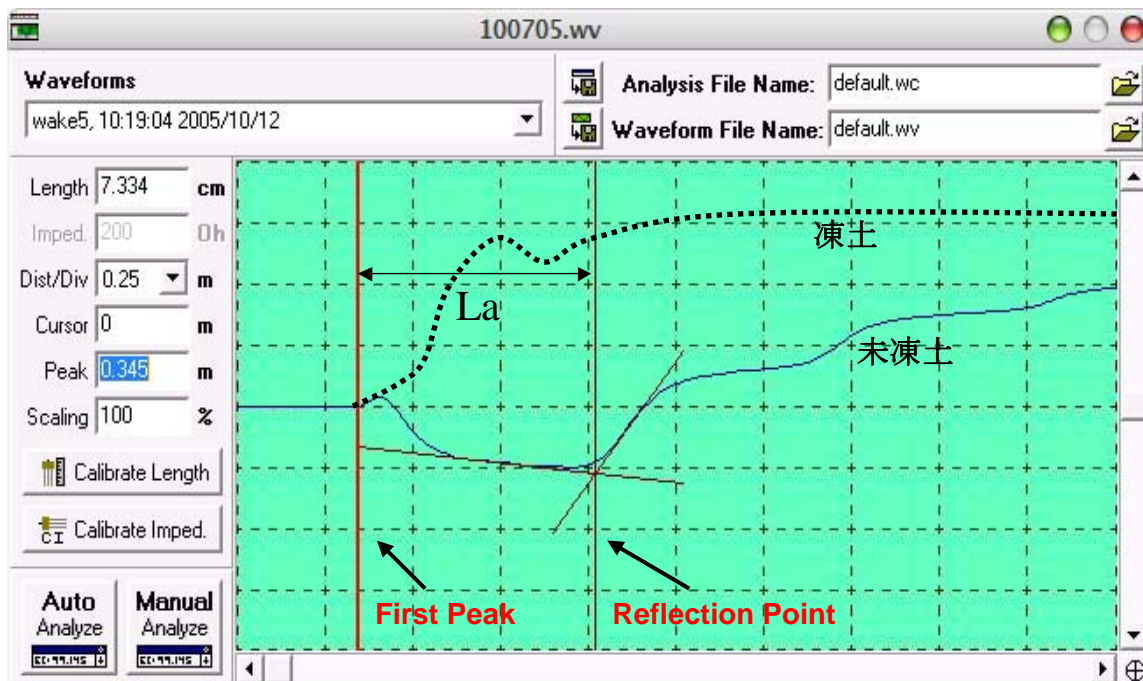


図 2-9 波形解析画面

この波形グラフの横軸は、距離表示になっており、これは時間に媒体中の速度 v をかけたものを表示している。つまり、プローブ上を伝播している時間を t_s とすれば vt_s はプローブの長さ L に相当することになる。波形上の FirstPeak(以下 FP)と ReflectionPoint(以下 RP)の長さを L_a とおくと $vt_s = L_a$ と表すことができる。そのため、正しく土の比誘電率を測定するためには FP, RP, プローブ長さ L のとり方が非常に重要である。WinTDR では L_a のとり方が様々であり、波形の変化に対応できたり、固定できたり、または手動で決めることもできる。凍土の波形の場合、図 2-9 に示した破線のように、波形が立ち上がりをもたないような形になってしまう。そのため、FP を自動で検出させるとうまく検出できないことが多い。そのため、FP は波形の立ち上がりの手前に固定した。また、RP は様々な予備実験の結果より、安定した場所を取れる Tolerance や anchoring に設定した。詳細な設定については付録 1 に示す。

しかし、水と空気の誘電率が妥当に算出できるよう FP をマニュアルで決定した場合、WinTDR ではうまく RP が検出できないことがある。こうした場合は、正しい RP を検出できるよう仮の FP をマニュアルで与え、真の FP を用いて仮の比誘電率から真の比誘電率を換算する。

換算法を式 2.12 に示す。

$$\varepsilon_{new} = \left(\frac{v_p L_{old} \sqrt{\varepsilon_{old}} + (FP_{old} - FP_{new})}{v_p L_{new}} \right)^2 \quad (2.12)$$

V_p とは電磁波の相対伝播速度比のことで、WinTDR においてデフォルトでは 0.99 となっている。これは土中と真空中ではほとんど電磁波の速度に差がないからである。この式に、あらかじめ FP_{old} で測った誘電率の値と FP_{new} の値を代入することにより、WinTDR で解析することなく FP を変えた場合の誘電率の値を求めることができる。

また、プローブ長さ L の検量温度による影響も調べた。WinTDR によるプローブの長さのキャリブレーション方法は、ある任意の温度の水にプローブを挿入し、そのときの波形をとる。そして水の温度を入力し、プローブの長さを自動計測させるという方法(詳細は付録に記す)であるが、そのときの水の温度と求められたプローブの長さの関係を図 2-10 に示す。図 2-10 より検量温度が異なると、75 mm 長プローブで 1 mm 程度、40 mm 長プローブで 2 mm 程度異なる可能性がある。 L の 1 mm 違いは、比誘電率で 1.5, θ_{lv} の推定値で 0.02 程度の誤差につながる。このため、 L を決定する際は、測定温度に近い温度(凍土の場合なるべく低い温度)で L の検量をすることが好ましい。

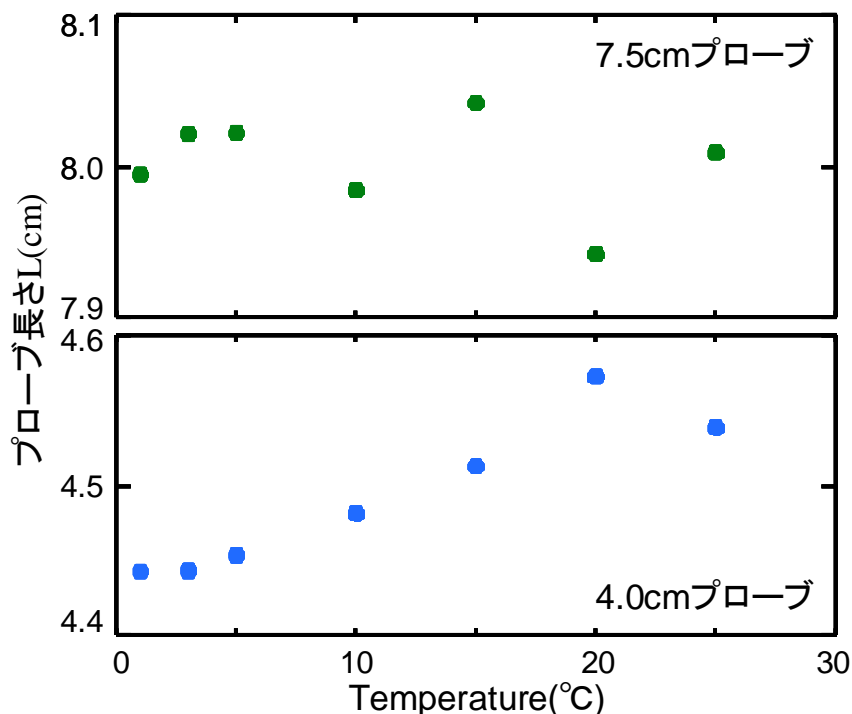


図 2-10 プローブの長さによる温度依存性

2) TDR で得られた凍土の波形について

図 2-11 に、初期体積含水率が 0.37 の藤の森シルトでの TDR で得られた各温度における波形を示す。0°C 以上においては、温度が上がるにつれて波形が下に下がり、RP の立ち上がりの角度が緩くなっていった。これは、試料中の水の温度依存性が原因である。しかし、解析した土の比誘電率 ϵ は ± 0.2 でほぼ一定となった。これは体積含水率に直すと ± 0.005 程度である。0°C 以下では温度が低下するほど、反射係数が大きくなっている。また、RP が左に移動している (L_a が小さくなっている) ことが見てとれる。これは凍土中の液状水量が低下して、比誘電率が低下していることが原因である。

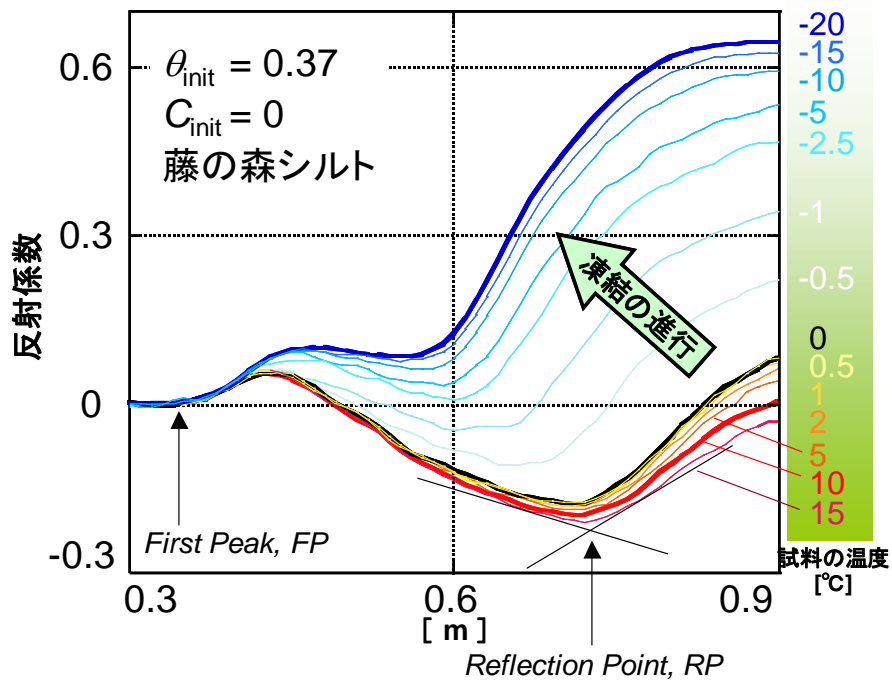


図 2-11 藤の森シルトの各温度における TDR から得られた波形の違い

図 2-12 に鳥取砂丘砂について得られた各温度における波形を示す。このときの試料の初期体積含水率は 0.21 である。試料が 0°Cを下回ると藤の森シルトでは徐々に反射係数が大きくなっていったが、鳥取砂丘砂では反射係数が急激に大きくなり、-1°C以下においてはほぼ同じ波形になった。これは、NMR 法の結果から得られたように、シルトでは温度が下がるにつれて不凍水量が低下していったのに対して、砂質土は-1°C以下では不凍水量がほとんど変化しないことが原因である。

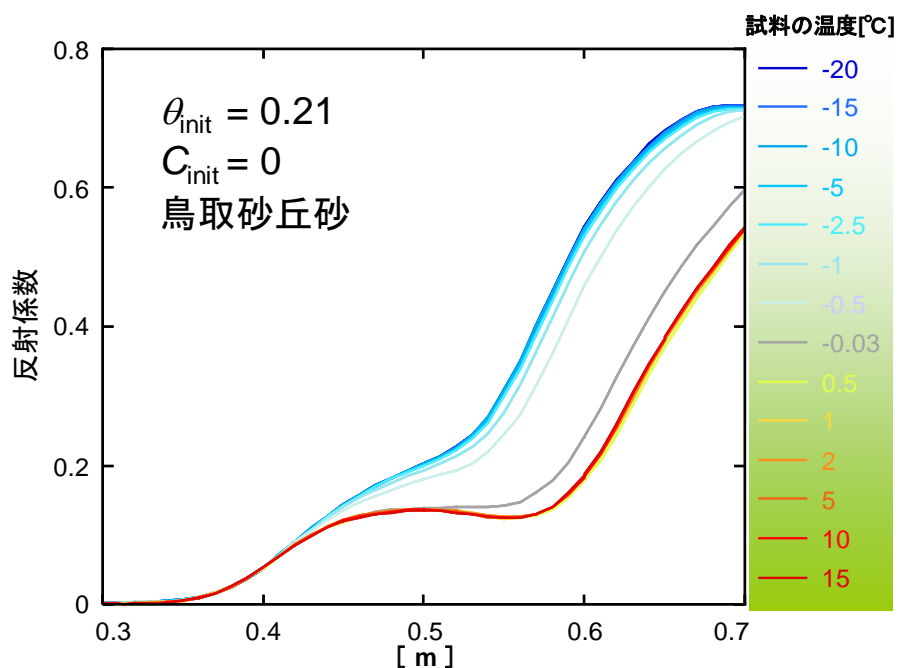


図 2-12 鳥取砂丘砂の各温度における TDR から得られた波形の違い

図 2-13 に藤の森シルトでの体積含水率が異なるときの波形を示す。試料が凍結しても、RP が初期体積含水率が大きいほど右に移動した。これは、初期体積含水率が大きいほど比誘電率が大きくなることを示している。しかし、NMR 法の結果では、不凍水量は初期体積含水率に依存しなかった。このことから、この比誘電率の初期体積含水率依存性は、氷の量が土の比誘電率に影響を与えていることが原因だと考えられる。

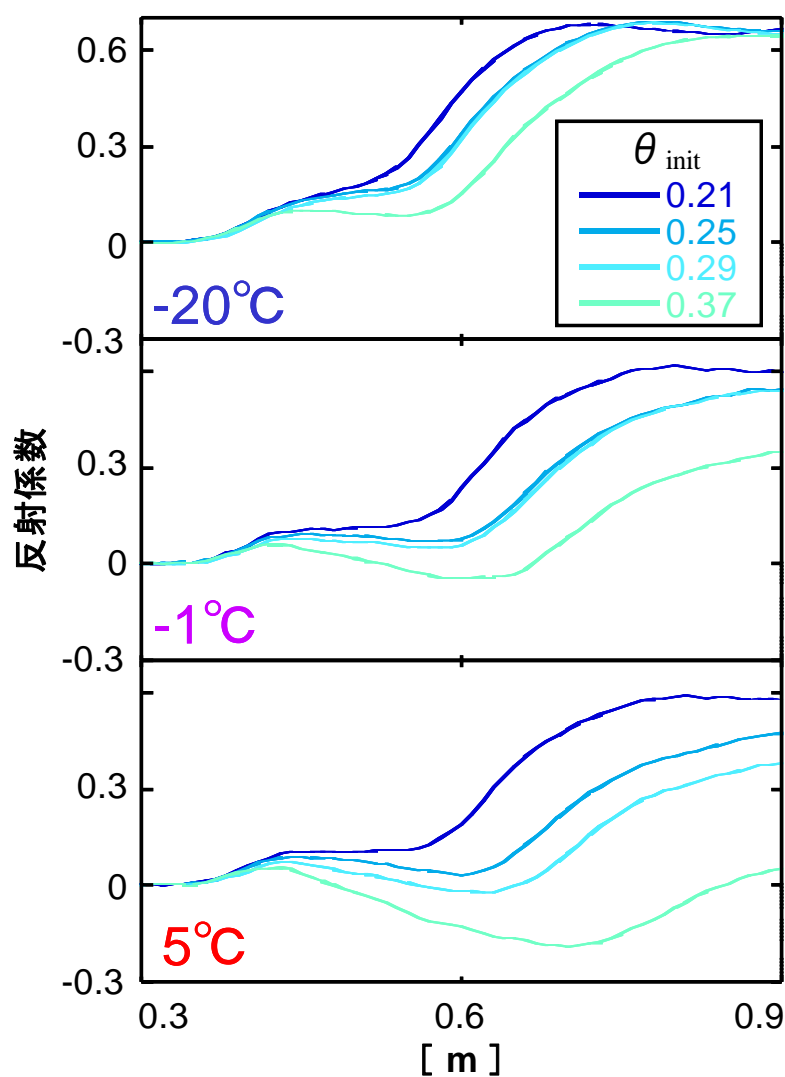


図 2-13 藤の森シルトの初期含水率による波形の違い

図 2-14 に鳥取砂丘砂での溶質濃度が異なるときの波形をそれぞれ示す。-20.°Cのようなよく凍結した試料については、不凍水量が 0.01 を下回っているため、波形に溶液濃度の影響はほとんどでなかった。また、0°C以上においては、0.10 mol/L までは濃度の増加に対して RP の立ち上がりが小さくなっていった。しかし、-1°C(融点近傍)の波形では、凝固点降下、氷からの溶質の吐き出しなどが生じるため、RP の異なり方が溶質濃度によらずバラバラとなった。そのため、この温度付近で絶対的な水分量を求めるのは非常に難しい。

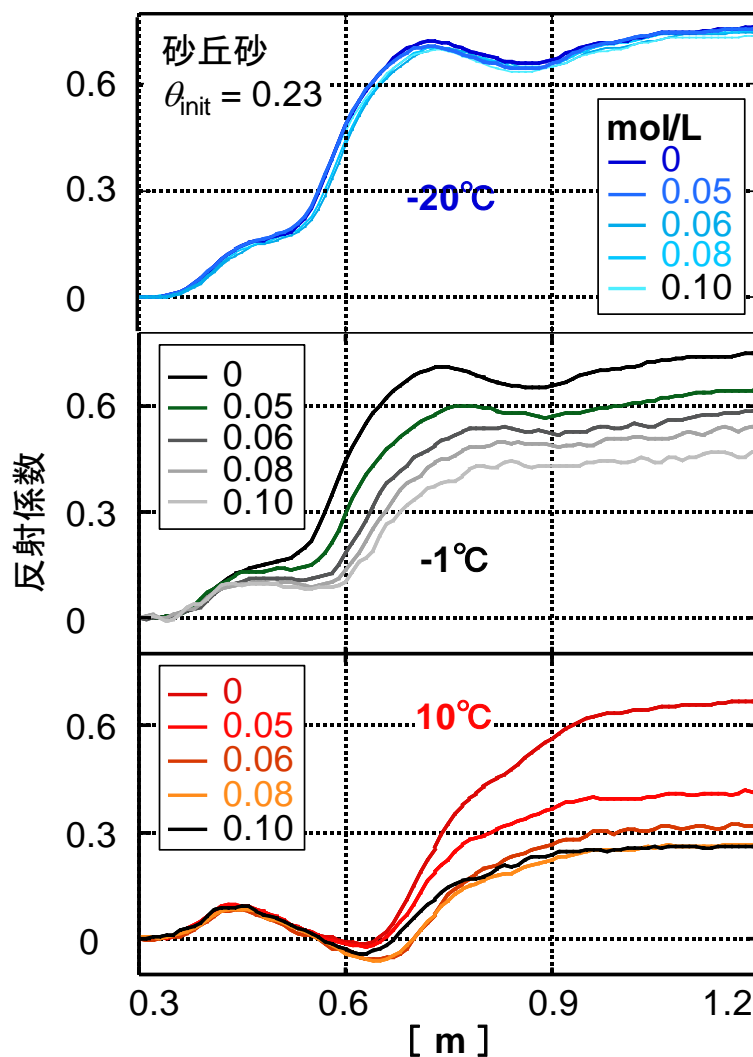


図 2-14 鳥取砂丘砂の塩濃度による波形の違い

2) 凍土の比誘電率

図 2-15～図 2-18 に各試料について測定した比誘電率を示す。凡例はそれぞれの体積含水率を表している。0℃以上においては、比誘電率はほぼ一定値であったが、高含水率の試料ほど、温度低下にともない比誘電率が増大した。これは水の比誘電率の温度依存性が、水量が増えるほど土全体の比誘電率に影響を与えるためである。砂の比誘電率は、Topp 式から予想される値と似たような値を示したが、藤の森シルトの比誘電率は Topp 式から推定される値より低くなった。また、こうした値の差は水分量が少なくなるにつれ大きくなった。このことから、水分量が少なくなるにつれ、土中水の比誘電率がバルクの水の比誘電率より小さくなることが予想される。0℃以下においては、温度が下がるほど比誘電率が減少した。これは、凍結の進行に伴う不凍水の減少が原因である。ところで、土の不凍水量-温度関係は、-1℃以下においては、全水量にかかわらず同じ曲線で示された。しかしながら比誘電率-温度関係は、-1℃以下においても、全水量が少ないほど小さくなった。凍土の比誘電率には、氷の量が影響を与えていることが考えられる。

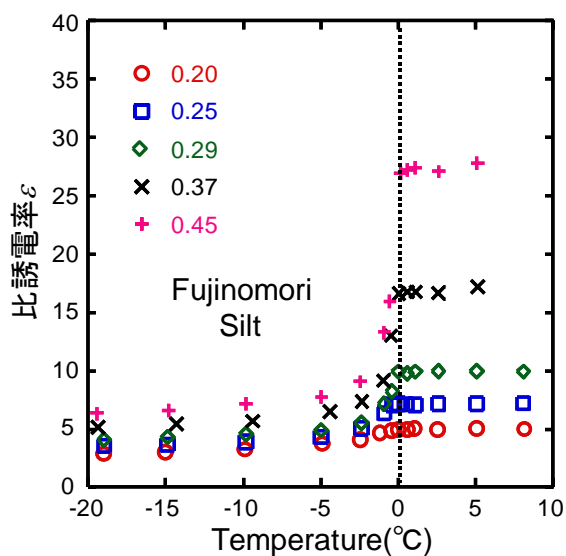


図 2-15

TDR 法から求めた温度-比誘電率関係

(藤の森シルト)

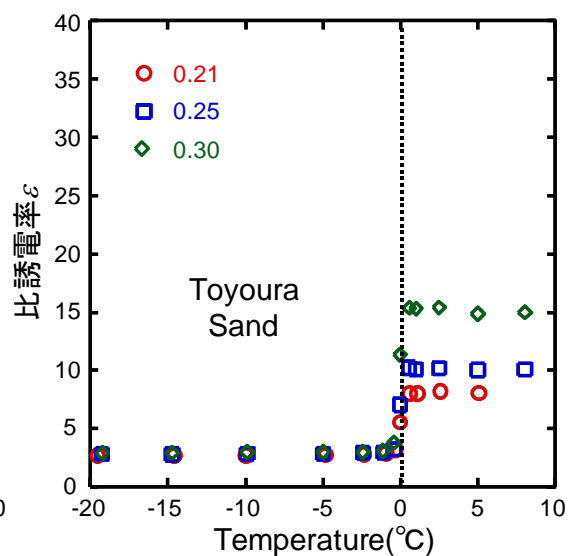


図 2-16

TDR 法から求めた温度-比誘電率関係

(豊浦砂)

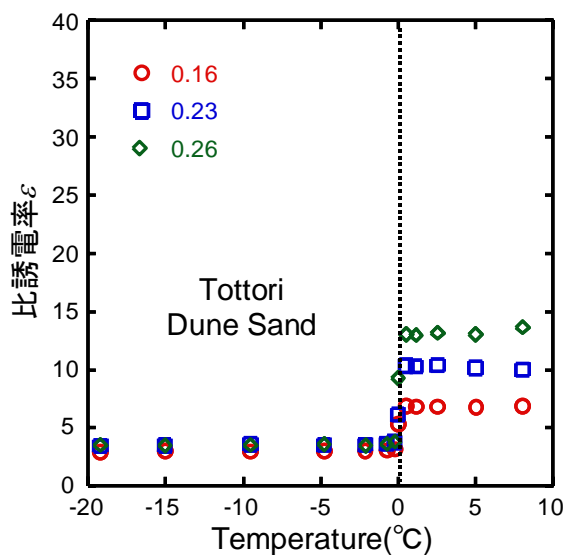


図 2-17

TDR 法から求めた温度-比誘電率関係

(鳥取砂丘砂)

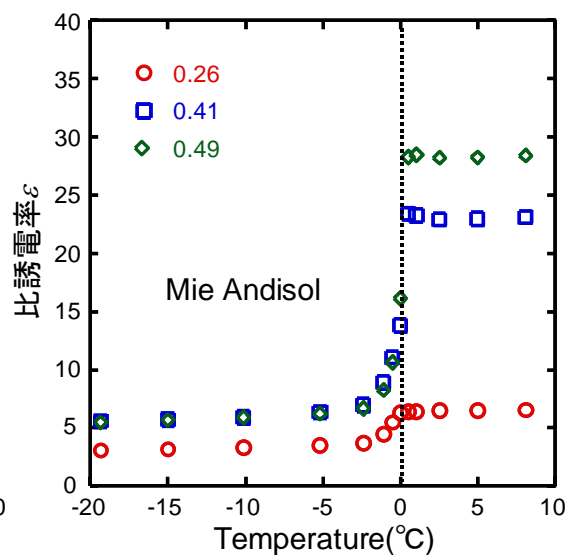


図 2-18

TDR 法から求めた温度-比誘電率関係

(三重黒ぼく土)

2-5-3 凍土の比誘電率と不凍水量の関係

TDR で測定した比誘電率と NMR で測定した試料中の不凍水体积含水率の比較を行った。試料の温度の違いについては、未凍結試料を白抜きで、 0°C 以下の試料を色塗りで表した。 0°C 以下の試料については、低温の試料ほど低水分量に位置する。なお、得られた比誘電率と不凍水量の関係から作成した 3 次の検量式を実践で、Topp 式を破線であわせて示した。

1) 豊浦砂

TDR で測定した比誘電率と NMR で測定した試料中の不凍水体积含水率を図 2-19 に示す。未凍土と凍土の違いにかかわらず、3 次式の検量で、液状水量と比誘電率の関係が表せた。これは、不凍水の絶対量が少ないため、水の温度依存性の影響が 0°C 以下であり問題にならなかったこと、 0°C から -0.1°C の間にほぼ全ての水が凍結するため、低水分領域で氷量に差があまりみられないことによると考えられる。また、 -0.1°C 以下では不凍水量がほとんど変化しないことから、比誘電率から不凍水量を 3 次式で推定する場合、定数項が非常に重要といえる。 -0.1°C から 0°C の間ではデータが散逸した。この原因には、砂質土の場合この領域で極端に液状水量が変化すること、この温度範囲での温度測定の精度が潜熱の発生や氷量の極端な変化により他の温度範囲より格段に悪いことなどが挙げられる。このため、この温度領域については、実験データを定量的に評価することは現状では難しい。Topp 式では不凍水量を概ね評価はしたが、むしろ常温で 0.04 程度の違いが見られた。

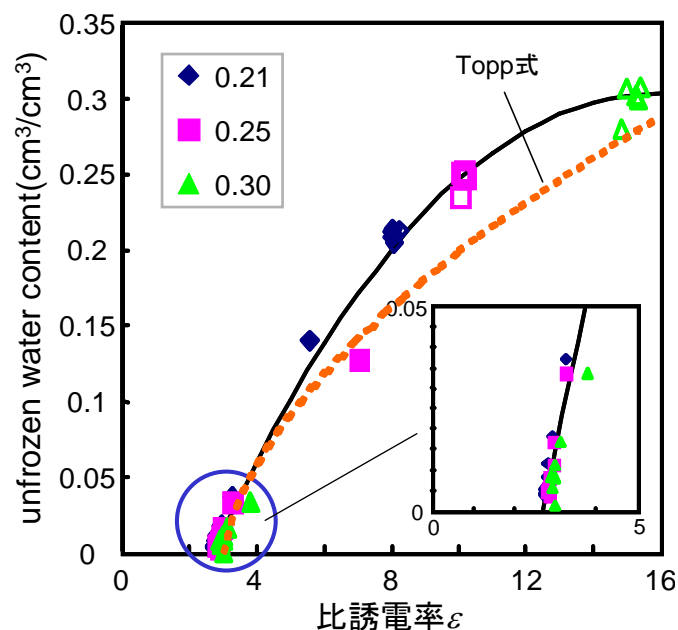


図 2-19 豊浦砂における比誘電率と液状水量の関係

2) 鳥取砂丘砂

TDR で測定した比誘電率と NMR で測定した試料中の不凍水体积含水率 θ_u を図 2-20 に示す。未凍土については、作成した 3 次の検量式で θ_u を 0.01 の違いもなく表すことができた。しかし、凍土では最大で 0.02 の違いがみられた。これは、不凍水量には全水量依存性が無いが、比誘電率には全水量依存性があるためである。砂の場合、 -0.1°C 以下では不凍水量は 0.01～0.02 しかもたないため、この違いは大きい。しかし、体積含水率 0.05 以下の低含水率域においては、比誘電率の増加に対する水分量の増加が非常に大きい。そのため、この範囲の不凍水量を 0.02 以内の精度で計測することは難しいと考えられる。Topp 式では常温での評価は良かったが、不凍水量を 0.03 程度過大評価する結果となった。

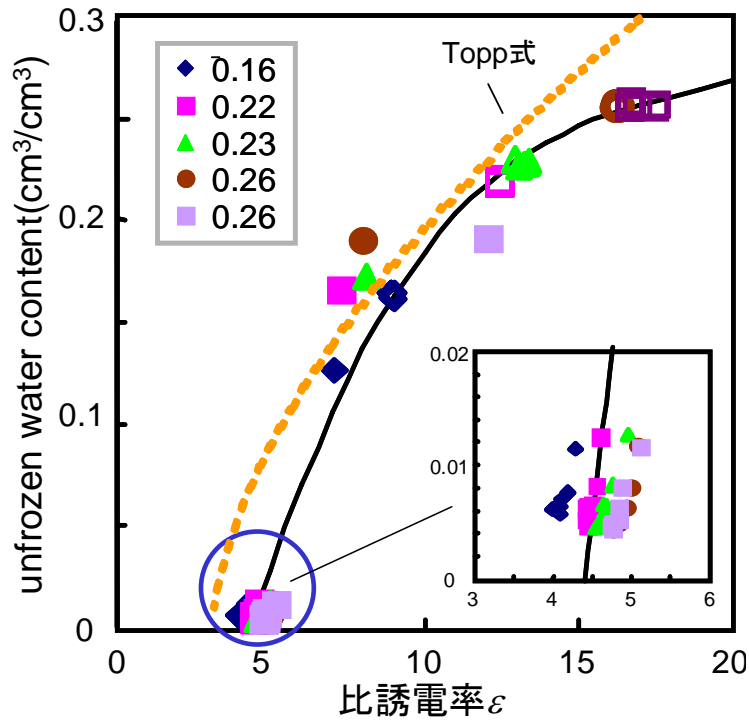


図 2-20 鳥取砂丘砂における比誘電率と液状水量の関係

3) 藤の森シルト

TDR で測定した比誘電率と NMR で測定した試料中の不凍水体積含水率を図 2-21 に示す。藤の森シルトについては、常温において比誘電率が同じ水分量の砂に比べて小さくなった。これは吸着水の比誘電率がバルクの水より低いことによる。また、砂丘砂でも見られたように、0℃以下においては、同じ液状水量であっても、水量が増すほど比誘電率が上昇した。しかし、砂丘砂に比べてこの傾向は顕著であった。そのため、未凍土(点線)では 1 つの検量式で比誘電率-体積含水率関係を表現することが可能だが、凍土においては 1 つの検量式で土の比誘電率-不凍水量関係を表現することはできない。そこで、凍土では検量式を体積含水率ごとに図に示したように対数近似で作成した。すると、対数の係数 a と切片の b がそれぞれ体積含水率に相関を示した(図 2-22)。このことから、体積含水率の関数として凍土の検量式を作成した。

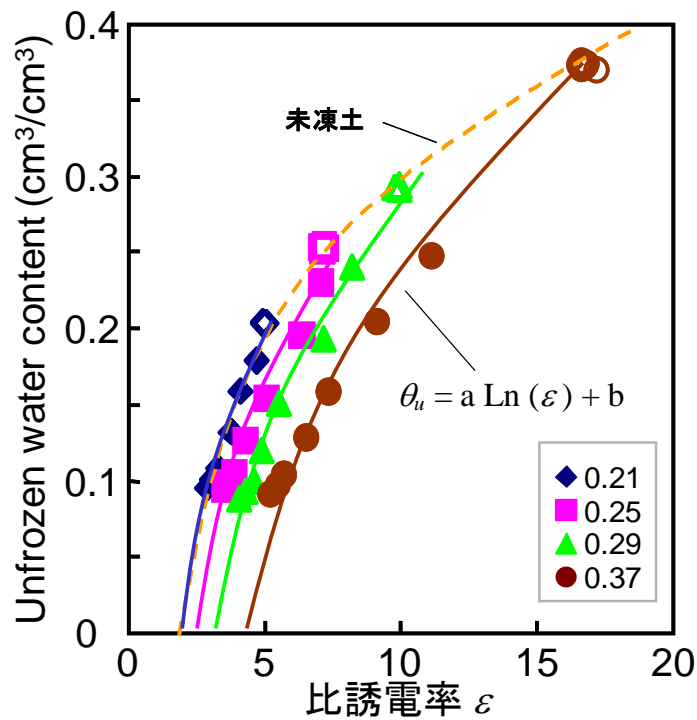


図 2-21 藤の森シルトにおける比誘電率と液状水量の関係

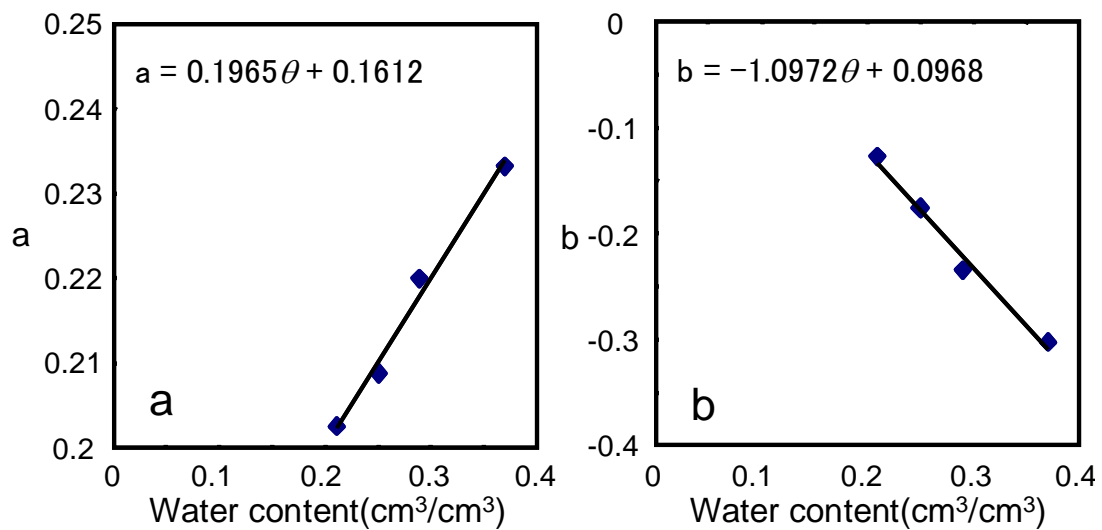


図 2-22 検量式の係数 a, 切片 b と体積含水率との関係

4) 三重黒ぼく土

TDR で測定した比誘電率と NMR で測定した試料中の不凍水体積含水率を図 2-23 に示す。黒ぼく土は、藤の森シルトと同じように、同じ液状水量であっても、氷量が増すほど比誘電率が上昇した。このため、未凍土(黒線), 全水量 0.29(青線), 0.41(桃線), 0.49(黄緑)でそれぞれ検量式を作成し(図 2-24), 検量を行ったところ, 求めた液状水量と最大 0.01 以内の値で検量することが出来た。

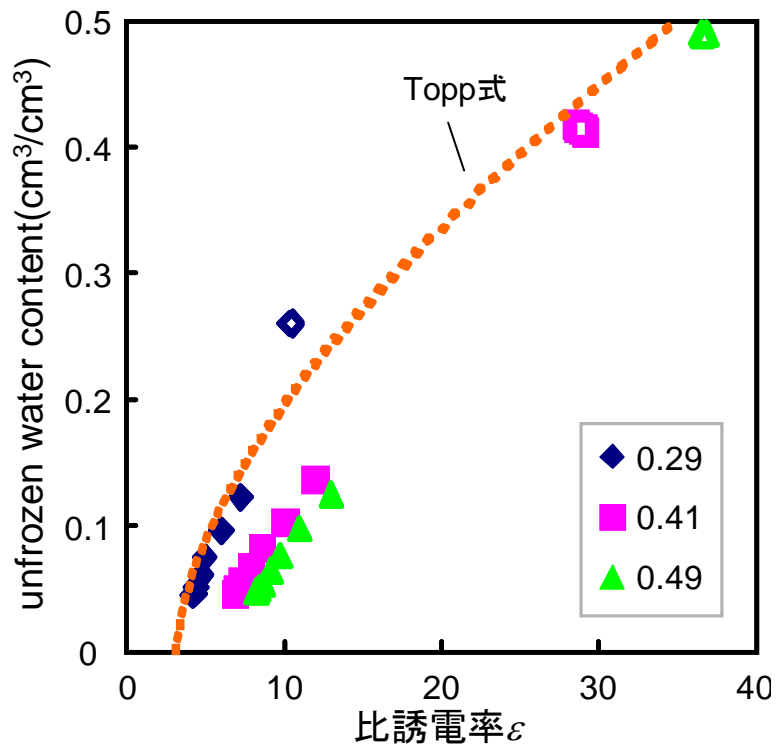


図 2-23 三重黒ぼく土における比誘電率と液状水量の関係

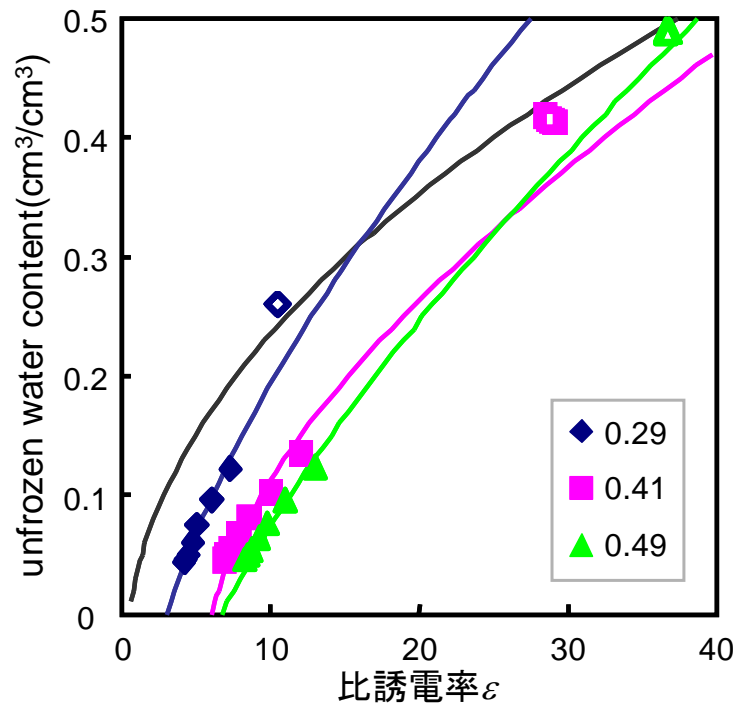


図 2-24 三重黒ぼく土における比誘電率と液状水量の関係

2-6 考察

先述したように、凍土の比誘電率は液状水量だけでなく、氷量にも影響を受ける。そのため、ここでは全水量が既知の場合、氷量を考慮できる混相モデルを用いて TDR 法による不凍水量測定 of 考察を行った。

2-6-1 混相モデル

異なる比誘電率を持つ n 相が混合した場合、マクロにみた混合相の比誘電率 $\overline{\varepsilon_m^\alpha}$ は

$$\overline{\varepsilon_m^\alpha} = \sum_{j=1}^n \theta_j \varepsilon_j^\alpha \quad (2.13)$$

で表される。ここで、 θ_j は j 相の体積割合、 α は形状因子であり、理想的な球体が溶媒に分散した系では $1/3$ となる。Roth(1990)は、土粒子が水や空気と混合した場合、 α は $1/3 \sim 1$ 程度になることを示し、汎用的には $\alpha = 0.5$ とすることを提案している。

土粒子の誘電率を ε_s 、空気の誘電率を ε_a 、液状水の誘電率を ε_{lw} とすれば、絶乾土と不飽和土の比誘電率 $\overline{\varepsilon_m^\alpha}$ は、式(2.13)よりそれぞれ

$$\overline{\varepsilon_m^\alpha} = \theta_s \varepsilon_s^\alpha + (1 - \theta_s) \varepsilon_a^\alpha \quad (2.14)$$

$$\overline{\varepsilon_m^\alpha} = \theta_s \varepsilon_s^\alpha + \theta_{lw} \varepsilon_{lw}^\alpha + (1 - \theta_s - \theta_{lw}) \varepsilon_a^\alpha \quad (2.15)$$

となる。ここで、 θ_s 、 θ_{lw} はそれぞれ固相率と体積含水率である。なお、空気の比誘電率 ε_a は約1、石英や長石の比誘電率は3~4、カオリナイトやイライトなど粘土鉱物の比誘電率は10~20程度である。このため、絶乾土の誘電率は一般に2~5程度となる(式(2.14))。また、水の比誘電率 ε_{lw} は

$$\varepsilon_{lw} = 88.15 - 0.414T + 0.00131T^2 + 0.0000046T^3 \quad (2.16)$$

である。

凍土の場合は、氷の相が式(2.15)に加わる。すなわち、氷の誘電率と体積割合をそれぞれ ε_i 、 θ_i とすれば、

$$\overline{\varepsilon_m^\alpha} = \theta_s \varepsilon_s^\alpha + \theta_{lw} \varepsilon_{lw}^\alpha + \theta_i \varepsilon_i^\alpha + (1 - \theta_s - \theta_{lw} - \theta_i) \varepsilon_a^\alpha \quad (2.17)$$

ここで、全水分量を θ_{tot} とし、 $\theta_i = \theta_{tot} - \theta_{lw}$ とする。(2.15)式、(2.17)式を変形すれば、凍結過程にある土の液状水量を比誘電率から推定することができる。

$$\begin{aligned} \theta_{lw} (\varepsilon_{lw}^\alpha - \varepsilon_a^\alpha) &= (\overline{\varepsilon_m^\alpha} - \varepsilon_a^\alpha) - \theta_s (\varepsilon_s^\alpha - \varepsilon_a^\alpha) & (T \geq 0) \\ \theta_{lw} (\varepsilon_{lw}^\alpha - \varepsilon_i^\alpha) &= (\overline{\varepsilon_m^\alpha} - \varepsilon_a^\alpha) - \theta_s (\varepsilon_s^\alpha - \varepsilon_a^\alpha) - \theta_{tot} (\varepsilon_i^\alpha - \varepsilon_a^\alpha) & (T < 0) \end{aligned} \quad (2.18)$$

2-6-2 混相モデルによる土の比誘電率の固相率・温度依存性の評価

まず、形状因子 α が異なると、混相モデルの比誘電率-水分量関係の形状がどのように変化するかを図 2-25 示す。図から、 α は比誘電率-水分量関係の曲率を決めることがわかる。すなわち、 α が小さくなるにつれ、土の比誘電率 ϵ_m は絶乾土の比誘電率と水の比誘電率を結ぶ直線より低くなる。この際、もつとも影響をうけるのは $\theta_w = 0.5$ 近くの ϵ_m であり、 α における0.1の違いは、 ϵ_m で2.7、 θ_w で0.03程度の違いを引き起こす。逆に $\theta = 0$ あるいは $\theta = 1$ 近くの ϵ_m は α の変化の影響をあまり受けない。

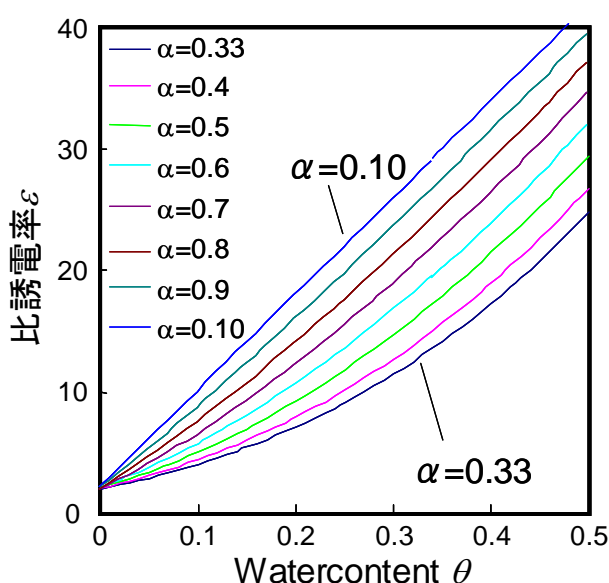


図 2-25 比誘電率-水分量関係に与える α の影響

次に、比誘電率-水分量関係の温度、固相率依存性を、混相モデルを用いて検討した結果を図 2-26～2-27 に示す。なお、形状因子と固相の比誘電率は $\alpha = 0.5$ 、 $\epsilon_s = 4.5$ で固定した。空気や固相の比誘電率はほとんど温度依存性を持たない。そこで、比誘電率-水分量関係の温度依存性は主として水(と氷)の温度依存性による。このため、比誘電率-水分量関係の温度依存性は低含水率では無視できるほど小さく、逆に含水率が高くなるほど大きくなる。例えば、同一の非誘電率を示す土であっても、温度が 20°C 異なれば、低温の土の含水率が高温の含水率より0.1 高くなることもあり得る。高含水率の土を扱う場合、注意が必要である。固相率の違いは、 ϵ_s の違いと似た影響を比誘電率-水分量関係に及ぼす。ただし、固相率は多くの土で0.45-0.55 の範囲に収まると考えれば、この範囲内での違いは ϵ_m で0.4、 θ_w に換算すれば0.005程度にすぎない。

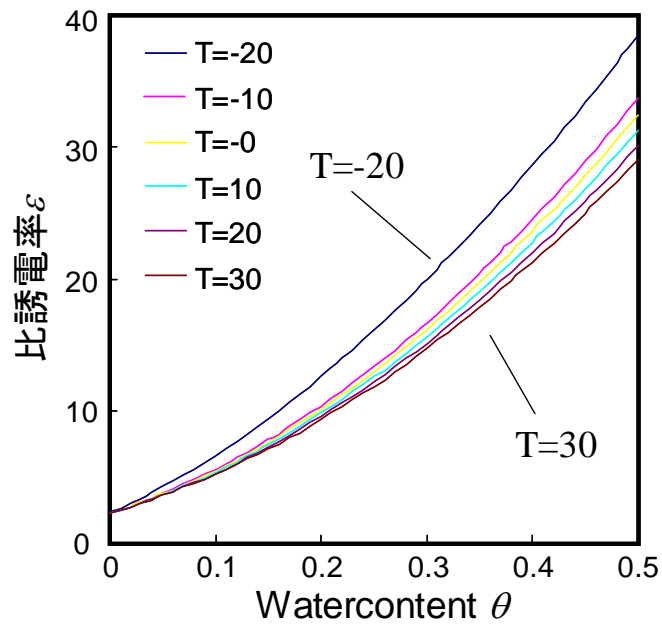


図 2-26 比誘電率-水分量関係の温度依存性

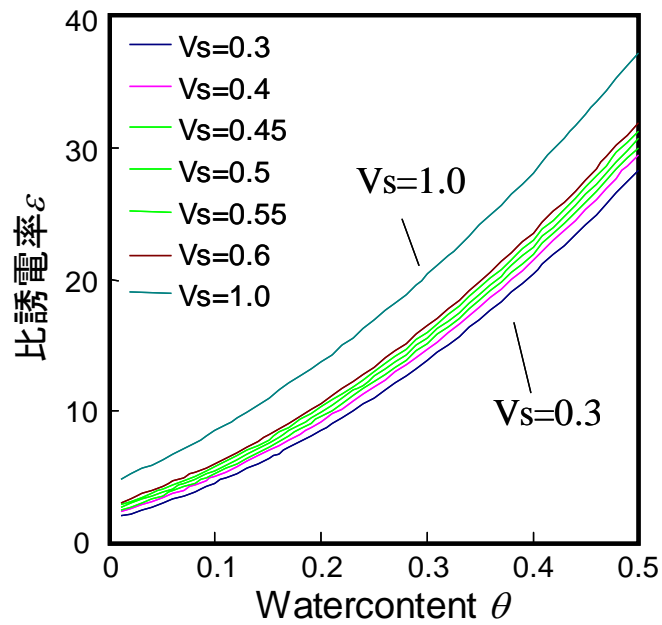


図 2-27 比誘電率-水分量関係の固相率依存性

2-6-3 混相モデルの適用

1) 空気と水と土粒子の比誘電率

図 2-28～図 2-30 に、測定した水、氷、乾燥試料の比誘電率を示す。空気の比誘電率は 27°Cにおいて 0.99 となった。また、20°Cの温度低下によって、空気の誘電率は 1.4 まで増加した。これは空気中にある水蒸気の誘電率の温度依存性が原因ではないかと考えられる。

水の比誘電率は、式(2.16)よりやや高めに測定されたが、0～20°Cの比誘電率を表すには、問題は無い違いだと思われる。氷の比誘電率は、-5°C以下においては、3.6 程度とほぼ一定値となった。-5～0°Cの範囲では顕著な上昇が見られたが、この温度範囲ではプローブと氷間や結晶粒界に存在する不凍水の影響も無視できないため、このデータから氷の温度-比誘電率関係を導くのは難しい。氷の比誘電率を表現する場合、単純な一次関数ないし一定値を与えた方が良く考えられる。

炉乾試料の比誘電率は温度低下にともない(空気に触れている時間が長くなるにつれ)わずかに増加した。これは、空気中の水分を吸収したためと考えられる。そこで、炉から出して最初に測定した試料の比誘電率を絶乾試料の比誘電率と考えた。この絶乾試料の誘電率から、式(2.14)を用いて土粒子の比誘電率 ϵ_s (と混相モデルの形状因子 α)が求められる。藤の森シルトと砂丘砂の比誘電率はそれぞれ、4.15、3.50 と見積もれ、これは組成鉱物の誘電率と矛盾しない。なお、 α については、比誘電率-水分量曲線の全体の形状を示すパラメータなので、絶乾土のデータのみから決定するのではなく、絶乾～不飽和～飽和までのデータをバランスよく用いて決定すべきだと考えられる。

ここで、式(2.18)を用いて不凍水量の推定を試みた。まず、空気の比誘電率の測定値から $\epsilon_a = 1$ とした。次に、式(2.14)に絶乾土の測定値を代入し、最小二乗法により ϵ_s と α を求めた。この際、測定データのわずかな違いで α は大きく変動したが、 ϵ_s はほぼ一定値となった。求めた各土の ϵ_s を表 2 に示す。次に、式(2.15)に常温の不飽和土の測定値、式(2.16)から求めた ϵ_w を代入し、最小二乗法により α を求めた。この際、絶乾から飽和まで、データが均等にばらつくよう注意した。ここで、以上のように求めたパラメータ(表 2)と、TDR 法で測定した比誘電率を、式(2.18)に代入し未凍土および凍土中の液状水量を算出した。

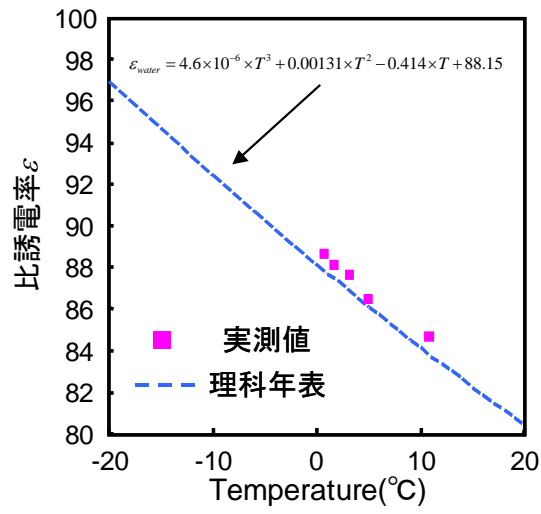


図 2-28 水の比誘電率の温度依存性

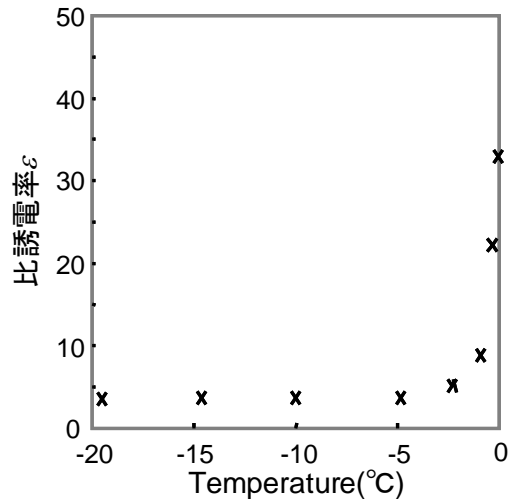


図 2-29 氷の比誘電率の温度依存性

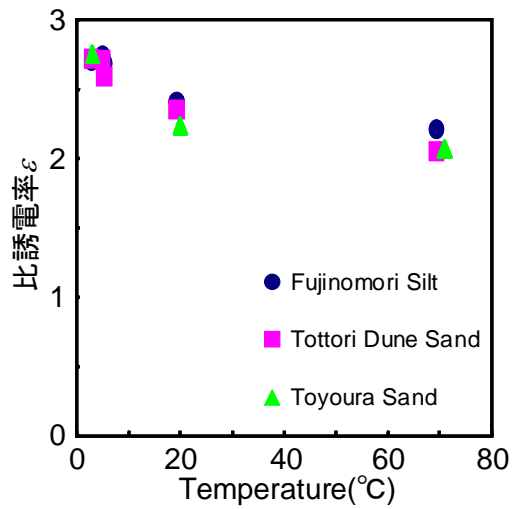


図 2-30 乾燥試料の比誘電率の温度依存性

2) 混相モデルにより算出した不凍水量

豊浦砂, 鳥取砂丘砂, 藤の森シルト, 三重黒ぼくについて混相モデルを用いて, TDR 法をもとに算出した不凍水量(液状水量) θ_{TDR} と NMR 法で測定した不凍水量 θ_{NMR} を比較した。比較した結果を図 2-31~2-34 に示す。豊浦砂について混相モデルを介して TDR 法から推定した液状水量 θ_{TDR} は, 土の凍結の有無にかかわらず, $0^{\circ}\text{C} \sim -0.1^{\circ}\text{C}$ の範囲をのぞき, NMR 法による測定値 θ_{NMR} とよく一致した。 $0^{\circ}\text{C} \sim -0.1^{\circ}\text{C}$ の範囲では, θ_{TDR} と θ_{NMR} の相関はばらついた。これは, この温度範囲においては, 氷の潜熱の発生もあり他の温度範囲にくらべ両実験法の測定温度に誤差が大きいこと, 砂質土の場合はほとんど全ての水がこの温度範囲で凍結するためわずかな測定温度の食い違いが大きな液状水量の相違を引き起こすこと, さらに, この温度範囲においては不凍水量-温度曲線にヒステリシスが生じることなどに起因すると思われる。 -0.1°C 以下 ($\theta_w < 0.05$) のみについて見た場合, θ_{TDR} と θ_{NMR} の間には ± 0.01 程度の誤差があり, θ_{TDR} が θ_{NMR} をやや過大評価する傾向が見られた。

鳥取砂丘砂については, 形状因子 α が 0.67 と豊浦砂 ($\alpha = 0.47$) より大きくなった。また, 0°C 以上においては θ_{TDR} と θ_{NMR} はよく一致したが, 0°C 以下においては, θ_{TDR} が θ_{NMR} を 0.03 以上過大評価した。凍結が進み, 間隙間の氷のネットワークが発達した場合, 固相と液相の分布形状は氷が存在しない場合の固相と液相の分布形状と大きく異なる。そこで, 間隙水がほとんど凍結している -0.1°C 以下について形状因子を求めなおした所, $\alpha_2 = 0.41$ となった。凍土と未凍土について形状因子を使い分けるところ, θ_{TDR} と θ_{NMR} は 0°C 以下においても ± 0.01 以内でよく一致した。砂の様に不凍水をほとんどもたない土(あるいは不凍水がほぼ全て凍結した土)で, 間隙氷のネットワークが発達した場合は, 形状因子を使い分けが有効と考えられる。また, 豊浦砂の場合は, 未凍土の形状因子 α が低く, 凍土の形状因子 α_2 とほぼ等しかったため, こうした使い分けが不要であったと思われる。

藤の森シルトは吸着水を多く持つため, 砂と同様の混相モデルをそのまま用いた場合, θ_{TDR} をよく表現できなかった。ここで, 吸着水について修正した混相モデル(Birchak, 1974)は, 土粒子表面に比誘電率が低い水(結合水)が一定厚存在するとして, 式(2.18)に結合水相を追記している。結合水は $\theta_{A3} = \rho_w SA_3$ で与えられ(結合水の比誘電率は固相と同じ値), を用いたところ, 0°C 付近で若干の過大評価があるものの, θ_{TDR} と θ_{NMR} がよく一致した。

最後に, 混相モデルを用いて, 三重黒ぼくについても θ_{TDR} を求めたところ, θ_{TDR} と θ_{NMR} はよく一致した。

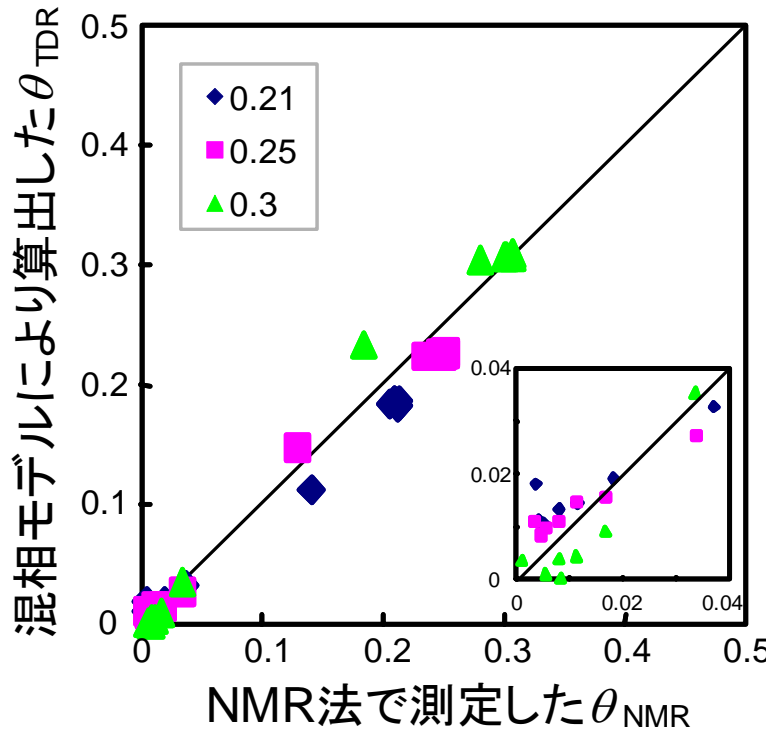


図 2-31 豊浦砂における混相モデルと NMR 法との結果の比較

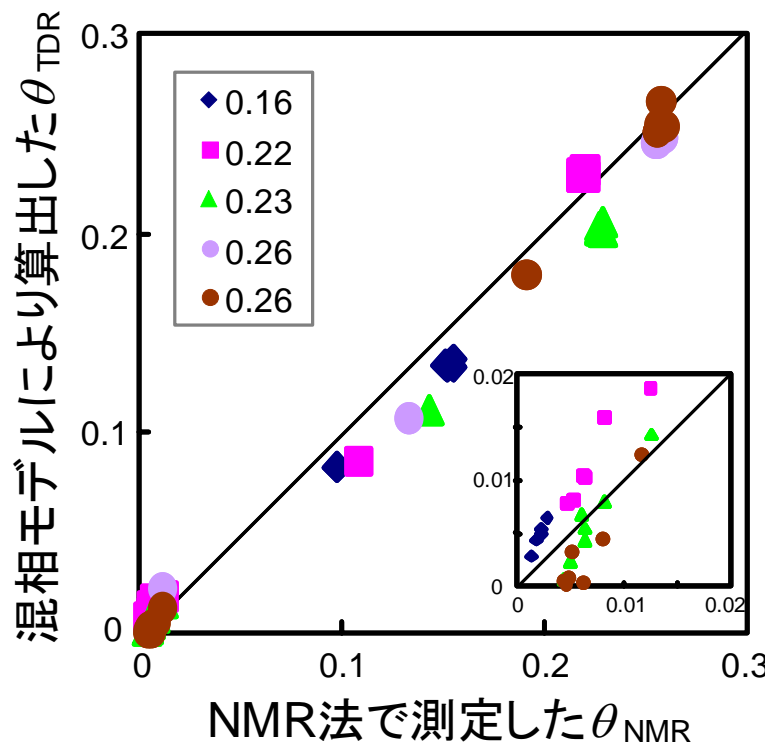


図 2-32 鳥取砂丘砂における混相モデルと NMR 法との結果の比較

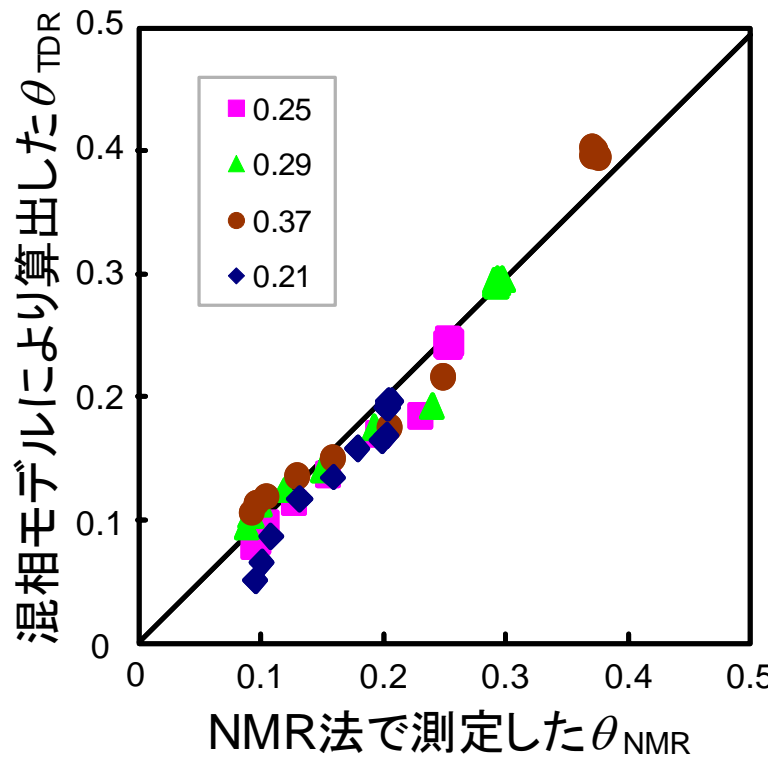


図 2-33 藤の森シルトにおける混相モデルと NMR 法との結果の比較

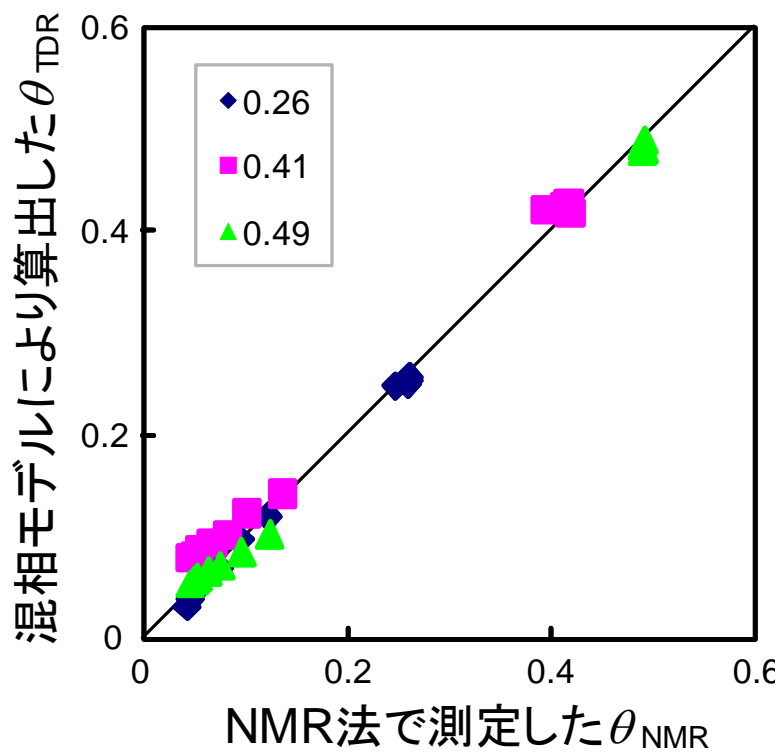


図 2-34 三重黒ぼく土における混相モデルと NMR 法との結果の比較表

2-2 混相モデルのパラメータ

	豊浦砂	砂丘砂	藤の森シルト	三重黒ぼく
α	0.47	0.51	0.61	0.45
α_2	0.47	0.41	N/A	N/A
ϵ_a	1	1	1	1
ϵ_s	3.3	3.5	4.15	4.5
ϵ_{bw}	式(4)	式(4)	式(4)	式(4)
ϵ_i^{*1}	3.7	3.7	3.7	3.7
A_3 (nm)	15	15	15	15
S^{*2} (m ² /g)	1.6	0.9	29.9	26
$\theta_{A_3}^{*3}$	0.023	0.014	0.45	0.39

*1 氷の比誘電率は温度依存性をわずかとみなし、一定値を与えた

*2 比表面積 S は豊浦砂と藤の森シルトについては BET 法による測定値、砂丘砂と黒ぼくについては風乾土の水分量からの推定値。

*3 $\theta_{A_3} = \rho_w S A_3$ は、全体の水の比誘電率を考える場合、表面近傍の水の比誘電率の低さが無視できなくなる最低の含水率。ここで、 $\rho_w = 10^6$ g/m³ は水の密度。

2-7 まとめ

本章では、TDR 法による土の水分測定について、NMR 法を用いて凍土中の不凍水量測定への応用と、その際の測定精度について検討を行った。NMR 法の結果より、凍土の不凍水量は全水量に関わらず温度により一定であった。しかし、TDR 法で凍土の比誘電率を求めたところ、氷量により比誘電率が異なった。その傾向は、砂質土に比べてシルトや黒ぼく土で顕著であった。また、土性が異なることで、凍土、未凍土ともに同じ液状水量でも比誘電率が異なった。そのため、Topp 式を用いて不凍水量を推定すると、砂質土においては 0.03 程度、シルト質土では 0.1 程度の誤差が生じる可能性があることが示された。そこで、凍土と未凍土で検量式を使い分け、さらに凍土においては、全水量の関数としての検量式を用いることを提案した。また、氷量や水の温度依存性を考慮できる混相モデルも提案した。その結果、全水量が既知な場合は ± 0.01 以内の精度で不凍水量を測定することが可能となった。このことから、凍土の不凍水量測定において、全水量がはっきりとわかっている場合は、混相モデルを用いることで、また全水量がある程度でしか推定できない場合においては、その全水量に近いもので検量した 3 次式を用いることで、不凍水量を精度良く測定することが可能であると考えられる。しかし、低水分域においては、土の比誘電率のわずかな増加で、不凍水量が急激に増加する結果となった。そのため、低水分域では測定精度が低下することも示された。また、フィールドのような全く全水量の予測がたたない場合や、全水量が激しく変化する場合においては、土性について考慮することはできるが、単純にあらゆる水分量から検量した式を使うしかなく、 ± 0.03 以上の真の不凍水量との違いが生じる可能性がある。このことは、TDR を用いた不凍水量測定の重要な課題である。

3. 異なる土性による土の凍結実験

3-1 目的

本章では、試料の両端に温度境界を与えて試料を凍結させ、2章で作成した検量式を基に、土が凍結したときに生じる水分・温度分布の変化を連続的に測定した。そして、氷と不凍水が存在する凍土について、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。さらに、与える温度境界条件を変えたもの、土性を変えたもので同じ実験を行い、それぞれの結果について比較・検討を行い、凍結にともなう水・熱移動へ与える影響因子(圧力や移動係数)について考察を行った。

3-2 理論

3-2-1. 移動式

非等温下の不飽和土の水移動は、通常次式で表される(Philip and de Vries, 1957)。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial(\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{lv} + K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

ここで、 θ_l と θ_a は液状水と水蒸気の体積率($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 ρ_l と ρ_v は液状水と水蒸気の密度(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。 $\gamma(\text{K}^{-1})$ は水の表面張力を表しており、 K_{lh} (m s^{-1})、 K_{IT} ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)、 K_{vh} (m s^{-1})、 K_{vT} ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)はそれぞれ圧力勾配と温度勾配による液状水移動と水蒸気移動における透水係数である。また、土中の熱移動式は次のように表される。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} + L_s \frac{\partial(\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_l \frac{\partial q_l T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_v q_v}{\partial z} \quad (3.2)$$

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($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$)、 λ は土の熱伝導率($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 q_l 、 q_v は液状水と水蒸気の流量(m s^{-1})、 L_s は水の蒸発潜熱($2.501 \times 10^6 - 2369.2T \text{ J kg}^{-1}$)である。

氷体の流動がない場合、凍結をともなう土中の水移動は、(3.1)式の左辺に氷量の時間変化を加え、次式で表される。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial(\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{lv} + K_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.3)$$

θ_i は氷の体積含率($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 ρ_i は氷の密度(931 kg m^{-3})である。Hoekstraは、水蒸気による水

移動は小さいとして無視しており、渡辺(2007)は初期圧力が非常に乾燥した状態以外では、凍結面への水分移動に対する水蒸気移動の寄与は低いとしている。そこで式(3.3)から水蒸気項を無くすと、

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{lh} + K_{lr} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.4)$$

のように変形することが出来る。

同様に、水蒸気移動を考慮しない凍結をとまなう土中の熱移動は、(3.2)式の左辺に固液相変化による潜熱項を加えて表される。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_i \frac{\partial q_i T}{\partial z} \quad (3.5)$$

ここで、 L_f は水の融解潜熱($3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)である。凍土内の熱移動には、微小部分での氷の生成にとまなう潜熱の発生が含まれる。一般に、移流による顕熱の移動は極めて微小であるため省略すると式(3.5)は次のように表される。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (3.6)$$

3-2-2. 凍土中の不凍水の圧力

土の圧力水頭 h と水分量 θ の関係が水分特性関数であり、この土中の水分保持特性は、土粒子間の毛管保水や土粒子表面への吸着の形態に依存する(図3-1(a))。土が凍結するとき、土粒子と氷の間の不凍水膜の厚さは、液状水と氷の界面の毛管力や土粒子表面への液状水の吸着力に依存し(Dash et al 1995)、温度 T が低下すると氷が成長して不凍水は減少する(2章参照)。この温度 T における不凍水量の関係は、不凍水曲線で与えられる。

式(3.4)に示したように、土中の水移動は圧力勾配により生じる。そのため、凍結過程の水移動を考えると、この不凍水の圧力の推定が不可欠である。いま、飽和土が凍結、あるいは融解する過程を考える。ここで、図3-1(b)に示すように不凍水と氷の分布が、常温における土の吸水や排水過程における水と空気の分布の形態と等しいと仮定する(Williams 1964; Koopmans and Miller 1966)。

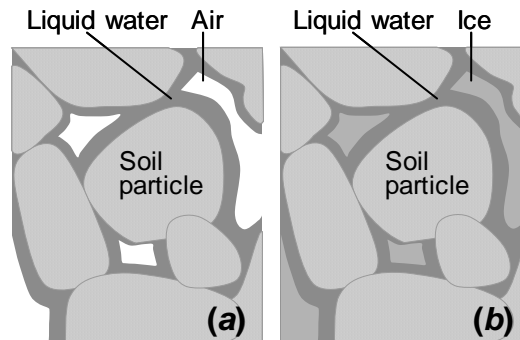


図3-1 土間隙中の液状水分布の模式図

(a)常温下における空気-液状水界面を持つ排水過程. (b)氷-液状水界面を持つ土の凍結過程

このとき、間隙水と空気界面の圧力差 P_{al} と不凍水と氷界面と圧力差 P_{il} を等しいと見なせば、不凍水の圧力を温度 T の関数として常温における水分特性関数に基づき推定することが可能となる。

$$P_{al} = P_{il} \quad (3.7)$$

なお、Koopman and Miller (1966)は、毛管保水が卓越する砂やシルト質土の場合、気液界面と気氷界面の表面自由エネルギーの比を用いて(3.5)式を補正し、Black and Tice (1989)は、これを実験的に検証している。

水と氷の共存する系においては、相平衡の状態方程式である一般化クラジウスクラペイロン式(GCC式)が成立する。

$$v_l \frac{dP_l}{dT} - v_i \frac{dP_i}{dT} = \frac{L_f}{T} \quad (3.8)$$

ここで、 P_l と P_i は水と氷の圧力(Pa)、 v_l 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。また、 T は温度(K)である。なお、系が溶質を含む場合は、濃度に比例した凝固点降下項が(3.6)式に加わる。不飽和土では通常、凍上圧が0 なので(3.6)式の左辺第2項は無視できる。

$$\frac{dP_l}{dT} = \frac{L_f}{v_l T} \quad (3.9)$$

いま、凍土中の不凍水についてもGCC式が成り立つとし、 $\rho gh = P_l$ とすると、(3.7)式より過冷却度 $\Delta T = T_m - T$ (K)における不凍水の圧力水頭 h が得られる。ここで、 T_m は氷の融点(273.15 K)である。

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \frac{Tm + T}{Tm} \quad (3.10)$$

土が0°C以下に冷やされ間隙中に氷が発生したときに、凍土中の不凍水には、式(3.8)を用いて計算すると、 $T = -0.1^\circ\text{C}$ で $h = -1248$ (cm)、 $T = -1^\circ\text{C}$ で $h = -12500$ (cm)と大きな負圧が生じることがわかる。すなわち、凍結している土は、0°C以上の常温の土に比べて、非常に乾燥した状態にあることを示す。

3-2-3. 移動係数

1) 透水係数

圧力勾配による液状水移動にかかる透水係数 K_{th} (m s^{-1})は、例えば次式で与えられる。

$$K_{th} = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3.11)$$

ここで、 K_s は飽和透水係数(m s^{-1})、 S_e は有効飽和度、 m 、 l は経験的パラメータである。一方、温度勾配による水の流れにかかる透水係数 K_{IT} ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$)は、次式で与えられる。

$$K_{IT} = K_{th} \left(hG \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right) \quad (3.12)$$

ここで、 G は促進係数、 γ は水の表面張力で $\gamma_0(25^\circ\text{C}) = 71.89\text{gs}^{-2}$ ある。

土が凍結した場合、透水係数は急激に減少する。これは、不凍水量の急激な減少のみならず、間隙内に成長した氷による水みちの閉塞にもよると考えられる。そこで、Jame and Norumは、抵抗係数 Ω を用いて透水係数を修正した。

$$K_{fth} = 10^{-\Omega Q} K_{th} \quad (3.13)$$

ここで、下添え字 f は凍土を示す。 Ω は経験的パラメータであり、砂やシルトで8程度、礫で20~30とされている(Gosink et al., 1988)。また、 Q は全水量に対する氷量の割合である。

2) 熱容量

式(8)の見掛けの熱容量は、土の体積熱容量 C_p と水の凍結潜熱に不凍水量曲線の勾配を掛けた項からなる。 C_p は、構成要素の熱容量とその体積率の積の総和で推定できる。すなわち、土の固相、気相、液状水、氷の熱容量をそれぞれ C_n 、 C_a 、 C_l 、 C_i ($\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$)とし、不凍水の熱容量をバルクの水の熱容量と同様と仮定すれば、

$$C_p = \theta_n C_n + \theta_o C_o + \theta_a C_{air} + \theta_l C_l + \theta_i C_i \quad (3.14)$$

となる。氷の比熱は温度とともに減少するが、土中では、その影響は一般に無視できる。

3) 熱伝導率

Campbellは常温の土の熱伝導率 λ ($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$)を次式のように推定した。

$$\lambda = C_1 + C_2\theta_i - (C_1 - C_4)\exp\left[-(C_3\theta_i)^{C_5}\right] \quad (3.15)$$

ここで, C_i ($i = 1, \dots, 5$)は実験, あるいは固相率など物性値から求められる定数である。土が凍結した場合, 熱伝導率は含氷率によって変化する。こうした熱伝導率の含氷率依存性には様々なモデルが提案されている。例えば, Hansson et al.は, 非線形な熱伝導率の変化を表すため, 式(3.13) を次式のように修正した。

$$\lambda = C_1 + C_2(\theta + F\theta_i) - (C_1 - C_4)\exp\left\{-[C_3(\theta + F\theta_i)]^{C_5}\right\} \quad (3.16)$$

$$F = 1 + F_1\theta_i^{F_2} \quad (3.17)$$

ここで, F は水と氷の熱伝導率の違いを説明づける係数である。

3-3 試料と方法

試料と各条件については表 3-1 に示す。それぞれの試料をビニール袋に詰め、その後水を入れて表 3-1 の条件になるように調整を行った。このときに、藤の森シルトは特に袋の内側に土が付着してしまうので、1 割増ぐらい試料を多めに用意しておいたほうがよい。試料中の水が均一になるように 1 日袋に入れたまま静置した。その試料を高さ 5.0cm、内径 7.8cm のアクリルカラムに充填し、それらを 7 段組み上げて高さ 35cm の試料体を作成した。カラムを組み上げるときに、側面をビニールテープで固定した。ビニールテープは色付の物を推奨する。これは、剥がすときに素早くはがすポイントを発見できるためである。このとき、TDR センサー(サンケイ理科 7.5cm プローブ) と銅-コンスタンタン熱電対を 5.0cm おきに設置した。また、圧力センサーを 5cm おきに上から 5 本設置した。TDR センサーをカラムに挿入するタイミングは、土を充填しているときに並行して行った。これは、センサーが中まで挿せているか、また曲がって入っていないかを確認しやすいためである。この試料体をあらかじめ 2°C(実験②では 5°C)の温度に設定しておいた部屋に 1 日間置き、それにより初期水分分布と温度分布を与えた。実験②では初期の温度が 6°C、実験①と③では初期の温度分布は全層 3.5°C でほぼ一定となった。また、重力勾配により、上部より底部に向けての初期水分分布が形成された(図 3-3)。その後、試料体の側面を断熱材にて断熱し、カラムの上端と下端に恒温水槽で任意の温度の液体を循環させることで、試料の上端・下端に温度境界を与えた(実験装置の写真と図を図 3-4 に示す)。断熱材は最低でも側面に 3 枚以上巻き、それをテープで固定。上端にも断熱材を被せて、その上からさらにテープで固定した。このとき、センサー付近は断熱材が巻きにくいので、あらかじめその部分は切れ目を入れておくとやりやすい。この実験は断熱次第で結果が大きく変わるので注意が必要。そのときの温度境界は表 3-1 に示した。また、実験中のカラムへの給排水は無しとした。試料の凍結中、TDR にて液状水量(30 分間隔)、熱電対にて温度の計測(1 分間隔)、圧力センサーにて土中水の圧力(1 分間隔)を連続的に行った。このときの温度測定は、データロガー 21X および 23X を接続することで自動計測を行った。詳しい配線やプログラムは付録に示す。また、TDR の連続測定は計測間隔が細かいとよくパソコンが強制終了、もしくは計測が自動的に止まることがあるため、注意が必要。30 分間隔ならば、そのようなことはあまり起こらなかった。実験を任意の時間(鳥取砂丘砂:実験①6,48,72 時間、実験②6,24,48 時間、藤の森シルト: 実験③6,28,50 時間)で止め、各時間に試料カラムを 5cm ごとに切断し、炉乾燥にて各層の全水量分布の計測を行った。このとき、試料が冷えているので、常温でカラムを切断すると結露してしまう。そのため、5°C の前室でカラムを切断した。

表 3-1 実験に用いた試料の各条件

試料	境界条件(温度)		溶質	初期含水率	固相率
	上端 (°C)	下端 (°C)			
実験① 鳥取砂丘砂	-8	2	なし	0.15	0.55
実験② 鳥取砂丘砂	-5	5	なし	0.15	0.55
実験③ 藤の森シルト	-8	2	なし	0.40	0.45

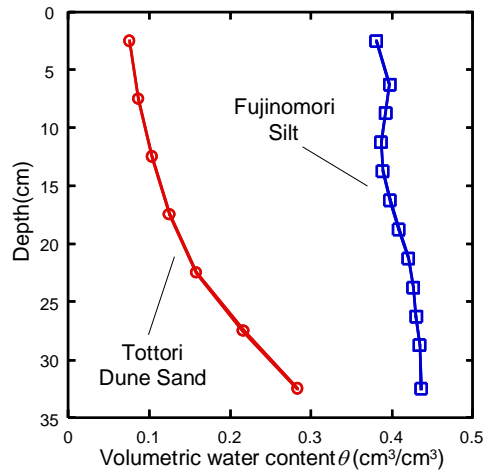
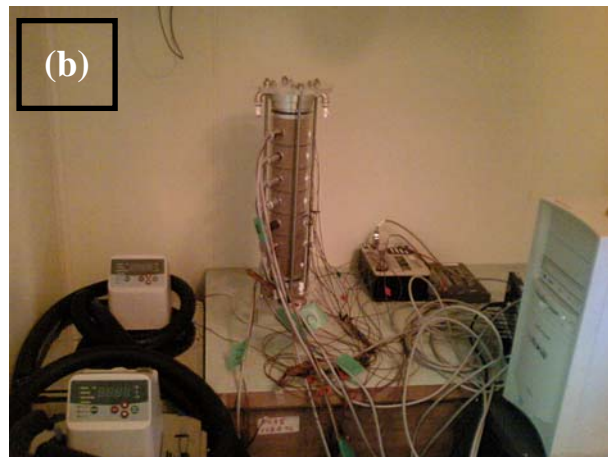
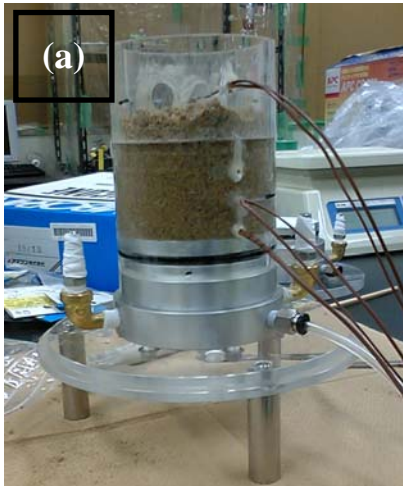


図 3-3 各実験試料における初期水分分布



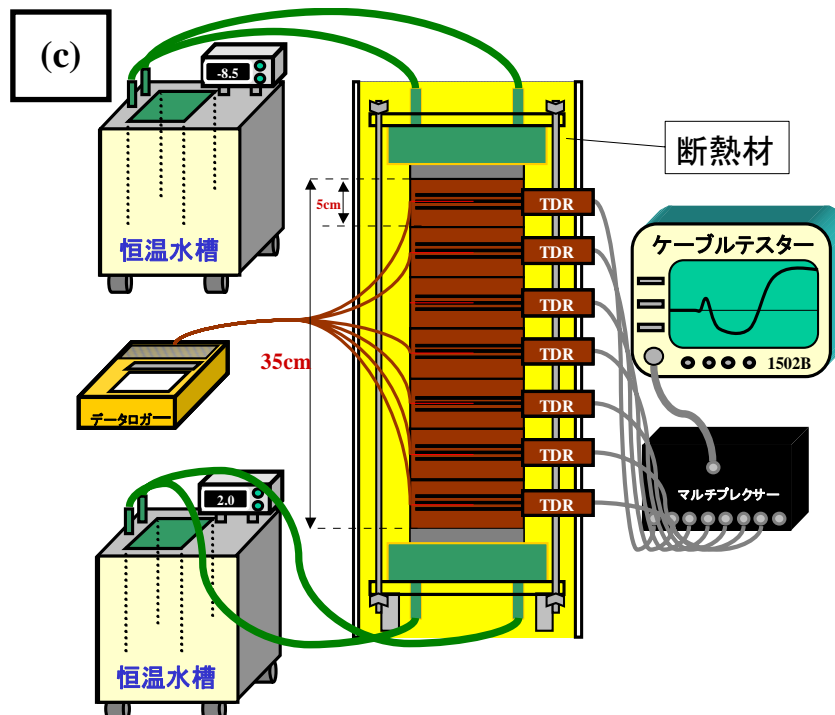


図 3-4 実験装置図

- (a) 土を充填している途中の写真
- (b) 低温室にて 24 時間静置しているときの写真
- (c) 実験装置の図

3-4 結果

3-4-1 再現性の確認

今回、各実験についてそれぞれ4回ずつ凍結実験を行った。そのときの、それぞれ4回の実験が同条件で行われていたかのチェックを行った。各4回の実験における初期条件の比誘電率分布と、3回の実験の6時間経過したときの比誘電率分布を図3-5に示す。また、温度の時間変化の様子を図3-6示す。温度においては最大で0.5℃の違いしか見られず、比誘電率では最大0.2の違いであった。比誘電率のズレは含水率 θ に直すと0.005程度の違いである。このことより、鳥取砂丘砂、藤の森シルトで行った各実験は同条件で行われたものであったことが確認できる。

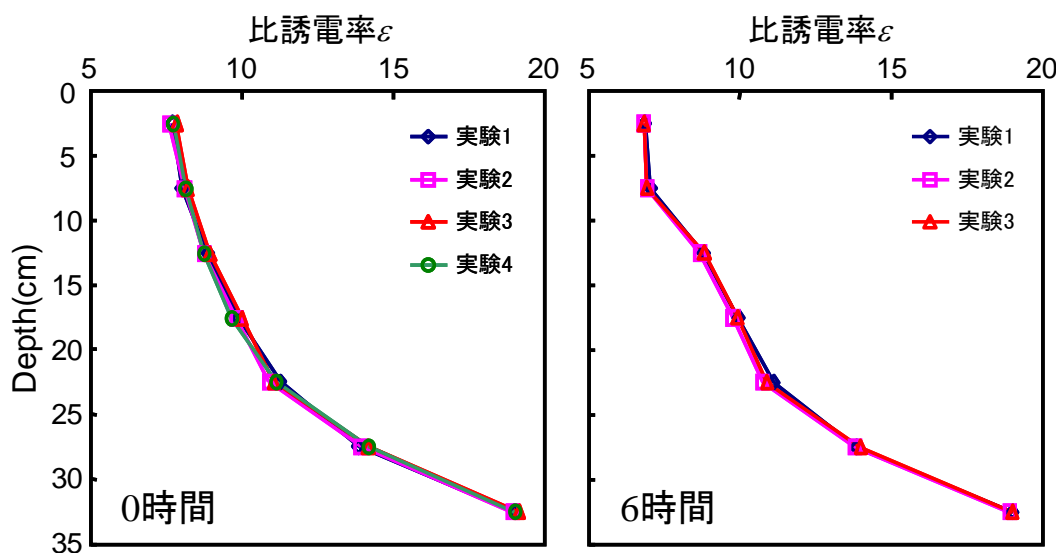


図 3-5 実験①における再現性の確認(TDR データ)

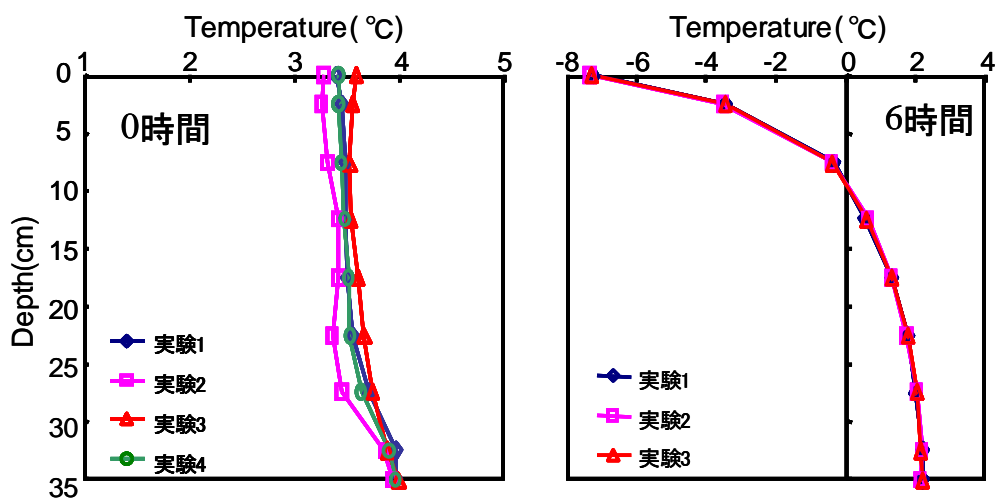


図 3-6 実験①における再現性の確認(温度データ)

3-4-2 結果

1) 温度の経時変化

図 3-7～3-8 に各試料の凍結実験より得られた各深さの温度の時間変化を示す。二つの試料ともに、実験初期に、試料の両端は境界の温度に速やかに達し、さらに各深さの温度が急激に低下していることがわかる。また、凍結が進行するにつれて、各深さの温度の低下は緩やかになっていった。鳥取砂丘砂では 0°C 付近、藤の森シルトでは -0.3°C 付近において、時間に対する温度の低下の傾きが変化した。また、藤の森シルトのほうが、この傾向は顕著であった。

この結果から各時間の深さ $z(\text{cm})$ - $T(^{\circ}\text{C})$ 関係の図を作成した。図 3-9～3-10 に作成した $T(^{\circ}\text{C}) - z(\text{cm})$ 関係を示す。先ほど述べたように、実験初期に両端から試料の温度が急激に変化していることが見てとれる。各試料の 0°C 面の位置と時間の関係を示したのも併せて図中に示す。 0°C 面の進行は、時間が経つにつれ凍結の進行に伴い遅くなった。また、境界の温度を変えた、実験①と②では、境界の温度が高い方が 0°C 面の進行速度は遅くなった。また、藤の森シルトでは -0.3°C 付近で温度勾配が変化していることがはっきりと見てとれる。これは、藤の森シルトでは -0.3°C まで凝固点降下が生じていることが原因である。

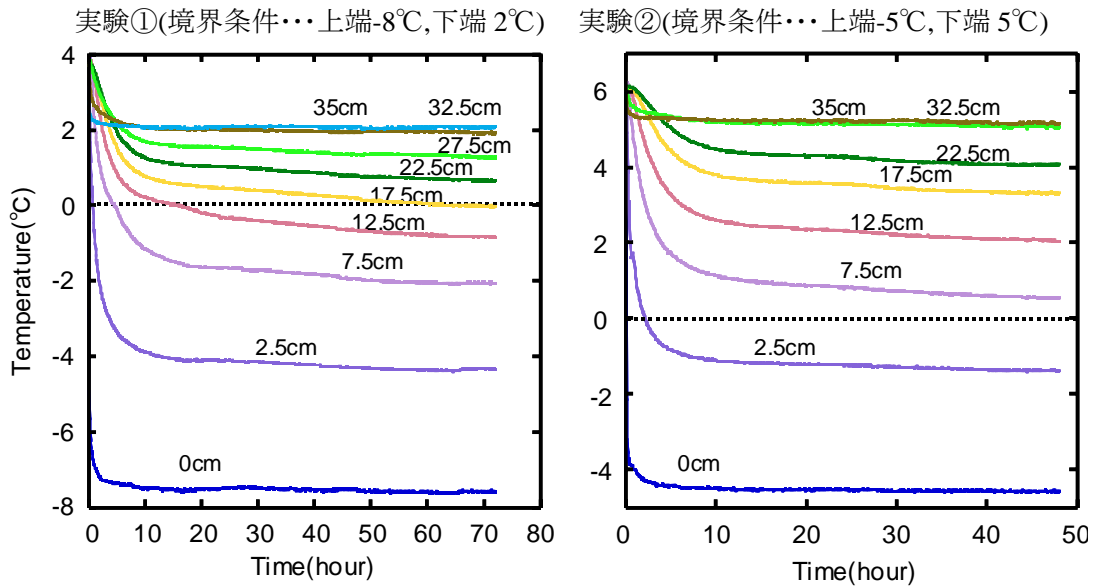


図 3-7 鳥取砂丘砂における各深さの温度の時間変化(左図が実験①, 右図が実験②)

図中の数字はそれぞれの深さを示す

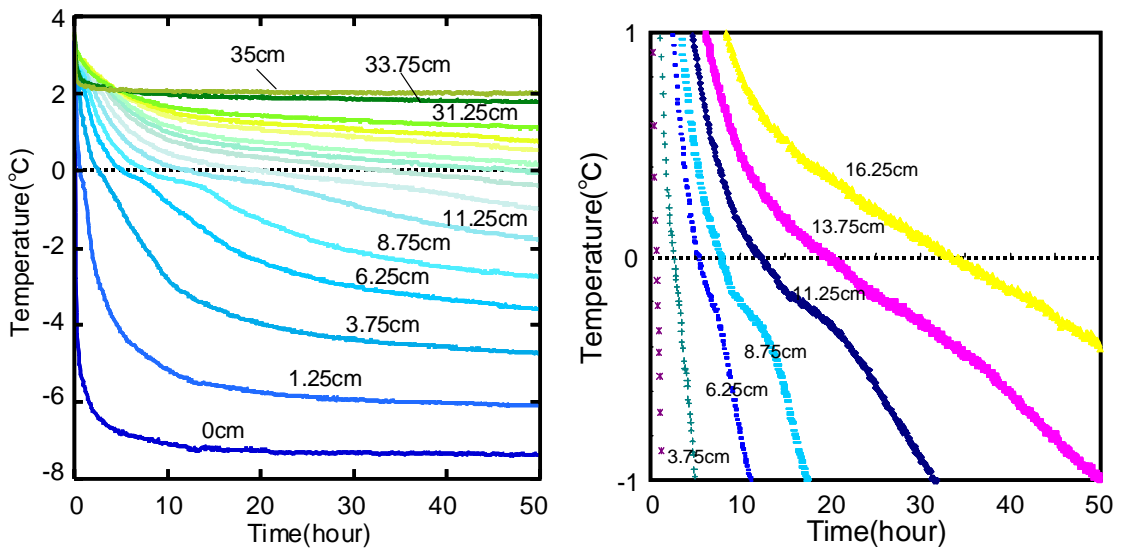


図 3-8 藤の森シルト(実験③)における各深さの温度の時間変化

(境界条件...上端-8°C,下端 2°C)

右図は 0°C 付近の拡大図

図中の数字はそれぞれの深さを示す

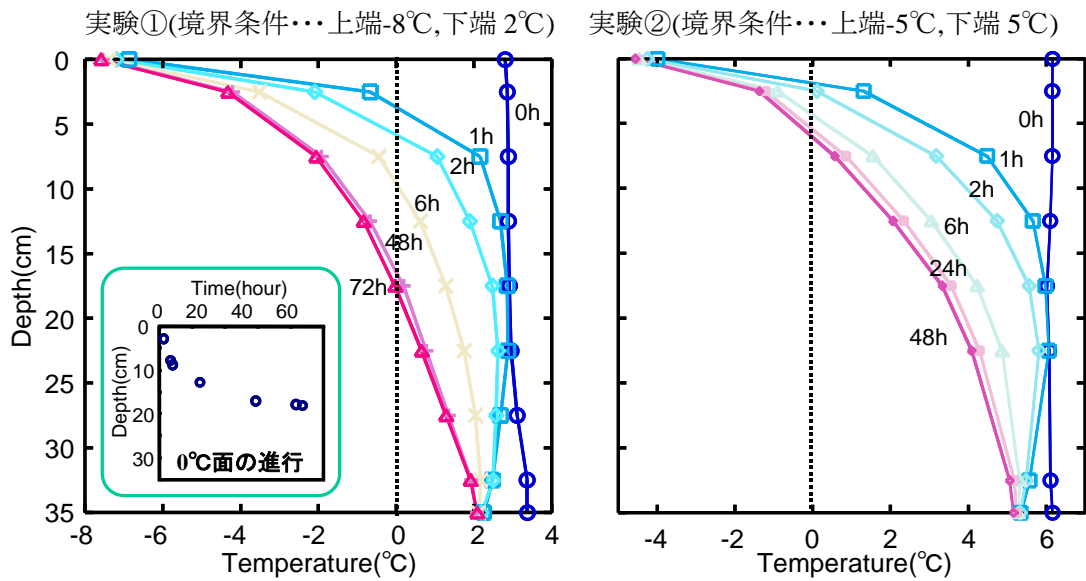


図 3-9 鳥取砂丘砂における各時間の温度分布(左図が実験①, 右図が実験②)

図中の数字はそれぞれの時間を示す

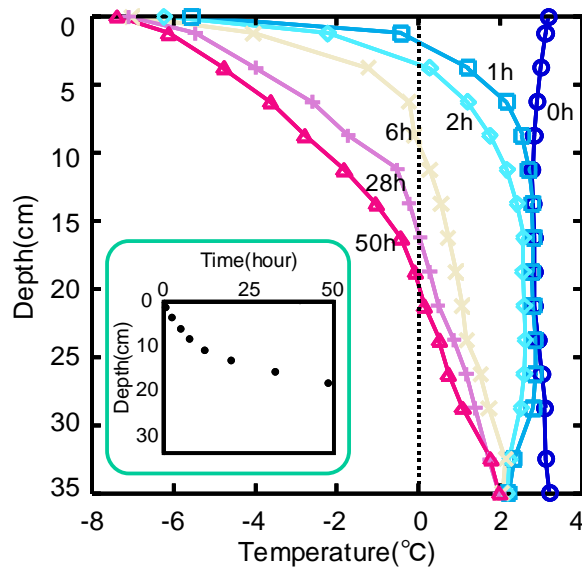


図 3-10 藤の森シルト(実験③)における各時間の温度分布

(境界条件…上端-8°C, 下端 2°C)

図中の数字はそれぞれの時間を示す

2) 液状水量の経時変化

図 3-11 と 3-12 に TDR から得られた比誘電率 ϵ を 2 章で作成した検量式でそれぞれ液状水量に変換したものの時間変化を示す。このときに、比誘電率は全水量に依存するため、2 章でも述べたように、全水量を考慮して検量線を適用した。このように、TDR を用いることで、凍結領域では不凍水量、未凍結領域では全水量を連続的に測定することができた。

図 3-11 より、実験①(境界条件…上端-8℃,下端 2℃)では、2.5cm では 1 時間、7.5cm では 5 時間、12.5cm では 17 時間、17.5cm では 68 時間に、実験②(境界条件…上端-8℃,下端 2℃)では、2 時間に 2.5cm の液状水量が急激に低下した。これは、試料中の水が氷に変わり、液状水量が減少したためである。また、カラムの深さが浅い所のほうが、急激に液状水量が低下し、深さが深くなるにつれてゆるやかに液状水量が低下していった。ここで、不凍水量の減衰の早さと凍結速度の関係を求めたところ、液状水量の減衰の速さは凍結速度とほぼ線形の関係を示した。また、未凍結領域では、時間が経つにつれて徐々に水分量が低下していった。このことから、水が未凍土層から凍土層に移動していることがわかる。

藤の森シルト(実験③)においても、凍結した深さで液状水量が減少したが、鳥取砂丘砂に比べて、不凍水量の減衰は緩やかであった。これは、2 章の不凍水量の測定結果にもあったように、鳥取砂丘砂では-1℃を下回るとほとんど不凍水量は変わらないのに対して、藤の森シルトは、温度低下による不凍水量の減少が-1℃を下回っても継続することが原因だと考えられる。

図 3-13 と 3-14 に各時間における液状水量分布を示す。時間が経つほど、カラム全体の液状水量が低下している。これは、凍土層では水が凍ることで、未凍土層では水が凍土層に移動することで、それぞれ液状水量が減少したことによるものである。

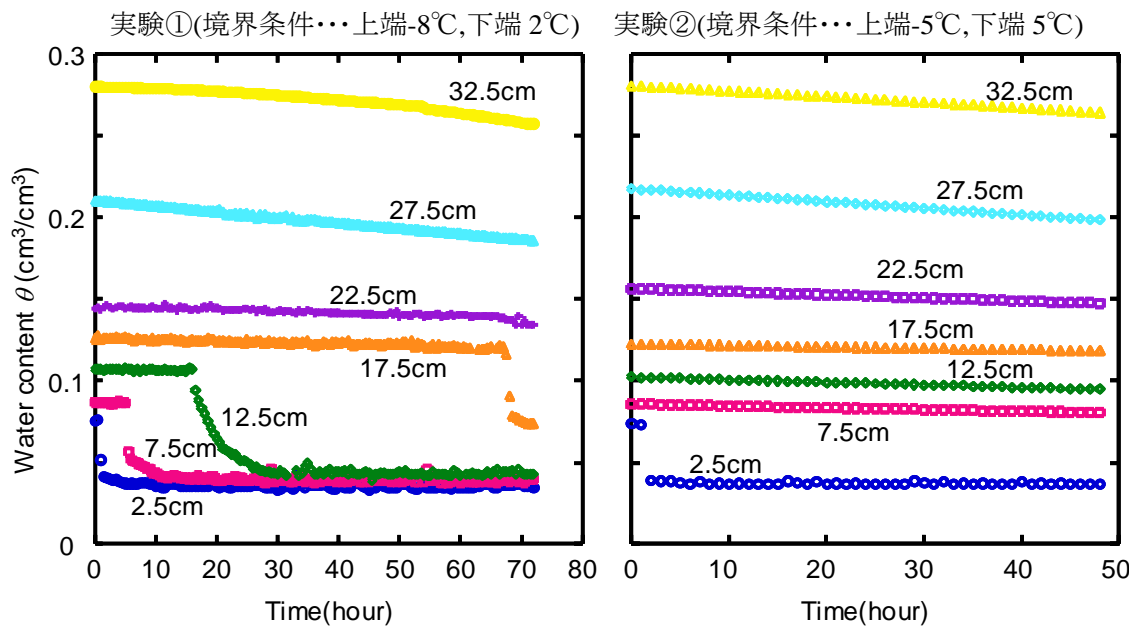


図 3-11 鳥取砂丘砂における各深さの液状水量の時間変化(左図が実験①, 右図が実験②)

図中の数字はそれぞれの深さを示す

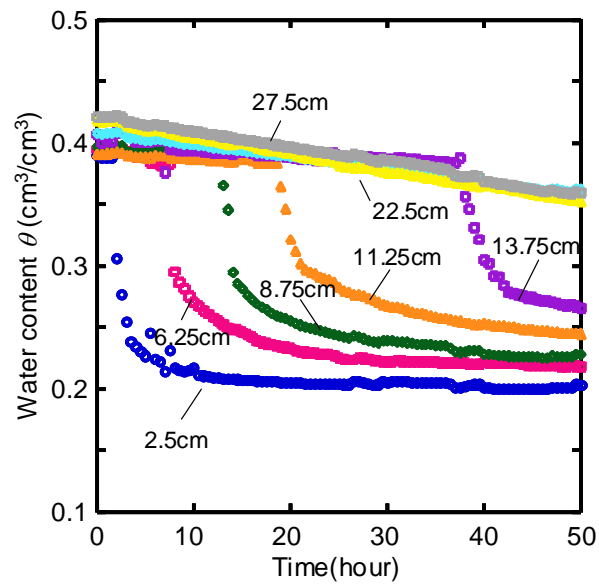


図 3-12 各深さの液状水量の時間変化(実験③)

図中の数字はそれぞれの深さを示す

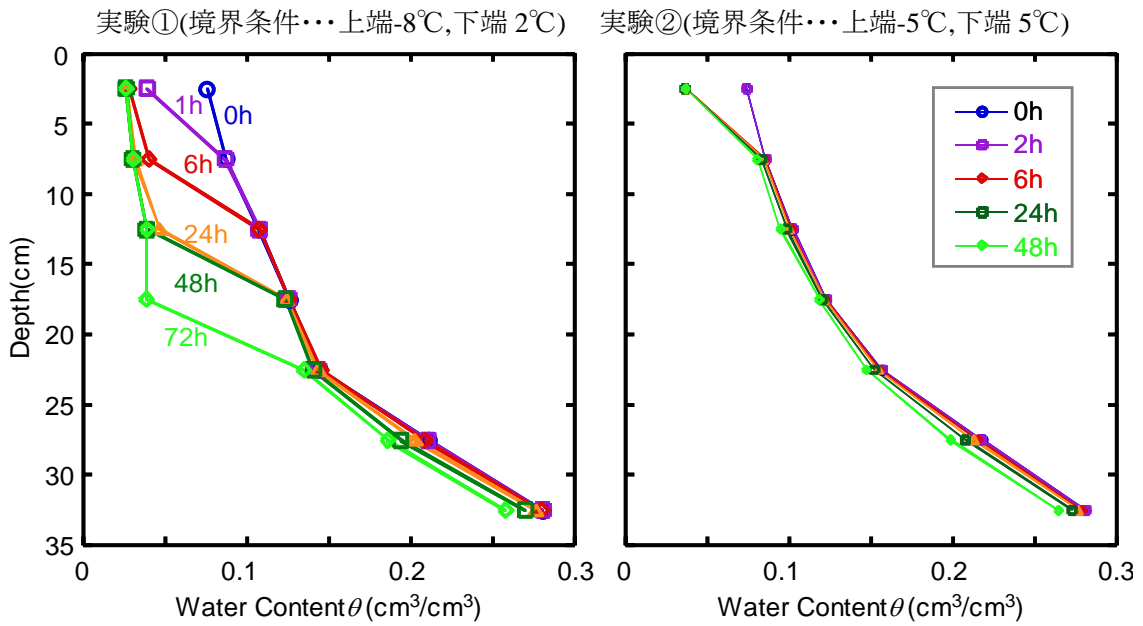


図 3-13 鳥取砂丘砂における液状水量分布の変化(左図が実験①, 右図が実験②)

図中の数字はそれぞれの時間を示す

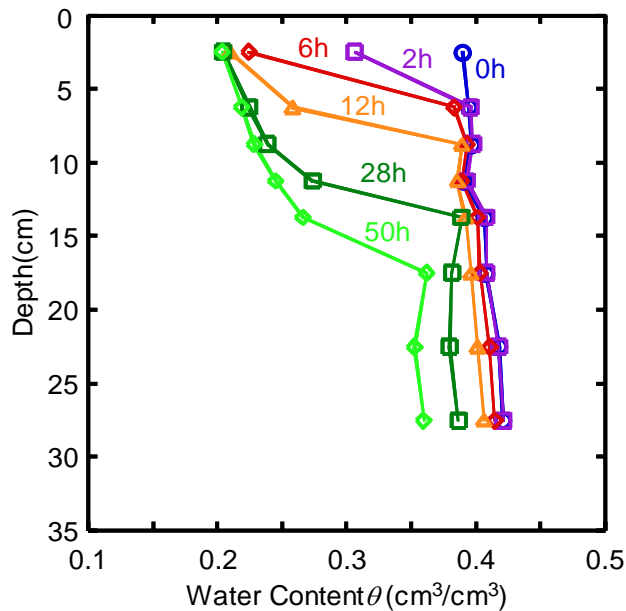


図 3-14 藤の森シルト(実験③)における液状水量分布

(境界条件・・・上端-8℃,下端 2℃)

図中の数字はそれぞれの時間を示す

3) 全水量の経時変化

続いて、炉乾法により得られた全水量分布を、鳥取砂丘砂を図 3-15 に藤の森シルトを図 3-16 に示す。TDR で計測した各時間の不凍水量も併せて示す(斜線)。図中の矢印はその時間の凍結面の位置を表している。不凍水量を計測することにより、全水量から不凍水量を引くことで、氷量を求めることができる。これらの図より、凍結面より上(凍土層)で水分量が増加、凍結面より下(未凍土層)で水分量が減少していることが見てとれる。

鳥取砂丘砂(実験①)では6時間で2.5cm付近、48時間では12.5cm付近と、凍結面の進行にともない水分量が増加する場所も進行していった。深さ12.5cmや17.5cmでは、それぞれの深さが凍結するまでは水分量が減少し、凍結したあとで水分量が増加する、という結果となった。また、2.5cmでは6時間以降、7.5cmでは48時間以降に水分量の変化はわずかであった。このことから、凍土内での水移動がほとんどなかったことがわかる。

藤の森シルトでは、鳥取砂丘砂と同様に凍土層での水分量増加、未凍土層での水分量の減少がみられたが、その傾向は砂に比べて顕著であった。特に、凍結面直下での水分量の減少量が、砂に比べて大きなものとなった。また、砂ではみられなかったが、藤の森シルトでは、深さ2.5cmや6.25cmにおいて、凍結してからも継続して水分量が増加していった。このことから、藤の森シルトでは凍土層内での水移動が生じていることがわかる。

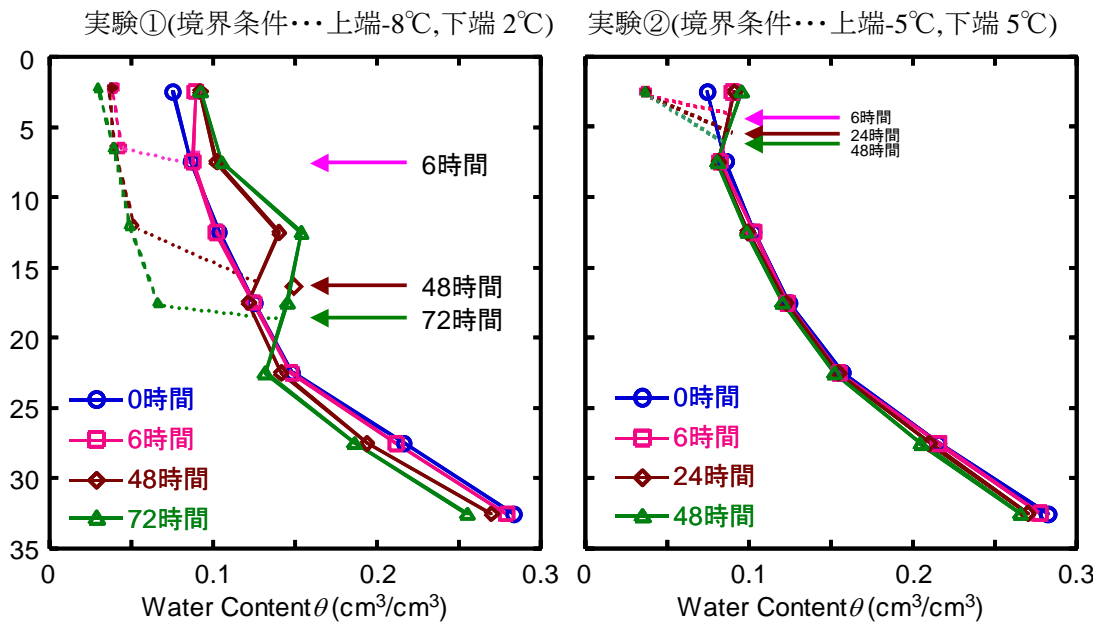


図 3-15 鳥取砂丘砂における全水量分布の変化(左図が実験①, 右図が実験②)

矢印は各時間の凍結面の位置を示す

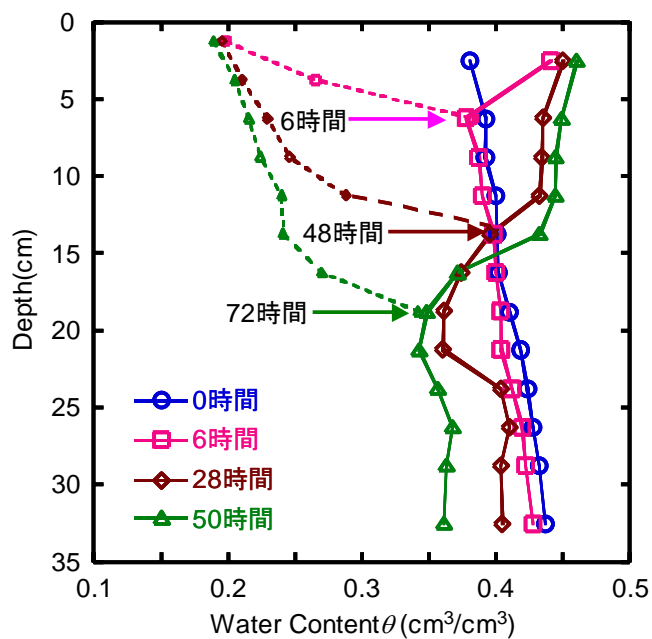


図 3-16 藤の森シルト(実験③)における全水量分布

(境界条件…上端-8°C,下端 2°C)

矢印は各時間の凍結面の位置を示す

4) 土中水圧力の経時変化

相平衡の状態方程式 GCC 式が成り立つと仮定すると、本実験での凍土中の不凍水の圧力は、式(3.8) で示すことができる。また、未凍土の圧力は TDR で計測した水分量を用いて、図 3-2 に示した水分特性曲線から求めることができる。図 3-18 と 3-19 に求めた各深さの圧力の時間変化を示す。鳥取砂丘砂では約-50cm から-数万 cm まで、藤の森シルトでは約-400cm から-数万 cm まで、凍結することで急激に負圧が増加した。このことから、凍結することで土が非常に乾いた状態になることがわかる。また、実験①と②では、①の方が凍結したときの負圧が大きくなった。これは、①の方が、温度が低いことが原因である。

続いて、図 3-20 と図 3-21 にそれぞれの試料の圧力分布を示す。これらの図より、鳥取砂丘砂の 1h では 2.5cm と 7.5cm に、6h では 7.5cm と 12.5cm の間に、実験②では 48h まで 2.5cm と 7.5cm の間に大きな圧力勾配が生じていることが見てとれる。同様に、藤の森シルトでも、凍土と未凍土層の間に大きな圧力勾配が生じていることがわかる。

本実験では、テンシオメータを用いて、不凍水の圧力を実測することを試みた。その結果を図 3-22a に示す。土が凍結したときに、圧力が急激に減少した。また、その後すぐに正圧の値を示した。これは、土が凍結すると同時に、センサー内部の水も凍ってしまったことが原因だと考えられる。この結果から、土が凍結したときの温度と圧力(計測できた値のみ)の関係を導いた(図 3-22b)。また GCC 式から求めた温度と圧力の関係もあわせて示す。GCC 式の圧力に比べて、圧力が小さい結果となった。

続いて、センサー内部の水が凍らないように、センサーに不凍液を入れて圧力の測定を行った。その結果を図 3-23a に示す。不凍液により、センサー内部は凍らなかったのだが、温度が 0°Cを下回ってもしばらくセンサーが反応しなかった。これは、センサー内部の不凍液が土中に入り、土中の水が凝固点降下したことが原因だと考えられる。この結果より、温度と計測した圧力の関係を図 3-23b に示す。約-1°Cまではほぼ横ばいで圧力が推移し、それより低い温度で急激に圧力が減少した。これらの圧力測定の結果から、不凍水の圧力はうまく計測できなかったが、土が凍結すると圧力が急激に減少するという傾向については、GCC 式の妥当性は示された。

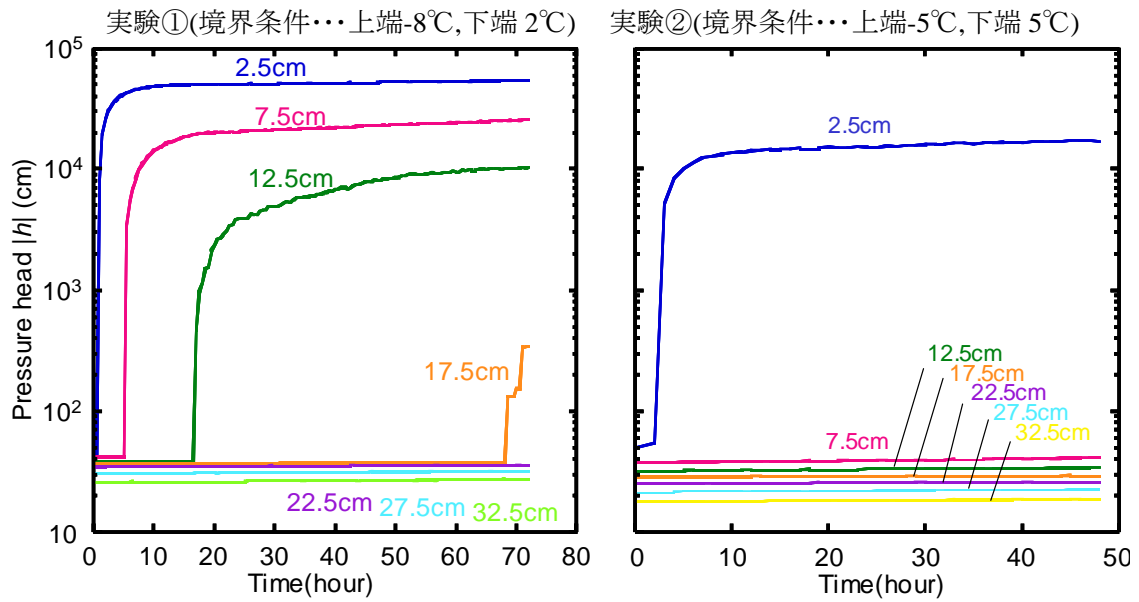


図 3-18 鳥取砂丘砂における各深さの圧力の時間変化(左図が実験①, 右図が実験②)
 ※未凍土については液状水量から, 凍土については GCC 式を用いて圧力を算出した

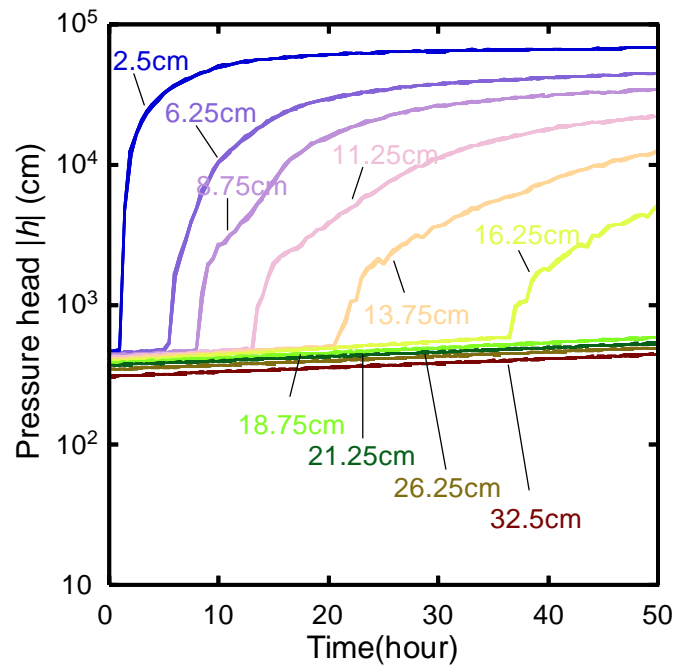


図 3-19 藤の森シルト(実験③)における各深さの圧力の時間変化
 ※未凍土については液状水量から, 凍土については GCC 式を用いて圧力を算出した

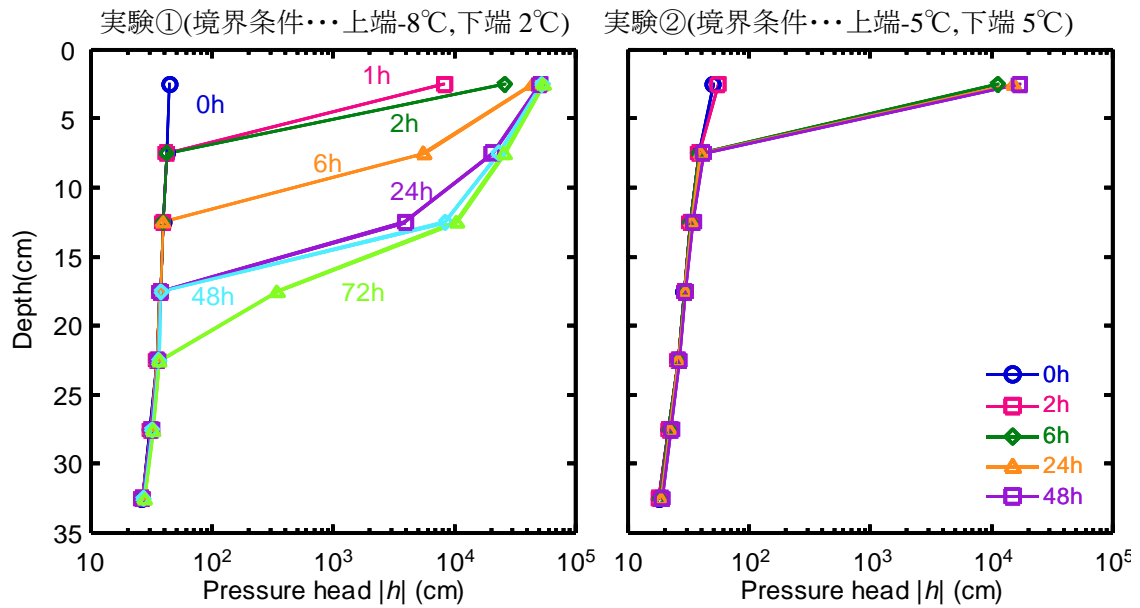


図 3-20 鳥取砂丘砂における圧力分布(左図が実験①, 右図が実験②)

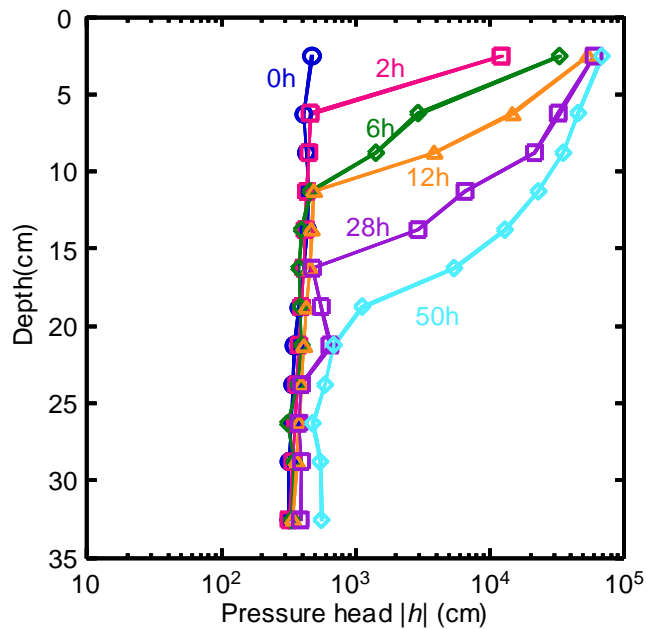


図 3-21 藤の森シルト(実験③)における圧力分布

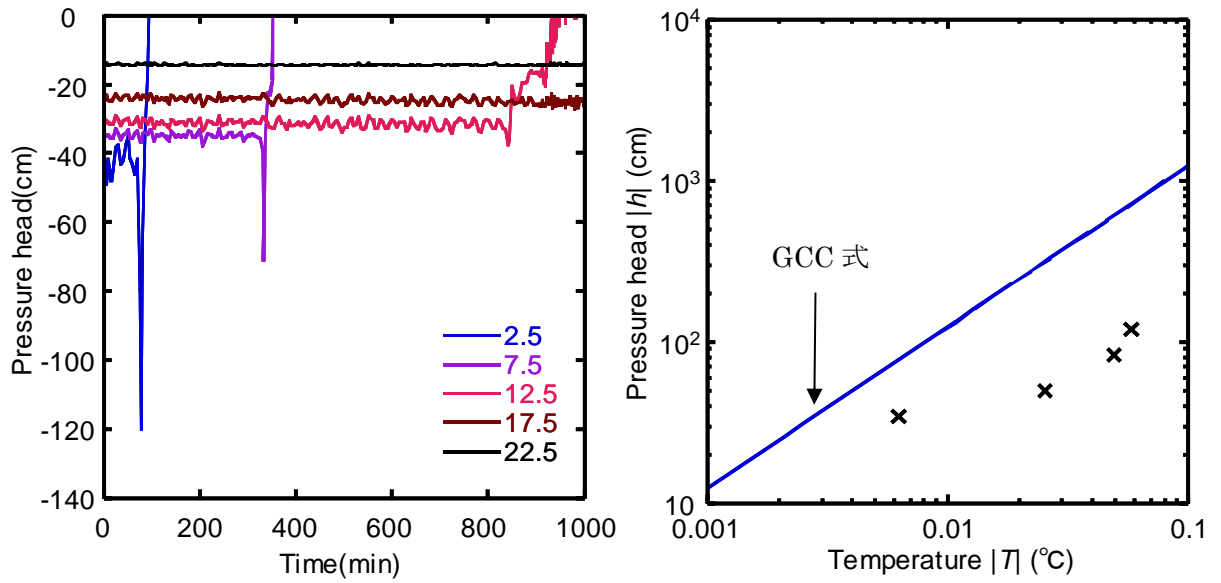


図 3-22 圧力の実測結果と GCC 式との比較 その1(左図 a, 右図 b)

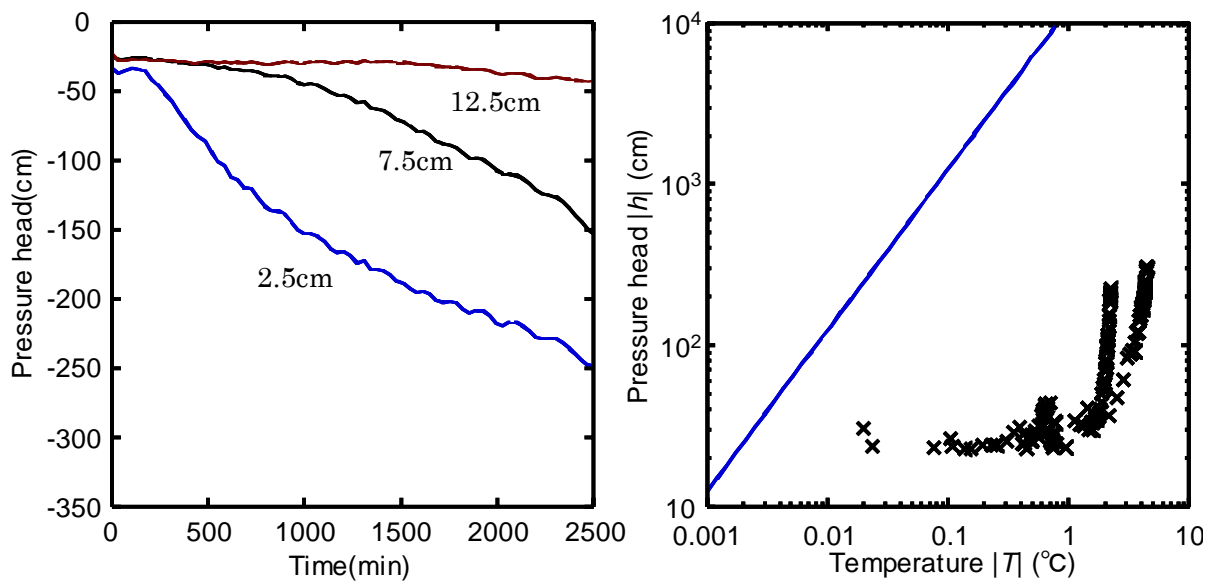


図 3-23 圧力の実測結果と GCC 式との比較 その2(左図 a, 右図 b)

3-4-3 各実験条件で得られた結果の比較

1) 凍結面の進行の違い

図 3-24 に本実験で行った 3 つの実験の凍結面の位置の時間変化について比較したものを示す。横軸が時間(hour), 縦軸がその時間のときの凍結面の位置を表している。全ての実験において, 時間が経つにつれて 0°C面の進行が遅くなっている。また, 同じ試料である実験①(鳥取砂丘砂, 境界条件 $-8, 2^{\circ}\text{C}$)と②(鳥取砂丘砂, 境界条件 $-5, 5^{\circ}\text{C}$)では, 0°C面の進行速度が 5 時間を過ぎたあたりで大きく異なった。これは与えた境界温度の違いが原因だと考えられる。同じ境界条件の鳥取砂丘砂と藤の森シルト(実験③)では, 30 時間までは鳥取砂丘砂の方が凍結速度は速かったが, それ以降は, 藤の森シルトの方が凍結面は深くなった。

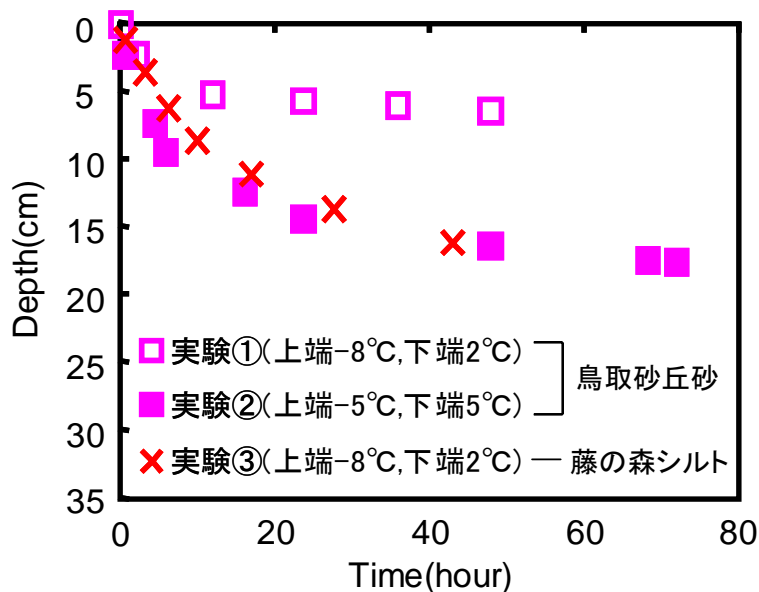


図 3-24 各実験における時間と凍結面の位置の比較

2) 各実験から得られた温度分布の比較

図3-25に3種類の実験において、温度分布の時間変化について比較したものを示す。実験②(鳥取砂丘砂,境界条件…上端-5°C,下端5°C)は、①(鳥取砂丘砂,境界条件…上端-8°C,下端2°C)と実験③(藤の森シルト,境界条件…上端-8°C,下端2°C)とは境界温度が違うが、境界に与えた温度勾配は同じなため(10°C)、これらを比較するために、X軸の最小値を上端に与えた境界の温度、X軸の最大値を下端に与えた境界の温度+2とした。上X軸が実験①、下X軸が実験②の温度軸である。

この図から、実験①に比べて実験②の方が、相対的に温度が低下していることが見てとれる。この傾向は実験時間が早いほど顕著であった。土が凍結すると潜熱が発生する。6時間で、実験①は凍結面が8cm付近なのに対して、実験②では凍結面が5cm付近であった。このことから、氷の生成量が実験①に比べて実験②は少ないことがわかる。氷量の生成により発生する熱量は、水の凍結潜熱 $3.34 \times 10^5 \text{J/kg}$ に氷の密度と氷の生成量をかけたもので表され、もし $0.1(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ の氷が生成すると約 $3.0 \times 10^7 \text{Jm}^{-3}$ もの熱量が発生する。これは、含水率0.1の鳥取砂丘砂の温度を約2°C上げることができる熱量である。このことから、氷の生成量が多ければその分だけ潜熱が発生し、温度が低下しにくくなることがわかる。そのため潜熱の発生量が異なり、実験①に比べて実験②の方が相対的に温度が低下していると考えられる。

また実験①と③を比較すると、6時間では実験①の方がどの深さに対しても温度が低くなった。しかし、24時間、48時間と時間が経つにつれて、実験③の方が、温度が低くなっていった。これは、実験③の方が水分を多く含んでいる($\theta = 0.4$)ために、実験開始から6時間では、実験①に比べて潜熱が多く発生し、温度の低下が妨げられていた。しかし、6時間以降では凍結面の進行速度の低下にともない、時間に対する氷の生成量が少なくなり、潜熱の発生量が低下したこと、また水の熱伝導率に比べて氷の熱伝導率は約4倍も大きく、藤の森シルトの方が凍土層での氷量が多いため、熱が伝わりやすくなったことが原因だと考えられる。また、藤の森シルトでは、未凍土層と凍土層で傾きは違うが、ともに温度分布が直線になった。しかし、鳥取砂丘砂では未凍土層ではほぼ直線分布になったが、凍土層では温度分布が曲線になった。これは、藤の森シルトと鳥取砂丘砂での熱伝導率分布の形態が異なることが原因だと考えられる。

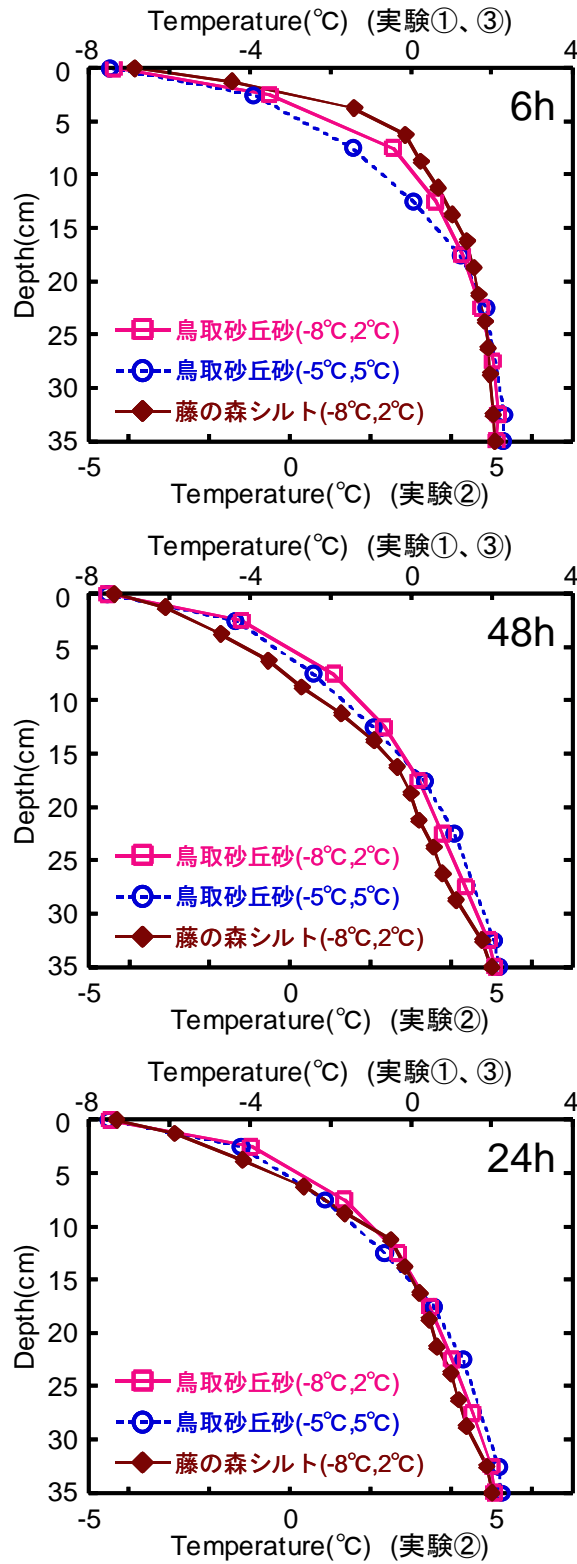


図 3-25 各実験の温度分布の比較(上から 6 時間, 24 時間, 48 時間)

上 X 軸が実験①と実験③, 下 X 軸が実験②に対応している

3) 各実験から得られた圧力分布の比較

次に、図 3-26 に圧力分布の時間変化を各実験について比較したものを示す。凍土の圧力は GCC 式から算出したため、試料が同じで境界条件の異なる実験①(境界温度・・・上端-8℃,下端 2℃)と実験②(境界温度・・・上端-5℃,下端 5℃)を比較すると、境界の温度の違いが圧力の値に大きな影響を与えていることがわかる。また、凍結面の位置の違いにより、圧力分布は大きく異なった。特に、凍結面が 6 時間では約 8cm, 48 時間では約 17cm まで進み、カラム全体の負圧が大きくなっていった実験①に比べて、実験②では 48 時間経過しても凍結深が約 5cm であり、2.5cm と 7.5cm の間でのみ大きな圧力勾配が生じていた。

また、境界条件が同じで試料が異なる実験①(鳥取砂丘砂)と実験③(藤の森シルト)では、未凍土の圧力が 10 倍ほど実験③の方が大きくなったが、凍土内での圧力に大きな違いはみられなかった。

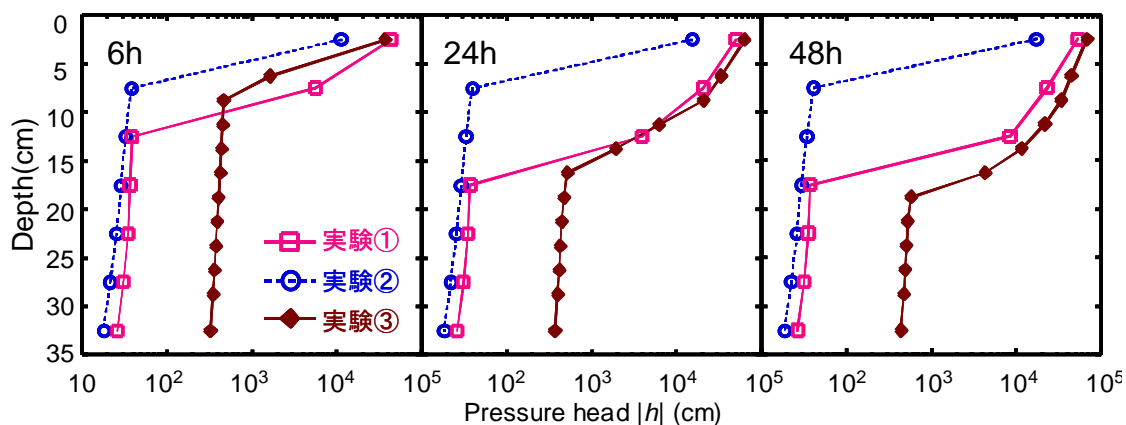


図 3-26 各実験の圧力分布の比較(左から 6 時間, 24 時間, 48 時間)

実験①・・・鳥取砂丘砂(上端-8℃,下端 2℃)

実験②・・・鳥取砂丘砂(上端-5℃,下端 5℃)

実験③・・・藤の森シルト(上端-8℃,下端 2℃)

4) 各実験から得られた水分量の変化の比較

図3-27に全水量の0-6時間, 6-48時間での変化量を各実験について比較したものを示す。同じ試料を用いて境界温度が異なる実験①(境界条件…上端-8℃,下端 2℃)と実験②(境界条件…上端-5℃,下端 5℃)では, 0-6時間では, ほぼ同じような水分量の変化を示した。しかし, 6-48時間では, 全く異なる水分量の変化となった。これは, 48時間経過したときの凍結面の位置が, 実験①では約17cm, 実験②では約6cmと大きく違うことで, 水移動の駆動力となる圧力勾配が実験②では2.5cmと7.5cmの間でしか大きく生じなかったことが原因だと考えられる。また, これら2つの実験の同じ深さ2.5cmの全水量の変化量を比較したところ, 実験①では6-48時間で0.006の水分量の増加であったのに対して, 実験②では0-48時間で0.0015と, 実験②の方が水分の増加量が大きくなった。圧力勾配は実験①の方が大きいため, 凍結速度が水移動に影響していることが考えられる。

同じ境界条件で行った実験①(鳥取砂丘砂)と実験③(藤の森シルト)を比較すると実験③の方が, 実験①に比べて凍結面よりも上での水分の増加量, また凍結面より下での水分の減少量が大きくなった。これら2つの実験では, 圧力分布(図3-26参照)とそれにとまう圧力勾配に大きな違いがみられなかったことから, 鳥取砂丘砂と藤の森シルトでの凍土の不飽和透水係数が大きく異なることが理由と考えられる。

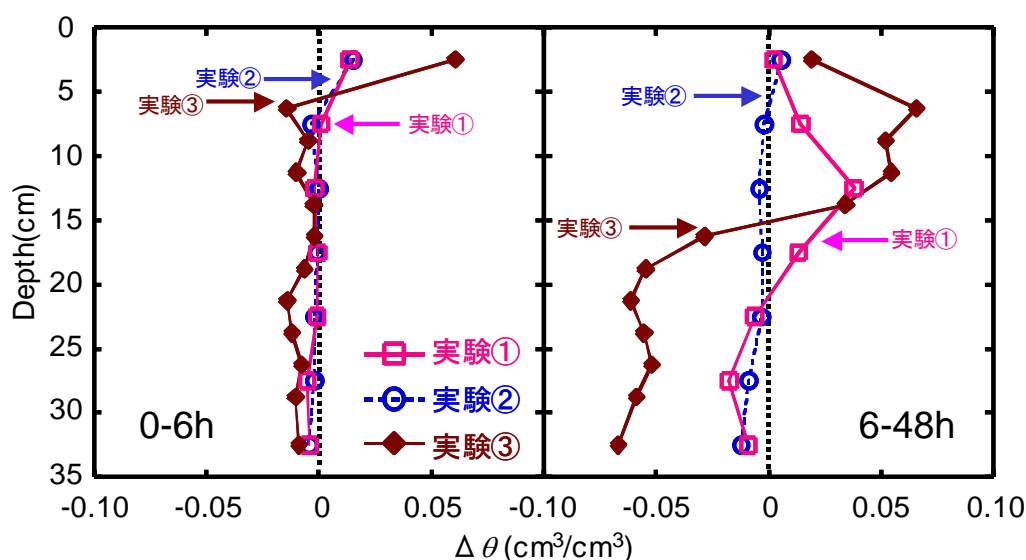


図3-27 各実験の水分変化量の比較(左図が0-6時間, 右図が6-48時間の水分量変化)

※ 図中の矢印は左図が6時間の右図が48時間の凍結面の位置を示している

3-5 考察

3-5-1 GCC 式の検証

1) 水分特性曲線と GCC 式を用いて変換した NMR 法の結果

式(3.10) に示した GCC 式を用いることで、2 章で NMR 法を用いて求めた温度-不凍水量関係を圧力-液状水量関係に変換することが出来る。ここで、図 3-2 に示した水分特性曲線に GCC 式で変換した鳥取砂丘砂と藤の森シルトの圧力-液状水量関係を載せたところ、非常によく一致した(図 3-28)。このことから、平衡過程における水分特性曲線を、不凍水曲線に変換することは有用だと言える。

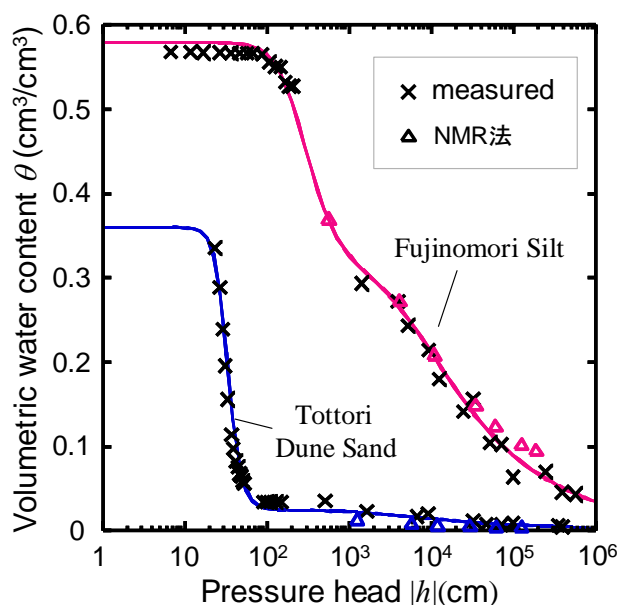


図 3-28 水分特性曲線と NMR 法の結果

2) TDR 法にて計測した不凍水量と GCC 式から求めた不凍水量との比較

図 3-18,3-19 より、GCC 式より試料内の温度から圧力の時間変化、図 3-11,12 より液状水量の時間変化が求まった。ここで、それぞれの試料の水分特性曲線(図 3-2) から、GCC 式より求めた圧力を用いてそのときの液状水量を算出し、TDR で求めた液状水量との比較を行った。図 3-29 に実験①での TDR で実測した液状水量と、GCC 式から求めた圧力をもとに算出した液状水量との各深さでの比較を示す。全ての深さにおいて、液状水量が減衰していく傾向は似ていたが、TDR で計測した液状水量の方が GCC 式から算出した水分量に比べて多くなった。続いて、図 3-30 に実験③での比較を示す。これについても、実験①での比較結果と同じよ

うに、凍結したときの液状水量の減少の仕方は同じような形をしていたが、TDR で計測した液状水量と、GCC 式から求めた液状水量では値が異なった。

これらの結果から、熱電対で計測した温度を GCC 式を用いて不凍水の圧力に変換し、TDR で計測した液状水量(不凍水量)を用いて、各試料の圧力-不凍水量関係を導いた。それぞれの試料の結果を図 3-31 に示す。また、各試料の水分特性曲線 (図 3-2 参照) をあわせて示す。先ほど述べたように、二つの試料ともに、本実験から求めた凍土の圧力-不凍水量関係は、未凍土の水分特性曲線に比べ水分量が多くなった。これらの違いの理由として考えられるのが、まずは TDR による水分量の評価である。2 章でも述べたように、特に藤の森シルトでは、氷量(全水量)が増えるほど不凍水量を過大評価することが理由だと考えられる。さらに、鳥取砂丘砂では非常に低含水率なため、TDR の測定精度に問題があると考えられる。

ここで、藤の森シルトでの TDR の測定に対して氷量の変化を考慮するために、炉乾法にて求めた全水量と TDR で計測した液状水量を基に、全水量の変化を直線で全て近似した。そして、全水量の変化に対して、2 章で求めた体積含水率の関数として作成した検量式を用いて、TDR で計測した比誘電率から不凍水量を算出した。その結果を図 3-32 に示す。あわせて GCC 式より求めた不凍水量も示す。図 3-30 に示した不凍水量に比べて小さくなり、GCC 式より求めた不凍水量に良く一致する結果となった。TDR で計測した不凍水量が、GCC 式より求めたものに比べ大きくなった理由としては、水分特性曲線は平衡過程における水分量であるのに対して、今回行った実験では、温度変化が続いていることや、水分移動が生じているような非平衡過程であることが原因だと考えられる。

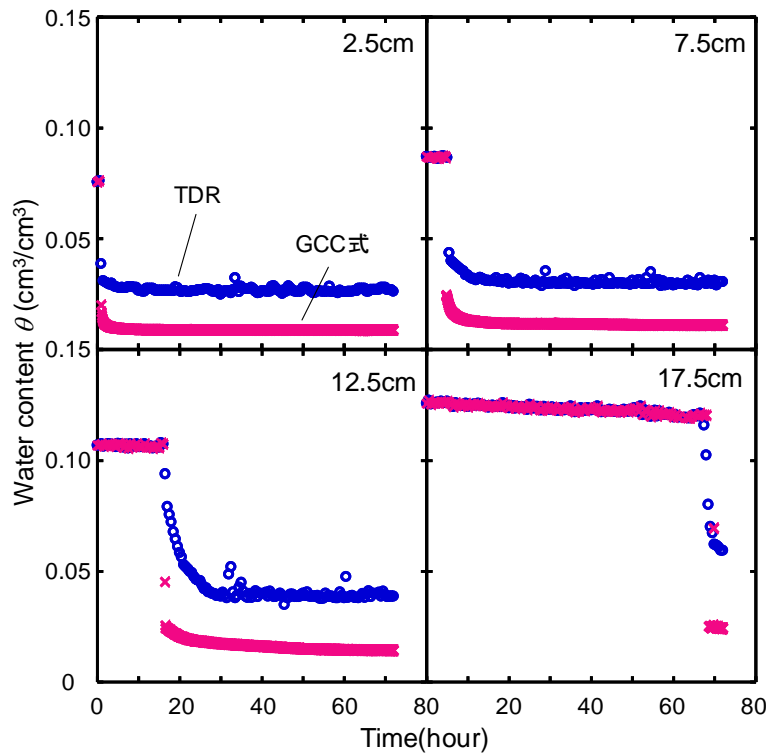


図 3-29 鳥取砂丘砂における TDR 液状水量と GCC 式から算出した液状水量の比較

右上の数字はそれぞれの深さを示す

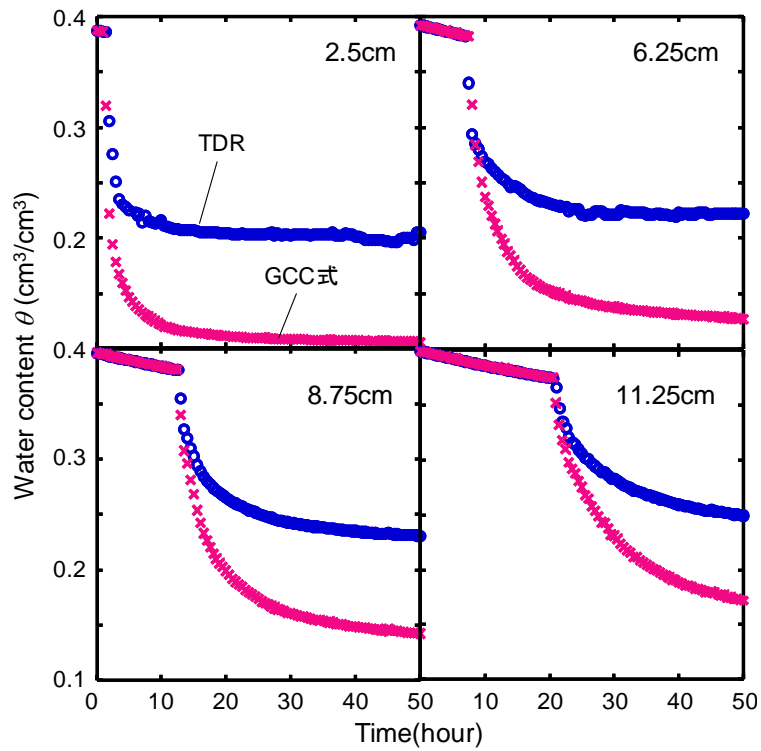


図 3-30 藤の森シルトにおける TDR 液状水量と GCC 式から算出した液状水量の比較

右上の数字はそれぞれの深さを示す

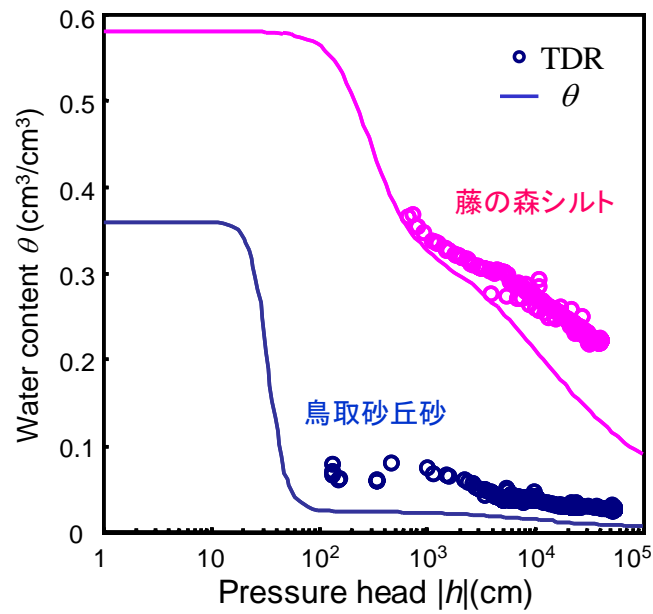


図 3-31 本実験より得られた凍土の圧力-不凍水量関係と未凍土の圧力-水分量関係の比較

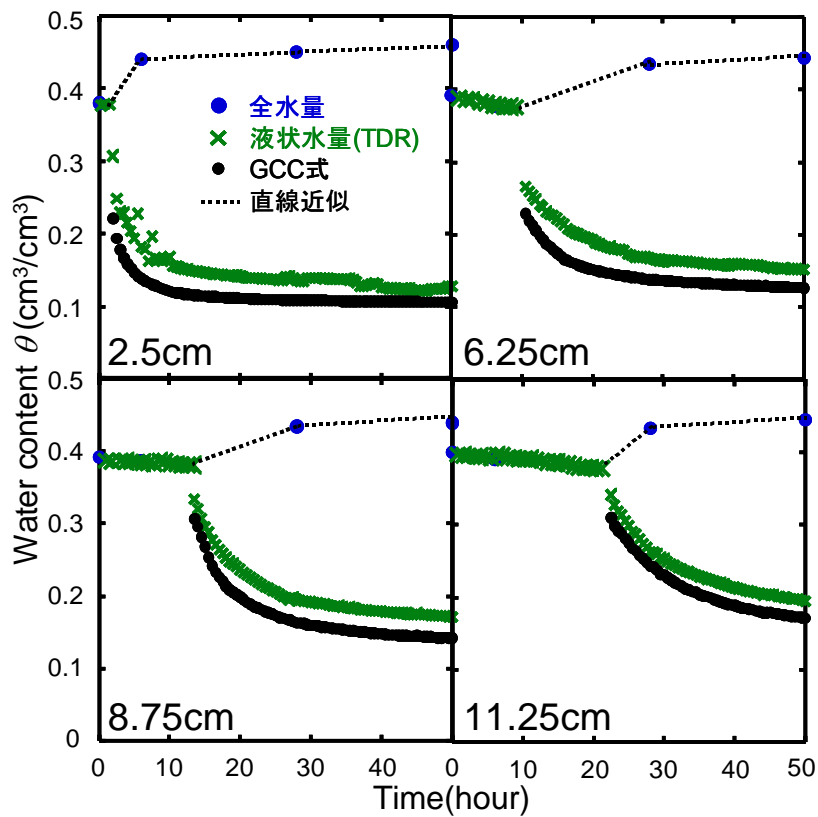


図 3-32 藤の森シルトにおける TDR 液状水量と GCC 式から算出した液状水量の比較

3-5-2 凍結にともなう水分移動について

土性の違いにより、また境界条件の違いにより、水分分布や水分量変化が異なった。試料が鳥取砂丘砂で境界条件が異なる実験①(上端 -8°C , 下端 2°C)と実験②(上端 -5°C , 下端 5°C)では、凍結面の進行の違いにより水分分布が異なった。また、境界条件が等しく、試料の異なる実験①(鳥取砂丘砂)と実験③(藤の森シルト)では、水分量の変化が実験③の方が大きかった。非等温下の水分フラックスはダルシー則にて以下の式で表される。

$$J_w = K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial T}{\partial z} \gamma h + 1 \right) \quad (3.18)$$

J_w は水分フラックス, $K(h)$ は不飽和透水係数, dh/dz は圧力勾配, dT/dz は温度勾配, $\gamma(\text{K}^{-1})$ は土中水の表面張力の温度に対する変化量である。この非等温下のダルシー則は、圧力勾配と温度勾配の大きいところで水移動がよく生じることを示している。

ここで、それぞれの実験結果からダルシー則の圧力勾配項($\Delta h/\Delta z$)と温度勾配項($\Delta T/\Delta z \times \gamma h$)を求めた。圧力勾配項を図 3-32, 温度勾配項を図 3-33 に示す。また、このとき図 3-27 に示した水分の変化量の比較を述べるため、0-6 時間の勾配の変化, 6-48 時間の勾配の変化をそれぞれ分けて示した。各深さ, 各時間ともに圧力勾配に比べて温度勾配項が 2~3 オーダー小さくなった。このことから、凍結過程における水移動の駆動力は主に圧力勾配によるものであると考えることができる。実験②では、3 時間過ぎてから 2.5cm と 7.5cm の間で 10000 弱の大きな圧力勾配が生じていたが、それより深いところでは 1 程度であった。それに対して、実験①では 6 時間では 2.5cm と 7.5cm の間, 7.5cm と 12.5cm で大きな圧力勾配が生じており、さらに時間が経過するごとに勾配が生じる深さも深くなっていった。この違いにより、水分分布の形状が大きく異なったのだと考えられる(図 3-15 と 3-20 参照)。

実験③では、実験①と同様に時間が経つにつれて、圧力勾配が生じる深さが深くなっていった。また、生じる圧力勾配は実験①と近い値となった。しかし、水分の変化量は実験①に比べて実験③の方が、大きくなった(図 3-27 参照)。さらに、実験①では 6-48 時間に、2.5cm では 0.003 の水分量の増加しか見られなかったが、実験③では 6-48 時間に、2.5cm では 0.02 の水分量の増加が見られた。水移動の駆動力である圧力勾配がほぼ同じ値なのに、水分変化量は約 10 倍異なった。これらの違いより、凍土・未凍土の両方において、不飽和透水係数が実験①(鳥取砂丘砂)に比べて、実験③(藤の森シルト)の方が大きいことが示唆される。また、水分変化量の比より、不飽和透水係数は 1 オーダーほどの違いではないかと予想される。

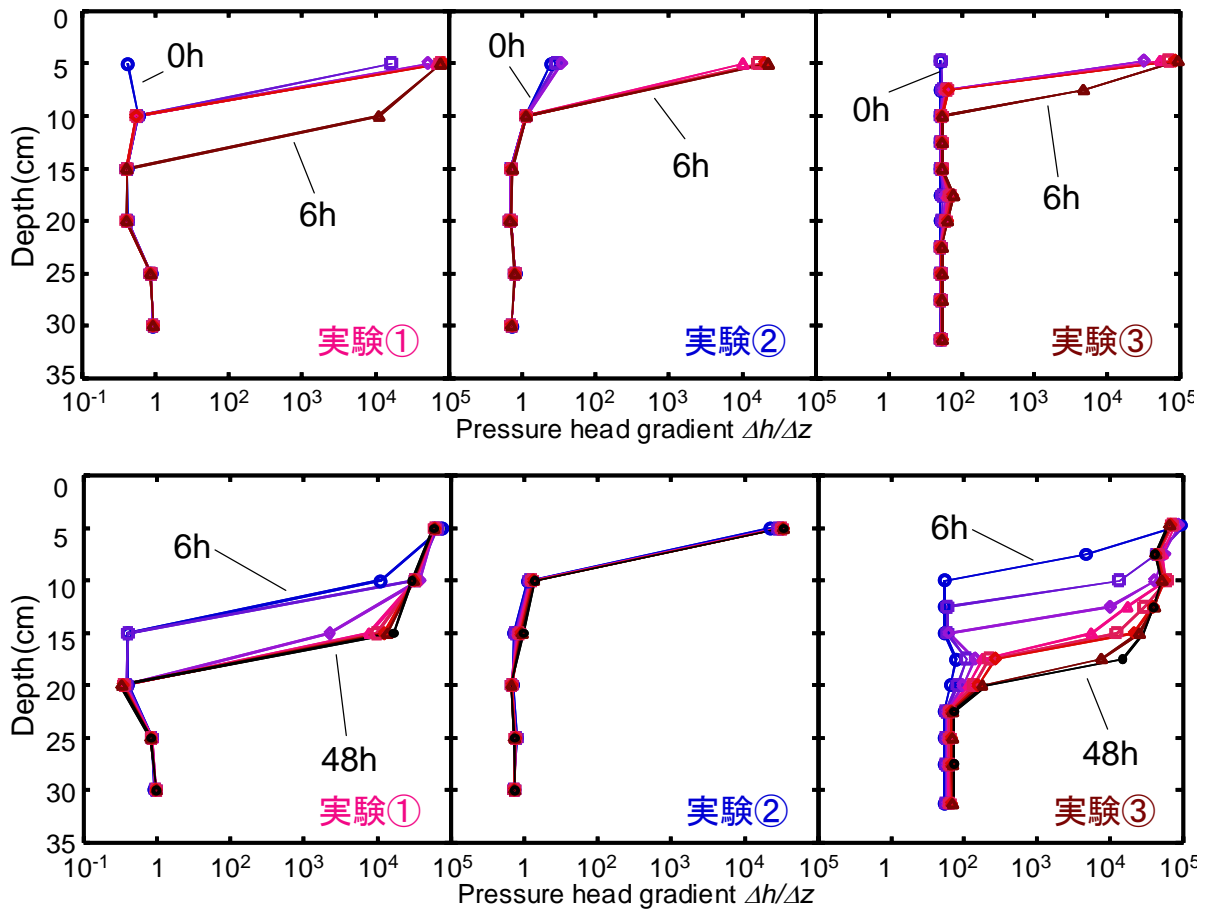


図 3-32 各実験の圧力勾配の比較

(※上図が 0-6 時間の圧力勾配分布 1 時間おきに示してある

下図は 6-48 時間の圧力勾配分布 6 時間おきに示してある)

実験①・・・鳥取砂丘砂(上端-8℃,下端 2℃)

実験②・・・鳥取砂丘砂(上端-5℃,下端 5℃)

実験③・・・藤の森シルト(上端-8℃,下端 2℃)

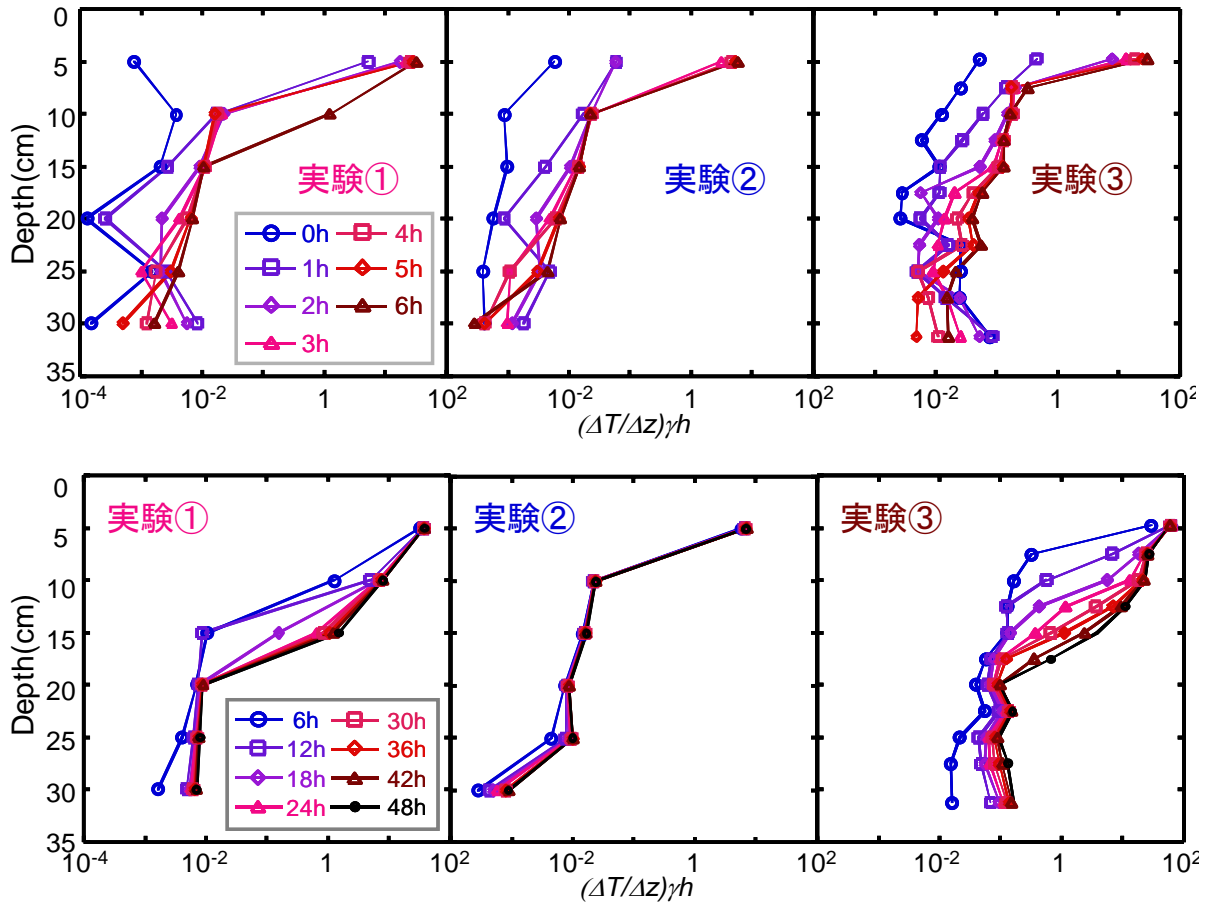


図 3-33 各実験の温度勾配項の比較

(※上図が 0-6 時間の温度勾配分布 1 時間おきに示してある

下図は 6-48 時間の温度勾配分布 6 時間おきに示してある)

実験①・・・鳥取砂丘砂(上端-8°C, 下端 2°C)

実験②・・・鳥取砂丘砂(上端-5°C, 下端 5°C)

実験③・・・藤の森シルト(上端-8°C, 下端 2°C)

3-5-3 凍土の不飽和透水係数

今回の実験結果から、凍土の不飽和透水係数を求めるため、(3.18) 式を以下のように変形する。

$$K = \frac{J_w}{\left(\frac{\Delta h}{\Delta z} + \frac{\Delta T}{\Delta z} \gamma h + 1 \right)} \quad (3.19)$$

こうすることで、水フラックス、圧力勾配、温度勾配が求めれば凍土の不飽和透水係数を求めることができる。各時間による圧力勾配、温度勾配は求めた。そこで、凍土の不飽和透水係数を求めるため、以下の式を用いて、本実験結果から水フラックスを求めた。

$$\overline{J_w} = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=1}^m [(\theta_i(t_1) - \theta_i(t_2)) \Delta z_i] \quad (3.20)$$

J_w はある節点 m における時刻 t_1 と t_2 の時間平均フラックスを表しており、 Δz_i は要素 i の厚さ(今回は実験のカラムの厚さ)、 Δt は二つの時間間隔、 $\theta_i(t_1)$ 、 $\theta_i(t_2)$ はそれぞれ t_1 と t_2 における含水率を表している。

鳥取砂丘砂(実験①)と藤の森シルト(実験③)について、算出した水分フラックス分布を図 3-34 に示す。鳥取砂丘砂、藤の森シルトともに 0-6 時間の間に大きく水がカラム上方に移動していることが見てとれる。また、凍結面の進行に伴い、フラックスのピークも進行していった。このことから、凍結面で水分移動が多く生じていることがわかる。また、時間が経過するほどに水分フラックスは全体的に低下していった。鳥取砂丘砂では、凍土層内での水分フラックスはほぼ 0 となったが、藤の森シルトでは凍土層内での水分フラックスが確認できた。また、水分フラックスの絶対量は、藤の森シルトのほうが鳥取砂丘砂に比べて全ての時間範囲に対して、2 倍から 3 倍程度大きくなった。

これで水分フラックス、温度勾配、圧力勾配が求めたので、式 3.17 を用いて凍土の不飽和透水係数を求めた。図 3-35 に求めた透水係数と圧力の関係を示す。また、このときに蒸発法により推定した鳥取砂丘砂の不飽和透水係数と圧力の関係を併せて示す。実際の圧力測定は-1000cm までが限界だったので、そこまでの区間を実線、それ以降を破線とした。鳥取砂丘砂において、圧力が約-10cm から-100cm に低下すると、1cm/day から 10^2 cm/day まで急激に透水係数が低下した。しかし、凍土での透水係数は、圧力が 10^3 cm から 10^5 cm まで低下すると、 10^4 から 10^7 cm/day まで低下し、未凍土に比べて圧力の低下に対して透水係数の低下が緩やかになった。藤の森シルトは-1000cm まで、透水係数が急激に低下したが、傾向として

は鳥取砂丘砂と似た傾向を示した。これは、氷の無い毛管の流れが主体の未凍土に対して、負圧が大きくなると、氷と土粒子間を流れる水の流れが主体となり、流れの形態が異なることが原因と考えられる。また、同じ圧力に対して、凍土の不飽和透水係数は鳥取砂丘砂に比べて藤の森シルトのほうが約 10 倍大きくなった。これは、藤の森シルトのほうが、低温においても氷が無いような間隙が多く、毛管流れが継続しやすいことが理由だと考えられる。このことから、凍結したときの水移動量が、鳥取砂丘砂に比べて藤の森シルトの方が大きかったことの原因がわかる。

続いて、TDR で計測した不凍水量を用いて、凍土の不凍水量と不飽和透水係数の関係を求めた(図 3-36)。鳥取砂丘砂では、不凍水量が 0.06 から 0.03 まで減少すると、透水係数が 10^{-3} から 10^{-7} cm/day まで急激に低下したのに対して、藤の森シルトでは、0.4 から 0.2 までの不凍水量の減少に対して、 10^{-3} から 10^{-6} cm/day までの低下となった。

蒸発法より求めた水分量-透水係数関係と本実験より求めた不凍水量-透水係数関係の比較を行った。凍土、未凍土ともに低水分領域での不飽和透水係数の推定には不確定な要因が多いにも関わらず、本実験から求めた透水係数は蒸発法で求めた透水係数と似た値を示した。

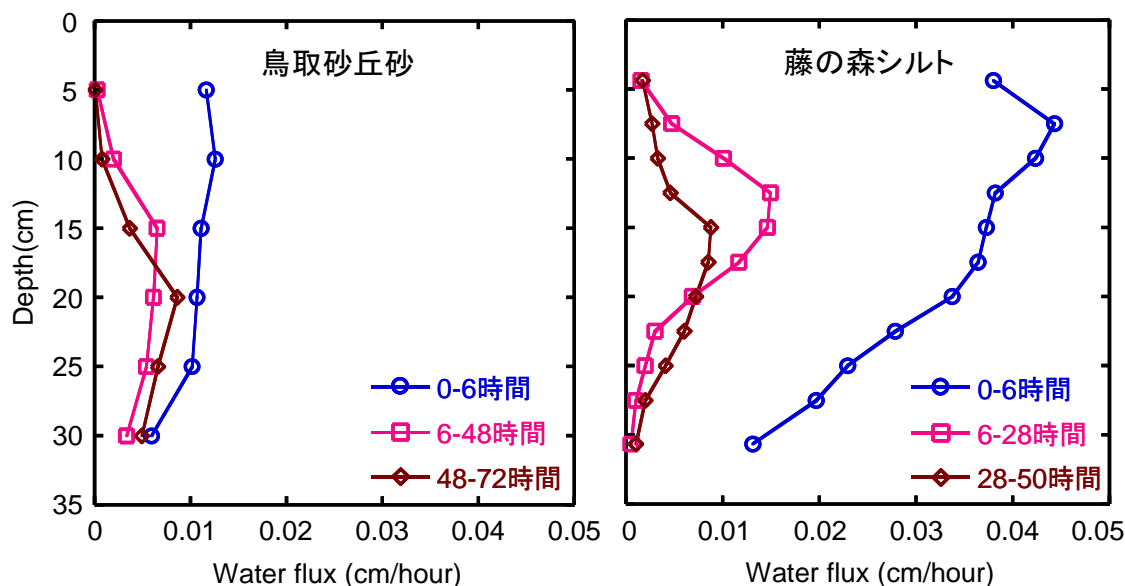


図 3-34 時間平均の水分フラックス分布(左図が鳥取砂丘砂, 右図が藤の森シルト)

※凡例がそれぞれの平均をとった時間を示している

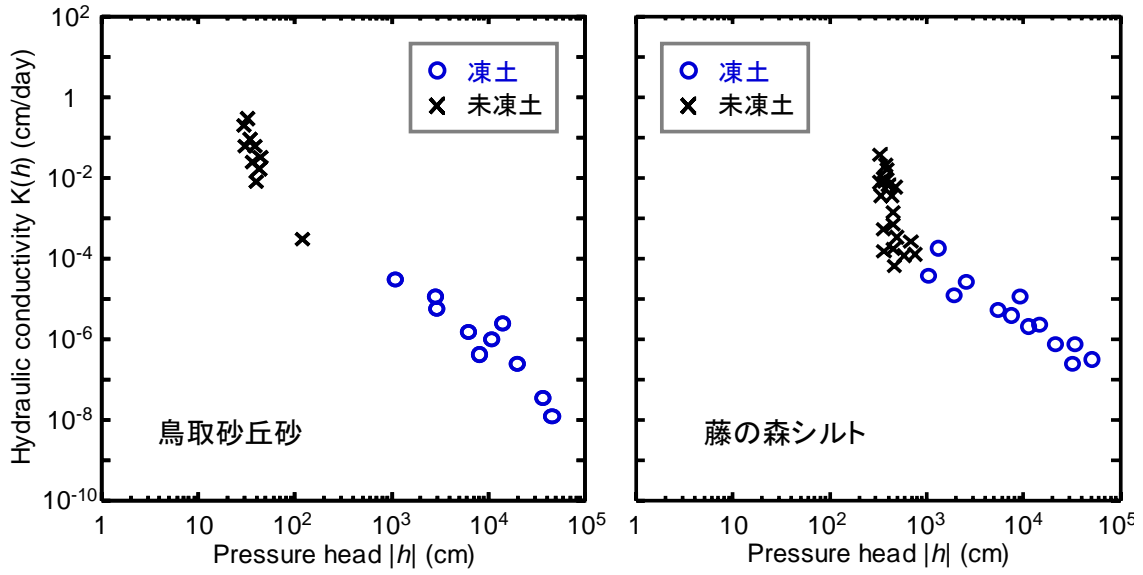


図 3-35 圧力-透水係数関係(左図が鳥取砂丘砂, 右図が藤の森シルト)

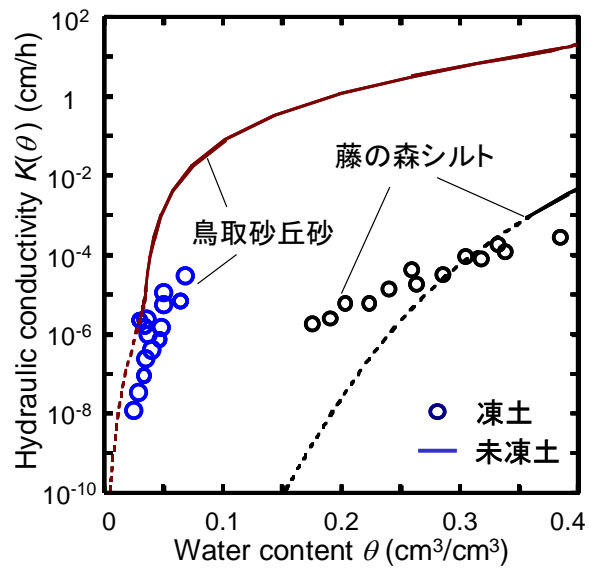


図 3-36 不凍水量-透水係数関係

3-5-4 熱移動について

土性の違いにより、また境界条件の違いにより温度分布が異なった(図 3-25 参照)。特に、端面温度の異なる実験①(上端-8°C, 下端2°C)と②(上端-5°C, 下端5°C)では、相対的に実験②の方が温度が低下した。また、土性の異なる実験①(鳥取砂丘砂)と実験③(藤の森シルト)の比較では、実験開始 6 時間では実験①の方が温度が低下していたが、時間が経つにつれて実験③の方が温度が低下していった。

凍結にともなう熱移動式は式(3.6) で与えられる。この式は、ある微小部分へ入ってくる熱量と出て行く熱量の差に、ある含水率の水が凍結したときに放出される潜熱を足したものが、この微小部分の温度上昇に必要な熱量に等しいことを示している。言い換えれば、放出される潜熱はその部分の温度低下を妨げる。また、熱容量が小さければその部分の温度が低下しやすく、熱伝導率が大きければ熱が伝わりやすいことを表している。

ここで、0-6 時間と、6-48 時間での氷量の生成量の比較を行った。その結果を図 3-37 に示す。実験①と②では、0-6 時間で①の方が氷の生成量は約 2 倍多くなった。これは、境界温度が実験①の方が低いため、実験②に比べて氷量が多く生成したことが原因である。この違いがそのまま放出された潜熱量の違いになり、0-6 時間の潜熱の発生量(J/m^3)で、 $1.55 \times 10^7 (\text{J}/\text{m}^3)$ の差を生み出す。このことが、実験②において、実験①より早い温度低下を引き起こしたのだと考えられる。同様に、実験①と③においても、0-6 時間で生成した氷量は実験③の方が約 2 倍大きくなった。これは初期含水率が実験①では 0.10 程度なのに対して、実験③では約 0.40 なのが原因である。この氷の生成量の違いが、6 時間での温度分布において、実験①の方が温度が低かったのだと考えられる。しかし、6 時間以降も氷量の生成量は実験①に比べて実験③の方が多いにもかかわらず、48 時間の温度分布は実験③の方が全体的に低くなった。

ここで、式(3.14) と (3.15)を用いて、試料中の熱伝導率分布、式(3.12) を用いて体積熱容量分布をそれぞれ実験①と③において求めた。このとき大森(2007)のデータから鳥取砂丘砂と藤の森シルトの $C_1 \sim C_5$ のパラメータをそれぞれ推定した。

求めた熱伝導率分布を図 3-38、体積熱容量分布を図 3-39 に示す。熱伝導率は未凍土では、実験①の方が大きくなった。しかし、土が凍結することで鳥取砂丘砂では未凍土に比べ約 1.2 倍、藤の森シルトでは約 2 倍に熱伝導率が増加し、熱伝導率が実験①と③で逆転した。実験③の方が水分量は多いため、全体的に熱容量が大きくなった。また、両実験ともに、水に比べて氷の体積熱容量は小さいため、土が凍結することで、熱容量が小さくなった。このことから、熱伝導率と合わせて考えると、土が凍結した方が、熱は伝わりやすくなり、また温度が変化し

やすくなることわかる。これにより、6 時間では実験①のほうが、温度が低下していたのに対して、48 時間では実験③の方が低い温度だったのは、実験開始して数時間は実験③の熱伝導率が低く、また熱容量が大きかったのだが、48 時間経過し、凍結面が進行すると熱伝導率が大きくなり、また熱容量が小さくなったため、温度が低下しやすくなったからだと考えられる。

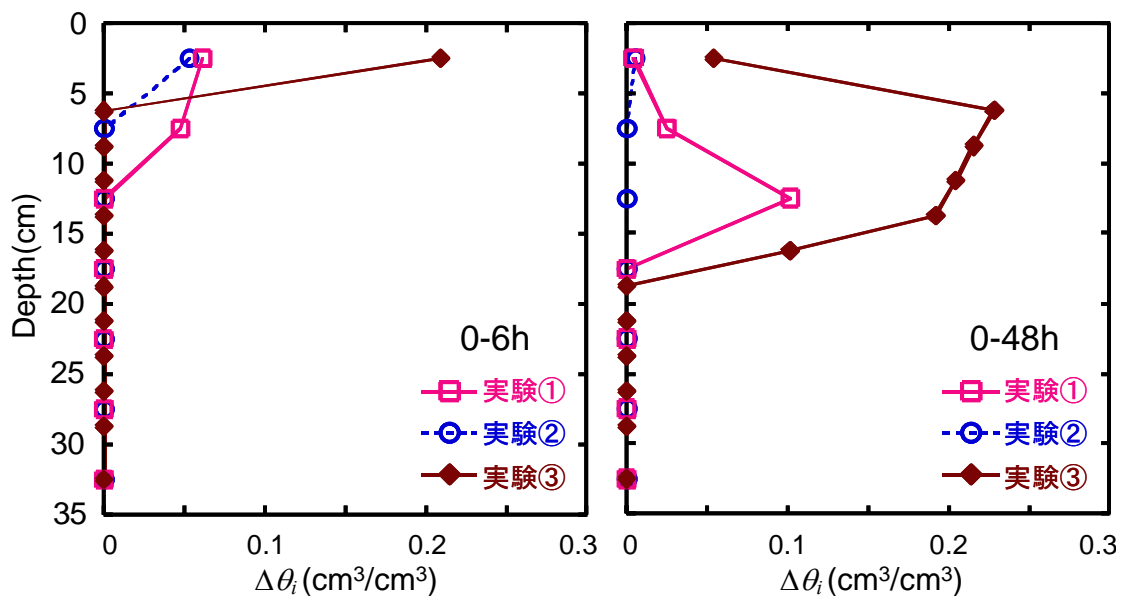


図 3-37 氷の生成量の比較

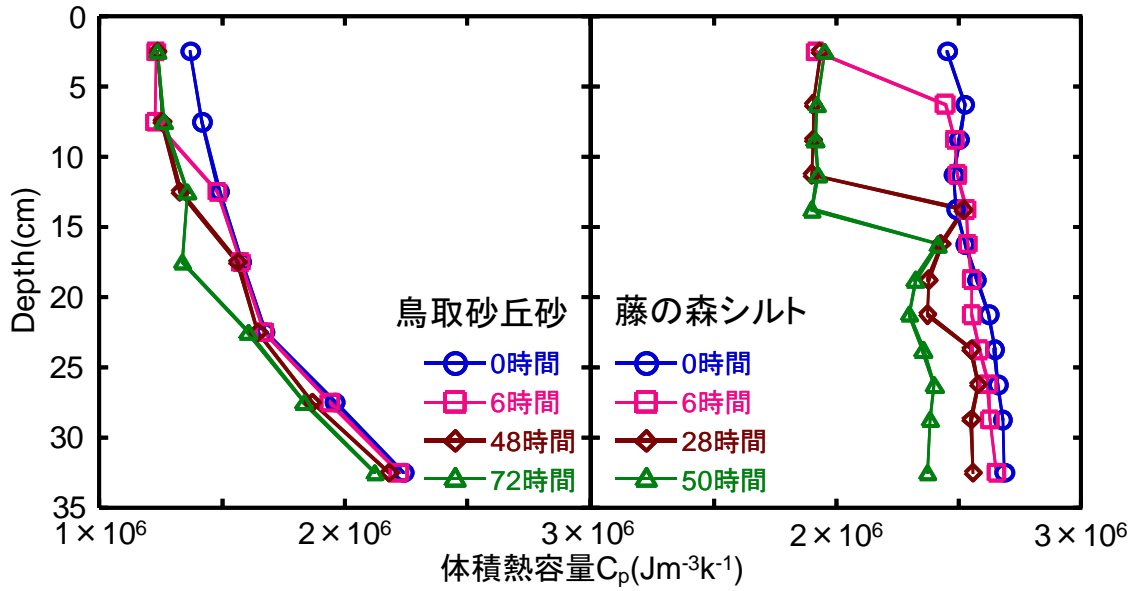


図 3-38 各時間における体積熱容量分布(左図が鳥取砂丘砂, 右図が藤の森シルト)

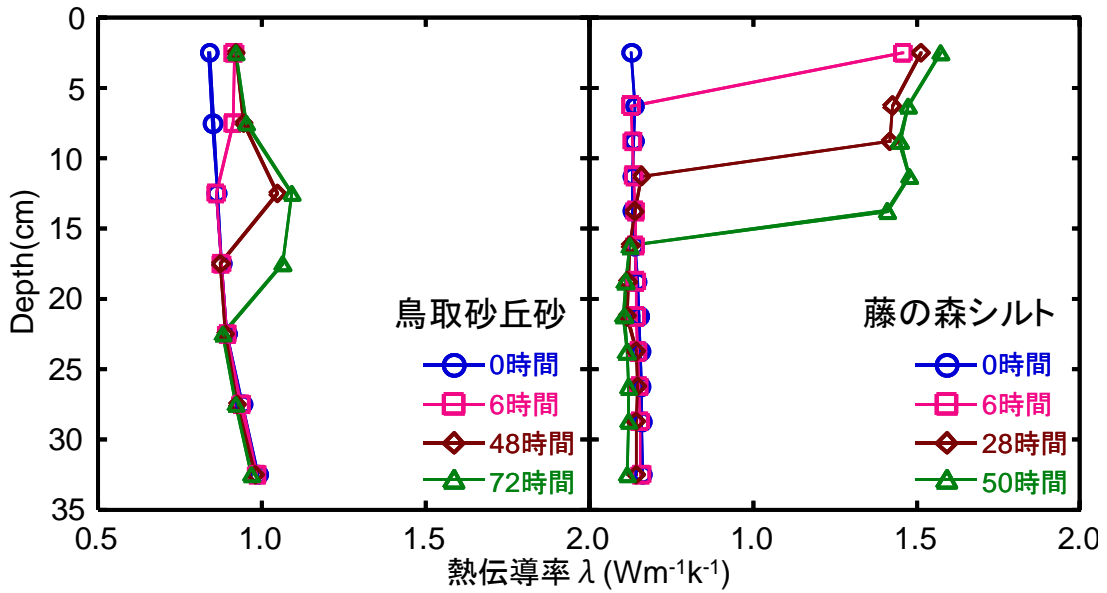


図 3-39 各時間における熱伝導率分布(左図が鳥取砂丘砂, 右図が藤の森シルト)

3-5-5 熱フラックス

凍結をともなう熱移動は式(3.6) を用いて以下のように表すことができる。

$$C_p \frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{J_{H_{t+1}} - J_{H_t}}{\Delta z} + L_f \rho_i \frac{\Delta \theta_i}{\Delta t} \quad (3.21)$$

そこで、今回の実験結果を用いて、それぞれの試料において、全水量(氷量+不凍水量)が既知である時間、鳥取砂丘砂では 0-6h,6-48h,48-72h での熱フラックス、藤の森シルトでは 0-6h,6-28h,28-50h での熱フラックスを求めた。まずは、それぞれの熱容量項と潜熱項を求めた。各時間の値をそれぞれ図 3-40 と図 3-41 に示す。熱容量項は 0-6 時間に、両試料ともに、しかもとくに試料上端で値が小さくなった。また、6 時間以降は急激に値が 0 に近づいた。これは、温度変化が実験初期に大きく、またそれも試料の上端で激しく変化したことが原因だと考えられる。続いて潜熱項は、鳥取砂丘砂に比べて、藤の森シルトの潜熱の発生量は2倍から3倍となった。これは、初期含水率が 0.15 と 0.40 と大きく違うため、生成した氷の量が藤の森シルトの方が多かったためである。この二つの値から、各時間の熱フラックス勾配をそれぞれの試料で求めた。

ところで、熱フラックスはフーリエ則より以下の式で表すことができる。

$$J_H = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (3.22)$$

熱伝導率は先ほど導出した値を用いて、求めた熱フラックスから熱フラックス勾配を求めた。移動式から求めた熱フラックス勾配とフーリエ則から求めた熱フラックス勾配を図 3-42 と図 3-43 に示す。このときフラックスは上向きを正としている。両試料ともに、熱フラックス勾配は負の値を示しており、カラムの上端に行くほど熱フラックスが大きくなることを示している。鳥取砂丘砂では 0-6h はほぼ同じ値を示したのに対して、6 時間以降では、氷が生成している深さでは式 (3.21) から求めたものが、氷がほとんど生成した後の深さでは式 (3.22)から求めたものが小さくなった。これは潜熱の評価の違いが原因だと考えられる。また、未凍土での勾配はほぼ同じものとなった。ここで、未凍土の熱フラックス勾配が近い値を示したので、鳥取砂丘砂では 25cm、藤の森シルトでは 27.5cm のフーリエ則から求めた熱フラックスを用いて、式(3.22) から求めた熱フラックス勾配からそれぞれの深さの熱フラックスを導出した。求めた結果を図 3-44 と 3-45 に示す。また、フーリエ則から求めた熱フラックスも併せて示す。鳥取砂丘砂では、0-6 時間ではフラックスが深さごとに大きく異なったが、6 時間以降は凍土と未凍土で熱フラックスがそれぞれ同じような値を示した。また、凍土層のほうが、熱フラックスは大きくなった。これは、

未凍土に比べて凍土の方が熱伝導率が大きいためである。フーリエ則から求めた熱フラックスとは、未凍土ではほぼ一致したが、凍土では値が異なった。藤の森シルトでは、0-6 時間では未凍土も凍土も大きく熱フラックスが異なった。しかし、6 時間以降では、凍土では移動式から求めた熱フラックスの方が大きくなったが、未凍土での熱フラックスはほぼ一致した。これらの凍土での熱フラックスの相違は、時間平均で温度勾配や氷量の生成量を評価していることが原因となっていることが考えられる。

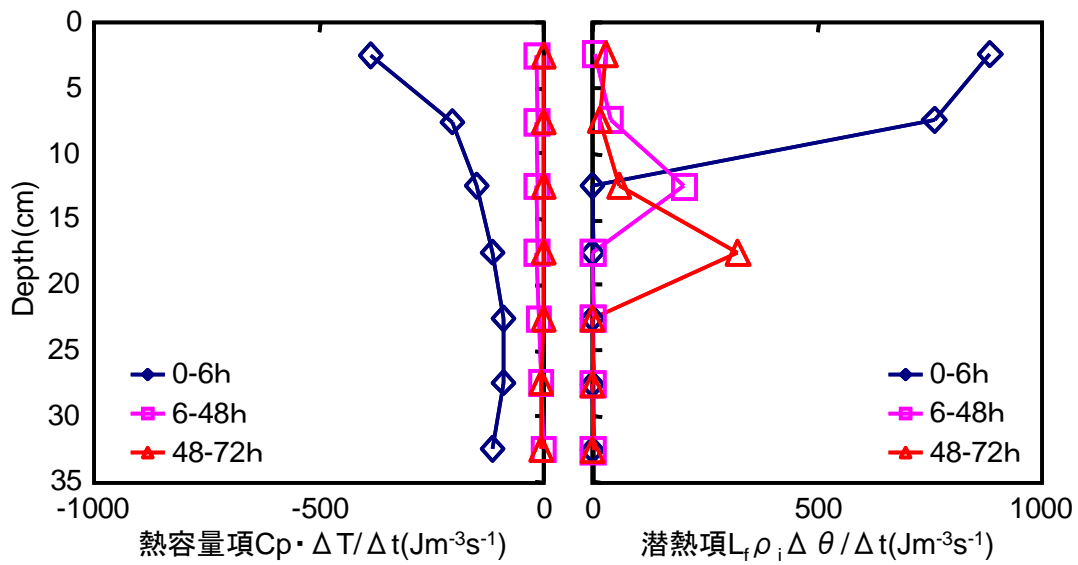


図 3-40 実験①における熱容量項と潜熱項の値

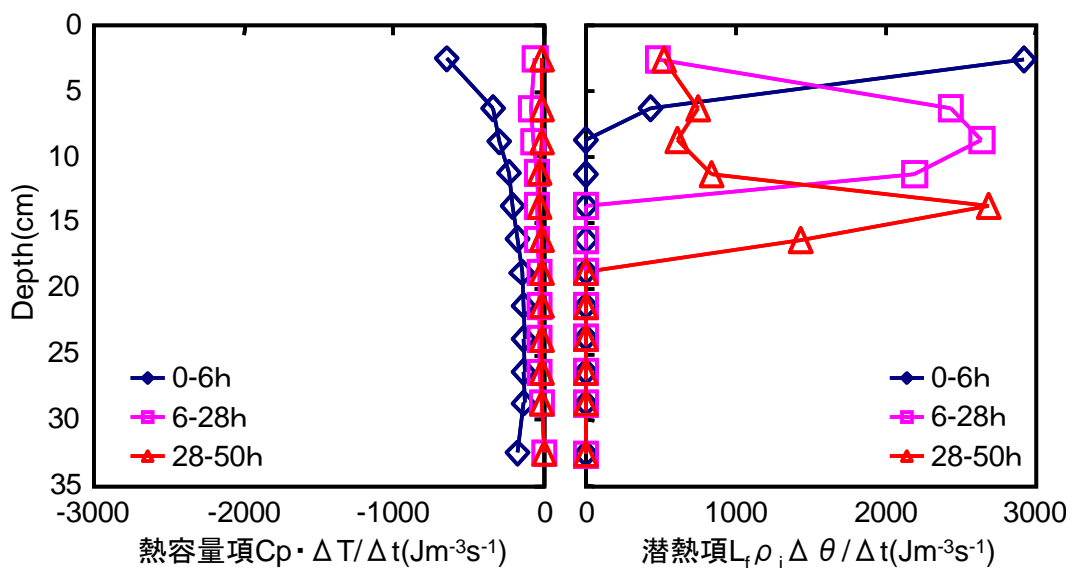


図 3-41 実験③における熱容量項と潜熱項の値

※実線は移動式から求めた熱フラックス
破線はフーリエ則より求めた熱フラックス

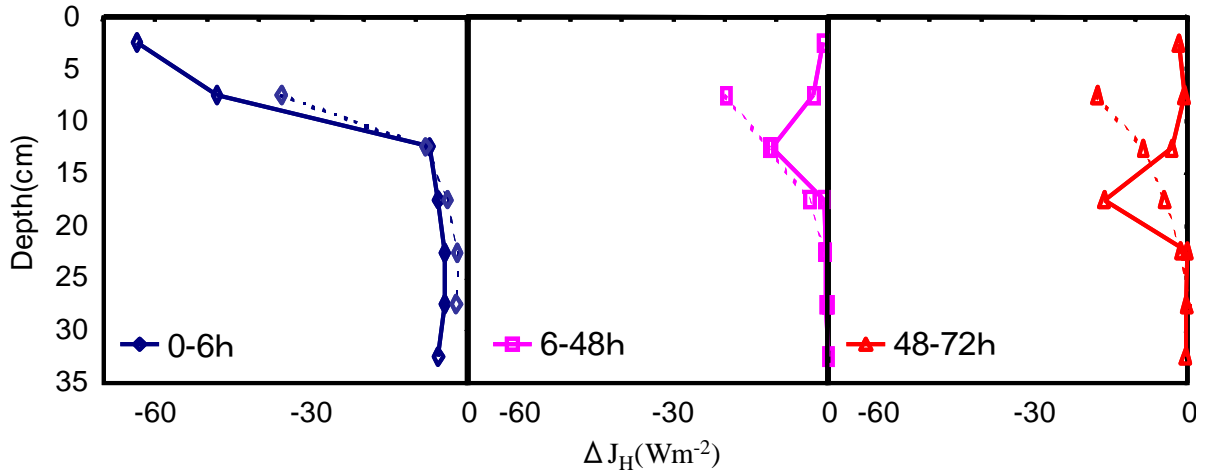


図 3-42 実験①における熱フラックス勾配

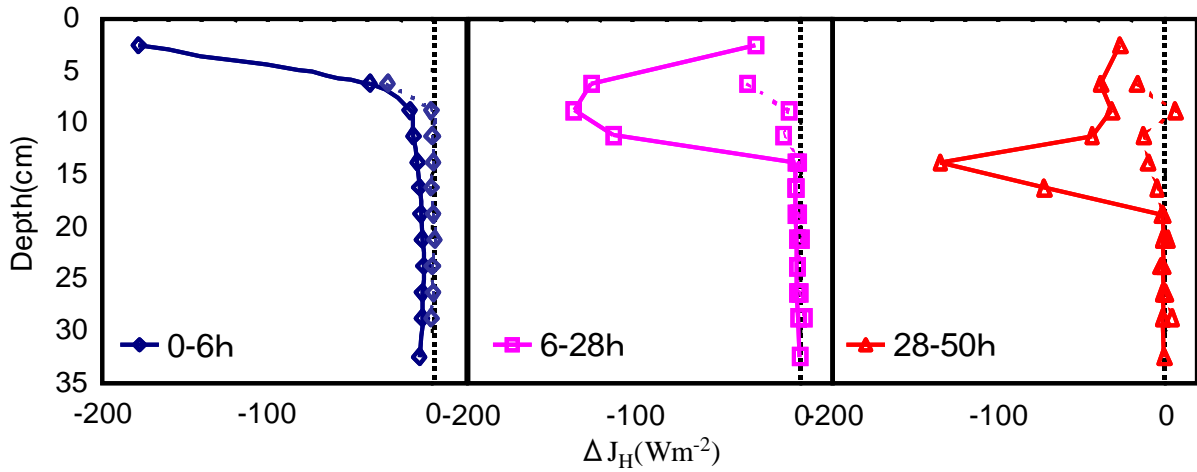


図 3-43 実験③における熱フラックス勾配

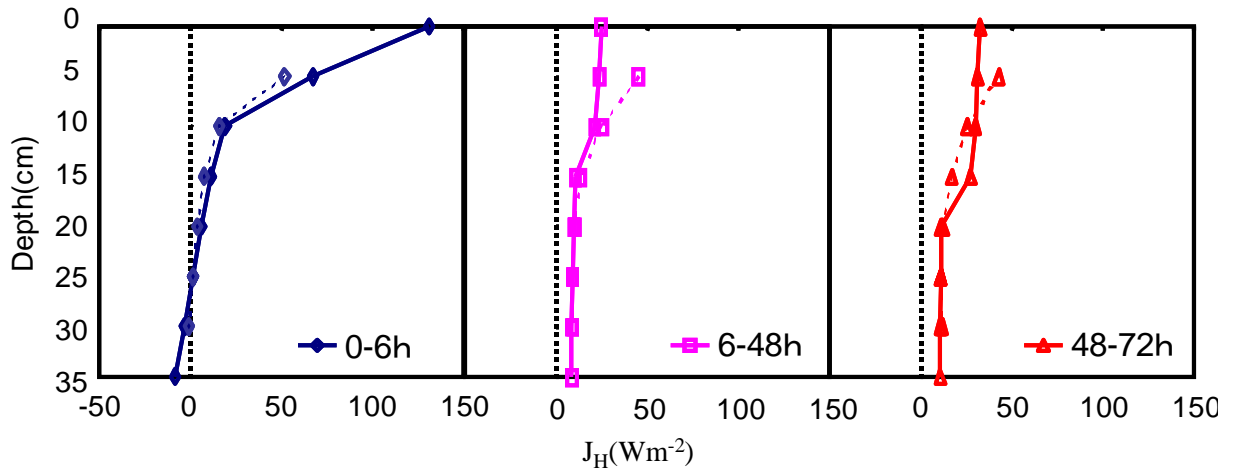


図 3-44 実験①における熱フラックス

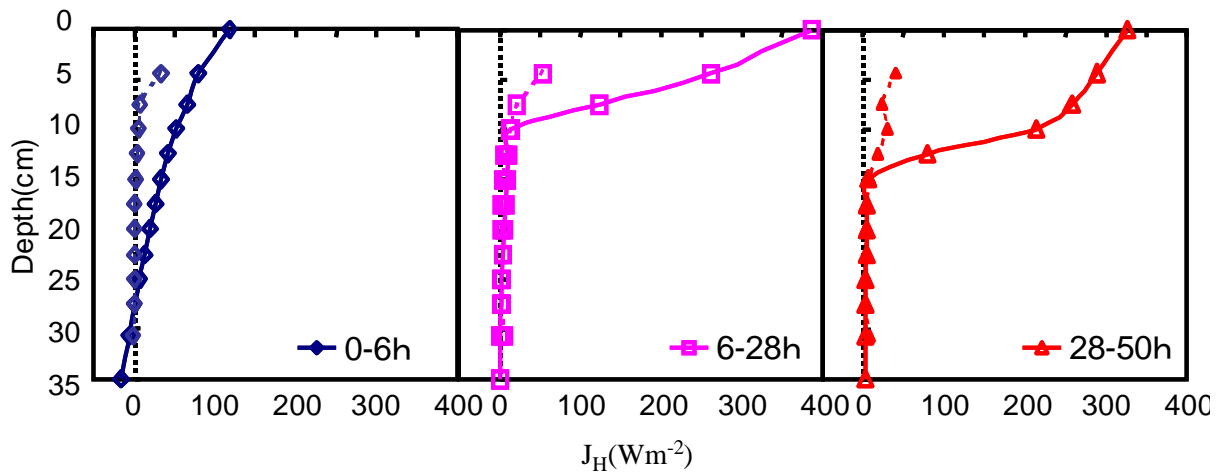


図 3-45 実験③における熱フラックス

3-6 既往の研究との比較

ここで、数ある土の凍結に関する研究から、溝口(1990)、福田(1982)の研究結果と本実験との比較を行った。溝口、福田の実験条件を表 3-2 に示す。比較したものを温度分布の変化については図 3-46 と 3-47 に、水分分布の変化については図 3-48 と 3-49 に示す。カラム長や初期水分分布が異なるため、カラム長は冷却端面を 0 とし、下端を 1 として相対深さに変換、また水分量は初期水分量からの差をもって比較を行った。

表 3-2 福田・溝口の実験条件

	試料	初期条件		境界条件(温度)	
		水分量(cm^3/cm^3)	温度($^{\circ}\text{C}$)	上端	下端
福田	苫小牧シルト	0.43	4	-10	-
溝口	砂壤土	0.3~0.4	4	-5	2

※溝口の実験カラムの上端は空気に接している。福田の実験は境界の温度の与え方は本研究と同じ

図 3-46 より、福田の実験は、本実験に比べて直線的な温度分布となった。これは、与える両境界の温度勾配が本実験よりも小さいためではないかと考えられる。また、25 時間から 48 時間にかけて下端の温度が 0.4°C 減少している。続いて図 3-47 より、25 時間では、本実験の結果のように凍結面より上で水分量の増加が見られた。また、同じシルト質土ということもあり、その傾向も本実験結果と似ていた。しかし、48 時間での上端の水分量が明らかに減少している。おそらく、計測の際に何らかの誤差を生む要因があったのであろう。

次に、溝口の実験との比較を行った。図 3-48 より、温度分布の形が本実験とはかなり異なる結果となっている。溝口の実験では、15 時間に、試料の下端から約 3 分の 2 の温度が 0°C になっている。このような現象は本実験では見られなかった。上端には空気で温度境界を与えたことや、下端は断熱をしているだけという、温度境界条件の与え方の違いが、このような結果の違いになったのではないだろうか。続いて、水分分布の変化についての比較を行った。図 3-49 より、6 時間では、本実験の結果のように凍結面より上で水分量の増加が見られた。また、凍結面直下での水分量の減少がはっきりと見てとれる。

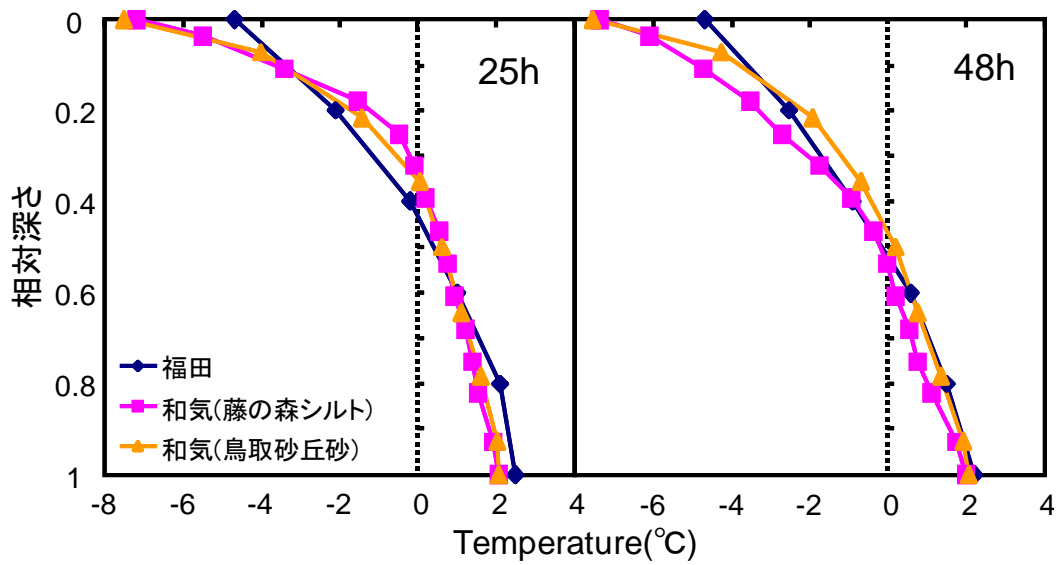


図 3-46 本実験と福田(1982)の温度分布の結果との比較

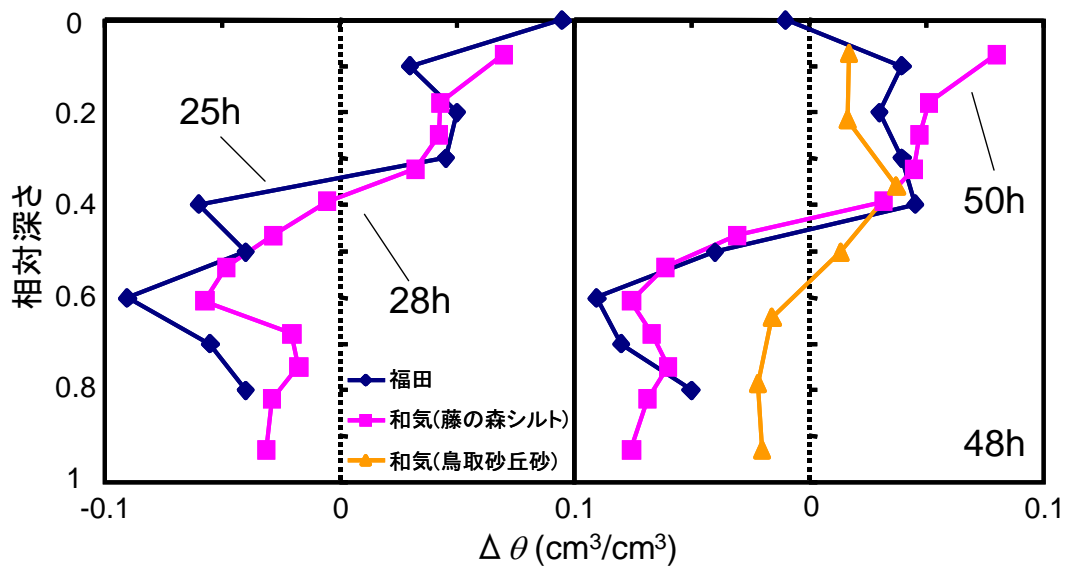


図 3-52 本実験と福田(1982)の実験の水分変化量との比較

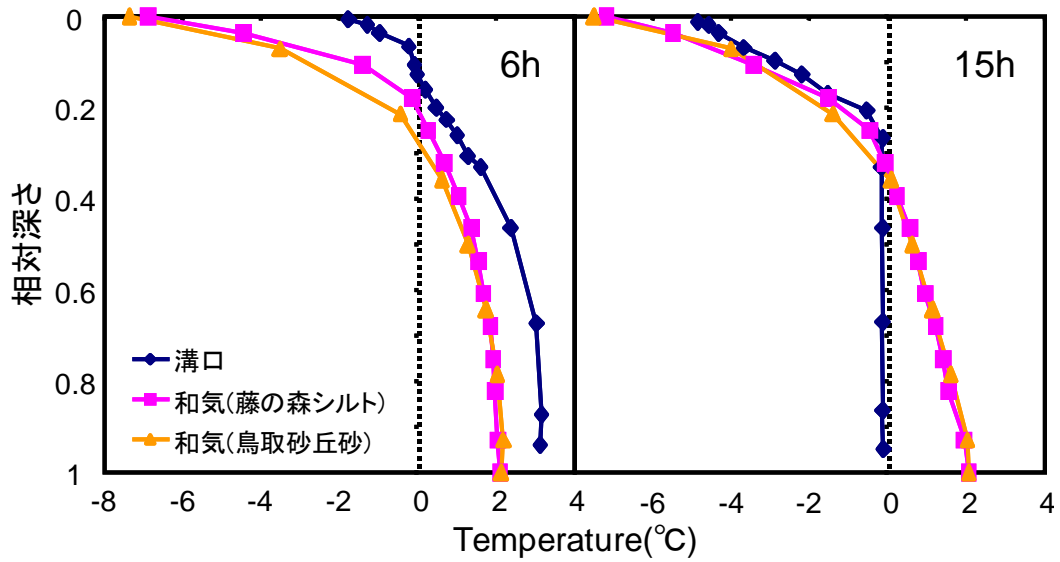


図 3-53 本実験と溝口(1990)の実験の温度分布の比較

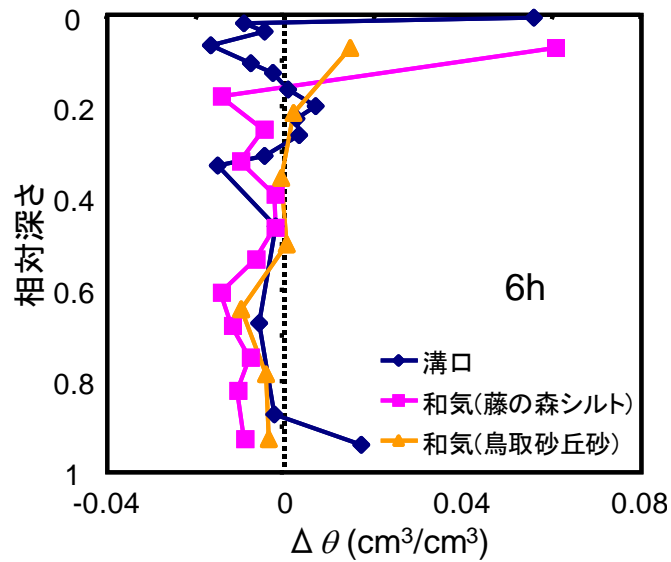


図 3-54 本実験と溝口(1990)の実験の水分変化量の比較

3-7 まとめ

本章では、不飽和土の凍結過程における水分と熱移動を明らかにするため、2章で作成した検量式を基に、土が凍結したときに生じる水分・温度分布の変化を連続的に測定した。そして、氷と不凍水が存在する凍土について、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。さらに、与える温度境界条件を変えたもの、土性を変えたもので同じ実験を行い、それぞれの結果について比較・検討を行い、凍結にともなう水・熱移動へ与える影響因子について考察を行った。

その結果、未凍土層での水分量の減少、凍土層での水分量の増加が連続的に示された。これは、GCC式を用いて凍土の圧力を求めることで、凍結にともなう水分移動は、凍結面で発生する大きな圧力勾配が主な原因であった。また、常温の場合と異なり、熱移動においては凍結により発生する潜熱の影響を考慮しなければならず、異なる温度境界での実験結果から、氷の生成に伴う潜熱の発生により、温度低下が妨げられることが示された。異なる土性で凍結実験を行うことにより、砂丘砂の凍土中の水分量変化が非常に小さいのに対して、凍土中の不凍水量が大きく不飽和透水係数が大きいシルトでは、凍土内の水分増加が継続した。

凍土の水分保持特性として、一般化クラジウスクラペイロン式と地温より求まる土中水圧力とTDRによる不凍水量との関係を求めたところ、未凍土の水分保持特性に比べ体積含水率が0.02程大きくなったが、良く一致した。また、水分分布の変化から推定した凍土の不飽和透水係数は、未凍土の不飽和透水係数と比較的良く一致した。これにより、未凍土の水分保持特性と不飽和透水係数を第一近似として凍土に適用する妥当性を示した。また、このことより凍土中の温度を計測することで、不凍水量とその圧力を推定することができると言える。

熱移動については、初期含水率が大きいほど(氷量の生成量が多いほど)温度が下がりにくいことが示された。しかし、凍土の熱伝導率は未凍土に比べ大きく、体積熱容量は凍土の方が小さい。そのため、凍結が進み、氷の生成量が少なくなると、含氷量が多いほど、温度の低下が早くなった。また、温度分布は熱伝導率により形状が異なることを示すことができた。

凍結をともなう水・熱移動は氷の生成する量や、位置、時間に大きな影響を受ける。本実験ではTDR法を用いることで液状水量を連続的に測定することが出来たが、氷量は炉乾法(全水量)とTDR法(不凍水量)の結果からでしか評価できなかった。さらなる水分と熱移動の細かい解析や、数値計算を用いて予測する場合など、氷量変化をいかに評価していくかが、今後の課題であると考えられる。

4. 異なる溶質濃度による土の凍結実験

4.1 目的

溶質を含む土が凍結すると、氷の生成に伴い氷から溶質が吐き出される。また、凍結面への吸水により、溶質も一緒に移動する。これらの現象は、農地の塩類集積などの問題を引き起こす一方で、クライオレメディエーションなどの浄化技術に活用されている。また、土中水が溶質を含むことにより、凝固点が低下する。凝固点降下は、凍土の不凍水量(水量)に大きな影響を与える。3章でも述べたように、凍結にともなう土中の水・熱移動は、氷が生成することで発生する潜熱や凍結面での負圧が大きな影響を与えている。そのため、水・熱・溶質移動を定量的に評価するには、溶質の移動現象だけでなく、溶質の与える影響も考慮しなければならない。

そこで、本章では3章で行った凍結実験の水を0.1mol/l NaCl水溶液で行い、土が凍結したときの溶質の移動と、また、溶質が加わることでの水・熱移動に対して与える影響を3章で行った実験結果と比較して調べた。

4.2 試料と方法

試料には鳥取砂丘砂を用いた。それぞれの試料を、表4-1に示す条件で高さ5.0cm、内径7.8cmのアクリルカラムに充填し、それらを7段組み上げて高さ35cmの試料体を作成した。

表4-1 実験に用いた試料の各条件

試料	境界条件(温度)		溶質	初期含水率	固相率
	上端(°C)	下端(°C)			
鳥取砂丘砂	-8	2	0.1mol/l	0.15	0.55

このとき、TDRセンサーと銅-コンスタンタン熱電対を5.0cmおきに設置した。この試料体を2°Cに保たれた部屋に1日間置き、それにより初期水分分布と温度分布を与えた。その後、試料体の側面を断熱材にて断熱し、カラムの上端と下端に恒温水槽で任意の温度の液体を循環させることで、試料の上端・下端に温度境界を与えた。そのときの温度境界は表4-1に示した。また、実験中のカラムへの給排水は無しとした。試料の凍結中、TDRにて液状水量とEC(電気伝導度)、熱電対にて温度の計測を連続的に行った。実験を任意の時間(6,48時間)で止め、各時間に試料カラムを5cmごとに切断し、炉乾燥にて各層の全水量分布の計測を行った。なお、このそれぞれ実験における初期条件、境界条件が等しいことはTDRで液状水分分布を、熱電対にて温度分布を計測することにより確認を行った。

また、TDRで測定したECから溶質濃度を求めるために、以下のようなキャリブレーションを

行った。EC には温度依存性、溶質濃度依存性があり、また水と氷で EC が大きく異なる。そこで、同じ濃度・水分量で温度を変えて EC の温度依存性を調べた。その後、濃度は同じで、水分量を変化させた場合 (図 4-1)、同じ水分量で濃度を変えた場合 (図 4-2) とそれぞれの依存性を調べ、その結果を基にキャリブレーションを行った。

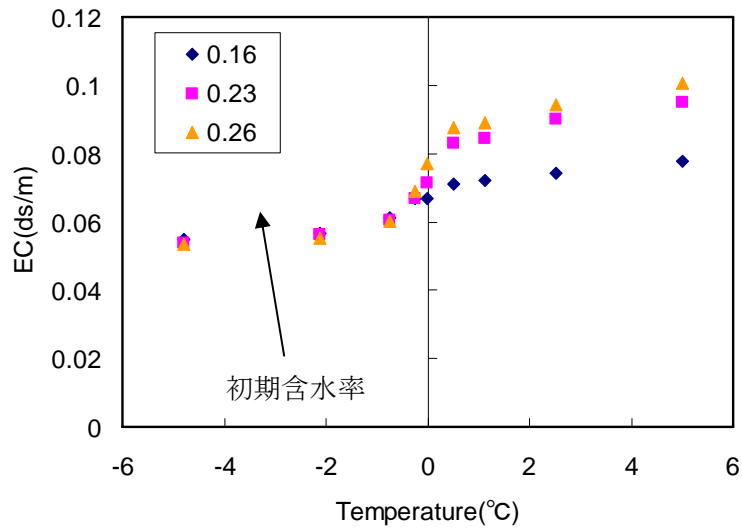


図 4-1 含水率が異なるときの EC の温度依存性

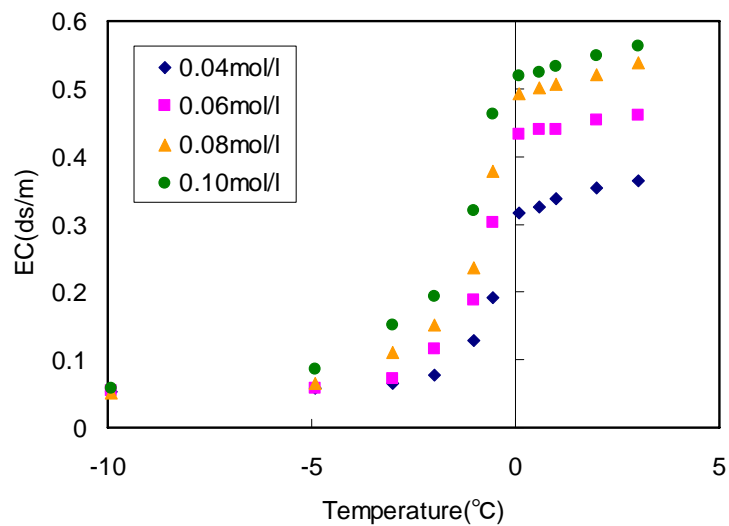


図 4-2 溶質濃度がことなるときの EC の温度変化(含水率は 0.23 で一定)

4.3 結果

4-3-1 溶質移動

TDR で測定した EC から求めた溶質濃度分布を図 4-3 に示す。溶質濃度分布は、凍結面の溶質濃度が大きくなるという、凍結させたときの水分分布と似たような形を示した。これは、土が凍結することで、氷からの溶質の吐き出しが起こり、不凍水中の溶質濃度が上昇することが原因だと考えられる。また、未凍土層の溶質濃度が低下したのは、液状水とともに溶質が凍土層へ移動したためだと考えられる。

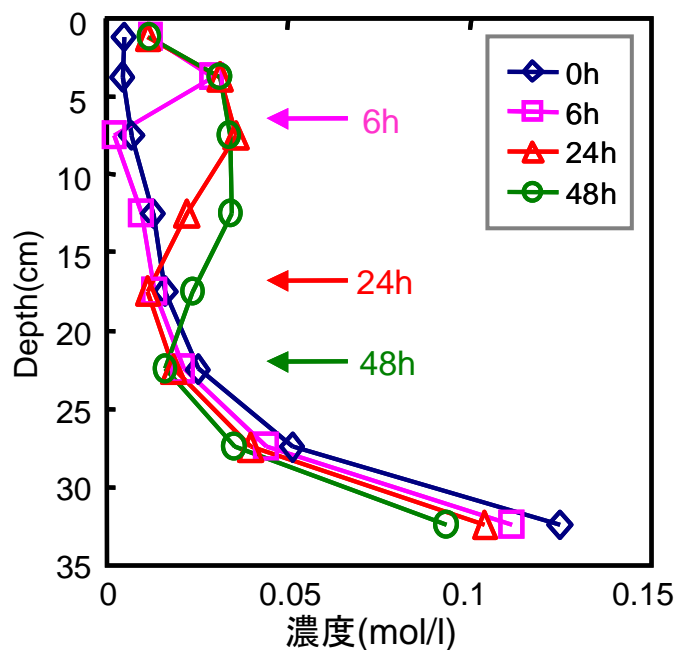


図 4-3 各時間における溶質濃度分布

※矢印はそれぞれの時間の凍結面の位置を示している

4-3-2 溶質濃度による温度-不凍水量関係の比較

図 4-4 に TDR で計測した不凍水量の時間変化について示す。また、同境界条件で溶質を含まずに行った実験結果(3 章の実験①)をあわせて示す。深さ 2.5cm, 7.5cm ではあまり違いがみられなかったが、12.5cm では 12 時間と 17 時間、17.5cm では 24 時間と 68 時間といったように、溶質を入れた実験(以後、実験④と記す)の方が液状水量が急激に減少する時間が早くなった。これは、実験④の方が凍結速度が速くなったことが原因だと考えられる。また、凍結したときの液状水量の減少は、実験①に比べて緩やかに減少していった。これは、温度低下に対して、液状水量の減少(水量の増加)が実験①に比べて小さいためである。このことから、鉛直方向への凍結速度は溶質を入れた方が速くなるが、その深さでの凍結は溶質を入れた方が遅くなるのがわかる。

つづいて、TDR で求めた不凍水量の時間変化から、本実験で計測した温度と不凍水量の関係を導出した。また、3 章の実験(実験①)から求めた、溶質が入っていない場合の温度-不凍水量関係との比較を行った。図 4-5 に、それぞれの実験から求めた温度-不凍水量関係を示す。本実験より求めた温度-不凍水量関係は、約 -0.4°C まで不凍水量が温度低下に対してほぼ横ばいになった。これは溶質が入ったことによる凝固点降下が原因である。理論的に凝固点降下度を算出したところ、 -0.37°C となり理論的にも矛盾しない(式 2.4 参照。 K_f は $1.86 \text{ K}\cdot\text{kg mol}^{-1}$ とした)。また、同じ温度に対して(特に -2°C から 0°C では顕著)、溶質が入った場合の方が、溶質が入っていないときに比べて不凍水量が多くなった。このことから、同じ境界温度を与えたときに、純水に比べて溶質を入れることで氷の生成に伴う潜熱の発生が抑えられることがわかる。また、 0°C から -2°C の間で特に、純水と溶質を入れたものとの温度低下に対する不凍水量の低下の傾きが異なった。溶質を入れた方が純水で行った実験に比べ温度低下に対して、不凍水量の減少が緩やかであった。これは、氷の生成に伴う溶質の吐き出しにより、さらに不凍水の溶質濃度が上昇し、凍りにくくなったのではないかと考えられる。このことから、溶質を含む土と含まない土では、特にこの温度範囲で潜熱の発生量、土中水の圧力が異なることが示唆される。

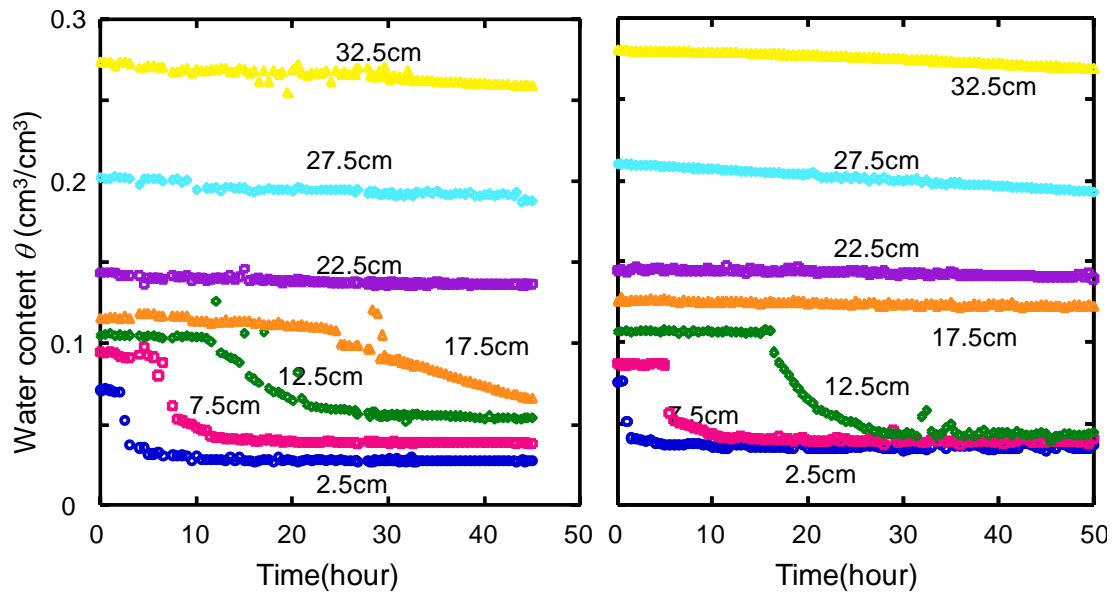


図 4-4 各深さの液状水量の時間変化(左図が溶質を含む, 右図は 3 章で行った実験①)

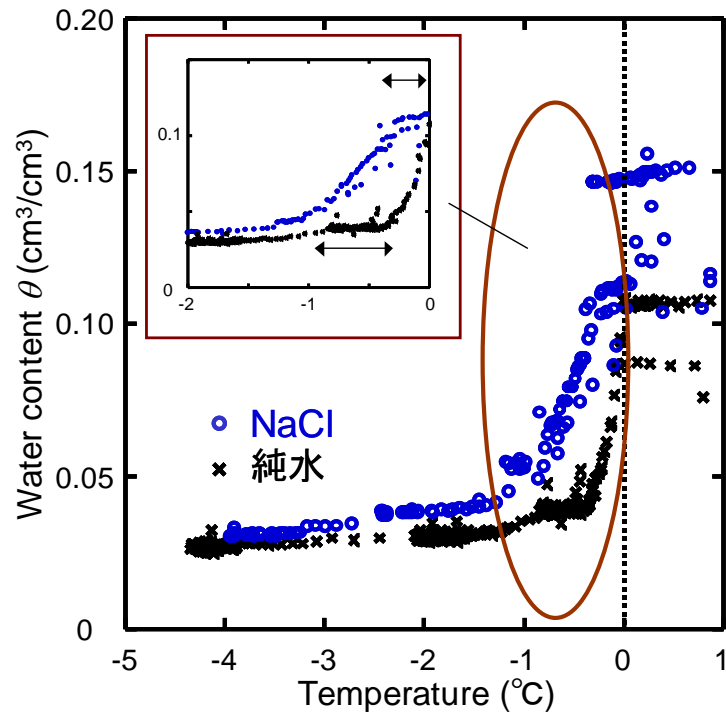


図 4-5 溶質を含むことでの温度-不凍水量関係への影響

4-3-3 溶質濃度による水分・温度分布の比較

ここで、純水(3章, 実験①)と NaCl 溶液でおこなった凍結実験の凍結面の位置, 0°C面の位置と時間の関係を図 4-6 に示す。各深さが凍結した時間は, 温度の時間変化の傾きが変わったとき, TDR で計測した液状水量が急激に低下した時間をもとに求めた。0°C面, 凍結面ともに, 溶質をいれた場合の方がそれぞれ進行が早くなった。特に 0°C面の進行ではその傾向が顕著であった。

つづいて, 温度分布の比較を図 4-7 に示す。カラム内の温度は溶質を入れた場合の方が全体的に低くなり, また時間が経つにつれてその温度差は大きくなっていった。しかも, その傾向は深さが 12.5cm から 27.5cm の間で, また温度が 0°Cから±1°Cの範囲で顕著であった。これは, 凝固点降下により氷の生成量が小さくなり, 潜熱の発生が少なくなったことが要因として挙げられる。また, 純水の場合は 0°C以下になったときにほとんどの水が凍り, 多くの潜熱が発生するのに対して, 溶質を入れたものは凝固点降下があり, 凝固点まで潜熱が発生せず, 温度低下が妨げられないことが原因だと考えられる。

続いて, 炉乾法で求めた全水量分布の比較を行った(図 4-8)。6 時間, 48 時間の結果ともに, 凍土層での水分量は純水の方が大きく, 未凍土層での水分量は純水の方が小さくなった。これも, 凝固点降下により水が氷に変わる量が少なく, その結果圧力勾配が純水に比べて生じなかったことが原因だと考えられる。この結果から, 凍結に伴う水移動は溶質が入ることで, 小さくなることが示唆される。そこで, 式(3.18) より, 本実験の水分フラックス分布を求め, 3章で行った実験との水移動量の比較を行った。それぞれの水分フラックス分布を図 4-9 に示す。0-6 時間において, 溶質を含まない実験に比べて, 溶質を含む実験では水分フラックスは半分以下になった。6-48 時間では, それほど差はなくなったものの, やはり溶質を含まない方が水分の移動量が多くなった。

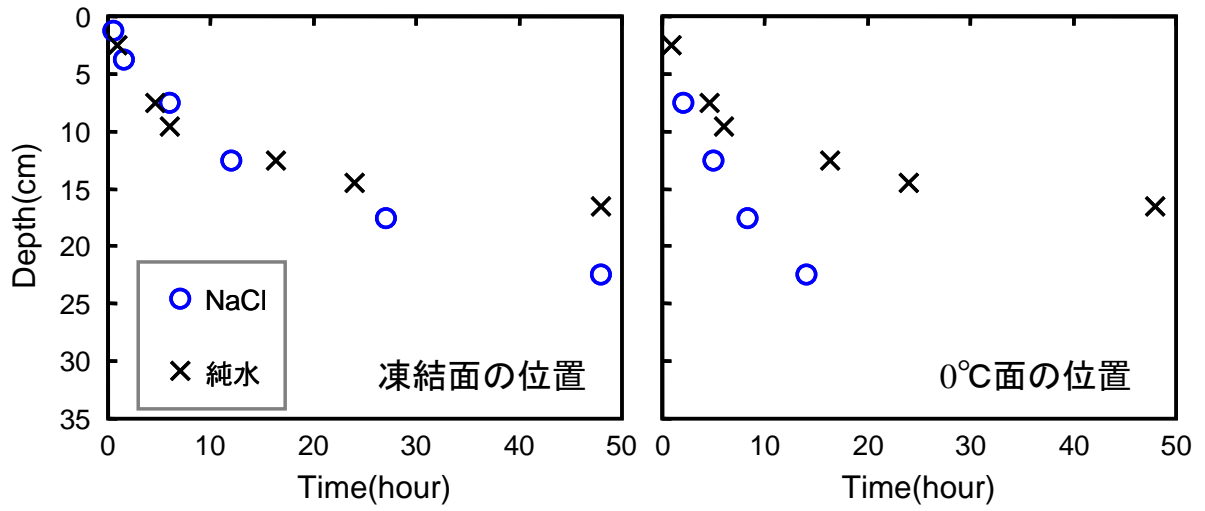


図 4-6 凍結面の進行と0°C面の進行への溶質の影響

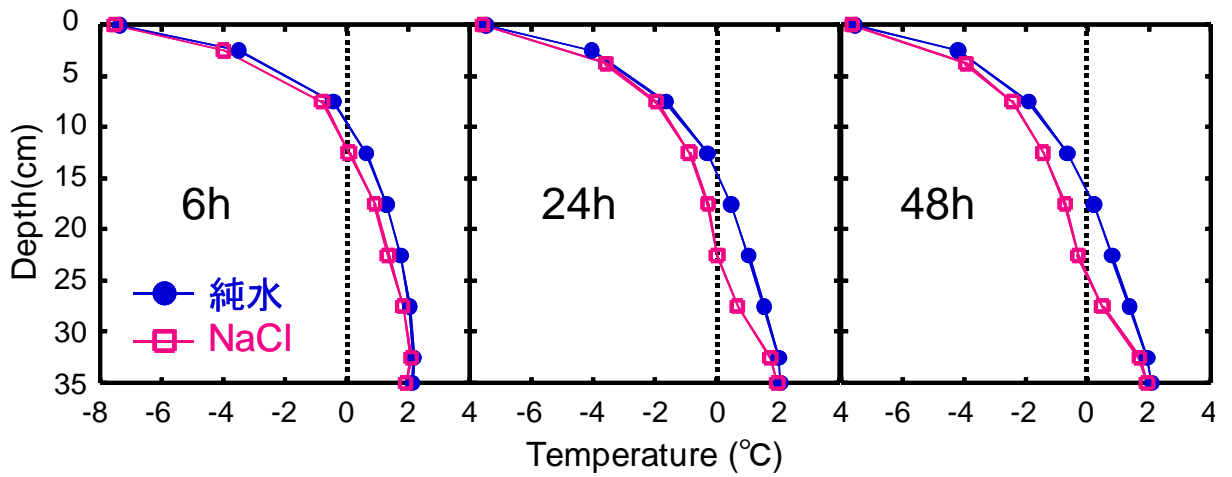


図 4-7 温度分布の時間変化に与える溶質の影響

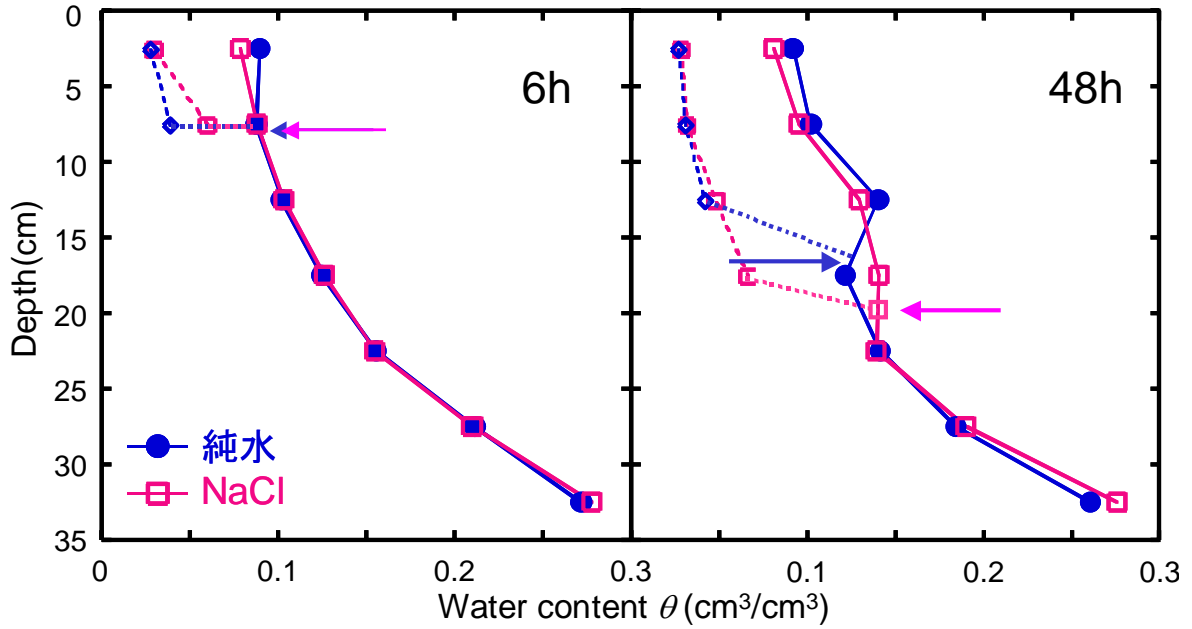


図 4-8 水分分布の時間変化に与える溶質の影響

※矢印は各時間における凍結面の位置を示す

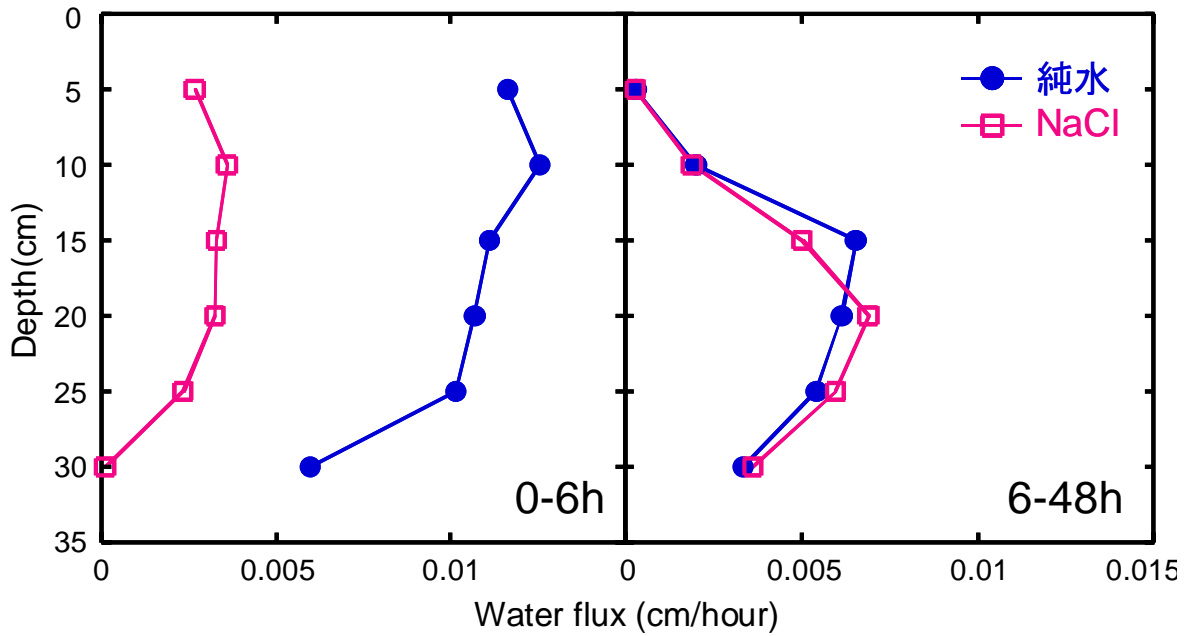


図 4-9 水フラックスに与える溶質の影響

4.4 考察

4-4-1. 凍結にともなう水移動への溶質の影響

溶質が含むことにより、含まない場合に比べて、同じ境界条件での凍結実験の結果、水分分布が異なった(図 4-8 参照)。水分の変化量が溶質を含む方が小さく、また水分量が増加した場所が深かった。水分フラックスの比較結果より、溶質を含む方が水移動量が少なかった。

3 章で述べたように、凍結にともなう水移動の駆動力は主に圧力勾配、そしてその圧力勾配を引き起こす凍結面の進行である。また、凍土の不飽和透水係数も移動量の大小を決める要因となった。図 4-5 で示したように、溶質を含む土の不凍水量は、溶質を含まないものに比べて大きくなった。3 章で述べたように、不凍水量が多くなると透水係数も大きくなる(図 3-33 参照)。そのため、もし圧力勾配が同じだとしたら、水移動量は不凍水量が多い溶質を含む方が多くなるはずである。このことから、これらの水移動の違いは凍結したときの圧力分布、そしてその勾配が主な原因であると考えられる。

そこで、溶質を含む土中の圧力を求めたいのだが、溶質を入れて凝固点降下が生じている土に GCC 式をそのまま適用することはできない。GCC 式は、土から水が排水されて乾くことと、土中の水が凍結して水分量が少なくなることは同意、と仮定することで成り立つ式である。そのため、凝固点降下が生じているものにそのまま GCC 式を適用すると、凍っていないにもかかわらず、圧力が低下してしまうことになる。そこで、Wettlaufer (1999) は溶質を含む土が凍結したときに、GCC 式から一律に凝固点降下度を引く式を提案した。しかし、本実験では溶質の吐き出しによるさらなる凝固点降下もあり、カラムの深さごとに、さらに温度ごとに、凝固点降下度が異なる(図 4-5 参照)。そのため、GCC 式から一律に凝固点降下度の分だけ引くこともできない。

そこで、溶質を含むものと含まないものでの実験の水移動について比較するために、純水で行った実験から求めた温度-不凍水量関係(図 4-5 参照)を GCC 式を用いて圧力-水分量関係に変換し、水分特性曲線を作成した(図 4-10)。作成した水分特性曲線を用いて、本実験で TDR を用いて計測した不凍水量から圧力に変換し、それによりそれぞれの実験の圧力分布を求め、その比較を行った。求めた圧力分布と、その結果より求めた圧力勾配分布を図 4-11 と図 4-12 に示す。土が凍結したときの圧力は、溶質を含むものの方が小さくなった。また、図 4-12 より生じる圧力勾配も小さくなっていることがわかる。このことから、土が凍結したときに生じる水移動の駆動力でもある圧力勾配が、溶質を入れることで小さくなり、その結果、純水に比べて水移動量が小さくなったと考えられる。

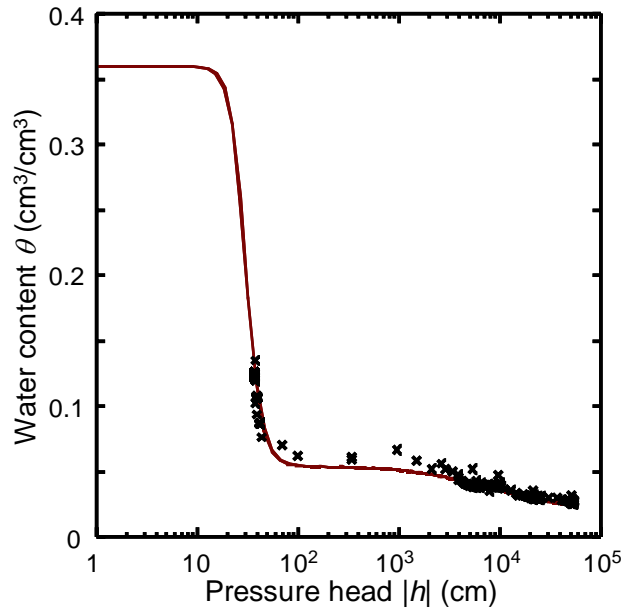


図 4-10 3 章の TDR の結果から作成した水分特性曲線

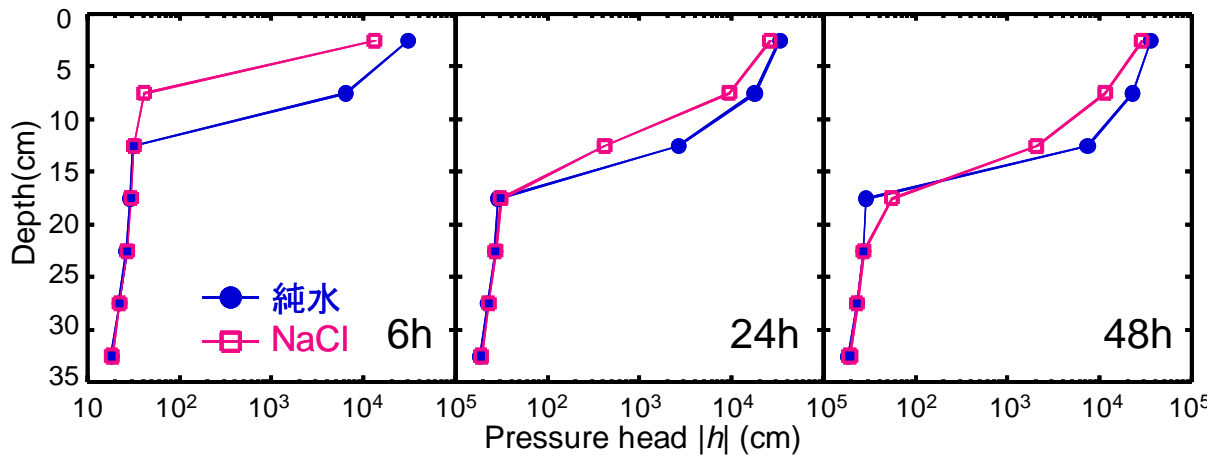


図 4-11 圧力分布に与える溶質の影響

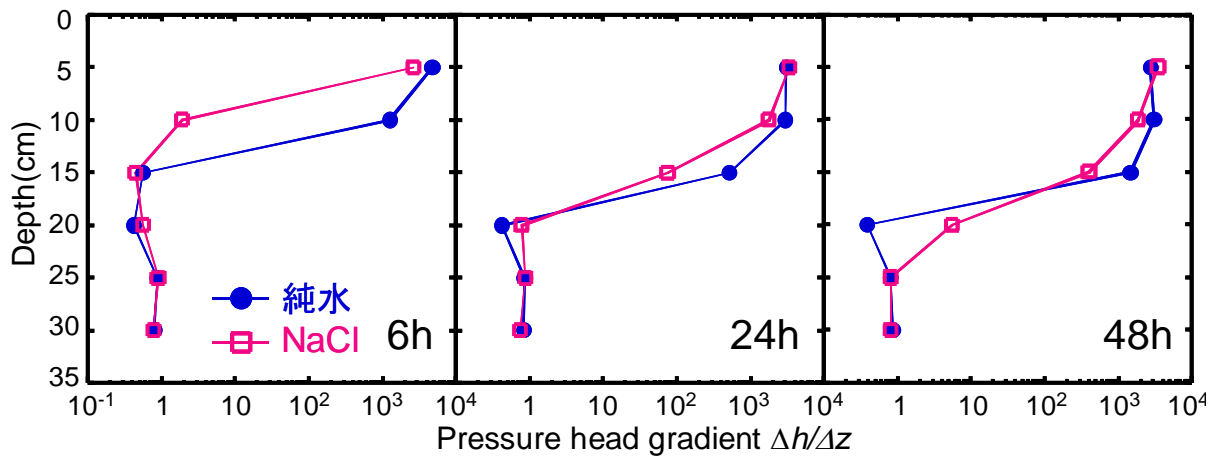


図 4-12 圧力勾配に与える溶質の影響

4-4-2. 凍結にともなう熱移動への溶質の影響

溶質を含むものと含まないものでは、同じ境界条件での凍結実験の温度分布が異なった(図 4-7 参照)。特に、時間が経過するほどに溶質を含む方が温度の低下が早くなった。凍結にともなう熱移動式は式(3.4) で表すことができ、3 章でも述べたように熱移動には発生する潜熱量、熱伝導率、体積熱容量が関わってくる。熱伝導率は溶質を含むことで下がるとの報告がある(望月, 2004)。また、熱容量は水分量が多いほど大きくなる(式 3.13 参照)。しかし、今回の実験結果は、溶質を含まないものに比べて温度の低下が早くなった。そのため、この実験結果の違いは、熱伝導率と体積熱容量の違いが大きな要因ではないと考えられる。よってこれらの温度分布の違いは、氷の生成にともない発生する潜熱が大きく関与していると考えられる。

ここで、溶質を含むものと含まないもので行った実験の、6 時間と 48 時間の氷量分布を図 4-13 に示す。この結果より、2.5cm から 12.5cm までを比較すると、氷量は溶質を含まないものの方が多くなった。このことから、溶質を含む方が氷の生成量が少なくなり、潜熱の発生が抑えられ、温度の低下が早くなったのだと思われる。

また、時間が経過するほどに、凍結面が 12.5cm より深くなるにつれて、温度分布に差が出た。溶質の吐き出し量は凍結速度に依存し、凍結速度が遅いほど氷からの溶質の吐き出し量は多い。(Gay,2003)。そのため、凍結速度の速い実験初期においては、温度分布に大きな差は見られなかったが、実験が進むにつれて凍結速度が低下して、溶質の吐き出しによるさらなる凝固点降下が生じやすくなったのではないかと(図 4-5 参照)。それにより、温度低下による氷の生成量が純水に比べてさらに少なくなり、潜熱の発生が抑えられ、温度分布の違いが大きくなったのだと考えられる。

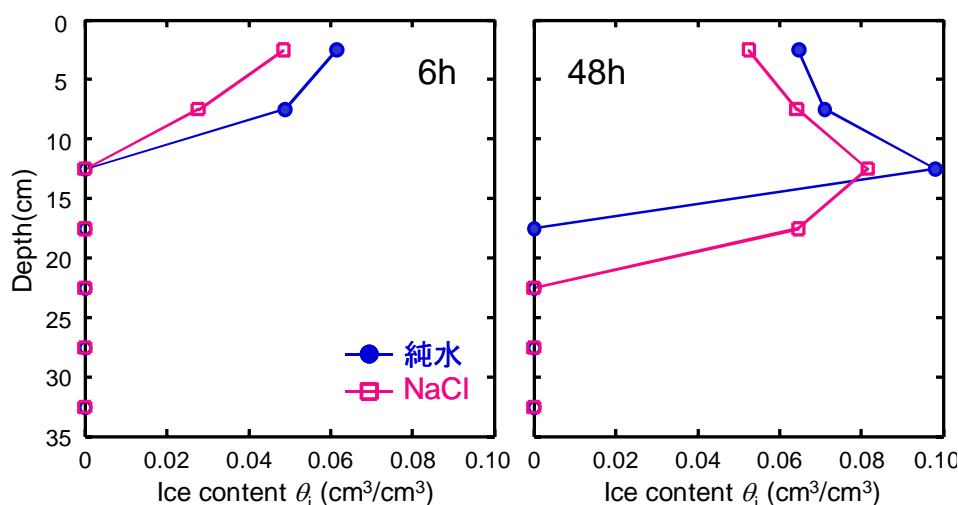


図 4-13 含氷量に与える溶質の影響

4-5 まとめ

溶質を含む土と含まない土では、凍結したときに水分と熱移動が異なった。この違いの主となる要因は、溶質を含むことによる凝固点降下であった。

水移動においては、溶質を含むと凍結にともなう水分フラックスの値が少なくなった。これは、溶質を含むことでの凝固点降下により、土が凍結したときに負圧が生じにくくなったことが原因であった。このときの圧力を、溶質を含まない土の凍結実験から求めた水分特性曲線で比較することで、溶質を含むほうが、凍土と未凍土での圧力勾配が低下することを実証された。

熱移動では、凝固点降下により潜熱の発生が抑えられ、溶質を含む土の方が温度低下は早かった。しかも、氷の生成にともなう溶質の吐き出しにより、不凍水中の溶質濃度がさらに高くなり、さらなる凝固点降下を引き起こしていた。また、吐き出し量は凍結速度が遅い方が多くなるため、温度分布の違いはカラムの中央部で大きくなった。

今後の課題としては、溶質を含む凍結をともなう土の水・熱移動を定量的に評価するためには、溶質を含むことでの移動係数への影響や、溶質の吐き出しによるさらなる凝固点降下について、またそのときの塩濃度依存性、さらにはそのときの圧力の評価方法などをもっと明らかにする必要があると考えられる。

5. おわりに

本研究では、凍結過程における不飽和土中の水分と熱移動を、凍結実験の結果に基づき定量的に評価することを目的とした。まず、TDR法による不凍水量測定についてNMR法を用いて検討した。そして、異なる温度境界条件、溶質濃度に対して鳥取砂丘砂と藤の森シルトの土カラムを用いた鉛直一方向凍結実験を行い、TDRと熱電対によりカラム内の液状水量と温度を連続測定した。そして、氷と不凍水が存在する凍土について、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。また、異なる条件による凍結実験の結果を比較し、それぞれの条件が凍結にともなう水分と熱移動に与える影響を考察した。

第2章では、TDR法による土の水分測定について、NMR法を用いて凍土中の不凍水量測定への応用と、その際の測定精度について検討を行った。NMR法の結果より、凍土の不凍水量は全水量に関わらず温度により一定であった。しかし、TDR法で凍土の比誘電率を求めたところ、氷量により比誘電率が異なった。また、土性が異なることで、凍土、未凍土ともに同じ液状水量でも比誘電率が異なった。そのため、Topp式を用いて不凍水量を推定すると、砂質土においては0.03程度、シルト質土では0.1程度の誤差が生じる可能性があることが示された。そこで、凍土と未凍土で検量式を使い分け、さらに凍土においては、全水量の関数としての検量式を用いることを提案した。その結果、全水量が既知な場合は±0.01以内の精度で不凍水量を測定することが可能となった。また、氷量や水の温度依存性を考慮できる混相モデルも提案した。しかし、低水分域においては、土の比誘電率のわずかな増加で、不凍水量が急激に増加する結果となった。そのため、低水分域では測定精度が低下することも示された。また、土性の考慮はできても、全水量が全く予測できない場合や、大きく全水量が変化するような現場での測定には、真の値から最大で0.1程度の誤差が生じる可能性がある。

第3章では、2章で作成した検量式を基に、鳥取砂丘砂と藤の森シルトが凍結したときに生じる水分・温度分布の変化を連続的に測定した。そして、氷と不凍水が存在する凍土について、凍結過程の水分分布の変化より水分フラックス、温度分布と一般化クラジウスクラペイロン式により土中水圧力を推定し、凍土の水分保持特性と不飽和透水係数について検討した。砂丘砂の凍土中の水分量変化が非常に小さいのに対して、凍土中の不凍水量が大きく不飽和透水係数が大きいシルトでは、凍土内の水分増加が継続した。凍土の水分保持特性として、一般化クラジウスクラペイロン式と地温より求まる土中水圧力と TDR による不凍水量との関係を求めたところ、未凍土の水分保持特性と良く一致した。また、水分分布の変化から推定した

凍土の不飽和透水係数は、未凍土の不飽和透水係数と比較的良く一致した。これにより、未凍土の水分保持特性と不飽和透水係数を第一近似として凍土に適用する妥当性を示した。また、このことより凍土中の温度を計測することで、不凍水量とその圧力を推定できることが示された。熱移動については、凍結により発生する潜熱が温度の低下を妨げることが示された。そのため、生成する氷量が多い方が潜熱の発生が大きく、温度低下が妨げられる。しかし、氷量が多いほど熱伝導率は大きくなり、熱容量が小さくなるため、温度は早く低下した。このことから、温度変化が激しく、凍結・融解を繰り返すような所では熱移動に潜熱の影響が大きく、また温度変化が小さく、氷量の変化があまり無いところでは、熱の流れは熱伝導率や体積熱容量の影響が大きくなることがいえる。

第4章では、溶質を含む土で凍結実験を行い、凍結にともなう溶質移動を調べた。また、溶質を含まない土での実験結果と比較を行い、水分と熱移動への溶質の影響を調べた。凍結にともなう溶質移動は、凍結面の溶質濃度が大きくなるという、凍結させたときの水分分布と似たような結果となった。これは、土が凍結することで、氷からの溶質の吐き出しが起こり、不凍水中の溶質濃度が上昇することが原因だと考えられる。また、未凍土層の溶質濃度が低下したのは、液状水とともに溶質が凍土層へ移動したためだと考えられる。溶質を含むことで水分フラックスが溶質を含まないものに比べて小さくなった。これは、凝固点降下により、氷の生成量が少なくなることで、溶質を含まない土に比べて同じ温度で凍結したときの負圧が小さくなったことが原因だと考えられる。さらに、溶質を含むことで溶質を含まないものに比べて、温度が早く低下した。これは、溶質を含むことでの凝固点降下と、溶質の吐き出しによるさらなる凝固点降下が原因で、氷の生成量が少なくなり、潜熱の発生が抑えられたことが原因である。

本研究では土カラムを一方向から凍結し、凍結過程における土中の温度と水分量の時間変化を連続的に測定することで、凍土の水分保持特性や不飽和透水係数、土性や溶解塩による水分と熱移動への影響を明らかにすることができた。しかし、液状水量は連続的に評価できても、全水量を細かな時間間隔で連続的に評価することは出来なかったため、不飽和透水係数の推定精度は甘くなった。また、凍土の不凍水量とその圧力を土中の温度より推定する妥当性が示されたことから、温度の深さに対しての細かい測定の改善が求められる。

6. 参考文献

Birchak, J.R., Gardner, C.G., Hipp, J.E. and Victor J.M., (1974) : High dielectric constant microwave probes for 84 sensing soil moisture. Proc. IEEE, 62, 93–98.

De Loor, G.P., (1964): Dielectric properties of heterogeneous mixtures. Appl. Sci. Res., B3, 479–482.

Durner, W. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resour. Res., 30(2): 211-223.

Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J.N. (1980): Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. Cold Reg. Sci. Technol., 3: 223-232.

福田正己 (1982): ガンマー線水分計による凍土中の水分移動の測定, 日本雪氷学会誌,44,1-11

福田正己・Kay, B.D.・伊豆田久雄・Sheppard, M.I. (1984): 凍土中の水分移動が熱伝導率測定に及ぼす影響について, 土壌の物理性, 49, 54-61.

Guillaume Gay and M. Aza Azou (2003) Experimental study of the redistribution of heavy metals contaminants in coarse-grained soils by unidirectional freezing, Cold Regions Science and Technology 37 151– 157

Hansson, K., Šimůnek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L.C. and van Genuchten, M.Th. (2004): Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze-thaw applications. Vadose Zone Journal, 3: 693–704.

Ishizaki T., Fukuda M., Hirano A.,(1990): Measurement of Unfrozen Water Content by Pulsed Nuclear Magnetic Resonance. *Low Temperature Science, Ser. A.* 50.

Jame, Y.W. and Norum, D.I. (1980): Heat and mass transfer in freezing unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 16: 811–819.

Koopmans, R.W.R. and Miller, R.D. (1966): Soil freezing and soil water characteristic curves. *Soil Sci. Soc.Am. Proc.*, 30, 680–685.

木下誠一 (1982) : 凍土の物理学, 森北出版

溝口勝・中野政詩・白井清恒.(1984): 不飽和土の凍結における水分・溶質・温度分布の変化, *農業土木学会論文集*, 122, 11-17.

McCauley, C.A., White, D.M., Lilly, M.R. and Nyman, D.M.,(2002) : A comparison of hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils. *Cold Regions Sci. Tech.*, 34, 117–125

Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients.*Trans. AGU*, 38 (2): 222–232

R.R. Gilpin, “Wire regelation at low temperature”, *J.Colloid. Interface Sci.*, 77, 1980, pp.435–448.

Roth, K., R. Schulin, H. Flühler, and W. Attinger (1990), Calibration of time domain reflectometry for watercontent measurement using a composite dielectric approach, *Water Resour. Res.*, 26, 2267–2273.

Schofield, R.K. and Bothlho da Costa, J.V. (1938): The measurement of pF in soil by freezing point. *Agric.Science*, 28: 645–653

坂井勝・取出伸夫 (2006): 古典を読む J.R. Philip and D.A de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」, 土壌の物理性, 103:105-112.

坂井勝・取出伸夫.(2007): 蒸発法における不飽和水分移動特性の最適条件の検討, 土壌の物理性,106 ,33-46

Smith, M.W. and Tice, A.R., (198)8: Measurement of the unfrozen water content of soil: Comparison of NMR and TDR methods. CRREL Reports., 88-18.

Suzuki, S., (2004): Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen clay soil on initial soil moisture content. Soil Sci. Plant Nutr., 50, 603-606.

Tokida, T., Mizoguchi, M., Miyazaki, T., Kagemoto, A., Nagata, O. and Hatano, R., (2007). Episodic release of methane bubbles from peatland during spring thaw. Chemosphere, doi: 10.1016/j.chemosphere.2007.06.042

Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission line. Water Resour. Res., 16, 574-582.

取出伸夫・井上光弘・長裕幸・西村拓・諸泉俊嗣・渡辺晋生訳 ウィリアムジュリー・ロバートホートン著 (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, 築地書館.

Warith, J. M. and D. Or (1999a), Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development, Water Resour. Res., 35, 361-369.

Wang Liping and Akae Takeo,(2003), Estimation of unfrozen water content by Time Domain Reflectometry Measurements in Frozen Soils : 農業土木学会論文集, 224 89-95

渡辺晋生(2004) : 一方向凍結法による土壌浄化. マテリアルインテグレーション, 17(5):39-44

Watanabe and Ito, (2008), In situ observation of the distribution and activity of microorganisms in frozen soil, Cold Science and Technology, in press

Watanabe, K. and Mizoguchi, M. (2002) : Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. Cold Reg. Sci. Tech.,34:103-110.

渡辺晋生・取出伸夫・坂井勝・Jiri Simunek (2007): 凍結をともなう水分・熱・溶質移動モデル, 土壌の物理性, 106 ,21-32

Williams, P. (1964): Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction. Geotechnique, 14: 231-246.

7. 謝辞

本研究を行うにあたり、三重大学大学院生物資源学研究科 取出伸夫教授 渡辺晋生准教授には大変お世話になりました。取出伸夫教授には土壌物理だけでなく、水泳やマラソンを通じて、私に一番足りなかった「継続」というものを教えていただきました。指導教官の渡辺晋生准教授には、「土の凍結」を通じて勉強に全く興味の無かった私に、勉強のおもしろさを教えていただきました。さらには、研究を通じて北海道やアメリカにまで行くことができ、非常に有意義な大学院生活を送らせていただきました。多少の飛行機嫌いが解消できたのも渡辺准教授のおかげです。また、研究室の先輩である坂井勝氏には、勉強で困ったことがあればいつでも相談に乗っていただきました。ここまでできたのも坂井氏のおかげです。坂井氏の選択したカリフォルニアの MOTEL で、暖房のつかない部屋で一泊したのも良い思い出です。あとは、生意気な後輩と仲良くしてくれた野口氏や鈴木氏、一緒に遊んでくれた研究室の後輩、辛い時期に励ましあってきた講座の同級生や、遊びに行ったらお茶やお菓子を出してくれた他の研究室の先生方や後輩、アメリカで出来た新しい友人たち、大学生活をここまで有意義に過ごせたのは本当に皆様のおかげです。最後に、この年までわがまま言って学生生活を送らせてくれた親に感謝したい。

8. 付録

8-1 TDR での計測について

1. WinTDR にて波形解析に必要なオプションを説明する。

- **Waveform smoothing Tolerance:**解析するときの波形のノイズを消すオプション。この値を大きくしすぎると、波形の信頼性が失われる。
- **Peak Tolerance:**各自で設定した First peak をソフトがよりよい場所を探してくれる。この値が大きいほど、広い範囲でマニュアルどおりの First peak を拾う。マニュアルの First peak の取りかたは、波形の勾配が一番急である2地点から接線を引き、その交点を First peak としている。
- **Slove Average Tolerance:**接線をとる地点の範囲を決める。この値が大きいほど広い範囲で平均した接線をとる。
- **Tangent anchoring:**波形の極小値から First peak までの距離を 100%として、その間で接線をとる場所を固定する。デフォルトは 33%で、極小値から First Peak までの3分の1の場所で接線をとっている。

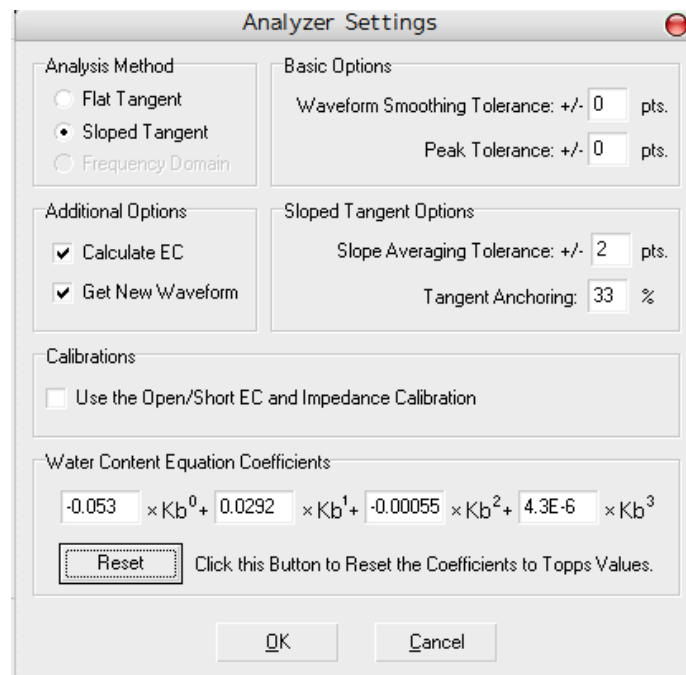
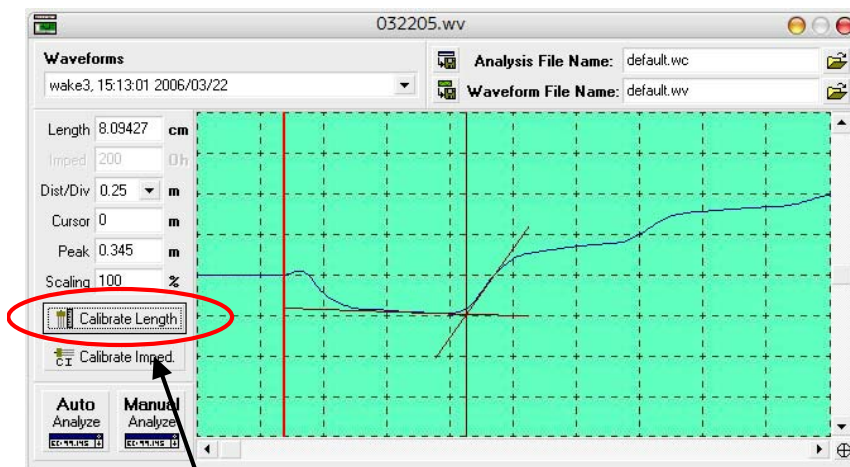


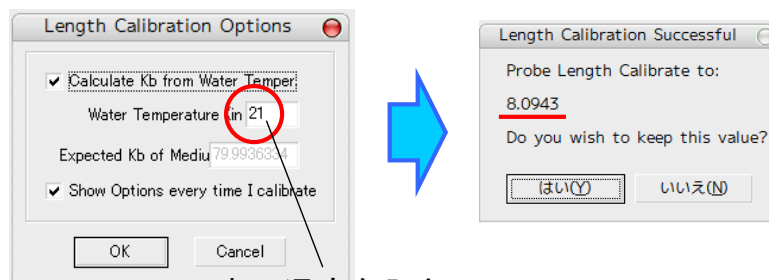
図 1 波形解析の設定画面

2. Win TDR によるプローブの長さのキャリブレーション方法

- ① ある任意の温度の水のプローブを挿入し、そのときの波形をとる。
- ② Calibrate Length を選択。
- ③ 水の温度を代入し、Length を自動計測させる。
- ④ Calibrate Imped を選択し、インピーダンスを自動計測させる。
- ⑤ 設定を保存し、目的の試料に対し測定を行う。



ここをクリック



水の温度を入力

図 2 TDR プローブの長さ L のキャリブレーション画面

3. 困った波形

TDR で計測していると、ごく稀に図 3(a)のような波形を得ることがある。この波形をいつものように解析すると、図 3(b)のようにありえない場所を **RP** として解析してしまう。このような波形が得られてしまった場合は、まずこの波形データをワードパッドで開き、急激に減少している値を前後の値の間になるように調整する(図4)。そして波形を解析し直せば、問題なく解析することができる。得られた波形データをいじることに抵抗はあるが、実際いじる場所は誘電率測定に何ら影響が無い場所なので、問題は無いと考えられる。

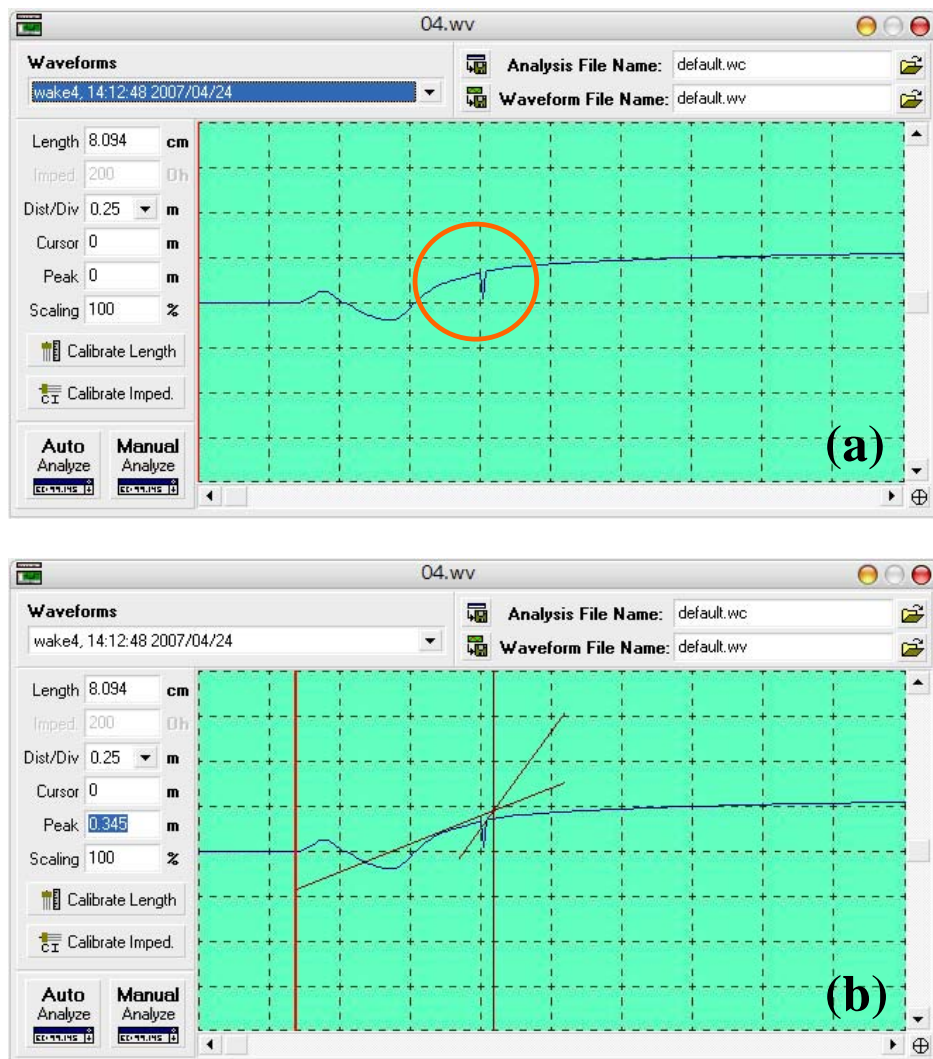


図 3 困った波形の一例

D) ヘルプ(H)

,0.20528,0.21110,0.21510,0.22236,0.22745,0.23145,0.23436,0.23835,0
 75,0.21084,0.21520,0.22246,0.13344,0.23119,0.23446,0.23845,0.24209
 41,0.21050,0.21523,0.12802,0.22722,0.23121,0.23448,0.23848,0.24175
 20517,0.21062,0.21498,0.03441,0.22697,0.23096,0.23423,0.23823,0.24
 965,0.21438,0.22019,0.22740,0.23219,0.23582,0.24019,0.24382,0.2474
 964,0.21509,0.03518,0.22745,0.23254,0.23653,0.24053,0.24453,0.2485
 129,0.24637,0.25183,0.25692,0.26128,0.26455,0.26891,0.27218,0.2765
 5,0.26571,0.27116,0.27589,0.28025,0.28389,0.28789,0.29153,0.29444,
 ,0.28892,0.29219,0.29755,0.30192,0.30555,0.30946,0.31246,0.31573,0
 430,0. この値を例えば0.22に変更 0,0.33084,0.3341
 508,0. 4,0.35908,0.3619
 9721,0.39940,0.40158,0.40413,0.40595,0.40922,0.41140,0.41468,0.417
 45,0.46636,0.46964,0.47328,0.47547,0.47838,0.48057,0.48166,0.48275
 9,0.50911,0.51203,0.51421,0.51494,0.51567,0.51603,0.51640,0.51676,
 3283,0.53574,0.53793,0.53939,0.53975,0.53939,0.53866,0.53902,0.539

図 4 波形の値を解析できるように調整

4.TDR の連続測定の方法

ここでは WinTDR での連続測定を行う方法について記す。

まずは WinTDR を開ける。そして図 5 に記してある場所をクリックする。すると図 5 の下にある画面が出てくるので、あとは下にした手順に従えば OK。測定間隔が 10 分ぐらいだとしばらくしたら止まっている可能性があるので注意が必要。個人的には 30 分が限界だったように感じる。

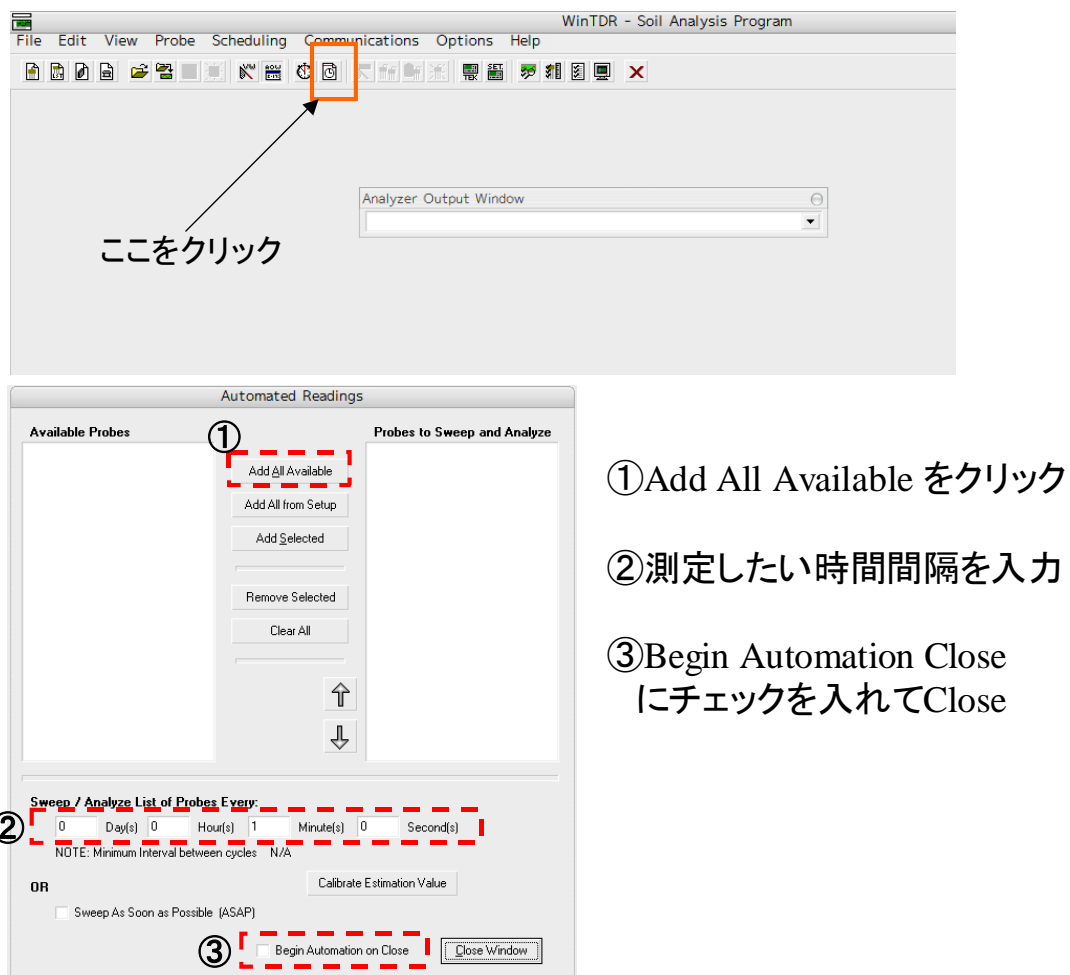


図 5 WinTDR を用いての連続測定する方法

8-2 データロガーの使い方 (データロガー講習会.doc)

1. データロガー (datalogger) とは？

主に電圧等を自動計測し、蓄積するもの。

2. 測定に必要なもの

① データロガー本体

CR10X, CR23X, CR21X (Campbell Scientific inc.)

② バッテリー

ロガーに 12V 供給

③ パソコン

PC208W を使ってロガーを制御

測定項目、測定間隔等のプログラムの送信

データの吸い上げ

④ 接続ケーブル類

RS232C ケーブル

25-9 ピンケーブル

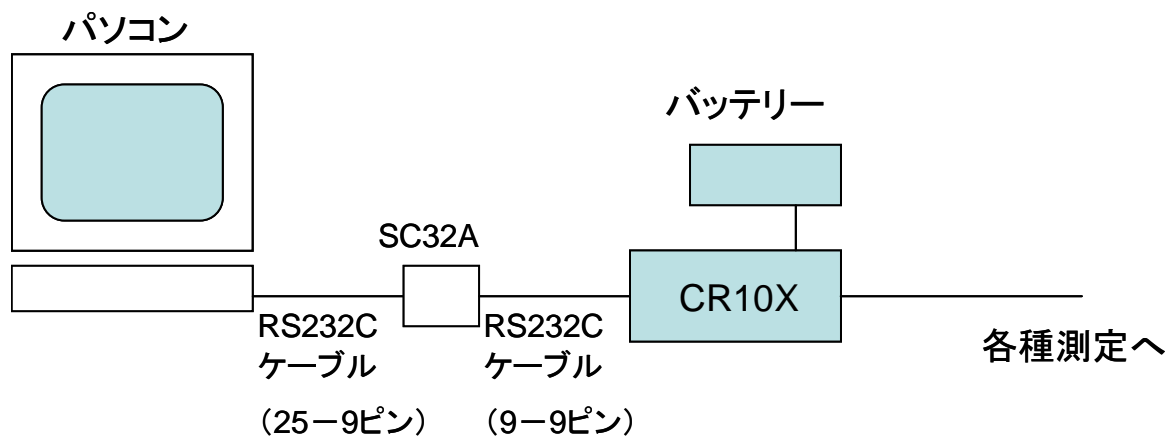
9-9 ピンケーブル

SC32A

ケーブルの変換器

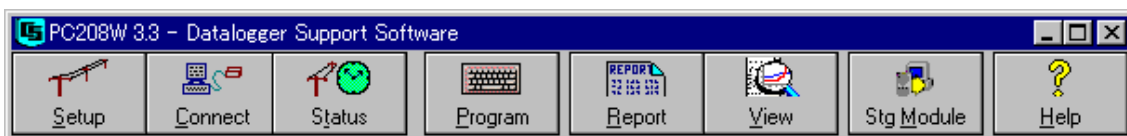
⑤ 測定機器

熱電対, 圧力変換器等



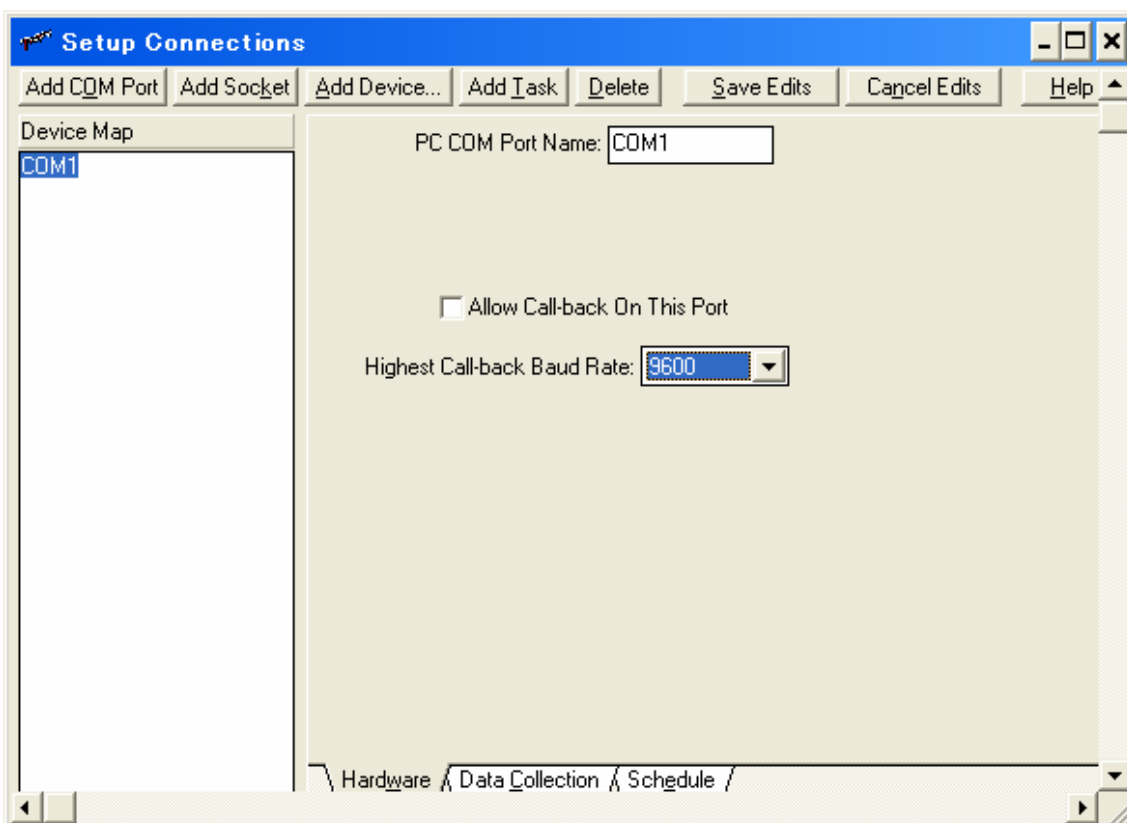
3. PC208W

データロガーの制御ソフト



3.1 Setup

Hardware のタグ



①PC COM Port Name

接続するパソコンの COM ポートの名前

②Highest Call-back Baud Rate

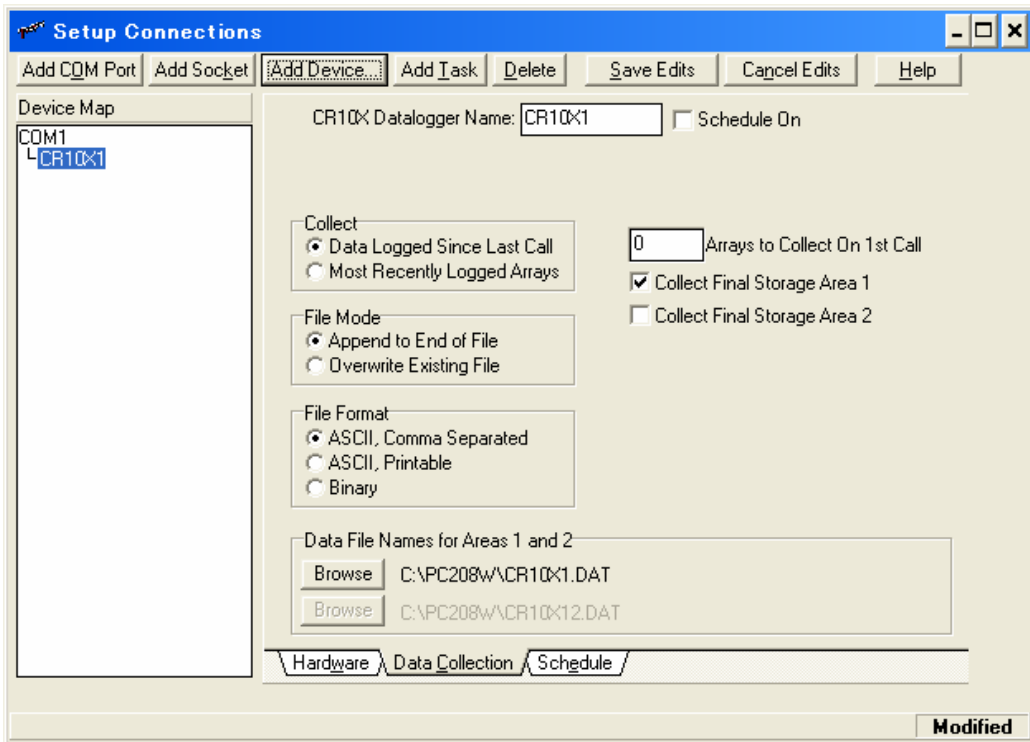
ボーレートの設定 9600 がよい

③Add Device

接続するデータロガーを選択

新しく選択したら Save Edits で保存

Data Collection のタグ



①Collect

データの取得方法

Data logged since last call メモリー中の未読のデータすべてを取り込む。

Most recently logged arrays 最新の書き込みデータのみを読み込む。

②File Mode

データの上書き方法

Append～を選択すると既存のファイルの最後にデータが加えられる。

Overwrite～を選択すると既存のファイルにデータを上書きする。

③File Format

データファイル形式

ASCII, Comma Separated

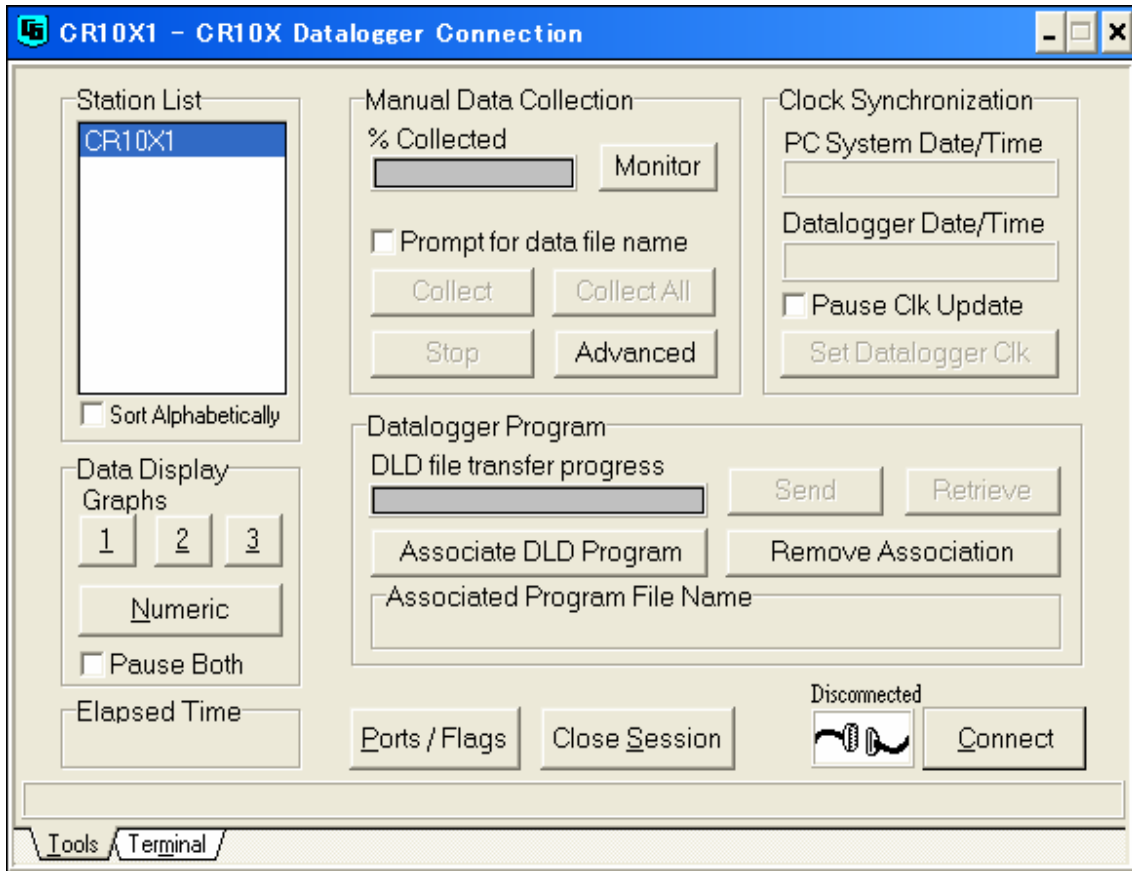
④Data File Name for Area～

データの保存先ファイル名を指定

①～③はデフォルトでよい

Save Edits で設定を保存

3.2 Connect



データロガーの電源を入れ、Connect をクリック。プラグの絵がつながれば接続完了。

3.3 Program

測定間隔, 測定項目等のプログラムファイルを作成
例) アルメル-クロメル熱電対で温度, 起電圧を測定

;{CR10X}

*Table 1 Program

;測定間隔設定 単位(秒)

01: 10 Execution Interval (seconds)

;バッテリー電圧測定 10 Enter

1: Batt Voltage (P10)

1: 1 Loc [battery] ;「Loc」ロケーション データを収める場所
;battery という名前の 1 番ロケーションにデータを収める

;CR10TCR を使った温度測定

2: Temp (107) (P11)

1: 1 Reps ;測定回数
2: 7 SE Channel ;7 番 Single End Channel で測定
3: 3 Excite all reps w/E3 ;E3 から電流を流す
4: 2 Loc [reftemp]
5: 1.0 Mult ;出力値に掛け算
6: 0.0 Offset ;出力値に足し算

;ロガー内部の温度計で温度測定

3: Internal Temperature (P17)

1: 3 Loc [inttemp] 熱電対の測定基準になるもの

;熱電対で温度測定

4: Thermocouple Temp (DIFF) (P14)

1: 1 Reps ;測定回数
2: 1 2.5 mV Slow Range ;測定レンジ Slow Range 推奨
3: 1 DIFF Channel ;1 番 Differential channel で測定
4: 3 Type K (Chromel-Alumel) ;クロメル-アルメル熱電対
5: 2 Ref Temp (Deg. C) Loc [reftemp] 測定基準となる参照温度のロケーション
6: 4 Loc [TC]
7: 1.0 Mult
8: 0.0 Offset

;熱電対を電圧で測定

5: Volt (Diff) (P2)

- 1: 1 Reps
- 2: 25 2500 mV 60 Hz Rejection Range ;測定レンジ, 周波数
- 3: 2 DIFF Channel ;2 番 Differential channel で測定
- 4: 5 Loc [Volt]
- 5: 1.0 Mult
- 6: 0.0 Offset

;データをロガーに記録する間隔を設定する

6: If time is (P92)

- 1: 0000 Minutes (Seconds --) into a ;単位選択 秒に変更は c を押す
- 2: 20 Interval (same units as above) ;記録間隔
- 3: 10 Set Output Flag High (Flag 0) ;データの読み込み開始 (読み込み開始の旗を立てる)

7: Resolution (P78)

- 1: 1 High Resolution

;収めたデータを表示する

8: Sample (P70)

- 1: 5 Reps ;項目数
- 2: 1 Loc [battery] ;始めのロケーション

;時間表示形式

9: Real Time (P77)

- 1: 1220 Year,Day,Hour/Minute (midnight = 2400)

*Table 2 Program

- 02: 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

End Program

Saveし(ファイル名.csi), コンパイルする(ファイル名.dld)。

3.4 プログラム送信

Connect 画面で Send をクリック

dld ファイルを選択

Success Transfer の表示から測定開始

3.5 データの回収

Collect をクリック テキスト形式で保存されるのでエクセルで表示可能

8-3 凍結実験で使用したプログラム

1.圧力センサーを挿した Ver. (File : WAKE0612.CSI)

;**{CR23X}**

*Table 1 Program

01: 10 Execution Interval (seconds)

1: Beginning of Loop (P87)

1: 0 Delay

2: 10 Loop Count

2: Volt (SE) (P1) ; 土中水の圧力計測

1: 1 Reps

2: 25 5000 mV, 60 Hz Reject, Fast Range

3: 1 SE Channel

4: 1 -- Loc [press1]

5: 1.0 Mult ; キャリブレーションが終わったらその検量線の傾きをここに入力

6: 0.0 Offset ; キャリブレーションが終わったらその検量線の切片をここに入力

3: End (P95)

4: Spatial Average (P51) ; 10回計測したその平均をとっている

1: 10 Swath

2: 1 First Loc [press1]

3: 11 Avg Loc [avep1]

5: Beginning of Loop (P87)

1: 0 Delay

2: 10 Loop Count

6: Volt (SE) (P1)

1: 1 Reps

2: 25 5000 mV, 60 Hz Reject, Fast Range

3: 2 SE Channel

4: 12 -- Loc [press2]

5: 1.0 Mult

6: 0.0 Offset

7: End (P95)

8: Spatial Average (P51)

1: 10 Swath

2: 12 First Loc [press2]

3: 22 Avg Loc [avep2]

9: Beginning of Loop (P87)

1: 0 Delay

2: 10 Loop Count

10: Volt (SE) (P1)

1: 1 Reps

2: 25 5000 mV, 60 Hz Reject, Fast Range

3: 3 SE Channel

4: 23 -- Loc [press3]

5: 1.0 Mult

6: 0.0 Offset

11: End (P95)

12: Spatial Average (P51)

1: 10 Swath

2: 23 First Loc [press3]

3: 33 Avg Loc [avep3]

13: Beginning of Loop (P87)

1: 0 Delay

2: 10 Loop Count

14: Volt (SE) (P1)

1: 1 Reps

2: 25 5000 mV, 60 Hz Reject, Fast Range

3: 4 SE Channel
4: 34 -- Loc [press4]
5: 1.0 Mult
6: 0.0 Offset

15: End (P95)

16: Spatial Average (P51)

1: 10 Swath
2: 34 First Loc [press4]
3: 81 Avg Loc [avep4]

17: Beginning of Loop (P87)

1: 0 Delay
2: 10 Loop Count

18: Volt (SE) (P1)

1: 1 Reps
2: 25 5000 mV, 60 Hz Reject, Fast Range
3: 5 SE Channel
4: 44 -- Loc [press5]
5: 1.0 Mult
6: 0.0 Offset

19: End (P95)

20: Spatial Average (P51)

1: 10 Swath
2: 44 First Loc [press5]
3: 82 Avg Loc [avep5]

21: Panel Temperature (P17)

1: 54 Loc [intemp]

22: Thermocouple Temp (DIFF) (P14)

1: 9 Reps
2: 21 10 mV, 60 Hz Reject, Slow Range
3: 4 DIFF Channel
4: 1 Type T (Copper-Constantan)
5: 54 Ref Temp (Deg. C) Loc [intemp]
6: 83 Loc [TC_1]
7: 1.0 Mult
8: 0.0 Offset

23: If time is (P92)

1: 0000 Minutes (Seconds --) into a
2: 2 Interval (same units as above)
3: 10 Set Output Flag High (Flag 0)

24: Resolution (P78)

1: 1 High Resolution

25: Real Time (P77)

1: 1220 Year,Day,Hour/Minute (midnight = 2400)

26: Sample (P70)

1: 1 Reps
2: 11 Loc [avep1]

27: Sample (P70)

1: 1 Reps
2: 22 Loc [avep2]

28: Sample (P70)

1: 1 Reps
2: 33 Loc [avep3]

29: Sample (P70)

1: 1 Reps
2: 81 Loc [avep4]

30: Sample (P70)

1: 1 Reps

2: 82 Loc [avep5]

31: Sample (P70)

1: 9 Reps

2: 83 Loc [TC_1]

*Table 2 Program

02: 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

End Program

2.マルチプレクサーを接続して温度を計測した Ver

;**{21X}** (File : 100404.CSI)

;

*Table 1 Program

01: 30 Execution Interval (seconds)

1: Internal Temperature (P17)

1: 1 Loc [inttemp]

2: Do (P86)

1: 41 Set Port 1 High

3: Beginning of Loop (P87)

1: 0000 Delay

2: 11 Loop Count

4: Do (P86)

1: 72 Pulse Port 2

5: Excitation with Delay (P22)

1: 1 Ex Channel

2: 0000 Delay w/Ex (units = 0.01 sec)

3: 10 Delay After Ex (units = 0.01 sec)

4: 0.0 mV Excitation

6: Thermocouple Temp (DIFF) (P14)

1: 1 Repts

2: 1 5 mV Slow Range

3: 1 DIFF Channel

4: 1 Type T (Copper-Constantan)

5: 1 Ref Temp (Deg. C) Loc [inttemp]

6: 2 -- Loc [TC]

7: 1.0 Mult

8: 0.0 Offset

7: End (P95)

8: Do (P86)

1: 51 Set Port 1 Low

9: Thermocouple Temp (DIFF) (P14)

1: 7 Reps

2: 1 5 mV Slow Range

3: 2 DIFF Channel

4: 1 Type T (Copper-Constantan)

5: 1 Ref Temp (Deg. C) Loc [inttemp]

6: 13 Loc [hekimen_1]

7: 1.0 Mult

8: 0.0 Offset

10: If time is (P92)

1: 0000 Minutes into a

2: 2 Minute Interval

3: 10 Set Output Flag High

11: Resolution (P78)

1: 1 High Resolution

12: Sample (P70)

1: 19 Reps

2: 1 Loc [inttemp]

*Table 2 Program

02: 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

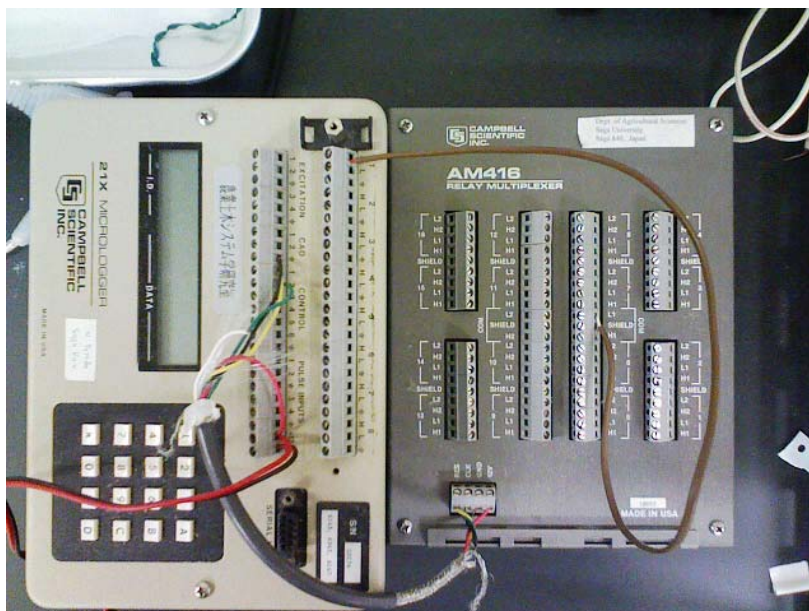
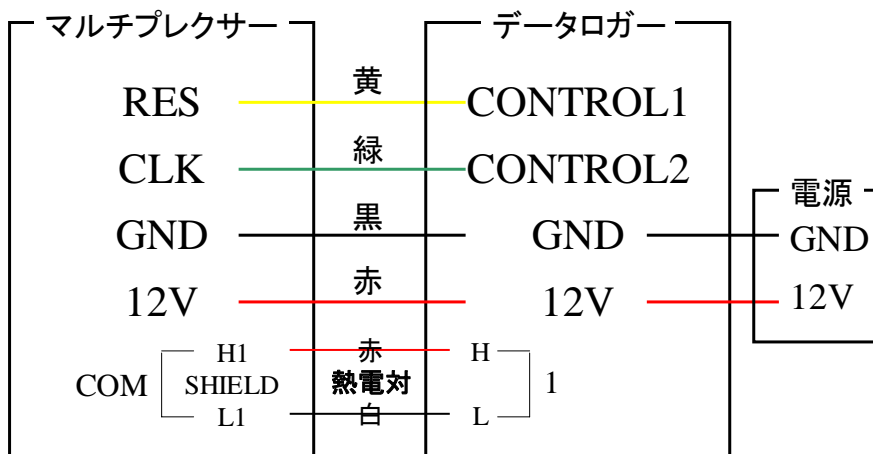


図 データロガーとマルチプレクサーをつなぐ配線とそのときの写真

3. データロガーを使用するにあたっての注意

研究室には 10X, 21X, 23X, 1000X の 4 種類のロガーがある。本研究では 21X, 23X を使用した。この二つでも微妙にコマンドが異なるため、説明書で調べる必要あり。説明書は実験室の大森陽介ブースの目の前にある棚に入っている。また、21Xを使用する場合は、21Xにバッテリーが積んでないため、一度電源を切ると全てデータは無くなってしまいますので、こまめに計測したデータをパソコンに取り入れることを推奨する。この上に記したプログラムを使えば、問題なく本実験を真似することはできる。あとは、行う実験に合わせて数値を変えてデータロガーの使い方を覚えていって欲しい。