



Title	塩分を含む土の凍結と凍上に関する実験的研究
Author(s)	八木, 陶子; 福田, 正己; 石崎, 武志
Citation	低温科学. 物理篇, 49, 53-64
Issue Date	1991-03-01
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18594
Type	bulletin (article)
File Information	49_p53-64.pdf



[Instructions for use](#)

塩分を含む土の凍結と凍上に関する実験的研究*

八 木 陶 子

(石川島播磨重工業(株))

福 田 正 己 ・ 石 崎 武 志

(低温科学研究所)

(平成2年10月受理)

I. はじめに

海岸付近での地盤の凍結や、土壌中に各種のイオンを含む場合の凍結では、その中に含まれる塩類が凍上過程での水分移動に伴って移動し、凍結面で塩分が吐き出されることがある。その結果、凍結前には均一に分布していた土壌水分の塩分濃度が、不均一な濃度分布となることが知られている¹⁾。海水の凍結過程の類似から、凍上現象でも氷の析出する前面(氷レンズ形成面)から塩分が排出され、そのためには凍結面直下では塩分の集積が生じる。下方から引き続いて水分が補給される一方で、塩分濃度が増すことで、高密度となった溶質の下降流を発生させる。凍結の速度が大きく、土壌の透水係数が小さいと、吐き出された塩分を取り込んで凍土層が形成されることがある。従って、形成された凍土内の塩分濃度分布には、凍結前よりも高塩分の濃度分布が形成されることもある。

このように、塩分を含む土壌の凍結では、水分の飽和状態、透水係数、凍結面の移動速度、初期の塩分濃度などに依存し、塩分濃度の再配分が異なってくる。既報の実験結果を比較する場合、こうした条件の相違を考慮しなければならない。凍結に伴う塩分の移動が、水分の移動へも影響を与える。すなわち、土中水が飽和した状態で塩類が含まれると、凍上量は減少することが実験で示された。山本ら(1986)²⁾は、土壌水の塩分濃度の増加は、凍結前面と氷レンズの間隙氷と不凍水の存在領域(Frozen Fringe - 凍土内の凍結領域)³⁾を拡大させるとした。その結果、凍土内凍結領域の動水抵抗が増加し、結果として凍上量は減少すると説明付けた。Baker and Osterkamp(1990)⁴⁾は、凍結の進行速度が比較的早く(数cm/日)、透水係数の大きい砂質土の場合、海水形成面下で見られる高塩分の流下水路(Salt Fingering)が形成されることを報告している。溝口ら(1986)⁵⁾は不飽和状態での凍結による塩分濃度の変化を調べたが、初期含水率が21%の場合には凍結前後では変化せず、43%では凍結側で塩分濃度の増加、凍結前面での低下という濃度変化を見いだしている。

本研究では、既報では取り扱われていない土質の影響を見るため、砂質土とシルト、粘土と組成粒径分布の異なる土質を用い、塩類を含む土の凍結実験を行った。主な実験の目的は、

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3402号

飽和条件のもとで、凍結時の塩分溶質の排出と凍結の進行速度関係、およびそれに関わる透水条件を知ることである。

II. 実験の方法と内容

1. 実験装置

塩分を含む土の凍結実験では、次に挙げる条件を満たす必要がある。

- ① 凍結面の進行速度を一定に制御できること。
- ② 実験の経過ごとに塩分分布が測定できること。
- ③ 実験試料の長さが十分あること。たとえば 40 cm 以上。

実験用カラムが長くなると、通常の凍上実験のように、上下端面の温度を制御するのは難しくなる。そこで、武田ら (1984)⁶⁾ による実験方法、つまり長いカラムの側方向での温度制御が必要となる。Baker and Osterkamp (1988)⁷⁾ は、長いアクリル製のカラムをプラス側の温度に制御されたブライン溶液に吊り下げ、一定速度で、 -10°C の外気へ引き上げることで、①の一定の凍結速度を実現している。②については、非破壊で土中の塩分濃度が測定できないため、多数の試料を同一条件下で凍結させ、一定の経過時間毎に試料を取り出す方法をとらざるを得ない。本研究では、①から③の条件をみたす実験法として、次の装置を開発した。

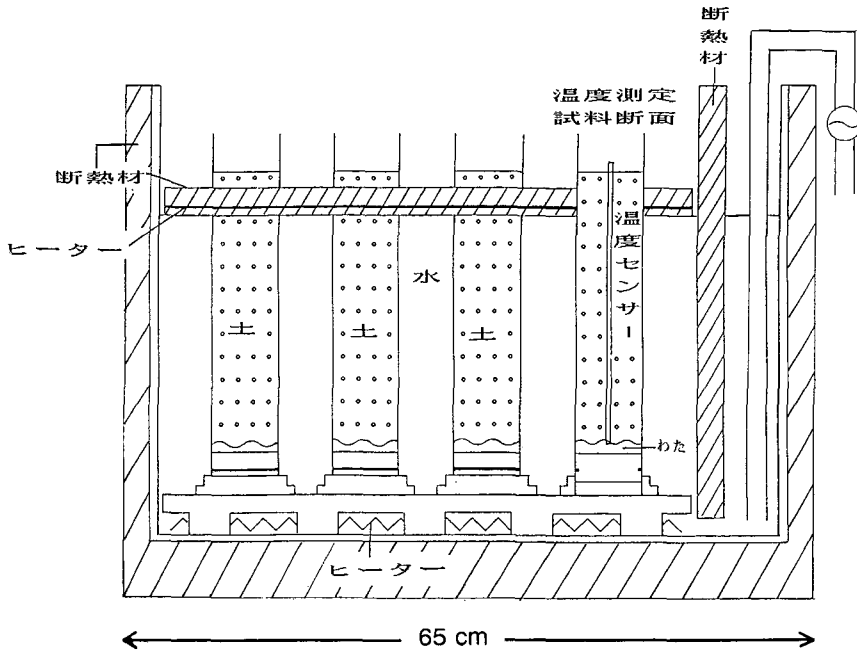
-10°C ～ -12°C の低温室内に、断熱材で覆われたアクリル水槽 (横 37 cm, 縦 65 cm, 高さ 60 cm) に水を満たす。水の凍結を防止するための、ヒーターが水槽内に設置されている。土中の垂直方向の温度分布を測定するためのコンピューターを用いて、内部水温が $+5^{\circ}\text{C}$ に保たれるように、温度変動を監視し、ヒーターの電源を on-off 制御する。この水槽内に長さ 50 cm, 外径 6.4 cm, 厚さ 0.5 cm のアクリル円筒を土試料容器として 8 本入れておく。水槽内の水を定量吐出ポンプで汲み上げて、水槽外に排出する。液面が一定速度で低下するのに従って、円筒試料容器は次第に外気に曝されて、内部の土は下方に一定速度で凍結することとなる。装置の模式図を第 1 図に示す。

アクリル円筒試料容器の下端には、Oリングで締めたキャップがしてあり、凍結が進行して容器内の水圧が高まっても、キャップが緩み移動することで、容器の破損を防止することができる。また、水槽の液内にはシリコンオイルを散布して表面を覆い、水分の蒸発による損失を防止している。水の凍結防止のためにヒーターを入れた断熱材を浮かべておく。

土の凍結過程をモニターするため、8 本用意した土試料容器のうちの 1 本には、2 cm 間隔に銅-コンスタンタン熱電対を 21ヶ所に設置する。これを多チャンネル温度記録計に接続し、さらに GPIB インターフェイスを介してコンピューターに接続・記録する。温度変化は 10 分毎に記録する。残り 7 本の試料容器を経過時間に応じて順次取り出し、土試料を切断して含水率と塩分濃度を測定する。試料容器を水槽から取り出すと同時に、試料容器と同じ形状と容積のダミー円筒を差し替えて水槽におくことで、急激に液面が低下するのを防止する。

2. 土試料とその準備

実験には苦小牧シルト、豊浦砂、藤の森粘土を用いた。これらの土質の粒度組成は、石崎ら (1990)⁸⁾ に詳しく報告されている。初期の含水率と密度を均質にするために、次のような手



第1図 実験装置模式図

順で土試料をアクリル容器に充填した。

まず、試料に3%濃度のNaCl溶液を加える。十分に攪はんする。また溶液からの脱気のために、約30分から1時間煮沸する。試料がスラリー状になるように、加えた溶液と土の量比を加減する。冷却したのちに、円筒容器に充填し、豊浦砂では1日、苫小牧シルトと藤の森粘土では3日以上放置して、圧密が完了するのを待つ。こうした準備の過程で、塩分濃度の変化や塩分濃度分布が不均一になる可能性がある。そこで同一条件で準備作成した土試料を、凍結前に適当な間隔で切断分離して、塩分の濃度及び含水率を測定し、この時の値を凍結前初期値とする。

3. 凍土試料の処理

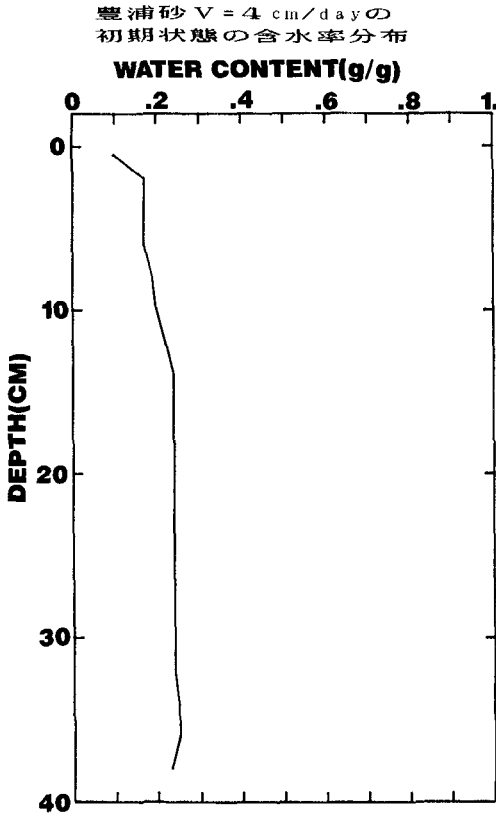
ポンプを作動させて、凍結面を徐々に低下させると、 0°C 等温面は上から下へ試料容器中を進行する。 0°C 等温面の移動は、温度分布で監視しており、所定の経過時間ごとに土試料を水槽から取り出す。取り出した試料は、表面への塩分溶液のしみだしの有無、凍土-未凍土境界位置の確認を行う。特に凍土中の氷レンズの有無とその位置、厚みについては注意して観察する。土試料を容器から取り出し、2cmの厚みで切断する。ディスク状の凍土試料が約20個得られるので、密度と含水率を順次測定する。すなわち、湿潤重量を量り、 $+11^{\circ}\text{C}$ で24時間乾燥させて、乾燥重量を量る。この乾燥試料に70~100gの蒸留水を加える。よく攪はんして土中の塩分を溶出させる。懸濁した溶液を濾過して、その塩分濃度を電気伝導度計(計測技研MK-205-6型)で測定する。

以上の手順で、2cm間隔での塩分濃度、含水率、密度の分布が得られる。 0°C 等温面の低下速度は4cm/dayと1cm/dayであった。

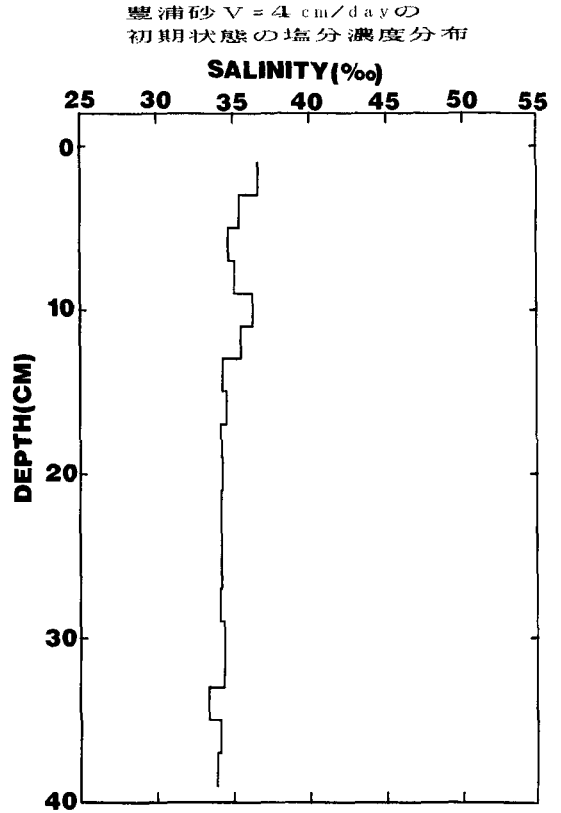
III. 実験結果と考察

1. 豊浦砂を用いた実験結果

凍結速度が大きい (4 cm/day) 場合の凍結前の含水率と塩分濃度の分布を第2図, 第3図に示す。最上部でやや乾燥したため含水率が低くなっているが, ほぼ全層が飽和状態であることが分かる。また塩分濃度も 35 ± 1 パーミルと均一になっていた。他のシルトや粘土の場合にも, 同様の測定結果が得られており, 実験前の処理が適切であったことが保証された。温度分布の経時変化を第4図に示す。温度勾配の変換点が 0°C 等温面に一致するが, 30 パーミル程度の塩分水の凍結点降下 (約 -1.6°C) はこの図から読み取ることが出来ない。凍結開始から4日後までの含水率分布の変化を第5図に示す。図中の凍結面と未凍結面の境界は, 実際に土試料を取り出した時点で肉眼で判定した。未凍結層が暗色に見えること及び未凍土層が凍土層よりも脆いことで容易にその位置を判定できる。含水率の変化は時間の経過でやや増加する傾向があるものの, 使用した土試料ごとの初期含水率のバラツキを考えると, 他の土質の例ほど明確ではない。次に塩分濃度分布の経時変化を第6図に示す。2日から4日経過までの分布図に共通しているのは, 凍土層表面近くで濃度が大きくなっていること, 凍土層では塩分濃度は初期値よりも低下していること, 凍結面の直下の未凍土側では塩分濃度が高くなっている。これは

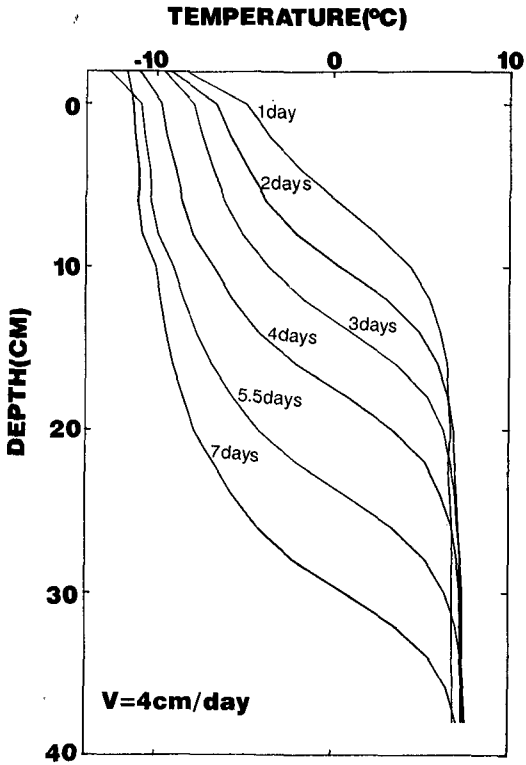


第2図 初期含水率分布 (豊浦砂)



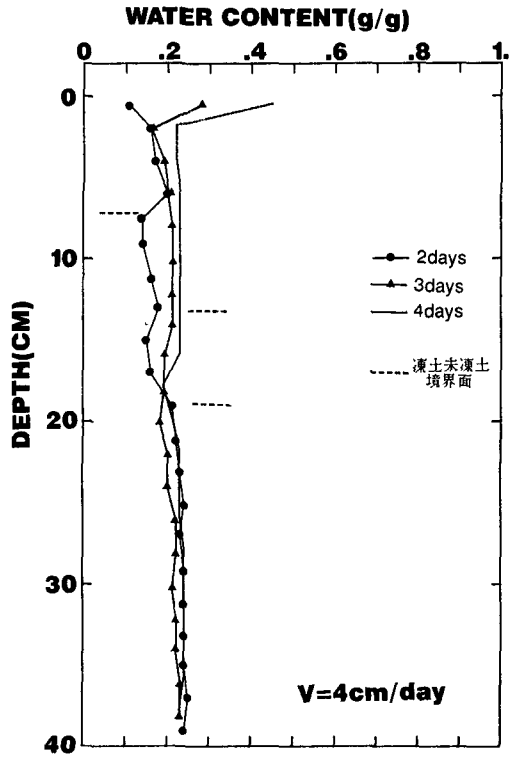
第3図 初期塩分濃度分布 (豊浦砂)

豊浦砂



第4図 温度分布の経時変化 (豊浦砂)
(凍結面進行速度の大きい場合)

豊浦砂



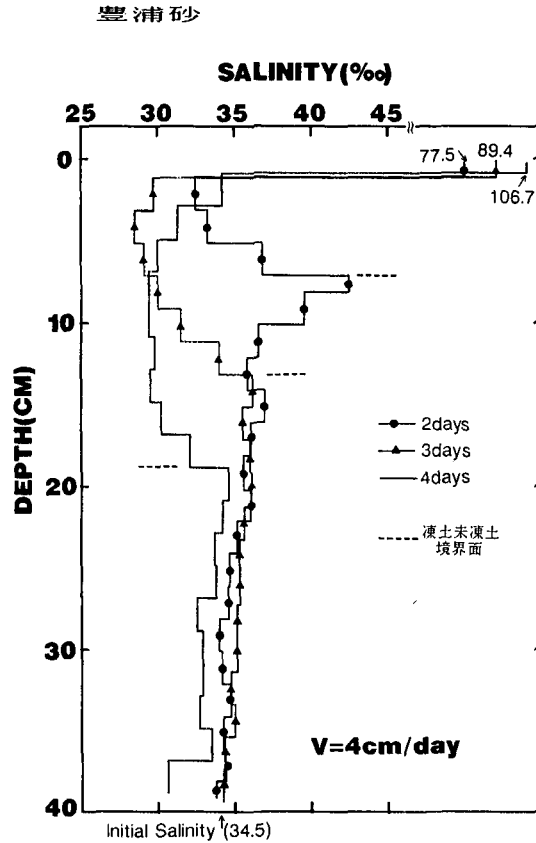
第5図 凍結に伴う含水率分布変化 (豊浦砂)
(凍結面進行速度の大きい場合)

不飽和土での結果と類似しており、溝口ら (1986)⁵⁾ は、「くの字形」の濃度分布と呼んでいる。さらに凍土層内の塩分濃度は、時間経過とともに減少する傾向が読み取れる。

次に同じ豊浦砂で、凍結面進行速度の小さい場合の結果を示す。温度分布の経時変化を第7図に、塩分濃度分布の経時変化を第8図に示す。凍結面進行速度の違いが、塩分濃度分布に与える影響を、第6図と第8図で比較検討してみる。双方の共通点として、前述の通り凍土表面の高塩分、凍土内の低塩分、凍結面直下での塩分増加の傾向が見られる。明かな相違点は、凍結速度の小さい事例の方が、形成された凍土層内の塩分濃度は、より低くなっている。ゆっくりと凍結面が進行すると、凍土内からの塩分の析出がより効率的になされている。Bakerら (1988)⁷⁾ も同様の傾向を実験から見だし、次のような実験式を得ている。

$$K = 0.5593 + 0.1341 \cdot \ln (v) \quad (1)$$

ここで K は凍結面の両側で求められた凍土内塩分濃度と未凍土内塩分濃度との比で、効率的に塩分が排出されると K の値は小さくなる。 v は凍結面進行速度で単位は cm/day である。なお、豊浦砂を用いた凍結実験では、肉眼で確認されるような氷レンズの形成は見られなかった。



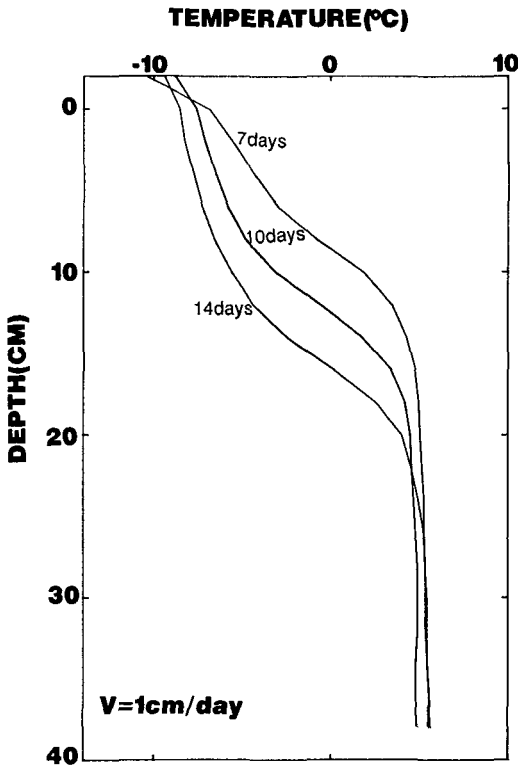
第6図 凍結に伴う塩分濃度分布の変化(豊浦砂)
(凍結面進行速度の大きい場合)

2. 苫小牧シルトを用いた実験結果

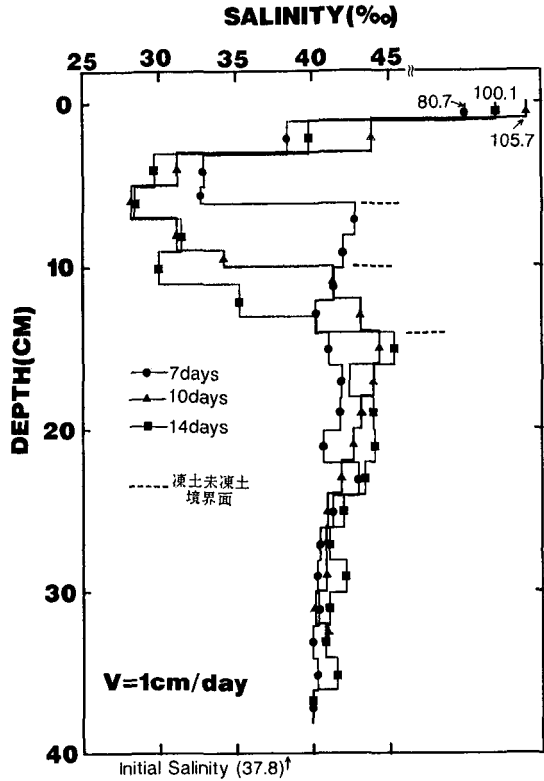
凍上性が著しく、また透水性は砂と粘土の間にある苫小牧シルトを用いて実験を行った。この場合の凍結面進行速度は前述の豊浦砂と同じく、4 cm/day と 1 cm/day の例である。第9図、第10図に温度分布の経時変化を示し、含水率分布の経時変化を第11図、第12図に示す。表面から2 cm 深さ位置で含水率がピークをもって高くなっているが、これは凍結初期に形成された氷レンズ層に対応している。また共通の特徴として、凍土層内の含水率は増加し、未凍土側で減少しており、凍上のため下から上への水分移動が生じたことを表している。凍結進行速度の小さい場合では、凍土と未凍土の境界での含水率の不連続がはっきりしている。つまり、凍結面直下で含水率が低下し、凍結面前面に乾燥したゾーンが形成されているこれは、Fukuda ら (1980)⁹⁾ が2線源ガンマー線水分計を用いた実験で、不飽和状態での苫小牧シルトの凍結過程で、凍結面前面に含水率分布の不連続があることを報告しているのに対応する。次に塩分濃度分布の変化を第13図、第14図に示す。凍結面進行速度の小さい場合の、6日後のプロファイルでは、8 cm 深さ位置で部分的に塩分濃度が大きくなっている。これを除けば豊浦砂のような凍土層内の塩分濃度の減少は見られない。すなわち、凍土層と未凍土層を通じて

豊浦砂

豊浦砂



第7図 温度分布の経時変化 (豊浦砂)
(凍結面進行速度の小さい場合)



第8図 凍結に伴う塩分濃度分布の変化 (豊浦砂)
(凍結面進行速度の小さい場合)

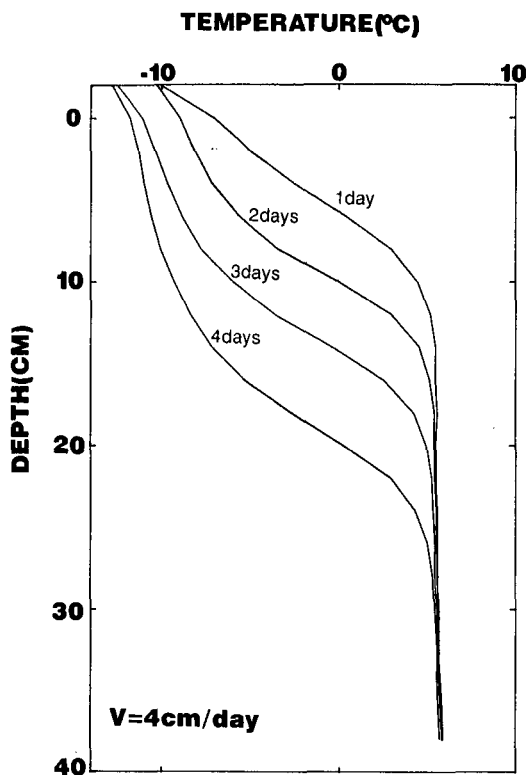
濃度分布に相違は認められない。表面では塩分濃度が大きくなるのは、豊浦砂でも共通に見られる傾向であるが、これは表面での乾燥による塩分の濃縮の結果で、2次的な成因による。第14図の6日後のプロファイルに現れた高塩分層は、次の理由による。すなわち、6日後では吐出ポンプの動作異常から、一時的に凍結面進行速度が設定の10%まで遅くなった。このために凍土層からの塩分排出が生じて、結果として凍結面直下に高塩分層が形成された。その後、ポンプの動作が通常に戻り、塩分を排出することなく凍結面が移動したために、局所的に高塩分の凍土層が形成された。

この塩分濃度の局所的な増加は、苫小牧シルトでも凍結面進行速度を、さらに小さくすると凍土層からの塩分の排出が効率的になされ、豊浦砂の場合と類似の「くの字形」の塩分濃度分布が現れうることを示唆している。

3. 藤の森粘土を用いた実験結果

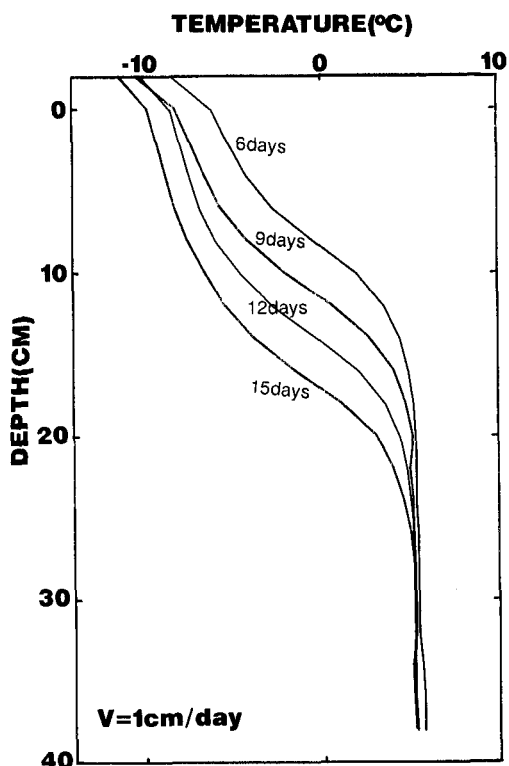
藤の森粘土での実験は、凍結面進行速度の大きい場合のみを行った。その結果を第15図と第16図に示す。苫小牧シルトの場合と比較すると、ほぼ同様の傾向が含水率分布と塩分濃度分布に見いだすことができる。表面から2~3cm深さ位置に含水率の高い層があるが、凍結

苦小牧シルト



第9図 温度分布の経時変化(苦小牧シルト)
(凍結面進行速度の大きい場合)

苦小牧シルト



第10図 温度分布の経時変化(苦小牧シルト)
(凍結面進行速度の小さい場合)

初期に氷レンズが形成されたためである。その位置を境にして、凍土層内では低塩分濃度、その直下では高塩分濃度となっており、第14図の苦小牧シルトの場合に類似している。氷レンズは、凍結面進行速度が一定でなく、一時的に不安定になる(すなわちその進行が停止したり、極端に遅くなったりする)場合に形成されている。そのほかの含水率と塩分濃度分布変化は、苦小牧シルトの場合と同様の傾向が見られる。

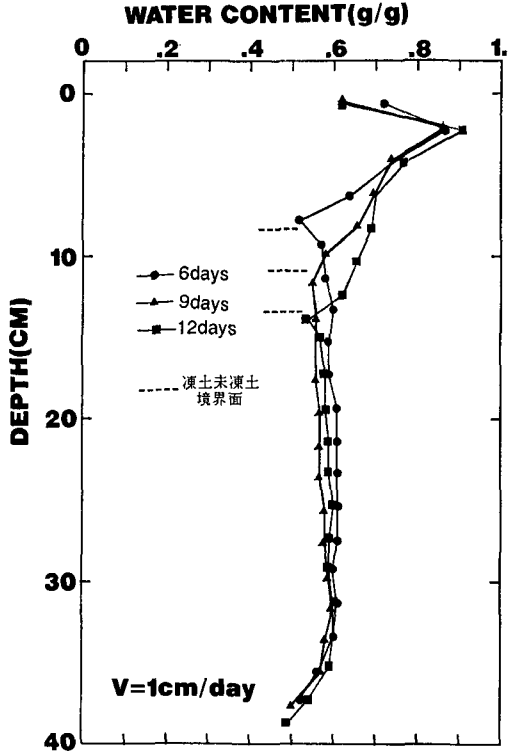
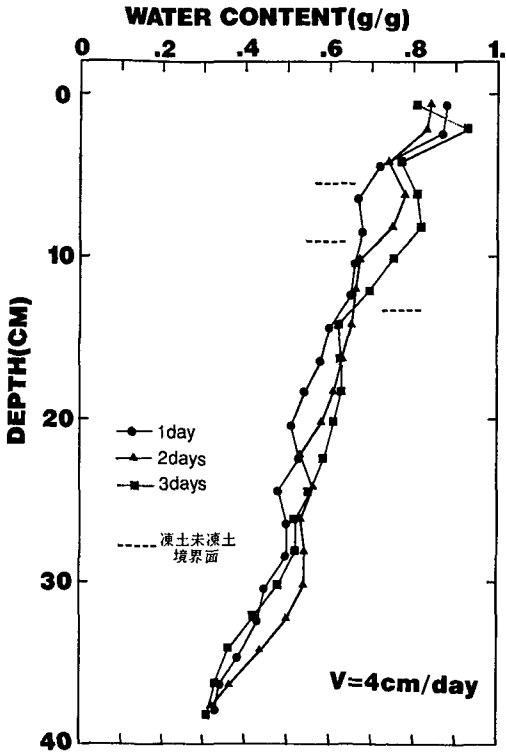
4. 結果の考察

実験結果について比較検討を加える。凍結面の進行速度の大小にかかわらず、土質の違いを見ると、豊浦砂と苦小牧シルト・藤の森粘土の2グループに結果の特徴を分けることができる。すなわち、

- ① 凍結前後の含水率を比較すると、豊浦砂は変化せず苦小牧シルトと藤の森粘土では、凍土側上層で増加している。凍上に起因する水分移動が認められる。豊浦砂では、いわゆる In-situ freezing であった。
- ② 含水率の変化を示さなかった豊浦砂では、塩分濃度分布が凍結で変化した。凍土表面の高塩分、凍土層の低塩分、未凍土では初期濃度より濃度増加傾向が見られる。いわゆる「く

苫小牧シルト

苫小牧シルト



第11図 凍結に伴う含水率の変化(苫小牧シルト)
(凍結面進行速度の大きい場合)

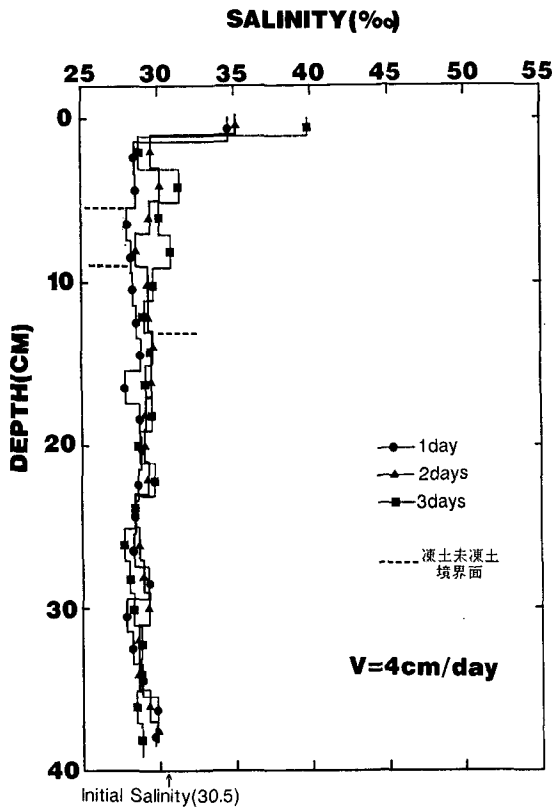
第12図 凍結に伴う含水率の変化(苫小牧シルト)
(凍結面進行速度の小さい場合)

の字形」濃度分布であった。苫小牧シルト・藤の森粘土では、顕著な氷レンズ形成層以外では、塩分濃度分布には変化が見られない。

③ 苫小牧シルトと藤の森粘土では、凍結面進行速度が一定にならず、極端に速度が小さくなる時に、氷レンズが形成された。この場合には、凍土層内塩分の排出が見られた。

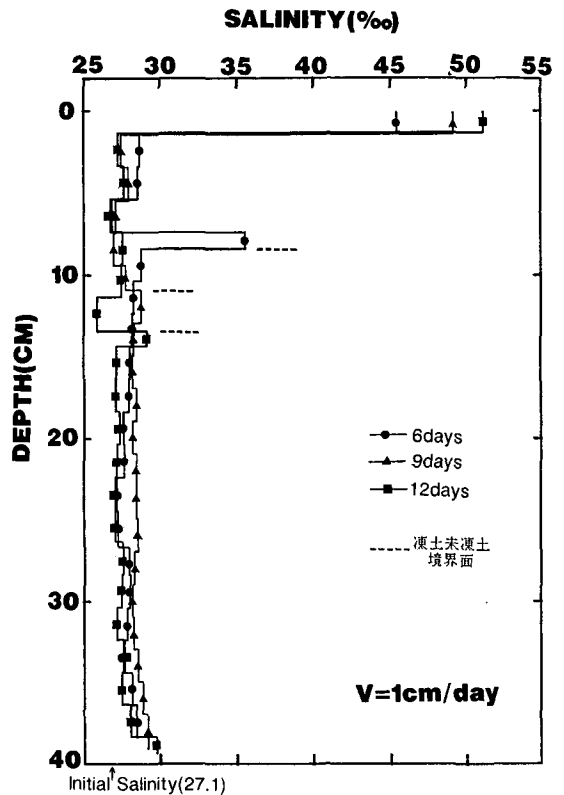
豊浦砂では水分移動がなく、一方で凍土層からの塩分排出が起きているが、より細粒なシルト・粘土では塩分が排出されていない。砂と粘土・シルトの違いは、透水係数に反映している。すなわち、豊浦砂の飽和透水係数は約 1.6×10^{-2} cm/s であるが、苫小牧シルトでは 5×10^{-7} で藤の森粘土では 2×10^{-7} とはるかに小さい。透水係数の大きい豊浦砂では、海水の形成の類推が成り立つ。すなわち、海水形成面では高塩分濃度となり、密度勾配のために高濃度海水は下降する。さらに氷に閉じ込められたブラインも、相互に連結しあう流路を通じて、流下する¹⁰⁾。シルトや粘土では、透水係数が小さく凍結前面に高塩分層が形成されても、流下して排出されずに凍土層に閉じ込められる。さらに、土粒子が細かく、凍土層内のブラインを相互に連結する流路を閉鎖する。このため、一旦凍土内に形成されたブラインセルからの、高塩分濃度の水の流失は生じない。さらに、シルト・粘土では、凍結面へ下から水分の補給があり、

苫小牧シルト



第13図 凍結に伴う塩分濃度分布の変化
(苫小牧シルト)
(凍結面進行速度の大きい場合)

苫小牧シルト



第14図 凍結に伴う塩分濃度分布の変化
(苫小牧シルト)
(凍結面進行速度の小さい場合)

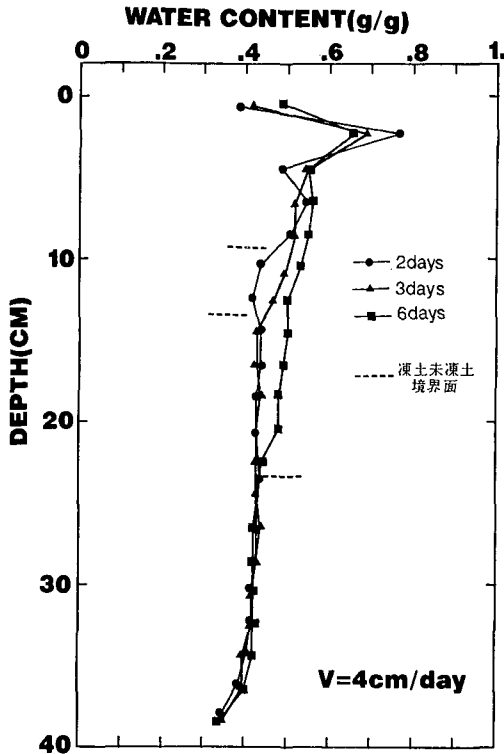
たとえ凍結面直下で高塩分層が形成したとしても、下からの補給水で希釈され、凍上による上向きを水流をキャンセルするような、高濃度塩分水の流下が生じ得ない。

砂と粘土・シルトでは、塩分（ナトリウムイオン）の存在様式が異なる可能性もある。すなわち、土壌水では、塩類（溶質）が、土粒子表面で拡散電気2重層を形成している。当然、構成する土粒子の表面構造の違いや粘土鉱物の違いで、電気2重層の及ぶ範囲や電場の強度も異なる。本実験では、NaClを希釈して土に加えているので、厳密な意味で、凍結時の塩分析出が土質の差に関係なく均質に起こるとは言えない。一方で、凍結に伴う塩分濃度の変化は、より巨視的な現象であり、透水性などの性質に依存することは前述した通りである。溶質とくに金属イオンの置換性の相違については今後の検討項目として残されている。

IV. 結 語

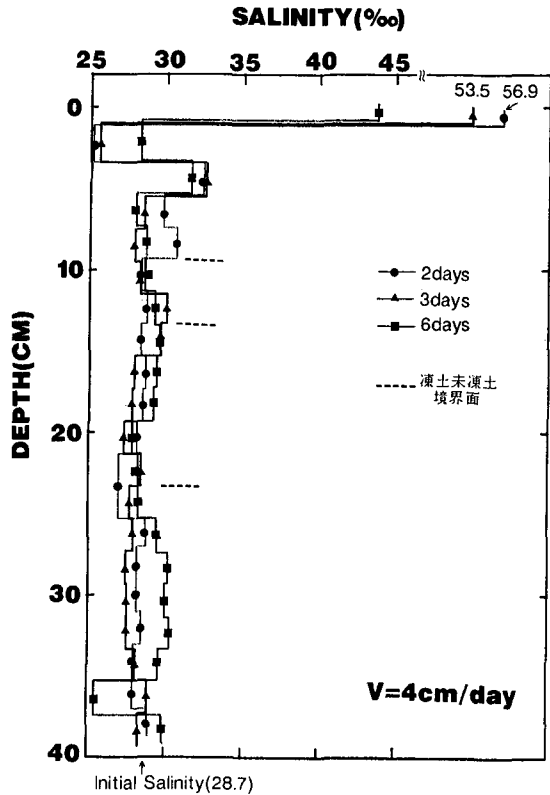
異なる土質の土試料を用いて、塩分を含む状態での凍結実験を行った。その結果、凍結面進行速度（凍結速度）が4 cm/day から1 cm/day の範囲では、その速度にかかわらず豊浦砂

藤の森青粘土



第15図 凍結に伴う含水率分布の変化
(藤の森粘土)
(凍結面進行速度の大きい場合)

藤の森青粘土



第16図 凍結に伴う塩分濃度分布の変化
(藤の森粘土)
(凍結面進行速度の大きい場合)

では含水率の変化を生じず、塩分濃度に変化が見られた。苫小牧シルトと藤の森粘土では、速度の大小に依らずに、凍上に伴う上部凍土層への水分の移動があったが、形成された凍土層と未凍土層との塩分濃度の変化はなかった。こうした結果から、本実験では、砂では凍結に伴う水分の移動はなく、塩分濃度の再配分すなわち塩分溶質の移動が見られた。シルト・粘土では凍結に伴う水分の移動があったものの、塩分濃度の変化はなく、塩分溶質の移動はなかった。しかし、実験過程で、極端に凍結速度が低下した場合には、氷レンズ層の直下で塩分濃度の再配分が観察された。こうした、土質による塩分濃度の分布変化の有無は、土の透水係数の相違に依存している。

本報告は著者の一人（八木）が、平成元年度環境科学研究科環境保全学専攻大学院修士課程に提出した修士論文に基づいている。本実験と研究にあたっては、鈴木義男名誉教授より有意義な助言を得た。また、金属工作室の新堀邦夫技官には装置作成に際して、尽力頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- 1) Hallet, B. 1978 Solute redistribution in freezing ground. *In Proc. 3rd. International Conf. of Permafrost*, 86-91.
- 2) 山本英夫・生頼孝博・伊豆田久雄 1986 凍上に及ぼす間隙水の塩分濃度の影響—第III報, 第21回土質工学会論文集, 887-888.
- 3) Miller, R. D. 1980 Freezing phenomena in soils. *In Application of Soil Physics* (D. Hillel, ed.) Academic Press, 254-299.
- 4) Baker, G. C. and Osterkamp, T. E. 1989 Salt Redistribution During Freezing of Saline Sand Columns at Constant Rates, *Water Resources Research*, **25** (8), 1825-1831.
- 5) 溝口 勝・中野政詩・白井清恒 1986 不飽和土の凍結における水分・溶質・温度分布の変化. 農業土木学会論文集, **122**, 11-17.
- 6) 武田一夫・中沢重一 1984 土の凍結における連続氷層(完全凍上)の形成条件について. 雪氷, **46**, 179-187.
- 7) Baker, G. C. and Osterkamp, T. E. 1988 Salt redistribution during laboratory freezing of saline sand columns. *In Proc. 5th International Symposium on Ground Freezing*, 29-33.
- 8) 石崎武志・福田正己・賈 偉一 1990 走査型電子顕微鏡写真による土の粒径分布と凍上性. 低温科学, 物理篇, **49**, 65-73.
- 9) Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J. N. 1980 Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. *Cold Regions Science and Technology*, **3**, 223-232.
- 10) Wakatsuchi, M. 1983 Brine Exclusion Process from Growing Sea Ice. *Contr. Inst. Low Temp. Sci.* **A 33**, 29-65.

Summary

Frost heave experiments were performed for three different types of soils with saline pore water. The soil samples were Toyoura sand, Tomakomai silt and Fujinomori clay. Significant salt redistribution occurred during the downward freezing of saline Toyoura sand at rates from 1 cm/day to 4 cm/day. However, water content did not change during the experiment. On the contrary, significant water redistribution occurred from the unfrozen zone to the frozen zone during the downward freezing of saline Tomakomai silt and Fujinomori clay independently of freezing rates. However, salt contents both in the frozen and in the unfrozen zone did not change during the experiment.

These experimental results showed that water redistribution occurred, but salt redistribution did not occur during the freezing of saline sand, and that salt redistribution occurred, but water redistribution did not occur during the freezing of saline silt and clay. However, the salt redistribution was observed just beneath the ice lens at an extremely low freezing rate for Tomakomai silt. These characteristics of salt redistribution related to soil types depend on the hydraulic conductivities of soils.