

クローズドシステムにおける地盤凍結による 土中水の移動の予測に関する研究

梅田美彦*・西垣 誠**・河野伊一郎***

地盤の凍上による凍害や地盤凍結による水分移動に伴う有害物質の移動を防止するために、地盤内部に毛管遮断層を設ける方法が考えられる。本研究では、遮断層として細砂を用いる場合を想定し、凍結過程における細砂の水分移動量、温度、間隙水圧を非破壊で測定し、水分の挙動を明らかにした。また、浸透と熱伝導を連成した地盤凍結解析を行い、低含水領域の凍結予測が可能であることを確認した。

Key Words : ground freezing, water migration, heat flow, negative pressure, numerical analysis.

1. はじめに

寒冷地において、凍害により冬期に道路路盤に亀裂が生じたり、排水路が破壊したりする¹⁾。また、廃棄物処分地において、地盤表層部の凍結により水分が移動し汚染物質の移流拡散が地表の方向に引き起こされることが考えられる。このような被害は水分の移動量が多い程大きくなるため、地盤浅層部の不飽和帯においては、凍結面と地下水位面の距離が短い程大きくなるとされている。しかしながら、地下水位面と凍結面が相当離れている場合でも、水分移動がなくなるわけではなく、地盤の体積含水率が高い場合には、大きな凍上が生じることも指摘されている²⁾。このような被害を防止するために、体積含水率の高い地盤内部に毛管水を遮断するための遮断層を設ける手法が考えられる。このような遮断層を設置する場合には、用いる材料の水分移動特性を把握しておく必要がある。しかし、従来の凍結による水分移動の研究は凍上現象の解明を目指したものであり、凍上性の高い粘土、シルト材料についてはよく研究されているが、砂や礫に関しては凍上が発生しない材料であることから、水分移動特性の究明は遅れている。

筆者らは、先に不飽和の細砂を用いて凍土内の間隙水圧を測定し、凍結によって凍土内部に負圧が生じ、これが水分移動の駆動力となることを明らかにした³⁾。また、水分移動と熱の移動を連成した地盤凍結プログラムを開発し、凍結による水分移動の解析結果が試験結果と一致することを示した³⁾。ただし、その試験は、下部からの水の浸透を許したオープンシステムで行い、水分移動量は全体流入量と試験終了時の体積含水率測定結果から判

断した。このため、凍結試験中の供試体内部の詳細な水分移動量や、水分の再配分について不明な点が残された。本論文では、水収支の計測精度を検討するため、下部からの水の出入を遮断した状態で不飽和砂の凍結試験を行い、試験中の水分移動量を γ 線を用いて測定し、凍結時の温度、間隙水圧、体積含水率の挙動を明らかにすることを試みた。また、先に開発した凍結プログラムを用いて試験結果を解析し、不飽和砂の凍結時の水分移動の予測の可能性について検討した。

2. 試験方法

(1) 試験装置

試験装置をFig. 1に示す。装置は、試験用試料を入れるモールド、試料を凍結させるための冷却装置、温度・水分量等の変化を計測するための計測装置（温度測定器、R I水分測定器）、試料用モールドを上下させるための昇降装置等から成っている。

試料用モールドは、Fig. 2に示すように、二重管の亚克力パイプで作成されている。内管は、 $\phi 50\text{mm}$ 、長さ 110mm で、この内部に試料を入れる。外管は、 $\phi 75\text{mm}$ で、内部には空気が封入されており外部との断熱が計られている。

冷却装置は、モールドの上部と下部に取り付けられ、内部を冷却水が循環する。冷却水はそれぞれ恒温水槽から供給される。

昇降装置は、試料用モールドを上下させてR Iによる水分量計測を行うためのものである。昇降速度を一定にして、昇降時間をマイコンで制御することにより、試料の各深度の水分量の経時変化を測定した。

(2) 計測

凍結試験中の計測項目は、試料内部の温度、間隙水圧、水分量である。温度は、 $\phi 1\text{mm}$ のサーミスタ温度センサにより測定した。間隙水圧は、 $\phi 3\text{mm}$ のポラスカップ

*岡山大学自然科学研究科（日本国土開発株）
（〒243-03 神奈川県愛甲郡愛川町中津4036-1）

**工博 岡山大学助教授 工学部土木工学科

***工博 岡山大学教授 工学部土木工学科

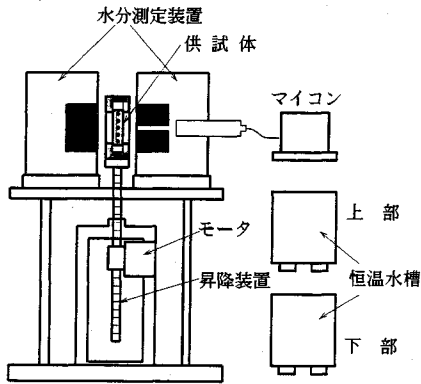


Fig. 1 Schematic diagram of freezing test apparatus

内部に不凍液を封入し、凍結試料内部の間隙水圧も計測できるセンサを用いて計測した。間隙水圧測定の詳細は、他の資料で報告した⁵⁾。水分量の変化は、 γ 線水分計を用いて計測した。これらの計測器は、マイコンにより制御し、データの集録を行った。

(3) γ 線による水分量の測定

土の凍結中の水分量の変化を γ 線で測定する手法は、Hoekstra(1966)⁴⁾、Jame & Norum(1976)⁵⁾、Loch & Kay(1978)⁶⁾、福田(1982)⁷⁾等によって報告されており、有効な方法であるとされている。また、凍上性の強いシルト、粘土試料の場合には、アイスレンズの生成により密度が大きく変化するため、2線源の γ 線密度測定手法を用いるのがよい⁷⁾とされている。今回用いた試料は凍上性を示さず、密度の変化は認められなかったため、1線源の γ 線を用いて水分量の変化を測定した。

a) γ 線による水分量測定の実理

透過形 γ 線水分計を用いた場合の γ 線の減衰は、Lambert-Beerの式に従い、次式で表わされる⁸⁾。

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu_i L_i} \dots \dots \dots (1)$$

- ここに、 I : 物質を通過した γ 線の計数率
- I_0 : 物質がない時の γ 線の計数率
- μ_i : 物質の質量吸収係数
- L_i : 物質の厚さ

ここで、質量吸収係数 μ は、土粒子(S)、水分量(W)、容器(C)の和であり次式で表わされる。

$$I = I_0 \cdot e^{-(\mu_s \cdot P_s \cdot L_s - \mu_w \cdot P_w \cdot \theta \cdot L_w - \mu_c \cdot P_c \cdot L_c)} \dots \dots \dots (2)$$

- ここに、 P_i : 物質の密度
- θ : 体積含水率
- 時刻 t_N での値は次式となる。

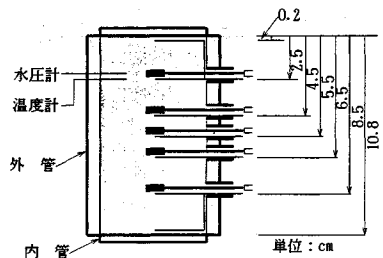


Fig. 2 Test sample cell

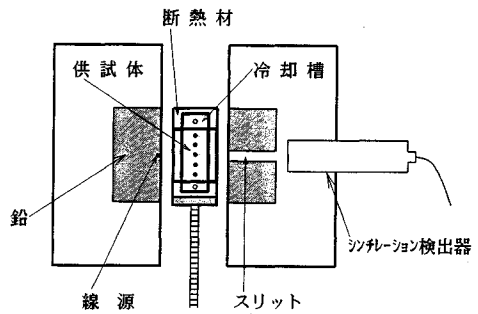


Fig. 3 Schematic diagram of γ -Ray scanning system

$$I_N = I_0 \cdot e^{-(\mu_s \cdot P_s \cdot L_s - \mu_w \cdot P_w \cdot \theta_N \cdot L_w - \mu_c \cdot P_c \cdot L_c)} \dots (3)$$

また、容器のみの場合には次式となる。

$$I_c = I_0 \cdot e^{-\mu_c \cdot P_c \cdot L_c} \dots \dots \dots (4)$$

式(3)、(4)から種々の条件でのカウント数の変化を計算することができる。

時刻 t_1 と t_2 で容器が変化せず、土粒子の密度も変化しない場合には、両時間における計数率比は次式となる。

$$I_2 / I_1 = e^{-\mu_w \cdot P_w \cdot (\theta_2 - \theta_1) \cdot L} \dots \dots \dots (5)$$

したがって、次式を得る。

$$\Delta \theta = \ln(I_2 / I_1) / \mu_w \cdot P_w \cdot L \dots \dots \dots (6)$$

これがカウント数の変化から含水率の変化を計算する式となる。

上式では、基準値として計測の初期値を用いているが、式(4)を基準値として用いれば次式を得る。

$$\Delta \theta = \ln(I_2 / I_c) / \mu_w \cdot P_w \cdot L \dots \dots \dots (7)$$

この式によって、カウント数から直接含水率を計算することができる。

b) 供試体連続移動の計測装置と計測方法

γ 線水分測定装置をFig. 3に示す。 γ 線源はコバルト60の $43 \mu C_i$ 、検出器はシンチレーション・カウンタを使用した。検出器前部は、バックグラウンドの影響を除去するため、20mmのスリットを設けている。

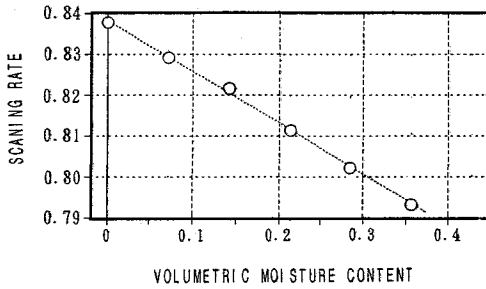


Fig. 4 Calibration curve for volumetric moisture content measured by γ ray

Table 1 General properties of used silica sand

粒度特性	礫分 (2.0mm以上) (%)	0.0
	砂分 (0.074~2.0mm) (%)	90.6
	細粘土分 (0.005~0.074mm) (%)	9.4
土粒子の比重 Gs		2.639
透水係数 k (m/s)		$3.0 \sim 4.0 \times 10^{-5}$
水分特性	限界毛管水頭 ϕ_{cr} (m)	0.30
	飽和体積含水率 θ_{sat}	0.43
	最小含水量 θ_{cr}	0.05

含水量の深度分布の変化を測定するために、先に述べた昇降装置を用いて供試体を上下に連続移動させ、試料内部の含水量を連続的に測定した。

RI計測においては、条件が一定の場合、計測時間が長い程計数率は安定し、精度は向上する。通常のRIによる測定では、一点で静止して10~30秒間計測を行い、計数率を算定している。これに対して、今回の手法では、試料を移動させながら測定しているため、計測位置は常に異なり瞬時計測となる。このため、定点測定と比較すると精度が減少するが、静止計測では、水分の移動が早い場合には計測中に供試体中の水分が変化してしまう。また、深度方向の変化を詳細に追いかけるのが困難である。このため、本研究では連続移動計測手法を用いた。今回の試験では、試料の変位速度は0.51mm/秒とし、10秒間の計測値から計数率を算出した。

c) 質量吸収係数の校正

質量吸収係数は、同一容器内に密度一定で試料を詰め、土の体積含水率のみを変化させて計測を実施し、式(7)により校正曲線の傾きから決定した。Fig. 4にその結果を示す。

(4) 試験試料

試験に用いた試料は、細粒の珪砂である。物理試験結果をTable 1に示す。凍結試験は、この試料の体積含水率を0.07, 0.14, 0.21, 0.28, 0.35に調整して5ケース

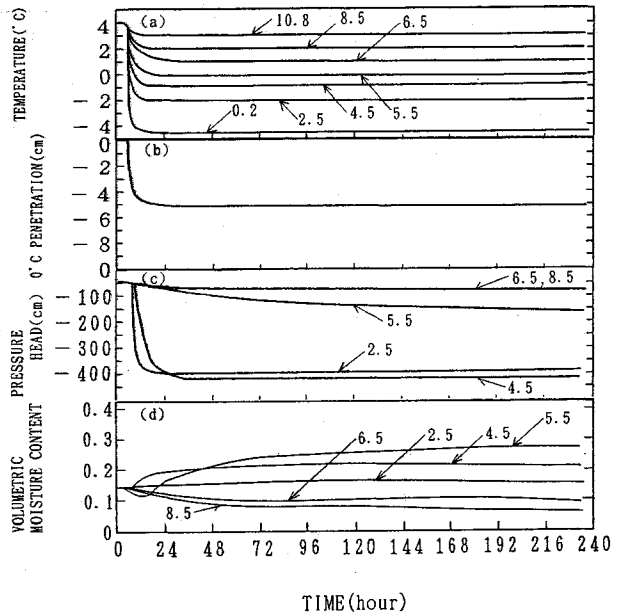


Fig. 5 Experimental results of freezing tests (0.14 sample)

について実施した。

(5) 試験手順

体積含水率を調整して1昼夜放置した試料を、密度を一定にするために5層に分けて試料容器に充填する。充填の途中で、所定の位置に温度センサ、間隙水圧センサを試料内部に埋設してゆく。この容器の上下に冷却装置を取り付けた後、昇降装置に設置し、計測を開始する。冷却装置は、当初4℃にセットし、試料内の全体の温度が4℃になった時点で、上部の冷却装置の温度を-5℃にセットし、上部から冷却を開始する。冷却開始後10日後に冷却を停止し、試料を取り出して体積含水率の測定を行う。

3. 試験結果

初期体積含水率0.14の計測値の経時変化を、温度、0℃の進入位置、間隙水圧および体積含水率についてFig. 5に示す。図中の数字はFig. 2でのセンサーの位置を示す。

(1) 温度の変化

供試体の上部端面を-5℃に設定すると、Fig. 5(a)に見られるように上面から温度が低下し、十数時間後には供試体内部の温度変化の割合が小さくなりほぼ定常状態となるが、完全に変化が停止することはなく、その後も緩慢な変化が継続する。温度変化が長期にわたって継続する原因は、凍結面に水が移動するため凍結面付近の

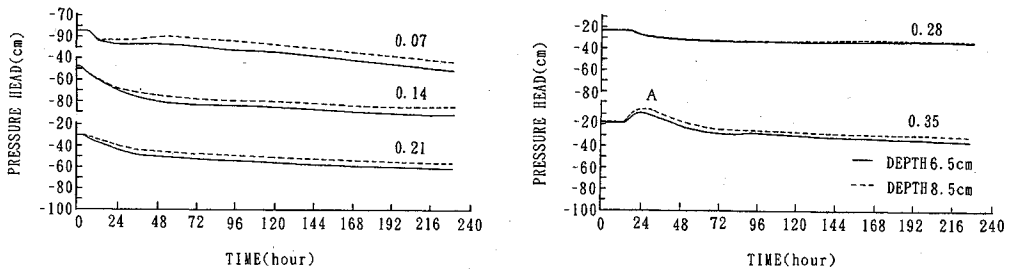


Fig. 6 Behaviours of Pressure Head at the unfrozen region

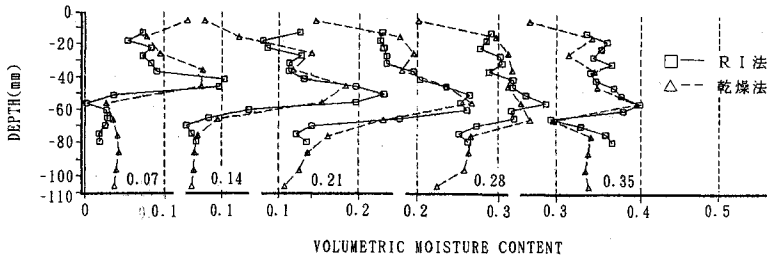


Fig. 7 Volumetric moisture content profiles at the end of experiment

熟物性値が変化しているためであり、凍結時に特有の現象である。

(2) 凍結の進入

温度の測定結果から、0℃の位置を読み取り、凍結進入線としてFig. 5 (b) に示した。進入線の経時変化は、温度変化と同様であり、初期に速く後にゆっくりと進入が継続する。最終的には凍結前線はほぼ深さの中央部に達している。他の体積含水率についても進入の変化曲線の形状はほとんど変わらないが、体積含水率が高い試料ほど凍結前線は深くまで進入した。これは、体積含水率が高い程凍土側の熱伝導率が大きくなるためである。

(3) 間隙水圧の変化

凍結進入に合わせて、深度2.5cm、4.5cmおよび5.5cmの間隙水圧が順次低下していることがFig. 5 (c) より分かる。凍結によって凍土内に負圧が発生しているためである。今回の試験では、負圧の最大値が-400cm程度までとなっているが、これは間隙水圧センサーの測定限界によるものと考えられ、実際にはこれ以上の負圧が発生しているものと考えられる。

Fig. 6 には、未凍結部の間隙水圧変化を詳細に知るために、各試料についてスケールを拡大して示す。体積含水率0.07~0.28の低含水率試料においては、表面で凍結が始まると、未凍結部の間隙水圧が低下している。一方、0.35の試料においては、凍結部で凍結が始まると、未凍結部の間隙水圧が一時的に(図中のAで)増大し、その後低下している。これは、凍結部の間隙水が凍結によ

って膨張し、未凍結部へ水を排除するために未凍結部の間隙水圧が高くなったためと考えることができる。これに対して、0.28以下の体積含水率においては、膨張量が間隙の空隙に吸収されるため、未凍結部への水の排除は生じず、間隙水圧の一時的な上昇は起きないものと考えられる。

(4) 水分量の変化

Fig. 7 に、試験終了時の体積含水率の深度分布を、R I による測定結果とサンプル試料の炉乾燥による測定結果について示す。両測定方法によって体積含水率の値には多少の違いが見られるが、ほぼ両者は一致している。試験終了時の含水率の一般的傾向は、次のようになる。

- ① 表面付近の凍結部分は多少含水率が増大する傾向にあるが、ほぼ初期含水率に等しい。
- ② 深さ中央部の凍結前線付近の凍結部は、大きな含水率の増大がみられる。
- ③ 凍結前線より下部の未凍結部の含水率は、初期含水率より低下している。特に、前線の直下において低下量が大きい。

このような傾向はすべての含水率の試料について見られるが、含水率によって変化の割合が異なり、初期の体積含水率が0.21の含水率の試料が特に大きな水分量の変化を示している。

Fig. 5 (d) に体積含水率の経時変化を示す。図から含水率の時間的変化を読み取ると、次のようである。

- ① 表面付近の含水率は、試験開始時から終了時まで

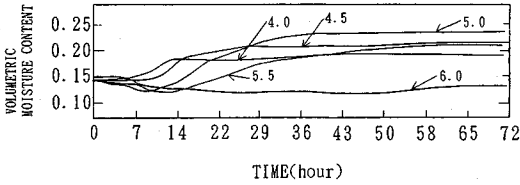


Fig. 8 Behaviours of Volumetric moisture content (0.14 sample)

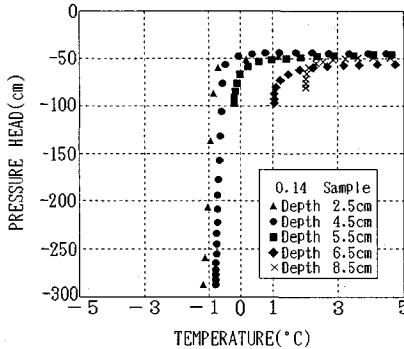


Fig. 9 Relationship of Temperature Vs. Water Pressure

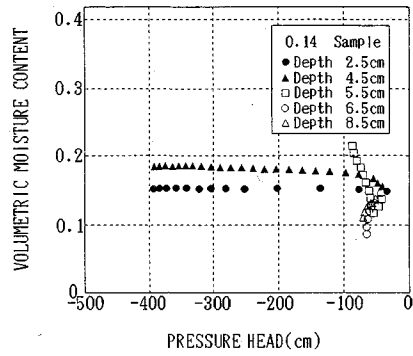
大きな変化を示さない。

- ② 深さ中央付近の凍結部は、試験開始後含水率が一時的に低下した後に増大し始め、最終的に初期含水率以上の大きな含水率となる。
- ③ 下部未凍結部の含水率は、試験開始後低下を始め、この傾向は試験終了時まで続く。

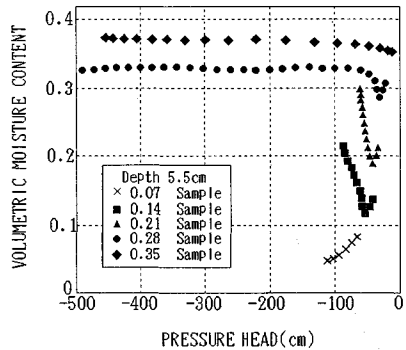
Fig. 8に、凍結部の水の動きをより詳細に知るために、試験開始初期の体積含水率の変化をスケールを大きくして示す。図中の数字はFig. 2に示す計測点を示す。図から、含水率の上昇が供試体上部から順次下部に向かって進行していることが読み取れる。また、含水率が上昇に転じる直前の体積含水率は、下部になる程低下していることが分かる。

(5) 温度と間隙水圧

Fig. 9に、体積含水率0.14の試料の温度と間隙水圧の関係を示す。間隙水圧は、凍結部では温度が -0.2°C 程度になった時点から降下を始め、 -1°C 付近では急激に降下している。この間隙水圧の変化は、氷の生成による間隙水圧の変化を表していると考えられる。このように、間隙水圧の変化がある温度領域で生じるのは、間隙内の氷の生成量が温度低下とともに多くなり、最終的にほぼ全量が氷になるためと考えられる。Millerは、シルト質土の凍上を説明するためにアイスレンズの前方に水と氷が共存する領域(フローゼンフリッジ)を考え、この領域で水が移動するとしたが⁹⁾、この間隙水圧の変化する領域がフローゼンフリッジに対応するものと考えられる。



(a) 0.14 Sample



(b) Depth 5.5cm

Fig. 10 Relationship of Water Pressure Vs. Volumetric Moisture Content

未凍結部においても、温度の低下にともなって間隙水圧が低下しているが、これは凍結部への水分の吸収による影響である。この傾向は、すべての試料について同様であった。

(6) 間隙水圧と水分量

Fig. 10(a)に体積含水率0.14の試料について各測点の間隙水圧と体積含水率の関係を示す。測定位置によって間隙水圧と水分量の関係がそれぞれ異なっており、その様子は次のようである。

- ① 試料上部の凍結部(深さ2.5, 4.5cm)では体積含水率がほぼ一定のまま間隙水圧が大きく低下する。
- ② 試料下部の未凍結部(深さ6.5, 8.5cm)では、水圧が低下すると同時に体積含水率も減少する。
- ③ 試料中央部の凍結境界部(深さ5.5cm)では、両者の中間的挙動を示し、初期には間隙水圧が低下するとともに体積含水率も減少するが、その後間隙水圧が低下したまま体積含水率は増加する。

以上より、供試体内においては間隙水圧は減少し、水分量は場所によって減少および増加していることが分かる。このような不飽和土の凍結進行時の間隙水圧と水の動きは、次のようにまとめることができる。

不飽和の凍土内では間隙水の凍結により不凍水量が減少し間隙水圧が低下する。このため、未凍土に凍結前線が近づくと凍土との間に動水勾配が生じ凍土側へ水が吸収されるため、体積含水率が減少し負の間隙水圧が増大する。その後、凍結前線が到達すると間隙の一部が凍り始めるため、不凍水分量がさらに減少し、間隙水圧は急激に減少する。この時点では、未凍土側からの吸水分は氷として間隙に蓄積されるため、全体体積含水率は増加に転ずる。間隙への水の吸水は、未凍土側が未凍結の場合には透水係数が大きい供給されやすく、氷と不凍水を合わせた全体体積含水率は増加しやすいが、凍結前線がさらに前進し、未凍土側の間隙水のほとんどが氷結すると、透水係数が著しく小さくなり水分が供給されなくなる。このため、凍結前線の後方では、負の圧力水頭が大きいにもかかわらず、全体体積含水率の増加は生じない。

Fig. 10(b)には、上記のような水の動きがとらえやすい供試体中央部の間隙水圧と水分量の動きを、各試料について示す。このうち、体積含水率0.07の試料は、凍結前線が測定点まで到達していない。0.14と0.21の試料は、凍結前線が測定点付近にあり、フローゼンフリンジ中の間隙水圧と水分量の関係をとらえている。また、0.28と0.35の試料は、最終的には凍結前線が測定点を通過した状態にある。この図から、以下のことが読み取れる。

- ① 水分量の変化は、初期体積含水率0.14および0.21の試料が大きく、それ以上の含水率の試料程小さくなる。
- ② 水分量の変化は、主に負の圧力水頭が30cmから80cm付近で生じており、これ以上の負の圧力水頭での水分量変化は小さい。

①は、先に述べたように飽和度の影響と考えられる。

体積含水率の小さい試料では、初期の空隙が大きいため、凍土の間隙が飽和するまで水分を多く吸収できて水分量の変化が大きくなるが、飽和土では、水分が吸収できないため、水分量はほぼ一定値を保つ。②は、水分量の変化が、間隙水のすべてが凍っていない状況、すなわちフローゼンフリンジ内で主に生じていることを表している。

(7) 温度と水分量

Fig. 11に、体積含水率0.14の試料の温度と水分量の関係を示す。温度と全体水分量についても、測点によってそれぞれ異なった動きを示す。深度5.5cmの測点についてみると、1℃付近から体積含水率が低下し始めた後0℃になると増大に転じ、急激に体積含水率が増加している様子が分る。この図からも、水分の移動が主にフローゼンフリンジで生じているのが推定できる。

4. 解析

(1) 解析方法

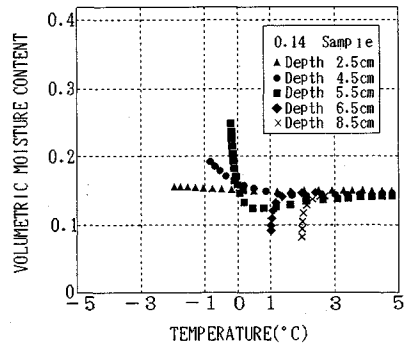


Fig. 11 Relationship of Temperature Vs. Volumetric Moisture Content

地盤凍結解析により、試験時挙動の解析を行い、試験結果との比較を行った。使用したプログラムは、熱と浸透を連成した凍結解析プログラムであり³⁾、熱と浸透の支配方程式は次式で表される。

熱の移動

$$\int_{V_e} \rho \cdot C_p \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \cdot dVe = \int_{\Gamma_e} \lambda \cdot \Delta T \cdot n \cdot d\Gamma_e + \int_{V_e} \rho_i \cdot L \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \cdot dVe + \int_{\Gamma_{s,e}} \lambda_s \cdot (T - T_s) \cdot n \cdot d\Gamma_s \dots (8)$$

水分の移動

$$\int_{V_e} \rho_w \cdot S \cdot \frac{\partial \phi}{\partial t} \cdot dVe = \int_{\Gamma_e} k \cdot \Delta \phi \cdot n \cdot d\Gamma_e + \int_{V_e} \rho_i \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \cdot dVe \dots (9)$$

ここに、

- ρ : 土の単位体積重量
- C_p : 土の比熱
- T : 温度
- T_s : 環境温度
- t : 時間
- V_e : 要素の体積
- Γ_e : 要素の境界の面積
- $\Gamma_{s,e}$: 壁面の面積
- θ_i : 含水率
- ρ_w : 水の単位体積重量
- ρ_i : 氷の単位体積重量
- ϕ : 間隙水圧
- k : 不飽和透水係数
- λ : 熱伝導率
- S : 貯留係数
- λ_s : 熱伝達率
- L : 潜熱
- n : 法線ベクトル

熱と水の移動式は、氷の生成を介して連成されている。数値解析は積分差分法を用いた¹⁰⁾。また、凍結面の移動は温度回復法により解析した¹¹⁾。解析に用いた入力定数をTable 2に示す。不飽和透水係数はCampbellによる指数関数を用いた。砂質土に適用性が高いとされる Van Genuchtenモデル¹²⁾と Campbellモデル¹³⁾による透水係

Table 2 List of input data for ground freezing analysis

土及び浸透定数		熱定数	
土の乾燥単位体積重量(Mg/m ³)	1.42	鉱物の比熱 (MJ/m ³ ·K)	2.13
水の単位体積重量 (Mg/m ³)	1.00	水の比熱 (MJ/m ³ ·K)	4.18
氷の単位体積重量 (Mg/m ³)	0.917	氷の比熱 (MJ/m ³ ·K)	1.73
飽和透水係数 (m/s)	4.0 × 10 ⁻⁵	鉱物の熱伝導率(W/m·K)	2.92
エフ-エフトリ-エフ ₂ - (m)	0.12	水の熱伝導率 (W/m·K)	0.57
潜熱 (J/kg)	330	氷の熱伝導率 (W/m·K)	2.18

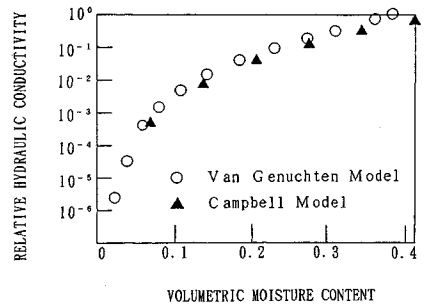
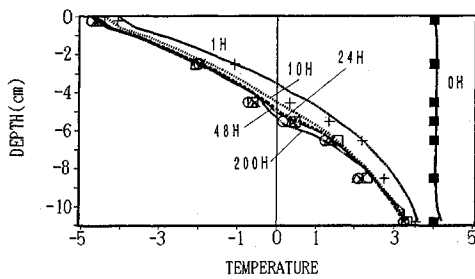
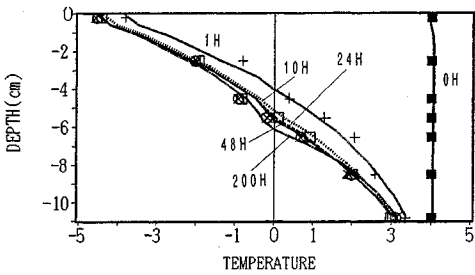


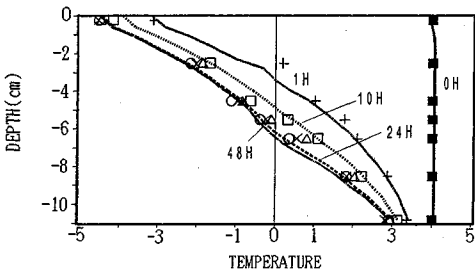
Fig. 12 Unsaturated hydraulic conductivitys calculated from Van Genuchten and Campbell Model



(a) 0.07



(b) 0.14



(c) 0.21

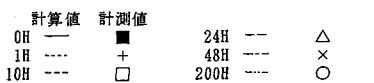
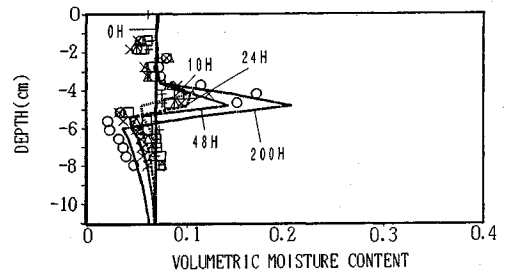
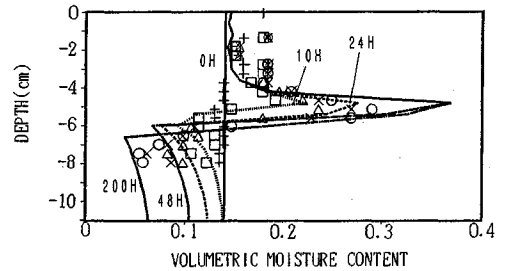


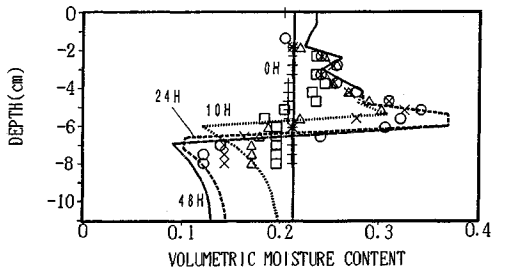
Fig. 13 Temperature profiles from simulation and experiment



(a) 0.07



(b) 0.14



(c) 0.21

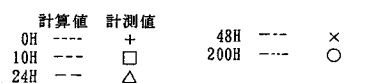


Fig. 14 Volumetric moisture content profiles from simulation and experiment

数をFig. 12に示すが、両者は比較的近似した値となっている。

(2) 境界条件, 初期条件

境界条件として、温度に関しては実測温度を上下端に入力した。また、浸透に関しては、上下端を不透水境界とした。

温度の初期条件は全体を4℃、浸透の初期条件は全体を試験に用いた初期体積含水率とした。

(3) 解析結果と考察

a) 温度

体積含水率0.07, 0.14, 0.21の試料について、温度解析結果を試験結果とともにFig. 13に示す。解析結果は、実測値と一致しているとみなすことができる。24時間経過した頃から凍結面付近に水分が集中し、熱伝導率が大きくなるため0℃付近の温度勾配が大きくなる様子がよく解析されている。

b) 水分量

水分量の解析結果と実測値をFig. 14に示す。図にみられるように、解析結果は凍結前線の進入と前線付近への水分吸収を良くシミュレートしていると言える。これらの結果から、本解析によって地盤凍結による水分の再配分現象を予測できることが明らかとなった。なお、体積含水率0.28, 0.35の試料については、間隙が飽和すると、相変化による体積膨張により凍結面からの排水が生じるため、解析にもその機能を追加する必要がある。このような高含水率の試料の解析については今後の課題とした。

5. 結論

凍上の抑止、地盤凍結による水分移動の防止を目的として地盤内に設置する遮断層に用いる材料について、凍結による水分移動特性を明らかにするために、不飽和細砂を用いてクローズドシステムの凍結試験を実施した。得られた結果を整理すると以下ようになる。

- (1) 供試体をγ線水分計に対して連続的に移動し、凍結中の凍土内部の含水量を測定する手法を開発して、凍結による不飽和細砂の水分移動の経時変化の計測を可能にした。
- (2) 初期体積含水率が0.07～0.35のすべての試料において、凍結面へ水が移動し水分の再配分が生じる。
- (3) 水分の再配分は、凍結面に発生する負圧が主要な原因である。
- (4) 水分移動量は、体積含水率が0.14～0.21のものは大きく、0.07および0.28, 0.35のものは小さい。低含水率で水分移動量が小さいのは、未凍土側の不飽和透水係数が小さいため水分の供給が行われにくいためである。高含水率で小さいのは、凍土側の間隙が水で飽和した後は水分の吸収が生じにくくなるた

めである。

- (5) 熱と浸透を連成した凍結解析プログラムを用いて不飽和試料の凍結試験の解析を行い、試験値と比較した結果、試験結果と解析値が一致し、地盤凍結の予測ができることが分った。

以上のような結論が得られた。今後は飽和時の排水現象や凍上の予測が可能な応力も連成させた総合的な凍結プログラムの開発を行い、凍上の抑止や、地盤凍結による水分移動の防止手法を確立していきたい。

参考文献

- 1) 久保宏ほか：地盤の熱的問題，土と基礎，Vol. 38, No.5, pp. 77～84, 1990年5月, No.6, pp. 73～82, 1990年6月。
- 2) 小川正二・亀井健史ほか：粘性土地盤における凍上現象に関する基礎的研究，土木学会論文集，No.382/Ⅲ-7, pp. 149～156, 1987年6月。
- 3) 西垣誠・梅田美彦・河野伊一郎：不飽和砂質地盤の凍結過程における土中水の移動，土木学会論文集，投稿中。
- 4) Hoekstra, P. : Moisture movement in soils under temperature gradients with the cold-side temperature below freezing, Water Resources Research, Vol. 2, pp. 241～250, 1966.
- 5) Jame, Y. W.・Norum, D. I. : Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil in a closed system, Proceedings, 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton, Alta, pp. 46～62, 1976.
- 6) Loch, J. P. G.・Kay, B. D. : Water redistribution in partially frozen, Saturated silt under several temperature gradients and overburden loads, Soil Science Society of America Journal, Vol. 42, pp. 400～406, 1978.
- 7) 福田正己：ガンマー線水分計による凍土中の水分移動の測定，雪氷，Vol. 44, No.1, pp. 1～11, 1982年3月。
- 8) 沈 晋，王文焰，沈冰等：動力水文実験研究，陝西科学学術出版，pp. 92～97, 1991年7月。
- 9) Miller, R. D. : Frost heaving in non-colloidal soils, Proc. 3rd. International conf. Permafrost, pp. 707～713, 1978.
- 10) 西垣誠・二見康夫・河野伊一郎：積分差分法による異方性帯水層の浸透解析，土質工学論文集，Vol. 26, pp. 169～179, 1986年9月。
- 11) 大中逸雄：コンピュータ伝熱・凝固解析入門，丸善，1985年1月。
- 12) 西垣誠：飽和・不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2, 3の考察，土質工学論文集，Vol. 23, No.3, pp. 165～177, 1983年9月。
- 13) G. S. キャンベル：パソコンで学ぶ土の物理学，鹿島出版会，1987年4月。

(1993. 3. 17 受付)

RESEARCH ON PREDICTION OF SOIL WATER BEHAVIOR DURING GROUND FREEZING UNDER CLOSED SYSTEM CONDITION

Yoshihiko UMEDA, Makoto NISHIGAKI and Iichiro KONO

In order to control the frost damages by frost heaving or the translation of harmful object by pore water seepage, interception layer of capillary flow is constructed in the ground. In this paper, laboratory freezing test used by fine grain sand were put into operation and details of water migration, heat flow and water pressure change were measured under closed system conditions. The results of experiments were compared to the results of numerical analyses using integrated finite difference method with coupled heat and ground water movement. It is confirmed that the simulation of ground water movement is probable in unsaturated conditions.
