

## 第5章 土の凍結に伴う移動現象に関わる物性

ここまで、第3章で土の凍結に伴う移動現象の実態を実験的に把握し凍結過程における水分・熱・溶質移動の相互の関係を明らかにし、第4章で土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動方程式を誘導した。土の凍結に伴う移動現象を定量的に解析するためには、基礎方程式中の移動に関与する物性値、すなわち、水分移動に関わる水分特性と不飽和透水係数、熱移動に関わる体積熱容量と熱伝導率、および溶質移動に関わる分散係数を凍土と未凍土それぞれについて決定しなければならない。これらの物性値は、水分・熱・溶質それぞれの移動の基礎方程式を結合させる補助方程式として、含水量（含水量）、温度、溶質量の関数として与えられることが必要である。そこで、本章では本実験に用いた土の基本物性値を示すと共に、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を解析するのに必要な水分移動物性値、熱移動物性値および溶質移動物性について述べる。

### 5.1 土の基本物性

本研究では、神奈川県農業総合研究所内の砂壤土（神奈川砂壤土）と三重大学附属農場内の砂壤土（三重大砂壤土）を用いた。粒径加積曲線を Fig. 5.1-1 に示す。両試料とも含水比を20%程度まで風乾させた後、2mmメッシュのふるいを通したものである。

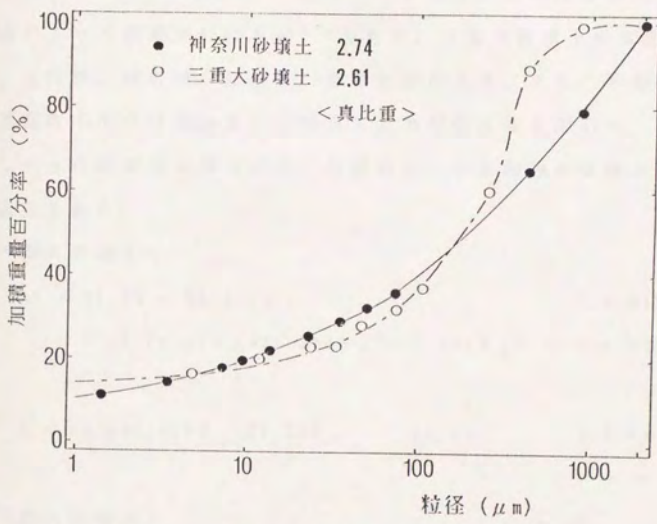


Fig. 5.1-1 試料の粒径加積曲線

## 5. 2 水分移動物性

### 5. 2. 1 未凍土の水分特性と不飽和透水係数

神奈川砂壤土および三重大砂壤土の未凍土の水分特性と不飽和透水係数を Fig. 5.2-1 および Fig. 5.2-2 に示す。神奈川砂壤土のデータは石田によって測定されたもの<sup>57)</sup>である。三重大砂壤土の水分特性の測定は、土柱法、吸引法、圧膜法、蒸気圧法による。また、不飽和透水係数は蒸発時の水分分布の変化に着目した水分分布法を用いた。

これらの実測値に基づいて、水分特性と不飽和透水係数に関して次の実験式を得た。

#### ① 神奈川砂壤土：

$$pF = 36.75 - 68.42 * \theta_L \quad (0.513 < \theta_L)$$

$$6.67 - 18.41 \theta_L + 21.97 * \theta_L^2 - 10.12 * \theta_L^3 \quad (0 < \theta_L < 0.513)$$

… … … (5.2.1)

$$k = \exp(40.35 * \theta_L - 29.25) \quad [\text{cm/s}] \quad (0 < \theta_L < 0.513)$$

… … … (5.2.2)

#### ② 三重大砂壤土：

$$pF = 20.03 - 42.86 * \theta_L \quad (0.444 < \theta_L)$$

$$11.48 - 86.69 \theta_L + 246.34 * \theta_L^2 - 234.91 * \theta_L^3 \quad (0 < \theta_L < 0.444)$$

(0 < \theta\_L < 0.444)

… … … (5.2.3)

$$k = \exp(74.97 * \theta_L - 35.39) \quad [\text{cm/s}] \quad (0 < \theta_L < 0.379)$$

… … … (5.2.4)

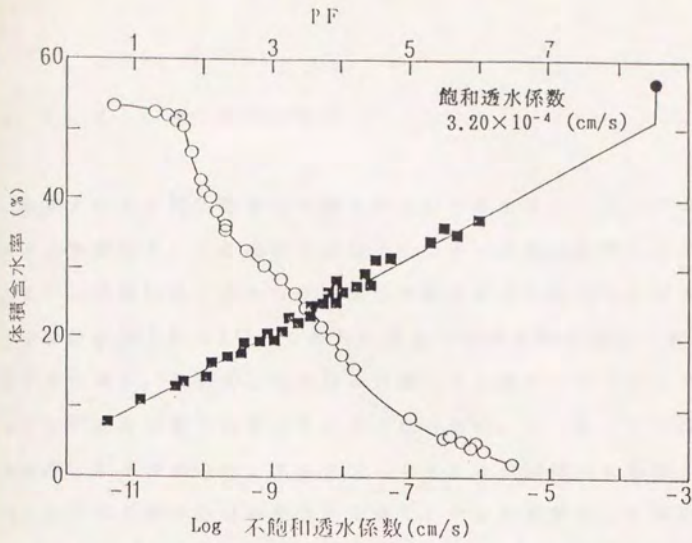


Fig. 5.2-1 未凍土の水分移動物性 (神奈川砂壤土)

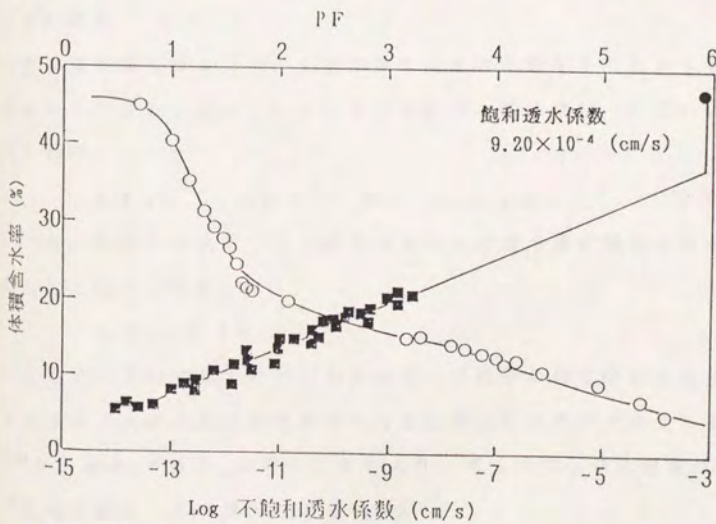


Fig. 5.2-2 未凍土の水分移動物性 (三重大砂壤土)

## 5. 2. 2 凍土の水分特性

未凍土の水分特性曲線は平衡状態における土のマトリックポテンシャルと含水率の1:1の関係を表し、土中水の移動式を解く上で不可欠である<sup>2)</sup>。同様に凍土中における水分移動式を解くためには凍土の水分特性曲線が必要となる<sup>26)</sup>。しかし、凍土では水分が不凍水と氷の状態で存在するために、不凍水と氷の量を分離して不凍水のマトリックポテンシャルと不凍水分量の関係を求めねばならない。そこでここでは、第2章で誘導した不凍水のマトリックポテンシャルの関係式に着目して、凍土中における不凍水分量の関数形を導く。そして実験により塩分を含まない凍土に対してその関係が近似的に成立することを示す。

### (1) 理論

第2章で論じたように、土壌間隙中で氷が大気圧下で生じる場合、不凍水のマトリックポテンシャルと平衡温度の関係は(2.16)式によって近似される。

$$\Delta P_f = 12.3 * \Delta T + \Pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.16)$$

一方、未凍土のマトリックポテンシャルと含水量の関係は水分特性曲線として与えられる。

$$\Delta P_u = P(\theta_L) \quad (4.4)$$

ここで、不飽和凍土中の氷が不凍水と土粒子の相互関係に何の影響も及ぼさず、未凍土の水分特性がそのまま凍土にも適用できると仮定する<sup>26)</sup>と、 $\Delta P_f = \Delta P_u$ と置くことにより、凍土中の不凍水分量は温度と浸透圧の関数として次式で与えられる。

$$\theta_L = P^{-1}(12.3 * \Delta T + \Pi) \quad (5.2.5)$$

ただし、 $P^{-1}$ は(4.4)式の逆関数を表す。

ここで、(5.2.1)式と(5.2.5)式を用いると、神奈川砂壤土における不凍水分量・温度・溶質濃度の関係は次式で表される。

$$\Delta T = -10^4(2.57 - 18.41\theta_L + 21.97\theta_L^2 - 10.12\theta_L^3) - 1.86\theta_L C_m \dots \dots (5.2.6)$$

ここで、右辺第2項は溶質による凝固点降下度である。

## (2) 実験方法

不凍水分量と凍土の温度の関係は、氷点降下法などにより凍結過程の凝固点降下度と含水量の関係としてしばしば求められてきた<sup>58)59)</sup>。しかし、氷点降下法では過冷却現象に付随する凍結開始時の潜熱発生により、含水量が少ない場合の凝固点の判定が難しい。そこで本実験では、塩分を含まない試料を予め凍結させ、その融解温度を求めることにより、(5.2.5)式の適合性を検討した。

用いた試料は神奈川砂壤土である。まず、風乾させたこれらの土に純水を加えて含水比の異なる試料を作製し、内径35mm、高さ40mmの金属製の容器に乾燥密度約  $1.0 \text{ g cm}^{-3}$  で均一に充填する。このとき、試料の中心部に熱電対(E:  $\phi 0.1 \text{ mm}$ )を埋め込んでおく。この試料を乾燥しないように十分シールした後、予め $-30^\circ\text{C}$ に冷却されたエチレングリコール溶液に1日浸して凍結させる。試料容器は伝熱性のよい金属性であるので、試料は瞬間的に凍結し、凍結に伴う水分の再分布はほとんど無視できる。次に、凍結した試料を取り出し、綿と発砲スチロールで断熱する。こうするのは、試料内の温度勾配を小さくし、試料の解凍速度を遅らせることで融解温度の判定を容易にするためである。このようにして、融解過程の温度変化と融解終了後の試料の含水比を測定する。

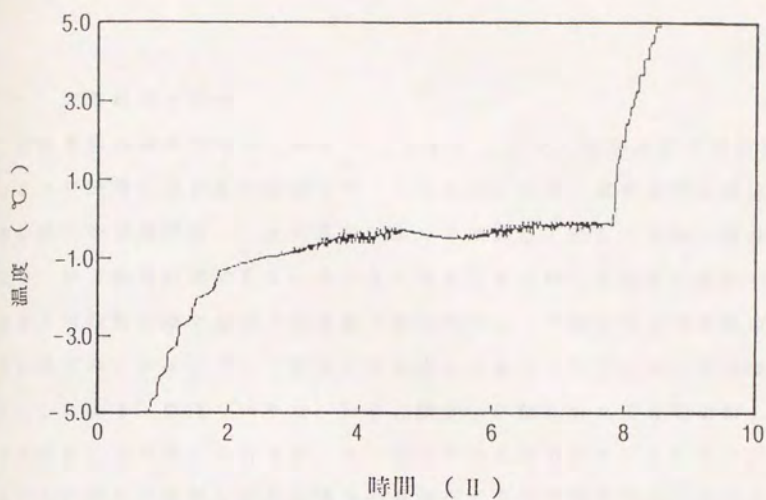


Fig. 5.2-3 融解過程の温度変化

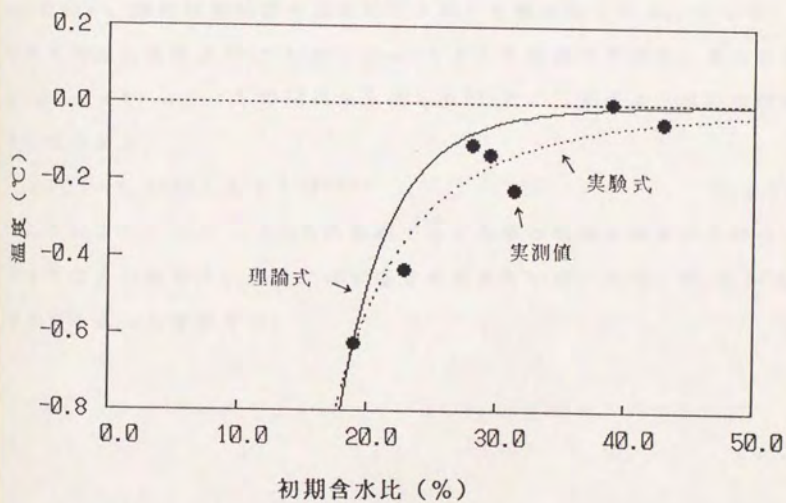


Fig. 5.2-4 融解温度と含水比の関係

神奈川砂壤土

### (3) 実験結果と考察

融解過程の温度変化の一例を Fig. 5.2-3 に示す。融解過程の試料温度は3つの段階に分かれて変化した。すなわち、ほぼ一定の速度で温度上昇を続ける初期段階、一定の温度を保つ中期段階、そして急激に温度が立ち上がる終期段階である。このような温度変化は、外気から試料への熱流入が初期段階では凍土の温度上昇のために、中期段階では間隙中の氷の融解のために、そして終期では未凍土の温度上昇のために消費されたことによる。間隙中の氷は、初期段階から中期にわたるまで融解し続けていることが考えられるが、ここでは完全に融解が終了した時点、すなわち中期から後期に変わる時点の温度を土中氷の融解温度と判定した。

神奈川砂壤土に対する融解温度と含水比（含水率）の関係を Fig. 5.2-4 に示す。融解温度は含水量の低下と共に急激に低下する。ここで、黒丸は実測値、実線は(5.2.6)式で  $C_m = 0$  とした場合の理論式、また破線は  $\theta_L = a * |\Delta T|^b$  の関係を仮定して<sup>58)</sup> 最小自乗法より求めた次の実験式である。

$$\theta_L = 0.164 * |\Delta T|^{-0.323} \quad (5.2.7)$$

この図より、 $0 \sim -0.8^\circ\text{C}$  の範囲では実測値と理論値がほぼ良好に一致することがわかる。このことは塩分を含まない凍土では、(5.2.5)式が成立することを意味する。



### 5. 2. 3 凍土の不飽和透水係数

凍土間隙中には不凍水が存在しその量が温度の低下と共に減少するため、凍土の透水係数は温度の低下と共に低下することが予想される。こうした凍土の透水係数は、飽和凍土に対しては $0^{\circ}\text{C}$ 付近のごく限られた温度範囲において測定された例<sup>60)</sup>はあるものの、不飽和凍土に対してはほとんど測定されていない。福田<sup>61)</sup>や Taylorら<sup>29)</sup>は間隙中の水が水流を阻止する効果を持つとして、未凍土の不飽和透水係数に単純に $1/100\sim 1/1000$ の係数を乗じて凍土の不飽和透水係数を与え、土の凍結に伴う水分と熱の移動を解析した。しかし、この乗数は実測値に合うように数値解析上で決定された fittingパラメータであり、物理的な根拠に基づいて決定されたものではない。そこで、ここでは水の粘性の温度依存性に着目して、凍土の不飽和透水係数を未凍土の不飽和透水係数から推定することにした。

一般的に、不飽和未凍土では水分が液状水と水蒸気の形態で移動し、不飽和透水係数はそうした液状水と水蒸気移動に対する平均的な抵抗力を表すものと解釈できる。したがって、不飽和透水係数は土中水の粘性、間隙の空間的な連続性などに依存する<sup>2)</sup>。間隙に氷が存在する凍土の場合にも、基本的には土粒子表面の連続した液状水の流れと、間隙中の連続した空隙あるいは孤立した空隙中の水蒸気の流れの2つの形態によって、水分が移動すると考えられる。このとき、水蒸気の移動を無視し、間隙中の氷が不凍水に対して何の影響も与えないとすると、凍土中の不凍水の流れと未凍土中の液状水の流れとは、液状水の温度は異なるが土粒子表面を伝わって流れる液状水という点で相似性が仮定できる。こうした仮定の基に水の粘性と温度の関係を $0^{\circ}\text{C}$ 以下の不凍水にも援用する

と、凍土の不飽和透水係数は未凍土の不飽和透水係数を用いて次式で表わされる。

$$k_r = k_u (\eta_u / \eta_r) \quad (5.2.8)$$

ここで、 $k$ 、 $\eta$  は、それぞれ不飽和透水係数、粘性係数を表し、添字  $f$ 、 $u$  はそれぞれ凍土、未凍土を示す。

水の粘性係数は、通常、物性表<sup>62)</sup>などに与えられており、Table 5.2-1 のような温度依存性をもつ。

Table 5.2-1 水の粘性係数 (理科年表<sup>62)</sup>より)

温度 (°C)	0	5	10	15	20	25	30
$\eta$ ( $\times 10^{-3}$ Pa s)	1.792	1.520	1.307	1.138	1.002	0.890	0.797

これらの関係を次の近似式で表すことにする。

$$\log \eta = 1000/T - 6.41 \quad (5.2.9)$$

ただし、 $T$  は絶対温度(K)である。したがって、この式と (5.2.8)式より、凍土の不飽和透水係数は、20°Cの不飽和透水係数を基準にして次式で表せる。

$$k_r = \beta * k_{20} * \exp(7.856 - 2303/T_r) \quad (5.2.10)$$

ここで、 $\beta$  は水の粘性係数の温度依存性以外の効果による透水係数の補正係数である。

神奈川砂壤土の未凍土の不飽和透水係数は (5.2.2)式で与えられているので、凍土の不飽和透水係数は次式となる。

$$k_r = \beta * \exp(0.4035 * \theta_L - 21.389 - 2303/T_r) \quad (5.2.11)$$

この式によると、20°Cの未凍土と-10°Cの凍土では、その中の液状水量が等しい場合でも水の粘性の温度依存性のために、-10°Cの凍

土の不飽和透水係数は  $20^{\circ}\text{C}$  の不飽和透水係数の  $0.4\beta$  倍に低下することになる。

未凍土の不飽和透水係数の測定値は、液状水と水蒸気の両方の移動に対する係数である。したがって、ここで誘導した凍土の不飽和透水係数の推定法では、凍土中の間隙が水で埋め尽くされてくると未凍土の水蒸気の移動の分だけ、凍土の不飽和透水係数は過大評価されることになる。また、間隙を埋めた水が不凍水の通水経路を変化させるため屈曲度が増大し、凍土の不飽和透水係数はこの推定法よりさらに低下することも考えられる。その極端な例が凍土中に生じるアイスレンズ<sup>63)</sup>であり、このような場合にはここで与えたような凍土の不飽和透水係数の推定式は全く意味を持たなくなる。また、溶質を含む凍土では、土中水の凍結に伴って土粒子表面の不凍水中に溶質が濃縮されるために、不凍水の粘性は温度依存性の他に溶質濃度に対する依存性<sup>64)</sup>も考慮しなければならない。このような点に関しては土粒子表面の吸着水に関する性質の解明を待たねばならないだろう。(5.2.10)式中の補正係数 $\beta$ は、このように未知のファクターを含んでいる。本論文では、とりあえず $\beta = 1$ と仮定することにするが、本節における凍土の透水係数は凍上のない不飽和土の凍結に対しては一つの近似式として十分意味があるものと考えられる。

### 5. 3 熱移動物性

土の凍結に伴う熱移動を解析する上で重要な熱物性値は、体積熱容量と熱伝導率である。これらの熱物性値は、相変化がない場合には土の構成要素（土粒子、水、氷、空気）の体積割合と各要素の熱物性値を用いたモデルによって推定され、実測値と比較されている<sup>55)</sup>。しかしながら、凍土のように相変化を伴う場合には測定値に相変化の影響が含まれてしまうために、モデルによる推定や実測が難しい。そこでここでは、凍土の熱伝導率を見かけの温度伝導率の測定値から間接的に求め、新たに考案した凍土の熱伝導モデルを用いて、凍土の熱伝導率を温度と水分量の関数として表現する。

#### 5. 3. 1 凍土の体積熱容量

凍土に加えられる熱量は、融解の潜熱と凍土の温度上昇に消費される。このうち、単位体積当りの土壌の温度上昇に消費される熱量と上昇温度の比は体積熱容量と呼ばれ、凍土を構成する土粒子、水、氷、および空気それぞれの定圧比熱（ $C_p$ ）、密度（ $\rho$ ）および体積含有率（ $\theta$ ）を用いて次式の線形式で表される。

$$\rho C_r = \rho_s C_s \theta_s + \rho_L C_L \theta_L + \rho_i C_i \theta_i + \rho_a C_a \theta_a \quad (5.3.1)$$

ただし、添字  $s, L, i, a$  はそれぞれ土粒子、水、氷、空気を表す。

Table 5.3-1 に土壌の代表的な構成要素の熱的物性を示す。

Table 5.3-1 土の構成要素の 0 °C 付近での熱的物性 (de Vries<sup>65</sup>)

物質	密度 Mgm <sup>-3</sup>	比熱 Jg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	熱伝導率 Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	体積熱容量 MJm <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
石英	2.66	0.80	8.80	2.13
粘土 鉱物	2.65	0.90	2.92	2.39
有機物	1.30	1.92	0.25	2.50
水	1.00	4.18	0.57	4.18
空気	0.0012	1.01	0.025	0.0012
氷	0.92	1.88	2.18	1.73

## 5.3.2 凍土の温度伝導率

温度伝導率は熱伝導率と体積熱容量の比として定義され、温度分布の変化から比較的容易に決定することができる。このため熱伝導率の直接測定が難しい物質に対しては、この温度伝導率により熱伝導率が間接的に決定されることがある<sup>66</sup>。温度伝導率の測定法には、オングストローム法、パルス法、ステップ法などの非定常法<sup>66</sup>があるが、こうした測定法の多くは、数学的に理想的な境界条件と初期条件を持つ解析解に基づくため、理想的な境界条件を満たす実験装置の作成が技術的に困難な場合が多い。これに対して、岡田ら<sup>67</sup>は、比較的装置が簡単な、繰り返し計算による測定法を提案している。

そこでここでは、凍土の融解過程における温度分布の変化を測定し、相変化を伴う熱伝導方程式を基に定義した凍土の見かけの温度伝導率を岡田らの繰り返し計算法によって求めた<sup>68</sup>。

## (1) 基礎式

重力による水分移動と顕熱移動を無視した場合、相変化を伴う熱移動および水分移動の方程式は、(4.13)式および(4.6)式で表される。

$$\rho C_r \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i H_r \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda_r \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_r}{\rho_l g} \frac{\partial P_r}{\partial x} \right) \quad (4.6)$$

これらの式より、 $\partial \theta_i / \partial t$  を消去して整理すると、次式となる。

$$\rho C_r \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i H_r \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda_r \frac{\partial T}{\partial x} \right) - H_r \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_r}{g} \frac{\partial P_r}{\partial x} \right) \quad \dots \dots \quad (5.3.2)$$

凍土中に塩分が含まれず氷圧を無視できる場合には、不凍水のマトリックスポテンシャル((2.15)式)と不凍水分量((5.2.5)式)は温度の一個関数となる。したがって、(5.3.2)式は次式のように表せる。

$$C_a \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda_a \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (5.3.3)$$

ここで、 $C_a$ 、および $\lambda_a$ は、それぞれ次式で定義される凍土の見かけの体積熱容量、および見かけの熱伝導率である。

$$C_a = \rho C_r + \rho_l H_r \frac{d \theta_l}{d T} \quad (5.3.4)$$

$$\lambda_a = \lambda + \left( -\frac{H_r}{g} \frac{d P}{d T} \right) k_r \quad (5.3.5)$$

上の2式のそれぞれの右辺第2項は相変化に関係する。(5.3.4)式の右辺第1項は凍土の構成要素の体積割合と体積熱容量を用いて、(5.3.1)式によって与えられる。また、(5.3.5)式の右辺第1項は土の構成要素の体積割合と熱伝導率を用いた熱伝導率モデルで与えられることが多い。

ここで、短時間の測定では試料内の各点で $\lambda a$ が一定であると仮定して、凍土の見かけの温度伝導率を(5.3.6)式で定義すると、(5.3.3)式は、(5.3.7)式となる。

$$\kappa a = \frac{\lambda a}{C a} \quad (5.3.6)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (5.3.7)$$

この式は線形の熱伝導方程式で、境界条件2個、初期条件1個を与えると温度を時間と距離の関数として解くことができる。

## (2) 実験方法

試料には、神奈川砂壤土を用いた。また、対照実験試料として純水および豊浦標準砂を用いた。まず、予め含水比を調整した試料を内径 80 mm、長さ 50 mm のアクリル円筒容器に均一に充填し、 $-20^{\circ}\text{C}$ の冷凍庫で急速凍結して供試体を作製する。実験時の初期含水比、乾燥密度をTable 5.3-2に示す。供試体中央には、0, 1, 2, 3, 4 cm の位置に熱電対 (E:  $\phi 0.1\text{mm}$ ) を固定した断面積  $0.09\text{ mm}^2$ 、長さ 50 mm のアクリル棒が埋設されている。

実験装置の概略を Fig. 5.3-1 に示す。この装置全体は、冷凍庫内に設置され、供試体の初期温度が設定される。供試体は装置中央に横向きに固定され、その片面は加熱板に接し側面および底面は断熱される。供試体を $-30^{\circ}\text{C}$ の様な温度にした後、試料の片面を加熱し、その過程の凍土中の温度を連続的に測定する。試料面の平均加熱速度は約  $10^{\circ}\text{C}/\text{時間}$  である。試料内の各点の温度はADコンバータを通してコンピュータに10秒ごとに記録される。こうして得られる温度データと(5.3.7)式より、

Table 5.3-2 神奈川砂壤土の熱物性 (-20°C)

含水比 %	乾燥密度 Mg/m <sup>3</sup>	体積比率(%) 固 水	水 氷 (1)	温度伝導率 μ m/s (2)	体積熱容量 MJ/m <sup>3</sup> K (3)	熱伝導率 W/mK (4)
0	1.20	43.8	0	56.2	0.21	0.21
10.9	1.00	36.5	6.6	4.3	62.6	0.23
18.5	0.98	35.8	6.6	11.5	46.1	0.36
28.9	1.03	37.6	6.6	23.2	32.6	0.80
58.0	0.93	33.9	6.6	47.3	12.2	1.06
23.0 (5)	0.95	34.7	21.9	0	43.4	0.23
					1.80	0.36

\* (1)  $\theta_L = 0.158 * (\Delta T)^{-0.29}$  ; -20°Cのとき  $\theta_L = 6.6\%$

(2)  $\kappa_a$  : 平均温度伝導率 (-20°C ~ -15°C)

(3)  $\rho C_r$  : 体積熱容量  $\rho C_r = 2.27 * \theta_s + 4.2 * \theta_L + 1.93 * \theta_i$

(4)  $\lambda_r$  : 熱伝導率  $\lambda_r = \rho C_r * \kappa_a$

(5) 未凍土の値 (5 ~ 15°C)



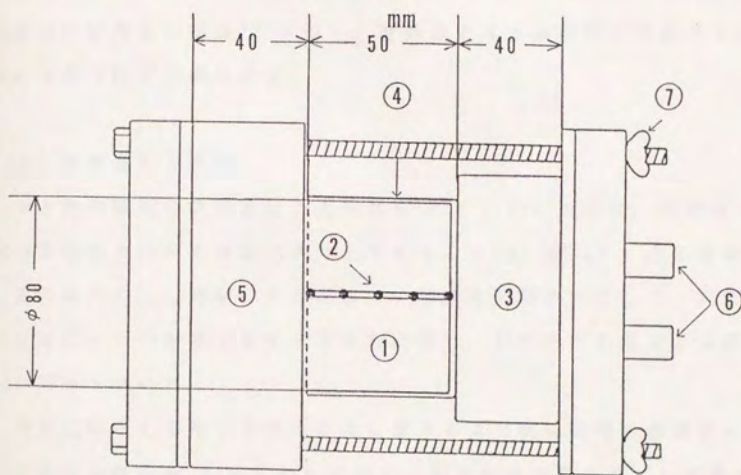


Fig. 5.3-1 実験装置の概略

- ①試料 ②熱電対 ③加熱槽 ④アクリル容器  
 ⑤断熱材 ⑥循環液 ⑦蝶ネジ

見かけの温度伝導率を逆同定する。

温度伝導率は Fig. 5.3-2 に示す手順で決定した。まず、補間法を用いて実測値から初期条件と境界条件を関数化する。 $\kappa a$ を任意に仮定して差分法 (Crank-Nicholson法) により各点の温度 ( $T_c$ ) を計算し、温度の実測値 ( $T_M$ ) と計算値との差の自乗和を最小にする  $\kappa a$ を見つける。最適値の探索には黄金分割法<sup>69)</sup>を用い、計算値と実測値の相対誤差が1%以内になるまで計算を繰り返す。

### (3) 実験結果と考察

凍土内の温度の時間変化の実測例を Fig. 5.3-3 に示す。試料内の温度は加熱面の方向から時間と共に上昇する。0 cm、4 cmの2点の温度変化を境界条件にし、時刻  $t_i$  の各深さでの温度を初期条件として、測定時間5分毎に1つの割合で温度伝導率を計算し、試料内平均温度と温度伝導率の関係を求めた。

対照試料として用いた氷の温度伝導率および絶乾状態の標準砂と砂填土の温度伝導率を Fig. 5.3-4 に示す。図中には文献に基づいて熱伝導率と体積熱容量から推定した温度伝導率の値を実線で示した。実測した氷の温度伝導率は  $-20 \sim -10^\circ\text{C}$  の範囲でおよそ  $2 \mu\text{m}^2/\text{s}$  で、推定値<sup>70)</sup>より5~6割大きかった。それに対して水分を含まない標準砂と砂填土の温度伝導率は  $0.2 \mu\text{m}^2/\text{s}$  で、乾燥砂に対する Sawadaら<sup>71)</sup>の推定値とほぼ等しかった。

次に水分を含んだ標準砂の温度伝導率を Fig. 5.3-5 に示す。水分を含んだ場合、標準砂の温度伝導率は  $-30 \sim -10^\circ\text{C}$  の範囲で、Sawadaら<sup>71)</sup>、片山ら<sup>72)</sup>の推定値よりもかなり大きい値となった。水分を含まない標準砂では本実験の測定値とSawadaらや片山らの推定値とほぼ一致し

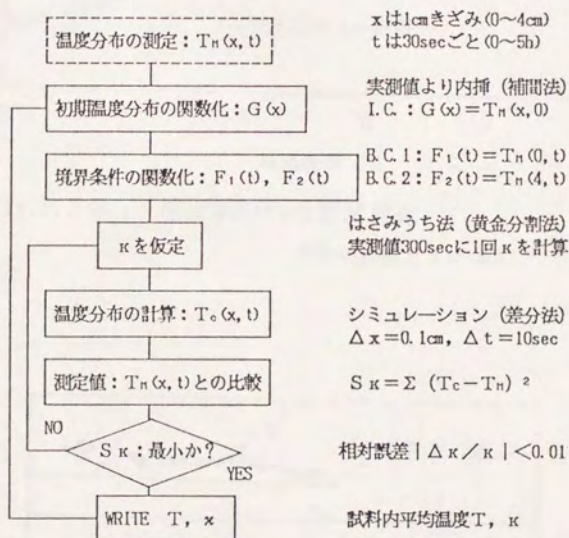


Fig. 5.3-2 温度伝導率の求め方

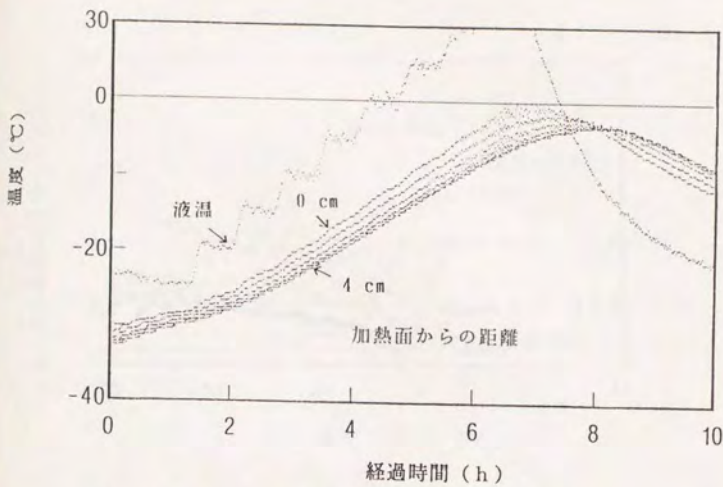


Fig. 5.3-3 凍土試料内の温度変化

神奈川砂壤土 ( $w=58\%$ )

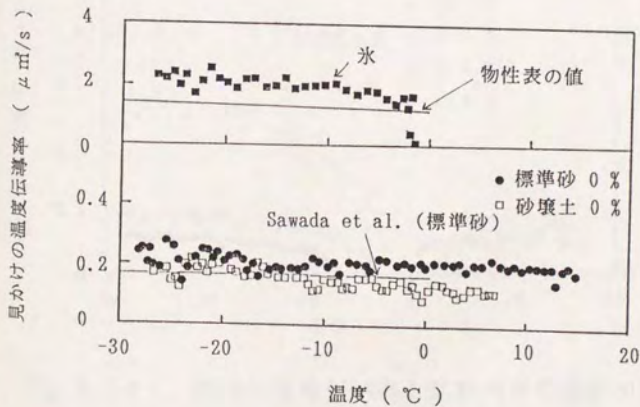


Fig. 5.3-4 温度伝導率の測定値の比較 (氷、乾燥土)

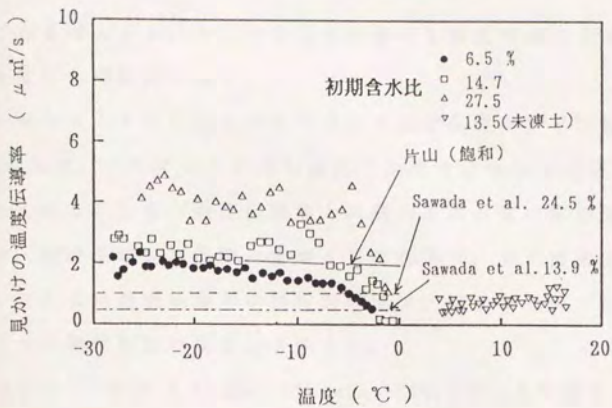


Fig. 5.3-5 凍土の温度伝導率と試料内平均温度の関係 (標準砂)

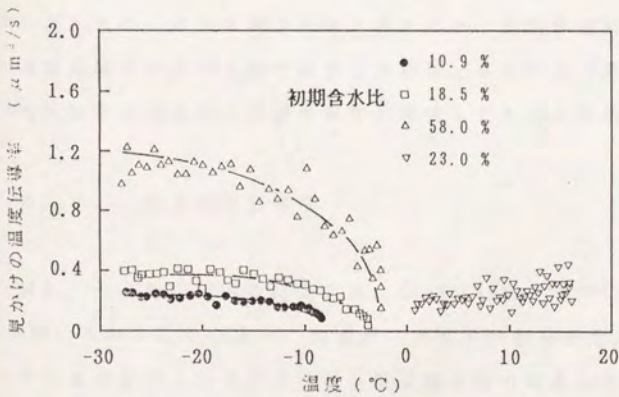


Fig. 5.3-6 凍土の温度伝導率と試料内平均温度の関係 (砂壤土)

たことを考えると、水分を含んだ試料では温度勾配による水分移動の影響を受けた可能性がある。

-20 ~ -15℃における砂壤土の温度伝導率の平均値を Table 5.3-2 に示す。これによると同じ温度では含水比の増加に伴い温度伝導率は大きくなる。また、温度伝導率と試料内平均温度の関係を Fig. 5.3-6 に示す。温度伝導率は温度の上昇と共に低下し、0℃付近では0に近づいた。こうした温度伝導率の温度依存性は、凍土の見かけの熱伝導率と見かけの体積熱容量の性質に由来する。

福田ら<sup>73)</sup>は(5.3.5)式に Clausius-Clapeyron式を適用した次式により、

$$\lambda_a = \lambda + (\rho_L H_f^2 / g T_0) k_f \quad (5.3.8)$$

凍土の見かけの熱伝導率が0℃付近では凍土の不飽和透水係数の大きさに応じて増加するを示唆した。また、Williams<sup>74)</sup>は、凍土の見かけの比熱(体積熱容量)が潜熱の発生によって0℃付近で急激に増加することを見いだした。これらの報告を基に考えると、本実験結果のように見かけの温度伝導率が0℃付近で低下したのは、0℃付近で見かけの熱伝導率の増大以上に見かけの体積熱容量が増大したためと解釈できる。

### 5. 3. 3 凍土の熱伝導率

一般に、土の熱伝導率の推定には、de Vriesモデル<sup>65)</sup>や粕淵のモデル<sup>16)</sup>が用いられることが多い。前者がコロイド分散系を想定した連続体モデルであるのに対し、後者は液相が粒子間の熱の橋渡しをとした不連続非線形モデルである。三野ら<sup>76)</sup>は、これまでに提案されている土の熱伝導率の推定モデルを比較検討し、その中で de Vriesモデルは希薄な分散系の物質に対してはよく適合するが、構造をもった一般的な土壌

にみられる複雑な熱伝導率の変化パターンを表現できないことを指摘した。そして、粕淵のモデルを発展させ、土の保水状態を考慮した3相系の熱伝導モデル<sup>76)</sup>を提唱した。このモデルは土壌の間隙を3つに分類し、土壌水の量に応じて間隙保水状態を規定して、直列・並列モデルから熱伝導率を推定するものである。

しかし、不飽和凍土では間隙に氷が存在し、その量が温度によって変化するために、未凍土の熱伝導モデルをそのまま適用することはできない。福田は粕淵モデルで、液相部分を全て氷相に置換することで凍土の熱伝導率を求めた<sup>77)</sup>が、このモデルでは不凍水を無視しているため、0°C付近の凍土の熱伝導率の温度依存性に関する情報を得ることができない。そこでここでは、土の保水状態に着目した三野らの未凍土の熱伝導率推定モデルを発展させた凍土の熱伝導率推定モデルを考案した。

#### (1) 凍土の熱伝導モデルの概念

凍土の熱伝導モデルを導くために次の仮定を置く。

- ①系は、 $1 \times 1$ の正方形単位セルで表現できる。
- ②熱は一方向に流れる。
- ③間隙は保水状態に応じて3つに分けられる。
- ④不凍水量は温度・溶質濃度の関数で与えられる。
- ⑤間隙内で氷の体積膨張および土粒子の移動を無視する。
- ⑥氷はマトリックポテンシャルの高い間隙から充填される。

このうち、①～③は三野モデルの仮定と同じであるが、凍土では新たに④～⑥の仮定を加えることにする。このような仮定を満たすモデルの概念図を Fig. 5.3-7 に示す。このモデルでは固相率、含水率、含氷率を単位セル内の面積で表現し(仮定①)、間隙を充填形式の異なる3つの

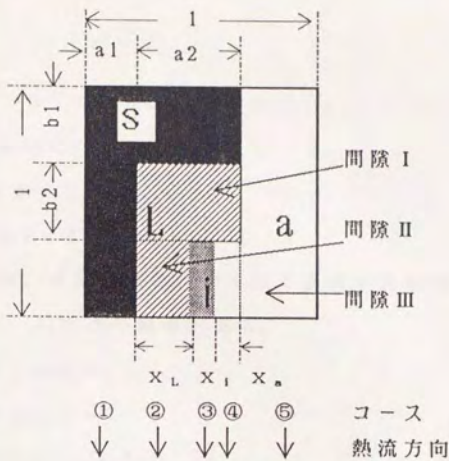


Fig. 5.3-7 凍土の熱伝導率推定モデルの概念図

s : 土粒子      L : 液状水  
i : 氷          a : 空気

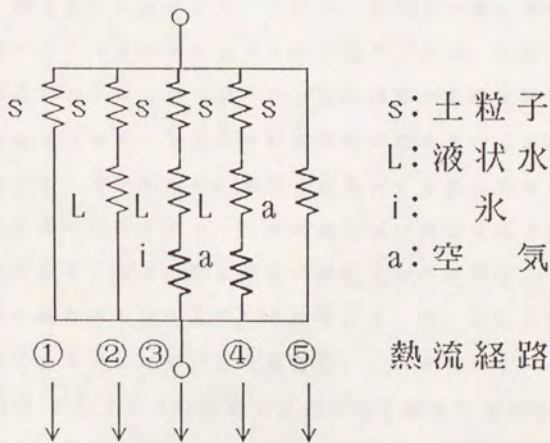


Fig. 5.3-8 熱伝導率に対する電気回路のアナロジー



領域 (I, II, III) に区分する (仮定③)。このとき固相率 ( $\theta_s$ )、間隙率 ( $\phi$ ) の間には次の関係が成立する。

$$\theta_s + \phi = 1 \quad (5.3.9)$$

$$\phi = \phi_1 + \phi_2 + \phi_3 \quad (5.3.10)$$

さらに、固相率、区分間隙率はセル内の面積を表現するためのパラメータ ( $a_1, a_2, b_1, b_2$ ) と次の関係がある。

$$\theta_s = a_1 + a_2 * b_1 \quad (5.3.11)$$

$$\phi_1 = a_2 * b_2 \quad (5.3.12)$$

$$\phi_2 = a_2 * (1 - b_1 - b_2) \quad (5.3.13)$$

$$\phi_3 = 1 - a_1 - a_2 \quad (5.3.14)$$

ここで、 $\phi_1$ ,  $\phi_2$ ,  $\phi_3$  はそれぞれ区分間隙 I, II, III の体積割合を表す。間隙は液状水、氷、空気の優先順位で、I, II, III の順に充填されるものとする。間隙 I は、吸着水領域で、表面保水または団粒内保水に対応する。水分は x 軸と平行に保水され、この水分領域では熱伝導率の増加が小さい。間隙 II はメニスカスによる毛管水領域である。水分は y 軸と平行に保水されるために水分が熱橋となり熱伝導率が急激に増加する。間隙 III は重力水領域である。水分は y 軸と平行に保水されるが、熱伝導経路に土粒子が存在しないために、間隙 II に比べると熱伝導率の増加は小さくなる。土中水は水分ポテンシャルの高い順に凍結する (仮定⑥) ので、間隙 I で土粒子と氷との間には常に液状水が存在する。

熱が y 軸方向に流れると仮定して、土粒子、水、氷、空気の配列に応じて熱流のコースを 3 ~ 5 に分ける (仮定⑦)。すなわち、セル内熱伝導を Fig. 5.3-8 に示すような直列と並列の合成抵抗と等価と考える。セルの熱伝導率は不凍水の含水率および含氷率に応じて各熱流コースの熱伝導率の和によって決定される。

凍土中の不凍水量 ( $\theta_L$ ) は温度と浸透圧の関数として (5.2.5)式で決定される。(仮定④) このとき、氷も含めた含水率 ( $\theta$ ) を用いると含水率は次式によって算定できる。

$$\theta_i = \theta - \theta_L \quad (5.3.15)$$

ただし、常に  $\theta_i \geq 0$  である。土の間隙状態は液状水、氷の量に応じて Table 5.3-3 および Fig.5.3-9 に示すような9つのパターンに分類できる。

Table 5.3.3 間隙状態の分類

水分量	不凍水量	不凍水と氷の境界位置	状態
$0 < \theta < \phi_1$ 間隙 I 保水	$\theta_L < \theta$	凍土	1
	$\theta_L \geq \theta$	未凍土	2
$\phi_1 < \theta < \phi_1 + \phi_2$ 間隙 II 保水	$\theta_L < \theta$	$\theta_L < \phi_1$	3
		$\phi_1 \leq \theta_L < \phi_1 + \phi_2$	4
$\phi_1 + \phi_2 < \theta < \phi$ 間隙 III 保水	$\theta_L < \theta$	$\theta_L < \phi_1$	6
		$\phi_1 \leq \theta_L < \phi_1 + \phi_2$	7
		$\phi_1 + \phi_2 \leq \theta_L < \phi$	8
	$\theta_L \geq \theta$	未凍土	9

このモデルによると、たとえば状態「4」の熱伝導率は次のように計算できる。いま、土粒子・水・氷・空気の単位セル当りの熱伝導率をそれぞれ  $\lambda_s, \lambda_L, \lambda_i, \lambda_a$ 、それぞれの熱抵抗を熱伝導率の逆数として、 $R_s, R_L, R_i, R_a$  とする。また、電気抵抗と同様に熱抵抗は通過面積 (x 方向の長さ) に比例し、通過距離 (y 方向の長さ) に反比例するものとする。このとき、①のコースでは熱は土粒子だけを通過するので、

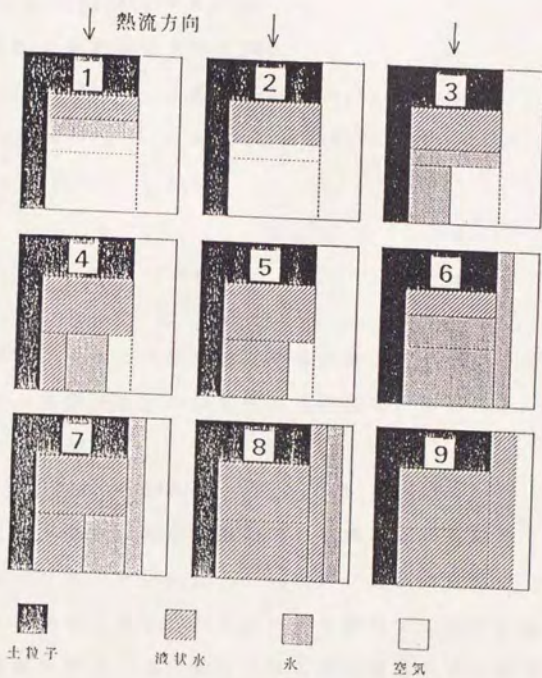


Fig. 5.3-9 凍土の間隙状態の分類

$$R_1 = R_g * a_1 \quad (5.3.16)$$

と表される。②のコースでは土粒子-液状水と通過するので、直列の合成抵抗を考えて、

$$R_2 = R_g * x_L / b_1 + R_L * a_2 / (1 - b_1) \quad (5.3.17)$$

同様に③④⑤の熱抵抗はそれぞれ、

$$R_3 = R_g * x_i / b_1 + R_L * x_i / b_2 + R_i * x_i / (1 - b_1 - b_2) \quad (5.3.18)$$

$$R_4 = R_g * x_a / b_1 + R_L * x_a / b_2 + R_a * x_a / (1 - b_1 - b_2) \quad (5.3.19)$$

$$R_5 = R_a * (1 - a_1 - a_2) \quad (5.3.20)$$

ここで、

$$x_L + x_i + x_a = a_2 \quad (5.3.21)$$

である。

こうして各コースごとに求めた熱抵抗を  $R_1 \sim R_5$  の並列抵抗としてまとめると、状態「4」の熱伝導率は次式で表現される。

$$\begin{aligned} \lambda &= 1/R \\ &= 1/R_1 + 1/R_2 + 1/R_3 + 1/R_4 + 1/R_5 \end{aligned} \quad (5.3.22)$$

同様にして、全ての保水状態に対して熱伝導率が計算できる。モデルの Fitting パラメータ ( $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b_2$ ) は、実測値に基づいて非線形最小自乗法により決定される。パラメータを決定するためには土の固相率のほか、最低3種類の水分量における熱伝導率の実測値が必要である。

## (2) 凍土の熱伝導モデルの適用

Table 5.3-2 を基にして、神奈川砂壤土の凍土の熱伝導率と含水量の関係をプロットすると Fig. 5.3-10 の黒丸のようになる。このデータに対して凍土の熱伝導モデルを適用してみた。固相率を  $\theta_g = 0.40$  の一定と仮定し、不凍水分量の推定には(5.2.7)式を用いた。また、固相、液相、

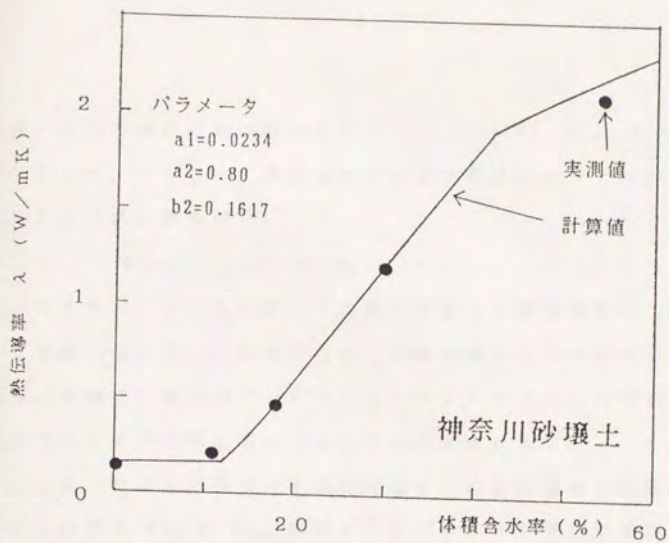


Fig. 5.3-10 凍土の熱伝導率と含水率の関係

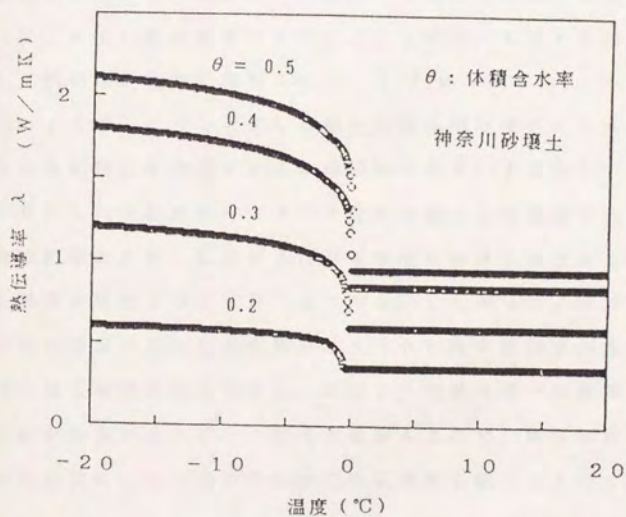


Fig. 5.3-11 土の熱伝導率の温度依存性

氷相、気相の固有の熱伝導率をそれぞれ 5, 0.57, 2.2, 0.025 (W/mK) と仮定した。こうして、非線形最小自乗法を用いてモデルのパラメータは次のように決定された。

$$a_1=0.0234, a_2=0.80, b_2=0.1617 \quad (5.3.23)$$

これらのパラメータを用いて計算した凍土の熱伝導率を Fig. 5.3-10 中に実線で示した。この図より凍土の熱伝導率は含水量の少ない 0 ~ 10 % の領域ではほとんど一定で、10 ~ 40 % で急激に増大し、そして 40 % 以上で再び増加率が小さくなることがわかる。

さらに、モデルに基づいて各含水量ごとの熱伝導率と温度の関係を計算した結果を Fig. 5.3-11 に示す。初期含水率が等しい場合、凍土の熱伝導率は温度の上昇と共に低下し、0 °C 以上で一定となった。また、初期含水率が高いほど、凍土と未凍土の熱伝導率の差が大きく、 $\theta_L = 50$  % では、凍土の熱伝導率は未凍土の熱伝導率のおよそ 2 倍になった。こうした傾向は定性的に相馬らのデータ<sup>78)</sup>に一致する。

このように、ここで考案した凍土の熱伝導率推定モデルは、物理的に凍土の熱的特性を表現できるのが特徴である。すなわち、間隙の保水状態に着目した空間配置パラメータを各土壌ごとに決定することによって、任意の初期含水率、温度および溶質濃度における凍土あるいは未凍土の熱伝導率を推定することが可能である。したがって、水分量の異なる凍土の熱伝導率の正確な測定値が与えられたならば任意の水分量と温度における熱伝導率を推定できる。ただし、全節で述べた温度伝導率の実測値には定誤差が含まれている可能性があるので、数値解析ではここで推定された値に一定の乗数をかけて熱伝導率を補正することにした。

#### 5. 4 溶質移動物性

土の凍結に伴う溶質移動を解析するためには、分散係数を決定する必要がある。分散係数は通常飽和土のコラム表面に、ある濃度の溶液を湛水し、浸出水量とその溶液濃度との関係により決定される<sup>79)</sup>。

分散係数は通常、分子拡散 ( $D_m$ ) と水理学的分散 ( $D_h$ ) の2成分の和として表現される。

$$\theta_L D_s = D_m + D_h \quad (5.4.1)$$

分子拡散 (右辺第1項) は Fick の拡散則に基づき濃度勾配によって生じる。土中における分子拡散の速度は自由水中の拡散速度より低下し、その低下割合は屈曲度と含水量で代表される液状水の通水断面積に依存し、Papendick and Campbellによると、次式で表される<sup>53)</sup>。

$$D_m = D_0 a \theta_L^3 \quad (5.4.2)$$

ここで、 $D_0$  は自由水中における溶質の拡散係数で、NaClの場合  $1.6 \times 10^{-10}$  ( $m^2/s$ ) である。また、 $a$  は屈曲度を考慮した定数でおよそ 2.8 とされる。一方、水理学的分散 (右辺第2項) は、土壌が大小さまざまな間隙径を持ちその間隙径に応じて平均流速が異なること、あるいは1つの間隙内でも土粒子表面からの距離に応じて流速分布が異なることによって生じる<sup>53)</sup>。Bresler<sup>56)</sup>によると水理学的分散は次式で与えられる。

$$D_h = \kappa |J_L| / \theta_L \quad (5.4.3)$$

ここで、 $\kappa$  は分散効果を表す実験定数で、Breslerによると、 $0.28 \sim 0.55$  cm という値が報告されている。

このような土の分散係数に関しては飽和未凍土についてはこれまでも研究されているものの、不飽和未凍土については比較的研究の歴史が浅く、ましてや凍土の分散係数に関する研究はほとんどない。そこで本

研究ではとりあえず分散係数として次式を適用することにする。

$$D_0 = D_0 a \theta_L^2 + \kappa |J_L| / \theta_L^2 \quad (5.4.4)$$

ただし、6. 2. 4でも述べるように、移流拡散方程式を差分法で解く際に発生する数値的分散は、 $\kappa = 0.5$  cm 程度の大きさになるために、数値解析では  $\kappa = 0$  とした。



## 第6章 土の凍結に伴う移動現象の数値解析

ここまで、第4章では第3章の実験結果に基づき土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動方程式を誘導し、第5章ではこれらの方程式中に現れる移動物性値について検討してきた。土の凍結に伴う移動現象を表すこれらの方程式は水分・熱・溶質の移動に関する連立偏微分方程式の形で与えられ、解析解を得ることはほとんど不可能である。そこで、本章では差分法により第4章で誘導された基礎方程式を数値的に解き、第3章の実験によって明らかになった現象の再現を試みる。すなわち、上面直冷の凍結現象(3.3)、上面空冷の凍結現象を解析する。さらに、本章の数値解析によって、初期水分量、凍結温度、初期塩分量が凍結に伴う水分・熱・溶質の移動に及ぼす影響を考察する。

### 6.1 数値解析の方法

#### 6.1.1 差分方程式

土の凍結に伴う移動現象の方程式は水分・熱・溶質それぞれの移動に関する連立偏微分方程式で表される。これらの方程式で未凍土中の移動式は、凍土中の移動式において相変化の項を除いた場合に相当するので、ここでは凍土中の移動に関する差分式について記述する。

いま、土壌コラムを Fig. 6.1-1 に示すように  $\Delta x$  の幅を持つ有限個の要素に分割する。ただし、節点は要素の中心に設定する。土の状態を表す物理量は節点  $i$  の位置で代表させ、移動に関わる物理量は  $i + \frac{1}{2}$  の位

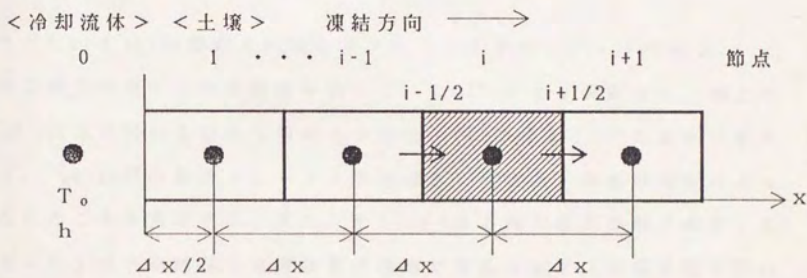


Fig. 6.1-1 差分法における節点分割

置で考える。このとき、節点  $i$  における  $\Delta t$  時間後の水収支は、(4.6)式を差分化して次式で表される。

$$\Delta \theta_L + \frac{\rho_i}{\rho_L} \Delta \theta_i = - \frac{\Delta t}{\Delta x} (J_L(i+\frac{1}{2}) - J_L(i-\frac{1}{2})) \quad (6.1)$$

ここで、左辺の  $\Delta \theta_L$  および  $\Delta \theta_i$  はそれぞれ液状水および氷の増分を表す。また、 $J_L(i+\frac{1}{2})$  は節点  $i$  と節点  $i+1$  の境界面を通過する水分フラックスで、(4.2)式より次式のように表される。

$$J_L(i+\frac{1}{2}) = -k(i+\frac{1}{2}) \frac{P(i+1) - P(i)}{\Delta x} + k(i+\frac{1}{2}) \quad (6.2)$$

ただし、 $P(i)$  は節点  $i$  におけるマトリックポテンシャルである。 $P(i)$  は未凍土では水分特性曲線を用いて  $\theta_L(i)$  により決定され、凍土では(2.16)式の関係を用いて節点  $i$  の温度  $T(i)$  と濃度  $C(i)$  により決定される。(6.2)式は水分フラックスが不凍水(液状水)の水位勾配によって生じることを意味する。また、 $k(i+\frac{1}{2})$  は不飽和透水係数で節点  $i$  と節点  $i+1$  の不飽和透水係数の幾何平均で与えられる。幾何平均を用いるのは不飽和透水係数が含水率の増加に対して指数的に変化する性質を持つからである。

$$k(i+\frac{1}{2}) = (k(i) * k(i+1))^{0.5} \quad (6.3)$$

同様に、節点  $i$  における熱収支および溶質収支は(4.13)式および(4.14)式より次式のように差分化される。

$$\rho C(i) \Delta T - \rho_i H_f \Delta \theta_i = - \frac{\Delta t}{\Delta x} (J_o(i+\frac{1}{2}) - J_o(i-\frac{1}{2}))$$

$$\dots \dots \dots (6.4)$$

$$\frac{\rho_b}{\rho_L} \Delta S = - \frac{\Delta t}{\Delta x} (J_s(i+\frac{1}{2}) - J_s(i-\frac{1}{2})) \quad (6.5)$$

ここで、それぞれのフラックスは(4.9)式および(4.17)式より次の差分式で表す。

$$J_0(i+\frac{1}{2}) = -\lambda(i+\frac{1}{2}) \frac{T(i+1) - T(i)}{\Delta x} \quad (6.6)$$

$$J_9(i+\frac{1}{2}) = -D_9(i+\frac{1}{2}) \frac{C(i+1) - C(i)}{\Delta x} + J_L(i+\frac{1}{2}) * C(i+1) \quad (6.7)$$

ただし、溶質移動の解析では風上差分<sup>\*)</sup>を用いる。すなわち、土の凍結過程では水分が未凍土から凍土に移動するため、通常  $J_L(i+\frac{1}{2}) < 0$  となるので、水分の流れの上流側の溶質は必ず下流に運ばれるという物理的な特性を考慮して、(6.7)式の右辺第2項の移流項は風上になる節点  $i+1$  の濃度を用いる。また、 $\lambda(i+\frac{1}{2})$  および  $D_9(i+\frac{1}{2})$  はそれぞれ(6.3)式と同様に節点  $i$  と節点  $i+1$  の値の幾何平均で与える。

未凍土中においては、水分と熱の移動は(6.1)式と(6.4)式の右辺第2項を省略した差分式によって計算される。また、未凍土中の溶質移動は(6.5)式によって計算される。

### 6. 1. 2 凍結量の推定

第2章で論じたように不飽和凍土中のマトリックポテンシャルは不凍水の温度と浸透圧によって決定される。このことは未凍土の水分特性を凍土にも適用すると、凍土中の不凍水分量が凍土の温度と溶質濃度によって決まることを意味する。こうした凍土中の不凍水分量、温度、溶質濃度の関係は状態方程式として土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動方程式を連結する上できわめて重要である。この状態方程式は(2.18)式よ

り温度について表示すると次の凝固点降下式で表される。

$$T_{\theta} = -0.081 \cdot 10^4 (f(\theta_L) - 3) - \varepsilon \cdot C \quad (6.8)$$

ここで、 $T_{\theta}$ は不凍水分量（体積含水率） $\theta_L$ と溶質濃度  $C$  によって決定される平衡温度である。また、 $f(\theta_L)$ は未凍土の水分特性曲線から決定される  $pF$  である。 $\varepsilon$ は溶質濃度  $C$  (g塩/g水) に対する凝固点降下度の比例定数で、NaClの場合、およそ  $\varepsilon = 53.1$  になる。

凍結量および平衡温度は基本的には温度回復法<sup>81)</sup>によって決定される。その考え方を Fig. 6.1-2 に示す。数値解析ではまず、(6.1)(6.4)(6.5)式で氷の生成を考えずに各時間ステップごとに各節点における  $\theta_L$ ,  $T$ ,  $C$  それぞれの仮値を計算する。そして、計算された  $\theta_L$  と  $C$  を(6.8)式に代入して平衡温度  $T_{\theta}$  を計算する。そこで、 $T(i) < T_{\theta}$  ならば、(6.1)(6.4)式中の  $\Delta\theta_i$  を増加させ、次式により  $\theta_L$ ,  $T$ ,  $C$  を修正する。

$$\theta_L' = \theta_L - (\rho_i / \rho_L) \Delta\theta_i \quad (6.9)$$

$$T' = T + (\rho_i H_f / \rho C(i)) \Delta\theta_i \quad (6.10)$$

$$C' = \theta_L C / \theta_L' \quad (6.11)$$

そして、修正された  $\theta_L'$  と  $C'$  に対応する平衡温度を再度計算する。こうした計算を  $T' = T_{\theta}$  となるまで繰り返す、凍結量  $\Delta\theta_i$  を決定する。(図中B点) これらの計算において、(6.9)~(6.11)式を(6.8)式に代入した式は  $\Delta\theta_i$  を変数とする非線形方程式となるので、ニュートン-ラプソン法<sup>82)</sup>によって容易に凍結量を決定できる。

### 6. 1. 3 数値解析の手順

数値解析のフローチャートを Fig. 6.1-3 に示す。また解析プログラムを付録に掲載した。プログラム言語は Basic である。計算にはパー

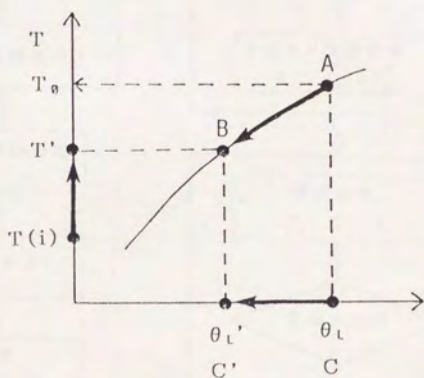


Fig. 6.1-2 平衡点の求め方

- ① 前進差分法で  $\theta_L$ ,  $C$ ,  $T(i)$  を計算する.
- ②  $(\theta_L, C)$  に対する平衡温度  $T_0$  を求める.
- ③  $T_0 > T(i)$  ならば  $\theta_L, C, T(i)$  を補正し、  
その値を  $\theta_L', C', T'$  とする.
- ④  $T_0 = T'$  となる点が平衡点である.

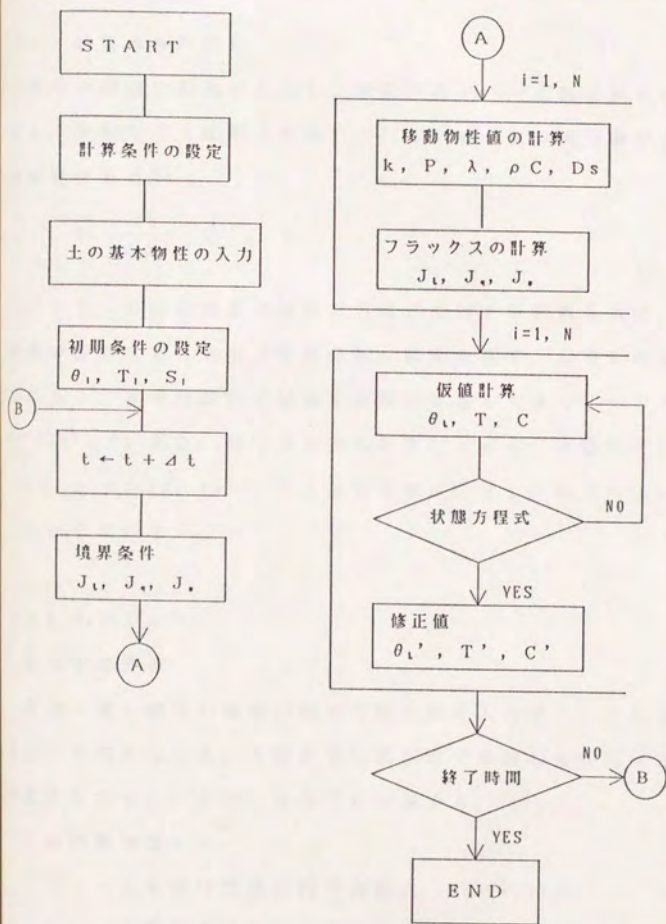


Fig.6.1-3 数値解析のフローチャート

ソナルコンピュータ P C 9 8 0 1 V X (80286, 10MHz)を用いた。

### (1) 計算条件の設定

差分の節点分割数を入力し、空間刻み ( $\Delta x$ ) と時刻刻み ( $\Delta t$ ) を決定する。本解析では陽解法を用いているため、次の安定条件を満たすことが必要である<sup>83)</sup>。

$$D \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} < 0.5 \quad (6.12)$$

ここで、D は拡散型の偏微分方程式に対する拡散係数で、水分・熱・溶質の移動における水分拡散係数、温度伝導率、溶質の拡散係数である。このうち、本実験条件では温度伝導率が最も大きく、その大きさは高々  $10^{-6} (\text{m}^2 \text{s}^{-1})$  である。試行錯誤的な計算によって、本解析では  $\Delta x = 0.01$  (m),  $\Delta t = 100$  (sec) のとき数値解が安定し、効率のよい計算ができることを確かめた。

### (2) 入力データ

#### ① 基本物性値

水分・熱・溶質の移動に関する物性値を入力する。これらは土の固有値として与えられる。本解析では第5章で検討した神奈川砂壤土に対する値を入力した。それらを以下に列挙する。

#### <水分移動物性>

- ・ p F 水分特性曲線の実験式 (5.2.1) 式
- ・ 不飽和透水係数の実験式 (5.2.10) 式

#### <熱移動物性>

- ・ 体積熱容量 (5.3.1) 式



・熱伝導率モデルのパラメータ (5.3.23)式

<溶質移動物性>

・分散係数 (5.4.4)式

また、凍土中の水分、温度、溶質の移動方程式を連結する状態方程式として、凝固点降下度の式を入力する。

・凝固点降下度 (6.8)式

## ②初期条件と境界条件

数値解析に用いる初期条件と境界条件は、比較する実験条件に対応させて次のように与える。

<初期条件>  $t = 0$  (sec),  $0 \leq x \leq L$  (m)において

$$\theta_i = \theta_i(x) \quad (\text{cm}^3\text{水} / \text{cm}^3\text{土}) \quad (6.13)$$

$$T_i = T_i(x) \quad (^\circ\text{C}) \quad (6.14)$$

$$S_i = S_i(x) \quad (\text{g塩} / \text{g土}) \quad (6.15)$$

<上部境界条件>  $t > 0$  (sec),  $x = 0$  (m)で、

$$J_L = k_c (\rho_a - \rho_i) \quad (6.16)$$

$$J_a = h (T_a - T_i) \quad (6.17)$$

$$J_s = 0 \quad (6.18)$$

<下部境界条件>  $t > 0$  (sec),  $x = L$  (m)で、

$$J_L = 0 \quad (6.19)$$

$$J_a = 0 \quad (6.20)$$

$$J_s = 0 \quad (6.21)$$

本解析では上部境界条件をフラックスの形式で与える。水分移動では物質伝達率 ( $k_c$ ) を考慮して、表面から十分離れた空気中の水蒸気密度 ( $\rho_a$ ) と土壌表面部分の間隙の水蒸気圧 ( $\rho_i$ ) の差に比例する表面水分フラックスを与える<sup>84)</sup>。また、溶質では  $x = 0$  における移動がないの

で、表面のフラックスは0とする。熱移動では熱伝達率 ( $h$ ) を考慮して、表面を循環する流体温度 ( $T_0$ ) と土壌表面温度 ( $T_1$ ) の差に比例した熱フラックスを与える<sup>83)</sup>。こうした物質伝達率、熱伝達率を用いると、蒸発速度や冷却速度が大きい場合には  $k_c$  や  $h$  を大きく、逆にそれらが小さい場合には  $k_c$  や  $h$  を小さくすることにより様々な凍結条件に応じた数値解析が可能となる。特に、上面直冷条件は  $k_c = 0$  で与えられる。

### ③ 未知パラメータ

本解析に用いるパラメータで以下のものは実測できなかった。

- ・ 熱伝導率の補正係数 ( $\alpha$ )
- ・ 熱伝達率 ( $h$ )
- ・ 分散係数の実験定数 ( $\kappa$ )

そこでこれらの値は、水分・温度・溶質分布の実測値に合うように感度解析により決定する。

### ④ その他

その他、計算上の凍結終了時間、出力間隔などがある。

## (3) 出力データ

上記の入力データに対して以下の量が計算される。

- ① 不凍水分率    ② 含水率    ③ 温度    ④ 含塩比    ⑤ 土壌溶液濃度
- ⑥ 凍結深    など

## 6. 1. 4 数値解の適合性

差分法では偏微分方程式を有限差分式で近似する。そのため、数値解析を行う場合、その差分解が元の偏微分方程式の解であることを確認す

る必要がある。しかし、本章で対象とする連立微分方程式の解析解を求めるのは困難である。そこで、ここでは熱移動方程式に限って、差分解と厳密解の比較を行い、数値解析の適合性を検討する。

相変化を伴う熱移動の問題は Stephan問題 あるいは Neumann問題と呼ばれ古くから解析されてきた<sup>83)</sup>。これらの解析解は明確な固液界面を持つ凝固問題に対してはきわめてよく適合する。ここでは本章で用いるプログラムを純水の凍結に適用し、解析解と比較した。すなわち、本解析プログラムで初期含水量と初期塩分量を0とし、(6.4)式と(6.6)式を用いて純水の凍結深の時間変化を計算した。

対流がない純水の凍結における基礎方程式は次式で表される。

<基礎方程式>

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_u}{\rho C_u} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad 0 < x < X \quad (6.22)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_f}{\rho C_f} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad X < x < L \quad (6.23)$$

<凍結部・未凍結部の結合条件>

$$\lambda_f \frac{\partial T}{\partial x} - \lambda_u \frac{\partial T}{\partial x} = \rho_l H_f \frac{dX}{dt} \quad (6.24)$$

ここで、Xは凍結深、 $\lambda$ および $\rho C$ はそれぞれ純水の熱伝導率および体積熱容量、添字 f, uは凍結部(氷)、未凍結部(液状水)を表す。

<初期条件と境界条件>

$$T = T_1 \quad (^\circ\text{C}) \quad t = 0, \quad 0 \leq x \leq L \quad (6.25)$$

$$T = T_a \quad (^\circ\text{C}) \quad t > 0, \quad x = 0 \quad (6.26)$$

$$T = T_b \quad (^\circ\text{C}) \quad t > 0, \quad x = L \quad (6.27)$$

これらの方程式において、 $L = \infty$  のときの解析解が Neumann解、凍結

部だけを考え、 $L = X$ ,  $T_1 = T_b = 0$ としたときの解析解が Stephan 解である。

Stephan 解、Neumann 解、本解析法による計算結果を Fig. 6.1-4 に示す。計算には Table 6.1-1 に示す物性値を用いた。また、数値解析では、 $L = 0.25$  (m),  $h = 500$  ( $W/m^2K$ )、および  $T_1 = 5^\circ C$ 、 $T_s = -10^\circ C$ 、 $T_b = 5^\circ C$ として凍結深を計算した。

本解析法による計算結果は、解析解にきわめてよく一致する。このことは、本解析法が相変化を伴う熱伝導問題に対して適用可能であり、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の解析において少なくとも熱移動に関しては適合性があることを示している。

Table 6.1-1 計算に用いた熱物性値<sup>62)</sup>

	熱伝導率		体積熱容量
純水	凍結部	2.2 ( $W/m K$ )	1.93 ( $MJ/kg K$ )
	未凍結部	0.58	4.2

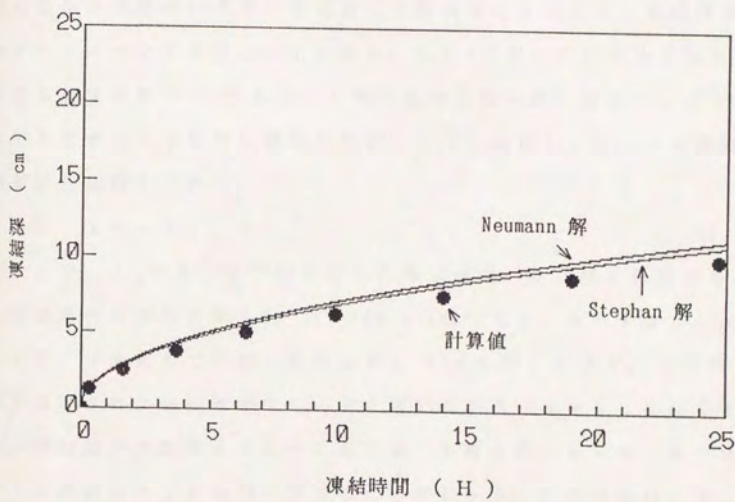


Fig.6.1-4 解析解と数値解の比較 (純水)

## 6. 2 各種パラメータの推定

### 6. 2. 1 熱伝導率の補正係数 ( $\alpha$ )

5. 3 では凍土の熱伝導率を水分と温度の関数として表すために、凍土の見かけの温度伝導率の測定値より熱伝導率を推定し、熱伝導率モデルのパラメータを決定した。しかし、5.3.2で用いた測定法では氷の温度伝導率が文献値<sup>70)</sup>よりも6~7割大きめになった。そこで、ここでは5.3で決定された土の熱伝導率を次式によって補正し、3.3の凍結深の実測値と比較してみた。

$$\lambda = \alpha \lambda_n \quad (6.28)$$

ここで、 $\lambda_n$ は5.3で決定された熱伝導率、 $\alpha$ は補正係数である。

初期条件と境界条件を(6.13)~(6.21)式で与え、 $h = 100$ ,  $\kappa = 0$ として、 $\alpha$ を変えて計算した凍結深を Fig. 6.2-1 に示す。この図より5.3で決定された熱伝導率をそのまま用いた場合 ( $\alpha = 1$ ) には24時間での凍結深が実測値より5~6割大きく計算され、 $\alpha = 0.5 \sim 0.6$ のとき実測値と計算値が一致することがわかる。このことは、5.3で決定された土の熱伝導率が氷の温度伝導率の測定値と文献値の比率と同程度に大きめに見積られているためと考えられる。そこで、本章の数値解析では氷の温度伝導率の測定値と文献値の比率を考慮して、 $\alpha = 0.6$ を採用することにする。

### 6. 2. 2 熱伝達率 ( $h$ )

#### (1) 上面直冷の場合

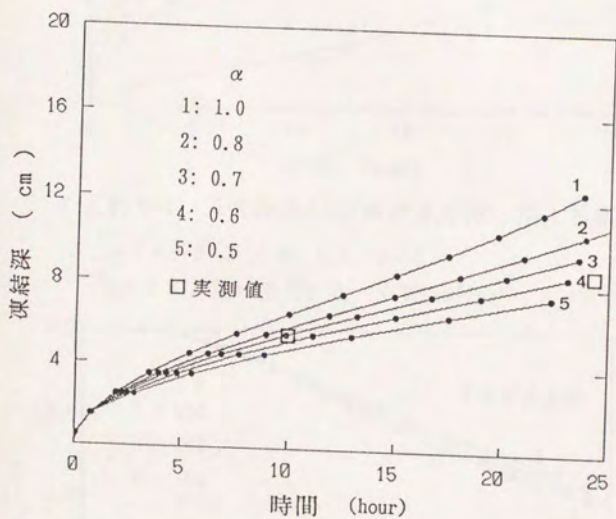


Fig.6.2-1 熱伝導率の補正係数 ( $\alpha$ ) が凍結深に与える影響

パラメータ  $\alpha$

$h=100, \kappa=0$

$T_1=6\text{ }^\circ\text{C}, T_0=-6\text{ }^\circ\text{C}; \theta_1=0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1=0.001(\text{g塩}/\text{g土})$

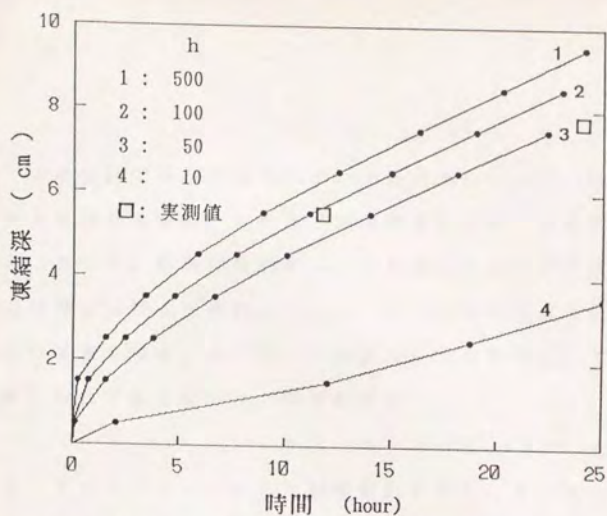


Fig. 6.2-2 表面熱伝達率が凍結深に与える影響

パラメータ h ;  $\alpha = 0.6, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 0.001(\text{g塩/g土})$

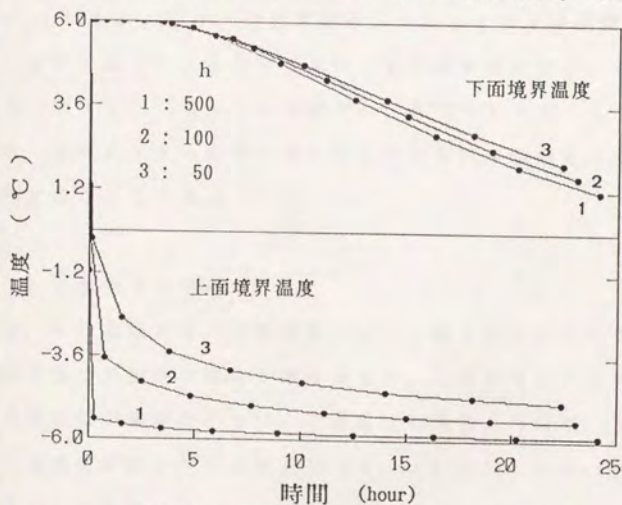


Fig. 6.2-3 表面熱伝達率 (h) が境界温度の時間変化に与える影響

パラメータ h ;  $\alpha = 0.6, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 0.001(\text{g塩/g土})$



3. 3の実験では初期温度6℃の土壤表面に-6℃の冷却水槽を密着させて土を凍結させた。このとき表面温度はステップ関数的に-6℃になるのではなく、指数関数的に-6℃に漸近する傾向を示した。こうした表面境界における熱移動はニュートンの冷却の法則に基づいて熱伝達率を用いて表される。そこで、上面直冷の場合を想定して、(6.13)~(6.21)式に対応する初期条件と境界条件を

$$J_L = 0, J_0 = h(-6 - T_1), J_s = 0$$

で与え、 $h$ をパラメータにした数値解析により、3. 3の実測値と計算値を比較した。 $h$ が凍結深に与える影響を Fig. 6.2-2 に示す。凍結深の進行は $h$ が大きいと速く、 $h$ が小さいと遅い。 $h = 50 \sim 100$ のとき計算値は実測値と一致する。 $h$ をパラメータとした境界温度の時間変化を Fig. 6.2-3 に示す。表面温度は $h = 500$ では冷却開始1時間で約-5.6℃に低下し25時間ではほぼ-6℃になるに対し、 $h = 50$ では1時間で約-1.6℃、25時間で約-5℃であった。そこで、上面直冷(3. 3)に対する解析ではそれらの中間的な傾向を持つ $h = 100$ を採用することにする。

#### (2) 上面空冷の場合

3. 2の実験では、初期温度4℃の土壤コラムを-10℃および-5℃の空気で表面から冷却し凍結させた。上面空冷では上面直冷よりも表面温度の低下速度が小さい。上面直冷の場合と同様に、 $h$ をパラメータにした感度解析より、上面空冷(3. 2)に対しては、 $h = 15$ を採用することにした。

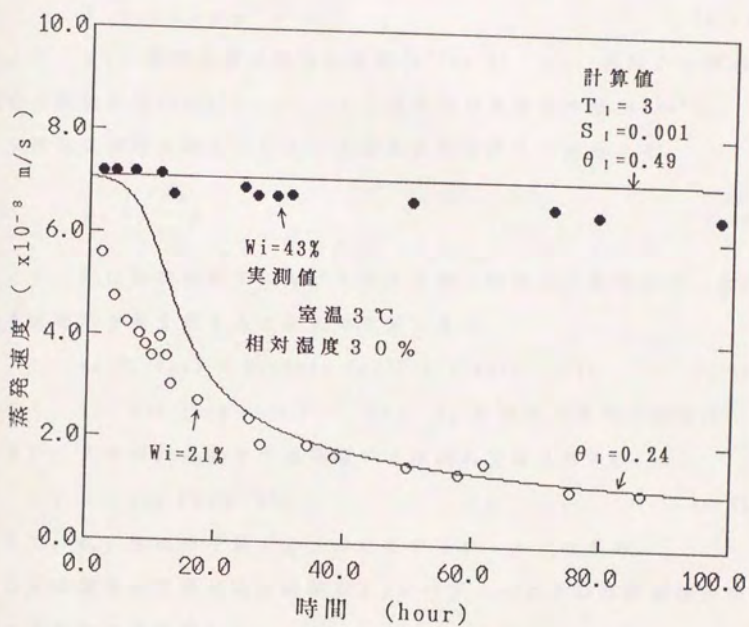


Fig. 6.2-4 蒸発速度の時間変化

計算条件:  $\alpha = 0.6$ ,  $\kappa = 0$ ,  $k_o = 1.7 \times 10^{-5}$  ( $\text{m}^4/\text{kg s}$ )

### 6. 2. 3 物質伝達率 ( $k_c$ )

一般的に、土壌表面からの蒸発速度は次式で表される。

$$J_L = k_c (\rho_g - \rho_1) \quad (6.16)$$

ここで、 $k_c$ : 濃度基準の物質伝達率 ( $m^4/kg \cdot s$ )  $\rho_g$ : 表面から離れた位置の水蒸気密度 ( $kg/m^3$ )  $\rho_1$ : 土壌表面の水蒸気密度 ( $kg/m^3$ )

水蒸気を理想気体と見なすと水蒸気密度は次式で表される。

$$\rho_1 = \frac{P_s M_w}{RT} \phi \quad (6.29)$$

ここで、 $P_s$ は絶対温度  $T$  における自由水面上の飽和水蒸気圧で、水の液相と気相の平衡を考えると次式で近似できる。

$$\ln(P_s/P_{s0}) = 24.83(1-T_0/T) + 5.06 \ln(T_0/T) \quad (6.30)$$

ただし、 $T_0$ : 273.15 K (0 °C)  $P_{s0}$ :  $T_0$  における飽和水蒸気圧

また、 $\phi$  は相対湿度で土壌間隙中では次式で表される。

$$\phi = \exp(M_w \psi / RT) \quad (6.31)$$

ここで、 $M_w$ : 水の分子量  $\psi$ : 水分ポテンシャル である。

物質伝達率は蒸発実験の結果と  $k_c$  をパラメータとした計算値とを比較することにより決定した。

まず、3. 2の実験と同様に  $W_i=43\%$  と  $W_i=21\%$  の土コラムを作成し、室温 3 °C・相対湿度 30% の条件下で蒸発実験を行った。蒸発速度の時間変化を Fig. 6.2-4 に示す。また、本解析プログラムで  $\alpha = 0.6$ ,  $\kappa = 0$  とし、(6.13)~(6.15)式に対応する初期条件を  $\theta_1 = 0.49$  または 0.24,  $T_1 = 3$  °C,  $S_1 = 0.001$ 、(6.16)~(6.18)式に対応する境界条件で、 $k_c = 1.7 \times 10^{-5}$  ( $m^4/kg \cdot s$ )、 $h = 0$  としたときの数値解を実線で示した。この図より(6.16)式を適用することによって表面蒸発の現象を再現できる

ことが分かる。そこで、上面空冷実験(3.2)に対する解析では物質伝達率として  $k_c = 1.7 \times 10^{-5}$  を採用する。なお、上面直冷の場合(3.3)には、表面からの蒸発はないので  $k_c = 0$  とする。

#### 6.2.4 分散係数の実験定数( $\kappa$ )

Bresler は、溶質に関わる分散係数を分子拡散と水理学的分散の和として与えられることを示した<sup>56)</sup>。移流拡散方程式を差分法により解く場合には(4.18)式の左辺を前進差分化する過程で、数値的分散あるいは人工粘性と呼ばれる見かけ上の拡散項が生じる<sup>80)83)</sup>。この数値的分散は次式によって表される。

$$D_N = \frac{1}{2} (\Delta x - |V| \Delta t) |V| \quad (6.32)$$

ここで、 $V$  は水分の間隙流速である。この式は、(4.18)式で  $\kappa = 0$  とし分子拡散だけを考慮した場合でも、差分法を用いた数値解析では実質上、分散係数が間隙流速の影響を受けることを意味する。3.4の実験で見たように土の凍結に伴う間隙中の水分移動速度は高々  $10^{-7}$  (m/s) であるので、 $\Delta x = 0.01$  (m),  $\Delta t = 100$  (sec) とした本解析では、 $|V| \Delta t$  は  $\Delta x$  に比べて十分小さく、 $D_N \approx \frac{1}{2} \Delta x |V|$  となる。この場合、 $|V|$  の係数は 5 (mm) と見積れる。これは Bresler の報告している  $\kappa$  の値<sup>56)</sup> (2.8 ~ 5.5 mm) と同程度の大きさである。したがって、(4.18)式を差分法で解く場合には  $\kappa = 0$  としても物理的分散を数値的分散で十分代用できると考えられる。そこで、本解析は分散係数の実験定数  $\kappa$  を 0 とする。このことは、溶質の分散係数を(5.4.2)式で与えることに相当する。

### 6. 3 上面直冷の凍結に伴う移動現象の解析

#### 6. 3. 1 計算条件

3. 3 の実験条件（試料 E）を考慮して、(6.13)～(6.18)式に対応する初期条件と境界条件を Table 6.3-1 のように与えた。

Table 6.3-1 計算条件（上面直冷）

	初期条件 $t=0, 0 \leq x \leq 0.2$	上部境界条件 $t>0, x=0$	下部境界条件 $t>0, x=0.2 \text{ m}$
水分	$\theta_1 = 0.33$	$J_L = 0$	$J_L = 0$
熱	$T_1 = 6.0$	$Jq = h(-6 - T_1)$	$Jq = 0$
溶質	$S_1 = 0.00107$	$J_s = 0$	$J_s = 0$

未知パラメータ  $\alpha = 0.6, h = 100, k_c = 0, \kappa = 0$   
 節点分割数 = 20,  $\Delta x = 0.01 \text{ m}, \Delta t = 100 \text{ sec}$

上面直冷の場合、土壌表面からの蒸発はないので上部境界条件で  $J_L = 0$  としているのが特徴である。また、土壌表面は直接冷却板に接しているために上面空冷の場合よりも熱伝達率が大きい。

計算時間は PC9801VX を用いた場合、50 時間分のシミュレーションに対して 30 分程度である。シミュレーションの実行例を Photo. 6.3-1 に示す。計算結果はリアルタイムで画面に表示されると同時に任意の時間間隔でフロッピーに記録される。この例では緑色が温度、ピンクが水分、黄色が含塩比、水色が凍結深を示す。

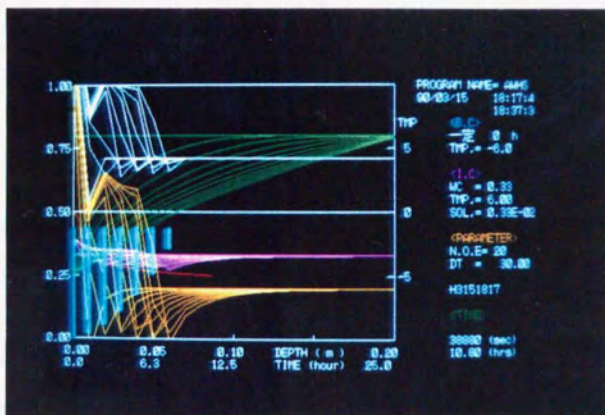


Photo.6.3-1 シミュレーションの実行例

### 6. 3. 2 温度分布

上面直冷の土の凍結に伴う温度分布の計算結果をFig. 6.3-1に示す。温度分布は表面から連続的に降下する。こうした傾向は実測値をほぼ良好に再現している。このことは、熱的な面で計算条件の設定が妥当であったことを示している。

### 6. 3. 3 水分分布

土の凍結に伴う含水比の再分布の計算値と実測値を Fig. 6.3-2 に示す。12時間と24時間における値を併記した。凍結深直下の含水比の低下およびそれに続く未凍土側の含水比減少など土の凍結による水分移動の特徴がよく再現されている。ただし、実測値の分布形と比較すると計算値の分布形は第1要素の含水比が相対的に大きく計算されている。これは、前進差分法を用いているために、凍結開始直後の時間ステップで第1要素と第2要素間の水分移動量が大きめに計算されることによるものと考えられる。

また、凍土中の含水比は実測値よりも全体的に低く計算されている。これは、計算では水分移動量が過小評価されたことを示す。本解析では凍土と未凍土を連続体と見なしそこにダルシー則を適用したが、凍結前線付近では水分勾配が最も大きいため、その位置における水分移動の駆動力と透水係数の変化が最も激しい。そのために、(6.3)式を用いた場合には、水分移動量が幾分過小評価されたものと考えられる。凍結前線における水分移動の評価方法を改良することでこの点は改善が可能である。

計算された不凍水分量の分布を Fig. 6.3-3 に示す。不凍水分量は表面

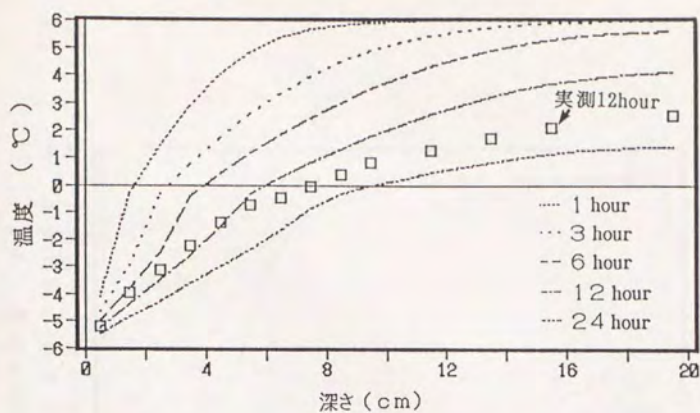


Fig.6.3-1 温度分布の計算値 (上面直冷)

$$\alpha = 0.6, h=100, \kappa = 0$$

$$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 1.07(\text{mg塩}/\text{g土})$$

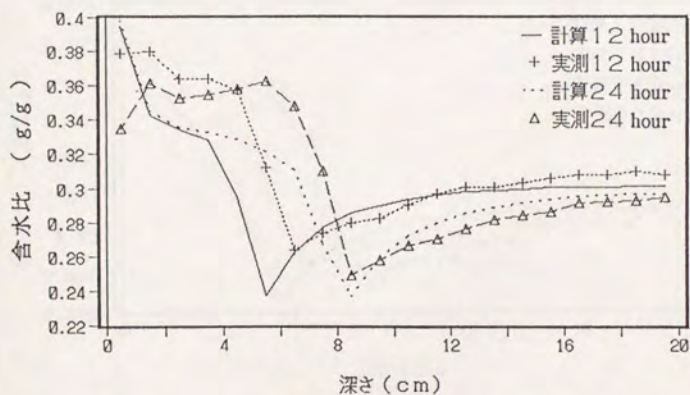


Fig.6.3-2 含水比分布の計算値 (上面直冷)

$$\alpha = 0.6, h=100, \kappa = 0$$

$$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 1.07(\text{mg塩}/\text{g土})$$



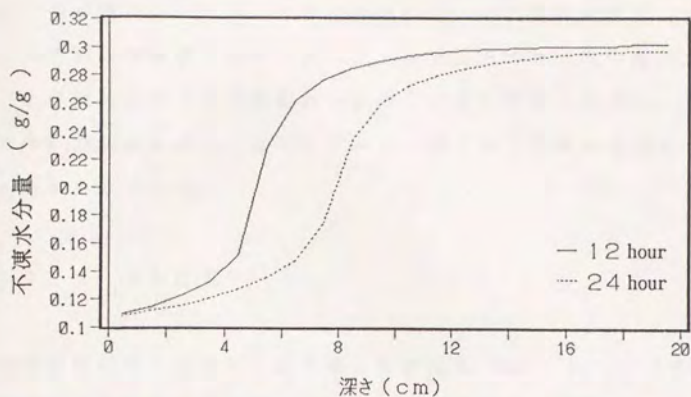


Fig.6.3-3 不凍水分量分布の計算値 (上面直冷)

$$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$$

$$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 1.07(\text{mg塩}/\text{g土})$$

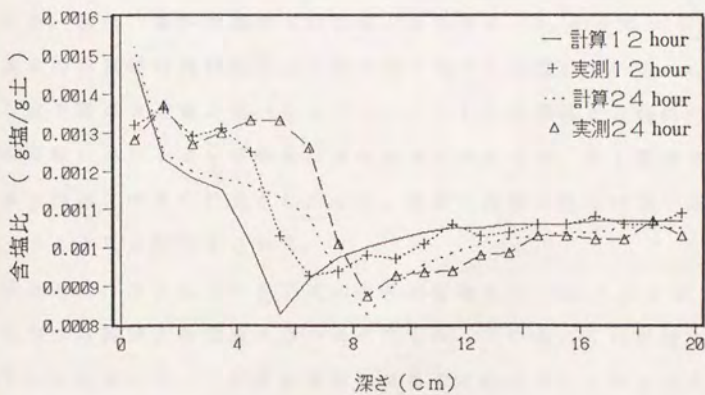


Fig.6.3-4 含塩比分布の計算値 (上面直冷)

$$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$$

$$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 1.07(\text{mg塩}/\text{g土})$$

に近いほど低下している。これは表面に近いほど温度が低く、その温度によって不凍水分量が決定されることによる。こうした不凍水分の分布は、土の凍結に伴う水分移動が一般の土中水の移動と同様に、不凍水（液状水）の勾配によって生じ、ダルシー型の水分移動式が適用できることを示すものである。

#### 6. 3. 4 塩分分布

土の凍結に伴う含塩比の計算値と実測値を Fig. 6. 3-4 に示す。凍結によって塩分が未凍土から凍土へ移動する様子がよく再現されている。ただし、この場合にも含水比分布と同様に、含塩比の分布形は第1要素において大きく計算され、凍土中の含塩比は実測値よりも量的に小さく計算されている。これらは含水比分布の計算値と同様の理由によると考えられる。次に、見かけ濃度の計算値と実測値を Fig. 6. 3-5 に示す。見かけ濃度の計算値は凍結深付近の局所的な低下を再現している。ただし、この低下量は実測値に比べて小さい。こうした計算値と実測値の違いは、凍結前線における水分移動量が過小評価されたこと、第1要素で見かけ濃度が極端に大きく計算されたこと、溶質の分散係数の評価が不十分であったことなどが考えられる。

計算された凍土における不凍水中の溶質濃度を Fig. 6. 3-6 に示す。不凍水中の溶質濃度は表面に近いほど高くなっている。これは凍土中では、土壤水の凍結に伴って溶質が濃縮されることを示す。こうした不凍水濃度の分布は、土の凍結に伴う未凍土から凍土への水分の移動速度が低下した場合には、分子拡散によって凍土中の溶質が凍土中から凍結前線に移動する可能性を示唆している。

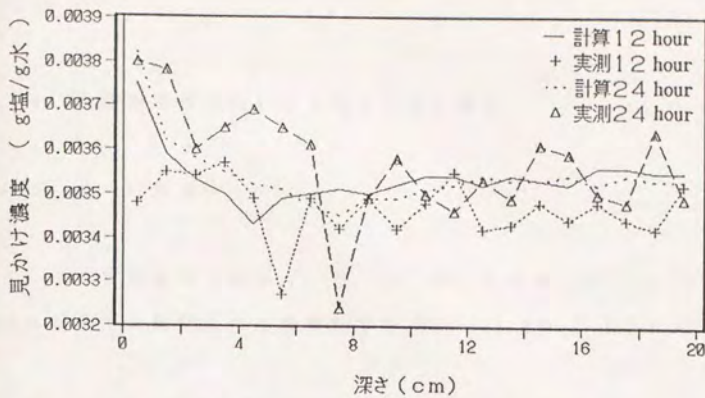


Fig.6.3-5 見かけ濃度分布の計算値 (上面直冷)

$$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$$

$$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 1.07(\text{mg塩/g土})$$

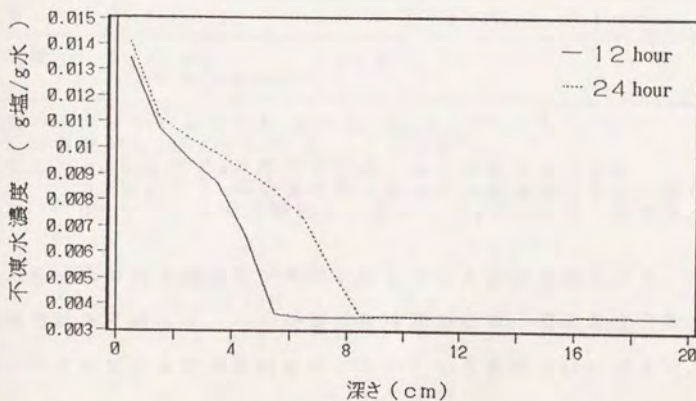


Fig.6.3-6 不凍水中の溶質濃度の計算値 (上面直冷)

$$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$$

$$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 1.07(\text{mg塩/g土})$$

## 6. 4 上面空冷の凍結に伴う移動現象の解析

### 6. 4. 1 計算条件

3. 2 の実験条件（試料 A, B, C, D）を考慮して、(6.13)～(6.18)式に対応する初期条件と境界条件を Table 6.4-1 のように与えた。

Table 6.4-1 計算条件（上面空冷）

	初期条件 $t=0, 0 \leq x \leq 0.3$	上部境界条件 $t>0, x=0$	下部境界条件 $t>0, x=0.3 \text{ m}$	備考 試料
水分	$\theta_i = 0.21$ $\theta_i = 0.4 + 0.167x$	$J_L = k_c (\rho_\theta - \rho_i)$	$J_L = 0$	A, B C, D
熱	$T_i = 4.0$	$J_q = h (T_\theta - T_i)$	$J_q = 0$	
溶質	$S_i = 0.001$ $S_i = 0.001 + 0.0417x$	$J_s = 0$	$J_s = 0$	A, B C, D

未知パラメータ  $\alpha = 0.6, h = 15, k_c = 1.7 \times 10^{-5}, \kappa = 0$   
 節点分割数 = 30,  $\Delta x = 0.01 \text{ m}, \Delta t = 40 \text{ sec}$   
 ただし、 $\rho_\theta$  および  $T_\theta$  は冷却空気の水蒸気密度および温度  
 $\rho_i$  および  $T_i$  は土壌の第 1 要素の水蒸気密度および温度  
 $T_\theta = -10^\circ \text{C}$  (試料 A, C)  $T_\theta = -5^\circ \text{C}$  (試料 B, D)

上面空冷では土壌表面で蒸発が生じているのが特徴である。また、過冷却現象を考慮して、この計算では冷却開始後、表面温度（第 1 要素）が  $-3^\circ \text{C}$  になるまでは凍結が生じないという条件を付け加えた。

### 6. 4. 2 温度変化

#### (1) 表面温度の時間変化

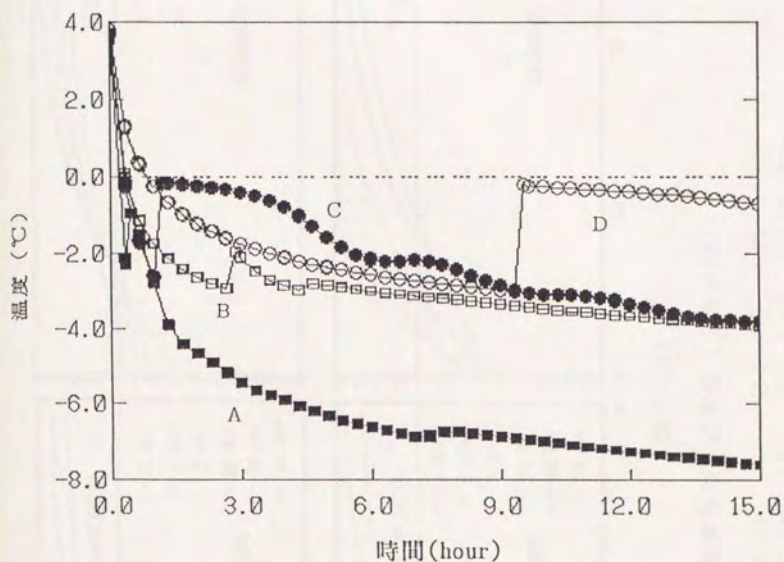


Fig.6.4-1 表面温度の時間変化 (上面空冷: 計算値)

A :  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 0.21                      B :  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 0.21  
 C :  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0.4+0.167x$               D :  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0.4+0.167x$   
 <冷却温度, 初期含水率 (x:位置 m)>

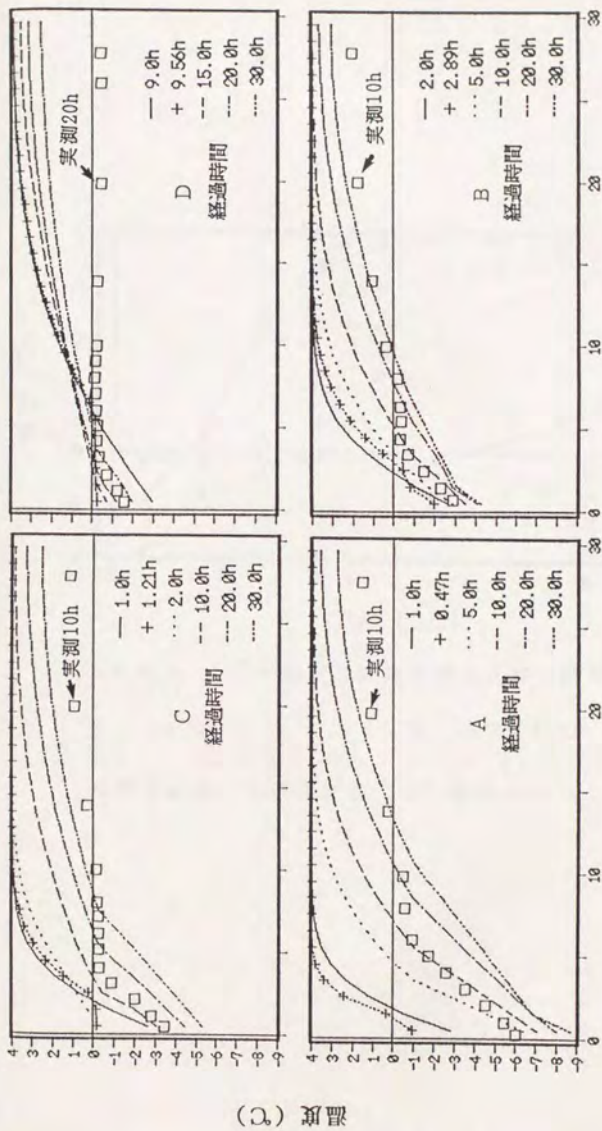


Fig. 6.4-2 温度分布の計算値 (上面空冷)

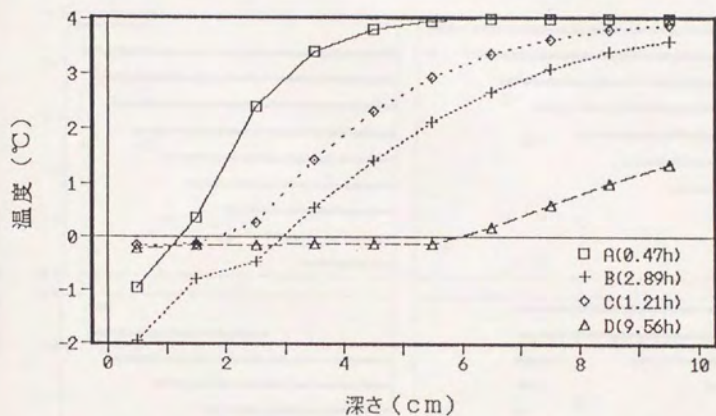


Fig.6.4-3 FF領域の温度分布の比較 (計算値)

A : -10 °C, 0.21

B : -5 °C, 0.21

C : -10 °C,  $0.4 + 0.167x$

D : -5 °C,  $0.4 + 0.167x$

<冷却温度, 初期含水率 (x:位置 m)>

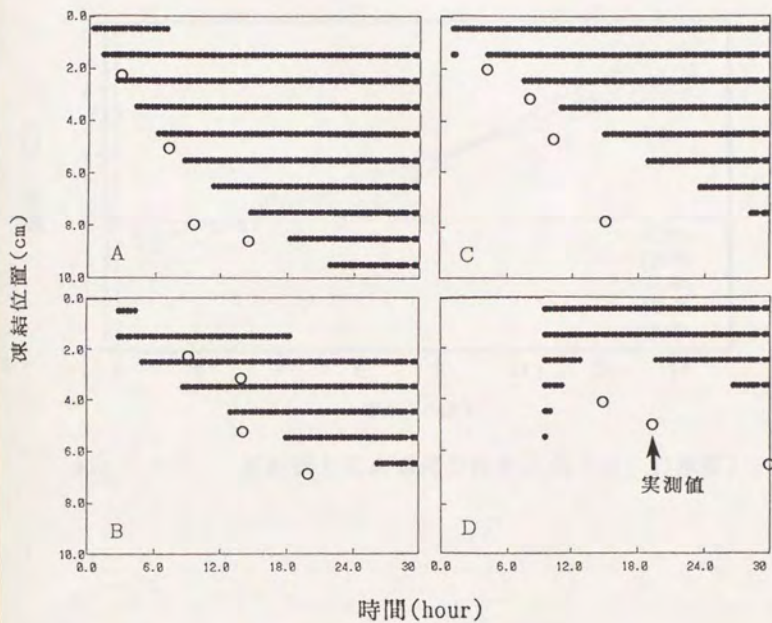


Fig.6.4-4 凍結位置の時間変化 (計算値)

A : -10 °C, 0.21                      B : -5 °C, 0.21  
 C : -10 °C,  $0.4 + 0.167x$           D : -5 °C,  $0.4 + 0.167x$   
 < 冷却温度, 初期含水率 (x:位置 m)>



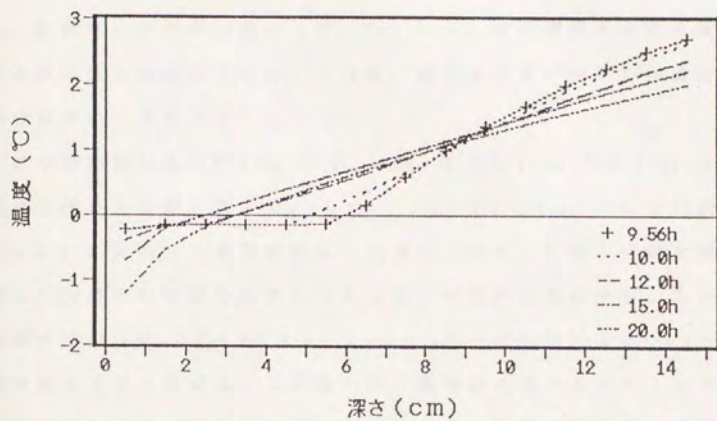


Fig.6.4-5 凍結開始後の温度分布の変化 (D: 計算値)

計算された表面温度の時間変化を Fig. 6.4-1 に示す。表面温度は冷却空気の温度、土の初期水分量に応じて変化のパターンが異なる。すなわち、初期水分量が少ない場合（A, B）には、過冷却が破れた直後（凍結開始時点）の温度が低く、かつその後の温度低下速度が大きいのに対し、初期水分量が多い場合（C, D）には、凍結開始時点の温度が高く、その後の低下速度が小さい。これは、初期水分量が多い方が凍結可能な水分が多いことによる。

過冷却期間は A が 0.47h、B が 2.89h、C が 1.21h、D が 9.56h で、冷却温度が低い方が短かった。（ $t_A < t_B$ ,  $t_C < t_D$ ）この傾向は、Table 3.2-2 に示した実験結果に一致する。また、初期水分量に関して計算された過冷却時間を比較してみると、初期水分量が少ない方が過冷却時間が短かった。（ $t_A < t_C$ ,  $t_B < t_D$ ）これは、 $t_A > t_C$  となった実験結果と若干異なる。この違いは、過冷却の破れるタイミングが単なる表面温度だけで決まるのではなく、土壌間隙中での氷核のでき易さによって決まることに起因している。しかし、過冷却現象は本解析のように表面温度に注目するだけでも近似的には十分再現できている。

## （2）温度分布

温度分布の計算結果を Fig. 6.4-2 に示す。表面温度が  $-3^{\circ}\text{C}$  になるまでの過冷却期間では上面直冷の場合と同様に表面から下方に向かって温度が連続的に降下するが、過冷却が破れた直後には一旦表面付近の温度が上昇し、その後再び表面から温度が低下する。こうした温度分布の変化パターンは、3.2 の実験結果と一致する。

次に、凍結開始直後の温度分布を比較して Fig. 6.4-3 に示す。凍結開始時の F F 領域（温度勾配が小さい領域）は、初期水分量が少ない方が

短く ( $L_A < L_C$ ,  $L_B < L_D$ )、冷却温度が低い方が短かった。 ( $L_A < L_B$ ,  $L_C < L_D$ ) この傾向は 3. 2 で観察された FF 領域の特徴をよく再現している。このことは、FF 領域が Fig. 3.2-6 で説明した機構で形成されることを裏付けるものである。

### (3) 凍結位置の時間変化

計算された凍結位置の時間変化を Fig. 6.4-4 に示す。計算に用いた要素が凍結している (水が存在する) 位置をプロットした。凍結前線の進行は冷却温度が低い方が速く、初期水分量が少ない方が速い。初期水分量が少ない場合 (A, B) には、凍結開始後しばらくして表面付近の水が消失する。これは、6. 4. 3 で述べる蒸発の影響による。

また、初期水分量が多い場合 (C, D) には、凍結開始時に一旦土壌内部まで凍結するが、その直後から凍結前線が後退し、その後再び凍結が進行する。こうした凍結前線の後退は、FF 領域内では相変化により温度勾配が小さくなるために、過冷却が破れた直後の FF 領域の先端 (凍結前線) において、未凍土から前線への伝導による熱の流入量よりも、前線位置から土壌表面方向への伝導による熱の流出量が小さくなることによる。こうした FF 領域内の熱移動機構は Fig. 6.4-5 に示すように、過冷却が破れた後の温度分布の変化からも推察される。

### 6. 4. 3 水分分布

各々の冷却温度と初期水分量に対する水分分布の計算値を Fig. 6.4-6 に示す。水分量は表面 (第 1 要素) と土中内部の 2 カ所で低下する。これは、土壌表面では蒸発による水分移動、土壌内部では凍結による未凍

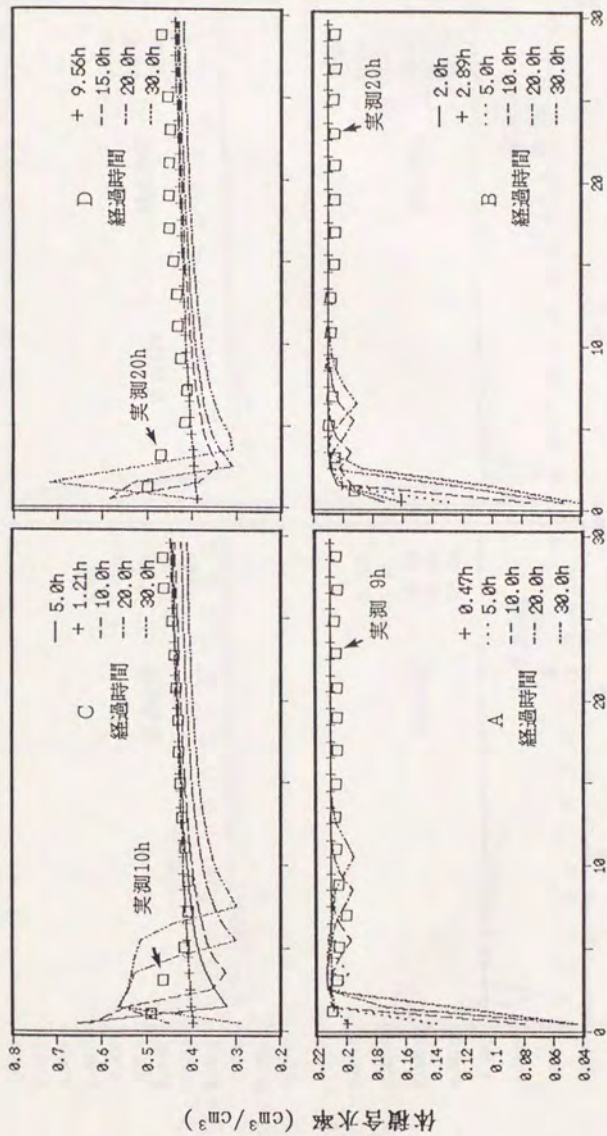


Fig. 6.4-6 水分分布の計算値 (上面空冷)

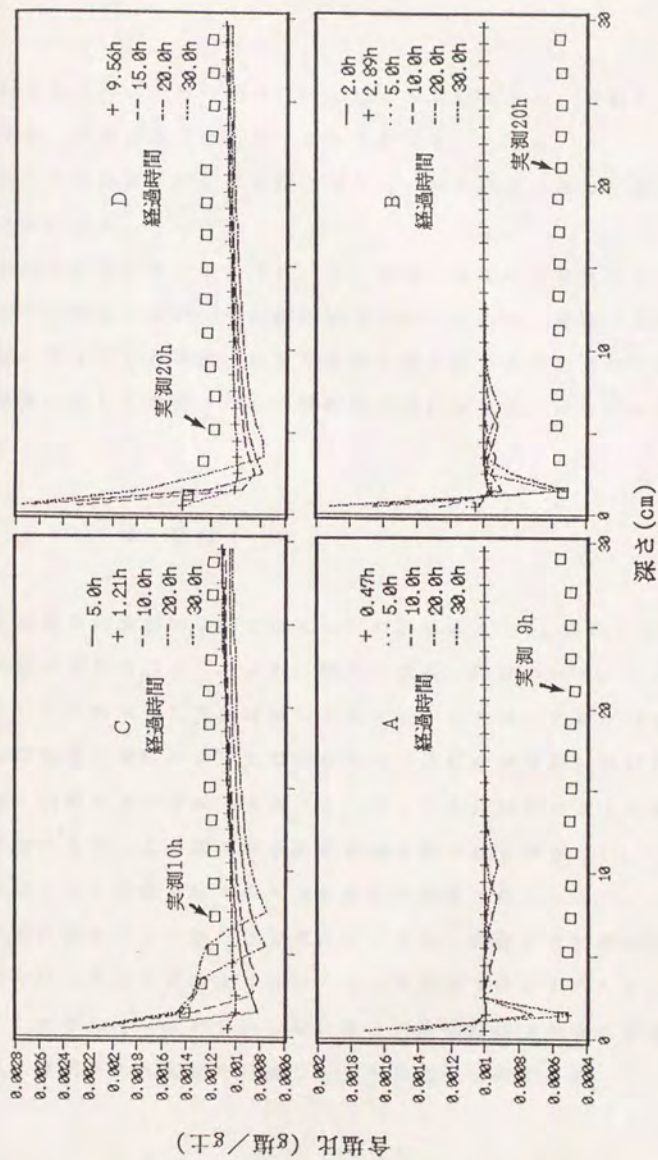


Fig. 6.4-7 塩分分布の計算値 (上面空冷)

A:  $-10^{\circ}\text{C}$ , 0.21  
 C:  $-10^{\circ}\text{C}$ ,  $0.4+0.167x$

B:  $-5^{\circ}\text{C}$ , 0.21  
 D:  $-5^{\circ}\text{C}$ ,  $0.4+0.167x$

土から凍土への水分移動が同時に起こるためである。初期水分量が少ない場合、表面の水分量の低下の度合いが大きい。(A, B) これは、表面からの蒸発量に対して凍結に伴う土中から表面への水分補給量が少ないことによる。

初期水分量が多い場合(C, D)には、表面の水分量は10時間ぐらいまでは増加するが、その後は低下する。これは、凍結の進行に伴い凍土層が厚くなると凍土中の透水性が急激に低下するために、表面からの蒸発量に対して表面への水分補給量が追いつかなくなるためと考えられる。

#### 6. 4. 4 塩分分布

上面空冷の凍結による含塩比分布の計算値を Fig. 6.4-7 に示す。初期水分量が多い場合(C, D)、塩分は表面に集積される。この傾向は、Fig. 3.2-4 に示した実験結果に一致する。これは、初期水分量が多い場合には蒸発と凍結によって塩分を含んだ液状水が表面に運ばれるためである。初期水分が少ない場合(A, B)にも、計算によると塩分は表面に集積するが、この場合第2要素の塩分量の減少が著しい。しかし、実験ではこうした塩分分布の大きな変化は観察されなかった。この違いは、計算では液状水の移動だけを考えているが、実際には初期水分が少ない場合には、水分が液状よりはむしろ水蒸気状態で移動するためと考えられる。したがって、水分量が少ない場合の塩分移動を的確に予測するためには、液状水と水蒸気を分離したモデル化が必要である。

## 6. 5 凍結条件が水分・熱・溶質移動に与える影響予測

第3章の一連の実験により、凍結深の進行速度や水分移動量は初期水分量・凍結温度・初期塩分量によって異なることが明らかになった。そこでここでは、神奈川砂壤土の直冷実験(3.3)を対象として、Table 6.5-1 に示す計算条件に基づいて数値解析を行い、初期水分量・凍結温度・初期塩分量(■)が熱移動および水分移動に及ぼす影響を調べた。

Table 6.5-1 計算条件

	初期条件 $t=0, 0 \leq x \leq 0.2$	上部境界条件 $t>0, x=0$	下部境界条件 $t>0, x=0.2 \text{ m}$
水分	$\theta_1 = 0.33$	$J_L = 0$	$J_L = 0$
熱	$T_1 = 6.0$	$J_q = h (\theta_1 - T_1)$	$J_q = 0$
溶質	$S_1 = 0.001$	$J_s = 0$	$J_s = 0$

未知パラメータ  $\alpha = 0.6, h = 100, k_c = 0, \kappa = 0$   
 節点分割数 = 20,  $\Delta x = 0.01 \text{ m}, \Delta t = 100 \text{ sec}$

### 6. 5. 1 初期水分量の影響

#### (1) 熱移動

(6.13)式で  $\theta_1 = 0.22, 0.275, 0.33, 0.385$  としたときの凍結深の時間変化を Fig. 6.5-1 に示す。また、初期水分量と凍結深の進行速度の関係を見るために、横軸に初期含水率をとり、凍結深  $X$  が 4.5 cm と 6.5 cm の位置に達するまでの平均凍結速度 ( $X$  / 到達時間) をプロット

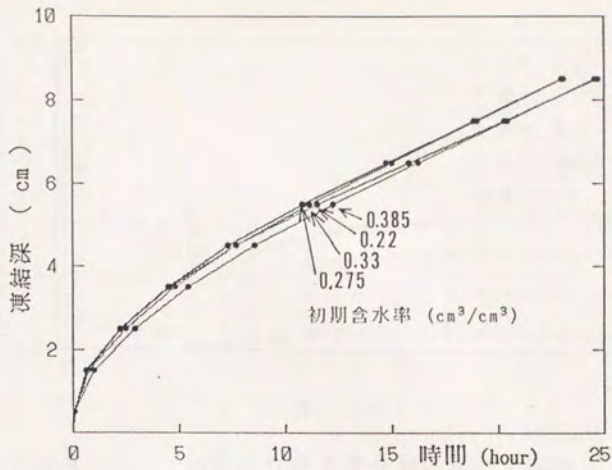


Fig. 6.5-1 初期水分量が凍結深に及ぼす影響

パラメータ  $\theta_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}; T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; S_1 = 0.001(\text{g塩/g土})$

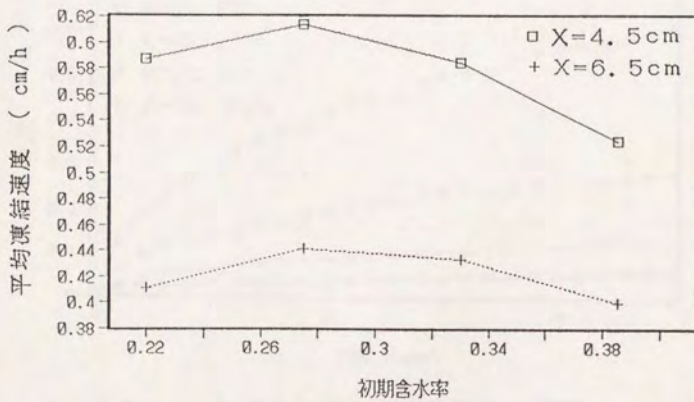


Fig. 6.5-2 初期水分量と凍結速度の関係

パラメータ  $\theta_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}; T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; S_1 = 0.001(\text{g塩/g土})$



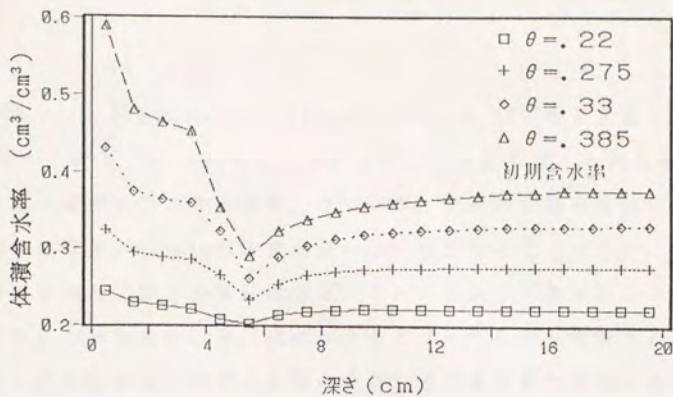


Fig. 6.5-3 初期水分が水分分布に及ぼす影響

パラメータ  $\theta_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}; T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; S_1 = 0.001(\text{g塩/g土})$

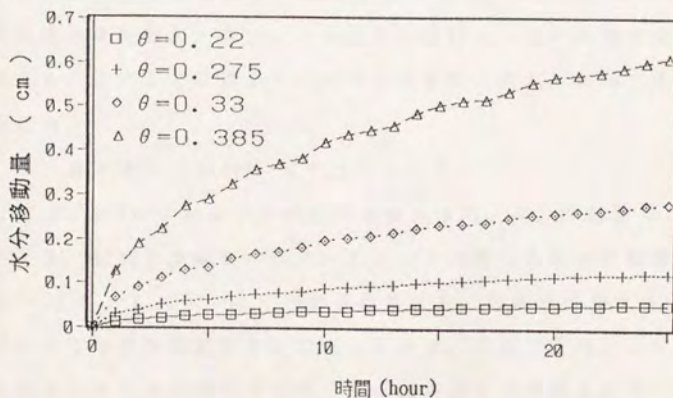


Fig. 6.5-4 初期水分量と水分移動量の関係

パラメータ  $\theta_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}; T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; S_1 = 0.001(\text{g塩/g土})$

してみた。(Fig. 6.5-2) 凍結速度は  $\theta_1 = 0.275$  のとき最も大きく、 $\theta_1 = 0.22$ ,  $\theta_1 = 0.385$  では小さくなる。この結果は土の熱伝導率と潜熱発生量に関係することを示す。すなわち、初期水分量が少ない場合には土の熱伝導率が小さいため凍結深の進行速度は小さくなるが、初期水分量が多い場合には土の熱伝導率が大きいにも拘らず凍結に伴う潜熱発生量が多いため凍結深の進行速度が小さくなったものと推察される。このような計算結果は、初期水分量が少ない方が凍結深の進行が速いという 3. 2 の実験結果を裏付けるものである。

## (2) 水分移動

初期水分量を変化させて計算した 12 時間の時点(各々の凍結深は 5.5 cm 付近)の水分分布を Fig. 6.5-3 に示す。初期水分量が多いほど、水分分布の変化幅が大きい。この計算結果は 3. 2 の実験結果の傾向と一致する。こうして計算された水分分布を基に次式によって水分移動量を求めた。

$$Q = \frac{1}{2} \Sigma | \theta(i) - \theta_{av} | \Delta x \quad (6.33)$$

ここで、 $\theta(i)$  は節点  $i$  における体積含水率、 $\theta_{av}$  は体積含水率の平均値である。初期含水率をパラメータにして計算した水分移動量の時間変化を Fig. 6.5-4 に示す。この計算結果より、初期水分量が多いほど土の凍結に伴う水分移動量が多いことがわかる。このことは、より湿った土ほど凍結に伴う水分移動量が多く、凍上を受ける可能性が高いことを意味するものである。

## 6. 5. 2 表面境界温度の影響

### (1) 熱移動

(6.17)式で  $T_a = -3^\circ\text{C}$ ,  $-6^\circ\text{C}$ ,  $-9^\circ\text{C}$  として計算した凍結深の時間変化を Fig. 6.5-5 に示す。凍結深の進行は表面境界温度が低い方が速い。

### (2) 水分移動

表面境界温度が水分分布に与える影響を見るために、凍結深が 5.5 cm の含水率分布を比較した。計算結果を Fig. 6.5-6 に示す。凍結深が 5.5 cm に達する時間は  $T_a = -3^\circ\text{C}$  で 24 時間、 $-6^\circ\text{C}$  で 11 時間、 $-9^\circ\text{C}$  で 7 時間である。凍土中の含水率（不凍水 + 氷）は、表面境界温度が低い方が低い。このような水分分布を基に (6.33) 式より計算した水分移動量の時間変化を Fig. 6.5-7 に示す。この計算結果は、水分移動量は表面境界温度が低い方が少ないことを示している。このような性質は、凍結深の進行速度と水分の移動速度の相対的な大きさに依存している。すなわち、 $T_a = -9^\circ\text{C}$  では未凍土からの水分移動が十分でないうちに凍結が内部に進行してしまうのに対し、 $T_a = -3^\circ\text{C}$  では凍結の進行が遅いのでその間に十分な水分移動量が起るためと考えられる。

## 6. 5. 3 初期塩分量の影響

### (1) 熱移動

初期塩分量を変えて計算した凍結深の時間変化を Fig. 6.5-8 に示す。ここで、塩分量は含塩比 ( $\text{g NaCl} / \text{g 乾土}$ ) で表示した。凍結深は初期含塩比が  $0 \sim 0.001 (\text{g/g})$  ではほとんど変わらないが、 $0.01 (\text{g/g})$  程度に

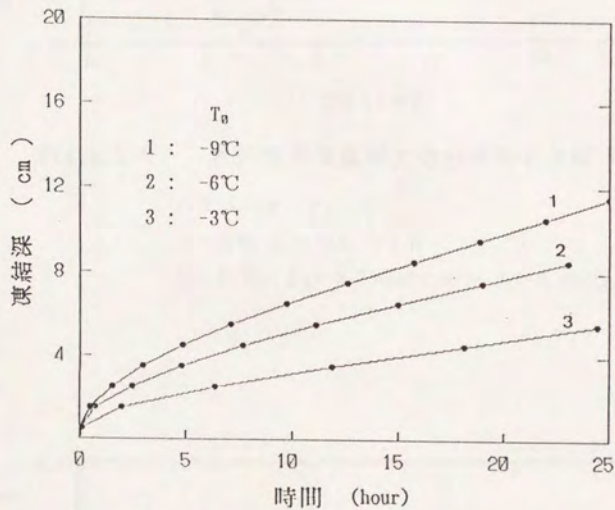


Fig. 6.5-5 表面境界温度が凍結深に及ぼす影響

パラメータ  $T_0$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3); S_1 = 0.001(\text{g塩}/\text{g土})$

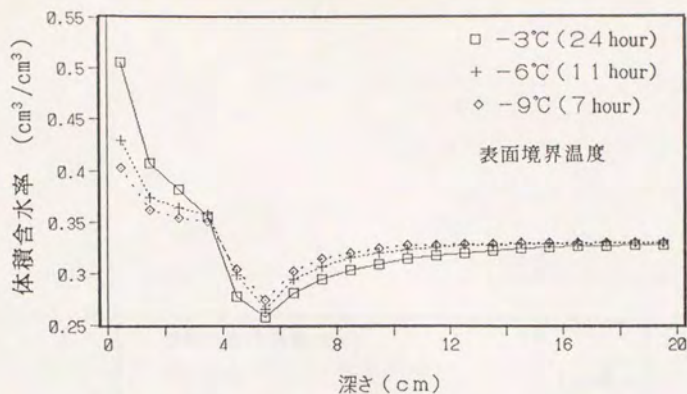


Fig. 6.5-6 表面境界温度が水分分布形に及ぼす影響

パラメータ  $T_0$

$\alpha = 0.6$ ,  $h = 100$ ,  $\kappa = 0$

$T_1 = 6^\circ\text{C}$ ,  $\theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ ;  $S_1 = 0.001(\text{g塩}/\text{g土})$

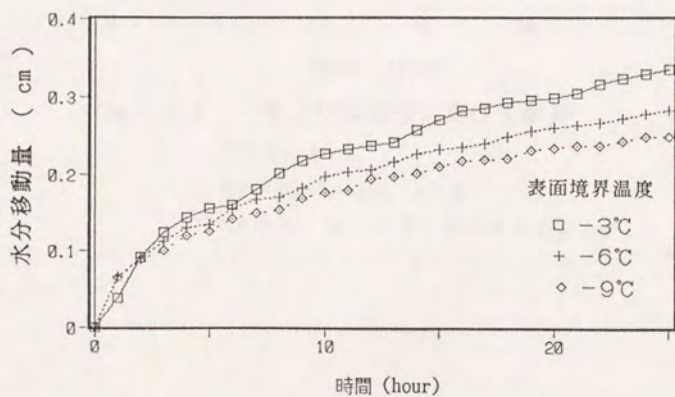


Fig. 6.5-7 表面境界温度が水分移動量に及ぼす影響

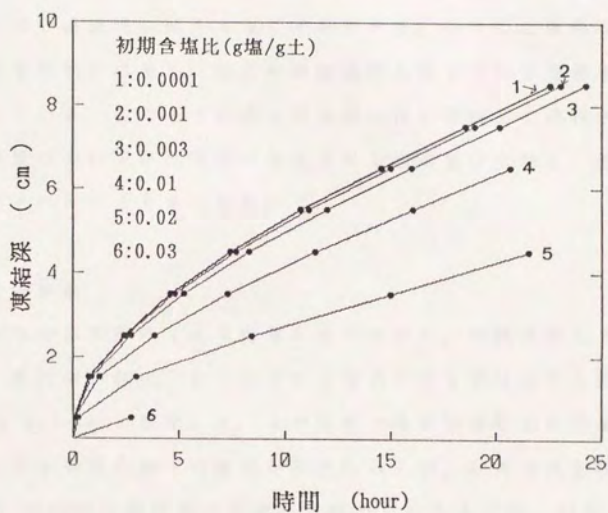


Fig. 6.5-8 塩分が凍結深に及ぼす影響

パラメータ  $S_1$

$\alpha = 0.6$ ,  $h = 100$ ,  $\kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}$ ;  $\theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$

なると急激に低下する。このことは、凍結の進行が初期塩分量の影響を受けることを示す。そこで、横軸に含塩比をとり凍結深  $X$  が 4.5 cm と 6.5 cm に達する時点での平均凍結速度 ( $X$  / 時間) を比較してみた。その結果を Fig. 6.5-9 に示す。この図より、凍結速度は初期塩分量の増加に伴い直線的に低下することがわかる。こうした傾向は 3.4 の実験の実験結果に合致し、塩分が凍結速度を低下させる効果をもつことを裏付けている。このように塩分の増加に伴い凍結深の進行が遅れるのは、塩分量が多い方が間隙中に生成される氷の量が少なく、凍土の熱伝導率が小さいためと考えられる。

## (2) 水分移動

塩分が水分分布形に与える影響を見るために、初期含塩比をパラメータとして凍結深が約 4.5 cm となる場合の含水率分布を比較した。結果を Fig. 6.5-10 に示す。3.4 の実験では初期含塩比の増加によって凍結深での水分量の低下の度合いが弱められたが、計算では初期含塩比 0.02 (g/g) では水分量の低下の度合いが弱められたものの、初期含塩比 0.001 ~ 0.01 (g/g) では水分分布形にはほとんど違いが見られなかった。こうした実験結果と計算結果の違いは計算で用いた溶質の分散係数が現実の系とは異なるためと考えられる。

計算された不凍水分分布を Fig. 6.5-11 に示す。凍土中の不凍水分量は初期含塩比が 0.01 ~ 0.02 (g/g) で増加する。これは塩分によって土中水が凝固点降下を起こすためである。

初期含塩比をパラメータとして計算した水分移動量を Fig. 6.5-12 に示す。水分移動量は塩分量の増加によって低下する。この傾向は 3.4 の実験結果に一致する。このように塩分量の増加によって水分移動量が

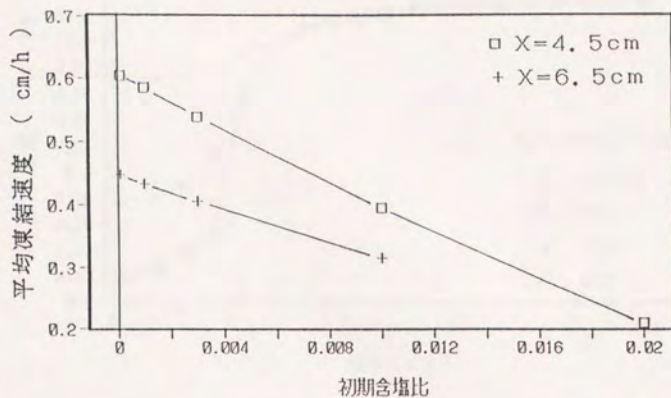


Fig. 6.5-9 初期塩分量と凍結速度の関係

パラメータ  $S_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$

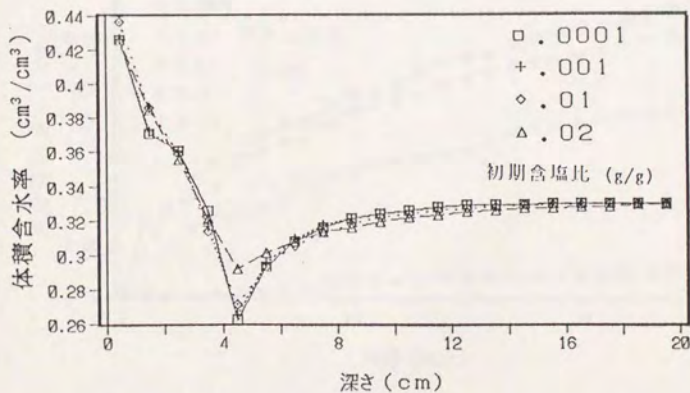


Fig. 6.5-10 塩分が水分分布形に及ぼす影響

パラメータ  $S_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$



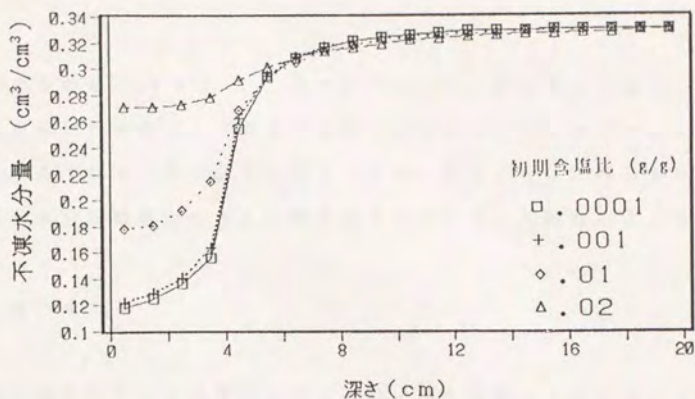


Fig. 6.5-11 塩分が不凍水分量分布に及ぼす影響

パラメータ  $S_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$

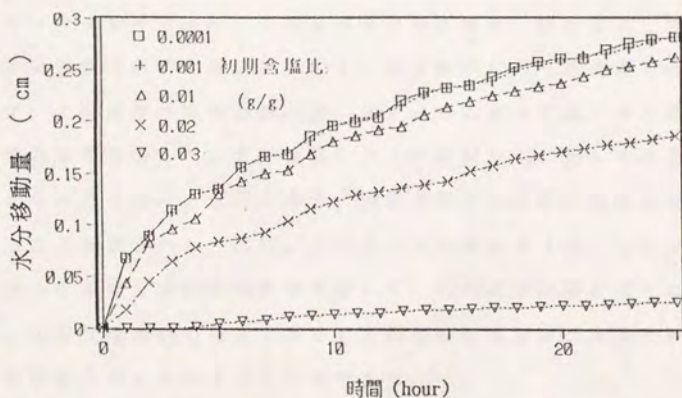


Fig. 6.5-12 初期塩分量が水分移動量に及ぼす影響

パラメータ  $S_1$

$\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$

$T_1 = 6 \text{ }^\circ\text{C}, T_0 = -6 \text{ }^\circ\text{C}; \theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$

低下するのは Fig. 6.5-11 に示されたように、塩分量が増加すると不凍水量が多いため凍土と未凍土の境界におけるマトリックポテンシャル勾配が小さくなることによると考えられる。このことは、塩分を多く含む土ほど水分移動量が小さく、凍上量が小さくなる可能性を示している。

## 6. 6 まとめ

差分法を用いて土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動に対する数値解析を行った。凍土中の移動解析では各時間ステップごとに、まず相変化を考えずに水分量・温度・溶質量を計算し、次に水分・温度・溶質濃度の状態方程式を満足する凍結量を求めて各値を修正するという方法を用いた。解析には第5章で測定した移動物性値を用いた。ただし、測定できなかった未知パラメータ（熱伝導率の補正係数、熱伝達率、物質伝達率、分散係数の実験定数）については感度解析により最適値を決定した。

まず、上面直冷の実験条件（3. 3）に対応する初期・境界条件を与えて実測値を再現した。その結果、見かけ濃度分布に関しては若干の違いが見られたものの、水分・温度・溶質の分布は良好に実験値を再現できることが確認された。次に、上面空冷の実験条件（3. 2）に対して、表面からの蒸発と過冷却現象を考慮して、実測値の再現を試みた。その結果、上面空冷凍結の特徴であるFF領域の性質および蒸発と凍結に伴う移動現象を明らかにすることができた。

本章ではさらに、初期条件と境界条件をパラメータとして数値解析を行い、初期水分量・表面境界温度・初期塩分量が凍結深、水分分布形および水分移動量に与える影響など予測した。その結果、塩分量の増加により凍結に伴う水分移動量が低下することなどを明らかにできた。

## 第7章 結論

本研究は、不飽和土を対象として土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動とそれらの相互関係を実験的に把握し、不凍水の性質に着目しつつそれらの移動を解析したものである。土の凍結の問題は従来より凍上被害の克服を目的として土中における水分と熱の移動について研究されてきたが、本研究ではこれらの移動に溶質の移動を加え、水分・熱・溶質の同時移動現象として土の凍結を捉えている点に特徴がある。この研究ではこうした土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を、理論、実験、物性、解析という4つの観点から検討してきた。本章では、本研究によって得られた成果をまとめてみる。

第1章では序論として、土の凍結と移動現象に関する研究の歴史を実験面と理論面から総括し、不凍水の性質に関する理論的研究の必要性和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の同時移動に関する実験的研究の必要性を指摘した。そして、本研究の目的を明らかにした。

第2章では、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動において重要な働きをする不凍水の性質を化学熱力学の理論に基づいて考察した。そこでは凍土中の不凍水と氷の平衡を考えることにより、不凍水のマトリックポテンシャルを誘導し、溶質と圧力が存在する場合の不凍水移動の駆動力成分を明らかにした。すなわち、凍結に伴う凍土中の水分移動の駆動力が温度勾配、水圧勾配、浸透圧勾配の線形和で近似的に表されることを示した。これにより凍上のない不飽和土の凍結では、溶質を含まない場合そのサクションが  $12.3 \times 10^5$  (Pa/°C) になり、溶質を含む場合そのサクションは低下することが予想された。さらに、一般的な土の凍結に伴う土中水のマトリックポテンシャルと水分移動の様相について述べ、

凍土中のマトリックポテンシャルの性質に対する理解が不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を説明する上で重要であることを示した。

第3章では、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の特徴を実験的に明らかにした。まず、3.1では、試作した凍結実験装置を用いて、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、ペントナイト、砂の飽和混合物を一次元的に凍結させてその凍結状態を観察した。その結果、溶液では溶質が排除されるが、寒天やガラスビーズでは必ずしも溶質は排除されないことが確認された。また、各試料の凍結過程の温度分布を測定しそれらと比較した結果、溶液の凍結では対流の影響を受けるが、寒天、粘土および砂では対流の影響をほとんど受けないことがわかった。

3.2では、土壌表面を解放にした系で上面空冷による凍結実験を行い、不飽和土の凍結に伴う水分・溶質・温度分布の変化を調べた。その結果、土の凍結に伴う水分・溶質・温度分布の変化は初期水分や冷却温度によって異なることが明らかになった。その中で、水分・熱・溶質の移動それぞれの特徴として、①水分は未凍土から凍土へ移動し、その移動量は初期水分が多い場合あるいは冷却温度が低い場合は多くなること、②溶質は水分が多い場合未凍土から凍土へ移動すること、③凍結過程の温度分布は3領域に分かれて変化し、凍結前線付近に一定温度の領域が現れること、が判明した。そして、温度一定領域の温度は土中水の凝固点降下によって説明できることを示した。また、その特徴的な温度の分布形が過冷却時の熱移動および凍結フリンジの熱収支によって形成されることをモデルによって説明した。

3.3では表面境界条件の扱いを容易にするために、試料上面に直接冷却板を密着させる上面直冷により砂壤土を凍結させ、その過程の水分

・熱・溶質の移動を調べた。その結果、①土の凍結に伴って水分は未凍土から凍土へ移動するが、上面空冷の場合と比較すると凍土中の含水比分布は一樣で、凍結後の凍土中の水分移動が小さいこと、②温度分布には上面空冷の実験で観察されたような温度一定領域が現れないこと、③溶質は未凍土から凍土へ移動するが、見かけ濃度は凍結前線で最小となること、が明らかになった。このうち③は、不凍水の濃度勾配が負の条件下で水分が未凍土から凍土側へ移動することによって起こる、不飽和土の凍結に特有の現象であることを示した。

3. 4では初期塩分量の異なる試料を上面直冷・下面断熱の条件で凍結させてその過程の水分分布の変化を調べ、塩分が水分移動に与える影響を検討した。その結果、①塩分が少ないと水分は凍結前線の局所的な領域から吸水されるが、塩分が多いと前線付近の広い領域から平均的に吸水される傾向があること、②塩分は凍結に伴う水分移動量を低下させること、がわかった。こうした特徴は塩分が土中水の凝固点を降下させ、不凍水量が多くなることに起因すると考えられた。

3. 5では液状水の連続性を切断した土コラムを凍結させ、その過程における熱移動と水分移動の特性を調べた。その結果、①連続コラムと比較して不連続コラムの方が凍結速度が小さいこと、②土の凍結では液状水移動が支配的で水蒸気移動はほぼ無視できること、が明らかにされた。また、温度勾配に基づく水蒸気移動量を計算してみたところ、その大きさは液状水移動量の1%以下であると推定された。

第4章では、第3章の実験結果に基づいて土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の方程式を誘導した。これらの方程式は、凍土・未凍土それぞれの移動物性値（水分特性、不飽和透水係数、熱伝導率、体積熱容量、分散係数）を用いて連立偏微分方程式で表現した。未凍土中ではこれら

の方程式は各々独立したもので与えられるが、凍土中では各方程式に相変化の項が加わり、不凍水分量と温度・溶液濃度の相互関係を表す状態方程式によって各々の移動方程式が連結されることを示した。

第5章では、土の凍結に伴う移動現象の関与する移動物性値について述べた。まず、5.1では本実験で用いた試料（神奈川砂壤土と三重大砂壤土）の基本物性を示した。5.2では凍土の水分特性としての不凍水分量曲線と、凍土の透水係数について検討した。この中で、未凍土の水分特性と第2章で誘導された不凍水のマトリックポテンシャルを用いると、凍土中の不凍水分量は温度と浸透圧の関数として表現され、塩分を含まない凍土ではそれらの関係式が近似的に成立することを実験によって示した。また、水の粘性の温度依存性に着目して凍土の不飽和透水係数の補正式を誘導した。5.3では凍土の熱物性値として体積熱容量、温度伝導率、熱伝導率について検討した。ここではまず相変化を伴う熱伝導方程式を基に定義した見かけの温度伝導率を繰り返し計算法によって求めた。そして、土の構成成分の線形和で求めた体積熱容量より $-20^{\circ}\text{C}$ までの凍土の熱伝導率を算出した。また、新たに凍土の熱伝導率推定モデルを考案し、凍土の熱伝導率を水分量と温度の関数として表現した。さらに、5.4では溶質移動の物性値として分散係数を検討した。

第6章では、第4章の移動方程式を差分式に展開し、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の数値解析を行った。凍土中の移動解析では各時間ステップごとに、まず相変化を考えずに水分量・温度・溶質量を計算し、次に水分・温度・溶質濃度の状態方程式を満足する凍結量を求めて各値を修正するという方法を用いた。解析には第5章で測定した移動物性値を用いた。ただし、直接測定できなかった未知パラメータ（熱伝導率の補正係数、熱伝達率、物質伝達率、分散係数の実験定数）について

は感度解析により最適値を決定した。まず、上面直冷の実験条件（3. 3）に対応する初期・境界条件を与えて計算したところ、見かけ濃度分布に関しては若干の違いが見られたものの、水分・温度・溶質の分布は良好に実験値を再現できることが確認された。次に、上面空冷の実験条件（3. 2）に対して表面からの蒸発と過冷却現象を考慮して、実測値の再現を試みたところ、上面空冷凍結の特徴であるFF領域の性質および蒸発と凍結を伴う移動現象を明らかにすることができた。さらにこの章では、初期条件と境界条件をパラメータとして数値解析を行い、初期水分量・表面境界温度・初期塩分量が凍結深、水分分布形および水分移動量に与える影響など予測した。その結果、塩分量の増加により凍結に伴う水分移動量が低下することなどを明らかにできた。

以上のように、本研究では不飽和土の土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を実験的に明らかにし、不凍水のマトリックポテンシャルの性質に着目してそれらの同時移動を解析した。この研究で対象としたのは、実験室レベルの理想に近い均一な土壌コラム中で生じる移動現象である。実際の大地が広大で不均一であることを考えるとまだまだ解決すべき多くの問題が残されている。しかし、本研究によって土の凍結に伴う移動現象に関する本質的な点はほぼ整理できたものと思う。そして土壌物理学的には、土中の物質とエネルギーの移動論の確立に十分貢献できたと考えられる。こうした成果を今後、現場のデータに適用し発展させていくことによって、寒冷地不飽和土壌圏の水分・熱・化学物質の移動の把握、凍土予測などが可能になるとと思われる。そして、地球環境保全の立場からは寒冷地を包含した地圏の物質とエネルギーの循環の解明に寄与できるものと信じる。

## SUMMARY

Water, heat and salt transport and the interaction among them have been experimentally studied in freezing unsaturated soils, and numerically analyzed by considering unfrozen water content related to both temperature and soluble salt concentration. Although the movement of water and heat during soil freezing has been generally examined in previous studies, the simultaneous transport of water, heat and salt is investigated in this study. This thesis describes the theory, experiment, and physical property, and provides a computer simulation analysis concerning the transport phenomena in soils.

The first chapter of the thesis reviews recent studies of both experiment and theory on soil freezing. Emphasis is given to the necessities of a theoretical study on unfrozen water and an experimental study on the simultaneous movement of water, heat and salt in freezing soils. Thus the purpose of this thesis is established.

The second chapter discusses an unfrozen water property, playing an important role in the transport in freezing soils, based on the theory of chemical thermodynamics. Matric potential of the unfrozen water is defined from the equilibrium between unfrozen water and ice in a frozen soil. The driving force for the movement of unfrozen water in a saline soil is approximately expressed as a linear function of temperature, ice pressure and osmotic pressure gradients. Consequently, the suction is expected to be  $1.23 \text{ (MPa/}^{\circ}\text{C)}$  for a salt free frozen unsaturated soil, and the suction is proven to be lower for a saline frozen soil under nonheaving conditions.

The third chapter describes several experiments of water, heat and salt transport in freezing unsaturated soils. In section 3.1, the several saturated mixtures, such as methyl orange solution, agar, glass beads, bentonite, and sand, were frozen downward using a specially designed freezing apparatus to grasp the characteristics of freezing phenomena. Consequently, exclusion of a solute by an advancing freezing front was observed in the methyl orange solution, but nevertheless it is not observed in columns of both agar and sand. Comparison of the temperature profiles, measured in each freezing sample, showed that water convection took place in the methyl orange solution and that it might be ignored in the columns of agar, clay, and sand.

In section 3.2, the redistributions of water, solute and temperature were measured in an unsaturated Kanagawa sandy loam, frozen downward from the open surface by cold air. Consequently, the redistributions were found to be dependent on the initial water content and the temperature of cold air. The following characteristics were observed: (1) Soil water migrates from unfrozen to frozen area. The amount of migration is high at high initial water content and it is also high at low temperature of air. (2) Salt also migrates from unfrozen to frozen areas at the high water content. (3) The shape of the temperature profiles could be divided into three regions. The temperature is constant in the region nearest the freezing front, which can be explained in terms of the freezing point depression related to the water



content and the salt content. The unique profiles of temperature are formed by heat transfer during the supercooling period and heat balance in the frozen fringe.

In section 3.3, the redistributions of water, solute and temperature, were measured in an unsaturated Kanagawa sandy loam frozen downward by contacting the closed surface beneath the cold plate. The following results were obtained: (1) The water content after freezing was more constant in the frozen soil and the amount of water migration was smaller than that of the non-contact air freezing conditions. (2) The constant temperature region, which appears only at the air freezing condition, was not observed. (3) Although salt moved together with water from unfrozen to frozen areas, "apparent" solute concentration was found to be at the minimum at the freezing front. This result can be attributed to the migration of unfrozen water along with the solute concentration gradient against the unfrozen water content gradient.

In section 3.4, the influence of salinity on the water movement is conducted experimentally and the results are discussed. The redistribution of water content was measured in a freezing unsaturated Mie sandy loam with three different salinities. The following results were obtained: (1) Water osmosis occurs at the narrow region near the freezing front under a condition of low salinity, whereas it occurs at the wide region near the freezing front under a condition of high salinity. (2) Existence of salt in soils reduced the amount of water migration. These results can be explained in terms of the freezing point depression of unfrozen saline water.

In section 3.5, heat and water transfers were estimated in a discontinuous freezing Mie sandy loam, which was separated by using glass bead thus cutting the continuity of liquid flow. The following results were obtained: (1) The freezing rate of the discontinuous soil was lower than that of the continuous soil. (2) Liquid water flow was dominant and vapor flow was negligible, in a freezing soil. The vapor flow by a temperature gradient was estimated to be less than one percent of the liquid flow during soil freezing conditions.

The fourth chapter gives the equations of water, heat and salt transport in freezing soils, which were derived based on the experimental results in the previous chapter. These equations are expressed as simultaneous partial differential equations containing the physical properties, such as water retention, hydraulic conductivity, thermal conductivity, heat capacity, and the dispersion coefficient of solute. Although the respective equations are independent of each other in an unfrozen soil, the three equations are coupled mathematically through an equation which expresses the amount of unfrozen water as a function of both temperature and solute concentration.

The fifth chapter presents the physical properties, which are significant for the analysis of transport in freezing soils. The section of 5.1 gives the fundamental properties of materials used in this study, Kanagawa sandy loam and Mie sandy loam. In section 5.2, unfrozen water retention and the hydraulic conductivity of a frozen soil are discussed. The amount of unfrozen water in a saline frozen soil is expressed as a function

of temperature and osmotic pressure using the water retention curve of an unfrozen soil and the matric potential of the frozen soil. The amount of unfrozen water which was measured by the freezing point depression method, agreed with the expected amount in a salt free frozen soil. The modified hydraulic conductivity is expressed in terms of water viscosity as a function of temperature. In section 5.3, the thermal properties of frozen soils, such as heat capacity, thermal diffusivity and thermal conductivity, are discussed. The apparent thermal diffusivity, which is derived from the heat equation with phase change, was determined for Kanagawa sandy loam using the repeat calculation method. Thermal conductivities of a frozen soil at  $-20^{\circ}\text{C}$  was ascertained from the relationship between the thermal diffusivity and the volumetric heat capacity of the frozen soil. The thermal conductivity of the frozen soils were estimated as a function of water content and temperature, by a newly developed concept. In section 5.4, the dispersion coefficient of solute is presented.

The sixth chapter gives a numerical analysis of water, heat and salt transport during soil freezing by using the finite difference method. In the analysis, first, water content, temperature and salinity are assessed without considering the phase change in the frozen soil. And then the values are modified by the freezing amount determined from the relationship of water content, temperature and solute concentration. The prerequisite physical properties of the soil materials are listed in the fifth chapter. Certain parameters, for example, fitting coefficient of the thermal conductivity, the heat transfer coefficient, the mass transfer coefficient and the empirical coefficient of solute dispersion, were impossible to measure, so that they have been approximated. For the direct freezing conditions described in section 3.3, the simulated results of water content, temperature and salinity, except for the apparent solute concentration, were in good agreement with the observed values. For the air freezing conditions in section 3.2, the simulated results with both evaporation and supercooling, predicted the property of the constant temperature region and the transport phenomena in a general bared soil. In addition, this chapter simulated the influences of initial water content, surface boundary temperature and initial salinity, on both the freezing rate and the water movement. These simulations cause us to conclude that the increase of salinity in soils reduces both the freezing rate and the amount of water movement.

In this thesis, water, heat, salt transport, and the interaction among them, have been experimentally studied in freezing homogeneous soil columns. The results were numerically analyzed using the concept of the matric potential of unfrozen water. Considering that the arable land is vast and heterogeneous, there are many problems still to be solved. However, owing to this study we will be able to understand the essential transport phenomena in freezing soils. I think this study will contribute to the establishment of a general movement theory of mass and energy in soils. Application of this study to an actual field test will enable us to predict the frost heave and the movement of water, heat, and salt in cold regions. And I believe this study can finally be helpful for understanding the

mechanism of mass and energy circulation from a standpoint of the global environment.

記号 (主なもの)

記号 : 単位 : 意味

$f$	—	: 凍結を表す添字
$P$	Pa	: 圧力
$R_1$	—	: 各コースごとの合成熱抵抗
$R_2$	—	: 各コースごとの合成熱抵抗
$R_3$	—	: 各コースごとの合成熱抵抗
$R_4$	—	: 各コースごとの合成熱抵抗
$R_5$	—	: 各コースごとの合成熱抵抗
$R_a$	$\text{m K W}^{-1}$	: 空気の熱抵抗
$R_i$	$\text{m K W}^{-1}$	: 氷の熱抵抗
$R_L$	$\text{m K W}^{-1}$	: 水の熱抵抗
$R_s$	$\text{m K W}^{-1}$	: 土粒子の熱抵抗
$T_0$	K, $^{\circ}\text{C}$	: 標準状態の温度
$a_1$	—	: 熱伝導率モデルのパラメータ
$a_2$	—	: 熱伝導率モデルのパラメータ
$b_1$	—	: 熱伝導率モデルのパラメータ
$b_2$	—	: 熱伝導率モデルのパラメータ
$t_1$	sec	: 時刻
$u$	—	: 未凍結を表す添字
$x_a$	—	: 空気割合を表すパラメータ
$x_i$	—	: 氷割合を表すパラメータ
$x_L$	—	: 液状水割合を表すパラメータ
$C$	$\text{kg kg}^{-1}$	: 溶質濃度 (g塩/g水)
$C_a$	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$	: 見かけの体積熱容量
$C_i$	$\text{J kg K}^{-1}$	: 氷の比熱
$C_L$	$\text{J kg K}^{-1}$	: 液状水の比熱
$C_H$	$\text{mol kg}^{-1}$	: 重量モル濃度
$C_s$	$\text{J kg K}^{-1}$	: 土粒子の比熱
$C_v$	$\text{J kg K}^{-1}$	: 水蒸気の比熱
$D_0$	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	: 自由水中での溶質の拡散係数
$D_h$	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	: 水理学的分散

$D_L$	: $m^2 s^{-1}$	: 水分拡散係数
$D_m$	: $m^2 s^{-1}$	: 分子拡散係数
$D_s$	: $m^2 s^{-1}$	: 分散係数
$D_v$	: $m^2 s^{-1}$	: 空気中における水蒸気の拡散係数
$H$	: $m$	: 水頭
$H_f$	: $J kg^{-1}$	: 水の融解潜熱
$J_L$	: $m^3 m^{-2} s^{-1}$	: 水分フラックス
$J_s$	: $kg m^{-2} s^{-1}$	: 溶質 (NaCl) フラックス
$J_o$	: $W m^{-2}$	: 熱フラックス
$P$	: $Pa$	: 水の圧力
$P_0$	: $Pa$	: 標準状態の圧力
$Q$	: $m^3 m^{-2} Pa$	: 積算水分移動量
$R$	: $J mol^{-1} K^{-1}$	: 気体定数
$S$	: $kg kg^{-1}$	: 含塩比 (g塩/g乾土)
$T$	: $K, ^\circ C$	: 温度
$T_0$	: $K, ^\circ C$	: $0^\circ C$ の温度, 冷却流体温度
$T_f$	: $K, ^\circ C$	: 凍結温度
$V$	: $m s^{-1}$	: 土中水の間隙平均流速
$g$	: $N kg^{-1}$	: 重力加速度
$h$	: $m$	: サクシオン (水頭)
$h$	: $W m^{-2}$	: 熱伝達率
$i$	: —	: 差分法の節点
$k$	: $m s^{-1}$	: 不飽和透水係数
$k_o$	: $m^4 kg^{-1} s^{-1}$	: 物質伝達率
$s_i$	: $J K^{-1} kg^{-1}$	: 氷の比エントロピー
$s_L$	: $J K^{-1} kg^{-1}$	: 水の比エントロピー
$t$	: $sec$	: 時間
$v_L$	: $m^3 kg^{-1}$	: 液状水の比容積
$x$	: $m$	: 距離
$\Pi$	: $Pa$	: 浸透圧
$\varepsilon$	: $K, ^\circ C$	: 凝固点降下度の比例定数
$\theta$	: $m^3 m^{-3}$	: 体積含水率
$\theta_i$	: $m^3 m^{-3}$	: 含水率
$\theta_L$	: $m^3 m^{-3}$	: 液状水 (不凍水) 分率
$\theta_s$	: $m^3 m^{-3}$	: 固相率

$\theta_u$	: $m^3 m^{-3}$	: 不凍水分率
$\theta_v$	: $m^3 m^{-3}$	: 水蒸気分率
$\kappa$	: $m^4 kg^{-1}$	: 分散係数の実験定数
$\kappa_a$	: $m^2 s^{-1}$	: 見かけの温度伝導率
$\lambda$	: $W m^{-1} K^{-1}$	: 土の熱伝導率
$\lambda_a$	: $W m^{-1} K^{-1}$	: 空気の熱伝導率
$\lambda_b$	: $W m^{-1} K^{-1}$	: 見かけの熱伝導率
$\lambda_i$	: $W m^{-1} K^{-1}$	: 氷の熱伝導率
$\lambda_L$	: $W m^{-1} K^{-1}$	: 水の熱伝導率
$\lambda_s$	: $W m^{-1} K^{-1}$	: 土粒子の熱伝導率
$\mu$	: $J kg^{-1}$	: 化学ポテンシャル
$\eta$	: Pa s	: 粘性係数 (Pa · s)
$\mu_i$	: $J kg^{-1}$	: 氷の化学ポテンシャル
$\mu_L$	: $J kg^{-1}$	: 液状水の化学ポテンシャル
$\rho_b$	: $kg m^{-3}$	: 土の乾燥密度
$\rho_i$	: $kg m^{-3}$	: 氷の密度
$\rho_L$	: $kg m^{-3}$	: 水の密度
$\rho_s$	: $kg m^{-3}$	: 土粒子の密度
$\rho_v$	: $kg m^{-3}$	: 水蒸気の密度
$\rho_C$	: $J m^{-3} K^{-1}$	: 土の体積熱容量
$\phi_1$	: —	: 間隙 I の区分間隙率
$\phi_2$	: —	: 間隙 II の区分間隙率
$\phi_3$	: —	: 間隙 III の区分間隙率
$\phi$	: —	: 間隙率
$\Delta T$	: K, °C	: 凝固点降下度
$\Delta$	:	: 差, 勾配

プログラム ( 1 ) :

不飽和土の凍結過程における水分・熱・溶質移動の解析

```

1000 .....
1010 *
1020 TITLE#="不飽和土の凍結過程における水分・熱・溶質移動の
解析"
1030 *
1040 PMS#="AMS"
1050 *
1060 .....
1070 GOSUB *START : '実験および計算条件の設定
1080 GOSUB *DATAJN : '基本物性値の入力
1090 GOSUB *BCON : '初期/境界条件の設定
1100 GOSUB *FILE1 : '計算結果のデータシート作成
1110 GOSUB *PRNCAL : '計算結果の書き込み(初期分布)
1120 GOSUB *IGRA : '初期値のグラフ表示
1130 *
1140 *計算開始
1150 *
1160 IF TIME>ETIME THEN 1200
1170 GOSUB *SABUN : '差分法
1180 GOSUB *FRZDPT : '凍結深
1190 *
1200 *経過時間のチェック
1210 IF INT(TIME/INT)=ITHC THEN 1250
1220 ITHC=INT(TIME/INT)
1230 GOSUB *PRNCAL : '計算結果の書き込み(分布)
1240 GOSUB *LNPR : '計算値のグラフ表示
1250 GOSUB *TRNSU : '変数の置換
1260 GOTO 1160
1270 *
1280 *計算終了
1290 .....
1300 LOCATE 72,2:PRINT TIME#
1310 CLOSE #1:CLOSE #2
1320 END
1330 *
1340 *-----
1350 *SABUN : '差分法
1360 *-----
1370 *
1380 TIME=TIME+DT
1390 *
1400 GOSUB *PROP : '移動物性値の計算
1410 GOSUB *BCON : '境界条件
1420 GOSUB *NXTWS : '新時間の仮値
1430 GOSUB *TSEN : '氷生成量
1440 *
1450 RETURN
1460 *-----
1470 *NXTWS : '新時間の仮値
1480 *-----
1490 *
1500 *水分変化の計算
1510 FOR I=1 TO IDX
1520 WCLA(I)=WCLB(I)+DXT*(WF(I-1)-WF(I))
1530 NEXT
1540 *溶質変化の計算
1550 IF WCLA(2)=0 THEN 1620
1560 FOR I=1 TO IDX
1570 SA(I)=SA(I)-DXT*(QC(I)-QC(I-1))
1580 SC(I)=SA(I)+BLD*WCLA(I)
1590 NEXT
1600 *
1610 *温度変化の計算
1620 FOR I=1 TO IDX
1630 TA(I)=TB(I)-DXT*(HF(I)-HF(I-1))/HC(I)
1640 NEXT
1650 *
1660 RETURN
1670 *
1680 *-----
1690 *TSEN : '氷生成量
1700 *-----
1710 *
1720 FOR I=1 TO IDX
1730 IF TA(I)>0 THEN 1930
1740 WLB=WCLA(I) : TB=TA(I) : CB=SC(I)
1750 CTB=53.1+CB*WLB
1760 X=WLB : GOSUB *FZPD : T1=Z
1770 IF T1<=TB THEN 1930
1780 T=TB:ALA(I)=FNALT(T) : XL=HC(I)/ALA(I)
1790 A=XL*TB+WLB
1800 IBS=I
1810 IF IBS>IBSS THEN X1=WLB*.8 ELSE X1=WLB
1820 IBSS=IBS
1830 *
1840 *LOOP : 'ニュートン・ラフソン法
1850 X=X1 : GOSUB *FZPD : T1=Z
1860 X=X1+DLTX : GOSUB *FZPD : T2=Z
1870 B=XL*(T1+X1-A)/(1+XL*(T2-T1)/DLTX)
1880 IF ABS(B)>ERRX THEN X1=X1-B : GOTO *LOOP
1890 *
1900 WCLA(I)=X1-B : DC(I)=WLB-WCLA(I) : WC(I)=WC(I)+DCI

```

```

(1)
1910 X=WCLA(I): GOSUB *FZPD : TA(I)=Z
1920 SC(I)=SA(I)+BLD+WCLA(I)
1930 NEXT
1940 *
1950 RETURN
1960 *
1970 *.....
1980 *BCON : *境界条件
1990 *.....
2000 *
2010 TB(0)=FNT1(TIME)
2020 HF(0)=H1+(TB(0)-TB(1))
2030 HF(IDX)=H2+(TB(IDX)-TB(ID))
2040 WF(0)=0: WF(IDX)=0
2050 GC(0)=0: GC(IDX)=0: CF(0)=0
2060 RETURN
2070 *
2080 *.....
2090 *TRANSU : *算数の置き換え
2100 *.....
2110 *
2120 *WCLA(IDX)=WCLI: TA(IDX)=TBB: *地下水条件
2130 FOR I=1 TO IDX
2140 TB(I)=TA(I): WCLB(I)=WCLA(I)
2150 NEXT
2160 *
2170 LOCATE 63,20:PRINT USING "##### (sec)":TIME,
2180 LOCATE 64,21:PRINT USING "###.### (hrs)":TIME/3600,
2190 LOCATE 72,21:PRINT TIME$,
2200 *
2210 RETURN
2220 *
2230 *.....
2240 *FRZDPT : *凍結深
2250 *.....
2260 *
2270 T=TIME/ETIME
2280 *
2290 *マスバランス
2300 SW=0: SS=0
2310 FOR I=1 TO IDX:SW=SW+WCLA(I)+WCI(I):SS=SS+SA(I):NEXT
2320 Y1=(SW-SW1-1)+10000!:Y2=(SS-SS1-1)+10000!
2330 LINE (T*SNPLL,-.5)-(T*SNPLL,-Y1-.5),5
2340 LINE (T*SNPLL,-.5)-(T*SNPLL,-Y2-.5),6
2350 *
2360 FOR I=1 TO IDX-1
2370 IF WCI(I)<=0 THEN 2400
2380 IBFS=1:CIRCLE (DPX(I),-T),.02*DXL,5,,,F
2390 IF IBFS/IBFS THEN GOSUB *FRZPRN

```

```

2400 NEXT
2410 *
2420 *表面温度
2430 Y1=.05*(10+TA(1)):PSET (T*SNPLL,-Y1),2
2440 *
2450 RETURN
2460 *
2470 *.....
2480 *PROP : *移動物性値の計算
2490 *.....
2500 *
2510 FOR I=1 TO IDX
2520 T=TB(I) : *温度
2530 CL=WCLB(I) : *液状含水率
2540 CI=WCI(I)+1.09 : *液状含水率, 含水率
2550 *
2560 GOSUB *TRHFS : *凍土の熱物性値の計算
2570 GOSUB *WTPR : *凍土の水分移動物性値の計算
2580 NEXT
2590 GOSUB *TRHOSEI : *移動物性値の補正(熱, 水分)
2600 GOSUB *SLTPR : *凍土の溶質移動物性値の計算
2610 *
2620 RETURN
2630 *
2640 *.....
2650 *TRHFS : *凍土の熱物性値の計算
2660 *.....
2670 *
2680 *体積熱容量
2690 CA=1-CS-CL-CI:HCS=2.27*CS+4.2*CL+1.93*CI+.0012*CA:HC(
1)=HCS+1E+06
2700 *
2710 *熱伝導率
2720 CIL=CI+CL
2730 *
2740 IF CL>U1 THEN GOTO 2760
2750 GOSUB *RES1:GOTO 2780
2760 IF CL>U2 THEN GOSUB *RES3:GOTO 2780
2770 GOSUB *RES2:GOTO 2780
2780 RT=R1+R2+R3
2790 HR(I)=RT : *熱伝導率
2800 *
2810 RETURN
2820 *
2830 *.....
2840 *WTPR : *凍土の水分移動物性値の計算
2850 *.....
2860 *
2870 X=CL
2880 IF WCI(I)>0 THEN Y=12300*T+653130!+SC(I) ELSE GOSUB *

```



```

HEAD
2990 HD(1)=Y*.01      :'サクシオン
2990 WK(1)=FNK(CL,T)  :'透水係数
2910 *
2920 RETURN
2930 *
2940 *.....
2950 *SLTPR      :'凍土の溶質移動物性値の計算
2960 *.....
2970 *
2980 *分散係数
2990 FOR I=1 TO IDX
3000 X=(WCLB(1)+WCLB(I+1))/2
3010 DU(I)=D0*2.8*X^3+SKAP*U-DUN
3020 NEXT
3030 *
3040 FOR I=1 TO IDX-1
3050 QC(I)=DU(I)*(SC(1)-SC(I+1))/DX + WF(I)+SC(I+1)
3060 NEXT
3070 *
3080 RETURN
3090 *
3100 *.....
3110 *TRHOSE1  :'移動物性値の補正
3120 *.....
3130 *
3140 FOR I=1 TO IDX-1
3150 *
3160 *熱伝導率の補正 (対数平均)
3170 *HR(I)=SQRT(HR(1)+HR(I+1))
3180 *HR(I)+HR(I+1)*.6
3190 *HF(I)=HR(I)*(TA(I+1)-TA(I))/DX
3200 *
3210 *透水係数の補正 (対数平均)
3220 *WK(I)=SQRT(WK(1)+WK(I+1))
3230 *WF(I)=WK(I)*(HD(I+1)-HD(I))/DX+WK(I)
3240 *
3250 NEXT
3260 RETURN
3270 *
3280 *.....
3290 *FZPD      :'凝固点降下度
3300 *.....
3310 *
3320 *GOSUB *HEAD
3330 *Z=Y/123000-CT0/K
3340 RETURN
3350 *
3360 *.....
3370 *RES1      :'熱伝導モデル
3380 *.....
3390 *
3400 *XUL=CL/B1
3410 IF C1>0 THEN GOTO 3450
3420 *XL=CL/B1:R2=A2+RS+XL*RL+(1-A2-XL)*RA:R2=B1/R2
3430 *R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3590
3440 *
3450 IF C1<U1 THEN GOTO 3500
3460 *X1=C1/B1:XL=CL-B1
3470 *R2=A2+RS+XL*RL*X1*RI+(1-A2-XL-X1)*RA:R2=B1/R2
3480 *R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3590
3490 *
3500 IF C1>U2 THEN GOTO 3560
3510 *XUL=CL/B1:XU1=(U1-CL)/B1:X1=(C1-U1)/(1-A2-B2)
3520 *R21=A2+RS+XUL*RL+(1-A2-XUL)*RI:R21=X1/R21
3530 *R22=A2+RS+XUL*RL*XU1*RI+(1-A2-B2)*RA:R22=(B1-X1)/R22
3540 *R2=R21+R22:R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3590
3550 *
3560 *X1=C1-U2
3570 *R2=A2+RS+XUL*RL+(1-A2-XUL)*RI:R2=B1/R2
3580 *R31=X1/RI:R32=(1-A1-B1-X1)/RA:R3=R31+R32
3590 RETURN
3600 *
3610 *RES2
3620 *
3630 *XL=(CL-U1)/(1-A2-B2)
3640 IF C1>0 THEN GOTO 3660
3650 *R21=A2+RS+(1-A2)*RL:R21=XL/R21
3660 *R22=A2+RS+B2*RL+(1-A2-B2)*RA:R22=(B1-XL)/R22
3670 *R2=R21+R22:R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3680
3680 *
3690 IF C1>U2 THEN GOTO 3760
3700 *X1=C1/(1-A2-B2)
3710 *R21=A2+RS+(1-A2)*RL:R21=XL/R21
3720 *R22=A2+RS+B2*RL+(1-A2-B2)*RI:R22=X1/R22
3730 *R23=A2+RS+B2*RL+(1-A2-B2)*RA:R23=(B1-XL-X1)/R23
3740 *R2=R21+R22+R23:R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3680
3750 *
3760 *X1=C1-U2
3770 *R21=A2+RS+(1-A2)*RL:R21=XL/R21
3780 *R22=A2+RS+B2*RL+(1-A2-B2)*RI:R22=(B1-XL)/R22
3790 *R2=R21+R22:R31=X1/RI:R32=(1-A1-B1-X1)/RA:R3=R31+R32
3800 RETURN
3810 *
3820 *RES3
3830 *
3840 *XL=CL-U2
3850 IF C1>0 THEN GOTO 3890
3860 *R2=A2+RS+(1-A2)*RL:R2=B1/R2
3870 *R31=XL/RL:R32=(1-A1-B1-XL)/RA:R3=R31+R32:GOTO 3930

```

```

3980 *
3990 XI=C1
3990 R2=R2+RS*(1-A2)+RL:R2=B1/R2
3910 R31=XL/RL:R32=X1/R1:R33=(1-A1-B1-XL-X1)/RA
3920 R3=R31+R32+R33
3930 RETURN
3940 *
3950 *-----
3960 *START: '計算条件の入力
3970 *-----
3980 *
3990 CLS 3:PRINT "***** 計算条件の設定 *****"
:PRINT :PRINT
4000 NOE=20:SNPLL=.2:BLD=1.1:WCL=1.3:TBI=6:SA1=.001:TBS=-6
:TBB=6:HHH=1:ETIHE=25:TINT=1:'初期値候補
4010 PRINT "差分の節点分割数" =:NOE :
:INPUT X#:IF X#<>" THEN NOE =VAL(X#)
4020 IDX=NOE:ID=IDX+1 :GOSUB *UARIAB:'変数名
4030 *
4040 DLTX=.0001 : ERX=DLTX : '氷生成量収束条件
4050 *初期ノ境界条件の例
4060 H1=HHH+NOE*SNPLL
4070 H2=NOE/SNPLL
4080 *
4090 PRINT "供試体の長さ" ( m ) =:SNPLL
:INPUT X#:IF X#<>" THEN SNPLL=VAL(X#)
4100 PRINT "乾燥密度" ( g/cm3 ) =:BLD:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN BLD=VAL(X#)
4110 PRINT "初期含水比" ( g/g ) =:WCL:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN WCL=VAL(X#)
4120 PRINT "初期温度" ( °C ) =:TBI:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN TBI =VAL(X#)
4130 PRINT "初期含氷比" ( g/g ) =:SA1:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN SA1 =VAL(X#)
4140 PRINT "表面の冷却温度" ( °C ) =:TBS:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN TBS =VAL(X#)
4150 PRINT "下面の冷却温度" ( °C ) =:TBB:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN TBB =VAL(X#)
4160 PRINT "表面の熱伝達係数 (h1)" =:HI:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN HI =VAL(X#)
4170 PRINT "下面の熱伝達係数 (h2)" =:H2:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN H2 =VAL(X#)
4180 PRINT "シミュレーション終了時間" (hour) =:ETIHE
:INPUT X#:IF X#<>" THEN ETIHE=VAL(X#)
4190 PRINT "ライン表示間隔" (hour) =:TINT:
:INPUT X#:IF X#<>" THEN TINT =VAL(X#)
4200 PRINT :PRINT :PRINT
4210 *
4220 SCI=SA1/WCL :WCL1=WCL1+BLD
4230 ETIHE=3600*ETIHE :TINT=3600*TINT

```

```

4240 *
4250 *空間刻み, 時間刻み
4260 *
4270 IX=SNPLL/NOE :DPX(1)=IX/2
4280 DI=(1000*DX)^2
4290 DX=DI/IX
4300 *
4310 FOR I=2 TO ID :DPX(I)=DPX(I-1)+DX:NEXT
4320 *
4330 RETURN
4340 *-----
4350 *UARIAB : '変数名
4360 *-----
4370 DIM DPX(1D),WCLA(1D),WCLB(1D),TA(1D),TB(1D),HD(1D)
4380 * 深さ 含水率, 前含水率, 温度, 前温度,マトリックポ
テンシャル
4390 *
4400 DIM HC(1D),HR(1D),WF(1D),HF(1D),WK(1D),ALA(1D)
4410 * 比熱, 熱伝導率, 水分フラックス, 熱フラックス, 逸水
係数, 発生潜熱
4420 *
4430 DIM WCI(1D),DCI(1D),WD(1D)
4440 * 含水率, 氷生成量, 水分拡散係数
4450 *
4460 DIM SA(1D),SC(1D),QC(1D),DU(1D),CF(1D)
4470 * 溶質量, 溶質濃度, 溶質フラックス, 溶質移流
4480 *
4490 RETURN
4500 *-----
4510 *-----
4520 *DATIN : '基本物性値の入力
4530 *-----
4540 *-----
4550 *基本定数
4560 WLD=1000:'水の密度
4570 *
4580 *融解熱
4590 DEF FNALT(T)=WLD*232.22*(1434.6+9.0358*T-.02665*T^2+.
000216*T^3)
4600 *
4610 * * * * * 土によって異なる関係式・実験式 * * * * *
4620 *-----
4630 * ( 1 ) 熱物性
4640 *熱伝導率のパラメータ ( 4 相系熱伝導率モデル)
4650 CS=.4:A1=.0234:B1=.8:R2=.1617
4660 R1S=5:R1L=.57:R1A=.025:R1I=2.2
4670 R2=(CS-A1)*B1:R1=1/R11:RA=1/RA1:RL=1/RL1:RS=1/RS1:R1=
A1*RS
4680 U1=B1+B2:U2=B1*(1-R2)

```

```

4690 *
4700 * (2) 水分移動特性 (透水係数・水分特性)
4710 * 透水係数
4720 DEF FNFH(CL,T)=EXP(48.3546*CL-2302.6/(273.15+T))-21.39
      B1*.01
4730 *
4740 * (3) 溶質移動特性
4750 D0=1E-09:SKFP=.004:'NaClの拡散係数:分散係数
4760 *
4770 RETURN
4780 *
4790 *.....
4800 *HEAD      :'マトリックスポテンシャル(実験式)
4810 *      水分特性
4820 *.....
4830 *
4840 IF X>.513 THEN Y=36.7466#-69.4232#*X ELSE Y=6.6675#-1
      8.4157#*X+21.9366#*X^2-10.1199#*X^3
4850 Y=-10*Y
4860 RETURN
4870 *
4880 *.....
4890 *IBCON : *初期/境界条件の設定
4900 *.....
4910 *
4920 DEF FNM1(X)=WCL1:DEF FNFW(X)=0
4930 DEF FNFW2(X)=0:DEF FNM2(X)=WCLI
4940 *
4950 PRINT *表面温度の変化パターン*
4960 *INPUT *(1)一定温度 (2)周期変化*:X
4970 *IF X=2 THEN 5340 ELSE 5330
4980 *
4990 DEF FNT1(X)=TBS :BCTL#="一定":GOTO 5040
5000 INPUT *時間周期 (hour) =*:CYCLT:DTB=DTB/2 :BCTL#="
      周期"
5010 *
5020 *DEF FNT1(X)=(TBI+TBS)*.5+(TBI-TBS)*.5-COS(6.28/3600/
      CYCLT*X)
5030 DEF FNT1(X)=TBS+SIN(6.28/3600/CYCLT*X)
5040 DEF FNT2(X)=TBI
5050 *
5060 *境界フラックス
5070 WF(0)=0:WF(IDX)=0:QC(0)=0:QC(IDX)=0
5080 *
5090 *初期条件の設定
5100 *水分, 温度, 溶質分布
5110 FOR I=1 TO ID
5120 WCLB(I)=WCLI :WCI(I)=0 :WCLA(I)=WCLB(I)
5130 TB(I)=TBI :TA(I)=TBI
5140 SC(I)=SCI:SA(I)=SAI

```

```

5150 NEXT
5160 *
5170 *マスバランス
5180 SWI=0:SSI=0:FOR I=1 TO IDX:SWI=SWI+WCLA(I):SSI=SSI+SA
      (I):NEXT
5190 TB(0)=TBS :TB(IDX+1)=TBB
5200 *
5210 RETURN
5220 *
5230 *.....
5240 *IGRA :*初期値のグラフ表示
5250 *.....
5260 *
5270 GOSUB *GRAPH
5280 GOSUB *TITL
5290 GOSUB *TXITL :*グラフ枠の表示
5300 *
5310 *初期分布のグラフ
5320 FOR I=1 TO IDX-1
5330 LINE (DPX(I),-WCLB(I))-((DPX(I+1),-WCLB(I+1)),3
5340 Y1=.05*(10+TB(I))
5350 Y2=.05*(10+TB(I+1))
5360 LINE (DPX(I),-Y1)-(DPX(I+1),-Y2),4
5370 NEXT
5380 Y1=.05*10
5390 LINE (0,-Y1)-(SPILL,-Y1)
5400 RETURN
5410 *
5420 *.....
5430 *LNFR :*計算値のグラフ表示
5440 *.....
5450 *
5460 FOR I=1 TO IDX-1
5470 Y1=.05*(10+TA(I))
5480 Y2=.05*(10+TA(I+1))
5490 LINE (DPX(I),-Y1)-(DPX(I+1),-Y2),4
5500 W1=WCLA(I)+WCI(I):W2=WCLA(I+1)+WCI(I+1)
5510 S1=SA(I)/W1 :S2=SA(I+1)/W2
5520 IF SC1=0 THEN 5550
5530 S1=(S1/SC1)+.8 :S2=(S2/SC1)+.8
5540 LINE (DPX(I),-S1)-(DPX(I+1),-S2),7
5550 LINE (DPX(I),-W1)-(DPX(I+1),-W2),3
5560 W1=WCLA(I) :W2=WCLA(I+1)
5570 S1=(SA(I)/SAI)+.2 :S2=(SA(I+1)/SAI)+.2
5580 LINE (DPX(I),-S1)-(DPX(I+1),-S2),6
5590 NEXT
5600 *
5610 RETURN
5620 *
5630 *.....

```

```

5640 *実験条件の画面表示
5650 *TXITIL
5660 *.....
5670 *
5680 COLOR 4:LOCATE 05,18:PRINT "<TIME>":COLOR 7
5690 LOCATE 71,20:PRINT "(sec)":
5700 LOCATE 71,21:PRINT "(hrs)":
5710 *
5720 COLOR 0:LOCATE 05,12:PRINT "<PARAMETER>":COLOR 7
5730 LOCATE 05,13:PRINT "N.O.E=":NOE
5740 LOCATE 05,14:PRINT USING "DT = #####.###":DT
5750 LOCATE 05,16:PRINT FLDF
5760 *
5770 LOCATE 08,0:PRINT "PROGRAM NAME="
5780 LOCATE 74,0:PRINT PMS
5790 COLOR 5:LOCATE 05,3 :PRINT "<B.C> ":COLOR 7
5800 LOCATE 05,4 :PRINT BCTL#:CYCLT:" h"
5810 LOCATE 05,5 :PRINT USING "TWP.=#####.##":TBS
5820 COLOR 3:LOCATE 05,7 :PRINT "<I.C> ":COLOR 7
5830 LOCATE 05,8 :PRINT USING "WC = #.###":WCLI
5840 LOCATE 05,9 :PRINT USING "TTP.= #.###":TBI
5850 LOCATE 05,10 :PRINT USING "SOL.= #.###^^^^":SCI
5860 LOCATE 08,1:PRINT DATE#:LOCATE 72,1:PRINT TIME#
5870 RETURN
5880 *
5890 *.....
5900 *
5910 *GRAPH : 'グラフの初期設定
5920 *.....
5930 *
5940 CLS 3: CONSOLE 0,25,0,1: SCREEN 3,1
5950 UIEW (52,0)-(450,320)
5960 XMIN=0:YMAX=SHPLL :YMIN=0 :YMAX=11
5970 XST=XMIN:XDL=OYMAX-XMIN*.25:YST=YMIN:YDL=(YMAX-YMIN)
*.25
5980 WINDOW OXMIN,-YMAX)-(OYMAX,-YMIN):LINE OXMIN,-YMAX-OX
MAX,-YMIN,,B
5990 XCONT=INT(OYMAX-XMIN)/XDL:YCONT=INT(YMAX-YMIN)/YDL
6000 FOR I=0 TO XCONT
6010 XI=YST+XDL*I:YD=(YMAX-YMIN)*.02
6020 LINE OXI,-YMIN-OXI,-YMIN-YD)
6030 NEXT
6040 FOR I=0 TO YCONT
6050 YI=YST+YDL*I:XO=(OYMAX-XMIN)*.02
6060 LINE OXMIN,-YI)-(OXMIN+XO,-YI):LINE OYMAX,-YI)-(OYMAX-
XO,-YI)
6070 NEXT
6080 RETURN
6090 *
6100 *.....

```

```

6110 *TITL : 'グラフのタイトル表示
6120 *.....
6130 *
6140 FOR I=0 TO YCONT
6150 LOCATE 2,5+I:PRINT USING "#.###":ABS(YMAX-I+YDL)
6160 NEXT
6170 FOR I=1 TO YCONT-1
6180 LOCATE 56,5+I:PRINT USING "###.#":10-5+I
6190 NEXT
6200 FOR I=0 TO XCONT
6210 LOCATE 5+12+I,21 :PRINT USING "#.###":XMIN+XDL*I,
6220 LOCATE 3+12+I,22 :PRINT USING "###.#":ETIME+1/3600/XC
ONT,
6230 NEXT
6240 LOCATE 38,21:PRINT "DEPTH ( m )"
6250 LOCATE 38,22:PRINT "TIME (hour)"
6260 LOCATE 3,3:PRINT "WC"
6270 LOCATE 57,3:PRINT "TWP"
6280 RETURN
6290 *
6300 *-----
6310 *HFILE1 : '計算結果の書き込み
6320 *-----
6330 *
6340 D#=DATE#:T#-TIME#
6350 D#=#I#D#(D#,5,1)+RIGHT#(D#,2)
6360 T#=#LEFT#(T#,2)+MID#(T#,4,2)
6370 FLDF#="H"+D#+T#
6380 PRINT FLDF#
6390 *
6400 FLPRF#=FLDF#+".prf" : 'データファイル名 (分布)
6410 FELT#=FLDF#+".o1t" : 'データファイル名 (経時変化)
6420 *
6430 OPEN FLPRF# FOR OUTPUT AS #1
6440 OPEN FELT# FOR OUTPUT AS #2
6450 PRINT #1,TITLE#:PRINT #1,
6460 PRINT #2,TITLE#:PRINT #2,
6470 PRINT #1,FLPRF#,".",",","データ名"
6480 PRINT #2,FELT#,".",",","データ名"
6490 PRINT #1,DATE#,".",",",TIME#,".",",","計算日時"
6500 PRINT #2,DATE#,".",",",TIME#,".",",","計算日時"
6510 PRINT #1,PMS,".",",","プログラム名"
6520 PRINT #2,PMS,".",",","プログラム名"
6530 PRINT #1,PRINT #1, < 計算条件の設定 >*
6540 PRINT #1,NOE,"差分の節点分割数"
6550 PRINT #1,SHPLL,"供試体の長さ ( m )"
6560 PRINT #1,BLD,"乾燥密度 (g/cm3)"
6570 PRINT #1,WCLI,"初期含水率 (-)"
6580 PRINT #1,TBI,"初期温度 ( °C )"
6590 PRINT #1,SAL,"初期含塩比 ( g/g )"

```

```

6600 PRINT #1,TBS,"表面の冷却温度(°C)"
6610 PRINT #1,TBB,"下面の冷却温度(°C)"
6620 PRINT #1,H1,"表面の熱伝達係数(h1)"
6630 PRINT #1,H2,"下面の熱伝達係数(h2)"
6640 PRINT #1,ETIME,"計算終了時間(sec)"
6650 PRINT #1,TINT,"ライン表示間隔(sec)"
6660 PRINT #1,DX,"空間刻み(m)"
6670 PRINT #1,DT,"時間刻み(s)"
6680 PRINT #1,BCTL#, "表面温度パターン"
6690 PRINT #1,CYCLT,"周期時間"
6700 PRINT #1,
6710 PRINT #1," < 計算結果の出力 >"
6720 PRINT #1,"時間"
6730 PRINT #1,"温度      不凍水量 含水量 含塩比"
6740 PRINT #2,
6750 PRINT #2," < 凍結深計算結果の出力 >"
6760 PRINT #2,"時間(s) 凍結深(cm) 表面温度 底面温度 水分MB 塩分MB"
6770 RETURN
6780 "....."
6790 *PRICAL      : '温度, 含水量, 含水量, 含塩比の分布
6800 PRINT #1,ITMC
6810 FOR I=1 TO IDX
6820 PRINT #1,USING "H,##### H,##### H,##### H,#####
~~~;TA(I);WCLA(I);WCI(I);SA(I)
6830 NEXT
6840 RETURN
6850 "
6860 "-----
6870 *FRZPRN      : '凍結前線の位置
6880 "-----
6890 "
6900 IBFSM=IBFS
6910 PRINT #2,USING "H,##### H,##### H,##### H,#####
~~~ H,##### H,#####";T(I)E,DPX(IBFSM),TA(1),TA(IDX),
SW/SW1-1,SS/SS1-1
6920 RETURN

```

プログラム ( 2 ) : 分布計算のプロット

```

1000 *-----
1010 *
1020 *不飽和土の凍結過程における水分・熱・溶質移動の解析
1030 *      (分布計算結果のプロット:連続)
1040 *PWB= "R_PL"
1050 *
1060 *
1070 *-----
1080 *データ処理ファイル(*.P E N)
1090 *DATA 0,12,24,50 :FOR I=0 TO 3 :READ HRD(I):NEXT
1100 *-----
1110 *プリント・ファイル名
1120 *DATA 0 :凍結深グラフの有無(0:無,1:有)
1130 *DATA 5 :ライン表示時間間隔(hour)
1140 *DATA 3 :データ数
1150 *DATA "H5201450","H5201456","H5201501"
1160 *-----
1170 *DIM DPX(100),WCLA(100),TA(100),WCI(100),SC(100),SA(10
0),FH(100)
1180 *LPRINT CHR$(12)
1190 *
1200 *READ FLG
1210 *READ LDSP
1220 *READ NNNN
1230 *FOR KKK=1 TO NNNN
1240 *READ FLD# :III=0
1250 *GOSUB *RFILE1 :計算結果の読み込み&整理
1260 *YMIN=0:YMAX=SHPL:YMIN=0:YMAX=1:GOSUB *GRAPH
1270 *XAMB="DEPTH(m)":GOSUB *TITL :グラフの自盛り
1280 *GOSUB *TXITITL :計算条件
1290 *IDX=NOE
1300 *DPX(1)=DK/2 :内節点法
1310 *FOR I=2 TO IDX
1320 *DPX(I)=DPX(I-1)+DK
1330 *NEXT
1340 *
1350 *GOSUB *RPRF :
1360 *COPY 3 :CNT=CNT+1:IF FLG=0 THEN 1410
1370 *GOSUB *FZDCHL
1380 *GOSUB *HSBL
1390 *COPY 3 :CNT=CNT+1
1400 *
1410 *X=CNT MOD 2 :IF X=0 THEN LPRINT CHR$(12)
1420 *NEXT KKK
1430 *LPRINT CHR$(12)
1440 *END
1450 *
1460 *RFILE1 :計算結果の読み込み&整理
1470 *
1480 *FLPRF#=FLD#+".prf" :データファイル名(分布)
1490 *FLPRN#=FLD#+".prn" :データファイル名(*.prn)
1500 *OPEN FLPRF# FOR INPUT AS #1
1510 *OPEN FLPRN# FOR OUTPUT AS #2
1520 *INPUT #1,TITLE#:INPUT #1,X#
1530 *PRINT #2,TITLE#:PRINT #2,
1540 *INPUT #1,FLPRF#,X#
1550 *INPUT #1,D#,T#,X#
1560 *INPUT #1,PWB#,X#
1570 *INPUT #1,X#
1580 *INPUT #1,X#
1590 *INPUT #1,NOE#,X#
1600 *INPUT #1,SHPL#,X#
1610 *INPUT #1,BLD#,X#
1620 *INPUT #1,WCL1#,X#
1630 *INPUT #1,TB1#,X#
1640 *INPUT #1,SA1#,X# :SCI=SA1+BLD+WCL1
1650 *INPUT #1,TBS#,X#
1660 *INPUT #1,TB0#,X#
1670 *INPUT #1,H1#,X#
1680 *INPUT #1,H2#,X#
1690 *INPUT #1,ETIME#,X#
1700 *INPUT #1,TINT#,X#
1710 *INPUT #1,DK#,X#
1720 *INPUT #1,DT#,X#
1730 *INPUT #1,BCLT#,X#
1740 *INPUT #1,CYCCLT#,X#
1750 *INPUT #1,X#
1760 *LINE INPUT #1,X#:PRINT X#
1770 *LINE INPUT #1,X#:PRINT X#
1780 *LINE INPUT #1,X#
1790 *
1800 *RETURN
1810 *-----
1820 *RPRF
1830 *IF EOF(1) THEN *FIN
1840 *INPUT #1,HR
1850 *FOR I=1 TO IDX
1860 *IF EOF(1) THEN *FIN
1870 *INPUT #1,TA(I),WCLA(I),WCI(I),SA(I)
1880 *W=WCLA(I)+WCI(I) :SC(I)=SA(I)+BLD+W
1890 *X=WCLA(I)+WCI(I)+1.09+CS-1
1900 *IF X>0 THEN FH(I)=FH(I)+X

```

```

1910 NEXT
1920 IF (HR MOD LDSP)=0 THEN GOSUB +LNPR
1930 IF ABS(HR-HRD(1))<.01 THEN 1940 ELSE 1990
1940 I1=I1+1 :PRINT #2,HR
1950 FOR I=1 TO IDX
1960 W=WCLA(I)+WC(I)
1970 PRINT #2,USING "0.#####0.#####0.#####0.#####
^^0.#####0.#####0.#####0.#####:DPX(I),TA(I),WCLA(I),WC
(I),SA(I),W,SC(I)
1980 NEXT
1990 GOTO +RPRF
2000 +FIN
2010 CLOSE #1:CLOSE #2
2020 RETURN
2030 *.....
2040 +LNPR      : '計算値のグラフ表示
2050 *.....
2060 *
2070 FOR I=1 TO IDX-1
2080 *
2090 '温度分布
2100 Y1=.05*(10+TA(I))
2110 Y2=.05*(10+TA(I+1))
2120 LINE (DPX(I),-Y1)-(DPX(I+1),-Y2) ,4
2130 *
2140 '水分分布
2150 W1=WCLA(I)+WC(I):W2=WCLA(I+1)+WC(I+1)
2160 LINE (DPX(I),-W1)-(DPX(I+1),-W2) ,3
2170 *
2180 '含塩比分布
2190 S1=(SA(I)/SAI-1)+.75:S2=(SA(I+1)/SAI-1)+.75
2200 LINE (DPX(I),-S1)-(DPX(I+1),-S2) ,6
2210 *
2220 '濃度分布
2230 S1=(SC(I)/SCI-1)+5+.2: S2=(SC(I+1)/SCI-1)+5+.2
2240 LINE (DPX(I),-S1)-(DPX(I+1),-S2) ,5
2250 NEXT
2260 *
2270 RETURN
2280 *.....
2290 '実験条件の画面表示
2300 +TXTITL
2310 *.....
2320 *
2330 LOCATE 60,0 :PRINT "DATA NAME=":FLD#
2340 LOCATE 63,2 :PRINT "< 計算条件 >"
2350 LOCATE 65,3 :PRINT "NOE ="NOE
2360 LOCATE 65,5 :PRINT "BLD ="BLD
2370 LOCATE 65,4 :PRINT "SHPLL"SHPLL
2380 LOCATE 65,6 :PRINT "WCLI"="WCLI

```

```

2390 LOCATE 65,7 :PRINT "TBI ="TBI
2400 LOCATE 65,8 :PRINT "SAI ="SAI
2410 LOCATE 65,9 :PRINT "TBS ="TBS
2420 LOCATE 65,10:PRINT "TBB ="TBB
2430 LOCATE 65,11:PRINT "HI ="HI
2440 LOCATE 65,12:PRINT "H2 ="H2
2450 LOCATE 65,13:PRINT "ETIME"ETIME
2460 LOCATE 65,14:PRINT "TINT "TINT
2470 LOCATE 65,15:PRINT "DX ="DX
2480 LOCATE 65,16:PRINT "DT ="DT
2490 LOCATE 60,20:PRINT DATE$:LOCATE 72,20:PRINT TIME$
2500 RETURN
2510 *
2520 *.....
2530 *
2540 +GRAPH    : 'グラフの初期設定
2550 *.....
2560 *
2570 CLS 3: CONSOLE 0.25,0.1: SCREEN 3,1:VIEW (52,0)-(452,
320)
2580 XST=XMIN:XDL=(XMAX-XMIN)*.25:YST=YMIN:YDL=(YMAX-YMIN)
*.25
2590 WINDOW 0XMIN,-YMAX)-0XMAX,-YMIN:LINE 0XMIN,-YMAX) 0X
MAX,-YMIN) ,.B
2600 XCONT=INT (0XMAX-XMIN/XDL):YCONT=INT (YMAX-YMIN/YDL)
2610 FOR I=0 TO XCONT
2620 XI=XST+XDL*I:YI=YD+(YMAX-YMIN)*.02:LINE 0XI,-YMIN) 0XI,
-YMIN-YDI)
2630 NEXT
2640 FOR I=0 TO YCONT
2650 YI=YST+YDL*I:XD=(XMAX-XMIN)*.02:LINE 0XMIN,-YI) 0XMI
N+XD,-YI)
2660 LINE 0XMAX,-YI) 0XMAX-XD,-YI):NEXT
2670 RETURN
2680 *
2690 *.....
2700 +ITITL    : 'グラフのタイトル表示
2710 *.....
2720 *
2730 FOR I=0 TO YCONT
2740 LOCATE 0.5+I:PRINT USING "##.##":ABS(YMAX-I+YDL)
2750 NEXT
2760 FOR I=1 TO YCONT-1
2770 LOCATE 66,5+I:PRINT USING "###":10-5+I
2780 NEXT
2790 FOR I=0 TO XCONT
2800 LOCATE 5+12+I,21 :PRINT USING "##.##":XMIN+XDL*I
2810 NEXT
2820 LOCATE 30,21:PRINT XMAX
2830 RETURN

```

```

2840 *
2850 *.....
*****
2860 *
2870 *FZDCAL
2880 *
2890 GOSUB *RFILE2      : '計算結果の読み込み
2900 *M1W=HR:YMIN=0:YMAX=0:Y1W=-.2:GOSUB *GRAPH
2910 *XAW=TIME(h)*:GOSUB *TITL
2920 GOSUB *TXTITL: '計算条件
2930 *
2940 PSET (0,0):GOSUB *RPF2
2950 CLOSE #2
2960 RETURN
2970 *
2980 *RFILE2      : '計算結果の読み込み
2990 FLELT=FLD#".elt" : 'データファイル名(経時変化)
3000 *
3010 OPEN FLELT FOR INPUT AS #2
3020 INPUT #2,TITLE$:INPUT #2,X$
3030 INPUT #2,FLELT$,X$
3040 INPUT #2,D$,T$,X$
3050 INPUT #2,PIN$,X$
3060 INPUT #2,X$
3070 INPUT #2,X$
3080 LINE INPUT #2,X$
3090 *
3100 RETURN
3110 *.....
3120 *RPF2      :IDP=0
3130 IF EOF(2) THEN RETURN
3140 IDP=IDP+1
3150 INPUT #2,X,Y,TA(IDP),TB(IDP),MASH(IDP),MASS(IDP)
3160 X=X/3600:LINE -(X,-Y),5:TH(IDP)=X
3170 CIRCLE (X,-Y),.02*XDL,5,,,F
3180 GOTO 3130
3190 RETURN
3200 *.....
3210 *MSBL      : 'マスバランス
3220 PSET (0,-.1):FOR I=1 TO IDP:X=TH(I):Y=MASH(I)*10000!
+.1:LINE -OX,-Y),3:CIRCLE (X,-Y),.02*XDL,3,,,F:NEXT
3230 PSET (0,-.1):FOR I=1 TO IDP:X=TH(I):Y=MASS(I)*10000!
+.1:LINE -OX,-Y),4:CIRCLE (X,-Y),.02*XDL,4,,,F:NEXT
3240 PSET (0,-.25):FOR I=1 TO IDP:X=TH(I):Y=TA(I)/60+.1:L
INE -OX,-Y),2:CIRCLE (X,-Y),.02*XDL,2,,,F:NEXT
3250 PSET (0,-.25):FOR I=1 TO IDP:X=TH(I):Y=TB(I)/60+.1:L
INE -OX,-Y),1:CIRCLE (X,-Y),.02*XDL,1,,,F:NEXT
3260 RETURN
3270 *.....

```



プログラム (3) : 計算結果のプロット

```

1000 *.....
1010 *
1020 *不飽和土の凍結過程における水分・熱・溶質移動の解析
1030 *      (凍結深の比較)
1040 *PR#="FDCH"
1050 *      1990 by MIZOGUCHI
1060 *
1070 *.....
1080 *
1090 DIM FL$(7)
1100 GOSUB +FZDCAL
1110 END
1120 *
1130 *-----
1140 *FSEL      :ファイル名の選択
1150 FT$(*)="H.ELT":GOSUB +INDAT :FLD#=LEFT$(F$,8)
1160 FLELT#=FLD#+".elt" :データファイル名(経時変化)
1170 RETURN
1180 *-----
1190 +FZDCAL
1200 *
1210 GOSUB +GRAPH2
1220 GOSUB +TITL2
1230 GOSUB +TXTITL2:'グラフ枠の表示
1240 *
1250 INPUT "データの個数=",DNN
1260 FOR IDF=1 TO DNN
1270 GOSUB +FSEL      :ファイル名の選択
1280 FL$(IDF)=FLD#
1290 GOSUB +RFILE2    :計算結果の読み込み
1300 PSET (0,0):GOSUB +RPRF2
1310 CLOSE #2
1320 NEXT
1330 GOSUB +TITL2
1340 GOSUB +TXTITL2:'グラフ枠の表示
1350 RETURN
1360 *
1370 +RFILE2      :計算結果の読み込み
1380 *
1390 OPEN FLELT$ FOR INPUT AS #2
1400 INPUT #2,TITLE$:INPUT #2,X#
1410 INPUT #2,FLELT$,Y#
1420 INPUT #2,D#,T#,X#
1430 INPUT #2,PH#,Y#
1440 INPUT #2,X#
1450 INPUT #2,X#
1460 LINE INPUT #2,X#
1470 *
1480 RETURN
1490 *.....
1500 +RPRF2
1510 IF EOF(2) THEN RETURN
1520 INPUT #2,X,Y,Z,W,A,B
1530 LINE -(X,-Y),IDF
1540 CIRCLE (X,-Y),.02*XDL,IDF,...,F
1550 GOTO +RPRF2
1560 RETURN
1570 *.....
1580 *実験条件の画面表示
1590 +TXTITL2
1600 *.....
1610 *
1620 LOCATE 65,8:PRINT "DATA NAME"
1630 FOR I=1 TO DNN:LOCATE 65,I:COLOR I:PRINT FL$(I):NEXT
:COLOR 7
1640 LOCATE 65,20:PRINT DATE$:LOCATE 65,21:PRINT TIME$
1650 RETURN
1660 *
1670 *.....
1680 *
1690 +GRAPH2 :グラフの初期設定
1700 *.....
1710 *
1720 CLS 3: CONSOLE 0,25,0,1: SCREEN 3,1
1730 VIEW (52,8)-(452,320)
1740 XMIN=0:YMAX=25+3600:[-INT(0.999*1000)]:YMAX-1/1000
1750 YMIN=0 :YMAX=.2
1760 XST=XMIN:XDL=(YMAX-YMIN)*.2
1770 YST=YMIN:YDL=(YMAX-YMIN)*.2
1780 WINDOW (XMIN,-YMAX)-(XMAX,-YMIN)
1790 LINE (XMIN,-YMAX)-(XMAX,-YMIN),,B
1800 XCONT=INT((XMAX-XMIN)/XDL)
1810 YCONT=INT((YMAX-YMIN)/YDL)
1820 FOR I=0 TO XCONT
1830 XI=XST+XDL*I
1840 YD=(YMAX-YMIN)*.02
1850 LINE (XI,-YMIN)-(XI,-YMIN-YD)
1860 NEXT
1870 FOR I=0 TO YCONT
1880 YI=YST+YDL*I
1890 XD=(XMAX-XMIN)*.02
1900 LINE (XMIN,-YI)-(XMIN+XD,-YI)

```

```

1918 LINE (X*W,-Y1)-(X*W-XD,-Y1)
1920 NEXT
1930 RETURN
1940 *
1950 *.....
1960 *TITL2 : 'グラフのタイトル表示
1970 *.....
1980 *
1990 TITLE#="凍結深の時間変化(計算値)"
2000 FOR I=0 TO XCONT
2010 LOCATE 2,4+I:PRINT USING "##.##";ABS(Y*W-I+YDL)
2020 NEXT
2030 FOR I=0 TO XCONT
2040 LOCATE 3+10*I,21 :PRINT USING "###.##";X*W-I/3600/XCO
NT
2050 NEXT
2060 LOCATE 38,22:PRINT "TIME (hour)"
2070 LOCATE 2,2:PRINT "F.D."
2080 LOCATE 3,3:PRINT "(m)"
2090 RETURN
2100 *
2110 *.....
2120 *INDAT
2130 *
2140 *
2150 *          1988.04.06      by  腹部クン
2160 *
2170 *.....
2180 F#=# "HL"
2190 *
2200 *INIT :RTI=0 :DNI=0
2210 WIDTH 80,25 :CONSOLE 0,25,0,1 :LOCATE 0,0,1 :COLO
R 7
2220 L=1
2230 CR#-CHR#(13) :ESC#-CHR#(27)
2240 RT#-CHR#(28) :LT#-CHR#(29) :UF#-CHR#(30) :DN#-CHR
#(31)
2250 WHT=#H#1 :RED=#H#1 :GRN=#H#1 :YLM=#H#1 :SKY=#H#1
:BLU=#H#1
2260 REV=#H#4 :NRU=#H#B :BLK=#H#2 :NBK=#H#D
2270 ON STOP GOSUB +END,RTN :STOP ON
2280 *SELECT
2290 CLS :COLOR 5 :PRINT "***** 凍結解析 * * *ファイ
ル名選択 * * * * :
CONSOLE 4,25,0,1 :COLOR 7
2300 PRINT :FILES F## :PRINT
2310 CX=XPOS(0) :CY=CSRLIN-1 :CL=17
2320 ATR=YLM OR BLK :GOSUB +SET,ATR
2330 LOCATE 0,4 :CX=0 :CY=4 :CL=31 :ATR=WHT OR REV :GO
SUB +SET,ATR

```

```

2340 S1#-STRING$(40,29) :S2#-STRING$(40,28)
2350 *SELECT,1
2360 A#-INPUT$(1) :X=POS(0) :Y=CSRLIN
2370 IF (A#-CR# OR A#=#) AND Y>1 THEN GOTO +GET,FILE
2380 IF A#-LT# THEN PRINT S1#; :GOTO +SELECT,2
2390 IF A#-RT# THEN PRINT S2#;RTI=RTI+1 :DNI=DNI+.5 E
LSE GOTO 2410
2400 IF RTI<42 THEN GOTO +SELECT,2
ELSE GOTO 2200
2410 IF A#-UP# THEN PRINT A#; :GOTO +SELECT,2
2420 IF A#-DN# THEN PRINT A#; :RTI=RTI+2 :DNI=DNI+1 E
LSE GOTO 2440
2430 IF DNI<22 THEN GOTO +SELECT,2
ELSE GOTO 2200
2440 IF A#-ESC# THEN GOTO +END,RTN
2450 BEEP :GOTO +SELECT,1
2460 *SELECT,2
2470 CL=31 :ATR=WHT :GOSUB +SET,ATR
2480 CX=XPOS(0) :CY=CSRLIN :CL=31 :ATR=WHT OR REV :GOSU
B +SET,ATR
2490 GOTO +SELECT,1
2500 *GET,FILE
2510 DEF SEG=SEGPTR(2) :G=#H#0+Y*80+(X*8) :F#=""
2520 FOR I=0 TO G+22 STEP 2 :F#=#+CHR$(PEEK(I)) :
NEXT
2530 F1#-LEFT$(F#,2) :F2#-MID$(F#,7,1)
2540 IF F1#=# " OR F1#=".." OR F2#=#" THEN BEEP :F#=""
:GOTO +SELECT,1
2550 CX=X :CY=Y :CL=31 :ATR=RED OR REV :GOSUB +SET,ATR
2560 FOR I=0 TO 2000 :NEXT
2570 CLS :LOCATE 25,9
2580 PRINT "しは" らく おまちくた" さい"
2590 CONSOLE 0,25,0,1:CLS :RETURN
2600 +END,RTN
2610 CONSOLE 0,25,1,1 :COLOR 7 :CLS
2620 STOP OFF
2630 END
2640 +SET,ATR
2650 DEF SEG=SEGPTR(2)+8H200
2660 S,ADR=2+(CX*80+CY) :E,ADR=S,ADR+2+(CL-1)
2670 FOR I=S,ADR TO E,ADR STEP 2 :POKE I,ATR :NEXT
2680 RETURN
2690 +RESET,ATR
2700 ATR=WHT
2710 GOSUB +SET,ATR
2720 RETURN
2730 WIDTH 80,25 :CONSOLE 0,25,0,1 :LOCATE 0,0,1 :COLO
R 7

```

文 献

- 1) Groenvelt, P.H and Bolt, G.H. : Non-Equilibrium Thermodynamics of The Soil Water System. Review Paper, J. of Hydrology 7, pp.358-388, (1969)
- 2) 中野政詩：水分移動，土の物理学（9章），森北出版，（1979）
- 3) 岩田進午：土壌中の水の動き，化学と生物，17(3)，pp.166-172，（1979）
- 4) 木下誠一編著：凍土の物理学，森北出版，（1982）
- 5) 福田正己：凍結・凍土，土壌の物理性，50，pp.76-81，（1984）
- 6) Miller, R. D:Freezing Phenomena in soils, Application of soil physics, ed by Hillel, D., Academic Press, pp.254-299, (1980)
- 7) Williams S.Scott: An Analysis of Factors Influencing De-icing Salt Levels in Streams, Department of Transportations Environment, Ontario Hydro., Tront, Ontario Canada, Journal of Environmental Management, 13,p.269-287, (1981)
- 8) 山本英夫，生頼孝博，伊豆田久雄：凍上に及ぼす間隙水の塩分濃度の影響，土質工学研究発表会講演概要集，pp.887-888，（1986）
- 9) 伊豆田久雄，生頼孝博，山本英夫：凍土の曲げ条件下における変形挙動と強度特性，雪氷，50(1)，pp.25-32，（1988）
- 10) Taber, S.: Frost heaving, J. Geology, 37, pp.428-461, (1929)
- 11) Everett, D. H.: The thermodynamics of frost damage to porous solids, Trans. Farady Soc. 57, pp.1541-1551, (1961)
- 12) Dirksen, C. and Miller, R. D: Closed-system freezing of unsaturated soil, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 30, pp.168-172, (1966)
- 13) Hoekstra, P. :Moisture movement to a freezing front, Extract of "Geochemistry, Precipitation, Evaporation, Soil-moisture, Hydrometry", General Assembly of Bern, Sept.-Oct., pp.411-417, (1967)
- 14) Hoekstra, P.: Moisture movement in soils under temperature gradients with cold side temperature below freezing, Water Resources Research, 2, pp.241-250, (1966)
- 15) Beskow, G.: Soil Freezing and Frost Heaving with Special Application to Roads and Railroads (translated by J. O. Osterberg). The Tech. Inst., Northwestern Univ., Evanston, Ill, U.S.A., (1947)
- 16) Schofield, R. K.: The pF of the water in soil. Trans. Intern. Cong. Soil Sci. 3rd, 2, pp.37-48, (1935)

- 17) Edlefsen, N. E. and Anderson, A. B. C.: Thermodynamics of soil moisture. *Hilgardia*, 15(2), pp.31-298, (1943)
- 18) Williams, P.J. : Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction, *Geotechnique*, pp.231-246, (1964)
- 19) Low, P.F., Anderson, D.M. and Hoekstra: Some thermodynamics relationships for soil at or below the freezing point. 1. Freezing point depression and heat capacity, *Water Resource Research*, 4, pp.379-394, (1968)
- 20) Anderson, D.M. and Morgenstern, N.R. : Physics, Chemistry, and Mechanics of frozen Ground 'A Review, Proceedings of 2nd International Conference of Permafrost North American Contribution, pp.257-288 , (1973)
- 21) Tice, A. R., Burrous C. M. and Anderson, D. M. : Determination of unfrozen water in frozen soil by pulsed nuclear magnetic resonance. Proc., 3rd Internat. Conf. Permafrost, pp.149-155 , (1978)
- 22) Patterson, D. E. and Smith, M. W. : The use of time domain reflectometry for the measurement of unfrozen water content in frozen soils. *Cold Regions Science and Technology*, 3, pp.205-210 , (1980)
- 23) Cary, J.W., Papendick, R. I. and Cambbell, G. S. : Water and salt movement in unsaturated frozen soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, pp.3-85, (1979)
- 24) Cary, J.W., and Mayland, H.F. : Salt and water movement in unsaturated frozen soil, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, 4, pp.549-555 , (1972)
- 25) 高志勤, 益田稔 : 拘束圧下に於ける土の凍上量と間隙水移動について, *雪氷*, 33, No. 3, pp.1-11 , (1971)
- 26) Harlan, R. L. : Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, *Water Resour. Res.*, 9, pp.1314-1323, (1973)
- 27) Jame, Y. W. and Norum, D. I. : Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil in a closed system, Proc., 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton, Alta., pp.46-62 , (1976)
- 28) Jame, Y. W. and Norum, D. I. : Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, *Water Resource Research*, 16, pp.811-819, (1980)
- 29) Taylor, G. S. and Luthin, J. N. : A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing, *Canadian Geotechnical Journal.*, 15, pp.548-555 , (1978)
- 30) 福田正己, 中川茂 : 土の凍結過程での熱と水の流れの数値解析, *雪氷*, 44, 1, pp.13-21, (1981)
- 31) Miller, R. D.: Freezing Phenomena in soils, Application of soil physics,

- ed by Hillel, D., Academic Press, pp.254-299, (1980)
- 32) Takagi, S.: The adsorption force theory of frost heaving, Cold Regions Science and Technology, 3, pp.57-81, (1980)
- 33) Iwata, S: Driving force for water migration in frozen clayey soil, Soil Sci. plant Nutr., 26, pp.215-227, (1980)
- 34) Philip, J.R., and D.A.de Vries.: Moisture movement in porous materials under temperature gradients, Trans. Am. Geophys. Union, 38, pp. 222-232, (1957)
- 35) 妹尾学: 不可逆過程の熱力学序論, 第2版, 東京化学同人, (1983)
- 36) A. Katchalsky, P.F. Curran (青野修, 木原裕, 大野宏毅訳): 生物物理学における非平衡の熱力学, みすず書房, (1975)
- 37) Cary, J.W. and Taylor, S.A: The Interaction of the Simultaneous Diffusions of Heat and Water Vapor; Thermally Driven Liquid and Vapor Phase Transfer of Water and Energy in Soil, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26, pp.413-420, (1962)
- 38) Kay, B. D. and Groenevelt, P. H.: On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soils. Basic theory; I. The vapor phase; II. The liquid phase, Soil Sci. Soc. Amer., 38, pp.395-404, (1974)
- 39) 宮崎毅: 温度勾配下の不飽和水分移動, 土壌の物理性, 34, pp.21-31, (1976)
- 40) K.S. Forland, T. Forland and S.K. Ratkje: Irreversible Thermodynamics, John Wiley & Sons, (1988)
- 41) S. Iwata: A mechanism for the existence of an unfrozen liquid in the vicinity of a solid surface, Proceedings of 4th International Symposium on Ground Freezing, pp.25-31, (1985)
- 42) Aslyng, H.C. et.al.: Soil physics terminology, Int. Soc. Soil Sci. Bull. 23, p. 7, (1963)
- 43) P.W. Atokins著, 千原・中村訳: 物理化学(上・下)第2版, 東京化学同人, (1984)
- 44) D.H. Everett (玉虫伶太, 佐藤弦訳): 入門化学熱力学, 第2版, 東京化学同人, (1972)
- 45) 三野徹: 土の保水, 土の物理学(8章), 森北出版, (1979)
- 46) 高志勤, 生頼孝博, 山本英夫, 岡本純: 土の最大凍上力に関する実験的研究, 雪氷, 43, 4, pp.207-216, (1981)
- 47) 前野紀一: 氷の科学, 北海道大学図書刊行会, (1981)
- 48) 甲藤好郎著: 伝熱概論, 養賢堂, (1980)
- 49) R.N. ヤング, B.P. ワーケンテン 著, 山内ら訳: 新編土質工学の基礎, 鹿島出版

会, (1978)

50) 溝口勝, 中野政詩, 白井清恒: 不飽和土の凍結における水分・溶質・温度分布の変化, 農土論集, 122, pp.11-17, (1986)

51) 溝口勝, 藤井克己, 宮崎毅, 中野政詩: 土中水の蒸発、消費および凍結(上方移動のメカニズム), 農土誌, 56(9), (1989)

52) Kay and Groenevelt: The Redistribution of Solutes in Freezing Soil: Exclusion of Solutes, Proceedings, 4th International Conference-Permafrost, pp. 584-588, (1983)

53) Campbell, G. S. (中野政詩監訳): パソコンで学ぶ土の物理学, 鹿島出版会, p. 91-98, (1987)

54) Taylor, S. A. and Cavazza, L.: The movement of Soil Moisture in Response to Temperature Gradients, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 18(4), pp. 351-358, (1954)

55) 柏淵辰昭: 温度と熱移動, 土の物理学(10章), 森北出版, (1979)

56) Bresler, E.: Simultaneous Transport of Solutes and Water under Transient Unsaturated Flow Conditions, Water Resour. Res., 9(4), pp. 975-986, (1973)

57) 石田朋靖: 土壌-植物系における水分移動に関する研究, 東京大学博士論文, (1984)

58) 石崎武志, 木下誠一: 上載荷重条件における凍上について, 低温科学物理篇, 38, pp. 169-178, (1979)

59) Koopmans, R. W. R. and Miller, R. D.: Soil freezing and soil water characteristic curves. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 30, pp. 680-685, (1966)

60) Williams, P. J. and Burt, T. P.: Measurement of Hydraulic Conductivity of Frozen Soils, Can. Geotech. J., 11, pp. 647-650, (1974)

61) 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, 44, 1, p. 1-11, (1982)

62) 東京天文台編纂: 理科年表, 第55冊, 丸善, (1982)

63) 高志勤, 生頼孝博, 山本英夫, 岡本純: 凍土内アイスレンズの消長と移動に関する研究, 雪氷, 45(4), pp. 189-196, (1983)

64) 大瀧仁志: 溶液化学, 裳華房, (1985)

65) de Vries, D. A.: Thermal Properties of Soils, pp. 210-235 In van Wijk W R (ed) Physics of Plant Environment. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, (1963)

66) 荒木信幸: 熱物性値の測定法, 熱計測技術, 日本機械学会編, 朝倉書店, pp. 1

07-123, (1985)

- 67) 岡田昌志, 片山功蔵, 堀口博: 繰り返し計算法による熱物性値の同時測定法, 日本機械学会誌, 79, pp. 247-255, (1974)
- 68) 溝口勝: 凍土の融解過程における温度伝導率の測定, 農土論集, 138, pp. 63-68, (1988)
- 69) 戸川隼人: 数値計算入門, オーム社, (1970)
- 70) 前野紀一: 氷の物性, 雪氷の構造と物性, 古今書院, pp. 121-122, (1986)
- 71) Sawada, S and Ohno, T: Laboratory studies on thermal conductivity of frozen soil, The 4th Jpn Sympo. Thermophys. Prop. pp. 71-74, (1983)
- 72) 片山功蔵, 服部賢: 凍結を伴う熱伝導の研究, 日本機械学会論文集, 40, pp. 1404-1411, (1974)
- 73) 福田正己, B. D. Kay, 伊豆田久雄, M. I. Sheppard: 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, pp. 54-61, (1984)
- 74) Williams, P. J.: Experimental determination of apparent specific heats of frozen soils, Geotechnique XIV, pp. 133-142, (1964)
- 75) 粕淵辰昭: 土壌の熱伝導率機構に関する諸問題, 農業気象, 29, 3, pp. 45-51, (1973)
- 76) 三野徹, 石田智之, 丸山利輔: 三相系土壌の熱伝導モデルと熱伝導率の計算による推定, 農土論集, 103, pp. 35-43, (1983)
- 77) 福田正己, 先川信一郎: 凍土の熱伝導率の測定, 低温科学, 物理篇, 33., 259-263, (1975)
- 78) 相馬剋之, 前田隆, 藤原幸彦, 浜田浩正: 凍結・融解過程の熱伝導率, 土の熱的性質に関するシンポジウム発表論文集, pp. 13-18, (1986)
- 79) Nielsen, D. R., J. D. Biggar: Miscible displacement in soils: I. Experimental information, Soil Sci. Soc. Proc., pp. 1-5, (1961)
- 80) 日本機械学会編: 熱と流れのコンピュータアナリシス, コロナ社, (1986)
- 81) 大中逸雄: コンピュータ伝熱・凝固解析入門, 丸善, (1985)
- 82) 伊理正夫, 藤野和建: 数値計算の常識, 共立出版, (1985)
- 83) 齊藤武雄: 数値伝熱学, 養賢堂, (1986)
- 84) 内田秀雄: 湿り空気と冷却塔, 葦華房, (1977)

## 謝 辞

本論文は、東京大学大学院修士課程在学時代から現三重大学助手時代の8年間にわたる研究の集大成である。この間に実に数多くの方々からご指導、ご助言、激励を頂いた。

中野政詩先生（東京大学農業地水学講座教授）には、大学院修士課程以来、本研究の核心部分についてご指導を頂いた。何よりも先生のこうした適切なご指導があったからこそ本研究をまとめることができた。また、遅々として進まぬ筆者の研究・論文を暖かくそして忍耐強く見守って下さった。ここに満腔の謝意を表します。白井清恒先生（同講座前教授、現東京農業大学教授）には、修士課程時代から現三重大学に至るまでの期間、研究生生活のあり方などいろいろうご助言を頂いた。宮崎毅先生（同講座助教授）には、農業地水学講座の先輩として農業土木試験場時代から研究に対する厳しい取り組み姿勢を学ばせて頂いた。また、藤井克己先生（同講座前助手、現岩手大学助教授）には、学生時代から公私にわたる適切な助言と励ましの言葉を頂いた。雨宮悠先生（同講座前助手、現千葉大学）、塩沢昌先生（同講座助手）には、幾度となく土中水に関する貴重な討論の機会を頂いた。さらに井本博美技官（同講座）には、学生・大学院時代を通じて研究を遂行する上で多くの便宜を図って頂いた。ここに厚く感謝の意を表したい。

岩田進午先生（茨城大学教授）には、大学院入学以来から土壌水の熱力学に関する根本的な考え方と研究思想を教えて頂いた。三重大学着任以来、大学という“研究機関”に内存する数々の困難をなんとか克服できたのも、ひとえに先生の研究思想の影響によるものである。石田朋靖



先生（山形大学助手）には、学生時代から研究室の先輩として公私にわたり常に暖かい励ましを頂いた。ここに、心から感謝したい。

長田昇先生（三重大学教授）、桜井喜十郎先生（三重大学教授）、清沢秀樹先生（三重大学助教授）には、三重大学において研究を遂行する上であらゆる便宜を図って頂いた。このようなご配慮がなかったなら、本論文の完成はなかったものと思われる。ここに深くの謝意を表する次第である。また、大下誠一先生（三重大学助教授）、亀岡孝治先生（三重大学助教授）は、熱物性や研究生活に関してさまざまな討論の機会を与えて下さった。ここに、重ねて深謝する。

生頼孝博氏（関精研）、山本英夫氏（関精研）、伊豆田久雄氏（関精研）は、大学院入学以来、凍結工法の基礎研究から現場にわたる応用研究までの凍土に関する基本的な知識や情報、貴重な討論の機会を与えて下さった。比較的温暖な三重県という地において本研究を続行できたのも、土木技術として実際に凍土を応用する現場の方々の研究姿勢をこの目で見ることができたからである。木下誠一先生（元北海道大学低温科学研究所教授）、福田正己先生（同教授）、堀口薫先生（同助教授）、石崎武志先生（同助手）、沢田正剛先生（北見工大教授）には、学会活動を通して凍土に関する貴重なご意見や情報を頂いた。前田隆先生（北海道大学教授）、相馬剋之先生（同助教授）、土谷富士夫先生（帯広畜産大助教授）には、筆者が初めて凍土を実際にみた凍土調査の際に大変お世話になった。また、了戎公利氏（関清水建設）、伊藤諒氏（日本道路公団）には大型の不飽和凍上実験を見学させて頂いた。武田一夫氏（関鴻池組）には、不飽和凍上に関する貴重な討論の機会を頂いた。ここに、これらの方々に記して感謝する。

農業土木学会の研究助成金で開催した「ゼミ」では、中石克也氏（茨

城大学助手)、足立泰久氏(茨城大学助手)、取出伸夫氏(東京大学大学院生)の同世代の仲間と土粒子周りのイオンと水の吸着に関する有益な議論ができた。こうした議論は不凍水の熱力学を考察する一助となった。また、現三重大学で継続している「ファインマンゼミ」では、加治佐隆光氏、松本伸介氏、大野研氏、清水浩氏、大井淳史氏、石井敦氏らと一般物理学を学びあうことによって物理現象に対する見方が訓練された。ここに改めて謝意を表したい。

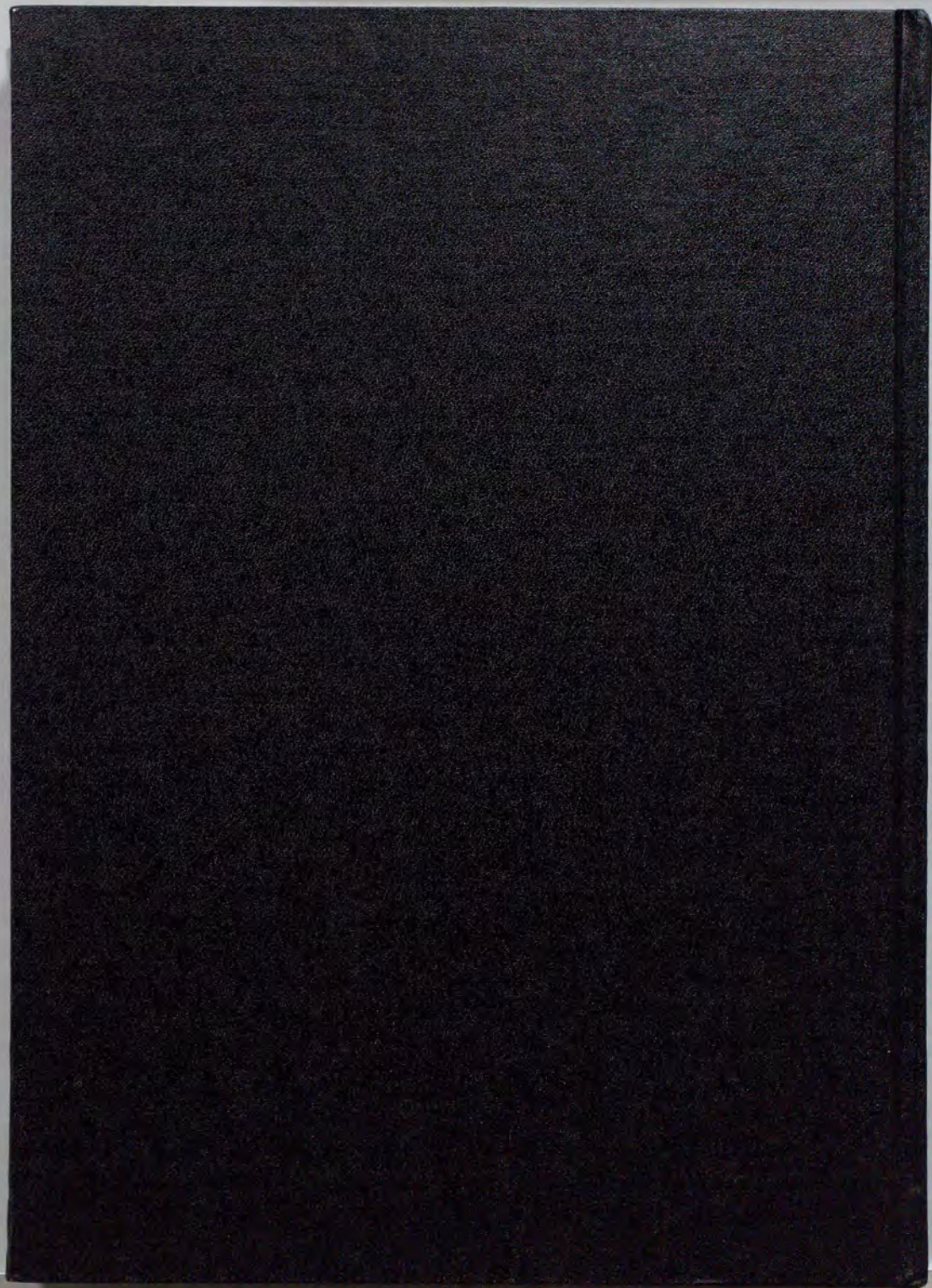
本研究のひとつひとつの貴重なデータは、筆者と共に実験を楽しんでくれた三重大学農業物理学研究室の専攻生諸氏(上原弘明、村上達也、小椋浩、西口勳、北村幸三、吉田泰正、渡辺栄治、増田順、服部由直、大原誠哉、深川慶一郎、吉田忠教)の協力によって得られた。また、三重大学農業土木学講座の北垣戸昌子さん、竹内一恵さん、学生の奥俊彦君には本論文を仕上げる際に多くの協力を頂いた。これらの方々 に記して謝意を表する。

最後に、本研究をこうした形でまとめ上げることができたのは、筆者が研究活動に専心できるように配慮してくれた妻恵美子やその家族のおかげである。また、論文執筆中に生まれた長女翔子は筆者になによりにも優る活力を与えてくれた。ここに感謝したい。そして、筆者がこうして学問的に土を見ることができたのも、農民として、生きた土に対する接し方を身をもって示してくれた両親のおかげである。ここに心から感謝の意を表して本論文を閉じたい。

## あ と が き

土は生命の母胎であり、人類の貴重な財産である。人類の歴史はこうした土に正しい働きかけをすることで発展してきた。しかし、最近では経済至上主義の中で土を単なる”もの”として見る風潮がある。土自身も我々人間と同じようにこの地球上で生きているのである。人間生活だけの手段や材料として人間本位に土を見るのではなく、人間は土と共に生きていることを認識することこそ重要である。

本研究ではこうした生きた土が寒冷という刺激に対する反応の一側面について物理学的な手法に基づいて追求してきた。そこでは、実験室レベルの理想に近い系で、均一な土壌コラムを凍結させてその中で生じる移動現象を解明した。実際の大地が広大で不均一であることを考えると解決しなければならない問題はまだまだ残されている。しかし、本研究によって土の凍結に伴う移動現象に関する本質的な点はほぼ整理できたものと思う。そして土壌物理学的には、土中の物質とエネルギーの移動論の確立に貢献できたと考える。こうした成果を今後、現場のデータに適用し発展させていくことによって、寒冷地不飽和土壌圏の水分・化学物質の移動の把握、凍上予測などが可能になるであろう。そして、地球環境保全の立場からは寒冷地全体を対象とした地圏の物質とエネルギーの循環の解明に寄与できるものと信じる。



Kodak  
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9

# Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak



Blue Cyan Green Yellow Red Magenta White 3/Color Black

# Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

