土の凍結に伴う 水分・熱・溶質の移動現象 に関する研究

Victoria

THE AREA

Water, Heat and Salt Transport

in Freezing Soils

# 1990年11月

三重大学生物資源学部

溝口 勝

# まえがき

土の凍結の問題は現象そのものが非常に興味深いものであるため、や やもすると理論だけが先走りする傾向が指摘されている。これは、一部 の研究者の間ではトウニョウ病に引っかけて「凍上病」と言われている。 この病気に感染すると、とりつかれたように自己の理論を展開したくな る。逆にいうと、それだけ土の凍結現象には研究者を魅了するさまざま なテーマが隠されているといえる。実のところ、筆者も随分この病に悩 まされてきた。ことあるごとに、中野政詩先生をはじめ多くの方々に注 射はされたにも拘らず、なかなか治癒せず、この研究テーマに取り掛か ってから8年の歳月が過ぎ去った。まだまだ問題点はある。いや、今に なってようやく問題点が見えてきたような気もする。しかし、ここら辺 で、これまでに明らかにできた事柄を取りまとめ、世に問うことも自分 に課せられた責務ではないかと思い、この小論をしたためた。

平成2年11月

溝口 勝

# 目次

第	1章		序	論		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	1
	1.	1		研	究	Ø	意	義		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••		•••	•••	••••	•••	•••	•••	•••	•••	1
	1.	2		£	Ø	凍	結	と	移	動	現	象	に	関	す	る	研	究			•••	•••	•••		•••	•••	•••	2
	1.	3		本	研	究	Ø	目	的	と	構	成		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	8
第	2 章		凍	結	ፑ	Ø	±	壤	水	Ø	性	質						•••	•••	•••	•••		•••		•••	•••		12
	2.	1		は	じ	め	に		•••	•••	•••	•••			•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••		12
	2.	2		土	中	水	Ø	ポ	テ	v	シ	ヤ	ル					•••	•••	•••	•••		•••		•••	•••	•••	12
	2.	3		土	中	水	Ø	圧	力		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	15
	2.	4		土	中	に	お	け	る	不	凍	水	ર	氷	Ø	平	衡			•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	17
	2.	5		土	中	水	Ø	マ	٢	IJ	ッ	1	ポ	テ	ン	シ	4	ル			•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	18
	2.	6		土	Ø	凍	結	と	土	中	水	Ø	移	動	方	向			•••	•••		•••	•••	•••			•••	20
	2.	7		ま	と	め		•••	•••							•••		•••		•••				•••		•••	•••	21

弟	3	草		±.	Ø	保	秸	E	伴	う	移	虭	垷	聚	Ø	観	祭		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	22
	3	•	1		飽	和	混	合	物	Ø	凍	結	現	象		•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	23
		3	•	1	•	1		は	じ	め	に		•••	•••	•••	•••	•••	•••	••••	•••	•••	•••	••••		•••			•••	23
		3	•	1	•	2		実	験	方	法		•••	•••	•••	••••	•••	•••	••••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	23
		3	•	1	•	3		実	験	結	果	と	考	察		•••	•••	•••	•••	•••	••••	•••	•••	••••	••••	•••	•••	•••	25
		3		1	•	4		ま	と	め		•••	•••	•••	•••	•••		•••	••••	•••	•••	•••						•••	33

. ..

	3	•	2		上	面	空	冷	に	よ	る	凍	結	過	程	Ø	移	動	現	象		•••	•••	•••	•••	•••	•••		34	
		3	•	2	•	1		は	じ	め	に		•••	•••	•••	•••	•••			•••	•••	•••	•••			•••	••••		34	
		3	•	2		2		実	験	方	法		•••				•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	34	
		3	•	2		3		実	験	結	果	と	考	察		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		39	
		3		2		4		ま	と	め		•••	•••	•••	•••	•••		•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		49	
	3	•	3		F	面	直	冷	に	よ	る	凍	結	過	程	Ø	移	動	現	象		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	51	
		3	•	3	•	1		は	じ	め	に		•••		•••	•••	•••		•••	•••	•••			•••	•••		•••	•••	51	
		3	•	3	•	2		実	験	方	法		•••	•••	•••	•••	•••			•••			•••					•••	51	
		3		3	•	3		実	験	結	果	と	考	察		•••			•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	57	
		3	•	3	•	4		ま	と	୬		•••	•••	•••	•••	•••	•••	<i></i>		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	64	
	3	•	4		土	Ø	凍	結	に	お	け	る	塩	分	Ø	影	響		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	65	
		3	•	4	•	1		は	じ	め	に		•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	65	
		3	•	4	•	2		実	験	方	法		•••		•••	•••			•••	•••		••••	•••		•••	•••	•••	•••	65	
		3	•	4	•	3		実	験	結	果	と	考	察		•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	66	
		3	•	4	•	4		ŧ	と	め			•••	•••	•••		•••	•••	•••		•••	•••		•••	•••		•••	•••	79	
	3		5		土	Ø	凍	結	に	お	け	る	水	蒸	気	移	動	Ø	効	果		•••	•••	•••	••••	•••	••••	•••	80	
		3	•	5	•	1		は	じ	め	に		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	8 0	
		3	•	5	•	2		実	験	方	法		•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	••••		•••	•••	•••	8 0	
		3	•	5	•	3		実	験	結	果	と	考	察		•••	•••	•••		•••	•••	•••		•••	••••		••••	•••	82	
		3	•	5	•	4		ま	と	め		•••	•••		•••		•••	•••	•••	•••			•••	•••	•••	•••	•••	•••	85	
第	4	窧		土	Ø	凍	耛	に	伴	う	水	分	•	熱	•	溶	質	Ø	移	動	方	程	式		•••	•••	•••		86	
	4	•	1		は	じ	め	に		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	86	
	4	•	2		水	分	Ø	移	動	方	程	式			•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		86	
	4		3		熱	Ø	移	動	方	程	式		•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	••••	••••	•••	•••	•••	•••	•••	89	

4.	4	溶質の移動方程式	1
4.	5	土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関連 9	13
4.	6	まとめ	6

第5章	土の凍結	に伴う移	多動現象	に関わる物	<b>防性</b> … ·	
5.1	土の基	本物性				
5.2	水分移	動物性				
5.	2.1	未凍土の	水分特	性と不飽利	和透水係	数 99
5.	2.2	凍土の水	、分特性			
5.	2.3	凍土のイ	、飽 和 透	水係数 •		
5.3	熱移動	物性 …		••• ••• ••• ••• •		
5.	3. 1	凍土の体	は積 熱 容	量		
5.	3.2	凍土の濫	建度伝導	率		
5.	3.3	凍土の素	、伝 導 率			
5.4	溶質移	動物性				

1	第	6	章		±	Ø	凍	結	に	伴	う	移	動	現	象	Ø	数	值	解	析		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	12	9
		6	•	1		数	値	解	析	Ø	方	法		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	12	9
			6	•	1		1		差	分	方	程	式		•••			•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••		•••	•••		12	9
			6		1		2	,	凍	結	量	Φ	推	定		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		13	2
			6		1	•	3		数	値	解	析	Ø	手	順		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	13	3
			6	•	1		4		数	値	解	析	Ø	適	合	性		•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••		13	8
		6	•	2		各	種	パ	ラ	×		9	Ø	推	定		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••••	•••	•••		•••		14	2

		6.		2		3		物	質	伝	達	率		•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	14'	7
		6	•	2	•	4		分	散	係	数	Ø	実	験	定	数		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••••	148	3
	6		3		上	面	直	冷	Ø	凍	結	に	伴	う	移	動	現	象	Ø	解	析		•••	•••	•••	•••	•••	•••	14	9
		6	•	3	•	1		計	算	条	件		•••		••••	•••	••••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••		•••	•••	14	9
		6	•.	3		2		温	度	分	布		•••	•••	•••		•••	••••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	15	1
		6	•	3	•	3		水	分	分	布		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	15	1
		6	•	3	•	4		塩	分	分	布		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	15	4
	6	•	4		上	面	空	冷	Ø	凍	結	に	伴	う	移	動	現	象	Ø	解	析		•••	••••	•.••	•••	•••	•••	15	6
		6	•	4	•	1		計	算	条	件		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	15	6
		6	•	4	•	2		温	度	変	化		•••	•••			•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	15	6
		6	•	4	•	3		水	分	分	布		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	16	3
		6	•	4	•	4		塩	分	分	布		•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	16	6
	6	•	5		凍	結	条	件	が	水	分	•	熱	•	溶	質	移	動	に	与	え	る	影	響	予	測		•••	16	7
		6	•	5	•	1		初	期	水	分	量	Ø	影	響		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	16	7
		6	•	5	•	2		表	面	境	界	温	度	Ø	影	響		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	17	1
		6	•	5	•	3		初	期	塩	分	量	Ø	影	響		•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	17	1
	6	•	6		ま	と	め		••••	•••	•••	•••	••••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	••••	•••	•••	17	8
第	7	章		結	論		•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	17	9
																											1			
SU	MM	AR	Y	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	18	4
記	号		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	18	8
プ	D	グ	ラ	4		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	19	1
文	献		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	20	3
謝	辞		•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	203	8

•

1

#### 第1章 序論

# 1.1 研究の意義

土は生きている。土は降雨や日射、荷重など様々な環境の変化という 刺激を受けると、それに反応して平衡状態へ向かおうとする。降雨によ り土壌水分の平衡が崩れるとそこに水分の移動が発生し、日射により地 表面の温度が変化すればそこに熱の移動が生じ、そして化学肥料の投入 などにより土壌中の化学物質の濃度差が生じればそこに化学物質の移動 が起こる。そして、水分・温度・化学物質濃度が同時に変化を受けるよ うな場合には、最も効率よくエントロピーを増大させるように水分・熱 ・化学物質が相互に関係しながら移動する<sup>1)</sup>。

これまで、土壌中の水分移動論は Darcyの飽和水分移動論に始まり、 Richards型の不飽和水分移動論へと発展してきた<sup>2)</sup>。 これらの水分移動 論は等温・均一系を対象とし、水分・熱・溶質の相互に関係した移動の うち水分移動だけに着目したものである。しかし最近、こうした単一の 水分移動論では説明しきれない現象がいくつか報告されている<sup>3)</sup>。それ は、水分と熱、水分と化学物質、あるいは水分・熱・化学物質といった 複合的な移動現象である。土の凍結はその典型的な例の一つである。す なわち、土壌表面が寒冷という刺激を受けると、土壌は水分・熱・溶質 の移動、さらには土壌水の凍結という形でその刺激に対抗しようとする。

土の凍結は土壌水の移動を誘起し、凍上と呼ばれる土の体積膨張を引き起こす<sup>4)</sup>。このため土の凍結に関する研究は、従来より寒冷地における道路の舗装面の破壊、建物の倒壊、線路の浮き上がり、植物根の切断

-1-

などといった凍上被害の克服を目的とし、凍上過程の水分移動と熱移動 について展開されてきた<sup>5</sup>,。しかし最近では、こうした凍上被害に加え て、凍土の融解時期の融解水によってもたらされる表土からの養分流失 とそれに伴う河川や淡水湖の富栄養化などの環境問題<sup>6</sup>,、融雪剤として 使用される化学物質と道路の凍上の関連性<sup>7</sup>,、凍結工法の塩分含有地盤 への応用<sup>8,9</sup>,など、土の凍結と溶質に関する新たな問題が生まれてきた。 こうした土の凍結と溶質に関する課題に応えるためには、土の凍結に伴 う水分と熱の移動に加えて溶質の移動も予測することが望まれる。

土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動は、土壌という生きものにして みれば寒冷という刺激に対する単純な反応であるに過ぎない。しかし、 我々人間から見ると、水分・熱・溶質それぞれの移動と土壌水の相変化 が連結された極めて複雑な現象であり、そのメカニズムを未だ理解でき ずにいる。そこで本研究では、こうした土の一つの挙動を理解するため に土の凍結を水分・熱・溶質の同時移動現象として捉え、室内実験によ り不飽和土壌中におけるこれらの移動現象を観察した。そして、これら の移動に関連する土の物性と凍土中の不凍水の性質に着目することで土 の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動機構の解明を試みた。

1.2 土の凍結と移動現象に関する研究

(1) 土の凍結に関する実験的研究

土の凍結において未凍土側の水分は凍土側へ移動する。 この水分移動 現象が研究されるようになったのは、Taber<sup>10</sup>(1930)が水の代わりにベ ンゼンなどの収縮性の液体を使っても凍上が起こることを実験的に示し

-2-

たことに端を発する。それ以来、土の凍結に伴う土壌水の移動は凍上機構の解明の本質的な課題として注目されるようになった。しかし、この時期の研究は主に道路の凍上対策を目的として行われ、土質との関連で 定性的に凍上性の判定基準が示されただけで、水分移動のメカニズムまでは立ち入っていなかった<sup>4)</sup>。

こうした土の凍結に伴う水分移動に対して、 Everret<sup>11)</sup>(1961) は熱 力学の理論に立脚し、初めて機構論的な説明を与えた。この理論は水分 移動の駆動力を土の間隙径と氷 - 水の界面エネルギによって表現してい るために、毛管力理論と呼ばれる。その後、この理論を検証するために 数々の実験的研究が精力的に行われ、 この理論の適用限界が示されたが、 その反面、土の凍結に関して画期的な事実が判明してきた。凍土中の不 凍水の存在とその移動に関する現象である。

Dirksen and Miller<sup>12</sup> (1966) は破壊法を用いて、両端面一定の温度 条件下で土の凍結過程の水分変化を測定し、含水比が凍土中で増加し、 未凍土中で減少することを明らかにした。また、Hoekstra<sup>13</sup> (1967) も ガンマー線水分計を用いて凍土中の水分移動を連続的に測定し、不凍水 移動の事実を証明した。これらの実験結果は、氷が凍結前線でのみ成長 するとしていた毛管力理論では説明できない新しい知見であった。Hoek straは凍土中におけるこの不凍水移動の駆動力を水の化学ポテンシャル 勾配によるものと考えた<sup>14</sup>。この考え方は、現在でも凍土中の水分移動 に関する研究の底流をなすものである。

凍土中の不凍水の存在は、早くから Beskow<sup>15)</sup>(1932)が指摘していた。
 また、 Schofield<sup>16)</sup>(1935)や Edlefsen and Anderson<sup>17)</sup>(1943)は
 土壌水を熱力学的に考察し、不凍水に関する基礎的な知見を与えていた。
 こうした理論的な背景の基に、Williams<sup>18)</sup>(1964)は熱量計により土の

-3-

不凍水分量を直接測定し、その温度依存性を明らかにした。また、 Low ら<sup>19)</sup>(1968) や Anderson ら<sup>20)</sup>(1973) は、不凍水が温度の低下と共に減少することを理論的に求め、それが実測値と一致することを示した。 こうした不凍水量の温度依存性は、その後、 N M R<sup>21)</sup>, T D R 法<sup>22)</sup>な どの新しい測定法によって詳細に検討された。 このような不凍水の性質 は熱の移動が土の凍結に伴う水分移動に深く関係していることを意味し、 その後の土中の水分移動現象の解明に重要な役割を果した。

不凍水の性質は溶質の存在によっても変化する。すなわち、不凍水中 の溶質は凝固点降下をもたらし、不凍水量と温度の関係に大きな影響を 与える。 Caryら<sup>23)</sup>(1979) は冬期間の野外の土壌で、土の凍結によって 溶質も移動することを観測した。また、彼らは室内実験で凍土中での各 種イオンの移動を測定し、溶質の存在は凍上を抑制すると同時に、水の 浸透を増加させる効果があることを示唆した<sup>24)</sup>。これらの事実は、土の 凍結に伴う溶質の移動が水分の移動に重大な影響を及ぼすことを意味す るものであった。

ところで凍上の現象に関して、荷重がある場合には凍上量は抑制され ることが知られていた。すなわち、土の凍結過程では荷重によって水分 の移動が抑えられる。こうした荷重下における土の凍結過程の水分移動 に関して、高志ら<sup>4)25)</sup>(1971)は、飽和土中の水分移動速度が凍上圧と 温度勾配によって変化することを実験的に示した。この実験は飽和条件 に限られているものの、土の凍結に伴う水分移動が荷重圧の影響を受け ることを裏付けるものであり、凍土中に存在する不凍水の性質を力学的 な側面から考察する上で重要である。

以上のようにこれまでの実験的研究により、土の凍結に伴う水分移動における不凍水の重要性が認識され、その温度依存性について明らかに

-4-

された。しかし溶質や圧力の影響に対する不凍水の性質については未だ 十分に検討されていない。土の凍結に伴う水分移動のメカニズムを解明 するためには、こうした不凍水の性質に着目しつつ、水分の移動と同時 に熱の移動と溶質の移動の実態を実験的に把握し、それぞれの移動の相 互関係を明らかにすることが必要であると考えられる。

#### (2) 土の凍結に関する理論的研究

土の凍結に伴う水分移動は凍上機構解明の最重要課題として研究され、 その移動に関する様々な理論が提案されてきた。しかし、この水分移動 には相変化、熱移動、溶質移動そして飽和状態では土の体積変化といっ た個々の問題が極めて複雑に絡み合っているために、その機構を十分に 説明しうる理論は現在でも確立されていない。以下では、実験的研究を 背景として生まれた土の凍結に伴う水分移動に関する代表的な理論を整 理しておく。

# ①熱と水の結合流れモデル

(coupled heat and moisture transfer model)

Harlan<sup>26)</sup>(1973)は、凍土中に存在する氷を土粒子と同じ幾何形状を とると仮定し、凍土中の不凍水移動を未凍土中の不飽和水分移動と同じ ものと見なすことで、凍土・未凍土の連続系に Darcy則を適用するモデ ルを提案した。このモデルでは、凍土中の不凍水分量を温度の一価関数 として与えることで水分移動と熱移動の2つの方程式を連立させた。こ のモデルは、ガンマー線水分計を用いた実験結果<sup>27)</sup>とコンピュータ・シ ミュレーションの比較により、凍上が生じるまでの水分移動に対しては その妥当性が検証された<sup>27)28)29)30</sup>。しかし、これらのシミュレーシ ョンでは、モデル中の移動係数(凍土の透水係数、熱伝導率、水分特性

-5-

など)の十分な検討が要求され、その決定方法に問題点を残している。 また、このモデルは熱と水分の移動を扱ったものであり、溶質の移動を 予測することはできない。

② 復 氷 理 論 (Secondary frost heaving theory)

Miller<sup>31)</sup>(1980) は凍上現象の発生機構を説明するために、凍土中の 温度勾配と土粒子間の有効応力に着目し、復氷現象による水分移動理論 を提唱した。この理論は、土中水の凍結と融解の繰り返しによって、ア イスレンズの生成とその過程の水分移動を予測するものである。ただし、 この理論では凍上に寄与する有効応力の決定方法が明確にされていない。 また、この理論は飽和土を対象とした凍上の現象を説明するものではあ るが、凍結に伴う不飽和土中の水分移動については言及されていない。 さらには、溶質の移動を無視しているために溶質を含む土の凍上現象を 説明することはできない。

③吸着力理論 (Adsorption force theory)

Takagi<sup>32)</sup>(1980) は土中水の凍結過程を、不凍水が凍結する析出氷結 と間隙水が凍結する単純氷結に分類し、凍上過程の水分移動は析出氷結 による不凍水の減少を間隙水が補う形で起こるとした。すなわち、土の 凍結に伴う水分移動はもともと平衡状態にあった不凍水が氷の析出によ る外乱を受け、その変化を阻止する方向に生じるという説明をした。そ のための前提として、不凍水は液状でありながら荷重を支えることので きる固体的応力を持つことを仮定した。この理論は定性的にはル・シャ トリエの法則に基づくものであり<sup>4)</sup>、飽和・不飽和に関わりなく凍結過 程の水分移動を扱うことができる。しかし、不凍水がなぜ固体的応力を 持ちながら水を引き寄せるのか、不凍水の性質に関する理論的な根拠に ついては明確な説明がされていない。

-6-

こうした不凍水の性質に関連して、 I wata<sup>33</sup> (1980)は土の凍結過程の 水分移動において、不凍水の化学ポテンシャルを規定する各状態量の重 要度を評価した。その結果、土の凍結過程の水分移動では土中の温度勾 配が重要な役割を果たしていることを示唆した。

④ 非 平 衡 熱 力 学 理 論 (Irreversible thermodynamics theory)

一般に、土壌中の水分と熱の同時移動を扱う場合には Darcyの法則と Fourierの法則を連立させるという方法がとられることが多い。 たとえ ば、不飽和未凍土中の移動を扱った Philip and de Vries<sup>34)</sup>(1958)の 理論、また前述した Harlanのモデル<sup>26)</sup>はこのアプローチである。これ に対して、土壌中の移動現象ではもともと各種の移動が相互に関連しな がら複合的に起きるものとして、それぞれの移動式を各種の駆動力の線 形和で表現するアプローチがある。これは、エントロピーの法則を出発 点とした非平衡熱力学の理論<sup>35)36)</sup>に立脚している。 Cary and Taylor<sup>3</sup> <sup>7)</sup>(1962) は不飽和未凍土に対してこれを適用し、Kay and Groenevelt <sup>38)</sup>(1974) は不飽和凍土中の水分と熱の移動にこの方法の適用を試みた。

非平衡熱力学の土壌物理への適用は土壌中の移動現象を統一的に表現 できるという点で美しく、魅力的ではある。しかし、具体的に現象係数 を決定するためには、結局は個々の移動機構の物理的な解明が必須条件 となる<sup>39</sup>。 Forland<sup>4 8</sup> (1989)は凍上過程の凍上圧と温度の関係に着目 して、非平衡熱力学を用いて凍土中のアイスレンズの生長を説明した。 しかし、現在のところ、土の凍結の移動現象に関する力学的なアプロー チと熱力学的なアプローチとの相互の関係が十分に整理されていないた めに、こうした非平衡熱力学理論に基づく水分移動論はまだ一般的には 受け入られていない状況にある。

以上、これまでの理論的な研究では、土の凍結に伴う水分と熱の移動

-7-

を扱った理論はあるものの、溶質の移動も説明できる理論は現在のところほとんどないことがわかる。現状で望まれる理論は土の凍結に伴う水分と熱の移動に加えて溶質の移動も同時に予測できるものであると考えられる。

1.3 本研究の目的と構成

これまでの研究を実験と理論の両面から検討すると、土の凍結に伴う 移動現象を解明するために重要な着目点は、現在のところ次の2点であ ると考えられる。

凍土中の水分移動を支配する不凍水の性質の検討

②土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の実測とその相互関係の把握

すなわち、不凍水の温度・濃度・圧力依存性に関する理論的な検討、 および土の凍結において熱・溶質移動が水分移動に与える影響などの実 験的な検討が十分でないために、飽和・不飽和に関わりなく、土の凍結 に伴う移動現象を物理的に説明できる理論が確立されていないものと思 われる。このような現状を打破するためには、凍土中の水分移動に関わ る不凍水の性質を明確にすると同時に、適正な実験条件下で土の凍結に 伴う水分・熱・溶質の移動を丹念に実測し、それらの相互関係を明らか にすることが必要である。

そこで本研究では、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現象を明らかにすることを目的とする。

そのために、本研究では、理論、実験、物性、解析の4つの事項について検討してゆく。それらの具体的な目標は以下の通りである。

① 理論: 土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を理論的に明らかにする。その中で、凍土中の不凍水の性質を熱力学的に考察し、水分移動の駆動力成分を明らかにする。そして、土の凍結に伴う凍土中と未凍土中における水分・熱・溶質の移動を定式化する。

②実験: 不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を実験的に把握し、その特徴を整理する。特に、熱や溶質が水分移動に与える影響、水蒸気移動の影響などの各々の移動の相互関係について調べる。

③物性: 土の凍結に伴う移動現象に関わる移動物性値を把握する。すなわち凍土、未凍土の水分特性・不飽和透水係数、熱伝導率、分散係数について検討する。

④解析: 物理的な移動モデルにより実験結果を再現し、凍結に伴う移動現象の特徴について考察する。

本論文は7章より構成される。以下に本論文の内容を略述する。

第1章では、研究の意義を述べると共に、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に分けて総括し、不凍水の性質に関する研究の必要性と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述べた。そして、本研究の目的を設定した。

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する。すなわち、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する。その中で、凍結過程の凍土中の水分移動の駆動力が温度勾配、氷圧勾配、浸透圧勾配の線形和で近似的に表され、溶質を含まず、凍上のない不飽和土の場合には、その駆動力が温度勾配に比例すること

-9-

を理論的に示す。

第3章では、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を実験的に明らか にし、その特徴を整理する。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、ベントナイト、 砂の飽和混合物を一次元的に凍結させ、凍結様式の観察と温度分布の測 定を行い、凍結に伴う溶質の排除と熱移動について考察する。3.2で は、不飽和砂壌土の上面を空冷で凍結させ、その過程の水分・熱・溶質 の移動を測定し、これらの移動に及ぼす初期水分量、凍結温度の影響を 観察する。次に3.3では、上部境界条件の扱いを容易にするために、 試料上面を直接冷却で凍結させ、その過程の水分・熱・溶質の移動の特 徴を整理する。さらに、3.4では濃度の異なる塩分混入土の凍結過程 の水分移動を調べ、塩分が水分移動に及ぼす影響を実験的に示す。そし て、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、その水 分移動特性を調べることにより土の凍結における水蒸気移動の効果を評 価する。

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する。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)を用いて定式化される。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。

第5章では、移動現象に関与する移動物性値について述べる。まず、 5.1では本実験で用いた試料の基本物性を示す。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する。

-10-

5.3では凍土の熱物性値について述べる。ここでは凍土の温度伝導率 を測定し、凍土の熱伝導率の推定モデルを提案する。さらに、5・4で は溶質移動の物性値として分散係数について触れる。

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う。ここでは第3章の実験結果を 再現し、初期水分量・凍結温度・初期塩分量などの凍結条件が土の凍結 に伴う水分・熱・溶質の移動に及ぼす影響について検討する。

第7章では、本研究の成果を述べる。すなわち、不凍水に関する熱力 学的な考察によって凍土中の水分移動の駆動力成分を明らかにできたこ と、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象の実態を実験的に解明で きたこと、さらには、実測あるいは推定した土の諸物性を用いると物理 的な移動モデルによって土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象がほ ぼ予測できることを述べる。

## 第2章 凍結下の土壌水の性質

#### 2.1 はじめに

凍土中には不凍水が存在し、その量は温度の低下と共に減少するとい われる<sup>19)28)</sup>。この不凍水の存在は、土粒子表面の吸着力により土中水 の化学ポテンシャルが低下するため<sup>41)</sup>とされ、溶質や圧力が存在する場 合にはその量が変化することが知られている。凍土中における不凍水の 存在形態の概念図をFig.2-1 に示す。この不凍水は土の凍結過程で、凍 土中を移動し、凍結に伴う土中全体の水分の移動に加えて熱や溶質の移 動においてもきわめて重要な働きをする。しかし、不凍水移動の駆動力 は化学ポテンシャル勾配あるいは圧力勾配であるとされているものの、 そのポテンシャルの性質については明確な理論づけがされていない。そ こで、本章では、凍土中に共存する不凍水と氷の平衡を考え、溶質と圧 力(凍上圧)の存在する一般的な条件下での不凍水のポテンシャルを誘 導し、凍土中の水分移動の駆動力となる不凍水のマトリックポテンシャ ルの性質について論じる。

2.2 土中水のポテンシャル

土中水の全ポテンシャルは、「基準高さの大気圧と平衡している純水の貯留槽から無限小の水量を取り出し、対象とする土中水へ等温可逆的に移動させるのに必要な、純水単位量当りの仕事量」と定義され42,次式で表される。

-12-



Fig.2-1 不凍水と氷の平衡(概念図)



Fig.2-2 土中水と純水の平衡



Fig. 2-3 水の化学ポテンシャルの温度依存性

0:自由水と氷の平衡点(標準状態)F:土中水と氷の平衡点

-14-

$$\phi = \phi_{\mathbf{q}} + (\Delta \mu)_{\mathsf{T}} \tag{2.1}$$

φ, φ a はそれぞれ全ポテンシャル, 重力ポテンシャル、(Δμ) τ は
 土中水と温度が等しい純水を基準とした土中水の化学ポテンシャル(土
 中水の化学ポテンシャル-純水の化学ポテンシャル)である。土中水の
 化学ポテンシャルは、マトリックポテンシャル(φ m), 浸透ポテンシャル
 ル (φ o) を用いると次式で表わせる。

$$\Delta \mu = \phi_{\rm m} + \phi_{\rm o} \qquad (2.2)$$

通常、化学ポテンシャルの単位はモル当りのエネルギーとして定義されるが、ここでは単位質量当りのエネルギーとする。このとき土中水の化学ポテンシャルは、吸引法、圧板・圧膜法、サイクロメータ法、蒸気圧法などを用いて、等温状態で土中水と平衡する純水の化学ポテンシャルから求められる。たとえば蒸気圧法では、ある温度の不飽和水蒸気と不飽和土中水の平衡状態において、理想気体と見なした水蒸気の化学ポテンシャルを示標にして土中水の化学ポテンシャルが決定される。同様に凍土の場合には水蒸気の代わりに氷に着目し、ある温度と圧力下の氷を示標にして不凍水の化学ポテンシャルを知ることができる。

2.3 土中水の圧力

ここで、土中水の圧力について述べておく。一般的に、圧力は単位面 積あたりの力と定義される。しかし、等温条件で不飽和の土中水や溶液 中の水を対象にするときには、水の圧力を単位体積あたりのポテンシャ ルエネルギーと解釈した方がわかり易い。たとえば、半透膜で仕切られ た溶液-純水系では、浸透圧 II のために純水側を圧力 II で吸引したとき に力学的な平衡が保たれるが、これはミクロにみれば溶液中の水の配向 構造が溶質の存在によって変化し、溶液中の水1分子あたりのポテンシャルエネルギーと吸引された純水のポテンシャルエネルギーが等しいことを意味する。

同様に、溶液-純水系を土壌-純水系に置き換えれば、半透膜を介した土中水はるPで吸引された純水と力学的に平衡する。(Fig. 2-2 (A))

この平衡状態は微視的には Fig. 2-2(B)のような水分子の綱引き状態 と考えることができよう。これは、土粒子表面の影響によりポテンシャ ルエネルギーが低下している土中の水分子と、ピストンで吸引された純 水中の水分子が力学的に釣り合うことを示している。このように土中水 の圧力を単位体積あたりのポテンシャルエネルギーとして定義しておく と、一般的な土中水の化学ポテンシャルは温度と圧力だけの関数として 表現され、しかも等温条件では化学ポテンシャルと圧力を1:1 に対応 させることができる。すなわち、大気圧下の純水を基準とした一般的な 土中水の化学ポテンシャルは次式で表される。

 $\Delta \mu = -s_{\perp}\Delta T + v_{\perp}\Delta P_{\perp}$  (2.3) ここで、 s\_および v\_はそれぞれ水の比エントロピーおよび比容積、  $\Delta P_{\perp}$  および  $\Delta T$  はそれぞれ大気圧を基準にした土中水の圧力および 0 ℃基準の温度(摂氏温度)である。等温条件では (2.3)式は次式となる。

 $\Delta \mu = v_{\perp} \Delta P_{\perp}$  (2.4) この関係を用いて、(2.2)式 を圧力の形式で表現すると次式となる。  $\Delta P_{\perp} = \Delta P_{m} - \Pi$  (2.5) ここで、 $\Delta P_{m}$ は圧力で表現したマトリックポテンシャル(マイナス), П は浸透圧(プラス)である。ただし、希薄溶液では浸透圧は溶質濃度 に比例し次式で表される<sup>43)</sup>。

$$\Pi = i C_M R T$$
(2.6)

-16-

ここで、 C m は溶液濃度 (mol m<sup>-3</sup>)、 R は気体定数 (J mol<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>)、 i は van't Hoff 係数である。

2.4 土中における不凍水と氷の平衡

一定圧力下で、純水の液相(液状水)と固相(氷)の化学ポテンシャ ルの温度依存性は Fig. 2-3 のように表される<sup>44)</sup>。この図は、通常、0 ℃以下では液状水よりも氷の化学ポテンシャルの方が低いため純水は氷 の状態で存在し、逆に0℃以上では液状水の方が氷よりも化学ポテンシ ャルが低いために液状水の状態で存在することを示す。標準状態では、 水と液状水の化学ポテンシャルは等しく液状水と氷とが共存し、次の平 衡条件を満たす。

 $\mu_{L}(T_{0}, P_{0}) = \mu_{i}(T_{0}, P_{0})$ (2.7)

ここで、µは水の化学ポテンシャル、添字 L, i はそれぞれ液状水, 氷を表す。また、 To, Po はそれぞれ標準状態(0℃、1気圧)の温度 と圧力である。

一方、凍土中において、温度 T<sub>f</sub>, 不凍水の圧力 P<sub>L</sub>, 氷の圧力 P<sub>i</sub>の 状態で不凍水と氷が平衡している場合、不凍水と氷の平衡条件は次式で 表される。

 $\mu_{\mathsf{L}}(\mathsf{T}_{\mathsf{f}},\mathsf{P}_{\mathsf{L}}) = \mu_{\mathsf{i}}(\mathsf{T}_{\mathsf{f}},\mathsf{P}_{\mathsf{i}}) \tag{2.8}$ 

ここで、標準状態の化学ポテンシャルを基準にとり、(2.3)式 を用いると、不凍水および氷の化学ポテンシャルはそれぞれ次式で近似できる。

 $\mu_{L}(T_{f}, P_{L}) = \mu_{L}(T_{g}, P_{g}) - s_{L}\Delta T_{f} + v_{L}\Delta P_{L}$ (2.9)

 $\mu_{i}(T_{f}, P_{i}) = \mu_{i}(T_{g}, P_{g}) - s_{i}\Delta T_{f} + v_{i}\Delta P_{i}$ (2.10)

ここで、 siおよび viはそれぞれ氷の比エントロピーおよび比容積で

ある。これらの式を平衡条件式(2.8)に代入し、純水の平衡条件式(2.7) を用いると、凍土中の氷と水に関する次の Clausius-Clapeyron 式 が得 られる。

v<sub>L</sub>ΔP<sub>L</sub> = (s<sub>L</sub>-s<sub>i</sub>) ΔT<sub>f</sub> + v<sub>i</sub>ΔP<sub>i</sub> (2.11)
 この式は凍土中の水の化学ポテンシャルが温度と氷圧によって決まる
 ことを示す。この式を圧力形式で表すと次式となる。

 $\Delta P_{L} = (\Delta + s / v_{L}) \Delta T_{f} + (v_{i} / v_{L}) \Delta P_{i}$  (2.12) ここで、 $\Delta + s$ は液状水と氷の比エントロピー差である。この式で、右辺 の $\Delta T_{f}$  と $\Delta P_{i}$ の係数も厳密には温度と圧力の関数となるが、近似的に これらを一定と仮定すると、さらに簡略化された式を得る。すなわち、

Δ ¦ s = Δ ¦ h / T<sub>0</sub>の関係を用い、Δ ¦ h =336\*10<sup>3</sup> Jkg<sup>-1</sup>, v L=10<sup>-3</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>, v i=1.1\*10<sup>-3</sup> m<sup>3</sup>kg<sup>-1</sup>, T<sub>0</sub>=273.15 K を代入すると、0℃付近では 次の近似式が成り立つ。

 $\Delta P_{L} = 12.3 * \Delta T_{f} + 1.1 * \Delta P_{i} \qquad [10^{5} Pa] \qquad (2.13)$ 

2.5 土中水のマトリックポテンシャル

(2.5)式よりマトリックポテンシャルは圧力形式で次式で定義される。

 $\Delta P_{\rm m} = \Delta P_{\rm L} + \Pi \tag{2.14}$ 

通常、未凍土におけるマトリックポテンシャルは水分特性として含水 量の一価関数で与えられる<sup>45)</sup>。それに対して凍土におけるマトリックポ テンシャルは、(2.13)式を(2.14)式に代入して次式で表される。

△ Pm = 12.3\*△ Tr + 1.1\*△ Pi + Π [10<sup>5</sup> Pa] (2.15) この式は、凍土のマトリックポテンシャルが温度、氷圧および浸透圧 によって決定されることを示し、凍結の状況に応じて次のように簡略化

-18-

される。

(1) Δ P<sub>i</sub>=0 の場合

凍上が起こらない不飽和土の凍結で、凍土間隙中の氷が大気圧に等しいと仮定できる場合には、ΔPi=0と考えられる。このとき、(2.15)式は次式のように書ける。

△ Pm = 12.3\*△ Tr + Π [10<sup>5</sup> Pa] (2.16) この式は、不凍水のマトリックポテンシャルが温度と浸透圧の成分の 和で表され、溶質を含まない場合には不凍水のマトリックポテンシャル が凝固点降下度に比例することを示す。この式によると、溶質を含まな いとき、-1℃の凍土中に存在する不凍水は 12.3x10<sup>5</sup> Pa (12.3 bar) の圧力で土粒子に吸引されていることになる。この状態のマトリックサ クションを水頭 (cmHd) で表示し、 p F に換算すると、次の関係が得ら れる。

 $p F = 4.1 + \log |\Delta T_f|$  (2.17)

これは、 Schofield の式<sup>16)</sup>と呼ばれ、 | Δ T<sub>f</sub> | が小さい範囲で成立する。この式に対して、 Low ら<sup>19)</sup> (1968) はエンタルピーの温度依存性を 考慮し、 | Δ T<sub>f</sub> | が大きい場合の修正式を誘導した。

(2.16)式を Δ T<sub>f</sub> について 解くと、土中水の 凝固点降下度の式が得られる。

Δ T<sub>f</sub> = 0.081x10<sup>-5</sup> \* Δ P<sub>m</sub> − 1.86\*i\*C<sub>m</sub> (2.18) ここで、右辺第1項はマトリックポテンシャルによる凝固点降下度、右 辺第2項は溶質による凝固点降下度を表す。ただし、C<sub>m</sub>は重量モル濃 度(mol kg<sup>-1</sup>)である。この式は、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動 の数値解析を行うときに、凍土中の不凍水分量、温度、溶質濃度の関係 を規定する状態方程式として重要である。

-19-

(2) Δ Pm=0 の場合

Δ Pm=0では凍結に伴う水分移動が停止し、(2.15)式は最大凍上圧と凍結温度の関係を与える。

 $\Delta P_i = -11.2*\Delta T_f - 0.9*\Pi [10<sup>5</sup> Pa]$  (2.19) この式は、溶質を含まないときには最大凍上圧が温度に比例し、溶質 を含むときには凍上圧が減少することを示す。 高志ら<sup>4)46)</sup>は、溶質を含 まない場合 ((2.19)式の右辺第2項がない場合)、この関係が0℃付近 で成立することを実験的に示した。

(3) Δ P<sub>i</sub> = Δ P<sub>m</sub>の場合

溶質を含まず、水と氷の圧力が等しい場合(ΔP<sub>i</sub>=ΔP<sub>L</sub>)には、(2.15) )式は次式で表される純水の融解曲線<sup>44)</sup>となる。

 $\Delta P_{m} = 123 * \Delta T_{f} [10^{5} Pa] \qquad (2.20)$ 

2.6 土の凍結と土中水の移動方向

土の凍結では、土中の液状水が相変化という形で局所的に減少し、そ の減少を補うように未凍土から凍結面に向かって水分が移動する。こう した水分移動が液状で生じる場合、この水分移動の駆動力は土中水のマ トリックポテンシャル勾配であると考えられる。したがって、全節で述 べた凍土中のマトリックポテンシャルの性質に着目して凍土・未凍土で 土中水のマトリックポテンシャルを連続的に考えると、土の凍結過程に おける水分移動は次の3つのパターンで生じることが予想される。 ① 不飽和土の凍結では凍土中の氷は大気圧下で単純に間隙を埋め、(2.1 6)式で決まるマトリックポテンシャル勾配に応じて不凍水が移動する。

-20-

凍結面の前後では凍土中の不凍水のマトリックポテンシャルが未凍土の 土中水のマトリックポテンシャルよりも小さければ水分が未凍土から凍 土へ移動する。

②不飽和土の凍結で間隙が氷で埋め尽くされた後、あるいは飽和土の凍結では、(2.15)式に従って不凍水のマトリックポテンシャルが氷の圧力分だけ増大する。凍結面の前後でこのポテンシャルが未凍土の土中水のポテンシャルよりも小さければ未凍土から凍土へ水分移動が継続する。
③凍土中の氷の圧力の増加によって、氷の圧力と温度の関係が(2.19)式の関係に達すると凍土中の不凍水の移動は停止する。また、凍結面の前後でマトリックポテンシャルが等しければ未凍土から凍土への水分移動は停止する。

以上のうち、本論文の以下の章で実際に対象とするのは①の場合に限られる。

2.7 まとめ

本章では、溶質と圧力が存在する一般的な条件下における凍土中の不 凍水の熱力学的性質を考察し、そのマトリックポテンシャルが温度、氷 圧および浸透圧の線形和で与えられることを明らかにした。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 12.3x10<sup>5</sup> (Pa/℃)になり、溶質を含む場合そのサクションが低下する ことを示した。また本章では、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 質の移動現象を解明する上で重要であることを示した。

-21-

## 第3章 土の凍結に伴う移動現象の観察

土の凍結に伴い水分と熱が移動することはこれまで数々の室内実験や 野外観測によって確認されている<sup>12)13)23)24)27)</sup>。しかし、これらのデ ータは、それぞれ異なる条件下で個々の移動の一局面を観察したものが 多く、水分・熱そして溶質の移動を同時に、系統的に追跡したデータは ほとんど見あたらない。

そこで、本章では不飽和土の凍結に伴う移動現象の実態を把握するために、適正な室内実験条件下で試料を凍結させ、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象の特徴を観察した。

本章では5つの実験を行った。まず、3.1では凍結の一般的な現象 を理解するために、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、ベント ナイト、砂の飽和混合物を一次元的に凍結させ、凍結様式の観察と温度 分布の測定を行い、凍結に伴う溶質の排除と熱移動について考察した。 3.2では、不飽和砂壌土の上面を空冷で凍結させ、その過程の水分・ 熱・溶質の移動を測定し、これらの移動に与える初期水分量、凍結温度 の影響を調べた。3.3では、境界条件の扱いを容易にするために試料 上面を直接冷却で凍結させ、その過程の水分と塩分の再分布の変化を測 定し、水分・熱・溶質の移動の特徴を整理した。さらに、3.4では濃 度の異なる塩分混入土の凍結過程の水分移動を調べ、塩分が水分移動に 及ぼす影響を検討した。そして、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、土の凍結における水蒸気移動の効果を評価した。

-22-

# 3.1 飽和混合物の凍結現象

1111

3.1.1 はじめに

凍結は温度の低下によって生じる液相から固相への相変化の現象であ る。この凍結によって溶液中では熱の移動と共に溶液中から溶質が排除 されることが知られている<sup>47)</sup>。このような凍結に伴う熱の移動と溶質の 排除の現象を一般的な問題として観察しておくことは、不飽和土の凍結 に伴う水分・熱・溶質の移動現象を理解する上で重要である。そこでこ こでは、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、粘土、砂の飽和混 合物を上面-10℃・下面5℃の温度条件で一次元的に凍結させ、凍結 様式の観察と温度分布の測定を行い、凍結による溶質の排除と熱の移動 について考察した。

3.1.2 実験方法

(1) 実験装置

実験装置全体の概略を Fig. 3.1-1 に示す。 試料容器は、内径 80mm, 長さ 250mm,厚さ 4mm のアクリル製円筒で、その上部および下部はア ルミ板を介して冷却槽に装着される。 試料は上から下に向かって凍結す る。 試料中央には熱電対E (クロメルーコンスタンタン, 0.1 mm¢)が 埋設され、実験期間中の温度は、A D コンバータとコンピュータにより 連続的に計測される。 凍結膨張による熱電対の移動を防ぐために、熱電 対は一辺 2.5 mm,長さ 250 mmのアクリル角柱に、上面から 0,0.5, 1,1.5,2,3,4,5,6,7,8,9,10,15,20,25 cm の位置に固定さ

-23-



Fig.3.1-1 実験装置の全体図

-24-

れいる。また、試料容器の下部に排水口を設け、それにより地下水位を 試料上面に設定すると共に凍結時の膨張圧の発生を回避した。

このような供試体の周辺をポリエステル綿で二重に巻き、厚さ5 cm の発砲スチロールで覆い、さらに全体を冷蔵庫の中へ入れて熱流の一次 元性を保持した。試料上面および下面の冷却槽には不凍液を循環させ、 任意の一定温度に保った。上面冷却槽の循環液の温度は、外部に設けた 水槽の液温を投げ込み式のクーラーとヒーターにより制御される。

#### (2) 実験試料

試料は、メチルオレンジ溶液、寒天、ベントナイト、ガラスビーズ、 および豊浦標準砂である。メチルオレンジ溶液は純水にメチルオレンジ の粉末を適当量溶かしたものである。寒天は、市販の着色料(赤色)入 りの食用寒天を煮だした後、容器に流し入れ固化させた。飽和ベントナ イトの試料は風乾した粉末状のベントナイト(国峰鉱化工業製、クニゲ ルV1)に重量比で約7倍の純水を加えて均一になるまで攪はん機で数 時間練り合わせ、それを容器に流し入れた。その含水比は748%である。 ガラスビーズは容器に充塡した後、下方からメチルオレンジ溶液を毛管 飽和させた。また、豊浦標準砂は乾燥密度 1.57g/cm<sup>3</sup>で充塡した後、下 方から純水を毛管飽和させた。

3.1.3 実験結果と考察

(1) 凍結状態の観察

各供試体を5℃の冷蔵庫で24時間養生して供試体全体を均一な温度にした後、上面を-10℃・下面を5℃の一定温度で24時間凍結させ、

その過程における凍結の状況を観察した。

メチルオレンジ溶液の凍結の状態を Photo. 3.1-1 に示す。 凍結により 溶液中の溶質が下方に排除された結果、 凍結部は透明になった。 それに 対して、寒天ゲルの凍結では Photo. 3.1-2に示すように、 凍結部はほと んど変色しなかった。これは、寒天が色素を組織中に強く保持している ためと思われる。また、メチルオレンジの溶液で飽和したガラスビーズ では、 Photo. 3.1-3 に示すように凍結部が黄色から白色に変化したが、 凍結部分を取り出して融解させると再び黄色に戻るのが観察された。 ( Photo. 3.1-4) これはガラスビーズでは凍結部の溶質が未凍結部へ排除 されて変色したのではなく、溶質が凍結部に残留したまま白色に変化し たためである。つまり、凍結によって溶質が間隙中に濃縮され、その光 学性が変化したものと考えられる。

飽和ベントナイトの凍結の状態を Photo.3.1-5 に示す。 この場合、鉛 直方向にくさび形の氷が観察された。 こうしたくさび形の氷は寒天にお いても形成されたと考えられる。 すなわち、凍結した寒天を融解すると、 凍結を受けた部分に束状の縦じわが観察された。 (Photo.3.1-6) これ らの結果は粘土や寒天の凍結では氷と土粒子 (組織)が分離され、氷晶 が針状に下方へ伸びていくことを示す。 こうした現象は、粘土や寒天中 の水が粒子 (組織) 表面の影響を強く受けて、粒子表面に近いほど凍り にくくなっていることによると思われる。

(2)温度分布の変化

メチルオレンジ溶液の凍結過程における温度分布を Fig. 3.1-2 に示す。 凍結過程で溶液中の温度分布は表層・中間層・下層部の 3 領域に分かれ て変化した。特に、中間層の温度は 4 ℃であった。こうした温度分布の

-26-





Photo.3.1-1 メチルオレンジ溶液の凍結

Photo.3.1-2 寒天の凍結



Photo.3.1-3 ガラスビーズの凍結

Photo.3.1-4 凍結ガラスビーズの解凍

-28-





Photo.3.1-6 凍結寒天の解凍

ベントナイトの凍結

Photo. 3. 1-5



Fig. 3.1-2 凍結過程の温度分布(メチルオレンジ溶液) 初期温度 5℃,境界温度 -10℃,5℃



Fig. 3.1-3 凍結過程の温度分布(寒天)

初期温度 5℃, 境界温度 -10℃, 5℃


Fig. 3.1-4 凍結過程の温度分布 (ベントナイト) 初期温度 5℃,境界温度 -10℃,5℃



Fig. 3.1-5 凍結過程の温度分布(標準砂)

初期温度 5℃, 境界温度 -10℃, 5℃

形成は液体の密度の温度依存性と重力の関係に着目する<sup>48</sup>)と、次のように理解できる。

水の密度は4℃で最大で、その温度依存性は0~4℃では正、4℃以 上では負となる。このため上面を-10℃、下面を5℃に保って凍結を 開始すると、まず表面付近の水が4℃になり、その水は重力で下降する。 下面付近を除いて全体が4℃になった後に、表面からの凍結が開始され る。このとき、0~4℃の温度領域にある水は温度勾配と密度勾配が一 致するために対流を起こさずに凍結する。このように溶液の凍結過程で は、熱の移動が3つの様式で生じていると考えられる。すなわち、表面 から0℃までの氷層部分と0℃~4℃の水層部分の領域では熱伝導の形 態で、4℃の中間層の領域では対流で、そして4℃~5℃の下部水層の 領域では対流と熱伝導の形態で起こるため、温度分布が3領域で異なる 分布になったものと考えられる。

次に、寒天の凍結過程における温度分布を Fig. 3.1-3 に示す。溶液の 温度分布にみられたような4℃の一定温度領域は現れず、表面から連続 的に温度が低下した。これは、寒天では水の対流が生じないことを示す。 20時間以降では0℃を境にして凍結側と未凍結側の温度分布が直線的 で、その温度勾配はそれぞれ 1.0℃/cm, 0.33℃/cm 程度であった。 このことは凍結部と未凍結部で熱伝導率が異なることを示す。しかし、 6時間後の温度分布を見ると0℃付近に温度勾配がわずかに低下する領 域が現れる。これは、凍結部と未凍結部の境界が必ずしも明確に区分で きるものではないことを示す。このような0℃付近における温度分布の 特徴は、Photo.3.1-5 あるいは Photo.3.1-6 に見られたくさび状の氷 晶のでき方に関係していると思われる。すなわち、くさび状の氷晶が成 長している前線付近では凍結部と未凍結部が平面的に分離されるのでは

-32-

なく、凍結部と未凍結部が3次元的に混在しているために、潜熱はある 程度の幅をもって発生することになる。このために、この領域の熱物性 が変化し、その影響が温度勾配に現れたものと考えられる。こうした寒 天で見られた温度分布の各特徴は飽和ベントナイトの12時間後の場合 にも同様に見られた。(Fig. 3.1-4)

飽和砂の温度分布をFig. 3.1-5 に示す。この場合にも4℃の温度一定 領域は見られず、溶液よりは寒天に類似した分布形になった。このこと は、飽和砂の凍結過程では対流の影響は少ないことを示す。飽和した粘 土でも対流の影響がないことを考慮すると、砂から粘土までの様々な粒 径によって構成される一般的な飽和土では対流の影響はきわめて小さく、 十分無視して解析できることが予想される。したがって、飽和土に比べ て透水係数が低下する不飽和土の凍結では対流の影響はほとんど無視で きると考えられる。

3.1.4 まとめ

本実験では、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、粘土、砂の 飽和混合物を上面-10℃・下面5℃の温度条件で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わかった。 また、各試料の凍結過程の温度分布を測定しそれらを比較した。その結 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 流の影響はほとんど受けないことがわかった。

-33-

3.2 上面空冷による土の凍結に伴う移動現象

#### 3.2.1 はじめに

寒冷地圃場では低温の空気によって土壌表面が冷却されながら凍結が 進行し、その過程で水分・熱・溶質の移動が生じる<sup>49)</sup>。本実験ではこう した寒冷地の裸地の自然凍結を想定して、上面空冷・下面断熱の条件で 初期水分量と凍結温度が異なる試料を凍結させ、その過程における水分 分布・溶質分布・温度分布の変化を調べた<sup>52)</sup>。

3.2.2 実験方法

(1) 実験手順

供試体の概略を Fig. 3. 2-1 に示す。試料容器は内径 50mm,外径 100 mm,高さ 300mm のアクリル円筒である。これに試料を1 5 層に分けて、 乾燥密度 1.15 g/cm<sup>3</sup> で充填した。1回の凍結実験で同条件の供試体を 2 個作製し、そのうちの一方には熱電対を埋設した。供試体の側面をガ ラスウール(10mm厚)とアクリル円筒(10mm厚)で囲み、底面にはアク リル円柱(30mm高さ)を配し、さらにこれを一辺 60cmの立方体発砲スチ ロール箱の中央に設置することにより、供試体の側面および底面を断熱 した。そして、これら全体を-10℃および-5℃の恒温室で冷却した。 チャンバー内の温度設定を4℃から、-10℃または-5℃に切り換 えた時点を冷却開始時間とし、それから4~30時間経過した時点で供 試体を取り出し、2 cmごとに切断して以下の量を測定した。

-34-



Fig. 3. 2-1 供試体の概略

① 凍結深: 凍土と未凍土の硬度の違いに応じて試料を薬さじで2分し、
 表面から境界面までの距離を測定した。

② 凍上量: 供試体を切断する直前に、表面の隆起部4ヶ所の高さを測定し、その平均値を凍上量とした。

③ 表層の含水比: 表層の乾燥している部分の試料を薬さじで採取し、
 その厚みと含水比を測定した。

④水分分布: 炉乾法によって含水比を求めた。ただし、この方法で測定される含水比は氷を含めた値である。また、凍結面境界が2 cm厚の間にある場合には凍土と未凍土に分けて含水比を測定した。

⑤溶質分布: ①~④とは別に、熱電対を埋設した方の供試体を2 cmご とに切断した。この試料を広口ビンに採り、200m1の純水を加えて振とう し、24時間後にその上澄液の電気伝導度を測定した。本実験の溶液濃度 の範囲では、モル濃度と電気伝導度がほぼ比例関係にあることが確認で きたので、上澄液の電気伝導度を乾土質量と等質量の土壌溶液の電気伝 導度に換算し、これを溶質分布の指標として表示した。ただし、この方 法で測定される値は土粒子まわりのバルクな溶液の平均値であると考え られる。

⑥温度分布: 熱電対 E ( クロメルーコンスタンタン; Ø 0.1mm)を用いて、供試体中央の温度分布を連続測定した。各測点間隔を一定に保っために表面から0.3,0.6,1.0,2.0 cm,以下 1cm ごとに 10cm までは熱電対をアクリル角柱(断面積 0.25 cm<sup>2</sup>)に固定してこれを供試体中央にセットし、14,20,26,28cm の深さは、熱電対を側面から供試体中央に挿入した。

(2)試料

砂 壌 土 ( 神 奈 川 県 総 合 農 業 試 験 場 ; 2 mm で 篩 別 ) を 用 い た 。 試 料 の 基

-36-

実験試料の初期状態を Table 3.2-1 に示す。実験試料は初期水分量と 凍結温度によって4つに分類した。すなわち、初期含水比を2 種類(Wi =21%; pF3.5 と Wi=43%; pF1.7)、冷却温度を2 種類(-10℃と-5℃) に設定した。初期水分量の調整は次の方法による。Wi=21%の供試体は、 試料充塡後、上下面の蒸発防止をして4℃のチャンバー内に 50~60時間 静置した。また、Wi=43%の供試体は、試料充塡後、表面から重量モル 濃度 4.7 x10<sup>-2</sup> mol/kg のNaCl水溶液(EC = 5 mS/cm)250 ml を湛水浸 潤し、蒸発防止した上、4℃のチャンバーに86時間静置した。ただし、 試料表面の攪乱を避けるために、各供試体とも上面に試料を余分に充塡 し、凍結開始直前にこの部分を切り取った。NaCl溶液濃度はWi=21%の土 壌溶液濃度とほぼ等しい。なお、こうして作成した試料では重力により 水分分布が形成される。その平均含水比がほぼ43%であったことから、本 研究ではこの水分条件の試料をWi=43%と呼ぶことにする。

AND COMPANY AND A

試 料	含水比	~~ 冷 却 温 度 ℃	乾燥密度 Mg/m <sup>3</sup>	溶液 EC mS/cm
A	2 1	-10	1.15	5.0
В	2 1	- 5	1.15	5.0
С	43	-10	1.15	5.0
D	4 3	- 5	1.15	5.0

Table 3.2-1 凍結試料(神奈川砂壌土)の初期状態

タイプリ	冷却時間 (hour)	過冷却時間 (hour)	チャンバー内温度 (℃)	fiyn-内湿度 (%)	〕 (mm)	表面乾燥厚 ( mm )	表面含水比 (%)
(4)	4.0 7.0 9.0	2.6 3.5 2.1	-10.1 -10.4 -10.4	22. 1 26. 0 23. 7	0 0 0	1.6	14.3 8.8 7.6
(^)	18.0 18.5	2.4 - 3.3 2.8(0.6) <sup>2</sup>	-10.4 -10.4 -10.1	24.5 25.3 22.9	0 0 0	3.0 2.9 4.0	8.0 7.5 7.5
(B)	10.0 13.75 14.0 20.0 27.0	1.9 13.2 9.25 9.9 7.3 8.3(4.2)	$ \begin{array}{r} -5.3 \\ -5.0 \\ -5.0 \\ -4.8 \\ -5.2 \\ \end{array} $	22.3 20.2 21.1 22.7 19.4	0 0 0 0	3. 2 2. 2 4. 85 3. 95 5. 5	10.2 11.6 10.8 8.2
(C)	5.0 8.0 10.0 15.0	0.3 0.6 0.3 0.3 0.38(0.15)	-10.7 -10.7 -10.7 -10.7	20.5 23.6 22.0 23.6	1.5 0 1.0 1.0		43.5 <sup>3)</sup> 20.6 <sup>3)</sup> 14.9 <sup>3)</sup> 8.3 <sup>3)</sup>
(D)	12.5 12.8 16.0 20.0 30.0	10.1 12.5 3.8 12.8 9.8(4.2)	$   \begin{array}{r}     -5.7 \\     -5.3 \\     -5.3 \\     -5.0 \\     -5.4 \\   \end{array} $	20.0 21.5 22.9 25.1 18.0	0 0 1.0 1.0 0.9		$ \begin{array}{c} - \\ 14.0^{3} \\ 13.6^{3} \\ 9.3^{3} \end{array} $

凍結の状況 Table 3.2-2

初期含水比, チャンバー温度 (A) 21%,-10°C; (B) 21%,-5°C; (C) 43%,-10°C; (D) 43%,-5°C
 平均(標準偏差)
 凍上部の含水比

### 3.2.3 実験結果と考察

(1) 凍結の状況

凍結の状況を Table 3.2-2 に示す。凍上は、 Wi=43% では1mm 程度 観察されたが、Wi=21% では見られなかった。表面の乾燥層の厚みは Wi =21% の場合、2~5mm の範囲で時間と共に厚くなり、またその含水比 は14~7%の範囲で時間と共に減少する傾向を示した。これは冷却期 間中に試料表面から蒸発が起こっていたことを示す。

凍結深の時間変化を Fig. 3. 2-2 に示す。 凍結深の進行は初期水分が 少ない方が速かった。これは、 Wi=43% では水分量が多いので熱伝導率 も大きいが、同時に相変化量も多いため、その分 Wi=21% よりも凍結の 進行が遅れたことによるものと思われる。 Jame and Norum<sup>27)</sup>は、表面 を直接冷却板で冷却する方法で初期水分の異なる試料の凍結実験を行い、 本実験結果とは逆に、凍結深の進行は初期水分が多いほど速いという報 告をしている。こうした違いは、土の凍結深は単純に初期水分量だけで 決まるのではなく、熱伝導による熱移動量と相変化による潜熱発生量の 大小関係で決定されることを示す。

(2)水分分布

含水比の変化を Fig. 3. 2-3 に示す。 上段が-10℃、下段が-5℃ の冷却条件、左側が Wi=21%、右側が Wi=43% の含水比分布である。 た だし、 Wi=21% では変化幅が小さいので、時間ごとに含水比を表示した。 図中の矢印は各時間での凍結深を示す。以下、初期含水比別にその特徴 を整理する。

① Wi=21%: -10℃では、含水比が凍結深付近で最小になり、その

-39-









(A)21%,	-10 °C	(B)21%,	-5 °C
(C)43%.	-10 °C	(D)43%.	-5 °C

位置が時間の経過と共に下方へ移動した。各時刻における最小含水比と 平均含水比の差は1%未満で、その差は凍結深の進行とともに小さくなった。これらのことは凍結によって凍結面付近の水分が凍土側へ移動し、 その移動量が時間と共に減少することを示す。一方、一5℃では凍結深 付近で含水比が低下したが、凍土中の含水比は表面で低下した。これは、 -10℃よりも-5℃の方が表面から蒸発の影響を受け易いためと思わ れる。

② Wi=43%: -10℃と-5℃のどちらの場合も、含水比は「く」の 字形分布となった。最小含水比と平均含水比の差はWi=21%の場合よりも 大きく、5~6%にも達した。また同じ Wi=43%を比較すると、-5℃ より-10℃の方が含水比の差が大きかった。これらの結果は、凍結に 伴う未凍土から凍土への水分移動量が初期水分や冷却温度によって異な ることを意味する。こうした水分移動量の違いは、初期水分や冷却温度 によって、土中の水分移動の駆動力や不飽和透水係数が異なるためと考 えられる。

(3)溶質分布

溶質分布の変化を Fig. 3. 2-4 に示す。 4 つの実験条件の結果を並べて示した。その特徴は以下のようである。

Wi=21%: -10℃と-5℃のいずれの場合も、溶質分布は全層にわたってほとんど一様であった。これは、水分量が少ない場合には溶質の
 移動がほとんど起こらないことを示す。

② Wi=43%: -10℃と-5℃のいずれの場合も、溶質分布は含水比分布と同様に、「く」の字形となった。すなわち、溶質量は凍結面付近で最小となり、凍土中では表面方向に増加し、未凍土中では下方から凍結



Fig. 3. 2-4 凍結に伴う電導度の変化

(A)21%, -10 ℃ (B)21%, -5 ℃ (C)43%, -10 ℃ (D)43%, -5 ℃



Fig. 3. 2-5 凍結に伴う温度分布の変化

(A)21%, -10 °C (B)21%, -5 °C

(C)43%, −10 ℃ (D)43%, −5 ℃

-44-

面方向に減少した。これは、 凍結によって土中の溶質が未凍土から凍土 へ移動することを示す。 凍土中に生じる氷が溶質を含まないと考えれば、 液状水の溶質濃度は未凍土中より凍土中の方が大きくなり、 溶質が凍土 側から未凍土側へ拡散することが予想される。 この実験結果はこうした 拡散の効果以上に液状水の移流の効果が大きいことを示す。

(4)温度分布

温度分布の変化を Fig. 3. 2-5 に示す。 4 つの実験条件の結果を並べて 示した。温度分布は 2 期間で変化のパターンが異なった。 たとえば、Fi g. 3. 2-5(A) では冷却開始時から 3. 26時間までは温度が表面から連続的 に低下したが、 3. 3 時間では表面付近の温度が瞬間的に -0.5 ℃まで上 昇し、それ以降で表面付近の温度は再び低下した。 このように温度が急 変する現象は各実験で観測された。そこで、冷却開始からこの時刻まで の時間を過冷却時間として、 Table 3. 2-2 に示した。 過冷却の平均時間 は、Wi=43% の場合、-10℃で 0.4 時間、-5℃で 9.8 時間、Wi=21 % の場合、-10℃で 2.8 時間、-5℃で 8.3 時間で、冷却温度が低 い方が短かったが、必ずしも初期水分量には関係しなかった。また過冷 却は、いずれも表面の温度が-4~-3℃になった時点で破れた。これ は、土中での氷核の形成が冷却温度、特に表面温度に依存することを示 す。

過冷却を経た凍結開始後の温度分布は3領域に分かれて変化した。た とえば Fig. 3. 2-5(C) に見られるように、 -0.2 ℃より低温域の直線形 温度分布領域、 -0.2 ℃の一定温度領域(以降 F.F領域と呼ぶことにす る)、-0.2℃より高温域のシグモイド形温度分布領域である。特に、 F .F領域の温度は冷却温度によらず、Wi=21%で -0.5℃、 Wi=43% で -0.2

-45-

℃であり、初期水分量に応じて一定の温度を示した。

また、こうした F.F領域の消長は、初期水分量や冷却温度によって異なった。たとえば、Wi=21%の場合、-10℃では、F.F領域が凍結開始 直後には現れたものの、それ以降は明瞭には見られなかった。それに対 して-5℃では、F.F領域を残したまま凍結が進行した。 Wi=43%の場合 には Wi=21%の場合よりも F.F領域が明瞭に現れ、その長さが長く、-5℃の方が-10℃よりも F.F領域が長かった。

このように、不飽和土の上面空冷の凍結では、 F.F領域の温度が初期 水分によって決定され、その変化のパターンは初期水分や冷却温度に依 存することが特徴である。

① F.F領域の温度

土中水の凝固点降下度は(2.18)式によって表される。

 $\Delta T_{f} = 0.081 \times 10^{-5} * \Delta P_{m} - 1.86 * i * C_{m}$ (2.18)

土中水のマトリックボテンシャルは、それぞれの初期水分量に対して、 Wi=43%でpF1.75(-0.056x10<sup>5</sup> Pa)、Wi=21%でpF3.5(-3.2x10<sup>5</sup> Pa) なので、これらの値を用いるとマトリックポテンシャルによる凝固点降 下度((2.18)式の右辺第1項)はそれぞれ、0.0046、0.26℃となる。一 方、土中水の溶液濃度が、浸潤させた NaC1 溶液濃度(0.047 mo1/kg) と等しいと考え、van't Hoff 係数を i=2 とすると、浸透ポテンシャル による凝固点降下度((2.17)式の右辺第2項)は共に 0.17℃となる。マ トリックポテンシャルと浸透ポテンシャルの2つの凝固点降下の成分の 和をとると、土中水の凝固点降下度は、Wi=43% で 0.17℃(0.0046+0.1 7)、Wi=21% で 0.43℃(0.26+0.17)と計算される。これらの計算値は F.F領域の温度によく一致する。このことから、F.F 領域の温度は近似的 に、土中水のマトリックポテンシャル(あるいは初期水分量)と溶質濃

-46-

度を用いて決定できるといえる。

② F.F領域の形成

F. F領域が形成される原因は2つ考えられる。1つは過冷却期間の熱 移動の性質によるものである。そのモデルを Fig. 3.2-6 に示す。 表面 温度がある温度になった時点で過冷却が破れると仮定すると、過冷却が 破 れ る 直 前 の 温 度 分 布 は 、 冷 却 温 度 の 大 き さ あ る い は 試 料 の 熱 伝 導 率 の 大きさによって決定される。すなわち、冷却速度が大きい場合または熱 伝 導 率 が 小 さ い 場 合 に は 、 内 部 に 比 べ て 表 面 付 近 の 温 度 低 下 が 速 い た め 、 凝 固 点 ( 土 中 水 の 凝 固 温 度 ) の 等 温 線 の 位 置 は 浅 く 、 表 面 付 近 の 温 度 勾 配 が 大 き く な る 。 そ れ に 対 し て 、 冷 却 速 度 が 小 さ い 場 合 ま た は 熱 伝 導 率 が 大 き い 場 合 に は 、 表 面 で の 熱 損 失 を 補 う だ け 内 部 か ら の 熱 供 給 が あ る ため、凝固点の等温線の位置は深く、表面付近の温度勾配が小さくなる。 こうした温度分布の状態で過冷却が破れると、凝固点以下の領域の土中 水が瞬間的に凍結し潜熱を発生するために、この直後の F.F領域は後者 の 方 が 前 者 よ り も 長 く な る 。 そ し て こ れ 以 降 、 再 び 表 面 の 温 度 が 低 下 し てゆくために、この期間の温度分布は3領域に分かれて変化することに なる。

実際、 Wi=21% の場合、 -10 C の方が -5 C よりも冷却速度が大き く、 -0.5 C の等温線は、 -10 C では、 3.26 時間の時に 2.5 cm、 -5C では、 7.3 時間の時に 6 cm の位置にあった。そのために、過冷却が 破れた直後およびそれ以降の F.F領域は -10 C よりも -5 C の場合の 方が長くなったものと考えられる。また、土の熱伝導率は水分量が多い ほど大きいので、Wi=21% と Wi=43% では、Wi=43% の方が熱伝導率が大 きく、凝固点の等温線の進行速度が速い。その結果、 -5 C の場合に見 られるように Wi=43% の方が F.F領域が長くなったと考えられる。この

-47-



Fig.3.2-6 F. F領域の形成モデル

上段:冷却速度大·熱伝導率小 下段:冷却速度小·熱伝導率大

下段の条件下では凍結開始直前までの 間に温度が内部まで低下してしまう. ように過冷却期間の熱移動を考えることによって、 F.F領域の形成をほぼ説明できる。

しかし、Wi=43%, - 1 0 ℃では過冷却時間が 0.3 時間にも拘らず、 8 時間の分布のようなF.F領域が現れた。このことは、F.F領域が形成され る原因が過冷却だけではないことを意味する。 第 2 の成因として、 凍結 フリンジ<sup>6)</sup>の熱収支の機構が考えられる。様々な粒度組成をもつ土の凍 結前線付近には凍結フリンジと呼ばれる凍土と未凍土の遷移領域が存在 し、同一深さであってもある部分の水は凍結し、またある部分の水は未 凍結の液状水として残存する。そして、この領域には凍結に伴って未凍 土から水分が補給され、その水分がまた凍結して潜熱を発生するという 過程が繰り返される。 過冷却期間が短い場合でもこうした凍結フリンジ 中の複雑な熱収支の機構によって、F.F領域が形成されるものと考えられ る。

#### 3.2.4 まとめ

本実験では、土壌表面を解放にした系で、上面冷却による凍結実験を 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。上面空冷凍結における水分 ・熱・溶質の移動の特徴を以下に整理する。

(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の方が多い。

(2)溶質は、水分が多い場合には未凍土から凍土へ移動する。

(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。こうした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た。また、その特徴的な分布形は過冷却時の熱 移動あるいは凍結フリンジの熱収支によって形成されると考えられた。

# 3.3 上面直冷による土の凍結に伴う移動現象

3.3.1 はじめに

上面空冷の凍結実験より、不飽和土の凍結では初期水分量と冷却温度 の違いによって水分移動量が異なること、初期水分量が多い場合には溶 質が未凍土から凍土へ移動することが明らかになった。しかし、空気を 媒体として凍結した場合には、土壌表面に温度境界層<sup>48)</sup>を考えねばなら ないために表面の温度境界条件の扱いが複雑になる。さらに表面からの 蒸発により水分に関する境界条件も複雑になる。そこで、本実験では上 部境界条件を容易にするために、上面に直接冷却板を密着させて塩分混 入土を凍結させた。そして、その過程における水分・熱・溶質の移動の 特徴を観察し、土の凍結に伴う水分と溶質の移動について考察した。

3.3.2 実験方法

(1) 実験手順

実験装置の全体図を Fig. 3. 3-1 に示す。供試体下面の温度を制御しない点を除けば、3. 1 の実験とほとんど同じシステムで構成されている。 すなわち、外部水槽のエチレングリコール溶液を投げ込み式クーラーと ヒータで一定温度に保ち、それをポンプで循環させる。

供試体の概略を Fig. 3. 3-2 に示す。 試料容器は内径 80 mm, 高さ200 mm (50 mm×4)のアクリル円筒容器である。 この容器に試料を入れ、 50 mm 高さごとに 1 kgのランマを20 cm の高さから5 回落下させて供試 体を作成した。乾燥密度は 1.10 g/cm<sup>3</sup> である。供試体上部は表面から







Fig.3.3-2 供試体の概略

の蒸発および凍上を抑制するために、アルミ板を介して拘束圧 1.5 kg/ cm<sup>2</sup> で冷却槽に装着される。また、供試体下部は、50mm高さのガラス玉 層に接続されている。この供試体の側面と下面を十分に断熱し、さらに これら全体を冷蔵庫の中に入れ一次元的な熱流条件を作った。供試体全 体を約6℃の冷蔵庫で24時間養生し、均一な温度にした後、-6℃の液 を冷却槽に循環させ、試料を上方から凍結した。この間、試料の上面と 下面では水分の移動はない。

所定の時間凍結した後、供試体を取り出し、それを1 cmごとに切断し て各々の含水比と塩分量を測定した。また、熱電対により凍結期間中の 試料内温度を測定した。以下にそれらの測定方法を略述する。

 ① 含水比: 炉乾法(110℃/24時間)によって含水比を求めた。ただし、 凍土中の含水比は氷を含んだ値である。

② 含塩比: 乾土単位重量あたりの塩分の重量(NaC1重/乾土重)を「
 含塩比」として表示した。含塩比は次の手順で求めた。

1)切断した試料の1/4~1/3(20-25g)を広口瓶に採る。

2)約 150g の純水を加えて攪はんする。

3)1 日後、 懸 濁 液 の 電 導 度 を 測 定 す る。

4) この電導度の値を懸濁液の NaC1濃度に換算する。

5) 懸 濁 液 の 含 水 比 を 用 い て 乾 土 1 g 当 り の NaClの 重 量 を 算 定 す る。

なお、土壌懸濁液から含塩比を正確に推定するために、予め一定量の NaClを加えた砂壌土(含塩比1.43mg/g)に純水を加え、含水比の異なる 懸濁液を作り、その懸濁液の電導度と含塩比の関係を求めた。その結果 を Fig. 3.3-3 に示す。本凍結実験の測定範囲内では、設定値と推定値と のずれはほとんどなく、この方法で含塩比がほぼ正確に測定できること が確認された。



Fig. 3. 3-3 土壌懸濁液の電導度と推定含塩比の関係



Fig. 3. 3-4 凍結深の時間変化

③ 見かけ濃度: 含塩比を含水比で割って、土壌溶液濃度(NaC1 重/( 水+氷)重)を求め、「見かけの濃度」と定義する。ただし、凍土中の不 凍水の濃度はこの濃度よりも高くなっていると考えられる。なお、この 点については第6章で詳しく検討するが、本実験試料 E の場合、凍土中 の不凍水の濃度は、ここで定義された見かけの濃度のおよそ3~4 倍で あると推定される。

④温度: 深さ1 cmごとに熱電対E ( \$\u03c9 0.1mm) を供試体側面から2 cmの
 位置に挿入し、ADコンバータとコンピュータにより凍結過程の温度を
 連続的に測定した。

(2)試料

神奈川砂壌土(上面空冷と同試料)を用いた。 試料の初期水分条件および凍結時間を Table 3.3-1 に示す。 含水比約18%の試料に濃度の異なる2種類の NaCl溶液を加えて初期含水比を約30%、初期含塩比を1.07mg/g と 3.12mg/g の2種類に設定した。

Table 3.3-1 試料の初期条件および凍結時間

	タイプ	初期含水比	初期含塩比	凍結時間
砂 壌土 ρ <sub>s</sub> =2.74g/g ρ <sub>b</sub> =1.10g/cm <sup>3</sup>	E	$\texttt{30.2}\pm\texttt{0.8\%}$	1.07 mg/g	0,12,24,50h
	F	$28.8\pm0.1$	3.12	0,12,24,50

# 3.3.3 実験結果と考察

(1) 凍結深の時間変化

凍結深の時間変化を Fig. 3.3-4 に示す。 試料切断時に強度が急変する 位置を凍結深と判定した。 凍結深は時間の経過に伴い土壌内部に進行し、 50時間では、試料Eで13 cm、試料Fで9.5 cmで、その進行速度は 塩分が多い試料の方が小さかった。

(2)温度変化

凍結過程の温度変化を Fig. 3.3-5E および Fig. 3.3-5F に示す。本実験では上面空冷の実験で見られたような過冷却現象はほとんど観察されなかった。そして、温度分布は上面から下方に連続的に低下し、空冷実験で観察された0℃付近の温度停滞層はほとんど見られなかった。

(3)水分および塩分分布の変化

試料 E の凍結に伴う水分および塩分分布の変化を Fig. 3.3-6E に示す。 横軸に深さをとり、縦軸に含水比、含塩比、見かけ濃度を並べて示した。 含水比は凍結面直下で最小となり、凍土中で増加し未凍土中で減少した。 すなわち、12時間では、凍土中の含水比が一様に36%程度に増加し、 凍結面直下で26%となり、以下初期含水比に漸近した分布形になった。 凍結深が進行するのに伴い凍結面直下の最小含水比は低下し、未凍土の 含水比勾配が低下した。また、一旦凍結した凍土中の含水比はほぼ36 %で、ほとんど変化しなかった。

含塩比も含水比と同様に凍結面直下で最小となり、凍土中で増加し未

-57-



Fig.3.3-5E 凍結に伴う温度分布の変化(試料E)



Fig.3.3-5F 凍結に伴う温度分布の変化(試料F)



# Fig. 3. 3-6E 凍結に伴う水分と塩分分布の変化(試料E)



Fig. 3.3-6F 凍結に伴う水分と塩分分布の変化(試料F)

凍土中で減少した。 その分布形は水分分布と類似していた。

見かけ濃度は、凍結深付近で最小となり、凍土中でわずかに増加する 傾向を示した。すなわち、12時間において5.5cmの位置に見かけ濃 度の最小点が現れ、それが時間の経過に伴い内部に移動した。こうした 水分および塩分分布に関する特徴は試料Fの場合にも見られた。(Fig. 3.3-6F)

①凍結に伴う水分移動

土の凍結過程における未凍土中の水分移動は、蒸発過程の水分移動に 類似している<sup>51</sup>,。 すなわち、蒸発過程における土中の水分分布は蒸発 速度と下方からの蒸発面への水分供給速度の差によって決定されるが、 凍結過程では凍結面から凍土へ向かう水分移動速度と未凍土下方から凍 結面への水分の供給速度の大小関係によって、未凍土中の水分分布が形 成されると考えられる。すなわち、凍結面付近のフリンジ領域では相変 化により液状水が激しく消失するために、凍結前線直下の未凍土から凍 結面に水分が流れ込む。その結果、凍結面直下の含水比が局所的に低下 し、その低下を補うように未凍土中の水分が順次上方へ移動するものと 考えられる。このような水分移動機構によって、土の凍結に特徴的な水 分分布が形成されると推察される。しかし、凍結が内部まで進行すると、 試料長が有限で下面からの水分供給がないために、24、50時間のよ うに凍結面直下の含水比が12時間より低下し、未凍土全体の含水比勾 配が低下した分布形になると考えられる。

② 凍結に伴う溶質移動

3. 1 で述べたように、溶液の凍結では溶質の排除によって凍結部分 が透明になること、メチルオレンジ溶液を加えたガラスビーズの凍結で は溶質そのものの移動は起こらないことを観察した。これに対して、本

-61-

実験では凍結によって溶質が未凍土から凍土に移動し、含塩比が凍土中 で増加し未凍土中で減少すること、そしてそのとき見かけ濃度は凍結前 線で最小になることが観察された。土の凍結に伴って濃度の等しい溶液 が土中を移動すると仮定すれば、見かけ濃度は一定に保たれるはずであ る。したがって、ここで得られた実験結果は土の凍結では各深さで濃度 の異なる溶液が移動することを示す。すなわち、凍結に伴うこのような 溶質移動の特性は、Fig. 3. 3-7 に示すように、凍土中の不凍水の溶質濃 度勾配が負の状態で未凍土側から凍土側へ液状水が移動することに起因 する。

土の凍結に伴う溶質移動はその凍結条件に応じて異なり、凍結速度が きわめて遅い場合には凍土中から未凍土中へ溶質が拡散しうる。本実験 の凍結時間は高々50時間であり、数カ月の時間スケールに比べると凍 結速度が大きいといえる。そのため、溶質の拡散速度に比べて未凍土か ら凍土への移流速度が大きくなり、溶質の排除が観察されなかったもの と考えられる。

凍上圧の発生する場合には、不凍水に荷重圧が加わるために不凍水の マトリックポテンシャルが変化し、それに伴って水分の移動と溶質の移 動速度が変化することが予想される。しかし、この点に関しては、荷重 圧下での凍上実験や、荷重圧と溶質が存在する凍土中の不凍水量の測定 など、今後の課題として残される。

-62-



Fig. 3. 3-7 凍結に伴う水分と塩分の移動モデル

# 3.3.4 まとめ

本実験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 冷却板を密着させて含水比30%の塩入り砂壌土を凍結させ、その過程 の水分・熱・溶質の移動を調べた。その結果、以下のことが明らかになった。

(1) 土の凍結に伴って水分は未凍土から凍土へ移動する。ただし、上面空冷の場合と比較すると凍土中の含水比分布は一様で、凍結後の凍土 中の水分移動が小さい。

(2) 塩分量が多い方が凍結深の進行速度が小さい。また、温度分布に は上面空冷の実験で観察されたような温度停滞層が現れない。

(3)溶質は未凍土から凍土へ移動する。ただし、見かけ濃度は凍結前線で最小となる。これは、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。

#### 3.4 土の凍結における塩分の影響

3.4.1 はじめに

3. 3 では土の凍結に伴う液状水の移動によって溶質も未凍土から凍 土へ移動することが明らかになった。こうした溶質移動の直接の原因と なる水分移動は一般には土中水のマトリックポテンシャル勾配を駆動力 として生じる<sup>2)</sup>。しかし、第2章で論じたように土中水のマトリックポ テンシャルは土中水の浸透圧の影響を受けるため、土中に存在する溶質 が逆に水分移動に影響を及ぼすことが予想される。そこで、本実験では 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、その 過程における水分分布の変化を調べた。そして、塩分が水分移動に与え る影響について検討した。

#### 3.4.2 実験方法

(1) 実験手順

実験装置および実験手順は3.3と同じである。ただし、本実験では 初期温度を3℃、上面の境界温度を-10℃とした。所定の時間凍結し た後、供試体を1 cmごとに切り出して、その含水比を測定した。また、 熱電対により凍結期間中の温度を1 cm間隔で測定した。

(2) 試料

砂 壌土 (三重大 農 場)を用いた。 試料の基本物性値は第5章に示して ある。 試料の初期条件および凍結時間を Table 3.4-1 に示す。 含水比 約18%のこの試料に濃度の異なる NaC1 溶液を加えて初期含水比を約28%、初期含塩比(NaC1重量/1g乾土)を0.082, 0.307, 3.01 mg/gの3種類に設定した。ただし、試料 a は純水を加えたものである。

Table 3.4-1 凍結試料(三重大農場砂壌土)の初期条件

試料	含 水 比 %	乾 燥 密 度 Mg/m <sup>3</sup>	含塩比 mg/g	凍結時間 hours
a	28.4	1.47	0.082	0,6,12,24
b	28.6	1.39	0.307	0,3,6,24
С	28.9	1.45	3.01	0,3,6,24

3.4.3 実験結果と考察

(1)温度変化

本実験において、 試料 a の 3 時間 と 1 2 時間 凍結の場合に、 それぞれ 1.2, 1.8 時間の過冷却現象が観測された。 たとえば、 1 2 時間の場合、 Fig. 3.4-1d に示すように、 冷却開始後、 1.8 時間で温度が一旦上昇し 再び低下した。一般に過冷却は物質をゆっくりと冷却していった場合、 温度が融点以下に低下した後、 突然温度上昇が起こり凍結が開始される 現象で、 過冷却が破れる時刻は氷核の有無にもよるが、 ほとんどの場合 偶発的な要素が大きい。 そのため、 過冷却現象を生じた試料では、 温度 条件が異なることが予想される。 そこで、本実験では過冷却時間が 1 時 間を越えた実験結果は棄却し、 過冷却のなかった試料に関して塩分の影響を検討した。

-66-


経過時間 (hour)

Fig. 3.4-1d 含塩土の凍結過程の温度変化(試料a:過冷却) 1.8時間で過冷却が破れた例



Fig. 3.4-1d 含塩土の凍結過程の温度変化(試料a:過冷却)

非過冷却に対する試料a, b, cの温度分布を それぞれ Fig. 3.4-1a , Fig. 3.4-1b, Fig. 3.4-1c に示す。各試料とも時間の経過と共に表面か ら連続的に温度が低下した。

(2) 凍結深の変化

凍結深の経時変化を Fig. 3.4-2 に示す。 試料切断時に強度の違いによって判定した凍結深をプロットで示し、24時間凍結後の凍結深の位置の温度と等しい温度(等温線)に着目して、温度分布から推定した凍結 深を実線で示した。3時間および6時間の時点では初期塩分量による凍 結深の違いは見られなかったが、24時間では試料aで15 cm, 試料b, cで12 cmと、わずかながら塩分量の多い試料の方が凍結深が浅かった。 これは、塩分量が多い方が凍土中の不凍水量が多いためその熱伝導率が 小さいことによると考えられる。

なお、過冷却試料の凍結深は非過冷却試料 a の約1 /2 であった。これは、未凍土の方が凍土よりも熱伝導率が小さいため、過冷却期間中に 過冷却試料から熱伝導で失われる総熱量が同時間内に非過冷却試料から 熱伝導で失われる総熱量よりも少ないことによると考えられる。

(3)水分分布の変化

凍結後の含水比の変化を初期塩分量ごとに、それぞれ Fig. 3.4-3a, F ig. 3.4-3b, Fig. 3.4-3c に示す。含水比はいずれの場合も、3. 3の結 果と同様に、凍結深直下で最小となり、凍土中で増加し未凍土下層で初 期含水比に漸近する分布形になった。ただし、試料 a の 2 4 時間では、 凍結深が 1 5 cmに達し、試料下面からの水分補給がないために水分勾配 が低下した。

-68-



Fig.3.4-1a 含塩土の凍結過程の温度変化(試料a)



Fig. 3. 4-1b 含塩土の凍結過程の温度変化(試料b)



含塩土の凍結過程の温度変化(試料C) Fig. 3. 4-1c



凍結深の時間変化



Fig. 3.4-3a 含塩土の凍結に伴う含水比の変化(試料 a)



Fig.3.4-3b 含塩土の凍結に伴う含水比の変化(試料b)

-71-



Fig. 3.4-3c 含塩土の凍結に伴う含水比の変化(試料 c)



Fig. 3.4-4 含水比分布形の比較(6時間)

凍結深が等しかった6時間について、試料 a, b, c の含水比分布を 比較して Fig. 3.4-4 に示す。塩分量が少ないと凍結前線付近の水分が局 所的に吸水されたのに対し、塩分量が多いと前線付近の広い領域から水 分が吸水された。また塩分が少ない場合には凍結深付近の含水比の低下 量が大きかったのに対し、塩分が多い場合にはその低下量が小さかった。 すなわち、凍結面の両側の凍土と未凍土の含水比の差は、試料 a, b, c の順にそれぞれおよそ6 %, 4.5%, 1.5%と、塩分量が多い程 小さくなる傾向を示した。

そこで塩分が水分移動に及ぼす影響をさらに検討するために、各水分 分布から水分移動量を計算してみた。水分に関する連続式(∂θ/∂t = - ∂J w/∂x)を両端面で水分フラックスが0の条件下で積分すると 次式により任意の位置における水分移動量が計算できる。

$$Q(x) = J_{W}\Delta t = \int_{0}^{x} \Delta \theta d x \qquad (3.4.1)$$

ここで、 Q: 水分移動量(cm) J<sub>W</sub>: 平均水分フラックス(cm<sup>3</sup>cm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>)

Δ t:時刻t<sub>1</sub>,t<sub>2</sub>の時間差(s) Δ θ:時刻t<sub>1</sub>,t<sub>2</sub>における体積水
 分率の差(cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>) x:冷却面からの距離(cm)

この式より求めた近接する2つの時間内(t<sub>2</sub>-t<sub>1</sub>)における平均水分 フラックスを Fig. 3. 4-3 に対応させて、 Fig. 3. 4-5a, Fig. 3. 4-5b, Fi g. 3. 4-5c に示す。ただし、ここで水分フラックスは未凍土から凍土方向 の流れを正として表示した。 平均水分フラックスはいずれの場合も凍結 深付近で最大となり、その大きさはそれぞれ、5~8 x10<sup>-6</sup>, 4~7 x10<sup>-6</sup> , -5~3 x10<sup>-6</sup>(cm/s) で、塩分量が多い方が小さかった。また、試料 a, b では一旦凍結した凍土中の水分フラックスは凍結深付近および未凍土 中の水分フラックスと比較してきわめて小さかった。これは一旦凍結し

た凍土中では不凍水の移動が十分小さいことを意味する。

なお、 試料 c では、 3 - 6 時間でマイナスのフラックスが算出された が、 これは初期塩分量が多くなるほど凍結に伴う水分と塩分の移動が複 雑になることに起因する。 すなわち、 濃度が高い場合には、 凍土中の不 凍水量が多いため重力による塩対流の効果などが現れることが予想され る。 こうした濃度の高い不飽和土の凍結に伴う水分と塩分の移動に関し ては、現段階では今後の課題と考えられる。

t<sub>1</sub>=0 として求めた積算水分移動量を Fig. 3.4-6a, Fig. 3.4-6b, Fig .3.4-6c に示す。この図で各時間における積算水分移動量の最大値は、 凍結終了時間までに凍結深の位置の単位断面積を通過した水の体積、す なわち未凍土から凍土への水分移動量を表す。この値は水分分布の平均 値(θ<sub>ax</sub>)を用いて次式によっても求められる。

$$Q_{max} = \frac{1}{2} \int | \theta(x) - \theta_{av} | dx \qquad (3.4.2)$$

こうして求めた最大積算水分移動量と時間の関係を、初期塩分量をパ ラメータとして、Fig. 3.4-7 に示す。最大積算水分移動量は時間の経過 に伴い増加する傾向を示す。ただし、試料 a の 2 4 時間では、凍結深が 下方まで達し下面からの水分補給が不十分であるために水分移動量は小 さくなっている。しかしいずれにせよこの図から、塩分が多いほど水分 移動量が小さくなることがわかる。すなわち、塩分は土の凍結に伴う水 分移動量を低下させる。こうした塩分による水分移動量の低下は塩分に よる土中水の凝固点降下のために凍結面近傍の不凍水量が多くなり、凍 結面前後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。



Fig.3.4-5a 含塩土の凍結に伴う水分フラックス(試料 a)







Fig.3.4-5c 含塩土の凍結に伴う水分フラックス(試料 c)



Fig.3.4-6a 含塩土の凍結に伴う積算水分移動量(試料a)



Fig.3.4-6b 含塩土の凍結に伴う積算水分移動量(試料b)









# 3.4.4 まとめ

本実験では塩分が水分移動に与える影響を見るために、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、その過程の水分分 布の変化を調べた。その結果、次の点が明らかになった。

(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。

(2)塩分は凍結に伴う水分移動量を低下させる。

こうした特徴は塩分が土中水の凝固点を降下させることに起因すると考えられた。

#### 3.5 土の凍結における水蒸気移動の効果

3.5.1 はじめに

一般に不飽和土中の水分は液状と水蒸気状の2つの形態で移動する。 このうち、等温系では通常水蒸気の移動を無視できるが、非等温系では 水蒸気の移動を無視できないことがある<sup>53</sup>。水蒸気移動は蒸発や凝縮、 昇華や凍結といった土中水の相変化を介在しながら生じる場合には、水 蒸気の移動が熱移動に影響を及ぼすことが考えられる。非等温系におけ る水蒸気移動量を評価する1つの方法として、土コラムを温度勾配方向 と垂直に切断してそのときの水分分布を調べるものがある<sup>54)</sup>。そこで本 実験では、土の凍結に伴う水蒸気移動の効果を知るために、液状水の連 続性を断った土コラムを凍結させ、その過程での熱移動と水分移動の特 性を調べた。そして、土の凍結における水蒸気移動量について検討した。

3.5.2 実験方法

(1) 実験手順

本実験で用いた供試体の概略を Fig. 3.5-1 に示す。試料容器は3.4 の実験と同じであるが、本実験では5 cm間隔に5 mmのガラス玉を1 cm厚 さに挟み不連続コラムとした。土とガラス玉との境界には約1 mm網目の シートを挟んである。ガラス玉を除いた土の乾燥密度は 1.43 g/cm³ であ る。この供試体の側面および下面を断熱し、初期温度を3℃、供試体上 面を-10℃の温度条件で凍結させた。所定の時間凍結後、試料を1 cm ごとに切断し含水比を測定した。また、凍結時の試料内の温度分布を熱

-80-



Fig. 3. 5-1

供試体の概略(不連続コラム)

電対により連続測定した。

(2) 試料

3. 4の実験試料 a を用いた。 試料の基本物性値を第5章に示した。

#### 3.5.3 実験結果と考察

(1)温度変化

凍結過程の温度変化の一例を Fig. 3.5-2 に示す。連続コラムでは温度 分布は表面から連続的に低下した (Fig. 3.4-1a)のに対し、不連続コラ ムでは、ガラス玉層を挟んで温度が不連続的に変化した。すなわち、土 の1層目と2層目の境界(4~5 cm)で、温度勾配が急激に変化した。 これは、ガラス玉層の熱伝導率が土に比べて小さいため、この位置での 熱移動速度が低下したことによる。すなわち、1層目の熱収支を考えて みると、表面からの熱損失に対してガラス玉層を通過する熱流入量が極 端に少ないために、1層目の温度の低下が激しい。これに対して、2層 目および3層目のでは上下の境界となるガラス玉層を通過する熱流量が 小さく、その熱流差も小さいために比較的温度変化が小さくなったもの と考えられる。

(2) 凍結深の変化

不連続コラムの凍結深の時間変化を連続コラムの結果と並べて Fig. 3 .4-2 に示した。記号は切断時の硬度の違いから判定した凍結深、実線は 実験終了直前の凍結深の温度(-0.8℃)の等温線から求めた凍結深であ る。不連続コラムの凍結深の進行は連続コラムよりも遅かった。特に、

-82-



Fig. 3.5-2 温度分布の変化(不連続コラム)



Fig. 3.5-3 不連続コラムの凍結に伴う含水比分布の変化

不連続コラムではガラス玉層のある 5 cmと1 0 cmの位置で進行が停滞した。これは温度分布に見られたように、ガラス玉層で熱移動が弱められたためである。この実験結果は、人工的に土層に不連続層を挟むことによって凍結の進行を遅らせることができることを示している。

(3)水分分布の変化

不連続コラムの水分分布の変化を Fig. 3.5-3 に示す。 連続コラムで は凍土中の含水量が一様に増加した (Fig. 3.4-3a)のに対し、不連続コ ラムでは凍土中の水分分布がガラス層を挟んで不連続となり、各土層内 だけで水分の再分布を形成した。このことは、ガラス玉層を通過する水 分移動量がきわめて少ないことを示している。ガラス玉層では液状水の 連続性が断たれているので、このときの水分移動は水蒸気によってのみ 生じると考えられる。すなわち、この実験結果は土の凍結では水蒸気移 動がほとんどなく、液状水の移動が支配的であることを意味する。

この点を確認するために、3.4の実験条件に照らして連続コラムの 凍結に伴う水蒸気移動量を見積ってみる。通常、不飽和未凍土中におけ る水蒸気の移動は大部分温度勾配によって生じるといわれ、その移動量 は次式によって評価される<sup>53)</sup>。

$$J_{\mathbf{v}} = -\theta_{\mathbf{v}} D_{\mathbf{v}\mathbf{g}} h_{\mathbf{r}} s \frac{d}{d} \frac{T}{x}$$
(3.5.1)

ここで、 $\theta_v$ :気相率  $h_r$ :相対湿度(湿った土中ではほぼ100%)

D vo: 標準状態における水蒸気拡散係数(2.12x10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup>/s)

s: 飽和水蒸気密度曲線の勾配(d p √ d T = 0.33 g/m<sup>3</sup>K, 0 ℃)
3. 4の実験条件(真比重 2.61, 乾燥密度 1.43 g/cm<sup>3</sup>, 含水比 28%)
を用いると、 θ √ = 0.052 となる。また、Fig. 3.4-1a より凍結前線付近

の温度勾配は、凍結初期の表面付近を除けばせいぜい2 (℃/cm) 程度 である。これらの値を (3.5.1)式に代入すると、水蒸気移動量は J<sub>ν</sub>= -7.4 x10<sup>-5</sup> (g/m<sup>2</sup>s) = -7.4x10<sup>-9</sup> (cm/s) となる。温度勾配下の水蒸 気移動量の実測値は (3.5.1)式による予測値の1 0 倍程度になるともい われるが、この点を考慮して J<sub>ν</sub>を1 0 倍したとしても、3.4の実験 における水蒸気移動量は 7 x10<sup>-8</sup> (cm/s) と見積られる。この値は、Fi g. 3.4-5a で示した全水分フラックスの実測値 5~8 x10<sup>-6</sup> (cm/s) より も 2 オーダー小さい。この計算結果より、水蒸気による水分の移動量は 通常は十分小さく、連続コラムの凍結に伴う水分移動は液状で生じたと 推察される。

以上のように不連続コラムの凍結実験および温度勾配に基づく水蒸気 移動量の計算結果から判断して、土の凍結において水蒸気移動の効果は ほとんどないものと考えられる。

3.5.4 まとめ

本実験では、液状水の連続性を断った不連続コラムを凍結させ、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、次の点が明らかになった。

(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。
 (2)土の凍結では液状水の移動が支配的で、水蒸気移動はほぼ無視できる。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。

-85-

## 第4章 土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動方程式

#### 4.1 はじめに

第2章では、化学熱力学の理論に基づいて凍土中の水分移動の駆動力 となる不凍水のマトリックポテンシャルの性質について論じた。そして、 第3章では不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を実験的に 把握しその特徴を整理した。その結果、土の凍結では液状水の対流の影 響は無視できること(3.1)、土の凍結に伴って水分・熱・溶質が未 凍土から凍土へ移動しその移動量が初期水分量・凍結温度によって異な ること(3.2)、凍結前線付近では濃度勾配をもつ液状水が移動する ために見かけ濃度が低下すること(3.3)、塩分は水分移動量を低下 させること(3.4)、土の凍結に伴う水分移動は液状水移動が支配的 であること(3.5)などが明らかになった。

本章では、こうした不凍水のマトリックポテンシャルに関する性質と実験的に確かめられた移動現象の特徴を踏まえて、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の数学的な方程式を誘導する。

### 4.2 水分の移動方程式

(1)未凍土中の水分移動<sup>2)</sup>

土粒子が移動しない土の内部に固定された鉛直方向の座標軸 x をとり、 平衡が定義できる程度の大きさの微小体積を考える。 このとき、 不飽和 未凍土中の水分に関して次の連続式が成り立つ。

$$\frac{\partial}{\partial} \frac{\theta}{t} = - \frac{\partial}{\partial} \frac{J}{x} \qquad (4.1)$$

ここで、 x : 鉛直下向きの位置( m ) t : 時間( s ) θ L: 体積含水率( m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> )

J<sub>w</sub>: 未凍土中の体積水分フラックス(m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>)

水蒸気による水分の移動を無視すれば、水分フラックスは液状水のフ ラックスになるので、Darcy 式を用いて次式で表せる。

$$J_{L} = -\frac{k_{u}}{\rho_{L}g} \frac{\partial P}{\partial x} + k_{u} \qquad (4.2)$$

ここで、 k u: 未凍土の不飽和透水係数( m s<sup>-1</sup>)

Pu: 未凍土のマトリックポテンシャル(圧力: Pa)

ρ<sub>L</sub>: 水の密度(kg m<sup>-3</sup>) g: 重力加速度(N kg<sup>-1</sup>)

(4.1)式と(4.2)式から、不飽和未凍土中における水分移動の基礎方程 式が得られる。

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_{u}}{\rho_{L}g} \frac{\partial P_{u}}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \frac{k_{u}}{\lambda}$$
(4.3)

(4.3)式は、マトリックポテンシャル勾配と重力によって移動してきた水分が単純に体積含水率の増加量になることを示す。重力を無視できる系では右辺第2項は省略できる。通常、マトリックポテンシャルおよび不飽和透水係数は体積含水率の一価関数として与えられるので、(4.3)式は適当な初期条件と境界条件を与えると解くことができる。

$P_{u} = P (\theta_{L})$	(4.4)
$k_{\mu} = K (\theta_{\perp})$	(4.5)

(2) 凍土中の水分移動

-87-

未凍土中の水分移動式の誘導で氷の生成を考慮すると、凍土中における水分移動の基礎式は次式によって表される。

 $\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{t} + \frac{\rho}{\rho} \frac{i}{\partial t} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_{f}}{\rho} \frac{\partial}{g} \frac{P}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \frac{k_{f}}{x}$ (4.6)

ここで、 $\rho_i$ : 氷の密度(kg m<sup>-3</sup>)  $\theta_i$ : 体積含氷率(m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>)

k r: 凍土の不飽和透水係数(m s<sup>-1</sup>)

P:: 不凍水のマトリックポテンシャル (ゲージ圧: Pa)

(4.6)式は、マトリックポテンシャル勾配と重力によって凍土中を移動 してきた不凍水が不凍水の増加量と氷の増加量に寄与することを示す。 ここで、 Pr は不凍水のマトリックポテンシャルで、(2.16)式によって 与えられる。

 $P_f = 12.3*T + \Pi [10^5 Pa]$  (2.16) また、 k\_f は凍土の不飽和透水係数である。

ところで、(4.6)式の左辺は不凍水と氷のトータルの増加量を与えるも のの、その分配割合はわからない。そこで、凍土中の水分移動を記述す るために(4.6)の基礎方程式に加えて、不凍水量を決定するための状態 方程式が必要となる。間隙中に氷が存在する場合にも、土粒子表面に吸 着する水の性質が変わらず凍土に対しても未凍土の水分特性曲線がその まま適用できると仮定する。このとき、不凍水のマトリックポテンシャ ルが既知であれば、不凍水量は(4.4)式の逆関数を用いて次式で求めら れる。

 $\theta_{\rm L} = P^{-1} \left( P_{\rm f} \right) \tag{4.7}$ 

凍土中の不凍水に対しても、粘性の温度補正をするだけで未凍土の不 飽和透水係数の関係式が成り立つものとすれば、凍土の不飽和透水係数 は、(4.7)式で決定されるθ」を用いて求められる。

 $k_f = K (\theta_L)$ 

# 4.3 熱の移動方程式

(1) 未 凍 土 中 の 熱 移 動<sup>55</sup>

不飽和未凍土中の熱に関する連続式は次式で与えられる。

$$\rho C_{u} \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial J}{\partial x}^{a}$$
(4.8)

水蒸気の移動を無視すれば、熱フラックスは次式で表される。

$$J_{\sigma} = - \lambda_{u} \frac{\partial}{\partial x} T + J_{L} \rho_{L} C_{L} \Delta T \qquad (4.9)$$

ここで、λu: 未凍土の熱伝導率(W m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) ⊿ T: 温度(℃) JL: 水分フラックス(m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>) ρLCL: 水の体積熱容量(J m<sup>-3</sup>K<sup>-1</sup>)

(4.8)式と(4.9)式から不飽和未凍土中における熱移動を表す次の基礎 方程式が得られる。

$$\rho C_{u} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda_{u} \frac{\partial T}{\partial x}) - J_{L} \rho_{L} C_{L} \frac{\partial T}{\partial x}$$
(4.10)

この式の右辺第1項は熱伝導、右辺第2項は液状水の移動に伴う顕熱 移動を表す。不飽和土中の熱移動では通常右辺第2項は無視でき、次式 で表せる。

$$\rho C_{u} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda_{u} \frac{\partial T}{\partial x} \right)$$
(4.10')

この式は、 ρ С u と λ u が 与 え ら れ る と 解 け る 。 通 常 、 未 凍 土 の 体 積 熱

容量は土の構成成分の体積熱容量と体積分率を用いて次の線形式で表される。

 $\rho C_u = \rho_s C_s \theta_s + \rho_L C_L \theta_L$  (4.11) ここで、 C\_s, C\_1: 土粒子, 水の比熱 (J kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>)

ρ<sub>s</sub>:土粒子の密度 (kg m<sup>-3</sup>)

また、未凍土の熱伝導率は土の乾燥密度が一定の場合、水分の関数として与えられる。

 $\lambda_{\rm u} = \lambda \left( \theta_{\rm L} \right) \tag{4.12}$ 

(2) 凍土中の熱移動

相変化による潜熱に比べて、水蒸気移動と不凍水移動による顕熱移動は十分小さく無視できるので、不飽和凍土中における熱の移動は次式で表すことができる。

$$\rho C_{f} \frac{\partial}{\partial t} \frac{T}{t} - \rho_{i} H_{f} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\theta}{t} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda_{f} \frac{\partial}{\partial x} \frac{T}{x})$$
(4.13)

ここで、 ρ C<sub>1</sub>: 凍土の体積熱容量 (J m<sup>-3</sup>K<sup>-1</sup>)

λ<sub>1</sub>: 未 凍 土 の 熱 伝 導 率 (W m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) H<sub>1</sub>: 氷 の 融 解 熱 (J kg<sup>-1</sup>)

(4.13)式は、熱伝導による熱移動量が、温度の上昇と液状水の凍結に 消費されること示す。 左辺第2項に示される単位時間当りの氷の生成量 は、(4.6)式と共通で、これによって水分と熱の移動式が連結される。

凍土の体積熱容量は、(4.11)式に氷の項を加えて次式で与えられる。  $\rho C_{I} = \rho_{s}C_{s}\theta_{s} + \rho_{L}C_{L}\theta_{L} + \rho_{i}C_{i}\theta_{i}$  (4.14)

ここで、 C ;: 氷の比熱 ( J kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>)

ま た 、 熱 伝 導 率 は 不 凍 水 分 率 と 含 氷 率 の 関 数 と し て 与 え ら れ る 。

 $\lambda_{f} = \lambda \quad (\theta_{L}, \theta_{i}) \tag{4.15}$ 

# 4.4 溶質の移動方程式

(1) 未凍土中の溶質移動<sup>2)56)</sup>

不飽和未凍土の単位体積において、着目する1種類の溶質に関する連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \rho_{L} \theta_{L} C \right) = - \frac{\partial}{\partial x} \frac{J^{s}}{x}$$
(4.16)

または、

$$\rho_{\mathbf{b}}\frac{\partial}{\partial \mathbf{t}}\frac{\mathbf{S}}{\mathbf{t}} = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{x}}\mathbf{J}\mathbf{s}$$
(4.16')

ここで、 C:溶質の濃度(g塩/g乾土) ρ<sub>L</sub>:水の密度(kg m<sup>-3</sup>) J<sub>s</sub>:溶質のフラックス(kg m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>) S:含塩比(g塩/g乾土) ρ<sub>b</sub>:土の乾燥密度(kg m<sup>-3</sup>) ただし、ρ<sub>b</sub>S = ρ<sub>L</sub>θ<sub>L</sub>C

溶質フラックスは拡散と移流の和として次式で与えられる。

$$J_{s} / \rho_{L} = - \theta_{L} D_{s} \frac{\partial C}{\partial x} + J_{L} C \qquad (4.17)$$

ここで、 D<sub>s</sub>: 未凍土の分散係数(m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)で、 J<sub>L</sub>は(4.2)式で与えられ る水分フラックスである。

(4.16)式と(4.17)式より不飽和未凍土中の溶質移動の基礎方程式は次 式となる。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_{L}C) = \frac{\partial}{\partial x} (\theta_{L}D_{s}\frac{\partial}{\partial x}C) - \frac{\partial}{\partial x} (J_{L}C)$$

または、

$$\frac{\rho_{b}}{\rho_{L}}\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\theta_{L}D_{s}\frac{\partial C}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial x}\left(J_{L}C\right)$$

········ (4.18')

これらの式は、各位置における単位時間あたりの溶質の増加量が右辺第1項の拡散項と第2項の移流項によって表されることを示す。

分散係数は通常、分子拡散と水理学的分散を用いて表される53)56)。

 $\theta_{L}D_{s} = D_{\theta}*a*\theta_{L}^{3} + \kappa | J_{L}| / \theta_{L}$  (4.19) ここで、 D0: 自由水中における溶質の拡散係数 (m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)

a, *κ*: 実験定数

溶質移動式は未凍土中であっても、JLを介して水分の移動式と連結される。

(2) 凍土中の溶質の移動

溶質を含んだ不凍水の流れが未凍土中の液状水の流れと同様に扱える と仮定すると、凍土中の溶質移動式に対しては未凍土の溶質移動式をそ のまま適用できる。ただし、凍土中の不凍水の溶質濃度についてみると、 凍結による濃縮効果を誘導できる。

(4.18)式と (4.6)式を連立させると次式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{C}{t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_s \frac{\partial}{\partial x} \right) + \alpha \frac{\partial}{\partial x} \frac{C}{x} + \beta C \qquad (4.20)$$

ここで、

$$\alpha = \frac{1}{\theta_{L}} \left( D_{s} \frac{\partial \theta_{L}}{\partial x} - J_{L} \right)$$
 (4.21)

$$\beta = \frac{\rho_{i}}{\rho_{L}\theta_{L}} \frac{\partial}{\partial} \frac{\theta_{i}}{t}$$
(4.22)

ただし、重力による水分移動を無視できる場合には、(4.21)式は水分拡 散係数D」を用いて次式となる。

$$\alpha = (D_s + D_L) \frac{\partial \ln \theta_L}{\partial x}$$
(4.21')

(4.20)式の右辺第1項は拡散項、第2項は移流項、そして第3項は反応項を表す。すなわち、第3項は凍土中では液状水の凍結によって溶液が濃縮され、不凍水の溶質濃度が高まることを示す。この濃度の増大は、(2.6)式で示される浸透圧を高める。

$$\Pi = i C_M R T$$
 (2.6)

浸透圧の増大は(2.16)式に基づく凍土中のマトリックポテンシャルの 増大をもたらし、(4.7)式の不凍水分量を変化させ、氷の生成速度に影響を与える。また凍土の不凍水分量と氷量の体積割合の変化により凍土 の熱伝導率や体積熱容量も変化し、(4.13)式で表される凍土中の熱移動 にも影響を与えることになる。

### 4.5 土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関係

土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関係式を基礎方程式・補助方程 式・状態方程式に分けて Table 4-1 にまとめて示す。ここで、補助方程 式は移動に関与する凍土と未凍土の物性値(水分特性・不飽和透水係数、 体積熱容量・熱伝導率、分散係数)を与え、状態方程式は水分・熱・溶 質相互の関係を与える。土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を同時に 解析するためには、補助方程式に示される関係を適当な実験式または推 定式で与える必要がある。

-93-

	基礎方程式	補助方程式	状態方程式
水 分	(4.3) (4.6)	(4.5), (4.4) (4.5'), (4.7)	(2.18), (4.7)
熟	(4.10) (4.13)	(4.11), (4.12) (4.14), (4.15)	
溶質	(4.18/20) (4.18/20)	(4.19) (4.19)	(2.6)

Table 4-1 上の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関係式

\* (\*.\*):木文中の式番号

\*\* 上段:未凍土 下段: 凍土



4

Fig.4-1 水分・熱・溶質移動の関連。

凍土中では水分・熱・溶質の移動が、 Fig. 4-1 に示すように複雑に絡 み合いながら生じる。これらの移動は次のようにまとめられる。

① 土 壌表 面 か らの 熱 損 失 に 伴 い 土 壌 表 面 の 温 度 が 低 下 し 、 土 中 に 熱 移 動 が 生 じ る 。 こ の 熱 移 動 に は 土 の 水 分 状 態 に よ っ て 決 定 さ れ る 体 積 熱 容 量 と 熱 伝 導 率 が 関 与 す る 。

②土の温度が土中水の凍結温度よりも高い場合には水分の移動が起こらないが、温度が土中水の凍結温度以下になると、土中水の一部が凍結する。このとき、土中水の凍結量は不凍水量を規定する状態方程式(2.18) 式により決定される。

③ 土 中 水 の 凍 結 に よ っ て 不 凍 水 の 溶 質 濃 度 が 高 ま る と 同 時 に 拡 散 お よ び
 移 流 に 基 づ く 溶 質 の 移 動 が 生 じ る。

④温度低下と溶質濃度の増大によって、不凍水のマトリックポテンシャルが変化する。

⑤マトリックポテンシャル勾配によって水分移動が生じる。

こうした凍土中の各々の移動に呼応して、未凍土中でも水分・熱・溶 質の移動が起こる。土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動はこのような プロセスが連続的に生じる現象であると考えられる。

土壌を1つの系として捉えた場合、こうした土壌内部の移動現象の直接の原因は土壌表面からの熱損失にある。土壌は表面からのエネルギーの損失という刺激に対して土壌内部における水の相変化、水分の移動、 熱の移動そして溶質の移動という形で反応しているといえる。

-95-

### 4.6 まとめ

本章では、第2章で明らかにした不凍水のマトリックポテンシャルの 性質と第3章の実験事実を踏まえて、水分と熱に加えて溶質の移動も結 合した方程式を誘導した。これらの基礎方程式は、移動物性を与える補 助方程式、水分・熱・溶質の相互関係を記述する状態方程式によって連 結される。これらの方程式は、補助方程式に示される関係を適当な実験 式または推定式で与えることで数値的に解くことが可能となる。

## 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(含氷量)、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壌土(神奈川砂壌土)と 三重大学附属農場内の砂壌土(三重大砂壌土)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。

-97-



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

神奈川砂壌土および三重大砂壌土の未凍土の水分特性と不飽和和透水 係数を Fig. 5.2-1 および Fig. 5.2-2 に示す。神奈川砂壌土のデータは 石田によって測定されたもの<sup>57)</sup>である。三重大砂壌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:

$pF = 36.75 - 68.42 * \theta$	$(0.513 < \theta_{L})$
6.67-18.410 L+21.97*0 L <sup>2</sup> -10.12*0 L <sup>3</sup>	$(0 < \theta \leq 0.513)$
$k = \exp(40.35 * \theta_{L} - 29.25)$ [cm/s]	$(0 < \theta_{L} < 0.513)$

② 三 重 大 砂 壌 土:  $pF = 20.03 - 42.86*\theta \ ( 0.444 < \theta \ )$   $11.48-86.69\theta \ +246.34*\theta \ |^{2}-234.91*\theta \ |^{3} (0 < \theta \ < 0.444)$   $( 0 < \theta \ < 0.444)$ 

 $\dots \dots \dots \dots (5.2.4)$ 







Fig.5.2-2 未凍土の水分移動物性(三重大砂壌土)

## 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。

△ P = 12.3\*△ T + Π [10<sup>5</sup> Pa] (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。

 $\Delta P_{u} = P (\theta_{L})$ 

(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、ΔP<sub>f</sub>=ΔP<sub>u</sub>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。

 $\theta_{\rm L} = P^{-1} (12.3 * \Delta T + \Pi)$  (5.2.5)

ただし、 P<sup>-1</sup>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、神奈川砂壌土における不 凍水分量・温度・溶質濃度の関係は次式で表される。

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壌土である。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 gcm<sup>-3</sup>で均一に充塡する。このとき、試料の 中心部に熱電対(E: Ø0.1mm)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℃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。

-102-


# 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 水の融解のために、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。

神奈川砂壌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Cm=0とした場合の理論式、また破線 は θ<sub>L</sub>=a\*|ΔT|<sup>b</sup>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。

 $\theta_{\perp} = 0.164 * | \Delta T | - 0.323$ 

(5.2.7)

この図より、 0 ~ - 0.8℃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。

-104-

# 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℃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>は間隙中の氷が水流 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~ 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℃以下の不凍水にも援用する

-105-

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。

 $\mathbf{k}_{\mathbf{f}} = \mathbf{k}_{\mathbf{u}} \left( \eta_{\mathbf{u}} / \eta_{\mathbf{f}} \right) \tag{5.2.8}$ 

ここで、 k, η 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 62	,より)
-------------	--------	----------	------

温	度(℃)		0	5	10	15	20	2 5	30
η	(x10 <sup>-3</sup>	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。

 $\log \eta = 1000 / T - 6.41$ 

(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℃の不飽和透水係数を基準にして次式で表せる。

k<sub>f</sub> = β \* k<sub>20</sub>\*exp(7.856 - 2303/T<sub>f</sub>)
 C こ で、β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。

神奈川砂壌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 = β \* exp (0.4035\*θ L - 21.389 - 2303/Tr) (5.2.11) この式によると、20℃の未凍土と-10℃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℃の凍 土の不飽和透水係数は20℃の不飽和透水係数の0.4β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 氷 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 氷 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β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β=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<sub>P</sub>)、密度(ρ)および体積含有率(θ)を用 いて次式の線形式で表される。

 $\rho C_{f} = \rho_{s}C_{s}\theta_{s} + \rho_{L}C_{L}\theta_{L} + \rho_{i}C_{i}\theta_{i} + \rho_{a}C_{a}\theta_{a}$  (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。

物 質	密度	比熱	熱伝導率	体積熱容量
	Mgm <sup>-3</sup>	Jg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	₩m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	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

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

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。

$$\rho C_{f} \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_{i} H_{f} \frac{\partial \theta}{\partial t}^{i} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda_{f} \frac{\partial T}{\partial x})$$
(4.13)

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{t} + \frac{\rho}{\rho} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_f}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \right)$$
(4.6)

これらの式より、 ∂ θ; / ∂ t を消去して整理すると、次式となる。  $\rho C_{f} \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_{i} H_{f} \frac{\partial \theta}{\partial t}^{i} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda_{f} \frac{\partial T}{\partial x}) - H_{f} \frac{\partial}{\partial x} (\frac{k}{g} \frac{f}{\partial x} \frac{P_{f}}{f})$ 

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 ックポテンシャル((2.15)式)と不凍水分量((5.2.5)式)は温度の一価 関数となる。したがって、(5.3.2)式は次式のように表せる。

$$Ca \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda a \frac{\partial T}{\partial x})$$
 (5.3.3)

ここで、 Ca、およびλa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。

$$Ca = \rho C_{f} + \rho_{L} H_{f} \frac{d}{d} \frac{\theta}{T}$$
(5.3.4)

$$\lambda a = \lambda + \left(\frac{H_f}{g} \frac{dP}{dT}\right) k_f \qquad (5.3.5)$$

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λa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。

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

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$$
(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、神奈川砂壌土を用いた。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 80m m, 長さ 50mm の アクリル円筒容器に均一に充塡し、 - 20℃の冷凍庫で急速冷 凍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: ¢ 0.1mm)を固定した断面積 0.09 mm<sup>2</sup>、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℃の一様な温度にした後、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 ℃/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30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、

-111-

4	含水比	乾燥密度	体和	<b>責比</b> 3	窲(%)	温	度伝導率	体積熱容量	熱伝導率	
	%	Mg/m <sup>3</sup>	固	水 (1	) 氷	気	μm²/s <sup>(2</sup>	2) MJ/m³K (3	3) W/mK (4)	
	0	1.20	43.8	0	0	56.2	0.21	0.99	0.21	
1	0.9	1.00	36.5	6.6	4.3	62.6	0.23	1.18	0.235	
1	8.5	0.98	35.8	6.6	11.5	46.1	0.36	1.32	0.528	
2	28.9	1.03	37.6	6.6	23.2	32.6	0.80	1.62	1.29	
5	58.0	0.93	33.9	6.6	47.3	12.2	1.06	2.05	2.25	
2	23.0 (5)	0.95	34.7	21.8	9 0	43.4	0.23	1.80	0.36	
* (1) θ」=0.158* (ΔT) <sup>-0.29</sup> : -20 ℃のとき θ」= 6.6 %										
(2) κ a: 平均温度伝導率 (-20~-15℃)										
	(3) $\rho$ Cr: 体積熱容量 $\rho$ Cr= 2.27* $\theta$ s + 4.2* $\theta$ L + 1.93* $\theta$ ;									
	(4) $\lambda_r$ : 熱伝導率 $\lambda_r = \rho C_r * \kappa_a$									
	(5)未凍	土の値(	$5 \sim$	15°	C)					

Table 5.3-2 神奈川砂壤土の熱物性(-20℃)



Fig. 5. 3-1	実験	<b>麦置の概略</b>	
①試料	②熱電対	③加熱槽	④アクリル容器
⑥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。 κaを任意に仮定して差 分法 (Crank-Nicholson法) により各点の温度 (T<sub>c</sub>)を計算し、温度の実 測値 (T<sub>M</sub>) と計算値との差の自乗和を最小にする κa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<sub>i</sub>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壌 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~-10℃の範囲でおよそ2µ㎡/s で、推定値<sup>7</sup> <sup>8)</sup>値より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 壌土の温度伝導率は 0.2µ㎡/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 - 3 0 ~ - 1 0 ℃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

-114-



Fig. 5.3-2 温度伝導率の求め方



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(砂壌土)

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℃における砂壌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、

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>75)</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するとした不 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

-118-

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 ℃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

2011年1月1日日本

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 \* 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塡される。

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)、間隙を充塡形式の異なる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, I, II)に区分する(仮定③)。 このとき固相率(θ<sub>s</sub>)、 間隙率(φ)の間には次の関係が成立する。

 $\theta_{s} + \phi = 1 \tag{5.3.9}$ 

$$\phi = \phi_1 + \phi_2 + \phi_3 \tag{5.3.10}$$

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 (a1, a2, b1, b2)と次の関係がある。

 $\theta_{\rm s} = a_1 + a_2 * b_1 \tag{5.3.11}$ 

$$\phi_1 = a_2 * b_2 \tag{5.3.12}$$

$$\phi_2 = a_2 * (1 - b_1 - b_2) \tag{5.3.13}$$

$$\phi_3 = 1 - a_1 - a_2 \tag{5.3.14}$$

ここで、 Ø 1, Ø 2, Ø 3 はそれぞれ区分間隙 I, I, II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, II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 II 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 で土粒子と水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②)。 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。

-121-

康土中の不凍水量(θ<sub>L</sub>)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(θ)を用いると 含氷率は次式よって算定できる。

 $\theta_{i} = \theta - \theta_{L} \qquad (5.3.15)$ 

ただし、常に  $\theta_i \ge 0$  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 间隙石	仄 悲	の分類
-----------------	-----	-----

「夏行道」でつい

水分量	不凍水量	不凍水と氷の境界位置	状態
$0 < \theta < \phi_1$	$\theta_{\rm L} < \theta$	凍 土	1
間 隙 I 保 水	$\theta_{\rm L} \ge \theta$	未凍土	2
$\phi_1 < \theta < \phi_1 + \phi_2$	$\theta_{\rm L} < \theta$	$\begin{array}{c c} \theta_{\rm L} < \phi_{\rm 1} \\ \phi_{\rm 1} \leq \theta_{\rm L} < \phi_{\rm 1} + \phi_{\rm 2} \end{array}$	3 4
間隙Ⅱ保水	$\theta_{\rm L} \ge \theta$	未凍土	5
$\phi_1 + \phi_2 < \theta < \phi$	$\theta_{\rm L} < \theta$	$ \begin{array}{c c} \theta & {}_{L} < \phi & {}_{1} \\ \phi & {}_{1} \leq \theta & {}_{L} < \phi & {}_{1} + \phi & {}_{2} \\ \phi & {}_{1} + \phi & {}_{2} \leq \theta & {}_{L} < \phi \end{array} $	6 7 8
間 隙 Ⅲ 保 水	$\theta_{\rm L} \ge \theta$	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 れぞれ入<sub>5</sub>,入<sub>1</sub>,入<sub>1</sub>,入<sub>5</sub>、それぞれの熱抵抗を熱伝導率の逆数として、 R<sub>5</sub>, R<sub>1</sub>, R<sub>6</sub> 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

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

$$R_{4} = R_{s} * x_{a} / b_{1} + R_{L} * x_{a} / b_{2} + R_{a} * x_{a} / (1 - b_{1} - b_{2})$$
(5.3.19)

$$R_5 = R_a * (1 - a_1 - a_2) \tag{5.3.20}$$

ここで、

$$x_{L} + x_{i} + x_{B} = a_{2}$$
 (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<sub>1</sub> ~ R<sub>5</sub> 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。

 $\lambda = 1/R$ 

=  $1/R_1 + 1/R_2 + 1/R_3 + 1/R_4 + 1/R_5$  (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 ほかに、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、神奈川砂壌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θ<sub>s</sub>=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、

-124-





-125-

氷相、気相の固有の熱伝導率をそれぞれ 5, 0.57, 2.2, 0.025 (₩/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。

a1=0.0234, a2=0.80, b2=0.1617 (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0~1
0%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℃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、θ L = 5 0 %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。

-126-

### 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<sub>m</sub>)と水理学的分散(D<sub>h</sub>)の2成分の 和として表現される。

 $\theta_{\rm L} D_{\rm s} = D_{\rm m} + D_{\rm h} \tag{5.4.1}$ 

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>。

 $D_{n} = D_{\theta} a \theta_{\perp}^{3}$ 

(5.4.2)

ここで、 D g は自由水中における溶質の拡散係数で、 NaC1の場合 1.6 x10<sup>-1g</sup> (m<sup>2</sup>/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。

 $\mathbf{D}_{\mathbf{h}} = \kappa | \mathbf{J}_{\mathbf{L}} | / \theta_{\mathbf{L}}$  (5.4.3)

ここで、 κ は分散効果を表す実験定数で、 Breslerによると、 0.28~0.55 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に 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

-127-

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。

 $D_{s} = D_{a} a \theta_{2}^{2} + \kappa | J_{L}| / \theta_{2}^{2}$  (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⊿ 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 + 支の位

-129-



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 ⊿ 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。

ここで、 左辺の △ θ L および △ θ i はそれぞれ液状水および氷の増分を 表す。また、 J L (i+ 士) 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。

$$J_{L}(i+\frac{1}{2}) = -k(i+\frac{1}{2}) - \frac{P(i+1) - P(i)}{\Delta x} + k(i+\frac{1}{2})$$
(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 θ<sub>L</sub>(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+ ±)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。

 $k(i+\frac{1}{2}) = (k(i)*k(i+1))^{0.5}$  (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(4.1 8)式より次式のように差分化される。

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

$$\frac{\rho_{\mathbf{b}}}{\rho_{\mathbf{L}}} \bigtriangleup \mathbf{S} = -\frac{\bigtriangleup \mathbf{t}}{\bigtriangleup \mathbf{x}} \left( \mathbf{J}_{\mathbf{s}}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}) - \mathbf{J}_{\mathbf{s}}(\mathbf{i} - \frac{1}{2}) \right)$$
(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。

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

$$J_{s}(i+\frac{1}{2}) = - D_{s}(i+\frac{1}{2}) - \frac{C(i+1) - C(i)}{\Delta x} + J_{L}(i+\frac{1}{2}) * C(i+1)$$

四部 開北

#### $\dots \dots \dots \dots (6.7)$

ただし、溶質移動の解析では風上差分<sup>88</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<sub>L</sub>(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<sub>s</sub>(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。

 $T_{\theta} = -0.081*10^{\circ} (f(\theta_{\perp}) - 3) - \varepsilon *C$  (6.8)

ここで、  $T_B$ 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 p F 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 $\theta_{\perp}$ , T, Cそれぞれの仮値を計算する。そして、計算された $\theta_{\perp}$ とCを(6.8)式に 代入して平衡温度Tgを計算する。そこで、T(i) < Tgならば、(6.1)(6 .4)式中の $\Delta \theta_{i}$ を増加させ、次式により $\theta_{\perp}$ , T, Cを修正する。

 $\theta_{L}' = \theta_{L} - (\rho_{i} / \rho_{L}) \bigtriangleup \theta_{i}$   $T' = T + (\rho_{i} H_{f} / \rho C(i)) \bigtriangleup \theta_{i}$ (6.9)
(6.10)

 $C' = \theta + C / \theta + '$ 

(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<sub>8</sub> となるまで繰り返し、凍結量 $\square \theta_{i}$ 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 $\square \theta_{i}$ を変数とする非線形方程式となるので、ニュート ンーラプソン法<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 B a s i c 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 θ<sub>L</sub>, C, T(i) を計算する.
- (θ<sub>L</sub>, C)に対する平衡温度T<sub>0</sub>を求める。
- ③ T<sub>0</sub>>T(i) ならば θ<sub>ι</sub>, C, T(i) を補正し、
   その値を θ<sub>ι</sub>', C', T' とする.
- ④ T<sub>0</sub>=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PC9801VX (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(△ x)と時間刻み(△ 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>。

 $D = \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} < 0.5$  (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  $10^{-6}(m^2s^{-1})$  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基本物性值

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壌土に対す 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

<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  $\theta_{I} = \theta_{1}(x) \quad (cm^{3} / k / cm^{3} \pm)$  $T_I = T_I(x)$  (°C)  $S_{I} = S_{1}(x)$  (g塩/g土)

熱伝導率モデルのパラメータ (5.3.23)式

< 上部境界条件> t > 0 (sec), x = 0 (m)で、

(6.16) $J_{L} = k_{c} \left( \rho_{0} - \rho_{1} \right)$ 

(6.13)

(6.14)

(6.15)

$$J_{n} = h (T_{n} - T_{1})$$
 (6.17)

$$J_{B} = 0$$
 (6.18)

<下部境界条件> t>0 (sec), x = L (m)で、

 $J_{L} = 0$ (6.19)

$$J_{q} = 0$$
 (6.20)

$$J_{s} = 0$$
 (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(kc)を考慮して、表面から十分離れた空気中の水蒸気密度 (ρ<sub>1</sub>)と土壤表面部分の間隙の水蒸気圧(ρ<sub>1</sub>)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<sub>8</sub>)と土壌表面温度(T<sub>1</sub>)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Kcやhを大きく、逆にそれらが小さい場合にはKc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Kc=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(α)

・ 熱 伝 達 率 ( h )

分 散 係 数 の 実 験 定 数 (κ)

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 氷 率
 ③ 温 度
 ④ 点 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 Neumannn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>

- $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_{u}}{\rho C_{u}} \frac{\partial^{2} T}{\partial x^{2}} \qquad 0 < x < X \qquad (6.22)$
- $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_{f}}{\rho C_{f}} \frac{\partial^{2} T}{\partial x^{2}} \qquad X < x < L \qquad (6.23)$

< 凍結部・未凍結部の結合条件>

$$\lambda_{f} \frac{\partial T}{\partial x} - \lambda_{u} \frac{\partial T}{\partial x} = \rho_{L} H_{f} \frac{d X}{d t}$$
 (6.24)

ここで、 X は凍結深、 λ および ρ 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 >

 $T = T_1$  (°C)
 t = 0,  $0 \le x \le L$  (6.25)

  $T = T_s$  (°C)
 t > 0, x = 0 (6.26)

  $T = T_b$  (°C)
 t > 0, x = L (6.27)

これらの方程式において、 L = ∞ のときの解析解が Nuemann解、 凍結

部だけを考え、L = X, T<sub>I</sub> = T<sub>b</sub> = 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<sup>2</sup>K)、およびT<sub>I</sub>=5℃、T<sub>s</sub>= -10℃, T<sub>b</sub>=5℃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(α)

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。

 $\lambda = \alpha \ \lambda \ \mathbf{m} \tag{6.28}$ 

ここで、 λ mは 5. 3 で決定された熱伝導率、 α 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 = 1 0 0, κ = 0 として、 α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(α = 1)には 2 4 時間 での凍結深が実測値より 5 ~ 6 割大きく計算され、α = 0.5 ~ 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、α = 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





パラメータ α h=100, κ= 0 T<sub>1</sub>= 6 ℃, T<sub>g</sub>= -6 ℃; θ<sub>1</sub>= 0.33(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>); S<sub>1</sub>= 0.001(g塩/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;  $\alpha = 0.6$ ,  $\kappa = 0$ 

 $T_1 = 6$  °C,  $T_0 = -6$  °C;  $θ_1 = 0.33$ (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>);  $S_1 = 0.001$ (g塩/g±)



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; α= 0.6, κ= 0 T<sub>1</sub>= 6 ℃, T<sub>0</sub>= -6 ℃; θ<sub>1</sub>= 0.33(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>); S<sub>1</sub>= 0.001(g塩/g土) 3.3の実験では初期温度6℃の土壌表面に-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

 $J_{L} = 0, J_{a} = h(-6 - T_{1}), J_{s} = 0$ 

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 = 5 0 ~ 1 0 0 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 = 5 0 0 では冷却開始 1 時間で約-5. 6 ℃に低下し 2 5 時間でほぼ - 6 ℃になるに対し、 h = 5 0 では 1 時間で約 - 1. 6 ℃、 2 5 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 = 1 0 0 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℃の土壌コラムを-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: $\alpha = 0.6$ ,  $\kappa = 0$ ,  $k_o = 1.7 \times 10^{-5}$  (m<sup>4</sup>/kg s)

6.2.3 物質伝達率(kc)

一般的に、土壌表面からの蒸発速度は次式で表される。

 $J_{L} = k_{C} (\rho_{B} - \rho_{1})$ (6.16)

ここで、 k<sub>c</sub>: 濃度基準の物質伝達率 (m<sup>4</sup>/kg s) ρ<sub>g</sub>: 表面から離れた位置の水蒸気密度 (kg/m<sup>3</sup>) ρ<sub>1</sub>: :土壤表面の水蒸気密度 (kg/m<sup>3</sup>)

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。

$$\rho_{i} = \frac{P_{S}M_{u}}{RT}\phi \qquad (6.29)$$

ここで、Ps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(Ps/Psg) = 24.83(1-Tg/T) + 5.06ln(Tg/T) (6.30) ただし、Tg: 273.15 K (0℃) Psg: Tg における飽和水蒸気圧

$$\phi = \exp\left(M_{W}\phi / RT\right) \tag{6.31}$$

ここで、M<sub>w</sub>:水の分子量 Ø: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 Wi=43% と Wi=21% の土コラムを作成し、 室温3℃・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α=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<sub>1</sub>=3℃, S<sub>1</sub>=0.001、(6.16)~(6.18)式に対応する境界条件で、  $\kappa_c$ =1.7x10<sup>-5</sup>(m<sup>4</sup>/kg 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

-147-

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=1.7x10<sup>-5</sup>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(κ)

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<sub>N</sub> =  $\frac{1}{2}$  ( $\Delta$  x - | V |  $\Delta$  t) | V | (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<sup>-7</sup> (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<sub>N</sub>  $\simeq \frac{1}{2}\Delta$  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  $\sim$  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≤x≤0.2	上 部 境 界 条 件 t >0, x=0	下 部 境 界 条 件 t > 0, x = 0.2 m
水分	$\theta_{\rm I} = 0.33$	J <sub>L</sub> = 0	J <sub>L</sub> = 0
熱	$T_{I} = 6.0$	J q = h (-6-T1)	J q = 0
溶質	S <sub>I</sub> = 0.00107	J s = 0	J s = 0
上的パラ	$\dot{x} - \dot{x}  \alpha = 0.6$	b = 100 k = 0	<b>r</b> = 0

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<sub>L</sub>= 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、 5 0 時間分のシミュレーション に対して 3 0 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

-151-





 $\alpha = 0.6$ , h=100,  $\kappa = 0$ T<sub>1</sub>= 6 °C, T<sub>0</sub>= -6 °C;  $\theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ ; S<sub>1</sub>=1.07(mg/g/g±)





 $\alpha = 0.6$ , h=100,  $\kappa = 0$ T<sub>1</sub> = 6 °C, T<sub>0</sub> = -6 °C;  $\theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ ; S<sub>1</sub>=1.07(mg/g/g±)



Fig.6.3-3 不凍水分量分布の計算値(上面直冷) α = 0.6, h = 100, κ = 0 T<sub>1</sub> = 6 ℃, T<sub>g</sub> = -6 ℃; θ<sub>1</sub> = 0.33(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>); S<sub>1</sub> = 1.07(mg塩/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<sub>1</sub> = 6 °C, T<sub>0</sub> = -6 °C;  $\theta_1 = 0.33(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ ; S<sub>1</sub> = 1.07(mg  $\frac{\mu}{g\pm}$ ) 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、 土壌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。

-154-





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

 $T_1 = 6$  °C,  $T_0 = -6$  °C;  $\theta_1 = 0.33(cm^3/cm^3)$ ;  $S_1 = 1.07(mg \pm /g \pm)$ 





# 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)~(6.1
 8)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≤x≤0.3	上 部 境 界 条 件 t >0, x = 0	下 部 境 界 条 件 t > 0, x = 0.3 m	備 考 試 料
水分	$\theta_{I} = 0.21$ $\theta_{I} = 0.4 + 0.167 x$	$J_{L} = k_{C} (\rho_{B} -$	$\rho_1$ ) J <sub>L</sub> = 0	A, B C, D
熱	$T_{I} = 4.0$	J q = h ( $T q - T$	$\Gamma_1$ ) J q = 0	
溶質	S <sub>I</sub> = 0.001 S <sub>I</sub> = 0.001+0.041	$\begin{array}{rrr} J & s = & 0 \\ 7 & x \end{array}$	J s = 0	A, B C, D

未知パラメータ α = 0.6, h = 15, k c = 1.7x10<sup>-5</sup>, κ = 0 節点分割数=30, Δ x = 0.01 m, Δ t = 40 sec ただし、ρgおよび Tgは冷却空気の水蒸気密度および温度 ρ1および T1は土壌の第1要素の水蒸気密度および温度 Tg=-10℃(試料 A, C) Tg=-5℃(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℃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 ℃, 0.21 C: -10 ℃, 0.4+0.167x <冷却温度,初期含水率 (x:位置 m)>

-157-



Fig.6.4-3 FF領域の温度分布の比較(計算値)

A: -10 °C,	0.21	B: -5C, V.21
C: -10 °C,	0.4 + 0.167 x	D: -5 C, 0.4+0.107X
<冷却温度,	初期含水率	(x:位置 m)>





A : −10 ℃,	0.21	B : -5℃, 0.21
C : −10 ℃,	0.4+0.167x	D: -5 ℃, 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 温度が低い方が短くかった。 ( $t_A < t_B$ ,  $t_C < t_D$ ) この傾向は、 Ta ble 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℃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FF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 F F 領域の特徴をよく再現している。このことは、F F 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(氷が存在する)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氷が消失する。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



(<sup>sm3</sup>\<sup>sm3</sup>) 率木合斯朴



Fig.6.4-7 塩分分布の計算値(上面空冷)

A: -10  $^{\circ}$ C, 0.21B: -5  $^{\circ}$ C, 0.21C: -10  $^{\circ}$ C, 0.4+0.167xD: -5  $^{\circ}$ C, 0.4+0.167x

-165-

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、神奈川砂壌土の直冷実験(3.3)を対象として、 Tab le 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

		Latit Concerning and Conce	
	初期条件 t=0, 0≤x≤0.2	上 部 境 界 条 件 t >0, x=0	下部境界条件 t>0, x=0.2 m
水分	Ø = 0.33	J <sub>L</sub> = 0	J L = 0
熱	$T_{I} = 6.0$	J q = h ( $T p$	$T_1) \qquad J q = 0$
溶質	<b>S</b> = 0.001	J s = 0	J s = 0
未知パラン 節点分割数	$\begin{array}{ccc} x - y & \alpha = 0.6, \\ y = 20, & \Delta & x = 0.01 \end{array}$	h = 100, k c = 0, m, $\triangle$ t = 100	$\kappa = 0$

5.1 初期水分量の影響

(1) 熱移動

(6.13)式でθ<sub>1</sub> = 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





パラメータ θ<sub>1</sub> α = 0.6, h = 100, κ = 0 T<sub>1</sub> = 6 ℃; T<sub>0</sub> = -6 ℃; S<sub>1</sub> = 0.001(g塩/g土)







時間 (hour)

# Fig. 6.5-4 初期水分量と水分移動量の関係

パラメータ 
$$\theta_1$$
  
 $\alpha = 0.6, h = 100, \kappa = 0$   
 $T_1 = 6$  ℃;  $T_0 = -6$  ℃;  $S_1 = 0.001(g \pm / g \pm)$ 

してみた。 (Fig. 6.5-2) 凍結速度は θ<sub>1</sub> = 0.275 のとき最も大きく、 θ<sub>1</sub> = 0.22, θ<sub>1</sub> = 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。

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

ここで、θ(i)は節点iにおける体積含水率、θ<sub>av</sub>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。

### 5.2 表面境界温度の影響

(1) 熱移動

(6.17)式で Tg = -3 ℃, -6 ℃, -9 ℃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 c m 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 c m に達する時間は T  $_{B}$  = -3 °C で 2 4 時間, -6 °C で 1 1 時間, -9 °C で 7 時間である。凍土中の含水率(不凍水 + 水)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  $_{B}$  = -9 °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  $_{B}$  = -3 °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こるためと考えられる。

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(g NaCl/g 乾土)で表示した。 凍結深は初期 含塩比が 0 ~ 0.001(g/g) ではほとんど変わらないが、 0.01(g/g) 程度に





-172-





パラメータ Tg α= 0.6, h= 100, κ= 0 T<sub>1</sub>= 6 ℃, θ<sub>1</sub>= 0.33(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>); S<sub>1</sub>= 0.001(g塩/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,  $\kappa = 0$  $T_1 = 6$  °C,  $T_0 = -6$  °C;  $\theta_1 = 0.33 (cm^3/cm^3)$  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が弱められたものの、初期含塩比 0. 0001~0.01(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.6.5-11 塩分が不凍水分量分布に及ぼす影響 パラメータ S<sub>1</sub> α= 0.6, h= 100, κ= 0 T<sub>1</sub>= 6 ℃, T<sub>8</sub>= -6 ℃; θ<sub>1</sub>= 0.33(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>)



時間 (hour)

Fig. 6. 5-12

パラメータ  $S_1$   $\alpha = 0.6$ , h = 100,  $\kappa = 0$  $T_1 = 6$  °C,  $T_0 = -6$  °C;  $\theta_1 = 0.33 (\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ 

初期塩分量が水分移動量に及ぼす影響

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を伴 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。

-178-

## 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と 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、氷圧勾配、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 12.3x10<sup>5</sup> (Pa / ℃)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・溶質の移動現象を解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、ベントナイト、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 それらを比較した結果、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壌土を凍結させ、その過程の水分

-180-

・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 分布は一様で、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

-181-

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(神奈川砂壌土と三重大 砂壌土)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ボテンシャルを用い 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-2 0℃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、 凍上予測などが可能になると思われる。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。

-183 -

## SUMMARY

Water, heat and salt transport and the interaction among them have been experimentally studied in freezing unsaturated and numerically analyzed by considering unfrozen water soils, soluble salt both temperature and related to content the movement of water and heat during concentration. Although freezing has been generally examined in previous studies, soil transport of water, heat and salt is simultaneous the 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 (MPa/<sup>O</sup>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.

section 3.3, the redistributions of water, solute and In temperature, were measured in an unsaturated Kanagawa sandy loam by contacting the closed surface beneath the frozen downward 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 noncontact 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 solute concentration gradient against the unfrozen water the content gradient.

In section 3.4, the influence of salinity on the water is conducted experimentally and the results are movement discussed. The redistribution of water content was measured in a different unsaturated Mie sandy loam with three freezing The following results were obtained: (1)Water salinities. 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 experimental results in the previous chapter. the 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 the three equations are coupled mathematically through an soil, 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 The amount of unfrozen water which was measured by the soil. 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 °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. Tn section 5.4, the dispersion coefficient of solute is presented.

The sixth chapter gives a numerical analysis of water, heat salt transport during soil freezing by using the finite and 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 results with both evaporation and simulated 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. that the arable land and Considering is vast 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
Ro	:	_	:	各コースごとの合成熱抵抗
Ra	:	_	:	各コースごとの合成熱抵抗
R	:	_	:	各コースごとの合成熱抵抗
Rs	:	_	:	各コースごとの合成熱抵抗
Ra	:	m K ₩ <sup>-1</sup>	:	空気の熱抵抗
Ri	:	m K W - 1	:	氷の熱抵抗
RL	:	m K ₩ <sup>-1</sup>	:	水の熱抵抗
Rs	:	m K ₩ - 1	:	土粒子の熱抵抗
Τø	:	K, ℃	:	標準状態の温度
a i	:		:	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 <sub>1</sub>	:	_	:	熱伝導率モデルのパラメータ
b2	:	-	:	熱伝導率モデルのパラメータ
ti	:	sec	:	時刻
u	:	-	:	未凍結を表す添字
Хa	:	-	:	空気割合を表すパラメータ
X ;	:		:	氷割合を表すパラメータ
хL	:	_	:	液状水割合を表すパラメータ
С	:	kg kg <sup>-1</sup>	:	溶質濃度(g塩/g水)
C a	:	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>	:	見かけの体積熱容量
Ci	:	J kg K <sup>-1</sup>	:	氷の比熱
СL	:	J kg K <sup>-1</sup>	:	液状水の比熱
См	:	mol kg <sup>-1</sup>	:	重量モル濃度
Сs	:	J kg K <sup>-1</sup>	:	土粒子の比熱
C,	:	J kg K <sup>-1</sup>	:	水蒸気の比熱
Dø	:	m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	:	自由水中での溶質の拡散係数
Dь	:	m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	:	水理学的分散

D1: m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>:水分拡散係数  $D_m$ :  $m^2 s^{-1}$ : 分子拡散係数  $D_{s}$ : m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> : 分散係数 D、: m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> : 空気中における水蒸気の拡散係数 :水頭 H : m H,: J kg<sup>-1</sup>:水の融解潜熱 J, : m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> : 水分フラックス Js: kg m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>:溶質(NaCl)フラックス J。: Wm<sup>-2</sup> :熱フラックス P : Pa :水の圧力 Pg: Pa :標準状態の圧力 Q : m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>Pa : 積算水分移動量 : J mol<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>: 気体定数 R S : kg kg <sup>-1</sup> : 含塩比 (g塩/g乾土) T : K, ℃ :温度 T<sub>R</sub> : K, ℃ :0℃の温度,冷却流体温度 T<sub>1</sub>: K, ℃ : 凍結温度  $V : m s^{-1}$ :土中水の間隙平均流速 g : N kg<sup>-1</sup> : 重力加速度 : サクション(水頭) h : m ₩m<sup>-2</sup> : 熱伝達率 h : i : :差分法の節点 \_  $m s^{-1}$  : 不飽和透水係数 k : k。:m<sup>4</sup>kg<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>:物質伝達率 s, : J K<sup>-1</sup>kg<sup>-1</sup>:氷の比エントロピー s」:J K<sup>-1</sup>kg<sup>-1</sup>:水の比エントロピー t : sec :時間 v<sub>L</sub>: m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>:液状水の比容積 x : m :距離 П : Ра : 浸透圧 ε : K, °C :凝固点降下度の比例定数  $\theta$  :  $m^3 m^{-3}$  : 体積含水率 : 含氷率  $\theta_1$ : m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>  $\theta_1$ : m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>: 液状水(不凍水)分率  $\theta_{B}$ : m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> : 固相率

 $\theta_u: m^3 m^{-3}$ : 不凍水分率 : 水蒸気分率 m<sup>3</sup> m<sup>−3</sup>  $\theta$ , : m<sup>4</sup> kg<sup>-1</sup>:分散係数の実験定数 : κ : 見かけの温度伝導率 m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> ка : : ₩ m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> :土の熱伝導率 λ ₩ m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>:空気の熱伝導率 λ. : ₩ m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>:見かけの熱伝導率 λ. : ₩ m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>:氷の熱伝導率 λι: ₩ m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>:水の熱伝導率 λι : ₩ m<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> : 土粒子の熱伝導率 λ. : :化学ポテンシャル J kg<sup>-1</sup> μ : :粘性係数(Pa・s) Pa s η : : 氷の化学ポテンシャル J kg<sup>-1</sup>  $\mu_i$ :  $\mu_{\rm L}$  : J kg<sup>-1</sup> :液状水の化学ポテンシャル : 土の乾燥密度 kg m<sup>−3</sup> pb: kg m<sup>−3</sup> :氷の密度  $\rho_1$ : :水の密度 kg m<sup>−3</sup>  $\rho_L$  : :土粒子の密度 kg m<sup>−3</sup> ρ<sub>в</sub>: :水蒸気の密度 kg m<sup>−3</sup> pv : ρC:Jm<sup>-3K-1</sup>:土の体積熱容量 :間隙 Iの区分間隙率  $\phi_1$  : \_ :間隙 Ⅱの区分間隙率  $\phi_2$ : ----:間隙Ⅲの区分間隙率  $\phi_3$ : -: 間隙率  $\phi$ : -: 凝固点降下度 ⊿ T : K, ℃ :差,勾配 Δ :

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

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 PNS= "AWHS" 1990 BY MIZOGUCHI 1250 1262 '-----10770 GOSLB + START : '実験および計算条件の設定 1080 GOSUB +DATIN : 法本物性値の入力 1292/GOSUB \* IBCON :'初期/境界条件の設定 1100 GOSUB +MFILE1 :'計算結果のデータシート作成 1110 GOSLB +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 ' IF TIME>=ETIME THEN 1280 1162 11779 GOSUB + SABUN : '差分法 1180 GOSUB + FRZDPT : '凍結深 1190 ' . 12202 '経過時間のチェック 1210 IF INT (TIME/TINT)=ITMC THEN 1250 1228 ITMC=INT(TIME/TINT) 1230 GOSLB \*PRNCAL: : 計算結果の書き込み(分布) 1240 GOSLB +LNPR : : 計算値のグラフ表示 1250 GOSUB +TRNSU :'変数の置換 1260 GOTO 1160 1278 ' 1280 计算终了 1290 \*..... 1300 LOCATE 72,2:PRINT TIME\$ 1310 CLOSE #1:CLOSE #2 1320 END 1330 ' 1340 '---13578 + SABUN : '差分法 1360 '--1370 ' 1380 TIME=TIME+DT 1390 ' 14290 GOSLB \* PROP: '移動物性値の計算 1418 GOSLB +BCON: '境界条件 1420 GOSUB •NKTWS: '新時間の仮値 1430 GOSUB +TSEN :'氷生成量 1440 '

1450 RETURN 1460 '..... 1478 +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 1578 SA(I)=SA(I)-DXT+(QC(I)-QC(I-1)) 1580 SC(I)=SA(I)+BLD/WCLA(I) 1590 NEXT 16897 1610 '温度変化の計算 1620 FOR I=1 TO 1DX 1630 TA(I)=TB(I)-DXT+(HF(I)-HF(I-1))/HC(I) 1640 NEXT 1658 1660 RETLIRN 1678 ' 1680 '..... 1690 \*TSEN :'氷生成量 1790 '..... 1710 ' 1729 FOR I=1 TO IDX 1730 IF TA(I)>0 THEN 1930 1740 WL0-WCLA(I) : T0-TA(I) : C0-SC(I) 1750 CT0=53.1+C0+WL0 1768 X=WLB: GOSUB +FZPD : T1=Z 1770 IF T1 (=T0 THEN 1930 1780 T=T0:ALA([)=FNALT(T):XL=HC(])/ALA(]) 1790 A=XL+T0+WL0 18200 IBS=I 1810 JF IBS>IBSS THEN X1=WL0+.8 ELSE X1=WL0 18210 IBSS=IBS 18322 ' 1840 +LOOP : ニュートン・ラプソン法 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 19202 WCLA(I)=X1-B : DCI(I)=WL0-WCLA(I) : WCI(I)=WC](I)+DCI

-191-

```
(I)
1910 X=WCLA(I): GOSUB +FZPD : TA(I)=Z
1920 SC(I)=SA(I)+BLD/WCLA(I)
1932
      NEXT
1940 '
1950 RETLIRN
1960 '
1978 '.....
1982 *BCON :'境界条件
1998 '....
2000 '
2010 TB (0) =FNT1 (T1ME)
2020 HF (0) =+11+(TB(0)-TB(1))
2030 HF (IDX) = H2 . (TB (IDX) - TB (ID))
2040 WF (0) =0: WF (1DX) =0
2858 QC (8) =8: QC (10x) =8 :CF (8) =8
2060 RETURN
2070 '
2080 '.....
2090 +TRNSU
            :変数の置き換え
2100 '.....
2110 '
2128 'WCLA(IDX)=WCLI:TA(IDX)=TBB: '地下水条件
2130 FOR [=1 TO 1DX
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 72,2:PRINT TIME$.
2200 '
2210 RETLIRN
2220 '
2230 '--
2240 •FRZDPT
              : 凍結深
2250 ---
2260 '
2270 T=TIME/ETIME
2280 '
2290 マスパランス
2300 SH=0:SS=0
2310 FOR [=1 TO 1DX:SW=SW+WCLA([)+WCI(I):SS=SS+SA(I):NEXT
2328 Y1=(SW/SWI-1)+10000!:Y2=(SS/SSI-1)+10000!
2330 LINE (T+SMPLL, -. 5) - (T+SMPLL, -Y1-.5), 5
2340 LINE (T+SMPLL, -. 5) - (T+SMPLL, -Y2-.5),6
2350 '
2360 FOR [=1 TO IDX-1
23778 IF WCI(I) <= 0 THEN 2408
2380 IBFS=1:CIRCLE (DPX(I),-T),.02.XDL,5,,,,F
2390 IF IBFS>IBFSM THEN GOSLIB +FRZPRN
```

```
2400 NEXT
2418 '
2428 表面温度
2430 Y1=.05+(10+TA(1)):PSET (T+SMPLL,-Y1),2
2440 '
2450 RETURN
2468 '
2478 ----
2488 +PROP: 1移動物性値の計算
2490 '--
2500
2510 FOR I=1 TO IDX
2528 T=TB(1)
                 :'温度
25380 CL=WCLB(I)
                 :'液状含水率
2548 CI=WCI(I)+1.09 :'液状含水率,含氷率
2550
2560 GOSLIB +THRMES
                 : '凍土の熱物性値の計算
                 : '凍土の水分移動物性値の計算
2570 GOSLIB +WTPR
2580
      NEXT
2590 GOSLB •TRHOSEI :'移動物性値の補正(熱,水分)
26202 GOSLIB +SLTPR
                : '凍土の溶質移動物性値の計算
2610 '
2620 RETURN
2630 '
2640 '.....
2650 *THRMFS : : 凍土の熱物性値の計算
2660 '.....
2677 '
2680 '体積熱容量
2698 CA=1-CS-CL-C]:HCS=2.27*CS+4.2*CL+1.93*C]+.0012*CA:HC(
1)=HCS+1E+06
2720 '
2710 '熱伝導率
2720 C1L=C1+CL
2730 '
2748 IF CL>U1 THEN GOTO 2768
2750 GOSLB .RES1:GOTO 2780
2760 IF CL>V2 THEN GOSUB +RES3:GOTO 2780
2770 GOSUB •RES2:GOTO 2780
2780 RT=R1+R2+R3
27940 HR(I)=RT
                     :'熱伝導率
2800
2810 RETURN
2829 '
2830 '.....
2840 •WTPR
            : 凍土の水分移動物性値の計算
2850 '.....
2860 '
2877 X=CL
2880 IF WCI(I)>0 THEN Y=12300+T+653130!+SC(I) ELSE GOSLB +
```

-192-

2890 HD([)=Y+.01 : サクション 2902 WK(I)=FNHK(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 2968 '..... 2978 ' 2980 '分散係数 2990 FOR I=1 TO IDX 312122 X= (WCLB(I)+WCLB(I+1))/2 3010 DU ([)=D0+2.8+X^3+SKAP+U-DUN 3020 NEXT 3030 ' 3040 FOR [=1 TO 1DX-1 3252 QC(I)=DU(I)+(SC(I)-SC(I+1))/DX + WF(I)+SC(I+1) 3060 NEXT 3070 . 3080 RETURN 3090 ' 3100 '..... 3110 \*TRHOSEI : 移動物性値の補正 3128 \*.... 3130 ' 3140 FOR I=1 TO IDX-1 3150 3160 \*熱伝導率の補正(対数平均) 3178 'HR(I)=SQR(HR(I)+HR(I+1)) 3180 HR([)=HR([+1)\*.6 3190 HF(I) =- HR(I) + (TA(1+1) - TA(I)) / DX 3280 ' 3210 '透水係数の補正 (対数平均) 3229 WK(I)=SQR(WK(I)+WK(I+1)) 3238 WF([)=-WK(I)\*(HD(1+1)-HD([))/DX+WK(I) 3240 ' 3250 NEXT 3260 RETURN 3278 ' 3280 '..... 3290 +FZPD :'凝固点降下度 33222 '..... 3310 ' 3320 GOSUB +HEAD 3338 Z=Y/12300-CT0/X 3348 RETURN 3350 3360 '..... :'熱伝導モデル 3370 +RES1

HEAD

3388 \*.... 3390 ' 34268 XUL=CL/B1 3410 IF CI>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 3449 . 3450 IF CIL>V1 THEN GOTO 3500 3460 XI=CI/81:XL=CL/81 3478 R2=A2+RS+XL+RL+X1+RI+(1-A2-XL-XI)+RA:R2=B1/R2 3480 R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3590 3490 3500 IF CIL>V2 THEN GOTO 3560 3518 XUL=CL/B1:XUI=(U1-CL)/B1:XI=(CIL-U1)/(1-A2-B2) 3520 R21=A2+RS+XUL+RL+(1-A2-XUL)+RI:R21=XI/R21 3530 R22=A2+RS+XUL+RL+XUI+RI+(1-A2-B2)+RA:R22=(B1-XI)/R22 3540 R2=R21+R22:R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3590 3550 ' 3568 X1=CIL-V2 3570 R2=A2+RS+XUL+RL+(1-A2-XUL)+R1:R2=B1/R2 3580 R31=X1/RI:R32=(1-A1-B1-XI)/RA:R3=R31+R32 3590 RETURN 3622 361Ø •RES2 36210 ' 3630 XL=(CL-U1)/(1-A2-B2) 3640 IF CI>0 THEN GOTO 3690 3650 R21=A2+RS+(1-A2)+RL:R21=XL/R21 3668 R22=A2+RS+B2+RL+(1-A2-B2)+RA:R22=(B1-XL)/R22 3670 R2=R21+R22:R3=(1-A1-B1)/RA:GOTO 3800 3688 3690 IF CIL>U2 THEN GOTO 3760 3700 XI=C[/(1-A2-B2) 3710 R21=A2+RS+(1-A2)+RL:R21=XL/R21 3720 R22=A2+RS+B2+RL+(1-A2-B2)+R1:R22=X1/R22 3730 R23=A2+RS+B2+RL+ (1-A2-B2)+RA: R23= (B1-XL-XI) /R23 3740 R2=R21+R22+R23:R3=(1-A1-B1)/RA: GOTO 3800 3750 ' 3760 X1=CIL-U2 3770 R21=A2+RS+(1-A2)+RL:R21=XL/R21 3780 R22=A2+RS+B2+RL+(1-A2-B2)+R1:R22=(B1-XL)/R22 3790 R2=R21+R22:R31=X1/R[:R32=(1-A1-B1-X[)/RA:R3=R31+R32 3800 RETURN 3810 ' 382Ø \*RES3 3830 ' 3840 XL=CL-U2 3850 IF CI>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:GOT0 3930

3890 X1=CI 3900 R2=A2+RS+(1-A2)+RL:R2=B1/R2 3910 R31=XL/RL:R32=X[/R[:R33=(1-A1-B1-XL-XI)/RA 3920 R3=R31+R32+R33 3930 RETLIRN 3948 ' 3950 '----3968 •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: SMPLL=. 2: BLD=1.1: WCL1=. 3: TB1=6: SA1=. 001: TBS=-6 :TB8=6:HHH=1:ETIME=25:TINT=1:'初期値候補 4010 PRINT \*差分の節点分割数 =";NOE ; : INPLIT X\$: 1F X\$ ↔ "" THEN NOE = UAL (X\$) 4020 IDX=NOE: ID=IDX+1 : GOSLB + UARIAB: ' 安数名 4030 4040 DLTX=.0001 : ERRX=DLTX :'氷生成量収束条件 4050 初期/境界条件の例 4060 H1=HHH+NOE/SMPLL 40770 H2=NOE/SMPLL 4080 ' 4090 PRINT "供試体の長さ ( m ) =";SMPLL :: INPUT X\$: IF X\$<>"" THEN SMPLL=UAL (X\$) 4100 PRINT "乾燥密度 (g/cm^3)=";BLD;: INPUT X6: IF X8<>"" THEN BLD=VAL(X\$) 4110 PRINT "初期含水比 (g/g) =";WCLI; : INPUT X8: IF X8<> " THEN WCL]=UAL(X8) 4120 PRINT "初期温度 ( °C ) =";TBI;: INPUT X\$: IF X\$<>"" THEN TBI =UAL (X\$) 4138 PRINT \*初期含塩比 ( a/a )=":SAl:: INPUT X\$: [F X\$<>"" THEN SA] = UAL(X\$) 4140 PRINT 表面の冷却温度 ( °C ) =";TBS;: INPUT X\$: IF X\$ <> "" THEN TBS =UAL (X\$) 4150 PRINT 下面の冷却温度 ( °C ) =";TBB;: INPUT X\$: IF X\$ <> "" THEN TBB =UAL (X\$) 4160 PRINT \*表面の熱伝達係数(h1) =";H1;:I NPUT X\$: IF X\$ > "" THEN H1 = UAL (X\$) 4170 PRINT "下面の熱伝達係数(h2) =";H2;:I NPUT X\$: IF X\$ > "" THEN H2 = UAL (X\$) 4180 PRINT "シミュレーション終了時間 (hour) =",ETIME ;: INPUT X\$: IF X\$ > "" THEN ETIME=UAL (X\$) 4190 PRINT "ライン表示間隔 (hour) =";TINT; : INPUT X\$: IF X\$ <> " THEN TINT = UAL (X\$) 4200 PRINT : PRINT : PRINT 4210 4220 SCI=SAI/WCLI :WCLI=WCLI+BLD 4230 ETIME=3600+ETIME :TINT=3600+TINT

3880 '

4240 ' 4258 '空間刻み,時間刻み 4268 42719 DX=SMPLL/NOE :DPX(1)=DX/2 4280 DT=(1000+DX)^2 4290 DXT=DT/DX 43220 ' 4310 FOR [=2 TO 1D :DPX([)=DPX([-1)+DX :NEXT 4320 4338 RETURN 4340 '..... 4350 + UARIAB : '変数名 4368 '..... 4370 DIM DPX (ID) . WCLA (ID) , WCLB (ID) . TA (ID) , TB (ID) . HD (ID) 4388 ? 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 4398 4420 DIM HC(ID), HR(ID), WF(ID), HF(ID), WK(ID), ALA(ID) 4410 ・ 比熱,熱伝導率,水分フラックス,熱フラックス,透水 係数,発生潜熱 4428 ' 4430 DIM WC1(ID), DCI(ID), WD(ID) 4448 ' 含氷率 ,氷生成量,水分拡散係数 4450 4468 DIM SA(ID), SC(ID), QC(ID), DU(ID), CF(ID) 4472 ' 溶質量,溶質濃度,溶質フラックス,溶質移流 4480 ' 4490 RETURN 4500 ' 4510 '--4528 \*DATIN : '基本物性値の入力 4530 '-4540 4558 基本定数 4568 WLD=1089: '水の密度 4570 ' 4580 谢解熱 4590 DEF FNALT(T)=WLD+232, 22+(1434.6+9.0358+T-.02665+T^2+. 000216+T^3) 4622 4610 \*\*\*\* 土によって異なる関係式・実験式 \*\*\* 4629 ' 4630 (1)熱物性 4648 \*熱伝導率のパラメータ (4相系熱伝導率モデル) 4650 CS=.4:A1=.8234:B1=.8:82=.1617 4660 RMS=5:RML=.57:RMA=.025:RMI=2.2 4670 A2=(CS-A1) /B1:RI=1/RMI:RA=1/RMA:RL=1/RML:RS=1/RMS:R1= A1/RS 4680 U1=B1+B2:U2=B1+(1-A2)

4690 ' 4788 (2)水分移動物性(透水係数・水分特性) 4718 透水係数 4720 DEF FNHK(CL,T)=EXP(40.3546+CL-2302.6/(273.15+T)-21.39 01)+.01 4738 ' 4740·(3)溶質移動物性 4750 D0=1E-09:SKAP=.004: 'NaClの拡散係数:分散係数 4760 ' 47778 RETURN 4780 ' 4798 '..... :マトリックポテンシャル(実験式) 48800 +HEAD 水分特性 4810 ' 4828 '..... 4838 ' 4840 IF X>.513 THEN Y=36.7466#-68.4232#+X ELSE Y=6.6675#-1 8.4157#+X+21.9368#+X^2-10.1199#+X^3 4850 Y=-10~Y 4860 RETURN 4870 ' 4882 '..... 4890 •1BCON : \*初期/境界条件の設定 4900 '..... 4910 4920 DEF FNW1 (X)=WCLI:DEF FNFW(X)=0 4930 DEF FNFW2(X)=0:DEF FNW2(X)=WCLI 4948 ' 4950 PRINT "表面温度の変化パターン" 4968 'INPUT "(1) 一定温度 (2) 周期変化":X 4970 'IF X=2 THEN 5340 ELSE 5330 4980 ' 4998/ DEF FNT1(X)=TBS :BCTL\$="一定 ":GOTO 50413 5000 INPUT "時間周期 (hour) =";CYCLT :DT0=DT0/2 :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 50/70 WF (0) =0:WF (1DX) =0:QC (0) =0:QC (1DX) =0 5080 ' 5090 初期条件の設定 5120 '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) 51342 TB([)=TBI :TA(1)=TBI 5140 SC(I) = SCI: SA(I) = SAI

5150 NEXT 5168 ' 5170 マスパランス 5180 SWI=0:SSI=0:FOR 1=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 '--5242 +1GRA :'初期値のグラフ表示 5250 '--5260 ' 5270 GOSUB + GRAPH 5280 GOSUB +TITL 5290 GOSUB •TXTITL : グラフ枠の表示 5322 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([+1)) 5360 LINE (DPX(1),-Y1)-(DPX(1+1),-Y2),4 5370 NEXT 5380 Y1=.05+10 5390 LINE (0,-Y1)-(SMPLL,-Y1) 5400 RETURN 5410 ' 5420 '..... 54380 +LNPR :計算値のグラフ表示 5440 '..... 5450 ' 5460 FOR I=1 TO 10X-1 5470 Y1=.05+(10+TA(I)) 5480 Y2=.05+(10+TA(I+1)) 5490 LINE (DPX(1), -Y1)-(DPX(1+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 SCI=0 THEN 5550 5530 S1=(S1/SCI-1)+.8 :S2=(S2/SCI-1)+.8 5540 LINE (DPX(1), -S1)-(DPX(1+1), -S2),7 5550 LINE (DPX(1), -W1)-(DPX(1+1), -W2),3 55662 W1=WCLA(I) :W2=WCLA([+1) 5578 S1=(SA([)/SAI-1)+.2 :S2=(SA(I+1)/SAI-1)+.2 5580 LINE (DPX(1),-S1)-(DPX(1+1),-S2),6 5590 NEXT 56222 ' 5610 RETURN 56210 ' 56310 '.....

```
5640 '実験条件の画面表示
5650 •TXTITL
5668 '....,
5677 '
5688 COLOR 4:LOCATE 65, 18: PRINT "<TIME>":COLOR 7
5690 LOCATE 71, 20: PRINT "(sec)";
5700 LOCATE 71,21:PRINT "(hrs)";
5718 '
5720 COLOR 6:LOCATE 65,12:PRINT "<PARAMETER>":COLOR 7
5730 LOCATE 65, 13: PRINT "N.O. E=";NOE
5748 LOCATE 65, 14: PRINT USING "DT = ####.##"; DT
5750 LOCATE 65, 16: PRINT FLD$
5762 '
5770 LOCATE 60.0:PRINT "PROGRAM NAME="
5780 LOCATE 74, 0: PRINT PNS
5798 COLOR 5:LOCATE 65.3 :PRINT *<B.C> *:COLOR 7
5800 LOCATE 65,4 : PRINT BCTL$; CYCLT; " h"
5810 LOCATE 65,5 : PRINT USING "TMP.=###. #"; TBS
5828 COLOR 3:LOCATE 65,7 :PRINT "<I.C> ":COLOR 7
5838 LOCATE 65,8 :PRINT USING "WC = #.##":WCLI
5848 LOCATE 65,9 :PRINT USING "TMP.= #.##"; TBI
5850 LOCATE 65, 10 :PRINT USING "SOL. = #. ##^^^ ; SCI
5868 LOCATE 68, 1: PRINT DATES: LOCATE 72, 1: PRINT TIMES
5878 RETURN
5880 '
5890 '.....
5900 '
5910 • GRAPH : グラフの初期設定
5929 '.....
5930 '
5940 CLS 3: CONSOLE 0,25,0,1: SCREEN 3,1
5950 UIEW (52,8)-(452,328)
5960 XMIN=0:XMAX=SMPLL :YMIN=0 :YMAX=1!
59778 XST=XM1N: XDL= (XMAX-XM1N) +.25: YST=YM1N: YDL= (YMAX-YM1N)
+.25
5988 WINDOW (XMIN, -YMAX) - (XMAX, -YMIN) : LINE (XMIN, -YMAX) - (X
MAX. --YMIND ... B
5990 XCONT=INT ( (XMAX-XMIN) /XDL) ; YCONT=INT ( (YMAX-YMIN) /YDL)
6000 FOR I=0 TO XCONT
6010 XI=XST+XDL+1: YYD=(YMAX-YMIN)+, P2
6020 LINE (XI, -YMIN) - (XI, -YMIN-YYD)
6030 NEXT
6040 FOR I=0 TO YCONT
6050 YI=YST+YDL+1: XXD= (XMAX-XMIN) + .02
6060 LINE (XMIN, -YI) - (XMIN+XXD, -YI) : LINE (XMAX, -YI) - (XMAX-
XXD.-Y1)
6070 NEXT
6080 RETURN
6292 '
6100 '.....
```

```
6110 •TITL :'グラフのタイトル表示
6120 '.....
6130 '
6140 FOR [=0 TO YCONT
6150 LOCATE 2,5+1: PRINT USING "#,##"; ABS (YMAX-I+YDL)
6160 NEXT
6179 FOR I=1 TO YCONT-1
6180 LOCATE 56.5+1:PRINT USING "####"; 10-5+1
6199 NEXT
6200 FOR I=0 TO XCONT
6210 LOCATE 5+12+1,21 :PRINT USING "#.##";XMIN+XDL+I,
6220 LOCATE 3+12+1,22 :PRINT USING "###.#";ETIME+1/3600/XC
ONT.
623Ø 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 "TMP"
6280 RETURN
6298
6300 '--
                  :'計算結果の書き込み
6310 +MFILE1
6328 '-
6330 '
6342 D$=DATE$:T$=TIME$
6350 Ds = 11 Ds (Ds.5.1) + R1GHTs (Ds.2)
6360 T$=LEFT$(T$,2)+MID$(T$,4,2)
6370 FLD$="H"+D$+T$
6380 PRINT FLD$
6390
6400 FLPRF$=FLD$+".prf" :'データファイル名(分布)
6410 FLELT$=FLD$+".elt": :'データファイル名(経時変化)
6428 '
6438 OPEN FLPRF$ FOR OUTPUT AS #1
6440 OPEN FLELTS FOR OUTPUT AS #2
6450 PRINT #1, TITLE$: PRINT #1,
6460 PRINT #2.TITLES:PRINT #2,
6470 PRINT #1,FLPRF$,",","データ名"
6480 PRINT #2,FLELT$,",","データ名"
6490 PRINT #1,DATE$,",",TIME$,",","計算日時"
6500 PRINT #2,DATE$,",",TIME$,",","計算日時"
6510 PRINT #1,PN$, ", ", "プログラム名"
6520 PRINT #2, PN$, ", ", "プロクラム名"
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, SMPLL, "供試体の長さ(m)"
6560 PRINT #1,BLD, "乾燥密度(g/cm^3)"
6570 PRINT #1, WCLI, "初期含水率(-)"
6580 PRINT #1, TB1, "初期温度( *C )"
6590 PRINT #1,SAI,"初期含塩比(g/g)"
```

```
66202 PRINT #1, TBS, "表面の冷却温度( *C )"
6610 PRINT #1, TBB, "下面の冷却温度( °C )
6628 PRINT #1,H1,"表面の熱伝達係数(h1)"
66380 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(seo)"
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"
6720 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 含氷量
                                 含塩比"
6740 PRINT #2.
6750 PRINT #2," < 凍結深計算結果の出力 >"
6768 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
6788 '.....
6798 •PRNCAL : '温度, 含水量, 含水量, 含塩比の分布
6800 PRINT #1, ITMC
6810 FOR I=1 TO IDX
^^";TA(I);WCLA(I);WCI(I);SA(I)
                                      .
6830 NEXT
6840 RETURN
68510 '
6860 '----
68778 +FRZPRN : 凍結前線の位置
6880 '--
6890 '
6900 1BFSM=1BFS
6918 PRINT #2,USING "#. ###**** #. ###**** #. ####**** #. ####
SW/SWI-1,SS/SSI-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 (分布計算結果のプロット:連続) 1030 ' 10440 PN\$= "R\_PL" 1990 by MIZOGUCHI 1050 1070 '---1080 'データ処理ファイル (\*。prn) 1090 DATA 0, 12, 24, 50 :FOR 1=0 TO 3 :READ HRD(1):NEXT 1100 '--1118 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) 11310 DATA 5 :'ライン表示時間間隔(hour) 11420 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) 1188 LPRINT CHR\$(12) 1190 ' 1200 READ FLG 1210 READ LDSP 1228 READ NINNIN 12380 FOR KKK=1 TO NNN 1240 READ FLD\$ :111=0 :'計算結果の読み込み&整理 1250 GOSUB +RFILE1 1260 XMIN=0: XMAX=SMPLL: YMIN=0: YMAX=1: GOSLB \*GRAPH 12770 XAX\$="DEPTH(m)":GOSLB +T(TL :'グラフの目盛り 1280 GOSUB +TXTITL :'計算条件 1290 1DX=NOE 1300 DPX(1)=DX/2 :'内節点法 1310 FOR I=2 TO IDX 1320 DPX([)=DPX([-1)+DX 1330 NEXT 1340 ' 1350 GOSUB + RPRF ': 1360 COPY 3 : CNT=CNT+1: IF FLG=0 THEN 1410 1370 GOSUB +FZDCAL 1380 GOSLB +MSBL 1390 COPY 3 : CNT=CNT+1 1400 ' 1418 X=CNT MOD 2 : IF X=8 THEN LPRINT CHR\$(12) 1428 NEXT KKK 1430 LPRINT CHR\$(12) 1440 END

1458 ' :'計算結果の読み込み&整理 1460 \*RFILE1 1470 ' 1488 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, PN\$, X\$ 1570 INPUT #1,X\$ 1580 INPUT #1,X\$ 1590 INPUT #1,NOE,X\$ 1600 INPUT #1, SMPLL, X\$ 1610 INPUT #1.BLD, X\$ 1620 INPUT #1, WCLI, X\$ 1630 INPUT #1, TBI, X\$ 1640 INPUT #1, SAI, X\$ :SCI=SAI+BLD/WCLI 1650 INPUT #1, TBS. X\$ 1660 INPUT #1, TBB, X\$ 1670 INPUT #1,H1,X\$ 1680 INPUT #1,H2,X\$ 1690 INPUT #1.ETIME.X\$ 1700 INPUT #1.TINT, X\$ 1710 INPLT #1.DX.X\$ 1720 INPUT #1,DT,X\$ 1730 INPUT #1,BCTL,X\$ 1740 INPUT #1, CYCLT, X\$ 1750 INPUT #1,X\$ 1762 LINE INPUT #1,X\$ :PRINT X\$ 1770 LINE INPUT #1, X\$ :PRINT X\$ 1780 LINE INPUT #1, X\$ 1798 ' 18202 RETURN 1810 '..... 1829 • RPRF 1830 IF EOF(1) THEN +FIN 1840 INPUT #1, HR 1850 FOR [=1 TO IDX 1868 IF EOF(1) THEN +FIN 1870 INPUT #1.TA(I), WCLA(I), WCI(I), SA(I) 1880 W=WCLA(I)+WCI(I) :SC(1)=SA(I)+BLD/W 1898 X=WCLA(I)+WCI(I) +1.09+CS-1 1900 IF X>0 THEN FH(HR)=FH(HR)+X

1929 IF (HR MOD LDSP)=10 THEN GOSLIB + LNPR 1938 IF ABS (HR-HRD (111)) <. 01 THEN 1948 ELSE 1998 1940 11[=[]]+1 :PRINT #2,HR 1950 FOR I=1 TO 1DX 19600 ₩= ₩CLA([)+₩CI(I) 1970 PRINT #2,USING "#.###~~~ #.###~~~ #.###~~~ #.###~~ ^^ #.###\*\*\*\* #.###\*\*\*\* #.###\*\*\*\*\*";DPX(1),TA(1),WCLA(I),WCI ([), SA([), W, SC(1) 1968 NEXT 1990 GOTO +RPRF 2000 .FIN 2010 CLOSE #1:CLOSE #2 2020 RETURN 2030 '..... 218418 +LNPR 計算値のグラフ表示 2050 '..... 2060 2070 FOR I=1 TO 1DX-1 2080 2090 温度分布 2100 Y1=.05+(10+TA(I)) 2110 Y2=.05+(10+TA(I+1)) 2120 LINE (DPX(1),-Y1)-(DPX(1+1),-Y2),4 2130 ' 2142 '水分分布 2150 W1=WCLA([)+WCI([):W2=WCLA([+1)+WCI([+1) 2168 LINE (DPX(1), -W1)-(DPX(1+1), -W2),3 2170 ' 2180 '含塩比分布 2198 S1=(SA(I)/SAI-1)+.75:S2=(SA(I+1)/SAI-1)+.75 2200 LINE (DPX(1),-S1)-(DPX(1+1),-S2),6 2210 ' 2228 濃度分布 2238 S1=(SC(I)/SC]-1)+5+.2: S2=(SC(I+1)/SCI-1)+5+.2 2240 LINE (DPX(1),-S1)-(DPX(1+1),-S2),5 2250 NEXT 2260 ' 2270 RETURN 2280 ..... 2298 '実験条件の画面表示 2308 \*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 "SMPLL"SMPLL 2380 LOCATE 65,6 :PRINT "WCLI="WCLI

1910 NEXT

2390 LOCATE 65.7 : PRINT "TBI ="TBI 2420 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 "H1 ="H1 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 ' 2529 '..... 2530 2540 •GRAPH : グラフの初期設定 2550 '..... 2568 2570 CLS 3: CONSOLE 0,25,0,1: SCREEN 3,1:VIEW (52,8)-(452, 328) 2580 XST=XM1N: XDL= (XMAX-XM1N) +. 25: YST=YM1N: YDL= (YMAX-YM1N) +.25 2598 WINDOW (XMIN, -YMAX) - (XMAX, -YMIN) : LINE (XMIN, -YMAX) - (X MAX. -YMIND . . B 2600 XCONT=INT((XMAX-XMIN)/XDL):YCONT=INT((YMAX-YMIN)/YDL) 2610 FOR I=0 TO XCONT 2620 X1=XST+XDL+1: YYD=(YMAX-YMIN)+.02:LINE (XI,-YMIN)-(XI, -YMIN-YYD) 26318 NEXT 2648 FOR I=8 TO YCONT 2650 Y1=YST+YDL+I:XXD=(XMAX-XMIN)+.02:LINE (XMIN,-YI)-(XMI N+XXD,-YD) 2668 LINE (XMAX,-YI)-(XMAX-XXD,-YI):NEXT 2678 RETURN 2680 2690 \*.... 2778/2 \*TITL :'グラフのタイトル表示 2710 '..... 2720 ' 2730 FOR 1=0 TO YCONT 2740 LOCATE 0.5+1: PRINT USING "##.##"; ABS(YMAX-I+YDL) 2750 NEXT 2760 FOR I=1 TO YCONT-1 2770 LOCATE 56, 5+1: PRINT USING "####"; 10-5+1 2780 NEXT 2790 FOR 1=0 TO XCONT 2800 LOCATE 5+12+1,21 :PRINT USING "##.##"; XMIN+XDL+I 2810 NEXT 2820 LOCATE 38,21: PRINT XAX\$ 28310 RETURN

```
2849 '
*************
2867
2870 +FZDCAL
2888 '
2896 GOSLB + RFILE2
                    : 計算結果の読み込み
2988 XMAX=HR: XM1N=8: YM1N=8: YMAX=. 2: GOSUB .GRAPH
2910 XAX$="TIME (h) :GOSUB +TITL
2928 GOSUB +TXTITL:'計算条件
2930
2940 PSET (0,0):GOSUB +RPRF2
2950 CLOSE #2
2960 RETURN
2970
2980 +RFILE2
               :'計算結果の読み込み
2990 FLELT%=FLD%+".elt" :'データファイル名(経時変化)
3000 '
3010 OPEN FLELTS FOR INPUT AS #2
3020 INPUT #2, TITLE$ : INPUT #2, X$
3030 INPUT #2, FLELT$, X$
3040 INPUT #2, D$, T$, X$
3250 INPUT #2, PN#, X$
3060 INPUT #2,X$
3070 INPUT #2,X$
3080 LINE INPUT #2,X$
3090 '
3100 RETURN
3110 '.....
3120 +RPRF2 : IDP=0
3130 IF EOF (2) THEN RETURN
3140 IDP=IDP+1
3150 INPUT #2,X,Y,TA(IDP),TB(IDP),MASW(IDP),MASS(IDP)
3160 X=X/3600:LINE -(X,-Y),5 :TM(IDP)=X
3170 CIRCLE (X,-Y)..02+XDL.5,...,F
3180 GOTO 3130
3190 RETURN
3220 '.....
            :'マスパランス
3210 .MSBL
3220 PSET (0,-.1):FOR I=1 TO IDP:X=TM(I): Y=MASW(I)+10000!
+.1:LINE - (X,-Y), 3:CIRCLE (X,-Y), . B2+XDL, 3, ..., F:NEXT
3230 PSET (0,-.1):FOR 1=1 TO IDP:X=TM(1): Y=MASS(I)+10000!
+.1:LINE -(X,-Y),4:CIRCLE (X,-Y),.82+X0L,4,,,,F:NEXT
3240 PSET (0,-.25):FOR I=1 TO [DP:X=TM(1): Y=TA(1)/60+.1:L
INE -(X,-Y), 2: CIRCLE (X,-Y), . B2+XDL, 2,..., F:NEXT
3250 PSET (0,-.25):FOR [=1 TO IDP:X=TM(1): Y=TB(1)/60+.1:L
INE -(X,-Y), 1: CIRCLE (X,-Y), . 02+X0L, 1,..., F: NEXT
3260 RETURN
3270 '.....
```

プログラム(3):計算結果のプロット

1898 '..... 1010 ' 1828 「不飽和土の凍結過程における水分・熱・溶質移動の解析 (凍結深の比較) 1030 ' 1040 PN\$= "FDCM" 1050 ' 1990 by MIZOGUCHI 1060 ' 1070 '..... 1282 1090 DIM FL\$ (7) 1100 GOSUB +FZDCAL 1110 END 1120 ' 1130 '-----1140 •FSEL :'ファイル名の選択 1150 FM\$="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 GOSLB +TITL2 1230 GOSUB +TXT1TL2: グラフ枠の表示 1247 1250 INPUT "データの個数=",DNN 1260 FOR IDF=1 TO DNN :'ファイル名の選択 1270 GOSUB +FSEL 1280 FL\$(IDF)=FLD\$ : 計算結果の読み込み 1290 GOSUB \*RFILE2 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 1368 ' :'計算結果の読み込み 1370 •RFILE2 1388 ' 1390 OPEN FLELT\$ FOR INPUT AS #2 1420 INPUT #2, TITLE\$ : INPUT #2, X\$ 1410 INPUT #2, FLELT\$, X\$ 1420 INPUT #2,D\$,T\$,X\$ 1438 INPUT #2, PN\$, X\$ 1440 INPLIT #2,X\$ 1450 INPUT #2,X\$

1460 LINE INPUT #2,X\$ 1478 ' 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 1688 '..... 1610 ' 1620 LOCATE 65.0: PRINT "DATA NAME" 1630 FOR I=1 TO DNN:LOCATE 65, I:COLOR I:PRINT FL\$(]):NEXT : COLOR 7 1640 LOCATE 65, 20: PRINT DATES: LOCATE 65, 21: PRINT TIMES 16500 RETURN 1662 1670 '..... 1680 ' 1690 •GRAPH2 : グラフの初期設定 1798 '..... 1710 ' 1720 CLS 3: CONSOLE 0,25,0,1: SCREEN 3,1 1730 UIEW (52,8)-(452,328) 1740 XMIN=0: XMAX=25+3680: I=INT (XMAX+1008): XMAX=1/1008 17500 YMIN=0 :YMAX=.2 1768 XST=XMIN: XDL= (XMAX-XMIN) +.2 1770 YST=YMIN: YDL= (YMAX-YMIN) +.2 1780 WINDOW (XMIN, -YMAX) - (XMAX, -YMIN) 1790 LINE (XMIN, -YMAX) - (XMAX, -YMIN), , B 1888 XCONT=INT ( (XMAX-XMIN) /XDL) 1810 YCONT=INT ( (YMAX-YMIN) /YDL) 1829 FOR I=0 TO XCONT 1830 XI=XST+XDL+1 1840 YYD= (YMAX-YMIN) . 02 1850 LINE (XI. - YMIN) - (XI. - YMIN-YYD) 1860 NEXT 18770 FOR I=0 TO YCONT 1888 YI=YST+YDL+1 1890 XXD=(XMAX-XM1N) +.02 1920 LINE (XMIN, -YI) - (XMIN+XXD, -YI)

-201-

1910 LINE (XMAX.-Y[)-(XMAX-XXD,-Y]) 1920 NEXT 1930 RETURN 1940 ' 1950 '..... 1960 \*TITL2: 'グラフのタイトル表示 1978 '.... 1988 ' 1990 TITLE#="凍結深の時間変化(計算値)" 2000 FOR I=0 TO YCONT 2010 LOCATE 2, 4+1: PRINT USING "#.##"; ABS (YMAX-I+YDL) 2020 NEXT 2030 FOR I=0 TO XCONT 2040 LOCATE 3+10+1.21 :PRINT USING "####.#"; XMAX+1/3600/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 ' 2120 + INDAT 2130 ' 2140 ' by 服部クン 2150 ' 1988.04.06 2168 ' 2188 PN\$= "HL" 2190 ' 22000 • INIT : RTI=0 : DNI=0 2210 WIDTH 80,25 :CONSOLE 0,25,0,1 :LOCATE 0,0,1 :COLO R 7 2220 L=1 CR\$=CHR\$(13) :ESC\$=CHR\$(27) 2230 2240 RT\$=CHR\$(28) : LT\$=CHR\$(29) : UP\$=CHR\$(30) : DN\$=CHR \$(31) 2250 WHT=&HE1 :RED=&H41 :GRN=&H81 :YLW=&HC1 :SKY=&HA1 : BLU=8H21 2260 REV=&H4 :NRV=&HFB :BLK=&H2 :NBK=&HFD ON STOP GOSUB +END.RTN :STOP ON 2270 2280 •SELECT 凍結解析・・ファイ 2290 CLS :COLOR 5 :PRINT \*\*\* ル名選択 米米米 • : CONSOLE 4,25.0,1 :COLOR 7 2300 PRINT :FILES FMS :PRINT 2310 CX=XPOS(0) :CY=CSRLIN-1 :CL=17 2320 ATR=YLW 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) +SELECT.1 2350 2360 A\$= INPUT\$(1) : X=POS(0) : Y=CSRL1N 2370 IF (A&=CR& OR A&=" ") AND Y>1 THEN GOTO \*GET.FILE IF AS=LTS THEN PRINT S1S; :GOTO +SELECT.2 2380 IF AS=RTS THEN PRINT S2S;:RTI=RTI+1 :DNI=DNI+.5 E 2390 LSE GOTO 2410 1F RT1<42 2400 THEN GOTO +SELECT.2 ELSE GOTO 2200 IF A&=UP\$ THEN PRINT A\$; :GOTO +SELECT.2 2410 IF AS=DNS THEN PRINT AS; :RTI=RTI+2 :DNI=DNI+1 E 2420 LSE GOTO 2440 2430 IF DNI<22 THEN GOTO +SELECT.2 ELSE GOTO 2200 2440 IF AS=ESCS THEN GOTO +END. RTN BEEP :GOTO +SELECT.1 2450 2460 •SELECT.2 2470 CL=31 :ATR=WHT :GOSUB .SET.ATR 2480 CX=POS (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=&HAØ+Y+8Ø+(X¥4Ø) :F\$="" FOR I=G TO G+22 STEP 2 :F\$=F\$+CHR\$(PEEK(I)) : 2520 NEXT F1\$=LEFT\$(F\$,2) :F2\$=MID\$(F\$,7,1) 2530 2540 IF F1\$=" " OR F1\$=" .. " OR F2\$=" . " THEN BEEP : F\$= \*\* : GOTO + SELECT. 1 CX=X :CY=Y :CL=31 :ATR=RED OR REV :GOSUB \*SET.ATR 2550 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 2688 +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 2668 S.ADR=2+(CX+80+CY) : E.ADR=S.ADR+2+(CL-1) 2670 FOR 1=S.ADR TO E.ADR STEP 2 : POKE LATR : NEXT 2680 RETURN 2690 +RESET.ATR 2700 ATR=WHT 2710 GOSLIB +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 So il 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:土壤中の水の動き,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 Leve ls in Streams, Depertment 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, T rans. 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 "Geo-c hemistry, Precitation, Eveporation, Soil-moisture, Hydrometry", General As sembly of Bern , Sept. -Oct., pp. 411-417, (1967) 14) Hoekstra, P.: Moisture movement in soils under temperature gradients w ith cold side temperature below freezing, Water Resources Research, 2, pp. 241 - 250, (1966) 15) Beskow, G.: Soil Freezing and Frost Heaving with Special Application t o Roads and Railroads (translated by J. O. Osterberg), The Tech. Inst., No rthwestern Univ., Evanston, III, U.S.A., (1947) 16) Schofield, R. K.: The pF of the water in soil. Trans. Intern. Cong. So il Sci. 3rd, 2, pp. 37-48, (1935)

17) Edlefsen, N. E. and Anderson, A. B. C.: Thermodynamics of soil moistur
e. Hilgradia, 15(2), pp.31-298, (1943)

18) Williams, P.J. : Unfrozen water content of frozen soils and soil moist ure suction, Geotechnique, pp.231-246, (1964)

19) Low, P.F., Anderson, D.M. and Hoekstra: Some thermodynamics relation-s hips 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 Mechani cs 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 unfr ozen water infrozen 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 reflectometr y for the measurement of unfrozen water content in frozen soils. Cold Regi ons 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. Sco. 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 f rozen soil, Water Resour. Res., 9, pp.1314-1323, (1973)

27) Jame, Y. W. and Norum, D. I.: Heat and mass transfer in freezing un-s aturated soil in a closed system, Proc., 2nd Conference on Soil Water Pro blems in Cold Regions, Edmonton, Alta., pp.46-62, (1976)

28) Jame, Y. W. and Norum, D . I.: Heat and mass transfer in a freezing un saturated 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 u nder 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): 生物物理学のに 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 Diffu sions of Heat and Water Vapor; Thermally Driven Liquid and Vapor Phase Tra nsfer of Water and Energy in Soil, Soil Sci. Sco.Amer. Proc., 26, pp.413-4 20, (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 Themodynamics, Joh n Wiley & Sons, (1988)

41) S. Iwata : A mechanism for the existence of an unfrozen liquid in the v icinity of a solid surface, Proceedings of 4th International Symposium on Groud Freezing, pp.25-31, (1985)

42) Aslyng, H.C. et.al.: Soil physics terminology, Int. Sco. Soil Sci. Bul1. 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.ワーケンチン 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: Ex clusion 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 p. 91-98, (1987) 54) Taylor, S. A. and Cavazza, L.: The movement of Soil Moisture in Response to Temperature Gradients, Soil Sci. Sco. Amer. Proc., 18(4), pp.351-358, (1954)55) 粕淵辰昭: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 Transie nt Unsaturated Flow Conditions, Water Resour. Res., 9(4), pp. 975-986, (197 3) 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 cha racteristic 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 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., Amsterd am, (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.63-6 8, (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 fro zen 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.1 404-1411,(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 pf 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., 25
 9-263, (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.Bigger: Miscible displacement in soils: I.:Experimen tal information, Sil 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) 斉藤武雄:数值伝熱学,養賢堂,(1986)

84) 内田秀雄:湿り空気と冷却塔, 裳華房,(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、研究生活のあり方などいろいろなご助言を頂いた。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

-208-

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(㈱精研)、山本英夫氏(㈱精研)、伊豆田久雄氏(㈱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(㈱清水建設)、伊藤譲氏(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( ㈱ 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

-209-

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。

1. 18

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。

1990年 初冬:記