

農業土木における凍害とその対策 (その1)

— 凍 結 ・ 凍 上 —

長 沢 徹 明*

—— 講座を始めるに当って ——

農業基盤整備の各種事業が進行し、施設類が装置化する傾向にあるとき、それらの安全・保守管理に関連して凍害が大きな問題となってきた。それらに対応する具体策について基礎的分野から明確に理解する一助としてこの講座を開設した。

凍害は当然のことながら、寒冷地で問題となり研究がすすめられてきている。主として鉄道・道路などの建設・管理に関連して、カナダ・北欧・ソ連などに見るべきものが多くあるようである。また、農業としては春先の発芽不良の原因などでも問題が提起されている。しかし日本では温暖地での農業を知ったものが、寒冷地（北海道）へそのままの農業を移入しようと努力した部分が多くあった。その過程からして、水田を主とした農業がなされ、そこでは水の管理を目的とする装置化された各種施設が設置されるようになるとともに、凍害への配慮対策が必要となってきたのである。農業土木学会北海道支部の活動の一つとして、昭和49年10月に「農業土木における凍上・凍害」をテーマとしてシンポジウムを開催したところ予想以上の参加者があり、「凍上・凍害」に対する関心の広さ、深さを再認識させられた。

北海道などでは以前から、この種の問題はあったはずであり、鉄道・道路関連では技術的研究が比較的早くからすすめられてきていた。問題の性質上、被害対策の技術的研究が先行した分野であった。近年は液化ガスタンクの基礎周辺部、都市土木を主とする凍結工法に関する研究、また、凍上等に関連した基礎的研究によって著しい進展がみられている。農業土木関係でも基盤整備事業としての安定成長期に入り、各種施設の高度化とともに凍害問題が顕在化したとみられる。その第一が用水路の装工の問題であり、農業土木学会の水路凍害対策委員会（委員長：古谷将，委員：梅田安治，片岡隆四，木下誠一，河野文弘，高橋和雄，高橋英紀，長沢徹明）（昭和

50～54年度）は、北海道開発局の水路凍害対策指針の作成、その基礎データを求める実験観測に協力助言を行った。しかし、凍害問題は単に水路など施設に関するものだけではなく、圃場条件などにも大きな影響をもつものである。また、北海道のものではなく、東北地方や高冷地と呼ばれるところで共通の問題となり得るものを多く含んでいるであろう。

講 座 の 内 容

項 目	担 当 者
1. 凍結・凍上	長沢 徹明
2. 凍結土・融解土の特性	長沢 徹明・梅田 安治
3. 農地の凍害	古谷 将
4. 道路の凍害対策	久保 宏・高田 健治
5. 水路の凍害対策	高田 健治
6. コンクリートの凍害と対策	高橋 和雄

この講座では、各種の凍害問題の基本的事項である地盤の凍結・凍上について、また凍結土と融解土の特性について説明した後に、農地における凍害問題について述べる。また、近年とくに整備が進行し問題化している道路と水路の凍害対策、さらには各種構造物の材料となるコンクリートの凍害と対策について述べることにする。

凍害などはこれまでとかく、地域・現場の特殊性として体系化技術からなおざりにされがちであったが、この種の問題解決こそが現場技術者としての使命ではないだろうか。各現場での難問の解決なくしては事業の進歩も技術の進歩もないであろう。各現場で日夜努力されている技術者の方々のお手伝いとなることを願って、この講座をすすめることにした。（梅田 安治）

I. はじめに

土の凍結現象は、限られた地域での特殊な現象とみられがちである。しかし、年間を通して地盤が凍結している——いわゆる永久凍土地域は約2,100万 km²とされ、全陸地の14%、日本全土の55倍にも達する。また、多少とも凍結する地域まで含めると、実に地球上全陸地面積の約70%にも及ぶ¹⁾。さらに、近年盛んに行われる地盤凍結工法、液化ガス貯蔵などに関連して、周辺地盤の凍

* 北海道大学農学部（ながさわ てつあき）

キーワード

熱収支，気温，地温，降雪，土壌水分，土壌水分の移動，凍結・融解

結、凍上が問題とされている。このように、土の凍結現象は、寒冷地特有のローカルな話題ではなく、一般的かつ密接なかかわりをもった問題として対応する必要がある。

土の凍結現象に付随する問題は、極めて多岐にわたるため、その研究範囲もマクロな面からミクロな面まで、多種多様である。すなわち、i) 永久凍土「学」ともいふべき分野 ii) 凍結、融解を営力とする地形、地理的諸問題 iii) 地盤への凍結侵入—その深さ、速さ、分布 iv) 凍上と凍上力 v) 凍結土ならびに融解土の諸性質 vi) 土中における氷晶の形成と成長 vii) 水分移動、不凍結水分等の土中水の挙動 などがあげられ、国の内外を問わず各方面で研究が行われている。

農地工學上の観点からは、土水路法面の崩落、傾斜農地の土壌侵食、圃場面のトラフィカビリティ劣化、農業用構造物の凍上と融解に伴う沈下破損など、多くの問題が存在し、寒地農業の大きな課題の一つとなっている。

II. 地盤の凍結現象

1. 地温断面

地表面からの深さに伴う地中の温度変化を、地温断面という。ある時刻の地温断面は、地表面（大地～大気界面）における熱移動と地盤の熱的性質によって決定される。熱移動の機構は輻射、対流、伝導からなっており、これらにかかわる要因としては、地形的・地理的条件、アルベド*、地表面の状態、気象条件などがあげられる。

図-1 には、凍結前線の侵入を伴う2種類の地温断面を示す。図に示される凍結融解層は、冬季間凍結し夏季には融解する土層であり、わが国の自然条件では、ほとんどがこのパターンをとる。前線の侵入が深ければ、夏季にも凍結層が残存しうる。このようなかたちで恒久的に凍結した下層土を、永久凍土層（permafrost）と称している。この層の厚さは、凍結の継続時間、強度、地盤の熱的諸性質などによって左右され、数 cm から数百 m までであることが知られている。永久凍土が形成される条件は、凍結指数（後述）が $2,000^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$ 以上、年平均気温が -2°C 以下ということが経験的にいわれている。これまで発表された世界の永久凍土分布図では、日本には永久凍土がないことになっているが、最近になって富士山や大雪山系などで永久凍土の存在が確認されている²⁾。

2. 凍結指数

ある期間にわたって時間に伴う温度変化を図示すれば、温度強度を知ることができる。凍結温度を軸にし

* 太陽放射のうち、入射する量と宇宙空間へもどる量との比率（%）

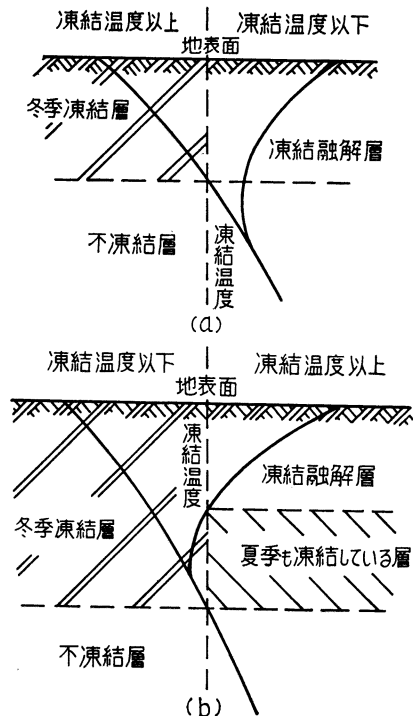


図-1 地温断面：(a)季節的凍結地盤，
(b)永久凍土層のある地盤

て、地表面温度をプロットすると、図-2 のような図を描くことができる。図において、凍結点以下の温度曲線で囲まれる面積は凍結強度であり、（凍結点以下の温度） $\times$ （日数） $—^{\circ}\text{C day}—$ を単位として「凍結指数（または積算寒度）， F 」と定義されている。これは、凍結侵入とそれに付随する問題を考える上できわめて重要な因子であり、一般に凍結指数の大きい場合ほど、凍結侵入の程度は大きくなる。

このように、地中温度や凍結侵入深さに直接関連するのは地表面温度である。したがって、ある地点の凍結深を推定する場合には、そこでの地表面温度を用うべきである。しかし、気温のデータは多いが地表面温度に関するものは少なく、しかも両者の関係を把握するのは難しい問題である。すなわち、日平均気温によってある地域の凍

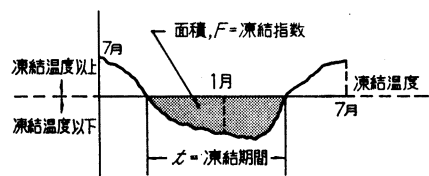


図-2 地表面温度の年変化と凍結指数

結指数の分布が得られたとしても、地表面の状態、積雪深、日射、風速などの諸条件により地表温度は変化するため、凍結侵入の程度は千差万別であるだろう。除雪の行われる道路、積雪のない水路側壁などでは、日平均気温に基づく凍結指数で凍結侵入深さを推定している。

3. 凍結侵入

凍結侵入（下土層への凍結前線の進行）に対しては、つぎのような影響因子があげられる。すなわち、i) 気温などの気候条件、ii) 地形および地被状態、iii) 土の種類および粒度組成、iv) 土～水系の熱的性質、v) 間隙水の性質、などによって非常に複雑な様相を呈する。

凍結侵入深さを推定するため、地盤内における熱の流れを考える。この場合、熱の移動は伝導によってなされたと考えても、大きな誤差は伴わないであろう。しかるに熱移動量 Q は、Darcy 式と類似した Fourier 式により、

$$Q = KiA, \quad q = -K \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

ここに、 K ：熱伝導率、 i ：熱勾配、 A ：面積、 q ：熱フラックス (Q/A)、 θ ：温度、 z ：地表面から下方への距離

と表わすことができる。いま、現象が z 方向のみの一次元的な熱の流れで、凍結→融解の伴わない条件下にあるとすれば、熱エネルギー保存則によりつぎのようにかける。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0$$

ここに、 u ：熱エネルギー、 t ：時間

また、 $\frac{\partial u}{\partial \theta} = C$ より $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{C} \frac{\partial u}{\partial t}$ であるから、 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{C} \frac{\partial q}{\partial z}$ となり、(1)式から次式が導かれる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{K}{C} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \kappa \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (2)$$

ここに、 C ：体積熱容量、 κ ：熱拡散率 (K/C)

(2)式は拡散方程式であり、任意の時刻における地温断面を表わすものである。この式は、後述する凍結侵入深さの推定式の基礎となる方程式である。

水の生成を伴う熱伝導問題は、湖や海の結氷に関して古くから論じられてきた。その解法のうち、条件設定を単純にした Stefan の解がよく知られている。すなわちこの場合には、氷前線上方の温度変化は直線的であり、下方の温度は 0°C で一定であるという条件下で得られる。これによれば、結氷開始後 t 時間の氷厚 ε は次式で与えられる。

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{2|T_f|c_i\kappa_i t}{L}} = \sqrt{\frac{2c_i\kappa_i}{L}} \cdot \sqrt{|T_f|t} \quad (3)$$

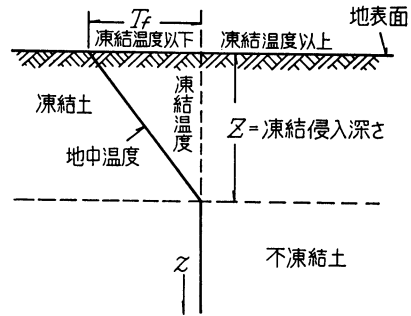


図-3 Stefan 模型による地温断面

ここで、 T_f ：気～氷界面温度、 c_i ：氷の比熱、 κ_i ：氷の熱拡散率、 L ：融解の潜熱

$$\text{いま、} \alpha = \sqrt{\frac{2c_i\kappa_i}{L}} = \sqrt{\frac{2K_i}{L\rho_i}}$$

α ：氷厚係数、 K_i ：氷の熱伝導率 ($=c_i\kappa_i\rho_i$)、 ρ_i ：氷の密度

とおくと、

$$\varepsilon = \alpha \sqrt{F} \quad (4)$$

($\because |T_f| \cdot t = F$, 凍結指数, ただし $^\circ\text{C} \cdot \text{hr}$)

と書くことができる。

(3)、(4)式を地盤に適用すれば、地中における凍結前線の位置を求めることができる。

$$Z = \sqrt{\frac{2K_f}{L_s}} \sqrt{|T_f|t} \quad (5)$$

K_f ：凍結土の熱伝導率、 L_s ：土の単位体積当りの融解の潜熱

また凍結指数 F ($^\circ\text{C} \cdot \text{day}$) を用いると、次のようにも表わすことができる。こうして求められる凍結深さは、実

$$Z = \sqrt{\frac{48K_f F}{L_s}} \quad (6)$$

際より過大になる傾向がある。それは、地盤の場合は未凍結土中に温度勾配があって、下から熱の供給があるためである。そこで、未凍結土中の温度勾配も配慮された、一般条件下での解を求める。これに適うものに、やはり氷厚の予測を行う Neumann の解がある。これを地盤の凍結に適用して、凍結前線を求めるのである。いま、凍結土層、不凍結土層に関する量を添字 f , u で表わせば、凍結土層での地温断面は、(2)式によりつぎのように表わすことができる。

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \kappa_f \frac{\partial^2 \theta_f}{\partial z^2} \quad (7)$$

同様に、不凍結土層では、

$$\frac{\partial \theta_u}{\partial t} = \kappa_u \frac{\partial^2 \theta_u}{\partial z^2} \quad (8)$$

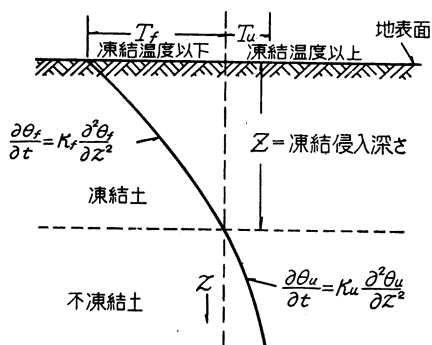


図-4 Neumann 模型による地温断面

凍結前線では、氷の生成によって放出される潜熱と、下方の不凍結土層から伝導によって供給される熱量の和が、凍結土中を伝導によって上方へ運ばれる熱量に等しくなければならないので、次式が成立する。

$$K_f \frac{\partial \theta_f}{\partial z} - K_u \frac{\partial \theta_u}{\partial z} = L_s \frac{dZ}{dt} \quad (9)$$

また、凍結前線で $\theta_f = \theta_u = 0$, $Z = 0$ で、 $\theta_f = T_f$, $Z = \infty$ で $\theta_u = T_u$ なる境界条件で(7)~(9)を解くと、凍結土層の深さは、

$$Z = \beta \sqrt{t} \quad (10)$$

で与えられ、 β は次式を満足せねばならない。

$$\frac{K_f T_f \exp\left(-\frac{\beta^2}{4\kappa_f}\right)}{\sqrt{\kappa_f} \Phi\left(\frac{\beta}{2\sqrt{\kappa_f}}\right)} + \frac{K_u T_u \exp\left(-\frac{\beta^2}{4\kappa_u}\right)}{\sqrt{\kappa_u} \left[1 - \Phi\left(\frac{\beta}{2\sqrt{\kappa_u}}\right)\right]} = -L_s \beta \frac{\sqrt{\pi}}{2} \quad (11)$$

ここで Φ は確率積分関数であり、次式で与えられる。

$$\Phi(u) \equiv \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-u^2} du$$

東³⁾は、 $\beta \propto \sqrt{|T_f|}$ なる関係のあることを見出し、(10)式から次式を導いた。

$$Z = r \sqrt{|T_f| t} \quad (12)$$

r : 修正氷厚係数 (凍結深度係数)

また Aldrich ら⁴⁾は、近似解として次式を提案している

$$Z = \lambda \sqrt{\frac{2|T_f| \bar{K} t}{L_s}} = \lambda \sqrt{\frac{48 \bar{K} F}{L_s}} \quad (13)$$

ここで、 $\bar{K} = (K_f + K_u)/2$ 、また λ は複数のパラメータで決定される無次元の補正係数であり、図解法で求められるようになっている*。

* 修正 Berggren 法とも呼ばれ技術的取扱 (たとえば本講座 その5) では、 K の単位を $[\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}]$ として $Z = \lambda \sqrt{\frac{172800 \bar{K} F}{L_s}}$ のようにも表わされる。

以上の考え方では、著しい凍上の発生する場合は不正確となる。これは、凍上により基準面である地表面が動くこと、および凍結深に分離氷晶 (アイスレンズ) の厚さが加わることによる。また、気温のデータから凍結深さを推定しようとする場合、積雪があれば著しく異なるので注意しなければならない。積雪はきわめて良好な断熱材であり、東³⁾によれば同一凍結指数に対する凍結深度の比は、積雪が 15 cm をこえると 10% 以下となり、冬季間の地盤凍結はほとんど進行しないとされている。

4. 北海道の地盤凍結

地盤の凍結深を知るには、実際に掘返して調べるとか、予め深さごとに埋設しておいた温度計によって地温の分布状態の変化を調べて求めるなどの方法があるが、凍結するとその部分が透明な氷になる溶液を利用して、地盤凍結深を知る方法がよくとられている。この溶液は、メチレンブルーをごく少量水に溶解させたもので、これを透明な管に入れて前もって地盤に挿入しておき、凍結期間中に時々とり出して色の変り目の位置 (= その時の凍結深) を調べるのである。

木下⁵⁾は、メチレンブルーによる凍結深度器を北海道全域に多数設置し、積雪のない条件での地盤凍結深分布図を作製している。これによれば、札幌近辺で 40 cm、道東の最深部で 80 cm となっているほか、道北とくに日本海側で浅いのが注目される。また、同じ年の凍結指数の分布をみると 図-6 のようになり、図-5 と比較すると寒いところほど深く凍ることがうなずける。

凍結指数 (F , $^\circ\text{C} \cdot \text{day}$) と凍結深 (Z , cm) の間には、前述のいずれの場合にも次の関係式が成立つ。

$$Z = a \sqrt{F}$$

この a を、図-5、6 により計算すると、平均で 2.7 前後であり、道南などの凍結深の浅いところでは小さく、帯広などでは 3 に近づく。

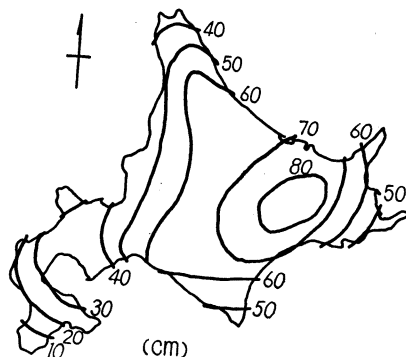


図-5 昭和49—50年冬期における最大凍結深の分布 (木下・福田・矢作, 1978)

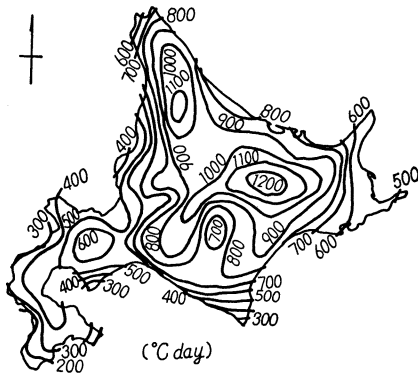


図-6 昭和49—50年冬期の凍結指数 (昭和50年3月
末まで) の分布 (木下・福田・矢作, 1978)

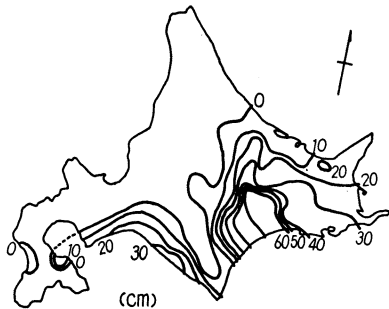


図-7 昭和39—40年冬の自然積雪下における最
大凍結深分布 (石川・鈴木, 1964)

先にも述べたように、東は積雪量 15 cm を凍結停止限界とし、この限界積雪量に達する日までの凍結指数の平均値から、平年最深凍結深度を算出した。その地理的分布は、北海道の凍土地帯と多雪地帯の区分を明確に表わしている。その後石川ら⁶⁾は、実測によって積雪条件下での最大凍結深分布図を作製した。これによれば、凍結深 0 cm の線は東の推察による 20 cm の線にほぼ一致した。

III. 土の凍結現象

1. 凍結の条件

土の凍結、つまり間隙水が凍結するのは、周囲の温度低下に伴い間隙水の化学ポテンシャル* と氷の化学ポテンシャルが等しくなるときに生じる。つまり、氷点以下の温度では、氷の化学ポテンシャルは水のそれよりも小さいため、水から氷への相変換がなされるのである。

間隙中に氷相が形成されるに先だち、まず氷核が形成されなければならない。この氷核形成の形態の一つに、

* 多成分系である土壌水のエネルギー状態を規定する量

均質核形成 (homogeneous nucleation) がある。つまり水分子の集合体ができ、微小な結晶核ができるのである。このような集合の機会、水蒸気中で熱運動している分子の衝突によって与えられる。場が過飽和であれば、衝突したものが再蒸発しないで、集合体として生き残る機会がふえるであろう。いま N 個の分子が凝集して結晶核になったとすると、 N 個の分子系の Gibbs の自由エネルギーはある量減少 ($-ΔG_1$) する。一方、水蒸気分子が集合して核になれば、それは表面積を持つから、系の Gibbs の自由エネルギーは表面エネルギー分だけ増加 ($+ΔG_2$) する。そして、核の体積に比例する Gibbs の自由エネルギーの減少 $-ΔG_1$ と、表面積の増加による自由エネルギーの増加 $+ΔG_2$ との和

$$ΔG = -ΔG_1 + ΔG_2 \dots\dots\dots (14)$$

が減少傾向になれば、核形成がおこることになる⁷⁾。

以上の氷核形成形態に対し、異物質が核となって結晶が成長する場合を不均質核形成 (heterogeneous nucleation) と呼んでいる。異物質は、二つの形——浮遊粒子ないし不溶性異物質表面と溶解した分子——で存在する。このうち核形成の卓越した原因となるのは、浮遊粒子と不溶性異物質の表面と考えられている。このような氷核形成能力をもつものとしては、氷の結晶構造とよく似ていて、過冷却雲を凍結させ人工降雨を導く際にも使われる、ヨウ化銀、ヨウ化鉛、硫化銅などがあげられる⁸⁾。また、ある種の有機物質、粘土粒子のように、氷結晶と明確な関係をもたない物質もいくつか知られている。

2. 不凍結水

土粒子とか構造単位に保持されている水が凍結するのに必要な温度低下量は、[土〜水] 系のエネルギー状態によって変化し、当然不凍結水分量をも左右する。したがって、不凍結水分量はつぎの因子により規定されるだろう。i) 凍結温度 ii) 粘土含有率 iii) 電解質濃度

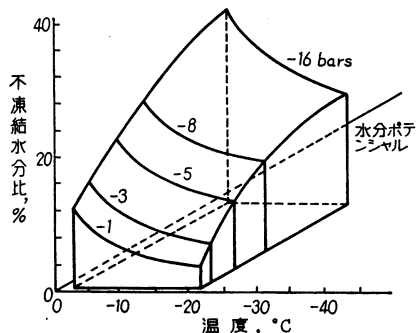


図-8 土中水のポテンシャルと不凍結水分
(Yong, 1967)

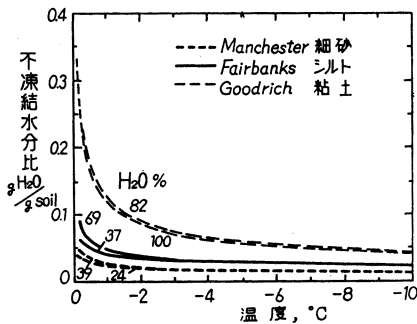


図-9 不凍結水分の温度変化 (Andersland and Anderson, 1978)¹⁰⁾

vi) 土壌構造 v) 飽和度 vi) 土粒子の電荷密度 vii) 初期含水比。この他、凍結前歴によっても変化するが、これは凍結～融解過程で土壌構造が変化することに起因する。凍結点以下のある温度での凍結水分量が、間隙水のポテンシャルと関係するのであれば、予め水分ポテンシャルを測定しておくことによって、不凍結水分量を推定できるだろう。実際、この観点からの研究事例は多くみられる⁹⁾。

さて、温度低下に伴い間隙水の相変換（水→氷）が進行し、残っている間隙水（不凍結水）の化学ポテンシャルが低下してくると、凍結温度は低下するようになる。つまり、間隙水中に含まれる溶質の濃度が氷相の生成とともに増加し、同時に氷～土粒子の相互作用が新たに加わってくるためである。このように、不凍結水の化学ポテンシャルは凍結の進行につれて低下し、残った水はますます凍結しにくくなる（いいかえれば、凍結点が降下する）。この溶質の存在による凍結点降下は、寒剤として NaCl を用いることでよく知られている。溶質濃度と凍結点降下量 ΔT の関係は、近似的に次式で表わすことができる¹¹⁾。

$$\Delta T = -\frac{RT^2}{1000\Delta H} \cdot n \dots\dots\dots (13)$$

ここに、 R ：気体定数、 T ：絶対温度、 ΔH ：凝固熱、 n ：モル濃度

3. 水分移動

凍結の前後において、地盤内の水分はかなり移動することが、現地調査、室内実験によって確かめられている。すなわち、凍結層の水分は凍結前に比べて著しく増加する反面、凍結前線直下の土層は乾燥状態となり、明らかに下層土から凍結層へ水分が移動している。このことは、土層内に生じる温度勾配によるとされる。そして、水分移動の大きさと速さは、温度勾配の大きさ、土～水系の熱的性質および水理特性によって左右される。

水分の集積部分が、凍結前線の少し上方（凍土側）であることから、水分移動は凍結土層内でも可能なことがわかる。この場合には、凍結土内における不凍結水の存在が大きな役割を果たすと考えられている。すなわち、下層から吸引されてきた水は、土粒子近傍の不凍結水膜を通して移動するのである。一方 Miller¹²⁾ は、水理モデルによる凍結土内での水分移動説に対して、氷相のあたりでも水分が移動することを、凍上機構の説明のなかで述べている。

木下¹³⁾は、土の凍結に伴う水分移動を求める三つの方法を紹介し、それらの方法によるデータの解析結果を比較している。すなわち、i) 実測による方法；凍結土層のボーリング ii) 地中熱流による方法；移動水分が氷に相変換する際発生する潜熱——これによる熱流をとり出す iii) 水分張力勾配に比例して水分移動が生じることを利用する、の三つであり、それぞれから求めた移動水分量はよい一致を示すことを明らかにした。

4. 土の凍結

凍上の研究ではわが国の草分けである中谷は、凍結土中にある氷晶の存在形態により、凍結様式を霜柱状凍結、霜降り状凍結、コンクリート状凍結などの用語で分類^{*}した。このような凍結様式の違いは、凍結面進行速度の違いに起因し、速度が大きければ微粒氷晶が散在するコンクリート状凍結となる。

粗粒土の場合は、土～水系に働く力は重力が支配的であり、表面張力は無視しうるほど小さいので、飽和した粗粒土中の水は自由水と考えてよい。このような土～水系が凍結する場合、氷結晶を成長させるように氷核の方へ水が移動するのではなく、間隙中を氷相が伝播していく。つまり、後者の方が前者より必要とするエネルギーが小さくてすむからである。そして間隙中での氷相の伝播（氷結晶の成長）は、熱移動から得られるエネルギーが、氷～水界面のエネルギーより大きい条件下で続行する。

細粒土の場合には、核形成後その間隙中の自由水が供されて氷相が成長する。そしてなおも成長するためには、つぎの条件の1つないし全てが必要である。

- i) その間隙中のポテンシャルのより低い水が供される。
- ii) 粗粒土の場合のように、隣りの間隙へ伝播していく。
- iii) 下の不凍結土層より水を吸収する。この場合、氷結晶の成長（アイスレンズの形成）を伴うため、粒子移

* 現在、東による英語名、ice filament, sirloin type, concrete type が国際的に通用している¹⁴⁾。

動へ土壌構造の変化を引きおこし、これがこうじると体積を増大させる。そして、とくに地表面を隆起させる場合が、凍上と呼ばれる現象である。

IV. 凍上現象

1. 凍上の機構

土が凍結することにより、地表面の隆起する現象を凍上という。土が凍結するということは、そこに存在する間隙水が凍結することに他ならない。水は凍結すると体積を増大させるが、間隙水がそのままの位置で凍るのであれば、その体積増は9%であり系全体としてはわずかなものである。しかし、実際には非常に大きな凍上が観察されている。これは、凍結に際して氷晶分離がなされ、この氷晶が下層からの水分供給によって成長するためである。したがって、土中に形成される氷の量の多寡が、凍上量の大小に直接反映する。いいかえれば、下層からの水分移動が凍上の基本機構である。

土の凍結に伴う水分移動の原動力については、古くから多くの理論が提示されている。木下¹⁵⁾は、それらを分類してつぎのように述べている。

i) 過冷却水の凍結によるもの；水が氷に変ることによって自由エネルギーが解放される。しかし、0°Cの水が0°Cの氷になるのではこの有効自由エネルギーはできず、過冷却の水が氷に変ったときにはじめて発生する。この有効自由エネルギーが水を吸引する仕事に使われ、凍上が起こるとする考え。

ii) 土粒子表面の曲率と性質によるもの；水が凍結前線へ引き寄せられるのは、土粒子の曲率およびその性質(土粒子、水、氷相互の界面エネルギー状態)によるという考え。

iii) 土粒子表面の電気的性質によるもの；土粒子表面の電気的性質のため、表面近くの水に電気二重層が形成され、表面からの距離に応じて電位勾配ができる。この勾配のもとで水が移動するという考え。

iv) 不凍水の挙動によるもの；不凍結水が移動しうること(温度勾配あるいは圧力勾配の下で実験的に確かめられている)、不凍結水分量が温度によってきまった値をとる——余った水が氷として析出する——ことが、凍上機構の基本であるとの考え。

つぎに、マクロ的にみた凍上機構の議論を、東¹⁶⁾の所説に従って述べる。ここでは、地盤中の凍結土層と不凍結土層における温度分布と熱の流れは、準定常的であるとする。凍結面において凍結部分を通して上方へ運ばれる熱は、下方の不凍結部分から伝えられてくる熱と凍結面で間隙水が凍結する際放出される潜熱の合計に等し

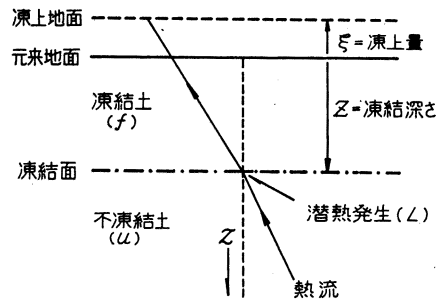


図-10 凍上による地面の移動と熱の流れの模式

い。図-10の熱収支模式図の記号を用いて表わすと、次式のようにかける。

$$K_f \frac{d\theta_f}{dz} = K_u \frac{d\theta_u}{dz} + L \rho_a r_s \frac{dZ}{dt} + \frac{L}{v_i} \frac{d\xi}{dt} \quad \dots(16)$$

ここで ρ_a : 乾燥密度, r_s : 飽和含水比, v_i : 氷の比体積 (16式の右辺第2項は、凍結面の進行に伴う間隙水の凍結の潜熱を、また第3項は凍結面に吸い上げられた水が氷晶として分離析出する際の潜熱を表わす。凍結面が地中のある深さに停滞しているか、凍結面降下速度が非常に遅い場合には、 $dZ/dt \approx 0$ であるから、(16式は

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{v_i}{L} \left(K_f \frac{d\theta_f}{dz} - K_u \frac{d\theta_u}{dz} \right) \quad \dots(17)$$

となる。すなわちこの場合の凍上速度は、凍結土層中と不凍結土層中の熱流差に比例することになる。また、熱流差が0だと凍上は発生せず、マイナスの場合は融解しはじめる。 $dZ/dt \approx 0$ の条件にはない一般の場合の凍上速度は、次式で与えられる。

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{v_i}{L} \left\{ \left(K_f \frac{d\theta_f}{dz} - K_u \frac{d\theta_u}{dz} \right) - L \rho_a r_s \frac{dZ}{dt} \right\} \quad (18)$$

凍上速度 ($d\xi/dt$) と凍結面降下速度 (dZ/dt) とは、無関係であるとする従来の考え方に対し、東は次式の関係が成立することを実験的に明らかにした。しかるに

$$\frac{d\xi}{dt} = A - B \frac{dZ}{dt} \quad (A, B: \text{const}) \quad \dots(19)$$

(18式は、実験事実を表わす(19式と形式的に一致している。一方、氷晶分離に関与する水分移動は、凍結面への吸引の原動力を毛管水の移動と同様の機構による ($q = ki$) と仮定することによって、つぎのように表わすことができる。

$$q = q_m - \frac{kb}{X} (1 - n^{2/3}) \frac{dZ}{dt} \quad \dots(20)$$

ここに q : 吸水量 (q_m : 最大吸水量), k : 透水係数, i : 動水勾配, X : 凍結面と地下水面の距離, n : 間隙率, b : 定数

この式で q が $d\xi/dt$ であるとすれば、ここでもやはり実験事実を表わす(19式と同型となる。

氷晶分離と凍結面付近の水分移動にかかわるミクロな観点からの理論には、高木の「氷晶析出を基礎機構とする」もの、Millerの「復氷現象を基礎機構とする」ものなどがあり、凍上問題解明に向って大きく前進しつつある¹⁷⁾。

2. 凍上の支配因子

凍上はつきにあげる諸因子に支配され、各因子の組合せによって凍上の様相が左右される。

(1) 土 砂のような粗いもの、あるいは非常に細かい粘土の場合は、いずれも下層から凍結面への水分供給が困難となるため、アイスレンズの形成—凍上—が起きない。Casagrande¹⁸⁾ は、アイスレンズのできる条件として、粒度の良い土では0.02 mm以下の粒子の含量が3%以上、また粒径の均等な土では同じく10%以上あることが必要であるとした。またBeskowも粒径による判定規準を示しているが、いずれも最悪の凍上条件は中位の粒径の土としている。土の種類としては、シルト系のもの、ある種の火山灰土などが凍上性の土とされる。

(2) 温度 地中の温度条件あるいは地表からの冷却速度による凍結様式、凍上速度の関係をみると、温度の急激な低下は土層中にアイスレンズを形成できず、コンクリート状の凍結様式となる。これは凍結面への水分供給が間に合わないためであり、凍上はほとんどみられない。そして、霜降り状凍結となるような条件のときに、凍上速度が最大になる¹⁹⁾とされる。

(3) 水分 凍結土層内に存在していた水だけで氷相が形成されるのであれば、凍上量はそれほど大きくはならない。これに対して、凍結面に供給可能な地下水があれば、非常に大きな凍上が生じる。地下水から水を吸収し、凍土層を通してアイスレンズを成長させるについては、地下水位と凍結面の距離、その間の不飽和透水係数、不凍結水膜厚さが強く影響すると考えてよいだろう。

(4) 荷重 小さな建造物より大きくて重いものの方が凍上(被害)の小さいことでも知れるように、一般に上載荷重があると凍上は減る。これは、圧力がかかることによって凍結面へ向かう水分移動速度を減少させるからであり、限界値を超えると凍結面への吸水ではなく、凍結面からの排水となる。

3. 凍上力

前述したように、凍上量は上載荷重に関係し、荷重の増加とともに減少することがわかっている。ここで、凍上量を全く止めてしまうのに要する力を凍上力と呼んでいる。木下²⁰⁾はこの凍上力を、土と接触する物体の下面に働いて物体を押し上げようとする地盤凍上力と、電

柱などのように地中に埋設された物体の側面が周囲の凍上に引上げられる凍着凍上力の2種類にわけている。

冬季間、凍結深さ、凍上量がともに減少することがなくても、凍上力は増減を繰返す。この凍上力の減少は、凍上が停止することによるレオロジカルな応力緩和によるものである。

木下²¹⁾は凍上力を実験的に検討し、この値は1 kg/cm²(砂)から数 kg/cm²(粘土)の範囲になること、また凍結速度が大きいときほど凍上力は大きくなることを確かめた。

4. 凍上対策

凍上現象に伴う問題は、凍結期間中の地表面変動と、融解時の過剰水による地盤支持力低下である。これらは、いずれも地盤内に形成されるアイスレンズに起因するのであるから、凍上を抑制するには何らかの手段によって氷晶分離が起きないようにすればよい。

凍上抑制対策は、主に道路舗装に関連して種々検討されてきた。その主なものをつきに列挙する。

i) 非凍上性材料で置換する。置換材料は粗粒土が一般的であり、ときに粗粒火山灰が用いられる。これは前述のように、地下水の吸収力が弱く、アイスレンズが生成されない点を利用するものである。

ii) 間隙水の凍結点を下げる。塩類の添加により間隙水の凍結点を下げ、地盤の凍結自体を抑制する。

iii) 水分の供給を阻止する。地盤内に粘土、アスファルト、ビニールシートなどの遮断層(膜)を設置し、地下水の供給路を断つ。

iv) 土質を改善する。化学添加剤によって下層土の分散、凝集をはかり、透水性をかえる。氷晶への水分供給が速すぎても、遅すぎても、アイスレンズは成長しないことを利用する。

v) 盛土する。地下水位があまり深くなると、アイスレンズへの水分供給ができなくなる。盛土によって、地下水位は相対的に低下する。

vi) 断熱材を設置する。発泡プラスチックなどの熱的バリアを地盤内に設置し、凍結の侵入を防止する。

以上の方法には、それぞれ一長一短があり、地域特性、経済性などの実情に即して適用されるべきである。北海道の道路、用水路などには、最も確実な方法として「置換工法」が広く採用されているが、これについては本構座(その4)、(その5)で詳述される。

V. おわりに

土の凍結、凍上に関連する問題は、きわめて多岐にわたる。従来、そのほとんどは自然条件下でのものであ

り、関東ローマ地域などにおける「麦踏み」は、凍上対策のプリミティブなものともいえるだろう。寒冷地における鉄道、舗装道路の建設に伴って凍上問題は一気にクローズアップされ、これらを対象として凍上の研究はその緒についたといっても過言ではない。したがってこれまで、土の凍結、凍上を好ましくない現象という観点からのみ扱ってきた。しかし、近年盛んな凍結工法では、逆に凍結土のもつ性質を利用している。また永久凍土地域を開発するに当たっては、凍土の上に構造物を建設することになる。これらの場合には、凍結土自体のいろいろな性質を知ることが是非とも必要になってくる。同時に、解凍後は元のレベルより以下に地盤が沈下したり、強さが弱化したりする現象が生じるため、融解土の性質を知っておくこともまた必要なことであろう。これらに関しては、次回に述べる。

引用文献

- 1) 木下誠一：永久凍土，地理，25(3)，pp.18~26 (1980)
- 2) 木下誠一：永久凍土，pp.161~167，古今書院 (1980)
- 3) 東 晃：北海道の土壌凍結—積雪との関係—，農業物理研究，3，pp.145~157 (1954)
- 4) Aldrich, H.P. and H.M. Paynter: First Interim Report, Analytical Studies of Freezing and Thawing in Soils, Arctic Construction and Frost Effects Laboratory, New England Division Corps of Engineers, Boston, Mass.
- 5) 木下誠一・福田正己・矢作 裕：北海道における土の凍結深の分布，自然災害資料解析，5，pp.10~15 (1978)
- 6) 石川政幸・鈴木孝雄：北海道における1964—65年冬の最深凍結深の分布，林試北海道支場年報，pp.238~248 (1964)
- 7) 東 晃：寒地工学基礎論，p.31，古今書院 (1981)
- 8) Fletcher, N.H.: The Chemical Physics of Ice, Cambridge Univ. Press (1970)，(日本語訳)，前野紀一：氷の化学物理，p.90，共立出版 (1974)
- 9) 例えば，Yong, R.N.: On the Relationship between Partial Soil Freezing and Surface Forces, In: H. Oura (Editor), Physics of Snow and Ice. Inst. Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., 1, pp.375~385 (1967)
- 10) Andersland, O. B. and D. M. Anderson: Geotechnical Engineering for Cold Regions, p.80, McGraw-Hill (1978)
- 11) 土壌物理研究会編，土の物理学，p.295，森北出版 (1979)
- 12) Miller, R.D.: Freezing Phenomena in Soils, In: D. Hillel (Editor), Applications of Soil Physics, pp.278~283, Academic Press (1980)
- 13) 木下誠一：土の凍結に伴う水分移動を求める三つの方法，第12回自然災害科学総合シンポジウム，pp.313~314 (1975)
- 14) 文献 7)，p.120
- 15) 木下誠一：凍上の機構，冷凍，56(649)，pp.81~88 (1981)
- 16) 文献 7)，pp.129~132
- 17) 高木俊介：論理的凍上理論の現状と将来，土と基礎，29(2)，pp.1~8 (1981)
- 18) Casagrande, A.: Discussion, A New Theory of Frost Heaving, Proc. Hwy. Res. Board, 11, pp.168~172 (1931)
- 19) 中谷吉郎・菅谷重二：凍上の物理，応用物理，11，pp.160~165 (1942)
- 20) 木下誠一・大野武敏：凍上力 I，低温科学，A21，pp.117~139 (1963)
- 21) 木下誠一：凍上力実験，低温科学，A30，pp.191~201 (1972) [1982. 7. 2. 受稿]

◁ ☆ ▷

掲 示 板

◁ ☆ ▷

第15回ダム技術講演討論会開催について

主催 (社) 日本大ダム会議

日 時 1983年3月3日 (木) 9時20分より16時まで
会 場 a b c 会館ホール

〒105 東京都港区芝公園2丁目6番3号
(地下鉄三田線芝公園駅1分，浅草線大門駅5分，国鉄浜松町駅10分)

受 講 料 10,000円 (テキスト代金を含む)

申込期限 1983年2月10日

申込先 社団法人 日本大ダム会議

東京都千代田区内幸町1—4—2
(郵便番号 100) (電話 508—1626)

取引銀行

第一勧業銀行有楽町支店(1159975)，三井銀行日比谷支店(0920-490) (各普通預金口座)
郵便振替口座番号 東京 3—4421

申込方法 1. 受講料を添えてお申込みください。折返し領収書 (銀行振込の場合は省略) と受講券を送付いたします。
2. 手続上，お申込みと同時に送金できない場合は，申込書の連絡欄に支払手続に要する書類名およびその枚数ならびに送金方法

および支払予定月日をご記入ください。

テキストの配布 テキストは講演討論会の事前に通読できるよう講演討論会開催日以前にお手紙に届くよう送付いたします。

司会 社団法人 日本大ダム会議専務理事 市浦 繁
開会の辞 社団法人日本大ダム会議会長 (9.20~9.30)

野瀬 正義

1. 最近のダム基礎の地質上の問題点 (9.30~10.40)
と石灰質岩石の溶解空隙について

その1 建設省土木研究所地質研究室

主任研究員 桑原 啓三

休 憩 (10.40~10.50)

その2 電源開発株式会社設計室

室長代理 福竹 養造

質疑応答 (12.00~12.20)

昼食休憩 (12.20~13.10)

2. 栗山ダム (今市上部ダム) (13.10~14.20)

の設計と施工について

東京電力㈱今市水力第一建設所長 狩野 鯨一

質疑応答 (14.20~14.30)

休 憩 (14.30~14.40)

3. イタイブダム視察報告 (世界最高のホログラビティダム) (14.40~15.50)

電源開発株式会社設計室課長 多賀 宗紀

質疑応答 (15.50~16.00)

閉会の辞 社団法人 日本大ダム会議専務理事

市浦 繁