

凍結融解土の諸性質について

Characteristics of thawy soils

なが ざわ てつ あき
長 澤 徹 明*うめ だ やす はる
梅 田 安 治**

1. ま え が き

気温の低下に伴う地盤への凍結線の侵入¹⁾、凍結地盤(凍土)の物理的²⁾・工学的³⁾性質、凍上現象⁴⁾あるいは凍結時の水分移動⁵⁾などに関しては、従来より多くの研究が行われてきている。応用面でも、凍結工法による地下鉄工事などの都市土木⁶⁾、寒冷地における道路舗装⁷⁾・用水路⁸⁾の施工等に、既に多くの成果が得られている。このなかにあつて、融解後の土自体の諸性質に関する研究は比較的少なく、いまだ十分とはいえないのが現状であろう。

北海道などの寒冷地においては、春先の融解期に未舗装道路の軟弱(泥ねい)化、未装工水路のり面の崩落、傾斜農地の土壌流亡あるいはその後の乾燥に伴う畑地の著しい風食などの憂慮すべき諸現象がみられる。これらは、土に対する凍結融解作用が主要な原因の一つであると思われる。このことから、融解後の土の性質を把握しておくことが、問題解決のために必要不可欠である。

北海道でも特に地盤凍結の著しい十勝、網走地方の明きょ排水路で、のり面が崩落し、くずれ落ちた土砂が底部コンクリートブロック(農業用排水路ではこのタイプが多い)上に堆積している現象がみられる。そして、そこに草木が繁茂し、排水路の通水能力を低下させる原因となっている。土壌凍結の侵入状況の一例として、十勝萌和地区(火山灰質粘性土の均一土層)での、冬期間における凍結深と日最低気温を図-1に示す。本地区の明きょ排水路のり面から

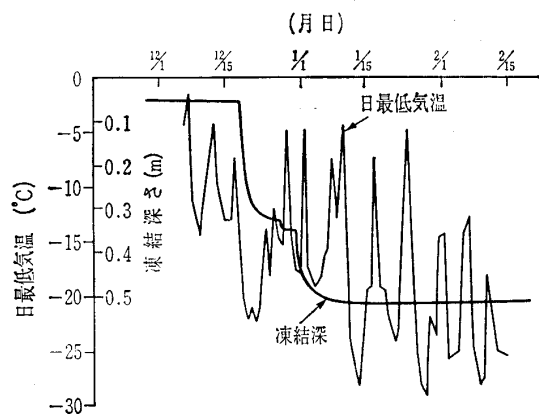


図-1 十勝萌和地区における日最低気温と凍結深(1972~73)

*北海道大学 助手 農学部農業工学科
**北海道大学 助教授 農学部農業工学科

水平方向にサンプリングしていくと、のり面近くでは凍結の影響を大きく受け、内部ではあまり受けていないサンプルが得られる。この排水路は、1968年に掘削されたものであるから、大きくは5回の凍結融解作用を受けていることになる。その結果、以下のような土の強さの低下する現象が生じる。

図-2は、地表面から1 m深さの層について、のり面から、5, 20, 50 cm 深さのサンプル(アロフェン系の火山灰質粘性土)の一面せん断試験結果である。また、図-3は同一層のところの水平方向4点について、山中式硬度計を用いて土壌硬度を現場測定した結果である。これらの結果は、いずれものり面に近い部位の強さが小さいことを示しており、この原因の一つが凍結融解作用であると考えられる。

2. 凍結および融解時間の影響

凍結融解作用が土のせん断強さに及ぼす影響を調べると

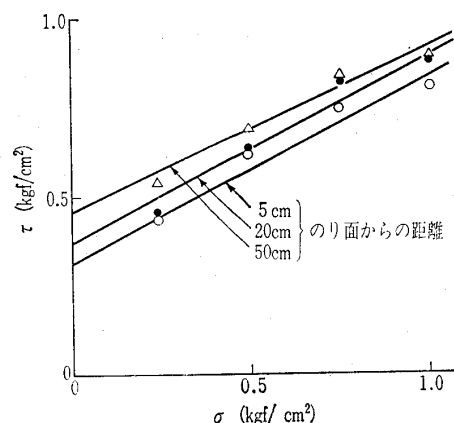
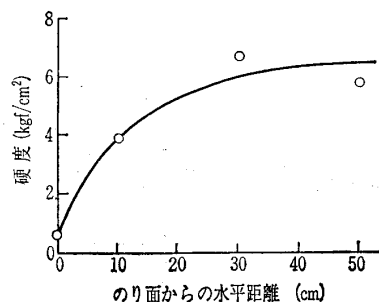
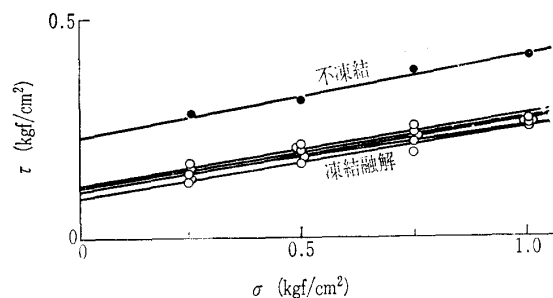


図-2 水路のり部(地表より1 m深)のせん断強さ

図-3 水路のり面付近の土壌硬度
(100 cm 深の層, 1974.9.6)

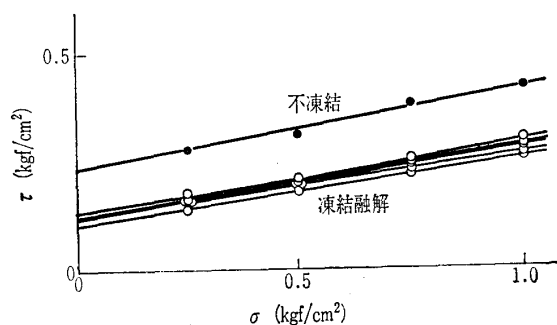


図—4 凍結時間とせん断強さ
(-18°C で1, 3, 7, 14, 28日)

同時に、凍結時間の長短による効果を検討するため、次のような実験を行った。すなわち、供試体の処理過程で外部との水分の出入りのない状態（いわゆる閉鎖系凍結融解—本報告ではすべてこの条件とした）で、凍結（ -18°C ）時間を1, 3, 7, 14, 28日とし、その後2日間融解（ $+20^{\circ}\text{C}$ ）させた供試体の一面せん断強さを測定した。供試土は、比重2.59, 粘土分30%, シルト分12%, 砂分58%, 含水比20%であった。結果を図—4に示す。図—4からも明らかなように、凍結融解過程を経ると、土のせん断強さは大幅に低下する。しかし、凍結時間の長短による差異は認められない。このことから、いったん平衡凍結温度になってしまえば、土の状態は時間的な影響をほとんど受けず、せん断強さにも影響を及ぼさないものと考えられる。

また、融解後の時間経過に伴う強さの変化をみるため、 -18°C で2日間凍結させた供試体について、その後の融解養生（ $+20^{\circ}\text{C}$ ）時間を1, 3, 7, 14, 28日とした場合の一面せん断強さを測定した。結果を図—5に示す。これによると、融解養生時間の長短による差異は認められず、強さは回復しないことが分かる。

これらのことから、閉鎖系凍結作用によってもたらされる土の状態変化は、ある程度非可逆的なものであり、少なくとも時間的な条件だけでは、元の状態には戻り得ないといえることができる。



図—5 融解後の経過時間とせん断強さ
($+20^{\circ}\text{C}$ で1, 3, 7, 14, 28日)

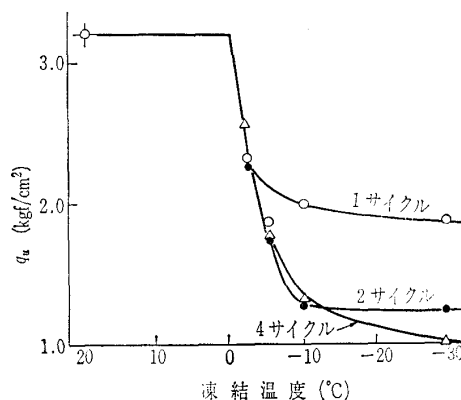
3. 凍結温度の影響

前項では、土の強さは凍結融解作用により低下し、これは凍結前後での土の状態変化に負うと推定した。ここで、土が凍結する際のプロセスを考えてみよう。まず周囲の温度が低下し氷点以下になると、間隙中に氷核が形成される¹⁴⁾。次にこの氷核を中心として氷相が成長していくが、この場合周囲の間隙水を集中移動させることになる。したがって、土中における間隙水の分布は凍結前後で異なったものとなるであろう。この水分移動と氷相の生成・成長の過程を通じて、土の状態は大きく変化することになる。すなわち、第1には土粒子配列・団粒などの構造上の変化であり¹⁵⁾、第2には間隙水自体の存在状態の変化¹⁶⁾をあげることができよう。後者に関しては、エネルギー的な意味での間隙水の自由化をさすものであり、筆者らは模式的に

$$[\text{土} \sim \text{水}] \text{系} \xrightarrow{\text{凍結}} [\text{土} \cdot \text{氷}] \text{系} (\text{厳密には} [\text{土} \sim \text{水} \cdot \text{氷}] \text{系}) \xrightarrow{\text{融解}} [\text{土} \cdot \text{水}] \text{系}$$
のごとく示してきた¹⁰⁾。

以上のような観点に立てば、土に対する凍結作用の影響の度合は、間隙水の量・質および凍結の速さ・強さによって、極めて大きく左右されるであろうことは明白である。なぜなら、これらの因子によって、土中の氷相の量と分布が規定されるからである。ここでは、凍結の強さ、すなわち凍結温度の影響について検討することにする。

まず、土の強さの変化をみるため一軸圧縮試験を行った。供試土は、比重2.72, 粘土分43%, シルト分17%, 砂分40%のアロフェン系の火山性土である。また供試体は、含水比40%（ほぼ最適含水比）、乾燥密度 1.10 t/m^3 とした。結果を図—6に示す。これによれば、凍結融解土の一軸圧縮強さは、不凍結土に比して極端に小さくなり、場合によっては1/2にも達しない。そして、強さの低下する傾向は、凍結温度が低くなるほど顕著になっている。しかし、この変化量の大部分は $0 \sim -10^{\circ}\text{C}$ の範囲にあり、それ以下では頭打ちとなっている。凍結土の理化学性の温度変化を検討した報告²⁾でも、やはり -10°C を一つの変曲点としている。図中に示す、凍結～融解の繰返しによる効果については、次項で詳述する。



図—6 凍結温度による圧縮強さの変化

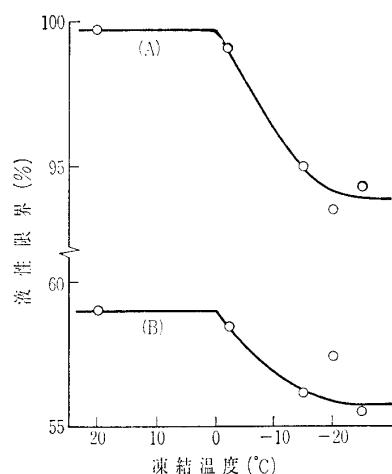


図-7 凍結融解による液性限界の変化

次に、〔土～水〕系の状態をよく反映すると考えられる液性限界を利用して、凍結融解作用に伴う〔土～水〕系の変化をみることにする。供試土は、図-6の実験と同じもの(A)と、比重2.66、粘土分21%、シルト分33%、砂分46%(B)の2種を使用した。結果を図-7に示す。液性限界の変化挙動については、風乾効果に関連していくつかの報告^{17),18)}があり、風乾に伴う液性限界の低下は、「構造的非自由水の非可逆的脱水」あるいは「系の粗粒化に伴う比表面積の減少」などによるとされている。いずれにしても、凍結融解作用により〔土～水〕系は変化し、初期の状態に比してより疎水的となった結果、液性限界が低下したものと考えられる¹²⁾。

さて、前述のごとき〔土～水〕系の状態変化は、間隙水の脱水に伴う土塊の収縮挙動に対して、大きな影響を及ぼすであろう。すなわち、凍結融解土の乾燥収縮挙動をみることによって、凍結融解作用が〔土～水〕系にどのような影響を及ぼすかを検討することが可能となる。

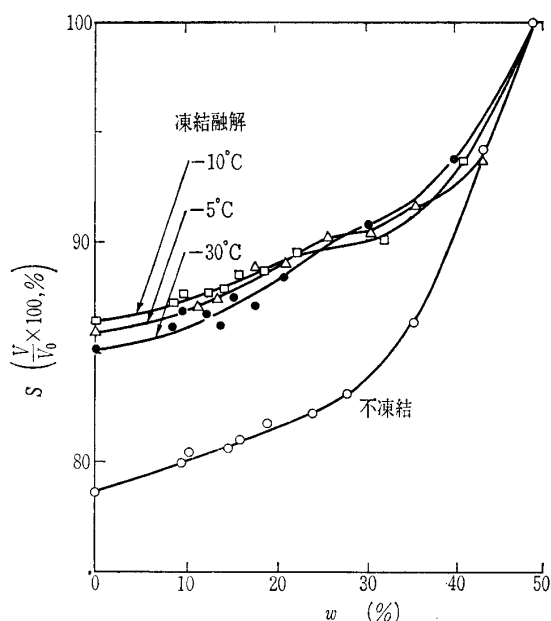


図-8 凍結融解による収縮挙動の変化

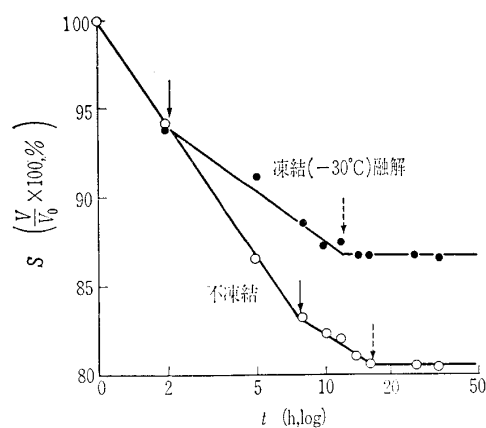


図-9 収縮の時間的挙動

実験は、図-7の(B)試料を約50%の水分状態で練り返して行った。乾燥の条件は、温度30℃、湿度60%とした。結果を図-8に示す。一般に土塊の乾燥に伴う収縮挙動は、〔土～水〕系の状態に大きく影響され、竹中は「一般に土の粒度、粘土鉱物などが同じで充てんの仕方に大差のないときには、収縮量は親水性の土の方が疎水的な土よりも大きい傾向を示す¹⁹⁾」としている。図-8によれば、凍結温度の違いによる収縮挙動の差異は明確ではないが、凍結融解作用を受けることにより収縮量ははっきり減少している。つまり、凍結融解作用によって、より疎水的になったと考えられる〔土～水〕系においては、土粒子(あるいは行動単位)～間隙水の相互作用が低下し、間隙水の脱水過程において土粒子(あるいは行動単位)を連行移動させる作用が弱まる結果、凍結融解作用を受けない試料よりその収縮量が小さくなるのであろう。

図-9は、供試体の乾燥に伴う体積収縮率を、時間に対してプロットしたものである。これにより、凍結融解土は体積収縮率が時間的に早く鈍り、収縮挙動自体も早くに終了してしまうことが分かる。

図-10は、供試体からの脱水状態をみるために、含水比の時間的変化を示したものである。これにより、不凍結土に比して凍結融解土の脱水速度の大きいことが分かる。また、図-8では凍結温度による差はみられなかったが、こ

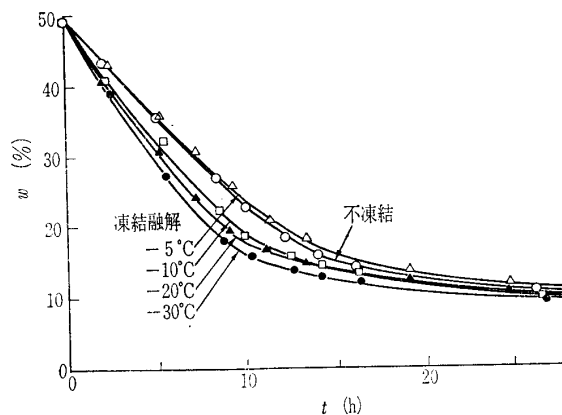


図-10 凍結融解による脱水速度の変化

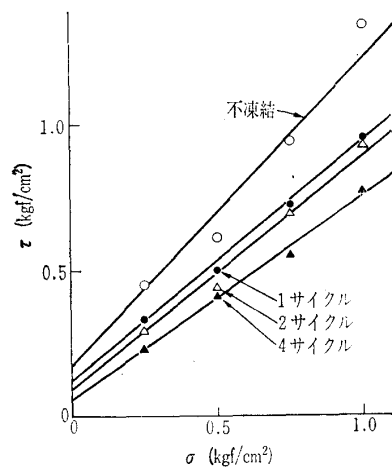
こでは温度依存性が認められる。

これは、 pF ～水分特性曲線において、凍結融解土が不凍結土より低含水比側に表れる（保水性が低下する）とした報告^{9)~11)}と合致し、同じく系内において間隙水の拘束状態が弱化的であることを示す一例といえよう。

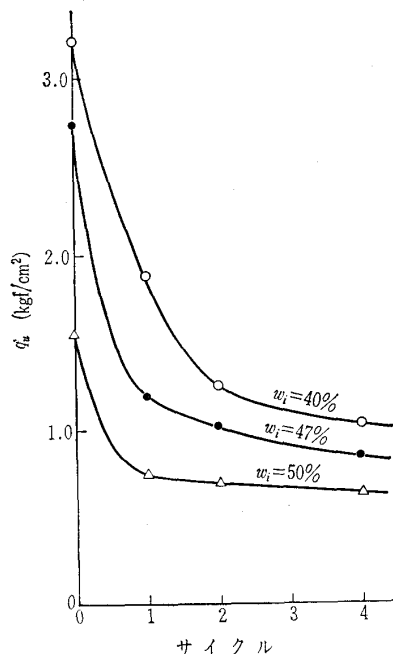
4. 凍結～融解の繰返しによる影響

凍結融解土の性質に対して大きく影響するであろう、凍結融解の繰返しの効果について、実験的に検討を加えた。

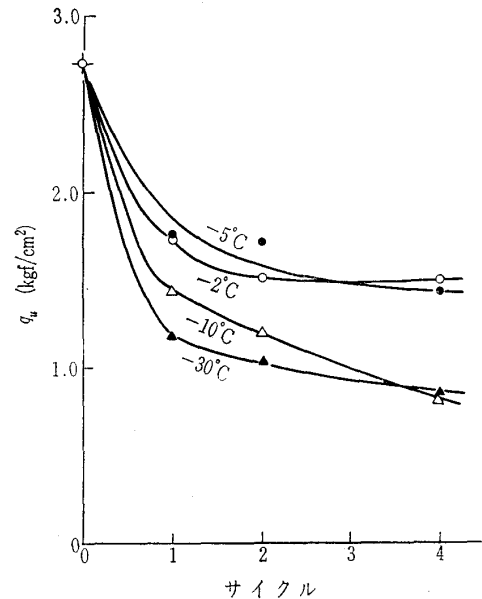
2で述べたように、凍結作用は24時間で、また融解作用も24時間で十分に平衡状態に達するものと考えてよい（本実験の供試体サイズに限るが）。そこで凍結～融解の過程を



図—11 凍結（ -18°C ）～融解（ $+20^{\circ}\text{C}$ ）の繰返しによるせん断強さの変化



図—12 凍結（ -30°C ）～融解（ $+30^{\circ}\text{C}$ ）の繰返しによる圧縮強さの変化



図—13 凍結～融解の繰返しによる圧縮強さの変化（ $w:47\%$ ）

24時間凍結～48時間融解養生（これを1サイクルとする）とし、この繰返しによる影響を土の強さ特性から検討してみた。

図—11は、2で使用した供試土を、含水比13.5%に調整し、これに1, 2, 4サイクルの凍結～融解を受けさせた後行った、一面せん断試験結果である。これにより、土のせん断強さは、凍結融解作用を繰返し受けることにより、徐々に低下の度合を増すことが分かる。

図—12は、同様のことを一軸圧縮強さの変化を通して検討したものである。供試土は、図—6に示したものと同一であり、含水比を3種類として実験した。また、図—12では凍結温度を -30°C としているが、これを変えてやると図—13のような結果が得られ、前項で述べた温度依存性が比較的よく表れている。これらの結果はいずれも、一面せん断試験の結果と同様、凍結～融解の繰返しによる強さの累進的な低下を示すが、更に重要なことは、その低下の度合は最初のサイクルで大きく、2, 4サイクルでの変化ははじめのときほど顕著ではないという点である。これは閉鎖系凍結という条件下にあるため、最初の凍結で氷相の分布・サイズがある程度限定されてしまうことによると考えている¹³⁾。水分条件による影響については、次項で更に詳しく検討することにしよう。

5. 土の初期水分・密度による影響

一般に土の初期水分・密度は、凍結融解作用の効果に対して、極めて重要な影響を及ぼす。すなわち、これらは「寒さ」とともに、系内に発生する氷相の成長条件を規定する因子だからである。ここでも、強さ特性の面からこれ

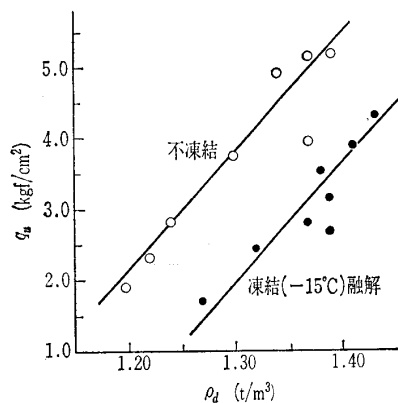


図-14 乾燥密度による圧縮強さの変化

らを検討することとする。

図-14は、供試体の含水比を一定(30%)とし、乾燥密度を変化させた場合の一軸圧縮強さを、凍結融解および不凍結のそれぞれについてプロットしたものである。ここで使用した供試土は、比重 2.54, 粘土分 19%, シルト分 38%, 砂分 43% であり、また最適含水比 34%, 最大乾燥密度 1.30 t/m^3 である。一軸圧縮強さと乾燥密度の関係は、土の性質、種類などにより種々変化するため一概には規定できないが、図-14に示す実験範囲においては、ほぼ比例的な関係となっている。また凍結融解による強さの低下量は、供試体の乾燥密度にかかわらず(ごく限られた範囲ではあるが)、ほぼ一定という結果となっている。凍結温度をいろいろ変えた場合にも、凍結温度の低下に伴い一軸圧縮強さは徐々に低下するとともに、その低下量は図-14と同様やはり乾燥密度にかかわらず凍結温度ごとにほぼ一定となった。

図-15は、含水比による影響をみたものである。これは、乾燥密度 1.25 t/m^3 の供試体を -20°C で凍結融解させ、不凍結土からの一軸圧縮強さの低下量をプロットしたものである。図より明らかなように、強さの低下の最も著しい含水比が存在し、そこから離れるほど影響が小さくなることから分かる。これは、低含水比になるほど氷相の量自体が少なくなるため凍結前後の系の状態変化は軽微となること、逆に含水比が高くなると凍結に際して土粒子相互の位置変

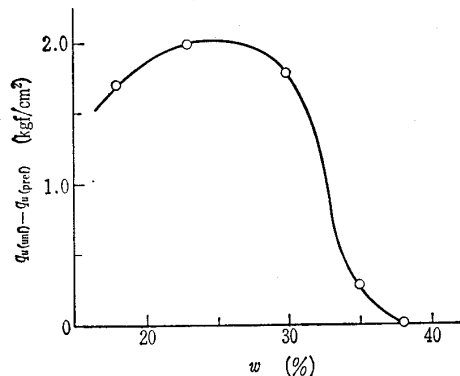
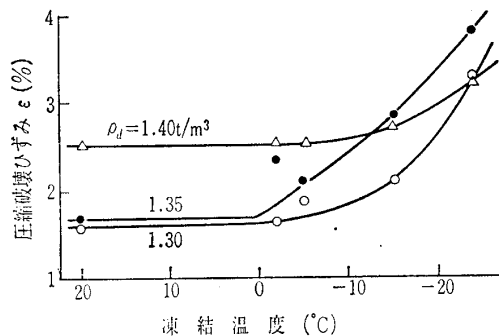
図-15 含水比による圧縮強さの変化挙動
(凍結温度 -20°C)

図-16 凍結融解による圧縮破壊ひずみの変化

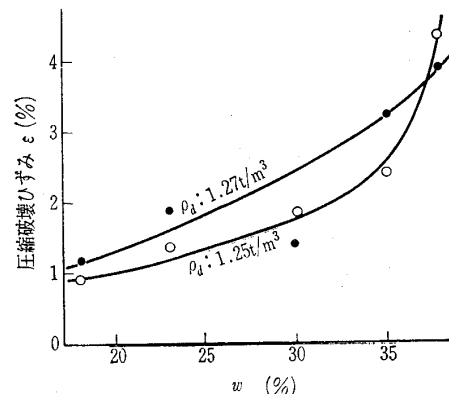


図-17 含水比による圧縮破壊ひずみの変化

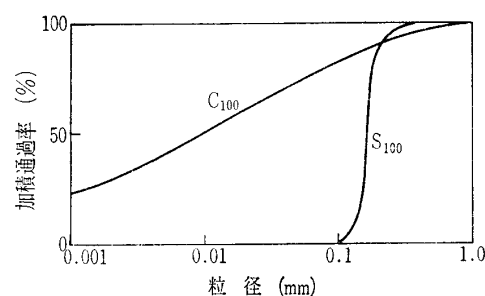
換をあまり伴わないことに起因すると考えられる。そして、凍結作用による間隙水の移動と相変換およびそれに伴う土壌構造の変化の最も著しい含水状態において、一軸圧縮強さの低下は最大になるのである。

図-16は、一軸圧縮破壊時のひずみと凍結温度の関係を、3種の供試体についてみたものである。これによると、いずれの場合にも凍結融解土、とりわけ凍結温度の低い場合ほどひずみが増大していることが分かる。また図-17は、供試体の含水比の増加により、破壊時のひずみが増大することを示したものである。これらの結果をみる限り、凍結融解土はあたかも含水比が増加したかのごとき挙動を示している。このことは、前述の非自由水の部分的自由化(系の相対的疎水化)を裏付ける現象と考えることができる。

6. 土の種類、性質による影響

寒さの程度が同じでも、土の種類、性質によって与える影響の度合は当然違ってくるであろう。そして、凍結融解作用の影響を顕著に受ける土の種類、性質を把握しておくことは、極めて有効であると考えられる。

まず、供試土の粒度組成による影響を、一軸圧縮強さの変化特性から検討してみる。この場合の試料調整は、次のように行った。図-18に示す2種の試料を、重量パーセントに応じて図に示す記号により $C_{90}S_{10}$, $C_{80}S_{20}$, ……というように配合する。次に、相互の比較検討を容易ならしめるため、含水比(19%), 乾燥密度(1.51 t/m^3)がすべて等

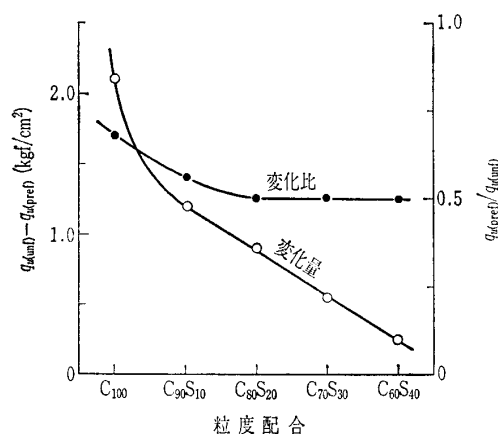


図—18 配合試料の粒度

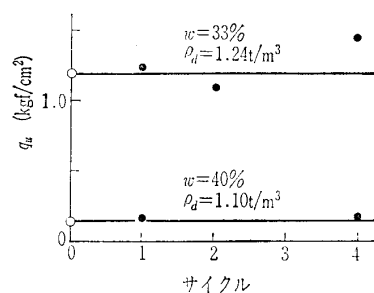
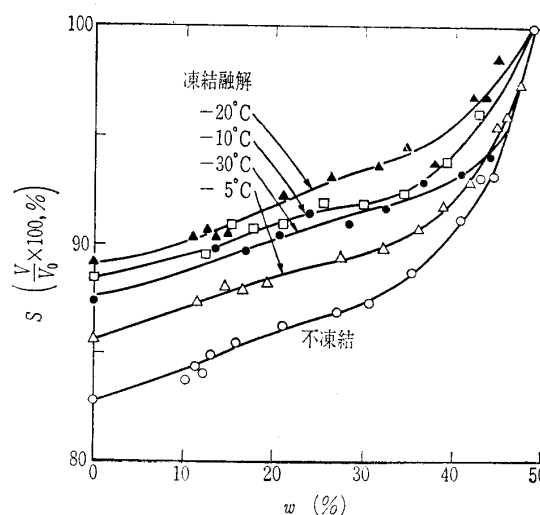
しくなるように配慮して締め固め、一軸圧縮試験用の供試体を作製する。なお、 C_{100} で示す試料は、比重 2.50, $\rho_{d\max}=1.53\text{ t/m}^3$, $w_{\text{opt}}=24\%$, $w_L=39\%$ の粘性土であり、 S_{100} は比重 2.71 の標準砂である。

こうして得られた一軸圧縮試験のデータは、図—6 に示したものと同様の傾向を示し、凍結融解により強さが非常に低下した。この低下の様子を粒度組成に関連させて表示したのが図—19である。これは、粒度組成の異なる供試体ごとに、不凍結土と凍結融解土の一軸圧縮強さ（それぞれ $q_{u(\text{unf})}$, $q_{u(\text{pref})}$ ）の差および比をプロットしたものである。しかるに一軸圧縮強さの低下量は、細粒分の多い供試体ほど大きい傾向にある。また強さの比についてみると、粒度の違いによる差異はそれほど顕著ではなく、大体50%となっている。細粒土は比表面積が大きいことから、[土～水]系の強さが粗粒土に比して大きく、ここでの $q_{u(\text{unf})}$ も C_{100} から $C_{60}S_{40}$ になるに従い低下する。したがって、初期状態から既に[土～水]系の強さが小さい粗粒土にあっては、凍結融解による強さの低下は量的に小さなものとなり、細粒土ほどは顕著に表れない。そして粗粒土になるに従い低下量は小さくなるが、同時に $q_{u(\text{unf})}$ 自体も小さくなるため、その比率はそれほど変化しないのである。

3. で述べたように、生土を乾燥させると、[土～水]系は変化し、より疎水的な状態になるとされる。そしてこの状態変化は、一般的に非可逆的である。いま図—13の場合と同一の供試土をいったん乾燥させ、再び水を加えて含水



図—19 粒度組成による圧縮強さの変化挙動

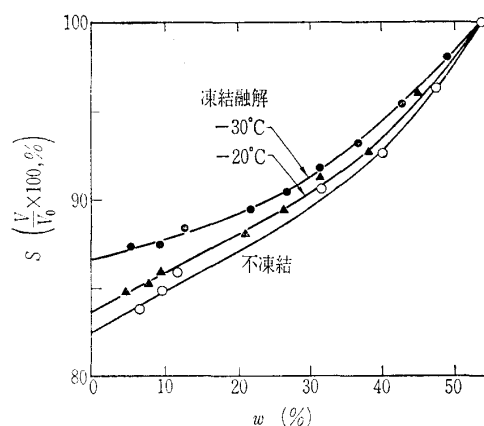

図—20 風乾による圧縮強さの変化挙動
(凍結温度 -30°C)

図—21 凍結融解による収縮挙動の変化
(風乾した試料による)

比、乾燥密度が 33%, 1.24 t/m^3 および 40%, 1.10 t/m^3 の 2 種の供試体を作製し、凍結処理温度を -30°C として一軸圧縮強さの変化挙動をみたのが図—20である。これによれば、乾燥による一軸圧縮強さの極端な低下がみられ、生土の場合の 1/10 にもみえない。同時に凍結融解の影響が全くみられないことが注目される。

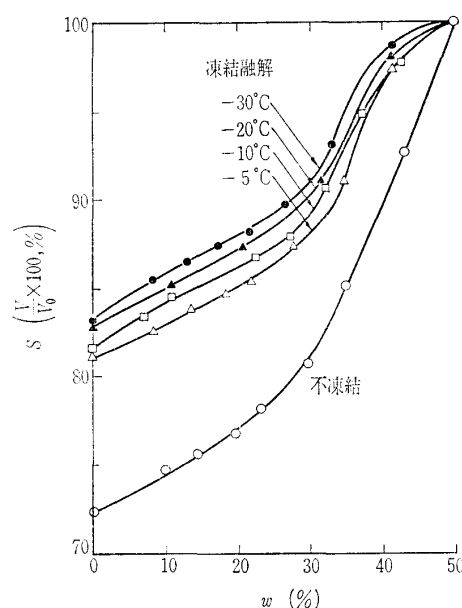
また図—21は、図—8 に示した試料を乾燥させ、先の場合と同一含水比（液性限界）に調整して行った収縮試験結果である。これを図—8 の生土の場合と比較すると、まず同じ不凍結土でも乾燥前歴のある場合のほうが収縮率が小さく、また凍結作用の有無による差が生土の場合ほど大きくならないことが分かる。

以上のことを総合して考えると、[土～水]系に及ぼす影響という点で、凍結融解作用は乾燥作用の軽微な段階とでもいえるような、極めて類似したものとしてとらえることができよう。

次に土壌構造を乱さない試料と、練返しによって乱したものについて、凍結融解の影響を検討してみる。これら 2 種類の状態の供試体についての乾燥収縮曲線を、図—22, 23 に示す。なお、供試土は、図—6 の実験でも使用した火山性土である。図によれば、不凍結土の収縮率はかく乱土



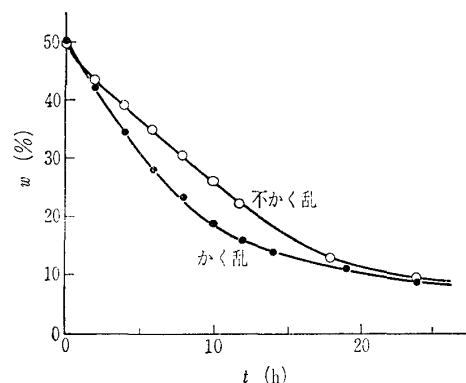
図—22 凍結融解による収縮挙動の変化
(不かく乱試料による)



図—23 凍結融解による収縮挙動の変化
(かく乱した試料による)

のほうが不かく乱土を大きく上回っている。

不かく乱土の場合は、構造的に系の安定性が高く、外力に対して大きな抵抗性を示す。したがって、間隙水の脱水に伴う粒子移動は小さく、全体としての収縮も小さなものとなる。それに比べて、かく乱土は外力に対する構造的な抵抗性が小さいため、収縮は大きく現れるのである。さて凍結融解作用を受けたときの挙動であるが、まず不かく乱土の場合はそれほど大きな変化は生ぜず、若干収縮率が低下している程度である。しかしかく乱土の場合には、凍結融解作用の影響が顕著に表れている。練返しにより構造が破壊された土は、乾燥収縮に対抗する力が弱く大きな収縮を示すとともに、練返しに伴う非自由水分の自由化が凍結作用に影響する結果、不凍結土よりずっと低い収縮率を示すことになる。つまり間隙水の自由化は氷相の発達をより容易にさせ、凍結前後の系の状態変化をより大きくさせると考えられるからである。



図—24 試料のかく乱による脱水速度の変化

図—24は、かく乱、不かく乱両供試体からの脱水状態である。これによるとかく乱土の脱水速度が大きく、図—10に示した脱水挙動と比較すると、凍結～不凍結、かく乱～不かく乱の間に共通点が認められ、大変興味深い。

7. ま と め

以上、凍結融解土の諸性質を、種々の実験を通して検討してみた。ここでは、凍結融解作用を閉鎖系に限定し、また実験の手段も限られたものであったが、土の凍結現象の本質の一端を知ることができたといえよう。

凍結融解作用は、土の初期状態を非可逆的に変化させる。これに及ぼす影響を凍結、融解の条件についてみると、

1) 凍結、融解の平衡温度に達した後は、時間的な効果がみられないこと、2) 凍結温度が低い場合ほど影響度は大きくなるが、 -10°C 以下では変化が小さいこと、3) 凍結～融解を繰り返すに従い累進的に変化するが、2サイクル以降の変化は小さいことなどが分かった。

また試料の側の条件からみると、1) 初期含水状態により凍結・融解の影響度は異なり、低・高含水比では諸性質の変化が小さいこと、2) 粒度の小さい土ほど凍結・融解の影響度が大きいこと、3) 乾燥前歴のある場合は、凍結融解の効果が不明りようとなること、4) 不かく乱土では、その構造的な凍結融解に強く抵抗するため変化が小さいことなどが分かった。更に、凍結融解作用と風乾作用あるいは練返し作用は、〔土～水〕系に与える影響という点で、類似した効果をもつことが注目される。

引 用 文 献

- 1) 例えば木下誠一・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。
- 2) 例えば Hoekstra, P.: The Physics and Chemistry of Frozen Soils, HRB, Special Report 103, pp.78-90, 1969。
- 3) 例えば Andersland, O. B., Akili, W.: Stress Effect on Creep Rates of a Frozen Clay Soil, Geotechnique, 17, pp.27-39, 1967。
- 4) 例えば村尾恭一：凍上機構について，土と基礎，Vol. 5, No. 3, pp.17-20, 1957。
- 5) 例えば木下誠一・鈴木義男・堀口 薫・田沼邦雄：凍上と地下水位との関係 I，低温科学，物理編，27, pp.367-376, 1969。

- 6) 高志 勤・生頼孝博・山本英夫：地盤凍結工法を対象とした土の凍結膨張，土と基礎，Vol. 25, No. 7, pp. 25-32, 1977.
- 7) 久保 宏：積雪寒冷地舗装の凍上対策，土木学会誌，Vol. 64, No. 2, pp. 10-16, 1979.
- 8) 森井 徹・津田 進・高橋英紀・長沢徹明：凍結期における水路側壁の挙動，農土誌，Vol. 45, No. 9, pp. 15-19, 1977.
- 9) 梅田安治・長沢徹明：凍結融解土の水分特性とせん断強さ，土質工学会講演要旨集，pp. 273-276, 1971.
- 10) 梅田安治・長沢徹明：凍結融解土の水分特性とせん断強さー凍結・融解土の特性に関する研究(I)ー，農土論集，54, pp. 6-10, 1974.
- 11) 長沢徹明・梅田安治：土の強さにおよぼす凍結融解過程の影響ー同上(II)ー，農土論集，60, pp. 19-23, 1975.
- 12) 長沢徹明：凍結融解土の2，3の物理的性質についてー同上(III)ー，農土論集，74, pp. 7-11, 1978.
- 13) 長沢徹明・梅田安治：凍結融解土の一軸圧縮強さ特性についてー同上(IV)ー，農土論集，75, pp. 62-67, 1978.
- 14) Young, R. N., Warkentin, B. P.: Introduction to Soil Behavior, Elsevier, pp. 411, 1966.
- 15) Benoit, G. R.: Effect of Freeze-Thaw Cycles on Aggregate Stability and Hydraulic Conductivity of Three Soil Aggregate Sizes, Soil Sci. Soc. Ame. Proc., Vol. 37, No. 1, pp. 3-5, 1973.
- 16) Williams, P. J.: Unfrozen Water Content of Frozen Soils and Soil Moisture Suction, Geotechnique, 14, pp. 231-246, 1964.
- 17) 山崎不二夫・竹中 肇：風乾がアッタベルグ限界に及ぼす影響，農土論集，14, pp. 46-48, 1965.
- 18) 相馬尅之・前田 隆：火山性ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響，農土論集，49, pp. 27-34, 1974.
- 19) 竹中 肇：収縮試験より見た土の工学的性質，第11回土質工学シンポジウム，pp. 63-67, 1966.

(原稿受理 1980.10. 8)

新刊書紹介

「変動する海水面」

湊 正雄 著

本書は，地質学的観点から過去～現在に至る地球上に見られた海水面の変動を実証的資料を持って説明した普及書である。我々に最も身近なウルム氷期の気候変動と海水面変動に始まり，新生代の氷河問題，更には古生代の氷期と造山運動の関連性といったこと，そして1000 m オーダーで変化した海水面変動は古地理的变化が原因であるといった種々の説明は，著者の地質学者としての学問の深さからくるところなのか，あるいは自然との妥協のない鋭い観察者としての地球観ともいうべきか，じっくりと説得してくるものがある。

更に，本書では最も最近おとずれたウルム氷期の海水面変動について，我が国の実証的資料から具体的に説明されている。その中には，地質学者である著者が実際に地盤災害に携わった経験談が多く，そのためかウルム氷期以降の複雑な海水面変動に伴う軟弱層の問題も理解しやすい。ただし，花粉化石から過去の気候変化を再現するあたりは，我々技術者にとって辛抱を必要とするところである。それを過ぎれば，むしろ軟弱層の中にも大法則と大ロマンが秘められていることを知り，それを中心に沖積平野下での地盤災害のメカニズムが推理・解明されて行く過程が楽しく読めた。

我々地盤を扱っている者にとって，その地盤がどのような素性のものかを知することは，非常に重要なことである。すなわち，地盤がどのような地史の過程を経て現在に至っているかを知することは，地盤の真の局性を知ることにもつながることである。このような知識に裏打ちされた地盤工学がいかに重要であるかは，技術と仕事に責任をもっている技術者ならばだれもが知っているところである。地盤沈下や地震災害ばかり，これらの災害を大きく決定している要因は，地盤の空間的分布とその歴史的成立過程のようである。このことは最近の度重なる地盤災害で実証済みのところである。

ウルム氷期以降の海水面変動の結果としての落とし子が我々常日頃扱っている軟弱地盤であることはいうまでもないが，この地盤を扱っている技術者が意外にも軟弱層の発達過程についての知識に乏しいといわれている。したがって，洪積層・沖積層といった定義を知ることが重要かと思うが，更にこれらの成り立ちを知ることがどれほど重要か計り知れないものがある。このような意味から，本書は，己の仕事の対象とし，そして苦労してきた沖積平野下の軟弱層がどのようにつくられてきたかを知る良き参考書と思われる。そして，読後，己の仕事にヒントを与えてくれるものと思われる。

(楡井 久)

1980.10.25 発行 東海科学選書

B 6 判 197ページ 1200円

東海大学出版会 03-356-1541