土木学会論文集C Vol.66 No.3,472-486,2010.7

岩石と土の凍上特性の差異に関する実験的検証

中村　大[1]・後藤　隆司[2]・伊藤　陽司[2]・山下　聡[3]・鈴木　輝之[3]

[1]正会員　北見工業大学助教　工学部社会環境工学科（〒090-8507 北海道北見市公園町165番地）
E-mail: dnaka@mail.kitami-it.ac.jp
[2]非会員　北見工業大学准教授　工学部社会環境工学科（〒090-8507 北海道北見市公園町165番地）
E-mail: gototk@mail.kitami-it.ac.jp，itoyj@mail.kitami-it.ac.jp
[3]正会員　北見工業大学教授　工学部社会環境工学科（〒090-8507 北海道北見市公園町165番地）
E-mail: yamast@mail.kitami-it.ac.jp，suzukitr@mail.kitami-it.ac.jp.

本研究は，岩石と土の凍上特性の違いを，実験的に検証するものである．実験は2種類の凍上試験で構成されており，一つは引張強度を持つ固体の岩石を用いた凍上試験，もう一つは破砕処理を施した，引張強度を持たない粉粒体の岩石と，土の凍上試験方法を用いた凍上試験である．2種類の凍上試験の結果から，非凍上性岩石は，固体と粉粒体，どちらの状態においても凍上性を示さないことが明らかとなった．これに対し，凍上性岩石は，固体と粉粒体とで，その凍上性に大きな違いがあることが明らかとなった．両試験の比較から，岩石と土の凍上特性が異なるものであることを類推することができる．

Key Words : *frost susceptibility, rock, soil, specific surface areas, permeability*

1. はじめに

北海道のような寒冷地において，山間部や海岸沿いのトンネルや道路などの土木構造物では，寒冷気候に起因する多くの問題が生じている．1996年には北海道余市郡豊浜町と古平郡古平町を結ぶ一般国道229号線豊浜トンネルにおいて，大規模な岩盤崩落事故が発生した．このような事故の原因の一つとして岩盤の凍上による劣化があげられている．菊地，水戸は，当該地域の岩石が凍結融解作用に対して劣化しやすい性質を有していることから，岩盤中に形成されたアイスレンズが割れ目の開口を促進させた可能性を指摘している[1]．また，北川，川上は，根室本線新得山トンネルの覆工背面の岩石で凍上が起こっていたことを報告している[2]．

今日までに凍上に関しては様々な研究がなされているが，その多くが土の凍上に関するものである．1930年代に，Beskow[3]やTaber[4]によって，現在，広く受け入れられている土の凍上機構の基本概念が推定・提案され，1980年代にはMiller[5]やGilpin[6]によって，いくつかの代表的な凍上機構モデルが発表された．しかしながら，これらの凍上機構モデルの検証は困難なうえ，凍上機構については未知の部分が多く，解明するまでには至っていないのが現状である．

岩石の凍上については，これまでの研究において，岩石も土と同じように凍上現象を引き起こすことがわかっており，大谷石や北海道内で採取された岩石でそのことが確認されている．Isizaki[7]は，顕微鏡を用いて，大谷石がアイスレンズによって破断される様子を観察することに成功した．Akagawa and Fukuda[8]は，大谷石を用いた凍上実験によって，アイスレンズの成長と岩石の破壊，水分の供給，動水勾配の存在，間隙水圧の低下を確認した．また，大谷石の物性値（細孔の微細構造，鉱物組成，不凍水の状態，透水係数など）が凍上性を持つ土のそれに近いことから，土の凍上における氷晶分離のコンセプトが，一般的な岩石に対しても適用できることを提案した．星野[9]は，北海道内で採取した岩石に対して凍上試験を行い，新第3紀中 - 上部の軟質，かつ細粒な泥質岩および凝灰質岩が，凍上性を示すものが多いことを明らかにしている．

近年では，岩石の物性値から，簡便に，その凍上性を判定しようという試みも行なわれている．**表-1**に，星野[9]，北川，川上[10]，磯田ら[11]が示した判定基準をまとめた．これらに加えて，**表-1**には，小野ら[12]がモルタル製の擬似岩石試料を用いて検討した判定基準も示す．これらは岩石の凍上性の有無を示す境界値であり，これらからただちにその凍上性を判定することは困難である．また，このような岩石の凍上性判定方法はまだ研究段階であり，現時点では確立されてはいない．

さらに，星野[9]は，岩盤の状態で凍上しがたい岩石であってもこれが長年の風化作用（主に凍結融解作用）に

表-1 岩石の凍上性判定基準

	判定基準
星野[9] (1973)	強制乾燥状態の比重が2.0以下, 吸水量20%以上の軟質な泥質岩および細粒な凝灰質岩
北川，川上[10] (1986)	乾燥密度2.0g/cm^{3}以下, 飽和湿潤密度1.5g/cm^{3}以下 飽和含水比25%以上, 一軸圧縮強度5MPa以下の固結地山（岩石）
磯田ら[11] (1996)	飽和比重2.1以下, 吸水率15%以上, P波伝達速度2km/s以下, 一軸圧縮強度50～100MN/m^{2}程度の新鮮な岩石
小野ら[12] (2004)	見かけ湿潤密度1.9g/cm^{3}以下, 有効間隙率40%以上, P波伝達速度2.7km/s以下, 一軸圧縮強度5MPa以下の岩石

よって破砕された場合には凍上しやすくなる岩石があること，凍上しやすい岩石が凍結融解作用によって破砕された場合には岩盤の状態より著しい凍上率を示すことを報告している．北川，川上[10]は，未固結地山の凍上性を粒度分布による判定で行うことが可能であり，既応の土における凍上性基準が概ね適用できることを報告している．これらの報告は，岩石の状態が固体から粉粒体（土と同様の状態）へと変化することによって，その凍上性が変化したことを示唆している．

以上を踏まえ，本研究では，これまでに検証されることのなかった岩石（固体）と土（粉粒体）の凍上特性の差異について，実験的な検証を試みた．固体と粉粒体の岩石試料を用いて凍上試験を行い，その凍上性を比較することによって，岩石の凍上と土の凍上との差異を類推することが可能であると考えられる．また，固体と粉粒体の物性，特に比表面積と透水係数が，それぞれの凍上性にどのような影響を及ぼしているのかを明らかにすることに取り組んだ．本研究で提示される実験結果は，今後基準化されるであろう岩石の凍上試験方法，凍上性判定方法を検討する上で，非常に有意義なものとなると考えている．

2. 研究概要

行った実験は，2 種類の凍上試験で構成されており，一つは引張強度を持つ固体の岩石試料を用いた凍上試験，もう一つは岩石を土と同様に扱うために破砕処理を施した，引張強度を持たない粉粒体の岩石試料と，土の凍上試験方法を用いた凍上試験である．

岩石と土の最も大きな違いは，岩石の引張強度である．岩石は土に較べて非常に大きな強度を有しており，このため，アイスレンズを発生，成長させるためには，まず潜在するクラックが伸展，結合し，岩石が割れなければならない．岩石の引張強度は凍上を妨げるように振舞うため，岩石が凍上するためには，間隙中でより大きな膨張力が発生しなくてはならないと考えられる．これに対し，土も引張強度を有してはいるが岩石に較べると非常に小さく，小さな膨張力でも凍上することが可能であると考えられる．

しかしながら，岩石の凍上と土の凍上とを単純に比較することは困難である．例えば，本研究では，凍上性を示す岩石試料として大谷石を用いているが，この岩石と同様の鉱物組成，比表面積などの物性値を有する土を見つけ出すことは不可能である．また，土のような粉粒体の凍上は，その粒度に大きく影響を受けることから，比較実験を行う際には，粒度をそろえて行うことが望ましい．そこで，本研究では岩石に破砕処理を施すによって，岩石を土と同様に扱えるように工夫した．また，岩石は同様の工程で人工的に破砕されるため，その粒度をそろえることも可能である．

3. 岩石の凍上現象のプロセス

本研究では，赤川[13]の提案する「凍上現象におけるアイスレンズの発生条件」と，破壊力学[14]におけるクラックの伸展を参考に以下のようなプロセスを考えた．

(1)温度勾配の発生

冬期，岩石は表面から寒気によって冷却される．また，岩石は地中深くからの地熱の影響も受ける．これに伴って，岩石内部には温度勾配が生じ，0℃ 線が熱流方向に直行して深部へ移動するが，寒気の影響と地熱の影響とが釣り合う部分で，0℃線が停滞する．

(2)クラックの伸展による主亀裂の形成及びアイスレンズの発生

0℃ 線より上方の凍結部分では，潜在するクラックや空隙中の水分が凍結して間隙氷となるが，一部は不凍水となって，間隙氷と共存する．間隙氷は時間の経過と共に不凍水を吸収しながら成長するが，この際に発生する体積膨張は，潜在するクラックや空隙中に，クラックを押し広げる方向の内部圧力を発生する．このクラック先端や空隙の載荷の強さは，応力拡大係数によって求められる．また，内部圧力の増加に伴って応力拡大係数が増加し，臨界値である破壊靭性に達するとき，クラック，空隙が広がりはじめる．その後，ク

ラックが伸展，結合し，岩石が割れる．

(3)アイスレンズの成長

未凍結部分から，フローズンフリンジを介して不凍水が亀裂へと流入し，潜熱を発生しながら氷へと相変化する．

岩石の凍上と土の凍上とで最も異なる点は，「(2)クラックの伸展による主亀裂の形成及びアイスレンズの発生」である．

4. 岩石試料とその物性

本研究には，以下の 5 種類の岩石試料を用いた．

・大谷石
栃木県宇都宮市大谷町付近一帯で採掘される流紋岩質角礫凝灰岩

・来待砂岩
島根県宍道町来待地区周辺で採掘される凝灰質砂岩

・登別軟石
北海道登別市で採掘される凝灰岩

・丸瀬布凝灰岩
北海道紋別群丸瀬布町で採掘される凝灰岩

・札幌軟石
北海道札幌市南区石山で採掘される溶結凝灰岩

これらの岩石の基本物性を**表-2** に示す．札幌軟石と大谷石は，空隙率，比重において，比較的類似した値を示しているが，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩は，札幌軟石，大谷石に較べて空隙率が小さく，密度の高い岩石であることがわかる．

本研究では，上記の基本物性の他に，一軸圧縮強度，円盤圧裂引張強度，細孔分布，鉱物組成，比表面積，透水係数についても測定を行なった．以下に，試験方法，実験結果についてまとめた．

表-2 基本物性

		大谷石	来待砂岩	登別軟石	丸瀬布凝灰岩	札幌軟石
吸水率(%)		29.2	11.7	15.1	10.7	28.6
空隙率(%)		39.8	22.23	29.2	20.2	36.4
かさ比重		1.35	1.98	1.86	1.78	1.22
見かけ比重		2.24	2.54	2.66	2.23	1.91
弾性波速度 (km/s)	乾燥	2.12	2.96	1.99	6.06	1.85
	湿潤	1.87	2.86	2.57	4.89	1.61

(1) 試験方法

a) 一軸圧縮強度試験

万能材料試験機を用いて，円柱形供試体の端面を上下から圧縮する．載荷方向は供試体の堆積面に対して垂直で，載荷速度は 1000N/s とした．

供試体は堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し，直径 30mm，長さ 60mm の円柱形となるようにカッカットおよび整形した．実験には，100℃ のオーブンで 24 時間かけて乾燥させた乾燥供試体と，蒸留水中で真空ポンプを用いて 24 時間かけて脱気した後，数日間放置し，重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した．

b) 円盤圧裂引張強度試験

万能材料試験機を用いて，円板形供試体の側面を上下から圧縮する．これにより，円板の内部には，中心線に沿って左右に離れようとする引張応力を生じる．この試験で得られる引張強度は，一軸引張試験で求められる引張強度とほぼ等しくなることが認められているが，圧縮と引張が同時に行なわれため，完全な純粋引張試験ではない．載荷方向は供試体の堆積面に対して平行で，載荷速度は 100N/s とした．

供試体は堆積面に対して平行にボーリングコアを採取し，直径 30mm，長さ 20mm の円板形となるようにカットおよび整形した．実験には，一軸圧縮強度試験と同様，乾燥供試体と湿潤供試体を使用した．

c) 水銀圧入式ポロシメータ試験による細孔分布測定

水銀圧入式ポロシメータ（島津製作所製，オートポア III 9420）を使用して，細孔の大きさとその容積を測定した．

ハンマーで砕いた岩石をふるいにかけ，5mm ふるいを通過し，2.5mm ふるいに留まったものを測定に使用した．

d) 粉末Ｘ線回折

粉末 X 線回折装置（リガク製，RINT 1200）を使用して，鉱物組成を測定した．

測定には，メノウ乳棒，乳鉢を使用して，粒の大きさが 44μm 以下になるまでよく粉砕した岩石を使用した．また，大谷石， 丸瀬布凝灰岩については，**写真-1** のような「ミソ」と呼ばれる褐色で粘土質の斑点部分を別に採取して，測定を行った．

e) 比表面積測定

比表面積・細孔分布測定装置（Beckman Coulter 社製，SA3100）を用い，窒素ガス吸着によって，比表面積の測定を行った．比表面積の算出には BET 法を用いた．

測定には，一辺が約 5mm～10mm 程度の立方体の供試体を用いた．また，X 線回折と同様，大谷石，丸瀬布凝灰岩については，「ミソ」の部分を別に採取して測定を

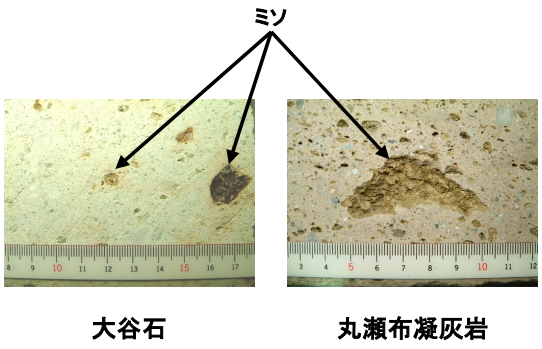

写真-1 大谷石，丸瀬布凝灰岩の「ミソ」

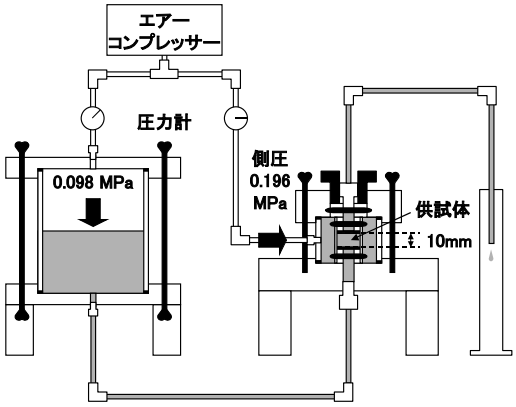

図-1 透水試験装置

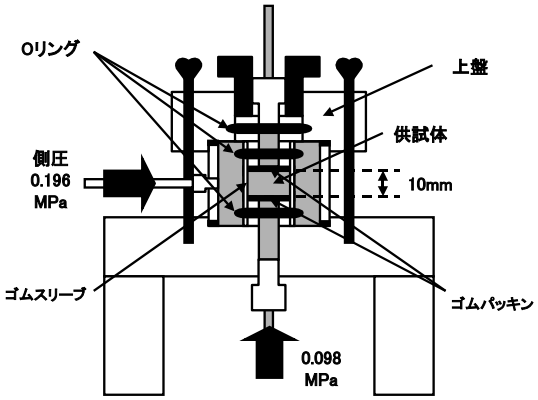

図-2 供試体設置部分の拡大図

行った．「ミソ」の部分の測定には，0.109mmふるいにかけ，通過したものを使用した．

f) 透水試験

本研究では，加圧式の透水実験装置を独自に作製し，岩石の透水係数の測定に取り組んだ．

供試体は堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し，直径 30mm，長さ 10mm の円柱形となるようにカットおよび整形した．実験には，蒸留水中で真空ポンプを用いて 24 時間かけて脱気した後，数日間放置し，重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した．

使用した実験装置の全体図を**図-1** に，供試体設置部分の拡大図を**図-2** に示す．この実験装置は，以下のような特徴を有している．

- 実験装置はアクリル製で，錆などの不純物が発生しない．また，透明であるため，実験装置内部の観察が可能である．
- 供試体側面に，ゴムスリーブを介して水圧をかけることによって，側面の水漏れを防ぐことが可能である．
- 供試体に水が浸透しやすくするため，供試体と装置の設置面にろ紙等は使わず，内径 25mm のゴムパッキンを設置し，供試体に直接水が接触するようにした．
- エアーコンプレッサーを使用した加圧タンクを採用することによって，水を通し難い岩石であっても，強制的に通水することが可能である．
- 圧力計によって，加圧タンク内の圧力 0.098MPa，側圧 0.196MPa は，常に一定に保たれる．

このような実験装置に，湿潤状態の供試体を設置し，一定の水圧で，脱気した蒸留水を通水する．以下にその手順を示す．

(1)供試体をシールテープで巻き，その上からゴムスリーブ（ラテックスメンブレン）で覆う．その後，ゴムパッキンを介して，供試体を上下の台座に挟み込むように設置し，オーリングで固定した．上下の台座に，シリコングリスを塗布することによって，ゴムスリーブと台座を密着させ，水漏れを防ぐ．

(2)側圧をかけるため，円筒を取り付け，水で満たす．

(3)上盤を取り付け，4 本のネジで下の台座へ固定した後，上の台座を押さえつけネジを締めて固定する．

(4)供試体側面に 0.196MPa の水圧，加圧タンクに 0.098MPa の空気圧をかけた後，流入部の管の弁を開け，実験を開始する．流出部の管から水の流出を確認した時点から，流出量，加圧タンク内の水温，室温及び湿度を計測する．

透水係数は，JISA1218の以下の式(1)によって算出した．

$$k_{15} = \frac{QL}{hAt}\frac{\eta_t}{\eta_{15}} \qquad (1)$$

k_{15}：温度15℃における透水係数(cm/sec)

Q：流出水量(cm^3)

L：供試体の長さ(cm)

h：水位差(cm)

本研究では，水位差hを加圧タンク内の圧力0.098MPa（1kgf/cm^2）=1000cmとして計算した．

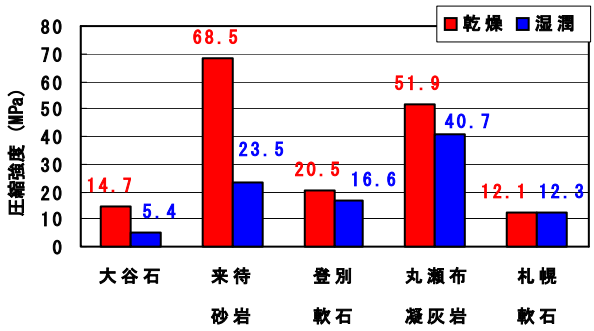

図-3　圧縮強度

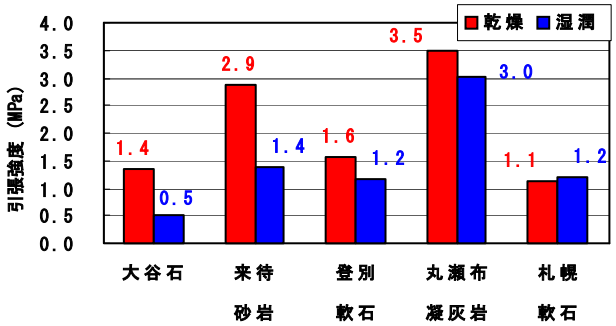

図-4　引張強度

A：供試体の断面積(cm^2)

t：測定時間(sec)

$\frac{\eta_t}{\eta_{15}}$：温度 15℃ に対する t℃ の粘性係数の比

(2)　試験結果

a)　一軸圧縮強度試験

乾燥・湿潤状態における一軸圧縮強度試験の結果を**図-3** に示す．大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩の湿潤状態での圧縮強度は，乾燥状態でのそれに比べて，小さくなっている．これに対し，札幌軟石では乾燥状態と湿潤状態の圧縮強度に差は見られなかった．

b)　円盤圧裂引張強度試験

乾燥・湿潤状態における円盤圧裂引張強度試験の結果を**図-4** に示す．大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩の湿潤状態での引張強度は，一軸圧縮強度と同様，乾燥状態でのそれに比べて，小さくなっている．札幌軟石も一軸圧縮強度と同様に，乾燥状態と湿潤状態の引張強度に差は見られなかった．

c)　水銀圧入式ポロシメータ試験による細孔分布測定

細孔分布を**図-5** に示す．札幌軟石では細孔半径 10^3 ～ 10^4nm，登別軟石では細孔半径 10^3nm，大谷石，来待砂岩では細孔半径 10～10^2nm，丸瀬布凝灰岩では細孔半径 10nm 以下の空隙が多く存在していることがわかった．

表-3　鉱物組成

岩石名		鉱物組成
大谷石	淡緑色軽石部分	**輝沸石ー斜プチロル沸石系鉱物**，石英，長石，オパール CT
	黒色ガラス質酸性岩礫部分（ミソ）	**輝沸石ー斜プチロル沸石系鉱物**，石英，長石，スメクタイト
来待砂岩		斜長石，石英，**輝沸石ー斜プチロル沸石系鉱物**，**イライト／スメクタイト混合物**
登別軟石		斜長石，トリディマイト，クリストバライト
丸瀬布凝灰岩	淡褐色軽石部分	**モルデン沸石**，石英，斜長石，クリストバライト
	赤褐色粘土鉱物部分（ミソ）	**スメクタイト**，**モルデン沸石**，斜長石
札幌軟石		火山ガラス，石英，長石

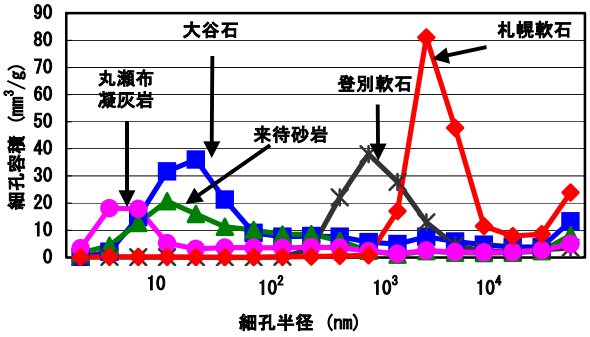

図-5　細孔容積と細孔分布

d)　粉末 X 線回折

鉱物組成を**表-3** に示す．大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩には，多量の沸石系鉱物と，少量のスメクタイトが存在していることが確認された．

e)　比表面積測定

比表面積を**図-6**に示す．大谷石が18.06m^2/gと最も大きな値となり，札幌軟石が0.51 m^2/gと最も小さな値となっている．来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩は，札幌軟石に較べると大きな値を示したが，大谷石に較べると約10～20%と小さな値を示した．また，大谷石，丸瀬布凝灰岩の粘土鉱物で構成されているミソの部分では，大谷石で132.60 m^2/g，丸瀬布凝灰岩で83.99m^2/gと，特に大きな値となっている．

岩石の比表面積が大きいということは，岩石内部が極

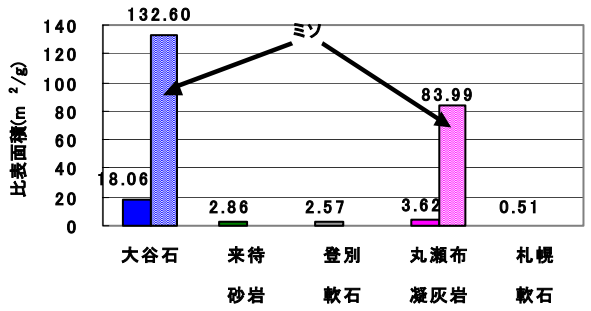

図-6　岩石の比表面積

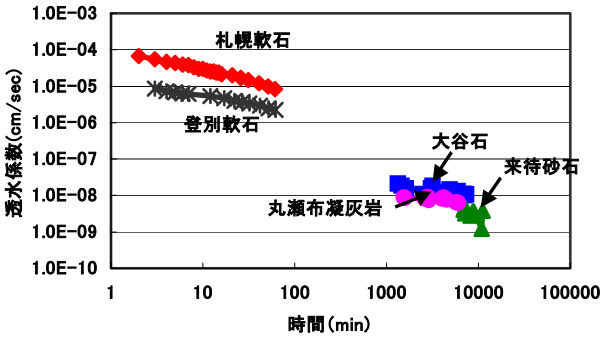

図-7　透水試験結果

微小の連続した空隙を有していることを示している．一般的に，斜プチロル沸石やモルデン沸石等に代表されるゼオライトは，多孔質で，大きな比表面積を持つことで知られている．また，スメクタイトに代表される粘土鉱物も，大きな比表面積を持つことで知られている[15]．これらのことを踏まえて，本研究における比表面積の測定結果をみると，鉱物組成にゼオライト，粘土鉱物を含む，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩の比表面積は，鉱物組成にゼオライト，粘土鉱物を含まない，札幌軟石，登別軟石に較べて，大きな比表面積を有していることがわかった．

f)　透水試験

透水試験結果の一例を**図-7** に示す．札幌軟石，登別軟石は実験開始直後から水の流出を確認したが，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩では，通水するまでにかなりの時間を要した．流出する水の量も，札幌軟石，登別軟石に較べて，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩では極端に少なかった．また，流出する水の量の多い札幌軟石，登別軟石の透水係数では，時間の経過とともに，徐々に低下しているのが確認された．本研究に用いたような加圧式の透水試験装置では，供試体内部の空隙中を微粒子が移動することによって，目詰まりを起こすことが透水係数を低下させる原因として考えられる．そこで，流出する水の量が多く，それに伴う微粒子の移動が激しいと考えられる札幌軟石と登別軟石では，水の流出を確認した直後から 60 分間測定を行い，その平均値を供試体の透水係数とした．通水が確認されるまでに 1000 分以上を要する大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩では，流出する水の量が少なく，それに伴う微粒子の移動も少ないと考えられることから，水の流出を確認してから 3 日間以上計測を行い，その平均値を供試体の透水係数とした．各岩石 2 本の供試体に対して実験を行い，その平均値を各岩石の透水係数とした．

表-4 に各岩石の透水係数を示す．最も透水性の高い札幌軟石で 3×10^{-5}cm/sec，最も透水性の低い来待砂岩で

表-4　岩石の透水係数

	大谷石	来待砂岩	登別軟石	丸瀬布凝灰岩	札幌軟石
透水係数 cm/sec	3×10^{-8}	4×10^{-9}	6×10^{-6}	4×10^{-8}	3×10^{-5}

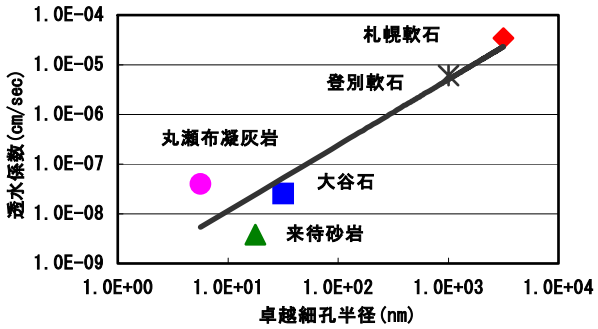

図-8　透水係数と卓越細孔半径

4×10^{-9} cm/sec であった．一番透水性の低い来待砂岩の透水係数は，一番透水性の高い札幌軟石の透水係数の約 1/10000 であった．

さらに，ポロシメータによる細孔分布の測定結果における，最も細孔容積の大きかった細孔半径を卓越細孔半径として X 軸にとり，透水係数の平均値との関係を，**図-8** のように表した．**図-8** から，卓越細孔半径が大きくなるほど透水係数も高くなり，卓越細孔半径が小さくなるほど透水係数が低くなることがわかる．細孔半径の大きい札幌軟石，登別軟石に較べて，細孔半径の小さい大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩の通水経路は狭く，水の移動が制限されていると考えられる．本研究では,得られた実験結果から，岩石の透水性は細孔の大きさによって支配されていると考える．

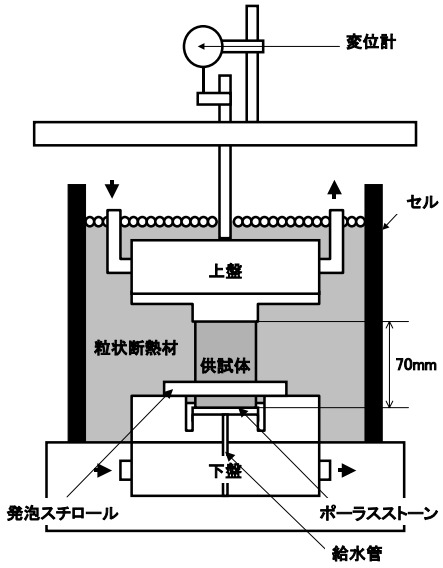

図-9　岩石の凍上試験装置図

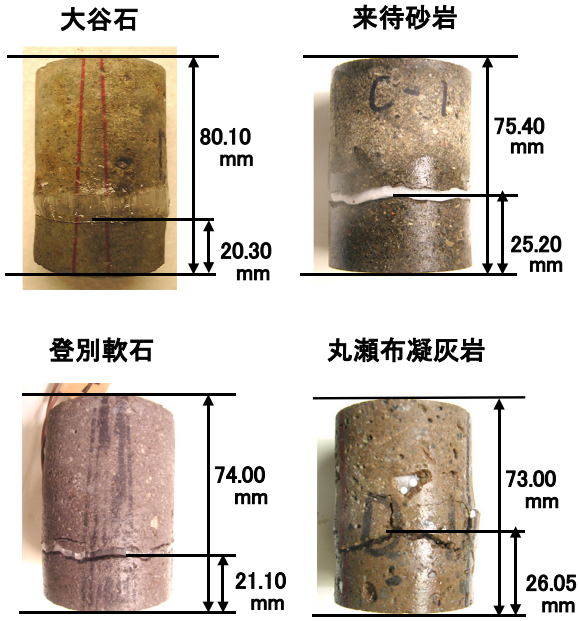

写真-2　岩石の凍上試験後の様子

5.　岩石の凍上試験

上記の5種類の岩石の凍上性を調べるために，独自に室内凍上試験装置を作製し，以下の実験を行った．本研究では，固体の岩石の凍上性は，岩石が割れるか，割れないかで判断した．

(1)　供試体

供試体は堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し，直径55mm，長さ70mmの円柱形となるようにカットおよび整形した．実験には蒸留水中に2週間以上放置して重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した．全ての供試体において飽和度は90%以上である．

(2)　岩石の凍上試験装置

本研究で使用した岩石の凍上試験装置を図-9に示す．この試験装置の上下盤を，独立した温度制御装置によって，岩石の上面に寒気を想定したマイナスの温度，下面に地熱を想定したプラスの温度を与える．また，供試体の下面からは，地下水を想定した，水分供給を行うことが可能である．試験装置の詳細については，中村ら[16]を参照されたい．

(3)　試験方法

試験はまず，上盤，下盤をコントロールする冷媒の温度を＋5℃ に設定し，供試体の内部温度をほぼ＋5℃ に均一化させた．その後，下盤の冷媒温度は＋5℃ のままで制御し，上盤の冷媒温度を－15℃ まで下げ，供試体の上面から凍結を進行させた．この温度条件で実験を行うと，計算上，0℃ 線は供試体下面から 17.5mm の位置で一定になる．

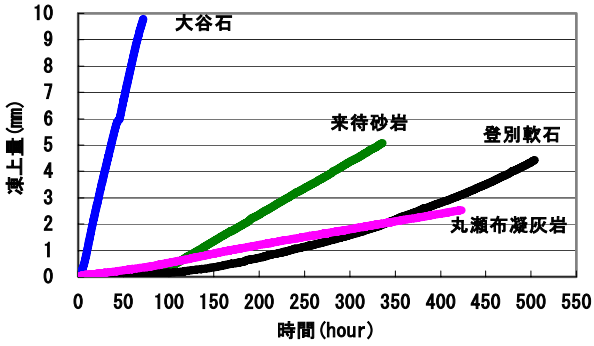

図-10　岩石の凍上試験結果

凍上量は，図-9に示した岩石の凍上試験装置の上方に取り付けた変位計によって,5分毎に測定した．

(4)　試験結果

5 種類の岩石の凍上量の比較を行った．

写真-2に，大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩の凍上試験後の様子を示す．

各岩石の凍上試験の結果を図-10に示す．札幌軟石は，上記の温度条件では，全く凍上しなかった．また，図-10の具体的な凍上量を代表的な経過時間で示すと以下のとおりである．大谷石は約72時間で約10.0mm，来待砂岩は約360時間で約5.1mm，登別軟石は約504時間で4.4mm，丸瀬布凝灰岩は約424時間で2.5mmの凍上量であった．

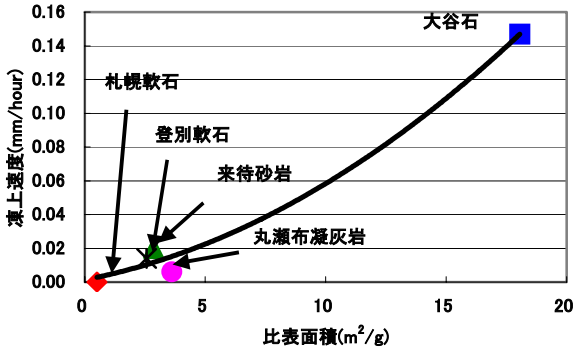

図-11　岩石の凍上速度と比表面積

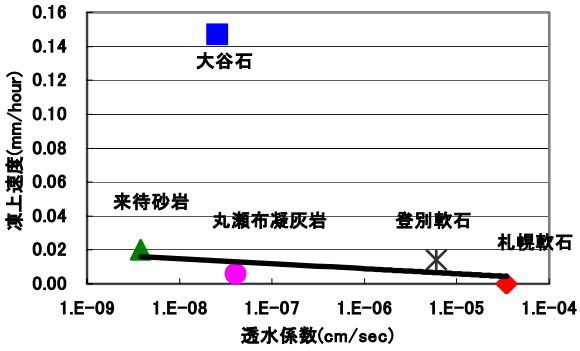

図-12　岩石の凍上速度と透水係数の関係

図-10の凍上量が直線的な変化を示す部分で線形近似し，その直線の傾きから凍上速度を求めた．凍上速度はそれぞれ，大谷石で0.147mm/hour，来待砂岩で0.020mm/hour，登別軟石で0.014mm/hour，丸瀬布凝灰岩で0.006mm/hourであった．

(5) 岩石の凍上性

図-10 から，大谷石が他の岩石に較べて凍上しやすいことは明らかである．

大谷石，丸瀬布凝灰岩は実験開始直後から凍上が始まるが，登別軟石は実験開始から約 20 時間後，来待砂岩は約 85 時間後から凍上し始めていることがわかる．

図-4 から，引張強度の大きい来待砂岩，登別軟石は，引張強度の小さい大谷石よりも，クラックが伸展するのに時間がかかっていることがわかる．岩石が凍上するためには，まず潜在するクラックが伸展，結合し，岩石が割れなければならない．クラックや空隙中の間隙氷が，不凍水を吸収しながら成長し，クラックを押し広げる方向の内部圧力を高めていくためには時間を要する．このため，引張強度が高い来待砂岩，登別軟石では，クラックを伸展させるほどの大きな内部圧力を発生するのに，長い時間が必要だったと考えられる．しかしながら，最も引張強度の大きい丸瀬布凝灰岩が，実験開始直後から凍上し始めていることには疑問が残る．そこで，何故，丸瀬布凝灰岩が実験開始直後から凍上を開始したかについて，以下のように考察した．丸瀬布凝灰岩を表面観察すると，大きな空隙の多いことが確認できる．このことから，丸瀬布凝灰岩にはサイズの大きな欠陥が多く存在することが推測される．サイズの大きな欠陥が多ければ，クラックの伸展，結合は容易で，実験開始直後から凍上を開始した理由として，妥当であると考えられる．その他にも，破壊靭性が他の岩石に較べて低いこと，凍上によって発生するクラックや空隙内の圧力が高いことが考えられるが，どちらも本研究では計測できておらず，今後明らかにして行くべき課題である．

以上の岩石の凍上実験結果から，札幌軟石を非凍上性岩石，大谷石，来待砂岩，登別軟岩，丸瀬布凝灰岩を凍上性岩石と判断した．また，凍上速度を比較すると，凍上性は大谷石が最も高く，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩の順に，低くなっていることがわかる．

(6) 岩石の凍上性と比表面積

図-11 に岩石の凍上速度と比表面積の関係を示す．図から，比表面積の大きい岩石ほど，凍上性が高くなっていることが明らかである．比表面積の大きい岩石は，凍結部分において，岩石の表面に存在する不凍水の量を多く保持することが可能である．保持する不凍水の量が多ければ多いほど，アイスレンズを形成する際の水分の供給は容易になり，凍上速度も速くなると考えられる．

以上のことから，粘土鉱物とゼオライトが，その大きな比表面積によって岩石の凍上性に大きな影響を与えることは確かだと思われる．ただし，凍上性岩石の登別軟石はそのどちらの鉱物も含んでいない．比表面積の測定結果から，非凍上性岩石の札幌軟石より微細な内部構造を有していることは明らかであり，この構造により凍上するのに十分な不凍水が保持できていると考えられる．2種類の鉱物の含有が，岩石の凍上性を決定するわけでは，必ずしもないようである．

(7) 岩石の凍上性と透水性

岩石が凍上するためには，まず潜在するクラックが伸展，結合し，岩石が割れなければならない．凍上性の大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩は，凍結時において間隙氷が成長する際に生じる，クラックを押し広げる方向の内部圧力に耐えうるだけの破壊靭性を持っておらず，クラックが伸展，結合したと考えられる．しかしながら，非凍上性の札幌軟石に注目してみると，札幌軟石はみかけの破壊靭性を表す引張強度が来待砂岩，丸瀬布凝灰岩よりも小さいにも関わらず，破壊するに至っていない．この原因は，札幌軟石が持つ，高い透水性，

すなわち水分移動が容易であるという性質に深く関わっていると考えられる．

図-12 に岩石の凍上速度と透水係数の関係を示す．図から，大谷石が他の岩石と違う傾向を示していることは明らかである．これは，大谷石が他の岩石に較べて，飛びぬけて大きな比表面積を持つことに関係している．大谷石を除く 4 種類の岩石では，透水性が低い岩石のほうが，透水性の高い岩石に較べて，凍上性が高くなっているように見える．このことについては，以下のように考察した．

札幌軟石では，細孔半径が大きく間隙水の移動が容易であるため，間隙水が間隙氷へと相変化する際に発生する膨張力は未凍結の間隙水を排水してしまう．このため，間隙中で内部圧力が発生せず，クラックは伸展，結合しないと考えられる．それに対し，凍上性岩石では，細孔半径が小さいため，間隙水の移動は困難である．このため，間隙氷が膨張する際に発生する力によって間隙内の内部圧力が高まり，クラックが伸展，結合することが推定できる．

6. 破砕した岩石試料の物性

岩石の凍上と土の凍上との違いを，実験的に検証するため，岩石に破砕処理を施した．破砕処理を施すことによって，岩石を土として扱うことができる．

(1) 岩石の破砕処理方法

岩石の破砕処理には，コンクリート骨材のすり減り試験機を転用した．破砕処理後の岩石試料の粒度分布の均一化を目指し，破砕処理条件を次のように統一した．すり減り試験機のドラム内に，あらかじめハンマーで一辺10cm程度の大きさに砕いた岩石片と440gの鉄球を14個入れ，ドラムを5555回転させた．この条件でドラムを回転させることで，ドラム内の岩石片は残らず破砕された．

(2) 破砕処理した岩石試料の基本物性

破砕した岩石試料の基本物性として，粒度分布，粒子密度，最適含水比について測定を行った．試験方法としては，粒度分布はJIS A 1204「土の粒度試験」，粒子密度はJIS A 1202「土粒子の密度試験」，最適含水比はJIS A 1210「突固めによる土の締固め試験」のA-a法を，それぞれ採用した．

図-13にそれぞれの試料の粒径加積曲線，**表-5**に粒度分布，**表-6**に粒子密度，**図-14**に締固め曲線を示す．

図-13から，破砕後の試料は，その全てが1mmふるいを通過している．**表-5**から，どの試料も50%以上がシル

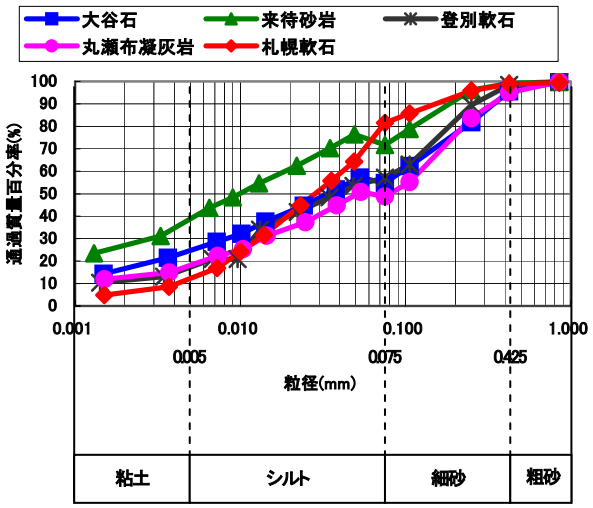

図-13 破砕した岩石試料の粒径加積曲線

表-5 破砕した岩石試料の粒度分布

	大谷石	来待砂岩	登別軟石	丸瀬布凝灰岩	札幌軟石
砂分(%)	45	28	43	51	19
シルト分(%)	31	34	40	31	69
粘土分(%)	24	38	17	18	12

表-6 破砕した岩石試料の粒子密度

	大谷石	来待砂岩	登別軟石	丸瀬布凝灰岩	札幌軟石
破砕試料の粒子密度 g/cm^3	2.397	2.651	2.577	2.368	2.407

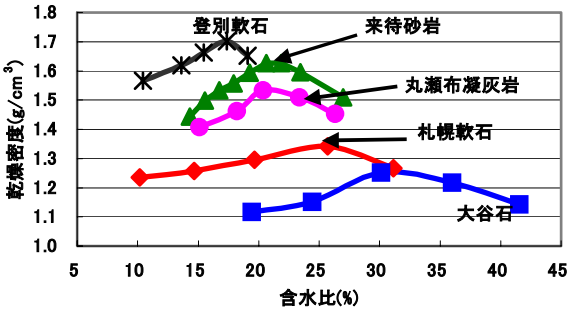

図-14 突固めによる破砕した岩石試料の締固め曲線

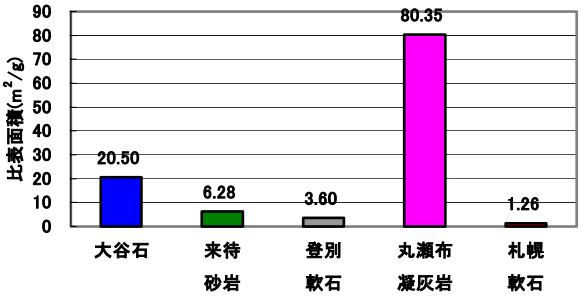

図-15　破砕した岩石試料の比表面積

ト分以下の粒径である．以上のことから，破砕した岩石試料の粒度は，類似していることがわかる．単一の破砕処理を行うことで，試料の粒度分布をかなり近いものにすることができたことから，土の凍上を支配する一因であるとされている粒度分布の影響を小さく抑えられたと考えられる．ただし，**表-6**から，破砕処理した岩石試料の粒子密度は，2.37～2.65g/cm^{3}と多少のばらつきがみられる．これは鉱物組成の違いによるものだと考えられる．

(3) 破砕した岩石試料の比表面積

岩石と同様，破砕した岩石試料に対しても，比表面積・細孔分布測定装置を用いた，比表面積の測定を行った．

図-15に破砕した岩石試料の比表面積について示す．破砕した岩石試料の比表面積は，岩石に較べて大きな値を示した．岩石の比表面積では大谷石が最も大きな値を示したが，破砕した岩石試料の比表面積では，丸瀬布凝灰岩が80.35m^2/gと最も大きな値を示している．これは，丸瀬布凝灰岩に多量に存在する「ミソ」と呼ばれる粘土鉱物が，破砕処理されることによって，試料に混ざり込んだためだと考えられる．**写真-1**のように，丸瀬布凝灰岩の「ミソ」は，大きいもので約5cmから10cm程のサイズのものが存在する．大谷石にも「ミソ」は存在するが，その存在量は丸瀬布凝灰岩に較べて少ないため，破砕処理後の比表面積にそれほど影響を与えなかったと考えられる．以上のことから，「ミソ」の混入量が破砕した岩石試料の比表面積に大きな影響を与えることは明らかであるが，岩石内部のどの部分にどれだけの量の「ミソ」が存在するのかを把握することは困難であるため，本研究では「ミソ」の混入量については特別な配慮を行わなかった．札幌軟石は1.26 m^2/gと最も小さな値となった．来待砂岩，登別軟石は，札幌軟石に較べると大きな値を示したが，粘土鉱物を多量に含む丸瀬布凝灰岩，大谷石に較べると非常に小さな値を示した．

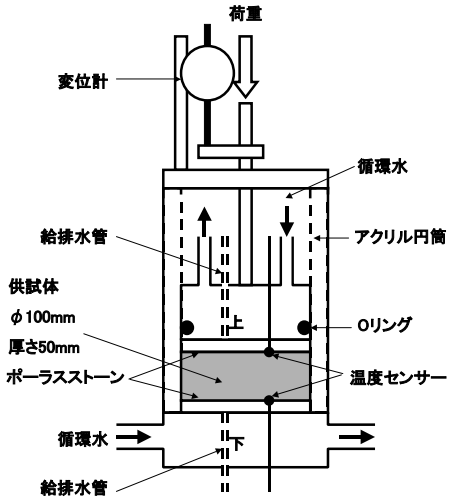

図-16　土の凍上試験装置図

7. 破砕した岩石の凍上試験

(1) 供試体

破砕した岩石試料は，岩石のように自立しない．供試体として用いるためには，土と同様に，再構成を行う必要がある．そこで，本研究では，水分調整を行った破砕した岩石試料を突固めによって，供試体を作成した．

まず，破砕した岩石試料を最適含水比に調整し，24時間養生した．その後，特注ランマー（ランマー質量：1.268kg，落下高さ：198.5mm）を使用して，3層，計87回（1層29回）で突固めを行った．この条件で突固めを行った場合，締固めエネルギーは，締固め試験のA法と同様となる．また，突固めの際に，専用のモールドを用いることによって，供試体の外径が凍上試験セルの内径100mmより，約0.5mm程度小さくなるようにした．最後に，供試体の高さが50mmとなるように，供試体表面を整形した．

作成された供試体の寸法は，直径99.5mm，高さ50mmである．

(2) 土の凍上試験装置

本研究で使用した土の凍上試験装置を**図-16**に示す．この凍上試験装置は地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」[17]に準拠して製作されたものである．試験装置の詳細については，中村ら[18]を参照されたい．

(3) 試験方法

凍上試験方法には，地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」[17]を採用した．

a) 凍上試験前の通水

図-16 に示すように，凍上試験装置に供試体を設置する．供試体側面は，岩石凍上試験とは異なり，アクリルセルで覆う．アクリルセルの内壁および上盤の側面には凍上時に発生する摩擦を軽減する目的で，シリコングリスを塗布する．また，試験装置全体は外気温の影響を軽減するために，断熱材で覆う．

供試体を設置した後，上下盤の温度をコントロールする冷媒の温度は，どちらも 24 時間以上，0℃ で保たれる．その間，供試体を飽和させるため，供試体下面から給水して，上部から排水する通水を行った．

試験開始直前には，全給水量と全排水量を測定し，その差から通水時の供試体吸水量を求めた．

b) 破砕した岩石試料の透水係数

凍上試験前の通水期間中に，変水位試験透水試験を用いて，破砕した岩石試料の透水係数を測定した．

札幌軟石，登別軟石，来待砂岩は透水性が高かったため，通水開始から約 20 時間程度までに排水が確認された．排水を確認した後，約 1 時間毎に給水管の水頭差を 5 回程度計測した．計測した水頭差から透水係数を算出し，平均値を求め，それぞれの供試体の透水係数とした．これに対し，大谷石，丸瀬布凝灰岩は透水性が低かったため，20 時間では排水が確認されなかった．そのため，通水期間を延長し，最短で時間 24 時間，最長で 98 時間の通水を行ったが，どちらの岩石も長時間の給水にも関わらず，全く排水が確認できなかった．そこで，大谷石，丸瀬布凝灰岩については，水が供試体を浸透していく際の水頭差を計測し，透水係数を算出した．通常の変水位透水試験では，排水が確認され，通水している状態で透水係数を求めなければならない．このことから，得られた値は通常の変水位透水試験で求められる透水係数とは異なると考えられる．しかしながら，両岩石の透水性の低さを示す指標としては，有意義であると考えられる．

透水係数は，JIS A 1218 の以下の式(2)によって算出した．

$$k_{15} = 2.303 \frac{aL}{A(t_2 - t_1)} \log \frac{h_1}{h_2} \frac{\eta_t}{\eta_{15}} \qquad (2)$$

k_{15}：温度 15℃における透水係数(cm/sec)
a：スタンドパイプの断面積(cm^2)
L：供試体の長さ(cm)
A：供試体の断面積(cm^2)
t_2-t_1：測定時間(sec)
h_1：時刻 t_1における水位差(cm)
h_2：時刻 t_2における水位差(cm)
$\frac{\eta_t}{\eta_{15}}$：温度 15℃に対する t℃の粘性係数の比

表-7 破砕した岩石試料の透水係数

	大谷石	来待砂岩	登別軟石	丸瀬布凝灰岩	札幌軟石
透水係数 cm/sec	1×10^{-7}	9×10^{-7}	5×10^{-6}	1×10^{-7}	1×10^{-5}

表-8 凍上試験前の通水状況と飽和度

	札幌軟石	大谷石	丸瀬布凝灰岩	来待砂岩	登別軟石
通水期間中の給水量(ml)	327.7	35.3	21.8	59.4	117.3
通水期間中の排水量(ml)	298.5	0.0	0.0	13.9	91.0
吸水量 (給水量-排水量) (ml)	29.2	35.3	21.8	45.5	26.3
飽和度(%)	68.0	79.5	84.0	68.1	80.2

表-7 に通水中に測定された透水係数の比較を示す．透水係数は，3 回行われた凍上試験の平均値である．最も透水性の高い札幌軟石で 1×10^{-5}cm/sec，最も透水性の低い丸瀬布凝灰岩で 1×10^{-7} cm/sec であった．最も透水性の低い丸瀬布凝灰岩の透水係数は，最も透水性の高い札幌軟石の透水係数の約 1/100 である．また，大谷石，丸瀬布凝灰岩の 2 つの岩石の透水係数は，ほぼ同じ値であった．一般的に，10^{-7} より低い透水性の細粒土は不透水性として扱われることから，破砕した大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩は不透水性と判定することができる．

c) 冷却方法

破砕した岩石試料を用いた凍上実験では，円柱供試体を用いた岩石の凍上実験とは逆に，上盤をコントロールする冷媒の温度を 0℃ 付近の温度，下盤の冷媒をマイナスの温度で制御し，供試体の下面から凍結を進行させた．また，凍結中の水分の供給は供試体上面から行った．

約 24 時間の通水後，試験をスタートさせる．まず，上盤の冷媒の温度を 0℃ で保ったまま，下盤の冷媒温度を-7℃ まで急激に降下させ，供試体にサーマルショックを与える．サーマルショックを与えた後，下盤の冷媒温度を-1℃ まで上昇させる．その後，下盤の冷媒温度を 0.1℃/hour の速度で降下させていく．

凍上量は，図-16 に示した土の凍上試験装置の上方に取り付けた変位計によって，5 分毎に測定された．

(4) 試験結果

凍上試験は，5 種類の試料について，それぞれ 3 回行っ

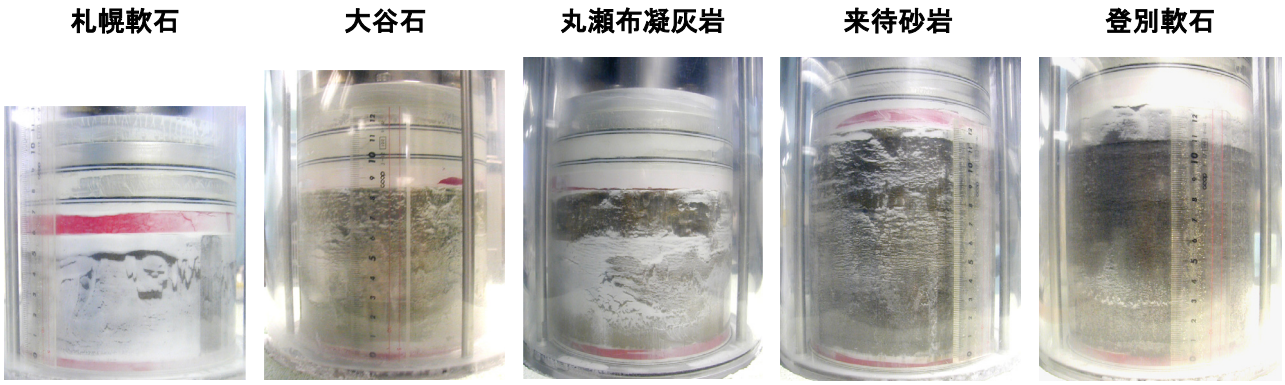

写真-3　破砕した岩石の凍上試験後の様子

た．以下に，行った試験の代表的な結果を示す．

表-8 に試験前の通水状況と飽和度を示す．この飽和度は，地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」に準拠して計算された値である．

各岩石の凍上試験後の様子を**写真-3** に，各岩石の凍上試験の結果を**図-17** に示す．**図-17** の具体的な凍上量を代表的な経過時間で示すと以下のとおりである．札幌軟石は約 45 時間で約 8.4mm，大谷石は約 97 時間で約 35.6mm，丸瀬布凝灰岩は約 87 時間で約 35.1mm，来待砂岩は約 111 時間で 70.3mm，登別軟石は約 100 時間で 82.0mm の凍上量であった．

図-17 の凍上量が直線的な変化を示す部分で線形近似し，その直線の傾きが最も急な部分を凍上速度とした．凍上速度は，3 回行われた凍上試験の平均値である．凍上速度はそれぞれ，札幌軟石で 0.241mm/hour，大谷石で 0.484mm/hour，丸瀬布凝灰岩で 0.489mm/hour，来待砂岩で 0.680mm/hour，登別軟石で 0.859mm/hour であった．

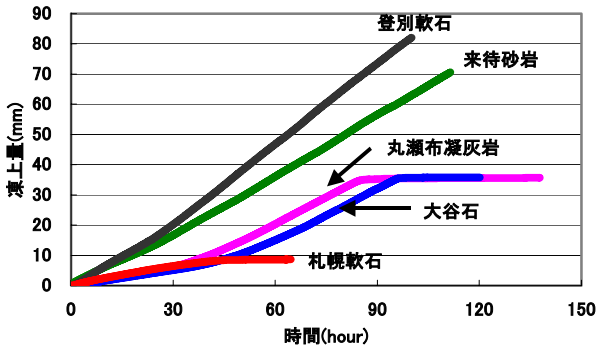

図-17　破砕した岩石の凍上試験結果

(5) 破砕した岩石の凍上性

写真-3 から，札幌軟石にはアイスレンズが全く発生しておらず，コンクリート状凍結となっていたことが確認できた．**表-3** に示すように，札幌軟石の鉱物組成には粘土鉱物及び沸石系鉱物が含まれていないことから，凍上に必要な不凍水が，凍結面へ十分に供給されなかったと考えられる．

これに対し，大谷石，丸瀬布凝灰岩，来待砂岩，登別軟石では，アイスレンズの発生を確認することができた．どの岩石においても，アイスレンズの現れ方は均一ではなく，供試体の下部ではアイスレンズが発生していなかったが，中部ではヘアクラック状のアイスレンズ，上部では厚いアイスレンズや霜降り状のアイスレンズが発生していた．アイスレンズは，供試体上部に向かうにつれて，その厚さは増していっている．これは，下盤の温度が低下するにしたがって，凍結面が徐々に供試体上部へと移動していき，上盤のポーラスストーンへ近づいていくことによって，凍結面への水分供給が容易になるためだと考えられる．

大谷石，丸瀬布凝灰岩の供試体の上部，ポーラスストーンと供試体の境界付近には，厚さ約 20mm のアイスレンズが発生していた．このような厚いアイスレンズは，アイスレンズ生成によって発生する潜熱と冷却温度との熱的バランスが釣り合ってしまったため，凍結面が上盤に入ることが出来ずに発生したと考えられる．

図-17から，札幌軟石の凍上量の変化は直線的であった．札幌軟石の凍結様式はコンクリート状凍結であったことから，間隙中の水分移動は少なく，その場で凍結していたと考えられる．凍結面が上盤に入るまで，その場凍結による膨張が繰り返されるため，変位が直線的になったと考えられる．

大谷石，丸瀬布凝灰岩の凍上量の変化は，下に凸の曲線となっていることがわかる．大谷石，丸瀬布凝灰岩，どちらの凍上速度も凍結開始後30時間前後で，それぞれ漸変している．一般的に土の凍上試験法において前半の凍上速度が遅くなることはよくみられることで，これは下部の凍上部分の変位が，上部の未凍結部分を介して伝達されて，凍上量として計測されるためであると考えら

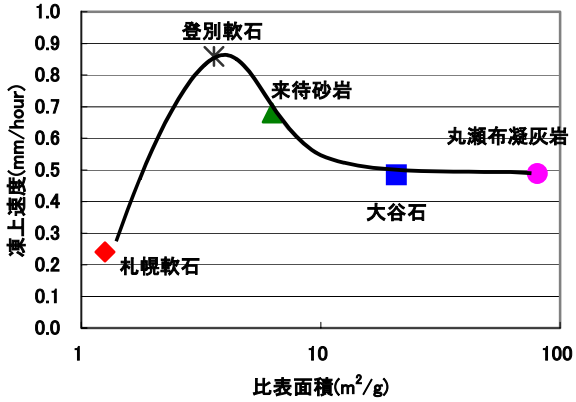

図-18　破砕した岩石の凍上速度と比表面積

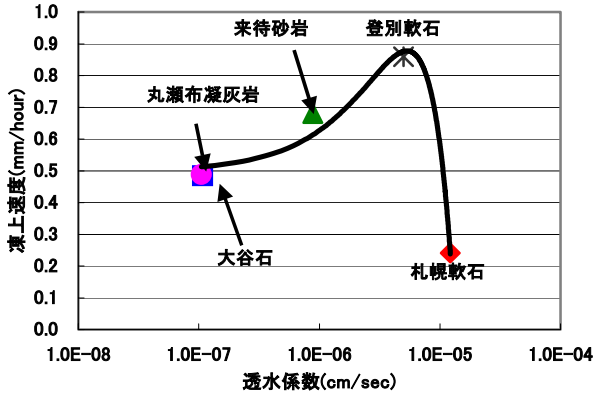

図-19　破砕した岩石の凍上速度と透水係数

れている．

来待砂岩，登別軟石の凍上量の変化は，凍結性状が漸変しているにも関わらず，ほぼ直線的であった．表-8から，来待砂岩，登別軟石は，通水の過程で排水が確認されており，供試体の飽和状況は均一であると推測できる．また，表-7から，来待砂岩，登別軟石の透水性が高いことから，凍上試験を通して，常に一定の水分が供給されていたことが推測できる．これらのことから，試験の初期段階から凍結面への水分供給が十分になされており，凍上は試験の始めから終わりまで，比較的一定の速度で発生していたと考えられる．

以上の破砕した岩石の凍上試験結果から，破砕した札幌軟石を非凍上性岩石，破砕した大谷石，来待砂岩，登別軟岩，丸瀬布凝灰岩を凍上性岩石と判断した．また，凍上速度を比較すると，凍上性は登別軟石が最も高く，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩，大谷石の順に，低くなっていることがわかる．岩石の凍上試験において，最も凍上性が高いと判定された大谷石は，土の凍上試験方法を用いて凍上試験を行うと，2番目に凍上性が低いと判定された．また，岩石の凍上試験において，あまり高い凍上性を示さず，3番目に凍上性が高いと判定された登別軟石は，最も凍上性が高いと判定された．

(6)　破砕した岩石の凍上性と比表面積

図-18 に破砕したの岩石の凍上速度と比表面積の関係を示す．図から，凍上性と判定された大谷石，丸瀬布凝灰岩，来待砂岩，登別軟石では，比表面積の小さい岩石ほど，凍上性が高くなっていることがわかる．これは，岩石の凍上性とは正反対の傾向である．このことについては，以下の項で考察する．

また，札幌軟石は比表面積が登別軟石よりも小さいにも関わらず，非凍上性である．このことから，破砕した岩石の凍上性は比表面積 3 m^2/g 付近でピークを迎え，これ以上比表面積が小さくなると凍上性が低くなることが予想される．札幌軟石の小さな比表面積では，十分な量の不凍水を，凍結面へ供給できないことが容易に推測できる．

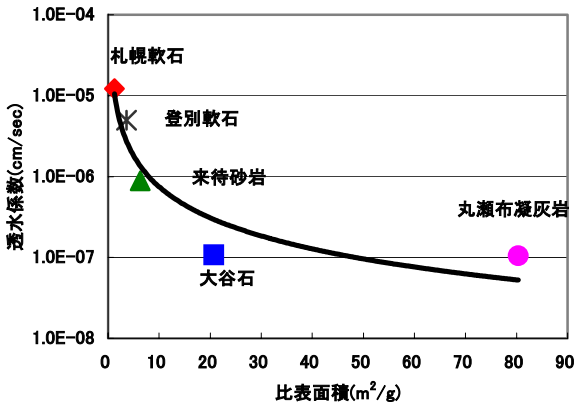

図-20　破砕した岩石試料の透水係数と比表面積

(7)　破砕した岩石の凍上性と透水性

図-19 に破砕した岩石の凍上速度と透水係数の関係を示す．図から，大谷石，丸瀬布凝灰岩，来待砂岩，登別軟石の順に，透水性が高くなるに従って，凍上性も高くなっていることがわかる．これは，高い透水性によって，より多くの水分が凍結面へと供給されるためであると考えられる．ただし，札幌軟石は透水性が登別軟石よりも高いにも関わらず，非凍上性である．このことから，破砕した岩石試料の凍上性は透水係数 5×10^{-6} cm/sec 付近でピークを迎え，これ以上透水性が高くなると凍上性が低くなることが予想される．これは，岩石の凍上性とは，異なる傾向である．

図-20 に破砕した岩石の透水係数と比表面積の関係を示す．図から，比表面積が大きくなるにしたがって，透水係数も低くなっていることがわかる．固体の岩石では，透水係数は細孔の大きさによって支配されていたが，破

砕によって細孔が破壊されているため，粉粒体では固体とは異なった因子によって，透水性が支配されていると考えられる．大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩の透水係数は，いずれも固体のそれより大きな値を示している．特に来待砂岩の透水係数は，固体のそれより約200倍程大きくなっている．これは透水を困難にしていた細孔半径10^2mm以下の空隙が破砕によって破壊されたためだと考えられる．一方，札幌軟石，登別軟石の透水係数は，固体のそれより小さな値を示している．これは透水を容易にしていた細孔半径10^3～10^4mmの空隙が破砕によって破壊されたためだと考えられる．

先にも述べたように，ゼオライトや粘土鉱物が，大きな比表面積を有することから，比表面積をゼオライトや粘土鉱物の含有量の指標として扱うことができると考えられる．よって，図から，ゼオライトや粘土鉱物をより多く含有する岩石ほど，透水係数が低くなっていることが明らかである．本研究で用いた大谷石，丸瀬布凝灰岩には，多くのゼオライトや粘土鉱物が存在することは，既に述べている．一般的に，粘土の透水性は，他の土質材料に較べて，著しく低い．また，核燃料サイクル開発機構は，粘土鉱物のベントナイトと石灰岩，砂岩の透水係数を比較し，ベントナイトの透水係数が著しく低いことを報告している[19]．大谷石，丸瀬布凝灰岩に破砕処理を施すことによって，試料中に比表面積の大きなゼオライトや粘土鉱物が混ざりこみ，岩石の透水性を低下させていると考えられる．以上のように，粉粒体では，比表面積と透水係数にはある程度の相関性がみられた．凍上に関与する因子として，それぞれ独立していないことは明らかである．

破砕した粉粒体の岩石は，固体の岩石とは異なり，凍上を妨げるような大きな強度を有していない．このため，固体の岩石のように，クラックを伸展，結合させるための間隙中における内部圧力の発生が必要ではない．固体の岩石では，内圧を高めるための低い透水性が必要条件であったが，粉粒体の岩石では，低い透水性は逆に凍上時のアイスレンズが成長するための水分供給を阻害していると考えられる．

8. 固体の岩石の凍上性と破砕した粉粒体の岩石の凍上性

2種類の凍上試験の結果から，非凍上性岩石では，固体と粉粒体，どちらの状態においても凍上性を示さないことが明らかとなった．これに対し，凍上性岩石では，固体と粉粒体とで，その凍上特性に大きな違いがあることが明らかとなった．以下に，その違いについてまとめる．

固体の凍上性岩石では，透水性が低く，比表面積の大きな岩石ほど，高い凍上性を示した．固体の凍上性岩石において，低い透水性は，間隙水の移動を困難にしている．このため，間隙氷が膨張する際に発生する力によって間隙内の内部圧力が高まり，クラックが伸展，結合していると推測できる．これに対して，固体の非凍上性岩石の高い透水性は，間隙水の移動を容易にしている．このため，間隙水が間隙氷へと相変化する際に発生する膨張力は未凍結の間隙水を排水してしまい，間隙中で内部圧力が発生せず，クラックは伸展，結合しないと考えられる．また，固体の凍上性岩石の大きな比表面積は，岩石が多量の不凍水を保持することを可能にし，アイスレンズを形成する際の水分の供給を容易にしている．

一方，破砕した粉粒体の凍上性岩石では，透水性が高く，比表面積の小さい岩石ほど，高い凍上性を示した．粉粒体の凍上性岩石では，高い透水性が，アイスレンズが成長するための水分供給を容易にしている．これに対し，低い透水性は，アイスレンズを成長させるための水分供給を妨げている．また，破砕した粉粒体の岩石において，大きな比表面積は，透水性を低下させ，凍上時にアイスレンズが成長するための水分供給を阻害している．ただし，それぞれにピークがあり，ピークを越えた高い透水性，小さい比表面積を持つ岩石の凍上性は低くなると予測できる．

以上の議論から，同種の岩石でも，固体と粉粒体という状態の違いによって，その凍上特性に差異が生じることが明らかとなった．今回の研究結果は，岩石と土の凍上特性が，異なるものであることを示唆している．

9. まとめ

固体の岩石の凍上と破砕した粉粒体の岩石の凍上が，異なる因子に支配されることが明らかとなった．以下に，本研究で得られた新たな知見を示す．

・固体の岩石の凍上性

(1)固体の凍上性岩石では，透水性が低く，比表面積の大きな岩石ほど，高い凍上性を示した．

(2)固体の凍上性岩石では，低い透水性によって，間隙中で内部圧力が発生する．発生した内部圧力により，クラックが伸展，結合する．

(3)固体の非凍上性岩石では，高い透水性によって，間隙中で内部圧力が発生しない．

(4)大きな比表面積は，岩石が多量の不凍水を保持することを可能にし，アイスレンズを形成する際の水分の供給を容易にする．

・破砕した粉粒体の岩石の凍上性

(1)破砕した粉粒体の凍上性岩石では，透水性が高く，

比表面積の小さい岩石ほど，高い凍上性を示した．ただし，それぞれにピークがあり，ピークを越えた高い透水性，小さい比表面積を持つ岩石の凍上性は低くなると予測できる．

(2)高い透水性は，アイスレンズへの水分供給を容易にし，低い透水性は，アイスレンズへの水分供給を妨げる．

(3)大きな比表面積は，透水性を低下させ，アイスレンズへの水分供給を阻害する．

以上の違いは，固体と粉粒体という状態の違いが主な要因である．

今回の研究結果から，岩石と土の凍上特性が異なるものであることを類推できる．

参考文献

1) 菊地 宏吉，水戸 義忠：国道 229 号線豊浜トンネル上部斜面の岩盤崩落メカニズムに関する地質工学的考察，応用地質，第 39 巻，第 5 号，pp. 456-470，1998.
2) 北川 修三，川上 義輝：地山凍結によるトンネルの変状とその対策，鉄道土木，pp. 281-287，1985.5.
3) Beskow, G. : Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads, *The Swedish Geological Society*, Series C, 375 (26th year book), pp. 14-21, 1935. Translations by O. J. Osterberg, 1947.
4) Taber, S. : Frost heaving, *Journal of Geology*, Vol.37, pp. 428-461, 1929.
5) Miller, R. D. : Frost heaving in non-colloidal soils, *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, pp. 708-713, 1978.
6) Gilpin, R. R. : A model of the prediction of ice lensing and frost heave in soils, *Water Resources Research*, Vol.16, No.5, pp. 918-930, 1980.
7) Ishizaki, T. : Frost deterioration of histrical stone momuments and brick buildings and its preventive measures, *Ground Freezing*, pp. 79-83, 2000.
8) Akagawa, S. and Fukuda, M. : Frost mechanism in welded tuff, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.2, pp. 301-309, 1991.
9) 星野 寔：岩石の凍上について，応用地質，第 14 巻，第 4 号，pp. 139-144，1973.
10) 北川 修三，川上 義輝：凍上試験による地山の凍上性の判定，応用地質，第 27 巻，第 2 号，pp. 11-20，1986.
11) 磯田 卓也，鈴木 哲也，疋田 貞良：路床の凍上性と上載荷重の影響，開発土木研究所月報，No.515，pp. 2-9，1996.
12) 小野 丘，阿部 裕介，小笠原 将人：擬似岩石試料の凍上性と物理特性，地盤工学会，北海道支部，技術報告集，第 45 号，pp.71-74，2004.
13) 赤川 敏：凍上現象におけるアイスレンズの発生条件，地盤工学会，北海道支部，技術報告集，第 41 号，pp.133-138，2001.
14) 小林 英男：破壊力学，共立出版，1993.
15) 粘土の不思議編集委員会編：粘土の不思議，土質工学会，1986.
16) 中村 大，後藤 隆司，鈴木 輝之，伊藤 陽司，山下 聡：岩石の凍上に関する基礎的研究－岩石の内部構造，物性値の比較を基にした凍上メカニズムの解明－，*Journal of MMIJ*，Vol. 124，No. 4, 5，pp.231-239，2008.
17) 新規制定地盤工学会基準・同解説 VII（2003 年度版），凍上性予測のための土の凍上試験方法，凍上性判定のための土の凍上試験方法，地盤工学会，2003.
18) 中村 大，後藤 隆司，森 訓保，鈴木 輝之，平松 雅宏：岩石の凍上性に関する基礎的研究－岩石の物性値と破砕の影響－，地盤工学ジャーナル，Vol. 1，No. 4，pp.131-142，2006.
19) Japan Nuclear Cycle Development (JNC): H12 Project to establish the technical basis for HLW disposal in Japan. Supporting Report 3, Safety Assessment of the Geological Disposal System, JNC Tech Rep., JNC TN1401, 2000-04 (200).

(2009.4.14 受付)

DIFFERENCES IN FROST SUSCEPTIBILITY OF ROCK AND SOIL

Dai NAKAMURA, Takashi GOTO, Yoji ITO, Satoshi YAMASHITA and Teruyuki SUZUKI

In this paper, we report the differences between frost susceptibility of rock and soil. Our research consists of two types of frost heave tests. One test uses solid rock samples. The other uses artificially-shattered, grainy rock samples. We conducted these two types of frost heave tests to investigate the differences between frost susceptibility of solid rock and grainy rock. From the test results, non- frost-susceptible rock did not change its frost characteristics in solid and grainy condition. On the other hand, the frost characteristics of frost-susceptible rock changed dramatically in solid and grainy condition.

These facts above indicate that the frost susceptibility of rock and that of soil are different.