

原位置凍結・融解試験による岩盤の伝熱特性の研究

Study of the Heat Conduction in the Rock Mass during In-situ Freezing and Thawing Test

石山 宏二*
Koji Ishiyama

野本 寿**
Toshi Nomoto

要 約

この研究は、き裂を含む岩盤内にLNGなどの低温物質を貯蔵する場合、あるいは極低温地の地下開発、地下保冷库の建設など低温熱環境下にある岩盤（地下空間）を利用する際に、考慮しなければならない基本的な伝熱および変形特性の把握を試みたものである。現在、釜石鉱山において実岩盤による原位置凍結・融解試験を実施しており、低温熱環境下におかれた岩盤中の温度分布および変形挙動を計測している。本報告では、原位置試験を実施するに当り不可欠なき裂の評価について述べている。また、試験サイトの岩盤特性を均質・連続体モデルとして仮定し、有限要素法による非定常熱伝導解析を行った。そして、計測された温度分布の変化と比較し、岩盤の伝熱特性の把握、および数値解析の適用性について検討している。

目 次

- § 1. はじめに
- § 2. 原位置試験サイト
- § 3. 試験サイトにおけるき裂の評価
- § 4. 試験方法
- § 5. 温度計測結果
- § 6. 数値解析結果
- § 7. おわりに

§ 1. はじめに

生活空間を有効に活用するために種々な地下の利用が提案されている。なかでも、岩盤内にエネルギーの貯蔵施設を安全かつ合理的に建設する技術の確立は、早急に解決されなければならない課題の1つと言える。LNG

を代表とするように、低温物質を岩盤内に貯蔵した場合、周辺岩盤の低温化が空洞の安定性に影響を与えることが予想されることから、従来、空洞の安定解析手法の開発のみならず、低温下における基本的な岩石の熱的性質、あるいは力学特性を把握するために様々な室内実験が実施されてきた¹⁾。また空洞内に極低温の熱源がある場合を想定した数値解析から空洞周辺の温度分布あるいは安定性を検討する研究が行われてきた²⁾。しかし、これらの研究では、例えばき裂を数本含む理想的な岩盤の熱応力場を想定している場合が多いように見受けられる。

一方、実際の岩盤は、多数のき裂により不連続体を形成し、その挙動はき裂の形状と規模に影響される。凍土の場合、一般に未凍結域から凍結域へ、あるいはその逆方向への水分移動が生じ、間隙水圧の変動、あるいは移流による熱伝達が起きる。凍結域では水の相変化による約9%の体積膨張、特に未凍結域から水が良好に供給された場合、極めて大きな体積膨張を示すことが知られている³⁾。岩盤においても水分移動特性が伝熱・変形挙動に影響をおよぼすことが考えられる。低温熱環境下におか

* 技術研究所土木技術課

** 技術研究所土木技術課長

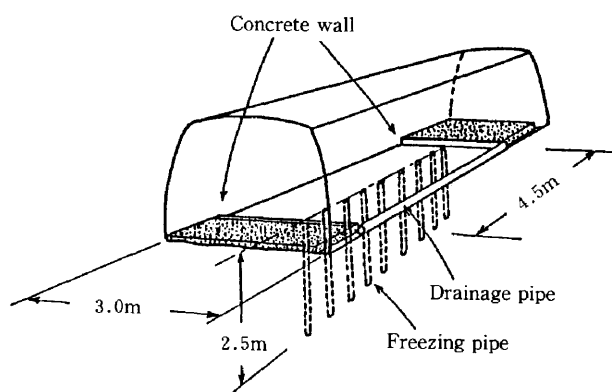
れた岩盤の複雑な挙動を把握するには、不連続面であり主要な水分移動経路ともなるき裂の特性評価を含め、多数の課題が残されているのが現状といえる。

このように岩盤の凍結・融解現象はき裂の不連続な挙動を含め、熱移動と水分移動が連成した非線形現象である。これをより詳細に把握・評価するためには、き裂を含む実岩盤の挙動を実測することが極めて重要となる。このような観点から、岩手県釜石鉱山の坑道を利用した原位置での岩盤凍結・融解実験を実施した。本原位置試験の目的は、①凍結・融解過程における岩盤内の非定常な温度分布特性の把握、②熱応力による岩盤の非線形な変形挙動の把握、これら温度分布、変形挙動に与える③岩盤内の水分移動および相変化の影響評価、および④き裂の影響評価、⑤非線形連成現象を解析しうる数値解析コードの開発、⑥凍結による凍結前線の進展を探索しうる技術の開発である。

本報告では、原位置試験サイトの概要、および原位置試験を実施する際に不可欠となる対象領域の初期条件、境界条件の把握を目的としたき裂の評価について述べ、原位置凍結・融解試験の概要について報告する。また、紙面の都合により、本報告内では目的①のみに着目し、試験結果から得られた岩盤の伝熱特性について述べ、有限要素法による非定常熱伝導解析結果と比較し、数値解析の適用性について検討する。

§ 2. 原位置試験サイト

原位置試験サイトに選定した釜石鉱山の坑道は標高550mにあり、試験サイトは坑口より約1.5kmで鉱山の東端に位置し、土被りが約250m程の切羽近傍の坑道底面である。坑道は高さ約3.2m、幅約3.0mのほぼ矩形断面形状を有し、無支保で維持されている。地質は比較的に明瞭



図一 釜石鉱山原位置試験場概念図

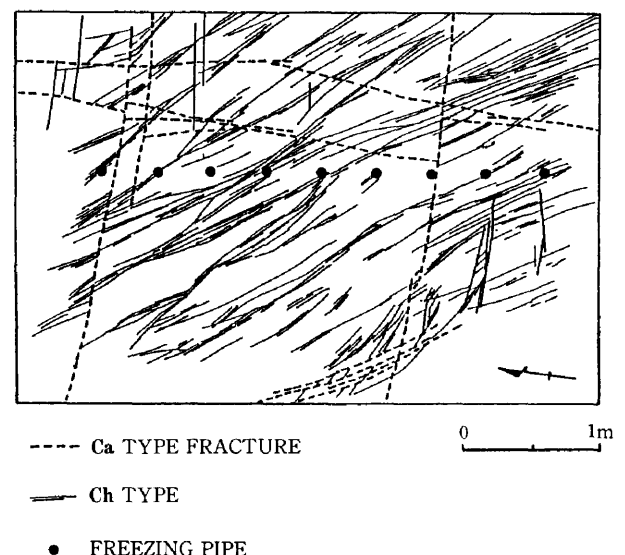
なき裂を含む花崗閃緑岩から成り、サイト近傍にある坑道切羽の奥には大きな断層が横切っていることが他の坑道観察から推定されている。また切羽近くの側壁肩部に見られるき裂の一部から大量の湧水が見られ、岩盤の凍結に不可欠である水分の存在が確認された。

図一 1 に原位置試験サイトの概念図を示す。岩盤を露出させるために、深さ40cm程度に敷き詰められていた碎石を取り除き、岩盤表面ができるだけ平坦になるように整地した。また、試験サイトの岩盤表面へその周辺の坑道に集る湧水が流入してこないように、サイトの境界にコンクリート壁を設置してこれを遮断するとともに、試験サイトの上流に集る湧水を排水パイプを通して下流側へと導いた。ただし、試験領域内のき裂、あるいはボーリング孔からも少量の湧水が見られたので、坑底表面に集水箇所を設け、水中ポンプで常時排水を行った。排水量は約1000cm³/min程度である。図中、直線状に並ぶ鉛直ボーリング孔は、試験時に岩盤冷却用の熱源となる凍結管を挿入するためのものである。

§ 3. 試験サイトにおけるき裂の評価

3-1 き裂の調査

凍結・融解試験を実施する前に、不連続な変形挙動を示す因子であり、水の供給路（水みち）としても試験結果に影響を与えられ考えられるき裂の調査を試験サイトにおいて実施した。その結果、対象区域の岩盤表面で開口している3種類の発達したき裂群が観察された。1つは緑泥石および緑簾石によって充填されたき裂（以後、緑泥石き裂：Ch Type Fractureと称する）であり、2つ目



図一 2 試験サイトのき裂分布（平面図）

は主に方解石のような石灰石系の鉱物によって充填された（以後、方解石き裂：Ca Type Fractureと称する）き裂である。最後は表面で開いているが何も充填されていないき裂である。これは試験サイトから採取されたボーリングコアの観察結果などから坑道掘削時の発破によって形成された比較的浅層部のみにあるものと考えられ、試験時の挙動に影響を与えないものと判断した。

残り2つのき裂群の岩盤表面における配置は図-2に示すようであり、黒丸は試験の低温熱源となる凍結管挿入孔を示す。図中、破線は方解石き裂、実線は緑泥石き裂である。岩盤表面を観察した結果、方解石き裂は数は少ないが相対的に長いものが多く、き裂相互の連結性が良いことに加えてほとんど全てが表面で開口していた。一方、緑泥石き裂は多数存在し、これらの多くはNW-SEの走行を持ち、極く一部は岩盤表面で開いていることがわかった。またこれらのき裂の両側には幅数mmから数cmの漂白作用を受けた白色帯が見られた。

次に、水の流れを支配するき裂を調べるためにボーリングコアに入っているき裂を詳細に観察した。その結果、緑泥石き裂の多くは方解石き裂に切られ、また方解石き裂の内部に線状に入っている緑泥石が見られた。これらき裂の形成条件に加えて、ほとんどのボーリングコアが緑泥石き裂により分断されていなかったことから、緑泥石き裂は岩盤内では開口しておらず、表面の一部で見られた開口は、発破によって生成されたものであると考えられる。つまり、方解石き裂が主要な水みちであり、緑泥石き裂は水の流れに対してはあまり重要ではないことがわかった。

3-2 き裂のモデル化

図-2に示したこれらのき裂パターンについて、試験結果に与えるき裂の影響を単純化し、評価するためにき裂のモデル化を試みた。図中に示した多くの緑泥石き裂を大きく7つの集中ゾーンに（Ch1～Ch7）、また方解石き裂を5つのグループ（Ca1～Ca5）に分けて考えた。方解石き裂Ca3、Ca4の走向は、Ca1、Ca2のそれとはほぼ直交しており、また配置した凍結管列とは結果的にはほぼ平行な位置となった。一般に直線状に配置された凍結管列周囲の凍結域の広がり、凍結管列軸方向を長軸とした楕円形状となることが知られている⁹⁾。しかし、凍結管とき裂との相対位置、あるいは凍結管列軸方向とき裂の走向との相対方位によって、凍結域の広がり（熱応力の分布）に対し寄与するき裂の影響も異なることが予想される。

次に、ボーリングコアに入っているき裂観察の結果に基づき、対象とした岩盤内のき裂の三次元モデル化を試

み、図-3に表す。ただし、Ca5およびCh6、Ch7に関してはコアで観察できなかったため、図-3からは除いている。き裂面の形状は、本来不規則であるが、ここでは平面形状を仮定した。その結果、緑泥石集中ゾーンの傾斜角は $53^{\circ} \sim 68^{\circ}$ の範囲に分布しているため、モデル化においては平均値である 60° を採用した。またCa1、Ca2の傾斜角はともにほぼ 80° 、Ca3、Ca4は 90° としている。このような三次元平面き裂によるモデル化の試みは、実岩盤の三次元変形挙動を推察する場合必要となるばかりか、不連続体モデルによる数値解析を実施する際には不可欠となる。また、き裂内部の充填物などに着目し、水みちとしてのき裂の性質を把握することは、原位置試験を実施する際に重要な視点の1つと考える。

§ 4. 試験方法

4-1 凍結・融解試験システム

原位置で岩盤を凍結させる方法は、図-1に示すように岩盤内に鉛直に挿入した9本の凍結管内にブラインクで冷やされたブライン液を送り、その周りの岩盤温度を低下させるブライン循環方式である。坑道軸に沿って $\phi 76\text{mm}$ の凍結管挿入孔を40cm間隔で設け、線上の熱源配置とした。凍結管の長さは2.5mである。凍結管挿入後、挿入のために生じた周囲隙間の伝熱特性を岩盤と同じ条件に近づけるために、試験サイトの花崗閃緑岩をパウダー状にしたもので充填した。凍結試験では、ブライン液を所定の -20°C まであらかじめ冷却した後、凍結管

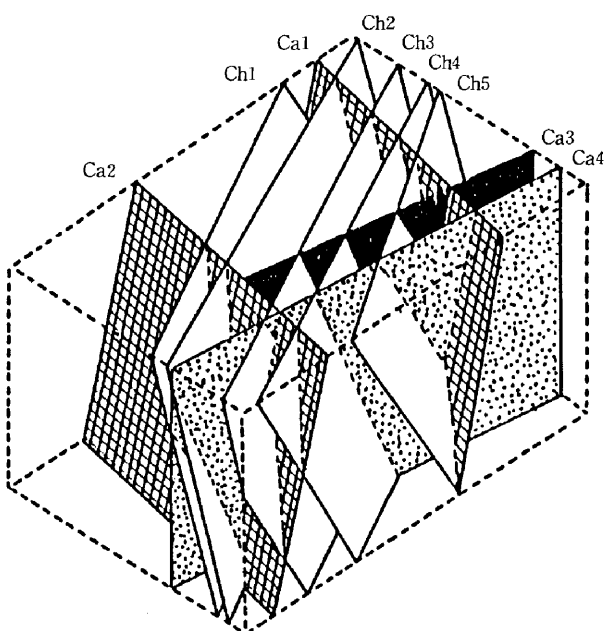


図-3 試験サイト岩盤に含まれるき裂の三次元モデル表示

に送り、開始される。また、凍結管へ流入する直前のブライン温度を测温抵抗体で検知し、連動した制御システムにより温度を一定に維持した。試験中、坑道内の熱環境の制御が問題となるが、坑内温度は常に約10℃前後に保たれ、地下空洞の特徴である恒温・恒湿性が活かされた。次に、融解試験では2通りの方法を計画した。第1はタンクに装備してあるヒータによりブラインを加熱し、坑道内の温度よりやや高い20℃前後のブラインを循環させ、強制的に岩盤を融解させる方法である。第2はブラインの循環を停止させ、岩盤表面など周囲から伝わる熱で自然に融解させる方法であり、現在までの試験は全て後者の自然融解方式を採用している。試験の1サイクルは凍結過程を10日前後、融解過程を1ヵ月前後とし、1992年5月21日から1993年11月4日まで8サイクルの試験を繰返し行った。第9サイクル目は引き続き実施中であり、本サイクルの融解過程では強制融解方式を予定している。

4-2 計測システム

熱環境の変化にともなう実岩盤の非定常な温度変化の空間分布、およびその熱応力によって発生する岩盤の変形挙動が主要な計測項目である。変形の計測では、岩盤のマス部分のみならず、き裂の変形にも着目した。また、原位置透水試験を実施し、試験サイトの間隙水圧の測定、得られたP-Q曲線から透水係数を求めるとともに、凍結前線の移動にともないき裂から湧き出す水量の変化を適宜計測した。図-4に試験サイトの主要なき裂、およびその位置を考慮して配置した温度分布を測定するための観測孔と4種類の変位計設置箇所を示す。また、試験サイトの全景を写真-1に示す。以下では、各計測システムの詳細について述べる。

岩盤内の温度を測定するために、凍結管列軸に対しほぼ直交方向に、図-4の太破線と黒丸で示す3測線、合計23ヵ所の観測孔を配置した。ただし、その内の2測線は岩盤中の熱伝導に与えるき裂の影響を明らかにするために、開口している方解石き裂Ca1, Ca2の近傍に沿って設けている。測線の延長は全て1.9mであり、測線No.は北から、観測孔No.は東から順に付した。また、各観測孔および凍結管挿入孔の孔口レベルは岩盤掘削面に凹凸があるので一様にはならない。そこで、深さ方向の測点座標位置の表現を統一するために、基準面を図-5に示すように岩盤表面の平均的レベルより30cm上に設定した。岩盤内温度の測点はこの基準面からの深度1.2および3m地点とした。温度測定に使用した熱電対は0℃付近での応答特性に優れたT型（銅-コンスタン）である。また、測点間隔を保つため、比較的熱伝導性が良くないア

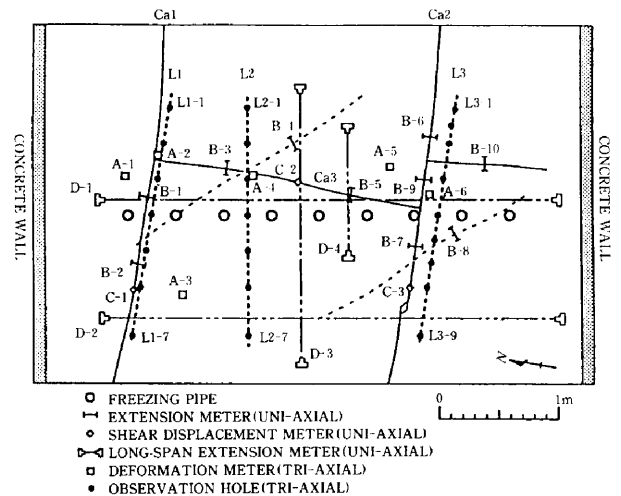


図-4 試験サイトに見られる顕著なき裂ならびに各種計測器配置平面図

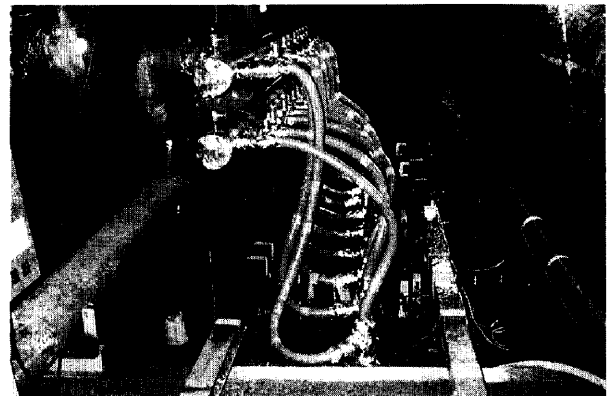


写真-1 原位置凍結

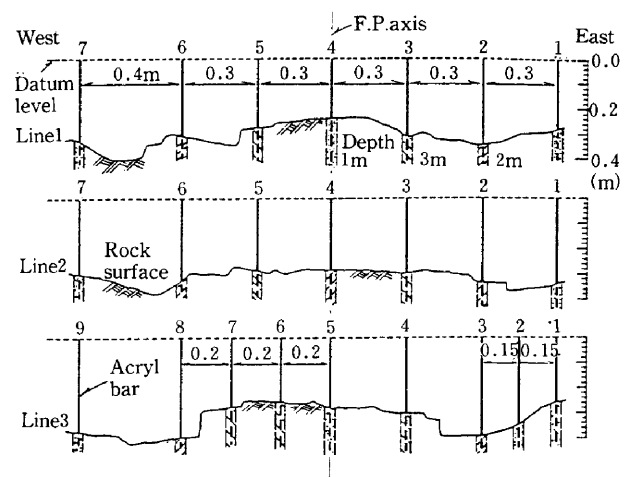


図-5 観測孔配置縦断面図

クリル棒にあらかじめ1m間隔で熱電対を貼付し、孔内設置用のガイドとして使用した。これらを挿入後、凍結管の場合と同様に坑内の間隙に花崗閃緑岩のパウダーを充填した。その他、熱源となる凍結管の表面温度の代表と

して各管先端部に、また坑内の環境温度を計測するために気中にそれぞれ熱電対を配置した。

変位については、本報告では紙面の都合上、その計測結果を省略する。そこで、その項目と個数についてのみ述べる。まず、き裂の開口変位を測定するためのB-1～10で表す単軸き裂変位計、およびき裂のせん断方向変位を測定するための変位計(C-1～3)を設置した。特に単軸き裂計に極めて近傍の岩盤表面には熱電対を配置し、岩盤表面温度も測定している。また、岩盤マトリクス部の変形挙動を測定するために3方向の変位成分が計測可能な変位計(A-1～6)を配置した。さらに計測対象領域の広い範囲で生じた変形を測定する目的で、長尺変位形(D-1～4)も設置している。

温度及び変位のデータは、データロガーを使用し、10分間隔にて自動サンプリング・記録している。

§ 5. 温度計測結果

図-4に示すように、岩盤中に配置した3測線(L1～L3)、総計44点の熱電対により、凍結および融解過程における岩盤中の非定常な温度変化の空間分布を測定した。

はじめに、凍結・融解試験を繰返して行った際の1測線の代表的な温度の経時変化を図-6に示す。図に使用したデータは、第2サイクル時に観測孔L1-3の深度1,2mおよび3m測点で計測されたものである。凍結および融解のいずれの過程においても初期段階における熱伝達速度が速いことは図から明らかである。また、0℃の近傍においては、潜熱の影響と見られる数時間温度一定の箇所が存在し、温度勾配が大きいほど温度一定時間が短いのが読み取れる。深度毎の温度経時変化を比較すると、深度3m測点の温度が全体的に他の2つの深度に比べて高い。これは低温熱源である凍結管が岩盤中、深さ2.5mまでしか挿入されてなく、深度3m測点は他の測点に比べ熱源からの距離が遠いことに起因している。また深度1mと2mの測点の温度を比べるとほぼ同様な変化が見られるが、深度1m測点の温度の方がやや高い傾向にある。これは坑内の環境温度が常に一定であり、岩盤中の温度より気中の温度が高いため岩盤表面から熱が伝達された結果であると考えられる。以上の傾向は他の計測点、他のサイクルにおいても全く同様である。

次に、岩盤中の非定常な水平方向の温度変化の空間分布特性に着目する。図-7は、第3サイクル時の凍結過程において測線3に沿う深度1m地点で計測された岩盤中の温度分布の経時変化である。図-8は図-7の場合と同一地点の融解過程における温度変化である。両図とも

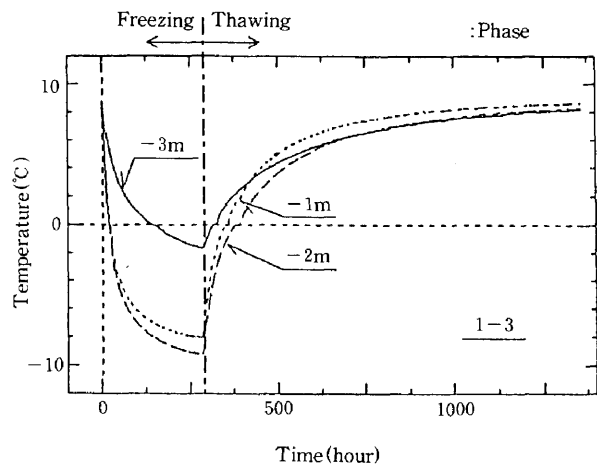


図-6 凍結・融解にともなう深度別の岩盤温度経時変化

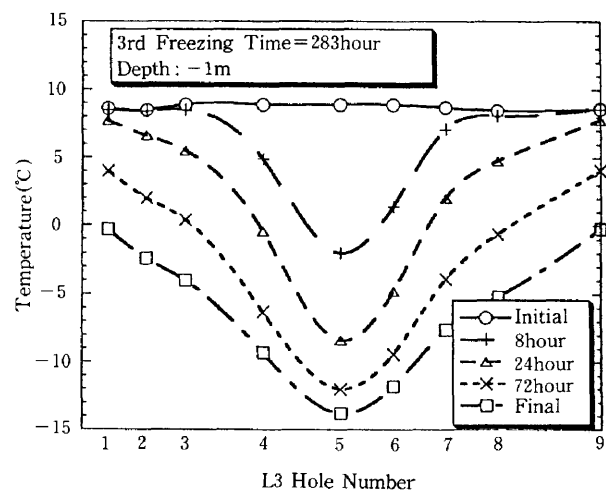


図-7 凍結温度の測線3深度1mにおける温度分布

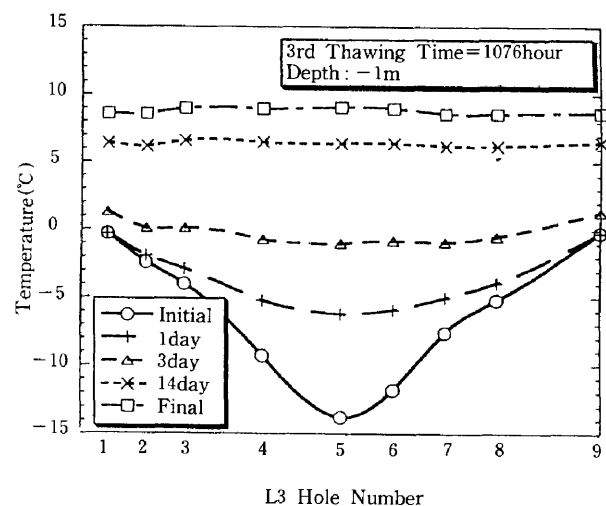


図-8 融解温度の測線3深度1mにおける温度分布

横軸の測線3の孔番号は、孔の水平距離に相対的に対応している。測線に沿ってほぼ一定であった岩盤温度は、凍結過程に入るとすぐに凍結管軸上に位置する観測孔

No.5で温度が低下し、そこを中心として左右ほぼ対照に下に凸状の温度分布形状を描く。凍結過程終了直前では、凍結管により近い観測孔の熱伝達速度ほど遅くなっている傾向が読取れる。融解過程では先に記したように、坑内気中およびサイト周辺岩盤の内部温度を熱源とした自然融解方式を採用しているため、融解初期ではこれら環境温度との温度勾配が大きい測線中心部ほど早く温度が上昇し、次第にはほぼ様な水平温度分布形状を描き、凍結前の初期岩盤温度へと近づく。

§ 6. 数値解析結果

実際の岩盤は多くのき裂を含む不連続体であることは既に述べたが、ここではまず岩盤を均質等方体（連続体）であり、また岩盤中の間隙水圧の変化、あるいは水分移動による影響はないものと仮定する。そして、基本的な岩盤の伝熱特性、および数値解析の適用性について検討するために、有限要素法による平面二次元非定常熱伝導解析を解析の第1段階として実施した。

均質等方体の非定常熱伝導方程式は次式で与えられる。

$$\nabla^2 T(q,t) + \lambda^{-1} W(q,t) = \kappa^{-1} \frac{\partial T(q,t)}{\partial t}$$

ここで、 $T(q,t)$ は物体内の1点 q における時間 t のときの温度である。ただし、 κ ：熱拡散率、 W ：単位時間単位体積当りの熱発生量、 λ ：熱伝導率である。

本数値解析は、ガラーキン法による空間的離散化、および時間の近似ではオイラーの後方差分法を採用している。

6-1 熱物性値の評価

解析を行う上で、まず岩の熱物性値を決定しなければならない。一般に、熱物性値は温度に依存し、特に相変化による影響は大きいことが知られている。氷の熱伝導率は、水に比べると4倍ほど大きく、凍結後の岩の熱伝導率は凍結前に比べて大きくなることが予想される。また、氷の比熱は水の約1/2であることから、湿潤状態にある岩の比熱は、凍結後、低下することが予想される。そこで、試験サイトから採取した花崗閃緑岩の供試体について、乾燥状態およびほぼ飽和とみなせる湿潤状態での比熱および熱伝導率を室内試験から求めた。図-9(a)および(b)は、岩石供試体の温度変化にともなう熱伝導率および比熱の変化の様子であり、いずれも温度依存性を示す。0℃近傍の水が相変化する温度領域で、湿潤状態の岩石の比熱に大きな変化が見られる。これは水の相変化に伴う潜熱の影響によって、見掛け上、比熱が上昇した

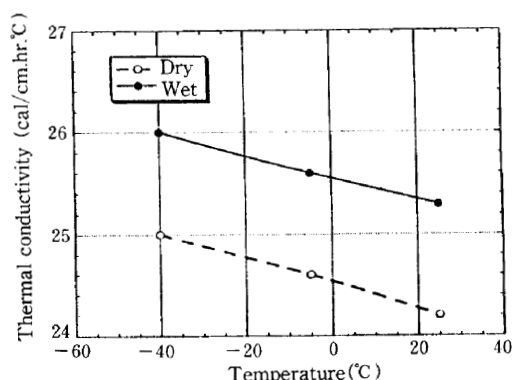


図-9 試験サイト岩石の温度依存性 (a) 熱伝導率

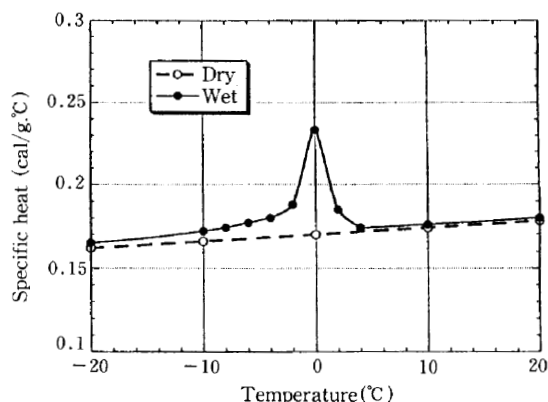


図-9 試験サイト岩石の温度依存性 (b) 比熱

表-1 数値解析に使用した岩盤物性値

Dry density	γ_d	(g/cm ³)	2.64
Wet density	ρ	(g/cm ³)	2.67
Porosity	η	(%)	3.0
Degree of saturation	S_r	(%)	100.0
Water content	ω	(%)	1.13
Specific heat	C	(cal/g. °C)	0.172
Thermal conductivity	λ	(cal/cm.hr.°C)	25.63
Latent heat of water	L_i	(cal/g)	80.0

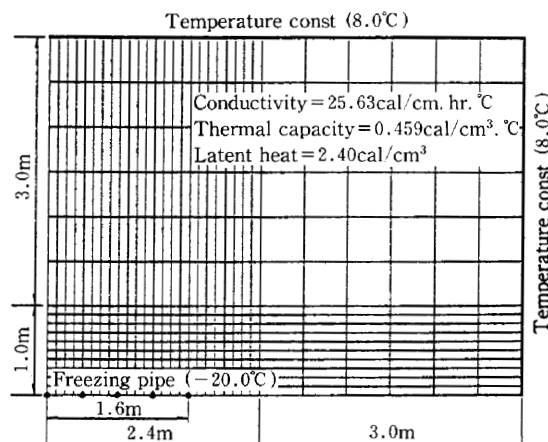


図-10 解析対象領域の要素分割図ならびに境界条件

ものと考えられる。しかし、原位置試験時の岩盤の温度変化の範囲では、0℃近傍を除いて温度変化による大きな値の変化は認められない。そこでこれらの熱物性値は基本的に一定であると仮定した。

また相変化を伴う熱伝導現象の問題は、凍結域と未凍結域、およびこれらの相境界が時間により移動し、エネルギーの不連続性が生じる内部境界値問題、いわゆるステファン問題となる⁵⁾。これを数値解析的に解く方法としては追跡法および領域固定法の大きく2つに分けられる。本解析では領域固定法の1つであるエンタルピー法を採用し⁶⁾、凍結潜熱を考慮できるものとした。ほぼ飽和状態にある岩盤中の水分全てが0℃で凍結するものとし、単位体積当りの凍結潜熱 L を次式で与えた。

$$L = \gamma_d \cdot \omega \cdot L_i$$

ここで、 γ_d ：岩の乾燥密度、 ω ：含水比、 L_i ：水の単位質量当りの凍結潜熱である。

表一は解析に使用した物性値の一覧である。また、岩盤表面におけるき裂系調査結果から掘削時の発破によるき裂等の開口を考慮し、平均間隙率は3%と仮定した。

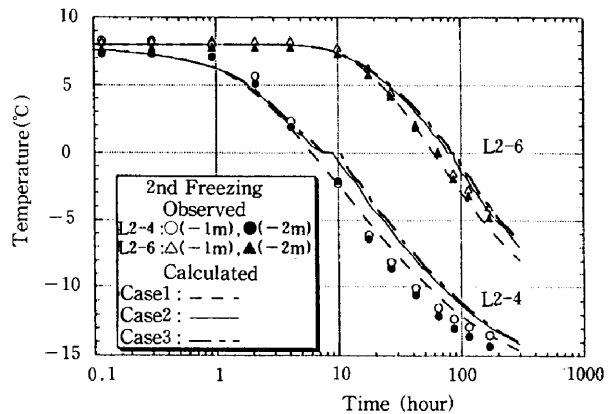
6-2 熱伝導解析結果

本試験による岩盤中の熱伝導現象は三次元問題であるが、問題を単純化して扱うために等方均質体の仮定から、試験サイトの解析対象領域を図一10で示す右上1/4のみとし、平面二次元でモデル化した。4.0m×5.4mの解析対象領域とし、四辺形8節点アイソパラメトリック要素で分割した。要素数480、総節点数は1533である。初期および境界条件は、黒点で示す5つの要素節点を低温熱源である凍結管とみなし、ブライン循環温度(-20℃)で一定条件とした。また岩盤の初期温度および対象領域の外側にあたる境界の温度は、原位置試験の計測結果からそれぞれ平均値8℃で一定とした。

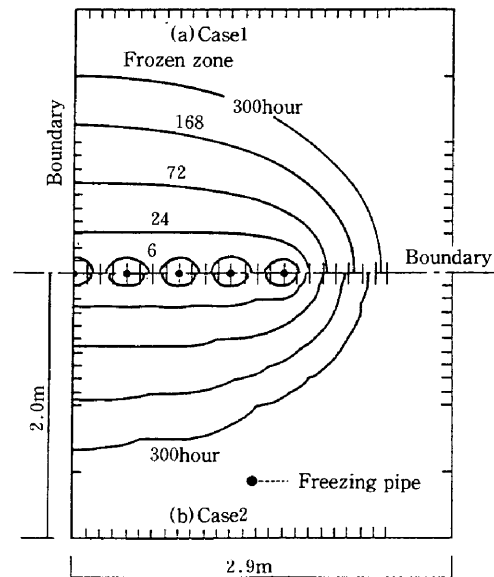
本モデルでは、潜熱を考慮した効果の確認、熱拡散率を一定とした仮定の検証を行った。さらに、解析領域を8.0m×10.0mに拡大(要素数680、総節点数2149、ただし図一10に示す領域内の要素分割は固定)し、熱境界条件(位置)の妥当性の検証を行った。

以上の4ケースについて474ステップ、300時間の凍結過程を想定した熱伝導解析を行い、原位置試験より得られた実測値との比較検討を行った。ケース一覧を以下に示す。

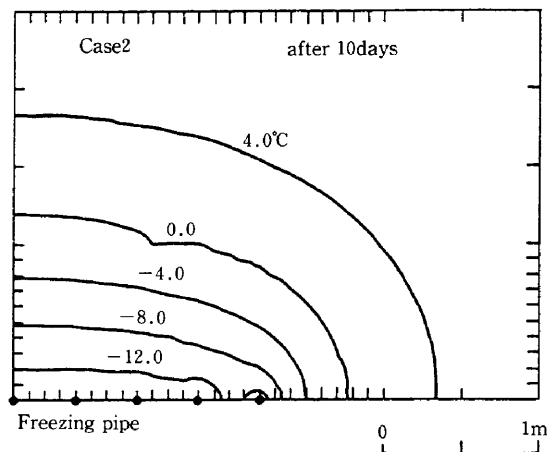
- ・ Case1：熱拡散率一定+熱伝導解析
- ・ Case2：熱拡散率一定+潜熱を考慮



図一11 凍結過程において計測された非定常温度変化と解析5値の比較



図一12 試験サイトを対象としたFEMによる凍結前線の経時変化および潜熱の影響比較



図一13 試験サイトを対象としたFEMによる潜熱を考慮した場合の水平温度分布

- ・ Case3：熱拡散率温度依存(図-9に基づく)
+潜熱を考慮
- ・ Case4：Case2と同じ+解析領域拡大

図-11は第2サイクルの凍結過程において、観測孔L2-4およびL2-6の深度1.2m測点で計測された温度の非定常な変化(Observed)とCase1～3の数値解析結果(Calculated)とを比較した例である。いずれの解析結果もほぼ同様な値となり、深度1.2mの実測値に対して必ずしも良い一致を示しているとはいえないが、凍結過程における温度変化を表す第1次近似として採用できそうである。各条件の数値解析結果を比較すると、Case1は潜熱を考慮していないため比較的初期の熱伝達速度が速い。Case2はCase1と比較した場合、凍結前線が進展しはじめると潜熱の影響が表れ、結果的に温度の低下速度は遅くなっているが、測点まで凍結前線が進み0℃未満になると次第にCase1との温度差は縮まる傾向が伺える。また、Case2とCase3の解析結果にはほとんど差が見られず、本解析条件では、熱拡散率は一定として取り扱えることが示されたと考える。結果的に潜熱を考慮しないCase1が最も実測値に近い値となった。しかし、計測結果では潜熱の影響が明らかに見られることから、この原因として三次元現象を二次元でモデル化した影響が表れたと考えられる。したがって、三次元による解析を行い、比較検討を進める必要がある。

また、熱境界条件の設定位置の妥当性を検証するために、一例として凍結過程における観測孔L1-6およびL2-4の深度2mの各測点に対するCase2とCase4の解析結果の差を比較した。その結果、Case2とCase4の差はいずれも初期には全く表れないが、潜熱効果の見られる区間でエンタルピー法の影響と考えられる不規則な温度差が生じた。しかし、その温度差は最大0.01℃程度と微小であり、図-10の領域を使用した解析は妥当であると判断した。

図-12に数値解析による凍結管周辺に進展する凍結前線の経時変化を示す。上図(a)はCase1、下図(b)はCase2の条件に基づく。いずれも岩盤を連続均質体としているため、凍土の場合と同様に凍結管列方向を長軸とした楕円形状の広がり示した。しかし、潜熱を考慮した場合、凍結前線の進展速度はやはり遅く、コンター上には解析

手法に起因する変曲点が現れた。

また、Case2の条件により10日経過した後の平面温度分布を図-13に示す。温度分布の広がりも、図-12の凍結前線のコンターとはほぼ同様な楕円形状を示した。

§ 7. おわりに

岩盤中に設けられた熱源による岩盤の温度変化あるいは変形挙動は、熱移動と水分移動が連成した問題である。本研究ではこの複雑な現象を確認するために、実岩盤における凍結・融解試験を実施し、原位置におけるき裂分布の特性、および原位置試験で得られた非定常な温度変化の空間分布特性について述べた。さらに、有限要素法による数値解析により、原位置における非定常な温度変化の二次元平面分布特性を追跡できることを示した。今後、岩盤の三次元温度分布、あるいは変形特性、水分移動特性に関して、実験結果および数値解析により詳細な検討をするとともに、き裂の影響をより合理的に評価しうる手法を開発したいと考えている。

最後に、本研究は埼玉大学との共同研究であり、渡辺邦夫助教授、山辺正助教授には貴重なご指導ご助言を賜りました。ここに記して深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 例えば、稲田善紀、八木則男：低温の影響を受けた岩石の力学特性，材料，28巻，313号，pp.979～985，1979.
- 2) 例えば、稲田善紀、北村聖一、岡田明浩：LNGの地下岩盤内空洞貯蔵における空洞の安定性の検討，土木学会論文報告集，343号，pp.35～44，1984.
- 3) 木下誠一編著：凍土の物理学，森北出版，1982.
- 4) 戸部 暢，秋元 攻：凍土内温度分布計算式とその応用，冷凍，54巻，622号，pp.3～11，1979.
- 5) 山口昌哉，野木達夫：ステファン問題，数理解析とその周辺17，1976.
- 6) W.D.Rolph III and K.J.Bathe：An efficient algorithm for analysis of nonlinear heat transfer with phase changes，Int.J.Num.Meth.Engng.，Vol.18， pp.119～134，1982.