

AEと弾性波速度測定による 花崗岩ブロックの熱破壊挙動の観測

ACOUSTIC EMISSION AND P WAVE VELOCITY MONITORING DURING THERMAL CRACKING IN A LOCALLY-HEATED GRANITE BLOCK

石田 毅*・北野晃一**・木下直人***・若林成樹****
By Tsuyoshi ISHIDA, Kōichi KITANO, Naoto KINOSHITA
and Naruki WAKABA YASHI

An electric heater was inserted into a hole bored in the center of a 300 mm cubic granite block, and the temperature of the heater was increased to 500°C at the rate of 200°C/h. An visible crack was produced from a lateral surface to the center hole through the block at 107 minutes after the start of heating. The distribution of temperature measured with thermocouples located at various points in the block indicated that this cracking was caused by the thermal tensile stress in the circumferential direction. Acoustic emission activity and P wave velocity were monitored during this experiment. These monitoring results corresponded to the cracking in the specimen, therefore it was assured that these monitoring methods are useful for thermal cracking of granite.

Keywords: acoustic emission, P wave velocity, thermal cracking, thermal stress, rock mechanics

1. 緒 言

近年、新たなエネルギー関連技術の発展に伴い、高温あるいは低温下の岩盤挙動について研究が進められている。基礎的な岩石物性に関しては、高温下について外尾¹⁾、緒方²⁾、酒井³⁾などが、低温下について稲田・八木⁴⁾や松永⁵⁾が岩石の一軸圧縮試験結果を報告している。また、北野⁶⁾は高温下における各種岩石物性の温度依存性を幅広く整理し報告している。現実の岩盤への適用を考えた場合には、岩盤の一部が加熱または冷却されるため、このような温度勾配の生じた状態での岩盤挙動の把握が重要となり、速水⁷⁾は加熱した岩石ブロックの中心に冷水を注入して岩石を破壊する実験を、また木下⁸⁾は室温の岩石ブロックの中心を液体窒素で冷却する実験を行っている。これらはいずれも岩石ブロックの一部を周辺温度より低下させた実験であるが、逆に岩石ブロックの一部を周辺温度より高温に加熱する実験は著者

らの知る限りでは報告されていない。

高温および低温下の岩盤挙動を解明するうえで、岩盤破壊の観測手法の開発は今後の研究課題の1つである。石田⁹⁾は、原位置岩盤せん断試験の破壊過程をAE (Acoustic Emission) の震源決定によって明らかにできることを示したが、AEや弾性波速度の測定は、高温および低温下における岩盤の破壊に対しても有望であり、すでに大規模な原位置測定が報告されている^{10)~12)}。しかしこれらの報告では、AEや弾性波速度の測定結果と岩盤挙動との関連が必ずしも十分解明されておらず、これらの観測手法を有効に用いるためにはさらに研究を進めていく必要がある。

そこで著者らは、高温および低温下の岩盤の破壊の監視に対するAEと弾性波速度測定の適用性の検討を進めるため、花崗岩ブロックの中央にヒーターを設置して加熱中の岩石内部の温度分布を測定するとともに、AEと弾性波速度の測定を行って供試体の破壊挙動を観測した。その結果、いくつかの興味ある知見が得られたので報告する。

2. 実験の方法

(1) 供試体と温度測定方法

* 正会員 工博 (財)電力中央研究所我孫子研究所主査研究員 (〒270-11 我孫子市我孫子1646)

** (財)電力中央研究所我孫子研究所調査役 (同上)

*** 正会員 理修 清水建設(株)技術研究所主任研究員 (〒135 江東区越中島3-4-17)

**** 正会員 工修 清水建設(株)技術研究所 (同上)

実験に用いた供試体は、茨城県産の稲田花崗岩であり、鉱物組成は石英 42%、斜長石 22%、微斜長石 31%、黒雲母 4%、角閃石 1%、粒径は 0.3~8.0 mm の範囲で平均 2.8 mm である。供試体の形状は、Fig. 1 に示すように、一辺 300 mm の立方体の中心にヒーターを挿入するための直径 28 mm の円孔を上下方向に穿ったものである。供試体を整形後約 1 週間室内で乾燥させた後、円孔に電気加熱方式のカートリッジヒーター(容量 2 kW)を挿入し、ヒーター表面の温度が 1 時間に 200°C 上昇するように制御し、2 時間 30 分かけて 500°C まで加熱し、そのまま 30 分間保持した。ヒーターは直径 22 mm、長さ 300 mm であり、ヒーターと孔壁との隙間には標準砂を充填し、供試体の上下面は断熱材で覆った。ヒーターの温度はヒーター表面の中央部(M0)とその上下 100 mm の点(U0, L0)で熱電対を用いて測定した。一方供試体内部の温度の測定は Fig. 1 に示すように、一側面の中央とその上下 100 mm の位置から直径 8 mm の細孔を中心に平行に 3 本穿孔し、各孔に 10 本ずつ熱電対を挿入し、孔内に供試体と温度伝導率がほぼ等しいセラミック系の充填剤を充填して測定した。各孔内の熱電対の位置(温度測定点)は、Fig. 1 に拡大図を示したように、最深部 No.1 をヒーター孔の壁面から 6 mm の位置に設置し、No.1~6 は 10 mm 間隔で、No.6~9 は 20 mm 間隔で設置し、No.10 のみは孔口近傍の供試体側面とした。各測定点の温度は 1 分ごとに測定し、マイクロコンピュータを介してフロッピーディスクに収録した。なお、以下では上中下の 3 孔をそれぞれ U, M, L 孔とよび、孔内の測定点の位置 No.1~10 と組み合わせ、温度測定点を U1, M3 等とよぶことにする。

(2) 岩石の破壊挙動の測定方法

加熱による岩石の破壊挙動の測定は、AE、弾性波速度、ひずみの 3 項目により行った。AE センサー、弾性波速度測定用の発振子・受振子、ひずみゲージの配置を Fig. 2 の供試体表面の展開図に示す。

AE センサーは、厚み方向に分極した直径 30 mm、厚さ 10 mm、共振周波数 67 kHz の圧電型素子を、直径 40 mm の真ちゅう製容器の底面に貼りつけたものを使用した。このため、容器を含めた AE センサーの共振周波数は 67 kHz よりやや低くなっている。AE はプリアンプで 40 dB、メインアンプで 40 dB、合計 80 dB 増幅した後、雑音除去のため 5 kHz~100 kHz のバンドパスフィルターを介してデータレコーダに収録した。データ収録はテープ速度 38.1 cm/s の直接記録方式(DR)で行い、この状態でのデータレコーダの周波数応答特性は 100 Hz~60 kHz \pm 3 dB である。この測定方法は、すでに報告した原位置測定に用いた方法⁹⁾と同一であり、今回のような小規模な供試体での実験で震源決定等の詳細な解

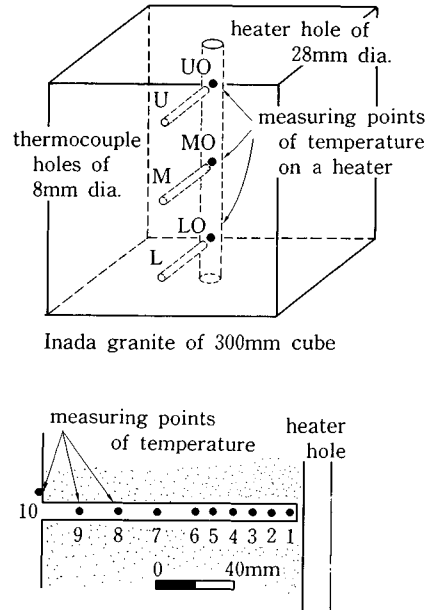


Fig. 1 Specimen and measuring points of temperature. The bottom figure provides the enlarged view of a thermocouple hole.

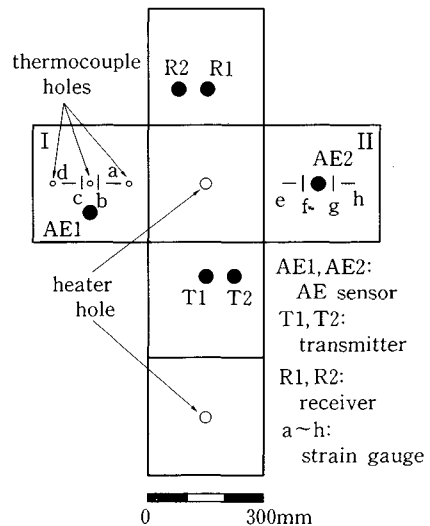


Fig. 2 Locations of AE sensors, transmitters and strain gauges shown on unfolded surfaces of the specimen. P wave velocity was measured along two paths of T1-R1 and T2-R2.

析を行うには測定周波数帯域が低すぎる。そこで、AE 測定は 2 チャンネルにとどめ、発生頻度の解析のみを行うこととした。

弾性波速度は、Fig. 2 の T1, T2 を発振子に、R1, R2

を受振子として、T1-R1 間と T2-R2 間の 2 つのパスについて約 30 分ごと (AE 測定用データレコーダのテープ交換時) に測定した。発振子・受振子の仕様は AE センサーと同一であり、発振子には電圧 200 V、パルス幅 0.1 ms のパルスを繰り返し時間 1/256 s で入力した。

ひずみは、ゲージ長 30 mm の単軸ゲージ 8 枚を Fig. 2 に示す位置に接着し、温度と同様 1 分ごとに測定してフロッピーディスクに収録した。

AE センサー、弾性波速度測定用の発振子・受振子、ひずみゲージはいずれも瞬間接着剤 (製品名: アロンアルファ) で供試体表面に固く接着し、供試体上下面は断熱材で覆った。供試体側面は温度が一定となるよう、ビニル製ホースを密に巻きつけ、試験中ホース内に水道水を流して冷却した。なお、ホース内の水流の音が AE および弾性波速度測定の雑音源とならないことを確認している。

3. 実験結果

(1) AE 計数率

AE 計数率は、実験後データレコーダで測定波形を再生し、これを 3 dB 増幅した後に包絡線検波して、しきい値 0.8 V でイベントカウントした。実験中の 10 分ごとの AE 計数率をヒーター表面の M0 点、ヒーター孔孔壁から 6 mm および 16 mm 離れた供試体内部の M1, M2 点、供試体側面の M10 点の温度変化とともに Fig. 3 に示す。同図に示した AE 計数率は、Fig. 2 の 2 つのセンサーで得られた計数率の平均値であり、また AE 発生開始点が明らかとなるよう計数率は対数で示している。

AE の発生は、実験開始後 40 分まではみられず、40~50 分以降 1 分間に数個の低い頻度で発生がみられるようになった。この低い頻度での発生は 100 分頃まで続き、100 分を過ぎると突然それまでの 1000 倍以上のきわめて高い頻度での発生がみられるようになった。AE 発生急増の様子をさらに詳しくみるため、Fig. 4 に 105 分 45 秒~108 分 15 秒までの 2 分 30 秒間の計数率と累積計数を示す。この図では、5 秒間ごとの平均計数率を対数目盛で、累積計数を通常の線形目盛で示したが、106 分ちょうどを境に AE の発生が急増していることがわかる。

実験開始後 40~50 分での AE の発生開始は、供試体内部の温度分布と密接な関係を有しており、また、100 分以降の AE 発生急増は供試体側面における亀裂の発生の影響と思われる。これらについては、後で詳しく考察する。

(2) 弾性波速度

今回の実験では、すでに述べたように、Fig. 5 に示す T1-R1, T2-R2 の 2 本のパスで、約 30 分ごとに P 波速

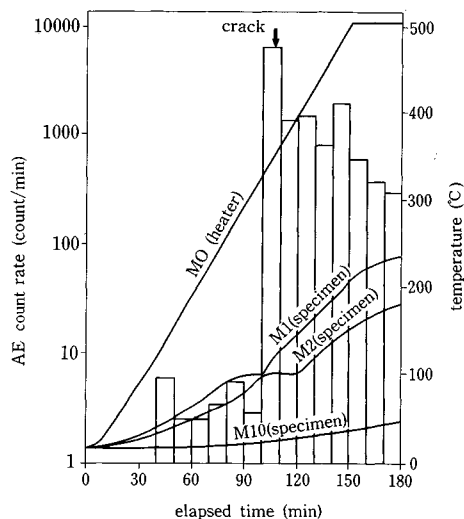


Fig. 3 AE count rate, and temperatures of the heater and in the specimen.

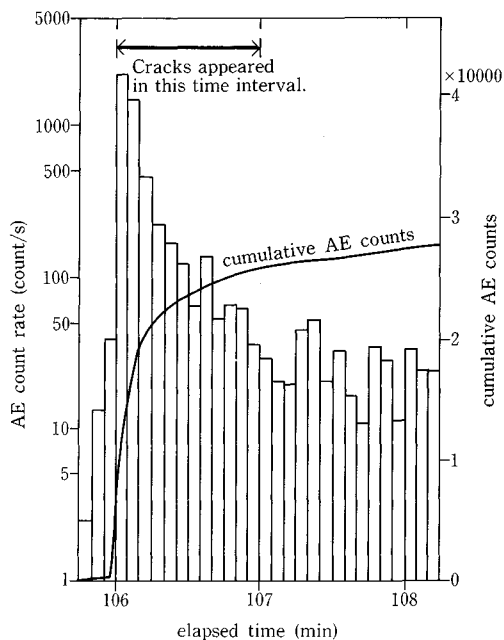


Fig. 4 AE count rate and cumulative AE count from 105 min 45 s to 108 min 15 s.

度を測定した。2 本のパスはいずれも直線的には実線で示したようにヒーター孔を通過するが、実際の波動の伝播は回折により図の 1 点鎖線を最短距離とする孔周辺の経路をとると考えられる。1 点鎖線と実線の長さの違いは 2 本のパスとも 0.5% 以内とごくわずかであるので、以下では図の実線に沿った直線パスで波動が伝播したとして P 波速度を求めた。

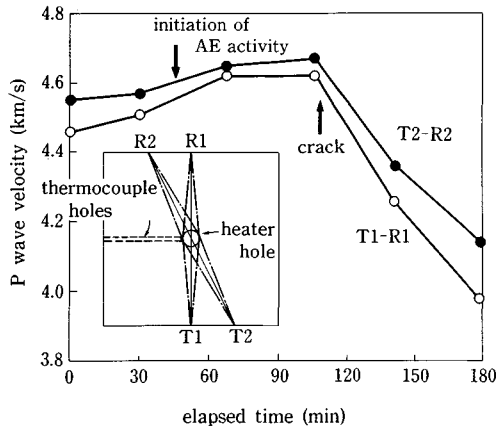


Fig. 5 P wave velocity as a function of time along two paths of T1-R1 and T2-R2 throughout the experiment.

Fig. 5の測定結果をみると、T1-R1とT2-R2の2つのパスでP波速度に相違があることがわかる。別途行ったコアに対する測定では、T1-R1方向はT1-R1に直交する方向(熱電対孔の孔軸方向)に比べて約5%P波速度が小さく、パスによる速度の相違はこの異方性によるものと思われる。次に経時変化をみると、2つのパスのいずれにおいても、P波速度は実験開始後105分まで増大し、それ以降急激に低下する傾向が明らかである。実験開始後105分までのP波速度の増大は供試体内部の温度分布と密接な関係を有しており、それ以降の急激な低下は供試体が発生した亀裂の影響と思われる。これらに

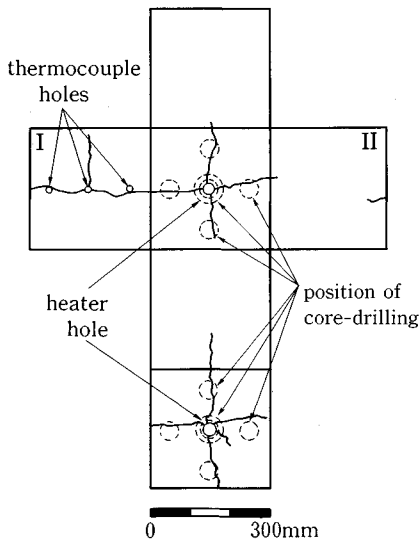


Fig. 6 Visible cracks observed on surfaces of the specimen after the experiment. Broken-line circles indicate the positions of cores bored to observe cracks in the specimen.

については、AEの計数率の経時変化とともに後で詳しく考察する。

(3) 供試体の破壊状態とひずみの測定結果

AEと弾性波速度の測定結果、特にFig. 4のAE計数率の急増から、供試体の破壊は実験開始後106~107分の間に発生したと思われたが、実験中は供試体を断熱材と水道水を流したビニル製ホースで覆っていて表面をみる事ができなかったため、発生した亀裂の観察は実験終了後に行った。その結果確認された供試体表面の亀裂を、Fig. 6の展開図に示す。また、Fig. 6に破線で示した位置で供試体の上端面から下端面まで貫くコア6本(コア径50mmが5本、80mmが1本)を採取して、供試体内部に発生した亀裂の観察を行った。その結果、供試体の上下の端面で観定された最小抵抗線の方向の4本の亀裂のうち3本は供試体上下端からそれぞれ30~70mm程度で止まっており、供試体中央部にまで進展している亀裂は熱電対孔のある側面(以下ではこの側面を側面I、これに向かい合う反対側面を側面IIとよぶことにする)の方向に生じた亀裂だけであることがわかった。またこの亀裂は側面Iからヒーター孔孔壁まで連続して生じており、側面Iでは熱電対孔とほぼ一致しひずみゲージを切断して進展しているが、供試体内部では熱電対孔の位置とややずれて進展していることが確認された。

Fig. 7は、供試体の2側面に貼付した計8枚のひずみゲージ(Fig. 2参照)による測定結果であり、引張を正として側面Iのひずみを実線で側面IIのひずみを破線で示している。まず円周方向のひずみb, c, f, gをみると、106分までは同じ傾向の経時変化を示しているが、亀裂の生じた側面Iのb, cが106分でそれぞれ223 μ , 245 μ

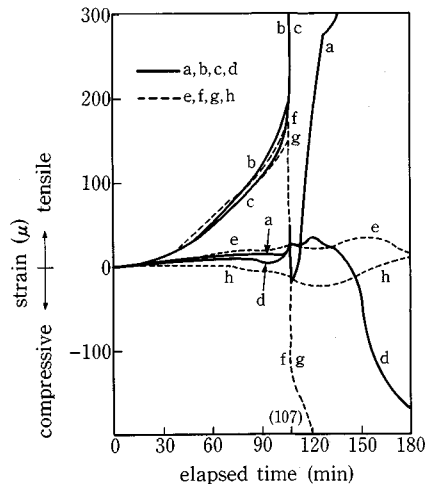


Fig. 7 Strains measured at the two surfaces as a function of time.

を示した後 107 分で断線したのに対し、亀裂の生じなかった側面 II の f, g は 106 分でそれぞれ 164 μ , 148 μ を示した後 107 分では -115 μ , -113 μ と引張りひずみから圧縮ひずみへと反転する挙動を示した。一方、ヒーター孔の孔軸と平行な方向のひずみを見ると、側面 I の a, d は 106 分から 107 分の間で不連続な挙動を示しているのに対し、側面 II の e, h はこの時刻に特に顕著な変化を示していないことがわかる。

以上のことから、供試体の破線は 106 分から 107 分の間に側面 I とヒーター孔孔壁を結ぶ最小抵抗線の方向に亀裂が進展することにより生じ、この亀裂の発生により側面 II では逆に円周方向に圧縮ひずみが生じたと考えることができる。なお破壊の発生時刻については、すでに述べた AE と弾性波速度測定結果もこの時点での破壊の発生を裏付けている。

(4) 温度測定結果

Fig. 8 は、供試体中央部の M 孔 (Fig. 1 参照) で測定した供試体内部の温度変化を、ヒーター表面の温度変化とともに示したものである。一点鎖線で示したヒーター表面温度 (U0, M0, L0) は、実線で示した供試体内部温度 (M1~M10) の 2 倍のスケールで示しており、横軸は実験開始後の経過時間である。加熱に際しては、ヒーター表面中央部の M0 の温度が 1 時間 200°C の速度で上昇するようヒーターの電流量を制御した。図に示したように、ヒーター表面下部 L0 は中央部 M0 とほぼ同一温

度を示し、最大でも 10°C 程度の差しか生じていないが、上部 U0 は加熱開始後徐々に M0 より高い温度を示すようになり、実験終了時の 180 分には、M0 より約 50°C 高い 550°C を示していることがわかる。したがって、ヒーター表面温度の制御は約 10% の精度で行うことができたといえる。一方、供試体内部の温度分布は、図には示していないが、上部 U、中央部 M、下部 D の 3 孔で実験中ほとんど違いはなく、その差は最大でも 10°C 程度にすぎなかった。なお、供試体内部の温度変化が M 孔での測定値と一致するようにヒーター孔壁面の温度 (W: 2 点鎖線) を最も単純に非線形性を表わせる時間の 2 次関数として定め、これを境界条件とし、軸対称モデルを用いて差分法による非定常熱伝導解析^{*)}を行った。図中の破線はその結果を示している。

まず、実験が終了した 180 分のヒーター表面温度 M0 とヒーター孔壁面より 6 mm 内部の測定点 M1 の温度を比較すると、ヒーターと孔壁との 3 mm 程度の間隙に充填された砂と孔壁から 6 mm の花崗岩を隔てるだけで、約 270°C もの温度差が生じていることがわかる。次に、供試体内部の M1~M10 の温度変化をみると、当然のことながら、常にヒーターに近い測定点から順に高温を示していることがわかる。また、M1~M4 では 100°C でいったん温度上昇が止まり、その後再び温度上昇が始まる特徴的傾向がみられる。これは供試体中にわずかに残留していた水分の潜熱の影響と思われる。供試体はヒーター孔の穿孔等の整形後約 1 週間室内で乾燥して実験に供したが、水分がわずかに残留していたものと推測される。さらにこれらの図で 100°C での温度上昇の停止時間の長さに着目すると、ヒーター孔から遠くなるほどその時間が長くなる傾向があることがわかる。これは、ヒーター孔を中心とする同心円を考えればヒーター孔から遠くなるほど同心円の円周が大きくなるため、ヒーターから単位体積当たりの岩石に供給される熱量が小さくなるのが原因と思われる。

Fig. 8 の左上には、M1~M4 の 100°C 付近での測定結果 (実線) を拡大し、前述の差分法による非定常熱伝導解析結果 (破線) とともに示した。両者を比較して詳しくみると、M1 の温度上昇が止まる、すなわち M1 で水分の沸騰が始まって 5 分程度経過すると、矢印で示したように M2 で急激な温度上昇が生じる傾向がみられる。また、同様の温度上昇はやや遅れて M3, M4 でも生じていることがわかる。このような急激な温度上昇は通常の岩石内の熱伝導だけでは説明できず、図中の実線と破線の差に相

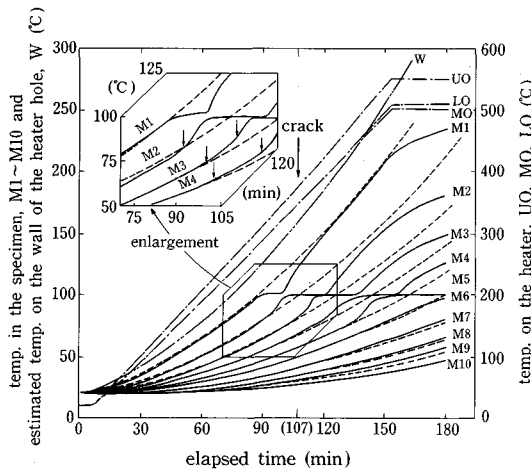


Fig. 8 Temperatures of the specimen (M1-M10: solid lines) and the heater (U0, M0, L0: chain lines) as a function of time. The temperature on the wall of the heater hole (W: double-dotted chain line) is assumed as a boundary condition for the analysis of heat conduction. The result of the analysis is shown by broken lines. The arrows in the upper-left figure indicate the initiation of rapid increase in measured temperatures.

注 1) 解析には、別途室温でのコア試験から得た、下記の物性値を用いた。熱伝導率 $\lambda=3.26 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ 、比熱 $c=0.720 \text{ J}/(\text{g}\cdot\text{K})$ 、密度 $\gamma=2.0\times 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。また、供試体側面における温度の境界条件は、測点 M10 での実測値を用いた。

当する部分は、発生した蒸気による熱の移動によって生じたものと思われ、興味もたれる。また、ヒーター孔から離れるほど温度の急上昇の立ち上がりが鈍くなる傾向があるが、これはヒーター孔から遠くなるほど単位体積当たりの岩石に供給される熱量が小さくなることに関係していると思われる。さらに詳しくみると、M3, M4では矢印で示したように温度上昇の変曲点が2か所あるが、これらの現象の原因を分析していくことは今度の研究課題と考えられる。

(5) 熱応力分布

供試体の破壊は供試体内部の熱応力により発生したと思われるから、破壊直前の熱応力の分布は興味もたれる。破壊直前の実験開始後106分における供試体内部の温度分布をU, M, L 3孔の計30点の測定に基づいて図示すると Fig. 9 のようになる。この図より、温度は供試体の上下方向にはほぼ一様であることがわかる。そこで半径方向の温度分布 T は、M 孔での測定結果に基づいて Fig. 10 の曲線で示される半径 r の関数

$$T = A_1 + A_2 / \ln r + A_3 \ln r + A_4 (\ln r)^2 \dots\dots (1)$$

で表わされると仮定する。そして、軸対称の温度分布をもつ内径 a 、外径 b の円板の応力分布の式、

$$\sigma_\theta = \frac{\alpha E}{r^2} \left[\frac{r^2 + a^2}{b^2 - a^2} \int_a^b T r dr + \int_a^r T r dr - T r^2 \right] \dots (2)$$

$$\sigma_r = \frac{\alpha E}{r^2} \left[\frac{r^2 - a^2}{b^2 - a^2} \int_a^r T r dr - \int_a^r T r dr \right] \dots\dots (3)$$

を用いて、数値計算を行うと Fig. 10 に示す熱応力分布が得られる。式(1)は、円筒の定常熱伝導の解を参考として仮定したものであり、 $A_1 \sim A_4$ は定数を、 \ln は自然対数を示す。また式(2)と式(3)の計算において、内外径には $a=14$ mm, $b=150$ mm の値を、ヤング率 E 、線膨張係数 α には別途行ったコア試験から得た $E=68$ GPa, $\alpha=8.5 \times 10^{-6}$ の値を用い、引張応力を正とした。

Fig. 10 の応力分布をみると、 σ_θ の値は $r=100 \sim 150$ mm の範囲で 8.0 MPa を越えており、 $r=124$ mm で最大値 8.9 MPa を、供試体側壁に対応する $r=150$ mm で 8.1 MPa を示す。圧裂試験により求めた供試体の引張強度はやや異方性を示し、ヒーター孔孔軸方向の引張応力に対しては 7.9 MPa、熱電対孔の孔軸方向では 10.0 MPa、これら2方向に直交する方向では 8.2 MPa であった。このことから、前述の側面 I からヒーター孔孔壁にかけての連続した亀裂は、ヒーター孔に直交する2方向のうちでは、引張亀裂の生じやすい方向であり、ヒーター孔の中心から $100 \sim 150$ mm 離れた供試体側壁付近での σ_θ の値は、この方向の引張強度 8.2 MPa にほぼ達していたといえる。したがってこの亀裂は、供試体側面付近の引張応力により、熱電対孔の存在による応力集中の影響もある程度受けて、強度的に最も弱い方向に生じ

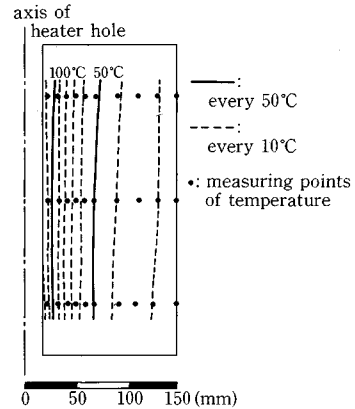


Fig. 9 Distribution of temperature in the specimen just before the cracks appeared, at 106 minutes in the elapsed time.

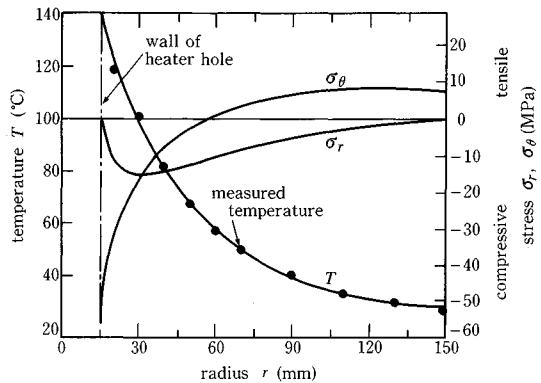


Fig. 10 Distribution of temperature T and thermal stresses σ_r (radial), σ_θ (circumferential) in the specimen just before the cracks appeared, at 106 minutes in the elapsed time.

たものと思われる。一方、ヒーター孔孔壁に対応する $r=14$ mm では、 σ_θ は最小値 -57 MPa を示しているが、この値はこの供試体の一軸圧縮強度 150 MPa の約 40% にすぎない。ヒーター表面温度は、すでにこの時点で最高温度 500°C の 70% 、 350°C に達しており、実験終了時までヒーター孔孔壁周辺の圧縮応力が一軸圧縮強度に達しなかったことは容易に推測される。また、実験後の観察では、ヒーター孔の孔壁部分に圧縮応力による破壊は認められなかった。

以上の熱応力解析では、ヤング率や線膨張係数を一定と仮定したが、実際にはこれらの値は温度とともに変化する。したがって現象を正確に把握するためには、ヤング率や線膨張係数の温度依存性を考慮した解析を行う必要がある。またここでの解析は、ヒーター孔孔軸を中心とする軸対称解析であり、供試体の上下の端面付近にの

み生じた3本の亀裂については説明することができない。これらについては、今後の研究課題であると考えている。なお、実際の岩盤では、周辺岩盤に地圧が作用したり、地圧が作用しない場合でも岩盤の変位が拘束されるため、ヒーター孔周辺の応力分布は今回の実験と異なる。したがって、このような実際に近い条件下での実験も今後の課題である。

4. 考 察

AEの発生頻度と弾性波速度には、顕著な経時変化がみられた。そこで、その特徴と原因について考察し、これら測定手法の適用性を検討する。

(1) AE発生頻度

AEの発生は、Fig. 3に示したように、実験開始後40~50分頃に始まり、100分を過ぎると突然それまでの1000倍以上のきわめて高い頻度で発生するようになった。

AEの発生開始は、実験開始後40~50分頃であるが、45分におけるヒーター表面のM0点の温度は約144°C、ヒーター孔孔壁から6 mm離れた供試体内部のM1点では約48°Cである。Fig. 8に2点鎖線で示したヒーター孔の孔壁温度 W は、供試体内部の温度分布がM孔での測定値に一致するよう定めた非定常熱伝導解析の境界条件であるから、ヒーター孔孔壁の推定温度としてみる事ができる。これをみると、45分におけるヒーター孔の孔壁温度は約60°Cと推定される。なお、実験に用いたのと同じ岩石から直径30 mm、長さ30 mmのコアを採取し、これを炉中に入れ、0.5°C/minのゆっくりした昇温速度で一様に加熱しAEの発生を観測したところ、AEの発生開始温度は68°Cであった。Westerly花崗岩については、Johnsonら¹³⁾が、直径19 mm、長さ38 mmのコアに対して昇温速度2°C/min以下の実験を行い、AEの発生開始温度を75°Cと報告している。また、Yong and Wang¹⁴⁾は、昇温速度を0.4~12.5°C/minの範囲で変化させて同様の実験を行い、AEの発生開始温度は昇温速度にかかわらず60~70°Cの範囲にあると述べている。さらに江原ら^{15),16)}は、Westerly花崗岩と大島花崗岩の直径30 mm、長さ75 mmのコアに対する加熱実験を行い、いずれの場合もAEの発生開始温度は約57°Cであると報告している。JohnsonらやYong and Wangは、昇温速度が遅く供試体中に温度勾配すなわち熱応力が生じない条件下でもAEの発生がみられることから、AEの発生は造岩鉱物の線膨張係数の違いにより、鉱物粒子間に微小な亀裂が生じるためであるとしている。したがって、今回の実験におけるAEの発生開始は、ヒーター孔孔壁近傍の岩石の温度が約60°Cに達し、この部分の鉱物粒子間に微小な亀裂が生じ始めたためと推測される。

一方、Fig. 3における100分以降のAE発生頻度の急増は、この時刻の5秒間ごとの発生頻度を示したFig. 4における106分ちょうど以降のAE発生頻度の急増に対応する。供試体側面のひずみの測定結果や実験終了後の亀裂の観察から、106~107分の間に供試体側面Iからヒーター孔孔壁にかけて亀裂が発生したことが明らかであり、Fig. 3におけるAE発生頻度の急増は、この亀裂の発生に関連して生じたと考えられる。なお、Fig. 3やFig. 4をみると亀裂の発生した107分以降にもAEの発生は活発であるが、これらのAEは新たな亀裂の発生によるものではなく、すでに発生した亀裂の摩擦等によるものではないかと思われる。

以上のAE測定結果を整理すると、その特徴は、ヒーター孔孔壁部分の鉱物粒子間の微小な亀裂の発生によりAEの発生が始まり、供試体側面Iからヒーター孔孔壁にかけてのマクロ的な亀裂の発生により爆発的なAEの急増が生じた点にあるといえる。今回の実験では、2チャンネルのAE測定にとどめたが、今後多チャンネルで精度の高い測定を行い震源決定などを行えば、岩盤の破壊に関してより詳細な情報を得られる可能性があり、AE測定は熱応力による岩盤の破壊に対しても有効な観測手法と思われる。

(2) 弾性波速度

Fig. 5に示したT1-R1、T2-R2の2本のパスで約30分ごとに測定したP波速度は、実験開始後105分まで増大し、その後急激に低下した。加熱に伴うヒーター孔周辺岩盤のP波速度の増大は、Paulson and King¹⁰⁾の原位置測定でも報告されているが、このようなP波速度の増大は何に起因するのであろうか。ヒーター孔周辺では温度上昇に伴い、AEにみられるマイクロクラックの発生を原因とする岩石のヤング率の低下や、水分の蒸発による乾燥が予想される。実際、一様に加熱した稲田花崗岩の円柱形試料に対する1軸圧縮試験⁹⁾や常陸みやげ(茨城県産花崗岩)に対するP波速度測定の結果¹⁷⁾では、温度の上昇に伴いヤング率が低下することが報告されている。また、岩石の湿潤化は、マイクロクラックの空隙を水で充填するためにP波速度の増大をもたらすが、乾燥化はこの逆のプロセスであり、実際に石英閃緑岩に対する測定結果では、乾燥に伴いP波速度が低下することが報告されている¹⁸⁾。一方、今回の実験ではヒーター孔のみを加熱するため、ヒーター孔周辺の温度が他の部分より高くなって温度勾配を生じ、Fig. 10に示したようにヒーター孔周辺の岩石には半径方向、円周方向ともに圧縮応力が生じる。圧縮応力の作用が、岩石内のマイクロクラックの閉塞をもたらすP波速度の増大をもたらすことは、Birch^{19),20)}の研究以来広く認められている。したがって、実験開始直後のP波速度の増大は、ヒーター孔周辺の圧

縮応力の作用による P 波速度の増大が、温度上昇や乾燥による P 波速度の減少より卓越した結果と思われる。

一方、105 分以降の P 波速度の低下は、上述の加熱に伴う P 波速度の増大に比べてさらに顕著である。これは 106～107 分の間に供試体の側面 I からヒーター孔孔壁に進展した亀裂の影響と思われる。

このように、今回の実験で測定した P 波速度は、供試体内部に発生した熱応力や破壊に対応した変化を示した。したがって弾性波速度の測定は、従来から提案され適用されてきた常温での岩盤の力学的安定性の監視²¹⁾のみならず、熱応力の作用する条件下での岩盤の破壊の監視にも有望な観測手法と思われる。

5. 結 論

一辺 300 mm の花崗岩の立方体ブロックを供試体とし、供試体中央のボーリング孔内にヒーターを設置して、ヒーター表面の温度が 1 時間に 200°C 上昇するように制御して 500°C まで加熱した。供試体の破壊は、ヒーター表面温度が 350°C に達した実験開始後 107 分に発生し、一側面の中央部とヒーター孔孔壁とを結ぶ最小抵抗線方向に連続的な開口亀裂が生じた。実験中、AE と弾性波速度の測定を行うとともに、供試体内部の温度分布の経時変化を測定した結果、以下のことが明らかとなった。

(1) AE の発生は、ヒーター孔孔壁付近の岩石の温度が約 60°C 程度に上昇した、実験開始後 40～50 分頃から始まった。この AE の発生開始温度は、他の研究者によりすでに報告されている花崗岩の AE 発生開始温度とほぼ一致し、この温度で造岩鉱物の線膨張係数の違いにより鉱物粒子間に微小な亀裂が生じ始めたと推測される。

(2) ヒーター孔周辺を伝播するパスで測定した P 波速度は、実験開始後増大した。この P 波速度の増大は、ヒーター孔周辺の岩石に熱膨張による圧縮応力が作用し、マイクロクラックが閉塞したためと思われる。

(3) 供試体の破壊時に、AE の発生は爆発的な増加を示し、P 波速度は急激な低下を示した。

(4) 供試体内部の温度上昇は、100°C でいったん止まり、その後再び上昇が始まる特徴的傾向がみられた。これは、供試体中にわずかに残留していた水分の潜熱の影響と思われる。

(5) ヒーター孔に最も近い岩石中の温度測定点が 100°C に達して 5 分程度経過すると、それに隣接する岩石中の測定点で急激な温度上昇が生じた。同様の温度上昇は、順次供試体の外側に移動して発生する傾向がみられた。この現象は、通常の岩石内の熱伝導だけでは説明できず、岩石中に残留していた水分が蒸気に変化し、この蒸気による熱の移動が大きな影響を与えたものと思わ

れる。

(6) 破壊直前の供試体内部温度の測定結果から熱応力分布を計算したところ、ヒーター孔孔壁部分の圧縮応力は供試体の 1 軸圧縮強度に比べて十分小さく、実験後の観察でもヒーター孔の孔壁部分に圧縮応力による破壊は認められなかった。一方、供試体側面付近での円周方向の直応力はほぼ供試体の引張強度に達しており、供試体の破壊はこの応力により生じたと思われる。

(7) 以上述べたように、本実験により、岩石内部の熱の移動と熱応力に関する現象について若干の新たな知見が得られた。また、AE と弾性波速度の測定が、高低温下における岩盤の破壊を監視する有用な手法であることが明らかとなった。

謝 辞：本研究を行うにあたり、(財)電力中央研究所 金川 忠主任研究員、佐々木俊二主任研究員に、有益な助言とご協力をいただいた。ここに記して深謝の意を表するものである。

参 考 文 献

- 1) 外尾善次郎：資源火焰ジェット工学，ラテイス，1976。
- 2) 緒方義弘・藤本 薫・高多 明：高温岩石の力学的特性の研究，採鉱と保安，第 24 巻，pp. 6～12，1978。
- 3) 酒井 昇：一軸圧縮下における加熱岩石の力学的挙動，応用地質，第 28 巻，pp. 19～24，1987。
- 4) 稲田善紀・八木則男：極低温下における岩石の力学特性，材料，第 29 巻，pp. 1221～1227，1980。
- 5) 松永 烈・厨川道雄・木下直人：岩石の低温における機械的性質，日本鉱業会誌，第 97 巻，pp. 431～436，1981。
- 6) 北野昇一・新 孝一・木下直人・奥野哲夫：高温下岩石の力学特性，熱特性および透水特性に関する文献調査，応用地質，第 29 巻，pp. 242～253，1988。
- 7) 速水博秀・小林秀男・松永 烈：熱応力による高温岩石の破壊に関する研究，採鉱と保安，第 24 巻，pp. 13～22，1978。
- 8) 木下直人・石塚与志雄・日比一喜：岩石の低温特性と熱応力による破壊，土木学会第 14 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp. 181～185，1982。
- 9) 石田 毅・金川 忠・佐々木俊二・浦沢義彦：AE による岩盤空洞安定性監視に関する基礎実験，土木学会論文集，第 376 号/III-6，pp. 141～149，1986。
- 10) Paulsson, B.N.P. and King, M.S.: Betweenhole acoustic surveying and monitoring of a granitic rock mass, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 17, pp. 371～376, 1980.
- 11) Majer, E.L., McEvelly, T.V. and King, M.S.: Monitoring an underground repository with modern seismological methods, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 18, pp. 517～527, 1981.
- 12) Majer, E.L. and McEvelly, T.V.: Acoustic emission and wave propagation monitoring at the spent fuel

- test : Climax, Nevada, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 22, pp. 215~226, 1985.
- 13) Johnson, B., Gangi, A. F. and Handin, J.: Thermal cracking of rock subjected to slow, uniform temperature changes, Proc. 19th U.S. Symp. on Rock Mech., No. 1, pp. 259~267, 1978.
 - 14) Yong, C. and Wang, C.: Thermally induced acoustic emission in Westerly granite, Geophysical Research Letters, Vol. 7, pp. 1089~1092, Dec., 1980.
 - 15) Ehara, S., Terada, M. and Yanagidani, T.: Thermal properties of stressed rocks, Proc. 5th Int. Cong. on Rock Mech., pp. E137~E140, 1983.
 - 16) 江原昭次・柳谷 俊・寺田 孚:加熱・冷却にともなう大島花崗岩のAEと熱膨張, 材料, 第35巻, pp. 490~495, 1986.
 - 17) 緒方義弘・藤本 薫:高温岩石の弾性波伝ば特性に関する一考察, 採鉱と保安, 第29巻, pp. 132~140, 1983.
 - 18) 阿部 司・齋藤徳美:クラック状空隙に含まれる水分が岩石の弾性波速度に及ぼす影響, 日本鉱業会誌, 第92巻, pp. 73~78, 1986.
 - 19) Birch, F.: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 1, Journal of Geophysical Research, Vol. 65, pp. 1083~1102, 1960.
 - 20) Birch, F.: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2, Journal of Geophysical Research, Vol. 66, pp. 2199~2224, 1961.
 - 21) 佐々宏一・南光宣和・洪江隆雄:弾性波を利用する岩盤監視, 日本鉱業会誌, 第98巻, pp. 927~932, 1982.
(1989.7.18・受付)
-