

AE測定による原位置花崗岩加熱時挙動の観測

ACOUSTIC EMISSION OBSERVATION DURING HEATING IN-SITU GRANITIC ROCK MASS

石田 肇*・北野 晃一**・木下 直人***・若林 成樹****

By Tsuyoshi ISHIDA, Koichi KITANO, Naoto KINOSHITA and Naruki WAKABAYASHI

In order to clarify the mechanism of microcracking due to thermal attack in in-homogeneous granite, AE(Acoustic Emission) was monitored during the small scale in-situ heater test in an old quarry of Inada granite. An 2 m long electric heater was inserted at the depth from 3.3 m to 5.3 m in a bored hole of the 100 mm diameter, and the temperature of the heater was increased to 800°C. AE was monitored for 60 hours with 12 sensors buried in 4 holes bored 1 m distant from the hole with the heater, and thus 636 AE hypocenters were located. AE hypocenters clustered in pegmatite intruded into granite and pre-existing joints. In addition, it was observed that the temperature in which AE started to occur was about 60°C in granite, which is the same temperature as other researchers previously reported on their laboratory experiments, while the temperature of AE generation was lower than 60°C in pegmatite.

Keywords : Acoustic Emission (AE), in-situ measurement, granite, thermal cracking, rock mechanics

1. 緒 言

近年種々の社会的必要性から、高温および低温下での岩盤挙動の解明に关心がもたれている。ヤング率、強度、線膨張係数などの基礎的な岩石物性に関しては、基準試料を用いた活発な実験的研究が進められ、個々の研究を総括した報告もすでに発表されている^{1)~3)}。しかし、構造体として、岩盤の一部が加熱または冷却された場合の岩盤の挙動や微小破壊のメカニズムについては、必ずしも十分に研究が行われているとはいえない。その理由の1つは、過酷な温度条件下における測定の困難さにあると思われる。

一方、AE (Acoustic Emission) や弾性波速度は、岩盤の一部が加熱または冷却された場合でも、周囲から非破壊的に測定ができるため、この種の問題に対する測定法として有用であり、すでに大規模な原位置実験^{4)~6)}や室内実験⁷⁾への適用例が報告されている。特に、AEの測定は、理論的な研究の進展^{8),9)}により測定データか

ら微小破壊のメカニズムを解明することも可能となりつつあり¹⁰⁾、測定機器の発達ともあいまって今後の発展が期待される。

著者は、すでに室内で花崗岩ブロックの中心部を加熱してAEと弾性波速度の測定を行い、加熱時の岩盤の挙動や微小破壊のメカニズムに関するいくつかの新たな知見を得た¹¹⁾。しかし、現実の岩盤は亀裂をはじめとするさまざまな不均質性を有し、境界条件も室内実験と異なる。そこで、今回従来の原位置測定の経験¹²⁾を踏まえ、種々の不均質性を有する原位置岩盤を加熱した際の岩盤の挙動や微小破壊のメカニズムを明らかにするため、稻田花崗岩の採石場の跡地で小規模な原位置加熱実験を行い、岩盤温度の測定とともに、加熱時に発生するAEの測定を行った。その結果、AEの震源分布の経時変化が原位置の岩盤条件に対応する興味ある結果を得たので報告する。

2. 実験方法

(1) 実験現場と実験方法の概要

実験箇所は、Fig.1に示すように小さい台地の上にあり、花崗岩角礫と土からなる平均40 cm程度の厚さの表土に覆われている。実験箇所から10 m程度離れた4~5 m低い位置に小さい沢があり、沢沿いの露頭ではお

* 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)

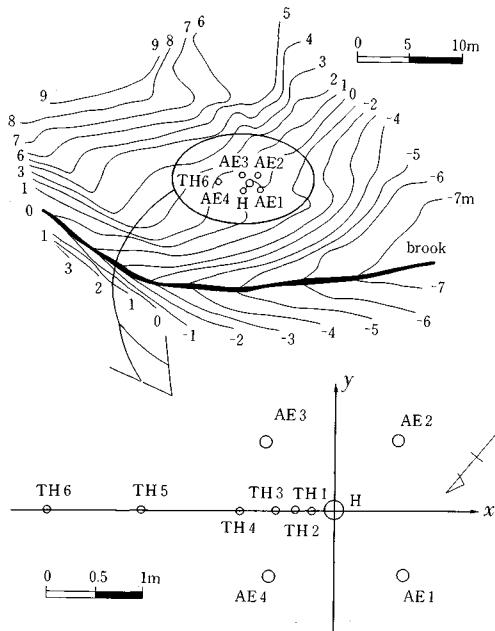


Fig. 1 Topography and locations of bored holes in the site.

おむね堅硬な花崗岩が観察された。

実験箇所には、Fig. 1に示すように、岩盤を加熱するためのヒーター孔（H孔）として直径100 mm、深さ5.65 mのボーリング孔1本を掘削し、このヒーター孔から約1 m離れた周囲に、AEセンサー埋設孔（AE孔）として直径66 mm、深さ約6.8 mのボーリング孔4本（図中のAE1孔～AE4孔）を掘削した。また、加熱に伴う岩盤中の温度変化を測定するため、図のAE3孔とAE4孔を結ぶ線分の垂直2等分線上に6本の熱電対埋設孔（TH孔）を設けることとし、ヒーター孔からそれぞれ20, 40, 60, 100, 200および300 cm離れた位置に直径32 mm、深さ約6.8 mのボーリング孔を掘削した。いずれのボーリング孔でもコアを採取して観察を行い、特にヒーター孔ではさらにボアホールテレビジョンによる観察を行って岩盤の割れ目や風化程度などを調べ、できるだけ深部で地質的変状の少ない部分にヒーターを設置することにした。

Fig. 2 にヒーターと AE センサーの設置位置を示す。岩盤の加熱には、U 字管型パイプヒーター 6 本をステンレス製の保護管で覆った、直径 90 mm、長さ 2.0 m、最大出力 20 kW の電気ヒーターを用いた。実験時のヒーター孔の水位は深度 5.45 m にあり、加熱区間はこの水位より上部でかつ比較的地質的変状の少ない、深度 3.3 ~ 5.3 m の区間に選定した。この区間を 32 時間 30 分かけて 800°C まで加熱し、その後この温度を 27 時間 30 分保持した。したがって、実験時間は、合計 60 時間である。AE センサーは、加熱区間を三次元的に取り囲む

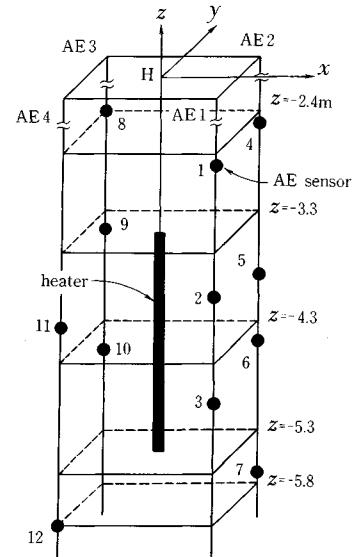


Fig.2 Locations of the heater and AE sensors.

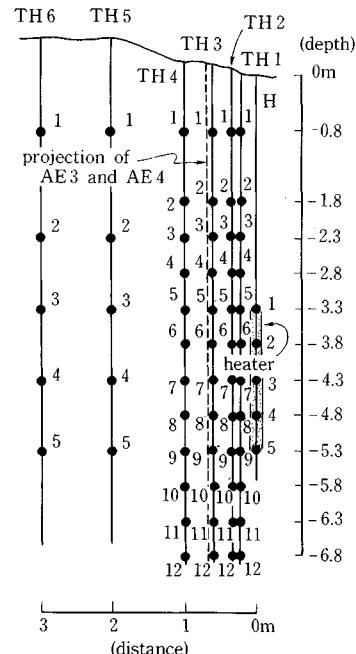


Fig. 3 Locations of thermocouples to measure temperatures.

よう、4本のAE孔の深度2.4~5.8mの範囲に計12個配置した。

岩盤内の温度測定は、ヒーター孔から 20~300 cm 離れた位置に掘削した 6 本の TH 孔に熱電対を埋設して測定した。熱電対の設置位置は、Fig. 3 に示すように、ボーリング孔 TH 1~4 に各 12 点、TH 5~6 に各 5 点、計 58 点である。また、ヒーターにも 5 点の熱電対を設置し、ヒーター温度を測定した。ヒーターを設置した

H 孔と、TH 1~6 孔は同一鉛直断面内にあり、Fig. 3 の破線はこの鉛直断面への AE 3 孔と AE 4 孔の投影位置を示している (Fig. 1 参照)。

(2) AE の測定方法

AE センサーには、すでに報告した原位置岩盤せん断試験の測定¹²⁾と同一仕様のもの（北斗理研（株）製）を用いた。すなわち、厚み方向に分極した直径 30 mm、厚さ 10 mm、共振周波数 67 kHz の圧電素子を、直径 40 mm の真鍮製容器の底面に貼りつけ、容器内をシリコングムで充填して防水型としたものである。プリアンプは、增幅率 40 dB のものを真鍮製容器に入れ、AE センサーと同様防水型とした。AE センサーとプリアンプは、所定の位置に穴を開けた角材に固定し、AE センサーの受感方向がヒーター孔の孔軸に直交するように AE 孔内に挿入し、セメントミルクを注入して埋設設置した。

AE 測定には、著者らが新たに開発した、12 チャンネル用の測定システムを用いた。このシステムは、Fig. 4 に示すように、シグナルコンディショナー、AD 変換機およびディスクユニット（いずれも応用地質（株）製）から成る。今回の実験では、各チャネルともセンサーで受振した AE 信号を、プリアンプで 40 dB、シグナルコンディショナーで 40 dB、合計 80 dB 増幅した。AD 変換機は、各チャネルごとに、分解能 8 ビット記録長 2 048 ワードの性能を有し、今回の測定ではサンプリングタイムを最小の 1 μ s に、プレトリガーを記録長の 1/2 に設定して使用した。トリガーには、AE 1 孔中央部のセンサー No. 2 で受振した信号を用い、トリガーがかかるごとに AD 変換機のディスプレー上で 12 チャンネルの全波形を肉眼で観察し、5 チャンネル以上で初動の立ち上がりが読み取れる良好な波形を含む AE イベントデータのみを、ディスクユニットへ GP-IB で転送しフロッピーディスクに収録した。ディスプレー上への波形表示と肉眼による判別に約 6 秒、フロッピーディスクへのデータ転送と収録に約 18 秒を要するため、ディスプレー上で不良データと判断して破棄する場合には約 6 秒、良好と判断してデータを収録する場合には約 24 秒が AE 測定の欠測時間となった。ディスクユニットには、容量 710 キロバイトの 3.5 インチフロッピーディスク 4 枚を搭載でき、1 枚のフロッピーディスクには 14 個の AE イベントの波形データ（12 チャンネル分）が収録できるため、フロッピーを順次交換して連続的に測定を行った。なお、今回の実験における AE の測定

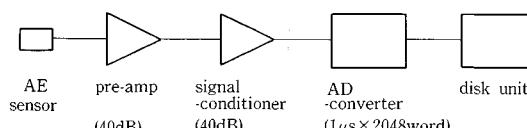


Fig. 4 Block diagram of the AE measuring system.

周波数帯域は AE センサー、プリアンプ、シグナルコンディショナーの周波数特性および AD 変換機のサンプリングタイムに依存し、5~100 kHz 程度である。

(3) 热電対の設置と温度測定の方法

岩盤ヒーターの温度測定には、Fig. 3 にすでに示した岩盤中 58 点、ヒーター部 5 点の計 63 点に設置した K 型熱電対（直径 0.32 mm）を用いた。岩盤中の熱電対の設置には、熱電対をパイプに固定してボーリング孔内に挿入し、孔内をセメントミルクで充填して埋設設置する方法を用いた。その際、ヒーター孔に近い TH 1~3 孔では耐熱性を考慮してセラミックパイプを用い、これにガラス被覆の熱電対を耐熱性テフロンテープで固定した。また、ヒーター孔から遠い TH 4~6 孔では特に耐熱性を考慮せず塩ビパイプにテフロン被覆の熱電対をビニルテープで固定した。セラミックパイプの温度伝導率は花崗岩にほぼ等しく、塩ビパイプの温度伝導率は花崗岩よりおよそ 1 衡小さいため、これらのパイプを通じた熱の移動が温度測定値に与える影響は小さい。

ヒーター温度は、ヒーターの保護管内壁面に設置したシース熱電対により測定した。

これらの測定点の温度は 5 分間隔で測定し、マイクロコンピューターを介して、フロッピーディスクに収録した。なお、以下ではボーリング孔の名称と各孔内の測点番号を組み合わせ、温度測定点を、H-3, TH 1-7 などとよぶことにする。

3. 実験結果

(1) AE の震源決定方法とその精度の検討

今回の測定では、測定波形から S 波の到達時刻を読み取ることが困難なため、各センサーへの P 波初動の到達時刻のみから震源を求めるとした。この場合、P 波の伝播速度を既知とすると、震源決定で求めるべき未知数は AE の発生時刻と震源の三次元座標の計 4 個である。したがって、少なくとも 4 個の AE センサーのデータが必要であり、5 個以上のセンサーで P 波初動が読み取れた場合には非線形最小二乗法を繰り返し適用し、走時残差（*i* 番目のセンサーへの初動到達時刻 t_i と試行的に決めた震源要素から計算される初動到達時刻 T_i との差）の 2 乗和 $\sum(t_i - T_i)^2$ が最小となる震源要素を求める¹³⁾。震源を精度よく決定するためには、三次元的に震源を取り囲むようにセンサーを配置し、多数のセンサーによって受振された P 波の初動の立ち上がりが明瞭なデータを用いる必要がある。また、決定された震源の精度は、走時残差の大きさを目安にすることができる。

さて、震源決定精度を検討するため、次のような数値解析を行った。すなわち、震源がヒーター孔軸上の深度

4.3 m (加熱区間の中央) にあると仮定し、これを三次元的に取り囲む位置にある 6 個のセンサー No. 2, 3, 5, 9, 10, 11 の位置へ震源から P 波が伝播するに必要な時間を求め、適当に AE 発生時刻を仮定して各センサーへの P 波初動の到達時刻を求める。そして、この各センサーへの初動到達時刻に測定誤差として、平均 0、標準偏差 $10 \mu\text{s}$ の乱数を加え、乱数を加えた値を用いて震源を逆算し、震源位置を求める。この操作により、走時残差の標準偏差 (n をセンサー数として $\sqrt{\sum(t_i - T_i)^2/n}$) が $10 \mu\text{s}$ の AE 震源分布をおおむね模擬できると考えた。この操作により得られた 20 個の AE 震源の分布を Fig. 5 に○印で示す。震源分布の広がりは、この場合震源決定精度を意味する。震源の位置を変化させて解析を行ったところ、測定精度（乱数の標準偏差）が同一であり、三次元的に震源を取り囲む 6 個のセンサーのデータを用いるならば、震源決定精度は変化しないことがわかった。また、センサー数を増減させた解析を行ったところ、センサー数が 6 から 7 に増大しても震源決定精度はそれほど向上しないが、逆にセンサー数が 5 に減少すると精度の低下が著しいことがわかった。したがって、震源の決定には、三次元的に震源を取り囲む 6 個以上の AE センサーのデータを用いることが望ましく、その場合、走時残差が $10 \mu\text{s}$ 以下であれば、Fig. 5 のような精度で震源が決定できると考えられた。

実際に測定した AE データに対する震源決定には、YHP 216 パーソナルコンピューターを用い、まず測定波形の収録されたフロッピーディスクから、各イベントごとに 12 チャンネルの全波形を読み出して CRT スクリーン上に表示した。P 波初動の読み取りには、堀内らが提案した自動検出法¹⁴⁾を適用したが、波形データが完全な自動化に耐え得るほど良好ではなかったため、自動的に読み取った初動位置を波形上に表示し、これを肉眼で確認もしくは修正した後コンピューターに入力し、

震源決定を行った。また、震源決定精度向上のため、前述の検討結果を踏まえ、以下の 5 条件をすべて満たして決定された震源のみを考察の対象とすることとした。

- ① センサー数（データ数）は 6 以上である。
- ② センサーは全体として震源を三次元的に取り囲んでいる。
- ③ 走時残差の標準偏差は $10 \mu\text{s}$ 以下である。
- ④ 走時残差の絶対値 ($|t_i - T_i|$) の最大値は $20 \mu\text{s}$ 以下である。
- ⑤ 各センサーで観測された波動（到達の順番や振幅の相対的な大きさ）は決定された震源位置と矛盾しない。

一方、前述の数値解析では岩盤の不均質性や異方性を考慮していないため、実験的にも震源決定精度を確認しておくことが望ましい。そこで、加熱区間の上端、中央、下端に対応するヒーター孔内の深度 3.3 m, 4.3 m, 5.3 m の位置で雷管を起爆し、この信号を AE 測定システムで測定して震源決定を行った。この 3 回の発破信号の震源は、上述の 5 条件をいずれも満足し、Fig. 5 に★印で示す位置に震源が決定された。震源がヒーター孔の中心から若干ずれているのは、雷管が必ずしもヒーター孔の中心ではなく孔壁に接して位置していたためではないかと考えられる。これを考慮すれば、数値解析結果よりもやや精度の低下がうかがえるものの、いずれもおおむね正しい位置に震源が決定されているといえる。

なお、この発破試験や別途行った弾性波速度測定の結果、当地点の P 波伝播速度は 4.5 km/s 前後であったため、本論文で述べる震源決定にはすべてこの値を用いた。また、震源決定に際しては、ヒーター孔の存在や岩盤の異方性は考慮せず、震源は等方均質な無限媒体中にあると仮定した。

(2) AE 発生頻度と加熱パターンの関係

前節で述べた 5 条件を満たして震源が決定された AE

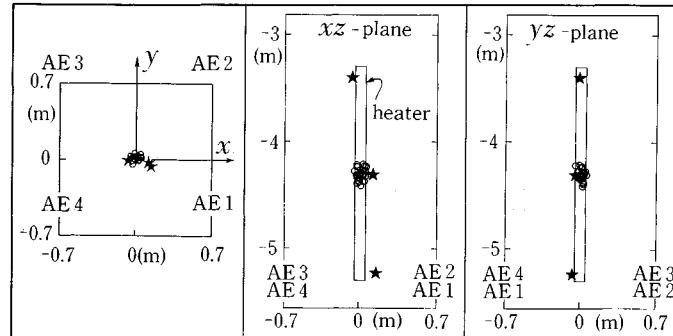


Fig. 5 Located sources in the numerical data with random error of $10 \mu\text{s}$ (○) and source locations due to cap explosions (★), shown in the xy -plane (plan view), the xz -plane and the yz -plane (elevation views).

のイベント数の経時変化を、加熱区間中央の深度 4.3 m におけるヒーター温度および TH 1~6 孔の深度 4.3 m で測定した岩盤温度の経時変化とともに Fig. 6 に示す。この図において、ヒーター温度（測定点 H-3）は、岩盤温度（測定点 TH 1-7, TH 2-7, TH 3-7, TH 4-7, TH 5-4, TH 6-4）の 5 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（h）を示している。また、下部のロー

マ数字は次節で述べる AE の震源分布の時間区分を示す。

ヒーターの加熱は、深度 4.3 m のヒーター温度（H-3）を Fig. 6 に示す加熱パターンに制御することにより行った。すなわち、最初の 9 時間で 180°C まで温度を上昇させたが、AE の発生がみられないため昇温速度を増大し、その後の 13 時間で当初計画していた 700°C に到達

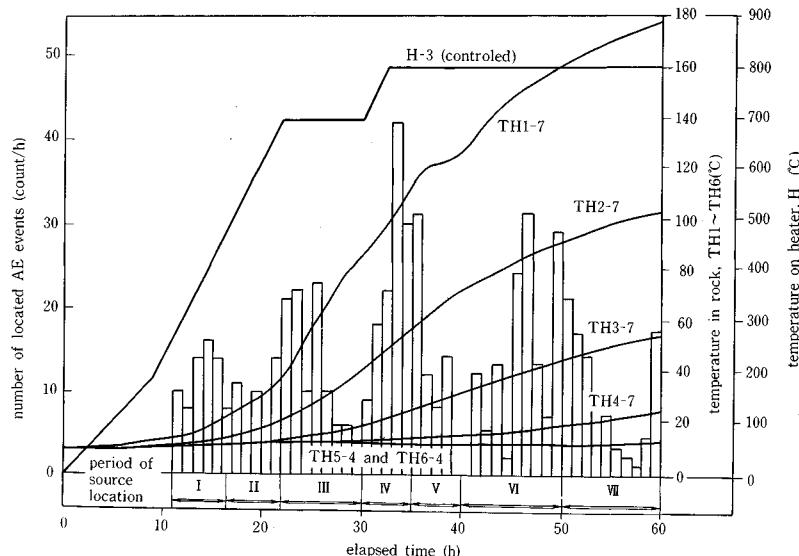


Fig. 6 Count rate of located AE events and temperatures of the rock and the heater at the depth of 4.3 m, the center of the heating interval from 3.3 m to 5.3 m, as a function of elapsed time.

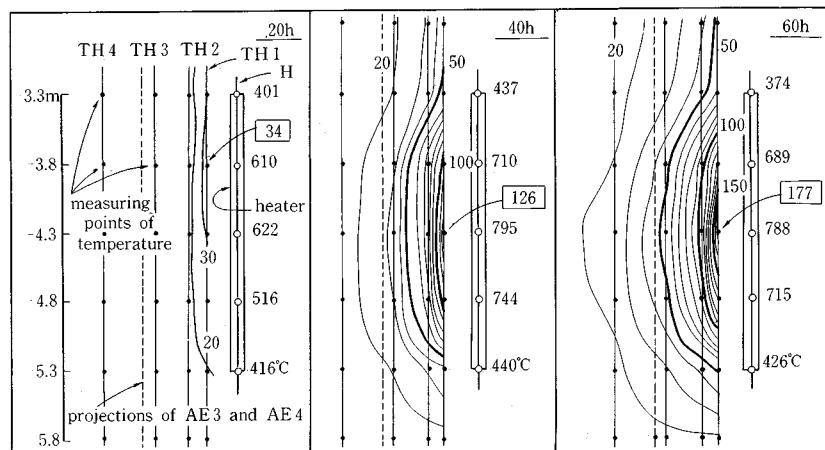


Fig. 7 Temperature distribution in the rock at 20, 40 and 60 hours elapsed. Closed and open circles indicate measuring points of temperature in the rock and the heater, respectively. Numerals indicate temperatures of contour lines and measured temperatures at the five points in the heater. Numerals enclosed with boxes indicate the highest temperature measured in the rock.

させ、8時間保持した。しかし、AEの発生があまり活発でないため、ヒーターの耐熱限界である800°Cまでさらに温度を上昇させることにし、2時間30分かけて700°Cから800°Cに温度を上げ、その温度で27時間30分保持した。

AEの発生は、ヒーター温度が約250°Cに達した加熱開始11時間後から始まり、20時間前後にやや発生頻度が低下した後、21~27時間後まではやや活発化した。27時間経過すると、22時間後から始まったヒーター温度の上昇停止の影響が現われたのか、発生頻度が低下した。30時間後に、ヒーター温度を700°Cから800°Cに上昇させると、ただちにAE発生頻度は増大はじめ、ヒーター温度が800°Cに到達した直後の33時間~34時間後には、最大の発生頻度を記録した。その後、AEの発生は35~45時間後の平静期、45~47時間後の活発期、47~49時間後の平静期、49~53時間後の活発期、53~59時間後の平静期、59~60時間後の活発期と、平静期と活発期を繰り返しながら、全体としては徐々に発生頻度が低下する傾向がみられた。

(3) 岩盤の温度変化

まず、岩盤温度をヒーター温度と比較するため、すでに示したFig.6において、実験が終了した60時間後をみると、ヒーター温度はヒーター中央部の測定点H-3で788°Cであったが、同じ深度の岩盤温度はヒーター孔から20cm離れた測定点TH1-7で177°C、40cm離れたTH2-7で103°C、60cm離れた測定点TH3-7で55°C、100cm離れたTH4-7で23°Cにすぎず、岩盤温度はヒーター温度に比べてかなり低いことがわかる。また、ヒーター孔より200cm離れたTH5-4および300cm離れたTH6-4では岩盤温度は終始一定で、加熱の影響が全く及んでいないことがわかる。

Fig.7は、加熱開始20、40、60時間後の鉛直断面(測定点の分布しているxz平面;座標系はFig.1, Fig.2参照)内の岩盤温度の分布を図中の黒丸で示した測定点での測定結果に基づいて等温線で示したものである。図中の数字は、岩盤中の等温線の温度と白丸で示したヒーターの5つの測定点の温度を、また枠で囲んだ数字は岩盤中で測定された最高温度を示している。この図より、岩盤温度は加熱区間の中央部を中心とした分布を示しながら、時間とともに上昇していったことがわかる。

(4) AEの震源分布の経時変化

AEの震源分布の水平断面(xy平面)および2つの鉛直断面(xz平面とyz平面)への投影図を、Fig.6に示した7つの期に区分してFig.8に示す。これらの震源は、いずれもすでに述べた5つの条件をすべて満たして決定された震源である。各図の下部には、各期の実験開始後の経過時間と決定された震源数を示した。また図

の右端には、ヒーター孔を含む2つの鉛直断面の地質図を、比較のために示す。

Fig.8のⅢ期以降のxz断面の左側に示した曲線は、この断面に分布するTH-1~6孔の温度測定点での実測値に基づいて推定した、Ⅲ期からⅦ期の各期末、すなわち、実験開始30、35、40、50、60時間後の岩盤中の60°Cの等温線である。60°Cという温度は、次章で述べるように花崗岩のAE発生開始温度の目安と考えられる。なお、岩盤内の測定点に60°C以上の温度測定値が現われるるのはⅢ期に入った実験開始26時間後であるため、I期、II期の図にはこの曲線を示していない。

AEの震源分布の経時変化と地質状態や岩盤温度との関係については、次章で詳しく考察する。

4. 考 察

(1) AEの震源分布と地質状態の関係

原位置岩盤は種々の不均質性を有しているため、AEの震源分布は地質状態と密接に関係していることが予想される。Fig.8の右端に示した地質断面図は、ヒーター孔と4本のAE孔のボーリングコアおよびヒーター孔孔内のボアホールテレビ観察の結果から求めた地質断面図である。この図に示した節理①~④とヒーター孔深度3.2m付近のペグマタイト脈(a)の走行・傾斜はヒーター孔孔内のボアホールテレビ観察によっても確認されている。しかし、ヒーター孔深度4.8m付近のペグマタイト脈(b)については濁水のためボアホールテレビで走行・傾斜を確認できず、また、周辺ボーリング孔のペグマタイトの分布からもその連続性を明確に決定できなかったため、ヒーター孔のコアによるペグマタイト位置のみを示すことにしている。

さて、今回の実験でのAEの発生は、実験開始11時間後から始まり、AE発生初期の5時間半(I期)の震源分布は、加熱区間下部の深度4.80mを中心とする深度4.65~4.95mのヒーター孔周辺に集中する傾向を示した。またその後の5時間あまり(II期)の震源分布は加熱区間上端付近の深度3.20mを中心とする深度2.90~3.50mのヒーター孔周辺に集中する傾向を示した。Fig.8で、右端の地質断面図と比較すると、I期の震源分布は深度4.8m付近のペグマタイト脈(b)の位置と一致し、II期の震源分布は深度3.2m付近のペグマタイト脈(a)の位置のみならず、走行・傾斜まで一致していることがわかる。

さて、花崗岩ではその主要構成鉱物である石英と長石に線膨張係数の相違があり、石英の線膨張係数は長石の1.5~4倍もの大きさを有している²⁾。花崗岩の微小割れ目は、金折ら^{15),16)}やKranz¹⁷⁾によれば、粒間割れ目(複数の鉱物結晶粒に連続して認められる割れ目)、粒内割

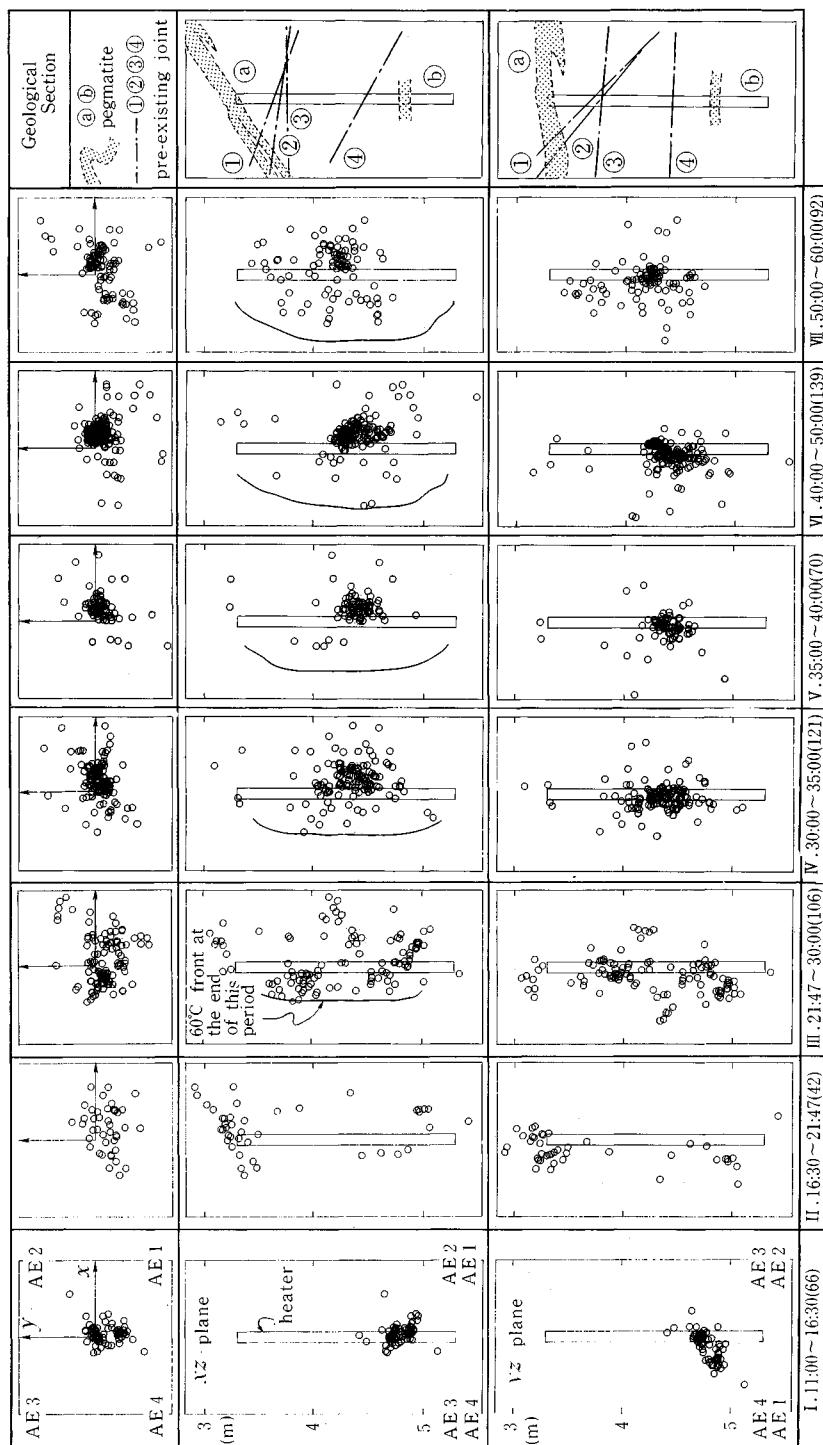


Fig. 8 AE hypocenters located in each period from I to VII and the geological view, projected on the horizontal plane(xy -plane) and the two vertical planes(xz -plane and yz -plane). In the bottom of each figure, elapsed time and the numbers of hypocenters are indicated.

れ目（単一結晶粒内に認められる割れ目で粒界を越えて連続しないもの）、粒界割れ目（結晶の粒界にみられる割れ目）の3種類に分類されるが、実験的に高温下に置かれた花崗岩を顕微鏡で観察すると粒界割れ目の発生が顕著である^{18)~21)}。したがって、花崗岩を加熱すると、花崗岩を構成する鉱物粒子の線膨張係数の違いにより、粒界割れ目が多数発生するものと思われる。

Photo 1は、ヒーター孔掘削時に採取したボーリングコアである。ペグマタイト位置に対応する深度3.2 mおよび4.8 m付近のボーリングコアは、他の部分と異なり、白色を呈していることがわかる。ペグマタイトは、巨晶花崗岩ともよばれ、花崗岩とほぼ同じ鉱物組成を有するが、著しく粗粒であることに特徴がある。AEの発生が、上述のような粒界割れ目の発生によるものであれば、結晶の大きいペグマタイト部分は結晶の小さい他の部分よりも低い温度でAEが発生すると考えられ、AE発生初期において震源がペグマタイト部分に集中したのは納得できる。また、2か所に存在するペグマタイトのうち、先に下方の深度4.80 m付近でAEが発生したのは**Fig. 7**の温度分布図より明らかなように、中央部に近いところの方が加熱区間端部よりも温度が高いため、この部分が早くペグマタイトのAE発生温度に到達したためと思われる。

その後、Ⅲ期には深度3.90 mを中心とする深度3.55~4.25 m、Ⅳ期には4.40 mを中心とする深度4.20~4.60 mのヒーター孔周辺に新たな震源集中域が出現し、V期以降はⅣ期の集中域に震源が集中する傾向が持続する。**Photo 1**のボーリングコアをみると、深度3.6~3.7 m付近および4.0 m付近に計4本のほぼ水平な既存の割れ目が、深度4.3 mと4.4 m付近には傾斜30°程度の既存の割れ目が各1本みられる。前者のほぼ水平な4本の割れ目の位置はⅢ期の震源集中域にほぼ対応し、後者の傾斜した2本の既存割れ目の位置はⅣ期以降の震源集中域にほぼ対応している。また、**Fig. 8**の右端に示した

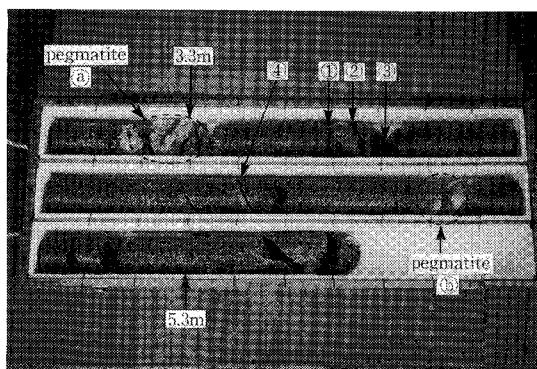


Photo 1 Boring cores of the heater hole from the depth of 3.0 m to 5.65 m.

地質断面図をみると、Ⅲ期以降の震源分布は、①、②、③、④の節理の方向におおむね一致していることがわかる。したがって、Ⅲ期以降の震源集中域の発生には、これらの既存割れ目の存在が密接な関係を有していると考えられる。この原因としては、熱応力の解放が、AEの発生を伴うずれやすくなりの形で、摩擦抵抗力が相対的に小さい既存の割れ目で集中的に生じた可能性がある。また、ヒーター孔周辺の岩盤中の水分が加熱によって圧力をもつた蒸気に変わり、この蒸気が割れ目に侵入して、AEの発生をさらに助長したのではないかと考えられる。

(2) AEの震源分布と岩盤温度の関係

花崗岩におけるAEの発生と岩盤温度の関係については、Johnsonら²²⁾、Yong and Wang²³⁾、江原ら^{24),25)}が、Westerly花崗岩や大島花崗岩の試料を炉内で加熱してAEの発生を観測している。これらの実験によれば、温度勾配なわち熱応力の生じないゆっくりした昇温速度で試料を加熱した場合にもAEの発生が観測されること、AEの発生開始温度はややばらつきがあるがおおむね55~75°Cの範囲であることが報告されている。また、著者らが行った花崗岩のブロックの中央部を加熱する実験¹¹⁾でも、AE発生の開始時期は加熱箇所近傍の花崗岩の温度が約60°Cに達した時期に対応することを確認している。温度勾配のない加熱状態でもAEが発生することや、AEの発生開始温度が60°C程度の比較的低温であることは、AEの発生が花崗岩を構成する鉱物粒子の線膨張係数の違いによる粒界割れ目の発生によることを示唆している。

さて、このように花崗岩におけるAEの発生開始温度は、室内実験に基づけば60°C程度と考えられる。**Fig. 8**のxz断面のⅢ期以降の各図の左側には、実験結果を内挿して求めた、各期末の60°Cの岩盤温度の位置を曲線で示した。この60°Cフロントとよぶべき曲線が、ヒーター孔に最も近いヒーター孔から20 cm離れたTH1孔に到達したⅢ期は、ペグマタイト以外の通常の花崗岩部分でAEが発生し始めた時期である。また、60°Cフロントを示したⅢ期以降のxz断面の左側では、AE震源はすべて60°Cフロントよりヒーターに近いところ、すなわち岩盤温度が60°Cより高いところに決定されている。したがって、今回の原位置実験においても、少なくとも温度測定点の分布するxz断面の左側では、AEの発生開始温度は60°C程度と考えてよいようと思われる。

5. 結論

種々の不均質性を有する原位置岩盤を加熱した際の岩盤挙動や微小破壊のメカニズムを明らかにするため、稻

田花崗岩の採石場の跡地で小規模な原位置加熱実験を行った。60時間の実験期間中に、加熱孔周辺の岩盤温度を測定するとともに、AE の測定を行い、636 個の AE の震源を決定した。その結果、以下のことが明らかとなった。

(1) 岩盤温度の上昇に伴い、最初 AE は花崗岩に貫入したペグマタイト部分で発生した。ペグマタイトは、巨晶花崗岩ともよばれ、花崗岩とほぼ同じ鉱物組成を有するが、著しく粗粒であることに特徴がある。花崗岩の場合、構成鉱物粒子間に線膨張係数の相違があり、温度上昇に伴い結晶の粒界に割れ目が生じて AE が発生するものと思われる。このような機構を考えれば、結晶粒径が通常の花崗岩より大きなペグマタイト部分で最初に AE が発生したのは合理的と思われる。

(2) その後、ペグマタイト以外の通常の花崗岩部分でも AE が発生し始めたが、AE 震源分布の経時変化を岩盤温度の実測値と比較したところ、通常の花崗岩部分での AE の発生は 60°C 以上の箇所に限定されていることがわかった。室内実験によれば、花崗岩の AE の発生開始温度は、60°C 程度と報告されており、今回の原位置実験においても通常の花崗岩部分ではほぼこの温度で AE の発生が始まったと考えられる。

(3) 通常の花崗岩部分においては、AE の震源が既存の割れ目のある部分に集中する傾向がみられた。この原因としては、熱応力の解放が、AE の発生を伴うずれやすべりの形で、摩擦抵抗力が相対的に小さい既存の割れ目で集中的に生じた可能性がある。また、ヒーター周辺の岩盤中の水分が加熱によって圧力をもった蒸気に変わり、この蒸気が割れ目に侵入して、AE の発生をさらに助長したのではないかと考えられる。

謝 辞：今回の実験に用いた測定機器の開発や原位置測定の計画作成に際しては、(財)電力中央研究所の金川 忠主任研究員と佐々木俊二主任研究員に貴重なご助言とご指導を賜った。花崗岩の微小亀裂の考え方については、岐阜大学教養部の金折裕司助教授から多くのご示唆を賜った。また、原位置測定に際しては、北斗理研(株)宇都宮義博氏、吉沢技研計測(株)佐藤節雄氏、清水建設(株)関戸俊仁氏に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) Heuze, F. E. : High-temperature mechanical, physical and thermal properties of granitic rocks —A review—, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., Vol. 20, pp. 3~10, 1983.
- 2) 北野晃一・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 卷, pp. 242~253, 1988.
- 3) 新 孝一・北野晃一：低温下、高温下での岩石・岩盤の特性調査、電力中央研究所報告・調査報告、No. U 87010, 1987.
- 4) Majer, E. L., McEvilly, T. V. and King, M. S. : Monitoring an underground repository with modern seismological methods, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., Vol. 18, pp. 517~527, 1981.
- 5) Majer, E. L. and McEvilly, T. V. : Acoustic emission and wave propagation monitoring at the spent fuel test: Climax, Nevada, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., Vol. 22, pp. 215~226, 1985.
- 6) Paulsson, B. N. P. and King, M. S. : Between-hole acoustic surveying and monitoring of a granitic rock mass, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., Vol. 17, pp. 371~376, 1980.
- 7) 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.
- 8) 大津政康：アコースティック・エミッションの特性と理論、森北出版, pp. 74~99, 1988.
- 9) Ohtsu, M. : Source inversion of acoustic emission waveform, Proc. of JSCE, No. 398/I-10, pp. 71~79, 1988.
- 10) Ohtsu, M., Shigeishi, M. and Iwase, H. : AE observation in the pull-out process of shallow hook anchors, Proc. of JSCE, No. 408/V-11, pp. 177~186, 1989.
- 11) 石田 毅・北野晃一・木下直人・若林成樹：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、土木学会論文集, 第 418 号 / III-13, pp. 153~161, 1990.
- 12) 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.
- 13) 佐々木俊二・石田 毅・金川 忠：高温岩体発電のための岩盤破碎評価技術の開発—水圧破碎で発生する AE の特性と破壊メカニズム—、電力中央研究所報告・研究報告, No. U 86032, 1987.
- 14) 堀内茂木・山本 明・松沢 暢・河野俊夫・長谷川昭・高木章雄・伊神 煉・山田 守・青木治三：1984 年長野県西部地震余震観測データの現地自動処理について、地震 2, 第 38 卷, pp. 529~539, 1985.
- 15) 金折裕司・矢入憲二・宮腰勝義：跡津川断層北東部周辺における花崗岩類の微小変形構造とその形成過程、地質学雑誌, Vol. 94, pp. 887~901, 1988.
- 16) 金折裕司・矢入憲二・石田 毅：跡津川断層北東部周辺における花崗岩類の粒界割れ目現象：SEM 反射電子像、岐阜大学教養部研究報告, 第 24 号, pp. 51~69, 1989.
- 17) Kranz, R. L. : Microcracks in rocks : a review, Tectonophysics, Vol. 100, pp. 449~480, 1983.
- 18) Batzle, M. L., Simmons, G. and Siegfried, R. W. : Microcrack closure in rocks under stress : direct observation, Jour. Geophys. Res., Vol. 85, pp. 7072~7090, 1980.
- 19) Homand-F., Tienne, F. and Troalem, J.-P. : Behavior of granites and limestones subjected to slow and homogeneous temperature changes, Eng. Geol.,

- Vol. 20, pp. 219~233, 1984.
- 20) Fredrick, J. T. and Wong, T.-F. : Micromechanics of thermally induced cracking in the crustal rocks, *Jour. Geophy. Res.*, Vol. 91, pp. 12743~12764, 1986.
- 21) Wang, H. F., Bonner, B. P., Carlson, S. R., Kowallis, B. J. and Heard, H. C. : Thermal stress cracking in granite, *Jour. Geophy. Res.*, Vol. 94, pp. 1745~1758, 1989.
- 22) 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.
- 23) Yong, C. and Wang, C. : Thermally induced acoustic emission in Westerly granite, *Geophysical Research Letters*, Vol. 7, pp. 1089~1092, 1980.
- 24) Ehara, S., Terada, M. and Yanagidani, T. : Thermal properties of stressed rocks, *Proc. 5th Int. Cong. on Rock Mech.*, pp. E 137~E 140, 1983.
- 25) 江原昭次・柳谷 俊・寺田 学：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.

(1990.2.14・受付)