岩石の破壊過程におけるき裂の発達と AE 活動との関係について

今井忠男^{*1}・杉本文男^{*2}・鴨志田直人^{*3}・山下 秀^{*4}・古住光正^{*5}

要 旨

地震学の分野では, 地震の規模と発生頻度との関係は, べき乗則であることが知られており, 地震の予測にあたっては, この地震規模頻度分布の傾き (bl値) は有効なパラメータとされている. 岩石の破壊過程における AE 活動においても, AE 振幅頻度分布はべき乗則となり, この傾きは岩石破壊の予測に関して, 重要と考えられる. とくに, この傾きと岩石のき裂発達との関係が明らかとなれば, 精度の良い破壊予測法となると推測される.

本研究では, 岩石試験片を用いて, 圧縮破壊過程における AE 振幅頻度分布の傾き (bl値) について分析した. さらに, 試験後の試験片について, 薄片を作製しき裂の発達を観察した.

この結果, 岩石の破壊過程における bl値は, 花崗岩と砂岩では破断前に低下するが, 大理石と凝灰岩ではあまり低下しないことがわかった. さらに, 破壊過程において, bl値が低下する花崗岩と砂岩では, 粒子群を貫く大きなき裂が発達するが, bl値が低下しない大理石では, 粒子内に密にき裂が発生し破断に至ることがわかった. また, 凝灰岩は破断面以外にき裂はほとんど発達しないことがわかった.

すなわち, 破壊過程において bl値が低下する岩石では, bl値の変化による破壊予測の可能性が示唆された.

Key words: 圧縮破壊 Compaction fracture, b 値 b value, き裂 Crack, アコースティック エミッション
 Acoustic emission

1. 緒 言

古くから地震学の分野では, 岩盤の破壊(断層のずれ)に伴う, 振動およびき裂発達などについて研究が行われてきた. 例えば, 地震の規模と発生頻度との関係がべき乗則となることなど¹⁾, 地震現象に関して定性的ではあるが, 有用な法則が見い出されてきている. MOGI²⁾は, 岩石の破壊実験においても, AE の振幅と発生頻度との関係(AE 振幅頻度分布)にべき乗則が成立することおよび AE 振幅がある値を越えると分布傾向が不連続に変化することなどを見い出した. 近年では, 地震においても大規模地震および小規模地震の頻度分布が AE と同様に不連続となることが

指摘されている³⁾. このほかにも, 岩石破壊の実験によると, AE 振幅頻度分布の平均的な傾きは, 岩石の破壊が進むにしたがい低下し, 強度点で最小値をとることなどもわかってきた⁴⁾.

また, 地震によるき裂・断層分布のフラクタル性についてもいくつか研究されている. 例えば, 日本列島の活断層分布と花崗岩のき裂分布では, フラクタル次元の類似性が指摘されている⁵⁾. さらに, HIRATA ら⁶⁾は, 岩石破壊における AE の発生位置を測定することで, 微小き裂の空間分布に対するフラクタル次元を求めている. この結果, フラクタル次元が破断直前にある程度低下することを発見し, 大規模地震の予知に役立つ可能性が示唆されている.

以上のような研究成果から, き裂の発達やそのフラクタル性および AE 活動の計測によって, 岩石の変形や破壊進展に対する予測の可能性が考えられる. 本研究では, とくに, 岩石の破壊過程における AE 振幅頻度分布の変化に着目し, 室内実験を行った. 具体的には, 岩石の一軸圧縮破壊過程において AE 活動を測定し, 各載荷応力段階までの AE 振幅頻度分布について分析した. また, 各応力段階まで載荷した試験片から薄片を作製した後, 蛍光法⁷⁾によって微小なき裂を可視化し, 顕微鏡下でき裂の発達を観察した. これらの結果から, AE 活動とき裂発達との関係につ

*1 秋田大学工学資源学部 Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University(会員)
 E-mail: imai@ipc.akita-u.ac.jp.

*2 秋田大学工学資源学部 Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University(会員)

*3 秋田大学大学院 鉱山学研究科博士後期課程 School of Mining Engineering, Akita University.

*4 秋田大学工学資源学部 Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University

*5 岩手大学工学部 Faculty of Engineering, Iwate University(会員)

いて、いくつか知見を得たので、以下に詳細を説明する。

2. き裂分布および AE 活動のフラクタル性

2.1 破壊のフラクタル次元

幾何学では、ある図形の一部と全体とが同様な形をなしているとき、この図形を自己相似図形と定義している。一般には、ある図形が全体を $1/a$ に縮小した相似図形によって、 a^D 個で構成されているような場合、この図形をフラクタル次元 D の自己相似図形という。しかし、このままの定義では、幾何学的に厳密な自己相似性を有する図形でなければ、フラクタル次元を求めることができない⁸⁾。

そこで、ハウスドルフおよびコロモゴロフは任意の図形に対するフラクタル次元をそれぞれ定義した⁸⁾。両者の概念はほぼ等しいため、ここでは、コロモゴロフが定義したフラクタル(容量)次元 D_c について説明する。いま、半径 r の球によって図形を被覆するとき、球の個数を $N(r)$ とすると、フラクタル次元は次式で表される。

$$D_c \equiv \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log N(r)}{\log(1/r)} \quad (1)$$

上式の D_c は、任意図形に対する数学的に厳密なフラクタル次元の定義である。また、式(1)の関係から、実用的に任意図形(例えば、き裂分布図)のフラクタル次元を求めるには、図形に対し十分小さい半径 r の球を用いて $N(r)$ を測定し、次式の関係調べればよい。

$$N(r) \propto r^{-D} \quad (2)$$

ここで、 D はフラクタル次元であり、上式の関係から D_c とほぼ等しい次元を得ることができる。上述の測定によって、平面図形(き裂分布図)のフラクタル次元を求めると、散在する点のフラクタル次元はほぼ $D=0$ 、なめらかな曲線は $D=1$ 、平面を覆い尽くす複雑な点および線による図形は $D=2$ に近づくことが知られている⁸⁾。

また、地震など破壊頻度のフラクタル次元を求める場合は、図形のフラクタル次元の定義とは別に、分布関数から求めることができる。いま、破壊によって生じるき裂の長さを L とし、 L よりも大きいすべてのき裂の発生確率を $P(L)$ とする。さらに、き裂の長さ分布が自己相似的であると仮定すると、 L の λ 倍より大きいき裂の発生確率 $P(\lambda L)$ と $P(L)$ とは次式の関係が成立しなければならない。

$$P(L) \propto P(\lambda L) \quad (3)$$

このような関係を満たす分布関数は、次式に示すべき関数に限られることが知られている⁹⁾。

$$P(L) \propto L^{-D} \quad (4)$$

とくに、上式の関係のパワー則といい、フラクタル図形を含む多くの自己相似的な自然現象にみられる。

また、ある長さ L 以上のき裂の数 $N(L)$ と発生確率 $P(L)$ とは比例することから、 $N(L)$ と L との関係は式(4)と同様となり、次式が成立する。

$$N(L) \propto L^{-D} \quad (5)$$

ちょうどこの関係は、半径 L の球で図形を被覆した場合の球の個数 $N(L)$ と球の半径 L との関係と同様であることから、式(4)および(5)の指数 D はフラクタル次元と同値であるといえる⁸⁾。すなわち、き裂発達に関するフラクタル次元は、式(5)および式(2)によって測定することができる。

2.2 AE および地震のフラクタル性

地震の規模と頻度との関係は、次のグーテンベルグ・リヒター式として以前より知られている。

$$\log N(M) \propto -bM \quad (6)$$

ここで、 $N(M)$ は、マグニチュードが M 以上の地震の数、 b は係数である。また、マグニチュードはモーメント M_0 の対数値に比例することから¹⁰⁾、式(6)は M_0 に関するパワー則で示すことができる。

$$N(M_0) \propto M_0^{-b} \quad (7)$$

M_0 は長さの単位ではないので、 b はフラクタル次元と一致しないが、上式より地震現象には自己相似性が成り立っていると考えられる。なお、これまで全世界で発生した地震では、 $b=2/3$ 程度と算定されている¹¹⁾。

石本・飯田¹⁾は、同様な現象についてグーテンベルグ・リヒターの研究よりも先に、次の関係が成り立つことを発表している。

$$n(a)da \propto a^{-m}da \quad (8)$$

ただし、 a は地震の最大振幅値、 $n(a)da$ は a と $a+da$ の間にある地震の数である。

ここで、式(6)と式(8)との関係を述べる。マグニチュード M と地震振幅 a は次式で定義される。

$$M = \log(a/T) + q(\Delta, h) \quad (9)$$

ただし、 T は波の周期、 $q(\Delta, h)$ は観測地点の震央距離 Δ と震源の深さ h に対する補正係数である。上式において、地震波形の周期がほぼ一定で、かつ $q(\Delta, h)$ もほぼ一定値の場合を仮定すると、次式の関係が得られる。

$$M \propto \log(a) \quad (10)$$

上式の関係から、式(8)は $m > 1$ の条件で a から ∞ まで積分すると、式(6)と同様となり、次の関係を得る¹²⁾。

$$m = b + 1 \quad (11)$$

また、MOGI²⁾は、式(8)の関係を用いて、岩石破壊における AE の振幅頻度分布と地震の規模別頻度分布との関連について研究した。その結果、式(8)の関係は、不均質な材料では、AE 振幅頻度分布全体にはあてはまらず、ある AE 振幅値から不連続に指数 m が変化することを明らかにした。とくに、岩石の構造単位(地層、岩体、断層、節理、粒子など)を超える破壊が生じるとき、 m 値が変化するとしている。同様の現象は地震の規模別頻度分布でも知られており、余震と本震の規模別頻度分布は、不連続な関係にあることが明らかになっている³⁾。さらに、岩石の破

壊試験や地震の研究において、 b および m 値の変化から、破壊の進展などを予測する試みがなされている^{4), 13), 14)}。

次に、係数 b とフラクタル次元 D との関係について検討する。SIMAZAKI¹⁵⁾は、地震によって生じる断層の長さ L とそのモーメント M_0 について以下のような関係を得た。

$$\begin{cases} M_0 \propto L^2 & (M_0 \leq 7.5 \times 10^{18} \text{ Nm}) \\ M_0 \propto L^3 & (M_0 > 7.5 \times 10^{18} \text{ Nm}) \end{cases} \quad (12)$$

式(12)の関係は、大規模地震と小規模地震では断層の発達のメカニズムが異なり、 M_0 と L の関係における指数が整数倍に変化することを示している。この関係では、大規模地震は、小規模地震に比較し、発生する断層の長さに対して振動が大きいことを示している。この現象もまた、前述の係数 m や b の値が、破壊の規模によって不連続に変化する現象と関連があると予想される。

さらに、式(12)から、岩石の破壊におけるき裂長さ L とモーメント M_0 との関係を、次式で一般化できると仮定する。

$$M_0 \propto L^n \quad (13)$$

ただし、 n は破壊規模によって2あるいは3に変化する係数である。これより、式(13)と式(7)の関係から次式を得る。

$$N(L) \propto L^{-nb} \quad (14)$$

とくに、上式において $nb = 2$ の場合、ロジン・ラムラーの式と一致する。ただし、ロジン・ラムラーの式では、 L は物質を粉碎したときの破砕片の代表長さ、 $N(L)$ は L 以上の破砕片の累積個数である⁹⁾。すなわち、破砕片の長さはき裂の長さと同様であるとえられる。

また、式(14)は式(5)と一致することから、フラクタル次元 D と nb は等しい。

$$D = nb \quad (15)$$

したがって、地震規模に対し適当な n を選択することにより、地震の規模別分布からフラクタル次元を求めることができる。ただし、これまでの地震の研究では、 $b \leq 1$ 程度の現象しか報告されていないため、 $n = 2, 3$ の場合が多い。さらに、AE における振幅 a と M_0 には比例の関係がある¹⁰⁾ ことから、式(14)を用いて、AE の振幅頻度分布より、フラクタル次元を求めることができる。

以下では、岩石破壊における AE 振幅頻度分布の b および n 値と、き裂発達との関係について検討する。

3. 実験方法

3.1 実験試料

本実験では、試料岩石に、栗橋花崗岩(岩手県釜石市産)、来待砂岩(島根県宍道町産)、荻野凝灰岩(福島県高郷村産)、秋吉大理石(山口県美祢市産)の4岩種を用いた。表-1にそれぞれの試料岩石の基礎物性値を示す。栗橋花崗岩は、構成鉱物の平均粒径が1mm程度で、厳密には斜長石に富んだ花崗閃緑岩に分類される。来待砂岩は、火山岩片から変質した凝灰岩質の粒子を主とし、平均粒径が0.8mm程度で比較的粗粒の砂岩である。荻野凝灰岩は、主として、長さ0.1~0.5mm程度の細粒火山ガラス片からなり、その大部分は沸石化および粘土鉱物化している。秋吉大理石は、粒子径が0.2~1.0mmの方解石の結晶からなるち密な構造をなしている。

また、一軸圧縮試験では、それぞれの岩石を円柱状(直径35mm、長さ70mm)の試験片に整形し、試験に供した。

3.2 一軸圧縮試験および AE 測定法

図-1に実験装置の概略図を示す。岩石試験片は、載荷試験機(MTS, 315)により、一定のひずみ速度(10^{-4} /s)でコントロールし、載荷・除荷を繰り返して破壊させた。具体的には、1サイクルごとの最大載荷応力を試験片の平均強度の10%ずつ増加させながら繰り返し載荷・除荷し、これを最終的に強度に到るまで繰り返した。ただし、除荷はほぼ荷重0までとした。

試験片に、共振型AEセンサ(DUNEGAN, S140B, 共振周波数120kHz)を直接取り付け、繰り返し載荷・除荷過程すべてのAE振動を測定した。センサが取得したAE信号はアンプ(NF, P-62A)で200~500倍に増幅し、100kHzのハイパスフィルタ(NF, P-85)でノイズを除去したのち、AE計測装置(PHYSICAL ACOUSTICS, Locan320)に入力した。AE波形は、AE計測装置によってリアルタイムで解析され、AE振幅等のデータを保存した。AEの測定にあたっては、ノイズとAEを分別するため、最大のノイズレベルより少し高いしきい値を設定し、しきい値以上の

表-1 各試料岩石の基礎物性値

項 目	単 位	栗橋花崗岩	来待砂岩	荻野凝灰岩	秋吉大理石
圧縮強度	(MPa)	132.2	38.3	54.5	74.0
ヤング率	(GPa)	51.6	13.3	11.4	41.8
ポアソン比		0.21	0.29	0.27	0.31
空隙率	(%)	1.3	20.3	26.1	0.3
p波速度	(km/s)	4.4	2.9	2.9	4.8
s波速度	(km/s)	2.7	1.6	1.6	2.5

レベルの信号のみを AE 信号として計測した。また、AE 振幅値は次のように定義した。しきい値を超えた AE 波形

図-1 実験装置概略図

が検知されたとき、検知からある時間内にしきい値以下に減衰した波形を1つの AE 波形とみなし、この波形における最大の振幅を AE 振幅値とした。

なお、岩石の破壊試験において、小規模から大規模までの AE を測定するには、比較的低い周波数の AE センサを用いるのがよいとされている¹⁶⁾。今回は、周波数が、試験システムから発生するノイズ以上で、かつできるだけ低い AE センサを用いた。

3.3 き裂の可視化法

蛍光法によるき裂の可視化法とは、岩石内のき裂・空隙に蛍光物質を浸透させ充填した薄片を作製し、これに紫外線を照射することによって、き裂を蛍光させ可視化する方法である。具体的には、蛍光剤を混入した樹脂(メチルメタアクリレート、以下蛍光樹脂)を用い、空隙の少ない緻密な組織の岩石には、蛍光樹脂を低気圧下で気化させき裂に浸透させた。また、空隙の多い岩石には、蛍光樹脂を数週間かけて浸透させた。浸透の後、岩石中の蛍光樹脂を加熱・固化させ、薄片を作製した。薄片の観察には、偏光顕微鏡(Nikon, OPTIPHOTO2-POL, X2TP)および紫外線装置(Nikon, HB-10101AF)を用い、薄片の顕微鏡画像は偏光および蛍光画像ともに CCD カメラ(Sony, MVA-12)で撮影し、パーソナルコンピュータ(Apple, Macintosh

図-2 繰り返し載荷・除荷試験における応力および AE 活動の計測例
(a)栗橋花崗岩, (b)来待砂岩, (c)荻野凝灰岩, (d)秋吉大理石

図-3 繰り返し載荷・除荷試験における AE 振幅頻度分布

(a)栗橋花崗岩, (b)来待砂岩, (c)荻野凝灰岩, (d)秋吉大理石

7600/200)に取り込んだ。なお、本研究では、偏光画像と蛍光画像の比較によって、き裂発達のプロセスを観察し、2値化処理などによるき裂の抽出および数量化は、行わなかった。また、今回対象としたき裂は、開口幅が $3.0\mu\text{m}$ 以上のものである。

4. 実験結果

4.1 繰り返し載荷・除荷試験結果

図-2は、(a)栗橋花崗岩、(b)来待砂岩、(c)荻野凝灰岩、(d)秋吉大理石のそれぞれの試験片に対し、繰り返し載荷・除荷試験結果を経過時間に対して図示したものである。なお、振幅比とはAE振幅値をしきい値で除した値である。本図では、三角波形が時間-応力線図、ドット(・)1つがAEイベントの発生時間と振幅比を示している。本図より、各岩種とも載荷応力が高くなるにしたがいAEの発生が多くなるとともに、振幅の大きなAEが増加する傾向にあることがわかる。ここで、注目すべきことは、栗橋花崗岩と来待砂岩では、破断直前におけるAE振幅比は、それ以前の応力段階で発生するAE振幅比と比較しきわめて大きい、これに対し、秋吉大理石では、破断直前で発生するAE振幅比は、それ以前の応力段階で発生するAE振幅比と同程

度とみなされることである。なお、荻野凝灰岩も、秋吉大理石と比較的似た傾向を示している。

4.2 AE 振幅頻度分布

図-3は、図-2の試験結果におけるAEの振幅頻度分布図である。なお、応力比とは載荷応力を圧縮強度で除し、%表示した値である。本図では、両対数グラフの横軸にAE振幅比、縦軸にAEの累積数を表し、応力比0%から各繰り返し載荷点までのAE振幅頻度分布をそれぞれ示した。岩種の違いによって、AE振幅頻度分布は次のような特徴を示す。図-3(a)に示す栗橋花崗岩では、応力比95%までAEの発生数もあまり増加せず、傾きの変化も小さい。しかし、応力比100%では、AE発生数は急増し、傾きは緩やかになる傾向がある。図-3(b)の来待砂岩では、応力比88%程度で傾きが減少し、応力比100%ではAE発生数が急増する。図-3(c)の荻野凝灰岩では、応力比100%までAE発生数の増加傾向は小さく、傾きもあまり変化しない。図-3(d)の秋吉大理石では、応力比が50%から100%まで増加するにしたがいAE発生数は増加するが、傾きの変化は小さい。

以上のことから、栗橋花崗岩および来待砂岩のように、破断直前に大きなAEが多く発生する岩石は、破断前に比

図-4 栗橋花崗岩の直交ニコルおよび蛍光画像

値が低下する傾向を示し、荻野凝灰岩および秋吉大理石のように、破断直前にも比較的大きな AE が発生しない岩石の $|b|$ 値は、あまり変化しないことがわかった。

4.3 顕微鏡観察

ここでは、き裂の規模や発達・進展の変化について、先の実験の応力比ごとに観察を行った。図-4 は、栗橋花崗岩について、それぞれインタクト、応力比 90% および 100% まで载荷した試験片の薄片を、直交ニコル下および紫外線照射(蛍光法)下で観察した画像である。なお、薄片は、試験片を载荷軸方向にカットし、その中央付近から作製し

た。これらの画像では、上下方向が载荷軸方向である。インタクトな試料の画像では、直交ニコル下では有色鉱物中のき裂は確認し難いが、蛍光法によれば薄片全体にき裂が分布していることがわかる。次に、応力比 90% まで载荷した試料の画像では、試験片のき裂はインタクトな試料より密に分布していることがわかる。とくに、90% の载荷試験では、载荷軸方向に平行なき裂が、粒子内に発達していることがわかる。このき裂は、载荷試験によって発生したと考えられる。また、応力比 100% まで载荷した試験片の画像では、試験片のき裂発達は著しく、本画像全体を貫く

図-5 来待砂岩の単ニコルおよび蛍光画像

図-6 萩野凝灰岩の単ニコルおよび蛍光画像

ような大きなき裂が発達していることがわかる。

図-5 は、来待砂岩について、前図と同様にそれぞれインタクトおよび応力比 100%まで载荷した試験片の薄片を単ニコルおよび紫外線下で観察した画像である。インタクトな試料の画像では、蛍光画像によって空隙はある程度確認できるが、き裂はほとんど確認できない。また、応力比 90%までの画像では、インタクトと同様にき裂は確認できなかった。応力比 100%まで载荷した試験片の画像では、

粒子の境界および粒子を分割するき裂を確認できる。

図-6 は、萩野凝灰岩について、応力比 100%まで载荷した試験片の薄片を、単ニコルおよび紫外線下で観察した画像である。ここでは、破断直前においてもき裂の発達は見られず、インタクトとほぼ同じ状態である。この原因は、萩野凝灰岩は、せん断面だけを形成するようにき裂が発達し、破断面付近以外のき裂の発達が少ないためと考えられる。

図-7 は、秋吉大理石について、前図と同様にそれぞれ

図-7 秋吉大理石の単ニコルおよび蛍光画像

インタクトおよび応力比 100%まで载荷した試験片の薄片を、直交ニコル下および紫外線下で観察した画像である。蛍光画像の両図を比較すると、応力比 100%では、粒子内に多くのき裂が発達していることがわかる。しかし、破断直前でも粒子間を貫くような大きなき裂は確認できない。

以上、岩石はき裂の発達様式によって、花崗岩や砂岩のように破壊に伴って粒子を貫く大きなき裂が多く発達する岩種、大理石のように破断に至るまで粒子内のき裂のみが発達する岩種および凝灰岩のように破断面以外にき裂の発達が見られない岩種などに分類できることがわかった。

5. 考 察

5.1 $|b|$ 値の変化とき裂発達

図-8 に図-3 から得た AE 振幅頻度分布の傾き $|b|$ 値の変化を示す。図より、どの岩種も応力比が低い領域(～70%)では、 $|b|$ 値は 2.0 前後の値を示すことがわかる。これは、地震の平均 $|b|$ 値(約 0.67¹¹⁾)より極めて大きい。また、応力比の増加にしたがい、来待砂岩の $|b|$ 値は減少傾向を示す(1.5 程度まで低下)、他の岩石の $|b|$ 値は多少の増加傾向を示す。とくに、栗橋花崗岩の $|b|$ 値は、破断時(応力比 100%)に急激に減少する(1.5 程度)。これまでの研究において、砂岩では破壊に伴って $|b|$ 値が低下し¹⁷⁾、花崗岩では破壊に伴っ

図-8 岩石の破壊過程における $|b|$ 値の変化

て $|b|$ 値は増加した後、破断時に急激に $|b|$ 値が低下する傾向が知られており⁴⁾、本実験結果と対応する。さらに、本実験によって、荻野凝灰岩や秋吉大理石のように、破断時においても $|b|$ 値があまり低下しないものがあることがわかった。

また、き裂観察の結果より、破壊過程において、 $|b|$ 値が大きく低下する来待砂岩および栗橋花崗岩は、粒子群を貫く大きなき裂が発達することがわかった。さらに、 $|b|$ 値があまり低下しない秋吉大理石は、粒子群を貫く大きなき裂は

あまり発達しないことがわかった。以上のことから、 lb 値の低下は、規模の大きいき裂の発生に伴うと考えられる。

5.2 岩石内き裂のフラクタル次元

lb 値からき裂のフラクタル次元について検討する。HIRATA ら⁶⁾は、AEの発生位置の計測によって、AE発生位置分布からフラクタル次元を測定した。その結果、破壊過程における花崗岩の D 値は、2.3~2.8程度であることを示した。本実験結果において、 lb 値および $n=2$ (式(12))を用い、 $D=nb$ (式(15))から花崗岩のフラクタル次元を算定すると、破断時には $D=2.8$ となるが、それ以前は、 $D=3.4\sim 5.0$ である。空間のフラクタル次元は、幾何学的には3を超えないことから、 $D=3.4\sim 5.0$ は不適当な値である。ほかの岩石も同様に、 lb 値が1.5を超える場合は、 D は不適当な値となる。このことは、地震の破壊スケール $n=2$ を用いて、フラクタル次元を算定したことに問題があると考えられる。すなわち、岩石破壊に関しては、地震の破壊スケール $n=2, 3$ は常時成り立つとはいえず、新たに、岩石破壊のスケール n を仮定する必要がある。著者らは、岩石破壊のスケールにおいては、岩石の lb 値およびフラクタル次元を考慮し、 $n=1$ が妥当な値であろうと推測する。 $n=1$ と仮定すると、岩石の lb 値をそのままフラクタル次元に読み替えることが可能となり、図-8を岩石のフラクタル次元の変化と見なすことができる。

以上のことから、図-8より、破壊過程で lb 値が大きくなる、すなわちフラクタル次元が大きくなる場合、小さなき裂が多く、き裂は密に発達していると考えられる。また、フラクタル次元が小さくなる場合には、大きなき裂が多く、き裂は粗に発達していると考えられる。

6. 結 言

本研究では、岩石の圧縮破壊過程におけるAE振幅頻度分布の解析および蛍光法による岩石内部のき裂発達の観察によって、AE活動とき裂の発達との関係を明らかにした。

以下に結論を要約する。

(1) 岩石の破壊過程において、AE振幅頻度分布の傾き lb 値は、花崗岩と砂岩では破壊前に低下するが、大理石と凝灰岩ではあまり低下しない。

(2) 破壊過程において、 lb 値が低下する花崗岩と砂岩では粒子群を貫く大きなき裂が発達するが、 lb 値が低下しない大理石では、粒子内に密にき裂が発生し破断に至る。

(3) 岩石破壊では、フラクタル次元と lb 値は一致し、フラクタル次元が低下する岩石では、大きなき裂が多数発生し、き裂は粗に発達する。また、フラクタル次元が低下し

ない岩石では、小さなき裂が多数発生し、き裂は密に発達する。

引 用 文 献

- 1) 石本巳四雄・飯田汲事(1939)：微動計による地震観測，地震研究所彙報，Vol.17，pp.443-478.
- 2) MOGI, K.(1962)：Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, *Bull. Earthquake Res. Int. Univ. Tokyo*, Vol.40, pp.125-137.
- 3) SCHWARTZ, D. P. and COOPERSMITH, K. J.(1986)：Fault behavior and characteristic earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.89, pp.5681-5698.
- 4) LOCKNER, D., A., BYERLEE, J., D., KUKSENKO, V., Ponomarev, A. and Sidorin, A.(1991)：Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite, *Nature*, Vol.350, pp.39-42.
- 5) 島崎邦彦・長濱祐幸(1995)：地震はでたらめに起こっているのか？，科学，Vol.65, No.4, pp.241-256.
- 6) HIRATA, T., SATO, T. and ITO, K.(1987)：Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J.*, Vol.90, pp.369-374.
- 7) 西山孝・楠田啓・北川元紀(1990)：蛍光剤を添加した樹脂による微小割れ目の可視化と自動抽出，資源と素材，Vol.106, No.10, pp.573-579.
- 8) 高安秀樹(1986)：フラクタル，朝倉書店，pp.1-31.
- 9) 伊藤敬祐(1987)：フラクタル科学，高安秀樹編，朝倉書店，pp.208-252.
- 10) 宇津徳治(1991)：地震学，共立出版，pp.113-140.
- 11) HANKS, T. C. and KANAMORI, H.(1979)：A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, pp.2348-2350.
- 12) 浅田敏・鈴木次郎・友田好文(1950)：地震の頻度とエネルギーについて，地震，Vol.7, pp.11-15.
- 13) SCHOLZ, C. H.(1968)：The frequency-magnitude relation of micro-fracturing in rock and its relations to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.73, pp.1417-1432.
- 14) SUYEHIO, S., ASSADA, T. and OHTAKE, M.(1964)：Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan, *Pap. Met. Geophys.*, Vol.15, pp.71-88.
- 15) SHIMAZAKI, K.(1986)：Small and large earthquakes, Earthquake Source Mechanics, *AGU Geophys. Mono.*, Vol.37, pp.209-216.
- 16) 茂木清夫(1980)：アコースティック・エミッションの振幅別頻度分布(2)，地震学会講演予稿集，No.1, pp.177.
- 17) MAIN, I. G. and MEREDITH, P. G.(1989)：Classification of earthquake precursors from a fractuer mechanics model, *Tectonophysics*, Vol.167, pp.273-283.

(2001年5月24日受付，2001年9月12日受理)

The Relation between Acoustic Emission Activity and Growth of Crack in the Fracture Process of Rocks

Tadao IMAI, Fumio SUGIMOTO, Naoto KAMOSHIDA,
Shigeru YAMASITA and Mitsumasa FURUZUMI

Abstract

AE amplitude frequency distribution shows a power law by AE activities in the fracture process of rocks. This law is critical for the prediction of the rock fracture. Therefore, in the rock fracture process, if the relationship between the slope of AE amplitude frequency distribution and crack growth was made clear, then the prediction of rock fracture can be made possible by the analysis of the real time of AE amplitude frequency distribution.

In this study, we investigate the slope (b value) of the AE amplitude frequency distribution in the compaction fracture process of rock specimen and the observation of the crack growth in rock specimen after test with the microscope.

In the result of the AE measurement, the b value for granite and sandstone decreases before the failure, but that for marble and tuff hardly decreases. Therefore, the observation of the cracks with the microscope, for granite and sandstone revealing that the b values decreases, the large under intercrystalline cracks grow. For marble revealing that b value hardly decreases, the intracrystalline cracks grow closely, but, for tuff, the cracks hardly grow except for along the shear plane.

Key words : compaction fracture, b value, crack, acoustic emission