大島花こう岩におけるクリープ時の AE 発生時系列について

京都大学理学部地球物理学教室 平 田 隆 幸
京都大学工学部資源工学教室 柳 谷 俊
京都大学工学部資源工学教室 寺 田 孚

(昭和 59 年 8 月 24 日受理)

Time Series of AE Events during Creep in Ohshima Granite

Takayuki HIRATA

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University

Takashi YANAGIDANI and Makoto TERADA

Department of Mineral Science and Technology,
Faculty of Engineering, Kyoto University

(Received August 24 1984)

Time series of AE events during uniaxial creep in Ohshima granite were investigated. We determined both the origin time and the magnitude of AE events simultaneously by using the microcomputer equipped system. First, we analyzed the occurrence of AE events graphically. It is apparent that there were no aftershock sequences as observed in the occurrence of earthquakes. Second, we studied whether the occurrence of AE events is the Poisson process or not by taking into account of their magnitude. By plotting the exponential probability of time intervals between consecutive events, we were able to test it graphically. We also tested it by means of the χ^2 -test. The test shows that during the secondary creep the occurrence of AE events is the Poisson process unrelated to their magnitude. During the stage of tertiary creep, while the occurrence of large AE events was the Poisson process except when the catastrophe was imminent, the occurrence of smaller AE events began to deviate from the Poisson process. In order to predict forthcoming instability, we tried to analyze time-interval distribution of large AE events by plotting them on Weibull probability paper. This revealed that the AE occurrence changed from being random to being periodic just prior to the main fracture.

§1. はじめに

地震発生の物理機構を調べるために、実験室内で岩石破壊実験がおこなわれてきた [MOGI (1962a); SCHOLZ (1968a)]. 実験室でおこなう岩石破壊実験では、種々の物理量の制御と計測

昭和 58 年 4 月 27 日発表

が比較的自由にできるので破壊過程の定量的な研究が可能である。また、地震発生の物理機構のモデルを考え、その有効性を検討するためにも岩石破壊実験は重要な役割をはたす。現在、我々は地震発生に先行してマイクロな破壊（マイクロクラックの開閉・伸展・発生）が地殻内でもかならずおこっていると考えている。したがって、実験室でおこなう岩石破壊実験では、(1) マイクロクラックがどのように集り、局所化して主破壊にいたるか、(2) この過程を支配する因子はなにか、(3) マイクロクラックが発生することにより種々の物理量がどのように変化するか、(4) それはどのような方法で観測できるか、さらに、(5) 地震の前兆現象と考えられているさまざまな観測事実、実験室の岩石破壊実験で得られる知見にもとづいて合理的に解釈されうるかなどについて研究することが重要である。

地震は地殻の破壊によつて発生し、地殻にかかっている力は数十年の時間スケールでみれば多くの場合ほぼ一定と考えられる。また、岩石は一定応力をかけると破壊応力以下でもクリープして遅れ破壊を生じる場合がある。したがって、クリープ破壊実験は地震発生の物理過程の解明にもつとも重要な実験の一つと考えられる。

そこで、我々はアコースティック・エミッション（以下、AE と称する）の発生規模・時刻を計測できる AE 発生時系列計測装置を製作し、クリープ下の岩石の AE 発生時系列の特徴とその変化を調べる研究をおこなった。また、この装置は従来の AE 計測でしばしば計測されるパラメータ (AE レートや b 値) も同時に計測できるように配慮されている。

AE は岩石内に存在するマイクロクラックの伸展や新たな発生によつて放出される。すなわち、マイクロクラック集中領域（ダイラタンシー領域）の不均質発達・局所化、さらには断層の形成のようなマクロな現象の原因となる。AE の時系列は個々のマイクロクラックのマイクロな挙動と密接に関係しているに違いないので、AE の時系列を研究することによつて破壊プロセスの詳細を明らかにできる可能性がある。とくに、この研究では AE 発生時系列から主破壊の前兆をとらえることを試みた。

クリープ下の AE の時系列を調べた研究としては、Mogi (1962a)、西沢・他 (1982) の研究がある。Mogi の研究は岩石の AE の時系列について検討された最初のものである。彼は一定曲げ応力下の花こう岩の AE の時系列を計測し、AE の時間間隔の頻度分布は定常状態では指数分布を示し、任意の過程もそれをいくつかの定常的過程にわければ、それぞれについて指数分布を示すと結論している。しかしこの研究においては、AE の時系列は断片的に言及されているだけであり、さらにまとまつた研究が必要であろう。西沢らは、大島花こう岩のクリープ実験をおこない、クリープの各段階における AE の時系列と AE 震源の空間分布の変化を調べ、さらに両者の対応関係を調べた。AE 発生数は一定時間間隔ごとに計測され、クリープの様々な段階で解析区間を設定し、その区間内で AE 発生確率が一樣であるかどうかを検定された。その結果、AE の時系列は 2 次クリープではポアソン過程であるが、3 次クリープ開始後はポアソン過程ではなくなることが示唆された。しかし、西沢らは AE の発生時刻を一点一点測定して AE の時系列を得ておらず、計測上、一定の時間間隔を設定しその時間間隔内で一定レベルをこえて発生する AE 数 (AE レート) を時系列として扱っている。そのため、彼らの検定ではその分解能が計測上設定した時間間隔に支配されるという欠点を持っている。さらに、Mogi や西沢らのおこなった時系列解析では個々の AE の振幅の違いが無視されている。また、時系列がポアソン過程からはずれる場合には、どのようにはずれるかにつ

いて詳細に調べる必要がある。なぜなら、前兆現象を明らかにする研究は主破壊の予知にとつて重要と考えられるからである。

この研究では、以上のような点を考慮して、一点一点の AE の発生時刻と最大振幅による大きさを同時に計測できる発生時系列の計測装置を製作した。そして、この装置をもちいて計測された AE の時系列からクリープ下の岩石が主破壊にいたる過程での AE 発生確率過程の特徴とその変化を調べた。その結果、主破壊に先行して AE 発生確率過程の特徴が変化することがあきらかになった。

§2. 実験方法

2.1. AE 発生時系列計測装置

AE センサーとして、たて共振周波数が 1 MHz の PZT-7 (直径 5 mm のディスク) を直接岩石試料に 接着してもちいた。AE センサーからの出力はプリアンプ (入力インピーダンス; 1 M Ω 50 pF, 増幅率; 100 倍, 周波数応答; 10 kHz-1 MHz) で増幅され, AE 発生時系列計測装置に入力される。この計測装置を含めたすべての実験システムの図を Fig. 1 に示す。

AE 発生時系列計測装置は AE 振幅弁別器, 時計, 補助メモリ (データ記録用), マイクロコンピュータから構成されている。マイクロコンピュータは I/O ポートをとおして AE 振幅

Fig. 1. A block diagram of the experimental system. The broken line indicates the system for AE time series measurement.

弁別器, 時計, 補助メモリの制御とデータ転送をおこなう。AE 振幅弁別器は主として 8 個のコンパレータ, エンコーダ, ノイズ除去回路から構成されている。コンパレータは個々の AE をその最大振幅におうじて 8 段階に弁別する。その弁別レベルは対数目盛で等間隔 (10.0 mV, 21.5 mV, 46.5 mV, 100 mV, 215 mV, 465 mV, 1.00 V, 2.15 V) に設定されている。また, 弁別レベル 10.0 mV のコンパレータからの出力は AE 検出をかねている。AE 振幅弁別器は, 1 個の AE を誤って 2 個以上の AE と判定しないように, AE を検出すると約 1.2 ms のマスクタイムを設定し, AE 振動が減衰するまで検出を休止するように設計されている。したがって, この間に発生した AE は無視されるので, 1 秒間に計測可能な AE の個数は最大約 800 個となる。マイクロコンピュータは AE 振幅弁別器の AE 検出信号を常に監視しており, AE 発生と同時に時計 (分解能 1 ms) から AE 発生時刻をよみとる。そのあと, マイクロコンピュータはマスクタイムが経過するのをまつて, ホールドされた最大弁別値をよむ。1 個の AE の記録には発生時刻に対して 3 バイト, 振幅弁別値に対して 1 バイトの合計 4 バイトのメモリを必要とする。マイクロコンピュータには 320 K バイトの補助メモリが接続されており, 約 8 万個の AE の発生時刻と振幅を連続して計測することができる。計測が終了または中止されると, 補助メモリに記録されたデータはミニフロッピーディスクに転送される。約 8 万個のデータの転送には約 16 分必要であり, この間 AE の計測は中断され, 計測上のデッドタイムとなる。

2.2. 岩石試料とひずみ計測

中細粒大島花こう岩を, 直径 44 mm, 長さ 110 mm, 端面の平行度 0.01 mm 以内の円柱に整形し, 室内乾燥させてから実験に使用した。AE センサーの接着を完全にするため, 試料側面を切削して平面を作り, その面上にセンサーを接着した。さらに, 試験片内の水分の急激な変化を防ぐため試料の表面にシリコンゴムを塗布した。ひずみは, ゲージ長 20 mm のクロス型ひずみゲージを試料の中心部に 120° ごと 3 ケ所に接着して, 一定時間間隔ごとに計測した。試料に生じる端面拘束を軽減するために, 加圧板と試料の間に, 試料より直径が 1 mm 大きく長さが試料長さの約半分である円柱の鋼をエンドピースとして挿入した。この載荷法が端面拘束の軽減と均質な載荷の実現に有効であることが SANO (1978) によつて確認されている。試験には電気油圧型サーボ試験機を使用した。

Fig. 2 にクリープ破壊実験中に計測された応力-平均ひずみ, 時間-平均ひずみ曲線を示す。クリープ応力を 230 MPa (通常のストレイン・レートでえられる強度の約 85~90%) に設定した。応力を一定に保持してから試料は約 15000 秒で破壊した。クリープ設定までの載荷速度は 0.75 MPa/s に設定した。軸方向ひずみのばらつきは平均値に対して $\pm 5\%$ 以内であり, 均質な載荷が実現したと言えよう。軸方向ひずみには 3 次クリープがみられず, むしろ徐々にではあるがひずみが緩和したのが観測された。周方向ひずみは典型的なクリープ曲線を描いた。また, 主破壊の直前になつて周方向ひずみにも緩和がみられた。この現象はマイクロクラックの局所化によるひずみ場の変化に起因すると考えられる。平均体積ひずみは, 平均軸方向ひずみと平均周方向ひずみから, 体積ひずみ = 軸方向ひずみ + 2 × (周方向ひずみ), の関係を使つてもとめた。以下の議論を明確におこなうために, 周方向ひずみレートの変化をもとに便宜的な分類法にしたがつて, クリープの過程を 1 次・2 次・3 次クリープにわけて, 図のなかに表示した。この実験では, 1 次・2 次クリープを約 4000 秒, 2 次・3 次クリープは約 10000 秒で

Fig. 2. Stress vs. strain, and time vs. strain relations during the creep experiment.

区切った。

§ 3. 実験結果の解析

3.1. 最大振幅規模ごとの AE レートと最大振幅規模別頻度分布 (b 値) の変化

クリープ実験中の最大振幅規模別の AE レートの変化を Fig. 3 に示す。横軸に時間、縦軸に 10 秒ごとの AE 発生数 (N) をプロットした。Fig. 3 の最上段のプロットは、10 mV をこえて検出されたすべての AE のレート (以下トータル AE レートとよぶ) を示す。すでに述べた計測上のデッドタイムのため、AE の計測は 4 回中断されている。

トータル AE レートは、荷重を増加させている段階では応力の増加とともに増加し、1 次クリープがはじまると減少しはじめ、約 2000 秒後に減少はとまり、約 4000 秒まではほぼ一定値を保った。その後、トータル AE レートは、約 10000 秒まで指数関数的に増加し、3 次クリープでは超指数関数的に増加して主破壊にいたった。ト

Fig. 3. AE rates detected at 8 different threshold levels: The top indicates the AE rate. The widths between threshold levels were set equally on a logarithmic scale.

ータル AE レートと周方向ひずみ速度の変化は一致しておらず、トータル AE レートのほうが先行して変化している。

SCHOLZ (1968a) は、AE 発生と非弾性体積ひずみの関係をみるために、AE 発生の非弾性体積ひずみに対する寄与率 η ($\Delta\epsilon_{vie}/\Delta N$) という概念を導入し、定ひずみ速度で岩石を破壊させた場合には、破壊強度の 95% まで η が一定であることを示した。TERADA *et al.* (1984) は、AE の発生レートを一定に保つた岩石破壊実験をおこない、AE 発生の体積ひずみの増加に対する寄与が主破壊に近づくにしたがって減少することを示した。この実験においても $\Delta\epsilon_{vie}/\Delta N$ はクリープの進行とともに減少した。Fig. 4 に $\Delta\epsilon_{vie}/\Delta N$ の時間変化を示す。 $\Delta\epsilon_{vie}/\Delta N$ の減少は、まず第一に、体積ひずみの増加にあまり寄与しない AE 発生（マイクロクラック）の増加を意味し、マイクロクラックの交差・連結などが増加していることに起因していると考えられる。第二に、マイクロクラック（ひずみ）の局所化がすすみ、見かけ上の AE と体積増分の不一致をひきおこしている可能性がある。したがってマイクロクラックの局所化がすすめば η の低下をもたらす。定応力下の岩石中ではマイクロクラックはゆつくり伸展し、交差・連結 [KRANZ (1979)] し、1 次クリープのはじめからマイクロクラックは集中しはじめる [柳谷・他 (1984a), (1984b)] ので、両者が同時に η の低下の原因となつていると考えるのが妥当である。

クリープ時間の経過にともなう最大振幅ごとの AE レートの変化は、Fig. 3 のトータルレートの下に示されている。AE の最大振幅ごとの発生頻度は、地震の場合と同様に、最大振幅が大きくなるにしたがって、発生頻度が指数関数的に減少することが知られている。この関係は、Gutenberg-Richter の統計式 $\log N = a - bM$ で表すことができる。ここで、 M はマグニチュード、 N はマグニチュード M のイベントの発生個数、 a , b は定数である。とくに AE の場合に、 b の値は岩石の種類と岩石試料がうけている応力の大きさに依存することが知られている [MOGI (1962b); SCHOLZ (1968b)]。すなわち、徐々に応力を増加させ試料を破壊させ

Fig. 4. Inelastic strain and $\Delta\epsilon_{vie}/\Delta N$. The term $\Delta\epsilon_{vie}/\Delta N$ represents the contribution of a single AE event to the increment of inelastic volumetric strain.

Fig. 5. The changes of b -values during the creep experiment.

ると b 値は破壊が近づくにしたがって低下する。また、 b 値は定応力の場合でも主破壊に先だつて低下する報告例 [Mogi (1981)] があるので、主破壊への接近度を表すパラメータとして解釈できる。ここでは、 b 値を使って AE の最大振幅規模ごとの発生頻度のパターンの変化を調べる。Fig. 5 にその結果を示す。 b 値はクリープ試験のために応力を増加している段階では応力の増加にともなつて低下した。さらに、1 次クリープでは逆に増大し、2 次クリープではほぼ一定値を保った。3 次クリープのはじまりから b 値はふたたび低下しはじめ主破壊直前では、急激な低下がみられた。この結果は、Mogi (1981) の報告とよく一致している。以上の結果から、 b 値の低下はさしせまつた主破壊の指標となりうることがあきらかになった。

3.2. AE 発生時系列の解析

Fig. 6 に AE 発生時系列の代表的なプロット例を示す。ここでは、2 次クリープのはじまり、2 次クリープ、3 次クリープのはじまり、3 次クリープ、主破壊直前の 5 段階での時系列 (10 秒間) を示す。バーは AE の発生を表し、その高さは AE の最大振幅の大きさを表している。AE の時系列は地震の時系列と比較して異なつた特徴をもっていることがわかる。AE の時系列には、地震の時系列にみられるような大きな AE にともなつて小さな AE が余震・前震的に発生するパターンは発見できなかった。むしろ AE はランダムに発生しているようにみえる。ここでは、AE 時系列のランダム性を検定する。

さて、あるイベントの発生が定常ポアソン過程である場合、つまりイベントが定常かつランダムに発生すると、イベントの発生時間間隔 τ の分布は、指数分布

$$\phi(\tau) = \lambda \exp(-\lambda\tau) \quad (1)$$

に従うことが知られている。ここで λ は単位時間当りのイベント発生確率を表している。この論文では、まず最初に AE 発生時間間隔 τ の分布を解析することにより、AE 時系列がポアソン過程に従うかどうかを議論する。

あるイベント発生時間間隔 τ の分布が指数分布に従う場合、発生時間間隔 τ に対して累積度数をプロットすると直線にならなければならない。まず AE 時系列が指数分布に従うかどうかを累積度数-発生時間間隔のプロットをすることにより検討する。AE の大きさが時系列の解析に与える影響を考察するため、以下の議論ではレベル 1 より大きな AE と、レベル 3 より大きな AE のグループにわけて考察する。ここでは、前者をグループ A、後者をグループ B とよぶ。Fig. 7-a, b は、2 次クリープ段階で発生したグループ A、グループ B の AE に対して、累積度数-発生時間間隔のプロットをおこなったものである。図から、グループ A・B のプロットは、ともに直線となっており、最大振幅のレベルによらず発生時間間隔の分布は指数分布に従っているのがわかる。

次に、クリープ過程の AE 時系列がどのように変化をするかを調べるため、さらに時系列がポアソン過程に従うかをより定量的に検討するために、発生時間間隔の分布が指数分布になるかどうかを χ^2 検定によつて調べた。 χ^2 検定というのは仮説検定法の一つである。仮説検定法とは、ある仮説を予想し、その仮説がデータと比較して正しいかを判定する方法である。このときに設定した仮説を帰無仮説という。帰無仮説が正しいにもかかわらず検定の結果、設定した仮説を棄却する誤りを犯す確率を危険率（有意水準）と言う。ここではポアソン過程を帰無仮説としている。Fig. 8 は縦軸に危険率を取り、その危険率においても AE 時系列が帰無仮説を棄却できない上限値

Fig. 6. Typical time series of AE events in different stages of creep; (a) the beginning stage of secondary creep, (b) during secondary creep, (c) the beginning stage of tertiary creep, (d) during tertiary creep, and (e) just prior to the main fracture.

と考えられるので、この現象が観測された前後の AE 発生時系列の性質をさらに詳しく調べた。時系列の特徴をみるために、ワイブル分布とイベントの時間間隔の分布を比較する方法が広くおこなわれている。たとえば、地震に応用した例としては HAGIWARA (1974) などがあげられる。そこで、AE 発生時系列のワイブル分布へのあてはめをおこない、分布のパラメータの推定をおこなう。

AE 発生時間間隔 τ の分布をワイブル分布へのあてはめることによつて、AE の発生がさらにその後の発生をうながすか (励起型)、それとも逆にその後の AE 発生をおさえるか (抑制型) を議論することができる。AE が励起型の場合には AE の発生様式は統発的になり、

をプロットしている。一般的に、帰無仮説が 5% 危険率で棄却できない場合に、帰無仮説は採択される。ここでは、AE 時系列がポアソン過程に従っているとみなせるデータは○でプロットし、そうでないデータは×でプロットした。なお一度の検定に使用するデータの数 400 個とした。

その結果、荷重を増加している段階と 1 次クリープ段階ではグループ A・B の時系列ともポアソン過程とみなせない。2 次クリープ段階ではグループ A・B とも、つまり弁別レベルによらず時系列はポアソン過程とみなせる。しかし、3 次クリープがはじまるとグループ A の時系列はポアソン過程とみなせない比率が高くなってくるが、グループ B の時系列は依然としてポアソン過程とみなせる。さらに、主破壊に近づくにしたがつてグループ A・B ともにポアソン過程とみなせなくなる。すなわち、3 次クリープになると AE 発生は定常・ランダムプロセスではなくなつてゆくことを意味する。

すでに述べたように、主破壊直前に周方向ひずみの緩和が観測された。この現象はマイクロクラックの局所化やそれにとりまなつて試料・試験機の力学系が安定から不安定へ変化したことを示す。すなわち、この段階では AE 発生は断層形成と直接に関係している

Fig. 7. Cumulative frequency vs. time interval distribution of AE events. (a) group A, and (b) group B.

Fig. 8. The values of significance level (the probability of incorrect decisions) are plotted for each data set consisting of 400 AE events.

抑制型の場合には間歇的になる。ワイブル分布の確率密度関数 $f(\tau)$ は、

$$f(\tau) = \mu p \tau^{p-1} \exp(-\mu \tau^p) \quad (2)$$

で与えられる。すなわち、 $p < 1$ の場合は AE 発生に続発性があることを表し、 $p = 1$ の場合はワイブル分布は指数分布に一致し AE 発生はランダムであることを表し、 $p > 1$ の場合は AE 発生に抑圧性があることを表す。

p の値はワイブル確率紙に τ をプロットすることにより推定できる。ワイブル確率紙では、信頼度関数として、

$$R(\tau) = \int_{\tau}^{\infty} f(\tau) d\tau = \exp(-\mu \tau^p) \quad (3)$$

を定義し、

$$\log \log 1/R(\tau) = p \log \tau - \log 1/\mu \quad (4)$$

の関係をもちいて p の値を求めることができる [塩見 (1972)]。実際には、縦軸を $\log \log 1/R(\tau)$ 、横軸を $\log \tau$ として τ をプロットする。 τ の分布がワイブル分布に従う場合、プロットされたデータは直線上にならぶ。この直線の傾きから p の値を決定することができる。ここで留意しなければならないのは、この段階で AE 発生数が加速度的に増えている点である。AE の発生数が増えれば、マスクタイムにひつかかつて記録されない AE が多くなる。このことは解析のためのポイントプロセスの仮定 (2 個以上のイベントが同時に発生する確率は無視できる) が成立しなくなることを意味する。したがって、小さな AE を含めた時系列の解析はその意味が不明確になるので、主破壊の直前の段階では弁別レベル 5 以上の大きな AE だけを使って解析をおこなった。

この結果を Fig. 9 に示す。データは直線になり、AE 発生時間間隔はワイブル分布に従っていることがわかる。この図中の I は主破壊の約 30 秒前、II はひずみの緩和がみられた主破壊の約 15 秒前、そして III は主破壊直前のデータをプロットしたものである。図中の直線

Fig. 9. Weibull plots of the large AE events (larger than threshold level 5(215 mV)). The shape parameter p , estimated from the slope of the plot, increased just prior to the main fracture.

の傾きから、I では $p=1$ (ポアソン分布) であるが、II・III では $p>1$ となっており、主破壊直前 15 秒の時系列に急激な変化が生じたことが示されている。つまり、主破壊直前では、時系列はポアソン過程に従わなくなり、AE はそのあとにつづく AE を抑圧するように発生している。

§4. 議 論

4.1. 時系列からみた AE と地震

AE は地震とさまざまな面で多くの共通点を持つている。たとえば、この研究でもあきらかにされたように、地震において成立する振幅規模別頻度分布が log-log スケール上で直線にならぶ関係 (Gutenberg-Richter の関係式) が AE においても成立することが知られている。この現象を説明するための Mogi (1962a) や SCHOLZ (1968b) の統計モデルでは、地震と AE に共通する Gutenberg-Richter の関係は、岩石・地殻の不均一性に帰着させて説明している。

さて、地震はほとんどの場合余震をともしない、余震発生は地震の本質的な特徴の一つと考えられる。また、前震をともしない場合もひろく知られている。AE にも余震が存在するという報告例 [楠瀬・他 (1982)] があり、前震や余震が AE においても一般的に観測されるならば、地震と AE の間に直接的な関係が存在していることが期待できる。このような期待にもかかわらず、クリープ下の大島花こう岩の AE 発生時系列には、前震・余震に対応するような AE 発生を見つけることはできなかった。

GARDNER and KNOPOFF (1974) は、地震カタログを解析し、本震だけの時系列はポアソン過程とみなせるが、前震・余震をふくめた時系列はポアソン過程とみなせないことを示した。ここで、大きな AE の時系列 (グループ B) を本震の時系列、小さな AE までふくむ時系列 (グループ A) を前震・余震をふくむ時系列とみなすと、GARDNER and KNOPOFF が地震でおこなったのと同様な解析を AE で試みたと考えることができる。したがって、AE に余震が存在する場合は、大きな AE だけの時系列はポアソン過程に従うが、小さな AE をも含めた時系列はポアソン過程に従わないことが期待される。

χ^2 検定の結果、荷重を増加させている段階および 1 次クリープ段階では AE の時系列はポアソン過程とみなすことはできなかった。2 次クリープでは、グループ A, B の AE 時系列ともポアソン過程とみなすことができた。この点は、地震の時系列と異なっている。3 次クリープでは、小さな AE を含めた時系列はポアソン過程からはずれることが示された。しかし、この結果からすぐに 3 次クリープ時には余震的 AE が存在するという結論は出せない。なぜなら、3 次クリープでは AE レートが急増したため、マスクタイム内に発生する計測されない AE が増えたことによつて AE 時系列が正しく観測されていない可能性がある。

とくに、2 次クリープでは前震・余震的に発生する AE は存在しないことが、時系列プロットの視覚的なパターン認識 (Fig. 6 参照) とレベルを変えておこなった χ^2 検定から結論できる。しかし、3 次クリープでは視覚的なパターン認識からは余震的 AE が存在しないということが示唆されたが、レベルを変えておこなった χ^2 検定からは余震的 AE が存在したかどうかの結論は導き出せなかった。しかし、一般的にいつて GARDNER and KNOPOFF が地震の時系列について指摘したような性質を AE 時系列はもっていないことがいえる。

4.2. AE 時系列による主破壊の予知

破壊強度に近い定応力下の岩石は、クリープし遅れ破壊にいたることが実験的に確かめられている。この研究では、主破壊の直前で AE 発生時系列に前兆的な変化が現れるかを実験的に検討してみた。その結果、弁別レベル 5 以上の AE については、主破壊の直前 15 秒から AE 発生時系列はポアソン過程からはずれ、AE 発生時間間隔 τ の分布が $p > 1$ のワイブル分布に従うことが示された。

これに対して、2通りの説明が可能である。一つは、主破壊直前のひずみの緩和現象は断層形成時の特徴であるという考えかたである。つまり、断層形成以前の AE は、空間的には集中領域を形成するなど相互作用を持つて発生しているにもかかわらず、時間的には時系列に現れるほどの強い相互作用（発生様式に続発性、抑圧性が現れる）を持つて発生していない。しかし、断層形成にともなつて、時間的な相互作用を持つようになり、大きな AE 発生はもはやランダムではなくなるという考えかたである。

もう一つは、AE は、クラックの交差・連結により、空間的にも時間的にも相互作用を持つて発生している。そのため、小さな領域に区切つて、その領域の AE 発生時系列を観測できれば、AE 発生時系列に現れた時間的な相互作用を観測できるはずである。しかし、岩石試料全体では、多くの小さな AE 発生領域で発生した時系列が重ね合わせによるランダム化のため、ポアソン過程に従っているように見える（極限定理）。同様な考えかたを宇津（1969）は地震に適用している。しかし、断層形成時には、AE 発生は一つの領域に急激に集中、多発し、他の領域で発生する AE の影響は無視できるようになる。したがつて、この段階にいたつた時点ではじめて一つの領域で発生している AE の時系列を観測できるようになつた。そのため、断層形成時の AE 発生時系列は、重ね合わせによるランダム化をまぬがれ、本来の性質である発生の抑圧性が見出されるようになったという考えかたである。

現段階では、どちらの考えかたを選択してよいか結論を出せなかつた。このことに答えるためには、より詳細な AE の震源決定と発生時系列の観測を同時におこなつた実験的検討が必要であろう。

謝 辞

地質調査所、小出仁博士と楠瀬勤一郎博士には、本研究について多大な援助をいただいた。また京都大学教養部、松島昭吾教授には、有益な議論をしていただいた。なお京都大学工学部、江原昭次氏には実験を手伝っていただいた。以上の方々に感謝いたします。

文 献

- GARDNER, J. K. and L. KNOPOFF, 1974, Is the Sequence of Earthquakes in Southern California, with Aftershocks Removed, Poissonian?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **64**, 1363-1367.
HAGIWARA, Y., 1974, Probability of Earthquake Occurrence as Obtained from a Weibull Distribution Analysis of Crustal Strain. *Tectonophysics*, **23**, 313-318.
KRANZ, R. L., 1979, Crack Growth and Development During Creep of Barre Granite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **16**, 23-35.
楠瀬勤一郎・西沢 修・小内 薫, 1982, 一軸圧縮下の岩石中に観測された空白域, *地震*, **2**, **35**, 91-102.
MOGI, K., 1962a, Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and its Relations to Earthquake Phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 125-173

- MOGI, K., 1962b, Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 831-853.
- MOGI, K., 1981, Earthquake Prediction Program in Japan, *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series, IV*, AGU, Washington D. C., 635-666.
- 西沢 修・楠瀬勤一郎・柳谷 俊・小口深志・江原昭次, 1982, 大島カコウ岩におけるクリープ時の発生の確率過程と震源の空間分布, *地震* **2**, **35**, 117-132.
- SANO, 1978, Fundamental Study of the Mechanism of Brittle Fracture of Rocks, PhD. Thesis, Kyoto University, 1978.
- SCHOLZ, C. H., 1968a, Microfracturing and the Inelastic Deformation of Rocks in Compression, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1417-1432.
- SCHOLZ, C. H., 1968b, The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- 塩見 弘, 1972, 信頼性工学入門, 丸善.
- TERADA, M., T. YANAGIDANI and S. EHARA, 1984, A. E. Rate Controlled Compression Test of Rocks, in *Proc. 3rd Conf. on Acoustic Emission/Microactivity in Geologic Structures and Materials*, edited by H. R. Hardy, Jr., and F. W. Leighton, Trans Tech Publ., Clausthal, West Germany, 159-172.
- 宇津徳治, 1969, 地震の時間的分布に関連する諸問題 (その 1) —地震の回数と時間間隔の分布について—, *Geophys. Bull. of the Hokkaido University*, **22**, 73-93.
- 柳谷 俊・江原昭次・寺田 孚・西沢 修・楠瀬勤一郎, 1984a, 表面ひずみのマッピングによる岩石のクリープの研究, *材料*, **33**, 279-285.
- 柳谷 俊・江原昭次・寺田 孚・西沢 修・楠瀬勤一郎, 1984b, 岩石のクリープ時に発生する AE の震源決定について, *材料*, **33**, 272-278.