

## 第 235 回地質調査所研究発表会講演要旨\*

### 特集 地殻の不均質構造と地震断層 —岩石破壊から大地震まで—

#### 岩石の不均質と A E 活動

西澤 修

岩石の持つ不均質性には、鉱物粒子の違いで表される物質の不均質性と、割れ目による不均質性とがある。これらの不均質性にはそれぞれの分布によって特徴づけることができる。

応力によって生じた割れ目の分布は、アコースティックエミッション震源の分布によって知ることができる。割れ目の分布は岩石が受ける応力状態によって変化するが、一般には均質に分布せず、集中傾向を示し、分布の集中度指数や二体相関関数、あるいはフラクタル次元などによって定量的に調べることができる。

さらにこうした空間分布だけでなく、時間軸上の分布もアコースティックエミッションの発生時刻を精度よく測定することで調べることができる。

時間軸上の割れ目発生は危険度関数を用いて定量的に表現することができる。

割れ目の発生は時間・空間で集中傾向があり、両者は密接に関係している。

割れ目発生に見られる集中傾向は、岩石自身の物質の不均質性と関係している。

物質による不均質のサイズが割れ目の大きさより小さいものでは、割れ目の密度が大きくなるにつれて空間的な割れ目の集中の度合いが大きくなり、時間的にも割れ目の統一的傾向が顕著になる。

物質による不均質のサイズが大きいものでは、割れ目の集中傾向は時間・空間でそれほど顕著でなく、割れ目はより均質に分布する。

この事実は地殻内の割れ目の発生が地質構造や岩石の構造に支配されていることを示唆する。

いったん割れ目が発生すると、以降の割れ目は岩石の構造に支配された特徴的な分布を示すことになる。

(地殻熱部)

Keywords: inhomogeneity of rock, acoustic emission, fracture process, fracture distribution.

#### 静的破碎剤を用いた野外破壊実験

上垣内修\*・吉川澄夫\*\*・小泉岳司\*\*・高山寛美\*・古屋逸夫\*

茨城県笠間市の採石場において、静的破碎剤（プライスター）を用いて長さ 5 m、深さ 3 m 規模の鉛直な展張破断面を約半日かけて発生させ、その際に生じる A E を観測した。観測に使用した測器は、震源決定のための速度計が 8 式、高周波 A E の記録のための加速度計（10 kHz までフラット）が 2 式で、破断面に沿って取り囲む様配置した。

最終的に地表には破碎剤注入孔の配列に沿った開口割れ目が観察されたことや、孔列周辺の理論的応力分布から考えて、発震機構としては張力型を考えるのが自然である。このため、震源は孔列により作られる破断面上にあると仮定し、この平面上の各グリッドに対して、幾何減衰と自由表面の効果を考慮した地震計毎の理論振幅比を計算し、観測された最大振幅比を最もよく説明するグリッドを震源とした。計 8 イベントについて精度よく震源を決定できた。

次に、イベント毎にモーメント  $M_0$  を次式により推定し、コーナー周波数  $f_0$  との関係調べた。

$$M_0 = 4 \pi \rho \alpha^3 r \Omega_0 / (F * \langle R \theta \phi \rangle)$$

ただし、 $\rho$ ：媒質密度  $\alpha$ ：P 波速度  $r$ ：震源距離

$\Omega_0$ ：変位スペクトルのフラットレベル

F：自由表面の効果 (= 2)

$\langle R \theta \phi \rangle$ ：平均 Radiation Pattern

0.52 for Double Couple

0.56 for Tensile Crack

この式は遠方近似を前提としているが、Aki & Richards (1980) eq. (4.29) に従って遠地項、中間地項、近地項すべてからの寄与を考慮すると、立ち上がり時間 1 msec の震源関数に対しては、今回の設定では遠地項が

\*平成 7 年 3 月 13 日工業技術院共用講堂において開催

卓越するのは300 Hz程度以上であることがわかる。よって、 $\Omega_0$ の読み取りは300 Hzよりも高周波領域で行った。P波到達から2波をFFTの対象とした。また、観測波形中初動が引きのものも存在するため、発震機構としては純粋な張力型ではなく、せん断型も入っていると考えべきであろう。いずれにせよRadiation Patternを全立体角で平均すると上記値となり、Fとあわせて分母は1に固定した。

$f_0$ は最初の1波の時間幅の逆数をもって推定した。この解析で計4つのイベントについて $M_0$ と $f_0$ が推定できた。その結果は、 $M_0$ が $10^9 \sim 10^{10}$  dyne \* cm に対して $f_0$ が約1 kHzであり、Iio (1986) のスケーリング則 $M_0 \propto f_0^{-2}$ を支持する結果が得られたと考える。

(\*気象研究所・\*\*気象庁地震火山部)

Keywords: noiseless expansion agent, acoustic emission, scaling law

測は、むしろ相似則を指示しているようにも見える。しかし、精細な震源分布やメカニズム解の研究から、大きな地震と小さな地震では起こるところが違う可能性も示唆されている。

地震の破壊が自己相似であるかどうかは、地震の大きさの予測可能性の問題と密接に関係して重要な問題である。良質の波形データを用いた包括的な研究が待たれる。さらに、地震のスケーリング則が微小破壊やAEについて成り立つかが明らかになれば、逆にそれから、自然地震の発生環境の推定が可能となるかもしれない。しかし、それが本当に可能となるのは、破壊の大きさの効果が明らかになった場合であり、上記の論理の流れからということこれは本末転倒である。以上のように、この問題は非常に難しい問題であるが、決定的なデータが少しづつ得られ始めていると思われる。

(防災科学技術研究所)

Keywords: Scaling, similarity, micro-fracture, AE

## 破壊のスケーリング

飯尾能久

破壊のスケーリングの対象となる岩石の破壊は、その発生様式から、自然地震、微小破壊、AE(アコースティックエミッション)の3つに大きく分けられる。自然地震は自然の応力と環境の下で発生するものである。AEは室内の岩石破壊実験で計測されるものであり、完全な人為的制御の下で発生する。微小破壊とは、鉱山やトンネルにおいて、採鉱や坑道掘削により生じる応力集中により発生する破壊現象を言い、一般的には応力は自然のものだが、環境は人間の手が加わったものである。スケーリングを行う際には、大きさ以外の要因をできる限り同一にする必要があり、注意を要する。ただし、自然地震の発生する環境を、我々は本当に把握しているかという問題はある。

同一の条件下で発生しているはずの自然地震に限っても、自然地震が自己相似であるのかどうかという問題は、ここ30年近く研究されているが、未だにはっきりした結論は得られていない。マグニチュード6以上の大地震については相似であることが確立されているが、どれくらい小さな地震にまでそれがあてはまるかは不明である。地震が小さくなると、質のよいデータを得ることが難しくなることが問題である。小さな地震では相似則が成り立たず、ゆっくりした破壊過程を示すという結果も多数得られているが、kmオーダーの深いポアホールでの観

## 不規則な形状の断層における破壊伝播過程に関する実験的研究

加藤尚之

序: 破壊の開始・停止を含めた地震断層の破壊伝播の複雑さは、断層面上の強度や応力の分布の不均一性に起因していると考えられる。なかでも、断層の幾何学的形状の不規則性は、幾つかの大地震の震源過程の研究から、実際に重要な役割をもつことがわかっている。本研究では、人為的に屈曲させた断層面をもつ岩石試料を用いてすべり実験を行い、断層の屈曲が不安定すべりの伝播に及ぼす影響を調べる。

実験方法: 長さ40 cmの既存断層をもつ花崗岩試料を2軸圧縮して断層面上に不安定すべりを発生させる。図1に示すように、断層には中央に5.6°の屈曲がある。歪ゲージにより、断層近傍のせん断歪と断層のすべり量を測定する。さらに、試料表面8ヶ所に圧電素子をはりつけ、AEを測定する。

実験結果: (1) せん断歪とすべりの記録から、発生する不安定すべりのほとんどはダブルイベントであることがわかった。第1イベントは、断層の下側から始まり、断層の屈曲点付近で停止する。第1イベントが停止してから数十ミリ秒から数秒後に、断層の上側から第2イベントが始まる。第2イベントは断層の屈曲点で停止せず、すべりは断層面全体におよぶ。(2) AEは断層面上もしくは断層面のごく近傍で発生する。巨視的

不安定すべりに伴って発生する A E と、巨視的不安定すべりが観測されないにもかかわらず発生する A E とがあった。後者のほとんどは断層の屈曲点近傍で発生した。

議論：屈曲した断層が一様にすべると、屈曲点近傍に応力集中が生じる。屈曲点近傍で発生した A E は、この応力集中により発生したものと考えられる。本研究で用いた断層の形状とすべりの向きを考えると、断層面に加わる法線応力は、断層の上側で大きくなり断層の下側で小さくなる。これが不安定すべりがダブルイベントになった原因と考えられる。第 2 イベントの発生は、遅れ破壊の一種とみなすことができる。これは、岩石の摩擦強度の時間依存性が強く関与していると考えられる。実際、摩擦構成則として Ruina (1983) による rate- and state-dependent friction law を採用して数値シミュレーションを行ったところ、第 1 イベントの停止から第 2 イベント発生までの時間を説明することができた。

結論：断層の屈曲は不安定すべりの伝播過程に強い影響を及ぼすことが岩石実験により確かめられた。断層に

加わる法線応力の効果及び摩擦の時間効果が重要な役割を果たすことがわかった。(東北大学・理学部)

Keywords: unstable slip, AE, fault bend, double event, time-dependent friction

### 断層の幾何学的バリエーションと断層破壊過程

佃 栄吉

佃 (1991) では断層の幾何学的特徴を明らかにすることにより、その断層から発生する地震のパターン、破壊過程が一次近似的に理解されるのではないかという仮説のもとに、地震断層の分布・変位量等を検討した。断層の屈曲構造や不連続構造を圧縮性と引張性の 2 種類バリエーションとして整理し、1930 年北伊豆地震、1978 年北伊豆地震、1891 年濃尾地震、1927 年北丹後地震について、その存在・位置について詳しく議論し、その結果、一般的傾向

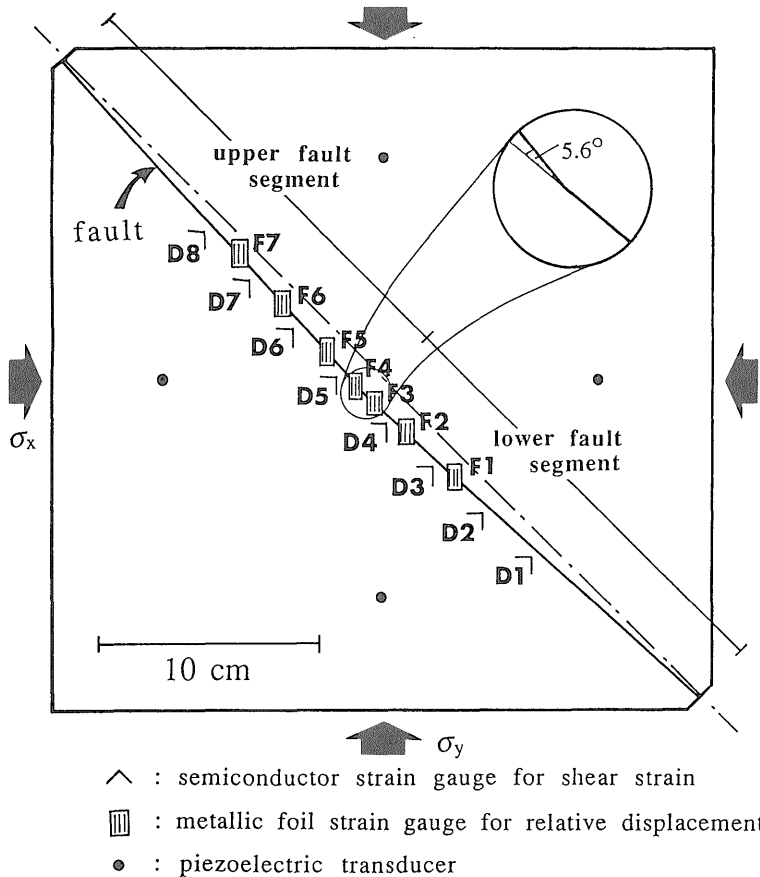


図 1. 実験に用いた岩石試料とセンサーの配置

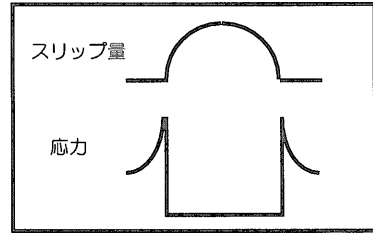
として、破壊は形態的・構造的な圧縮性のバリアで始まり、引張性のバリアである場合が多いことを明らかにしている。このように断層の幾何学的形態が断層の破壊プロセスにきわめて重要な役割を持っていることから、テクトニクスの位置づけを明確にした上で、活断層の形態的特徴から圧縮性バリア、引張性バリアを認識し、その場所を明らかにしておく作業は重要と思われる。

上記の考えを平成7年兵庫県南部地震の地震断層に適用することによって検証した。破壊の始まり(前震および本震の震源位置)は淡路島北部の野島断層と明石海峡にある活断層が交差する屈曲構造の位置で発生した。破壊はバイラテラルに進行し、東方では須磨断層との圧縮性バリアで第2の破壊があり須磨断層の破壊へと連続した。須磨断層と諏訪山断層との交差関係は引張性バリアのそれにあたりそこで破壊は終息に向かっていると解釈できる。一方、野島断層の南端は引張性の屈曲構造となっており、やはりそこで破壊が終息している。以上のように兵庫県南部地震の断層破壊プロセスは、「圧縮性バリアで破壊が始まり、引張性バリアで破壊が終息する」という仮説を実証しているように思える。(環境地質部)

文 献

佃 栄吉(1991) 断層の幾何学的バリアと破壊プロセス。地学雑誌, 100(3), p.417-428.

Keywords: active fault, earthquake fault, Hyogo-Nambu-earthquake, barrier, Nojima fault



クラックモデルの概念図

なうとともに、大きな応力降下となる。クラックの周辺部ではスリップ量は小さく、応力集中域が存在するため余震が起りやすくなる。さらに、折れ曲がった箇所ではスリップ量が少なくなるとともに、見かけの破壊強度の増加が予想され、本震時の破壊の伝播が妨げられるとともに、余震が起きにくくなる。

つまり、あらかじめ断層の形状が与えられると、断層面上でのスリップ分布を予想することが可能となるかもしれない。具体的には、大地震発生直後の余震分布の情報と、その背景となる地殻構造(活断層の分布状態や、海嶺、プレート境界の構造など)から、その地震の破壊過程を素早く推測することが可能かもしれない。

(防災科学技術研究所)

Keywords: earthquake source process, heterogeneous slip distribution, rupture complexity, waveform inversion

大地震の震源過程の複雑さ

福山英一

近年、マグニチュード6から8クラスの地震の破壊過程の解析が波形インバージョンの手法を用いて多数行われてきた。その結果を他の観測(余震分布や地殻構造)と比較してみると、以下のことが言えるであろう。

1. 本震でスリップ量の多いところでは、余震活動は少ない。しかし、本震であまりすべらなかつたところでも、余震活動の少ないところは存在する。
2. 断層の走向が変化するところは、それに対応する地殻構造の変化がある(既存の断層の走向の変化、海嶺の走向の変化など)。そこでは、本震時のスリップ量も少なく、破壊伝播速度の変化も認められる。

これらを統一的に解釈できるモデルとして、クラック理論に基づいたモデルが挙げられる。一枚の断層を一つのクラックと考えると、断層面中央部で大きな変位をと

地殻応力値の不均質分布は何に起因するか?

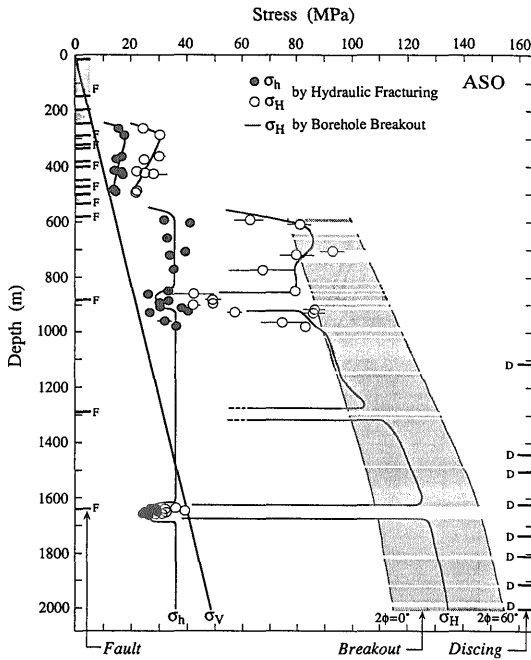
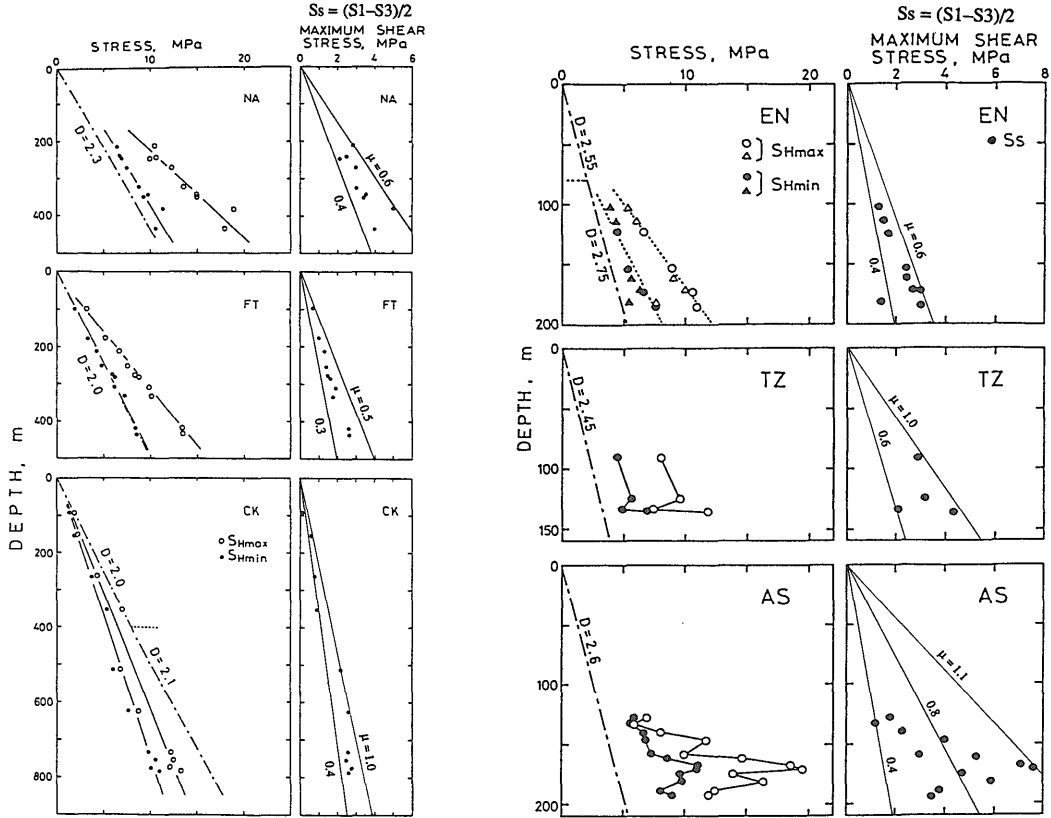
-支配因子としての地殻内亀裂-

小村健太郎\*・池田隆司\*・塚原弘昭\*\*

地殻応力は地域的にまた深さ方向に不均質に分布していることが各地の地殻応力測定によって明らかになってきた。ここでは防災科学技術研究所で関東・東海地方で測定してきた原位置地殻応力値の深さ方向の不均質分布を地殻内亀裂分布をとおして解釈し、亀裂の存在によってどのように地殻応力値の不均質分布がもたらされるのか考察した。

地殻応力測定は孔井を利用した水圧破砕法およびポアホール・ブレイクアウト法により行った。測定結果を孔井内の物理検層、スラグテスト法による間隙水圧測定、回収岩石コアの強度試験などの結果と比較した。

測定された地殻応力は深さと共に増加する場合が多い。そのような場合に、応力状態が地殻内微小亀裂による摩擦すべりの降伏臨界状態にあると仮定して最大剪断応力(S1-S3)/2から摩擦係数を見積もると、室内岩石摩



関東・東海地方で水圧破砕法 (Hydraulic Fracturing), ポアホール・ブレイクアウト法 (Borehole Breakout) によって測定された地殻応力値 (SHmax,  $\sigma_H$ : 水平最大主応力, SHmin,  $\sigma_H$ : 水平最小主応力,  $S_s = (S_1 - S_3)/2$ : 最大剪断応力) の鉛直分布 (塚原・池田, 1989; 池田・塚原, 1991; 池田他, 1995). 鉛直主応力は岩石密度から算出した. 最大剪断応力の図の中の直線は各摩擦係数 ( $\mu$ ) に対応する摩擦強度をあらわす.

NA: 那珂湊, FT: 富津, CK: 千倉, EN: 塩山, TZ: 丹沢, AS: 芦川, ASO: 足尾.

擦実験から求めた地殻岩石の摩擦係数によく一致している。これより、地殻応力値は大局的には地殻内微小亀裂による摩擦すべりの降伏臨界状態、摩擦強度にまで達しているという「臨界降伏応力モデル」に従うといえる。

臨界降伏応力モデルに従うと、地殻応力は深さと共に一様に増加すると予想されるが、堆積岩のような軟岩地域(那珂湊 NA, 富津 FT, 千倉 CK)での測定結果は確かにそうになっている。一方、花崗岩のような硬岩地域での測定では、それからのずれの見られる場合(こういう場合を不均質分布とよぶ)がある。深さと共に差応力が一様に分布する地点(塩山 EZ)と不均質に分布する地点(芦川 AS)でP波、S波検層結果を比較すると、AS点のほうが速度分布のばらつきが大きく巨視的亀裂が多く分布していることを示している。また同じくP波、S波検層結果にO'Connell and Budiansky (1974)の式を適用して亀裂密度(crack density)の値を推定するとAS点のほうが亀裂密度が平均的に高くかつ分散が大きくなっている。このことは、亀裂分布と応力分布が密接に関連していることを示唆している。

さらに、亀裂の存在がどのように応力値に影響するか、足尾 ASOでの測定結果から考察した。大局的には応力(正確には差応力 S1-S3)は、臨界降伏応力モデルでいうと摩擦係数が1.0付近に対応し、非常に大きな値である。一方、巨視的亀裂の近傍ではそれが0.2ぐらいになるまで低下する。巨視的亀裂は比抵抗検層でみると低抵抗になっており、ポアホール・テレビアでも確認される。つまり巨視的亀裂は周りの岩盤中の微視的亀裂に比べて摩擦強度が低いことを示している。また、スラグテスト法によりこのような巨視的亀裂の間隙水圧を測定したところ測定深度に相当する静水圧に近い値であり、摩擦強度を低下させるほど間隙水圧は高くない。そもそも摩擦係数の小さい物質(断層粘土)が巨視的亀裂の摩擦強度の低下を引き起こしていると考えられる。巨視的亀裂近傍の差応力の低下は、同時に、付近にそれを補償するだけの応力集中域の存在を必要とするが、今回の測定では見いだされなかった。

地殻応力は大局的には臨界降伏応力モデルに従って深さに対して一様に増加するが、摩擦強度の低い巨視的亀裂が介在するところでは差応力が低下し、両者が組み合わさって不均質な分布になると結論される。本論では亀裂のスケールについての情報を考慮していないが、今後は小さいものから大きいものまで亀裂のスケール分布と地殻応力分布との関連、また広域的な地殻活動と構造の変化にともなった地殻応力分布の時間変化を解明することが課題になる。(防災科学技術研究所)

## 文 献

- 池田隆司・塚原弘昭(1991) 硬岩中の地殻応力値分布の特徴と支配因子, 資源・素材学会誌, 107, 441-445.
- ・—————・小村健太郎(1995) 震源域と活断層へのドリリング, 地質ニュース.
- 塚原弘昭・池田隆司(1989) 地殻応力値から推定した堆積岩岩盤中の応力状態, 地質学雑誌, 95, 571-578.
- O'Connell, R.J. and B. Budiansky (1974) Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, 79, 54125426.
- Keywords: Crustal Stress, Stress Distribution, Crack Distribution, Frictional Strength, Frictional Yielding Stress

## 岩石破壊実験から推定された地殻の強度

長 秋雄

上部地殻は花崗岩質岩石で構成されていると考えられている。そこで、公表された花崗岩の破壊強度データから、破壊強度に及ぼす封圧効果・温度効果・歪速度効果を求め、地殻強度を推定した。

### 〈破壊強度におよぼす封圧効果〉

花崗岩の破壊強度は封圧の増加に対して指数関数的に増加する(例えば, Matsushima, 1960; Mogi, 1966; Ohnaka, 1973; Shimada, 1981)。今回は, Shimada (1981)による次の式を採用した。

$$\sigma_{i,p}/180 \text{ MPa} = 1 + 4.33 (p/180 \text{ MPa})^{0.47}$$

ここで、 $\sigma_{i,p}$ は破壊強度 [MPa]、 $\sigma_0$ は一軸圧縮強度 [MPa]、 $p$ は封圧 [MPa] である。

### 〈破壊強度におよぼす温度効果〉

温度効果は Griggs *et al.* (1960), Stesky *et al.* (1974), Tullis and Yund (1977) 及び Wong (1982) が行った高圧高温実験での Westerly 花崗岩の破壊強度をもとに求めた。破壊強度を室温での破壊強度で規格化した場合、いずれのデータもほぼ同一の減少率となる。また、規格化した場合は、温度効果は封圧依存性を持たない。今回は、温度効果を第1次近似として次の式を用いた。

$$\sigma_{i,T}/\sigma_{i,Tr} = 1 - 7.1 \times 10^{-4} (T - 85)$$

ここで、 $\sigma_{i,T}$ は破壊強度 [MPa]、 $\sigma_{i,Tr}$ は室温での破壊強度 [MPa]、 $T$ は温度 [°C] である。係数の7.1は、温度の増加100°Cあたり破壊強度は約7%減少することを表している。

### 〈破壊強度におよぼす歪速度効果〉

歪速度の増加にともない花崗岩の破壊強度は増加する(例えば, Mogi, 1959; Brace and Martin, 1968; Masuda *et al.*, 1987). Masuda *et al.* (1987) の実験結果をもとに, 破壊強度を歪速度が  $10^{-6}/\text{sec}$  の時の破壊強度で規格化して表した場合, 歪速度効果は封圧に依存せず, 次の式で表される。

$$\sigma_{r,s} / \sigma_{r,-6} = 0.0217 \log \varepsilon + 1.13$$

$\sigma_{r,s}$  は破壊強度 [MPa],  $\sigma_{r,-6}$  は歪速度が  $10^{-6}/\text{sec}$  の時の破壊強度 [MPa],  $\varepsilon$  は歪速度 [ $\text{sec}^{-1}$ ] である。係数の 0.0217 は, 歪速度が 10 分の 1 になると破壊強度は約 2% 減少することを表している。

### 〈地殻の破壊強度の推定式〉

温度効果と歪速度効果は封圧に依存しない。温度と歪速度の関係はデータがなく, 不明である。今回は両者とも独立であると仮定すれば, 地殻の破壊強度は 3 効果の積として次の式で表される。

$$\sigma_{r,c} = \{1 + 4.33(p/180 \text{ MPa})^{0.47}\} \cdot \{1 - 7.1 \times 10^{-4}(T - 85)\} \cdot \{0.0217 \log \varepsilon + 1.132\} \cdot 180 \text{ MPa}$$

ここで,  $\sigma_{r,c}$  は地殻の破壊強度 [MPa],  $p$  は封圧 [MPa],  $T$  は温度 [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $\varepsilon$  は歪速度 [ $\text{sec}^{-1}$ ] である。

### 〈地殻の強度の深度分布〉

図に, 地殻の破壊強度の推定式から求められた地殻の破壊強度の深度分布(実線 1)を示す。破線 3 は封圧効果だけを表している。温度効果と歪速度効果を考慮することで, 地殻の強度は破線 2 へ, さらに実線 1 へと減少する。実線 5 は岩石のクリープ則から求められたクリープ強度を表している (Brace and Kohlstedt, 1980)。図では, Brace and Kohlstedt (1980) と同じ圧力勾配 (27 MPa/km) と, 地温勾配 ( $T(^{\circ}\text{C}) = 77 + 15 \times D$  (km)) を用いている。歪速度は  $10^{-14}/\text{sec}$  とした。

クリープ強度が破壊強度より大きいところでは, 歪をクリープで解放することができず, 岩石は破壊する。クリープ強度が破壊強度より小さくなると, 歪(応力)はクリープによって解放されるので, 岩石の破壊は起こらない。したがって, 地殻の強度の深度分布は, 図の曲線 FAC で表される。推定された地殻の破壊強度は地下約 15 km で最大値をとり, その値は約 920 MPa となる。地殻の破壊強度は地下約 12 km で摩擦強度と一致し, 地下 12 km 以下での地殻の破壊は高圧型破壊 (Shimada and Cho, 1990) となる可能性がある。(環境地質部)

Keywords: Earth crust, Fracture strength, Confining pressure dependence, Temperature dependence, Strain rate dependence

## 断層及び断層岩のレオロジーと地震の発生域

金川久一\*・嶋本利彦\*\*

地殻内部で発生する地震はそのほとんどが 5~20 km の深度における断層運動によって発生しており, 断層のレオロジーは地震の発生と本質的な関係にある。断層のレオロジー研究には, 岩石の破壊・摩擦実験による直接的な方法と, 断層岩の微細構造観察による間接的な方法とがあるが, ここでは後者の立場を紹介する。

断層岩は, 脆性破壊・破砕によって形成されるカタクレーサイト類と塑性流動によって形成されるマイロナイト類に分けられている。両者ともに変形の進行とともに細粒化あるいは細粒基質が増加する。これとは別に, 地震時の急激な断層運動に伴う摩擦熔融によって形成されたと考えられるシュードタキライトがある。これらは従来, 断層浅部で地震性の断層運動によってカタクレーサイト類やシュードタキライトが形成され, 断層深部では非地震性の塑性流動によってマイロナイト類が形成されると考えられてきた。

カタクレーサイト類にはしばしば鉾脈が密接に伴って産出することから, 少なくとも脆性的な地殻では, 断層が熱水の主要な移動経路であると考えられる。脈の微細構造はしばしば周期的な破断と脈成長を示し, パルス状の間隙水圧変化と地震発生との関係が示唆されている。また近年マイロナイトと密接に伴うシュードタキライトや塑性変形したシュードタキライトが発見され, 地震の発生深度の下限付近では塑性変形が卓越している可能性が大きくなった。マイロナイトの形成には塑性変形も重要であるが, 変形集中域では主体を成すのはむしろ細粒の反応生成物であり, また物質移動も顕著であることが明らかとなってきている。したがって延性的な地殻においても, 断層は局所的な溶液移動と反応の場と考えられ, 断層中心部では溶液を介した拡散流動が卓越している可能性が大きい。

以上を総合すると, 地震の発生域は脆性変形域から塑性変形域低温部に及んでいる。また熱水溶液の存在及び化学反応が断層のレオロジーに大きな影響を与えていると予想される。熱水条件下では断層の摩擦強度が著しく低下することが, 実験から伴明している。また塑性流動強度に比べ溶液を介した拡散流動強度ははるかに小さい。したがって実際の断層の強度は, 無水条件下の摩擦強度と塑性流動強度から推定されるものに比べてかなり小さいと予想される。

(\*千葉大学理学部 \*\* 東京大学地震研究所)

Keywords: Rheology, fault, fault rock, seismogenic depths

## 岩石内部の流体と誘発地震活動

## ジョイントのある岩石の破壊実験

増田幸治

楠瀬勤一郎

無傷の岩石試料では、破壊直前に、AEの活動が活発化し、その時空間分布やメカニズム、歪・弾性波速度・比抵抗などの変化など、多様な現象が現れることが多くの実験で確かめられている。一方、人工的に滑り面をいれた試験では、ゆっくりした滑りの発生などがスティックスリップの前兆現象として観測されるが、現象は局所的で、かつ、信号の大きさも小さい。前兆現象の現れ方やその大きさは、破壊面の強度、破壊面とその周辺の物質の強度差の程度に依存するであろうが、自然地震の場合に、どのような前兆現象が起こるのかというシナリオを考えるには、この両極端な実験だけでは不十分なように思われる。そこで、石英と沸石によって適度に充填され、癒着した破断面を持つ変質安山岩試料について、封圧500 bar下で圧縮破壊を行い、破壊までのAE、破断面に沿ったパスとそれに垂直なパスの弾性波速度、破断面に沿った変位を観測した。

試料は、差圧2.1 Kbarで降伏し、その後破壊した。これは、無傷の岩石の強度の約半分である。この間、破断面に沿った弾性波速度は5.6 km/sec、破断面に垂直なパスの速度は、5.8 km/secで一定であり、また、その波形にも変化は観測されなかったことから、岩石も充填物も弾性波速度も減衰率も変化しなかったと思われる。破断面に沿っての変化には、前兆的な滑りは観測されなかった。しかし、AE発生頻度は、差圧が1 Kbarに達すると明らかに低下し、降伏直前で急激に高くなった。また、高周波のAEが破断面の幾何学的な変位点だけに生じること、破壊直前には高周波AEしか観測されないことから、破断面の幾何学的な変位点がバリアとなって、破断面全体の滑りを支えていたこと、さらに、これが観測されたAE静穏期のメカニズムであることが示唆された。

(環境地質部)

Keywords: Precursory phenomena, AE Gap, Highfrequency AE

地下に存在する流体の挙動は地震の発生に直接的な影響を及ぼしている。実験室内で地下の応力状態を再現し、岩石内部での水の動きや空隙水圧の変化と地震発生過程の関係を調べた。

試料には直径50 mm長さ100 mmの円筒状に整形した稲田産花崗岩(粒径3-5 mm)を用いた。

P波速度と、微小破壊によって放出された微小地震波(AE波)を記録し、トモグラフィーによるP波速度分布と微小破壊の震源分布を計算した。水を含む岩石中を伝播するP波の速度は、乾燥した岩石中を伝播するP波速度より大きくなるので、岩石試料中のP波速度分布は岩石内部の水の流れをモニターする指標となる。

以下の3つの応力状態下にある試料に、蒸留水を試料下面全体から注入し、岩石内部のP波速度分布と、AE震源分布を調べた。

(1) 静水圧下の乾燥岩石への水の注入

(静水圧10 MPa, 水圧4.5 MPa)

試料下面から一様に注入した水は、その前面が試料下面と平行の状態では岩石内部を浸透していく。AEの発生は観測されなかった。

(2) 破壊強度の70%の差応力下にある乾燥岩石への水の注入

(静水圧40 MPa, 差応力410 MPa, 水圧17 MPa)

P波速度分布は非対称で、水は、クラックや空隙が多く存在する部分に選択的に浸入していく。水の浸入によって誘発された微小破壊が多数観測された。これらの誘発微小破壊は、水の注入開始前に、割れ目の集中が観測されていた位置におこった。

(3) 差応力下にある、水で飽和した岩石への水の注入

(静水圧40 MPa, 差応力395 MPa, 水圧15 MPa, 18.5 MPa, 21.5 MPa)

空隙水圧の上昇にともなって誘発された、微小破壊が観測された。

これらの、実験結果から、水の流れや空隙水圧の上昇によって誘発される微小破壊は、岩石が受けている応力状態によってコントロールされていることがわかった。

また、微小破壊の震源分布より、誘発微小破壊は試料内で部分的に強度の弱いところにおきていることがわかった。

(環境地質部)

Keywords: acoustic emission, induced seismicity, pore pressure, rock, fracture



## 岩石の非均一性と破壊の前兆

佐藤隆司\*・K.Shivakumar\*\*

岩石試料の三軸圧縮試験において、最終破壊のかなり以前から微小破壊の集中がおこり、それが最終破壊面にそって拡大する様子が、AE（アコースティック・エミッション）の震源分布によって観察された実験例が2例報告された。どちらの例においても、実験の初期においてAEの集中が認められることから、試料にはこのAE集中域付近にもともと巨視的な欠陥が含まれていたと考えられる。微小破壊の集中は巨視的欠陥付近に形成され最終破壊面にそって拡大してゆく。

一方、巨視的な欠陥を含まない均一な試料の場合、微小破壊の集中は最終破壊とほぼ同時におこることがLockner *et al.* (1991) などによって明らかにされている。

欠陥を含む試料の場合、最終破壊面の核が欠陥の近傍に比較的初期の段階に形成されるが、その時その周囲はほとんど破壊が進んでいないので、核形成領域で支えることができなくなった応力を支えることができ、したがって最終破壊面はゆっくりと拡大することができる。一方、均一な試料の場合、微小破壊が試料全体にわたって比較的一様におこることから、最終破壊面の核が形成される時にはその周囲も破壊が進んでおり、軸圧を適当に制御しなければ、最終破壊面は爆発的に拡大すると考えられる。 (\*環境地質部・\*\*インド国立岩石力学研究所)

### 文 献

Lockner, D.A., J.D.Byerlee, V.Kuksenko, A.Ponomarev and A.Sidorin, (1991) Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite, *Nature*, 359, 39-42.

Keywords: precursor to failure, non-uniformity of rock, microfracture, AE (acoustic emission)

## Thermally Induced Fracturing in Lac du Bonnet Granite

S. R. Carlson\*, D. P. Jansen\*\*  
and R. P. Young\*\*\*

Concurrent ultrasonic tomography and acoustic emission (AE) monitoring were employed to study thermally induced fracturing in medium-grained Lac du Bonnet granite, taken from a surface quarry near the Atomic Energy of Canada's Underground Research Laboratory in Pinawa, Manitoba. Canadian nuclear waste disposal plans call for wastes to be buried in vertical boreholes along horizontal drifts excavated at depths up to 1 km in the Canadian shield.

The experimental sample was a right circular cylinder, 300 mm in diameter and 220 mm in length with a central, through-going, 30 mm axial borehole. A quarry sample was chosen to minimize stress relief damage that might be present in cores taken depth. Initial velocity anisotropy in the plane orthogonal to the cylinder axis only 1.5%. A 1000 watt electrical resistance cartridge heater, centered in the borehole and packed in fine quartz sand, served as the heat source. Thermocouples provided temperature data at three positions along the inner borehole wall and at five positions on the outer surface. The tomography plane was chosen to bisect the cylinder's long axis. Travel-time were gathered with 24 equally-spaced, 1.0 MHz compressional transducers at room temperature before and after each thermal cycle. A sensitive cross-correlation technique was employed to detect small travel-time differences for common raypaths. The AE array included eight transducers from the tomography plane and eight transducers on the upper and lower end surfaces. AE waveforms were recorded during both heating and cooling phases of each thermal cycle. The events were located and source mechanisms determined.

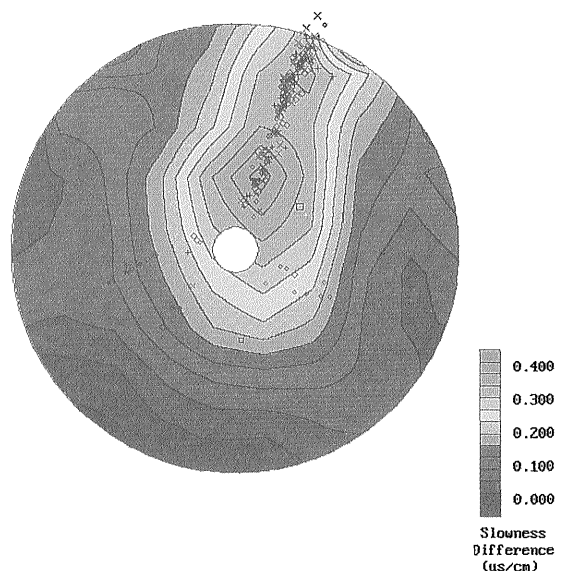
Little AE activity was recorded during the first two thermal cycles, which were limited to borehole temperatures below 155°C. The following three cycles attained peak temperatures between 175° and 200°C. In each, AE activity began near the heater borehole, then spread outward, with most events occurring at temperatures above the previous cycle's peak temperature.

Early events displayed relatively low frequency waveforms and shear mechanisms, related, perhaps, to the steep thermal gradients near the borehole early in the heating cycles. Later events were broadly dispersed throughout the sample volume, displayed high-frequency waveforms and predominantly tensile mechanisms, and may have arisen from thermal expansion mismatches along adjacent grain boundaries. Essentially no AE were recorded during cooldown.

Catastrophic failure occurred during the sixth cycle at a borehole temperature of 245°C, with a single fracture extending the entire length of the cylinder. Acoustic emission locations, obtained during cooldown as the fracture walls came into contact, and ultrasonic tomography clearly delineate the fracture (Figure 1). The fracture appeared to originate at the relatively cool outer surface, then grew inward toward the heat source to intersect the borehole. We attribute failure to a thermal gradient mechanism, in which tensile hoop stresses were produced near the outer surface of the sample in excess of the rock's tensile strength.

(\*Geological Survey of Japan • \*\*Ontario Hydro • \*\*\*  
Dept.Geol.,Univ.Keele,U.K.)

Keywords: acoustic emissions, thermal fracturing, ultrasonic tomography



## 断層面の形状生成モデル

栗原保人

地下岩石の破壊面の形状は地震の発生過程を規制する重要な因子であることが室内実験や数値実験によって明らかになってきている。ここでは、1) 岩石試料の破壊実験で形成された破壊面や建物の壁面に見られる割れ目の形状がフラクタル的な性質を持ちフラクタル次元約 1.25 になること、2) 深部ボーリングコア中に見られる実際の地震ですべったと考えられるすべり面 (スリッケンサイド) の形状のフラクタル次元もほぼ 1.25 になり、さらにその粗さ振幅に関して異方性が存在すること、を明らかにした。破壊面に関するこれらと同様な特徴はサンアトラス断層などで比較的長波長成分の形状についても報告されている。

一般に、破壊面の形状がこのような性質を持つことは、媒質の不均質性や破壊のメカニズムに起因すると考えられる。したがって、破壊面の形状生成メカニズムを明らかにすることで、破壊面の形状から逆に媒質の不均質性や破壊のメカニズムが明らかにできる可能性がある。そこで、破壊面形状のフラクタル次元が 1.25 になること、及びせん断破壊の破壊面形状に異方性が存在することが説明可能な破壊面形成メカニズムの考察を行った。その結果、強度がランダムに分布する媒質での破壊進展を考え、さらに破壊力学に基づいた亀裂先端の応力場の異方性を考慮した破壊進展モデルにより上記測定事実が説明可能なことを示した。また、フラクタル次元が 1.25 になる原因は、亀裂先端の応力場の性質に起因するものであり、媒質の強度分布のゆらぎによるものではないことがわかった。

(地殻物理部)

Keywords: Fault surface, Slickenside, Surface topography, Fractal, Fracture mechanics.

## 中央構造線活断層系ストリップマップ

水野清秀

中央構造線活断層系は西南日本を縦断する日本有数の活断層帯である。地質調査所では、京都大学岡田篤正、中京大学清水文健両氏の協力を得て、四国及び近畿地域に分布する中央構造線活断層系に沿った地域の細長い地形・地質図 (ストリップマップ) を 2.5 万分の 1 の縮尺で

公表した。本図は、現在までに得られた活断層に関する様々な資料を図上に整理したもので、断層地形に関するものとしては、活断層のトレース、低断層崖とその比高、河川の屈曲とその屈曲量、断層鞍部、風隙、段丘面の傾動や撓曲、膨らみまたは圧縮尾根、背斜・向斜構造などを示した。また断層露頭の特徴やトレンチ調査の結果などは、図中への書き込みで表現した。断層を挟んでその両側それぞれ 1-2 km の範囲内で第四系や地すべりの分布なども示されている。四国地域のストリップマップには説明書がついており、立体視のための空中写真、露頭写真、トレンチ壁面のスケッチなど多数の資料が載せられている。

(環境地質部)

Keywords: neotectonic map, Median Tectonic Line, active fault, fault topography

## 柳ヶ瀬-養老断層系ストリップマップ

杉山雄一\*・栗田泰夫\*・吉岡敏和\*\*

本図に示す柳ヶ瀬-養老断層系は、若狭湾東岸から伊勢湾西岸にかけて、北北西-南南東方向に連続する活断層群 (北から甲楽城、山中、柳ヶ瀬、鍛冶屋、醍醐、関ヶ原、宮代、養老、桑名、四日市の各断層セグメント) から構成され、総延長は約 140 km に達する。本図では、これらの活断層の通過位置と断層変位地形及び断層露頭などの位置を 10 万分の 1 地形基図上に表示し、更に重要な断層変位地形、断層露頭、トレンチ調査の成果などについては図中への書き込みと挿図で示した。柳ヶ瀬断層については、本図作成のための現地調査の一環として実施したトレンチ調査により、今から 600 年ほど前に断層活動があったことが明らかにされた。敦賀の気比神宮や琵琶湖の竹生島では、1325 年 (正中 2 年) の地震により大きな被害が生じており、600 年ほど前の柳ヶ瀬断層の活動はこの地震に対応する可能性が高いと考えられる。また本図では、柳ヶ瀬-養老断層系の周辺に分布する活断層 (琵琶湖北岸の敦賀、駄口、路原、集福寺の各断層、琵琶湖東岸の今須、大清水断層、養老山地南縁の市之原断層など) についても表示し、これらの断層に伴う重要な断層変位地形や断層露頭についても記載した。このほか、柳ヶ瀬断層の南方延長に当たる虎姫町~長浜市付近を震央として発生した 1909 年姉川地震 (M 6.8) に伴う家屋被害や水準点変動に関する既存資料もあわせて表示した。

(\*環境地質部 \*\*地質部)

Keywords: Neotectonic map, Yanagase fault, Yoro fault,

1325 Shochu 2-nen earthquake, 1909 Anegawa earthquake

## 花崗岩マイロナイトにおける地震波速度異方性

## 阿寺断層系ストリップマップ

松澤進一

栗田泰夫

阿寺断層系ストリップマップ(佃ほか, 1993)は、岐阜県萩原町北部から同県中津川市東部まで、北西-南東方向に発達する活断層群(阿寺断層系)について、断層系を挟む幅約4 kmの地域の活断層及び第四系を中心とした地質と、活断層の認定根拠となる変位基準・変動地形・断層露頭などのデータを、25,000分の1地質図及び説明書に表わしたものである。

阿寺断層系は、全長66 kmで、阿寺断層・小和知断層・湯ヶ峰断層・下呂断層・宮地断層・西上田断層及び萩原断層の各断層区間から構成される。このうち萩原断層及び西上田断層を除く各断層は、断層系の中～南東部にあって、北西-南東に直線的に伸び、その全体の長さは48 kmである。また萩原断層と西上田断層は、断層系の北西部にあって、北北西-南南東に伸び、その全体の長さは19 kmである。同断層系の変位のセンスは、北東側隆起を伴う右横ずれであり、第四紀後期における平均変位速度は、断層系南東部の坂下付近において2.8 m/千年と求められている。また、トレンチ調査などから知られる断層活動の再来間隔はおよそ2千年であり、最新の活動時期は約1千年前以降である。(環境地質部)

Keywords: Atera fault system, Strip map, Active fault, Trenching survey

断層の地下深部の延性領域では岩石が変形を被ってマイロナイトが形成されている。マイロナイトは面構造・線構造が顕著であり、弾性学的な異方性を形成していると考えられる。そこで地殻の最も代表的な岩石である花崗岩についてマイロナイト化の進行とともに地震波速度の異方性がどのように変化していくのかについて室内実験により考察を試みた。異方性の議論には、クラックの影響を除去するために封圧を150 MPaまで上昇させたP波・S波速度の測定値を用いた。その結果、P波・S波速度の異方性は変形の進行とともにそれぞれ増加・減少する傾向が見られた。P波速度の異方性の増加は単結晶で異方性の大きい黒雲母が(001)面を面構造に垂直な方向に向けて定向配列し、かつ面構造の方向に連結することにより異方性が形成されることが顕微鏡観察の結果でわかった。従来の研究では定向配列のみが注目されていたが、最も変形の進んだウルトラマイロナイトでは粒径の極端な減少により異方性の値が逆に減少することから、用いたP波の波長との関連とともに連結の重要性も示唆している。S波の異方性の変化については今のところ妥当な解釈ができず、今後さらに議論を要する。

(千葉大学理学部)

Keywords: granitic mylonite, seismic anisotropy, biotite, preferred orientation