

第 182 回研究発表会講演要旨*

特集 地震化学・岩石物性

αトラック法による地震予知

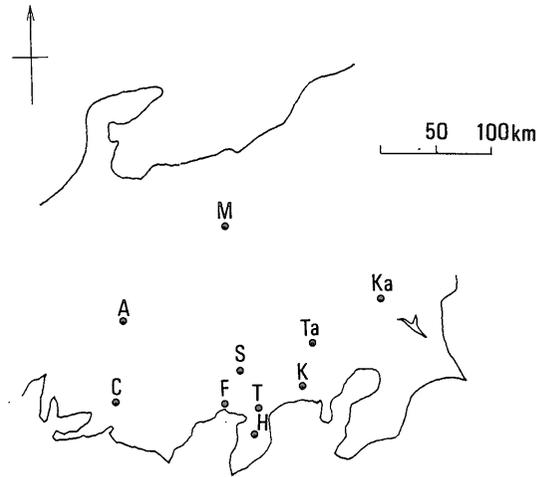
加藤 完・高橋 誠・吉川清志

環境地質部地震化学課では、観測強化地域および特定地域に指定されている各地の活断層において、αトラック法によるラドン濃度の定期観測を行っている。その観測地点を第1図に、その概要を第1表に示す。この中の国府津-松田断層上では神奈川県大井町相互台に8カ所の観測孔を設置し、1980年2月からαトラック法によるラドン濃度の定期観測を行ってきたが、1983年1月頃および1985年1月頃よりそれ以前に比べてトラック密度 (Tracks/cm²・day) が増加する現象が観測された (加藤, 1987)。

1984年長野県西部地震 (M 6.8) の際にも、震源から約 100 km 離れた松代と新城では2年前から、震源から約 25 km 離れた阿寺では1年前から同様な現象が観測された (加藤, 1986)。

もし、予想される「小田原付近の地震」(坂田, 1985)

の震源に近接する国府津-松田断層の、この1983年1月からのラドン濃度の増加現象がその地震 (M 7) の前兆



第1図 ラドン濃度定期観測点位置図

第1表 定期観測点概要

Mark	Name of fault	Location	Term of Observation	Number of holes	Annual variation of track density
A	Atera	Miyawaki, Fukuoka, Gifu	1980.2-	6	+
C	Median Tectonic Line	Arumi, Shinshiro, Aichi	1980.10-	5	+
F	Fujigawa	Lower Reach of Fuji River	1978.7-	7	+
H	Himenoyu	Himenoyu, Nakaizu, Shizuoka	1978.7-	4	+
K	Kozu-Matsuda	Sogodai, Ohi, Kanagawa	1980.2-	8	-
Ka	Karasuyama-Sugonuma	Inari, Sekijo, Ibaraki	1983.4-	5	-
M	Matsushiro	Tennoyama, Matsushiro, Nagano	1981.10-	3	+
S	Shibakawa	Torinami, Shibakawa, Shizuoka	1985.4-	7	?
T	Tanna	Hata, Kannami, Shizuoka	1980.2-	5	-
Ta	Tachikawa	Hakonegasaki, Mizuho, Tokyo	1984.4-	5	?

+ : Existed - : No existed ? : Unknown.

* 昭和 62 年 2 月 19 日 本所において開催

現象の一つだとすると、前兆現象の先行時間と地震の規模(マグニチュード)との経験式から、70年を再来周期として予想されて1993年より早く起きる可能性が高いと推論した。(環境地質部)

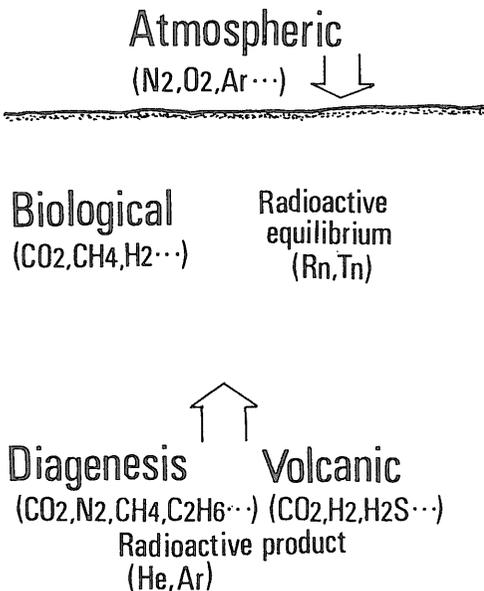
文 献

加藤 完・池田喜代治・高橋 誠・永田松三(1982)
 α トラック法による神縄および国府津-松田断層地域の調査. 第4紀研究, vol. 21, p. 67-74.
 ——(1986) 長野県西部地震の前兆としての震央周辺における α トラック法によるラドン濃度異常. 地震, vol. 39, p. 47-56.
 ——(1987) α トラック法による国府津-松田断層のラドン濃度の定期観測(1980年2月-1986年9月). 地震予知連絡会会報, vol. 37, p. 175-178.
 坂田正治(1985) 本特集に寄せて. 地球, vol. 74, p. 418-419.

活断層直上で見られる土壌ガス組成異常

吉川清志・加藤 完・高橋 誠

活断層を通じて、地下深部からの水やガスが供給される例は以前より知られており、地震の際の前兆現象とし



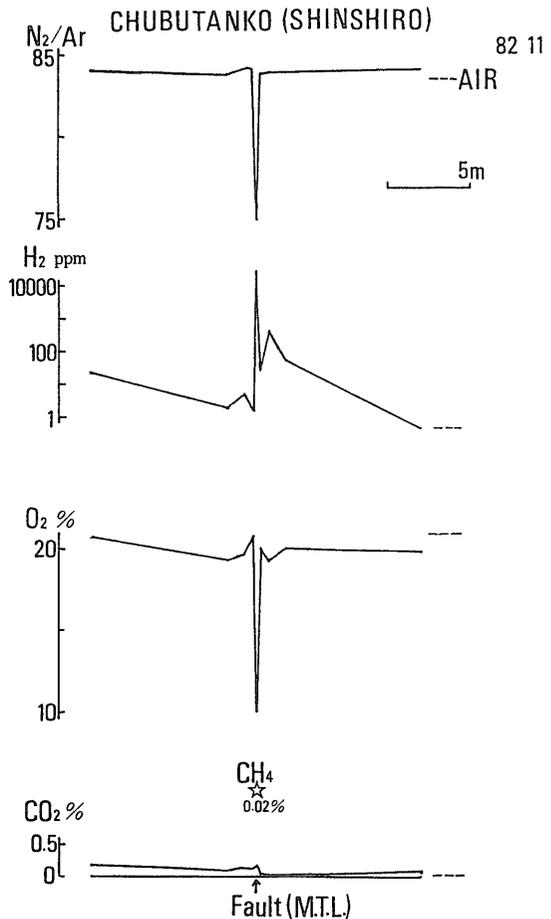
第1図 土壌ガスの起源に関する概念図

て、それらの変動が見られるとの報告もある。

しかし、ガス成分に関してみると、第1図に示すように、各々の成分の成因については、いくつかの可能性があり、多成分の組合せ及び同位体比の情報を基に、ガスの起源を推定する必要がある。

例えば、松代地震断層上では、 CO_2 , N_2 , He, Rn の明瞭なピークが見られ、He に関しては同位体比から火山性を示している。一方、断層直上で CO_2 のピークが見られるが、 O_2 との逆相関を示し、長期変動のパターンは地温との良い正の相関を示す例(例えば伊豆半島浮橋)が多く、生物活動の変動によるものと推定され、断層の存在が生物活動に何らかの影響を与えていると見られるが、理由は明確ではない。

良く注目されている H_2 についても、岩石の破碎、火山起源、生物起源の可能性があり、第2図に示した中央構造線神城における例では、 H_2 と他の成分とのパター



第2図 愛知県新城市における中央構造線上の土壌ガス組成

ンの比較から、岩石の破碎、火山起源は考え難く、 N_2 を消費して H_2 を発生するような微生物（窒素固定細菌）の作用による可能性があると思われる。

これらの例のように、断層上のガス組成の観測は成因及び変動要因を見積れるだけの多成分の観測が必要である。また、土壌ガスの観測においては観測孔の設置状態も重要であり、ガス採取時に大気を引込まないように、また、日周的なガスの移動による変動を受け難いような位置に設定する必要がある。

地殻変動との対応を考察するためには、これらの事柄をチェックすることが最小限必要となる。

(環境地質部)

伊豆半島吉川温泉、赤沢1・6号温泉の水質、水温、自噴量と地震との関係について

永井 茂・風早康平

1. はじめに

地球化学的手法による地震予知研究の一環として、伊豆半島地域で地下水の水質、水温、自噴量の観測研究を実施している。これまでの研究から明らかにした観測井の条件は、① 地下深部の情報把握→深い温泉井、② 人為的影響を受けない→自噴井、③ 地震に対する前歴→地震前後に何等かの変化のあった井戸、④ 観測が容易→水温、塩分濃度が高すぎない井戸、などである。吉川温泉、赤沢1、6号温泉は、上記条件を満たした観測井であり、周辺で発生した小規模な地震でも、地震後に興味ある変化を生ずる。夫々について、変化の内容と解析

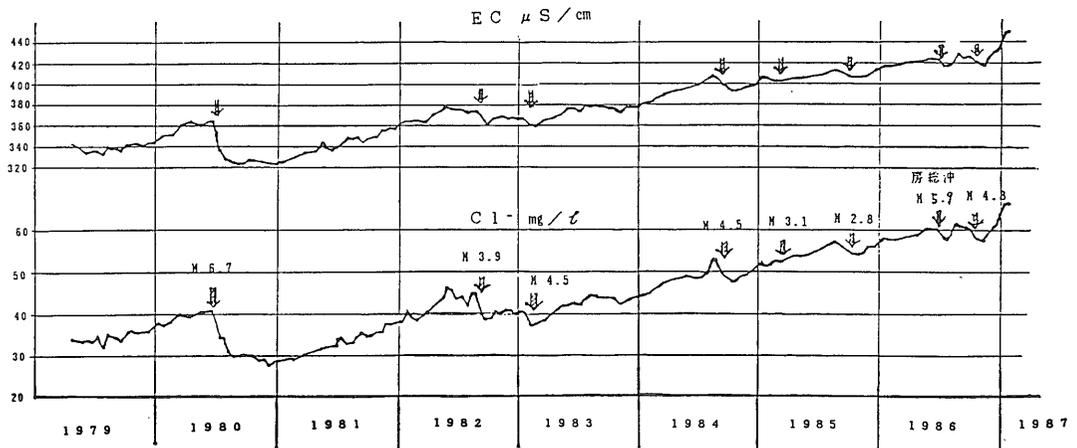
結果を紹介する。

2. 赤沢1号の水質、赤沢6号の自噴量変化

両温泉の位置は伊東市の南端、相模灘に接した地点である(第1図)。夫々の井戸深度、水温、導電率、自噴量は、概略で1号泉が800m、 $40^{\circ}C$ 、 $400 \mu S/cm$ 、400 l/分、6号泉が600m、 $41^{\circ}C$ 、 $330 \mu S/cm$ 、400 l/分で、何れも単純温泉である。



第1図



第2図 伊東市赤沢1号温泉における導電率(EC)、塩化物イオン(Cl-)の経時変化

赤沢1号泉は水質が地震に対応した変化を生ずる。第2図は導電率、 Cl^- の観測開始以来の経時変化である。全体的には年々濃度が増加しているが、伊豆半島東方沖での群発地震後に必ず濃度の減少が認められる。特に規模の大きい伊豆半島東方沖地震(M6.7)後の濃度減少が著しい。この水質変化の内容を検討すると、第4図のようにキーダイアグラム上では直線上に並ぶ。これは、水質の全く異なる2つの地下水が混合していることを示し、1つはB(赤沢6号)であり、1つは矢印の延長方向と考えられるAである。経年的にみるとAの割合が増加しており、地震のショックで一時的にBの割合が増加すると考えられる。なお、62年1月より濃度が異常増加している。

次に赤沢6号泉の増量は自噴量が大きく変化する。第3図は水温、自噴量の経時変化である。自噴量は61年6月24日の房総半島沖(M5.9)後に約20 l/分、5%強、同年10月13日の伊豆半島東方沖群発地震の最大地震(M4.8)後に約40 l/分、10%強の増加を生じた。水温の変化は明瞭ではないが、M4.8のあと0.3°C上昇している。

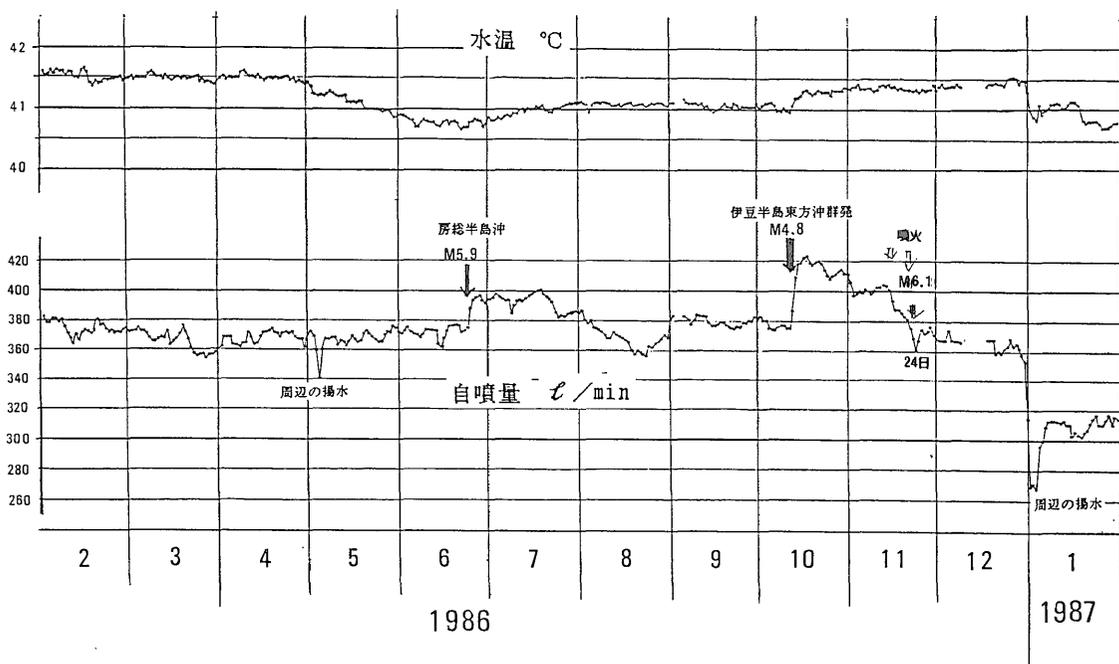
この赤沢6号泉で興味あるのは大島の噴火との関連、61年11月21日の第II期噴火の翌日、22日に大島近辺で生じたM6.1の地震(筑波の震度Ⅲ)後には自噴量

が逆に減少している。また、11月15日、21日の噴火時にも自噴量は減少している。

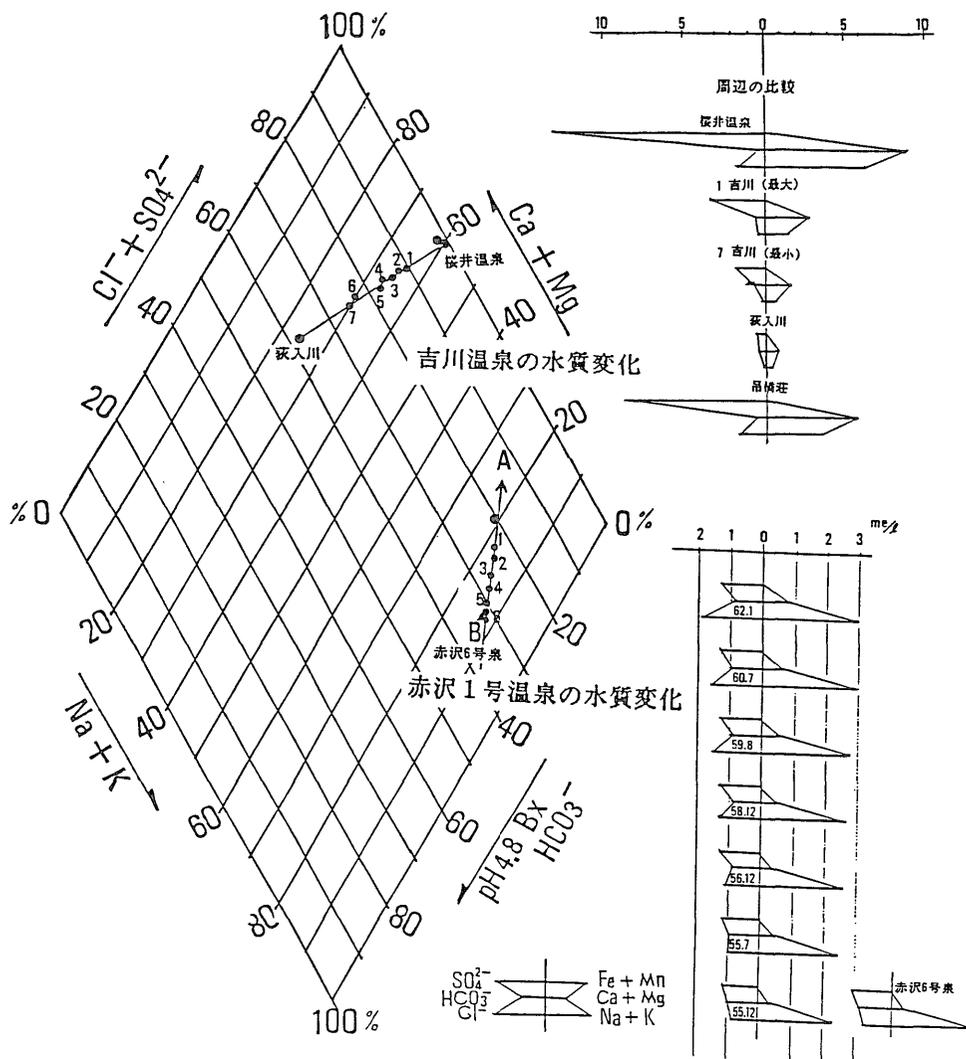
次に、61年の末から62年始めに自噴量が急減している。これは周辺での揚水が原因であり、5月のゴールデンウィーク、夏休み(8月)にも同じ現象が生ずる。しかし、問題は揚水停止後の自噴量回復、今まではすぐに元のレベルに戻ったが今回は約半分の回復に止まってしまった。赤沢1号泉の濃度増加とも時期が一致しており、何等かの異常が考えられる。なお、赤沢6号泉の水質はこの期間ほとんど変化していない。

3. 吉川温泉の水質変化

吉川温泉は河津町梨本、河津川の支流荻入川沿いにある。井戸深度400m、水温約22°C、導電率300 $\mu S/cm$ 、自噴量300 l/分であり単純温泉である。この温泉も地震後に水質が大きく変化する。水質変化は第4図のようにやはり直線上に位置し、異質の2つの地下水の混合であるが、吉川温泉の場合は下部の温泉水と上部の荻入川系淡水の混合であることが明らかである。地震直後、一時的に温泉水の割合が増加し、溶存成分が増加する。また増加量も地震の規模に比例している。なお、地震後に温泉水の割合が増加することは、伊豆半島東方沖地震(M6.7)後に、すぐ近くの桜井温泉の自噴量増加とよく一致することから裏付けられている。(環境地質部)



第3図 赤沢6号温泉の水温、自噴量経時変化(毎0時)



第4図 吉川温泉，赤沢1号温泉の水質変化

地殻における応力—破壊過程と実験地震学

小出 仁

地震予知の方法は，過去の事例からの類推が，主要な根拠になっている。例えば，ドーナツ・パターンはその典型であって，地震活動の特徴から大きな地震の発生を予測しようとするものである。ところが，天然の地震は必ずしも人間の注文通りには発生してくれないため，観測例の収集はきわめて困難なことが多い。最近になって，地震予知のために，様々な観測機器が整備されてきたが，機器が新型であればあるほど，観測事例に乏しく

なる。このようなジレンマは，最近の伊豆大島の噴火でも表面化した。

このようなギャップを埋めるためには，人間がコントロールできる実験を行う必要がある。実験地震学の意義は，人間が条件をコントロールして，いつでも地震の観測ができるところにある。このような点から，単なる岩石の破壊実験ではなく，最近，AE観測や歪計測等の計測技術が特に高圧条件下でも発達してきたことは，実験地震学の発展に重要である。

実験地震学は，また，地震のモデルの研究にも主要な役割を果たしてきた。いわゆるダイラタンシー・ディフュージョン・モデルは必ずしも成立しないことがわかっ

てきたが、広義のダイラタンシー・モデルの正しさはほぼ証明されたといえる。しかし、細部になると、研究者の間でも意見の相違が大きい。ダイラタンシー・ディフュージョン・モデル(ウェット・モデル)は水の移動を重視するが、ドライ・ダイラタンシー・モデルは破壊域の集中化を重視する。ダイラタンシー・モデルに対抗して、先在断層によるすべりを重視するのが、スティック・スリップ・モデルである。また、断層面上の不均質性を考慮したモデルが、アスペリティ・モデルまたはバリアー・モデルであるが、これらのモデルも地震の特徴のいくつかの面を説明する。

実験や野外における観察から、断層または断層群の幾何学的形態がキーになると考えられる。演者は、実験における観察から、上記各種モデルの性質を兼ね備えているモデルとして、多重エシュロン断層モデルを提唱している。(環境地質部)

クラック配列の変形特性及び弾性波速度特性に及ぼす影響について

高橋 学

天然状態における岩石は、いわゆるクラックと呼ばれる弱面を多数含んでおり、それらの形状や分布の様子は岩種のみならず、周囲の種々な因子により、多岐にわたる。これらのクラックを潜在的クラックと称することにすれば、我々が現在扱っているのは、応力によって発生するクラックのことである。岩石に圧縮応力を付与した場合、応力の増加と共に応力によって発生するクラックの量は増加する。その証拠に加圧軸方向とそれに直交する方向において、歪の出方や弾性波速度の変化に大きな違いが生じる。特に一軸圧縮試験や通常の封圧三軸試験では、加圧軸面内で相直交する2方向における歪や弾性波速度の変化は、破壊直前まではほぼ等しく、いわゆる加圧軸面内で等方的な性質を示している。これは加圧軸面内で応力によってクラックがランダムに発生したものと考えれば、既述した現象を良く説明することができる。これらに関する実験結果や計算例は多くの研究者によって現在までに報告されており、ほぼその全容を明らかにした感がある。しかしながら、ここで見落してならないのは、これらはあくまでも主応力空間におけるたった1面の応力場しか実現していない事であり、ごく限られた範囲での挙動しか把握していない点である。

通常の封圧三軸試験機に中間主応力方向のピストンを付加することにより、主応力空間における圧縮応力場の

すべての位置を実現させることが可能となる。これが真三軸圧縮試験装置である。この装置の出現により、従来までの試験方法による結果からは予想できなかった事が数多く判明した。その中でもクラック配列の変化による影響と考えられるものに、ダイラタンシーの異方性とP・S波速度の異方性がある。中間主応力による、応力によって発生するクラックの方向分布の変化を考慮することにより、前述した両者の現象を同時に説明することができる。さらに、応力によって発生するクラックの分布変化は、ある仮定を導入することにより、強度特性における中間主応力効果をも定量的に説明することができる。したがって、観点を変えて考えると、応力の方向と大きさを変えることにより、発生するクラックの方向と量を制御できると言えるだろう。

(環境地質部)

すべり破損核の生成及び動的伝播過程としての固着すべりと地震

大中康馨

地震の発生機構は、巨視的にみれば、一つの面に沿って剪断型くいちがい先端が数 km/s の速度で伝播する現象であることは地震学的解析から明らかにされている。このような剪断型くいちがいを引き起こす原因が既存の力学的欠陥面(断層面)に沿うすべり破損であることは浅い地震の場合ほとんど疑いをいれない。破壊の動的伝播に先行して、必ず準静的な破損核の生成過程が存在する。準静的なすべり破損核の生成過程を解明することの重要性は、地震がすべり破損の動的伝播現象である限り明瞭であろう。すべり破損核の生成・伝播過程を解明する目的で、破損領域のサイズより十分大きなサイズを持つ断層沿いに固着すべりを発生させ、破損領域における一般的特性を破壊力学的アプローチにより調べた。

すべり破損核は断層面全体にわたって形成されるわけではなく、断層の一部に局所的に形成される。臨界変位量は、すべり破損核生成領域から破壊の動的伝播領域に至る遷移過程を通じて、ほぼ一定と見なせる。これに対して、breakdown stress drop $\Delta\tau_b$ やせん断破壊エネルギー G_c はクラック長さの関数で、すべり破損核生成点で最も小さく、クラック長と共に増大する。従って、準静的破損核生成領域における $\Delta\tau_b$ 、 G_c は破損の動的伝播領域における $\Delta\tau_b$ 、 G_c に比較すると有意に小さい。準静的破損核生成領域においては、破損領域のサイズ X_c はクラック長と共に増大する。しかし、動的伝播過

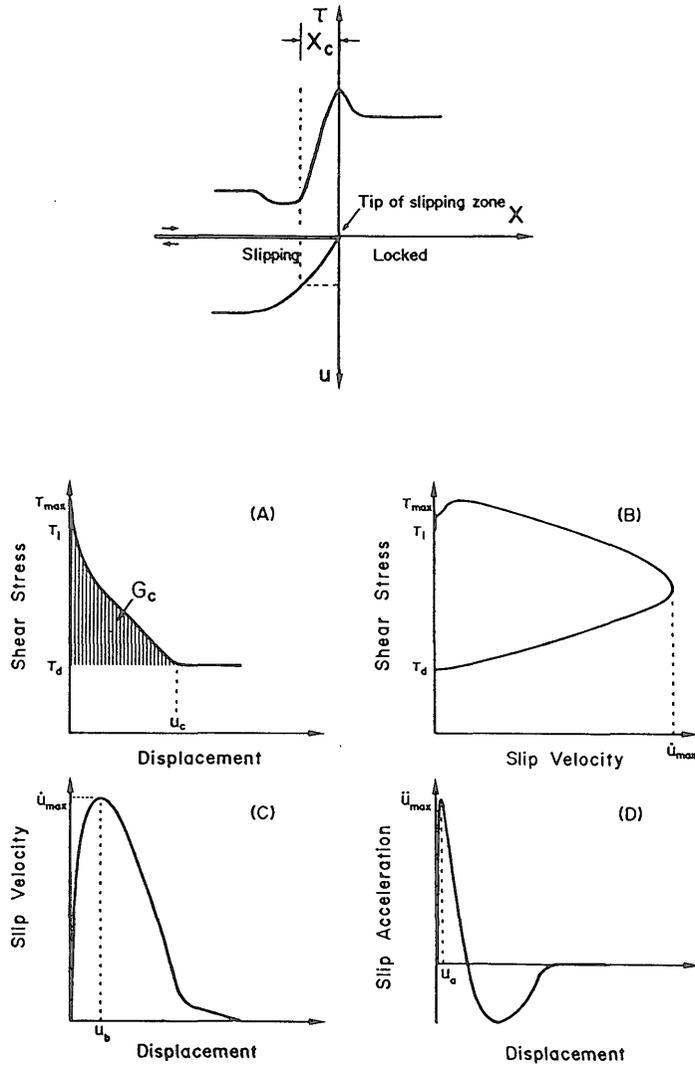


Fig. 1 A model of breakdown zone.

程では破損伝播速度の増大と共に X_c は減少し、動的破損伝播が定常的になるとほぼ一定値を取る。breakdown stress τ_{max} と初期応力 τ_i の差 $\tau_{max} - \tau_i$ は、すべり破損核生成点では 0 で、クラック長と共に増大する。動的破損伝播過程における破損領域の特性は Fig. 1 のようにモデル化される。

Fig. 1 は破壊スケールの大小にかかわらず成立すべき基本的特性で、地震が破壊現象である限り、その破損領域はやはり Fig. 1 のように表わされる筈である。破壊規模の大小に応じてスケーリングの必要なパラメタが存在する。例えば、 G_c がその例であるが、このような

サイズスケール依存性パラメタの幾つかのスケーリングは既に可能である。
(東京大学地震研究所)

圧縮応力下の岩石内で発生する AE の震源分布について

楠瀬勤一郎*・佐藤隆司*
西沢 修**・平田隆幸***

我々は、岩石中に発生する AE (高周波微小破壊音) を試料側面にはった 20 チャンネルの圧電素子によって

検出し、これらの波形をミニコンピュータに記録し、AE源である微小破壊の位置を自動決定するシステムを完成させた。このシステムでは、震源決定の確立誤差が1mm以下という高精度で、各実験毎に数千個のAE震源を求めることが可能である。

これらの震源分布データを基に、一軸圧縮クリープ下の岩石中に発生する微小破壊の空間分布が、クリープの進行と共に集中していく課程を定量的に表現することを試みた。このため、生態学でひろく用いられている、ホプキンス-スケラムの集中度指数、及び最近はやりのフラクタル次元を導入した。これらの結果は、相互比較がむづかしい、形態というものの変化を定量化し、野外と室内、または条件の異なった室内実験間での客観的な比較の可能性を示唆している。また、震源分布がフラクタル構造を示すことから、微小破壊の空間分布が自己相似性を持っていることが明らかになった。

AE震源分布がそうであるように、断層の形態もフラクタル構造を持っていると仮定することができれば、破壊がランダムウォークで伝播するという簡単なモデルでも、余震の時系列の減衰に関する大森公式が成立することが示される。

(*環境地質部 **地殻熱部 ***京都大学理学部)

圧縮応力下の岩石内で発生するAEの 発震機構について

佐藤隆司*・西沢 修**・楠瀬勤一郎*

岩石のアコースティック・エミッション(AE)は岩石内の微小破壊によって励起されるものと考えられている。またAEは、自然地震と類似の性質がいくつか見いだされており、地震現象を実験的に研究する手段として注目されている。地震の震源パラメータに相当する量を求める試みもなされている。AEの発震機構を調べることは、クラックや孔隙の形状や変形時の挙動を明らかにすることにより岩石の変形・破壊機構解明の手掛かりを与えるとともに、AE震源パラメータを推定する際に不可欠

である震源モデルを確立するうえでも重要である。近年、P波初動押引分布を用いてAE発震機構を調べる試みがいくつかなされ、AEは地震と同様にせん断破壊によって生じると結論された。しかし、これまでの研究では、試料に取り付けたセンサの数が少なく、重ね合わせによって得られた少数の例を除くと、せん断型の破壊から期待される四象限型の初動押引分布が明瞭な形で示された例はない。我々は、AE発震機構を詳しく調べるため、岩石試料に20個の圧電素子を取り付けて三軸圧縮試験を行った。

実験には湯河原安山岩(孔隙率4.7%)および大島花崗岩(孔隙率約1%)を用いた。初動押引分布は四象限型(quadrantial distribution; Q型)のもの以外にも、以下のようなタイプのものが得られた。

C型: 全点で「押し(compression)」が観測されるもの。

D型: ほとんど全点で「引き(dilatation)」が観測され、まれに「押し」が観測されるもの。

B型: 「押し」「引き」がともに観測されるが、「押し」の現れる領域が広く四象限型の節線を引くことができないもの。

花崗岩を用いた実験では、C、BおよびQ型の押引分布が見られた。これらの押引分布は、最大圧縮軸方向に平行な張力型クラックとせん断型クラックが連結したモデルによって統一的に説明できる。また、このモデルを用いて求められた主応力軸の方向の分布は試料の歪の方位分布と調和的である。安山岩中で発生するAEの大部分はQ、D型のもので、C、B型のAEは見られなかった。D型の押引分布は試料内にランダムに分布するAEに多く見られた。この型のAEは、孔隙率の小さな花崗岩では見られないことから、孔隙の崩壊によって発生したものと考えられる。一方、最終破壊直前に将来の破壊面の近傍で発生した群発活動に属するAEの大部分はQ型の押引分布を示す。発震機構解からは、これらのAEが最終破壊面に平行に選択的に配列した張力型クラックが連結する時に生じたものであることが示唆される。

(*環境地質部 **地殻熱部)