

ESR 法による断層活動年代の測定

下 川 浩 一*

ESR dating of fault movement

Koichi SHIMOKAWA*

Abstract ESR dating of fault movement was described. The principle of the dating is based on the complete resetting of paramagnetic defects in quartz grains from fault gouge at the time of fault movement.

The conditions of stress and temperature for resetting was obtained in laboratory, and it is confirmed by the experiment that the accumulated defects in quartz grains were deleted at the time of fault movement. In addition to that, various lattice defects in quartz from fault gouge were used for evaluation of the degree of resetting.

1. は じ め に

1.1 断層活動年代測定法について

断層の活動年代調査あるいは測定の方法には、大きく分けて、地形・地質学的方法と地球化学的方法の 2 つがある。

地形・地質学的方法は航空写真判読等によって地形基準面を明らかにしその変位から活動年代を推定したり、断層露頭やトレンチ等の人工露頭で地層が断層によって変位を受けているか否かを判定し、その地層の年代から間接的に断層の活動年代を求めるものである。

地球化学的方法は、断層運動に伴って生じた破碎帯の物質を対象にその活動の際に記録された事象や生成した物質を解析もしくは年代測定を行って活動時期を推定するものである。これには断層活動後に生成したと考えられる低温性イライトを使用しての K-Ar 法 (LYONS & SNELLENBURG, 1971), 応力によってトラックが消失する雲母の性質を利用したフィッシュントラック法 (安川ほか, 1971), 破碎帯中の石英粒子が地下水などの作用により溶解していく過程を利用し、表面構造解析によって活動年代を相対的に求める方法 (金折ほか, 1978) 等がある。

1.2 活断層の重要性

最近、地震予知のキーワードとして活断層が注目を集めるようになった。活断層とは、最近の時代まで地殻変

動を繰り返し、今後も活動する可能性の大きい断層として定義された断層である (多田, 1927)。その最近の時代を従来は第四紀とすることが一般的であったが、第四紀地殻変動研究の最近の研究の成果によると、第四紀のうちに構造応力場が変化し、それに応じて既存の断層の変位様式が変化したり、断層の地表部における位置が移動することがわかってきた (寒川, 1977)。従って最近では「おおむね第四紀の後期 (約 10 万年前以降) に反復して活動した内因性 (地殻変動を反映している) の断層」が活断層として扱われている (地質調査所, 1983)。

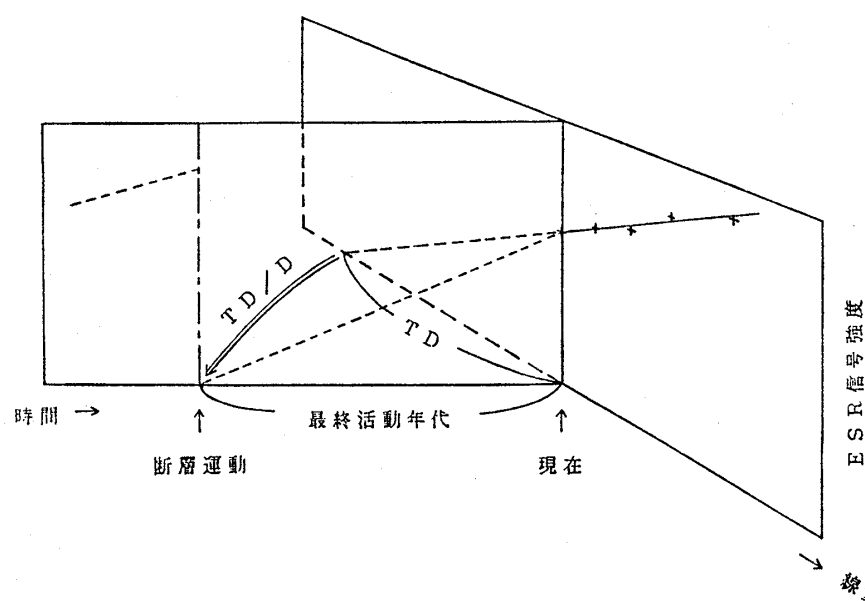
このように活断層は、地質学では最近地質時代における地殻変動の変遷を探るための研究課題として、また、社会的には地震予知の手法として、さらに工学的には巨大建築物の設置や設計の問題として重要視されている (緒方・本庄, 1981; 藤田, 1982; 羽田, 1982)。

1.3 活断層の年代測定

上述したように、ある断層が活断層であるかどうかを判定するためには、約 10 万年前以降の活動を明らかにする必要がある。しかしながら、例えば地形・地質学的方法で断層により変位を受けた地層の年代測定を行う場合、10 万年前後の年代となると、従来の ^{14}C 法では測定限界を越え、フィッシュントラックや K-Ar 法では誤差が大きくなり測定が難しい。また、地形・地質学的方法は断層上に第四紀層を上載していない地域には適用できず、さらに地球化学的方法は対象鉱物や適用年代が限られており、実際の適用例も少ない。

このような状況の中で、数万～数十万年程度の年代測

* 地質調査所環境地質部。Geological Survey of Japan, 1-1-3, Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan



第1図 ESR による断層活動年代測定 の原理

定に適した ESR 法が、断層の活動時期を推定するために断層破碎帯中の石英に適用され、これまでに各地の断層の活動年代測定が行われるとともに多くの問題点が指摘されてきた。本論では、それらについて概説するとともに、ESR 法を断層活動年代測定に適用する場合の問題点や今後の課題について述べる。

2. 原 理

2.1 断層の ESR 年代測定の原理

断層破碎帯中の石英は、周囲の岩石や土壌及び宇宙線などの自然放射線を受けている。その放射線により石英に格子欠陥が生じ、放射線の総量に比例する格子欠陥が石英中に蓄積される。ところが、断層が活動するとその際に生じる熱や圧力によって、それまでに蓄積された格子欠陥が消失し、それ以降には、また新たに自然放射線による格子欠陥の蓄積が始まる。格子欠陥の量は ESR 信号強度に比例する。したがって、その信号強度を年代値に読み換えることによって、最終活動年代が求まる。第1図は、この原理を模式的に示したものである。まず、人為的に一定線量の γ 線を照射したときの ESR 信号強度の増加特性(図中、実線で示した増加曲線)を求め、それを信号強度0に外挿することによって現在の格子欠陥の量を放射線量(総被曝線量, TD)に換算する。そして、それを試料が1年間に受ける放射線量(年間線量, D)で除することによって年代を求める。なお、ESR 信号強度を年代値に読み換えるのに、一定時間毎に ESR 測定を繰り返すことによって、直接時間軸で外挿する方法もある(池谷, 1981)。しかしながら、数万年以上の年代になると、放置時間に比例する信号強度の増加量が非

常に小さくなり、実用的ではない。

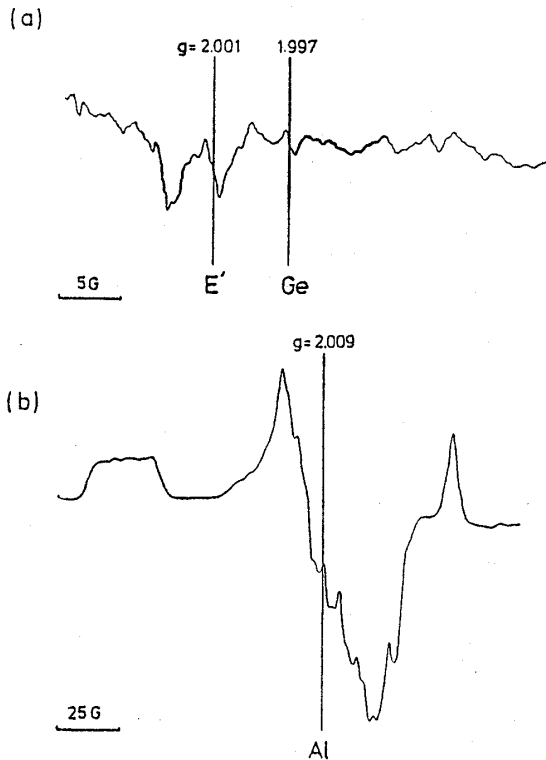
2.2 石英の格子欠陥

石英の格子欠陥は、空孔型と不純物型の2通りに分けられる。空孔型は Si^{4+} を結びつける O^{2-} が空孔となり、そこに ESR 信号を出す不対電子が捕獲されたもので、 E' 中心(g 値 2.001)という。また、Si と O の結合が切れて $-\text{OH}$ となり、ホールが捕獲されたものは OHC (g 値 2.011)と呼ばれている。不純物型は Si^{4+} を Ge^{4+} , Al^{3+} または Ti^{3+} 等が置換し、そこに不対電子またはホールが捕獲されたもので、置換した原子の種類によって、Ge 中心(g 値 1.997), Al 中心(g 値 2.009), Ti 中心(g 値 1.931)と呼ばれている(Griscorn, 1978)。

断層破碎帯中の石英の ESR スペクトルを第2図に示す。a)は常温で測定したもので、低磁場側から、 E' および Ge 中心の両信号が識別される。b)は液体窒素温度下で測定したものであり、Al 中心の信号が出現している。このように Al 中心は液体窒素温度下ではじめて検出可能である。これは、常温だと格子緩和によって線幅が拡大し、その結果ピークが検出できないくらいに小さくなってしまったためであると考えられている(Schnadt & Räuber, 1971)。

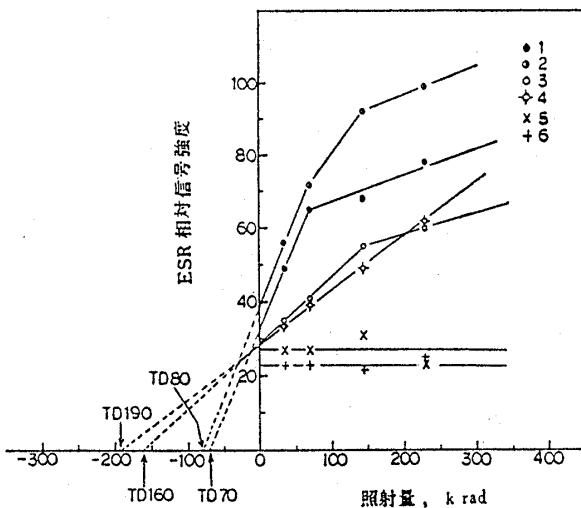
2.3 断層運動による格子欠陥消失の機構

第3図は、 γ 線照射による E' 中心の ESR 信号強度の増加のようすを示している。これは、主断層からの距離によって総被曝線量がどう変化するかを調べたものである。主断層から 20 m 以上離れた地点から採取した試料は総被曝線量(TD)が無限大に近くなり、格子欠陥濃度が飽和に達していることを示すが、主断層内の2試料



第2図 盛岡・花巻地域の活断層の破碎帯中の石英から得られた ESR 信号

a) 室温, b) 液体窒素温度

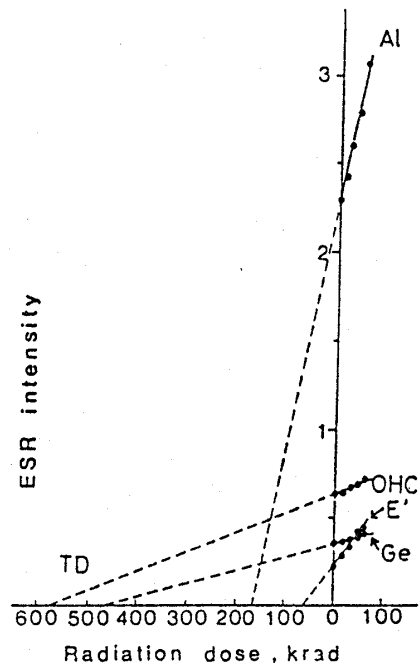


第3図 γ 線照射による E' 中心の信号強度増加特性

1 および 2 は主断層内, 3~6 は主断層からそれぞれ, 2, 10, 20, 30m 離れた地点での試料 (大村ほか, 1981)

は TD が最も小さく, 断層活動に伴う格子欠陥の消失があったことを示している。

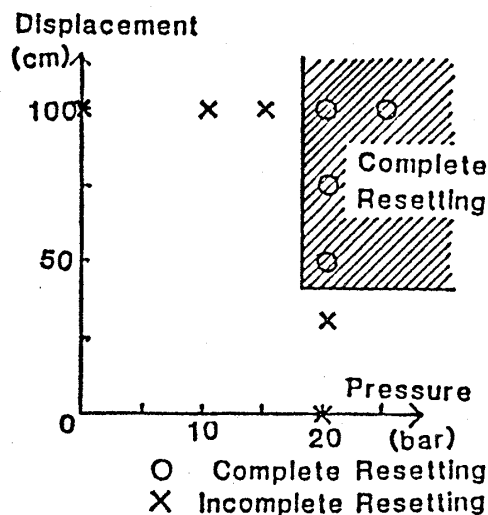
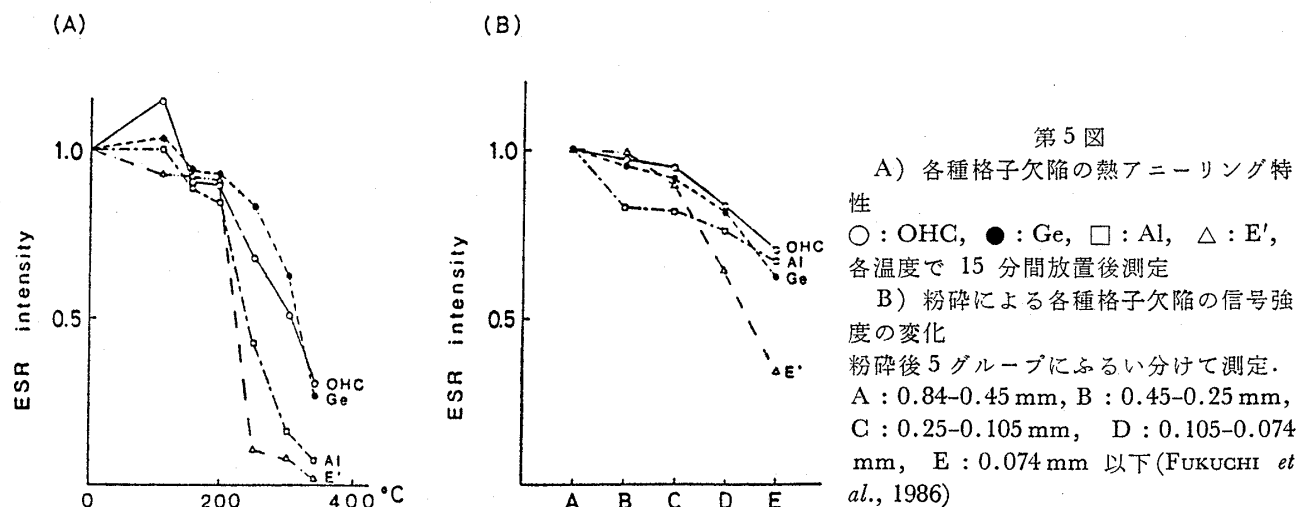
同一試料中の石英の異なる種類の格子欠陥を使って γ 線照射による ESR 信号強度の増加特性を調べたのが第



第4図 各種格子欠陥の γ 線照射による信号強度の増加特性 (FUKUCHI *et al.*, 1986)

4図である。この実験から, TD は E' が最も小さな値をとり, Al, Ge, OHC の各中心順に大きくなっていることがわかる。つまり, 同じ石英であっても対象とする格子欠陥の種類によって異なる TD が求まることになる, これはそれぞれの格子欠陥の断層活動時における欠陥消失の仕方が異なっていることを示す。これを実験的に明らかにするために, 熱アニーリング実験と粉碎実験が行われた(第5図)。熱アニーリング実験は, 石英を各温度に一定時間保った後, ESR 信号強度がどの様に減少していくかを見るものである。粉碎実験は, 一定粒度の石英をメノウ乳鉢ですりつぶした後, ふるい分けによって各粒度毎に集めたものを ESR 測定し, その信号強度の変化を知るものである。この2つの実験から, E' 中心は熱や粉碎による欠陥の消失が最も起こりやすく, Al がそれに次ぐが, Ge と OHC は熱や粉碎に対して同程度に消失が起こりにくいということが分かる。この結果は, 第4図における各欠陥中心から求められた TD の大きさと調和的である。

三木・池谷(1981)は E' 中心の熱アニーリング特性を調べ, その結果 450°C まで加熱すると E' 中心は完全に消失することを明らかにした。断層の活動時に, 断層面に沿って高い摩擦熱が発生しガラス状の溶融物が生成したり (SWAIN & JACKSON, 1976), 大規模な地すべり面に沿って同様の現象が起きていることが報告されている (HEUBERGER *et al.*, 1984), したがって, 断層活動時に



第6図 E' および Ge 中心の ESR 信号消失条件の圧力と変位量の関係(有山, 1986)

E' 中心が消滅するのに十分な熱が発生する可能性もある。また彼らは、圧縮容器に封入した 0.25~0.84 mm 径の石英粒子に一軸圧縮荷重を加えることによって、E' 中心がどう変化するかを実験的に調べた。それによると、E' 中心の ESR 信号強度は 80 MPa まで直線的に減少し、しかも試験後の石英を粒度毎に調べると 0.25~0.84 mm では信号強度はほとんど変化しないのに対し、細粒化の進んだ 0.074 mm 以下ではその信号強度が 1/10 近くに減少している。したがって、断層活動時に石英が細粒化されることによって、E' 中心が消滅することがありうるとしている。いずれにせよ TD が主断層内で小さいと言う事実は、断層活動時の格子欠陥の消失を示すには十分であると考えられる。

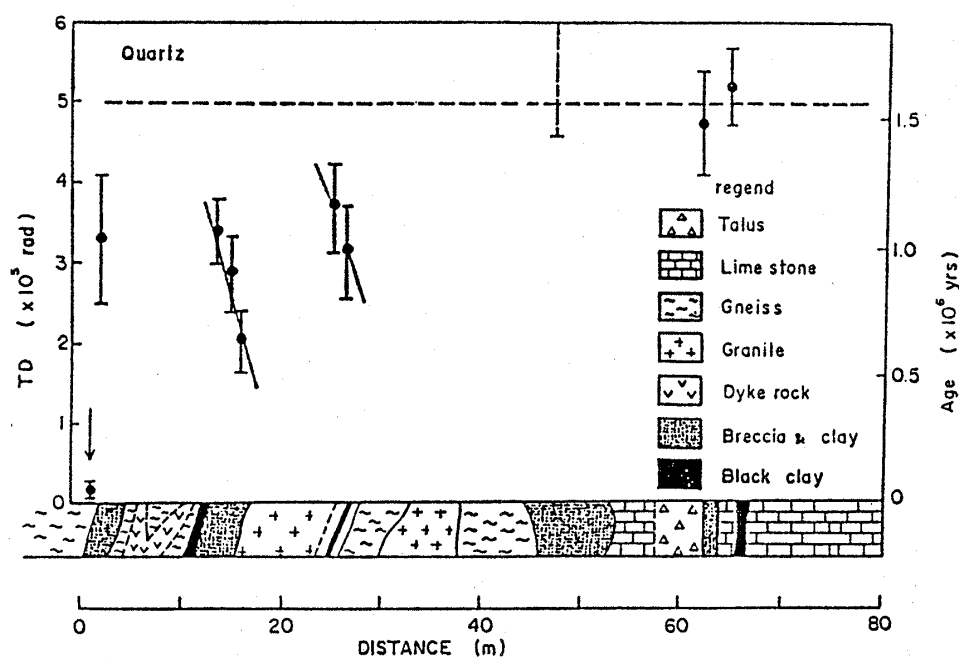
有山(1986)は、一定の垂直応力下で任意の変位を与え

ることのできる石臼状の模擬断層実験装置を考案し、地表付近における低封圧下での信号消失条件を求めた。その結果、E' および Ge 信号は垂直応力が 20 bar 以上でかつ変位が 50 cm 以上の条件で完全に消失することが明らかとなった(第6図)。20 bar は地表下約 100 m の深さの封圧に相当する。小出(1980)は、丹沢山地における地殻応力測定の結果、深度 5~10 m で最大水平圧縮応力が 100 bar を越えていることを明らかにしており、また三雲(1980)は大地震の際の歪変化量から応力降下量が 10~70 bar になることを指摘した。さらに大地震を伴って生じた1回変位量は、日本で記録されたものはほとんどが 2~4 m の範囲にはいる(松田, 1983)。したがって有山(1986)による信号消失条件は、地表付近でも十分到達可能であると考えられる。

3. 測定例

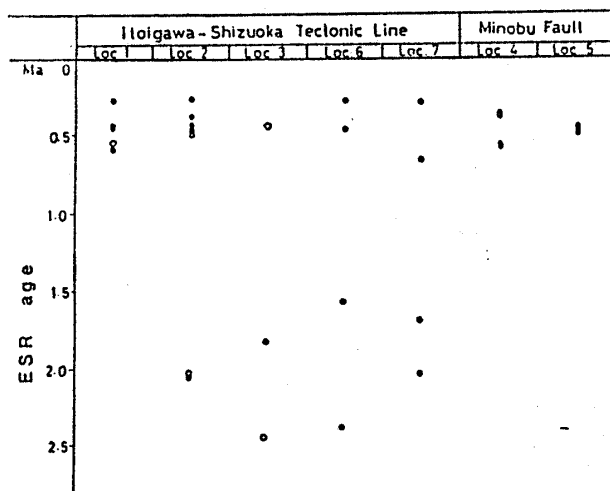
第7図は、跡津川断層天生谷の断層露頭の数カ所で得られた石英粒子の TD と試料採取位置の関係を示したものである(田中ほか, 1981)。矢印で示された断層面沿いの細粒粘土化帯の石英から 7 万年、また角礫化帯から 70~180 万年という年代が求まり、断層に伴う破碎帯においても場所によって形成時期が異なることが明らかにされた。また、田中ほか(1984)は同断層の真川露頭で、主断層面沿いの幅 1~2 mm の粘土フィルムの石英から 10.5 万年という ESR 年代を求め、石英の表面構造の解析からこの石英粒子が破碎によって形成されたことを確認した。

大村ほか(1981)は六甲断層に ESR 年代測定を適用し、主断層部で 15~18 万年、主断層から 2~10 m 離れた破碎部で 36~43 万年の年代値を求めた。これは 2



第7図 跡津川断層天生谷露頭での試料位置と TD の関係

右側縦軸は、年代値を示し、矢印は、断層面沿いの細粒粘土化帯を示す。(田中ほか, 1981)



第8図 各種格子欠陥の ESR 信号を使って測定した糸魚川—静岡構造線及び身延断層の活動年代

●: 断層粘土, ○: 石英脈 (FUKUCHI *et al.*, 1986)

度の活動時期を示すのか、主断層から離れた破碎部で欠陥の消失が不完全だったかの2つの可能性を示している。

森山ほか(1984)は三河地方の活断層を ESR で調べ、猿投山、恵那山、藤岡、小原の各断層の ESR 年代値は露頭での推定時期とおおむね調和的であるが、他のものはやや古い年代を示していると、破碎帯内部の試料採取の問題や不完全な欠陥消失の可能性を指摘した。

FUKUCHI *et al.* (1986)は、糸魚川—静岡構造線および

身延断層の活動年代を求めるため、E', Al, Ge, OHC の各中心の ESR 信号を使って年代測定を行った。彼らは、すべての信号がほぼ同じ総被曝線量を示す場合に欠陥消失が完全に行われたとみなす、ひとつの判定基準を作った。その結果、糸魚川—静岡構造線、身延断層共に 30~55 万年の活動があることを明らかにし、また糸魚川—静岡構造線では 150~200 万年にも活動した可能性があることを示唆した(第8図)。

下川ほか(1986)は、盛岡・花巻地域の志和断層群の断層露頭3カ所において ESR 年代測定を行った。その結果、Ge 中心から求めた年代は、Al や E' より若く、1~7 万年を示すことがわかった。しかし、3カ所とも年間線量を同じと仮定しており、このことが年代値のばらつきを与えている可能性がある。

4. 測定上の注意点及び問題点

TD および D の評価に関しては試料の採取段階から注意すべき事項がある。以下、それについて述べる。

伊藤ほか(1984)は数 cm の断層破碎帯内部を細分したものを試料として、それぞれの ESR 年代測定を行った。その結果、年代測定には Ge 中心の ESR 信号が有効であることを明らかにした。また、1~2 cm 程度の幅でも異なった年代が得られ、1回の断層運動によって Ge 中心の信号が消失する範囲は幅 2 mm 程度であるとしている。

また、田中ほか(1984)は、幅 10 cm 以下の断層破碎帯内からの試料でも、欠陥の生成効率が高く TD の求まるものと、飽和状態にあり信号強度の増大が認められないものがあり、特に主断層面沿いの幅 1~2 mm の粘土フィルムより抽出した石英粒子の TD が最も小さいことを報告している。

試料処理については、石英での α 粒子の平均飛程が約 40 μm であり TD への α 線寄与率の評価が難しいことから、 α 線の影響を除くため、測定に用いる石英粒子の粒径を大きくとるかまたは、HF 中に数時間放置し、 α 線の影響を受けたと考えられる表面を削り取っている。また、宇宙線の寄与を無視するためには、試料を地表下数十 cm~数 m で採取する必要がある(大村ほか, 1981)。

D の評価については、試料の化学分析値から求める方法と熱ルミネセンス線量計(TLD)による現地測定法の 2 通りがある(大村・桜本, 1984)。前者は、断層破碎物質の U・Th・K 含有量を化学分析によって求め、U・Th 系列の放射平衡を仮定して BELL(1979)の数値により γ 線の年間線量を算出するものである。この方法では放射平衡を仮定しているが、活断層沿いにラドンガス含有量が多く γ 線強度にピークが認められることや(貞広・見野, 1980)、断層面では ^{222}Rn およびその娘核種の含有量が周辺に比べて倍近くになる(加藤ほか, 1980)など核種分布に偏りがみられることから、放射平衡の仮定が成立しない可能性がある。しかしながら、断層面でラドンが著しく高濃度になるのは、地震前後などの一時期に限られることや、この方法で算出された D の値と、後述する TLD 現地測定法で求めた D 値に大差がないことから、凝集してきたラドンおよびその娘核種の寄与は、実際には無視できると考えられている(三木・池谷, 1981)。

後者は、断層破碎帯物質採取地点付近に TLD を地表下約 50 cm の深さに埋設し、1 年ないし半年放置後回収して γ 線線量を測定する方法である。しかしながら、この方法では β 線線量の評価ができないので、化学分析から求めるか、 β 線線量測定法(ICHIKAWA *et al.*, 1982)で実測するかのどちらかで求める必要がある。

ESR 法による断層の活動年代測定法をより信頼性の高いものとするためには、地震断層や活動時期の推定されている断層での具体的測定例を積み重ねていくことが重要である。また、それによって、断層破碎帯における年間線量の評価方法も確立されていくと思われる。

文 献

- 有山智雄, 1986: 断層運動による ESR 信号の消失—その実験的検討—。第 1 回 ESR 応用計測研究会演旨, 57-58。
- 地質調査所, 1983: 50 万分の 1 活構造図 シリーズ について。地調月報, **34**, 1, 27-37。
- 藤田和夫, 1982: 活断層研究の推移とその背景。土と基礎, **30**, 3, 3-9。
- FUKUCHI, T., IMAI, N. and SHIMOKAWA, K., 1986: ESR dating of fault movement using various defect centers in quartz; the case in the western South Fossa Magna, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 121-128。
- GRISCOM, D. L., 1978: The physics of SiO_2 and its interfaces. S. T. Pantelides (Editor), *Proceedings of International Topical Conference*. Pergamon, N. Y., p. 232-252。
- 羽田 忍, 1982: 活断層と建設工事。土と基礎, **30**, 3, 11-17。
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E. and SCHRÖCKER, A., 1984: Quaternary landslides and rock fusion in central Nepal and in the Tyrolean Alps. *Mtn. Res. and Devel.*, **4**, 345-362。
- ICHIKAWA, Y., HAGIHARA, N. and NAGATOMO, T., 1982: Dating of pyroclastic flow deposits by means of the quartz inclusion method. *PACT*, **6**, 409-416。
- 池谷元伺, 1981: 概論 ESR 年代測定法。月刊地球, **3**, 8, 468-476。
- 伊藤谷生・澤田臣啓, 1984: ESR 断層年代測定法における採用信号と試料採取幅。同上, **6**, 4, 247-252。
- 金折裕司・宮腰勝義・角田隆彦・佐竹義典, 1978: 断層粘土中の石英粒子の表面構造。電力中央研究所報告, 377011。
- 加藤 完・伊藤吉助・永田松三, 1980: 伊豆半島及び富士川周辺における α トラック法による活断層調査。地震, **33**, 435-449。
- 小出 仁, 1980: 地震予知のための応力測定の問題点。月刊地球, **2**, 8, 578-585。
- LYONS, J. B. and SNELLENBURG, J., 1971: Dating faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 1749-1752。
- 松田時彦, 1983: 地殻運動の大きさと頻度。地形, **4**, 2, 151-165。
- 三木俊克・池谷元伺, 1981: 活断層の ESR 年代測定—その物理的基礎—。月刊地球, **3**, 8, 500-504。
- 三雲 健, 1980: 地震を発生させる応力の大きさと断層の破壊。同上, **2**, 8, 560-568。
- 森山昭雄・池谷元伺・松田時彦, 1984: 三河山地における活断層の ESR 年代。同上, **6**, 4, 258-262。
- 緒方正慶・本庄静光, 1981: 電力施設の耐震設計における断層活動性の評価。応用地質, **22**, 1, 67-87。
- 大村一夫・桜本勇治・豊倉 勇・辻 喜弘・山戸武史・池谷元伺, 1981: 電子スピン共鳴法による断層の活動時期測定の試み—六甲断層を例として—。月刊地球, **3**, 8, 510-516。
- 貞広太郎・見野和夫, 1980: 活断層における γ 線測定 (1)。地震, **33**, 51-70。
- 寒川 旭, 1977: 紀ノ川中流の地形発達と地殻変動。地理学評論, **50**, 578-595。
- SCHNADT, R. and RÄUBER, A., 1971: Motional effects

- in the trapped-hole center in smoky quartz. *Solid State Commun.*, **9**, 159-161.
- 下川浩一・今井 登, 1986: ESR 法による断層及び火山灰の年代測定について. 第1回 ESR 応用計測研究会演旨, 43-45.
- SWAIN, M. V. and JACKSON, R. E., 1976: Wearlike features on natural fault surfaces. *Wear*, **37**, 63-68
- 多田文男, 1927: 活断層の二種類. 地理学評論, **3**, 980-983.
- 田中和広・金折裕司・宮腰勝義・池谷元伺・三木俊克, 1981: 電子スピン共鳴法による跡津川断層の活動年代測定の試み. 月刊地球, **3**, 8, 505-509.
- 田中和広・金折裕司・宮腰勝義, 1984: 電子スピン共鳴法による跡津川断層の活動年代測定の試み(その2). 同上, **6**, 4, 253-257.
- 安川克己・西村 進・一戸時雄, 1971: 断層運動の年代測定法. 地震学会春季大会予稿集, 61, 11.