

Fukadaken Library 63



第63回深田研談話会
2003年1月

ESR法による断層活動年代測定 その原理と実践

山口大学助教授

福地 龍郎

目次

1. はじめに	1
2. ESR 入門	1
2.1 ESR で結晶の欠陥を調べる	1
2.2 電子は磁場でゼーマン分離	2
2.3 共鳴して ESR 吸収エネルギー発生	3
2.4 ESR でラジカル総量が分かる	3
2.5 測定装置と測定方法	4
2.6 微分曲線ではピークとピークの幅と長さを見る	5
2.7 石英の固有の ESR 信号 ; E' 中心 , Peroxy 中心 , NBOHC	6
2.8 信号の非対称性は試料の異方性	7
3. ESR 年代測定法	8
3.1 自然被曝で ESR 信号が増える	8
3.2 試料年代 = 総被曝線量 / 年間線量率	9
3.3 ESR 年代測定法での問題点	11
4. 断層の ESR 年代測定法	13
4.1 摩擦熱で ESR 信号がリセット	13
4.2 摩擦熱でのリセット機構を検証	14
4.3 野島断層における年代測定例	17
4.4 断層ガウジの生成年代を求める	20
4.5 ESR 法による断層年代測定のまとめ	27
5. ESR の最新の動向	29
5.1 摩擦熱を見積もる	29
5.2 高速剪断摩擦試験	34
5.3 摩擦発熱モデル	37
5.4 深部掘削される地震断層の ESR 測定	40
6. 最後に	41
質疑応答	42
引用文献	44

1. はじめに

今日の講演は，以下の順で行います．

まず，そのESRとは何かについて説明します．講演のタイトルとなっている「ESR」は，電子スピン共鳴（Electron Spin Resonance）の略です．その基本を説明します．次に，ESR年代測定法の原理とESR法による断層活動年代測定の原理を説明します．断層活動年代測定の原理は，摩擦熱によってESR信号がリセットすることを前提にして議論しています．そのリセットの検証方法やその結果についても説明します．次に，断層ガウジ中に生成される粘土鉱物を使った「ガウジの生成年代測定」について説明します．ガウジの生成年代での断層の活動性評価について解説します．最後に，最近行っている研究例を幾つか説明します．まず，FMR信号（フェリ磁性共鳴信号）というフェリ磁性体から検出されるESR信号を利用した断層摩擦熱の検出について説明します．次に，京都大学の嶋本利彦教授と共同研究している高速剪断摩擦試験機を使った検証実験の結果を説明します．更に，野島断層の500m掘削コアを使用した断層摩擦熱温度の推定結果を示したいと思います．また野島断層の摩擦発熱現象に関連して，野島平林露頭で発見された野島シュードタキライトから推定される地震電磁気現象の話を行います．

2. ESR入門

2.1 ESRで結晶の欠陥を調べる

図2.1は，食塩などのイオン結晶モデルです．結晶中には図2.1に示すような空孔や，あるいは原子が不純物の原子と置換した置換イオンが存在します．そのような空孔や不純物があることによって，結晶には電気的な過不足が生じます．そうすると，天然放射線で電離した電子が捕獲されます．ESRは，そのようにして捕獲された電子を検出する手法です．

図2.2は，天然の石英をフッ酸でエッチングして，透過顕微鏡で観察したものです．写真のスケール幅は，50 μm です．無数のフィッシュトラックのような傷がエッチングされて見えます．これが先ほど説明した空孔や結晶の欠陥がエッチングされた痕です．肉眼による見た目では，この石英はきれいな結晶のように見えるのですが，フッ酸でエッチングすると，このよう

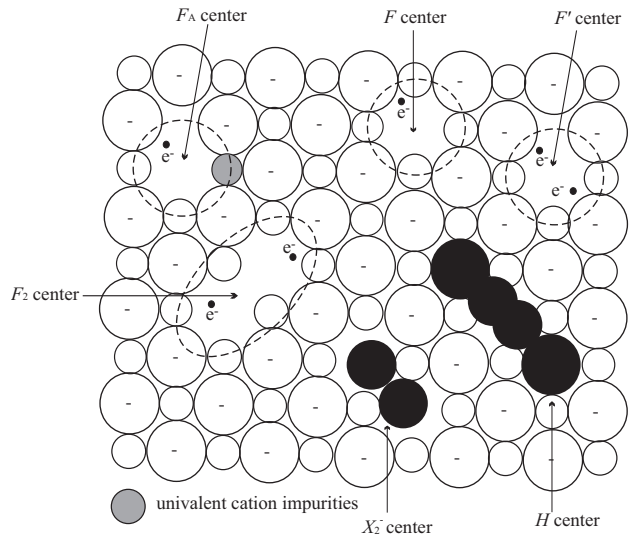


図2.1 結晶中の格子欠陥に不対電子が捕獲されている格子欠陥中心のモデル．

な格子欠陥が無数に存在していることが分かります。そして、そのような所に、天然の放射線によって電離された電子が捕獲されているのです。

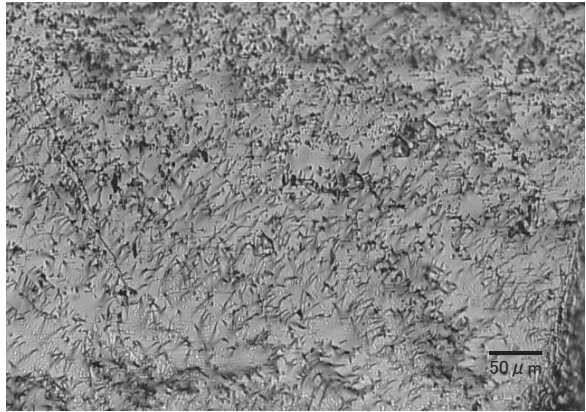


図 2.2 石英単結晶を 46%フッ酸 (HF) で 3 時間エッチングした後に観察される格子欠陥 (空孔など)のエッチピット写真。格子欠陥に天然放射線で電離した不対電子が捕獲されることにより格子欠陥中心が形成され、ESR 信号として検出される。

2.2 電子は磁場でゼーマン分離

このような捕獲されている電子が ESR 装置で検出されます。結晶中の電子はスピン (自転) しているので、一つの電子は小さな磁石と同じです。造岩鉱物である角閃石や輝石、雲母のような常磁性物質中のスピンは、ランダムな方向に向いています (図 2.3 左上)。そして、

それぞれの磁気モーメントを打ち消しあって、結局全体としては磁石の性質を示さない状態になっています。そのような状態で鉱物に外部から磁場を加えると、あるものは磁場 (H) と同じ方向を向いて、あるものは反対の方向を向きます (図 2.3 右上)。

磁場と平行に向くということは、エネルギー的により小さくて済みます。人間の世界もそうですけど、大きな流れに逆らわなければ楽というか、エネルギーがかからないのです。ところが、反対向きに向くものもあります。磁場の方向に逆らうものは、よ

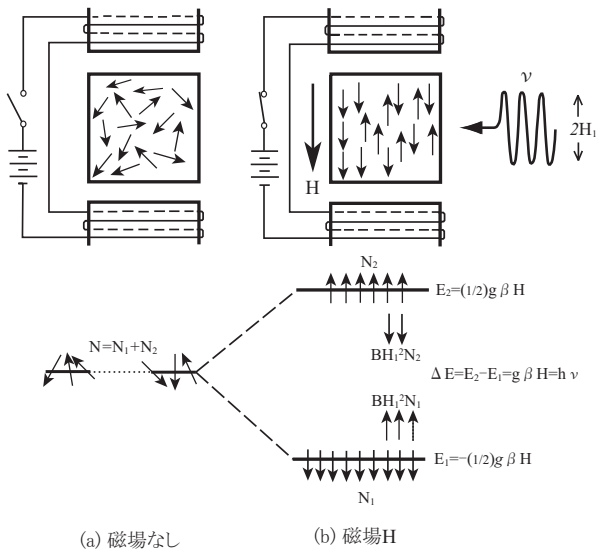


図 2.3 ESR (電子スピン共鳴) の原理。常磁性試料中には N 個のラジカルが存在する。外部磁場がない場合には、矢印で表されるラジカルの磁気モーメント (電子スピン) はランダムな配向を取り、同一のエネルギーを持つ。下向きの磁場 H をかけると、 N_1 個の電子スピンの磁場と同じ下向きに並び、残りの N_2 個のスピンは上向きに並び、その結果、エネルギーは 2 つに分離し、 E_1 及び E_2 となる。これをゼーマン分離という。この状態で振動数の電磁波 (一般にはマイクロ波で、振幅を H_1 とする) を試料に加えると、電磁波のエネルギー ($h\nu$, h はプランク定数) とゼーマン分離によるエネルギー差 E が一致した時に、電磁波の吸収あるいは放出が起こる (下向きのスピンの内 $BH_1^2 N_1$ 個が電磁波を吸収して上向きを変え、上向きのスピンの内 $BH_1^2 N_2$ 個が電磁波を放出して下向きを変える。B は比例定数)。これを電子スピン共鳴と言う。スピンの反転に伴う電磁波の吸収量から放出量を差し引いたものが ESR 吸収量 (ESR 信号強度) となり、試料中のラジカル総数 N 個に比例する。

りエネルギーが必要になります。より高いエネルギー状態になります。要するに、逆らうもの逆らわないもので、エネルギー差(エネルギー分離)が生じます。これを「ゼーマン分離」と言います(図2.3下)。

2.3 共鳴して ESR 吸収エネルギー発生

ゼーマン分離をしている状態で、外側からマイクロ波(電磁波の一種です)を加えます。そのマイクロ波の振動数のマイクロ波のエネルギーは、プランク定数 h という係数を掛けたものです。そして、ゼーマン分離のエネルギーとマイクロ波のエネルギーが一致すると、共鳴が起こり、以下のような現象が生じます。

図2.1の下向きの(エネルギーが低い状態の)電子 N_1 の幾つかは、マイクロ波のエネルギーを吸収して反転します。要するに、上向きの(エネルギーが高い)状態に移って行きます。それと同時に、エネルギーの高い状態の N_2 の幾つかがエネルギーを放出して下に降りてきます。そのようにして、マイクロ波のエネルギーを吸収して、高い状態に上がるものと、低い状態に下がるものが、連続的に起こります。これを電子スピン共鳴と呼んでいます。マイクロ波を吸収した総量を、ESR 吸収と言っています。

マイクロ波を吸収する量と放出する量は、下向きの(エネルギーの低い)電子の数と、上向きの(エネルギーの高い)電子の数で決まってきます。そして、吸収量-放出量 = ESR 吸収のエネルギーとなります(表2.1)。

2.4 ESR でラジカル総量が分かる

一般的に熱平衡状態、要するに熱の移動がない状態で、平衡している状態があるとします。エネルギーの行き来がない状態の場合には、無数の「ラジカル」が存在しています。ラジカルは、スピンを1つ持っている分子、つまり、不対電子を1つ持っている分子のことです。天然の鉱物の大部分は、その中に「不対電子」が存在しています(図2.3)。通常物質中の電子は、2つがペアを成して対電子になっているのですが、それに放射線が当たると、1つが飛ばされて(いわゆる電離です)、電離されて不対電子になります。つまり、先ほど言った、石英の空孔や不純物中に捕獲されている電子のことです。

そのようなラジカルの分布は、熱平衡状態では、ボルツマン分布に従うという法則

表2.1 ゼーマン分離と ESR 吸収。ゼーマン分離によるエネルギー差とマイクロ波のエネルギーが一致した時に試料内部ではマイクロ波の吸収と放出が起こり、吸収量から放出量を差し引いたものが ESR 吸収のエネルギーとなる。

ゼーマン分離と ESR 吸収

- ゼーマン分離 $\dots E = E_2 - E_1 = g\beta H = h\nu$
- E_1 : 下向きの不対電子の持つエネルギー
- E_2 : 上向きの不対電子の持つエネルギー
- β : 不対電子の磁気モーメント(ボア磁子)
- H : 外部磁場
- h : プランク定数
- ν : 電磁波の振動数
- 電磁波の吸収量 $\dots BN_1H_1^2h\nu$
- 電磁波の放出量 $\dots BN_2H_1^2h\nu$
- 吸収のエネルギー $\dots A = BH_1^2h\nu(N_1 - N_2)$
- N : 不対電子総数 ($N = N_1 + N_2$)
- N_1 : 下向きの不対電子数
- N_2 : 上向きの不対電子数
- H_1 : 電磁波の磁場の振幅
- B : H_1 と磁場 H の間の正弦の二乗に比例する値

があります。今、熱平衡状態での上向きと下向きの電子の数の比は、図 2.5 のように示されます。ESR 吸収エネルギーの $N_1 - N_2$ は、結局ボルツマン分布に従います。ESR 吸収エネルギー A は、表 2.2 の一番下の式の形で表されます。ESR 吸収エネルギーは、ラジカル数 N の総数に比例します。また、マイクロ波(電磁波)の電場の強さの 2 乗と振動数の 2 乗にも比例します。温度には、反比例します。要するに、ESR 吸収エネルギーからラジカルの総数 N を求めることができます。

2.5 測定装置と測定方法

図 2.4 は、ESR 測定装置です。一般に ESR の測定結果を表す時は、縦軸に加えるマイクロ波の出力 P 、横軸に磁場 H を描きます(図 2.5a)。測定方法としては、まず、マイクロ波の振動数

と出力 P を一定にします。そして、出力と振動数一定の下で、磁場を 0mT から

スキャンさせます。そうすると、初めは何も起こりませんが、ある所から、マイクロ波の吸収が始まります。共鳴が開始するとも言えます。そして図 2.5a のようなピークを持つ曲線が得られます。このピークの点の磁場を共鳴磁場と呼んでいますが、これは例えば粉末 X 線回析のような正規(ガウス)分布のピークに相当します。そして、図 2.5a のピーク面積で示されるマイクロ波吸収量は、ESR 吸収エネルギー A に一致します。ですから、ピーク面積を求めることによって、ラジカル総量を知ることができるのです。

図 2.5b が一般的な ESR スペクトルです。最近の ESR 装置ですと、図 2.5a のような吸

表 2.2 熱平衡状態にある時のラジカル数。熱平衡状態においては、同じエネルギー状態にあるラジカルの数はボルツマン分布に従うので、結局、ESR 吸収エネルギーはラジカル数に比例することになる。

熱平衡状態にある時の不对電子の数

- 一般に熱平衡状態においては、エネルギー E_i の状態にある不对電子(系)の数 N_i は、ボルツマン分布に従う。

$$N_1/N_2 = e^{(E_1 - E_2)/kT} = e^{h\nu/kT}$$

$$\begin{aligned} N_1 - N_2 &= (N_1 - N_2) / (N_1 + N_2) \cdot N \\ &= (N_1/N_2 - 1) / (N_1/N_2 + 1) \cdot N \\ &= (e^{h\nu/kT} - 1) / (e^{h\nu/kT} + 1) \cdot N \end{aligned}$$

k : ボルツマン定数, T : 絶対温度

一般に x が 1 よりも十分小さい時には、近似的に $e^x \approx 1 + x$ が成り立つので、

$$N_1 - N_2 \approx (h\nu/kT) / (h\nu/kT + 2) \cdot N \approx h\nu N / 2kT$$

$$\begin{aligned} \therefore A &= BH_1^2 h\nu (N_1 - N_2) = BH_1^2 h\nu (h\nu N / 2kT) \\ &= (Bh^2 / 2k) (N H_1^2 \nu^2 / T) \end{aligned}$$

- ESR 吸収エネルギーは、不对電子数 N 、電磁波の強さ H_1 の二乗、振動数 ν の二乗に比例し、温度 T に反比例する。



図 2.4 ESR 測定装置。

吸収曲線ではなくて、それを一回微分した微分曲線(図2.5b)で出力されます。これは何故かと言うと、普通の状態では測定しようと、普通の状態で測定しようと、振動などの様々なノイズが出てくる訳です。そこで、これに100 kHzの変調磁場を加えて、磁場を交流磁場にしてしまいます。そして、出力されるデータを増幅すると、微分曲線になってしまうのです。ですから、微分曲線になってしまうのは、ひとえにS/N比を稼ぐ、つまり感度を上げるために変調磁場を加えているということなのです。

2.6 微分曲線ではピークとピークの幅と長さを見る

では、図2.5bのような微分曲線のグラフをどうやって見たら良いかということになります。先ほどの微分する前の吸収曲線は、ガウス型正規分布あるいはローレンツ型分布として理論的に決まってくる。その時のピーク面積をガウス型でSG、ローレンツ型でSLとすれば、SGとSLは図2.5bの微分曲線のピークとピークの幅 H_{msl} とピークとピークの長さ $2h_0$ を使って、以下の式のように表わすことができます。

$$SG = \pi \cdot (H_{msl})^2 \cdot (2h_0)$$

$$SL = \pi \cdot (H_{msl})^2 \cdot (2h_0)$$

ローレンツ型であろうがガウス型であろうが、いずれの場合でも、ピーク面積は微分曲線のピークとピークの幅 H_{msl} の2乗とピークとピークの長さ $2h_0$ に比例することが分かります。X線回折ピークの場合もそうですが、ピークとピークの幅は照射するX線強度がどんなに増えても一定です。ESR信号の場合も同様で、ちょっと見かけが複

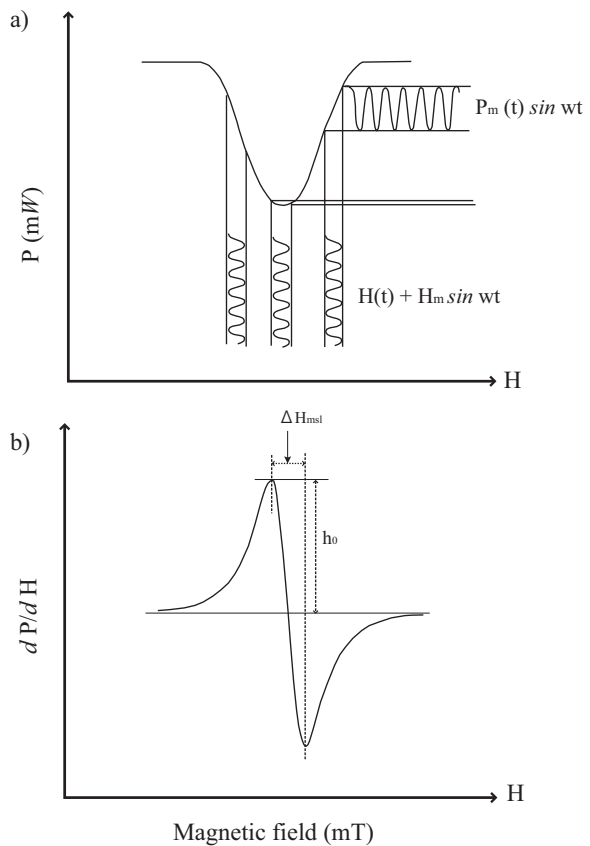


図2.5 ESR吸収曲線と一次微分曲線。マイクロ波出力(P)の吸収パターンは、通常、ガウス型あるいはローレンツ型を示す(a)。最近のESR装置では、信号のS/N比を増大させるために交流の変調磁場を印加するが、その結果、直流であるESR信号が重畳して交流となり、増幅後は一次微分形が得られる(b)。実際のESR測定では、マイクロ波振動数及び出力を一定にし、磁場を徐々に増大していく事によりESR吸収曲線が得られる。ESR吸収量は、吸収曲線をすべて積分した面積に等しくなるが、ガウス型・ローレンツ型いずれの場合でも、この面積は一次微分形のピーク幅(H_{msl})の2乗とピーク長($2h_0$)の積に比例するので、一次微分形のピーク長をもってESR信号強度とする。

雑ですが、ピークとピーク長さはラジカルに比例する量を測っていることになりまして、この長さを一般にはESR信号強度と呼んでいます。

2.7 石英の固有のESR信号：E'中心，Peroxy中心，NBOHC

図2.6に石英の格子欠陥モデルを示します。石英は SiO_2 ですが、天然の高エネルギー粒子線などで酸素が押し出されるとします。そういう現象を「酸素のノックオン (knock-on)」と言います。そうすると、酸素が抜けて空孔が出来ます。この空孔に電子が捕獲されるとESR信号が石英から検出されます。これをE'中心(厳密にはE1'中心)と言います(図2.6a)。石英の年代測定や断層の年代測定でしばしば使われていたのが、このE'中心なのですが、最近までの研究によると、これはどうも使えそうにないということが分かってきました。このことについては、また後でお話します。

図2.6の格子間原子(interstitial)のように、叩き出された酸素が格子間の位置にあって、Si-O-O-Siという形に結合したものを過酸化連結(peroxy linkage)と言います。さらにこの酸素とケイ素の間のどちらかの結合が切れると、Peroxy中心というESR信号が検出されます(図2.6b)。この場合、結合が切れた酸素はホール(hole)を捕獲しています。ホールとは、要するに、電子が抜けた孔ということです。その孔は、電荷がプラスなので、正孔と言われます。しかも抜け孔なのに、量子力学によると、粒子のように移動して行くと考えられています。ホールは、プラス電子の陽電子とほとんど同じだと思って下さい。先ほどのE'中心もノックオンで

酸素空孔ができた時には初め空孔に二つの電子が存在していて、この状態ではESR信号は検出されませんが、その内の一つが熱振動等により遷移してきたホールと再結合

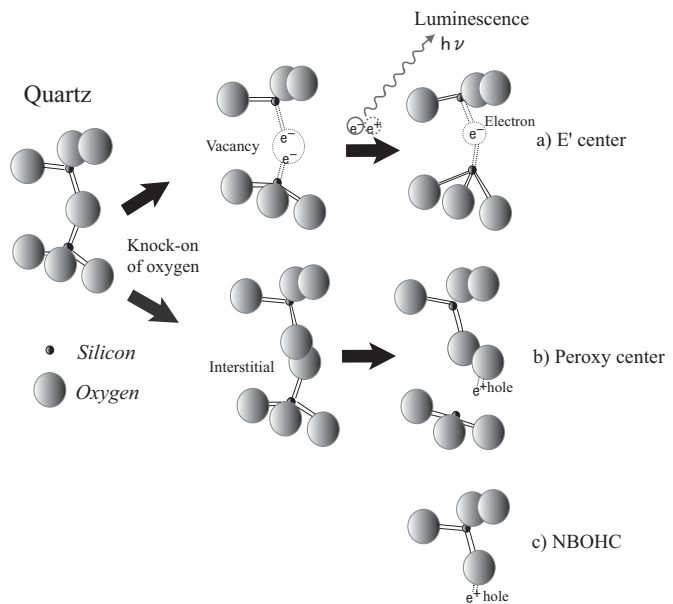


図2.6 石英から検出される空孔型ESR信号。放射線による酸素原子の叩き出しで形成された酸素空孔には初め二つの電子が存在しているが、その内の一つが熱振動等により遷移してきた正孔(ホール)と再結合してルミネッセンスに変わり消滅する。その結果、空孔には電子一つが捕獲された状態となり、E'中心(又はE1'中心ともいう)が検出される。一方、叩き出された酸素は格子間酸素となり、石英のSi-Oと結合してSi-O-O-Si(peroxy linkage)を形成する。さらに、熱振動や放射線等のエネルギーが加わると、peroxy linkageの一方の結合が切れてSi-O-Oが形成され、正孔を捕獲するとPeroxy中心(又は過酸化ラジカル中心)が検出される。その他、非架橋酸素(Si-O)が正孔を捕獲した状態のNBOHC(non-bridging oxygen hole center)が存在する。

し、ルミネッセンス（蛍光）に変わりと同時に消滅するために空孔に電子が一つ存在する状態になり、ESR 信号として検出されるようになるのです。

これはあまり検出されないことも多いのですが、 SiO_2 の酸素とケイ素の結合が切れることがあります。そうすると、切れた酸素がホールを捕獲して ESR 信号が検出されます。これは NBOHC (Non-bridging Oxygen Hole Center) と呼ばれています (図 2.6c)。非架橋 (Non-bridging) 酸素がホールを捕獲した中心ということです。これはあまり一般的には検出されませんから、特異な例だと思って下さい。

2.8 信号の非対称性は試料の異方性

実際に一定の周波数の下で、磁場をスキャンさせて ESR 吸収スペクトルを測定して行くと、Peroxy 中心が図 2.7a のように検出されます。上図がマイクロ波出力 1 mW で、下図が 0.01 mW です。実際の測定では、信号は対称な微分曲線じゃないのです。これは何故かと言うと、石英などの結晶体には異方性があります。異方性があると、スペクトルが分裂して、複雑で歪な形に変化します (図 2.7a 中の g_1 , g_2 , g_3)。

図 2.7 の横軸は磁場で

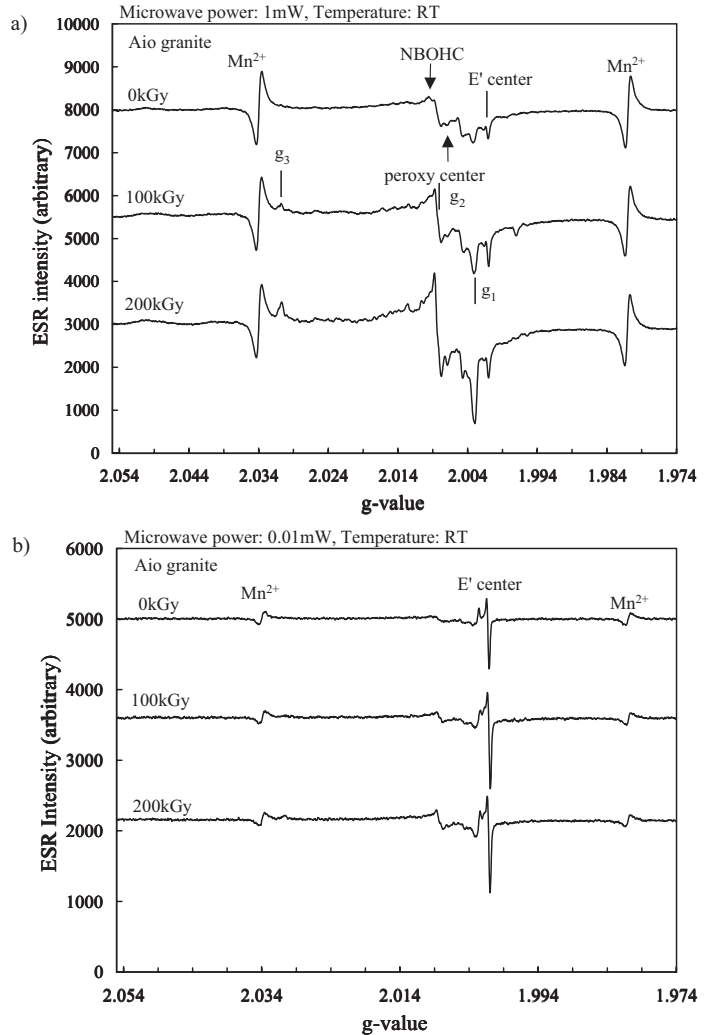


図 2.7 石英から検出される典型的な ESR スペクトル。マイクロ波振動数は約 9.4 GHz、出力は 1 mW (a) 及び 0.01 mW (b) で測定された。横軸は、マイクロ波振動数と共鳴磁場から計算される g 値で表してある。各 ESR 信号は固有の g 値を持っており、ESR 信号の種類により異なる値を示すので、 g 値からその ESR 信号を同定することができる。図の試料は山口県南部に分布する秋穂花崗岩中の石英粒子を抽出したもので、線照射 (0 ~ 200kGy) により各 ESR 信号強度は増大して行く (Fukuchi & Nishimura, 2002: Advances in ESR Applications, Vol.18, p.171-176参照)。

はなくて、g 値で示してあります。g 値とは、外から加えているマイクロ波の振動数()と共鳴磁場の強度(H)で決まる各 ESR 信号に固有の値です(表 2.3)。この固有の g 値によって、ESR 信号や格子欠陥を同定することができます。ちなみに、結晶中の自由電子(欠陥に捕獲されていない自由に動き回る電子の場合)は、g 値がおおよそ 2.0023 で、大体 2 に近い値を示します。

結晶中の格子欠陥に捕獲された不対電子は結晶構造に拘束されて、自由な方向を向くことができず、その結果、g 値に異方性が生じて分裂が起きます。g 値はテンソル量ですので、最大値、中間値、最小値(g_1, g_2, g_3)を持つこととなります。なお、図 2.7a の Peroxy 中心では、初めに研究した人(Griscom, 1979)に合わせて、 g_1 値を最小値、 g_3 値を最大値として示してあります。

図 2.7a では、Peroxy 中心の右側に小さい信号が検出されています。これが E' 中心で、酸素空孔に電子が捕獲された状態の ESR 信号です。E' 中心は通常 1mW では飽和現象を起こし、信号強度が小さくなってしまいますので、0.01mW で測定します(図 2.7b)。この信号も Peroxy 中心と同じように非対称形をしています。これがもし石英のような異方体ではなくて、等方体であるなら、 g_1, g_2, g_3 が重なって一本になります。そうすると、それは対称的な先ほど図 2.5 で見たようなスペクトルになります。異方体の場合は、分裂してしまうのです。

図 2.7 のスペクトルの読み方ですが、先ほどの説明と同様で、信号のピークとピークの長さが結局ラジカル濃度に比例しますので、この長さが ESR 信号強度となります。試料中のラジカル濃度が 2 倍になれば、この長さも 2 倍になります。

3. ESR 年代測定法

3.1 自然被曝で ESR 信号が増える

自然界では、土壌中や岩石中に、色々な放射性元素が含まれていて、線、線、線と言った放射線が放出され続けています。岩石や堆積物は、線、線、線を浴びて、損傷されています。そして、放射線によって電離した電子が、結晶中の空孔や不純物などに捕獲されます(図 2.1 参照)。どんどん放射線を照射していけば、空孔などに捕獲される電子が増えて行くので、ESR 信号強度が増えます。

さらに、宇宙線の影響も確かにあります。一部の宇宙線は、非常に強力なエネルギーで地表に到達するものもあるのですが、一般に宇宙線は、地中の深さが数 m 以上深いと減衰します。ですから、地下深部にあった断層などは、おおよそ宇宙線の影響を無視できると考えられています。但し、地上の古墳や土器は、宇宙線の影響を受けるので、宇宙線を考慮して計算する必要があります。私が対象としている断層の場合には、

表 2.3 ESR 信号の g 値。各 ESR 信号は、固有の g 値を持っており、ESR 信号の種類によって異なる値を示す。従って、g 値によって、ESR 信号を同定することができる。自由電子の g 値は、 $g=2.0023$ である。

ESR 信号の g 値

$$g = h\nu / \beta H = (h/\beta)(\nu/H)$$

$$= 71.449 \nu (\text{GHz}) / H (\text{mT})$$

β : 不対電子の磁気モーメント

H: 外部磁場

h: プランク定数

ν : 電磁波の振動数

あまり考えないで良いということです。

3.2 試料年代 = 総被曝線量 / 年間線量率

試料が天然の放射線を受けて、つまり被曝して、ESR強度が増えて行くと言えます。このとき、試料が生成されてから現在までに受けた総被曝線量を、簡単な照射実験によるESR信号強度の増加傾向から決定することができます。また、その試料が1年間にどれ位の線量を浴びているかという年間線量率を、試料の周辺の岩石や試料そのものから割り出します。例えば、ICP-MSなどで岩石の化学分析をして放射性元素濃度を求め、さらに計算によって年間線量率を決定します。そして、総被曝線量を年間線量率で割ることにより試料のESR年代が求まります(表3.1)。

表3.1 ESR年代測定法の原理。

ESR年代測定法の原理

$$\text{ESR年代値} = \frac{\text{総被曝線量}}{\text{年間線量率}}$$

総被曝線量：ESR信号の放射線に対する増加傾向直線(曲線)から決定する

年間線量率：試料中及び周囲に存在する放射性元素から放出される全ての α 線、 β 線、 γ 線の吸収線量を計算する

3.2.1 総被曝線量は被曝させて求める

総被曝線量は、試料が今まで出来てから受けてきた被曝の総量です(表3.1)。これは、以下のようにして求めます。試料の現在のESR信号強度は、図3.1のグラフの横軸0地点です。横軸は放射線量です。その試料に人工的に放射線を照射します。そうすると、放射線量の増加とともに、ESR信号強度も比例的に増えます。そして、その各測定点を最小二乗法で回帰(fitting)して、その直線を外挿します。その直線が横軸に接する点と横軸0までの長さが総被曝線量となります(図3.1a)。

後で問題点として、まとめてお話ししますが、ESR信号強度は放射線量に比例してずっと増え続ける訳ではなくて、必ず飽和点があります。飽和すると、直線近似できないので、飽和曲線で近似することになります(図3.1b)。今までの話では、飽和していない試料でしたが、飽和している試料ですと、飽和曲線で近似しても正確な総被曝線量が求まらない場合がありますし、回帰する時の誤差が大きくなる問題もあります。

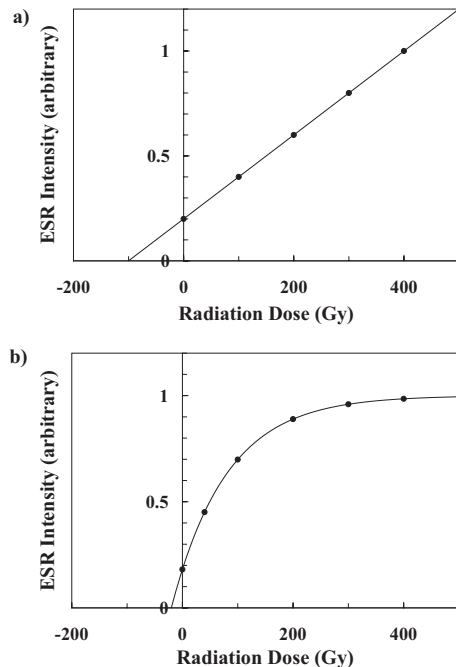


図3.1 総被曝線量の求め方。直線回帰(a)あるいは飽和曲線回帰(b)をESR信号強度がゼロの点まで外挿して求める。飽和曲線回帰の場合、測定試料の年代が古いと、総被曝線量の誤差が非常に大きくなってしまいますので、注意が必要である

3.2.2 年間線量率は化学分析で求める

表3.2は、ウラン系列 (^{238}U -系列) 核種とトリウム系列 (^{232}Th -系列) 核種の半減期とエネルギーの放出割合を記したものです。例えば、ウラン系列やトリウム系列を考えると、時間と共に、親核種が壊変して娘核種ができ、その娘核種もまたさらに壊変して孫核種ができて、さらに曾孫核種というように、どんどん壊変が進行します。時間がある程度進行すると、親の放射能と娘の放射能が一致するようになります。これを「放射平衡」と言います。

放射平衡状態では、例えばウラン系列で、 ^{238}U の濃度が分かると、線による年間線量率 (D) は換算表を使用して計算することができます(表3.3)。Adamiec & Aitken (1998) の換算表によると、 ^{238}U が1 ppmあると、大体2.685 Gy/1000年、つまり1年間に2.685mGyの吸収線量を受けることになります。1 Gy (グレイ) は、1 kg当たりの物質が吸収する放射線のエネルギー (J/kg) です。同じように、線、線による年間線量率も計算できます。つまり、試料中のウラン、トリウム、カリウムの濃度を化学分析によって求めて、それぞれの元素について表3.3の換算表で計算します。そして、線、線、線の寄与を計算して、全て

を足して年間線量率が求まります。また線と線は試料に照射すると、100%損傷を与えるのですが、線は100%与えません。これを線損傷生成効率と言い、k値で表します。石英のk値は、大体0.07という値で、これを線の年間線量率 D に掛けて補正をします ($D = kD_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma}$)。

石英では、結晶中に線を発生させるような放射性元素がほとんど含まれていません。ですから、ウラン系列やトリウム系列の線がほとんどありません。また石英では、試料をエッチングして、外部からの線の寄与を全て消してしまいます。その結果として、石英では内部からも外部からも線の寄与はゼロとなり、年間線量率も線と線の寄与から求まります ($D = D_{\alpha} + D_{\beta}$)。

表3.2 ウラン系列核種の半減期とエネルギー放出割合 (Adamiec & Aitken, 1998: Ancient TL, Vol.16, p.37-50 参照)。

U系列		エネルギー (MeV)		
核種	半減期	α 線	β 線	γ 線
^{238}U	4.468×10^9 年	4.19	0.007	0.0011
^{234}Th	24.1 日	—	0.060	0.0093
$^{234\text{m}}\text{Pa}$	1.17 分	—	0.818	0.0161
^{234}Pa	6.75 時	—	0.001	0.0023
^{234}U	2.46×10^5 年	4.68	0.012	0.0015
^{230}Th	75400 年	4.58	0.013	0.0014
^{226}Ra	1600 年	4.77	0.0038	0.0074
^{222}Rn	3.82 日	5.49	—	0.0004
^{218}Po	3.11 分	6.00	—	—
^{214}Pb	26.8 分	—	0.294	0.2521
^{214}Bi	19.9 分	<0.005	0.652	1.4814
^{214}Po	1.64×10^{-4} 秒	7.68	< 5×10^{-4}	0.0001
^{210}Pb	22.3 年	—	0.033	0.0047
^{210}Bi	5.01 日	<0.005	0.389	—
^{210}Po	138.4 日	5.31	< 5×10^{-4}	< 5×10^{-3}
^{206}Pb	安定	—	—	—
合計		42.7	2.28	1.78
100%Rn損失の時の合計		18.2	0.906	0.037

Th系列		エネルギー (MeV)		
核種	半減期	α 線	β 線	γ 線
^{232}Th	1.405×10^{10} 年	4.00	—	< 5×10^{-4}
^{228}Ra	5.75 年	—	0.01	0.001
^{228}Ac	6.15 時	—	0.413	0.854
^{228}Th	1.91 年	5.31	0.019	0.003
^{224}Ra	3.66 日	5.57	0.002	0.010
^{220}Rn	55.6 秒	6.28	—	0.001
^{216}Po	0.145 秒	6.77	—	< 5×10^{-4}
^{212}Pb	10.6 時	—	0.173	0.144
^{212}Bi	60.6 分	2.14	0.502	0.103
^{212}Po	2.99×10^{-7} 秒	5.63	—	—
^{208}Tl	3.05 分	—	0.209	1.205
^{208}Pb	安定	—	—	—
合計		35.7	1.33	2.32
100%Rn損失の時の合計		14.9	0.444	0.868

表3.3 年間線量率換算表 (Adamiec & Aitken, 1998: Ancient TL, Vol.16, p.37-50 参照)。

	D_{α} (Gy/ka)		D_{β} (Gy/ka)		D_{γ} (Gy/ka)	
	0% Rn損失	100% Rn損失	0% Rn損失	100% Rn損失	0% Rn損失	100% Rn損失
^{238}U (ppm)	2.685	1.146	0.143	0.057	0.112	0.0025
^{232}Th (ppm)	0.732	0.305	0.0273	0.0091	0.0476	0.0178
K_2O (%)	—		0.0649		0.202	

3.3 ESR 年代測定法での問題点

3.3.1 放射線量計としての ESR 法は既に確立されている

ESR 法の問題点としては、まず装置の問題があります。昔の装置ですと、ESR 信号強度が測定するごとに変わったりして、再現性があまり良くなかったのですが、最近では装置が進歩したので、再現性がないということはほとんどありません。ある誤差範囲内で一致するということになります。ですから、最近の装置さえ使用していれば、この問題はクリアできています。現在では、被曝線量を求める放射線量計としての ESR の技術は、もう既に確立されています。例えば、最近ではアラニン線量計が良く放射線量計として使われますが、あれはアラニンの ESR 信号を測定しているのです。ESR 信号による総被曝線量の決定は、放射線量計としての ESR の特質をそのまま応用したものですので、適当な試料と信号を選べば、きちんとした結果が出るということです。

装置の問題以外にも、その後の計算に問題がある場合が幾つかあります。第一に、先ほど総被曝線量を求める時に、放射線を照射すると、比例的に信号強度が増えると言いました(図 3.1a)。しかし、信号の種類によっては、比例的ではなくて、データが散在しながら増えて行くことがあります。実は先ほど説明した断層の年代測定で使われている E' 中心(石英の酸素空孔起源の信号)は、バラバラに増えたり減ったりして、直線性があまり良くないことがしばしば見られます。二番目に、信号の飽和の問題があります。図 3.1b にも示してありますが、測定試料の年代が古くて、ESR 信号強度が飽和している場合には、総被曝線量の誤差が非常に大きくなってしまいます。三番目に、増加傾向を知るための直線(飽和曲線)回帰の際の誤差があります(表 3.4)。しかし、これらの問題は、ひとえに放射線照射に対する信号の直線性が良ければ解決できるので、総被曝線量を求める時には、適切な鉱物、適切な信号を選んで測定すれば、ほとんど問題はないと思います。

表 3.4 ESR 年代測定法の問題点。

総被曝線量

- 1) ESR 信号強度の測定再現性
- 2) ESR 信号強度の放射線に対する直線性、及び飽和
- 3) 増加傾向直線(曲線)に最小二乗法で fitting する際の誤差

年間線量率

- 1) 性質(飛程、エネルギー、比電離等)の異なる 3 種類の放射線(α 、 β 、 γ 線)による影響
- 2) 放射性元素の閉鎖系の非成立
- 3) U 及び Th 系列の放射非平衡状態
- 4) 水による放射線の吸収効果

3.3.2 問題は年間線量率～放射線の種類が問題～

実は問題なのは、年間線量率なのです。年間線量率、つまり試料が 1 年間に受ける放射線量を求める時には、 α 線、 β 線、 γ 線の線量を計算すると言いました。しかし、これらの 3 種類の放射線は、全く性質が異なります。例えば、 α 線は、影響が及ぶ範囲が数 10 μ m 位と非常に短いのにに対して、 β 線は数 mm 位、 γ 線は数 m と非常に長くなります。エネルギーもそれぞれ異なります。同じ β 線でも系列ごとにエネルギーが違います。また、比電離、つまり電子を電離する率も異なります。このように性質の異なる 3 種類の放射線を全部考慮しなくてははいけません。これが大きな問題で、解決するこ

とは困難です．ですから，サンプルを選ぶことでこの問題を解決します．

試料の年代測定をする時には，線は影響の及ぶ範囲が短いので試料の中だけで考えれば良い訳です．線は数mm位を考えれば良いのですが，線はかなりの範囲が影響しています．そうすると，均一な岩体中から採取した試料であれば，試料の放射線量の平均値を出せば良いのですが，均質でない場所，つまり様々な地質体が混在しているような試料では，直径2 m位の球状の岩石を潰して平均を取ろうと言ってもまず不可能です．例えば，中心から外側に向かって，幾つか試料を採取して，それぞれ分析値を求めて，最大と最小値で計算するとか，そういうことしかできません．要するに，放射線の種類によって影響が及ぶ範囲が違いますから，それが非常に誤差の大きな原因になります．

図3.2は，日本原子力研究所の原子炉（JRR-3M及びJRR-4）で石英に高速中性子を照射した時に生成するESR信号です．比較のために，野島花崗岩と断層ガウジ中に含まれている石英のESRスペクトルも示してあります．図3.2aがマイクロ波出力1 mW，図3.2bが0.01 mWで測定した場合です．図3.4aには，Peroxy中心，E'中心が検出されました．これらのピークの中に，何か別の信号（ $g=2.0051$ ）が出ています．これはまだ同定されていない未知のESR信号で，高エネルギー粒子線を照射すると検出されます．天然では高速中性子線は存在しませんので，線によってのみ生成されと考えられます．

このような線にしか反応しない信号を利用すると，3.3.2章で説明した性質の異なる放射線による影響をクリアできるのではないかと考えています．

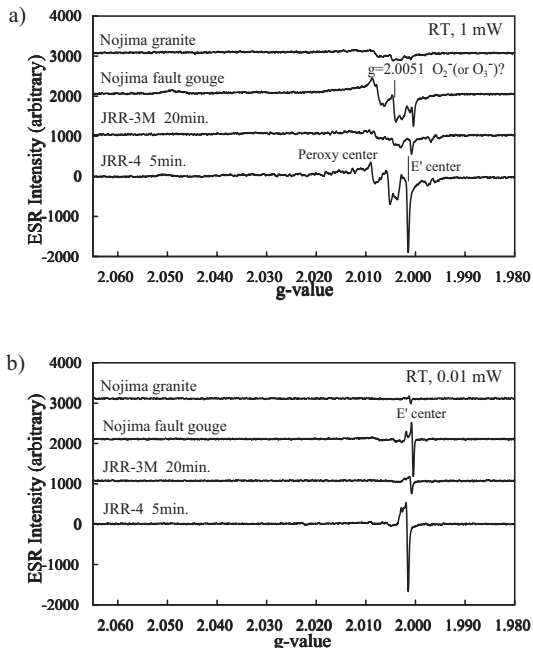


図3.2 線により生成する石英中のESR信号．石英の高速中性子照射により， $g=2.0050$ 付近から未知の信号（ O_2^- あるいは O_3^- ）が検出される．原子炉による照射条件としては，JRR-3Mでは熱中性子束 2.4×10^{15} (n/cm²)，速中性子束 4.8×10^{11} (n/cm²)，JRR-4では熱中性子束 2.22×10^{15} (n/cm²)，速中性子束 7.8×10^{14} (n/cm²)であり，熱中性子束は両原子炉とも同じであるのに対し，速中性子束はJRR-4の方がずっと高い．同じ信号は，放射性元素（U，Th）が濃縮した断層ガウジ中の石英粒子からも検出され，天然では線のみにより生成すると考えられる（図には野島花崗岩及び断層ガウジ中に含まれる石英のESRスペクトルを示す）．このような信号を利用すれば，線による効果のみを考慮すれば良いので年代測定の精度を飛躍的に向上させることができる．マイクロ波出力は1 mW (a)及び0.01 mW (b)である（福地，1999：研究炉利用による研究成果集（平成9年度），JAERI-Review 99-007，p.487-491 参照）．

3.3.3 問題は年間線量率～閉鎖系にならない～

試料が閉鎖系で、ずっと外界との元素の移動がなければ、いわゆる閉鎖系が成り立っていますから問題ありません。しかし、特に断層の場合だと、水など色々な物質の移動があります。そうすると、閉鎖系が厳密に成り立ちません。そのため、年間線量率を求める時に非常に大きい誤差になります。

表3.1に示したように、ウラン系列でもトリウム系列でも、途中にラドンがあります。ラドンは不活性ガスです。ですから、断層の場合では特にそうなのですが、破碎された鉱物からラドンが逃げてしまい、その後のラドン以下の壊変系列が続かなくなってしまう訳です。

ウラン系列やトリウム系列で表3.2の換算表を使う時は、放射平衡を仮定して、親核種と娘核種の放射能が一定であることを仮定して計算します。しかし、ウランやトリウムの孫核種などがラドンガスとなって逃げて行くので、放射平衡も成立しなくなります。要するに、放射非平衡状態になってしまいます。そうすると、非平衡状態を考慮して、ウランならウラン系列、トリウムならトリウム系列の核種全ての濃度を測定しないとイケないことになります。これは理論的には可能ですが、実際に全ての核種の濃度を測定するのは非常に大変です。これが誤差の大きな原因になります。

それならそのような問題をどうすれば良いのでしょうか。例えば、ウラン系列の壊変で、ラドンとしてそれ以降の核種が全部逃げてしまった場合と全然逃げない場合で、上限値と下限値を計算しておく方法があります。また、流体の移動などで元素の閉鎖系が保たれていない場合、その移動した元素の濃度の最大値と最小値を想定して計算する方法があります。しかし、いずれにしても、どんどん年間線量率に関係した誤差が増えてしまいます。

3.3.4 測定誤差は10%以上

理想的に、閉鎖系で、放射平衡状態で、含水比を見積もって水による放射線の吸収を補正できたとします。通常、ESR年代値の測定誤差は、約10%だと考えられていますから、閉鎖系や放射平衡の問題があれば、さらに誤差が増えます。場合によっては、誤差100%という場合もあることをご承知おき下さい。

誤差が非常に大きいことを承知の上でESR年代測定を行うメリットは何かというと、私はひとえに「断層の年代測定ができるから」だと思います。現在、石英を使う年代測定法には、ESR法の他にルミネッセンス法がありますが、両手法とも石英というどこにでもあるような鉱物を使って年代測定ができるメリットがあります。しかも、断層の絶対年代測定ができるのです。

4. 断層のESR年代測定法

4.1 摩擦熱でESR信号がリセット

断層のESR年代測定法の原理は非常にシンプルです。図4.1aの横軸は時間、縦軸はESR信号強度を示します。今現在は、時間0の位置にあるとします。人工的に放射線を照射すると、ESR信号強度が増えてきます。そして回帰直線から総被曝線量が求めら

れます。断層では、ある時、断層運動による摩擦熱と破砕作用で ESR 信号がリセットされてゼロになってしまうと考えられます (図4.1b)。それからまた時間と共に信号強度が増えて行って現在に至ると考えると、リセットされた時から現在までに受けた総被曝線量を求めることができます。さらに、年間線量率を計算して、総被曝線量を割れば、信号がリセットされた年代、すなわち断層の最新活動年代が求まる、というのが基本原理です。

リセット作用として、摩擦熱と破砕作用があると言いましたが、最近までの研究ですと、破砕作用はほとんど効かないことが分かっています。試料が断層ガウジという粘土に富むものですから、その粘土中で石英粒子を ESR 信号が消えるまで細かく破砕するのは不可能だからです。もし有効に消えるのだとしたら、それは摩擦熱です。

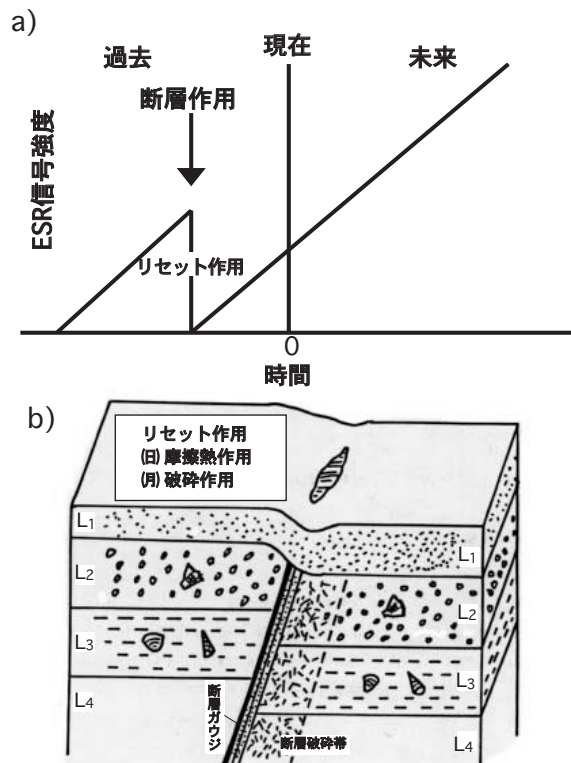


図 4.1 断層の ESR 年代測定 の原理

4.2 摩擦熱でのリセット機構を検証

4.2.1 ESR 信号は 20 で安定、350 なら 1 分間で半減

では果たして本当に断層で摩擦熱が上がるのか、というのが問題点なのです。そこで、色々な加熱実験を行いました。図 4.2 は、縦軸が平均寿命 (秒) の常用対数で、横軸が絶対温度 K (ケルビン) の逆数を示しています。例えば、200 の一定温度で加熱実験をして、その信号強度が始めの $1/e$ になるまでの時間、つまり平均寿命を求めます。そして、温度を変えて加熱実験を繰り返し行い、それぞれの加熱温度で求めた平均寿命を図 4.2 のようなグラフ上にプロットして回帰直線を求め、さらに回帰直線を現在の地表の温度まで延長します。例えば、図 4.2 中の直線 b では、現在の地表の温度が 20 ですと、ESR 信号強度の平均寿命は 10 Ma 位になりますので、地表ではこの ESR 信号は非常に安定であることが分かります。ところが、温度が 350 位になってしまうと、約 1 分間で ESR 信号強度が半分になってしまいます。また、直線の傾きは信号の種類により変わりますので、熱的な安定性も信号により変わるようになります (図 4.2f)。このような加熱実験結果のプロットをアレニウスプロットと言います。

4.2.2 深部で50 cm動けば消えるが地表では3m動いても消えない

図4.2のようなデータを使って, McKenzie & Brune (1972) の一次元熱伝導方程式を使用してシミュレーションをしてみます(図4.3). 変位量が1m, 摩擦応力が10MPaとします(実際には, 摩擦係数をどうするかにもよるのですが). 実際の深度としては, 300 ~ 400 mを考えていると思って下さい. 上の2つの図が変位速度50 cm/s(図4.3A), 下の2つの図が100 cm/s(図4.3B)で計算した時の結果です. 断層面から0 ~ 10 mmの距離におけるESR信号強度の変化を示してありますが, 断層面から1 mm離れた場所ではESR信号は完全に消えています. 断層面から2 mmでもほとんど消えています. しかし, 断層面から3 mm以上離れると消えません.

シミュレーションを繰り返して, どのような条件でESR信号強度が消えるかをまとめます. 信号の種類によって違いますが, 図4.4のようになります. 垂直応力10 MPa, 摩擦係数0.85, 変位速度を100 cm/sの時, 断層面から1 mm離れた場所での計算例ですと, 断層変位量が50 cmあればESR信号が完全に消えると考えられます. もし1mの変位量があれば, もう少し浅いところでもESR信号が消えます. ただし少なくとも, McKenzie & Brune (1972) の式は, 摩擦応力などが全て熱エネルギーに変わると仮定しているのです. 実験で言うところの「一番効率の良い場合」を想定しているのです. その点に注意が必要ですが, 少なくともこのような傾向になると言えます.

ここで重要な点は, 地表の露頭に見かけるような最近活動した断層の断層ガウジでは, その場でたとえ3 m位動いたとしてもESR信号はほとんど消えないと言うことです. この場合, 得られるESR年代値は最近の活動年代よりもずっと古い年代を示しています.

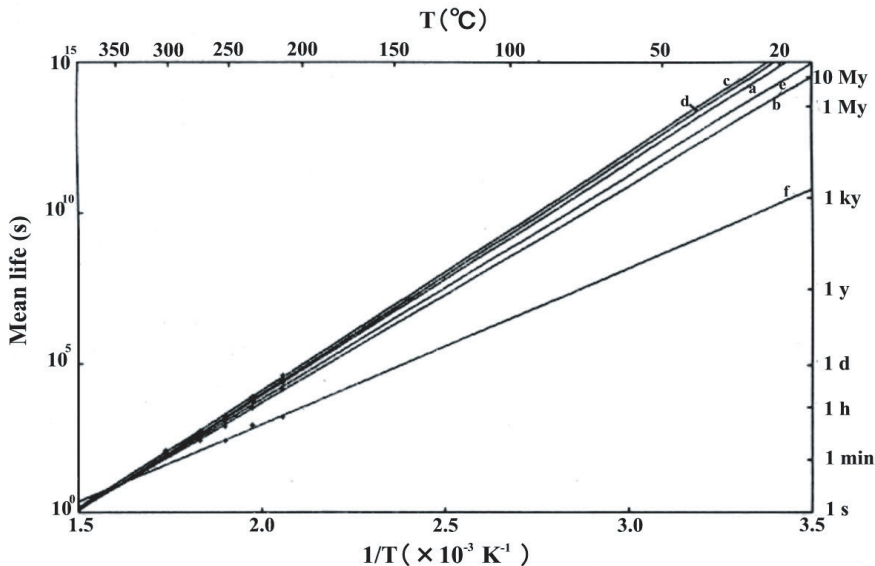


図4.2 加熱実験データのアレニウスプロット. 花崗岩及びマイロナイト中の石英から検出される様々なESR信号の平均寿命と温度の関係を示す. a) OHC, b) Ge中心, c) OHC, d) Ge中心, e) OHC, f) Ti中心. Ti中心は熱的に不安定であり, 平均寿命も他の信号に比べて非常に短い(Fukuchi, 1992: Journal of Geological Society, London, Vol.149, p.265-272 参照).

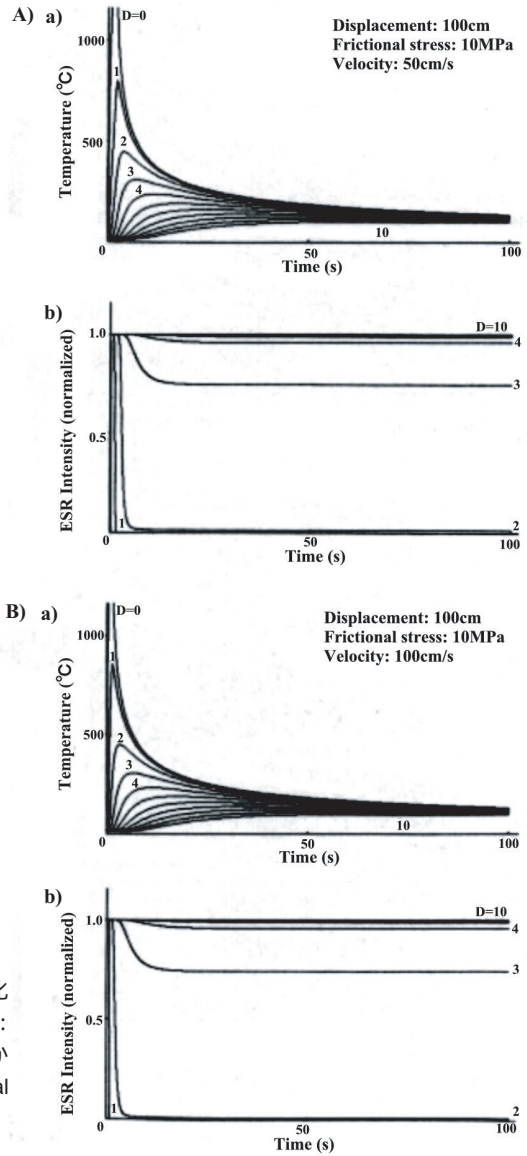


図 4.3 一次元熱伝導方程式による摩擦発熱温度変化 (a) とその時の ESR 信号の減衰過程 (b) . A) 変位速度 : 50 cm/s , B) 変位速度 : 100 cm/s , 図中の D は断層面からの距離 (mm 単位) を表わす (Fukuchi, 1992: Journal of Geological Society, London, Vol.149, p.265-272 参

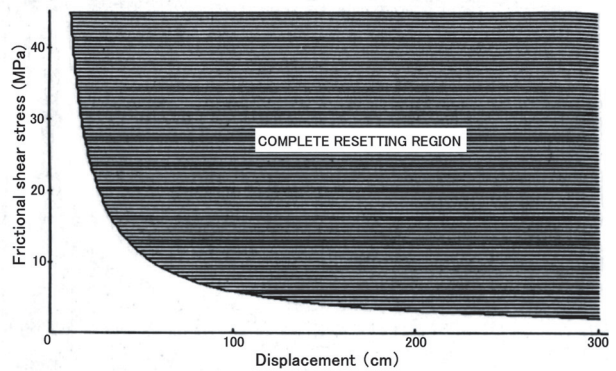


図 4.4 ESR 信号の断層摩擦熱によるリセット条件 . 垂直応力 10 MPa , 摩擦係数 0.85 , 変位速度 100 cm/s で , 断層面から 1mm までのガウジ中の ESR 信号が完全にリセットする条件を示す (Fukuchi, 1992: Journal of Geological Society, London, Vol.149, p.265-272 参照) .

4.3 野島断層における年代測定例

4.3.1 深度約 400m の断層試料

しかし、これは、あくまでも計算上の話ですから、実際に本当はどのようなのかという疑問に答えるために、野島断層 500 m 掘削コア試料を使用した検証実験を行いました (Fukuchi & Imai, 2001)。この掘削コア試料は、『断層解剖計画』の一環として、色々な研究機関が参加して野島断層の深部から掘削ボーリングで採取した連続コアの一つです (Ando et al., 2001)。深度約 400 m の所で断層面に当たりまして、その断層面付近のガウジ試料を解析することができました (図 4.5)。

4.3.2 断層面ほどスメクタイトの四重信号は減衰する

図 4.6 に掘削コア試料の断層面の拡大写真を示します。上側が大坂層群のレキ層、下側が野島花崗岩の断層ガウジです。断層ガウジ内部に数 mm の黒色変色帯があります。これは 5.1.2 章で詳しくお話ししますが、実は磁化しているのです。このような試料を mm 単位でカットして、ESR 解析を行いました。

そうすると、図 4.7 のようなスペクトルが得られました。上から 1 mW (室温)、0.01 mW (室温)、1 mW (77K) の結果です。ガウジの粒度は 8 ~ 20 μ m に篩ってあります。各グラフは断層からの距離が 0 ~ 3 mm, 3 ~ 6 mm, 6 ~ 11 mm, 11 ~ 16 mm などとなっています。上図には、ga ~ gd がありますが、これは粘土鉱物起源の 1 つの信号が 4 つに分離したものです。詳しいことは説明している時間がありませんが、大ざっぱに言えば、1 つの (1 組の) 信号なのです。四重信号と言われているもので、スメクタイトから得られる信号です。この信号は断層面から離れると増えていますが、断層面近傍で消滅していることが分かります。

4.3.3 断層面ほど E' 中心も減衰する

図 4.7 では、石英の E' 中心もあります。E' 中心は、マイクロ波出力が上がると、飽和して信号強度が小さくなるので、通常 0.01 mW で測定するのですが、ここでは 1 mW の高出力 (図 4.7a) でも検出されています。それから面白いのは、E' 中心の信号強度が断層に向かうに従って、減少する傾向にあるのですが、6 ~ 11 mm だけ E' 中心の信号強度が高くなっています (図 4.7b)。断層運動による摩擦熱によって、ESR 信号は全て一方的に消えると今まで考えていた研究者もいるのですが、実際には E' 中心は今回の結果のようになります。加熱実験によっても、加熱により ESR 信号が一旦増えて、その後減少して行くということが確かめられています。

4.3.4 Al 中心の消滅は熱が原因

今まで説明したのは、室温での測定結果です。液体窒素温度 77K (ケルビン) で測定すると、同じ試料から全く別のスペクトルが得られます (図 4.7c)。図 4.7c の真ん中にひらひらした複雑な信号があります。これは、Al 中心という石英起源の不純物信号です。Al 中心は、 SiO_2 のケイ素がアルミニウムと置換して、アルミニウムの周りでホールを捕獲している状態である信号で、超微細構造 (hyperfine structure, hfs) と呼ばれる

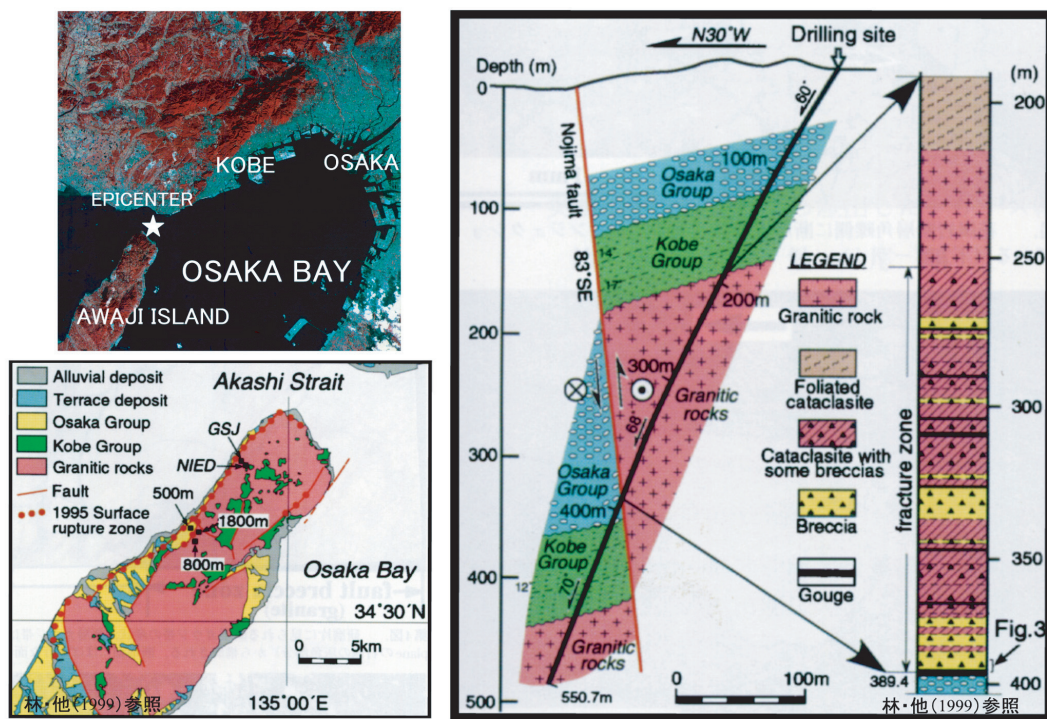


図4.5 『断層解剖計画』(Ando, 2001)の一環として深部ボーリング掘削が行われた野島断層周辺の地質図と地質断面図(林・他, 1999: 地質学雑誌, Vol.105, No.6, XI - XII 参照).

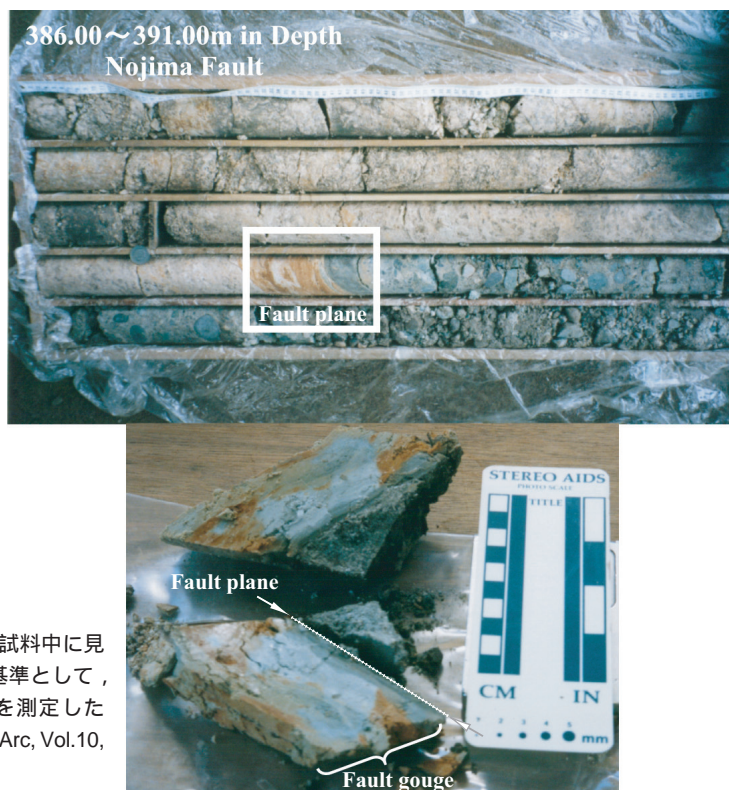


図4.6 野島断層500m掘削コア試料中に見られる断層面の写真. 断層面を基準として, ミリ単位でカットしESR信号を測定した(Fukuchi & Imai, 2001: The Island Arc, Vol.10, p.465-478 参照).

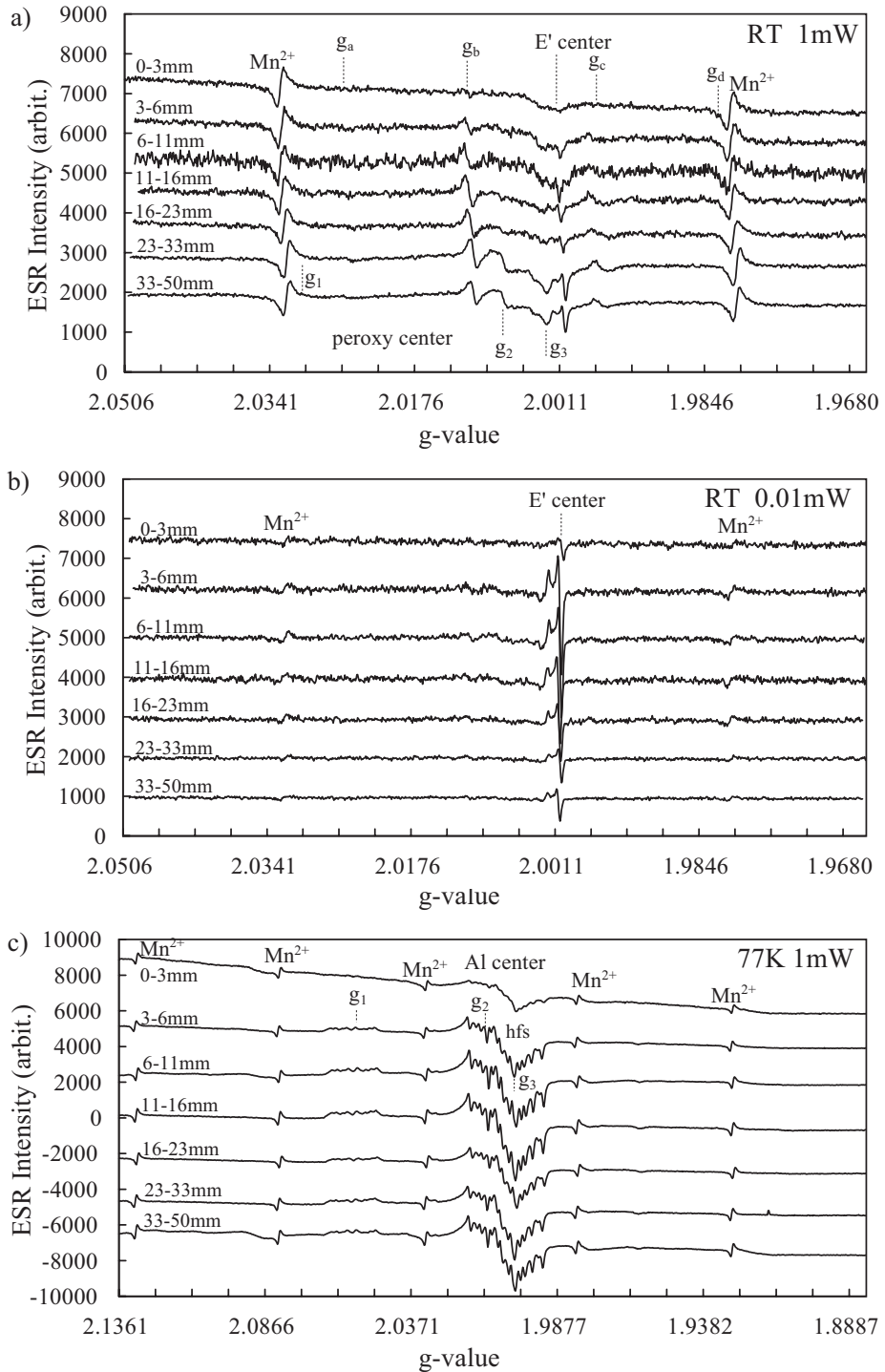


図4.7 野島断層500 m掘削コア試料中の断層ガウジから検出されるESRスペクトル。断層面近傍の0-3 mmの部分でESR信号の熱による減衰が確認された (Fukuchi & Imai, 2001 : The Island Arc, Vol.10, p.465-478参照)。

ひらひらした信号が出るのが特徴です．この信号は，機械的な破碎などで8～20 μ m程度に細かくしても消滅することはありません．ですから，これが断層面近くの試料で消滅しているということは，熱が原因だと考えられます．

4.3.5 より深部の試料が必要

結論から言うと，地表付近の試料を仮に採取したとしても，ESR信号は完全にリセットしていないだろうということです．ですから，野島平林などの断層露頭で試料を採取し，ESR信号を測定しても，リセットされていないので駄目だということです．一方，地下深部の試料のESR信号は摩擦熱によってリセットされている可能性が高いので，より深部までボーリングを掘って試料を採取する必要があります．しかし，これはコストが非常にかかりますから，どこでもできるという訳ではありません．

4.4 断層ガウジの生成年代を求める

先ほど，断層ガウジから粘土鉱物起源のESR信号が検出されるという話をしましたが，これを使って，最終活動年代を求める試みをしています．粘土鉱物の年代測定を行って，断層ガウジの生成年代を求めてみようということです．

4.4.1 粘土鉱物の熱水合成実験～スメクタイトとカオリナイト～

野島断層の白色ガウジのX線粉末回折(XRD)分析を2 μ m以下の粒子で行うと，スメクタイトが多量に検出されます(図4.8)．スメクタイトのESR信号を測定すると，粒度が細かい程信号強度が増える傾向があります．そして，日本粘土科学会から，標準

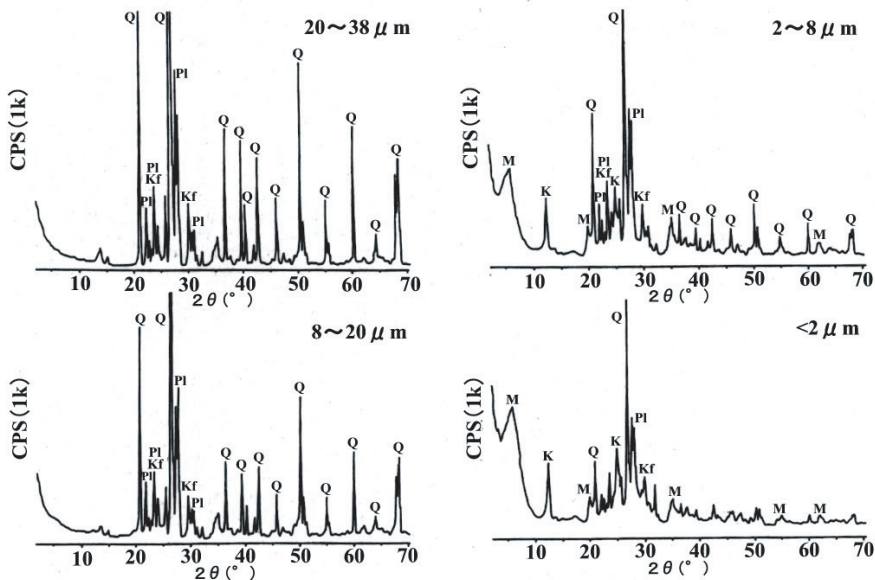


図4.8 野島平林露頭の断層ガウジから検出されるXRDピーク．鉱物ピーク：Mモンモリロナイト(スメクタイト)，Kカオリナイト，Q石英，PI斜長石，Kfカリ長石．(Fukuchi, 1996: Japanese Journal of Applied Physics, Vol.35, No.3, p.1977-1982 参照)．

試料のス멕タイトを入手して、それを測定すると、先ほどと同様な信号が出ます。ですから、この多量にあるス멕タイトを使ってガウジの生成年代を求めてみようと考えました。

ス멕タイトの年代測定に関連して、色々な熱水合成実験を行いました。野島花崗岩のパウダーと水を反応容器に入れ、電気炉で加熱して、粘土鉱物を生成してみました。その結果、ス멕タイトやカオリナイトの他、イライトのようなものが生成されることが確認できています(図4.9)。

弱酸性環境、温度200 で、1週間位加熱すると、ス멕タイトが生成されます。240 で3週間位加熱すると、ス멕タイトのXRDピークが明瞭に検出されるようになります(図4.9)。このように、加熱実験を行った結果、比較的短期間でス멕タイトは生成されることが明らかとなりました。

強酸で酸性度を上げて加熱実験すると、ス멕タイトが検出されずに、カオリナイトが生成されました(図4.10)。これらの実験から、天然のガウジでは、ス멕タイトは比較的新しい時期に生成されるのに対して、カオリナイトはある程度ガウジが熟成してから晶出すると推定されます。続成作用が進むと、ス멕タイトはカオリナイトへと変化して行くからです。この結果に基づくと、ス멕タイトを含むガウジは比較的最近の断層活動で生成され、カオリナイトを含むガウジは、より古い時代に生成されたと考えられます。

一方、アルカリ性状態での加熱実験では、粘土鉱物は検出されませんでした。天然では一般に弱酸性～中性の状態にあると考えられますので、ス멕タイトは比較的容易に生成される環境にあると言えます。ス멕タイトの地表付近での生成時間を予測するために、実験データをアレニウスプロットし、得られる回帰直線を外挿してみま

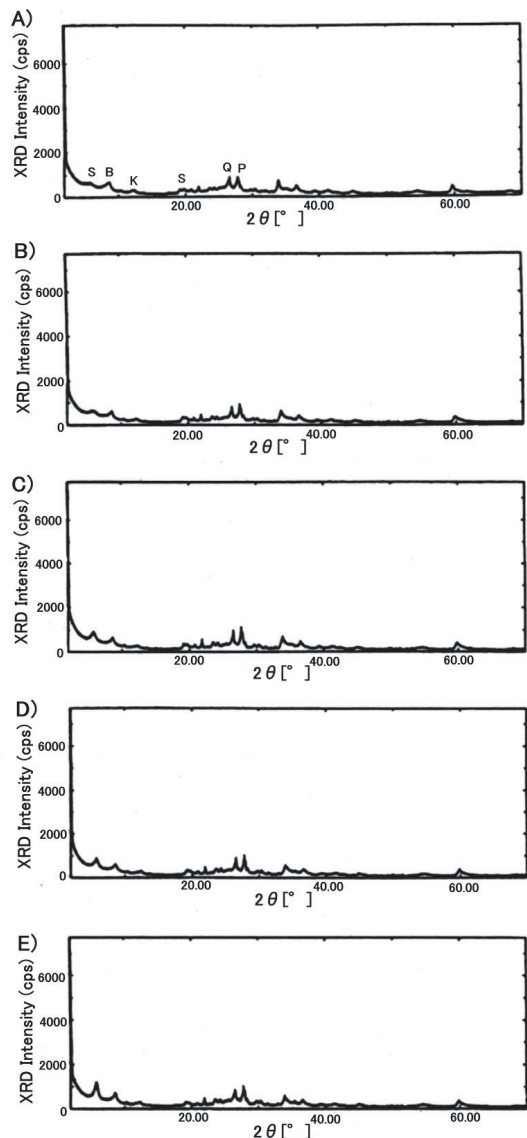


図4.9 熱水反応実験で生成した粘土鉱物のXRDピーク。加熱温度240、pH5.64(弱酸性)、鉱物ピーク) B黒雲母, Sス멕タイト, Kカオリナイト, Q石英, P斜長石。A)0日間, B)3日間, C)1週間, D)2週間, E)3週間(福地・玉泉, 2000:平成10年度～11年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]研究成果報告書(課題番号10640441), p.31-40参照)。

した．その結果，断層ガウジがおおよそ30位の環境に置かれているとすれば，13年位，あるいは長くても15,000～16,000年位でスメクタイトが相当量生成されるという結論に達しました（図4.11）．

4.4.2 粘土鉱物の生成時期 断層の運動時期

図4.12に粘土鉱物を用いた断層活動性評価の方法を示します．断層運動によって，粘土化現象が始まるとすると，その粘土鉱物の年代を求めれば，その断層運動の年代も求まるという発想です．断層運動によって，断層付近は破碎されて，地下水がしみ込むことによって，粘土化反応が始まります．そして，熱水反応実験結果からすると，地下水がしみ込んでから数10年，遅くとも1～2万年位までには粘土鉱物が生成されると考えられます．
c) ですから，地質時代の時間スケールを考慮すると，粘土鉱物の生成時期と断層の運動時期は，ほぼ同時であると考えて良いと思います．このようにして，粘土鉱物の年代を求めて，断層の運動時期を評価しようと考えました．

4.4.3 ガウジには水が流れない

アメリカ地質調査所の Lockner さん達が行った野島断層掘削コアを使った透水係数の研究結果（Lockner et al., 2000）によりますと，断層ガウジ帯では，透水係数が低くなっていることが分かります．断層破碎帯があると，そこに熱水がしみ込んで熱の影響を受けていると思われる人も多いと思いますが，ガウジ帯は透水係数が意外に低いことが判明しています．熱水はわざわざ透水係数の低いガウジ帯を通ることはなく，ガウジ帯から離れた透水係数がより高い破碎帯内を通ると，最近では多くの研究者が考えています．従って，一度ガウジが生成すれば，その後は，ガウジ帯はほとんど熱水の影響を受けなくなると考えられます．

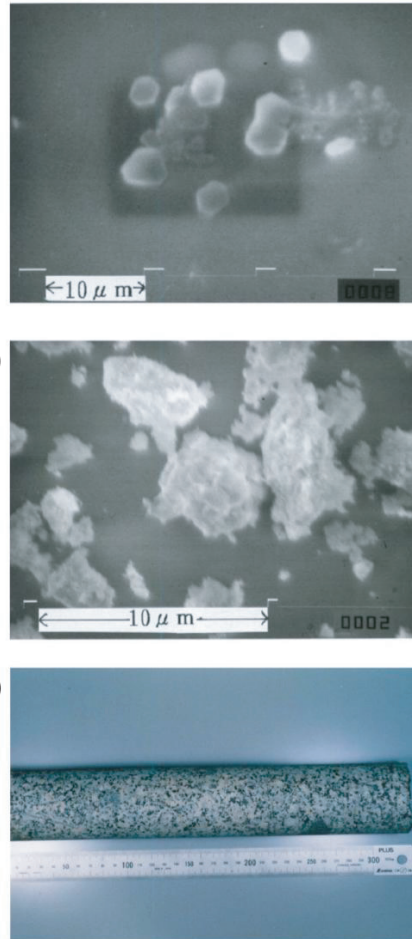


図4.10 熱水反応実験で生成した粘土鉱物の走査型電子顕微鏡写真．a)加熱温度200の強酸性(pH0.44)条件で生成されたカオリナイト，b)加熱温度200の強アルカリ性(pH12.66)条件で生成された雲母粘土鉱物混合層(?),c)熱水実験に使用した野島断層GSJ750 m掘削コア中の花崗閃緑岩(深度343.00～343.32 m:田中・他,1998)(福地・玉泉,2000:平成10年度～11年度科学研究費補助金[基盤研究(C)2]研究成果報告書(課題番号10640441),p.31-40参照)．

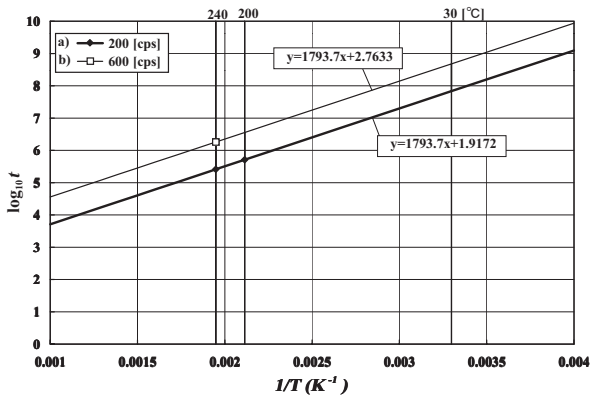


図4.11 熱水反応実験により合成したスメクタイトの生成時間と温度に関するアレニウスプロット。縦軸は時間の常用対数，横軸は絶対温度の逆数で，直線 (a) と (b) は，スメクタイトのXRDピークがそれぞれ200 cps及び600 cpsに達するのに掛かる時間と絶対温度との関係（予察の結果）を示す（福地・玉泉，2000：平成10年度～11年度科学研究費補助金〔基盤研究(C)2〕研究成果報告書（課題番号10640441），p.31-40参照）。

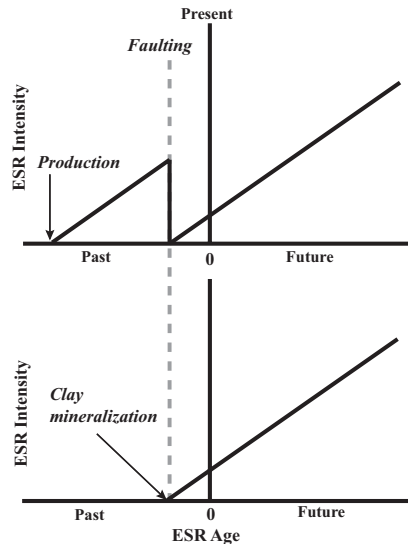


図4.12 新しい断層年代測定法の原理。従来の断層作用によるESR信号のリセットを利用する方法 (a) と粘土鉱物化を利用する方法 (b) がある。

4.4.4 野島断層掘削コアでESR年代測定

野島断層500 m掘削コアの断層ガウジ帯をmm単位でカットした試料のESR年代を測定してみました。人工線照射して飽和曲線に回帰して、総被曝線量を図4.13aのように求めました。

一方、年間線量率を求めることは大きな問題でした。野島断層掘削コアの断層面直上の0～3 mmの試料を見ると、ウラン、トリウム、カリウムの濃度が減っており、断層運動でこれらの濃度が変化していることがわかります(図4.13b)。そして、これでどうやって計算するのかと言うと、ここが非常に頭の痛いところですが、地質屋さんの良いところは、ちょっと怒られるかもしれませんが、エイヤッとやって、物理屋さんができないことをやるのが良いところかなと思います。それで、測定値の平均値を使って計算をしました。さらに重要なことは、水の影響が0～10%あるということです。これは含水比を測定して補正を行います。それから、3.3.3章で説明したラドン損失の問題で、ラドンガスの消失率を0～100%で上限・下限を決めて計算します。そうして、ある値からある値までという結果を出します(表4.1)。

断層ガウジから得られるESR年代値をモデルとしてまとめて見ますと、図4.14のようになります。一般にESR信号のリセットが完全に起こらない場合が想定されますが、その場合でも、ガウジから得られる年代値には図4.14の(1)式のような関係が成り立ちます。野島断層500 m掘削コアの0～3 mmのガウジ試料では、大体15～28万年の年代値が得られました。ゼロにはなっていませんが断層面から離れると年代が古くなって行きます。最後の断層活動時期を T_0 とすると、兵庫県南部地震の時の年代は0となります。そして、断層面から離れるに従って、どんどん大きくなりますが、断層運動

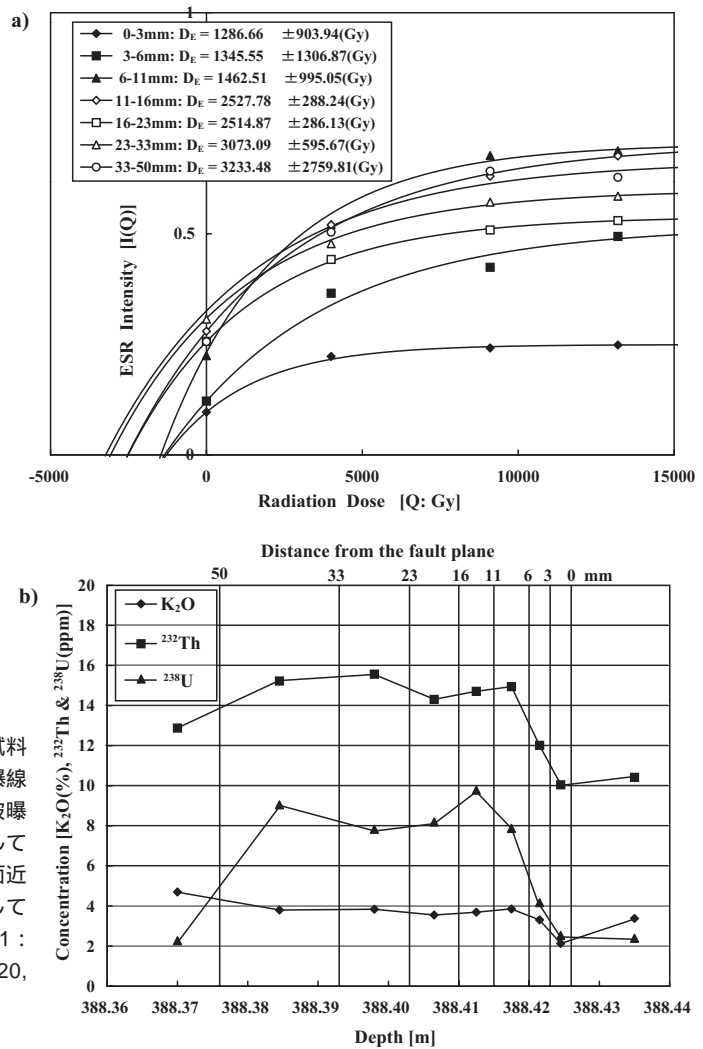
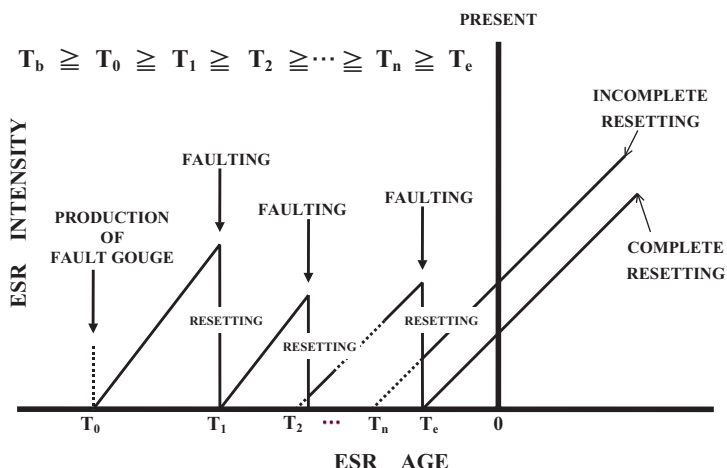


図 4.13 野島断層 500 m 掘削コア試料中の断層ガウジから測定された総被曝線量 (a) と放射性元素濃度 (b)。総被曝線量は断層面に近づくに従って減少して行く。一方、放射性元素濃度は断層面近傍で急減しており、放射平衡が成立していないことが分かる (Fukuchi, 2001: Quaternary Science Reviews, Vol.20, p.1005-1008 参照)。

表 4.1 野島断層 500m 掘削コア試料中の断層ガウジの ESR 年代値。含水比を 0 ~ 10%、ラドン損失を 0 ~ 100% として計算してある。年間線量率は断層ガウジの平均値を使用した (Fukuchi, 2001: Quaternary Science Reviews, Vol.20, p.1005-1008 参照)。

Sample	Equivalent Dose (kGy) ($\pm 1\sigma$)	ESR Age (Ma) (0% water)		ESR Age (Ma) (10% water)	
		0% Rn loss	100% Rn loss	0% Rn loss	100% Rn loss
0-3mm	1.286 \pm 0.904	0.147 \pm 0.103	0.248 \pm 0.174	0.165 \pm 0.116	0.279 \pm 0.196
3-6mm	1.345 \pm 1.307	0.154 \pm 0.149	0.259 \pm 0.252	0.173 \pm 0.168	0.292 \pm 0.283
6-11mm	1.462 \pm 0.995	0.167 \pm 0.114	0.282 \pm 0.192	0.188 \pm 0.128	0.317 \pm 0.216
11-16mm	2.527 \pm 0.288	0.290 \pm 0.033	0.487 \pm 0.056	0.325 \pm 0.037	0.548 \pm 0.062
16-23mm	2.514 \pm 0.286	0.287 \pm 0.033	0.485 \pm 0.055	0.323 \pm 0.037	0.545 \pm 0.062
23-33mm	3.073 \pm 0.596	0.351 \pm 0.068	0.592 \pm 0.115	0.395 \pm 0.077	0.666 \pm 0.129
33-50mm	3.233 \pm 2.760	0.370 \pm 0.316	0.623 \pm 0.532	0.416 \pm 0.355	0.701 \pm 0.598

図4.14 断層の新しいESR年代測定法の原理。断層作用により破碎された物質は、水が存在する事により化学反応が進行し、粘土鉱物が生成される。地下深部であれば温度が高くなるので、粘土化がより促進される。熱水実験によると粘土化の速度は意外に早く、30 程度であっても1~2万年以内にはスメクタイトが生成する(福地・玉泉,2000:平成10年度~11年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]研究成果報告書(課題番号10640441),p.31-40参照)。断層ガウジから得られるESR年代値は、断層活動開始年代(T_b)と最終活動年代(T_e)の間に挟まれる。最終活動時期を見積もるには、その断層露頭内で最も若いESR年代値を示す断層ガウジを見つける必要がある。



$$T_b \geq T_0 \geq T_1 \geq T_2 \geq T_3 \geq \dots \geq T_{n-1} \geq T_n \geq T_e \quad (1)$$

T_b : First fault movement
 T_e : Last fault movement

野島断層500m掘削コア中の断層ガウジのESR年代

$$T_b \geq T_0 \geq T_1 \geq T_2 \geq T_3 \geq T_4 \geq T_5 \geq T_6 \geq T_7 \geq T_e \quad (2)$$

	0.37	0.35	0.29	0.29	0.17	0.15	0.15	0
?	?	}	}	}	}	}	}	}
	0.7	0.67	0.55	0.55	0.32	0.29	0.28	(Ma)
	33-50	23-33	16-23	11-16	6-11	3-6	0-3	(mm)

が始まった年代、要するに断層面ができた年代を T_b とすると、 T_b を越えることはありません。断層面ができる前にも断層運動が別のところであったかもしれませんが、取りあえず一つの断層面を考えます。 T_b の断層面形成後に断層ガウジができる年代を T_0 としますと、図4.14の(1)式が、野島断層掘削コアのガウジ帯で成り立っていることが分かります(図4.14の(2)式)。このように、今回の野島断層掘削コアを使用した年代測定は、かなり良い結果が得られたと思っています。

4.4.5 跡津川断層ガウジでESR年代測定

図4.15は、跡津川断層の露頭写真です。そこで、ガウジとその近傍からサンプリングしました。ここではスメクタイトがあまり含まれていませんが、カオリナイトがかなり含まれていました(図4.16a)。また、断層ガウジのESRスペクトルを測定すると、A中心(A center)というカオリナイト固有の信号が検出されました(図4.17)。先ほども言いましたが、カオリナイトがあるということは、ガウジとしては古いだらうと予想されます。

XRD分析によると、跡津川断層ガウジの母岩である石灰岩と緑色岩からは石英は検出されませんでした。ガウジには石英がたくさん入っています(図4.16b)。これは、

断層運動の破碎作用で、ガウジが生成された時に、石英も一緒に生成されたことによると考えられます。従って、この石英の年代を決めれば、ガウジの年代を評価できることとなります。さらに、石英が機械的に破碎された時に石英表面には別の信号が生成されることも判明しています。あまり詳しく話をしている時間はありませんが、E'中心の一種である surface E'中心という信号がそれです（詳しくは質疑応答参照）。surface E'中心は、マイクロ波出力1 m Wでも飽和せず、逆に0.01 mWだと信号強度が減少してしまい、通常のE'中心（E1'中心）とは性質が異なりますが、スペクトル上では同じ位置に

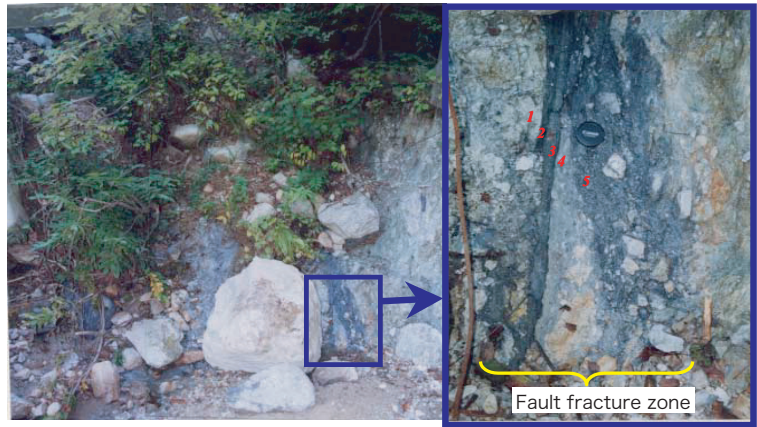


図4.15 天生谷の跡津川断層露頭。図中の番号は、ESR年代測定が行われたガウジ試料の採取点を表す。

も判明しています。あまり詳しく話をしている時間はありませんが、E'中心の一種である surface E'中心という信号がそれです（詳しくは質疑応答参照）。surface E'中心は、マイクロ波出力1 m Wでも飽和せず、逆に0.01 mWだと信号強度が減少してしまい、通常のE'中心（E1'中心）とは性質が異なりますが、スペクトル上では同じ位置に

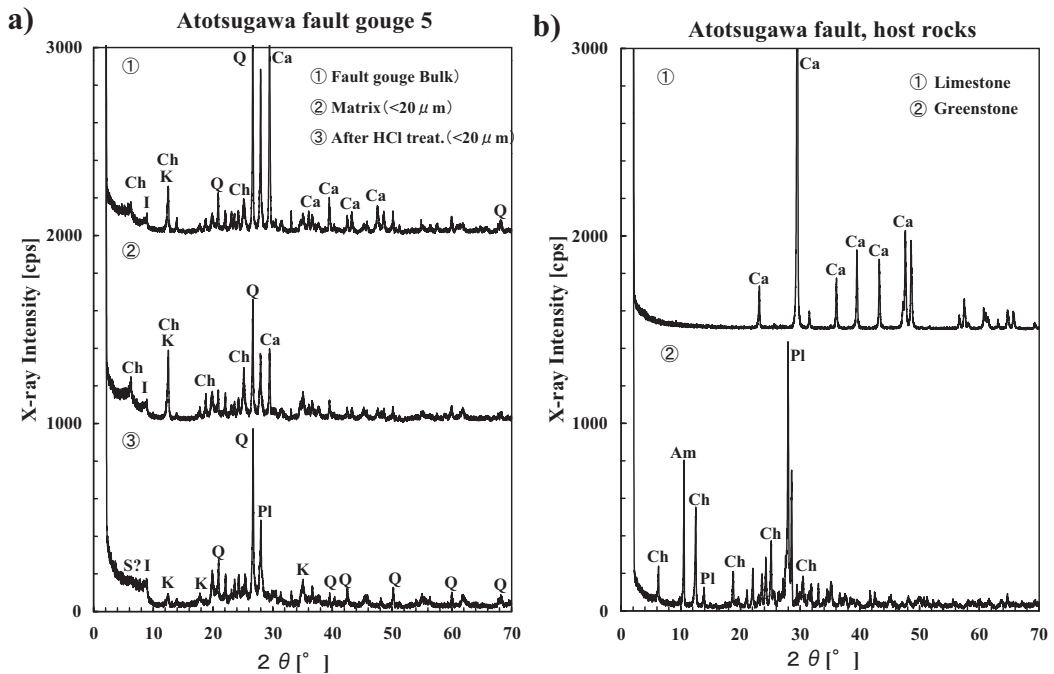


図4.16 跡津川断層ガウジ試料（ガウジ5）(a)とその母岩(b)から得られるXRDデータ。鉱物ピーク) S スメクタイト, K カオリナイト, Ha ハロイサイト, Ch 緑泥石, I イライト, Q 石英, Pl 斜長石, Ca 方解石, Am 角閃石族。跡津川断層ガウジの母岩には石灰岩と緑色岩の二種類が見られるが、両試料とも石英を含まないのに対し、断層ガウジ中には変質作用で生成した石英が含まれている（Fukuchi et al., 2002 : Advances in ESR Applications, Vol.18, p.145-151 参照）。

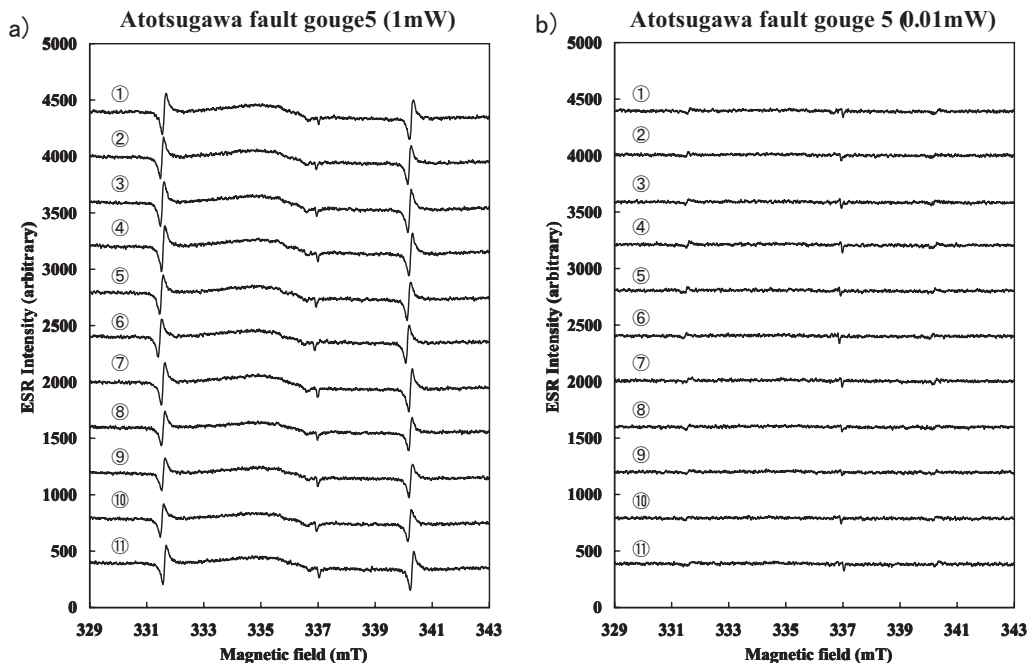


図4.17 跡津川断層ガウジ(ガウジ5)から得られるESRスペクトルと線照射による信号強度の変化。(a)マイクロ波出力1mW,(b)0.01mW。(1)0Gy,(2)100Gy,(3)200Gy,(4)300Gy,(5)400Gy,(6)500Gy,(7)600Gy,(8)700Gy,(9)800Gy,(10)900Gy,(11)1kGy(Fukuchi et al., 2002: Advances in ESR Applications, Vol.18, p.145-151 参照)。

出ます。図4.17に示した野島断層掘削コア中のESRスペクトル中には、E'中心が1mWでも飽和せずに検出されていましたが、これはsurface E'中心とE1'中心がミックスしたもので、大部分はsurface E'中心であると考えられます。

人工線を照射して総被曝線量を求め(図4.18)、年間線量率で割って年代値を求めると、surface E'中心(+微量のE1'中心)から35万年程度という断層活動年代が得られました(表4.2)。跡津川断層は、もっと新しい活動もあるのですが、この露頭でガウジに記憶されていた活動年代は少し古いものでした。

4.5 ESR法による断層年代測定のまとめ

ESR信号を利用した放射線量計測は既に確立しています。放射平衡問題など年間線量率をどのように評価するかが今後の課題です。

ESR信号のリセットには摩擦熱が有効ですが、地表付近の露頭では、ほとんど信号のリセットはありません。従って、ボーリング掘削等で地下深部から試料を採取して、年代測定を行う必要があります。これはリセットを考える場合です。

リセットが生じていないような断層なら、ガウジ中の粘土鉱物の信号を用いて、断層ガウジの生成年代を求める方法があります。ガウジの生成時期で一番若い時期を探せば、活動性を評価できると考えています。

Atotsugawa fault gouge 5

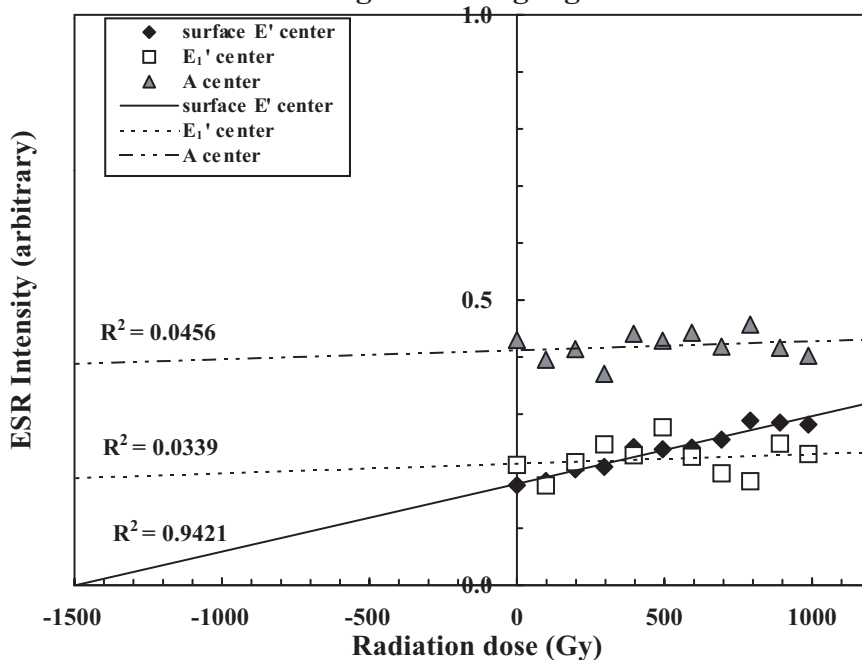


図4.18 跡津川断層ガウジ(ガウジ5)から得られるESR信号の線照射による挙動と回帰直線.断層ガウジからは石英起源のE'中心(E1'中心及びsurface E'中心)の他,カオリナイト起源のA中心が検出された.石英の脆性破壊により生成されるsurface E'中心は,石英生成後の断層破碎活動の年代を与えると考えられるが,線照射により比例的に増大するので総被曝線量が決定される.他の2つの信号は年代が古いために飽和している(Fukuchi et al., 2002: Advances in ESR Applications, Vol.18, p.145-151 参照).

表4.2上)跡津川断層ガウジの総被曝線量とESR年代値.総被曝線量は各ガウジを8~20 μmに篩った試料から得られる結果を,年代値は年間線量率をガウジ全体で求めた場合の結果をそれぞれ示す.下)跡津川断層ガウジの総被曝線量とESR年代値.総被曝線量は各ガウジを8~20 μmに篩った試料から得られる結果を,年代値は年間線量率を8~20 μmの試料内の線効果を考慮した時の結果を示す.なお,ガウジ1は固化していたものを崩して8~20 μmに篩った試料なので,年間線量率はガウジ全体で求めている(Fukuchi et al., 2002: Advances in ESR Applications, Vol.18, p.145-151 参照).

Sample	Equivalent Dose (Gy)	ESR Age (ka) (0% water)		ESR Age(ka) (10% water)	
		Radon loss 0%	Radon loss 100%	Radon loss 0%	Radon loss 100%
Gouge1	1404.407 ± 148.303	609 ± 89	818 ± 119	685 ± 100	920 ± 134
Gouge2	2641.395 ± 388.221	916 ± 163	1266 ± 225	1031 ± 183	1424 ± 253
Gouge3	2147.772 ± 421.360	706 ± 156	1018 ± 224	795 ± 175	1146 ± 252
Gouge4	1904.508 ± 380.326	853 ± 191	1277 ± 285	961 ± 215	1438 ± 321
Gouge5	1346.864 ± 141.333	548 ± 79	738 ± 107	616 ± 89	830 ± 120

Sample	Equivalent Dose (Gy)	ESR Age (ka) (0% water)		ESR Age(ka) (10% water)	
		Radon loss 0%	Radon loss 100%	Radon loss 0%	Radon loss 100%
Gouge1	1404.407 ± 148.303	609 ± 89	818 ± 119	685 ± 100	920 ± 134
Gouge2	2641.395 ± 388.221	682 ± 121	955 ± 170	767 ± 136	1074 ± 191
Gouge3	2147.772 ± 421.360	601 ± 132	852 ± 188	676 ± 149	958 ± 211
Gouge4	1904.508 ± 380.326	680 ± 152	997 ± 223	765 ± 171	1122 ± 251
Gouge5	1346.864 ± 141.333	353 ± 51	482 ± 70	397 ± 58	542 ± 78

さらに、母岩中に石英が存在しない場合には、石英が断層活動で生成したと考えられるので、その石英を使って年代測定もできます。また、石英の破碎によって出現する surface E' 中心という信号があります。この信号は、放射線照射によるノックオンで生成する E' 中心 (E1' 中心) とスペクトル上では同じ位置に出ますが、マイクロ波出力を変えることにより分離可能ですので、これを使って年代を求めても、断層の活動性を評価できると思います。

5. ESR の最新の動向

5.1 摩擦熱を見積もる

断層運動によって ESR 信号がリセットされるような高温の摩擦熱が発生したかどうかは、ある種の ESR 信号を解析すると分かることを 4.3 章で説明しました。この時、試料の受けた熱量が分かれば、リセットの程度を見積もることができます。

5.1.1 野島断層の例 1

野島断層平林露頭において、シュードタキライトが東北大学の 大槻憲四郎 教授によって発見されました。このシュードタキライトは、層状に幾つも重なっており、周りをガウジによって挟まれています (図 5.1)。また、シュードタキライト層の内部にもガウジの薄層が 1 層挟まれており (図 5.1 中の i 層)、このガウジ層 (i 層) がシュードタキライト層 (h 層, k 層) に移行しています。すなわち、これらのシュードタキライトはガウジから生成したと考えられるのです。

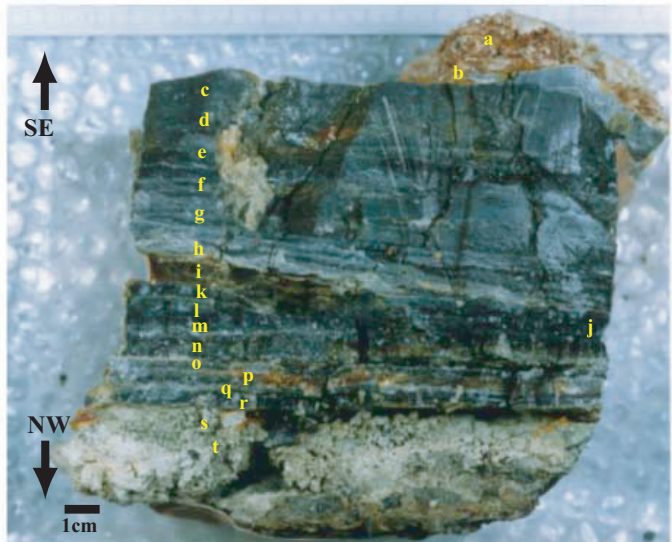


図 5.1 野島平林において掘削された野島断層シュードタキライト試料。シュードタキライト層の厚さに合わせて 2 ~ 3 mm 幅で細分し (a ~ t 層)、それぞれの部分の ESR スペクトルを測定した。a, b, i, s, t 層は断層ガウジである (Fukuchi, 2003: Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B6, ETG 14 1-14 8 参照)。

図 5.2 は、これらの試料から得られる ESR スペクトルです。図 5.2 中のアルファベットは、図 5.1 の各層に対応しています。i, s, t 層はガウジで、a, b 層もガウジですが、マンガンの不純物 (Mn^{2+} イオン) の影響が大きいので、スペクトルの形状が少し異なっています。しかし、このマンガンの影響を消せば、i, s, t 層と同じようなスペクトルになります。

5.1.2 フェリ磁性体が摩擦熱で生成される

シュードタキライトのスペクトルには、巨大な信号が検出されています(図5.2)。これは加熱によって増大する3価の鉄イオン(Fe^{3+} イオン)のESR信号です。一枚一枚のシュードタキライトのスペクトルが異なるということは、それぞれが別々の断層運動をして、別々の時期に形成されたことを示していると言えます。

図5.3は、野島断層ガウジ試料(t層)を0~500で1分間加熱した実験例です。一方、図5.4は、野島シュードタキライトとガウジの磁化曲線です。断層ガウジは加熱すると磁化するのです。磁化曲線から加熱の証拠を見つけることが可能です。ループ状のグラフは、磁気ヒステリシスと言って、強磁性体やフェリ磁性体に特徴的な磁化曲線です。通常の常磁性体では、ループを描かず、直線的になります。加熱したガウジ試料を測って見ると、きれいなループを描きます。要するに磁化しているのです。断層ガウジを加熱すると、強磁性体(あるいはフェリ磁性体)が生成されることが分かります。

ESR測定によって検出される Fe^{3+} イオンに関する信号には、幾つかの種類があるのですが、図5.3や5.3の巨大な信号は、結論から言うと、 $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ に起因するものです。 $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ はフェリ磁性体で、それ自身が磁性を持っていますから、非常に強いESR吸収が起こります。 $-\text{FeO}(\text{OH})$ は錆みたいなのですが、これが加熱・脱水すること

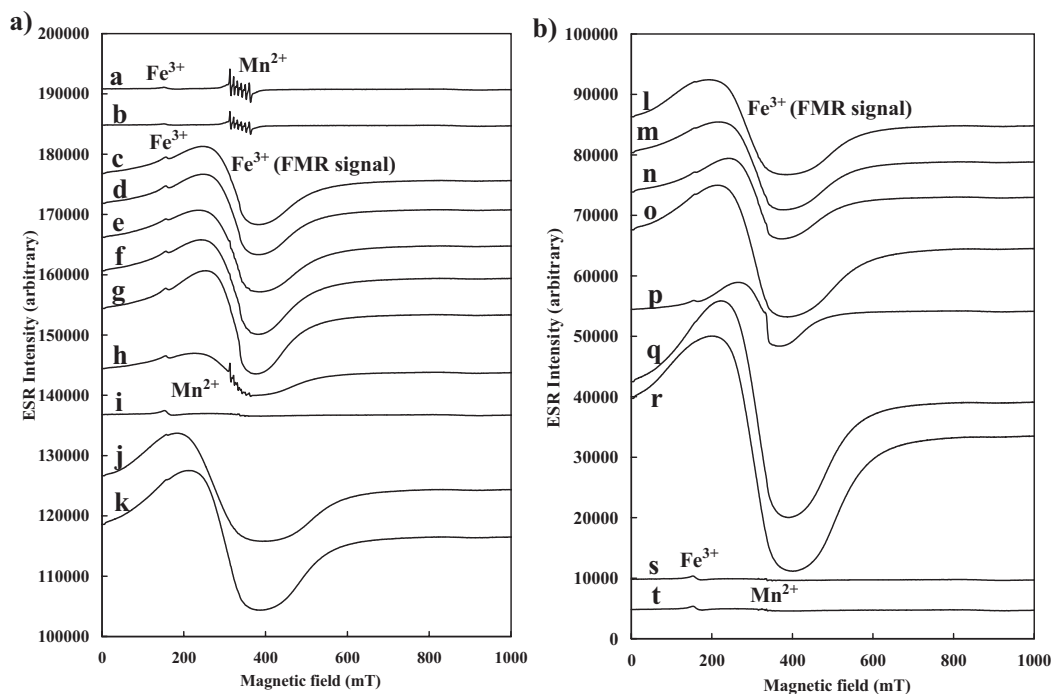


図5.2 野島シュードタキライトのESRスペクトル。各シュードタキライト層からはフェリ磁性体である $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ を構成する凝集状態 Fe^{3+} イオン起源のFMR(フェリ磁性共鳴)信号($g=2.3$)が検出された。 $g=4.25$ には遊離状態 Fe^{3+} イオン起源のESR信号も検出された(Fukuchi, 2003: Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B6, ETG 14 1-14 8参照)。

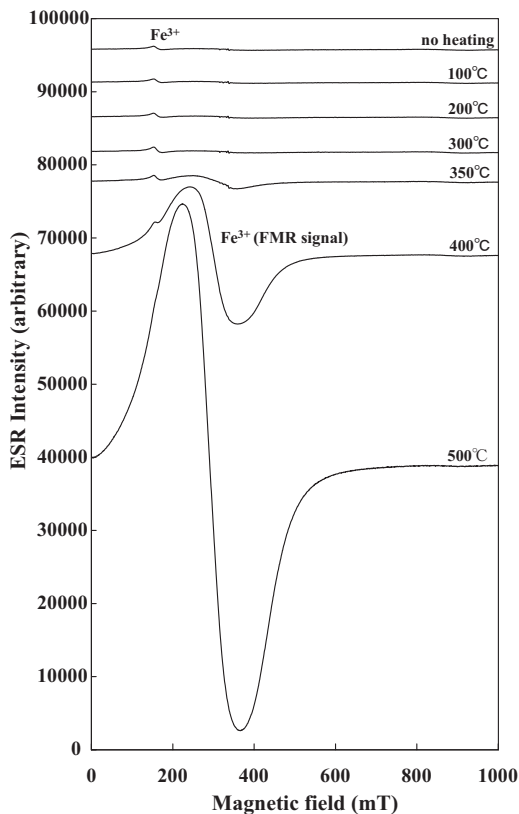


図 5.3 野島断層ガウジを加熱した時に得られる ESR スペクトル．断層ガウジ中に含まれる γ - FeOOH (反強磁性体)の加熱脱水により γ - Fe_2O_3 が生成され、FMR 信号が増大する (Fukuchi, 2003 : Journal of Geophysical Research, Vol.108 No.B6, ETG 14 1-14 8 参照)．

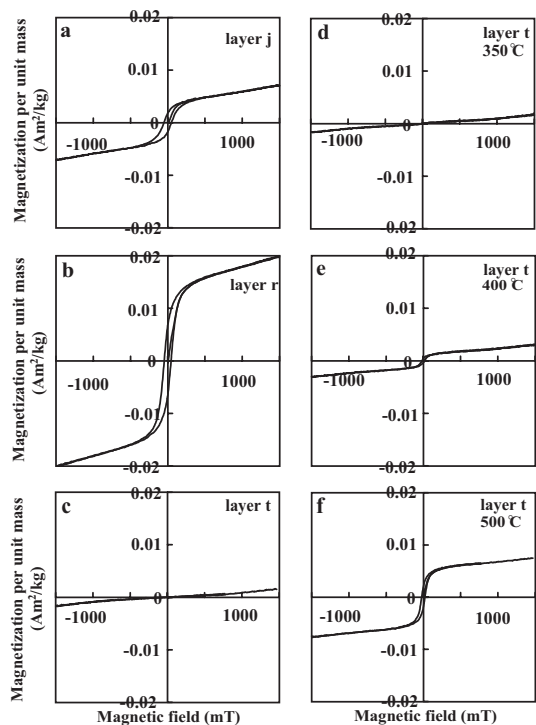


図 5.4 野島シュードタキライト及び加熱した断層ガウジから得られる磁化曲線．シュードタキライトから得られる磁化曲線はヒステリシスループを示し、磁化していることが分かる (a, b)．野島断層ガウジ (c) は常磁性体に特徴的な直線的な磁化曲線を示すが、加熱すると磁化率が増大し (図中 c d e f)、ヒステリシスループを示すようになる (Fukuchi, 2003 : Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B6, ETG 14 1-14 8 参照)．

により、 γ - Fe_2O_3 が生成されることが知られています。1時間の加熱実験によると、 γ - Fe_2O_3 は、600 mT 位まで安定ですが、700 mT 以上で消滅して行きます。すなわち、 γ - Fe_2O_3 は、非常に安定な信号なのです。 γ - Fe_2O_3 の巨大な信号は、フェリ磁性体がマイクロ波を吸収する時に検出される ESR 信号なので、フェリ磁性共鳴 (ferrimagnetic resonance: FMR) 信号と呼ばれています。

先ほどの野島断層 500 m 掘削コア試料の ESR 測定結果 (図 5.5) をもう一度見てみると、FMR 信号が、断層面近傍の 0 ~ 3 mm の部分では増大しているのが分かります。この FMR 信号が増大しているという事実が、ガウジが断層摩擦熱を被ったという証拠になると考えられます。

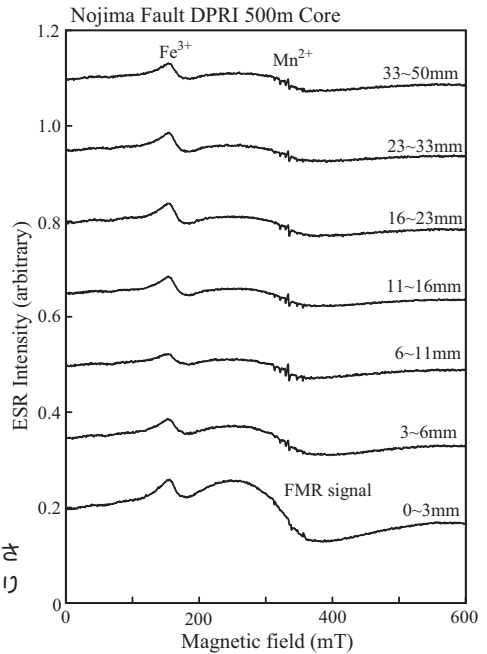


図5.5 野島断層500m掘削コア試料中の断層ガウジから検出されるFMR信号。断層面近傍の0～3mmの部分で摩擦熱によりFMR信号強度が増大している。

5.1.3 野島断層の例2

図5.6は、防災科学技術研究所の野島断層1800m掘削コア試料の写真です。深度約1140mに、兵庫県南部地震の時に動いたと考えられる断層面があります。断層面に沿って幅2～3mm単位でガウジを細分しESR信号を測定してみると、断層面近傍の緑色ガウジからはFMR信号が検出されませんが、断層面から少し離れた黒色化した

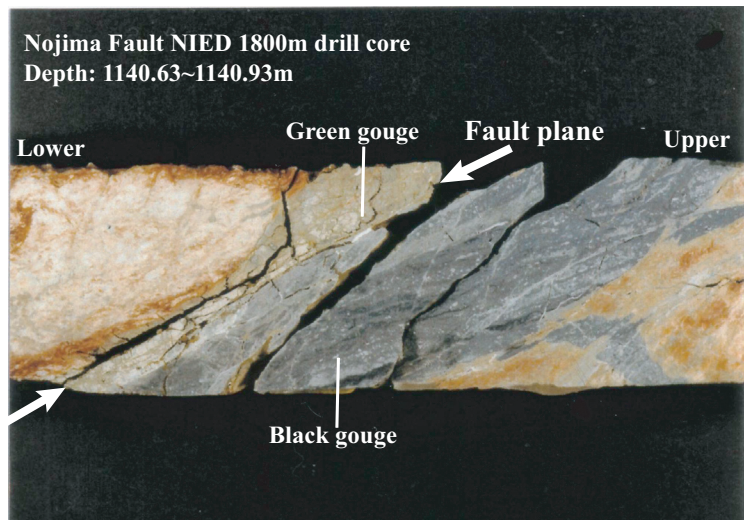


図5.6 野島断層 NIED1800m掘削コア試料中に見られる断層面及び断層ガウジの写真。断層面を基準として、2～3mm単位でガウジをカットし、ESR信号を測定した(池田・他, 2001: 防災科学技術研究所報告第61号, p.141 - 153 参照)。

している部分では増えています(図5.7)。ガウジは加熱により黒色化します。それはフェリ磁性体ができるからです。断層面近傍の緑色ガウジからFMR信号がされないのは、摩擦発熱温度が上昇しなかったためであると考えられ、この断層面は主要な断層変位面ではなかった可能性があります。すなわち、兵庫県南部地震の時の主要断層変位面

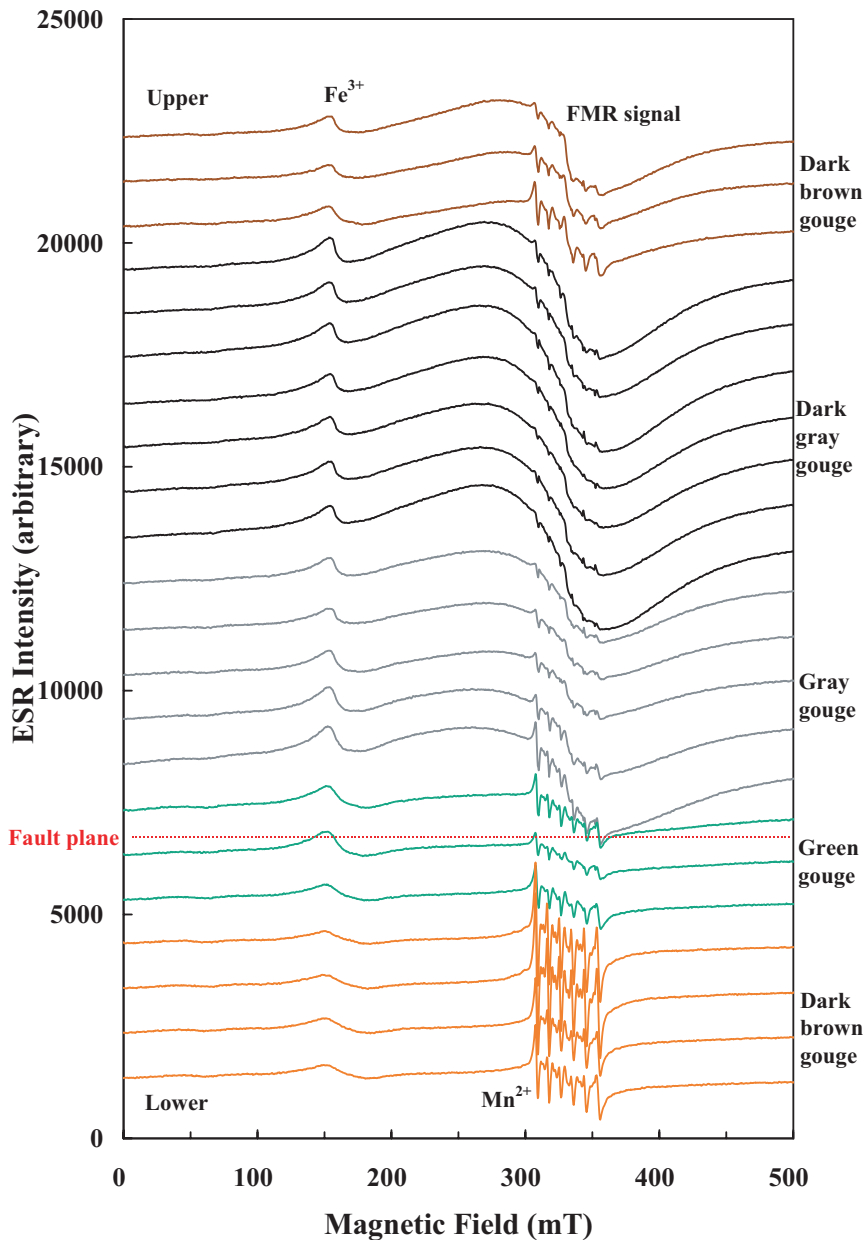


図5.7 野島断層 NIED1800 m 掘削コア試料中の断層ガウジから検出される ESR スペクトル．断層面近傍の 0 ～ 3 mm の緑色ガウジからは FMR 信号が検出されなかった．断層面から少し離れた暗灰色ガウジでは FMR 信号が増大していた(福地・他, 2003: 平成 13 年度～ 14 年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]研究成果報告書(課題番号 13640462), p.51-63 参照)．

は別の場所であると考えられるのです．このことは今後更に，断層面近傍のガウジの加熱実験などを行い，詳しく検討する必要があります．

5.2 高速剪断摩擦試験

図5.8は、京都大学の嶋本研究室製の回転式高速剪断摩擦試験機です。本試験機では、2つの円柱状の岩石試料(径25 mm)でガウジを挟み、漏れないようにテフロンシールを巻いて、一定の軸応力を加えた状態で一方の岩石試料を固定し、もう一方を回転させて、摩擦を発生させます。この時行った実験では、ガウジを挟む円柱状試料に透明な石英ガラスを使用し、剪断面が実験後に見える様にしました。またガウジには、野島断層ガウジ(8~20 μm)を使用しました。軸応力0.61 MPa、回転速度1500 rpm、変位時間約9.52sの実験条件で行った時に計測された摩擦係数と軸方向の短縮量のデータは図5.9に示してあります。また図5.10には、実験前後の写真を示します。回転式剪断試験機の場合は剪断面が円形ですので、中心では変位速度と変位量が共にゼロで、円周に向かうに従って大きくなります。ですから、円周側の方が中心よりも発熱量が大きくなると考えられます。

剪断前のガウジは、元々ピンク色だったのですが、剪断後には剪断面の円周部分が黒色に変色しており、A)

シュードタキライト様の黒色物質が生成しています(図5.10ab)。

また剪断表面から離れたガウジ内部は灰色に変色しています(図5.10c)。このようなガウジの変色は天然の断層露頭でもしばしば観察されます。断層面近傍のガウジが黒色化(灰色化)していることが良くあります。もしかすると、それは断層摩擦熱の影響なのかも知れません。それから剪断面を裏側の固定側から見ると、水がしみたような痕跡が確認されました。要するに脱水が起きている訳です(図5.10d)。

剪断実験前後のガウジ試料をESR測定すると、円周の部分では

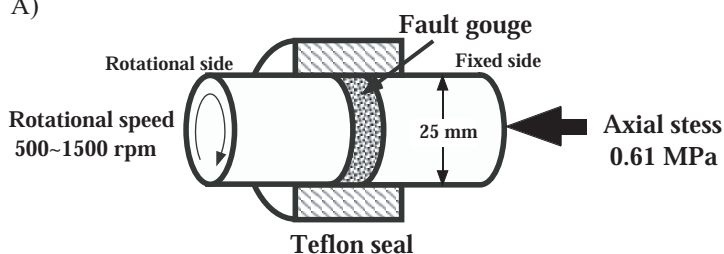


図5.8 回転式高速剪断摩擦試験機の写真と摩擦実験方法の模式図(京都大学嶋本研究室提供)。ガウジを挟む円柱状試料(径25mm)には、透明な石英ガラスを使用し、ガウジの周りには漏れ防止用のテフロンシールが巻いてある。一定の軸応力の下で、円柱状ガラスの一方は固定し、もう一方は回転させることにより、摩擦熱を発生させる。

図5.9 高速剪断摩擦実験時に計測される摩擦係数 (a) 及び短縮量 (b) データ. 軸応力 0.61 MPa, 回転速度 1500 rpm, 変位速度 9.52s, ガウジの厚さ約 0.75 mm, 円周を基準(0 mm)として, 剪断面を四等分した時のそれぞれの等価変位速度は, 1.74 m/s (0 ~ 3 mm), 1.27 m/s (3 ~ 6 mm), 0.81 m/s (6 ~ 9 mm), 0.37 m/s (9 ~ 12.5 mm)となる(福地・他, 2003:平成13年度~14年度科学研究費補助金[基盤研究(C)2]研究成果報告書(課題番号13640462), p.29-49参照).

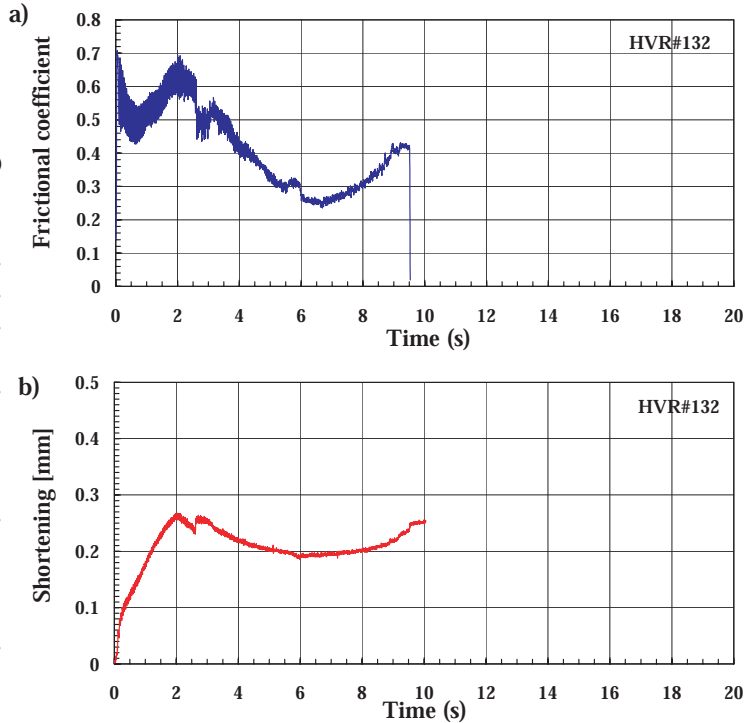
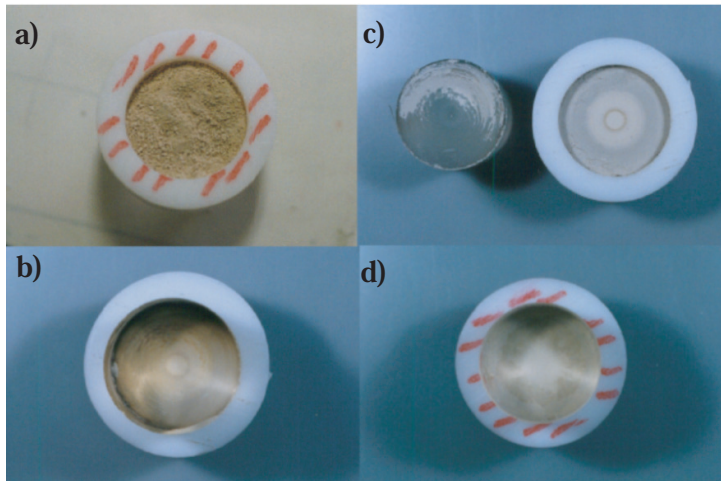


図5.10 高速剪断摩擦実験前後のガウジ試料の写真。(a)摩擦実験前のピンク色をしたガウジ試料.野島断層ガウジを8~20 μmに篩ったものを使用した。(b)摩擦実験後の剪断面(石英ガラスを取り外す前).円周に沿ってガウジが黒色化し,シュドタキライト様物質が生成した。(c)石英ガラスを取り外すと,ガラスに黒色物質が附着した.黒色物質の下のガウジは,灰色に変色していた(d)剪断面を固定側から見た時の写真.脱水の痕跡が観察される.



FMR信号が非常に大きくなっているのに対して,中心では初めの状態のままにあります.この様にFMR信号は熱の検出に有効であることが分かります(図5.11).さらに,同じ試料を掃引磁場の幅を狭くして測定しました(図5.12).その結果,スメクタイト起源の信号は消滅しているのに(図5.12a)対し,石英のE'中心(E'中心)はほとんど変化がないことが明らかとなりました(図5.12b).このことから,石英のE'中心(E'中心)はいくら剪断されても,リセットされないことが分かります.つまり,これまでE'中心(E'中心)が断層作用でリセットすると考えて年代測定にしばしば利用されて来ましたが,この信号は断層の年代測定に使えないことが実験的にもはっきりしま

図 5.11 高速剪断摩擦実験試料の ESR スペクトル (その 1). 磁場範囲 0 ~ 1000 mT. 円周に向かうに従って, FMR 信号が増大していることが分かる. 摩擦発熱により加熱脱水が起こったことを示している.

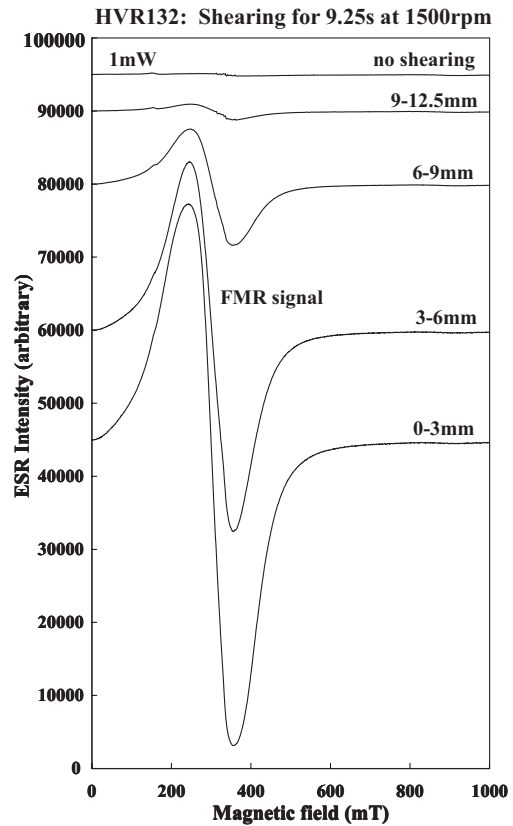
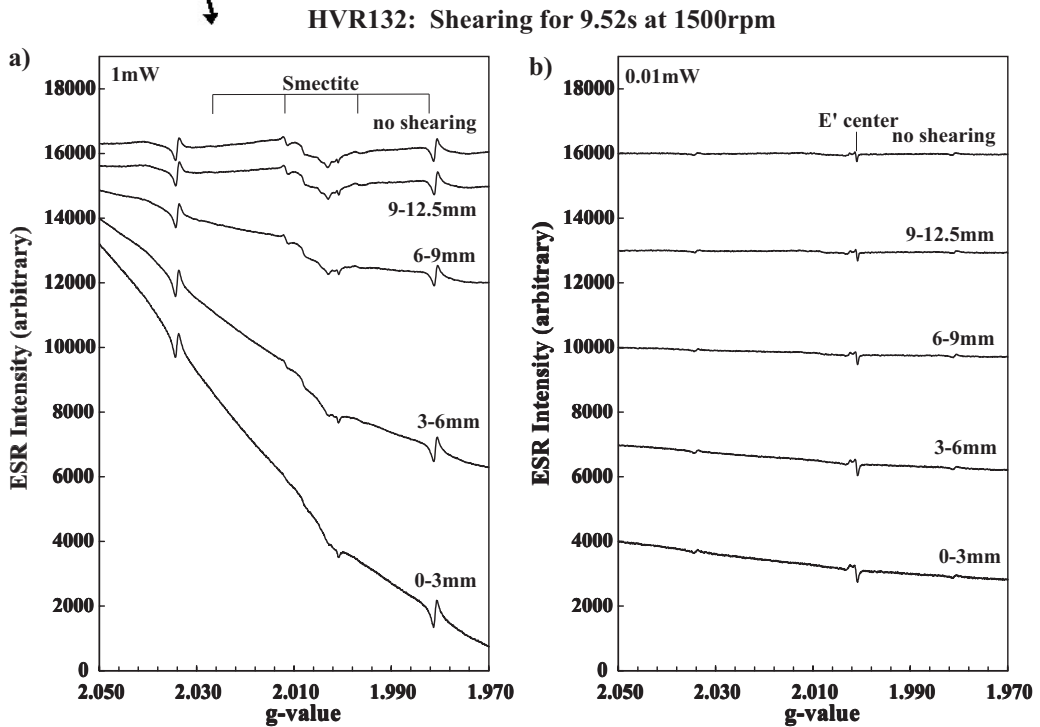


図 5.12 高速剪断摩擦実験試料の ESR スペクトル (その 2). g 値が $g=1.981 \sim 2.034$ の範囲で検出される ESR 信号には, スメクタイトの四重信号, 石英 E' 中心などがある (a) マイクロ波出力 1 mW (b) 0.01 mW. ベースラインが傾いているのは, FMR 信号が被っているためである.



した．一方，石英の機械的破砕で生成される surface E' 中心は，ほとんど消滅していることが分かりました（図 5.12a）．

5.3 摩擦発熱モデル

5.3.1 面で発熱か帯で発熱か

断層すべりによる摩擦発熱のモデル式（一次元熱伝導方程式）と FMR 信号の成長式を組み合わせると，FMR 信号が断層活動時にどのように増大するかを再現することができます．この時使用する熱伝導方程式には 2 つのモデル式が考えられます（図 5.13）．

一つは，ある一面でのみ摩擦発熱が起こるモデルで，もう一つは，ある有限の幅（ w ）で熱が発生するモデルです．摩擦発熱温度は，断層変位量に比例して増大しますが， w が大きければ大きい程，発熱温度は低くなります．例えば，有限幅 w の中で断層すべりを分散させる場合を考えると，トータル変位量は一面すべりの場合と同じになりますが，有限幅内の個々の点における変位量はずっと小さくなるので，摩擦発熱温度は上がらないことになります．

5.3.2 野島断層掘削コアの発熱幅は約 15 mm

野島断層 500 m 掘削コアの断層面で兵庫県南部地震時と同様の断層すべりが発生した場合に，FMR 信号強度がどのように増大して行くかについてシミュレーションを行いました．摩擦発熱幅を色々変化させた場合に得られる発熱温度の時間変化を断層面からの距離ごと（1 mm 間隔で 0 ~ 10 mm）に計算した結果が，図 5.14 です．また，図 5.14 のような温度変化の時に，FMR 信号が増大して行く過程を断層面からの距離 0 ~ 3 mm，3 ~ 6 mm，6 ~ 11 mm，11 ~ 16 mm，16 ~ 23 mm，23 ~ 33 mm，33 ~ 50 mm ごとに示したものが図 5.15 です．図 5.15 では，野島断層 500 m 掘削コア試料の断層ガウジ 0 ~ 3 mm の部分から実測された FMR 信号強度（図 5.5）を基準として，縦軸を規格化しています（FMR 信号強度 = 1）．図 5.14 から分かるように，摩擦発熱幅が広く

1) McKenzie & Brune (1972) Fault zones of zero width

$$T(x,t) = T_0 + \frac{\sigma_f d_0}{\rho C_p t_1} \left\{ \sqrt{\frac{t}{\pi K}} \exp\left(-\frac{x^2}{4Kt}\right) - \frac{x}{2K} \operatorname{erfc}\left(-\frac{x}{2\sqrt{Kt}}\right) \right\} \quad 0 \leq t \leq t_1 \quad (1a)$$

$$= T_0 + \frac{\sigma_f d_0}{\rho C_p t_1} \left\{ \sqrt{\frac{t}{\pi K}} \exp\left(-\frac{x^2}{4Kt}\right) - \sqrt{\frac{t-t_1}{\pi K}} \exp\left(-\frac{x^2}{4K(t-t_1)}\right) \right\} - \frac{x}{2K} \left[\operatorname{erfc}\left(-\frac{x}{2\sqrt{Kt}}\right) - \operatorname{erfc}\left(-\frac{x}{2\sqrt{K(t-t_1)}}\right) \right] \quad t_1 < t \quad (1b)$$

$T(x,t)$: temperature at time t and at distance x from the fault plane, T_0 : initial temperature, ρ : density, C_p : specific heat, $K=k^*/(\rho C_p)$: thermal diffusivity, k^* : thermal conductivity, σ_f : frictional shear stress between both fault blocks, d_0 : displacement, t_1 : duration of slip

2) Cardwell et al. (1978) Fault zones with finite thickness

$$T(x,t) = T_0 + \frac{\sigma_f d_0}{2\rho C_p w t_1} \int_0^t \left\{ \operatorname{erf}\left(\frac{x+(w/2)}{\sqrt{4K(t-t_0)}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{x-(w/2)}{\sqrt{4K(t-t_0)}}\right) \right\} dt_0 \quad 0 \leq t \leq t_1 \quad (2a)$$

$$= T_0 + \frac{\sigma_f d_0}{2\rho C_p w t_1} \int_0^t \left\{ \operatorname{erf}\left(\frac{x+(w/2)}{\sqrt{4K(t-t_0)}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{x-(w/2)}{\sqrt{4K(t-t_0)}}\right) \right\} dt_0 \quad t_1 < t \quad (2b)$$

$T(x,t)$: temperature at time t and at distance x from the fault plane, T_0 : initial temperature, ρ : density, C_p : specific heat, $K=k^*/(\rho C_p)$: thermal diffusivity, k^* : thermal conductivity, σ_f : frictional shear stress between both fault blocks, d_0 : displacement, t_1 : duration of slip, w : width of fault heating

図 5.13 断層摩擦発熱モデル．(a) ゼロ発熱幅（McKenzie & Brune, 1972）, (b) 有限発熱幅（Cardwell et al., 1978）．断層摩擦発熱温度は，断層変位量 d_0 ，摩擦応力 σ_f （垂直応力 σ_n + 摩擦係数 μ ），変位速度（= 断層変位量 d_0 / 変位時間 t_1 ）に比例し，発熱幅 w に逆比例する．

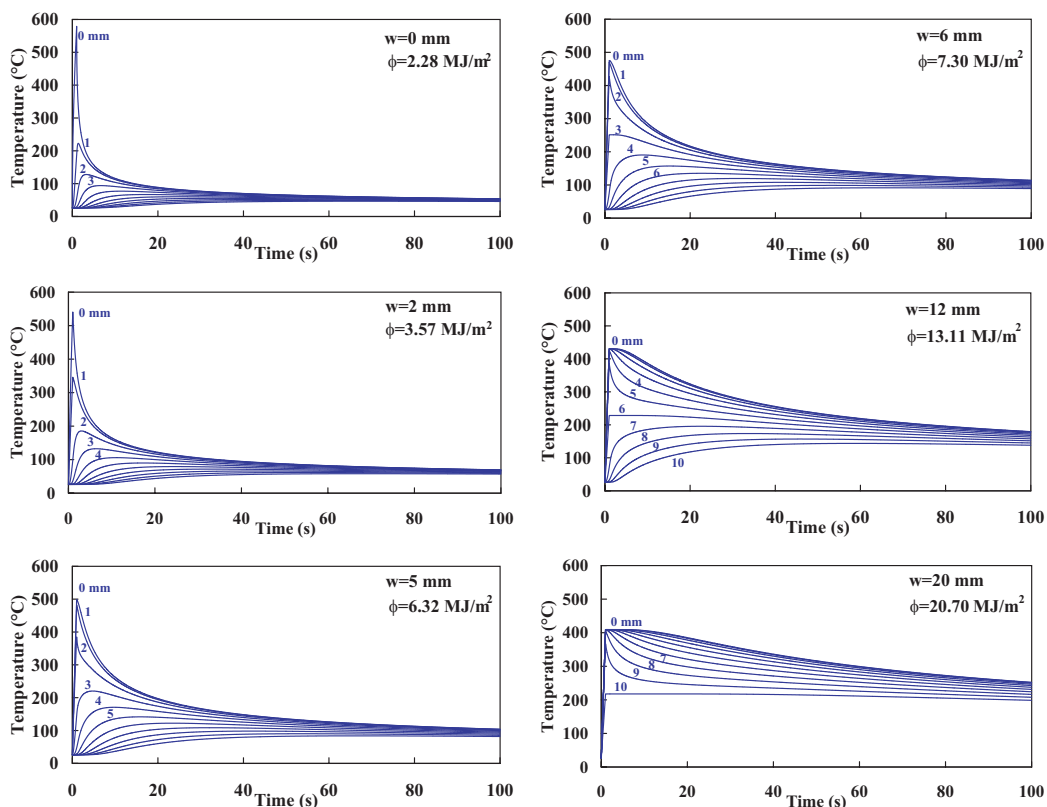


図5.14 野島断層500m掘削コア試料中の断層面で発生する摩擦発熱温度の復元. 摩擦発熱幅を色々変化した時の発熱温度の時間変化を断層面からの距離ごと(1mm単位)に計算した結果を示す. 摩擦発熱幅が広がると, 摩擦熱の影響する範囲(断層面からの距離)と継続時間が長くなる(福地・他, 2003:平成13年度~14年度科学研究費補助金[基盤研究(C)2]研究成果報告書(課題番号13640462), p.29-49参照).

なるに従って発熱温度は低くなり,断層面から離れた部分でも発熱による温度変化が見られるようになります.またそれに対応して,FMR信号強度も断層面から離れた部分でも増大するようになります(図5.15).

掘削コア試料から検出された実際のFMR信号強度とシミュレーション結果を比較してみると,発熱幅を15mmに設定したシミュレーション結果と実際のデータが非常に良く合うことが分かります(図5.16).なお,図5.16のシミュレーションでは,熱伝導率,比熱及び密度として,一般的な花崗岩と同様の値(熱伝導率2.0W/mK,比熱1.0J/gK,密度2.7g/cm³)を使用していますが,シミュレーション結果は断層ガウジの物性(熱伝導率,比熱,密度など)によっても変化しますので,これらの物性値をより正確に求める必要があります.

5.3.3 リセットされないESR信号は熱履歴補正

摩擦発熱幅を15mmとして,その時の発熱温度とFMR強度の時間変化は,図5.17のようになります.このようにして,ガウジの被熱量や温度履歴を明らかにできていると思います.これが分かれば,完全にESR信号がリセットされていないガウジの年代を

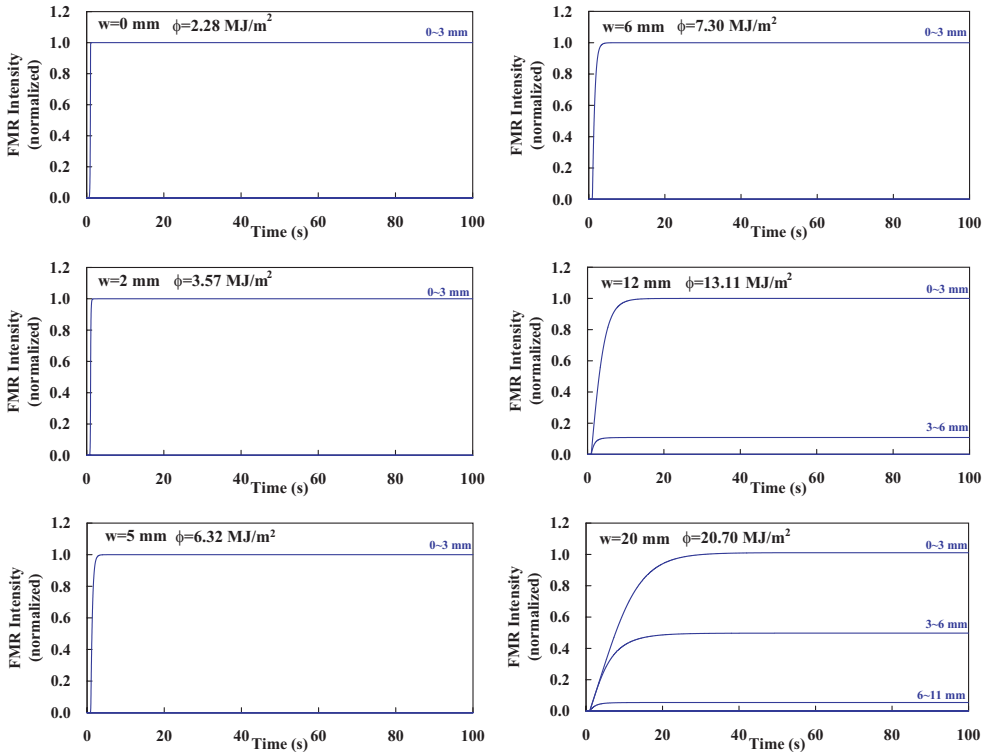


図5.15 野島断層500 m掘削コア試料中の断層面沿いで生成するFMR信号の成長過程の復元．図5.14のように摩擦発熱温度が変化した時に，FMR信号が増大する過程を断層面からの距離0～3 mm，3～6 mm，6～11 mm，11～16 mm，16～23 mm，23～33 mm，33～50 mmごとに示す．縦軸は，0～3 mmの部分から実測されたFMR信号強度を基準として，各摩擦発熱幅の場合でも，この部分から計算される強度が1になるように規格化してある（福地・他，2003：平成13年度～14年度科学研究費補助金〔基盤研究（C）2〕研究成果報告書（課題番号13640462），p.29-49参照）．

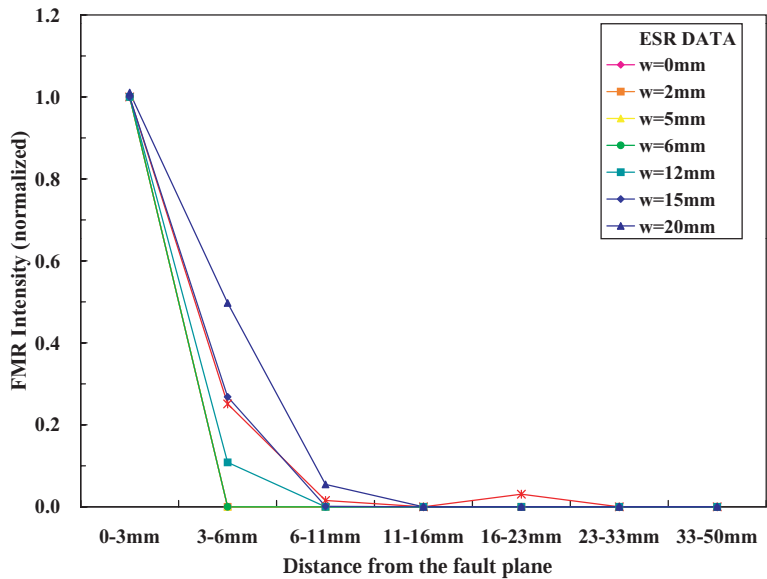


図5.16 野島断層500 m掘削コア試料から得られる実測値と計算値の比較．摩擦発熱幅を15 mmに設定すると，実測値と計算値は非常に良く一致する（福地・他，2003：平成13年度～14年度科学研究費補助金〔基盤研究（C）2〕研究成果報告書（課題番号13640462），p.29-49参照）．

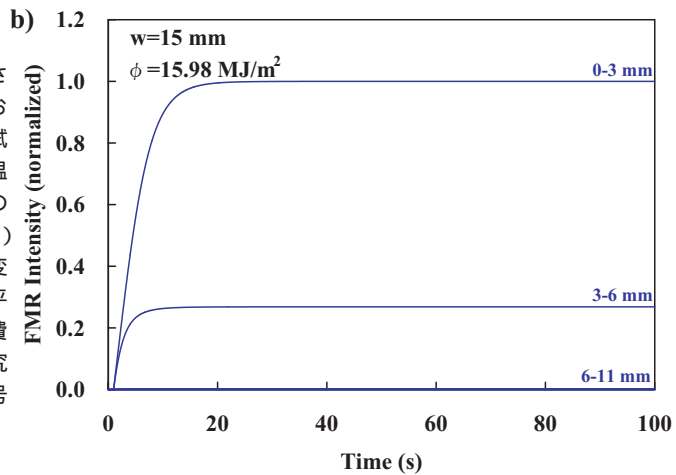
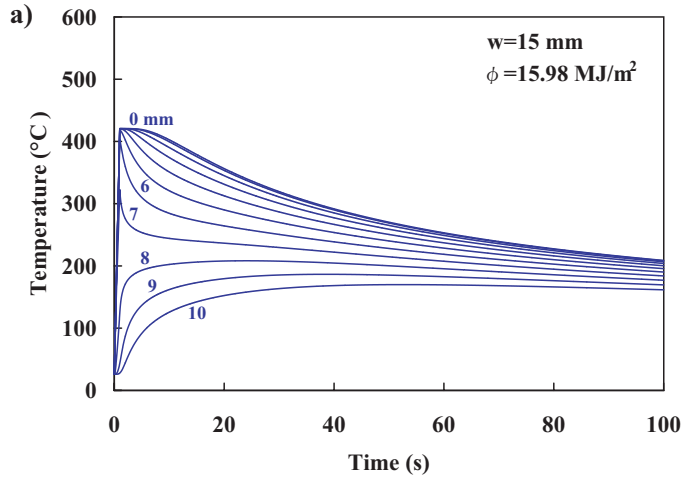


図 5.17 FMR 信号から復元された兵庫県南部地震発生時における野島断層 500 m 掘削コア試料中の断層面沿いの摩擦発熱温度変化。摩擦発熱幅が 15 mm の時に得られる摩擦発熱温度 (a) と FMR 信号強度 (b) の時間変化を示す (福地・他, 2003: 平成 13 年度 ~ 14 年度科学研究費補助金 [基盤研究 (C) (2)] 研究成果報告書 (課題番号 13640462), p.29-49 参照)。

出したい時には、摩擦熱によってリセットされずに残った信号強度分を差し引けば良い訳です。「こういう熱量の断層摩擦熱を受けて、完全には ESR 信号がリセットされていませんが、信号強度はこれ位までは消滅しただろう」と言うことが予想可能です。ですから、摩擦発熱量を使って補正すれば、仮にリセットされていない ESR 信号を使ったとしても断層年代測定が可能になると考えています。このことについては、今後、実例をもって示して行きたいと思っています。

5.4 深部掘削される地震断層の ESR 測定

今後の予定として、南海トラフの沈み込み帯を深部掘削して地震発生帯における発生過程を解明しようとする計画があります。私もそれに参加する予定です。そこで、深部掘削コア試料中の断層の ESR 年代測定や熱履歴解析を行うことを考えています。前述したように、地震時の高速剪断すべりによる摩擦発熱で断層ガウジは磁化すると同時に黒色に変色し、さらに FMR 信号も増大しますが、泥質岩のような付加帯堆積物で

も同様の現象が起こることが分かってきました。南海トラフ沈み込み帯における熱現象を検出するには、このようなガウジの磁化や黒色化、FMR信号の増大が有効だと考えています。実際にどのような試料が採取されるかによって研究手法は異なってくると思いますが、今後非常に楽しみにしている研究です。

6. 最後に

図5.18には、野島シュードタキライトから検出されるFMR信号を利用して、摩擦発熱温度の見積もりを行った結果とガウジの磁化強度変化、誘導起電力変化を示してあります。断層ガウジが断層摩擦発熱により瞬間的に磁化する場合には、ファラデーの電磁誘導の法則により、誘導起電力が発生することが予想されます(図5.18d, 5.19)。そうすると、例えば地震の直前あるいは地震発生と同時に観測されるコサイスミックな電磁気現象は、もしかするとこのようなガウジの磁化が関係しているのではないかと思ひ、現在、フェリ磁性鉱物の加熱による変化などを色々と調べています。

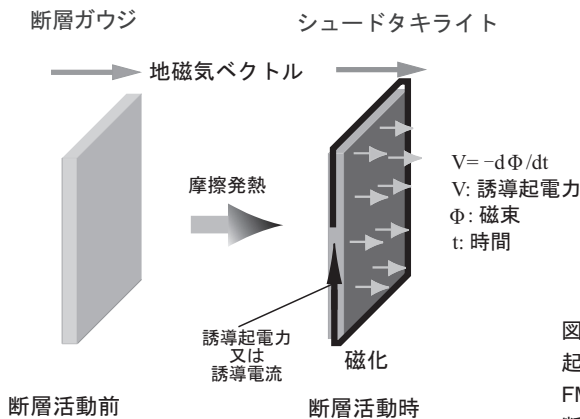


図5.19 断層摩擦発熱による断層ガウジの磁化モデル。断層活動時に摩擦熱が発生し、断層ガウジが地磁気の方に瞬間的に磁化すると、ファラデーの電磁誘導の法則により誘導起電力がシュードタキライト層の板状回路に発生する。誘導起電力は地表において地電位異常として観測される。この時、回路が閉じていれば誘導電流(地電流)が発生すると考えられる。

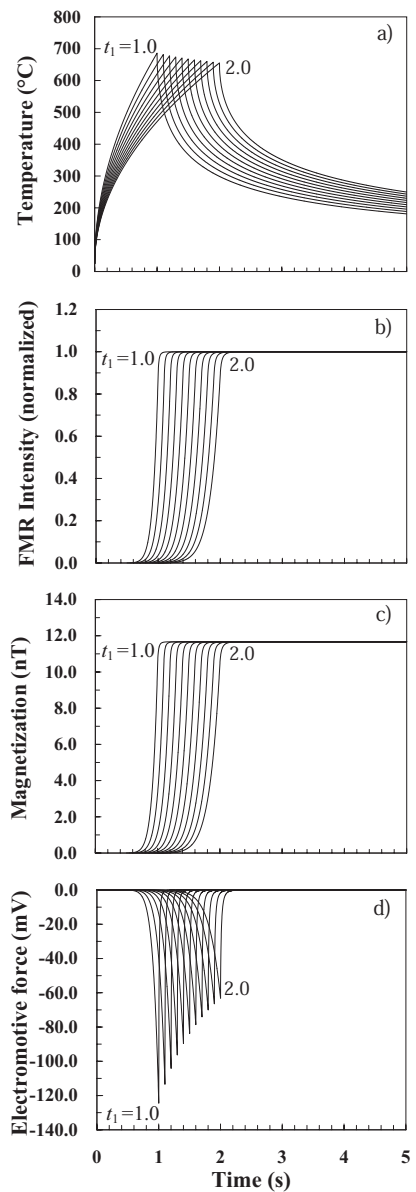


図5.18 野島シュードタキライトの磁化過程と誘導起電力の発生。図は、野島シュードタキライトr層のFMR信号強度からインバージョンにより決定される断層摩擦発熱温度変化(a)(McKenzie & Brune (1972)による一次元摩擦発熱モデル式を使用)、FMR信号の増大過程(b)(野島シュードタキライトr層のFMR強度を1としてある)、FMR信号から計算される野島断層面に垂直方向の磁化強度(c)、電磁誘導により発生する誘導起電力の時間変化(d)を示す(Fukuchi, 2003: Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B6, ETG 14 1-14 8参照)。

質疑応答

川村 (深田研): 野島断層の温度はどれ位に見積もられたのですか？

福地: 野島のガウジの方ですか？計算して、ESR 強度と一番良く合うというパターンを考えますと、断層面近傍では、400 ちょっと上がる位ではないかな。この温度パターンであれば、FMR 信号の強度分布が説明できるということなので、それ位まで上がったと考えられます。

川村: $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ の生成メカニズムを教えてください。

福地: $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ の生成には、二通りあります。一つは、磁鉄鉱です。磁鉄鉱はフェリ磁性体です。よく古地磁気測定で利用すると思います。磁鉄鉱を高温で加熱しますと、酸化によって $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ が生成されます。もう一つは、 $-\text{FeO}(\text{OH})$ で、レピドクロサイトです。錆みたいなものです。レピドクロサイトは 型ですが、 型のゲータイトなど、錆にも色々なものがあります。ただし、X線などで検出するのは非常に難しいのです。結晶度が不完全で、X線ではなかなか検出し難いのです。野島断層ガウジを調べたのですが、X線ではどうも検出されません。それというのも、 $-\text{FeO}(\text{OH})$ や $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ は非常に微粒でX線でも検出されないのです。しかし、 $-\text{Fe}_2\text{O}_3$ については、ESR では検出が容易です。

中村 (応用地質): 破碎によって生成される信号ということで、surface E' 中心を利用して、断層活動性評価をするというお話をされていました。これはガウジに粘土鉱物が結晶化したのをスタート点 (信号の発生時期) とするという考えと同じなのですか？

福地: 跡津川断層ガウジの場合には、元々母岩中には石英が含まれていないのです。母岩が石灰岩と緑色岩で、これらがガウジになった時に、石英ができたらしいのです。その石英の E' 中心の信号は飽和してしまっているのです。今まで私が E' 中心と言っていた信号は、正確には E1' 中心というのですが、これは高出力のマイクロ波で飽和し、信号が減衰してしまいます。ところが surface E' 中心は、スペクトル上では E1' 中心と同じような位置で検出されるのですが、E1' 中心よりもずっと飽和され難い性質を示します。マイクロ波出力を変えると両者を区別できます。通常 E1' 中心は、マイクロ波出力 0.01mW でないと検出されないのですが、1 mW にすると逆にほとんど消えてしまいます。しかし、surface E' 中心は、1 mW でも検出されます。surface E' 中心は石英表面が剪断で切られると、切られたケイ素が電子を捕獲するようなタイプの E' 中心です。surface E' 中心は、 線照射によって直線的に増えて行きます。これを断層年代測定に使用しようとしています。

武内 (深田研): この ESR とそれ以外の方法で年代結果を比較した例がありますか。

福地：ESRが得意とする年代値は、数万年前から50万年、100万年位までです。その間の年代測定は、 ^{14}C 年代測定法は使えませんのでK-Arなどに限られます。K-Ar法では、アルゴンガスが熱によって散逸したかどうかというようなことを確認しないといけないのです。そのような試料を選ぶのには制約がありますので、完全に同じ試料を使って別の年代測定法でクロスチェックした例はありません。唯一できるとしたら、ルミネッセンス法というESRと同じような方法があります。ルミネッセンス法は、放射線量計としてしばしば利用されます。その方法は、石英を対象としているので、クロスチェックできると思います。しかし、なかなか、それぞれテリトリーがありまして、両方やる研究者はあまりいません。あまり手を組んでやったという例もないのです。このクロスチェックは非常に重要なことだと思っています。今後の課題です。

引用文献

- G. Adamiec and M. Aitken, 1998, Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, Vol.16, p.37-50.
- M. Ando, 2001, Geological and geophysical studies of the Nojima Fault from drilling: An outline of the Nojima Fault Zone Probe. *The Island Arc*, Vol.10, p.206-214.
- T. Fukuchi, 1992, ESR studies for absolute dating of fault movements. *Journal of Geological Society, London*, Vol.149, p.265-272.
- T. Fukuchi, 1996, Quartet ESR signals detected from natural clay minerals and their applicability to radiation dosimetry and dating. *Japanese Journal of Applied Physics*, Vol.35, No.3, p.1977-198.
- 福地龍郎, 1999, 高速及び熱中性子照射による石英結晶中の点欠陥生成とESR解析. 研究炉利用による研究成果集(平成9年度), JAERI-Review 99-007, p.487-491.
- 福地龍郎・玉泉洋介, 2000, 高温熱水反応による断層ガウジの生成実験. 平成10年度～11年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]研究成果報告書(課題番号10640441), p.31-40.
- T. Fukuchi, 2001, Assessment of fault activity by ESR dating of fault gouge; an example of the 500m core samples drilled into the Nojima Earthquake Fault in Japan. *Quaternary Science Reviews*, Vol.20, p.1005-1008.
- T. Fukuchi and N. Imai, 2001, ESR and ICP analyses of the DPRI 500m drilling core samples penetrating through the Nojima fault, Japan. *The Island Arc*, Vol.10, p.465-478.
- T. Fukuchi and T. Nishimura, 2002, Decay characteristics of vacancy-associated ESR centers in quartz by UV-irradiation: A physical basis for absolute dating of planetary sediments. *Advances in ESR Applications*, Vol.18, p.171-176.
- T. Fukuchi, H. Mie, S. Okubo and N. Imai, 2002, Assessment of fault activity by ESR dating of fault gouge using surface E' center in quartz produced with clay mineralization: The case of the Atotsugawa Fault in Japan. *Advances in ESR Applications*, Vol.18, p.145-151.
- 福地龍郎・万木純一郎・今井 登, 2003, 野島断層NIED1800 m掘削コアのESR解析. 平成13年度～14年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]研究成果報告書(課題番号13640462), p.51-63.
- 福地龍郎・溝口一生・嶋本利彦, 2003, 地震性断層すべり過程における断層ガウジ帯の摩擦発熱様式. 平成13年度～14年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]研究成果報告書(課題番号13640462), p.29-49.
- T. Fukuchi, 2003, Strong ferrimagnetic resonance signal and magnetic susceptibility of the Nojima pseudotachylyte in Japan and their implication for coseismic electromagnetic changes. *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, No.B6, ETG 14 1-14 8.
- 池田隆司・小村健太郎・飯尾能久・新井崇史・小林健太・松田達生・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野 聡, 2001, 1995年兵庫県南部地震に伴う野島断層を貫くドリリング調査. 防災科学技術研究所報告第61号, p.141 - 153 参照
- D. McKenzie and J. N. Brune, 1972, Melting on fault planes during large earthquakes. *Geophysical*

Journal of the Royal Astronomical Society, Vol.29, p.65-78.

R. K. Cardwell, D. S. Chinn, G. F. Moore and D. L. Turcotte, 1978, Frictional heating on a fault zone with finite thickness. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Vol.52, p.525-530.

林 愛明・福地龍郎・長谷部徳子・樋口孝幸・小林健太・小坂和夫・丸山 正・宮田隆夫・村田明広・重富素子・竹村恵二・田中秀実・宇田進一・山北 聡・嶋本利彦・安藤雅孝, 1999, 野島断層 500 m 掘削コアに見られる断層ガウジ帯の産状と組織構造. 地質学雑誌, Vol.105, No.6, XI - XII.

田中秀実・池田隆司・伊藤久男・新井崇史・大谷具幸・小村健太郎・小林健太・佐野広征・澤口 隆・富田倫明・富田直人・樋口孝幸・平野 聡・藤本光一郎・松田達生・山崎暁子, 1998, 野島地震断層掘削コア (GSJおよびNIED) に見られる断層岩の産状. 地質学雑誌, Vol.104, No.6, XIII - XVI.

講師紹介



福地龍郎（山口大学助教授）

[略歴] 昭和 59 年 3 月 筑波大学第一学群自然科学類卒業
平成 元年 3 月 筑波大学大学院博士課程地球科学研究科修了
平成 元年 4 月 日本学術振興会特別研究員
平成 2 年 8 月 テキサス A&M 大学構造物理学センター客員研究員
平成 3 年 4 月 株式会社大和地質研究所主任研究員
平成 3 年 8 月 筑波大学基礎医学系（放射線医学）受託研究員
平成 5 年 10 月 大阪大学理学部研究生
平成 6 年 4 月 山口大学講師（教養部）
平成 8 年 4 月 山口大学講師（理学部）
平成 15 年 4 月 山口大学助教授（理学部）
現在に至る

[専門]

地球物性学，ESR 応用計測学，構造地質学

[主な研究活動]

1995 年～現在 日本原子力研究所施設利用総合共同研究
1996 年～2000 年 山口県委託活断層調査
1996 年～2001 年 『断層解剖計画』野島断層深部ボーリング掘削コアの ESR 解析
2002 年～現在 原子力安全基盤調査研究（原子力安全保安院委託調査）
2003 年～現在 台湾・車籠埔断層深部ボーリング掘削コアの ESR 解析

財団法人深田地質研究所では「地質学および関連分野における先端的な研究者と、地質・地質工学関係の、とくに若手技術者との交流の場を設け、交流を通して応用地質学の実践と技術の向上を図る」ことを目的として「深田研談話会」を開催しております。

この小冊子は、平成15年1月10日(金)に開催された第63回「深田研談話会」の内容を川村喜一郎研究員がとりまとめたものです。この小冊子が、少しでも皆さんのお役に立てばと念願しております。

(企画部長 武内俊昭)

平成16年4月20日発行

深田研ライブラリー No.63

第63回深田研談話会

『ESR法による断層活動年代測定

- その原理と実践 -』

発行者 佐藤 正

発行所 財団法人深田地質研究所

〒113-0021 東京都文京区本駒込2-13-12

TEL. 03 (3944) 8010, FAX. 03 (3944) 5404

E-mail: fgi@fgi.or.jp

<http://www.fgi.or.jp/>

印刷所 : (株) プリントハウス・野村