

ESR年代測定法の現状と将来

今井 登 (技術部) ・下川 浩一 (環境地質部)
Noboru IMAI Koichi SHIMOKAWA

1. まえがき

ESR年代測定法の適用年代は試料によっては数日から数億年の広い範囲にわたっており 一般的には数千年から数百万年の年代測定に適している。従って¹⁴C年代測定の適用限界である4~5万年を越えてK-Arやフイッシュントラック法では誤差の大きい数十万年のオーダーの年代測定に威力を発揮する。また測定試料も石灰岩 貝化石から人間の骨 歯 石英 石膏と広い範囲にわたっており また断層破砕帯中の石英を測定することにより断層の活動年代を求めることができる。このように ESR年代測定は 今後地質学および考古学において重要な役割を果たしてゆくと思われる。

ESR年代測定は1968年 Zeller が原理的には同じ熱ルミネッセンス年代測定法の類推から提唱したものである。彼は30種類の鉱物の ESR を測定し ジルコン リン灰石 炭酸塩鉱物の三つが年代測定に有望であることを示唆した (Zeller 1968)。

続いて McMorris が石英について基礎的な研究を行ない 地質試料中の石英のいくつかの格子欠陥の ESR を測定しその性質を報告した (McMorris 1969, 1970)。その後このことは忘れ去られていたが1975年池谷が秋吉台の鐘乳石で初めて実際に年代測定を行ない ESR年代測定を開始した (Ikeya 1975)。

以下にこの方法の現状と今後の可能性について述べる。あわせてわれわれが現在地質調査所で予備的に行なっている ESR年代測定の仕事の一部を紹介する。

2. 原 理

2-1 ESR とは

ESRとは Electron Spin Resonance の略で 常磁性のラジカル (対電子) を検出する分光法である。ESRの原理を図2-1に示した (栗田 1975)。試料にはN個のラジカルが存在する。磁場がないとき(a)では矢印で表わされるラジカルの磁気モーメントは乱雑な配向をとりそれぞれの電子の持つエネルギーはすべて同じである。下向きの磁場Hがかかると(b) ラジカルはこの磁場に平行または反平行に配置し N₁個が下を向き N₂個が上を

向きそれぞれのエネルギーは E₁ と E₂ である。電磁波 (マイクロ波) をこの系に加えた時 E₁ と E₂ のエネルギー差 $\Delta E = E_2 - E_1$ とマイクロ波のエネルギー $h\nu$ が一致した時に共鳴が起こりマイクロ波が吸収され E₁ の状態にあった電子が励起されて E₂ の状態に遷移する。

$$\Delta E = E_2 - E_1 = h\nu = g\beta H$$

β は電子の磁気モーメント (ボア磁子) g は比例定数で自由電子では $g_e = 2.0023$ である。 g は系に固有の定数であり この値によってその系の電子の性質が表わされる。

2-2 ESR 年代測定の原理

ESR年代測定の原理を考えるのに 池谷がポテトチップの年代 (製造年月日) を求めた例 (図2-2a) について考えるとわかりやすい (池谷 1980 Ikeya and Miki 1980b)。生産されたポテトチップは放置しておくとおが劣化してラジカルが生じ ESR が観測される。この ESR の信号強度は時とともに増加する。図2-2(a)においてポテトチップの ESR の信号強度を時間に対してプロットすると直線となり この直線を零に外挿すると ラジカルが

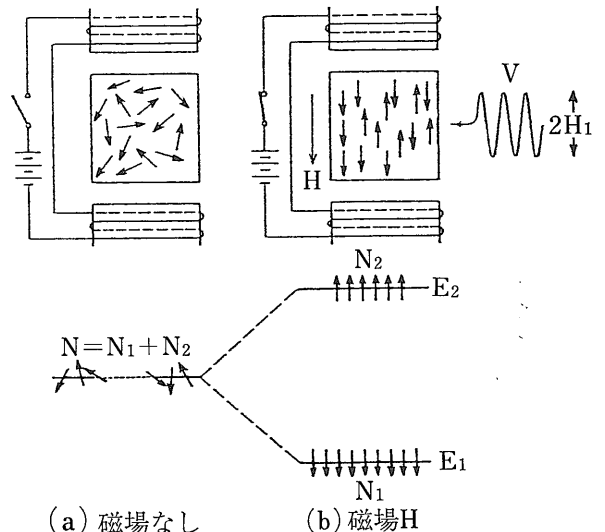


図2-1 ESRの原理 (a)は磁場がかかっていない時 (b)は磁場Hがかかっている時 (栗田 1975による)

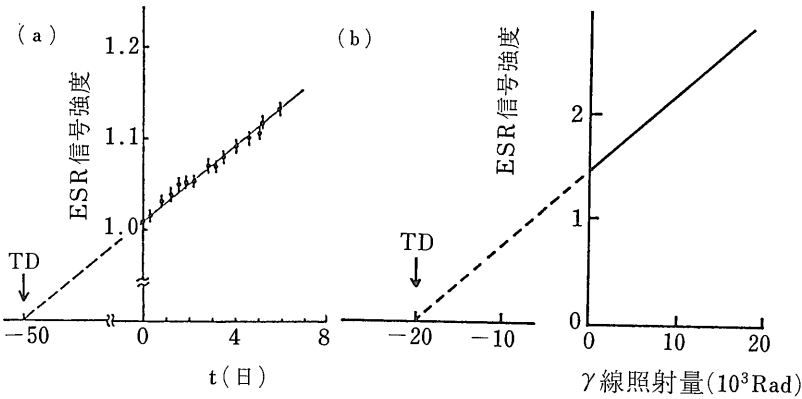


図2-2

ESR 年代測定の原理

(a)ポテトチップの ESR 信号強度の経時変化

(b)γ線を照射した時の北京原人関連の周口店骨化石の ESR 信号強度 (池谷 1980による)

なかった時 すなわちポテトチップの年代が求まる。この実験では年代は50日と求められた。袋の製造年月日からは35日となるべきであったがこの差はポテトチップ製造前の油の初期劣化によると考えられている。

地質試料についても原理は同じであり 図2-2(b)が北京原人関連の周口店骨化石の例である。地質試料の場合は天然に存在する放射性元素からの放射線によって生じた損傷(格子欠陥)が ESR 信号を与える。ポテトチップの場合と同様に この ESR 信号強度を時間の経過とともに測定して行って零に外挿すればよい。ただし地質試料では信号強度の増加は非常に遅いので数万年も待たなくてはならない。したがって実際には試料にγ線を照射して人工的に損傷を作って時計を進めてやる。図2-2(b)に示すように この場合外挿して求まるのは現在までに蓄積した損傷の総量である総被曝線量(TD)である。ポテトチップの場合はそのまま日数が求まったがγ線照射した場合年代を求めるには一年間に生ずる損傷の量である年間線量(D)でTDを割ってやる。

$$\text{年代} = \frac{\text{総被曝線量 TD}}{\text{年間線量 D}}$$

年間線量は天然に存在するウラン トリウム カリウムの濃度から計算によって求めるか 実際に線量計を地中に一定期間埋めて値を求める。ESR 年代測定はいかにしてこのTDとDを正確に求めるかにかかっている。

3. ESR 年代測定例

3-1 鐘乳石

図3-1は池谷が1975年に初めて年代測定を行った秋吉台の鐘乳石の ESR スペクトルの例である。中央の信号が鐘乳石 CaCO_3 中のラジカル $\text{CO}_3^{\cdot-}$ の信号である(この信号の ESR スペクトル上の位置は g 値で表わされこの場
1984年2月号

合は $g=2.003$ である。この値によってラジカルの性質(電子状態が表わされる)。この鐘乳石を輪切りにして表面から順番に試料をとるとラジカルの信号強度は内部にゆくほど強くなり放射線損傷の蓄積が進んでいることがわかる。図3-2は表面からの距離(D)が1mm 22mm 40mmの試料についてγ線を照射して ESR 信号の強度変化を調べたものである。直線部分を零に外挿して総被曝線量を求めると図に示したように内部ほどTDが大きい すなわち年代が古くなっていることがわかる。

3-2 サンゴ化石

大村らは南西諸島の段丘年代を決定するためにサンゴの ESR 年代を求め ^{14}C 法により求められた年代と比較した(大村他1981b 池谷1982b)。図3-3はサンゴの ESR スペクトルである。A B Cの3カ所の ESR 信号が観測されるがこのうち信号Cの強度を測定して ^{14}C 法により求められた年代値に対してプロットしたのが図3-4である。図から明らかなように200mg当りの ESR 信号強度は ^{14}C -年代値にほぼ比例している。サンゴ中のウラン等の放射性元素の量はそれほど大幅に変化がないので年間線量率はほぼ一定と考えられる。従ってあらかじめいくつかの試料で図3-4のような検量線を作っておけば以後 ESR 信号強度を測定するだけで簡便に年代を求めることができる。

3-3 有孔虫

大阪大学の佐藤はメラネシア海盆の深海底ボーリングコア中の有孔虫の年代を求めた(Sato 1982)。年代標準として使われている有孔虫は含まれている層の堆積速度と残留磁気から年代が推定されているがこれが有孔虫そのものの年代かどうかは不明である。佐藤の研究は有孔虫そのものの絶対年代測定を行った点で重要な意義を持つ。コアから採取された有孔虫はラジカル $\text{CO}_3^{\cdot-}$ の ESR 信号が観測される。これに一定量のγ線

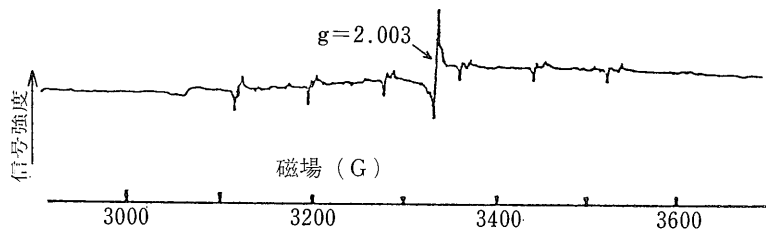


図3-1 秋吉台鐘乳石の ESR スペクトル
中央の $g=2.003$ の信号が鐘乳石のラジカル CO_3^{2-} のピーク (IKEYA, 1975による)

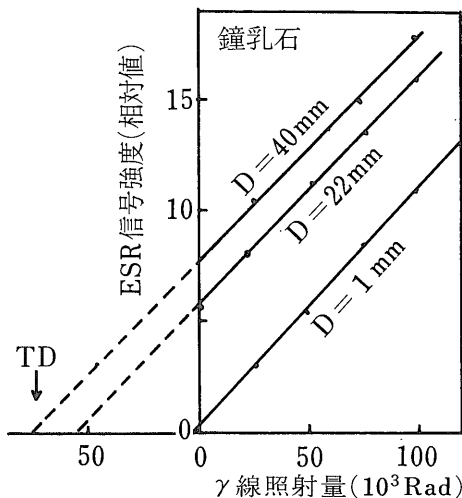


図3-2 γ 線照射による ESR 信号の増大と総被曝線量(TD)
Dは鐘乳石表面からの距離 (池谷 1981による)

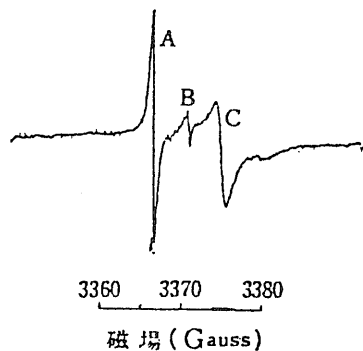


図3-3 サンゴ化石の ESR スペクトル
総被曝線量TDを求める場合Cの信号 3372 Gauss を用いた。
(大村他1981bによる)

を照射していった時 その ESR 信号の強度の変化を示したのが図3-5(a)である。(a)はコアのうち海底下10cmから149cmまでの (b)は219cmから711cmまでの試料を採取したものについて図示したもの ((a)と(b)の縦軸のスケールの違いに注意) 図左上の記号と数字はそれぞれの深度(単位cm)を示す。直線を外挿して求めた総被曝線量 TD の値は コアの浅い部分(a)では10cmから149cmと深くなるに従って大きくなってゆくのわかる。コアの深い部分(b)でも深度が深くなるにつれて TD の値は大きくなってゆくが (a)よりもその増加量は少ない。TD とコアの深度の関係を示したのが図3-6である。深度5m(ハラミヨイベント)までは TD は深度に対して直線関係が成り立っていることがわかる。表1は古地磁気の各イベントと ESR 年代とを比較したものである。ESR 年代を求めるには年間線量が必要であるがこの研究では実際の値は得られていない 従ってここでは対比が最も確実なブリューヌ・松山境界の試料の総被曝線量を その年代値で割って年間線量 0.097rad/年 を求めた。更にこの値を各試料で一定と仮定し*

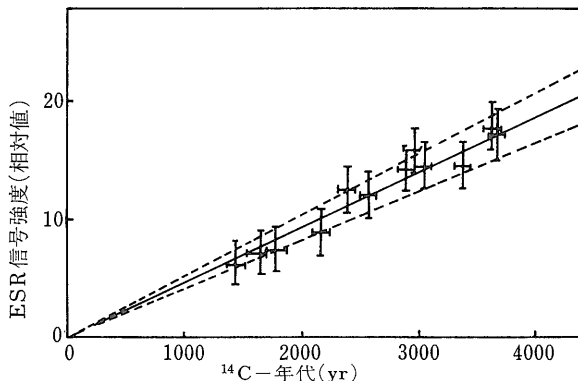


図3-4 サンゴ200mg 当りの ESR 信号強度と ^{14}C -年代との相関関係 (池谷 1982bによる)

それぞれの総被曝線量をこの年間線量で割ったのが表に示した ESR 年代である。表に示したように ESR 年代は K-Ar 年代とほぼ一致している。

*) それぞれの総被曝線量を 堆積速度から推定されている年代で割ると表に示した年間線量となるがこれが各時代ではほぼ一定となっているので年間線量が一定であるという仮定は妥当であると考えられる。

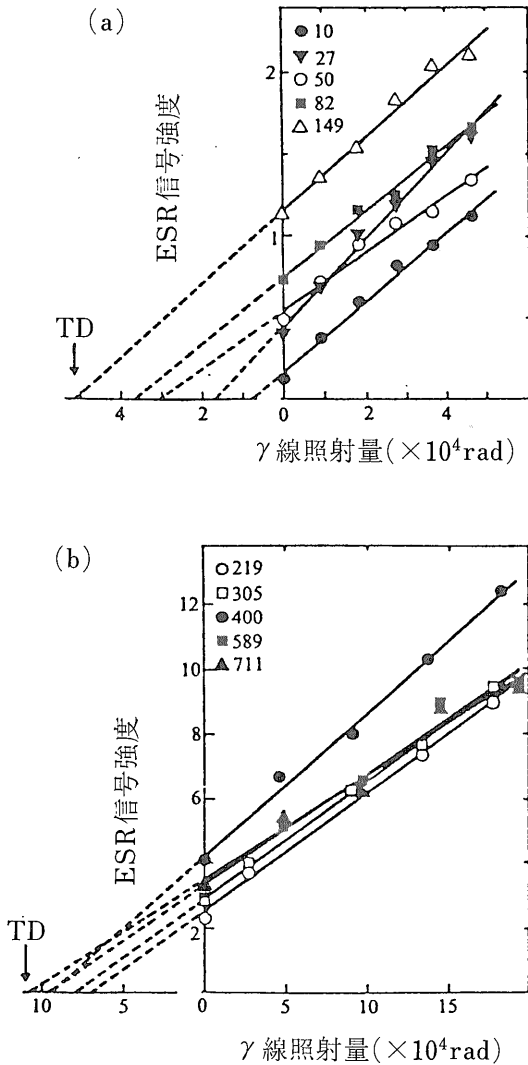


図3-5 γ 線照射による有孔虫の ESR 信号の強度変化
コアの浅い部分(a)と深い部分(b)を分けて表示した。
図左上の記号と数字は それぞれのサンプルの深
度(cm)を示す。(SATO 1982による)

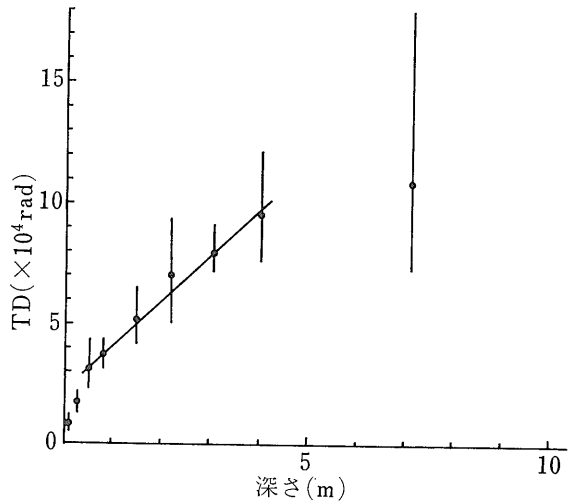


図3-6 コアの海底下の深度と総被曝線量 TD の関係
(SATO 1982による)

3-4 化石骨

骨(ハイドロクシアパタイト)の放射線損傷のモデルは明らかではないが 不純物として含まれる CO_3^{2-} カリン酸 PO_4^{3-} 位置に捕えられた電子(ラジカル)によると言われている。この試料に γ 線を照射して ESR 信号の増加を測定して総被曝線量を求め ESR 年代を計算することができる。表2はこうして求められた 人類学上有名な発掘地の種々の動物の骨について ESR 年代をまとめたものである。これらの骨は K-Ar 法やフィッシュントラックなどの方法で年代が推定されているが ESR 年代とほぼ合っていることがわかる。

人骨そのものは非常に貴重であるため 実際の実験に使用することは難しく 表2の例もすべて獣骨であるが 図3-7はギリシャのペトラロナ洞で発掘された人間の頭骨についての例である(HENNING et al., 1981)。ここでは人間の頭骨そのもの(c)と (a)頭骨を覆う外皮の方解石 (b)洞窟の最上層の方解石 (d)地表下3~4mmの方解石 (e)地表下30~40mmの方解石についてそれぞれの年代を

第1表 古地磁気の各イベントと ERS 年代

	K-Ar 年代 (Myr)	深度 (cm)	平均堆積速度 (mMyr ⁻¹)	年間線量 (radyr ⁻¹)	ESR 年代 (Myr)
オールドワイイベントの上限	1.87	884	—		
オールドワイイベントの下限	1.67	805	—		
ハラミヨイイベントの上限	0.97	407	5.7	0.102	1.02
ハラミヨイイベントの下限	0.90	358	7.0	0.100	0.92
ブリュヌ・松山境界	0.73	261	5.7	0.097	0.73
P. Lacunosa (石灰質ナンノプラクトン) が最後に出現する時期	0.474	125	—	0.096	0.46

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

$$\text{年間線量} = \frac{\text{総被曝線量}}{\text{K-Ar 年代}}$$

(SATO, 1982による)

第2表 人類学に関連した獣骨の総被曝線量 TD と年間線量率Dおよび ESR 年代 (池谷 1981b)

発掘地名	²³⁸ U量 (ppm)	線量率Dav (R/yr)	TD (kR)	ESR年代 (10 ⁵ yr)	備考
ジャワ (インドネシア)					
カブー層 (8.3×10 ⁵ 年K-Ar) (5.8×10 ⁵ 年f.t)	21-54	0.55-1.4	480 600	880-360 1100-440	
プチャンガン層 (1.9×10 ⁶ 年K-Ar) (6.9×10 ⁵ 年f.t)	22-48 (Jacob)	0.55-1.3	840 900	1520-640 1640-700	(渡辺)
ハイデルベルグ (西ドイツ)	(~10)	~0.27	95 105	~350 ~400~	ヨーロッパ最古(?)の原人下顎 (Kraatz)
>4×10 ⁵ 年(K-Ar) (7~5)×10 ⁵ 年	~10	~0.27	135 145	~500~ ~590~	
シュタインハイム (西ドイツ) ~2.5×10 ⁶ 年	~10	~0.27	65 50	~220~ ~190~	(K.D. Adam)
アムッド (シリア) 1.3×10 ⁴ 年(¹⁴ C) 2.8×10 ⁴ 年(U-Th) ~4×10 ⁴ 年(推定)	~10 (7.8 坂上 吉田)	~0.27 (0.21)	17±1	~6.3~	人骨発見ブレネアンデルタール (鈴木)
山下町 (沖縄日本) 3.2×10 ⁴ (¹⁴ C)	11-20 15-19 (松浦)	0.3-0.55 0.4-0.5	14.1 10.4 12.0	47-25 34-18 30-24	洞内遺跡表1再掲 (松浦)
ドゥアラ (シリア) 砂岩洞 ~4.7×10	不明	骨 {10, 11 10, 5, 6, 3} 卵殻(4.7, 4.7) 骨 {15, 15 13}		47 (0.1R/yr)	(赤沢, Payne)
ボリビア	不明		50	~200	(高井)
ダリ (10 ⁶ 年)	〃		22, 18	~100	黄色人種祖先 (呉汝康)

3-5 断層の活動年代

断層破砕物質から分離した石英粒子を用いて断層の活動年代を求める試みがなされている (IKEYA et al., 1982; 1983; 田中他 1981). ここで六甲断層の活動年代を求めた例を示す (大村他 1981a). 主断層部から外に向かって6カ所の試料を採取した (表4). この断層破砕物質から分離した石英粒子の ESR スペクトルを図3-8に示す. 自然放射線により生じた石英粒子中の損傷による信号はスペクトル上の位置 $g = 2.0011$ に認められる. これは石英の結晶固有の格子欠陥の一つである E' 中心によるものと考えられる (E' 中心は結晶格子中で Si-O-Si の酸素が抜けてそこに電子が捕獲されたものである). γ 線の線量を変えて照射し石英粒子中の E' 中心の ESR 信号の強度変化を示したのが図3-9である. 図右上の数字と記号は試料番号を表わす. No.1 No.2 No.3 については線量が増加すると ESR 信号強度の増加の割合は小さくなり直線が曲がってくるがこれは ESR 信号が飽和という現象すなわちあるレベル以上では強度が直線的に増加しなくなるためと考えられる. No.5 No.6 の試料では信号は完全に飽和していて信号は増加しない. 総被曝線量 (TD) を求めるには直線

測定した. 年代値は(a)から(e)の試料について γ 線を照射した時の ESR 信号の強度変化を調べて求めた. 表3にこうして求めた総被曝線量と ESR 年代を示した. この表で(e)の値は65万年と求まり (a)-(d)の約20万年という値とは異なった値を示した. すなわち通常 人骨の年代を求めるのに同一地層内にある他の獣骨やその地層から測定試料を採取してその年代を求める事が行われているが この実験で示されたように採取する位置に注意しなければならない. この場合 人骨そのものの年代を測定することができれば問題はないのであるが ESR はその点非破壊で測定できるので特に貴重な試料の場合他の方法に比べて有利である.

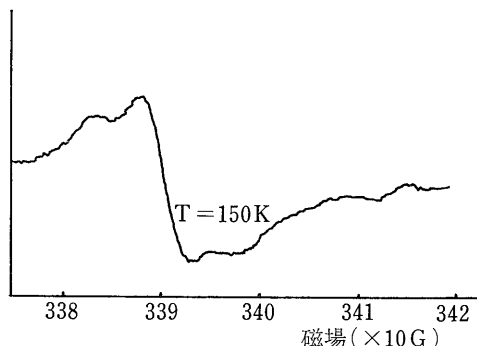


図3-7 ペトラロナ洞の人間の頭骨の ESR スペクトル. 中央のシグナルが骨中のラジカルの信号 温度は150K (HENNING et al., 1981による)

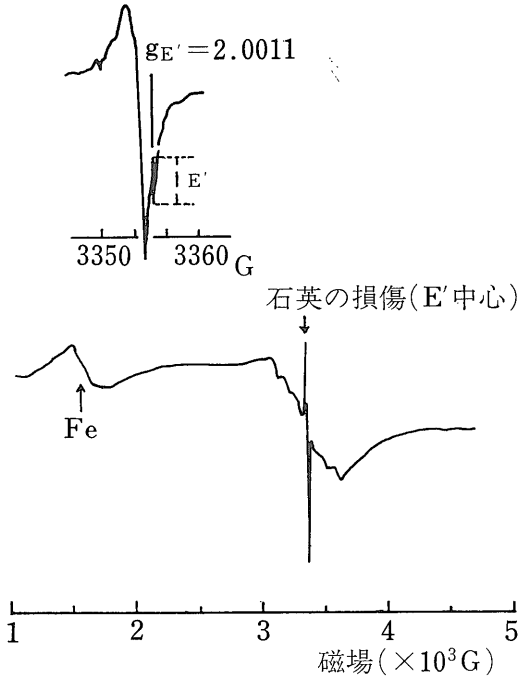


図3-8 断層破砕物質から分離した石英の ESR スペクトル中心の信号が石英の損傷の信号で 測定で用いたのは上部の拡大図中の $g=2.0011$ の E' 中心の信号 (大村他 1981aによる)

第3表 ペトラロナの頭骨片 (人間) とそれと関連した方解石の総被曝線量 TD と年間線量と ESR年代

試料	TD (ESR) ($\times 10^6$ rad)	年間線量 (mrad yr ⁻¹)	ESR年代 (kyr)
(a)	41.7 \pm 4.2	211 \pm 21	198 \pm 40
(b)	41.8 \pm 4.2	214 \pm 21	195 \pm 40
(c)	27.1 \pm 2.7	213 \pm 36	127 \pm 35
(d)	38.6 \pm 3.9	195 \pm 30	198 \pm 50
(e)	81.7 \pm 12.3	126 \pm 35	650 \pm 280

(a)頭骨を覆う外皮の方解石 (b)洞窟の最上層の方解石
(c)頭骨片 (d)地表下 3 ~ 4 mm の方解石 (e)地表下30~40 mm の方解石 年間線量は U Th K の濃度を測定し計算により求めた。(HENNING et al., 1981による)

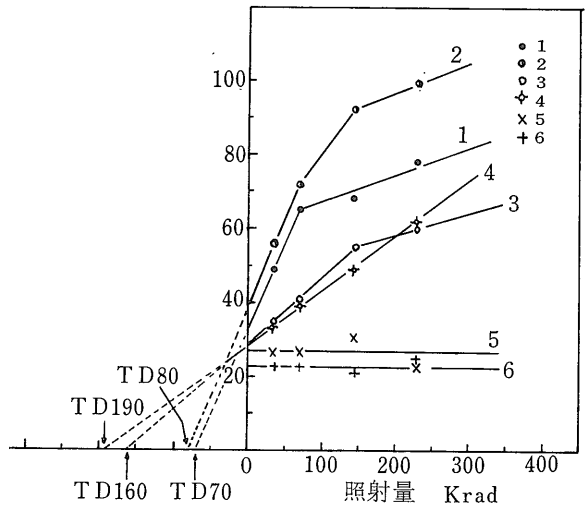


図3-9 7線照射線量と ESR 信号強度との関係図中の記号と番号は採取した試料番号 (大村他 1981aによる)

部分を外挿して交点を求めるがこの図から No.1 No.2 No.3 No.4 と順に TD が大きくなってゆくのわかる。 No.5 No.6 試料については TD は求めることができない。天然のウラン トリウム カリウムの存在度から年間線量を計算して ESR 年代を求めた (表 4)。これによると主断層に近づくほど年代が若くなっている。これは断層が活動した時に生じた高温・高圧により石英中の格子欠陥が解消されて年代がリセットされ それ以後新たに損傷を蓄積して現在に至ったと考えると (Miki 1982 三木1981) 主断層内の No.1 No.2 の試料の年代値15~18万年がこの断層の活動年代と考えられる。 No.3 No.4 はこのリセットが不完全であったため それより古い断層活動年代

第4表 断層中の ESR 測定試料と ESR 年代

(大村他 1981による)

試料番号	主断層からの距離 (m)	岩質	記事	ESR年代 (年)
1	主断層内	流紋岩 (有属層群)	砂状~粘土状 小角礫混り元の組織は残っていない 破碎は中~高程度	15 \times 10 ⁴
2	主断層内	花崗岩 (六甲花崗岩)	砂状~小角礫状 元の組織が少し残っている 破碎は中程度	18 \times 10 ⁴
3	2	花崗岩 (")	砂状~小角礫状 元の組織が少し残っている 破碎は中程度	36 \times 10 ⁴
4	10	花崗岩 (")	小角礫状~砂状 元の組織が比較的残っている 破碎は中程度	43 \times 10 ⁴
5	20	花崗岩 (")	小角礫状~砂状 元の組織が比較的残っている 破碎は中程度	—
6	30	花崗岩 (")	小角礫状~砂状 元の組織が比較的残っている 破碎は中程度	—

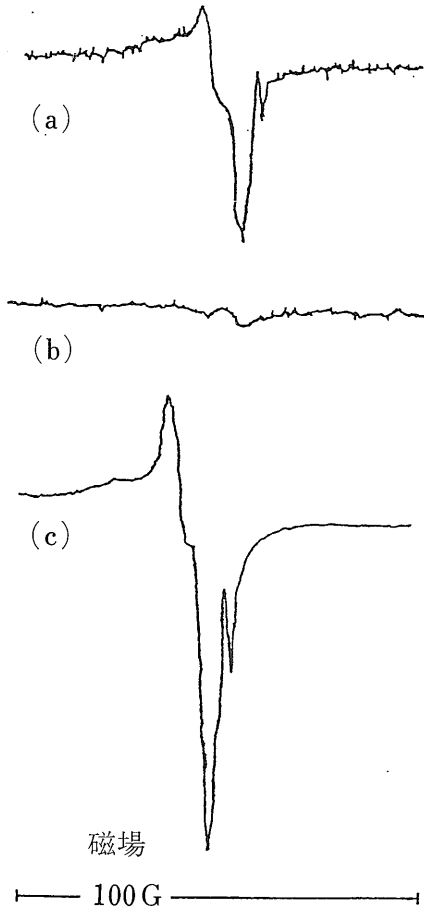


図3-10 フリントの ESR スペクトル
 a, 天然のフリントの ESR スペクトル T=300K
 b, T=773K でアニールしたスペクトル
 c, b の試料に高速中性子を照射した後の ESR スペクトル
 (GARRISON et al., 1981による)

値を示し No.5 No.6 は ESR 年代測定の適用限界を越えた古い年代値を示すということがわかる。

3-6 フリント

Garrison は石英中の非常に安定な格子欠陥である過酸化中心 (peroxy center) に注目して 3 億年前のフリントの年代を測定した (GARRISON et al., 1981). 過酸化中心は Si-O_2^- の構造をもつ格子欠陥で非常に安定であり γ 線を照射してもほとんど変化しない。図 3-10a が天然のフリントの ESR スペクトルである。中央の信号が過酸化中心の信号である。熱を加えるとこの格子欠陥は解消されて図の b に示すように ESR 信号も消えてしまうが 原子炉で中性子を照射すると 図の c に示すように再び過酸化中心の ESR 信号が生ずる。Garrison

第5表 各種フリントの ESR 年代

t は天然のフリントの過酸化中心の ESR 信号と同じ強度になるのに要した中性子照射時間(秒)
 (GARRISON et al., 1981による)

試料	推定年代 (Mys)	t(s)	ESR 年代 (Myr)
A (Oklahoma)	370	1,507	310
B (Utah)	250	1,854	366
C (Africa)	3,200(?)	304	57
D (Missouri)	320	700	333
E (Illinois)	320	1,347	280

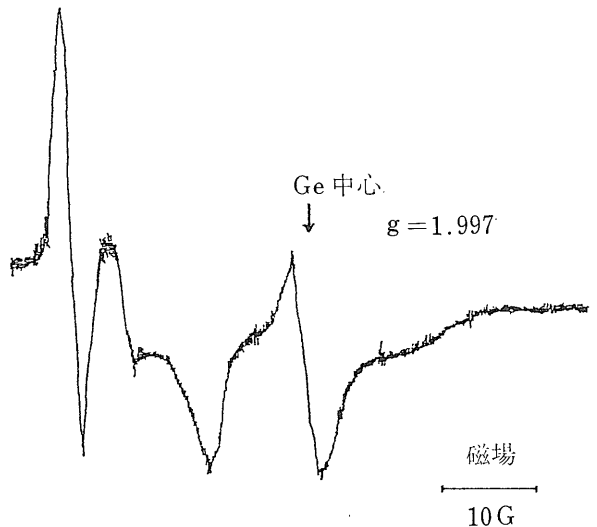


図4-1 王川溶凝灰岩中から分離した石英粒子の ESR スペクトル。中心の $g=1.997$ の信号は 石英の Ge-中心の信号

等が年代を求めるのに用いた方法は前節までに述べた方法とは違って 天然で生じている過酸化中心の ESR 信号の強度がこれまでに地質時代を通じて蓄積された放射線損傷のエネルギーの総量と考えられるので この天然の信号の強度と同じ強度の過酸化中心の ESR 信号が生ずるような中性子の照射時間を測定し それからエネルギー総量を計算した。そして放射性元素の濃度から計算した 1 年間に生ずる損傷のエネルギーでこれを割って年代を求めた。結果を表 5 に示した。測定値は 500 万年から 3 億年の年代を示している。

4. 地質調査所での実験例

われわれが ESR 年代測定を始めた目的は活断層の年

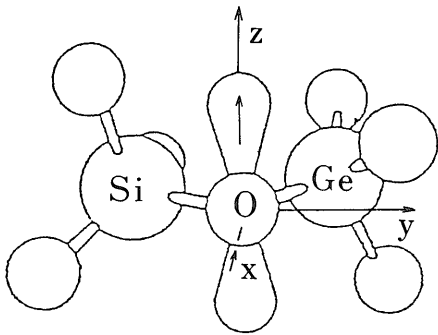


図4-2 石英の Ge 中心のモデル

年代を求めることと これまで ESR 年代測定 の適用例のほとんどない火成岩について年代測定の手法を開発することになった。手始めとして火山灰起源の凝灰岩中の石英を分離して ESR 年代測定を行った。試料は玉川溶結凝灰岩である。得られた ESR スペクトルを図4-1に示す。注目したのは矢印の $g=1.997$ の Ge-中心の信号である(この試料では Ge 中心の信号の他に低磁場側の同定されていない格子欠陥の信号と中央の過酸化中心の信号が観測されるが E'-中心の信号は観測されなかった)。石英中で Ge は Si を置換し格子欠陥を作るがこの Ge-中心のモデルを図4-2に示した (FEIGL et al., 1970)。この試料に γ 線を照射して Ge 中心の信号強度の変化を調べたのが図4-3である。最小自乗法により直線を回帰して総被曝線量を求めると 460 Krad となり 試料中の U Th K 濃度より計算した年間線量 0.2560rad/年 (TAKASHIMA

1979) から年代を求めると 180 万年となる。これは同じ試料でフィッシュトラックにより測定されている年代値 200 万年とほぼ一致した。図4-3の○印は分離した石英をすりつぶしたもので年代値としては32万年と若く出る。前章で断層中の石英が断層の活動時に高温と高圧を受けて欠陥が解消し時計がリセットされることを紹介したが 本研究でも圧力をかけると若い年代値が得られた。このことは熱をかけても同じで 図4-4で分離した石英粒子の温度を上げると Ge-中心の信号強度は弱くなり消えてしまう。すなわち 300°C以上では格子欠陥が解消して やり時計がリセットされることがわかった。

以上われわれが地質調査所で予備的に始めた研究の一部を紹介した。

ESR 年代測定は Zeller McMorrisの研究があるとはいえ池谷のまったくの独創といってよい。日本でこのような独創的な研究が生まれることはめったになく その意味でも今後の発展が大いに望まれる。現在同氏はサンアンドレアス断層の年代とグリーンランドの氷河堆積物の年代測定を手がけているとのことである(池谷 1982)。ESR 年代測定が多くの人々の関心と期待を集めながら いまだ広く使われているとはいえない現在一番必要なのは更に実験をつみかさね適用できる範囲を大幅に拡大することであり われわれが目ざしている火成岩の ESR 年代測定もその方向と一つと考えている。

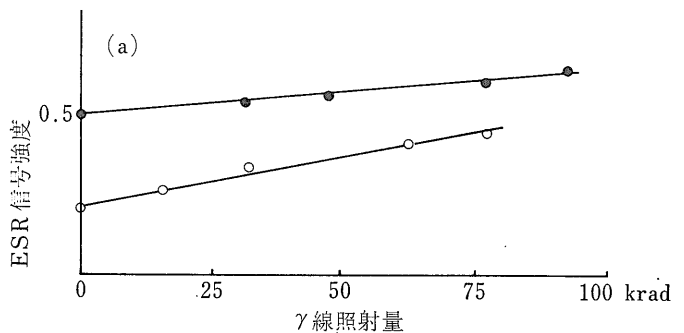
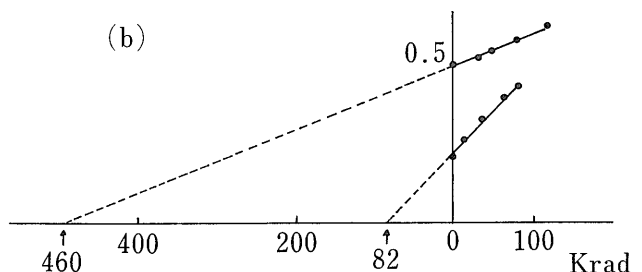


図4-3

- (a) γ 線を照射した時の Ge 中心の信号強度の変化 (●)。試料は 200mg。○印は石英粒子をすりつぶした時の Ge 中心の信号強度の変化
 (b) 直線を外挿して総被曝線量を求めると 460Krad, 82krad と求まる



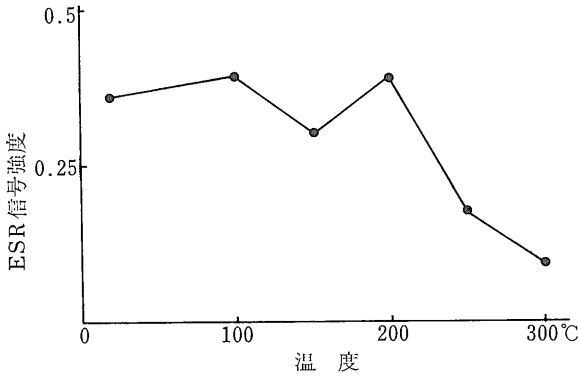


図4-4 石英の Ge-中心の ESR 信号の強度変化

文 献

IKEYA M. (1975) : Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature* Vol.255, p. 48-50.

池谷元伺(1980) : 格子欠陥物理からの新しい年代測定法—北京原人からポテトチップまで—. *科学* Vol. 50, p. 318-321.

IKEYA M. and MIKI T. (1980a) : A New Dating Method with a Digital ESR. *Naturwissenschaften* Vol.67, p. 191-192.

(1980b) : Electron Spin Resonance Dating of Animal and Human Bones. *Science* Vol. 207, p. 977-979.

池谷元伺(1981) : 概論 : ESR 年代測定法. *地球* Vol. 3, p. 469-477.

——— 三木俊克(1981) : 化石骨. 材化石. 天然鉱物の ESR. *地球* Vol. 3, p. 477-483.

IKEYA M., MIKI T. and TANAKA K. (1982) : Dating of a fault by Electron Spin Resonance on Intra-fault Material. *Science* Vol.215, p. 1392-1393.

池谷元伺(1982a) : 地質学との学際領域への旅—光物性と年代測定—. *固体物理* Vol. 17, p. 690-698.

池谷元伺(1982b) : 電子スピン共鳴(ESR)による年代測定 鉱物・化石・断層活動の年代. *日本原子力学会誌* Vol. 24, p. 110-115.

IKEYA M., MIKI T., TANAKA K., SAKURAMOTO Y. and OHMURA, K (1983) : ESR Dating of Faults at Rokko and Atotsugawa. *PACT* Vol.9 (in Press).

FEIGL F.J. and ANDERSON J.H. (1970) : Defects in Crystalline Quartz : Electron Paramagnetic Resonance of E' Vacancy Centers Associated with Germanium Impurities. *J. Phys. Chem. Solids* Vol. 31, p. 575-596.

栗田雄喜生(1975) : 電子スピン共鳴入門 p. 11.

大村一夫 桜本勇治 豊蔵勇 辻喜弘 山本武史 池谷元伺 (1981a) : 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—. *地球* Vol. 3, p. 511-

516.

大村一夫 辻喜弘 池谷元伺 未広理絵子(1981b) : 化石の総被曝量と放射年代との相関について —電子スピン共鳴による年代測定の可能性の検討—. *地球* Vol. 13, p. 484-490.

GARRISON E.D., ROWLETT R.M., COWAN D. L. and HOLROYD L. V. (1981) : ESR Dating of ancient flints, *Nature* Vol. 290, p. 44-45.

HENNING G. J., HERR W., WEBER E. and XIROTRIUS N. I. (1981) : ESR-dating of the fossil hominid cranium from Petralona Greece, *Nature* Vol. 292, p. 533-536.

McMORRIS D. W. (1969) : Trapped-electron Dating : ESR Study. *Nature* Vol. 222, p. 870-871.

——— (1970) : ESR Detection of Fossil Alpha Damage in Quartz. *Nature* Vol. 226, p. 146-148.

三木俊克 池谷元伺(1981) : 断層の ESR 年代測定 —その物理的基礎—. *地球* Vol. 3, p. 501-504.

MIKI T. and IKEYA M. (1982) : Physical Basis of Fault Dating with ESR. *Naturwissenschaften* Vol. 69, p. 390-391.

SATO T. (1982) : ESR dating of planktonic foraminifera, *Nature* Vol. 300, p. 518-521.

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. *地球* 3 巻 p. 505-509.

TAKASHIMA I. (1979) : Preliminary Study on the Determination of Alteration Age by a Thermoluminescence Method. *Bull. Geol. Surv. Japan* Vol. 30, p. 285-295.

ZELLER E. J. (1968) : Use of electron Spin Resonance for Measurement of Natural Radiation Damage in Thermoluminescence of Geological Material. ed McMouGall D. J., AP (London), p. 271-279.