

エウロパ氷断層の ESR 年代測定における基礎研究

長谷川 直美¹, 法澤 公寛¹, 矢田 猛士¹, 池谷 元伺¹

1. エウロパと ESR の出会い

外惑星における氷物質の電子スピン共鳴 (electron spin resonance, ESR) 年代測定の可能性を調べるため、鉱物中の自然放射性元素からの放射線や宇宙線などによって H₂O, CH₄, CO₂, SO₂ などを含む氷中に生成されるラジカルの研究が進められてきた。いくつかのラジカルは、彗星や外惑星、それらの衛星のような低温 (~100K) の環境下で安定に存在することができる[1][2][3][4][5]。

木星の衛星エウロパには、図1のようにマントルと表面の氷地殻の間に、液体の水の層 (内部海) があると言われている[6]。表面の氷地殻は、木星の潮汐力を受けて変形し、割れる。その割れ目に内部海からの液体が入り込み、表面の低温環境下 (90K~130K ([7])) で凍って、エウロパ表面に数多くの断層地形をつくると考えられている[8]。

エウロパの海には MgSO₄ が多く含まれていると言われており[9]、実際にガリレオ探査機の近赤外線マッピング分光計 (NIMS) のデータなどから、MgSO₄ が水合物として氷地殻表面に存在することが分かってき

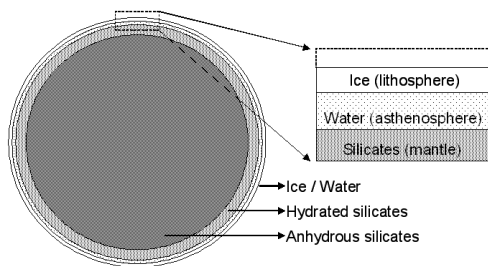


図1：エウロパの構造モデル。

た[10]。自然放射線などの照射効果により、それらの物質中にはラジカルが生成されると考えられる。本研究の最終目的は、これらのラジカルを用いた、ESR によるエウロパ表面の氷断層年代測定の実現である。その第一歩として、本稿では、その原理的可能性について検討し、議論する。

2. 電子スピン共鳴 (ESR)

対電子は磁場中におかれると、ゼーマン効果によりエネルギーレベルが分離する。その電子スピンエネルギーは、

$$E = g \mu_B H M \dots (2.1)$$

で表される。ここで、 H ：外部磁場強度、 μ_B ：ボーア磁子、 g ： g 値、 M ：磁場方向のスピン方向量子数である。 M から $M+1$ の状態にエネルギーレベルが遷移するときのエネルギー差は、

$$E = g \mu_B H (M+1) - g \mu_B H M = g \mu_B H \dots (2.2)$$

で表される。ここで、 h ：プランク定数、 ν ：マイクロ波周波数である。このエネルギー差に相当するマイクロ波が照射されると、対電子はこれを吸収し、共鳴が起こる (図2)。これが ESR である。

ラジカルは対電子をもっているため、ESR 法を用いて様々な情報を得ることができる。ESR は通常、磁場を掃引して測定し、スペクトルは吸収の一次微分として得られる。その ESR 信号を積分して電子スピン濃度 (ラジカル濃度) を求めることができる。(2.1) 式の g 値は、電子スピンと分子軌道との相互作用に関連した値で、この値により ESR 信号が規定さ

れる。試料や測定器によらない物理量で、この g 値を用いてラジカル種を同定する。また不対電子が、核スピン I をもつ原子核による局所磁場を受けると、信号が $2I+1$ 本に分かれる超微細構造 (hfs) を示すスペクトルがみられる。これから、周りにいる核スピンをもった原子核の配置等も知ることができる。

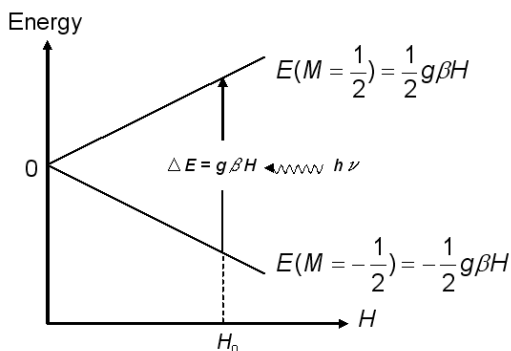


図 2 : 電子スピン共鳴 (ESR)。

電子スピン $S = 1/2$ をもつ不対電子は、外部磁場を受けて $E(M = -1/2) = g\beta H (-1/2)$, $E(M = 1/2) = g\beta H (1/2)$ の状態にエネルギーレベルが分離する。 $M (= -1/2)$ から $M (= 1/2)$ の状態にエネルギーレベルが遷移するときのエネルギー差 $\Delta E = g\beta H = h\nu$ のマイクロ波が照射されると、不対電子はこれを吸収し励起される。このとき、共鳴磁場 $H = H_0$ に ESR 信号が見られる。

3. ESR 年代測定の原理

エウロパの表面には、宇宙線やイオ起源のイオンが降り注いでいる。また、氷地殻内に含まれる放射性元素からの放射線も存在する。MgSO₄を含む氷断層の物質中にはこれらの放射線によってラジカルが生成され、時間経過とともに蓄積されると考えられる。しかし、熱的作用 (断層が動いたときの摩擦熱や、氷地殻が割れて下から温かい液体が噴き出すなど) を受けると、ラジカルの濃度は一時的にゼロにリセットされ、そこから再度蓄積されると考えられる (図3)。断層表面に析出した MgSO₄水和物中のラジカル濃度 n は、ESR 測定により、その信号強度 I という形で求めることが

できる ($I \propto n$)。従って、その物質中のラジカル濃度 n と自然放射線による全蓄積吸収線量 D_T (未知数) の関係 (一般に、図3のような飽和曲線を示すと考えられる) 、

$$I \propto n = f(D_T) \dots (3.1)$$

を求めることができれば、ラジカル濃度 n と年間吸収線量率 \dot{D} から次のように被曝時間を知ることができる。

$$\frac{f^{-1}(n) [\text{Gy}]}{\dot{D} [\text{Gy/year}]} = \frac{D_T [\text{Gy}]}{\dot{D} [\text{Gy/year}]} = \text{被曝時間} [\text{year}] \dots (3.2)$$

ここで、 $1 [\text{Gy}] = 1 [\text{J/kg}]$ である。

エウロパ表面における自然放射線による年間吸収線量率 \dot{D} は、計算によって見積もられている (表面: $6 \times 10^6 \text{ Gy/year}$ [11], 表面下数 m : $6.8 \times 10^6 \text{ Gy/year}$)。ここで吸収線量とは、単位質量当たりの原子または分子が相互作用した放射線エネルギー量で、必ずしもラジカル量と等価ではない。

被曝時間は、断層活動が起こり、液体が凍って MgSO₄水和物がエウロパ氷断層表面に析出してから時間である。つまり、ESR 年代測定が実現すれば、エウロパの氷断層がいつできたか、断層活動がどのくらいの周期をもっているかなどを知ることができると考えられる。

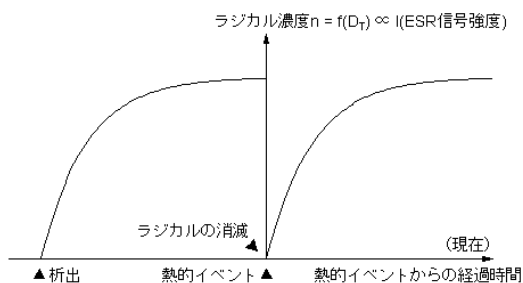


図 3 : ラジカルの蓄積。

4. 実験

エウロパの氷断層には、自然放射線によってどのようなラジカルが生成されているのか。また、そのラジカルは熱的にどの程度安定であるのか。そして、ラジカルの ESR 信号強度 I と全蓄積吸収線量 D_T の関係を調べるため、実験室内でエウロパ氷断層表面にあると想定される物質を作成した。それらに人為的に線を照射し、生成されたラジカルの振る舞いを ESR によって調べた。

測定試料として、 $MgSO_4$ を含む物質、

- $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ (エウロパの表面温度で十分安定である[12].),
- 10%の $MgSO_4$ 水溶液を77Kで急冷した氷 (エウロパ海水中の $MgSO_4$ 濃度は、およそ20~30%と計算されている[9].),
- 1%の $MgSO_4$ 水溶液を77Kで急冷した氷,
- 0.1%の $MgSO_4$ 水溶液を77Kで急冷した氷を用いた。アルミホイルで包んだこれらの測定試料を液体窒素に沈め、それぞれについて77Kで60kGy, 15kGy, 1kGyの ^{60}Co の線 (~1 MeV) を照射した。

ESR 測定は、マイクロ波周波数9.2GHz (Xバンド)の分光器 (JEOL RE-1X) を用いて行った。測定は全て77Kで、測定試料を液体窒素入りデュアーに浸し、マイクロ波パワー 5×10^{-4} mW, 磁場変調幅 0.1mTの下で行った。焼鈍実験時の温度制御は、液体窒素に浸したヒーターに流れる電流で、液体窒素を蒸発させるとともに、その冷たい窒素ガスの供給量を制御することによって行った。測定試料は、その温度制御された冷たい窒素ガス中に置いた。

5. 結果と議論

5.1 ESR スペクトル

77Kで60kGyの線を照射し、77KでESR測定した各測定試料のESRスペクトルを図4と図5 (330mT付近を拡大) に示す。 $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ と10%, 1%水

溶液の水に水素原子 (H^{\bullet}) の2本の超微細構造 (水素原子の核スピン $I = 1/2$ より, $2I + 1 = 2$ (本)) の信号がみられた (図4)。 H^{\bullet} は、 H_2O の解離によって生成

		$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	10%水溶液水	1%水溶液水	0.1%水溶液水
H^{\bullet}	g値	2.016	2.014	2.013	×
	A[mT]	49.9	50.2	50.3	×
$SO_3^{\bullet-}$	g値	2.003	2.003	2.003	×

表1: $MgSO_4$ 水和物中の $SO_3^{\bullet-}$ と H^{\bullet} の g 値と超微細構造 (hfs) の分離幅 A [mT].

×は信号が検出できなかった。

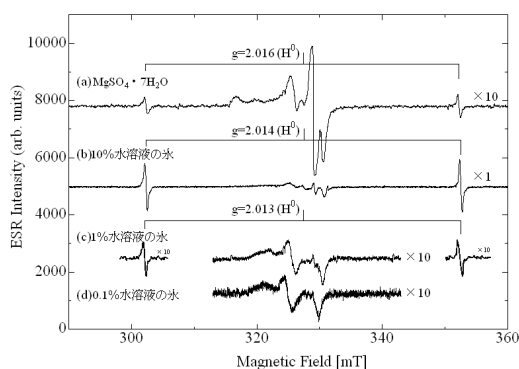


図4: $MgSO_4$ 水和物 (77Kで60kGyの γ 線を照射した測定試料)中の H^{\bullet} のESRスペクトル。測定条件は、測定温度77K, マイクロ波パワー 5×10^{-4} mW, 磁場変調幅0.1mT。(a) $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, (b)10%水溶液の水, (c)1%水溶液の水, (d)0.1%水溶液の水。

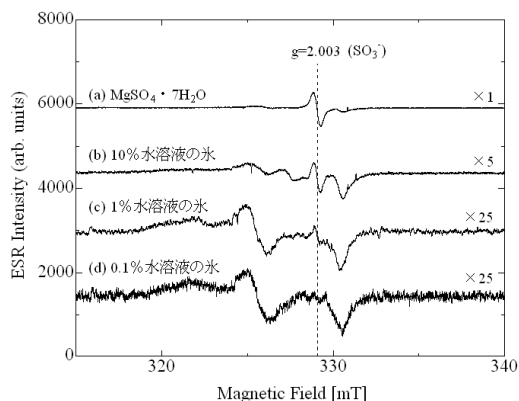


図5: $MgSO_4$ 水和物 (77Kで60kGyの γ 線を照射した測定試料)中の $SO_3^{\bullet-}$ のESRスペクトル (図5の $g=2.000, 330$ mT付近を拡大)。測定条件は、図5と同様。(a) $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, (b)10%水溶液の水, (c)1%水溶液の水, (d)0.1%水溶液の水。

されるが、純粋な氷や0.1%水溶液の水には H^oの信号が見られないことから [13], H^oが安定に存在するためには、ある程度の濃度 (1%以上) の MgSO₄の存在が必要であることが分かった。信号強度に差はみられるが、0.1%水溶液の水を除く全ての測定試料に共通して SO₃⁻の信号がみられた (図5)。0.1%水溶液の水では、MgSO₄濃度が小さ過ぎたために、信号がみられなかったと考えられる。表1に、それぞれの信号の *g* 値と超微細構造の磁場の幅を示す。

5.2 ラジカルの熱安定性

ラジカルは、熱を与えられると活性化エネルギーを得て安定分子へと変化する。従って、ラジカルがある温度でどのくらいの時間安定に存在し、蓄積されるか調べなければならない。そこで、77Kで60kGyのγ線を照射した MgSO₄・7H₂O と10%水溶液の水について等時焼鈍実験を行い、SO₃⁻と H^oの熱安定性を調べた。90 Kから210Kまで10K間隔で昇温を行い、各温度に5分間おいた後、77Kで ESR 測定した。温度上昇によるラジカルの ESR 信号の減少の様子を図6と図7に示す。

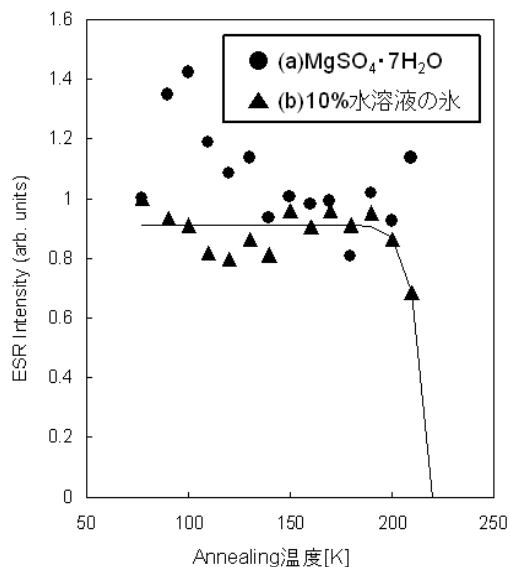


図6 : MgSO₄水和物 (77Kで60kGyのγ線を照射した測定試料) 中の SO₃⁻の等時焼鈍曲線。(a) MgSO₄・7H₂O, (b) 10%水溶液の水。実線は、フィッティング曲線。

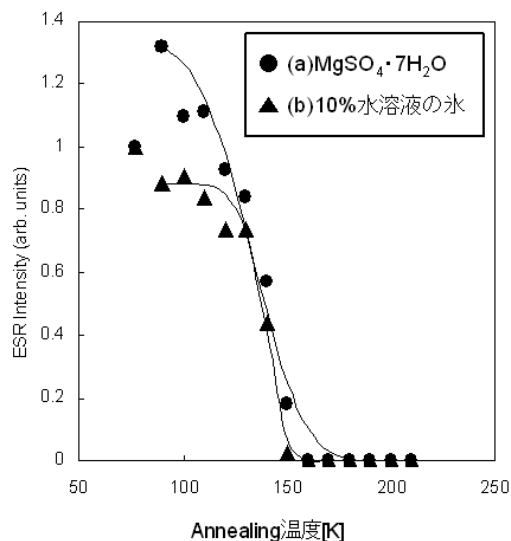


図7 : MgSO₄水和物 (77Kで60kGyのγ線を照射した測定試料) 中の H^oの等時焼鈍曲線。(a) MgSO₄・7H₂O, (b) 10%水溶液の水。実線は、フィッティング曲線。

MgSO₄・7H₂O 中の SO₃⁻は、200K以上でもほとんど消滅することなく安定である。10%水溶液の水中では、190Kから消滅し始めた。H^oについては、MgSO₄・7H₂O と10%水溶液の水ともに90Kから消滅し始めた。

ラジカル濃度の減衰を単分子反応もしくは擬一次反応によるものと仮定すると、ESR 信号強度は

$$\frac{dI}{dt} = -kI \dots (5.1)$$

で表される。ここで、*I* は ESR 信号強度、*k* は絶対温度 *T* [K] における反応の速度定数である。(5.1) 式を解くと、

$$I(t) = I_0 \exp(-kt) \dots (5.2)$$

が得られる。ここで、*t* は焼鈍時間[s]である。また、温度 *T* [K] における反応の速度定数は、

$$k = k_0 \exp\left(-\frac{E}{k_B T}\right) \dots (5.3)$$

と表される。ここで、*E* はラジカルが安定分子になるときの反応における活性化エネルギー、*k*₀ は反応の

頻度因子である。(5.2) と (5.3) より、活性化エネルギーと頻度因子を動かしながら測定データのフィッティングを行った(図6, 図7の実線)。また温度 T [K] でのラジカル寿命は、

$$\tau = \frac{1}{k} \dots (5.4)$$

で表される。フィッティングにより求めた各パラメータの値と、それらの値から見積もったエウロパ表面平均温度110K でのラジカル寿命を表2に示す。10%水溶液の氷中の SO_3^- のフィッティングは多少強引ではあるが、実験データは190K 付近で明らかな減少傾向を示していることから、ここで求めた τ は下限値として考えたい。 H° の寿命はかなり短いですが、 SO_3^- はエウロパ温度環境下で1000万年程度の寿命を有することが分かった。従って、熱安定性のみの議論においては、 SO_3^- は

試料		活性化エネルギー E [eV]	ラジカル寿命 τ [year] ($T=110\text{K}$)
$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	SO_3^-	—	安定
	H°	0.06 ± 0.01	$(5.7 \pm 2.3) \times 10^{-5}$
10%水溶液氷	SO_3^-	0.56 ± 0.02	$(1.4 \pm 0.9) \times 10^7$
	H°	0.18 ± 0.03	$(3.0 \pm 1.1) \times 10^{-4}$

表2: MgSO_4 氷和物中の SO_3^- と H° の各パラメータの値。
 $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 中の SO_3^- は、77Kから210Kの実験範囲内では十分安定で減衰しなかったため、パラメータを出すことができなかった。

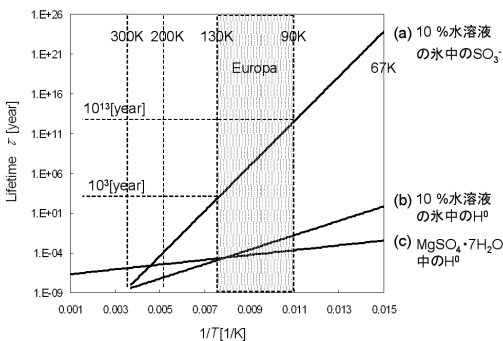


図8: SO_3^- と H° についてのアレニウスプロット。フィッティングから求めたパラメータによって外挿した、温度とラジカル寿命の関係。(a) 10%水溶液の氷中の SO_3^- , (b) 10%水溶液の氷中の H° , (c) $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 中の H° 。(a) に関しては、実線を下限と考える。

短くとも1000万年程度までの ESR 年代測定の指標となりうるということが分かった。フィッティングから求めたパラメータで外挿したアレニウスプロットを図8に示す。

5.3 線量依存性 (Dose Response)

各測定試料の SO_3^- , H° について、ラジカルの ESR 信号強度 I と全蓄積吸収線量 D_T の関係 (3.1式)、また D_T に対する I の飽和の程度を求めるため、線量依存性を調べた(図9, 図10)。全ての信号について、線吸収線量に応じて ESR 信号強度も増加した。吸収線量に対するラジカルの増加を、

$$I(x) = A \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{x}{D}\right) \right\} \dots (5.5)$$

のような飽和曲線でフィッティングした。ここで、 x は線吸収線量、 D は $x = D$ のとき信号が飽和するとみなした飽和吸収線量である。フィッティングにより求められた D の値を表3に示す。

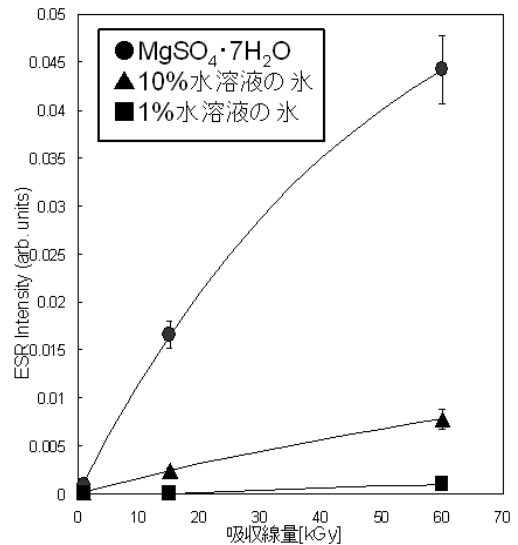


図9: MgSO_4 氷和物 (77Kで60kGy, 15kGy, 1kGyの γ 線を照射した測定試料) 中の SO_3^- の dose response カーブ。(a) $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, (b) 10%水溶液の氷, (c) 1%水溶液の氷。

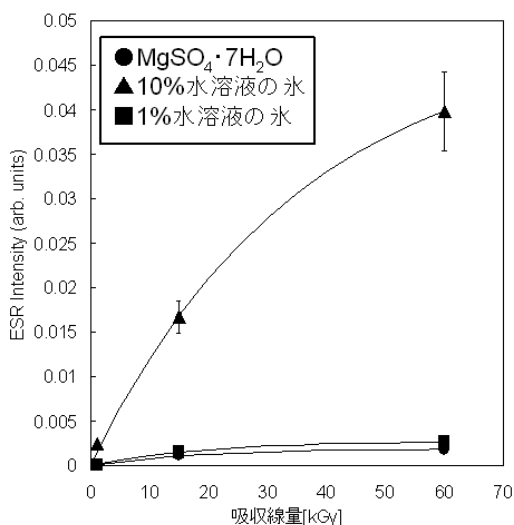


図10: MgSO₄水和物 (77Kで60kGy, 15kGy, 1kGyのγ線を照射した測定試料) 中のH⁰のdose response カーブ. (a)MgSO₄・7H₂O, (b)10%水溶液の水, (c)1%水溶液の水.

試料		γ線飽和吸収線量 D [kGy]	飽和年代 τ [year]
MgSO ₄ ・7H ₂ O	SO ₃ ⁻	50	7.3 × 10 ⁹
	H ⁰	36	5.2 × 10 ⁹
10%水溶液の水	SO ₃ ⁻	100	1.4 × 10 ¹⁰
	H ⁰	20	2.9 × 10 ⁹
1%水溶液の水	SO ₃ ⁻	180	2.6 × 10 ¹⁰
	H ⁰	20	2.9 × 10 ⁹

表3: MgSO₄水和物中のSO₃⁻とH⁰のγ線飽和吸収線量D[kGy], 年間吸収線量率を $\dot{D} = 6.8 \times 10^6$ [Gy/year]とした場合の飽和年代τ [year] (本文参照).

飽和吸収線量Dをエウロパ表面での自然放射線による年間吸収線量率 \dot{D} で割ることで, 信号が飽和する年代を求める. エウロパ表面での年間吸収線量率は $\dot{D} = 6 \times 10^6$ [Gy/year]と見積もられている[11]. このほとんどは, 木星やイオからのイオンや電子で, 地球表面での $\dot{D} = 1 \times 10^3$ [Gy/year]に比べるとかなり高い. エウロパ表面の氷中では, ラジカル濃度が飽和しやすく, 様々な種類の放射線の照射効果や高密度の格子欠陥間の相互作用による複合欠陥の生成も考えられる.

従って, 極めて表面に近いところに存在する氷は ESR 年代測定には向かないと考えられる. しかし, イオンや電子はエネルギーが小さく, 表4にも示すように表面から数ミリメートルのところまでしか到達しない. 従ってエウロパ表面から深さ数メートルのところでの \dot{D} は, 氷に含まれる自然放射性元素からの放射線による内部被曝のみとなり, 3.5×10^3 Gy/year [14]と見積もられている. しかしこの値は, 彗星核の氷が, 核中とともに含まれる岩石中の自然放射性元素からの放射線によって受ける内部被曝の \dot{D} の推定値である. エウロパは分化しており, 氷地殻に含まれる岩石の量も彗星核に比べると少ないと考えられることから, この $\dot{D} = 3.5 \times 10^3$ [Gy/year]という値はいくらか過大であると考えられる. そこで, 氷の内部被曝にもっとも関与すると考えられる⁴⁰Kの濃度から \dot{D} の値を計算した. エウロパの内部海中のK濃度は, 0.0768 [g kg⁻¹ water]と見積もられている[15]. 内部海の液体が凍って地殻の氷になったとすると, 氷地殻中の氷が⁴⁰Kから受ける内部被曝は, $\dot{D} = 6.8 \times 10^6$ [Gy/year]と計算される[5]. 従って本稿では, エウロパ表面から深さ数メートルのところでの \dot{D} は, この $\dot{D} = 6.8 \times 10^6$ [Gy/year]という値を用いる. 内部被曝に関与する放射線は, ほとんどが0.1MeV以上のエネルギーを持つと考えられ, 0.1MeV以上の範囲ではラジカルの生成量に放射線エネルギー依存性はないということが分かっている[5]. 従って, ESR 年代測定においては, 深さ数メートルのところから採取したサンプルを用いることが望ましい.

エウロパ表面下数メートルでの年間吸収線量率 $\dot{D} = 6.8 \times 10^6$ [Gy/year] (計算値) から各信号の飽和年代を見積もった (表3). SO₃⁻, H⁰の信号ともに10億年オーダーの飽和年代をもつ. また, $\dot{D} = 3.5 \times 10^3$ [Gy/year][14]という値を用いたとすると, SO₃⁻の信号は1000万年, H⁰の信号は100万年の飽和年代をもつ. 従って, ラジカルの飽和だけからの議論においては, SO₃⁻, H⁰ともに10億年 (短くとも, SO₃⁻は1000万年, H⁰は100万年) オーダーの ESR 年代測定の指標となりうる

ことが分かった。

しかしながら、次の点に注意しなくてはならない。図9、図10からも明らかなように、線量依存性の曲線は水溶液の濃度に大きく依存する。つまり、仮にエウロパの氷が採取され、同時に氷中のラジカル濃度が測定できたとしても、水溶液の初期濃度に関する情報が得られなければ年代が決定できないということになる。この問題は、サンプル採取時にラジカルの信号強度を測定するだけでなく、信号強度 I と全蓄積吸収線量 D_T の関係も同時に調べることで解決できる。すなわち、採取したサンプルに対して、図11に示すように人為的に放射線を照射し、ESR によってラジカル濃度の変化を記録する。こうすることにより、サンプルの I - D_T 曲線を完成させることができ、全蓄積吸収線量

Particle	Stopping depth (mm)	Number flux (cm ⁻² s ⁻¹)	Energy flux (keV cm ⁻² s ⁻¹)	Ion sputtering time (years mm ⁻¹)	Implantation time [years (10 ¹⁶ cm ⁻²) ⁻¹]
H ⁺	1.1 × 10 ⁻²	1.5 × 10 ⁷	1.2 × 10 ¹⁰	4.4 × 10 ⁶	2.1 × 10 ¹
O ⁿ⁺	1.8 × 10 ⁻³	1.5 × 10 ⁶	1.8 × 10 ⁹	1.6 × 10 ⁶	2.1 × 10 ²
S ⁿ⁺	4.8 × 10 ⁻⁴	9.0 × 10 ⁵	3.0 × 10 ⁹	1.0 × 10 ⁶	3.6 × 10 ¹
e ⁻	6.2 × 10 ⁻¹	1.8 × 10 ⁸	6.2 × 10 ¹⁰	—	2.2 × 10 ⁰
Total	—	—	7.8 × 10 ¹⁰	6.1 × 10 ⁶	—

表4：エウロパ表面での照射効果[14]。

エウロパ表面には、表に示されているように主に H⁺、Oⁿ⁺、Sⁿ⁺、e⁻ が降り注いでいる。しかし、エネルギーが低いためにイオンは表面から数 μm、電子も数 mm までしか到達しない。

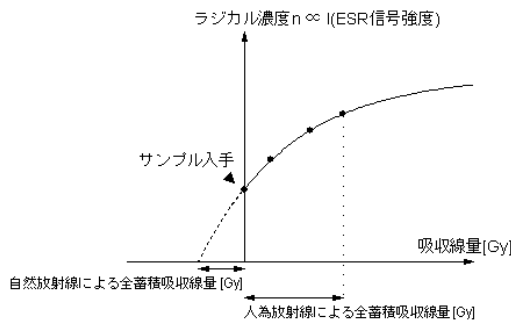


図11：付加線量法。

入手したサンプルに、いくつか線量を変えて人為的に放射線を照射すると、図のような線量依存性を示した曲線（ラジカル濃度と全蓄積吸収線量の関係）が得られる。曲線を外挿することで、自然放射線による全蓄積吸収線量を求めることができる。

D_T を一意に決定することができる。この方法は、人為的付加線量法として知られ、地球上の化石や考古遺物の ESR 年代測定に用いられている。

6. 結論と今後の課題

本実験において、ラジカルの熱安定性から SO₃⁻ は短くとも1000万年程度までのエウロパ氷断層 ESR 年代測定の指標となりうることが分かった（表5左列）。また、ラジカルの線量依存性から、SO₃⁻、H⁰ とともに10億年（短くとも、SO₃⁻ は1000万年、H⁰ は100万年）オーダーの ESR 年代測定の指標となりうることが分かった（表5右列）。これらの結果から、SO₃⁻ を用いれば1000万年程度のエウロパの氷断層 ESR 年代測定が原理的には可能であることが示された。現在のところ、エウロパに関する今回の研究は多くの仮定の上に成り立っているため、ESR 年代測定が即座に実現可能であるとは言えない。しかし、エウロパ表層の年代測定法の一手法としての可能性は示すことができたと考えている。実現可能となれば、氷地殻表面のリニア地形（リッジやバンド）など液体の水の噴出を伴って形成されると考えられる地形や断層活動などの熱的作用を伴う地形変化の活動年代を測定することができ、エウロパ表層の詳しい活動の様子を知ることが可能となるだろう。

しかし実際、ESR 年代測定法を用いてエウロパの氷断層の年代を評価するためには様々な課題がある。氷中には MgSO₄ 以外にも多くの不純物が含まれていると考えられ、その物質による影響や実際の水和物等の結晶状態、また低圧環境や放射線照射作用等による結晶状態の変化がラジカルやその濃度に与える影響、実際の放射線環境など、更に拡張して考慮しなければならない項目は数多く残されている。こういった課題の多くを解決できる方法は、サンプルの採取とそのリターンである。リターンにおいては、サンプルを常にエウロパ環境での温度で保持し続けなければならないという問題がある。リターンが不可能でも、探査機に

小型 ESR 分光器を搭載して現地で自動測定する方法も考えられる。しかし、前章で述べたようにサンプルに付加線量法を施す必要があるため、小型 ESR 分光器とともに放射線照射装置の搭載も必要になってくる。この搭載用放射線照射装置については、0.1 MeV 程度の放射線ならば X 線管で発生可能である。最も困難を極めるのは、サンプル採取であると考えられる。表面下数メートルのところからサンプルを採取するためには、着陸探査が不可欠である。しかし、2011年以降には、“Jupiter Icy Moons Orbiter” 計画[16]も検討されており、将来の着陸探査や表面掘削に向けた予備探査の意味も含めているので、見通し明るい報告を期待したい。

試料		ラジカル寿命 [year] _(T=110 K)	飽和年代 [year]
MgSO ₄ ·7H ₂ O	SO ₃ ⁻	安定	7.3 × 10 ⁹
	H ⁰	(5.7 ± 2.3) × 10 ⁻⁵	5.2 × 10 ⁹
10%水溶液の水	SO ₃ ⁻	(1.4 ± 0.9) × 10 ⁷	1.4 × 10 ¹⁰
	H ⁰	(3.0 ± 1.1) × 10 ⁻⁴	2.9 × 10 ⁹
1%水溶液の水	SO ₃ ⁻	—	2.6 × 10 ¹⁰
	H ⁰	—	2.9 × 10 ⁹

表 5 : MgSO₄水合物中の SO₃⁻と H⁰のラジカル寿命 (T=110 [K]) (表2から) と飽和年代 (表3から)。

7. 謝辞

大阪大学産業科学研究所での 線照射において、池田氏には大変お世話になりました。また査読者の先生、倉本主編集長には、非常に有益な御指摘、コメントを頂きました。この場を借りて、深く感謝の意を表させて頂きたいと思います。

参考文献

- [1] Tsukamoto, Y. et al., 1993: Appl. Radiat. Isot. 44, 221-225.
 [2] Kanosue, K. et al., 1996: Appl. Radiat. Isot. 47, 1433-1436.
 [3] Kanosue, K. et al., 1997: Radiation Measurements

27, 399-403.

- [4] Norizawa, K. et al., 2000: Appl. Radiat. Isot. 52, 1259-1263.
 [5] Ikeya, M., 1993: *New Applications of Electron Spin Resonance - Dating, Dosimetry and Microscopy-*, World Scientific Publishing, Singapore.
 [6] Zimmer, C. et al., 2000: Icarus 147, 329-347.
 [7] Spencer, J. R. et al., 1999: Science 284, 1514-1516.
 [8] Greenberg, R. et al., 1998: Icarus 135, 64-78.
 [9] Kargel, J. S. et al., 2000: Icarus 148, 226-265.
 [10] McCord, T. B. et al., 1999: J. Geophys. Res. 104, 11827-11851.
 [11] Carlson, R. W. et al., 2002: Icarus 157, 456-463.
 [12] McCord, T. B. et al., 2001: J. Geophys. Res. 106, 3311-3319.
 [13] Yada, T. et al., 2002: Jan. J. Appl. Phys. 41, 5874-5880.
 [14] Cooper, J. F. et al., 2001: Icarus 149, 133-159.
 [15] Zolotov, M. Y. and E. L. Shock, 2001: J. Geophys. Res. 106, 32815-32827.
 [16] Jupiter Icy Moons Orbiter Home Page:
<http://www.jpl.nasa.gov/jimo/>