

資料

日本列島の火成岩地帯における地表 γ 線量率

湊 進

Reprinted from
RADIOISOTOPES, Vol.61, No.9
September 2012



Japan Radioisotope Association
<http://www.jrias.or.jp/>

資 料

日本列島の火成岩地帯における地表 γ 線量率

湊 進

放射線地学研究所

461-0024 愛知県名古屋市東区山口町 9-6

火成岩地帯における地表 γ 線量率レベルの岩石学的特徴を理解するために岩石試料中のウラン、トリウム及びカリウム含有量から評価した空気吸収線量率と SiO_2 及び K_2O 含有量を比較した。線量率は SiO_2 及び K_2O 岩石の含有量が増えるにしたがって増加する傾向を示した。この傾向を定量的に解析するために岩石の部分溶融及びマグマの結晶分化モデルを適用し、線量率を岩石中の K_2O 含有量の関数として表現する半経験式を導いた。

Key Words : igneous rock, terrestrial gamma-ray, dose rate, SiO_2 , K_2O

1. はじめに

日本列島において火成岩地帯は約 40% の面積を占める¹⁾。したがって、日本列島の地表 γ 線量率レベルがどのようなメカニズムで決定されているのか？ という問に答えるには火成岩地帯の研究が基本的に重要である。

土壌は岩石の風化物に有機物及び水分が混入して生成される。その源である岩石は、上部マントル物質の溶融により発生したマグマが地殻まで運ばれて固化したものである。これら岩石中の放射能はマントルの部分溶融やマグマの結晶分化の程度に応じて様々な値をとる。マントルの部分溶融度は当該岩石の K_2O 含有量で表現できる²⁾。また、マグマの結晶分化の進み具合の指標は SiO_2 含有量であり³⁾、 K_2O も指標として使うことが可能である。

この報告では火成岩地帯における地表 γ 線量率のデータと基盤岩の SiO_2 及び K_2O 含有量の関係をまとめる。特に K_2O に関してはこれまで基盤岩石種ごとに、すなわち玄武岩⁴⁾、安山岩⁵⁾、デイサイトと流紋岩⁶⁾、及び花崗岩類⁷⁾ それぞれに対して個々に K_2O の関数として地表 γ 線量率の半経験式を求めてきた。本稿では新たに取得したデータを加え、塩基性岩から

酸性岩までを岩石学的に一貫して理解できる半経験式を提示する。また、この結果の応用にも触れる。

2. 岩石線量率と SiO_2 及び K_2O 濃度

まず土壌の生成源である岩石について調べてみよう。火山岩データは文献 8) - 17) より、深成岩は文献 18) - 30) より得た。試料採取位置を Fig. 1 に示す。

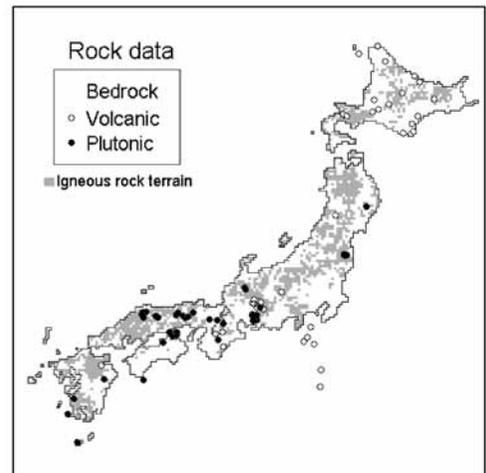


Fig. 1 Rock-sampling locations. The grey color in the figure represents igneous rock terrains.

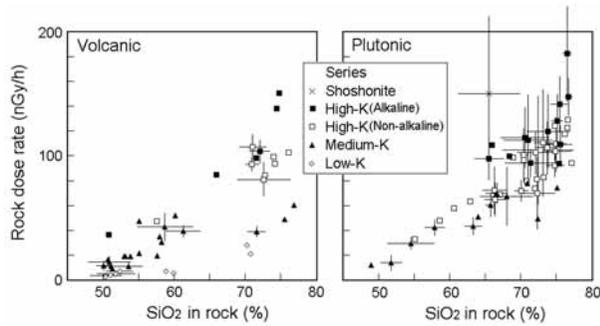


Fig 2 Plot of rock dose rate against SiO₂. Vertical and horizontal bars represent one standard deviation for the dataset of the number of samples 5.

線量率は次式から計算できる³¹⁾。

$$D = 5.4 C_U + 2.7 C_{Th} + 13.0 C_K \quad (1)$$

ここで C_U (ppm), C_{Th} (ppm), 及び C_K (%) は岩石中のウラン, トリウム, 及びカリウム濃度である。

2.1 線量率 - SiO₂ 図

Fig 2 に岩体ごとの線量率の平均値と標準偏差を示す。横軸は岩石総重量に対する SiO₂ の重量である。同一岩体で試料数 5 以上の場合のみ誤差棒を記入してある。SiO₂ の増加とともに線量率は大きくなる。しかし全体としてはバラツキが極めて大きい。これをカリウム岩系³²⁾ (カリウムの含有量) で整理してみると、それぞれの岩系では比較的良好な相関になる。この結果から K₂O と線量率の関係を見れば全体としての相関がよくなるのが期待できる。

2.2 線量率 - K₂O 図

Fig 3 は K₂O と線量率の関係である。線量率 - SiO₂ 図に比べるとはるかによい相関を示している。火山岩と深成岩の変化傾向に違いは見られない。以下で岩石学の理論を援用してこの変化を解釈する。また、理論を基にした半経験式を導いて環境放射線解析の応用に役立てたい。

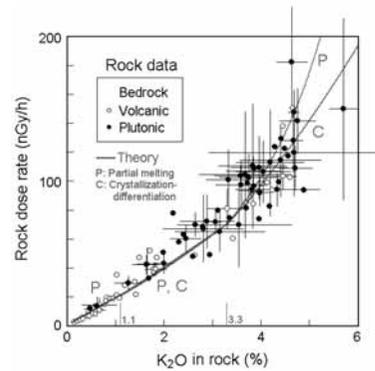


Fig 3 Plot of rock dose rate against K₂O. Vertical and horizontal bars represent one standard deviation for the dataset of the number of samples 5.

3. 岩石線量率 - K₂O 図の解析

個々の岩体はいろいろなメカニズムで生成される。主なものは(1)起源物質の部分熔融,(2)マグマの結晶分化作用,(3)マグマ混合及び(4)地殻の同化作用がある³⁾。このなかで最も基本的なメカニズムは(1)と(2)である。(3)と(4)は(1)あるいは(2)で決まる2種類のマグマの混合直線から求めることができる⁵⁾。そのためここでは部分熔融と結晶分化の理論に観測結果 (Fig 3) を当てはめてみる。

3.1 部分溶融

マグマ中の元素濃度は起源物質の元素濃度と次の関係で結ばれている³⁾。

$$C = \frac{C^{S0}}{\kappa + F(1 - \kappa)} \quad (2)$$

ここで C は元素濃度, κ は元素の全岩分配係数, F は部分溶融度である。また, 上付き添え字 $S0$ は起源物質を表す。

(1)式より計算した線量率 D と(2)式で表した K_2O 濃度 C_{K_2O} を組み合わせる。すなわち(2)式の C に D と C_{K_2O} とを代入し, 連立方程式を解くと次式が得られる。

$$D = \frac{D^{S0}}{\frac{\kappa_D - \kappa_K}{1 - \kappa_K} + \frac{1 - \kappa_D}{1 - \kappa_K} \frac{C_{K_2O}^{S0}}{C_{K_2O}}} \quad (3)$$

κ の添え字 D 及び K は線量率及びカリウムを意味し, K_2O が添え字の C は K_2O 濃度を意味する。Table 1 はこれまでの研究⁴⁾⁻⁷⁾で得たカリウムに対する全岩分配係数と, 線量率に換算するためのウラン, トリウム及びカリウムの実効的な全岩分配係数の値⁵⁾である。

3.2 結晶分化作用

分化したメルト中の元素濃度は最初に生成されたメルト中の元素濃度と次の関係で結ばれている³⁾。

$$\frac{C}{C^{L0}} = F^{\kappa - 1} \quad (4)$$

ここで C は元素濃度, κ は元素の分配係数, F は結晶化度である。また, 上付き添え字 $L0$ は最初のメルトを表す。

(1)式より計算した線量率 D と式(4)式で表した K_2O 濃度 C_{K_2O} を組み合わせる。すなわち(4)式の C に D と C_{K_2O} とを代入し, 連立方程式を解くと次式が得られる。

Table 1 Bulk partition coefficient for for potassium κ_K and κ_D for dose rate

	κ_K	κ_D
Rhyolitic magma	0.58	0.27
Basaltic magma	0.12	0.062
Mantle material	0.0014	0.0092

$$D = D^{L0} \left(\frac{C_{K_2O}}{C_{K_2O}^{L0}} \right)^{\frac{\kappa_D - 1}{\kappa_K - 1}} \quad (5)$$

3.3 半経験式

3.3.1 マントルの部分溶融

初生マグマは上部マントルのカンラン岩の部分溶融で生成される³⁾。日本列島下の島弧マントルの元素濃度は巽³³⁾により評価されている。それによれば K_2O 含有量は 0.10(%) , ウランは 0.061(ppm) , トリウムは 0.23(ppm) である。(1)式で計算すると岩石線量率は 2.1(nGy/h)となる。すなわち $C_{K_2O}^{S0} = 0.1\%$, $D^{S0} = 2.1$ (nGy/h)である。これを(3)式に代入すると初生マグマに対する経験式(6)を得る。この式では測定値との残差の平方和が K_2O 濃度 1.1% までよく当てはまる。それ以上では徐々に大きくなっていく。

$$D_R = \frac{2.1}{0.0080 + \frac{0.099}{C_{K_2O}}} \quad (0.0 \leq C_{K_2O} < 1.1) \quad (6)$$

後述する土壌線量率と区別するために以後, 岩石線量率には下付き添え字 R を付す。

巽データの妥当性を検証するため, 本報告で使用した火山岩データのうち比較的未分化な中間カリウム岩系の玄武岩 7 試料を選んだ。マントル物質のカリウムの分配係数は極めて小さい (Table 1 参照) ため(2)式は $C_{K_2O}^{S0} = F \cdot C_{K_2O}$ と近似できる。このようにして求めたマントル物質の K_2O 濃度が Fig 4 a) である。巽のデータは部分溶融度 0.15 に相当する。一般的にマントル物質の部分溶融度は 0.1 ~ 0.2 と考えられ

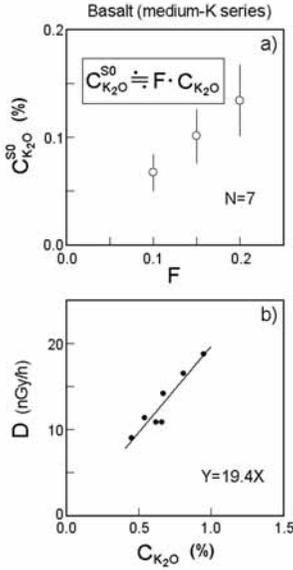


Fig 4 Constants estimated for a primary magma.

ている³⁴⁾ので、異の K_2O 値は妥当なものといえる。では岩石線量率はどうか？

K_2O 濃度が小さい領域で (6 式) は $D_R = 21 C_{K_2O}$ と近似できる。Fig 4 b) は上述の 7 試料の D - C_{K_2O} プロットである。回帰係数は 19.4 であり、上述の近似式の係数 21 とほぼ一致する。これは異データが妥当であることを意味している。以上の根拠から本報告ではマンテル物質の元素濃度として異データを使用する。

3.3.2 地殻の部分溶融

$K_2O > 1.1\%$ では、玄武岩質マグマの分配係数を用いた (3 式) で、測定値との残差の平方和が最も小さくなる K_2O 濃度は 3.3% である。これ以上の K_2O に対しては流紋岩質マグマの分配係数を用いた式がよく当てはまる。カリウムは苦鉄質マグマでは不適合元素だが、珪長質になるにしたがって適合元素となりカリ長石が晶出し、線量率 - K_2O 曲線の傾きが変わるのである。したがって、 K_2O 濃度 1.1% 及び 3.3% での D をそれぞれ (3 式) から算出し、これらを D^{50} として (3 式) に代入すると経験式は

$$D_R = \frac{21}{-0.066 + \frac{1.2}{C_{K_2O}}} \quad (1.1 \leq C_{K_2O} < 3.3) \quad (7)$$

$$D_R = \frac{70}{-0.74 + \frac{5.7}{C_{K_2O}}} \quad (3.3 \leq C_{K_2O}) \quad (8)$$

となる。

3.3.3 マグマの結晶分化

同様に (5 式) を使って次式を得る。

$$D_R = 2 \left(\frac{C_{K_2O}}{1.1} \right)^{1.1} \quad (1.1 \leq C_{K_2O} < 3.3) \quad (9)$$

$$D_R = 70 \left(\frac{C_{K_2O}}{3.3} \right)^{1.7} \quad (3.3 \leq C_{K_2O}) \quad (8)$$

Fig 3 には上述の半経験式から得た曲線も示してある。これらの式ではそれぞれ、 $C_{K_2O}^{50} = C_{K_2O}^{L0} = 1.1(\%)$ 、 $D^{50} = D^{L0} = 21(\text{nGy/h})$ 及び、 $C_{K_2O}^{50} = C_{K_2O}^{L0} = 3.3(\%)$ 、 $D^{50} = D^{L0} = 70(\text{nGy/h})$ としてある。しかし Fig 3 の半経験式曲線上ならば出発物質をどのようにとってもほとんど同じ曲線を描く。すなわち、ひとたび地殻が形成されると、再溶融してもマグマは線量率 - K_2O に関する初期の記憶を残している、と言い換えてもよい。

Fig 3 で明らかなように部分溶融と結晶分化作用の計算結果は似たような曲線をたどる。つまり、岩石中の放射能はマンテルや地殻の部分溶融により決定されるのか、あるいは結晶分化作用が主たるものなのかは、線量率 - K_2O 解析からは判別できない。

4. 土壌線量率

前節では岩石自体の線量率を論じた。この節では岩石の風化物である土壌の線量率と、その地点における基盤岩石の SiO_2 及び K_2O 濃度との関係を調べる。土壌データは全て文献 (4) - (7) からの引用である。測定位置を Fig 5 に示す。Fig 6 は線量率 - SiO_2 図、Fig 7 は線量率 - K_2O 図である。岩石の場合と同様、岩石中

の SiO_2 濃度と土壤線量率の相関はよくない。しかしカリウム岩系で整理すると、各岩系での相関は比較的よい。 K_2O 濃度と土壤線量率も岩石の場合と同様、相関はかなり向上する。

岩石は風化する際、溶脱・洗脱により放射能が低下する。また風化土壤は河川などの営力により生成された場所から移動する。このような理由で岩石と土壤の放射能は異なる³⁵⁾。ここまでは基盤岩体の平均値で解析してきたが、Fig 8 はデータ数を稼ぐために、本稿で利用した岩石線量率 - 岩石 K_2O 及び土壤線量率 - 岩

石 K_2O の全データを K_2O 含有量 ± 0.2 (%) の幅でまとめて相関をみたものである。すなわち Fig 3 及び Fig. 7 作成に用いた全試料について、それぞれ K_2O 濃度 0.2, 0.6, 1.0, ..., 4.6, 5.0 (%) の間に落ちる線量率同士を比べたのである。ここから土壤線量率 D_S は岩石線量率 D_R と次の関係にあることがわかる。

$$D_S = 0.65 D_R + 7.8 \quad (11)$$

このように、岩石線量率と土壤線量率は線形関係で表すことができる。土壤は岩石時代の放射

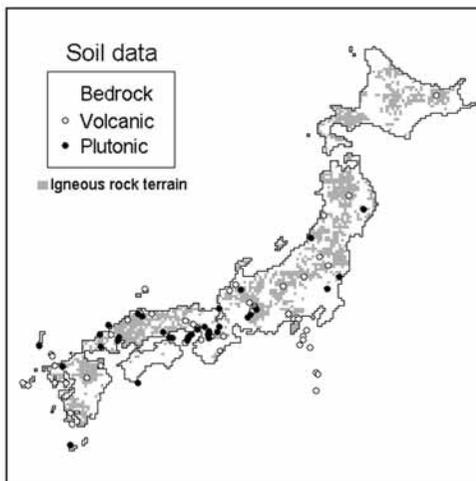


Fig 5 Measurement sites of soil dose rate. The grey color in the figure represents igneous rock terrains.

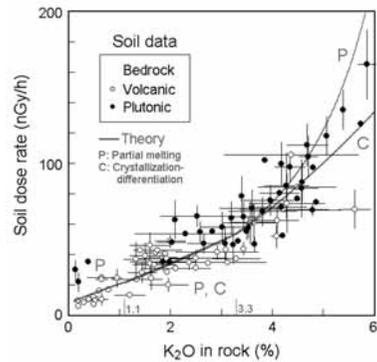


Fig. 7 Plot of soil dose rate against K_2O in bedrock. Vertical and horizontal bars represent one standard deviation for the dataset of the number of samples 5.

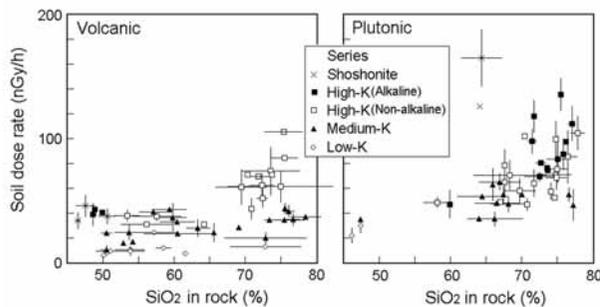


Fig 6 Plot of soil dose rate against SiO_2 in bedrock. Vertical and horizontal bars represent one standard deviation for the dataset of the number of samples 5.

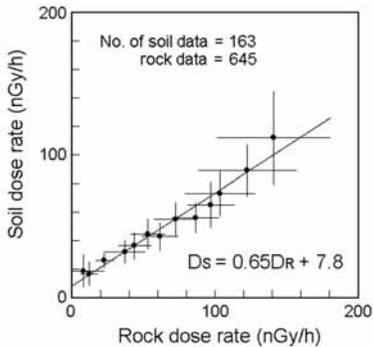


Fig. 8 Relationship between rock and soil dose rates.

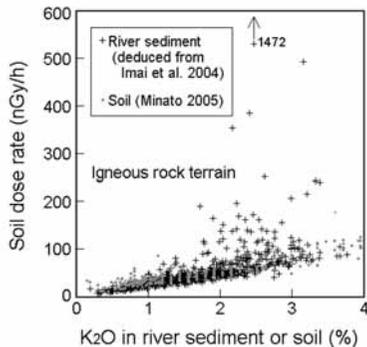


Fig. 9 Dose rates due to soils and river sediments.

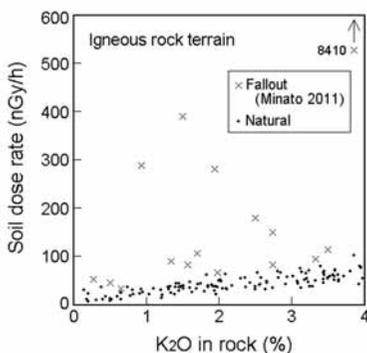


Fig. 10 Dose rates due to natural and fallout-contaminated soils.

能の記憶をあるていど残している、と言い換えることもできる。

(11)式を用いて計算した曲線も Fig. 7 に載せておく。式は測定値をよく表現している。

5. 線量率 K_2O 図の応用

5.1 河川堆積物

Fig. 9 は日本列島の河川堆積物³⁶⁾と列島内で無作為に採取した土壌試料³⁷⁾について、それぞれに含まれる K_2O に対する線量率を比較したものである。両者は大部分で重なるが、一部の河川堆積物データは土壌データを上回る。

一般的に、日本列島では希土類元素の濃集は主に花崗岩地帯における花崗岩やペグマタイトの風化に伴う含有希土鉱物の濃集（主にモナズ石）によって起こる。このような重鉱物は川の中で分級（流水中で重量により鉱物が分離する）が起こり、砂鉄のように砂の中に濃縮する傾向がある³⁸⁾。したがって一般土壌との比較によりウラン及びトリウム濃集する地点を特定するのに役立つ可能性がある。

5.2 原子力発電所事故起因の放射性降下物

2011年3月に起きた原発事故で多量の放射性物質が環境に放出された。Fig. 10 は放射性降下物を含む土壌上で測定された線量率³⁹⁾と事故以前の線量率 (Fig. 7) を比べたものである。横軸には基盤岩石の K_2O をとっている。岩石の K_2O データは全国的に豊富に揃っている。それゆえ、前もってバックグラウンド線量率を測っておかなかった地点でも、このようにして人工放射能を識別するのに役立つ可能性がある。

文 献

- 1) 村田泰章, 鹿野和彦, 地質ニュース, 493, 26-29 (1995)
- 2) Kushiro, I., *J. Geol. Soc. Japan*, 100, 103-110 (1994)
- 3) 周藤賢治, 小山内康人, 解析岩石学, 共立出版, 東京 (2002)
- 4) Minato, S., *RADIOISOTOPES*, 56, 243-248 (2007)

- 5) Minato, S., *RADIOISOTOPES*, 57, 305-311(2008)
- 6) Minato, S., *RADIOISOTOPES*, 59, 257-262(2010)
- 7) Minato, S., *RADIOISOTOPES*, 60, 181-187(2011)
- 8) Katsui, Y., Oba, Y., Ando, S., Nishimura, S., Masuda, Y., Kurasawa, H. and Fujimaki, H., *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 18, 449-484 (1978)
- 9) 土谷信之, 岩鉱, 83, 486-491(1988)
- 10) Ikeda, Y., *J. Geol. Soc. Japan*, 104, 99-106(1998)
- 11) Taylor, R. N. and Nesbitt, R. W., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 79-98(1998)
- 12) Ikeda, Y., *Japan, J. Min. Petr. Sci.*, 97, 39-46(2002)
- 13) 曾根原崇文, 原山 智, 白波瀬輝夫, 地団研専報, 53, 99-117(2005)
- 14) Sugimoto, T., Shibata, T., Yoshikawa, M. and Takemura, K., *J. Min. Petr. Sci.*, 101, 270-275(2006)
- 15) 新正裕尚, 折橋裕二, 和田稔隆, 角井朝昭, 中井俊一, 地質学雑誌, 113, 310-325(2007)
- 16) Kato, M. and Shuto, K., *J. Min. Petr. Sci.*, 104, 132-147(2009)
- 17) 古堅千絵, 中川光弘, 廣瀬 亘, 足立佳子, 地質学雑誌, 116, 199-216(2010)
- 18) 岡本健二, 木下 修, 野中健二, 八木伸二郎, 岩鉱, 82, 257-268(1987)
- 19) 石原瞬三, 地質調査研究報告, 53, 657-672(2002)
- 20) 石原瞬三, 地質調査研究報告, 53, 673-688(2002)
- 21) Ishihara, S., *Bull. Geol. Surv. Japan*, 54, 95-116 (2003)
- 22) 亀井淳志, 高木哲一, 久保田和也, 地質調査研究報告, 54, 395-409(2003)
- 23) 石原瞬三, 中野聡志, 寺島 滋, 地質調査研究報告, 56, 93-98(2005)
- 24) 新正裕尚, 角井朝昭, 東京経済大学人文自然科学論集, 121, 13-21(2006)
- 25) 石原瞬三, 村上浩康, 地質調査研究報告, 57, 89-103(2006)
- 26) Ishihara, S. and Chappell, B. W., *Bull. Geol. Surv. Japan*, 58, 323-350(2007)
- 27) Ishihara, S. and Chappell, B. W., *Bull. Geol. Surv. Japan*, 59, 225-254(2008)
- 28) 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 地質学雑誌, 114, 53-69(2008)
- 29) 新正裕尚, 山下啓太, 清水健介, 角井朝昭, 東京経済大学人文自然科学論集, 127, 143-151(2009)
- 30) Takagi, T., Naito, K. and Kamei, A., *J. Mine. Petr. Sci.*, 105, 194-214(2010)
- 31) Beck, H. L., DeCampo, J. and Gogolak, C., In-situ Ge(Li) and Na(Tl) gamma-ray spectrometry, USAEC Report HASL-258, New York, N.Y.10014 (1972)
- 32) 周藤賢治, 小山内康人, 記載岩石学, 共立出版, 東京(2002)
- 33) 巽 好幸, 安山岩と大陸の起源, 東京大学出版会, 東京(2003)
- 34) 高橋正樹, 島弧・マグマ・テクトニクス, 東京大学出版会, 東京(2000)
- 35) Minato, S., *Sci. Total Environ.*, 298, 229-231(2002)
- 36) 今井 登, 寺島 滋, 太田充恒, 御子柴真澄, 岡井貴司, 立花好子, 富樫茂子, 松久幸敬, 金井 豊, 上岡 晃, 谷口政碩, 日本の地球化学図, 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2004)
- 37) Minato, S., *RADIOISOTOPES*, 54, 79-84(2005)
- 38) 御子柴真澄, 今井 登, 立花好子, 地質ニュース, No.604, 37-40(2004)
- 39) Minato, S., *RADIOISOTOPES*, 60, 523-526(2011)

Abstract

Gamma-ray Dose Rates in Igneous Rock Terrains in the Japanese Islands

Susumu MINATO: Radiation Earth Science Laboratory, 9-6 Yamaguchi-cho, Higashi-ku, Nagoya-shi, Aichi Pref. 461-0024, Japan

Air absorbed dose rates evaluated from uranium, thorium and potassium contents in rock samples have been compared with SiO₂ and K₂O data in order to understand lithologic characteristics of terrestrial γ -ray dose rate levels in igneous rock terrains. The comparison showed that the dose rate increased with increasing SiO₂ or K₂O content of rock. The models of partial melting of rock and crystallization differentiation of magma were used to analyze this trend quantitatively. As a result, a semi-empirical formula could be derived for expressing the dose rate as a function of K₂O content of rock.