

総 説



日本列島における地表 γ 線量率分布の地学的背景

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

willow@sf.starcat.ne.jp

地表面で観測される自然起因の γ 線の放出源である岩石中のカリウム, ウラン, トリウム濃度は主に上部マントルの部分溶融とマグマの分化の程度で決まる。これらの理論を基にして地表 γ 線量率がなぜ現在のような分布をしているのかについて考察する。また中生代から現在までの平均地表 γ 線量率の推移についても触れる。

Key Words : terrestrial gamma ray, dose rate, lithology, geology, magma, crystallization-differentiation, partial melting

1. はじめに

日本列島全域における地表 γ 線による空気吸収線量率(以下「線量率」と略記)の分布に関しては、これまでに三つの研究成果が出ており、多方面で引用されている。Abe et al.¹⁾による主に小学校校庭での現場測定, 今井²⁾による河川堆積物の試料測定, 湊³⁾による主に空き地での現場測定, に基づく線量率の分布図である。

これらの図を眺めていると, おのずと次のような疑問が浮かぶ。日本列島の地表 γ 線量率はなぜこのような分布をしているのか? 岩石学や地質学などの知識でそれを説明できるのだろうか? 初期状態から現在までどのような変遷をたどったのであろうか?

本総説では上の疑問に沿ってこれまでの研究成果を調査してゆく。その途上で数々の疑問が湧いてくるはずであるが, それらについても逐次考えてゆく。

ここでは読者が環境 γ 線計測及び地球科学の初歩的な知識を持っていることを前提にして話を進めたい。環境放射線を研究分野に選んでいる研究者が, 野外調査で集めたデータを解釈

する, それを他者へ説明する, これから測定する予定の場所での線量率を推定する, あるいは新しい研究テーマを開拓する, などの作業の一助となれば幸いである。

2. 地表 γ 線量率分布と地質図

地表面で観測される自然起因の γ 線はほとんどが土壤中あるいは岩石中のカリウム (K), ウラン (U) 及びトリウム (Th) から放出される。この他に大気中のラドン娘核種から放出されるものと, 宇宙線中の γ 線が存在するが, その寄与はきわめて小さい。土壤中あるいは岩石中の K, U, Th 線源から放出される γ 線の線量率は, 線源を平らな表面を持つ半無限一様体積線源とみなせば次式で表現できる⁴⁾。

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

ここで D (nGy/h) は半無限一様体積線源上 1 m での γ 線量率, C_K (%) , C_U (ppm) 及び C_{Th} (ppm) はそれぞれ K, U, Th の濃度である。本稿では, 土壤が対象の場合は D を土壤線量率, 岩石の場合は岩石線量率と呼び, K, U, Th 濃度が与えられた場合は一律に(1)式を用いて線量率に換算する。

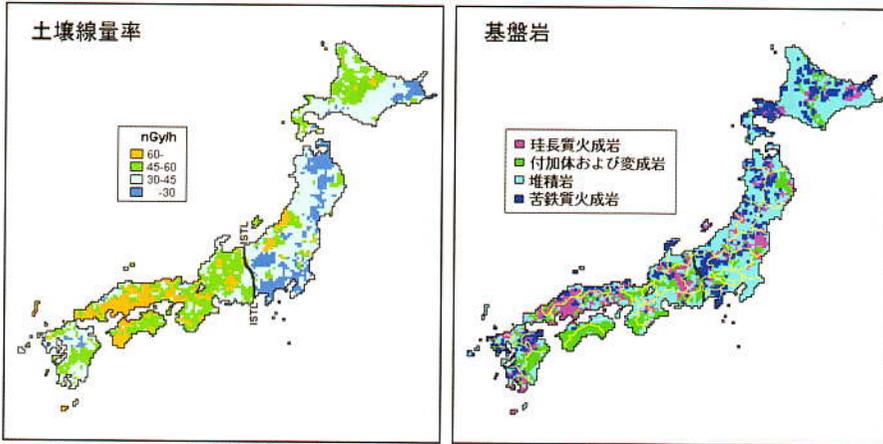


図1 土壤線量率と基盤岩

図1に土壤線量率と基盤岩の分布を示す(本稿では北方4島と屋久島より南を含めていない)。土壤線量率は湊³⁾のデータを4段階に区分したもので、基盤岩種は地質図⁵⁾を簡略化したものである。同図において、火山岩類では流紋岩～デイサイトを珧長質、安山岩～玄武岩を苦鉄質、また深成岩類では花崗岩～トータル岩を珧長質、石英閃緑岩～斑レイ岩を苦鉄質として火成岩を区別してある⁵⁾。さらに、固結及び未固結堆積物をともに堆積岩と記述してある⁶⁾。また、変成岩は全面積に対する割合が小さく(4%未満⁶⁾)、付加体の周辺に位置している場合が多いので両者をひとまとめにしてある。

全体を概観すると糸魚川-静岡構造線(図1のISTL)を境に西南日本弧の線量率が高く、東北日本弧が低い。それぞれの領域で土壤線量率と基盤岩種は対応しているように見える。例えば土壤線量率が60 nGy/h以上は珧長質火成岩の分布に、30 nGy/h以下は苦鉄質火成岩に、その中間は付加体及び堆積岩に、という具合である。しかし、詳細に見てゆくと必ずしも厳密に対応しているとは言い切れない。

なぜ厳密には対応しないのだろうか? それは岩石の分類学はもともと地表 γ 線量率の分類のために構築されたものではないからである。火成岩のうち火山岩はSiO₂の含有量を、深成

岩は主成分鉱物の組成を基準として命名されている⁷⁾。U、Thのような微量元素は主に副成分鉱物に含まれているため、もともと放射性鉱物は岩石分類の対象外なのである。それにもかかわらず苦鉄質岩は放射性鉱物の含有量が少なく珧長質岩には多い、という傾向があるのはなぜなのか? 順を追ってその理由を探ってみよう。

図2は基盤岩種ごとの線量率の頻度分布である。同じ岩種でも線量率の分布の広がり著しい。図1で珧長質岩と苦鉄質岩に関しては線量率と基盤岩種がおおまかに対応するのは、図2に見られるように、それぞれで60 nGy/h以上と30 nGy/h以下の割合が多いからである。しかし詳しくみると対応がよくない地域も多々ある。例えば図1によれば福島県や広島県などの基盤岩のかなりの部分が珧長質火成岩で占められている。しかし広島県の線量率は高く、福島県は低い。同じ珧長質岩なのになぜこのような違いが出るのだろうか?

これまでは「西南日本の線量率が高いのは花崗岩が多く分布しているからである」と説明されてきた⁸⁾。そもそも花崗岩はなぜ放射能が高いのか? まず、「花崗岩」という記述には注意しなければならない。狭義の花崗岩と広義の花崗岩があるからである⁹⁾。実は広義の花崗岩(花崗岩類)には放射能の高いものもあれば低

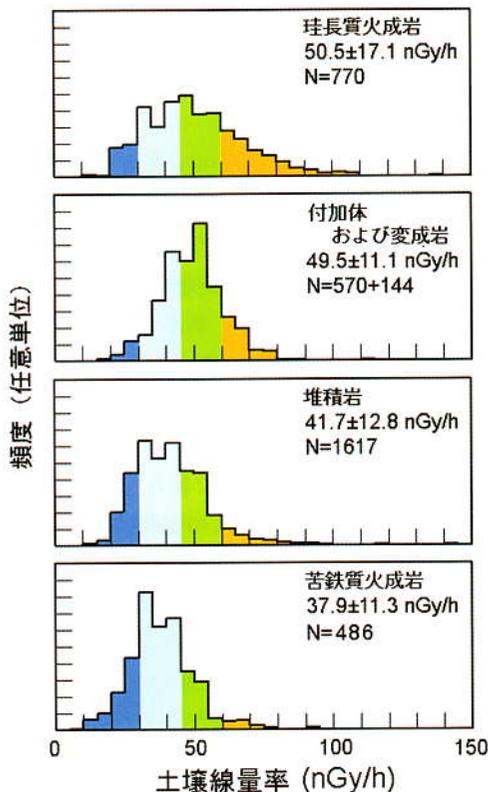


図2 基盤岩種ごとに分類した土壌線量率の頻度分布

いものもある。花崗岩類には苦鉄質岩である石英閃緑岩（閃緑岩を含めることもある¹⁰⁾から珧長質岩であるトータル岩、花崗閃緑岩、アダメロ岩、狭義の花崗岩まで含まれている。文献3)によれば基盤岩種ごとの線量率の高低は以下ようになる。線量率が高いのは狭義の花崗岩とアダメロ岩である。花崗閃緑岩とトータル岩はそれよりも低い。石英閃緑岩はさらに低い。

図3に日本列島の花崗岩類地帯を示す。同図には地質文献¹¹⁾に記載されている203の花崗岩類岩体から計算した岩種の占有面積比率も載せておく。この図が前に例示した福島県の線量率が低く広島県が高いことの説明になる。すなわち、広島県（山陽帯）はアダメロ岩や狭義の花崗岩が占める割合が大きく、福島県（阿武隈山地）はそれ以外の岩種が多いからである。図1と図3を比較して仔細にながめると、山陽帯、山陰帯、領家帯及び阿武隈山地における花崗岩類の岩種の占有面積比率の違いがおぼろげながら線量率の高低に反映されている。

ここまで、同じ基盤岩地帯においてすら線量率の分布がきわめて広い理由を、花崗岩類を例

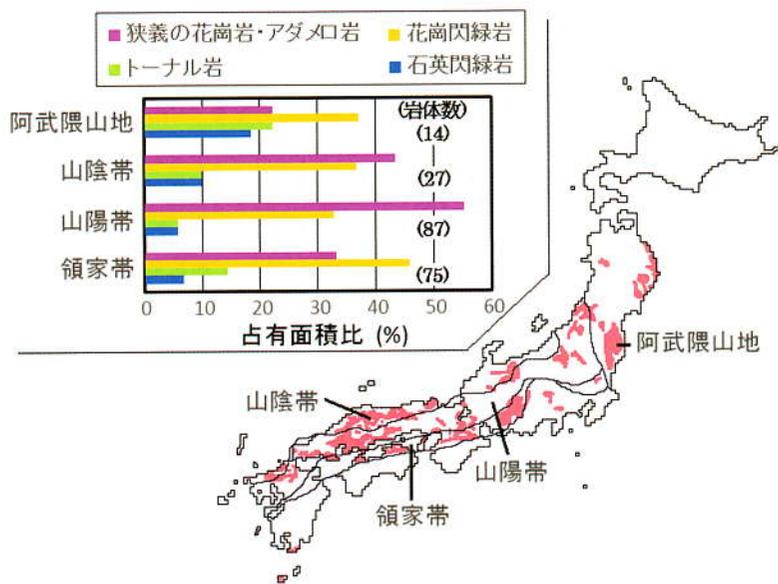


図3 花崗岩類地帯

にして定性的に述べた。定量的にはマグマの結晶分化作用の理論を用いると説明しやすい。

3. 線量率の岩石学的背景

3.1 結晶分化作用

マグマの結晶分化作用には平衡結晶作用と分別結晶作用があるが、ここでは天然の系において重要な後者について簡単に述べる¹²⁾。マグマが地下でゆっくり冷却・固結した場合には、凝固点の高い鉱物の順に晶出する。マグマが冷却するに従って次々と対応する凝固点の鉱物が晶出する。結晶はマグマより密度が大きいのでマグマの底に沈む。このようにして両者が分離されるため、鉱物の化学組成はマグマの化学組成とは違う。これを結晶分化作用という。主な造岩鉱物を構成する元素に比べて、K はイオン半径が大きいため、また U, Th は、イオンの価数が多いため、造岩鉱物の陽イオンの位置に入りにくく液相に残りやすい⁷⁾。凝固点が高い鉱物が集合した火成岩が苦鉄質岩、低いものが珪長質岩である。苦鉄質岩は放射性鉱物の含有量が少なく珪長質岩には多い理由がこれである。

分化したメルト (マグマ) 中の元素濃度 C_L は最初に生成されたメルト中の元素濃度 C_{L0} と次の関係で結ばれている¹²⁾。

$$\frac{C_L}{C_{L0}} = F^{\kappa-1} \quad (2)$$

ここで F は結晶化度、すなわち残液の量比 (0 ~ 1)、 κ は元素の全岩分配係数、すなわちメルトの元素濃度に対する結晶の元素濃度の比、である。分配係数が 1 より大きい元素を適合元素 (固相濃集元素) と呼び、1 よりも著しく小さいものを不適合元素 (液相濃集元素) と呼ぶ。K, U, Th は全て不適合元素に分類される。したがって $\kappa \ll 1$ なので、(2)式から明らかなように、結晶分化が進むほど、つまり残液の量比が小さくなるほど高濃度になってゆくのである。前章の花崗岩の例で単純化して言えば、石英閃緑岩より花崗閃緑岩は分化が進んでおり、

狭義の花崗岩はさらに分化が進んでいる。文献 12) に κ をパラメータにした F に対する C_L/C_{L0} のモデル計算例が載っているので参考にされたい。

2. で「火成岩は岩石の SiO_2 含有量、あるいは主成分鉱物の組成で命名されている」と述べた。それならば岩石の主化学成分の一つである K_2O は、従来の分類法で整理すればバラツキは小さいのであろうか? 結晶分化の程度の指標である SiO_2 を横軸に、縦軸にそのほかの酸化物の含有量をとった図をハーカー図という。ハーカー図で K_2O を見てみよう。火成岩のうち火山岩は SiO_2 の含有量で岩石種を定義しているので、ハーカー図上での相関はよいものと期待できる。

Togashi et al.¹³⁾ は日本の上部地殻における平均の化学組成を評価するために 166 個の岩石を採取し、同一の技法で分析した。図 4 a) はそのうちの火山岩をまとめたものである。図からわかるように、 K_2O が主化学元素であるにもかかわらず期待したほどには相関はよくない。これはなぜなのか? 実は火成岩は主化学元素であってもバラツキが大きいので、いろいろな種類の岩石系列 (岩系) で分類される⁷⁾。カリウム岩系もその一つである。

図 4 b) を見て欲しい。4 地域での岩体のデータ¹⁴⁾⁻¹⁷⁾ であるが、各岩系領域内でかなりきれいな相関がある。岩系を構成する岩石相互は、何らかの成因的關係 (親娘關係) を持っているものとみられる。これを見て浮かぶ疑問は、 K_2O が低カリウムからシヨシヨナイトまでの岩系に分かれるのはなぜか、言い換えれば「 K_2O は主化学元素であるにもかかわらず岩系で整理しなければならないほどバラツクのはなぜか?」である。

議論が K_2O に集中してきたが、K の挙動は U, Th に共通した部分があることが後にわかる。いましばらく K_2O の議論を続ける。地表で観察される岩石はマグマが固結したものである。上部マントル物質が部分熔融して生成され

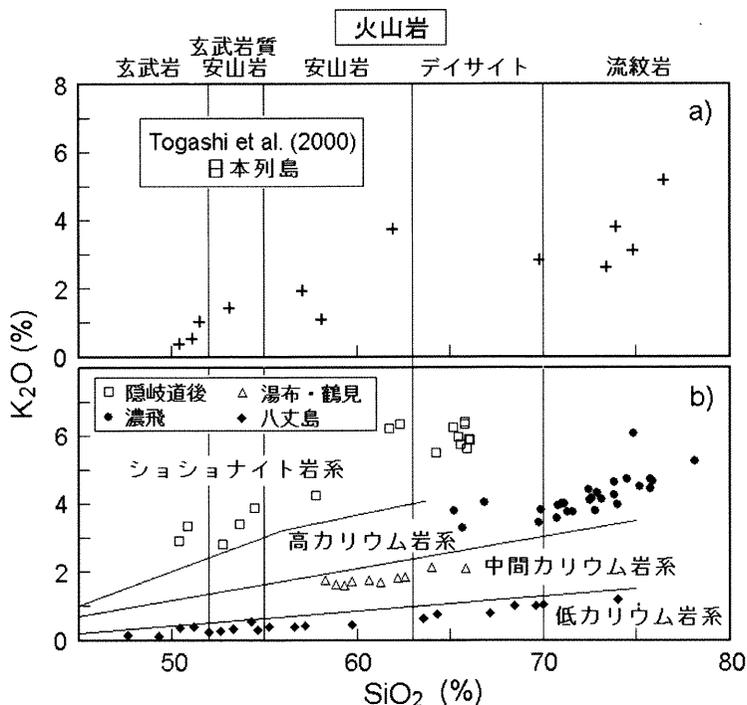


図4 火山岩に対する K_2O のハーカー図。a) 日本の上部地殻平均、b) カリウム岩系

る初生マグマ中の K_2O 含有量は部分溶融度の違いで異なる。そのため、引き続き起こる結晶分化作用により、ハーカー図上で異なる直線に乗るのである。珪長質岩も次節で述べる様々な原因で生成された初生マグマ中の K_2O 濃度の差異によりハーカー図上でどのカリウム岩系に属すかが決まる。

3.2 部分溶融

部分溶融には平衡溶融と分別溶融があるが、ここでは天然の系において重要な前者について簡単に述べる¹²⁾。岩石の溶融は結晶分化作用の逆で、融点の低い鉱物から溶けてゆく。起源物質が部分的に溶融するときに、不適合元素は部分溶融の程度が小さい段階のマグマよりも、溶融がある程度まで進行した段階のマグマのほうで希薄である⁷⁾。前節で説明したように、融点の低い鉱物はもともと不適合元素の濃度が高いからである。

部分溶融したメルト中の元素濃度 C_L は起源物質中の元素濃度 C_0 と次の関係で結ばれている¹²⁾。

$$C_L = \frac{1}{C_0 \kappa + F(1 - \kappa)} \tag{3}$$

ここで F は部分溶融度(0~1)、 κ は元素の全岩分配係数である。不適合元素は $\kappa \ll 1$ なので、(3)式より明らかなように部分溶融度が大きいほどメルト中の元素濃度は小さくなる。

本節の初めで「岩石の溶融は結晶分化作用の逆の過程で進行する」と述べた。それならば(2)式と(3)式が同じ形をとるべきであるが、そうはなっていない。これは(2)式が「分別」結晶作用の概念から導かれたのに対し、(3)式が「平衡」溶融のモデルを基にしているからである(詳しくは文献12)参照)。

では部分溶融度は何に制約されているのだろうか？ 例えば沈み込み帯での玄武岩質マグマな

表1 苦鉄質岩の線量率

場所	基盤岩石	岩石中の SiO ₂ (%)	カリウム岩系	土壤線量率 (nGy/h)
八丈島 NE	玄武岩	51.1±2.1 (33)	低	9.4± 1.7 (34)
富士山 NE	玄武岩	50.5±0.7 (11)	中間	10.2± 3.5 (11)
東松浦 SW	玄武岩	48.7±0.5 (7)	高	38.9± 9.0 (12)
壱岐 SW	玄武岩	46.5±0.4 (5)	ショショナイト	33.8± 6.5 (28)
青ヶ島 NE	安山岩	61.6 (2)	低	7.2± 1.4 (10)
長崎 SW	安山岩	59.8±2.0 (29)	中間	36.5±11.4 (5)
雲仙 SW	安山岩	57.6±3.4 (31)	高	37.1± 3.4 (14)

NE:東北日本弧, SW:西南日本弧, 括弧内は標本数

らば起源物質である上部マントルでの圧力(深さ)が主な制約要因である。初生マグマの発生地帯が深いほど融点が高くなるため部分熔融度は小さく、メルト中の不適合元素濃度が高くなる。これが(2)式の C_L として結晶分化作用に引き継がれる。その傾向は Dickinson¹⁸⁾ の論文に地震の震源域の深さと直上の溶岩の K_2O 濃度の関係としてグラフ化されている。日本では東北日本弧の第四紀火山岩に対するハーカー図に明瞭に表れている¹⁹⁾。太平洋プレートの沈み込みの浅い太平洋側で K_2O 濃度が低く、沈み込みの深い日本海側で高い。これが K_2O のハーカー図をカリウム岩系で整理しなければならない理由の一つである。

このような島弧横断特性は線量率に関しても富士火山帯で観測されている²⁰⁾。K と U, Th の全岩分配係数の値が似ているため、後述するように岩石中の K_2O 濃度と線量率には強い相関があるのである。

線量率を評価するために(1)式を利用する場合には、K のほかに U, Th のデータが必要である。K の場合は K の全岩分配係数を使えば(3)式を利用して理論的に濃度を計算できる。U, Th ならば U, Th の全岩分配係数を使えばよい。玄武岩質マグマの部分熔融度 F は Kushiro の論文²¹⁾ から導出できる。

ここまでは玄武岩質マグマについて述べてきたが、安山岩やデイサイトも部分熔融度で説明

できるのであろうか? 文献 12) によれば、安山岩やデイサイトに関しては①玄武岩質マグマの結晶分化作用、②玄武岩質マグマによる地殻の同化作用、③玄武岩質マグマと珪長質マグマとの混合、④あるいは玄武岩質マグマからの熱の供給による大陸地殻下部物質の熔融などが考えられている。表 1 に苦鉄質岩の線量率を示す。カリウム岩系の違いがはっきりと示されている。附言すると、表 1 に示す火山のうち西南日本の火山は沈み込み帯から遠すぎるため、上で述べた島弧横断特性とは異なるメカニズムを考える必要がある²²⁾。

流紋岩も安山岩やデイサイトと同様に理解してよいのだろうか? 文献 12) によれば①玄武岩質及び安山岩質マグマの結晶分化作用、②玄武岩質マグマからの熱の供給による地殻物質の部分熔融などが考えられている。また、濃飛流紋岩(図 4 b) 参照)については③下部地殻の部分熔融メルトと上部地殻物質の混合のモデルが提案されている¹⁵⁾。

以上で述べたように、一般に地表 γ 線量率と岩種との対応はよくない。どうしても岩石分類で記述したいのであれば岩石名にカリウム岩系を付すべきである。

3.3 K_2O 濃度と線量率の関係

(3)式で表される部分熔融の理論では、比較的未分化の玄武岩標本の部分熔融度 F は前述

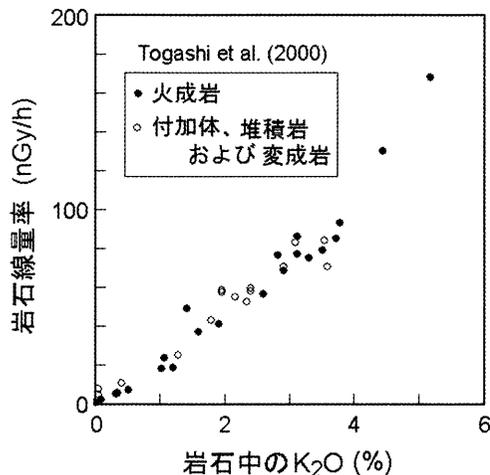


図5 岩石中の K_2O と線量率の関係

のように Kushiro の論文²¹⁾から導出できる。しかし(2)式で表される結晶分化作用の理論では残液の量比 F を岩石標本から決定することができない。そこで(1)式より計算した線量率と(2)式で表した K_2O 濃度を組み合わせることが必要となる。すなわち(2)式の C に線量率と K_2O 濃度を代入し、連立方程式を解いて F を消去するのである。部分熔融度の導出にはかなりの手間がかかるうえ、玄武岩質マグマ以外では F を評価する方法がない。そのため(3)式にも同様の手続きを踏む。このようにして求めた理論式については湊の論文²³⁾に詳しく述べられている。また同論文にはマントル物質、玄武岩質マグマ、流紋岩質マグマ別に K 及び線量率に関する全岩分配係数も記されている。

理論と観測データを比較する前に Togashi et al.¹³⁾の観測データを見ておこう。図5がそれである。 K_2O 濃度と線量率の相関は非常によい。ここまでは火成岩について論じてきたが、図5を見ると付加体や堆積岩、変成岩を含めても相関がきわめてよい。もう一つの注意点は、同図で K_2O 濃度がおよそ3と4の間で勾配が変わることである。

さて、ようやく理論と観測データの比較について論ずるところまできた。図6にその様子を

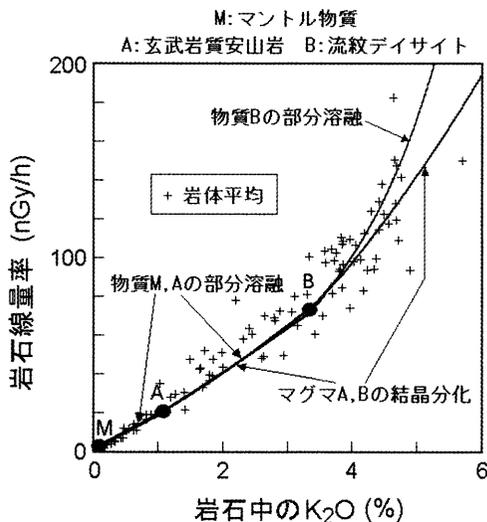


図6 火成岩体の K_2O と線量率に対する理論と観測データ(岩体平均値)の比較

を示す。観測データは火成岩の岩体平均として文献値²³⁾からそのまま採った。観測データ総数は Togashi et al.¹³⁾よりもかなり多い。以下、理論については湊の論文²³⁾に従う。

図中 M から A までは上部マントル物質の部分熔融によるものである。 A 点で $K_2O=1.1\%$ である。 A から B までは玄武岩質安山岩の部分熔融又はそのマグマの結晶分化による。 B より大きい部分は流紋デイサイトの部分熔融又はそのマグマの結晶分化によるものである。流紋デイサイトとは SiO_2 含有量が70%前後のものをいう⁷⁾。 B 点で $K_2O=3.3\%$ である。これはおよそ苦鉄質マグマから珪長質マグマに変わる点に対応する。 K_2O と線量率に対する分配係数の比が変わるため勾配が変わる²³⁾。

理論曲線では出発点をマントル物質、玄武岩質安山岩及び流紋デイサイトとして説明したが、理論曲線上ならば出発点をどこ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、再熔融してもマグマは K_2O -線量率曲線に関する初期の記憶を残しているわけである。このように部分熔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、

岩体平均としての放射能はマントルや地殻の部分溶融により決定されたものなのか、あるいは結晶分化作用が主たるものだったのかは、 K_2O -線量率解析からは判別できない。

これまで見てきたように、線量率は岩石中の K_2O 濃度で非常によく表現できる。当初の疑問「日本列島における地表 γ 線量率はなぜこのような分布をしているのか？」は、そっくりそのまま「日本列島における岩石の K_2O 濃度はなぜこのような分布をしているのか？」という地球化学上の問題に置き換えることもできる。

4. 岩石線量率と土壤線量率の関係

ここまでで岩石の放射能についてはある程度理解できたが、基盤岩上の表層土壤についてはどうだろうか？ 土壤は岩石の風化物に有機物や水が混入してできたものである。基盤岩の線量率が高（低）ければその上の土壤の線量率も高い（低い）ように思える。しかし一概にそうとは言えない。対象区域からの流出や対象区域への流入があるからである。典型的な例では本土から島嶼への風送などである²⁰⁾。

岩石が風化する際、溶脱・洗脱により放射能が低下する。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。このような理由で一般に岩石と土壤の放射能は同じではない。まず観測データを見てみよう。

図7に岩体の線量率とその近傍の土壤の線量率の関係を示す^{3), 23)-26)}。両者を直線関係で表すと変成岩や堆積岩もこの直線に乗る。変成岩も堆積岩も元をたどれば火成岩から派生しているので、回帰直線上にあってもおかしくはない。線量率に関する堆積岩と後背地の関係は文献25)に詳述されている。土壤線量率は岩石線量率に比例しているの、土壤は岩石時代の放射能の記憶をある程度残していると言ってもよい。

回帰直線は原点を通らず、勾配も1よりかなり小さい。文献26)を基にして理論的に説明しよう。

ある領域での土壤の収支は次式で表現できる。

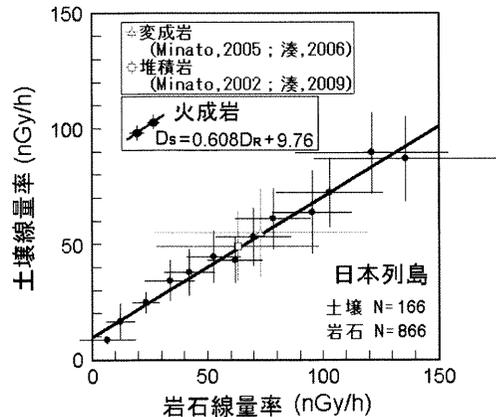


図7 岩石線量率と土壤線量率の関係（日本列島）。縦横の棒は標準偏差。Nは試料総数

$$F_o = F_R + F_I \quad (4)$$

F_o は流出量、 F_R は岩石の風化量、 F_I は流入量である。

次は土壤放射能の収支である。土壤の放射能は岩石放射能の溶脱及び洗脱による損失、及び土壤への有機物・水の混入により低減する。この低減率を η とする。さらにK, U, Thに対する低減率はそれぞれ等しいと仮定する(後述)。線量率は(1)式により放射能に比例するので、土壤線量率を D_s 、岩石線量率を D_R で表すと次式が成り立つ。

$$D_s = \frac{F_R}{F_o}(1-\eta)D_R + \frac{F_I}{F_o} < D_s > \quad (5)$$

ただし $< D_s >$ は流入土壤の平均線量率である。また、 $1-\eta$ は岩石が土壤に変化したときに土壤に残る放射能の割合、すなわち残存率である。(5)式の両辺に F_o を乗ざると(4)式との関係がわかりやすい。(5)式は

$$D_s = aD_R + b \quad (6)$$

の形を連想させる。実際、図7で見たように D_s と D_R は回帰直線で表すことができる。

(4)、(5)、(6)式より残存率 $1-\eta$ は次のように求められる。

表2 平均岩石線量率の推定

	平均土壌線量率 (nGy/h)	残存率 1-η	平均基盤岩石線量率 (nGy/h)
日本列島	44.3	0.778	56.9
西南日本弧	53.4	0.784	68.1
東北日本弧	38.4	0.770	49.9

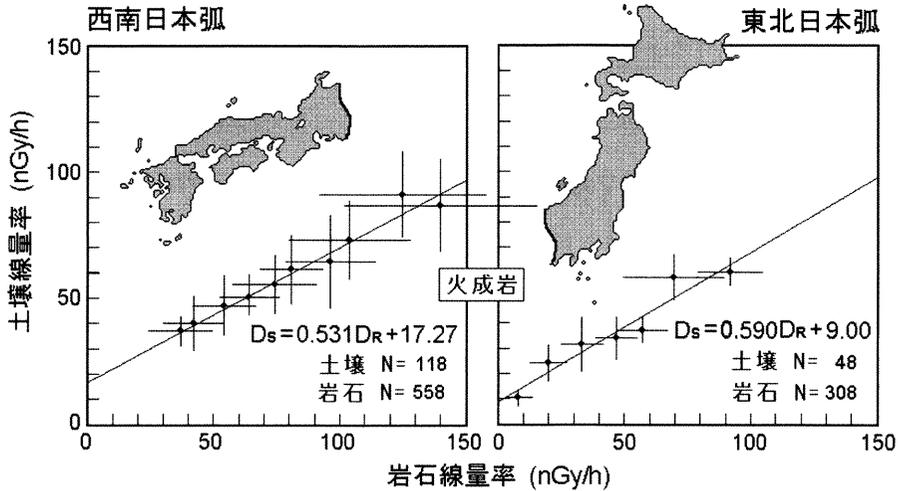


図8 岩石線量率と土壌線量率の関係（東北日本弧と西南日本弧）。縦横の棒は標準偏差。Nは試料総数

$$1 - \eta = \frac{a}{1 - \frac{b}{\langle D_s \rangle}} \quad (7)$$

表2に残存率1-ηから推定した日本列島の平均岩石線量率を示す。日本列島の平均土壌線量率は図1の土壌線量率分布から44.3 nGy/hと算出される。これを<Ds>として(7)式を用いて計算すると残存率は0.778となる。(7)式のa及びbの値は図7に示してある。平均土壌線量率を残存率で割ると、日本列島の基盤岩石線量率の平均は56.9 nGy/hと評価される。

Togashi et al.¹³⁾は上部地殻の平均組成データのうち、本稿で対象としている元素については面積荷重平均でK₂O=2.36% (K=1.97%), Th=7.89 ppm, U=2.16 ppmと報告している。

(1)式で線量率を計算すると58.6 nGy/hが得られる。上で求めた線量率と概ね一致する。

図8に糸魚川-静岡構造線で分けた領域のグラフを示す。また、表2に導出データを示す。どちらの領域でも放射能の残存率は似たような値である。前述のTogashi et al.の方法で、ある領域内の平均岩石線量率を評価するには各岩種の占有面積データが必要である。これに対し、表2にある残存率を利用して(7)式を用いれば、その領域の平均土壌線量率データのみで平均岩石線量率を評価できる。

附言すると、(6)式のaは日本列島の土壌の攪拌の程度を表す指標となる²⁶⁾。すなわちa=1ならば、岩石から土壌になる際の放射能の低減も無く、河川等により他地域に移動することも無いことを示す。また、a=0ならば土壌が

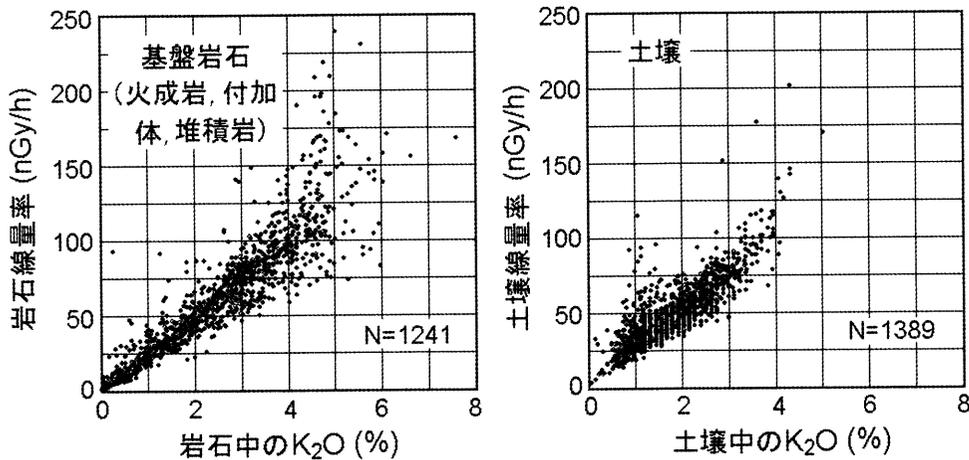


図9 岩石及び土壌それぞれのK₂Oと線量率。Nは試料総数

生成された瞬間にかき混ぜられて、列島内での土壌線量率が場所によらず一定の値 $\langle D_s \rangle$ となる。この手法を使えば、いろいろな島嶼や大陸における土壌の攪拌の程度をaの値で比較することができる。

図9は基盤岩のK₂O濃度と岩石線量率及び土壌のK₂O濃度と土壌線量率を並べたものである。図からわかるように岩石も土壌も似たような分布になる。この事実から、岩石が風化して土になったとき、Kの残存率とU及びThを含む全放射能の残存率が同じと仮定して導いた(5)式を概ね受け入れてもよいことがわかる。

5. 土壌線量率の変遷

最後の疑問「地表 γ 線は初期状態から現在までどのような変遷をたどってきたのか？」という問題に取り組みたい。これを調査するには各地質年代当時の日本列島全域における詳細な基盤岩種分布のデータが必要である。しかし、そのような都合のよいデータは望むべくもない。したがって現在、地表付近に現れている岩石の形成年代ごとに、すなわち地質系統と比較して線量率の変遷を調べることで概略を推定するしか方法はない。

まず線量率と地質系統を比べてみよう。図

10は地質図²⁾を簡略化したものである。図10と図1の土壌線量率を比較して欲しい。全体を概観すると、西南日本は後期白亜紀の地質が多く、東北日本では新生代が目につく。線量率は西南日本が高く、東北日本が低い。ということは後期白亜紀の基盤岩石は放射能が高く、新生代は低いということになりそうである。実際に図1の基盤岩石の分布と図10とを比較してみると、後期白亜系は珧長質岩が多く、新生界には苦鉄質岩が多い。これをもう少し定量的に見てみる。

表3はMinatoのデータ²⁷⁾に新データを加えたものを基に作成した結果である。表中の「～ジュラ系」は古生代からジュラ紀までの地質を表す。同表の岩種ごとの平均値(最右欄)は図2のそれに一致している。最下欄は地質系統ごとの平均線量率である。この表から次のような「あらすじ」が浮かんでくる。

日本列島の平均線量率は後期白亜紀～古第三紀の地殻変動により生まれた珧長質の深成岩により高められ(主に西南日本弧)、新第三紀～第四紀の変動により生まれた苦鉄質の火山岩(主に東北日本弧)により低められた。図11に関連データを示す。データのもと(文献23)である。両弧ともに苦鉄質岩から珧長質岩まで

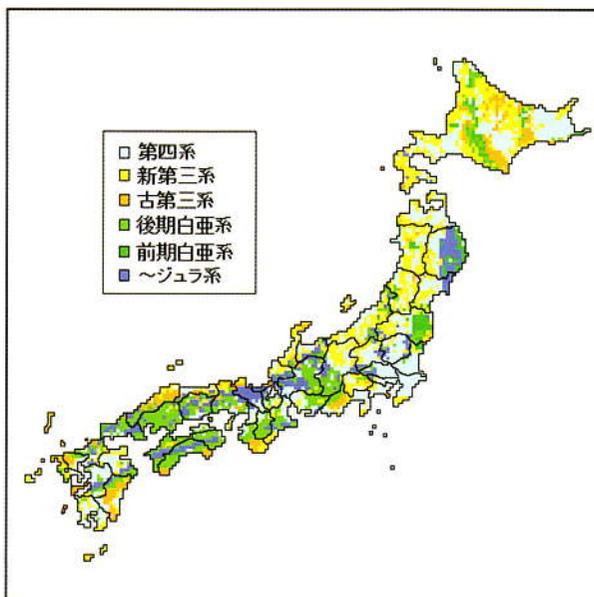


図10 地質分布

表3 各種基盤岩に対する地質時代ごとの占有面積と土壤線量率。占有面積1%未満に対する線量率は表示していない

岩石		~ジュラ系	前期白亜系	後期白亜系	古第三系	新第三系	第四系	平均* (計)
珪長質 火成岩	線量率 (占有面積)	- (0.7)	40.7±9.5 (2.0)	60.6±15.1 (8.4)	58.2±16.1 (1.2)	45.4±16.5 (3.7)	37.0±10.4 (4.4)	50.5 (20.4)
付加体及び 変成岩	線量率 (占有面積)	48.8±12.2 (8.6)	- (0.3)	51.9±10.0 (5.6)	47.4±9.3 (3.9)	- (0.2)	- (0.3)	49.5 (18.9)
堆積岩	線量率 (占有面積)	46.3±17.7 (1.8)	45.3±8.3 (1.2)	50.6±12.9 (3.9)	44.8±13.0 (2.3)	41.9±11.7 (14.2)	38.7±12.1 (19.4)	41.7 (42.9)
苦鉄質 火成岩	線量率 (占有面積)	- (0.5)	- (0.5)	- (0.7)	44.3±12.6 (1.0)	38.5±10.2 (8.5)	34.5±11.1 (6.6)	37.9 (17.8)
平均* (計)	線量率 (占有面積)	48.4 (11.6)	44.3 (3.9)	55.1 (18.7)	47.3 (8.5)	41.4 (26.6)	37.6 (30.7)	44.3 (100.0)

*面積荷重平均

分布しているが、西南日本弧は高及び中間カリウム岩系に、東北日本弧は中間及び低カリウム岩系に属している。つまり「珪長質か苦鉄質か」だけではなく岩系が異なるのである。

ジュラ紀までにユーラシア大陸縁辺に付加された地殻（現在の西南日本）に1億2000万年前から5000万年前までの間に地殻変動（広島変動）が生じた。日本列島成長史の中で最も激

しい火成活動であった。その結果、大量の珪長質岩が生成された。玄武岩質マグマの結晶分化作用だけではこれだけ大量の珪長質岩石の存在を説明できない。そのため、玄武岩質マグマからの熱の供給によるジュラ紀までの付加体の部分溶融¹²⁾、あるいは下部地殻の部分溶融メルトと付加体との混合で造られた¹⁵⁾であろう高・中間カリウム岩系の岩体が生成されたと考えられ

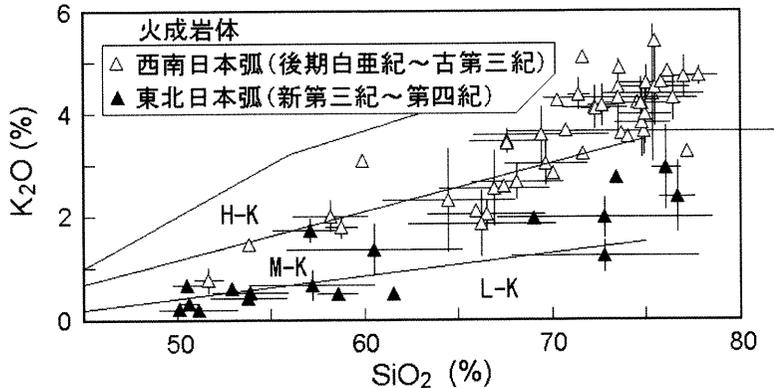


図 11 東北日本弧と西南日本弧における K_2O のハーカー図。H-K：高カリウム岩系，M-K：中間カリウム岩系，L-K：低カリウム岩系

ている。

その後、日本海が形成されて拡大する新第三紀～第四紀の東北日本弧は太平洋プレートの沈み込みにより、マントル物質（主にカンラン岩）が部分溶融してできたマグマが、結晶分化作用により低・中間カリウム岩系の比較的放射能の低い岩石として地表に現れた。以上がここまでの理論を援用して考えられる「あらすじ」である。

表 3 には示されていないが、ジュラ紀において西南日本弧の付加体線量率は 51.6 nGy/h 、東北日本弧の付加体線量率は 42.2 nGy/h である。前者が後者より大きい、これは確定したものではない。東北日本弧の付加体の線量率を評価するには標本数があまりにも少ないのである（西南の元データ数 470 に対して東北はわずか 30）。将来、ジュラ紀までの付加体から出発した定量的な変遷モデルを打ち立てるためには、東北日本弧の付加体線量率評価の高精度化が不可欠である。

6. おわりに

本稿では西南日本弧と東北日本弧の二つの領域での基盤岩石とその近傍の土壤の線量率データを解析した。本来ならば北海道から九州・沖縄まで地方ごとに、あるいは地体構造区ごとに

解析結果を示したかったのだが、基盤岩石とその近傍の土壤の一对データ数が十分でないために実現できなかった。地表 γ 線測定最大の利点は、現場で短時間に測定できることにある。岩石や土壤試料を採取して研究室で分析する、というような手間は要らない。 $1'' \phi \times 1''$ ($2.54 \text{ cm} \phi \times 2.54 \text{ cm}$) 以上のシンチレータならば、わずか 1 分間の現場測定で十分な精度のデータが得られる。今後、より多くのデータを蓄積し、地形データなどを加味して解析すれば、より鮮明な地方ごと、あるいは地体構造区ごとの岩石・土壤線量率像が得られるはずである。これらを総合してマントルから地殻表層までを含む日本列島での自然放射能の付加・移動・除去のメカニズムを理解し、動的システムとして時間に依存する微分方程式の形にまとめる努力が必要である。対象の規模が小さくなれば、本稿で述べた解析技法とは異なる手法を開発する必要があるかもしれない。

今回は日本列島を題材にしたが、本稿で述べた解析手法は世界の各地に応用できる。今や月も惑星も少しずつではあるが試料が得られる時代である。今後さらにデータを蓄積して、地表 γ 線あるいは K, U, Th を通しての地球像・惑星像を見たいものである。その折は地球規模、惑星規模用の解析手法を開発する必要があるだろう。

文 献

- 1) Abe, S., Fujitaka, K., Abe, M. and Fujimoto, K., Extensive field survey of natural radiation in Japan, *J. Nucl. Sci. Technol.*, **18**, 21-45(1981)
- 2) 今井 登, 日本の自然放射線量, 日本地質学会, <http://www.geosociety.jp/hazard/content/0058.html>
- 3) 湊 進, 日本における地表 γ 線の線量率分布, 地学雑誌, **115**, 87-95(2006)
- 4) Beck, H. L., DeCampo, J. and Gogolak, C., In situ Ge(Li) and NaI(Tl) gamma-ray spectrometry, USAEC Report HASL-258, New York, N. Y. 10014(1972)
- 5) 日本列島の地質編集委員会編, 日本列島の地質, 丸善(1997);地質調査所編, 100万分の1日本地質図—日本地質アトラス(1982)—, 地質調査所(1987)
- 6) 村田泰章, 鹿野和彦, 100万分の1日本地質図第3版 CD-ROM 版」から求めた日本列島を構成する岩石の分布面積, 地質ニュース 493号, 26-29(1995)
- 7) 周藤賢治, 小山内康人, 記載岩石学, 共立出版(2002)
- 8) 例えば, 古川雅英, 日本列島の自然放射線レベル, 地学雑誌, **102**, 868-877(1993)
- 9) 牛来正夫, 周藤賢治, 地殻・岩石・鉱物, 共立出版(1987)
- 10) 高橋正樹, 花崗岩と大陸地殻の進化, 科学, **59**, 378-387(1989)
- 11) 日本の地質編集委員会編, 日本の地質 2 東北地方, 以下全て共立出版(1989);日本の地質 3 関東地方(1986);日本の地質 4 中部地方 I (1988);日本の地質 5 中部地方 II(1988);日本の地質 6 近畿地方(1987);日本の地質 7 中国地方(1987);日本の地質 8 四国地方(1991)
- 12) 周藤賢治, 小山内康人, 解析岩石学, 共立出版(2002)
- 13) Togashi, S., Imai, N. and Okuyama-Kusunose, Y., Young upper crustal chemical composition of the orogenic Japan Arc, *Geochem. Geophys. Geosys.*, **1**, 1-46(2000)
- 14) 小林伸治, 沢田順弘, 吉田武義, 隠岐道後における末期中新世, 隠岐アルカリ火山岩類の地質とマグマ供給系, 岩石鉱物科学, **31**, 137-161(2002)
- 15) 曾根原崇文, 原山 智, 白波瀬輝夫, 濃飛流紋岩および関連火山岩類の全岩化学組成, 地学団体研究会専報, **53**, 99-117(2005)
- 16) Sugimoto, T., Shibata, T., Yoshikawa, M. and Takemura, K., Sr-Nd-Pb isotopic and major and trace element compositions of the Yufu-Tsurumi volcanic rocks: implications for the magma genesis of the Yufu-Tsurumi volcanoes, north-east Kyushu, Japan, *J. Min. Petr. Sci.*, **101**, 270-275(2006)
- 17) 中野 俊, 山元孝広, 一色直記, 八丈島火山群の全岩化学組成: 地表試料からみた東山火山と西山火山の比較, 地質調査所月報, **48**, 93-105(1997)
- 18) Dickinson, W. R., Potash-depth(K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs, *Geology*, **3**, 53-56(1975)
- 19) 周藤賢治, 東北日本弧—日本海の拡大とマグマの生成, 共立出版(2009)
- 20) Minato, S., Terrestrial gamma ray dose rates in the region from Fuji-Hakone district to the Izu Islands, *RADIOISOTOPES*, **64**, 245-253(2015)
- 21) Kushiro, I., Recent experimental studies on partial melting of mantle peridotites at high pressures using diamond aggregates, *J. Geol. Soc. Japan*, **100**, 103-110(1994)
- 22) 柵山徹也, 新生代北部九州のテクトニクス史と火山活動史—背弧火山岩区研究における重要性—, 地学雑誌, **119**, 224-234(2010)
- 23) 湊 進, 日本列島の火成岩地帯における地表 γ 線量率, *RADIOISOTOPES*, **61**, 481-487(2012)
- 24) Minato, S., Gamma-ray dose rates due to rocks in Japan, *RADIOISOTOPES*, **54**, 79-84(2005)
- 25) 湊 進, 新生代堆積岩地帯における地表 γ 線量率, *RADIOISOTOPES*, **58**, 57-60(2009)
- 26) Minato, S., Simple soil mass balance approach to interpret the distribution of global terrestrial gamma ray dose rates in relation to geology, *The Science of the Total Environment*, **298**, 229-231(2002)
- 27) Minato, S., Terrestrial gamma ray dose rate map of the Japanese Islands in relation to geological systems, *RADIOISOTOPES*, **55**, 543-548(2006)

Abstract**A Geoscientific Background on the Distribution of Terrestrial Gamma Ray Dose Rates in the Japanese Islands**

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

Lithologic and geologic knowledge is essential to understand the characteristics of the distribution of terrestrial gamma ray dose rates in the Japanese Islands. However, the target fields in lithology and geology are too wide. The present paper focuses particularly on very basic theories about crystallization-differentiation of magma and partial

melting of source material, which play a vital role in understanding the distribution of terrestrial gamma ray dose rates.

Soil is the main source emitting natural gamma rays which we observe outdoors. Then, it is important to know the relationship of radioactivities between rock and soil. This paper describes the transport of radioactivity from rock to soil theoretically, and evaluates reduction of dose rate due to leaching, eluviation and other effects.

Finally, this paper deals with the problem of how the terrestrial gamma ray dose rate averaged over the Japanese Islands changed from the Mesozoic up to the present. Concretely, arranging the bedrock types in order of geologic age, a historical change of dose rate levels is outlined.