

JAERI-M
91-210

積雪による地殻 γ 線線量率の減衰
—地上及び空中からの測定—

1991年12月

長岡 鋭・坂本 隆一・斎藤 公明・堤 正博
森内 茂

日本原子力研究所
Japan Atomic Energy Research Institute

JAERI-Mレポートは、日本原子力研究所が不定期に公刊している研究報告書です。
入手の間合わせは、日本原子力研究所技術情報部情報資料課（〒319-11茨城県那珂郡東海村）
あて、お申しこしてください。なお、このほかに財団法人原子力弘済会資料センター（〒319-11茨城
県那珂郡東海村日本原子力研究所内）で複写による実費頒布をおこなっております。

JAERI-M reports are issued irregularly.

Inquiries about availability of the reports should be addressed to Information Division, Department
of Technical Information, Japan Atomic Energy Research Institute, Tokai-mura, Naka-gun,
Ibaraki-ken 319-11, Japan.

© Japan Atomic Energy Research Institute, 1991

編集兼発行 日本原子力研究所
印刷 日立高速印刷株式会社

積雪による地殻 γ 線線量率の減衰
-地上及び空中からの測定-

日本原子力研究所東海研究所環境安全研究部
長岡 鋭・坂本 隆一・斎藤 公明・堤 正博
森内 茂

(1991年11月26日受理)

積雪による地殻 γ 線の減衰効果を明らかにするため、無雪時(地上のみ)及び積雪時(上空及び地上)の2回の測定を行なった。上空からの測定には航空機 γ 線サーベイシステム ARSAS (Aerial Radiological Survey and Assessment System)を用いた。これは広域迅速サーベイによる集団線量評価に用いるデータの取得を目的として行なったものである。

12~23g/cm²の積雪水量に対して、 γ 線線量率の減衰係数は0.36~0.17であった。モンテカルロ計算によると、この範囲の積雪水量に対する減衰係数は0.32~0.16で、全体としては良く一致した。しかし、積雪水量と γ 線場の分布の不均一に起因する変動も大きく、数10%程度の変動幅が見られた。

ARSASによる上空での測定結果から無雪時及び積雪時の地上線量率を推定した。主に積雪水量の不均一分布に起因する推定幅が数10%あったが、地上での実測値と良く一致した。地形が平坦で、積雪水量及び γ 線場の分布が均一に近づくほど推定幅は小さくなり、一致の程度も向上するものと考えられる。

Diminution of Terrestrial Gamma Ray Exposure Rate
due to Snow Cover

- Ground Survey and Aerial Survey -

Toshi NAGAOKA, Ryuichi SAKAMOTO
Kimiaki SAITO, Masahiro TSUTSUMI
and Shigeru MORIUCHI

Department of Environmental Safety Research
Tokai Research Establishment
Japan Atomic Energy Research Institute
Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received November 26, 1991)

In order to clarify the diminution characteristics of terrestrial gamma ray exposure rate due to snow cover, measurements were performed on the ground with and without snow cover. Aerial measurement was also performed above the snow cover in order to obtain information about collective dose evaluation by means of wide and quick environmental survey. The diminution factors observed were 0.36 - 0.17 for the region of 12 - 23 g/cm² of water equivalent of the snow cover. According to a calculation by Monte Carlo method, the diminution factors for the same water equivalent range were 0.32 - 0.16. They agreed well as a whole, while the fluctuation of the factors measured were fairly large. The fluctuation is deemed to be due to the inhomogeneity in the distribution of the snow cover and the gamma ray field. The exposure rates on the ground with and without the snow cover were estimated using the aerial survey data with ARSAS (Aerial Radiological Survey and Assessment System). They agreed fairly well with that measured on the ground, while the range of the estimation was several 10%. The estimation range is expected to decrease with increasing the homogeneity of the distribution of the water equivalent and the gamma ray field.

Keywords : Diminution of Terrestrial Gamma Rays, Snow Cover, Water
Equivalent, Exposure Rate, Aerial Measurement, Aerial Survey,
ARSAS

目 次

1. 緒 言	1
2. 測 定	1
2.1 測定場所	1
2.2 測定項目及び測定方法	1
2.3 測定結果	2
3. 計 算	4
4. 考 察	5
4.1 地上での γ 線線量率及び2.61 MeVの γ 線線束密度の無雪時及び積雪時における変化	5
4.2 上空値に基づく地上線量率値の推定	6
4.3 土中水分の影響	7
4.4 不均一な積雪分布の影響	8
5. 結 論	8
参考文献	10

Contents

1. Introduction	1
2. Measurements	1
2.1 Measured Field	1
2.2 Mesured Quantities and Measurement Methods	1
2.3 Results	2
3. Calculation	4
4. Discussion	5
4.1 Difference of Gamma Ray Dose Rate and Flux Density on the Ground between when With and Without Snow Cover	5
4.2 The Dose Rate on the Ground Estimated from Measurements in the Air	6
4.3 Effect of the Soil Moisture	7
4.4 Effect of the Non-uniformity of the Snow Cover Distribution	8
5. Conclusion	8
References	10

1. 緒言

U-系列、Th-系列及び ^{40}K を主要な線源とする地殻 γ 線は、自然環境 γ 線による外部被曝線量に最も大きく寄与する。地殻 γ 線に基づく地上での放射線場の大気の状態などによる変動は通常極めて小さいが、地表面全体を覆うような積雪や溜水がある場合にはそれらによる遮蔽効果のために線量率が下がる。とくに積雪による地殻 γ 線の減衰については、年間の3分の1以上の期間を積雪の中で暮らす地方もあることから、高精度かつ現実的な集団線量評価のために正しい知識が必要となる。また、積雪地帯に立地する原子力施設周辺におけるモニタリングデータを評価する上でも、積雪による地殻 γ 線の減衰効果に関する知識が不可欠である。

我々は、環境放射線の変動特性解析の一環として積雪による地殻 γ 線の減衰効果を明らかにするため、積雪地帯において積雪時及び無雪時における2回の実測調査を行った。主な測定項目は①調査区域内の地上1 mでの γ 線線量率分布（無雪時及び積雪時）、②広域を迅速にサーベイする目的で開発された航空機 γ 線サーベイシステム ARSAS (Aerial Radiological Survey and Assessment System)¹⁻⁴⁾による上空100、150、及び200 mでの γ 線波高分布（積雪時のみ）、③積雪量（積雪深、密度）である。

また、モンテカルロ法により、土-雪-空気 3層系での γ 線挙動計算を行い、その結果を用いて実測データを解析した。

2. 測定

2.1 測定場所

測定は滋賀県北部の緩斜面上において行われた。積雪による地殻 γ 線線量率の減衰効果を評価する観点からは、平坦地上に均一に積雪した場所で測定を行なうことが基礎的データを取得する上で理想的であることは言うまでもないが、測定を行なった昭和62年2月頃は全国的に積雪が少なく、理想的条件を満たす場所を得ることができなかったためこのような場所を選定した。測定場所の概略を第1図に示す。また、後述する地上歩行測定及び上空からの測定コース並びに便宜上設けた地点名(L₀、L₁、・・・)も併せて示す。標高は約600 mで、南北約800 m、東西約400 mの区域内を測定対象とした。

2.2 測定項目及び測定方法

測定は地上（無雪時及び積雪時）及び上空（ヘリコプタ；積雪時のみ）において行った。

地上においては、無雪時、積雪時ともに3" (7.5 cm) ϕ 球形NaI(Tl)シンチレーション検出器とDBM型可搬線量測定器⁵⁾を携帯して、測定区域内を歩行しながら線量率及び3 MeV以上の宇宙線計数率を連続的に測定し、1分毎にマイクロカセットテープに記録

1. 緒言

U-系列、Th-系列及び ^{40}K を主要な線源とする地殻 γ 線は、自然環境 γ 線による外部被曝線量に最も大きく寄与する。地殻 γ 線に基づく地上での放射線場の大気の状態などによる変動は通常極めて小さいが、地表面全体を覆うような積雪や溜水がある場合にはそれらによる遮蔽効果のために線量率が下がる。とくに積雪による地殻 γ 線の減衰については、年間の3分の1以上の期間を積雪の中で暮らす地方もあることから、高精度かつ現実的な集団線量評価のために正しい知識が必要となる。また、積雪地帯に立地する原子力施設周辺におけるモニタリングデータを評価する上でも、積雪による地殻 γ 線の減衰効果に関する知識が不可欠である。

我々は、環境放射線の変動特性解析の一環として積雪による地殻 γ 線の減衰効果を明らかにするため、積雪地帯において積雪時及び無雪時における2回の実測調査を行った。主な測定項目は①調査区域内の地上1 mでの γ 線線量率分布（無雪時及び積雪時）、②広域を迅速にサーベイする目的で開発された航空機 γ 線サーベイシステム ARSAS (Aerial Radiological Survey and Assessment System)¹⁻⁴⁾による上空100、150、及び200 mでの γ 線波高分布（積雪時のみ）、③積雪量（積雪深、密度）である。

また、モンテカルロ法により、土-雪-空気 3層系での γ 線挙動計算を行い、その結果を用いて実測データを解析した。

2. 測定

2.1 測定場所

測定は滋賀県北部の緩斜面上において行われた。積雪による地殻 γ 線線量率の減衰効果を評価する観点からは、平坦地上に均一に積雪した場所で測定を行なうことが基礎的データを取得する上で理想的であることは言うまでもないが、測定を行なった昭和62年2月頃は全国的に積雪が少なく、理想的条件を満たす場所を得ることができなかったためこのような場所を選定した。測定場所の概略を第1図に示す。また、後述する地上歩行測定及び上空からの測定コース並びに便宜上設けた地点名(L₀, L₁, ...)も併せて示す。標高は約600 mで、南北約800 m、東西約400 mの区域内を測定対象とした。

2.2 測定項目及び測定方法

測定は地上（無雪時及び積雪時）及び上空（ヘリコプタ；積雪時のみ）において行った。

地上においては、無雪時、積雪時ともに3" (7.5 cm) ϕ 球形NaI(Tl)シンチレーション検出器とDBM型可搬線量測定器⁵⁾を携帯して、測定区域内を歩行しながら線量率及び3 MeV以上の宇宙線計数率を連続的に測定し、1分毎にマイクロカセットテープに記録

した。また、3"φ球形NaI(Tl)シンチレーション検出器と可搬多重波高分析器を用いて、測定区域内の数点においてγ線波高分布を測定した。測定されたγ線波高分布は、スペクトル-線量変換演算法^{6,7,8)}により照射線量率に変換するとともに、²³²Th系列)の放出する2.61 MeVのγ線直接線成分(以下「2.61 MeVのγ線」と略記)による線束密度の評価に用いた。さらに、ダストサンプラを用いて空气中塵埃をフィルタ上に捕集し、SSD(表面障壁型シリコン検出器)により空气中Rn娘核種濃度を測定した(積雪時のみ)。一方、測定区域内の積雪分布を評価するため、17地点において測深棒を用いて積雪深(cm)を測定した。この内7地点についてはスノーサンプラを用いて雪の密度を測定した。積雪量の測定方法については、文献9を参考にした。

上空においては、ヘリコプタに搭載した航空機γ線サーベイシステム ARSASにより、5"φx4"円筒形及び4"x16"x16"直方体NaI(Tl)シンチレーション検出器(以下「DET-1024」と略記)を用いて1秒間隔でのγ線波高分布を連続測定・記録した。飛行の基準とした高度(以下「基準高度」と略記)は対地100、150、200 mの3高度とした。測定されたγ線波高分布は、地上測定と同様に線量率及び2.61 MeVのγ線による線束密度の評価に用いられた。

2.3 測定結果

2.3.1 地上における地殻γ線線量率分布

DBM型線量測定器及び波高分析器による測定から得られた無雪時及び積雪時の線量率分布を第2図に示す。

よく知られているように、通常NaI(Tl)シンチレーション検出器の応答には検出器に入射するγ線によるもの以外に、検出器系に微量含まれる放射性核種(主に⁴⁰K)による自己汚染や宇宙線によるものが含まれる。今回の測定は地殻γ線を主要な対象としているので、後二者は妨害成分となる。ここでは、⁴⁰Kによる自己汚染分については検出器個々について実測した値(今回用いた検出器では $0.03\sim 0.05\ \mu\text{R}/\text{h}=0.3\sim 0.4\ \text{nGy}/\text{h}$ 相当)を、また宇宙線寄与分は3 MeV以下の領域で $0.23\ \mu\text{R}/\text{h}=2\ \text{nGy}/\text{h}$ 相当¹⁰⁾としてそれぞれ差引いた。また外部から入射するγ線成分のうち、空气中Rn娘核種からの寄与分については後述2.3.4に基づいて $0.1\ \mu\text{R}/\text{h}=0.9\ \text{nGy}/\text{h}$ として差引いた。なお、検出器及び測定器を携帯して歩行測定する場合には、地殻γ線が人体や測定器等による遮蔽を受け実際より低い値を示す。これについては、数地点において遮蔽物が無い状態及び歩行測定状態での両者の測定値を比較し、実験的に今回の歩行測定状態での遮蔽効果を評価し、補正を行った(約3%)。以下とくに断らない限り、「線量率」は宇宙線寄与分、⁴⁰Kによる自己汚染分、及び空气中Rn娘核種寄与分を除いた地殻γ線成分のみによるものを指すこととする。

2.3.2 上空におけるγ線線量率分布

航空機γ線サーベイシステム ARSASによる測定(積雪時)から得られた線量率分布を第3図に示す。飛行測定においては、対地飛行高度が変動し(今回は基準高度±約20 m)、それに伴う線量率の変動が生ずる。ここでは、実際の飛行高度での測定値を基準高度

(100、150、200 m)での値に補正するため、3章に示すモンテカルロ計算から求められた各高度別の γ 線の減衰係数を用いた。その際地上の積雪水量により減衰係数が若干異なるが、例えば高度150 mでの測定値を高度100 mでの値に補正する場合の補正係数は、積雪水量が 10 g/cm^2 のとき1.40、 40 g/cm^2 のとき1.34と4~5%程度の差でしかない。実際の補正高度は、最大でも30 mで、積雪水量の違いによる高度補正係数の差はせいぜい2~3%である。そこでここでは、平均的な積雪水量の値 20 g/cm^2 を用いて補正を行なった。

高度が上がるほど空気による減衰が大きくなるため線量率は低くなる。一方、上空からの測定はより広い面積を見るため、局所的な変動が平滑化される。第2図と第3図を比較するとその局所的変動の程度の差異が明らかである。

2.3.3 ^{208}Tl から放出される2.61 MeVの γ 線による線束密度

2.61 MeVの γ 線は、 ^{40}K からの γ 線(1.46 MeV)やRn娘核種からの γ 線(最高2.45 MeV)よりもエネルギーが高いため ^{40}K による自己汚染や空气中Rn娘核種の妨害に会わず、地殻 γ 線の強度の指標として好都合である。

地上における2.61 MeVの γ 線線束密度は、波高分析器を用いて測定した γ 線波高分布を、ストリップ法により入射エネルギースペクトルに変換して得た。上空における2.61 MeVの γ 線線束密度は、ARSASにより測定した γ 線波高分布に現われた全吸収ピークと検出器の検出効率とから求めた。この全吸収ピークには宇宙線成分も含まれている。そのため、周辺の地殻からの γ 線の入射が無視できる琵琶湖中央上空約500 mでの波高分布、即ち、2.61 MeVの全吸収ピークの領域に宇宙線による計数だけしか存在しない波高分布を測定し、これから2.61 MeVの全吸収ピーク領域の宇宙線計数率を評価し差引いた。測定結果を第1表に示す。併せて、3章で定義する減衰係数も示す。

2.3.4 空气中Rn娘核種の濃度

空气中Rn娘核種濃度の測定は、測定当日に3回行った。放射平衡を仮定して求めた濃度(3測定の平均値)は、 $0.0464 \text{ pCi/l} = 1.72 \text{ Bq/m}^3$ であった。Beck¹¹⁾によると、空气中Rn娘核種による線量率寄与は、大気状態が weak mixing ないし normal turbulence の場合、高度1 mで $1.5 \sim 2 (\mu\text{R/h}) / (\text{pCi/l}) = 0.35 \sim 0.47 (\mu\text{R/h}) / (\text{Bq/m}^3)$ 、高度100 mで $2 \sim 3 (\mu\text{R/h}) / (\text{pCi/l}) = 0.5 \sim 0.7 (\text{nGy/h}) / (\text{Bq/m}^3)$ である。これより、 $0.0464 \text{ pCi/l} = 1.72 \text{ Bq/m}^3$ の濃度は、地上で約 $0.1 \mu\text{R/h} = 0.9 \text{ nGy/h}$ 、上空で $0.1 \sim 0.15 \mu\text{R/h} = 0.9 \sim 1.3 \text{ nGy/h}$ 程度の線量率寄与に相当する。一方、琵琶湖中央上空で測定した γ 線波高分布から宇宙線寄与分、空气中Rn娘核種の寄与分を含む線量率を求めたところ、5" ϕ x 4" NaI(Tl)シンチレーション検出器では $0.41 \mu\text{R/h} = 3.6 \text{ nGy/h}$ であった。5" ϕ x 4" NaI(Tl)シンチレーション検出器の宇宙線寄与分(3MeV以下)を参考文献10の宇宙線高度分布及び検出器の重量による宇宙線感度特性から見積もると、海拔高度500 mで約 $0.25 \mu\text{R/h} = 2.2 \text{ nGy/h}$ 相当であり、これに上記の方法で評価した空气中Rn娘核種寄与分 $0.1 \sim 0.15 \mu\text{R/h} = 0.9 \sim 1.3 \text{ nGy/h}$ を加えると $0.35 \sim 0.4 \mu\text{R/h} = 3.0 \sim 3.5 \text{ nGy/h}$ となり $0.41 \mu\text{R/h} = 3.6 \text{ nGy/h}$ とよく一致した。従って上述の空气中Rn娘核種の寄与分推定値は妥当なものと考えられる。

2.3.5 積雪量の分布

地殻 γ 線は、地面を覆う雪の深さ(積雪深; cm)と密度(g/cm^3)との積、即ち雪の単位面積あたりの積雪重量に応じて減衰する。これは積雪量を水の重量に換算したものに相当し、「積雪水量(Water Equivalent; WE)」と呼ばれる。

今回の測定場所は、17ヵ所の測定地点の中だけでも積雪深が16~108 cm、密度が0.29~0.49 g/cm^3 と局所的な変動が大きく、単純に平均値で全体を表現することはできない。そのため、測定区域を8($L_0-L_1, L_1-L_2, L_2-L_3, L_5-L_6, L_6-L_7, L_7-L_8, L_0-L_5, L_3-L_8$)の小区域に分け(第1図参照)、それぞれの小区域毎の積雪深と比重とをその近傍の積雪深及び密度についての測定値の傾向から推定した。この際、局所的な変動を考慮するため、積雪深については ± 10 cm、密度については ± 0.05 g/cm^3 の幅を持たせることとした。この結果を第2表に示す。

3. 計算

積雪による地殻 γ 線の減衰に関する計算は、古くは Sievert and Hultqvist¹²⁾、最近では藤元¹³⁾の報告例がある。我々は、既に開発済みの土-空気の2層系での地殻 γ 線の挙動のモンテカルロ計算コード¹⁴⁾を改良して、土-雪-空気の3層系での地殻 γ 線の挙動計算を行った。ここで、土の組成は $\text{SiO}_2(60\%), \text{Al}_2\text{O}_3(30\%), \text{Fe}_2\text{O}_3(10\%)$ 、比重は1.5、水分の重量比は0%とした。空気の密度は0.0012 g/cm^3 とした。また、雪はその積雪水量に相当する水に置き換えられた。土壌中の核種濃度(Bq/g)比は、U-系列: Th-系列: $^{40}\text{K} = 1 : 2 : 20$ とした。この比は経験的に普通の環境中でのほぼ平均的なものであり、今回の測定場所で採取した土壌もこの程度の比であった。但し、モンテカルロ計算上では濃度比が多少変化しても地殻 γ 線の減衰傾向は殆ど変らなかった。計算は積雪水量と高度とをパラメータとし、線量率及び2.61 MeVの γ 線線束密度の減衰傾向を求めた。ここで、積雪水量 W の積雪平坦地上 H での γ 線の減衰の程度を現わす量「減衰係数」を次のように定義する。

$$\text{減衰係数 } f(W, H) = X(W, H) / X_0(0, 1) \quad (1)$$

ここで、

W : 着目地点の地上における積雪水量(g/cm^2)

H : 着目地点の高度(m)

$X(W, H)$: 着目地点の線量率または線束密度

$X_0(0, 1)$: 無雪時における地上1 mでの線量率または線束密度

減衰係数の計算結果の一部を第4図に示す。この計算結果は文献13の結果と数%以内で一致している。

2.3.5 積雪量の分布

地殻 γ 線は、地面を覆う雪の深さ（積雪深；cm）と密度（ g/cm^3 ）との積、即ち雪の単位面積あたりの積雪重量に応じて減衰する。これは積雪量を水の重量に換算したものに相当し、「積雪水量（Water Equivalent；WE）」と呼ばれる。

今回の測定場所は、17ヵ所の測定地点の中だけでも積雪深が16～108 cm、密度が0.29～0.49 g/cm^3 と局所的な変動が大きく、単純に平均値で全体を表現することはできない。そのため、測定区域を8（ $L_0-L_1, L_1-L_2, L_2-L_3, L_5-L_6, L_6-L_7, L_7-L_8, L_0-L_5, L_3-L_8$ ）の小区域に分け（第1図参照）、それぞれの小区域毎の積雪深と比重とをその近傍の積雪深及び密度についての測定値の傾向から推定した。この際、局所的な変動を考慮するため、積雪深については ± 10 cm、密度については ± 0.05 g/cm^3 の幅を持たせることとした。この結果を第2表に示す。

3. 計算

積雪による地殻 γ 線の減衰に関する計算は、古くは Sievert and Hultqvist¹²⁾、最近では藤元¹³⁾の報告例がある。我々は、既に開発済みの土-空気の2層系での地殻 γ 線の挙動のモンテカルロ計算コード¹⁴⁾を改良して、土-雪-空気の3層系での地殻 γ 線の挙動計算を行った。ここで、土の組成は SiO_2 (60%)、 Al_2O_3 (30%)、 Fe_2O_3 (10%)、比重は1.5、水分の重量比は0%とした。空気の密度は0.0012 g/cm^3 とした。また、雪はその積雪水量に相当する水に置き換えられた。土壤中の核種濃度(Bq/g)比は、U-系列：Th-系列： ^{40}K = 1：2：20とした。この比は経験的に普通の環境中でのほぼ平均的なものであり、今回の測定場所で採取した土壤もこの程度の比であった。但し、モンテカルロ計算上では濃度比が多少変化しても地殻 γ 線の減衰傾向は殆ど変らなかった。計算は積雪水量と高度とをパラメータとし、線量率及び2.61 MeVの γ 線線束密度の減衰傾向を求めた。ここで、積雪水量 W の積雪平坦地上 H での γ 線の減衰の程度を現わす量「減衰係数」を次のように定義する。

$$\text{減衰係数 } f(W, H) = X(W, H) / X_0(0, 1) \quad (1)$$

ここで、

W : 着目地点の地上における積雪水量(g/cm^2)

H : 着目地点の高度(m)

$X(W, H)$: 着目地点の線量率または線束密度

$X_0(0, 1)$: 無雪時における地上1 mでの線量率または線束密度

減衰係数の計算結果の一部を第4図に示す。この計算結果は文献13の結果と数%以内で一致している。

4. 考察

4.1 地上での γ 線線量率及び2.61 MeVの γ 線線束密度の無雪時及び積雪時における変化

第2図及び第1表に示したように、 γ 線線量率及び2.61MeVの γ 線線束密度の、無雪時値と積雪時値との間には明確な差があり、積雪による地殻 γ 線の減衰が観察された。

ここで、測定値に基づいて積雪水量と減衰係数との関係を考察するため、無雪時の γ 線線量率と積雪時の γ 線線量率との相関を第5図に示す。ここでは、吹きだまりの生じやすい測定斜面端部と積雪水量分布の不均一がとくに著しかった地点付近のデータは除いた。

もし積雪水量分布が均一であれば、同一地点における無雪時の値と積雪時の値の間には比例関係が期待される。図中に示されている実線は、両者に比例関係があるとして求められた相関直線で、この傾斜は減衰係数に相当する。第5図中のデータは、何れも実線で示した相関直線に対してかなり大きな変動を示している。この主な原因は、先ず積雪水量分布の不均一であると考えられる。測定した区域は、部分的に通路確保のための除雪、雪盛り等が行なわれており、場所によっては土の露出した部分もあるなど、平坦地に均一に降り積もった雪の状態と比べるとかなり不均一の程度が強かった。第4図から分るように、積雪水量が大きくなる程減衰係数の傾斜が緩やかになる。従って、平均値より深い雪によって減衰される分よりも平均値より浅い雪によって減衰を逃れる成分の方が多い。そのため積雪分布が不均一であるほど減衰係数の変動が大きくなる。もう一つの原因として、無雪時と積雪時とで各測定位置が完全には一致していないことが挙げられる。無雪時における γ 線線量率分布が十分に均一な場所であれば多少の測定位置のずれは問題にならないが、第2図に示したように今回の測定区域は場所によりかなり大きな変動を示している。そのため測定位置のわずかなずれでも減衰係数算出の基となる無雪時値が大きく変動することがあり、結果的に第5図中の値の変動の原因となっていると考えられる。

第5図中の直線の傾斜から得られた減衰係数 f_g と第2表に示した積雪量の実測値から推定した積雪水量分布との関係を第6図に示す。また、第4図に示した高度1 mでの減衰係数 f_{ca1} も併せて示す。 γ 線線量率の実測値から得た減衰係数 f_g には比較的大きな変動幅があるものの、今回の測定区域の条件が計算に用いた理想的な条件から大きく異なっていることを考えると、計算による減衰係数 f_{ca1} とよく一致していると言えよう。

一方、この減衰係数 f_g は第4図に示された高度1 mでの減衰曲線から積雪水量に換算できる。2.3.5で実測積雪量から推定した積雪水量 W_o と、第5図の直線の傾斜(γ 線線量率の減衰係数)から推定した積雪水量 W_f との相関を第7図に示す。 W_o と W_f ともに、平均値に対して±数10%程度の開きはあるが、両者は比較的良好一致している。地殻 γ 線の減衰計算は理想的な平坦地についておこなわれたものであるが、今回のように理想的な条件から外れた地形や積雪状態についてもある程度適用し得ると言える。また、 γ 線線量率の減衰係数から積雪水量の推定が可能であることを示している。

なお、 γ 線情報を用いた積雪水量調査の方式として航空機サーベイによるものが文献

15、16に述べられている。これらの方式では無雪時及び積雪時の2回の測定を行ない、地殻 γ 線の強度を表わすエネルギーバンドの計数率の変化から積雪水量を求めている。今回我々が行なった航空機による測定は積雪時のみであったので、航空機サーベイのデータから積雪水量を推定することは行なわなかった。

次に、2.61 MeVの γ 線線束密度の減衰について考察する。地上における2.61 MeVの γ 線線束密度の測定は、 $L_1, L_2, L_3, L_6, L_7, L_8$ の6点で行った。各々の地点における2.61 MeVの γ 線線束密度の減衰係数(第1表参照)と実測積雪値から推定した積雪水量 W_0 (第2表参照)との関係を第8図に示す。また、計算による地上での減衰係数も併せて示す。第1表に示したように、2.61 MeVの γ 線線束密度についても無雪時値と積雪時値との間に明確な差、即ち γ 線の減衰が見られた。しかし、2.61 MeVの γ 線線束密度の減衰係数の実測値(第1表参照)と、その場所の積雪水量 W_0 (第2表参照)から計算した減衰係数(第3図)との一致は良くなかった。これは計算上の問題より、むしろ積雪分布の不均一、 γ 線場の不均一という γ 線線量率の減衰係数と共通の問題点に加え、測定に用いた3" ϕ 球形NaI(Tl)シンチレーション検出器の2.61 MeVの γ 線に対するピーク効率が低く(約10%)、従って線束密度の評価に用いた全吸収ピークの計数率が低く(積雪時は10 cpm前後、無雪時は数10 cpm)、とくに積雪時において十分な統計精度が得られなかったためと考えられる。2.61 MeVの γ 線線束密度を用いた γ 線の減衰の評価は、 ^{40}K による自己汚染や空气中Rn娘核種からの影響を避けられるという利点があるが、一方上述の問題点もあり、測定条件に応じて適用の可否を判断する必要がある。

4.2 上空値に基づく地上線量率値の推定

積雪時の上空サーベイデータから地上における線量率(積雪時及び無雪時)を推定し、実測地上値と比較する。

上空サーベイデータは、2.3.2に述べたように基準高度(100、150、200 m)での値に補正されている。この値を積雪時地上値に換算するには、基準高度と地上における線量率の比を用いた。この比はモンテカルロ計算(3章)から得た。この比は、厳密には積雪水量の関数であるが、実際には殆ど変化せず(高度100 m、積雪水量10~40 g/cm²で0.51~0.54)、ここでは平均的な積雪水量の値20 g/cm²を用いた。

無雪時地上値については(1)式に従い、上で推定した積雪時地上値を、モンテカルロ計算から得た減衰係数で除して求めた。この場合には積雪水量が主要な因子であり、第2表に示した実測積雪値に基づく値を用いた。

4.2.1 積雪時地上値の推定

第3表に上空値から推定した積雪時地上値と、実測積雪時地上値を示す。上空値は、DET-1024による値であるが、5" ϕ x 4"の検出器による値もほぼ一致しており、最大でも5%程度の差である。

上空値からの推定地上値は、 D_1 - D_2 コースで高度200 mの場合を除いて、 U_1 - U_2 、 D_1 - D_2 コースともに1.2~1.4 $\mu\text{R}/\text{h}$ = 10~12 nGy/hの範囲に入っている。推定値と実測値とは、平均で約20~30%の差があるが、実測値の変動幅が大きいことに示される γ 線線量率分

布の不均一、積雪状態の不均一など、理想的条件から外れていたことを考えると良く一致している。これらの不均一さが小さくなるほど両者の一致の程度は高くなるであろう。

D_1 - D_2 コースの高度200 mを除くと高度による推定地上値の違いは小さい。高度が低いほど計数率は上がり統計精度上好ましいが、一方、より狭い範囲を測定することになるため、地上線量率の不均一さを拾うことになり変動幅は大きくなる。実際の広域サーベイでは、計数率と変動幅の兼ね合いで高度を決める必要があるが、今回の実験では100 mに比べて150 mでは上空線量率は大差ないが、変動幅が2分の1程度になっていることから飛行高度としては150 mの方が適している。

D_1 - D_2 コースに比べて、 U_1 - U_2 コースの方が高度による減衰が大きい。 U_1 - U_2 コースは頂上に近く（頂上の数10 m下部）、高度を上げるほど頂上の裏側斜面を見る割合が増す。ヘリコプタ側から見ると、裏側斜面は凹んでいることになり、線源としての土壌が遠ざかることに相当する。即ち、高度上昇に伴う線量率の減衰が平坦地よりも大きくなり、このような現象を示すものと考えられる。一方、 D_1 - D_2 コースはゆるやかな谷状の下部であり、同高度の平坦地よりも眺める地表面積が大きくなり、その分線量率は高くなる。推定地上値が実測地上値に比べて U_1 - U_2 コースでは低く、 D_1 - D_2 コースでは高くなる傾向を示すのもこのような理由であろう。

4.2.2 無雪時地上値の推定

4.2.1で推定した積雪時地上値と実測に基づいて見積もった積雪水量（第2表参照）とを基に推定した無雪時地上値と、実測無雪時地上値との相関を第9図に示す。第9図には高度150 mでの値から推定したものを示したが、高度100 m及び200 mでの値を用いて推定したのも殆ど同様の相関を示す。

実測地上値が $4\sim 9\ \mu\text{R}/\text{h} = 35\sim 80\ \text{nGy}/\text{h}$ であるのに対して、推定地上値は $2\sim 9\ \mu\text{R}/\text{h} = 20\sim 80\ \text{nGy}/\text{h}$ であった。推定値の方が幅が大きいのは積雪水量の幅が大きいからである。しかし、実測地上値との相関は1対1を示す図中の直線の近傍に分布している。これも γ 線線量率分布、積雪分布が均一になり、地形が平坦になるほど1対1の関係に近づくことが期待できる。

4.3 土中水分の影響

地殻 γ 線は、積雪とともに土中水分によっても減衰を受ける。3章のモンテカルロ計算では土中水分（土壌中の水分重量割合）を0%として計算しているため、土中水分の影響についても考察しておく必要がある。

高田ら¹⁷⁾によると、土中水分が0%、20%、50%のとき、相対地上 γ 線線量率は1.0, 0.75, 0.45となる。一方今回の測定区域における積雪下の表層土壌の水分は約20~30%であり、水分が0%のときに対する減衰係数は約0.7程度と見積もられる。これは積雪水量にして約 $4\text{g}/\text{cm}^2$ に相当する。乾燥土壌の上に積雪があると仮定して γ 線線量率の減衰係数から積雪水量を推定する場合にはこの程度の過大評価となるが、無雪時の土壌でも10%程度の水分を含むため、実際には $2\sim 3\text{g}/\text{cm}^2$ 程度の過大評価となろう。また、土中水分の起源の大半は融雪水なので、土中水分も融雪の一形態であり、推定し

た積雪水量はこれを含めていると考えることもできる。

4.4 不均一な積雪分布の影響

上述したように今回測定した場所の積雪分布は不均一であり、解析上の検討課題となった。本節では、積雪の不均一分布が γ 線の減衰に与える影響について考察する。

ある場所での積雪水量の分布がGauss分布に従っていると仮定し、その平均値及び標準偏差をそれぞれ WE_{av} , σ g/cm^2 とする。このような場所での平均的な減衰係数 f_G を次式によって計算した。

$$f_G(WE_{av}, \sigma, H) = \int_0^{\infty} P(WE_{av}, x) \cdot f(H, x) dx \quad (2)$$

ここで、 H : 着目地点の高度(m)

$$P = \exp[-(x - WE_{av})^2 / 2\sigma^2] / \sqrt{2\pi}\sigma$$

x : 積雪水量 (g/cm^2)

$f(x)$: 均一な積雪分布に対する減衰係数

(3章で計算したもの; 第4図参照)

$WE_{av} = 10, 20, 30, 50$ g/cm^2 について、標準偏差 σ をその0～40%とした場合の線量率減衰係数の変化を第10図に示す。高度 H は1mとした。図から分るように、平均積雪水量が等しくても、標準偏差の違いによって平均減衰係数は異なり、標準偏差が大きい程減衰係数 f_G は大きくなる傾向を示した。このことは、第4図を用いて減衰係数から積雪水量を推定する場合には、積雪水量を過小評価することに相当する。この傾向は平均積雪水量が大きい程強い。これは、積雪水量が大きくなるにつれて減衰係数の傾斜が緩やかになるためである。言い換えれば、平均値より深い分によって減衰される成分よりも、平均値より浅い分によって減衰を逃れる成分の方が多いことを示している。従って、積雪分布の不均一が大きい場合に平均的な積雪水量から地殻 γ 線の減衰を評価するには、積雪の不均一の程度に応じた補正を行なう必要がある。しかし乍ら、実際の積雪分布は地形、土地利用、気温変化などによって一般に非常に複雑であり、これを定量的に扱うには今後さらに詳細な検討が必要である。

5. 結論

積雪による地殻 γ 線の減衰を無雪時及び積雪時における2回の測定結果をもとに解析した。12～23 g/cm^2 の積雪水量に対して、 γ 線線量率の減衰係数は0.36～0.17で、積雪水量分布及び γ 線場の不均一に起因する数10%程度の変動幅があったものの、モンテカルロ計算結果(0.32～0.16)と全体的にはよく一致した。しかし、積雪水量及び γ 線場の不均一のため詳細部分では数10%程度の不一致が見られた。

また、航空機 γ 線サーベイシステム ARSAS による上空値から地上値(無雪時及び積雪時)を推定したところ、これも数10%程度の推定幅はあるが、実測値とよく一致した。

た積雪水量はこれを含めていると考えることもできる。

4.4 不均一な積雪分布の影響

上述したように今回測定した場所の積雪分布は不均一であり、解析上の検討課題となった。本節では、積雪の不均一分布が γ 線の減衰に与える影響について考察する。

ある場所での積雪水量の分布がGauss分布に従っていると仮定し、その平均値及び標準偏差をそれぞれ WE_{av} , σ g/cm^2 とする。このような場所での平均的な減衰係数 f_G を次式によって計算した。

$$f_G(WE_{av}, \sigma, H) = \int_0^{\infty} P(WE_{av}, x) \cdot f(H, x) dx \quad (2)$$

ここで、 H : 着目地点の高度(m)

$$P = \exp[-(x - WE_{av})^2 / 2\sigma^2] / \sqrt{2\pi}\sigma$$

x : 積雪水量 (g/cm^2)

$f(x)$: 均一な積雪分布に対する減衰係数

(3章で計算したもの; 第4図参照)

$WE_{av} = 10, 20, 30, 50$ g/cm^2 について、標準偏差 σ をその0~40%とした場合の線量率減衰係数の変化を第10図に示す。高度 H は1mとした。図から分るように、平均積雪水量が等しくても、標準偏差の違いによって平均減衰係数は異なり、標準偏差が大きい程減衰係数 f_G は大きくなる傾向を示した。このことは、第4図を用いて減衰係数から積雪水量を推定する場合には、積雪水量を過小評価することに相当する。この傾向は平均積雪水量が大きい程強い。これは、積雪水量が大きくなるにつれて減衰係数の傾斜が緩やかになるためである。言い換えれば、平均値より深い分によって減衰される成分よりも、平均値より浅い分によって減衰を逃れる成分の方が多いことを示している。従って、積雪分布の不均一が大きい場合に平均的な積雪水量から地殻 γ 線の減衰を評価するには、積雪の不均一の程度に応じた補正を行なう必要がある。しかし乍ら、実際の積雪分布は地形、土地利用、気温変化などによって一般に非常に複雑であり、これを定量的に扱うには今後さらに詳細な検討が必要である。

5. 結論

積雪による地殻 γ 線の減衰を無雪時及び積雪時における2回の測定結果をもとに解析した。12~23 g/cm^2 の積雪水量に対して、 γ 線線量率の減衰係数は0.36~0.17で、積雪水量分布及び γ 線場の不均一に起因する数10%程度の変動幅があったものの、モンテカルロ計算結果(0.32~0.16)と全体的にはよく一致した。しかし、積雪水量及び γ 線場の不均一のため詳細部分では数10%程度の不一致が見られた。

また、航空機 γ 線サーベイシステム ARSAS による上空値から地上値(無雪時及び積雪時)を推定したところ、これも数10%程度の推定幅はあるが、実測値とよく一致した。

地形が平坦で、積雪水量分布及び γ 線場が均一に近づくほど推定幅は小さくなり、一致の程度も向上すると考えられる。

今回の実験は理想的な条件からかなり外れた場所で行なわれたため、計算結果との比較は不十分であったが、今後、より平坦かつ積雪状態の均一な場所での実験を行なう計画を進めており、さらに詳細・精密なデータを得ることができよう。

参考文献

- 1) 堤正博、斎藤公明、坂本隆一、長岡鋭、森内茂；航空機ガンマ線サーベイシステムの開発・I- γ 線及び位置計測機器とデータ処理法、JAERI M 84-003 (1984)
- 2) 坂本隆一、斎藤公明、堤正博、長岡鋭、森内茂；航空機ガンマ線サーベイシステムの開発・II-バックグラウンド放射線の基礎特性調査、JAERI M 86-020 (1986)
- 3) 長岡鋭、坂本隆一、斎藤公明、堤正博、宮坂聡、森内茂；航空機ガンマ線サーベイシステムの開発・III-人工放射線場における測定実験の解析、JAERI M 84-241 (1984)
- 4) 斎藤公明、長岡鋭、坂本隆一、堤正博、森内茂；航空機ガンマ線サーベイシステムの開発・IV-野外実験のシミュレーション計算と環境 γ 線特性基礎データの蓄積、JAERI M 85-004 (1985)
- 5) S. Moriuchi and I. Miyanaga, A Method of Pulse Height Weighting Using the Discrimination Bias Modulation., Health Phys., 12, 1481-1487 (1966)
- 6) S. Moriuchi and I. Miyanaga; A Spectrometric Method for Measurement of Low-Level Gamma Dose., Health Phys., 12, 541-551 (1966)
- 7) 森内茂；スペクトル-線量変換演算子による線量評価とその演算子の決定、JAERI 1209 (1971)
- 8) 森内茂；スペクトル荷重関数方式による環境 γ 線線量測定器に関する研究、JAERI M 7066 (1977)
- 9) 清水弘；積雪観測法、日本雪氷学会誌、4、5-28 (1970)
- 10) 長岡鋭、森内茂；NaI(Tl)シンチレーション検出器の宇宙線に対する応答特性の解析、JAERI M 85-058 (1985)
- 11) H. L. Beck; Gamma Radiation from Radon Daughters in the Atmosphere., J. of Geophys. Res., 79, 2215-2221 (1974)
- 12) R. M. Sievert and B. Hultqvist; Variations in Natural Gamma Radiation in Sweden., Acta Radiol, 37, 388-398 (1952)
- 13) 藤元憲三；大地からの γ 線に対する雪の遮蔽効果；保健物理、21, 3-8 (1986)
- 14) K. Saito and S. Moriuchi; Development of a Monte Carlo Code for the Calculation of Gamma Ray Transport in the Natural Environment., Radiat. Prot. Dosim., 12, 21-28 (1985)
- 15) A. E. Fritzsche; The Development of an Airborne Gamma Radiation System for Snow Surveys., EG&G Technical Report No. EGG-1183-1679 (1979)
- 16) M. V. Nikiforov, N. N. Pegoev and A. N. Stroganov ; Aerial Gamma Survey of Snow Cover and Soil Moisture., Remote sensing and soil moisture by nuclear means., Voss, Norway, 23-27, Apr. 1979
- 17) 高田和正、斎藤公明、森内茂；環境パラメータによるガンマ線場変動の考察、JAERI-M 84-101 (1984)

Table 1 Distribution of flux density due to gamma ray of 2.61 MeV.
on the ground (with 3" ϕ sph. NaI(Tl))

point	flux density (1/cm ² .sec)		
	on the bare ground	on the snow cover	diminution factor
L ₁	0.082 ± 0.005	0.035 ± 0.003	0.42 ± 0.05
L ₂	0.16 ± 0.007	0.045 ± 0.004	0.28 ± 0.03
<u>L₃</u>	<u>0.20 ± 0.008</u>	<u>0.030 ± 0.003</u>	<u>0.16 ± 0.02</u>
av.	0.15 ± 0.004	0.037 ± 0.002	0.25 ± 0.02
L ₆	0.17 ± 0.007	0.019 ± 0.002	0.12 ± 0.02
L ₇	0.16 ± 0.007	0.022 ± 0.003	0.14 ± 0.02
<u>L₈</u>	<u>0.15 ± 0.007</u>	<u>0.022 ± 0.003</u>	<u>0.14 ± 0.02</u>
av.	0.16 ± 0.004	0.021 ± 0.002	0.13 ± 0.01

in the sky (with DET-1024)

flight course	altitude	flux density (1/cm ² .sec)	
		on the bare ground	on the snow cover
U ₁ -U ₂	100 m	-----	0.014 ± 0.001
	150 m	-----	0.010 ± 0.001
	200 m	-----	0.007 ± 0.001
D ₁ -D ₂	100 m	-----	0.015 ± 0.001
	150 m	-----	0.012 ± 0.001
	200 m	-----	0.009 ± 0.001

Table 2 Distribution of water equivalent (WE) of the snow cover in the field, estimated based on snow sampling.

point	depth(cm)	density(g/cm ³)	WE(g/cm ²)
L0-L1	50 ± 10	0.4 ± 0.05	20 ± 4.7
L1-L2	50	0.45	22.5 ± 5.2
L2-L3	35	0.45	15.8 ± 4.8
L5-L6	35	0.35	12.3 ± 3.9
L6-L7	50	0.45	22.5 ± 5.2
L7-L8	40	0.45	18 ± 4.9
L0-L5	50	0.35	17.5 ± 4.3
L3-L8	40	0.45	18 ± 4.9

Table 3 Measured and estimated dose rates (or exposure rates) at 1 m on the snow cover. WE of the snow cover is assumed to be $20\text{g}/\text{cm}^2$.

<u>flight course</u>	<u>altitude</u>	<u>dose rate (nGy/h)</u>		
		<u>in the sky</u>	<u>on the ground</u>	
			<u>estimated</u>	<u>measured</u>
U1-U2	100 m	6.4 ± 1.0	12.1 ± 1.9	16.1 ± 6.3
	150 m	4.1 ± 0.5	10.8 ± 1.3	min= 7.8
	200 m	3.0 ± 0.4	10.5 ± 1.4	max=28.7
D1-D2	100 m	5.7 ± 1.0	10.9 ± 2.1	9.7 ± 3.8
	150 m	4.4 ± 0.3	11.5 ± 0.9	min= 5.2
	200 m	4.1 ± 0.4	14.7 ± 1.4	max=21.8

<u>flight course</u>	<u>altitude</u>	<u>exposure rate ($\mu\text{R}/\text{h}$)</u>		
		<u>in the sky</u>	<u>on the ground</u>	
			<u>estimated</u>	<u>measured</u>
U1-U2	100 m	0.73 ± 0.12	1.39 ± 0.22	1.85 ± 0.72
	150 m	0.47 ± 0.06	1.24 ± 0.15	min=0.9
	200 m	0.34 ± 0.05	1.21 ± 0.16	max=3.3
D1-D2	100 m	0.65 ± 0.12	1.25 ± 0.24	1.11 ± 0.44
	150 m	0.50 ± 0.04	1.32 ± 0.10	min=0.6
	200 m	0.47 ± 0.05	1.69 ± 0.16	max=2.5

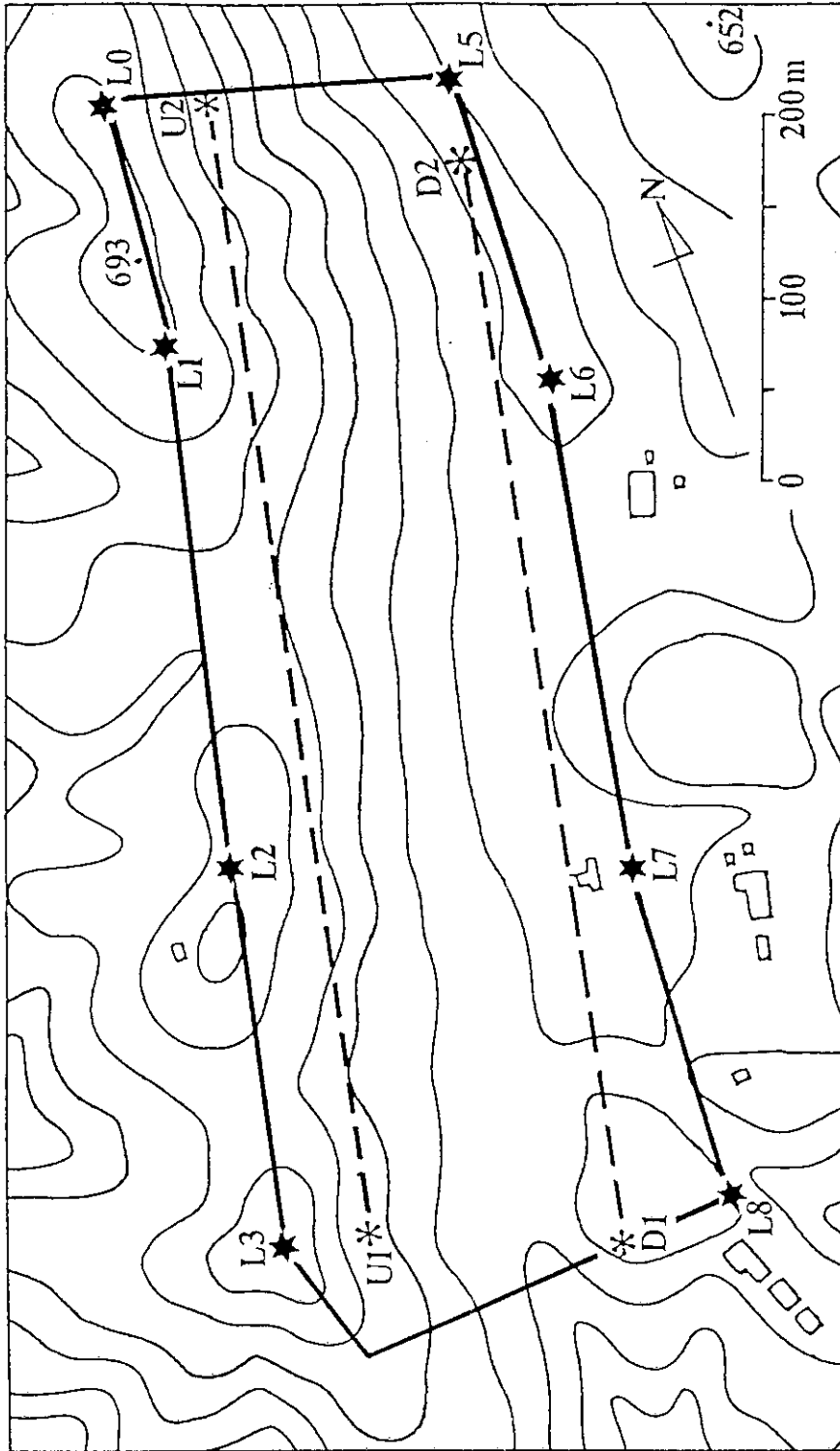


Fig. 1 Outline of the field measured.
 Interval of each contour is 10 m. Symbols, straight lines and dashed lines stand for expedient name of the points, course measured on foot and that by a helicopter, respectively.

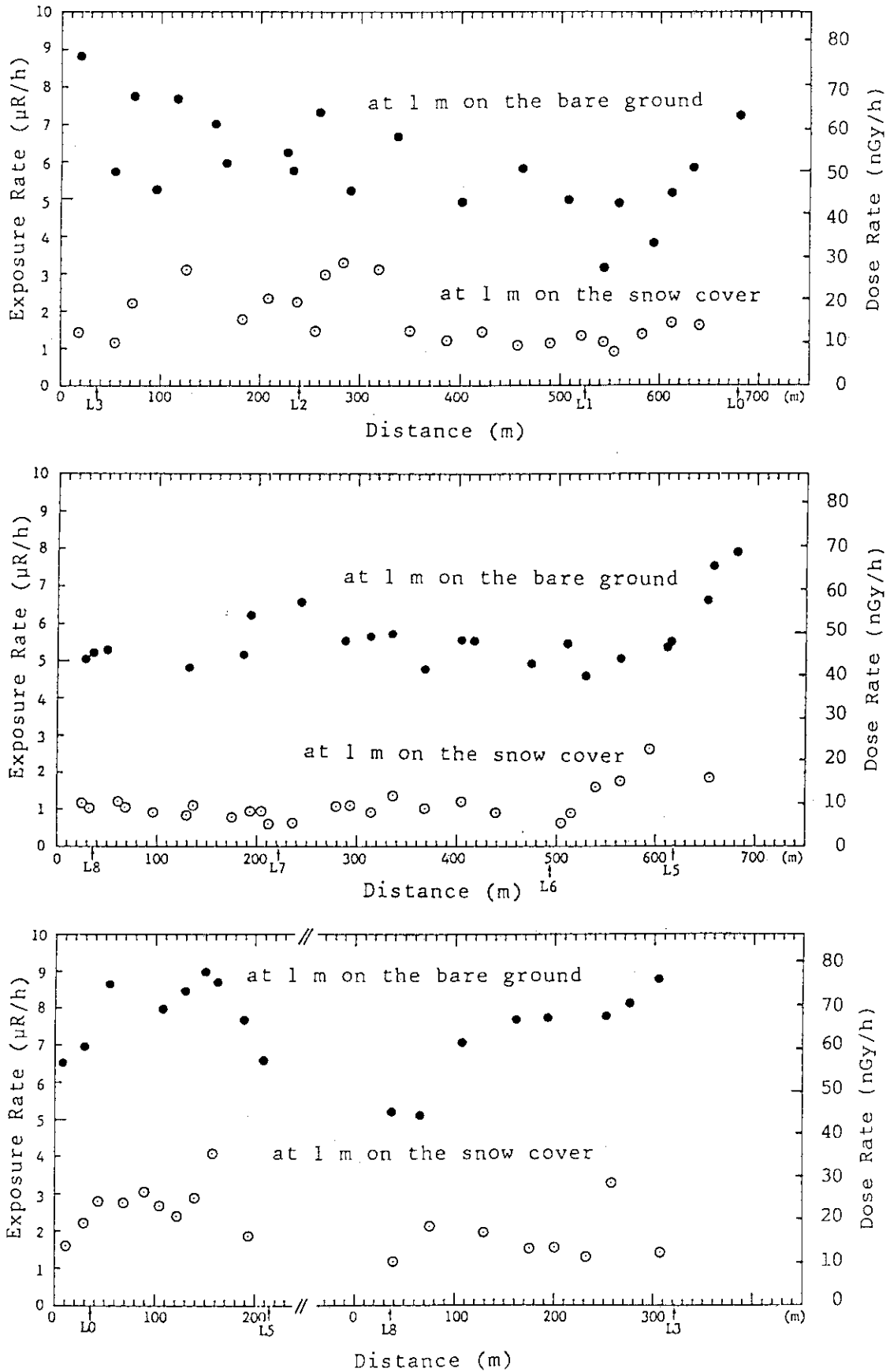


Fig. 2 Distribution of exposure rate due to terrestrial gamma ray, at 1 m on the ground.

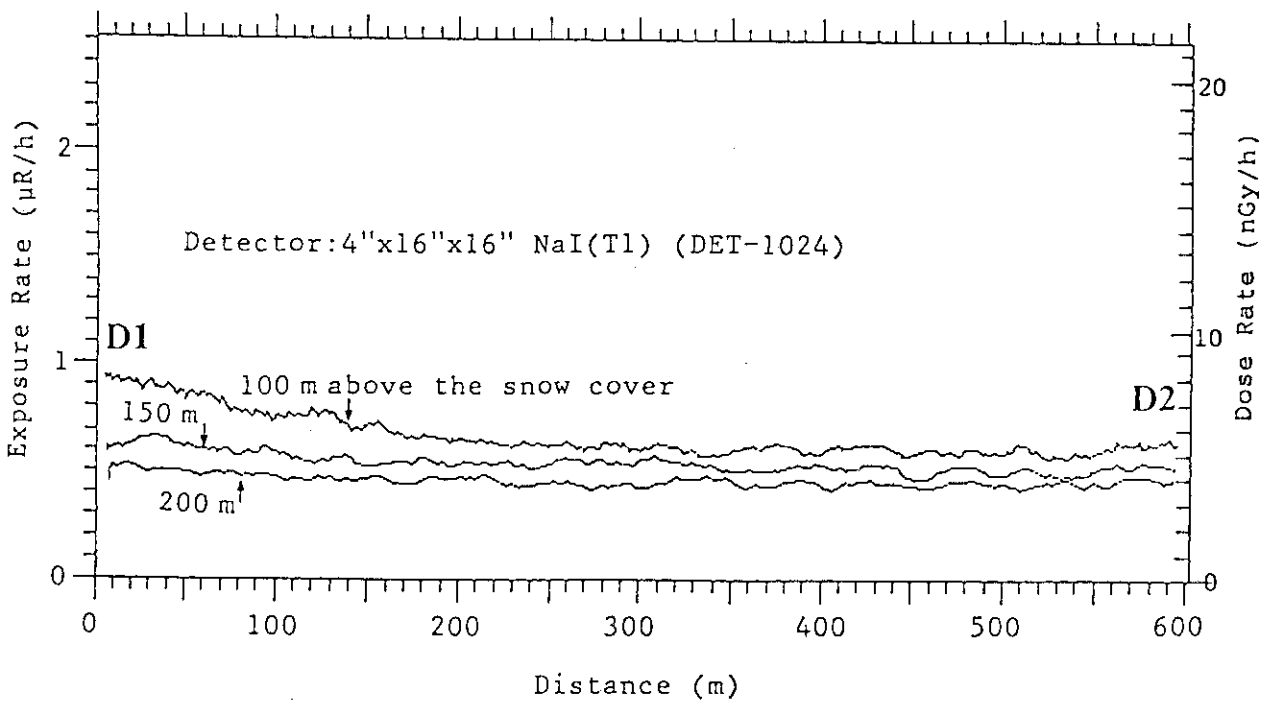
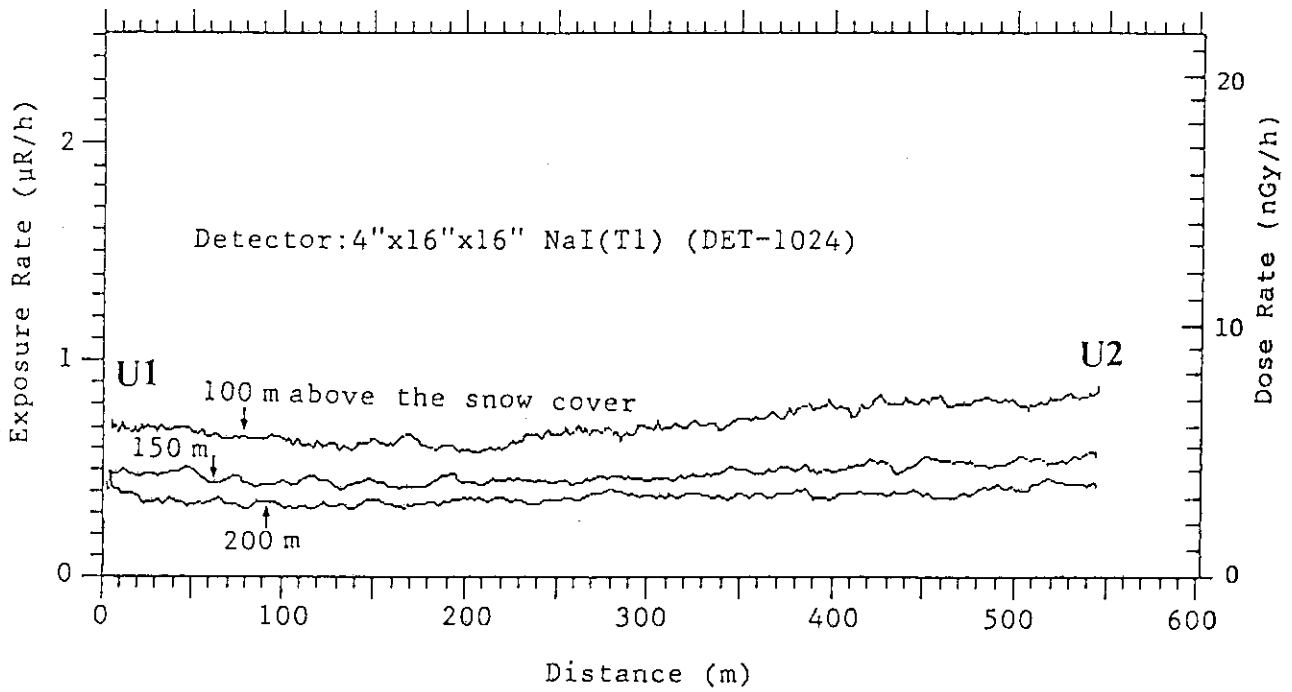


Fig. 3 Distribution of exposure rate due to terrestrial gamma ray, at altitudes of 100, 150 and 200 m above the snow cover.

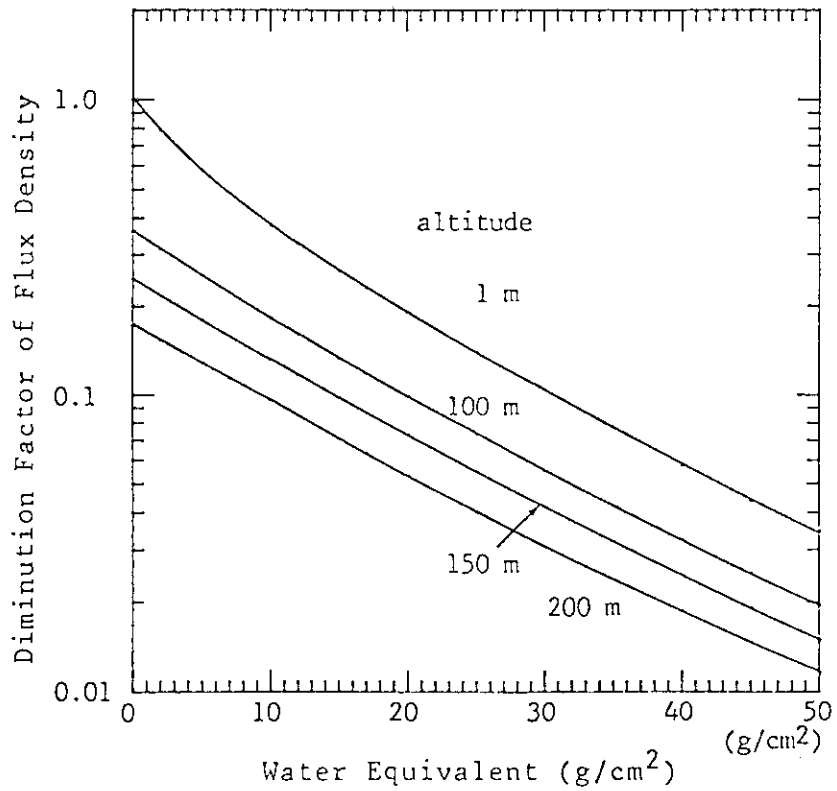
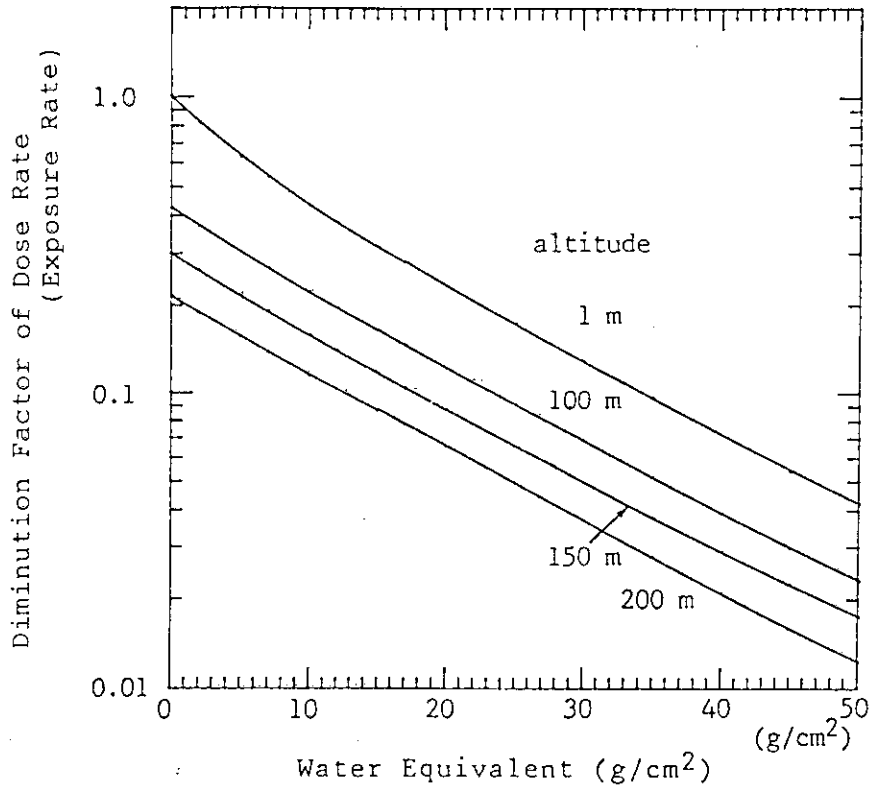


Fig. 4 Diminution factor of exposure rate and that of 2.61 MeV gamma ray flux density attributable to the altitude and water equivalent of the snow cover, calculated by Monte Carlo method.

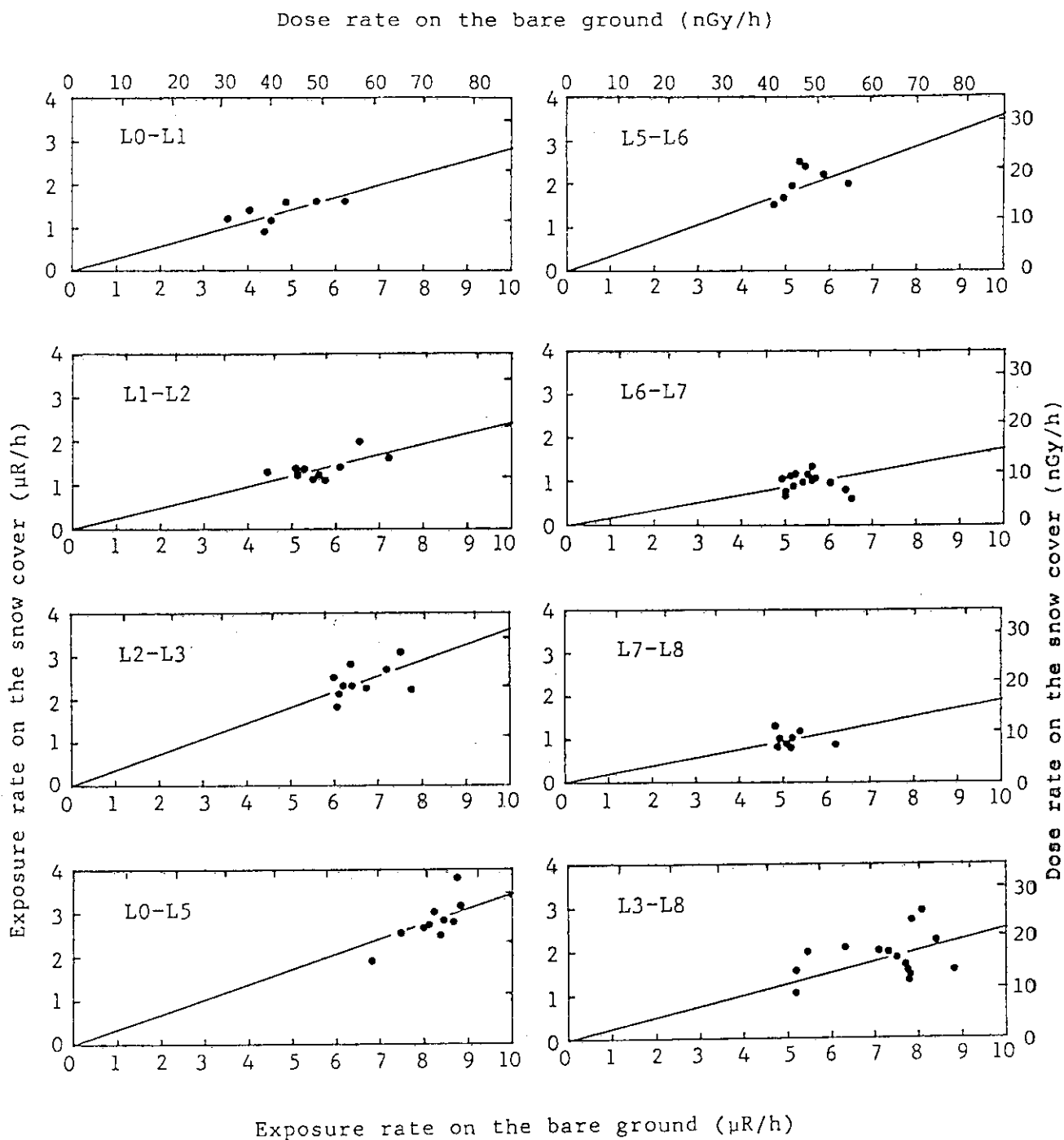


Fig. 5 Correlation between exposure rate measured at 1 m on the bare ground and that on the snow cover. The slope of the straight line corresponds to the diminution factor.

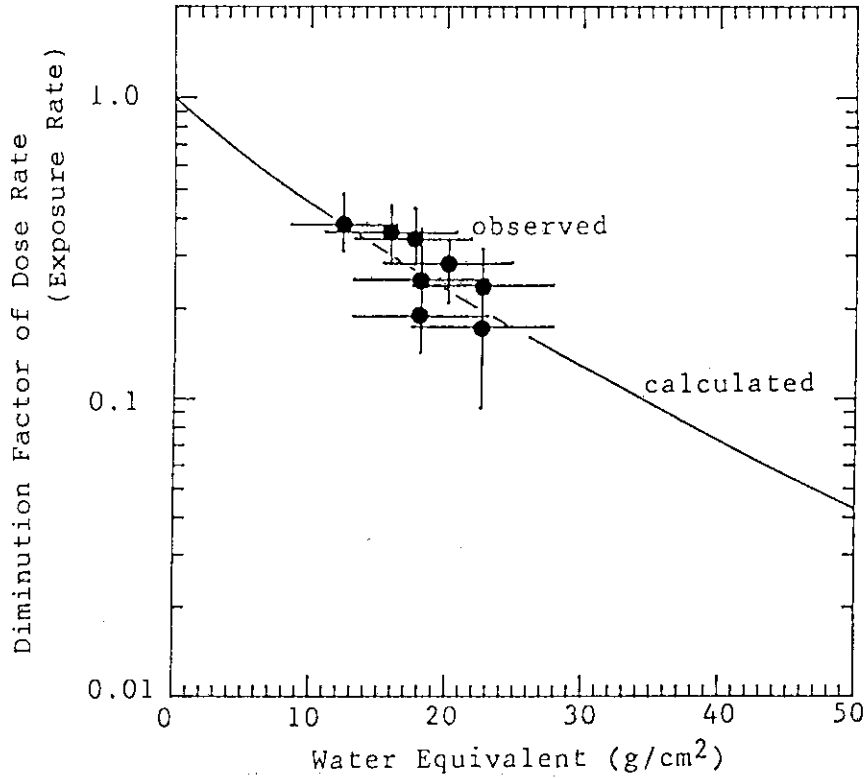


Fig. 6 Relation between water equivalent of the snow cover based on snow sampling, shown in Table 2, and diminution factor of exposure rate at 1 m on the ground.

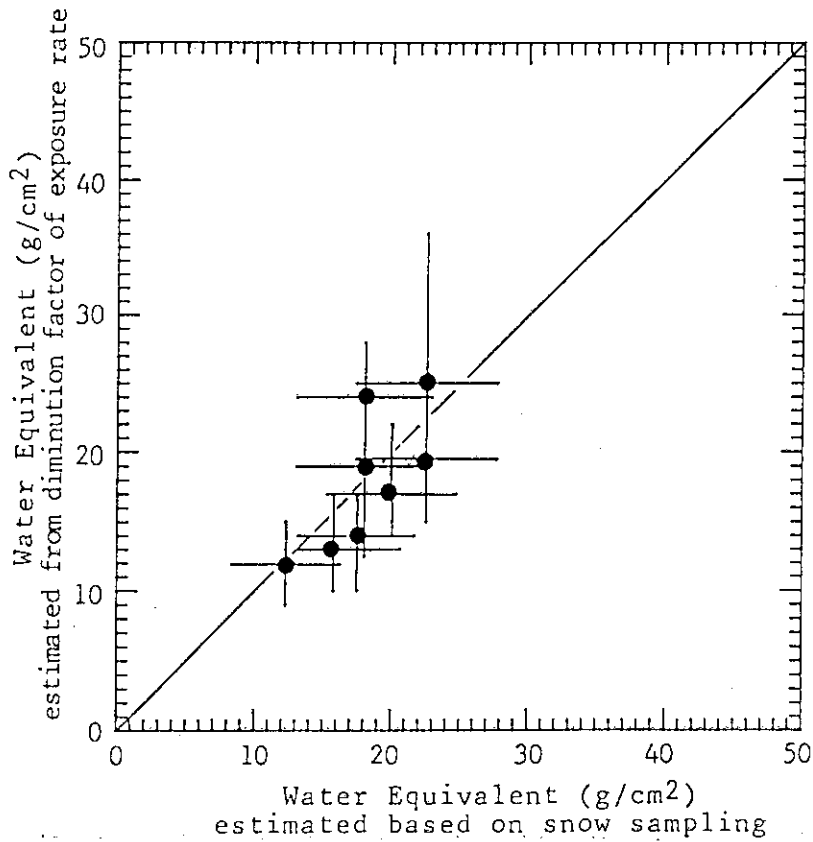


Fig. 7 Correlation between water equivalent of the snow cover based on snow sampling, shown in Table 2, and that based on the diminution factor of exposure rate measured on the ground.

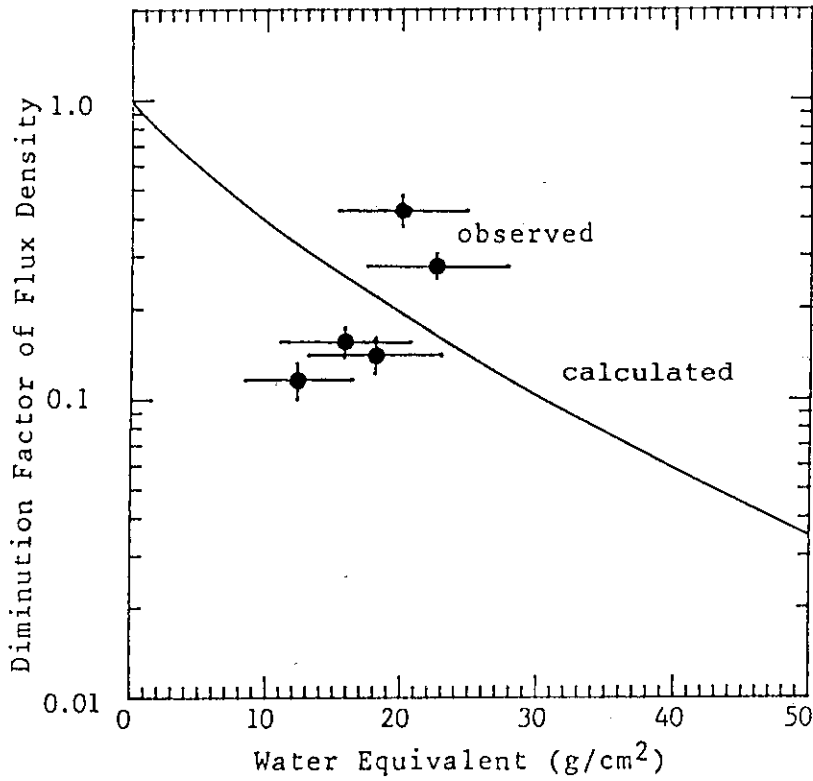


Fig. 8 Correlation between water equivalent of the snow cover based on snow sampling, shown in Table 2, and diminution factor of flux density of 2.61 MeV gamma ray on the ground.

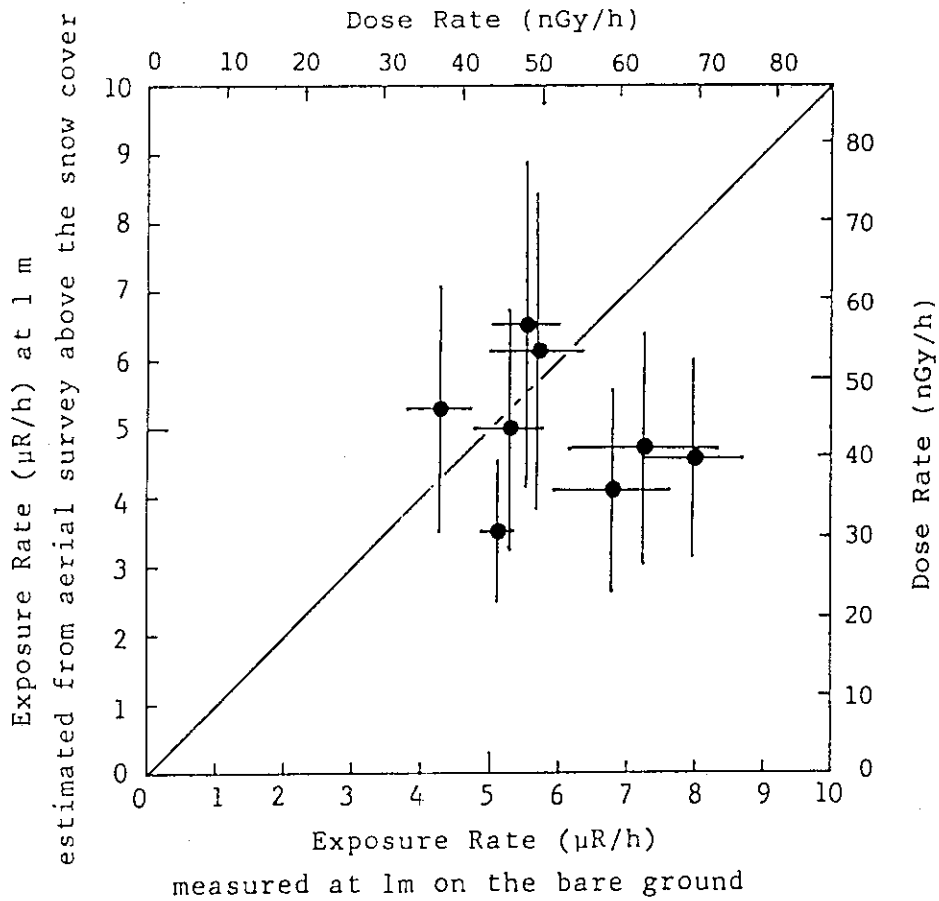


Fig. 9 Correlation between exposure rate at 1 m on the bare ground measured and that estimated from aerial survey above the snow cover.

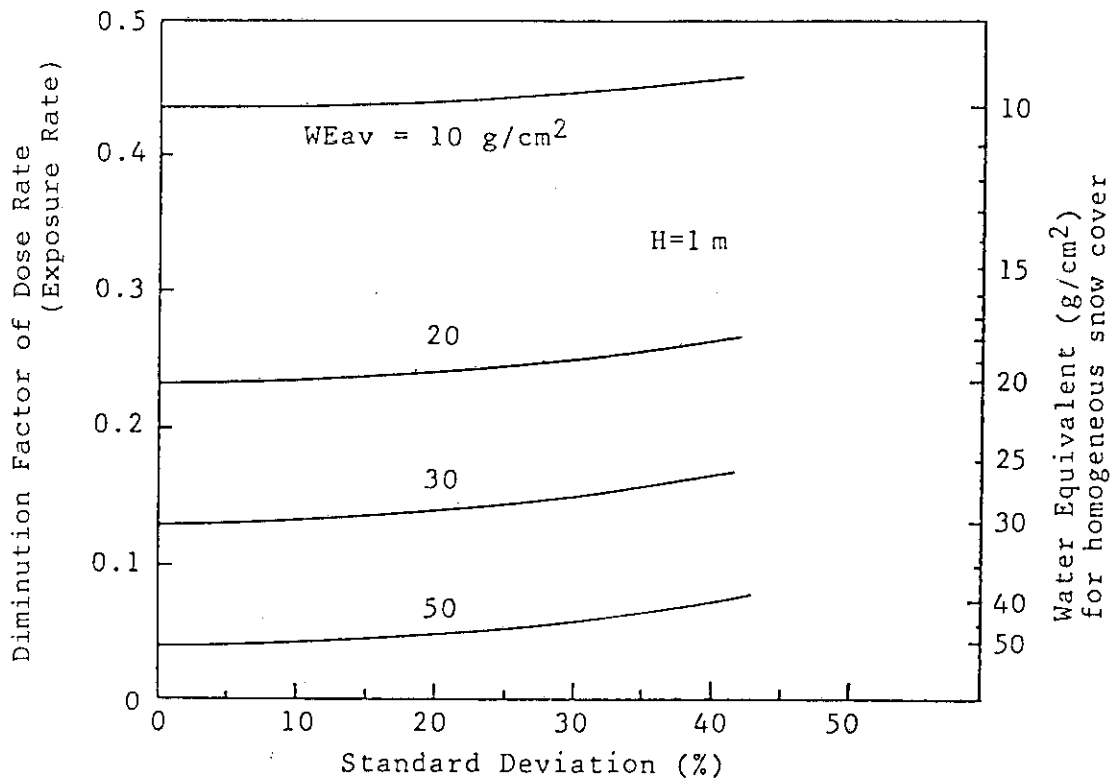


Fig. 10 Dependency of diminution factor of exposure rate upon the standard deviation of Gaussian assumed snow cover distribution.