

〔研究報告編〕

風による土壌の飛散に関する研究*

Studies on the wind erosion of soil

興嶺清志** 大歳恒彦** 鈴木保美**

Kiyoshi Okimine, Tunekiko Otsu and Hiromi Suzuki

1. はじめに

近年、工場跡地等の汚染土壌が近隣環境に及ぼす影響や、粉じん対策等の問題から、風による土壌飛散の実態の把握が求められている。しかし、土壌飛散に影響を与える因子が多いこと、また広い粒度分布を持つ飛散土壌濃度を定量的に測定することが困難であることから、比較的構造の単純な砂の場合を除いて、系統的かつ定量的な研究は極めて少ないのが現状である。

本報では、厳密な定量性にはこだわらず、多岐にわたる実験結果を基に統計的に実験式を導くことにより、限られた条件下ではあるが、土壌飛散の実態のおよその推定を可能にすることを主眼とした。

2. 土壌の飛散

風による土壌の移動現象は、土壌粒子の運動形態により表面滑動、跳躍及び浮遊の三つの様式に分けられる。ここで表面滑動とは粒度0.5mm程度以上の比較的大きい粒子が地表面をころがりながら移動する運動であり、跳躍とは、土壌粒子が粒子間の衝突により跳びはねながら移動する運動であり、粒度0.1~0.5mm程度の粒子が中心となる。この運動は地表面から数10cm以下の高さで起こり、また風の乱れにはほとんど影響を受けず¹⁾、その飛程は数10cm以内である²⁾。また、浮遊とは、粒度0.1mm以下の小粒径の粒子がほとんど水平に、かつ長距離移動

する現象をいう。風による土壌移動の大部分は、表面滑動と跳躍によるが³⁾、本報では、土壌飛散とは跳躍及び浮遊をさし、表面滑動は含めないこととする。

一方、風においては、土壌飛散に直接関与する地表面から数10cm以下の気層では、運動量と熱の鉛直方向のフラックスは高さによらず一定であり、風速の鉛直分布は次の式(1)で表わせる^{4,5)}

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

ここで、 $u(z)$ は高さ z における風速、 z_0 は地表面の凹凸に関連した量で、空気力学的粗度と呼ばれる。 u_* は摩擦速度と呼ばれ、 τ_0 を面に働く摩擦応力、 ρ を空気密度とすると、

$$u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho} \quad (2)$$

で定義される。また、 k はカルマンの定数(0.41)である。

一般に砂や土壌の飛散現象は、高度によって変化する風速よりも、地表面に作用する力と直接関係する摩擦速度と関連付けて論じられることが多く、本報においてもこれに従った。

3. 実験方法

3.1 風洞による室内実験

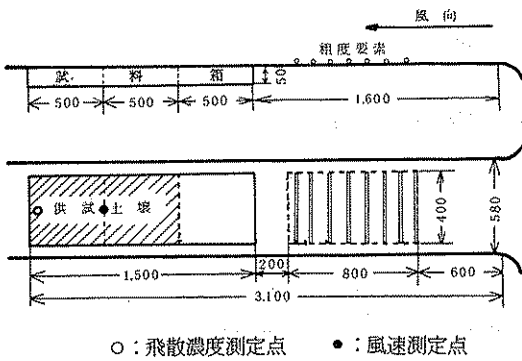
あらかじめ、各種の条件下で風速の鉛直分布を測定した風洞(公害資源研究所の検定用小型風洞、測定部: 580mm H, 580mm W, 5,000mm L)内に、種類、水分等の異なる供試土壌を置き(図1)、設定風速を与え、飛散する土壌粒子の高さ別濃度を円筒ろ紙法(図2)により測定し、次の式から単位面積あたりの土壌の飛散量 q を求めた。

$$q = \frac{1}{L} \int_{z_0}^{\infty} u(z) \cdot c(z) dz \quad (3)$$

*本研究は、昭和52年度から昭和56年度にかけて実施された環境庁委託業務「工場跡地等市街地汚染調査」によって得られた結果の一部である。

**日本環境衛生センター-公害部大気課

Air Pollution Laboratory, Department of Environmental Pollution, Japan Environmental Sanitation Center



○：飛散濃度測定点 ●：風速測定点

図1 風速及び飛散土壌濃度の測定点

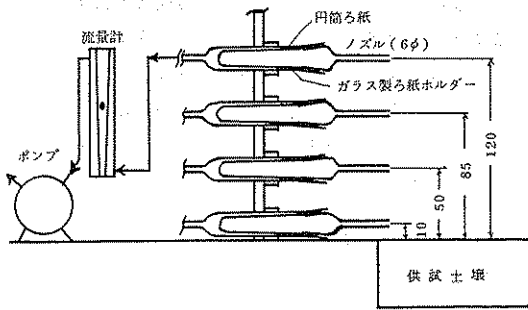


図2 円筒ろ紙法による飛散土壌濃度の測定

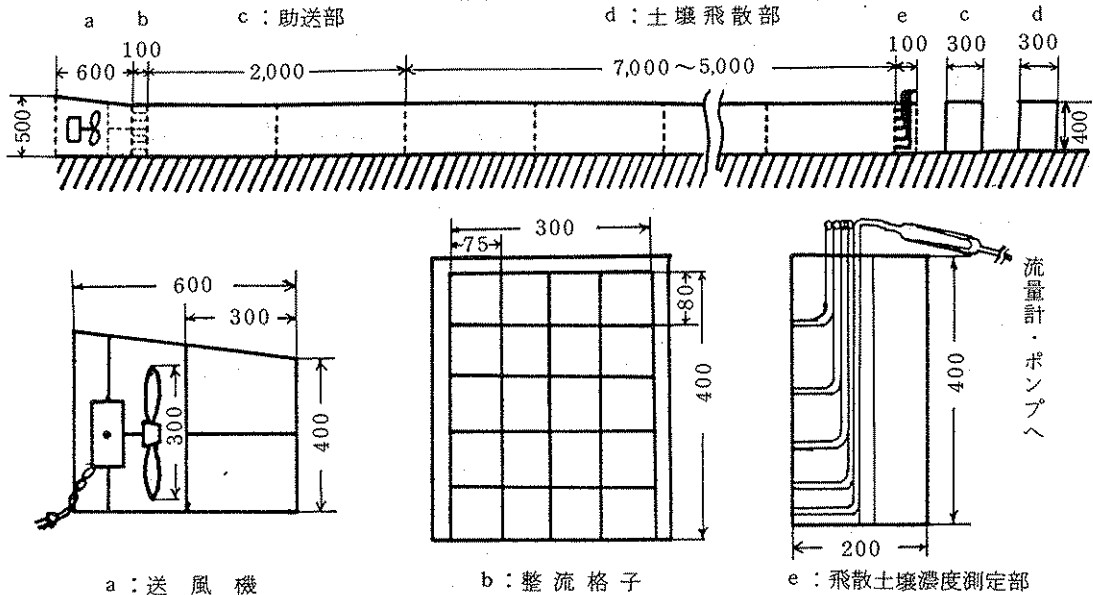


図3 移動用風洞

ここで、 L は供試土壌面の風の流線方向の長さ、 $u(z)$ 及び $c(z)$ は、高さ z における風速及び飛散土壌濃度、 z_0 は、風速の鉛直分布を式(1)で近似した場合に $u(z) = 0$ に対応する高さである。多量の土壌が飛散する場合は、風速の鉛直分布は式(1)から多少ずれることが知られているが^{3),6)}、多量の土壌飛散時に風速の鉛直分布を測定することが困難であるため、本報では土壌の飛散がない場合の風速の鉛直分布から式(1)により u_* 及び z_0 を求めた。

3.2 移動用風洞による現地実験

室内風洞実験の現地適応性を調べるため、透明塩化ビニール製の移動用風洞(図3)を土壌の種類、水分等の異なる実際の土壌面上に設置し、室内風洞実験と同様な方法により土壌の飛散量、飛散土壌の鉛直分布等を測定した。また、円筒ろ紙に捕集した土壌粒子をふるい分けする方法により、飛散土壌の粒度分布の測定を行った。

風洞実験において、基準とした供試土壌面の長さは、室内風洞では1.5m、移動用風洞においては3mであり、測定時間は双方とも3分間である。

3.3 現地実態調査

学校のグラウンドにサンドコレクター(図4)、ダストジャー及び粘着テープを10cm~200cmの範囲で高さ別に数点設置し、飛散土壌濃度の鉛直分布の測定を行った。

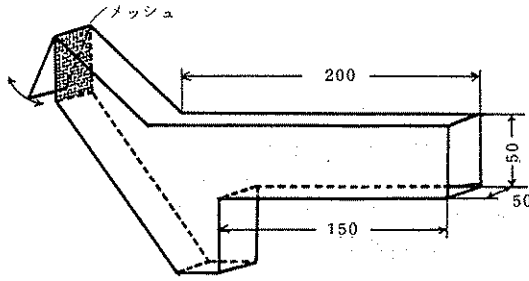


図4 サンドコレクター

4. 結果及び考察

4.1 風の摩擦速度と土壌飛散量との関係

土壌飛散量 q と摩擦速度 u_* との関係は、一般に次の式で近似される。

$$q = c \cdot u_*^n \quad (4)$$

ここで c 及び n は実験定数であり、砂に関しては n がほぼ3になることが知られている^{11,9)}。Gillette⁷⁾は摩擦速度が大きい場合には、土壌においても式(4)の n が3程度になることを確めた。しかし、摩擦速度が土壌飛散が起こるのに必要な最小の摩擦速度（臨界摩擦速度）に比べてそれほど大きくない場合には、土壌粒子間の相互作用が相対的に大きく、 n は一般に3より大きくなる。報告例でも、 n の値は3~8^{7),8),9)}程度と実験の条件により大きく異なっている。

このように摩擦速度 u_* が臨界摩擦速度 u_{*c} に近い部分で大きな立ち上がりを示すような土壌飛散量 q の変化は、式(4)より次の式(5)のほうが近似性がよいと考えられる。

$$q = c \cdot (u_* - u_{*c})^n \quad (u_* \geq u_{*c}) \quad (5)$$

式(5)は、臨界摩擦速度以下の摩擦速度では土壌飛散は起こらない点でも、実際に近い。

図5は、室内及び現地での風洞実験において、地表面が乾燥し、かつ攪乱され、土壌飛散が起こりやすい条件下で得られた摩擦速度と土壌飛散量との関係である。この関係に式(5)を適用するにあたり、 u_{*c} の値を推定すると、過去の報告例では、砂に関しては19.2cm/s⁶⁾、20cm/s³⁾、21cm/s¹⁰⁾、23.4cm/s¹⁾、また土壌では、河田¹¹⁾の那須の土についての風洞実験で、表面滑動で19.5cm/s、飛散で24.5cm/sという値がみられる。ここで、図5の実験結果が、乾燥し、かつ攪乱された地表面で得られたものであることを考慮し、 u_{*c} の値として砂の4例の平均値である21cm/sを仮定し、図5に示した実験結果を式(5)で近似すると、土壌飛散量 q ($\mu\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$) と摩擦速度 u_* (cm

/s) との関係は、

$$q = 0.0115 \cdot (u_* - 21)^{2.91} \quad (6)$$

となる。ここで、 n は3になることが予想されること、また式(5)において n が大きくなれば c は小さくなる関係にあることから、乾燥し、飛散しやすい状態にある地表面から摩擦速度 u_* (cm/s) の風により飛散する土壌の飛散量 q ($\mu\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$) はおよそ次の式で推定できる。

$$q = 0.01 \cdot (u_* - 21)^3 \quad (u_* \geq 21\text{cm/s}) \quad (7)$$

Gillette⁷⁾は、砂、ローム、粘土等の風洞実験により、摩擦速度と土壌飛散量との関係において、土壌の種類による差は小さいことを示したが、本実験においても、砂を除いて、土壌の種類による明確な差はみられなかった。砂については、式(6)で予想される値より、かなり大きい飛散量を示した。

4.2 土壌水分と飛散量との関係

摩擦速度が一定の場合、土壌の飛散量は、その土壌の水分が増加に伴い減少するが、その減少の割合は、水を含みにくい土壌ほど大きい傾向がみられる。従って、水分のかわりに飽水度のような相対値を用いれば、土壌の種類によらず、飛散量との間に一定の関係が得られることが予想される。ここで飽水度とは、その土壌がとり得る最大の含水比に対するその土壌の含水比の割合であ

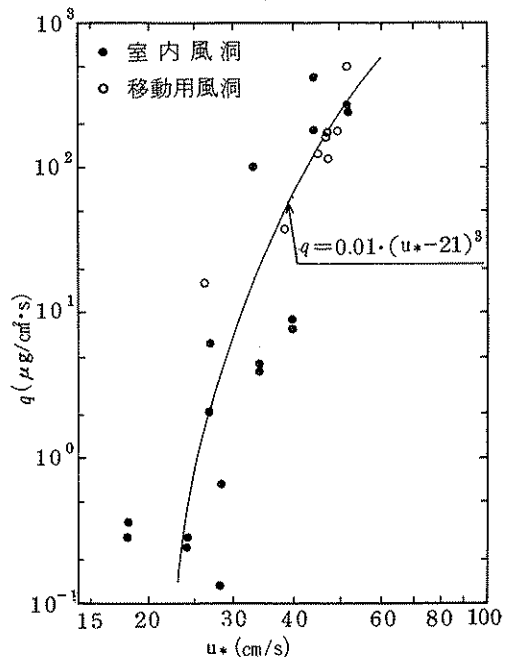


図5 土壌飛散量 q と摩擦速度 u_* との関係

る。表1に供試土壤の最大含水比を示す。図6は、風洞実験により得られた土壤の飽水度と飛散量との関係である。図6から、摩擦速度が一定の場合、土壤の飽水度 w_r (%) と飛散量 q ($\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$) とは、飽水度が約20%以上で、土壤の種類によらずほぼ一定の関係が得られることがわかる。ここで、摩擦速度が50cm/s前後での近似式は、

$$q(w_r) = 7,100 \cdot \exp(-0.14 w_r) \quad (8)$$

また、摩擦速度が30cm/s前後での近似式は、

$$q(w_r) = 44 \cdot \exp(-0.065 w_r) \quad (9)$$

表1 供試土壤の最大含水比 (%)

砂	28
赤土+砂 (グラウンド)	46
赤土 (グラウンド)	73
赤土 (畑)	110
関東ローム心土	110
関東ローム表土	85

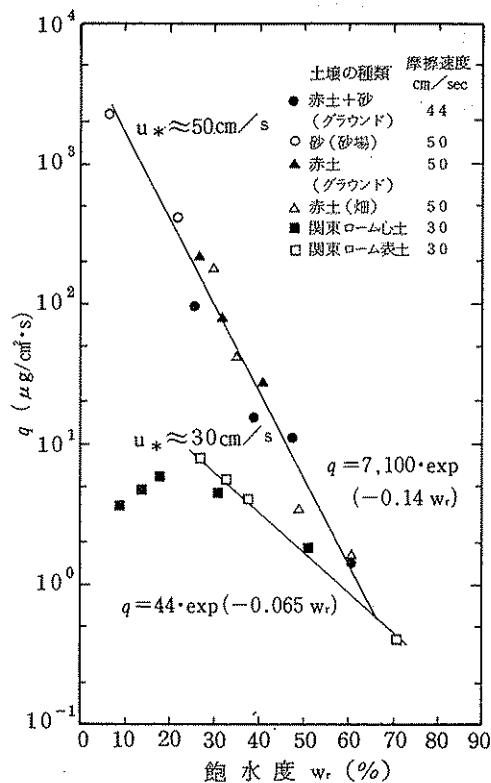


図6 土壤飛散量 q と飽水度 w_r との関係

であった。

飽水度20%以下で関東ローム心土が直線関係からはずれるのは、この土壤の最大含水比が110%と大きいことから、土壤粒子内の空けきが多く、飽水度が小さい場合には、水分は土壤粒子の表面の物理的性質にほとんど影響を受けないことによるものと考えられる。一方、粒子内部にほとんど空けきのない砂の場合には、飽水度10%以下でも式(8)が適用できる。

式(8)及び式(9)は、ある基準の飽水度 w_0 と、そのときの土壤飛散量 $q(w_0)$ を導入することにより、 $q(w_r)$ は次の式で表わせる。

$$q(w_r) = q(w_0) \cdot \exp[-b(w_r - w_0)] \quad (10)$$

式(10)で b は、摩擦速度によって決まる定数である。ここで、前に求めた式(7)が、飽水度25%前後の土壤で得られた結果であることから、 $w_0 = 25\%$ 、 $q(w_0) = 0.01 \cdot (u_* - 21)^3$ とすると、式(10)は式(11)のように表わせる。

$$q(u_*, w_r) = 0.01 \cdot (u_* - 21)^3 \cdot \exp[-b(w_r - 25)] \quad (11)$$

また、図7から、飽水度70%では、摩擦速度によらず、飛散量はほぼ0.4 $\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ 程度の値をとると仮定すれば、 b は、

$$b \approx 0.067 \cdot \ln(u_* - 21) - 0.082 \quad (u_* \geq 25 \text{ cm/s}) \quad (12)$$

で表わせる。

4.3 飛散土壤濃度の鉛直分布

風により地表面から飛散する土壤粒子の大部分は、跳躍運動を繰り返しながら風下方向に移動する。この跳躍運動の飛高は、風の強さによって異なるが、一般に数10cm以下であり、この部分での飛散土壤濃度の鉛直分布は、定常状態において次の式で与えられる。

$$c(z) = c_0 \cdot \exp\left(-\frac{\beta}{h} \cdot z\right) \quad (13)$$

ここで、 $c(z)$ は高さ z における飛散土壤濃度、 c_0 は z を0に外挿したときの $c(z)$ の値、 h は接地境界層の厚さであり、風速の鉛直分布が式(1)に従う高さで与えられる。 β は定数である。式(13)が適用できる範囲は、通常地表面から20cm以下とされており³⁾、本実験においても、高さ20cm程度までは式(13)が成り立つことが確かめられた(図7)。

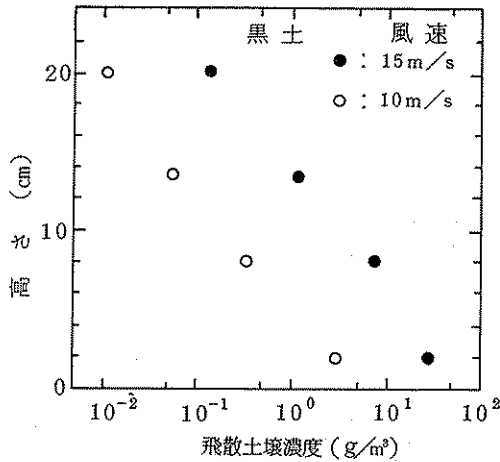


図7 飛散土壌濃度の鉛直分布

この跳躍領域での飛散は、比較的短い距離で定常状態に達する。河村¹⁾は、砂においては2m以内で定常状態に達することを確かめている。図8は、室内及び移動用の風洞実験により得られた供試土壌面の長さ β と h の値との関係である。図8から、土壌でも2~3mでは定常状態に達することがわかる。この定常状態における β/h の値としては、風洞実験ではおよそ 0.4cm^{-1} 、また現地実態調査におけるダストジャー及びサンドコレクターによる測定では $0.08\sim 0.1\text{cm}^{-1}$ 程度の値が得られている。一方、接地境界層 h の値は、風洞実験では9~10cm、現地(グラウンド)では50cm程度であった。従って、 β の値を4とすると、式(13)は、現地にも風洞にも適用できる。

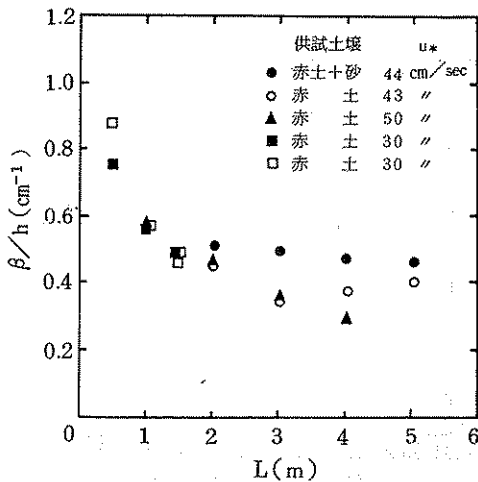


図8 供試土壌の長さ L と β/h の関係

図9は、風洞実験により得られた土壌飛散量 q ($\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$)と、そのときの摩擦速度 u_* (cm/s)と c_0 の積との関係である。図9から、

$$q = 0.43 \cdot (u_* \cdot c_0)^n \quad (n = 0.98)$$

なる関係が得られるが、 $n \approx 1$ とすれば、

$$c_0 = 2.3q/u_* \quad (14)$$

であり、式(13)に $\beta = 4$ 及び式(14)を代入することにより、地上20cm以下の飛散土壌濃度は、およそ次の式で表わせる。

$$c(z) = \frac{2.3q}{u_*} \cdot \exp\left(-\frac{4}{h} \cdot z\right) \quad (0 < z \leq 20\text{cm}) \quad (15)$$

一方、高さ20cm以上での飛散土壌濃度は、式(15)で予想される濃度より大きい値を示す(図10)。Shinnら²⁾は、高さ z における飛散土壌濃度 $c(z)$ と z の間に次のよう

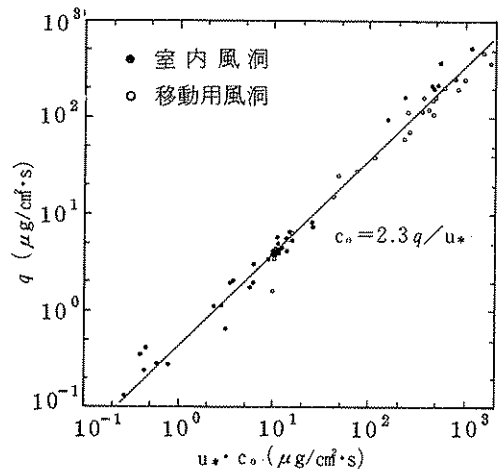


図9 土壌飛散量 q と $u_* \cdot c_0$ との関係

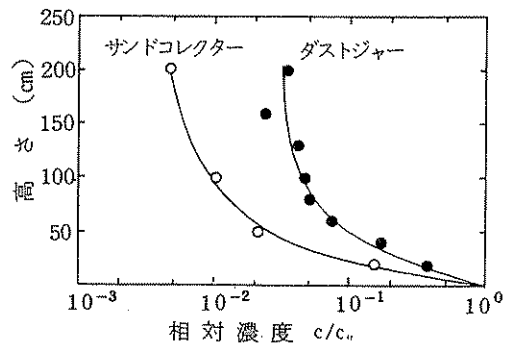


図10 ダストジャー及びサンドコレクターによる飛散土壌濃度の鉛直分布

なべき法則が成り立ち、 γ を0.3とすると、高さ70cmから200cmの範囲で実測とよく合うことを示した。

$$c(z)/c(z_s) = (z/z_s)^{-\gamma} \tag{16}$$

式(16)で z_s はある基準の高さである。また新井ら¹²⁾は、埋立地において高さ20cm以上での浮遊砂の濃度分布を調べ、十分広い湧源に対しては近似的に $c_* \rightarrow \frac{1}{\nu} \cdot z_*^{-2\nu}$ が成り立つことを示した。ここで c_* 及び z_* は、浮遊砂の濃度及び高さの無次元量であり、また ν は浮遊砂の粒度、鉛直方向の拡散係数等によって決まる値である。地上10mでの風速が12m/sの場合の 2ν の値として、1.3程度の値を導いている。

表2は、現地実態調査で得られた高さ2m以下の飛

表2 べき法則を適用した場合の γ の値 ($z_s = 20\text{ cm}$)

測定方法	γ	相関係数	データ数
粘着テープ	0.6	0.98	13
"	0.6	0.89	12
ダストジャー	1.0	0.98	4
"	1.8	0.99	4
"	1.1	0.96	8
"	1.1	0.98	8
サンドコレクター	1.5	0.98	4
"	0.9	0.96	4

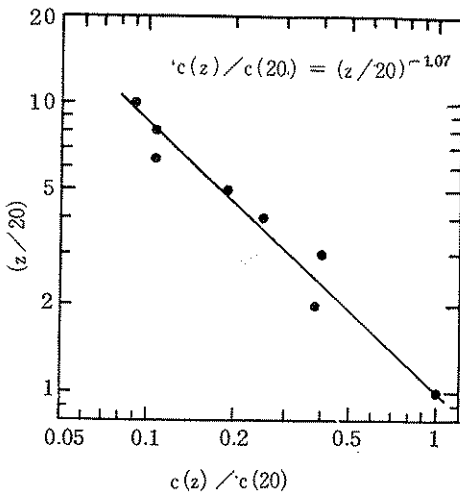


図11 飛散土壌濃度の鉛直分布測定例(ダストジャー)

散土壌濃度の鉛直分布に式(16)を適用して得られた γ の値である。また図11は鉛直分布の例である。ここで z_s は20cmとした。表2における相関係数が示すように、各測定例とも式(16)によく従う。表2の結果は、いずれも地上10m

での風速が10m/s以下、風下方向の距離が50~70mの敷地境界で得られた値である。

ここで、 z_s は20cmであり、式(16)から、

$$c(20) = \frac{2.3q}{u_*} \cdot \exp(-80/h) \tag{17}$$

であるから、これを式(16)に代入すると、高さ z (cm) での飛散土壌濃度 $c(z)$ は、

$$c(z) = \frac{2.3q}{u_*} \cdot (z/20)^{-\gamma} \cdot \exp(-80/h) \tag{18}$$

($20\text{ cm} \leq z \leq 200\text{ cm}$)

と表わせる。また、表土が乾燥し、飛散しやすい状態にある平地に、摩擦速度 u_* (cm/s) の風が吹いた場合の $c(z)$ のおよその値は、式(18)において $\gamma \approx 1$, $h = 50\text{ cm}$, $q \approx 0.01 \cdot (u_* - 21)^3$ ($\mu\text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$) とすることにより次の式で推定することができる。

$$c(z) \approx 0.1 \cdot (u_* - 21)^3 / u_* \cdot z \tag{19}$$

4.4 飛散土壌の粒度分布

土壌を構成する粒子そのものの粒径分布は礫(2mm以上)、粗砂(2~0.2mm)、細砂(0.2~0.02mm)、シルト(0.02~0.002mm)、及び粘土(0.002mm以下)等に分けられ、このうち粘土は一般に数10%含まれる。しかし、このような小粒径の粒子のほとんどは互いに結合し、集合体(団粒)を形成している。このため、土壌粒子の見かけの粒度分布は、はるかに大粒径側にかたよっている。図12は風洞実験に用いた赤土及び黒土の粒度分布(w/w)を対数確率紙にプロットしたものである。図12から、土壌粒子の粒度分布はほぼ対数正規分布を示している。また比重においても、真の比重と見かけの比重は大きく異なり、

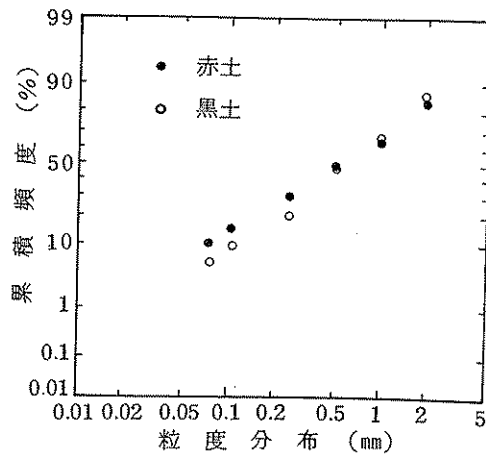


図12 供試土壌の粒度分布

前者が2.6程度であるのに対し、後者は1前後の値をとることが多かった。

このような表土が風によって飛散した場合、飛散土壌の粒度分布も対数正規分布を示すことがChepil⁷⁾によって報告されている。図13は、現地実態調査(グラウンド)において、高さ別に設置したサンドコレクターにより捕集した飛散土壌の粒度分布を、ふるい分けによる方法で測定した結果の例である。各高度ともほぼ対数正規分布を示しており、高さが増すに従って小粒径の粒子の割合が増加する様子がわかる。ただし、サンドコレクターは数10 μm以下の粒子では、粒径が小さくなるほど捕集効率が低下するため、飛散土壌の粒度分布は、図13で示される分布よりやや小粒径の粒子の割合が多いものと考えられる。

図14は、移動用風洞を用いた実験により得られた平均粒度(50パーセンタイル値)0.5mmの赤土における、摩擦速度と飛散土壌の平均粒度との関係である。図14から、摩擦速度が大きくなるに従って飛散土壌の平均粒度も大きくなり、摩擦速度が60cm/s以上になると、ほぼ表面

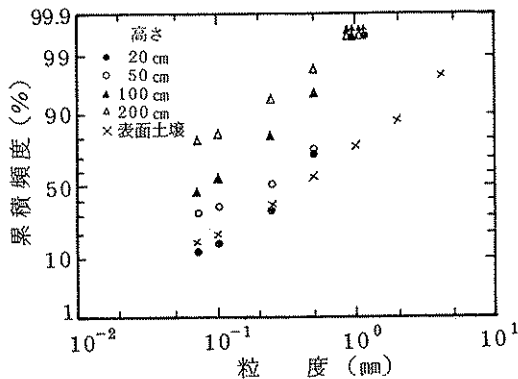


図13 サンドコレクターに捕集された飛散土壌粒子の高さ別粒度分布

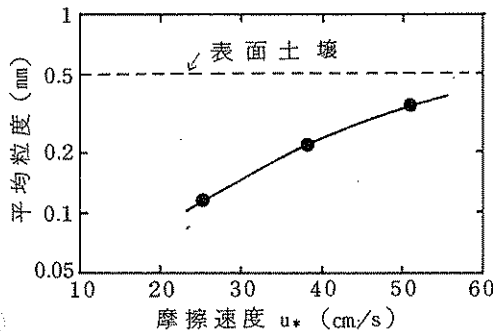


図14 飛散土壌の平均粒度と摩擦速度との関係

土壌と同一の粒度分布を有する土壌が飛散することが予想される。

5. ま と め

本研究により得られた知見をまとめると、以下のとおりである。

1) 乾燥しかつ攪乱された状態にある地表面から摩擦速度 u_* (cm/s) の風により飛散する土壌の量 q ($\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$) はおよそ次の式で表わせる。

$$q = 0.01 \cdot (u_* - 21)^3 \quad (u_* \geq 21 \text{ cm/s})$$

また、このような表土に、降雨や散水などにより水分が加わった場合の土壌の飛散量は、その表土の飽水度 w_r (%) を用いることにより、土壌の種類によらずほぼ次式で表わせる。

$$q = 0.01 \cdot (u_* - 21)^3 \cdot \exp[-b(w_r - 25)]$$

ここに、 $b \approx 0.067 \cdot \ln(u_* - 21) - 0.082$

$$(u_* \geq 25 \text{ cm/s})$$

2) 風により飛散した土壌の高さ z (cm) における濃度 $c(z)$ ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$) は、接地境界層の厚さを h (cm) とすれば、およそ次の式で推定できる。

$$c(z) = \frac{2.3q}{u_*} \cdot \exp\left(-\frac{4}{h} \cdot z\right) \quad (0 < z \leq 20 \text{ cm})$$

$$c(z) = \frac{2.3q}{u_*} \cdot (z/20)^{-\gamma} \cdot \exp(-80/h)$$

$$(\gamma \approx 1, 20 \text{ cm} \leq z \leq 200 \text{ cm})$$

3) 飛散土壌の粒度分布は、ほぼ対数正規分布を示す。また、風の摩擦速度が大きくなるに従って飛散土壌の平均粒度も大きくなり、摩擦速度が60cm/s以上になると、ほぼ表土と同一の粒度分布を有する土壌が飛散するようになる。

引用文献

- 1) 河村竜馬：飛砂の研究，東大理工研報告，5(3-4)：95~112，1951。
- 2) 柳井弘：野積み原燃料の飛散はこうして防ぐ，MOL，3：93~102，1979。
- 3) Nemoto, S., M. Mitudera, K. Takahashi, H. Uotsu and S. Kobayashi：On the threshold friction velocity for saltation of sand，気象研報告，20(4)：365~383，1969。
- 4) 小倉義光：気象力学通論，141~144，東京大学出版会，1978。
- 5) 横山長之，蒲生稔，山本晋，菅原清，吉門洋：混合層における乱流の微細構造，公害，10(5)：109~119，1975。

- 6) Bagnold, R. A. : The movement of desert sand, Proc. Roy. Soc. London, Series A, 157 : 594 ~ 619, 1936.
- 7) Gillette, D. A. : A wind tunnel simulation of the erosion of soil, Atmos. Environ., 12 : 1735 ~ 1743, 1978.
- 8) Shinn, J. H., N. C. Kennedy, J. S. Koval, B. R. Clegg and W. M. Porch : Observation of dust flux in the surface boundary layer for steady and nonsteady case, Proc. of a Symposium, Atmos. -surface exchange of pollutants, U. S. ERDA, 625~637, 1976.
- 9) Gillette, D. A. and T. R. Walker : Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of west Texas, Soil Sci., 123 : 97~110, 1977.
- 10) 末勝海 : 砂防工学, IX海岸砂防, 149~164, 朝倉書店, 1978.
- 11) 河田三治 : 火山灰地帯風蝕防止に関する研究, 林野庁, 1954.
- 12) 新井正一, 阿部友三郎 : 飛砂に関する研究 (埋立て地における浮遊砂の濃度分布), 天気, 27 (2) : 39~44, 1980.

Summary

The vertical flux of soil particle and particle size distribution were investigated by wind tunnel simulation and field observations. Experimental equations obtained showed that wind erosion of soil related to both friction velocity of wind and water content of soil. Another equation showed mass concentration profile of resuspended soil which follows a power-law distribution with height.