

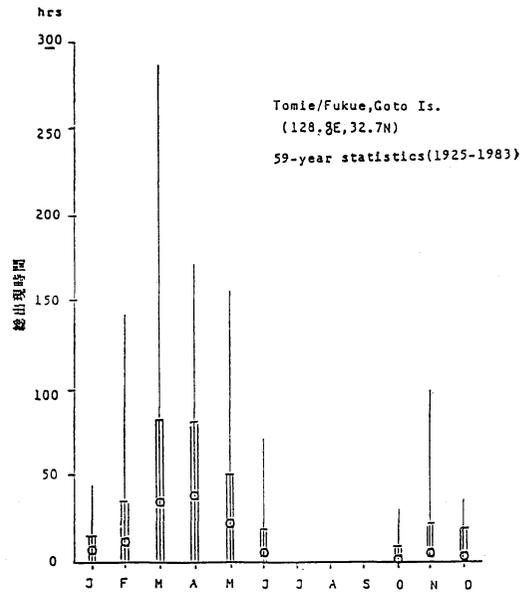
黄砂の発生と輸送*

村山 信彦**

黄砂現象は、中国黄土地帯やゴビ砂漠で発生した砂塵嵐 (dust storm) の浮遊土壌粒子が大気中を輸送され降下する現象である。日本では春に多発し、秋にも見られることがある (第1図)。黄砂の主成分はレス (loess) の一種である黄土粒子 (粒径 50μ 以下) で、風成のシルト状鉱物質からなる。世界の乾燥地で発生する砂塵嵐によって生じた土壌エアロゾル粒子は、年平均として大気エアロゾルの約1割 (数 10^8 ~数 10^9 トン/年) に当たると言われている。大規模な砂塵嵐はスボラディックな現象である。発生地において地上観測者には高い風塵 (blowing dust) として水平視程だけでなく鉛直視程も低下させ、直達日射を減じ散光を増加させる。砂塵の舞上がり機構とダスト (土壌エアロゾル) の輸送の実体を述べることによって、黄砂の発生と輸送について論ずる。

1. 塵旋風から砂塵嵐まで

土壌粒子の舞上がり現象としては、夏期の弱風と強い日射によって生ずる塵旋風、その規模の大きな dust devil (直径数~数10 m, 高さ約200 m のうず巻円柱状のもの) およびトルネードがある。これらは局所的な質量負荷は砂塵嵐なみであるが、時空規模は小さな現象である。砂塵嵐の発生地にはサハラ砂漠などのような砂漠地帯のほか黄土地帯のような半乾燥地がある。歴史的に著名な砂塵嵐として1933~37年の北アメリカの中西部の旱魃によるダストボウル (Dust Bowl) が知られている。サハラの砂塵嵐のダストは偏東風によって北大西洋上を輸送 (夏 WNW 方向, 冬 WSW 方向) され、またヨーロッパにフォールアウトを生ずることがある。harmattan はダストを運ぶ風として知られている。北アメリカ大平原に発生した砂塵嵐は、アフリカのスーダン地方の haboob と同様に、夏の対流不安定による上昇気流がダストを上空まで上げるといふ。このようなスコール



第1図 黄砂現象発生 の季節変化。1925~1983年の59年間の地上観測 (長崎県福江) の統計により、月別総出現時間の平均値を示す。(平均: 丸印, 最大最小幅: 実線, 標準偏差: 長方形)

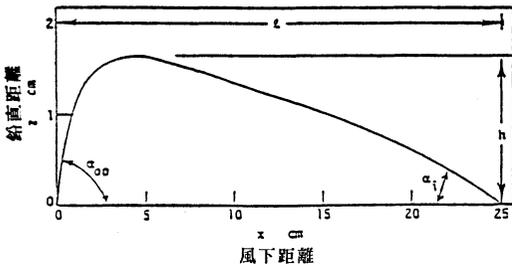
ライン型と称する砂塵嵐発生 (Idso 1976) では、対流雲の降水によって生じた下降寒気が地面に沿って広がり密度流を形成してダストを舞上がらせ、さらにこの重い寒気が軽い暖気を押し上げるので暖気上昇流を強化させるとしている。これは乾いた寒冷前線やスコールラインの気象条件を考え、ダスト舞上がりを巨視的に見ており、定性的な説明となっている。ダスト舞上がりの総観的な条件としての大きな気圧傾度による強風とその上に凹凸地形による接地境界層大気の乱れが、必要な要因と考えられる。

2. 砂塵の運動と舞上がり

地面に静止している粒子は、1) 風の地面へ与える空力学的な力 (空地界面の圧力とシャー応力) と、2)

* Production and Long-range transport of Kosa aerosols.

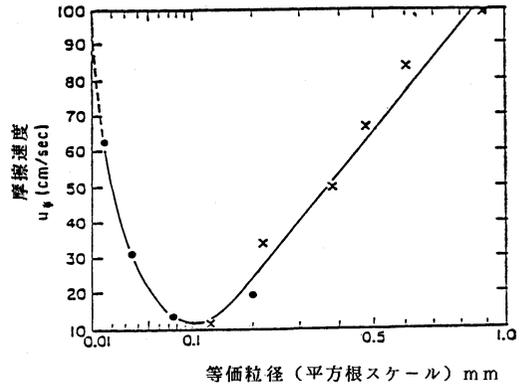
** Nobuhiko Murayama, 気象衛星センター.



第2図 サルテーション粒子の流跡線(左から右へ). (α_{ap} : 飛び角, α_i : 衝突角で、鉛直尺度を誇張してある)

飛び込み粒子による機械的なじょう乱(粒子衝突による運動量輸送)によって運動を始める (Bagnold 1941, Chepil 1951). ひとたび運動し出した粒子は、1) 地上面の転動(creep)、2) サルテーション(saltation)と3) 空中への浮遊(suspension)の3つの輸送モードをもつ。サルテーションとは、気流中へ取り込まれた粒子が風から運動量をもらい、平滑な流跡線を描きつつ降下すること(第2図)である。それぞれのモード粒径は、0.5~1mm以上、50 μ から 0.5~1 mm, 50 μ ~100 μ 以下である。サルテーション粒子は1回の飛行で数 10 cm の距離を運動し、繰り返しても 10 m 以上は運ばれないという。しかし一旦浮遊状態になると数 km は運ばれる。土壌粒子の風食を蒙り易い程度は、第3図のように粒径に対する臨界摩擦速度 u_* の関係で示される。この場合は単分散性粒子を示し、70~150 μ 粒子が最も運動を起こし易いことが分かる。それより大きな粒子も小さな粒子も運動を起こすためにはより大きな摩擦速度を必要とする。100 μ 粒子は u_* =約 13 cm/s から運動を始める。黄土粒子 (50 μ) の u_* の臨界値は約20 cm/s で、風食を蒙り易い方に入る。10~20 μ 程度の風食を受けにくい粒子の舞上がりには、50 μ 以上の塊となっている黄土粒子がサルテーションを起こしその下降時の衝突が働くものと考えられる。抗風食要素には、植生、岩石や植物残渣などの存在、地面粗度、表土層の塊の構造、土壌水分、鉱物質テキストチュアなどが考えられている。

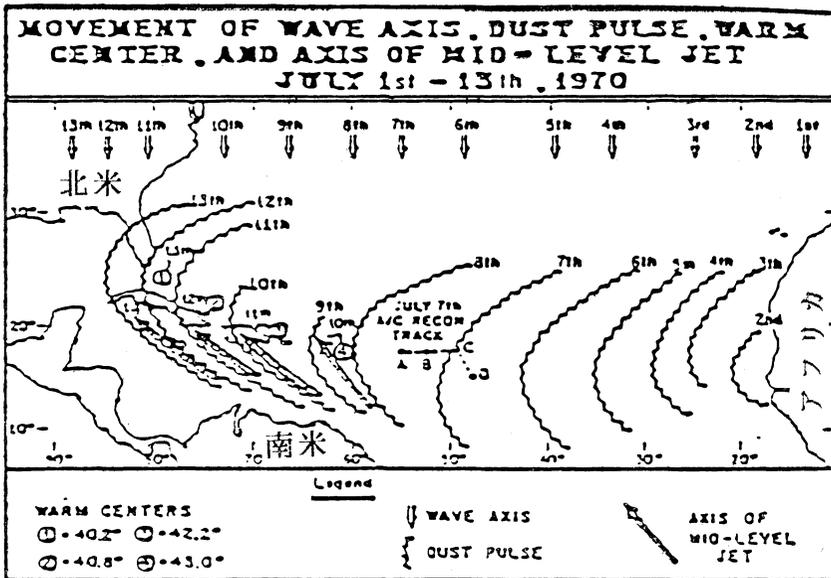
土壌粒子の水平フラックスは、砂漠の砂や畑地土壌についての測定によって、 $F_h(g/cm^2 \cdot s) = C u_*^3 (cm/s)$ がえられている。ここにCは土壌表面状態によってオーダが変わる値である。一方鉛直フラックス F_g の測定はあまりないが、Gillette ら (1972) の野外実験では u_* の3~7乗に比例の幅があり、 $10^{-4} \mu g/cm^2 \cdot s$ 程度の値がえられている。風洞実験の例 (Fairchild, 1982) では、



第3図 摩擦速度 $u_* = C_D^{1/2} \cdot u (cm/s)$ 対単分散性粒子の粒径 (風食を受ける粒子径, mm単位) (Chepil, 1951)

サルテーション粒子があるとき 10^{-4} 以上で、ないとき 10^{-6} のオーダの違いを測定している。Slinn ら (1976) は、礫のある砂漠とうねのある畑地での測定で、それぞれ u_*^3 と u_*^7 に比例する結果をえた。Gillette & Shinn モデルとして、 $F = -F_0(u_*/u_0)^{\gamma+1}$ (γ は土の侵食度と呼び、サルテーションの低いとき2、高いとき7~8) の関係がある。なお Gillette らの野外実験結果を考察すると、土壌粒子が舞上がり浮遊に至るのは風速が 7 m/s ($u_* = 20$ cm/s) 以上の場合である。

黄砂の舞上がりを実験的に証明するため、平坦滑面上に鉱物粒子などを敷き、水平気流の速さを変化させて粒子の挙動を観察する風洞実験を行った。粒子試料面に対し気流の風上方向には全く平坦にしておくと、風速を0から 10 m/s 以上まで順次増加させたとき、風速が約 7 m/s に近づくと転動が始まり、10 m/s を超えても転動が激しくなるだけであった。一方風上に障害物を置き同様に気流速を増加させて行くと、風速 7 m/s に達したとき突然に、障害物から風下距離 12 l (l は障害物の高さ) の位置において間欠的な著しい粒子の舞上がりが発生した。舞上がりはほぼ周期的で、平均約 3 秒周期でバースト的であった。文献によると滑面から生ずる乱れのバースト現象は、近年に実験流体力学や水理学で研究されており、後者については河川の底の泥の水面への浮上(ポイルとコルク)として現象観察の報告がある。最近では壁面における秩序立った乱流として考察されている。ダスト舞上がりの機構としてバースト的に発生する乱れが有力であると考え。風洞実験の示すところでは、バースト発生の必要条件としては気流に対する障害物すなわち表面の凹凸の存在である。黄砂発生源である黄土高原は



第4図 サハラダストの大西洋上の輸送。ダストブルームの先端の進行 (1970年7月2日~13日) とアフリカ波動じょう乱軸を示した。8日以降は気温観測による推定位置。(Carlson ら, 1972)

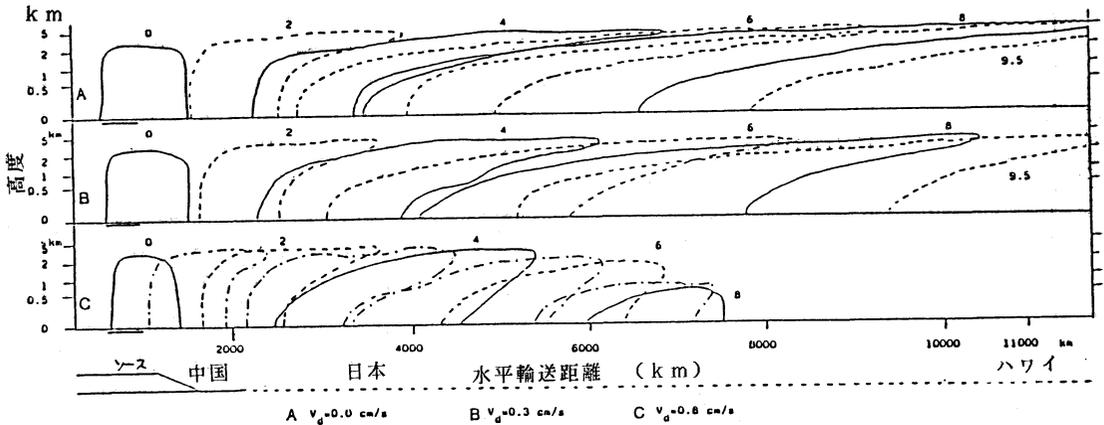
山地狭谷といった凹凸地形がある。また Dust Bowl は深耕しすぎたため激しい砂塵嵐が発生したのと言われており、この場合は畑のうねが強風による土壌粒子舞上りに大きく関与したものと推測される。

3. 黄砂ダストの輸送

砂塵嵐によって高度数 km まで舞上がった土壌粒子は、拡散と重力落下を蒙りながら長距離輸送される。顕著な嵐起源の土壌エアロゾルは、海上にあるとき、日射の後方散乱によってアルベドを増加させる。そこで土壌ダストブルームの広がりや移動が衛星可視像に観測される。砂塵嵐ダストの上昇高度は対流圏中下層にとどまるので、大きなアルベドをもつ雲の上まで高濃度ブルームとして広がることは稀である。このようなときは衛星からはバックグラウンドの雲のアルベドの減少が観測されるはずで、大西洋上のサハラダストと火山噴煙ブルームについては観測例がある。黄砂のダストについてはまだ観測されたことがない。黄砂の太平洋上の輸送はその水平の広がりが衛星可視像のアルベド増加区域として知ることができる。同じようにサハラダストの大西洋上への輸送 (第4図)、アメリカ南西部の砂塵嵐のダストの大西洋への輸送などの観測記録がある。サハラダストにつ

いては舞上がり量約 $300 \times 10^6 \text{ ton/年}$ のうち $35 \times 10^6 \text{ ton/年}$ が大西洋上を運ばれると概算されている (Garnor ら, 1982)。他の推定ではカリブ海域へ $50 \times 10^6 \text{ ton/年}$ の輸送 (Schütz, 1977) の報告がある。砂塵嵐起源のダストの長距離輸送量については、嵐の発生自体がスポラディックな現象でその規模によって発生量にオーダーの違いがあると考えられるから、輸送量は年合計としても年によりオーダーの違いがあるものと思われる。サハラダストの年間輸送量は $10^7 \sim 10^8$ のオーダーとされている。黄砂輸送量については年合計の十分な推定はまだないが $10^6 \sim 10^7$ のオーダーと考えてよいだろう。

ダスト輸送の数値実験として、定常状態での境界層内の拡散と沈降を考慮して、輸送距離に対するフォールアウトが計算されている。粒子の沈着速度と粒径の関係は Slinn (1976) のまとめたものがある。重力降下は 1μ 以上の粒子の主因となり、サブミクロン粒子は長時間浮遊して滞留時間が長い。サハラダストの輸送モデルとして、Schütz (1979) の定常モデルは高度 1.5 km の貿易風逆転の上方 5 km まで存在するダスト層の輸送を計算している。Lee (1983) のモデルは、境界層モデルにサハラダスト層を含ませたものすなわち海上境界層上にサハラダスト層を置いたものである。観測による実証の方



第5図 黄砂の長距離輸送の2次元パターンシミュレーションで、発生後の経過日数(数字)における黄砂ダストプルームの鉛直断面分布を示す。A:重力落下のない粒子, B, C:それぞれ直径 5μ , 7μ 粒子に相当(ダスト湧源470km 四方で発生継続1日を仮定)。

は粒径分布や光学的減衰の観測によるものとなっている。筆者ら(1983)は、境界層力学モデルに黄砂の発生および輸送時の気象条件を考慮に入れて、黄砂の長距離輸送のシミュレーションを行った。発生源を海拔1kmにおき、春分時の日射条件と乾燥地の地面湿潤度を考慮し、摩擦速度 u_* の日変化を用いて、鉛直フラックス $F=0.73 u_*^{3.08} \text{ mg/m}^2 \cdot \text{s}$ として舞上りを発生させた。ここで粒子が地面から離れる過程は含まれておらず、バーストないしサルテーションの状態にあるものとしている。したがって高い高度までの舞上りの数値実験である。沈降は重力落下のみとし、輸送速度 $u=4+15z/5000(\text{m/s})$ として、ダストプルームの2次元輸送パターンを求めた。結果として、 80μ 粒子は高く上がらず、 $20\sim 30\mu$ 粒子は高度5kmまで上昇した。アジア大陸沿

岸から距離約1万kmまでのプルームの移動の鉛直断面を第5図(中央は 5μ 粒子の場合である)に示した。5kmまで上昇した粒子について、日本に到達するのは大粒子の方が小粒子より早くっており、これは粒径分布の実測で確認されている。 20μ 粒子は2000km(10μ は3000km)まで運ばれる。約 5μ より小さな粒子は、約9日後にハワイまで達しており、これはShaw(1980)の観測報告に矛盾しない。サハラダストと黄砂の輸送を比較しよう。サハラダストはダスト層が海上1.5kmの逆転層に乗って偏東風で運ばれ、輸送速度は、サハラ上空で8m/s、海上で4m/sと報告されている。一方黄砂は顕著な逆転層がなく、舞上がり時の気象条件で決まる高さを偏西風によって、より速く(約12m/s)輸送されることが多い。

201 (黄砂; 物質輸送)

黄砂粒子の輸送と輸送途中で見られる物理・化学的变化*

岩坂 泰信**

1. 序

大気物理学・気象学における黄砂の研究を振り返って

* Chemical-physical processes of "KOSA" particle surface during long-range transport

** Yasunobu Iwasaka, 名古屋大学水圏科学研究所

みると、いくつかの大きな山(ハイライトないしはトピックスが沢山でる時期)があった様に思われる。ひとつは、雲物理学の分野で黄砂が精力的に扱われた時期が挙げられる。この時期の黄砂に対する大きな関心は、この黄砂粒子が「氷晶核としての能力の有無を明らかにする