

2.2. 種々の黄砂現象

2.2.1. 黄砂の発生の仕組み

黄砂の発生は以下のように説明される。強風によって発生する砂塵嵐で顕著なものは、温帯低気圧活動に伴っており、高気圧から低気圧中心や前線帯へ向けての強風が吹いている地域で、砂塵の巻き上がりが盛んに起きることによって黄砂現象が始まる。強風と空気力学的な大気の乱れが土壌粒子の舞い上がりの起動力となっていると思われる。

黄砂現象は日本では一般に春に多く見られるが、年によって変動があり、また顕著さの程度も種々である。黄砂の元となるような砂塵嵐が砂漠のような恒常的な極乾燥地だけに発生するものであれば、その時の強風などの条件だけでダスト舞い上がりが決まる。しかし、砂塵嵐は半乾燥地でも発生し、その時の強風などの気象条件だけでなく、強風下にある地域の表面状態が大きな要因となる。表面状態とは地形、土壌の構造(気相、液相、固相の割合と分布状態)、地表の植生、植生残渣の存在、表面粗度、土壌の団粒(かたまり)の粒径分布と土壌水分(土壌化の進んでいない場所ではその土地の地中水分)からなる。半乾燥地域はこれらの要素の季節変化や年々変化の幅が大きいため、砂塵嵐発生の状況もそれによって変わる。土壌水分には、砂塵嵐発生時以前の降雨などが関連する。土壌の団粒の破壊は、凍結融解の繰り返しにより促進され、また強風の頻発が影響を与える。岩はだ等では、岩石の隙間に浸透した水分の凍結融解の繰り返しで破壊が進み、鉱物粒子を作り出す。

発生源地域のゴビ(中国・モンゴルの砂礫砂漠)、黄土高原、河西回廊などの半乾燥地では冬季に降雨が少ないこと及び冬から早春まで植生がないことが、ダストの舞い上がりに適した条件となる。

村山(1991)のまとめたものによると、砂塵の局所的な舞い上がりはどこでも、地上10mの平均風速が5m/s以上であることが必要条件であり、砂塵嵐まで発達するにはゴビで約10m/s、黄土高原とタクラマカン周辺地で6m/s程度が必要となる。これらの数値については、実証的研究が少なかったが、近年急速にデータが集積されており、地域差が極めて大きいことが分かってきている。

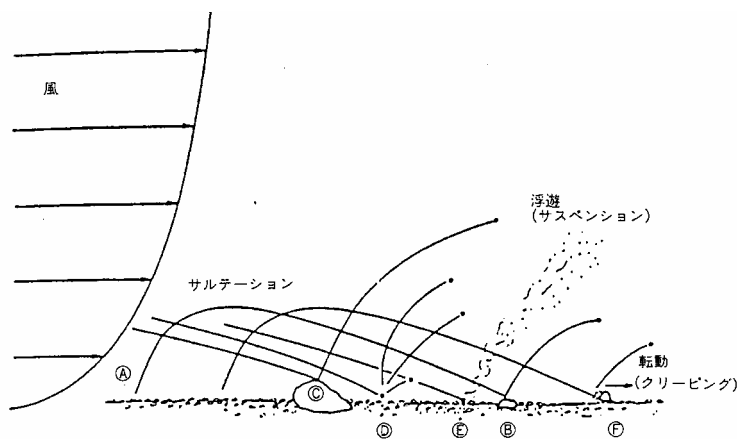
砂漠の砂や土壌粒子の運動は、風圧とせん断力によって起こるが、輸送運動のモードには、3つあり、粒子の大きさが1mm以上のものが、転動(creeping)、50 μ m~1mmのものが、躍動運動(saltation)、50 μ m以下のものは、大気中に浮遊(suspension)運動をする(図2-1)。粒子の舞い上がり機構は、粒径の異なる粒子の存在や、衝突が重要な役割を果たしている。

砂塵嵐は、様々な大きさの砂粒や石を巻き上げる。鉱物学等で砂(粒径およそ2~0.06mm)と呼ばれているものやシルト(同0.06mm以下)と呼ばれているものは、互いの粒径の差から、空中に浮遊する高さ、距離、時間に大きな違いがある。砂とダストを比べると砂の移動距離は短く、その影響範囲は局地的であり、例えば砂丘が移動す

れば、砂漠周辺の住民にとっては直接的に生活基盤に影響を与えることになる。一方、ダストは微細な粒子であるため、大気中を気流に乗って浮遊し、重力や降水によって地表に降下するまでより遠くへ運ばれる。

風により巻き上げられた砂塵は、中国国内では高度 7~8km まで拡散した状態で観測される。ただし、このような高度まで拡散した状態の場合には、強風を伴うことも珍しくなく、地域によっては装置の運用上の問題で観測不能の状態になることがあるので、この種の数値が個々のケースにおいてはどの程度確かなものか不明であるが、いくつかの観測事例を総合してこの程度の値が推定されている。

中国の沿岸部の近くになると、発生源付近で見られる極めて複雑な空間分布状態が消え、また、粒子サイズの極めて大きいものは既に落下していることが多い。それでも、低気圧に伴って強風域も移動しているため、発源地域の砂塵に加えて移動に伴って巻き上げられた様々な地表起源の粒子状物質と一緒に沿岸部へ運ばれてくる。このために、地表付近 1~2km の高度に濃度が極めて高い層が見られることになる。このような層も、低気圧が中国沿岸部に到達した時点で、まだ低気圧が発達段階であれば、上下の混合が激しいために、更に上空に広がって行く。日本に運ばれて来る場合には、次第に長距離輸送のプロセスが目立つようになり、地表付近に加えて数キロ上空に高濃度層が現れる場合が増えてくる。日本においても、低気圧活動が盛んな場合には、上下の混合が盛んなために高濃度層は地上付近から 6~7km まで連続して現れる。



土壌粒子の三つの輸送モード (Greeley 他, 1985)
 地面へ及ぼされた風によるシヤー応力によって、A) 地面から粒子が持ち上げられ、風下へ運ばれ、B) 地面に衝突しはね返る。これをサルトレーションという。C) 大きな団塊にぶつかった粒子は、弾性衝突で(多分侵食を生じ)はね返ってから、比較的大きなサルトレーション流跡線をとる。D) で地面にぶつかった粒子は他の粒子のサルトレーションのひきがねとなる。非常に微細な粒子(100 μm以下)を含む地面に当たったE) 粒子は、複数個の微細粒子を風のなかへスプレーする。これが浮遊に至る粒子である。大きな粒子にぶつかったF) 粒子は、大きな粒子を風下のほうへ転がさせる。これを衝突転動(匍行)という。

図 2 - 1 土壌粒子の 3 つの輸送モード (村山 1991)

2.2.2. 風送ダストの輸送

2.2.2.1. 世界の風送ダスト

黄砂と同様の現象は、日本に限らず世界の多くの地域で観察されており、特に砂漠周辺ではごく普通にみられる現象である。なかでもサハラ砂漠から南イタリアに吹く乾熱風シロッコは代表的なもので、サハラの細粒物質を地中海地域に運び、「赤い雨」を降らせたり、地中海沿岸一帯の赤土(テラロッサ)の母材になることが知られている。

表土粒子は、植生に覆われず水分の少ない、細粒物質がむきだしになった地面ほど舞い上がりやすいため、風送ダストは乾燥地域を主な発源地にしている。北半球中緯度域、北アフリカ - アラビア - 中央アジア一帯に最大の乾燥地域が広がっているが、人工衛星からの観測では、ダストの発現が顕著な地域は、アフリカのサハラ砂漠と中国北部からモンゴルへかけての砂漠地域である(上田、岩田 1991)。

2.2.2.2. アジアンダストの長距離輸送

アジアの砂漠起源のダストが海洋上空を西風により輸送され、北太平洋地域全体に輸送されていることは、海洋・大気間の物質交換研究(SEAREX)で北太平洋に展開している 5ヶ所のエアロゾルサンプリングのネットワークで観測された (Uematsu 他 1983)。同時に北太平洋へのミネラルダストの降下量の直接測定が試みられ (Uematsu 他 1985)、黄砂の長距離輸送という視点から発生源、輸送、除去機構の解明が行われた。

その結果、北太平洋の全ての観測点で 2 月から 5 月にかけてミネラルダストの年最高濃度が観測され、アジアの風送ダストが長距離輸送の結果、北太平洋中央部まで到達していることが明らかになった。ほぼ同じ頃、ライダーによる黄砂観測が始められ、自由大気圏での黄砂の輸送が長距離輸送では極めて重要であることを示した。それまでは、黄砂の観測が地上観測中心であったが、この頃から上空に浮遊する黄砂への関心が高まってきた。また、気塊のトラジェクトリー(流跡線)解析により、砂漠地域の上空のダストを含む空気が東に移動する際に太平洋高気圧の支配下に入って徐々に沈降していくことが示されている。近年、衛星観測により北太平洋上へ輸送されるミネラルダストの地理的分布が確認されるようになってきている(口絵 - 1)。また、大規模な黄砂が北太平洋を横断し、北米大陸に到達していることが衛星画像解析によって認められている(Husar 他 2001)他、モデルシミュレーションによってこのような現象がうまく再現されている(Uno 他 2004)。更にアジアンダストは北大西洋を越え、ヨーロッパまで運ばれていた事例が報告されている(Grousset 他 2003)。しかし、人工衛星でその実態が良く観察できたり、数値モデルによるシミュレーションがうまくいくのは、いわゆる大規模な黄砂現象に限られており、規模の小さいものや「弱い黄砂」と呼ばれているものに関する輸送については、未解明の部分が多く残されている。

2.2.3. 風送ダストの堆積

2.2.3.1. 気候変動の影響

黄砂の発生、輸送及び堆積量は、地球の気候変動の影響を強く受けている。一時、地球の低温期は一般に多雨の時代、高温期は乾燥の時代と考えられたこともあったが、その後の研究によって、むしろ寒冷な時期が乾燥期と考えられるようになり、そのことを示唆する多くの結果が得られている。北緯 30° から南緯 30° の間の陸地のうち砂丘帯の面積は、現在は約 10% であるが、18,000 年前の氷床最拡大期は 50% を占め、南北両半球の中・高緯度でも最終氷期(約 7.5 ~ 1 万年前)の乾燥度は高かった。砂丘帯は、最終氷期には南北半球のともに緯度 20 度付近を中心とする二つの大きな帯状の分布をみせ、現在に比べて北アフリカ、南アフリカ、オーストラリアの砂丘帯の発達が顕著であった。一方、約 6000 年前には活動的な砂丘帯は、北米の数ヶ所とインドのタール砂漠に、小規模に残るのみであった。

北西アフリカ沖合いでは、サハラ砂漠からの最終氷期の風送ダスト堆積速度は、完新世(現在)の約 6 倍であった。中国起源の風送ダストが飛来する日本の場合も、やはり最終氷期のほうが完新世の 3 ~ 4 倍程度の堆積速度であった。そのころ、ゴビ砂漠での低気圧による砂塵嵐の頻度も高く、偏西風ジェット気流も、より効果的に風送ダストを運んだと考えられている(上田、岩田 1991)。近年のシミュレーション等では、寒冷な時期には陸地面積が増大し、とりわけ大陸棚が陸地となって、そこに堆積した砂塵が大量に大気中に巻き上げられる効果が示されている。

2.2.3.2. 黄土高原の形成

風送ダストが堆積したものをレスと呼んでおり、中国北部のものを特に黄土と呼ぶ。レスは世界の陸上、海底に広く分布している。レス(黄土)が堆積し始めたのは、中国黄土高原では約 250 万年前からであり、その多くが約 200 万年前から始まった第四紀に入ってからである。チベット高原の隆起によって熱帯との大気循環が遮断され、中国内陸部が乾燥するようになったためであろうと推定されている。(成瀬 1996)。

2.2.3.3. 日本における風送ダストの堆積量

現在の黄砂は中国内陸部の砂漠から運ばれて来るものがほとんどであるが、約 7.5 万 ~ 1 万年前の最終氷期には、タクラマカンやゴビなど中緯度に分布する砂漠の他に、中国東北部、モンゴル、シベリアなどアジア大陸北方に広がる先カンブリア岩分布地域からも飛来していた。最終氷期のアジア大陸北方地域はシベリア高気圧が優勢であったために砂漠が広がっていた。この北方砂漠から、強い冬季北西季節風によって、韓国や日本列島の瀬戸内海から北海道にかけて細粒物質が盛んに運ばれていた。更に宮古島から与那国島には、中国南部あるいはチベット高原から冬の亜熱帯ジェット気

流によって運ばれた細粒物質もあったと考えられている。

風送ダストの堆積は、供給源となる大陸内部の乾燥の程度、ダストを運ぶ風の強さ及び風の軸の位置によって決まると考えられる。これらは、より規模の大きい地球規模の大気循環の状況に左右されていることは言うまでもない。

中国黄土高原での研究成果を踏まえながら日本列島における風送ダストの堆積環境の変化、特にその量的変化を明らかにすることによって、東アジア古環境変動を考察した結果、以下のような点が明らかになっている。

最終間氷期(約 12 万年前)の風送ダスト堆積量は $3 \sim 7\text{g}/10\text{cm}^3$ 、最終氷期(約 7.5 万年 ~ 1 万年前)は $12\text{g}/10\text{cm}^3$ 、そして完新世(1 万年前 ~ 現在)は $3 \sim 4\text{g}/10\text{cm}^3$ であり、最終氷期に風送ダスト堆積量が多く、最終間氷期と完新世に少ない結果は、中国黄土高原の風送ダスト輸送量の変化と関係している。

日本海沿岸の最終氷期では黄土高原の風送ダスト輸送量、日本列島の風送ダスト堆積量ともに 7~6 万年前と 1.8 万年前に多い。この両時期に、発達した氷河が中国の乾燥・半乾燥地域にレス物質を多く供給したことと、偏西風が強くなったことが、黄土高原に黄土、日本列島に風送ダストの堆積を増大させた可能性がある。日本列島の風送ダスト堆積量も 1~2.5 万年前に多く、東に向かうほどその量は減少する。

日本列島の風送ダスト堆積量は、黄土高原と異なって 7~6 万年前よりも 1.8 万年前に極大期がある。これは、大陸から飛来した風送ダストに加えて、1.8 万年前に最も広く陸化した大陸棚から吹き上げられた風送ダストが加わったことによる。

黄土高原では 1 万年前からダストフラックスが急減するが、日本列島では 6300 年前以後に減少する。後氷期の海水面上昇が大陸棚の陸化面積を減少させたことや偏西風が衰退したためであると考えられる(成瀬 1993)。

日本及び北太平洋域の推定飛来量や降塵量についていくつかの報告がある。日本には 1km^2 当たり 1~5 トン/年の黄砂が飛来し(国立環境研究所 2002)、北太平洋全体では、約 3.3 億トン/年の黄砂が降下すると推測されている(吉野 2002)。

以上のように、風送ダストの堆積は、地質学的に見れば、過去日本列島に大きな影響を与えてきたと言える。