

〔特集〕 飛散を伴う流体现象と居住環境問題

## 吹雪現象の数値シミュレーション

\* (独) 防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター新庄支所 根本 征 樹†

### Numerical Simulation of Blowing and Drifting Snow

Masaki NEMOTO, Shinjo Branch of Snow and Ice Research Center, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

#### 1 はじめに

吹雪は地表面に降り積もった雪が風により舞い上げられて移動する現象である。降雪を伴うものを吹雪、伴わないものを地吹雪と区別する場合もある。吹雪による雪粒子の輸送現象は、たとえば積雪地域における視程障害を引き起こすほか、吹きだまりや雪庇を形成し、交通障害や雪崩発生の原因となる。また南極氷床や高緯度積雪地帯においては吹雪により積雪の再配分が生じるため、寒冷陸域における水循環過程において吹雪は重要な役割を果たす。これらの例から理解できるように、吹雪研究の応用範囲は多岐にわたる。

本稿では、特に近年発表された吹雪の数値シミュレーションモデルを概観する。吹雪による雪の輸送量や視程障害、吹きだまり形成プロセスを調べるにあたり、野外観測や風洞実験による研究手法とともに、コンピュータを利用した数値シミュレーションによる手法も有効である。特に数値シミュレーションは、風速などのパラメータを変化させるなど様々な状況を想定した実験を効率よく遂行できるなどの特徴を有しており、今後更なる発展が期待される。

#### 2 吹雪の運動形態

吹雪モデルの解説に先立ち、吹雪の運動形態や内部構造に関して、これまでに認められている基礎概念について説明をおこなう。これらの知見は物理モデルの構築に際して核をなす重要なものである。吹雪は粒子の空気輸送流 (aeolian sediment transport) の一形態であり、このテーマの理解には Bagnold<sup>1)</sup> と Owen<sup>2)</sup> による、飛砂の運動に関する先駆的な研

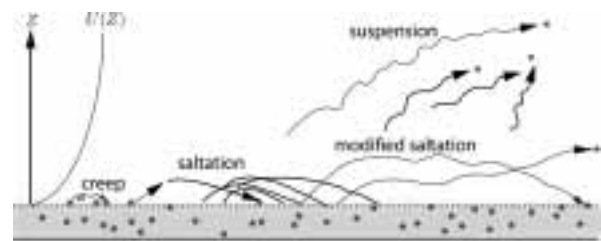


図1 吹雪現象における雪粒子の運動形態。

究が大きく貢献している。ここで紹介する内容も、彼らの研究成果に負うところが大きい。

吹雪の運動形態は一般的に、

- (1) 跳躍 (saltation)
- (2) 浮遊 (suspension)
- (3) 転がり (surface creep)

の3つに分類できることが知られている。図1は上記の運動形態を模式的に示したものである。風による力すなわち摩擦速度がある臨界値を超えると、雪粒子間の結合が壊されて雪粒子は大気中に取り込まれ、雪面上を転がったり、跳びはねて放物運動をはじめ。雪粒子が雪面上を転がる運動を「転がり」、跳びはねる運動を「跳躍」と呼ぶ。跳躍によって雪粒子が舞い上がる高さは5~10cm程度である。なお「転がり」は、跳躍運動の初期段階であると考え、「跳躍」に含める場合も多い。一方、雪粒子によっては大気の乱流の作用を受けてさらに高いところまで舞い上がるものもあらわれる。このように乱流によって雪面上高くまで舞い上がる運動を「浮遊」と呼ぶ。浮遊により雪粒子が舞い上がる高さは数mから数百mに達するといわれる。一般に吹雪質量フラックス (風向に垂直な単位面積を単位時間に通過する吹雪の質量) は雪面近傍でもっとも大きく、鉛直上方に向かうにしたがい減少する。このため雪面近傍の跳躍運動を最も重要なメカニズムと考える場合

\*〒996-0091 山形県新庄市十日町高壇 1400

† E-mail: mnemoto@bosai.go.jp

もある。また、極地を含む寒冷域において吹雪により生じる比較的広いスケールでの積雪再配分や交通障害をもたらす視程悪化などは主に浮遊状態の雪粒子が関与しており、跳躍から浮遊への遷移過程も含めた両運動形態の厳密な理解が重要となる。

図1において、一般的な3種類の運動形態(転がり、跳躍、浮遊)に加えて、“modified saltation”という運動形態も記載されている。これは跳躍運動している雪粒子の中で、乱流の影響を強く受けて、運動形態が浮遊に遷移する段階にあるものを表す。これらの粒子は、あるものはそのまま完全に浮遊に遷移し、また他のものは再び跳躍運動に戻り、雪面に落下する。“modified saltation”は実験などによる測定から区別することは容易でなく、従来取り上げられることが少なかったが、運動形態の物理過程を厳密に捕えるためには見逃すことの出来ないプロセスである。

吹雪が跳躍、浮遊などの運動過程を経て発達する過程を図2に模式的に示す。この図のように、吹雪が発達するメカニズムは、1) 風による粒子の取り込み (aerodynamic entrainment), 2) 粒子の軌道変化 (grain trajectory), 3) 粒子と雪面との衝突 (grain-bed collision), 4) 風速の変化 (wind modification) という4つのサブプロセスに分割して考えられる<sup>3)</sup>。積雪粒子が風の力を受けて大気中に取り込まれると (aerodynamic entrainment), 雪粒子は転がりや跳躍運動を開始し (grain trajectory), 雪粒子の雪面との衝突過程 (grain-bed collision) を経て吹雪粒子数が増大し、さらには乱流によって浮遊運動へと発展していく (雪面における衝突過程はスプラッシュ過程 (splash process) とも呼ばれる)。さらに、粒子濃度の増大にともない風の運動量と吹雪粒子との運動量交換が生じ、吹雪の発達過程で風の構造自体が変化することも知られている (wind modification)。

風と雪粒子との運動量交換 (図2の wind modification) により、風は運動量を失い、特に粒子濃度が高い雪面近傍では風速が弱まる。こうした風の変化は1) aerodynamic entrainment において取り込まれる粒子数の減少と2) grain trajectory において粒子軌道の変化を引き起こし、最終的に3) splash process の変化をもたらす。この際、吹雪粒子数が風速に対して極端に減少した場合、風は運動量を回復して風速が増加し、それにもなって再び吹雪粒子数は増加する。吹雪にはこのような負のフィードバック効果が働く。これら一連のプロセスの変化は、吹雪量がある一定の値に収束するまで継続する。この収束値が飽和吹雪量であり、任意の風速における最大の吹雪量である。このように、4つのサブプロ

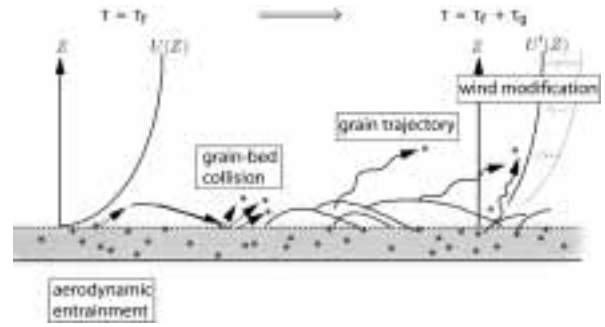


図2 吹雪の発達過程と4つのサブプロセス。

セスによる自己調節機能<sup>3)</sup>のもとで、吹雪粒子数は変動を繰り返しながら飽和吹雪量に収束し、定常状態に達する。

吹雪が発生すると、雪面上は風の応力 $\tau_f$ に加えて、跳躍運動している吹雪粒子が雪面に衝突することによって生じる応力 $\tau_g$ が作用する (図2) 一般に接地境界層内においては、 $\tau_f$ は近似的にはほぼ一定であると見なすことができる (constant flux layer, ただし厳密に一定であるわけではない<sup>4)</sup>)。しかしながら、吹雪時においては風と吹雪粒子との運動量交換が生じ、 $\tau_f$ の鉛直分布は変化すると考えられる。

### 3 乱流拡散を基礎とした吹雪の数値モデル

吹雪の数値シミュレーションは1990年代初頭からUematsuら<sup>5)</sup>とListonら<sup>6)</sup>によって始められた。これらのモデルは乱流拡散を考慮した吹雪の数値計算を行うもので、構造物周辺における吹雪空間濃度の分布や吹きだまり分布を求めることが可能である。このモデルを基本に、吹雪の数値モデルはその後様々な形で発展した。この章ではこうした乱流拡散モデルの代表的な手法を説明する。

吹雪は大気と吹雪粒子から構成される混相流と見なしうるが、大気の流れ場と雪粒子の輸送は独立に扱うことが可能であると仮定して定式化をおこなう。計算では最初に大気流れ場の計算をおこない、その後吹雪の跳躍層と浮遊層の輸送量を計算する。

流れ場の基礎方程式は、連続の式 (質量保存則) とナビエ-ストークス方程式 (運動量保存則) であり、レイノルズ平均を施し、テンソル表記 ( $i, j=1,2,3$ ) を用いると、それぞれ以下のように記述される。

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial u_i u_j}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ K_m \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right] \quad (2)$$

上式において、 $x_i$ : 空間座標、 $t$ : 時間、 $u_j$ : 風速成分、 $P$ : 気圧、 $\rho$ : 空気密度、 $K_m$ : 渦粘性係数（乱流拡散係数）を表す。

次に、吹雪粒子相に対する質量保存則から、以下の移流拡散方程式（吹雪空間濃度の輸送方程式）が導かれる。

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} c(u_j - w_f \delta_{j3}) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( K_s \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) \quad (3)$$

ここで、 $c$ : 吹雪空間濃度、 $w_f$ : 雪粒子の落下速度である。 $K_s$ は吹雪粒子の拡散係数である。一般に  $K_s$  については  $K_m$  との間に比例関係

$$K_s = \beta K_m \quad (4)$$

が仮定される ( $\beta=1$  とされることが多い)。吹雪の運動形態を考慮すれば理解できるように、乱流拡散モデルの適用範囲は浮遊層に限られる。したがって式(3)の計算は浮遊層でのみ行ない、跳躍層の輸送量は Iversen ら<sup>7)</sup> や Pomeroy and Gray<sup>8)</sup> によって導かれた跳躍粒子輸送量のモデル式により与える。たとえば Pomeroy and Gray<sup>8)</sup> によれば、吹雪跳躍層内における雪粒子の輸送量  $Q_s$  は、気流により雪面に作用する摩擦速度  $u_*$  と、吹雪発生臨界摩擦速度（雪粒子が動き出す時の摩擦速度） $u_{*i}$  を用いた以下の式から得られる。

$$Q_s = \frac{0.68\rho}{Cu_*gh_s} (u_*^2 - u_{*i}^2) \quad (5)$$

上式において、 $C$ : 定数 (=1.0)、 $g$ : 重力加速度、 $h_s$ : 吹雪跳躍層厚さ (=0.0843  $u_*^{1.27}$ ) である。

吹きだまり量は底面での堆積量と削剥（侵食）量との（鉛直一次元方向の）バランスから計算される。Uematsu ら<sup>5)</sup>は、雪面における雪の堆積速度  $D$ 、侵食速度  $E$  をそれぞれ、

$$D = |w_f| c_{hs} \quad (6)$$

$$E = |w_f| \frac{Q_s}{u_* h_s} \quad (7)$$

（ただし  $c_{hs}$ : 跳躍層高度での吹雪空間濃度、 $u_{hs}$ : 跳躍層内の平均風速）とモデル化するとともに、 $D$  と  $E$  のバランスから地表における吹きだまり速度  $S$  (単位は  $\text{kg/m}^2\text{s}$ ) を、

$$S = D - E \quad (8)$$

として計算した。

吹雪の乱流拡散モデルはこれまでに数多く発表されているが、基本的なモデルの構成は上に述べたとお

りである。近年、Naaim ら<sup>9)</sup> や Gauer<sup>10)</sup> は式 (3) に加えて、跳躍層における吹雪輸送量についても（気流と跳躍粒子からなる混相流に対する）輸送方程式を別途適用して直接計算を行なっている。これらのモデルを用いて水平面上の吹雪の動態に加えて、それぞれ防雪柵、山岳地における吹きだまり分布の解析が行われた。福嶋ら<sup>11)</sup>は、吹雪など固体密度が気体密度を大きく上回る固気二相流においてはブシネス近似が許容されない場合があることを考慮し、新たに非ブシネス流体に対する  $k-\varepsilon$  乱流モデルを構築し、定常状態における吹雪の流動解析をおこなった。

工学的な分野では、富永ら<sup>12-14)</sup> や Beyers ら<sup>15)</sup> などにより、立方体モデルなど建築構造物周辺の吹雪輸送量や吹きだまり分布の計算と、風洞実験や野外観測など実測データとの詳細な比較検討が近年盛んに行なわれている。これらの成果はシミュレーションの最重要課題である物理モデルの精度向上に大きく寄与すると期待される。また、富永ら<sup>14)</sup> は、従来の方法を拡張し、雪面に接する Control Volume 内における三次元的な吹雪流量の収支を考慮した堆積・削剥モデルを提案している。

一方、気象学の分野では、吹雪粒子の昇華による湿度変動を扱ったモデルの開発が活発である<sup>16-19)</sup>。これらのモデルは、物理量の鉛直分布の時間変化のみを扱った一次元モデルで、吹雪輸送量に加えて、温度場、吹雪粒子の昇華による湿度分布の変化などの気象要素を考慮している点が大きな特徴である。計算では、吹雪粒子の粒径は  $0\sim 800\ \mu\text{m}$  であるとし、この範囲内を  $50\sim 200$  クラスに等分割している。そして、それぞれのクラスについて拡散方程式を解き、それらの総和から全粒径における濃度分布を求めた。 $i$  番目の粒径クラスに対応する吹雪空間濃度  $c_i$  に対する拡散方程式は以下のようなになる。

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} = \frac{\partial w_f c_i}{\partial z} + \left( K_s \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) + S_{Fi} \quad (9)$$

ここで  $S_{Fi}$  は昇華により吹雪空間濃度が変化する効果を表す項である。以上から、吹雪時における昇華にともなう湿度変動、粒径分布の変化をモデルに組み込むことが可能となる。なお Bintanja<sup>16,17)</sup> は、吹雪時には、気流が吹雪粒子を含むことで密度成層が生じ（安定成層）、浮遊層内の乱流輸送が抑制されるとの考えのもとにモデル化をおこない、さらにこうした乱流が抑制される効果を粒子リチャードソン数という新たなパラメータを導入して記述できるとした。上記のモデルはそれぞれ SNOWSTORM<sup>16,17)</sup>、PIEKTUK<sup>18)</sup>、WINDBLAST<sup>19)</sup> と名付けられており、モ

デル間の相互比較が行われている<sup>20)</sup>。共通の条件下での計算によれば、吹雪粒子の昇華が境界層に及ぼす熱力学的効果、相対湿度上昇や昇華にともなう粒子層付近の温度減少等について、それぞれのモデルはほぼ同様な結果をもたらすことが明らかにされた。しかしながら、計算された吹雪濃度の鉛直分布の値はいずれのモデルも実測より小さくなる傾向が見られた<sup>20)</sup>。各種パラメータに対する感度実験からは、式(4)で $\beta=5$ とするか、あるいは $w_f$ を静止流体中の落下速度 $w_t$ (終端速度)の0.2倍としないと実測と一致しないことも明らかにされた(図3)。吹雪粒子相の拡散係数 $K_s$ と粒子落下速度 $w_f$ をそれぞれ気相の値 $K_m$ 、終端速度 $w_t$ と等しいと仮定することは多いが、この是非については議論が多いところである。

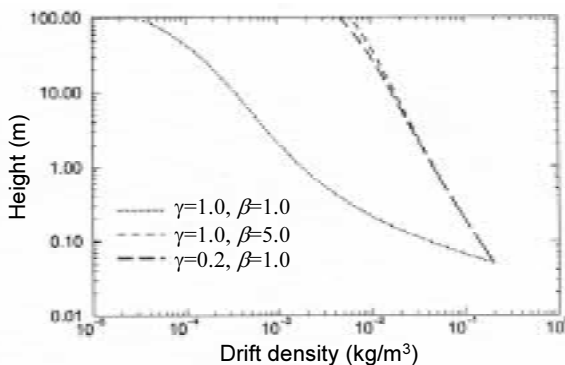


図3 吹雪空間濃度の鉛直分布 (Xiao et al.<sup>16)</sup> の図を改変).  $\beta = K_s/K_m$  であり、また  $\gamma = w_f/w_t$  (粒子落下速度/静止流体中での終端速度) である.  $u_* = 0.87\text{m/s}$ , 粗度  $z_0 = 0.001\text{m}$ .

#### 4 ラグランジュ的な吹雪モデル

3章で解説したいいわゆる“オイラー的な”モデルの他に、個々の粒子運動を計算して粒子輸送過程を解析するラグランジュ的な吹雪モデルも存在する。これらは当初飛砂の分野で発達したものであり、飛砂跳躍層の構造の詳細を明らかにする試みがなされてきた<sup>21-24)</sup>。これらの跳躍モデルは、地表面での個々の粒子の衝突過程(スプラッシュ過程)や粒子と風との相互作用による風速の変化など、2章で述べた4つのサブプロセスを厳密に組み込んだ“self-regulating saltation model”<sup>3), 21-24)</sup>として知られている。この場合、風速場の計算については、乱流拡散モデルと同様に式(1), (2)を用いるが、粒子による抵抗力:

$$F_x = \sum_{i=1}^n m_i \left( \frac{du_p(z)}{dt} \right)_i \quad (10)$$

が外力項として(2)に加わる。ここで $n$ は高度 $z$ における単位体積あたりの総粒子数、 $m_i$ は $i$ 番目の粒子の質量、 $(du_p(z)/dt)_i$ は高度 $z$ における $i$ 番目の粒子の水平方向の加速度である。これらの値は次に示す粒子の軌道計算から得られる。

粒子運動については、粒子を球形と仮定し、風による抵抗力と重力を考慮した運動方程式で記述する。

$$\frac{du_p}{dt} = -\frac{3}{4} \frac{\rho}{\rho_p} \frac{C_d}{d} V_R (\mathbf{u}_p - \mathbf{u}) - \mathbf{g} \quad (11)$$

ここで $\mathbf{g}$ は重力加速度、 $\mathbf{u}_p$ ,  $\mathbf{u}$ はそれぞれ粒子速度と風速である。また $\rho_p$ は粒子密度、 $d$ は粒径、 $C_d$ は抵抗係数、 $V_R$ は相対速度( $=|\mathbf{u}_p - \mathbf{u}|$ )である。式(11)を解く際には雪面から射出される雪粒子の速度分布などのスプラッシュ過程を考慮する必要がある。吹雪に関しては、低温風洞による吹雪実験からスプラッシュ関数が求められている<sup>25)</sup>。このタイプのモデルは、粒子の跳躍・浮遊運動の区別をおこなう必要が無く、粒子の跳躍～浮遊間の遷移領域を厳密に扱うことが可能なため、吹雪にも適用されている<sup>26-28)</sup>。事実、この方法で計算された吹雪空間濃度、質量フラックスの鉛直分布は、跳躍層から浮遊層にわたる広い高度範囲において、野外観測結果とも良く一致した(図4)。ラグランジュ的なモデルは(4つのサブプロセスや、跳躍から浮遊への遷移など)粒子運動の詳細を記述できるため、吹雪の内部構造の解明に有用である。Li and Taylor<sup>30)</sup>は、ラグランジュモデルにより粒子拡散係数 $K_s$ を直接求めている。そ

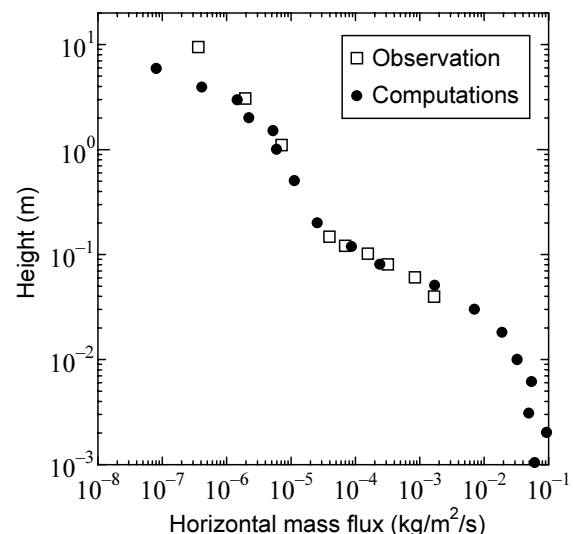


図4 吹雪質量フラックスの鉛直分布の計算結果と、南極みずほ基地での観測結果との比較 (Nishimura and Nemoto<sup>29)</sup> の図を改変).  $u_* = 0.28\text{m/s}$ ,  $z_0 = 1.0 \times 10^{-4}\text{m}$ .

の結果、 $K_s = K_m$  とする近似は概ね妥当であること、しかしながら厳密には  $K_s$  は粒径依存性を有する ( $0.9 < \beta < 1.5$  程度の範囲で粒径により変化すること) を明らかにした (図 5)。その他、ラグランジュモデルは構造物周辺における吹雪粒子の運動の解析にも応用されている<sup>28)</sup>。

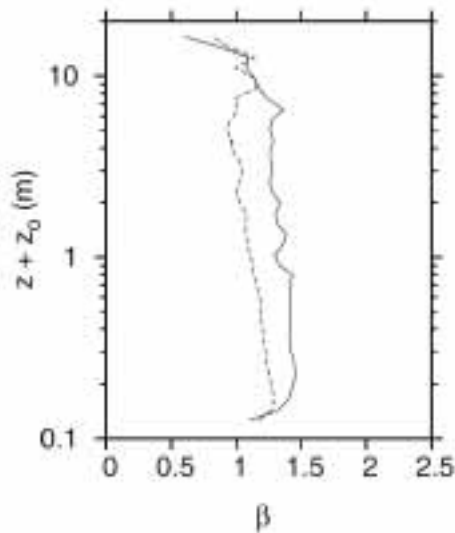


図 5 ラグランジュモデルを用いて直接計算された  $\beta$  ( $= K_s / K_m$ ) の鉛直分布 (Li and Taylor<sup>30)</sup> の図を改変). 実線は大きな粒子 ( $w_i = -0.5\text{m/s}$ ), 破線は小さな粒子 ( $w_i = -1.0\text{m/s}$ ) に対応する。

## 5 おわりに

本稿では Uematsu ら<sup>5)</sup>の手法に代表される、オイラー的な考え方に基づく吹雪の数値モデルの手法を概説するとともに、このモデルが最近の研究においてどのように活用されているかを示した。また、これらのモデルに加えて、個々の粒子軌道を直接計算するラグランジュ的なモデルの例も示した。

オイラー的手法による拡散モデルを用いた場合、規模の大きい建築構造物の周辺や防雪柵付近における吹きだまり分布、さらに吹雪粒子の昇華による水蒸気フラックスの変化などの吹雪発生時における熱力学特性も比較的容易に計算できる。こうした利点があることから従来の吹雪モデルのほとんどはこの手法に基づいたものである。しかしながら上述したとおり雪粒子の拡散係数  $K_s$  や粒子の落下速度  $w_f$  の与え方については問題もあり、計算に際しては注意が必要である。 $K_s$  は乱流拡散係数  $K_m$  に等しいと近似できるものの、両者の比は厳密には粒径により若干異なるなど、粒子に作用する重力や慣性の影響が実際には存在するようである。同様に  $w_f$  について

も、乱流内部においては静止流体中の落下速度 (終端速度)  $w_f$  とは異なると思われる<sup>31-32)</sup>。さらには吹雪粒子の形状も  $w_f$  に影響するであろう。 $K_s$  と  $w_f$  の粒径および粒子形状依存性は、オイラー的手法に基づくモデルの精度向上にとって重要な課題である。

個々の粒子運動を計算するラグランジュ的なモデルは、吹雪の内部構造の詳細を表すのに優れているとともに、構造物周辺における吹雪粒子の運動の解析に対する試みもなされている。コンピュータで計算可能な粒子個数には限りがあり、大規模スケールを想定した計算は困難であるため、実用 (応用) 面では今後もオイラー的モデルが主流となるのは間違いないものの、そうした状況においても、ラグランジュモデルによって得られる物理プロセスの知見をオイラー的モデルにフィードバックし、モデルの改善を進めることは非常に有効であろう。

吹雪の分野において今後取り組むべき重要な課題の一つに、寒冷陸域における水・エネルギー循環の問題への吹雪モデルの応用がある。最近の研究例では、大気と積雪面との間のエネルギー交換過程における吹雪の影響を解明するための、吹雪の鉛直多層エネルギー交換モデルが開発されており<sup>33)</sup>、当該分野において今後の発展が期待される。また、積雪モデルに代表される寒冷地の陸面過程を扱うモデルにおいても、吹雪による積雪再配分の問題が重要であり、こうした陸面モデルと吹雪モデルとの統合化の重要性が指摘されている<sup>34)</sup>。その他、積雪地域における居住環境問題においては、建築構造物周辺など複雑な形状の流れ場における雪の飛散・堆積量 (吹きだまり量) のモデリング手法の開発・予測システムの確立が重要なテーマであろう。

## 引用文献

- 1) Bagnold, R. A.: *The physics of blown sand and desert dunes* (London, Methuen, 1941) 265pp.
- 2) Owen, P. R.: Saltation of uniform grains in air, *J. Fluid Mech.*, 20 (1964) 225-242.
- 3) Anderson, R. S., Sørensen, M., & Willetts, B. B.: A Review of Recent Progress in our understanding of Aeolian Sediment Transport, *Acta Mech. Suppl.* 1 (1991) 1-19.
- 4) 近藤純正: 大気境界層の科学 (東京堂出版, 1982) 35-36.
- 5) Uematsu, T., Nakata, T., Takeuchi, K., Arisawa, Y. & Kaneda, Y.: Three-dimensional numerical simulation of snowdrift, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 20 (1991) 65-73.

- 6) Liston, G. E., Brown, R. L. & Dent, J. D.: A two-dimensional computational model of turbulent atmospheric surface flows with drifting snow, *Ann. Glaciol.*, 18 (1993) 281-286.
- 7) Iversen, J. D., Greeley, R., White, B. R. & Pollack, J. B.: Eolian erosion of the Martian surface, Part 1: Erosion rate similitude, *Icarus*, 26 (1975) 321-331.
- 8) Pomeroy, J. W. & Gray, D. M.: Saltation of snow, *Water Resour. Res.*, 26 (1990) 1583-1594.
- 9) Naaim, M., Naaim-Bouvet, F. & Martinez, H.: Numerical simulation of drifting snow: erosion and deposition models, *Ann. Glaciol.*, 26 (1998) 191-196.
- 10) Gauer, P.: Numerical modeling of blowing and drifting snow in Alpine terrain, *J. Glaciol.*, 47 (2001) 97-110.
- 11) 福嶋佑介, 藤田和成, 鈴木健史, 小杉健二, 佐藤威: 非ブーシネスク  $k-\varepsilon$  乱流モデルによる吹雪の流動解析, *雪氷* 61 (1999) 285-296.
- 12) 富永禎秀, 持田灯, 吉野博: 集合住宅周辺の気流分布と雪の吹き込みに関する CFD と CG による解析, *日本雪工学会誌*, 18 (2002) 3-11.
- 13) 富永禎秀, 持田灯, 吉野博, 志田貴之, 大風翼: CFD による建物周辺の吹きだまりの数値予測に関する研究 - 地表面の雪の飛散・堆積のモデル化に関する検討 -, 第 19 回数値流体力学シンポジウム論文集, C1-6, 2005.
- 14) 富永禎秀, 志田貴之, 持田灯, 吉野博, 大風翼: 風による雪の堆積・侵食に関するモデル化手法の検討, *日本建築学会北陸支部研究報告書*, 50 (2007) 141-144.
- 15) Beyers, J. H. M., Sundsbø, P. A. & Harms, T. M.: Numerical simulation of three-dimensional, transient snow drifting around a cube, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 92 (2004) 725-747.
- 16) Bintanja, R.: Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I; Theoretical background and model description. *Boundary-Layer Meteorol.*, 95 (2000) 343-368.
- 17) Bintanja, R.: Buoyancy effects induced by drifting snow particles. *Ann. Glaciol.*, 32 (2001) 147-152.
- 18) Déry, S. J., Taylor, P. A. & Xiao, J.: The thermodynamic effects of sublimating, blowing snow in the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 89 (1998) 251-283.
- 19) Mann, G. W.: *Surface heat and water vapour budgets over Antarctica*, Ph. D. Thesis, The Environment Center, The University of Leeds, U.K. (1998) 279pp.
- 20) Xiao, J., Bintanja, R., Déry, S.J., Mann, G.W. & Taylor, P.A.: An intercomparison among four models of blowing snow, *Boundary-Layer Meteorol.*, 97 (2000) 109-135.
- 21) Anderson, R. S. & Haff, P. K.: Simulation of eolian saltation., *Science*, 241 (1988) 820-823.
- 22) Anderson, R. S. & Haff, P. K.: Wind modification and bed response during saltation of sand in air. *Acta Mechanica, Suppl.*, 1 (1991) 21-51.
- 23) McEwan, I. K. & Willetts, B. B.: Adaptation of the near surface wind to the development of sand transport, *J. Fluid Mech.*, 252 (1993) 99-115.
- 24) Shao, Y. & Li, A.: Numerical modelling of saltation in the atmospheric surface layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 91 (1999) 199-225.
- 25) 杉浦幸之助, 前野紀一: 雪における雪粒子の衝突・反発・射出, *雪氷*, 65 (2003) 241-247.
- 26) Nemoto, M. & Nishimura, K.: Numerical simulation of snow saltation and suspension in turbulent boundary layer, *J. Geophys. Res.*, 109 (2004) doi:10.1029/2004JD004657.
- 27) Sato, T., Uematsu, T. & Kaneda, Y.: Application of a random walk model to blowing snow, *Snow Engineering: Recent Advances*, Izumi, Nakamura & Sack (eds.) (1997) 133-138.
- 28) Sundsbø, P. A. & Hansen, E. W. M.: Modeling and numerical simulation of snow drift fence, *Snow Engineering: Recent Advances*, Izumi, Nakamura & Sack (eds.) (1997) 353-357.
- 29) Nishimura, K. and Nemoto, M.: Blowing snow at Mizuho station, Antarctica, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 363 (2005) 1647-1662
- 30) Li, P. Y. & Taylor, P. A.: Three-dimensional Lagrangian simulation of suspended particles in the neutrally stratified atmospheric surface layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 116 (2005) 301-311.
- 31) Businger, J. A.: Eddy diffusion and settling speed in blowing snow. *J. Geophys. Res.*, 70 (1965) 3307-3313.
- 32) Wang, L. & Maxey, M.: Settling velocity and concentration distribution of heavy particles in homogeneous isotropic turbulence, *J. Fluid Mech.*, 256 (1993) 27-68.
- 33) 杉浦幸之助: 吹雪の鉛直多層エネルギー交換モデル, *雪氷*, 68 (2006) 549-562.
- 34) 山崎剛, 杉浦幸之助: 積雪モデル, *雪氷*, 68 (2006) 607-612.