特集

エアロゾル輸送モデルの開発と現業黄砂予報への応用

Development of an Aerosol Transport Model and Its Application to the Operational Asian Dust Forecast

田中泰宙*

Taichu Y. TANAKA

1. はじめに

大気中に浮遊している微粒子は、地球の大気環境と気候の形成に対して大きな役割をもっている。大気中に微粒子が浮遊している系はエアロゾル、浮遊している粒子はエアロゾル粒子と呼ばれる。エアロゾル粒子は、人間の活動による放出や鉱物・海塩など多種多様な起源をもち、それに伴って様々な種類と形態をもち、大きさは半径がおおよそ $1\text{nm} \sim 100\mu\text{m}$ と非常に広い範囲にわたっている。大気中に浮遊しているエアロゾル粒子は、日射を直接的に散乱・吸収すること、また雲粒を形成する凝結核や氷晶核として作用し雲の光学的特性を変化させることによって、大気や地表面の放射収支に影響を与えている^{1),2)}。この他にも、エアロゾルが存在することによってオゾンなど大気微量気体の化学反応が影響を受けること³⁾、エアロゾルが海洋に落下してプランクトンへの栄養塩となり植物プランクトンの光合成量を通じて間接的に大気中の二酸化炭素量に影響を与えること⁴⁾、また積雪や氷床面に沈着してその表面を汚し反射率(アルベド)を変化させ放射収支を変化させること⁵⁾など、様々な要因を通じて気候に影響を与えている。エアロゾルによる気候への影響は観測や数値モデルによる定量的な評価が難しく、気候変動研究においては不確定因子となっている⁶⁾。

また、エアロゾルは大気汚染などの大気環境の上でも大切な問題となっている。工業活動によって生成されるエアロゾルは大気汚染の原因となり、人間の生活環境に多大な影響を及ぼしている。日本では春の風物詩として知られている黄砂現象も、乾燥した土壌から巻き上げられるダストエアロゾルに起因

するものである。黄砂の発源地である砂漠地帯では砂塵嵐による家畜や家屋への甚大な被害が報告されており、また日本のように発源地から離れた地域においても、視程の悪化による交通機関への影響や、呼吸器系などの健康上の影響、精密機器への影響など、様々な問題が引き起こされる可能性が懸念されている。特に2000年から2002年にかけて大規模な黄砂現象が連続して多く発生したことから、黄砂問題への社会的な関心も高まっている⁷⁾。

このようなエアロゾルによる気候と環境への影響を研究するため、気象モデルに大気微量物質のモデルを組み合わせた大気化学輸送モデル(Chemical Transport Model; CTM)の開発とそれを用いた研究が現在活発に行われている。大気化学輸送モデルとは、風速や気温などのデータを元にして大気中の微量物質の分布を計算する数値モデルであり、そのような微量物質の物理的・化学的なプロセスの理解とそれらの気候への影響を定量的に評価するために不可欠なツールである。気象研究所では、エアロゾルやオゾンなどの大気微量物質の監視や気候への影響を明らかにするため、全球大気化学輸送モデルの開発に取り組んでいる。開発されているモデルは二種類存在し、一つはエアロゾルとその関連物質を扱うエアロゾル化学輸送モデル⁸⁾、もう一つはオゾンとその関連物質の化学過程を扱うオゾン光化学モデル(MRI-CCM)⁹⁾である。これらのモデルは大気化学と物質輸送の研究に用いられるとともに、エアロゾルモデルは2004年1月から黄砂情報に、オゾンモデルは2005年5月から紫外線情報の業務にそれぞれ応用されている。

エアロゾルの研究はエアロゾル粒子の微物理や大気化学分野とともに、流体力学分野とも密接に関連している。特に、境界層内の流れは、ダストや海塩などのエアロゾル粒子の発生や、地表起源のエアロゾル粒子とその前駆気体の自由対流圏への輸送過程に大きな影響をもつ。ダストと海塩エアロゾルは大気中のエアロゾルの質量では大部分を占めるため、風によるこれらのエアロゾルの生成の役割は非常に大きいといえる。本稿では、気象庁におけるエアロゾル輸送モデルの開発の現状と黄砂予報など現業への応用について解説するとともに、風環境的な観点からの今後の研究への展望を述べる。

2. 気象研究所エアロゾル輸送モデル

モデルの構成

気象研究所のエアロゾル化学輸送モデルは Model of Aerosol Species in the Global Atmosphere (MASINGAR) と名付けられた全球 3 次元モデルで、大気大循環モデル(atmospheric general circulation model, AGCM)と化学輸送モデルとがオンライン結合された形となっている^{8), 10)}。すなわち、AGCM で計算された風速・気

図 1. MASINGAR の構造の概念図

圧・気温・地表面状態などの気象要素を元に CTM によってエアロゾルの発生・輸送・沈着を計算し、求められたエアロゾル分布を AGCM へフィードバックし、放射場への影響を取り入れるように結合された構造になっている(図 1)。このモデルの基となる大気大循環モデルには気象研究所と気象庁で共同開発された MRI/JMA98 AGCM¹¹⁾ を用いている。

モデルの解像度は用途に応じて変更することができる。数年から数十年の長期にわたる数値実験では主に水平格子間隔 1.875°、鉛直 30 層(地表から 0.4hPa まで)で積分を行っている。黄砂予報業務では細かな地形や地表面特性の変化を表現するため、水平格子間隔 1.125°、鉛直 20 層(地表から約 45 hPa まで)と設定している。

大気化学輸送モデルは主として大気輸送過程・除去過程・放出過程・化学的変質過程で構成される。以下にモデルで扱われる各過程について述べる。

表 1. MASINGAR に含まれるエアロゾル種とその主な放出・生成源

エアロゾルの種類	主な放出・生成源
Sulfate	工業・生物・火山起源を起源とする硫化ジメチル(DMS)や二酸化硫黄(SO ₂)の酸化
Black carbon	工業・農業・森林火災による燃焼
Organic carbon	工業・農業・森林火災による燃焼、および生物活動によって放出される揮発性有機炭素(VOC)の酸化
Sea salt	海洋上での風による海塩の飛散
Mineral dust	陸面乾燥・半乾燥地帯での風による土壌粒子の飛散

扱うエアロゾルの種類

まず大気エアロゾルは様々な放出源・生成源をもつ。このモデルでは、エアロゾル種として硫酸塩・黒色炭素・有機炭素・海塩・ダストを扱っている。表 1 に、MASINGAR の放出過程で扱われているエアロゾルの主な放出源を示す。エアロゾルとその前駆物質の放出量は、外部の放出源データベースと大気モデルで計算される気象場・地表面状態を用いて計算される。硫酸塩エアロゾルは気体の酸化によって粒子が生成される。モデルでは硫化ジメチル(DMS)や二酸化硫黄(SO₂)から OH、H₂O₂、O₃ によって硫酸塩粒子が生成される化学過程を扱う。炭素系エアロゾルは燃焼によって生成されるものと、植生によるテルペンの酸化によるものを扱う。海塩およびダストエアロゾルは風によって地表から直接放出される。それらの放出・輸送・沈着の過程はその粒径に大きく依存するため、このモデルでは大気中で輸送されるダストを直径 0.2–20μm の範囲で対数的に 10 個の粒径区分に分割し、それぞれを独立に扱っている。

大気輸送過程

大規模移流

このモデルでは、エアロゾルなど大気微量物質の

図 2. Semi-Lagrange 法による移流計算の模式図^(12より)

移流計算に semi-Lagrange 法¹²⁾を用いている。大気微量物質の分布は非常に局所的・不連続的である場合が多いため、Euler 法やスペクトル法による移流計算では数値拡散や負の濃度などの誤差を生じやすく、移流計算の時間刻みも非常に短くする必要が生じる。Semi-Lagrange 法とは、「時間刻み後にある格子点に到達する空気塊はどこから来たか」を流跡をたどって計算し、内挿計算を行うことによって移流計算を行う方法である(図 2)。この計算方法では数値計算の安定条件が Courant-Friedrichs-Levy (CFL)条件に拘束されないため長い時間刻みで安定した計算を行うことができること、また内挿手法を工夫することによって局所的な分布をもつ物質の移流計算でも比較的精度良く計算することができるという利点がある。反面、Semi-Lagrange 法の欠点として質量の保存が保障されない場合があることなどがあるが、気象研究所で開発された semi-Lagrange 移流計算ルーチンでは、内挿計算において高次内挿と低次内挿を組み合わせることで質量の保存が保障されるように工夫されている⁹⁾。

渦拡散による輸送

地表面から放出される微量物質の分布を求める上で、大気乱流による鉛直渦拡散は非常に重要な輸送過程である。本モデルでは、大気大循環モデル MRI/JMA 98 GCM で計算される水蒸気に対する鉛直拡散係数を用いて微量気体とエアロゾルに対する鉛直渦拡散を計算する。MRI/JMA 98 GCM は鉛直拡散係数の計算に Mellor-Yamada Level 2 closure¹³⁾を用いている。

本モデルでは水平方向には渦拡散輸送計算を適用していない。これは大気の水蒸気拡散は実際にはかなり小さく、温帯低気圧などの気象擾乱がモデルの解像度で直接的に再現されていれば大気中での水平方向の拡散現象は表現できると考えるためである。水平方向の格子間隔が大きい、時間分解能が粗いなどのモデルでは、計算を安定させるために水平拡散を導入する場合もあるが、本モデルは輸送計算にセミラグランジュ法を用いており計算の安定性は高く、またモデルの時間分解能は数分から数十分程度と十分小さいため、水平渦拡散を適用する必要はないと考える。

積雲対流による輸送

熱的対流不安定によって発生する積雲では、雲の内部の上昇気流の速度が数 m s^{-1} から数十 m s^{-1} のオーダーに達する。このため、滞留時間が数時間から数日程度までの化学種の鉛直方向の分布を決定する要因として、積雲対流による輸送は大きな影響をもつ。積雲対流による短い時間スケールの鉛直方向の輸送の重要性は、これまで多くの研究例によって指摘されている¹⁴⁾。また、様々なモデルで用いられている計算方法の比較実験から、積雲対流輸送のパラメタリゼーションは化学輸送モデルにおける主要な不確定性の要因の一つであることが指摘されている

¹⁴⁾。

大気大循環モデル MRI/JMA 98 GCM は積雲対流のパラメタリゼーションに Arakawa-Schubert 法¹⁵⁾を用いている。本モデルでは、微量気体とエアロゾルの対流による鉛直輸送に、この Arakawa-Schubert 法で計算される質量フラックスを用いる。この方法では、まず対流による上昇流内部の微量物質の混合比を、上昇流の質量フラックスと微量物質の混合比に対する質量保存の方程式を解くことによって計算する。

重力沈降

エアロゾル粒子はおおよそ $1\mu\text{m}$ 以下の小さい粒子の場合は、対流圏では重力による落下の影響は少ないが、粒径が数 μm 以上になるダストや海塩などの粗大粒子や、小さい粒子でも成層圏より上層のように大気密度の小さい場合は輸送に対して影響が大きくなる。モデルでは粒子を球形と仮定して、ストークス流れで求められる終端速度に、カニングガムの修正係数^{16),17)}を考慮して重力沈降の影響を取り入れている。

大気からの除去

エアロゾルが大気から除去される過程は、降水によって除去される湿性沈着と、降水を伴わず地表面との直接の接触によって除去される乾性沈着とに大別される。モデルでは、乾性沈着過程として、重力による落下と地表付近での乱流で粒子が地表に衝突する過程で、摩擦速度や地表面の粗度、粒子の落下速度などに依存する。乾性沈着過程による除去率は乾性沈着速度として表現し、resistance-in-series モデル¹⁸⁾によって計算する。

湿性沈着は、雲の内部で雲粒に取り込まれ降水となって除去される過程 (in-cloud scavenging) と、雲底下で降水とエアロゾル粒子が衝突して除去される過程 (below-cloud scavenging) の 2 つの過程を取り入れている^{19),20)}。湿性沈着では雲粒・雨滴とエアロゾル粒子の衝突効率や降水の生成率、蒸発率を元に沈着率を計算する。

大気放射との相互作用

エアロゾルの大気放射への影響は、計算されたエアロゾルの濃度とその光学的特性とをモデルの放射過程に反映させることによって評価する。放射過程は短波放射・長波放射に分けて計算され、それぞれの波長帯でのエアロゾルの効果を推定することができる。エアロゾルの大気放射への影響は、放射計算の時にエアロゾルがある場合とない場合を二回ずつ計算し、その差から求める。

風によるダストエアロゾルの発生過程

黄砂はゴビ砂漠やタクラマカン砂漠・黄土高原など東アジアの乾燥・半乾燥地域で、低気圧活動などによって強風が吹いたときによく観測される。黄砂の原因となる鉱物ダストの発生を支配する条件には、

1) 地表付近での風速などの「気象の条件」と、2) 地表がダストを発生させる乾燥した裸地であることなどの「地表面の条件」とに大別できる。

風食による土壌ダストの飛散過程の概念図を図3に示す。土壌粒子の運動形態はその粒径によって異なる。大気中に長時間浮遊 (suspension) するのは、おおそ粒径が $20\ \mu\text{m}$ 以下の粒子で、それよりも大きい粒子は重力沈降速度が大きいために短時間しか浮遊できない。粒径が $70\text{--}500\ \mu\text{m}$ 程度になると粒子は地表付近を跳躍 (saltation) 運動するようになり、さらに非常に大きい粒子 (約 $500\ \mu\text{m}$ 以上) は地表面上を転動 (creep) 運動することになる。

図3. ダスト飛散の概念図 (26より)

風の摩擦力を受けて土壌粒子が運動を始めるには、ある閾値 (臨界風速) よりも強い風が吹くことが必要である。非常に大きな粒子は質量が大きいため、また非常に小さな粒子は粒子間結合力が強いため、この閾値が大きく、風によっては直接大気中に飛散されない。最も運動を起こしやすい粒径はその中間の、約 $70\text{--}100\ \mu\text{m}$ 程度の粒子である。この範囲の粒径の粒子が跳躍運動し、地表面や粒子同士で衝突すると、その運動エネルギーによって粒子間の結合が壊され、長距離輸送される小さな粒子が大気中に放出されると考えられている。この過程をサルテーション・ボンバードメントという。風洞実験や理論的考察から、風によって起こる砂粒子のフラックスは風速 (摩擦速度) のおおそ3乗に比例することが明らかとなっている (e.g., 21), 22)。それに伴う浮遊ダスト粒子のフラックスは、風速 (摩擦速度) のおおそ3-4乗に比例することが観測されている (e.g., 23), 24), 25)。ダストの発生が摩擦速度の冪乗に依存すること、閾値が存在することによって、風速とダスト発生とは非線形性の強い関係となり、わずかな風速の差が大きな誤差に繋がる。

地表面の条件としては、具体的には積雪・水面・水面・植生の有無、土壌の特性 (粒度や種類) や土壌水分量、塩分や有機物の含有量など、様々な要因が含まれる。このモデルでのダストの飛散量の計算には、積雪量や土壌水分量は大気大循環モデルに含まれる陸面過程モデルによって計算されたものを用い、水面の識別と植生 (Leaf Area Index (葉面積指数) を用いる) は陸面過程モデルのデータベースによって与えられる値を用いている。土壌が岩石主体であ

る地域は、土壌種のデータベースから識別して計算領域から除いている。土壌粒子の粒度分布は土性 (soil texture) のデータベースを用いて表現している。土壌中の塩分・有機物の含有量、クラスト状に硬化した土壌の識別などは現在のところ適切なデータベースが存在しないため扱っていない。

このように、ダストの発生を予測するには地表近くの風速 (摩擦速度) と地表面の性質・状態を把握することが重要となる。気象庁黄砂予測モデルでは Tegen and Fung (1994)²⁷⁾や Takemura et al. (2000)²⁸⁾を参考にして次式からダストの放出フラックスを計算している。

$$F_i = \begin{cases} CM_i A \frac{W_t - W_g}{W_t} (U_{10} - U_t) U_{10}^2 & U_{10} \geq U_t \\ 0 & U_{10} < U_t \end{cases} \quad (1)$$

ここで F_i は i 番目の粒径区分のダストの放出量フラックス、 A は地表面の条件によるモデル格子内で風食の対象となる面積の割合、 W_g は土壌水分量、 W_t は土壌水分の閾値、 U_{10} は地上 $10\ \text{m}$ における風速、 U_t は臨界風速、 C は放出量の調整のための係数である。臨界風速 U_t は地球大気の状態では地上 $10\ \text{m}$ で約 $5\text{--}7\ \text{m s}^{-1}$ 程度となることが観測されている。このモデルでは Tegen and Fung (1994)²⁷⁾や Takemura et al. (2000)²⁸⁾を参考に $6.5\ \text{m s}^{-1}$ と設定している。なお、気象研究所で開発中のモデルでは大気の大安定性を考慮して風速の代わりに摩擦速度を用い、土壌の粒度分布を考慮した上でサルテーション・ボンバードメントの過程を陽に扱うダスト放出モデルを採り入れている^{10), 29)}。

3. シミュレーション結果の例

エーロゾルの気象場・気候への影響

エーロゾルは種類によって光学特性が異なるため、放射への影響の分布は複雑になる。図4は MASINGAR によってシミュレートされた大気上端におけるエーロゾルによる放射収支への影響の年平均値を示している。一般的傾向として、硫酸塩・有機炭素・海塩は地球を冷却、黒色炭素は加熱に作用している。硫酸塩・黒色炭素・有機炭素・海塩・鉱物ダストの全球及び年間平均の放射収支への影響はそれぞれ -0.54 、 $+0.68$ 、 -0.39 、 -0.56 、 $-0.18\ \text{W m}^{-2}$ と推定されている。エーロゾル全体による全球・年間平均の放射への影響は $-1.07\ \text{W m}^{-2}$ となり、全体的にはエーロゾルは地球を冷却することが示されている。

ダストエーロゾルの放射への影響は地表面のアルベドやダストと雲との鉛直方向の位置関係によって加熱にも冷却にもなる。一般的には砂漠のように地表面アルベドの高い地域では加熱、海洋上や森林などアルベドの低い地域では冷却となっている。ただし、ダストエーロゾルの光学的特性、特に吸収特性の観測値には大きな幅が

図4. 大気上端におけるエアロゾルの放射への影響（年平均値）。灰色の部分地球を暖める効果、白の部分は地球を冷却する効果を示している。

ある。光学的特性によってはダストエアロゾルの放射への影響は全球平均で加熱にも冷却にもなりうる。また、ダストエアロゾルの放射への影響には顕著な地域差が見られる。特にダストの多いサハラ砂漠では地表面に到達する日射は 8–14%も減少する³⁰⁾。このような大きな放射収支への影響と大きな地域差は、地域的な気候や風環境へも影響を及ぼすことも考えられる。

2002 年 3 月の黄砂現象シミュレーション

2002 年 3 月 20–22 日には、非常に大規模なダスト現象が中国・韓国・日本で観測された^{31), 32)}。この黄砂現象では、北京における Total Suspended Particle (TSP)濃度は $11000\mu\text{g m}^{-3}$ ³¹⁾、韓国における PM10 (粒子の空気動力学的 50%カットオフ径が $10\mu\text{m}$ の粒子)濃度は最大 $3000\mu\text{g m}^{-3}$ ³²⁾ にも達したと報告されている。このときの砂塵嵐を再現実験した結果の鉛直積

算量分布を図 5a に、衛星センサー Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)で導出された、吸収性のエアロゾルの指標である Aerosol Index (TOMS AI)³³⁾の分布を図 5b に示す。シミュレーション結果は大陸内部では対応していない部分があるものの、TOMS AI の高い部分とよく対応しており、中国における大規模な砂塵嵐がよく再現されているといえる。図 5c と図 5d は、シミュレーションによる地表付近のダスト濃度を韓国の Gunsan での TSP 濃度と東アジア酸性雨モニタリングネットワーク (EANET) による利尻における PM10 濃度の時系列変化³⁴⁾との比較である。シミュレーションでは濃度の値を若干低く見積もっている傾向があるが、ダストの到達と終息のタイミングは実測値と良い一致を示している。濃度の誤差の原因として最も影響の大きいのはダストの発生量であると考えられる。式(1)のように、

図5. (a) モデルによる2002年3月21日のダスト鉛直積分量. (b) 2002年3月21日のTOMS aerosol index. (c) 韓国 Gunsan におけるモデルによるダスト濃度(実線)と観測による総浮遊粒子状物質(TSP)の比較 (d) 利尻におけるモデルによるダスト濃度とPM10 との比較. Gunsan の TSP データは韓国気象庁より、利尻の PM10 データは Network Center for Acid Deposition Monitoring Network in East Asia (EANET)³⁴⁾より提供.

ダストの発生量は地上風速のほぼ 3 乗に依存するため、わずかな地上風速の誤差から大きな影響を受けやすいこと、3 月は植生や積雪量の変化が大きいことなどが誤差の主な原因として考えられる。

4. 黄砂予報業務への応用

気象庁では2004年1月から気象情報やインターネット(<http://www.jma.go.jp/jp/kosa/index.html>)を通じて黄砂現象に関する情報を提供している。図6は2007年4月2日の黄砂現象発生時の黄砂情報の例である。この情報には黄砂現象の観測された地点の現況と、黄砂現象の数値予報が含まれている。黄砂予測図では、日本の周辺を一边1.25度の格子に分割して、濃い黄砂(視程が10Km未満)を予測した領域を地図上で表示している。この黄砂の数値予測には高解像度版(1.125°×1.125°)のMASINGARが用いられている。

黄砂現象の判定

モデルによるダスト濃度の計算結果から黄砂現象の予測を行うには判定の基準が必要となる。現時点では、計算結果による黄砂の有無の判断のため、判別の閾値を設定し、予測された地表付近のダスト質量濃度がこの閾値を上回る場合には「黄砂有り」と判定する方法を採っている。この閾値の設定には

Equitable Threat Score (ETS) を用いる。ETS とは、スレトスコア(現象を予測したとき、または実況でその現象が起こったときの予測的中率)から気候学的確率での中する分を除いてスコアを求めたもので、次のように定義される。

$$ETS = \frac{FO - Sf}{FO + FX + XO - Sf} \quad (2)$$

ここで FO は観測があったときの的中回数、 XO は見逃し回数、 FX は空振り回数である。 Sf は気候学的確率で、

$$Sf = \frac{(FO + XO)(FO + FX)}{FO + XO + FX + XX} \quad (3)$$

となる。ここで XX は観測がなかったときの的中回数である。ETS は値が大きいくほど精度が良く、ランダム予測では0、最大値は1となる。判定基準はダスト濃度による黄砂の有無と地上気象観測 (SYNOP) 報による黄砂の有無の ETS が極大になるように設定する。現在のモデルでは閾値は $150\mu\text{g m}^{-3}$ と設定している。

5. 黄砂予測モデルの課題点

最後に黄砂予測における課題点を、特に風環境工

(a)

(b)

図 6. 気象庁黄砂情報 (2007 年 4 月 2 日の例)。(a) 黄砂観測実況図。点は黄砂が観測された観測点を示す。(b) 黄砂予測図。濃い黄砂(視程が 10km 未満)を予測した領域を表示している。

学的な観点から挙げておく。

気象モデルの巨大な格子内の非一様性

現在の黄砂予測モデルの水平格子間隔は約 110km と、ダスト発生の現象スケールと比較すると非常に大きい。このため、モデルの格子で表現できない地形や土地利用形態、土壌の状態、風速の違いなどがダスト発生量に大きな影響を及ぼしている可能性がある。最近のモデルでは、格子内の風速の確率密度分布を仮定した上でダスト発生量を計算するなどの工夫が試みられつつある³⁵⁾。

Hot spot と局地風

人工衛星による解析からは、ダストの発生源は乾燥地域の中でも比較的狭い領域に限られており、周りの地形よりも低くなっている凹んだ地点が多いことが明らかになっている。それらは「hot spot」とよばれており、河川の堆積物がたまった場所や干上がった湖などが多く、シルト(粒径 1/16mm~1/256mm 程度の細かい土壌)が多い地域に対応している³⁶⁾。代表的な hot spot としてはサハラ砂漠のチャド湖や中国のタクラマカン砂漠などが挙げられる。またこのような地域では、地形の影響から山谷風のような熱的な局地風や熱対流によって強風が起りやすい可能性も考えられる。このような地域における風環境とダスト発生の関係を明らかにするため、雲解像モデルなどを用いた、より詳細な大気の振る舞いの研究³⁷⁾は今後とも必要だろう。

熱対流・塵旋風によるダストの発生

大規模な砂塵嵐は発達する低気圧に伴う強風によって発生することが多いが、砂漠などでは、強い日射の影響で対流活動が活発になり、スケールの小さい強い渦を伴う上昇流によってダストが舞上げられるという現象が頻繁に見られる。この現象は塵旋風

(ダストデビル)とよばれる。塵旋風に伴うダストの発生量は明らかではなく、スケールが小さいために現実的な数値モデルによる予測も難しい。今後、LES などを用いた塵旋風の影響の研究を期待したい。

現実的な土壌におけるダスト発生量

これまでに考慮されている、ダスト発生量が摩擦速度の 3~4 乗に比例するという関係は、土壌粒子の粒径を一定とした条件下で導かれている。現実には土壌は大小様々な粒子でなりたっている。このように現実的な条件におけるダスト発生量と摩擦速度の関係は、最近の研究³⁸⁾でようやく端緒についたばかりである。

さらに、現在の黄砂予報にはこれまでに述べたものの他にも、様々な課題点がある。

他のエアロゾルの影響と視程への換算

現在、気象庁の黄砂予報では鉱物ダストのみが考慮されているが、視程の悪化には人為起源物質などの他のエアロゾルの濃度も影響している。これまでも、顕著な黄砂現象の事例で黄砂とともに大気汚染によるエアロゾルも同時に日本に輸送されていることが報告されている³⁹⁾。また、実際の気象官署での観測は視程を基準に行われていることから、黄砂現象の判定基準もダスト濃度のみではなく他のエアロゾルの濃度も含め、放射計算によって視程に換算した値を用いることが望まれる。

黄砂発源地の現状の把握

中国では近年の経済発展に伴い、農地転換や過放牧などによる土地の劣化が進行している。その結果、砂漠化・乾燥化が進み、ダストの発生量が増加していると考えられている⁴⁰⁾。また、晩冬から春季の初

旬にかけては、植生量の変化、積雪量の変化や融雪による土壌水分の変化が大きい。このような地表面の状況をリアルタイムで取得し、反映させることが重要である。また、観測を基にした黄砂発源地の現状をリアルタイムで取得するには、人工衛星データによる広域の地表面情報の解析や、現地データ入手のための国際的な協力も欠かせない。

ダスト分布のデータ同化

現在の黄砂予測モデルでは気象場のデータ同化は行っているが、ダスト濃度には観測結果は取り入れられていない。そのため、数日前の誤差を引きずってしまい、モデルの誤差を修正できない。これまでに、TOMS Aerosol Index³³⁾を用いてダスト分布のデータ同化を試みた報告はある⁴¹⁾ものの、現段階ではダスト分布は不連続であることや、観測で入手できる情報の限界から、ダスト濃度のデータ同化はまだ実施できない状況である。衛星解析やライダー観測の結果などを取り入れたダスト分布のデータ同化は将来に向けての大きな課題点である。

モデルの高解像度化と領域

ダストの発生と輸送を精度良く表現するためには、地表面の特性や地形をより詳細に表現できることが望ましいが、高解像度の全球モデルは非常に大きな計算機資源が必要となり、実現が困難である。東アジアにおける黄砂現象を考える場合は、中国およびモンゴルの乾燥・半乾燥地帯を起源とするダストによるものがほとんどであるため、例えば九州大学のCFORSモデル⁴²⁾のように、黄砂の予測には領域気象モデルを用いることが多い。限られた計算機資源でより高い精度の予測を行うには、領域気象モデルを用いることが効果的な方法である。

しかしより広い領域にわたるダスト現象を考える必要がある場合もある。例えば、2003年3月25-27日に日本で観測された黄砂現象は、サハラ砂漠や中東で発生した砂塵嵐によるダストであることが、モデルと観測から示唆されている^{43),44)}。このような非常に長距離のダストの影響を評価するためには全球のモデルが不可欠である。全球と領域のモデルはそれぞれの特徴を補完するように運用することが望ましい。

6. おわりに

今後はより多くの黄砂現象に関して、衛星やライダー、放射計などの観測手段を用いて検証し、精度をさらに向上させることが必要である。また、他のエロゾルの考慮や黄砂発源地の現状データの取り込み、ダスト分布のデータ同化、モデルの高解像度化などが将来の課題である。ダストなどのエロゾルによる放射への影響は、気候スケールのみでなく、日々の気象予報の時間・空間スケールにおいても影響があるとの報告がある。最近のヨーロッパ中期予報センター(European Center for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)の例では、気象予報モデルの放射

過程に現実的なエロゾル分布を用いると予報精度が向上するという報告もなされている⁴⁵⁾。将来的には、黄砂予報モデルを数値気象予報モデルと統合することによって、気象予報・黄砂予報ともにより一層の予報精度の向上が期待できるだろう。

参考文献

- 1). Charlson, R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae and S.G. Warren, Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, **326**, 655-661, 1987
- 2). Twomey, S., Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, **8**, 1251-1256, 1974
- 3). Dentener, F. J., G. R. Carmichael, Y. Zhang, J. Lelieveld and P. J. Crutzen, Role of mineral dust aerosol as a reactive surface in the global troposphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 22869-22889, 1996
- 4). Martin, J. H. and S. E. Fitzwater, Iron-deficiency limits phytoplankton growth in the northeast Pacific subarctic. *Nature*, **331**, 341-343, 1988
- 5). Hansen, J. and L. Nazarenko, Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **101**, 423-428, 2004
- 6). Penner, J. E., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga and G. Pitari, Aerosols: Their direct and indirect effects. J. T. Houghton, Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson, Eds., *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press., New York, chapter 5, 289-348, 2001
- 7). 環境省, 黄砂問題検討会報告書 (<http://www.env.go.jp/earth/dss/report/>), 2005
- 8). Tanaka, T. Y., K. Orito, T. T. Sekiyama, K. Shibata, M. Chiba and H. Tanaka, MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM, *Pap. Met. Geophys.*, **53**, 119-138, 2003
- 9). Shibata, K., M. Deushi, T. T. Sekiyama and H. Yoshimura, Development of an MRI Chemical Transport Model for the Study of Stratospheric Chemistry, *Pap. Met. Geophys.*, **55**, 75-119, 2005
- 10). Tanaka T. Y. and M. Chiba, Global Simulation of Dust Aerosol with a Chemical Transport Model, MASINGAR, *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. **83A**, 255-278, 2005
- 11). Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka and M. Sugi, A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **50**, 15-53, 1999
- 12). Staniforth, A. and Côté, J., Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models — a review, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2206-2223, 1991
- 13). Mellor, G. L. and T. Yamada, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary

- layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806, 1974
- 14). Mahowald, N. M., P. J. Rasch and R. G. Prinn, Cumulus parameterizations in chemical transport models. *J. Geophys. Res.*, **100**, 26173–26189, 1995
 - 15). Arakawa, A. and W. H. Schubert, Interaction of a cumulus ensemble with the large-scale environment, part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701, 1974
 - 16). Cunningham, E., On the velocity of steady fall of spherical particles through fluid medium, *Proc. Roy. Soc. London.*, **A83**, 357–365, 1910
 - 17). Knudsen, M. and S. Weber, Luftwiderstand gegen die langsame Bewegung kleiner Kugeln, *Ann. Phys.*, **36**, 981–994, 1911
 - 18). Wesely, M. L. and Hicks, B. B., Some factors that affect the deposition rates of sulfur dioxide and similar gases on vegetation, *J. Air Pollut. Control Assoc.*, **27**, 1110–1116, 1977
 - 19). Giorgi, F. and W. L. Chameides, Rainout lifetimes of highly soluble aerosols and gases as inferred from simulations with a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **91**, 14367–14376, 1986
 - 20). Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis, *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change*. A Wiley-Interscience publication, New York, NY, 1326pp., 1997
 - 21). Bagnold, R. A.: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen & Co. Ltd., London , 1941
 - 22). Owen, P. R.: Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid. Mech.*, **20**, 2, 225–242, 1964
 - 23). Gillette, D.: A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, **12**, 1735–1743, 1978
 - 24). Gillette, D. A. and Passi, R.: Modeling dust emission caused by wind erosion, *J. Geophys. Res.*, **93**, D11, 14233–14242, 1988
 - 25). Shao, Y., *Physics and Modelling of Wind Erosion*. Vol. 23 of *Atmospheric and oceanographic sciences library*, Kluwer Academic Press, Dordrecht, the Netherlands, 393pp, 2000
 - 26). Pye, K., *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, 1987
 - 27). Tegen, I., I. Fung, Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, **99**, D11, 22897–22914, 1994
 - 28). Takemura, T., H. Okamoto., Y. Murayama, A. Numaguti, A. Higurashi, T. Nakajima: Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins, *J. Geophys. Res.*, **105**, D14, 17853–17873, 2000
 - 29). Shao, Y., M. R. Raupach, J. F. Leys, A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil. Res.*, **34**, 309–342, 1996
 - 30). Tanaka, T. Y., T. Aoki, H. Takahashi, K. Shibata, A. Uchiyama and M. Mikami, Study of the sensitivity of optical properties of mineral dust to the direct aerosol radiative perturbation using a global aerosol transport model, *SOLA*, **3**, 33–36, doi:10.2151/sola.2007-009, 2007
 - 31). Sugimoto, N., Uno, I., Nishikawa, M., Shimizu, A., Matsui, I., Dong, X., Chen, Y., Quan, H.: Record heavy Asian dust in Beijing in 2002: Observations and model analysis of recent events, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 12, 1640, doi:10.1029/2002GL016349, 2003
 - 32). Chung, Y.-S., Kim, H.-S., Dulam, J., Harris, J.: On heavy dustfall observed with explosive sandstorms in Chongwon-Chongju, Korea in 2002, *Atmos. Environ.*, **37**, 3425–3433, 2003
 - 33). Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor and E. Celarier, Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16911–16922, 1997
 - 34). Network Center for EANET: *Data Report on the Acid Deposition in the East Asian Region 2002*, 2003
 - 35). Cakmur, R. V., R. L. Miller and O. Torres, Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D07201, doi:10.1029/2003JD004067, 2004
 - 36). Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill, Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.*, **40**, 1002, doi:10.1029/2000RG000095, 2002
 - 37). Takemi, T., Explicit simulations of convective-scale transport of mineral dust in severe convective weather. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83A**, 187–203, 2005
 - 38). Shao, Y., A similarity theory for saltation and application to aeolian mass flux. *Bound. Layer Meteor.*, **115**, 319–338, 2005
 - 39). Takemura, T., I. Uno, T. Nakajima, A. Higurashi, I. Sano, Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 24, 2158, doi:10.1029/2002GL016251, 2002
 - 40). Gong, S. L., Z. Y. Zhang, T. L. Zhao, L. A. Barrie, Sensitivity of asian dust storm to natural and anthropogenic factors, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, 7, L07210, doi:10.1029/2004GL019502, 2004
 - 41). Alpert, P., S. O. Krichak, M. Tsidulko, H. Shafir, J. H. Joseph, A dust prediction system with TOMS initialization, *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2335–2345, 2002
 - 42). Uno, I., G. R. Carmichael, D. G. Streets, Y. Tang, J. J. Yienger, S. Satake, Z. Wang, J.-H. Woo, S. Guttikunda, M. Uematsu, K. Matsumoto, H. Tanimoto, K. Yoshioka, T. Iida, Regional chemical weather forecasting system CFORS: Model descriptions and analysis of surface observations at Japanese island stations during the ACE-Asia experiment, *J. Geophys. Res.*, **108**, D23, 8668, doi:10.1029/2002JD002845, 2003

- 43). Tazaki, K., R. Wakimoto, Y. Minami, M. Yamamoto, K. Miyata, K. Sato, I. Saji, S. K. Chaerun, G. Zhou, T. Morishita, R. Asada, H. Segawa, H. Imanishi, R. Kato, Y. Otani and T. Watanabe, Transport of carbon-bearing dusts from Iraq to Japan during Iraq's war. *Atmos. Environ.* **38**, 2091–2109, 2004
- 44). Tanaka, T. Y., Kurosaki, Y., Chiba, M., Matsumura, T., Nagai, T., Yamazaki, A., Uchiyama, A., Tsunematsu, N., Kai, K., Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia. *Atmos. Environ.* **39**, 3901–3909, 2005
- 45). Tompkins, A. M., C. Cardinali, J.-J. Morcrette and M. Rodwell, Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10801, doi:10.1029/2004GL022189, 2005