



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雲とダスト
Author(s)	竹見, 哲也
Description	V. 数値モデルで観る雲・エアロゾル相互作用
Citation	低温科学, 72, 285-296
Issue Date	2014-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/55065
Type	departmental bulletin paper
File Information	LTS72_030.pdf



積雲とダスト

竹見 哲也

乾燥地域における静穏な気象状況のもとで発達する大気境界層と積雲および積雲に伴うダスト輸送について、非静力学モデルを用いたモデル化と数値シミュレーションによる解析結果について述べる。砂漠やステップといった乾燥・半乾燥地域での境界層は、顕著な日変化を示し、かつその厚さは時には地上高 4 km にまで達する。このような特異な条件の下で、乾燥地であっても積雲は発生し、鉛直運動が活発となり、突発的に生じる強風により地上のダストが巻き上げられ、境界層内で混合され、強い上昇流によって自由対流圏へと輸送される。また、積雲とダスト輸送を数値モデルで表現するためには、100 m の桁の空間解像度が必要であると言える。

Cumulus clouds and dust aerosols

Tetsuya Takemi

This paper describes the modeling and numerical simulations of cumulus clouds and dust transport with a nonhydrostatic cloud model. The numerical simulations are performed for the diurnal variation of boundary layer and cumulus convection under fair-weather conditions over arid regions. The boundary layer over arid and semiarid regions indicates a significant diurnal variability and the significant vertical development above the 4-km height. Under such unique conditions, cumulus clouds develop even over arid regions, producing strong vertical motion and thus gusty winds at the surface, which leads to the emission of surface dust, mixing of dust in the boundary layer, and the transport into the free troposphere. The numerical experiments that examine the sensitivity to grid resolution are also performed. From these sensitivity experiments, it is shown that the horizontal grid resolution on the order of 100 m is required to adequately represent cumulus convection and dust transport in meteorological models.

1. はじめに

砂漠やステップといった乾燥・半乾燥地域は、鉱物性ダストの発生源である。地表面から飛散した鉱物性ダストが大気上空に巻き上げられると、広域にダストが輸送されることになる。東アジアでは、中国およびモンゴルに広がるゴビ砂漠を中心とした地域がダストの主な発生源となり、黄砂現象として環境障害が発生する。世界の乾燥・半乾燥地域では同様のダスト輸送現象が見られ、例えば北アフリカのサハラ砂漠起源のダストは、大西洋上やヨーロッパに輸送され、大気環境に影響を及ぼす。

図 1 は、2010 年 3 月 21 日に生じた黄砂イベント時に京都市内で見られた大気の状態と翌日の晴天時の状況を

示す。晴天時に比べると黄砂時の視界がかなり低下していることが分かる。東アジアではダスト発生イベントは春季に頻発し (Littmann 1991; Parungo et al. 1994; Kurosaki and Mikami 2003)、日本においても、西日本を中心に春季にはこのような黄砂現象がしばしば発生し、視界の低下やダストの降下といった悪影響を及ぼす。

東アジア内陸部の乾燥地から日本にまでダストが長距離輸送されるのは、主として低気圧活動による。図 1 に対応した 2010 年 3 月 21 日 9 時の天気状況を図 2 に示す。北海道北部に中心を持つ低気圧が発達していることが分かる。発達した低気圧に伴い、日本全国で強風が発生して黄砂が観測されたのである。

黄砂現象を引き起こす低気圧活動は、東アジアでは春季に特に活発である (Chen et al. 1991; Qian et al. 2002)。ゴビ砂漠やその周辺地域は、ダストの発生源であると同時に低気圧が発生する場所でもある。春季に東アジア内陸部で発生した低気圧は、大陸から海上に移動して日本を通過するときにしばしば急発達し、爆弾低気圧として日本の広域に暴風をもたらすことがある。

連絡先

竹見 哲也

京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji

e-mail: takemi@storm.dpri.kyoto-u.ac.jp



図1：2010年3月21日に発生した黄砂イベント時における京都市内で見られた大気の状態。(a) 2010年3月21日8時頃、(b) 2010年3月22日10時頃の状態。

Figure 1: Atmospheric condition in Kyoto City during the Kosa event on 21 March 2010. The picture at around (a) 8 JST (Japan Standard Time) 21 March 2010 and (b) at 10 JST 22 March.

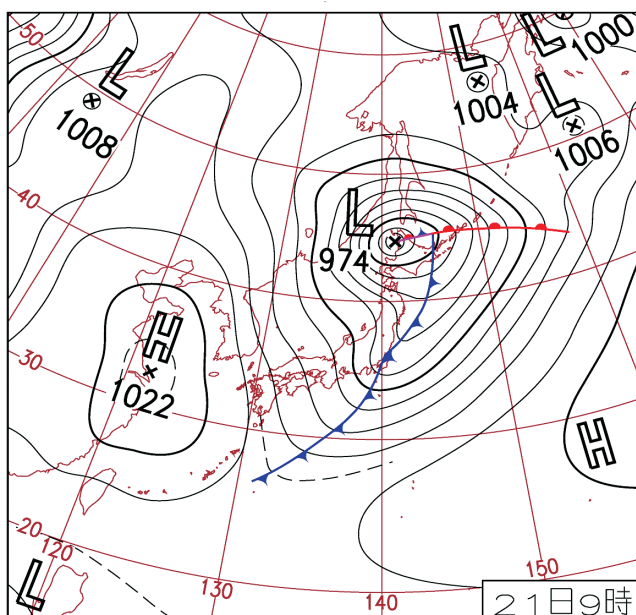


図2：2010年3月21日9時の天気図（気象庁ホームページより引用）。

Figure 2: Weather map at 9 JST 21 March 2010 (obtained from the web site of Japan Meteorological Agency).

春季に頻発するダスト現象と低気圧活動との関係調べた研究 (Takemi and Seino 2005a) によると、ゴビ砂漠や中国東北部で発生するダスト現象は低気圧の南西象限で発生する頻度が高く、これらダスト現象は低気圧に伴う前線により励起されることが分かっている。前線活動に伴って、砂漠のような乾燥地であっても積乱雲が発達し、スコールラインのような組織化した積乱雲群（メソ対流系）が形成されることもある。Takemi and Seino (2005b) は、気象衛星「ひまわり」および地上気象観測のデータを用いて、低気圧による積乱雲の発達とダストストームとの関係について調べ、激しいダストイベントになるほど深い対流が存在していることを示した。

スコールラインをはじめメソ対流系では、湿潤な気候

であれば強い降水が生じるが、乾燥地の場合には生じた降水は地上に到達する前に雲底下で蒸発してしまう (Takemi 1999a)。結果として気化熱の吸収によって空気は強く冷やされ、地上に冷気のプールが形成される。この冷気プールは、その先端部にガストフロントと呼ばれる局地前線を形成して突風をもたらし、地表面のダストを巻き上げることになる。激しいダストストームはこのようなメカニズムで発生するのである。Mitsuta et al. (1995) および Takemi (1999b) は、1993年5月5日にゴビ砂漠で発生した激甚なダストストームの発生原因を現地の気象観測データから調べ、低気圧の暖域内に発生したスコールラインによって生じたことを示した。さらに Takemi and Satomura (2000) は、水蒸気量の少ない乾燥地でなぜスコールラインが発生したのかという点を数値モデルによって調べ、砂漠にしばしば見られる深い境界層と大気的不安定性という条件が必要であることを示し、砂漠であっても積乱雲は発達しうること明らかにした。Wakimoto (1985), Gamo (1996), Takemi and Satomura (2000) で示された通り、乾燥地・半乾燥地においては境界層の厚みが地上から4 kmの高度にまで及ぶことがあり、このような特異な条件が砂漠での積乱雲の発達を促進している。

砂漠で発達した積乱雲によって、冷気プールの形成により地上で強風が生じ、地表面のダストが舞い上がり、積乱雲内の強い上昇気流によってダストは境界層から自由対流圏へと鉛直上方に輸送されることになる。このようなメカニズムによって積乱雲活動は、ダストを地表面から自由対流圏上部にまで効率よく輸送する役割を果たしていると考えられる。しかしながら、ダスト輸送という観点からは、全球規模でダストが乾燥地からどのように輸送されるのか、そしてその気候へのインパクトはどの程度なのか、といった点が主眼となり、積雲によるダストの鉛直輸送は陽に取り扱われてこなかった。数値モデルによるダスト輸送のシミュレーションでは、モデル

が全球モデルの場合でも領域モデルの場合でも、ダストの積雲による鉛直輸送はパラメタライズされて表現されるのみであった。

もちろん、物質輸送に及ぼす積雲の役割が認識されていなかったわけではない。Stull (1985)は、物質輸送の診断に資するという視点から、晴天時の境界層と積雲との関係性について論じた。Ching and Alkezweeny (1986) は、境界層中に浮遊する大気汚染物質を積雲が取り込んで上向きに輸送していることを示した。

さらに、ときには4 kmにもおよぶ高さに達する砂漠の大気境界層は、日射による強い地表面加熱により混合層として発達するため、日変化は顕著である。その日変化に応じて、安定度や水蒸気量の条件によっては雲の形成を伴う対流活動も見られることになる。中国乾燥・半乾燥地のダストと気候影響に関する研究プロジェクト ADEC (Asian Dust Experiment on Climate Impact, 2000 年~2004 年) (Mikami et al. 2006) において実施されたゴビ砂漠南部での気象・ダストの観測によると (Yasui et al. 2005, 2006), 大気境界層とダスト濃度の日変化の様子が明瞭に捉えられた。このように、日変化する境界層と積雲活動によってダスト濃度も日変化するのである。

このような日変化する大気変動によるダスト放出の重要性は、全球モデルによるダスト輸送過程の研究でも指摘されている (Cakmur et al. 2004; Miller et al. 2004; Luo et al. 2004)。個々の積雲よりも小さい微細規模では、ダストデビルのような渦状擾乱によるダスト輸送も無視できないくらいの量に達すると指摘されている (Renno et al. 2004; Koch and Renno 2005)。

一方で、積雲のような対流性の雲・降水過程に関する数値的な研究では、非静力学モデルの開発と利用が不可欠である。非静力学モデルを用いることによって、観測された積雲やメソ対流系の構造を理解し、その力学過程を明らかにすることが可能となった。近年では、ダイナミックに変化する積雲におけるエアロゾルの影響や役割についての研究もなされるようになってきた。これは非静力学モデルの開発だけではなく、雲微物理過程のモデルや雲微物理とエアロゾルとの相互作用モデルといった素過程モデルの開発や高度化も進んできたことも原因である。さらに、計算機能力の発展とともに、積雲を十分に表現できるような高分解能で数値シミュレーションが可能となってきたことも大事な展開である。

非静力学モデルを用いることで、積雲とダスト輸送に関する研究も可能となった。全球モデルでは解像できない積雲を非静力学モデルによって陽に表現することで、ダストが地表面から自由対流圏へと鉛直輸送される過程も陽に表現されることになる。Takemi (2005) は、非静力学モデルとダスト輸送モデルとを組み合わせ、強く発達したスコールラインによって生じたダストストームの

数値シミュレーションを行い、スコールライン内部の局所的な強い上昇気流によってダストが地表面から上空に効率よく輸送される様子を示した。ここでは、Takemi (2005) による数値モデルを用いた積雲対流によるダストの輸送過程について述べる。2章で数値モデルの概要を説明し、3章で数値シミュレーションにより示される積雲とダスト輸送との関係について述べる。最後に4章で、ここで述べた結果についてまとめ、関連研究を振り返り、今後の展望について述べる。

2. 非静力学モデルに基づくダスト輸送のモデリング

ここでは、非静力学モデルにダスト輸送のモジュールを組み込んだ数値モデルについて述べる。ここで述べる研究では、積雲とダスト輸送との間の基本的な物理過程に着目するため、現実の大気状況にある程度簡略化し、理想化した条件設定をした上で数値実験を行っている。また、非静力学モデルによる積雲対流を陽に表現する格子間隔でシミュレーションを行うため、積雲パラメタリゼーションは用いずに、雲微物理過程パラメタリゼーションを用いてダスト輸送モデルを組み込んだ。また、乱流混合過程については、複雑な境界層スキームは用いずに、単純な形式のサブグリッドスケールモデルを用いている。

用いた非静力学モデルは、オクラホマ大学により開発された Advanced Regional Prediction System (ARPS) (Xue et al. 2000, 2001) である。ARPS は、現在オープンソースとして公開されている Weather Research and Forecasting (WRF) モデル (Skamarock et al. 2008) など様々な非静力学モデルの中でも先駆的なもので、1990 年代前半から公開されている。理想化した条件設定での数値実験や実事例の再現シミュレーションの双方を実施することが可能であり、雲・降水、境界層乱流、大気放射、地表面熱収支といった物理過程のパラメタリゼーションには実事例の再現シミュレーションにも適切なものが組み込まれている。

ここで述べる研究では、非静力学モデルに、ダストの地表面からの鉛直フラックスとダストの移流・拡散のモジュールを組み込んだ (Takemi 2005)。ダスト量は混合比として定義している。ここでは、乾燥地でのダストイベントを対象としているため、雲底下で降水は活発に蒸発し (Takemi 1999a), 降水に取り込まれたダストも空气中に再放出されるという過程も生じる。本ダストモジュールでは、降水の蒸発によるダストの再放出の過程を考慮している。そのため、空气中のダストのうち降水が吸着していないダストと降水に取り込まれたダストとを区別して取り扱っている。雲・降水過程を記述する雲微物理パラメタリゼーションには、Lin et al. (1983)

の6種類水物質のシングルモーメント・バルクスキームを用いた。

ダストの輸送方程式中の拡散項は、ARPSの力学方程式中の他のスカラー量の乱流拡散と同様に取り扱っている。すなわち、乱流粘性はDeardorff (1980) のサブグリッドスケールモデルによって決定し、乱流粘性係数を乱流プラントル数で除して乱流拡散係数を決めている (Klemp and Wilhelmson 1978)。ただし、乱流プラントル数は大気不安定度の関数としており、1/3から1の範囲で変化する (Deardorff 1980)。

ダストの地表面からの放出は摩擦速度の4乗に比例した定式を用いている (Liu and Westphal 2001)。ダスト放出はある風速以上になってから生じるといったように、臨界風速が存在する。そのため、ダスト放出のための摩擦速度の臨界値を決める必要があり、ここではLiu and Westphal (2001) にしたがって 60 cm s^{-1} とした。この臨界摩擦風速の値は、Liu and Westphal (2001) によってゴビ砂漠や中国の砂漠に適した値として採用された。もちろん、臨界風速値は土壌や植生など地表面状態に応じて変化するものと考えられるが、本研究では積雲とダスト輸送との関係の基礎的な過程に着目するため一定の臨界風速値とした。ダストの地表面からの放出過程や物理機構については、Shao (2008) の教科書に詳細が記述されている。

Takemi (2005) は、「黒河流域における地空相互作用に関する日中共同研究」(HEIFE; 光田 1988, 1998) の観測プロジェクト期間中に捉えられた1993年5月5日に発生した甚大なダストストームの数値シミュレーションを行い、ガストフロントでの激しいダストの巻き上げと積乱雲セル内の強い上昇流による対流圏上方へのダスト輸送の過程を解析した。次章では、Takemi (2005) の数値モデルを用いて、ダストストームとは違って静穏な条件での積雲とダスト輸送との関係についての数値シミュレーションについて述べる。

3. 積雲によるダストの鉛直輸送の数値シミュレーション

3.1 積雲活動とダスト輸送

3.1.1 境界層とダスト輸送の日変化と日ごとの変化

1章で述べた通り、砂漠地域では地表面状態や大気境界層の日変化は顕著である。その日変化に応じて、安定度や水蒸気量の条件によっては雲の形成を伴う対流活動も見られる。ここでは、Yasui et al. (2005) によりゴビ砂漠南部のShapotou (北緯37.46度、東経104.95度、海拔高度1250 m) において2002年4月に観測された境界層とダストの日変化を対象とした数値シミュレーションの結果について述べる (Takemi et al. 2005, 2006)。

Shapotouで実施されたライダー観測によると

(Yasui et al. 2005)、2002年4月では11日～14日にかけて境界層とダスト濃度の明瞭な日変化の様子が捉えられた。図3に4月11日の地方時で6時LT (Local Time; Beijing Standard Time-1) から14日6時LTまでのShapotouにおける地上気象の時系列を示している。気温・風速・相対湿度の各要素で明瞭な日変化が見て取れる。さらに気温の時系列を見ると、日ごとに日最高気温が上昇し、変動の幅も大きくなっている。このように日変化のパターンが履歴を持って変わっていくのは乾燥地での境界層の変化の特徴である。そこで数値シミュレーションでは、この期間の日変化の様子を再現することを試みる。

本章の結果は、2章で述べた数値モデルを用いて得られたものである。数値シミュレーションのための初期条件には、Shapotouの北東に位置する最寄りの高層気象観測点Yinchuan (北緯38.46度、東経106.21度、海拔高度1112 m) での観測値を用いる。この一地点での観測により得られた鉛直1次元のデータを水平一様に与えることで、実際の状況を理想化した条件設定とした。

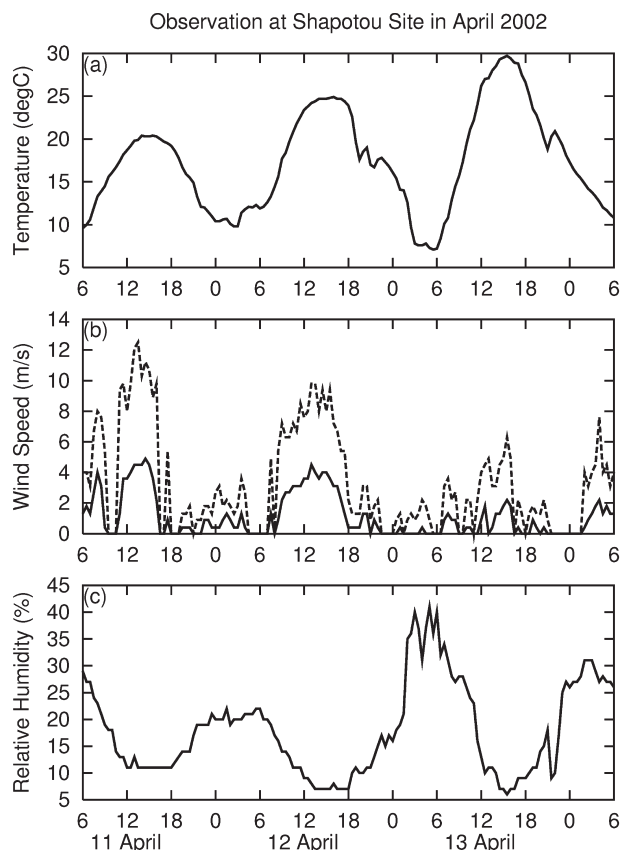


図3：2002年4月11日6時LT (Local Time) から14日6時LTのShapotouにおける地上での (a) 気温・(b) 風速・(c) 相対湿度の時系列。30分毎のデータをプロットし、風速については30分毎の平均風速 (実線) と最大風速 (点線) を示している。

Figure 3: Time series of (a) temperature, (b) wind speed, and (c) relative humidity at the surface in Shapotou from 06 LT 11 April to 06 LT 14 April 2002. In (b), mean (solid) and maximum (dashed) wind speed for 30 minutes are indicated.

水平一様の基本場を与えた理由は、数値シミュレーションの計算領域を 100 km 未満の空間スケールとして、水平一様性の高いとみなせる状況で日変化する境界層と積雲との発達過程をシミュレートすることが本研究の主な目的であるためである。このように現実の大気の状態を簡略化してシミュレーション条件を理想化することは、関与する物理過程に着目したい場合に好都合な手法である。用いた物理過程のパラメタリゼーションは、雲微物理過程には Lin et al. (1983) のスキーム、乱流混合過程には Deardorff (1980) のスキーム、地表面過程には Businger et al. (1971) の定式、植生・土壌モデルには Pleim and Xiu (1995) のスキームを用いた。

計算領域を東西 80 km・南北 20 km・高度 18 km とし、モデルの下端は地上高度に設定し、側面境界は周期条件とした。周期条件を課した考え方は、ゴビ砂漠のような広大な地域にあっては、大局的には地表面は平坦かつ一様で大気状態は水平方向に一様であると見なしてよいであろう、という仮定に基づく。この計算領域の設定で、解像度を水平格子間隔 500 m・鉛直格子間隔 20–810 m (下層ほど細かい格子間隔, 46 層) とし、数値シミュレーションを行った結果を本節で示す。計算の初期条件には、図 3 に示した期間中の 4 月 13 日 00 UTC (13 日 7 LT) の Yinchuan での観測値を与えた。この観測値を時刻 6 LT のものと仮定し、シミュレーションは 6 LT から始めた。なお、ゴビ砂漠の標高は 1000–1500 m 程度であり、一方対流圏界面の高度は 2002 年 4 月の条件では 10 km 程度であるため、モデル高度で 9 km 程度で対流圏界面になる。

図 4 に、高度別に領域平均した温位の基本場からの偏差の時間・高度の断面図を示す。横軸の時間軸は、シミュレーションの開始時刻 6 LT からの経過時間を示している。接地層には夜間から早朝の時間帯 (図 4 中では 0–3 時, 24 時前後, 48 時前後) に負の偏差が見られ、強い接地安定層に対応している。午後日中 (図 4 では 6–12 時, 30–36 時, 54–60 時) には正の温位偏差が高度 4 km 付近に達しており、深い混合層が発達していることが分かる。このように、大気境界層の日変化の様子がシミュレートされていることが分かる。

では、このような大気境界層の日変化に対応して、ダスト濃度はどのように変化するのかについて見てみる。図 5 は、図 4 に対応した期間のダスト濃度の鉛直分布が時間をおってどのように広がっていくのかを示している。日中午後には濃度が急上昇し、境界層高度 (約 4 km) よりも上空にまでダストが拡がり、日没後の夜間に濃度は弱い低減傾向を示す。本数値シミュレーションでは、側面境界として周期条件を課していることから、ダスト濃度は日ごとに増大するのみとなるが、周期条件を課した仮定を考慮すれば、砂漠地域ではダスト濃度が日ごとに徐々に増加するといったことは十分起こりうる

ことである。

このような履歴をもった境界層の発達とダストの鉛直上方輸送との関係は図 6 から読み取ることができる。この図は、ダストの量を大气層ごとに積算量を求めてそれが地表面から放出された量に対してどの程度の割合なのかを示したものである。1 日目の午後日中には境界層内下層と上層でのダスト濃度が大気中ダストのほとんどを占め、夜間では変動はほぼなく、2 日目の午後日中に再

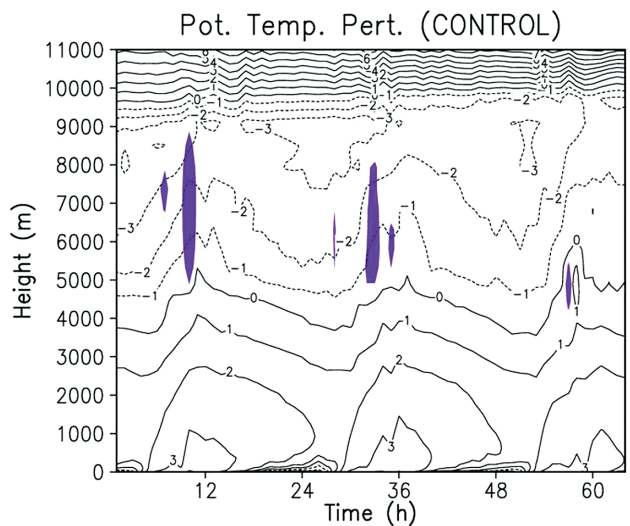


図 4: 数値シミュレーションにより得られた温位の基本場からの偏差 (単位: K, コンター) と積雲 (紫色) の高度別に領域平均したものの時間・高度断面図。開始時刻は 06 LT である。

Figure 4: Time-height section of area-mean potential temperature perturbation (in K, contour lines) and cloud fields (purple). The initial time of this simulation is 06 LT.

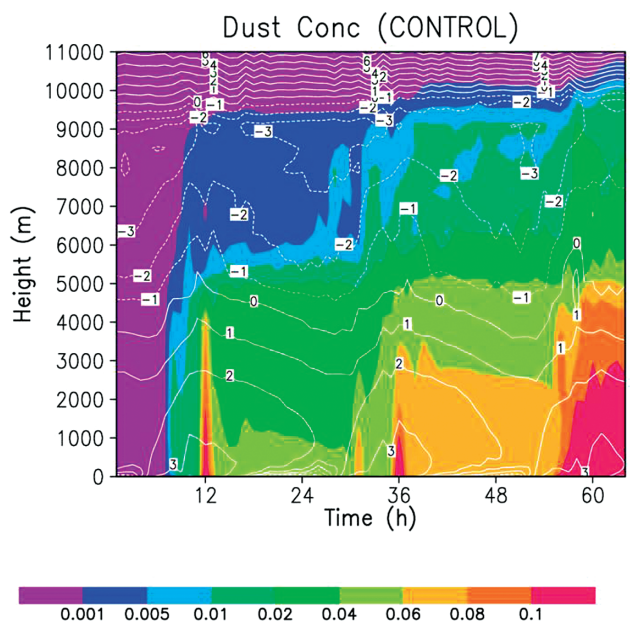


図 5: 領域平均したダスト濃度 (単位: mg m^{-3} , カラー) と温位偏差 (単位: K, コンター) の時間・高度断面図。

Figure 5: Time-height section of dust concentration (in mg m^{-3} , color) and potential temperature perturbation (in K, contour) averaged over the horizontal area.

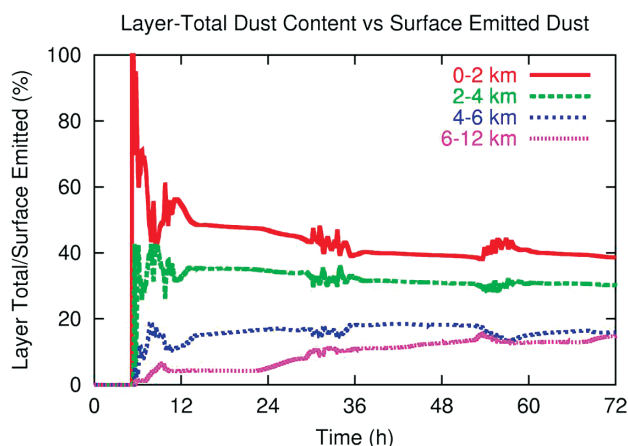


図6：地表面から放出されたダスト量に対する各大気層(0-2 km, 2-4 km, 4-6 km, 6-12 km)のダスト量の割合(%)の時間変化。

Figure 6: The percentage ratio of the total dust content in each layer (0-2, 2-4, 4-6, 6-12 km) to the total amount of emitted dust at the surface.

度鉛直混合によるダストの上方輸送が見られ、3日目には層別のダスト濃度の割合が定常的になる。最終的には、3日間の変動によって、境界層より上空の4-6 kmおよび6-12 kmの大气層にそれぞれ15%程度のダストが含まれることになる。

Takemi et al. (2006) は、上述のシミュレーションにより72時間後に得られた場を初期条件として、同じ物理過程・計算領域・解像度のモデル設定により、降水の蒸発冷却の効果や上空風の影響によるダスト輸送の違いについて感度実験を行った。降水の蒸発冷却の効果を意図的に除去した実験をコントロール実験と比べた結果、組織化しない個々の積雲の場合でも降水が蒸発して冷気が発生し、局所的に風が強くなることでダスト輸送に効いていることが分かった。また、上空風を弱めた実験により、上空風の運動量が対流活動により下層に輸送され、地上で強い風をもたらす、この強弱がダスト輸送に効いていることも分かった。

3.1.2 高解像度シミュレーションによるダスト輸送

次に、3.1.1節と同じ観測事例をより高分解能で数値シミュレーションを行った結果について本節で述べる。水平格子幅を100 m、鉛直格子幅を20-240 m (85層)とし、ラージ・エディ・シミュレーション (large-eddy simulation; LES) を意識した計算とした。通常、境界層を対象としたLESでは水平格子幅は10 mの桁であるため、本シミュレーションが小さい渦を陽に解像したLESであるかどうかは検討の余地がある。よって、ここでは単に高解像度シミュレーションと称する。

分解能を上げたため、本節のシミュレーションでは計算領域を東西40 km・南北10 km・高度11 kmとし、前節の場合より小さい面積とした。計算領域の違いによるシミュレーション結果への影響を見るため、水平格子

幅500 mで計算領域を東西40 km・南北10 kmとした場合と東西80 km・南北20 kmとした場合(前節)とを比較したところ、定量的に大きな違いが見られなかったため、本節の計算領域の設定には特に大きな問題はない。なお、モデル上端高度を11 kmとしたのは、前節で述べた通り、対流圏界面高度がモデル高度で9 km程度であるため、本節の上端高度は特に低いということはない。

シミュレーションの初期条件は、前節と同様に2002年4月13日00 UTCのYinchuanにおける高層気象観測値を地方時6時のものとして水平一様に与えた(EXP1)。シミュレーションは、13日6 LTから18 LTまでの日中を対象とした。さらに、初期条件として、前節の72時間シミュレーションにより得られた最終的な大気場を用いた場合のシミュレーションも行った(EXP2)。図7に、これら二通りの初期安定度の設定を示す。接地層での安定度が大きく異なることが分かる。それら二つのシミュレーションの意図は、初期の接地層の安定度の違いによる大気境界層やダスト輸送の日変化への影響を探ることにある。図8にEXP2の初期条件を作成するための72時間分のシミュレーションの時間変化を示す。この図を見ると、混合層が日ごとに徐々に高度を上げて変化する様子が確認できる。本節で述べる結果は、Takemi (2008, 2012) に基づく。

安定度の違いによる大気の日変化への影響について見てみる。図9に、境界層および上空大気の日変化の様子を示す。EXP1では接地層の安定度が強いいため、混合層の発達はややかで、日没直前の18 LTに高度3 kmに達する。一方、EXP2では接地安定層は下層のみに限られるため、接地安定層が地面からの顕熱輸送で消失

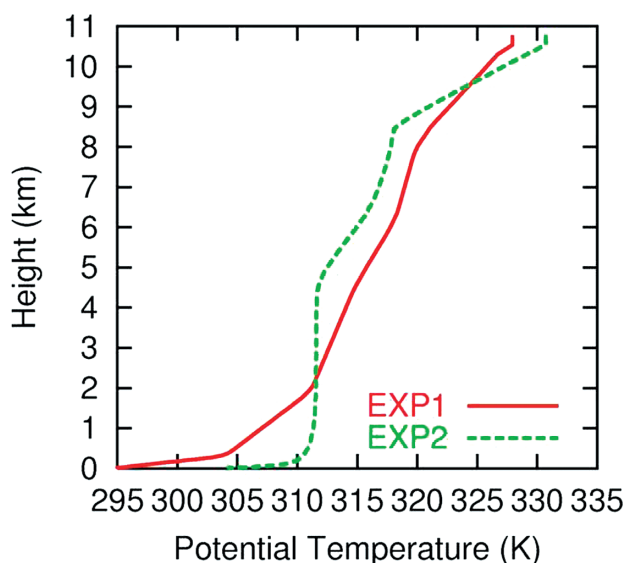


図7：100 m 解像度の数値シミュレーション EXP1, EXP2 で用いた初期の基本場での温位の鉛直プロファイル。

Figure 7: The initial vertical profile of potential temperature for the EXP1 and the EXP2 simulation at 100-m grid spacing.

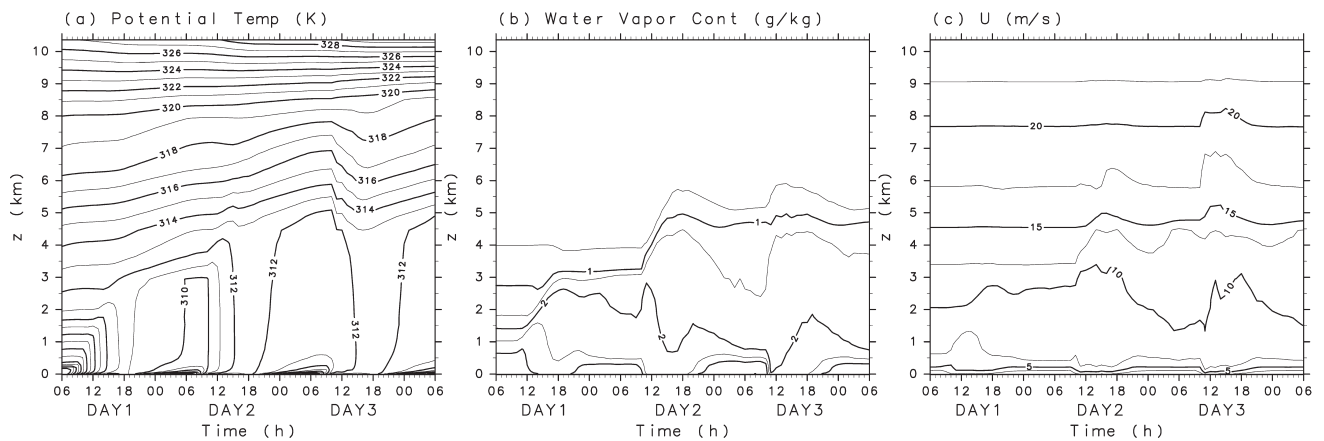


図8：EXP2の初期条件を作成するための予備実験による (a) 温位, (b) 水蒸気混合比, (c) 風速の東西成分の時間・高度断面図。

Figure 8: Time-height section of (a) potential temperature, (b) water vapor mixing ratio, and (c) horizontal wind speed (east-west component) for the 72-hour simulation to create the initial profile of EXP2.

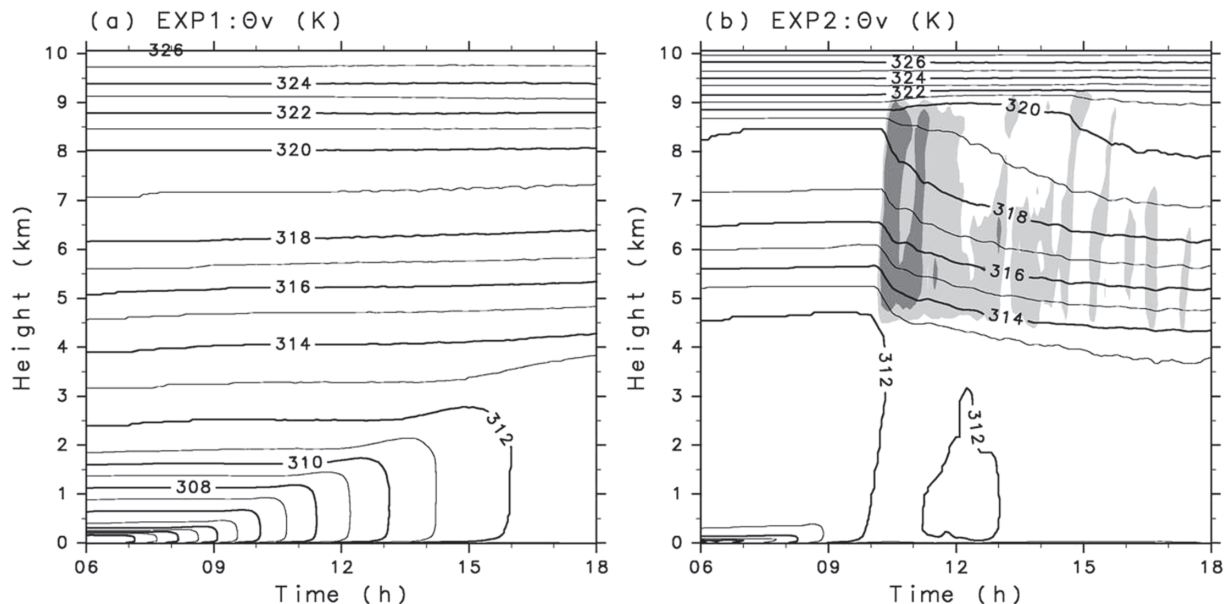


図9：領域平均した仮温位（コンター）および全水混合比（ハッチ； $0.025\text{--}0.05\text{ g kg}^{-1}$ が薄いハッチ， 0.05 g kg^{-1} 以上が濃いハッチ）の時間・高度断面図。(a) EXP1, (b) EXP2の結果。

Figure 9: Time-height section of area-mean virtual potential temperature (contoured) and total water mixing ratio (shaded; lightly shaded for $0.025\text{--}0.05\text{ g kg}^{-1}$, and darkly shaded for 0.05 g kg^{-1}) averaged over the computational area. (a) The EXP1 case, and (b) the EXP2 case.

すると、混合層が急激に発達し、午後には深い対流が発達するようになる。

このような境界層の発達の違いにより、ダスト輸送も大きく影響を受ける。シミュレーション終了時刻である18 LTにおけるダストの鉛直積算量（計算領域での平均値）を調べると、EXP1では 1.2 mg m^{-2} 、EXP2では 0.63 g m^{-2} となり、初期の安定度の違いによって上空に輸送されるダスト量が大きく変化することが分かる。EXP2のダスト量が衛星観測からの推定値 (Kuji et al., 2005) とよく一致していることから、シミュレーションは妥当であると判断できる。

また、激しいダストストーム時の場合 (Takemi 2005) のダスト量 12.5 g m^{-2} と比べると、本節のシ

ミュレーションで対象とした静穏時のダスト放出量は10分の1以下であると言える。したがって、低気圧、前線、スコールラインといった顕著な気象擾乱によるダスト輸送量はイベント毎には大気中のダスト量を決める支配的な要因であると言えるが、静穏な日々の変化によるダスト輸送は積み重ねれば気象擾乱イベント時の輸送量に匹敵する可能性が高い。このことから、静穏時のダスト輸送は、領域規模や全球規模でダスト輸送を考える際に無視できない因子であると考えられる。

3.2 解像度依存性

3.1.2節で述べた数値シミュレーションの結果は、100 m という高い空間解像度で行ったため、境界層中の

乱流をある程度は陽に表現しているという意味で数値解の物理的な妥当性は高いと言える。一方、現実大気を対象として 100 m という高解像度で東アジアの領域規模あるいは全球規模で数値シミュレーションを行い、ダストの放出から輸送過程を再現することは困難である。現時点では、領域規模であれば数 km の桁での空間解像度でシミュレーションを実施することは可能となっており、事実、気象庁のメソスケールの数値予報モデルでは 2 km ないし 5 km の空間解像度で予報計算がなされている。

では、数 km という空間解像度のシミュレーション結果は、100 m 解像度の結果と比べてどの程度のパフォーマンスがあり、ダスト輸送という点でどの程度の定量的な表現性を有しているのか、ということが疑問となる。そこで本節では、空間解像度を 100 m の桁から 1 km の桁まで変化させた数値シミュレーションを行い、解像度依存性について述べる。

シミュレーションの初期条件の設定は、3.1.2 節の EXP 2 と同じとした。水平格子幅を 250 m, 500 m, 1 km, 2 km, 4 km と変化させ、これらの水平格子幅のケースのすべてで鉛直格子幅は 20–650 m (36 層) と設定した。計算領域は、東西 80 km・南北 20 km・高度 11 km とした。計算領域は 3.1.2 節の EXP 2 より大き

くしているため、計算領域の違いへの感度を調べた。格子幅 250 m で東西 80 km・南北 20 km の領域の場合と東西 40 km・南北 10 km の場合とで比較した結果、対流やダスト輸送に大きな影響は生じないことを確認した。

境界層および対流活動の日変化の解像度依存性を見るため、ここでは Deardorff (1980) スキームにより算出される乱流運動エネルギーにより示す。図 10 には、高度別に面平均した乱流運動エネルギーの時間・高度断面を格子幅別に示す。格子幅 250 m, 500 m, 1 km の各場合は境界層発達の開始時刻と上方への発達の様子は似ている。格子幅 2 km の場合は定量的には 1 km 以下の場合に比べて違いが生じているが、発達の開始時刻や上方への発達の程度という点では大きく違わない。しかし、格子幅 4 km の場合には、発達の様子が他の場合に比べてスムーズに変化していない。この違いは、ダスト輸送で見ると顕著となる。

図 11 に、図 10 と同様の表示で、ダスト濃度と鉛直ダストフラックスの解像度依存性を示す。格子幅 250 m の結果を見ると、ダストの鉛直輸送が午前中の後半に開始し、11 LT から 12 LT の間に急発達し、午後の積雲活動に伴い境界層から自由対流圏への鉛直輸送が継続し、これら鉛直輸送に応じてダスト濃度が 11 時前後か

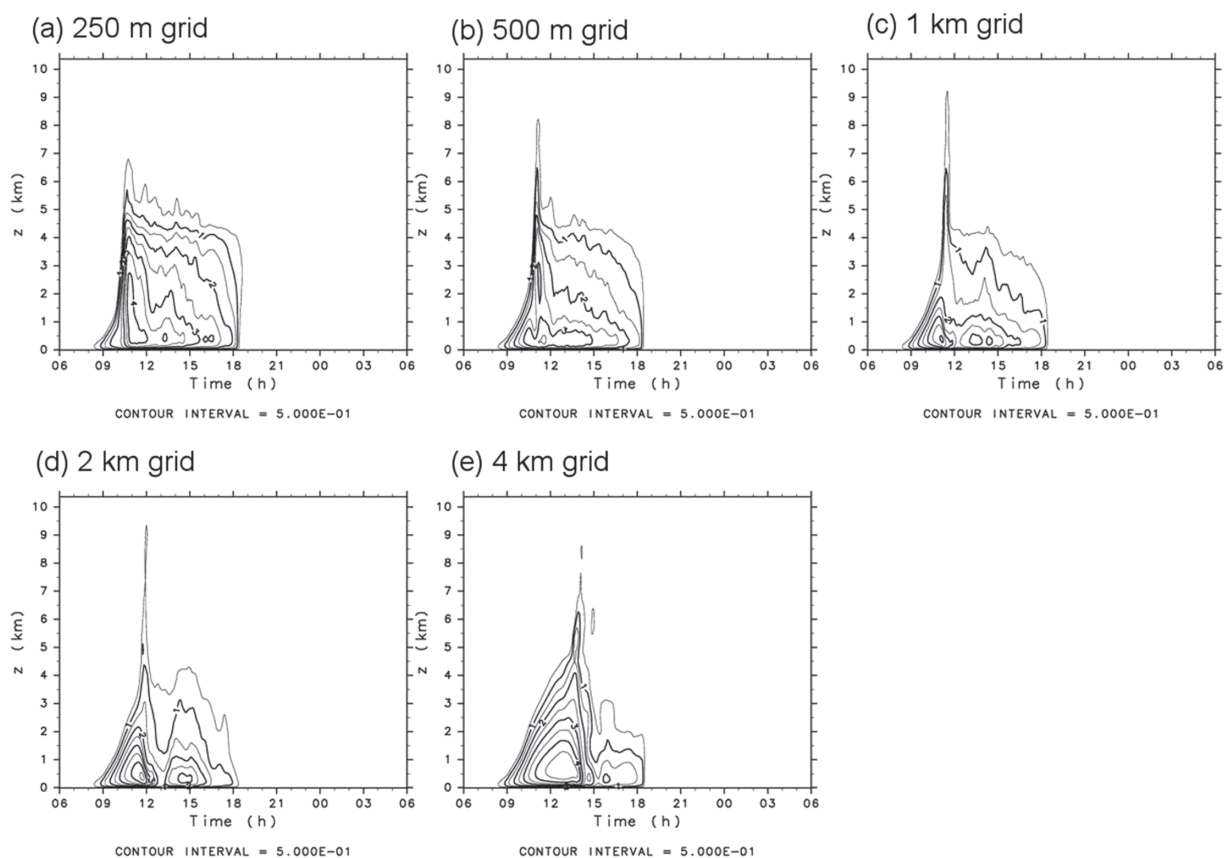


図 10：領域平均した乱流運動エネルギーの時間・高度断面図。(a) 250 m, (b) 500 m, (c) 1 km, (d) 2 km, and (e) 4 km の場合で、コンター間隔は $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ である。

Figure 10: Time-height section of area-mean turbulent kinetic energy averaged over the computational area for the cases with the horizontal grid spacing of (a) 250 m, (b) 500 m, (c) 1 km, (d) 2 km, and (e) 4 km. The contour interval is $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

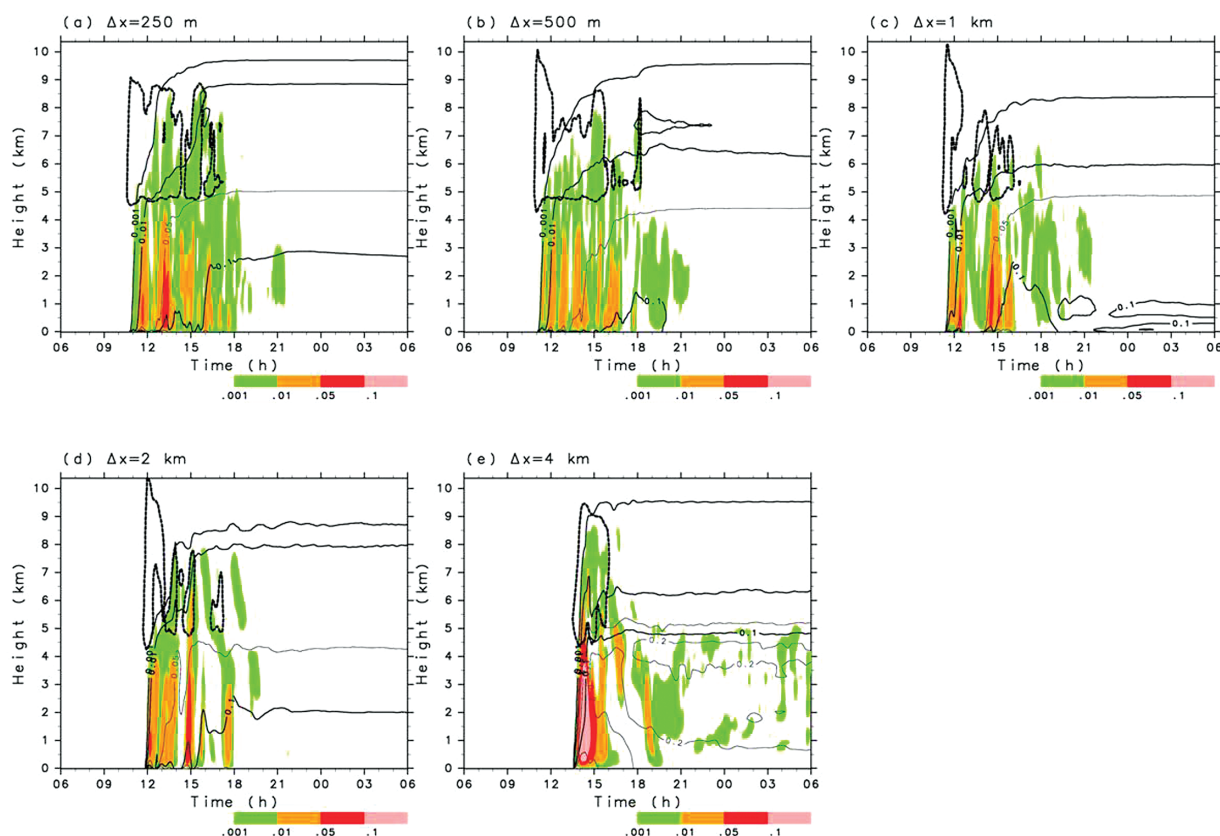


図 11：図 10 と同じ，ただしダスト濃度（コンター）と鉛直ダストフラックス（カラー）．また，黒の点線は雲の境界を示す．
Figure 11：The same as Figure 10, except for the dust concentration (contoured) and vertical dust flux (color). The black dotted lines indicate the boundary of clouds.

ら境界層内で増加し，午後にかけて徐々に自由対流圏へと広がっている様子が分かる．このような変化のパターンは，500 m，1 km，2 km の場合にも同様に見られる．しかし，格子幅 4 km の場合には，鉛直輸送が顕著になるのは午後 2 時頃であり，1 時間程度の短い間隔で大きな鉛直輸送が見られ，ダスト濃度は午後 2 時以降に短時間の間に急増する様子が見てとれる．このような変化のパターンは，明らかに格子幅 2 km 以下の場合に比べて大きく異なる．

このようなダスト濃度の変化の違いに応じて，ダストの鉛直積算量も解像度によって異なる (Takemi 2012)．図 11 で示されるダスト濃度の時間変化のパターンに対応して，ダスト鉛直積算量は，格子幅 4 km の場合には 14 LT 頃に急増するパターンを示し，それ以外の場合には 10 LT から徐々に増加する変化傾向を示す．日没時である 18 LT におけるダストの鉛直積算量で比較すると，格子幅 100 m の場合には 0.63 g m^{-2} であった (3.1.2 節) のに対し，格子幅 500 m の場合には 0.80 g m^{-2} ，1 km の場合には 0.92 g m^{-2} ，2 km の場合には 0.94 g m^{-2} ，4 km の場合には 1.1 g m^{-2} と解像度が粗くなるほど積算量が増加する結果となっている．したがって，本研究で調べた範囲の解像度では，4 km の場合とそれより細かい格子幅の場合との間に大きなギャップが存在することが言える．このことは，4 km という

格子幅は積雲およびそれによるダスト輸送を表現するには十分な解像度ではないということを示唆している．

積雲対流の表現性と解像度との関係については，Takemi (2008) で論じた通り，積雲を適切に表現するには 1 km の桁の格子幅は十分でなく 500 m 以下の解像度が必要である．Skamarock (2004) で指摘された通り，気象モデルで数値的に十分に解像できる空間スケールは典型的には格子幅の 6 倍程度であることから，積雲を適切に表現するには 500 m 以下の解像度が必要であると言える．このことは，Takemi and Rotunno (2003) や Skamarock (2004) でなされたように空間スペクトルを見てみると分かりやすい．100 m 格子 (3.1.2 節の EXP 2)，500 m 格子，4 km 格子のそれぞれの場合について，鉛直速度の東西方向の空間変動のパワースペクトルを求めた結果を図 12 に示す．この東西方向空間スペクトルを求める際には，南北位置別に求めて南北方向に平均している．100 m 格子の場合には，慣性小領域での $-5/3$ のべき乗則に沿ったスペクトル分布を示す空間スケールが存在していることが分かる．このことから，100 m 格子でのシミュレーションが LES と見なせるということが示唆される．また 500 m 格子の場合にも $-5/3$ 則に沿ったスペクトル分布がわずかながらも見えてとれる．しかし，4 km 格子の場合には $-5/3$ 則に対応する空間スケールは存在しない．このようなスペクトル分布

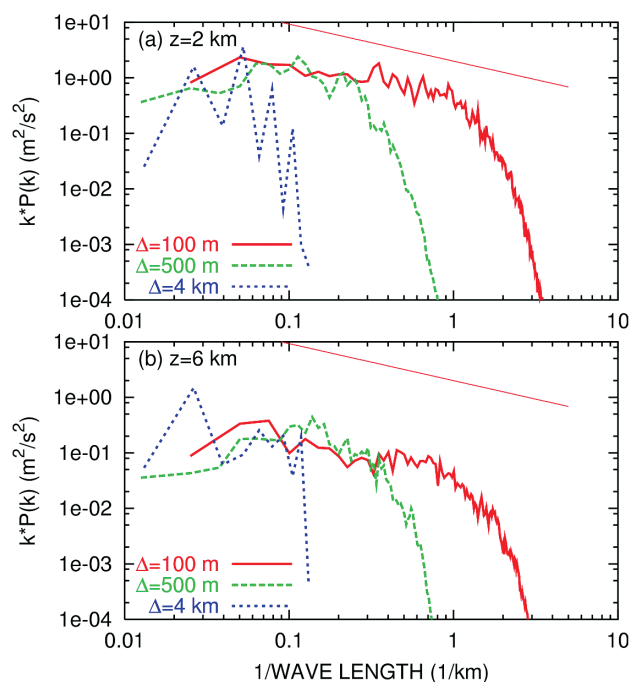


図 12：格子幅 100 m, 500 m, 4 km の場合における時刻 15 LT の鉛直速度の空間変動（東西方向）のパワースペクトル密度の分布. (a) 高度 2 km, (b) 高度 6 km の場合. 赤い直線は $-5/3$ 乗のべき乗則を示す.

Figure 12: Power spectral density distribution for the spatial variation of vertical velocity in the east-west direction at (a) the 2-km height and (b) the 6-km height at 15 LT for the 100-m, 500-m, and 4-km grid cases. The red solid line indicates the $-5/3$ power law.

の性状によっても、積雲を解像するためには 500 m 以下の格子間隔が必要であることが分かる。

Bryan et al. (2003) は、スコールラインを対象とした理想化した数値実験を行い、深い対流系を十分に解像して数値シミュレーションするためには 100 m 程度の格子間隔が必要であることを主張した。また、数値モデルに内在する様々なフィルタリング操作の結果として、格子間隔の 6 倍程度よりも小さなスケールの運動は十分に表現できていないことも指摘しており、Skamarock (2004) も実現象を対象とした数値シミュレーションの結果から同様の結果を得ている。このようなことから、積雲とダスト輸送を数値的に十分に解像するためには、1 km の桁の格子幅では不十分であって、100 m の桁の格子幅が必要であることが言える。

4. まとめ

本論文では、積雲とダスト輸送に関するモデリングと数値シミュレーションによる解析結果について述べた。砂漠地域における静穏な気象状況のもとで発達する大気境界層と積雲および積雲に伴うダスト輸送について調べた。砂漠やステップといった乾燥・半乾燥地域での境界層は、顕著な日変化を示し、かつその厚さは時には地上高 4 km にまで達する。このような特異な条件の下で、

水蒸気量が極めて少ない環境にもかかわらず、積雲は発生して時には組織化したメソ対流系となって激しいダストストームが生じる。

積雲の発生により鉛直運動が活発となり、突発的に生じる強風により地上のダストが巻き上げられ、境界層内で混合され、強い上昇流によって自由対流圏へと輸送される。このような積雲活動によるダスト輸送の量は、激しいダストストームの場合に比べてせいぜい 10 分の 1 程度と見積もられる。そのため、一度のイベントによるダスト輸送量としては気象擾乱が介在する場合が顕著である。しかし、静穏条件での積雲によるダスト輸送が継続して生じることになれば、積算としてはダストストーム時に匹敵する量に達する。したがって、静穏時のダスト輸送は年間を通して評価すれば決して無視できない量に達するものと考えられる。

また、積雲とダスト輸送を数値シミュレーションによって表現するためには、100 m の桁の空間解像度が必要であることを指摘した。このことは、積雲の空間スケールが数 km 程度であること、境界層の厚さが数 km 程度であること、数値モデルの実質的な分解能は格子間隔の 6 倍程度であることといった点を考慮して理解することができる。

本論文では、積雲とダストというテーマのもとで、物質輸送という観点から積雲とダスト輸送との関係について論じた。輸送の問題が解決すれば、次にターゲットとなるのが微物理過程の視点での雲・降水過程とダストとの相互作用のモデル化である。

積雲といった深い対流を数値モデルで表現するためには、高い空間分解能とともに広域の計算領域を確保する必要がある。そのため、雲微物理過程とエアロゾル過程との相互作用の精緻なモデルを組み込んだ上で深い対流の 3 次元数値シミュレーションを行うことは、計算機能力の問題から極めて困難である。最近では、Lerach and Cotton (2012) がスーパーセルによるトルネード発生に及ぼすエアロゾルの影響について、領域気象モデルにおいてネスティング領域を設定することで水平格子幅 111 m での数値シミュレーションを行うことで調べた。エアロゾルが多い設定のシミュレーションと少ない設定のシミュレーションを比較した結果、エアロゾルが多いことによって、雨水や雹の数濃度は減少して大きさは増大し、蒸発冷却の効果が弱まり、冷氣プールも弱まることを示した。冷氣プールの強度が変化することで、結果としてトルネードの発生にも影響を及ぼすことが分かった。このように、雲物理とエアロゾルとの微物理過程の相互作用が対流性の雲の構造や力学にも影響を及ぼすことが示唆される。今後は、このような微物理過程のスケールと積雲スケールの力学との異なるスケール間での相互作用過程についての研究が進展するものと期待される。

謝辞

非静力学モデル Advanced Regional Prediction System (ARPS) は、オクラホマ大学 Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) により National Science Foundation および Federal Aviation Administration の共同研究費 ATM 92-20009 の支援を受けて開発されたものです。モデル開発に携わった関係各位に感謝いたします。

参考文献

- Bryan, G. H., J. C. Wyngaard, and J. M. Fritsch (2003) Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2394-2416.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley (1971) Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Cakmur, R. V., R. L. Miller, and O. Torres (2004) Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D07201.
- Chen, S. J., Y. H. Kuo, P. Z. Zhang, and Q. F. Bai (1991) Synoptic climatology of cyclogenesis over east Asia, 1958-1987. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1407-1418.
- Ching, J. K. S., and A. J. Alkezweeny (1986) Tracer study of vertical exchange by cumulus clouds. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **25**, 1702-1711.
- Deardorff, J. W. (1980) Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound.-Layer Meteorol.*, **18**, 495-527.
- Gamo, M. (1996) Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Bound.-Layer Meteorol.*, **79**, 265-278.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson (1978) The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Koch, J., and N. O. Renno (2005) The role of convective plumes and vortices on the global aerosol budget. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18806.
- Kuji, M., N. Yamanaka, S. Hayashida, M. Yasui, A. Uchiyama, A. Yamazaki, and T. Aoki (2005) Retrieval of Asian dust amount over land using ADEOS-II/GLI near UV data. *SOLA*, **1**, 33-36.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2003) Recent frequent dust events and their relation to surface wind in east Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1736.
- Lerach, D. G., and W. R. Cotton (2012) Comparing aerosol and low-level moisture influences on supercell tornadogenesis: Three-dimensional idealized simulations. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 969-987.
- Lin, Y. L., R. D. Farley, and H. D. Orville (1983) Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1065-1092.
- Littmann, T. (1991) Dust storm frequency in Asia: Climatic control and variability. *Int. J. Clim.*, **11**, 393-412.
- Liu, M., and D. L. Westphal (2001) A study of the sensitivity of simulated mineral dust production to model resolution. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18099-18112.
- Luo, C., N. Mahowald, and C. Jones (2004) Temporal variability of dust mobilization and concentration in source regions. *J. Geophys. Res.*, **109**, D20202.
- Mikami, M., et al. (2006) Aeolian Dust Experiment on Climate Impact: An overview of Japan-China joint project ADEC. *Global and Planetary Change*, **52**, 142-172.
- Miller, R. L., J. Perlwitz, and I. Tegen (2004) Feedback upon dust emission by dust radiative forcing through the planetary boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24209.
- 光田寧 (1988) 大気-地表面相互作用に関する日中共同研究 (HEIFE). *天気*, **35**, 501-505.
- Mitsuta, Y., T. Hayashi, T. Takemi, Y. Hu, J. Wang, and M. Chen (1995) Two severe local storms as observed in the arid area of northwest China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 1269-1284.
- 光田寧 (1998) 日中共同研究 HEIFE を終えて — 1996 年度日本気象学会藤原賞受賞記念講演 —. *天気*, **45**, 885-893.
- Parungo, F., Z. Li, X. Li, D. Yang, and J. Harris (1994) Gobi dust storms and the great green wall. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 999-1001.
- Pleim, J. E., and A. Xiu (1995) Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 16-32.
- Qian, W., L. Quan, and S. Shi (2002) Variations of the dust storm in China and its climatic control. *J. Clim.*, **15**, 1216-1229.
- Renno, N. O., et al. (2004) MATADOR 2002: A pilot field experiment on convective plumes and dust devils. *J. Geophys. Res.*, **109**, E07001.
- Shao, Y. (2008) *Physics and Modeling of Wind Erosion*, 2nd Ed. Springer, 452 pp.
- Skamarock, W. C. (2004) Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 3019-3032.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang, J. G. Powers (2008) A description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-475, 113 pp.
- Stull, R. B. (1985) A fair-weather cumulus cloud classification scheme for mixed-layer studies. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **24**, 49-56.
- Takemi, T. (1999a) Evaporation of rain falling below a cloud base through a deep atmospheric boundary layer over an arid region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 387-397.
- Takemi, T. (1999b) Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1301-1309.
- Takemi, T., and T. Satomura (2000) Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environ-

- ments. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1718–1740.
- Takemi, T., and R. Rotunno (2003) The effects of subgrid model mixing and numerical filtering in simulations of mesoscale cloud systems. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2085–2101.
- Takemi, T. (2005) Explicit simulations of convective-scale transport of mineral dust in severe convective weather. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83A**, 187–203.
- Takemi, T., and N. Seino (2005a) Dust storms and cyclone tracks over the arid regions in east Asia in spring. *J. Geophys. Res.*, **110**, D518S11.
- Takemi, T., and N. Seino (2005b) Duststorms and mesoscale cloud systems over the east Asian deserts in spring. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, **5**, 159–174.
- Takemi, T., M. Yasui, J. Zhou, and L. Liu (2005) Modeling study of diurnally varying convective boundary layer and dust transport over desert regions. *SOLA*, **1**, 157–160.
- Takemi, T., M. Yasui, J. Zhou, and L. Liu (2006) Role of boundary layer and cumulus convection on dust emission and transport over a midlatitude desert area. *J. Geophys. Res.*, **111**, D11203.
- Takemi, T. (2008) An eddy-resolving simulation of the diurnal variation of fair-weather convection and tracer transport. *Atmos. Res.*, **89**, 270–282.
- Takemi, T. (2012) Importance of the numerical representation of shallow and deep convection for simulations of dust transport over a desert region. *Adv. Meteor.*, **2012**, Article ID 413584, 13 pages.
- Wakimoto, R. M. (1985) Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131–1143.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, and V. Wong (2000) The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **75**, 161–193.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, Y. Liu, and D. Wang (2001) The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **76**, 143–165.
- Yasui, M., J. Zhou, L. Liu, T. Itabe, K. Mizutani, and T. Aoki (2005) Vertical profiles of aeolian dust in the desert atmosphere observed by a lidar in Shapotou China. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **83A**, 149–171.
- Yasui, M., L. Liu, T. Itabe, T. Takemi, A. Uchiyama, A. Yamazaki, J. Zhou, and K. Mizutani (2006) Dust profiles of the atmospheric boundary layer observed by a laser ceilometer at Shapotou, China in 2004. *Proc. of SPIE, Goa, India, 14 November 2006, Lidar Remote Sensing for Environmental Monitoring VII*, Upendra N. Singh, Toshikazu Itabe, D. Narayana Rao, Editors, Vol.6409, 64091N.