

[共同研究成果]

蔵王おろしに伴った非定常風の数値実験

沢田雅洋、岩崎俊樹
東北大学理学研究科

蔵王おろしの3次元的な風の観測を行い、観測で捉えられた非定常な風の形成過程を明らかにするため、水平格子 100m を用いて非静力学モデルによる数値実験を行った。その結果、蔵王風下側には波長約 20km の山岳波が形成し、それに伴って地表付近に強・弱風域の縞状のパターンが見られた。発達した山岳波の中で、非定常な風が再現され、それは山岳波に伴う風の鉛直シアや細かな地形に起因することが示唆された。

1. はじめに

蔵王おろしとは北西からの季節風が卓越する冬季において、蔵王山系から太平洋側へ吹き下ろす強風のことである。おろしは下層での風の鉛直シアや乱気流などを伴うので、おろしの詳細な構造や振舞を知ることは航空気象において有用である。仙台空港は蔵王風下側に位置するため、北西からの季節風の影響を強く受ける。そこで、2008年2月13-18日において仙台空港でドップラーライダー[1,2]を用いた風の観測を行い、おろしの3次元的な構造や風の時間変動を捉えることを試みた。ライダー観測結果から、下層で風向が主風向（西風）と逆向きの風向（東風）になる数百 m スケールの領域が捉えられ、それが下流へ移流するように見えた。このような風向（風速）の急激な変化は航空機の浮力を急激に変化させ、安全な運航に支障を来す。そこで観測された逆風域の詳細な構造やその形成要因を調べるため、水平格子 100m を用いて蔵王おろしの再現実験を行う。計算には約 40GByte の物理メモリを要し研究室のワークステーションでは計算できないため、サイバーサイエンスセンターの NEC SX-9 を 2node、32cpu を使用した。

おろし風の過去の観測研究の1つとして、ロッキー山脈の風下で起きたおろし風の事例があげられる[3]。航空機を用いたおろし風の直接観測によって、風下側の山腹でのおろし風、及びその上空で大きな振幅を持つ山岳波の鉛直構造が捉えられた。この事例の詳細なメカニズムを調べるため、2次元モデルを用いた数値的研究が行われた[4]。この数値実験によると、山岳で発生した重力波は上方に伝播し、圏界面付近で碎波が起こり、よどみ層が形成される。このよどみ層は臨界層（風速がゼロになる高度）として働く。上方に伝播した山岳波は臨界層で反射し、下層の山岳波と共鳴して風速の強化が起こると述べた。これらの研究結果に基づき、おろし風の理論的なモデルが構築された[5]。この理論モデルは鉛直に一様な風速と成層（大気安定度）に対して、乱気流域（よどみ域）の高度、強風の強さ、山岳による抵抗を予測した。この理論は2次元モデルの数値実験などによって合理的であることが確認されている[6]。理論的な解釈をするため山を越える流れを浅水流とみなすと、フルード数（流入側の流速と外部重力波の位相速度の比： $Fr = U/(gh)^{1/2}$ ）の値によって流れの形態が異なることが知られている[7]。しかし、実際の地形は3次元的な構造をしており、鞍部の形状に応じて山脈を越える風の振舞は碎波の位置や強風域の広がりが大きく異なる[8]。このような複雑地形における山越え気流の詳細な構造を知るため、ドップラーライダーでの観測を行い、その事例に対する数値実験が行われている[9]。アルプス山脈風下で航空機搭載ライダーを用いて上空から地上付近まで観測を行い、エアロゾルをトレーサとして捉えられた鉛直構造と3次元の数値モデルで再現した場がよく一致することを示した。このように山越え気流に伴う観測や数値実験は数多く行われているが、水平スケールの小さい、非定常な現象についての研究は少ない。そこで、本研究ではライダーで観測された下層大気非定常な振舞をした風と、その環境場の特徴に注目する。

2. 数値実験の概要

2.1 数値モデル

ここで用いた数値モデルは気象庁・気象研究所で共同開発されたもので、現業の局地予報モデルとして使用されている[10]。基礎方程式系には完全圧縮形の運動・熱力学方程式を使用する。雲を表現するため、モデルは有限差分法を用いており、移流スキームは水平に4次精度のフラックス型、鉛直に2次精度中央差分に加え、波数分散性に伴う偽の極値の出現を抑えるためフラックス補正を併用する。効率的な並列計算を行うため、重力波は水平方向には陽的に、鉛直方向には陰的に扱う HE-VI 法を使用する。

乱流混合過程は改良型 Mellor-Yamada Level 3 スキーム (MYNN) [11,12]を用い、水平解像度 0.1km の時は乱流エネルギーのみを予報するもの[13]を用いた。雲微物理過程には混合比 (空気 1kg 中の水物質) のみを予報する 1-moment のバルク法を用いる。積雲対流パラメタリゼーションは水平解像度 5km の場合のみ使用し、それより高解像度の場合は使用しない。地表面からの運動量・熱・水蒸気フラックスはバルク法を用いる[14]。側面境界には重力波の反射などが起きないようにダンピング層を適用する。

2.2 実験設定

大気の初期値・境界値には気象庁のメソ客観解析 MANAL (水平解像度 10km) を使用した。海面水温は東北大学川村研究室で公開されている 0.05 度格子 (約 5km) のデータを使用した。これらのデータから、水平解像度 5km→1.5km→0.5km→0.1km と入れ子状に計算を行う (力学的ダウンスケーリングと呼ばれる)。計算領域は図 1 に示す通りである。鉛直には 60 層取り、高度 1km 以下では 40m 間隔とした。標高データは NASA で公開されている 3 秒角格子 (約 90m) データ (Shuttle Radar Topography Mission digital topographic data) から作成した。この他に山岳波に対する水平解像度の感度実験として、3km、2km、1km の格子間隔で、他の条件を ex0.5 と同様にしてそれぞれ実験 (ex3, ex2, ex1) を行った。

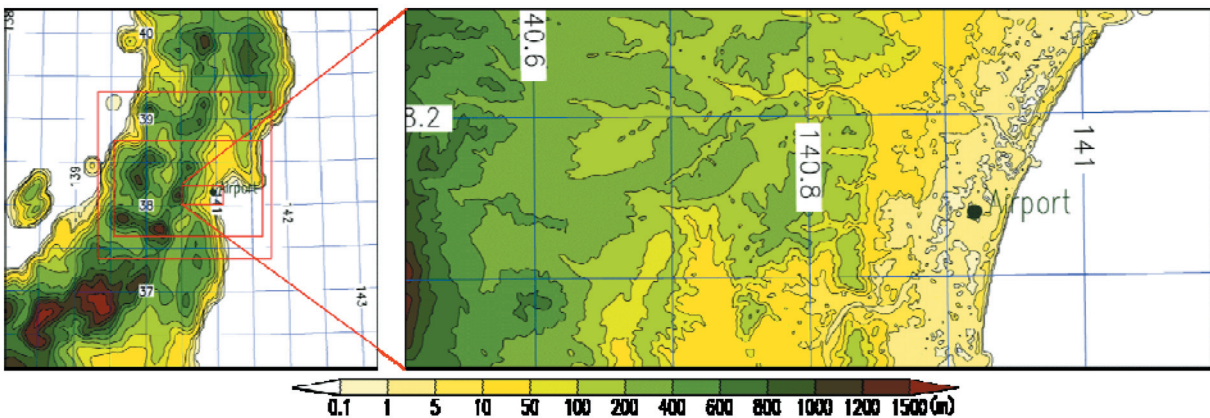


図 1 : 左図は一番外側から ex5, ex1.5, ex0.5, ex0.1 の計算領域の標高を示す。右図は ex0.1 の詳細図である。

表 1 : 各実験設定の概要。

実験名	ex5	ex1.5	ex0.5	ex0.1
格子サイズ	5km	1.5km	0.5km	0.1km
計算領域	450×450km	210×210km	180×120km	50×24km
乱流混合過程	MYNN	MYNN	MYNN	Deardorff
計算時間	24時間	21時間	9時間	4時間
初期値・境界値	MANAL	ex5	ex1.5	ex0.5

2.3 SX-9 上での処理について

本モデルは並列計算のため MPI が実装されている。よって SX-9 上で並列計算するには MPI ライブラリによる並列処理か、自動並列化 (-Pauto) による並列処理の 2 通りが可能である。処理の容易さでは自動並列が便利なので、これまでは自動並列を使用していた。しかし、使用する cpu 数が増加すると並列化効率が悪くなる傾向があった。そこで大規模な計算をより効率的に行うため、サイバーサイエンスセンターとの共同研究の一環として調査して頂いた。その結果、本モデルでは MPI を使用した場合、自動並列に比べて 2 倍近い処理速度が確認された。特に使用する cpu 数の増加とともに、その差が顕著になる傾向が報告された。そこで、ここでは MPI を用いた並列処理を用いた。細かなプログラムの修正も行われ、それによっても 1.5 倍程度の高速化がなされた。また、出力するファイル容量が多いため (数百 GB)、出力する際のバッファサイズを環境変数 "F_SETBUF" を適切に設定することで、出力処理の高速化も図った。

3. 数值実験結果

図 2 は ex0.5 においての地表面から高度 10m での風速分布を示す。風は 15-24JST で平均したものである。蔵王風下である宮城県域では弱風域 (青色の領域) と強風域が交互に見られる。弱風域の幅は 10km 前後である。モデルによる再現性を確かめるため、同じく時間平均した地上観測値 (図 2 の赤矢印) と比べると、風向・風速ともに大まかには一致し、28 地点での風向・風速の 2 乗平均平方根誤差 (RMSE) はそれぞれ 43 度、3.0m/s であった。時間平均せずに各時間 (15-24JST)、各地点 (28 地点) での風向・風速の RMSE を計算すると、それぞれ 69 度、3.4m/s で、風向のずれが 1.5 倍以上大きくなった。非定常な場を捉えるには風向の改善が望まれる。

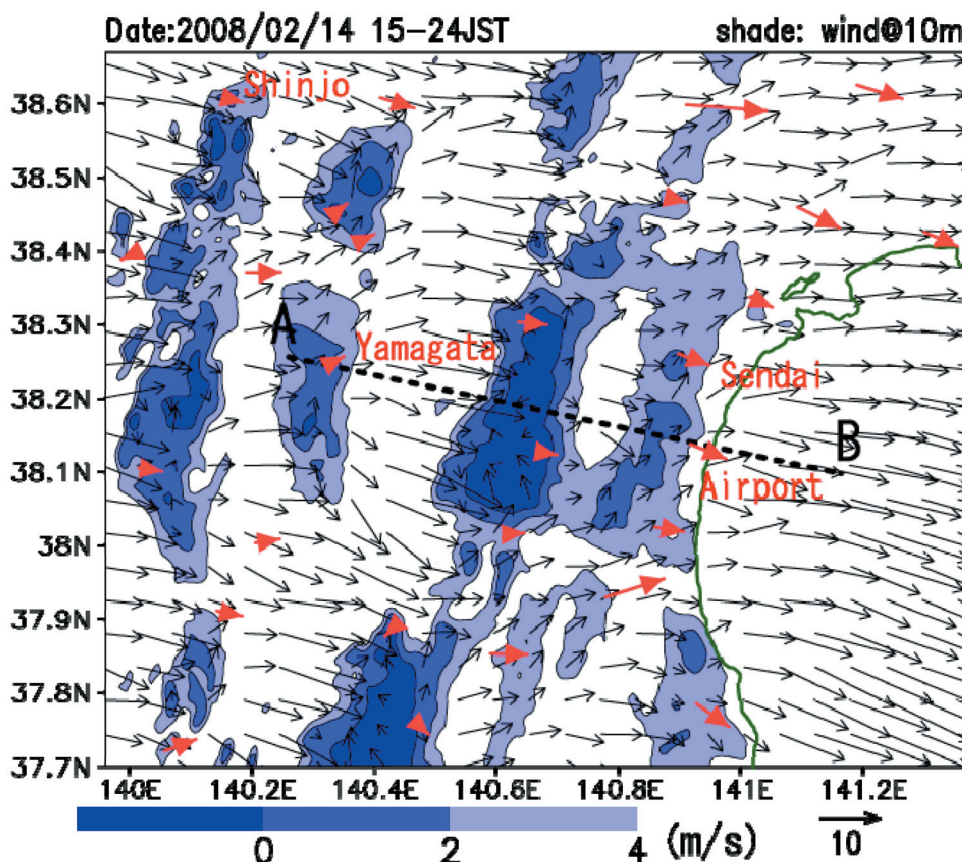


図 2 : ex0.5 の地表面から高度 10m の風の水平分布。風ベクトルは 15-24 時の平均値を示す。赤い矢印は地上観測値。青色は主風向風速の小さい領域を表す。

おろし風の鉛直構造を調べるため、図2上の線ABに沿った鉛直断面を示す(図3)。加えて、水平解像度の依存性を確認するため、水平解像度3km, 2km, 1kmの実験結果も示す。ex0.5を見ると、山岳波に伴って上昇流・下降流の交互のパターンが卓越し、波長は約20kmである。この山岳波に伴って、地上付近の強風・弱風域の交互のパターンが形成されることが分かる。水平解像度の影響を見ると、3km格子では山岳波をあまり捉えられず、2km格子である程度再現され、1km/0.5km格子ではほぼ同じ構造になる。これより、1km格子で山岳波の特徴を十分に捉えていると考える。

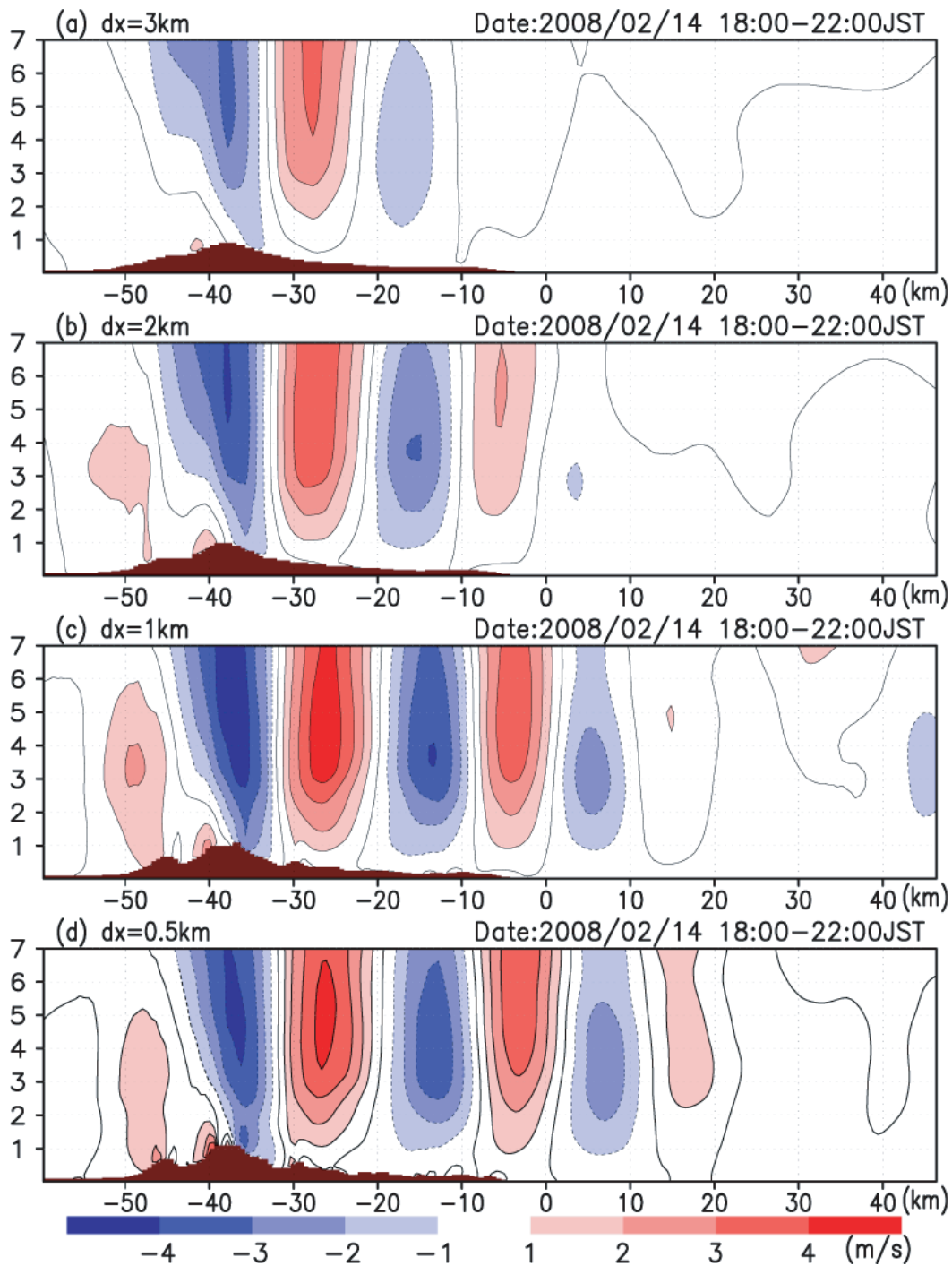


図3：図2における線ABでの鉛直断面図。上から水平解像度が3km, 2km, 1km, 0.5kmの実験結果を示す。横軸は仙台空港からの距離(km)を示す。カラーは上昇流(赤色)、下降流(青色)、下層の茶色の部分は地形を表す。

乱れの強い領域（乱流エネルギーの大きい領域）を調べるため、ex0.5 における乱流エネルギーの分布を示す（図4）。乱流エネルギーは山頂風下側の下層付近で大きい。乱れの大きい領域が下流側に伸びている様子も見られる。鉛直断面図から、この事例では大きな乱流エネルギーを持つのは下層2km以下に限られた。特徴的な構造として、高度0.4-1.0kmで山岳波に伴う上昇流域（経度140.65E-140.7E、140.85E-140.9E）において乱流エネルギーの大きい領域が形成される。これは主に風のシアによって乱流エネルギーが生成されるためである。仙台空港で周囲よりやや大きな乱れを持つのは主にシア生成項による。また、海上では全体的に乱流エネルギーが大きく、浮力によって乱流エネルギーが生成されるためである。

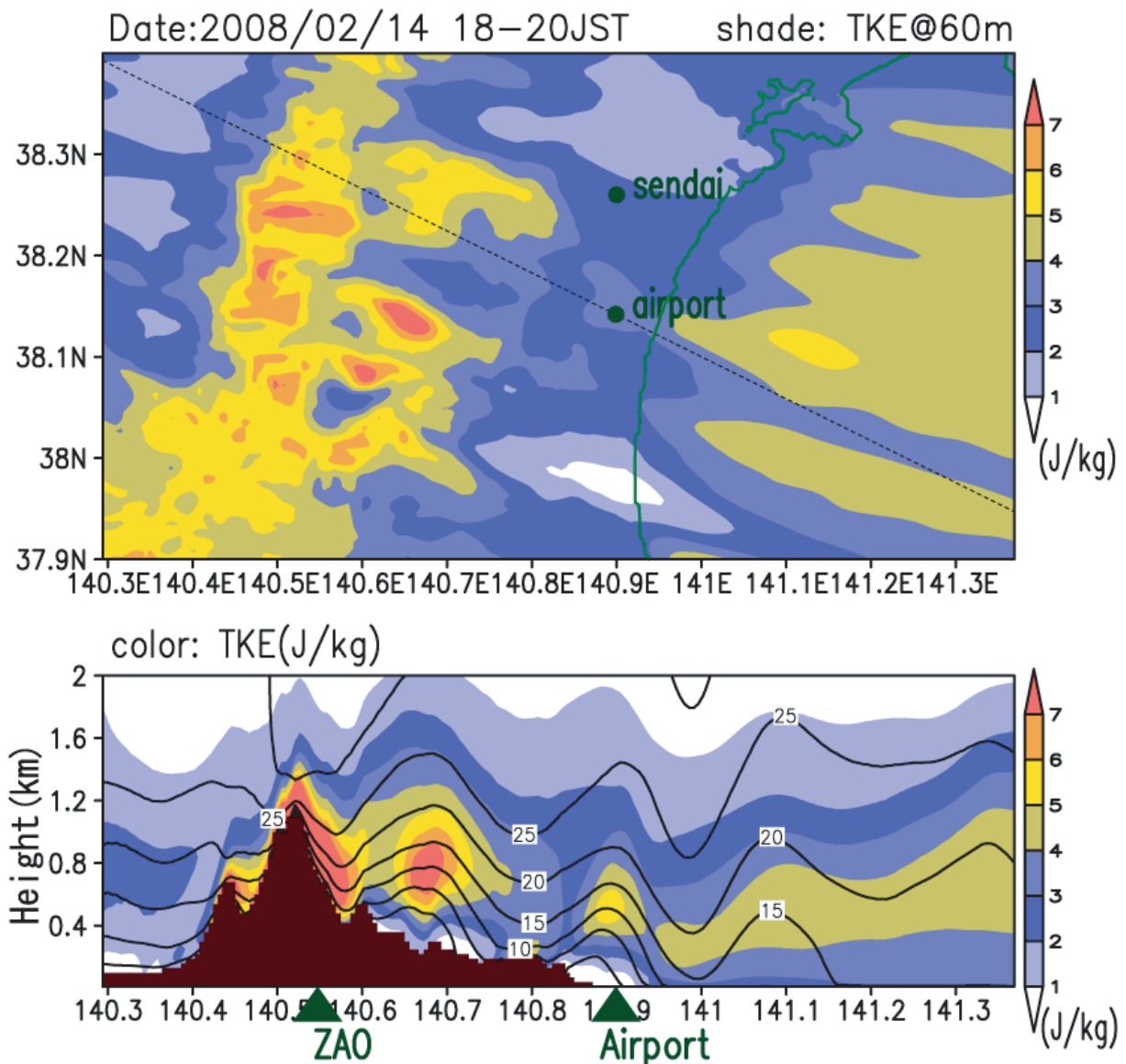


図4：ex0.5の乱流エネルギーの水平/鉛直分布。上図のカラーは地面から高度約1km以下で平均した乱流エネルギー、下図のカラーは乱流エネルギー、コンターは断面に沿った風速を表す。これらの物理量は18-20JSTの2時間で時間平均している。描画領域は100km × 50km。

非定常な風の詳細な構造を示すため、図5にex0.1での風の水平分布を示す。風速分布は山岳波に対応して、大まかには仙台空港の上流側で弱く、下流側で強い。詳細な風速分布をみると、

幅 0.5-1km の筋状の構造が見られ (ストリークと見られる)、時間とともに変動する。筋状構造の変動に注目すると、仙台空港の上流側の弱風域は徐々に下流側に移動していく様子が分かる。下流側では強風域が徐々に発達し、下流側に移動する様子も見られる。これらの構造は ex0.5 で見られた筋状の構造と水平スケールが異なる。また、変動する時間スケールも異なり、ex0.1 では数分で構造が変化するが、ex0.5 では数十分維持されることが多い。

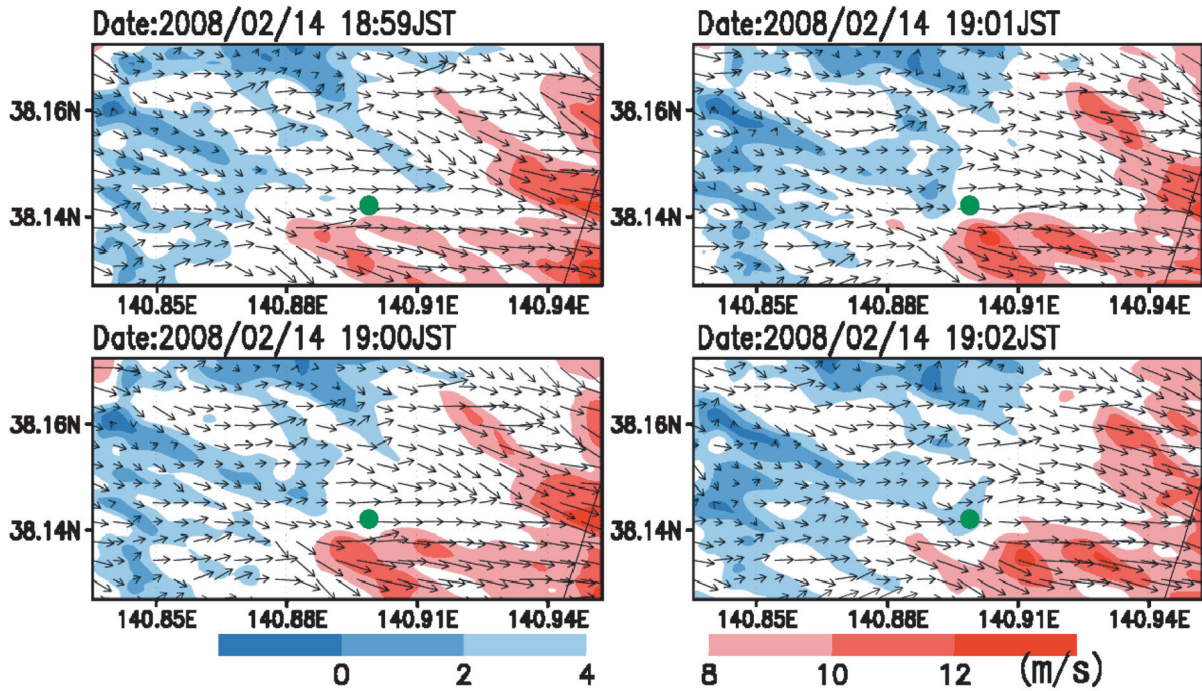


図 5 : ex0.1 における高度 60m での風の水平分布。カラーは主風向の風速を表し、青色が弱風域、赤色が強風域を示す。描画領域は 10km × 5km。緑点は仙台空港の位置。

図 5 で見られた非定常な風は水平渦や鉛直渦の形成・移流に対応すると考えられる。そこで、どちらの渦成分が主要因か調べるため、水平渦度と鉛直渦度の大きさの水平分布を図 6 に示す。ここで、水平渦度 $\omega_h = (\omega_x^2 + \omega_y^2)^{1/2}$ 、鉛直渦度 $\omega_z = |\omega_z|$ それぞれ定義する。 ω_x 、 ω_y 、 ω_z は渦度の 3 成分 (x, y, z 方向) を表す。渦度の大きさのみに注目するので、渦の回転方向 (値の正負) は無視する。図 6 より、全体的に水平渦度が鉛直渦度よりも大きく、風の変動の要因であることが分かる。水平渦度の分布から、渦擾乱の卓越した領域が筋状に見え、その幅は 1km 程度である。この筋状の水平渦も数分スケールで変動する。

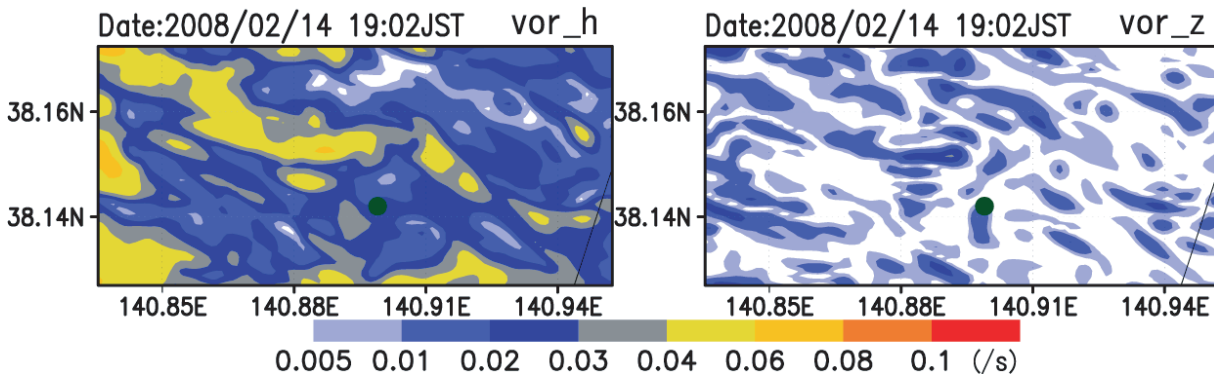


図 6 : ex0.1 における高度 60m での水平渦度 (左図) と鉛直渦度 (右図) の水平分布。描画領域は 10km × 5km。緑点は仙台空港の位置。

下層では水平渦度は主に水平風の鉛直シアに伴って形成され、山岳波や地形に起因して鉛直シアが形成されると考えられる。そこで、これらの渦度の分布に細かな地形がどの程度影響するのか調べるため、ex0.1の実験において標高データのみをex1.5と同様にした実験ex0.1_org1.5を行い、渦度分布を比較する。図7はex0.1とex01_org1.5の地形と渦度分布を示す。ここでは渦度の大きさ $\omega_h = (\omega_x^2 + \omega_y^2 + \omega_z^2)^{1/2}$ を用い、その時間変動の大きさは標準偏差を用いて表した。値が大きい部分は渦の変動が激しい部分(乱れの大きい部分)にあたる。急峻な地形を持つex0.1は滑らかな地形であるex0.1_org1.5に比べて、大きな変動域がある。どちらの実験でも変動の大きい領域が下流側に伸びる構造が捉えられた。但し、その位置は異なる。仙台空港の北側では、ex0.1_org1.5では変動の大きい領域が下流側に伸びるが、ex0.1では顕著ではない。詳細な地形を使うことは乱れの分布を精密に捉えるのに重要であることが分かる。

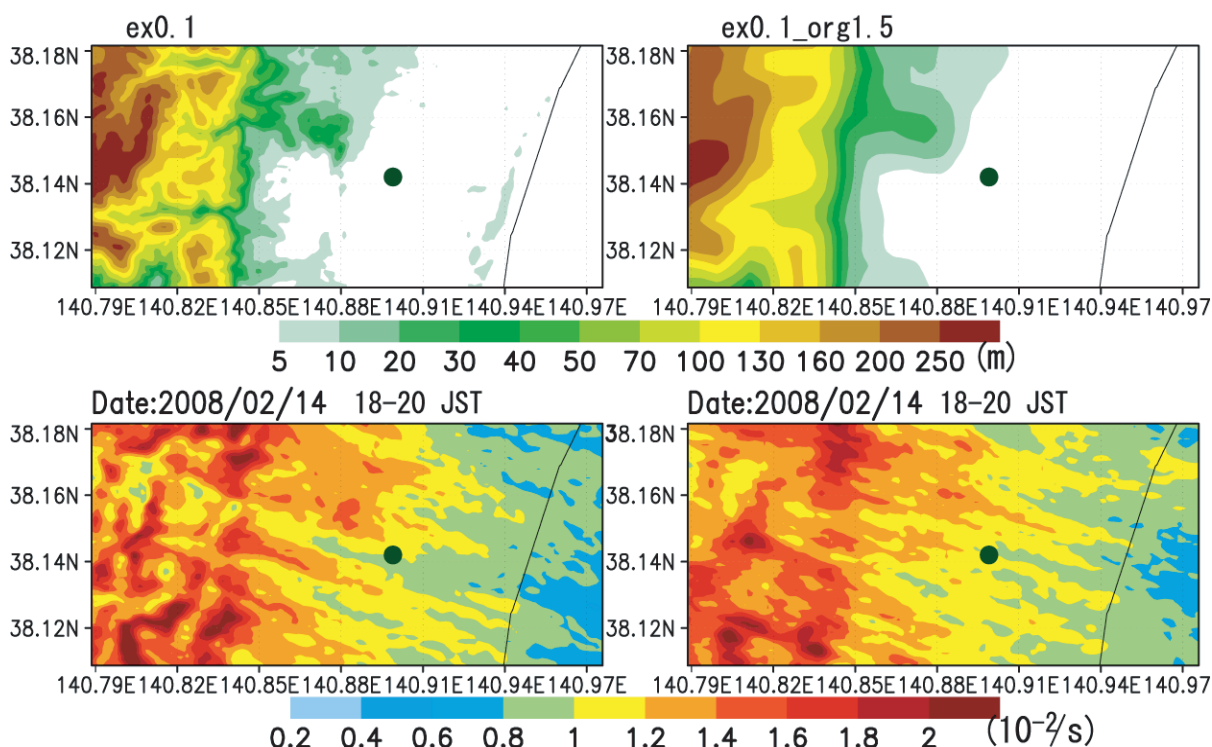


図7：標高分布（上図）と高度60mの渦度の変動の大きさの水平分布（下図）。左図はex0.1、右図はex0.1_org1.5(標高のみ1.5kmに合わせた実験)を示す。ここでは渦度の変動の大きさは18-20JSTでの時間平均値からの標準偏差で表す。

4. まとめ

ドップラーライダーで捉えられた非定常で、水平スケール数百mの逆風域やその環境場の特徴を調べるため、蔵王おろしの数值実験を行った。その結果、蔵王風下で卓越した山岳波に伴って地表付近でも強風域と弱風域のパターンが見られた。また、乱流エネルギーの大きい領域(乱れの強い領域)も山岳波と対応しており、これはシア生成項に起因する。非定常な風は山岳波に伴うシアが形成する水平渦が1つの要因で、細かな地形も変動の卓越する位置に影響する。特に、ストリーク状に伸びる変動の大きい領域は地形に起因する。このような乱れの強い領域を予め知ることはポテンシャル予報を行うのに非常に有用であり、非定常な現象の再現性を改善することが重要である。その1つとして、データ同化を用いてドップラーライダーの実況データと気象モデルを組み合わせ、初期値の改善を行い、空港での気象実況監視予測システムの構築を目指したい。

謝辞

本研究は、東北大学サイバーサイエンスセンターとの共同研究「気候モデルの高速化に関する研究」として行われました。スーパーコンピュータ SX-9 上での数値モデルの高速化において、同センター関係者各位に有益なご指導を頂きました。特にプログラムのチューニングにあたって、同センター伊藤様、大泉様、NEC 金野様に多大なご協力を頂きました。この場を借りて感謝致します。使用した数値モデル JMA-NHM は気象庁・気象研究所より貸与して頂きました。本研究は科学研究費補助金基盤研究 (A) (課題番号 19204046、代表者 岩崎俊樹) の助成により実施されました。

参考文献

- [1] Ishii, S., K. Sasaki, K. Mizutani, T. Aoki, T. Itabe, D. Matsushima, W. Sha, A. Noda, M. Sawada, M. Ujiie, Y. Matsuura, and T. Iwasaki, 2007: Temporal evolution and spatial structure of the local easterly wind “Kiyokawa-Dashi” in Japan Part I: Coherent Doppler lidar observations. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **85**, 797-813
- [2] Iwai, H., S. Ishii, N. Tsunematsu, K. Mizutani, Y. Murayama, T. Itabe, I. Yamada, N. Matayoshi, D. Matsushima, W. Sha, T. Yamazaki and T. Iwasaki, 2008: Dual-doppler lidar observation of horizontal rolls and near-surface streaks. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 1-5
- [3] Lilly, D. K., 1978: A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 59-77.
- [4] Peltier, W. R. and T. L. Clark, 1979: The evolution of finite-amplitude mountain waves. Part II. Surface wave drag and severe downslope windstorms, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1498-1529.
- [5] Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2597-2603.
- [6] Durran, D. R. and J. B. Klemp, 1987: Another look at downslope winds. Part II: Nonlinear amplification beneath wave-overtaking layers. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3402-3412.
- [7] Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a valley of variable width. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 775-782.
- [8] Saito, K., 1994: A numerical study of the local downslope wind “Yamaji-kaze” in Japan Part3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested mode1. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 301-329.
- [9] Gohm, A., G. J. Mayr, A. Fix, and A. Giez, 2008: On the onset of bora and the formation of rotors and jumps near a mountain gap. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 21-46.
- [10] Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic Atmospheric models and operational development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271-304.
- [11] Nakanishi, M. and H. Niino, 2004: An improved Mellor-Yamada level 3 model with condensation physics: Its design and verification. *Bound.-Layer Meteor.*, **112**, 1-31
- [12] Nakanishi, M. and H. Niino, 2006: An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, **119**, 397-407
- [13] Deardorff, J. W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound.-Layer Meteor.*, **18**, 495-527.
- [14] Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327-341.