

局地風「空っ風」の力学的・熱力学的形成メカニズム

西曉史 1, 日下博幸 2

1 筑波大学生命環境科学研究科, 2 筑波大学計算科学研究センター

1. はじめに

関東地方の冬季の局地風は、「空っ風」と呼ばれ、北西風時に関東で局地的な強風をもたらす。空っ風は強風域が前橋を基点としつくばと東京を結んだ扇形に広がるという特徴を持っている(吉野 1986, 1987)。また、空っ風は、日中に最も発達し、夜間に衰退するという特徴を持っている

(吉野 1986 ; 山岸 2002 ; Kusaka *et al.* 2011)。

既存の研究では、気温や相対湿度の変化から空っ風をボラ型おろし風と判断している文献が多い(例えば、吉野 1986)。また、空っ風発生時の地上風分布から三国峠や碓氷峠などの鞍部の効果がとりざたされている(河村 1961 ; 渡来ほか

2015)。さらには、風速の日変化の特徴から、空っ風の原因が単なる熱的混合層の発達であるとする研究もある(山岸 2002 ; 蓬田, 力石 2008)。以上のように、過去から現在にかけて空っ風に関する様々な研究があるが、空っ風のメカニズムに対して統一的な見解は得られていない。そこで、本研究は、①空っ風に対する地形の効果、②空っ風に対する混合層(地表面熱フラックス)の効果の双方に着目し、数値モデルを用いてその詳細なメカニズムを明らかにする。

2. 空っ風発生時の気象状況と再現実験

まず、気象庁 AMeDAS データ、気象庁天気図、ラジオゾンデデータを用いて空っ風の事例解析

(2016 年 12 月 6 日)を行った。さらに、領域気象モデル WRF (Whether Research and Forecast) V3.5.1 を用いて、空っ風事例の再現実験を行った。計算に使用する領域は $496 \text{ km} \times 496 \text{ km}$

(248×248 格子) $\times 58$ 層である。水平格子間隔は 2 km 、鉛直の格子間隔は下層ほど細くなるように設定した。本研究は、数値実験の地形として、国土地理院・数値地図 50 m グリッドデータを用い

た。さらに、本研究は、数値実験の土地利用として、国土地理院・国土数値情報・2006 年度土地利用 3 次メッシュデータを用いた。計算の初期値と境界値として、気象庁 MSM の解析値を用いた。

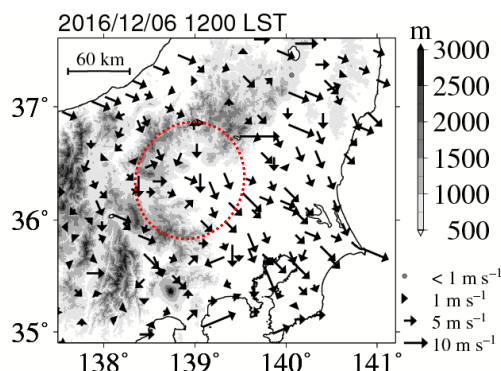


図1 2016 年 12 月 6 日 12 時の風の分布図, コンターは地形, ベクトルは風ベクトルを意味する。赤い丸は、半盆地の位置を示す。

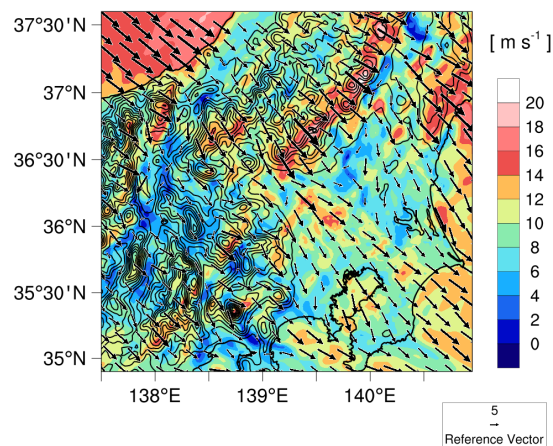


図2 数値モデルで再現された 2016 年 12 月 6 日 12 時の地上風の分布図。シェードは風速, コンターは地形, ベクトルは風ベクトルを意味する。

2016 年 12 月 6 日は、3 時から 9 時にかけて低気圧が日本海から太平洋に向けて通過した。この低気圧の通過に伴い空っ風が吹き始めた。空っ風は 11 時から 15 時の間で特によく発達していた(図 1)。以上のような特徴を WRF はよく再現できてい

た (図 2). 空っ風発達時には, 群馬県南東部から埼玉県北部にかけての 3 方向を山に囲まれた地域 (以下, 半盆地) 内とその風下では周囲に比べて強風である領域が形成された. この時, 半盆地の斜面でハイドロリックジャンプは発生しない (図省略). 一方で, 半盆地風下を除く山脈風下斜面ではハイドロリックジャンプが形成され, 平野部で弱風域が形成される (図省略). これらの結果から, 半盆地が空っ風に対して何らかの影響を持っていることが示唆された.

3. 空っ風に対する力学的 (地形) 効果

空っ風に対する半盆地の影響を明らかにするために, 半盆地を埋めた感度実験 (半盆地埋め実験) を行った. その結果, 半盆地埋め実験の場合, 空っ風の特徴的な北西風の強風域は形成されなかった (図 3). この結果から, 半盆地は, 風上 (日本海側) から流入してきた空気を風下斜面 (すなわち半盆地の斜面) で吹き降りやすくし, かつ関東平野で強風域を広がりやすくする効果を持つことが分かった.

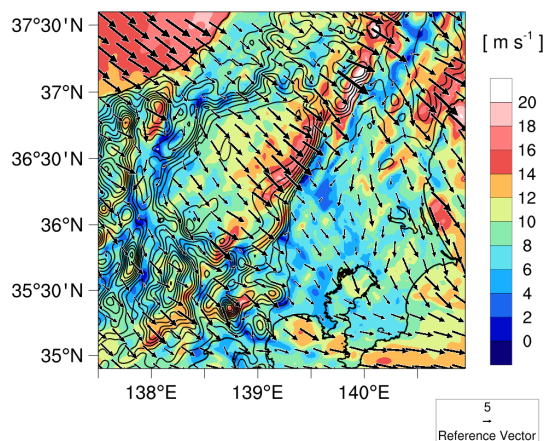


図 3 半盆地埋め実験における対地高度 10m の風の分布図. 時刻, シェード, コンター, ベクトルは, 図 2 と同じ.

空っ風に対する半盆地の影響をより明確にかつ一般的にするために, 大気と地形を理想化した数値実験を行った. この実験では, 210×190 格子 (水平格子間隔: 3 km), 鉛直層 50 層の領域に, 理想化した地形を設置して計算を行った. 初期値と

して理想化したプロファイル (全層 10 m/s の西風, 地表面温度 280 K, 鉛直温度傾度 4.0×10^{-3} K/m) を水平一様に与えた. 地形は, 領域の中央に半盆地を持つ標高 2000m, 幅 180 km の山脈とした (図 4). 簡単のためコリオリ力は働かないものとした. この実験の半盆地のスケールは, 関東平野の半盆地のスケールを参考にして, 奥行き (A_b) を 60 km, 出口幅 (L_b) を 60 km と設定した (図 4). 計算は, 6 時から 12 時まで 6 時間の計算を行った. さらに, 対照実験として半盆地を持たない直線的な山脈を用いた理想化数値実験も行った (図 5).

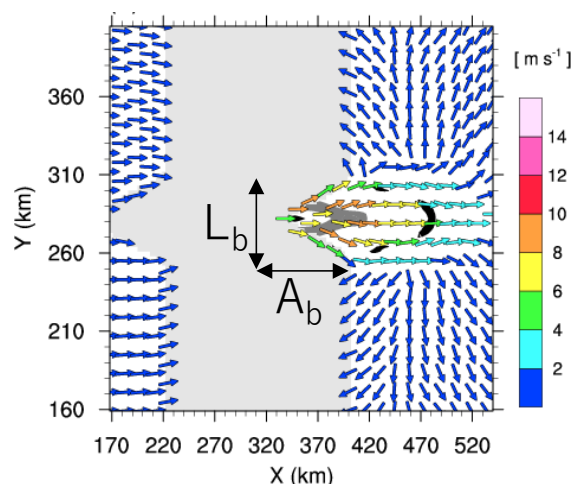


図 4 曲部を持つ山脈を用いた理想化数値実験における海拔高度 10m の風の分布図. ベクトルの色, ベクトルの方向, コンターはそれぞれ風速, 風向, 地形を意味する. 濃い灰色のシェードは強い発散域, 黒のシェードは, 強い収束域を意味する. 地形よりも低い場合は, 薄い灰色でマスクしている. A_b , L_b はそれぞれ半盆地の奥行きと出口幅を意味する.

理想化数値実験の 12 時における地上風の空間分布から, 半盆地から風下に向かって強風域が伸びていることが分かる (図 4). この時, 半盆地を通る X-Z 断面では, 半盆地を通らない X-Z 断面と比べて, 山脈風下平野部の高度 1000 m 以下で風速が大きくなっていることが分かった (図省略). この結果は, 2 節の空っ風の再現実験の結果とよく似ている. さらに, 半盆地がない直線的な山脈の場合, 山脈の風下平野部で強風は吹かなかった (図 5). つまり, 単純な直線的な山脈からは空っ風の

強風域が持つ特徴を十分に再現できない。したがって、より一般的に、半盆地の存在によって空っ風の強風域が形成されることが示された。

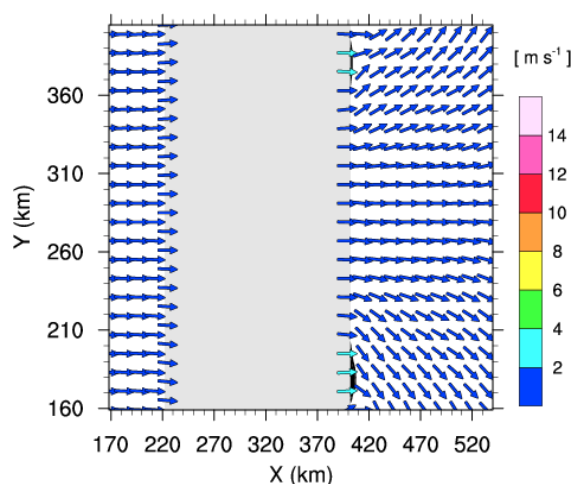


図5 曲部を持たない山脈を用いた理想化数値実験における風の分布図。色、ベクトル、コンターは、図4と同じ。地中に相当する領域は灰色でマスクしている。

次に、山岳フルード数 ($Fr_m = U/Nh$, U : 風速, N : ブラント・ヴァイサラ振動数, h : 山の高さ) を変える感度実験を行った。その結果、山岳フルード数が 0.42 から 1.04 (すなわち、流入風速が、10 から 25 m/s) の場合に、半盆地の風下平野部のみで強風が吹くことが示された (表1)。この結果は、冬季の北西季節風時に十分な風速があれば、半盆地から吹き出すような強風 (空っ風のような強風) が発生することを意味している。

Fr_m	風速 [m/s]	山脈風下の強風域の有無	
		半盆地の 風下平野部	半盆地の風下で はない平野部
0.21	5		
0.42	10		
0.63	15		
0.83	20		
1.04	25		
1.25	30		
1.48	35		
1.67	40		

表1 フルード数と空っ風形成の有無。赤は強風 (風速が 8 m/s 以上) が吹いたこと、白は強風が吹かなかったことを意味する。

さらに、 Fr_m を固定して ($Fr_m = 0.42$)、半盆地のスケール (奥行き A_b 、出口幅 L_b) を変える感度実験を行った。その結果から、半盆地の奥行きが大きく、出口幅が小さい半盆地の場合に、強風域が下層に広がることが分かった (表2)。また、空っ風吹走地域に存在する半盆地のスケールでも強風域が下層で広がることを確認した。以上の結果からも、空っ風の広がりやすさには半盆地のスケールと関連があることが示された。

		L_b [km]					
		30	60	90	120	150	180
A_b [km]	30						
	60		★				
	90						
	120						
	150						
	180						

表2 半盆地のスケールと空っ風の有無。 A_b 、 L_b

は、それぞれ半盆地の奥行きと幅のスケールを意味する。赤 (白) は半盆地の風下に強風が発生した (発生しなかった)、 A_b と L_b の組み合わせを意味する。星は関東地方の半盆地のスケールを意味する。

4. 空っ風に対する熱力学的効果 (地表面熱フラックスの効果)

次に、既往研究が示す混合層の発達の効果を考える。ここで、2節の再現実験から、短波放射・長波放射・地表面熱フラックスの効果を取り除いた実験を行った。

その結果、大気放射や地表面熱フラックスがない場合でも、空っ風のような半盆地から広がるような強風域が形成されることが分かった (図6)。ただし、関東平野の強風域は狭くなる。この結果は、熱的混合層の発達が上空から地上への運動量輸送を促進し、地上風速を強化していることを示唆している。また、地表面熱フラックスの無くなることで、空っ風の強風域が狭くなったことから、特に強風域の縁辺部で、上空から地上への運動量輸送が重要であると言える。さらに、図4と

同じ理想化した地形を用いて、かつ大気放射と地表面熱フラックスを取り除いた理想化数値実験からも、半盆地の風下の強風域が狭くなることが示された (図省略)。

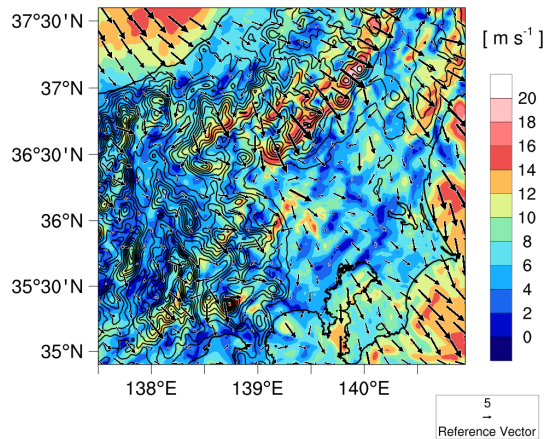


図6 熱フラックスなし実験における地上風速の分布図。時刻、シェード、コンター、ベクトルは、図2と同じ。

5. 結論

本研究は、数値モデル WRF の再現実験・感度実験・理想化実験を用いて、空っ風のメカニズムを明らかにした。空っ風のメカニズムに対して重要な点を以下に記す。

(1) 地形の効果 (力学的メカニズム)

空っ風の再現実験と地形の感度実験から、空っ風の形成に対して、群馬県南東部から埼玉県北部にかけての半盆地の存在が必要条件であることが分かった。さらには、半盆地を持つ山脈を用いた理想化数値実験から、より一般的に、山脈に半盆地があることで半盆地の風下で周囲よりも強風の領域が形成されることが示された。この半盆地の効果は、山岳フルード数 (Fr_m) が 0.42 から 1.04 である時に顕著に現れる。また、半盆地の奥行き (A_b) と出口幅 (L_b) を変化させた感度実験より、半盆地の奥行きが大きく、出口幅が小さい場合に、強風域が下層に広がりやすくなることが分かった。

(2) 混合層の効果 (熱力学的メカニズム)

短波放射・長波放射・地表面熱フラックスの効果を取り除いた感度実験から、大気放射と地表面熱フラックスがない場合でも、空っ風のような半盆地から広がるような強風域が形成された。ただし、強風域は狭くなる。この結果は、熱的混合層の発達で、上空からの地上への運動量輸送を促進し、地上風速を強化していることを示唆している。この混合層の効果は、特に強風域の縁辺部で重要であることも分かった。

以上のことから、空っ風の形成メカニズムに対して、地形の力学的な効果と、地表面熱フラックスの熱力学的な効果の双方が重要であることが明らかになった。ただし、空っ風の風分布が形成されるための根本的な原因は、地形 (特に半盆地) にあると言える。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)

「次世代農林水産業創造技術」(管理法人：農研機構生物系特定産業技術研究支援センター) の支援を受けて行った。

参考文献

河村 (1966) : 中部日本における冬の地上風系-とくに冬の季節風に関連して-, 地理学評論, 39(8), 538-540.

Kusaka *et al.* (2011): Effect of Solar Radiation Amount and Synoptic-scale Wind on the Local Wind “Karakaze” over the Kanto Plain in Japan. J. Meteor. Soc. Japan., 88, 161-181.

渡来ほか (2015) : 冬季山越え気流吹送時の山地斜面に沿った温位分布の特徴, 地球環境研究, 17, 131-137.

山岸 (2002) : , 気象予報のための風の基礎知識, オーム社, 189 pp

吉野 (1986) : 新版 小気候, 地人書館, 308 pp

吉野 (1987) : 自然地理学講座 2 気候学, 大明堂, 350 pp

蓬田, 力石(2004) : 関東平野の局地風「空っ風」の日変化特性と熱対流混合の役割, 第8回風工学シンポジウム論文集, 23-28.