

鉛直構造に着目した空っ風の気候学的研究

宮 由可子*・日下博幸**

(* 筑波大学大学院生, ** 筑波大学生命環境科学研究科 (計算科学研究センター))

関東平野で冬季に吹く局地風「空っ風」について気候学的な解析を行い、日変化や鉛直構造を明らかにした。結果は以下の通りである。①空っ風の地上風は明瞭な日変化を示す。関東平野の北西～西北西風の卓越する地域では、日中の風速は冬期平均の2倍近くに達する。②空っ風の境界層上部の風速は昼前に小さく、夕方に大きくなる。③空っ風の気象の安定度は冬期平均のそれに比べて弱い。これらの特性は、空っ風日には多くの運動量が地上まで輸送されていること、空っ風が熱対流混合風の性格を持っていることを示唆している。④空っ風の相対湿度・日降水量は日本海側で高く関東平野で低い。1日当たりの日射量は日本海側で少なく関東平野で多い。これらの傾向は冬期平均に比べてより顕著である。以上の結果は、空っ風がフェーン現象を伴っており、この現象がもたらす晴天が混合層の発達をより助け、熱対流混合層の性格をより強めていることを示唆している。

キーワード：空っ風、関東平野、局地風、日変化、統計、フェーン現象

I はじめに

複雑な地形を有する日本には、地形に起因するさまざまな局地風が存在する。愛媛県のやまじ風 (古川 1966; Saito and Ikawa 1991)、岡山県の広戸風 (佐橋 1988; 中村ほか 2002; Fudeyasu et al. 2008)、関東の空っ風 (吉野 1986)、羅臼だし風 (荒川 2001)、清川だし (竹内 1986; 山岸・加藤 1996; Ishii et al. 2007) などがよく知られている。発生する地域や季節、時間、総観場の条件などは個々の局地風により違うため、それぞれの局地風に対して、その特性を把握する必要がある。

空っ風は、冬季の季節風吹走時に関東平野で吹く乾燥した北西風で、局地的には“赤城おろし”、“筑波おろし”などと、その付近の山の名前を冠して呼ばれる。図1は空っ風の一例で、この図から関東平野では北～西の風が卓越していることがわかる (図1-a)。この日の9時の地上天気図は西高東低の気圧配置 (図1-b) を示している。河村 (1966) は、中部日本の冬季の地上風系に着目して、冬型気圧配置

時の中部日本における地上の局地気流の状態を傾度風向別に流線で表した。また、鈴木・河村 (1989) は中部日本の気流パターンをクラスター分析により分類した。この中に関東平野を覆う北西風のパターン、すなわち空っ風の気流パターンが示されている。Yoshino (1970) は、流線に加えて、空っ風吹走時の風速・気温・相対湿度の水平分布を示した。さらには、それらの鉛直分布の時間変化や日本海から太平洋に至る風速・相対湿度の鉛直断面図を示した。

近年の研究として、蓬田・力石 (2004) および力石・蓬田 (2006) が挙げられる。彼らは AMeDAS データと高層ゾンデデータを統計的に解析し、空っ風のメカニズムは熱対流混合風¹⁾ であると考察した。しかしながら、この考察は日照時間と風速の比較解析の結果から導かれたものであり、対流活動との関係は間接的であった。このように、先行研究では空っ風の事例紹介やメカニズムに着目しており、空っ風の鉛直構造に着目した気候学的研究はまだない。

近年、AMeDAS 観測網が展開され、詳細な風系

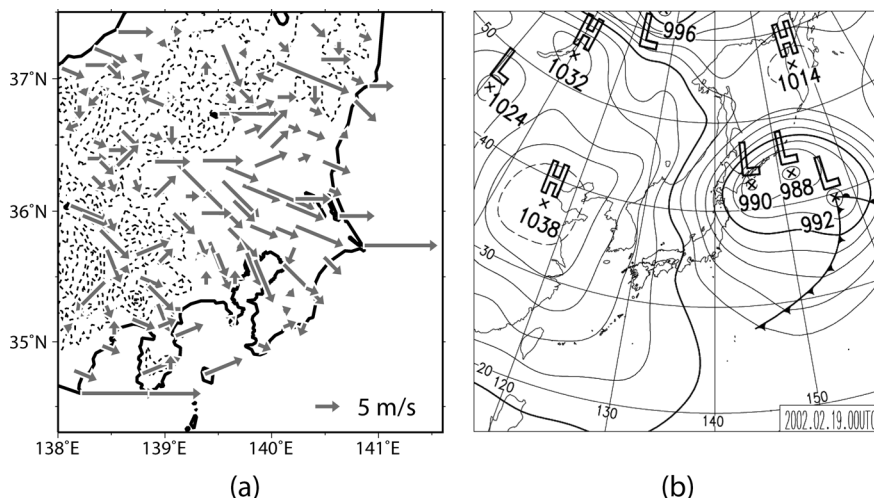


図1 空っ風の典型例
(a) 2002年2月19日14時の地上風 (b) 地上天気図, 2002年2月19日9時

Fig. 1 Typical Karakaze

(a) Surface wind at 14:00 JST February 19, 2002 (b) Surface weather chart at 09:00 JST February 19, 2002

分布を統計的に調べる事が可能になってきた。また、気象研究所では、鉄塔を用いて大気境界層下部の詳細な観測を行っており、風の鉛直分布も統計的に調べる事が可能になってきた。最近では、ウィンドプロファイラの観測も行われている。

そこで、本研究では、これらのデータを利用することにより、気候学的な立場から空っ風の時間変化や鉛直構造を把握することを目的とする。

II データと解析方法

空っ風は、Iで述べたように、冬季の季節風吹走時に関東平野で吹く乾燥した北西風(図1)である。統計解析を行うにあたり、空っ風の吹いた日を抽出する。本研究では、吉野ほか(1985)を参考に、「日本時間9時の気圧配置が西高東低、前橋²⁾の日最小湿度が40%以下、日最大風速が9 m/s以上である日」を空っ風日と定義する³⁾。

解析対象地域は関東平野とその周辺(図2)であり、解析対象期間は、1992~2006年の冬期(1, 2, 12月)とした。対象期間すべての日(以下、冬期)

と空っ風日のそれぞれについて、風向風速、湿度、降水量、全天日射量、上層風、大気安定度などの平均値を求め、それらを比較することにより、空っ風の実態とその出現時の環境場の特徴を把握する。解析に用いたデータとその利用期間は以下の通りである。

・地上天気図

1992~2006年の冬期の日本時間9時の天気図を使用した。

・気象官署データ

1992~2006年の冬期の日最大風速、日最小湿度、日降水量、1日当たりの全天日射量のデータを使用した。日最大風速は前橋のデータを、日最小湿度と日降水量は高田、前橋、熊谷、つくば、東京、千葉のデータを、1日当たりの全天日射量は高田、前橋、つくば、東京のデータを使用した。

・AMeDAS データ

1992~2006年の冬期のAMeDAS観測所(129地点)の風向・風速の時別値を使用した。対象期間中に観測を開始した観測所や、移動のあった観測所は

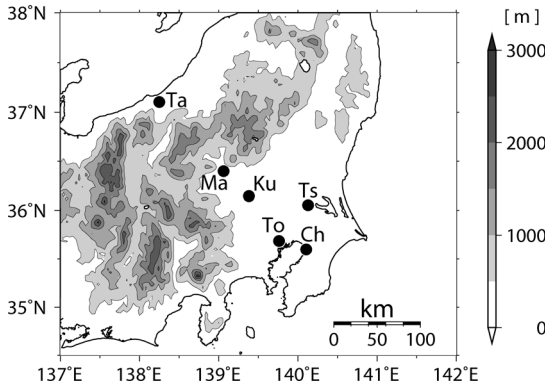


図2 関東平野とその周辺の地形

●は今回使用した気象官署を示す。

Ta: 高田 Ma: 前橋 Ku: 熊谷 Ts: つくば
To: 東京 Ch: 千葉

Fig. 2 Topography of central Japan

● indicates the meteorological observation stations used

Ta: Takada Ma: Maebashi Ku: Kumagaya
Ts: Tsukuba To: Tokyo Ch: Chiba

除外した。

・ウィンドプロファイラデータ

北西季節風吹走時の関東平野の風上に位置する高田と、関東平野に位置する熊谷のウィンドプロファイラを使用した。ウィンドプロファイラの観測開始後の2002年12月～2006年のデータ（風速の10分値）を用いた。

・気象観測鉄塔データ

気象観測鉄塔は茨城県つくば市の気象研究所にある。その高さは213 mで、10 m, 25 m, 50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 213 mの七つの高度で風向風速、気温、湿度の観測を行っている。今回は比較的欠測が少なく、品質管理が行われている、1992～1999年の高度10 m, 25 m, 50 m, 100 m, 200 mの風速データを使用した。気象研究所気象観測鉄塔については花房（1984）に詳しい。

・高層気象観測データ

館野の日本時間9時のゾンデデータを使用した。1998～2006年のデータを用いた。

III 結 果

1. 地上風系

対象とした冬期1,354日のうち、空っ風日は135日であった。

図3に空っ風日の6, 10, 14, 18, 22時⁴⁾の平均地上風速（スカラー平均）と最多風向の分布図を示す。6時の地上風速をみると、関東では東京湾沿岸および外房の銚子、勝浦のみで4 m/sを超えるが、その他の地点では4 m/s未滿と弱い（図3-a左）。日の出から時間が経つにつれて関東平野では風速が徐々に増大する（図3-b左）。14時頃に風速はピークに達し、風速4～8 m/sの領域が広く分布している。前橋や熊谷付近の関東平野の北西部や茨城県南部で特に風速が強い（図3-c左）。関東平野では北西風が支配的であるが、駿河湾から南西～西の風が吹き込んでおり、風向が不連続となっている（図3-c右）。風速はその後低下していく（図3-d左）。22時になると、風速は全体に弱まる（図3-e左）。

冬期平均の場合でも日中に風速が大きくなる日変化がみられるが、日中の風速は空っ風日平均に比べ小さい（図略）。図4は14時の冬期平均（1,354日平均）のスカラー風速に対する空っ風日平均（135日平均）のスカラー風速の比を示している。空っ風日平均の14時の風速は、関東平野の多くの地点で冬期平均のその1.75～2.25倍になっている。図3-c右と比較すると、その地点は北西～西北西風の卓越する地域に多くみられる。そのため、この地域では冬期平均に比べ日較差も大きい。

2. 接地層内の風速の鉛直分布

接地層内の風速の鉛直分布とその日変化を把握するため、気象研究所鉄塔データを用いて高度10～200 mの風速の時系列を作成した。図5-a, bは、気象研究所鉄塔の10分平均風速⁵⁾を、空っ風日（74日）および冬期（722日）それぞれの対象日

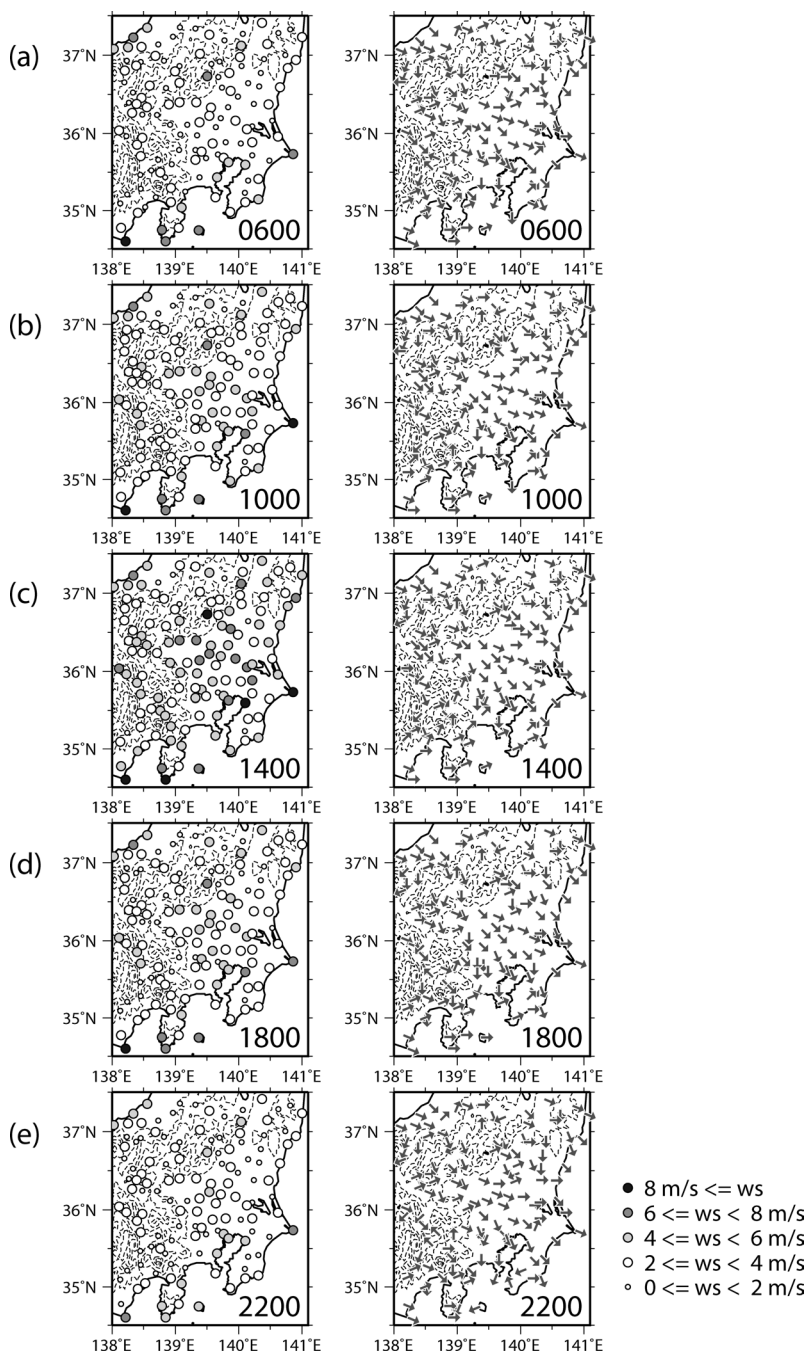


図3 空っ風日平均の地上風(スカラー平均風速(左)と最多風向(右), 135日平均)
(a) 6時 (b) 10時 (c) 14時 (d) 18時 (e) 22時

Fig. 3 Surface wind on the averaged Karakkaze-wind days (mean wind speed [left] and most frequent wind direction [right], averaged for 135 days)

(a) 06:00 JST (b) 10:00 JST (c) 14:00 JST (d) 18:00 JST (e) 22:00 JST

について時刻ごと（10分ごと）に平均したものである。

風速は、すべての高度で空っ風日の方が強く、その傾向は高度が高くなるほど明瞭になる。日中には、10 m では12 時で1.5 m/s 程度風速が大きくなっているのに対し、50 m では4 m/s 程度大きくくなっている。夜間には25 m 以下の高度では空っ風日平均と冬期平均の風速差は0.5 m/s 程度であるが、50 m と100 m の高度では空っ風日平均の方が1 m/s 程度、さらに200 m では空っ風日平均の方が2 m/s 程度大

きい。

午前中の風速変化に着目する。空っ風日では、接地層下層の風速が増加し始める8 時頃、上空100 m, 200 m の風速が0.5~1 m/s 程度減少する。冬期平均では100 m, 200 m だけでなく25 m, 50 m でも同様な現象が認められる。これは、混合層の発達に伴い、地面の摩擦の影響を強く受けて風速が減速されたためと考えられる。また、風速の鉛直勾配は空っ風日平均の方が冬期平均よりも大きい。

風速が増加し始める時刻と日最大風速が出現する時刻に注目する。花房（1984）や藤谷（1985）で示された、風速が増加し始める時刻が高い高度ほど遅くなるという特徴は、空っ風日平均と冬期平均の両者にみられる。しかしながら、その時刻は両者で異なる。10 m の風速が増し始める時刻はどちらも8 時頃であるが、200 m の風速が増し始める時刻は、空っ風日平均の方が1 時間程度早い（空っ風日平均では9 時前後、冬期平均では10 時前後）。日最大風速が出現する時刻も空っ風日平均の方が早い。空っ風日平均では10~200 m のすべての高度で14 時頃に出現する。一方、冬期平均ではその時刻は高度が上がるにつれ遅くなり、10 m で13 時頃に、100 m で17 時頃、200 m では18 時頃に出現する。

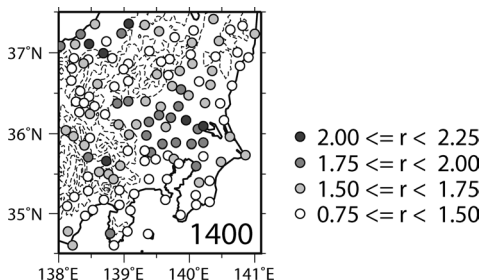


図4 14 時の冬期平均（1,354 日平均）のスカラ風速に対する空っ風日平均（135 日平均）のスカラ風速の比（ r ）

Fig. 4 Ratio (r) of the surface wind speed of the averaged Karakkaze-wind days (1,354 days) to the winter average (135 days) at 14:00 JST

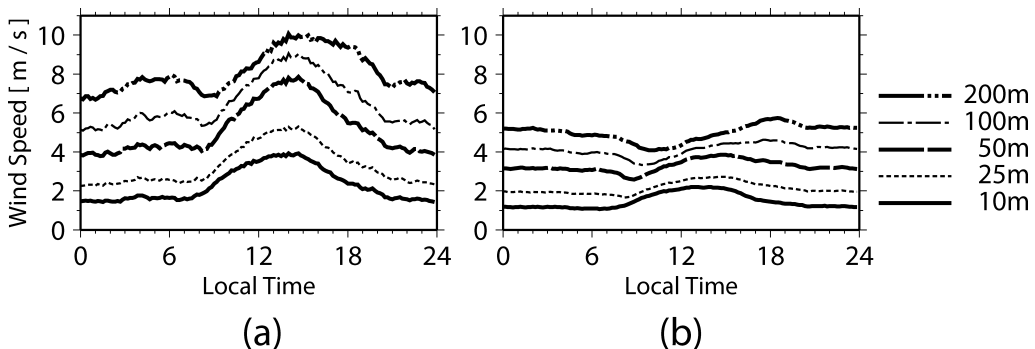


図5 気象研究所の鉄塔で観測された風速時系列
(a) 空っ風日（74 日平均） (b) 冬期（722 日平均）

Fig. 5 Diurnal variation in wind speed observed at the tower in Tsukuba
(a) Average of the Karakkaze-wind days (74 days) (b) Winter average (722 days)

3. 風速の鉛直分布

高田と熊谷のウィンドプロファイラデータを用いて、上空の風速の鉛直分布とその時間変化を調べた。図6はウィンドプロファイラの風速10分値を対象日について時刻ごと（10分ごと）に平均して作成した時系列である。ただし、高度17mの値はAMeDAS風速（一時間値）の平均値である。空っ風日平均（36日平均）の風速鉛直分布の時系列を図6-aに示す。1,600m以下の高度では、日変化は熊谷と高田で大きく異なる。熊谷では8時頃から394m, 985m, 1,576mの風速が減少する一方で、17mの風速が大きく増加する。混合層の発達による運動量の輸送が生じていると考えられる。394m, 985m, 1,576mの風速はその後10~11時頃から再び増加する。高田ではこのような傾向はみられない。

図6-bは高田と熊谷における冬期平均（392日平均）の風速の鉛直分布である。高田における風速鉛

直分布の日変化は小さい。風速は空っ風日平均よりも小さく、その傾向は2,000mより下層で顕著である。熊谷では、空っ風日平均と同様に日変化が明瞭に認められる。394m, 985mで8時頃から、風速の減少がみられるが、16時には慣性振動⁶⁾により風速は増加に転じる。

これまでに得られた鉄塔データとウィンドプロファイラデータの解析結果は、空っ風日、冬期とも日が昇るにつれ運動量が上空から降りてくるものの、空っ風日の方がより多くの運動量が地上まで降りてきていることを示唆している。

4. 空っ風日平均と冬期平均の環境場の違い

ここでは空っ風日と冬期平均の環境場の違いについて簡単に述べる。

空っ風日平均（77日平均）の館野の500~925hPa間の鉛直温位傾度は0.0050 K/m、冬期平均

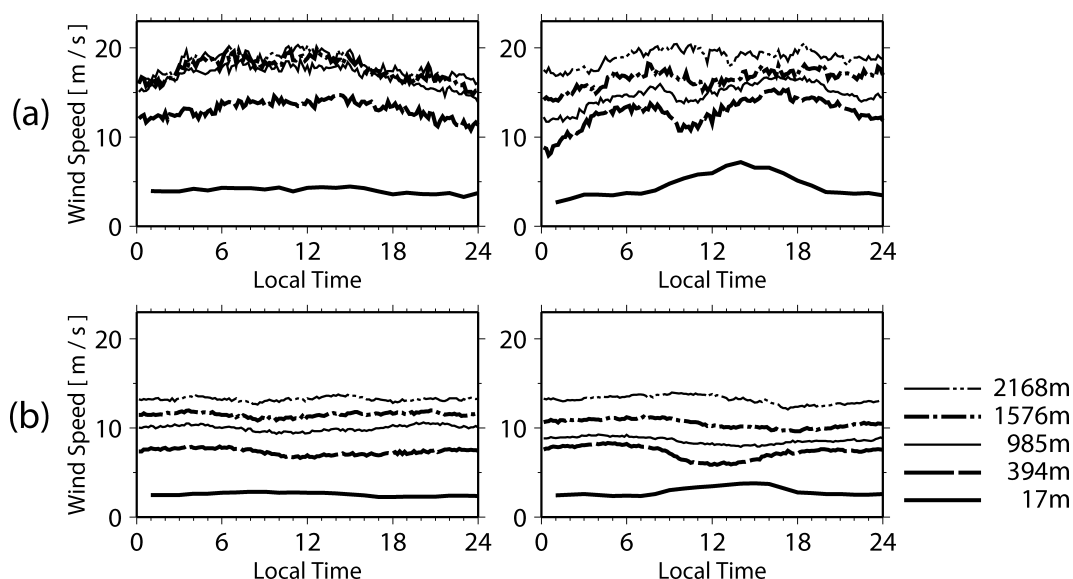


図6 ウィンドプロファイラで観測された風速の時系列

(a) 空っ風日（36日平均） (b) 冬期（392日平均）

左: 高田, 右: 熊谷. ただし, 高度17mの値はAMeDASの風速.

Fig. 6 Diurnal variation in wind speed

(a) Average of Karakaze-wind days (36 days) (b) Winter average (392 days)

The figure on the left is for Takada and at the right is for Kumagaya.

(812 日平均) の鉛直温位傾度は 0.0044 K/m であった⁷⁾。空っ風日平均の方が安定度が低く、空っ風日は冬期平均に比べて混合層が発達しやすい環境であることがわかる。

地点ごとの日最小湿度、日降水量、1 日当たりの全天日射量の空っ風日平均値と冬期平均値を表 1 に示す。地点は関東平野の前橋、熊谷、つくば、東京、千葉と、北西季節風吹走時に関東平野の風上側となる高田である。空っ風日平均の日最小湿度をみると、日本海側の高田では 50% を越える一方で、関東平野ではいずれの地点も 30% を下回っている。冬期平均も高田で高く関東平野で低いという傾向はみられるが、高田では空っ風日平均と同程度で、関東平野では空っ風日平均より 7~13% 高い。

日降水量にも高田と関東平野の差、および空っ風日平均と冬期平均の差は明瞭にみられる。空っ風日平均では、高田では日降水量が 18.3 mm であるのに対し、関東平野の各地点ではほとんど降水がない。冬期平均では、高田の日降水量は空っ風日平均より 6 mm 程度少ない。関東平野の各地点では 1~2 mm と非常に少ない。

日射量にもこれらの違いは明瞭に現れている。空っ風日平均、冬期平均とも関東平野の 1 日当たり

の全天日射量は高田のそれよりも多く、その傾向は空っ風日平均で顕著である。関東平野の各地点での空っ風日平均の 1 日当たりの全天日射量は平均に比べておよそ $1.8\sim 2.3 \text{ MJ/m}^2$ 多い。

以上の結果は、空っ風日には季節風が関東平野の風上側に位置する山岳（脊梁山脈）を越える際にフェーン現象を起こし、その結果、関東平野に達するときには乾いた風になること、関東平野で雲が少なくなることを示唆している。

IV ま と め

空っ風の時間変化や鉛直構造を把握することを目的とし、気候学的な解析を行った。地上観測データ、高層ゾンデデータのほかに、従来の空っ風研究に用いられていない、気象研究所の気象観測鉄塔データやウィンドプロファイラデータを用いた。その結果、空っ風の日変化や鉛直構造、空っ風出現時の環境場について、以下のような特性が明らかになった。

空っ風日の風系は冬期平均のそれに比べて明瞭に日変化する。関東平野の北西~西北西風の卓越する地域では、日中の風速は冬期平均に比べて 2 倍近くに達する。しかしながら、この強い北西風は夜間には全体的にみて弱まる。また、境界層下部（高度

表 1 空っ風日平均 (135 日平均) と冬期平均 (1,354 日平均) の日降水量・日最小湿度・1 日当たりの全天日射量

Table 1 Daily precipitation, daily minimum relative humidity, and daily amount of global solar radiation of the averaged Karakkaze-wind days (135 days) and winter average (1,354 days)

	日最小湿度 (%)		日降水量 (mm)		1 日当たりの全天日射量 (MJ/m ²)	
	空っ風日平均	冬期平均	空っ風日平均	冬期平均	空っ風日平均	冬期平均
高 田	53.2	53.8	18.3	12.7	4.8	6.4
前 橋	25.7	33.1	0.6	0.9	12.0	10.2
熊 谷	23.3	32.7	0.7	1.1	—	—
つくば	25.3	37.9	1.0	1.5	12.3	10.0
東 京	20.6	32.3	1.0	1.8	11.6	9.3
千 葉	24.3	37.7	1.1	1.9	—	—

200 m) の風速は地上風速と同様に昼過ぎに大きくなるのに対して、境界層上部 (高度 349 m) の風速は、昼前に小さく、夕方に大きくなる。さらに、空っ風日平均の大気不安定度は冬期平均のそれに比べて低いことから、空っ風日には冬期平均に比べて混合層高度が高くなりやすいことがわかる。以上の結果から、空っ風が日中に明瞭に吹き、夜間に弱まる理由として、空っ風日には、冬期平均に比べて日中より多くの運動量が地上まで輸送されていることが挙げられる。そして、このことから、空っ風は熱対流混合風の性格を持っていると考えられる。

日最小湿度、日降水量は空っ風日平均、冬期平均とも日本海側の高田では高いのに対し、関東平野の各地点では低く、その傾向は空っ風日平均で顕著である。空っ風日平均の高田の日最小湿度は関東平野の各地点の 2 倍を越える。また、空っ風日平均の高田の日降水量は 18 mm なのに対し、関東平野の各地点では 1 mm 程度である。日射量の分布はこれらの逆で、空っ風日平均、冬期平均とも関東平野の各地点で高田のそれよりも多く、その傾向は空っ風日平均で顕著である。空っ風日平均の関東平野の各地点の日射量は高田のその約 2.5 倍である。これらの結果は、空っ風がフェーン現象を伴っており、関東平野に乾いた風と晴天をもたらすことを示唆している。そして、このフェーン現象がもたらす晴天が混合層の発達をより助け、熱対流混合風の性格をより強めていると思われる。

本研究では、空っ風が熱対流混合風の性格を持っていることを示した。しかしながら、空っ風がおろし風 (山を越えた気流が風下斜面に吹きおろる風) か否か結論づけるためにはメソモデルを用いた数値実験や集中観測などのさらなる研究が必要であろう。

本研究で使用した気象観測鉄塔データは、気象研究所から提供していただきました。気象研究所気象衛星・観測システム研究部の小野木 茂氏、足立アホロ氏には、データの品質や使い方に関して御助言をいただきました。

本稿は著者の一人である宮 由可子の筑波大学自然科学類卒業論文をもとに、加筆改訂したものである。作図には可視化ソフトウェア GMT (The Generic Mapping Tools) を用いた。本研究の一部は日本学術振興会の科学研究費補助金 (若手研究(B)20700667) の支援により実施された。

(投稿 2008 年 6 月 26 日)

(受理 2009 年 3 月 7 日)

注

- 1) 乾燥した地表面が日射で加熱され、下層大気的不安定化で鉛直混合が強まり、上空の強風が下層までほぼ一樣化されて地上風が強化される現象 (近藤 1983)。
- 2) 吉野 (1989) によれば、空っ風は前橋付近が一番強い。そこで、空っ風日の抽出に前橋を用いる。
- 3) 吉野ほか (1985) に、「一般に空っ風の卓越するときには日最小湿度は 30% 以下、最大風速は 10 ms^{-1} をこえる。」との記述がある。この定義を前橋地方気象台のデータに適用した場合、1992~2006 年の冬期 1, 2, 12 月 (1, 354 日) のうち空っ風の卓越した日数は 66 日であり、一冬当たりに換算すると 4.4 日となる。これは、一般的に感じられている空っ風の頻度より少なく、「日最小湿度は 30% 以下、最大風速は 10 ms^{-1} 」はきびしい閾値であると考えられる。そこで、本研究では、吉野ほか (1985) を参考にし、十分な空っ風日の得られる基準を設けた。
- 4) 平野部の多くの地点で風速が日最大値を示す 14 時を含めた等間隔の時刻の図を用いるため、これらの時刻を対象とした。
- 5) 気象研究所鉄塔の観測値は 1 分置きデータのデータである。そのデータから 10 分間平均風速 (スカラー平均) を求めた。
- 6) ここで言う慣性振動とは、風ベクトルが地衡風の周りに円運動を描く現象である (近藤 1994)。風の大きさと向きは気圧傾度力、コリオリ力、摩擦力のバランスにより決まる。夜になり混合層から開放された高度では、地上摩擦が小さくなるために、気圧傾度力とコリオリ力の合力の方向に風速が増す。
- 7) Kusaka et al. (2000) を参考に、500~925 hPa 間の指定気圧面の温位から、最小 2 乗法を用いて温位傾度を求めた。

文 献

- 荒川正一 2001.『局地風のいろいろ』成山堂書店。
河村 武 1966. 中部日本における冬の地上風系。地理学評論 39: 538-554。
近藤純正 1983. 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した 1983 年 4 月 27 日の異常乾燥強風 (1)。天気

- 30: 545–552.
- 近藤純正 1994. 『水環境の気象学』朝倉書店.
- 佐橋 謙 1988. 江戸風 (岡山県の局地風) に伴うロール雲. 天気 35: 497–499.
- 鈴木力英・河村 武 1989. 中部日本における地上の気流パターンの季節性およびその相関規模の気圧場との関係. 地理学評論 62A: 375–388.
- 竹内衛夫 1986. 山形県庄内平野中部の局地強風について. 天気 33: 219–231.
- 中村みゆき・上甲 実・塚本 修・金森恒雄・東 克彦・川田一昭・木邨 弘・亀井紀男・鎌田忠彦・筆保弘徳 2002. 那岐山山頂における観測からみたおろし風 (江戸風) の発生条件. 天気 49: 129–139.
- 花房龍男 1984. 「大気境界層について——タワーと風洞に関連して」の報告 1. 気象研究所観測用鉄塔による大気境界層の解析. 天気 31: 91–100.
- 藤谷徳之助 1985. 筑波研究学園都市で観測された大気境界層下部の風の日変化とスペクトルについて. 天気 32: 259–269.
- 古川武彦 1966. やまじ風について. 天気 8: 261–268.
- 山岸米二郎・加藤 廣 1996. 山形県北部の局地強風の発現機構の考察. 研究時報 48: 3–14.
- 吉野正敏 1986. 『新版小気候』地人書館.
- 吉野正敏 1989. 『風の世界』東京大学出版会.
- 吉野正敏・浅井富雄・河村 武・設楽 寛・新田 尚・前島郁雄編 1985. 『気候学・気象学辞典』二宮書店.
- 蓬田安弘・力石國男 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18回風工学シンポジウム論文集: 23–28.
- 力石國男・蓬田安弘 2006. 十勝平野における北西強風の発生機構に関する考察. 天気 53: 773–784.
- Fudeyasu, H., Kuwagata, T., Ohashi, Y., Suzuki, S., Kiyohara, Y. and Hozumi, Y. 2008. Numerical study of the local downslope wind “Hirodo-Kaze” in Japan. *Mon. Wea. Rev.* 136: 27–40.
- Ishii, S., Sasaki, K., Mizutani, K., Aoki, T., Itabe, T., Kanno, H., Matsushima, D., Sha, W., Noda, A., Sawada, M., Ujiie, M., Matsuura, Y. and Iwasaki, T. 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.
- Kusaka, H., Kimura, F., Hirakuchi, H. and Mizutori, M. 2000. The effects of land-use alteration on the sea breeze and daytime heat island in the Tokyo metropolitan area. *J. Meteor. Soc. Japan* 78: 405–420.
- Saito, K. and Ikawa, M. 1991. A numerical study of the local downslope wind “Yamaji-kaze” in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan* 69: 31–56.
- Yoshino, M. M. 1970. Oroshi: Ein starker Lokalwind in der Kanto Ebene, Japan. *Colloquium Geographicum* 12: 43–57.

Climatological Study of the Vertical Structure of the *Karakkaze* Wind over the Kanto Plain

MIYA Yukako* and KUSAKA Hiroyuki**

(*Graduate student, University of Tsukuba, **Graduate School of Life and Environmental Sciences/
Center for Computational Sciences, University of Tsukuba)

A climatological study was performed to understand the characteristics of the diurnal variation and vertical structure of the “*Karakkaze* wind,” which is the local wind observed over the Kanto Plain in winter. The data for a 15-year period (1992–2006) were analyzed. The data used in this study not only include the conventional AMeDAS data, surface observation, and sonde station data but also tower and wind profiler data, which have not been used in previous studies.

The following characteristics of the *Karakkaze* wind were revealed. 1) The surface wind system of the averaged *Karakkaze*-wind days shows a clearer diurnal variation than that of the winter average. In the area with clear diurnal variation, the daytime wind speed of the average of *Karakkaze*-wind days is strong and nearly twice that of the winter average. However, the wind weakens at night. 2) In the upper level of the atmospheric boundary layer, the wind speed decreases in the late morning and increases in the evening. 3) The convective mixed layer height may be higher on the *Karakkaze*-wind days because of weak atmospheric stability. Therefore the downward momentum transfer is larger on the averaged *Karakkaze*-wind days than the winter average, which results in the formation and maintenance of a strong *Karakkaze* wind in the daytime. 4) Relative humidity and precipitation are relatively high in the Hokuriku area and low in the Kanto Plain. Solar radiation is greater in the Kanto Plain and less in the Hokuriku area. This difference is more marked on the averaged *Karakkaze*-wind days than the winter average. These results indicate that the *Karakkaze* wind is associated with the foehn phenomenon, which can form a higher convective mixed layer and a larger downward momentum transfer.

Key words: *Karakkaze* wind, local wind, the Kanto Plain, climatology, vertical profile