

八甲田山系におけるフェーンによる強風発生の可能性について

—2000年4月23日の事例—

千葉 修*・小林 文明**・久末 正明***

要 旨

2000年4月23日に青森県の八甲田山系猿倉岳で発見された樹木被害が同日に発生した突風が原因であると推測して気象学的観点から考察した。同日の朝に寒冷前線を伴った低気圧が青森県地方に最接近し、その後北東方向に通過した。猿倉岳から約24 km 北北西にある青森地方気象台（青森市）の気象データから突風発生に関係する2つのフェーンが確認された。つまり午前中の第一のフェーンは秋田県北部の降雨に南西風が吹いたための湿ったフェーンであり、猿倉岳東斜面が南西風卓越時に隣接する山々の鞍部の出口にあたる地形的な特徴を持つことから収束合流した気流が局所的に強化されたと考えられる。一方、午後の第二のフェーンは水蒸気量の少ない上層の乾燥空気が寒冷前線の後方で下降して広がり、そのために西寄りの風が加速して山越えの強風になった。この風向きは樹木の飛散した西から東の方向と一致していた。これらのことから猿倉岳樹木被害の主因はフェーンによって発生した強風であり、午前には地形の影響を受けた気流が、そして午後にはおろし風が継続的に作用し倒木被害を起こしたものと考えられる。

1. はじめに

台風による風水害や、それに伴う平野部での都市災害についてはいくつかの解説がなされてきた(例えば、奥田, 1985; 光田, 1986)。一方、山岳地域での風災害(森林被害)に関して研究例は少ないが藤部ほか(1999)や松本ほか(1999)にみられる。その少ない理由として突発的に山奥で発生し予測つきがたい現象であること、そして実況を示す気象データの取得が困難なことが強風(突風)のメカニズムを気象学的に検証することを妨げてきた。

近年種々の気象データ(衛星画像, 高層資料, レーダー降雨図, アメダスデータ)の集積が可能となり、それらを使用し解析することで強風・強雨をもたらす大気擾乱の因果関係を総観スケールから地域的気象ス

ケールまで広範囲にわたる観点からアプローチすることができるようになった(例えば小倉, 2003; Ogura *et al.*, 2004)。この研究でも入手可能な限りの気象データを用いて青森県の山岳系でみられた樹木災害に言及する。

青森県の山岳系は主に秋田県境の白神山地と八甲田山系からなる(第1図a)。この八甲田山系猿倉岳(標高1353 m, 北緯40°36.7', 東経140°53.5')東斜面においてアオモリトドマツなどの巨木の倒木被害を著者の1人である久末は1994年7月, 1999年5月, 2000年4月と過去に3度, ほぼ同じ場所で発見した。その中の一例である2000年4月23日(発見日)の15時30分(JST)頃に久末は藤田スケールのF1(33 m/s~49 m/s)からF2(50 m/s~69 m/s)に相当する樹木被害を目撃した。さらにこの日は夜中から朝(午前中)にかけて風雨が強く, この時の倒木は新しかった。そこで発見日の数日以内に現象が発生したと推測し, 発生日に該当すると思われる4月23日の事例に着目した。その前に先ず, 4月中に発生した他の日の大気擾乱に比べ4月23日の事例が被害を引き起こす気象状況にあったのかを検討する。

* 高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科。

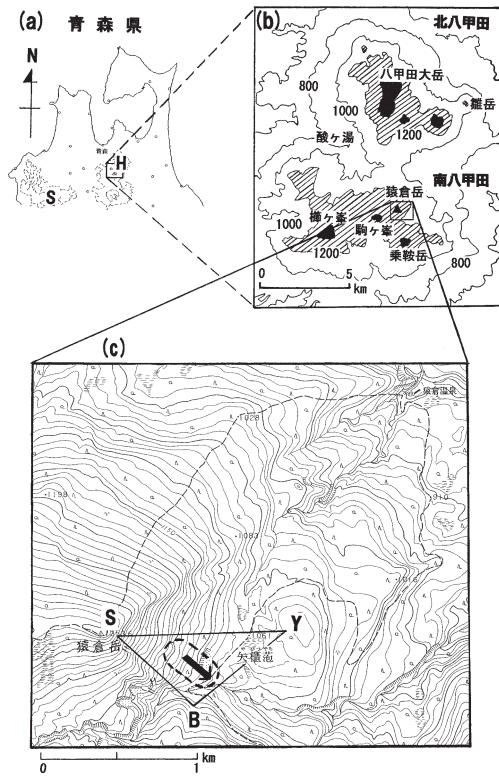
chibaosa@cc.kochi-u.ac.jp

** 防衛大学校地球海洋学科。

*** 八甲田・十和田を愛する会。

—2005年4月26日受領—

—2006年4月13日受理—



第1図 (a) 青森県の地勢。Sは白神山地、Hは八甲田山系を示す。(b) 北八甲田と南八甲田の山々。(c) 猿倉岳周辺の拡大図で、Sは猿倉岳山頂、Yは矢櫃岳、Bは矢櫃橋。三角形内の破線内が被害域、そして矢印方向が倒木方向を示す。等高線間隔は1200 m 毎。なお国土地理院発行の1:25000地形図を利用した。

第1表に2000年の4月中に青森地方気象台で観測された最大瞬間風速が20 m/sを超えた強風時のデータ(平均値は日平均値)を示す。同時に9時の地上天気図からの天気概況と、そして北東北(青森県・秋田県・岩手県)を前線が通過したのを○、通過無しを×の記号で示した。前線が通過した日は1日、6日、11日、23日であり青森での4月の強風時の風向はSW~Wをとる傾向がみられる。最大瞬間風速では1日が26.9 m/sと強い。他の日に比べて23日の特徴は平均現地気圧が997 hPaと最低を示し、日平均気温10.5°Cは他の日より4~6°C高く2000年4月の青森の月平均気温7.8°Cと比較しても特に高い。これは後述するがフェーンに因るところが大きい。

前線通過日の9時の輪島と秋田の高層(500 hPa面と850 hPa面)の気温と風速とシヨワルター安定度指数(SSI)を第2表にまとめた。それから下層の大気安定度を知るために850 hPa面と1000 hPa面の温位を用いて温位勾配($\partial\theta/\partial z$)を求めた。一例として4月23日9時の秋田での温位勾配は、 $\partial\theta/\partial z = (288 - 284.5) \text{ K} / (1323 - 7) \text{ m} = 3.5 \text{ K} / 1316 \text{ m} = 2.66 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ である。この23日の秋田での温位勾配が最も安定な値を示した。SSIは4事例(1日、6日、11日、23日)の中で23日の輪島の1.9と秋田の3.9が小さく下層が湿潤といえる。参考までに相対湿度は輪島で97%、秋田で100%であった。

下層の850 hPa面に着目すると輪島と秋田ではいずれも23日が他の日より気温は-0.1°C、1.8°Cと高く、

第1表 2000年4月中の強風時(最大瞬間風速 $\geq 20 \text{ m/s}$)の気象データ(青森地方気象台)と天気概況。「平均」は毎正時観測から求めた日平均値を示す。北東北(青森県・秋田県・岩手県)を前線が通過したのを○、無しを×で示す。

日	平均現地気圧 hPa	平均気温 °C	平均相対湿度 %	最大風速 m/s	最大瞬間風速 m/s	風向	降水量 mm	前線通過の有無	地上天気図からの天気概況
1日	1005.6	4.7	62	14.3	26.9	W	2.5	○	一時的に冬型の気圧配置。東日本で強風が吹いた(仙台で最大瞬間風速31.1 m/sを観測)。
2日	1018.9	4.4	49	11.3	21.2	NW	0.5	×	低気圧が北海道の東沖に去ったあと朝鮮半島から高気圧が東進し広く日本をおおった。
6日	1010.7	6.2	57	13.9	24.9	WSW	3	○	低気圧がオホーツク海で発達し、北日本は冬型の気圧配置。北海道や東北北部で雪や雨が降った。その他の地域は高気圧におおわれた。
11日	999.4	5.3	65	13.4	26.1	WNW	12.5	○	日本海北部と日本の南岸域に各々別の低気圧があり前線を伴って東進した。各地とも雨になった。
12日	998.6	5.2	68	11.7	21.7	WSW	1.5	×	西日本や東日本は移動性高気圧におおわれ晴れて南風が卓越した。北海道では発達した低気圧の通過で雨や雪が降った。
23日	997.0	10.5	68	12.5	22.8	SW	6.5	○	寒冷前線を伴った低気圧が北日本を通過し、それに伴い山陰・北陸から東北の広範囲で突風が吹いた(松江で22日に32.1 m/sの最大瞬間風速を観測)。

第2表 第1表の前線通過日の各々輪島と秋田の500 hPa 面, 850 hPa 面における気温 (°C) と風速 (m/s). SSI はエマグラムから見積もられたシヨワルター安定度指数. 温位勾配 ($\partial\theta/\partial z$) は850 hPa 面と1000 hPa 面の温位 θ を用いて求めた. なお全データは各日の9時 (JST) の値である.

高層観測地点	輪島						秋田						
	日時 9時 (JST)	SSI	$\partial\theta/\partial z$ (10^{-3} K/m)	気温 (°C)		風速 (m/s)		SSI	$\partial\theta/\partial z$ (10^{-3} K/m)	気温 (°C)		風速 (m/s)	
				500 hPa	850 hPa	500 hPa	850 hPa			500 hPa	850 hPa	500 hPa	850 hPa
1日	15.8	-0.30	-24.1	-5.5	53	10.8	6.6	-0.46	-33.9	-7.5	33.0	21.1	
6日	15.2	-0.31	-24.7	-5.7	29.9	7.2	14.9	0.15	-24.1	-6.5	40.2	14.9	
11日	7.4	1.38	-29.7	-5.5	39.1	16.0	17.6	-0.23	-23.1	-7.3	37.1	13.9	
23日	1.9	-0.60	-28.1	-0.1	33.0	19.1	3.9	2.66	-23.1	1.8	26.8	22.1	

風速は19.1 m/s, 22.1 m/s と強い風になっている. さらに輪島・秋田の高層風の hodograph から下層域では23日は南西からの暖気移流があり, その他の日は西よりの寒気移流が優勢であった. これらのことから23日は北陸から東北の広範囲で高温の強い南西風が吹き, 大気下層に流入して気温上昇を促し安定な大気を形成していた. この安定層の存在が南西風の風下にあたる

青森県地方で, おろし風による強風発生に好都合な状況であったことを示唆する (Ikawa and Nagasawa, 1989).

以下, 樹木被害と4月23日の気象とを関連させて猿倉岳の強風発生メカニズムをメソスケールの観点で解析し検討した.

2. 南八甲田猿倉岳樹木被害

2.1 被害発生日の特定

八甲田山系は第1図bに示すように北八甲田と南八甲田からなり, 樹木被害のあった猿倉岳は南八甲田に属している. 被害域は山頂Sを頂点として底辺を矢櫃范(ヤビツヤチ)とした東斜面の三角形SYB(面積=0.2 km²)の領域(第1図c)で, 破線楕円内の矢印方向にアオモリトドマツの巨木の幹折れや約530 kgの重い幹の飛散などが見られた(第2図, デーリー東北新聞社提供). なお被害状況は千葉ほか(2004)で詳述されている.

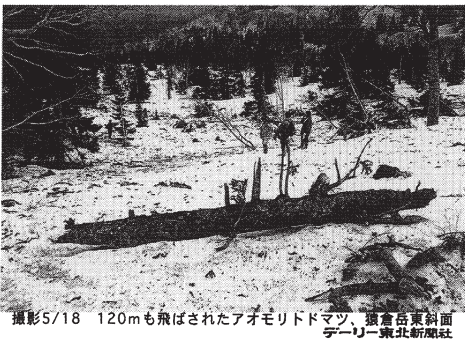
第3図は久末が4月23日から1週間後の4月30日に現象発生区域を猿倉岳山頂から撮影した写真(a)と5月6日に山麓側面から写した撮影図(b)である. 4月30日には矢櫃范の雪面に新雪があり, その積もった部分が白く見える. 樹木被害は山頂付近でなく下の登山道付近の狭い区域に集中していて幹折れと同時に割裂, 梢折そして落ち枝の散乱が見られた.

倒木の1つの原因として着雪による説も考えられる. しかし現象発生領域は局所的ではあるものの, 植生に関してはその周囲と比較して特殊な場所ではなく, 全体に一樣な樹木の植生がある. 従って同じ気象にさらされている. もし着雪による雪害(例えば, 降雪が

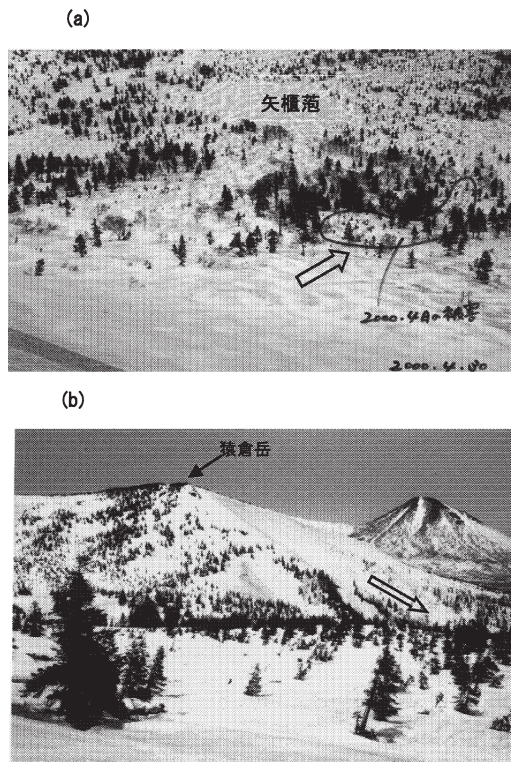
(a)



(b)



第2図 (a) 5月18日に撮影された幹折れたアオモリトドマツ. (b) 約530 kgの重さの幹が120 m飛ばされた状況. なお写真はデーリー東北新聞社提供.



第3図 (a) 猿倉岳山頂から撮影した樹木被害のあった東斜面(4/30撮影)。(b) 登山道から猿倉岳東斜面を望む(5/6撮影)。白抜き矢印はいずれも倒木方向を示す。

樹木に付着し、その重量によって樹木が破壊される冠雪害)と考えるならば狭い範囲でなく全体に様に起るはずである。なお4月23日に実際に、この場所で直接倒木現象を目撃した人はいない。そこで4月23日を発生日とみなす傍証を以下に述べる。

2000年7月7日の東奥日報の記事によれば、「むつ山岳会」が5月5日からの春山合宿の際に標高1240 mの北八甲田雛岳(第1図bを参照のこと)の北斜面で幅100 m、長さ約2 kmにわたってブナが谷側に向かって倒れ散乱しているのを発見した。目撃者である同山岳会の佐々木邦年氏は雪崩によるデブリは見られなかったと述べている。この雛岳の被害が4月23日以外の日の風によるのではないかという疑問が残るが、青森地方気象台の4月24日～5月5日までの気象記録を調べるとその間の最大瞬間風速が5.2～17.2 m/sであり、4月23日の22.8 m/sと比較すると小さく樹木被害をもたらすほどの風速値ではなかった。

第1図bから雛岳は猿倉岳から北東6.2 kmに位置

し、4月23日の南西風卓越時には猿倉岳の風下にあたり雛岳は猿倉岳と同様の気象状況(突風を受ける可能性)を経験すると予測される。しかも雛岳の樹木被害の方向が北斜面であり、「山頂から沢筋を吹き降ろした強風」という佐々木氏の見解に一致する。また4月23日は4月中の大気擾乱があった他の日に比べ日平均現地気圧が最も低く、低気圧の発達が大きかった。さらにフェーンを示す高い気温上昇を示した。このことから5月5日に目撃された樹木被害は4月23日の気象に関連する(発見日=発生日)の傍証になりうる。つまり4月23日の突風災害は猿倉岳のみでなく雛岳にも及んでいたと推定される。

2.2 樹木被害からの風速推定

(倒木状況と樹木の抗力特性から見積もった風速について)

猿倉岳の東斜面での樹木被害状況について主に2例の報告(2000年5月27日デーリー東北)がある;つまり①長さ約5 m、直径約50 cm、重さ約530 kgのアオモリトドマツの幹が約120 m飛ぶ。②長さ約11 m、直径約27 cm、重さ約200 kgのダケカンバの大枝が折れ約78 m斜面上を飛ぶとある。これらのデータをもとに幹折れし飛散した樹木を質量 M (kg)、長さ L (m)、直径 d (m)の円柱とみなして樹木に働く転倒モーメントと抵抗モーメントを求める。

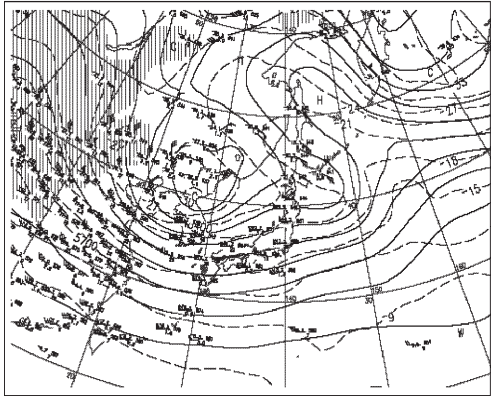
水平力 $(=C_D A_V \rho_a U^2/2)$ が円柱の重心に作用し、底面の端点を支点として倒そうとする力、つまり円柱の転倒モーメント M_C は、 $M_C = \text{水平力} \times \text{腕の長さ} (L/2)$ である。一方、倒れないように働く抵抗モーメント M_R は、 $M_R = \text{重力} \times (\text{幅}/2) = Mg \times (d/2)$ となる。なお、 C_D は抵抗係数、 A_V は流速 U に直交する面積 $(=d \times L)$ 、 ρ_a は空気の密度である。 C_D については $C_D = 2.0$ と仮定して樹木飛散に弾道の式を適用した Fujita and Wakimoto (1981) の研究がある。しかし、ここでは長林久夫(2003)が「樹木の抗力特性」を調べるために風洞実験から求めた $C_D = 0.4$ を用いた。 $M_C > M_R$ の条件を満たせば円柱は倒れる。つまり、 $U^2 > 2Mg / (C_D \rho_a L^2)$ が転倒条件であり、樹木被害例①のアオモリトドマツに関する各値を代入すると、 $U > (2 \times 530 \times 9.8 / (0.4 \times 1.153 \times 25))^{1/2} = 30.0 \text{ m/s}$ となり風速 U が最低30 m/sを超えると転倒することになる。

3. 2000年4月23日の気象概況

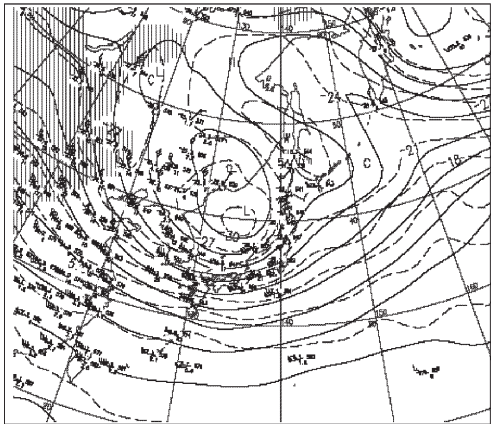
3.1 総観場からみた状況

4月22日21時の500 hPa面(第4図a)には気圧の谷

(a) 2000年4月22日 21hr 500hPa



(b) 2000年4月23日 9hr 500hPa

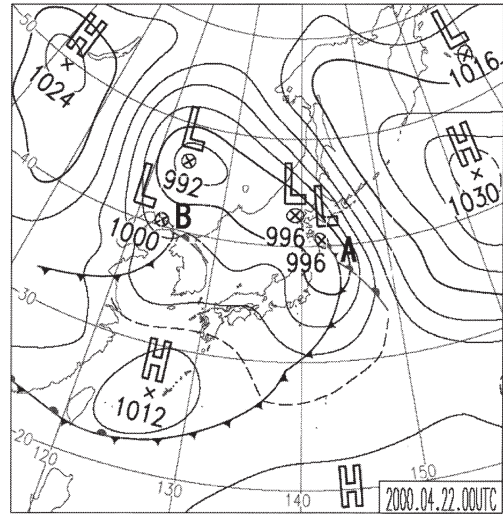


第4図 (a) 2000年4月22日21時の500 hPa 天気図。(b)2000年4月23日9時の500 hPa 天気図(気象庁提供)。

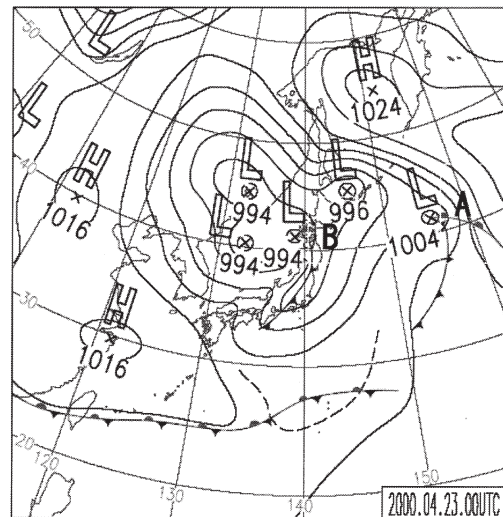
が北北東—南南西の方向、つまり朝鮮半島から東シナ海にあり、23日9時には気圧の谷は日本海を東進している(第4図b)。一方、地上天気図(第5図)に目を転じると4月22日の9時に三陸沖と朝鮮半島の北側にあった低気圧A、Bは、翌日の9時にAは太平洋へと動き、そしてBは寒冷前線を保ちつつ1000 hPaから994 hPaへと発達した。この日の青森の最大瞬間風速値は22.8 m/s(風向SW)で、これは東北地方以北では白河の23.9 m/s(風向WNW)について2番目の大きさであった。

第6図の水蒸気画像には10時39分と、その4時間後の雲帯の時間推移と、その西端(縦の破線)の動きが寒冷前線の動きと対比して示される。徐々に北東方向

(a) 2000年4月22日 9hr 地上天気図



(b) 2000年4月23日 9hr 地上天気図

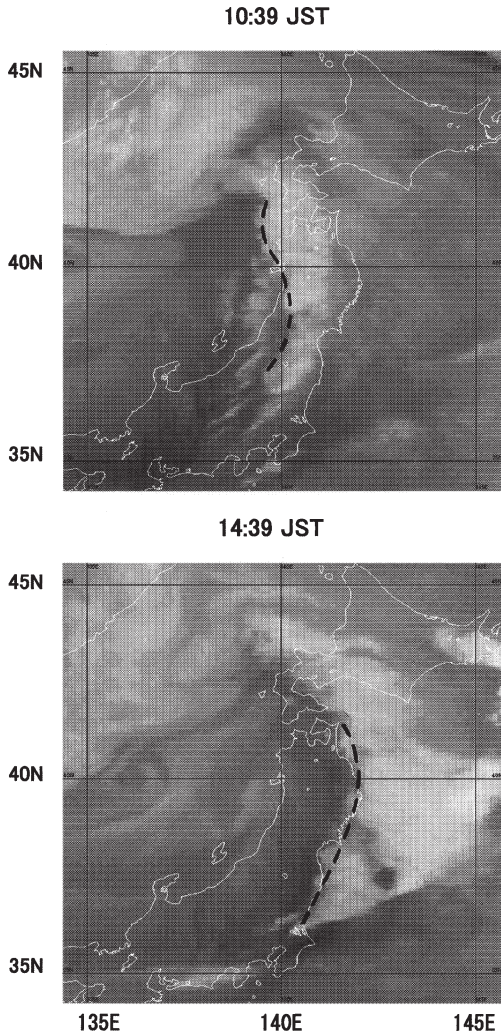


第5図 (a) 2000年4月22日9時の地上天気図。(b) 2000年4月23日9時の地上天気図。(気象庁提供)。

に移動し、その雲帯の移動速度を秋田県の八郎潟から北海道襟裳岬の間で評価すると約52.5 km/hであった。なおこの雲帯の雲頂温度は赤外画像輝度の鉛直断面図から約-40°Cと見積もられ、その高度は約7500 mである。

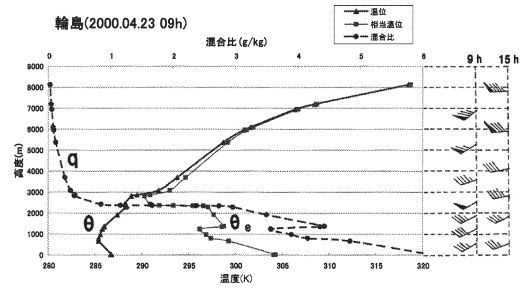
4月23日9時の輪島の混合比の鉛直分布(第7図)から、2500 m以上の上層が湿った下層に比べ1 g/kg

水蒸気画像 (2000年4月23日)

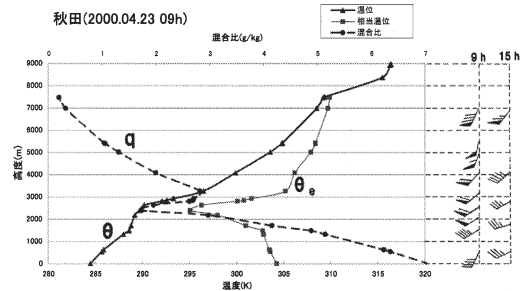


第6図 2000年4月23日10時39分と14時39分の水蒸気画像。破線は雲帯の西端を示す。(気象庁提供)。

以下となり極めて乾燥している。風向は9時~15時に南西寄りて輪島の風下にあたる秋田でも乾燥気流が流入したことで2500 m 付近の混合比が約1.5 g/kg に減少している(第8図)。さらに両図から輪島と秋田の温位と相当温位が2500 m 近辺で接近して乾燥域がみられる。また秋田の温位勾配($\Delta\theta/\Delta z$)は、 $\Delta\theta/\Delta z = (293.3 - 284.5) \text{ K} / (2932 - 7) \text{ m} = 8.8 \text{ K} / 2925 \text{ m} = 3.0 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ で安定大気を示し、プラントバイサラ振動数 $N = [(g/\theta) (\Delta\theta/\Delta z)]^{1/2}$ は、 $\theta = (293.3 +$



第7図 2000年4月23日9時の輪島での温位 θ 、相当温位 θ_e 、混合比 q の鉛直分布。9時と15時の風速の短矢羽は5ノット、長矢羽は10ノット、旗矢羽は50ノットを表す。



第8図 第7図に同じ。ただし秋田地方気象台。

$284.5)/2 = 288.9 \text{ K}$ から $N = 0.01 \text{ Hz}$ である。4月23日9時の秋田での風速分布(第8図)から高度3000 m 以下での平均風速 U は 22 m/s で、山の高さ h を山麓から山頂までの平均標高差として1000 m とするとフルード数 Fr は、 $Fr = U/Nh = 22 / (0.01 \times 1000) = 2.2$ で超臨界状態を示し、気流が山を越えやすく強風域が拡大する傾向にある。

3.2 局地気象からみた状況

第9図は青森県の22のアメダス地点と秋田県北部の3箇所のアメダス地点(八森, 大館, 鹿角)の気象データをもとに作成した4月23日の風ベクトル図である。10時(第9図a)には南西(SW)風が,そして14時(第9図b)には西(W)寄りの風が卓越している。つまり,風向は低気圧の通過に伴い時計回りに変化した。図中の影の部分は気温が 14°C 以上の他の地域より高温であった地域を示す。降水量は低気圧の通過に伴い10時には秋田県東部で2~6 mm/hの時間雨量があり,南西風が白神山地を越えて津軽地方に吹いていた(第10図a)。一方,14時の西風卓越時には風上域では降水量は無く風下への水蒸気の影響は及んでいない(第10図

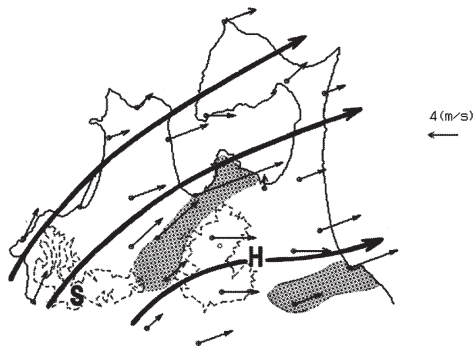
b). これらのことから南西風が卓越した午前中には白神山地の風下に当たる青森や津軽地方が他に比べ温暖域となり湿ったフェーン(第一のフェーンと呼ぶ)が、

午後の西風卓越時になると温暖域が風下の太平洋側にもみられ、湿ったフェーンとは異なるフェーン(第二のフェーンと呼ぶ)が認められる。

(a) 10:00 JST



(b) 14:00 JST



第9図 2000年4月23日の(a)10時と(b)14時における風ベクトル図。影の部分は気温が14°C以上の領域を示す。

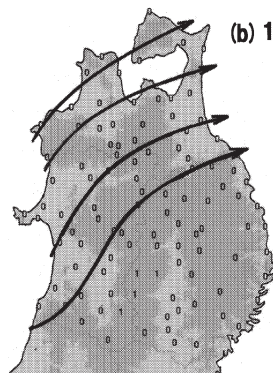
ところで猿倉岳に最接近のアメダス観測点酸ヶ湯は、猿倉岳から北北西約5 kmに位置し、そして約24 kmに青森地方気象台(青森市)がある。青森地方気象台で観測された自記記録(第11図)を検査すると第9図で示した風系や気温の温暖域から検出した2つのフェーンを詳細に確認することができる。すなわち第一のフェーンの始まりは8時50分頃(Aの矢印)で、その約1時間後に気温は約3°C上昇し約14°Cに、露点温度と相対湿度は各々7°C, 79%から約2°C, 約20%減少した。そして最大瞬間風速は9時50分(下向き矢印)に22.8 m/sを記録している。これは秋田県北での降雨に南西風が白神山地を越えて発生した湿ったフェーンによるものである。

このフェーンを白神山地を挟んで南にある秋田と北に位置する青森の気象データを用いて定量的に検証する。フェーン前の8時の秋田のアメダスデータ(風速計高度40 m)から気温11.2°C, 相対湿度88%であり、これより露点温度が9.3°Cと見積もれる。なお北側の青森では気温10.9°C, 相対湿度76%で大差がない。ヘニングの式から秋田での雲底高度は238 mである。それから秋田の9時の高層データは標高1323 mで気圧850 hPa, 気温1.8°C, 相対湿度100%であり飽和していた。これから湿潤断熱減率が6°C/kmと見積もれる。従って山の風上側の麓から山頂(z=1200 m)まで上昇した気塊は8.2°Cだけ温度が減少する。そして山を越えて風下の青森に達したとき12°Cの昇温となるので、結局正味の増加量は3.8°Cで、これは青森の観測値、つまり8時の気温10.9°Cと、そして10時の気温14°Cの差から求める約3°Cと大差がない。

(a) 10:00 JST



(b) 14:00 JST



第10図 2000年4月23日の北東北での10時と14時の降水量分布。矢印は風系を、影部分は高度200 m以上の地域を示す。数字は1時間雨量(mm/h)で、ゼロは1 mm/h以下を示す。

第二のフェーンは12時30分頃(Bの矢印)から始まり、気温は日射加熱による13°C(12時頃)から、さらに約3°C上昇して13時には16°C近くに達している。露点温度と相対湿度は各々5°C, 60%から約5°C, 約22%だけ減少した。特に露点温度の大きな降下は日射

加熱では説明できない (Ogura *et al.*, 2004). そして13時50分に最大瞬間風速 (下向き矢印) は21.9 m/sに達した.

Ogura *et al.* (2004) は2003年3月2日に爆弾低気圧が関東地方を通過後に吹いたフェーンに関して宇都宮地方気象台の自記記録を用いて説明した. 先ず北西風が山脈を越えたときに起った湿ったフェーンと, そのあと低気圧内の乾燥侵入に対応した下降流による乾いたフェーンの観測例である (Ogura *et al.* (2004) の Fig. 6 を参照). 4月23日に青森地方気象台で観測

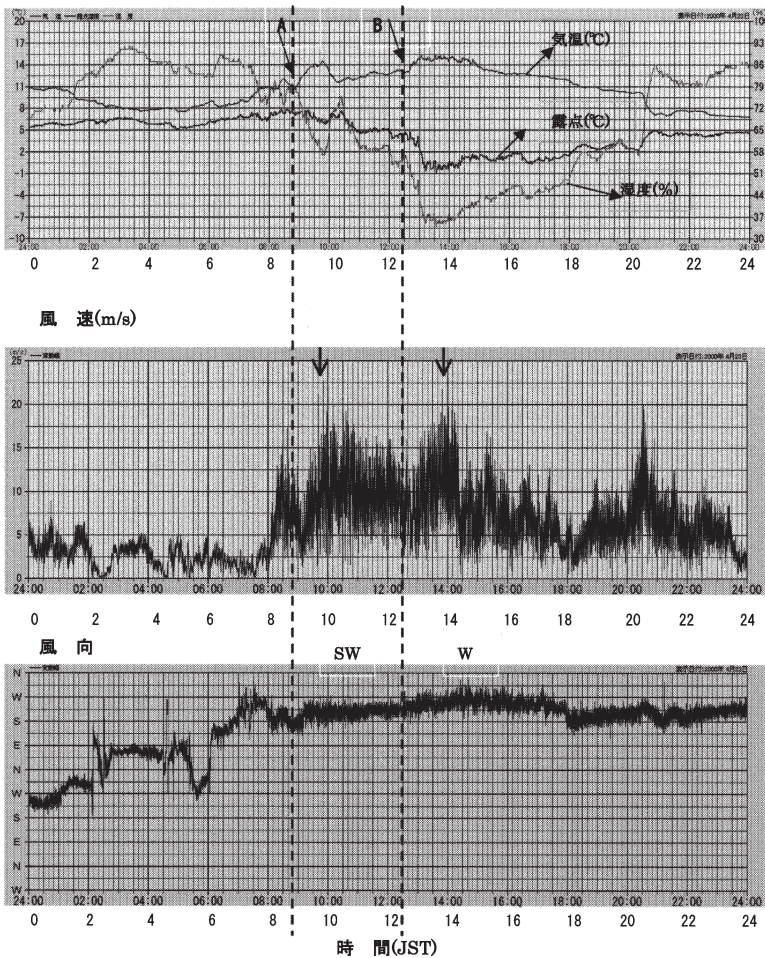
された気象要素の特徴, 特に気温, 相対湿度, 露点温度の時間変化 (第11図) はOgura *et al.* (2004) のそれと良い類似性を示す. つまり青森の第二のフェーンが, 宇都宮の2nd stage (Ogura *et al.* (2004) の Fig. 6) に対応していることから第二のフェーンの主因が低気圧内に侵入した乾燥気流によると考えられる.

4. 猿倉岳周辺の地形の影響

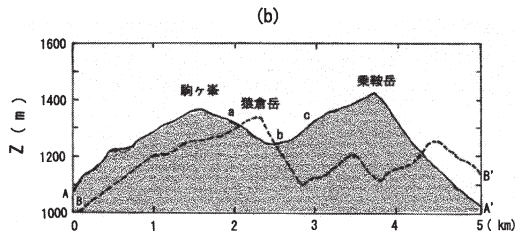
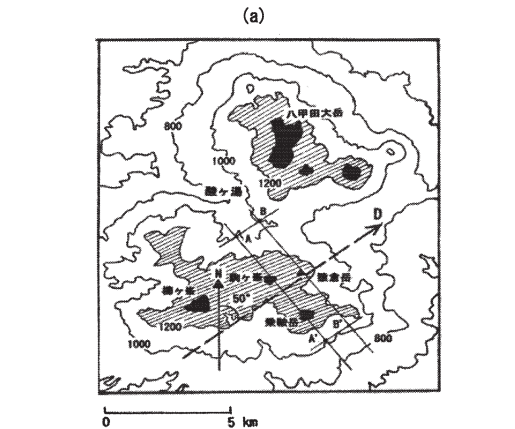
4.1 地形の特徴が反映した収束流

猿倉岳を南西方向から眺めるとは駒ヶ峯と乗鞍岳の間に位置する (第12図 a の破線で示す D 方向). 南西風卓越時の猿倉岳付近の風に対する地形効果を調べるために, 猿倉岳より風上にある駒ヶ峯, 乗鞍岳を結ぶ線 (A-A') 上と, 猿倉岳を含む線 (B-B') 上の鉛直断面図を第12図 b に実線 (A-A' の曲線) と破線 (B-B' の曲線) で示し, 同一紙面で比較すると, 駒ヶ峯と乗鞍岳の鞍部 (a-b-c) を越えて北東方向に猿倉岳の頂上付近が望める. つまり, 南西風はこの鞍部で収束し駒ヶ峯と乗鞍岳の谷線方向に沿って北東にある猿倉岳に吹き抜けるものと判断される. ところで安定大気の場合, 山を回る (迂回する) 流れが鞍部に集まって加速することは多くの研究者が指摘している (荒川, 1971; Mason and Sykes, 1979; Stull, 1988 など). 従って D 方向の気流が駒ヶ峯と乗鞍岳の2つの峰にはさまれた鞍部上で収束強化された合流として猿倉岳東斜面に流入する可能性は高い. 一方, 西風卓越時には酸ヶ湯方面から風が両側の山ではさまれた低地上を南東方向に吹

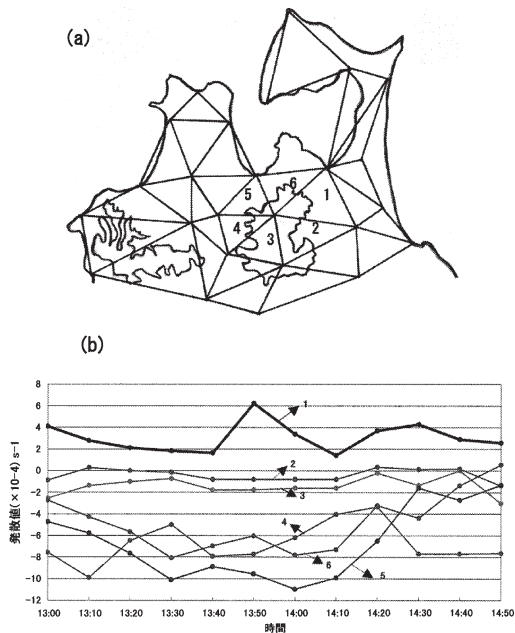
青森地方気象台 2000年4月23日(0時~24時)



第11図 2000年4月23日の青森地方気象台の自記記録 (気温, 露点温度, 相対湿度, 風速, 風向). A と B の矢印付き破線は各々湿ったフェーンと乾いたフェーンの発生時刻を示す. 下向き矢印は各フェーンでの最大瞬間風速値を示す.



第12図 (a) 猿倉岳周辺図。破線矢印は SW-NE 方向を示す。(b) (a) の A-A' と B-B' 線上の各断面を同一線上で比較した図。



第13図 (a) 青森県の区域図と (b) 区域 1～6 の発散値の時間変化。

き込むため猿倉岳東斜面は山陰になる (第 1 図 b や第 12 図 a)。

第13図 a は青森県と秋田県北部の25のアメダス地点を結んで29の三角形区域に分けた図である (千葉・高橋, 2003)。1～6 の番号の区域が猿倉岳を囲む領域で、各々の区域における13時から14時50分まで10分毎の発散値の時間変化を第13図 b に示す。特徴的なのは猿倉岳北西側の 4, 5, 6 の区域で収束があるが、一方西南西の風に対して山かげにあたる 1 の区域で13時50分に強い発散 ($\approx 6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) があったことである。これは第 9 図 b の風系や第11図の21.9 m/s の最大瞬間風速値と対照させると強い下降気流が猿倉岳周辺に吹いていたことを示唆する。これと関連して 1 の区域内に含まれる猿倉温泉のある十和田湖町 (2005年 1 月 1 日より十和田市に合併) では、午後強風であったという住民の声を久末は聞いている。

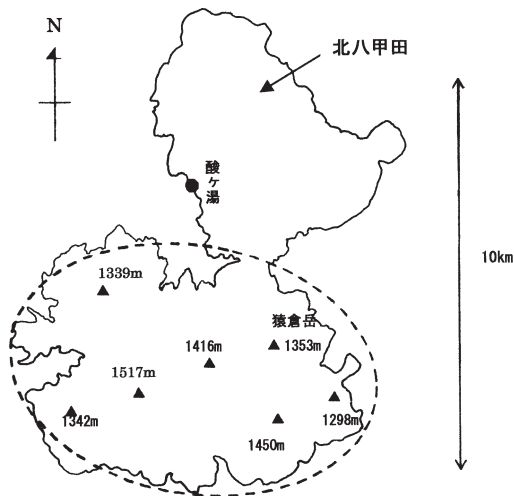
4.2 猿倉岳周辺の風速の推定

猿倉岳での実測風が無いため猿倉岳周辺の風速を以下のような方法で推定した。先ず猿倉岳に最も近いアメダス観測点である酸ヶ湯の粗度長 z_0 を求め、それに強風時に適用される風速のべき法則から評価した。

山岳域での z_0 に関して平坦地に比べ高所で複雑地形ということから、粗度よりも大きなスケールの地形の特徴を表わす地形突起度 (地上観測点の標高と、その地点を中心として半径 R の円内の平均標高との差) に重点をおく研究もある (近藤・山沢, 1983)。ここでは酸ヶ湯が八甲田山山麓にある (観測点が山岳内部に存在する) ことから粗度長 z_0 を Lettau (1969) の式、すなわち

$$z_0 = 0.5h^*s/S \tag{1}$$

に従って求める。ここで風に対して垂直な面に投影された山のシルエットを s, その山の区画面積を S, そして山の平均高を h^* とする。区画面積 S は南八甲田山系を形成する標高1000 m 以上の 7 つの山の平均面積をあてた。つまり第14図の南八甲田山系に属する楕円状面積 (破線で示す) A を評価して $S = A/7$ として求めた。結果として $A = 45.45 \times 10^6 \text{ m}^2 = 45.45 \text{ km}^2$ であり、平均面積 S は $S = A/7 = 6.49 \times 10^6 \text{ m}^2$ で、これは半径 1.4 km の円の面積に相当する。従って観測点を中心にして水平方向に半径 $R = 1.4 \text{ km}$ と円の面積で検討した。それから南西風と西風に対して s は差がなかった。結局、酸ヶ湯の z_0 は、 h^* を酸ヶ湯の標高に選んで



第14図 南八甲田山系(破線域)に属する標高1000 m以上の山岳.

・酸ヶ湯; $h^* = 890$ m, $s = 3.235 \times 10^5$ m², $S = 6.49 \times 10^6$ m²より

$$z_0 = 0.5 \times 890 \times 3.235 / 64.9 = 22.2 \text{ m}$$

となる. この z_0 の値は Thompson(1978)が米国ヴァージニア州の山岳域 ($z = 700$ m) でのパイバル観測から得た風に対数則を適用して求めた $z_0 = 35$ m と匹敵する大きさである.

一方, 地表面の風が何処でもわかるということでもないことから上層の風, つまり地衡風から地表風を求める方法がある. それは摩擦速度 u_* と地衡風 G との比較から, その比例係数(地衡風抵抗係数 $C_{GN} = u_*/G$) はロスビー数 R_o を含んだ式で示される (Stull, 1988), つまり

$$C_{GN} = 0.0123 R_o^{-0.14} \quad (2)$$

ここで $R_o = G / (f z_0)$ は地表面ロスビー数で, 今回の事例では $G = 25$ m/s, $z_0 = 22.2$ m で八甲田山系の緯度 $\phi = 40^\circ 35'$ より, コリオリパラメーター $f = 2\omega \sin \phi = 2 \times 7.29 \times 10^{-5} \times \sin(40^\circ 35') = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ であるから $R_o = 1.1 \times 10^4$ と求まる. (2) 式より $C_{GN} = 3.4 \times 10^{-3}$ であり酸ヶ湯付近の表面状態は並の高さの山岳 (moderately high mountains) に該当する.

次に酸ヶ湯(標高890 m)のアメダス風速値を1250 m 高度(猿倉岳東斜面高度)での風速を推定するために用いる. 上層風は当然, 地上のアメダス風より強いので,

それを強風時によく用いられる風速のべき法則から求める. つまり, ある高度 z での風速 $U(z)$ は,

$$U(z) = U(z_1) \times (z/z_1)^p \quad (3)$$

と表される (塩谷, 1979; Panofsky and Dutton, 1984). ただし, $U(z_1)$ は基準高度 z_1 での風速である. さらに (3) 式と風速の対数則

$$U(z) = (u_*/k) \ln(z/z_0) \quad (4)$$

から $p = 1/\ln(z/z_0)$ と示される (塩谷, 1979).

塩谷 (1979) は都市などの建物が密集している場所におけるべき法則に零面変位に相当する h を用いて, (3) の代わりに

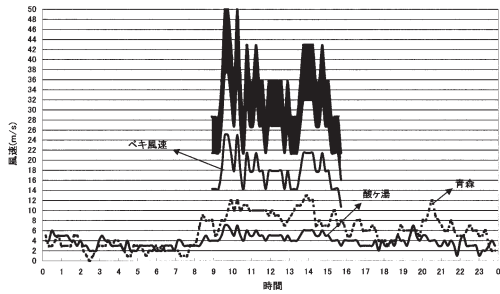
$$U(z) = U(z_1) \times [(z-h)/(z_1-h)]^p \quad (5)$$

を提案した. この研究では凹凸のある山岳域を複雑な都市域と同様とみなして(5)式を用いる. ただし, 酸ヶ湯が八甲田山系のアメダス地点であることを考慮して, $h = 890$ m (酸ヶ湯の標高), $z = 1250$ m (猿倉岳東斜面高度), そして酸ヶ湯の風速計高度10.5 m から $z_1 = 10.5 + 890 = 900.5$ m とした. べき指数 p は $p = 1/\ln[(z-h)/z_0] = 1/\ln[(1250-890)/22.2] = 0.36$ と求まり, (5) 式は (6) 式として表わせる.

$$U(z) = U(900.5 \text{ m}) \times (360/10.5)^{0.36} \quad (6)$$

結局, この式がべき法則から推定した $z = 1250$ m での風速値 (べき風速値) であり, 強風時 (9時~16時) での $U(z)$ の時間変化を第15図に示す.

アメダス風速値は10分平均値なので突風にかかわる最大瞬間風速値より小さい. そこで突風率 (=最大瞬間風速/平均風速) を1.5~2 とし, 最大瞬間風速を酸ヶ湯のべき風速値を1.5~2 倍して推定した(第15図の黒色部分の風速領域). なお, これらの風速評価の過程で午前中の風向がSW, 午後の風向がWであることを考慮した. べき法則から求めた風速の極大値は約23 m/s (9時30分) で, 4月23日の9時の秋田での風速23 m/s (第8図の高度1500 m) に近い. そして最大瞬間風速の推定値は10時頃に50 m/s 近くに, 14時過ぎにも43 m/s 程度の値であり F1~F2スケールに相当する風の強さに対応する.



第15図 ベキ法則からの風速値に突風率 (= 1.5~2) を掛けて推定した強風域の時間変化。なお、青森と酸ヶ湯のアメダス風速値 (10分値) を添付した。

なお発生現象が山斜面付近の厚さ数100 m で発生した擾乱とみなせることから、そこでの気流の鉛直分布を風速のベキ法則という1つのモデルで示すことには無理がある。あくまでも猿倉岳高度 ($z=1250$ m) での風速を推定することに主眼をおいた。

結論として午前中発生したフェーンのもとで地形の影響を受けて取東・合流し強化した南西風と、午後到低気圧内に侵入した乾燥気流の西寄りのおろし風が猿倉岳周辺に持続して吹いていた。久末によれば樹木被害が山頂から登山道に向かって南西方向と交差する北西から南東方向に及んでいたことから、午前中の極大風のみならず午後の強風も大きく樹木に負荷を与え、被害を与えたものと推測される。

5. まとめ

八甲田山系猿倉岳の樹木被害 (ここでは2000年4月23日の事例) が強風 (突風) に因るという立場にたつて、多くの気象資料のデータ解析から検討した。樹木被害をもたらした強風発生シナリオを次のように考察した。

4月23日の朝、寒冷前線を伴って北東に進む低気圧が北日本を通過した。この低気圧に向かって乾燥した南西風が青森県地方に総観場の風として吹き続け、その特徴は衛星雲画像や地上風系や温度・湿度分布にも反映していた。つまり午前中は秋田県北部での降雨を伴う南西風によって山岳 (白神山地・八甲田山系) 風下に湿ったフェーン (第一のフェーン) が発生し温暖域と強風をもたらした。さらに局所的にみると南西風卓越時には猿倉岳東斜面は隣接する山々の鞍部の出口にあたる地形的な特徴をもち、そこで取東・合流して絞り込まれた気流が強風となったと考えられる。一方、

午後には低気圧内に侵入した乾燥気流によって強まった西寄りの山越え気流 (おろし) が第二のフェーンとして強風をもたらした。猿倉岳から約24 km 北北西にある青森地方気象台 (青森市) の自記記録データ (気温、露点、相対湿度、風速・風向) の詳細な検討結果から上記の2つのフェーンが存在を確認することができた。

結論として猿倉岳の樹木被害の主因はフェーンであり、午前中の局所的に取東・合流して強化された気流と午後の総観スケールの乾燥侵入に伴うおろしが加わったことが樹木に大きな負荷を与えたと考えられる。

実際の被害域は山岳斜面の極めて狭い領域で発生した。その実況を示すデータが無いためにマイクロスケールの構造については議論できない。しかし、その現象はもともとはマクロ・メソスケールの大気擾乱がもたらしたものであるから総合的な気象データ解析からのアプローチは発生原因の究明や擾乱の推移を解明する上で有力な方法であると言える。

謝辞

気象データ (自記記録) の提供を頂いた青森地方気象台の明石秀平台長と松原和正課長に御礼申し上げます。

参考文献

- 荒川正一, 1971: 局地風, 天気, 18, 103-115.
- Counihan, J., 1975: Adiabatic atmospheric boundary layer; A review and analysis of data from the period 1880-1972, Atmos. Environ., 9, 871-905.
- 千葉 修, 高橋信年, 2003: 四国上空の雲の動態と局地風との関係, 天気, 50, 447-455.
- 千葉 修, 久末正明, 小林文明, 2004: 八甲田山系猿倉岳樹木被害について, 日本風工学会誌, 98, 71-74.
- 藤部文昭, 北島尚子, 野村和典, 山本善弘, 1999: 台風9807号の強風による奈良県中部の森林災害, 天気, 46, 445-446.
- Fujita, T. T. and R. M. Wakimoto, 1981: Five scales of airflow associated with a series of downburst on 16 July 1980, Mon. Wea. Rev., 109, 1438-1456.
- Ikawa M. and Y. Nagasawa, 1989: A numerical study of a dynamically induced foehn observed in the Abashiri Ohmu area, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 429-458.
- 近藤純正, 山沢弘美, 1983: 局地風速と現実複雑地表面の粗度, 天気, 30, 553-561.

- 雲解析事例集 (CD-ROM), 2000年の顕著事例, (財) 気象業務支援センター2002.
- Lettau, H., 1969: Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description, *J. Appl. Meteor.*, **8**, 828-832.
- Mason, P. J. and R. J. Sykes, 1979: Flow over an isolated hill of moderate slope, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 383-395.
- 松本 勝, 白土博通, 八木知己, 1999: 1998年9月台風7号による奈良盆地周辺の強風被害, *京都大学防災研究所年報*, **42**, 275-287.
- 光田 寧, 1986: 都市化と風災害, *天気*, **33**, 94-99.
- 長林久夫, 2003: 高レイノルズ数下の物体に作用する流体力に関する研究, *全国共同利用研究報告*, 第7号(九州大学応用力学研究所), 126-128.
- 小倉義光, 2003: 「雲解析事例集」と秋雨前線に伴う小低気圧の事例, *天気*, **50**, 367-373.
- Ogura, Y., R. Kumabe and M. Yamamoto, 2004: A foehn event enhanced by the synoptic scale dry intrusion, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 229-240.
- 奥田 穰, 1985: 台風災害, *天気*, **32**, 400-405.
- Panofsky, H. A. and J. A. Dutton, 1984: *Atmospheric turbulence*, John Wiley & Sons, 397pp.
- 塩谷正雄, 1979: 強風の性質—構造物の耐風設計に関連して—, 開発社, 193pp.
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666pp.
- Thompson, R. S., 1978: Note on the aerodynamic roughness length for complex terrain, *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1402-1403.

On the Possibility of High Wind Generated due to Foehn
in the Hakkouda Mountain System
—Case Study of the Event on 23 April 2000—

Osamu CHIBA*, Fumiaki KOBAYASHI**
and Masaaki HISASUE***

* *Graduate School of Kuroshio Science, Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi, 780-8520, Japan.*

** *Department of Geoscience, National Defense Academy, Yokosuka, Japan.*

*** *Representative on the party loving the Hakkouda and Towada, Towada city, Japan.*

(Received 26 April 2005 ; Accepted 13 April 2006)

Abstract

Supposing that the cause of the trees damage discovered in the Sarukura peak of the Hakkouda mountain system of Aomori Prefecture on April 23, 2000 is due to the high wind generated on the same day, it is considered from a meteorological point of view. The cyclone accompanied by the cold front approached most the Aomori district on the morning of the same day, and it passed northeastward after that. Two foehn related to generating of the high wind were ascertained from the weather data of the Aomori Local Meteorological Observatory (Aomori city) located in about 24 km north-northwest from the Sarukura peak. That is, the first foehn on the morning was wet for the southwest wind to have blown in the rainfall of the northern part of Akita Prefecture and it is thought that the airflow which tends to converge into the east slope of Sarukura peak having the geographical feature, which situated on the exit of the saddle part of the adjoining mountains at the prevailing time of the southwest wind, was intensified

locally. On the other hand, the dry air of the upper layer with few amounts of water vapor descended and spread behind the cold front, therefore the west wind accelerated, and the second foehn of an afternoon became the high wind over mountains. This wind direction was in agreement with the direction of east from the west where trees dispersed. From this analytical results, it can be concluded that high wind generated by foehn is main cause of the trees damage of Sarukura peak, and both the airflow influenced by geographical feature on the morning and the cross-barrier airflow over the mountain range on the afternoon act continuously so that the tree damage was occurred.
