

# 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)\*

近藤 純正\*\*

## 要 旨

1983年4月27日、主として東北地方の太平洋側で正午前後に一斉に発生した山林火災は異常乾燥強風によって大規模化した。この異常乾燥強風は日射で地面が加熱され、下層大気的不安定化で鉛直混合が強まり上空の強風が地上までほぼ一様化された。この日、ほとんど雨を伴わない寒冷前線が通過したが、上空への冷気の流入が不安定化に拍車をかけた。防災上の観点から今後この現象を熱対流混合風と呼び一般の注意を喚起したい。対流による強い混合風の発生条件は(1)上空が強風、(2)3~10月期間、(3)日降水量<1mm、(4)前日の降水量<10mmで地面が乾燥、(5)日中の3時間積算日射量 $\geq 4 \text{ MJm}^{-2}$ 、(6)上空まで乾燥し、対流が起こっても降水がない、(7)上空に冷気の流入がある時である。東北地方で、この原因による強風の発生頻度は年間、数日~10日程度である。

## 1. はしがき

東北地方の山々から残雪が消え、桜の花前線が北上した直後、樹木は新芽そして新緑への準備が始まる。この季節は好天で異常乾燥の事が多く、山の地表は乾いた落葉、枯れ枝や草で覆われている。そのため、他の季節と違って、火災発生の危険が最大と言われている。岩手県では1年間に発生する山火事の77%が3月から5月に集中している。

1983年4月下旬、23日から好天で異常乾燥の状態が続いていた。27日の朝はあとで示すように、接地気層は前日からの夜間冷却それに太平洋側の沿岸地域は冷涼な海上風の侵入もあって安定成層化され、地上は微風であった。そのような穏やかな天候がかえって一般の人々の虚を突くかのように、正午前後に異常強風に変化し東北地方を襲ったのである。盛岡の日最大瞬間風速  $33.5 \text{ ms}^{-1}$

は4月としては第1位、通年で第2位の記録となり、八戸の  $33.0 \text{ ms}^{-1}$  も4月としては第1位である。13~15時、強風は東北地方の全域におよんだ。

この異常乾燥強風が東北地方36箇所にはほとんど一斉に山林火災をもたらした大規模化させたのである。特に災害面積の大きかったのは岩手県岩泉町、久慈市、それに仙台市近郊部の順である。山林その他の焼失面積は総計約1万ヘクタールに達し、家屋焼失は158棟、船舶焼失66隻、死者1人、負傷者20人である。ただし、この数値は各県警調べで、仙台管区気象台災害時自然現象報告書1983年第1号、河北新報、NHK最終調査などによる。

このような災害を今後未然に防ぐためには一般の人びとの気象学知識を向上させる事も重要である。本研究で得られる結論を先に述べれば、山林に入る一般の人々に対し『春先は朝方穏やかな天候であっても(気象台から出ている強風注意報をまだ聞いていなくても)、乾燥晴天日は太陽熱で地面が熱せられると突風状の強風が起こり易いので、火気には十分注意すること。そして普段の場合と違って、最大瞬間風速は平均風速の2倍以上となり、3倍にもなる事がある』を広く普及させる必要がある。この事は今回の大規模山林火災の1箇月後に秋田沖で発生した日本海中部地震に際し、津波警報伝達が未到

\* On the unusual dryness and strong wind weather which caused a large number of forest fires over the Tohoku district on 27 April 1983 (Part 1).

\*\* Junsei Kondo, 東北大学理学部地球物理学教室。  
——1983年8月4日受領——  
——1983年9月20日受理——

着でも「大地震があれば海岸に居る人は津波に気をつけること」と同様である。

本報告の目的は1983年4月27日に発生した突風の異常乾燥強風の気象およびそれと似た気象条件を解析し、その発生の物理過程を考察し、強風の予知法を探ることにある。

近年、日中の気温が上昇した時、新聞・テレビでは「フェーン現象によるもの」と報道される事が多い。フェーン現象は断熱過程で一般の人々には理解がやや困難である。今回の火災に際し「気温がうんと上る、フェーンと言う(ヘーンな変な)現象が起って、高温で火がもえた」と解釈した人々が多いように感じられた。今回の現象は、そうではなくて、「下層大気は日射で加熱した地面から熱をもらって昇温した」と考える。人びとは気温が上がるこの日常的な現象に、なぜ気がつかないのであるか。

そこで、地上付近の気温が上昇し乾燥する2つの機構を簡単に、しかも定量的に調べておこう。代表的なフェーン現象として、気温 $20^{\circ}\text{C}$ 、露点温度 $15^{\circ}\text{C}$ の湿潤空気が、高さ $1,500\text{m}$ の山を越える場合を考える。湿潤空気は山を昇る際、断熱膨張冷却で水蒸気凝結を起し、水滴を落下させる。山の風下側を降りるときは断熱圧縮を起こすので気温は上昇する。簡単化のために、フェーン現象が6時間続くとし、鉛直方向の厚さ $1\text{km}$ の大気が山の風上側 $30\text{km}$ の距離に一樣に雨を降らせながら風速 $10\text{ms}^{-1}$ で山を越え、水分を $3\text{gm}^{-3}$ だけ減少させたとすれば、降水量は6時間当たり $21.6\text{mm}$ になる。この場合は山の風下側の麓の気温は元の空気より $5^{\circ}\text{C}$ 高温になり、湿度は30%乾燥する。4月27日は東北地方北部の一部でのみ、雨が $1\sim 2\text{mm}$ しか降っていないので上記のフェーン現象の効果はなかったと言える(統報も参照)。

一方、大気が昇温する第2の機構は地表面からの熱(顕熱)供給による。地表面が比較的乾燥した晴天日中は顕熱供給量が多いので、気温は上昇する。簡単な見積もりのために、地表面顕熱供給量平均値 $300\text{Wm}^{-2}$ が6時間続くとすれば、積算量は $6.48\text{MJm}^{-2}$ になる。これは $1\text{km}$ の厚さの下層大気を平均 $5.5^{\circ}\text{C}$ 昇温させる熱量に等しい。実際には地面付近が最も昇温し易いので、地上気温は $10^{\circ}\text{C}$ あるいは $15^{\circ}\text{C}$ 程度は上がる。なお、比較的乾燥した陸地の日中の顕熱供給量の目安は、地表面に入射する日射量の半分程度である。

このように量的な検討をして、気温が上がったメカニ

ズムは何であったかを考える事は大切だと思う。

加熱された地面上を風が吹けば吹送距離と共に気温は上がり、上下によく混合された大気混合層が発達する。実際の子備的解析によれば、4月27日は数日前から地面は乾燥していたので、地表面が受ける日射エネルギーの大部分は顕熱に変換され、下層大気は能率よく加熱され不安定化によって鉛直混合を盛んにした。そして典型的な混合層が形成され、風速は上空から接地気層までほぼ様な鉛直分布をつくったのである。この仮説を裏付けるための本解析が以下で行われる。

この報告で用いる用語の説明は次のとおり。

#### 上空の風速 $V_{900\text{mb}}$ :

900 mb 気圧面(地上から約 $1\text{km}$ 高度)の風速を大気境界層の外部風速、または地衝風の代用値とする。  
補足事項: 大気が非常に不安定で、かつ、強風の時、大気混合層は900 mb 気圧面より上空まで発達する。それゆえ、将来の強風の予知法では850 mbあるいは800 mb 気圧面の風速を上空の風速とするのが適当である。この第1報ではデータ整理の統一上、 $V_{900\text{mb}}$ を上空の風速とする。

#### 上空の強風 :

$V_{900\text{mb}} \geq 10\text{ms}^{-1}$  の場合とする。

#### 地上の異常強風 :

弱風条件を除外すれば、地上風  $V_{\text{sfc}}$  と上空の風速  $V_{900\text{mb}}$  との比は観測所周辺の地表面粗度  $z_0$  と風速計の有効高度  $z$  によってきまる。例えば大気安定度が中立のとき、第4章の理論的關係によれば仙台管区気象台の場合  $z_0=1.2\text{m}$ 、 $z=45\text{m}$  で、 $V_{\text{sfc}}/V_{900\text{mb}}=0.43$  となる。特に  $V_{900\text{mb}} \geq 10\text{ms}^{-1}$  で  $V_{\text{sfc}}/V_{900\text{mb}} \geq 0.7$  なる場合を地上の異常強風とする。

#### 熱対流混合風 :

東北地方では特に春季、地表面が乾燥したときは地面加熱による顕熱供給量が増加し大気は不安定化し易い。統報でも明らかにされるように、強風は接地逆転層が解消した直後、突風の吹き始める。強風発生の物理機構はフェーン現象と異なり、風の吹き方には不安定時の特徴をもつので防災上の観点から、この異常強風を熱対流による混合風とよぶことを提案する。

およそ気象現象は複合的で、一つの原因で説明できるほど簡単ではない。しかし今回の現象の主原因を上述の「下層大気不安定化」によって生じた「熱対流混合風」と考え、データを調べていくと強風の発生時刻、平均風速、最大瞬間風速(乱流強度)、強風域の変動紋様など

付随現象がうまく説明され、強風のきめこまかな予知法あるいは天気図の局地解析に役立つのである(続報に記載)。「熱対流混合風」の基礎は常識であるにもかかわらず、これまでの気象界はそれを実際の具体的現象に結びつけて考える事をほとんどしなかった。

## 2. 気象状態

### 2.1. 概要

大規模山林火災が発生した1983年4月下旬は、4月23日から東北地方は高気圧におおわれて空気は乾燥していた。天気図上からみた総観場を要約すれば『4月27日9時には優勢な高気圧の中心は三陸はるか沖に移り、1026ミリバールを示し、その勢力を本州の南岸ぞいに張りだしていた。一方、中国東北区には発達中の低気圧があり09時には980ミリバールを示しており、また新たな996ミリバールの低気圧が津軽海峡の西に発生、それからのびる寒冷前線が日本海沿岸にそい輪島までのびていた。したがって東北地方は南北間の気圧の傾きが非常に大きくなり南よりの強風の吹きやすい場となっていたが、津軽海峡付近の低気圧からのびる寒冷前線が通過した12時すぎから風向は西よりに変わり風速も強まった』(仙台管区気象台災害時自然現象報告書1983年第1号引用)。

なおこの前線通過は東北地方北部のアメダス観測所の数点で降水量1~2mm程度の雨を降らせたが、他の大部分は無降水であった。無降水は地上に強風を発生し易い事があとで示される。

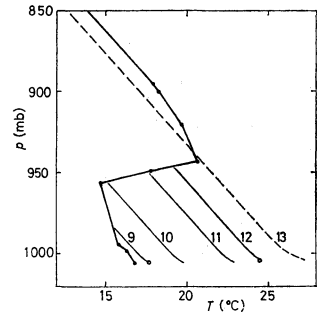
### 2.2. 上空の気象

東北地方における4月24日から27日までの9時と21時のラジオゾンデ観測資料によれば、大気は地上から上層まで乾燥し相対湿度で概略50%以下である。

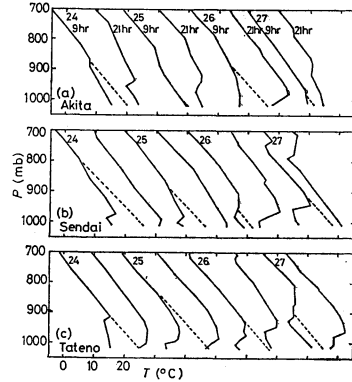
第1図は仙台を例に示したもので、太い実線は4月27日9時(正しくはラジオゾンデ飛揚開始時刻8時30分)の気温鉛直分布である(縦軸は気圧)、細実線(9)は地上の9時の気温を参考にして推定した9時の気温鉛直分布、以下同様、破線(13)は午後の強風時の気温鉛直分布である。これらの線は簡単模式化してある。

940 mb 気圧面より下層で実線(9)と破線(13)にかこまれた面積を熱量に換算すると約4.6 MJm<sup>-2</sup>である。ちなみに9時から13時までの積算日射量は6.75 MJm<sup>-2</sup>である。この大部分が顕熱に変換、逆転層昇温、大気不安定化、強い鉛直混合で上空の強風が下層まで一様化されたと解釈できる。

第2図は4月24日から27日までの9時と21時の気温



第1図 1983年4月27日8時30分仙台の気温鉛直分布(太い実線)。実線(9)、……破線(13)は9時から13時ごろまでの気温鉛直分布模式図。

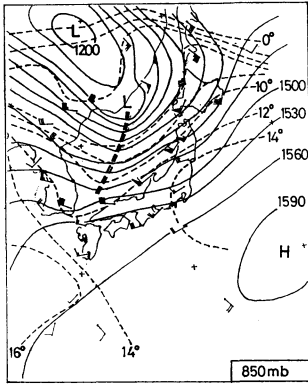


第2図 1983年4月24~27日の9時と21時の気温鉛直分布、(a)秋田、(b)仙台、(c)館野。横軸気温目盛は24日9時に対するもので、他は10°C づつ右へずらしてある。

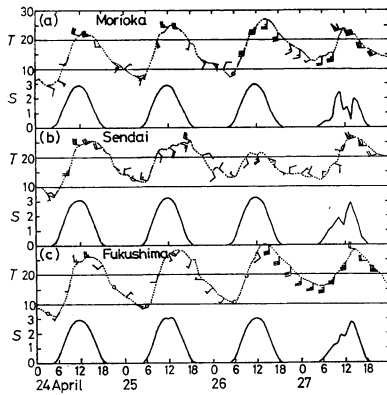
鉛直分布を各分布ごとに右へ10°C づつずらして示し、(a)秋田、(b)仙台、(c)館野である。破線はその日の地上の最高気温を参考にして決めた午後の気温鉛直分布推定値である。仙台の27日21時の分布はその前時刻と比較して、950~790 mb の層で約5°C 低温になっている。これは前線通過後の冷気流入である。

第3図は4月27日9時の850 mb 面天気図である。日本海北部から南南西にのびる気圧の谷は約60 km hr<sup>-1</sup>で東に進んでいる。この谷部は気温が低いので日中熱せられた陸地の上空に接近すれば下層大気的不安定化に拍車をかける。第1図で13時の940 mb 面から上空の気温が9時より低温であるのは上空での冷気流入による。

第4図は4月24日3時から28日3時までの風向速の高



第3図 1983年4月27日9時の850mb気圧面天気図、実線は等高度線、破線は等温線、風速は短矢羽5ノット、長矢羽10ノット、旗矢羽は50ノットである。



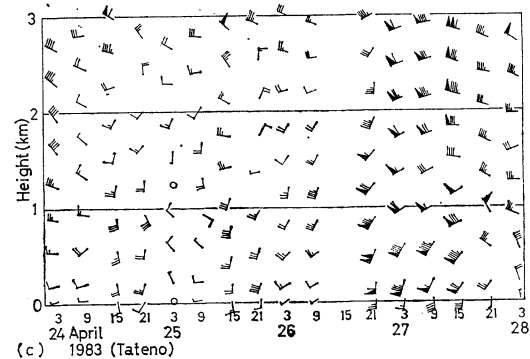
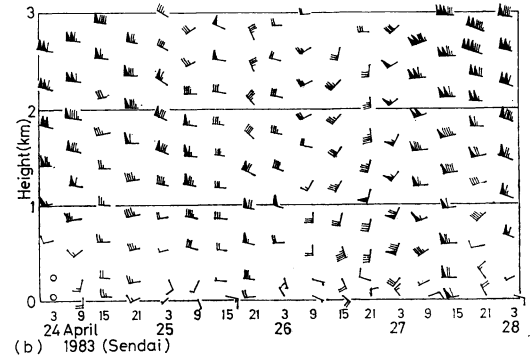
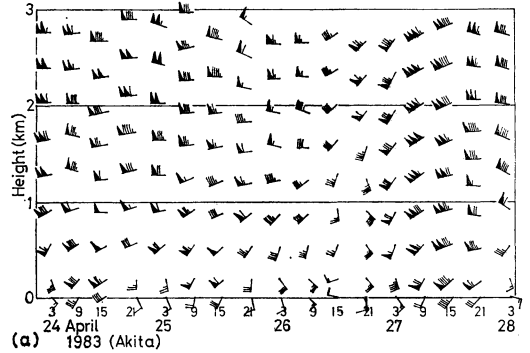
第5図 1983年4月24~27日の(a)盛岡、(b)仙台、(c)福島における地上の風向速と気温 $T$ (点線、単位は $^{\circ}C$ )と日射量 $S$ (実線、単位は $MJ\ m^{-2}\ hr^{-1}$ )の時間変化、風向速の記号は第4図に同じ。

である。仙台に注目すると、上空は西寄りの風であるが、26日15時から27日3時にかけて南～南西の風が強くなり、27日3時には高度600mで $16\ ms^{-1}$ である。これは東方洋上の優勢な高気圧の周辺を吹く風である。秋田と館野についても同様に、27日は地上から上空まで強風である。北日本ほど風が強いことが分かる。

注意：風速記号階級区分は第3図のみ通常方式、他は違う。図の説明文を見よ。

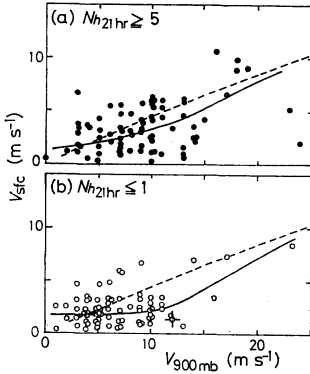
2.3 地上の気象

第5図は4月24日から27日までの盛岡、仙台、福島に

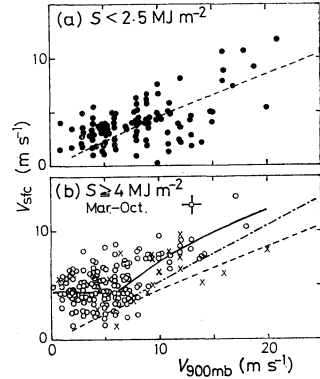


第4図 風向速の高度・時間断面図、縦軸は高度で横軸は時間、(a)秋田、(b)仙台、(c)館野。風向は左から右向きが西風、上から下向きが北風である。風速は1本の短矢羽が $1\ ms^{-1}$ 、長矢羽 $2\ ms^{-1}$ 、旗矢羽1枚が $10\ ms^{-1}$ である。

における地上の風向速、気温、日射量の日変化である。日中は日射量が多く気温は上昇するが、夜間は放射冷却があり気温の日較差は大きい。図示しないが、内陸部のアメダス観測所では日較差が $20^{\circ}C$ 以上のところもある。



第6図 1982年と1983年の3月、4月、5月の仙台における9時（正しくはラジオゾンデ飛揚開始時8時30分）の900 mb 気圧面の風速（横軸）と地上風（縦軸）との関係、(a) 前の夜が曇天のとき、(b) 前の夜が快晴のとき。



第7図 仙台における15時（正しくは14時30分）の900 mb 気圧面の風速（横軸）と地上風（縦軸）との関係、(a) 曇天時、(b) 晴天時。詳細本文参照。

したがって夜間の接地気層は安定化し風速は弱められるが、逆に日中の風速は増加している。特に指摘したいのは乾燥晴天日の気温日変化は大きい事である。

接地気層が安定か不安定かによって地上風速がいかに変化するかを調べるために、他の日のデータも含めて解析する。第6図は1982年と1983年の3～5月の仙台における9時の900 mb 気圧面の風速  $V_{900mb}$  (横軸) と地上風速  $V_{sfc}$  (縦軸) との関係である。前日21時の下層雲量が6以上（正しくは気象通報式の  $N_h \leq 5$ ）を曇天時とし(a)図に、快晴夜（正しくは  $N_h \leq 1$ ）を(b)図に示した。破線はあとの第4章で求める中立成層時の理論的關係である（仙台の地表面粗度  $z_0 = 1.2$  m, 風速計の有効高度  $z = 45$  m）。平均的な傾向は実線であるが、曇天夜の翌朝9時の風速は破線よりわずかに小さい。快晴夜の翌朝9時はさらに小さい。火災日4月27日朝のデータにはプラス印を付けたが、この朝は強い接地逆転層の存在で平均的關係よりかなり弱風である。なお、(b)図において  $V_{900mb} < 6 \text{ ms}^{-1}$  の範囲で地上風はほぼ一定で、平均的に  $V_{sfc} \approx 1.8 \text{ ms}^{-1}$  を示すのは快晴日に発達する陸風、または海風の始まりの現れである。

第7図は第6図と同じ関係、ただし15時の風速である。(a)図は1982年3月から1983年5月までの15箇月間について日中の曇天時、(b)図は地表面が乾燥シボエン比の大きな晴天時である。ここで日中の曇天時とは12時から高層風観測の15時までの3時間積算日射量が  $S < 2.5 \text{ MJ m}^{-2}$  の曇天あるいは降水時のことである。他

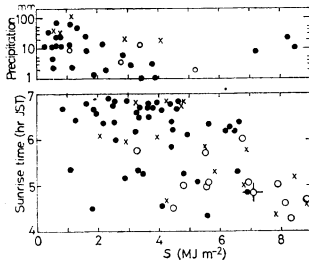
方ボーン比の大きな日中の晴天時とは後述の強い熱対流混合風発生頻度の高い3～10月で、12～15時の積算日射量が  $S \geq 4 \text{ MJ m}^{-2}$  の無降水日（正しくは降水量  $< 1 \text{ mm}$ ）である。×印は前日降水量  $\geq 10 \text{ mm}$  の日である。

(a)図によれば曇天時の地上風は平均的に中立時の関係（破線）に近い。ところが(b)図に示すように晴天時の地上風は破線より上にずれている。一点鎖線は弱不安定時の理論値（第4章参照）、実線は平均的關係である。大規模火災の4月27日15時のデータにはプラス印を付けたが、これは平均より上に大きくずれ異常値と言える。しかし平均からの上または下へのばらつき大きさは地面加熱の強さと、上空での暖気または冷気に伴う気温変化によることが次章で示される。なお(b)図の  $V_{900mb} < 6 \text{ ms}^{-1}$  の範囲で地上風は小さくならず、平均約  $4.2 \text{ ms}^{-1}$  を示すのは晴天日の海風の現れである。

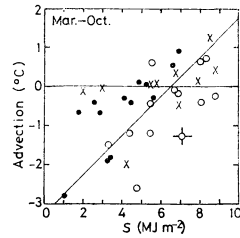
### 3. 熱対流混合風の発生条件

前記のごとく、1983年4月27日朝の上空は強風であったにもかかわらず、接地逆転層の遮断効果で地上風は弱かった。もし、朝から地上が強風であれば人々は火気に注意し、多地点大規模火災はなかったかも知れない。

地上風が強くなるためには上空の風が鉛直混合で下層まで一様化されることが必要である。当日の日中の雲は薄くほとんど無降水で、雲量の割に日射量は多く地表面からの顕熱で下層大気は加熱され、大気混合層は高くまで発達し、鉛直混合が強化された。これと異常乾燥が重なり、火災を大規模化させたと考えられる。



第8図 仙台で起こる地上の異常強風の条件。白丸印は  $V_{sfc}/V_{900mb} \geq 0.7$ 、黒丸印は  $V_{sfc}/V_{900mb} \leq 0.55$ 、×印はそれらの中間値。(上)降水日、縦軸は当日の降水量。(下)無降水日、縦軸は当日の日出時刻。横軸はいずれも12時から15時までの積算日射量、ただし上空が強風条件  $V_{900mb} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$  の時(15時)。



第9図 3～10月の仙台における無降水日(降水量  $< 1 \text{ mm}$ )について、12時から15時までの積算日射量(横軸)と850 mb 気圧面の移流による3時間当たりの気温上昇量(縦軸)の大きさと分類した地上の異常強風が起こる頻度、ただし15時の  $V_{900mb} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$  の場合。記号は第8図と同じで、白丸印が異常強風。

### 3.1. 日射量と異常強風

仙台で1982年3月から1983年5月までの15箇月間の15時(正しくは14時30分)に、上空の強風日 ( $V_{900mb} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$ ) は110日あった。観測休止日もあるので、観測日に対する上空の強風日の割合は年平均で28%、3～5月は28%、6～8月は14%、9～11月は23%、12～2月は47%である。

第4章の理論的關係によれば、中立成層時の地上と上空の風速比は  $V_{sfc}/V_{900mb} = 0.43$  であるが、地面が加熱された不安定時にはこの比は大きくなる。地面加熱の度合いは日射量による。しかし直接的な大気加熱に寄与する地表面顕熱輸送量の大きさは太陽エネルギーの変換効率、つまりボーエン比(顕熱÷蒸発の潜熱)に依存する。雨で地表面が濡れていれば太陽エネルギーの多くは蒸発(蒸発散も含む)に費やされ、ボーエン比は小さいと考えられ、日射が強くても大気は加熱されにくい。降水1 mmを蒸発させるエネルギーは  $59 \text{ ly} = 2.5 \text{ MJm}^{-2}$  に相当するので1 mm以上は熱収支に影響する。

そこで降水量  $\geq 1 \text{ mm}$  の日とそれ以下または無降水日を区別して考える。前者を簡単のために降水日、後者を無降水日と呼ぶ。

いま調べているのは15時のデータであるが、地上が強風になるのには朝がた形成されている接地逆転層が少なくとも正午過ぎころまでに破壊され、さらにその後の加熱で大気は不安定化されなければならない。冬季は昼間時間が短かく、太陽高度も低いので朝がたの日射量は少なく、接地逆転層は破壊されにくい。この事を表現する簡単なパラメータは日出時刻である。

以上の2点に注目してデータ整理を行う。第8図(下)は無降水日について、15時の地上の異常強風(白丸印)の発生頻度が日出時刻12～15時積算日射量でどうなるかを教えるものである。白丸印は  $V_{sfc}/V_{900mb} \geq 0.7$ 、黒丸印は  $V_{sfc}/V_{900mb} \leq 0.55$ 、×印はそれらの中間値である。

第8図(上)は降水日について同じ関係を示す。ただし縦軸は当日の降水量である。降水日における地上の異常強風の発生は36回中の4回である。それに対し無降水日(下図)では、日出時刻が6時以前(3～10月)の条件で36回中に13回ある。日射量が多くなれば地上の異常強風の頻度は高く50%以上になる。つまり図の右下範囲ほど白丸印が多い。図の右下範囲に混在している白丸印と黒丸印は、さらに、上空での暖気または冷気流入の大きさと分離されることが次項で明らかにされる。

### 3.2. 上空での暖気または冷気流入の効果

3～10月の仙台の無降水日について、上空への暖気または冷気の流入が風速比  $V_{sfc}/V_{900mb}$  にどう影響するかを調べるために、気温上昇量を

$$\text{Adv.} = \frac{3(T_{21\text{hr}} - T_{9\text{hr}})_{850\text{mb}}}{12}$$

によって定義する。ただし  $T_{21\text{hr}}$  と  $T_{9\text{hr}}$  は850 mb 気圧面の21時と9時の気温である。

日射量および上空の気温上昇量を3時間単位にしたのは定常観測や天気図作成の時間間隔に等しくするほか、不安定大気境界層の追従時間の目安が3時間であることによる(近藤, 1982, p. 33およびp. 147参照)。

第9図は地上の3時間積算日射量と上空での気温上昇

量の大きさで分類した、地上の異常強風(白丸印)とそうでない場合(黒丸印)の分布で、記号の仕分けは前図と同じである。図によれば、日射量が少ない時でも上空が冷気流入(図の下のほう)であれば大気境界層は不安定化を起し易いので地上は異常強風になる。逆に強い日射があっても上空が暖気流入(図の上のほう)であれば不安定化は緩和され、地上は異常強風になりにくい。白丸印にプラス印を付けたのは火災日4月27日である。この日は日射による地面からの加熱に加えて上空での冷気流入が大気不安定化に拍車をかけている。

図中に入れた斜め実線の傾きは $1^{\circ}\text{C}$ の冷気流入が日射量 $S$ で $2\text{MJm}^{-2}$ だけ少なくてよい事を表している。その物理的解釈は次のとおり。地表面アルビードを $r=0.15$ 、雲の多少ある晴天日中の正味赤外大気放射量を $L_{\text{net}}=0.25\text{MJm}^{-2}\text{hr}^{-1}$ とすれば、3時間の積算正味放射量は

$$\begin{aligned} R_{\text{net}} &= S(1-r) - L_{\text{net}} \\ &= 2 \times 0.85 - 3 \times 0.25 \\ &= 0.95\text{MJm}^{-2} \end{aligned}$$

地面が乾いた場合を想定し、 $R_{\text{net}}$ の80%が顕熱に変換されるとすれば、顕熱は $H=0.8 \times 0.95=0.76\text{MJm}^{-2}$ になる。この熱は約760mの厚さの大気を $1^{\circ}\text{C}$ 升温させるエネルギーに等しい。つまり大気を不安定化させる点では、下層を $1^{\circ}\text{C}$ 升温させる事は相対的に上空を冷気流入によって $1^{\circ}\text{C}$ 冷却させる事に等しいと考える。

補足として、仙台の15時の資料によれば $V_{900\text{mb}} \geq 10\text{ms}^{-1}$ の頻度は年間28%であり、地上の異常強風( $V_{900\text{mb}} \geq 10\text{ms}^{-1}$ ,  $V_{\text{sfc}}/V_{900\text{mb}} \geq 0.7$ )の頻度は年間3%(約10日)程度である。なお、冬季は $V_{\text{sfc}}/V_{900\text{mb}}$ の値が小さくても、 $V_{900\text{mb}}$ が大きいため地上風速 $V_{\text{sfc}}$ それ自体は大きくなる。防災上の注意は、春季に予想外の地上強風が発生する( $V_{\text{sfc}}/V_{900\text{mb}}$ が大きくなる)事である。

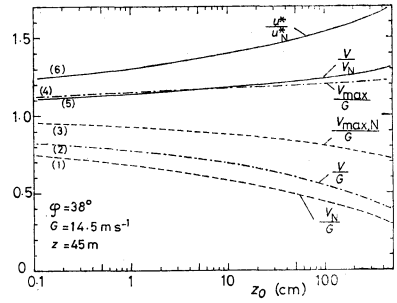
#### 4. 理論的な関係

これまでは主として仙台のデータを解析したが異常強風の強さは地表面粗度 $z_0$ によってどうなるかを検討しよう。

##### 4.1. 中立時の風速

上空の風速 $G$ (地衡風とみなす)と高度 $z$ の風速 $V$ (以後 $V_{\text{sfc}}$ を $V$ と書く)との関係は次のロスビー数相似則で表される(竹内, 1981; 近藤, 1982, 参照)。

$$\ln \frac{G}{fz_0} = A - \ln C_g + \left( \frac{k^2}{C_g^2} - B^2 \right)^{1/2} \quad (1)$$



第10図 地表面粗度 $z_0$ の関数としての(1)中立時の地衡風速 $G$ に対する地上風速の比、(2)同、不安定時、(3)中立時の最大瞬間風速の $G$ に対する比、(4)同、弱不安定時、(5)中立時と弱不安定時の風速の比、(6)中立時と弱不安定時の摩擦速度の比( $\phi=38^{\circ}$ ,  $G=14.5\text{ms}^{-1}$ ,  $z=45\text{m}$ の場合)。

ただし $C_g \equiv u^*/G$ ,  $u^*$ は地表面摩擦速度、 $f=2\omega \cos \phi$ はコリオリ因子、 $A$ と $B$ は普遍定数で中立時に $A \approx 1.5$ ,  $B \approx 4$ 。一方、接地気層の風速は、中立時に添字 $N$ を付けて

$$\frac{V_N}{G} = \frac{u^*}{G} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2)$$

上の2式から $V_N$ と $G$ との関係が求まる(計算例は近藤・山沢, 1983, 参照)。

地上風の一般的な振る舞いを調べるために、例として緯度 $\phi=38^{\circ}$ (東北地方)、 $z=45\text{m}$ ,  $G=14.5\text{m}$ の場合の $V_N/G$ と $z_0$ との関係を第10図に破線(1)で示した。図によれば、地表面粗度 $z_0$ が大きくなれば $V_N/G$ は小さくなる。

注意:ここで定義する風速計の有効地上高 $z$ とは真の地上高 $z'$ ではなく、ゼロ面変位 $d$ を修正した $z=z'-d$ である。 $d$ は地表粗度物体の高さ $h$ やその配列密度による。作物などでは $d \approx 0.8h$ 、疎な配列で $d \rightarrow 0$ になる(近藤, 1981, p.146)。

##### 4.2. 不安定時の風速

詳細説明は省略し、必要最低限の筋道のみを述べる。さて、式(1)の $A$ と $B$ は安定度 $\mu$ の関数である、ただし

$$\mu = \frac{ku^*}{fL}, \quad L = -\frac{C_D \rho T u^{*3}}{k_g H} \quad (3)$$

$\mu$ は大気境界層全層の安定度、 $L$ は接地気層の安定度(竹内, 1981; 近藤, 1982)。

仙台では $f=0.90 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ であり、今回調べている

15 箇月間晴天日中の平均的条件では  $u^*/G \approx 0.05$ ,  $G \approx 12 \text{ ms}^{-1}$ , 顕熱  $H \approx 4 \text{ MJm}^{-2} (3 \text{ hr})^{-1} = 0.009 \text{ lys}^{-1}$  程度とみなしてよい。すると  $u^* = 0.6 \text{ ms}^{-1}$  で  $ku^*/f = 2.7 \text{ km}$  になる。一方、式(3)から  $L = -51 \text{ m}$  になる。したがって  $\mu \approx -50$ 。

それゆえ地上の異常強風の出現限界付近(弱不安定条件と呼ぶ)として安定度を  $\mu \approx -50$  に固定して考える。その際、 $L$  は風速によって変化するので式(3)の  $L = ku^*/f\mu$  から求める。また接地気層内の風速鉛直分布は式(3)に代わって、不安定時の式を用いる(Kondo, 1975, 式51参照)。 $\mu = -50$  の時の値  $A=4$ ,  $B=1.5$  (近藤, 1982, p.114)を用いて、式(1)から  $G/fz_0$  の関数として  $u^*/G$  を求め、中立時と同様な手続きで不安定時の  $V/G$  と  $z_0$  との関係、その他の関係を得る。

第10図の鎖線(2)は弱不安定時の  $V/G$  であり、実線(5)は弱不安定時風速と中立時風速の比  $V/V_N$  である。

仙台管区気象台の風速計地上高度は  $52 \text{ m}$  であるが、近藤・山沢(1983)によれば風速計の有効地上高は  $z = 45 \text{ m}$  (ゼロ面変位  $d = 7 \text{ m}$ ) で地表面粗度は  $z_0 = 1.2 \text{ m}$  である。この値を用いると、 $G = 14.5 \text{ m s}^{-1}$  の場合、弱不安定時の  $V/G = 0.54$  になる。 $G$  を変化させた計算結果が第7図(b)の鎖線である。

第10図実線(5)によれば、中立時に対する不安定時の風速比は粗度  $z_0$  と共に増加する。近藤・山沢(1983)によれば平坦水田地帯で  $z_0 \approx 2 \text{ cm}$ , 樹木や家屋が散在する地方村落では  $z_0$  は  $40 \text{ cm}$  程度である。

地上風の最大瞬間風速  $V_{\max}$  は乱流強度から見積もることができる。詳細は続報で述べることとし、その結果のみを第10図に示した。破線(3)は中立時の  $V_{\max, N}/G$ , 鎖線(4)は弱不安定時の  $V_{\max}/G$  である。

以上、検討した不安定時とは日中の平均的な安定度(弱不安定)の場合、つまり地上の異常強風出現限界付

近である。極端な場合の地上風速の増加の比率は第10図で示した値より大きくなる事に注意のこと。

## 5. あとがき

(1) 上空が強風で、日射が強く、地面が乾燥しているとき下層大気は不安定となり、地上は強風になり易い。地上の異常強風発生予知の目安は3~10月で、上空の風速  $\geq 10 \text{ ms}^{-1}$ , 3時間積算日射量  $\geq 6 \text{ MJm}^{-2}$ , 無降水日、前日降水量  $10 \text{ mm}$  以下の時である。

(2) 異常強風時、仙台管区気象台地上風速(高度  $52 \text{ m}$ )は  $7 \text{ ms}^{-1}$  以上になる。異常強風でない中立成層時に地上風が  $7 \text{ ms}^{-1}$  以上になるのは上空の風速が  $15 \text{ ms}^{-1}$  以上の時である。

(3)  $850 \text{ mb}$  面天気図で、日中に冷氣流入が予想されるときは日射量が少なくとも異常強風になり易い。なお、仙台管区気象台の場合、地上風速と上空の風速との比が  $V_{\text{sfc}}/V_{900\text{mb}} \geq 0.7$  を異常強風とした。

## 文献

- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Met.* **9**, 91-112.
- 近藤純正, 1981: いろいろな粗度をもつ境界層(竹内・近藤著: 大気科学講座第1巻の第6章), 東大出版会, 138-165.
- , 1982: 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219pp.
- ・山沢弘実, 1983: 局地風と現実的複雑地表面の粗度, *天気*, **30**, 553-561.
- 仙台管区気象台, 1983: 災害時気象速報, 昭和58年4月27日の強風異常乾燥下における東北地方各地の火災, 仙台管区気象台災害時自然現象報告書1983年第1号, 昭和58年5月2日発行, 10pp.
- 竹内清秀, 1981: 接地層の構造, エクマン層の構造(竹内・近藤著: 大気科学講座第1巻の第1章と第2章), 東大出版会, 1-70.