

冬の日本海低気圧時における 関東平野の地上風系の日変化性*

藤部 文 昭**

要 旨

12～2月を対象にして日本海低気圧通過時の関東平野の地上風系を調べ、その総観場への依存性と日変化性(時刻依存性)の量的把握を試みた。関東平野の地上風系は南部の強南西風域と北部の弱風域とに分かれ、強南西風域は気圧傾度が強いほど(低気圧が強いほど)内陸深くまで及ぶ。また、強南西風域は昼間のほうが夜間よりも広い範囲に及ぶ傾向があり、このため低気圧の通過時刻によって地上風系の振舞は異なる。一方、北部の弱風域内では気温の日変化が著しく、山谷風の性格を持つ風向変化が現れる。

1. はじめに

関東平野に低気圧が近づき、沿岸域で東～南風が吹くとき、内陸は無風ないし弱い北風のもとで低温域(冷氣層)になり、両域の境に数°Cの気温差を持つメソ前線が現れることがある(藤部, 1990, 1992, 1993; Fujibe, 1990, 1992)。これらの冷氣層やメソ前線は必ずしも定常ではなく、低気圧の接近時には東～南風域が風速を増しつつ内陸へ広がり、メソ前線は温暖前線として内陸へ侵入する。また、東～南風域は昼間に内陸へ広がる傾向があり、従ってメソ前線の侵入は明け方～正午ごろに多い。このように、低気圧通過時の関東平野の地上風系は、総観場の時間変化と地表面温度の日変化との双方に応答して刻々変化し、その振舞は低気圧の位置や強さだけでなく通過時刻によっても異なる。

中でも、日本海低気圧の通過時には関東平野は晴れか薄曇りのことが多く、風系の日変化性(時刻依存性)が明瞭に現れる。南高北低の気圧分布が長時間続く場合には、南風域の消長が1日周期で規則的に現れること

があり(Fujibe, 1990の Figs. 11～13)、そうでない場合でも、関東南部～中部の地域では明け方までの弱風・低温状態から強い南風の吹く高温状態への急変がよく経験される(藤部, 1993の Figs. 3, 4)。これらの変化は、地上風の推移だけを見ると海風前線の通過のようであるが、気温分布は海風時とは逆(海側が高温)であり、風の立体構造は海風循環とは全く違って、薄い冷氣層の上を強南風が吹き上がる状態になっている。

日本海低気圧時の地上風系はこれまでにいろいろな視点から取り上げられてきた(杉浦, 1974; 山本, 1984; 中山・栗山, 1988; 下形ら, 1991; 水野ら, 1993ほか多数)が、その多くは事例解析であり、対象となった低気圧の強さや通過時刻はそれぞれ異なるため、風系の日変化性に対する認識は薄い。一方、統計的調査においては、しばしば風系の日変化性が指摘されてきた(Fujibe, 1990, 1992; 東京管区気象台, 1993)。今回は、地上風系の総観場への依存性と日変化性の両面をより定量的に把握することを目的として、12～2月を対象とした統計解析を行った。

2. 資料と解析方法

2.1 資料

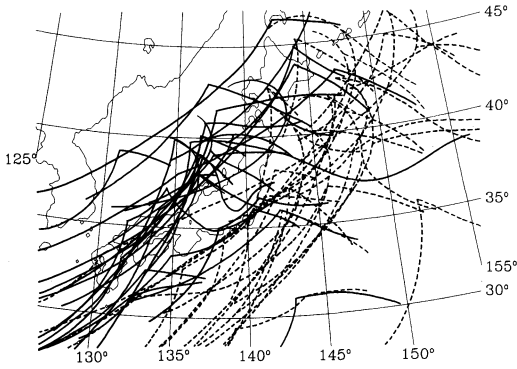
1961～92年の気象官署資料と1979～92年のアメダス資料を使った。関東平野のアメダス地点については、1978年以前の風・気温の値を気象官署の値から推定し

* Diurnal variability of surface wind fields in the Kanto plain during the passage of lows in the Sea of Japan in winter.

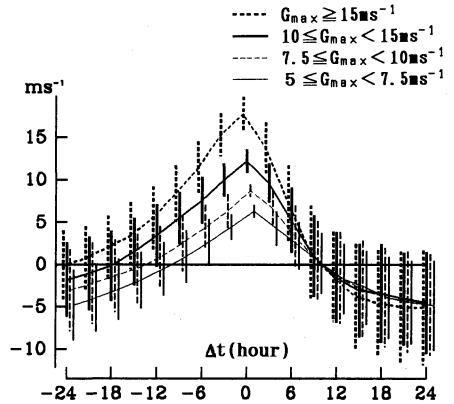
** Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部,

—1994年1月20日受領—

—1994年3月18日受理—



第1図 Δt=0 (実線) および Δt=12時間 (破線) の地上前線位置. 対象は1971~92年の12~2月に, $G_{max} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$ で, $t_0=09$ または 21 JST であった18例.



第2図 G_{245} の時間変化 (G_{max} のランク別). 縦棒は標準偏差.

た (付録1参照). 従って, 統計期間は一部の図 (第1図, 第3図b, c および第11図) を除いて1961~92年である.

2.2 対象事例の選定と記号の定義

本州中部の気圧傾度を小名浜・輪島・八丈島・潮岬の海面気圧に最小2乗法で平面を当てはめて計算し, 地衡風で表した (G^* と表す). G^* には振幅 0.5 ms^{-1} 程度の半日周期変化が見られる (これは関東~九州の各地域でほぼ同位相・同振幅で認められるので, 大気潮汐に類する現象であろうと考えられる) ので, これを除くために G^* の32年平均値の日変化成分 (月別値; ただし平滑化のため, 連続する3か月に1:2:1の重みをかけて平均した値を使った) を G^* から差し引いた (これを G と表す).

日本海低気圧通過時の条件は, 以下の3点とした.

- ① G の 245° 成分 (G_{245}) が 5 ms^{-1} 以上の極大値を持つ.
- ② その際の G の風向が $220 \sim 270^\circ$ の範囲にある.
- ③ その前後それぞれ24時間以内にこの極大値を上回る G_{245} 値がない.

著者が調べた限りでは, 強い日本海低気圧の事例は例外なくこの3条件を満たす.

以後, G_{245} の極大値を G_{max} , その時刻を t_0 と表し, t_0 との時間差を Δt と表す. G_{max} は低気圧の強さに対応し, Δt は低気圧の位置にほぼ対応するので, これらは総観場の指標になる. 一方, t_0 は低気圧が何時に最接近したかを表すので, 日変化性 (時刻依存性) を調べる際の指標となる. なお, 実際の時刻 t_j は $t_j = t_0 + \Delta t$ で与えられることに注意してほしい (例えば $t_0 = 15$

JST である事例において, $\Delta t = 6$ 時間は $t_j = 21$ JST である. また第5図では縦軸が t_0 , 横軸が Δt であるため, 等 t_j 線は斜め 45° の線になる).

地上風の解析においては, 東西・南北成分をそれぞれ u, v と表記する.

2.3 総観場の概況

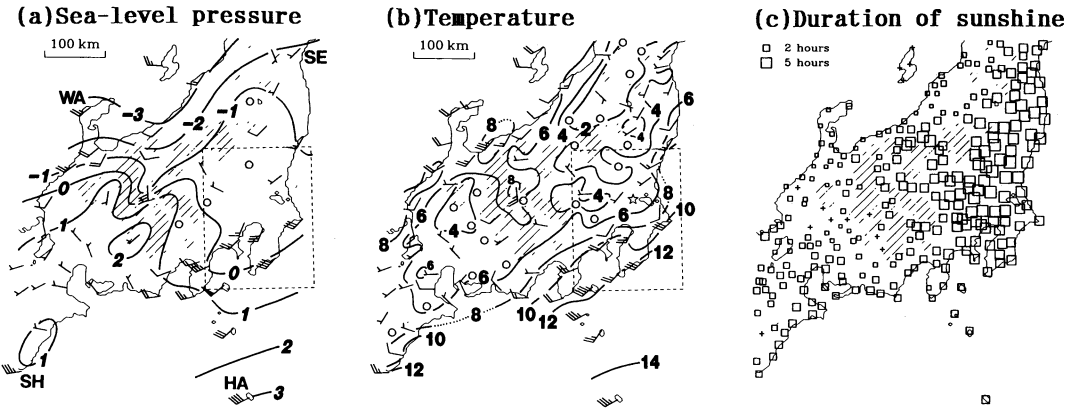
第1図は印刷天気図 (気象庁, 月刊) に描かれた $\Delta t = 0$ および $\Delta t = 12$ 時間の地上前線位置を示す. $\Delta t = 0$ には, 低気圧中心 (前線の屈曲点) そのものは日本海南部から北海道付近までバラつくが, 寒冷前線は多くの場合に北陸沿岸~中国・四国~南九州に描かれている (ただし本州南岸に二次的な前線が描かれている事例もある). $\Delta t = 12$ 時間には, 寒冷前線は関東の東に抜けている例が多い.

第2図は G_{245} の時間変化を示す. G_{245} は比較的ゆっくり増加したあと急減する傾向がある. これは, 低気圧が近づく際には南高北低の気圧傾度が徐々に強まり, 低気圧の通過後は寒冷前線通過とともに急速に西高東低の気圧分布に戻ることを表す.

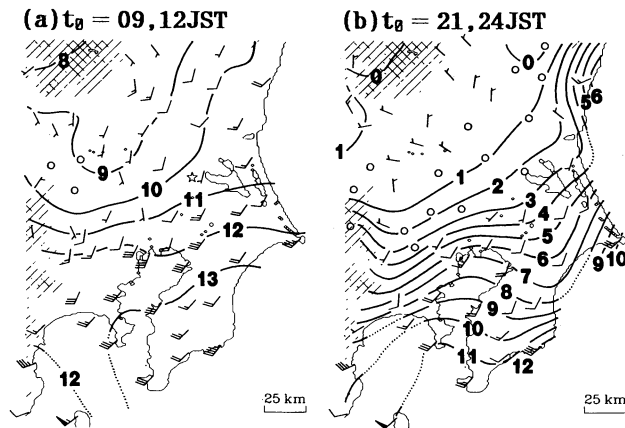
3. $10 \leq G_{max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ における風系の特徴

$G_{max} \geq 15 \text{ ms}^{-1}$ のランクは事例数が少ないので, まず $10 \leq G_{max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ の場合を取り上げる. 地上気温はすべて, $0.5^\circ\text{C}/(100 \text{ m})$ の減率で高さ補正をした後, 1日2回の館野のゾンデ観測のうちで t_0 に最も近い時刻 ($t_0 = 03 \sim 12$ JST なら 0830 JST, $t_0 = 15 \sim 24$ JST なら 2030 JST) の 850 hPa 気温からの偏差で表されている.

3.1 本州中部の概況



第3図 $\Delta t = 3$ 時間におけるコンポジット場 ($10 \leq G_{max} < 15 \text{ ms}^{-1}$). 気圧は仙台 (SE)・輪島 (WA)・八丈島 (HA)・潮岬 (SH) の平均気圧からの差を hPa 単位で示し, 気温は館野の 850 hPa 気温からの差に $0.5^\circ\text{C}/(100 \text{ m})$ の高さ補正をした値を $^\circ\text{C}$ 単位で示す. 日照は□の面積が24時間当たりの時間を表し (+は0.5時間未満), 風は長い羽根が 2 ms^{-1} , 旗が 10 ms^{-1} を示す (○は 0.5 ms^{-1} 未満). いずれも3.3節で定義する p_0 成分で, 統計期間は(a)は1961~92年 (70例), (b) (c)は1979~92年 (27例). 各図の斜線部は海拔高度 1200 m 以上の領域で, (b)の☆は館野. (a) (b)の破線枠は第4図以降の地図の範囲.

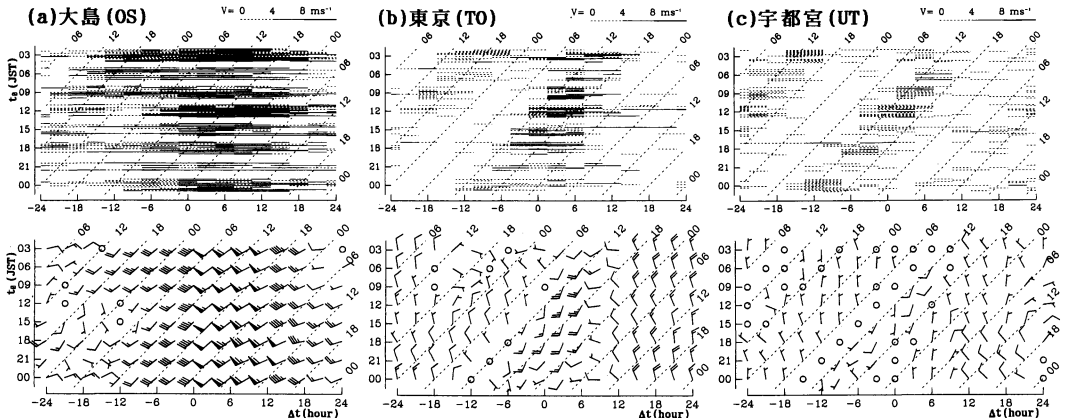


第4図 (a) $t_0 = 09$ または 12 JST の21例と(b) $t_0 = 21$ または 24 JST の14例における $\Delta t = 3$ 時間の風・気温分布 ($10 \leq G_{max} < 15 \text{ ms}^{-1}$). 記号は第3図と同じ. 斜線部は海拔高度 600 m 以上, 2重斜線は 1200 m 以上の領域で, (a)の☆は館野.

第3図は $\Delta t = 3$ 時間における本州中部の気圧・気温・風・日照分布を示す. $\Delta t = 3$ 時間というのは, 関東平野の南西風の最盛期に近い時間である (第5図, 第7図). 八丈島と輪島の間には 5.8 hPa の気圧差があるが, 本州付近の気圧傾度は一様ではなく, 中部山岳の南西側に高圧部がある. 気温は伊豆諸島~関東南岸では $12 \sim 14^\circ\text{C}$ (館野 850 hPa からの偏差; 以下同様) であるのに対して北陸沿岸では $7 \sim 8^\circ\text{C}$ であり, 基本場に $1^\circ\text{C}/(100 \text{ km})$ 程度の気温勾配があることが推察

できる. 一方, 内陸には 4°C 以下の低温・弱風域があり, 関東平野には $10^\circ\text{C}/(100 \text{ km})$ 近い気温勾配がある. 低温・弱風域は関東だけでなく各内陸盆地に現れるが, 松本盆地は $5 \sim 6 \text{ ms}^{-1}$ の南風のもとで 8°C の高温状態になり, 気圧は局所的に低く, 山越え気流の状態になっている.

日照は中部山岳の西側~北陸では 2 時間/日であるのに対し, 関東~東北の太平洋側では $5 \sim 6$ 時間/日であり, 日本海低気圧時の関東の晴れ傾向が再確認され



第5図 名地点の風の時間変化 ($10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$, 70例). 上段は各事例を t_0 時刻ごとに区分けしてそれぞれの $v > 0$ 期間を描いたもの (線が重ならないよう, t_0 を同じくする事例同士を少しずつ上下にずらしてある), 下段は風ベクトルを t_0 ごとにコンポジットしたもの. なお斜め 45° の点線は等実時刻線 ($t_j = t_0 + \Delta t$ が一定の線) を示す.

る.

3.2 関東平野の風系の時刻依存性

第4図は, (a) $t_0 = 09$ または 12 JST の事例と (b) $t_0 = 21$ または 24 JST の事例について, $\Delta t = 3$ 時間 (従って実時刻は $t_j = 12 \cdot 15$ JST と $00 \cdot 03$ JST であり, それぞれ低気圧が昼間と夜間に通る場合に対応する) における関東平野の風・気温分布を比べたものである. 大島～房総南岸では (a) (b) ととも数 $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ の南西風が吹き, 気温は (a) が $12 \sim 13^\circ\text{C}$, (b) が $10 \sim 12^\circ\text{C}$ で, 昼夜の差は $1 \sim 2^\circ\text{C}$ である. しかし, 内陸では (a) では南風になっているのに対して (b) では北西風が吹き, 気温は (a) よりも $8 \sim 9^\circ\text{C}$ 低い. また, 東京湾沿岸では (b) は (a) に比べて南西風がかなり弱い.

個々の事例を見ると, 夜間は南岸の南西風・高温域と内陸の弱風・低温域の境がシャープなメソ前線を成すのに対し, 昼間は幅の広いシアゾーンになる傾向がある. 第4図における東京湾付近の南西風速の昼夜差は, メソ前線の位置とシャープさの違いを反映する.

第5図は大島・東京・宇都宮の南風 ($v > 0$ の状態) 発現状況を時系列で示したものである. 大島では低気圧接近前 ($\Delta t \leq -6$ 時間) には南西風が主として午後だけに現れる. しかし, この南西風は低気圧が近づくにつれて強まり, ピーク時 ($\Delta t = 3 \sim 9$ 時間) になると日変化性はほとんどなくなる.

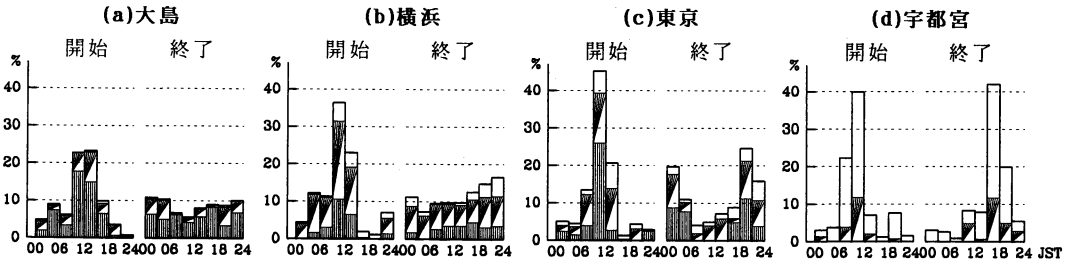
東京でも, 低気圧接近に先立って南風が午後に現れる. そして大島と違い, 低気圧の最接近時になっても風の日変化性が持続し, 南風は夜間～朝よりも午後に

現れやすく風速も大きい. この結果, t_0 が昼間になる事例では, 南風は明け方 ($\Delta t \sim 0$) 以降に吹き始めて正午過ぎに強まった後, 夕方 ($\Delta t \sim 9$ 時間) に止むことが多いのに対し, t_0 が夜間になる事例では, 昼間のうち ($\Delta t \leq -6$ 時間) から弱い南風が吹き始めて夜半～明け方 ($\Delta t \sim 0$) に一時的に途切れつつ次の午後 ($\Delta t \sim 12$ 時間) まで続く場合が目立つ. このように, 低気圧が昼間に通るか夜間に通るかで, 東京の風の吹きかたには大きな違いがある.

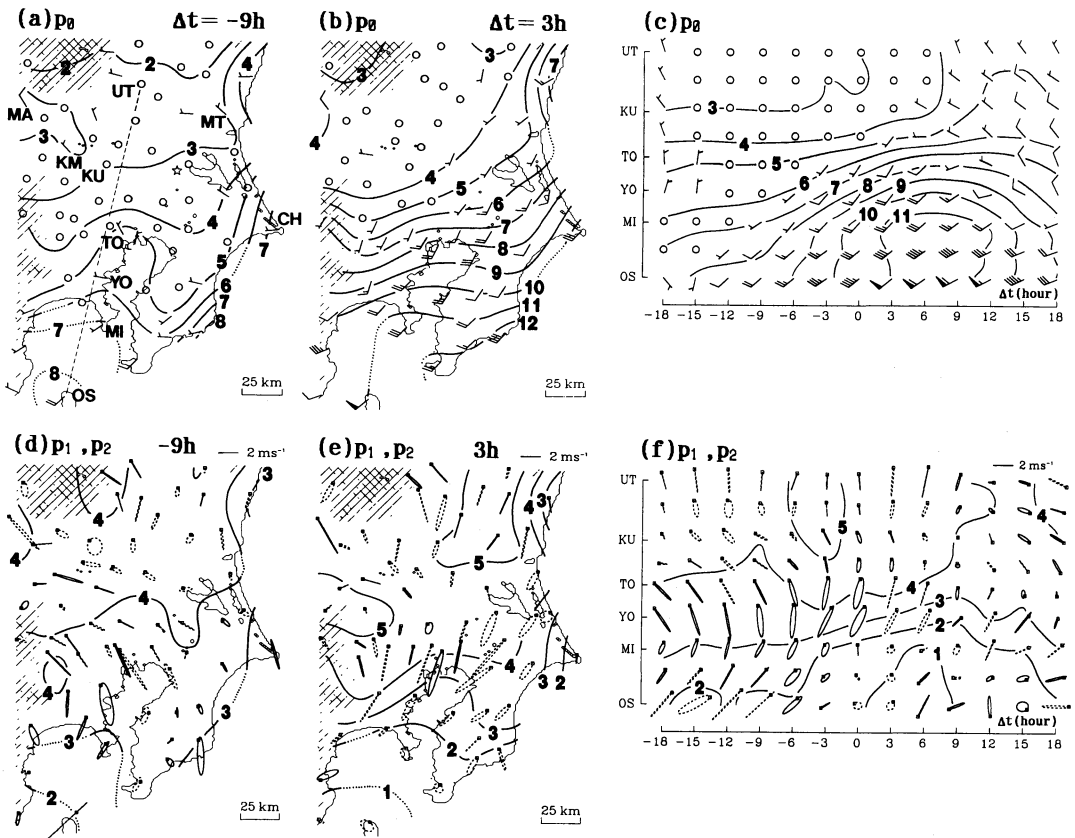
なお, 低気圧接近に先立って午後に吹く弱い南～南西風は, 見かけ上は海風のようなものであるが, 海陸の温度差によって励起される真の海風であるとは言い切れない. 関東平野では, 南高北低の気圧場のもとで“海面水温が陸上より高いのに海風のような風系が生ずる現象” (Onishi and Bando, 1988) や“陸上の昇温につれて一般風としての南風が吹き込む現象” (藤部, 1993) など, 海風と似て非な風系が認められており, 見かけの“海風”が統計的には暖気移流を伴うことも指摘されている (渡辺, 1981). ここでは取りあえず, 上記の南～南西風を“海風類似の風”と表現しておく.

宇都宮では, 南風は t_0 にはほとんど関係なく $09 \sim 12$ JST に吹き始めて 18 JST 前後に終わり, この間に $v \geq 4 \text{ ms}^{-1}$ になることはほとんどない. 宇都宮は低気圧が接近する間は終始弱風域内にあり, 上記の南風の消長は, 山谷風の性格を持つと考えられる.

第6図は, 南風 ($v > 0$ の状態) の開始・終了度数の時間帯別ヒストグラムを示す (付録2参照). 大島で



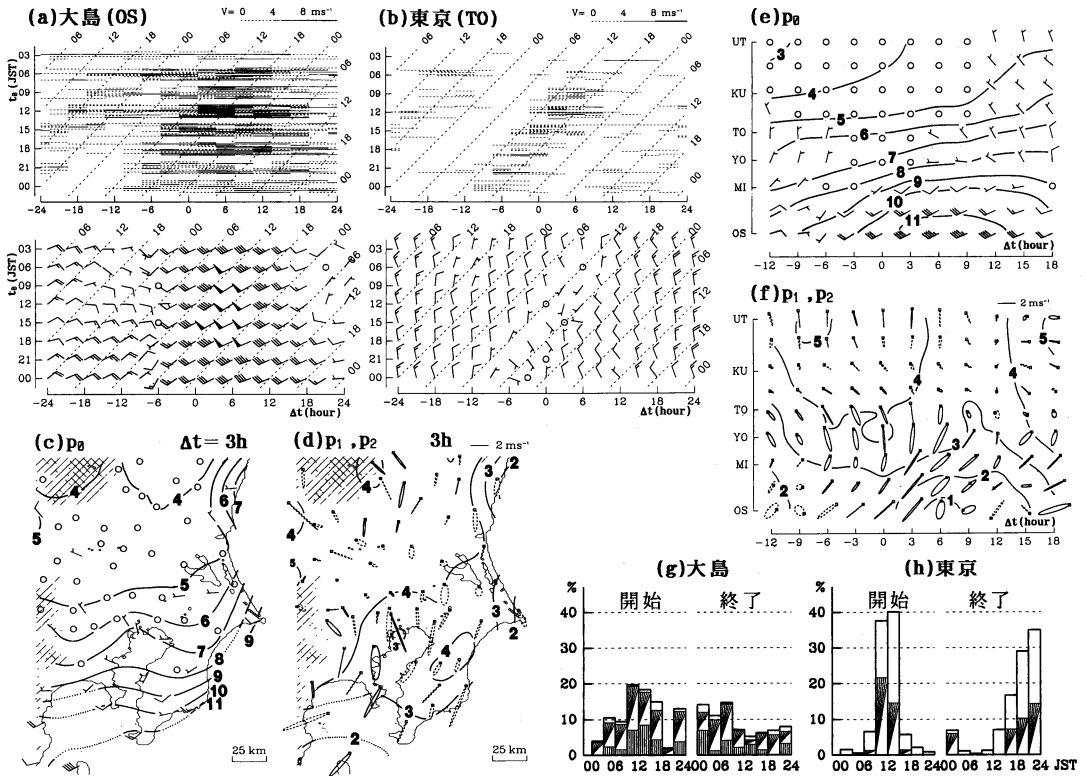
第6図 南風 ($v > 0$) 開始・終了度数の時間帯別ヒストグラム ($10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$, 70例). v の最大値に応じてグラフを塗り分けた (白は 4 ms^{-1} 未満, 半塗りは $4 \sim 8 \text{ ms}^{-1}$, 全塗りは 8 ms^{-1} 以上). なお, 終始 $v \leq 0$ であった事例が, 東京と宇都宮で1つずつある.



第7図 風・気温について求めた p_0, p_1, p_2 の分布 ($\Delta t = -9$ 時間および $\Delta t = 3$ 時間) と, その大島一宇都宮線上における $-18 \leq \Delta t \leq 18$ 時間の Δt 変化. 記号は p_0 については第3図と同じ. p_1 と p_2 は, 風については t_j 依存性を楕円で表し (実線は時計回り, 点線は反時計回りで, \square は 15 JST の位置), 気温については 15 JST の値 ($= -(p_1 + p_2) \div \sqrt{2}$) を等値線で示す. (a) の地点名は OS = 大島, MI = 三浦, YO = 横浜, TO = 東京, KU = 久喜, UT = 宇都宮, CH = 銚子, KM = 熊谷, MT = 水戸, MA = 前橋で, (c) (f) ではこれらが大島一宇都宮線上に投影した位置を示す.

は南風開始は 09~15 JST に多く (全体の45%), 低気圧接近に先立つ海風類似的な南風がその後の強い南西風に移行する傾向が反映されている. この傾向は東京湾

沿岸ではさらに顕著で, 横浜・東京では南風開始度数全体の80%が 06~15 JST に集中する. また, 第5図では不明瞭であったが, 東京では南風の終了時刻にも



第8図 $5 \leq G_{max} < 7.5 \text{ ms}^{-1}$ の場合の結果(78例)。(a)(b)は第5図, (c)~(f)は第7図(b)(c)(e)(f), (g)(h)は第6図に対応。なお(h)では、終始 $v \leq 0$ であった事例が11例ある。

偏りがあり、終了度数の70%は18~06 JSTに属する。宇都宮では、正午前の南風開始と18 JST前後の終了のピークが明らかである。

3.3 周期分析から見た風系の特徴

以上の所見をより定量的に押さえるため、周期性を取り入れたコンポジット解析によって各気象要素の総観場依存性と日変化性とを分離し、それぞれの特徴を観察する。

第5図は風の Δt (横軸) と時刻 t_j (斜軸) への依存性を表したものと見なせる。このうち、 t_j への依存性を三角関数で表現すれば、

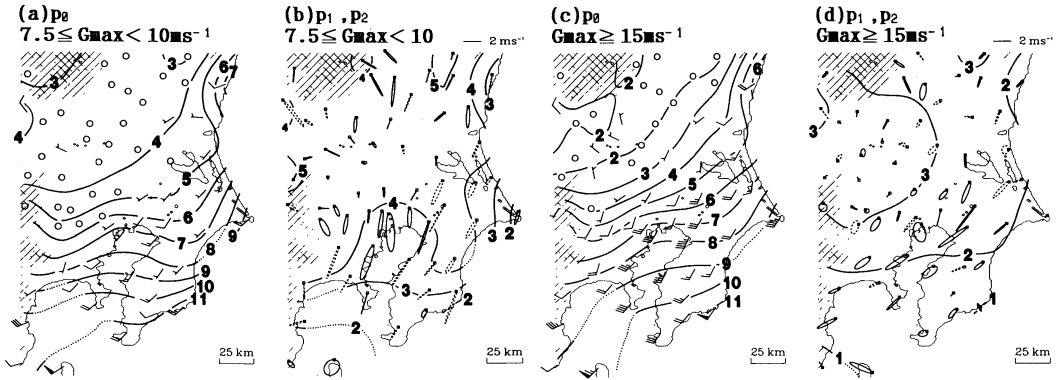
$$p(\Delta t, t_j) = p_0(\Delta t) + p_1(\Delta t) \cos \Omega t_j + p_2(\Delta t) \sin \Omega t_j + \text{高周波項}$$

と書ける (P は風の u または v 成分, $\Omega = 2\pi / (24 \text{ 時間})$)。 p_0 は Δt 時点における“日変化性を除いた(平均化した)状態”を、 p_1 と p_2 は“日変化性の振幅と位相”を表す。これらの Δt 変化を見ることにより、風系の特性が低気圧の接近し通過するまでにどう変化

するかを概観できる。 $p_0 \sim p_2$ は各事例の観測値に最小2乗法を当てはめることによって、地点ごとに計算することができる。風以外の気象要素に対しても同じ解析ができる。

第7図(a)~(c)は、風 (u, v 成分) と気温の p_0 値について、 $\Delta t = -9$ 時間および $\Delta t = 3$ 時間における分布と、大島-宇都宮線上の Δt 変化を示す。 $\Delta t = -9$ 時間には、南岸を除いて日平均風はほぼ無風である(a)が、その後は南西風域は気温上昇を伴いつつ南岸から北へ広がる(c)。南西風の範囲と風速は $\Delta t = 3 \sim 9$ 時間に最大となり、東京付近まで風速 2 ms^{-1} 以上・気温偏差 8°C 以上の領域にはいる(b)。この間、内陸域は無風状態が続く、気温もほとんど上昇しないので、強南西風域との間にメソ前線が顕在化する。

南西風域の後退期の状況は拡大期のほぼ逆であるが、 $\Delta t = 12$ 時間ごろから北部で北西風が吹き始め、その際に一時的な昇温があるのが注目される。これは、北西風の吹き出しに伴う冷気層の解消に対応すると考えられるもので、これまでにししばしば指摘されてきた



第9図 $7.5 \leq G_{\max} < 10 \text{ ms}^{-1}$ (70例) および $G_{\max} \geq 15 \text{ ms}^{-1}$ (40例) の $\Delta t = 3$ 時間における p_0, p_1, p_2 の分布。

特徴である (Fujibe (1992) の WNW front もこれに類する)。

第7図(d)~(f)は p_1 と p_2 の分布と Δt 変化を示す。これらの図では、風の日変化性 ($p_1(\Delta t) \cos \Omega t_j + p_2(\Delta t) \sin \Omega t_j$ で表される u と v の t_j 依存性) を楕円で示し、気温については 15 JST の値 ($= -(p_1 + p_2) / \sqrt{2}$) を等値線で示してある。 $\Delta t = -9$ 時間(d)には風の日変化性が広範囲に現れ、その方向は南岸では南西風が、それ以外では南東~南風が 15 JST ごろに強い形をとる。この時点では、まだ南西風の範囲は南岸に限られるので、風の日変化性は見かけ上は海陸風・山谷風の様相を持つ。南西風域が広がるにつれて、南岸では気温の日変化の振幅が極端に小さくなり、 $\Delta t = 3$ 時間(e)には振幅 1°C 程度になって風の日変化性も弱まる。しかし北部では、気温は 4°C 以上の振幅を保ち、振幅 1 ms^{-1} 程度の風の日変化性が持続する。この時点で風の日変化性が最も著しいのは東京湾北岸~霞ヶ浦であり、振幅が 2 ms^{-1} を超える地点もある。この地域は強南西風域と弱風域との境であり(b)、第4図や第5図の所見と合わせ考えると、大きな日変化性は強南西風の範囲の昼夜差(昼間のほうが広範囲)を表現していることが分かる。

$\Delta t = 3$ 時間を過ぎると北部の風の日変化性は弱まり、 $\Delta t = 12$ 時間以降は午後には北西風が強まるような日変化が現れる。これは接地境界層の安定度の日変化による風速変化を表している。なおこの効果は、強南西風域においても潜在的に働き、昼間の風速を増す一因になっていると考えられる。

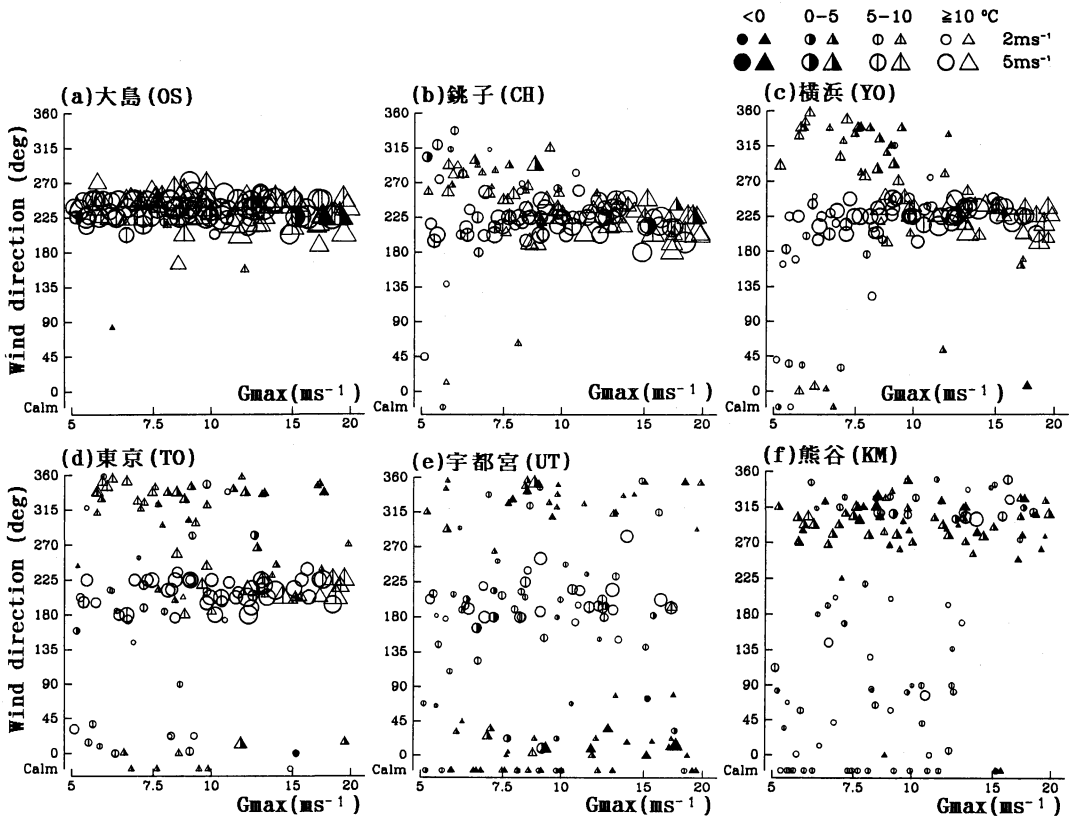
4. 気圧傾度と風系との関係

第8図は $5 \leq G_{\max} < 7.5 \text{ ms}^{-1}$ の場合の結果を示す。(c)および(e)から分かるように、強南西風域は最も広がった段階 ($\Delta t = 3 \sim 9$ 時間) でも南岸に限られる。しかし、大島では日平均 (p_0) で最大 10 ms^{-1} 近い南西風が吹き(a)、その風速は $10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ の場合に比べて $2 \sim 3$ 割しか変わらない。このように、 G_{\max} の違いは南西風の強さよりもその範囲に反映される。

東京を含め平野の大部分では、弱風状態のもとで午後には風向が南寄りになり、海陸風類似の日変化が現れる(b, d, f および h)。一方、大島では①南西風のピークが午後に現れやすく、このため t_0 が昼間になる事例のほうが強い風が吹く傾向と、②南風終了時刻が夜半~明け方に多い傾向が見られる(a, g)。これらは $10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ の場合には東京湾北部で見られる特徴であり、それが今度は南岸にずれて現れている。

第9図は他の2段階についての結果を示す。 $7.5 \leq G_{\max} < 10 \text{ ms}^{-1}$ の状況は $10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ と $5 \leq G_{\max} < 7.5 \text{ ms}^{-1}$ の中間で、強南西風の北限は東京湾中部付近にある。そして、東京湾中~北部が風の日変化の最も大きい地域になる。 $G_{\max} \geq 15 \text{ ms}^{-1}$ の状況は、 p_0 については $10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ の場合と大差なく、それに比べて強南西風域がやや北へ広がる程度である。また、図は略すが $10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ の場合と同様、東京では南風の開始が 09~12 JST に集中する(全体の50%)。しかし、南西風の最盛期 ($\Delta t = 3 \sim 9$ 時間) には風の日変化は全体に弱まり、内陸域の山谷風の範囲も狭まる。

以上のまとめを兼ねて、各地点の風向風速と G_{\max} との関係、 $t_0 = 09$ または 12 JST の場合と $t_0 = 21$ ま



第10図 G_{max} と風向との関係 ($\Delta t = 3$ 時間と $\Delta t = 6$ 時間のベクトル平均). \circ は $t_0 = 09$ または 12 JST の場合, \triangle は $t_0 = 21$ または 24 JST の場合で, 記号の面積は風速に比例し (ただし風速 $0.5 ms^{-1}$ 未満の場合は $0.5 ms^{-1}$ として示す), その塗り分けは気温を示す.

たは 24 JST の場合 (以下, 昼間・夜間と言う) を対象にした事例ごとのプロットで第10図に示す. 風向風速は, $\Delta t = 3$ 時間と $\Delta t = 6$ 時間のベクトル平均値に依る. 大島では二, 三の例外を除いて G_{max} の大小にかかわらず強い南西風が吹く. しかし銚子・横浜では, $G_{max} \leq 10 ms^{-1}$ の範囲で北西~北風の事例が現れ, その多くは夜間の事例である. 特に横浜では, 昼間は強い南西風・夜間は弱い北西風という対照が明らかである. 東京では風向の昼夜差が $G_{max} > 10 ms^{-1}$ の範囲にも現れ, 夜間は $G_{max} \geq 15 ms^{-1}$ でないと強い南風は吹きにくい.

宇都宮では, G_{max} とはほぼ無関係に昼間は南~南西風, 夜間は北風が吹く. これは, この地域が常に弱風域にはいり, 山谷風が現れることを表している. 一方, 熊谷では $G_{max} \leq 10 ms^{-1}$ においては山谷風の性格を持つ風向変化 (昼間は東寄り, 夜間は西~北西風) が現れるが, $G_{max} \geq 15 ms^{-1}$ になると昼夜を問わず北西風

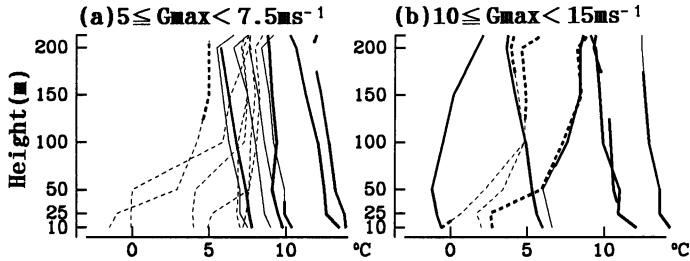
が吹く. この北西風は昼間に昇温した事例 (\circ で示された $10^\circ C$ 以上の事例) にも現れており, 強い気圧傾度下における谷風の抑制傾向 (第9図d) を裏づける.

5. 補足

5.1 風系と天気との関係

日本海低気圧時の関東平野の日照時間は平均 5~6 時間/日 (第3図), 雲量は50~60%であるが, 事例によって快晴に近い場合から曇や雨の場合までである. そして, 曇雨天時には昼間になっても内陸の冷氣層が解消せず, メソ前線が東京湾付近で停滞 (Fujibe, 1990 の rainy cases に対応), その北側の地域に高濃度の大气汚染が起こることがある. 実際, 日本海低気圧時の大气汚染に関する事例解析では, 日照時間の少ない日が対象になっている (杉浦, 1974; 下形ら, 1991; 水野ら, 1993: いずれも日照時間は 1~3 時間).

しかし, 内陸域が昼間に全く昇温しない事例は少数



第11図 気象研究所鉄塔における $\Delta t = 3$ 時間の気温鉛直分布. この図に限り, 気温の高さ補正はしていない (850 hPa 気温との差であることは, 他の図と同じ). 実線は $t_0 = 09$ または 12 JST の事例, 破線は $t_0 = 21$ または 24 JST の事例で, 太線は $v > 0$, 細線は $v \leq 0$ を示す. 対象期間は1978~86年.

であり, 2~3時間の日照があれば風系の日変化性が認められることが多い. また, 解析対象を晴天例(雲量<60%)に限っても, 結果は今回示したものほとんど変わらない. 従って今回の結果は, 一部の曇雨天例を除けば, 日本海低気圧時の風系の特徴を代表すると見なせる.

5.2 風系の立体構造

第11図は気象研究所鉄塔(館野と同位置)における気温鉛直分布を示す. 高さ10mでは昼夜の気温差が大きい, 高さ200mでは昼夜差は小さい. そして $10 \leq G_{\max} < 15 \text{ ms}^{-1}$ の場合には, 夜間の北風も100m程度の厚さしかない. このように, 筑波では風・気温の日変化は主としてごく下層($\leq 100 \text{ m}$)に限られる.

一方, 「南関東大気環境調査」における立体観測によると, 冷氣層や北風は内陸域(上福岡)では400~500mの厚さがあり, この冷氣層は昼間に接地逆転層が解消して谷風が吹き始めた後も持続していた(藤部, 1993). また, 前橋のパイポール観測結果によると, 北西風層は0.5~1kmの厚さを持つ事例が多く, これは夜間の気圧偏差(+1~2hPa)に静水圧の式を当てはめて見積もった冷気の厚さともほぼ合う. 従って, 冷氣層は内陸へ行くほど厚くなっていることが推測される.

しかし, 風系の立体構造に関する情報はまだ乏しく, 今後は事例による違いがあり得ることを念頭に置きつつ実態把握を進めていくべきであろう.

5.3 季節変化

暖候期には, 内陸域に顕著な冷氣層が現れることは少なく, 日本海低気圧に伴う強い南西風は冬に比べて広範囲に及ぶ. 同様の傾向は南岸低気圧や2つ玉低気圧による東~南東風についても見られる(藤部, 1990;

Fujibe, 1992).

しかし, 暖候期は総観状況そのものが冬とは異なり, 日本海低気圧の接近・通過に伴う気圧傾度の変化は冬よりもはるかに緩慢である. また, 強い降雨系や局地的な雲域の存在が非一様な気温分布を作り出し, 地上風系に影響することも, 暖候期によく見られる状況である. 従って, 暖候期の風系を調べる際には, これらの事情に適したアプローチを選ぶべきであると考えられる.

6. まとめ

(1) 冬の日海低気圧通過時には, 関東平野の地上風系は南部の強南西風域と北部の弱風域とに分かれる. 強南西風域は低気圧の接近につれて南岸から北へ広がり, その通過とともに南へ退いていく. 気圧傾度が強いほど強南西風域は北へ深く侵入する.

(2) 強南西風域内では気温も風も日変化性は弱いが, 強南西風の範囲は昼間のほうが夜間よりも広く, 昼夜の差で南北に進退する. この結果, 強南西風域の北縁では著しい日変化性が現れ, 低気圧が昼間に最接近する事例のほうが強い南風が吹く.

(3) 弱風域内では, 振幅4~5°Cの気温日変化があり, 振幅1~2 ms^{-1} の山谷風が現れる. しかし, 気圧傾度が非常に強くなると山谷風域は縮小し, 北西部では一日を通じて北西風が吹く.

謝辞

資料として気象研究所電子計算室の磁気テープ・光ディスク資料を使った. 計算・作図には同室のHITAC M-280D 計算機を使った.

付録1：アメダス地点の風・気温の推定方法

気象官署における $p_0 \sim p_2$ (3.3節) の解析値を、1961~92年の資料から求めたものと1979~92年の資料によるものと比べてみると、 p_0 については差が小さいが、 p_1 と p_2 については大ざっぱな特徴は共通するものの細部に違いが見える。このことは、1979~92年のアメダス資料だけでは日変化性の特徴を十分には捉えきれないことを示唆する。そこで、以下の手順で1978年以前のアメダス地点の値を気象官署の観測値から推定した。

1. 各気象官署における風の u 成分、 v 成分、気温を $u^* = (u - \langle u \rangle) / \sigma_w$ 、 $v^* = (v - \langle v \rangle) / \sigma_w$ 、 $T^* = (T - \langle T \rangle) / 2\sigma_T$ と規格化する。ここで、 $\langle \rangle$ は全事例を対象にした平均値、 σ は標準偏差であり、 $\sigma_w = \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2}$ である。なお σ_T に2をつけたのは、解析の重点を風に置いているためである。
2. これらによる3N次元ベクトル (Nは官署数) を使って経験的直交関数を作る。
3. 1979年以降を対象にして、その上位K成分のスコアで各アメダス地点の風・気温を表す重回帰式を作る。
4. この重回帰式を1978年以前に適用し、アメダス地点の風・気温を推定する。

具体的には、(1)経験的直交関数を作るには1961~92年のN=10地点 (宇都宮・前橋・熊谷・水戸・銚子・東京・網代・横浜・勝浦・大島) の資料を使った。(2) G_{\max} による場合分けはしなかった。(3)経験的直交関数も重回帰式も、 Δt ごとに別々に作った。(4)K=10とした。

なお、推定値と実測値の差を千葉 (1967年以降) と館山 (1968年12月以降) について調べてみると、気温には2°C程度、 u 、 v には 2 ms^{-1} 程度の標準偏差があるが、これらの推定誤差は多数事例の平均によってほぼ打ち消し合う。

付録2：第6図のヒストグラムの作り方

第6図は、 $-24 \leq \Delta t \leq 24$ 時間における $v > 0$ 状態の開始・終了度数を、各 $v > 0$ 期間内の v の合計値で重みをかけ、実時刻 (t_j) 別に集計したものである。例えば、03 JST から12 JST まで $v > 0$ 状態が続いたなら

ば、その間の v の合計値を00~03 JST の南風開始度数と12~15 JST の南風終了度数としてカウントした。もしも1つの $-24 \leq \Delta t \leq 24$ 時間中に $v > 0$ 状態が2回以上あれば、その各をそれぞれの重みでカウントした。ただし $\Delta t = -24$ 時間にすでに $v > 0$ であった場合には、これ以降の v の合計を使って終了度数のみをカウントした。 $\Delta t = 24$ 時間まで $v > 0$ が続いた場合についても同様の扱いをした。

参考文献

- 藤部文昭, 1990: 本州中部におけるひと雨降水時の地上風系と冷気層, 天気, 37, 843-852.
- Fujibe, F., 1990: Climatology of the coastal front in the Kanto plain, Pap. Meteor. Geophys., 41, 105-128.
- Fujibe, F., 1992: Climatology of mesoscale warm and cold fronts in the Kanto plain, Pap. Meteor. Geophys., 42, 157-180.
- 藤部文昭, 1992: 台風時の南東風場で関東平野に現れるメソ前線, 天気, 39, 697-706.
- 藤部文昭, 1993: 関東平野における“暖気侵入型海風”の立体構造, 月刊海洋, 号外 No. 5, 78-82.
- 水野建樹・近藤裕昭・吉門 洋, 1993: 東京湾上を横切って形成される局地不連続線の構造と成因についての考察—大気汚染とのかかわり—, 天気, 40, 171-180.
- 中山 章・栗山陽一, 1988: 厚さのうすい寒気の前縁部の Low Altitude Wind Shearの解析, 天気, 35, 381-389.
- Onishi, G. and R. Bando, 1988: Winter land and sea breezes in the Sagami Plain. 2. Three-dimensional model, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 55-63.
- 下形茂雄・水野建樹・吉門 洋, 1991: 小型船舶による初冬高濃度時における東京湾洋上大気汚染の観測, 公害, 26, 41-54.
- 杉浦 茂, 1974: 関東地方を通過する寒冷前線の局地解析, 天気, 21, 39-45.
- 東京管区気象台, 1993: 寒冷前線通過時における風及び温度場の地域特性—地方共同研究報告—, 170 pp.
- 山本 晃, 1984: 春季, 中部日本を通過した前線による風と気温のメソ解析, 研究時報, 36, 1-14.
- 渡辺 明, 1981: 関東地域における運動学的量の平均場について, 天気, 28, 145-158.