

夏型気圧配置時の中部日本における地上風系の特徴*

鈴木 力英**・河村 武***

要 旨

本研究は、夏型気圧配置下の中部日本の地上風系の分布型をクラスター分析によって分類し、時刻別に風系型と総観規模の気圧傾度との関係を明らかにしたものである。すなわち、3夏期から夏型気圧配置である日を37日選択し、その日について3時間ごとの風系図(合計296枚)をアメダスの資料を用いて作成した。さらに、この296枚の風系図をクラスター分析により12個の風系型に分類した。それぞれの風系型の合成図を作成し、詳しい風の分布を明らかにした。また、各風系型の出現時刻や、中部日本を中心とした総観規模の気圧傾度との関係を調べた。その結果、風向及び風速の分布が、時刻及び総観規模の気圧傾度によってどのように変化するかがわかった。例えば、南高北低の気圧傾度が比較的大きいような日中、鹿島灘沿岸の海風は出現せず、南からの気流が卓越することなどが明らかになった。

1. はじめに

盛夏期、日本付近は一般に南高北低の夏型気圧配置となる。中部日本では、太平洋の高気圧が張り出し、天気が高く、一年の内で最も気温が高くなる。

夏型気圧配置下における中部日本の地上風系は日変化し、日中は各地に海風・谷風が発達する。夜間は各地に陸風・山風が発生する。また、夏型気圧配置であっても、太平洋高気圧の位置や強度は様々であり、それに伴い中部日本上の気圧傾度も変化する。風系はこういった総観規模の気圧傾度の影響を受ける。

従来から中部日本の風系を構成する、より小さな地域における風の特性については、数多くの研究がなされてきた。例えば、藤部・浅井(1979)は、関東地方では通常のスケール(数10km)の海陸風の他に、関東地方全域をほぼ一様に覆う大規模な風系が存在することを明らかにした。また、藤部(1981)は、海陸風の季節的特性を明らかにした。Harada(1981)は、夏期、気圧傾度が小さい夜間、関東地方西部に出現する低気圧性の渦を取り上げ、その構造を解析した。栗田・植田(1985)



第1図 夏期気圧傾度が小さい場合の地上風系(清水, 1964から抜粋して転載)。破線は収束線の位置を示す。

は、夏期、関東地方に発達する大規模な海風の進入限界と総観場との関係を調べた。以上のような研究の他に、Kimura(1985)、Kikuchi *et al.*(1981)のように、中部日本や関東地方の風系の数値実験も行われた。

中部日本の全域的な夏期の風系の研究に河村(1970, 1977a)や、清水(1964)がある。河村は暖候期、中部日本に一般風として強い南西風が存在する場合の風系を区内観測資料を用いて解析し、詳細な風の分布図を作成した。また、清水は典型的な夏型の日を19日選び、3時間ごとの風系の合成図を作成した。第1図に清水の作成した風系の合成図を3時と15時について示す。3時は各地に陸風が発生し、15時は山岳域の中心部へと収束するような風系が現われることがわかる。中部日本における夏期の全域的な風系は以上の二つの研究で取り上げられ

* Characteristics of the wind systems under typical summer conditions in the Central Japan.

** Rikie Suzuki 筑波大学地球科学研究科

*** Takeshi Kawamura, 筑波大学地球科学系

——1987年4月13日受領——

——1987年8月24日受理——

たが、両者とも総観場との詳しい関係には触れていない。風系と総観場との関係は、冬期については仁科(1982)や河村(1966)により調べられたが、夏期について詳しく解析を行った研究はない。

本研究の目的は、盛夏期の中部日本において、地上風系と総観規模の気圧傾度との関係を明らかにすることである。ただし、風系は時刻により大きく異なるので、時刻別に両者の関係を調べ、風系の日変化と関連付けることを試みる。資料には、観測点密度が高いアメダスを使い、詳細な風の分布を調べる。図化に際しては、風速に対する情報が失われないように、ベクトル合成の手法を用いる。

2. 風系図の作成と分類

2.1. 夏型気圧配置の日の定義と選択法

解析対象期間は、1982～1984年の3夏期の梅雨明け後から8月31日までに限った。対象地域は135.1E, 141.2E, 34.0N, 37.7Nの経緯線によって囲まれる地域である。さて、本研究では以下のような場合を除外した残りの日を夏型気圧配置の日として採用した。a. 中部日本、及びその付近に総観規模の低気圧・前線等の擾乱があり、風系に影響が現われている日。b. 中部日本付近が気圧の谷であったり、低圧部であった日。c. 中部日本がオホーツク海高気圧や、大陸からの移動性高気圧の影響下にあった日。判断の資料として極東天気図を用いた。夏型気圧配置の日は合計37日選択された。

2.2. 風系図の作成とクラスター分析による分類

選択された37日について3時間ごと(3・6・9・12・15・18・21・24時)の風系図、合計296枚をアメダスの資料を使い作成した。

次に、296枚の風系図をクラスター分析を用いて客観的に分類した。クラスター分析とは、多数の個体があるとき、個体相互の類似度を計算し、その類似度を現わすパラメーター(クラスター分析では、“距離”と呼ぶ。)の行列をもとにして、いくつかの類型を発見する分類の手法である。本研究の場合、距離は以下のように定義した。今、2枚の風系図をa, bとする。各地点の風をx, y成分に分解し、それぞれU, Vとする。風系図aにおける地点iのU, Vを U_{ai} , V_{ai} とし、bにおける地点iのU, Vを U_{bi} , V_{bi} とする。このとき、風系図a, b間の距離 D_{ab} を

$$D_{ab} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{(U_{ai} - U_{bi})^2 + (V_{ai} - V_{bi})^2}$$

と定義する。ここで、Nは対象地域の全アメダス観測地点数である。ただし、a図, b図において共に風速が0 m/sである地点があった場合、そのような地点の数をNから減ずる。

クラスター分析において、一つ以上の被分類項(この場合は風系図)の集まりをクラスターと呼ぶ。クラスターは次のような方法で結合し、その結果、被分類項は類型ごとに分類される。

1. クラスター間の距離を定義に従い、すべての二つの組み合わせについて計算する。
2. 最も距離の小さい二つのクラスター同士を結合させ、新しい一つのクラスターを成立させる。
3. 新しいクラスターと他のクラスターとの距離を、結合した二つのクラスターとの平均の距離で代表させ、すべての組み合わせについて再計算する。

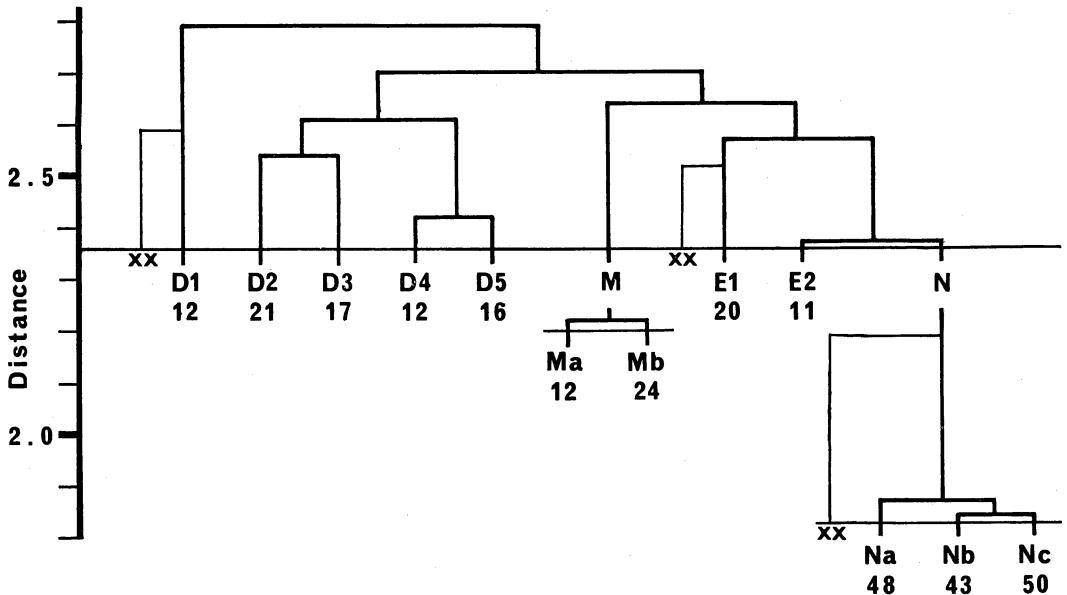
4. 2, 3をクラスターの数が一つになるまでくり返す。

2.3. クラスター分析の結果

前節で説明したクラスターの結合の過程は第2図で示されるようなデンドログラムにより表現される。まず、距離2.37において9個のクラスター、すなわち型に分類した。距離2.37は、各クラスターに含まれる風系図の枚数や、クラスターの数などから総合的に判断して決定した。この内、N型は夜間のほとんどの風系図、145枚を含むクラスターである。これは、夜間の風系図が全体的に風速が小さく、距離の定義の性質上、小さな距離でクラスターが結合したためである。今、ここでNを一つの風系型とすると、夜間の風系図が分類されないことになる。本研究では、夜間の風系図をより細かく調べるため、N型を距離1.87で3個に細分した。同様に、9時のほとんどの風系図を含むM型についても、距離2.22で2個に細分した。××で示されるクラスターは、そこに含まれる風系図の枚数が僅か(5枚以下)であり、分類の対象外(合計10枚)あった。となったことを意味する。

3. 風系型の特徴

クラスター分析により分類された12個の風系型について、各風系型に含まれるすべての風系図を合成して12枚の合成図を作成した。合成の方法は、地点ごとにベクトル合成を用いた。ベクトル合成とは風をベクトルと考え、多くの事例の風をベクトル平均により合成し表現する方法である。風向・風速は矢印の方向と長さで表現した。



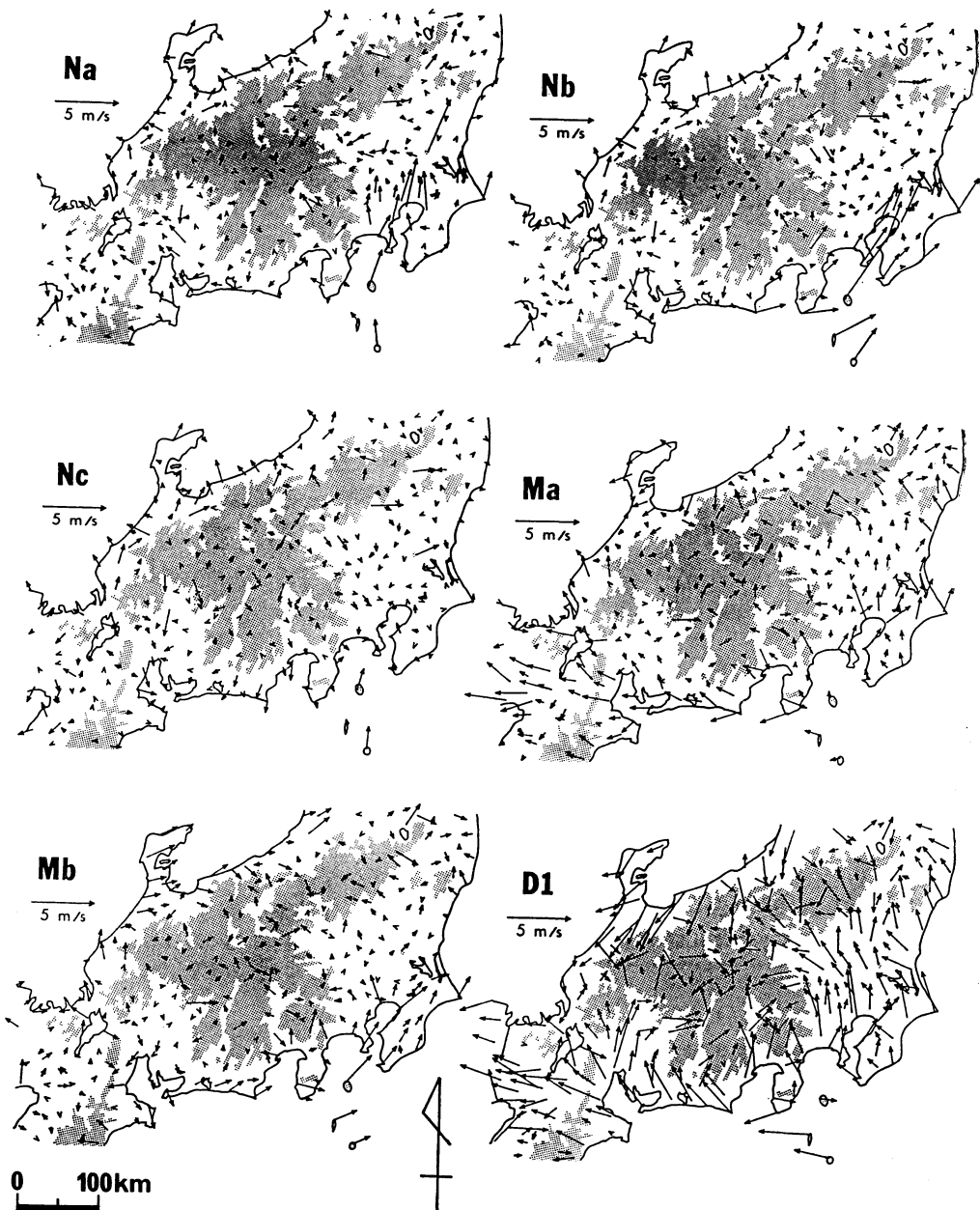
第2図 クラスターの成立過程を示すデンドログラム。縦線がクラスターを表わし、横線はその距離においてクラスターの結合が起こったことを意味する。D1, D2, D3, ……は風系型の名前を表わす。型名の下に数字は各風系型に含まれる風系図の枚数を示す。××の記号は分類の対象外となった風系図があったことを示す。

ベクトル合成は、風向のばらつきが大きいような地点に対する代表性に問題がある。しかし、本研究の場合、風をx, y成分に分解した二次元の距離によりクラスター分析を行ったので、各風系型において風向のばらつきが大きい地点は、風速の小さな地点に限られる。よって、この問題は、合成図上に表わされる風系の大勢には影響がほとんどないと考えた。

第3図に各風系型の合成図を示す。また、風系型別に出現時刻の割合を調べ、第4図に示した。以下、それぞれの風系型の特徴を二つの図をもとに説明する。

Na型は21, 24時に多く出現し、全域的に風速の小さい風系型である。日本海沿岸で1 m/s 前後の陸風が顕著である。渥美半島などでは湾奥へと吹き込む約2 m/s の気流が認められる。東京湾付近では3 m/s 前後の海からの風が卓越する。Nb型は21, 24, 3, 6時におおいた等しい割合で出現する。Na型と同様に全域的に風速が小さいが、御前崎から東京湾にかけて西寄りの成分が強い。相模湾・東京湾沿岸には南西風が卓越するが、Na型とは異なり内陸まで及ばない。Ncは、特に6時と3時に多く現われる風系型で全域的に非常に風速の小さい風系型である。ほとんどの沿岸地帯で、陸風が認められ

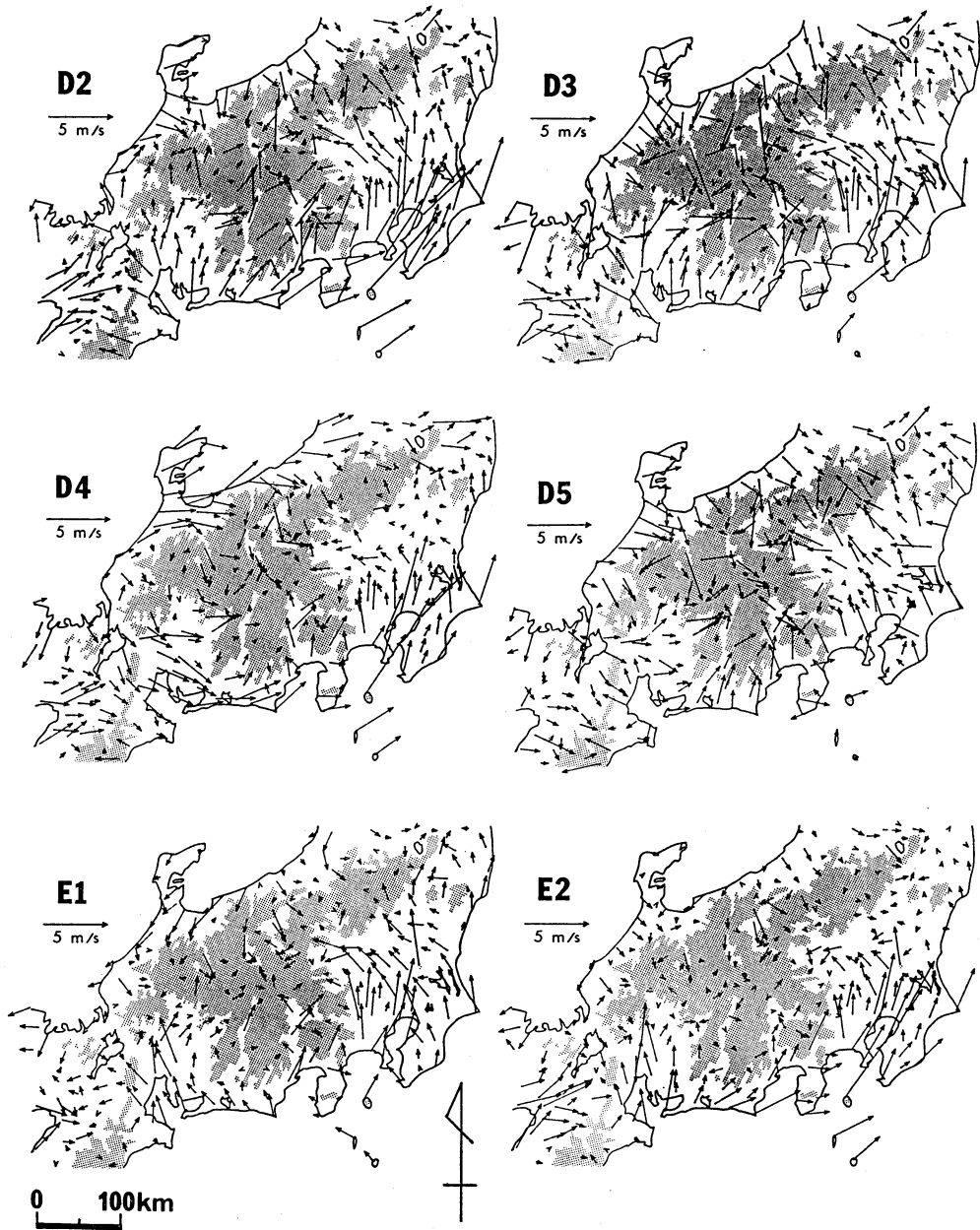
る。また、多くの平野で、海へと向かう気流が出現する。Maは9時に出現し、全体に東寄りの成分の強い風系型である。遠州灘沿岸から伊勢湾・大阪湾にかけて、2 m/s 程の東風で覆われる。山岳地域では夜間の風系型と比べ風速が大きい。Mbは9時に出現する全体に西寄りの成分の強い風系型である。日本海沿岸や、遠州灘沿岸から東京湾にかけて、南西風が顕著である。D1は主に12, 15時に出現し、全体的に風が非常に強く、東寄りの成分が強い風系型である。全域的に大規模な海風に覆われるが、風向は海岸線に直角ではなく、東寄りの成分が認められる。D2は12, 15, 18時の順に多く出現し、全体に風が強く、特に南寄りの成分が強い風系型である。D1型と同様に大規模な海風が全体を覆うが、日本海側より太平洋側において風速が大きい。東京湾付近には、強い南西風が卓越する。鹿島灘沿岸の海風は、南寄りの風が強く出現しない。D3はそのほとんどが15時に出現し、全体に風速が大きく海風、谷風が各所で顕著に発達する風系型である。海風は海岸線におよそ直角に発達する。D1・D2型と同様に、大規模な海風が全体を覆う。D4は18, 15, 12時の順で多く出現し、全体的に西寄りの成分が強く、海風が顕著に現われない風系型で



第3図(1) 各風系型の合成図。矢印の始点がアメダス観測所に対応する。標高400m以上の地域にはハッチを施した。

ある。D5は12時に多く出現し、海風、谷風が顕著な風系型である。全体的にD3型と似ているが、D3型と比べ風速は全体的に小さい。E1は18時に出現する全体に

風向が東寄りの風系型である。D1～D5型と比べると全体的な風速が小さい。沿岸部には海風が発達するが、特に日本海沿岸で東の成分が大きい。E2もE1と同様



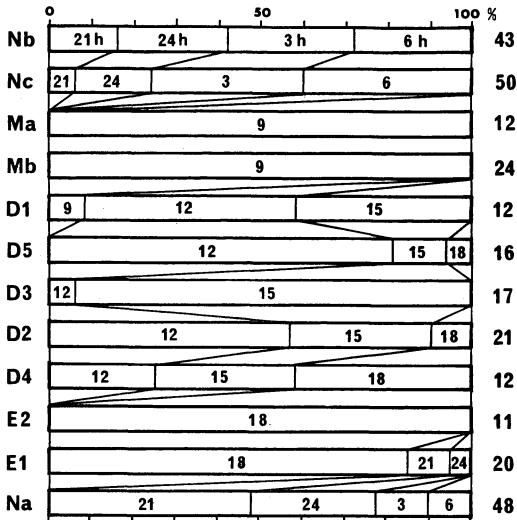
第3図(2)

に18時に出現するが、全体に南寄りの成分が強い風系型である。相模湾・東京湾には4 m/s 前後の南西風が顕著であるが、E1と比較すると内陸までは及ばない。

以上のように各風系型には、独特の特徴が現われた。

D1～D3・D5などの風系型は、海風と谷風が結合した大規模な気流が中部日本全体を覆う。主に夜間に出現するNa・Nb・Nc型は、風速が全域的に小さくなる。

ところで、夜間の風系型であるNa・Nb・Ncには、



第4図 各風系型の出現時刻の傾向。右端の数字はそれぞれの風系型に含まれる風系図の枚数を表わす。

いずれにも東京湾湾奥に南の風が卓越し、陸風が認められなかった。しかし、河村(1977b)で明らかにされたように、東京湾には暖候期に陸風が出現することが知られている。これは東京湾湾奥に陸風が出現する頻度がわずかであり、合成図上に表現されなかったためである。第1表に東京湾湾奥の観測地点である新砂において、風向が西北西～北～東北東であった風系図の一覧を示す。表からわかるように、以上のような風系図は合計12枚(夜間の風系図の8%)と少なく、また、Na・Nb・Nc・Mbの4つの風系型に、分散して含まれている。以上の事実から、東京湾湾奥の陸風はベクトル合成の過程で、隠れてしまったと考えられる。また、陸風が現われている事例が少なかった事に対する原因は、一つは東京の市街地上には、ヒート・アイランドが形成され、特に気温の高くなる盛夏期に陸風が発達しにくいこと。また、深森(1972)・原田(1984)が明らかにしたように、特に8月に南寄りの低層ジェットが、この地域に出現することが多いこと等が関係していると思われる。

4. 風系型と総観規模の気圧傾度

盛夏期、太平洋高気圧の位置や強度は様々である。それに伴い、中部日本上の総観規模の気圧傾度(以下、気圧傾度)も変化する。中部日本の風系は、このような気圧傾度によって左右される。本章では時刻別に風系型と

第1表 新砂において陸風性の風が現われている風系図の一覧。

年/月/日	時刻	風系型名
1982/8/7	24	Nc
1983/7/29	6	Nc
8/3	3	Nc
8/3	6	Nc
8/31	9	Mb
1984/8/3	24	Nc
8/6	6	Nb
8/6	9	Mb
8/8	3	Nc
8/8	6	Nc
8/9	3	Nc
8/26	3	Na

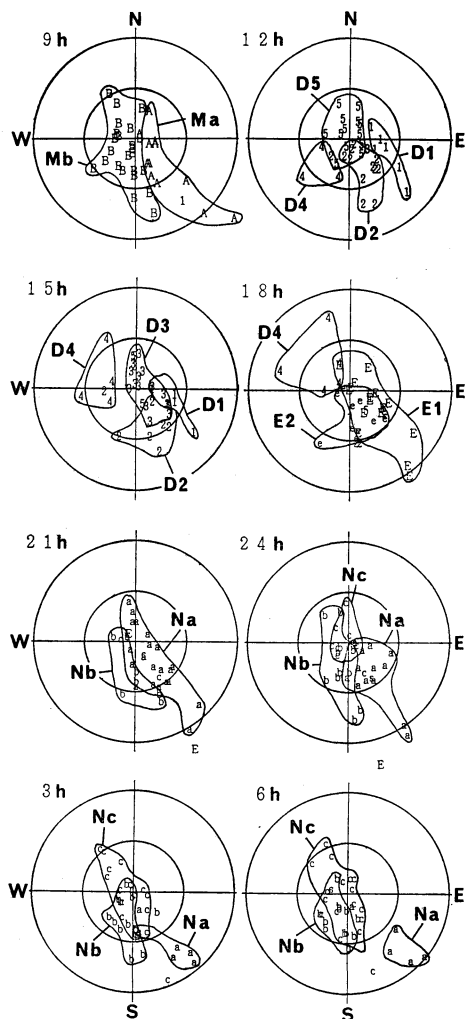
地上の気圧傾度との関係を調べた。

中部日本上の気圧傾度は、東西方向が銚子と舞鶴、南北方向が御前崎と相川の気圧傾度を気象官署の海面更正気圧よりそれぞれ計算し、ベクトル和で表現した。同4地点は、いずれも標高の低い地点なので、海面更正による誤差が僅かである。よって、計算された気圧傾度は中部日本上の気圧傾度を代表すると考えられる。以上のように、気圧傾度を296枚の風系図に対応する日時について計算し、第5図に示されているように、時刻別に風系型の記号でプロットした。なお、プロットされている方位の気圧が高いこと表わす。

9時、西に向かって気圧が高い場合はMb型が出現する。Mbが全体に西寄りの成分の強い風系型であることに対応する。逆に、気圧が東に向かって高い場合は、全体に東寄りの成分の強い風系型であるMaが出現する。

12時及び15時、気圧が東に向かって高く、比較的傾度が大きい場合、全体に東寄りの成分が強い風系型であるD1が出現する。海風の風向は東寄りの成分を含む。D1型は、他の風系型と比べ、関東平野の海風が最も内陸(佐久盆地付近)まで達している。この事実は、このような気圧傾度の場合、関東平野の海風が最も内陸まで進入する傾向があることを意味する。また、伊勢湾から大阪湾に至る東の風が出現すること等の特徴が風系に現われる。

12時及び15時、気圧が南に向かって高い場合は、南寄りの成分の大きい風系型であるD2が出現する。南寄り



第5図 時刻別に見た各風系型と総観規模の気圧傾度との関係。外側と内側の円は、それぞれ1.0, 0.5 mb/100 kmの気圧傾度を表わす。また、図中にプロットされている記号aはNa型に、記号bはNb型に、以下同様に、cはNc型、AはMa型、BはMb型、1はD1型、2はD2型、3はD3型、4はD4型、5はD5型、EはE1型、eはE2型に対応する。各風系型のおおよその出現領域を線で囲んだ。

の一般風が強いため、日本海沿岸部の海風の風速は比較的小さくなる。関東平野南部には強い南西風が発達し、鹿島灘の沿岸部に海風が出現しない。

12時、15時及び18時、気圧が南西～西～北西に向かっ

て高く、傾度が比較的大きいような場合はD4型が出現する。海岸地帯には強い西寄りの風が卓越し、海風は顕著でない。

気圧傾度が小さい場合、12時はD5型が出現し、15時にはD3型が出現する傾向がある。両者の風系型とも、海風の風向は海岸線におおいた直交する。D5型とD3型は連続して出現する傾向があり、また、D3型はD5型に比べ全体に風速が大きいので、地表面の加熱に伴い風系がD5型からD3型へと発達すると考えられる。

18時、気圧が東～南東に向かって高い場合、全体に東寄りの成分が大きい風系型であるE1が出現する。気圧が南に向かって高い場合、E2型が出現する。

Nb型は、21時～6時、南～西の気圧が高い場合に出現する。Nb型の御前崎から伊豆半島、東京湾に、2～3 m/sの南西風が卓越することに対応すると考えられる。

次にNa型とNc型の出現領域に注目する。21時、気圧が主に南東に向かって高い場合は、Na型が出現する。日本海沿岸では陸風が出現しているが、太平洋岸の海岸地帯や平野部では、風速は小さいが海からの風が認められる。21時は、地表面の冷却量がまだ小さく、また、気圧傾度はおおいた南東に向いているので、太平洋側には海からの風が卓越すると考えられる。しかし、21時であっても気圧傾度が小さいような場合はNc型の出現が認められる。21時から朝の6時へとさらに接地気層の冷却が進むと、気圧傾度の小さいところから、Nc型の出現する割合が大きくなり、Na型の割合が小さくなっていくことが第5図上から読み取れる。最も冷却量の大きくなると考えられる6時は、Nc型が最も多く出現する。各地の風速は小さくなり、海岸地帯のほとんどの地域に陸風が発達する。冷却量の最も大きくなる6時であっても、気圧が南東に向かって高く、傾度が大きい場合はNa型が出現する。

5. まとめ

盛夏期の夏型気圧配置下の中部日本の風系の特徴や類型を明らかにするため、3時間ごとに作成された風系図をクラスター分析により12の風系型に分類した。さらに、各風系型は、ベクトル合成され図化された。

時刻別に気圧傾度と風系型との関係を第5図のように表わした結果、風向・風速の分布が、気圧傾度によりどのように変化するかがわかった。具体的には主に以下のとおりである。

21・24・3・6 時は、多くの地点の風が 1 m/s 以下となり、主に日本海沿岸で海上へと向かう気流が出現する。特に 3・6 時は Nc 型のように太平洋岸にも海上へと向かう気流が多く、多くの地点で見られる。しかし、気圧傾度が南に向き、かつ大きい場合は、Na 型のように太平洋側の海岸地帯や平野部が、海からの風に覆われる。9 時は沿岸部で海からの風により覆われる地域が多い。しかし、その風向は気圧傾度の方位によって大きく左右され、気圧が西に向かって高い場合は西寄りの成分が強くなる。逆に、東に向かって高い場合は、東寄りの成分が強くなる。12・15時は、D1～D5型の合成図に見られるような、山岳域の中心部へと収束する大規模な気流が出現する。この気流は気圧傾度によって変化し、例えば、気圧傾度が大きい場合はD4型のように海風が顕著に現われない。また、南に向かって気圧が高く、かつ傾度が比較的大きいような場合は、D2型のように太平洋側の風速が大きくなり、鹿島灘付近の海風は出現せず、南からの気流によって覆われる。

以上のように、盛夏期の夏型気圧配置時の中部日本における風系の、詳細な特徴が明らかになった。本研究で得られた結果はメソ・スケールの風系と総観規模の気圧傾度との係わり合いを理解するため有効な知識を与えるものである。今後は、風系と他の気象要素との関係や、三次元的な風系の構造が明らかにされることが期待される。

謝 辞

本論文を作成するにあたり、資料の収集に際し、気象庁気候変動対策室調査官の田宮兵衛博士に御協力をいただいた。また、本研究の一部に文部省科学研究費補助金環境科学特別研究（1）内陸域における大気汚染の動態（代表者 浅井富雄課題番号60030036）を使用した。ここに記して感謝の意を表わす。

参考文献

藤部文昭・浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究, 第1部: 日変化を伴う風系の構造, 天気, 26, 595-604.
藤部文昭, 1981: 海陸風の季節的特性, 天気, 28, 367-375.
深森信吾, 1972: 逆転層下に発生した東京湾における低層の強風について, 研究時報, 24, 345-349.
Harada, A., 1981: An analysis of the nocturnal cyclonic vortex in the planetary boundary layer of the kanto plains, J. Met. Soc. Japan, 59, 602-610.
原田 朗, 1984: 関東地方の下層風速極大について, 天気, 31, 679-686.
河村 武, 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, 538-554.
河村 武, 1970: 南西気流に伴う中部日本の地上風系, 地理学評論, 43, 203-210.
河村 武, 1977 a: 全国地上風分布図, 気象庁技術報告, 91, pp 76.
河村 武, 1977 b: 海陸風の気候, 南関東大気環境調査報告書, 気象庁, 46-52.
Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano, 1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto District, J. Met. Soc. Japan, 59, 723-738.
Kimura, F., 1985: A numerical simulation of local winds and photochemical air pollution (II) Application to the Kanto Plain, J. Met. Soc. Japan, 63, 932-936.
栗田秀實・植田洋匡, 1985: 傾度風が弱い場合の大気汚染物質の長距離輸送と熱的低気圧および総観気象の関係, 大気汚染学会誌, 20, 251-260.
仁科淳司, 1982: 冬型気圧配置下における中部日本の風系の日変化, 天気, 29, 515-531.
清水重喜, 1964: 中部日本の熱的低気圧に伴う風の日変化について, 天気, 11, 138-141.

訂 正

巻・号	頁	誤	正
34・8	525	日本気象協会 (船舶気象観測資料)	気象庁 (船舶気象観測資料)