

関東地域における運動学的量の平均場について (II)

—季節的特徴—*

渡 辺 明**

要 旨

関東地域の季節別運動学的量の平均場を求めた。その結果、定常的な運動の顕在化として東京湾の海陸風の季節変動が明らかになった。冬季は1日中発散場を示すが、発散量の変動は日中大きく、夜間小さい1日周期をもつ。また、他の季節は日中発散、夜間収束場をもち、海陸風が定常的に出現していること、これに伴う温度移流は東京湾で日中正の温度移流、夜間負の温度移流を示し、内陸部ではこの逆になっていることが明らかになった。

平均場の収束・発散場とうず度場を対応させると、相模湾低気圧の季節的な発生頻度を理解することもできた。また、変形場の大きい領域は季節、時刻によらず関東北東部、伊豆半島付近に限定されていること、冬季関東北西部から中央部にかけて大きい縮み変形場が出現することが明らかになった。さらに運動学的平均場によって気候因子としての雲量を物理的に矛盾なく説明することもできた。

1. はじめに

渡辺(1981)は、1970年から1974年までの5年間3時間毎の資料を使用して、関東地域における運動学的量の平均場についてその特徴を述べた。これら運動学的平均場は、従来の流線解析や等値線解析による気象要素の平均場の認識より、量そのものが場の量であるという利点から、運動学的量を

$$\text{Divergence} \quad D = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y}$$

$$\text{Vorticity} \quad \xi = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y}$$

$$\text{Stretching deformation} \quad D_{stre} = \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y}$$

$$\text{Shearing deformation} \quad D_{she} = \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y}$$

$$\text{Deformation} \quad D_f = \sqrt{D_{stre}^2 + D_{she}^2}$$

$$\text{Thermal advection} \quad T_{ad} = - \int \mathbf{V} \cdot \nabla T dt$$

$$\text{Diabatic heat} \quad T_{dia} = \int \frac{\partial T}{\partial t} dt + \int \mathbf{V} \cdot \nabla T dt$$

と定義し、これを使用することによって運動場の特徴、および、種々の現象との関連について述べた。ただし、 $\mathbf{V} = (U, V)$ で、それぞれ東西、南北風速成分である。 x, y は任意の点からの東西、南北の距離、 ∇ は $\left(i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} \right)$ の2次元微分オペレータである。

ここでも、この運動学的量を使用することによって関東地域の季節毎の平均場の特徴を明らかにする。また、従来報告されている気象現象との関連についても、運動学的量を用いて考察をする。さらに、地形効果など非線型的運動についても、定常的なものについては平均化によって顕在化すると考えられるので、これについても考察する。なお、季節の定義は、ここでは機械的に12月、1月、2月を冬季、3月、4月、5月を春季、6月、7月、8月を夏季、9月、10月、11月を秋季として、平均場を計算した。

2. 収束・発散場

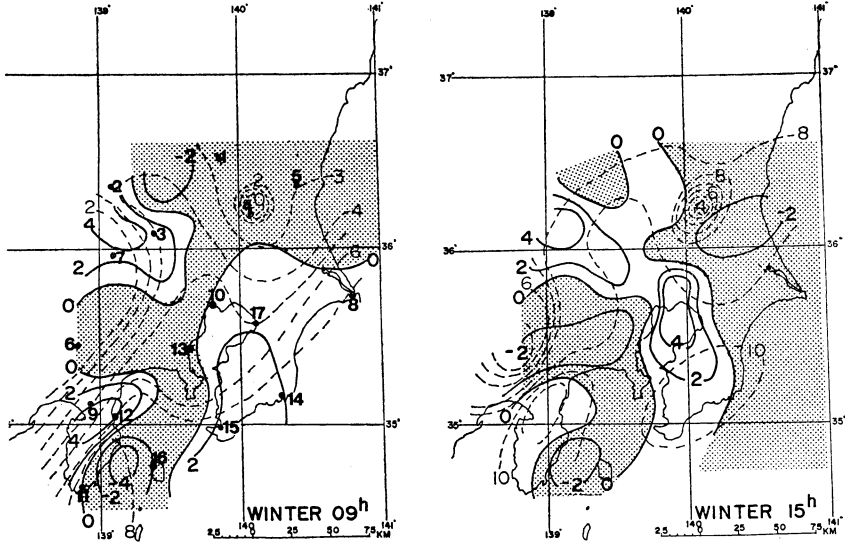
冬季の収束・発散場の分布は第1図の2つに分類される。3時、6時、18時、21時、24時は第1図(a)に類似し、12時は第1図(b)に類似している。第1図で明らかのように、銚子、前橋を結ぶ位置より北東部の山地、および、銚子、秩父を結ぶ位置より南西部で、かつ三

* Seasonal Characteristics in Mean Fields of Dynamical Quantities.

** Akira Watanabe, 福島大学地学教室.

—1981年10月12日受領—

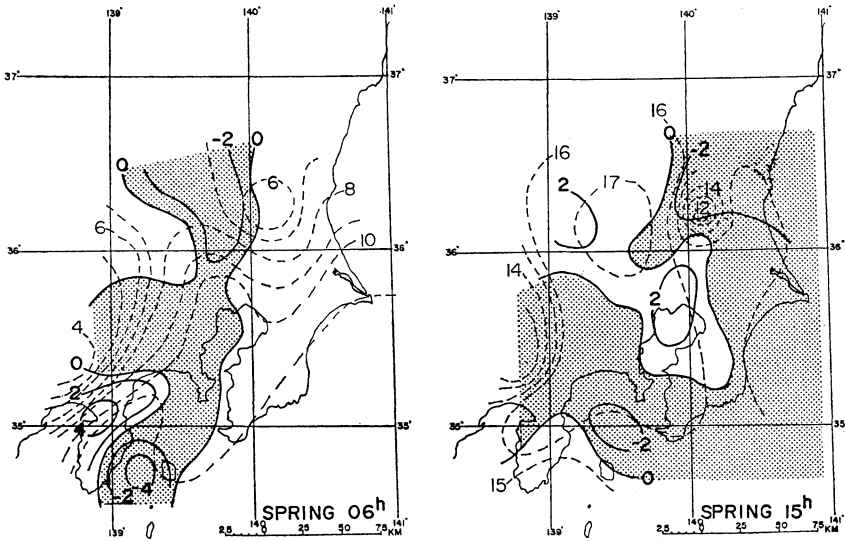
—1982年3月29日受理—



(a)

(b)

第1図 冬季の収束・発散量分布と気温分布。実線は等収束・発散量線 ($\times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$), 点線は等温線 ($^{\circ}\text{C}$), ハッチの部分は収束領域を示す。(a) 09時, (b) 15時。図(a)中のゴシックの数字は使用した観測地点を示す。1: 宇都宮, 2: 前橋, 3: 熊谷, 4: 筑波, 5: 水戸, 6: 河口湖, 7: 秩父, 8: 銚子, 9: 三島, 10: 東京, 11: 石廊崎, 12: 網代, 13: 横浜, 14: 勝浦, 15: 館山, 16: 大島, 17: 千葉。

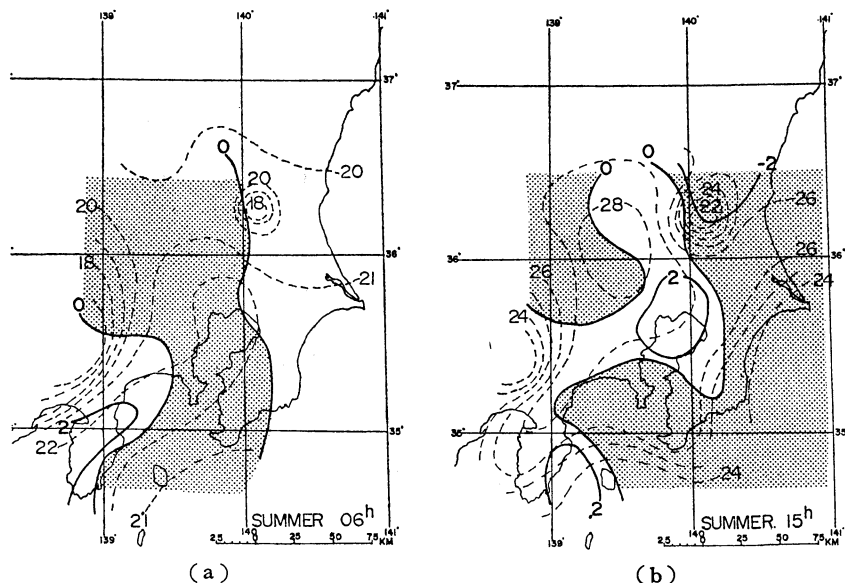


(a)

(b)

第2図 春季の収束・発散量分布と気温分布。

(a) 06時, (b) 15時,
他は第1図に同じ。



第3図 夏季の収束・発散量分布と気温分布。

(a) 06時, (b) 15時,
他は第1図に同じ。

島, 網代付近の伊豆半島北部を除く領域では, 1日中収束場が出現している。発散場は館山, 横浜, 筑波, 銚子を結ぶ領域, および, 前橋, 熊谷, 秩父周辺領域に出現している。東京湾周辺の発散量は日中最大となり, 第1図(b)に示したように, 水戸, 銚子, 勝浦にかけての関東地域東部の太平洋岸で収束場が出現している。また, 秩父, 前橋, 熊谷付近の発散場は, 6時から9時頃に最大となる日変動がみられる。伊豆半島東部の石廊崎, 大島, 網代の領域と三島, 石廊崎, 網代, 横浜を結ぶ領域では, 常に逆の収束・発散場が出現しており, 前者が収束場, 後者が発散場となっている。また, 両者はいずれも夜間に大きく, 日中に小さくなる特徴がある。

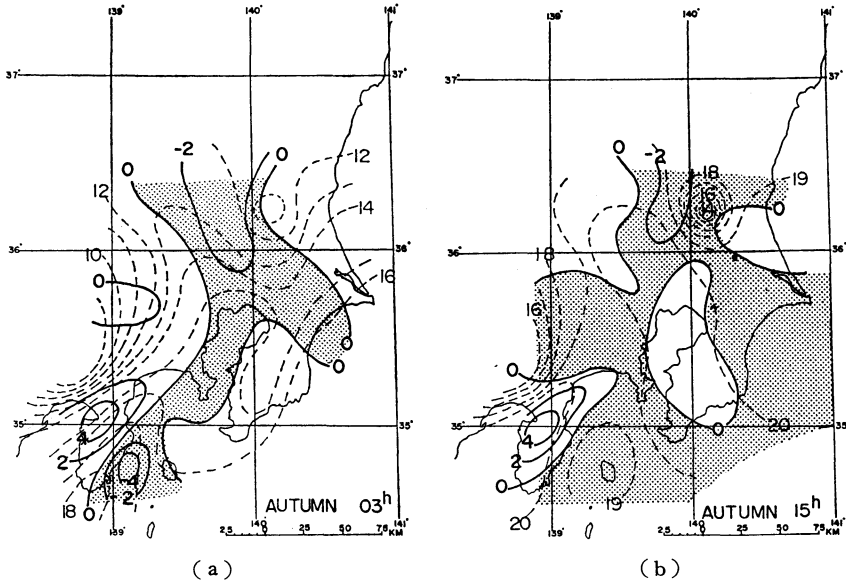
日中の東京湾周辺での発散場は, 温度場と対応させると, 周囲より相対的に低温になっている。これに対して, 前橋, 熊谷, 秩父領域での発散場は相対的に高温場に対応し, また, 伊豆半島付近の収束・発散場では温度場との対応が明確ではない。

春季の収束・発散場は第2図に示す2つの型に分類され, 3時, 9時, 18時, 21時, 24時は第2図(a)に類似し, 12時は第2図(b)に類似している。第2図(a)の収束・発散場の分布でも明らかなように, 大島, 横浜, 東京, 筑波, 宇都宮を結ぶほぼ東経140度以西の領域で, 前橋, 熊谷, 秩父および, 三島, 網代付近を除く領

域では, 夜間常に収束場を示し, 東部で発散場を示している。すなわち, 関東地域西部で収束場, 東部で発散になっている。第2図(b)に示した15時の収束・発散場の分布のように, 日中は東京湾周辺の発散場が大きくなると同時に冬季と同様に海岸沿いの地域に収束場が出現している。同図に示した温度分布との対応では, 夜間東京湾上に大きな等温地帯があり, 内陸部との温度差はあまりない。日中は内陸部で高温地帯が出現しており, この高温地帯は発散場と対応している。伊豆半島付近, および, 東京湾周辺の収束・発散場の分布や, その変動傾向はほぼ冬季と同様である。

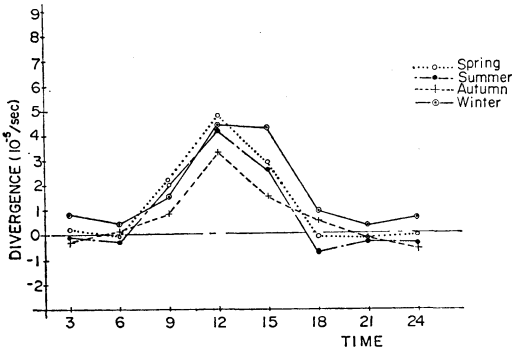
夏季においては第3図に示す2つの型に分類され, 3時, 18時, 21時, 24時は第3図(a)に類似し, 9時, 12時は第3図(b)に類似している。夜間 前橋, 河口湖, 東京, 筑波, 宇都宮にかこまれた関東地域北西部で収束場を示す。また, 冬季および春季と同様に出現していた伊豆半島周辺での対称的な収束・発散場の出現も弱く, 3時, 6時, 24時を除いて発散場を示すなど, 前述の季節と異なった特徴がみられる。しかし, 東京湾周辺の収束・発散場の日変化は春季とはほぼ同様である。

第3図(b)に示されているように, 日中海岸地域の収束場は顕著で, 9時から15時と前述の季節より早い時刻から長時間にわたり出現している。温度分布との対応



第4図 秋季の収束・発散量分布と気温分布.

(a) 03時, (b) 15時,
他は第1図に同じ.



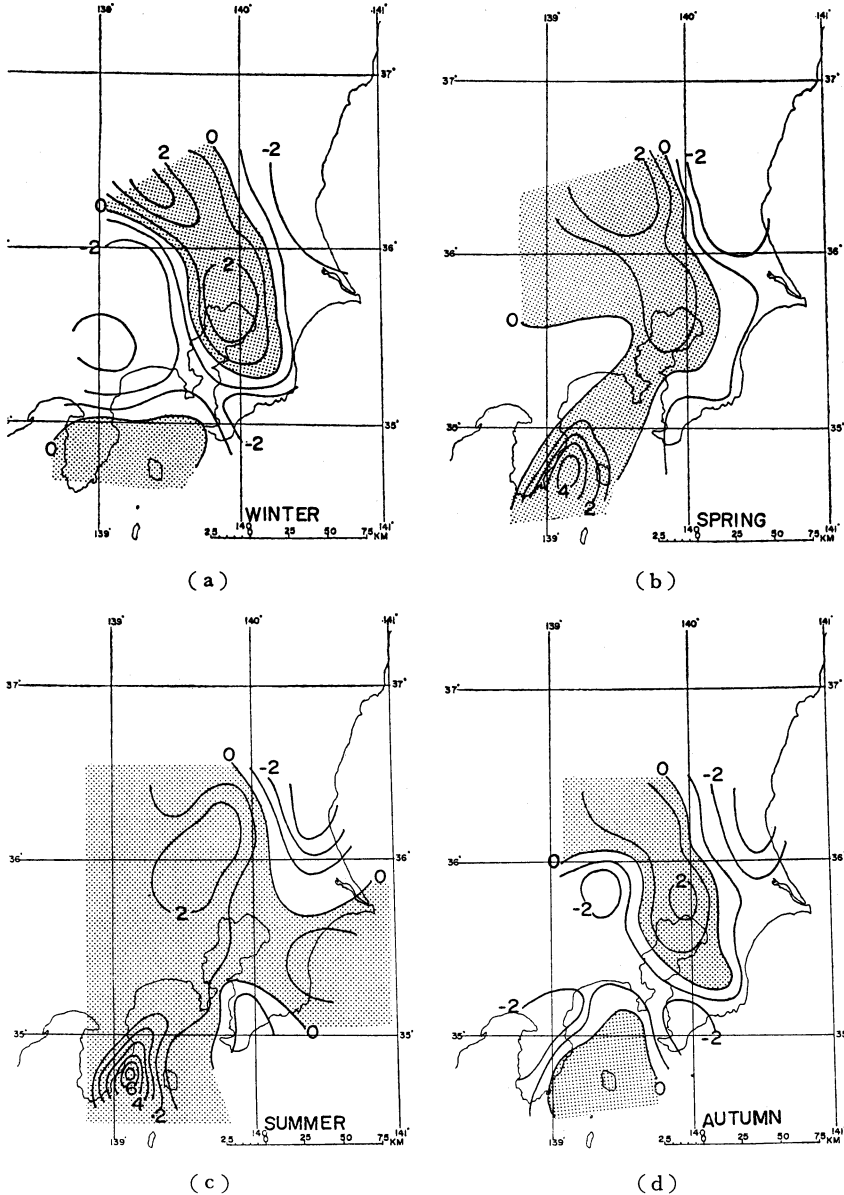
第5図 東京—横浜—千葉の領域における収束・発散量の日変化.

では、夜間東京湾から相模湾にかけて湾沿いに高温地帯が存在するのに対して、日中は内陸部に高温域が出現し、収束場はほぼこれに対応する。夏季の特徴は夜間北西部が収束場を示すことである。これは、他の季節に比べ前橋、熊谷を通る北西季節風が弱く、逆に南東風系の卓越によって説明できる。

秋季においても第4図に示す2つの型に分類され、6時、21時、24時は第4図(a)に類似し、9時、12時、18時は第4図(b)に類似している。第4図(a)に示

すように、夜間は相模湾、東京湾および、東京、前橋、宇都宮を結ぶ領域で収束場を示す。第4図(b)に示されているように、日中はいずれの季節とも同様に東京湾周辺の発散場と海岸地域の収束場で特徴づけられる。また、冬季、春季と同様に、前橋、秩父、熊谷の領域では18時を除いて1日中発散場が出現している。夜間は割合高温域に収束場が対応しているもの、日中は発散場に高温域が対応している。伊豆半島でも冬、春季と同様、対称的な収束・発散場の分布が出現しており、その日変化も同じ傾向を示す。

以上、季節毎に収束・発散場の特徴を述べたが、温度場との対応では必ずしも高温域で収束・低温域で発散という対応にはなっていない。特に、日中、12時、15時の収束・発散場の分布では高温域に発散場が対応している例が多い。また、この高温域での発散場の出現と同時に関東地域東部の海岸沿いで収束場が出現している。これらは地形効果に起因するところが大きいこともあるが、運動スケールの差異にも依存している。藤部他(1979)は、太平洋と関東平野の表面温度差に基づくスケールの大きな海陸風系が存在し、それが関東地域全体を覆う風系になることを指摘しているが、運動学的平均場からみると、夜間(陸風)は割合 水戸、東京、石廊崎を結ぶ地帯より北西部が陸で南東部が海と考えられるような大きい



第6図 うず度分布図 (10^{-5} sec^{-1}). ハッチの部分は正のうず度領域を示す.

(a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季.

スケールの運動としてもとえられるが, 日中 (海風) の分布はこうした大きいスケールではとれることは不可能で, かなり小さいスケールの海風分布が関東地域の運動学的平均場に出現している. 例えば, 日中海岸沿いで収束場が出現する一方, 内陸部の高温場は収束場に対応していないのは, このためと考えられる.

日中の収束・発散場の分布を大きく特徴づけている, 東京-横浜-千葉の領域で計算した東京湾周辺の収束・発散場の日変化を, 第5図に示した. 6時から18時の間は発散場, その他は収束場を示しているが, 全体としては発散傾向が強い. 特に冬季においては, 渡辺(1981)の強風時の場合と同様, 日変化は認められるものの, 1日中発散

場となっている。これに対して、条件別にみた東京湾周辺の収束・発散場は西風の場合収束場を示しており、1日中発散場を示す原因は強風によるものと考えられる。また、いずれの季節でも日中発散傾向が強いのは、東京湾を囲む陸地の面積が海水面の面積より相対的に広いことも発散傾向の強化に寄与しているものと考えられる。この事は、海陸風の非対称性に伴い海風の方が東京湾では強いという藤部(1981)の結果とも一致している。また、収束・発散量の日変化による振幅も各季節においてほぼ同じであるが、平均的に気温の方が海水温より高いと考えられる春季から夏季にかけて大きく、海水温の方が気温よりも高いと考えられる秋季から冬季にはやや小さい。

全体として季節毎の収束・発散場の分布は、東京湾周辺に出現する収束・発散場の変化によって大きく特徴づけられる。また、冬季関東地域北東部と南西部で収束場、北西部と南東部で発散場が出現しているのに対して、夏季の日中は北西部で収束場を示すなど、逆の傾向も認められる。さらに、この分布の差異は季節変化の差異よりも日変化による差異の方が顕著であることもわかった。

3. うず度場

各季節毎のうず度分布を第6図に示す。すでに渡辺(1981)が全平均場のうず度分布で述べているように、各季節とも東経140度付近の関東地域中央部の領域で正のうず度場、東部海岸沿いで負のうず度場が出現している。また、西部山地付近では春季から夏季にかけて正のうず度場、秋季から冬季にかけて負のうず度場が出現している。この分布の日変化も少ないが、季節的差異も少ない。

第6図(a)に示したように冬季は関東地域北西部から中央部に正のうず度場が出現している。また、伊豆半島東部でも正のうず度が出現しており、西部山地と東部海岸沿いでは負のうず度が出現している。うず度の大きさは日中やや小さくなるが、分布形態はほとんど変化しない。

春季は第6図(b)に示した平均うず度場でも明らかに、3時、6時、9時、24時と中央部のみに正のうず度場が出現している。その他、12時、15時、18時、21時には東経140度以西の領域で正のうず度場、東部で負のうず度場が出現している。特に特徴的なうず度分布は伊豆半島北部と南部で逆のうず度場が出現していることで、北部で負のうず度、南部で正のうず度場となっている。この領域でのうず度の時間変動は9時、12時頃負

のうず度が大きくなり、その他の時刻は正のうず度が大きい。18時、21時、24時には正のうず度場のみが出現している。内陸部の正のうず度も3時から6時にかけて大きくなる傾向がある。

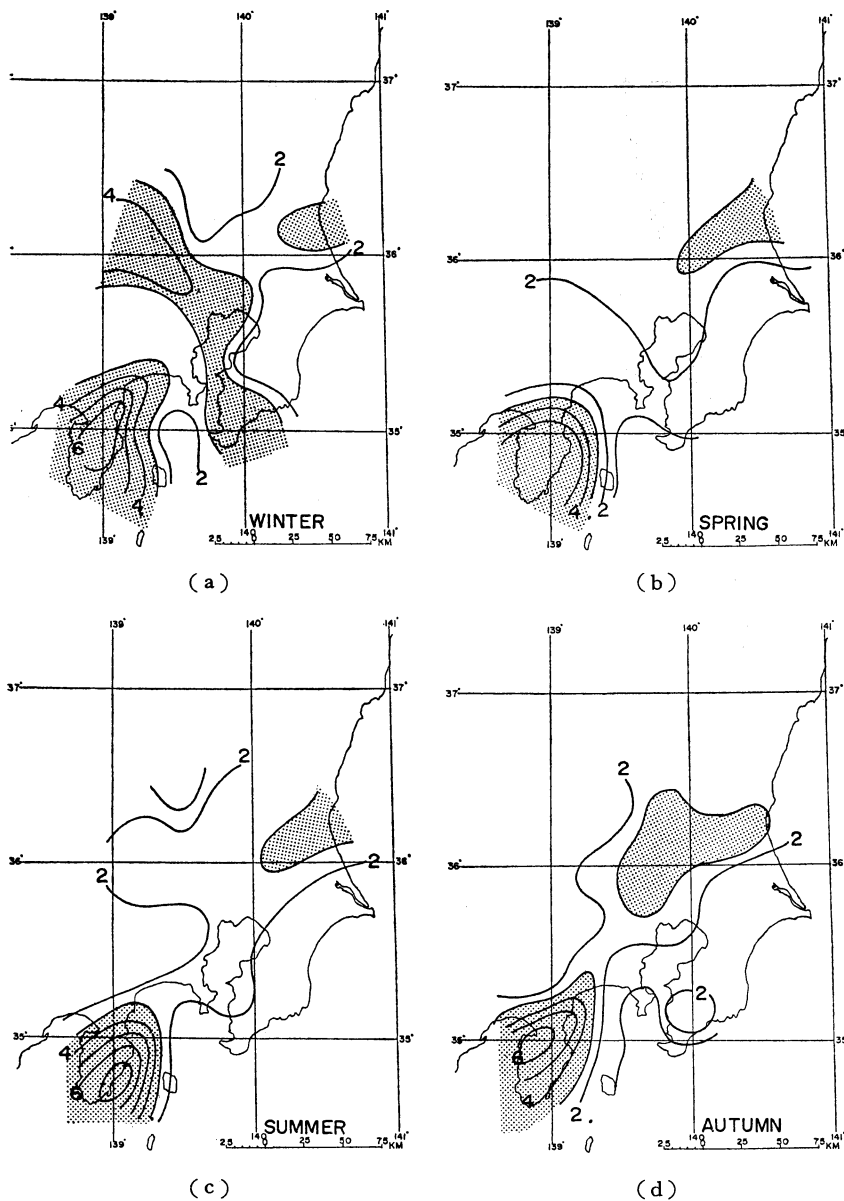
夏季については、第6図(c)に平均うず度場を示した。6時にも中央部に正のうず度が出現しているが、他の時刻はほぼ東経140度以西で正のうず度場、東部で負のうず度場が出現している。伊豆半島北部では春季と同じく9時、12時に負のうず度場が出現し、他の時刻には正のうず度場が出現している。また、内陸部の正のうず度場も12時に最大を示している。

第6図(d)に平均うず度場を示すように、秋季においても冬季とほぼ同様なうず度場が出現している。しかし、春・夏季とは異なり、西部一帯に正のうず度場が出現することはない。伊豆半島付近でも6時、9時、12時、15時に負のうず度場の出現することが多いが、その他の時刻では弱いながらも負のうず度と正のうず度が対称的に出現している。

以上、季節毎のうず度場について述べたが、季節的な差異、時間的な差異は顕著ではなく、むしろ地域的な差異が定常的に認められる。全平均場と同様、季節的にみても、その平均場は西系の風向に支配されており、その風速の大きい位置も地形によって定常化されていると考えた方が、うず度場を理解するのに合理的である。すなわち、各季節とも前橋から熊谷、東京湾を結ぶ北西からの流れと、伊豆半島から千葉、水戸を通る南西の流れでうず度場が特徴づけられている。前者の北西の流れは春季から夏季に弱くなり、南西の流れが相対的に強くなることにより西部山地に正のうず度場が出現し、東部に負のうず度場が出現するものと解釈できる。一方、秋季から冬季には北西の流れと同時に南西からの流れも強化するため、西部から負、正、負のうず度場が形成されていると考える。また、日変化で春・夏季わりあい日中、西部一帯に出現する正のうず度場も、海風や谷風の存在による南系の風の強化に対応する。伊豆半島北部での負のうず度場の出現も同様な原因によるものと理解できる。特に伊豆半島南部の正のうず度場の出現は、収束量の最も強い冬季から春季に、重合して、相模湾低気圧が出現するものと運動学的平均場からは理解される。このことは布目(1978)の報告とも一致する。

4. 変形場

第7図は変形量の季節平均分布を示したものである。

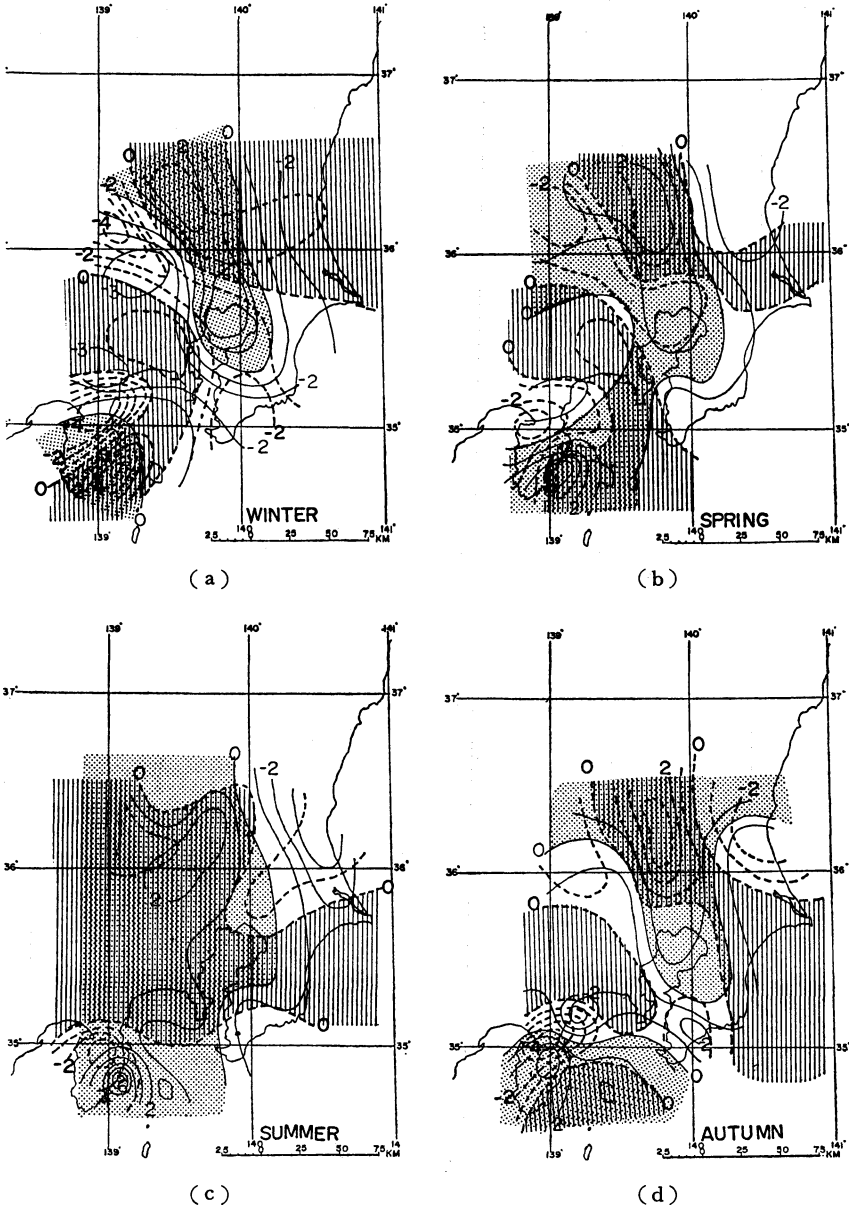


第7図 変形量分布図 (10^{-5} sec^{-1})

ハッチの部分は $3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ より大きい変形量の領域を示す。

渡辺(1981)の全平均分布でも述べられているように、変形量の大きい領域は季節ごとの平均分布でも限定されており、伊豆半島付近と水戸、筑波付近である。前者の領域は計算領域が小さいために相対的に値そのものが大きくなる可能性が考えられるが、多分に地形の影響も考えられる。また、後者の領域は計算領域が比較的大きいに

もかわらず、値が大きく計算されている。これは筑波山という高度の異なる風の資料を使用しているためと考える。さらに、前橋、熊谷、東京、館山を結ぶ付近で、冬季にのみ顕著に大きな変形場が出現している。全体的には平地部でのみ変形量が相対的に大きく、山沿い地域や、海岸沿い地域では比較的小さな変形量が出現している。



第8図 Stretching deformation と Shearing deformation 分布図 (10^{-5} sec^{-1}).

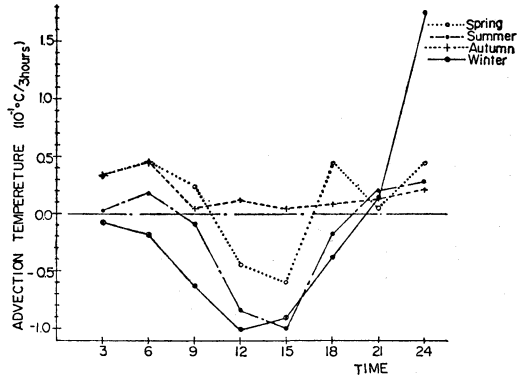
実線は Shearing deformation 等値線,
 点線は Stretching deformation 等値線,
 [点線網] は正の Shearing deformation 領域を示す,
 [縦線網] は正の Stretching deformation 領域を示す.
 (a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季.

この変形場を stretching deformation と shearing deformation に分離した各々の分布図が第8図である。いずれの季節でも, stretching deformation の等値線は北西から南東方向に走り, 縮み, 伸びの変形場が交互に出現している。前述の変形場の大きかった伊豆半島付近では夏季にわりあい小さな縮み変形場が出現するのを除くと, 他は伊豆半島北部で縮み, 南部の大島, 石廊崎, 網代の領域ではのび変形量の大きな値がそれぞれ計算される。また, 北西部の水戸, 筑波付近では相対的に小さいが, すべて縮み変形になっている。このことは, 筑波山の相対的な強風に対して, 水戸, 宇都宮の相対的な弱風によって計算された結果であり, 前述の高度差による風速差の効果によるものと考えられる。また関東北西部から南東部にかけての冬季に変形量の大きい地域では, 夏季を除いてすべて縮み変形場が出現している。特に冬季はその値が大きい。河村 (1966) が風道として示したこの領域では前橋付近で北西風が卓越し, 関東中央部へ向かうにつれて地形が開け, 次第に北西風は多方向に分流し, 風速も弱くなるためと解釈できる。このことは, 収束・発散分布図でこの領域が発散場を示すことから上記の運動として理解できる。

shearing deformation は, ほとんどうず度場の分布と一致している。これは全平均場の場合と同様, 季節毎の平均場においても, 関東地域のこの種の運動学的量は $\left[\frac{\partial U}{\partial y} \approx 0 \right]$ で, $\left[\frac{\partial V}{\partial x} \right]$ に大きく依存していると考えられる。

なお, 伊豆半島付近の大きい変形場は北部で縮み変形量が大きいものに対して, 南部で shearing deformation が特に春・夏季に大きく出現している。一般には冬季, 石廊崎で大きい西風系の風速が出現することによって大きい正の Shearing deformation が形成されることが考えられるが, 大きい正の Shearing deformation は春季から夏季にかけて出現し, 冬季はむしろ小さく, のび変形量の方が大きい。また, 水戸, 筑波付近など北東部はいずれの季節でも負の Shearing deformation が出現する領域となっており, 縮み変形量よりは大きな値が出現している。すなわち, この領域では割合東西方向での南北風向成分 $\left[\frac{\partial V}{\partial x} \right]$ が大きく変化していることを示している。

変形場の日変化は季節ごとに異なり, 春季は12時頃, 夏季は夕刻から夜間にかけて, 秋季は夜間, 冬季は12時から15時頃変形量の大きい地域が拡大している。春季の12時に変形量が増大するのは東京湾を中心とした領域で縮み変形量が増大するため, これは海風の発達に対応

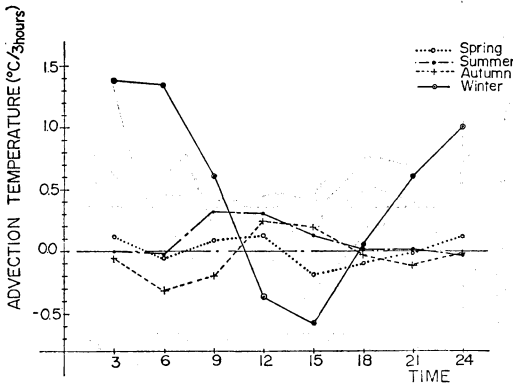


第9図 温度移流の全計算領域平均値の日変化 ($10^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}/3 \text{ hours}$).

した運動学的量の場とも考えられるが, 風向分布からは北西風の東京湾周辺での急激な弱화에依存していると考えられる。夏季には関東地域東部の海岸沿いで負の Shearing deformation と縮み変形量が共に大きくなっている。これは関東南部での南風系風速の強化に対応している。さらに, 秋季においては関東地方西部山沿いで夜間負の Shearing deformation が大きくなり, 関東地域北部では伸び変形量が大きくなっている。これは北西風系風速の強化に対応している。また, 北東部の変形場は, 関東地域南部で南風系風速の強化と北部での弱화가これらの変形場を形成していると考えられる。冬季, 日中に大きな変形場が出現するのは, 関東北東部で負の Shearing deformation が大きくなるため, 南風系の風速強化によって説明される。

5. 温度移流量と非断熱量分布

第9図に, 季節ごとの全計算領域における平均温度移流の日変化を示した。この値は面積平均値ではなく, 21個の計算領域の単純平均で, 必ずしも関東地域全体の平均的な温度移流量に置換できる値ではないが, 季節ごとの温度移流の特徴を理解することができる。すなわち, 秋季を除いて, 日中(12時, 15時)には全域ではほぼ負の温度移流であるのに対して, 夕刻から翌朝の間は正の温度移流が卓越している。これらの値を時間的にも単純平均すれば, 春・秋季は正の温度移流, 夏・冬季は負の温度移流となっている。日中の負の温度移流量は冬季に最も大きく, ついで夏・春季という順である。さらに, 各季節の時間別特徴では, 冬季温度移流量分布の時間的変動は少なく, 日中関東北西部で正の温度移流領域が出現するが,



第10図 東京—横浜—千葉の領域における温度移流の日変化 ($^{\circ}\text{C}/3\text{hours}$)

他の時刻には寒気移流が卓越している。また、太平洋では1日中正の温度移流を示す。春季も東部海岸地域で正の温度移流が顕著であり、特に冬季に比べて正の温度移流を示す領域も広い。内陸部では、冬季とは逆に関東北西部で日中(12時, 15時, 18時)負の温度移流領域が出現し、夜間山沿いで正の温度移流領域が出現している。夏季においても日中(9時, 12時, 15時)海岸地域で正の温度移流を示すのに対して、3時, 6時, 24時を除いて北西部では顕著な負の温度移流が出現している。秋季には、関東北部山沿いと南部海岸地域で夜間(3時, 6時, 21時, 24時)正の温度移流を示し、中央部で負の温度移流領域となっている。日中、関東地域中央部で正の温度移流、北部と北西部では負の温度移流を示している。これらを収束・発散分布と対比すると、冬季割合定常的に正の温度移流を示す海岸地域では、夜間(3時, 6時, 9時, 18時, 21時, 24時)は発散場、日中は収束場となっており、関東地域東部では夜間は暖気の流出、日中は暖気の流入が起こっていることになる。関東地域東部海岸地域では他の季節についても同様な移流運動が起こっているが、これはいわゆる海陸風の運動には対応していない。

むしろ、平均的な南部での高温と南西風によって生じた結果と考えられる。夏季、関東地域北西部で日中負の温度移流を示す領域は、収束場を示す領域に対応しており、相対的な高温場が収束場を形成し、周囲から相対的に寒気が移流する運動であることがわかる。しかし、このように合理的に説明される運動はこの領域のみで、他の領域ではこうした対応はつきにくい。このことは平均化作用が温度場と風向・風速場で異なっていること、あ

るいは、もともと温度場と風向・風速場の空間代表性が異なることを示唆している。権根(1961, 1966)は、大きいスケールでの海風を仮定し、温度傾度のみにより移流効果を見積り、移流効果が関東地域の気温変動に影響を与えていることを指摘しているが、実際に温度移流を計算した今回の結果とはかなり異なっている。しかし、第9図に示した関東地域全体の季節毎の移流効果の日変動を、権根と同様に大きいスケールでの海陸風の結果と仮定すれば、秋季を除いて日中は海風によって寒気が陸へ移流し、関東地域は冷却されることになり、海風の作用としては同じになる。また、夜間は陸風によって暖気が海へ流出する結果、正の温度移流を示すものと考えられる。秋季の温度移流は1日中正の温度移流を示している。夜間の正の温度移流は前述と同様だが、日中の正の温度移流は平均的に海水表面温度が気温よりも相対的に高いため、海風が正の温度移流を示す結果と考える。

第10図は、東京湾領域(東京—横浜—千葉)における温度移流の季節毎の日変化を示したものである。春, 夏, 秋季においては、日中正の温度移流を示し、夜間負の温度移流を示す傾向が認められる。しかし、秋季には正の温度移流になる時刻は春・夏季よりも遅く、春季には負の温度移流になる時刻が夏・秋季よりも早く、15時に負の値を示している。一方、冬季には温度移流量の日変化が前季節に比べてはるかに大きいこと、また、その変化傾向が日中負の温度移流となり、夜間、正の温度移流を示す、他の季節と逆の変化が認められる。この傾向は冬季程顕著ではないが、秋季にも認められる。

これらは第1図の収束・発散分布図、および、温度分布図からも明らかのように、冬季において日中東京湾領域では発散場が顕著で、しかも日中でも相対的に低温場に相当しているため、寒気の流出によって負の温度移流が示される。この領域は夜間においても発散場であり、相対的に北西方向に向かうにつれて低温となる温度分布を示し、南西風が卓越することによって正の温度移流が示されるものと考えられる。

東京湾領域の収束・発散場と温度移流を対応させて考えると、この領域内で運動している大気は、冬季日中10時から18時頃まで寒気、その他は暖気である。また、春季は8時から13時と、22時から5時の間が暖気、その他は寒気となり、夏季は6時から21時までが暖気、その他は寒気、秋季は10時から17時までが暖気、その他は寒気となっている。

これは前述の季節毎の全平均温度移流とはほぼ逆の対

第1表 雲量と収束・発散量, 温度移流量との相関係数.

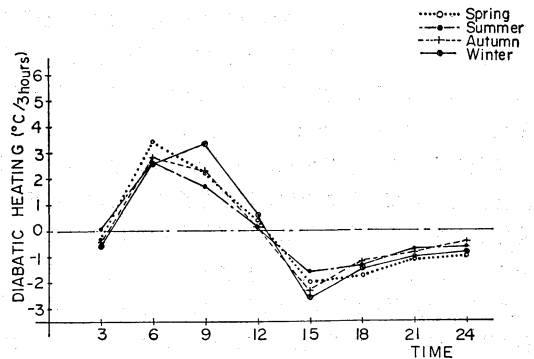
() 内の数値は季節全体の相関係数を示し, * は95%で有意性をもつ相関係数を示す.

Season Dynamical Quantity	Spring			Summer			Autumn			Winter		
	9 h	15 h	21 h	9 h	15 h	21 h	9 h	15 h	21 h	9 h	15 h	21 h
Divergence	-0.18	-0.49*	+0.43	0.09	-0.21	-0.29	-0.28	-0.16	-0.14	-0.17	-0.47	-0.09
	(-0.11)			(-0.19)			(-0.23)			(-0.24)		
Thermal Advection	-0.55*	+0.44	+0.07	+0.34	-0.30	-0.22	-0.52*	+0.06	-0.26	-0.38	+0.02	+0.07
	(-0.09)			(-0.08)			(-0.27)*			(-0.20)		

応関係を示し, 日中, 海風の出現が内陸部に冷熱源として作用すると同時に, 東京湾領域では相対的に暖気の流出によって, 正の温度移流量を示す. また, 夜間は内陸部からの相対的な寒気の流入によって東京湾領域では負の温度移流量を示し, 内陸部では相対的な暖気の流出によって正の温度移流量を示すと考える.

非断熱効果量の季節ごとの計算領域の全平均を第11図に示す. すべての季節で3時から12時までが正の非断熱量を示し, 12時から24時まででは負の非断熱量を示している. 非断熱量の振幅は気温や日射量の日較差の季節変化とは逆に冬季に最大となり, ついで春, 秋, 夏季の順になっている. また, 冬季の場合は正の非断熱量が9時から12時の間で最大となるのに対して, 他の季節では6時から9時の間で最大になっている. 一方, 負の非断熱量の最大はすべて15時から18時の間であり, ほぼ太陽放射の変動と対応している. 非断熱量の変動の大きい場所はいずれの季節でも同じく, 関東北西部, 銚子を中心とする東部太平洋岸, および伊豆半島付近である. 一方, 変化量の小さい地域も富士山麓の東部と東京湾周辺に限定している. 伊豆半島付近の非断熱量の大きい理由の1つは計算領域が狭いことに起因していると思われるが, 他の領域ではむしろ計算領域が他の領域より広いことから, その地域の局地性として認識できる. 北西部は内陸部であるため, 日較差が海岸部に比べて大きい事と対応する. しかし, 銚子を中心とする東部海岸地域で大きくなるのは不明である. また, 富士山麓東部で非断熱量が小さいのは, 高度補正值に問題があると思われる. 特に河口湖は湖の影響により, 平均的には $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ よりも小さいことが考えられる. さらに, 東京湾を中心とする周辺での非断熱量の小さい値の出現は, 東京湾の影響によって説明できる.

以上, 温度移流と非断熱量分布について述べてきた



第11図 非断熱量の全計算領域平均値の日変化 ($^{\circ}\text{C}/3\text{ hours}$).

が, 温度移流では秋季を除いて日中負の温度移流, 夜間, 正の温度移流を示す. また, 東京湾では冬季を除いて, 日中正の温度移流, 夜間負の温度移流を示し, 季節毎の全領域平均値とは逆になっている. このことは, 定常的な海陸風の出現を意味し, 日中, 陸では海風による寒気移流があり, 東京湾では相対的な暖気の発散によって正の温度移流を示す. また, 夜間は内陸部で相対的な暖気の流出による正の温度移流が出現し, 東京湾では相対的な寒気の流入によって負の温度移流を示す運動が, 平均的には卓越していることがわかった. しかし, 秋季は常に全領域平均で正の温度移流を示したり, 冬季, 東京湾の温度移流が他の季節とまったく逆になっているなど, 季節の特徴も明らかになった. さらに, 非断熱量の日変化についても, 気温などの日較差とは逆に冬季に最大となり, ついで春・夏季という順になっていること, および, 非断熱量の大きい地域や小さい地域が常に限られていることも明らかになった.

6. 運動学的量と気候因子

渡辺(1981)の全平均場と気候因子の関係では種々の運動学的量と気候因子を考えたが、気候因子の中でも降水量や日照時間など時間をもって測定されるものと、雲量など時刻をもって測定されるものでは、その平均値において必ずしも時間スケールが一致するとは限らない。渡辺(1981)は、あくまでも運動学的量の平均場はわりあい定常的に存在するという観点から種々の運動学的量と気候因子について求めているが、平均場は多頻度の結果構成される場合もあり、今回は時刻をもって測定されている雲量と風向・風速、温度によって計算される収束・発散量および温度移流との関係について求め、運動学的量の有効性について述べる。各季節、各時刻毎に求めた雲量との相関係数を第1表に示した。収束・発散量との関係は、春季の21時、夏季の9時を除いてすべて負の相関を示している。季節的にみても、やや秋・冬季に相関係数が大きくなるものの、有意ではない。しかし、いずれも負の相関係数を示していることは、収束傾向が強くなれば雲量も増加していることを示し、雲量増加の物理過程に合った関係が求められた。また、温度移流でも時刻毎の相関係数では正の関係を示す場合が半分あるが、有意な相関係数ではすべて負の傾向を示している。また、季節別にみた相関係数もすべて負の相関係数を示し、秋季には負の有意な相関係数が求められた。これも、渡辺(1981)が全平均場で述べたように、寒気移流による雲量の増加が起きていることを示すものである。風向・風速、気温だけでは雲量との有意な相関はほとんど認められないが、このような運動学的量を使用することによって、気候因子をある程度物理過程にそって考察することができる。しかし、有意な相関係数は少ない。これは平均場の時空間スケールが異なるため、また、雲量の決定は地上の収束・発散量や温度移流だけでは決定できないためと考えられる。例えば、冬季全体として発散場が顕著になるが、これと同時に平均雲量も夏季7.0に対して冬季4.5と減少している。これは、むしろ西風強化による発散場の増加というより、混合比の分布を求めてみると雲量分布によくあい、収束・発散場より水蒸気分布に強く依存していると思われる。一方、温度移流との相関係数は、いずれも9時の値が最も大きい。これは日射による雲量の増加が割合この時刻に少ないため、夏季に正の相関を示すのは、日の出が他の季節に比べて早いためとも考えられる。この意味では、日射量の影響を除けば運動学的平均場に一致することも考えられる。また、季節的にも秋季や冬季に相関

がよく出ているのも、平均場との空間スケールが割合この季節に一致しているためではないかと考える。従って、後平均場を時空間スケールで分離して考察すること今も必要である。

7. まとめ

以上、運動学的平均場について季節毎に分離し、関東地域の特徴について述べたが、平均化作用が必ずしも定常的な平均場を示すわけではなく、気候因子を説明する量としてはまだ不十分である。しかし、東京湾領域の収束・発散量の日変動は各季節とも海陸風の現象が存在することを明示しており、平均化作用による定常的な場の顕在化が認められた。このように、平均場が定常的な pattern であるのか、あるいは最大値的な pattern であるのかによって、平均場の物理的解釈も異なっているものと思われる。今後はこれらの周期解析などを行ない、時空間スケールを統一することによって、より詳細な検討をすることにする。季節毎の運動学的量の特徴については、以下の事が明らかになった。

(1) 東京湾周辺の収束・発散分布は全体として発散傾向が強く、特に冬季は1日中発散場となっている。しかし、その日変動は1日周期を示し、変動量は春季から夏季にかけて大きく、秋季から冬季にかけて小さい。また、冬季と夏季では収束・発散場の分布が逆になり、冬季に収束場が関東地域北東部から南西部に、発散場は北西部から南東部に出現するのに対して、夏季には収束場が北西部に出現し、発散場も北東から南西部に出現する場が多い。

(2) 関東地域中央部のうず度、東部の負のうず度はいずれの季節でも同様に出現しているが、春、夏には西部が正のうず度、秋・冬季には負のうず度が出現する。これは北西風の強弱に依存し、弱い時期は西部で正のうず度、強い時期は負のうず度場を示す。このことは日変化でも同じで、南西風の強くなる日中は正のうず度場となり、弱い夜間は負のうず度場を示す傾向がある。

(3) 変形場の大きい領域は季節によらずほぼ限られており、北東部の水戸、筑波付近および、伊豆半島付近である。冬季のみ北西部から南東部にかけて大きい変形場が出現するが、これは北西風の卓越に対応している。また、北東部は負の Shearing deformation が大きく、伊豆半島では正の Shearing deformation および、縮み変形場が大きい。

(4) 全領域平均では秋季は1日中正の温度移流、その

他は日中負の温度移流, 夜間正の温度移流を示す。また, 東京湾では, 冬季を除いて日中正の温度移流, 夜間負の温度移流と, 全領域平均とは逆の移流量を示し, 定期的な海陸風現象が出現していることを示している。日中, 陸では海風が相対的に寒気であり, 東京湾では相対的な暖気の発散によって正の温度移流を示す。一方, 夜間は陸の相対的な暖気の流出によって内陸部で正の温度移流が平均的に出現し, 東京湾では相対的な寒気流入によって負の温度移流が出現している。

(5) 非断熱量の日変化量は冬季に最大となり, 夏季に最小となる。また, 非断熱量の変化の大きい地域は関東北西部, 銚子を中心とする東部海岸地域, および伊豆半島付近で, 小さい地域は東京湾周辺および富士山麓東部である。

(6) 収束・発散量および温度移流は雲量と負の相関を示す。特に秋季に有意な相関係数が得られた。

最後に, この研究の御指導を戴きました矢沢大二 東京

都立大学名誉教授, 前島郁雄 東京都立大学教授, 気象研究所 久保田効氏に心から謝意を申し上げます。

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.
- , 1981: 海陸風の季節的特性, 天気, 28, 367-375.
- 布目 勇, 1978: 駿河湾低気圧と相模湾低気圧, 東管技術ニュース, No. 51, 43-44.
- 榎根 勇, 1961: 関東平野部における日最高気温分布の中気候学的解析, 地理学評論, 34, 438-449.
- Kayane, I., 1966: Meso-climatological Research on the Temperature Distribution in the Kanto Plain, Japan Science Report of the Tokyo Kyoiku Daigaku Section, 9, No. 87, 125-187.
- 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.