

6層 77 km 格子プリミティブモデルによる フロントゲネシスの検討*

力 武 恒 雄**

要 旨

本州南方海上の温暖前線の事例について、前線の発達に関し Miller の方程式にもとづく解析を行なった。非断熱加熱の効果も考慮し、6層 77 km 格子プリミティブモデルの予測資料により、前線にはほぼ垂直な鉛直断面における水平温位傾度の変化を検討した。前線帯における非断熱加熱項のフロントゲネシス効果と、tilting 項のフロントリシス効果は、何れも中層に $10^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ 程度の極大値をもち、打ち消し合う傾向がある。伸長変形項は前線帯の各高度でフロントゲネシス効果があり、500 mb 付近に $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ 程度の極大域がある。この項に比べシャー変形項は小さく、主に上層と下層でフロントゲネシス効果があった。解析は湿潤対流調節を行なう場合と、行なわない場合の予測資料について実施したが、前者では上記4項の合計値が、中～下層の前線帯で、後者より強いフロントゲネシス効果があり、周辺域との対照も顕著であった。

1. まえがき

前線の発達衰弱は、温度傾度の時間的変化とその分布によって定められる。温度傾度の変化は、3次元的な流れの分布、温度分布および熱源の分布と密接に関連する。この関係は、Miller (1948) や Haltiner and Martin (1957) が導入したフロントゲネシス方程式によって示される。

Reed and Sanders (1953) は、対流圏中層の前線の発達に関し、上記の Miller の方程式を用いて、下降流の水平傾度による等温位面の tilting 効果が、水平温位傾度を強めることを示した。Bosart (1970) の解析によると、500 mb 付近で、前線の発達の初期には上記のような tilting 効果が優勢であるが、その数時間後には、合流に伴う伸長変形項のフロントゲネシス効果が増大し、前線帯内の下流域では tilting 項がフロントリシス効果を示していた。Newton (1954) による中層の前線帯からの流出域 (frontal exit region) におけるフロントリシスの解析では、伸長変形項、tilting 項、シャー変形項の順に、温位傾度を弱める効果が示された。この流出域と

関連をもつ下層のフロントゲネシス域では、伸長変形項が大きく寄与していた。Sanders (1955) は、下層の寒冷前線に関する詳細な鉛直断面図解析により、tilting 項と伸長変形項が前線の発達と関係が深いことを示した。

これらの解析は実況値を用いたものであるが、Keyser et al. (1978) は、水平、鉛直の格子間隔をほぼ 100 km および 1.5 km とするプリミティブ方程式モデルを使用し、モデルの解像力をみる試みとして、その予測に示された前線の発達に関し検討している。この解析は低気圧中心付近の寒冷前線について行なわれた。モデルの解像力不足のため、予測された前線の水平および鉛直のスケールが、実況と比べ幅広く現われているが、予測値を用いた各効果の見積りの結果は、上記の Reed 等や Newton, Bosart の結果と照合して合理的なものと述べている。Keyser 等によると、前線帯内の高さ 1 km におけるフロントゲネシスに対しては、伸長変形効果の寄与が大きく、その上空の高さ 6 km の frontal exit region におけるフロントリシスに対しては、tilting 効果の寄与が大きい。この解析では、非断熱加熱項は定量的評価を行っていないが、定性的に評価し、水蒸気の凝結潜熱による効果が tilting 効果とは異なった符号をもつことを強調して述べている。Reed 等の例をはじめ前述の解析は、何れも非断熱加熱項が無視できる事例であった。Sanders の下層寒冷前線の場合も、水蒸気の凝結

* A study of a Frontogenesis with a 6-Level 77 km-Mesh Primitive Equation Model.

** Tsuneo Rikitake, 気象庁予報部電子計算室.

—1981. 7. 27 受領—

—1981. 10. 19 受理—

高度以下の領域を取り扱っている。

上記のような水蒸気の凝結潜熱と tilting 効果の関係をはじめ、非断熱加熱の効果、降水域を伴った前線について定量的に調べることは、フロントゲネシスの検討に必要な1つの課題である。また、上記の種々の効果について、前線上の点だけでなく、下層から上層にのびる前線帯とその周辺も含めた領域における分布を調べることが望ましい。

非断熱加熱項を含めて、フロントゲネシス効果の分布を描き解析することは、実況値の使用のみでは実現し難い。また日本付近のように特に海上の高層観測値が不十分の地域では、実況値による前線帯の詳しい解析は困難な点が多い。一方 Keyser 等のような数値予報モデルを使用すると、不完全な点はあるが、上記のような前線に関する問題に対し、いくつかの有益な情報を得ることが期待される。

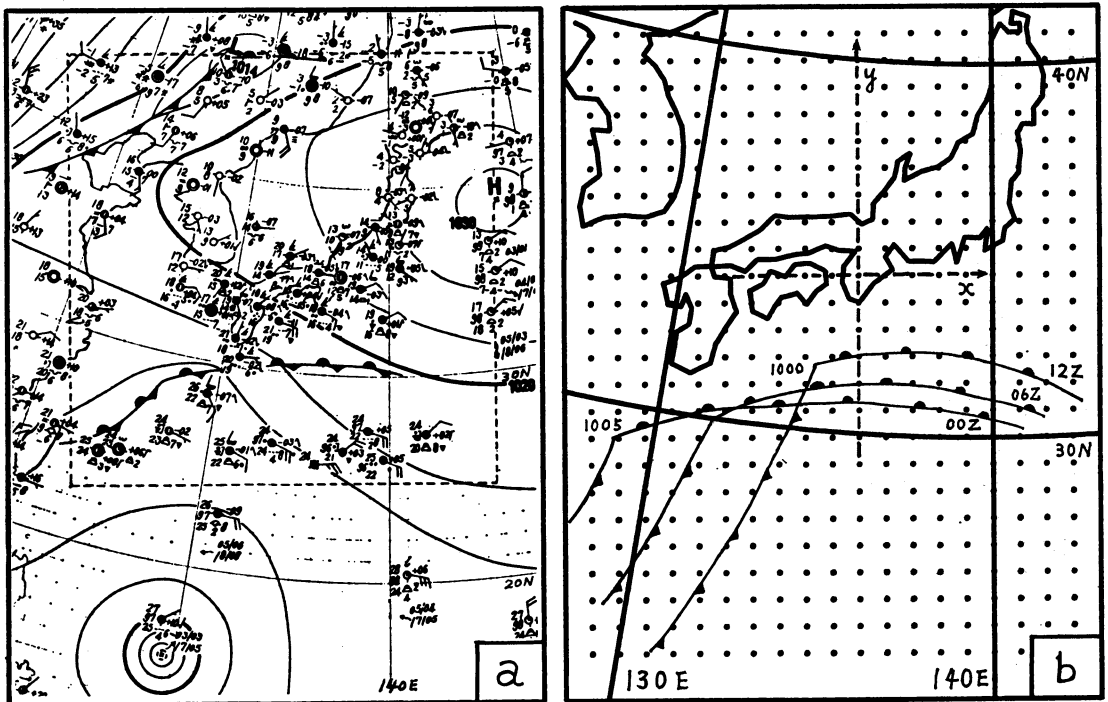
巽 (1979) は、予報業務に使用されていた4層北半球モデル (4L-NHM-2) の予報領域や格子間隔等を変更して、6層 127 km 格子プリミティブ方程式モデルを開発した。Ninomiya and Tatsumi (1980) は、このモデル

の格子間隔をさらに縮め、湿潤対流調節のスキームを改良して、6層 77 km 格子プリミティブモデルを開発し、梅雨前線に関する予報実験を行なった。改良されたスキームによると、調節を行なう領域を下層のうず度でコントロールすることができる。格子間隔は、数 100 km 程度のスケールで前線周辺の概況を見る上では、有効な点が多いと考えられる。

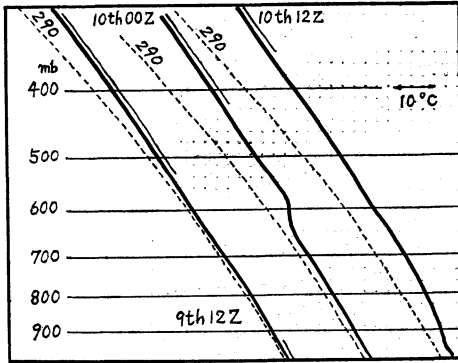
本報告では、上に述べたような問題に関し、日本付近の温暖前線の事例を対象として、上記の6層 77 km 格子プリミティブモデルによる予測資料を用いた鉛直断面図解析について述べる。

2. 事例と資料の概要

解析の対象とした1979年11月9～10日の前線を第1図に示す。左図は9日12Zの地上天気図である。この日は移動性高気圧が日本を通過し、その中心が12Zには三陸沖にある。本州の南方海上には、停滞前線がほぼ 30°N の線に沿って横たわり、南西諸島付近では前線上に波動が現われている。右図には12時間後の10日00Zおよび06Z、12Zの地上前線の位置を示す。00Zには上記の波動の部



第1図 (a) 地上天気図 (1979年11月9日12Z)。 (b) 地上前線の位置 (11月10日00Z, 06Z, 12Z) および6層 77 km 格子プリミティブモデルの格子点 (日本付近)。



第2図 潮岬における高層観測 (1979年11月9日12Z, 10日00Z, 10日12Z). 太い実線は気温, 破線は湿球温度290°Kの湿潤断熱線 (気温分布に沿う細い実線は相対湿度94%以下の部分を示す).

分は 1005 mb の低気圧中心となり, 温暖前線がほぼ東西に横たわっている. 低気圧はその後発達しながら東北東に進み, 10日12Zには中心気圧が 1000 mb となり前線は図のように移動した. 500 mb (図省略) では, 9日12Zに東支那海にあった弱い谷が発達しながら東進し, 10日12Zには九州に達していた. 前線の北上に伴い, 本州上空の北向き温度傾度が増加した. 例えば潮岬と輪島の気温差は, 9日12Zから10日12Zにかけて, 500 mb では 2.9°C から 6.1°C になり, 850 mb では 0.4°C から 4.0°C に増加した. これらの値による両地点間の平均温度傾度増加率は約 0.8°C/100 km day である.

第2図には潮岬における気温の鉛直分布を示す. 9日12Zには, おおむね 600 mb 以下の気層では, 状態曲線が湿球温度 290°K の湿潤断熱線 (破線) に沿い, 600 mb の上側では下層に比べ安定度が大きい. 12時間後の10日00Zには 650 mb 付近に安定層があり, 前線帯に伴ったものと見られる. 650 mb 以下では気温は上述の湿潤断熱線 (290°K) とほぼ平行に分布している. 10日12Zには, 第1図のように地上の低気圧中心と前線が, 潮岬からの距離 200 km 以内に位置を占めている. この時の状態曲線には, 900 mb 付近に安定層が見られる.

相対湿度が94%以下の部分には, 気温分布と平行に細い実線を記入した. 他の部分では湿度が95~100%であった. 図のように湿潤層は厚く, かつ次第にその厚さを増している. 地上天気図によると, この期間は前線周辺は広い降水域でおおわれていた.

この報告では, 10日00Zから06Zまでの6時間の状況に関する断面図解析について述べる. 断面図の作成のた

め11月9日12Zをイニシャルとし, 第1図の左図に示した破線を境界とする6層77 km 格子プリミティブモデルによる予測を行ない, 12時間から18時間までの出力を, 10日00Zから06Zまでの値として使用した. 予報領域はポーラステレオ投影図上の33×33の格子点から成り, 格子間隔は30°Nで約77 km, 60°Nで約95 km である. 鉛直座標は 100 mb を上端とする6層のσ座標である. 日本付近の格子を第1図の右側に点で示す.

鉛直断面図は潮岬を通る縦線 y に沿って作成した. y は格子の縦線と一致し, ほぼ南北の方向をもつ. また線 y は00Z, 06Zの温暖前線とほぼ直交し, この時の低気圧中心から 400 km 以上離れている. y と垂直に x 軸をとり, 図のように矢印の向きを x , y の正の方向とした. 予測値を 100 mb おきに 1000 mb から 200 mb までの値に変換して解析に使用した. 断面図の縦軸には気圧をとり, 横軸には線 y に沿う16個の格子点を取り, その緯度を示した.

6層 77 km 格子プリミティブモデルにおいて側面境界値は, 前章で述べた (4L-NHM-2)モデルによる予測から6層に補間して求め, Davies の境界条件を使用している. 支配方程式, 差分の定義, 格子構造は (4L-NHM-2) と同じである. 物理過程の取扱いで, (4L-NHM-2) と異なる点は次の通りである. 水平うず拡散には Fick 型の方程式を使用し, 拡散係数には Leith の乱流理論による値を用いている. 対流調節においては, 下層 (~925 mb) の相対うず度が臨界値 R 以上の場合だけ湿潤対流調節をするように条件を付け加えてある. 臨界気温減率には次の γ_* を使用している.

$$\gamma_* = a\gamma_c + (1-a)\gamma_d$$

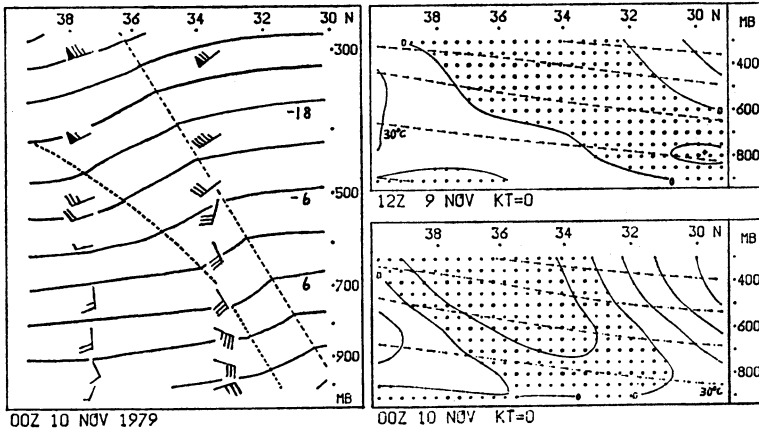
ここで γ_c は (4L-NHM-2) における臨界気温減率, γ_d は乾燥断熱減率, a は補正のための定数である. 二宮等は梅雨前線付近に関し, $a=0.8$, $R=10 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ が予報に適切と述べている. 本報告においては, 湿潤対流調節の影響を調べるため, 1つは

$$(R=1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}, a=1.0)$$

他の1つは

$$(R=1 \times 10^{-2} \text{ sec}^{-1}, a=0.6)$$

すなわち湿潤対流調節を全く行なわない場合を選んだ. 各断面図 (第4~12図) とも, 左側は前者のケース, 右側は後者のケースを示す. 予測にさいしては二宮等と同様に, 鉛直方向のうず拡散は下方の2つの層のみで計算し, その他の自由大気中の物理過程はすべての層で計算した. 初期値を定めるには, (4L-NHM-2) と同



第3図 鉛直断面図。左図の実線は等温線(6°Cおき)、破線は前線帯の境界を示す。右図の実線は温位傾度偏差(0.2°C/100kmおき)、ドットは正偏差域、破線は等温位線(10°Cおき)を示す。

様に北半球領域で客観解析された等圧面高度、気温・露点差、地表面温度、海面気圧を用い、風については等圧面高度とバランス方程式、準地衡風オメガ方程式を使用し、まず北半球モデルのグリッド(60°Nで381km)における値を求める。この値から内挿によりこのモデルの初期値を得ている。なお気温は厚層から求めている。

3. 鉛直断面上の前線帯の概況

第3図の右側には、初期値を用いて描いたy方向の鉛直断面図を示し、左側にはほぼy軸に沿って輪島、潮岬の実況と各層天気図を参照して描いた断面図(10日00Z)を示す。この2地点の風の観測結果(単位:ノット)も記入してあるが、前線帯に対応した風の鉛直シャーが見られる。潮岬の顕著なシャーは、第2図の600mb付近の安定層にほぼ対応した位置に現われている。右図には、等温位線を破線で示し、y方向の温位傾度偏差 $\Delta\theta'$ を実線で示す。 $\Delta\theta'$ は次式により求めた。

$$\Delta\theta' = \theta' - \bar{\theta}' \quad \text{ただし} \quad \theta' = -m \frac{\partial\theta}{\partial y}$$

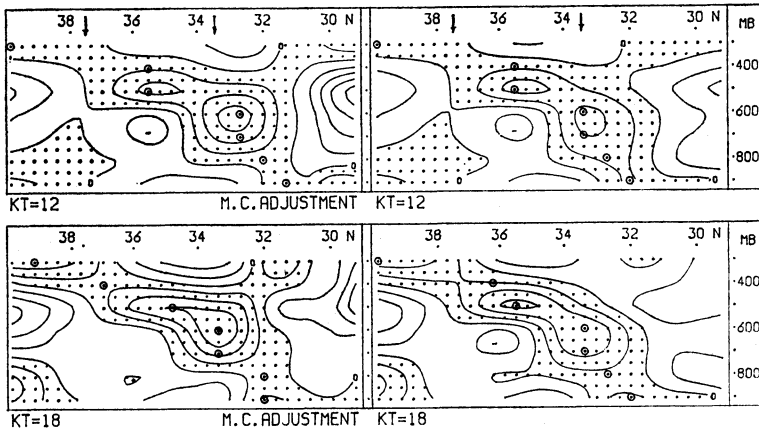
θ は温位、 m はマップファクター $m = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \varphi}$

ここで φ は緯度、 $\bar{\theta}'$ は線yに沿う16格子点の値による θ' の平均値である。ドットを施した領域は $\Delta\theta' > 0$ であり、断面図の横軸上で相対的に θ' が大きいことを示す。右下から左上にのびる正偏差域は、第1図の9日12Zおよび10日00Zの前線に対応すると見られる。各高度の前線の位置や転移層を表現することはできないが、上

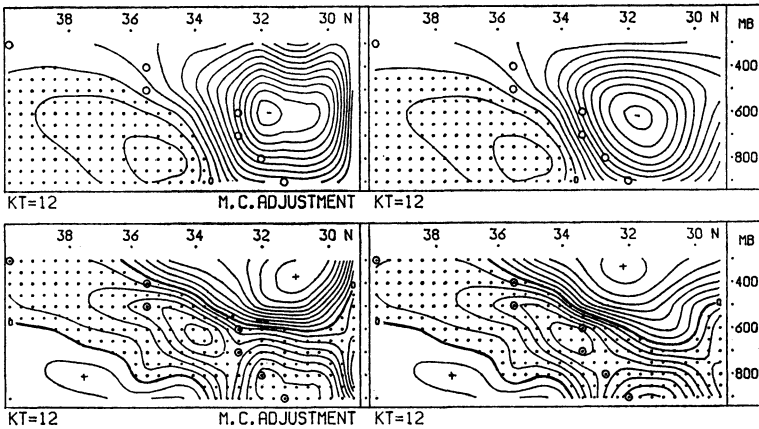
下の図を見ると、温位 θ の分布および正偏差域が北上し、これに伴って正負の偏差値が強まり、前章で述べたような前線の北上に伴う水平温度傾度増加が示されている。

9日12Zをイニシャルとする予測のうち、12時間(以後KT=12等と記す)およびKT=18における温位 θ から第3図と同様に求めた $\Delta\theta'$ を第4図に示す。正偏差域内の7個の丸印は、900~300mbの各層について、 θ' が極大値をもつ位置を示す。(32°N, 900mb)から(39°N, 300mb)付近にのびる正偏差域は、第1~3図の前線に伴った水平温位傾度の大きい地帯に対応している。上段のKT=12の図と、第3図の10日00Z, KT=0の図を比べると、(31°N, 300mb)付近の弱い正偏差域が第3図には見られない。その他いくつかの局所的な相違点はあるが、正偏差や丸印で示される前線帯の概略位置は、第3図の実況解析や10日00Zの初期値が示す状況をおおむねシミュレートしている。正偏差は第4図の予測値の方がやや大きく、その領域の南北の幅は第3図より小さい。気温の断面図は省略するが、第4図の4面の各々について、矢印を付けた潮岬~輪島間の気温差を求めると、その平均値は500mbで約5°C、850mbで約2°Cであった。これは前章で述べた観測値と同程度の値である。

KT=12からKT=18にかけて $\Delta\theta'$ の分布には、左に移動した部分が多く、前線帯がやや北上したことを示している。北上の程度は大きい部分でも数10km程度で、これは第1図の前線の北上と同程度である。また、



第4図 温位傾度偏差の鉛直断面図。実線は $0.2^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ おきの等偏差線，ドットは正偏差域を示す。上段：KT=12，下段：KT=18，左側は湿潤対流調節を行なった場合を示す。



第5図 上段：鉛直 ω 速度の分布 (KT=12, 等値線は 2mb/hr おき, ドットは下降流域を示す)。下段：水平発散の分布 (KT=12, $3 \times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$ おき, ドットは収束域を示す)。

等値線はこの6時間に正偏差が強まったことを示している。温位傾度の6時間の変化については次章で述べる。

左図の湿潤対流調節がある場合は、右図に比べ 30°N 付近の負偏差が強く、前線帯に伴う正負偏差の対照が顕著である。これに関連した特徴については第7章で検討する。正偏差域内に示した丸印によると、KT=12の左図では、右図に比べ中～下層の θ' の極大位置が南偏している。この傾向はKT=18にも800mb, 500mbに現われている。

第5図にはKT=12における上昇流 ω と水平発散を示す。下降流域と収束域にはドットを施した。丸印は前

線帯の目安として第4図と同様に記入した。収束域が丸印を含んで右下から左上にのび、地上前線がある 31°N 付近では、収束の極大があり収束域上端の高さはほぼ最低となっている。左図では、400～300mbにある発散の極大域が、右図より南偏している。このパターンに対応して左図の ω の分布では、 30°N と 33°N の両方へ、強い上昇流域が上向きに張り出している。この特徴はKT=12だけでなく、KT=18までの平均値(第8図)にも現われている。 34°N 以北では弱い下降流域と発散域が前線帯の下側にひろがり、その形状や強さは左右の図にほとんど差がない。

4. 水平温位傾度の変化

第1図に示した x 方向, y 方向の風速成分を u , v とすると,

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + mu \frac{\partial\theta}{\partial x} + mv \frac{\partial\theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial\theta}{\partial p} \quad (1)$$

ただし m はマップファクターである. この式を用いると, y 方向の温位傾度 $(-m \frac{\partial\theta}{\partial y})$ の変化率が次のように示される.

$$\begin{aligned} -m \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) &= m \left(-\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \frac{\partial mu}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} \right. \\ &+ \frac{\partial mv}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial p} + mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \\ &\left. + mv \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + \omega \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right) \quad (2) \end{aligned}$$

(2) 式の右辺第1項は, 温位傾度の変化に対する非断熱加熱の効果を示す. 第2, 3項は水平面上の変形に関する効果, 第4項は tilting 効果, 第5, 6, 7項は x , y , p 方向の移流の効果を示す. ここで短い周期の変化を除くため, 各格子点における θ , $\frac{d\theta}{dt}$, u , v , ω の値について, $KT=12$ から $KT=18$ まで6時間の平均値を求め, その分布に関して検討を行なう. (2) 式から次の(3)式を得る.

$$-m \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = -m \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + m \frac{\partial m\bar{u}}{\partial y} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial x} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} &+ m \frac{\partial m\bar{v}}{\partial y} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} + m \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p} + m^2 \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} \right) \\ &+ m^2 \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} \right) + m \bar{\omega} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y} \right) + G' \end{aligned} \quad (3)$$

ただし上述の時間平均値にはバーを付け, 各項には A, B, C, \dots, H の記号を付けた. G' は平均値からの偏差に関する項を示す. ここで G' を除いて右辺の第1~7項の合計を K とする.

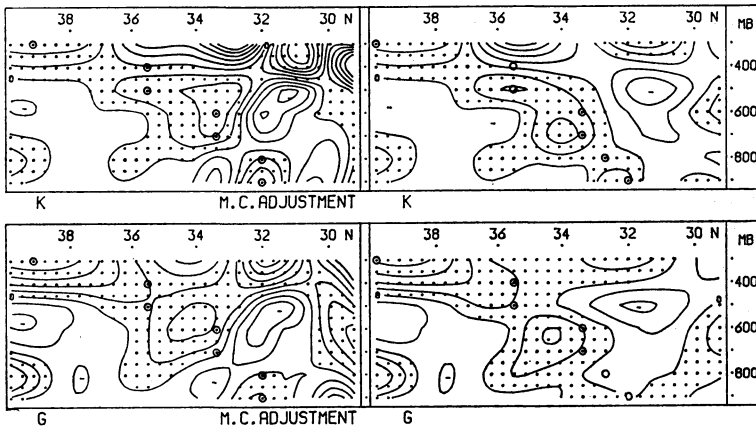
$$K = H + A + B + C + D + E + F \quad (4)$$

以下では主に(3), (4)式について検討するが, 各項の見積りにさいして, $\bar{\theta}$, \bar{u} , \bar{v} , $\bar{\omega}$ の値には, $KT=12, 13, \dots, 18$ の7個の値による平均値(梯形法による平均)を使う. $\frac{d\theta}{dt}$ については, 予測のステップごとに気塊の

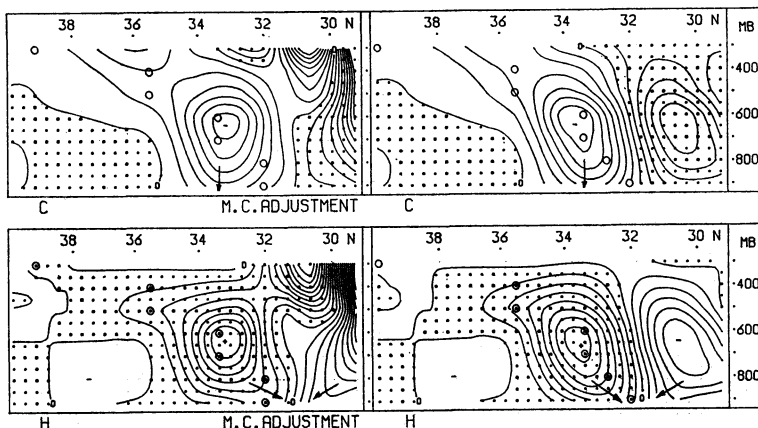
温位変化 $\frac{d\theta}{dt}$ を(1)式によって求め, $KT=12$ から $KT=18$ まで各格子点で積算して得た平均値を使用する.

(4)式から求めた K の分布を第6図の上段に示す. 7個の丸印は $\bar{\theta}$ の傾度 $(-m \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y})$ が極大値をもつ位置を示す(以下の各図も同様である). なお垂直差分の計算においては $\Delta p = 200$ mb とし, 例えば 800 mb では $\Delta\bar{\theta} = \bar{\theta}(900 \text{ mb}) - \bar{\theta}(700 \text{ mb})$ の差分を用いた. 水平差分は予測に用いたモデルと同一の差分を使用した.

第6図によると, 前線帯の目安となる7個の丸印に沿



第6図 温位傾度変化率の分布. 上段: K 項, 等値線は $1^\circ\text{C}/100 \text{ km day}$ おき. 下段: G 項, 等値線は $0.5^\circ\text{C}/100 \text{ km day}$ おき, ドットは正の領域を示す.



第7図 上段: tilting 項の分布, 下段: 非断熱加熱項の分布, 何れも等値線は $2^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ おき, ドットは正の領域を示す.

って K の正領域があり, その南北両側に負領域がある. これは前線帯で等温位線が y 方向に集中する傾向を示している. 下図には (3) 式左辺の G の分布を示す. G の値は $KT=12$ と $KT=18$ の温位傾度の差から求められる. 分布の特徴を強調するため, G の等値線は $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ おきに示した. 上図と下図を比較すると, 場所によっては K の極大域での値が, G の2倍程度であり, 一方 30°N 以南の 600 mb 付近 (左図) では, K の値が G より小さい. これらの差は上述の G' の影響と, 平均値の算出方法が $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$ と他の量で異なること, および6層の σ 座標から p 座標への変換の影響等によると考えられる. K と G の分布に相異点はあるが, 38°N 以北の上層下層の正領域や 34°N 付近の中層の正領域, $32\sim 31^{\circ}\text{N}$ の上層と下層の正領域のように, 分布の大勢はよく類似し, 大きさは同じオーダーである. 前線帯における G や K の極大値は $1\sim 2^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ である. 左右の図を比べると, 約 35°N 以北では両者は類似しているが, 35°N 以南では異なる点が多い. (32°N , 900 mb) の正の値は左図が大きく, 右図に比べ南偏している. $32\sim 31^{\circ}\text{N}$ の上層にある正領域は左図が顕著である. このような温位傾度の変化率に対する (4) 式各項の寄与を次に検討する.

5. 非断熱加熱の効果と tilting 効果の検討

第7図には C 項と H 項の分布を示す上下の図を比較すると, 大きさが同じ程度で符号は反対の部分が多く, かなり対称的な分布となっている. 前線帯に沿って上図では強い負領域があるが, 下図では強い正領域がある.

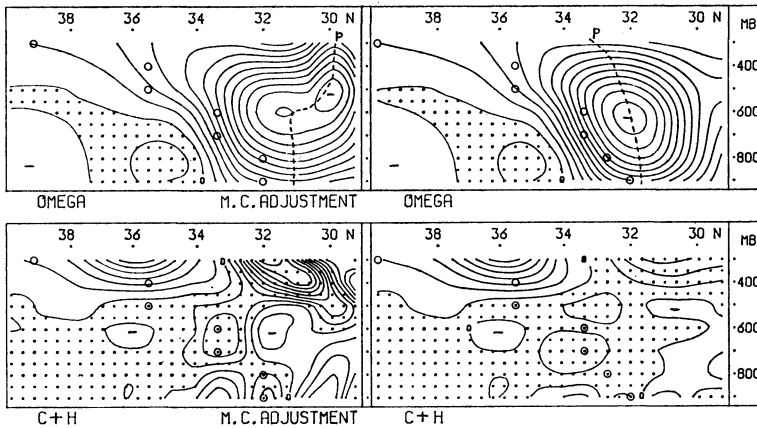
左右の図を比較すると, 第6図と同様に, ほぼ 35°N 以北では類似のパターンであるが, 35°N 以南では相異点が多い. 左図では C の負域と H の正域が, 右図に比べ南寄りに張り出し, C と H の零線が中～上層では 30°N 付近にあって, (31°N , 300 mb) には極大域がある.

第8図の上段に $\bar{\omega}$ の分布を示す. 図中の破線 ρ は $\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} = 0$ の線で, これは y 軸に沿う上昇流分布の極大点を結ぶ線であり, また C の零線と一致している. 左図では, 強い上昇流域が前線帯と平行な左上の方向と, 右上の記号 ρ の方向に張り出し, 線 ρ の北側 (31°N , 300 mb) には, C の負域, H の正域, 温位傾度の正偏差域 (第4図左), K , G の正域が現われている.

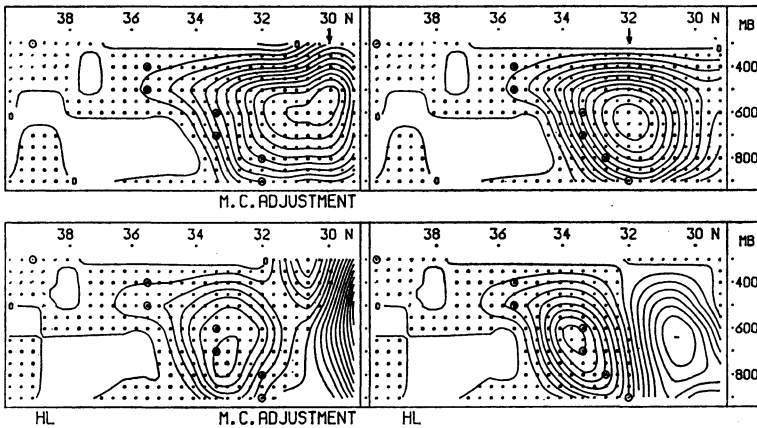
第8図の下段には C と H の和の分布を示す. 31°N 付近の上層には左右の図に正の領域がある. この領域は, 左図の場合 H の値が大きいため形成され, 右図では C が大きいため現われている. 上層の $34\sim 36^{\circ}\text{N}$ では, $(C+H)$ は K の負領域に寄与している. しかし 37°N 以北まで $(C+H)$ の負域が広がり, K の正領域には寄与していない.

600 mb 付近にある C と H の極大域は共に $10^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ 程度の値をもつが, ほぼ打ち消し合って, $(C+H)$ の極大域は $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ のオーダーとなり, これが前線帯に現われている. 下層では $(C+H)$ の正領域の南北両側に負領域がある. 中～下層における上記の特徴は, K の分布に対し大きく寄与し, また左図の場合この特徴が顕著である. 次にこれらの特徴と水蒸気凝結潜熱の関係を検討する.

第9図の上段には, $KT=12$ から $KT=18$ までの比



第8図 上段：鉛直 ω 速度の分布 (KT=12~KT=18の6時間平均値, 2 mb/hr おき, ドットは下降流域を示す). 下段：tilting 項と非断熱加熱項の和の分布 (等値線は $1^\circ\text{C}/100\text{ km day}$ おき, ドットは正の領域を示す).



第9図 上段：比湿の変化 (KT=12~KT=18の6時間変化, 0.3 gr/kg おき, ドットは負の領域を示す). 下段：水蒸気凝結潜熱による温位上昇の傾度 (等値線は $2^\circ\text{C}/100\text{ km day}$ おき, ドットは正の領域を示す).

変化の積算値を示す。この値は、 $\frac{d\bar{\theta}}{dt}$ と同様に気塊の比湿変化を積算したものである。ドットを施した負域の値は、ほぼ水蒸気凝結量を示している。分布の特徴は $\bar{\omega}$ の分布(第8図)と類似している。なお降水量極大の緯度を矢印で示したが、左図は右図に比べかなり南偏している。極大の位置における6時間降水量は左図では18 mm, 右図では16 mmであった。上図の凝結量から潜熱による温位上昇率を求め、その y 方向の傾度(HL)を下図に示す。等値線は C, H と同様に $2^\circ\text{C}/100\text{ km day}$ おきに画いた。HLの分布は H の分布とよく類似し、 H

に対する寄与が大きいことを示している。

この性質や水蒸気凝結量分布と $\bar{\omega}$ の分布の類似性から、温位変化率 $\frac{d\bar{\theta}}{dt}$ に対して、上昇運動 $\bar{\omega}$ に伴う水蒸気凝結潜熱の寄与が大きいと考えられるので、湿潤断熱減率を $\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M$ とし、次の近似式について検討してみる。

$$H = -m \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\bar{\theta}}{dt} \right) \doteq -m \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{d\theta}{dp} \right)_M \bar{\omega} \right) \\ = -m \left(\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dp} \right)_M + \bar{\omega} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dp} \right)_M \right) \quad (5)$$

ここで (600 mb, 33~34°N) 付近にある H の極大域に着目し, y 方向の距離 100 km について, $\bar{\omega}, \left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M, \bar{\theta}$ の変化を $\Delta\bar{\omega}, \Delta\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M, \Delta\bar{\theta}$ とする. この地域における $\bar{\omega}$ や $\bar{\theta}$ の分布から, $\frac{\Delta\bar{\omega}}{\bar{\omega}}$ は 1 の程度, $\Delta\bar{\theta}$ は 1 度の程度, これに対応する $\Delta\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M / \left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M$ は 10^{-1} の程度なので, (5) 式の右辺第 2 項は第 1 項に比べて 1 桁小さい.

また, $\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M$ と $-\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p}$ は同じ程度なので粗い近似として

$$H \doteq -m \frac{\partial\bar{\omega}}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M \doteq -m \frac{\partial\bar{\omega}}{\partial y} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial p} = -C$$

上記の極大域では

$$-\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M \doteq 5 \text{ deg}/100 \text{ mb},$$

$$\frac{\partial\bar{\omega}}{\partial y} \doteq 8 \text{ mb}/100 \text{ km hr}, m \doteq 1.2$$

したがって, $H \doteq 12 \text{ deg}/100 \text{ km day} \doteq -C$

この値は第 7 図や第 9 図下段の極値と同程度である. 極大域付近で H と C が逆の符号をもち, 対称的であることがほぼ了解できる. このような対称性は, 右図の 30~31°N にある C, H の極値付近についても同様の見方ができる. (5) 式の第 2 項 $-m\bar{\omega} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dp}\right)_M$ は $\bar{\theta}$ が北向きに減少し, $\bar{\omega}$ が負の領域では正の値をもつので, この項も考慮すると, H は上記の値より 10% 程度大きい.

$\left|\frac{\partial\bar{\omega}}{\partial y}\right|$ が小さい領域では (5) 式の第 2 項の影響が増すが, C, H の大きさは次第に小さくなる.

第 1 章で Keyser 等の解析に関し, H と C が異符号をもつことを述べたが, 第 7 図の場合は両者がほぼ打ち消し合って, 温位傾度の急激な変化を抑制する傾向を示している. 極大域における C, H の値は K, G に比べて大きい, $(C+H)$ は K, G と同程度の値となり, 第 8 図のように前線帯の温位傾度変化に対して, $1^\circ\text{C}/100 \text{ km day}$ のオーダーの寄与をしている.

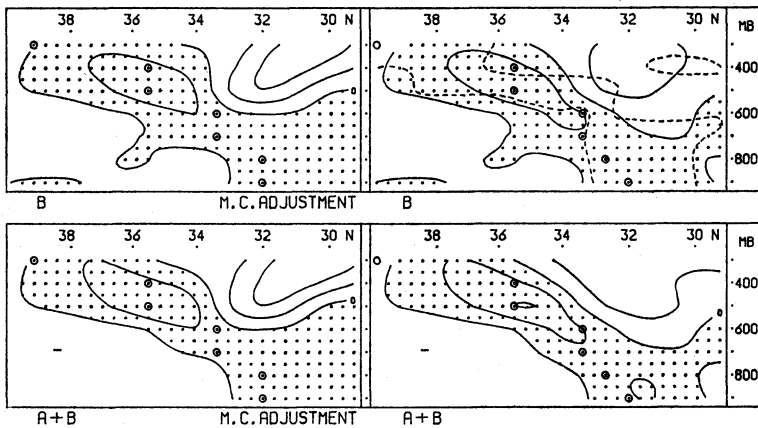
前述のように下層前線付近には, $(C+H)$ の正領域の南北両側に負領域がある. 第 7 図に記入した矢印のように, この領域では H の等値線がその零線に向かって強く張り出し, 一方 C の等値線は下向きに張り出し, このパターンが $(C+H)$ の図に反映している. この傾向は左図の場合に顕著であり, 見かけ上は下層前線付近における熱源の集中性を示している. この性質や対流調節による上昇流, 水蒸気凝結量極大域の南偏 (第 9 図) については, 詳しい資料により今後検討したい.

6. 水平面上の変形効果と移流項の検討

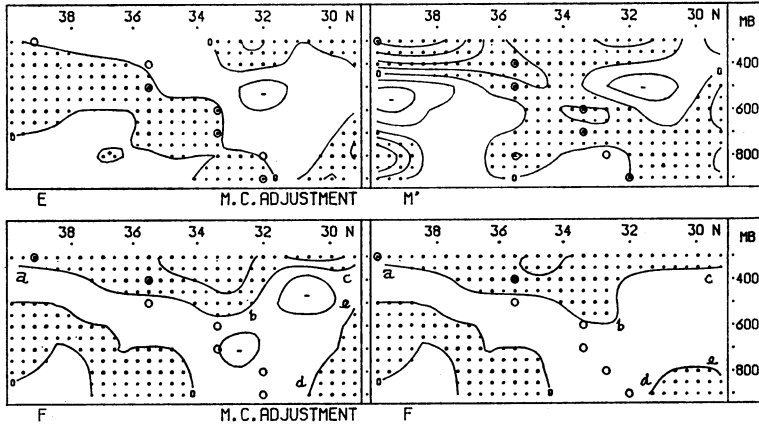
(3) 式の A, B 項には, 次式に示すようにマップファクター m の傾度が含まれている.

$$A = \left(m \frac{\partial\bar{u}}{\partial y} + \bar{u} \frac{\partial m}{\partial y}\right) \left(m \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial x}\right)$$

$$B = \left(m \frac{\partial\bar{v}}{\partial y} + \bar{v} \frac{\partial m}{\partial y}\right) \left(m \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y}\right)$$



第10図 上段: 伸長変形項の分布 (実線) およびシヤ-変形項 (右図の破線). 下段: 伸長変形項とシヤ-変形項の和の分布, 等値線は何れも $1^\circ\text{C}/100 \text{ km day}$ おき, ドットは正の領域を示す.



第11図 上段左側：水平移流項 (E項) の分布 (等値線は $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ おき)。上段右側：温位傾度変化率 (M' 項, $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ おき)。下段：鉛直移流項 (F項, $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ おき) ドットは正の領域を示す。

ここで y 方向の 100 km について, m, \bar{u}, \bar{v} の変化を $\Delta m, \Delta \bar{u}, \Delta \bar{v}$ とすると, m, \bar{u}, \bar{v} の分布から

$$\frac{\Delta m}{m} \approx 10^{-2}, \frac{\Delta \bar{u}}{\bar{u}} \approx 10^{-1} \sim 10^0, \frac{\Delta \bar{v}}{\bar{v}} \approx 10^{-1} \sim 10^0$$

したがって $\frac{\partial m}{\partial y}$ を含む項は, 含まない項に比べて小さい。

これを無視したときの分布は, A, B の分布とほとんど同一であった。この近似によると, A は, 前線とほぼ平行な x 方向の温位傾度 $(m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x})$ があるとき, 水平シャー

$$\left(m \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)$$

に伴う変形により, y 方向の温位傾度が変化する効果を示している。 B 項は, 流れ \bar{v} の分布に伴う伸長によって, 温位傾度が変わる効果を示している。

第10図上段には B 項の分布を実線で示す。前線帯に沿って正領域がのび, 中～上層では南北両側に負領域がある。正負の分布は収束域 (第5図) と類似している。しかし強さの分布は異なり, 中層に極大値がある。右図には A 項 (シャー変形項) を破線で示した。 A の大きさは, どの部分も $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ より小さく, 破線に囲まれた部分が正の領域である。前線帯に沿って正領域があるが, 中層では B 項より巾が小さい。湿潤対流調節がある場合 (図省略) も分布の特徴は同様であった。

下図には A と B の和を示す。 A は B に比べて小さいので, 上下の図に大差はないが, $700 \sim 600\text{ mb}$ では正領域の巾が上図に比べ細くなっている。

第10図, 第6図の比較によると, 下層前線の南側にある K の負域に対して, $(A+B)$ は寄与がない。中～上層の前線帯にある K の正域に対しては $(A+B)$ が大きく寄与している。 (31°N , 300 mb) の K の正域に対しては寄与がなく, 左図でこの特徴が強い。

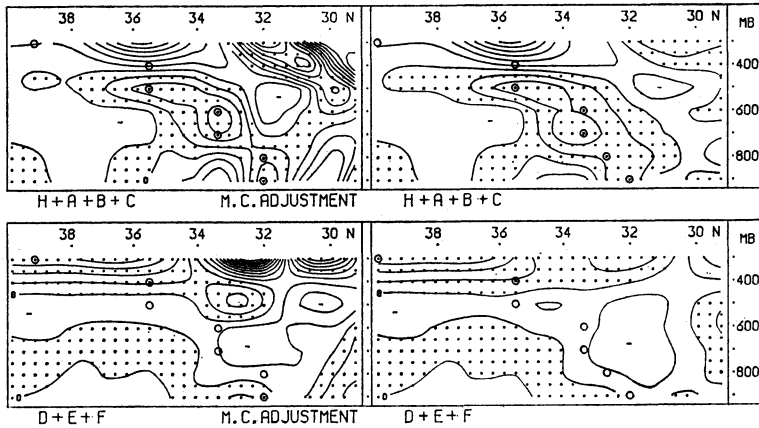
次に移流項について検討する。詳しい記述は省略するが, マップファクター m の傾度について, A, B と同様の検討を行った結果, 10%以下の誤差で次の近似式が得られる。

$$D = m^2 \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right) \approx m \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left(m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right)$$

$$E = m^2 \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right) \approx m \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \left(m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right)$$

この近似によると, D, E は x, y 方向の流れ \bar{u} および \bar{v} に伴う $(m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y})$ の移流効果を示している。第11図の上段左側には, 湿潤対流調節を行なう場合について E 項の分布を示す。この時, 図のほぼ全領域で, 風の y 成分は正の値をもち, 丸印の風下側には E の正領域が現われ, K, G の正領域 (第6図) に寄与している。湿潤対流調節を行なわない場合の図は省略するが, 特徴は同様である。第11図の下段には F 項の分布を示す。 F 項は $\omega \frac{\partial}{\partial p} \left(m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right)$ と書き換えられ, p 方向の移流効果を示す。

記号 a, b, c, d, e を付けた領域では, 第8図のように上昇流となっている。 F の零線 $a \sim b \sim c$ の付近



第12図 上段：水平面上の変形項，非断熱加熱項，tilting 項の合計値。下段：水平および鉛直方向の移流項の合計値，等値線とドットは第10図と同様に示す。

は $\left(-m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right)$ の鉛直軸上の極大域， $d \sim e$ は極小域となっている。この分布に対応して， F の負域が丸印の下側と前線帯の南側 ($bcde$ 域) に現われている。左下方の正領域は下降流による水平温位傾度の移流効果を示している。左図は右図に比べ， b, c 付近の負域が顕著である。このような E, F 項の特徴は，第12図下段に示した移流項の合計 ($D+E+F$) に反映している。この図の上層における正負の領域では， D 項の影響が大きい。これは強い西寄りの風による移流効果を示し，特に左図の場合顕著である。この時，上層の \bar{u} は，左右の図に大きな差がなかった。左図の 34°N 以南における大きい値は， $\left(m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right)$ の x 方向の変化が激しいことを示している。

7. フロントゲネシスに関する検討

以上で (4) 式の右辺について検討したが，次に A, B, C, H の合計を M と記す。

$$M = A + B + C + H = K - D - E - F$$

(3) 式の G' の影響やマップファクターの傾度に関する誤差を省略すると， K や G は固定点における変化率を示し，上記の M は気塊に着目したときの温位傾度変化率 $\frac{d}{dt} \left(-m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right)$ を示す。通常は， M の正負によって，フロントゲネシスあるいは，フロントリシスと呼称することが多い。第12図の上段に M の分布を示す。上下の図を合成したものが， K の分布 (第6図) に該当する。

前線帯に沿う中～下層の M は，移流項に比べると大きく， K の分布に大きく寄与している。しかし前線の南側における K の負域に対しては，移流項の負域の寄与が大きい。一方，上層の前線付近では， M は負の値をもち， K の正域 (38°N) は移流項によって形成されている。上記のように気塊に着目した変化 M が負の場合は，individual frontolysis と記すことがある。

湿潤対流調節を行なった左図は，右図に比べ前線帯付近で M の正負の対照が顕著である。この性質は第8図の ($C+H$) の分布に負う所が多く，第6図の分布にも反映し，前線帯に温度場を集中させる傾向が，左図の場合は右図より強いことを示している。第3章で左図の温位傾度偏差 (第4図) の正負の対照が，右図より顕著であることを述べた。例えば $KT=12$ の偏差分布に上記のような傾向が反映することが推測されるが，($C+H$) の分布に起因しているか否かは調査していない。このような性質の時間的変化も今後検討すべき問題である。

第4図のように $KT=12$ から $KT=18$ にかけて，前線帯は y 軸に沿ってやや北上している。等圧面上で， y 方向に前線と共に V の速さで移動する座標から見た温位傾度変化率を $\frac{D}{Dt} \left(-m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right)$ とし，6時間平均を示すため，バーを用いると，

$$\frac{D}{Dt} \left(-m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right) = \frac{\partial}{\partial t} \left(-m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right) + mV \frac{\partial}{\partial y} \left(-m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}\right) \tag{6}$$

第1表 対流圏中層のフロントゲネシス効果.

(単位は deg/100 km day)

| 著者 | 前線の発達衰弱 | tilting 効果 | 伸長変形効果 |
|------------------|---------|------------|--------|
| Reed and Sanders | 発達 | 18 | -4 |
| Bosart | 発達 | >32 | -8~+8 |
| Bosart (*) | 衰弱 | <-40 | >32 |
| Keyser et al. | 衰弱 | -26 | -8 |
| Newton | 衰弱 | -5 | -5 |
| 筆者 | 発達 | <-12 | >1 |

第4図によると、 $\left(-m \frac{\partial \theta}{\partial y}\right)$ の極大位置 (丸印) は、6時間に、左図の 600 mb, 700 mb, 900 mb で1格子だけ北に移動し、右図の 400 mb でも同様に移動している。等値線のパターンにも北上した部分が見られる。高度別に移動速度 V を求めることは困難であるが、仮に $V=2$ m/sec (~ 43 km/6 hr) として、

上式から求めた $M' = \frac{D}{Dt} \left(-m \frac{\partial \theta}{\partial y}\right)$ の分布を第11図

上段に示す。(6)式の右辺第1項は(3)式の G と同一である。 M' の図は湿潤対流調節を行わない場合につき、 G と同様に $0.5^\circ\text{C}/100$ km day おきに示した。 M' は G の分布にかなり近い特徴を示し、特に上層の前線付近では、 G と同様に、 M' の大きい正領域が現われている。(6)式の第2項の影響で、一般に M' の正領域は、 G に比べ前線の風上側に強く現われている。湿潤対流調節を行なった場合も、上記の特徴は同様であった。

以上で水平温位傾度の変化について述べたが、第1章で述べた他の解析に対して、本報告では降水を伴う温暖前線を対象とし、非断熱加熱効果が大きい役割を示す点で、かなり異なっている。また、前線帯における前述の M の大きさは、第12図のように極大域で 3 deg/100 km day 程度であるが、例えば Newton (1954) のケースは、その値が約 12 deg/100 km day であり、他のケースも顕著な前線の発達衰弱を扱っている点で本報告と異なる。なお Keyser 等 (1978) を除く他のケースでは、実況値による詳細な解析を行なっているが、ここでは6層 77 km 格子のモデルによる6時間平均値を使用した点も異なっている。第1表には、500 mb 付近における解析結果を示し、フロントゲネシスに関し相互の関係を検討する。表には、上述のような発達衰弱の区別を示し、各々のフロントゲネシス効果を deg/100 km day の単位によって表わした。シャー変形効果は他に比べて小さい場合が多いので省略した。Bosart (1970) と筆者

のケースでは、中層の特定点における見積りでなく、各効果の分布図が示されているので、その極大域付近の等値線から得た値と不等号を表に示した。なお負の値はフロントリシス効果を示す。

Reed・Sanders (1953) と Bosart による前線発達の初期のケースでは、表のように伸長変形項が比較的小さい。tilting 項は強いフロントゲネシス効果を示し、前線帯で下降流が寒気側に向って減少する間接循環となっている。Bosart (*) の欄は、上記の6時間後に、前線帯内の下流部分に生じた衰弱域における見積りを示す。ここでは伸長変形項が増大しているが、直接循環が現われ、tilting 項は大きいフロントリシス効果を示している。前線帯からの流出域における Keyser et al. や Newton のケースでは、負の tilting 効果が強く、分流に対応して伸長変形効果も負の値となっている。本報告では、負の tilting 効果が、水蒸気凝結潜熱の効果によって打ち消され、他の項のフロントゲネシス効果も加わって水平温位傾度が増加している。第1表において、本報告の値は、他とおおむね同じオーダーと見られるが、特に Bosart の例などに比べるとかなり小さい。その理由は、はじめに述べたような対象や方法に関する相違によると考えられる。なお、降水を伴う温暖前線の特性を知るためには、解析方法についても検討し、多くの事例を調べる必要がある。

下層の前線の発達にさいし、前線帯内で tilting 効果が負、伸長変形効果が正の値をもつ点は、Sanders (1955) や Newton, Keyser et al. の結果と本報告は同じである。ただし Newton のケースでは、伸長変形項が支配的であった。本報告では、さらに非断熱加熱効果とシャー変形効果も前線の発達に寄与していた。値の大きさについては、Keyser et al. のケースで tilting 効果は -42 deg/100 km day, 伸長変形効果は $+48$, Newton の後者の値は $+5$ (同単位) であり、本報告に比べかなり大きい。Sanders は、数 10 km の幅をもつ転移層の内外を対象として、詳細な断面図解析を行ない、さらに大きい値を得ている。このような大きさの相違については、中層に関し上に述べたような理由のほか、解析の対象とする現象のスケールが、Sanders のケースでは特に小さいこと、地表面付近の現象に対するモデルの解像力不足等が考えられる。なお Newton や Bosart 等は水平方向だけでなく、鉛直方向の温位傾度を含めた総合的な解析を行なった。本報告のケースについても、このような解析を更に行なう必要がある。

8. まとめ

以上の検討の要点を次にまとめて述べる。

1) 本州の南方海上で発達中の温暖前線に垂直な鉛直断面図を作成し、フロントゲネシス方程式により温位傾度の変化を検討した。

2) 資料には6層 77 km 格子プリミティブモデルによる12時間から18時間までの予測値を用い、この6時間の平均状態について解析を行なった。

3) 断面図に示された温度場の集中域の位置や温位傾度とその変化率 ($1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ の程度) は観測値をほぼシミュレートしていた。

4) 断面上のほぼ全域で、tilting 項と非断熱加熱項は異符号をもつ。その極大域が中層の前線付近にあって、共に $10^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ 程度の値をもち、両者は互に打ち消し合う傾向を示していた。両者の和は中～下層の前線帯で、フロントゲネシス効果 ($1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ 程度) があり、上層ではフロントリシス効果を示した。

5) tilting 項は Keyser 等が解析した寒冷前線の場合と同様に、前線帯の各層でフロントリシス効果を示していた。伸長変形項は各層ともフロントゲネシス効果があり、極大域は 500 mb 付近にあって $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ の程度であった。シャー変形項はさらに値が小さく、上層と下層の前線帯でフロントゲネシス効果を示していた。

6) 予測は湿潤対流調節を行なう場合と行なわない場合について実施したが、前者では上記4項の合計値が、中～下層の前線帯に沿って後者より強いフロントゲネシス効果を示し、周辺の領域との対照が顕著であった。また上層では4項の合計値は温位傾度を弱める効果を示した。

7) 移流項は上層の前線付近で温位傾度を強める傾向があり、中～下層では上層とはほぼ逆の傾向が見られた。この項と上記4項の和は、局所的な温位傾度変化率に該当するが、この値はほぼ全層で前線帯における温位傾度増加の傾向を示した。

8) 非断熱加熱項に対して水蒸気凝結潜熱が大きく寄与する状況を断面図解析によって示した。なお湿潤対流調節を行なう場合は、凝結量の極大域が南偏する傾向があり、この性質が温位傾度の変化等の分布に反映して現われていた。

9) 今後は非断熱加熱項に関して、さらに詳細な資料による解析を行ない、特に下層前線帯に対する対流調節や海面での加熱の影響を調査する必要がある。また前線の発達過程や前線系内の位置による上記各効果の相違点

を更に調べ、鉛直安定度も含めた総合的な解析を行なう必要がある。

10) Sanders や Keyser *et al.* が行なった発達する寒冷前線上の地表上 1 km 付近における伸長変形項、tilting 項と比較すると、本報告では符号は同じであるが大きさは小さく Keyser 等の 1/10 程度であった。本報告のケースは温位傾度増加率 ($1\sim 3^{\circ}\text{C}/100\text{ km day}$ 程度) が比較的ゆるやかな温暖前線であること、6時間平均値を使用した点やモデルの解像力不足などが理由として考えられるが、このような相違点は、更に検討すべき問題である。

謝 辞

本稿を終わるにあたり、種々の御指導をいただいた気象庁予報部の吉田電子計算室長、新田業務課長、二宮技官、巽技官、滝川技官、大西技官、湯本技官をはじめ、電子計算室の方々に深く感謝する。

文 献

- Bosart, L.F., 1970: Mid-tropospheric frontogenesis, Quart. J.R. Met. Soc., 96, 442-471.
- Haltiner, G.J. and F.L. Martin, 1957: Dynamical and physical meteorology, McGraw-Hill, New York, 287-296.
- Keyser, D., M.A. Shapiro and D.J. Perkey, 1978: An examination of frontal structure in a fine-mesh primitive equation model for numerical weather prediction, Mon. Wea. Rev., 106, 1112-1124.
- Miller, J.E., 1948: On the concept of frontogenesis, J. Met., 5, 169-171.
- Newton, C.W., 1954: Frontogenesis and frontolysis as a three-dimensional process, J. Met., 11, 449-461.
- Ninomiya, K. and Y. Tatsumi, 1980: Front with heavy rainfalls in the Asian subtropical humid region in a 6-level 77 km-mesh primitive equation model, J. Met. Soc. Japan, 58, 172-186.
- Reed, R.J. and F. Sanders, 1953: An investigation of the development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity field, J. Met., 10, 338-349.
- Sanders, F., 1955: An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone, J. Met., 12, 542-552.
- 巽 保夫, 1979: 新しいファインメッシュモデルについて, 電子計算室報告別冊第25号, 気象庁予報部, 58-62.