

数値モデルからみた冬期の気団変質*

山 岸 米二郎**

要 旨

現在電計室のルーチン・モデルとして用いられている6層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデル(6 L-FLM)を用いて、冬期の気団変質のケース・スタディを行った結果を報告する。海面からの熱や水蒸気の供給量、対流による輸送量の垂直分布等について解析した結果を述べ、問題点を考察する。

1. はじめに

冬期の日本海や東支那海では、大陸から移動してくる寒気が、暖い海面からの熱や水蒸気の補給とそれともなう活発な対流活動により大きな変質をうける。この変質過程をうまく数値モデルに組み入れることは、下層の気圧配置や冬期の降水の予想に重要である。数値モデルではこれは境界層と対流のパラメタリゼーションの扱いに主として関係する。6 L-FLM では海面からの熱と水蒸気の補給にはバルク法を用い、対流のパラメタリゼーションとしては対流調整方式を用いている。モデルの特性を明らかにするため、冬型の卓越していた時のケースを選び、テストした。ここでは最初に境界層と対流調整の扱いを説明し、解析の結果と問題点を考察する。

2. モデルの構成

ここでの議論に必要な範囲内でモデルの構成を簡単に述べる。水平方向の運動方程式及び熱力学の方程式、水蒸気の連続の式は、

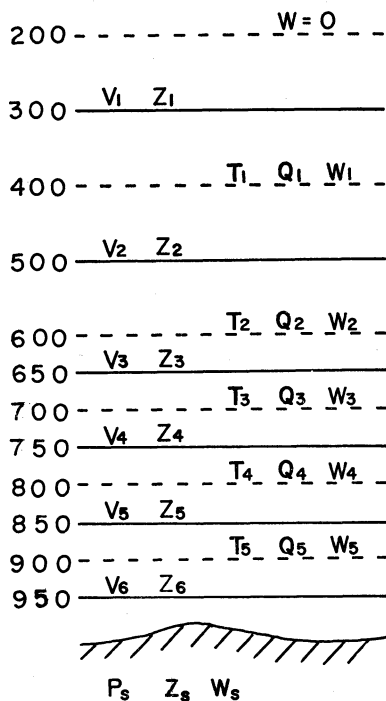
$$\frac{\partial u}{\partial t} = \dots + g \frac{\partial \tau_x}{\partial p} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \dots + g \frac{\partial \tau_y}{\partial p} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} = \dots + Q_c - g \frac{\partial H}{\partial p} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \dots + M_c - g \frac{\partial E}{\partial p} \quad (2.4)$$

ここで τ_x , τ_y はストレス・ベクトルの x , y 成分, Q_c は水蒸気の凝結による非断熱効果と対流による熱輸送, H は乱流による顕熱の垂直フラックス, M_c は凝結



第1図 モデルの垂直構造。図中の W は鉛直 P -速度 ω を示す。

による水蒸気の変化と対流による輸送, E は乱流による水蒸気の垂直フラックスである。その他の記号は特にことわらない限り通常用いられるものである。垂直の層のとり方は第1図に示す。地表面には山が存在し得て、空気は山のなかを通り抜けないようにしている。地表面気圧は傾向方程式から計算される。水平の格子間隔は152.4 km, 数値計算のタイム・ステップは10/3分である。このテストでは山の最高高度は1 km としてある。

* Air-Mass Transformation Process in Winter Simulated by a Numerical Model.

** Y. Yamagishi, 気象庁電計室
—1975年2月21日改稿受理—

3. 乱流によるフラックスの扱い

地表面からの顕熱と水蒸気のフラックスは海面でのみ計算し、陸面と氷におおわれた海面上ではフラックスはないとする。地表面ストレスを計算する時の抵抗係数 C_D は、海面上では安定度及び風速の関数として求めた。陸上及び氷におおわれた海面上では地形の凹凸による効果も無視し一定と仮定した。運動量、熱、水蒸気のフラックスは各々次のように計算する。

$$\left. \begin{aligned} \tau &= \rho K_m \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial Z}, \quad K_m = l^2 \left| \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial Z} \right|, \quad l = 30\text{m} \\ \tau &= 0 \quad (P \leq 800\text{ mb}) \\ \tau_s &= \rho C_D' |\mathbf{V}_a| \mathbf{V}_a \end{aligned} \right\} \quad (3.1)$$

$$\left. \begin{aligned} H &= 0 \quad (P \leq 850\text{ mb}) \\ H_s &= \rho C_p C_D |\mathbf{V}_a| (T_s - T_a) \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

$$\left. \begin{aligned} E &= \rho K_E \frac{\partial q}{\partial Z}, \quad K_E = 9\text{ m}^2\text{ sec}^{-1} \\ E &= 0 \quad (P \leq 650\text{ mb}) \\ E_s &= \rho C_D |\mathbf{V}_a| (q^*(T_s) - q_a) \end{aligned} \right\} \quad (3.3)$$

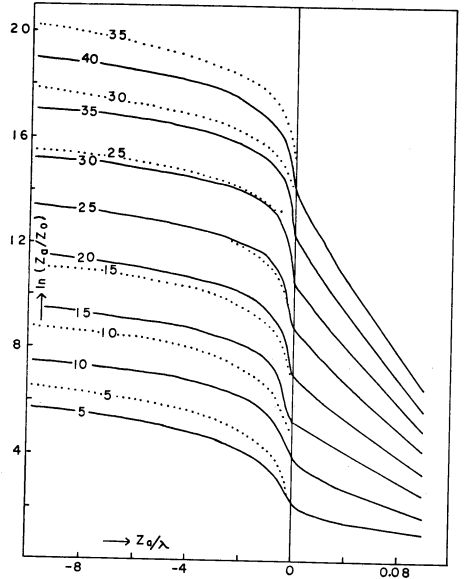
風の弱い時を考慮するため (3.1)~(3.3) 式では $|\mathbf{V}_a| \geq 2\text{ m/s}$ と仮定した。サフィックス s 及び a は各々地表面及びアナネモメータ・レベルの値であることを示す。 $|\mathbf{V}_a|$, T_a は一番下の2つのレベル (一般には、 $|\mathbf{V}_a|$ については $\mathbf{V}_5 \cdot \mathbf{V}_6$, T_a については T_4 と T_5) から線型補外で求める (風の弱い時を考慮するため (3.1)~(3.3) 式では $|\mathbf{V}_a| \leq 2\text{ m/s}$ となる時は $|\mathbf{V}_a| = 2\text{ m/s}$ と仮定した)。 q_a はアナネモメータ・レベルの相対湿度が一番下のレベル (一般には 900 mb) の相対湿度と同じという仮定から求める。海面温度 T_s は月平均のノルマル値を用い、 $q^*(T_s)$ は温度 T_s での飽和比湿を示す。なお \mathbf{V}_a は一番下のレベルの風のベクトル角から ψ (値は後で述べる) だけ低圧側に向くものと仮定する。 C_D' , C_D については次のように決める。

接地層内での熱や運動量のフラックスを与える関係式は数多く提出されているが、ここでは数学的取扱いに便利な Businger 他 (1971) によるものを利用する。Businger 他 (1971) は次の関係式を与えている。

$$\left. \begin{aligned} \frac{kZ}{U_*} \frac{\partial |\mathbf{V}|}{\partial z} &= (1 - 15\zeta)^{-1/4} \\ \frac{Z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} &= 0.74(1 - 9\zeta)^{-1/2} \end{aligned} \right\} \quad (\text{接地層不安定}) \quad (3.4)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{kZ}{U_*} \frac{\partial |\mathbf{V}|}{\partial z} &= (1 + 4.7\zeta) \\ \frac{Z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} &= 0.74 + 4.7\zeta \end{aligned} \right\} \quad (\text{接地層安定}) \quad (3.5)$$

ここで U_* , θ_* , ζ , k は



第2図 Z_a/λ (横軸) 及び $\ln(Z_a/Z_0)$ (縦軸) の関数としてあらわした $|\mathbf{V}_a|/U_*$ (実線) と $(-\rho C_p |\mathbf{V}_a| (\theta_a - \theta_s) / H)^{1/2}$ (点線)。

$$\begin{aligned} U_*^2 &= \frac{|\tau|}{\rho}, \quad \theta_* = \frac{H}{\rho C_p k U_*}, \quad \zeta = \frac{Z}{l}, \\ l &= \frac{\rho C_p \theta U_*^3}{kgH}, \quad k = 0.35 \end{aligned}$$

である。比湿 q については温位 θ と同じ関係式が成立するとされている。(3.4) あるいは (3.5) 式を高度 Z_0 (Z_0 は粗度係数) から接地層内のある高度 Z_a まで積分すると、接地層内でのフラックス, $H, |\tau|$ を求めることができる (Clarke, 1970)。第2図は (3.4) 及び (3.5) 式を積分して得た結果を示したものである。実線は $|\mathbf{V}_a|/U_*$, 点線は $(-\rho C_p |\mathbf{V}_a| (\theta_a - \theta_s) / H)^{1/2}$ を示す (但し安定の場合は省略)。横軸の Z_a/λ はバルクリチャードソン数で接地層の安定度を示す。 λ は

$$\lambda = \frac{|\mathbf{V}_a|^2}{\frac{g}{\theta_a} (\theta_a - \theta_s) + 0.61 g (q_a - q_s)} \quad (3.6)$$

で定義される。 Z_a/λ が負の時を接地層が不安定と呼ぶことにする。 $H, |\tau|$ のバルク法表示の式と比較すれば、第2図の実線及び点線は (3.1), (3.2) 式の $1/\sqrt{C_D'} \cdot 1/\sqrt{C_D}$ を与えている。従って Z_a を指定し、そのレベルでの風速 $|\mathbf{V}_a|$, 温位 θ_a , 比湿 q_a , 地表面の温位 θ_s , 比湿 q_s を与えて第2図から C_D', C_D を求めることができる。但し海面上では、 Z_0 が海面状態に依存するのでくり返し計算が必要となる。そこでモデルでは、

第2図を簡単な近似式で表現することを試みた。

まず $Z_a=10\text{ m}$ とし, Z_0 については,

$$Z_0=0.032 U_*^2/g, (Z_0 \geq 0.0015\text{ cm}) \quad (3.7)$$

の関係式 (Clarke, 1970) を用いて C_D' , C_D を計算し, その結果から目のこで次の近似式を作成した。

$$\left. \begin{aligned} C_D &= (1+0.066\Delta T)(0.833+0.084|\mathbf{V}_a|) \\ &\times 10^{-3} \quad (\Delta T \geq 0) \\ C_D &= (1+0.111\Delta T)(0.889+0.055|\mathbf{V}_a|) \\ &\times 10^{-3} \quad (\Delta T < 0) \end{aligned} \right\} (3.8)$$

$$C_D' = 0.75 C_D$$

$$\Delta T = T_S - T_a$$

(3.8) で C_D を求める時には $|\mathbf{V}_a| \geq 2\text{ m/s}$, $-8.1 \leq \Delta T \leq 10.0^\circ\text{C}$ の制限をつける。また通常用いられている値を参考にして $C_D \leq 2 \times 10^{-3}$ と仮定した。従って C_D の範囲は, $10^{-4} \leq C_D \leq 2 \times 10^{-3}$ となっている。(3.8) 式は接地層の安定度に含まれる湿度項を無視し ((3.6) の分母第2項は一般に第1項に比して小さい), 第2図に示されている特性すなわち $|\mathbf{V}_a|$ が小さい時には C_D' , C_D は安定度の変化に敏感で, $|\mathbf{V}_a|$ が大きくなるとその逆であるという性質を近似的に表現することをねらったものである。結論のところでも述べるように今回テストの対象とした地域では C_D はほとんどその上限値をとっていた。なお (3.8) の近似式と第2図の正確な値との詳細な比較は別の機会に再吟味する予定である。

ϕ については,

$$\begin{aligned} \phi &= 5^\circ \quad (\Delta T \geq 0) \\ \phi &= 18^\circ \quad (\Delta T < 0) \\ \phi &= 25^\circ \quad (\text{陸上, 海氷面}) \end{aligned}$$

と仮定した。陸上および氷におおわれた海面上では前述の通り $H_S=0$, $E_S=0$ であるが抵抗係数 C_D' については一定値

$$C_D' = 4.5 \times 10^{-3} \quad (\text{陸上, 海氷面})$$

を仮定した。

4. 対流調整

対流調整は, まず大気相対湿度 (R) に応じ, 臨界減率 Γ_c を次のように定義する。

$$\begin{aligned} \Gamma_c &= 2(\Gamma_d(1-R) + \Gamma_m(R-0.5))(R \geq 0.5) \\ \Gamma_c &= \Gamma_d, \quad (R < 0.5) \end{aligned} \quad (4.1)$$

大気相対湿度 R をしらべ, $R > \Gamma_c$ の層があれば Γ が Γ_c に近づくように調整する方式を用いた (Benwell 他, 1971)。ここで Γ_m , Γ_d は各々湿潤及び乾燥断熱減率である。調整の前後で相対湿度不変という仮定と, エネルギー保存の条件

$$\sum_i (C_p \delta T_i + L \delta q_i) \Delta P_i = 0 \quad (4.2)$$

から各層の温度及び比湿の変化 δT_i , δq_i を求める (ΔP_i は気層の厚さ)。この時の凝結量は

$$\delta C = -\frac{1}{g} \sum_i \delta q_i \Delta P_i \quad (4.3)$$

である。急激な温度変化により大規模場が乱されるのを防ぐ目的で一回の調節量は $\Gamma = \Gamma_c$ とする時の変化量の $1/3$ に抑えてある。但しここでは dry convection と moist convection の区別をしないので, 対流調整をした上の層の相対湿度 R をしらべ, R の値に応じ調整の結果生じた凝結量が次のように上の層で蒸発するものとした。上の層での蒸発量を δe , それによる湿度変化を δT , 対流調整の結果地上に達する降水とみなされる量を δm_1 とした時,

$$\begin{aligned} \delta e &= \delta c \quad (R < 0.5) \\ \delta e_1 &= 2 \delta c (1-R) \quad (0.5 \leq R \leq 1) \\ \delta m_1 &= \delta c - \delta e \\ \delta T &= -\frac{L}{C_p} \frac{g}{\Delta P} \delta e \end{aligned} \quad (4.4)$$

によって与える (ΔP は上の層の原さ)。

なおこの他に垂直流 $\omega < 0$ で, $R > 1.0$ の格子点では, $R = 1.0$ となるように温度及び比湿を変化させ, この時生じた凝結量 (δm_2) も降水とみなし, ここでは大規模運動による降水と仮に呼ぶ。 $\omega \geq 0$ で $R > 1.0$ の時は与えられた温度で $R = 1.0$ となるように比湿の値のみ変え, この時の余分な水蒸気量は降水とみなさずに系外に除去する。 i 層の厚さを ΔP_i とした時, δm_2 は近似的に,

$$\delta m_2 = -\frac{\Delta P_i}{g} \frac{q^*(T_i)(1-R_i)}{1 + \frac{L}{C_p} \left(\frac{\partial q^*}{\partial T} \right) P_i} \quad (4.5)$$

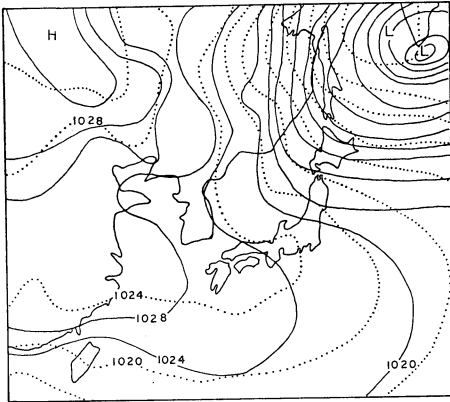
であらわされる。 δm_1 と δm_2 の和を地上に達する降雨量とする。

モデルでは3ステップ毎に1回 H_S , E_S を求め, (3.2), (3.3) 式により 900 mb の湿度変化, 900, 800, 700 mb の比湿変化を計算する。その後で δm_2 の有無を判定し最後に対流調整を行なって次のタイム・ステップにうつる。

これまで述べたことからわかるように, 海面からのフラックスはやや詳しく見積るようにしてある。一方垂直方向の配分は, 顕熱についてはすべて 900 mb に与え, 一方水蒸気については極めて大きい渦粘性係数を用いて 700 mb まで輸送させる等, 任意性の大きい扱いをしている。この点については後でまた触れる。

5. 解析結果

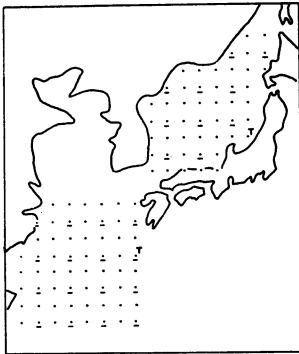
テストに選んだ期間は1973年12月5日～12月9日で各日の00Zを初期値として24時間予想を計算した。第3図に8日の実況の地上等圧線パターンを示す。5日に中国東北部にあった低気圧は発達しながら日本の東海上に進



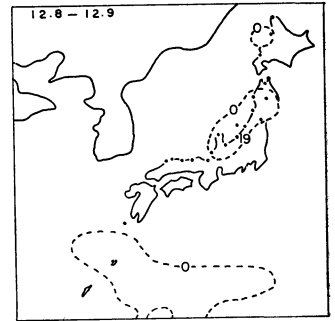
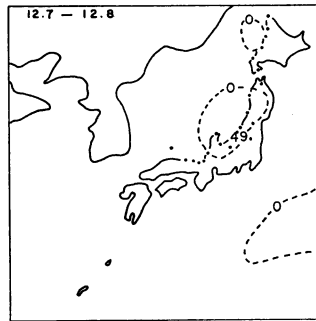
第3図 地上等圧線パターン（1973年12月8日00Z, 実線）と12月7日00Zの24時間予想パターン（点線）。

み、以後冬型の気圧配置が持続し、9日には冬型がゆるんできている。この期間の日本海側の降水の状況、熱及び水蒸気のフラックス、対流調整による熱及び水蒸気の垂直輸送、水蒸気の乱流輸送等について検討する。第4図に・印で示した格子点（すべて海面とみなされている）であらわされる地域を各々日本海地域（JS 地域）、東シナ海地域（ES 地域）と呼ぶことにする。両地域の熱及び水蒸気の海面からの補給の平均量を第1表に示す。顕熱のフラックスはJS 地域の方が大きい、ポーン比 ($B=H_s/LE_s$) が大きくことなるので顕熱と潜熱の合計はES 地域で大きく計算されている。熱の補給は冬型の最も卓越した7～8日が最大でその前後で減少している。絶対値については実側はないけれども傾向的にはほぼ妥当と考えられる。ただ同じ冬型の気圧配置の時でも日により 300 ly/day 程度の差が出ている。

次に降水量の予想を検討する。第5図に9時までの気象管署の24時間実測降水量（5 mm 以上を・印で、最大地点に数字を付す）とモデルで予想された降水量（2mm 毎の点線）を示す。モデルでは日本海側に一応降水が予想されている。しかし予想降水量は 2～4 mm 以下で量的対応は全然悪い。また降水域の対応も悪いケースがみ



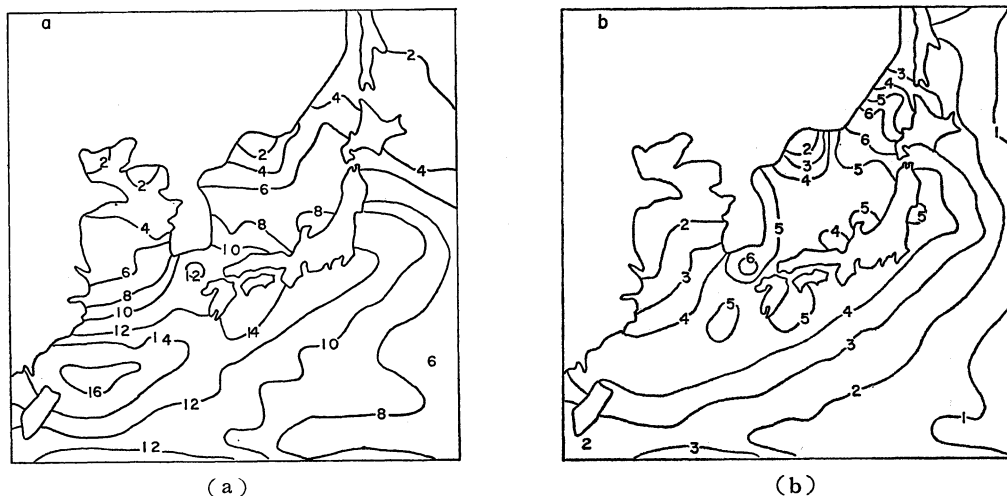
第4図 日本海地域（JS 地域）、東支那海地域（ES 地域）を定義する格子点。アンダーライン及び記号Tについては本文参照。



第5図 予想24時間降水量(点線, 2mm 毎)。●印は実測24時間降水量 5mm 以上の地点を示す。

第1表 海面からの顕熱、潜熱の補給量とポーン比。

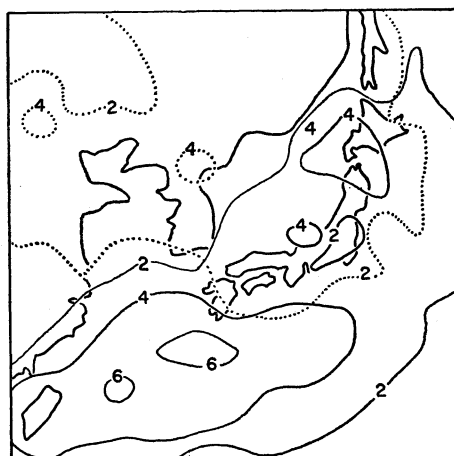
	5 日		6 日		7 日		8 日		9 日	
	JS	ES	JS	ES	JS	ES	JS	ES	JS	ES
H (ly/day)	228	252	391	277	453	396	349	207	222	213
LE (ly/day)	258	560	345	637	393	773	320	476	282	503
$H+LE$ (ly/day)	486	812	736	914	846	1169	669	683	504	716
H/LE	0.88	0.45	1.13	0.43	1.15	0.51	1.09	0.43	0.79	0.42



第6図 モデルで計算された海面からの補給量。水蒸気 (mm/day)(a), 顕熱 ($\times 100 \text{ ly/day}$)(b), 初期値, 1973年12月7日。

られる (ここには7日及び8日を初期値とした2例のみ示す)。

以下では海面からの熱や水蒸気のフラックスが最大であった12月7日00Zを初期値とした例について詳しく検討する。第6図に顕熱及び水蒸気の補給量を示す。北海道の西方海上と対馬海峡付近に顕熱の最大の補給があり、一方水蒸気の補給は東シナ海方面で最大16 mm/dayを示している。第3図には予想された地上気圧分布も点線で示してある。日本海の等圧線のトラフの傾向はよく予想されている。東シナ海方面の高気圧の張り出しは、予想の方がむしろ抑えられ過ぎている。地上気圧パターンの予想に及ぼす非断熱効果と山の影響をみるため、他の条件は同じにして $H_s = E_s = 0$ とした場合(ケースb)と山の最高高度を1mにした場合(ケースc)を基本の場合(ケースa)と比較する。第7図は予想地上気圧の差である。熱の影響は東シナ海から日本の南海上で大きく(最大差7mb)、山をなくしたために実際には存在しない空気が移流されてくる影響は日本海方面で大きく出ている(最大4mb)。日本海で等圧線がトラフになる傾向はケースcでは予想されるが、ケースbでは予想されず、非断熱効果の影響が強く効いていることを示している。次に温度場及び水蒸気場の予想を調べるため、JS地域、ES地域の平均値と比較してみる。気温、相対湿度、上昇流等は第4図でアンダーラインを付した格子点の平均値で各地域を代表させることにする。第2表には予報と実況との差及びケースbとの差が示されてい



第7図 24時間予想地上気圧の差。実線、(ケースb)-(ケースa)。点線 (ケースc)-(ケースa)。単位 mb, 初期値は1973年12月7日00Z。

る。最初の2列は温度及び相対湿度の予想値、次の2列は予想での $t=24$ から $t=00$ を引いたもの、次の列はケースaの気温の予想値からケースbの気温の予想値を引いたもの、最後の3列は予想値から対応する実況値を引いたものである。比湿は与えられた温度と相対湿度から求めた。これによれば、これらの地域では非断熱効果の温度場への影響は800mbから上へはほとんど及んでいない。一方予想と実況値との差をみると、JS地域では800mb以上で水蒸気が過少に予想され、一方ES

第2表 地域平均での温度及び湿度場の予想値と実況値の比較 (1973年12月7日00Z).

	T_{24} (°C)	R_{24} (%)	ΔT_{24} (°C)	ΔR_{24} (%)	$T(a) - T(b)$	Verification		
						T (°C)	R (%)	q (g/kg)
JS 地域								
700 mb	-21.2	48	+4.4	-31	+0.4	+1.0	-14	-0.1
800	-15.1	48	+4.4	-27	0.0	+0.8	-24	-0.3
900	-11.2	90	+3.7	+13	+4.5	+0.4	+9	+0.3
ES 地域								
700 mb	-1.1	51	+0.8	0	-0.4	0.0	+25	+1.3
800	+3.1	61	+0.8	-3	-0.6	+0.3	0	0.0
900	+8.1	89	+3.9	+15	+6.8	+1.0	+1	+0.5



第8図 対流調整による 800 mb 面の24時間気温変化量 (°C/day). 初期値, 1973年12月7日00Z.

地域では特に 700 mb で水蒸気が過大に予想されている。

次に各輸送量の垂直分布をしらべてみよう。第8図に対流調整による 800 mb 面の気温変化量の24時間積算値の分布を示す。対流調整による各層の気温変化の分布から注目される点は、東シナ海方面では対流調整が全然起っていないこと、日本海方面では日本海中部から次第に対流調整が活発になり、日本海沿岸付近で 800 mb の気温増加が最大 9.6°C/day に達した点があること、ここには示していないが、日本海方面でも 700 mb より上層には対流調整が全然及んでいないが一方三陸地方の東方海上では 700 mb にも対流調整の及んでいるところがあること、顕熱補給のない日本の陸地上では対流調整がほとんど起こっていないことである。ケース b では当然予期

第3表 各種プロセスによる各等圧面の温度及び比湿の24時間変化量。ΔT, Δq の単位は各々 °C/day 及び g/kg/day.

	乱流		対流調整		大規模降水	
	ΔT	Δq	ΔT	Δq	ΔT	Δq
JS 地域						
700 mb	0.0	0.21	0.0	0.0	0.0	0.0
800	0.0	0.64	4.1	0.48	0.0	0.0
900	10.9	2.42	-2.4	-0.28	0.5	-0.2
ES 地域						
700 mb	0.0	0.74	0.0	0.0	0.0	0.0
800	0.0	1.96	0.0	0.0	0.0	0.0
900	9.7	5.85	0.0	0.0	0.0	0.0

されるように日本海方面では対流調整は全然おこらず降水も予想されないが、日本の東方海上では対流調整はなくならなかった。

次に各地域の平均値で検討する。対流調整による各層の気温及び比湿、乱流フラックスによる各層の比湿の変化の24時間積算値を第3表に示す。対流調整による比湿変化量はモデルの計算結果をアウトプットしなかったので次のように推定した。JS地域での 900 mb 面の気温及び相対湿度の24時間平均値を求めるとそれぞれ -14°C, 90%であった。一方対流調整による 900 mb の気温変化は -2.4°C/day (第3表)である。そこで -11.6°C (= -14 + 2.4), 90%の状態に対流調整を適用した時、-2.4°Cの気温変化に対応する比湿の変化量が第3表に示されている。この時地上気圧は 1,020 mb とした (第

3図参照). 900 mb 面で減少した水蒸気の1部は降水となるはずであるが, 第3表の対流調整による気温変化をみると凝結熱がほとんど計算されていないので, ここではすべて800 mb面に運ばれたと仮定した. 従って降水はすべて, ここで大規模運動による降水と呼ぶものによると仮定して第3表の値を求め, しかも相対湿度の場合から900 mbで凝結したものとみなした. ここで注目されることは対流調整そのものによる水蒸気輸送が極めて小さいことである. また一定の渦粘性係数を用いているにもかかわらず, JS地域でES地域に比して乱流による輸送がはるかに小さいのは比湿の垂直傾度の差による. なお地上気圧はES地域でも1,020 mbと仮定した. こに示されここで水蒸気フラックスについてコメントする. 第1表でいる海面からの蒸発量は(3.3)式から求めた積算値である. しかし900 mbが飽和以上の時には, 海面からの顕熱及び水蒸気の補給のみでは過飽和度を増加させないものと仮定した. (3.2)及び(3.3)式で計算してこの仮定を越える量は系外に除去した. この操作により系外に除去した量は, JS, ES地域でそれぞれ1.2, 0.3 mm/day, cm²であった. この量は気温が低く, 海面温度の高い地域で多く計算される. 第3表の乱流によるフラックスの計算では第1表の値からこの値を差引いて計算してある.

対流による質量フラックスを M_c , 対流雲内の量と周囲の空気量にそれぞれサフィックス c, e をつけてあらわすと, 水平平均の気温 \bar{T} , 比湿 \bar{q} に対する対流雲群の効果は,

$$C_p \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \dots = +Lm + C_{pg} \frac{\partial}{\partial p} [M_c(T_c - T_e)]$$

$$L \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \dots = -Lm + Lg \frac{\partial}{\partial p} [M_c(q_c - q_e)]$$

(5.1)

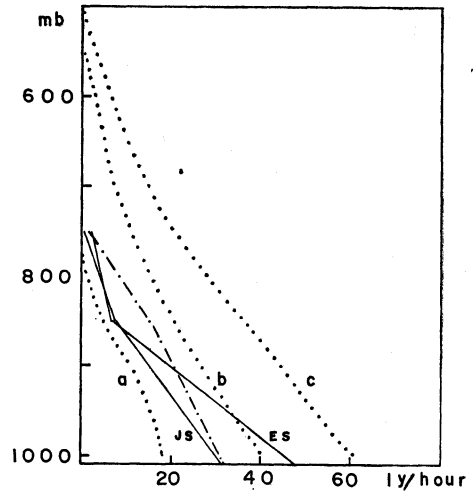
とあらわせる (Yanai, 1964). m は単位質量の空気についての凝結率. 対流雲内の垂直速度を ω_c , 対流雲の占める面積を σ_c とすれば, $M_c = -\frac{1}{g} \sigma_c \omega_c$. 二宮(1968)は(5.1)の右辺を,

$$\sigma_c \omega_c (T_c - T_e) = \overline{\omega' T'}, \quad \sigma_c \omega_c (q_c - q_e) = \overline{\omega' q'}$$

として, (5.1)式の左辺の量を大規模場の解析から求め, その残差項として対流による垂直輸送量

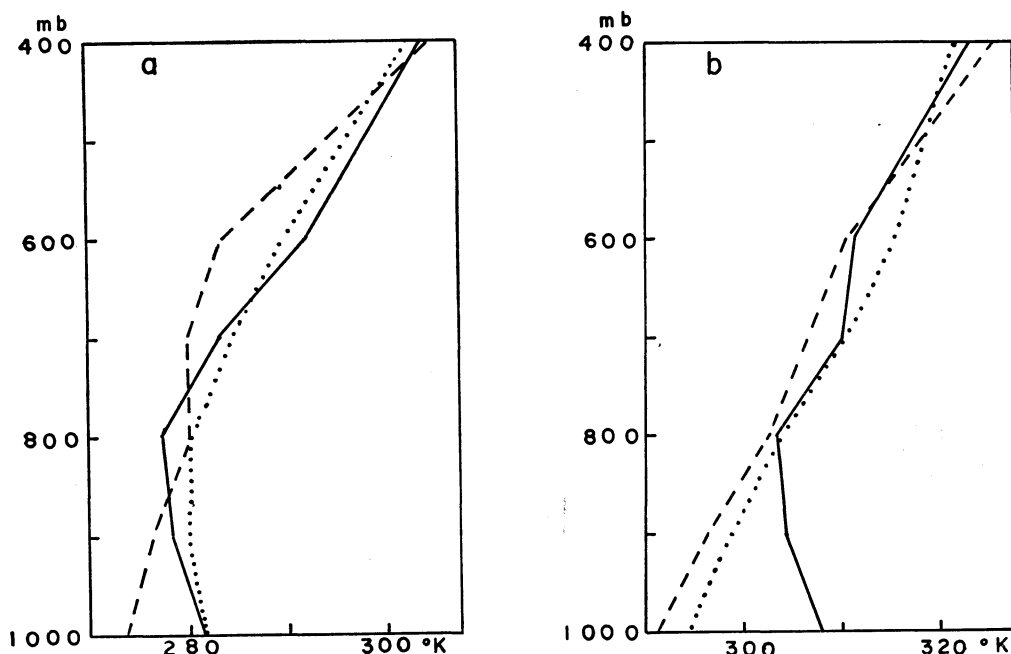
$$-\frac{1}{g} (C_p \overline{\omega' T'} + L \overline{\omega' q'})$$

の垂直分布を求めている. そこでは海面からのエネルギーフラックスの大きさにより, 上記の量の垂直分布が分



第9図 対流調整及び乱流によるエネルギー輸送の垂直分布 (1973年12月7日00Z). 点線は二宮(1968)から転載. 鎖線は対流調整による顕熱輸送最大の地点のもの.

類されている. 今回は実際のデータによる解析を行っていないので, やや不十分ではあるが, 海面からのエネルギーフラックスの大きさに着目して二宮(前出)が日本海域について得た結果と比較してみる. まず乱流による輸送はすべて上向であったと仮定してよい. 対流調整では凝結レベルは決定できないが, 顕熱及び潜熱の合計でみれば凝結による効果は相殺するので, 第3表の値から各層の中間のレベルを通してのフラックスが求められる. 乱流及び対流調整によるものを合計して第9図に実線で示す. 鎖線はJS地域で対流調整による温度変化が最大であった地点(第4図で右肩にTを付した点)のものである. 点線は上記二宮の論文から一部転載したものである. 注目される点は, ここで得られた結果は二宮の解析結果と比較して, 輸送量が800 mb以上へあまり及んでいないことである. これは対流調整が700 mbまで及んでいないことに原因がある. 第10図はJS及びES地域について第4図で右肩にTを付した点の温度成層を飽和相当温位で示したものである. ここで1,000 mbの気温は T_4, T_5 から線型補外で求めた. ES地域の点では下層で気温が過大に予想されている. また予想値では800 mbまで条件付不安定層であるにもかかわらず対流調整が行われていないのは, Γ_c の定義(4.1)による. 一方JS地域でも800 mbより上では成層が安定に予想されており, 対流調整がこの層以上に及ばないことを



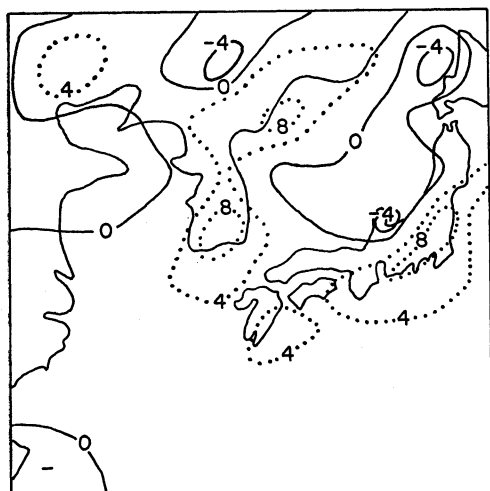
第10図 第4図でTを付したグリッドの飽和相当温位. JS 地域 (a), ES 地域 (b). 破線は12月7日00Z, 点線は8日00Zの実況値. 実線は7日00Zの24時間予想値.

示している。ただここで注目されることは、予想値及び実況値とも、900 mb の気塊をパーセル法で持ち上げてもなおかつ 700 mb までは達し得ないような温度成層を示していることである。

一方実況の 700 mb の水蒸気の場合をみると、北陸沿岸付近では、7日00Zで85~90%、8日00Zで60~80%の相対湿度を示している（7日の予想値では30~40%となる）。これは実際には対流活動かまたは大規模場の上昇運動によりこの湿度場が維持されていることを示している。第10図の JS 地域の温度成層の場合でも、900 mb 以下で層を細く分割して下層の温度場の表現をよくし、海面からの熱補給で強く熱せられた空気塊が途中の安定層を越えて上層まで達する。いわゆる塔状積雲方式の対流のパラメタリゼーションを採用すれば 700 mb まで達する対流を表現することも可能であろう。ただ寒気内ではすべてこのような温度成層を示しているわけではなく、700 mb まで対流調整の及んでいる三陸東方海上では当然のことながら 700 mb まで条件付不安定成層を示していた。

すでに述べたごとく、JS 地域では対流調整そのものによる水蒸気の変化は小さい。このテストでは蒸発を考えているため、対流調整による降水はほとんど計算され

ていない。仮に第3表に示す対流調整による比湿変化の半分が地上に落下したとしても、JS 地域平均で 0.24 mm/day となり、大規模運動による降水 0.31 mm/day より少し。もちろん対流調整による熱輸送により一般場の垂直運動の場もかわるから、ここで大規模運動による降水と仮に呼んでいるものが対流調整とは無関係と考えるのは問題であるが、ここでは一応呼んで呼ぶだけである。次に垂直流の場をしらべてみる。第11図は初期から 6, 12, 18, 24 時間後の 4 回の平均の 900 mb の垂直速度の場である。日本海には弱い上昇域が存在しているが 800 mb 以上では下降域となっていた。また時間平均ではなく、個々のケース ($t=6, 12, 18, 24$ 時間後) をみても日本海域では上昇流が 700 mb にまで達することはなかった。なお関東地方、朝鮮半島南部、日本海西部の強い下降流及び輪島付近の強い上昇流は地形の影響によるものであろう。第12図は上に述べた時間平均を更に各地域について平均した垂直速度の高度分布である（実線）。図には二宮（前出）が対流による輸送量を求めた時の対応する垂直速度の分布（点線）及びケース b の時の JS 地域の垂直速度（破線）も示してある。今回のケースでは 900 mb 以下に弱い収束が存在するがそれより上では発散を示している。破線と比較すると JS 地域で

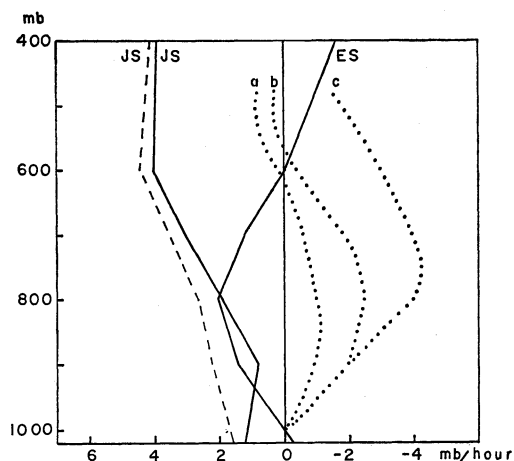


第11図 900 mb 面の時間平均垂直速度の分布. 初期値1973年12月7日00Z.

は海面からの補給のない場合には補給を加えた場合に比し、全層で下降流が強く予想されているがその差は最大で 1 mb/hr (900 mb 付近) 程度であった。一方 ES 地域では 400~800 mb で収束、800 mb 以下で発散となっている。JS 地域での下降流の存在は予想で 700, 800 mb 面が乾燥し過ぎる 1 つの原因と考えられる。一方、二宮の解析では地上から 800~700 mb まで収束域となり上昇流の場が 600 mb 付近まで及んでおりここで得た結果と大きく異なっている。

6. 結論と考察

海面からの熱補給を取り入れることにより地上天気図での、大陸からの高気圧の張り出しは抑えられかなり良い予想結果を与えている。このテストでは下層の温度場の予想もほぼ満足すべきものであったが、下層の水蒸気場の予想は悪い(第2表)。最初水蒸気についても海面からの補給をすべて 900 mb に与えた例も計算した(つまり $E=0, P \leq 850$ mb)。これによると次のような結果も生じた。ES, JS 地域のように大規模場では下層に下降流の存在するところで海面から補給を加えると、900 mb の比湿の増大により比湿の垂直傾度が増大し、下降流による比湿の下向き輸送の増大がおり、ついには相対湿度が 900 mb で 100%, 800 mb で数%という極端なケースも起こった。これを避けるため今回のテストでは水蒸気については極端に大きい渦粘性係数を用いて乱流輸送を表現した。しかし JS 地域では依然として 800 mb 以上で乾燥し過ぎ、逆に ES 地域では、比湿が



第12図 時間及び空間平均した垂直速度の垂直分布. 破線はケースbについてのJS地域のもの. 初期値は12月7日00Z, 点線は二宮(1968)の日本海域の値.

過大に予想されている。ただ比湿については空間変動量と比湿の値そのものが同じオーダーなので(2.4)の予報方程式での移流項の扱いそのものにも特別の工夫が必要かもしれない。

海面からの補給量は同じ冬型の気圧配置でも日によりかなりの変動が計算される。ただ今回のテストでは、日本海側地域での降水量は海面からの補給量の変動には対応していない。ここでは C_D を安定度及び風速の関数として表現した。ただここでテストした例では海面温度と気温との差が大きく(例えば7日では温度差が 20°C を越える地点もあった) C_D はほとんどその上限 2×10^{-3} となっていたので、 C_D の表現(3.8式)がどの程度有効であるかはわからない。海面からの補給量の日積算値はほぼ妥当な値を示していると考えられる。ただモデルでは T_0 を求める仮定から、熱補給による 900 mb 気温の増加のため、予報の初期の時間で、熱補給が急激に減少するという不自然さを示す傾向のあることが指摘されている(新田・他)。

海面からの水蒸気の補給として計算された量の一部を系外に除去した。この量は7日の例では JS 地域平均で 1.2 mm/day, cm^2 に達しかなり大きな量である。この量は気温の低い空気が暖い海面上に移動する所で大きな傾向をもつ。海面からの補給量の詳しい見積りも重要であるが、境界層上部から下部対流圏での垂直輸送のメカニズムをうまくとり入れるのが最も重要であることを示唆している。

海面からの熱と水蒸気の補給を与え、対流調整方式を用いて冬の日本海側の降水を予想し得た。しかし量的対応は非常に悪い。12月7日の予想ではJS地域で蒸発した水蒸気の約7%が日本海側地域で降水となっている。

対流調整は海面からの熱補給に大きく影響される(例えば熱補給を0とした場合JS地域では対流調整は全然起こらなかった)。しかし寒気団内でも大気の運動による成層不安定化作用も大きな影響をもつ。例えば顕熱補給量の小さい日本の東海上でJS地域よりも対流調整による温度変化が大きくかつより上層まで及んでいる所があった。

対流調整は顕熱の輸送にはかなり効果的に作用しているが、それによる水蒸気の輸送は小さい。むしろ対流調整による顕熱輸送により上昇流を強めそれにより凝結量を増加させる効果が大きいと思われる。

調整の前後で相対湿度一定という仮定で対流調整を行うと、下降流の存在する所では、対流調整が起こっても一方的に相対湿度が減少する。これをさけるため対流調整により輸送された水蒸気が上の層で蒸発するという仮定を用いた。しかし気温の低い所では対流調整による輸送量そのものが小さいのでこれによる効果は小さいようである。

JS地域の対流調整及び乱流による垂直輸送や上昇流の場を日本海地域について解析的に得られた結果(二宮, 1968)と比較した。このテストの結果は、JS地域で平均的には下層まで下降流であること、収束は地表から900 mbまでの層にしか存在しないことが二宮の結果と大きく異なる。また対流調整によるエネルギーの垂直輸送は800 mbまでしか及ばず、700~600 mbまで輸送されるという解析結果と大きく異なっている。もちろん二宮の解析(冬期間の平均的な値)とここでのテストはケースが全くことなるので単純な比較はできない。しかし湿度場や降水量の予想結果から推定すると上昇流の場がもう少し強く予想されるのが望ましいと考えられる。

水蒸気については対流調整による垂直輸送の他に、下層のみ乱流による輸送を取り入れた。ここで乱流という

用語を用いたが、極端に大きい渦粘性係数からわかるように本来の乱流輸送というよりは、対流による輸送の不充分さを乱流の形式で表現したものとみなすべきであろう。ここで用いた境界層と対流のパラメタリゼーションは定性的にはほぼ良好な結果を与えている。しかし定量的にみればまだ不充分であり、特に境界層から下部対流圏での垂直輸送のモデルでの表現に大きな問題点があると判断される。

この仕事の遂行中に与えられた電計室の方々の討論に対し深く感謝致します。

文 献

- Benwell, G.R.R., A.J. Gadd, J.F. Keers, M.S. Timpson and P.W. White, 1971: "The Bushby Timpson 10-level model on a fine mesh", Scientific Paper No. 32, Meteorological Office Her Majesty's Stationary Office, London, 59 pp.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971: "Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer" J. Atom. Sci. 28, pp. 181~189.
- Clarke, R.H., 1970: "Recommended method for the treatment of the boundary layer in numerical models", Australian Meteor. Mag. 18, pp. 51-71.
- Ninomiya, K., 1968: "Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Island in winter season—with special emphasis on the relation among the supply from sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall-", J. Met. Soc. Japan, 46, pp. 343~372.
- Nitta, Ta, Y. Yamagishi and Y. Okamura, 1974: "A preliminary report on the numerical simulation of synoptic scale atmospheric motion and the associated sensible and latent heat supplies from sea-surface during the AMTEX' 74 period. Pap. Meteor. Geophys. 25, No. 4.
- Yanai, M.: "Formation of Tropical cyclones", Reviews of Geophysics, Vol. 2, No. 2, May 1964, pp. 367~414.

(以下 263 ページの続き)

えることを考えるとき、気象庁当局は従来の態度を大いに反省すべきではないだろうか。今回のようなミーティングが数年前にもたれて然るべきであったと思う。今からでも当局は「天気」に事の経緯を書いてもっと広く学会員の意見を求めるべきだと思う。

筆者らは、原子力の平和利用と同様に、国民に不幸をもたらさないという学問的保証が得られるまでは実験を潔期すべきだと考えるが、すべての学会員の皆さんにも真剣に考えていただきたい。上の発言にもあったように、気象庁も学会も「自主・民主・公開」の原則を堅持したいものである。