

低気圧波動論の再考

曲田光夫*

土佐沖低気圧が前線に伴う波動として理解して良いかどうかは、必ずしも明確でないが、そういう可能性を検討するのも決して無駄ではないと思う。前線の生成と前線性波動の問題が、数値予報の進展とも関連して、最近大きく取り上げられつつあるようである。ここでは、これらの問題の最近の発展方向を探ると共に、比較的小さい低気圧の生成との関係について検討することとした。

1. 問題の所在

いわゆる低気圧波動論に理論的基礎を与えたものは、H. Solberg (1928, 1933), J. Bjerknes and C.L. Godske (1936) の前線性波動の安定性の理論である。また、N. Kotchin (1932) も同じ問題を、より合理的な境界条件で扱っている。しかし、地表と上層の境界の入れ方に伴う数学的困難と共に、当時は順圧、傾圧安定性の理論ができていなかったために、不安定波動に対する理解の仕方に問題があったようである。そういう意味で、E. Eliassen (1960), A. Eliassen (1964), I. Orlanski (1968) 等が、この問題に再検討を加えた。同時に、傾圧不安定から出てくる不安定波の数千軒という波長に比して、短かい 1000km 程度の波の不安定性の問題が検討されている。このような不安定波の構造が、土佐沖低気圧等の小低気圧と関連があるかどうかは問題点の一つである。

前線に伴う不安定波を扱う際には前線の存在を前提としているわけであるが、前線の生成と維持の問題が、当然とり上げられなければならない。Bergeron (1928) は、水平変形場が前線形成に重要であることを提唱したが、それに伴う鉛直循環を含む 3 次元的構造について長い間論議されなかった。J. Bjerknes (1951), Newton (1954) 等は観測資料に基いて、鉛直循環を研究し、A. Eliassen (1964), P.H. Stone (1966), R.T. Williams and J. Plotkin (1968) 等が理論的にこの問題を扱ったが、充分に実際に即したというまでは行ってない。また、温帯性低気圧が温暖前線と寒冷前線を伴っていることから想像されるように、低気圧自身が前線を形成する作用を持っているのである。W. Edelmann が 5 層傾圧モデルによる数値実験によって、そのことを示した。このような前線の生成維持と低気圧の生成との相互関係を統一的に解明することが第 2 の問題である。

前線や小低気圧はスケールが小さいので、普通の数値

予報の格子間隔 (300km 程度) では扱うことができない。勿論、格子間隔を小さくするだけで問題が片づくかどうかは分からないが、数値実験によって、前線とそれに伴う低気圧が再現され、やがては数値予報に組み入れられるようにすることが第 3 の問題点である。

以上は外面的に問題点を整理したにすぎないが、内面的な問題点は次の各節で、順次述べることにする。

2. 前線における不安定波

たとえば、前線に沿って波長 1000km 程度の波が、実際に観測される場合に、その前線に沿うては波長 1000 km の波が最も不安定であったと解釈するわけである。もし、安定であれば、擾乱が起きてもすぐに減衰して実際に観測されるに至らないと考えられる。そういう意味で、安定度理論によって不安定な波を決定することは、実際の観測で卓越するスケールに物理的意義を与える上で重要である。前線における不安定波を決めるに当たって、安定要因と不安定要因について簡単な検討を加えておくことにする。

i) ヘルムホルツ波

二つの非圧縮性流体が上下に成層し、それぞれ密度 ρ_1, ρ_2 , 速度 U_1, U_2 で、 x 軸の方向に流れる場合に境界面に起る波について考える。そのような場合に波数 k の波動解として

$$Ae^{ik(x-ct)}$$

の形の解を考えると伝播速度 c は

$$c = \frac{\rho_1 U_1 + \rho_2 U_2}{\rho_1 + \rho_2} \pm \sqrt{\frac{g}{h} \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} - \frac{\rho_1 \rho_2 (U_1 - U_2)^2}{(\rho_1 + \rho_2)^2}}$$

c の虚数部分が不安定解を与える。根号の中の第一項は重力効果であり、第二項は風のシア効果を表わす。成層が安定で $\rho_1 > \rho_2$ である限り、重力効果は安定であり、シア効果は常に不安定の方向に作用する。このような波をヘルムホルツ波という。

ii) 慣性安定性

* 気象研究所

x 方向の東西流 $U(y)$ のある中で、変位が水平面上南北に起った場合の安定性を考える。この場合の安定規準は

$$f - \frac{dU}{dy} = Z \begin{cases} > 0 & \text{安定} \\ = 0 & \text{中立} \\ < 0 & \text{不安定} \end{cases}$$

この規準によると、ジェット気流の軸の北側では $\frac{dU}{dy} < 0$ であるので安定であり、これを慣性安定性という。南側では $\frac{dU}{dy} > 0$ で不安定になり得る。

iii) 順圧不安定

順圧偏西風 $U(y)$ において、波動解の安定性に関するもので、次の結果が得られている。

領域内の1点で $U'' - \beta = 0$ ($\beta = \frac{df}{dy}$) を満足する点 K があり、その点の速度を U_K とするとき $C = U_K$ の波だけが中立波である。また $U_{min} < C_r < U_K$ の波は不安定波であり、 $C_r > U_K$ は減衰波である ($C = C_r + iC_i$ で波の伝播速度)。波長との関係では L_0 を中立波の最小波長、 L_K を $C = U_K$ の場合の波長とすると、次の関係になる

- $L > L_0$ 中立波
- $L_0 > L > L_K$ 不安定波
- $L_K > L$ 減衰波

なお、順圧不安定の場合には、擾乱の運動エネルギーは一般流のエネルギーから与えられる。

iv) 傾圧不安定

一般流が垂直方向にシアを持つ場合、云いかえると水平方向に気温のシアがある場合の波動解の安定性に関するもので、波長数千 km のところで最も不安定な波長域があることが分っており、偏西風帯の擾乱の最も重要な役割を受け持つものとされ、また大規模低気圧の発達に寄与するものと考えられている。なお、傾圧不安定の場合の擾乱の運動エネルギーは一般場のポテンシャルエネルギーから与えられる。

以上述べた重力安定性、シアによる不安定性、慣性安定性、順圧不安定、傾圧不安定等の効果が重なり合ってそれぞれの場合の波の安定性が決まってくるのである。

H. Solberg (1928, 1933) は前線における波の安定性の問題を線形理論で扱った。密度の異なる二つの安定気層が傾斜した前線面の両側を異なる速度で運動している場合を論議した。前線面は地表面に対して傾斜していなければならないが、前線面に平行な剛体面を両側に仮定して数学上の困難を克服した。そして、短波長と

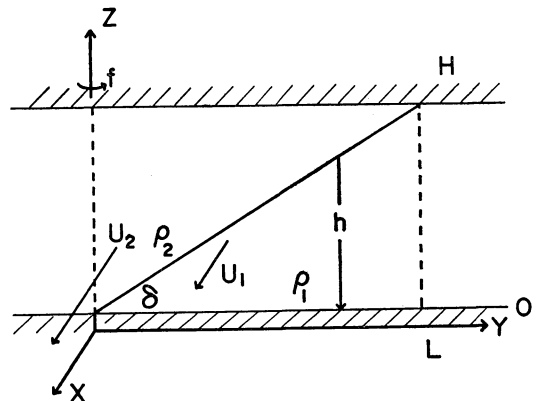
2000km 程度の長波長の2種類の不安定波を見出し、後者が低気圧波に相当すると考えた。J. Bjerknes and C.L. Godske (1936) は Solberg の結果を次のように説明した。

- i) 長い安定波……ほぼ水平運動で、慣性安定性がシア不安定性より強い。
- ii) 長い不安定波 (低気圧波) ……ほぼ水平運動で、シア不安定性が慣性安定性より強い。
- iii) 短い安定波……静的安定性 (重力安定性) がシア不安定性より強い。
- iv) 短い不安定波……ほぼ垂直運動をし、シア不安定性が静的安定性より強い。

しかし、低気圧波が慣性安定性とシア不安定だけから起るとする上の説明には疑問があり、Höiland (1948) は、地球回転がなくても、内部重力安定性があれば、シア不安定性とともに低気圧波を形成することを示した。N. Kotschin (1932), E. Eliassen (1960), I. Orlandski (1968) も前線における波の安定性を研究したが、Orlandski の結果が最も総合的なので、次にこれを紹介しよう。

3. I. Orlandski の前線波の不安定理論

コリオリパラメーター f の回転座標系において、2層の非圧縮性一様大気を考える。各層の運動は静力学の関係を満たし、 $z=0, z=H$ において剛体の水平面で境されていると仮定する。2層の境界面は、第1図に示すように、 $z = h(x, y, t)$ ($0 \leq h \leq H$) で境されているとする。添字1は下層、2は上層を表わすことにし、 $(u_i, v_i), \rho_i, p_i$ ($i=1, 2$) をそれぞれ、風速、密度、気圧を表わすとすれば、運動方程式、静力学の式、連続の式は次のように書くことができる。



第1図 前線のモデル

$$\begin{cases} \frac{\partial u_i}{\partial t} + u_i \frac{\partial u_i}{\partial x} + v_i \frac{\partial u_i}{\partial y} - f v_i = -\frac{1}{\rho_i} \frac{\partial p_i}{\partial x} \\ \frac{\partial v_i}{\partial t} + u_i \frac{\partial v_i}{\partial x} + v_i \frac{\partial v_i}{\partial y} + f u_i = -\frac{1}{\rho_i} \frac{\partial p_i}{\partial y} \\ p_1 = p_2 + (\rho_1 - \rho_2)gh + \rho_2 gH \\ \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial h u_1}{\partial x} - \frac{\partial h v_1}{\partial y} = \frac{\partial(H-h)u_2}{\partial x} + \frac{\partial(H-h)v_2}{\partial y} \end{cases}$$

ここに p_1, p_2 は、それぞれ $z=0, z=H$ における気圧を表わす。各層における一様な一般流を U_1, U_2 とすると定常前面の傾き δ は、

$$\tan \delta = \frac{d\bar{h}}{dy} = \frac{f(\rho_2 U_2 - \rho_1 U_1)}{g(\rho_1 - \rho_2)} \div \frac{f\bar{\rho}(U_2 - U_1)}{g(\rho_1 - \rho_2)}$$

ここに $\bar{\rho} = \frac{1}{2}(\rho_1 + \rho_2)$ 、 \bar{h} は定常前線の高度。

また、定常前線における気圧 \bar{p}_1, \bar{p}_2 に対しては

$$\frac{d}{dy}(\bar{p}_1 + \bar{p}_2) = -f(\rho_1 U_1 + \rho_2 U_2)$$

このような定常前面を一般場として、それからの偏差に線型理論を適用する。すなわち、

$$\begin{cases} u_i = U_i + A_i e^{i(kx + \sigma t)} \\ v_i = B_i e^{i(kx + \sigma t)} \\ p_i = \bar{p}_i + C_i e^{i(kx + \sigma t)} \\ h = \bar{h} + H e^{i(kx + \sigma t)} \end{cases}$$

と置いて、線型方程式を作り、さらに境界条件を考慮して、 σ を決めればよい。簡単な形では、振動数方程式が求まらないので、数値計算の方法で、 σ が決められている。 σ が実数ならば、中立波であり、虚数ならば、不安定波になる。 σ が複素数ならば、実数部は波の移動速度に関する値であり、虚数部は不安定波の生長率に関する値になる、この σ の値を

Richardson 数 $R_i = \frac{gH(T_2 - T_1)}{\left(\frac{T_1 + T_2}{2}\right)(U_2 - U_1)^2}$

Rossby 数 $R_0 = \frac{(U_2 - U_1)k}{2f}$

の関数として表現する。いろいろの $\Delta T = T_2 - T_1$ 、 $\Delta U = U_2 - U_1$ の値に対する定常前面の傾き、Richardson 数 R_i 、Rossby 数 R_0 の値は、第 1 表のようになる。

いま、 $\bar{\sigma} = \sigma + k\left(\frac{U_1 + U_2}{2}\right)$

$$\bar{U} = \frac{U_2 - U_1}{2}$$

$$\tau = \frac{\bar{\sigma}}{k\bar{U}} = \left[\frac{\sigma}{k} + \frac{1}{2}(U_1 + U_2) \right] / \frac{1}{2}(U_2 - U_1)$$

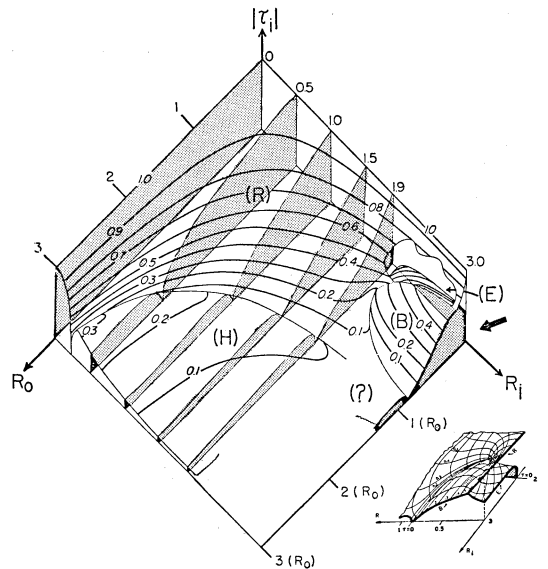
とにおいて、 σ の代りに τ について論ずる。

第 1 表

$\tan \delta$		ΔU			
ΔT		5 m/s	10	20	30
5°		$\frac{1}{480}$	$\frac{1}{240}$	$\frac{1}{120}$	$\frac{1}{80}$
10°		$\frac{1}{960}$	$\frac{1}{480}$	$\frac{1}{240}$	$\frac{1}{160}$
15°		$\frac{1}{1440}$	$\frac{1}{720}$	$\frac{1}{360}$	$\frac{1}{240}$

R_i		ΔU			
ΔT		5 m/s	10	20	30
5°		34.69	8.67	2.17	0.96
10°		68.77	17.19	4.30	1.91
15°		102.26	25.56	6.39	2.84

R_0		ΔU			
波 長		5	10	20	30
100 km		2.15	4.31	8.61	12.92
500		0.43	0.86	1.72	2.58
1000		0.22	0.43	0.86	1.29
2000		0.11	0.22	0.43	0.65
3000		0.07	0.14	0.29	0.43
4000		0.05	0.11	0.22	0.32
5000		0.04	0.09	0.17	0.26



第 2 図 $|\tau_i| = \text{生長率} + kU$ を Richardson 数と Rossby 数の関数として表現してある。

$$\tau = \tau_r + i\tau_i$$

とすると、 τ_i が不安定要素になるわけである。第2図は $|\tau_i|$ の値を R_0 、 R_i の関数として図示したもので、 (R) 、 (H) 、 (E) 、 (B) の四つの曲面から成り立っている。これについて特徴を要約すると次のようになる。

- i) $R_i=0$ すなわち温度差がなく、風のシアーだけの場合には $|\tau_i|=1$ で、 τ は純虚数である。
- ii) $R_0=0$ すなわち波数 $k \rightarrow 0$ の極限でも $|\tau_i|=1$ の純虚数であるが、 $k \rightarrow 0$ は元の一般場を意味し、この不安定は意味がない。
- iii) R_0 が小さく、 $R_i > 2$ のところには、 (R) 面と (E) 面が重なり合っている。
- iv) (R) 、 (E) に対応する τ は純虚数であり、 (H) 、 (B) に対応する τ は複素数である。
- v) $R_i > 2$ の場合に、 (R) に対応する運動は略水平的で、水平の風のシアーによる不安定が卓越する。また、 (H) に対応する運動は略垂直的で、重力安定性と風の垂直シアーに基づくヘルムホルツ不安定を表わす。
- vi) $R_i > 2$ の場合に、 R_0 の小さいところでは、 (R) 面に対応しては順圧不安定、 (E) 面に対応しては、傾圧不安定が卓越する。
- vii) (B) 面に対応しては、傾圧不安定であり、 R_0 が小さい時には順圧安定、 R_0 が大きい時には順圧不安定である。

4. 前線波のエネルギー変換

前節に引続いて、エネルギー変換について述べることにする。 λ を波長として、

$$\int_0^\lambda \int_{-\infty}^\infty F dx dy \equiv \int F da, \quad \langle F \rangle = \frac{1}{\lambda} \int_0^\lambda F dx, \quad F' = F - \langle F \rangle$$

とおいて次のように定義する。

K_M = 平均場の運動エネルギー

$$= \frac{1}{2} \int [\rho_1 \langle h \rangle \langle V_1 \rangle^2 + \rho_2 \langle H - \langle h \rangle \rangle \langle V_2 \rangle^2] da$$

P_M = 平均場の potential エネルギー

$$= \frac{1}{2} \int (\rho_1 - \rho_2) g \langle h \rangle^2 da$$

K_I = Interaction kinetic energy

$$= \int [\rho_1 \langle V_1 \rangle \langle h' V_1' \rangle - \rho_2 \langle V_2 \rangle \langle h' V_2' \rangle] da$$

K_E = 擾乱の運動エネルギー

$$= \frac{1}{2} \int [\rho_1 \langle h \rangle \langle V_1'^2 \rangle + \rho_2 \langle H - \langle h \rangle \rangle \langle V_2'^2 \rangle] da$$

P_E = 擾乱の potential energy

$$= -\frac{1}{2} (\rho_1 - \rho_2) g \int \langle h'^2 \rangle da$$

とおくと

$$\frac{d}{dt} (K_M + P_M + K_I + K_E + P_E) = 0$$

さらに、

$$W_1 = \int \left[\frac{d\bar{h}}{dy} (\rho_1 U_1 \langle u_1' v_1' \rangle - \rho_2 U_2 \langle u_2' v_2' \rangle) - (\rho_1 U_1 \langle u_1' w_1' \rangle - \rho_2 U_2 \langle u_2' w_2' \rangle) \right] da$$

$$W_2 = -f \int [\rho_1 U_1 \bar{h} V_1'' + \rho_2 U_2 (H - \bar{h}) V_2''] da$$

$$W_3 = f \int [\rho_1 U_1 \langle h' v_1' \rangle - \rho_2 U_2 \langle h' v_2' \rangle] da$$

$$W_4 = \int \left[U_1 \langle h' \frac{\partial p_1'}{\partial x} \rangle - U_2 \langle h' \frac{\partial p_2'}{\partial x} \rangle \right] da$$

$$W_5 = - \int [\bar{h} \langle V_1' \cdot \nabla p_1' \rangle + (H - \bar{h}) \langle V_2' \cdot \nabla p_2' \rangle] da$$

とおくと、

$$\frac{d}{dt} K_M = W_1 - W_2$$

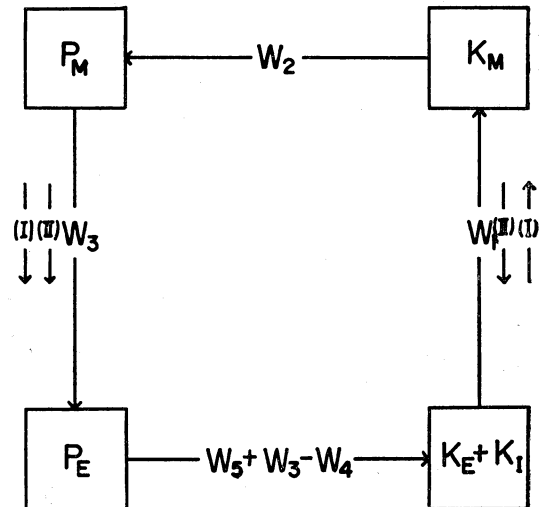
$$\frac{d}{dt} P_M = W_2 - W_3$$

$$\frac{d}{dt} K_I = W_3 - W_4 - W_1$$

$$\frac{d}{dt} P_E = W_4 - W_5$$

$$\frac{d}{dt} K_E = W_5$$

この関係を第3図のように示すことができる。



第3図 エネルギー変換の模式

次に、前線波の具体例についてエネルギー変換の様様を示す。

$$U_2=15\text{m/s} \quad U_1=-5\text{m/s}$$

$$\rho_1-\rho_2=2 \times 10^{-5} \text{ ton m}^{-3}$$

$$H=10\text{km} \quad L=1000\text{km}$$

$$\text{波長 } \lambda=6280\text{km}$$

$$R_0=0.1 \quad R_i=5$$

$$\frac{dh}{dy} = \frac{1}{100}$$

この場合に $\tau=0.30281-0.5957i$

で $|\tau_i|$ は (B) 面上にある。この場合を (I) とする。そして波長 $\lambda=2090\text{km}$ $R_0=0.3$ の場合を (II) とする。

$W_3=1$ とすると

$$(I) \text{ の場合 } W_1=+0.07,$$

振幅 2 倍になる時間=32.5hr.

$$(II) \text{ の場合 } W_1=-0.76,$$

振幅 2 倍になる時間=19.7hr.

すなわち、両者とも傾圧不安定で potential energy から運動エネルギーが補給されているが、(I) では順圧安定で平均場の運動エネルギーが擾乱のエネルギーから変換され、(II) では順圧不安定で、擾乱の運動エネルギーが平均場の運動エネルギーからも補給されている。この (II) の場合が、比較的小さい低気圧波の特徴と考えられる。さらに小さい低気圧波については次のような例がある。不安定波の生長率 σ_i は

$$\sigma_i = f R_0 \tau_i$$

と書くことができ、 $R_i=3$ の場合の生長率を第 4 図に示してある。最も不安定な山が二つあり、一つは 500km 程度の波長であるが、その性質は明確でない。土佐沖低

気圧などが、どのような不安定波に対応するかは、明かではない。

5. 前線の生成・維持

これまで、前線に発生する波の安定性の問題を扱ってきたが、このような前線の生成、維持については何も触れていない。前線についての A. Eliassen の気象学会 (昭和35年11月) での特別講演の内容が、「天気」Vol. 8, No. 1 に掲載されているが、主要な問題点はそこに要約されている。すなわち

i) 水平変形場は前線形成の一つの要因であるが、それに伴って必然的に鉛直循環が存在しなければならない。

ii) 等温線の帯が低気圧内を貫いて走っている時には、低気圧自身が、温暖前線、寒冷前線のような前線形成作用を持っている。

iii) 摩擦による上昇気流が凝結熱を放出するとすれば、これは当然、鉛直循環を強め前線強化に役立つが、前線形成に不可欠とは云えない。

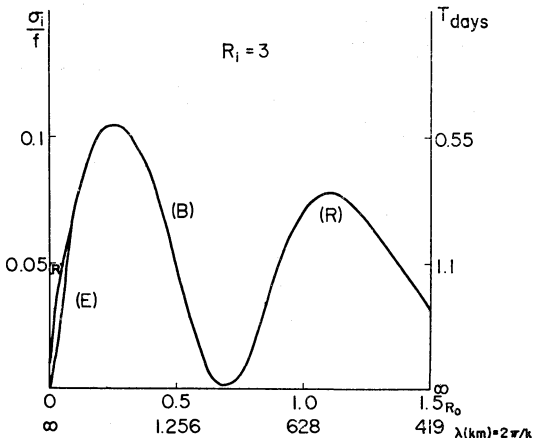
最近では、数値実験により、または運動方程式の解析解によって、前線形成を再現しようという試みがなされている (P.H. Stone 1966, R.T. Williams 1967, R.T. Williams and J. Plotkin 1968)。たとえば R.T. Williams and J. Plotkin は、準地衡風方程式の解析解を用い、初期値として水平変形場にゆるやかな気温傾度場を附加したものをとり、 $t \rightarrow \infty$ の時、前線性の気温傾度が形成されることを示した。しかし、この例では鉛直循環の傾きが出ていないという欠点がある。

上層の大規模の高低気圧は、傾圧不安定によって生成され、そこから前線が形成されて、それに沿って低気圧波が発生するという風に、前線と低気圧が相互に干渉し合っている。

6. むすび

土佐沖低気圧を不安定な前線波と断定するには、海上の観測資料が乏しすぎる。しかし、前線にできる不安定波と解釈することが、必ずしも不当でないことは、上の理論から了承できると思う。勿論、上の理論にしても、極めて単純な仮定を基にして組み立てられており、そのまま実際の状態に対応させることは不可能である。エネルギー変換などの物理的性質が検討できるだけの観測が欲しいわけであるが海上であるのでそれ程簡単でない。せめて前線の存在が確認でき、擾乱の高度が明かにできるような資料が欲しいものである。

参考文献



第 4 図 不安定波の生長率の例、波長 500km 附近に一つの山がある。

- 1) Bergeron, T., 1928: Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse, Geofys. Publikasjoner, Norske Videnskaps-Akad. Oslo, 5(6).
- 2) Bjerknæs, J., 1951: Compendium of Meteorology.
- 3) Bjerknæs, J. and C.L. Godske, 1936: On the theory of cyclone formation at extratropical fronts, Astrophys. Norw. 1(6).
- 4) Eliassen, E., 1960: On the initial development of frontal waves, Publ. Danske Meteorol. Inst., Meddelelser No. 13.
- 5) Eliassen, A., 1964: Motions of intermediate scale: Fronts and cyclones, Advances in Earth Science, M.I.T. Press.
- 6) Eliassen, A., 1961: Current concepts of fronts, Tenki Vol. 8, No. 1.
- 7) Kotchin, N., 1932: Über die Stabilität von Marguleschen Diskontinuitätsflächen, Beitr. Physik Atmosphäre, 18, 129.
- 8) Orlanski, I., 1968: Instability of frontal waves, J. Atmos. Sci. 25.
- 9) Solberg, H., 1928: Integrationen der atmosphärischen Störungsgleichungen, Geofys. Publikasjoner, Norske Videnskaps-Akad. Oslo, 5(9).
- 10) Solberg, H., 1933: Physikalische Hydrodynamik.
- 11) Stone, P., 1966: Frontogenesis by horizontal wind deformation fields, J. Atmos. Sci. Vol. 23, No. 5.
- 12) Williams, R.T. and J. Plotkin, 1968: Quasi-geostrophic frontogenesis, J. Atmos. Sci. Vol. 25, 201-206.

第15期第2回 理事会

議 事 録

日 時 昭和43年 8月29日 15.00~20.00

場 所 気象庁予報部会議室

出席者 大田, 北川, 根本, 朝倉, 岸保, 有住, 松本, 毛利, 竹内, 大井, 小平, 常任理事
三宅, 須田, 中島, 山元, 理事
関口, 監事

報 告

庶務: 1 8月5日付気象庁長官から, 11月26日から12月4日まで気象庁で開催されるWMO/IUGG共催による数値予報シンポジウムに出席希望者があれば9月15日までに知らせるよう照会があった。気象庁職員は含めない。

(結論) 各支部, 大学, 気象庁以外の研究所へ通知する。

2. 9月10日付日本防錆技術協会から大気曝露試験についてアンケートがきた。期限9月10日

3. 8月10日付日本学術会議中央選挙管理委員会長から, 11月27日から30日の第8期会員選挙開票立会人は推薦機関の中から各部2機関ずつ抽選で決めた。第4部は気象学会となつたので, 10月15日までに1名抽選するよう依頼があった。

4. 8月15日付, 日本科学者会議日本の科学者編集委員会から, 科研費に対する各学協会, 各研究者グループの声明, 決議その他の資料を集める計画をしたので, これらの資料があれば寄贈してほしいと依頼があった。

5. 朝日新聞社から朝日賞受賞候補者推薦の依頼がきた。期限10月10日

6. 8月20日付, 日本学術会議会長から科研費補助金の運用上の改善策について6月11日以後のおもな経緯につき通知があった。

会計: 昭和42年度の分について刊行物別に収支を分計し概算した。

集誌: 1. Serebreny の二重投稿についてアメリカ気象学会に照会中である。

3. 投稿論文が多く刊行できないものが溜っている。対策について意見を聞きたい。

(結論) Page Charge の援助について理事長から気象庁長官に申し入れて貰う。

3. 英語論文の修正を専門家に依頼することを投稿者にあっせんしてはどうか。

(結論) できるだけ事務局職員が努力するが, どうしようもないものや, 初めからあっせんを希望するものについては投稿者の意向を聞いてあっせんする。

天気: 天気に広告掲載をあっせんした者に取材費用を考慮してほしい。

(結論) 取材費の率を常任理事に提案すること。

ノート: 使用活字8ポを読み易い9ポに, また用紙の紙質をよいものにしても印刷費が同じであるから変更したい。

(結論) 今後統一されるのであれば変更してよい。

国際交流: 着手すべき事項が多い。それを考慮して委員候補者を選定した。

(以下表紙4頁に続く)