

下層の数値予報の一例*

上 坂 太 郎**

1. ま え が き

保安上の見地から航海者が精度の高い気象予報を期待するのは当然である。しかし、大型船によって大洋を横断するさい、予想天気図を参照して最も有利な航路を選定することができれば、パイロット・チャートが初めて航海者に与えられたときにまさるとも劣らない画期的な寄与となるであろう。

その問題の解決には、航海中の船舶に加えられる多種類の外力とそれに応答する船の運動とがすべて解明されなければならない。しかしここでは、気象要素の変化だけを取り上げ、とくに船舶には地上の予想が必要なので、渦度方程式を利用して簡単な1000mb面の数値予報が行えないかということを検討した。

この小報文は、渦度方程式を解いて得た700mb面の高度変化量に、移流によって求めた1000~700mb面間の層厚の変化量を加えて、1000mb面の高度変化量を求めた結果の報告である。

2. 天 気 概 況

本報文は、1957年4月25日00Zの各層の天気図から、同日12Zの予報を行なったものである。そのときの天気概況について要約しておくのが便利と思われるので、簡単に述べる。

地上：(第1図参照)

25日00Zには朝鮮半島の頸部とアムール河中流附近にいずれも中心示度1004mbの低気圧があった。また、東シナ海から本州の南方洋上にかけて前線が東西に横たわり、その上に中心示度998mbの低気圧があって日本海西部に位置していた。

25日12Zになると、朝鮮北方の低気圧は解消し、アムール河中流の低気圧はそのまま残ったが、日本海の低気圧は津軽海峡の西方に進んだ。

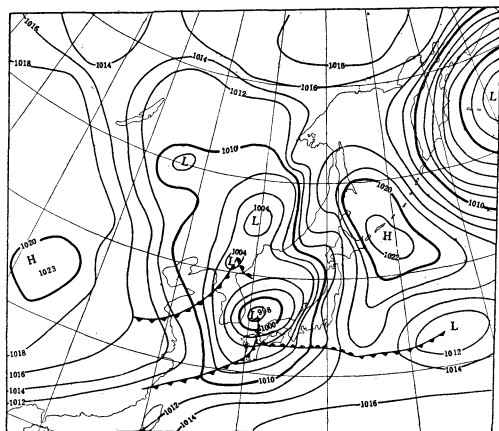
その後、日本海の低気圧から南東へ伸びた閉塞前線の、本州太平洋岸にあった閉塞点に新しい低気圧が発生し、両者は発達しながら北海道の北東方へ去った。

700mb面：(第2図参照)

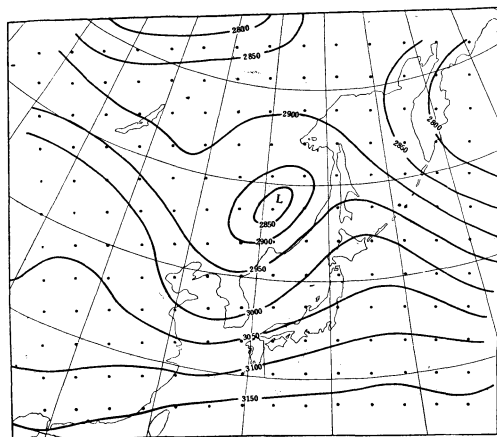
25日00Zには、アムール河の上空に2850mの低気圧があり、それから出ているトラフは、朝鮮半島北部の地上低気圧の上空を通過して南々西へ延びていた。

日本海にある低気圧の上空は、700mb面では西方にある上記トラフと東方にある高気圧のリッジとのほぼ中間に当たっていた。

25日12Zには、アムール河中流の地上低気圧の真上、わずかに北方へ寄って2850mの低気圧が移動せずに残り、新たに日本海低気圧の上空に中心示度2900mの低気圧が発生した。



第1図 地上天気図 00Z, 25, April, 1957



第2図 700mb天気図, 00Z, 25, April, 1957.

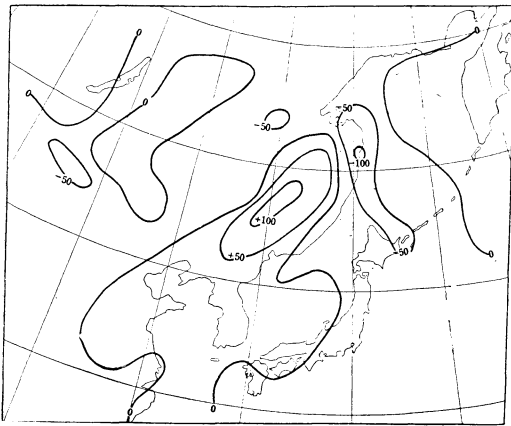
* Taro Kosaka: A Study on the Graphical Numerical Prediction in the Lower Atmosphere.

** 東京商船大学 —1959年2月9日受理—

アムール河中流の低気圧は移動しなかったから、それから出ていたトラフはその南端が反時計まわりに旋回し、全体の向きは約50度変化した。

3. 渦度の分布

第2図に示すような範囲で、300km間隔の格子点で各点の高度Zを読みとり、地衡風渦度 $\frac{q}{f} - \nabla^2 Z$ を計算した、結果を第3図に示した。これは25日00Zの700mb面における値である。



第3図 700mbにおける地衡風渦度
単位は 10^{-6} sec^{-1}

それによると、700mb面における正渦度の中心はアムール河中流の低気圧中心と重なっている。中心の値は f (コリオリ・パラメーター) の値とほぼ等しい。正渦度域はトラフに沿い南方へ広がっている。また、日本海の地上低気圧は正渦度域におおわれていることがわかる。

いま、

$$\eta \equiv \zeta + f, \quad \zeta \equiv \frac{q}{f} - \nabla^2 Z \quad (3.1)$$

とおけば、絶対渦度の鉛直成分について次式が成り立つ。

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \eta = -D\eta \quad (3.2)$$

$$D \equiv \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (3.3)$$

比較的狭い範囲の予報を対象としているから、 f を定数とみなす。

さて、(3.2) から明らかになることは、低気圧の発達はその時刻における渦度及び発散の分布によって決まるということである。この意味で(3.2)は予報方程式となる。この予報方程式を解くとき、 D の値が必要となるが、それを次に述べる方法で計算した。

4. 上昇気流の計算

(x, y, p) 座標における連続方程式を、次のように表わすことができる。

$$D = -\frac{\partial \omega}{\partial p}, \quad \omega \equiv \frac{dp}{dt} \quad (4.1)$$

したがって、(4.1)を利用して(3.2)を予報方程式として解く場合には、 ω の水平及び垂直分布を求めなければならない。

乾燥断熱変化、温位の保存、静力学的平衡などを仮定して、 ω に関する地衡風近似の方程式を求めると次式が得られる。

$$\nabla^2 \omega + K \frac{f^2}{g} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = 2 \frac{K g}{f} J \left(\frac{\partial Z}{\partial p}, \nabla^2 Z \right) \quad (4.2)$$

$$K \equiv \left(\frac{\partial Z}{\partial p} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)^{-1} \quad (4.3)$$

ただし、(4.2)の右辺では小擾乱に関係している附加項を省略した¹⁾。

K の値として館野の4月の平均値をとり、かつ ω の垂直分布を次式のように仮定する。

$$\omega = \frac{4p}{p_0} \left(1 - \frac{p}{p_0} \right) \omega^* \quad (4.4)$$

ここで、 p_0 は1000mb、 p は任意の等圧面の気圧値、 ω^* は500mb面の ω である。すると次式が得られる。

$$\nabla^2 \omega^* - K \frac{f}{g} \frac{2\omega^*}{p(p-p_0)} = K \frac{g}{f} \frac{p_0^2}{2p(p_0-p)} J \left(\frac{\partial Z}{\partial p}, \nabla^2 Z \right) \quad (4.5)$$

(4.2)、(4.5)は村上等によって導かれたものである²⁾。

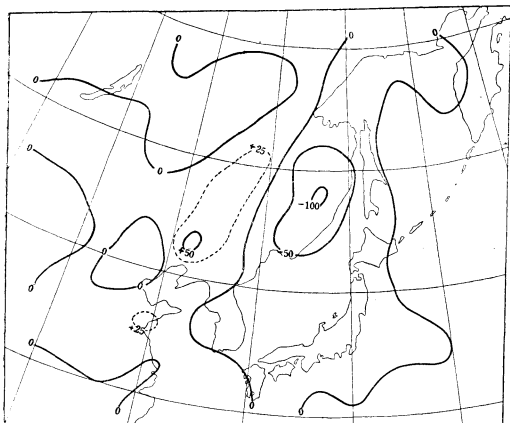
第2図の範囲にわたって、各格子点の ω^* を(4.5)によって計算した。 $\frac{\partial Z}{\partial p}$ には500mb面と1000mb面の天気図から計算した平均値を用い、 $\nabla^2 Z$ には700mb面の値を用いた。

その結果は第4図である。これについてみれば、アムール河中流の低気圧では中心の東側に上昇気流域、西側に下降気流域がある。日本海の低気圧では、地上の中心についていえば、低気圧のほとんど全域が上昇気流域に属している。

(4.5)の計算から ω の水平分布が求まると、これを(3.2)に代入して700mb面の高度変化量を求めることができる。

5. 予報方程式の計算

(3.2)を書き変えると、次式となる。



第4図 500mbにおける上昇気流 単位は mb/12hr
00Z, 25, April, 1957.

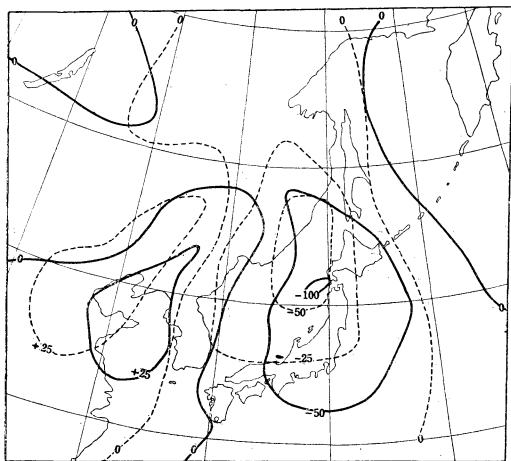
$$\nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{g}{f} J(Z, \nabla^2 Z) = \frac{f}{g} \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (5.1)$$

(5.1) の右辺は (4.4) から,

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{4}{p_0^2} (p_0 - 2p) \omega^* \quad (5.2)$$

として計算した。左辺の第2項は、各格子点で700mb面の $Z, \nabla^2 Z$ を求め、そのヤコビアンを計算した。

計算の結果は第5図の点線である。図の実線は実況値であって、いずれも12時間に対する高度変化量を表わしている。

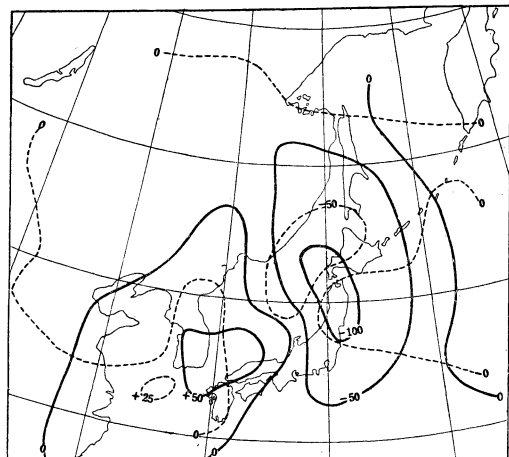


第5図 700mbにおける高度変化
実線は観測値、点線は計算値
00Z—12Z, 25, April, 1957.

計算値の絶対値が実況よりも小さいこと、計算区域の外周で精度の悪いことが問題である。しかし、計算範囲

を充分広くとり、短い時間間隔で精度のよい渦度方程式の積分を繰り返せば、すぐれた結果の得られることが考えられる。

同じ手続を1000mb面で行った結果は第6図である。点線が計算値で実線が実況値であるが、700mb面の場合よりも結果はかなり悪い。



第6図 1000mbにおける高度変化
実線は観測値、点線はO式による計算値
00Z—12Z, 25, April, 1957.

700mb面の結果と1000mb面の結果に差が出た理由は、渦度方程式を表面的にのみ限りでは次の点である。

無発散層に近い700mb面では、 D の値は小さく、渦度方程式では渦度の移流項が支配的である。これに反して、1000mb面では、移流項の影響は小さく、 D が渦度の変化率を支配する。あるいは次式が近似する。

$$\nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t} = -\frac{f}{g} \eta D = \frac{f}{g} \eta \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (5.3)$$

したがって、1000mb面では $\omega \neq 0$ であるから、すぐ上の層の ω 値によって (5.3) の右辺の値は大きく変化する。そのことが両等圧面の計算結果に上記の差異をもたらしたのであろう。そこで、この点をさらに検討し、層厚の移流によって1000mb面の予報値の精度をあげることを試みた。

6. 層厚の移流による予報

700mb面と1000mb面における風及び渦度をそれぞれ $(V, \zeta), (V_0, \zeta_0)$ で表わし、この両気層間のサーマル・ウィンドとその渦度を V_T, ζ_T で表わせば、それらの間に次の関係がある

$$V = V_0 + V_T \quad (6.1)$$

$$\zeta = \zeta_0 + \zeta_T \quad (6.2)$$

また、1000mb 面と 700mb 面の渦度の間に次式が成り立つ。

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial \zeta_T}{\partial t} \quad (6.3)$$

サーマル・ウィンドの渦度については、熱力学の第1則を表わす式にラプラスの演算をしたものから次式を導くことができる³⁾。

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{R}{f} \log\left(\frac{p_0}{p}\right) \nabla^2 \left[-\mathbf{V} \cdot \nabla T^* + \omega(\Gamma_a - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{d\bar{Q}}{dt} \right] \quad (6.4)$$

ここで、各項の上の横線は 1000mb 面と 700mb 面の間の平均値を表わす。

あるいは、

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{R}{f} \nabla^2 \left(-\frac{g}{R} A + S + H \right) \quad (6.5)$$

$$A \equiv -\mathbf{V} \cdot \nabla Z_T \quad (6.6)$$

$$S \equiv \log\left(\frac{p_0}{p}\right) \omega(\Gamma_a - \Gamma) \quad (6.7)$$

$$H \equiv \log\left(\frac{p_0}{p}\right) \frac{1}{c_p} \frac{d\bar{Q}}{dt} \quad (6.8)$$

Z_T : 等圧面間の層の厚さ ($Z_{700} - Z_{1000}$)

R : 乾燥空気の気体常数

T^* : 仮温度

Γ_a : 断熱気温減率 ($\partial T_a / \partial p$)

Γ : 実際の $\partial T / \partial p$

Q : 1 gr. の空気に与えられた熱量

(6.5) を (6.3) に代入する。

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{700} - \frac{R}{f} \nabla^2 \left(-\frac{g}{R} A + S + H \right) \quad (6.9)$$

(6.9) は、1000mb面における渦度の変化率は700mb 面の渦度の変化率に式の右辺第2項が加わったものであることを示す。しかし現実には、(6.9)の右辺第2項の推定は困難である。航海者にとっては簡単でしかも成果のよいものが要望されることから、これを次式のように簡単化した。

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{700} - \frac{g}{f} \nabla^2 A \quad (6.10)$$

(6.10) に地衡風渦度を近似させれば、

$$\frac{g}{f} \nabla^2 \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{1000} = \frac{g}{f} \nabla^2 \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{700} - \frac{g}{f} \nabla^2 A \quad (6.11)$$

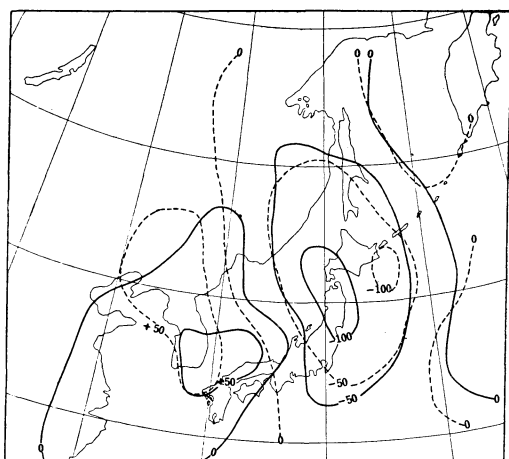
$$\left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{1000} = \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{700} + \mathbf{V} \cdot \nabla Z_T \quad (6.12)$$

となる。

(6.12)の時間積分は短い時間間隔で行えば精度はよいが、右辺第1項としては前節で得られた瞬間値を用いた。右辺第2項は、1000~700mb 面間の層厚を、700mb面の \bar{Z} (Z の空間平均値)の等高線から得られる地衡風によって、図式で移流して求めた。

層厚の12時間の変化は、移流後の厚層線図と最初の層厚線図とを重ねて図上で減算を行なった。これと第5図の点線とを代数的に加算すれば、1000mb 面の高度変化量が与えられる。

第7図の点線がその結果である。同図の実線は高度変化の実況値で、50m線についてみれば比較的良好な結果が得られている。



1000mb に高度変化量

第7図 実線は観測値、点線はO式による計算値
00Z—12Z, 25, April, 1957.

7. あとがき

単純に渦度方程式を解いて得た結果の精度は不十分であった、その理由は、根本的には短い時間間隔で積分を行ない得なかったことである。また、(6.9)の右辺第2項の推定が不十分なことにもよると思われる。とくに下層では式のSやHの項の影響は小さくないから、それらの値の推定が不十分な場合には精度は低下するであろう。

航海者にすぎない筆者は、数値予報分野の数多い文献に通曉しているわけではない。したがって予報方程式の計算結果が発達が充分出なかった原因を追求しようと考えたけれどもできなかった。そのことは将来の機会にゆずることとして、1000mb 面の予報について試みた一例を報告することにとどめる。

本報文をまとめるに際しては、気象研究所の荒川秀俊

博士及び村上多喜雄氏に多大の御指導を受けたので、ここに記して深く謝意を表したい。

文 献

1) Murakami, T., Masuda, Y. and Arakawa,

A., 1956: On the distribution of vertical velocity and the numerical prediction of the movement of typhoon.

2) 前掲論文に同じ。

3) Petterssen, S., Weather Analysis and Forecasting, Vol. 1, p.323.

第2回高層気象シンポジウム

昭和34年8月6日(木)10時より気象庁第一会議室において開催された。内容は次の通り。

1. 高層観測値の変動度(3)(20分)

大井正一(本庁, 高層)

640mbの高度をもつ富士山頂の毎時観測値を用いて気温, 気圧の変動度とその性質を調べた, 気温について云々と平均値は, 0.5°C/1h, 2.0°C/6h, 3.5°C/12h 最大では1.5°C/1h, 8°C/6h, 10°C/12h くらい, 変化の向きは22時間くらいまでは同一方向に続くことがある。館野のゾンデとの比較も行なった。

2. 高層気象要素の短時間の変動量(20分)

角俊治(高層)

高層観測では気球破裂, 器械の故障, 上昇速度の差等により, 観測の同時性は満足されぬ現状で, 最大2時間程度のずれも生ずる, 従って短時間の変動の目安を立てておくことはシノプティックな解析等に必要だと思われるので, 1957-8年の館野の資料を使って700, 500, 300, 200mbの高度, 気温, 露点, 風速について調べた。

3. 圏界面の短週期変化(20分)

北岡竜海(本庁, 高層)

館野, 輪島, 稚内の3カ所で1950年9月12日の部分日食の際行われた20分毎のゾンデ観測で, 気温で約15°C 風速で約10m/sの40~60分の圏界面の変動が認められた。これは日食よりは寧ろ当時鹿児島島の南東300kmにある台風の影響とした方が良さそうだが, 兎も角このような短週期変化の存在を主張したい。

4. エコーレーウィンの精度(15分)

乳井敏一(高層)

空盆式高度断続器による値との差, 及びその原因について二, 三述べる。

5. 極東における各国間のゾンデ観測値の差(20分)

新井英次・松橋史郎(本庁, 高層)

前回には8月と2月につきバイエルンの結果と比較したが, 今回は1958年1年間の資料を用い, 地点を増やし, 四季別の補正值を求めた。

6. 露点ゾンデによる成層圏の水蒸気量(序報)(15

1959年8月

分) 林英之介(本庁, 高層)

IGYのWMI中の札幌, 館野, 八丈島, 鹿児島の結果について報告する。成層圏の水蒸気量は冬と夏で変化し, しばしば対流圏上部に飽和層が認められた。

7. オゾンと下部成層圏の気象(20分)

岡林俊雄(札幌)

日本に於けるオゾンの緯度, 季節, 日変化を調べた。成層圏の気圧揚が上記変化を支配する第一要素で, オゾンと気圧の緯度, 季節, 日変化は逆位相でよく対応する。ジェット流との関係は, ジェット流の北側でオゾン量が多い。日本列島に沿うジェット流の断面図を作る上の風速分布の問題点についても述べる。

8. 天頂光観測と直射光観測とによるオゾン量の差

(15分) 清水正義(本庁, 統計)

オゾン量の直射光観測ができない時には, 予め直射光と天頂光観測との比較により用意された図表によって天頂光観測が行われる。両者によるオゾン量は原理的には一致すべきものであるが実際には一致しない。この差を太陽天頂角別に, 又雲の状態別に分類統計した。

9. オゾン全量の緯度分布と200mbジェットとの関係

(15分) 清水正義(本庁, 統計)

オゾン全量の緯度勾配は緯度30°~40°で大きく, この間にあるジェット流が, オゾン量大なる北側の大気と, オゾン量小なる南側の大気の境となっているとされている。この事を58年3, 4月及び10, 11月の資料に就いて調べた。オゾン量の日変化は200mb ジェットの南北移動と良い対応を示す。ジェットの緯度でオゾン量の緯度勾配も大きい。

10. オゾンの垂直分布の観測(20分)

山崎正博(高層)

清水正義(本庁, 統計)他

小型の自記分光写真機を作り, これを気球につけて飛ばし, 1956年以来4回のオゾン垂直分布を測定し, オゾン濃度最大層として21~24kmを得た。機器の概要と測定方法及び測定結果, 反転観測との比較を述べる。