

計量による解析結果を若干のべたが、このような対象に対しては non-parametric という意味で、この方法がかなり有力で実際的な方法として役立つものである。

不十分な点も多々あるが、今後の研究問題としたい。結果だけ要約すると、

- (i) 地理的にみて長期傾向は区々である
- (ii) 変動の scale は北にゆくに従い漸減する
- (iii) 期間によってかなりちがった様相を呈している

(iv) 地域的まとまりは九州をのぞきあまり広範囲に  
ならない

ということであろう。

討論をして頂いた。予報研究部、第4研究室の方々に厚く御礼申し上げます。また計算と製図を手伝って頂いた村岡泰子さんに厚く御礼申し上げます。

(1957年3月16日原稿受理)

## ○ 低緯度の初期大気じょう乱の構造

— 低緯度における大気じょう乱の研究 II —

上 井 兼 文\*

On the Structure of Atmospheric Disturbances

at Initial Stage in Low Latitudes

— On Atmospheric Disturbances in Low Latitudes II —

K. Uwai

551.515.2

In this paper the author analyzed synoptically the aerological data in low latitudes and obtained the following results on the initial stage of atmospheric disturbance:

(1) The magnitude of each terms in vorticity equation is of the same order near the disturbance in lower layer and to neglect the baroclinic term is not rational. In upper layer the advective term becomes larger and the baroclinic term negligibly small.

(2) The I. T. C. is a cold trough and its intensity increases up to some height, then decreases with height and nearly disappears at 300 mb level. The baroclinic term in vorticity equation is positive along the trough line, while it is negative at the south side of trough line in upper layer and positive at its north side. The same result is obtained from the vertical distribution of cold core intensity. The convergence area corresponds to the low temperature area and the intensity of convergence increases up to some height, from which upwards it decreases. This distribution of vorticity agrees with the rainfall distribution. Above 300 mb level the cold core becomes remarkable again, probably due to another disturbance aloft. The axis of trough line inclines southward with height up to about 300 mb level, above which it seems to incline northward by another disturbance aloft.

(3) The equatorial westerly wave is also a cold trough and the distribution of its intensity with height is the same as the former disturbance. The axis of trough line inclines westward with height. The baroclinic term is positive at the west side of ridge line and negative at the east side, which agrees with the rainfall distribution.

(4) The easterly wave is also the same cold trough as the former. The baroclinic term is positive at the east side of trough line and negative at the westside, which agrees with the rainfall distribution. The axis of trough line inclines usually

\*-気象庁離島課

eastward, but it seems to become reverse in case of unstable upper disturbance. The calculated distribution of vertical velocity expresses the downward current ahead of the trough line and upward current back of the trough line.

§ 1. はしがき

前報では主として赤道近傍の気圧配置について議論し、広域の悪天気を伴う大気じょう乱は気圧の谷である事を示し、cold trough であると述べたが、実測資料については示さなかった。また熱帯大気は大体順圧であり、対流圏上部には 300 mb 以下の下層大気の大気じょう乱とは全く別のじょう乱がある事を述べ赤道偏西風帯の出現についても議論した。この報告では前報と関連し高層資料によりじょう乱の水平、垂直構造について述べる。

H. Riehl and G. P. Cressman<sup>(1)</sup>は低緯度での組織立った対流域は cold core を持っている事をカリブ海の高層資料により示している。筆者<sup>(2),(3),(4),(5)</sup>も 700 mb 面での飛行機観測資料を用いて日本に上陸した台風についての解析で同結果を示した。本文ではさらに上層の資料によって構造について多少量的に議論する。まずじょう乱中の渦度変化について考える。

§ 2. 下層における渦度変化

渦度変化の式は

$$\frac{d\zeta}{dt} = -(\zeta + f) \operatorname{div}_H V - \frac{2\omega \cos \varphi}{R} v + \left( \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \alpha}{\partial x} \right) + \frac{\partial w}{\partial y} \left( 2\omega \cos \varphi + \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} \quad (1)$$

ここでは相対渦度、 $f$  はコリオリ項、 $\alpha$  は比容、 $R$  は地球半径、 $x, y, z$  はそれぞれ東、北、上方に正とする。熱帯大気は大体においては確かに順圧であるが、個々のじょう乱のごく近くでは必ずしもそうでなく傾圧である。そこで (1) 式の各項の大きさを見積る。

傾圧項  $\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$  : 相隔てる観測点 1, 2 の気温 ( $t$ )、気圧 ( $p$ )、距離 ( $\Delta r$ ) を

$$t_1 = 25^\circ\text{C}, \quad p_1 = 1008 \text{ mb}, \quad t_2 = 27^\circ\text{C}, \\ p_2 = 1010 \text{ mb}, \quad \Delta r = 500 \text{ km}$$

とするとこの項の大きさは  $10^{-11}$  dyne cm gr<sup>-1</sup> で他項に比べて決して省略できない。この項のみによる渦度変化への影響を模式的に示すと第 1 図となる。それぞれ偏東風帯または赤道偏西風帯波、I. T. C. 及び赤道付近によく出現する移動性小高気圧に伴って現われる。移動性小高気圧に着目すれば赤道近傍の下層大気じょう乱はこれら小高気圧の train より構成されるとも表現でき

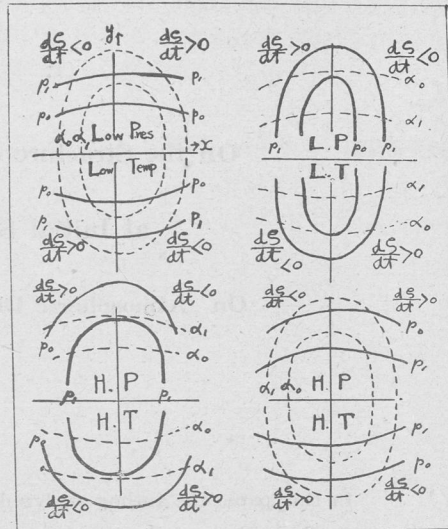


Fig. 1. Vorticity change due to the baroclinic term.

る。正の渦度変化は気流の收れんを伴うから、そこでは天気変化が期待されるわけである。

移流項  $-\frac{2\omega \cos \varphi}{R} v$  : この項については赤道を横切る

る気流<sup>(6)</sup>として議論されている。特に上層では南風または北風がじょう乱の近くで強いと  $10^{-9} \sim 10^{-11}$  の大きさに達し、決して省略できない。下層では普通の場合下層では  $v$  は大きくないので省略できる項である。筆者は前報で 2 段の I. T. C. の生成の説明に使用した。

垂直運動の項  $\frac{\partial w}{\partial y} \left( 2\omega \cos \varphi + \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z}$  : この項の大きさは大体じょう乱の近傍では  $10^{-9} \sim 10^{-11}$  で小さくない。若干の場合には H. Riehl and G. P. Cressman<sup>(1)</sup>によって議論されている。I. T. C. の南側では (以下北半球を考える)  $\frac{\partial w}{\partial y} > 0$  であり加うるに偏西風が高さと共に増して来ると、さらにこの項が大きくなる。I. T. C. の北側では東風で  $\frac{\partial w}{\partial y} < 0$  であり同様に東風が高さと共に増せば  $\frac{\partial w}{\partial z} < 0$  で西風の場合と同様になる。I. T. C. は後述するように他面からある高度までは cold core でかつ次第に顕著となり、風も強くなるので下層ではこの項の影響は決して小さくない。もし  $\frac{\partial w}{\partial x} < 0, \frac{\partial v}{\partial z} > 0$  とするならばさらにこの項が加わり効果は倍加される。

結局 (1) 式の各項は熱帯におけるじょう乱近傍の下層では第 2 項の移流項を除いては同じ大きさを持つわけで、上層では第 2 項が大きくなり、第 3 項の傾圧項が小さくなると思われる。垂直運動の項は上層でも小さくない。

§ 3. I. T. C. の構造 (第 2 図)

図から次の事がわかる。すなわち

(1) I. T. C. にそって気圧・気温は低く cold trough である。相当温位も混合比も少ない。

(2) trough line にそって大体は順圧であるがある

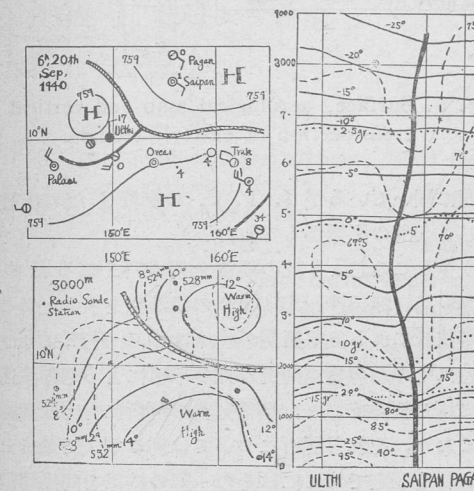


Fig. 2. Surface aerological map and vertical cross-section of I. T. C. On the surface map the number by the station denotes the rainfall amount in past 24 hours. On the vertical cross-section the thick line denotes the trough line, broken line the equivalent potential temperature and dotted line the mixing ratio.

区域では傾圧であり、傾圧項のみによる  $\frac{d\zeta}{dt}$  は 3000 m で南側では負、北側で正、6000 m では南側で負、北側ではほとんど零、1000 m では南側で正であるが著しく小さく、北側では零に近い。従って南側の下層では收れん、上層では発散、北側では上層まで收れん気流が存在するはずで雨は I. T. C. から大分離して南側に多く、上層発散の大きい区域に多く降っている。傾圧項のみでなく風の分布状態による移流項の影響もあるであろうが水平、垂直の低温域の分布からしても低温と收れんが相当する事から同様な渦度変化が期待される。

(3) trough line は下層 2000 m まではほとんど垂直らしく、以上では南に傾き再び北に傾いているように見える。圏界面は示されていないが筆者の研究<sup>(7)</sup>では高度は周囲よりも低い。

(4) 1000 m 以下では cold trough は顕著でないが 4000 m までは高さと共に明瞭となり、それ以上は 7000 m までぼやけて来る。8000 m 以上で再び顕著となるようである。9000 m 以上の資料はないがこの上層で明瞭となるじょう乱は下層のそれと連続しているものでなく恐らく別のものと思われる。この例の I. T. C. は発達して台風となっており普通の場合とは異なった条件にあると考えられるから上、下層のじょう乱と一つと考えないで両者別と考へべきものであろう。従って trough line の軸の傾きも上層の北への傾きは別のじょう乱が北にあるためとも考えられよう。

§ 4. 赤道偏西風帯波 (第 3 図)

(a) 北半球の夏

(1) trough line にそって全層傾圧項による渦度変化は零で、ridge line の西側では正、東側で負である。すなわち收れんが ridge line の西、発散が東にあり trough line はその境界となる。従ってこの項のみでは雨は ridge line の西に多い事になる。風向分布から考えても南分は上昇成分を持つから傾圧項の影響とも一致する。

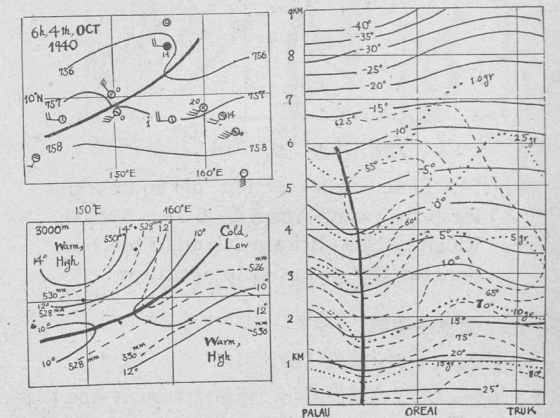


Fig. 3. Surface aerological map and vertical cross-section of equatorial westerly trough.

しかし移流項では逆の渦度変化である。

(2) 同様に cold trough で 1000~6000 m までは明瞭であるがそれ以上は不明瞭となり、300 mb 位の高度に達するようである。

(3) trough line の垂直軸は高さと共に西、すなわち場の風の風上に傾くようである。

(b) 南半球の夏 (第4図)

地上天気図は第1報の第7図を参照されたい。このじょう乱も cold trough で前項と変化はない。その高度も 300 mb 位に達しているようである。

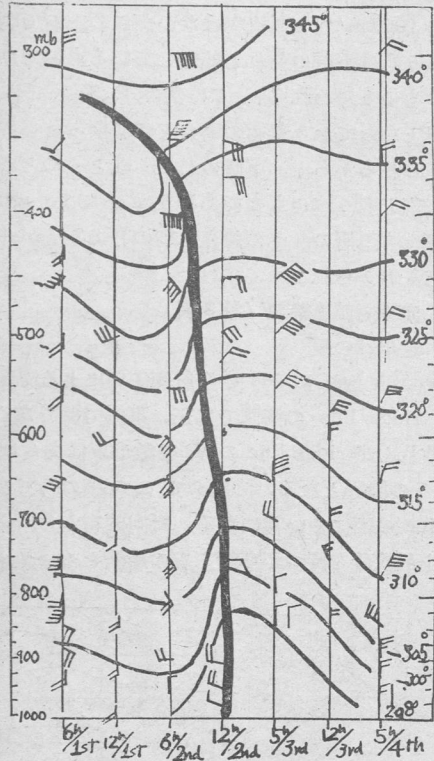


Fig. 4. Time cross section of equatorial westerly trough from 1~5 Dec. 1943 at Rabaul, New Britain Island. Thin line denotes the potential temperature.

§ 5. 偏東風帯波

(a) 西カロリン群島 (第5図)

(1) 傾圧項による温度変化の分布は trough line の東側で正、西側で負で、じょう乱の全層にわたる。従って収れんは東側に、西側は発散であり trough line はその境界である。雨の分布もこれと合致する H. Riehl のそれと同様である。

(2) cold core を持つようである (図の例は I. T. C. の影響も入っている)。

(3) trough line の軸は普通は東、すなわち場の風の風上に傾く (この例は不安定の場合で下層は垂直、中

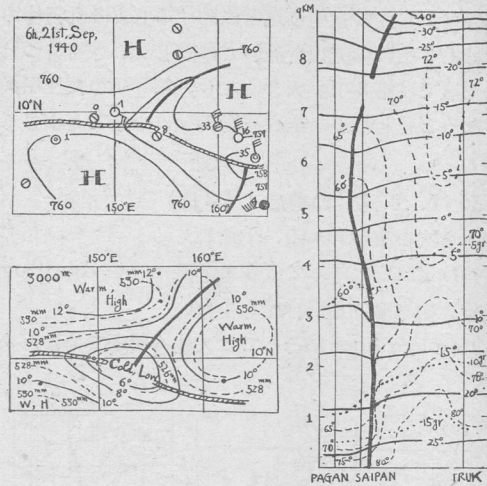


Fig. 5. Surface, aerological map and vertical cross-section of easterly trough.

層で西に傾いているが I. T. C. の影響または上層の別のじょう乱の影響かも知れない)。

もう少しこのじょう乱の構造を詳細に知るために Marcus 島 (24.3°N, 154°E) の観測例を示す。ここには米軍依託による気象観測がわれわれの手により行われ、特にその高層観測精度は他の米軍による南洋諸島の観測に比し優秀であり、熱帯気象の解析に有力な武器となっており、それら解析については別の型式で筆者により行われる予定でここにはその一部の結果を同島通過の偏東風帯波について述べる。

(b) Marcus 島 (第6図)

第6図 (a) に上層風の垂直分布を示した。これから 350 mb に達するじょう乱である事を知る。350 mb 以上には別のじょう乱がある。第6図 (b) は等圧面高度の月平均値よりの偏差を示す。これから 350 mb 以下ではじょう乱は気圧 (高度) 偏差の谷である事がわかる。気温偏差では気圧ほど明瞭には出ない。湿度偏差は谷の通過後湿潤層が厚くなっているのが明示され、雨は谷が通過して気圧が昇ってから降り出し H. Riehl のそれと同様である。次に垂直速度<sup>(8)</sup>  $w$  を計算しよう。 $w$  は

$$w = -\delta T / \delta t / \gamma_{aa} - \gamma$$

で示される。ここで  $\delta T / \delta t$  は水平流跡線にそう気温変化で  $\gamma$  は気温通減率である。 $\gamma_{aa}$  は乾燥断熱減率である。熱帯大気のじょう乱は初期では cold trough であるからじょう乱の近傍では  $\delta T / \delta t$  で移流による変化の影響が大きいと推定できる。 $\delta T / \delta t$  の移流による効果を知るためにはじょう乱の水平、垂直構造を充分に知る必

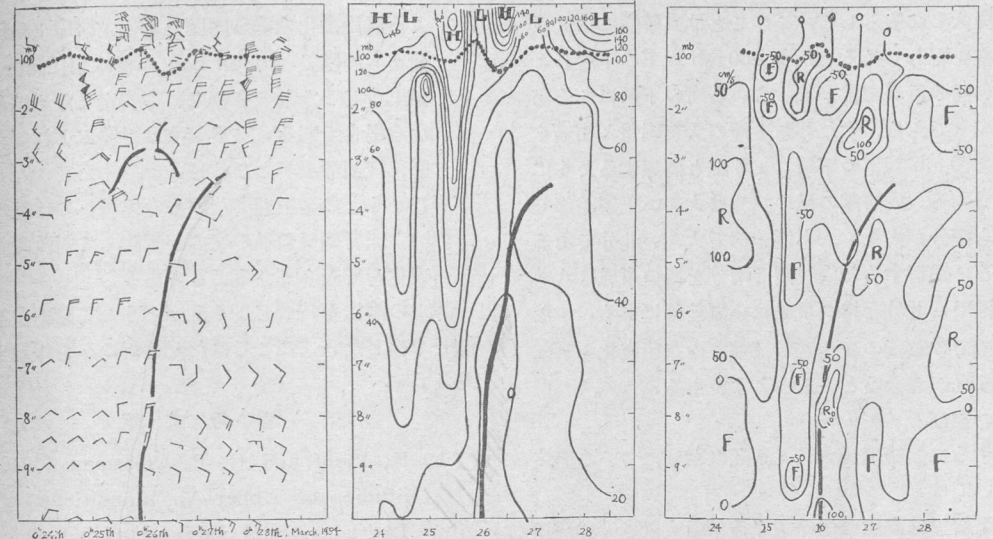


Fig. 6. Variation of upper air situation by passage of easterly trough at Marcus Island (153°E, 24°N). (a) Wind shift by passage of easterly trough. Dotted curve denotes the tropopause. (b) Deviation of height of isobaric surface from normal by passage of easterly trough. (c) Vertical distribution of vertical velocity by passage of easterly trough.

Fig. 6. Variation of upper air situation by passage of easterly trough at Marcus Island (153°E, 24°N).

要がある。ところが熱帯じょう乱の初期構造については明確にされてはいないので本文中の資料を使い事にする。

気温の水平傾度  $\nabla_H T$ 、風速  $V$  は次表のようである。

Height	$\nabla_H T$	$V$ (km/hour)
1000 mb	$0.1 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$	7
900	0.7	7
800	0.9	7
700	1.0	17
600	0.9	21
500	0.7	24
400	0.3	17
300	0.0	17

故に移流項  $V \nabla_H T$  ( $^\circ\text{C}/\text{hour}$ ) は次のようになる。

	$V \nabla_H T$	$V \nabla_H T$
1000 mb	0.09	600 mb 1.77
900	0.66	500 2.02
800	0.85	400 0.61
700	2.04	300 0.00

この移流項を  $\delta T / \delta t$  にじょう乱通過後は減じ、通過前は加えると  $\delta T / \delta t$  が求まり  $\delta T / \delta t$  の等変化線が描ける。これから垂直速度  $w$  が求まる。第6図 (c) は  $w$  の変化図である。すなわちじょう乱の通過前には下降流があり通過後には上昇流がある事がわかる。雨は 27 日 0~3h に降っている。27 日 0 時では 800~850 mb に収れん気流があり一たん 950 mb にその高度が降下して雨になっているのがわかる。収れん気流はその層での空気の entrainment のある事を示す。収れん層の下で下降流があるのは雨によるものと思われる。次の日も雨が止んでいるのになお収れん層の下に下降流がある。もしこの  $w$  の計算値が実際値であると仮定すると同じ南東風でも風速の変化からも風が強くなって上昇流の増強となり、上昇流の高度降下と同時に雨が始まり風が弱くなって雨が止み、上昇流の高度も旧に復している事は明らかに風速変化の影響を思わしめる。

§ 6. 下層じょう乱発生前の高層状態の変化

次に上層状態の変化に注目しよう。第6図の等圧面の高度偏差の変化図を見ると、成層圏と上部対流圏では大きい正偏差は低い圏界面に相当しており、小さい正偏差または負偏差は高い圏界面に対応している。垂直速度では小偏差の所では上昇流、正の大偏差の所で下降流とな

っている。また高層ほど偏差の大きさは大きくなり、ある高度で極大となるらしく、このことは成層圏に空気の移流の存在を思わしめる。かつ 300 mb 以下の下層じょう乱が圏界面の最大変位が起っている所の下層にある事は注目すべきである。すなわち上層の大正偏差と相續く小偏差は 300 mb 以下の下層じょう乱と関係するように見える事である。成層圏の風の状態は大きい正偏差部では東風でも南分が大きく、小偏差部で大きい北分であるようである。換言すると成層圏で南分を持つ東風は大きい正偏差部で、北分を持つ東風は小偏差部に当る。すなわち成層圏での移流の変化が対流圏での気圧変化を誘起してじょう乱が起きるといえるようである。

§7. むすび

以上要するに低緯度大気じょう乱の初期について渦度変化については

- (1) 下層では渦度変化の式で各項の大きさは移流項を除きじょう乱近傍では同じ大きさで傾圧項でも省けない。
  - (2) 上層では移流項が大きく、傾圧項は小さいと考えられる。
- 垂直、水平構造については
- (3) I. T. C. は cold trough で cold core の強さはある高度までは高さと共に増し、それ以上では減少して 300 mb 位からは別の cold core のじょう乱がある。trough line の垂直軸は南に傾くが上層では相伴う別のじょう乱のためか北に傾くようである。渦度変化は傾圧項のみでも trough line にそって下層で收れん、上層では南側で発散があり雨の分布とも合致する。
  - (4) 赤道偏西風帯波は北半球の夏でも南半球の夏でも cold trough で傾圧項のみによる渦度変化は ridge line の西側で正、東側で負となり雨の分布とも一致する。cold core の高度分布も同様で trough line の軸は西に傾く。

(5) 偏東風帯波も同様に cold trough で傾圧項による渦度変化は前と同様である。cold core の高度分布も同様で trough line の軸は東に傾いているが上層じょう乱の影響で、不安定となる場合は逆になる場合もある。上昇気流は計算によれば前面で下降、後面で上昇となる。

下層じょう乱の発生前またはその場所への移動の前には

(6) 成層圏での風の状態が変化して対流圏での気圧変化を誘起しているようである。

以上の構造を持つじょう乱がどうして発生するかは次報で考察したい。ここではただ解析のみを報告するに留める。

参考文献

- (1) H. Riehl and G. P. Cressman (1948) : Studies of Upper-Air Conditions in Low Latitudes. Publ. Dep. Met. Univ. Chicago, Misc. Rep., No. 24, 1~103.
- (2) 上井兼文 (1950) : キャスリン台風の解析(II). 研究時報, 2, 151~163.
- (3) 上井兼文 (1951) : ジェーン台風の解析. 中央気象台彙報, 36, 199~215.
- (4) 上井兼文 (1951) : キジア台風の解析. 中央気象台彙報, 35, 437~449.
- (5) 上井兼文 (1951) : 1950 年度台風および熱帯低気圧について (1). 研究時報, 3, 417~430.
- (6) J. Holmboe *et al.* : Dynamic Meteorology. p. 325~326 参照.
- (7) 上井兼文 (1953) : Toropopause Wave と台風 (II). 研究時報, 5, 1~18.
- (8) H. A. Panofsky (1951) : Large-Scale Vertical Velocity and Divergence. Comp. of Met., p. 639 参照.

(1957 年 3 月 26 日原稿受理)

# 北半球における全運動量の変化と 本邦の天気との関係について

三 友 栄\*

## Relationship between the Variation of Total Momentum over the Northern Hemisphere and the Weather in Japan

S. Mitomo

551.511 : 551.513 : 551.509.38

The author examined the variation of total momentum over the northern hemisphere by using 5-day mean 500 mb chart, and obtained results are as follows:

- (1) The maximum of total momentum over the zonal belt with 10°-width is at about 35° N in winter, and at about 45° N in summer.
- (2) The variation of total momentum and air temperature has negative correlation except rainy season.
- (3) The variation of total momentum and precipitation amount in Japan has negative correlation in winter and positive correlation in summer.

§1. はしがき

北半球の半旬平均 500 mb 等圧面天気図を用いて半旬の規模において大気の大規模な運動をしらべるために北半球の全運動量の変動とわが国の天気との関係をしらべたので報告したい。

なお 500 mb 面を取扱ったのはこの面が大気全層の平均状態を表わし、変動の代表的な模様を示すと考えられているからである。

§2. 分析の方法と結果

500 mb 面の大気運動の変動を見るために次のようにした。

まず 500 mb 半旬天気図を用いて緯度 10 度ごとの高度のよみとり値を用いて帯状地衡風速を計算した。た

だし地衡風は緯度 60° 以北においては経度 20° おき、60° 以南においては経度 10° おきに計算した。その数は前者は 18 コ、後者は 36 コである。

この風速を各緯度について平均して各緯度ごとの平均帯状風速を求めた。この平均風速を各緯度間の運動量に比較する場合には面積補正をしなくてはならない。ところが緯度間の面積比率は 45~55°N の面積を 1 とすれば下表で与えられる。

緯度(°N)	70~80	60~70	50~60	40~50	30~40
比率	0.5	0.7	1	1.2	1.4

この値を平均帯状風にかけると各緯度帯全運動量に比例するから、その変動をしらべるのに利用できるのでは

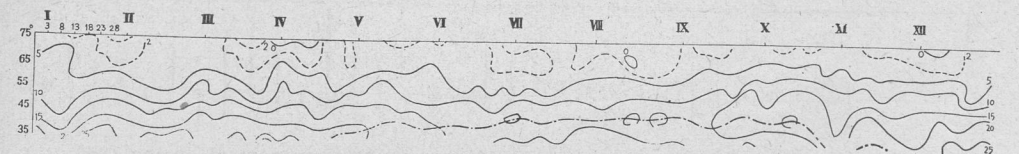


Fig. 1. The variation of total momentum over the zonal belt with 10°-width during 1956.

\* 気象庁予報課