

数値計算による台風域内の波の分布について (II)

—— 実際の台風による検討 ——

井 島 武 士*・田 淵 幹 修**

1. ま え が き

前報告（数値計算による台風域内の波の分布について—海洋上における台風の場合—）において、有義波の概念により海洋上の台風域内の波浪の分布を求める数値計算法を提案し、台風域内の波の分布の特性を述べた。

本論文では、この数値計算法の信頼性を確かめるため実測による波浪分布が得られている昭和10年9月三陸沖を北上した三陸沖台風（仮称、以下本論文ではこの名称を用いる）について数値計算を試みるもので、その計算結果を、とくに風波について述べる。

また、前回の報告における計算は、緯度30度付近の台風についての風速分布によるものであったため、今回、北緯20度および10度に対する風速分布を用いて波浪分布の計算を追加したので、この結果もあわせて報告する。

なお、本報告においては、前掲論文をIで示す。たとえば、I-2., 式(I-2)等はおのおの前掲論文の第2節、式(2)等を意味するものとする。

2. 波の計算理論

波の数値計算の方法はI-2.で述べた仮定のもとに行なった。ただし、波形勾配 H/L が碎波状態になる0.1以上の時は、前回はうねりとして進行するとして風波としての計算を打ち切っていたが、今回は $H=0.1L$ を限界波高として採用した。しかしこの条件は実際の計算過程ではほとんど起こらない。

台風域内のある点から発生し、風を受けながら進行しつつ発達する特定の波についての追跡計算法は大略次のようである。

いまa点を出発した波がa点での風速 U_a を受けて風向 β_a の方向に微小フェッチ ΔF_a 進んでb点に達し、波高 H_b 、群速度 C_{gb} となっていると考える。b点まで β_a の方向に進んでいた波はb点で進行方向を変え、この点の風の主方向 β_b の方向に進む。このとき β_b の方向に進む波の波高 H_b' は式(I-1)の仮定より

$$H_b' = H_b \cdot \cos(\beta_b - \beta_a) \dots\dots\dots (1)$$

で与えられ、群速度の値は変化しない。ここでb点における波は、波高および群速度が0の状態から一定風速 U_b を受けて発達した結果と考え、波高 H_b' 、群速度 C_{gb} になるのに必要な相当吹送距離 F_{Hb} 、 F_{Cb} は式(I-2)を用いるときは、

$$\begin{aligned} F_{Cb} &= \frac{U_b^2}{g \cdot K_2^2} \left[\frac{1}{\{1 - (C_{gb}/K_1 \cdot U_b)\}^{0.2}} - 1 \right] \\ F_{Hb} &= \frac{U_b^2}{g \cdot K_1^2} \left[\frac{1}{\{1 - (gH_b'/K_3 \cdot U_b^2)^{0.5}\}} - 1 \right] \end{aligned} \dots\dots (2)$$

となる。点cにおける波の群速度、波高は、この相当吹送距離がさらに微小フェッチ ΔF_b だけ長くなった時の値に等しいと考えると、式(I-2)において風速 U の代りに U_b 、フェッチ F の代りに $(F_{Cb} + \Delta F_b)$ または $(F_{Hb} + \Delta F_b)$ においてやればよいことがわかる。すなわち、

$$\begin{aligned} C_{gc} &= K_1 \cdot U_b \\ &\times \left[1 - \frac{1}{\{1 + K_2(g \cdot (F_{Cb} + \Delta F_b)/U_b^2)^{1/3}\}^5} \right] \\ H_c &= \frac{K_3 \cdot U_b^2}{g} \\ &\times \left[1 - \frac{1}{\{1 + K_2(g \cdot (F_{Hb} + \Delta F_b)/U_b^2)^{1/2}\}^2} \right] \end{aligned} \dots\dots (3)$$

でc点の群速度と波高が与えられる。これは式(I-11)、式(I-12)に相当し、近似式を厳密に解いた式におきかえたものである。

3. 三陸沖台風の波浪追算

(1) 三陸沖台風（昭和10年9月、低気圧番号27）

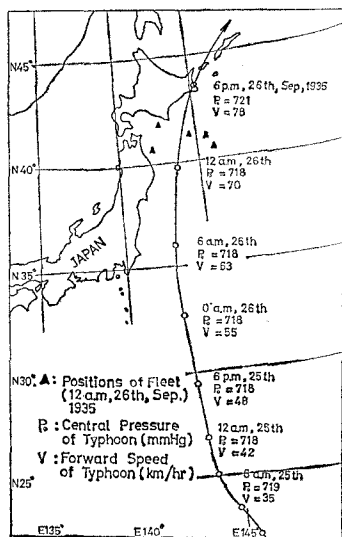
昭和10年9月25日朝、小笠原島の南東40km付近にあって720mmHgに発達し、以後図-1に示すコースを北上した。この台風が金華山東方200km付近に達した26日9時頃から、北海道の南方海上で行動中の第4艦隊がこの台風圏に入り、悪状況の中で台風域の気象および波浪の観測を行なっている。図-1に示している▲印が26日12時における艦隊各群の位置である。この時得られた風および波浪の観測記録は整理されて昭和28年「水路書誌」(812号)に発表された。これらは、実測値の得られた時点では台風の進行速度が70km/hr以上となっているけれども、1個の台風についてはほぼ完全な

* 正会員 工博 九州大学教授 工学部 水工土木工学科

** 正会員 九州大学助手 工学部 同

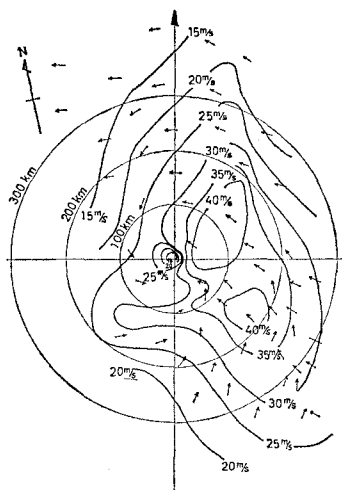
風や波浪の分布が得られているという点で、海洋上における台風圏内の風や波浪の分布を与える貴重な資料となっている。図-2、図-3、図-4 はそれぞれこの時得られた風、波浪、うねりの分布図である。図-3、図-4 における数字は当時の波浪、およびうねり階級で、波浪については () 内に妥当と考えられる相当有義波高をメートル単位で示した。

艦隊の報告によると、艦隊が台風圏内に入り風速が 25 m/sec に達した頃から海面の状態は急激に悪化し、右半円でとくに波は大きく、右後半円に入ると波高 15 m 以上、波長 200~300 m の大波が現われている。後半円の波の衰えは遅く、かなり長い時間大波が続き、時間を



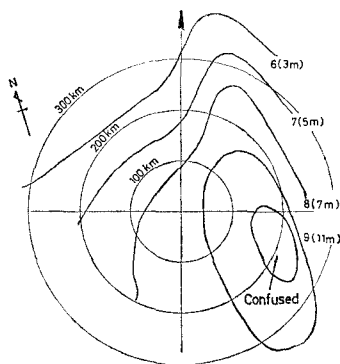
The Route of Sanriku Typhoon

図-1



Observed Wind Distribution

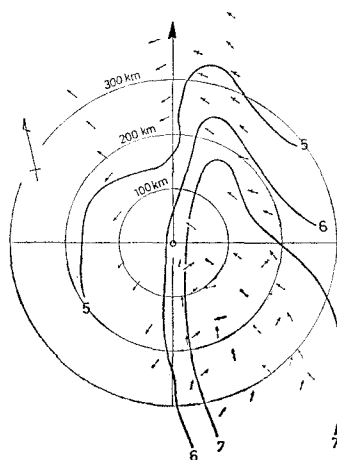
図-2



Observed Distribution of Wind Wave

(Number outside parenthesis is wind wave scale, number inside parenthesis is equivalent significant wave height)

図-3



Observed Distribution of Swell
(Numbers are swell scale)

図-4

経るにしたがって顕著な三角波が現われている。またこの台風の本土への影響としては当時の「気象要覧」(中央气象台)によると、宮古測候所報告として、岩手県宮古付近の三陸海岸に午後0時すぎ(時刻は北へ行くほど遅れている)急激に激浪が襲い、その波高は 7~8 m、波長 300 m におよび、2~3 時間で急速に衰えたとされている。

(2) 数値計算の条件と方法

三陸沖台風の波浪の追算を行なった計算条件と方法を簡単に示すと次のようである。

a) 台風は25日午前6時頃からゆるやかなカーブを描いて次第に加速しながら北上した。計算には進行経路を直線におきかえ、進行速度は一定の場合とその変化を考慮した場合について行なった。台風の進行速度 V (km/h) は、23日午前6時を時刻 t (hour) の原点にとると、

波高も近い値を示している。このようなうねりは台風の進行速度を一定とした計算では現われなかった。

実測波高の絶対値は波浪分布が波浪階級で与えられており、また報告されている波高の値も不規則波を艦上から目測したもので、とくに有義波との関係ははっきりしない(とくに目測による周期(波長から推定)は信頼性に乏しく、ほとんど有義波との比較は不可能である)。したがって図-2の括弧内に示した有義波高は概略の推定値であるが、計算値との一致は良好である。したがって今回の計算によって、Iで提案した数値計算による波浪推定法がいくつかの仮定を導入しているにもかかわらず、工学的にはかなり満足できる精度で台風域内の波浪分布を推定できることと考えてよいであろう。

4. 台風域内の波浪分布

(1) 風と波の計算方法

風速および風向の計算にはI-3に述べた方法を用いた。前報告での計算には緯度を30度としたときの風速分布を用いたが、今回はさらに、20度、10度の場合を追加した。任意の点の風速、風向が与えられると、I-2および2.で述べた波の計算理論を用いて、風を受けながら発達しつつ進行する特定の波の要素を逐次算出できる。台風域内の卓越波の波高と周期の分布を求めるため、まず台風域を $r_0/2$ ごとの同心円と10度間隔の動径によって分割し、各領域の中心点を波の出発点として波の発達経路を追跡する。波が1ステップで進行する微小フェッチ ΔF は次式で算定した。

$$\Delta F = \frac{l}{\sqrt{(V/C_g)^2 - 2(V/C_g)\sin\alpha + 1}} \cdot e^{-\frac{r_0}{r}} \quad \dots\dots(5)$$

ここで、 α は波の進行方向の x 軸(台風中心を原点に、台風進行方向と垂直にとる)となす角度で、 l は r_0 の値により、10~30 kmとした。これは、計算式の上で風の条件が変化しない場合は ΔF の大きさは計算の精度にあまり関係しないので、台風とともに進行する相対座標上での移動距離から ΔF を規定したものである。ただし、 ΔF が $C_g \cdot \Delta \tau$ を越えるときは、 $\Delta F = C_g \cdot \Delta \tau$ とし、 $\Delta \tau$ は1時間にとった。

このようにして各小領域内を通過して行く波の中でもっとも大きな波高を示す波の要素を拾いあげ、その領域での卓越波としてその分布を求める。

(2) 計算結果

台風域内の最大波高 $H_{\max}$ とその周期 $T_{\max}$ は、台風の進行速度 $V=0$ に対して図-7、 $V \neq 0$ に対して図-8に与えたように、いずれも台風の規模を表わす定数 ΔP と r_0 が $r_0^{1/4} \cdot \Delta P^{3/4} (=A)$ の形で影響している。また、 A が大きくなるほど、緯度 φ の影響が大きく、低緯度ほど最大波は大きくなる。 $H_{\max}$ および $T_{\max}$ は

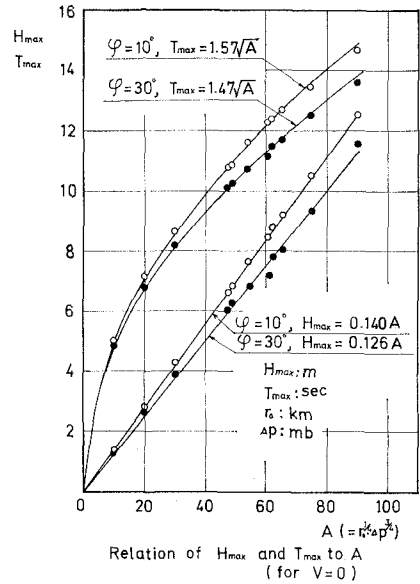


図-7

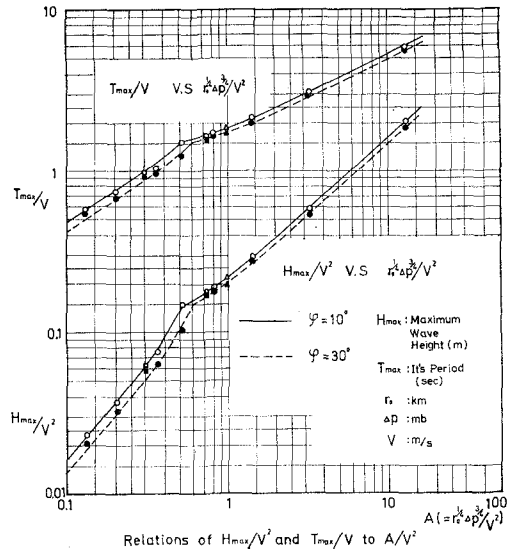


図-8

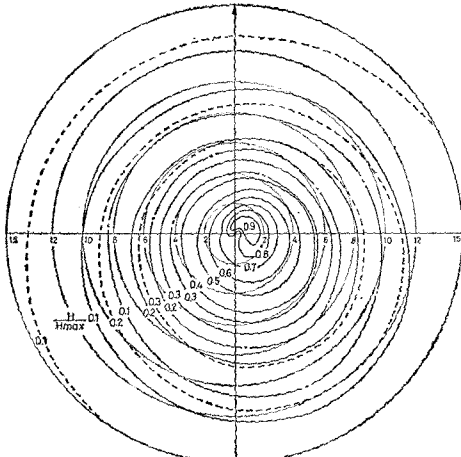
$V=0$ に対して

$$\left. \begin{aligned} H_{\max} &= 0.126 r_0^{1/4} \cdot \Delta P^{3/4} \\ T_{\max} &= 1.47 \sqrt{r_0^{1/4} \cdot \Delta P^{3/4}} \end{aligned} \right\} (\varphi = 30^\circ) \quad \dots\dots(6)$$

$$\left. \begin{aligned} H_{\max} &= 0.140 r_0^{1/4} \cdot \Delta P^{3/4} \\ T_{\max} &= 1.57 \sqrt{r_0^{1/4} \cdot \Delta P^{3/4}} \end{aligned} \right\} (\varphi = 10^\circ) \quad \dots\dots(7)$$

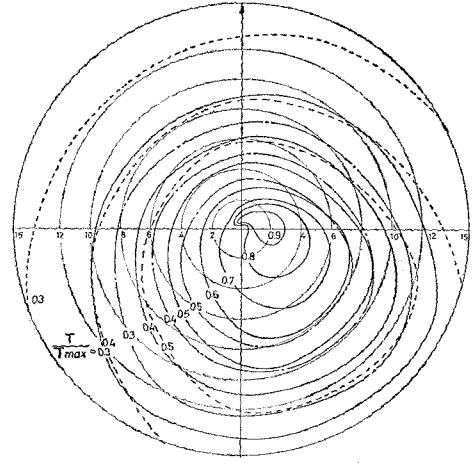
で表わすことができる。

台風域内の波高 H と周期 T の分布は、比波高 $H/H_{\max}$ と比周期 $T/T_{\max}$ が M に関して特性づけられる。これを図-9~図-13に示す。今回の精度を上げた計算の結果、中心からの距離は、従来の表示よりも $H_{\max}$ 、 $T_{\max}$ の表示と同様、 $r_0^{1/4} \cdot \Delta P^{3/4}$ を単位にとる



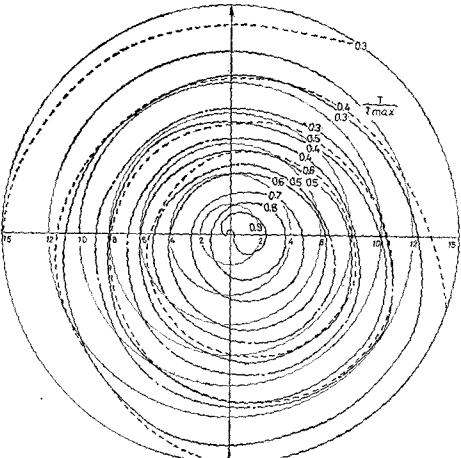
Distribution of H/H_{max} ($M=0.05$)
unit of distance r_0 : (km) dp : (mb)

図-9 (a)



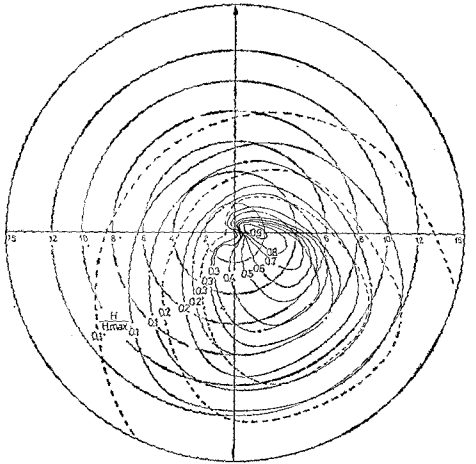
Distribution of H/H_{max} ($M=0.1$)
unit of distance r_0 : (km) dp : (mb)

図-10 (b)



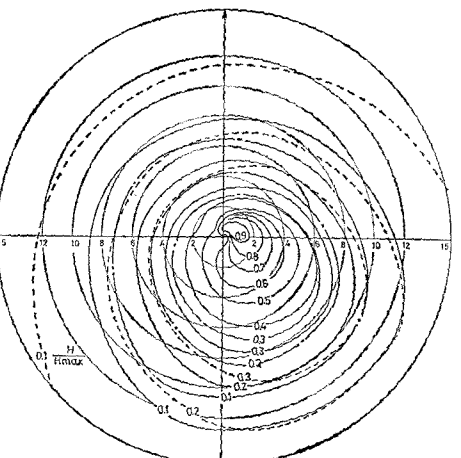
Distribution of T/T_{max} ($M=0.05$)
unit of distance r_0 : (km) dp : (mb)

図-9 (b)



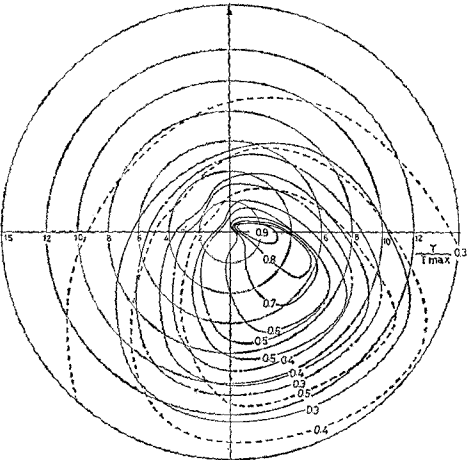
Distribution of H/H_{max} ($M=0.2$) r_0 : (km)
unit of distance $r_0^{1/4} dp^{3/4}$: (km) dp : (mb)

図-11 (a)



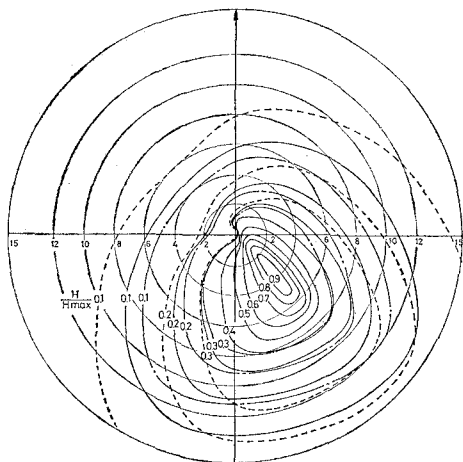
Distribution of H/H_{max} ($M=0.0$)
unit of distance r_0 : (km) dp : (mb)

図-10 (a)



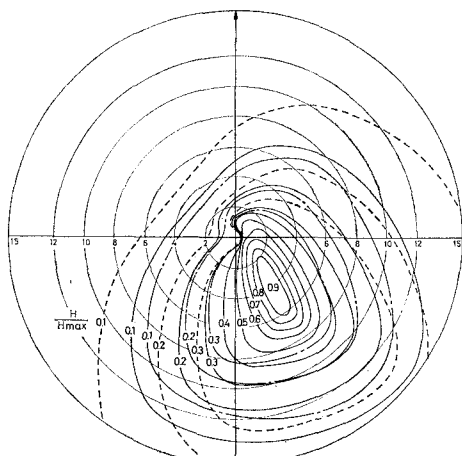
Distribution of T/T_{max} ($M=0.2$) r_0 : (km)
unit of distance $r_0^{1/4} dp^{3/4}$: (km) dp : (mb)

図-11 (b)



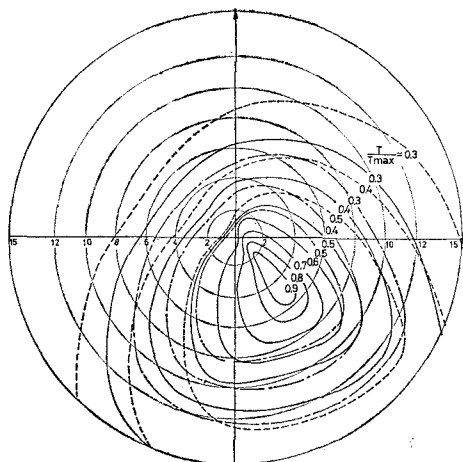
Distribution of $H/H_{\max}$ ($M=0.3$) r_0 : (km)
unit of distance $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ (km) Δp : (mb)

図-12 (a)



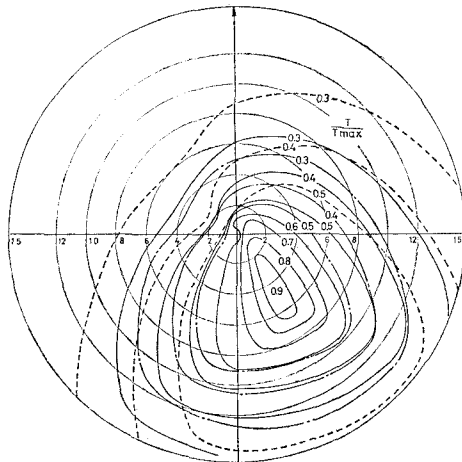
Distribution of $H/H_{\max}$ ($M=0.4$) r_0 : (km)
unit of distance $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ (km) Δp : (mb)

図-13 (a)



Distribution of $T/T_{\max}$ ($M=0.3$) r_0 : (km)
unit of distance $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ (km) Δp : (mb)
..... $\varphi=10^\circ$, — $\varphi=20^\circ$, - - - $\varphi=30^\circ$,

図-12 (b)

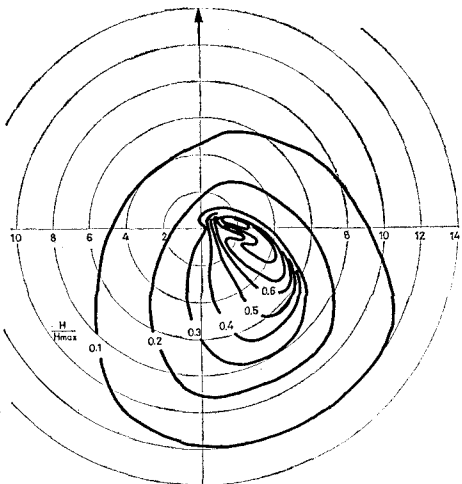


Distribution of $T/T_{\max}$ ($M=0.4$) r_0 : (km)
unit of distance $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ (km) Δp : (mb)
..... $\varphi=10^\circ$, — $\varphi=20^\circ$, - - - $\varphi=30^\circ$

図-13 (b)

方がより適当であることがわかった。この $H/H_{\max}$, $T/T_{\max}$ の分布図では実線で緯度 $\varphi=20^\circ$ の場合の分布を示し、周辺部について、破線で $\varphi=10^\circ$ 、一点鎖線で $\varphi=30^\circ$ の分布を示している。これらの図からもわかるように、緯度が低くなるほど周辺部の波は大きくなり、この傾向は M の値が小さいほど顕著にあらわれる。これは、低緯度ほど周辺部の風速分布が大きな値を示すようになるからである。この結果は、多数の台風についての実測値を整理して得られた宇野木博士の波浪分布図とくらべると、分類のパラメーター等が異なるので直接の比較はできないが、ほぼ $\varphi=10^\circ \sim 20^\circ$ の値と一致している。

また、最大波の起こる場所は、 M が 0.2 より小さい時は右前半円の中心近くにあり、 $M \geq 0.3$ の時は右後半



Distribution of $H/H_{\max}$ for $M=0.25$, $\varphi=20^\circ$.
unit of distance $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ (km) r : km
 Δp : mb

図-14

円に移る。図—14 は、 $M=0.25$ でこの最大波の起こる場所が遷移しようとしているときの $H/H_{\max}$ ($\varphi=20^\circ$) の分布図である。この図から遷移が不連続に起こることがわかる。この時の台風の進行速度は、同じ規模の台風について波高が最大になる時であり、図—8 の $H_{\max}/V^2$, $T_{\max}/V$ の線が折れているところである。

5. あとがき

三陸沖台風の波浪の追算の結果を見ると、この数値計算法における仮定と計算手続きにより、工学的に満足できる波浪分布を与えることができると考えられる。また、一般の台風の波浪分布の追加計算によって、台風域内の波浪分布の特性をさらに明確にすることができ、こ

の計算結果によって台風の波の概略の予知は可能と考えられる。今回の計算によって、台風域の周辺部の波浪の値には緯度の影響が大きく、また、台風の進行速度が急速に加速されている時は最大波の起こる場所および最大波の波高等の値が進行速度一定の場合とかなり異なることがわかった。しかし、このような場合についても、この計算法により波の分布はかなり正しく推定できるものと考えられる。

予備計算および付加的計算には運輸省港湾技術研究所副島技官のご協力を得た。この計算には本学大型計算機センターの FACOM-230-60 を主に用い、結果の整理には、大学院生富吉従夫君の助力を得た。ここに感謝の意を表する次第である。