

台風内の波浪の構造について

気象研究所海洋研究部 宇野 木 早 苗

1. 緒 言

台風やハリケーンなどの熱帯性低気圧内の猛烈な暴風と怒とうの中で、組織的な波浪観測を実施することは非常に困難であるため、実際上の強い要請にもかかわらず、それら内部の波浪の構造が研究されることはきわめて少なかった。もちろん 1935 年の三陸沖における旧海軍第 4 艦隊の決死的観測にもとづく旧水路部の解析結果、あるいは大谷、荒川その他の諸先輩の熱心な研究によつて解明された点も多いが、なお疑問のまま残されている点も少なくない。他方、波浪の理論はいちじるしく進歩してきたが、台風の場合には風向風速の時間的場所的变化が急激なため、理論の基礎となつている定常風の仮定が必らずしも成立せず、かつ非線形の効果が未解決である現状では、理論のみにて実際の現象を推量することはむづかしい。

そこで著者は南方定点 (29°N, 135°E) と北方定点 (39°N, 153°E) の気象観測船およびアメリカ空軍の台風偵察機などで観測された 100 コ近くの台風について、波浪資料の解析と多少の理論的考察を行ない、不明確な点を明らかにし、相異なる意見を統一せんと努めた。この結果はすでに文末に記した文献に発表ずみのことであるが、概略をここに述べ 海岸工学関係で波浪に関心をもつておられる方々のご批判をお願いする次第である。ただし観測はすべて目測であり、その精度は十分に満足すべきものでなく、また台風の中心付近の資料はかなり限られているため、本報告中の諸数値は将来の正確な資料の集積によつて若干訂正さるべきこと、および観測された波高や周期は卓越波についての値であることをあらかじめお断わりしておく。

2. 波 高 の 分 布

図一は中心示度が 940~960 mb の間にある多数の台風の平均的波高分布を示す。分布の特徴はそのいちじるしい非対称性であつて、台風の進行方向に対して、その右後象限が最も荒く、左前象限が最もおだやかである。右後象限で最も波が発達していることはすでに Cline, 大谷, 荒川などによつて指摘されている。しかして、(1) 台風の右半円 (危険半円) は左半円 (可航半円) に比して風速が大きい、(2) 右半円では波の方向は台風の進行方向に近いので波が同一方向の風にさらされる時間と距離が長い、(3) 後半円ではそこで発生した風浪と、前半円で発生して取り残されているうねりとが重なり合い波高が増す、という諸条件が組み合わさつて上述のような分布をなしていると考えてよい。

しかし台風の速さによつて、すなわち波の速さとの大小関係によつて波高の分布はいちじるしく異なる。以下波の速度とあるはすべて群速度の意味である。なお二、三の書籍に台風のうねりは長波の速度で進むと書いてあるが、これは誤解であつて、理論の教えるごとく表面波の群速度で進んでいることも実証できる。図二によると、台風

が波より遅い場合 ($C: 0 \sim 20 \text{ km/h}$) には、高い波が台風の右前象限にまで進出し、全体として右半円が荒く左半円がおだやかである。しかし台風の方が速い場合 ($C > 40 \text{ km/h}$) には、前半円の波は取り残され後半円は前半円にくらべていちじるしく荒い。台風と波が近い速さの場合 ($C: 20 \sim 40 \text{ km/h}$) には、全体として波は最も発達し等波高線も円形に近い。

図一 台風による波浪の平均的な波高の分布
(単位: m, 中心示度 940~960 mb の場合)

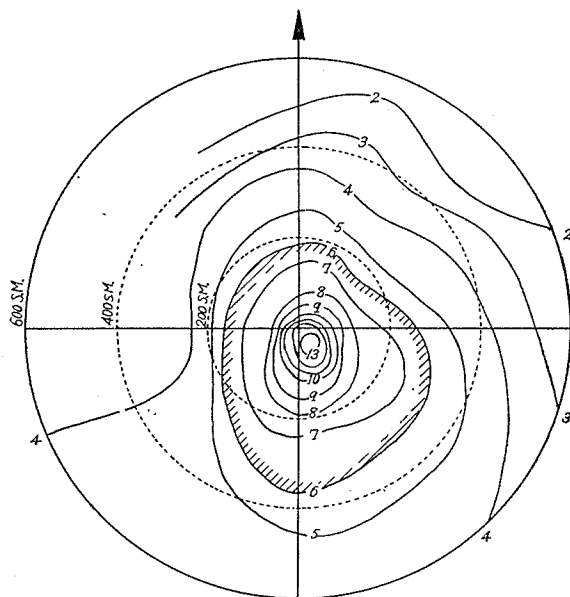
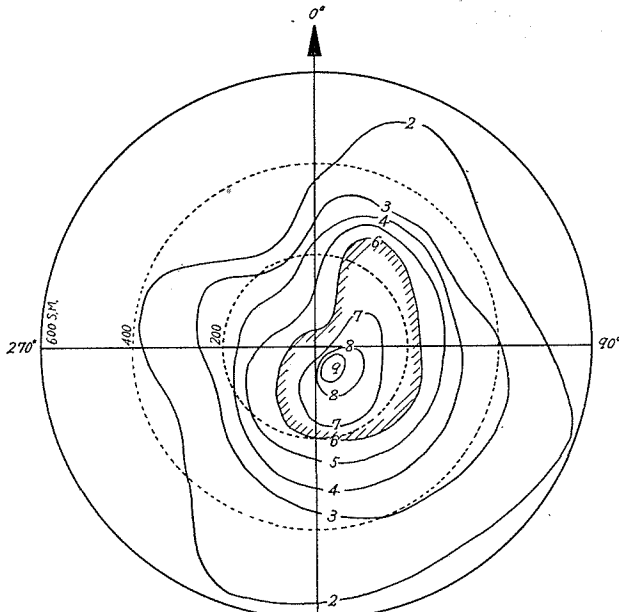
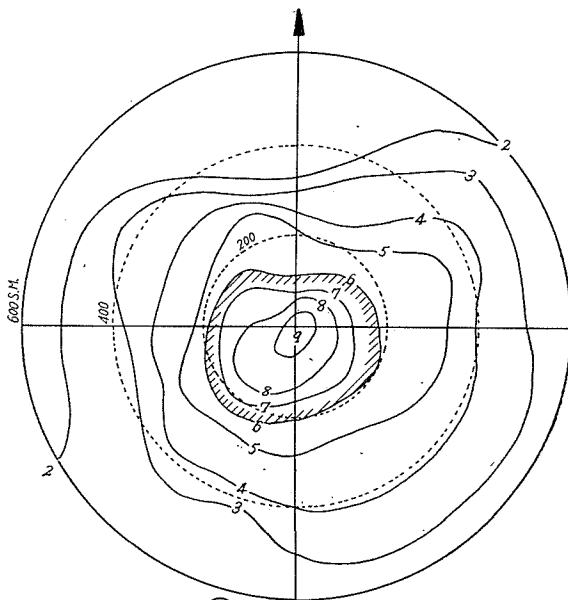


図-2 (a) 台風による波浪の波高分布の台風速度による差異
(単位: m, 中心示度 960~980 mb の場合 c: 台風速度)



(a) C: 0~20 km/hr

図-2 (b) 同上



(b) C: 20~40 km/hr

台風の速さの影響は資料不足のためあまり明瞭でないが、台風中心の前面では台風が速くなるにつれて周期が短くなる傾向が認められる。

以上の考察によると、周期の分布は波高の分布に比して一般に複雑であるが、傾向は一致しているといえる。象限および台風速度などの差異を無視した平均的な卓越周期の分布は、大略次のごとき実験式で表わされる。

$$\bar{T} = 48.5 - \frac{p_0}{25} - \frac{r}{250}$$

標準誤差は 1.4 sec 程度である。以上は卓越波についてであるが、実際は 7. で示すようにスペクトル構造をなし、他の多くの成分波が共存していることは留意するべきである。

以上の考察から、 $r > \epsilon$ の範囲で成立する波高の実験式として次の式を作った。

$$H = a \left\{ 1 + n \cos(\theta - \alpha) \right\} \times \frac{1 + \frac{\epsilon}{r_0}}{1 + \frac{r}{r_0}} \times \begin{cases} \frac{1}{7} (1030 - p_0); & 1000 > p_0 > 950, \\ 11.43 & ; p_0 < 950, \end{cases}$$

ただし、 H : 卓越波の波高 (m), p_0 : 台風の中心示度 (mb), r : 台風中心からの距離 (mile), θ : 台風中心の進行方向から時計まわりに測った角度, a, n, α は台風の数値に依存する定数(平均値では $a=1.02, n=0.20, \alpha=135^\circ$), ϵ は台風中心から最大波高域までの距離であるが簡単に $\epsilon=20$ mile とおき、また $r=200$ mile とした。この実験式にもとづいて計算図表も作製されているが、標準誤差は $H/4$ 程度でかなり大きい、大体的見当をうるには利用できるであろう。 $r < \epsilon$ の範囲のことは資料が少ないため実験式は作り得ないが、定性的なことは 5. で調べる。

なお Cline の説に従つて、台風の右前方では右半円の発達せる風浪が進んでくるため、最もいちじるしいうねりが見られると一般に信じられているが、しかしこれは台風の移動を考慮してないため誤解を招きやすく、実際には台風の外部における最もいちじるしいうねりは台風の前よりむしろ後方に見られる例が多いのである。

3. 周期の分布

台風による波浪の周期分布の例を図-3に示す。右後象限の周期が一番発達して長く、左前象限の周期が短い。また中心に近い海域程卓越周期が長くなっている。なお中心示度が深い程周期が長いのはいうまでもない。台風内で最も数多く見出される周期は 7~11 sec であるが、これは台風のさい海岸近くの浅海で数多く観測される周期(例えば八丈島では 9~13 sec)にくらべて相当に短い。

図-2 (c) 台風による波浪の波高分布の台風速度による差異
(単位: m, 中心示度 960~980 mb の場合 c: 台風速度)

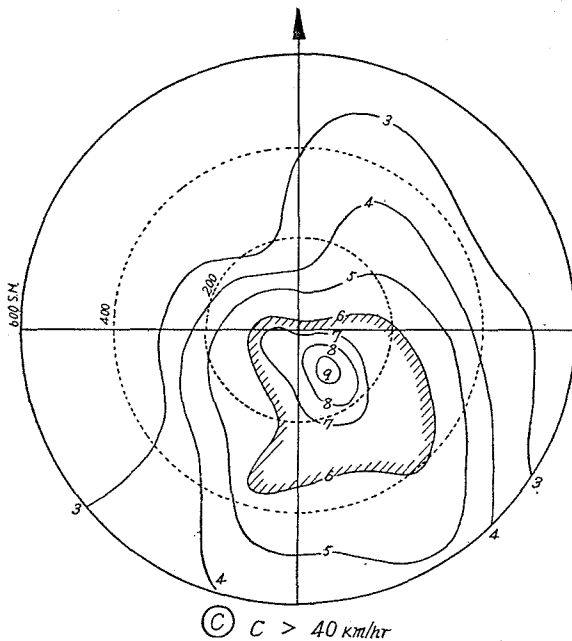


図-3 台風による波浪の平均的な周期の分布
(単位: sec, 中心示度 940~960 mb の場合)

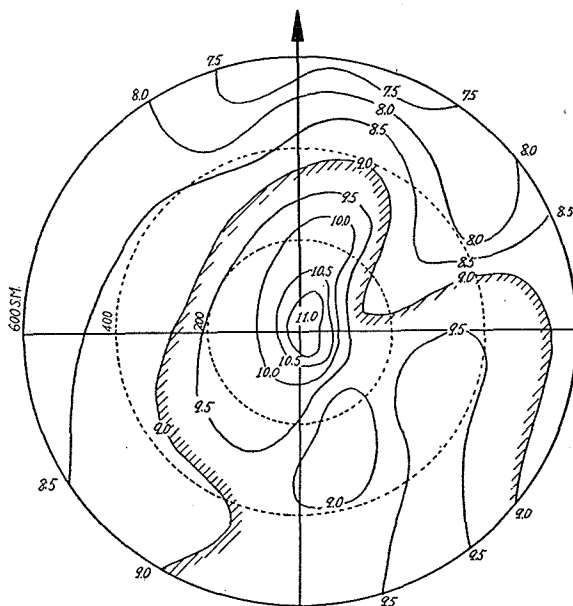
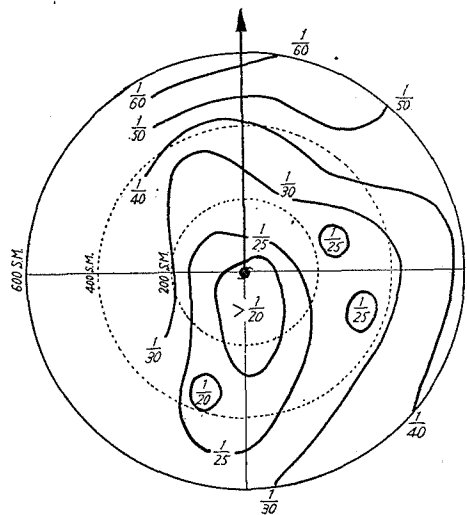


図-4 台風による波浪の平均的な粗度の分布
(中心示度 940~960 mb の場合)



4. 波の粗度と波令の分布

波長と波速の資料が無いので、周期の観測と表面波の理論式にもとづいて波長と波速を計算し、波の粗度 (wave steepness) と波令 (wave age) の大略の分布を求めた。粗度の分布の一例を図-4に示す。中心に近づくほど粗度は大きくなり、中心付近では $1/20$ 以上のものが多い。また前半円に比して後半円の波がいちじるしくけわしい。台風内でしばしば見られる波の粗度は $1/15 \sim 1/30$ のもので、 $1/10$ を超えることは少ない。

波令は粗度とは逆に、台風中心から遠いほど大きい。例えば中心示度が $960 \sim 980$ mb のとき、中心からの距離が $0 \sim 100$, $100 \sim 200$, $200 \sim 300$ mile 内の平均の波令は 0.60 , 0.81 , 0.95 である。波令が 0.4 より小さいような若い波、および $1.4 (= \beta_m)$ を超すような古い波は卓越波としては報告されていない。なおある波令に対する粗度の値は Sverdrup-Munk によって半理論的に与えられたものより一般に低目である。

5. 台風眼内の海面状態

台風眼の中では風が微弱であるにもかかわらず四方から波が進入してくるため、巨大な三角波が起こっていると考えられていた。しかし大谷はこの考えを否定し、眼の中では単一方向に進むうねりのみが見られ、三角波は台風中心の後方で見られると述べている。その他種々の調査によると、台風眼内がおだやかな場合もあるが、一般に荒れている場合の方が多いという結果になっている。そこでこれらの船舶の報告や台風眼内の飛行機観測にもとづいて観測結果を整理してみたところ、台風が速いほど眼内の海の荒れ方が激しいという非常に興味深い事実が見出された。例えば眼内の海面は、台風の速さが 7 km/h のときは、'moderate' であるが、 20 km/h のときは 'confused' で、 36 km/h のときは 'very confused' という状態である。

この現象を説明するため、発達せるうねりが台風眼内に進入するに必要な条件を幾何学的に調べ、さらにこの

うねりが受けるべき風の履歴を考慮して、次のような結論を得た。

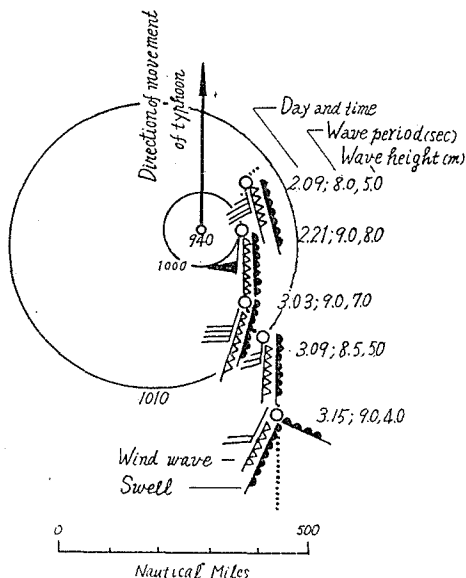
台風が波の速度より $\left\{ \begin{array}{l} \text{小さいときは, わりあいおだやか。} \\ \text{同程度のときは, 非常に荒れている。} \\ \text{大きいときは, かなり荒れている。} \end{array} \right.$

しかして台風が波と同程度もしくはそれ以上の速さで進む場合には、中心の後方で、その場の風による顕著な風浪と前半円に起因する発達せるうねりが大きい角度をなして衝突し (6. 参照)、大谷が示したごとく特に巨大な三角波が起こる可能性が強い。

6. 波浪の方向

台風に起因するうねりがどのような方向をとって進んでいるかという問題は、台風中心の位置を推定すること

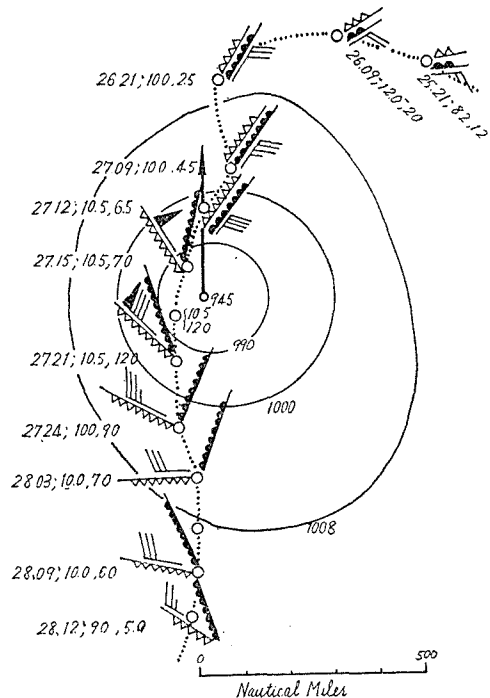
図—5 ジェーン台風 (1950.9) 内の風, 風浪, うねり, 波高および周期
(南方定点の観測による)



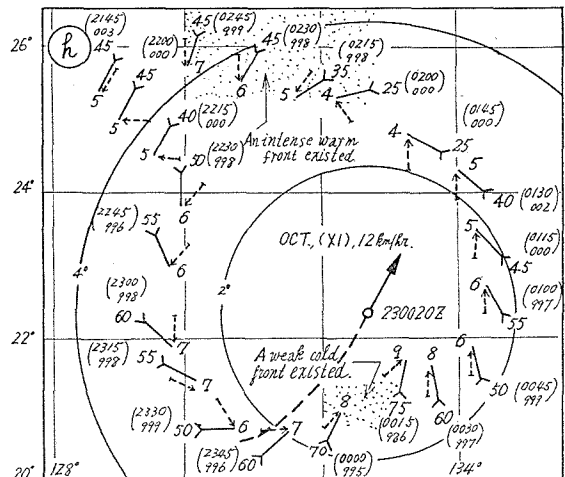
に関連して調べられてきたが、相異なる意見があり統一されてない。なお北半球では、台風内の風は左方に曲がつてゆくが、うねりは方向を変えずに進むので、うねりはその場の風の右方に偏した方向に進んでいるという Tannehill の説が一般に認められている。しかしその偏角の大きさは象限によつて異なり、かつ研究者によつて違った値が報告されている。ここでは、台風によるうねりの方向の分布は、今までの放射説や旋廻説の教えるごとく単純ではないが、台風の個性すなわち速度、径路、発達程度などを考慮すれば、合理的に説明しうることを示そう。

図—5 は台風が急に発達した場合であるから、以前の風の影響は少なく、その場そのときの風が利いて、図で明らかなように風と同じ向きの風浪(とうねり)が卓越している。図—6 は台風が波より速い 50 km/h の速さで直進した場合なので、台風の前面では風と同じ向きの風浪が卓越しているが、中心付近と後面ではその場の風による

図—6 パトリシア台風 (1949.10) の風と波浪
(南方定点の観測による)



図—7 飛行機観測にもとづく1946年10月の台風内の風と波浪



註: 矢羽は風向, 矢羽の後の数字はノットで表わした風速, 海面状態は矢羽の先端の数字, 点線の矢はうねりの方向を表わす。

風浪と前時刻に発生して台風にとり残されているうねりとが、 90° 前後の角度をなして共存している。図-7 は台風が非常に遅い場合であるため、台風の前面にもうねりが見出される。また台風が転向点付近にあつて径路を急激に変えるときは、うねりの方向の分布はさらに複雑である。陸地が存在するときはその影響も当然認められる。

これらの図によると、Tannehill のいうように風の右方にそれて進むうねりが多いが、しかし必ずしもそうではない。台風が波にくらべていちじるしく速いときには、台風の右後象限では Tannehill の説とは全く逆に風の左方にそれて進む顕著なうねりが、また左後象限では風とほとんど正反対方向に進むうねりが、実際に観測されているし、かつそれらの存在が理論的にも証明できる。すなわち台風の速さと径路、うねりの発生点における速さと方向などを考慮して、考えている場所における風とうねりの方向差を求めると、いままでの観測結果を量的にうまく説明することができる。なお大谷は放射状うねりの存在を説明するため台風中心の気圧振動を考えたが、これが波浪源となるためには動的に考えても全振幅が 100 mb 程度の大きさであることが必要になる。したがって、このような波浪生成説はまず考えられないし、また風成波浪によつて放射状うねりの存在を期待しうるのである。

台風が前線をともなっているときには、前線の付近では風の変化が急であるため、うねりの方向が通常と異なり、海面状態も一般に混乱している。例えば 図-7 において、台風中心の左前方に存在している強い温暖前線の所では、風の左方に進むうねりが認められ、海面も比較的荒い。中心のすぐ右後方の寒冷前線の所では海面状態は 8 ないし 9 に達していることが注目される。

7. 波浪のスペクトル

これまでは卓越波について考察してきたが、実際の波浪はスペクトルをなしている。しかし洋上において台風内のスペクトルをうることは今のところ非常に困難である。一方において井島は小名浜港における台風時の波浪スペクトルを多数作製し、台風の通過にともなつて海岸では波浪スペクトルがどのように変化するかを研究し、有用な結果を得た。ここでは彼が得たスペクトルを利用して、洋上の台風内のスペクトルを推定することによろう。

図-8 b と c は Tess 台風 (1953.9) の通過にともなう、小名浜港の波のエネルギースペクトルの変化 (井島による)

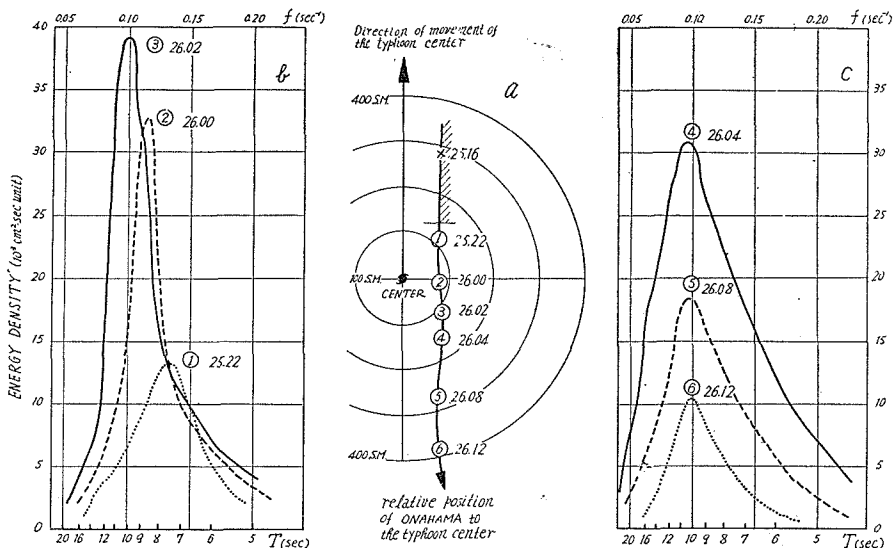


図-8 b, c はその例である。このとき、(1) 台風は小名浜の西方を通つたため小名浜の波は外洋の波に比較的好く追従している、(2) 台風が非常に速いため ($60 \sim 90 \text{ km/h}$) 右半円のうねりは左半円の風浪にそれほど依存していない、という 2 点からこのスペクトルは外洋における台風の右半円内のスペクトルを定性的ではあるがある程度代表していると考えてよい (なお以上の理由から小名浜の東方海上を通つた台風によるスペクトルは、外洋における台風の左半円内のスペクトルを代表してないことがわかる)。

図によると、非常に速い台風の右前象限 (くわしくは中心のすぐ右後の最大波浪域までふくむ) では中心に近づくにつれて、スペクトルの短周期帯は変わらないが、山は次第に長周期の方に移り、全体のエネルギーは増加

している。すなわち風浪の発達期のスペクトル変化を示す。右後象限ではこれと異なり、中心から遠去かるにつれて全体のエネルギーは減少するが、その山はほぼ一定周期にとどまっていた、うねりが卓越していることを示す。この結果は、いままで卓越波について考察してきた結果(例えば図-6)とよく一致している。左半円内のスペクトルは求め得ないが、全体のエネルギーは右半円に比して小さいが、分布の様子は本質的に同じであると推察してよいであろう。

しかし台風が遅い場合には、台風の前半円にもうねりが出現し、スペクトルの分布は図-8 とかなり異なるはずである。かりに風の分布が台風中心に関し対称で、かつ台風が静止している場合を考えると、すべての象限においてスペクトルの分布は同一になるであろう。

8. 波のエネルギー

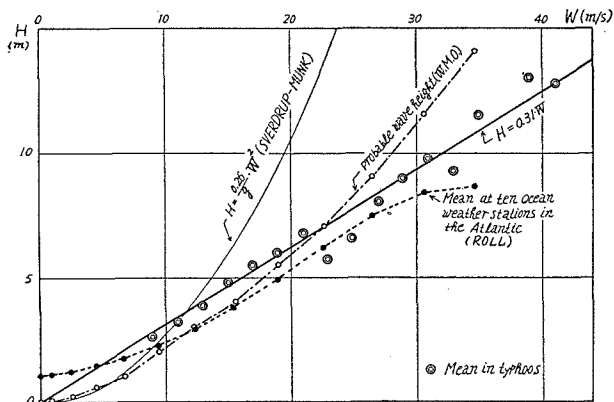
波高と周期の分布図と実験式にもとづいて、台風内の波浪全体のエネルギーを見つくり、さらに海面まきつによつて風が失うエネルギーの何%が波の生成維持に使用されているかを見つめた。台風内の波浪のエネルギーは、台風が非常に強い場合には 10^{24} erg 程度で、台風が弱い場合には 10^{23} erg 以下である。これらの波のエネルギーは台風自体の運動エネルギーの約 10% に相当する。

さて台風内の波浪分布が定常である場合を考え(こういう例は多い)、かつ Sverdrup-Munk に従つて海水の粘性によるエネルギーの消費は無視できるとしよう。しかるとき、刻々と台風内で生成される波のエネルギーは、うねりによつて台風外に運び出される energy flow とつり合うはずである。この energy flow の大きさは、もし風からのエネルギーの補給が急にやんだ場合、台風内にたくわえられている波の全エネルギーが、1 日前後の期間に運び出されてしまう程度のものである。このような考え方から、台風が海面まきつて失うエネルギーの 2~10% 程度のものが、台風内の波の生成維持に使用されていることが導かれる。この値は全く別の考え方から Sverdrup-Munk が有義波について得た値と一致している。

9. 風速と波高の関係

台風内のある風速 (W , m/s) の海面において同時に観測された卓越波の波高 (H , m) の平均を求めると図-9 のようになり、

図-9 台風内の風速 W と卓越波の波高 H との平均的な関係



$$H = 0.31 W$$

なる実験式が得られた。標準誤差は $0.09 W$ 程度である。この一次の関係は Cornish その他の研究者の結果と同じであるが、最大波高に着目している彼等の式にくらべると、われわれの係数 0.31 は当然小さい。またわれわれの結果は Roll が北大西洋の 10 定点で得た波高に比してやや高目であるが大体平行しており、かつ両者とも現行の Beaufort 風力階級に付随する probable wave height にくらべ、風が弱い時は高く、風が強い時は低くなっている。

なお風が刻々と強くなりつつあるときの波高は、上式で与えられる波高より小さく、逆に風が刻々と弱くなりつつあるときの波高は、上式で与えられる波高より大きい傾向がある。前者は船が台風の前半円にあつて中心に近づく場合で、後者は船が後半円にあつて中心から遠去かる場合であるから、図-1 に示した波高の分布図から当然期待されることである。風速と周期との関係については省略する。

参考文献

(本報告は下記論文の概略であるため、個々の文献の出所はこれらに記載されている)

宇野木早苗 (1956): 台風による波浪の速度、走時、方向について、気象集誌, 第 34 巻, p. 354.

Unoki, S. (1957): On the ocean waves due to tropical cyclones (2nd paper); Distribution of waves viewed from geometric consideration and typhoon reconnaissance by aircrafts. Journ. Met. Soc. Japan, V. 35, p. 78

Unoki, S. (1957): On the ocean waves due to tropical cyclones (3rd paper); Mean distribution of wave heights and periods, ibid., V. 35, p. 297

Unoki, S. (1957): On the ocean waves due to tropical cyclones (4th paper); Energy of waves and some other subjects, ibid., V. 35, p. 350