

田辺湾における3月暴風通過時の風成波の時間的変動*

中 村 重 久**

Timely variations of wind-induced waves in Tanabe Bay during the passage of a March storm*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: It is well known that strong winds of a storm directly result in high sea waves, even though its dynamical mechanism seems to be on a step of clarifying by scientists. In order to get an exact understanding about the properties of wind-induced waves during a passage of a storm, it is more essential to learn about the winds and waves observed at an offshore fixed station rather than observed on board any survey ships. In this paper, timely variations of mean wave height at a tower station in Tanabe Bay were studied in relation to the winds during the passage of the March storm in 1986. This storm was called "Snow Typhoon" by some of Japanese and US scientists. The timely variation of the mean wave was analysed by a Fast Fourier Transform method to reveal that the wave amplitude spectrum at the peak wind speed has two peaks at the frequencies of about 0.3 and 0.5 millicycles per second. The former peak cannot be fully interpreted by a simple application of a theory of a wave frequency increase with a storm distance and travel time of the wave (SNODGRASS *et al.*, 1966). The latter peak varied little during the passage of the storm and it seems to be induced by a coupling effect of the wind actions and the local bathymetric conditions.

1. 緒 言

一般に、本邦南方洋上を低気圧が急速に発達しながら東進する場合には、低気圧の中心気圧の低下にともなう海面上昇に加えて、その強風域の面積も広くなり、風域内では直接的な海と風の作用により風成波が発達する。そのひとつの例は、1986年3月22日、九州南西方約100 kmにあった低気圧に見られる。この低気圧はその後急速に発達しながら東進し、翌23日には紀伊半島を通過し、その夕刻に関東沖数10 kmを北東進するときには、中心気圧は976 mbという台風なみの規模となり、さらに、3月24日には972 mbにまでなった。この低気圧によって、紀伊半島に大雨がもたらされただけでなく、関東地方以北には3月には珍らしい大雪がみられ、これを一部の気象学関係者は「雪台風」とよぶほどであった。こ

の低気圧の影響は、紀伊半島南西部の田辺湾内に位置する京都大学の白浜海洋観測塔(135°20.9'E, 33°41.6'N)においても、顕著な風速・波高の変化として記録された。

ここでは、白浜海洋観測塔で、この時期に得られた風向・風速および平均波高とその周期の記録にもとづいて、3月暴風(いわゆる雪台風)時の風成波の時間的変化をとらえ、とくに、最強風時には平均波高が約34分あるいは約56分の周期で顕著に変動していることを示す。この種の変動は従来指摘されてきた田辺湾に観測される約40分周期の水位変動(たとえば、中村ら, 1982)とは全く別の力学機構によるものようである。SNODGRASS *et al.* (1966)の例とも対比して考察した。

2. 白浜海洋観測塔の記録

1986年3月23日は紀伊半島は強風雨であった。これは紀伊水道南方を急速に発達しながら東進した低気圧によるものである。ちなみに、3月23日18時(日本標準時)における本邦周辺の地上天気図を、気象庁の資料に基づいて示すと Fig. 1 のようになる。

* 1986年9月10日受理 Received September 10, 1986

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所
〒649-22 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, DPRI,
Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama,
Wakayama, 649-22 Japan

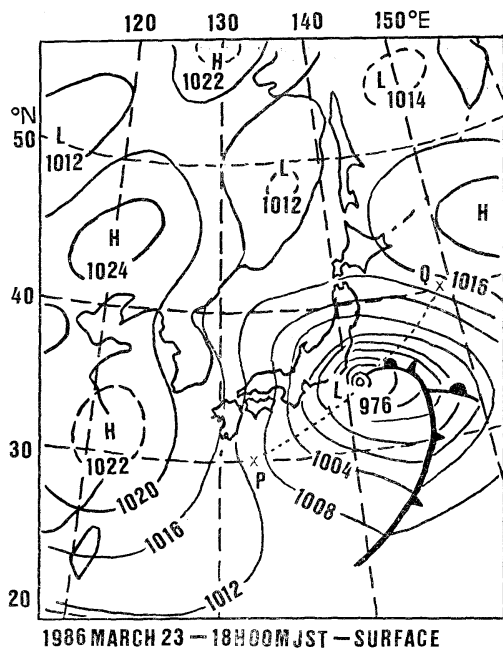


Fig. 1. Surface weather chart of a March storm in 1986. The notations H and L are for atmospheric high and low pressures, respectively. Each of full lines are isobaric contours for atmospheric pressure. The cross marked by 'P': location of the low pressure center at 18 h 00 m JST on 22 March 1986. The cross marked by 'Q': location of the low pressure center at 18 h 00 m JST on 24 March 1986. A dotted line from P to Q shows the track of the low pressure center.

この低気圧の紀伊半島周辺海上への影響を明らかにするために、1986年3月22-26日の期間、Fig. 2 に示すような海中（水深 5 m）固定観測点として白浜海洋観測塔で観測記録された風向 W_D 、風速 W_S (m/s)、平均波高 H_M (cm) とその周期 T_M (sec) をみると Fig. 3 のようになる。この図によれば、塔で観測された海上風 W_S は3月22日午後から強くなりはじめ、3月23日に最も強く（平均風速最大 20 m/s）、その後次第に弱まっている。とくに、3月23日3時過ぎから3月25日18時までの間については、風向は N-NNW であり、ほとんど一定であり、このような風の吹き方は冬の季節風時にもみられ、また、夏から秋にかけての台風が塔を通過した後にもみられる共通した現象である。

ここに示した Fig. 3によれば、風向 W_D が N-NNW になった3月23日4時過ぎ頃から平均波高 H_M が高くな

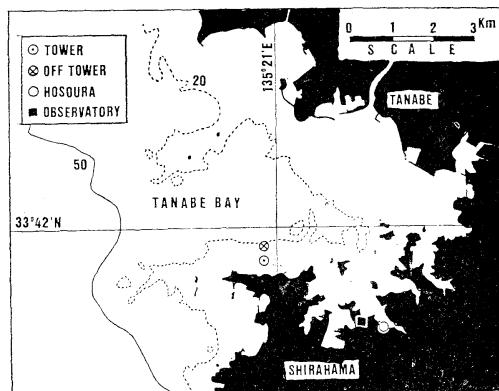


Fig. 2. Coastline and bottom topography of Tanabe Bay. Full line for the contour of 50 m deep. Dotted lines for the contour of 20 m deep. An encircled dot shows the location of the Shirahama Oceanographic Tower. An encircled cross shows a supplementary station which was not referred directly in this work. A circle shows the location of the tidal station "Shirahama" of the Japan Meteorological Agency which was expressed as "Hosoura" in this work for convenience. A square shows the location of the Shirahama Oceanographic Observatory of Kyoto University.

りはじめ、その後、平均波高は最大 1 m に達し、以後次第に小さくなっている。この平均波高が高い期間、その波の周期は 6-7 sec で、ほぼ一定であることも注目すべきことであろう。単純に考えれば、風向約 50 km をフェッチ（吹送距離）とする波で、すでに、Sverdrup-Munk の理論とその工学的改良の成果を適用すれば解決できる（たとえば、KINSMANN, 1965）応用問題にすぎないのかもしれない。しかし、なお未解決の現象は以下に述べるような検討によって明らかになるのである。

3. 最大風速時の平均波高の時間的変動

すでに、Fig. 3 では塔における風速や平均波高の時間的変動の特徴をみている。このような記録をスペクトル解析によって検討することは一般によくみられる。

1986年3月23日の最大風速時であり、平均波高最大時でもある15時の例について、以下のような Fast Fourier Transform method（高速フーリエ変換法、略して FFT 法とよぶ）によるスペクトル解析をした。15時を起点として以後1分毎の記録を 512 個用いて、風速および平均波高のそれぞれについての、最初の30次までの各成分の振幅スペクトルをもとめ、Fig. 4 のように示し

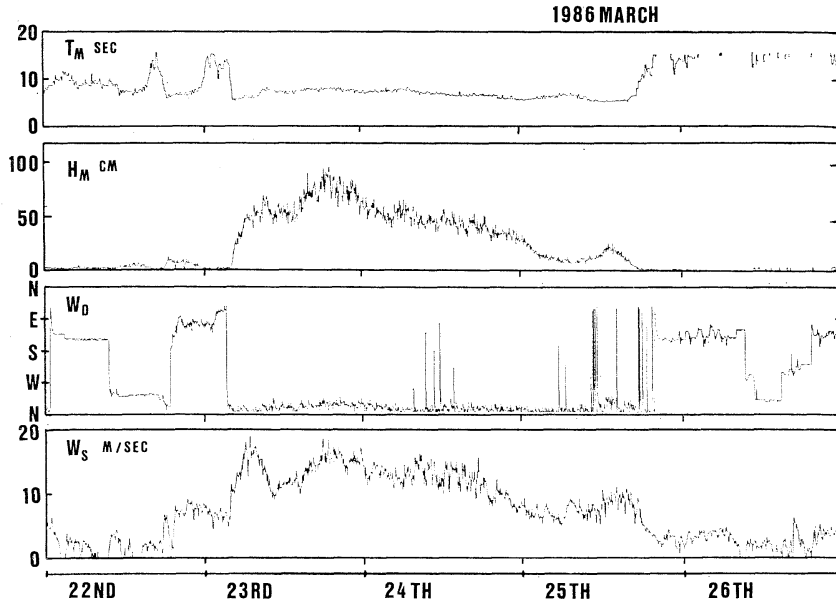


Fig. 3. Waves and winds observed at the Oceanographic Tower ($33^{\circ}41.58'N$, $135^{\circ}21.86'E$) in Tanabe Bay during the passage of the March storm from 22 to 26 March 1986. H_M and T_M are mean wave height and wave period, respectively. W_S and W_D are mean wind speed and wind direction, respectively. Each of the time marks on the abscissa shows the start of each day, i.e. 0 h 00 m on the day.

た。平均波高のスペクトルのピークは、周波数 0.3 mc/s と 0.5 mc/s 付近 (次数 N は 10 と 16 付近) に認められる。しかし、Fig. 4 に示された風速のスペクトルには、平均波高のスペクトルのピークに対応するものは存在するとは考えられない。すなわち、最強風時にはほとんど一定に近い風であったと推測させる結果を与えている。換言すれば、最強風時の平均波高には、風速の変動に関係なく、 0.3 mc/s (相当周期 56.8 min) および 0.5 mc/s (相当周期 34.1 min) の時間的変動が顕著であるということである。

ところで、1986年3月22日0時から25日21時までについて、3時間ごとに、Fig. 4の例と同様にして得た第0次の振幅 A_0 を風速および平均波高について求め、その相互相関をみると、Fig. 5A のようになると、風速の時間的変動と平均波高の時間的変動とはずれがないという結果しか与えない。ちなみに、白浜海洋観測塔の風速 (紀伊半島南西部) と尾鷲測候所の風速 (紀伊半島南東部) について同様に振幅 A_0 の相互相関を求めると Fig. 5B のようになると、両者の風速の時間的変動も同様であるとみなされることになる。

4. 風速と平均波高の時間的変化

ここで、視点を少し別のところに置いて検討する。すなわち、最強風時についてのみ考えたスペクトルと同様な方法を適用して、平均波高 H_M の振幅スペクトルを1986年3月22日0時から3月25日21時まで1時間ステップでもとめ、振幅 A_N が次数 N (周波数 $F\text{ mc/s}$ に対応できる) との関係で時間的にどのように変化するかを調べた結果が Fig. 6 である。この図の上段は、第0次の振幅 A_0 、すなわち、平均波高 H_M の512分間平均 \bar{H}_M の時間的変化である。また、図の下段には第1次から第30次 (周波数 $0-1\text{ mc/s}$ に対応) までの振幅スペクトルの時間的変化を示した。

同様に、Fig. 6に対応して風速の振幅スペクトルの時間的変化をもとめた結果を Fig. 7 に示す。

一般に、風速や平均波高が時間的に単調に増加あるいは減少する場合のデータをそのままFFT法によって解析して得られるスペクトル成分については、数値的結果の傾向は、 $A_N = a/N$ (ここに、 N は次数、 a は比例定数) という形で特徴づけられる。したがって、この傾向から顕著にずれた A_N の値は、データにあらわれた実在の現象の特性そのものを示しているものとみて差支えない

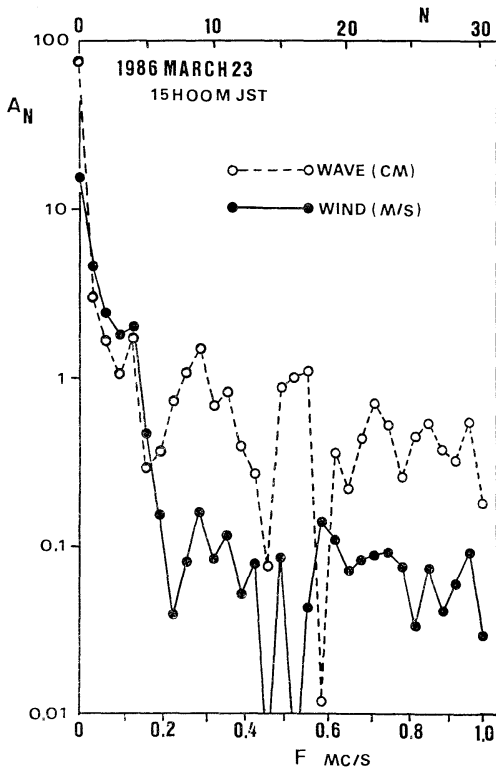


Fig. 4. Amplitude spectra of winds and waves at the time of the highest wind speed during the passage of the March storm in 1986. The data obtained at one minute step for 512 min was analysed by an FFT method for the winds and waves. The amplitude A_N is for the corresponding N th order of the components. The order N can be read by an equivalent scaling as frequency F in millicycle per second (mc/s).

い。

風速については、Fig. 7 に示したように、周波数 0-1 mc/s の範囲で、最強風時には高周波成分は小さく、風速が強くなる時期と弱くなる時期には高周波成分も認められた。この高周波成分は現象として意味があるというよりも $A_N = a/N$ の傾向を示す典型的な例とみるべきであろう。なお、Fig. 7 の上段には、風速 W_M の 512 分間平均 \bar{W}_M の時間的変化を Fig. 6 に対応させて示した。

5. 平均波高のスペクトルの時間的変化

ここで、平均波高のスペクトルの時間的変化の特徴について、Fig. 6 によって、もう少し詳細に検討してみよう。この図では、1986年3月22日0時から25日21時ま

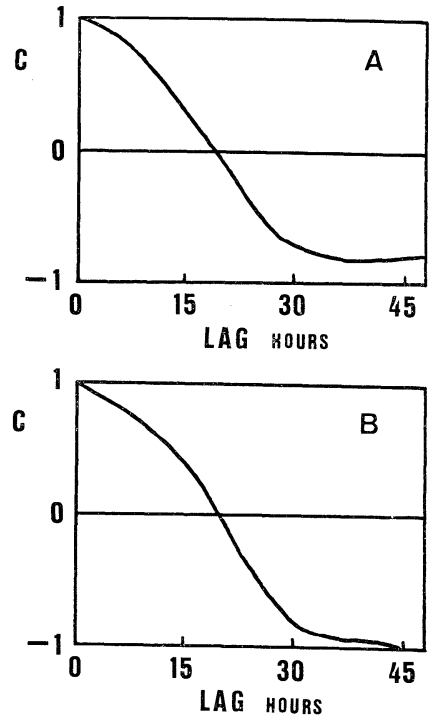


Fig. 5. Cross-correlations between the waves and the winds at the Tower (A) and between the winds at the Tower and at Owase (B).

で3時間ごとにもとめた振幅スペクトル A_N を次数 N に対応させて示してある。この次数 N は周波数 mc/s によみかえることもできる。

この Fig. 6 のもとになった数値計算の結果から、顕著な振幅スペクトルのピークを調べてみると、2種類のピークがあることがわかった。そのひとつは、3月23日0時に 0.12 mc/s にピークがあったものが24日9時には 0.5 mc/s となり、その間、時間の経過とともに、Fig. 6 の実線で示されるような時間的変化を示すものである。他のひとつは、平均波高が大きくなりはじめから、最大の \bar{H}_M があらわれ、平均波高が減衰する頃までにみられる 0.5 mc/s の周波数帯に集中したピークである。このピークの周波数は、3月23・24日を通じてほとんど一定とみなされ、Fig. 6 の破線で示されるような特徴がある。

この Fig. 6 は、一見したところ、SNODGRASS *et al.* (1966) が示したダイアグラム (たとえば、LEBLOND and MYSAK, 1977 の p. 84) によく似ている。彼らは、観測点からはるか遠く(数千キロメートル)の暴風域か

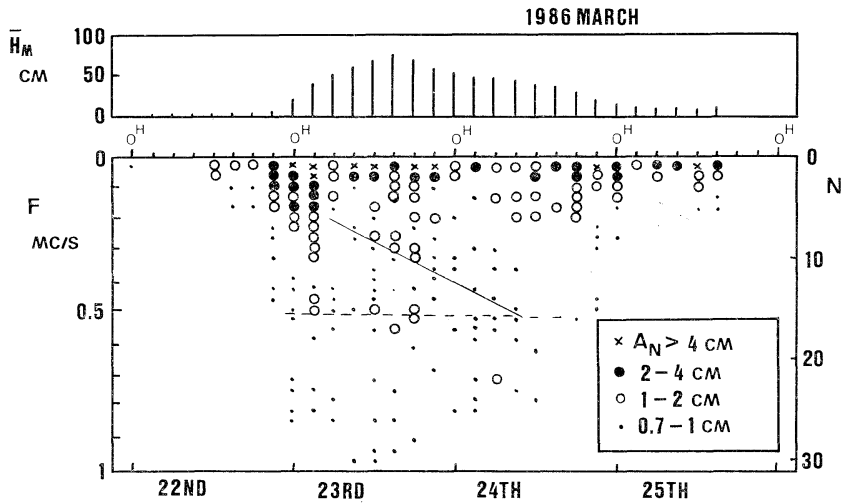


Fig. 6. Timely variations of mean wave height at the Tower. \bar{H}_M is the average of the mean wave height for 512 min, i.e. the zeroth order of the FFT analysis. A_N is the amplitude of the N th order of the FFT analysis. Each of the time marks on the abscissa shows the start of the day, i.e. 0 h 00 m on the day.

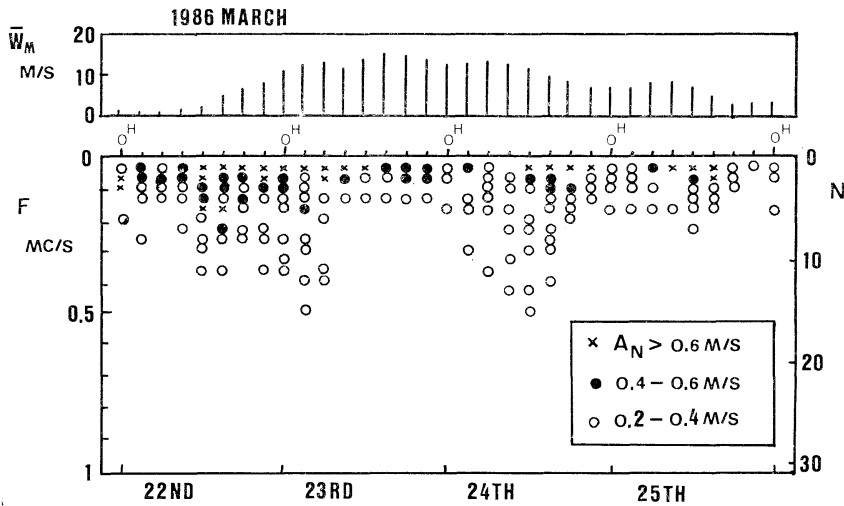


Fig. 7. Timely variations of mean wind speed at the Tower. \bar{W}_M is the average of the mean wind speed for 512 min, i.e. the zeroth order of the FFT analysis. A_N is the amplitude of the N th order of the FFT analysis. Each of the time marks on the abscissa shows the start of the day, i.e. 0 h 00 m on the day.

らの波浪について解析し、周波数帯も 0-100 mc/s を対象とした。しかし、ここでは、観測点から 100 km から数百 km の暴風 (Fig. 1) が対象であって、局所的な海上風がほとんど直接的に平均波高に影響を与えている (Fig. 5A) という点では、暴風域内の波浪の問題であると考えられる。はたして、Fig. 6 のような例がダイヤグ

ラム上で SNODGRASS *et al.* (1966) の例と類似していただけにすぎないのであろうか。

いま、LEBLAND and MYSAK (1977) の (11・24) 式 (p. 83) を参考とすれば、観測点 x に位置する暴風域から時刻 t_0 に出た波が、時刻 t において周波数 F の波として観測されたとすれば、

$$F = g(t - t_0) / 2x \quad (1)$$

である。そして、Fig. 1 をみてもわかるように、低気圧の中心は3月22日18時P点にあったものが図中破線の経路をとって、3月24日18時にはQ点に達している。したがって、本文に示した例は暴風域からの距離 x は小さく、しかも、観測された波は暴風域内にあって、上の式の t_0 および t の評価も簡単ではない。ただ、平均波高の振幅スペクトルのFFT法による解析の結果がFig. 6の実線として表わされたことは事実である。加うるに、3月25日0時に周波数 0.12 mc/s (相当周期 139 min) であったものが、3月24日9時に 0.5 mc/s (相当周期 33 min) となる間に、従来、田辺湾内で観測される約 40 min を周期とする水位変動に対応した周波数 0.417 mc/s を通っていることに注目しておきたい。本文の対象とした期間に、潮位記録にあらわれた約 40 min を周期とする水位変動は、塔で観測されたものをみても振幅として高々 5 cm であり、そのような水位変動が発達したり、減衰したりする様子さえもみえなかった。強いてこれに対応するものとして Fig. 6 の実線上で周波数 0.4 mc/s 程度の振幅成分は高々 1 cm とみられる。このようなことから、局所的海上風がその水域に固有とみられる水位変動にかかわらず外力としての要因につながるとはかぎらないものと考えられる。この点については、沖合の擾乱によって誘起される沿岸水位変動の問題とも関連して(中村, 1985)、今後検討をすすめていくべき課題のひとつであると考えている。

つぎに、Fig. 6 において破線で示された 0.5 mc/s 付近を中心とするピークについて考える。この周波数成分は、周期として約 33 min に相当する。この Fig. 6 の破線を Fig. 7 の \bar{W}_M の時間的変化と対比してみると、全体として、 \bar{W}_M が 10 m/s 以上になると 0.5 mc/s 付近の振幅成分 A_N も 0.7 cm 以上となり、 \bar{W}_M が大きいときはそれに対応してこの A_N の振幅成分も顕著である。 \bar{W}_M が最大となった後、10 m/s 以下となるとそれに対応してこの A_N の振幅成分は 0.7 cm 以下になってしまう。このように周期帯がほぼ一定であって、風速に対応して 0.5 mc/s 付近の A_N が増減することから判断して、塔周辺の局所的海上風が外力として作用し、その周辺海域の海底地形などの相互作用による強制振動とみるべきであろう。しかしながら、塔周辺の局所的な海底地形をみれば、塔を中心として数百メートル半径内では複雑な海底地形であり、Fig. 2 ではあらわせない。海上保安庁水路部発行の海図 No. 74 (田辺港) を参考にしても、塔とその南側の海岸線との間は岩礁であり、塔の

北側(沖合)も底質は砂で一部岩礁がある。このような複雑な地形を単純化して検討することは、著者の考えでは適当ではないと思われる。これは、単純化の操作にかなりの主観的判断や主観的条件の選択が可能となり、意図的に都合の良い結果を得ることのできるモデルへの置き換えをし、時として誤った判断や結論を下しかねないことをおそれるからである。ここで、さらに重要なことは、塔で観測された波は、Fig. 1 に示すような経路をたどった台風の海面への作用によるものであって、波源は台風の強風域であるということである。このような波は、田辺湾へ陸棚海域から屈折・回折して侵入しているため、数キロメートル程度の海底地形や海岸線の影響を強くうけているとしか考えられない。強制的に台風域で生じた波が、風域を出ないうちに海底地形や海岸線の影響をうけているからには、風域外の波に対する MUNK (1949) の surfbeat の考えをそのまま適用することは、必ずしも妥当ではないと考えられる。一方、田辺湾で観測される約 40 min を周期とする流速や潮位の変動の水平スケールを、ここでみた 0.5 mc/s (相当周期 33 min) の成分と対比してみても、変動のスケールは田辺湾口から湾奥までの程度と推測されるが、その変動の駆動源は田辺湾外にあり、陸棚上での現象を適確にとらえられれば、さらに詳細な検討ができたのではないと思われる(たとえば、MUNK *et al.*, 1964; NAKAMURA, 1983)。そのほかに、波と波との相互作用(HASSELMANN, 1961, 1962)や重力波のスペクトルにおけるエネルギーの非線型的移行(たとえば、HASSELMANN and HASSELMANN, 1985; HASSELMANN *et al.*, 1985)なども考慮すべきかもしれないが、暴風域内の風速と波高との関係については、さらに別の面からの検討も今後に残された課題のひとつであるといえよう。

6. 台風時の風成波との共通性

1986年8月1日、フィリピンのルソン島東方沖にあった台風10号(中心気圧 992 mb)は、その後急速に北東方向へ移動し、8月4日18時には東海道沖(中心気圧 980 mb)を経て、翌5日18時には三陸沖へ達した(中心気圧 986 mb)。この台風10号の経路は、地上天気図でみるかぎり、本文で検討した1986年3月の低気圧の発達移動経路(Fig. 1)によく似ている。しかも、これに加えて、本文でとりあげた3月暴風(一説に雪台風)は、紀伊半島に強風雨をもたらし、さらに、関東以北に3月としては異常な大雪をもたらした。これに対して、台風10号は関東以北に豪雨をもたらし、河川の決潰の原因とも

なった。このように、3月暴風と台風10号とは、気象学的要因からみて多くの共通点がある。ただし、残念なことに、白浜海洋観測塔の波浪計測センサー故障のため、両者の風成波の比較検討はできなかった。

いずれにしても、暴風域内の風成波の検討には、外力としての局所的海上風とそれによって誘起された風成波との関連に加えて、海域の海底地形や時間的変動のスケールについても今後検討を加えなくてはならない。

謝 辞

本文で用いた観測記録は白浜海洋観測塔で芹沢重厚・片山富晴両君の努力によって得られたものである。また、参考資料として尾鷲の風速を利用するにあたって、尾鷲測候所長嶋田義一氏および関係諸官の御好意を得た。

文 献

- HASSELMANN, S. and K. HASSELMANN (1985): Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of exact nonlinear transfer integral. *Jour. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1369-1377.
- HASSELMANN, S., K. HASSELMANN, J.H. ALLENDER and T.P. BARNETT (1985): Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models. *Jour. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1378-1391.
- HASSELMANN, K. (1961): On the nonlinear energy transfer in a wave spectrum. p.191-197. *In Ocean Wave Spectra*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- HASSELMANN, K. (1962): On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I. General theory. *J. Fluid Mech.*, **12**, 481-500.
- KINSMAN, B. (1965): *Wind waves*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J. (大久保明・大久保慧子共訳 1971: 海洋の風波(上). 築地書館, 東京. 415 p. (とくに p. 369-414)).
- LEBLOND, P. H. and L. M. MYSAK (1978): *Waves in the Ocean*. Elsevier, N.Y. 602 p.
- MUNK, W. H. (1949): Surf beat. *Trans. Am. Geophys. Union*, **30**, 849-854.
- MUNK, W.H., F. SNODGRASS and F. GILBEKT (1964): Long waves on the continental shelf: An experiment to separate trapped and leaky modes. *J. Fluid Mech.*, **20**, 529-554.
- NAKAMURA, S. (1983): Seiche on a parabolic sea shelf. *In E.N. BERNARD (ed.), Proc. 1983 Tsunami Symp., Hamburg, FRG. NOAA*. p. 251-263.
- 中村重久 (1785): 沖合の擾乱によって誘起された沿岸水位変動について. *La mer*, **23**, 111-1175
- 中村重久・吉岡 洋・芹沢重厚 (1982): 白浜海洋観測塔周辺の水位変動. *La mer*, **20**, 223-230.
- SNODGRASS, F. E., G. W. GROVES, K. F. HASSELMANN, G.R. MILLER, W.H. MUNK and W.M. POWERS (1966): Propagation of ocean swell across the Pacific. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A259**, 431-497.