

## 52. 宮城江の島において観測される 長周期海面動揺

地震研究所 { 相田 勇  
伊達 大喜  
小山 盛雄

(昭和45年7月21日発表—昭和45年7月31日受理)

### 要 旨

江の島津波観測所の常時長周期波観測の記録にもとづいて、特に長周期海面動揺が大きくなった場合について、パワースペクトル解析を行った。長周期海面動揺が大きくなる原因として、遠方の陸棚上にある気象的な海面擾乱源から伝わって来る陸棚波と、江の島付近の海上の波浪の高まりに伴うものと、2つがある。後者の場合に、12分以下の周期のパワースペクトル密度は、波浪の波高に極めてよい相関を示している。

又記録上の最大振巾の統計をとって見ると、年により、季節によって頻度分布に変化がある。その中津波観測に著しい妨害を与える程度の大きさに達する日の出現頻度は、夏季において0.5%以下、冬季において1~2%である。

### 1. 緒 言

海洋波のスペクトルの内、周期5~200分程度のいわゆる長周期波については、MUNK 其他 [1959] によって各地で観測され、スペクトルがしらべられた。更にカリフォルニア沖の此の種の波については、くわしい研究がなされていて [MUNK et al, 1964], エッジ波の理論によってその性質が説明された。

地震研究所では宮城県女川沖の江の島において、津波計による常時観測を行っているが [高橋他, 1961], 数分から100分程度の周期帯において、海面動揺が常に存在することが明らかにされている。筆者の一人 [相田, 1967] は、かつて比較的静穏な日の記録から、1年の中約15日間隔で24日を選び、夫々24時間のフーリエスペクトルを求めた。それによると常時海面動揺のスペクトルは、陸棚上の海水の、棚に直角な方向の振動のスペクトルとよく一致するが、又江の島付近においても、女川湾の振動に強く影響されていることもわかった。その際問題とした動揺のレベルは、平常起っているようなごく低いものであったが、気象、海象などの状況によっては、それよりもかなり高いレベルに達する場合があります。津波の観測に対しては、このような動揺は好ましくない雑音を与えることになる。

今回は、大振巾の動揺が観測された日の記録を選び出して、パワースペクトル解析を行った。この場合、スペクトル振巾は、平常のレベルから、順次高いレベルに変化している。その時間的な変化が調べられた。又海況を代表する波浪の波高と、長周期海面動揺のパワースペクトル密度との関係も求められた。

津波計の記録は、毎日振巾、周期の読取りを行っているので、この読取値3ヶ年分の統計から、津波観測に支障を与えるような高いレベルの海面動揺の出現頻度、およびその季節的变化などを調べた。

## 2. スペクトル解析

江の島における ERI-IV 型津波計 [相田, 1962] 改良型の記録の中、1966 年から 1969 年までの間で長周期海面動揺の著しいものを選び、振巾の大きい部分の前後 2~4 日間を、1 分毎に読取ってデジタルデータに直した。そして、データの最初の時刻から 12 時間分についてパワースペクトル解析し、得られたスペクトルを解析したデータの中央の時刻のものとする。次に始めの時刻を 6 時間遅らせて、12 時間分のデータを取りスペクトル解析を行う。このような操作を順次繰返して、時刻が 6 時間づつ経過した、12 時間の長さのデータのパワースペクトルが多数得られる。

さてここに選び出された海面動揺の大きい場合の記録は、6 つであって、それは次のような 2 つに大別される。その 1 は、江の島近海は非常に静穏であるにも拘らず、長周期海面動揺が顕著である場合であり、その 2 は、江の島近海で短周期波浪が非常に高く、尚且長周期海面動揺も著しい場合である。ここで長周期海面動揺というのは、周期 7~80 min 程度の波動をいい、又短周期波浪とは 5~15 sec 程度の風浪又はウネリをさすこととする。

求められた海面動揺のパワースペクトルの代表的な例を示すと、Fig. 1 のようであり、A は波浪が小さい場合、B は波浪が大きい場合である。いずれの場合も解析したデータの

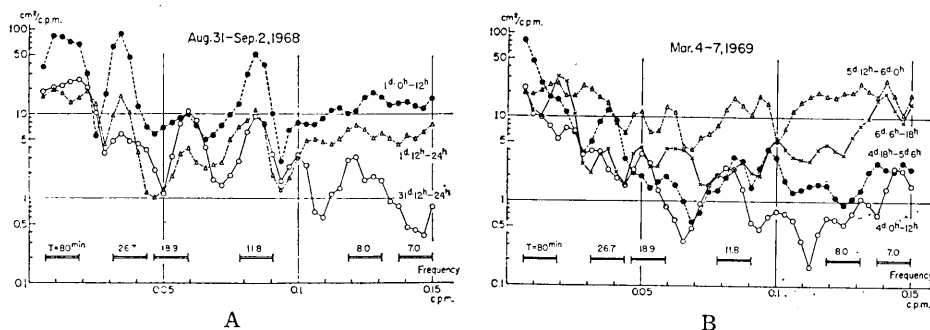


Fig. 1. Examples of power spectra of long-period fluctuations of water level.

A: when the significant height of sea or swell is 1 m or less.

B: when the significant height of sea or swell is 1 to 5 m or more.

時刻によってスペクトルのレベルが変化していることが認められるが、Bの方が、スペクトルの山と谷の差が小さく、山の位置の乱れもある。これは江の島付近の波浪が極めて高く、又風速も大きいため短周期の海面擾乱が著しく、そのためいわゆるノイズ的なスペクトルを示すと思われる。一方Aの場合は、スペクトルの山は鋭く、又周期も常に一定している。これはおそらく、かなり遠方の何らかの擾乱源から伝播して来た波であって、陸棚の特性をよく反映したスペクトルになっている。

この報告では主としてスペクトルの時間的変化を考えるので、代表的な周期として、 $T=80, 26.7, 18.9, 11.8, 8, 7\text{min}$ を選んだ。これは Fig. 1 の図中下方に短い横線で示してあるような、 $0.0125\text{c/min}$  の周波数巾について平均したスペクトル密度をとることとする。

横軸に時刻、縦軸に周波数をとって、スペクトル密度の等高線を書いて見ると、その一例が Fig. 2 のようになる。これによると、スペクトルの山を示す周波数が、時間と共に移動するといった現象は認められない。図のほぼ中央の時刻でスペクトルは最大に達しているが、それより前では  $0.04\text{c/min}$  のあたりに密度の大きい部分が認められるが、その後では  $0.13\sim 0.15\text{c/min}$  の高周波数部分の値が大きくなっている。

### 3. パワースペクトル密度の時間的変化

前節のようにして求められた多数のパワースペクトルをもとに、各周期における

$0.0125\text{c/min}$  巾の平均スペクトル密度の時間的変化を、短周期波浪、風速、風向のデータと共に図示すると Fig. 3, (a) (b) (c) (d) (e) (f) になる。図において横軸は時刻であり、上の方の6本の曲線は夫々中心周期  $T=80, 26.7, 18.9, 11.8, 8, 7\text{min}$  のパワースペクトル密度  $E_d$  であり、以下方に波浪の  $1/3$  最大波高の2乗値  $(H_{1/3})^2$ 、風速  $U$ 、風向  $\theta$  を示してある。

以上のデータの得られた日時の気象の状況を見るため、特に低気圧の位置の変化のみをとりだしてまとめて見ると、Fig. 4 のようになる。a~f はそれぞれ Fig. 3 の a~f に対応する。

Fig. 3 から明らかなように、e, f 2つの場合は波浪が極めて小さい場合である。eの場合について見ると、スペクトルは10月24日18時頃に最大に達している。Fig. 4 から低気圧の移動を見ると、千島列島北部の陸棚を西から東へ23日9~21時に横断している。この位置から江の島までの距離は陸棚に沿って約1800kmである。若し低気圧が陸棚を横切った際に、長周期の海面擾乱を誘発し、それが陸棚沿いに伝播して来て、江の島のパワー密度が大きくなったとすれば、その伝播速度は約70km/hrになる。筆者の一人[相田, 1969]は、東北地方の太平洋岸数ヶ所の陸棚断面について、エッジ波の速度を計算したが、それによると最低群速度が明瞭にあらわれる場合とそうでない場合があるけれども、80分周期あるいはそれより短周期において、断面によって50~200km/hr程度の値を示す。北海道から千島列島にかけての陸棚は、東北地方のそれに比べて、その巾が広くこそ

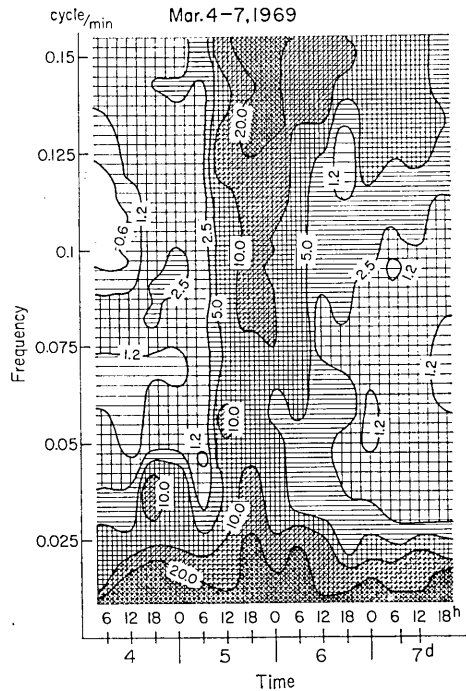


Fig. 2. Contour lines of power spectral density displayed in a frequency-time plane; unit:  $\text{cm}^2/\text{c. p. m.}$

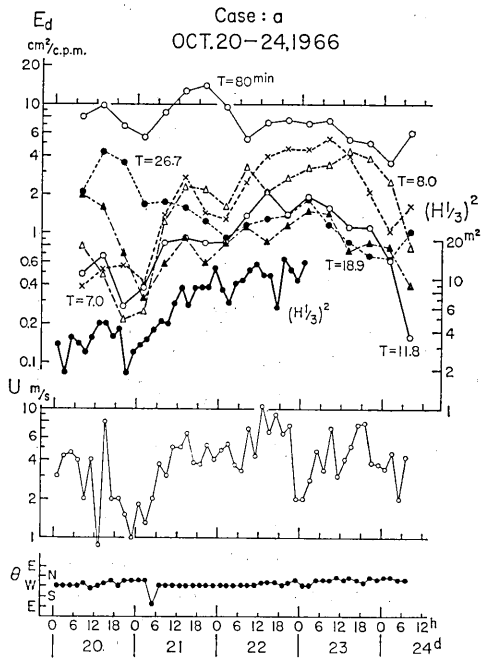


Fig. 3 (a)

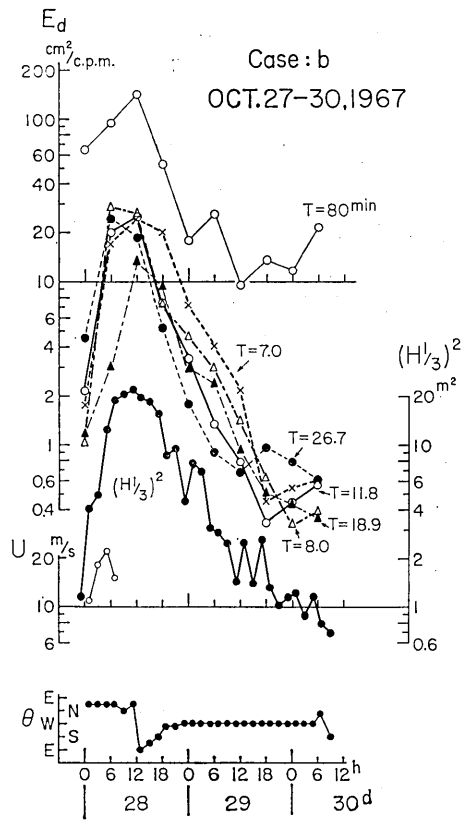


Fig. 3 (b)

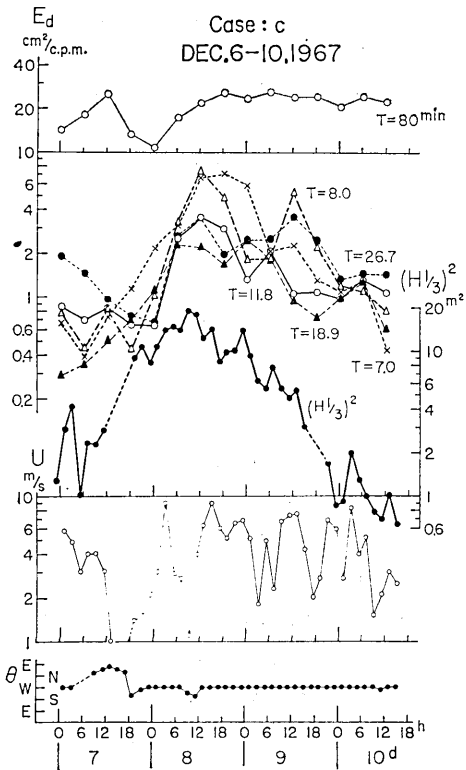


Fig. 3 (c)

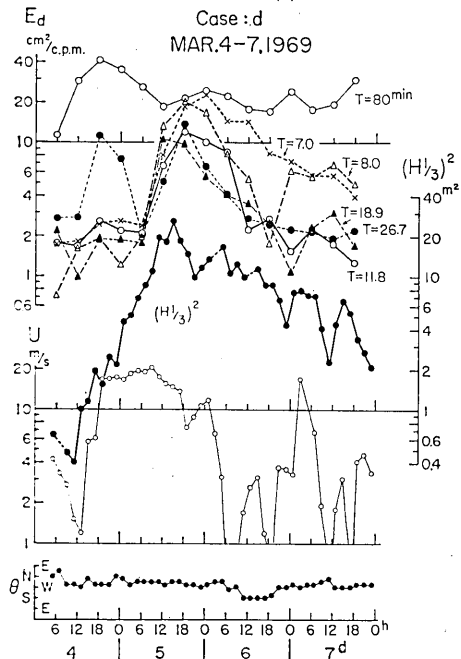


Fig. 3 (d)

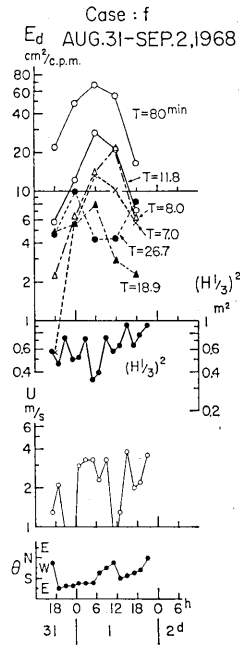
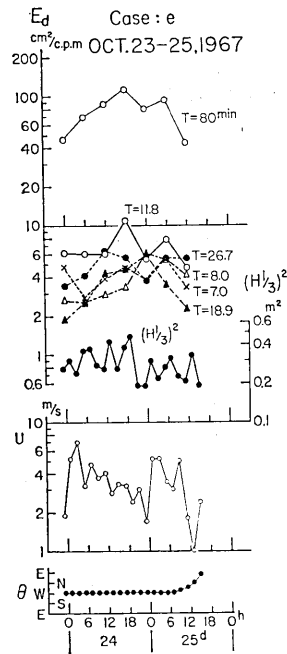


Fig. 3 (e)

Fig. 3 (f)

Fig. 3. Time variations of the power spectral density  $E_d$  in representative periods, the square of one-third highest wave of sea or swell  $(H_{1/3})^2$ , the wind velocity  $U$  and the wind direction  $\theta$ .

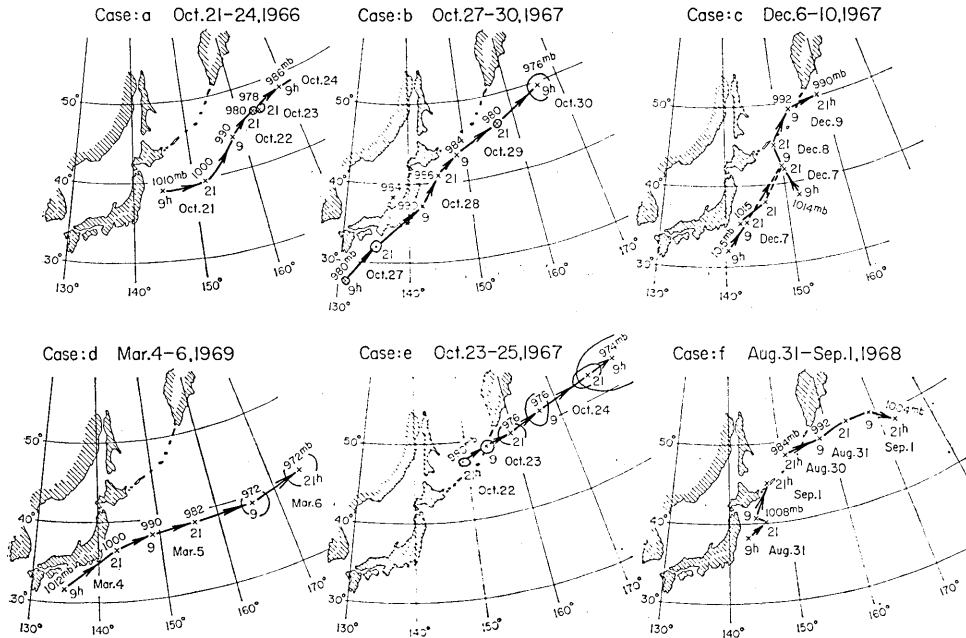


Fig. 4. Paths of the atmospheric depressions.

あれ狭いことはないので、今観測された 70 km/hr の速度は、エッジ波の群速度として説明出来る。

この事は  $f$  の場合についても同様で、9月1日6時にスペクトルが極大に達しているのに対して、8月30日21時から8月31日9時の間に千島列島北部の、 $e$  の場合と全く同じ位置を低気圧が通過している。この低気圧の通過時刻から、スペクトルが極大に達する迄の経過時間は両者全く等しい。 $f$  の場合は東北地方東方海上にも小さい低気圧があるが、江の島にかなり近い位置にあるにも拘らず、江の島の風速、波浪共に小さいことは、この小さい低気圧は吾々のスペクトルに殆んど影響を与えていないと考えられる。したがって、この場合も長周期海面動揺に寄与しているものは、やはりカムチャッカ南方の大きい低気圧であろう。

このように  $e, f$  2つの場合とも、全く同じような状況にあることは、波浪が殆んどない場合の江の島における大振巾の長周期動揺は、遠方の陸棚上の擾乱が陸棚を伝播して来ること起因すると、説明することが出来よう。

一方  $a, b, c, d$  の4つの場合は、いずれも波浪が高い時であるが、 $a, d$  は天気図から見ると低気圧が水深の深い外洋を進行していて、 $e, f$  の場合のように、遠方の陸棚上の波が伝播して来る可能性は少い。 $b$  の場合は低気圧が本州の海岸に沿って北東に進行していて、江の島はその影響をまともに受けている。80分周期のスペクトル振巾を見ても時間的に変化していることがわかる。 $c$  は比較的小さい低気圧が複雑な動きをしているが、陸棚から離れた位置で発達した模様で、 $a, d$  の場合と同じような結果を江の島に及ぼしているようである。

今 Fig. 3,  $a, b, c, d$  を見ると、 $b$  を除いてはいずれも、80 min の周期成分は時間的にほぼ一定の値を示している。しかしそれより短周期のものは時間的に変化している。殊に 11.8, 8, 7 min のものについては、同じような系統的な変化が認められ、波浪の 1/3 最大波高の2乗値により相関を持っているように見える。

風速に対しての相関は、 $a$  の場合には稍々あるようにも認められるが、其の他の場合は殆んど認められない。これは、長周期海面動揺が現地1点だけの風速よりも、更に広い海域の風速に影響されている波浪の方に、より相関が強いことを示している。

#### 4. パワースペクトル密度と、波浪の波高との関係

宮城江の島では、漁港事業計画資料調査のため、農林省水産庁から宮城県石巻漁港事務所に委託された波浪観測が行われている。波浪計はケーブル式波高計という水圧式のもので、江の島津波観測所のある海岸より、更に北側の水深約 12 m の海底に受感部が設置されている。

この観測結果のうち、1967年10月から1969年3月までの資料をもとに、1/10 最大波高  $H_{1/10}$  と、1/3 最大波高  $H_{1/3}$  の関係を求めて見ると、Fig. 5 のようになる。左側は1967年10月1ヶ月間の資料、又右側は  $H_{1/3} > 3\text{m}$  の場合について全期間の資料からプロットした。これを見ると点のバラツキはあるが、ほぼレーリーの統計的分布をあらわす図中の直線にのっていると見られ、江の島の波浪観測値はほぼ一般的な波浪の性質を示している。このような場合  $(H_{1/3})^2$  は波浪のパワーに比例する量であるので、今後波浪の大きさを示

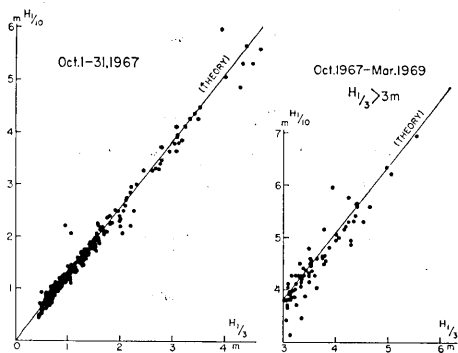


Fig. 5. Statistical characteristics of sea or swell observed at Enoshima.

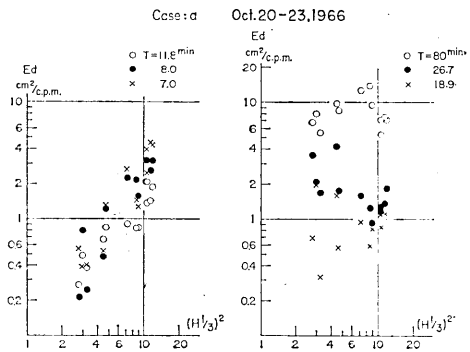


Fig. 6. Correlation between  $E_d$  and  $(H_{1/3})^2$  for various periods, where  $E_d$  is the power spectral density of long-period fluctuations and  $H_{1/3}$  the one-third highest wave of sea or swell.

す量として、この  $(H_{1/3})^2$  をとって議論をすすめる。

尚今回長周期海面動揺の解析を行った各期間における波浪の有義周期は、8~14 秒程度であった。したがって、ここに扱われる波浪は主としてウネリであるものと解される。

前節の Fig. 3 に示した  $(H_{1/3})^2$  は、この波浪観測値であるが、今これと長周期海面動揺との関係をしらべるため、一例として、1966 年 10 月の場合 (case: a) について、横軸に  $(H_{1/3})^2$ 、縦軸にパワースペクトル密度  $E_d$  を、周期別にプロットすると Fig. 6 のようになる。周期 11.8, 8, 7 min のものについては、傾斜を持った直線状に配列していて、 $E_d$  と  $(H_{1/3})^2$  がよい相関を持っていると認められる。これに反して、80, 26.7, 18.9 min の長い周期に対しては、殆んど相関があるとは認め難い。即ち長周期動揺のスペクトルの中、約 15 分より長い周期帯域では波浪に殆んど無関係であるが、15 分より短い成分は、波浪と強い相関を持っていることがわかる。

波浪に相関を持たない長周期部分のスペクトルは、case: e, f の場合より、case: a, c, d の場合の方が、低気圧の位置が江の島に近いにもかかわらず、はるかに小さい。前者の場合は低気圧の中心が陸棚を横切っているが、後者の場合は低気圧中心が外海にあり、この事から考えて、長周期海面動揺の長周期成分を増大させるものは、主として陸棚上にある低気圧による海面擾乱作用であると思われる。case: b の場合は低気圧が東北地方の海岸沿いに進行しており、波浪も高くなっているが、長周期海面動揺の 80 min の周期の成分も大きくなっている。そしてその極大を示す時刻はまさに低気圧が江の島附近の陸棚上を進行している時刻に一致する。

次に波浪と相関の強い短周期部分についてしらべるため、11.8 min の周期のパワースペクトル密度  $E_d(11.8)$  と  $(H_{1/3})^2$  との関係を Fig. 7 に示す。図中左上にまとまっている点は、江の島で波浪が極めて小さい case: e, f の場合で、波浪の大きさと関係なく、非常に大きい長周期海面動揺があらわれていることがわかる。

又右側にまとまっている点は、波浪の高い case: a, b, c, d の場合であって、これらの点の配列を見ると、下限は  $(H_{1/3})^2$  の 2~3 乗の線にのっているように見える (実線の

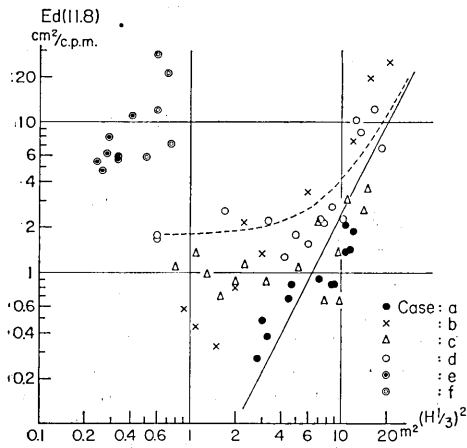


Fig. 7. Correlation between  $E_d$  at the period of 11.8 min and  $(H_{1/3})^2$ , where 6 cases are assembled.

又  $E_L$  については、波浪に無相関な成分であるので、case:e, f の場合には  $E_S \ll E_L \approx E_d$  であると考え、case:e, f について、周期 80 min および 11.8 min の  $E_d$  について、2つの周期の間関係をしらべて見ると、Fig. 8 のようになり、場合によって係数は異なるけれども第1近似として比例関係にあることがわかる。即ち

$$E_L(11.8) \approx E_d(11.8) = \alpha E_d(80).$$

ここに  $\alpha$  は case:e, f に対して夫々 0.098, 0.38 と計算される。この関係を case:a, b, c, d の場合に適用すると、結局

$$E_d(T) = \alpha(T) E_d(80) + \beta(T) \{(H_{1/3})^2\}^n$$

となる。

ここで周期 11.8 min の場合について  $n=2$  お

よび 3 として、 $\alpha$  および  $\beta$  を最小自乗法によって求めて見ると、 $n=2$  に対して case:a, d が夫々  $\alpha=0.03, 0.056$ ,  $n=3$  に対して case:b, c が  $\alpha=0.077, 0.08$  と求まる。然し  $\alpha$  の大きい値をとると  $E_d(T) < \alpha E_d(80)$  のような不合理な点が生ずる。ここでは case:a, b, c に対して  $\alpha=0.03$ , case:d に対して  $\alpha=0.056$  を採用した。これらの値は、いずれも case:e, f の場合の  $\alpha$  に比してかなり小さい。

このようにして

$$E_S(11.8) = E_d(11.8) - \alpha E_d(80)$$

を求めて、 $(H_{1/3})^2$  と共に時間の経過に従ってプロットすると Fig. 9 のようになる。この図によれば、 $E_S$  と  $(H_{1/3})^2$  は非常によく相関があることがわかる。

又 case:c, および d の前半を見ると、 $E_S$  は  $(H_{1/3})^2$  の上昇より遅れて増大している

直線)。この場合のパワースペクトル密度  $E_d(T)$  は、波浪に相関が強いけれども、case:e, f などに見られたような、遠方に要因を持った、波浪に相関のない成分を僅かに含んでいることも想像されるので、今これを  $E_L(T)$  と表現すると、

$$E_d(T) = E_L(T) + E_S(T, H_{1/3})$$

と考えることが出来る(点線の曲線)。ここで  $E_S$  は波浪の波高の関数としてあらわされるものとし、

$$E_S(T) = \beta(T) \{(H_{1/3})^2\}^n$$

と考える。 $\beta(T)$  は周期によって異なる係数である。

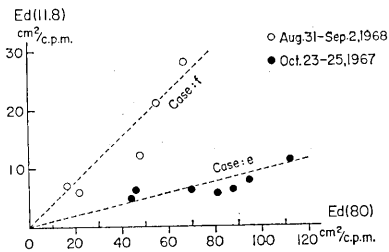


Fig. 8. Relation between  $E_d$  at the period of 11.8 min and 80 min in the case of small swell height.



し、又  $d$  においては  $(H_{1/3})^2$  の減衰に対してやや遅れて  $E_s$  が減衰を始めているようにも見える。このような機構は明らかではないけれども、単にこのような遅れ現象が生ずるモデルとして、最も簡単には、時定数を  $T_c$  として、

$$T_c \frac{dE_s}{dt} + E_s = \beta \{(H_{1/3})^2\}^n$$

を満足するようなものが考えられる。

そこで  $T_c$  の補正を加えた時に、Fig. 7 のような波浪との関係図を作ると、波浪が高まりつつある時の点と、波浪が減衰して行く時の点とが1つの直線上に一致する筈である。しかし実際には、点のチラバリは、この補正の効果より更に大きいようで、明確に遅れの時定数を推定出来ない。  $T_c = 6 \text{ hr}$  では補正が強すぎることに、 $T_c = 0 \sim$

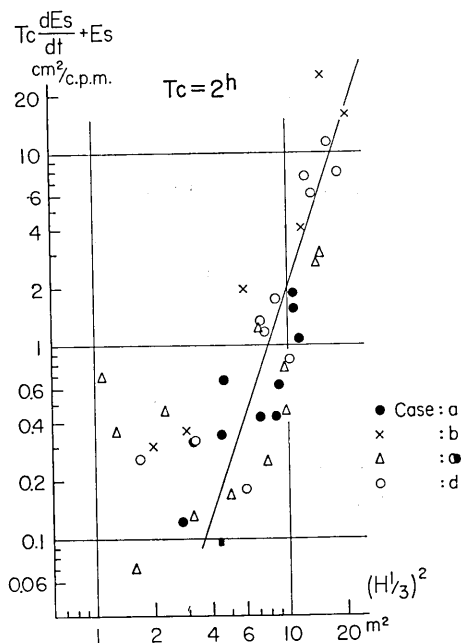


Fig. 10. The relation between the induced long-period wave energy and the exciting short-period wave energy.

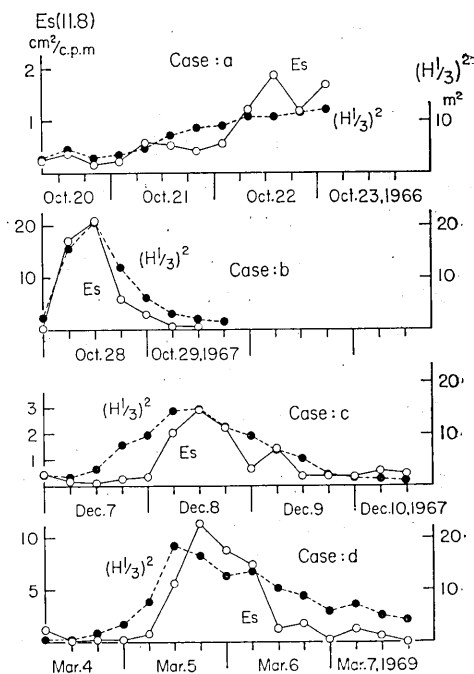


Fig. 9. Variations of  $E_s$  and  $(H_{1/3})^2$  with time, where  $E_s$  is the remainder after subtracting the background spectral density from  $E_d$ .

3 hr ではあまり大きな差がない事などから、 $T_c$  はそれ程大きくなく、2~3 時間以下であろうと考えられる。

case : a, b, c, d の場合をまとめて、時定数  $T_c = 2 \text{ hr}$  の場合について  $T_c(dE_s/dt) + E_s$  をプロットすると Fig. 10 に示すようになる。  $(H_{1/3})^2$  が小さい所は不規則であるが、  $(H_{1/3})^2 > 4 \text{ m}^2$  に対しては略々  $\{(H_{1/3})^2\}^3$  に比例する線で近似することが出来る。

このような事実は、8, 7 min の周期についてもほぼ同様で、7~11.8 min のパワースペクトル密度の平均をとって同様なことを試みると  $T_c = 0$  として、ややレベルは高く 1.7 倍程度になるが、  $(H_{1/3})^2$  に対する関係は全く変わらない。

15分以上の長い周期に対しては、波浪との相関が殆んどないことから考えて、ここに認められる現象は江の島の回りか、若しくは陸棚の極く浅い部分にのみ関係をもつものと思われる。

このような波浪による長周期海面動揺については、古くは中野 [1939] によって指摘されている。其の後 MUNK [1949] は波浪計と津波計の記録を用いて、海岸に向う波浪の質量輸送の変化によって、1~3分の周期の波が発生していることを述べ、これをサーフビートと名付けた。吉田 [1950] は外海においても波浪の非線型効果によって、僅か異った周期の波が合成されれば、1~3 min 程度の周期の波が出来ることを理論的に述べており、短周期波浪のスペクトルを仮定して、発生される長周期波のスペクトルを計算している。又宇野木、磯崎 [1966] は棚状の海の定常振動の高次項を考慮し、入射する短周期波浪にビートがある場合にはサーフビートが発生することを理論的にのべている。以上の文献は周期が1~3 min 程度として扱っているが、筆者の一人 [高橋・相田, 1962] もかつて伊豆大島の津波計によって、周期 1~2 分の風速に相関のよいサーフビートと思われる波を観測した。

ここで今回筆者らが取扱っている波は、7~12 min 程度の波であって、それよりも稍周期が長いものであるけれども、恐らく上に述べられたような発生機構のいずれか、或はそのいくつかが一緒に組合さっているものと思われる。

前述の吉田、あるいは宇野木・磯崎の理論においては、いずれも発生する長周期波の振幅は、短周期波浪の2乗に比例する関係が述べられている。今吾々が求めたものは、長周期波のパワーが、短周期波のパワーの3乗に比例することになり、おそらく波浪の波高が高くなってくると、理論で扱われたより更に高次の項の影響があらわれるものと思われる。

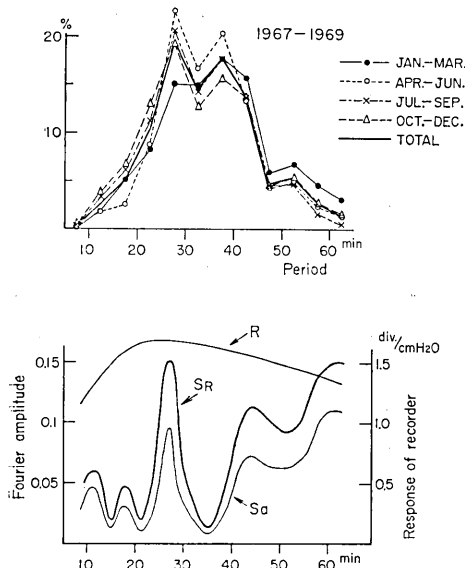


Fig. 11. upper: Frequency distribution of periods for the maximum wave every 6 hours of long-period fluctuations. lower: A spectrum of the long-period fluctuations  $S_R$ , synthesized from the background spectrum  $S_a$  and the response curve  $R$  of the tsunami-recorder.

##### 5. 長周期海面動揺の波高、周期の統計

江の島津波観測所では、津波計の記録を毎日 0~6 hr, 6~12 hr, 12~18 hr, 18~24 hr の4つの区間にわけて、各区間の最大波高 (division) と、その波の周期 (min) を読み取っている。そこで1967年4月より1969年12月までの約3ヶ年間のERI-IV型津波計改良型についての読取値について統計をとって見た。

先づ周期について5分間隔で区切って、その出現する割合のヒストグラムを求めて見ると Fig. 11 に示すようになる。これは全期間を四季別にして求めたものと、その合計を示してある。四季による変化は顕著ではない。同図下には、1965年に行ったフ

ーリ解析 [相田, 1967] の平均スペクトル  $S_a$  と津波計のレスポンス曲線  $R$  が示されている。この2つから太い実線  $S_R$  が津波計の記録上のスペクトルになる。このスペクトルと、ヒストグラムを比較すると、25~30 min のピークは完全に一致していて、この周期の波が主として読み取られていることがわかる。しかしスペクトルには 40 min 以上にもう一つのピークがあるのに対して、ヒストグラムには 35~40 min にもう一つのピークがあって一致しない。萩原 [1945] は、異った周期の正弦波の重ね合せによって生ずる、ヒストグラム上の見掛けの周期が、必ずしももとの周期に一致しないことを述べ、振巾の大きい方の周期に出現頻度がかたよるという結果を得ている。この場合の結果も、そのような効果が現われているものと思われる。

次に最大波高についての頻度を 1969 年 1 年分について、ヒストグラムで示すと Fig. 12 のようになる。これは季節によつてかなり様子が異つている。4~9 月にかけては波高の低い方に頻度が高くなり、10~3 月の冬季節は波高の高い方にふくらんでいる。この分布の形はピアソン V 型の分布曲線でかなりよく近似出来て、同図左下の 1~3 月に対しては

$$y = 5.62 \times 10^{22} x^{-16.78} e^{-108.9/x},$$

右下の 7~9 月に対しては、

$$y = 1.929 \times 10^{11} x^{-10.63} e^{-29.98/x}$$

で表現出来 (図のカーブ), それぞれ  $\chi^2 = 11.7$  および 7.18 と計算されるので,  $\chi^2_{0.05; n=7} = 15.51$ ,  $\chi^2_{0.05; n=5} = 11.07$  であることから, この表現は支持される。

しかしこの表現は複雑であるので、或る値よりも高い波高の現われる回数の分布を求めると見ると、Fig. 13 のようになる。このようにすると平均値 0 の正規分布曲線に近似する

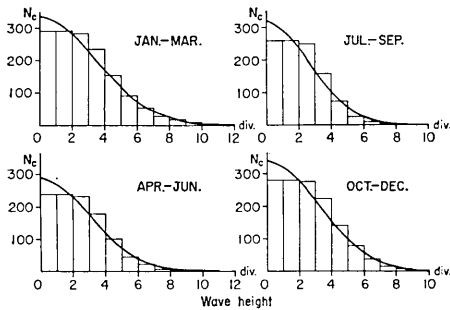


Fig. 13. Frequency histogram of the maximum wave height which is larger than a certain value. Curves shown by solid lines are normal distributions.

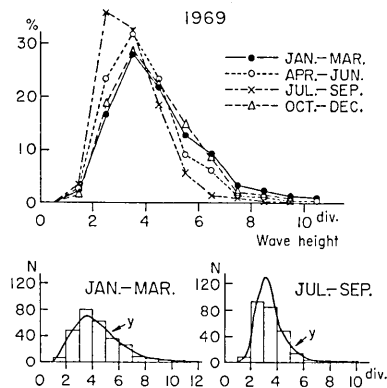


Fig. 12. Frequency distributions of the maximum wave heights of long-period fluctuations in every 6 hours, in divisions. lower: fitting by the Pierson V distribution,  $y$ .

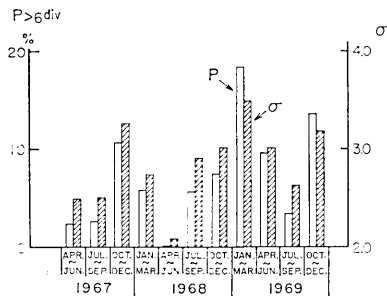


Fig. 14. Seasonal change of the frequency when the maximum wave height in one day is more than 6 divisions,  $P$ , and the standard deviation of the distribution,  $\sigma$ .

ので、標準偏差  $\sigma$  によって、波高分布の偏りを表現出来る。1967年4月以降1969年12月までの四季毎の  $\sigma$  を計算して見ると Fig. 14 の斜線を引いた柱で示される。即ち 2~3.5 の範囲にあって、4~9月の夏季間に小さく、10~3月の冬季間に大きいことが明らかである。更に 6 division 以上の波高が現われた回数を全体に対する百分率で示すと、白い柱であらわされる。これは夏季冬季の差が更に明瞭で、夏季には約 5% 以下であるが、冬季では 10~15% に達する。しかしいづれも年によっての変動も大きく、年によって低気圧の接近の回数や、経路の違いがあることによるものであろう。

## 6. 長周期波のパワーレベル

さてここでこれまでに得られたパワースペクトルを Fig. 15 にまとめて見る。中央に太い線で記したものは、今回得られた長周期海面動揺のスペクトルの中最も大きいものである。実線は case:f、点線は case:b である。一番下の曲線は、かつて求められた [相田, 1967], 1965年1年間にほぼ 15 日間隔に選んだ 24 時間のフーリエスペクトル 24 ヶの平均値を、パワースペクトルに換算したものであり、右側の縦の棒線は、この平均スペクトルの標準偏差をパワーにして示してある。

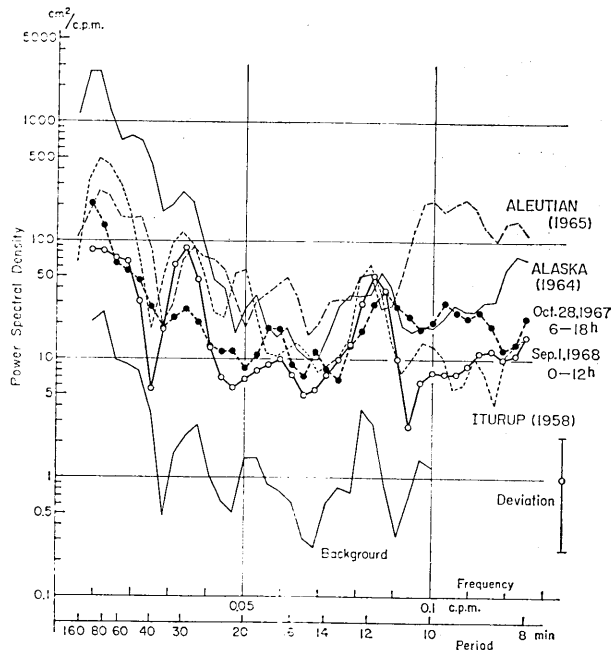


Fig. 15. Comparison of power spectral levels among several tsunamis and the background noise.

この図から気象の静穏時から擾乱時にかけて、概して長周期海面動揺のスペクトルレベルは 40 min 以下の周期で  $1\sim 10\text{ cm}^2/\text{c.p.m.}$ 、40 min 以上では  $10\sim 100\text{ cm}^2/\text{c.p.m.}$  と見られる。これに対してアラスカ津波 (1964)、アリューシャン津波 (1965)、エトロフ津波

(1958) の各津波の約 20 時間のパワースペクトルを示すと図中上の方の 3 本の曲線となる。これらのレベルは常時の平均雑音レベルに比べると 10~100 倍であって充分分離される。しかし今回取扱ったように雑音レベルの高い場合には、短周期域では津波と等レベルになる場合もある。勿論更に小さい津波に対しては一層雑音の影響が大きいが、ここに取上げた程度の津波に対して、強く影響を与える雑音レベルとしては  $10 \text{ cm}^2/\text{c.p.m}$  と考えられる。これは記録上の最大波高として約 10 division となる。これを前節の統計結果から出現頻度をしらべて見ると次表のようになる。

	JAN.—MAR.	APR.—JUN.	JUL.—SEP.	OCT.—DEC.
1967	— %	0.6 %	0 %	1.85%
1968	0.36	0	0	1.0
1969	1.73	0.42	0	0

即ち冬季間は 1~2%、夏季間は 0.5% 以下である。

## 7. 結 言

江の島津波観測所において常時観測を行っている ERI-IV 型津波計の記録にもとづいて、特に長周期海面動揺が大きくなった場合について、パワースペクトル解析を行った。長周期海面動揺が大きくなる場合として、遠方の陸棚上に気象的な海面擾乱源があり、陸棚上を伝播してくる場合と、江の島附近の海上の波浪が高まるに伴って起きる場合とがある。後者の場合でも 15 分以上の周期の波については波浪との相関はなく、それ以下の波についてののみ、よい相関が認められる。その場合に、波浪の  $1/3$  最大波高の 2 乗値との関係をしらべて見ると、 $(H_{1/3})^2 > 4 \text{ m}^2$  に対して 11.8 分附近の周期のパワースペクトル密度は、 $(H_{1/3})^2$  のほぼ 3 乗に比例する。又波浪の増大又は減衰に対しての長周期動揺の遅れは、時定数 2~3 hr 以下と思われる。

毎日の記録の最大振巾の読取値の統計結果から、或る値以上の振巾を示す回数の分布は、略々正規分布をしていて、標準偏差は季節によって、年によって変化している。

このような統計とスペクトルレベルを総合して、津波の観測にかなり妨害を与えるような雑音レベルに達する日の割合は、4~9 月の夏季間には 0.5% 以下であり、10~3 月の冬季間で 1~2% と考えられる。

## 8. 謝 辞

この報告をまとめるにあたり、有益な御教示を与えられた地震研究所梶浦欣二郎教授に感謝申し上げる。又江の島における波浪の資料は、農林省水産庁から宮城県石巻漁港事務所、同女川派出所に委託観測されているものを使用させて頂いた。データの解析には、東京大学大型計算機センターの HITAC 5020 E、および地震研究所地震予知観測センターの IBM 360/40 を使用した。併せ記して感謝の意を表す。

## 文 献

- 相田 勇, 1962, 長周期波記録計の製作, 地震研究所彙報, **40**, 545-560.
- AIDA, I., 1967, Water level oscillations on the continental shelf in the vicinity of Miyagi-Enoshima, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 61-78.
- AIDA, I., 1969, On the edge waves of the Iturup Tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 43-54.
- 萩原尊禮, 1945, 異周期異振幅の単弦振動の重ね合せによって生ずる見かけ上の周期について, 地震研究所彙報, **23**, 1-22.
- MUNK, W. H., 1949, Surf beats, *Trans. Amer. Geophys. Union*, **30**, 849-854.
- MUNK, W. H., F. E. SNODGRASS, and M. J. TUCKER, 1959, Spectra of low-frequency ocean waves, *Bull. Scripps Inst. Oceanography*, **7**, No. 4, 283-362.
- MUNK, W., F. SNODGRASS, and F. GILBERT, 1964, Long waves on the continental shelf: an experiment to separate trapped and leaky modes, *Jour. Fluid Mech.*, **20**, 529-554.
- 中野猿人, 1939, 低気圧に随伴する潮汐副振動並びにウネリについて (I), 気象集誌 II, **17**, No. 4, 32-46.
- TKAHASI, R., K. HIRANO, I. AIDA, T. HATORI, and S. SHIMIZU, 1961, Observation at Miyagi-Enoshima Tsunami Observatory during the IGY period, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, 491-521.
- 高橋龍太郎・相田 勇, 1962, 伊豆大島で観測された長周期波の周期分析, 地震研究所彙報, **40**, 561-573.
- UNOKI, S., and I. ISOZAKI, 1966, A possibility of generation of surf beats, *Proc. 10th Conference Coastal Eng. Tokyo, Japan*, 207-216.
- YOSHIDA, K., 1950, On the ocean wave spectrum, with special reference to the beat phenomena and the "1-3 minute waves", *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **6**, No. 2, 49-56.

52. *On the Characteristics of Long-period Fluctuations  
of the Water Level observed at Miyagi-Enoshima.*

By Isamu AIDA, Daiki DATE and Morio KOYAMA,  
Earthquake Research Institute.

Routine observations of long-period ocean waves by means of tsunami recorders have been carried out at Enoshima-Island, Miyagi-Prefecture. Long-period fluctuations of water level always exist even on ordinary days and are noticed as the background disturbance. The characteristics of these fluctuations on calm days were investigated already by the author. The material taken up in this paper is the fluctuation on stormy days which may disturb the tsunami observation.

There are two cases when water fluctuations become large at Enoshima. The one is the case when an atmospheric disturbance excites the water on a distant continental shelf and long-period waves travel to Enoshima along the shelf as edge waves. The other is the case when long-period fluctuations are induced in the vicinity of Enoshima with an increase in the wave-height of sea or swell.

The power spectral analysis is carried out on typical examples in both cases. In

the first case, the maximum of power spectral density of long-period fluctuations occurs at a certain time closely related to the location of an atmospheric depression. In the second case, the power density in periods less than 15 min is coherent with the amplitude of sea or swell. In contrast to "surf-beat" which is considered to be the waves with the period of 1 to 3 min, waves with the period of 7 to 12 min are treated here. The power spectral density in the period of 11.8 min is nearly proportional to  $[(H_{1/3})^2]^3$ , in  $(H_{1/3})^2 > 4$ , where  $H_{1/3}$  is the one-third highest wave height of swell. The slight delay in time between the variations of long-period fluctuations and swell is recognized. If we assume a mechanism of exponential delay, the time constant seems to be less than 2 to 3 hours.

The maximum wave height and period in every 6 hours is read out directly from the record of a tsunami recorder. According to statistics of the data during the latest 3 years, the frequency of the wave height which is larger than a certain value makes approximately a normal distribution with the standard deviation varying with seasons or years.

Synthesizing the results of the statistical and spectral analyses, numbers of days when a background noise may disturb considerably the tsunami observation at Enoshima is 0.5% or less of the total in summer and 1 to 2% in winter.

---