

運輸省港湾技術研究所

# 港湾技術研究所 報告

---

---

REPORT OF  
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH  
INSTITUTE

MINISTRY OF TRANSPORT

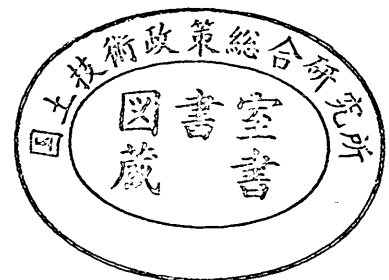
---

VOL. 28

NO. 1

MAR. 1989

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



# 港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I.)

第28巻 第1号 (Vol. 28, No. 1), 1989年3月 (Mar. 1989)

## 目 次 (CONTENTS)

1. 波による汀線付近の水位上昇量  
——波崎海洋研究施設における現地観測——  
.....加藤一正・柳嶋慎一・磯上知良・村上裕幸..... 3  
(Wave Set-up near the Shoreline ——Field Observation at HORF——  
.....Kazumasa KATOH, Shin-ichi YANAGISHIMA, Tomoyoshi ISOGAMI  
and Hiroyuki MURAKAMI)
2. 円形回転水路による底泥の巻き上がりと沈降に関する実験的研究  
.....村上和男・菅沼史典・佐々木均.....43  
(Experimental Investigation on Erosion and Deposition of Fine  
Cohesive Sediments in an Annular Rotating Channel  
.....Kazuo MURAKAMI, Fuminori SUGANUMA and Hitoshi SASAKI)
3. 航空機荷重作用下における空港埋設管の挙動  
.....深海正彦・佐藤勝久・小林正樹.....77  
(Behaviour of Buried Pipes under Loading of Aircraft  
.....Masahiko FUKAMI, Katsuhisa SATO and Masaki KOBAYASHI)
4. 高温再圧密による海成粘土の年代効果の再現  
.....土田 孝・小林正樹・水上純一・田中政典... 121  
(Duplication of Aged Clay by Consolidating Clay Slurry at  
High Temperature  
.....Takashi TSUCHIDA, Masaki KOBAYASHI, Jun-ichi MIZUKAMI  
and Masanori TANAKA)
5. 覆砂工法における砂層探査装置に関する実験  
.....木原純孝・白井一洋・篠原文人... 149  
(Experiments on Ultrasonic Sand Layer Profiler System in  
Capping Constructions  
.....Sumitaka KIHARA, Kazuhiro SHIRAI and Taketo SHINOHARA)

# 1. 波による汀線付近の水位上昇量 —波崎海洋研究施設における現地観測—

加藤 一正\*・柳嶋 慎一\*\*・磯上 知良\*\*・村上 裕幸\*\*

## 要 旨

本研究は、現地砂浜海浜上の水位上昇量の実態を把握することを第一の目的とし、第二にはその中に含まれる波の寄与を考察し、そして従来の理論の妥当性を検証することを目的として、現地観測を実施し、データ解析を行ったものである。

現地観測は、波崎海洋研究施設(HORF)において1987年1月14日～1987年12月2日の約1年間にわたり、換算沖波有義波高0.4～6.4m、周期3.9～13.5s、風速0.6～19.8m/s、大気圧987～1030mbの広範囲において、延べ1305回実施した。汀線付近の水位の測定には、空中発射式超音波波高計を用い、水位上昇量は観測水位と天文潮位の差から計算した。得られた1305ケースのデータを用いて、水位上昇量と外力(波、気圧、風)との関係について重回帰分析を行い、各要因の寄与を検討した。次に、wave set-up量について理論と実測との比較を行なった。さらに、波、気圧、風以外の要因による水位上昇量についても検討した。

本研究で得られた主要な結論は、以下のとおりである。

- 1) HORFのある海岸での汀線付近の水位上昇量について、波、気圧、風の効果を含む回帰式を得た。回帰式の wave set-up 項は、HORFの海底勾配(1/60)を考慮して合田の理論で計算した水位上昇量と一致する。さらに、入射波の波形勾配が小さくなると上昇量が大きくなることが確認された。したがって、合田の理論の現地適用性はよい。また、wave set-up量は入射波のエネルギーフラックスで評価できることを示した。
- 2) 水位上昇量への各要因の寄与は、wave set-upが最も大きく、気圧低下、風の吹き寄せの効果はあまり大きくない。
- 3) 水位上昇量に及ぼす波、気圧偏差、風以外の要因として以下のことを明らかにした。
  - ① 時化時の波の発達・減衰に伴う水位上昇は、2～3時間遅れる。
  - ② 親潮の南下流速の変動によって、沿岸部に1カ月程度の長い周期の水位上昇量変動が生じる。
  - ③ 砕波帯内の極浅海域に形成される inner bar の規模が大きくなると、水位上昇量は大きくなる。

キーワード：波崎海洋研究施設、現地観測、水位上昇、汀線、wave set-up、エネルギーフラックス、海流

\* 水工部 漂砂研究室長

\*\* 水工部 漂砂研究室

# 1. Wave Set-up near the Shoreline

## —Field Observation at HORF—

**Kazumasa KATOH\***

**Shin-ichi YANAGISHIMA\*\***

**Tomoyoshi ISOGAMI\*\***

**Hiroyuki MURAKAMI\*\***

### Synopsis

To understand the actual condition of the abnormal rise of sea water on the beach in storm, the field observation has been carried out. The data obtained have been analyzed to investigate the contribution of wave set-up on the rise of sea water and to examine the theory of wave set-up.

The field observations were done 1305 times at Hazaki Oceanographical Research Facility (HORF) for about one year from 14 January to 2 December, 1987 under the comprehensive conditions of 0.4 to 6.4 meters in offshore wave height, 3.9 to 13.5 seconds in wave periods, 0.6 to 19.8 m/s in wind velocities and 987 to 1030 mb in atmospheric pressures. The sea water level near the shoreline were measured by using a ultrasonic wave gage from the upper side, with which the rate of sea water rising above the astronomical tide was calculated for each case. The relation between the sea level rising and the external forces such as waves, deviation of atmospheric pressure and winds are examined by means of multiple regression analysis with 1305 sets of data. Based on the results of data analysis, the component of wave set-up was extracted from the total sea level rising, which were compared with the theory. Furthermore, other factors affecting on sea level rising were also investigated. The conclusions obtained in this report are as follows:

- 1) The extracted wave set-up near the shoreline agrees well with the predicted value by Goda's theory.
- 2) The rate of wave set-up becomes to be larger with decreasing of wave steepness. Then, the rate of wave set-up can be expressed with the incident wave energy flux in stead of wave height.
- 3) In total sea level rising, the contribution of the wave set-up is large, while those of the depression of atmospheric pressure and the winds are not so large.
- 4) There are other factors which slightly affect the sea level changing as follows:
  - a. The actual sea level rising (or changing) is 2 to 3 hours behind the development and decrement of incident waves during storm.
  - b. The changes of current velocity in Oyashio in offshore area of observation site produce the sea level changing with the period of about one month.
  - c. The inner bar, which is formed under the calm wave condition in the shallow area, make the sea level higher than usual.

**Key Words:** Hazaki Oceanographical Research Facility (HORF), Field Observation, Shoreline, Wave Set-up, Energy Flux,

---

\* Chief of Littoral Drift Laboratory, Hydraulic Engineering Division

\*\* Member of Littoral Drift Laboratory, Hydraulic Engineering Division

## 目 次

要 旨	3
1. はじめに	9
2. 水位上昇量に関する現地観測	9
2.1 従来の観測例	9
2.2 波崎海洋研究施設における観測方法	10
2.3 観測期間中の気象, 海象条件	13
3. 水位上昇量についてのデータ解析	16
3.1 観測水位の解析	16
3.2 静止水位の評価	18
4. 汀線付近の水位上昇量と波, 気圧, 風との関係	20
4.1 汀線付近における水位上昇の実態	20
4.2 水位上昇量と波, 気圧, 風の関係 (重回帰分析)	20
4.3 波による水位上昇	23
4.4 鹿島港港内の水位上昇	25
5. 水位上昇量におよぼすその他の要因	26
5.1 水位上昇の時間遅れ	27
5.2 海流の変動	32
5.3 Inner bar の存在	35
5.4 測定地点の相対的变化	38
5.5 波形勾配	39
6. おわりに	39
参 考 文 献	40
主 要 記 号 表	41

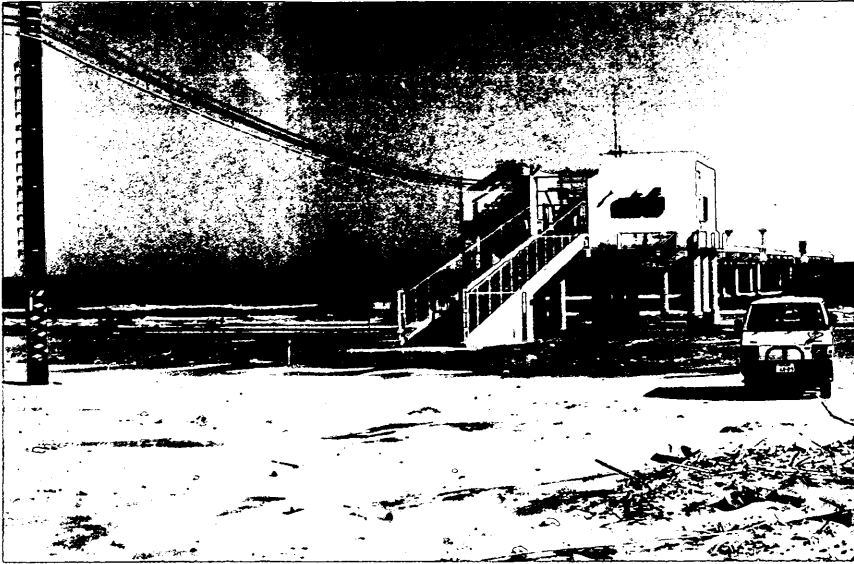


写真-1 HORF全景（静穏時）

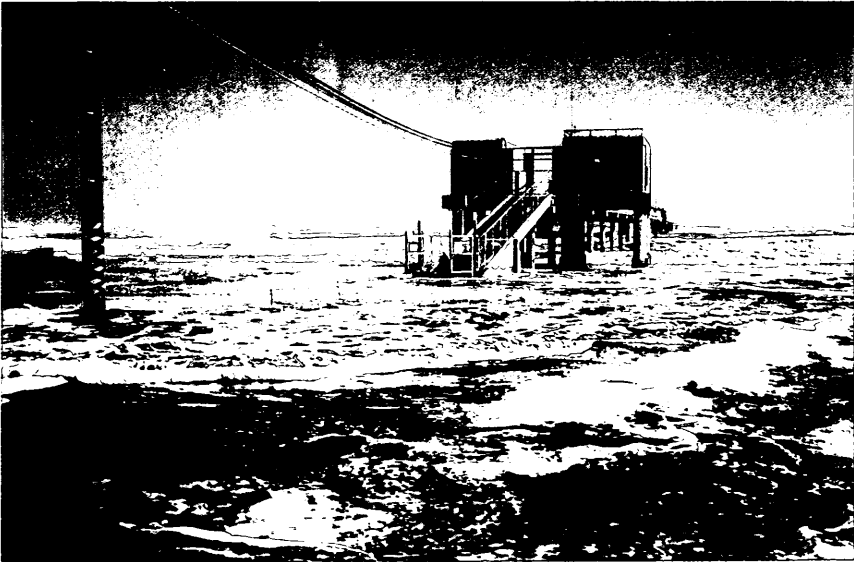


写真-2 HORF全景（高波浪時）

## 1. はじめに

陸域から浅海域にかけての構造物、例えば海岸堤防、護岸、人工海浜、離岸堤などは、一般に水位の高いほうが危険側になる。また、荒天時には、前浜から H. W. L. より高い後浜にかけて、砂浜が侵食を受けることが現地データで示されており（加藤，1987），荒天時の海浜における水位上昇がその一因であると指摘されている。したがって、海浜の水位上昇量を正しく評価することが重要となっている。

海浜の水位上昇量を、これまで以上に高い精度で評価するという要請は、今後ますます強くなる状況にある。海浜が来襲波の勢力を弱め、災害を防止軽減するという機能をもっていることと、海浜が陸域と海域の多面的な利用が一体的に図れる空間であることを考慮して、海浜の整備を基本とした複数の施設の総合的な機能による面的防護方式が検討されつつある。この方式では、養浜および離岸堤等の構造物の建設によって、従来の堤防、護岸の天端高を低くする方向にある。安全性を確保しつつ、天端高を極力低くするために、高精度の設計潮位の評価が必要になる。また、養浜した海浜が、防災機能を十分発揮するためには、荒天時にどこまで侵食を受けるかを前もって高精度で予測する技術を持つ必要があり、このためにも水位上昇についての高精度の評価が要求される。

現地海岸における水位上昇を引き起こす主な要因として、

- ◎ 波による水位上昇 (wave set-up)
- ◎ 気圧低下による吸い上げ
- ◎ 風による海水の吹き寄せ

がある。これらの要因は個別に生起することは少なく、高波浪時にはしばしば三つが同時に重なって発生する。

しかし、このうち wave set-up 量は、通常の潮位観測では、十分観測できない可能性がある。潮位観測の実施されている港内、湾内では、wave set-up が外洋に面した海岸ほどには生じていないためである。全然生じていないかというとはそうではなく、後章で具体的に述べるように港内でも、海岸に比べて少ないながら wave set-up が生じている。一方、海岸構造物の設計で考慮する波高変化、波力、越波量、打ち上げ高さなどは、実験的に検討されていることが多く、したがって、wave set-up はこれらの算定式の中に含まれている。つまり、観測潮位に基づいて決めた設計高潮位には、すでに wave set-up 量が不完全な状態で含まれており、この設計潮位のもとで wave set-up を包含する算定式を用いると、波に

よる水位上昇を部分的に二重に評価することになる。

砕波帯内の波による水位上昇 (wave set-up) について、Longuet-Higgins and Stewart (1962) が radiation stress の概念を導入して、初めて理論的にその上昇機構を説明した。Longuet-Higgins らの理論の正しさは、早い時期に Bowen ら (1968) によって、実験的に証明されている。その後、合田 (1975) は、不規則波の砕波変形モデルをもとに、不規則波のもとでの水位上昇量を与える理論式を導いており、楳木ら (1978) も、不規則波のもとでの水位上昇量について、理論および実験による検討を行った。また、泉宮・堀川 (1983) は、エネルギー方程式を、複雑な海底地形上の砕波変形に適用できるようにし、数値計算で計算されるバー型、ステップ型断面上の水位上昇量が実験結果とよく一致することを示した。そして、wave set-up 量を、理論的、実験的、数値シミュレーションによって相当高精度で評価できるようになってきている。しかし、現地データの不備から、それらの結果は十分検証されておらず、現地への適用に今一つ不安が残されている。

以上のような背景のもとに、本研究は、現地砂浜海浜上の水位上昇量の実態を把握することを第一の目的とし、第二にはその中に含まれる波の寄与を考察し、そして従来の理論の妥当性を検証することを目的として、波崎海洋研究施設 (HORF) において、汀線付近の水位、風向・風速、大気圧等を約 1 年間にわたって観測し、データ解析を行ったものである。観測は、換算沖波有義波高 0.4 ~ 6.4m、周期 3.9 ~ 13.5s、風速 0.6 ~ 19.8m/s、大気圧 987 ~ 1030mb の広範囲において、延べ 1305 回実施した。

## 2. 水位上昇量に関する現地観測

### 2.1 従来の観測例

水位上昇量を荒天時も含めて測定した例としては、以下のとおり列举できる。しかし、いずれの観測においても、観測および解析上の不十分性が指摘できる。

西村ら (1971) は、日本海沿岸の冬期異常波浪時の潮位偏差が気圧偏差と風を用いた推定値と一致せず、入射波高との相関が高いことから、酒田港、新潟東港、直江津港、福井港での実測データにもとづいて波高と潮位偏差の関係を検討し、潮位偏差は波高の約 10% との結論を得た。この解析では、潮位偏差を港内の検潮儀 (福井港を除く) で観測された潮位と天文潮位との差として計算し、気圧偏差、風の効果も考慮している。ここで問題となるのは、波による水位上昇が港内で十分生じていないということである。というのは、radiation stress の概念で説明される海浜の水位上昇には、砕波帯内の波の砕

波による波高減衰が関係しているのであるけれども、港内では碎波による波高減衰が必ずしも生じないからであり、水位上昇が入射波高の10%となっていて、合田(1975)の理論で得られる値よりやや低めの値となっているのは、このためと考えられる。

Hansen (1978) は、北海に面する海浜の碎波帯内で水圧式波高計によって、水位を測定した。水位上昇量を評価する際に必要となる基準水面(波がないとしたときの静止水面)は、沖合い1280mの水深10mで観測された潮位を用いた。その結果、砂浜上の最大水位上昇量(水圧波高計でこの水位を測定できるかという疑問に答える記述はなされていない)は、沖波有義波高の30%になるという結論を得ている。水位上昇が入射波高の30%という大きな値になっているのは、水位上昇量を定義した地点が、静止水面と前浜が交わる汀線位置ではなく、それよりレベルの高い陸側であったことも関連している。なお、静止水面に、気圧偏差、風の効果がすでに含まれているので、この方法では気圧偏差、風による水位上昇がどの程度であるかの評価はできない。

Holman (1986) は、アメリカ合衆国 CERC の観測棧橋 (FRF) で、波の遡上特性を1秒1コマの8mmメモーションカメラで撮影することによって測定した。海浜での水位上昇量の測定方法としては、この方法が最も現象に忠実なものである。しかし、フィルムからの読み取り作業に多大な労力を要する。データ解析の過程で、波による水位上昇量(遡上位置の時間平均)を検討している。入射波高と水位上昇量の比とイリバーレン数の関

係について整理しているが、結果は非常にバラついている。このバラつきについて、Holman 自身はイリバーレン数に含まれる海底勾配を前浜勾配としたこと、フィルムからの遡上位置読み取り精度が十分でなかったことを挙げている。しかし、バラつきの原因は他にもあると考えられる。すなわち、①静止水面を、延長560mの観測棧橋先端の潮位計の記録とした。Holman は、観測期間中棧橋先端は、大きな時化時を除いて碎波帯の外側であったと述べている。このことは、逆に、大きな時化時の棧橋先端潮位には、波による set-up, set-down の効果がすでに含まれていることを意味する。また、たとえ時化時以外に棧橋先端が碎波帯外にあったとしても、碎波帯の外側にも wave set-down (場合によっては wave set-up) が生じる。したがって、棧橋先端の潮位を静止水面とすることによって誤差が介入している。②入射波高を棧橋先端の波高計で測定したこと。棧橋先端水深は7~8m(棧橋橋脚による局所洗掘を受けているので周辺より水深が深い)であるので、波浪はすでに浅水変形をしている。なお、この場合も、気圧偏差、風の効果による水位上昇がどの程度であるかの評価はできない。

## 2.2 波崎海洋研究施設における観測方法

汀線付近の水位上昇量の現地観測は、1987年1月14日~1987年12月2日の約1年間にわたり、鹿島港と銚子のほぼ中間の鹿島灘に面する砂浜海岸にある全長427mの波崎海洋研究施設(以下“HORF”と称する)で実施した(図-1)。

写真-1(口絵)は、海象が静穏なときのHORF全景で

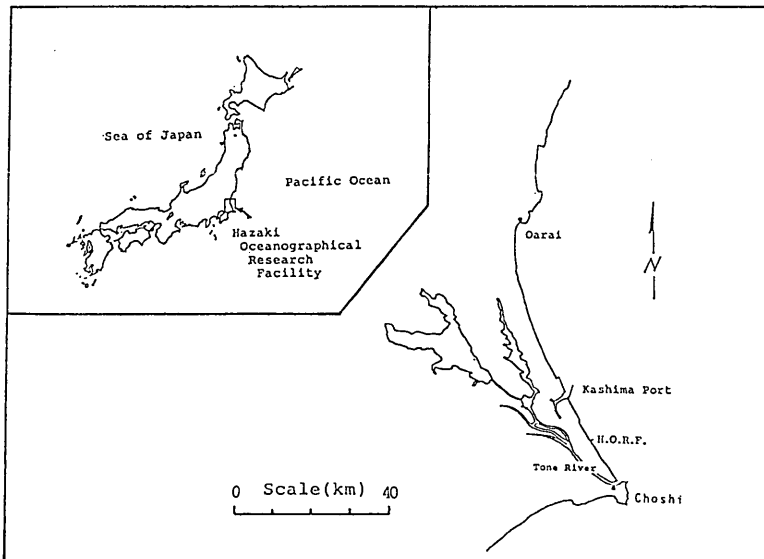


図-1 波崎海洋研究施設 (HORF) 位置図



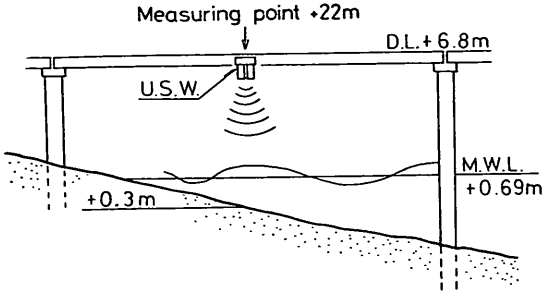


図-2 波高計設置位置

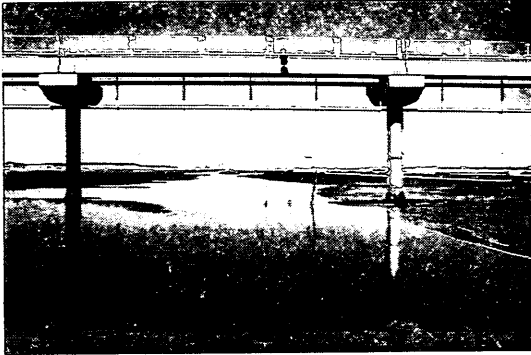


写真-3 波高計設置状況

ある。ここに、高波浪が来襲すると、水位上昇が生じ、それに長周期波が重なり(加藤, 1987)一時的に HORF は孤立する(写真-2, 口絵)。

(1) 汀線付近の水位

汀線付近の水位を正確に測定するためには、Holman (1986)のように浜への波の遡上を、例えば16mmメモーションカメラで測定することが必要になる。しかしこの方法では、長期に渡って観測を継続することが困難なために時化時の測定をタイミングよく実施することが難

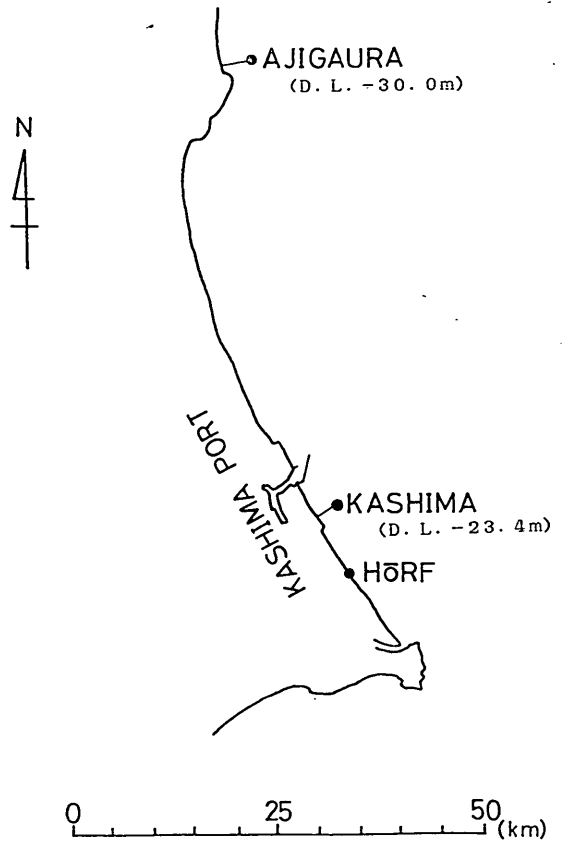


図-4 鹿島港および阿字ヶ浦、波高計設置位置

しいし、また得たデータの解析には、大変な人手がかかるという欠点がある。そこで、長期間の自動計測を優先し、図-2, 写真-3に示すように、空中発射式超音波波高計 (USW) を汀線付近 (HORF 固有の座標系で、22m地点) の平均海底レベル D.L. 30cm (= M.W.L. -39

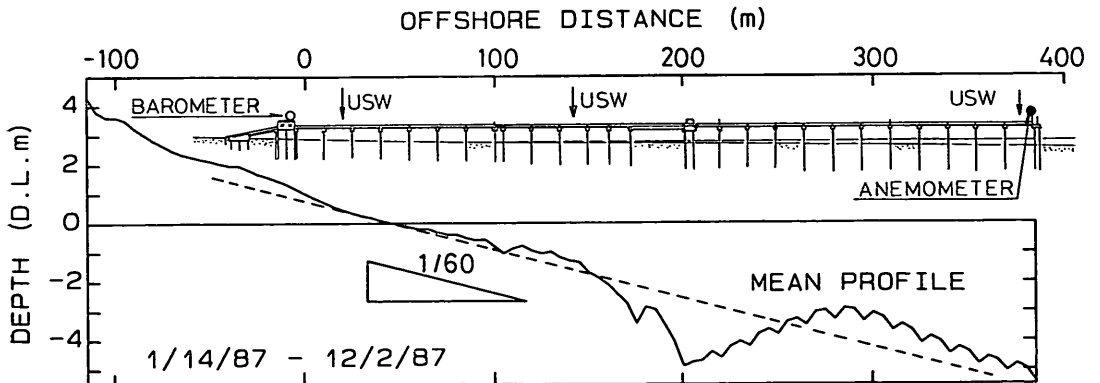


図-3 波崎海洋研究施設における計測器の設置位置

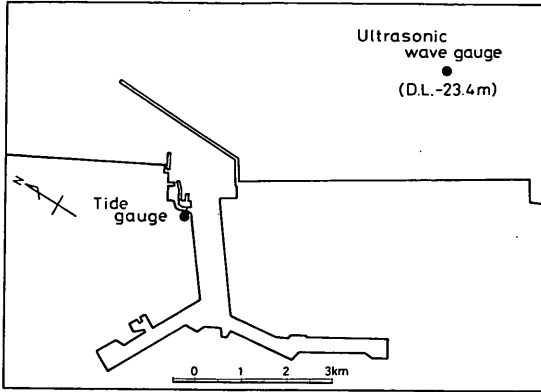


図-5 鹿島港波高計，検潮所位置図

cm)の真上の棧橋に取り付け、1時間間隔で正時をはさむ約20分間の水面波形を測定した。この測定方法では、潮位変化によって、測定点の汀線からの相対距離が変化すること、潮位が低いときには、一時的に海底面が干出する等の問題があり、Holmanの方法にくらべて測定精度がやや悪くなる。なお、写真-3は、干潮時に撮影したものであり、測定点の海底地形が干出している。

平均水位は、波形データ(サンプリング間隔  $\Delta t = 0.3s$ ,

4096データ)を、次章にのべるように、算術平均して求めた。

なお、本報告でのレベルはすべて HOLF の D.L. (T.P.  $-0.687m$ ) で表示してある。

(2) 風向・風速

水位上昇を引き起こすと考えられる外力のうち、風向・風速は、棧橋先端において超音波式風向・風速計(設置高さ: D.L.+10m)により測定し、1時間間隔で正時をはさむ20分間の平均値を計算した。ただし、風向・風速計の出力がもともと10分間の平均値であるので、計算した平均値は、結果的に正時20分前から正時10分後の間に対応したものとなっている。

(3) 大気圧

大気圧は観測室内で自記式アネロイド型気圧計により測定し、記録紙から2時間間隔で偶数正時の値を読みとった。

図-3に、以上の計器の設置位置を、観測期間中の波崎海洋研究施設の平均海底断面と共に示す。なお、HOLFでは、図-3に示した計器以外にも多くの計器が取り付けられているが、ここでは、本報告の解析で使用したデータを収集した計器に限って示してある。

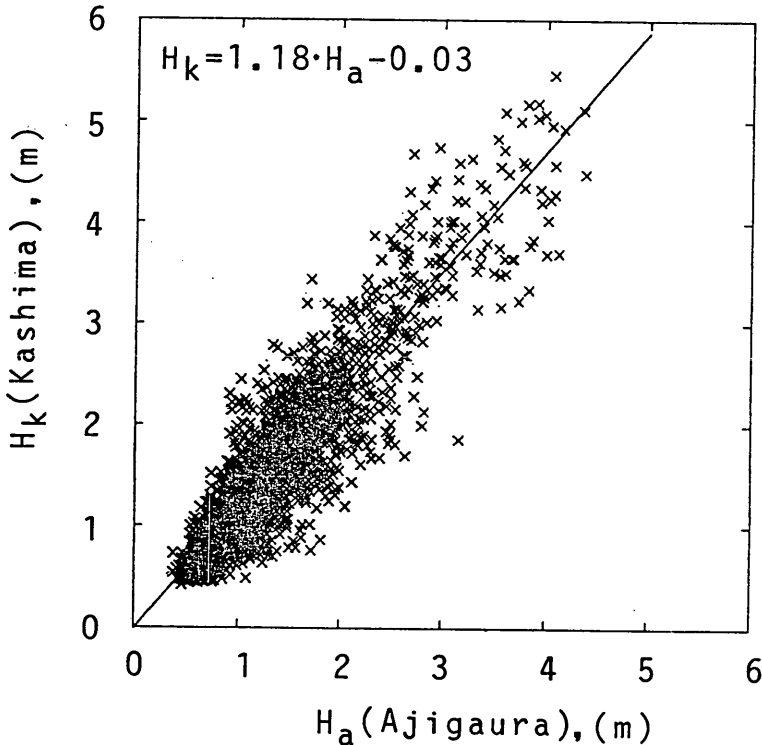


図-6 鹿島港と阿字ヶ浦の有義波高の関係

(4) 海底断面地形

海底地形の測定は、陸上部についてはレベル、スタッフ、海中部はレッドを用いて棧橋に沿って5m間隔で日曜、祭日を除く毎日1回実施した。観測期間中の波崎海洋研究施設の平均海底勾配は、図-3に示すように、1/60である。

(5) 沖波

沖波有義波高、周期は、図-4に示す鹿島港(水深D.L. -23.4m)で超音波波高計によって、偶数正時をはさむ20分間観測された結果を用いることとした。しかし、鹿島港での観測が正常に実施されたのは、1987年8月27日以降であり、それ以前はケーブルのトラブルにより欠測状態にあった。欠測期間中については北約50kmに位置する阿字ヶ浦の波浪観測データ(水深D.L. -30m, 超音波波高計、図-4参照)から鹿島港の有義波諸元を推定した(2.3参照)。

(6) 潮位

潮位は、図-5に示す鹿島港港内においてフース型換潮器によって、一時間毎の正時に測定された結果を用いた。以上の各データのうち、今回の解析には、2時間毎の沖波データの測定間隔を考慮し、1987年1月14日~1987

年12月2日の間の沖波測定時(偶数正時)に対応し、しかも測定地点の海底面が干出しないデータのみを用いることとした。なお、水位上昇量観測地点の海底面が干出する状況を確認するため、1988年3月28日~5月12日に上述と同じ観測を実施し追加データを収集した。

2.3 観測期間中の気象、海象条件

(1) 波浪

阿字ヶ浦の波浪データから欠測期間中の鹿島港の波浪を推定するために、両地点において同時観測がなされている1985年1月23日~12月3日の約1年間の有義波高、周期の関係を調べた。図-6は、縦軸に鹿島港の有義波高、横軸に阿字ヶ浦の有義波高をとって、両者の関係を図示したものである。図中に実線で示した直線は、最小自乗法によって求めた関係式

$$H_k = 1.18 \cdot H_a - 0.03 \quad \dots\dots(1)$$

である。ここで、 $H_k$ 、 $H_a$ はそれぞれ鹿島港、阿字ヶ浦の有義波高であり、単位はmである。

一方、周期については、周期だけの関係式よりも波高も考慮に入れた次式が、両者の関係をより精度よく関連付けることができた。

$$T_k = 0.82 \cdot T_a + 0.20 \cdot H_a + 1.21 \quad \dots\dots(2)$$

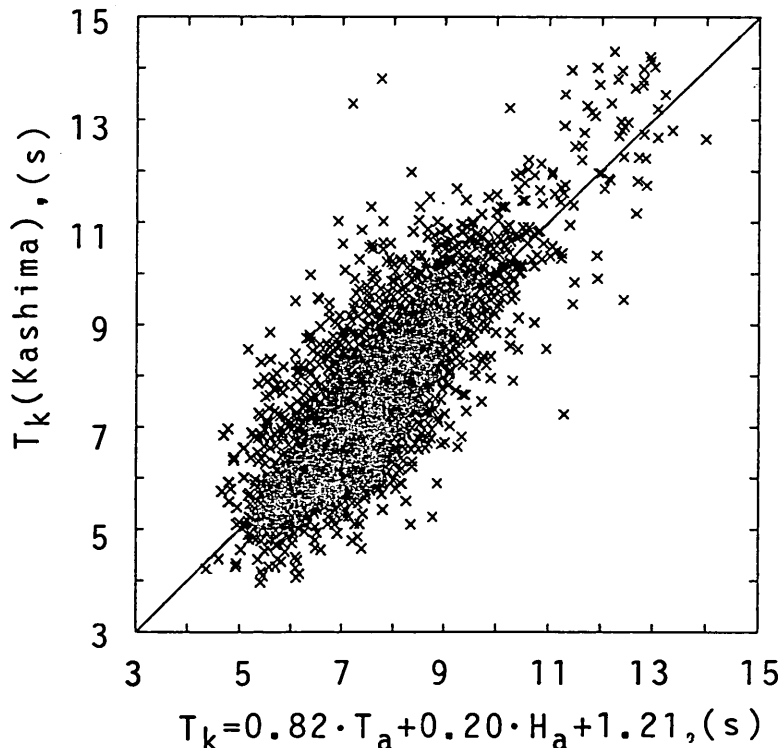


図-7 鹿島港の有義波周期と、式(2)を用いて計算した鹿島港の有義波周期

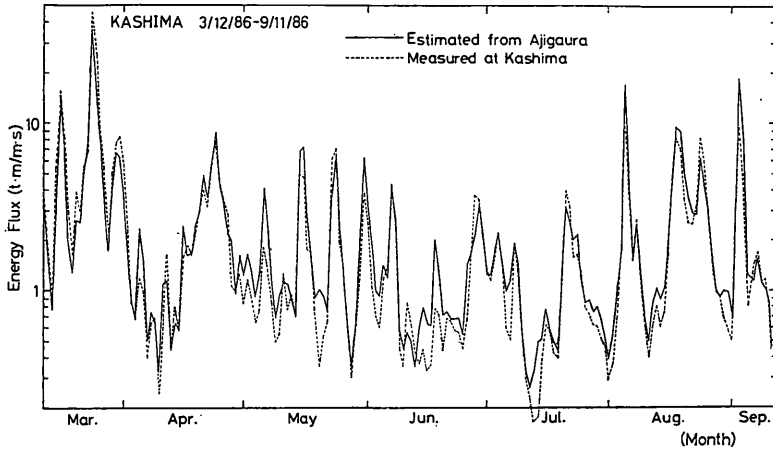


図-8 鹿島港実測一日平均エネルギーフラックス（加藤ら，1987）と推定値の比較

ここで、 $T_k$ 、 $T_a$  はそれぞれ鹿島港，阿字ヶ浦の有義波周期であり，単位系はs, mである。図-7は，縦軸に鹿島港の有義波周期，横軸に式(2)を用いて阿字ヶ浦の波高，周期より計算した鹿島港の有義波周期をとって，両者を比較したものである。

欠測期間中の鹿島港の有義波諸元を，式(1)，(2)を用いて阿字ヶ浦の観測値から推定することの妥当性を調べるために，1985年以外に同地点で同時に観測が実施された1986年3月12日～9月11日の間のエネルギーフラックスを比較する。ここで，エネルギーフラックスを比較するのは，wave set-up量が最終的にエネルギーフラックスで表現できるためである（4.3，式(4)参照）。

図-8中の実線は，2時間毎の阿字ヶ浦の有義波諸元から，式(1)，(2)で鹿島港の有義波諸元を推定し，さらに一日平均エネルギーフラックスを計算した結果である。破線で示した鹿島港実測一日平均エネルギーフラックス（加藤ら，1987）と推定値を比較すると，推定値はほぼ実測値に一致していることが分かる。なお，エネルギーフラックスを比較した，1986年3月12日～9月11日の間は，鹿島港の有義波諸元を推定する期間（1987年1月14日～8月26日）と季節的にはほぼ一致する。

以上の結果を受けて，式(1)，(2)で鹿島港の有義波を推定した。以下では，鹿島港の実測波浪，推定波浪ともに単に有義波と称し，両者の区別はしない。

図-9は，水位上昇観測期間中の換算沖波有義波高，周期の相関図である。ただし，データは，本論文で解析対象とした水位観測時刻に対応する時刻のものだけである。したがって，この相関図は，鹿島港の波高，周期相関図ではなく，次章以降で解析する水位上昇量がどのよ

うな波浪条件下で観測したものであるかを示すものである。図-9によると，水位上昇の観測(延1305回)は，換算沖波有義波高0.4～6.4m，周期3.9～13.5sの広範囲の波浪条件下で実施されていることになり，換算沖波有義波高3m以上の高波高時が91ケース，周期11s以上が55ケース含まれている。表-1の第2，3列に代表的な極大有義波高，周期（沖波換算値ではなく，鹿島港波浪観測地点のもの）を示す。第4列以降については後述する。

図-10は，観測時の換算沖波の波形勾配の頻度分布である。全データの波形勾配は，0.014にモードがあり，0.005～0.047の間に分布している。しかし，換算沖波有

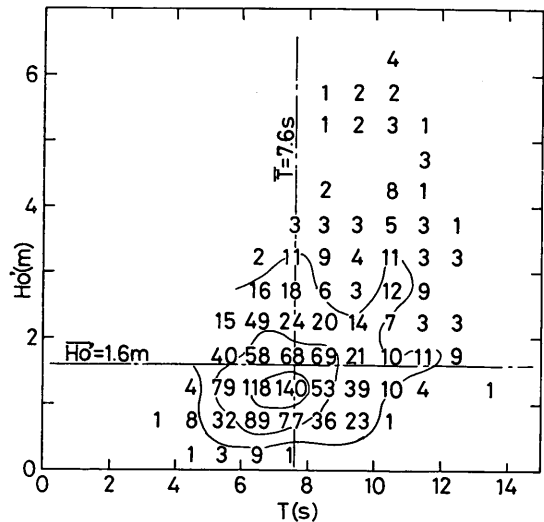


図-9 水位上昇観測期間中の換算沖波有義波高，周期の相関図

表-1 高波浪時の気象・海象条件と水位上昇量

月 日	H (m)	T (s)	ΔP (mb)	U <sup>2</sup> ·cosθ (m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	η (cm)	計算による水位上昇量			
						波 (cm)	気 圧 (cm)	風 (cm)	TOTAL (cm)
2/ 4/87	3.8	10.3	20	-17	65	45	14	-1	58
9/ 4/87	3.1	7.2	6	105	32	29	4	4	37
9/14/87	3.3	13.0	6	27	42	40	4	1	45
9/17/87	5.9	10.9	22	228	81	65	15	9	89
10/ 1/87	3.7	8.7	5	156	38	41	3	6	50
11/13/87	3.6	7.1	-3	182	27	36	-2	7	41
11/28/87	3.3	7.3	6	132	38	34	4	5	43

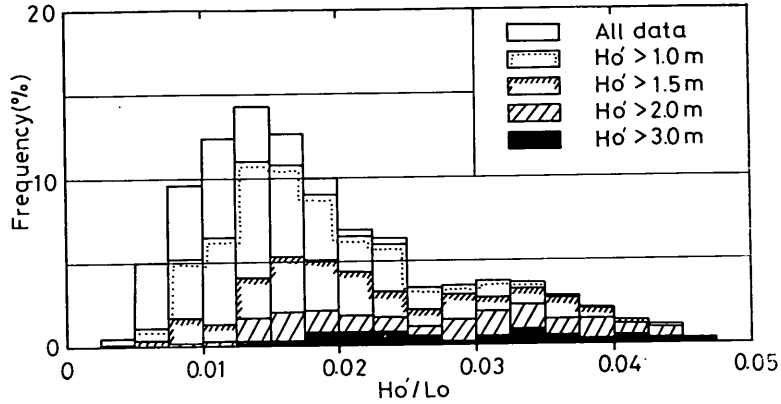


図-10 観測時の換算沖波有義波の波形勾配の頻度分布

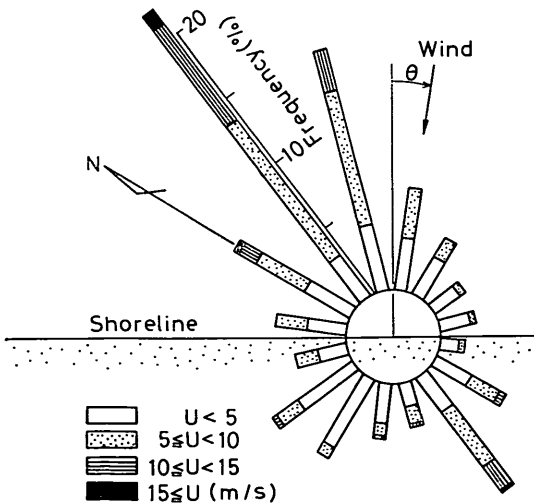


図-11 観測時の風向・風速の16方位風配図

義波高が大きくなるにつれ、波形勾配はより大きいところに分布するようになり、波高2m以上では、ほぼ0.01~0.045の間に分布している。そして、高波浪時には波

形勾配0.018~0.02付近と0.032~0.035付近に2つのモードが現れる。これは前者がうねり、後者が風波に対応したものである。すなわち、観測は高波浪時においては、うねり、風波ともに同程度の頻度のもとに実施されていることを示す。

(2) 風

図-11は、HORF 観測棧橋先端に設置してある風向・風速計 (D.L.+10.0m, 図-3) で測定した観測時の風向・風速の16方位風配図である。全データを通じて NNE~NEの風向が卓越している。風速10m/s以上の強風も、同方向の頻度が卓越している。鹿島灘の風向としては、ESE~SSE方向の頻度も高いが、前項でも述べたように、本論文で示している気象・海象条件は観測時のものであるため、ESE~SSE 方向の風向頻度が低くなっている。

後述するように (式(5)参照)、風の吹き寄せ効果による水位上昇には、風速の自乗の汀線に直角方向成分が寄与する。そこで、観測値をもとに  $U^2 \cdot \cos \theta$  を計算した。ここで、 $U$ は風速、 $\theta$ は汀線に対する風向 (図-11参照) である。なお、風向の生データは16方位ではなく、角度で保存されているので、 $U^2 \cdot \cos \theta$  の計算には角

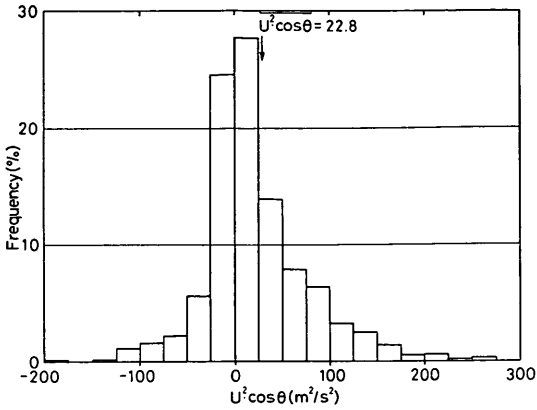


図-12 観測時の  $U^2 \cdot \cos \theta$  の頻度分布

度を使用した。

図-12は、観測時の  $U^2 \cdot \cos \theta$  の頻度分布であり、 $U^2 \cdot \cos \theta > 0$  は岸向き成分、 $U^2 \cdot \cos \theta < 0$  は沖向き成分に対応する。 $U^2 \cdot \cos \theta$  は $-200 \sim 280 \text{ m}^2/\text{s}^2$ の範囲に分布しており、モードは $0 \sim 25 \text{ m}^2/\text{s}^2$ である。正の頻度が高いことは、岸向き成分が卓越していることを意味している。図-12に見られるように、観測は風についても広範囲の状況下で実施している。なお、代表的高波浪時の  $U^2 \cdot \cos \theta$  については、表-1の第5列に示してある。

(3) 気圧

図-13は、観測時の気圧 (mb) の頻度分布である。水位上昇には、1気圧 (1013mb) からの気圧偏差が寄与するので、図-13の上段に気圧偏差 ( $\Delta P = 1013 - P$ ) を示してある。ここで、低気圧側の気圧偏差が正になるようにしたのは、気圧が低いほど吸い上げによる水位上昇が生じることと対応させるためである。気圧偏差は、 $+26 \text{ mb} \sim -16 \text{ mb}$ の間に分布しており、広範囲の気圧状況下

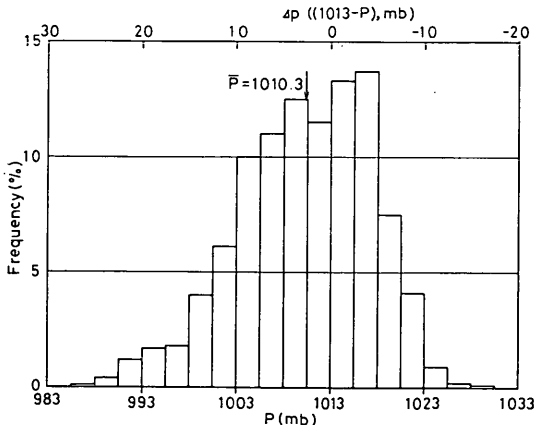


図-13 観測時の気圧 (mb) の頻度分布

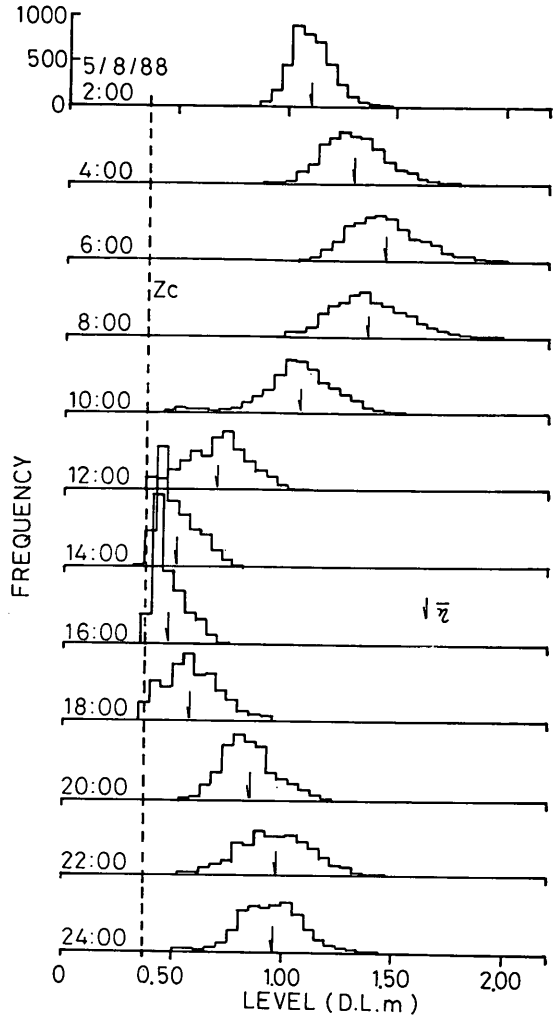


図-14 海底面レベルと水位頻度の関係

で観測が実施されたといえる。ただし、頻度的には気圧偏差正 (低気圧) が多い。

代表的な高波浪時の気圧偏差を、表-1の第4列に具体的に示してある。

3. 水位上昇量についてのデータ解析

水位上昇量を評価するためには、汀線付近の観測水位と静止水位を求めて、両者の差を計算する必要がある。

3.1 観測水位の解析

測定地点の観測水位は、波高計で測定した20分間 (0.3s 間隔) の水位データを平均して求めた。しかし、水位変動データから観測水位を計算するとき、留意しなければならないことは、海底面の干出である。すなわち波高計設置地点の平均海底レベルは、平均潮位以下39cm

であるので、潮位が低いときや、堆積して海底レベルが上昇しているときには、海底が干出することがある(写真-3)。また、引き波時に一時的に海底面が干出することもある。海底面の干出を含むデータを基に観測水位を計算すると、実際の水位より高めに求まることになるので、このようなデータは、解析対象から外さなければならない。

測定地点の海底面の干出の程度を調べるために、1988年3月28日～1988年5月12日の間に追加測定して得たデータを解析した。なお、この間の4月8日に、沖波有義波高6.1m、周期10.3sの大きな時化が来襲している。

図-14は、1988年5月8日に、2時間間隔で20分間、0.3s間隔で測定した水位の頻度分布を、各測定時刻毎に連続1日間について示したものである。横軸は、水位レベルを、縦軸は、5cmでランク分けした水位の頻度を表している。図中の矢印は、1回の測定の算術平均値(平均水位)を示している。なお、当日は低気圧の通過にともない、8:00に沖波有義波高4.2m、周期10.3sの波が来襲している。

頻度分布は、潮位の変化にともなって変動している。平均水位の高い観測時刻2:00～10:00、20:00～24:00の頻度分布形状は、平均水位を中心にはほぼ左右対称になる。しかし、観測時刻12:00～18:00には、頻度分布で最低のランク付近の頻度が多くなり、全体として左右の非対称性が強くなることから、海底面の干出時のものが含まれていることが分かる。

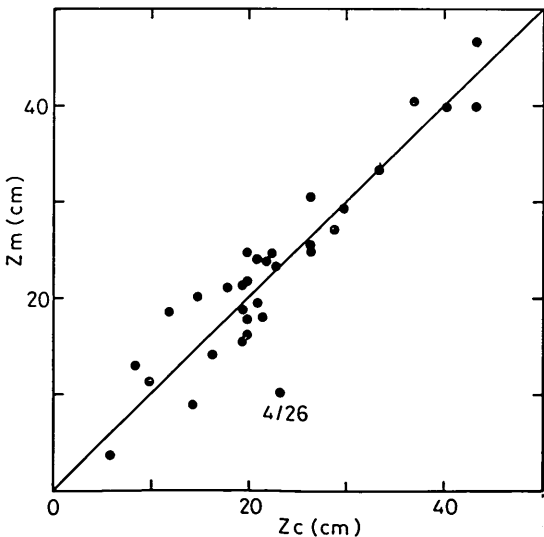


図-15 計算による海底面高 ( $Z_c$ ) と実測海底面高 ( $Z_m$ ) の関係

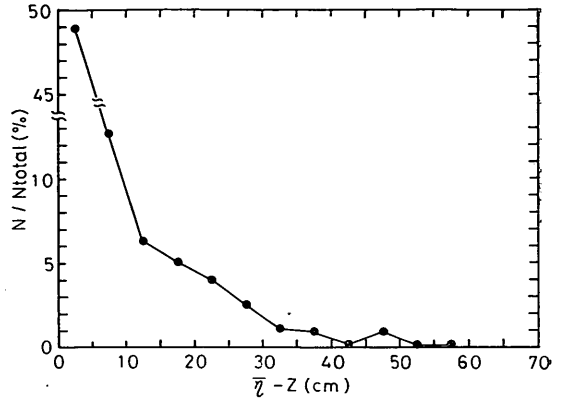


図-16 平均水深と干出率の関係

そこでまず、水位の頻度分布から海底面を決める方法を検討した。海底面の干出を含む水位データの頻度分布は、最低ランクの頻度が大きくなるので、それが全測定データの5% (データ数204) を超えるとき、海底面が現れていると見なし、波高計の精度を考慮して最低水位に頻度ランクの1/2(2.5cm)を加えた高さを海底面高 ( $Z_c$ ) とした。図-14で、破線で示したレベルが  $Z_c$  に相当する。

図-15は、1988年3月28日～1988年5月12日までの波形データから求めた  $Z_c$  と測量(1日1回)によって求めた海底面高 ( $Z_m$ ) との関係を示したものである。両者はほぼ一致している。なお、図中、4/26と記した点は、海底面が堆積により短時間で高くなったため実測の時刻と  $Z_c$  が求まった時刻のずれがレベル不一致となって現れたものである。

図-14によると、矢印で示した水位データの算術平均

表-2 解析対象ケース数

月	データ数
1	98
2	156
3	45
4	81
5	59
6	33
7	84
8	42
9	176
10	251
11	264
12	16
計	1,305

表-3 鹿島港の分潮成分 (気象庁海洋課提供)

Component	H (cm)	$\sigma$ (deg/hour)	$\kappa$ (deg)
Sa	9.69	0.0410686	203.21
Ssa	2.32	0.0821373	320.68
Mm	0.70	0.5443747	153.84
MSf	1.45	1.0158958	314.87
Mf	1.06	1.0980331	22.72
Q <sub>1</sub>	3.90	13.3986609	142.45
$\rho_1$	0.78	13.4715145	133.60
O <sub>1</sub>	19.21	13.9430356	154.02
Mp <sub>1</sub>	0.39	14.0251729	183.92
M <sub>1</sub>	1.49	14.4920521	233.84
$\pi_1$	0.56	14.9178647	154.97
P <sub>1</sub>	7.85	14.9589314	169.84
S <sub>1</sub>	0.51	15.0000000	337.02
K <sub>1</sub>	23.95	15.0410686	173.45
$\Psi_1$	0.40	15.0821353	79.47
$\Phi_1$	0.44	15.1232059	111.05
J <sub>1</sub>	1.09	15.5854433	193.82
SO <sub>1</sub>	0.14	16.0569644	261.75
OO <sub>1</sub>	0.76	16.1391017	202.85
2N <sub>2</sub>	0.43	27.8953548	147.37
$\mu_2$	0.64	27.9682084	143.49
N <sub>2</sub>	3.97	28.4397295	118.89
$\nu_2$	0.89	28.5125831	112.72
OP <sub>2</sub>	0.08	28.9019669	310.96
M <sub>2</sub>	30.89	28.9841042	127.10
$\lambda_2$	0.32	29.4556253	142.82
L <sub>2</sub>	1.20	29.5284789	136.18
T <sub>2</sub>	0.98	29.9589333	161.50
S <sub>2</sub>	14.44	30.0000000	159.92
R <sub>2</sub>	0.16	30.0410667	74.79
K <sub>2</sub>	4.07	30.0821373	152.83
2SM <sub>2</sub>	0.09	31.0158958	34.30
MO <sub>3</sub>	0.27	42.9271398	253.51
M <sub>3</sub>	0.55	43.4761563	112.50
MK <sub>3</sub>	0.09	44.0251729	200.22
SK <sub>3</sub>	0.26	45.0410686	60.78
M <sub>4</sub>	0.17	57.9682084	94.43
MS <sub>4</sub>	0.09	58.9841042	228.85
M <sub>6</sub>	0.03	86.9523127	329.72
2MS <sub>6</sub>	0.02	87.9682084	26.25

調和解析対象データ : 1978年

動は除く) がすべて0であるときの水位である。実験室での静止水位は、造波水路内で波を作用させないときの水位に相当し、極めて簡単に測定することができる。しかし、現地では人為的にこの状態にすることができず、

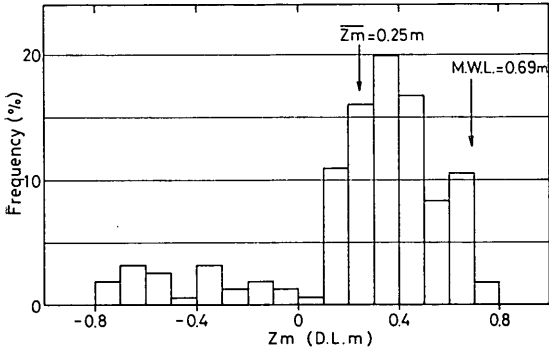


図-17 観測時の測定地点の海底面高の頻度分布

水位 ( $\bar{\eta}$ ) が高いほど海底面の干出の可能性は低くなるので、 $\bar{\eta}$  と  $Z_c$  とのレベル差 (平均水深) によって、どの程度干出データが含まれるかを調べた。図-16 は、平均水深を横軸にとり、縦軸に干出率 (干出データ数 ( $N$ )/全データ数 ( $N_{total}$ )) をとって実測データを整理したものである。平均水深が50cm以上になると干出するデータはほとんどなくなる。このことから、平均水深が50cm以上の観測データのみを以下の解析対象とし (1305ケース)、このときの平均水位を観測水位とした。

表-2に毎月の解析対象としたケース数を示す。3月~8月までのデータ数が少ないのは、

- ① 静穏な時に波高計にノイズが多く発生するため、ノイズが含まれるデータは解析対象から外している。
- ② 静穏な状態が続き測定地点付近が堆積して、平均水深が50cm以下となり、解析対象から外れた。
- ③ 春~夏は、日平均潮位が秋、冬に比べ低い。
- ④ 5月に自動計測制御をしているミニコンのトラブルによる欠測がある。

等の理由による。

図-17は、観測時の測定地点の海底面高 (1日1回測定) の頻度分布であり、0.3~0.4mにモードがある。0~-0.8mにも分布しているのは、1987年10月15日~11月10日の間に観測地点付近に runnel が形成され深くなったためである。なお、観測時の平均海底面レベル ( $\bar{Z}_m = 0.25m$ ) は全期間の平均海底面レベル (図-2) よりやや低い。

### 3.2 静止水位の評価

観測水位から水位上昇量を評価するためには、上昇量の基準となる静止水位を知る必要があり、それからの偏差を求めなければならない。ここで、静止水位とは、波、気圧偏差、風、その他の物理要因 (ただし、潮位変



したがって測定することが不可能である。

現地における静止水位の評価として、次の2つが考えられる。すなわち、

- ① 十分沖合いの地点における潮位。……砕波帯の十分沖である深海波領域では、波による水位変化はほとんど生じていないと考えてよいので、この地点の潮位は静止水位として使用し得る。ただし、沖合いでの観測潮位には気圧偏差、風による潮位偏差が含まれているので、この観測潮位を静止水位として汀線付近の水位上昇量を評価すると、wave set-upだけが考慮できるという利点がある反面、wave set-upしか検討できないという欠点（すなわち気圧偏差、風の水位上昇に及ぼす影響が無視される）も合わせ持つ。
- ② 天文潮位。……分潮成分を合成して得られる天文潮位は、静止水位としてしばしば利用される。例えば、高潮災害時の潮位偏差の推定には、天文潮位を基準とする。ただし、天文潮位を静止水位として解

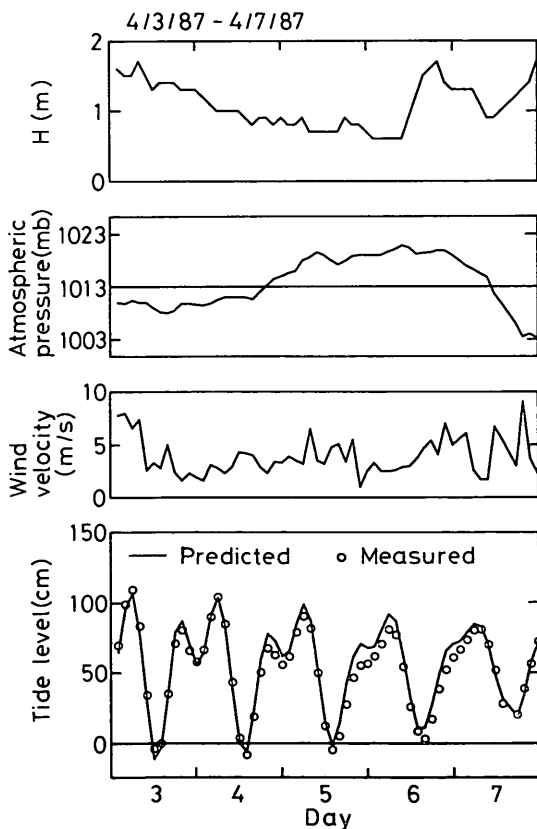


図-18 天文潮位と棧橋先端観測水位（1987年、4月3日～7日）

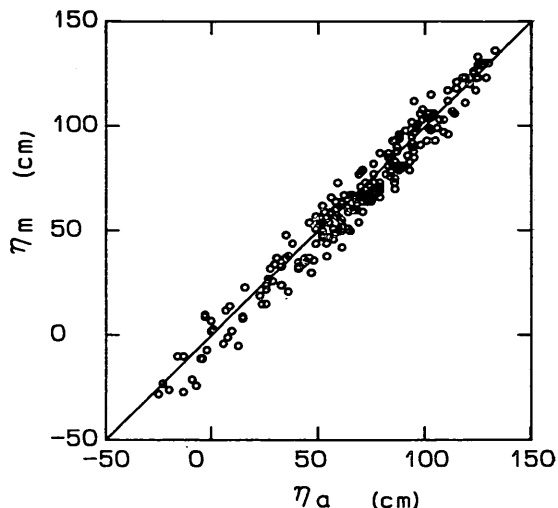


図-19 棧橋先端観測水位と天文潮位との関係

析した場合、水位上昇量には wave set-up だけでなく、気圧偏差、風、その他潮汐以外の要因がすべて含まれることになる。

これらのうち、本研究では以下の理由によって、後者（天文潮位）を静止水位とした。

- (f) 沖合いに潮位観測施設がない。沖波波浪観測データから波形データの平均値として、沖合い潮位を算定できる。しかし、鹿島港の波浪観測は1987年8月26日まで欠測状態であった。
- (g) 沖合い潮位を基準とした場合、wave set-up だけを解析できる。しかし、その他の要因による水位上昇を検討できない。工学的に意味を持つのは、これまでにデータ解析のなされている潮位データ（天文潮位）を基準に、どこまで水位が上昇するかということである。この観点からは、沖合い潮位を基準にすることは好ましくない。

天文潮位の計算では、鹿島港港内の潮位データ（1978年）の調和分解成分のうち、表-3に示す40分潮成分を合成した。天文潮位を静止水位とすることの妥当性を確認するために、天文潮位と観測棧橋先端の水位を比較してみる。この比較では、水位上昇に大きく寄与すると考えられる波浪、気圧偏差、風のいずれもが0に近い状況下で観測された棧橋先端の水位データを用いた。

図-18は、気象・海象状況が比較的長期間にわたって穏やかであった1987年4月3日～7日の間について、天文潮位と観測水位を時系列で比較したものである。天文潮位の変動特性は、4月5日～6日に気圧が高かった時を除き観測水位変動とよく一致している。

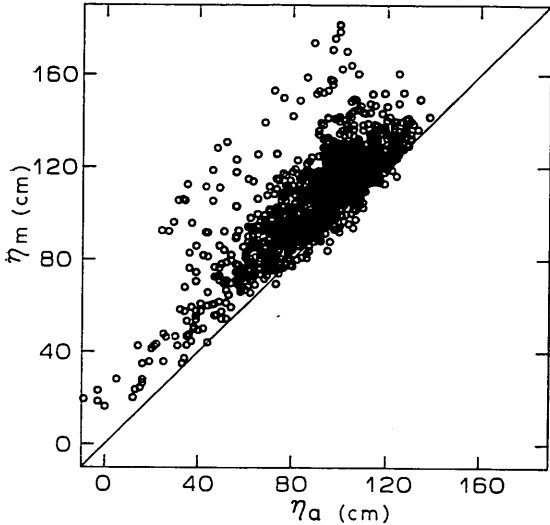


図-20 汀線付近の観測水位(η<sub>m</sub>)と天文潮位(η<sub>a</sub>)の関係

図-19は、観測棧橋先端有義波高1m以下、気圧偏差±5mb、風速3m/s以下を同時に満たす条件のときの棧橋先端観測水位と天文潮位を比較したものである。完全には一致していないけれども、平均的にはほぼ一致しているといえる。

以上のことより、40分潮成分で合成される天文潮位を静止水位とみなすことにした。

#### 4. 汀線付近の水位上昇量と波、気圧、風との関係

##### 4.1 汀線付近における水位上昇の実態

図-20は、汀線付近で測定した観測水位を縦軸にとり、同時刻の天文潮位を横軸にとって比較したものである。ほとんど全ての観測水位は、天文潮位(静止水位)より高く、しばしば50cm以上の偏差になっている。すなわち、汀線付近では常に水位上昇が生じている。

図-21は、1987年9月に台風13号が鹿島灘に襲ったときの気象・海象状況を時系列で示したものである。上段の3つの図は、それぞれ沖波有義波高(鹿島港)、大気圧、平均風速であり、最下段の図は天文潮位と汀線付近の観測水位を比較したものである。天文潮位に比べて観測水位が約80cm高くなっている9月17日には、沖波有義波高が最大、大気圧が最小、風速が最大となっている。したがって、汀線付近の水位上昇には、これらの要因が重なっていると考えられる。

##### 4.2 水位上昇量と波、気圧、風の関係(重回帰分析)

海岸における水位上昇量は、波、気圧偏差、風をパラメータとして、次式で推定されることが多い(例えば、首藤, 1981)。

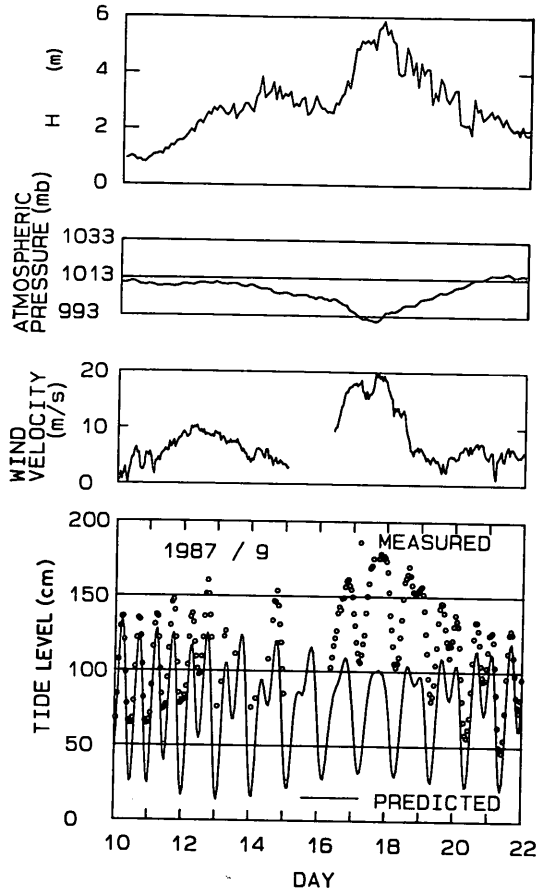


図-21 台風13号来襲時の沖波有義波高、大気圧、平均風速、天文潮位、汀線付近の観測水位(1987年、9月)

$$\eta = (\text{気圧偏差}) + (\text{風による吹き寄せ}) + (\text{wave set-up}) \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 $\eta$ は水位上昇量である。これ以外の要因も水位上昇量に寄与している可能性があるが、どのような要因が、どの程度影響しているかについて知識がほとんどないので、ここでは式(3)をもとに水位上昇量を解析し、その他の要因については次章で検討する。

気圧がゆっくりと $\Delta P (= 1013\text{mb} - P)$ だけ降下すると、その付近の海域は周囲の気圧降下の生じていない海域よりも水面が上昇する。このときの静的吸い上げ量は、

$$\eta_{ps} = 0.99 \cdot \Delta P \quad \dots\dots(4)$$

となる。ここで、 $\eta_{ps}$ の単位はcm、 $\Delta P$ の単位はmbである。なお、気圧低下が急激なときは、気圧偏差による吸い上げ量は、動的な釣合によって決まる(首藤, 1981)。

風による吹き寄せは、水面に働く接線応力が風速の自

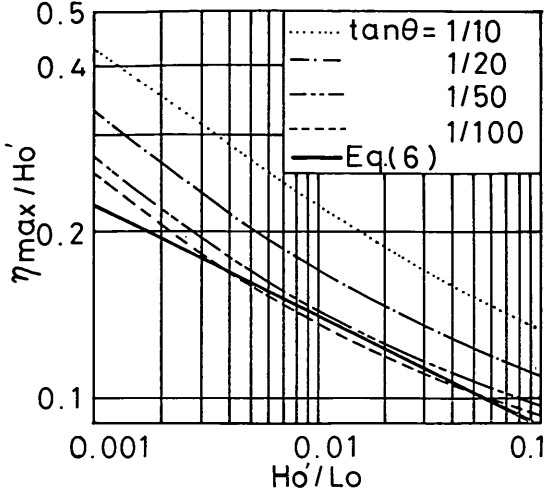


図-22 静水時汀線における wave set-up 量 (合田, 1975)

乗に比例することから,

$$\eta_{wind} \propto U^2 \cdot \cos \theta \quad \dots\dots(5)$$

となる。ここで、 $U$  は海面上10mの風速、 $\theta$  は汀線に対する風向である。

Wave set-up は、Longuet-Higgins and Stewart (1962) が radiation stress の概念を導入して以来、理論的に解析がなされている。当初、wave set-up 量は波高に比例して表現されていたが、合田 (1975) は不規則波の碎波変形モデルを組み合わせて、碎波帯内の wave set-up 量が海底勾配および波形勾配にも依存することを示した。図-22は、合田 (1975) が理論的に計算した静止時汀線 (静止水位と前浜の交点) における wave set-up 量である。HORF の平均海底勾配は 1/60 (図-3 参

照) であり、また水位上昇量観測時の換算沖波波形勾配は、0.005~0.047であり、波高 2 m 以上では 0.01~0.047 に分布している (図-10参照)。これらの条件を考慮すると、合田の計算結果は図-22中に実線で示す直線

$$\eta_{max}/H_o' = 0.056 \cdot (H_o'/L_o)^{-0.2} \quad \dots\dots(6)$$

で近似できる。ここで、 $\eta_{max}$  は静水時汀線での wave set-up 量である。

式(4), (5), (6)を式(3)に代入する。ただし、気圧偏差については動的釣合の影響が含まれること、風の吹き寄せについては外洋に面した海岸に適用できる係数が未知であること、そして wave set-up については水位観測地点が静水時汀線ではないこと等を考慮して、係数をそれぞれ  $a, b, c$  とし、さらに、未知の定数  $C$  を加えて、

$$\eta = a \cdot \Delta P + b \cdot U^2 \cdot \cos \theta + c \cdot (H_o'^2 \cdot L_o^{1/2})^{0.4} + C \quad \dots\dots(7)$$

とする。式(7)の各項の単位は慣行に従っており、 $\eta$  は cm、 $\Delta P$  は mb、 $U$  は m/s、 $H_o'$  は m、 $L_o$  は m である。図-21に見られるように、大きな水位上昇が生じる荒天時には、波、気圧偏差、風の影響が重なって水位上昇が生じることがあるので、荒天時のデータだけを用いて重回帰分析によって係数を定めることは難しい。そこで、全ての観測データ (1305ケース) を用いて係数を定めることにする。水位上昇観測時の気象・海象状況は 2.3 で述べたように非常に広範囲にわたっており、気圧偏差が負 (高気圧) で波が来襲する状態、風がないあるいは沖方向に吹いていて波が来襲する (うねり) 状態等を含んでいる。すなわち、全データを用いると各項の独立性が期待できる。

沖波、気圧偏差、風向・風速、汀線付近の水位上昇量についての1305組の観測データを用いて、重回帰分析に

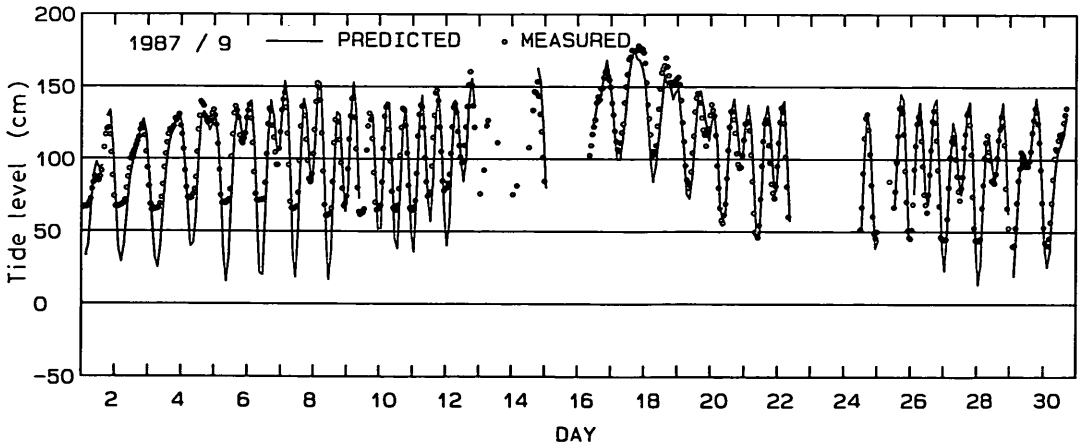


図-23 観測水位と (計算水位上昇量+天文潮位), 1987年 9月

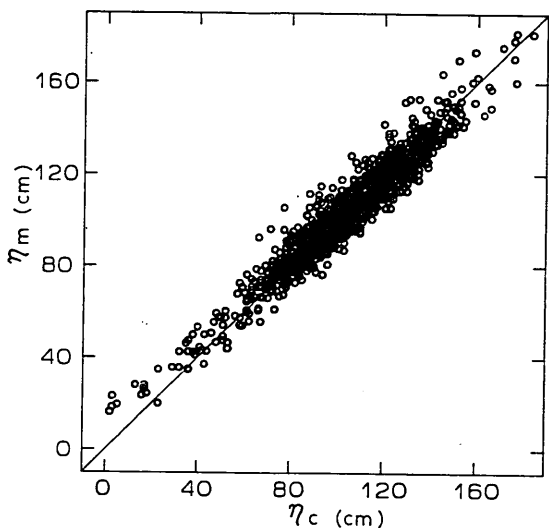


図-24 汀線付近での観測水位 ( $\eta_m$ ) と (天文潮位+計算水位上昇量) ( $\eta_c$ ) との関係

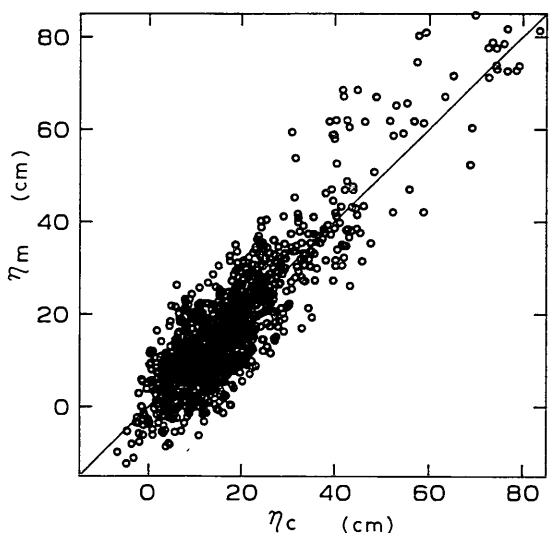


図-25 観測水位上昇量と計算水位上昇量の関係

よって式(7)の係数を決め、 $a=0.69(\text{cm}/\text{mb})$ 、 $b=0.04(\text{cm}/\text{m}^2/\text{s}^2)$ 、 $c=5.20(\text{cm}/\text{m})$ 、 $C=-4.85(\text{cm})$ の結果を得た。このうち気圧偏差、風にかかる係数は、気象庁が高潮観測データ(1951年~1959年)をもとに銚子について求めた  $a=0.622$ 、 $b=0.056$ (気象庁, 1987a) とほぼ一致する。

図-21 に示した1987年9月の水位上昇を、重回帰分析によって得られた係数を用いて波浪、気圧偏差、風向・風速の実測値から計算した結果を図-23に示す。ここで

の観測水位は、3.1 で述べた実水深50cm以上の条件を適用しておらず、すべてのデータを入れた。計算水位が連続していないところは、何れかのデータが欠測になっているためである。計算水位は観測水位とよく一致している。しかし、詳細に調べると、部分的に両者が異なっているところがある。その一つは、9月1日~12日の干潮時に実水深のレベルが高いことである。これは、水位観測地点の海底面が干潮のために干出している、海底面を波高計が測定しているためである。もう一つは、9月17, 18日に観測水位が計算水位より高いことである。後者の原因については、5.1 で考察する。

図-24は、1305ケースの汀線付近での観測水位 ( $\eta_m$ ) と天文潮位に式(7)で計算される水位上昇量を加えた水位 ( $\eta_c$ ) を比較したものである。観測水位と天文潮位を比較した図-20に較べて、この図では両者のよい一致が認められる。ただし、潮位が低いときには計算した水位よりも観測水位の方がやや高くなっているのは、潮位が低い場合には観測地点が相対的に岸側に位置し、その結果

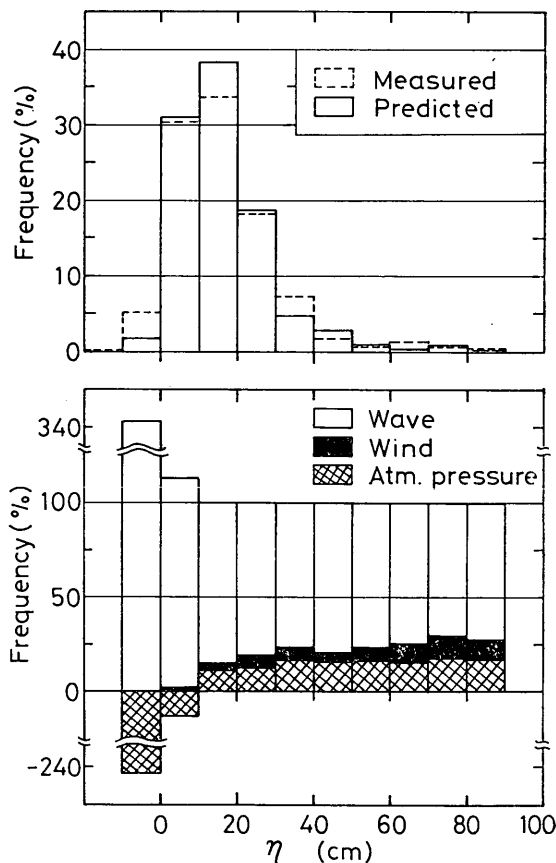


図-26 水位上昇量頻度分布と各要因の寄与

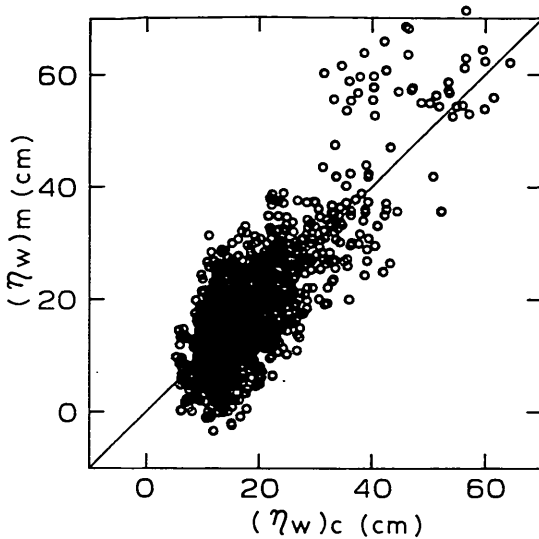


図-27 (観測水位—天文潮位—気圧偏差および風による水位上昇量)  $(\eta_w)_m$  と wave set-up 量  $(\eta_w)_c$  の関係

水位上昇がより大きくなったためと考えられる。

図-25 は、観測水位から天文潮位を差し引いた観測水位上昇量と式(7)で計算される水位上昇量を比較したものである。言い換えると、図-24 の表示から、縦軸、横軸ともに天文潮位を除いた水位上昇量だけについて、観測値と計算値を比較したものである。天文潮位を除いてあるので、同じデータでありながら、相対的にデータのバラつきは図-25 のほうが大きくなっているが、平均的には図中の実線で示されるように一致している。

### 4.3 波による水位上昇

図-26 の上段に、水位上昇量の頻度分布を10cmランクで示した。図中の破線は、観測水位から天文潮位を差し引いた実測水位上昇量の頻度分布である。一方、実線の頻度分布は、重回帰分析で得られた係数値を用いて式(7)で水位上昇量を計算した結果である。この計算では、実測波浪諸元、風向・風速、気圧偏差を用いている。実測値と計算値の水位上昇量頻度分布はよく一致しており、ともに上昇量10~20cmのところモードがある。50cm以上の水位上昇量の頻度分布は5%以下である。

さて、wave set-up 量が他の要因による水位上昇量と比較してどの程度であるかを図-26 の下段に示した。下段の図では、各ランク内に含まれる全ケースの計算水位上昇量の総和を100とし、それに対する、wave set-up 量、風、気圧偏差によるそれぞれの水位変化の総和を区別して表示してある。水位上昇量が-10~+10cmのラン

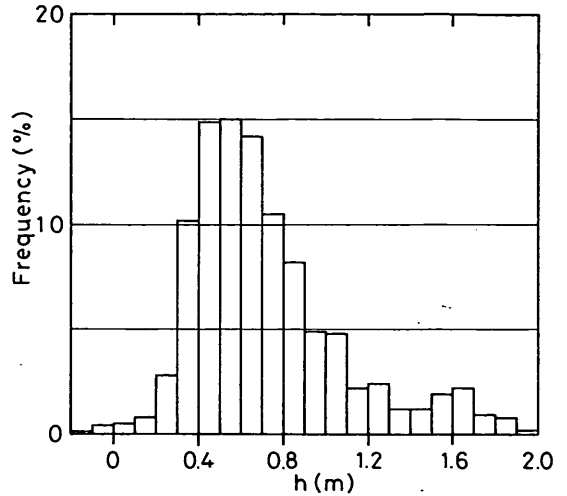


図-28 観測時の静止水深の頻度分布

クで、気圧偏差による水位上昇量が負になっていて、wave set-up が100を越えている。これは、両者を加えたときに100になる。この図によると、三つの要因の中で水位上昇量に最も寄与するのは、wave set-up であり、気圧偏差、風による上昇量は小さいことが分かる。ただし、全上昇量が多くなると、気圧偏差の寄与は一定であるのに対し、風の効果は徐々に大きくなる。水位上昇量が小さいとき、あるいは水位低下が生じているときには、気圧偏差による水位低下が支配的であり、風の沖方向成分による低下は認められない。なお、表-1 の第7, 8, 9列に式(7)によって計算した代表的な高波浪時の波、気圧、風による上昇量を、第10列に合計計算水位上昇量を示してある。

図-27 は、観測水位から天文潮位および式(7)の気圧偏差、風による水位上昇量を差し引いた実測水位上昇量  $(\eta_w)_m$  を縦軸にとり、横軸に式(7)の wave set-up 量  $(\eta_w)_c$  だけをとって比較したものである。この図は、図-25 からさらに、気圧偏差、風の影響を取り除いたものである。縦軸  $(\eta_w)_m$  は実測 wave set-up 量とみなすことが出来るが、同時に測定誤差、その他の要因による水位上昇量も含まれている。したがって、データのバラつきは、図-25 よりさらに大きくなっている。しかし、プロットされたデータは、 $(\eta_w)_m$  と  $(\eta_w)_c$  の一対一対応を示す図中の実線の回りに散らばっているため、誤差あるいはその他のもろもろの要因による水位上昇量が含まれていても、平均的には計算値と実測値は一致しているといえる。

重回帰分析で得られた wave set-up の評価式は、 $c =$

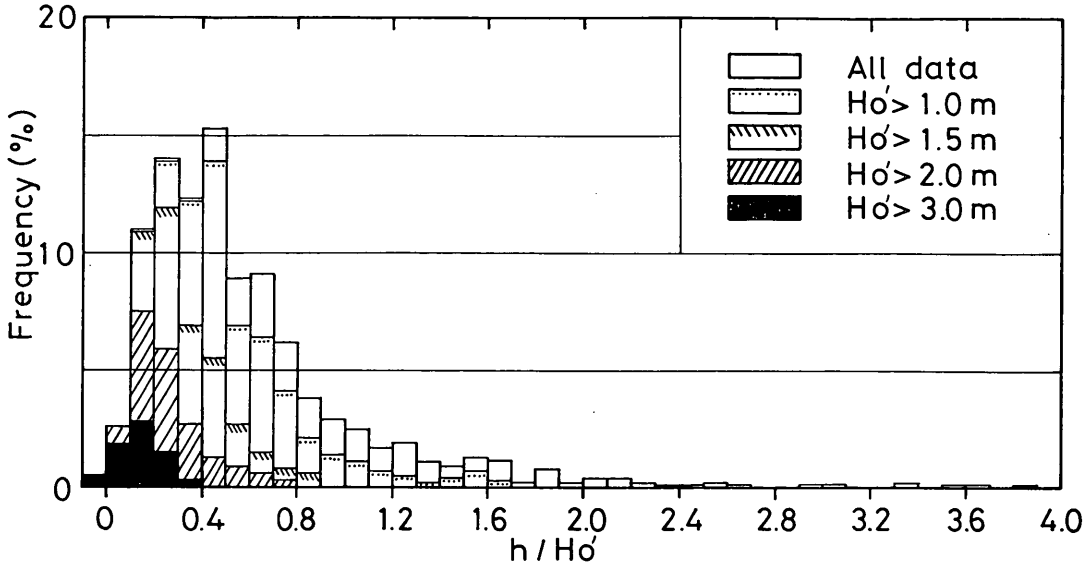


図-29 観測時の無次元水深  $h/H_o'$  の頻度分布

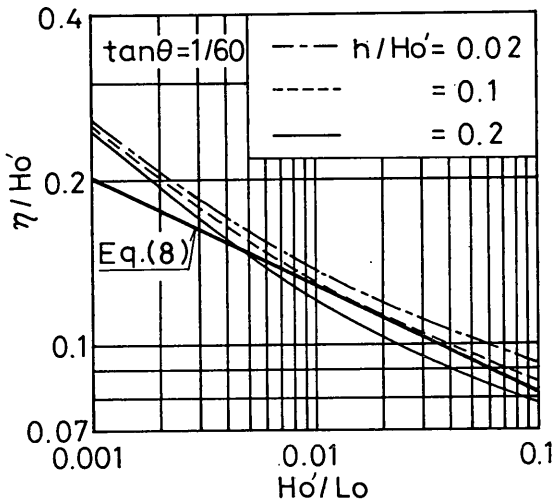


図-30 無次元 wave set-up 量

5.20の係数値を用いると、

$$\eta_w/H_o' = 0.052(H_o'/L_o)^{-0.2} \quad \dots(8)$$

となる。ただし、式(8)では、すべての物理量の単位をmとしてあることに注意されたい。

次に式(8)と合田(1975)の理論の比較をおこなう。比較をするときに注意しなければならないことは、水位観測点の水深が、潮位変化、海底地形の変化によって観測毎に変化していることである。Wave set-up 量は砕波点から岸方向に徐々に増大するから、観測地点の静止水

深が浅いほど大きな wave set-up 量となるので、静止水深がどの程度であったかをまず知らなければならない。静止水深は、厳密には、気圧偏差、風による水位上昇を考慮した水深でなければならない。しかし、波以外の要因による水位変化は小さいので、ここでは無視し、天文潮位と海底レベルの差(波が作用しないときの水深)を静止水深とみなす。

図-28は、このようにして計算した水位観測時の静止水深の頻度分布である。静止水深は0.4~0.7mにモードがある。わずかではあるが、静止水深が負になっている。これは、静止水深が負(観測地点の海底面が海面上に出ている状態)ではあるが、高波浪が来襲して大きな水位上昇が生じ、その結果実水深が50cm以上になっていたデータが含まれているためである。

合田(1975)の理論によると、wave set-up 量は静止水深を沖波波高で除した無次元水深をパラメータとして表示される。そこで、観測時の静止水深を換算沖波有義波高で無次元化した水深の頻度分布を計算し、結果を換算沖波有義波高で区別して図-29に示す。無次元水深頻度分布のモードは、全データでみると0.2~0.5にある。しかし、換算沖波有義波高が大きくなるにつれて、モードは小さくなり、換算沖波有義波高2m以上では0.1~0.2付近にある。

図-30は、合田の理論によって、海底勾配1/60(HORFの平均海底勾配、図-3参照)の断面上の無次元 wave set-up 量を無次元水深0.02, 0.1, 0.2の地点について計

算した結果である。図中の実線は、式(8)である。水位観測時の沖波波形勾配は、有義波高 2 m 以上のとき 0.01 ~ 0.045 の範囲に分布していた (図-10 参照) ので、この波形勾配の範囲に限って、式(8)と合田の理論を比較すると、両者は、高波浪時の無次元水深モード 0.1 強のところによく一致している。

さて、式(8)は、次のように興味ある変形ができる。すなわち、沖波エネルギーフラックスは、

$$E_f = \frac{\omega_0}{16} \cdot \left(\frac{g}{2\pi}\right)^{1/2} \cdot H_0'^2 \cdot L_0^{1/2} \\ = 0.08 \cdot H_0'^2 \cdot L_0^{1/2} \quad \dots\dots(9)$$

であるので、これを式(8)に代入すると、

$$\eta_w = 0.14 \cdot E_f^{0.4} \quad \dots\dots(10)$$

となる。ここで、 $E_f$  はエネルギーフラックス ( $t \cdot m / m \cdot s$ )、 $\omega_0$  は海水の単位体積重量、 $g$  は重力加速度であり、 $\eta_w$  は m 単位である。つまり、汀線付近の wave set-up 量は、エネルギーフラックスで表され、汀線の短期的予測モデル (加藤ら, 1987) と同じパラメータで評価できる。

ここで、wave set-up に及ぼす波向きの影響について補足しておく。合田の理論に代表されるように、これまでの wave set-up 量についての理論的、実験的検討は、波が汀線に直角に入射する二次元状況のもとでなされてきた。今回の観測でも波向きが測定されていないので二次元性を前提としている。しかし、波が海岸に斜めに入射するときには、直角入射のときより wave set-up 量が少なくなると推察される。このような波向きの効果を、スカラー量である  $H_0'$ 、 $L_0$  を含む式(8)で考慮することは難しい。これに対して、式(10)による表現では、エネルギーフラックスがもともとベクトル量であるので、将来波向きの効果を取り入れるときに対応できる。

#### 4.4 鹿島港港内の水位上昇

海岸構造物の設計潮位を決める際に、通常港内、湾内で観測された潮位を考慮に入れる。しかし、港内潮位と港外の海岸における潮位の関係について、現地データで検討した例を著者らは知らない。海岸の汀線付近では、水位上昇に対して wave set-up が支配的であることが、前節までの解析で明らかにされた。はたして、港内の潮位に wave set-up が港外と同様に含まれているのであろうか？ 含まれているとしたらどの程度であるか？ 等のすぐには疑問にすらほとんど答えられない。そこで本節では、鹿島港港内の水位上昇量と HOLF の水位上昇量を比較してみる。

まず、図-31(a), (b) に、汀線付近の観測水位 ( $\eta_{HOLF}$ ) と鹿島港港内観測潮位 ( $\eta_{KASHIMA}$ ) を換算沖波有義波

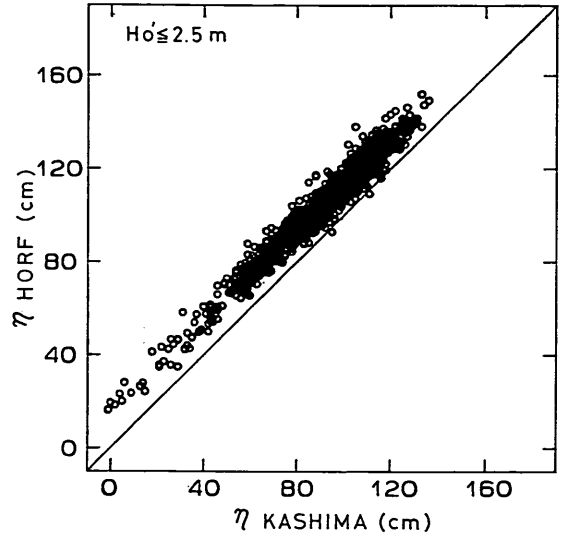


図-31(a) 汀線付近の観測水位 ( $\eta_{HOLF}$ ) と鹿島港港内観測潮位 ( $\eta_{KASHIMA}$ ) の比較,  $H_0' < 2.5$  m

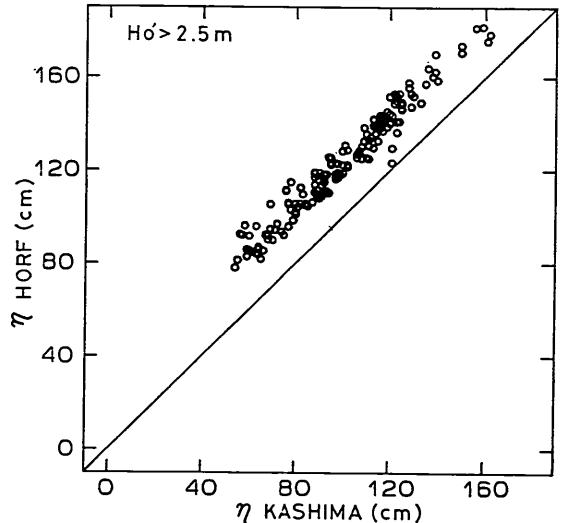


図-31(b) 汀線付近の観測水位 ( $\eta_{HOLF}$ ) と鹿島港港内観測潮位 ( $\eta_{KASHIMA}$ ) の比較,  $H_0' \geq 2.5$  m

高 2.5 m で分けて比較した。何れの場合も、汀線付近の観測水位 ( $\eta_{HOLF}$ ) が高い。しかも、換算沖波有義波高が 2.5 m 以上のほうが、その差が大きい。汀線付近の水位上昇量に寄与する要因のうち、wave set-up が碎波帯内の特に浅海で生じるのに対し、気圧偏差と風の効果は広い空間スケールで生じる。したがって、気圧偏差と風による水位上昇量は鹿島港港内と HOLF で同程度であるとすれば、図-31の結果は wave set-up の違いに

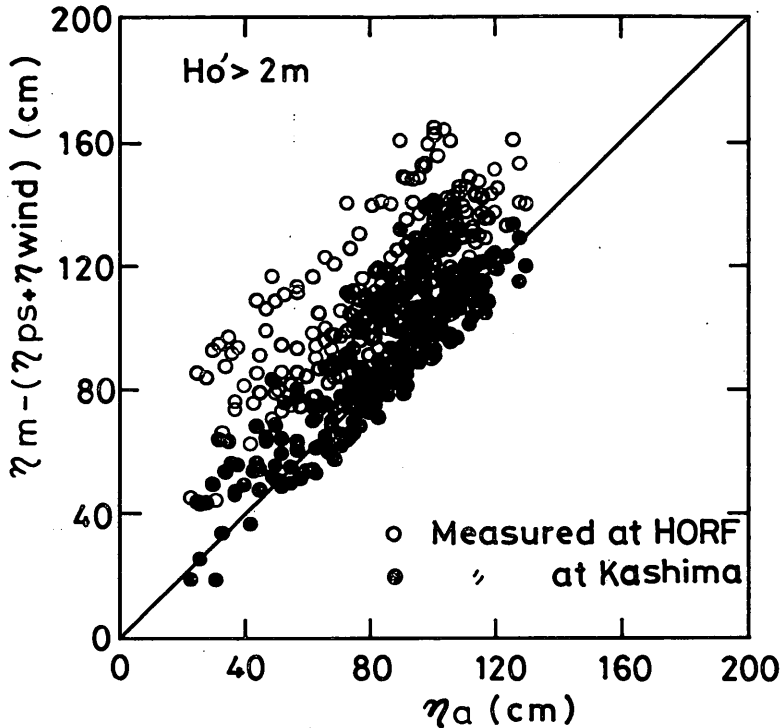


図-32 (wave set-up 量+天文潮位) と天文潮位との関係

よって HORF の水位が高くなったものと考えられる。

換算沖波有義波高 2m 以上のときの HORF と鹿島港港内の観測潮位から式(7)中の気圧と風による水位上昇量を差し引いた水位 (結果として、天文潮位+wave set-up となる) を計算し、天文潮位と比較したのが 図-32 である。図中の白丸が HORF、黒丸が鹿島港港内のデータである。多くのデータが一対一対応の斜め実線の上側にプロットされていることから、HORF と同様に鹿島港港内でも wave set-up が生じていることが分かる。ただし、全体に、黒丸 (鹿島港港内のデータ) が下側にあることから、wave set-up 量は鹿島港港内が小さい。

さらに、図-32 のデータから天文潮位を取り除き (wave set-up 量だけにして)、HORF と鹿島港港内を比較したのが 図-33 である。また、換算沖波有義波高が 3m 以上のケースを抽出して 図-34 に、同様にプロットした。鹿島港港内の wave set-up 量は、HORF より 20~30cm 低く、上昇量が大きくなるほどその差は大きくなる。おおまかにいって、鹿島港港内の wave set-up 量は HORF のその約 1/2 である。実際に、沖波有義波諸元と HORF で観測した気圧偏差、風向・風速を用いて、鹿島港港内の潮位偏差について重回帰分析を行った

ところ、式(7)の係数は、 $a_k=0.87$ 、 $b_k=0.04$ 、 $c_k=2.39$ 、 $C_k=-10.2$  となり、wave set-up 量は HORF の 0.46 倍となった。

すなわち、鹿島港港内では港外の半分程度の wave set-up しか生じていない。これ以外の港湾においても、同様に港外ほどには、wave set-up が生じていないと考えることは無理がない。ただ、wave set-up の影響がどの程度港内潮位に含まれるかについては、港内侵入波浪、港口幅、港口水深、港内形状、港内水際線構造、地形と関連していると考えられ、各港固有であると推察される。したがって、港内構造物の設計に港内観測潮位を考慮することはできても、港外海岸構造物の設計に港内潮位を参考とする場合には、この点に留意する必要がある。

### 5. 水位上昇量におよぼすその他の要因

前章では、汀線付近の水位上昇を引き起こす外力要因として、波、気圧偏差、風を考慮し、重回帰分析によりそれぞれの寄与を検討した。その結果は、図-24 に示したように、水位上昇量の大部分を説明できる。しかし、図-25、27 で詳しく調べると、観測データにバラつきが認められる。これらは、現地データであるが故のバラツ



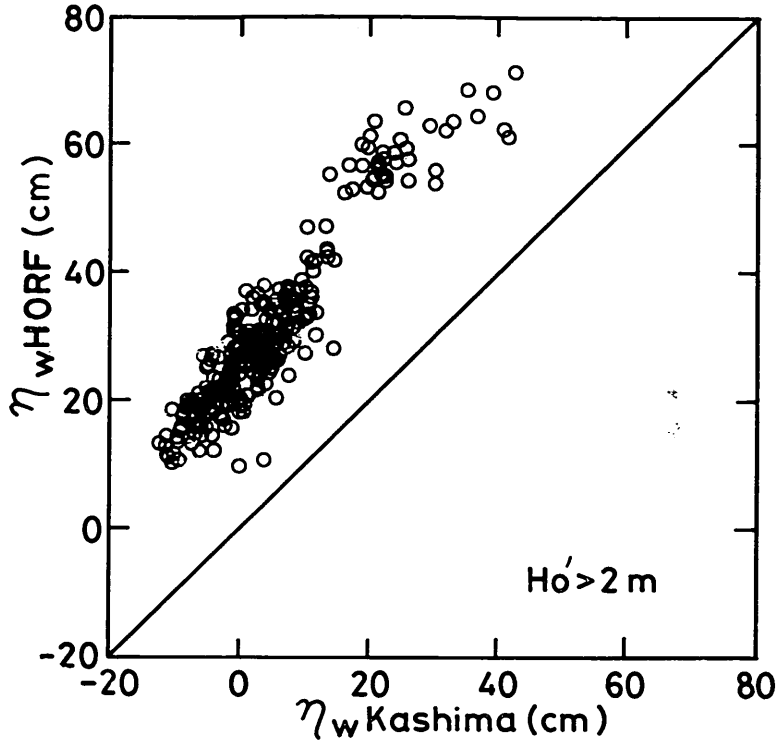


図-33 HORF と鹿島港の wave set-up 量の関係,  $H_o > 2$  m

きも含まれるが、上記3つ以外の要因による水位上昇も若干含まれている可能性がある。そこで、本章では波、気圧偏差、風で十分説明できなかった水位上昇量を、重回帰分析の結果を利用して考察する。すなわち、以下では、観測水位上昇量  $\eta_m$  (観測水位—天文潮位) と式(7)で計算した計算水位上昇量  $\eta_c$  の差を、その他の要因との関連で考察する。

なお、以下では観測水位上昇量と計算水位上昇量の差 ( $\eta_m - \eta_c$ ) を、上昇量差と称する。上昇量差が正のときは、観測水位上昇量が計算水位上昇量より大きいときであり、負のときはその逆である。

### 5.1 水位上昇の時間遅れ

図-35 は、上昇量差を時系列表示したものである。解析対象としたデータは、3.1 で述べたように観測地点の実水深が50cm以上のものであるので、必ずしも時間について等間隔になっていないけれども、図-35 では横軸に対してデータを観測順に等間隔でプロットしてある。横軸の時間帯(たとえば月)が不均一になっているのは、このためである。

上昇量差を、時系列表示して、第一に気がつくことは、図-35 中に④、⑥で示したところで上昇量差が大き

くなっていることである。

図-35 中に④で示したとき(台風13号の来襲)の沖波有義波高、周期、観測水位上昇量、計算水位上昇量、鹿島港港内での潮位偏差を 図-36 に示す。観測および計算水位上昇量が、9月15日~16日朝の間で空白になっているのは、14日夜半に HORF 電源ブレーカーが落ち、(9月15日が祭日のため)9月16日朝まで欠測状態になっていたためである。そこで、9月16日~19日の間に注目すると、観測水位上昇量と計算水位上昇量の変化は、類似している。さらに、詳しくみると以下のことが認められる。

- ① 図中矢印で示した時刻において、観測水位上昇量に小さなピークが認められる。矢印の時刻は、干潮時刻(この期間は一日一潮汐)と一致していることから、観測地点の汀線からの相対位置の変化によって観測水位上昇量が大きくなったものである(5.4で詳述)。
- ② ①で述べた小さなピークを考慮しても、計算水位上昇量と観測水位上昇量が最大になる時刻はずれており、後者が遅れている。同様な傾向は鹿島港内潮位偏差にも認められる。

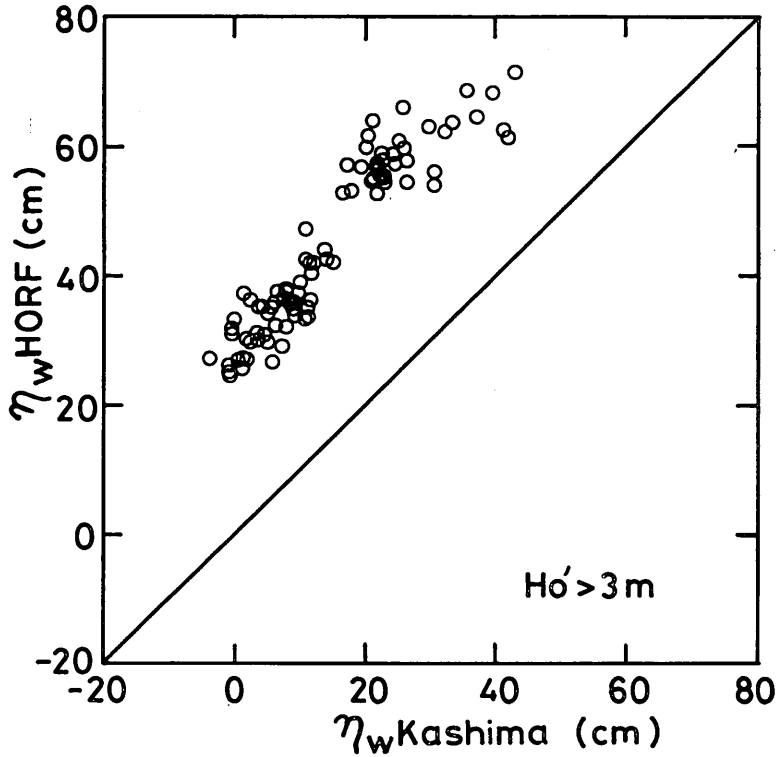


図-34 HORF と鹿島港の wave set-up 量の関係,  $H_o' > 3$  m

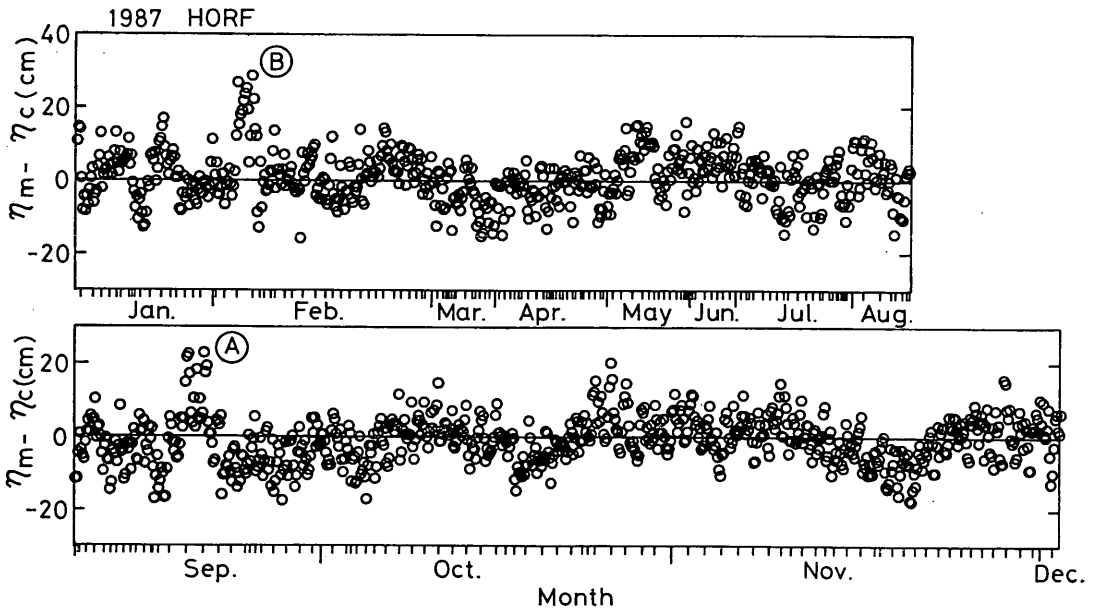


図-35 上昇量差の時系列変化

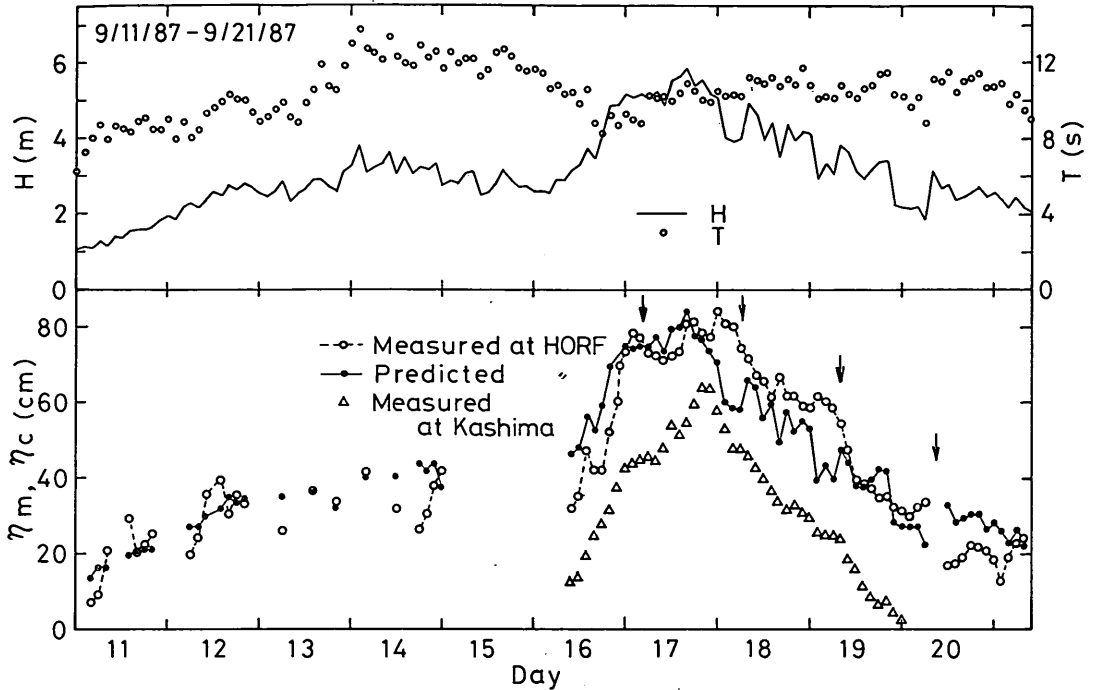


図-36 有義波高，周期，観測水位上昇量，計算水位上昇量の経時変化，(1987年，9月11日～21日)

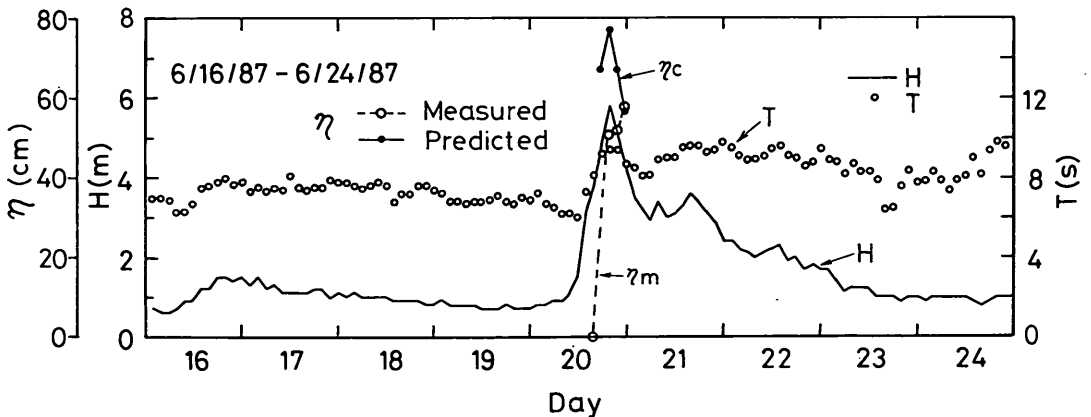


図-37 有義波高，周期，観測水位上昇量，計算水位上昇量の経時変化，(1987年，6月16日～24日)

- ③ 水位上昇量が増加している16日～17日16時の間は，計算水位上昇量が観測値より大きい。観測の水位上昇量が2～3時間遅れる。
- ④ 17日16時以降の水位上昇量が減少している間は，逆に計算水位上昇量は観測値より小さい。
- ⑤ 当然のことながら，計算水位上昇量の変化は沖波波高の変化と同位相である。

つまり，水位上昇量の変化は，外力（波高）に遅れて応答している。

水位上昇の時間遅れを他の例で確認するために，1987年1年間の観測期間中に発生した時化を調べてみると，沖波有義波高が5m以上になることがさらに一度あることが分かった。図-37は，その期間（1987年6月17～24日）の沖波有義波高，周期の変化を示したものである。計算水位上昇量と観測水位上昇量についてはわずかに6月20日18時～24時についてだけ示されている。HORFでは，6月21日夜半に計測を制御しているミニコンピュータの出力トラブルがあり6月22日（日曜日）の観測が欠

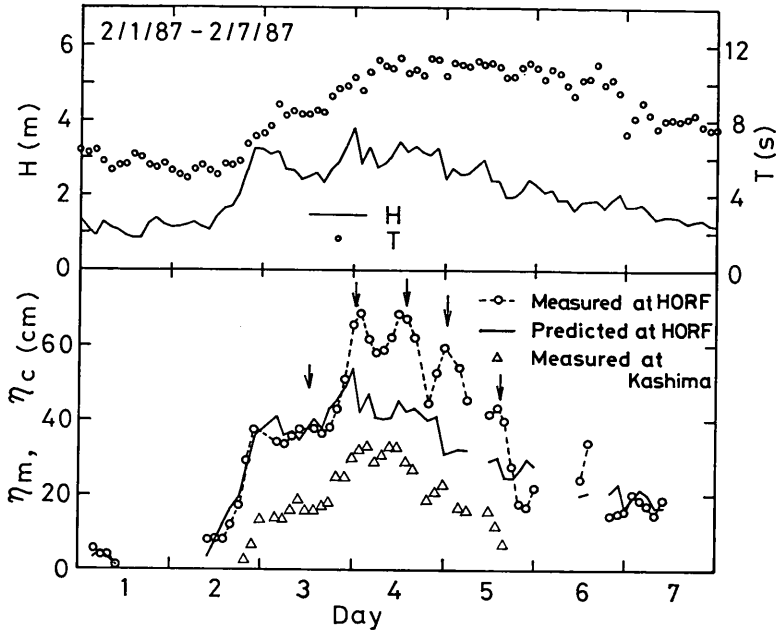


図-38 有義波高, 周期, 観測水位上昇量, 計算水位上昇量の経時変化, (1987年, 2月1日~7日)

測となったためである。この高波浪以前に長期間にわたって、穏やかな波浪状況であったため、水位上昇量観測地点に相当砂が堆積し、海底レベルが高くなっているの、例え正常に観測されていたとしても、大部分のデータが3.1で述べた実水深50cm以上の条件に適合せず、本解析の対象にはならなかった。図中の観測水位上昇量も実水深50cm以上の条件を満たしていない(4回の観測時の平均実水深は28cm)。この限られたデータを見ると、観測値は沖波波高が大きくなっている期間に計算値よりも20cm以上も低く、沖波波高が極大になった後に計算値とほぼ一致するという水位上昇の時間遅れの様相がうかがえる。

図-38は、⑩を含む前後数日間の有義波高, 周期, 観測水位上昇量, 計算水位上昇量, 鹿島港港内の潮位偏差を示したものである。このときの沖波有義波高は4m以下で変化しており、図-36, 37のケースに比べて小さい。観測水位上昇量と計算水位上昇量は、2月3日までよく一致しているのであるが、2月4日~5日の間で観測値が計算値を大きく上回っている。図中の矢印は、干潮時刻を示したものである。干潮時に対応して、水位上昇量が大きくなることは先に述べたように観測地点が相対的に汀線に近付くからである。しかし、この小さなピークを除いても依然として後半の観測水位上昇量は大きい。

まず、以下のチェックを行なった。

- 観測水位の信ぴょう性を確認するために、棧橋上145m地点(図-3参照)の波形データから平均水位を計算してみたところ、水位は約10cm低いもののほぼ同じ変化をしていた。また、図中に△印で示す鹿島港港内の潮位偏差にも、汀線付近に比べて上昇量は30~40cm低いものの後半に大きくなる傾向が認められる。すなわち、観測水位(観測水位上昇量)は正しいと判断された。
- 沖波有義波高は、阿字ヶ浦の波の諸元から推定したものである。そこで、阿字ヶ浦の波浪データと大洗港で観測した波浪データを比較したところ両者はよく一致していた。すなわち、回帰式(式(7))を用いた水位上昇量の計算に使用した波浪データも正しい値であると判断された。

次に、次節以降の要因による水位上昇の可能性も検討したが、⑩の後半の大きな上昇量差を説明する要因を見つけることができなかった。

なお、この時の気象, 海象概況については小舟ら(1988)が、詳しく述べている。それによると、

2日未明に日本海に低気圧が発生し、2日早朝には、本州の南岸沿いに前線が現れ、四国沖と、関東沖に別の低気圧が発生した。三つの低気圧は非常にゆっくりと東進し、3日夜半に三陸沖で一つにまとまり急激に発達し、中心気圧980mbになった。その後も低気圧は、966

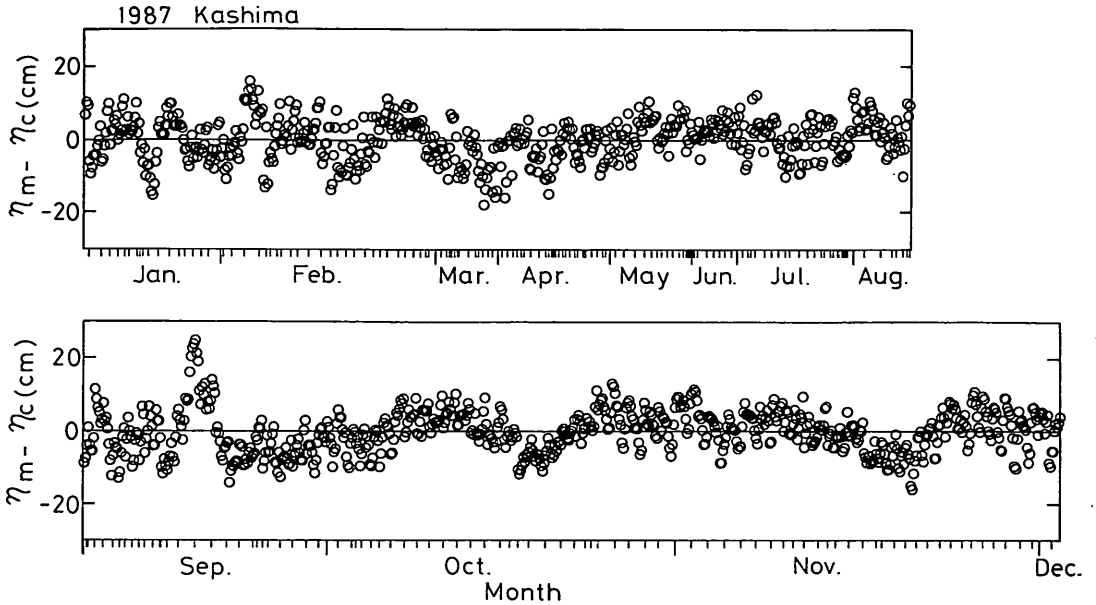


図-39 上昇量差の時系列変化 (鹿島港)

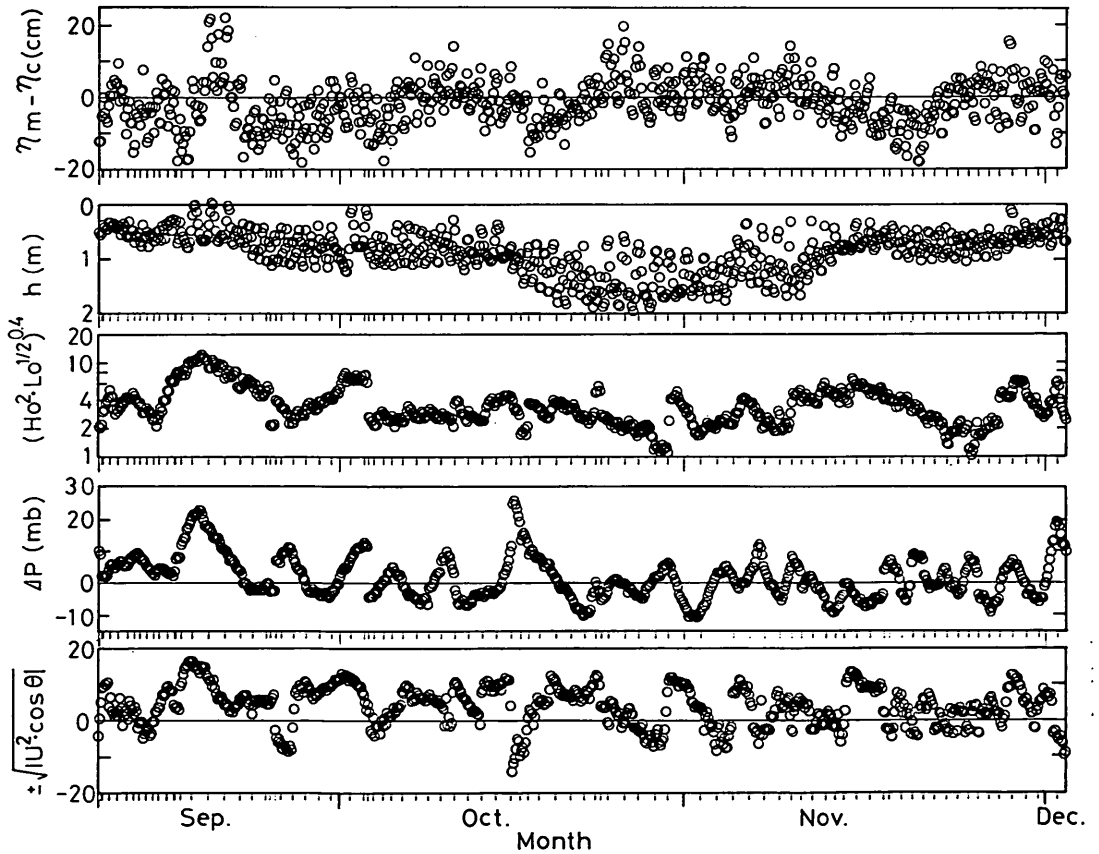


図-40 上昇量差変動と静止水深、エネルギーフラックス、気圧偏差、風の変動の比較

mb まで気圧を下げつつ、4 日午後まで三陸沖にほぼ停滞していた。このため、太平洋側の関東以北では、3 日未明より高波が生じはじめ、3 日昼から 4 日未明に波高のピークが生じている。同時に、2 月 4 日には西から中心気圧 1040mb の非常に勢力の強い高気圧が東に張り出してきており、関東以西の太平洋側では気圧が高くなっている。つまり、観測点の北側で急激な気圧低下が生じたことと、南側に高気圧が張り出してきたことが、観測水位上昇が大きくなった理由の可能性もある。なぜなら、本解析では、1013mb からの気圧偏差を考慮しているが、上述のような状況下では、もっと高い気圧を基準にして、気圧偏差を計算しなければならないと思うからである。しかし、これ以上の検討はしなかった。

### 5.2 海流の変動

図-35 の、上昇量差の時系列表示をみて、第二に認められることは、上昇量差が 1 カ月程度あるいはそれ以上の周期でゆっくりと変動していることである（5 月～8 月の間の観測ケース数は少ないことに注意されたい）。本節では、この原因について考察する。

最初に、長い周期の変動が HORF の汀線付近に特有なものであるかどうかを確認する。図-39は、4.4 において求めた鹿島港における重回帰分析結果を用いて計算した鹿島港港内の水位上昇量と鹿島港港内の潮位偏差（鹿島港港内の上昇量差）を、図-35と同様に示したものである。鹿島港港内の上昇量差の時系列変化においても、HORF と同様な長い周期の変動が同程度の振幅で認められる。すなわち、上記の長い周期の変動は HORF だけでなく、広い空間スケールで生じているといえる。

図-40は、HORF での観測ケースが比較的連続している 9 月以降の観測時について、HORF の上昇量差、観測時の静止水深、沖波エネルギーフラックス、気圧偏差、風を時系列表示したものである。静止水深は、10 月中旬から 11 月上旬にかけて大きく（深く）なっていて、長い周期の上昇量差に対応しているかのように見える。しかし、水深が深くなることは観測地点が相対的に沖側に位置することに相当し、したがって wave set-up 量は少なくなるはずであるのに対して、この期間の上昇量差は大きくなっているため、上昇量差の長い周期の変動は観測地点の海底レベル変動によるものではないといえる。さらに、上昇量差に存在する長い周期に対応した変動は、エネルギーフラックス、気圧変動、風にも認められない。

そこで、長い周期の変動が生じた原因の可能性として、次の 2 点を考察する。

- ① 計算した静止水位（天文潮位）に誤差がある。

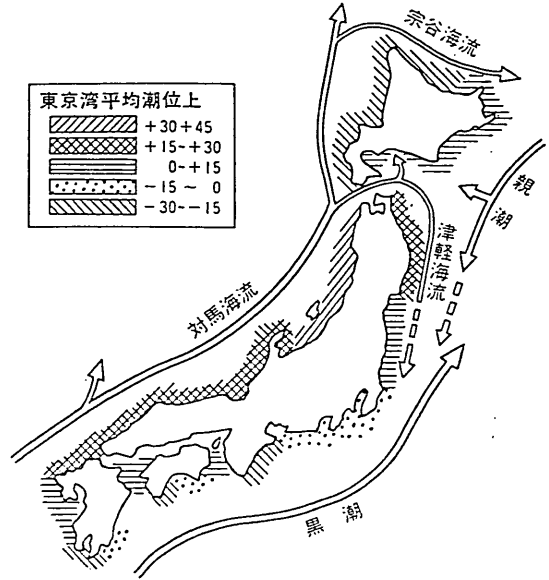


図-41 日本沿岸における平均潮位の分布（海岸保全施設築造基準，1988）

- ② 分潮成分に含まれない空間スケールの大きい物理現象が存在する。

村上（1981）によると、調和分解によって得られる調和定数は解析対象とする年によって異なることがある。その傾向は、特に長周期潮にしばしば起こる。本解析では、静止水位（天文潮位）を、1978年の観測潮位を調和分解して得られた分潮成分の合成で計算している。すなわち、調和分解対象年とその適用年が異なるために、計算した天文潮位に村上が指摘していることが含まれている可能性がある。そこで、1987年の鹿島港港内の観測潮位を最小自乗法（村上，1981）により 28 成分に調和分解し、得られた成分を用いて再合成した潮位を静止水位として、4.2 と同様の解析を行った。しかし、上昇量差の時系列変化は、図-35 とほとんど変わらなかった。つまり、①の可能性はなくなった。

次に②について考察する。図-41 は、日本沿岸の平均潮位を東京湾中等潮位を基準に表示したものである（海岸保全施設築造基準，1988）。鹿児島から銚子までの太平洋沿岸域の平均潮位は低く、北海道から銚子までの太平洋沿岸域および日本海沿岸域では高い。永田（1981）によると、コリオリ力によって海流の流れの方向に向かって右手側では水位が上昇し、左手側では水位が下がる。したがって、日本沿岸の平均潮位の分布は、図中に示された海流によって生じたものであるといえる。そうすると、HORF の沖合いは、黒潮と親潮、津軽海流が

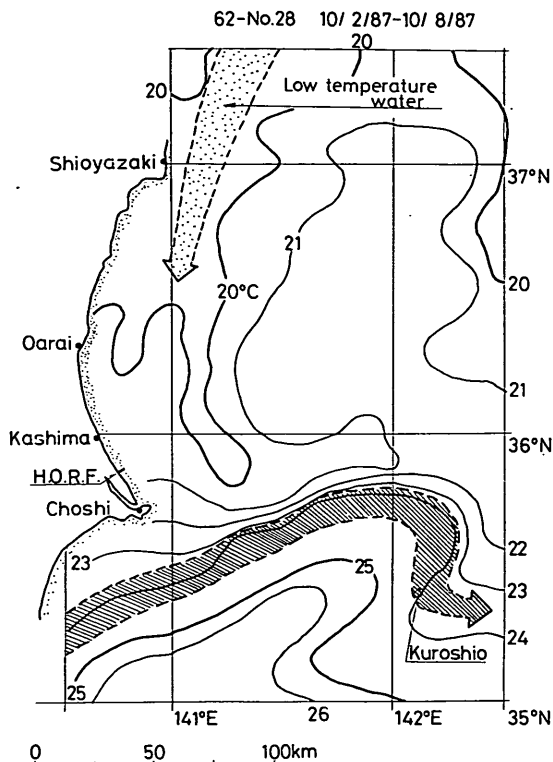


図-42 1987年10月2日～8日の海面水温分布、海流のパターン（茨城県水産試験場, 1987b）

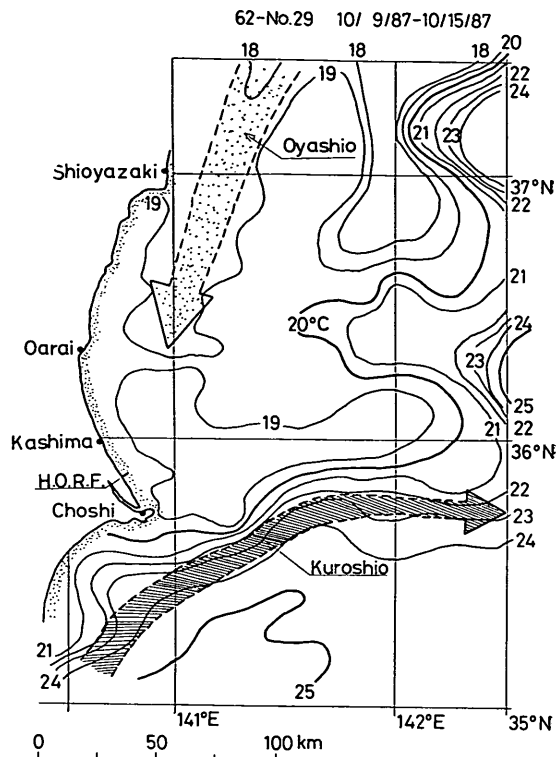


図-43 1987年10月9日～15日の海面水温分布、海流のパターン（茨城県水産試験場, 1987c）

南北方向から出合う日本で唯一の場所であり、これらの出合いの微妙な変化が沿岸部の水位に反映される可能性がある。そこで、データの欠測の少ない、9月から11月の上昇量差と海流との関係について検討する。

図-42は、1987年10月2日～8日の1週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン（茨城県水産試験場, 1987b）である。黒潮は、銚子の南約16km付近を東北東に流れ、北緯35°40′ 東経142°10′ 付近から南東へ流去している。これに対して、低温水の南下が生じており、水温20°Cの等温線が銚子の東北東約35kmの位置まで達している。ただし、鹿島灘の岸から50kmより沖合いは広く20°C～21°Cの水温で覆われている。このような状態の時には、黒潮による反流が形成されにくく、南下する親潮の流速は大きくないようである（図-42では、ただ単に低温水と表示されていて、親潮とは表示されていない）。これと同じ海面水温分布と海流のパターンが、これ以前の1987年8月28日～10月1日にも形成されていた（茨城県水産試験場, 1987a）。したがって、1987年8月28日～10月8日の鹿島灘を南下する親潮の流速は弱かったものと推察され、図-49（後に、まとめて親潮南下流の強弱

を示す）にこの旨記入した。

図-43は、1987年10月9日～15日の1週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン（茨城県水産試験場, 1987c）である。黒潮は銚子の南東約35kmを東北東に流れ、北緯35°45′ 東経141°40′ 付近から東へ流去している。同時に、東経142°30′ に沿って水温20°C以上の等温線が密になっていることから、ここに北上する黒潮分派流（久保・友定, 1981）が存在することがわかる。この黒潮分派流の反流によって親潮の南下が強められ、鹿島灘には水温19°Cの海水が北から流入してきている。すなわち、この期間は親潮の南下流速は相対的に強かったものと判断され、その結果を図-49に示した。

図-44は、1987年10月16日～22日の1週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン（茨城県水産試験場, 1987d）である。黒潮は、銚子の南東約40km付近を流れ、北緯35°30′ 東経142°00′ 付近から東へ流去している。先週に存在した黒潮分派流（図-43）は消失している。そして水温20°Cの等温線が塩屋崎に接近し、その結果親潮の南下をブロックしているようであり、親潮を示す矢印が鹿島灘まで伸びていない。鹿島灘には、先週南下した

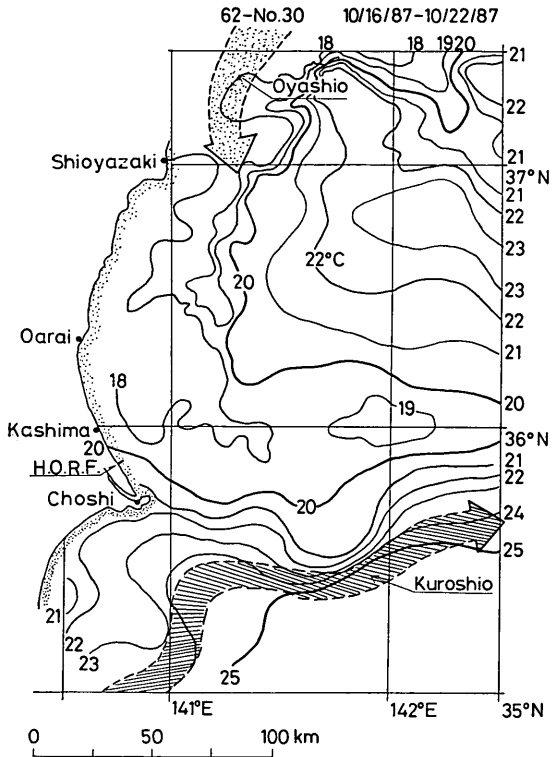


図-44 1987年10月16日～22日の海面水温分布，海流のパターン（茨城県水産試験場，1987d）

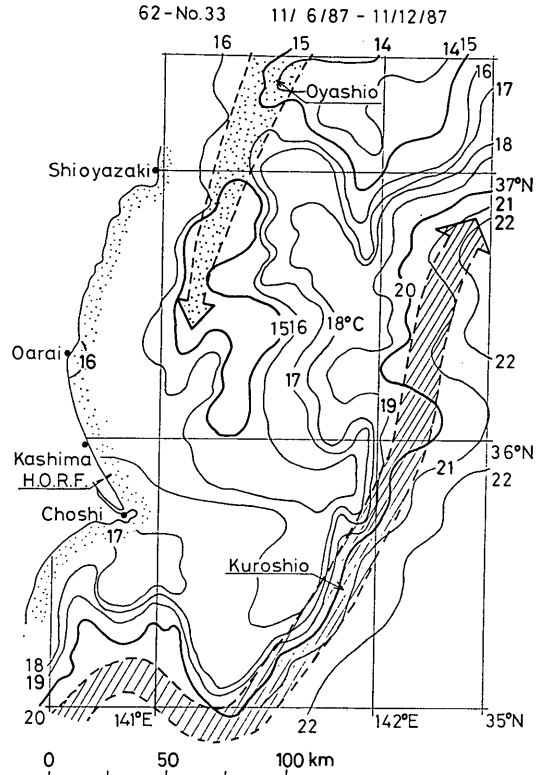


図-45 1987年11月6日～12日の海面水温分布，海流のパターン（茨城県水産試験場，1987f）

冷水塊が存在する。このことから、この期間の親潮の鹿島灘における南下流速は弱かったものと判断され、図-49にその旨示した。

図-45は、1987年11月6日～12日の1週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン（茨城県水産試験場，1987f）である。黒潮は銚子の南約70kmで蛇行し、北緯35°10′東経141°00′付近から南東に流れ、北緯35°00′東経141°30′付近で北北東に向きをかえ、北緯36°00′東経142°10′を通過して北上する。図-46は、図-45に対応する期間の、実測流速ベクトルである（気象庁，1987b）。ここで注目している鹿島灘では、11月10日～13日に流速計を用いて流速が測定された。この図によると、鹿島灘沖は、非常に速い南下流（0.5～0.95m/s）が生じている。通常、親潮の流れは0.2m/s以下である（永田，1981）ことから、黒潮の北上にともない黒潮の陸側に反流が生じ、そのため南下流が速くなったものと考えられる。図-45に示した期間前に相当する10月23日～11月5日の間の海面水温と海流のパターンも、ほぼ図-45と同様であった（茨城県水産試験場，1987e）ので、1987年10月23日～11月12日

の南下流速は大きかったと判断して、その結果を図-49に示した。

図-47は、1987年11月13日～19日の1週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン（茨城県水産試験場，1987g）である。黒潮は、銚子沖で大きく蛇行したのち、北緯36°10′東経142°00′付近から北上している。蛇行の程度は図-45のときより著しい。このためか、銚子沖北緯35°30′東経141°30′から大洗に向かって暖水舌が入り込んでいることが水温16°Cの等温線形状からうかがえる。すなわち、南下流はこの暖水舌に阻止され非常に弱くなっているものと考えられる。そこで図-49に、この期間の鹿島灘の南下流の程度を弱として示した。

図-48は、1987年11月27日～12月3日の1週間の平均的な海面水温分布と海流のパターン（茨城県水産試験場，1987i）である。黒潮は、銚子沖を東北東に流れ、北緯35°50′東経142°30′付近を通り、さらに東へ流去している。そして、黒潮北上分派流より派生した暖水舌が、北緯36°45′を中心に西に張り出し、その先端は反時計回りに渦を形成し銚子沖まで達しているようである。



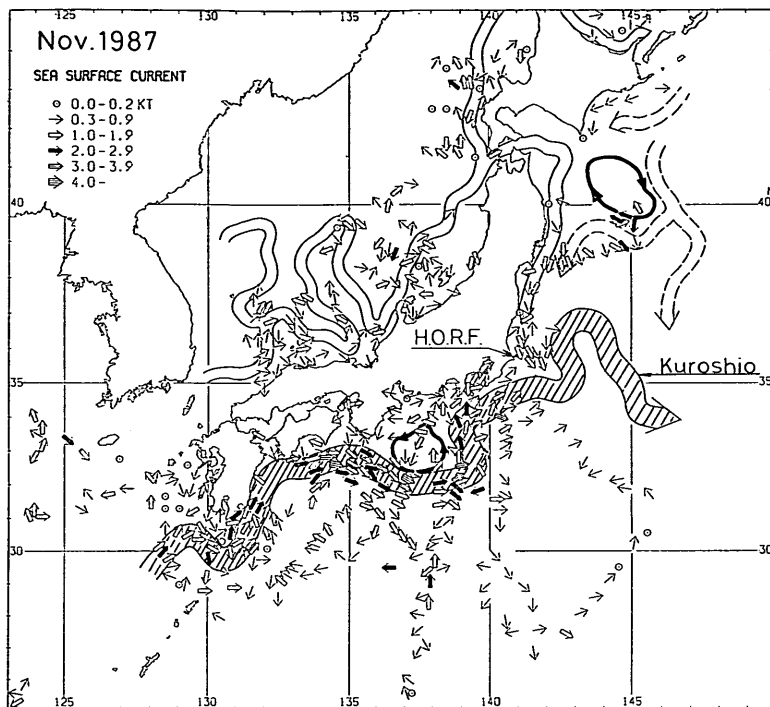


図-46 1987年11月の日本近海の海流流速ベクトル (気象庁, 1987b)

すなわち、反時計回りの渦により鹿島灘では南下する流れが強くなっていると考えられる。11月20日～26日の海況（茨城県水産試験場, 1987h）は、図-48への遷移状態になっていると判断されたので、これらをまとめて1987年11月20日～12月3日の南下流は強として図-49に示した。

以上に述べた1987年9月以降の鹿島灘の南下する海流の流速の強弱を、図-49に水位上昇量差と共に示す。図中には、南下流の強弱の判断の根拠とした海況図番号も併せて示した。この図によると、南下流速が弱いと判断された期間には、上昇量差が負になっている。すなわち、観測の水位上昇量が、波、気圧、風を考慮して計算した水位上昇量より小さい。一方、南下流速が大きいと判断された期間には上昇量差が正、つまり観測値が計算値より大きい。

さて、図-41によると、鹿島灘の平均潮位は東京湾中等潮位よりいく分高い（平均的な潮位上昇は、調和解の中に平均潮位として含まれている）。このことは、コリオリ力により海流の進行方向の右側で水位が上昇することを考慮すると、この海域では平均的には南下する親潮が存在することを意味している。しかし、南下する海流の流速は図-49に示したように強くなったり弱くなっ

たりしているので、海流の流速が強いときには水位上昇量がより大きく、弱いときには上昇量がより小さくなる。この変動は、天文潮には関係ないので分潮成分には含まれていない。そうすると、予測した天文潮位に比べて、南下流が強いときには静止水位が高くなり、南下流が弱いときには低くなる。これに対して、水位上昇量の計算では天文潮位を基準（静止水位）にしているので、結果として海流の流速変動による水位変動が水位上昇量に含まれることになる。すなわち、南下流の流速が大きいときには、上昇量差が正になり、小さいときには負になる。このようなことから、上昇量差の長期的変動は、鹿島灘を南下する海流（親潮）の流速の変動によって生じたといえる。

### 5.3 Inner bar の存在

図-50は、観測棧橋に沿う、極浅海域の代表的な海底断面を示したものである。図中の矢印は、水位上昇量観測点位置を示す。タイプ-Aは、ほぼ一様勾配の断面、タイプ-Bは、測点45m～120mの間が水平に近い断面、タイプ-Cは、140m付近に inner bar 頂部が存在する断面、タイプ-Dは、inner bar が岸方向に移動し、その岸側に深く狭い沿岸方向に伸びる水路（runnel 地形）が形成された断面である。タイプ-C、タイプ-D

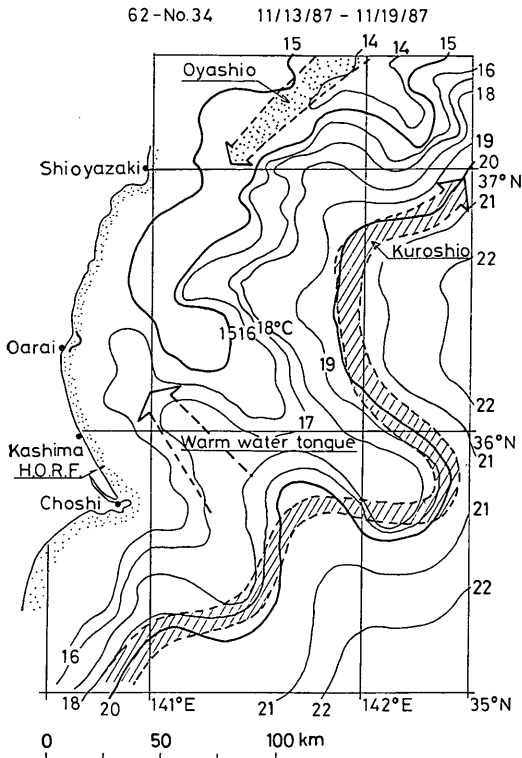


図-47 1987年11月13日～19日の海面水温分布、海流のパターン（茨城県水産試験場，1987g）

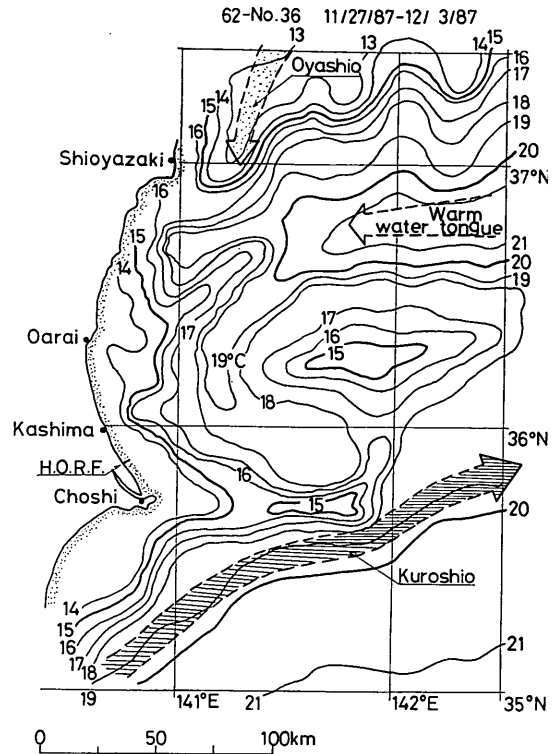


図-48 1987年11月27日～12月3日の海面水温分布、海流のパターン（茨城県水産試験場，1987i）

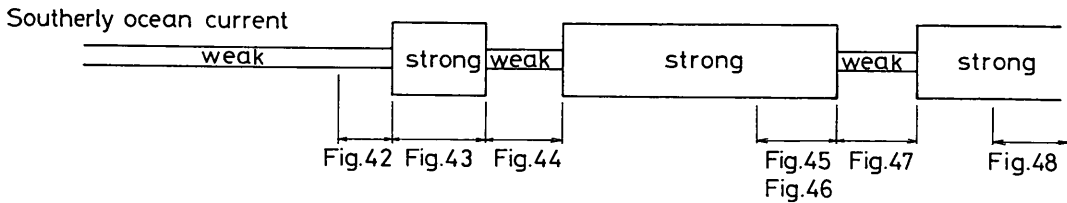
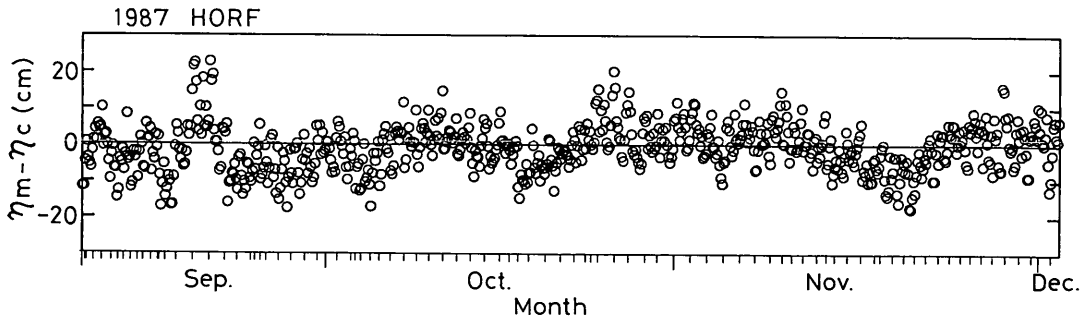


図-49 上昇量差と鹿島灘の親潮南下流速の強弱

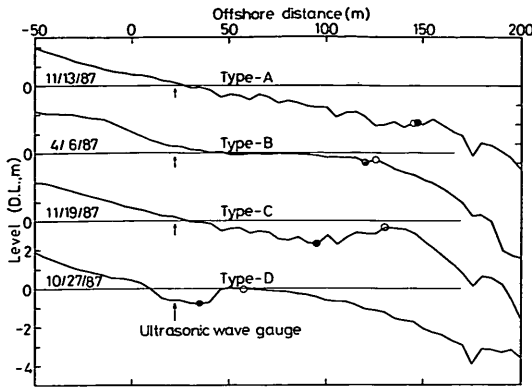


図-50 浅海域の代表的な海底断面

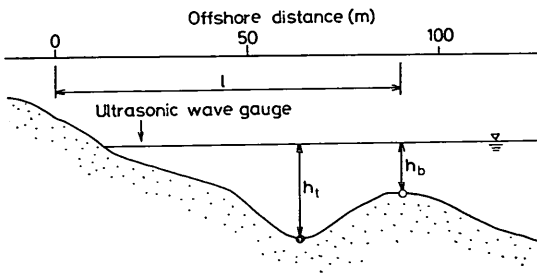


図-51 Inner bar の定義図

のような inner bar が形成されると、bar 上で砕波が生じその背後（岸側）に海水がトラップされ、より大きな水位上昇が生じる可能性がある。そこで、inner bar の規模と上昇量差の関係を調べることにする。

Inner bar の規模を簡単に数量化するために、岸沖方向 5m 間隔で測定した断面データを用いて、測点 0m から測点 150m までの間で最もレベルが低い地点（図-50 中黒丸）と、最もレベルが高い地点（bar：同図中白丸）の静止水深を  $h_t$ 、 $h_b$  とする（図-51）。ここで、静止水

深は、観測時の天文潮位を基準とした水深であるので、例えば海底地形が変化しなくても、天文潮位が変化すると、 $h_t$ 、 $h_b$  も変化する。そして、inner bar の規模を

$$\text{Inner bar の規模} = h_b/h_t \quad \dots\dots(1)$$

で計算した。Inner bar が存在せず、一様勾配のとき（図-50、タイプ-A）は、 $h_b/h_t \approx 1.0$  になり、inner bar がよく発達した状態（タイプ-D）では、 $h_b/h_t$  の値が 0 に近くなる。

図-52は、上昇量差と式(1)で定義した inner bar の規模を比較したものである。Inner bar の規模を表す縦軸は、上方方向に  $h_b/h_t$  が減少するようになっており、上方にプロットされているほど inner bar の規模が大きくなることに注意されたい。また、inner bar 頂部の位置（図-51中の  $l$ ）が測点 100m より沖側にあるときを×印で、岸側にあるときには●印で区別した。

図-52によると、Inner bar の規模が大きいつきは、一般に bar 頂部が測点 100m より岸側（●印）にある傾向が強い。Inner bar がよく発達しているのは10月下旬から11月上旬（図中◎の期間）にかけてであり、この間の上昇量差がしばしば大きくなっている。つまり、inner bar が発達する（図-50、タイプ-D参照）と汀線付近の水位上昇量がより大きくなるようである。

Inner bar の存在が水位上昇量を大きくするとすれば、どのような状況で inner bar が形成されるかということが問題となる。図-53 は、入射波のエネルギーフラックスと inner bar の規模を比較したものである。縦軸のエネルギーフラックス表示は式(10)に基づいている。この図によると、エネルギーフラックスが大きいほど  $h_b/h_t$  は 1.0 に近づく（inner bar の規模が小さいあるいは消滅）。逆に言うと、inner bar がよく発達するのは、エネルギーフラックスが小さい比較的穏やかな波浪条件のときである。Inner bar が発達しつつ岸方向に

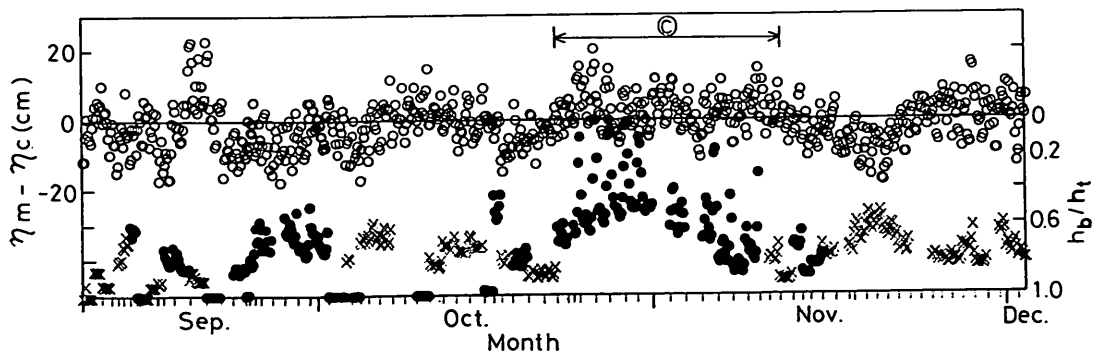


図-52 上昇量差と inner bar の規模の経時変化

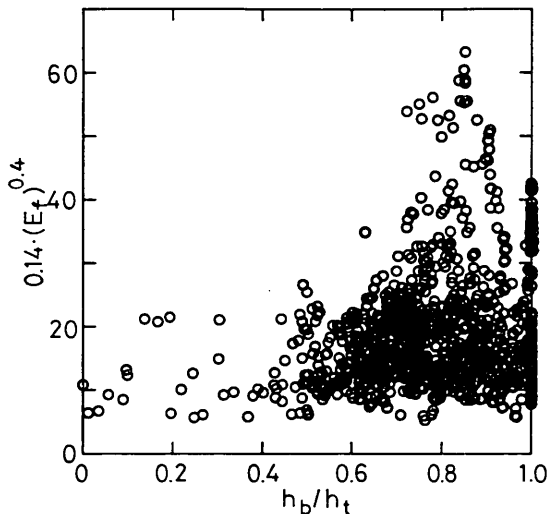


図-53 入射波のエネルギーフラックスと inner bar の規模の関係

移動する堆積過程は、入射波高の小さいときであることは、従来より指摘されている(武田・砂村, 1983)。したがって、海岸構造物の設計高潮位や海浜後浜の侵食が問題となる荒天時においては、inner bar の規模が小さいあるいは消滅しているため、工学的には、水位上昇量に関して inner bar の存在を考慮する必要はない。

5.4 測定地点の相対的变化

観測では、汀線付近の固定点において水位上昇量を測定している。ところが、潮位変動(対象海岸の朔望平均満潮位と干潮位の差は1.5m、鹿島港)があるために、測定点の汀線からの相対位置が変化する。つまり、満潮時には汀線位置が後退するため測定点が相対的に沖方向に移動する。また、海底地形が変化すると、潮位が同じ状態で測定した結果であっても、測定点の水深が異なる

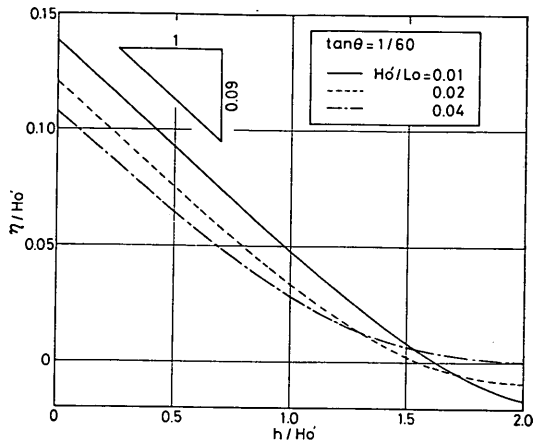


図-54 合田(1975)の理論による wave set-up 量

(汀線からの相対位置が変化する)。これらの結果、例えば外力条件が同じであっても、測定される wave set-up 量は異なる。

図-54は、合田(1975)の理論で計算した。海底勾配1/60の場合の wave set-up 量である。観測時のほとんどは、換算沖波波形勾配が  $0.01 < H_0'/L_0 < 0.04$  (図-10参照)、観測地点の無次元水深が  $h/H_0' < 1.0$  (図-29参照)であったので、図-54より wave set-up 量の近似式として、

$$\frac{\eta}{H_0'} = -0.09 \frac{h}{H_0'} + f\left(\frac{H_0'}{L_0}\right) \quad \dots (12)$$

を得る。式(12)の偏分を計算すると、入射波の諸元に関係なく

$$\Delta\eta = -0.09 \Delta h \quad \dots (13)$$

となる。すなわち、観測地点の汀線からの相対的な距離が近くなり水深が浅くなると ( $\Delta h < 0$ )、水位上昇量が水深変化量の9%ほど大きくなる。

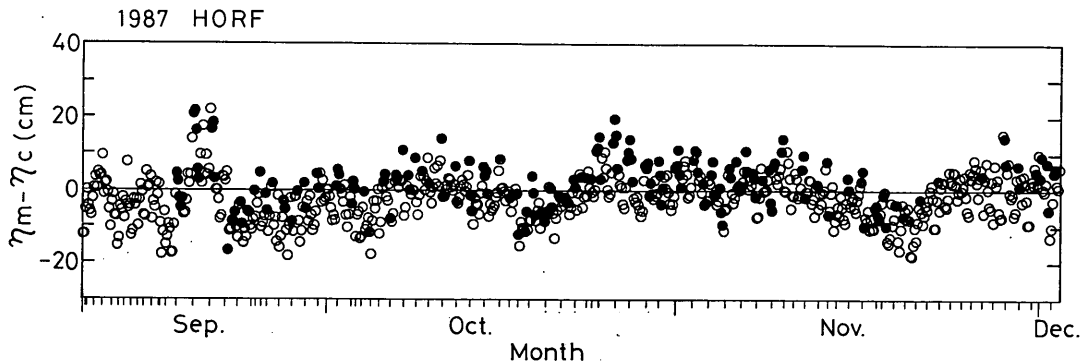


図-55 上昇量差の時系列変化と静止水位の関係

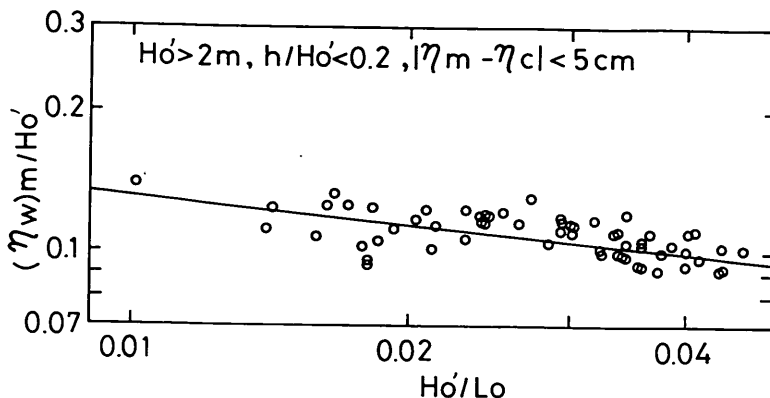


図-56 無次元観測 wave set-up 量と換算沖波波形勾配の関係

1987年9月以降の上昇量差の時系列変化を、図-55に示す。ただし、この図の中では、測定時の静止水位（天文潮位）がその日の一日平均天文潮位より低い場合を黒丸、高い場合を白丸で区別してプロットしてある。黒丸データがより上方にプロットされる傾向があることが分かる。すなわち、静止水位が低く測定点が相対的に岸側に位置するほど水位上昇量が大きくなる傾向がある。また、プロットされた上昇量差が幅約15cm程度の帯状になっていることと、式(9)の  $\Delta h$  に潮差1.4mを代入して計算される  $\Delta \eta = 13\text{cm}$  はよく対応する。

### 5.5 波形勾配

初期の wave set-up 量式は波高だけで表現されていた。これに対して合田(1975)の wave set-up 計算式の1つの特徴は、波形勾配（あるいは波の周期）の影響を考慮していることである。本節では、観測データに基づき、波形勾配の影響について検討する。

波形勾配の wave set-up に及ぼす影響は、もともと2次的であるので、すべての観測データを用いると、波、気圧偏差、風以外の要因による水位上昇量も含まれ、データのバラつきが非常に大きくなることが予め推察できる。そこで、検証に用いるデータを次の基準で選定した。

- ①  $H_0' > 2\text{m}$  : 換算沖波有義波高の大きい方を選んだのは、wave set-up 量が大きいので相対的に測定誤差が小さくなるということと、有義波高が大きいときには inner bar の規模が小さくなって余分な水位上昇が生じていないからである。
- ②  $h/H_0' < 0.2$  : 無次元静止水深の大きさによって、wave set-up 量が異なるので、ある範囲の無次元水深に限って、データを選定しなければならない。 $h/H_0' < 0.2$  としたのは、高波浪時の無次元静止水

深の頻度がこの範囲で高いからである（図-29参照）。

- ③  $|\eta_m - \eta_c| < 5\text{cm}$  : 観測水位上昇量と計算水位上昇量の差（上昇量差）がずれる原因の中に、水位上昇の時間遅れ、海流流速の強弱等がある。そこで、これらの影響が比較的少ないデータをピックアップする目安として、上昇量差の絶対値が5cm以内のものとした。

上記①～③の基準を同時に満たす観測データを、抽出し、観測水位から天文潮位、気圧偏差による吸い上げ、風による吹き寄せを引いた観測 wave set-up 量  $(\eta_w)_m$  を計算し、その時の換算沖波有義波高で無次元化した。この無次元観測 wave set-up 量と換算沖波波形勾配の関係をプロットしたのが図-56である。図中の実線は、合田(1975)の理論と一致することを確認した式(8)を表示したものである。この図より、波形勾配が小さくなるほど無次元 wave set-up が大きくなることが認められる。

## 6. おわりに

茨城県鹿島灘にある波崎海洋研究施設（HORF）において1987年1月14日から12月2日までの間に測定された汀線付近における水位上昇量と、波、気圧、風およびその他の要因との関係について検討した。本研究によって得られた結論は以下のとおりである。

- a. 静止水位は天文潮位で評価できる。
- d. HORF のある海岸での汀線付近の水位上昇量 (cm) は、次式で計算できる。

$$\eta = 0.69 \cdot \Delta P + 0.04 \cdot U^2 \cdot \cos\theta + 5.20 \cdot (H_0'^2 \cdot L_0'^{-2})^{0.4}$$

この式の第3項（wave set-up 項）は、HORFの海底勾配（1/60）を考慮して合田（1975）の理論で計算した水位上昇量と一致する。さらに、入射波の

波形勾配が小さくなると上昇量が大きくなることが確認された。したがって、合田の理論の現地適用性はよい。また、第3項はエネルギーフラックスに置き換えることができる(式(40)参照)。

- c. 水位上昇量への各要因の寄与は、波による wave set-up が最も大きく、気圧低下、風の吹き寄せの効果はあまり大きくない。
- b. 水位上昇量に及ぼす波、気圧偏差、風以外の要因として以下のことを明らかにした。
- ① 時化時の波の発達・減衰に伴う水位上昇は、2～3時間遅れる。
  - ② 親潮の南下流速の変動によって、沿岸部に1ヶ月程度の長い周期の水位上昇量変動が生じる。
  - ③ 砕波帯内の極浅海域に形成される inner bar の規模が大きくなると、水位上昇量は大きくなる。ただし、inner bar が発達するのは静穏な時であり、水位上昇量が問題となる荒天時には規模が小さくなるか消滅する。
  - ④ 観測地点の汀線からの相対的位置が潮位変動にもなって変化するために、wave set-up 量が15 cm程度変化する。
- e. 鹿島港港内潮位に含まれる wave set-up 量は汀線付近の約1/2である。

最後に、鹿島港の分潮成分は気象庁海洋課から、大洗港の波浪データは茨城県三浜港工事事務所から、鹿島港の潮位データは第二港湾建設局鹿島港工事事務所から、漁海況速報は茨城県水産試験場から、それぞれ提供していただいた。鹿島港の波浪データの使用に当たっては、第二港湾建設局鹿島港工事事務所および、当所海洋水理部海象調査研究室のご協力をいただいた。合田の理論による水位上昇量の計算においては、当所水工部波浪研究室開発のプログラムを、最小自乗法による潮汐の調和分解の計算においては、当所海洋水理部海域環境研究室開発のプログラムを使用した。また、本報告の図面作成にあたっては、漂砂研究室の藤田誠技官、浅羽純子さんのご協力を得た。ここに記し、謝意を表する。

(1988年11月28日受付)

### 参 考 文 献

- 1) 泉宮尊司・堀川清司(1983)：砕波帯における波のエネルギー方程式のモデリング，第30回海岸工学講演会論文集，pp.15-19.
- 2) 茨城県水産試験場(1987a)：漁海況速報，62-No.23～No.27.
- 3) 茨城県水産試験場(1987b)：漁海況速報，62-No.28.
- 4) 茨城県水産試験場(1987c)：漁海況速報，62-No.29.
- 5) 茨城県水産試験場(1987d)：漁海況速報，62-No.30.
- 6) 茨城県水産試験場(1987e)：漁海況速報，62-No.31～No.32.
- 7) 茨城県水産試験場(1987f)：漁海況速報，62-No.33.
- 8) 茨城県水産試験場(1987g)：漁海況速報，62-No.34.
- 9) 茨城県水産試験場(1987h)：漁海況速報，62-No.35.
- 10) 茨城県水産試験場(1987i)：漁海況速報，62-No.36.
- 11) 海岸保全施設築造基準連絡協議会編(1988)：改訂海岸保全施設築造基準解説，p.101, 269p.
- 12) 加藤一正(1987)：漂砂，沿岸地形と長周期波の関連，昭和62年度港湾技術研究所講演会講演集，pp.1-70.
- 13) 気象庁(1987a)：昭和63年潮位表，p.319, 326p.
- 14) 気象庁(1987b)：海況旬報，No.1482.
- 15) 久保治良・友定 彰(1981)：鹿島灘の海況-V，表面水温からみた近年の海況パターンの変動について，茨城水試創立80周年記念誌，pp.90-102.
- 16) 合田良実(1975)：浅海域における波浪の砕波変形，港湾技術研究所報告，第14巻，第3号，pp.59-106.
- 17) 小舟浩治・亀山 豊・末次広児・菅原一晃・後藤智明・橋本典明(1988)：沿岸波浪観測年報(1987年)，港湾技研資料，No.642, 254p.
- 18) 榎木 亨・岩田好一郎・東 俊夫(1978)：不規則波による平均水位変動に関する研究，第25回海岸工学講演会論文集，pp.184-188.
- 19) 首藤伸夫(1981)：海の波の水理，新体系土木工学，24, 217p.
- 20) 武田一郎・砂村継夫(1983)：砂浜海岸の堆積過程における地形変化，第30回海岸工学講演会論文集，pp.254～258.
- 21) 永田 豊(1981)：海流の物理，海の中の風と嵐，ブルーバックス，講談社，pp.23-24, p60, p93, 227p.
- 22) 西村一夫・田中則男・竹内秀哲(1971)：日本海北部沿岸の異常波浪時における潮位特性について，第18回海岸工学講演会論文集，pp.241-244.
- 23) 村上和男(1981)：最小自乗法による潮汐・潮流の調和分解とその精度，港湾技研資料，No.369, 38p.
- 24) Bowen, A. J., D. L. Inman and V. P. Simmons (1968)：Wave 'set-down' and set-up, *Jour. of Geoph. Res.*, Vol. 73, No. 8, pp. 2569-2577.
- 25) Hansen, U. A. (1978)：Wave setup and design water level, *Jour. of Waterway Port and Ocean Division, ASCE*, Vol. 104, No. WW 2, pp. 227-240.
- 26) Holman, R. A. (1986)：Extreme value statistics for wave run up on a natural beach, *Coastal Engineering*, Vol. 9, pp. 527-544.

- 27) Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart(1962)  
:Radiation stress and mass transport in gravity  
waves, with application to 'surf beat', *Jour. of  
Fluid Mech.* 13, pp. 481-504.

- $\eta$  : 水位上昇量  
 $\eta_a$  : 天文潮位  
 $\eta_c$  : 天文潮位に式(7)で計算される水位上昇量を  
加えた水位  
 $\eta_{KASHIMA}$  : 鹿島港港内観測潮位  
 $\eta_{HORF}$  : 汀線付近の観測水位= $\eta_m$   
 $\eta_{max}$  : 静水時汀線での wave set-up 量  
 $\eta_{ps}$  : 気圧による水位上昇量  
 $\eta_w$  : wave seve-up 量  
 $(\eta_w)_c$  : 式(7)の wave set-up 量  
 $(\eta_w)_m$  : 観測水位から天文潮位および式(7)の気圧偏  
差, 風による水位上昇量を差し引いた水位  
上昇量  
 $\eta_{wind}$  : 風による水位上昇量  
 $\theta$  : 汀線に対する風向 (図-10参照)  
 $\omega_o$  : 海水の単位体積重量 ( $t/m^3$ )

### 主要記号表

- $E_f$  : エネルギーフラックス ( $t \cdot m / m \cdot s$ )  
 $g$  : 重力加速度 ( $m/s^2$ )  
 $H$  : 沖波有義波高 (m)  
 $H_o'$  : 換算沖波有義波高 (m)  
 $h$  : 静止水深 (m)  
 $h/H_o'$  : 無次元水深  
 $L_o$  : 沖波波長 (m)  
 $P$  : 大気圧 (mb)  
 $\Delta P$  : 気圧偏差 (=1013-P) (mb)  
 $T$  : 沖波有義波周期 (s)  
 $U$  : 海面上10mの風速 (m/s)