

波による汀線付近の水位上昇量に関する現地調査

柳 嶋 慎 一*・加 藤 一 正**・磯 上 知 良*・村 上 裕 幸*

1. はじめに

碎波帯内で波による平均水位上昇が生じること (Wave set-up) は, radiation stress の概念の導入によって理論的に示されており¹⁾, 実験的にも実証されている²⁾.

実際の海岸では, 気圧低下, 風の吹き寄せの効果がこれに加わり, さらに水位が上昇する. 汀線付近の水位上昇は, 荒天時に後浜が侵食を受ける機構と関連が深いと考えられるので, 現地における水位上昇を評価することは, 海浜変形の予測や面的防護技術の確立のために非常に大切なことである.

これまで, 荒天時を含めた水位上昇を測定した例として, 日本海北部海岸における西村ら³⁾, CERC の観測栈橋における Holman⁴⁾ の研究がある. ただし, 前者は水位観測が港内の検潮記録によるものであること, 後者は栈橋先端の水位を基準として汀線付近の水位上昇量を定義しており, また気圧低下, 風の効果を考慮していない等の問題があり, 十分な現地データの蓄積がなされているとはいいがたい.

本報告は, 波崎海洋研究施設で測定した最大有義波高 6.0 m 時を含む現地データをもとに, 汀線付近の水位上昇量と沖波有義波高, 周期, 風向・風速, 気圧の関係を調べたものである.

2. 波崎海洋研究施設における現地調査

現地調査は, 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 427 m の波崎海洋研究施設 (以下 “HORF” と称する) で実施した (図-1).

汀線付近の水位を正確に測定するためには, Holman⁴⁾ のように浜への波の遡上を, 例えば 16 mm 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, やや測定精度は劣るが, 長期間の自動計測を優先し, 空中発射式超音波波高計 (USW) を用いて汀線付近の水位を測定することにした.

図-2 に示すように, 超音波式波高計を汀線付近の平均海底レベル D.L. 30 cm (=M.W.L. -39 cm) の真上の栈橋に取り付け, 2 時間間隔 20 分間の水面波形を 1 年間測定した.

平均水位は, 波形データ (4096 データ) を, 次章に述べるように, 単純平均して求めた.

水位上昇を引き起こす外力のうち, 風向・風速は, 栈橋先端において超音波式風向・風速計により, 大気圧は観測室内でアネロイド型気圧計を用いて測定した. 図-3 に, これらの計器の設置位置を, 平均海底断面と共に示す.

沖波は, 鹿島港南海浜 (図-1) で超音波式波高計により 2 時間毎に測定 (水深 D.L. -23.4 m) された有義波

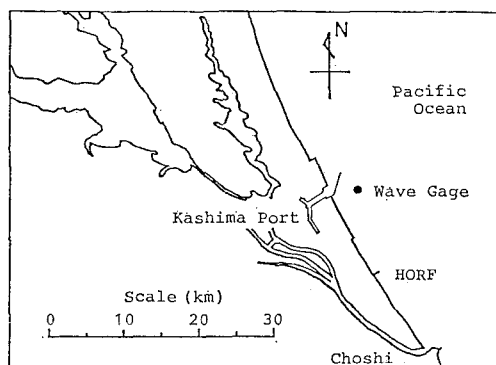


図-1 観測地点 (波崎海洋研究施設)

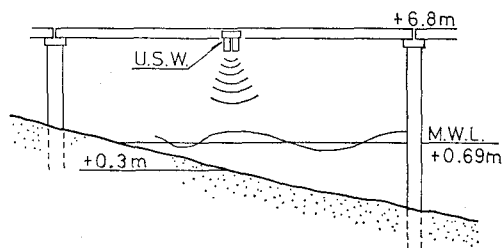


図-2 波高計設置位置

* 運輸省港湾技術研究所 水工部 漂砂研究室

** 正会員 運輸省港湾技術研究所 水工部 漂砂研究室長

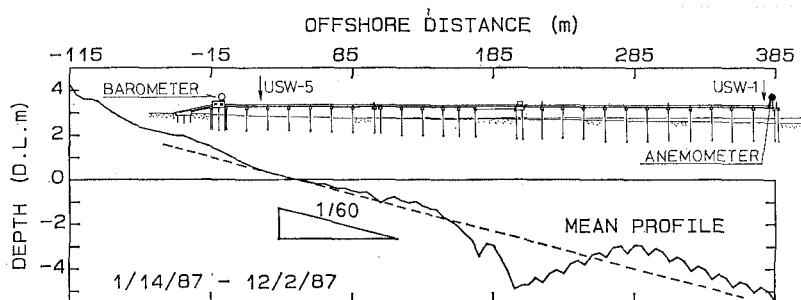


図-3 各計測器の設置位置

高、有義波周期を用いた。ただし、鹿島港の波浪データが欠測の場合は、鹿島港より50 km北側の阿字ヶ浦海岸で超音波式波高計により測定された波浪データから鹿島港の波浪を推定した。

なお、静止水面の評価に関連して栈橋先端の空中発射式超音波波高計(図-3)のデータを使用した。

調査は1987年1月～12月に実施した。調査期間中の代表的な高波浪時の気象、海象条件を表-1に示す。

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、汀線付近の絶対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 静止水位の評価

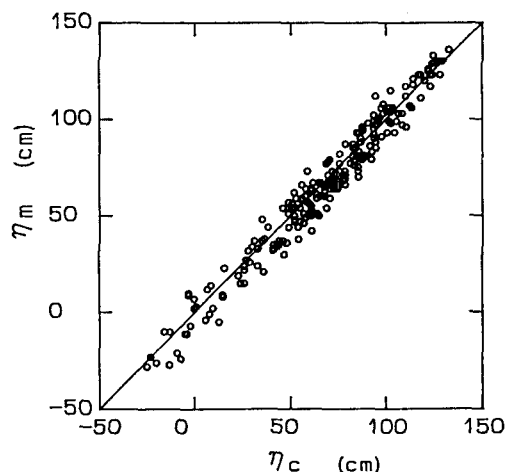
静止水位とは、なんら外力が作用しないときの水位であり、実験室では波を作用する以前の状態に相当する。現地では人為的にこの状態にすることができず、したがって測定することが不可能なので、鹿島港実測の潮位データの調和分解成分のうち、40分調成分を合成した天文潮位を静止水位とした。この評価の妥当性を確認するために、合成した天文潮位と波浪の静穏時(栈橋先端の波高1 m以下)で、かつ気圧偏差5 mb以内、風速3 m/s以下の時の栈橋先端における観測水位と天文潮位との関係を、図-4に比べてみた。天文潮位と観測水位は良く一致しており、天文潮位で静止水位が評価できると判断した。

3.2 絶対水位の解析

波高計で汀線付近の絶対水位を測定する場合、以下の2つの誤差を伴うことになる。

- ① 潮位変動にともなう、観測地点が相対的に岸沖方向に変動する(この影響については後述)。
- ② 波高計設置地点の平均海底レベルは、平均潮位以下39 cmに相当するので、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。また、引き波時に一時的に海底面が干出することがある。

図-5は、後者の一例として、2時間間隔で20分間測

図-4 観測水位(η_m)と天文潮位(η_c)の関係

定した水位の頻度分布を、連続1日間について示したものである。この例では、観測時刻12:00～18:00のデータに、海底面の干出時のものが含まれていることが、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分かる。このようなデータを基に単純平均水位を計算すると、高めに求まることになる。したがって、海底面の干出を含むデータは、解析対象から外す必要がある。

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(2.5 cm)を加えた高さを海底面高とした。このようにして決定される海底面高のうち、1日の最低レベルをその日の海底面高(Z_c)とした。図-5で、破線で示したレベルが Z_c に相当する。図-6は、1988年3月28日～5月12日までの波形データから求めた Z_c と測量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

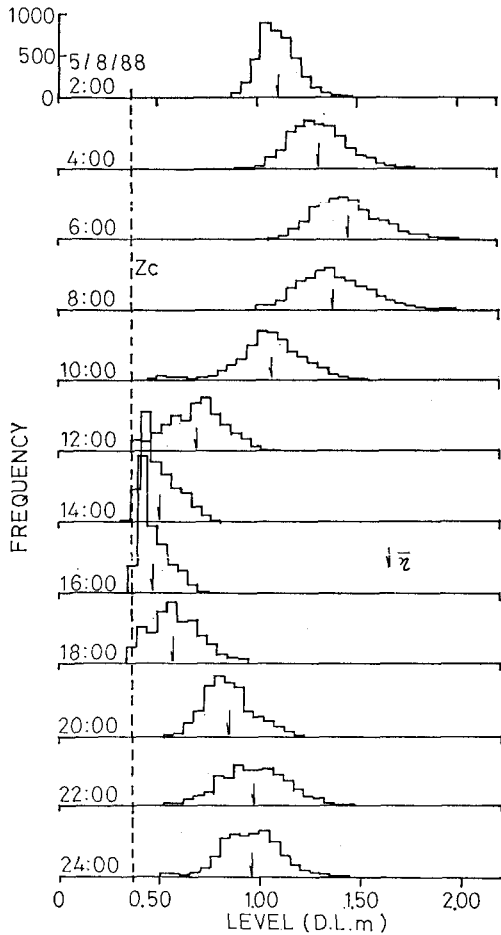


図-5 海底面レベルと水位頻度の関係

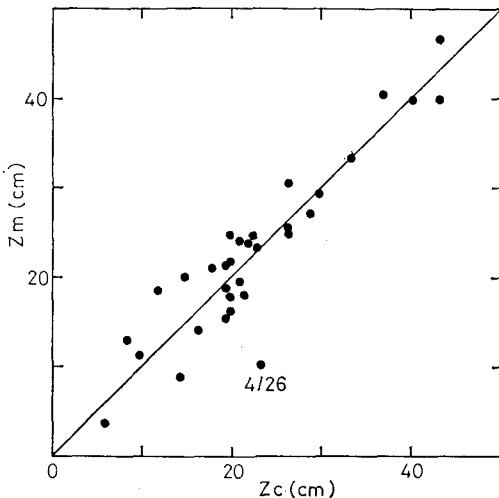
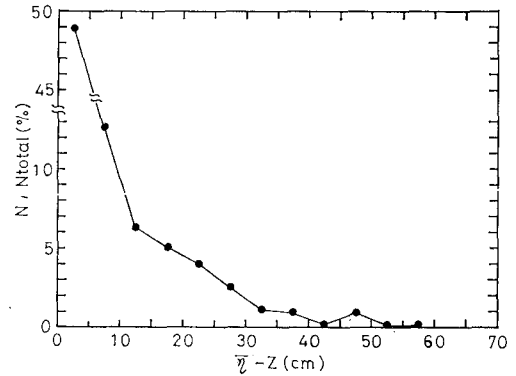
図-6 実測海底面高 (Z_m) と計算海底面高 (Z_c) の関係

図-7 平均水深と干出率の関係

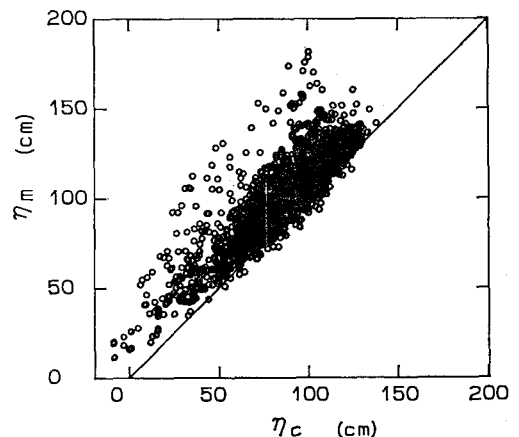
ため実測の時刻と Z_c が求まった時刻のずれがレベル不一致となって現われたものである。

図-5 によると、矢印で示した水位データの算術平均水位 ($\bar{\eta}$) が高いほど海底面の干出の可能性は低くなる。そこで、 $\bar{\eta}$ 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-7 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 30 cm 以上になると、干出率は 1% 以下となる。このことから、平均水深が 30 cm 以上となるときは観測データのみを以下の解析対象とし (1762 ケース)、このときの平均水位を絶対水位 (観測水位) とした。

4. 汀線付近の水位上昇量と外力の関係

図-8 は、調査期間中の観測水位 (絶対水位) と天文潮位との関係を示している。ほとんど全ての観測水位は天文潮位を上回っている。

図-9 は 1987 年 9 月に台風 13 号が来襲した際の有義

図-8 観測水位 (η_m) と天文潮位 (η_c) の関係

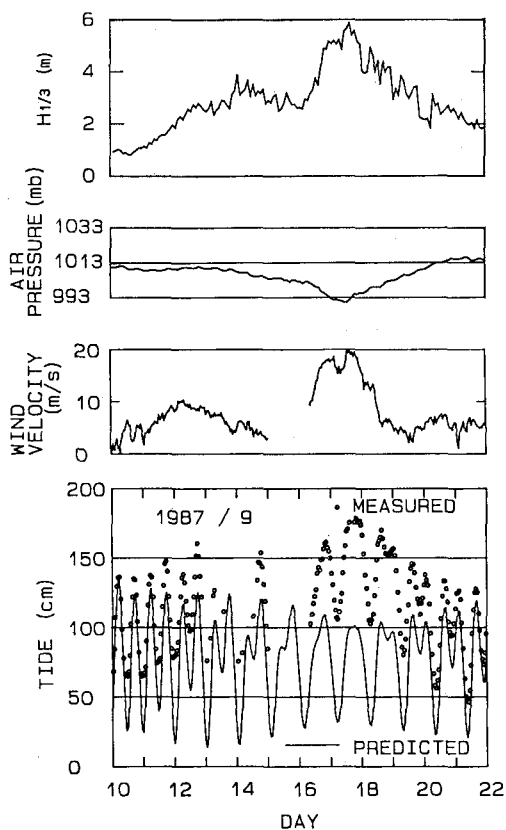


図-9 有義波高, 大気圧, 平均風速, 観測水位, 天文潮位の経時変化 (1987年, 台風13号)

波高, 大気圧 (P), 平均風速, 観測水位, 天文潮位の変化を示している。天文潮位にくらべて最大で 80 cm の水位上昇が生じているときには, 波高および気圧低下, 風速がすべて最大となっている。すなわち, これらの効果が重なって水位上昇が生じる。

このようなことから, 通常水位上昇量 $\Delta\eta$ (cm) は気圧, 風向・風速, 波高をパラメータとして次式で評価される⁵⁾。

$$\Delta\eta = a \cdot \Delta p + b \cdot U^2 \cos \theta + \eta_{\max}(\text{wave}) \quad \dots (1)$$

ここで, a, b は係数, Δp (mb) は 1013 mb からの気圧低下量, U は風速 (m/s), θ は海岸線と風向とのなす角度, $\eta_{\max}(\text{wave})$ は波による汀線位置での水位上昇量である。

合田⁶⁾は, 破波帯内の水位上昇量が海底勾配および波形勾配に依存することを示している。HORFにおける平均海底勾配は図-3に破線で示すように 1/60 であるので, 合田の理論によって計算した海底勾配 1/60 のときの, 汀線付近の水位上昇量を図-10に示す。鹿島港沖波の波形勾配は 0.01~0.04 の値をとる⁷⁾ので, この条件内での水位上昇量 ($\eta_{\max}$) は図中の実線

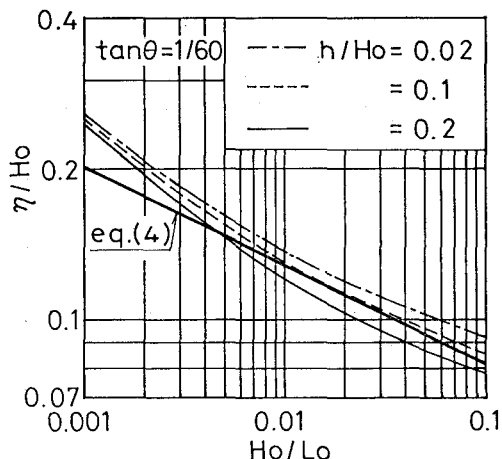


図-10 汀線付近における水位上昇量

$$\eta_{\max}/H_0 = c \cdot (H_0/L_0)^{-0.2} \quad \dots (2)$$

で近似することができる。ここで, H_0, L_0 は沖波波高, 波長 (単位: m) である。式 (1) の第 3 項を式 (2) でおきかえ, さらに定数項を加えると, 式 (1) は

$$\Delta\eta = a \cdot \Delta p + b \cdot U^2 \cdot \cos \theta + c \cdot (H_0^2 \cdot L_0^{1/2})^{0.4} + C \quad \dots (3)$$

となる。観測データ 1762 ケースを用いて重回帰分析により, 式 (3) の係数の値を決定し, $a=0.69, b=0.04, c=5.21$, および定数項 $C=-4.35$ の結果を得た。

図-11 は調査期間中の観測水位 (η_m) と天文潮位に式 (3) で計算される水位上昇を加えた水位 (η_0) を比較したものである。両者はよい一致を示している。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。これは, 3.2①で述べた測定位置の相対変動のためと考えられる。すなわち, 潮位が低い場合には観測点が相対的に岸側に位置し, その結果, 水位上昇量がより大きくなるためである。

表-1 には重回帰分析によって得られた係数を用いて式 (3) で求めた各項毎の水位上昇量も併せて示している。各項のうちで波による水位上昇量が卓越しており, 気圧低下, 風の吹き寄せによる水位上昇量は小さい。

波による水位上昇量は, $c=5.21$ の係数値を用いると

$$\eta_w/H_0 = 0.052 \cdot (H_0/L_0)^{-0.2} \quad \dots (4)$$

となる。ただし, ここでは η_w, L_0, H_0 は同一単位であることに留意されたい。

式 (4) を, 図-10 中に実線で示してある。今回の測定位置は, 平均的にみて, 海底レベルが M.W.L. -0.39 m のところで (図-2) 測定したものであり, この測定位置の無次元水深は $H_0=2\sim4$ m のとき, $h/H_0=0.2\sim0.1$ である。したがって, 観測値の解析結果は合田の理論とほぼ一致する。

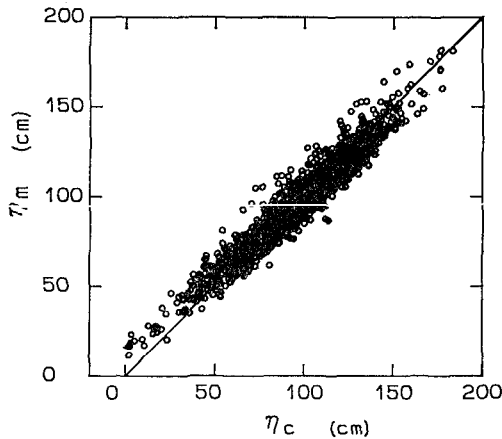


図-11 観測水位 (η_m) と天文潮位+水位上昇量 (η_c) の関係

表-1 高波浪時の海象・気象条件と水位上昇

月 日	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (sec)	ΔP (mb)	$U^2 \cdot \cos \theta$ (m^2/S^2)	$\Delta \eta$ (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
6/20/87	5.8	9.4	22	84	53	53	15	3	71
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

式 (3) の第3項は、沖波のエネルギーフラックス

$$E_f = 1/16 \cdot w_0 \sqrt{g/2\pi} \cdot H_0^2 \cdot L_0^{1/2} \\ = 0.08 \cdot H_0^2 \cdot L_0^{1/2} \text{ (t} \cdot \text{m/m} \cdot \text{sec)} \dots \dots \dots (5)$$

で置き換え得る。ここで、 E_f はエネルギーフラックス、 w_0 は海水の単位体積重量、 g は重力加速度である。すなわち波による水位上昇量 η_w (m) は

$$\eta_w = 0.14 E_f^{0.4} \dots \dots \dots (6)$$

と表され、汀線の短期的変動予測モデル⁷⁾において用いているエネルギーフラックスをパラメータとして水位上昇量を評価することが可能となる。

5. おわりに

本研究で得られた主要な結論は以下のとおりである。

- 静止水面は天文潮位で評価できる。
- 水位上昇量は式 (3) で計算でき、各係数を重回帰分析によって決定した。得られた係数を用いて水位上昇量を計算し、それを天文潮位に加えた水位と観測水位とは、良く一致した。
- 水位上昇量への各項の寄与は、波による wave set-up が最も大きく、気圧低下、風の吹き寄せの項はあまり大きくない。波による set-up 量は、合田の理論値とほぼ一致する。
- 波による wave set-up の項はエネルギーフラックスに置き換えることができる。このため、汀線付近の水位上昇量も、汀線の短期的変動予測モデルと同一の外力パラメータで評価できる。

最後に、鹿島港の潮位の分潮成分は、気象庁海洋課から提供していただいた。鹿島港の波浪データの使用にあたっては、第二港湾建設局鹿島港工事事務所のご協力を頂いた。また、合田の理論による水位上昇量の計算においては、当所波浪研究室開発のプログラムを使用した。ここに記し、謝意を表したい。

参 考 文 献

- Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart: Radiation stress and mass transport in gravity waves, J. F. M., Vol. 13, pp. 481~504, 1962.
- 例えば, Bowen, A. J., D. L. Inman and V. P. Simons: Wave "set-down" and "set-up", J. G. R., Vol. 73, pp. 2569~2577, 1968.
- 西村一夫・田中則男・竹内秀哲: 日本海北部沿岸の異常気象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, 1971.
- Holman, R. A.: Extreme Value statistics for wave run-up on a natural beach, Coastal Eng., 9, pp. 527~544, 1986.
- 例えば, 首藤伸夫: 海の波の水理, 新体系土木工学, 24, 1981.
- 合田良実: 浅海域における波浪の碎波変形, 港湾技術研究所報告, 第14巻, 第3号, pp. 59~109, 1975.
- 加藤一正 他: 汀線位置の短期変動特性とそのモデル化の試み, 港湾技術研究所報告, 第26巻, 第2号, pp. 63~96, 1987.