

台風 9918 号による九州沿岸と瀬戸内海西部の高潮の特性

河合 弘泰*・平石 哲也**・佐藤 孝夫***・大川 郁夫****

1. はじめに

三大湾（東京湾、伊勢湾、大阪湾）や有明海の高潮については、これまで多くの研究や調査が行われ、その特性が明らかにされて来た（例えば伊勢湾については、柴木ら, 1998；加藤, 1999 など）。その一方で、鹿児島湾、八代海（不知火海）、周防灘なども台風の常襲地帯であり、顕著な高潮が発生し得る海域ではあるものの、高潮の特性はあまり明らかにされて来なかった。

このような状況の中で、1999 年 9 月 24 日、台風 9918 号は八代海や周防灘をはじめとする海域に数十年来の高潮災害をもたらした。特に八代海の奥に位置する不知火町松合地区では、3 m を超える潮位偏差が生じたことが、現地調査によって確認されている。今後の高潮対策を考えるためにも、この台風による高潮を数値計算によって再現し、その特性を明らかにしておく必要がある。

2. 日本の主要な湾の地形と既往の高潮

日本で過去に顕著な高潮が発生した主要な湾の縦断面を図一に示す（以下では「湾」、「灘」、「海」の総称として「湾」を用い、「灘」や「海」の奥も「湾奥」と記す）。三大湾の断面は、湾奥から湾口に向かってほぼ一定の勾配で深くなるという点で、比較的に似ている。これに対して八代海と有明海には、湾奥に水深の非常に浅い海域が続いている。また、カルデラの名残りである鹿児島湾は、湾内のほとんどが 100 m 以上と非常に深い。

これらの湾を平面的に見ると、周防灘以外は湾軸が南北方向であり、台風の経路ともほぼ平行になっている。そのため、台風が湾の西側を通過すると、強い南寄りの風によって湾奥では顕著な高潮が発生してきた。

表一は 1945 年から 1998 年までに記録された最大潮位偏差であり、台風 5915 号による名古屋の 3.45 m が日本最高記録である。台風 9918 号による八代の潮位偏差は台風 9119 号とほぼ同じであった。なお、八代より湾奥側に検潮所がないため、ここで八代以上の潮位偏差が生じ

ていたとしても公式記録には残らない。

3. 数値計算の概要

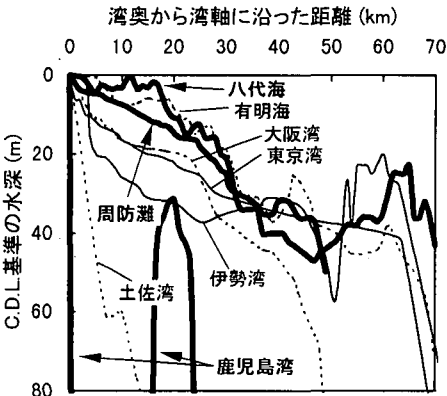
台風の気圧分布は以下に示す Myers の式で与えた。

$$p_0 = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 p_c は中心気圧、 Δp は気圧深度、 p_0 は中心から r だけ離れた点の気圧、 r_0 は半径である。この気圧分布を仮定すると、傾度風の風速 U_{gr} は次式で与えられる。

$$U_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{\Delta p}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 f はコリオリの係数、 ρ_a は大気密度である。



図一 主要な湾の縦断面

表一 主要な湾における既往の最大潮位偏差（運輸省, 1992；気象庁, 1999 をもとに作成）

	最大潮位偏差	場 所	台 風（通 称）
東京湾	1.63 m	千 葉	8506 号
伊 勢 湾	3.45 m	名古屋	5915 号（伊勢湾）
大 阪 湾	2.45 m	大 阪	6118 号（第二室戸）
土 佐 湾	推定値 2.35 m	高 知	7010 号
周 防 灘	2.81 m	長 府	9119 号（りんご）
有 明 海	2.12 m	大 浦	9119 号（りんご）
八 代 海	1.84 m	八 代	9119 号（りんご）
鹿児島湾	1.15 m	鹿児島	9313 号

* 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所水工部主任研究官
** 正会員 工博 運輸省港湾技術研究所水工部波浪研究室長
*** 正会員 工修 運輸省第四港湾建設局下関調査設計事務所長
**** (株)東京久栄環境水理部数理課

海面や陸地での抵抗によって生じる風速の減衰は30%、風向の偏向は30 degと仮定する。また、場の風の風向は台風の進行方向と同じとし、風速は中心からの距離と台風移動速度の関数で与える。

高潮の伝播は非線形長波として近似でき、連続の式と運動方程式は以下になる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) \\ = fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} \\ + \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad \dots\dots (4a) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) \\ = -fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial y} \\ + \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad \dots\dots (4b) \end{aligned}$$

ここに、 g は重力加速度、 ρ_w は海水の密度、 p_0 は海面での大気圧、 A_h は水平渦動粘性係数、 D は全水深、 M および N は流量フラックスである。また、 τ_{sx} および τ_{sy} は海面せん断応力、 τ_{bx} および τ_{by} は底面せん断応力であり、次式によって与える。

$$\tau_{sx} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad \dots\dots\dots (5a)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad \dots\dots\dots (5b)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad \dots\dots\dots (6a)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad \dots\dots\dots (6b)$$

ここに、 C_D は海面の抵抗係数であり、本多・光易(1980)による値を用いる。また、 W_x および W_y は海上風の風速、 n はマンニングの粗度係数である。

これらの方程式を、空間差分にスタカード格子、時間差分にリープ・フロッグ法を用いた差分法で計算した。高潮を再現した時間は、1999年9月23日0時から翌24日12時までの36時間とし、この間を4s間隔で計算した。また、再現した海域は、日本列島に接する東シナ海と太平洋の一部を含む一辺約1,200 kmの長方形の領域であり、計算格子の間隔は16.2 kmとした。この領域の内部には格子間隔が5.4 km, 1.8 km, 0.6 km, 0.2 kmの計算領域を順次接続させ、九州全域および瀬戸内海西部を1.8 km間隔、鹿児島湾、八代海、周防灘の全域を0.6 km間隔、さらに地形の複雑な部分については0.2 km間

隔の計算格子で再現した。なお、水深方向は単層として扱った。

4. 鹿児島湾周辺の高潮

台風9918号は、鹿児島湾の西方約100 kmのところを30 km/h程度の速さで北東に向かって通過した。これに伴って生じた枕崎(鹿児島湾の湾口の西方)と鹿児島(鹿児島湾のほぼ中央)の潮位偏差を図-2に示す。図中の矢印は潮位偏差のピークである。鹿児島では潮位偏差が3時から4時かけてピークとなった。この時、幸い天文潮位は平均海面M.S.L.程度であり、高潮を合わせた潮位も朔望平均満潮位H.W.L.程度であったため、高潮による被害はなかった。数値計算による潮位偏差ではピーク後のリサージュエンスが大きくなってはいるものの、最大潮位偏差は図-3に示すように検潮記録とよく一致している。なお、この図において、越波などの影響を受けた痕跡は上限値として×印、ピークの欠測した検潮記録や潮位の下限を示す痕跡は下限値として△印で示している。痕跡値の詳細については河合ら(2000)の論文を参照いただきたい。

鹿児島湾内の最大潮位偏差は、図-4に示すように、湾口部で0.5 m程度、湾奥部では1 m程度に達したと考え

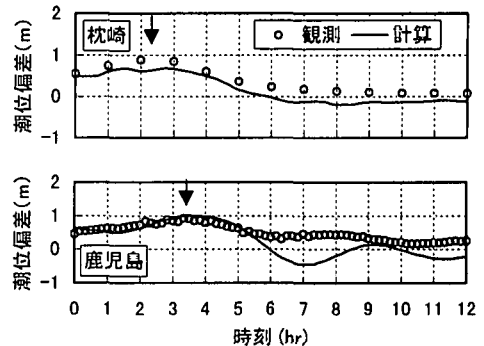


図-2 潮位偏差の経時変化(鹿児島湾周辺)

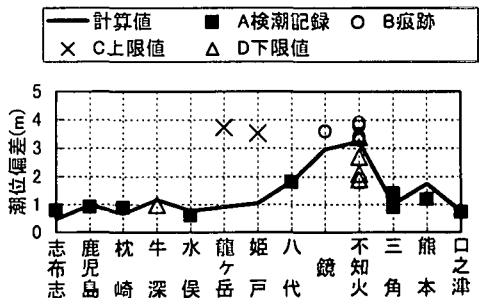


図-3 現地データと数値計算の比較(鹿児島湾周辺および八代海周辺)

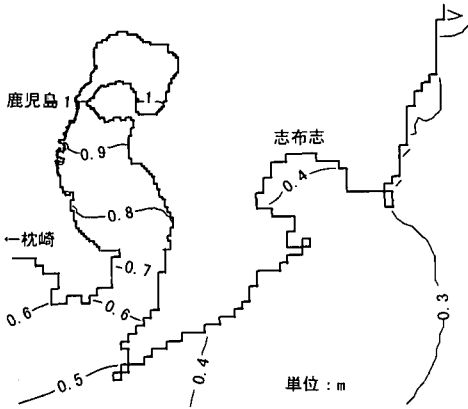


図-4 最大潮位偏差の分布 (鹿児島湾周辺)

られる。鹿児島湾に近い志布志や枕崎でも 0.3~0.4 m の潮位偏差が生じた。

5. 八代海周辺の高潮

八代海は南北に 60 km と長く、湾軸が台風の経路ともほぼ平行になっている点で、鹿児島湾と共通している。ところが、八代より北側には海図基準面 C.D.L. 基準で 5 m 以下の浅瀬が広がり、平面的にも海岸線が北側に V 字に切れ込んだ形になっている。湾奥が V 字形になっているのは、図-1 で示した湾の中では八代海だけである。

台風 9918 号は、八代海の西側を八代海の軸とほぼ平行に 30 km 程度の距離を保って、40 km/h の速度で通過した。これに伴って生じた潮位偏差の経時変化を図-5 に示す。八代海の入口に近い牛深では、4 時頃に潮位偏差がピークとなった。このとき八代海の内部にはまだ顕著な変化はなく、5 時頃から急速に増加し始めた。湾奥の八代や不知火で最初のピークを迎えたのは 6 時前後であった。検潮記録によると八代と三角の潮位偏差には 8 時から 9 時の間に 2 回目のピークがあり、数値計算によっても不明瞭ながら再現されている。なお、八代の満潮は 8 時頃であり、天文潮を合わせた潮位では、2 つ目のピークが最初のピークより 0.2 m 程度低いに過ぎない。

数値計算によって再現した最大潮位偏差の分布を図-6 に示す。最大潮位偏差は、水俣など八代海南部で 1 m 以下、北部の八代周辺で 2 m 弱であった。八代より北側では湾奥に行くほど著しく大きくなり、不知火町松合地区では 3 m を上回った。三大湾の湾奥には八代海のような浅瀬はなく湾幅も広いため、このような潮位偏差の急激な増加は見られない。

最大潮位偏差の計算結果は、既に図-3 で鹿児島湾周辺と合わせて示したように、検潮記録や現地痕跡調査の結果とも概ね一致している。

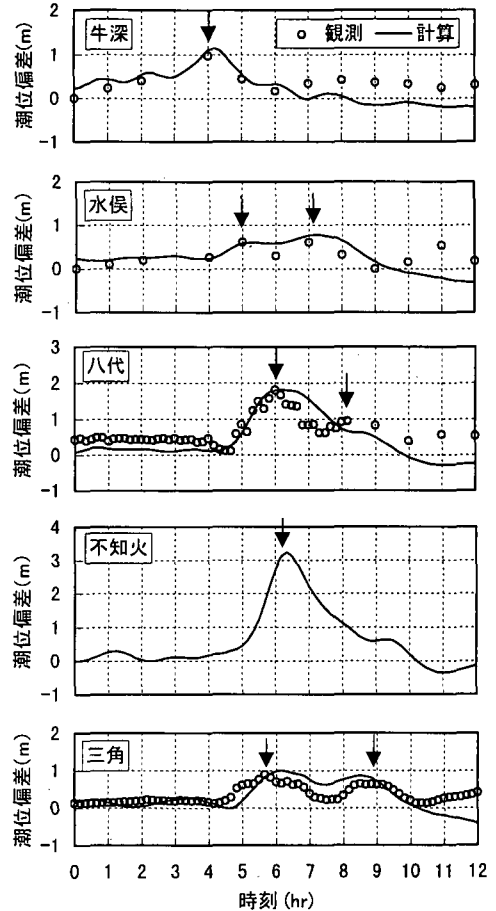


図-5 潮位偏差の経時変化 (八代海)

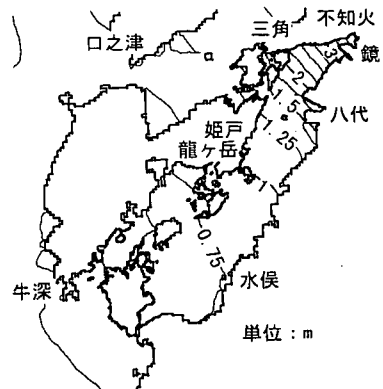


図-6 最大潮位偏差の分布 (八代海)

現実にはあり得ない仮定であるが、気圧差はあるが無風の台風による潮位偏差 ζ_p と、気圧差はないが風は吹く台風による潮位偏差 ζ_w を計算した結果を図-7 に示す。水俣の潮位偏差はほとんどが吸い上げによるものであり、静的な吸い上げ量 (1 hPa につき約 1 cm) にほぼ等

しい。湾奥に向かうにつれて、吸い上げによる潮位偏差は漸増するが、吹き寄せによる潮位偏差がそれ以上に増加し、不知火では潮位偏差全体の約2/3を占めている。このような傾向は東京湾でも見られる(宇野木ら, 1966)。また、吸い上げによる潮位偏差と吹き寄せによる潮位偏差の和($\zeta_p + \zeta_w$)は、吸い上げと吹き寄せを同時に考慮した実台風の潮位偏差 ζ_{p+w} より僅かに大きい。

図-8は、台風9918号を基準として、天文潮位、台風の気圧深度、経路、進行速度を変えたときの不知火における潮位偏差を示す。潮位偏差は台風の気圧深度、コース、進行速度に大きく依存するものの、天文潮位による違いは比較的小さい。また、台風9918号のコースは不知

火に対してほぼ最悪のコースであった。

6. 周防灘周辺の高潮

周防灘は東西に約100 kmと長く、図-1に示した湾の中では唯一、湾軸が台風の典型的なコースに対して直角になっている。

これまでの高潮計算では、傾度風の風速に一定の係数を乗じ、風向を一定角度だけ偏向させた海上風を与える方法が、一般的に使われてきた。この方法によって、鹿児島湾や八代海の高潮は概ね再現することができた。ところが、周防灘については風速や風向が現地観測による値と合わず、最大潮位偏差の値も図-9の細い実線で示すように周防灘西部で検潮記録による値より小さくなった。周防灘は東西に長く周りを山に囲まれた湾であり、台風の規模に比べて海域の規模が小さいため、海上風の推算で陸上地形の影響を考慮する必要がある。そこで本研究では、各時刻において荇田で観測された風速や風向との比を求め、この比で周防灘全体の風速と風向を一律に補正する方法をとった。その結果、実線で示すように、検潮記録や現地調査に基づく潮位偏差と概ね一致する値が得られた。

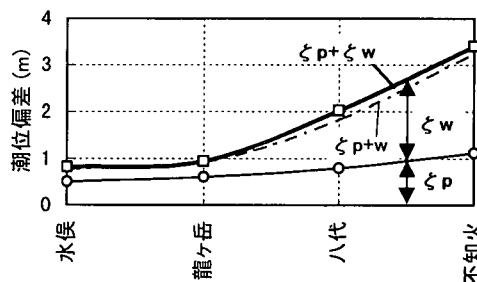


図-7 吸い上げと吹き寄せの効果

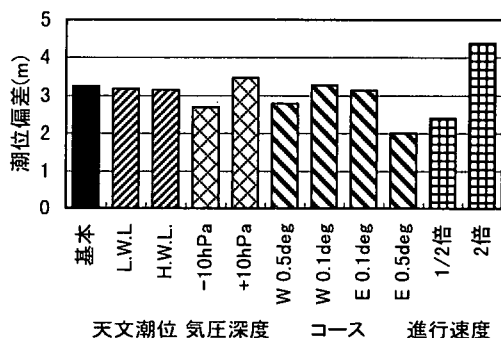


図-8 天文潮位や台風の条件と潮位偏差

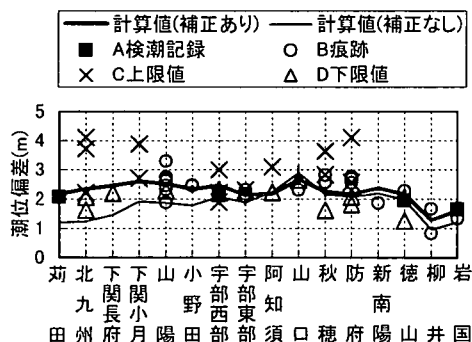


図-9 現地データと数値計算の比較 (周防灘周辺)

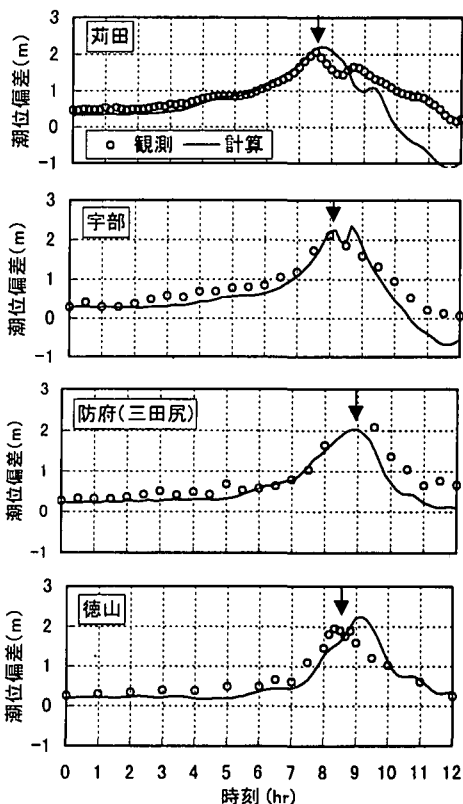


図-10 潮位偏差の経時変化 (周防灘周辺)

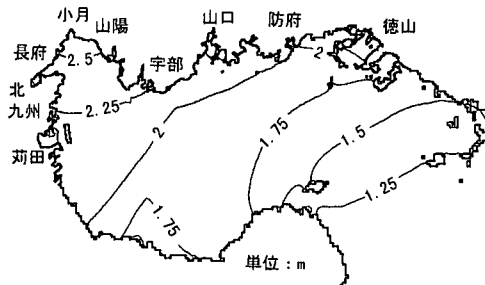


図-11 最大潮位偏差の分布 (周防灘)

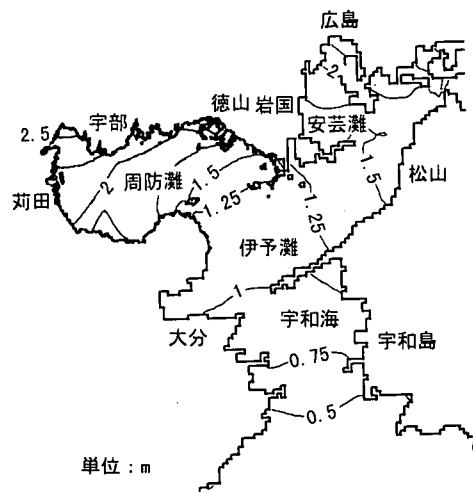


図-12 最大潮位偏差の分布 (瀬戸内海西部)

図-10 に潮位偏差の経時変化を示す。台風 9918 号は 8 時前後に周防灘の西部を横断し宇部付近に再上陸するコースをとった。ほぼ台風の経路上にあたる苅田や宇部では、台風の中心が通過する時間帯に潮位偏差がピークとなった。その後、台風の移動とともに潮位偏差の大きい場所は東へと移動し、防府 (三田尻) や徳山では 9 時前後、安芸灘や広島湾では 10 時以降にピークとなった。なお、周防灘の満潮は 8 時頃であり、苅田や宇部など西部では潮位偏差のピークとほぼ重なった。

図-11 は最大潮位偏差の分布を示す。最大潮位偏差は苅田から宇部にかけての北西部で大きく、最も大きい山

陽周辺では 2.5 m を上回った。周防灘の北側海岸には、山口周辺など V 字形に北側に切り込むような小湾がいくつもあり、これらの湾内でも局所的に大きな潮位偏差が生じた。

図-12 は周防灘の周辺海域の最大潮位偏差の分布を示す。宇和海で 0.5~1 m、伊予灘で 1~1.5 m、安芸灘で 1.5~2 m の潮位偏差が生じた。また、図には示していないが、日向灘の沿岸でも 0.3~0.4 m の潮位偏差が生じた。

7. ま と め

台風 9918 号による九州沿岸と瀬戸内海西部の高潮の特徴をまとめると以下のようになる。

① 鹿児島湾では、湾口で 0.5 m 程度、湾奥で 1 m 程度の潮位偏差が生じた。

② 八代海では、南部の水俣周辺で 1 m 弱、北部の八代周辺では 2 m 程度の潮位偏差が生じた。八代より湾奥は水深が非常に浅く、海岸線が平面的にも V 字形をなしているために、潮位偏差は非常に大きくなり、不知火周辺では 3 m を超えた。

③ 周防灘では、苅田から宇部にかけての北西部で潮位偏差が大きく、山陽周辺では 2.5 m を超えた。また、周防灘の北側海岸の小湾でも局所的に大きな潮位偏差が生じた。

参 考 文 献

- 宇野木早苗・磯崎一郎 (1966): 高潮における気圧と風の効果の比較, 第 13 回海岸工学講演会論文集, pp. 248-253.
- 運輸省第四港湾建設局下関調査設計事務所 (1992): 台風による管内港湾施設の被災状況について, 212 p.
- 加藤一正 (1999): 伊勢湾と三河湾における高潮の特性, 平成 11 年度港湾技術研究所特別講演会一日港研 in 名古屋講演集, pp. 1-18.
- 河合弘泰・平石哲也・丸山晴広・田中良男・古屋正之・石井伸治 (2000): 八代海・周防灘における台風 9918 号の高潮・波浪災害の現地調査, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 311-315.
- 気象庁 (1999): 平成 12 年潮位表, 289 p.
- 柴木秀之・青野利夫・見上敏文・後藤智明 (1998): 沿岸域の防災に関する総合数値解析システムの開発, 土木学会論文集, No. 586/II-42, pp. 77-92.
- 本多忠夫・光易 恒 (1980): 水面に及ぼす風的作用に関する実験的研究, 第 27 回海岸工学講演会論文集, pp. 90-93.