

# 気圧変動に伴う長周期波発生過程の数値解析

## A Numerical Study on Long-Wave Generation due to Air-Pressure Change

柿沼太郎<sup>1</sup>・井上太介<sup>2</sup>・日高壮一郎<sup>3</sup>・浅野敏之<sup>4</sup>・柘田幸助<sup>5</sup>

Taro KAKINUMA, Taisuke INOUE, Souichiro HIDAKA, Toshiyuki ASANO and Kousuke FUKITA

The generation of long waves due to air-pressure change was numerically simulated in model basins of uniform water depth, as well as East China Sea, where the location of air-pressure change moved in the eastern direction, using a nonlinear shallow-water model. Long waves of large wave height require larger change rate of air pressure. If the moving velocity of the location of air-pressure change is larger than the celerity of shallow-water waves, the wave height of generated long waves is not so large, while the wavelength becomes longer. The long-wave train increases the wave height near Kamikoshiki Island. The air-pressure change was simply assumed according to the air-pressure data actually observed on an island, resulting in a long-wave period close to that of the oscillation mode in Urauchi Bay, Kamikoshiki Island.

### 1. 序論

2009年2月24日～26日に、九州地方の広範囲で湧水振動を伴う比較的大きな潮位変動が発生し、鹿児島県上甕(かみこしき)島浦内湾湾奥の小島漁港では、船舶の転覆、家屋の床下浸水や堤防の破損が生じた(柿沼ら、2009)。このような被害を未然に防ぐためには、各湾において発生する長周期波の特性を把握し、港の設計や、各種施設の設置時に考慮しておくことが要求される。

こうした湧水振動は、外洋より伝播した波列が湾内に入射し、ある周期の長周期波成分が湾内で選択的に増幅されることによって発生する。ところで、湧水振動が生じるような周期の長周期波が湾に入射しても、その継続時間が短ければ、湧水振動は、高潮位を示すほど発達することなく減衰するであろう。すなわち、現地の湾で顕著な湧水振動が発生したとき、湾の固有周期に近い長周期波が、十分な数の波からなる波列として湾に入射したと考えられる。湾内の大きな振動は、入射波の周期、振幅、そして、継続時間に依存して発生するのである。

ところで、長周期波が外洋より入射する原因の一つとして、外洋における海上の微気圧変動に伴う長周期波の発生が考えられている(Hibiya・Kajiura, 1982)。この微気圧変動は、低気圧や前線の移動等によって生じ得る。

そこで、本研究では、九州西岸域の湾における湧水振動が、外洋上における気圧変動域の移動に伴う長周期波

の入射によって発生すると仮定する。そして、気圧変動域の移動に伴う長周期波発生過程の数値解析を行ない、上甕島浦内湾内に高い増幅率が現れるような周期の長周期波が東シナ海で発生し得るのかに関して検討する。

### 2. 基礎方程式系と数値解析法

基礎方程式系は、式(1)～(3)に示す、連続方程式及び海面上の気圧勾配を考慮した非線形浅水方程式である。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)U] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \eta)V] = 0 \quad \dots (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} = fV - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \frac{KU \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + h} \quad \dots (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} = -fU - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{KV \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + h} \quad \dots (3)$$

ここで、 $U$ 及び $V$ は、全水深にわたり一様と仮定した水平方向流速、 $h$ は、静水深、 $f$ は、Coriolis係数、 $\eta$ は、水面変動、 $g$ は、重力加速度、 $K$ は、海底摩擦係数、 $A_h$ は、水平拡散係数、そして、 $p$ は、海面上の圧力である。

本研究では、簡単のためにCoriolisの効果を無視して $f = 0.0s^{-1}$ とし、また、 $g = 9.8m/s^2$ とする。水平拡散係数 $A_h$ の値に関しては、 $A_h = 3.0m^2/s$ 及び $100.0m^2/s$ の二通りに対してI型湾の波高増幅率に殆ど差が見られないことを確認し、すべてのケースで $A_h = 3.0m^2/s$ と固定した。海底摩擦係数 $K$ の値は、海域に浅水方程式系を適用する計算で用いられることの多い $0.0026$ とした。

これらの方程式を白橋ら(2008)と同スキームの差分法によって解く。入射境界では、反射吸収造波による無反射境界条件を導入し、反射波を領域外に透過させる。

1 正会員 博(工) 鹿児島大学大学院准教授  
理工学研究科 海洋土木工学専攻  
2 修(工) 宮崎県 県土整備部 港湾課  
3 宮崎ガス株式会社  
4 正会員 工博 鹿児島大学大学院教授  
理工学研究科 海洋土木工学専攻  
5 学生会員 鹿児島大学大学院  
理工学研究科 海洋土木工学専攻

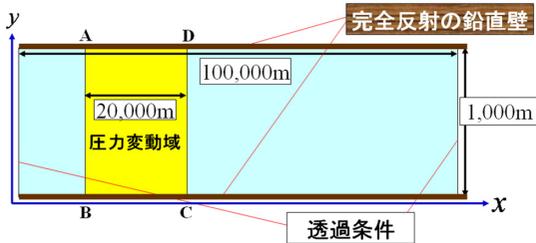


図-1 一様静水深のモデル地形の計算対象領域 (気圧降下域の幅は、無限長である。辺ABは、 $x = 10,000\text{m}$ にある。)

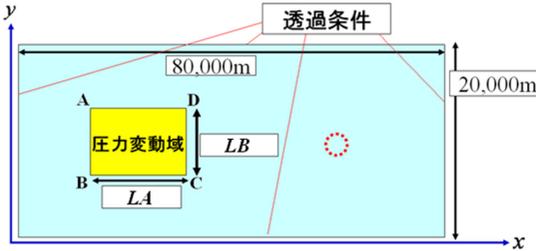


図-2 一様静水深のモデル地形の計算対象領域 (気圧降下域の幅は、有限長である。辺ABは、 $x = 10,000\text{m}$ にあり、その中点は、 $y = 10,000\text{m}$ にある。)

また、実地形領域の海域内に設ける境界は、放射境界とする。他方、陸域境界では、完全反射条件を仮定する。

### 3. 計算対象領域

計算対象領域は、次の (a) 及び (b) の2種類である。  
 (a) 静水深が一様である平面形が長方形のモデル地形  
 (b) 東シナ海の一部の領域

領域 (a) は、図-1及び図-2に示すような、静水深  $h$  が一様であり、平面形が長方形であるモデル地形である。気圧変動に関する各パラメタが長周期波の生成に与える影響を調べる際に、領域 (a) を計算対象領域として用いる。他方、領域 (b) は、図-3に示す、東シナ海の東西  $123 \sim 130^\circ\text{E}$ 、南北  $30 \sim 33^\circ\text{N}$  の実地形領域である。図-3の破線 ( $y = 195,300\text{m}$ ) に沿った水深分布は、図-4のようであり、甌島列島の西に沖縄トラフが存在する。

### 4. 気圧変動に関するパラメタ

初期状態における大気圧が、計算対象領域の全域にわたって  $0.0\text{Pa}$  であると仮定する。この初期気圧を基準値として、気圧の変動を考える。

本研究では、九州西岸域の湾におけるあびきを伴うような長周期入射波の発生原因が、東シナ海上における気圧変動域の移動であると仮定する。しかしながら、現時点では、東シナ海の広範囲における気圧変動の詳細な観測値が得られていない。そこで、数値解析では、気圧変動に関する各パラメタの値を想定し、計算対象領域内にある、長方形領域における海面上の気圧を時間とともに

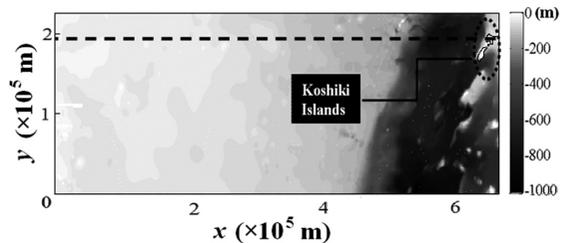


図-3 計算対象領域とする東西  $123 \sim 130^\circ\text{E}$ 、南北  $30 \sim 33^\circ\text{N}$  の東シナ海の水深 (点線で囲った中に甌島列島がある。)

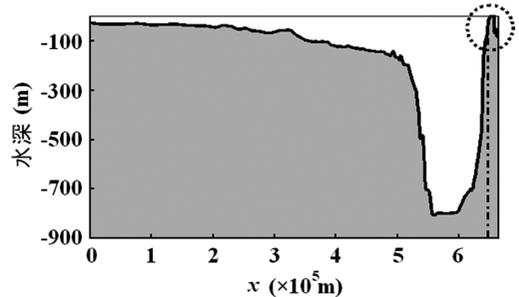


図-4 図-3の破線に沿った東シナ海の東西方向の水深分布

に変化させる。気圧が上昇、または、下降する地点が  $x$  軸の正の向き (東向き) に移動する速度を  $u_p$ 、各地点における気圧の変化速度を  $w_p$ 、圧力の最高値を  $p_{\max}$ 、そして、圧力の最低値を  $p_{\min}$  とする。例えば、気圧降下域が図-2のAB ( $x = x_1$ ) からCDまで移動する場合、長方形領域ABCD内の任意の地点での時刻  $t$  における変動中の圧力は、 $p = w_p |t - (x-x_1)/u_p|$  となり、 $0 \leq t < (x-x_1)/u_p$  で  $p = 0$ 、 $(x-x_1)/u_p + p_{\min}/w_p < t < p = p_{\min}$  であり、ABCD外で絶えず  $p = 0$  である。こうして、各地点で  $w_p$  の変化率で時間的に気圧が変化するような気圧変動域が東向きに  $u_p$  の速度で移動するという、気圧変動域の移動状況が考慮される。なお、大気と海水の相互干渉は、無視する。気圧変動に関するパラメタとしては、これらの値の他に、気圧が変動する長方形領域の縦・横の長さや領域の位置がある。

### 5. 気圧変動の各パラメタに対する長周期波の依存性

#### (1) 各地点における気圧の変化速度

計算対象領域を (a) の場合とする。計算格子間隔は、東西・南北方向共に  $\Delta x = \Delta y = 100\text{m}$  とし、また、計算時間間隔を  $\Delta t = 0.5\text{s}$  とする。

まず、計算対象領域を図-1のモデル地形とする。領域の側方を完全反射の鉛直壁とし、前後を透過条件として、一様静水深を  $h = 200\text{m}$  とする。

パラメタのうち気圧変動点の移動速度を  $u_p = \sqrt{gh}$ 、気圧の最低値を  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$  と固定し、一方、各地点の気圧

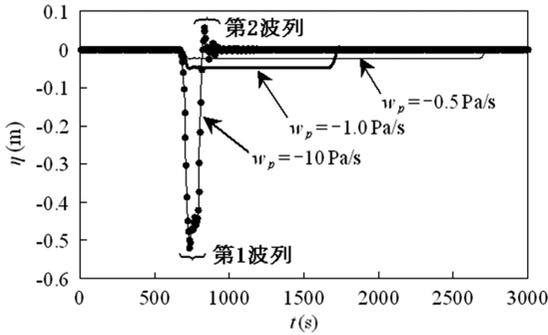


図-5 図-1の計算対象領域中央地点における水面変動 ( $h = 200\text{m}$ ,  $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ )

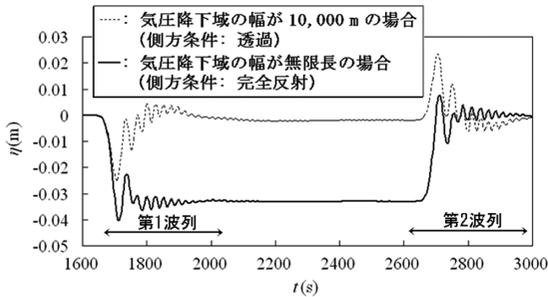


図-6 図-2の  $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$ の地点における水面変動 ( $h = 90\text{m}$ ,  $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ )

降下速度  $w_p$  を  $-0.5$ ,  $-1.0$ , または,  $-10.0\text{Pa/s}$  とする. 図-1の領域 ABCD 内を気圧降下域が移動するとき, 計算対象領域中央地点における水面変動を図-5に示す.

これより, 二つの逆位相の波列からなる振動が発生することがわかる. このうち,  $w_p = -10.0\text{Pa/s}$  のときの第1及び第2波列が図中で指示されている. 気圧降下速度  $w_p$  の絶対値が大きいほど, 第1波列の平均水位が大きく低下し, また, より顕著な振動が発生する. 従って, 比較的大きな振動が発生するためには, 各地点における気圧の変化速度の絶対値がある程度大きい必要がある.

### (2) 気圧変動域の大きさ

次に, 計算対象領域を図-2のモデル地形とする. 領域の側方及び前後を透過条件として, 一様静水深を  $h = 90\text{m}$  とする.

気圧変動条件を  $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$  及び  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$  とする. 図-2の領域 ABCD 内を気圧降下域が移動するとき,  $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$  の地点 (図-2に描いた破線円の中心位置) における水面変動を図-6に示す. ここで, 領域 ABCD の辺の長さを  $LA = LB = 10,000\text{m}$  としている.

なお, 図-6には, 気圧降下域の幅 ( $y$  方向長さ) を無限長とした, 他の条件が一致する場合の同地点における水面変動も実線で描かれている. すなわち, 図-1のモデル地形のように, 領域の側方を完全反射の鉛直壁とし, 前後を透過条件として, 一様静水深を  $h = 90\text{m}$  とし,

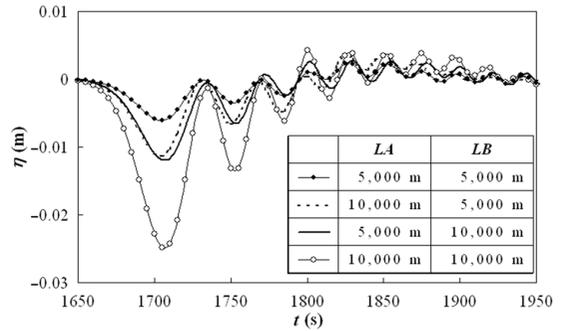


図-7 図-2の  $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$  の地点における水面変動 ( $h = 90\text{m}$ ,  $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ )

$LA = 10,000\text{m}$ ,  $LB = 20,000\text{m}$  とした場合である. この場合の数值解析は, 気圧降下域の移動方向に沿った1次元計算に相当する. 気圧降下域の幅が非常に長いと, 気圧降下域内の吸い上げを補償するためにその前後から水が多量に流出し, 第1波列の水面変動の平均水位と, 気圧降下域の背後の水面が大きく下降する. ただし, 図-6の両者の場合の振動の周期は, 等しくなっている.

また, 気圧降下域が移動する, 図-2の領域 ABCD の辺の長さが異なる場合の  $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$  の地点における水面変動の第1波列を図-7に示す. 長方形 ABCD の面積が最も広い場合と最も狭い場合とを比較すると, 前者は, その面積が4倍で, 第1波列第1波の波高が約5.0倍である. なお, これら4者の振動の周期は, ほぼ等しい.

### (3) 気圧変動点の移動速度

計算対象領域を図-2のモデル地形とし, 領域の側方及び前後を透過条件として, 一様静水深を  $h = 90\text{m}$  とする.

二つのパラメタ  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$  及び  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$  を固定し, 気圧降下点の移動速度を  $u_p = k\sqrt{gh}$  として, 係数  $k$  ( $k \geq 1.0$ ) の値が異なる場合の  $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$  の地点における水面変動を図-8に示す. ここで,  $LA = LB = 10,000\text{m}$  としている.

これより, 気圧降下域の移動速度  $u_p$  ( $u_p \geq \sqrt{gh}$ ) が大きいほど, 周期  $20 \sim 50\text{s}$  程度の周期の振動が弱まり, 水面変動の最大波高が減少することがわかる. ただし, 周期  $200\text{s}$  以上の長周期の波は,  $u_p$  が大きくても発生し, その周期は,  $u_p$  ( $u_p \geq \sqrt{gh}$ ) が大きいほど長い.  $k = 2.5$  の場合, 最大波高及び長周期の波の周期は, それぞれ,  $k = 1.0$  の場合の約  $0.25$  及び  $1.5$  倍である.

### (4) 気圧降下域の移動と気圧上昇域の移動の違い

計算対象領域を図-2のモデル地形とする. 一様静水深を  $h = 90\text{m}$  とし,  $u_p = \sqrt{gh}$  とする. 図-2の領域 ABCD 内を気圧降下域が移動する場合 ( $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ ) と, 気圧上昇域が移動する場合 ( $w_p = 1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = 1,000\text{Pa}$ ) の,  $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$  の地点における

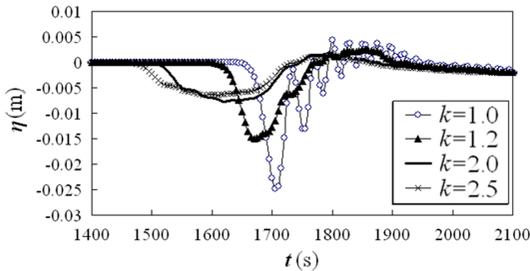


図-8 図-2の $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$ の地点における水面変動 ( $h = 90\text{m}$ ,  $LA = LB = 10,000\text{m}$ ,  $u_p = k\sqrt{gh}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ )

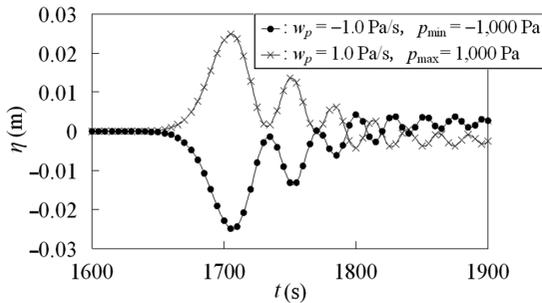


図-9 図-2の $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$ の地点における水面変動 ( $h = 90\text{m}$ ,  $LA = LB = 10,000\text{m}$ ,  $u_p = \sqrt{gh}$ )

水面変動を図-9に示す。ここで、 $LA = LB = 10,000\text{m}$ としている。両者が逆位相の振動であることがわかる。

## 6. 気圧降下後の気圧上昇（気圧回復）による効果

計算対象領域を (a) の場合として、気圧降下後に気圧が上昇して回復する場合に発生する長周期波を調べる。

図-2の領域ABCD内の各地点において、気圧が降下し、気圧が最低値 $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ となった時刻から時間 $\Delta t$ 後に気圧が上昇し始め、初期気圧 $0.0\text{Pa}$ に回復する場合の、 $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$ の地点における水面変動を図-10に示す。ここで、一様静水深を $h = 90\text{m}$ とし、気圧の降下及び上昇地点の移動速度を $u_p = \sqrt{gh}$ として、気圧の降下及び上昇速度 $w_p$ をそれぞれ $-1.0$ 及び $1.0\text{Pa/s}$ としている。また、 $LA = LB = 10,000\text{m}$ である。

気圧が上昇する場合は、降下する場合と逆位相の振動が発生するが、 $\Delta t = 0\text{s}$ のとき、気圧の降下により生成された第2波列に、気圧の上昇に伴う第1波列が重なり、この場合、水面変動の波高が、気圧の回復がないときの約2.5倍となる。

## 7. 東シナ海における長周期波の発生

計算対象領域を (b) の場合、すなわち、東シナ海の図-3に示す領域として、想定する気圧変動域の移動によって東シナ海でどのような長周期波が発生して伝播するのかを調べる。計算格子間隔は、東西方向に $\Delta x = 750\text{m}$ ,

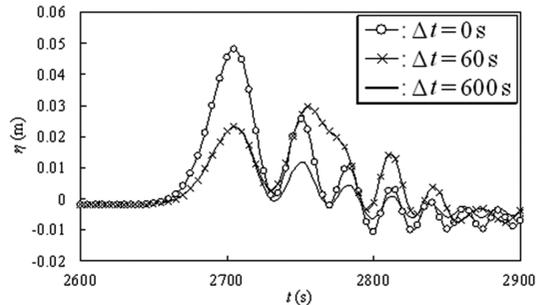


図-10 各地点の気圧降下完了時から $\Delta t$ 後に気圧が上昇し始める場合の図-2の $x = 60,000\text{m}$ ,  $y = 10,000\text{m}$ における水面変動 ( $h = 90\text{m}$ ,  $LA = LB = 10,000\text{m}$ ,  $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $w_p = 0.1 \pm \text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -1,000\text{Pa}$ )

南北方向に $\Delta y = 900\text{m}$ とし、また、計算時間間隔を $\Delta t = 0.5\text{s}$ とする。

1979年3月31日に女島で測定された気圧変化を考慮して、最低気圧を $p_{\min} = -500\text{Pa}$ とし、各地点における気圧の降下速度を $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ とする。気圧降下域が東向きに移動すると仮定し、その速度を $u_p = \sqrt{gh}$ とする。ここで、 $h$ は、図-3の $200,000\text{m} < x < 450,000\text{m}$ の領域におけるおおよその平均静水深である $90\text{m}$ に設定する。また、気圧降下域が移動する領域は、東西方向 $225,000\text{m} \leq x \leq 450,000\text{m}$ 、南北方向 $117,000 \leq y \leq 207,000\text{m}$ の領域とする。このような計算条件を設定したときの水位分布の時間変化を図-11に示す。気圧変動地点の東端より、水面波が弧を描くように伝播していく。

図-4に一点鎖線で示した $x = 648,750\text{m}$ ,  $y = 195,300\text{m}$ の地点における水面変動を図-12に示す。この地点は、上甕島浦内湾の湾口沖に位置している。気圧降下に伴い、水面に、ある周期の振動が発生し、上甕島付近まで伝播している。長周期波の波高は、上甕島に近づくにつれ、浅水変形によって増大する。この地点に伝播した長周期波の平均周期は、約 $820\text{s}$ である。これは、柿沼ら(2009)の数値解析及び現地観測より得られる、2本に分岐した湾形を有する浦内湾の、湾奥に小島漁港がある側の湾の湾水振動の第2モードの周期約 $720\text{s}$ 、または、両湾奥間の湖水振動の第1モードの周期約 $600\text{s}$ に比較的近い。白橋ら(2008)の解析手法を適用すると、周期 $820\text{s}$ の波の入射により、入射波波高の約2.5倍の増幅が小島漁港で現れることがわかる。序論で述べた2009年2月24日～26日には、熊本県で $720\text{s}$ 程度の周期の振動が観測されており(長崎海洋気象台ら, 2009)、こうした長周期波は、気圧変動域の移動により生成される可能性がある。

また、気圧降下域の移動速度 $u_p$ のみを変え、 $u_p = 2.5\sqrt{gh}$ ,  $h = 90\text{m}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ 及び $p_{\min} = -500\text{Pa}$ 、とした場合の、同地点における水面変動を図-13に示す。気圧降下域の移動速度 $u_p$ が2.5倍になると、図-8に示したように、振幅

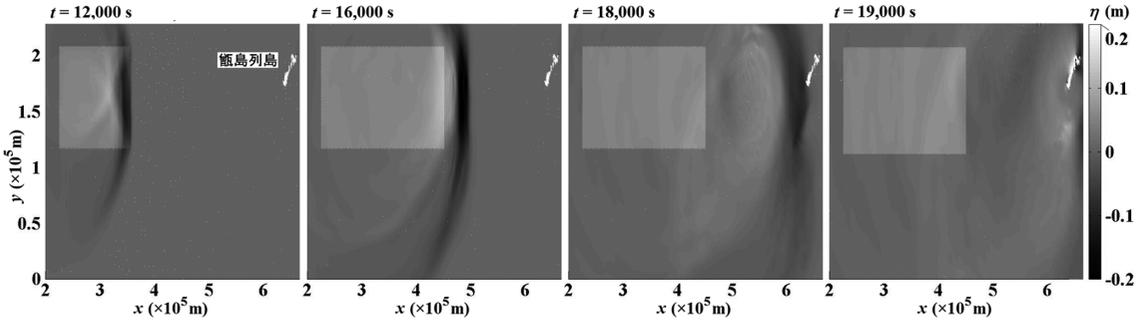


図-11 水位分布の時間変化 ( $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $h = 90\text{m}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -500\text{Pa}$ )

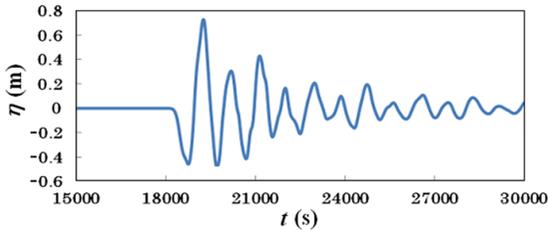


図-12 図-3の  $x = 648,750\text{m}$ ,  $y = 195,300\text{m}$ の地点における水面変動 ( $u_p = \sqrt{gh}$ ,  $h = 90\text{m}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -500\text{Pa}$ )

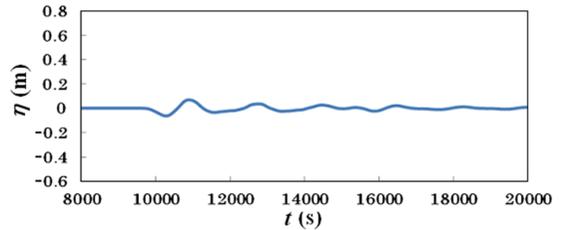


図-13 図-3の  $x = 648,750\text{m}$ ,  $y = 195,300\text{m}$ の地点における水面変動 ( $u_p = 2.5\sqrt{gh}$ ,  $h = 90\text{m}$ ,  $w_p = -1.0\text{Pa/s}$ ,  $p_{\min} = -500\text{Pa}$ )

が大きくなり、また、長周期波の周期が長くなる。この地点に伝播した長周期波の平均周期は、約1,470sであり、図-12の場合の2倍弱である。同様に、これは、浦内湾の両分岐湾の第1モードの固有周期約1,620sに比較的近く、周期1,470sの波の入射により、入射波波高の約3.0倍の増幅が小島漁港で現れることがわかる。

### 8. 結論

海洋上の長方形領域で気圧変動域が移動すると仮定し、海面における気圧を考慮した非線形浅水方程式系に基づく数値モデルを適用して、長周期波発生過程の数値解析を行なった。気圧降下域の幅が非常に長いと、第1波列の変動の中心が大きく降下すること、気圧降下域の移動速度が長周期波の波速と比べて大きいほど、波高が減少し、短周期の振動が消え、長周期の波の周期が長くなること、気圧降下速度が大きいほど顕著な振動が見られることがわかった。また、気圧降下域の移動後に気圧上昇域が移動する場合、各地点で、気圧降下後、直ちに気圧が上昇し始めると、比較的大きな振動が発生する。

東シナ海上の気圧変動域の移動に伴い生成した長周期波の波列は、甌島列島付近まで伝播し、浅水変形により波高が増大する。気圧変動域の東向きの移動速度が長周期波の波速よりも大きいと、長周期波の波高が低減し、

周期が長くなる。女島で過去に観測された気圧変化を考慮して、気圧変動に関するパラメタを想定したところ、上甌島浦内湾の小島漁港側の湾水振動の第2モード、または、湖水振動の第1モードの周期に比較的近い長周期波が発生することが確認された。

今後、気圧変動とつり合っていた海水の位置エネルギーが、気圧の回復過程でどのように長周期波のエネルギーに転じるかに関して検討する必要がある。そして、あびき発生時の気圧変動について観測値に基づいた調査を進め、その成果を取り入れた数値解析を行ない、東シナ海における気圧変動と水面変動の関係をより詳細に調べ、あびき予測の実現化を目指したい。

### 参考文献

- 柿沼太郎・浅野敏之・井上太介・山城 徹・安田健二 (2009)：上甌島浦内湾における2009年2月潮位副振動の被害調査，海岸工学論文集，第56巻，pp. 1391-1395.
- 白橋朋夫・柿沼太郎・浅野敏之・佐藤道郎 (2008)：甌島の分岐した湾で発生する長周期水位変動の数値解析，海岸工学論文集，第55巻，pp. 216-220.
- 長崎海洋気象台・鹿児島地方気象台・熊本地方気象台 (2009)：平成21年2月24日からの潮位の副振動，災害時気象資料，13p.
- Hibiya, T. and K. Kajiu (1982): Origin of the abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 38, pp. 172-182.