

気圧変動に伴う長周期波の発生・伝播過程の数値解析

A Numerical Study on Long-Wave Generation and Propagation due to Atmospheric-Pressure Variation

柿沼太郎¹・柊田幸助²

Taro KAKINUMA and Kousuke FUKITA

The generation of long waves due to atmospheric-pressure variation was numerically simulated in East China Sea, where the atmospheric-pressure wave was assumed to travel in the eastern direction. The height of long waves is larger as the moving velocity of the atmospheric-pressure wave is near to the celerity of shallow-water waves. Before attenuation of the harbor oscillation in Urauchi Bay, Kamikoshiki Island, the incidence of long waves can continue because of the oscillation system between the main island of Kyushu and Okinawa Trough. The atmospheric pressure was classified into four patterns based on the Grid Point Value pressure data. The long incident waves causing the largest harbor oscillation in Urauchi Bay on Feb. 25, 2009 was simulated with the estimated atmospheric-pressure pattern.

1. 序論

九州西岸域では、2～4月にかけて「あびき」と呼ばれる潮位副振動が頻繁に観測される。2009年2月24日～26日に、九州西岸域の広範囲であびきが生じた際には、鹿児島県と熊本県において、船舶の転覆や床上・床下浸水等の被害が発生し、鹿児島県上甕島（かみこしきじま）の浦内湾の湾奥に位置する上甕町瀬上地区の小島漁港では、全振幅が3mにも達する水位変動が確認されている。また、2本に分岐した湾形を有する浦内湾の分岐部に設置されたマグロ養殖の大型生簀も破損被害を受けたが、これは、あびきに伴う大きな流速によると考えられる。

こうしたあびきは、湾の固有周期付近の周期を有する長周期波成分が各湾に入射するために発生するが、そのような長周期波が外洋で生成する原因の一つとして、海上における気圧の擾乱が挙げられる（Hibiya・Kajiura, 1982；赤松, 1982；志賀ら, 2007）。ところで、ある湾内であびきが大きく成長するためには、その湾の固有周期に近い周期の成分が、外洋において比較的大きなエネルギーを有して湾に入射すること、そして、そうした長周期波が、湾内で減衰してしまう前に継続して入射することが必要である。前者に対しては、気圧変動の偏差の絶対値と、気圧波の移動速度が長周期波の波速に近い場合に生じる共鳴作用とが関与するであろう。他方、後者の原因としては、地形に起因する反射といった何らかの機構により、入射波が複数波となることが挙げられる。

そこで、本研究では、あびきを増大させる可能性のあるこれら二つの原因に着目して、東シナ海上の気圧変動に伴う長周期波の発生・伝播過程の数値解析を行ない、

浦内湾におけるあびきの生成要因に関して検討する。

2. 基礎方程式系と数値解析法

基礎方程式系は、柿沼ら（2010）と同様の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。本研究では、Coriolis係数 f 、重力加速度 g 、海底摩擦係数 K 、水平方向の渦動粘性係数 A_h 及び海水の密度 ρ をそれぞれ、 $f = 7.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ 、 $K = 2.6 \times 10^{-3}$ 、 $A_h = 100.0 \text{ m}^2/\text{s}$ 及び $\rho = 1035.0 \text{ kg/m}^3$ として考慮した。

数値解析では、これらの方程式を井上（2010）と同様に差分法で解いた。海域内に設ける境界は、放射境界とし、他方、陸域境界では、完全反射条件を仮定した。

3. 気圧波に対する海洋の応答

(1) 気圧波モデルと数値解析条件

実際の海洋上の気圧変動は、対象域外の気象・海象を含む様々な条件に依存する複雑性を有している。そこで、本研究では、海洋上の気圧変動と長周期波の発生過程との関係調べるために、実際の気圧分布からその特徴を抽出してモデル化した気圧波モデルを仮定し、このモデルの各パラメータと、気圧波の移動に伴い生成される長周期波の関係を把握することとした。まず、ここでは、気圧波モデルの一つ（パターン（a）と呼ぶ。）として、時刻 $t = t_0$ における海上の初期気圧分布を次式のようにモデル化し、気圧波に伴う長周期波の特性に関して調べた。

$$P(x, t_0) = \begin{cases} \frac{P_{\max}}{2} \left\{ 1 + \cos \left[\frac{2\pi}{L} (x - x_c) \right] \right\} & |x - x_c| \leq L/2 \\ 0 & |x - x_c| > L/2 \end{cases} \quad \dots (1)$$

この気圧波モデルの気圧分布の一例を図-1に示す。

また、計算対象領域は、東シナ海の東西123～130°E、南北30～32.5°Nの実地形領域とした。図-2に、計算対象

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) 西日本技術開発株式会社 土木本部

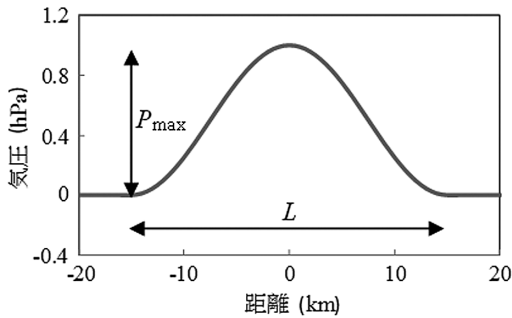


図-1 気圧波モデルの気圧分布 (パターン(a))

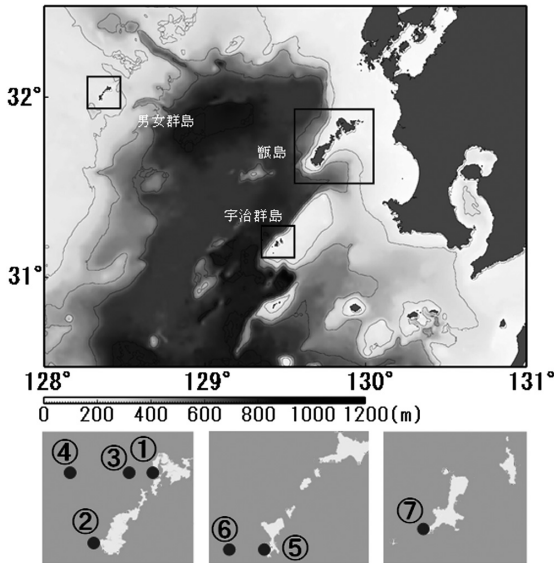


図-2 モニタ・ポイント(左図:甌島, 中図:女島, 右図:宇治群島)

領域の一部を示す。気圧は、対象領域にわたって南北方向に一樣であり、気圧の最高点の初期位置を東経124°とし、気圧波が東進するものとした。計算格子間隔及び計算時間間隔は、それぞれ、 $\Delta x = 790\text{m}$ 、 $\Delta y = 925\text{m}$ 及び $\Delta t = 2\text{s}$ とした。

変化させるパラメタは、気圧波の全長 L 、気圧の最大値(気圧変動幅) $P_{\max}$ 及び気圧波の移動速度 C_p であり、 $L=10 \sim 150\text{km}$ 、 $P_{\max}=1 \sim 3\text{hPa}$ 及び $C_p=20 \sim 40\text{m/s}$ の計120ケースを計算対象とした。数値解析結果のモニタ・ポイントは、図-2に示す甌島周辺の4点、女島周辺の2点、そして、宇治群島の1点である。

(2) 気圧波の振幅と長周期波の関係

図-3に、気圧波の全長 $L=10\text{km}$ 及び移動速度 $C_p=20\text{m/s}$ の場合の、ポイント①における水面変動を示す。生成される長周期波の波高は、気圧の最大値 $P_{\max}$ にほぼ比例する。同様の結果が他のモニタ・ポイントでも得られた。

(3) 気圧波の全長や移動速度と長周期波の関係

各モニタ・ポイントに到達した波について zero-up-

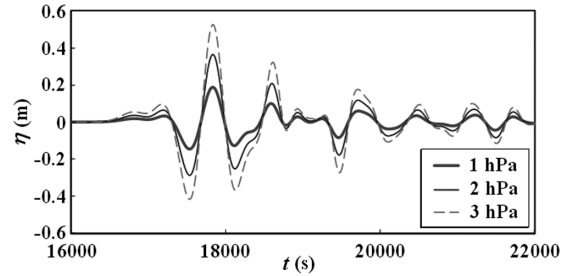
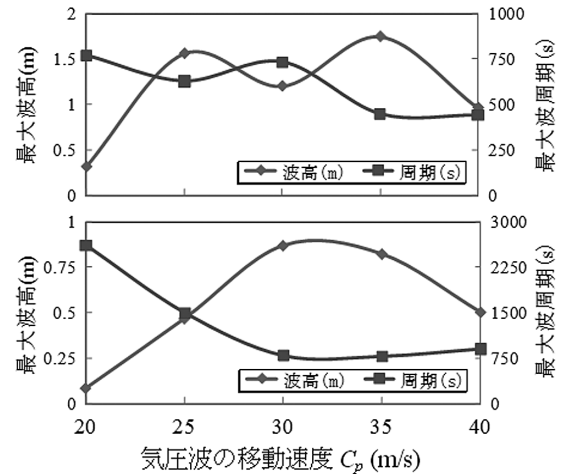
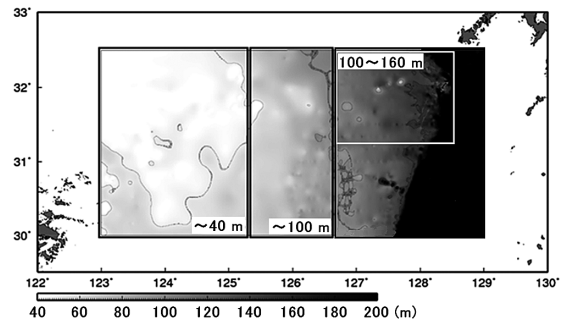
図-3 ポイント①における水面変動 ($L=10\text{km}$, $C_p=20\text{m/s}$)図-4 ポイント①における最大波の波高及び周期 (上: $L=10\text{km}$, 下: $L=30\text{km}$; $P_{\max}=1\text{hPa}$)

図-5 東シナ海の水深分布 (内側の各枠内のみ水深を示す)

cross法により個々の波を定義し、最大波の波高及び周期を算出した。図-4に、気圧の最大値 $P_{\max}=1\text{hPa}$ 、気圧波の全長 $L=10$ 及び 30km の場合の、ポイント①における最大波高及び最大波周期を示す。気圧波の移動速度 C_p が $30 \sim 35\text{m/s}$ のとき、最大波高が大きくなり、この傾向は、他のモニタ・ポイントでも確認された。図-5に示すように、計算領域内の大陸棚での平均水深は、 $80 \sim 100\text{m}$ 程度であり、浅水波の波速は、 30m/s 前後であるから、この最大波高の増加は、気圧波と長周期波の共鳴効果による増幅であると考えられる。なお、Hibiya・Kajiura

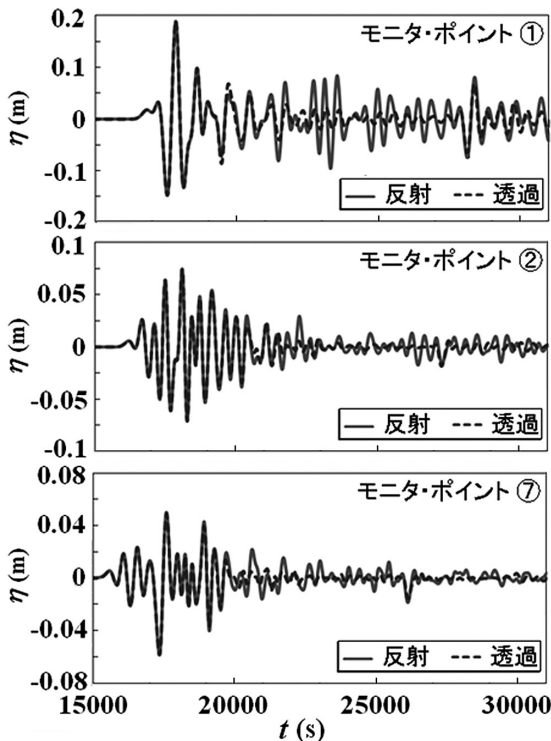


図-6 モニタ・ポイント①, ②及び⑦における水面変動 ($L = 10\text{km}$, $C_p = 20\text{m/s}$, $P_{\text{max}} = 1\text{hPa}$)

(1982)は、長崎湾で巨大なあびきが発生するためには、ここで述べたような東シナ海での気圧波と長周期波の共鳴現象による増幅効果が必要であると結論付けている。

(4) 九州本土－沖縄トラフ間の振動系

柿沼ら (2009) は、浦内湾における各振動モードの減衰に関して検討し、あびき発生のためには、入射波がある期間継続することが必要であることを示した。甌島の西方及び東方には、それぞれ、沖縄トラフ及び九州本土が存在するため、これらの間の水域に振動系が形成され、長周期波が浦内湾に継続して入射する条件のあることが推測される。そこで、計算対象領域を東シナ海の東西 $123 \sim 131^\circ\text{E}$ 、南北 $30 \sim 32.5^\circ\text{N}$ の領域として、九州本土西岸を考慮した。図-6に、 $L = 10\text{km}$ 、 $C_p = 20\text{m/s}$ 及び $P_{\text{max}} = 1\text{hPa}$ の場合、水深が約 22.0m であるポイント①、②及び⑦における水面変動を示す。ここで、九州本土西岸での反射を考慮する場合と考慮しない場合とを比較している。浦内湾湾口に位置するポイント①では、九州本土西岸での反射の影響が大きく、九州本土－沖縄トラフ間の振動系によって、浦内湾に入射波が継続する可能性が認められる。1. 序論で述べた、あびきが成長するための二つ目の要因、すなわち、長周期波が継続して鹿児島県の湾に入射する機構が、この九州本土－沖縄トラフ間に形成される振動系である。このように、九州南部の湾では、

表-1 2009～2010年に上甌島浦内湾で発生した主なあびきの小島漁港での波高 (2009年3月のデータは、安田, 2010に、また、2010年のデータは、鹿児島大学, 2010による。)

年	月 日	発生時刻	波高 (cm)
2009	2月25日	8:30	300
	3月2日	19:43	115
	3月4日	4:21	91.1
	3月6日	4:00	91.6
	3月14日	0:49	99.9
2010	1月25日	6:00～8:00	158
	2月1日	7:00～12:00	158
	3月3日	9:00～16:00	252
	3月5日	13:00～21:00	248
	3月6日	20:00～23:00	276
	3月24日	5:00～6:00	228
		23:00～4:00	

九州本土－島嶼間の振動系に起因して入射波が継続するであろう九州北・中部の湾と、入射波の継続機構が異なる。

4. 浦内湾であびきが発生した際の長周期波の数値解析

(1) 浦内湾であびきが発生した際の気圧波モデル

表-1に、2009～2010年に浦内湾で観測された主なあびきを示す。これらのあびき発生時刻近傍のGPV予報値を用いて、あびき発生前の東シナ海の気圧分布について検討した。浦内湾で過去最大のあびきが発生した2009年2月25日を例にとり、図-7に、同日のGPV予報値、また、図-8に、同日3:00における東西方向の気圧分布を示す。これらより、気圧差 $4 \sim 5\text{hPa}$ 、全長 $80 \sim 120\text{km}$ の気圧波が東シナ海の大陸棚上をほぼ東向きに進行したことがわかる。気圧波の移動速度は、3:00～4:00に 140km/h 、4:00～5:00に 120km/h 、そして、5:00～6:00に 150km/h 程度である。この2009年2月25日に加え、2010年3月3日、5日及び6日にも顕著な気圧波が確認されたため、以上4日のGPV予報値より、これらの気圧波の形状を図-9に示す (b)～(d) の3パターンとした。それぞれの気圧分布は、 $P(x, t) = P_0 (x < x_c - L/2)$, $0 (x > x_c + L/2)$ であり、 $|x - x_c| \leq L/2$ において、次式で記述される。

$$(b): P(x, t_0) = P_0 \{1 - \sin [\pi(x - x_c)/L]\} / 2 \dots\dots\dots (2)$$

$$(c): P(x, t_0) = P_0 \{1 + \cos [2\pi(x - x_c)/L]\} / 2 + P_0 \{1 - \sin [\pi(x - x_c)/L]\} / 2 \dots\dots\dots (3)$$

$$(d): P(x, t_0) = 0.05e^{\kappa} P_0 \{1 + \cos [6\pi(x - x_c)/L]\} / 4 + P_0 \{1 - \sin [3\pi(x - x_c - x_d)/L]\} / 2 \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 $\kappa = 0.02x$ である。

上記の4日の各時刻における、 30 、 30.5 及び 31°N の緯

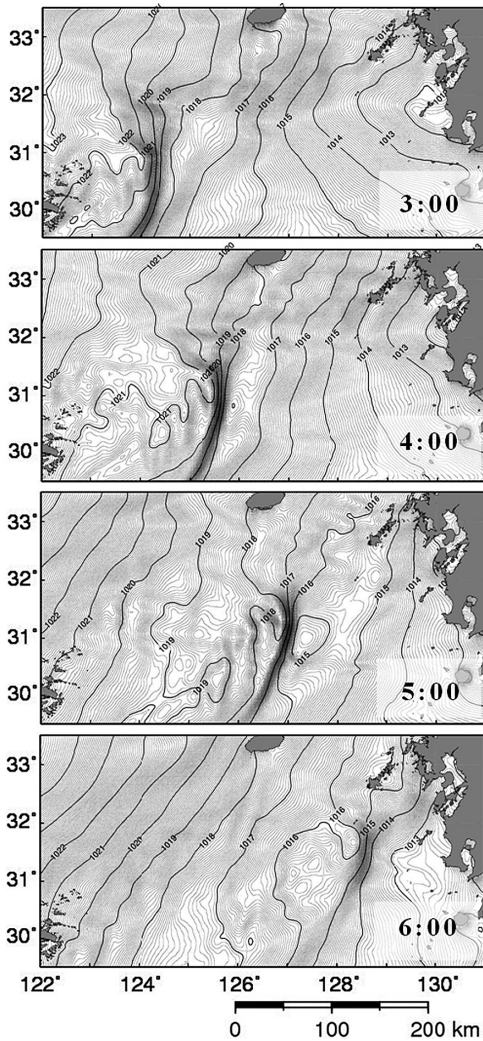


図-7 浦内湾で過去最大のあびきが発生した2009年2月25日の気圧のGPV予報値

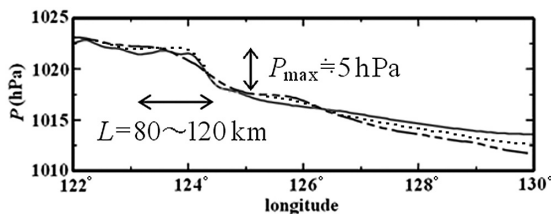


図-8 2009年2月25日3:00における気圧のGPV予報値の東西方向の分布(実線: 30°N, 点線: 30.5°N, 二点鎖線: 31°N)

線に沿った東西方向の気圧分布を (b)~(d) の3パターンに分類し, パターン毎に, 気圧波モデルの全長 L , 気圧の最大値 $P_{\max}$ 及び移動速度 C_p の平均値を算出した. その結果, パターン (b) の形状を有する気圧波モデルの各パラメタの平均値は, $L=100.0\text{km}$, $P_{\max}=3.0\text{hPa}$ 及び C_p

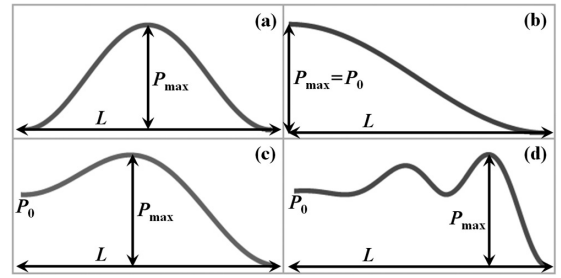


図-9 各パターンの気圧波モデルの形状

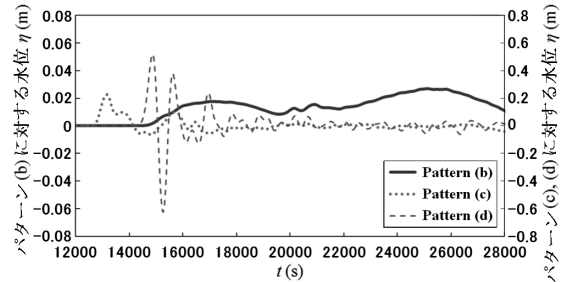


図-10 ポイント①における水面変動の計算結果 (パターン (b), (c) 及び (d) に対する結果)

= 20.0m/s となった. 同様に, (c) は, $L=100.0\text{km}$, $P_{\max}=4.0\text{hPa}$ 及び $C_p=33.0\text{m/s}$, そして, (d) は, $L=90.0\text{km}$, $P_{\max}=4.0\text{hPa}$ 及び $C_p=25.0\text{m/s}$ となった. また, 浦内湾で過去最大のあびきが発生した2009年2月25日の気圧分布は, パターン (d) に分類され, 同日のパターン (d) の形状を有する気圧波モデルの各パラメタは, $L=90.0\text{km}$, $P_{\max}=4.0\text{hPa}$ 及び $C_p=38.6\text{m/s}$ であった.

(2) 浦内湾であびきが発生した際の長周期波

計算対象領域は, 東シナ海の東西方向 $123 \sim 131^\circ\text{E}$, 南北方向 $30 \sim 32.5^\circ\text{N}$ の領域とした. 図-10に, パターン (b)~(d) の気圧波モデルの各パラメタを上述の平均値としたときの, ポイント①における水面変動の数値解析結果を示す. このうち, パターン (b) の場合, 水位変動が殆ど見られない. 従って, このパターン (b) は, 顕著な気圧波の移動を示したものの, 浦内湾のあびき発生に殆ど関与しなかったと言える. これは, 気圧の上昇過程後に, 気圧の降下過程がなかったからである. すなわち, 気圧の上昇過程で下方に押し付けられて低下した海面が, 水面波の運動を示すよう解放される過程が存在しなかったために, 有意な長周期波が生成されなかった. 前述した, 長周期波の波高を増幅させる共鳴効果は, 拘束された水面が解放されていく気圧の回復地点の移動速度が, 長周期波の波速と近い場合に現れるのである.

他方, パターン (c) 及び (d) の場合, 有意な長周期波が生成されている. このうち, パターン (c) の場合, 最大波高約 0.3m , 周期 $2,600\text{s}$ 程度の長周期波が生じてい

る。また、パターン (d) の場合、長周期波の第1波の波高が約1.1m、周期が1,300s程度であり、第2及び第3波の周期は、それぞれ、1,250及び900s程度である。

2009年2月25日の気圧波モデルを採用したときの、水位分布の時間変化の計算結果を図-11に示す。これより、東進していた長周期波が、沖縄トラフに斜め入射し、北東方向に屈折して進行する様子が見て取れる。

また、2009年2月25日の気圧波モデルを採用したときの、ポイント①における水面変動を図-12に示す。これより、生成された長周期波の(波高, 周期)は、第1波から順に、(1.4m, 1,000s), (1.2m, 750s), (1.0m, 700s), (0.5m, 760s), そして、(0.4m, 660s)である。ところで、柿沼ら(2009)は、2本に分岐した浦内湾の振動応答特性の検討を行ない、波高約0.54m、周期720s程度の入射波が3波以上入射するとき、小島漁港において約3.0mの全振幅を有する第2モードの振動が現れるとしている。従って、2009年2月25日の気圧波に伴う長周期波によって、全振幅3m程度のあびきが起こり得たと結論付けられる。

5. 結論

東シナ海上を移動する気圧波をモデル化し、非線形浅水方程式系を基礎方程式系とする数値モデルを適用して、実海域を対象とした長周期波の発生・伝播過程の数値解析を行なった。気圧の回復地点の移動速度と浅水波の波速が近い場合、東シナ海において生成される長周期波の波高が共鳴効果により大きくなることが確かめられた。

また、長周期波の伝播に伴い、九州本土と沖縄トラフの間に振動系が形成されることにより、九州南部の湾に入射する長周期波が継続することがわかった。

2009～2010年において浦内湾であびきが発生した際の気圧のGPV予報値に基づき、確認された顕著な気圧波を3パターンにモデル化して、東シナ海を対象とした数値解析を行なった。このうち、気圧の上昇過程後に気圧の降下過程がない気圧波が移動した場合、有意な長周期波が生成されなかった。更に、上甕島浦内湾で過去最大のあびきが生じた2009年2月25日を対象とし、気圧のGPV予報値に基づいて気圧波モデルを設定し、数値シミュレーションを行なった結果、浦内湾湾奥において、全振幅3m程度のあびきが起こり得たことが認められた。

参 考 文 献

- 赤松英雄 (1982): 長崎湾のセイシュ (あびき), 気象研究所研究報告, 第33巻, 第2号, pp. 95-115.
井上太介 (2010): 上甕島浦内湾におけるあびき発生過程の数値解析, 鹿児島大学大学院理工学研究科修士論文, 103p.
柿沼太郎・浅野敏之・井上太介・山城 徹・安田健二 (2009): 上甕島浦内湾における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.

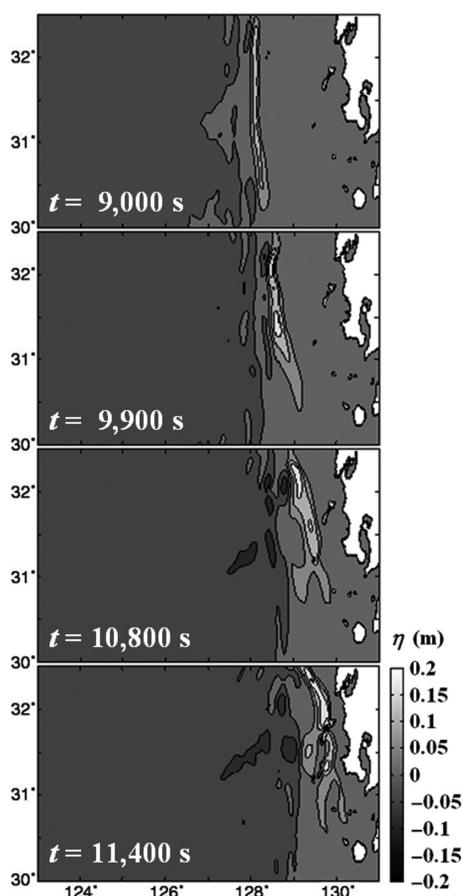


図-11 2009年2月25日の各時刻における水位分布の計算結果

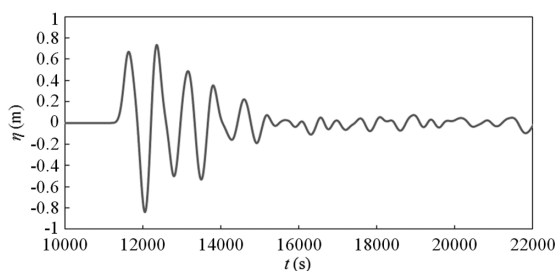


図-12 2009年2月25日のポイント①における水面変動の計算結果

- 鹿児島大学 (2010): 平成21年度甕島海域副振動被害防止調査業務報告書, 226p.
志賀 達・市川真人・楠元健一・鈴木博樹 (2007): 九州から薩南諸島で発生する潮位の副振動の統計的調査, 測候時報, Vol. 74, 特別号, pp. S139-S162.
白橋朋大・柿沼太郎・浅野敏之・佐藤道郎 (2008): 甕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.
安田健二 (2010): 上甕島浦内湾で観測された副振動の特性, 鹿児島大学大学院理工学研究科修士論文, 71p.
Hibiya, T. and K. Kajiura (1982): Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 38, pp. 172-182.