

山陰海岸の長周期波

柳 哲雄・磯田 豊・児玉 理彦

LONG-PERIOD WAVE ALONG THE SAN-IN COAST

By Tetsuo YANAGI, Yutaka ISODA and Michihiko KODAMA

Synopsis

The shelf wave with the period of about five days were observed along the Sanin Coast. The phase of sea level variation propagates from west to east with the Sanin coast to the right hand at the speed of about 5.0 ms^{-1} as the 1st mode of the shelf wave. The phase of current velocity variation similarly propagates from west to east at the speed of about 1.0 ms^{-1} as the 2nd mode of the shelf wave.

1. ま え が き

日本海を低気圧が通過する毎に日本海側に面した山陰海岸一体では強い西風が連吹する。このような気圧の低下や西風の連吹により、山陰海岸の海岸線に沿った大陸棚上の水位や流速は変動すると予想されるが、

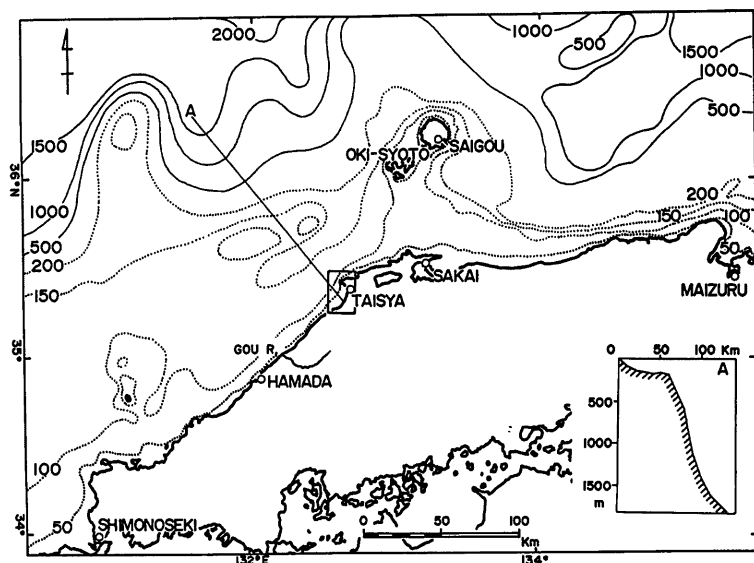


Fig. 1 The San-in Coast. Figure in the small enclosure shows the vertical section of bottom topography along A line.

その変動の実態は水位に関するものを除いては現在まではほとんど明らかにされていない^{1,2)}。今回島根県が大社湾で行った流速観測資料³⁾を解析する機会を得たので、同時に山陰海岸各地の水位観測資料も解析して、上述したような大気圧・風の変動に対応する水位・流速の変動特性を明らかにしようと試みた。いくつかの新しい知見を得ることができたのでここに報告する。

2. 解析資料

山陰海岸は山口県豊北町から島根県大社町にかけて北東—南西方向に、さらに島根県美保関から京都府丹後半島まで東—西方向にはほぼ直線的に伸びていて、その総延長距離は約 500 km である (Fig. 1)。水深 200 m 以浅の大陸棚は山口県萩沖で約 100 km、大社沖で約 60 km、丹後半島沖で約 20 km の幅を持ち、東に行くに従って狭くなっているが、200 m 等深線は島根半島沖の隠岐諸島を迂回し、隠岐海脚を形成している。

流速観測資料は島根県が1981年10月12日から11月12日までの1ヶ月間、大社湾内の3点で行ったもので、Fig. 2 中の Stn. 3~5 の上層 (海面下 3 m)、下層 (1/2水深) に Aanderaa RCM 4 流速計を係留して、10分毎の流速、流向、水温、塩分の記録が得られている。水位は下関、浜田、大社、境、西郷、舞鶴の各検潮所で得られた毎時の観測資料⁴⁾を、風向・風速は下関、浜田、舞鶴の各測候所⁵⁾と大社町西園の建設省西園工事事務所で得られた毎時の観測資料を、気圧は下関、浜田、舞鶴の各測候所の3時間毎の観測値⁵⁾を用いた。

3. 解析結果

3.1 流速・風変動

Fig. 3 に1時間毎に平均した各点の上層・下層の流速ベクトルの時系列を示す。潮流成分はほとんどみられず、4~5日間隔で 40 cm/sec 程度の強い北流のみられることが特徴的である。各点とも下層の流速は上層のそれよりやや小さいが、流向・変動パターンは上・下層ともほとんど同様である。毎時の流速ベクトル

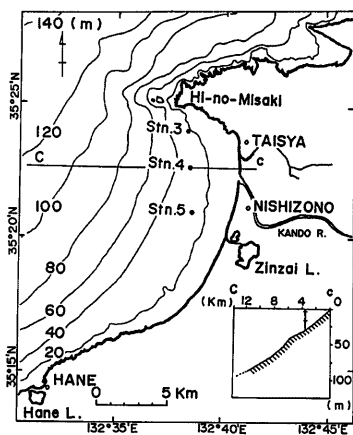


Fig. 2 Locations of current mooring in Taisha Bay. Figure in the small enclosure shows the bottom topography along C line and the mooring depth of current meter.

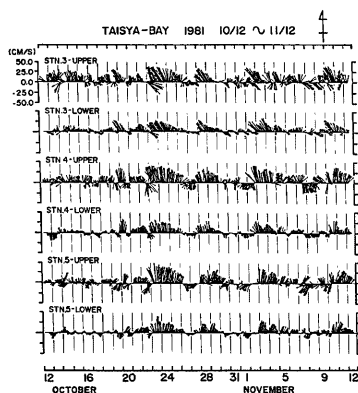


Fig. 3 Time series of one-hour mean current vectors

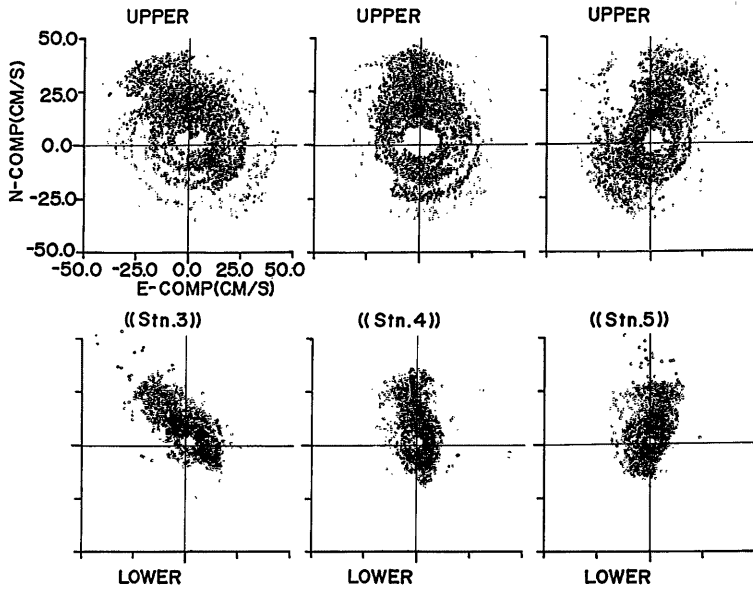


Fig. 4 Scattering diagram of one-hour mean current vectors

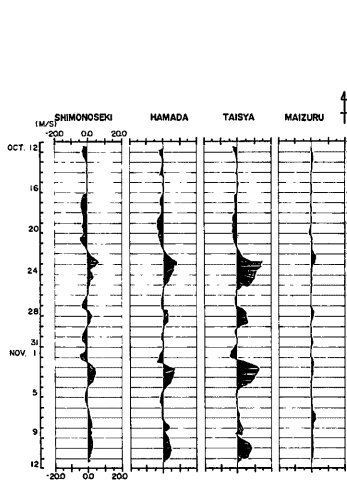


Fig. 5 Time series of 25-hour running mean wind vectors

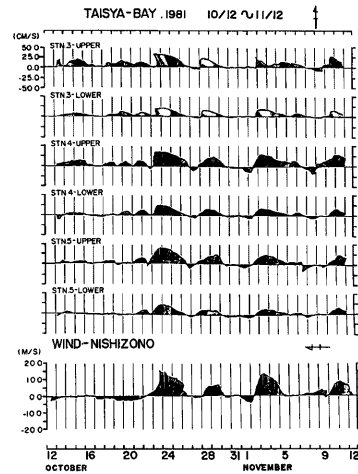


Fig. 6 Time series of 25-hour running mean current vectors and wind vectors at Nishizono

のスカットリングの結果を Fig. 4 に示す。主流の方向は北の観測点にいくほど北から北北西にずれてきて、等深線に沿う方向の流れが卓越していることがよくわかる。

下関、浜田、大社（西園）、舞鶴の25時間移動平均を施した風のベクトル時系列を Fig. 5 に示す。これを見るとこの期間舞鶴を除いた3点の風向の変動パターンは一致していて、山陰海岸一帯に同様な風が吹いていたことが推測される。10月23日～25日の 15 m/s に達した強い西風は台風24号が東北日本を通過したことに伴うもので、11月2～4日の 10 m/s に達する強い西風も日本海を低気圧が発達しながら通過したことに伴うものである。

風の変動と流速の変動の対応をみるために西園の25時間移動平均風のベクトル時系列を同じく25時間移動平均した各点の流速ベクトル時系列と比較した (Fig. 6)。これを見ると10月23日～25日、10月28日～19日、10月28日～29日、11月3日～4日、11月10日～11日の各点の強い北流はいずれも強い西風の連吹とよく対応していることがわかる。風の変動と流速変動のさらに細かい対応をみるために、1時間毎の平均値を用いて、10月22日～23日、11月2日～3日についてその関連を調べた (Fig. 7)。10月22日～23日の場合西風が吹き始めるとまず 20 cm/sec 程度の南流が起っていて、約10～15時間後に急激に 40 cm/sec 程度の北流に転じている。この流速変動の位相は Stn. 5 から Stn. 3 すなわち海岸線を右に見て南から北に伝播していて、位相伝播速度は 1.0～1.4 m/sec 程度である。11月2日～3日の場合は西風の風速が約 10 m/sec と10月22日～23日の半分程度で、顕著な南流は発生していないが、北流への立ちあがりはやはり急激で、その変動の位相は南から北へ 1.0～1.4 m/sec 程度の速度で伝播している。

3.2 水温変動

Fig. 7 に各点の上層の水温変動を示した。観測期間は冬期の対流期にあたり、上・下層の水温はほとんど同一である。10月22日は各点ともほとんど同一だった水温は北流が始まって約4時間後 Stn. 5 から順に急激に降下している。この水温降下の位相伝播速度は約 40 cm/sec で、流速値と一致していて、強い北流に

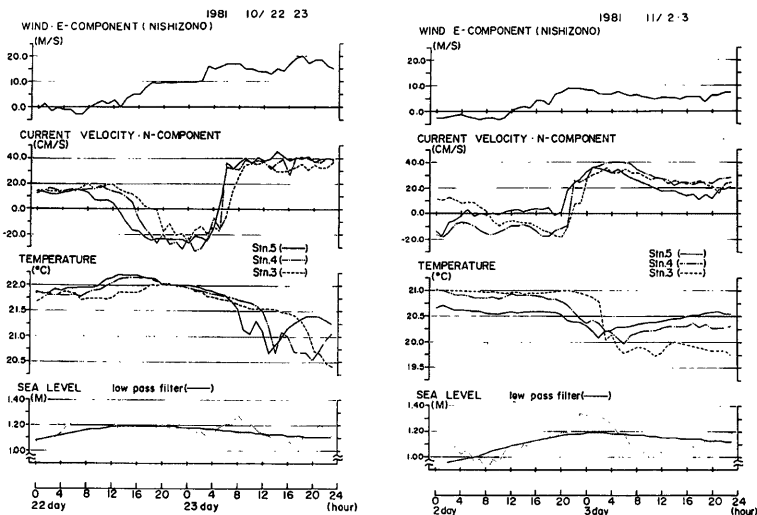


Fig. 7 Time variations of east component of wind velocity at Nishizono, north component of current velocity, water temperature and sea level. All values are one-hour mean ones.

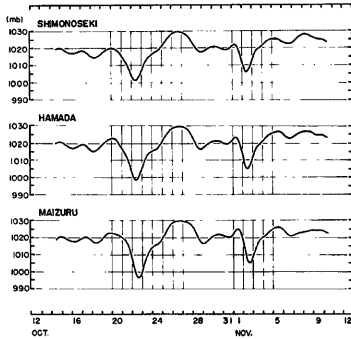


Fig. 8 Time variation of atmospheric pressure every three hours

よって河川水起源の低温水が北上してきたものと思われる。

3.3 水位・気圧変動

Fig. 8 に下関、浜田、舞鶴の3時間毎の気圧変動を示す。気圧は10月23日と11月2日に先述した台風と低気

圧の通過に伴ない急激に低下していて、その変動の位相は下関から舞鶴に向けて 20~30 m/sec で伝播している。

Fig. 9 に下関、浜田、大社、境、西郷、舞鶴の毎時の水位記録に Cosine-Lanczos filter (half-power point 40時間)⁶⁾ をかけて低周波成分だけとりだした水位変動(実線)を示す。水位は10月22日~25日、10月28~29日、11月2日~3日に高くなっているが、その高まりは下関から大社、舞鶴へと 3~5 m/sec で位相伝播していること、西から東に行くにしたがって水位変動のパターンがなまっていっていることがわかる。図中には下関、浜田、舞鶴の気圧を用いて 1 mb に対して 1 cm の気圧補正を施した水位変動(破線)も示した。これをみると下関では気圧補正を行うことによって水位変動がほとんどなくなってしまう(気圧の高低に水位が静圧的に応答している)のに対して、浜田、舞鶴と東に行くに従って、気圧補正した後も大きな水位変動がみえる(気圧の昇降とは静圧的に応答しない海洋固有の変動がある)ことがわかる。このことは気圧

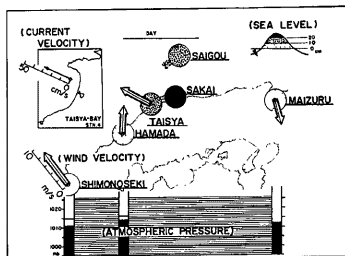


Fig. 10 Schematic representations of current velocity, sea level, wind velocity and atmospheric pressure

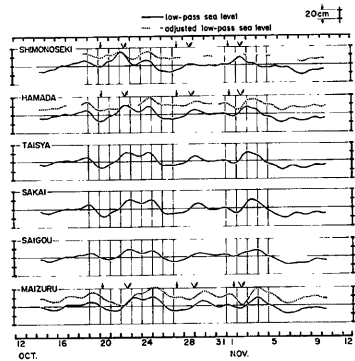


Fig. 9 Time variation of low-passed sea level (real line) and that of adjusted sea level by the atmospheric pressure. Arrows pointing below show the time when the atmospheric pressure begins to descend and broken arrows the time when the atmospheric pressure attains the minimum value.

の昇降によって山陰海岸西部で生じた水位偏差が、気圧変動が通過した後波動として海岸線を右にみて東に伝播していったことを示していると思われる。

Fig. 7 には大社湾の毎時の水位変動(破線)と低周波成分だけとりだした水位変動(実線)を示した。流速変動と水位変動の間に直接的な関連はうかがえない。

3.4 気象・海況変動のまとめ

今まで述べてきた気象海況変動を総合的に把握するために1枚の図でこれらの変動を表現することを試みた。

Fig. 10 に示すように Stn. 4 の上層の流向・流速、4点の風向・風速を流れ去る(吹き去る)方向への矢印で、6点の観測期間中の平均水位からの偏差を3段階にわけ

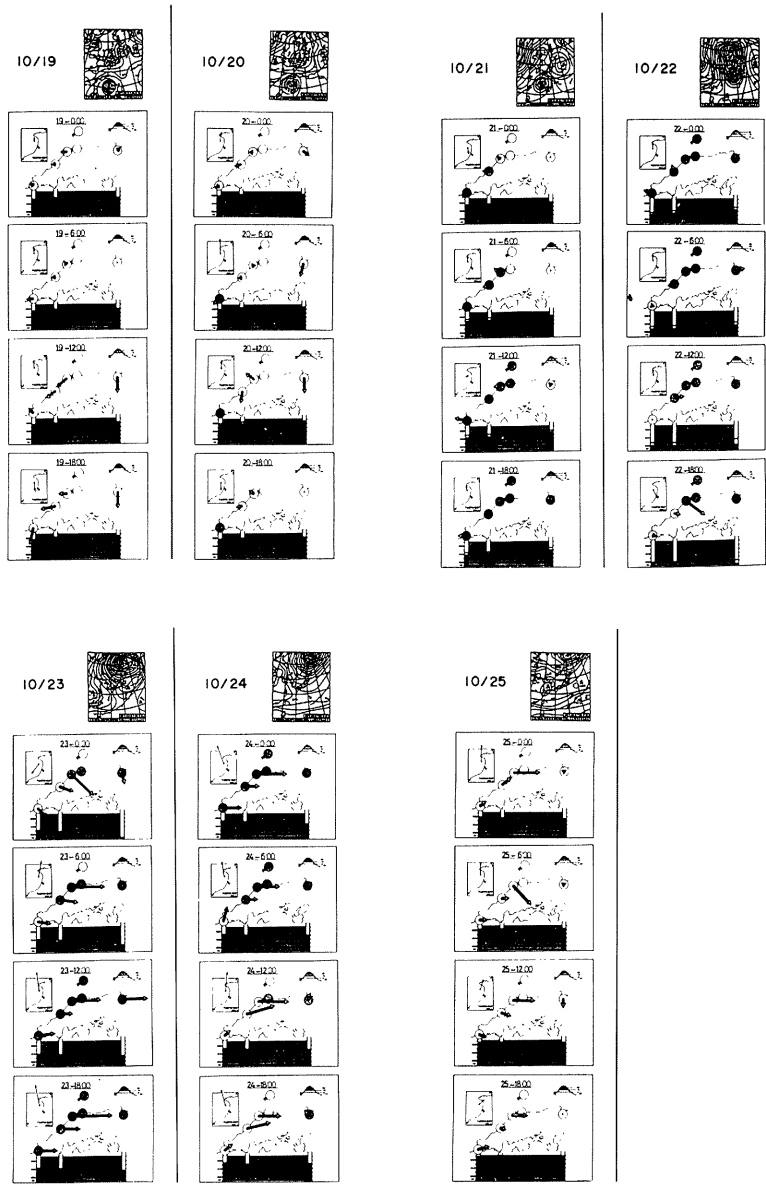


Fig. 11 Time variations of current velocity, sea level, wind velocity and atmospheric pressure from 19th to 25th in October, 1981

Table 1 Phase speeds of variations of sea level, current velocity and atmospheric pressure

distance (km)	SEA LEVEL					CURRENT VEL.		A.P.	WIND
	SHI. → HAM.	HAM. → TAI.	TAI. → SAK.	TAI. → SAI.	SAK. → MAI.	STN. 5 → STN. 4	STN. 4 → STN. 3	SHI. → MAI.	
	150	80	60	110	200	3	2.9	450	
No. 1 10/18. 19. (m/s)	*20.8	∞	4.2	5.1	*13.9	—	—	31.3	—
No. 2 10/21. 22. (m/s) 23.	5.2	7.4	2.3	5.1	5.6	—	—	17.9	—
No. 3 10/24. 25. (m/s)	*20.8	∞	3.3	6.1	*27.8	1.0	1.4	—	west
No. 4 10/28. 29. (m/s)	4.6	∞	3.0	3.4	4.6	0.8	0.2	31.3	west
No. 5 11/2. 3. 4. (m/s)	2.8	∞	1.9	1.7	4.6	1.3	1.4	17.9	west
(except*)average (m/s)	4.2	—	3.0	4.3	4.9	1.0	1.0	24.6	
$\left. \begin{array}{l} 1 \text{ mode } 4.6 \text{ m/s} \\ 2 \text{ mode } 1.2 \text{ m/s} \\ 3 \text{ mode } 0.4 \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{ of the } T=5 \text{ day at the dispersion curves}$									

て円内の印で、3点の気圧を棒グラフで表現した。気圧の白抜地内の線は6時間前の気圧を表わし、線がある時は気圧が6時間前より降下したことを、線がない時は気圧は6時間前より上昇したことを示す。観測期間内で最も大きな変動のあった10月19日～25日の各要素の6時間毎の変動を Fig. 11 に示す。10月19日～20日台風24号は台湾東方海上を北上していて、気圧は19日18時まず下関から降下し始めて、それに対応して下関の水位も上昇し始める。気圧の降下は20日12時以降浜田、舞鶴でもみられ、3点の気圧は22日18時頃最低値になるまで降下し続ける。これに対して浜田、大社、西郷の水位は20日18時頃から上昇しはじめて、舞鶴の水位は21日の12時になってようやく上昇しはじめている。気圧は23日0時頃から回復しはじめるが、水位は24日になって西から回復しはじめている。一方西風は台風24号が関東地方を通過した22日12時頃から吹き始めて、23日18時頃最強となる。これに対して Stn. 4 の南流は22日18時頃始まり23日6時頃北流に転じ、23日18時頃北流最強となる。

この期間も含め10月18日～19日、28日～29日、11月2日4日の水位上昇のピーク、北流開始の立ちあがり、気圧降下のピーク値の位相伝播速度を Table-1 にまとめた。水位の位相伝播速度は約 4 m/sec、流速のそれは約 1 m/sec、気圧のそれは約 25 m/sec 程度であることがわかる。

4. 考 察

水位変動と流速変動が山陰海岸を西から東に海岸線を右手に見ながら伝播しているという事実は陸棚波の存在を類推させる。今海岸線に沿って東向きに x 軸、北向きに y 軸、鉛直上方に z 軸をおると、静水圧近似のもとに密度一様な海における線形長波の運動方程式と連続式は

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0. \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで u, v は x, y 方向の流速、 f はコリオリパラメーター（山陰海岸では 35°N として $f = 4.17 \times 10^{-5}$ 1/s）、 g は重力加速度、 η は平均水面 ($z=0$) からの海面昇降、 h は水深を表わす。(1)～(3)から線形の温度方程式を求めると

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \beta v - \frac{f}{h} \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{f}{h} \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。ここで ζ は相対渦度, β はユリオリパラメータの緯度変化を表わし,

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad \dots\dots\dots(5)$$

$$\beta = \frac{df}{dy}, \quad \dots\dots\dots(6)$$

である。我々の興味は慣性周期 (山陰海岸では $T=2\pi/f \approx 21$ 時間) より十分長い周期を持った波動にあるので,

$$w^2 \ll f^2 \quad \dots\dots\dots(7)$$

を仮定する。さらに陸棚斜面の幅 L (山陰海岸の場合約 100 km) がロスビーの変形半径 λ (山陰海岸の場合 $\lambda = \sqrt{gH}/f \approx 1000$ km, H は陸棚斜面の平均水深で $H=200$ m) より十分小さいとすれば,

$$L \ll \frac{\sqrt{gH}}{f} \quad \dots\dots\dots(8)$$

水平流量の非発散の仮定が可能となる⁷⁾。したがって(3)式より流線関数 ψ を以下のように導入できる。

$$u = -\frac{1}{h} \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad v = \frac{1}{h} \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad \dots\dots\dots(9)$$

このとき(4)の渦度方程式は

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{h} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{h} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right\} + \frac{\beta}{h} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{f}{h^2} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = 0 \quad \dots\dots\dots(10)$$

となる。今 $\beta=0$ とし, 水深の変化は y 方向のみにあるとし, 波動が x 方向に伝播するとする。すなわち

$$\psi = \Phi(y) = e^{i(kx - \omega t)} \quad \dots\dots\dots(11)$$

を仮定すると(10)式は

$$\frac{d^2 \Phi}{dy^2} - \frac{1}{h} \frac{dh}{dy} \frac{d\Phi}{dy} + \left(-k^2 + \frac{kf}{hw} \frac{dh}{dy} \right) \Phi = 0 \quad \dots\dots\dots(12)$$

となる。ここで山陰海岸を Fig. 12 に示すような指数関数で近似する。

$$\begin{aligned} h &= h_0 \exp(\alpha y) \quad 0 \leq y \leq L, \\ h &= h_0 \exp(\alpha L) \quad L < y. \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(13)$$

ここで h_0 , α , L は最小自乗法により求め, $h_0=61.2$ m, $\alpha=0.0828$, $L=130$ km である。このとき陸棚域 ($0 \leq y \leq L$) の解を Φ_s , 外洋域 ($L < y$) の解を Φ_0 とすれば

$$\frac{d^2 \Phi_s}{dy^2} - \alpha \frac{d\Phi_s}{dy} + \left(-k^2 + \frac{\alpha kf}{w} \right) \Phi_s = 0 \quad 0 \leq y \leq L, \quad \dots\dots\dots(14)$$

$$\frac{d^2 \Phi_0}{dy^2} - k^2 \Phi_0 = 0 \quad L < y, \quad \dots\dots\dots(15)$$

となる⁸⁾。境界条件は

$$\begin{aligned} \Phi_s(0) &= \Phi_0(\infty) = 0, \\ \Phi_s(L) &= \Phi_0(L), \\ \Phi_s'(L) &= \Phi_0'(L). \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(16)$$

である。ここで ' は一階微分を表わす。

(16)の境界条件のもとに(14), (15)を解けば

$$\tan \nu L = -\frac{\nu}{k + \frac{\alpha}{2}} \quad \dots\dots\dots(17)$$

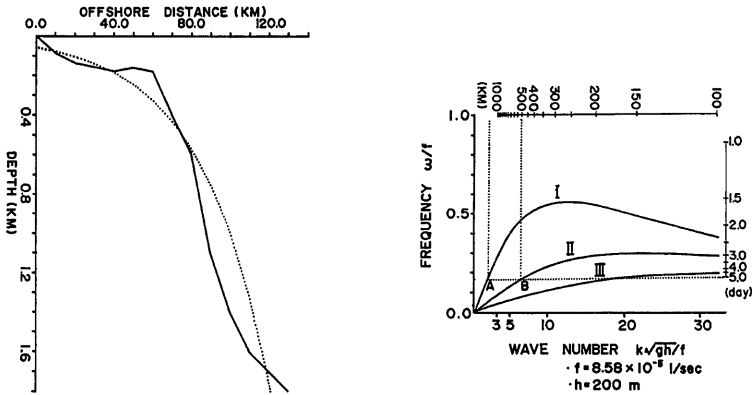


Fig. 12 Bottom topography off Taisha Bay along A line in Fig. 1 (real line) and the best fitted one by the exponential function (dotted line). Dispersion curves for the lower three modes of the shelf wave off Taisha Bay

を得る。与えられた k に対して(17)式を満足する ν は可付番無限個求まり、その各々は次の範囲にある。

$$\left(n - \frac{1}{2}\right)\pi \leq \nu_n(k) \leq n\pi \quad n=1, 2, \dots, \infty. \dots\dots\dots (18)$$

$\nu_n(k)$ を用いて、連続の関係式から分散関係式

$$w_n = \frac{f\alpha k}{k^2 + \nu_n^2(k) + \frac{\alpha^2}{4}} \dots\dots\dots (19)$$

が求まる。Fig. 12 に(19)式で表わされる第1, 第2, 第3モードの陸棚波の分散曲線を示した。

Fig. 6 と Fig. 9 より流速と水位の長周期変動の卓越周期はほぼ5日と考えられる。そこで Fig. 12 の5日周期をみると第1モードの陸棚波の波長は約2000 km でその位相速度は4.6 m/sec, 第2モードの波長は約500 km で位相速度は1.2 m/sec であることがわかる。このことから水位変動は第1モードの、流速変動は第2モードの陸棚波として山陰海岸を西から東に伝播していくことが推定される。

KUBOTA (1982)⁶⁾ は福島沖の陸棚波の波形を解析して、海岸附近では水位変動は第1モードのものが卓越し、海岸線に平行な流速変動は第2, 3モードが卓越することを明らかにした。この結論は必ずしも一般性を持つものではないが山陰海岸でも同様なことが起っていると推測される。

5. あとがき

大社湾における1ヶ月間の流速観測結果と山陰海岸各地の水位記録で解析して、山陰海岸では気圧変動や風の変動により、周期5日程度の陸棚波が励起され、水位変動は第1モードの波として位相速度5 m/sec 程度、流速変動は第2モードの波として位相速度1 m/sec 程度で、海岸線を右に見ながら西から東に伝播していくことを明らかにした。

今後気圧変動や風の変動に伴う陸棚波の詳細な発生機構と各モードの岸・沖方向の詳細な構造を明らかにしていきたいと考えている。

最後に貴重な観測資料を提供して頂た島根県に感謝します。なお資料解析に際して九州大学大型計算機セ

ンターの FACOM M-200, 愛媛大学情報処理センターの FACOM M-180 を使用したこと, 本研究は文部省科学研究費補助金による特定研究「海洋の動的構造」の一部であることを附記する。

参 考 文 献

- 1) ENDO, H.: Spectral analysis of daily sea level records along the coast of Japan. Report of Hydrographic Researches, 4, 1968, pp. 5-19.
- 2) ISOZAKI, I.: An Investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese Islands (II)-Storm surges on the coast of the Japan Sea-. J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 24, 1968, pp. 178-190.
- 3) 島根県: 穴道湖西部流域下水道放流水影響調査報告書, 1982.
- 4) 気象庁: 潮汐月表, 1981.
- 5) 気象庁: 気象庁月報, 1981.
- 6) MOGERS, C.N.K. and R.L. SMITH: Continental shelf waves off Oregon. J. Geophys. Res. 73, 1968, pp. 549-557.
- 7) 宮田元晴: 長周期波. 海洋学講座 1, 海洋物理学 I, 寺本俊彦編, 東大出版会, 1974, pp. 93-130.
- 8) BUCHWALD, V. T. and J. K. ADAMS: The propagation of continental shelf waves. Proc. Roy. Soc. A 305, 1968, pp. 235-250.
- 9) KUBOTA, M.: Continental shelf waves off the Fukushima Coast. Part II. theory of their generation. J. Oceanogr. Soc. Japan, vol. 38, 1982, pp. 323-330.