

沖合の擾乱によって誘起される沿岸水位変動について

中 村 重 久

On response of coastal waters to offshore disturbance

Shigehisa NAKAMURA

Abstract: A study on response of coastal water to offshore disturbance was undertaken using a numerical model for specific areas, Kii Channel and Osaka Bay. The available mareogram shows that a specific oscillation of 42 min in period at Shirahama is observed even under a calm weather. With a numerical model of finite difference method, the author computed water level variations at the corresponding tide stations in the model in order to find what condition should be set up for meteorological disturbance traveling offshore.

1. 緒 言

沖合において水位あるいは流れに何らかの擾乱があらわれると、これに対応して沿岸水位の変動が誘起されるであろうことは十分予想されることである。

紀伊半島太平洋岸に近い白浜海洋観測塔で観測される水位変動については、すでに、中村ら (1982) の検討した例がある。すなわち、田辺湾内の水位変動は約42分の周期の成分があらわれるのは、台風来襲によるのではなくて、黒潮の流軸および最大流速の変動に関係がありそうだとみられる一方、総観的気象条件との対比からみて、低気圧が紀伊半島南方洋上を東支那海から太平洋へ発達しながら東進した場合に観測される例が多いことが指摘されている。このようなことからみて、田辺湾内で観測される周期約42分の水位変動については、沖合の流速変動に対する沿岸水位の応答として考えることもできよう。その後、田辺湾内で超音波式流速計を利用して観測を実施した結果 (cf. 海象(流れ)観測グループ, 1983) からみても、約42分の周期の水位変動は、田辺湾付近で

強風など強い気象的変動のみられない時にむしろ顕著なことが明らかになった。しかも、この水位変動は、単一周期という特徴が強く、その周期から予想される波長のスケールは大ざっぱにみても田辺湾の幅あるいは奥行の数倍以上であり、田辺湾内の湾水固有の運動というよりは田辺湾沖の陸棚におよぶようなスケールの現象であると考えるのが力学的に妥当であるとみられている (中村・芹沢, 1984)。

ここでは、はじめに、白浜で約42分の周期の水位変動が顕著な時に、紀伊水道および大阪湾沿岸の検潮記録にあらわれた特徴を示す。また、さきに中村 (1982) が利用した有限差分値モデルによって、沖合の流れとしてあらわれた変動に対する沿岸水位の応答特性をしらべる。とくに、紀伊水道南方洋上を発達しながら東進する低気圧に対応した移動速度で流れの変動があらわれた場合を数値的に検討し、沖合の擾乱の位置と沿岸水位変動との関係についても考察する。

2. 検潮記録にあらわれた水位変動

1921年7月から1983年7月までの2年間、白浜海洋観測塔の北方、水深 13.5 m の位置 (30°41.68'N, 135°20.78'E) において超音波式流速計によって流れの長期連続観測をした (cf. 海象(流れ)観測グループ, 1983; 中村・芹沢, 1984)。この観測期間中、田辺湾内で約42分の周期の単一周期的流速変動は、1982年12月21-22

* 1984年11月13日受理

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所, 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, DPRI,
Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama,
Wakayama, 649 Japan

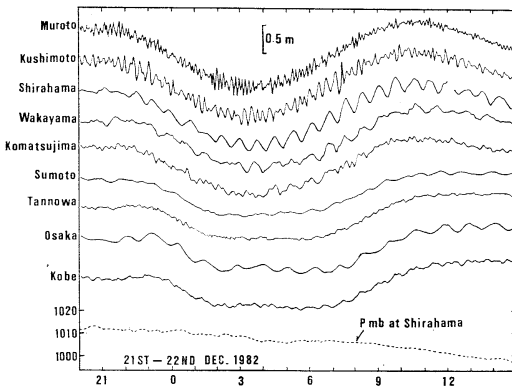


Fig. 1. Mareograms (full line) from 20:00 on 21st to 15:00 on 22nd December 1982 with atmospheric pressure at Shirahama (dotted line).

日にとくに顕著であった。これに対応して、田辺湾内の水位変動もみとめられた。このとき、白浜海洋観測塔で観測記録された風速は高々数 m/s であり、しかもその風向は東寄りであった。したがって、この場合、水位変動の直接的原因としてその時の風を考えることはできない。

紀伊水道・大阪湾周辺の気象庁管轄の検潮所は、室戸岬、串本、白浜、和歌山、小松島、洲本、淡輪、大阪、神戸である (cf. Fig. 2)。これらの検潮所で得られた記録を1982年12月21日20時から22日15時までについて図示したのが Fig. 1 である。なお、図中の点線は白浜における気圧である。この気圧の傾向は、神戸の記録をみても同様であり、気圧の変動そのものが白浜の約42分を周期とする水位変動をひき起したとは考え難い。この時、洲本、淡輪、神戸では明瞭ではないけれども、大阪では約50分を周期とする水位変動が目立つことに注意しておく必要がある。なお、この時にかぎって徳島県の日和佐において不規則な水位変動 (振幅最大 20 cm, 周期 10-20分程度) が検潮記録にみとめられた。ここで注目すべきことは、いくつかの検潮所で時を同じくして顕著な水位変動を記録していることである。これは、中村ら (1982) が沖合流速変動に対する沿岸水位の対応として有限差分数値モデルで考えた例によく似ているパターンである。

3. 有限差分数値モデル

ここで用いた数値モデルは中村ら (1982) が用いたものと基本的には同じものである。

この数値モデルは、有限差分法によるもので最も簡単な up-wind scheme である。この計算法は、もともと LOOMIS (1972) が、沖合から沿岸域に侵入してくるような長波の伝播の数値計算のために開発し、ハワイのオアフ島にあるハレイワ港の問題に応用したものを、中村がいろいろの機会に改良をくりかえして津波の問題に応用してきたものである。すなわち、1977 スンバワ津波の例 (中村, 1981) では、LOOMIS の計算法を津波の計算ができるように改良し、インドネシアのインド洋沿岸の津波の資料の欠けている部分の補うように努めた。利用できる資料からみて、十分な精度とはいえないが、対応づけができる程度の結果は得られたものと考えた。この 1977 スンバワ津波はオーストラリア北西海岸にも影響を及ぼしているので、この計算法をさらに改めて数値実験をした。この結果からみて、オーストラリア海岸の津波の記録例に対して約 3 時間の移動平均が計算結果に対応していることがわかった (中村・ALLISON, 1981)。これは格子間隔のならば方に関係しているものとみられ、隣りあった格子の間の水柱で生じる Nyquist 共振があらわれたり、高周波成分が平滑化されることによるもので、たとえこのような計算過程で、数値計算に必要な Neumann の安定条件のみを満していても、このように簡単な up-wind scheme では生じうるものであると考えられる。この問題に対処するだけの数学的あるいは力学的根拠は、現在なお得られたとは言えないが、数値計算の多数回反復による trial and error の経過の結果からみれば、格子間隔をできるだけ小さくすることは、スンバワ津波の計算遂行の解決法のひとつだと考えられる。たしかに、この計算プログラムは、そのまま、格子間隔を小さくし、 $\Delta x = 4.54 \text{ km}$ とすると、大阪湾・紀伊水道の津波の数値モデルでは、計算結果から、津波の実記録例と対応する波源の条件をもとめることも可能となった (中村, 1981b, 1983)。このようなことから、とくに、大阪湾・紀伊水道については、この数値計算法を津波以外の沖合の擾乱にともなう沿岸水位変動の問題について適用しても妥当な結果が得られるものと判断した。その計算例が中村ら (1982) の報告の中に示されている。この例では、沖合の擾乱源の位置を室戸岬と潮岬とのちょうど中間と考え、これを、時刻 $t=0$ に黒潮流軸が北に偏ったものと対応させ、そこでの擾乱として、西から東へ向かう 1 m/s の流れがあらわれた場合を考えた。

この種の数値計算では、たとえば、津波について、相田モデル (1981)、安藤モデル (1982) などがある。こ

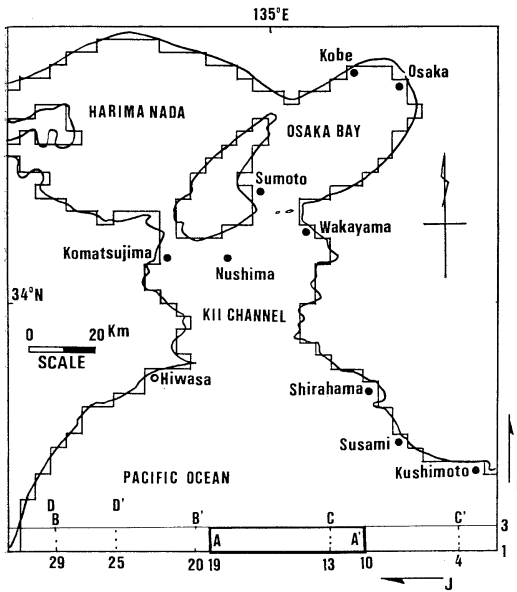


Fig. 2. Study area. Tidal stations are shown by dots or circles.

のほか、精度をあげるために高度の技法を応用する例もあるようであるが、このため大容量の計算機が要求され、長時間にわたる計算が必要になってくる。ここでは、最も簡単な scheme で、できるだけ小さい容量の計算機でも可能な方法を実用的な面からみても利用できるようにすることもあわせて考慮にいれることにした。ここで考えようとするのは、沖合の擾乱によって誘起される沿岸水位である。この問題を数値モデルによって検討し、前節の Fig. 1 のような観測例に対する外力としての要因が明らかにすることができれば、この問題の予測への手がかりが得られることになる。

いま、計算の便宜上、Fig. 2 に示すような範囲の海域を数値計算の対象領域とする。すなわち、およそ神戸から潮岬を結ぶ線以北の海域で、紀伊水道、大阪湾および播磨灘を含む範囲である。ここでは、海域の海水は均質であるとする。この海域内の水深分布や海岸線の形状は複雑であり、凹凸が顕著であるが、便宜上、北向きに I 軸、西向きに J 軸をとり、それぞれ 4540 m 間隔の様な格子網となるように切り、各格子点の水深は海上保安庁水路部発行の海図 (No. 100A) より内挿によって与えた。この水域の最大水深は、2,600 m ととった。数値計算にあたり、時間間隔は $\Delta t = 14.2 \text{ sec}$ ととり、可能なかぎり安定な計算条件を満すようにした。計算は、京都大学大型計算センターの FACOM-382 によ

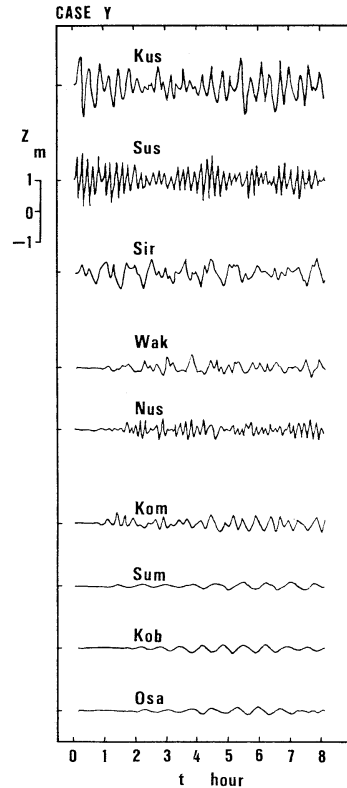


Fig. 3. Response of the water level to a stationary disturbance at A-A' prescribed by a step function for an eastward current of 0.25 m/s.

た。

いま、何かの原因で Fig. 2 の下辺、すなわち、室戸岬から潮岬を結ぶ線上のどこかで流れがあらわれたとしよう。この自然的原因としては、海上風あるいは気圧などの気象条件によって生じたと考えることもできるし、黒潮の流軸が変動して、計算対称領域に入ってきたと考えてもよい。ここでは、Fig. 2 の下辺の長方形水域の一部で流れのかたちで擾乱があらわれる場合を考える。

中村ら (1982) は Fig. 2 の A-A' の水域において、時刻 $t = 0 \text{ sec}$ に、東向きの流速が 0 m/s から 1 m/s になった場合について検討した。ここでは、東向き流速が 0 m/s から 0.25 m/s になった場合について計算した結果を Fig. 3 に示した。図中、検潮所の位置に最も近い格子点をえらび、串本 (Kus)、周参見 (Sus)、白浜 (Sir)、和歌山 (Wak)、沼島 (Nus)、小松島 (Kom)、洲本 (Sum)、神戸 (Kob)、大阪 (Osa) に対する水位

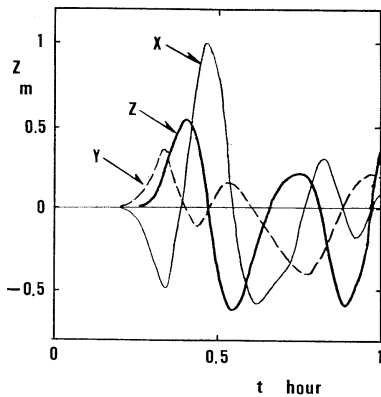


Fig. 4. Response of the water level at Shirahama over one hour after a stationary disturbance is applied to B-B' (thick line, case Z), C-C' (thin line, case X) and A-A' (broken line, case Y).

変動の計算波形を、流れとして擾乱があらわれてから8時間にわたって示した。この東向きの流速が1 m/s以下の場合、各点の水位変動の振幅は数値的にみて流速の大きさに比例するだけである。

いま、擾乱水域を A-A' のかわりに、それより西側の水域 B-B' ($1 \leq I \leq 3$, $20 \leq J \leq 29$) にとると、白浜における最初の1時間の水位変動は Fig. 4 の太線 (Z) のようになる。また、東側の水域 C-C' ($1 \leq I \leq 3$, $20 \leq J \leq 4$) にとると、これに対応した白浜の水位変動は Fig. 4 の細線 (X) のようになる。Fig. 4 には、擾乱水域が A-A' の場合を参考までに破線 (Y) によって示した。これを見ると、擾乱水域が室戸岬と潮岬との中間にあるときには白浜における水位変動は小さいことがわかる。擾乱源が東寄りの場合には、擾乱源と計算点とが距離的に近い場合振幅が大きくなるものと考えられる。また、擾乱源が西寄りの場合、海底地形による波の屈折が計算点の振幅を増大させるように作用したのと考えられる。ところで、いろいろの位置を擾乱源として与えて計算した結果にもとづき各点の水位変動を比較検討してみると、擾乱源が A-A' の場合は白浜で約40分の周期成分がやや顕著であるが、擾乱源が東に偏っても西に偏っても白浜では約20分の周期が目立つが約40分の周期成分はそれほど目とめられない。とくに、串本、白浜、大阪などについて、これらの計算結果を Fig. 1 の検潮記録と対比してみると、擾乱源が A-A' の位置の場合が全般によく対応する。ここで用いた数値モデルが力学的に妥当なものであるとするかぎりにおいて、上のような検討の結果から、自然的条件として可能なのは、計算上

擾乱源 (等価) が A-A' の位置をとった場合であって、それ以外の位置に擾乱源 (等価) がくるような現象は考え難いのではないだろうか。その根拠として、上に検討したことのほかに、白浜では約20分の周期の水位変動はあまり観測されないという事実をあげておかねばならない。Fig. 1 の白浜の検潮記録からみて、周期約42分のみ成分が天文潮ののっているのみとみられ、スペクトル解析の結果 (海象 (流れ) 観測グループ, 1983) によっても周期42分の成分は鋭いピークの位置にあり、周期20分の成分は振幅スペクトル成分としてみても周期42分の成分の1/5以下でしかない (cf. 付録)。Fig. 1 の白浜の検潮記録は他の記録と比較してその特徴が顕著である。にもかかわらず、その力学的機構についての検討は中村・芹沢 (1984) が行なった程度にとどまっている。この点に留意すれば、ここで用いた数値モデルで完全なシミュレーションができるための条件をさらに検討する必要があるであろう。

4. 沖合流速変動域が移動する効果

田辺湾で約42分周期の水位変動があらわれた時の総観的気象条件を、気象庁発行の極東天気図 (地上) によって調べてみると、低気圧が東支那海から太平洋へおよそ 30°N 線に沿って東進した場合の例が多い (たとえば、中村ら, 1982)。1980-1981年の期間に限ってみても、1980年3月3日、11月7日と1981年2月20日の3例がとくに顕著であった。1982-1983年の例について、1980年11月7日のようなパターンの地上天気図のあらわれた例のうち約90%が田辺湾で42分周期の水位変動の出現と対応していた。ここで、もし、このような気象条件による擾乱が沖合の流速変動としてあらわれたと考えることができるであろうか。このような仮説を検討するために、ここでは、前節で考えたような沖合流速変動域が低気圧の移動速度に近い速度で東進する場合に対する数値モデルを考えた。対象とする海域は、これまでと同じく Fig. 2 に示されるような範囲である。

日本附近における温帯性低気圧の径路を調べてみると (たとえば、高橋, 1955, p. 44)、日本列島に沿って北東に進むことが多く、これは気団論的にみると、日本の列島が大陸気団と太平洋の海洋気団との境になっているためと解釈される。したがって、上述のような田辺湾の特異の水位変動が気象学的変動の原因であるとみるかぎり、これに対応する紀伊水道南方の太平洋の水が低気圧の移動にともなう気象学的変動によって擾乱を受け、その擾乱が周囲にひろがって沿岸域で水位変動としてとら

Table 1. Moving speed of low-pressure center in km/h (after TAKAHASHI, 1955).

zone	month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
East China Sea		42	36	43	34	31	27	23	21	27	28	35	36
Japan Sea		30	32	33	39	37	30	28	29	29	35	38	35
on Japan Islands		30	39	35	38	25	31	29	31	39	41	61	35
on Pacific SE of Japan Islands		53	61	49	50	43	35	22	25	28	36	42	49
on Pacific S of Japan Islands		47	48	46	39	35	31	21	20	23	27	39	43

えられることも 現実に 不思議な ことでは なさそうである。ただ、なぜ低気圧が特定の径路をとった場合に限って田辺湾に特異な水位変動があらわれるかについての力学的理解は現在のところまだ得られていない。最近の例をみても (たとえば、海象(流れ)観測グループ, 1983; 中村ら, 1984), 田辺湾の特異な水位変動は直接に台風と関係がなさそうである。これに加うるに(高橋, 1955, p. 283), 温帯低気圧の速度および発生地点についてみるならば、温帯低気圧のよく通る径路は季節によってはあまり変化しないが、その速さは季節によってかなり違い、また台風などに比べると変化しやすい。地域別・月別に低気圧の平均速度をもとめた高橋の表を参考にすると、Table 1 のようなことになる。これからみて、わが国の南方洋上での低気圧の東進する速度は、冬の12-3月には平均 43-48 km/H であり、夏の8月には 20 km/H である。この資料はやや古いようではあるが、この低気圧の特徴は現在も同様であり、十分その特徴はとらえることのできるものと考えられる。したがって、擾乱源としての低気圧は西から東へ移動し、これに対応して海水の擾乱源が移動するものとすれば、その移動速度は 20-50 km の範囲内と考えても差支えないであろう。移動しない場合についての数値モデルについては前節で検討した。移動する場合として、実際には 0-45 km/H のいろいろの場合を数値的に計算して比較検討することになるが、本文では、とくに 45 km/H の例を中心にして検討することにした。すなわち、(i) 低気圧の影響による擾乱が室戸岬沖付近であらわれて、それが低気圧とともに東進す辺場合、(ii) 低気圧の影響が室戸岬と潮岬との中間付近であらわれて、その後低気圧の移動とともに東進する場合、そして、(iii) 潮岬付近で低気圧の影響があらわれ、それが低気圧の移動速度で東進する場合を数値モデルによって考えることになる。少なくとも、低気圧のような気象条件が田辺湾の特異な水位変動にかかわっているのであれば、擾乱源は移動するものと考えても当然なことではあるはずである。

まず、ここで、沖合流速変動域が西から東へと毎時

45 km の一定速度で移動する場合を考える。時刻 $t=0$ sec において流速変動域が Fig. 2 の B-B' にあらわれ、その後 45 km/H でそれが移動するとした場合の沿岸水位変動の数値計算結果は Fig. 5 (case Q) のようになる。計算点は Fig. 3 に対応した点をえらんだ。また、時刻 $t=0$ sec に流速変動域が C-C' (cf. Fig. 2) にあらわれた後、東方に 45 km/H で移動した場合には、沿岸水位変動は Fig. 6 (case P) に示すようなことになる。これを見ると、串本、周参見、白浜など擾乱源に距離的に近い点で水位変動の振幅が大きいことが顕著であ

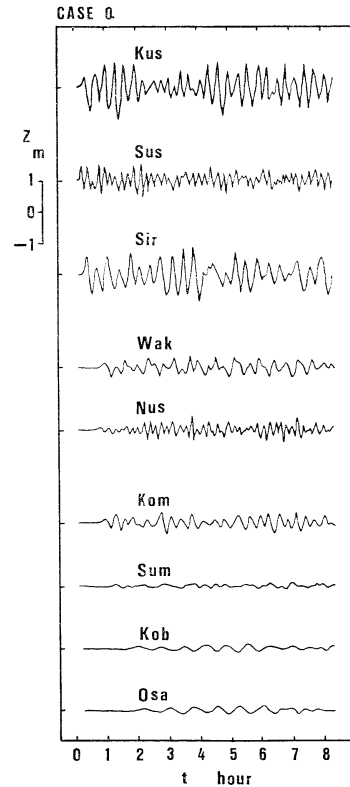


Fig. 5. Response of the water level to an eastward movement of the disturbed area starting from B-B' with a speed of 45 km/H.

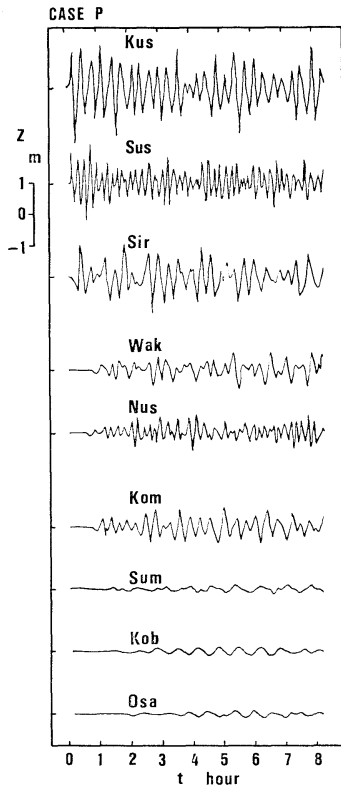


Fig. 6. Same as Fig. 5 except for starting from C-C'.

る。大阪では振幅は小さいが約50分周期の水位変動があらわれている。しかし、白浜では約20分の周期成分が目立ち、これは検潮記録にみられる特徴にうまく対応していない。ただ、串本の約17分の周期や周参見の約12分の周期は従来の記録解析の結果（たとえば、中村・芹沢，1983；中村，1984）ともよく対応しているようである。

流速変動域の東方への移動速度 45 km/H が低気圧の移動速度に対応すると考えると、この速度は比較的速い低気圧の移動ということになる。この移動速度を 22.5 km/H として計算した結果は、数値的に数パーセント以下の差異を除けば、移動速度 45 km/H の場合の Fig. 5 および 6 と同じ図が得られた。移動速度が 0 km/H でも、ほぼ同様な図となった。このことからみて、沿岸水位変動の特性は沖合流速変動域のあらわれる最初の位置に関係し、流速変動域の移動速度による効果は顕著とはいえないといえる。

ついでながら、擾乱源としての沖合流速変動域の面積が大きければそれだけ沿岸水位変動も大きくなることを計算例によって Fig. 7 に示す。すなわち、計算領域内

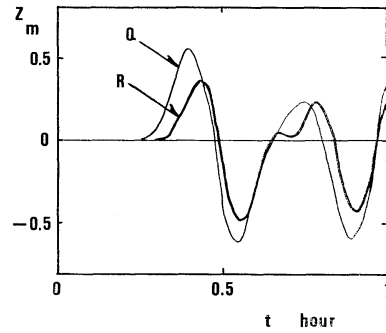


Fig. 7. An example showing the effect of the extent of the moving disturbed area. Q for extent and initial location B-B'; R for D-D'.

で、たとえば白浜にできるだけ遠い水域を擾乱源にえらぶことにする。擾乱源が B-B' ($1 \leq I \leq 3$, $20 \leq J \leq 29$) にあらわれ 45 km/H で東方に移動する場合、最初の1時間の白浜における水位変動は Fig. 7 の細線 (Q) のようになる。擾乱源が D-D' ($1 \leq I \leq 3$, $25 \leq J \leq 29$) にあらわれた場合の水位変動は図中太線 (R) のようになる。

5. 結 言

沖合の擾乱によって誘起される沿岸水位変動について、検潮記録および数値モデルによる検討をした。対象海域として大阪湾・紀伊水道を中心とした海域をえらんだ。ここでの解析の結果、沿岸水位変動の特性は沖合流速変動域の最初にあらわれる位置に関係し、流速変動域の移動速度によらないことがわかった。また、数値モデルの結果を検潮記録と比較して、自然にあらわれる現象に対応した数値モデルに与えるべき条件についても考察した。

謝 辞

白浜海洋観測塔における観測記録およびその解析には芹沢重厚・片山富晴両君があたった。検潮記録の収集およびその利用については神戸海洋気象台海洋課長松崎正夫氏の御好意を得た。白浜の気圧については気象庁和歌山地方気象台白浜空港気象通報所の記録を利用した。また、西勝也・吉岡洋両氏の助力によって徳島県日和佐土木事務所の検潮記録を参考にすることができた。なお、海象（流れ）観測グループ*の協同研究で得られた資料の一部も利用した。

* 土屋義人(代表者), 国司秀明, 中村重久, 西勝也,

吉岡洋, 芹沢重厚, 片山富晴, 富永政英, 棚橋輝彦, 森谷誠生, 市川雅史, 土子良治, 森田行司, 小堀泰宏 (順不同)

参考文献

相田 勇 (1981): 南海道沖の津波の数値実験. 東大地震研究所報, **56**, 713-730.
 ANDO, M. (1982): A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from Tsunami data. Phys. Earth and Planet. Interiors, **28**, 320-336.
 海象(流れ)観測グループ (1983): 田辺湾における流れの長期連続観測. 京大防災研究所年報, No. 26B-2, 637-672.
 LOOMIS, H. G. (1972): A package program for time-stepping long waves into coastal regions with application to Haleiwa Harbor, Oahu, NOAA-JTRE-79, HIG-72-21, 1-33.
 中村重久 (1981a): 数値実験からみた1977年スンパワ津波. La mer, **19**, 30-37.
 中村重久 (1981b): 大阪湾・紀伊水道の津波の数値モデル. La mer, **19**, 105-110.
 NAKAMURA, S. (1983): Numerical tsunami model in Osaka Bay. Bull. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, **33**, Pt. 1, No. 295, 1-14.
 中村重久 (1984): 周参見の棚静振 (2) La mer, **22**, 1-7.
 中村重久・H. ALLISON (1981): 西オーストラリア海岸の長周期波について. 第28回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 44-48.
 中村重久・芹沢重厚 (1983): 周参見の棚静振. La mer, **21**, 89-94.
 中村重久・芹沢重厚 (1984): 田辺湾で観測された台風時の流れ. La mer, **22**, 124-130.
 中村重久・吉岡 洋・芹沢重厚 (1982): 白浜海洋観測塔周辺の水位変動. La mer, **20**, 223-230.

付 録

田辺湾口付近の観測点 (30°41.68'N, 135°20.78'E; 水深 13.5 m) において超音波式流速計によって観測した結果は, 海象(流れ)観測グループ (1983) によって解析されている. この観測結果のうち, 1982年12月22日0時から5時10分までの記録から $\Delta t=2.4$ 分の時間間隔で読み出したデータ (データ数 $N=128$ ケ) にもとづいて, FFT法により流速のパワースペクトルをもとめると, Fig. A1の破線のようなになる. また, 流速のベクトル的特性をとらえるため, 回転スペクトルをもとめた (cf.

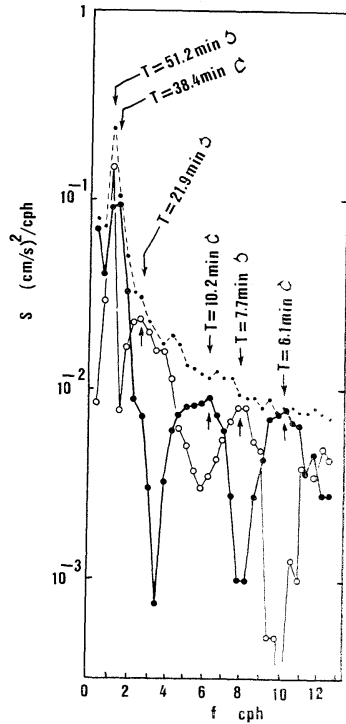


Fig. A1. Total spectrum (broken line), clockwise rotational spectrum (dots and thick line) and anticlockwise rotational spectrum (circles and thin line) after current velocity data obtained by an acoustic current meter in Tanabe Bay on 22nd December 1982.

日野幹雄著 スペクトル解析, 朝倉書店, 1982, pp. 258-261)。Fig. 1Aには, 時計まわりスペクトルを黒丸と太線によって示し, 反時計まわりスペクトルを白丸と細線によって示した。これを見ても, 本文中でも述べた約42分の周期に対応して, 時計まわりおよび反時計まわりのスペクトルにピークがあることがわかる。これに次ぐピークは, 主ピークよりおよそ1桁小さく, それに対応する周期は 21.9分となっている。この周期成分の一部は, Figs. 5 および 6 の白浜で顕著であった約20分を周期とする水位変動の成合に対応するものとして力学的な解釈ができよう。なお, 超音波式流速計による観測期間 (1981年7月から1983年7月まで) で, 約20分を周期とするべく顕著な流速変動は記録されていない。