

大村湾の潮流に関する研究(2)

—現地観測—

中村 武弘*・富樫 宏由*・飯塚 昭二**
三厨 晋也*・石原 洋*

Currents in Omura Bay (2)
—Field Observation—

by

Takehiro NAKAMURA*, Hiroyoshi TOGASHI* Shoji IIZUKA**,
Shinya MIKURIYA* and Hiroshi ISHIHARA*

The changes at sea level and currents in Omura Bay are studied by field observation. Twelve observations were performed from winter to spring in 1989 and 1990. One observation period was over fifteen days.

As for observing the changes at sea level, four main constituents of tide (M_2 , S_2 , K_1 and O_1) were analyzed by the harmonic analysis of tide using the least square method. A great part of the changes at sea level shows a very good estimate by these constituents. A change of the Seich with about 25 ~80 minutes period was also observed.

As for observing the currents, the three components of current were discussed separately. First was the constant flow component (M_0) which is a mean value of currents for the observed period. In the northern part of Omura Bay, there was a weak counter clockwise constant flow. The second was the tidal current. Four main constituents of tidal currents were analyzed by the same method employed in tide. Lastly, the residual flow was the remainder of the other components described above. The correlation between wind velocities and residual flows was analyzed. At great depth of Omura Bay, flows were observed to be 244° in a clockwise direction after 3 hours delay from wind blowing.

1. 序 論

大村湾は長崎県の中央部に位置する非常に閉鎖性の強い内湾である。周りを山で囲まれ、荒れることも少ないため「琴の海」とも称され、長崎県民に広く親しまれている海ではあるが、湾内の流れについては不明の点が多い¹⁾。そこで、著者らは、大村湾の潮流を解明するために、平成元年より現地観測ならびに数値シミュレーション解析を進めている。前報²⁾では、湾中央

部3地点における現地観測の結果ならびに2次元数値シミュレーション解析の結果について報告した。その後、湾内6地点において9回の現地観測を実施した。

本論文は、これまでに行った12回の現地観測より明らかになった大村湾の潮位および潮流の特性について報告する。特に、下層部の流れと風との関係について論ずる。

平成3年4月30日受理

*社会開発工学科 (Department of Civil Engineering)

**水産学部 (Faculty of Fisheries)

Table 1 Locations of observed stations and nomenclature of data

Station	Latitude (N)	Longitude (E)	Name of data*	Period of observation
P 1	32° 56' 03"	129° 52' 00"	P. 1 B ₁	9 Jan. -26 Jan. '89
			P. 1 B ₂	11 Jan. -28 Jan. '90
			P. 1 M	31 Jan. -14 Feb. '90
			P. 1 S	14 Feb. - 4 Mar. '90
P 2	32° 58' 17"	129° 52' 00"	P. 2 B	26 Jan. -14 Feb. '89
P 3	33° 01' 00"	129° 52' 00"	P. 3 B	14 Feb. - 2 Mar. '89
P 4	33° 00' 06"	129° 50' 24"	P. 4 B	2 Mar. -18 Mar. '89
P 5	32° 58' 07"	129° 50' 24"	P. 5 B	18 Mar. - 6 Apr. '89
P 6	33° 01' 52"	129° 53' 36"	P. 6 B	5 Apr. -20 Apr. '89
P 7	32° 58' 37"	129° 55' 13"	P. 7 B	20 Apr. - 9 May. '89
P 8	32° 56' 24"	129° 50' 24"	P. 8 B ₁	5 Mar. -22 Mar. '90
			P. 8 B ₂	22 Mar. - 9 Apr. '90

*B,M and S show the vertical positions of current meter. B is 5m above the bottom, M 10m, and S 15m. The subscript shows the different data of the same station.

2. 観測概要

観測点の位置、データ名および観測期間を表-1および図-1に示す。観測計器はメモリー電磁流速計(ACM-4M, アレック電子社製)を用い、計測項目は流向、流速、水温および水圧である。観測期間は、1回の観測について15日間以上の連続観測とし、8地点で12回の観測を行った。(前報²⁾で報告した3回を含む)。データは10分間隔で求めることとし、10分毎に1秒間隔で30データを収録し、その平均値を1データとした。流速計は水中ブイで係留した。鉛直方向の係留位置(係留水深)は水底上5m(B:下層)、水底上10m(M:中層)および水底上15m(S:上層)の3水深とした。しかし、係留水深は12回のうちの10回が水底上5m(B)という下層部重視の観測であったため、水深M、Sでの観測がなされているのはP1地点だけである。観測記録の一例として、データ名P. 1 B₁の記録を図-2に示す。図は、a)流速の南北方向の成分、b)流速の東西方向の成分、c)水温および、d)潮位の変動成分(水圧の変動成分)を示している。観測の期間はほとんどが冬期に限られていたため、図-2、c)にも見られるように、水温には顕著な変動は観測されなかった。したがって、本論では水温に関しては論じない。

3. 潮位

潮位変動の記録をFFT法によりスペクトル解析し、周波数特性を調べた。一例として、P. 1 B₁の潮位記録(図-2、d)のパワースペクトルを図-3に示す。パワースペクトルには周期にして12時間と24時間付近に大きなピークが見られ、他の成分はこの2つの成分に比して非常に小さいことが分かる。これらは潮汐による変動成分であり、それぞれ12時間は半日周潮、24時

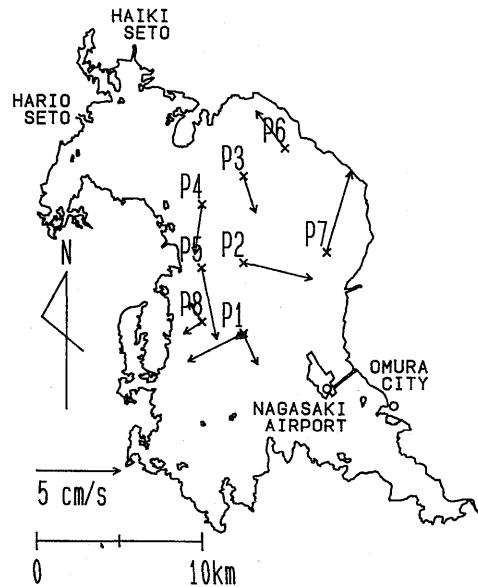
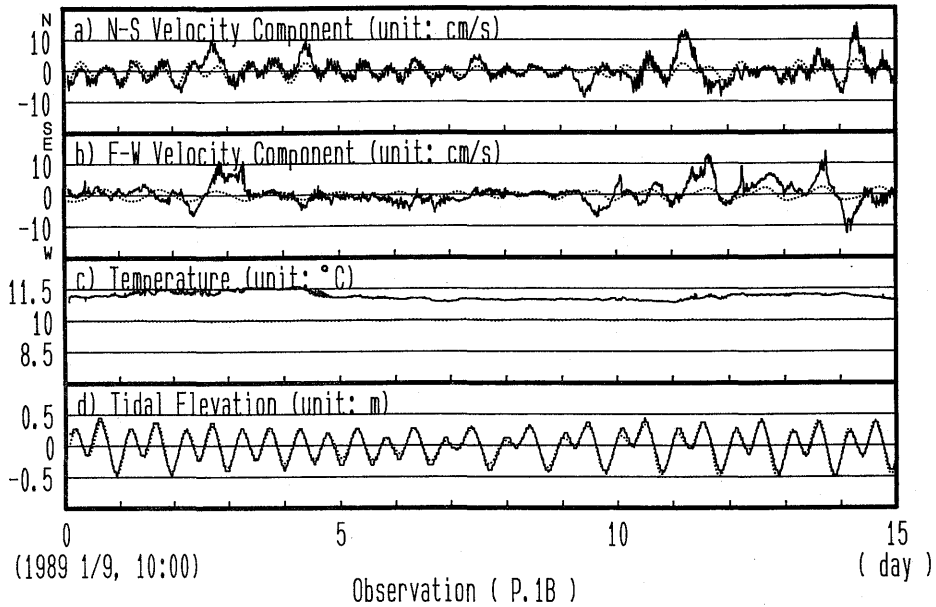
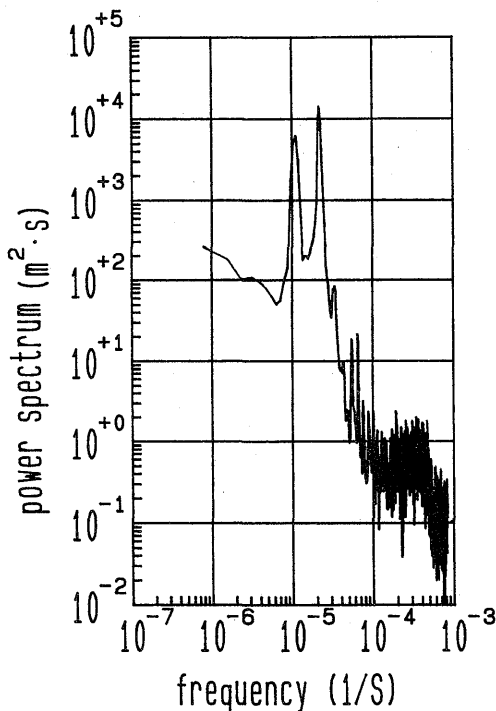


Fig. 1 Omura Bay and location of stations with respective constant current flow (M_0)

間は1日周潮に対応している。そこで、潮位変動の記録を最小2乗法による調和解析法を用いて解析し、主要4分潮(M_2 , S_2 , K_1 および O_1)の成分に分解した。調和解析で求められた主要4分潮の潮汐常数の値をまとめて表-2に示す。これより、大村湾では M_2 潮の成分が最も大きいことが分かる。いま、得られた主要4分潮の潮汐常数を用いて潮位を予測し、図-2、d)の中に点線で示した。予測された潮位曲線は観測値と良く一致していることが分かる。すなわち、潮位の変動は主要4分潮の成分だけで、ほぼ予測が可能であることが分かる。中野³⁾によると、大村(32°54'N, 129°57'E)での主要4分潮の潮汐常数の値は、それぞれ M_2 潮

Fig. 2 Observed data of P. 1 B₁Fig. 3 Power spectrum at sea level change of P. 1 B₁

が₂ (24cm, 326°), S₂潮が (9 cm, 358°), K₁潮が (11 cm, 275°) およびO₁潮が (9 cm, 266°) である。表-2の値は、振幅および位相ともにこの値と良く一致していることがわかる。したがって、大村湾の潮汐による潮位の変動は中野の値を用いても、ほぼ予測が可能であることが明らかとなった。

大村湾では、図-3には明確には現れていないが、周期が25~80分の潮位の変動が見られることがある。その例としてP. 3 B₂のパワースペクトルを図-4に示す。これには周期が35分と80分の付近にピークが現れている。この潮位の変動は湖で観測される静振と呼ばれる振動現象と同じものである。静振の1次振動の周期はMerianの公式⁴⁾ ($T = 2L / (gh)^{1/2}$, T: 周期, L: 湖長, g: 重力加速度, h: 水深) で求めることができる。いま、大村湾を南北25km, 東西13km, 平均水深16mの一樣水深の矩形湖と仮定すると、周期は南北方向では67分, 東西方向では32分となり、観測値とほぼ一致する。すなわち、図-4のパワースペクトルの80分付近のピークは南北方向の静振, 35分付近のピークは東西方向の静振が起こっていることを示している。静振の1次振動の振幅は岸近くで大きく、中央部では小さく、逆に流速は岸近くで小さく、中央部で大きい。したがって、観測点P1のような湾中央部の観測点では潮位変動の記録よりも流速の記録に静振現象が強く

Table 2 Tidal constituents

Name of data	M ₂		S ₂		K ₁		O ₁	
	Amp. (cm)	Lag (°)	Amp. (cm)	Lag (°)	Amp. (cm)	Lag (°)	Amp. (cm)	Lag (°)
P. 1 B ₁	23.7	357.59	8.3	37.37	13.4	307.70	10.0	289.96
P. 1 B ₂	21.9	324.11	8.2	9.86	12.2	288.06	9.7	272.01
P. 1 M	23.8	328.34	10.6	9.90	10.4	291.64	11.2	271.15
P. 1 S	22.2	317.25	12.0	358.31	10.7	288.76	10.9	255.49
P. 2 B	22.9	316.74	10.2	13.24	11.9	290.53	10.9	257.28
P. 3 B	20.2	322.69	13.4	357.85	8.8	288.80	10.5	261.69
P. 4 B	23.1	325.13	11.0	348.99	11.3	280.63	12.6	256.59
P. 5 B	22.1	315.85	13.0	343.47	8.1	267.58	9.8	244.35
P. 6 B	23.4	332.21	10.8	333.62	10.7	268.44	10.6	264.10
P. 7 B	23.4	314.93	9.2	335.11	11.6	268.93	9.2	243.20
P. 8 B ₁	21.2	324.59	13.3	350.63	9.2	276.16	10.7	255.71
P. 8 B ₂	24.3	327.05	11.2	336.35	9.8	274.85	10.8	257.76

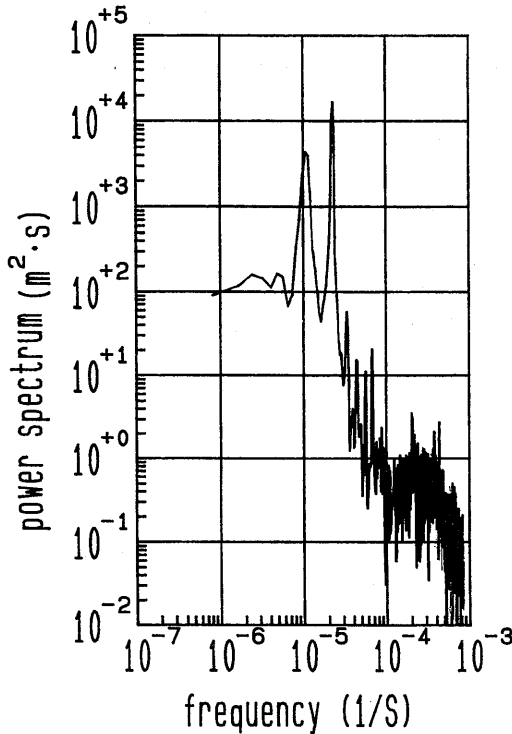


Fig. 4 Power spectrum at sea level change of P. 3 B

現れる。後述するように、P. 1 B₁の流速の南北方向成分のパワースペクトル(図-5, a)には80分付近にピークが現れており、この観測期間にも南北方向の静振が発生していたことが分かる。

4. 潮流

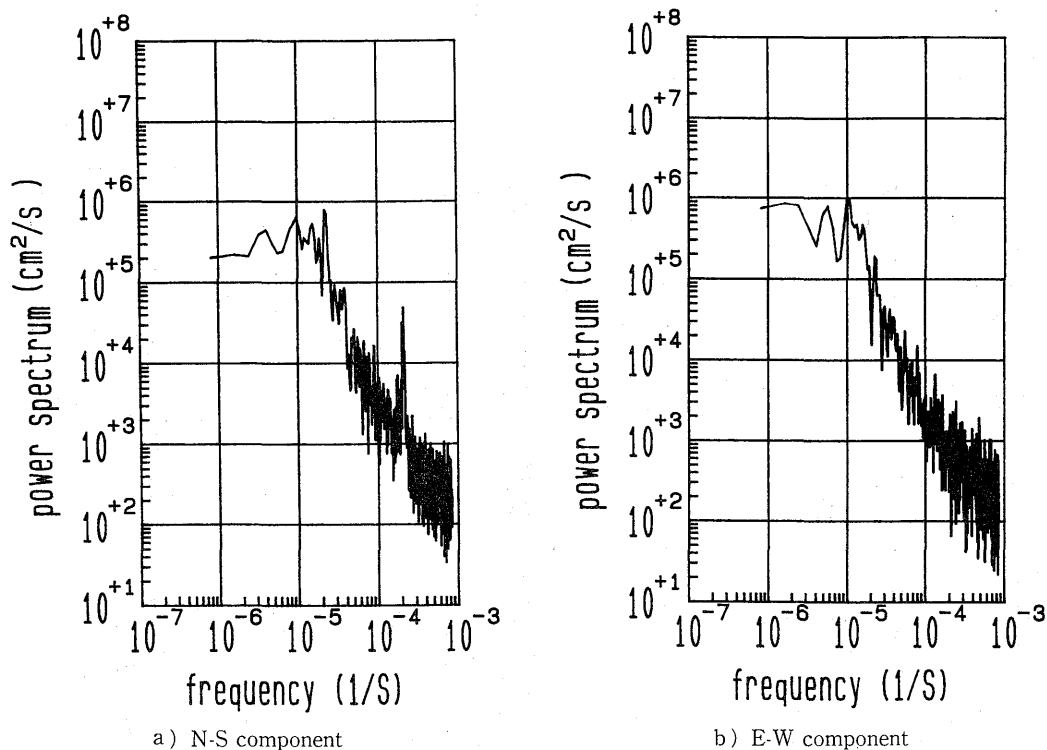
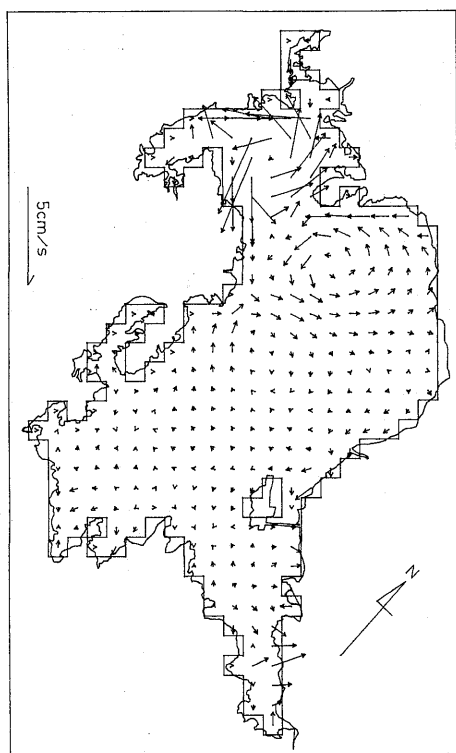
潮流の記録は、観測期間中の平均流の成分(恒流)と変動成分に分けて取り扱う。変動成分については、

FFT法によるスペクトル解析を行い、周波数特性を調べた。一例として、図-2, a), b)に示したP. 1 B₁の流速記録のパワースペクトルをそれぞれ図-5, a), b)に示す。パワースペクトルには、潮汐流の周期に対応する12時間と24時間付近にピークが見られるが、潮位の場合(図-3)のように明瞭ではない。これは、流れの成因が潮汐の他にも存在することを示している。そこで、本論では変動成分をさらに潮汐流の成分と残りの成分(残差流)とに分解し、残差流については風との関連で考察する。

また、図-5のa)南北方向のスペクトルの80分付近に鋭いピークがみられるが、これは、前述した静振現象である。対応するb)東西方向のスペクトルにはピークが現れていないことから、この静振は南北方向で起こっていることが分かる。

4. 1 恒流

恒流は湾内においては湾流、還流などとも呼ばれ、海水の定常的な流れの成分を意味している。ここでは、観測期間中の流速変動の平均値による流れを恒流(M₀)と考える。観測より得られた各観測点の恒流をまとめて図-1および図-7に示す。図-1より、湾北部には反時計回りの恒流が存在し、中央部では逆向きとなっていることがわかる。図-1の恒流の向きは、図-6に示す前報²⁾の2次元数値シミュレーションの結果とよく一致している。数値シミュレーションでは北部に反時計回り、中央部には時計回りの還流がみられる。他方、辻田³⁾は、大村湾には全体として反時計回りの恒流が存在すると述べており、今回の観測結果は北部においては一致しているが、中央部では異なった結果となっている。湾中央部の観測点P1とP8では、同一地点での2回の観測結果がともに西よりであるこ

Fig. 5 Power spectra of current components of P. 1 B₁Fig. 6 Constant current flow by two dimensional numerical simulation (from Nakamura et al.²⁾, 1989)

とから、中央部では西向き恒流が存在する可能性が高い。しかし、2回の観測結果には少し違いがあるため、さらに検討が必要である。後述されるように、大村湾の潮流には非常に長周期の変動が観測される場合があり、これが観測期間中の恒流成分に影響を与える可能性も考えられる。このことは、流速の観測期間中の平均値を単に恒流とすることにも問題点があると思われる。したがって、现阶段では図-1の分布は恒流というよりは、観測期間中の平均流の分布と考えるべきであると思われる。また、これまでの12回の観測はそのほとんどが冬期に行われ、さらには観測水深もほとんどが水底上5mの下層部に限られている。夏期には成層が形成されるため、流速の鉛直分布が存在する可能性も十分考えられる。恒流の全体像を把握するためには、さらに観測を積み重ねて行く必要がある。

4. 2 潮汐流

潮汐流の解析には、潮位変動の場合と同様の最小2乗法による調和解析法を適用し、主要4分潮の成分を求めた。解析は、図-2に示される流速の南北および東西方向の成分の各々について、恒流成分を除いた残りの変動分に対して行った。解析結果を潮流楕円で図-7に示す。これより、測点P6以外ではM₂潮が他の

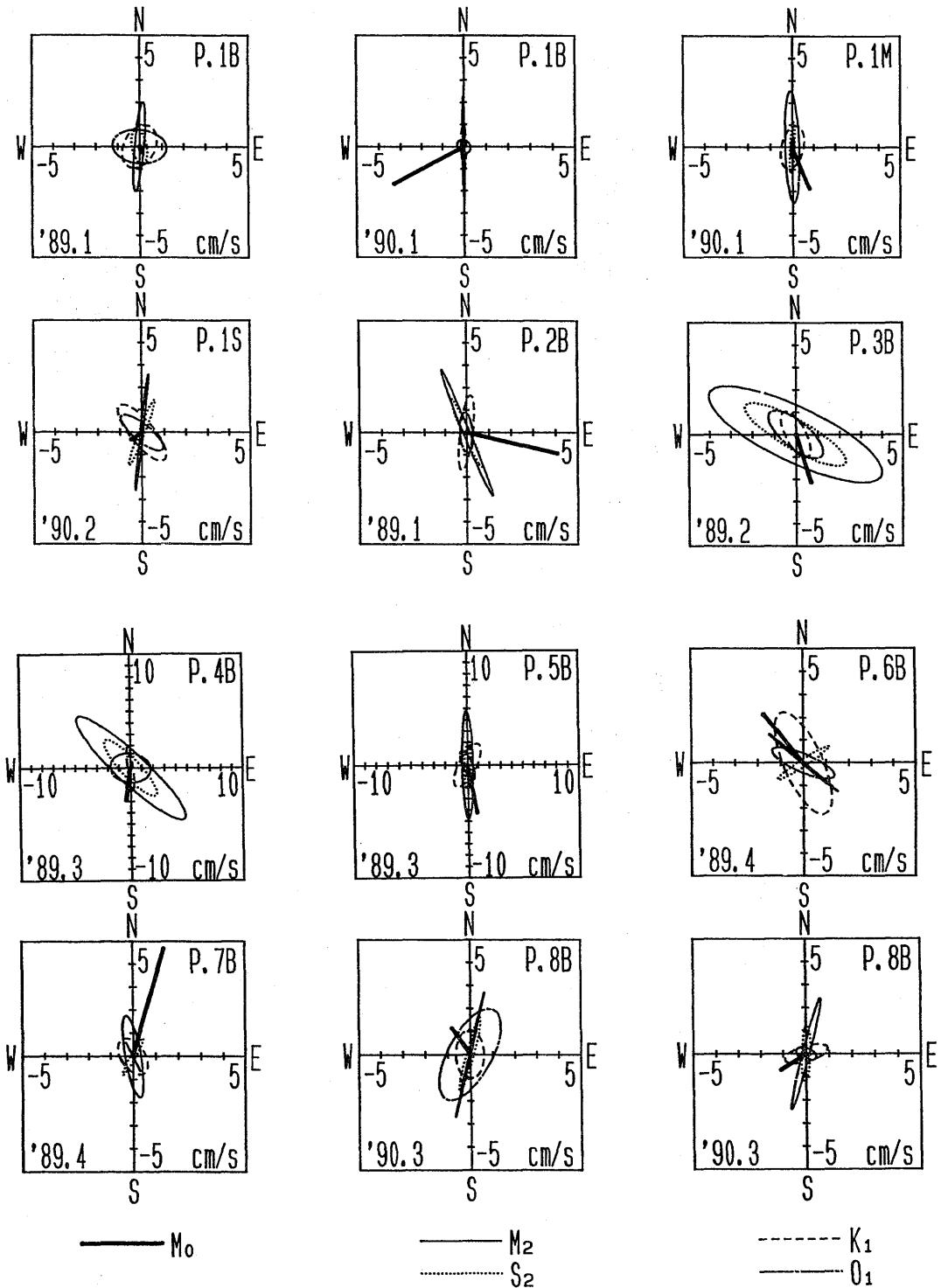


Fig. 7 Tidal ellipses of the four main tidal constituents (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) and constant flows (M_0)

分潮に比して大きく、またその値は湾奥に行くにしたがって小さくなっていることもわかる。測点P1には4つの観測値があるが、それらの半日周潮(M_2 および S_2 分潮)の値はほぼ等しいことから、半日周潮の解析値については信頼性が高いと思われる。また、3水深B, M, Sで値が等しいことは潮汐流が鉛直方向に一樣に流れていることを示している。他方、日周潮(K_1 および O_1 分潮)の値にばらつきが見られるが、その原因は半日周潮に比べ分解能が劣ることや、風による流れの日変化の成分が影響を与えているものと思われる。

観測値P. 1B₁に対して、調和解析法で得られた潮汐流の主要4分潮の成分と恒流成分を合成して得られる潮汐流の値を図-2, a), b)に点線で示した。合成値(潮汐流)は観測値とおおまかな傾向は似ているものの、良い一致は得られず、潮汐流だけでは観測値を説明できないことがわかる。このことは、図-2, c)の潮位変動が主要4分潮でほぼ表現できたことと対照的である。

4. 3 残差流

前節で、流速の観測値は潮汐流だけでは説明できないことが明かとなった。いま、観測値から潮汐流の成分(恒流成分と主要4分潮の成分の合成値)を差し引いた残りの成分を「残差流」と呼ぶことにする。すな

わち、データP. 1B₁の残差流は図-2, a), b)の各々に対して、実線から点線の値を差し引いて得られる。その結果をそれぞれ図-8, a), b)に示す。図-8, c), d)はそれぞれ、残差流の絶対値および方向(北からの時計廻りの角度)を示している。図-2および図-8より、残差流の大きさは潮汐流に比して同程度もしくはそれ以上であり、無視できない大きさであることがわかる。また、残差流で特徴的なことは、図-8, c)の流向の変動が右上がり、すなわち流向が時計廻りに回転している様子が多くみられることである。これは、コリオリ力の影響によるものと思われる。

残差流の成因はいろいろと考えられるが、ここでは風との関係で調べることにする。データP. 1B₁と同じ観測期間に長崎海洋気象台長崎空港出張所で観測された風の記録を図-9に示す。それぞれ、a)風速の南北方向の成分、b)東西方向の成分、c)絶対値およびd)風の方向(風の進む方向を北からの時計廻りの角度で表す)を示している。風速の絶対値(図-9, c)と残差流の絶対値(図-8, c)とを比較すると風が強くなるとそれに対応して流速が大きくなり、両者には相関があると思われる。まず、この両者の相関関数を計算し、図-10, a)に示す。これより、流速は風速に対して、遅れ時間約0.3時間で強い相関を持っていることがわかる。つぎに、風の方向と流向の相関を計算し、図

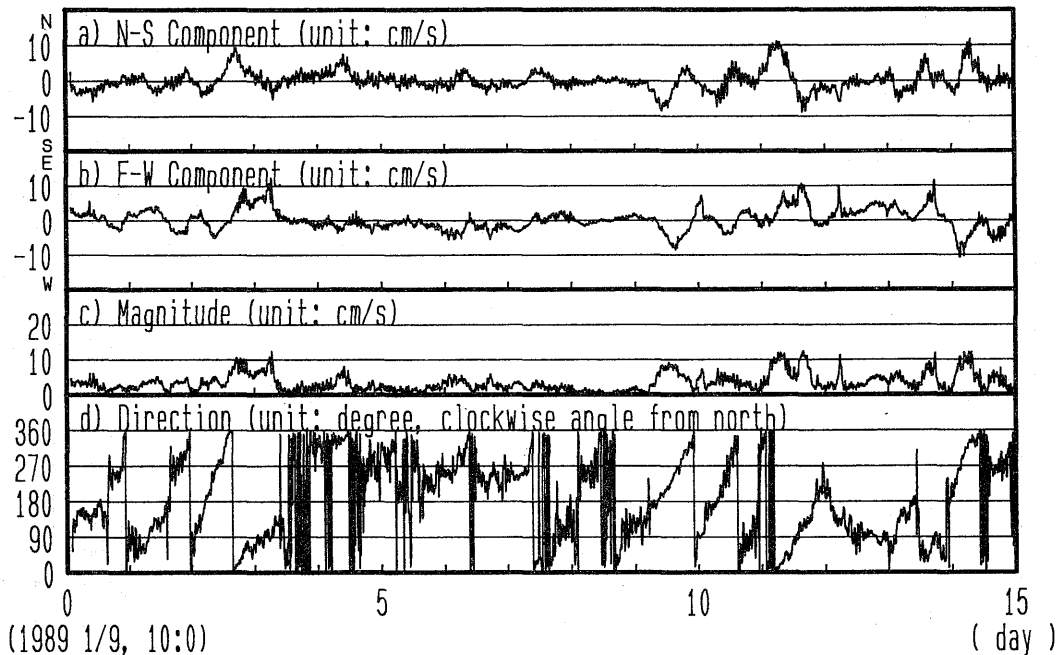


Fig. 8 Residual current of P. 1B₁

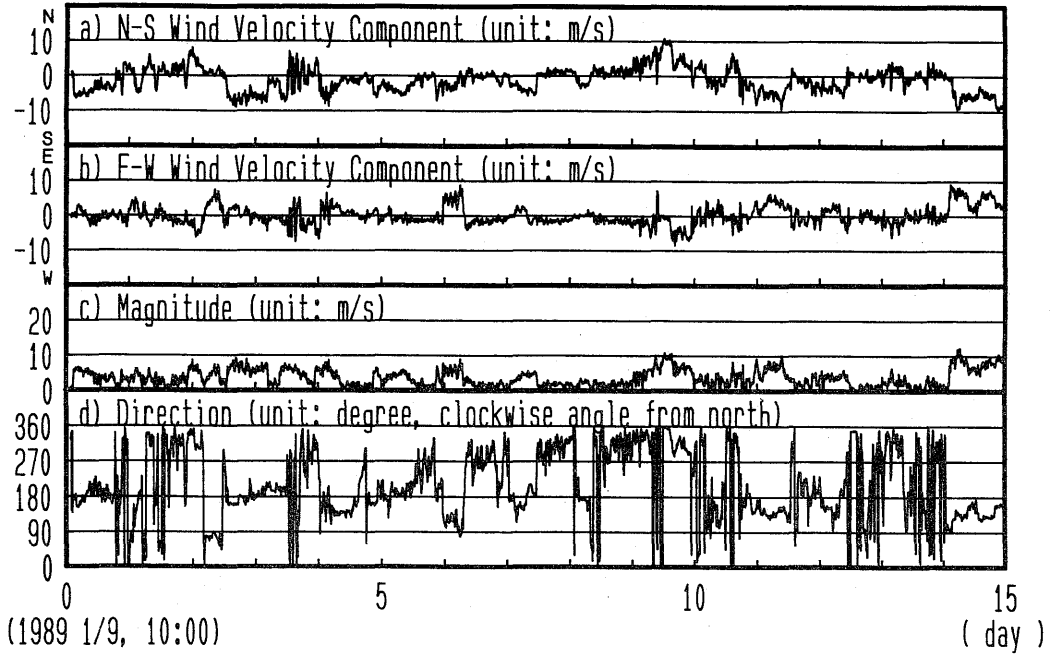
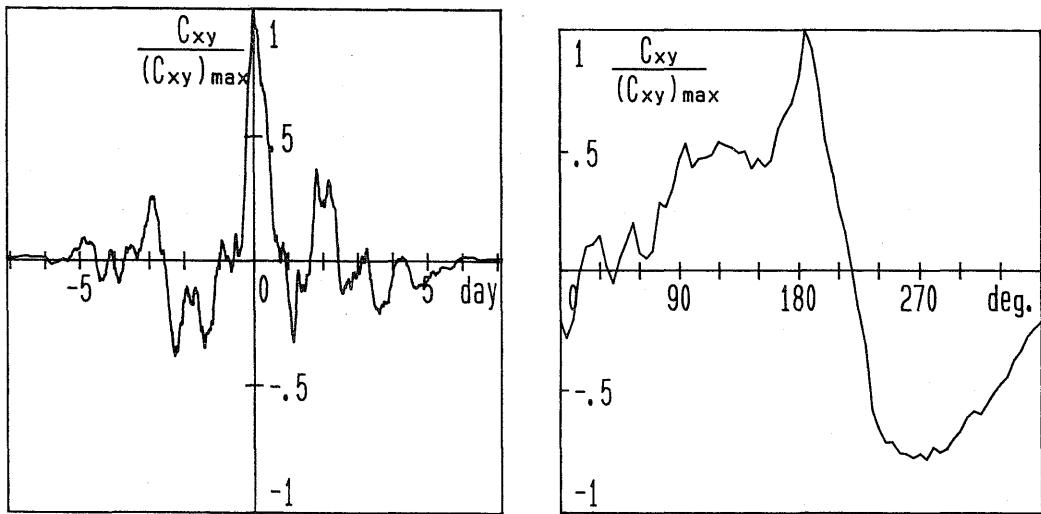


Fig. 9 Wind velocity at Omura Airport for the same period with P. 1 B₁ observation



a) magnitude

b) direction

Fig. 10 Correlations between wind (Fig. 9) and residual flow (Fig. 8)

—10, b) に示す。図—10, b) の計算方法は、風の方向の記録 (図—9, d) を遅れ時間だけずらしたものと、流向の記録 (図—8, d) との相関を遅れ角度 (風の方角からの時計廻りの角度) を変数として求めたものである。これより、流向は風の方角に対して、時計廻りに185°の方角で強い相関を示していることがわか

る。同様の解析を全ての観測値に適用した結果をまとめて表—3 に示す。a) は最も強い相関を示す遅れ時間, b) は風の方角に対する流向の時計廻りの角度をそれぞれ示している。遅れ時間は、値がばらついているが、平均で3時間程度となっている。風の方角に対する流向のなす角は、180°を越える角度となっており、こ

これは前述の流向の時計廻りの回転と同様に、コリオリ力の影響によるものと思われる。この角度は、地形の影響を受け場所毎に異なるため、一括して議論することには問題もあるが、いま係留位置B（水底上5m）での9つの値の平均値（但し、P. 1 B₁は除く）を求めると約244°となる。すなわち、大村湾の下層部では、風が吹き始めると遅れ時間約3時間で風の方向に対して時計廻りに約244°の方向の流れが起きることがわかる。

ここで、P. 1 B₁の流速および風速の記録をベクトルで表示すると図-11のようになる。ただし、データ間隔は1時間である。それぞれ、a) は流速の観測値、

b) は恒流成分と主要4分潮を合成して得られた潮汐流、c) はaからbを差し引いて得られる残差流およびd) は風速を示している。c) とd) を比較すると、残差流の向きは風の方向に対して時計廻りに180°を越える向きに向いている様子がよく分かる。

ここまで、残差流と風との関係を調べ、残差流の多くが風による風成流で説明が可能であることを示した。しかしながら、風成流では説明できない場合もある。P. 1 B₂の流速および風速の記録をベクトル表示で図-12に示す。同じ観測点での記録であるにもかかわらず、図-11とは非常に異なったものとなっている。図-12では、観測期間を通じてほとんど北西の強い風が吹いており、また流速はほとんど南よりであり、しかも長周期の変動が大きく含まれていることが分かる。解析の結果は、表-3の遅れ時間、風の方向に対する角度ともに他のケースとは非常に異なった値となり、また恒流の大きさ（図-7）も他に比して非常に大きな値となっている。このような流速の長周期変動の成因についてはまだ明らかになっていない。

また、著者らは、前報²⁾において風成流の2次元数値シミュレーション解析を行い、風成流が大村湾では無視できない大きさであることを示していた。本研究において現地観測の立場から同様の結果を示したが、現地観測の値と2次元数値計算の値との直接の比較はできない。なぜなら、風成流は一般に鉛直方向に流速分

Table 3 Lags of peak correlations between wind and residual current based on magnitude and direction

Name of data	a) Magnitude (hour)	b) direction(°)
P. 1 B ₁	0.3	185
P. 1 B ₂	11.3	30
P. 1 M	3.0	225
P. 1 S	0.0	205
P. 2 B	1.0	225
P. 3 B	5.7	325
P. 4 B	5.3	220
P. 5 B	4.0	270
P. 6 B	0.0	175
P. 7 B	2.3	275
P. 8 B ₁	1.7	260
P. 8 B ₂	5.7	260

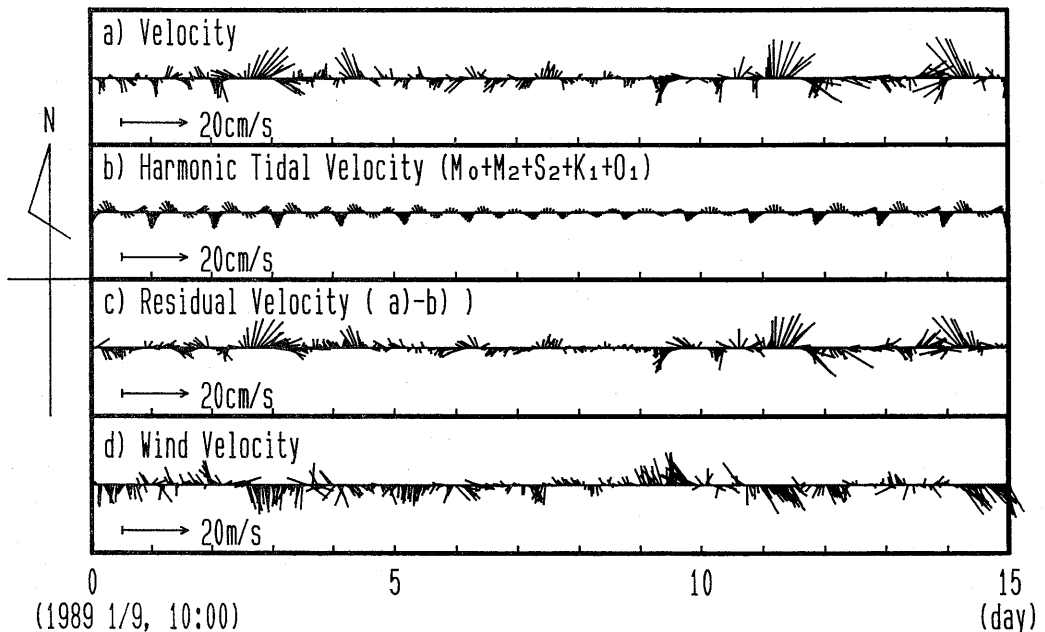
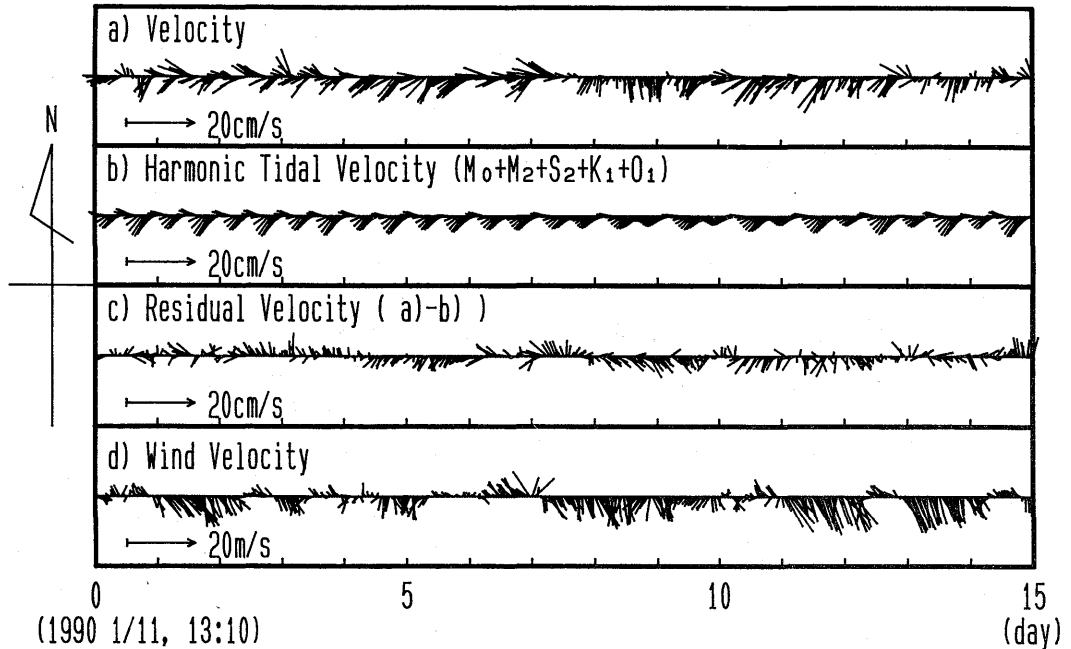


Fig. 11 Vector diagram of data of P. 1 B₁

Fig. 12 Vector diagram of data of P.1 B₂

布を持っており、本研究の現地観測値はその鉛直方向の1点における値であるのに対し、2次元数値シミュレーション解析では鉛直方向の平均値を取り扱っているためである。本研究の現地観測値との比較のためには、3次元数値シミュレーション解析が必要であり、これに関しては現在進行中である。

5. 結 論

大村湾の潮位および潮流の特性について、これまでに実施した12回の現地観測の記録を用いて論じた。

潮位に関しては、その変動は潮汐の主要4分潮によってほぼ予測が可能であり、その潮汐常数の値は中野²⁾の値で十分であることがわかった。また、周期が25~80分の潮位の変動が見られるが、これは静振現象であることを示した。

潮流に関しては、恒流、潮流流および残差流の各成分に分解して考察した。恒流に関しては、大村湾北部には反時計廻りの恒流が存在し、中央部では逆向きとなっていた。この結果は、前報²⁾の2次元数値シミュレーションの結果とよく一致しているが、辻田³⁾の説とは異なるものである。流速変動に長周期の変動成分が含まれることがあるため、観測期間の平均流速を単に恒流と見なすことにも問題があり、さらに観測を積み重ねて検討する必要がある。潮流流については、調

和解析の結果を潮流楕円で示した。残差流に関しては、風との相関を調べ、風の影響が大きいことを示した。下層部における流れは、風に対して遅れ時間約3時間で、風の方向(風の進む方向)に対して時計廻りに180°を越える角度(平均で約244°)の方向に流れることが分かった。

これまでに実施した12回の現地観測は、下層部の流れの計測に重点が置かれ、また、観測期間はほとんどが冬期であった。今後は、中、上層部の観測、さらに夏期における観測を行い、大村湾の潮流の全体像を明らかにして行きたい。

謝 辞

現地観測では、水産学部の練習船「鶴水」(古川素直船長)、「朝霧」(吉田吾一船長)の協力を頂き、乗組員の方々の多大な援助によって遂行できた。ここに記して心より謝意を表します。大村湾海区漁業協同組合会長 黒木倉一氏、大村湾南部漁業協同組合専務理事 志田安夫氏はじめ関係漁協の方々には流速計の設置を承諾して頂き、心よりお礼申し上げます。佐世保海上保安部港務係の方々には流速計の設置に関する諸手続きに関して、また長崎海洋気象台長崎空港出張所の方々には風速データの収集に関してお世話を頂きました。心より謝意を表します。最後に、全般にわたって

ご協力を頂いた本学工学部社会開発工学科 平山康志
技官ならびに現地観測やデータ整理などを手伝って頂
いた大学院修了生 福本 正君, 学部卒業生 曾 偉
航君ならびに広瀬克夫君に感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 中村武弘・富樫宏由・田中清裕：大村湾の潮汐水
理模型実験による水質汚濁予測に関する研究（第
2報），第25回海岸工学講演会論文集，pp. 552
～555, 1978.
- 2) 中村武弘・富樫宏由・加藤重一・飯塚昭二：大村
湾の潮流に関する研究(1)，長崎大学工学部研究報
告，第19巻 第33号，pp. 69～75, 1989.
- 3) 中野猿人：潮汐学，p. 528, 1975.
- 4) Proudman J.: Dynamical Oceanography,
p. 409, 1953.
- 5) 辻田時美：Silicoflagellataによる大村湾の赤潮，
長崎海洋気象台報告，No. 2, pp. 18～29, 1949.