

運輸省港湾技術研究所

港湾技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH
INSTITUTE

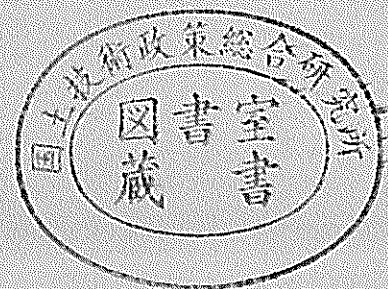
MINISTRY OF TRANSPORT

VOL.39

NO.1

Mar.2000

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



港湾技術研究所報告(REPORT OF P.H.R.I.)

第 39 卷 第 1 号 (Vol.39, No.1), 2000 年 3 月 (Mar. 2000)

目 次 (CONTENTS)

1. A Diagnostic Study on Water Bodies Connecting Two Open Seas
.....Mohamed ELZEIR, Hiroichi TSURUYA, Yasushi HOSOKAWA
and Tadashi HIBINO 3
(二つの海域を連結する狭窄部での流れに関する研究
..... Mohamed ELZEIR・鶴谷広一・細川恭史・日比野忠史)
2. 東京湾における密度構造の変化と流れ場
—黒潮の流れと東京湾—
.....日比野忠史・野村宗弘・岡田知也・古川恵太 25
(Variation of Stratification and Current Field in Tokyo Bay
—Kuroshio Current and Tokyo Bay—
..... Tadashi HIBINO, Munehiro NOMURA, Tomoya OKADA and Keita FURUKAWA)
3. リニア搬送台車を活用したコンテナ荷役システムの試設計および
ターミナルシミュレーションによる評価
..... 門前唯明・田邊俊郎・鈴木 武・中島 晋 57
(Design of a Port Container Handling System Applied a Linear Motor Carriage
and Evaluation by a Terminal Simulation
..... Tadaaki MONZEN, Toshiro TANABE, Takeshi SUZUKI and Susumu NAKASHIMA)
4. クレーンの振れ止め制御におけるノッチフィルタによるロッキング振動対策
.....門前唯明・田邊俊郎・鈴木 武 155
(Rocking Vibration Removing Method by Notch Filter on Anti-sway Control of a Crane
.....Tadaaki MONZEN, Toshiro TANABE and Takeshi SUZUKI)

東京湾における密度構造の変化と流れ場

—黒潮の流れと東京湾—

日比野忠史¹⁾・野村宗弘²⁾・岡田知也²⁾・古川恵太¹⁾

要 旨

内湾における流れ場を再現するためには、境界から流入する水塊の密度(水温・塩分)を把握することが必要である。東京湾外湾湾口(館山)での表層水温は館山での潮位によって表されることを2章で示した。さらに、外海の水位変動によって東京湾内において流れが起こり、海水交換が促進されることを3章、4章で示した。これらの結果は今後、東京湾での流れや生態系の問題を数値計算によって解決するための基礎となるものである。

東京湾には相模湾(本州南岸)固有の冷水塊と黒潮系の暖水塊が流入し、東京湾内の海水交換を促進している。ここでは、東京湾に流入する水塊とその機構(外力)について検討し、気圧場から東京湾に流入する水塊特性を推測する可能性について明らかにした。

さらに、東京湾における流れ場は非成層期と成層期で卓越する外力が異なることを明らかにした。非成層期には朔望周期に伴って内湾下層へ大規模な外海水の流入(海水交換)がある。この現象では大潮期に湾外水が東京湾外湾湾奥(横須賀、富津岬付近)に流入し、流入した外湾水が小潮に向かって東京湾内湾下層に浸入、上層水が外湾に流出している。成層期には非成層期に卓越する朔望周期の流れの影響は小さい。成層期の海水交換は低気圧通過時の気圧変動や洪水によって引き起こされる東京湾と外海との水位差が外力となって行われている。両海域に水位差が生じる主な要因として、①停滞前線、台風にともなった広域の水位変化(低気圧通過後の気圧上昇、水位低下)、②河川流出の増大による大規模プリュームの伝搬が考えられる。前者は外海水位の低下、後者は東京湾水位の上昇が起こり、東京湾内の流れが起動される。どちらの場合も上層から流出する流れが生じ、これを補償するために外湾の低水温・高塩分の水塊が湾内下層に流入し、海水交換が生じている。

キーワード：気圧配置、海面水位、成層状態、外海水貫入、プリューム、朔望周期、海水交換

1) 海洋環境部 主任研究官

2) 海洋環境部 環境評価研究室研究官

所在地：〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬 3-1-1 TEL：(0468)44-5018 FAX：(0468)44-6243

e-mail：hibino@cc.phri.go.jp

Variation of Stratification and Current Field in Tokyo Bay —Kuroshio Current and Tokyo Bay—

Tadashi HIBINO¹⁾
Munehiro NOMURA²⁾
Tomoya OKADA²⁾
Keita FURUKAWA¹⁾

Synopsis

In dealing with environmental issues along coastal area, it is important to know how the global current systems influence the circulation systems in semi-enclosed bays. Moreover, it is important to understand how external forces with various scale such as weather, season, climate and astronomy will affect the inflow from the outer sea, and how water quality inside the bay will be controlled by such water mass coming from the outer sea. Estuary water quality is greatly influenced by the ocean, particularly the influences from ocean currents. Ocean currents have a very large thermal capacity, especially the Kuroshio and Oyashio currents.

There are two types of water mass around Tokyo bay, one is the indigenous cool water mass in Sagami bay, and the other is the warm water mass of Kuroshio. It is depended on the Kuroshio route which water mass would intrude into Tokyo bay. In this paper, the estimation of the outer sea water temperature coming to Tokyo bay was revealed using local pressure (sea level).

It was clear that the predominant external force causing the bay current were different during unstratified season and stratified season. For stratified season, the clear density and current variation with the spring - neap tide cycle. For unstratified season, the sea water exchange is caused by sea level difference between Tokyo bay and Ocean due to changing weather. The reasons why sea level difference generation are ① the macro sea level variation caused by stationary front and typhoon (sea level decreases after low pressure moving), and ② flooding with typhoon (sea level increases in Tokyo bay). In both cases, out flow is generated in upper layer, then inflow generated to compensate the outflow.

Key words : Pressure Distribution, Sea level, Stratification condition, Oceanic intrusion, Plume, Neap-Spring cycle, Exchange of sea water

1) Senior Researcher, Marine Environment Division

2) Researcher, Environmental Assessment Laboratory, Marine Environment Division

Address: 3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826 Phone: (0468)44-5018 Fax: (0468)44-6243

e-mail: hibino@cc.phri.go.jp

目 次

要 旨	25
1. はじめに	29
2. 黒潮・親潮域沿岸の水位・水温変動	29
2.1 日本沿岸域での水温の年較差	29
2.2 八丈島の水位・水温変化と黒潮流路	30
2.3 太平洋沿岸域（日本）の水温変動と海流	30
2.4 海面水位・水温の変動と黒潮	31
2.5 黒潮蛇行と本州南岸での水温変動	33
2.6 東京湾に流入する水塊の水温特性	36
3. 東京湾における水温・塩分の変動特性	37
3.1 東京湾の地形特性と観測概要	37
3.2 東京湾口（久里浜湾）での水温・塩分変動特性	37
3.3 東京湾内湾水の海水交換機構	40
4. 東京湾内での海水交換と流速場	45
4.1 成層期の外海水位の変動にともなった海水交換	45
4.2 非成層期の朔望周期の流れ特性	48
4.3 大潮期，小潮期の残差流の特性	50
5. おわりに	51
5.1 東京湾での流れ場の特性	51
5.2 本論文のまとめ	51
(1) 東京湾に流入する水塊特性	51
(2) 非成層期の東京湾での流れの特性	51
(3) 成層期の東京湾での流れの特性	51
参考文献	52
付録	53

1. はじめに

湾口部が狭くなった内湾域では、潮の干満による潮汐流が支配的であると言われていることから、主に 15 日間を基準とした流れの調査・シミュレーション等が行われている。このため、従来の内湾域における海水流動や物質移動は外洋の影響を考慮するものは少なく、沿岸での水温でさえ、連続的に観測されているものは少ない。しかし、15 日間を基準とした流れの調査・シミュレーション結果では、朔望周期や季節変動周期等の長周期の流れの特性を把握することは難しい。東京湾内・外湾の境界にある第三海堡における 1946 年夏季の第二港湾建設局による 30 日間の測流では、上層では内湾から外湾へ流出、下層では外湾から内湾へ流入する残差流が観測されている。さらに、松本ら(1974)の内湾口における冬季の 15 日間の連続流速観測結果では①観音崎から中央部にかけての表層から流出し、底層および富津側からの流入、②朔望周期の流速変化（小潮期に観音崎から中央部にかけての下層で流速が強くなる）が観測されている。これらの観測結果から朔望周期での流れ場が存在し、東京湾の海水交換に与える影響が強いことが考えられる。

「東京湾-100 年の環境変遷-、1993」では、相模灘の大部分は黒潮系の海水によって占められているが、相模湾に親潮系の海水が流入してくる場合には急潮と呼ばれる非常に速い流れが東京湾に向かって流れ込むと考えられている。通常時には、黒潮の流れによって東京外湾では反時計廻りの緩やかな環流があるものと考えられており、全体として、房総半島側および下層から外海水が東京湾へ流入し、三浦半島側の表層から東京湾系水が流出していることがわかっている。

港湾技術研究所、海洋環境部による久里浜湾周辺（東京湾湾口、日比野ら、1999a）、大船渡湾（三陸、日比野ら、1999b）、三田尻港（周防灘、西守ら、1999）での観測では、外湾の海水流入によって港湾内の水質が劇的に変化していることを見出し、内湾での水質変化を論じるためには湾内に流入する外海水の特性や流れの機構を知ることが極めて重要となる。

一方、日本沿岸域は季節や気候変動に応じた複雑に変化する海流の影響を受けており、内湾域の生態系を検討するためには内湾域に流入する外海水の挙動、すなわち、外海から内湾域にいつ、どのような性質の海水が流入し、これらによって内湾水がどのような影響を受けているかを知ることが重要となる。日本は西にアジア大陸、東に太平洋が広がるため四季に応じた気圧配置が形成される。日本周辺沿岸域では気候・気象変動に応じた様々な現象が起こっている。

①日本周辺では、暖候期には太平洋に小笠原気団（太平洋高気圧）が発達するために、気圧は太平洋で高く、日本海で低くなり、東西方向に気圧勾配が形成される。寒候期になるとアジア大陸でシベリア気団（高気圧）が卓越し、暖候期とは全く逆の気圧配置となる。

②日本沿岸域では冬季に向かって水位が低下する（日比野・鶴谷、1999）。日本海では 9 月頃からの水位低下に伴って対馬海峡から高塩分の海水が流入する。

③八丈島の水位は黒潮流路の影響が大きい。黒潮は八丈島の北、または南側を通る。黒潮が地衡流平衡（黒潮は高圧部の流れ）をしていれば黒潮の両側で海面水位は大きく異なる。八丈島の北側を通るときに水位は高くなる（例えば、宇野木、久保田、1996）。

④黒潮流路は蛇行しない場合（流路1、図-11(c)、流路は本州南岸での冷水塊と黒潮暖水塊との境界）、八丈島の南側で蛇行する場合（流路2、図-6(a))と八丈島の西側で蛇行する場合（流路3、図-11(a))がある。

⑤沿岸域に現れる黒潮系水塊の塩分は34.5程度で、黒潮の内側での塩分は34.7以上ある（Fig.A-1）。

⑥黒潮域（29° N, 135° E）水深100mでの水温は19~22℃（5月頃~11月頃まで成層、Fig.A-2）変化する。黒潮内での水温は2月に低く、8月に高いのに対し、津軽暖流域（37° 55'N, 134° 33'E）では水温のピークの特定は難しく（気象変動等による数週間~数ヶ月の変動(約5℃)が大きい）、短周期の変動を除くと8~13℃変化がある。

⑦親潮系の冷水塊は春先から三陸沖に南下し始め、9月頃から北上する。

⑧夏季、宮古付近から小名浜付近には北から親潮、南からは黒潮系水塊の勢力が及び、さらに宮古付近の海岸沿いに津軽暖流が南下する。

本研究では、東京湾における海水交換の機構を明らかにすることを目的としている。このため、先ず、東京湾周辺海域での海流の挙動について把握し、次に、東京湾周辺流れ場の東京湾内への影響および湾内の流れの特性について検討する。流れの実測値は限られていることから、水温・塩分等の水質分布や時系列データによる流れ場の推定、あるいは、それらと気象、潮位データとの関連から外海での流れの特性を把握することによって種々の解析が行われている。

2. 黒潮・親潮域沿岸の水位・水温変動

2.1 日本沿岸域での水温の年較差

図-1には1990~1997年の月毎に平均された日本沿岸の海面（水深100m）水温の年較差（11月と5月の差、100m水深の水温は11月頃高く、5月頃低い）および本

解析で用いた水位・水温の観測地点（上段には11月と5月の同年間の平均海面水温，黒い範囲は負）が示されている。水温較差では色の濃い範囲が水温差が大きい海域を示している。水温較差の大きい海域（濃い範囲）と海流流路との対応が良い。すなわち，黒潮（約3-4℃），津軽暖流（4-8℃），三陸沿岸の親潮域（約7℃），日本沿岸の対馬暖流（3-6℃）では水温の年較差が大きく，これらの海流の影響を受ける沿岸域（内湾）では外海水塊の季節変動の影響が強いことが予想される。

2.2 八丈島の水位・水温変化と黒潮流路

図-2には気象庁によって観測された1987~1996年の八丈島における日平均水位と日水温が示されている。図上段の太実線は10年間の平均値，太破線は上限値，下限値を表している。黒潮が八丈島の北側を通る（流路1，3，図-11(c)，(a)）と水位が上昇，南側を通る（流路2，図-6(a)）と水位が低下するため，上限値と下限値との差は約1mの幅で変化している。水温の変動幅も大きく，7℃以上の差が生じる場合もある。1991年は8月まで水位および水温とも低い状態が継続している（黒潮が蛇行し，八丈島の南側を通るときには，八丈島に本州南岸（熊野灘，遠州灘，駿河湾，相模湾）の冷水塊が接近するために水位・水温が低い）。なお，1987~1996年では，黒潮は八丈島の北側を流れる頻度が多く，八丈島の10年間の水温変化は黒潮域（本州南岸の冷水塊域外側）の

水温に近い値を示していると考えられる。

2.3 太平洋沿岸域（日本）の水温変動と海流

図-3には那覇，足摺岬，潮岬，八丈島，御前崎，館山

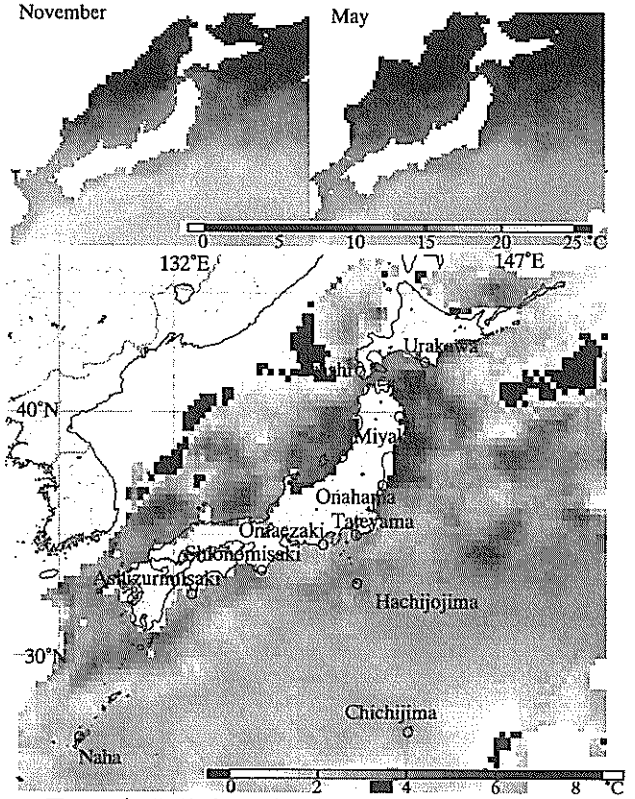


図-1 日本周辺海域での海面水温(100m水深)の年較差 (average from 1990 to 1997)

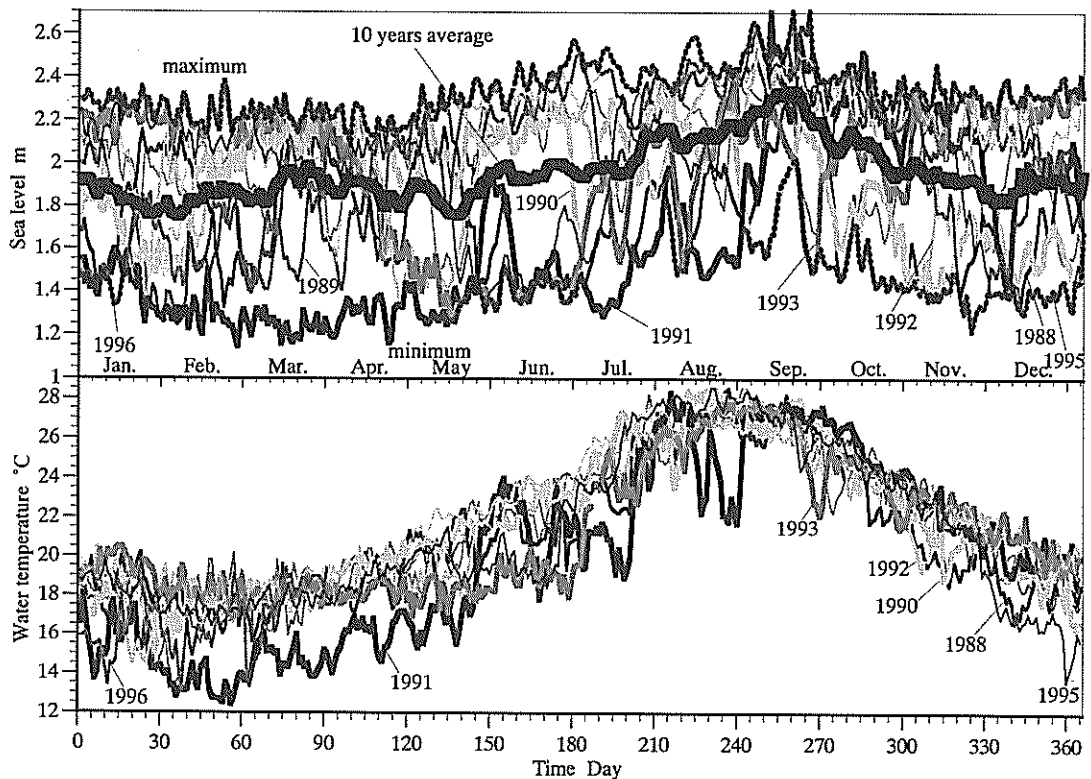


図-2 八丈島における海面水位と水温の年変動(1987-1996, 気象庁提供)

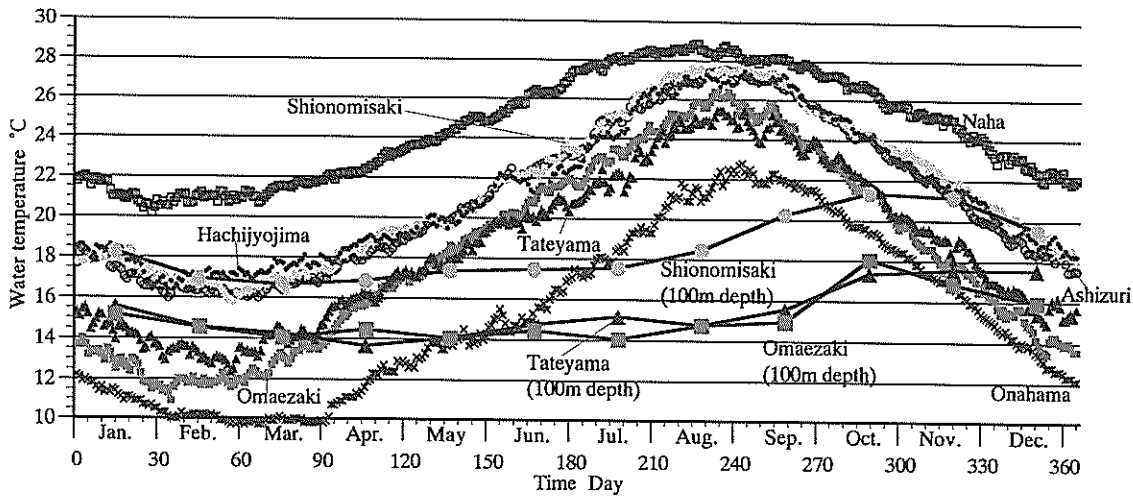


図3 那覇、足摺岬、潮岬、御前崎、館山、八丈島、小名浜における日水温の季節変化 (1987~1995年の平均値)

および小名浜における 1987~1995 年の 9 年間の平均表層水温および潮岬、御前崎、館山での 1990~1997 年の 100m 水深の平均水温の季節変化が示されている。

図-3 から、①黒潮域にある沿岸域（足摺岬、潮岬、八丈島、御前崎および館山）では水温の上昇が 2 月後半から起こるのに対し、小名浜では 4 月初旬に起こっている（南ほど水温ピークが現れるのが早い）こと、②足摺岬、潮岬と八丈島、御前崎と館山での各々の地点での水温差は小さいこと、③御前崎では冬季に館山より水温が低くなっていること、④1~3 月頃に御前崎、館山の表層水温は 100m 水深の水温より低く、小名浜での水温に近いこと、⑤水温変化の勾配が異なるために、年間の水温較差は御前崎と館山（約 14℃）、小名浜（約 12℃）で大きい（北日本ほど大きい、日比野 1999）ことがわかる。八丈島と館山の水温差が 3 月頃から小さくなり、9 月頃から大きくなっていることから、⑥親潮が南下する 3 月頃~9 月頃には、黒潮系水塊が館山、御前崎に接近していること、冷水塊が形成される本州南岸（御前崎、館山）での表層水温が 100m 水深水温よりも低く、小名浜の水温に近づくことから、⑦親潮系の冷水塊が 10~3 月頃に駿河湾~相模湾内表層に流入することが考えられる。

2.4 海面水位・水温の変動と黒潮

図-4 には 1987~1996 年までの那覇、足摺岬、潮岬、八丈島、御前崎、館山、（父島）および小名浜における月平均水位と月平均水温、図-5 には図-4 に示した観測値の並年値（1985~1995 年の平均値）との比が示されている。なお、両図では小名浜では水温のみ示されており、図-5 では水温比図に八丈島の潮位比を併せて示してある。

図-4 から、①八丈島と他の沿岸域との水位変化の関係から黒潮系水塊と沿岸域との距離（影響）を推定することは困難であるが、潮岬での水位は父島、館山、御前崎

での水位に比較して八丈島での水位変化（黒潮流路）の影響を受ける場合（八丈島、潮岬では 1989 年夏は水位・水温とも高い、1990 年秋から水位・水温とも低い）があること、②1994 年 6 月~95 年 2 月は那覇の水位が低く、那覇を除く各観測点での水温が高くなっている（八丈島で水位が高い）ことがわかる。図-5 から、③各観測地点の水位変動幅は八丈島の水位変動幅の 1/2 程度であるが変動パターンの対応は良い（1989~90 年は良くない）こと、④足摺岬、本州南岸（潮岬、御前崎、館山）での水位変動と水温変動が比較的対応が良いが、小名浜での水温変動とは逆になる場合が多い（小名浜での水温が 10% 以上変動する時に小名浜と潮岬、御前崎で変化が同じ場合と逆の場合がある）こと、⑤親潮、黒潮混合域にある小名浜での水温変動が大きく、本州南岸では潮岬、御前崎で水温の変動が大きいことがわかる。

八丈島の水位変動と本州南岸での水温変動との対応が良いことから、⑥黒潮流路が四国南岸~本州南岸域での沿岸海水温に与える影響が大きいこと、八丈島と潮岬との水位の変動パターンが類似していることから、⑦黒潮流路は八丈島の水位の他に紀伊半島沿岸水位との関連があることが考えられる（紀伊半島の潮岬と浦神の水位差から蛇行を推定できる、宇野木、久保田、1996）。

⑧八丈島での水位低下時、本州南岸で低水温、小名浜で高水温になっている(1990.10~91.7)ことから、黒潮が流路 2 を通過するときには、紀伊半島南岸に冷水塊が現れ、鹿島灘付近に暖水塊が接岸すると予想できる。逆に、⑨八丈島での水位上昇時、本州南岸で高水温、小名浜で低水温になっている(1992.12 - 93.3)ことから、黒潮は流路 1 を通過し、黒潮系水塊が南下することが予想される。さらに、1990 年 1~3 月には、⑩黒潮が流路 3 をとっており、八丈島で水位が高く、潮岬で低水温、相模湾、小名浜で高水温の状態にある。

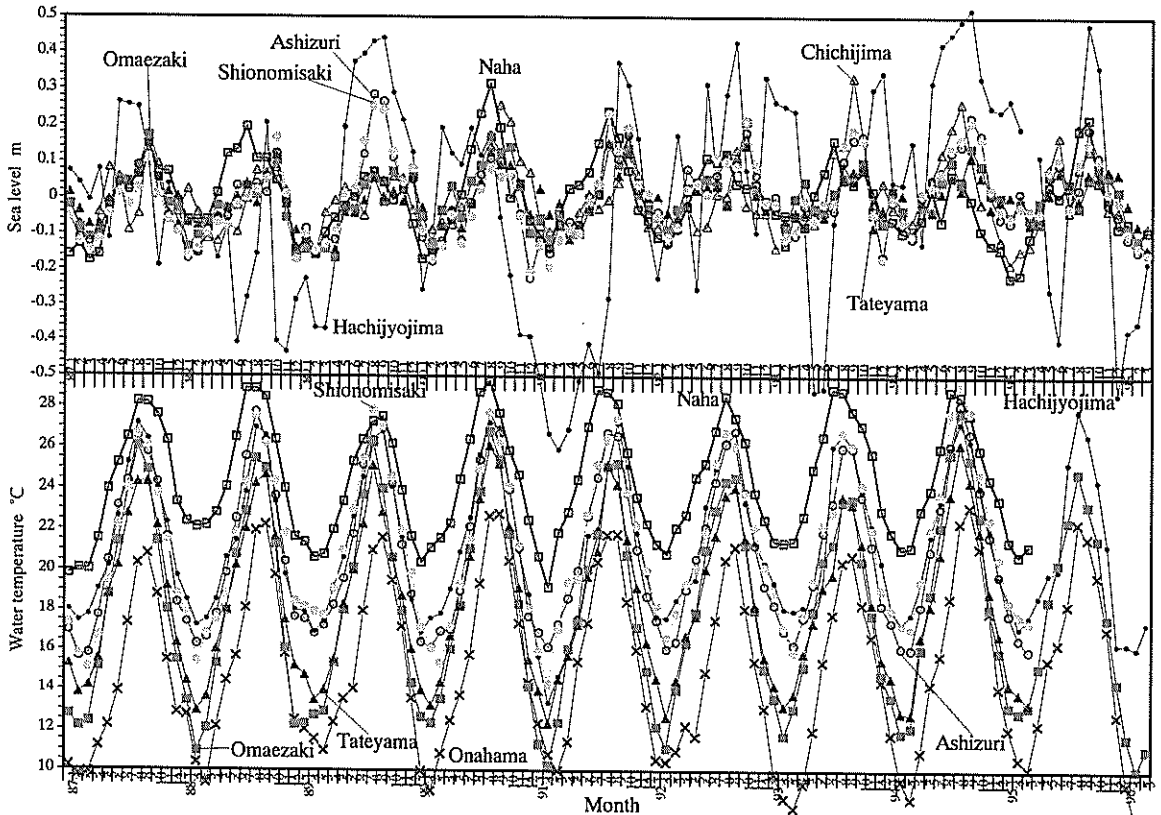


図4 那覇、足摺岬、潮岬、御前崎、館山、八丈島、父島、小名浜における月平均水位および水温の経時変化

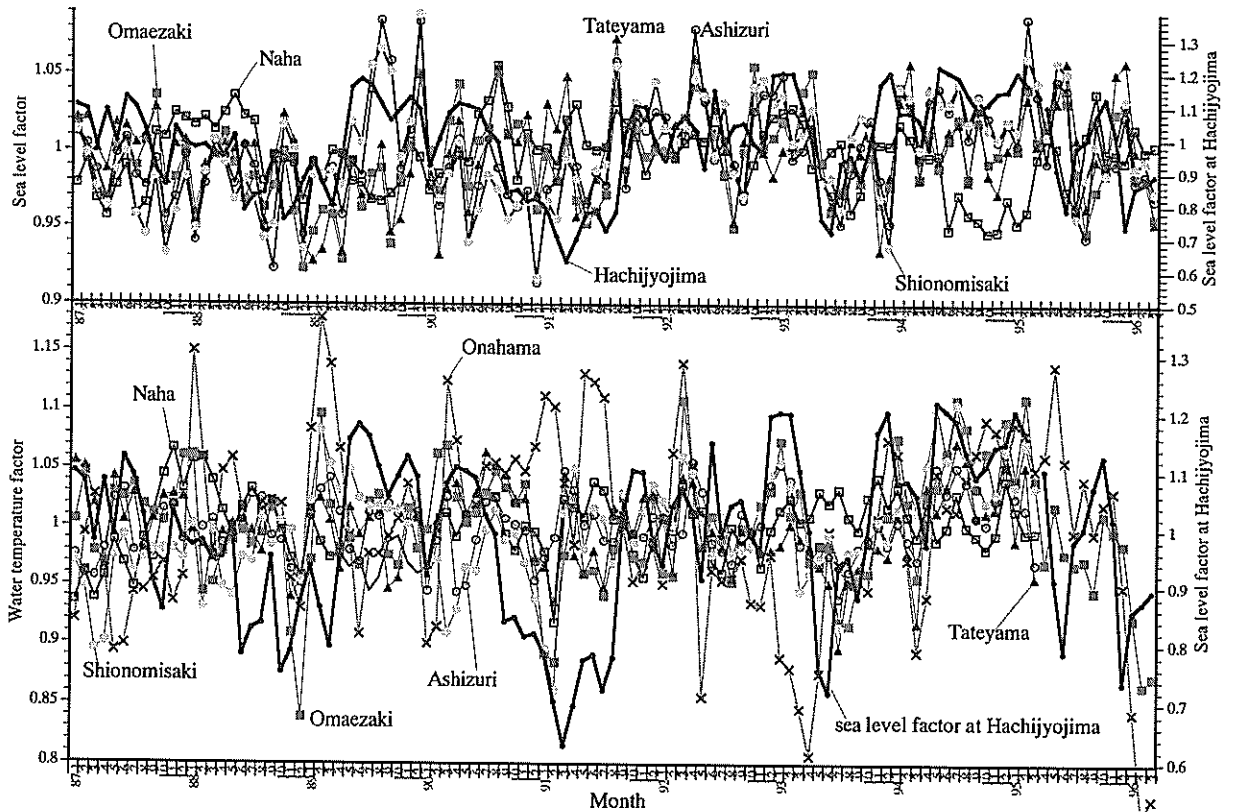


図5 那覇、足摺岬、潮岬、御前崎、館山、八丈島、父島、小名浜における水位および水温の月平均値の並年値との比

日比野 (1999) は親潮が南下している期間 (3~9 月頃) は、八丈島の水位変化と小名浜での水温の相関が高く、八丈島の水位が高いとき (黒潮が八丈島の北側を通

過、流路 1) に三陸沿岸~小名浜での水温差が小さくなる (親潮南下) こと、親潮が北上している期間 (10~2 月頃) は三陸沿岸まで黒潮系水塊の影響が及んでいること

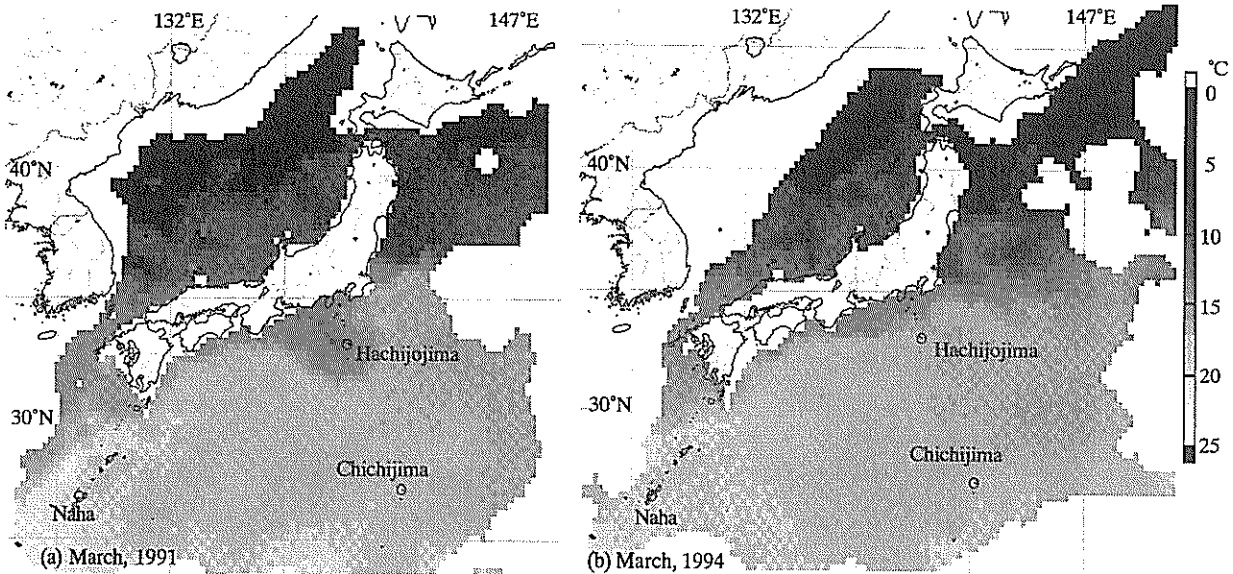


図-6 日本周辺海域での海面水温(100m水深)分布 (March in 1991 and 1994)

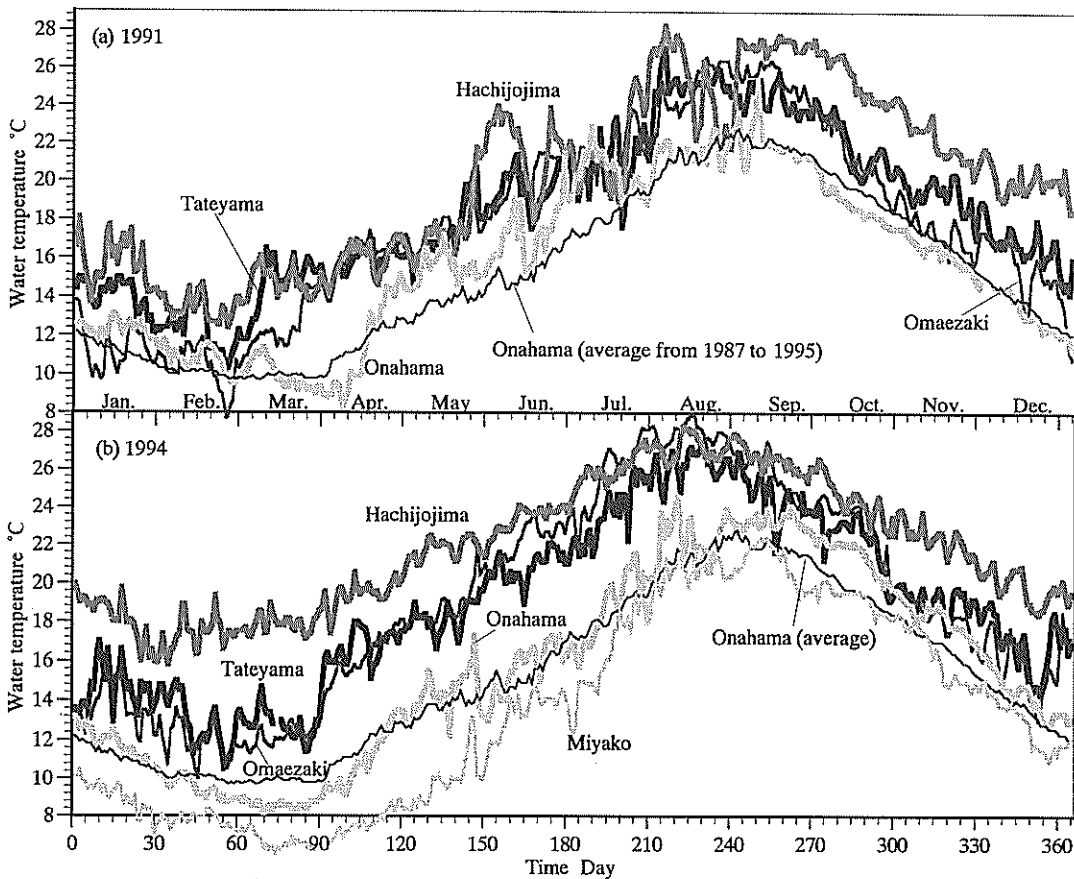


図-7 八丈島, 御前崎, 館山, 小名浜における海面水位と水温の年変動 (1991 and 1994)

を示している。

2.5 黒潮蛇行と本州南岸での水温変動

図-6 には 1991 年と 1994 年の 3 月の 100m 水深での水温分布, 図-7 には同年の御前崎, 館山, 八丈島および小名浜における表面水温の経時変化が示されている。ち

なみに, 黒潮流路は図-6 における本州南岸の冷水塊と黒潮暖水塊の境界から求められている。

1991 年は 8 月まで八丈島で水位が低いことから (図-2), 黒潮は八丈島の南側を通過していると予想でき, 図-6(a) から黒潮は八丈島の南側で蛇行している (流路 2) ことがわかる。1994 年は八丈島で水位が高いことから (図-

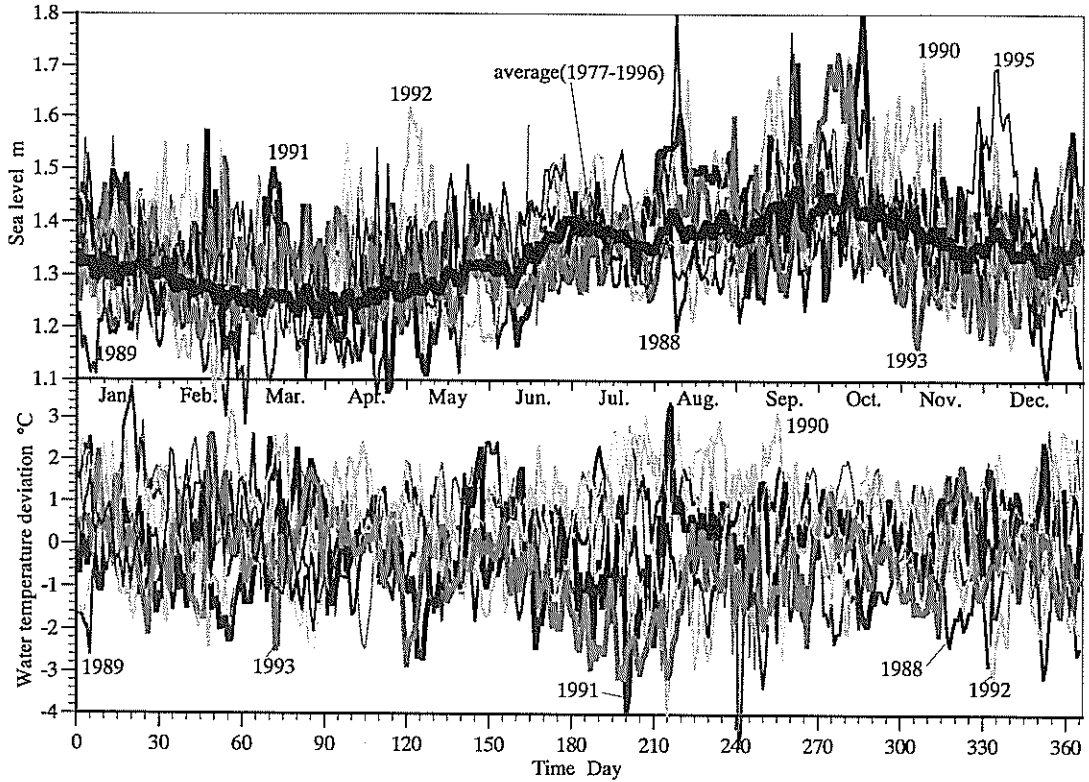


図-8 館山での水温と水位の年変動 (1987-1995)

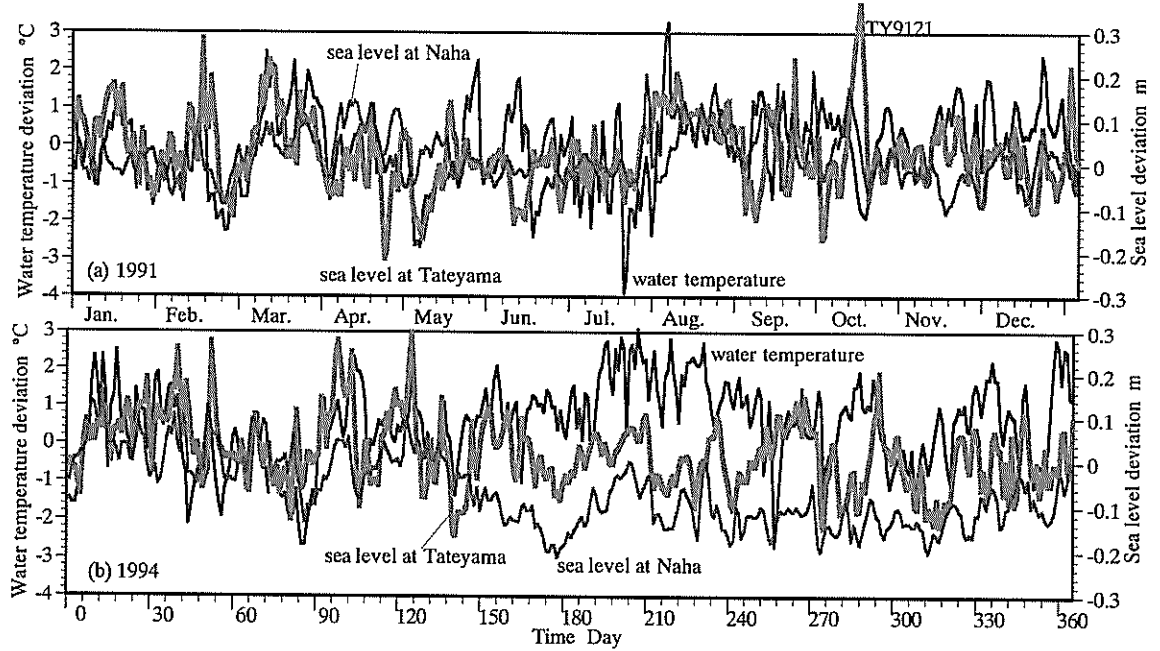


図-9 館山での表層水温 (1985-1995の平均値との偏差) と水位 (1977-1996の平均値との偏差) の関係

2) , 黒潮は八丈島の北側を通過していると予想でき、図-6 (b)から黒潮は直進している (流路1) ことがわかる。

黒潮が流路2 (図-6 (a)) あるいは流路3 (図-11(a)) を通過すると黒潮系水塊が房総半島の北東に接岸し、鹿島灘周辺の水温が高くなる。図-6(a)では鹿島灘で水温が高くなっている (図-5, 図-7(a))。1991年は御前崎での2月までの水温が小名浜と同程度以下の水温となっている。御前崎で水温が低くなるのは本州南岸で冷水塊が

生成されているためである (潮岬でも低い、図-5)。100m水深での冷水塊の生成機構については北太平洋中層水の浮上説、九州南東沖での黒潮流路離岸の東遷説がある (川合, 1972) が、図-3で示したように御前崎での表層水温の低下は、本州東岸からの低水温水塊の流入として考えるのが妥当である。

1994年は太平洋沿岸域で水温は並年に比較して2℃以上高く (水位も高い) なっており、本州南岸では1年を

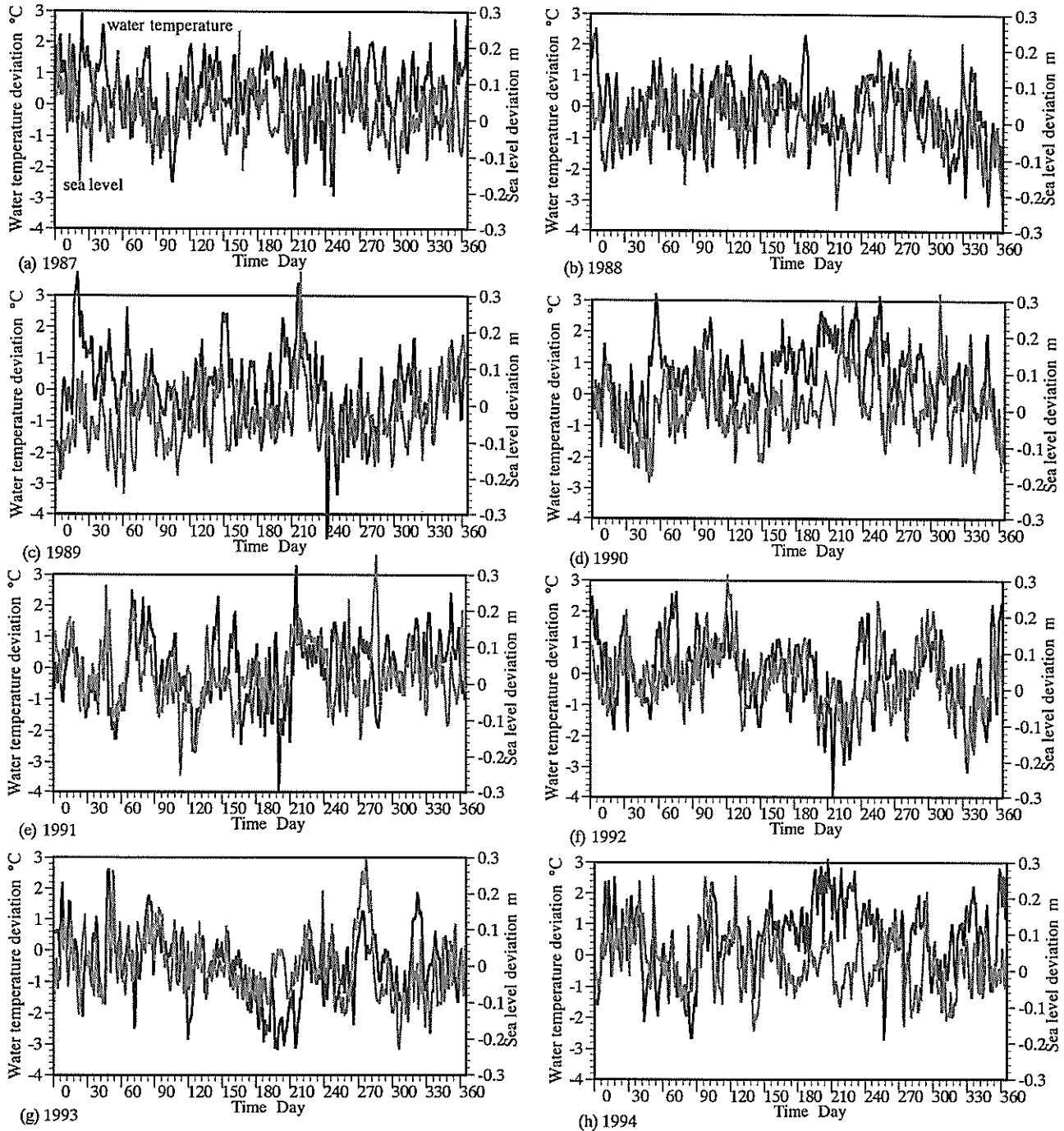


図-10 館山での表層水温（1985-1995の平均値との偏差）と水位（1977-1996の平均値との偏差）の関係

通して高く、本州東岸では9~11月に高くなっている（図-4, 7）。前節で示したように那覇での水位・水温の低下期に本州南岸での水位上昇が観測されていることから、沖縄島沿岸水位と黒潮流路の関係が深いことが推察される。1994年は沖縄島で低水位、四国~紀伊半島沿岸で高水位状態にあり、本州南岸と東岸で水温が高くなっている。これらのことから黒潮が沖縄島付近では南東側に寄り、本州南岸に接岸していることが示唆される。

また、日比野ら(1999b)は那覇・父島の水位が冬の状態（冬型気圧配置・低水位）になると親潮が北上すること

を示しているが、1994年の那覇・父島の水位は9月には水位低下が観測（冬の状態への移行）されており、暖水塊の北上とともに9月には親潮は40°N以北に上がっている（気象年鑑）。1995年4月頃まで沖縄では並年より水位が低い、黒潮の蛇行とともに沖縄での水位、沿岸域の水温が平年並みに戻っている（図-5）。これらのことから、本州太平洋沿岸域で1994.3~95.3の期間に水温が上昇するのは海面水位の変動や黒潮の沿岸域への接近との関係が強い（Fig.A-3の黒潮流路参照）と考えられる。

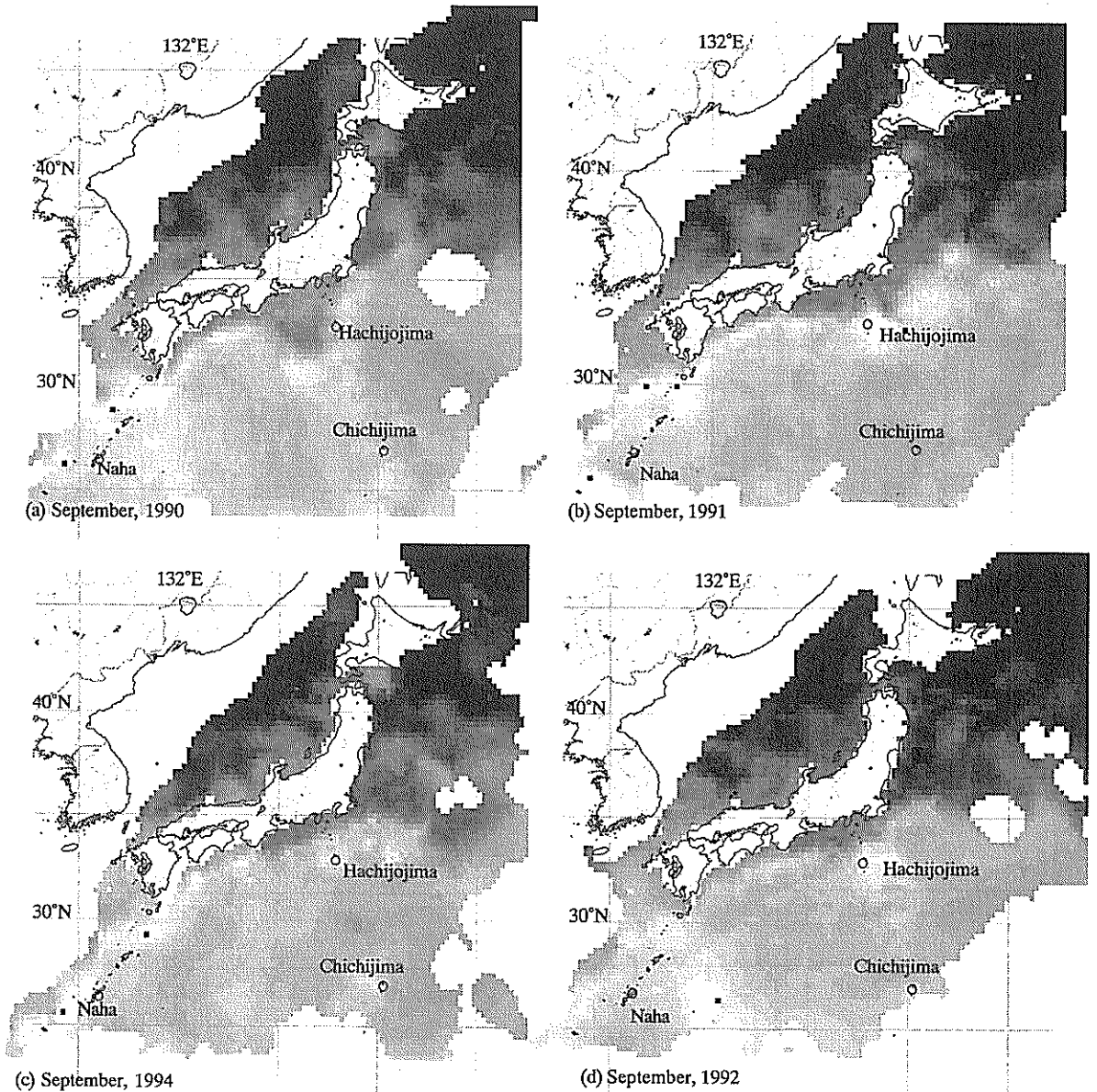


図-11 日本周辺海域での海面水温(100m水深)分布

2.6 東京湾に流入する水塊の水温特性

図-8 には 1987 年～1995 年の館山での水位（太線は 1977～97 年の平均値）と並年水温（1985～95 年の平均値）との水温偏差，図-9，10 には館山での水温偏差と水位偏差の経時変化，図-11 には(a)1990 年，(b)1991 年，(c)1992 年，(d)1994 年の 9 月の水深 100m における水温分布が示されている。図-9 には 1991 年と 1994 年の観測値と那覇での水位，図-10 には 1987～1994 年の観測値が示されている。

(1) 長期変動特性

図-8 から，①水位の平均値は 6 月下旬と 10 月上旬にピークを有しているが，（6 月下旬のピークは入梅時の相模灘での特性である，日比野ら 1999a）．両時期の前後 1 ヶ月間の各年の水位変動幅は 6 月下旬は小さく（約

0.2m），10 月上旬には大きく（約 0.5m）なっていること，②ピーク後には，水温の変動幅は両時期とも水位とは逆になっている（7 月：約 7℃，10 月下旬：約 3℃）こと，③4 月に水温の変動幅は小さく（約 2℃）なっていることがわかる。

水温の季節的な変動は約 13℃であり（図-3），数週間で 5℃程度の水温変動がある。

(2) 短期変動特性

館山の水位変動と水温変動の対応が良い（図-10）ことから，東京湾に流入する水温は館山の水位によって表すことができる可能性が高い。

1989 年 1，2 月，1990 年 6～9 月，1994 年 6～9 月中旬に館山の水位変動と水温変動の対応が悪くなっている。何れの年も水位が低い傾向にあるが，1989，1990 年は

変化の傾向は類似している。さらに、図-5 から、これらの期間は御前崎での水温も高くなっていること、1994 年は全ての観測地点で水温が高くなっていること、1989 年は御前崎、館山（東～北日本で水位が低く、三陸で水温は低い、日比野 1999）で水位が低くなっていることがわかる。

1990 年には黒潮は流路 3（八丈島の西側で蛇行）に近い流路（図-11(a)）をとっており、9 月頃から流路 2 の蛇行に移行して始めている（Fig.A-3）。図-5 の八丈島での約 1 年間にわたる水位低下はこの現象と対応している。前述したように黒潮が流路 3 をとる（八丈島では水位が高い状態）と、房総半島西側まで暖水塊が浸入し（図-11(a), Fig.A-3）、館山の水温を上昇させるために、館山の水位変動と水温変動の対応が悪くなると考えられる。

1994 年には黒潮は流路 1（直線）をとっており、水位と水温変動の対応が悪いのは黒潮蛇行（流路 3）によるものではない。図-9 からこの期間は那覇での水位が並年に比較し 10cm 以上低くなっていること、並年の直線流路をとっている 1992 年（図-11(d)）に比較して 1994 年（図-11(c)）は、黒潮が海岸に接近し、本州南岸の冷水塊が薄くなっていること、黒潮が低緯度（35°N）から東に進んでいることがわかる。日比野ら(1999b)は那覇での水位変動と親潮の南下の関係を説明しており、夏の水位状態（気圧配置）で、那覇での水位が低下する時に親潮系水塊が大船渡湾に流入していることを示している。那覇での水位低下時に、太平洋沿岸域での水温上昇が観測されていることから、那覇での水位変化と黒潮流路との関連が深いことが示唆される。

また、水位の急激な上昇時に水温が急激に低下するのは降雨によるもの（例えば TY9121）と考えられる。

3. 東京湾における水温・塩分の変動特性

3.1 東京湾の地形特性と観測概要

東京湾は、房総半島と三浦半島に囲まれた袋状の内湾である。通常、房総半島先端の洲崎と三浦半島の剣崎以北が東京湾と定義され、富津岬と観音崎より北側が内湾、南側が外湾と呼ばれている。東京湾全体では面積約 1380km²、平均水深は約 40m である。東京内湾は面積約 960km²、平均水深約 15m で、京浜港（西側）沿いに、深くなっている。外湾に入ると急激に水深が深くなり、外湾口中央では水深約 300m になっている。久里浜湾から数 km 沖では水深 200m を越えている。

図-12 に水温・塩分・流速等の観測を行った地点を示す。水温・塩分の連続観測は 4 地点（○；久里浜湾湾口；水深 6.5m、アシカ島；6.5m、本牧沖；10m と 22m、

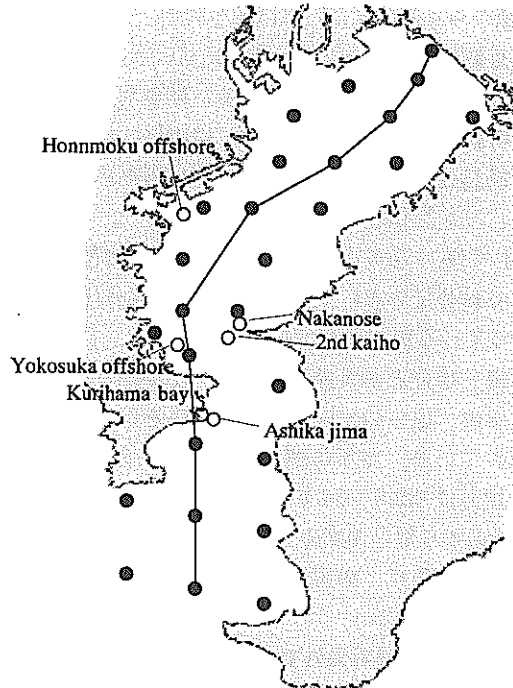


図-12 観測点（○：連続観測，●：広域観測点）

中ノ瀬 2m と 22m）、集中観測では 30 地点（図-12 の ●）で水温・塩分・溶存酸素等の鉛直プロファイルを計測した。連続観測での計測間隔は 10 分である。アシカ島、第 2 海堡、本牧沖、中ノ瀬では水温・塩分センサーの設置水深、中ノ瀬 22m（98 年冬）と横須賀沖 53m（99 年夏）では ADP による流速もあわせて計測されている。

3.2 東京湾口（久里浜湾）での水温・塩分変動特性

久里浜湾は東京湾内湾と外湾の境界付近（外湾側）に位置しており、以下で示すように内湾水は東京湾内湾および外湾の両方の影響を受けている。東京湾に流入する海水の長期的、短期的な変動特性を明らかにすることを目的として久里浜湾湾口防波堤において水温と塩分の連続観測を行った。計測器は約 2 週間で取替えられている。

(1) 季節・朔望周期での水温・塩分変動

図-13(a)に 1998 年に測定された久里浜湾口（水深約 6.5m、海底上 1m）での水温と塩分、図-13(b)には潮汐表から作成した横須賀港での潮位変化が示されている。図から水温・塩分とも年周期および朔望周期（15 日）の変化が卓越していることがわかる。水温は 9 月上旬頃最大で約 26℃、2 月頃最小で約 11℃、塩分は 9 月頃最小で約 33、2 月頃最大で 34 を超える値が観測されている（塩分値は朔望周期の変化での高い値をとった）。また、塩分は大潮期に高く、小潮期に低くなっており、年周期の変動より朔望周期、半日～日周期、低気圧等のイベントによる変化が大きい。非成層期（外海で成層が消滅する

11月頃から4月頃まで)には朔望周期, 成層期(外海で成層が形成されている5月頃から10月頃まで)には潮汐周期の変化が顕著に現れている。朔望周期での水温変化は成層期には低温に, 非成層期には暖温になっている。朔望周期に伴った塩分の変化量は非成層期に顕著になっており, 1~2.5psuの幅で変動している。

1998年は4月中旬頃から半日~日周期で変動幅が大きくなり始めている。半日~日周期の変動は時期によって異なっているが, 1~4psuの昇降がある。11月下旬からは水温・塩分とも大潮期に高く, 小潮期に低くなっており, 水温・塩分のピークは大潮・小潮から1~3日遅れて現れている。冬季の朔望周期に伴った水温は11~14℃, 塩分は32.5~34の幅で変動している。これに対して, それより短い周期の変動は水温; 約0.5℃, 塩分; 約0.5psuであり, 朔望周期に比較して短周期の変化は小さいことがわかる。

(2) 非成層期の久里浜湾外での沖側水塊の挙動

図-14には1999年2月28日~3月1日(大潮)に観測されたアシカ島での水温・塩分計の設置深さ(潮汐), 気圧(横浜)およびアシカ島と久里浜湾湾口での水温・

塩分の経時変化, 図-15には2月25, 27日の天気図と2月23~26日までの気圧と25時間移動平均水位(横須賀新港), 図-16と17には3月1日(a)下げ潮時(図-14中の○)と(b)上げ潮時(図-14中の●)に観測された久里浜湾口からアシカ島沖までの水深平均流速(ACM)と密度(σ_θテック)の断面分布が示されている。密度プロファイルは図-16中の破線に沿って観測されたものである。

1) 久里浜湾外での潮汐と水温・塩分変動

図-16からアシカ島周辺で潮の干満に伴った流れがあること, 図-17からこの季節にはアシカ島周辺では密度成層がないことがわかる。久里浜湾周辺では潮の干満による水温・塩分の変化量は0に近い。

2) 低気圧通過(水位上昇)に伴ったアシカ島周辺への沖側水塊の流入

アシカ島では低気圧の通過(図-15)時に水温は約2℃上昇, 塩分は約0.5psu上昇しており, 水位の上昇にともなってアシカ島周辺に高塩分・暖温の沖側水塊が流入していることがわかる(図-14)。これらの現象から東京湾外湾では低気圧の通過→水位変化(上昇後下降)→水塊移動(水温・塩分上昇)の機構があることが推察さ

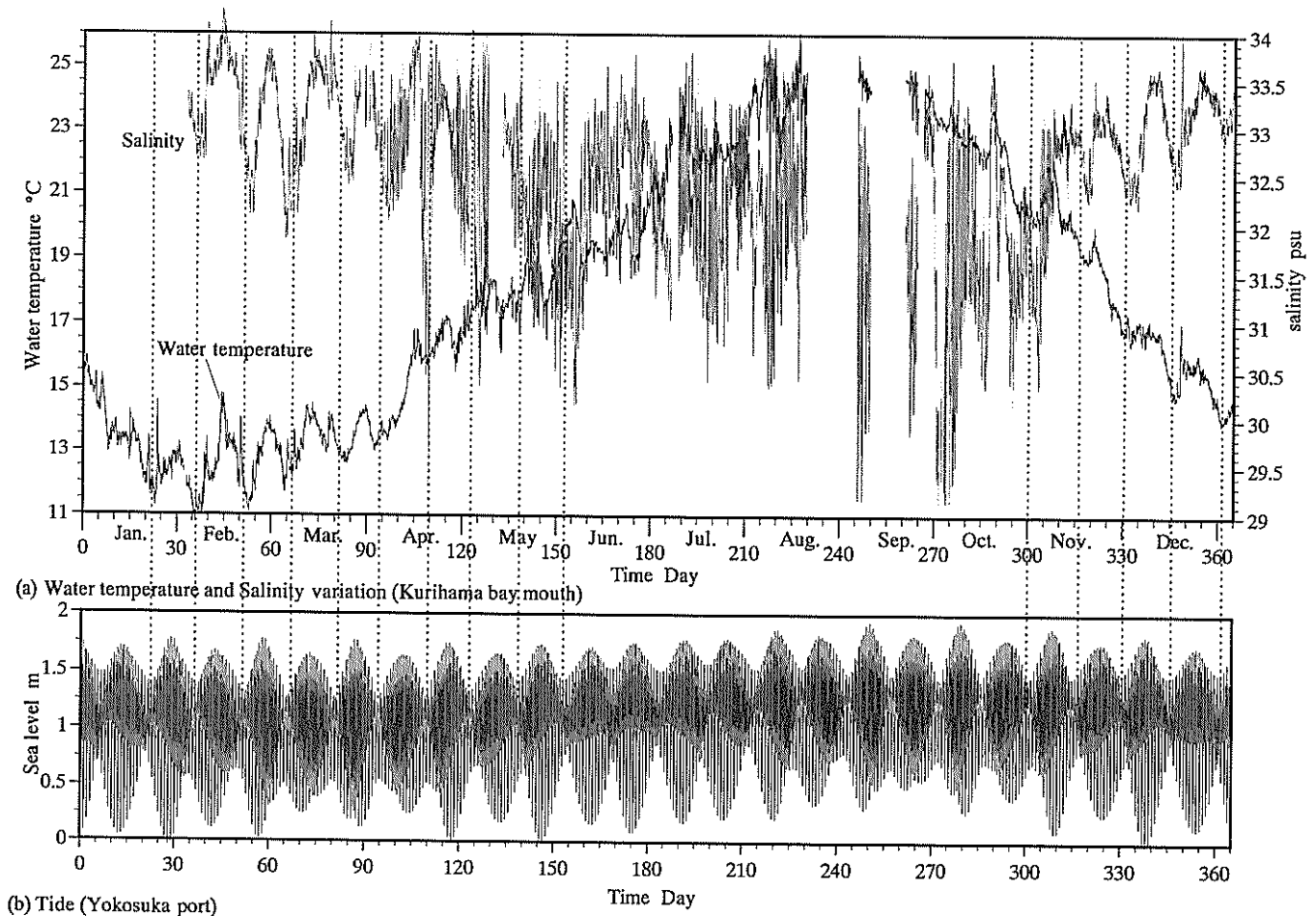


図-13 朔望周期の水温・塩分変動(1998)

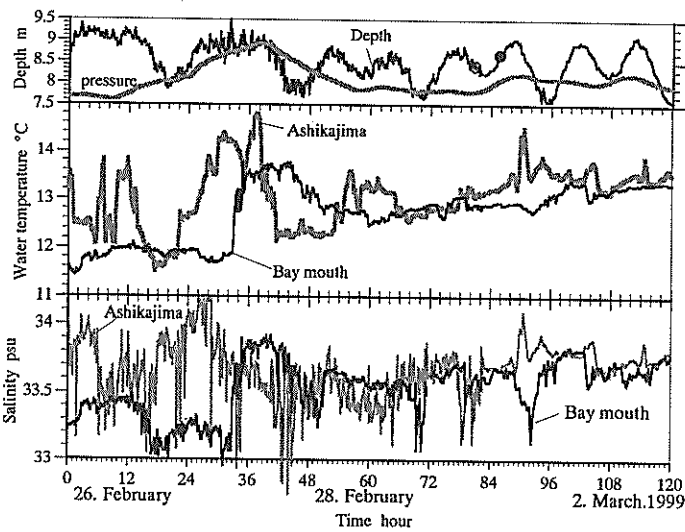


図-14 アシカ島および久里浜湾での潮汐、水温、塩分変動 (○と●は図-16と17の縦断観測を行った時間を表している)

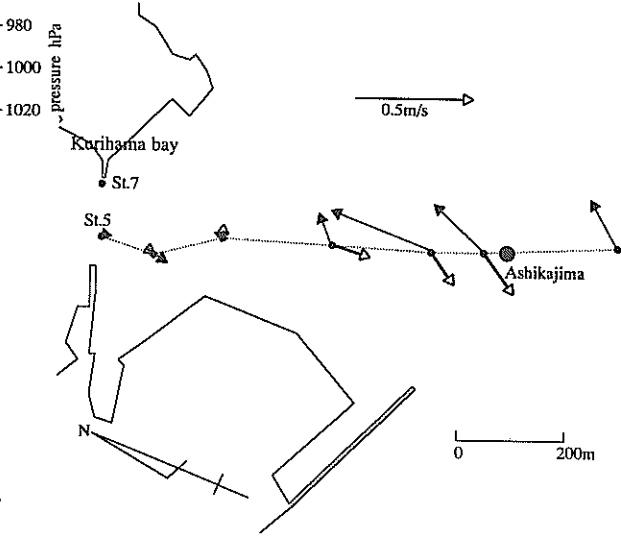


図-16 下げ潮時 (08:10-09:00 1. March; thick arrow, Δ) と上げ潮時 (13:10-14:10 1. March; thin arrow, ▲) の水深平均流速と観測線

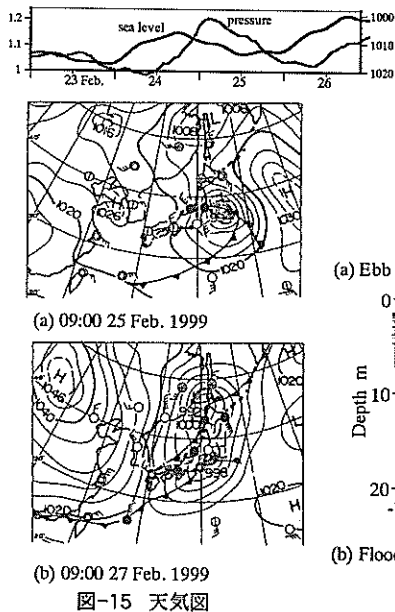


図-15 天気図

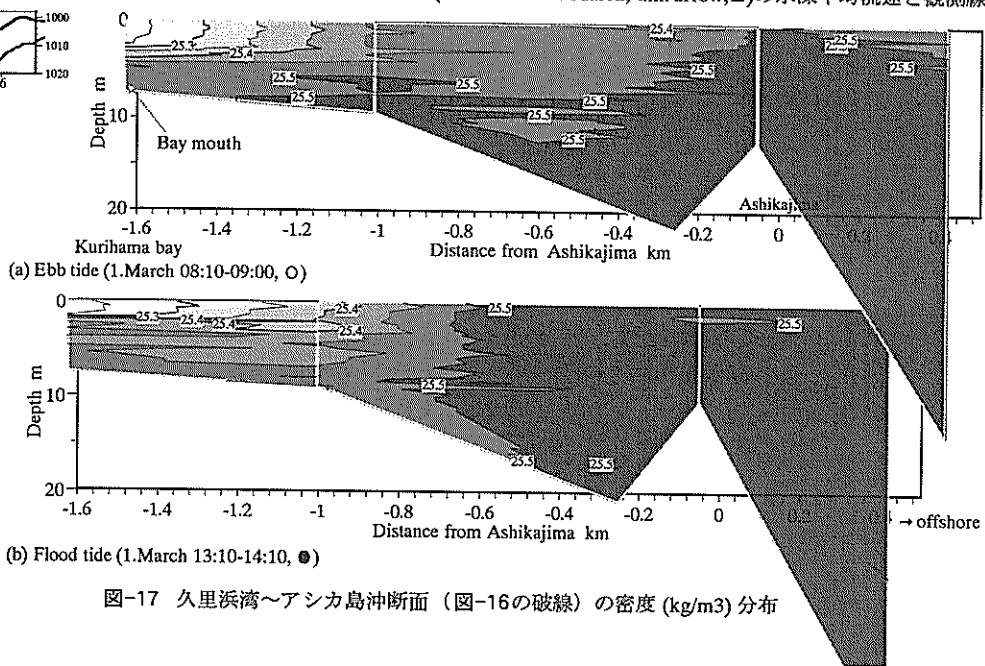


図-17 久里浜湾～アシカ島断面 (図-16の破線) の密度 (kg/m³) 分布

れる。

アシカ島への沖側水塊の浸入が水位変化と対応しているのに対し、この水塊の久里浜湾湾口への流入は水位変化と対応せず、アシカ島より約 12 時間遅れている。久里浜湾への流入が 12 時間遅れたのは低気圧 (水位上昇) による直接的な流れではなく、東京湾内湾湾口部付近の流れの影響があるものと考えられる。また、3 月 1 日が大潮であり、大潮期の東京湾湾口部の流れとの関連も考えられる。ちなみに、図-15 に示した低気圧はアベック低気圧で 25 日と 27 日に東京湾を通過している。25 日の低気圧の通過にともなって 26 日にはアシカ島付近では 27 日と同程度の水位上昇が起こっているが、26 日にはアシカ島での塩分上昇は 27 日より小さく、久里浜湾への影響は観測されていない。これは、26 日は低気圧が移動した (気圧上昇) ことによる水位の上昇と下げ潮

が重なったことによる。水温の低下は下げ潮によるものであり、この時にはアシカ島付近に内湾水と外湾水の境界があったと考えられる。外海水位の変動と海水交換の関係についての詳細は 4 章で述べる。

(3) 成層期の干潮・満潮に伴う塩分の変動

図-18には1998年6月9～10日 (大潮) に観測されたアシカ島での水温・塩分計の設置深さ (潮汐) およびアシカ島と久里浜湾湾口での水温・塩分の経時変化、図-19と図-20には6月9日 (a) 干潮時 (図-18中の○) と (b) 上潮時 (図-18中の●) に観測された久里浜湾口からアシカ島方向に向かって観測された水深平均流速と塩分の断面分布が示されている。塩分分布は図-19中の破線に沿って観測されたものである。

図-20と図-17を比較すると成層期には外湾においても塩分躍層が形成されている (後に示す図-25に示す東京

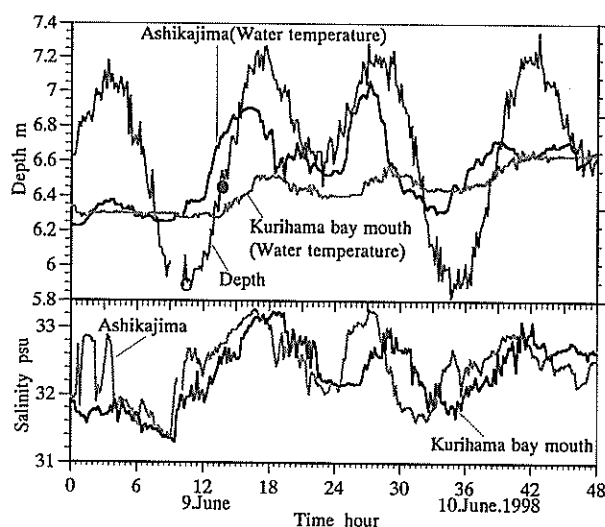


図-18 アシカ島および久里浜湾での潮汐、水温、塩分変動 (○と●は図-19と20の縦断観測を行った時間を表している)

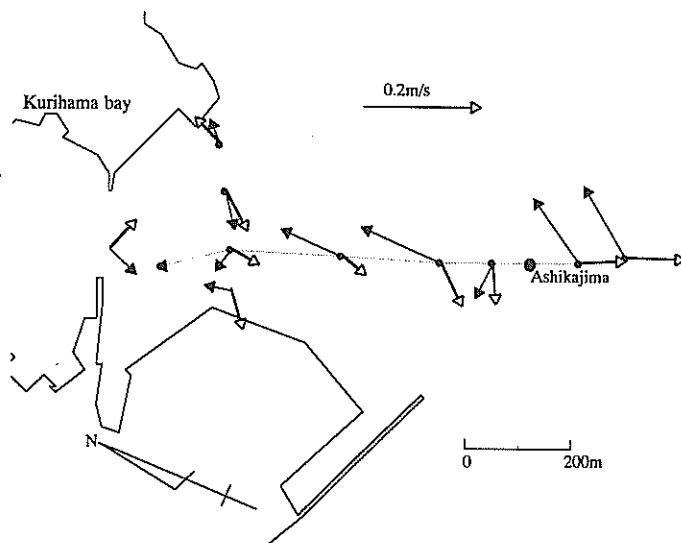


図-19 干潮時 (10:40-11:40 9. June; thick arrow, Δ) と上げ潮時 (13:00-14:00 9. June; thin arrow, ▲) の水深平均流速と観測線

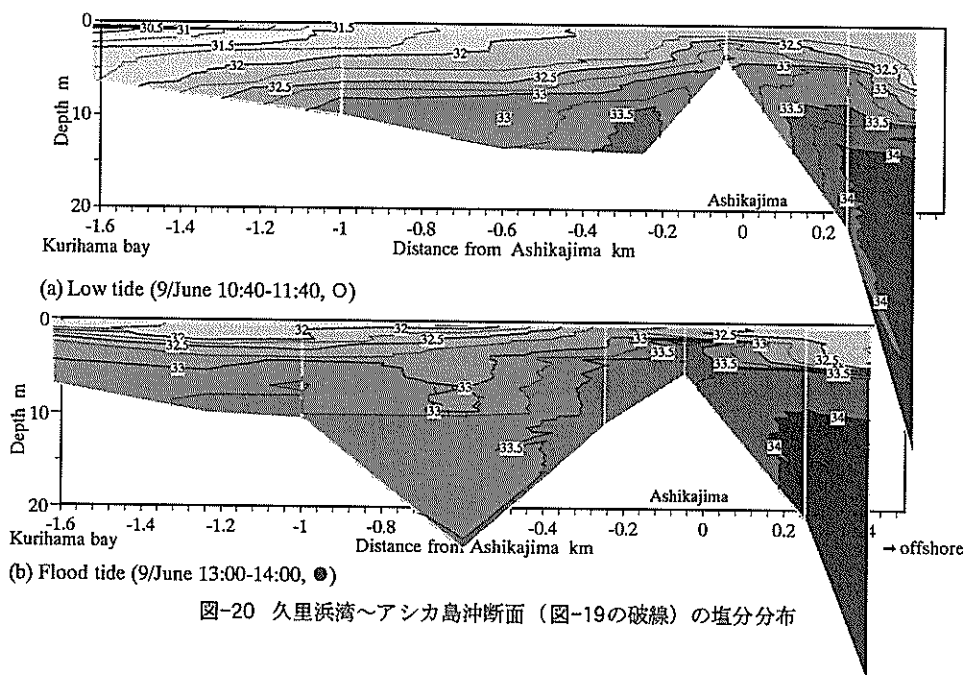


図-20 久里浜湾～アシカ島沖断面 (図-19の破線) の塩分分布

湾外湾の塩分プロファイル参照) ことがわかる。

この季節は、潮の干満に伴った久里浜～アシカ島周辺の密度 (塩分) 変化が非成層期に比較して大きく、半日～日周期の水温・塩分変化 (図-13) は潮汐の干満に伴う変化 (上げ潮時に外湾下層の高塩分水塊が久里浜湾に流入) であることがわかる。

水温・塩分は久里浜湾湾口に比較し、アシカ島で約2時間早く変化している。アシカ島で水温・塩分が早く変化するのはアシカ島沖の下層水塊が流入し、その後、久里浜湾方向に流入してくるためであるが、周辺の流れによって変化の状態は変わってくる。

3.3 東京湾内湾水の海水交換機構

(1) 非成層期

図-21には1998年11月26日～12月30日の(a)潮位 (本

牧), (b)～(e)水温・塩分の経時変化 ((b)本牧沖; 水深10mと22m, (c)中ノ瀬; 22m, (d)中ノ瀬; 2m, (e)久里浜湾湾口; 6.5m), 図-22と図-23には東京湾湾奥から湾外までの図-12の実線に沿った鉛直断面の塩分分布が示されている (図-23は第三管区海上保安部による調査)。図-22には連続する大潮期(a)1998年12月2-4日～小潮期(b)12月9-11日, 図-23には時期の異なる大潮期(a)1997年12月15-17日, 中潮期(b)1998年2月2-3日, 小潮期(c)1997年4月15-16日の断面分布が示されている。図中では本牧沖は約25km, 中ノ瀬は約50km, 久里浜湾は湾奥から約60kmの地点に対応している。図-21から①東京湾内 (本牧沖, 中ノ瀬) 中～下層 (水深22m) では水温・塩分は小潮期に高く (本牧沖では小潮から2～3日後にピークとなる), 大潮期に低い, 朔望周期の変化があること, ②中ノ瀬2mと久里浜湾6.5mにおいても朔望周期

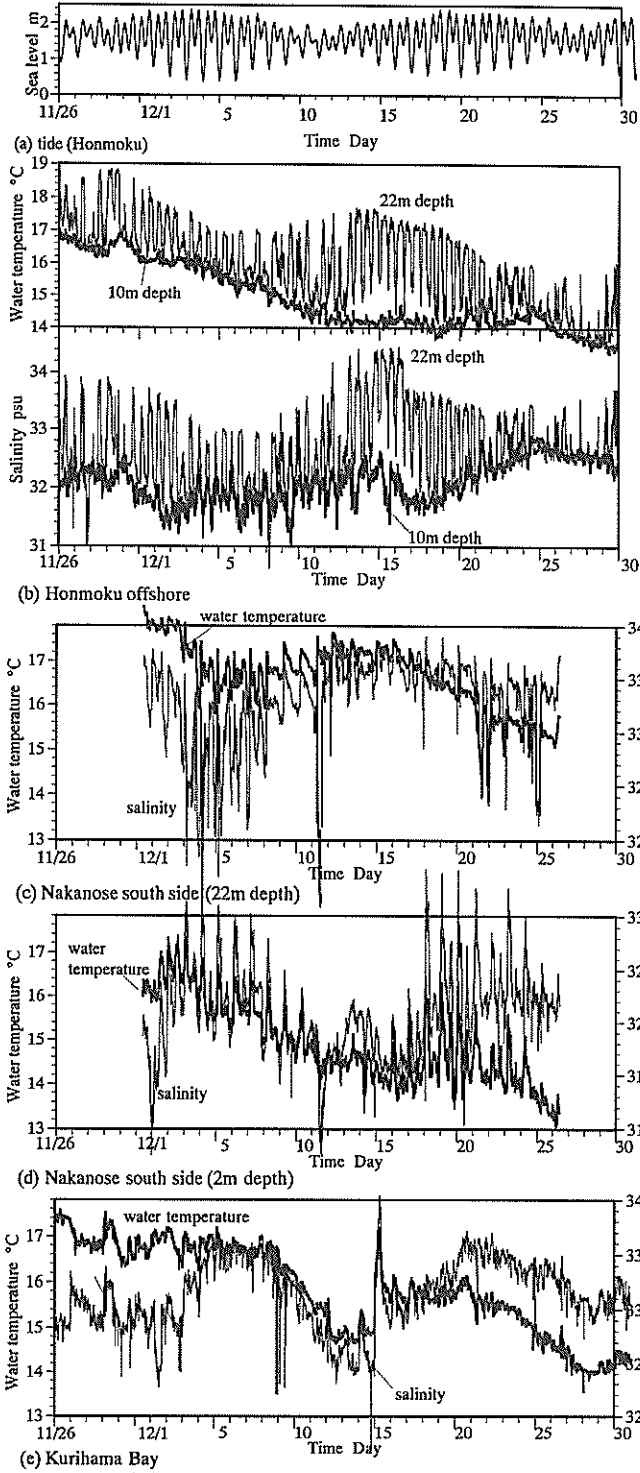


図-21 東京湾内湾から湾口までの塩分・水温・潮汐の経時変化 (26. Nov. - 30. Dec. 1998)

の変化があり、東京湾内下層とは逆に大潮期に高く、小潮期に低くなっていること、③本牧沖では下げ潮時に水深22m付近の水温・塩分が水深10mの海水と同程度の値となっており、水深20m付近が界面となっていること、④この界面は干満に伴って上下運動が存在することがわかる。さらに、図-22に示した縦断分布から大潮期と小潮期では塩分分布が異なっているのがわかる。大潮期、

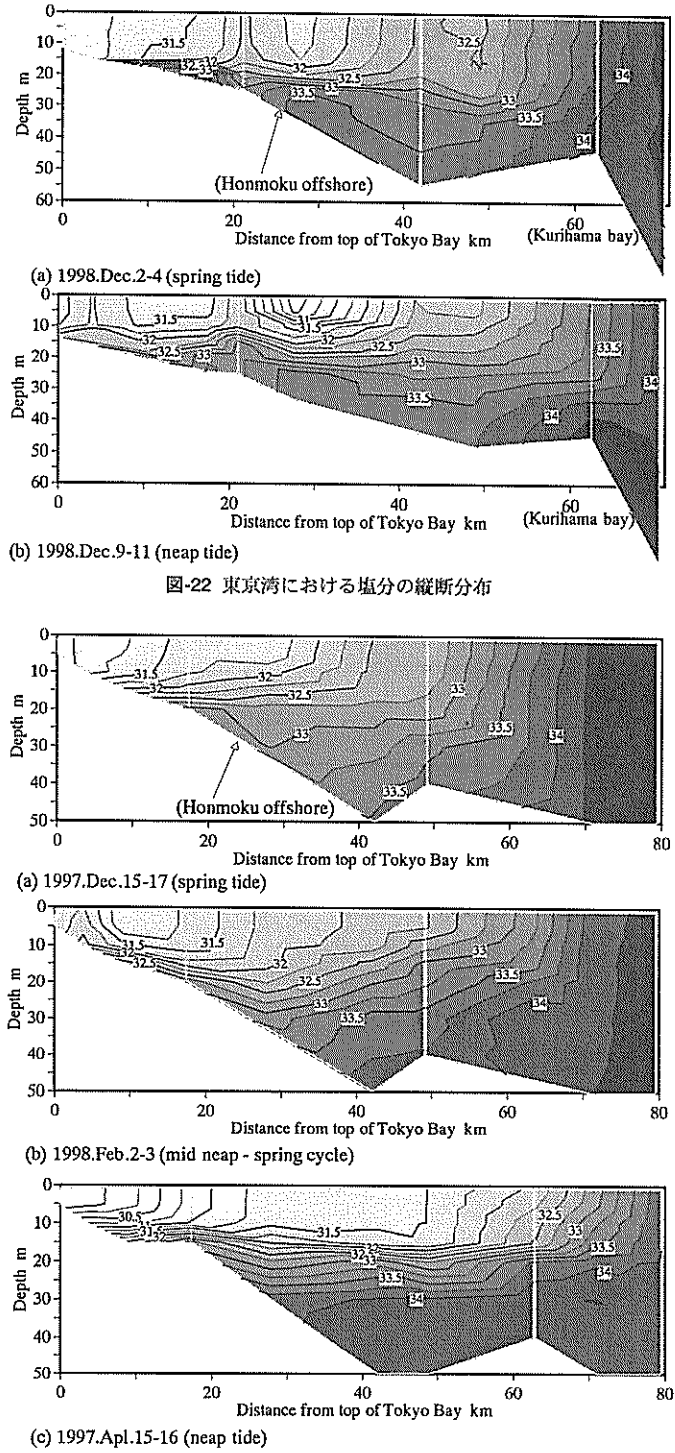


図-22 東京湾における塩分の縦断分布

図-23 東京湾における塩分の縦断分布 (第3管区海上保安本部による観測結果)

東京湾外湾では塩分成層は形成されていないが、小潮に向かって塩分成層が強くなり、34psuの下層外湾水は約2.5km内湾方向へ、33~34psuの上層内湾水は約2.5km湾外方向へ移動している。

図-23では12月~4月(非成層期)の任意の時期に観測された結果においても連続する大潮~小潮の変化(図-22)と同様の変化が観測されている。これらのことから

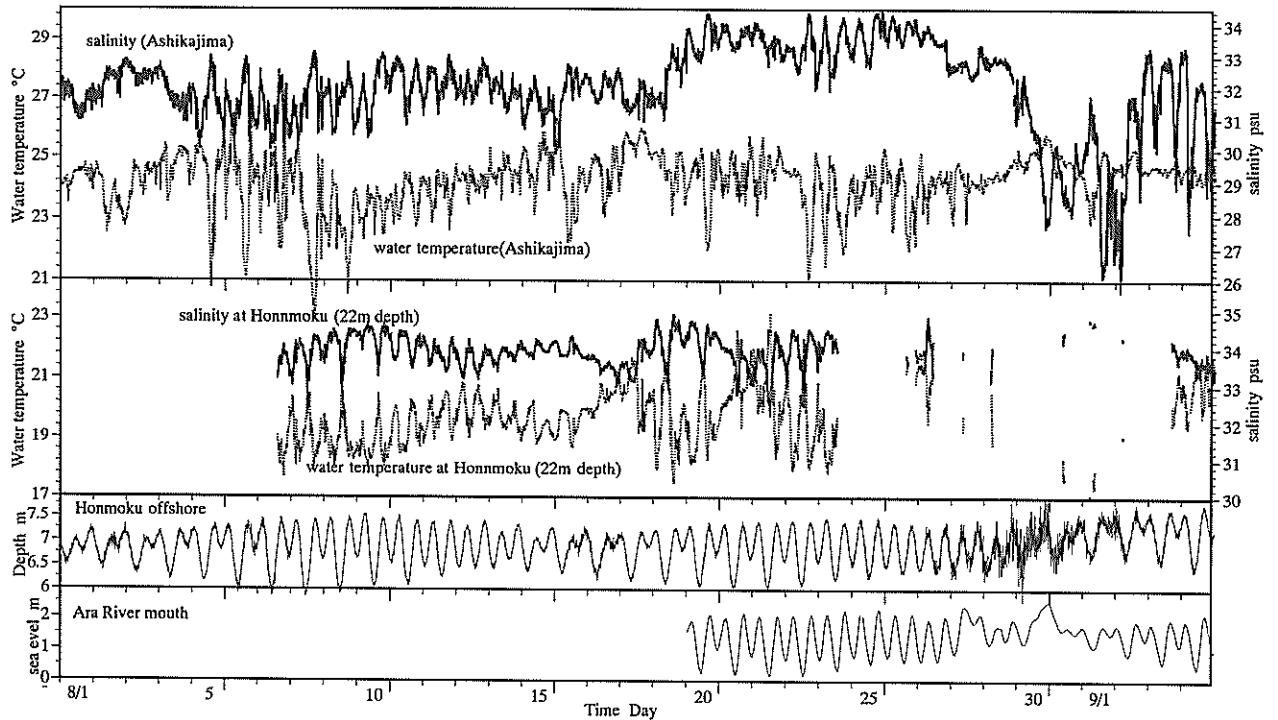


図-24 アシカ島、本牧沖における水温・塩分とアシカ島、荒川河口での水位の経時変化, 1998.8

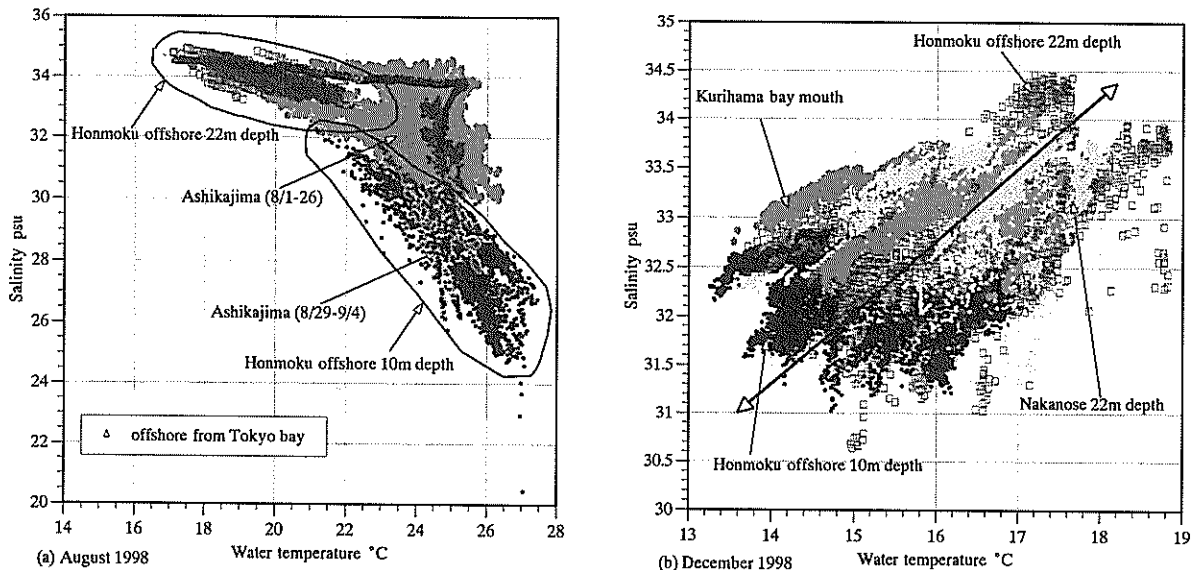


図-25 東京湾における成層期と非成層期の水温と塩分の関係

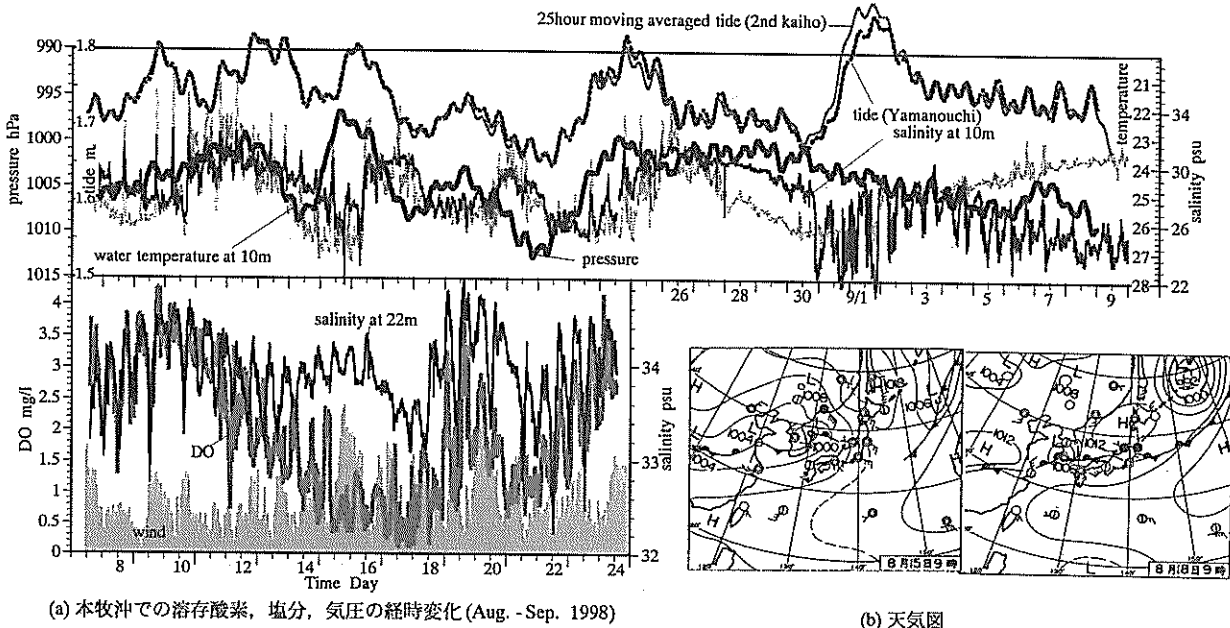
非成層期の東京湾では大潮に高塩分の外海水が東京湾外湾に流入し、流入した外海水は中潮、小潮に向かって東京湾下層に流入、内湾水が外湾へ流出する海水交換機構があることがわかる。

(2) 成層期の水温・塩分変化と気圧・水位変化

成層期における東京湾での水温・塩分変化の特徴は湾全体で躍層が形成されていること、朔望と半日周期での変化と低気圧通過等のイベントによる変化が混在していることである。

図-24には1998年8月の久里浜湾沖約200m（アシカ島）および本牧沖水深22mでの水温・塩分とアシカ島お

よび荒川河口での潮汐が示されている。夏季においても冬季と同様に大潮に伴って外湾付近（アシカ島）では高塩分の水塊が現れていることがわかる（2~4日程度の変化も含まれているが、ここでは述べてない）。ただし、成層期においては潮汐に伴う潮汐周期の塩分変化と朔望周期の塩分変化は同程度である。本牧沖水深22mにおける塩分は潮の干満による0.5~2psu程度の変化および、朔望に近い周期の1~3psu程度の変化がある。非成層期には小潮期に本牧沖の塩分が高くなっているが、成層期の本牧沖（図-24）では数日周期の水温・塩分変動が卓越する傾向がある。水温・塩分はアシカ島、本牧沖とも対



(a) 本牧沖での溶存酸素、塩分、気圧の経時変化 (Aug. - Sep. 1998)

(b) 天気図

図-26 水位変化 (天気、気圧配置) と海水交換の関係

象な変動をしているが、河川流量の増加 (TY9804) した8月27日以降の小潮期にはアシカ島での水温・塩分変化の傾向が異なっている。この期間にはアシカ島で6psu以上の塩分低下であるのに対して、水温変化は小さい。本牧沖水深22mでは2psu程度の塩分増加と約3℃の水温低下が観測されている。

1) 湾内水の水温・塩分関係

図-25には(a)成層期(1998.8)の本牧沖水深10m (○) と22m (□), アシカ島 (●, ●) および東京湾外湾 (△, 8/20と9/1の観測値) における塩分と水温の関係, (b)には非成層期 (1998.12) の水温・塩分関係が示されている。アシカ島での観測値は河川流出の少なかった8月1~26日 (●), 河川流量の増加した (内湾での塩分低下が大きい) 8月29日~9月4日 (●) の値を分けて示してある。この図から本牧沖下層への河川水の混入は小さいことが推測できる。本牧沖水深22m地点の塩分・水温関係は東京湾外湾20m以深の塩分・水温関係 (△) と同レベルにあり、本牧沖水深22mの水塊は東京湾外湾起源の海水と考えられる。これに対し、本牧沖水深10m地点の塩分・水温の変化の範囲は右下方向に位置しており、河川水の影響を強く受けていると考えられる。8月1~28日 (●) までのアシカ島の塩分・水温変化の範囲は本牧沖水深10mの範囲と重ならず、その上方に位置し、かつ、外湾起源の水塊と内湾起源の水塊に分かれてプロットされている。このことはアシカ島へは周期的 (図-24) に湾外水と内湾水が流出入していることを示している。河川流量の増加した8月29日~9月4日にはアシカ島 (●) と本牧沖10mの水塊 (・) と同範囲にプロットされてお

り、湾内水が洪水にともなって、アシカ島へ流出しているのがわかる。非成層期 (12月) の水温・塩分関係の変化が朔望に伴った図-25(b)中の矢印方向の直線的な変化であるのに対し、成層期の水温・塩分関係は低塩分・高水温の河川起源の上層水塊と外海起源の下層水塊が分かれて存在している。

2) 水位変化と海水交換 (溶存酸素の変動)

図-26に(a)8月7~24日の本牧沖水深22mでの溶存酸素、塩分、風速 (横浜) と8月7日~9月10日の本牧沖水深10mの水温、塩分、本牧 (山ノ内) と第2海堡での25時間移動平均潮位および気圧 (横浜), (b) 8月15日と18日の天気図を示した。図から①14, 15日を除き溶存酸素は塩分とともに上昇 (湾外水の流入による塩分増加) していること, ②本牧沖10m水深およびアシカ島での塩分変化は気圧・水位変化との対応が良く (水位低下時に上層流出, 下層流入), 図-10に示した水位と水温の関係と同様に水位によって流入する外海水塊の水温・塩分を推定できる可能性を有していること, ③8月30日からの水位上昇, 本牧沖22m水深での塩分上昇 (図-25) は気圧変化と対応していないことがわかる。8月30日頃からの湾内 (第2海堡, 山ノ内) での水位上昇が気圧変化と対応しないのは、河川流出 (洪水) によって湾内で水位が上昇したためと考えられる (詳細は次節で述べる)。

これらのことから、成層期の海水交換 (DO上昇) は気圧変化に伴った水位上昇あるいは河川流出による水位上昇に起因すると考えられる。

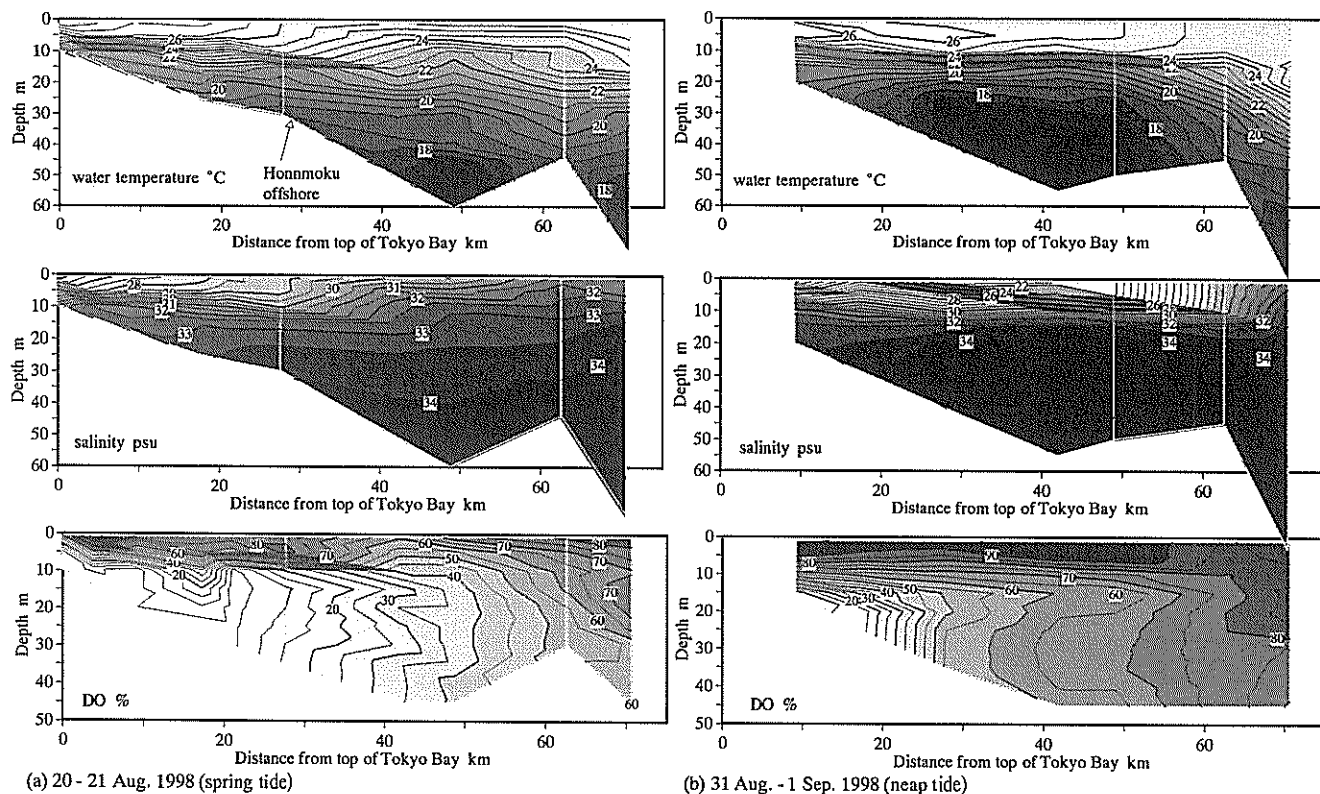


図-27 成層期の東京湾縦断水温、塩分、溶存酸素（飽和度）分布

(3) 成層期のイベントにともなった海水交換

1) 水位上昇が気圧低下に伴う場合

8月の本牧沖における水温・塩分変化は気圧・水位との対応が良く、水位上昇時に下層DOの上昇が観測されている。14, 15日に塩分上昇時にDOが上昇せず、18, 19日に塩分、DOとも上昇したのは、気圧配置によるものと考えられる。14, 15日は太平洋に向かって気圧が高く（八丈島気圧）、18, 19日では太平洋に向かって気圧が低くなっている。すなわち、東京湾から水位が低くなる場合と、太平洋から水位が低くなる場合とでは湾内の流れの強さが異なると考えられる。気圧変動に伴った海水交換機構については次章で流れ場とともに述べる。

また、塩分上昇と風速を比較すると海水交換（外湾水の流入）は風よりも水位変化との対応が良く、海水交換は湾外の水位変化によって引き起こされることが示唆される。

2) 河川流出に伴って水位が上昇する場合

図-27には連続する(a)大潮；1998年8月20~21日と(b)小潮；8月31~9月1日に観測された水温、塩分と溶存酸素（飽和度）の断面分布、図-28には8月19日~9月2日の荒川河口、本牧沖、第2海堡での25時間移動平均水位、図-29には図-27(b)に対応する観測の塩分の水平分布（水深1mと10m）およびプリュームに沿った観測点の塩分プロファイルが示されている。

8月には冬季と異なり大潮期の外湾においても明確な

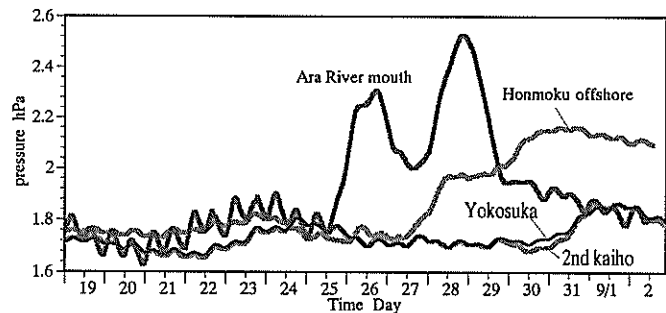


図-28 荒川河口、本牧沖、横須賀新港、第2海堡での25時間移動平均水位 (19 Aug. - 2 Sep. 1998)

躍層が形成されている（図-27(a)）。非成層期の分布（図-23）と比較すると大潮時よりも小潮時の分布に近く、成層期には外湾の成層構造によって非成層期とは異なった流れ（外海水位変動にともなった流れ）が形成されていると考えられる。

図-27に示した大潮時と小潮時を比較すると、小潮時には水温 18℃、塩分 34 の等値線が湾内中層で盛り上がり、湾内下層での溶存酸素の上昇から湾外から酸素を含む水塊が下層に流入しているのがわかる。図-24で本牧沖 22m の塩分が 8月29日頃から大きく上昇しているのはこの現象のためである。洪水（TY9804）後に湾内下層への外湾水の流入（海水交換）が顕著に起こっているのは、①8月29日頃からの河川水の流入による内湾上層の塩分低下（図-24）と上層水塊の湾外への流出（図-27(b)）、②上層低塩分水塊の流出（気圧変動の影響は小

さい) にともなって東京湾外下層からの高塩分海水の流入していることと密接に関連していることが予想される。すなわち、洪水(イベント)によって内湾上層の海水密度が河川水によって小さく、かつ、湾内水位の上昇(湾内の水塊体積の増加)によって湾内上層水が湾外に流出し、これを補償するために湾外水が湾内下層に流入したと考えられる。

図-28 と 29 から湾内水位は河川水の流出に伴って急激に増加しており、①洪水波(河川プルーム)が湾口方向に伝播していること、②プルームは湾全体に分散しておらず、湾内西側沿いに伝播していること、③第2海堡の西南西約 7km にある横須賀新港で水位が早く上昇している(29~31 日間でのみ水位差)ことがわかる。ここでは、水平水面での鉛直 2 次元におけるプルームの伝播速度(J.E.Simpson and R.E.Britter, 1997)を用いてプルームの伝播について検討する。伝播速度 U は次式で近似的に表される。

$$U = \sqrt{\varepsilon g h_0}$$

ここに、 $\varepsilon g = (\rho_2 - \rho_1)g / \rho_1$ 、 ρ_1 はプルーム内の密度、 ρ_2 は海水密度、 h_0 はプルーム厚さである。

実海域においてはプルームの形状、密度状態を規定することが難しく、プルームは時間とともに形を変えて伝播しているために上式で伝播速度を求めることは困難であるが、図-27 と 29 から、 $\rho_1 = 1013.4 \text{ kg/m}^3$ (塩分 22, 水温 25.5℃)、 $\rho_2 = 1015.1 \text{ kg/m}^3$ (塩分 24, 水温 25℃)、 $h_0 = 2\text{m}$ (多摩川河口付近でのプルーム厚を用いた、図-29) とすると、伝播速度は 0.18m/s と求められる。荒川河口から本牧沖は約 25km (第2海堡は約 50km) であるから、この速度でそれぞれの地点に到達していると、本牧沖までは約 1.6 日で到達する。

図-28 から本牧沖への到達時間は約 2.3 日、第2海堡へは約 6 日で到達していることがわかる。荒川河口から本牧沖と本牧沖から第2海堡までは、ほぼ等しい直線距離にあるが、計算では河川プルームの到達時間が約 17 時間早い値をとる。これは、洪水流が非定常で 29 日には減衰し始めていること、地球自転の効果が入っていること、潮流があること等によってプルームの伝播が 3 次元的になっているためと考えられる。

河川流出(プルーム)に起因した海水交換の機構は外海の水位変動によるものとは異なると考えられるが、この機構(河川プルームが外湾に流出することによる湾外水の下層への貫入、プルームによる湾内水の連行、フロント前面での混合等)については今後検討する。

成層期の海水交換(上層からの流出、下層への流入)

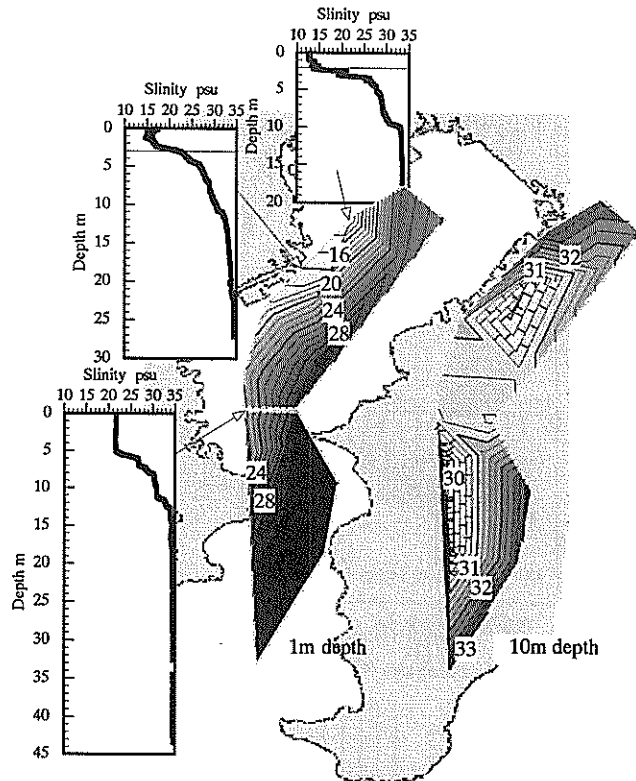


図-29 東京湾における塩分(1m, 10m水深)の水平分布および塩分プロファイル(31 Aug. - 1 Sep. 1998)

は、①低気圧の移動にともなった東京湾外の水位変動によるものと②洪水(イベント)に伴った湾内水位上昇と湾内上層水の密度低下によるものが主要な要因であると考えられる。

4. 東京湾内での海水交換と流速場

前章では成層期と非成層期における海水交換が気圧および水位の変動と密接に関連していることを示した。本章では海水交換にともなった水質の変化と流速を併せて考慮した流れとの関連について考察を行う。

4.1 成層期の外海水位の変動にともなった海水交換

図-30~32 には 1999 年 8~9 月に本牧沖(水深 10m, 22m)、横須賀沖(水深 53m)および久里浜湾湾口部において観測された水温、溶存酸素、塩分、流速(南北成分、正が北方向、底上 10m, 35m, 51m)、潮汐(図-30 と 31 中の太線は日平均水位、右軸目盛)が示されている。流速は横須賀沖海底(-53m)に設置された ADP(超音波流速プロファイラー)によって 1m 毎に計測されたものである。図-30 には 8 月 25 日~9 月 27 日、図-31 には外湾水が流入した前後(9 月 13~19 日)を横浜気象台における気象条件とともに示してある。なお、横須賀沖低層に低水温塊が流入した時の天気図を Fig.A-

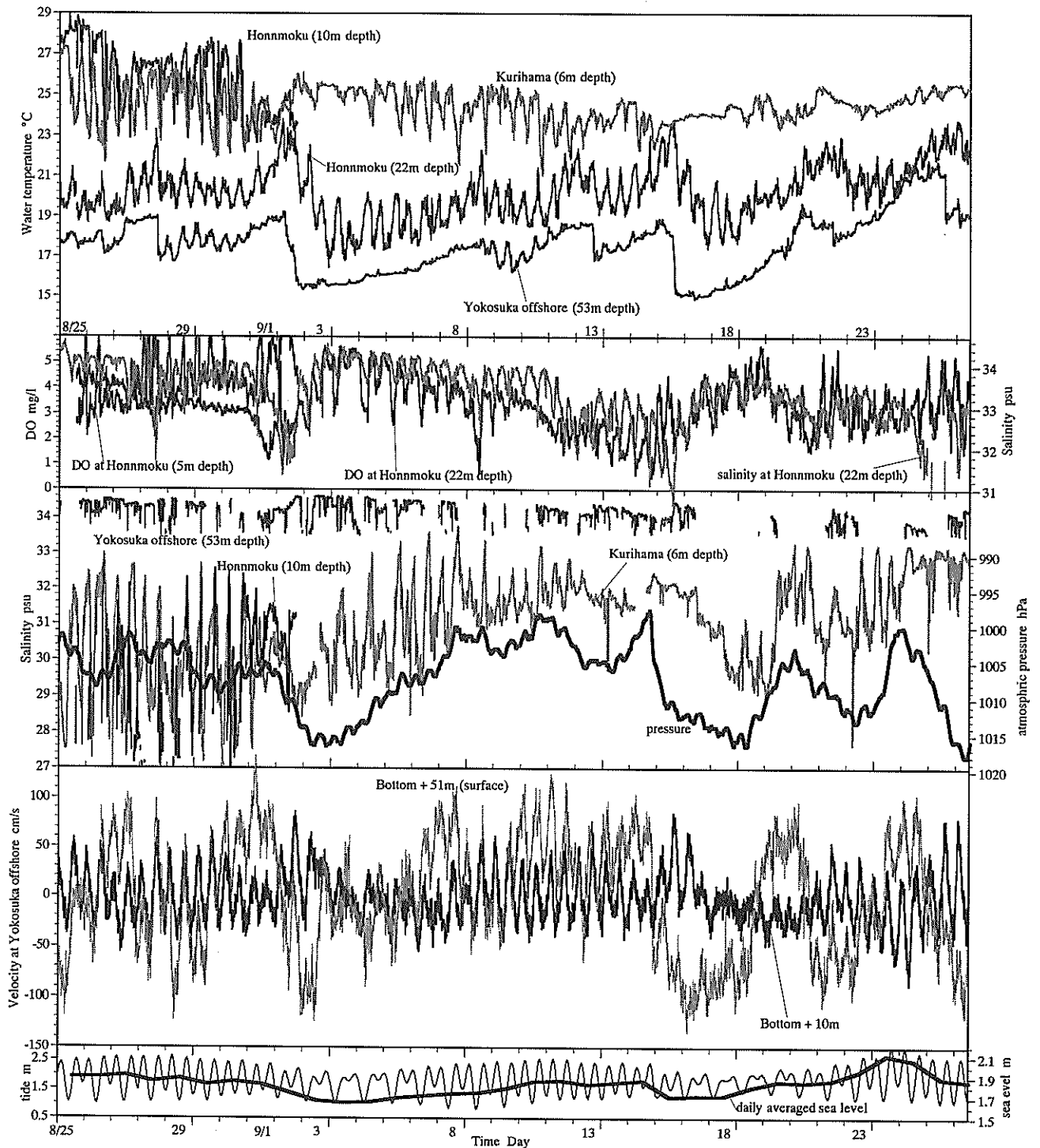


図-30 本牧沖，横須賀沖，久里浜湾における水温・塩分と本牧沖での溶存酸素，水位および横須賀沖での流速の経時変化，25 Aug.- 27 Sep. 1999

4 に示してあるので参照されたい。図-32 には流速成分（プロファイル，●：海底+2～30m，○：31～45m，●：46～53m）が示されている。

図-30から①本牧沖22mと横須賀沖53mの水温変化のパターンが類似してこと，②本牧沖10mと久里浜での水温・塩分変化のパターンが類似していること，③本牧沖22mでの塩分と溶存酸素の日周期以上の変化が対応していること，④気圧と横須賀沖表層（海底上51m）流速の

変化および久里浜湾水深6mでの塩分変化との傾向が合っていること，⑤横須賀沖53mの水温の急激な低下時（塩分上昇）に湾奥に向かう低層（底上10m）流速が大きくなっていることがわかる。最も興味深いのは上層流速の転流が気圧上昇（水位低下）とともに生じていることである。

図-31 に示した横須賀沖の海底（水深 53m）における水温の急激な低下（18℃→15℃）時には塩分の上昇（34

→34.5), 顕著な下層流速の増大および気圧上昇に伴った水位低下が生じている。さらに, 水温低下後には, 本牧沖水深 22m 地点での潮汐に伴った溶存酸素と塩分変化が同位相(塩分変化の位相が逆転)に変わっていることから, この時期に外海水の湾内下層への流入があったことがわかる。

1) 横須賀沖での流速プロファイルと湾外水の流入

湾口部(横須賀沖)での流速プロファイルは水温低下が生じた 16 日 15:40 に低層で 80cm/s を越える湾奥方向の流れが生じている。その 2 潮汐(1 日)前に上層での転流(湾奥方向流速 0.5m/s から湾外方向流速 0.5m/s), 低層湾奥方向への流速の増大および水位低下(気圧上昇)が生じている(図-31)。この時, 湾奥方向の風速が上昇し始め(1m/s), 55mm/h の降雨が観測されている(図-31)が, 横浜での風・雨によってこの転流を説明することは難しい。

湾口部での転流(海水交換)について外海の水位低下との関係から検討する。上層での転流は水位低下(気圧上昇)と下げ潮が重なった時点で起こっている。上層の転流にともなって下層では湾口に向かう流速が大きくなり始めている(50cm/s→80cm/s)。転流時には上層から湾内上層水が流出し, これを補償するために湾内下層に湾外水(低温; 15°C, 高塩分; 34.5)が流入している。横須賀沖への外湾水の浸入時に本牧沖においても水温低下と塩分上昇が起こっており, 上げ潮時に塩分と溶存酸素が上昇している。このことは上層からの湾内水流出にともなって本牧沖に湾外水が浸入していることを示している。

上層流速の転流以前は横須賀沖での流れは 3 層構造(上下層は同位相で変化, 上層で常に流入)になっている。この流れによって, 上げ潮時(全層で流入)に本牧沖 22m 水深に上層水塊が流れ込と考えられ, この結果, 塩分低下と DO 上昇が起こっている。

図-26 に示した塩分と溶存酸素も同様の変化が生じており, 東京湾外の水位変動にともなった同様の流れが生じていると考えられる。

2) 外海の水位低下と海水交換

図-31 において気圧, 水位と久里浜(本牧沖 10m 水深)の塩分変化は図-26 と同様に良い対応関係にあることから, 気圧, 水位変化が海水交換に与える影響が強いことが, この図からも示唆される。図-26 に示した期間では気圧配置から本牧沖 22m 水深の塩分と気圧が対応していない期間(日本海から太平洋に向かって気圧が高い気圧配置)があるが, 図-31 に示した 9 月 15 日には太平洋沿岸に低気圧(TY9916)が移動した(Fig.A-4)のために,

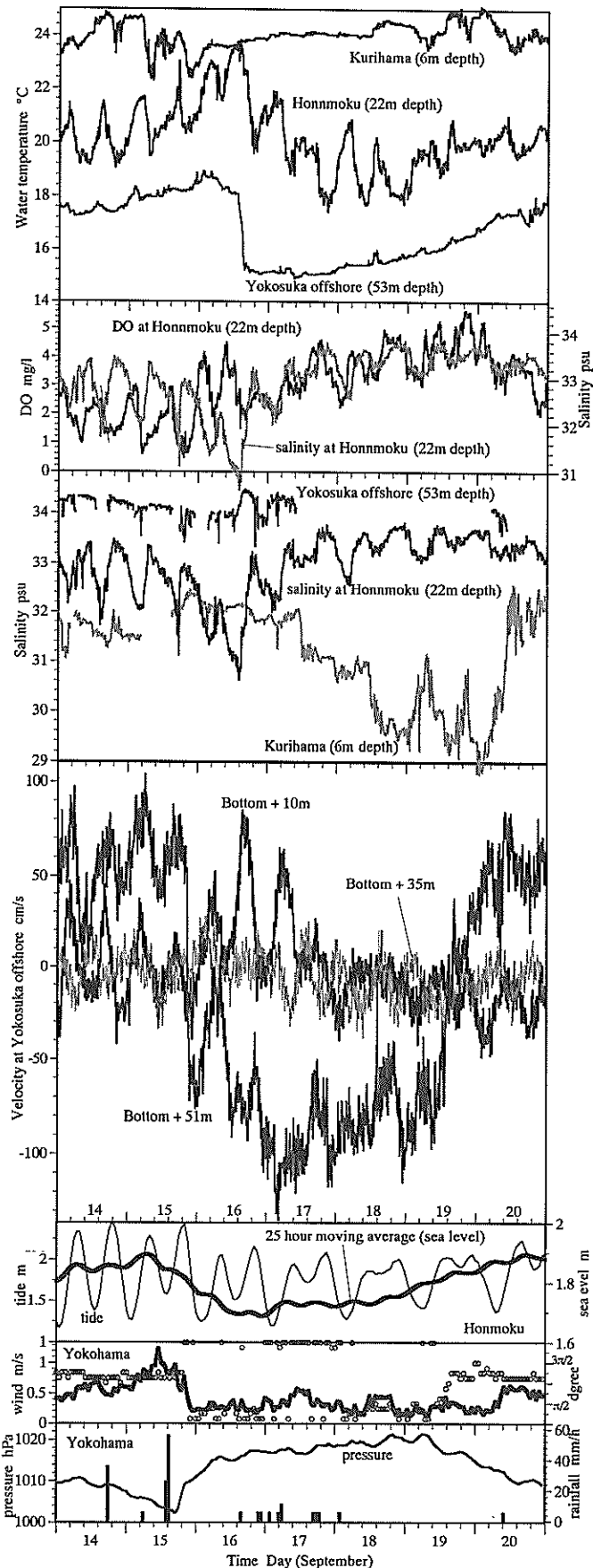


図-31 水温, 塩分, 溶存酸素流速, 潮汐, 気象要素の経時変化

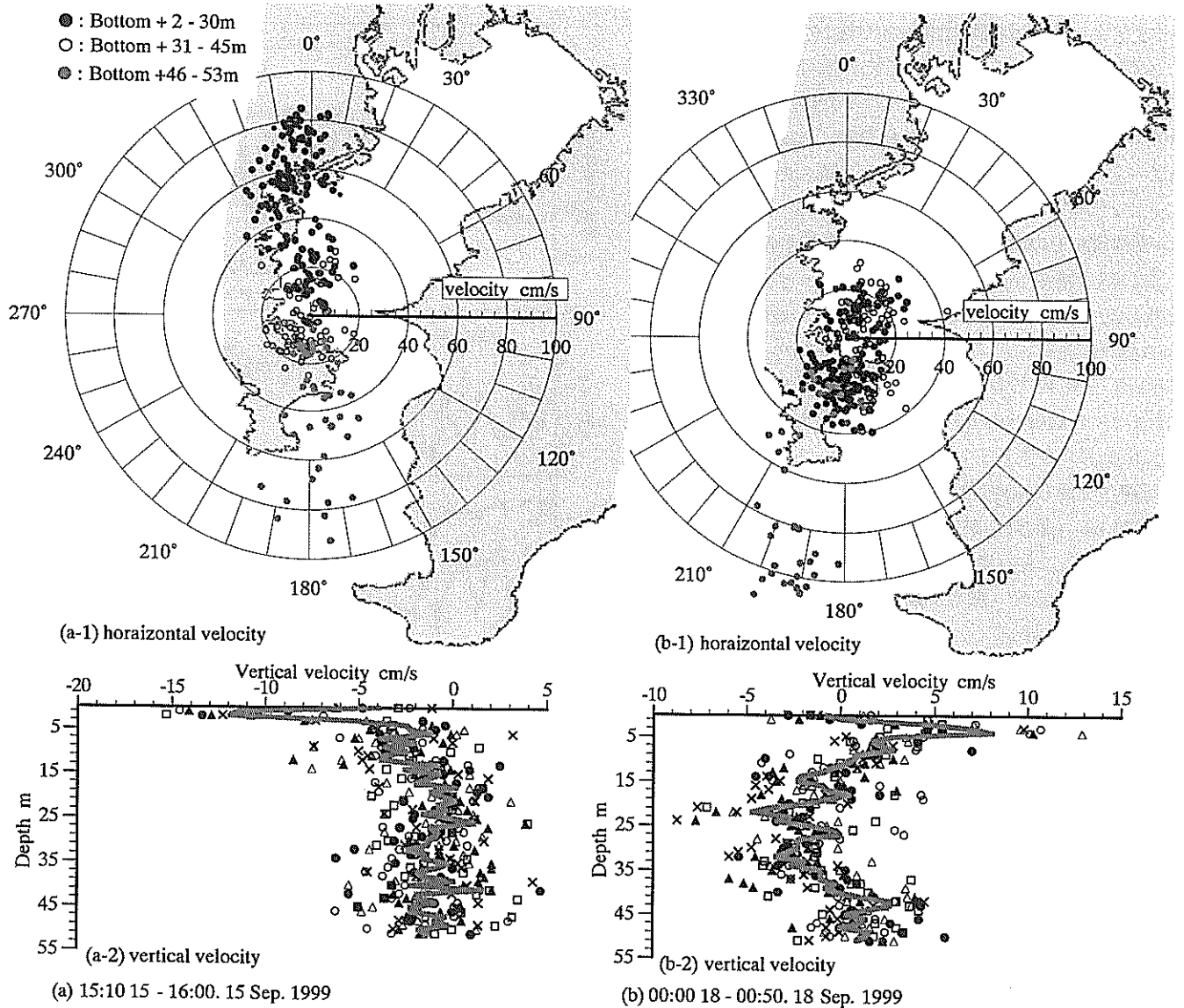


図-32 横須賀沖における差流プロファイル (測定間隔1m, ADP設置位置 -53m)

15日18時頃から気圧が上昇、水位が低下し、東京湾から湾外に向かう流れ(上層)が生じている。これに伴った下層での流れが湾内に外海水を運び、本牧沖22m水深の塩分を上昇させている。上層からは東京湾内水が湾外に流出するために久里浜での塩分が低下している。

以上のことから、成層期の東京湾における海水交換を起こす主要な外力は低気圧(停滞前線、台風、Fig.A-4)通過後に起こる外海の水位低下であることが推察される。外海での水位低下が以下に示す流れを引き起こすと考えられる。①外海の広域にわたる水位低下によって東京湾内湾口で図-32(a)に示す流れが生じ、②外湾の低水温・高塩分の水塊が湾内底層に流入する。低層流速が転流した後も湾外水位の上昇が継続するため、③上層の湾外に向かう流れは継続し(図-32(b))、湾内下層への湾外水の供給が行われている。

図-10では東京湾外からは水位の変化に応じた水温の水塊が湾口へ流入しており、この現象は黒潮流路との関係が強いことを示した。1998年の黒潮流路(Fig.A-5)は1994年の黒潮流路(図-11(c))に近く、日本近海で約2℃の水温上昇が観測されている(気象、1999)。1994年9月には潮位から予測される水温よりも高水温の水塊が東京湾に流入していたが、1999年も同様の関係がある(図-26と図-31、1999年9月の山ノ内水位は1998年9月に比較して約10cm低い)。

4.2 非成層期の期望周期の流れ特性

図-33~36には1998年12月に中ノ瀬(南東端、水深22m)においてADPによって計測された流速が示されている。図-33には海底+2~20mまでの1m毎の残差流の水平成分の鉛直プロファイル、図-34には観測期間中の海

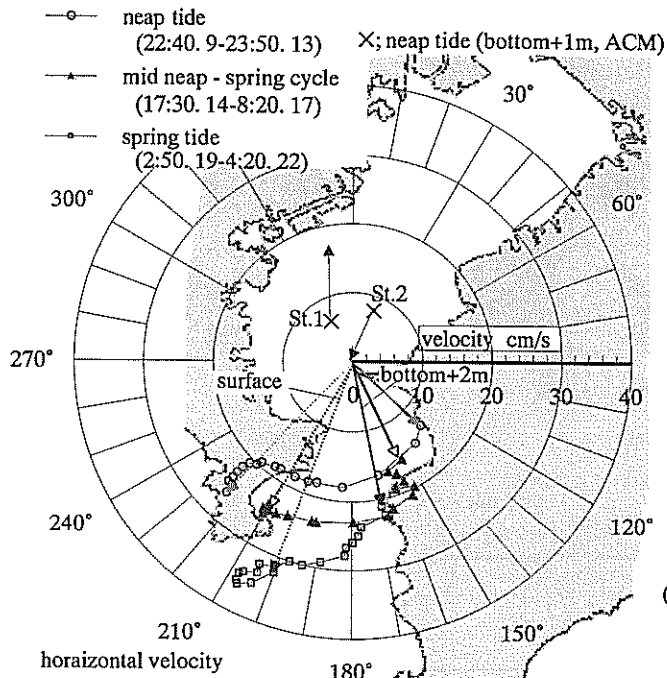


図-33 中ノ瀬における残差流プロファイル(ADP設置位置 -22m)

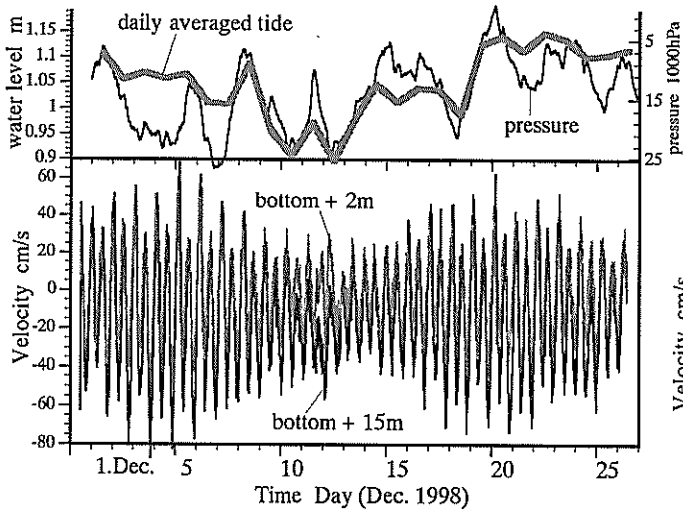


図-35 中ノ瀬における流速, 水位, 気圧の経時変化

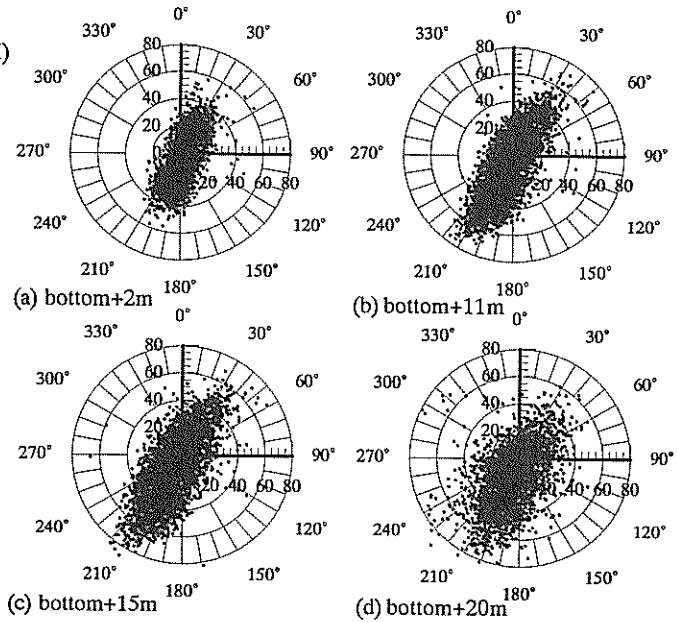


図-34 中ノ瀬における各層の流向・流速

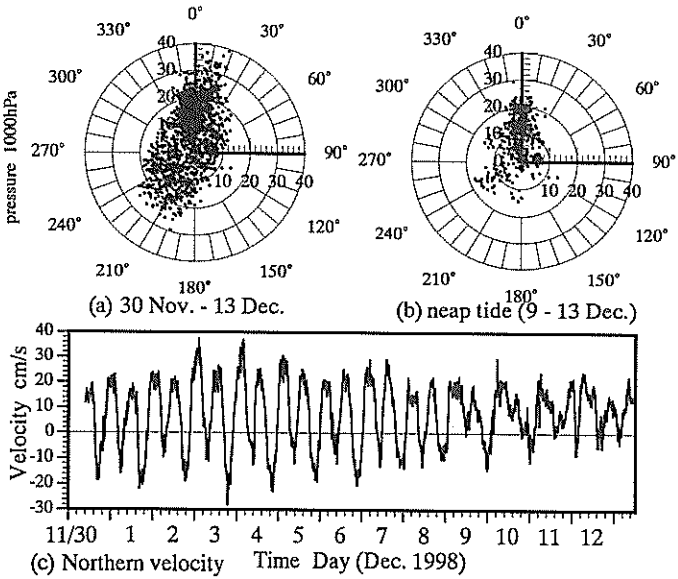


図-36 中ノ瀬北測海底(St.1, 22m depth)における流向・流速

底上+2m, 11m, 15m, 20mの水平流速, 図-35には海底+2m, 15mの水平流速(2mは25°, 15mは30°方向が正), 日平均水位(第2海堡)および気圧(横浜), 図-36には中ノ瀬北側(水深22m, 図-32中のst.1, st.2の観測結果はFig.A-6参照)における海底上2mの水平流速, (a)11月30日~12月13日, (b)12月9~13日(小潮期), (c)北流速(北方向が正)の経時変化が示されている。図-33中の○は小潮期(22:40 9~23:50 13 Dec. 1998), ▲は中潮期(17:30 14~8:20 17), □は大潮期(2:50 19~4:20 22)の平均値, 実線矢印は底+2m, 破線矢印は底+20mの流速ベクトルを示している。各潮の期間は平均海面を通過する時間(始点は上げ, 終点は下げ潮)から決定されている。なお, 図-33中に示されている細矢印は中ノ

瀬の東端と西端(×;水深20m)での電磁流速計(ACM)による小潮期の平均流速である。

図-33から①各期間とも中ノ瀬南東端では, 残差成分は上層で流出傾向にあること, ②残差流速は小潮期(水深平均流速; 19.8cm/s)から大潮期(29.8cm/s)に向かって速くなり, 流向の変化は小潮期(水深2~5mの範囲(65°), 中潮期(水深8~13mの範囲(40°))で小さくなっていることがわかる。また, 小潮期の底層での残差流は千葉側で南方向, 横須賀側(中ノ瀬西端)で北(本牧)方向の流れが生じている(ACM)。図-34と35から①非成層期には成層期とは異なり, 明確な大潮~小潮周期の流れがある(成層期には気圧(水位)変動にともなった流れが卓越していたのに対し, 非成層期は気圧変動

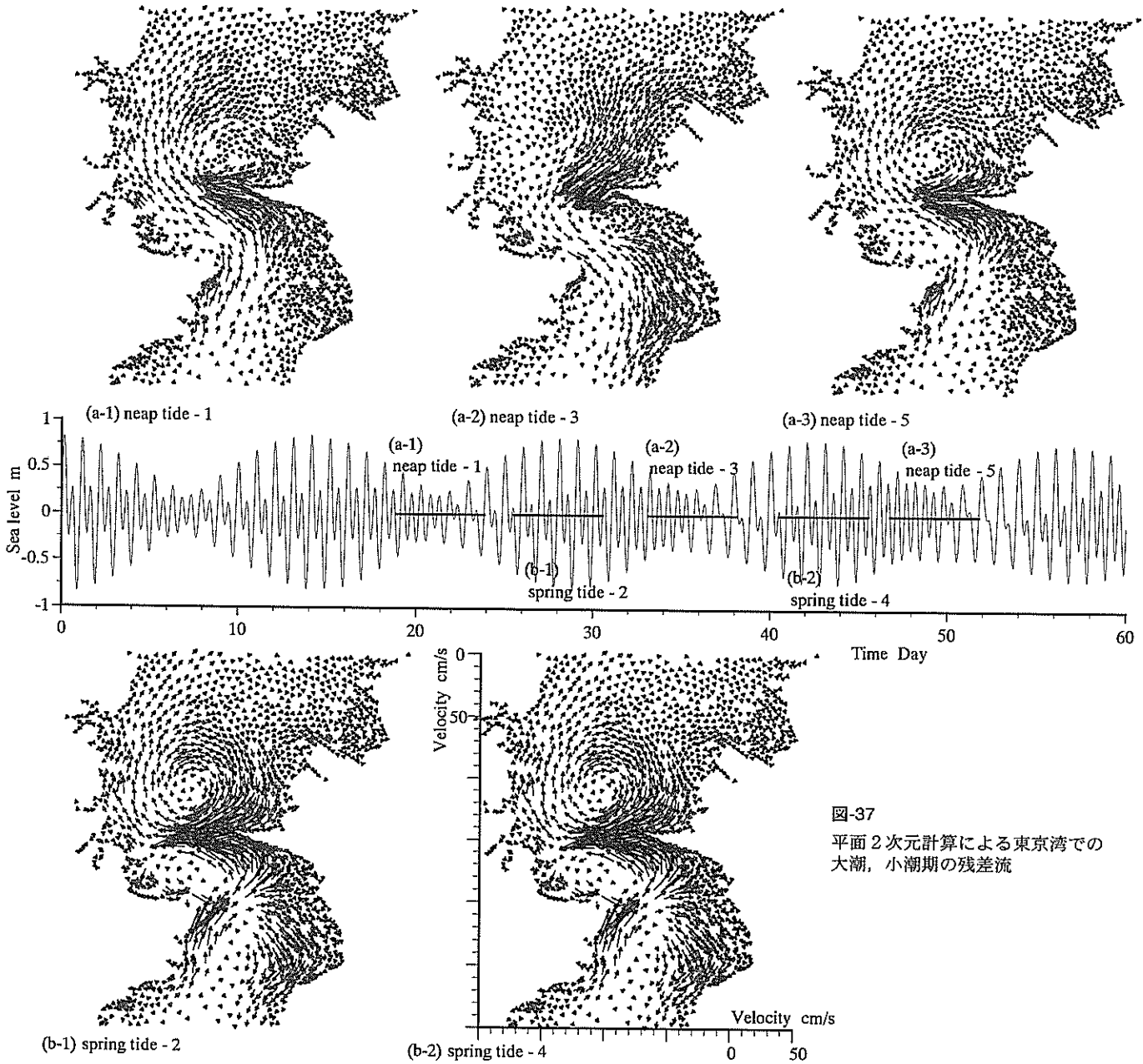


図-37
平面2次元計算による東京湾での
大潮, 小潮期の残差流

の流速成分は朔望周期の流速成分に比較して小さい) こと, ②朔望にかかわらず, 全層(中ノ瀬)において一様の流れ(上げ潮時に湾奥(約30°)方向, 下げ潮時に湾外(約210°)方向)が起きていること, ③大潮時には約60~80cm/s, 小潮時には約25cm/sの流速が観測されていること, ④中層~上層で下げ潮時に流速が速いことがわかる。

これらのことは, 非成層期の東京湾内での流れは外海の水位変動よりも内湾固有の流れが支配的であることを示している。非成層期においても館山へは水位変動にともなった水温の水塊が流入しており(図-10), この影響は湾内に影響を与えるが(図-21, 図-34), 朔望周期の変動(海水交換)に比較して小さいために, 流速変動に現れていないと考えられる。

4.3 大潮期, 小潮期の残差流の特性

図-37には数ヶ月にわたる潮汐変化のみを境界条件として与えた時の恒流が示されている。(a)小潮, および(b)大潮を中心として5日間の潮流平均値が示されており, 図の中央には境界として与えた潮汐図が示されている。(a-1)~(a-3)と(b-1), (b-2)は潮汐図の太線で示す期間に対応している。

非成層期は潮汐周期の流れが卓越し, かつ, 水深方向に流れが一様と見なせることから, 計算は浅水波方程式を用いた二次元の有限要素法(計算範囲は東京湾全体, 接点数は7225, 要素数12620)を用いて行った。本計算では, 朔望周期にともなった東京湾固有の流れ場を求めることを目的としている。

図-37から①大潮期にはいずれの期間においても同様な環流が生じているのに対して、小潮期はそれぞれの期間（日潮不等）で異なった流れが生じていること、②大潮期には潮位の満干差に関わらず富津岬の南北と久里浜沖に湾幅の3つの環流があること、③小潮期には満干差によって湾内に流入する流れ、湾外に流出する流れ、湾内流入に伴って富津岬北側に湾幅の1/2程度の環流が生じる場合があることがわかる。

以上のことから、大潮期に形成される外湾における湾規模の環流が内湾と外湾での海水交換を阻害する外力として作用する可能性があることが示唆される。冬季、大潮期には外湾では密度成層は形成されていない。このことから、図-37に示す環流が内湾・外湾境界付近に形成され、外湾に流入した外海水の内湾への流入を妨げる力として作用すると考えられる。成層期においては外湾に密度成層が形成されるために環流が弱くなり、外海での水位変動にともなう外湾水塊が朔望に影響されることがなく、東京湾に流入してくると考えられる。

5. おわりに

5.1 東京湾での流れ場の特性

内湾において流れ場を再現するためには、境界から流入する水塊の密度（水温・塩分）を把握することが必要である。東京湾外湾湾口（館山）での表層水温は館山での潮位によって表されることを2章で示した。さらに、外海の水位変動によって東京湾内において流れが起こり、海水交換が促進されることを3章、4章で示した。これらの結果は今後、地形変動等による東京湾での流れ場の変化や生態系の問題を数値計算によって解決するための基礎となるものである。

5.2 本論文のまとめ

(1) 東京湾に流入する水塊特性

東京湾には相模湾（本州南岸）固有の冷水塊と黒潮系の暖水塊が流入し、東京湾内の海水交換を促進している。ここでは、東京湾に流入する水塊とその機構（外力）について検討した。

- 1) 黒潮の蛇行と東京湾へ流入する水塊水温の関連が強い。黒潮流路は八丈島での水位で推測でき、本州沿岸の水温・水位と八丈島の水位の関係も良い。本州沿岸の水位は気圧によって表すことができる。東京湾外湾に流入する水塊を気圧変動によって表すことができる可能性がある。
- 2) 黒潮が八丈島の南側を蛇行する場合、直進する場合には、東京湾に流入する水塊水温は館山の水位によって

表すことができる。このことは、水位上昇期に黒潮系の水塊が低気圧にともなう東京湾に流入することを表している。

- 3) 黒潮が、八丈島の西側を蛇行する場合には、黒潮系水塊が房総半島に接岸するために水温が高くなる。また、直進経路をとる場合においても那覇での水位が低下（黒潮が本州南岸に接岸）した場合には、黒潮が太平洋沿岸に接近し、日本周辺で水温が高くなる。この場合には、並年の館山の水位では水温を表すことができなくなる。

(2) 非成層期の東京湾での流れの特性

- 1) 東京湾では朔望周期に伴って内湾下層へ大規模な外海水の流入が見られる。この現象では大潮期に横須賀～富津岬付近（内湾口部）まで湾外水が流入するが、内湾へは流入しない。小潮に向かって湾外水が東京湾内湾下層に侵入、上層水が外湾に流出している。
- 2) 中ノ瀬付近では水深方向に一樣な流れが生じており、潮流が卓越している。
- 3) 中ノ瀬南西端での小潮期の残差流は上層で一樣に横須賀港（225°）方向に流れ（特に水深約10mまでが顕著）、中ノ瀬西端では本牧沖に向かう流れが観測されており、この流れによって湾奥に外海水が運ばれていると考えられる。
- 4) 非成層期には、東京湾固有の流れが朔望周期の海水交換の起動力として働いており、外海の水位変動にともなう水塊の流出入は朔望周期の水塊の流出入による変化に比較して小さい。
- 5) 数値実験により、大潮期には潮位の満干差に関わらず、外湾に安定した湾幅の環流が生じているのに対して、小潮期は安定した環流は存在しないことがわかった。この結果は大潮期の環流が外海水の内湾への流入を妨げる力として作用する可能性があることを示すものである。

(3) 成層期の東京湾での流れの特性

成層期には非成層期に卓越する朔望周期の流れの影響は小さい。成層期の海水交換は低気圧通過時の気圧変動や洪水によって引き起こされる東京湾と外海との水位差が外力となって行われている。

3-1) 外海水位変動にともなう海水交換

- 1) 成層期には停滞前線、台風にともなう広域の水位変化（気圧変化）によって東京湾内の流れが起動される。低気圧の通過後に外海の広域にわたる気圧上昇、水位低下によって東京湾から外海に向かって流れが生じる。

- 2)この時、東京湾では上層から流出する流れが生じ、これを補償するために外湾の低水温・高塩分の水塊が湾内下層に流入する。
- 3)下層流速が転流した後も上層の湾外に向かう流れは継続し、外海水位と釣り合うまで、東京湾上層からの水塊の流出が行われている。
- 4)東京湾湾内水の交換は低気圧（停滞前線、台風）通過後に起こる水位低下が海水交換を起こす主要な外力であることが推察される。

3-2) 河川流出に伴う海水交換

- 1)内湾上層の湾水密度が河川水によって小さく、かつ、湾内で水位が上昇する。このため、湾内上層から低密度水塊が流出し、湾内下層へ高塩分外海水の流入が起こる。
- 2)上層内湾水の流出は河川プリュームが湾外へ伝播することによって行われる。大規模なプリュームは湾西岸に沿って湾外に流出する。
- 3)1998年8月25日からの洪水ではプリュームの湾外への伝播によって湾奥下層20km（荒川河口付近）まで外海水が流入し、東京湾の貧酸素状態を改善している。

(1999年11月30日)

謝辞：本観測の実施に関しては運輸省第二港湾建設局京浜港工事事務所に多大なる御支援をいただいた。海域での水温は海況解析データ（気象庁）、気象庁海洋観測資料 No86、理科年表を用いている。ここに、記して謝意を表する。

参考文献

- 小倉紀雄編(1993)：東京湾 - 100年の環境変遷 -, 恒星社厚生閣。
- 松本輝寿, 金子安雄, 寺尾健, 川島毅(1974)：海水交流に関する現地観測, 第21回海岸工学講演会論文集, pp.291-296。
- 宇野木早苗, 岸野元彰(1977)：海工集, 24, pp.486-490。
- 森川雅行, 村上和男：東京湾における長周期流れの変動特性 - 現地データ(1983年9月)による検証 -, 港湾技研資料 No.550, 1986。
- 川合英夫(1972)：黒潮と親潮の海況学, 海洋科学基礎講座2, 東海大学出版会。
- 宇野木早苗, 久保田雅久(1996)：海洋の波と流れの科学, 東海大学出版会。
- 小倉義光(1978)：気象力学概論, 東海大学出版会。

気象庁監修：気象年鑑, 1995-1998年版。

気象庁監修：気象, No.191-511。

国立天文台編(1998)：理科年表, 平成10年1998, 丸善株式会社

日比野忠史, 豊田政史, 西守男雄, 細川恭史, 鶴谷広一(1999a)：久里浜湾の流れ場特性と生態系に関する研究, 港湾技術研究所報告, VOL.39, NO.2, pp.29-62。

日比野忠史, 豊田政史, 西守男雄, 細川恭史, 鶴谷広一(1999b)：海面水位の変動が内湾域の水環境に及ぼす影響-大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構-, 港湾技術研究所報告, VOL.38, NO.3, pp.91-124。

西守男雄, 日比野忠史, 豊田政史, 細川恭史, 石原弘一, 森下正志, 鶴谷広一(1999)：海水交換型防波堤の透過量評価手法の提案, 港湾技術研究所報告, VOL.39, NO.2, pp.63-97。

日比野忠史, 細川恭史, 鶴谷広一(1999c)：非成層期の東京湾における朔望周期の流れ, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.996-1000。

日比野忠史, 細川恭史, 鶴谷広一(1999d)：三浦半島沿岸での赤潮の発生と久里浜湾周辺での水塊移動, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.1016-1020。

日比野忠史(1999)：海流の内湾域水質に及ぼす影響 - 三陸沿岸域を中心として -, 水工学論文集第44巻。

J.E.Simpson and R.E.Britter(1979)：The dynamics of the head of a gravity current advancing over a horizontal surface, J. Fluid Mech., vol.94, part 3, pp.477-495。

Kashiyama, K., K. Saitoh, M. Behr and T. E. Tezdyar(1997)：Parallel Finite Element Methods Forlarge-Scale Computation of Storm Surges and Tidal Flows, International Journal for Numerical Methods in Fluids, Vol.24, pp.1371 - 1389。

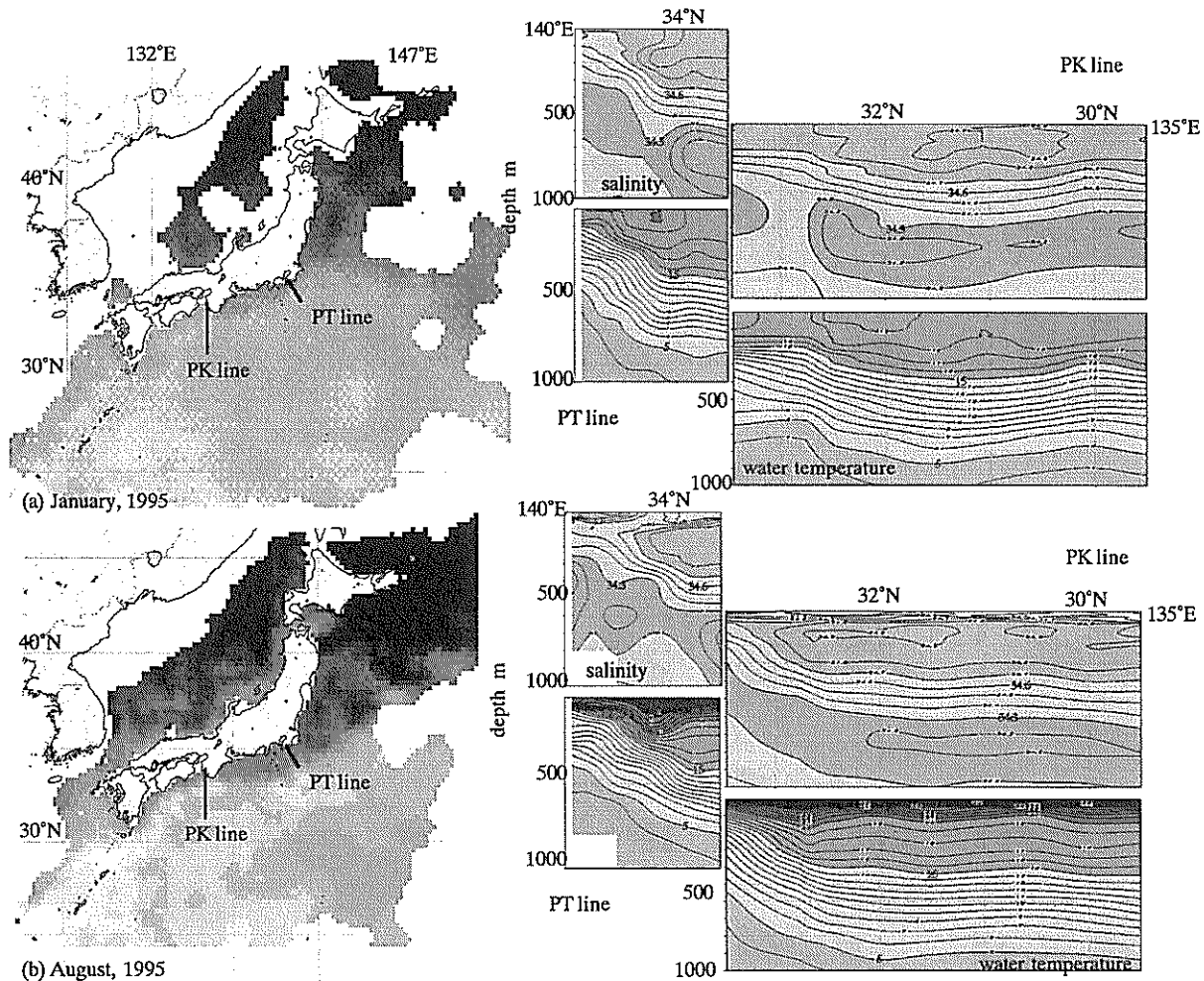


Fig.A-1 Water temperature distribution (100m depth) around Japan and salinity, water temperature distribution along PT line and PK line

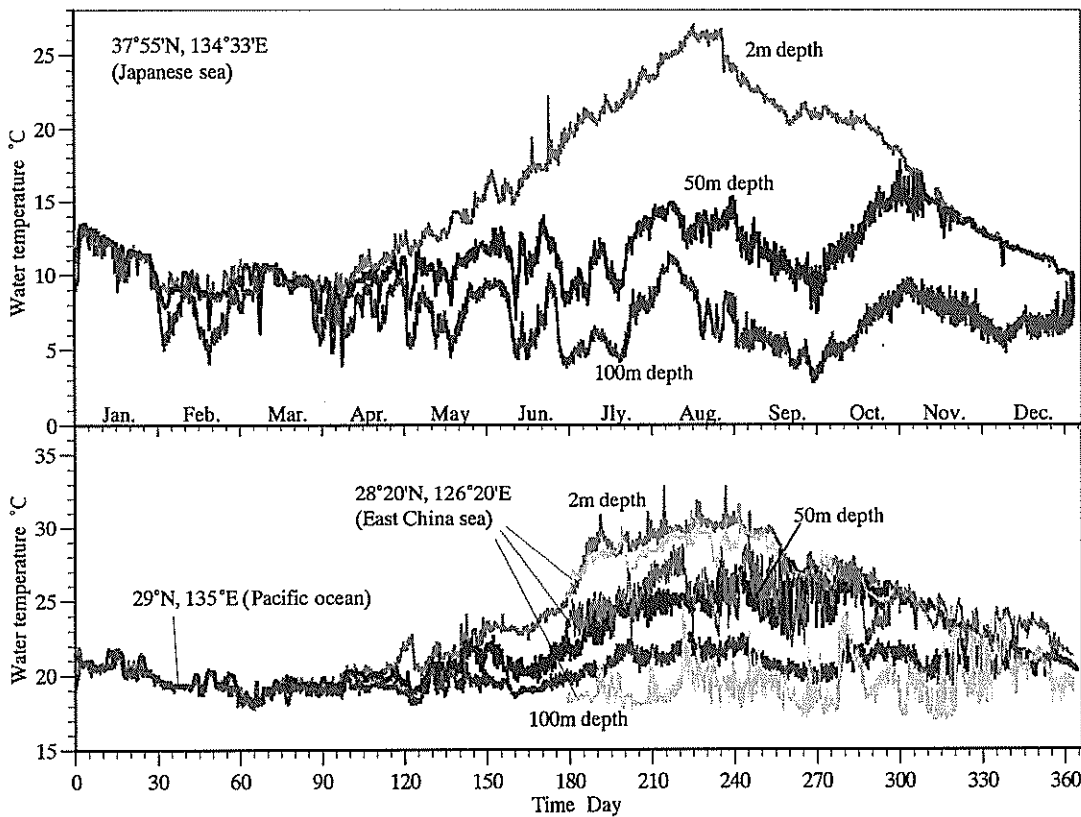


Fig.A-2 Seasonal change of sea level and water temperature at Japanese sea, Pacific ocean and East China sea (1995)



Fig.A-3 Water temperature distribution (100m depth) around Japan (from 1990 to 1994)

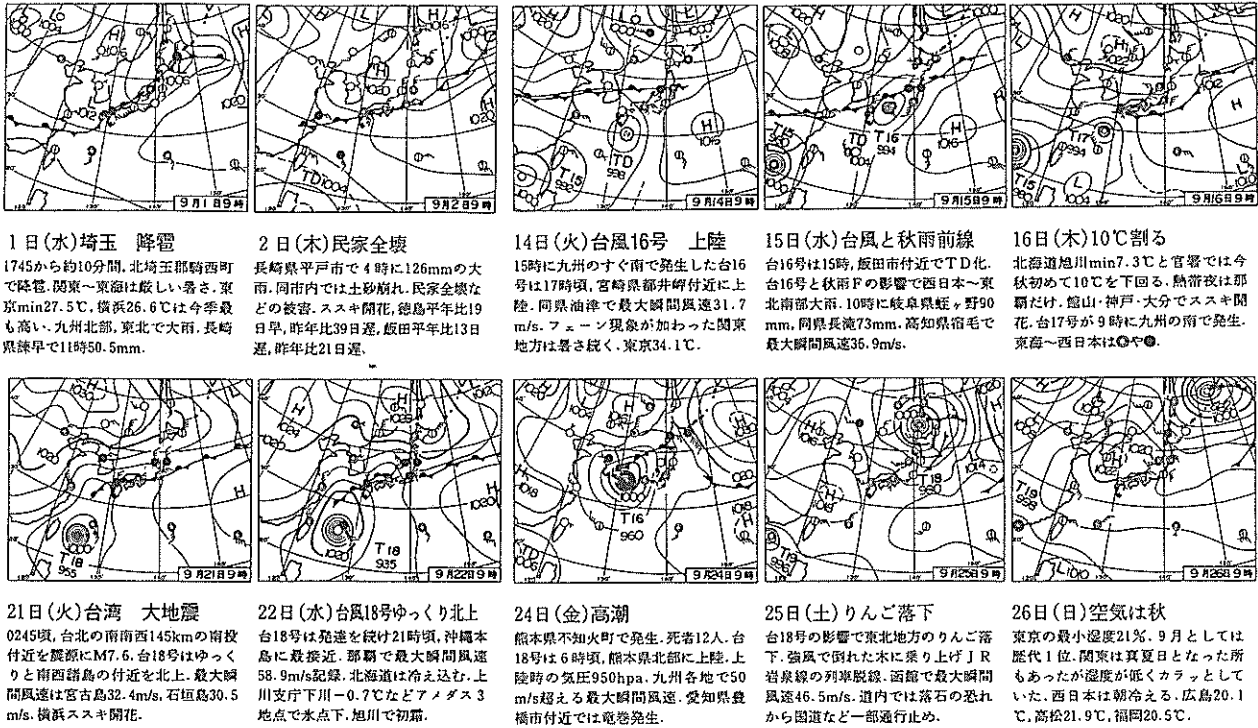


Fig.A-4 Weather map (September 1999), meteorology No.511, JMA, 1999-11.

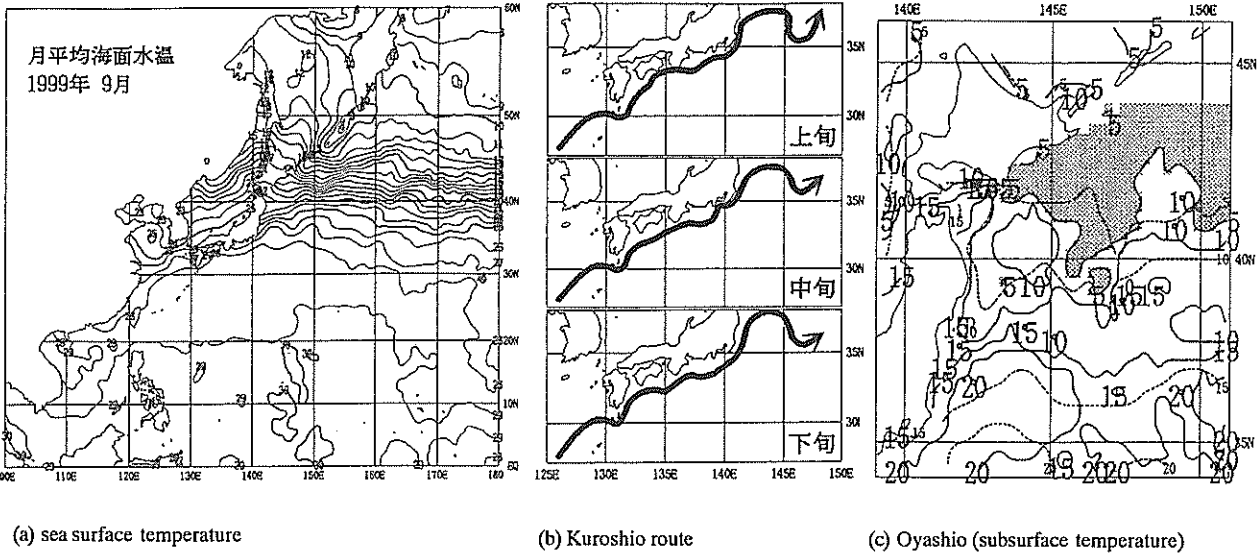


Fig.A-5 Oceanographic condition (September 1999), meteorology No.511, JMA, 1999-11.

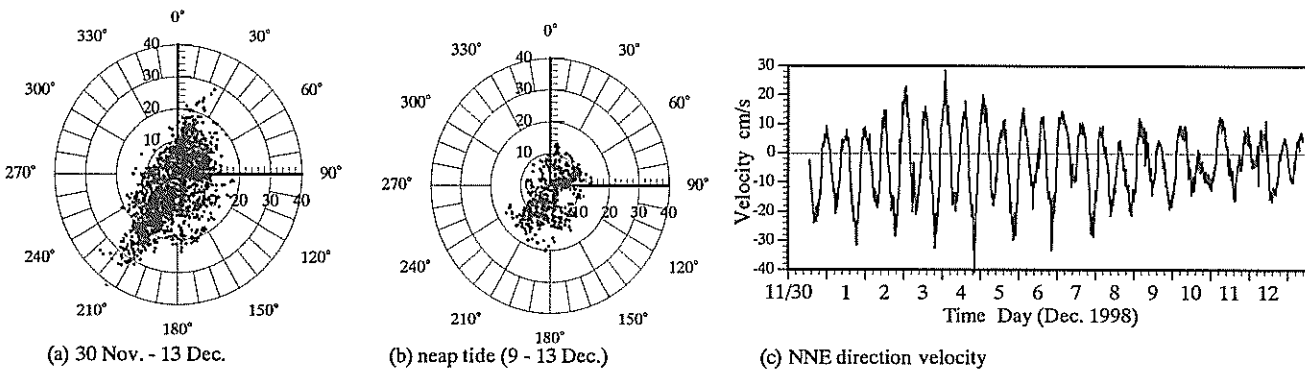


Fig.A-6 Velocity at east edge of Nakanose (st.2, 20m depth)