

水工学シリーズ04-B-3

# 東京湾の流動への外洋影響 —特に黒潮変動影響について—

国土交通省国土技術政策総合研究所  
海洋環境研究室 主任研究官

日向 博文

土木学会  
水工学委員会・海岸工学委員会  
2004年7月

# 東京湾の流動への外洋影響 —特に黒潮変動影響について—

## Influence of the Kuroshio Variation on Flow Field and Material Transport in Tokyo Bay

日向 博文  
Hirofumi HINATA

### 1. はじめに

東京湾や相模湾が位置する我が国南岸の沖合には、黒潮という巨大な海流が様々な時空間スケールでその流路を変動させながら東方へと流去している。大蛇行モードと非蛇行型モード間における数年スケールの流路変動現象に、季節変動や数日から数10日の時間スケールの変動が重なり合うことによって、黒潮は離接岸や小蛇行を繰り返している。そして、この時間スケールの海況変動が黒潮沿岸域における海水交換や生態環境に大きな影響を与えていることが、近年明らかにされつつある（例えば、文献<sup>(1)</sup>）。この時間スケールの黒潮変動に関連して、相模湾、豊後水道など広く外洋に面した沿岸域では急潮と呼ばれる現象が発生する。（例えば松山<sup>(2)</sup>、武岡<sup>(3)</sup>、秋山<sup>(4)</sup>）。また、日本南岸では冬季に陸棚縁や湾口部などにおいて沿岸フロントの一種である熱塩フロントが発生し、冬季における沿岸域—外洋間の物質輸送に大きな影響を与えていることが知られている。Yoshioka<sup>(5)</sup>は、紀伊水道に発生する熱塩フロントの消長に対して、間欠的に発生する黒潮系暖水塊の接岸が本質的に重要な働きをしていることを明らかにしている。さらに、秋山<sup>(6)</sup>は、これらの日本南岸域における海況変動現象を、黒潮暖水舌という物理構造をキーワードとして整理している。以上から明らかなように、我が国南岸における外洋影響を明らかにする上で、この時間スケールの黒潮変動に伴う沿岸域の海況変動の実態を解明することが大きな課題となっている。

本報告は、主に筆者がここ数年行ってきた現地観測や数値実験に基づいて、この時間スケールの黒潮変動が東京湾（や相模湾）の流動構造や物質輸送に与える影響について述べるものである。はじめに、1998年8月から9月に東京湾内で行った現地観測で明らかになった成層期における暖水波及時の湾内3次元海洋構造について紹介する。続いて、1998年1月から3月に東京湾湾口部で行った調査や数値実験に基づいて黒潮系暖水波及時に発生する沿岸フロント部の流動・海洋構造や形成機構について議論する。最後に、黒潮系暖水流入の発生メカニズムや今後の研究課題について紹介する。

### 2. 成層期における東京湾の流動・物質輸送に与える外洋変動影響について

本章では、現地観測や公共データの解析に基づいて、成層期における東京湾内の流動や物質輸送に与える外洋影響について述べる。特に、ここでは黒潮流軸の変動や外房—伊豆半島沿岸域における風速場の変動に着目する。なお、詳細については日向<sup>(7)</sup>、日向<sup>(8)</sup>を参照していただきたい。

#### 2. 1 観測概要

観測海域を図2.1に示す。東京湾に係留されている航路ブイの係留チェーン部、および幕張沖3 kmに位置する千葉県海象気象観測塔に塩分・水温計を複数台設置し、表層から中・底層までの水温・塩分の連続観測（1998年8月4日—10月3日）を行った。また、98年8月11・12日（Run1）、18・19日（Run2）、98年9月8・9日（Run3）、15日（Run4）の計4回、湾内に設定した観測線上（Line1-4）において調査船による断面観測を実施した。また、観測期間における外洋や風速場の変動を把握するために、公共機関が計測、管理しているデータ、具体的には、フェリー航走水温データ（東京都、中央水産研究所）、浦賀水道部におけるSTD観測データと城ヶ

島南西沖における表層流速データ（神奈川県），潮位データ（海上保安庁，気象庁），および東京湾湾口部（第2海保）における風速データ（国土交通省）を解析した。

## 2. 2 1998年9月に発生した湾内中層水温の急激な上昇

図2.2に観測期間中の風速ベクトル（第2海保）と多摩川河川流量（石原）を示す。8月には、数日周期で北よりの風と南よりの風が交互に吹き変わっていたのに対し、9月には、台風5号、7号の接近した時期を除いては、北よりの風が卓越しており、風速レベルは8月よりも大きく

なっていた。また、秋雨前線や台風の影響によって、8月末－9月上旬および9月下旬に大量の河川水が湾内に流入していた。

図2.3に Stns.1, 3, 5における水温（25時間移動平均値）の時間変化を示す。図を見ると、8月においては湾内全域で水温成層が発達しており、その成層構造を維持した形で数日スケールの変動が発生していることが分かる。この数日スケールの変動は、基本的に海上風（図2.2）の変動に対応したものとなっている。すなわち、南よりの風が吹くと中・低層の水温は上昇し、反対に、北よりの風が吹くと低下する。これは、風に対するエスチャリー循環の応答や表層流の収束発散に伴う季節躍層の上下移動を考えれば理解できる（日向ら<sup>9)</sup>）。9月になると、月齢とは無関係に湾口部から湾中央部にかけての中・底層の水温が10日から2週間程度の間隔で急上

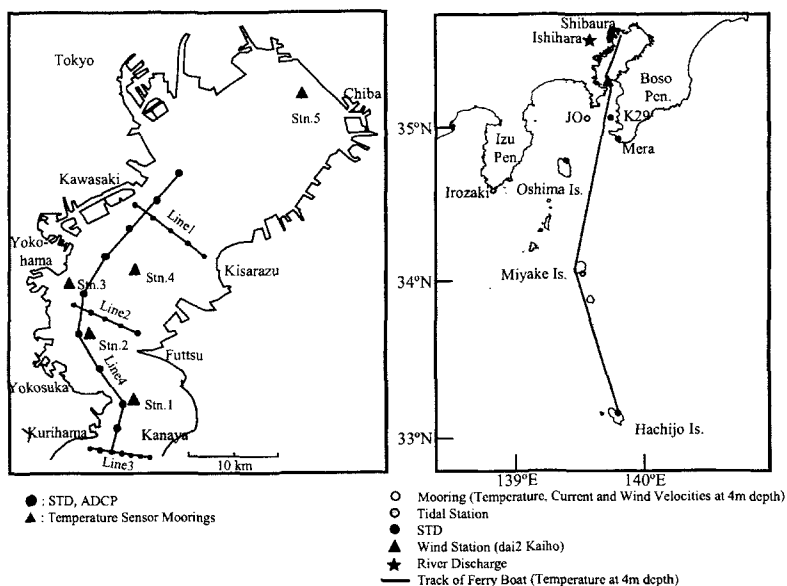


図2.1 観測海域（1998.08-09）

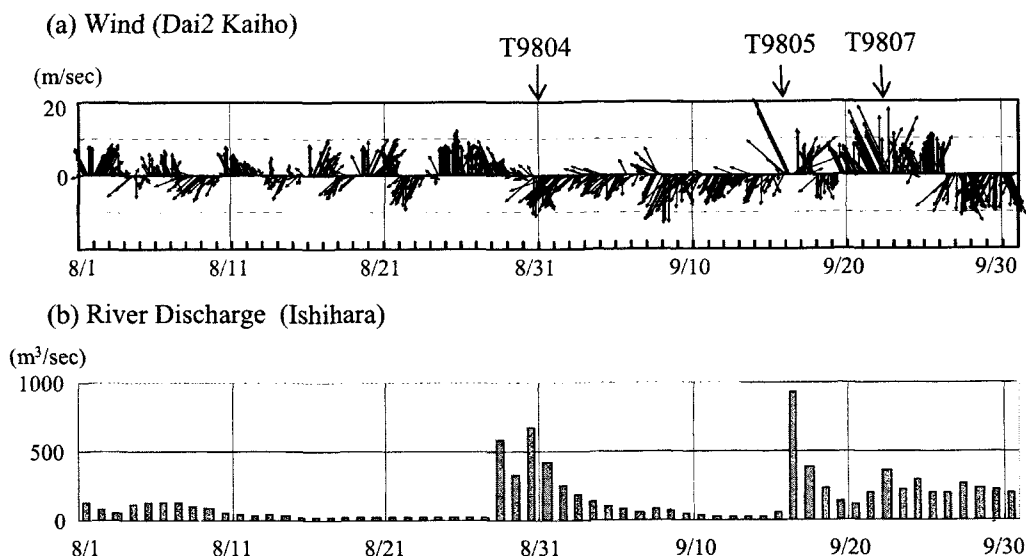


図2.2 湾口部における風速ベクトルと多摩川河川流量の時間変化。矢印は台風が対象海域に最も接近した日時を示す。

昇していることが分かる（図中矢印）。いずれの水温上昇も北よりの風が卓越している時期に発生しており、海上風に対する湾内中・低層水温の応答は8月とは反対になっている。エスチャリー循環の海上風に対する応答過程から類推すると、9月における急激な水温上昇時には沖合いに高温水塊が存在していたものと考えられる。また、水温上昇の位相は観音崎沖のStn.1が最も進んでおり、水温変化の度合いもStn.1において最も顕著となっている。なお、Stn.5（湾奥部）にはこの急激な水温上昇現象は伝播していない。

## 2.3 中・低層における急激な水温上昇時(Run4)における湾内流動・海洋構造

急激な水温上昇時における湾内流動・海洋構造を、断面観測(Run4)によってとらえることに成功した。図2.4に9月15日(Run4)における湾軸断面(Line4)内の水温、塩分、濁度、密度と傾圧流分布を示す。沖合より流入した高温(25℃以上)・高塩分(33.5 psu以上)・低濁度(0.3 ppm以下)の暖水が、湾口部から湾中央にかけての中層に貫入している(ハッチ部)。この暖水の中層貫入は、主にSigma-t=22 (kg/m<sup>3</sup>)の等密度線に沿って横浜沖まで発達しており、その最大流速は湾口部において30 cm/s程度となっている。反対に、表層と底層からは、それぞれ高温・低塩分・高濁度の湾内表層水と低温・高濁度の湾内底層水が流出しており、湾口部から湾中央にかけての湾軸部分では、傾圧流は明確な3層構造を形成している。これらの結果から、2回目の水温上昇は、沖合いから流入した暖水が湾内の中層(およそ水深5-20 m層)に貫入することによって発生したことが分かる。この観測によって確認された上下3層の流動構造は、Yanagi et al.<sup>(10)</sup>が湾口部における水質観測から推定した中層貫入発生時における流動構造を支持する結果となっている。ただし、横断方向(Line1-3)の観測結果(図2.5, 2.6, 2.7)を見ると、流動・海洋構造はそう単純では無いことが分かる。Line2においては、残差流は神奈川県側の湾軸部分で明確な3層構造を形成しているのに対し、千葉県側では全層流出となっている。暖水は神奈川県側中層をコア状に最大30 cm/s程度の速度で湾内へ流入し、高濁度の湾内水を神奈川県

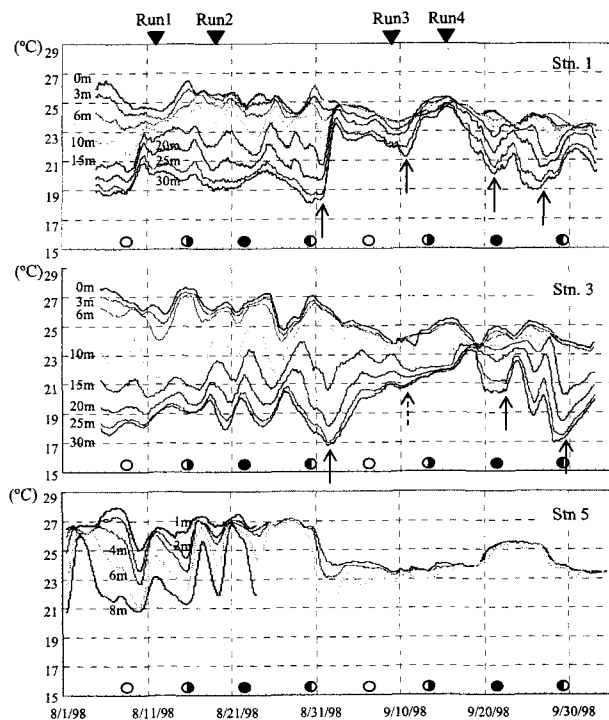


図2.3 Stns. 1, 3, 5における25時間移動平均水温の変動。矢印は急激な水温上昇の始まる時刻を、▼は集中観測を行った日時を示す。

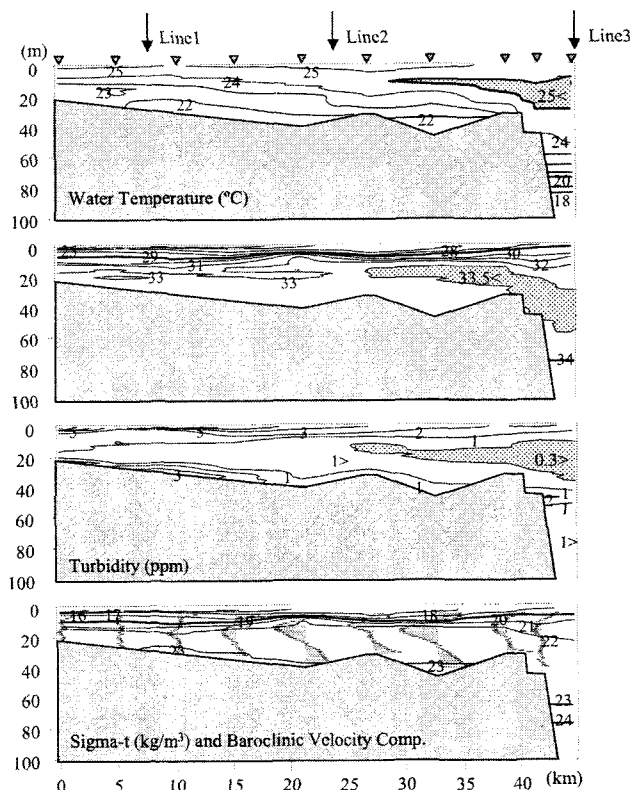


図2.4 Run4における観測結果 (Line4)

側表層と底層、あるいは千葉県側から湾外へと押し出している。Line3では、この低層の高濁度水が、東京湾溪谷の神奈川県側斜面上、水深40～60 m層を中心に外洋へ流出していることが分かる。このことから Yanagi et al.<sup>(10)</sup>が指摘した中層貫入発生時における湾口部底層からの高濁度水の流出は、東京湾溪谷の神奈川県側斜面に沿った形で発生しているものと考えられる。また、このような湾口部での高濁度水の流出パターンは、次章で述べる冬季黒潮系暖水波及時においても確認されている。湾軸部分に存在する溝がなくなり海底地形が比較的平坦になるLine1では、暖水は地球自転の効果によって再び千葉県側を湾奥に向かって流入している。しかしながら、Line2に比べるとその流入速度は小さくなっており、また、暖水の水塊特性も徐々に失われている。なお、これらの湾内流動構造の特徴は、八木ら<sup>(11)</sup>が行った数値実験によって定性的に再現されている。

## 2. 4 中層貫入の発生メカニズムについて

### 2. 4. 1 8月と9月における湾内水と外洋水間の密度バランスの比較

ここには示していないが、平常時 (Run2)における湾内の残差流は、上下2層の流動構造 (エスチャリー循環) が支配的であった。そこで、まず、Run4における湾内密度流の大きさやパターンが平常時と大きく異なっている原因を明らかにするために、8月上旬と2回目の中層貫入が発生す

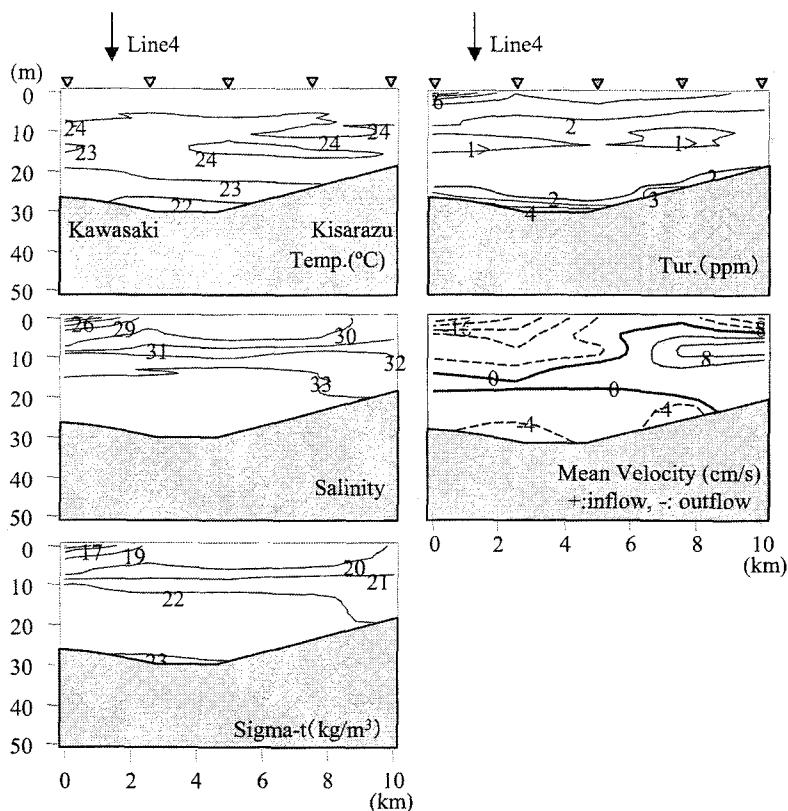


図2.5 Run4における観測結果 (Line1)

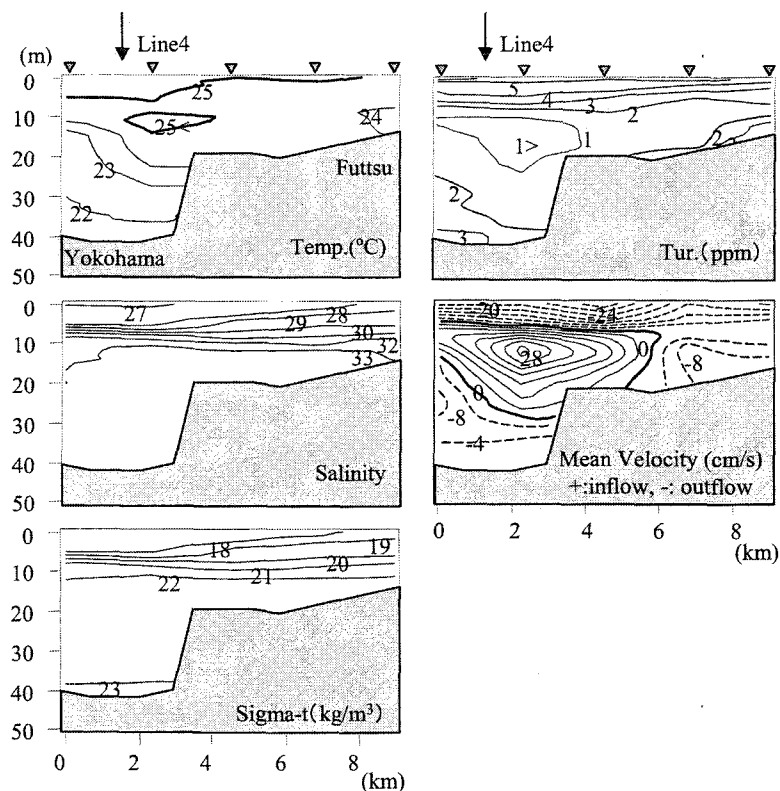


図2.6 Run4における観測結果 (Line2)

る直前（9月中旬）での湾内と浦賀水道間の相対的な密度バランスを比較する。

図2.8に8月5-12日と9月7-10日に観測された湾内および浦賀水道における密度の鉛直分布を示す。8月上旬では、同一水深における密度を比較すると、基本的には湾奥ほど小さく、外洋側で密度が大きくなっており、密度流としては、傾圧的な圧力勾配によって上下2層の典型的なエスチャリー循環が発達するものと考えられる。一方、第2回目の中層貫入が発生する直前の9月9、10日には、浦賀水道の表層

40 mに密度一定（T: 25-26 °C, S: 33.5-34 psu, Sigma-t: 22 kg/m<sup>3</sup>）の水塊が存在していることが分かる。水塊特性から判断して、この浦賀水道表層に存在する暖水が、この直後に湾内中層に貫入する暖水塊であることは間違い無い（図2.4、2.5参照）。一方、湾内では、8月下旬からの大量の淡水流入の影響を反映した形となっている。水平的に見ると、密度躍層より上層部分では暖水が、反対に下層では内湾水の方が重くなっている。さらに、大量の河川出水の影響によって湾内表層水の密度が小さくなった結果、水平的な密度勾配は8月上旬に比べて大きくなっている。このような内湾-外洋間の密度バランスでは、沖合い表層の暖水が、等密度の水塊が存在する湾内中層（密度躍層付近）に貫入し、表層と底層から湾内水が流出する形の密度流が発達する。

以上、2回目の暖水波及時に湾軸部分において形成された上下3層の残差流構造は、平常時とは大きく異なる内湾-外洋間の相対的な密度バランスによって駆動された密度流としての性格が強く、大量の淡水供給によ

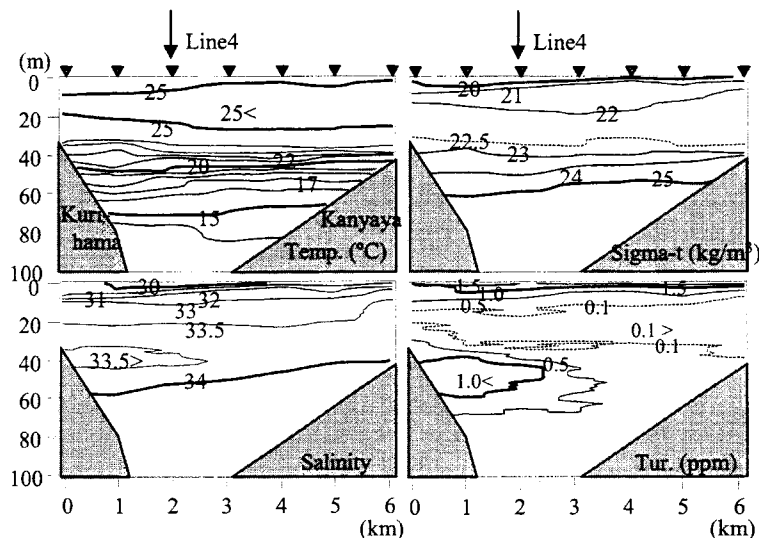


図2.7 Run4における観測結果（Line3）

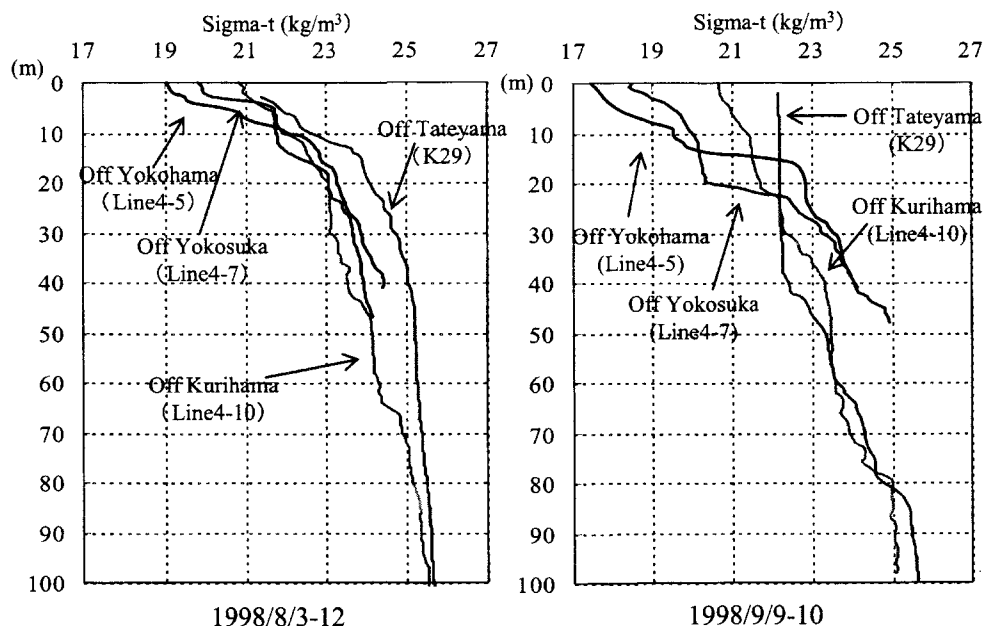


図2.8 平常時（8月3～12日）と暖水波及直前（9月9、10日）における内湾-浦賀水道における密度の鉛直分布

る湾内表層の低密度化と北よりの海上風がこの流れを強化していたものと考えられる(日向<sup>7)</sup>。

#### 2.4.2 暖水の沿岸域への波及メカニズム

それでは、どのような物理現象によって40 mの厚さを持つ暖水が東京湾湾口部に流入したのだろうか。ここでは、そのメカニズムを把握するために、フェリー航走水温データ、沿岸水位や相模湾城ヶ島南西沖における流速データに基づいて外洋域における流動・海洋構造の変化について推測してみる。

図2.9aに東京ー八丈島間における表層水温のイソプレスを示す(航路は図2.1を参照)。図中破線で示すように1, 2, 4回目の水温上昇時には沖合の暖水が沿岸部へ近づいていることが分かる。ただし、2, 3回目の暖水の北上は大島以南で止まっているように見える。外洋から沿岸にかけての水位変化を見ると、3回目を除いた時期にいずれの地点においても水位上昇が見られ、特に4回目の水温上昇時には、三宅島において30 cm以上の水位上昇が観測されている(図2.9b)。また、それらの水温上昇時には、城ヶ島沖(観測位置は図2.1参照)において三浦半島に沿って北上する強い流れが発生している(図2.9c)。2, 4回目の暖水の北上は大島以南でブロックされているように見えるが、沿岸域における水位や流速の応答は、基本的に1回目と同様なパターンとなっている。一方、3回目の水温上昇時には、明確な沿岸域への暖水波及や城ヶ島沖での強い流れ、潮位の上昇を確認することは出来ない。

このような沿岸部の応答と黒潮流軸変動との関係を調べるために、海洋速報(海上保安庁)に基づいて作成した黒潮流路変動の概念図を図2.10に示す。観測期間中、黒潮は基本的に非大蛇行流路であったが、8月中旬から流路が折れ曲がるような形となり、その結果、

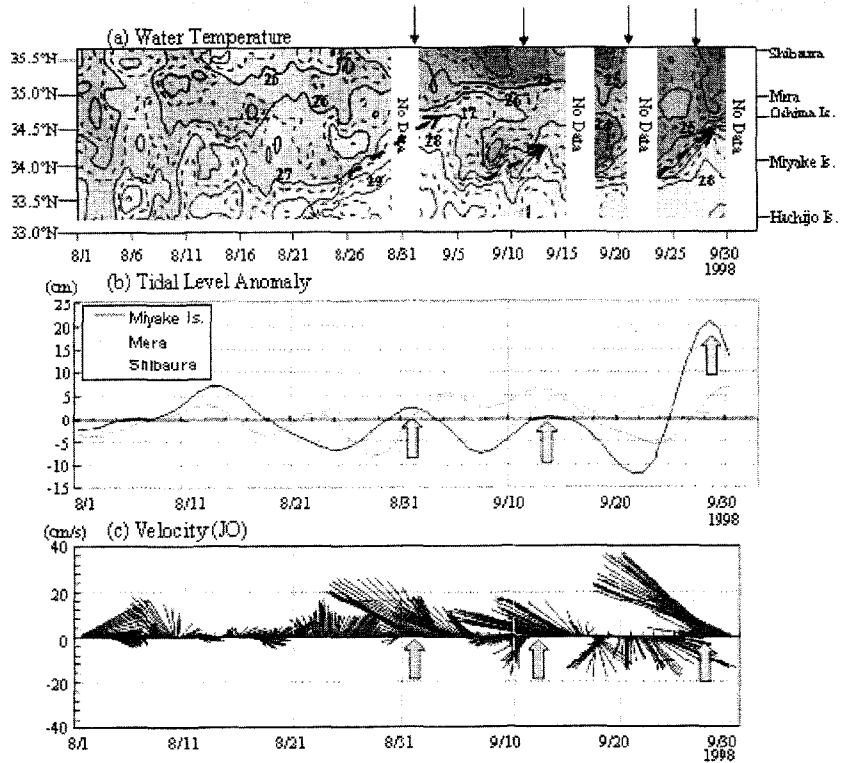


図2.9 (a)芝浦ー八丈島間における表層水温、(b)三宅島、布良、芝浦における潮位偏差、および(c)JOにおける表層流速(25時間移動平均値)の時間変化。下向き矢印はStn. 1において急激な水温上昇が始まる時刻を、破線矢印は暖水の沿岸域への接近を示す。

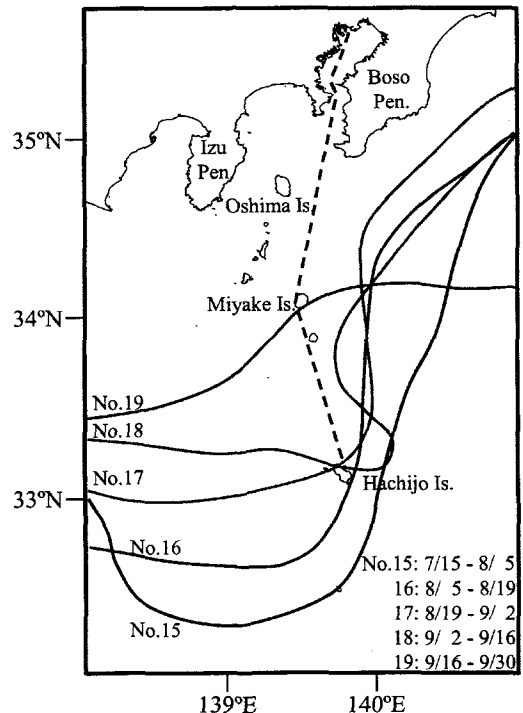


図2.10 黒潮前線変動の概念図。破線はフェリーの航路を示す。

黒潮は八丈島北東沖から房総半島先端野島崎に向けて北上していた。9月後半には流路は直進流路（N型）に近い形となり、黒潮流軸は三宅島付近に存在していた。つまり、航走水温に見られた1, 2回目の暖水の沿岸域への接近は、フェリー航路に沿った形の黒潮の北上に、また、第4回目の接近（または、三宅島における大きな水位上昇）は、黒潮が非大蛇行離岸流路（C型）から非大蛇行接岸流路（N型）に変化したことに対応していると考えられる。相模湾沖において黒潮流路が折れ曲がる場合に、相模湾（東京湾）や遠州灘に黒潮系暖水が流入することは、過去の観測例にも見られる（例えば、Kimura and Sugimoto<sup>(12)</sup>, Kasai et al.<sup>(13)</sup>, 日向ら,<sup>(14)</sup>）。ただし、2回目の中層貫入について考えると、黒潮流軸は沿岸部にそれほど接近しておらず、黒潮から分離した黒潮系暖水が直接東京湾中層に流入したとは考え難い。このことは、中層に侵入した水塊が黒潮水にくらべてかなり低塩分（33.5-34.0 psu）であったことから理解できる。

暖水の浦賀水道への流入過程をさらに詳しく調べるために大島と布良、大島と石廊崎における水位差の偏差を調べてみた（図2.11）。水位は気圧補正した後、25時間移動平均することによって簡易的に潮汐を取り除いてある。観測期間を通じて北よりの風が強まる時期に偏差が減少し、南よりの風が吹く時期に増加する傾向が認められる。基本的に、1, 2, 4回目の急激な水温上昇時には偏差が負になっており、特に大島-布良間の偏差にその傾向がはっきりと現れている。この水位差が両水道を横断する方向の圧力勾配を表していると仮定すると、地衡流バランスから、負（正）の偏差を示す時期には、大島東（西）水道から沖合いの水塊が流入し、大島西（東）水道から沿岸水が流出する傾向が強まると考えられる。ちなみに、大島と布良間の距離を40 km、両地点の水位差を5 cm とすると、相模湾内に流入する順圧流の速度は15 cm/s程度となる。そして、北風の卓越時期に布良や石廊崎の水位が大島の水位に比べて上昇することは、外房や伊豆半島東岸における岸向きの表層エクマン輸送を考えれば理解できる。このエクマン輸送に伴って房総半島から伊豆半島にかけての沿岸では岸を右に見て流れる沿岸ジェットが形成されていた可能性がある。この仮説が正しいとすると、問題は、この沿岸ジェットによって外房沿岸から湾口部へ運ばれた高温水塊の形成過程である。水塊特性から判断して、この水塊は黒潮水だけでなく淡水の影響を受けていると考えらるが、現時点ではその形成過程詳細は不明である。八木ら<sup>(11)</sup>は、中層貫入の発生メカニズムとして気象外力に対する内湾域と外洋域における応答の違いを挙げている。しかしながら、1998年9月に発生した暖水の中層貫入は、急激に、しかも10日から2週間程度の時間間隔で繰り返し発生している（定常的には発生していない）ことから、それほど単純なメカニズムでは無いと考えられる。むしろ、その発生が、城ヶ島沖における表層流速、大島、布良、石廊崎、三宅島などにおける広域の水位変化、さらには海上風の変動と関係があることから、黒潮変動や房総半島-伊豆半島沿岸部にかけての風による流速場変動と密接に関係している現象であると考えられる。一方、3回目の水温上昇は、暖水波及が直接的な原因ではなく、むしろ台風通過に伴う混合・躍層界面の下降によるものと考えられる。以上の結果から推測される中層貫入発生メカニズムの概念図を図2.12に示す。なお、1998年9月にとらえられた中層貫

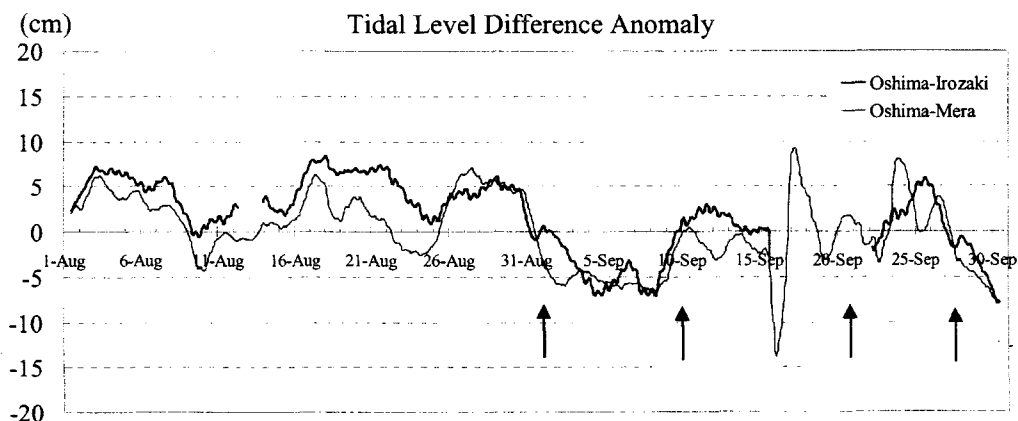


図2.11 大島-布良間と大島-石廊崎間の潮位差偏差の時間変化。  
矢印は水温上昇が発生する日時を示す。

入の発生メカニズムについては、今後数値モデルを用いて検討する予定である。

## 2. 5 中層貫入発生時と平常時における熱、塩分、濁質フラックスと海水交換量

中層貫入発生時には平常時と大きく異なる形の残差流構造が発達したため、内湾—外洋間の熱、物質の輸送機構も平常時とは大きく異なっていたものと考えられる。ここでは、主にRun4(中層貫入発生時)における熱・物質フラックスと海水交換特性を、観測時における海上風や潮汐の条件がRun4とほぼ同じであるRun2(平常時)の結果と比較検討することによって、中層貫入発生時における熱・物質フラックスや海水交換量の特徴を明らかにする。Line2における各種フラックスの分布を図2.13に示す。

### 2. 5. 1 熱フラックス

Run4では、神奈川県側表層および千葉県側全層から湾内の熱が外洋へ流出している。しかしながら、主に高温沿岸水が神奈川県側中層に貫入し、神奈川県側底層から低温水が外洋へ流出することによって、トータルとしては外洋から湾内へ熱が輸送される。一方、Run2では、高温の湾内表層水が外洋へ流出し、底層の低温水が湾内へ流入しているために、トータルとしては湾内の熱が外洋へ流出している。

### 2. 5. 2 塩分フラックス

Run4では、比較的高塩分の暖水が湾内中層に貫入し、低塩分の湾内表層水が外洋へ流出しているために、トータルとしては外洋から湾内へ塩分が輸送されている。また、神奈川県側底層からは湾内の塩分が外洋へ流出している。一方、Run2では、ほぼ全断面において外洋から湾内に塩分が輸送されている。これは、低塩分の湾内表層水が外洋へ流出し、高塩分水が湾内底層へ流入しているためである。このように、熱フラックスと同様、Run2とRun4では、特に神奈川県側底層付近における塩分輸送の形態が大きく異なっていることが分かる。

### 2. 5. 3 濁質フラックス

Run4では、外洋からほとんど濁りのない暖水が湾内中層に貫入し、表層と底層から湾内の高濁度水が外洋へ流出しているため、湾内の濁質が大量に外洋へ輸送されている。これに対し、Run2では、表層から湾内の高濁度水が外洋へ流出する一方で底層から高濁度水が湾内へ流入している。その結果、Run2ではトータルとして湾内の濁質がほとんど外洋へ排出されていない。一般に東京湾では、表層と底層に濁質が多く存在しているため、暖水波及時に形成される上下3層の残差流構造が、湾内表層と底層の濁質を効果的に外洋へ輸送していることが分かる。

### 2. 5. 4 海水交換量

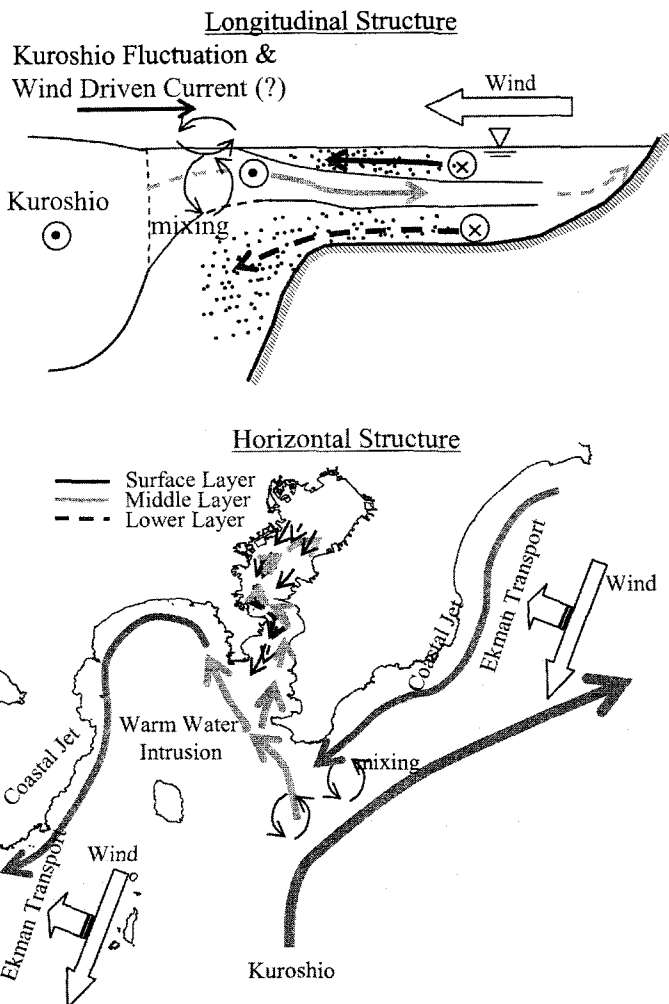


図2.12 中層貫入発生時における流動構造の模式図

ここには示さないが、海水交換量は、Run1, Run2, Run4がほぼ同量で、Run3がそれらの約2倍になっていた(日向ら<sup>8)</sup>)。観音崎と富津岬を結んだラインよりも北側の海域の体積はおおよそ17km<sup>3</sup>であるから、単純にこの体積を各海水交換量で除して海水の滞留時間を求めてみると、Run1, Run2, Run4では15日程度、Run3では8日程度となった。これは、宇野木・岸野<sup>15)</sup>がボックスモデルを利用し、28年間の観測データに基づいて算出した海水の滞留時間(8月:約30日, 9月:約24日)の1/3-1/2程度の値となっているが、この大きな差は、基本的に滞留時間を求める際に使用したデータの性質(短期間のデータか長期間の平均値か)によるものである。

Run3における海水交換量が

大きくなった主な原因としては、湾内への淡水流入量の増加と北よりの海上風による影響が考えられる。

以上、2回目の暖水波及時ににおける海水交換量は、平常時とほぼ同程度であったが、残差流構造や海洋構造が平常時とは大きく異なっていたために、熱・物質フラックスやその輸送パターンが平常時とは大きく異なっていたことが明らかとなった。特に、暖水波及時に神奈川県側の湾軸部分で形成される上下3層の流動構造の働きによって、平常時と比較すると神奈川県側底層付近において熱、塩分、濁質フラックスに顕著な相違が見られた。最近、藤原ら<sup>16)</sup>は、この上下3層の流動構造によって湾奥の貧酸素水塊が湾口部付近まで押し出されることを断面観測によって明らかにしている。なお、ブイにおける水温上昇や黒潮変動や海上風変動に対する沿岸域の応答過程から判断して、1, 4回目の水温上昇時における海洋構造や物質輸送特性も2回目のそれと同様であったものと推定される。

### 3. 冬季における東京湾湾口部の流動・物質輸送に与える黒潮系暖水流入の影響について

第3章では、冬季における東京湾湾口部の流動や物質輸送に与える黒潮系暖水流入の影響について述べる。その際、湾口部に発生する沿岸フロントがキーワードとなる。詳細については日向<sup>7)</sup>、日向ら<sup>17)</sup>、吉岡<sup>18)</sup>を参照していただきたい。

#### 3.1 観測・データ概要

観測点の位置および測器の配置を図3.1に示す。ブイ観測では、既設の航路ブイを利用することにより、湾口部における水温、塩分を連続的に計測した。観測期間は両ブイとも1998年1月25日から1998年4月3日ま

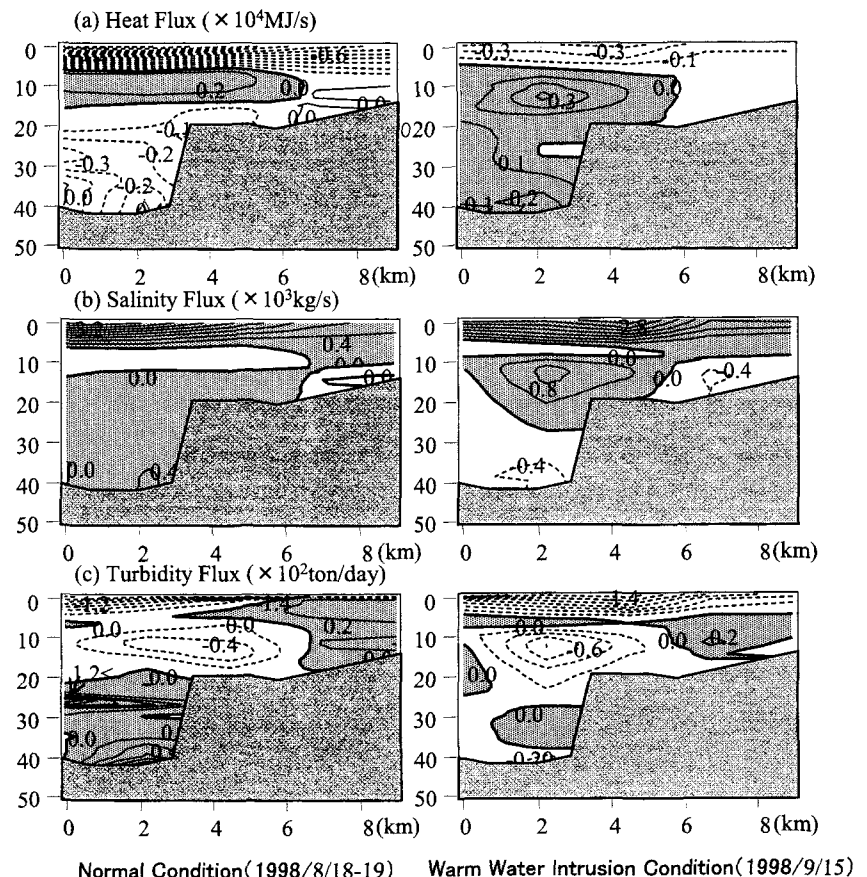


図2.13 湾口部(Line2)における熱、塩分、濁質フラックスの断面分布。  
ハッチ部は湾内へ向かうフラックスの領域を示す。左側: Run2, 右側: Run4。

での約2ヶ月間である。また、断面観測は、1997年12月18, 19日 (Run1), 1998年1月27, 28日 (Run2), 1998年3月3, 4日 (以下Run3) の3回、各2日間ずつの計6日間行った。また、前章と同様、黒潮変動を把握するために東京ー八丈島間のフェリー航走水温データを解析した (航路は図2.1参照)。

### 3. 2 湾口部への黒潮系暖水流入

1998年2月中旬から3月上旬にかけて、黒潮流路は基本的に非大蛇行接岸流路であった。この間、黒潮系暖水が間欠的に東京湾湾口部に流入し (図3.2 中期間A, B, C), 同時期に湾口部Stn.1における水温が急激に上昇していた (図3.3)。対象的に、湾奥側に位置するStn.2における水温上昇は小さい。この湾口部への暖水流入は、月齢に関係なく発生しており、概ね期間Aでは2月12日～18日までの約7日間、期間Bでは2月22日～25日までの約4日間、また期間Cでは3月3日～3月6日までの約4日間続いている。また、Stn.1で計測された最高水温は、期間A, B, Cの順番に高い。

航走水温データを見ると、いずれの時期も流入した暖水は観音崎沖でブロックされ、低温の内湾水との間にシャープなフロントを形成していることが分かる。このことは、湾奥側に位置するStn.2の水温に明確な水温上昇が見られないことに対応していると考えられる。以後、本報告では、黒潮系暖水流入に伴って湾口部に発生する沿岸フロントを湾口フロントと呼ぶ。これは、このフロントが暖水流入によって発生していると考えられるからであり、その生成メカニズムが熱塩フロント (例えば, Endoh<sup>(19)</sup>, Oonishi et al.<sup>(20)</sup>, Harashima et al.<sup>(21)</sup>)

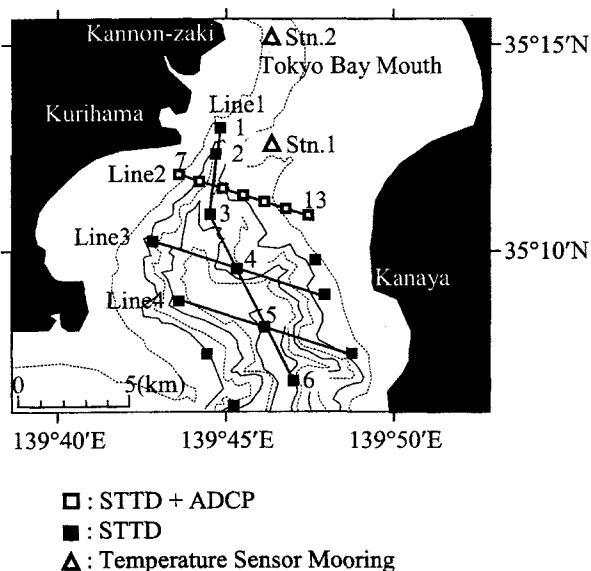


図3.1 観測海域 (1997.12-1998.03)

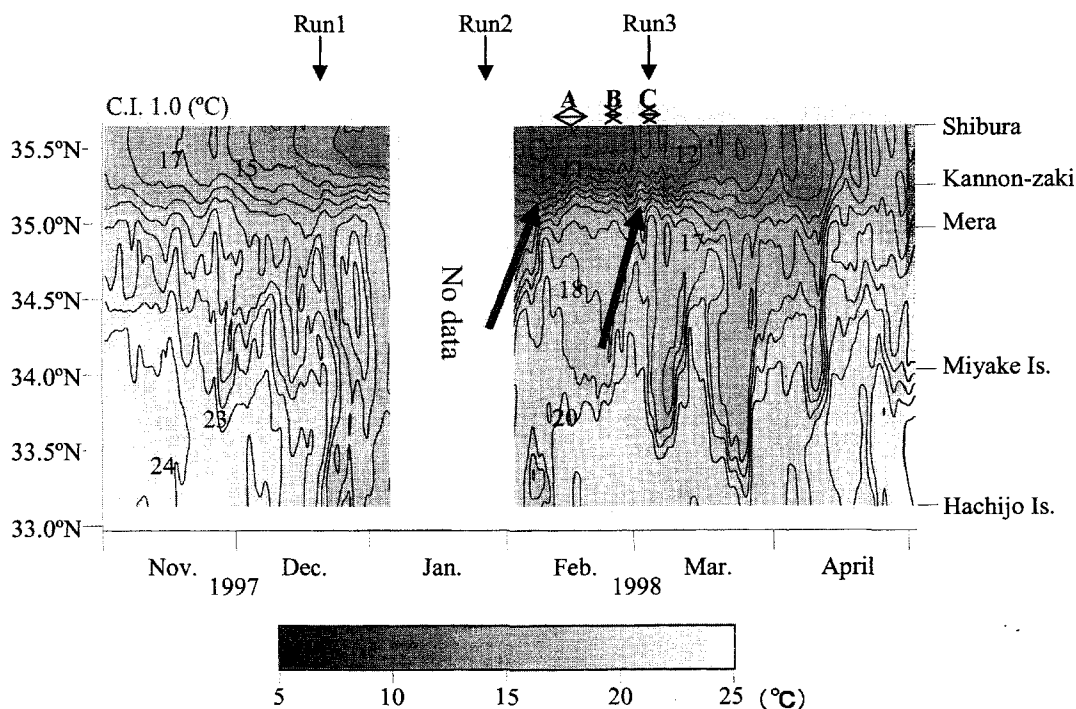


図3.2 1997-1998年冬季における東京ー八丈島間の表層水温の経時変化

のそれとは大きく異なるからである。

黒潮系暖水の湾口部への流入過程を明らかにするために、人工衛星画像（東北大学日本画像データベース）を使って東京湾沖における表層水温分布を調べてみた（図3.4）。熱赤外面像には湾口部の水温が急激に上昇したそれぞれの期間において、黒潮本流から分離した高温の黒潮系暖水塊が相模湾および東京湾湾口部に流入している様子が明確にとらえられている。期間Cでは、野島崎南東沖で黒潮本流から分離した暖水塊が大島東水道を通過して東京湾湾口部や相模湾に流入しているのに対し、期間Aでは暖水塊は大島南方で黒潮本流から分離し、大島西水道を通過した後、相模湾や東京湾湾口部へ波及している。ただし、期間Bについては、その波及パターンを明確に判断することは出来なかった。

### 3. 3 暖水流入時（湾口フロント形成時）における湾口部3次元流動・海洋構造

図3.5-3.7に、Run3の断面観測（3月3・4日）により得られた湾口部での流動・海洋構造を、人工衛星画像とともに示す。まず、湾口フロントをほぼ南北に横切る湾軸方向の断面図（Line4）を見てみる。黒潮から分離した黒潮系暖水（ $S > 34.5$  psu,  $T > 16^\circ\text{C}$ ,  $\text{Tur} < 0.4$  ppm）が、50 m程度の厚さで浦賀水道の表層に存在している。この黒潮系暖水が低温・低塩分・高濁度の湾内水と接することによって湾口フロントを形成している。黒潮系暖水はフロント部で内湾水の下に潜り込んだ後、湾内へ向かって侵入しており、その下層からは高濁度の低温水塊が外洋へ流出している。

続いて、湾口部横断面のうち沖側に位置するLine2とLine3における水温分布を見てみる（図3.6）。暖水の厚みは、断面の両端で厚く、中心部で薄くなっている。地衡流バランスを考えると、暖水は千葉県側で湾奥に、反対に神奈川県側で外洋に向かって流れているものと考えられる。Line2やLine3のある浦賀水道部の幅は15

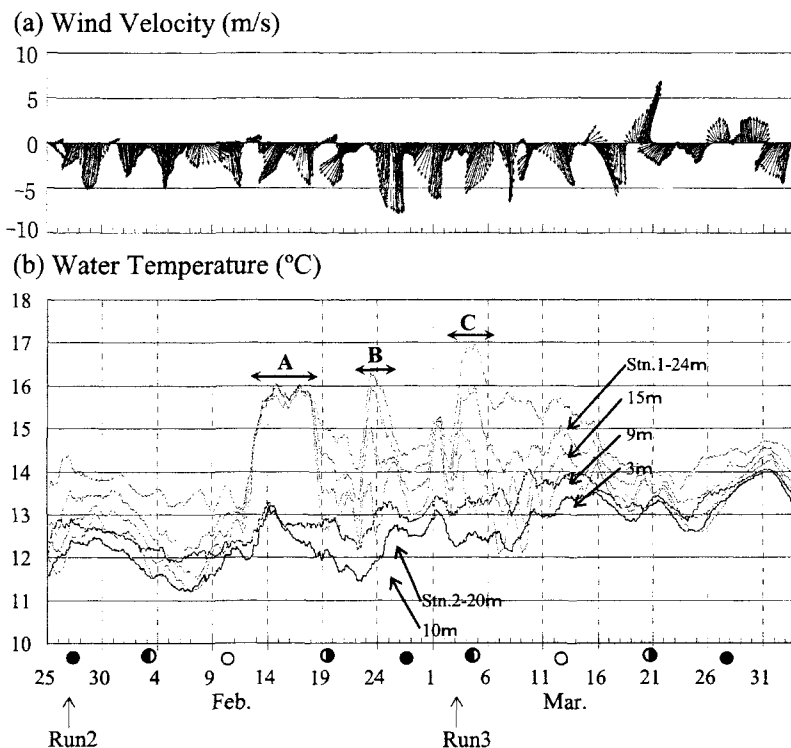


図3.3 第2海堡における風速ベクトル、および Stn. 1, 2における25時間移動平均水温経時変化



図3.4 期間A, B, Cにおける外房沖－相模湾海域の表層水温分布（NOAA/AVHRR）

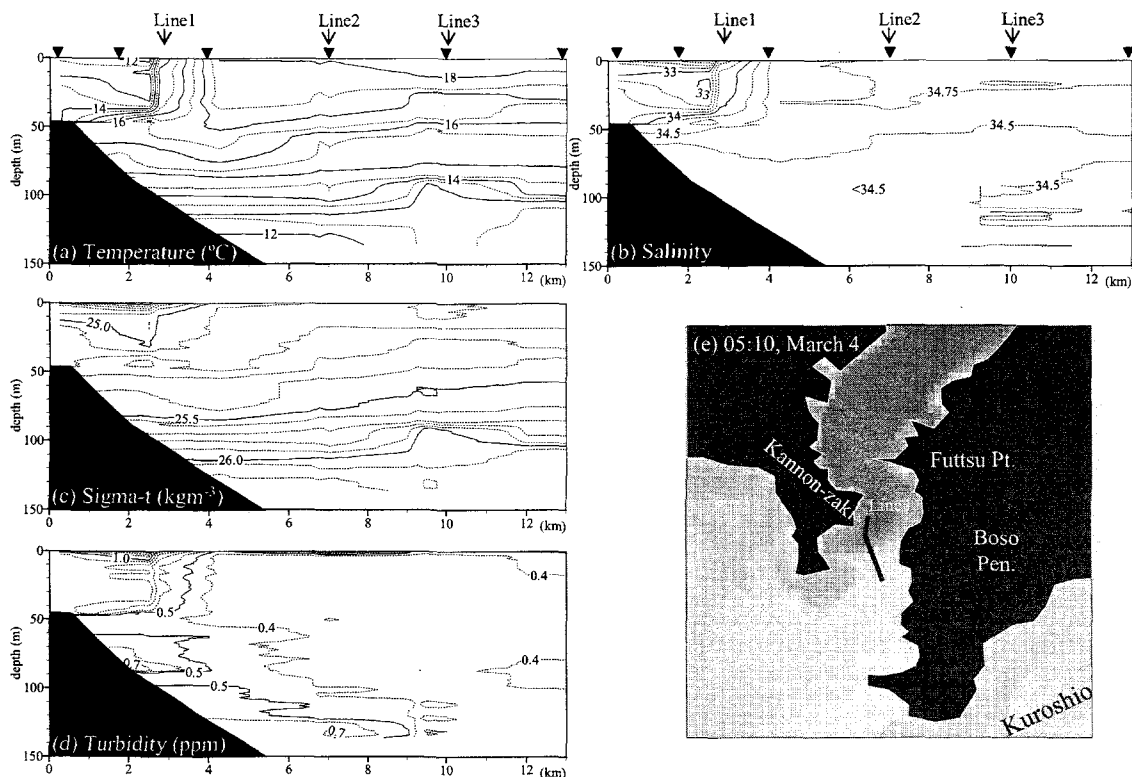


図3.5 Run3における観測結果 (Line4)

km程度であり、観測結果から見積もられる内部変形半径 (7 km) に比べて大きく、このようなリターンフロー (水平循環流) が存在することは十分可能であろう。湾口部の流動構造については、後ほど数値実験結果に基づいて詳しく述べる。

次に、フロントをほぼ東西に横断する方向の海洋・流動構造をLine1における断面観測結果に基づいて調

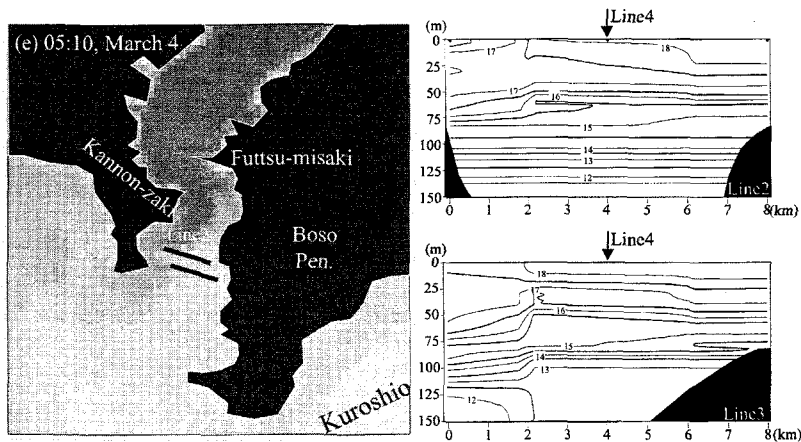


図3.6 Run3における観測結果 (Line2, 3)

べてみる。図3.7に、残差流断面直交成分および下げ潮最強時における水温、塩分、密度、および濁度分布を示す。湾口部には低温・低塩分・高濁度の内湾水、高温・高塩分・低濁度の黒潮系暖水、そしてこの黒潮系暖水の下層に低温・高塩分・高濁度の水塊が存在しており、内湾水と黒潮系暖水が接する個所において湾口フロントが発生している。密度分布を見ると、低層の高濁度水が最も重く、黒潮系暖水、内湾水の順に軽くなっている。内湾水下層への暖水の潜り込みは、この内湾水と暖水の密度の違いによるものである。残差流は水塊分布にほぼ対応した構造をしている。湾内水は、神奈川県側の上層を15 cm/s程度の流速で外洋に向かって流出しており、神奈川県側表層でその流出速度が大きくなっている。黒潮系暖水は、神奈川県側では湾内水の下に潜り込みながら、また千葉県側では全層にわたって湾内に流入しており、その最大の平均流入速度は14 cm/s

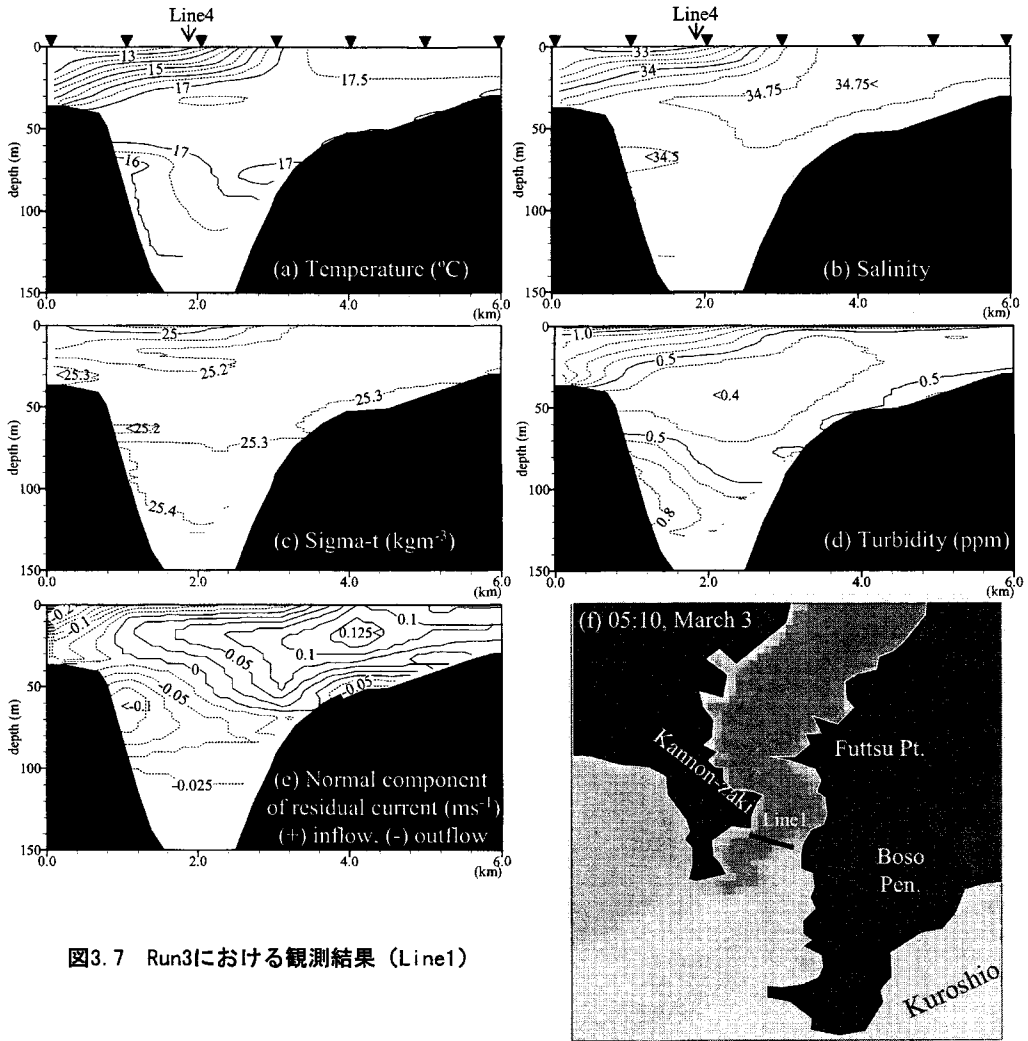


図3.7 Run3における観測結果 (Line1)

程度である。一方、高濁度水は、神奈川県側の水深 60 m 層を中心に外洋へ向かって流出しており、その最大の平均流速は 10 cm/s 程度である。

黒潮系暖水流入時における湾口部の詳細な水塊特性を、断面観測結果から作成した T-S-Tur ダイアグラム (図 3.8) を使って調べてみる。図を見ると、湾口部には、黒潮系暖水、内湾水、それらの混合水、さらに、塩分 34.4–34.6 psu の水塊 (図中矢印) が存在していたことが分かる。この塩分がほぼ一定の水塊のうち、高濁度で比較的水温が高く、密度 ( $\text{Sigma-t}$ ) が  $25.5 \text{ kg/m}^3$  前後のものは、Line2 神奈川県側斜面上の 60 m 以深に見られる水塊である。一方、高濁度で密度が  $26.0 \text{ kg/m}^3$  前後の水塊は、Line4 における陸棚斜面上 100 m 以深に存在している水塊である。この高濁度水は、東京湾から外洋への物質フラックスを考える上で重要な働きをしていると考えられている。図 3.9 に、館山沖深 850 m 地点に係留されたセジメントトラップ (海底上 100 m) によって計測された下向きのマスフラックスを示す (Sukigara and Saino<sup>(22)</sup>)。黒潮系暖水流入が発生した 1998 年 2 月中旬から 3 月上旬にかけてフラックスの極大値が認められる。また、HF レーダや係留ブイ観測によって相模湾や東京湾湾口への暖水流入が確認されている (日向ら<sup>(15)</sup>) 2000 年 12 月中旬から 2001 年 1 月にかけては、明確なピークが見える。観測された全てのピークが黒潮系暖水流入と関係しているわけではないが、黒潮系暖水流入が東京湾–外洋間の物質輸送に対して重要な働きをしている可能性は高い。なお、現時点ではこの高濁度水の起源

や挙動については不明な点が数多く残されており、今後の研究成果の蓄積が望まれる。

### 3. 4 3次元流動構造の形成メカニズム

以上、Run3でとらえた湾口フロント部における流動・海洋構造は、これまで報告されてきた熱塩フロント（例えば、Endoh<sup>(19)</sup>、Oonishi et al.<sup>(20)</sup>、Harashima et al.<sup>(21)</sup>、長島・岡崎<sup>(23)</sup>、Yanagi et al.<sup>(24)</sup>）のそれとは全く異なるものである。藤原ら<sup>(25)</sup>は、ADCPによる直接測流によって、3つの密度の異なる水塊が存在する夏季豊後水道における残差流が、九州側において3層構造になることを明らかにし、その形成

メカニズムを回転系における密度流として説明した。Line2における残差流構造も基本的には回転系における密度流として理解が出来そうであるが、今回の観測結果では、千葉県側を北上した黒潮系暖水は湾口部観音崎沖でブロックされ、一部はリターンフローとして外洋へ流出し、一部は内湾水の下層へもぐりこみながら湾内へ流入していたと考えられる。このような複雑な流動構造を説明するためには、東京湾湾口部における地形変化の影響を考慮する必要があるだろう。つまり、浦賀水道や湾内の幅は内部変形半径に比べて大きく、湾口部観音崎－富津岬間（約6 km）は内部変形半径よりも狭いという地形的特長である。そこで、外洋につながる水道部と海峡（湾口）を通じて接続する水深一定（50 m）の内湾域を考え、湾奥に低温・低塩の内湾水、沖側境界周辺に高温・高塩分の黒潮系暖水を置いた場合、湾口周辺における流動構造が、湾口や水道部の幅に応じてどのように変化するかを数値実験（Princeton Ocean Model, Brumberg and Mellor<sup>(26)</sup>）によって調べてみた（図3.10a）。ただし、Run3の結果と比較するために、黒潮系暖水の密度を内湾水の密度よりもわずかに大きくしている。ここには示していないが、海峡（湾口）幅（20 km）が内部変形半径（約5 km）に比べて大きい場合、暖水は海峡の東側を湾内へ向かって流入し、内湾水は海峡の西側を外洋へ向かって流出する。この時、表層におけるそれぞれの水塊の岸沖方向の幅は、内部変形半径と同程度となる。ただし、海峡部では非線形効果によって若干広くなる。したがって、湾口幅が内部変形半径よりも十分に広い場合、海峡において両水塊は接触することは出来ず、その結果湾口フロントは形成されない。しかしながら、海峡（湾口）幅（5 km）が内部変

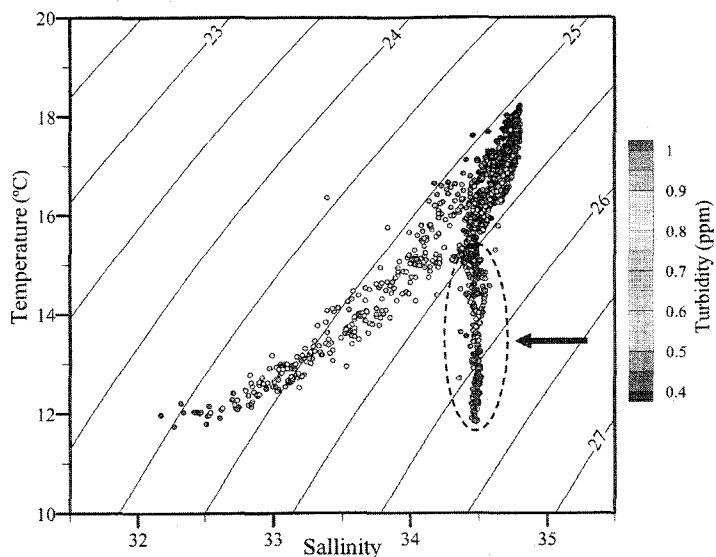


図3.8 T-S-Turダイアグラム（Run3）．濁度の高低は色で表示．

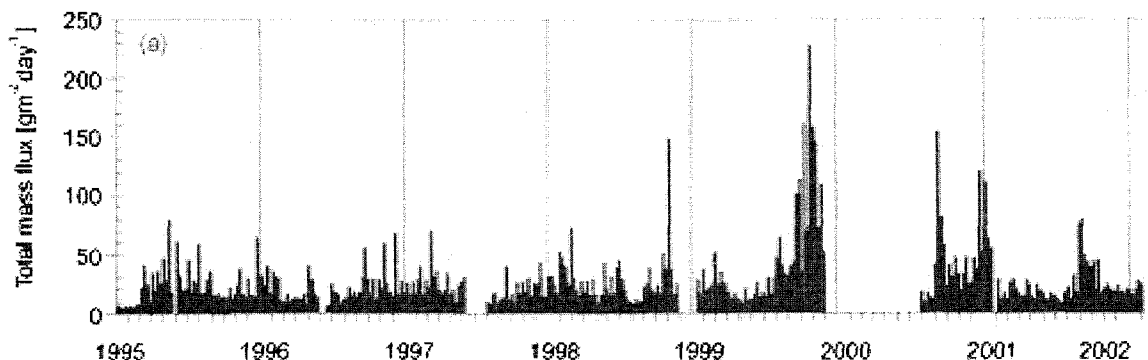


図3.9 館山沖（水深850m）のセジメントトラップで観測されたマス・フラックス（Sukigara and Saino）

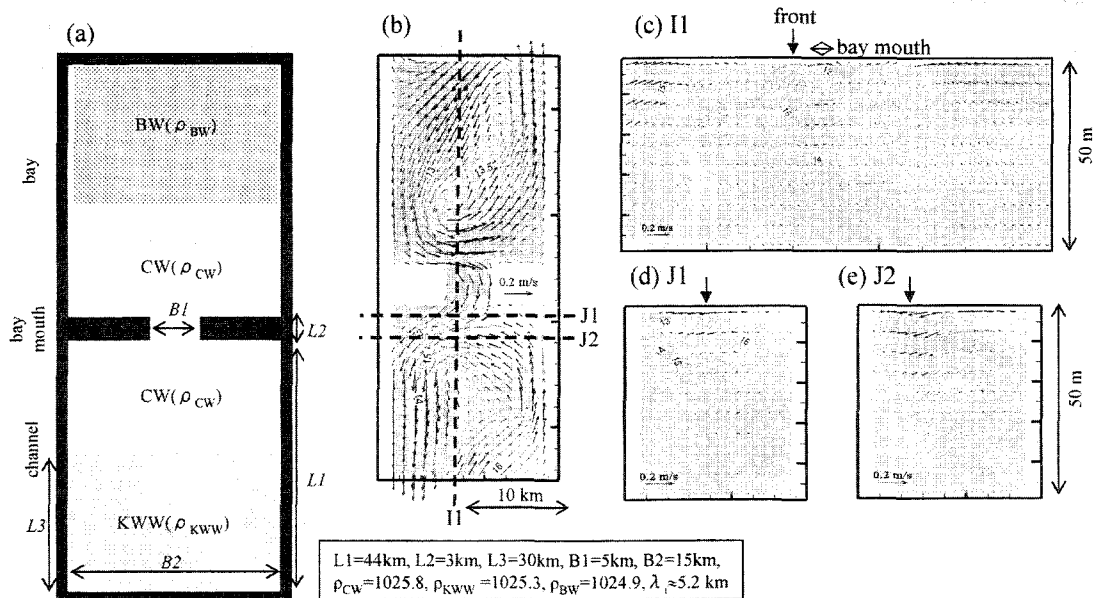


図3.10 (a) 数値実験概要, (b)-(e) 計算開始5日後の計算結果 (水温, 流速)

形半径と同程度か小さい場合, 湾口部沖側にフロントが発生し, 暖水はリターンフローを形成し再び外洋側へ流出する (図3.10b). 表層水温分布から判断すると, 暖水は海峡部でブロックされているように見えるが, 湾軸方向の断面図 (図3.10c) を見ると, Line4における観測結果と同様に暖水は内湾水の下にもぐりこみながら内湾部へ流入している. さらに, フロントを横断する断面内における流動・海洋構造 (図3.10d, 3.10e) を見ると, Line1-3での観測結果を定性的に再現していることが分かる. これらのことから, 暖水波及時における湾口部の流動構造は, その幅が内部変形半径よりも広い浦賀水道部では回転系における密度流として, 狭い湾口部では通常の密度流としての性質が強い流れとして理解できる. このことは, 湾口フロントの流動構造が, 内湾水と外洋水の密度バランスによって大きく変化することを暗示している. 仮に, 黒潮系暖水が内湾水よりも重い場合には, 図3.10bの流動構造を上下反転させた流動パターンとなり, 両水塊の密度が等しい場合には, 暖水は湾内に流入することは出来ない. この時, 湾口フロントは鉛直方向にはまっすぐな形になると予測される.

ここで, 再び湾口部の連続水温観測結果を見てみる (図3.3). 期間Aにおいて流入した黒潮系暖水の水温は他の2期間に比べて低くなっている. この理由として, それぞれの期間における黒潮系暖水の流入過程の違いが考えられる. 暖水は東京湾湾口部に到達するまでに, 期間Aでは, 大島西水道-相模湾-浦賀水道と長い距離を移動したのに対し, 期間Cでは, 大島東水道-浦賀水道と比較的短い距離の移動で済んだはずである. そのため, 期間Aでは, 湾口部へ移流してくる間に, 海面冷却や低温沿岸水との混合によって水温が低下したものと考えられる. さらに, Stn.1における水温, 塩分の観測結果から, 期間Aでは内湾水と黒潮系暖水の密度がほぼ等しく (日向ら<sup>(17)</sup>), その結果, 湾口フロントの構造も期間Cとは異なっていたものと推定されている. 黒潮系暖水の流入過程 (東水道と西水道のどちらを通過して流入するのか) によって, 黒潮系暖水の密度が変化し, 東京湾内への暖水の流入状況が変化することは, 最近の研究成果 (Yanagi and Hinata<sup>(27)</sup>) でも指摘されている.

図3.11に, 断面観測および数値実験結果から推定される期間Cでの湾口部3次元残差流構造の模式図を示す. 現時点では, 潮流や海底地形の影響については調べていない. 潮流が非常に強い海域 (湾口, 海峡) の存在により外洋から侵入した水塊がブロックされることは十分考えられる (例えば, Linden and Simpson<sup>(28)</sup>). しかしながら, 東京湾の場合, 月齢とは関係なく湾口フロントが発生し, しかも, 小潮期における潮流

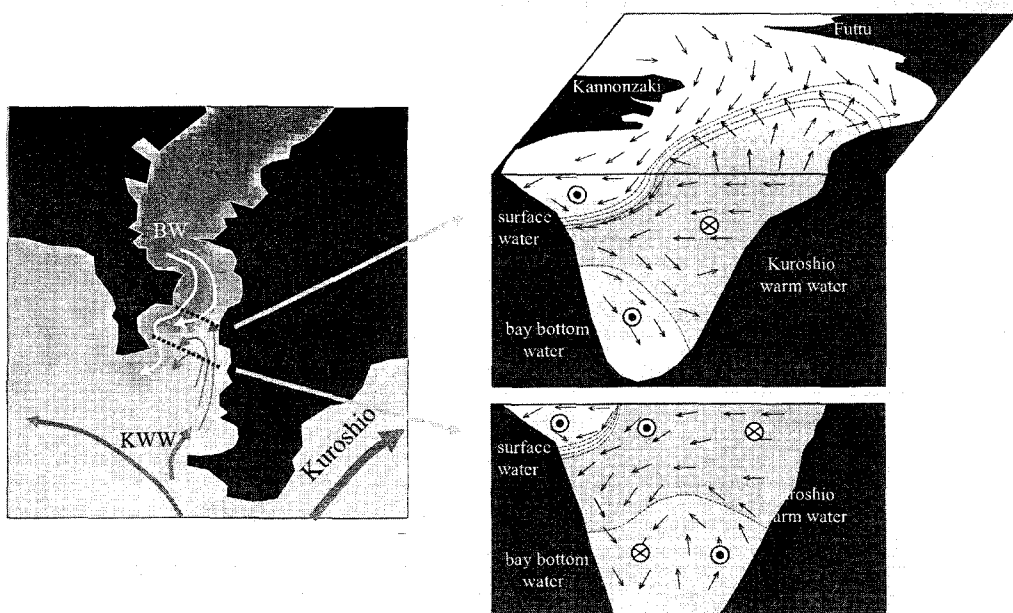


図3.11 黒潮系暖水流入時 (Run3) における湾口部流動構造の概念図

は非常に弱いことから、湾口フロント部における流動構造を理解する上で最も重要なポイントは、地形や地球自転の効果、暖水と内湾水の相対的な密度バランスであると考えられる

### 3.5 湾口フロントの発生頻度

冬季にどの程度の頻度で湾口フロントが発生しているのかを調べることは、東京湾-外洋間の物質輸送を考える上で重要であると考えられる。そこで、1988年から2002年(1994-1995年、1995-1996年は除く)までの湾口フロントの発生状況をフェリー航走水温データ、気象データや河川流量データに基づいて調べてみた。ただし、ここに示す結果は速報的なものあり、今後さらに検討を加える必要があることを予め断っておく。フロント発生 の定義は難しいが、ここでは観音崎-館山間における隣り合う航走水温計測点間(距離分解能:3')

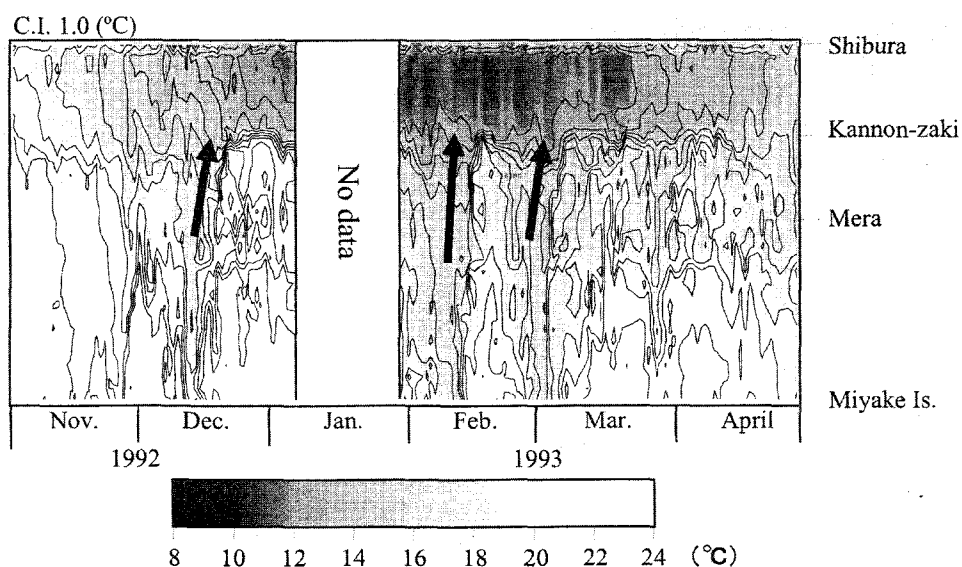


図3.12 1992-1993冬季における東京-三宅島間の表層水温変化

の水温差の最大値(DTmax)を求め、その差が3℃を超える場合に、その観測点間に湾口フロントが発生したものとする。解析結果の一例として図3.13, 3.14に、1992-1993年冬季における東京-三宅島間における表層水温、横浜沖と館山沖の水温、DTmax, DTmaxが計測された緯度、海面冷却量、および江戸川の河川流量の時間変化を示す。横浜沖と館山沖の水温は航走水温データから求め、海面冷却量は、横浜気象台における気象データと横浜沖における水温データに基づいて、バルク法(八木ら,<sup>(29)</sup>)を用いて求めた。その際、海上風速は横浜気象台における観測値の2倍とした。DTmaxの時系列から、この期間においては湾口フロントは4回発生していたことが分かる。いずれも観音崎沖で発生しており、他の時期のDTmaxが観測された位置に比べて北側に位置していたことが分かる。DTmaxとその他の時系列を比較すると、明確な相関があるのは館山沖の水温変化だけである。つまり、館山沖において急激な水温上昇(黒潮系暖水流入)が発生した場合にのみ湾口フロントが発生していたのである。Yanagi and Sanuki<sup>(30)</sup>は、フェリー航走水温データの解析結果に基づいて、館山沖水温の上昇のみがフロント強度の増加と相関があることを既に報告しているが、フロントの全てを熱塩フロントとして解釈している点に問題がある。

一方、これまで冬季に東京湾湾口部に発生するフロントとして解釈されてきた熱塩フロントの場合、そのフロントが強化されるのは、海面冷却量が大きくなるか、淡水流入量が増加する場合であり、外洋側水温の上昇は、反対にフロント強度を下げる働きをする(Yanagi and Isobe<sup>(31)</sup>)。また、図3.2, 3.12, 3.13を見ると、外洋水温、河川流入量や海面冷却量が数日スケールで大きく変動していることが分かる。定常、あるいはゆっくりとした変動を仮定した従来の熱塩フロントモデル(例えば、Endoh<sup>(19)</sup>, Oonishi et al.<sup>(20)</sup>, Harashima et al.<sup>(21)</sup>)では、東京湾におけるフロントの生成メカニズムやその変動過程を説明することは困難である。さらに、外洋側における数日スケールの水温変動は、主に黒潮流路や前線の変動によるものであると考えられることから、冬季において日本南岸陸棚域に発生するフロントを全て熱塩フロントとして解釈することにも無理がある。実際、今里・西<sup>(32)</sup>は、冬季紀伊水道に発生する沿岸フロントの全てが、従来言われてきた熱塩フロントでは無い可能性が高いことを、航走水温・塩分データに基づいて報告している。一方、冬季に伊予灘で発達する沿岸フロントは熱塩フロントとしての性質が強いと考えられる。これは、外洋における水温変動が、豊予海峡という強流帯(混合域)によってフィルタリングされるからであり、実際、他の海域に比べてフロントが安定して発生し

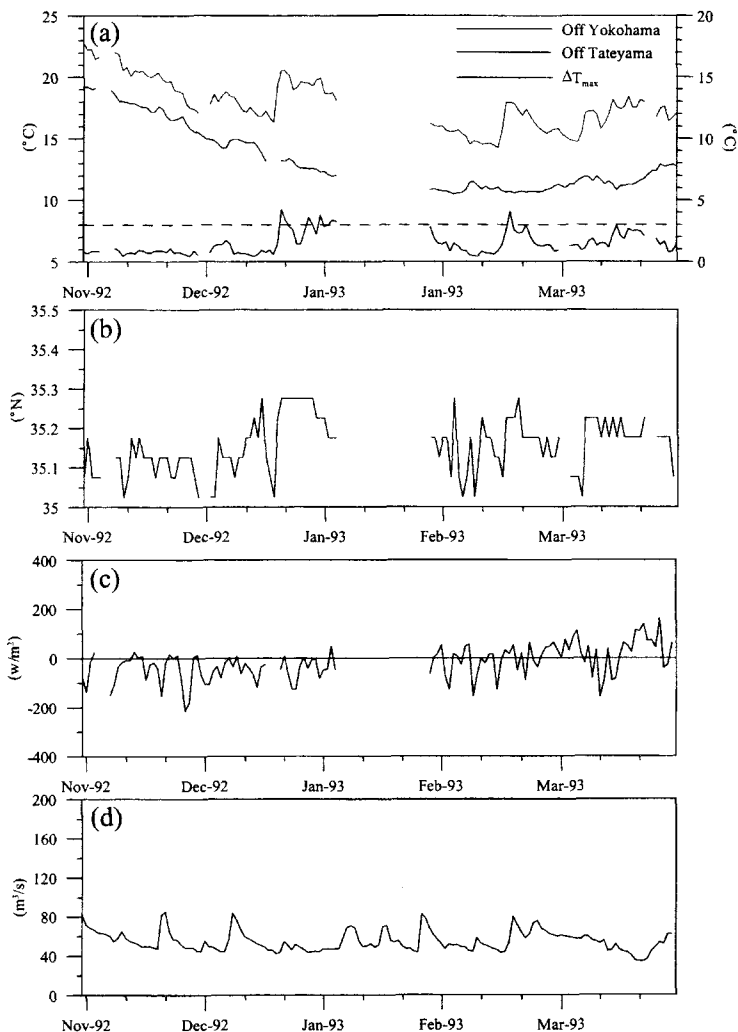


図3.13 (a) 横浜・館山沖水温, Dtmax, (b) Dtmax発生緯度, (c) 海表面熱収支, および(d) 江戸川河川流量

ていることが確認されている (Yanagai<sup>(33)</sup>).

さて、全ての航走水温データについて同様な解析を行ったところ、30回の湾口フロントの発生が確認された。湾口フロント発生前後における表層水温の変化には大きく分けて4つのパターンがある(図3.14)。このうち、明らかに黒潮系暖水流入によって発生したもの (Case1, 2) が19回であり、主に内湾側の水温低下によってフロントが発生したケースは4回 (Case4) であった。残りは外洋側の水温上昇と内湾側の水温低下が同程度の寄与をしているか、直前のデータが欠測して発生過程が不明なケースである。これらの数値は速報的なものであるが、東京湾に発生する湾口フロントの多くが、暖水流入や外洋側の水温上昇に伴って発生していることは間違いないだろう。

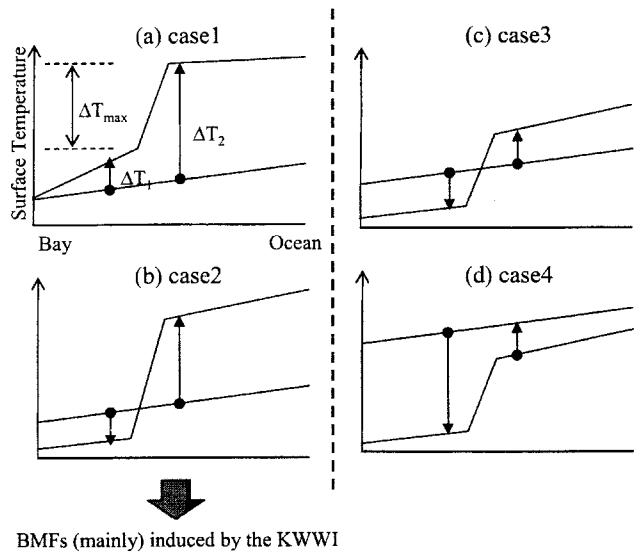
#### 4. 黒潮系暖水流入の発生メカニズム

黒潮系暖水の湾口部への流入メカニズムについては、現時点では未解明な部分が多い。しかしながら、これまでの観測結果の蓄積により、その発生過程は徐々に明らかになってきていると思われる。既往の研究成果から推察すると、主な発生要因としては以下の項目 (物理現象) があげられる。

- 1) 黒潮流路変動
- 2) 前線渦 (暖水舌) の通過
- 3) 海上風変動 (複合的要因)

1) 黒潮が大蛇行流路の場合に大島西水道から黒潮系暖水が流入し、相模湾湾奥で反時計回りの循環流が発達し、その結果、湾奥部の海水交換が活発化すること、それ以外の流路をとる場合には、湾奥の循環流は弱まるかその向きが反対となり、海水は停滞する傾向が強くなることが報告されている (Kawabe and Yoneno<sup>(34)</sup>, 古島<sup>(35)</sup>)。しかしながら、数十日～数ヶ月程度の時間スケールの黒潮流路変動 (あるいは遠州灘沖大冷水塊の東西振動) の影響によって、大蛇行期においても、常に安定して西水道からの暖水流入が発生しているとは考え難い。一方、非大蛇行流路の場合には、黒潮はN-B-C-D-Nのように流路を数十日～数ヶ月スケールで変動させ (二谷<sup>(36)</sup>)、相模湾沖で黒潮流路が折れ曲がる場合に、遠州灘や相模湾内へ暖水が流入することが報告されている (例えば、Kasai et al.<sup>(13)</sup>, 日向ら,<sup>(14)</sup>)。また、一連の流路変動に伴って黒潮の接岸位置が西から東へと移動し、その結果、大島東水道から暖水が流入することもある (日向ら,<sup>(14)</sup>)。いずれにせよ、黒潮流路変動に伴う黒潮の接岸位置の変動は、最も直接的な暖水流入の発生要因と考えられる。今後は、遠州灘-房総沖合における黒潮流路の数十日～数ヶ月スケール変動の物理機構を明らかにする必要がある。

2) 黒潮流路が大きく変化しない (その程度の時間スケールを考える) 場合であっても、黒潮前線に発達する前線渦や前線渦の外側に伸びる暖水舌の通過によって、暖水は沿岸部に流入する。例えば、豊後水道では暖水舌の通過に伴う急潮発生が報告されており (Akiyama and Saitoh<sup>(37)</sup>)、さらに、本州南岸における流速場変動には、この前線渦の通過する周期に対応する10-20日周期の変動があることが知られている (例えば、Kimura and Sugimoto<sup>(12)</sup>)。一方、アメリカ東海岸陸棚域に目を向けると、前線渦の通過に伴って暖水が陸棚域に流入す



|       | $\Delta T_1$ | $\Delta T_2$ | $\Delta T_1 \sim \Delta T_2$        | $\Delta T_{max}$    |
|-------|--------------|--------------|-------------------------------------|---------------------|
| case1 | +            | +            | $ \Delta T_1  <  \Delta T_2 $       | $> 3^\circ\text{C}$ |
| case2 | -            | +            | $ \Delta T_1  <  \Delta T_2 $       | $> 3^\circ\text{C}$ |
| case3 | -            | +            | $ \Delta T_1  \approx  \Delta T_2 $ | $> 3^\circ\text{C}$ |
| case4 | -            | -            | $ \Delta T_1  >  \Delta T_2 $       | $> 3^\circ\text{C}$ |

図3.14 湾口フロント発生時における表層水温分布の変化のパターン

ることがしられている (Lee and Atkinson<sup>(38)</sup>)。これらの事実から類推すると、前線に生じた攪乱の通過によって相模湾（東京湾）へ暖水が流入しても不思議ではない。ただし、相模湾（東京湾）に関しては、筆者の知る限り、人工衛星画像等によって明確にこの現象をとらえた報告例はなく、今後の観測結果に期待したい。

3) 日向ら<sup>(39)</sup>は、黒潮流路が伊豆半島先端に接近した場合、東西方向の風速変動によって西水道からの暖水流入が発生・消滅することをHFレーダ観測、人工衛星画像、さらには数値実験によって明らかにした。ただし、この場合は、風速変動によって黒潮流軸自体が変化し、その結果、暖水流入が発生・消滅したのではなく、風速変動によって発生する沿岸湧昇・沈降によって黒潮前線が小規模（内部変形半径の程度）な離接岸を引き起こしたためである。仮に、黒潮流路が伊豆半島からかなり離れていた場合（どの程度かは不明）には、風速場変動によって相模湾への暖水流入が制御されることは無いであろう。つまり、この現象は、黒潮流路の接岸と風速場変動という2つの条件が重なり合うことによって引き起こされたものである。前線渦通過による暖水流入の発生を考える上でも、黒潮流路と前線渦との関係は重要であろう。このように、階層構造をなしていると推測される相模湾（東京湾）への黒潮系暖水流入発生メカニズムの概念図を図4.1に示しておく。

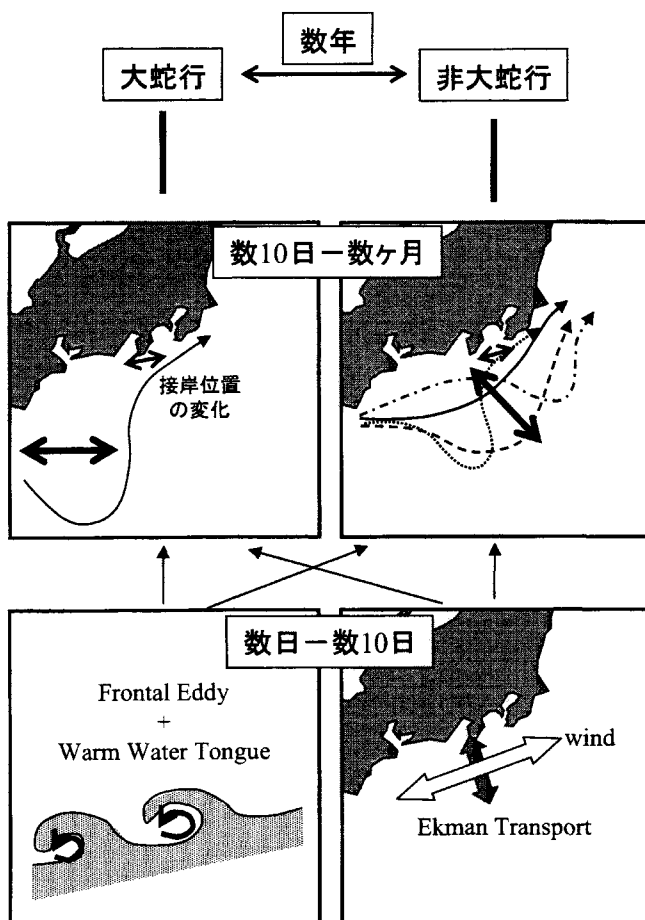


図4.1 相模湾・東京湾への黒潮系暖水流入メカニズム階層構造の概念図

## 5. まとめと今後の検討課題

以上、筆者が携わった研究成果を中心として、東京湾への外洋影響、特に黒潮変動が与える影響について紹介した。これまでの研究成果から浮かび上がる今後の検討課題は、①黒潮系暖水流入の発生メカニズム、②間欠的な暖水流入の湾内環境平均場に与える影響、③外洋における表層・中層・深層循環と東京湾のつながりの解明である。上述した様に、これまでの研究成果の蓄積により、相模湾（東京湾）への黒潮系暖水の流入過程については多くのことが明らかになってきた。今後は、その発生メカニズムを解明する必要がある。また、地球環境を考える上では、外洋や他の沿岸域のどの場所のどの水深で形成された水塊（黒潮系暖水に限らない）が東京湾に流入し、東京湾から流出した物質が外洋のどのような流れに乗ってどこに運ばれるのかという点（③）を明らかにする必要があるだろう。

## 参考文献

- (1)黒潮沿岸域の流動と海水交換 (1994): 月刊海洋・26 (11).
- (2)松山優治, 岩田静夫, 前田明夫, 鈴木亨 (1992): 相模湾の急潮・沿岸海洋研究ノート・30, 4-15.
- (3)武岡英隆, 秋山秀樹, 菊池隆展 (1992): 豊後水道の急潮・沿岸海洋研究ノート・30, 16-26.
- (4)秋山秀樹 (1991): 宿毛湾の急潮・沿岸海洋研究ノート・29, 61-66.
- (5)Yoshioka, H. (1998): The coastal front in the Kii Channel in winter・Umi to Sora・64 (2), 79-111.
- (6)秋山秀樹 (1994): 九州南・東岸海域に出現する黒潮暖水舌の動態・月刊海洋・26 (11), 689-697.
- (7)日向博文 (2000): 閉鎖性および開放性沿岸域の流動・物質輸送に与える外洋影響の解明・学位論文 (東京工業大学).
- (8)日向博文, 灘岡和夫, 八木宏, 田淵広嗣, 吉岡健 (2001): 黒潮流路変動に伴う高温沿岸水波及時における成層期東京湾内の流動構造と熱・物質輸送特性・土木学会論文集Ⅱ・684 (56), 93-111.
- (9)日向博文, 灘岡和夫, 田淵広嗣, 吉岡健, 古川恵太, 八木宏 (1999): 東京湾における成層期流況の動的変動過程・海岸工学論文集・46, 451-455.
- (10)Yanagi, T., H. Tamaru, T. Ishimaru, and T. Saino (1989): Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer・La mer・27, 34-40.
- (11)八木宏, 片岡理英子・山口肇・藤原建紀 (2003): 東京湾の外海水進入特性に関する数値実験・海岸工学論文集・50, 931-935.
- (12)Kimura, S. and T. Sugimoto (1993): Short-Period fluctuations in meander of the Kuroshio's path off cape Shiono Misaki・J. Geophys. Res.・98, 2407-2418.
- (13)Kasai, A., S. Kimura, and T. Sugimoto (1993): Warm water intrusion from the Kuroshio into the coastal areas south of Japan・J. Oceanogr・49, 607-624.
- (14)日向博文, 宮野仁, 柳哲雄, 石丸隆, 粕谷智之, 川村宏 (2003): 大島西水道からの黒潮系暖水流入時における相模湾表層循環流の短周期変動特性・海の研究・12(2), 167-184.
- (15)宇野木早苗, 岸野元彰 (1977): 大局的に見た内湾の海水交流・海岸工学論文集・24, 486-490.
- (16)藤原建紀, 高橋鉄哉・山田佳昭 (2000): 東京湾の貧酸素水塊に外洋海況変動が及ぼす影響・海の研究・9(6), 303-313.
- (17)日向博文, 八木宏, 吉岡健, 灘岡和夫 (2000): 黒潮系暖水波及時における冬季東京湾湾口部の流動構造と熱・物質フラックス・土木学会論文集Ⅱ・656 (52), 221-238.
- (18)吉岡健 (2000): 黒潮系暖水波及時における東京湾の流動構造の実体解析・東京工業大学大学院土木工学専攻修士論文.
- (19)Endoh, M. (1977): Formation of thermohaline front by cooling of the sea surface and inflow of the fresh water・J. Oceanogr. Soc. Japan・33, 6-15.
- (20)Oonishi, Y., A. Harashima, and H. Kunishi (1978): Characteristics of a front formed by cooling of the sea surface and inflow of the freshwater・J. Oceanogr. Soc. Japan・34, 17-23.
- (21)Harashima, A., Y. Oonishi, and H. Kunishi (1978): Formation of watermass and fronts due to density-induced currents system・J. Oceanogr. Soc. Japan・34, 57-66.
- (22)Sukigara, C. and T. Saino (submitting): Temporal variations of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  in organic particles collected by a sediment trap at a time-series station off the Tokyo Bay・Continental Shelf Research.
- (23)長島秀樹, 岡崎守良 (1979): 冬季における東京湾の流況と海況・沿岸海洋研究ノート・16 (2), 76-86.
- (24)Yanagi, T., A. Isobe, T. Saino, and T. Ishimaru (1989): Thermohaline front at the mouth of Tokyo Bay in winter・Continental Shelf Research・9, 77-91.

- (25) 藤原建紀, 宇野奈津子, 多田光男, 中辻啓二, 笠井亮秀, 坂本亘 (1997): 外洋から瀬戸内海に流入する窒素・リンの負荷量・海岸工学論文集・44, 1061-1065.
- (26) Blumberg, A. F. and G. L. Mellor (1987): A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model・Three-Dimensional Coastal Ocean Models・4・ed. by N. Heaps・Amer. Geophys. Union, 1-16.
- (27) Yanagi, T. and H. Hinata (in press): Water exchange between Tokyo Bay and the Pacific Ocean during winter・Ocean Dynamics.
- (28) Linden, P. F. and J. E. Simpson (1986): Gravity-driven flows in a turbulent fluid・J. Fluid Mech.・172, 481-497.
- (29) 八木宏, 灘岡和夫, 内山雄介, 日向博文 (2000): 長期連続観測に基づく東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦の年間水温変動特性の比較・土木学会論文集Ⅱ・656 (52), 239-254.
- (30) Yanagi, T. and T. Sanuki (1991): Variation in the thermohaline front at the mouth of Tokyo Bay・J. Oceanogr. Soc. Japan・47, 105-110.
- (31) Yanagi, T. and A. Isobe (1992): Generation mechanism of thermohaline front in shelf sea・Oceanic and anthropogenic controls of life in the Pacific Ocean・ed. by V. I. Ilyichev and V. V. Anikiev・Kluwer Publishing Agency, Holland, 11-33.
- (32) 今里哲久, 西勝也 (2001): 紀伊水道の水温, 塩分, 密度フロントの相互関係と維持機構について・沿岸海洋研究・38(2), 103-112.
- (33) Yanagi, T. (1980): A coastal front in the sea of Iyo・J. Oceanogr. Soc. Japan・35, 253-260.
- (34) Kawabe, M. and M. Yoneno (1987): Water and flow variations in Sagami Bay under the influence of the Kuroshio path・J. Oceanogr. Soc. Japan・43, 283-294.
- (35) 古島靖夫 (2004): 相模湾奥部の水質環境に与える湾外水の影響・海流と生物資源・杉本隆成編著・成山堂書店, 62-73.
- (36) 二谷頼男 (1969): 最近数年の黒潮の変動について・水産海洋・14, 13-18.
- (37) Akiyama, H. and S. Saitoh (1992): The *Kyūcho* in Sukumo Bay induced by Kuroshio warm filament intrusion・J. Oceanogr. Soc. Japan・49, 667-682.
- (38) Lee, T. N. and L. P. Atkinson (1983): Low-frequency current and temperature variability from Gulf Stream frontal eddies and atmospheric forcing along the southeast U. S. outer continental shelf・J. Geophys. Res.・98, 4541-4567.
- (39) 日向博文, 柳哲雄, 川村宏 (2004): 相模湾への黒潮系暖水流入に与える海上風の影響について・沿岸海洋研究・41(2), 83-95.