

論文 / 著書情報
Article / Book Information

題目(和文)	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
Title(English)	
著者(和文)	日向博文
Author(English)	Hirofumi Hinata
出典(和文)	学位:博士(工学), 学位授与機関:東京工業大学, 報告番号:乙第3391号, 授与年月日:2000年1月31日, 学位の種別:論文博士, 審査員:八木宏
Citation(English)	Degree:Doctor of Engineering, Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:乙第3391号, Conferred date:2000/1/31, Degree Type:Thesis doctor, Examiner:
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

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

2000年1月

日向 博文

目次

第1章 序論	
1. 1 背景	1
1. 2 既往の研究	1
1. 2. 1 東京湾	2
1. 2. 2 鹿島灘	2
1. 2. 3 能登半島沿岸域	3
1. 3 本研究の目的と論文の構成	4
第2章 長期連続観測に基づく東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦の表層水温 年間変動特性の比較	
2. 1 はじめに	7
2. 2 現地観測概要	8
2. 3 現地観測結果とその考察	9
2. 3. 1 取得データとその特徴	9
2. 3. 2 夏季(4~10月)の水温変動特性	10
2. 3. 3 冬季(11~3月)の水温変動特性	16
2. 4 おわりに	18
第3章 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	
3. 1 はじめに	35
3. 2 冬季東京湾湾口フロントに関する既往の研究とその問題点	36
3. 2. 1 湾口フロントに関する既往の研究	36
3. 2. 2 冬季東京湾に発生する湾口フロントに関する既往の解釈 の問題点	37
3. 3 現地観測概要	38
3. 4 観測結果と考察	39
3. 4. 1 冬季東京湾における長期水温変動特性と湾口部への 黒潮系暖水の波及現象	39
3. 4. 2 黒潮系暖水波及時における湾口部3次元海洋構造 —暖水波及が無い時期との比較—	40
3. 4. 3 湾口フロント構造に与える密度バランスの影響	42

3. 4. 4	黒潮系暖水波及時における熱および物質フラックス と輸送機構	44
3. 5	沿岸域における暖水の挙動に関する数値実験	47
3. 5. 1	沿岸域における暖水の挙動に関する数値実験	47
3. 5. 2	計算結果と考察	48
3. 6	まとめ	50
第4章 沖合い暖水波及時における夏季東京湾の流動構造と物質輸送特性		
4. 1	はじめに	89
4. 2	現地観測概要	90
4. 3	観測結果と考察	91
4. 3. 1	観測期間中の気象状況と河川流量	91
4. 3. 2	長期連続水温観測	91
4. 3. 3	暖水波及時における東京湾の流動構造と海洋構造	94
4. 3. 4	暖水波及時と平常時における熱, 塩分, 濁質フラックスと輸送機構	96
4. 3. 5	成層期における暖水波及の頻度とその発生パターン	98
4. 4	数値実験	99
4. 4. 1	数値計算概要	99
4. 4. 2	数値計算結果	103
4. 5	まとめ	104
第5章 非成層期における鹿島灘沿岸域の大規模流動解析		
5. 1	はじめに	140
5. 2	長期・広域観測データの概要	140
5. 3	解析結果	141
5. 3. 1	流速データの基本特性	141
5. 3. 2	海上風の影響	141
5. 3. 3	暖水波及の効果	142
5. 3. 4	陸棚波の影響	143
5. 4	おわりに	143
第6章 成層期鹿島灘沿岸域の水環境特性に与える内部波の影響について		
6. 1	はじめに	156
6. 2	現地観測の概要	157
6. 3	現地観測結果と考察	157

6. 3. 1	短期集中観測期間中の気象・海象条件	157
6. 3. 2	海岸域の水温変動と放射フラックスとの関係	158
6. 3. 3	沿岸水温の時空間変動特性	158
6. 3. 4	水温・クロロフィル a・濁度の岸沖方向移動特性	161
6. 4	おわりに	163
第7章 冬季能登半島沖の流況解析			
7. 1	はじめに	178
7. 2	短波海洋レーダによる表層流速データの概要	178
7. 3	解析結果と考察	179
7. 3. 1	流速データの基本特性	179
7. 3. 2	吹送流成分と恒流成分の分離	179
7. 3. 3	恒流成分の数値実験による検証	180
7. 3. 4	舳倉島背後の非定常流	181
7. 3. 5	中立粒子の追跡シミュレーション	182
7. 4	おわりに	183
第8章 結論		 199

謝辞

第1章 序論

1. 1 背景

人類の生産活動に伴って排出された物質の多くは、河川・大気などを通じて沿岸域に流れ込み、そこで様々な物理的・生化学的な作用を受け、一部は沿岸域に残り、残りの大部分が外洋へと流出していく。そのため、沿岸域における流動や物質輸送機構を明らかにすることは、人類が沿岸環境のみならず海洋全体の環境に与える影響を評価する上でも非常に重要な課題となっている。

一般に、沿岸域の海況は非定常性が強く、また、様々な時空間スケールの現象が重畳しているため複雑な様相を呈しており、未だ解明されていない点が数多く残されている。このように沿岸域が複雑で非定常性の強い海域となっている大きな要因として、沿岸域の海況に外力として働く4つの境界の影響をあげることができる(杉本(1994))。これらは、海流の変動や長周期波動を通じての外洋の影響と河口や陸岸からの浮力や栄養塩供給などを通じての陸域の影響、海面を介した熱、運動量、あるいは酸素、窒素、二酸化炭素などの交換等による大気の影響、および、懸濁粒子の堆積・巻き上げや底泥からの溶出等を通じての海底の影響である。これら4つの境界における物理的・生化学的な過程については、シンプルな室内実験などによって様々な検討が行なわれてきたが、実際の海域に関しては現地での計測が困難なことも手伝って、その大部分が未解明のままである。このなかでも、特にここ数年、沿岸域の海況や生態環境に与える外洋影響の重要性が、観測技術や計算機能力の向上と共に、海洋、水産、土木などの分野で再認識されるようになり、その実態の解明が様々な調査・研究を通じて試みられている。

1. 2 既往の研究

ところで、一口に外洋影響と言っても、その形態は沿岸域の海域構造や季節に大きく依存していることは疑う余地も無い。例えば、本州沿岸域における外洋影響を考えた場合、本州沿岸域を以下に示す特徴の大きく異なる3つの海域に分け、それぞれの海域における外洋影響を明らかにし、さらに、それらの結果を比較検討することによって、“外洋影響”をより深く理解できることが期待される。3つの海域とは、まず、沖合いを黒潮が流れ、複雑な海岸地形と急峻な海底地形が広がる日本南岸域であり、2番目は、同じ太平洋側に位置していながら、開放性が高く、陸棚が発達している鹿島灘・常磐海域、そして、3番目は、本州をはさんで反対側に位置する日本海沿岸域である。日本海沿岸域は、一般に開放性が高く、また陸棚も発達しており、その陸棚域を対馬暖流第1分岐が海底地形に拘束されながら流れている。続いて、これら3つの海域における代表的な沿岸域として東京湾、鹿島灘、能登半島沿岸域にお

ける外洋影響に着目した既往の研究について紹介するとともにそれらの問題点を指摘する。

1. 2. 1 東京湾

我が国の太平洋側南岸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に向かって流れている。数年スケールの変動としては、紀伊水道～遠州灘沖での大蛇行モードと非蛇行型モード間における流路変動現象が知られている。さらにその数年スケールで維持される準定常的な黒潮流路型それぞれに、季節変動や数日から数 10 日程度の時間スケールの変動が重なることによって、黒潮流路の離接岸や小蛇行が繰り返されている。そして、これらの現象が太平洋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、杉本（1994））。この数日から数 10 日程度の時間スケールの黒潮変動と関連して、相模湾や豊後水道では急潮と呼ばれる現象が発生している。急潮は、沿岸域における急激な水温上昇と流速の増加を引き起こし、しばしば沿岸域の漁業に多大な被害を与えていることが知られおり、様々な調査・観測を通じて勢力的に研究が行なわれている（例えば、松山ら（1992）、武岡ら（1992））。また、日本南岸では、冬季に湾口部などの内湾水と外洋水が接する海域において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（1988）は紀伊水道に発生する熱塩フロントの消長に、間欠的な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た。さらに、秋山（1994）は、これらの日本南岸域における総観スケールの海況変動現象を、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。

以上より明らかなように、間欠的に発生する黒潮系暖水の沿岸域への波及が、日本南岸（黒潮沿岸域）における外洋影響を解明するための鍵となっている。これは、先に述べたように日本南岸では沿岸域の海底地形が急峻なため、間欠的に発生する黒潮系暖水波及の影響を受けやすい海域構造となっているためである。ところで、我が国の代表的な閉鎖性水域である東京湾に関する黒潮影響に着目した研究は非常に少なく、その実態はほとんど明らかにされていない。Yanagi et.al（1989）は、成層期において間欠的に沿岸域へ波及した黒潮系暖水が、東京湾中層に密度流として貫入することを現地観測により指摘している。野村（1996）は、例年 9 月において湾内における外洋性動物プランクトンがの出現量にピークが見られることを明らかにしており、この理由の 1 つとして間欠的な黒潮系水の湾内への侵入現象をあげている。しかしながら、これらの研究では黒潮系暖水の挙動や暖水侵入時における湾内の流動構造を数点の水質データから推定するにとどまっており、現時点では暖水侵入時における湾内の流動構造や物質輸送特性などは明らかとなっていない。

1. 2. 2 鹿島灘

鹿島灘沿岸域は開放性が高く、また陸棚が発達した海域であるため、同じ太平洋側に位置する閉鎖性内湾域の東京湾とは異なる形態の外洋影響が考えられる。久保田（1981）は、福島沖における現地観測から、沿岸方向の風速の変動に伴ってこの海域で高次モードの陸棚波が励起されていることを明らかにした。また、松野（1989）は、この周辺海域において成層期に岸沖方に伝播する半日周期の内部潮汐波の存在を明らかにするとともに、岸沖方向の伝播特性を特性曲線法により説明している。川崎（1988）

は、鹿島灘沿岸域に存在する南下流（黒潮に引き込まれる流れ）による水平シアによって、この海域では沿岸方向に伝播する日周期の内部慣性重力波が存在している可能性を指摘している。一方、日本南岸を流れ鹿島灘近海に到達した黒潮は、鹿島灘の南部海域を東から北東へと流去しており、時には大小様々なスケールの蛇行状態を呈して複雑に変動している。この海域における流況は、この黒潮蛇行形状によって大きく3つのパターン、すなわち、フロントが東西に形成される冷水舌型のOパターン、フロントが南北に形成される黒潮分派型のKパターン、そして、鹿島灘沖に暖水舌が張り出すWパターンである。この中でも、Wパターンは比較的継続時間が長く、特に冬季に頻繁に現れることが知られている（久保・友定（1981）、日本全国沿岸海洋誌）。

このように開放性の高い鹿島灘沿岸域では、四季を通じて長周期の波動現象や黒潮の変動に伴う総観スケールの海況変動の存在が明らかにされているが、そういった大規模な物理現象が沿岸域、特に岸近くの浅い海岸域の海況や生態環境に与える影響に関しては十分に検討されているとは言い難い。足立ら（1994）によれば、従来「海の砂漠」と呼ばれるほど貧栄養で生産力が低いと考えられてきた開放性海岸であるはずの鹿島灘（波崎海岸）が、予想以上に高い基礎生産力を有し、それが海岸生態系を支える上で重要な役割を果たしていることが明らかとなっている。したがって、このような高い基礎生産力を保持している鹿島灘海岸域の生態系に対して外洋が与える影響を解明することが非常に重要となっているのである。

1. 2. 3 能登半島沿岸域

1997年1月に島根県沖で発生したナホトカ号重油流出事故は、島根県から新潟県にわたる極めて広範囲の沿岸域に重油が漂着し、開放的な海域に汚染物質が拡がった場合の急速な物質拡散特性と空間スケールの大きさ、そして海岸環境へ与える影響の大きさを明瞭な形で示した。このように被害が広範囲に及んだ原因としては、高波浪のために重油回収が遅れたことが第一の原因と考えられるが、それに加えて冬季日本海のように強い季節風と高波浪、そして海流が共存する場における流況・拡散予測手法が未だ確立されていないことが問題点として指摘されている。犬飼ら（1997）は、冬季能登半島付近における流れの要因としては吹送流が最も卓越しているものとして、吹送流のみを考慮した数値実験によって、重油の拡散シミュレーションを行なっている。また、佐藤（1995）は、石川海岸や新潟海岸における現地観測と数値実験によって、冬季においては主に海上風と地球自転の効果によって、水深20m前後の海底においても底質の移動限界を超えるような強い流れが発生していることを明らかにしている。また、安田ら（1994）は、同じ石川海岸沖合いの流れに対する沖合い砕波の影響について検討している。

このように、冬季日本海能登半島沿岸域における流動の形成メカニズムとしては、もっぱら強い季節風によって生じる流れが注目されてきた。しかしながら、この海域には沿岸境界流としての対馬暖流第1分岐が存在しており（続日本全国沿岸海洋誌）、海上風の影響に加えて対馬暖流の影響を明らかにすることが、この海域における海況や生態環境を把握する上で重要であるものと考えられる。特に、対馬暖流第1分岐は順圧的な性格が強いため、沿岸域の局所的な海底地形に拘束されて複雑な流れ場を形成するばかりではなく、底層付近にまで大きな流速を発生させている可能性が高く、底質や栄養塩の輸送に対して非常に大きな影響を与えているものと考えられる。

1. 3 本研究の目的と論文の構成

本研究は水域構造の大きく異なる3つの海域、すなわち太平洋側に位置する閉鎖性水域の東京湾、開放性の高い鹿島灘沿岸域、そして日本海側に位置する能登半島北部沿岸域における流動や物質輸送に与える外洋影響を現地観測と数値計算に基づいて検討し、さらに、各海域で明らかになった成果を総括することによって、外洋が閉鎖性および開放性沿岸域に与える影響について明らかにすることを目的としている。

本論文は全8章から構成され、各章の概要は以下の通りである。

第2章「長期連続観測に基づく東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦の表層水温年間変動特性の比較解析」では、開放性沿岸域の鹿島灘と閉鎖性の強い東京湾における大局的な温熱環境に与える外洋影響について、1年以上にわたる水温の連続観測データに基づいて検討している。その結果、閉鎖性の強い東京湾湾奥部における温熱環境に対して、外洋からの熱量輸送が大気による海水の冷却・加熱効果と同程度の働きをしていることを明らかにしている。

第3章「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」では、間欠的に発生する黒潮系暖水の沿岸域への波及が、冬季における東京湾湾口部の流動構造や外洋との物質フラックス、あるいは、東京湾全体の温熱環境に与える影響について検討している。その結果、冬季東京湾湾口フロントの発生やフロント構造の形成に対して、黒潮系暖水の湾口部への波及、および黒潮系暖水と内湾水との相対的な密度バランスが本質的に重要な働きをしていること、さらに、黒潮系暖水時における外洋から湾内への熱輸送量が、冬季平均値に比べ約5倍の大きさであることなどを明らかにしている。

第4章「沖合い暖水波及時における夏季東京湾の流動構造と物質輸送特性」では、間欠的に発生する沖合い暖水の沿岸域への波及が、夏季における東京湾の流動構造や物質輸送、あるいは湾内の温熱環境に対して与える影響を検討している。その結果、沿岸域へ波及した高温の沿岸水は、自らと同じ密度の内湾水が存在する湾内中層に密度流として貫入し、地球自転や湾内地形の影響を受けながら湾奥部に侵入することを明らかにしている。さらに、この暖水の中層貫入によって湾内に輸送された熱量が、夏季から秋季にかけての湾内水温の季節変動に対して大きな影響を与えていることを指摘している。

第5章「非成層期における鹿島灘沿岸域の大規模流動解析」では、広域あるいは長期の観測データに基づいて、鹿島灘沿岸域の流動に対し大規模スケールの現象が与える影響について検討している。その結果、黒潮暖水舌の鹿島灘沖への間欠的な張り出しに伴って発生した沿岸部岸沖方向の顕著な水温差によって、沿岸域に非常に強い北向きの地衡流が発生すること、また、低気圧の通過に伴い発生し北方より伝播した陸棚波が、岸近くの流動に対して大きな影響を与えていることを示している。

第6章「鹿島灘海岸域における日スケールの水温変動と物質輸送特性」では、夏季において鹿島灘海岸域に発生する水温の顕著な日周期変動に与える内部潮汐波の影響を検討している。その結果、陸棚スケールの日周期内部波の沿岸方向伝播に伴って発生した底層水の海岸付近への遡上が、海岸域における

日周期の水温変動や植物プランクトンの輸送にとって重要な役割を果たしていることを明らかにしている。

第7章「冬季能登半島沖における流況解析」では、能登半島沿岸域における流動に対して対馬暖流が与える影響について検討している。その結果、沿岸境界流である対馬暖流第1分岐が能登半島沿岸域の局所的な海底地形に拘束されて生じた順圧的な流れや、海流と陸岸地形との複合作用によって生じた小規模な渦流動が、能登半島沿岸域における物質輸送に大きな影響を与えていることを明らかにしている。

第8章「結論」では、まず、各章で得られた成果を述べている。さらに、それらを総括することによって、沿岸域における外洋影響の実態についてまとめている。

(第1章参考文献)

- 秋山秀樹：九州南・東岸海域に出現する黒潮暖水舌の動態，月刊海洋，第26巻，第11号，pp.689-697，1994.
- 足立久美子・日向野純也・木元克則：鹿島灘砂浜海岸における一次生産 I. 植物プランクトン量の変動（1992年），水産工学研究所技報（水産土木），13-24，1994.
- 犬飼直之・早川典生・福島祐介・細山田得三：数値計算による吹送流を考慮した海表面浮遊粒子追跡に関する研究，海岸工学論文集，第44巻，pp.1046-1050，1997.
- 川崎 清：Shear Effect(鹿島灘の内部潮汐)，月刊海洋，第21巻，pp.534-538，1989.
- 佐藤慎司：日本海沿岸で観測された流れの特性，土木学会論文集，No.521/II-32，pp.113-122，1995.
- 杉本隆成：総論 黒潮沿岸域の流動と海水交換，月刊海洋，第26巻，第11号，pp.673-678，1994.
- 続・日本全国沿岸海洋誌，日本海洋学会沿岸海洋研究部会，東海大学出版会，pp.137-142，1990.
- 武岡英隆，秋山秀樹，菊池隆展：豊後水道の急潮，沿岸海洋研究ノート，第30巻，第1号，pp.16-26，1992.
- 日本全国沿岸海洋誌，日本海洋学会沿岸海洋研究部会，東海大学出版会，pp.293-304，1985.
- 野村英明：内湾と外洋の相互作用 生物学からの視点「動物プランクトンを例として」，沿岸海洋研究，第34巻，第1号，pp.25-35，1996.
- 松野健：弱流帯での内部潮汐の発生と伝播，月刊海洋，第21巻，第9号，pp.521-526，1989.
- 松山優治，岩田静夫，前田明夫，鈴木亨：相模湾の急潮，沿岸海洋研究ノート，第30巻，第1号，pp.4-15，1992.
- 安田孝志・森信人・加藤茂・佐藤慎司：石川海岸沖合いの流況特性と碎波の影響について，海岸工学論文集，42（1），pp.431-435，1994.
- Kubo, H. and A. Tomosada : Oceanography of Kashima-nada off the east coast of Honsyu- II, on the warm water tongue, Bull. Tokai Reg. Fish Res. Lab., 96, pp.11-28, 1978.
- Kubota, M., Nakata, K., and Nakamura, Y.: Continental shelf waves off the Fukushima coast. Part I. Observations, J. Oceanogr. Soc. Japan, 37, pp.267-278, 1981.
- Yanagi, T., H. Tamaru, T. Ishimaru and T. Saino : Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer, La mer, 27, pp.34-40, 1989.
- Yoshioka, H. : The Coastal Front in the Kii Channel in Winter, 海と空, 第64巻, 第2号, pp.79-111, 1988.

第2章 長期連続観測に基づく東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦 の表層水温年間変動特性の比較解析

2. 1 はじめに

水域の温熱特性は、そこでの水質・生態環境等の支配因子となることから、その内容を具体的に明らかにしていくことはきわめて重要な課題となるが、そのための研究上のアプローチとしては、いくつかのものが考えられる。

最も頻繁にとられるアプローチは、当該水域の温熱特性の形成要因として関与すると考えられるさまざまな物理過程を、種々の観測機器を用いた集中観測や数値解析などによって、要素分解的に詳細に明らかにしていくやり方である。この種のアプローチは、最近の観測機器や数値計算法の発展に伴って、ますます盛んになりつつあり、着実に研究成果が蓄積されてきている。

例えば、典型的な閉鎖水域である東京湾では、依然として富栄養化に基づく赤潮や青潮の発生が常態化しているが、それらに関して、現地観測(例えば、環境庁水質保全局(1995)、八木ら(1997)、五明ら(1998))や数値計算(例えば、松山ら(1990)、中辻ら(1995)、佐々木ら(1997)、田中ら(1997))に基づく精力的な研究が行われている。また、典型的な開放性沿岸域である鹿島灘沿岸域についても、近年様々な研究が行われてきており、成層期における内部波(川崎(1989)、八木ら(1997-b))や、海上風の連吹による沿岸湧昇・沈降(八木ら(1997-b))、さらには海流の影響(八木ら(1998))などの実態が明らかにされつつある。

これらの研究は、先に述べたように、当該水域の温熱特性形成に関与すると考えられる個々の物理過程に着目したものである。したがって、その場合の観測は、ターゲットとする物理過程のイベントをとらえることをねらった、1、2ヶ月以下の比較的短い期間である場合がほとんどである。そのため、この種のアプローチによる研究は、個々の物理過程の詳細を明らかにすることには適しているものの、当該水域の温熱特性を総体的に把握することには必ずしも直結しないし、また季節的な変化を含む長期の温熱特性を理解することに対しても不適切である。

上記のアプローチに対して、水温計測といった比較的簡単な計測ではあるがそれを1年以上の長期にわたって継続し、その連続記録に基づいて対象水域の温熱特性を大局的に把握していこうとするアプローチが考えられる。その際、他の異なる特性を持つと考えられる水域での長期連続記録と比較する形の、一種の「比較水域学」的な議論を導入すると、この種のアプローチはより一層有効性を増すものと考えられる。

しかし、この後者のアプローチに基づく研究例はあまり見られない。それは、前提となる長期連続記録の取得例自体がまだごくわずかなためである。例えば、東京湾については、衛星リモートセンシングに基づく長期水温変動解析が中野渡ら(1996)によって検討された例はあるものの、定点長期連続観測による水温モニタリングは、八木ら(1997-a)の報告にとどまる。さらに、上記の比較水域学的な長期連続データに基づく解析となると、著者らの知る範囲では皆無である。

本章は、このような背景のもとに、先に触れた富栄養化に起因する赤潮・青潮等の環境問題が常態化している東京湾湾奥部と、沿岸水産資源管理等の社会的要請を背景に広域生態環境の実態解明が求められている鹿島灘沿岸域の2つの水域を対象として、両者の大局的温熱特性を、上記の後者のアプローチによって解明することを目的としている。解析にあたっては、著者らが3、4年前から開始した水温・塩分等の長期連続観測結果に基づいて、それぞれの水域の大局的な温熱環境特性を、お互いに比較する形で把握することを試みた。

これらの2つの水域は、前者が典型的な閉鎖性水域、後者が開放性水域であることから、特に外洋影響の受け方の差に起因した何らかの違いが温熱環境特性に現れることが容易に予想される。しかし、このような水域構造の特徴や気象要因などが、水域の温熱環境の支配要因として具体的にどのような程度寄与しているかということ、季節変化も含めた形で定量的に把握すると、容易なことではない。逆にいうと、そのような定量的な比較解析が可能になれば、これらの水域の基本的な特徴を、従来とは異なった観点から、大局的かつ具体的に理解することができることになる。

本章では、以上のことを念頭に置き、解析対象として、上記の東京湾湾奥部と鹿島灘沿岸域に加えて、さらに、外洋影響を全く受けない閉鎖水域である霞ヶ浦を含めることにより、互いに比較的近接した位置関係にあって気象条件がほぼ同様でありながら、水域構造が大きく異なる3つの水域(図2-1)について、それらの温熱特性とその支配要因に関する比較解析を行った。

2. 2 現地観測概要

東京湾における現地観測は、湾奥部に位置する千葉県海象気象観測塔において1996年4月から連続的に行っている。測点は、幕張沖約3km、水深約9mの位置にあり、海面下1m、2m、4m、6m、8mにおいて水温の計測(以下、水温計はすべてアレック社製MDS-Tによる)を行っている。なお、海面下1m、4m、8mでは塩分(以下、塩分計はすべてアレック社製MDS-CTによる)、海面下1m、4mではchl.a量(以下、chl.a量計はすべてアレック社製ACL11-8Mによる)、海面下1m、8mではDO(以下、DO計はすべて三洋測器製MDO-Iによる)を適宜計測している。

鹿島灘における長期連続現地観測は、茨城県鹿島郡波崎町須田浜にある運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究所施設(HORS)先端付近において、1995年6月から継続して実施している。測点は距岸約400m、水深約5mであり、水温、塩分およびchl.a量の測定を、海面下約3mの位置にセンサーを係留して行っている。

霞ヶ浦における現地観測は、湖央にある水質水位監視所において、東京工業大学大学院総合理工学研究科石川研究室が1996年1月から行っている。測定項目は、日射量、気温、風向・風速、雨量、水位、気圧、蒸気圧、水温であり、水温は水面下0.5mおよび底面上0.5mの位置で計測している。本研究においては、このうち水面下0.5mで計測された水温データを解析に用いている。

2. 3 現地観測結果とその考察

2. 3. 1 取得水温データとその特徴

図2-2に、1996年4月～1997年12月の約2年間にわたる、鹿島灘(海面下3m)、霞ヶ浦(水面下0.5m)、東京湾(複数水深)の日平均水温の時系列変化を示す。ここではまず始めに、それぞれの水温変動の特徴、および水域の基本的な特徴を述べる。

鹿島灘の水温は、2月から上昇し始め、夏季に向けて、数日スケールの急激な水温低下現象を繰り返しながらも水温は上昇し、9月上旬に最高値をとる。なお、計測を行っている地点は比較的岸に近く碎波帯に近いので、夏季の数日を除いて鉛直方向にほぼ様な水温分布を形成していたことが確認されている。

東京湾湾奥部の水温は、2月下旬頃から上昇し始めるが4月上旬から成層形成するようになり、8月上旬に最高値をとる。9月中旬以降は成層構造がなくなり、鉛直的に様な水温分布をとりながら水温が低下していく。そして2月に水温は最低値をとる。

霞ヶ浦は、最大水深7m、平均水深4mの浅い湖で季節成層は形成されない(銭ら(1996))。晴れた日には弱い水温の日成層が年間を通して形成されるが、5m/s以上の風が数時間吹くと混合が生じ、水温の鉛直分布が様になるため、湧昇現象はほとんど生じない(銭ら(1996))。また湖央の水質水位監視所の水温データと、湖岸に位置する国立環境研究所(環境庁ホームページ)のデータとを比較した結果、両者がほぼ一致することから、霞ヶ浦の水温構造は、河川流入部を除いて、年間を通して水平的なコントラストが小さいものと考えられる。

以上の3地点における水温変動を比較すると、3地点の水温がほぼ等しくなる4月と9月～10月(図2-2中のハッチ部)を境として水温変動パターンが大きく変化している。特徴的な傾向として、4月～10月(以下、この期間を「夏季」と呼ぶ)においては、東京湾の表層水温と霞ヶ浦の水温変動がよく一致しているが、鹿島灘では東京湾および霞ヶ浦に比べて5℃程度低い水温レベルをとる。一方、11月～3月(以下、この期間を「冬季」と呼ぶ)においては、夏季のような東京湾と霞ヶ浦の水温の一致は見られず、鹿島灘・東京湾・霞ヶ浦の順に水温が低い値をとることがわかる。以下、期間をこの特徴的な2つの期間(夏季と冬季)にわけ、それぞれについて解析を行った結果を述べる。

なお、鹿島灘・東京湾・霞ヶ浦の3地点の観測データが取得できているのは1996年4月以降であるが、その中で、東京湾における1997年夏季のデータが一部欠損しているために、以下の解析では

1996年4月からの1年間のデータを対象にしている。

2. 3. 2 夏季(4~10月)の水温変動特性

(1) 水温および気象の基本変動特性

まず始めに、夏季における水温の変動特性を、スペクトル解析結果から見てみることにする。図2-3に東京湾における水温変動のスペクトルを示す。これを見ると、23日以下の変動成分にいくつかの明瞭なピークが現れていることがわかる。それに対し、23日以上の中長期変動成分ではそのエネルギーレベルは高いものの明確なピークは見られない。このような変動特性は3地点に共通であり、鹿島灘においては28日以上、霞ヶ浦においては19日以上の中長期側には、明確なスペクトルのピークが見られなかった。そこで、夏季における3地点の大局的な水温変動特性を見るために、図2-4に28日移動平均操作を施した水温データ(東京湾は海面下1m)の経時変化を示す。これから、前述した基本的な特徴、すなわち、夏季において東京湾の表層水温と霞ヶ浦の水温がほぼ一致することがより明瞭な形で現れていることがわかる。

このような水温変動の要因を探るため、まず、観測期間中の気象条件の比較を行った。図2-5は、図2-4に対応する期間における(a)気温(b)日射量(c)風向・風速ベクトルの時系列変化(気温および日射量は28日間移動平均値、風向・風速は後の議論で用いるため1日平均値)を示したものである。気象データとしてはそれぞれ、鹿島灘については気象庁銚子気象台のデータ(風のみ運輸省港湾技術研究所HORSデータを)、東京湾は気象庁東京管区気象台のデータ(風のみ千葉県海象気象観測塔のデータ)を、そして霞ヶ浦に関しては国立環境研究所の湖上の気象データ(環境庁ホームページ)を用いている。気温を見ると、鹿島灘においては、他の地点の水温に比べて9月中旬以降を除き若干低い値をとっていることがわかる。これは後で述べるが、夏季の海表面水温が気温に比べ約3℃前後低いいため、海面によって大気側が冷却されることによるものと考えられる。日射量に関しては、鹿島灘が他の地点より若干大きな値をとっている。しかし、この日射量の差は後で行う熱収支解析において有意な大きさを持つものではないことが確認されている。風に関しては、風向も風速もほぼ一致した傾向を持っている。

以上より、各気象条件について多少の違いはあるものの、大局的なトレンドとしては3地点間で大きな違いは見られず、3地点ともほぼ同様の気象条件であったことが確認された。

(2) 大気側からの熱輸送特性

つぎに、大気側からの基本的な影響評価を行うために、水表面を通して出入りする熱輸送量を算出した。水表面を通して出入りする熱輸送量には、短波放射量 $S_{net\downarrow}$ 、長波放射量 $L_{net\downarrow}$ 、潜熱輸送量 $IE\downarrow$ 、顕熱輸送量 $H\downarrow$ の4つの成分が考えられる。そこで、これら各成分の総和 $Q_n\downarrow$

$$Q_n\downarrow = S_{net\downarrow} + L_{net\downarrow} + IE\downarrow + H\downarrow \quad (2-1)$$

を、水表面を通しての大気側からの正味の熱輸送量とした。なお、短波放射量を見積もる際のアルベドとしては、関東周辺の海域の平均的な値である0.06を(近藤(1990))、長波放射量に関する大気から海面への輸送の評価には、オングストロームリンクによる係数を用いている。また潜熱輸送量およ

ひ頭熱輸送量はバルク法を用いて算出している。なお、東京湾および鹿島灘において計測した chl.a 量から日射の透過度を検討した結果 (Joseph ら(1991)), 海底面に達する直達光はわずか数%であったことから、海底面を通して出入りする熱フラックスは無視できると仮定した。

図2-6は、3地点における水表面を通しての大気側からの熱輸送量の経時変化を示したものである。ただし、ここでは大局的な変動を見るため、28日移動平均値として示している。これを見ると、東京湾と霞ヶ浦での大気側からの正味の熱輸送量はほぼ一致しているが、それに比べて鹿島灘における熱輸送量は、常に正の大きな値をとることがわかる。

そこでつぎに、大気側からの熱輸送量の各成分の評価を行った。図2-7は、各成分(すべて下向き輸送を正としている)を28日移動平均した形で示したものである。短波放射量は鹿島灘がやや大きい値を持つが、その変動パターンは3地点でほぼ一致している。長波放射量および潜熱・顕熱輸送量に関しては、鹿島灘が他の地点に比べて多少異なった変動パターンを示している。

そこで、この違いを明らかにするために、気温から表層水温を引いた温度差を計算したものを図2-8に示す。これを見ると、東京湾および霞ヶ浦は負の値を示しており、水温の方が気温より高いことがわかる。一方、鹿島灘では、この温度差は9月中旬まで正の値になっており、水温が気温より約3℃程度低いことがわかる。このような鹿島灘における温度差の特徴は、熱輸送に大きく反映しているものと考えられる。そこで、霞ヶ浦の気温と水温の差と同じ分だけ、鹿島灘の気温との差を与えた水温値を仮におき、再度鹿島灘における熱輸送の評価を行ってみた。先の図2-6で、鹿島灘(仮水温)として示しているものがその結果である。これから、鹿島灘の正味の熱輸送量が他の地点とほぼ一致した変動パターンをとることがわかる。このことは、気温と水温の温度差が、東京湾と霞ヶ浦に比べた時の鹿島灘の熱輸送を特徴づける重要な要因になっていることを示すものである。

(3) 熱収支からみた各水域の水温変化特性

次に、熱収支の観点から、それぞれの水域における水温変化特性の支配要因を調べてみることにする。熱収支解析を行う対象としては、単位水表面当りの水柱を考える。水柱としては基本的には海底から水表面までの全水深をとるものとするが、後で示すように、東京湾に関してはさらに表層のみを対象とした熱収支解析も行っており、その場合には表層混合層厚さを水柱高さにとることになる。この水柱における単位時間当りの貯熱変化量 \dot{S} は、水柱下端での熱輸送が無視できるものとすれば、大気側からの熱輸送量 $Q_n \downarrow$ と、水平移流による熱変化量 Q_{ad} の和として次式で表される。(Q_{ad} は、正確には水平拡散による熱輸送成分も含むが、以下では単に移流成分と呼ぶことにする。)

$$\dot{S} = Q_n \downarrow + Q_{ad} \quad (2-2)$$

このうち、 \dot{S} と $Q_n \downarrow$ は観測値から求まるので、移流による Q_{ad} は、それらの差として見積ることができる。以下では、この $Q_n \downarrow$ と Q_{ad} の貯熱変化量 \dot{S} への寄与に関して、各地点において比較検討を行った。ただし、各地点間の比較を行う際、たとえば同じ \dot{S} でも対象とする水柱高さが異なると、水温変化量としては違った値になってしまい、水温変化特性を検討しようとするここでの目的にそぐわなくなることから、以下では、 \dot{S} や $Q_n \downarrow$ 、 Q_{ad} を水柱高さで割ることにより、単位体積当りの値として示している。

(a) 鹿島灘

図2-9は、鹿島灘における、大気側からの熱輸送量(図中点線)と、水域の貯熱変化量(図中実線)の経時変化を示している。これを見ると、大気側からはほぼ正の熱輸送があるが、貯熱変化量には顕著な負の値の変動が頻繁に発生していることがわかる。これは水域が大気側から加熱されているにもかかわらず、移流効果によって水温上昇が抑えられていることを示している。そこで、式(2-2)によって移流による熱変化量を見積ってみた。表2-1は、鹿島灘の水温上昇期に相当する5月～9月におけるデータから算出した、大気側からの熱輸送量と移流による熱変化量を、単位体積当りの水の温度変化量に換算した値として示したものである。これから、鹿島灘水域は、平均 $2.62^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ 程度大気側から加熱されているのに対し、移流によって $1.52^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ 程度冷却されていることがわかる。移流成分の値を月ごとに見ると、7月に特に大きな負の値を、8月に若干の正の値を持つという変動が現れている。これは後述するように7月下旬の梅雨明けと同時に連吹する南風(沿岸湧昇モード)によって水温が急激に低下し、その後8月上旬の風系の変化によって、沿岸湧昇が解消され水温が急激に上昇したことによるものと考えられる。このように移流による熱量変化が海上風の影響を大きく受けるという事実は、夏季鹿島灘における正味の冷却効果に沿岸湧昇の影響が大きい可能性を示しているが、この他にも内部波や外洋水の影響などさまざまな物理現象の存在が本海域において確認されており(例えば、内山ら(1998))、実際にはタイムスケールが異なるそれらの現象が絡み合いながら複雑な熱輸送を行っているものと考えられる。これらの解析結果の詳細については別の機会に報告する予定である。

(b) 霞ヶ浦

図2-10は、霞ヶ浦における水表面を通しての大気側からの熱輸送量と水域の貯熱変化量の経時変化を示したものである。これを見ると、両者の変動がほぼ一致していることがわかる。また、先と同様にして、霞ヶ浦における移流による熱変化量を見積った結果、平均 $0.29^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ 程度の値となった。これは、鹿島灘と比べるとかなり小さな値である。このことは、霞ヶ浦においては、ほぼ鉛直1次元的な熱バランスが成立しており、水域の水温形成は主に水表面を通しての大気側との間の熱輸送に支配されていることを示している。

(c) 東京湾

図2-11に、夏季の東京湾の水表面を通しての熱輸送量と貯熱変化量の経時変化を示す。これを見ると、両者の間に大きな差があることがわかる。また、移流による熱変化量を算出したところ、平均 $0.69^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ 程度であり、鹿島灘に比べれば小さいものの、霞ヶ浦よりは大きな値となった。

このように、東京湾は霞ヶ浦と比べて移流による熱量変化が大きいにもかかわらず、先の図2-2に示したように、夏季における両水域での表層水温は非常によく一致している。その理由として、東京湾では、夏季に大気側からの加熱効果に伴って温度躍層が発達し、明瞭な成層構造を持つことが考えられる^{脚)}。すなわち温度躍層を介した上層から下層への熱輸送が小さいと考えれば、水面を通し

^{脚)} 2. 3. 1で述べたように、霞ヶ浦では、季節成層は形成されない。また、鹿島灘の場合も、観測点が岸近くの浅い地点に位置することから、夏場でも成層はほとんど見られない。

て水中に入った大気側からの熱フラックスは表層混合層内に蓄積するため、表層水温の変化を直接的に評価するには表層混合層内の熱収支を考える必要がある。

そこで、表層混合層を対象とした熱収支解析を別途行うことにより、そこでの貯熱変化量を具体的に見積り、成層が表層水温に与える影響を評価することを試みた。ここで、全水深ではなく表層混合層を対象として貯熱変化量を見る場合、正確には、表層混合層厚自体が変化することに伴う貯熱変化量の寄与分があることに注意する必要がある。すなわち、表層混合層内の単位時間当りの貯熱変化量 \dot{S}_u は、 ρ を海水密度[kg/m³], c を比熱[J/kg・K], h_u を表層混合層の厚さ[m], T_u を表層混合層内の水温[K]としたとき、

$$\dot{S}_u = \frac{d}{dt}(\rho c h_u T_u) = \rho c \left(h_u \frac{dT_u}{dt} + T_u \frac{dh_u}{dt} \right) \quad (2-3)$$

と表わせることから、全水深で熱収支を議論した時とは異なり、貯熱変化量を水柱高さ(いまの場合、表層混合層厚さ h_u)で割って単位体積あたりの貯熱変化量の形に変換しても、それが水温変化量に単純に対応することにはならない。そこで、以下では水温変化に直接影響する式(2-3)右辺第1項を中心に表層混合層内の熱バランスを評価することを試みた。図2-12, 13は、具体的に式(2-3)右辺第1項、第2項の値を求めた結果を図示したもので、第1項を表す図2-12には比較のために海表面を通した大気側からの熱輸送量もあわせて表示している(これらの値の算定に必要な躍層の位置は、観測水温値を基に、水温の鉛直勾配が最大となる位置として求めている)。これを見ると、全水深で貯熱変化量を評価した図2-11の場合と比べると、貯熱変化量の変動レベルが大気側からの熱輸送量の変動状況に近くなっているものの、霞ヶ浦でみられたような両者の良好な一致は見られない。その主たる原因は、図2-12, 13の変動パターンから推測して、数日スケールの短周期の変動が有意な大きさで入り込んでいることによるものと考えられる。

そこで海上風の風速変動(NS成分)に関してスペクトルを調べてみると、図2-14に示すように7日以下の短周期帯にいくつかの鋭いピークが現れていることがわかる。このことから、7日以下の周期帯においては数日程度の時間スケールの気象擾乱に対応した表層混合層内水温の短周期変動が現れているものと考えられる。そこで、これらの短周期変動成分を除外して議論するために、図2-12の結果に対して7日間の移動平均操作を行った。その結果を図2-15に示す。これから、図中の矢印(その意味については後述)で示す時期以外では、表層混合層内の水温変化に伴う貯熱変化量(平均 1.25°C/month・m³)と大気側からの熱輸送量(平均 1.54°C/month・m³)とがほぼ一致する形で変動していることがわかる。

表層混合層厚さの変化による貯熱変化量(式(2-3)の右辺第2項)の経時変化を示した図2-13を見ると、図2-12と同様、有意な大きさの短周期変動成分が現れていることがわかる。そこで、これに関してもやはり図2-15と同様に、7日間の移動平均操作を施した。その結果を図2-16(a)に示す。また、図2-16(b)には、図2-5(c)に示した東京湾の風データに関してやはり7日間の移動平均を施した結果(南北成分のみ)を示している。これを見ると、表層混合層厚の変化に伴う貯熱変化量の変動パターンが、風向の変化にかなり良く対応していることがわかる。すなわち、南寄りの風の際には、貯熱変化量が正(表層混合層厚が増加)になり、北寄りの風になると貯熱変化量は負(表層混合層厚が減少)に転じている。

以上の事実を式(2-3)右辺第1項、第2項の持つ性質から考えてみる。まず、それぞれの項を支配する物理過程として、第1項は①大気側からの熱フラックスによる加熱・冷却、②水温が異なる水塊の移流に伴う貯熱量変化が、第2項は③沿岸湧昇・沈降など移流による表層混合層厚の変化、④乱流混合による表層混合層厚の変化 (deepening) などが考えられる。前述のように表層混合層内の貯熱量変化量として、式(2-3)第1項のみを対象とすると、混合層厚変化の効果を取り除いたことになり、その変動パターンは全水深で考えた貯熱量変化量 (図2-11) より大気側からの熱フラックスの変動に近づいた形になる (図2-12)。ただし、それでもまだ大気側からの熱フラックスとの間に差があるのは、数日スケールの海上風変動の影響と考えられ、これが水温の異なる表層水塊を移流すること (前述②) によって、表層混合層内の貯熱量が変化することが原因として考えられる。

最終的に7日以上の変動時間スケールで熱バランスをとらえると、表層混合層内の水温変化に伴う貯熱量変化は大気側からの熱輸送量にほぼ一致する形で変動しており、風系の変化の効果はもっぱら表層混合層厚の変化にのみ現れている (前述③)。このようなことから、表層混合層内の水塊の加熱・冷却は、大気側からの熱輸送によるほぼ鉛直1次元的な熱バランスによって支配されており、風系の変化は、表層混合層厚の変化による表層混合層内の貯熱量の増減には寄与するものの、水温変化に結びつく形の移流効果は持たない、ということがわかる。

この後者の点に関しては、それが成立するには、7日以上スケールで考えたときに、①観測点周辺の表層水温の水平コントラストが小さい、②沿岸湧昇モードの際に底層水が観測点表層まで達しない、ということが前提になる。実際、①で述べたことがほぼ成立することは、本解析と計測期間が異なるものの、著者らが1998年8月～9月に東京湾湾内で行った長期ブイ係留観測 (日向ら(1999)) によって、夏季においては7日間以上の時間スケールでは東京湾湾内 (富津岬以北) 表層水温の水平コントラストは、たかだか1℃～1.5℃程度以内であることが確認されている。また、②に関しては、例えば、千葉県水産試験場富津分場による『東京湾海況速報』から作成した図2-17によって確認できる。同図は、北寄りの風による湧昇モードが現れていた1996年7月23日に関するものであるが、本研究で対象としているデータの測定点である千葉県海象気象観測塔の位置に相当する Sta.2 付近においては、底層湧昇水は表層まで達しておらず、また表層水温の水平方向のコントラストもほとんど認められない。ただし、数年に1回程度の大規模な青潮を引き起こす大規模湧昇時には (例えば、千葉県土木部(1998))、底層水が観測位置である千葉県海象気象観測塔付近にまで表層に達するものと考えられる。図2-15において矢印で示した時期には、大気側との熱輸送量と表層混合層内の貯熱量変化量が大きく異なっており、有意な大きさの温度変化を伴う移流成分が寄与していることがわかるが、この時期には北寄りの風が数日にわたって連吹していることから、上記のような大規模湧昇が発生していたものと推測される。

以上に基づいて、長時間スケールで見たときの東京湾湾奥部の表層水温が霞ヶ浦とほぼ同じになる理由について考察してみる。夏季の東京湾においては、成層の発達により、大気側から供給された熱量はほぼ表層混合層内に留まる。この表層混合層内の熱収支において、7日以上の変動時間スケールで見た場合、大規模な沿岸湧昇の場合を別にすれば、水温変動を伴う形での風による水平熱移流効果が現れるのは、海岸近傍の狭い範囲に限られる。その結果、水温変動の面から見ると、霞ヶ浦の場合

と同様、ほぼ鉛直1次元的な熱バランスが成立しており、表層混合層内の水温形成は水表面を通しての対気側との間の熱輸送に支配される形になる。この夏季の東京湾における表層混合層の厚さは、平均約3.7mであるが、この値は霞ヶ浦の平均水深(約4m)とほぼ等しい。このように、夏季の東京湾では、水温躍層の形成によって熱収支に関わる実質的な水深が霞ヶ浦程度に浅くなり、しかも7日以上時間スケールでの熱収支構造(ただし水温変動への寄与分のみ)が、やはり霞ヶ浦と同様に対気側からの熱輸送に支配される形になっていることから、結果的に、長時間スケールで見たときの夏季における東京湾と霞ヶ浦の表層水温が互いにほぼ一致したものと考えられる。

ここで、長時間スケールで見たときに水平熱移流効果がほぼ無視できるとした上記の解析結果の妥当性を、さらに別の観点から検討するために行った、東京湾湾奥部に関して Box Model を用いて解析した結果について述べておく。Box Model の適用に当たっては、保存量である塩分を指標とした Box Model を用いて、湾内の海水交換量をまず算出し、その結果を用いて、各 Box 間の熱交換量を見積った(詳細は付録参照)。Box の設定としては、まず鉛直方向には、解析対象海域全体の平均的な躍層界面位置である5m(上層)とそれ以下(下層)とに分けた(ただし、船橋港周辺(Box1)は水深が浅いため下層の Box は設けていない)。また、平面的には、湾奥部水域を湾軸を境に左右二つに分け、さらに、湾軸方向に水深が10mよりも浅い部分と(図2-18中の Box1, 2, 3)と、水深が10m以上ある部分(図2-18中の Box4, 5)とに分けた。Box Model による解析には、千葉水質保全研究所が湾奥部において月に1回程度計測しているデータを用いた。図2-18中の○印がその観測点で、水温、塩分、 σ_t 、濁度、DO、chl.a が、水深方向に約0.1m間隔で測定されている。解析対象期間は、1997年7月の1ヵ月間とした。図2-18中の矢印は、この Box Model の解析によって得られた海水交換の方向を示したものであるが、この水平移流による熱輸送量はそれほど大きくなく、千葉県海象気象観測塔が存在する Box2 上層での Box 内熱収支に関わる正味の熱輸送量は、温度変化量に換算して約 $-0.3^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ と算出された。これは、先に示した対気側からの正味の熱輸送量による約 $1.54^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ という値と比べると2割以下の数値である。このことは、長時間スケールで見たときに水温変動への寄与分として水平熱移流効果がほぼ無視できるとした先の熱収支解析結果と符合している。なお、Box2における上下層間の熱輸送成分は、水平 Box 間の熱輸送成分に比べて数オーダー低く、非常に小さい値であった。このことは、先の熱収支解析の際の仮定として躍層界面を通しての熱輸送量が無視できるとしたことの妥当性を裏付けるものである。

(4) 3地点の水温変動の比較

以上で、鹿島灘および霞ヶ浦、東京湾それぞれの夏季の熱環境特性を、主として熱収支の観点から論じたが、ここで、水温の時間変動パターンからこれらの3水域を比較してみる。図2-19は、3地点での夏季における日平均水温の経時変化を示したものであるが、これを見ると、東京湾や霞ヶ浦において、観測期間中数回、水温の急激な低下現象が現れており、そのほとんどの場合において、鹿島灘では逆に水温が上昇していることがわかる。(同図中の矢印は、さきの図2-15中の矢印と同様に、大規模な沿岸湧昇の発生を示している。)一方、逆に、東京湾や霞ヶ浦で水温が上昇するときには、鹿島灘では、多くの場合、低下しており、15日前後のスケールの変動周期において、互いに負の相関があることがわかる。

つぎに、これらの水温変動特性と気象変動との関係を見てみる。さきに述べたように、ここで対象

としている3水域は互いに近い位置関係にあることから、気象条件はほぼ同一と見てよい。風に関しても、図2-5に示したように、風速レベルには多少違いが見られるものの、風向の変動パターンはほぼ同一の傾向になっている。そして、この図2-5の風向変動パターンと図2-19の水温変動パターンを比較してみると、15日前後の変動時間スケールにおいて、いずれの地点についても、ほぼ風向の変化に対応する形で水温変動が生じていることがわかる。しかし、ここでのポイントは、なぜ、東京湾・霞ヶ浦と鹿島灘とでは、風向の変化に対応した水温変化の傾向が正負逆になるのか、という点にある。

まず、東京湾・霞ヶ浦について見てみよう。先に明らかにしたように、東京湾および霞ヶ浦での表層水温の変化は、主に水表面を通しての大気側との熱輸送によって支配されている。一方、上記のように、水温変動パターンは風向変動パターンと明確な対応関係をもつ。これらの2つの事実は、気象変動に伴う日射と風向の変化を考えることによって、互いに結びつけて説明することができる。すなわち、関東地方では一般に南風の風系のときには好転日が多く、したがって日射量が増え、逆に、北風の風系のときには一般に天候が悪く日射量が減少する。つまり、風向の特に南北方向の変化は、同時に大気側からの熱輸送量の変化に直結しており、南風の風系の際に熱輸送量が増大する形になる。このことが実際に成立していることは、霞ヶ浦に関して、風系(南北成分)の変動と大気側からの熱輸送量との相関を示した図2-20によって知ることができる。なお、図2-15と図2-19中の矢印で示した東京湾奥部での大規模な沿岸湧昇発生時にも大きく水温が低下しているが、この場合には風による移流効果が直接寄与する。ただし、この場合には北風であることから、大気側からの冷却効果も同時に作用することになる。すなわち、東京湾奥部では、水域の水温変化に関して、風による移流の効果が関与する場合には、日射量の変化の効果を強める方向に作用する。

一方、鹿島灘では、風系の変化に連動した日射量の変化は東京湾・霞ヶ浦とほぼ同じになるものの、風による移流効果は、東京湾・霞ヶ浦と全く逆の方向に作用することになる。すなわち、図2-21に模式的に示したように、水域に対する海岸線の方向が、東京湾奥部と鹿島灘ではほぼ180°異なることから、北寄りの風系の場合、東京湾奥部では沿岸湧昇モードになるのに対し鹿島灘では沿岸沈降モードになり、また逆に、南寄りの風系の場合には、東京湾奥部では沿岸沈降モードになるのに対して鹿島灘では沿岸湧昇モードになるものと考えられる。したがって、鹿島灘では、気象変動に伴う風による移流の効果は、日射量の変化の効果と逆の方向に作用することになる。そして、15日前後の時間スケールでの水温変動が鹿島灘では東京湾・霞ヶ浦と正負逆の変動パターンになるという事実は、この時間スケールでの水域の水温変動が、鹿島灘の場合、主として風による移流効果によって支配されている、ということを示している。

2. 3. 3 冬季(11~3月)の水温変動特性

図2-22に、対流期である冬季(1996年11月~1997年3月)の3地点の水温変動を示す。これを見ると、霞ヶ浦の水温値が最も低く、東京湾、鹿島灘の順に水温値が高くなっていることがわかる。冬季の水温変動は、図2-19に示した夏季の変動と比べて数日スケールの変動が小さいため、ここでは移動平均操作を行わず、1日平均値を用いて以下の解析を行った。

(1) 鹿島灘の水温変動特性

図2-23は、冬季に関して、夏季と同様の手法を用いて行った熱収支解析の結果を示したものである。まず、鹿島灘に関する図2-23(a)を見ると、海水の貯熱変化量(平均 $-1.21^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$)は、大気の冷却効果(平均 $-3.62^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$)に対応した変動を示しておらず、このことから、鹿島灘海岸近傍では、何らかの水平移流拡散効果によって海域が常に相対的に暖かい状態に保たれていることがわかる。そこで、表2-2に示すように、水平移流による熱変化量を見積った。これを見ると、水平移流は $2.41^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ 程度の加熱効果を持つことがわかる。このような冬季の鹿島灘における正の移流成分を持つ水塊は、主に外洋から輸送されてきたものであると考えられる。例えば、図2-24のNOAAの熱画像に示されているように、冬季鹿島灘では沖合いの黒潮起源と思われる暖水が鹿島灘沿岸まで近接するケースが多く見られ、このような暖水の作用も沿岸域に熱量を供給する1つのプロセスであるものと考えられる。

(2) 霞ヶ浦の水温変動特性

図2-23(b)に、霞ヶ浦における熱収支解析結果を示す。霞ヶ浦においては、夏季同様、水域の貯熱変化量(平均 $-0.77^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$)と大気からの熱輸送量(平均 $-0.97^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$)がほぼ等しく、鉛直1次元的な熱バランスが成立しており、これから水域の水温変動が主に気象条件によって決まっていることがわかる。

(3) 東京湾の水温変動特性

図2-23(c)は、冬季の東京湾における熱収支解析結果を示したものである。東京湾においては、霞ヶ浦と同程度の気象から負の熱輸送量があるにもかかわらず、霞ヶ浦と比べ海域は暖かい水温を保っていることがわかる(図2-22)。そこで、水平移流による熱輸送効果を見積ってみた(表2-2)。表から、水平移流成分は、当該海域に対して平均 $1.67^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ もの加熱効果があることが分かる。冬季においては河川水の水温が湾内水よりも低いため、上記の加熱効果を持つ水塊のソースとしては、主として湾外域(外洋)が考えられる。そこで、Box Model(付録参照)によって湾外と湾内の海水交換量を算出し、東京湾全体と外洋との間の熱交換量を見積ることを試みた。ここで、図2-25に示す東京湾における典型的な表層塩分分布の観測例からわかるように、冬季は夏季に比べて水平的な塩分コントラストが顕著ではないこと、また、ここでは外洋影響に注目しているため湾口部まで含んだBoxの設定が必要であったこと、などの理由から、冬季のBoxは図2-26に示すように設定した。解析には、千葉県水産試験場富津分場が月1回の頻度で行っている、東京湾全域における広域観測のデータを用いた。その観測地点は図中の○印で示す地点である。

このBox Modelによる解析の結果、Box1・Box2間の海水交換量が表2-3のように見積られた。この結果は、20年以上の長期に渡る観測データに基づいた宇野木ら(1977)の計算結果とほぼ等しい。そして、この海水交換量からBox1と外洋との間の熱交換量を算出した結果を表2-3に示す。表を見ると、約 $1.25^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ の大きさの熱量が外洋から湾内に流入していることがわかる。この値は、表2-2に示した冬季東京湾湾奥部観測点での水平移流による熱輸送量の平均値 $1.67^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ の約3/4である。これらのことは、冬季の東京湾においては、外洋からの熱輸送に伴う湾内の加熱効果が有意な大きさで存在し、その効果が湾奥部まで十分達することを強く示唆するものである。

2. 4 おわりに

本章では、東京湾、鹿島灘、霞ヶ浦という、互いに近接した位置にあってほぼ同様の気象条件下にある、典型的な閉鎖性、開放性、閉鎖水域に関して、比較水域学的な観点から、長期連続観測データに基づく温熱特性解析を行った。解析は、主として熱収支的な観点から、夏季と冬季に分けて、それぞれの水域に関して行ったが、それらの解析結果をまとめたものを表2-4に示す。これをふまえた形で、以下に、本章で得られた主要な結論を述べる。

1) 開放性沿岸域である鹿島灘では、夏季・冬季ともに水平移流成分が熱収支の中で大きな割合を占めており、夏季には平均 $1.52^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ の冷却効果を、また冬季には平均 $2.41^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ の加熱効果を沿岸域にもたらしている。これは、大気側からの熱輸送効果に比べて、それぞれ、58%と67%もの割合になる。

2) 閉鎖性が強い霞ヶ浦では、逆に、水平移流成分は水域の水温変動にほとんど寄与しておらず、年間を通じて水表面を通しての大気側との熱輸送によって水温変動がほぼ規定されている。

3) 夏季の東京湾においては、水温躍層の形成によって熱収支に関わる実質的な水深が霞ヶ浦程度に浅くなり、しかも7日以上での時間スケールでの熱収支構造（ただし水温変動への寄与分）が、やはり霞ヶ浦と同様に大気側からの熱輸送に支配される形になっていることから、結果的に、夏季における東京湾と霞ヶ浦の表層水温の長時間スケールでの変化傾向が互いにほぼ一致する。

4) 夏季における東京湾表層および霞ヶ浦の水温変動と鹿島灘の水温変動の間には負の相関が存在する。これは、東京湾表層混合層と霞ヶ浦の水温が、大局的には大気側からの熱輸送に支配されるのに対し、鹿島灘では、風による沿岸湧昇や沿岸沈降による影響が大きいためである。

5) 冬季の東京湾は、夏季と異なり、平均 $1.67^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ もの大きさの水平移流効果による熱輸送があり、Box Modelによる計算により、そのかなりの部分が外洋と湾内との間での熱交換に基づく外洋からの加熱効果によるものであることが示された。この外洋からの加熱効果により、冬季の東京湾湾奥部表層水温は、夏季と異なり、霞ヶ浦の水温より相対的に高くなる。

付 録

Box Model による東京湾における海水交換量の算定

一般に Box Model では、Box 間の海水交換量を未知数とし、各 Box の水量と塩分を保存量として方程式をたて、それらから構成される以下の連立方程式を解く。

$$\text{水量の保存 : } G_i + R_i - E_i + \sum_j Q_{ji} - \sum_k Q_{ik} = 0$$

$$\text{塩分の保存 : } V_i dS_i = \sum_j S_j Q_{ji} - \sum_k S_i Q_{ik}$$

ここで、 G_i :Box i に流入する河川流入量、 R_i :Box i への降水量、 E_i :Box i の蒸発量、 Q_{ij} :Box i からBox j への海水交換量、 V_i :Box i の容積、 S_i :Box i の塩分、 dS_i :Box i の塩分変化量、である。これらの変数のうち、河川流入量 G_i は流量年表(日本河川協会)から求めた。ただし、これには多摩川および鶴見川のデータしかないため、荒川および江戸川の流入量はその流域面積の比から概算した。降水量 R_i は気象庁東京測候所発表の降水量データを用いた。また、蒸発量 E_i は、

$$E_i = \rho C_H U (q_s - q)$$

から求めた。ここで、 ρ は空気の密度($=1.19\text{kg/m}^3$)、 C_H はバルク輸送係数($=1.12 \times 10^{-3}$)、 q_s は水表面の飽和比湿、 q は大気側の比湿である。

夏季の東京湾の Box Model による解析においては、成層期であることから Box を細かく区切ったため、各 Box の方程式の数より未知数の数の方が多くなり、連立方程式を解くことができない。そのような場合、一般には、最小自乗法などの工夫をして解を求めるが、今回のケースでは、未知数の数が方程式の数に比べ倍近くあったため、Box 間の海水交換量を 1 方向で代表することにし、以下のような連立方程式を解くことを考えた。

$$\text{水量の保存 : } G_i + R_i - E_i - \sum_j Q_{ij} = 0$$

$$\text{塩分の保存 : } V_i dS_i = -\sum_j dS_{ij} Q_{ij}$$

ここで、 dS_{ij} は Box i と Box j の塩分差である。

(第2章参考文献)

- 内山雄介・八木宏・日向博文・灘岡和夫：夏季鹿島灘における長周期水温変動に関する研究，日本海洋学会秋季大会要旨集，p.213，1998.
- 宇野木早苗・岸野元彰：大局的に見た内湾の海水交流，第24回海岸工学論文集，pp.486-490，1977.
- 川崎清：Shear Effect—鹿島灘の内部潮汐—，月刊海洋，vol.21，No.9，pp.534-538，1989.
- 環境庁水質保全局：青潮発生予測手法の確立調査報告書（総括編），1995.
- 五明美智男・佐々木淳・磯辺雅彦：東京湾湾奥の浚渫窪地における湧昇現象の現地観測，海岸工学論文集，第45巻，pp.981-985，1998.
- 近藤純正：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—，朝倉書店，p.162，1994.
- 佐々木淳・今井誠・磯辺雅彦：内湾における溶存酸素濃度予測モデル，海岸工学論文集，第44巻，pp.1091-1095，1997.
- 銭新・西部隆宏・石川忠晴：霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾内交換量の推定，海岸工学論文集，第43巻，pp.1216-1220，1996.
- 田中昌宏・Arjen Markus・坂東浩造：青潮の生化学反応を含む数値モデルの開発，海岸工学論文集，第44巻，pp.1096-1100，1997.
- 千葉県土木部・企業庁：市川二期地区・京葉港二期地区計画に係る環境の現況について（要約版），1998.
- 中辻啓二・尹錘星・湯浅泰三・村岡浩爾：東京湾における吹送流と青潮発生機構との関連性，海岸工学論文集，第42巻，pp.1066-1070，1995.
- 中野渡新一・風間聡・沢本正樹：熱収支モデルによる東京湾の熱環境評価，海岸工学論文集，第43巻，pp.1131-1135，1996.
- 日向博文・灘岡和夫・田渕広嗣・吉岡健・古川恵太・八木宏：東京湾における成層期流況の動的変動過程について，海岸工学論文集，第46巻，1999.
- 松山優治・当麻一良・大脇厚：東京湾の湧昇に関する数値実験—青潮に関連して—，沿岸海洋研究ノート，第28巻，pp.63-74，1990.
- 八木宏・内山雄介・鯉渕幸生・日向博文・宮崎早苗・灘岡和夫：東京湾湾奥部における成層形成期の水環境特性に関する現地観測，海岸工学論文集，第44巻，pp.1076-1080，1997-a.
- 八木宏・坂本太郎・灘岡和夫：開放性沿岸域における夏季の水温変動特性，海岸工学論文集，第44巻，pp.416-420，1997-b.
- 八木宏・日向博文・緒方健太郎・灘岡和夫：長期・広域観測データの基づく鹿島灘沿岸域の大規模流動解析，海岸工学論文集，第45巻，pp.421-425，1998.
- Joseph Hun-wei Lee・平山彰彦・Lee Hok-shing：富栄養化した閉鎖性海域の短期的DO変動モデル，海岸工学論文集，第38巻，pp.861-865，1991.

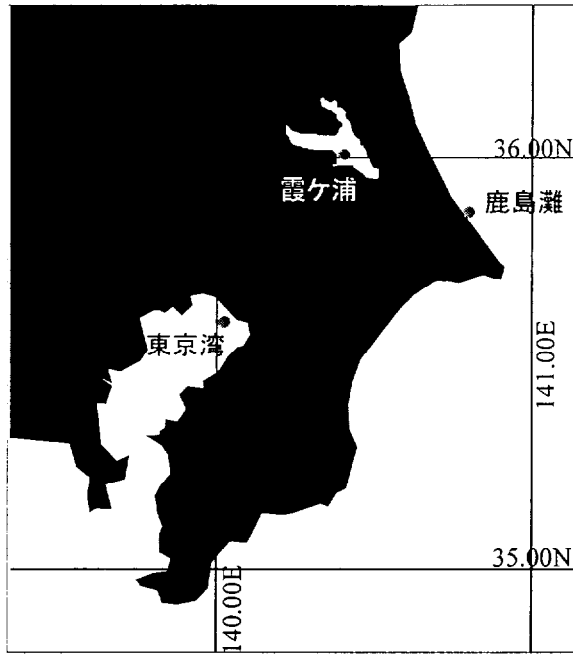


図 2 - 1 東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦における観測点の位置

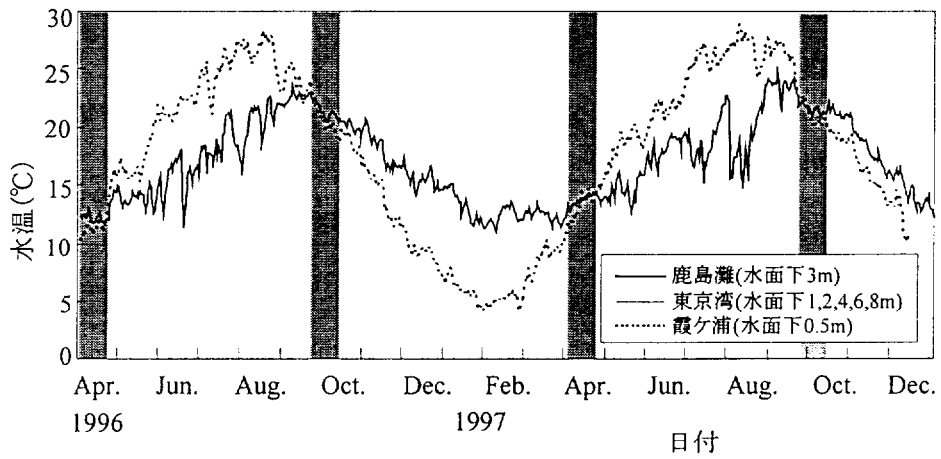


図 2 - 2 東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦各測点における日平均水温の経時変化

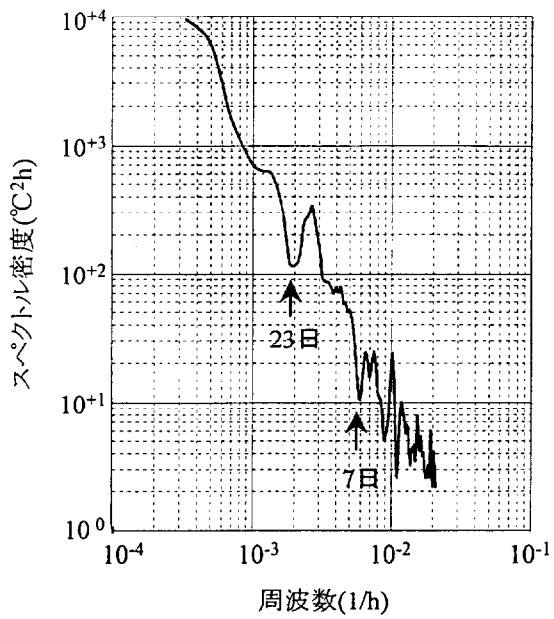


図 2-3 水温変動のスペクトル(夏季・東京湾)

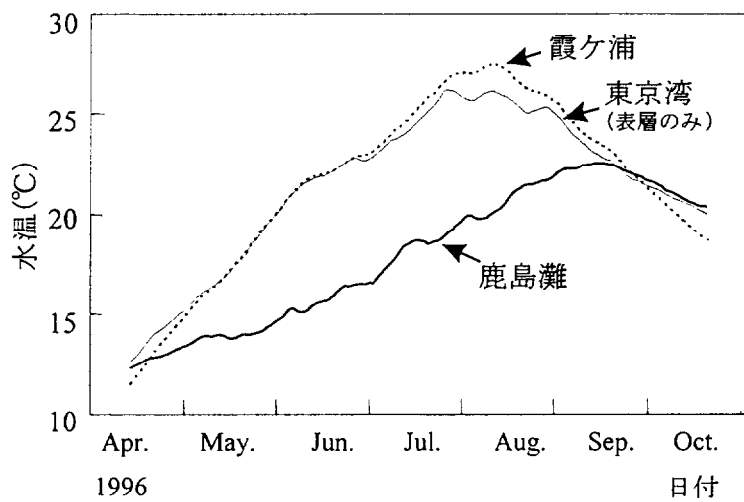
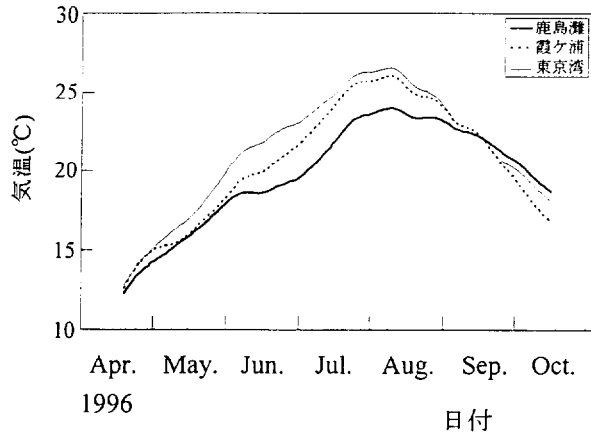
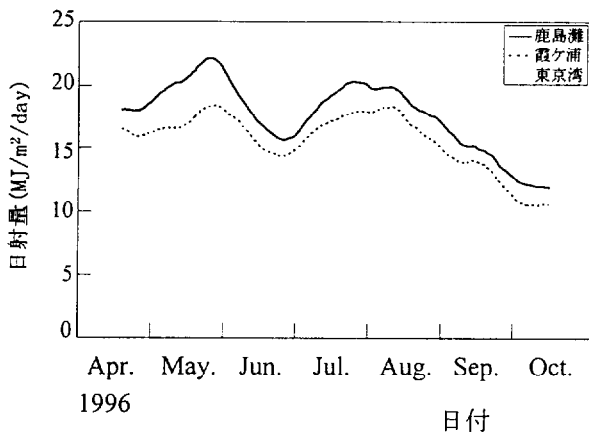


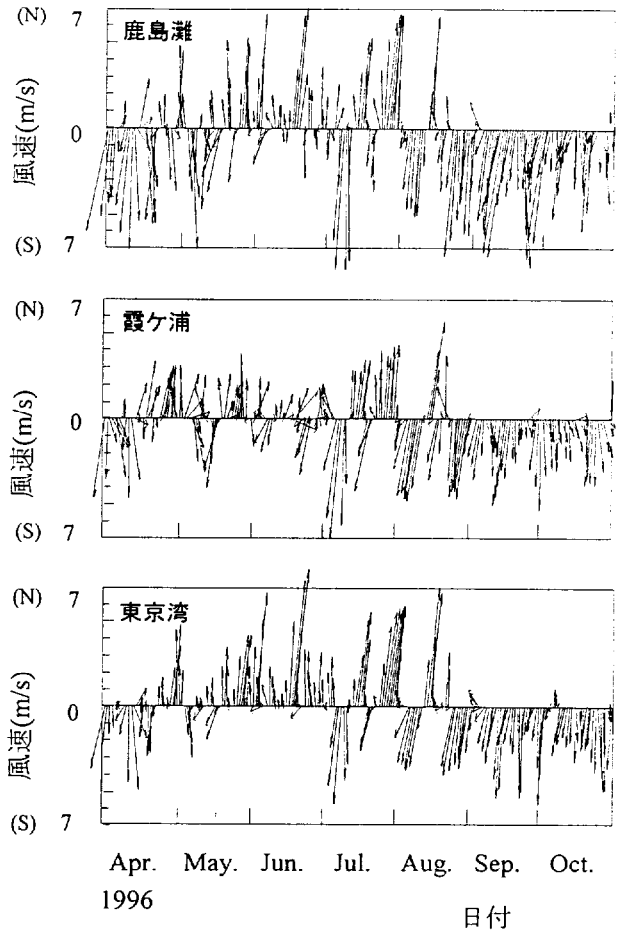
図2-4 夏季の水温(28日移動平均値)の経時変化



(a) 気温(28日移動平均値)



(b) 日射量(28日移動平均値)



(c) 風速(1日平均値)のベクトル

図 2 - 5 気象条件

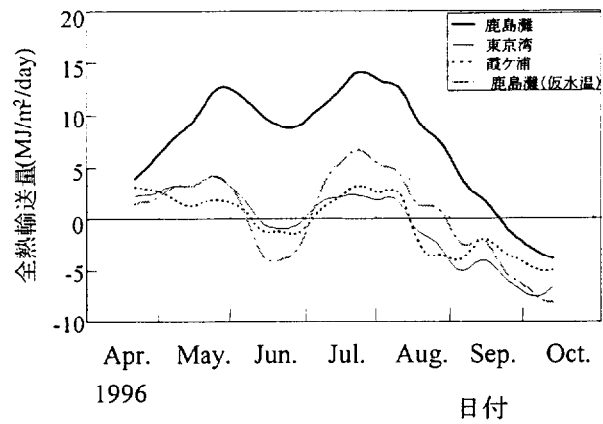


図2-6 水表面を通しての全熱輸送量
(28日移動平均値)

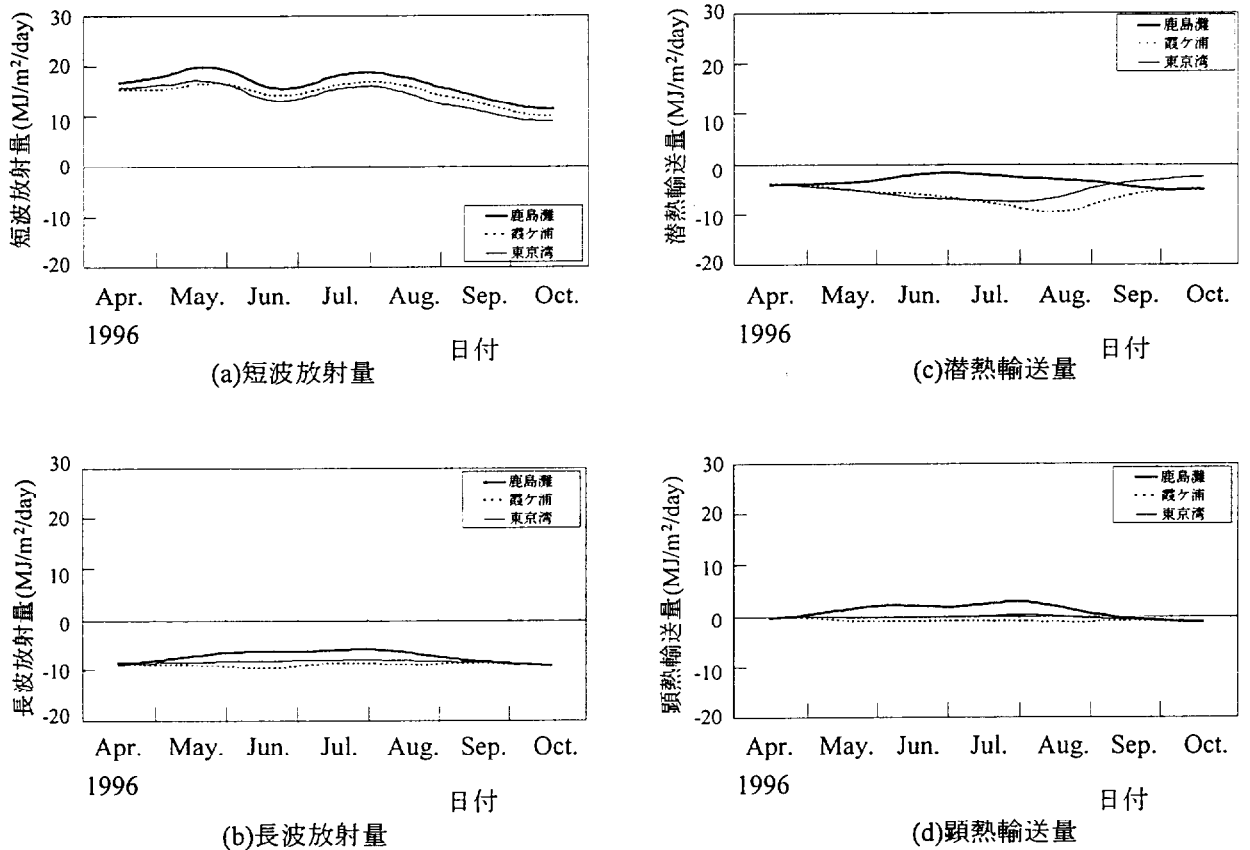


図2-7 熱輸送量(28日移動平均値)の各成分の評価

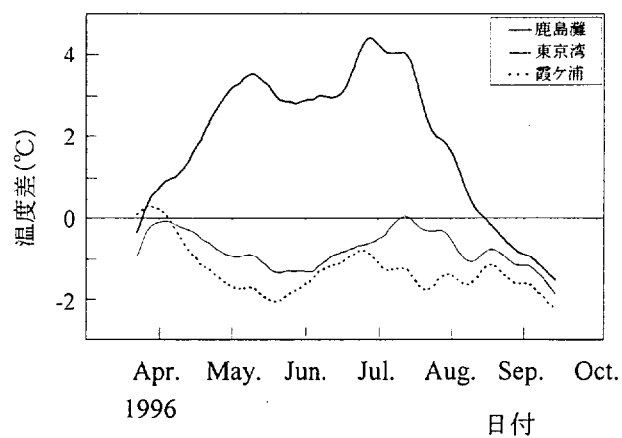


図2-8 気温と水温の温度差(28日移動平均値)

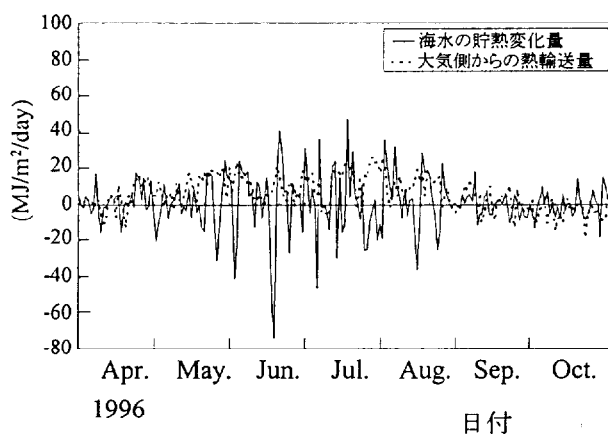


図2-9 大気側からの熱輸送量と貯熱変化量の比較
(鹿島灘, 日平均)

表2-1 鹿島灘における大気側からの熱輸送量と移流成分

	大気側からの熱輸送量 ($^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$)	移流による熱変化量 ($^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$)
1996. 5	2.98	-2.52
1996. 6	2.95	-0.87
1996. 7	4.40	-2.67
1996. 8	2.38	0.24
1996. 9	0.38	-1.76
平均値	2.62	-1.52

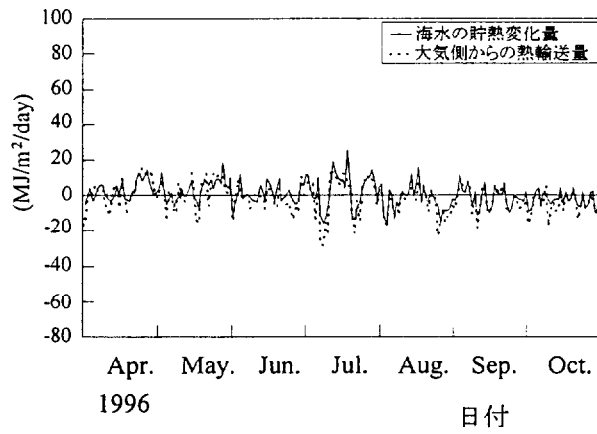


図2-10 大気側からの熱輸送量と貯熱変化量の比較
(霞ヶ浦, 日平均)

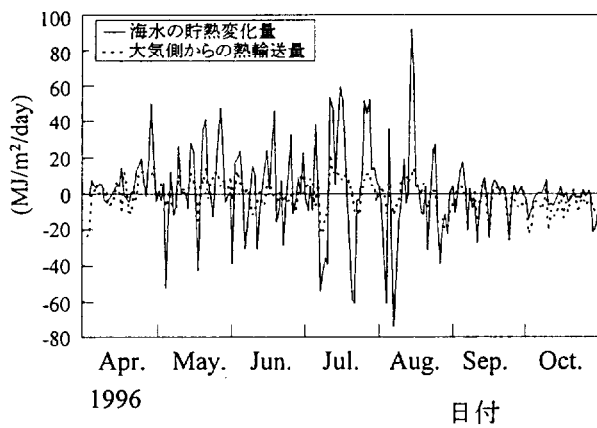


図2-11 大気側からの熱輸送量と貯熱変化量の比較
(東京湾全水深, 日平均)

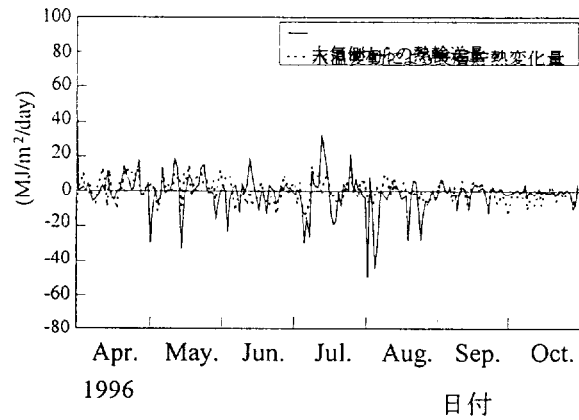


図2-12 水温変化による表層混合層内の貯熱変化量と大気側からの熱輸送量(東京湾, 日平均)

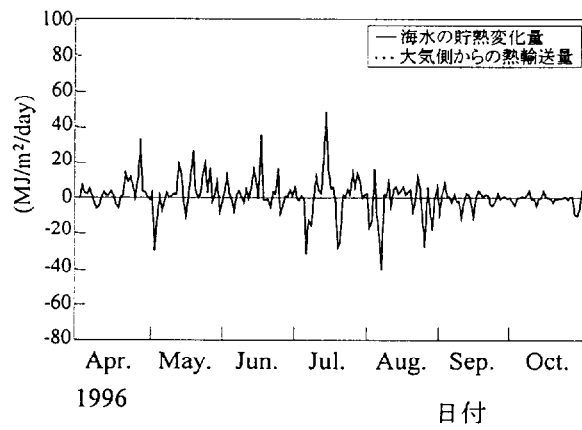


図2-13 表層混合層厚の変化による表層貯熱変化量(東京湾, 日平均)

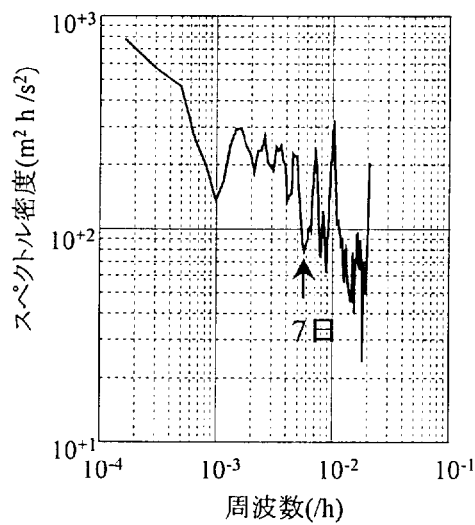


図2-14 海上風NS成分のスペクトル解析結果(東京湾, 1996)

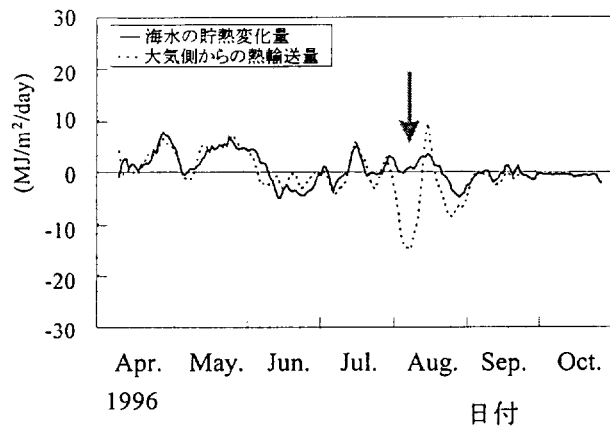
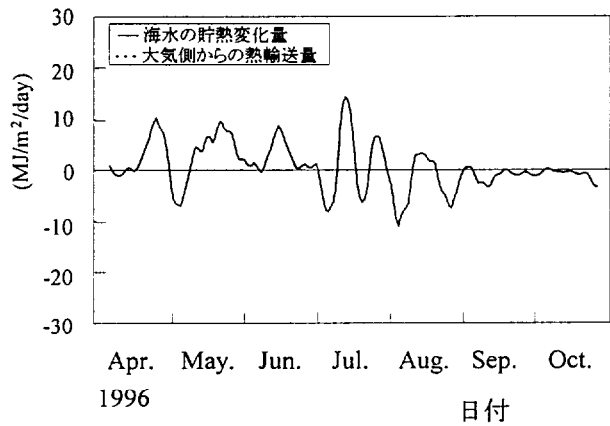
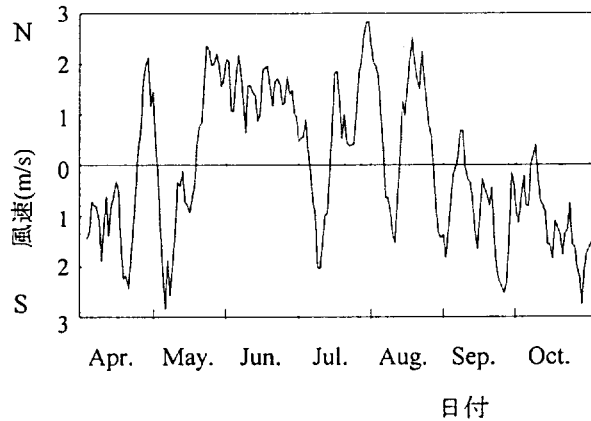


図2-15 水域の貯熱変化量と大気側からの熱輸送量の比較(東京湾表層混合層内, 7日移動平均値)

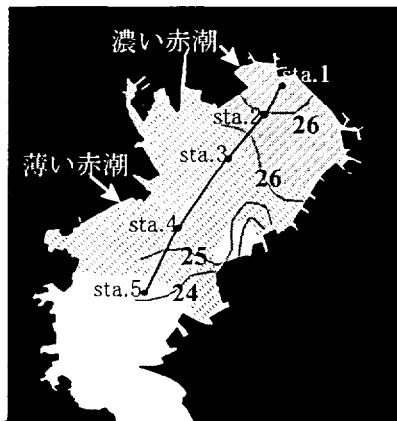


(a) 表層混合層厚の変化による貯熱変化量(東京湾, 7日移動平均値)

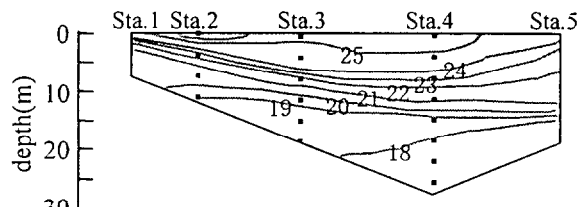


(b) 風速(NS方向)の経時変化(東京湾, 7日移動平均値)

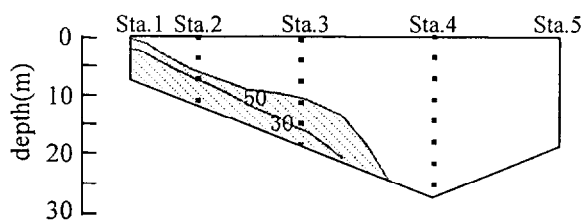
図2-16 表層混合層厚の変化による貯熱変化量と風速(NS方向)の経時変化



(a)東京湾表層水温分布

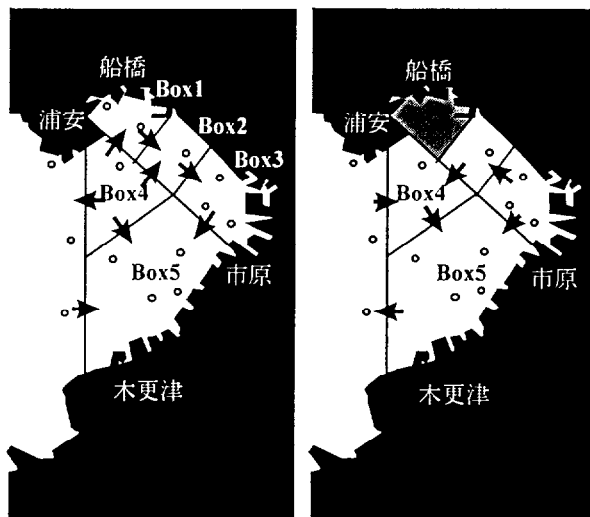


(b)湾軸方向の水温鉛直断面コンター(°C)



(c)湾軸方向の酸素飽和度鉛直断面コンター(‰)

図2-17 東京湾海況速報(1996.7.23水温低下時)



(a)上層(5m)

(b)下層(5m以深)

図2-18 7月のBox Model解析結果(°印が観測点)

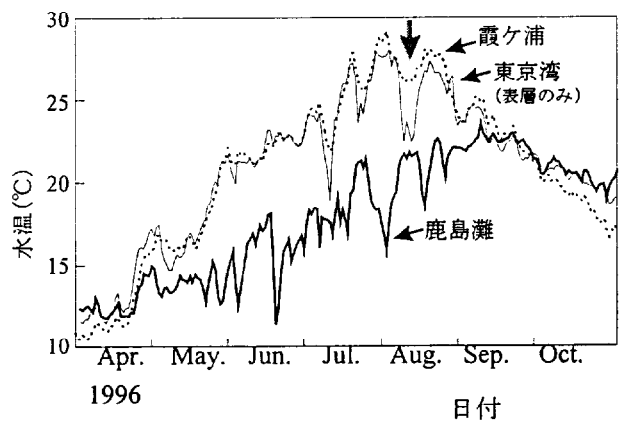


図2-19 夏季の日平均水温の経時変化

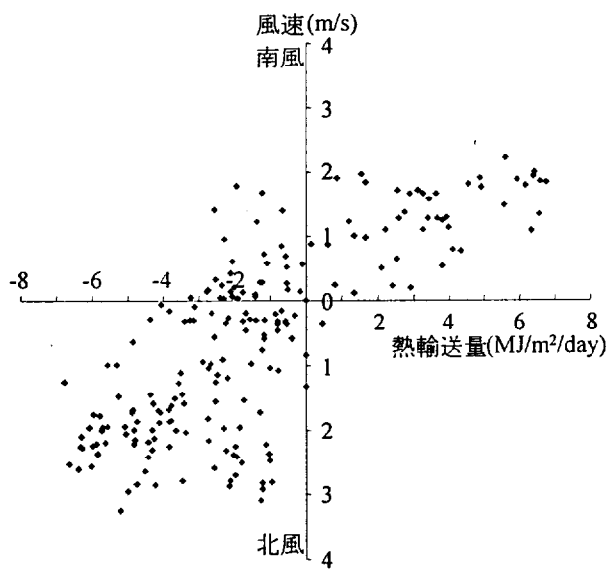
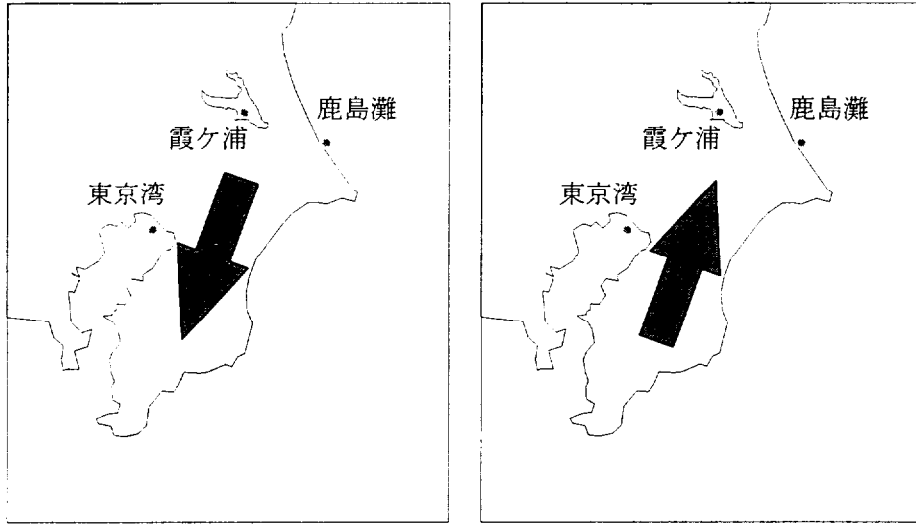


図2-20 風系と大気側からの熱輸送量の相関図
(霞ヶ浦, 7日移動平均値)



天好:悪
大気側からの熱輸送量:小

天好:良好
大気側からの熱輸送量:大

図2-21 鹿島灘と東京湾の位置と風系の関係

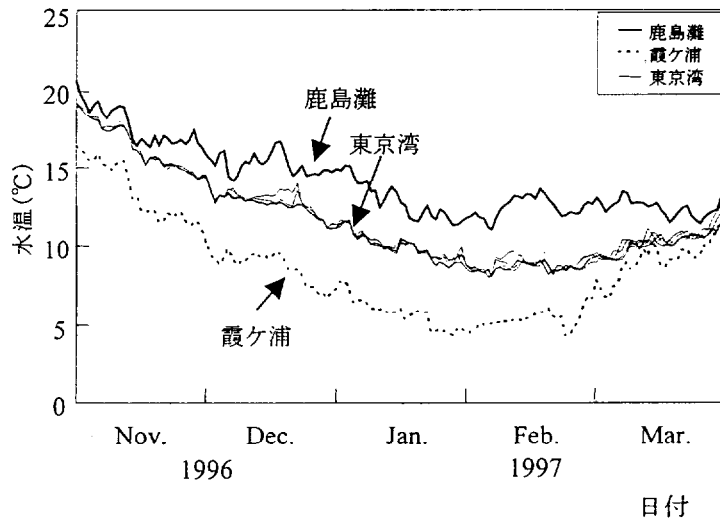
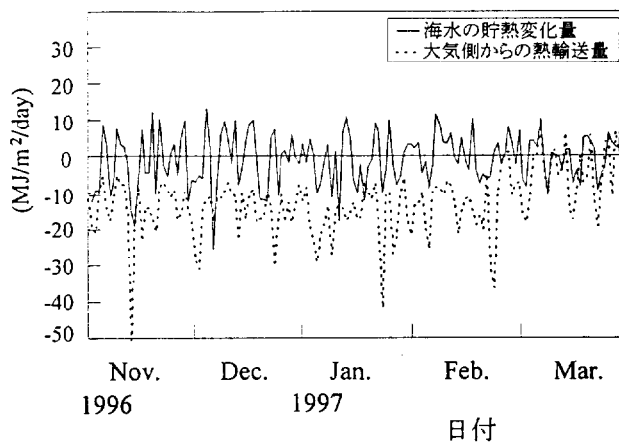
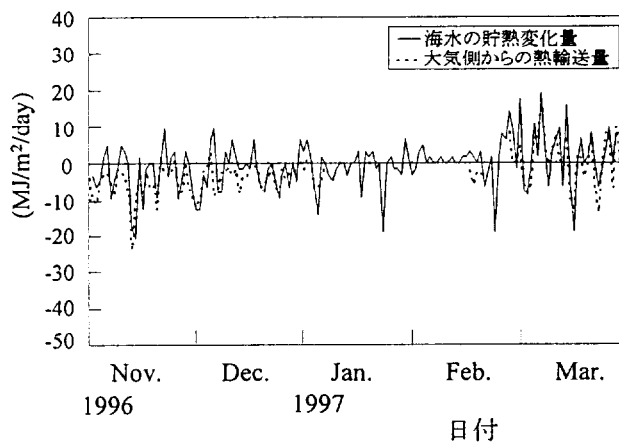


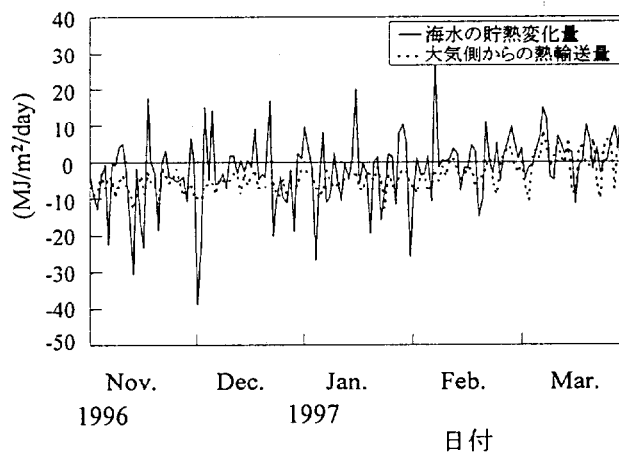
図2-22 冬季の日平均水温の経時変化



(a) 鹿島灘



(b) 霞ヶ浦



(c) 東京湾

図2-23 大気側からの熱輸送量と貯熱変化量の比較
(日平均値)

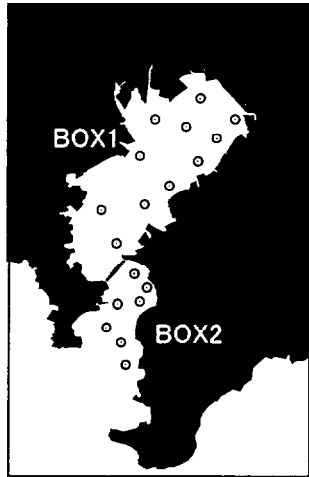


表2-3 Box Model 計算結果(冬季)

	Box1-2間の 海水交換量 (km ³ /month)		Box Modelによる 湾内水温上昇分 (°C/month・m ³)
	Q ₁₂	Q ₂₁	
1996.10	9.90	9.61	1.44
1996.11	2.76	2.57	1.19
1996.12	3.48	3.32	1.01
1997. 1	7.17	7.04	1.61
1997. 2	1.70	1.57	0.98

図2-26 千葉県水試富津分場の観測点と
Box Modelの各Box(○印は観測点)

表2-4 熱収支解析結果のまとめ

(単位:°C/month・m³)

夏季	貯熱変化量	大気からの 熱輸送量	移流による 熱変化量
鹿島灘	1.10	2.62	-1.52
霞ヶ浦	1.53	1.24	0.29
東京湾 表層混合層	1.25	1.54	-0.29

冬季	貯熱変化量	大気からの 熱輸送量	移流による 熱変化量
鹿島灘	-1.21	-3.62	2.41
霞ヶ浦	-0.77	-0.97	0.20
東京湾	-1.09	-2.96	1.67

表2-2 観測水温値から算出した移流成分

	鹿島灘 (°C/month·m ³)	東京湾湾奥部 (°C/month·m ³)
1996.10	1.31	—
1996.11	2.27	0.95
1996.12	3.07	2.13
1997. 1	2.98	1.20
1997. 2	2.43	2.42



図2-24 人工衛星NOAA熱画像(1996.12.25)

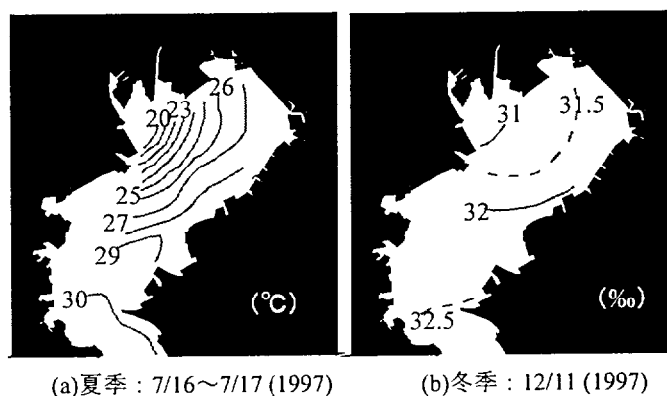


図2-25 東京湾表層塩分分布の季節的な違い
(東京湾海況速報より)

第3章 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

3. 1 はじめに

東京湾は、南北 50km、東西 30km、面積約 1000km²の内湾域であるが、幅 6～7 km 程度の非常に狭い湾口部を介して太平洋とつながっているため、地形的には閉鎖性が強い海域となっている。しかしながら、八木ら (1999) は、湾奥部 (幕張沖 3 km) における水温の長期連続観測から、冬季東京湾湾奥部の水温が外洋からの熱輸送により、霞ヶ浦などの完全に閉鎖的な水域に比べて暖かい状態に保たれていることを指摘している。このことは、東京湾は地形的に閉鎖性が強い海域ではあるけれども、その狭い湾口部を介して、熱や物質に関する有意な大きさの外洋とのやり取りが存在し、その影響が湾奥部にまで達することを示している。したがって、湾内の水温、塩分や栄養塩濃度などの生物環境を知るためには、湾口部における流動構造や物質輸送特性を明らかにすることが重要となる。しかしながら、東京湾湾口部における調査は、船舶交通量の多さなどの理由により非常に困難で、既存の観測例は少なく、したがって未解明な点が数多く残されているのが現状である。特に、冬季における湾口部の特徴的な現象として、水温、塩分が不連続的に変化するフロントの存在が知られており (以下、冬季において湾口部に発達するこのようなフロントを総称して「湾口フロント」と呼ぶ)、この湾口フロントが湾口部における物質輸送や東京湾の海水交換に果たす役割を解明することが、東京湾における最も重要な課題の一つとなっている。

本章では、まず、冬季東京湾湾口部の重要な特徴であるこの湾口フロントに関して、既往の研究を基にこれまで得られている知見を整理し、それらの問題点を、特にフロントの非定常性、また内湾水と外洋水の密度バランスの観点から指摘する。続いて、筆者らが 1997 年 12 月から 1998 年 4 月にかけて行った現地観測によりとらえた湾口フロントおよびその周辺海域における 3 次元海洋構造について詳細に述べるとともに、湾口フロントの構造やその非定常性に果たす密度効果について考察し、湾口フロント発生時における熱、物質フラックスを非フロント発生時と比較する形で解析した結果について述べる。

3. 2 冬季東京湾湾口フロントに関する既往の研究とその問題点

3. 2. 1 湾口フロントに関する既往の研究

従来の研究では、一般に、冬季において内湾域に発達する湾口フロントは、沿岸フロントの一種である熱塩フロントであると考えられている。この熱塩フロントに関しては、Endoh (1977)をはじめ Harashima et al. (1978), Oonishi et al. (1977) や Yanagai and Isobe (1992) らによって解析的な研究が行われてきた。これら一連の研究によって指摘されている熱塩フロントの基本特性を宇野木 (1993) や柳 (1990) に従って以下に示す。熱塩フロントの基本特性の説明では、図3-1に示すような浅い湾が深い外洋に接続しており、湾奥からの淡水供給量、海面での冷却量や外洋側境界での水温、塩分を一定とする2次元のシンプルなモデルを考えるのが一般的である。冬季に界面冷却が活発になると浅い湾内は急速に冷やされるため湾口部付近の水塊は重くなるのに対し、湾外は熱容量が大きいことや外洋からの熱供給によって湾内ほど冷やされない(ただし、ここでいう外洋からの熱供給とは、図3-1で模式的に示されているように外洋の相対的に高温の熱源に湾外水塊が接していることの効果としてとらえられている)。このような熱効果による密度バランスによって湾口部から外洋域にかけて反時計回りの循環が形成される。一方、湾内は急激に冷やされるものの湾奥からの淡水供給のために湾口部ほど重くなれない。この淡水供給(塩分)の効果によって湾口部から湾奥にかけて時計回りの循環が形成される。そして、これらの相反する方向の循環流が接するところで塩分・水温が不連続的に変化するフロントが形成される。このように、冬季における海面冷却(熱効果)と湾奥からの淡水流入(塩分の効果)との複合作用により発生する沿岸フロントを熱塩フロントと呼ぶ。以上から分かるように、これまで熱塩フロントは、外洋の水温・塩分、海面冷却量あるいは淡水供給量といった内湾をとりまく外的条件が定常な場合に発生する物理現象としてとらえられている。この熱塩フロントに関してこれまで明らかにされている基本的な特徴を以下に示す。

①熱塩フロントを介して低温・低塩分の内湾水と高温・高塩分の外洋水が接するため、フロント部において水温、塩分は急変するが、密度はほとんど変化しない。ただし、フロント部において密度の微弱な極大域が現れる。

②熱塩フロントは海面冷却が強いほど、河川流入量が多いほどその強度を増す。

③熱塩フロントが発生する位置は、河川流入量と海面冷却の強度によって決まっており、冷却が強いほど、また河川流入量が小さいほど湾奥側に発生する。

④フロントでの水温・塩分勾配は北半球では湾口から湾奥を見て、湾の左側のほうで大きい。

東京湾に発生する実際の湾口フロントの観測例としては、長島・岡崎 (1979) と Yanagi et al. (1989) があげられる。ただし、両者とも観測によりとらえられた湾口フロントは熱塩フロントであるとして議論されている。このうち、長島・岡崎 (1979) はフロント発生時における湾口部の3次元的な海洋構造(図3-2)を明らかにしており、フロント構造が湾口部横断方向に変化していること、また、フロント強度が海面冷却量と密接に関係していることを指摘している。また、Yanagi et al. (1989) は観測と診断モデルを用いた数値計算により、フロント部表層において両側から収

束し、底層で両側に発散する流動構造の存在や、その流れに伴って物質が分布していることを指摘している（図3-3）。

このように、これまでの東京湾の湾口フロントに関する現地観測例では、その観測結果の特徴が、フロント強度の海面冷却依存性やフロント部における循環流構造の存在といった先に述べた熱塩フロントに関する特徴と符号するものとなっている。このようなことから、これまでのところ、一般に、東京湾における湾口フロントは熱塩フロントであり、その基本特性は図3-1に示したシンプルなモデルで説明することが可能であるものと考えられてきている。しかし、このことに関しては、以下に述べる基本的な問題点が存在する。

3. 2. 2 冬季東京湾に発生する湾口フロントに関する既往の解釈の問題点

冬季東京湾に発生する湾口フロントの実態を示す例として、図3-4に、フェリーによって計測された1992年11月～1993年4月までの晴海～三宅島間の表層水温（海面下4m）の時間変化を示す。湾口部における水温は、数日～数十日スケールで大きく変動しており、特に図中矢印で示したように、しばしば外洋側の水温が急激に上昇することによって湾口部で明確なフロントが発生していることが分かる。この時、内湾側の水温はほとんど変化していない。後で示すように、この高温の外洋水は黒潮から分離した黒潮系の暖水塊であり、図3-4に見られる外洋側の急激な水温上昇は、黒潮系の暖水塊がイベント的に相模湾や東京湾湾口部に波及する現象に対応している。さらに、他の年（1991-1992, 1993-1994, 1996-1997）の冬季におけるフェリー航走水温データの解析からも湾口フロントのほとんど全てが、黒潮系暖水の湾口部への波及に伴って発生していることが確かめられている。したがって、実際の東京湾の湾口フロントに関しては、その発生メカニズム、強度、あるいは発生位置などの基本的特徴は、従来の熱塩フロントに関する解析的研究で指摘されているように、単純に海面冷却や河川流量だけでは決まっていないことが分かる。実際の東京湾湾口フロントは、冬季に海面冷却が強化されることによって徐々に発達するという過程で発生するのではなく、イベント的に起こる湾口部への黒潮系暖水塊の波及に伴って発生するダイナミックな物理現象であると考えられるのである。このことは、特に先に述べた2次元熱塩フロントモデルにおける外洋域での湾外水塊への熱供給過程や、その熱供給によって維持されている外洋側での反時計回りの熱循環流が、実際の湾口フロント形成時における外洋域での物理過程、すなわちイベント的な黒潮系暖水塊の波及現象とは本質的に異なっているものであることを示している。

さらに、この東京湾の湾口フロントが熱塩フロントであるためには、イベント的に湾口部へ波及した黒潮系暖水の密度と、気象状況や河川流量の影響を受け数日スケールで変動している内湾水の密度がほぼ等しくなることが要求される。しかしながら、図3-4に示したように、例年、湾口フロントは冬季において数回の頻度で発生しており、その全ての場合に対してこの条件が成立しているとは考えにくい。むしろ、それぞれの湾口フロント発生時において、両水塊の相対的な密度バランスは変化しており、その密度バランスを反映した形でそれぞれの湾口フロント構造が形成されていると考えるほうが自然である。また、東京湾湾口部は水平的にも、鉛直的にも複雑な地形を形成しており、冬季に発生する湾口フロントは、内湾水～黒潮系暖水の相対的な密度バランスの効果に加

え、この複雑な地形効果が重なり合うことによって、非常に3次元性の強い構造になっているものと考えられる。

以上より明らかなように、湾口フロントが、湾口部における物質輸送や湾内の海水交換に与える影響を解明するためには、内湾水と黒潮系暖水の様々な密度バランスに対応して形成される湾口フロントの3次元海洋構造やそれに応じた物質輸送特性を明らかにすることが重要となる。そこで著者らは、東京湾湾口部において、1997年12月中旬から1998年4月上旬までの約4ヶ月間の長期にわたり現地観測を行うことによって、イベント的に発生する湾口フロントの3次元構造をとらえ、内湾水と黒潮系暖水の相対的な密度バランスが、湾口フロントの構造に与える影響を明らかにするとともに、湾口フロント形成時における熱や塩分、濁質などの輸送特性を明らかにすることを試みた。

3. 3 現地観測概要

今回の観測では、湾口部における水温、塩分の時間的な変化をとらえるための、ブイ係留計測システムによる長期連続観測（以下、「ブイ観測」と呼ぶ）と、流速、水温、塩分や濁度などの海洋構造を3次元的に把握するための、観測船を用いた観測（以下、「サーベイ観測」と呼ぶ）を行った。観測点の位置および測器の配置を図3・5に、また連続観測およびサーベイ観測における観測地点、および観測項目を表3-1に示す。東京湾湾口部は船舶交通量が非常に多い海域であるため、長期間係留ブイを設置することは非常に困難である。そこでブイ観測では、既設の航路ブイ（浦賀航路1番ブイ：以下、浦賀航路3番ブイ：以下ブイ3）を利用することにより、湾口部における水温、塩分変動を長期間に渡り連続的に計測すること（アレック電子社製、MDS-CTによる）を試みた。観測期間は両ブイとも1998年1月25日から1998年4月3日までの約2ヶ月間である。

また、サーベイ観測は、①1997年12月18, 19日（以下Run1）、②1998年1月27, 28日（以下Run2）、③1998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。サーベイ観測1日目はLine1もしくはLine2に設定した観測点においてADCP（RD社製：BBADCPおよびWHADCP（300kHz））による流向・流速計測とSTD（アレック電子社製）による水温、塩分、濁度、蛍光光度の計測を行った（以下、「断面観測」と呼ぶ）。計測は、日の出から日没までの間、観測船でLine1もしくはLine2を往復しながら行った。サーベイ観測2日目には、湾口部に設定したW1からW22までの観測点においてSTDによる水温、塩分、濁度、蛍光光度の計測を行った（以下、「広域観測」と呼ぶ）。なお、サーベイ観測を行ったRun1, 2, 3のうち、Run3は明確な湾口フロントが発生していた期間に、Run1, 2は、湾口フロントが発生していない期間に対応している。ただし、ここでは、最終的に東京湾-外洋間の熱や物質フラックスに関する議論を行なう都合上、Line2において計測を行ったRun1とRun3における観測結果についてのみ述べることにする。

図3・6に観測期間中の気象状況を示す。観測期間中は北よりの季節風が卓越しており、気温は1

月の中旬で最も低くなっている。また、1月上旬、および2月下旬に降雨があり、この時期に東京湾への河川流入量が増加していたものと考えられる。3回のサーベイ観測時は、いずれも3 m/s程度の弱い北よりの風であり、気温は10°C以下であった。また、観測期間中の各月の平均気温は例年並みであり、降水量は、12、3月は例年並み、1、2月は例年の1.5~1.8倍程度であった。

3. 4 観測結果と考察

3. 4. 1 冬季東京湾における長期水温変動特性と湾口部への黒潮系暖水の波及現象

まず、観測期間中における湾口部水温の時間的な変動過程を、係留ブイシステムによる長期連続観測結果に基づいて述べる。図3-7に、第2海保において計測された25時間移動平均風速ベクトルとブイ1、3で計測された水温の25時間移動平均値の時系列変化を月齢とともに示す。図を見ると、図中矢印で示した3つの期間において、外洋側に位置するブイ1の水温が急激に上昇する現象が起きていることが分かる（以下それぞれ期間A、B、Cと呼ぶ）。この急激な昇温現象は、月齢とは無相関に発生しており、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日間に渡って続いている。各期間における水温上昇パターンは、期間Aにおいては全層の水温がほぼ一様に上昇しているのに対し、期間B、Cでは中層から底層にかけての水温上昇が大きいことが分かる。この水温上昇パターンの相違については後で考察する。また、湾奥側に位置するブイ3では、ブイ1に比べ明確な水温上昇は見られない。このブイ1における急激な水温上昇の原因について調べるために、東京および横浜気象台で計測されている日射・気温などの気象因子や、第2海保における風速データを利用して、ブイ1における水温変動に対する鉛直1次元的な熱収支解析を行った。熱収支解析の方法に関しては第2章を参照されたい。その結果、観測期間中におけるブイ1の水温変動は、水平移流の効果によってほぼ決まっており、海面を介した大気との間の熱輸送はほとんど寄与していないことが分かった。期間A、B、Cでは特に強い海上風が吹いていなかったことから、このような急激な水温上昇が、吹送流による移流効果によって引き起こされたものであるとは考えにくい。そこで、つぎに、この急激な水温上昇が起きた原因を明らかにするために、これらの期間における湾口部および外洋域における水温の空間分布について調べてみる。

図3-8にこの3つの期間における東京湾湾口部の表層水温分布（千葉県水産試験場富津分場発行「東京湾湾口海況図」による）を示す。図を見ると、全ての期間で湾口部中央から湾口部千葉県側にかけて高温の外洋水が侵入しており、また、この高温外洋水の侵入に伴って、主に観音崎~久里浜沖で明確な水温フロント（湾口フロント）が形成されていることが分かる。続いて、外洋域での水温分布を調べるために、図3-9に各期間における千葉県~静岡県東部海域の表面水温分布（NOAA/AVHRRによる）を示す。図を見ると、湾口部の水温が急激に上昇した各期間において、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波及している様子が明確にとらえられている。つまり、図3-8中の高温外洋水の正体は、黒潮本流から分離し湾口部に侵入

した黒潮系の暖水塊であり、この黒潮系暖水塊の侵入により、ブイ観測でとらえた急激な水温上昇や図3-8に見られる湾口フロントが発生しているのである。また、図3-10に、1997年11月～1998年4月までの東京―八丈島間の表層水温（ストレッチャ丸による航走水温データ）の時系列を示す。図を見ると、1997年12月～1998年3月の観測期間に明確な湾口フロントが発生したのは、期間A、B、Cと1997年12月下旬の4期間だけであること、さらに、そのいずれの場合も、フロントは3.2.1で指摘した湾口部への黒潮系暖水波及に伴って発生する形になっていることが分かる。なお、この黒潮系暖水の沿岸域への波及パターンは、衛星画像、一都三県漁海況速報（東京都・千葉県・神奈川県・静岡県水産試験場発行）などから総合的に判断すると、期間Cでは、B型流路をとって流れている黒潮本流から野島崎南東沖で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波及しているのに対し、期間Aでは暖水塊は大島の南方でB型流路の黒潮本流から離れ、大島近海を北上しながら東京湾湾口部や相模湾に波及している。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. 4. 2 黒潮系暖水波及時における湾口部3次元海洋構造

―暖水波及が無い時期との比較―

前節では、本観測期間中に4回の黒潮系暖水波及が発生していたこと、また、それに伴って湾口部に明確なフロントが発生していたことを指摘した。そこで、ここでは、黒潮系暖水波及時の期間Cに行われたRun3（3月3、4日）のサーベイ観測結果に基づき、黒潮系暖水波及時、すなわち湾口フロント形成時における湾口部での3次元海洋構造について詳細に調べるとともに、非フロント形成時に行われたRun1（12月18、19日）の観測結果と比較する。

(1) 黒潮系暖水波及時（湾口フロント形成時）における湾口部3次元海洋構造

図3-11に、Run3の断面観測（3月3日）および広域観測（3月4日）により得られた湾口部での水温分布を、図3-8中の3月3日における湾口部表層水温分布とともに示す。まず、湾軸方向の断面図を見ると、黒潮から分離した黒潮系暖水塊は、暖水波及以前に湾口部に存在していたものと考えられる水塊の上層部をせいぜい50m程度の厚さで東京湾に向かって侵入していることが分かる。このように東京湾湾口部や相模湾に波及した黒潮系暖水塊の厚さをとらえた観測例は数少なく、非常に貴重なデータである。というのも、この厚さに関するデータは数値計算を行う際の境界条件として必要になるだけでなく、黒潮本流から暖水塊が分離する際の力学過程の解析に関しても重要な情報を与えているからである。なお、この50mという厚さは、Yoshioka（1988）が紀伊水道で、またAkiyama and Saitoh（1992）が九州東岸においてとらえた黒潮系暖水塊の厚さとほぼ等しいものであり、3つの異なる海域でとらえられた黒潮系暖水塊の厚さがほぼ等しいことは、非常に興味深い。ここでは塩分分布は示していないが、基本的には水温分布と対応しており、高温・高塩分の黒潮系暖水が低温・低塩分の湾内水と接する表層部において水温、塩分ともにフロントを形成している。観測点の間隔が広いため、図中の湾口フロントは多少ぼやけて描かれているが、実際のフロント部では、目視によりわずか数メートルの間に水色が急変していることを確認している。水温構造を見ると、外洋から50m程度の厚さで侵入した黒潮系暖水がフロント部で低温の内湾水の

下に潜り込んだ後、湾内へ向かって侵入していることが分かる。また、内湾水下層への潜り込みに伴って、フロント部近傍で暖水の厚さが増していることが分かる。このように、本観測でとらえた湾口フロントは、フロント部において水温、塩分ともに不連続的に変化するものの、暖水が内湾水の下層に潜り込みながら湾内に侵入する形のフロント構造であり、本質的に図3-1、3-2、3-3に示した熱塩フロントとは異なるものである。また、湾口部横断方向断面内（Line2）や表層における水温分布から判断すると、フロントは湾口部横断方向にその発生位置や強度を大きく変化させており、その構造は3次元性の非常に強いものとなっている。また、先に示した図3-7中の期間Cにおけるブイ1底層の急激な水温上昇は、フロント域における黒潮系暖水の内湾水下層への潜り込みによるものであることが分かる。さらに、この期間Cのブイ1における水温上昇パターンが期間Bにおいても同様な形で現れていることから、期間Bにおいても期間Cと同様の暖水侵入が生じていたものと思われる。

つぎに、湾口部横断面内の水温分布を見てみると、外洋側の2断面内においては、暖水が神奈川県側で厚くなっていることが分かる。これは、湾軸方向断面図で暖水塊の湾内水下層への侵入に伴って、フロント部近傍で暖水塊の厚さが増していることに対応している。一方、低温の内湾水は神奈川県側表層にのみに存在しており、その厚さは神奈川県側ほど厚い。なお、東京湾口海況図による表層水温分布と、我々が計測した表層部分の水温が完全に一致していないのは、計測時間が異なることによるものと考えられる。

続いて、この暖水波及時における湾口部の水塊および流動構造について詳細に検討するために、Line2における断面観測の結果について述べる。

図3-12に、下げ潮最強時におけるLine2の水温、塩分、密度、濁度、さらに、後に示すように湾口部における熱および物質輸送に大きな影響を与えている残差流の断面直交成分を示す。残差流を求めるに当たって、データのない領域および時刻のデータに関しては内挿および外挿によりデータを補完した。

湾口部には3種類の水塊、すなわち低温・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。この最下層に存在する高濁度水は、湾内水に比べ高塩分ではあるが、神奈川県側の海底斜面上では黒潮系暖水に比べると若干塩分が低いため、内湾水の影響を受けている水塊であると考えられる。そこでここでは、この高濁度の水塊を以下、「沿岸水」と呼ぶことにする。高温・高塩分の黒潮系暖水は、冬季に太平洋北西域の表層水が海面冷却により混合されることによって形成された亜熱帯モード水と呼ばれる水塊（Masuzawa（1969））であると考えられる。密度分布を見ると、沿岸水、黒潮系暖水、内湾水の順に軽くなっており、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と思われる。

図3-12から分かるように、残差流はこのような水塊分布にほぼ対応した構造をしている。すなわち低温・低塩分・高濁度の内湾水と高濁度の沿岸水が外洋へ流出し、高温・高塩分・低濁度の黒潮系暖水が湾内へ流入している。まず、湾内水は、神奈川県側の上層を15cm/s程度の平均流速で外洋に向かって流出している。最も流出速度の大きい個所は神奈川県側表層の低密度部分である。一

方、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渡って湾内に流入しており、その最大の平均流入速度は 14cm/s 程度である。沿岸水は、神奈川県側の水深 60m 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 10cm/s 程度である。図 3-13 に、Run3 におけるサーベイ観測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。水平的な残差流パターンは図 3-2 に示した長島・岡崎 (1979) による熱塩フロント発生時における平均流構造と似ている。しかしながら、鉛直的に見ると、今回の残差流パターンは、フロント部において暖水が内湾水の下層に潜り込みながら湾内に侵入し、表層および底層からそれぞれ内湾水と沿岸水が外洋に流出する構造となっており、彼らが観測した平均流構造と大きく異なっていることが分かる。また、ブイ 1 における水温上昇パターンや湾口部における表層水温分布 (図 3-8) から、期間 B における残差流構造も期間 C と同様であったものと考えられる。

(2) 黒潮系暖水波及がない時期 (非湾口フロント形成時) における湾口部 3 次元海洋構造

つぎに、非湾口フロント形成時における湾口部の海洋構造を示す例として、12 月に行った Run1 (12 月 18, 19 日) におけるサーベイ観測の結果について述べる。図 3-14 と図 3-15 に、それぞれ Run1 における湾口部の水温分布と Line2 断面内における水温、塩分、密度、濁度と残差流の断面直交成分の分布を示す。表層水温分布を見ると、明確な湾口フロントは形成されていないことが分かる。しかしながら、暖水波及時と同様に、内湾水に比べて暖かい外洋水が千葉県寄りに、低温の内湾水が主に神奈川県寄りに見られる。Line2 や Line1 において内湾水の下層に潜り込んでいる 16°C 以上の暖かい外洋水は、最も沖では 100m 以上の厚さがある。Line2 における水塊構造をみると、暖水波及時に比べて水温、塩分のコントラストは明確ではない。また、残差流の断面直交成分を見ると、基本的には表層から低温・低塩分・高濁度の内湾水が流出し、底層から高温・高塩分・低濁度の外洋水が湾内へ流入する 2 層的な構造になっている。暖水波及時と同様、神奈川県側の海底斜面に若干濁度が高い水塊が流出しているが、その速度は 1~2 cm/s 程度と暖水波及時に比べ非常に小さいものとなっている。なお、千葉県側に存在する外洋に向かう強い流れは、観測時における海上風や断面内の密度分布からでは説明できない現象であり、そのメカニズムについては現在のところ明らかになっていない。

以上のように、非フロント形成時 (Run1) における湾口部の海洋構造は、暖水波及時と比べて、水温、塩分のコントラストが共に小さく、また残差流は基本的にシンプルな 2 層構造をしている。

3. 4. 3 湾口フロント構造に与える密度バランスの影響

前節では期間 C における湾口部の 3 次元海洋構造を Run3 のサーベイ観測結果に基づいて明らかにした。そこで、ここでは、湾口に波及した黒潮系暖水と内湾水の相対的な密度バランスが、湾口フロントの構造に対して与える影響や湾口部における残差流のメカニズムについて検討する。

本観測 (Run3) によりとらえた湾口フロントは、フロント部で黒潮系暖水が内湾水の下に潜り込む形のフロント構造になっており、3.2.1 で示した熱塩フロントとは本質的に異なるものであることは先に述べた。これは、基本的には、今回の暖水波及時には黒潮系暖水が内湾水よりも重かったために熱塩フロントが形成されず、暖水が内湾水の下に潜り込んだためであると考えられる。そ

ここで、まず、このように黒潮系暖水が内湾水よりも重い場合、フロント域において暖水がどの水深に潜り込むのかについて考察する。

残差流の生成要因としては、主に地形性の潮汐残差流、吹送流、および密度流の効果が考えられるが、いずれの暖水波及時においても日平均風は5 m/s以下の弱い北よりの風であったこと、また、Run3のサーベイ観測により得られた暖水波及時の残差流分布が水塊の分布と概ね一致していることなどから、平均流の生成要因としては密度の影響が最も大きいものと考えられる。そこで、図3-16に、期間Bにブイ1で計測された水温、塩分の25時間移動平均値の3時間ごとのデータを用いて作成したT-Sダイアグラムを示す。(期間Cに関しては、生物付着によると思われる塩分低下が認められたため、T-Sダイアグラムは作成していない。)図を見ると分かるように、各水深の水温、塩分は暖水波及前と暖水波及時では異なっている。3.4.2で示した黒潮系暖水の湾内水下層への潜り込みに伴い、特に中層～底層にかけて水温・塩分の変化が大きく、1日半の間に水温で2.5℃、塩分で0.5‰程度上昇している。しかしながら、密度に関しては、表層を除いて、各水深ごとに等密度線にほぼ沿う形で水温、塩分が変化しており、黒潮系暖水が密度のほぼ等しい水塊が存在する内湾の水深に侵入している。つまり、黒潮系暖水が湾内に侵入する水深は、黒潮系暖水の密度と内湾水密度の鉛直分布の相対的關係により決まっていることが分かる。期間Cにおけるブイ1の水温変動パターンが期間Bに似ていることから、Run3でとらえた期間Cにおける黒潮系暖水の湾内への侵入形態が期間Bにおいてもほぼ同様に現れていたものと考えられる。

つぎに、同じ暖水波及期でありながらブイ1における水温変動パターンが期間B、Cと大きく異なる期間Aにおけるフロントのメカニズムについて考える。図3-16に、期間A(2月13日0:00～2月15日0:00)と期間B(2月22日0:00～2月24日0:00)においてブイ1で計測された水温と密度の1時間移動平均値を用いて作成したイソプレスを、横須賀における予測潮位とともに示す。フロントは潮汐に伴って移動しており、フロントがブイ1を通過する際に水温が急変している。期間Bでは、フロント部の等水温線は水深18m付近まではほぼ鉛直に真っ直ぐであるが、底層では黒潮系暖水が低温の内湾水の下層に潜り込む形で存在している。フロントを介して接している内湾水と暖水の密度を同一水深で比較すると、黒潮系暖水の方が重く、また、フロント通過時において密度が極大になることはない。これに対し、期間Aではフロント部での等水温線が表層から底層近く(ブイ1における水深は約30m)まで鉛直にほぼ真っ直ぐになっている。また、同一水深における密度を比較すると、フロントを介して黒潮系暖水と内湾水の密度がほぼ等しくなっており、フロント通過時において密度がそれぞれの水深で極大になっていることが分かる。このことは、フロント部において少なくとも24m以上の水深まで達する下降流が存在している可能性を示唆しており、この下降流によってフロント部では鉛直方向にほぼ様な水温分布が形成されているものと考えられる。このように、期間Aでは、期間B、Cとは異なり、湾口部に波及した黒潮系暖水の密度と内湾水の密度がほぼ等しかったために、湾口部において熱塩フロントが発生していたものと考えられる。さらに、この熱塩フロントの湾口部における密度構造の変化に対する応答過程を調べるために再び図3-7を見てみる。図を見ると2月19日以降、表層の水温が急激に低下しており、期間BやCと同様な水温分布パターンに変化していることから、熱塩フロントはそれほど持続しないことが分か

る。これは、主に、19日以降、東京湾沿岸域における降水量が増加したために、湾内に流入する河川流量 (R) が増加し、その結果、相対的に軽くなった内湾水が表層から外洋へ流出し、底層から相対的に重くなった暖水が湾内に侵入する形の流動構造になったためであると考えられる。ところで、3.2.1 で解析的な研究によって明らかにされた熱塩フロントの基本特性として、河川流量が増加すると熱塩フロントの位置は外洋側へ移動し、またその強度は強化されることを述べた。ただし、これはあくまでも外洋や海面冷却の条件を変えずに、河川流量のみを増加させた場合における定常解に関するものである。このような理想的な条件下における非定常的なプロセスは以下に示す形になっているものと考えられる。熱塩フロント形成時において急激な河川流量の増大が発生した場合、淡水の影響により湾内水の密度が小さくなることによって、一旦は熱塩フロントが崩壊し重力循環的な流動構造になる。その後、増大した河川流量、海面冷却量や外洋の状態が変わらなければ、それに対応した熱塩フロントがより外洋側に再度形成されるのである。しかしながら、実際の状況では、一旦淡水の影響で熱塩フロントが崩壊した後、河川流量、海面冷却量あるいは外洋の状態が一定に保たれることはほとんどない。これらの条件は数日スケールで変動しているため、その変動に伴って内湾水や外洋水の密度も変化しており、熱塩フロント崩壊後は、その密度変化に対応した流動構造が湾口部に形成されるものと考えられる。実際、熱塩フロントが河川出水によって崩壊したと考えられる 19 日以降に再び熱塩フロントが形成されることはなかった。この湾内水の低密度化に対する熱塩フロントの応答過程の模式図を図 3-18 に示す。ただし、図 3-18 下段の図では、内湾側の流動パターンを 3 層構造としているが、内湾の密度分布によっては 2 層構造になる場合も考えられる。

3. 4. 4 黒潮系暖水波及時ににおける熱および物質フラックスと輸送機構

つぎに、今回とらえた黒潮系暖水波及時ににおける湾口部での熱および物質輸送特性に関して詳しく調べるために、Run3 時に湾口部横断面 (Line2) を通過する熱、塩分、濁質フラックスを Run1 と比較する形で検討した結果を述べる。解析にあたっては、上嶋ら (1975) や藤原ら (1997) にならって、以下に示すように、流速や水温、また物質濃度をいくつかの変動要因に対応した形で分解して取り扱う。いま、Line2 における任意の点において、断面に直交する流速成分 v を、残差流 (1 潮汐時間平均) 成分 \bar{v} と時間変動成分 \tilde{v} に分解し、水温や指標物質の濃度についても同様に分解して表すものとする。

$$v = \bar{v} + \tilde{v}, \quad c = \bar{c} + \tilde{c} \quad (3-1)$$

ここに、 $\bar{\quad}$ は 1 潮汐間の時間平均値を表す。一般的に、乱れによる物質交換量は他の成分に比べて小さいと考えられていることから、時間変動成分は、主に潮流成分や密度流、吹送流の時間変動成分からなるものと考えられる。

つぎに残差流成分を断面平均成分 $\langle \bar{v} \rangle$ とそれからの偏差 (残差流シア) 成分 \bar{v}_d に分解する。

$$\bar{v} = \langle \bar{v} \rangle + \bar{v}_d, \quad \bar{c} = \langle \bar{c} \rangle + \bar{c}_d \quad (3-2)$$

ここに、 $\langle \rangle$ は断面平均を表す。さらに、残差流シア成分 \bar{V}_d を、以下に示すように水平シア成分と鉛直シア成分に分解する。

$$\bar{V}_d = \bar{V}_{dh} + \bar{V}_{dv}, \bar{C}_d = \bar{C}_{dh} + \bar{C}_{dv} \quad (3-3)$$

ここに、

$$\bar{V}_{dh} = \frac{1}{h} \int_h^0 \bar{V}_d dz, \bar{C}_{dh} = \frac{1}{h} \int_h^0 \bar{C}_d dz \quad (3-4)$$

であり、 h は各観測点における水深である。今回の観測では ADCP の鉛直分解能を 3 m、また Line2 における観測点間隔を 1 km に設定したことから、観測断面を高さ 3 m、幅 1 km の計 182 個のブロックに分割して考えると、Line2 を通過する指標物質の 1 潮汐平均した単位時間当たりの輸送量は最終的には以下のように表せる。

$$\begin{aligned} \bar{F} &= n\Delta A \langle \bar{V} \rangle \langle \bar{C} \rangle + \Delta A \sum_n \bar{V}_d \bar{C}_d + \Delta A \sum_n \bar{V} \bar{C} \\ &= n\Delta A \langle \bar{V} \rangle \langle \bar{C} \rangle + \Delta A \sum_n (\bar{V}_{dh} \bar{C}_{dh} + \bar{V}_{dv} \bar{C}_{dv}) + \Delta A \sum_n \bar{V} \bar{C} \end{aligned} \quad (3-5)$$

ここに、 ΔA は 182 個に分割した各ブロックの断面積を表している。また、添え字はブロック番号を、 \sum_n は 182 個のブロックに対する総和を表す。ここで、式 (3-5) 第 1 項は断面平均残差流成分による移流項、第 2 項は残差流の水平シアによる輸送項、第 3 項は残差流の鉛直シアによる輸送項であり、また第 4 項は時間変動成分による輸送項を表している。ここでは第 2、3、4 項をまとめて分散項と呼ぶことにする。なお、残差流の断面平均成分は、海面における大気間との水のやりとりを無視すれば、基本的には河川流量を断面積で割った値に等しい。

つぎに、観測に基づいて上記の方法で求めた熱フラックスを、冬季における湾口部での平均的なフラックスと比較するために、内湾域と外洋域を湾口部で分け、それぞれを 1 つのボックスとしたボックスモデルを用いて、冬季における熱フラックスの平均値を見積もることにする。湾口部における各ボックス間の熱の交換量は以下のように表される。

$$F = -R \times T_B + Q_{OB} \times (T_O - T_B) \quad (3-6)$$

ここに、 R は河川流量、 Q_{OB} は湾外から湾内への海水流入量、 T_B 、 T_O はそれぞれ湾内と湾外における平均水温である。式 (3-6) 第 1 項は式 (3-5) 第 1 項に対応しているものと考えられ、断面平均残差流成分によって、常に熱を湾内から湾外へ輸送する効果を表している。したがって、冬季における内湾と外洋間の熱輸送を考えた場合、式 (3.4.6) 第 2 項が外洋によって湾内が暖められる効果を表していることになる。

図 3-19 に式 (3-5) に基づいて観測結果から求めた Line2 を通過する熱、塩分および濁質のフラックスを示す。熱に関しては、ボックスモデルにより 1 ヶ月ごとに算出した式 (3-4) 第 2 項の冬季平均値 (1997 年 11 月から 1998 年 3 月まで) を併せて載せた。ただし、河川流入量を湾口部の断面積で割って求めた冬季における断面平均残差流は、おおよそ 10^{-3} m/s 以下のオーダーであり非常に小さく精度上問題があることから、(3-5) 式第 1 項の移流項は冬季の平均的な河川流入量を用い

て算出した。また、ボックスモデルによる熱輸送量のうち、分散成分に相当する(3-6)式第2項は、千葉県水産試験場富津分場の定期観測データに基づいて求めた。

(1) 熱フラックス

まず、Run1における熱フラックスの分散成分を見てみると、ボックスモデルから求めた冬季平均値とほぼ等しい値を示している。分散成分の中では、特に残差流の鉛直シア成分が大きく、これに比べて残差流の水平シア成分や時間変動成分は小さくなっている。このことは、Run1では低温の内湾水が上層から流出し、下層から暖かい外洋水が流入する形の鉛直循環流による熱輸送が顕著であったことを示している。

一方、暖水波及時(Run3)における熱フラックスの分散成分について見てみると、ボックスモデルにより求めた冬季平均値に比べて約5倍の湾内への熱フラックスが、主に残差流シアにより生じていることが分かる。期間Cの暖水波及は4日間程度続いているので、その間、外洋から湾内に輸送された熱量は、平均的な冬季1ヶ月間の熱フラックスの少なくとも50%以上に達するものと考えられる。このような大きな熱フラックスが生じた原因としては、Run1に比べて断面内の残差流構造と水塊構造(水温分布)との対応が非常に良いこと、さらに、断面内水温のコントラスト(温度差)が非常に大きいことがあげられる。さらに残差流シアの内訳を見ると、水平シアが鉛直シアによる熱フラックスの約6倍の値を示している。このことは、Run3の暖水波及時には、Run1とは異なり、千葉県側から暖かい黒潮系暖水が流入し、神奈川県側から低温の内湾水が流出する形の水平残差流による熱輸送が顕著であったことを示している。そして、この水平残差流構造の形成に対して、地球自転の効果が大きな役割を果たしていることは明らかである。

暖水波及時における東京湾全域の熱収支の概念図を図3-20に示す。ただし、海面や河口における熱フラックスは冬季の平均的な値を示している。つまり、この図は、平均的な冬季の状態における東京湾全体の熱収支に対して与える暖水波及のインパクトを表したものである。これから分かるように、湾口部からは、河川から流入した熱量と同オーダーの熱量が、移流項として外洋に流出している。また、大気による冷却効果によって海面から大量の熱が奪われるが、今回の暖水波及時にはそれと同程度以上の大きな熱量が、主に残差流水平シア成分により湾内へ供給されている。

したがって、図に示したように冬季における平均的な海面冷却量や河川流入量を考えた場合、黒潮系暖水が湾口部へ波及することによって湾内の総熱量、すなわち湾内平均水温が上昇する可能性も十分に考えられ、暖水波及の湾内熱環境に与える影響が非常に大きいことが分かる。

(2) 塩分フラックス

Run1ではトータル(分散成分+移流成分)として分散成分の働きにより塩分が湾内に輸送されてはいるが、その量は小さい。分散成分の内訳を見ると、熱フラックスと同様に、残差流の鉛直シア成分が卓越しており、鉛直循環流による外洋から湾内への塩分輸送が顕著であることが分かる。

一方、暖水波及時(Run3)には主に残差流シア成分の働きにより、Run1に比べてトータルとして4倍程度の塩分が湾内に輸送されていることが分かる。冬季平均状態での湾口部における塩分フラックスは、移流成分と分散成分が釣り合うことによりトータルゼロとなり、湾内の塩分量は一定に保たれる。したがって、暖水波及時にはRun1に比べても、また平均的な状態に比べても外洋から

湾内への活発な塩分輸送が行われていることが分かる。残差流シア成分の内訳を見てみると、熱フラックスと同様に水平シア成分が卓越しており、鉛直シア成分の8倍以上に達している。この塩分輸送形態は、一般的な冬季における東京湾湾口部での塩分輸送に関して、残差流の鉛直シアが支配的であったとした上嶋ら（1975）の解析結果と異なっている。これらのことから、暖水波及時における塩分輸送特性はその質・量ともに平常時とは大きく異なっていることが分かる。

（3）濁質フラックス

両観測時とも合計値が負になっており、内訳を見ると主に残差流シアの働きにより濁質がトータルとして外洋へ輸送されていることが分かる。移流項による輸送は、分散項のそれに比べて2オーダー小さい。これは、濁質のシア成分と断面平均成分のオーダーが等しいのに対し、流速の残差流シア成分が断面平均成分より2オーダー程度大きいからである。残差流シアの内訳をそれぞれ見てみると、熱、塩分フラックスと同様に Run1 では鉛直シアが、暖水波及時（Run3）では水平シアによるフラックスが卓越している。ただし、外洋への輸送パターンとして暖水波及時には、濁質が表層だけではなく水深 60m 以深からも活発に外洋へ流出していることに注目する必要がある。というのは、外洋のどの水深に湾内起源の物質が輸送されているかによって、その後の外洋におけるその物質の移流拡散過程が大きく異なってくる可能性があるからである。

これまで、熱塩フロント発生時における湾口部の物質フラックスを計測した観測例は無いが、そのフロント部における流動構造から、湾内と外洋との物質交換に対して、熱塩フロントが一種の障壁として働く可能性が高いことがしばしば指摘されている。しかしながら、本観測でとらえたように暖水が内湾水の下層に潜り込む形のフロントが発生した場合、ここで具体的に示したように、特に熱および塩分に関しては、平常時に比べて非常に活発な輸送が、残差流の水平シアによって行われることが明らかとなった。

3. 5 沿岸域における暖水の挙動に関する数値実験

以上、1997～1998 年冬季に実施した現地観測によって、東京湾湾口部への黒潮系暖水波及現象をとらえることに成功し、その際の湾口部での3次元流動構造や物質輸送特性を明らかにした。しかしながら、湾口部での暖水の挙動に関する力学過程や、東京湾湾口部の地形効果については未解明な部分が多い。現地観測により明らかとなった、暖水波及時における湾口部での流動構造の基本的な特徴を説明するためには、東京湾湾口部特有の狭い湾幅や水深の急激な変化に対して、浸入してきた暖水がどのように応答するのかという問題について議論する必要がある。そこでこの点を明らかにするために、東京湾の地形を理想化し、湾幅と湾内水深を変化させた数値実験を行い、それらの比較検討を行った。

3. 5. 1 数値モデル概要と計算条件

計算には汎用海洋モデルである POM (Princeton Ocean Model) を使用した。基礎式は、静水

圧・Bussinesq 近似を仮定した 3次元の NS 方程式と連続式であり、水平、鉛直渦動粘性係数はそれぞれ、Smagorinsky モデル、Mellor and Yamada の乱流モデル (レベル 2.5) を用いて計算している。図 3-21 に計算に使用したモデル地形を示す。計算領域は、東京湾を想定した内湾 (湾軸方向距離 68km) を含む南北 140km、東西 240km の領域であり、また、陸棚域における水深は、外洋の水深 200m から湾内の一様水深に向かって線形に結合した。水平方向の格子間隔は 2 km × 2 km とし、鉛直方向の格子数は 20 層とした。ただし、湾幅を 5 km とした計算に関しては、湾内の空間解像度を十分に保つため、湾内における格子間隔を東西 0.5km × 南北 2 km としている。南側と東側の開境界における水位の境界条件としては、長波に対する透過条件を設定している。ここでは、最もシンプルな状況として黒潮系暖水が陸岸にぶつかった場合を想定し、さらに、それを暖水塊の接岸という形で置き換えている。これは、図 3-9 に示した期間 C における湾口部への暖水波及パターン、すなわち、黒潮が野島崎に接岸 (ぶつかる) ことによって、その一部が黒潮本流から分離し、その後陸岸に沿って東京湾湾口部に侵入する波及形態を模擬するものである。計算初期条件として全海域に沿岸水の密度 ρ_1 を与え、その後、東側陸棚部分 (図中ハッチの領域) の密度を 1 日かけて黒潮系暖水塊の密度 ρ_2 に徐々に近づけ (暖水の接岸)、その後の過渡過程を見た。その際、暖水塊の層厚は観測から得られた 50m とし、また、その他の駆動力 (風、潮汐、河川流入) は与えていない。これは、黒潮系暖水波及に伴う相模湾における急潮現象のメカニズムとして密度流の効果が重要であることが指摘されており (久保川 (1996))、また、本研究においても東京湾湾口部における暖水の挙動に対して密度流の影響が非常に大きいことが明らかとなっているからであり、本計算では主にこの密度流の地形に対する応答過程を明らかにすることを目的としているのである。数値実験に用いた沿岸水と暖水塊の水温、塩分、密度を表 3-2 に、各計算ケースにおける地形パラメータの諸元を表 3-3 に示す。ここで、 λ_1 はロスビーの内部変形半径であり、湾幅 B との比 B/λ_1 が暖水の運動に対する重要なパラメータとなることが知られている (遠藤 (1978))。

3. 5. 2 計算結果と考察

計算開始 3 日後 (Case1, 3) と 5 日後 (Case2) の表層 (第 1 層) と、図 3-21 に示した湾軸方向断面 I、湾口部横断方向断面 II における流速、水温分布を図 3-22 に示す。まず表層の水温、流速に着目すると、全ケースにおいて、陸棚域の暖水塊西側部分で密度差に起因した水位勾配が駆動力となり岸に沿って西に向かう流れが生じ、その後、暖水は地衡流調節を受けて流れていく。Case1, 2 では、進行してきた暖水が湾口部に達すると、湾口部が開いているために地衡流バランスが崩れ、水位勾配によって暖水が湾内に浸入し、その後、再度地衡流調節を受けて湾口部に 25km 程度のスケールの暖水渦を形成している。さらに、その暖水渦から、暖水先端部 (フロント) は密度流として湾奥に向かって浸入していく。ここでの密度流とは、密度勾配に起因したフロント先端部の流れを意味し、フロント背後における地衡流バランスをした流れとは区別している。この密度流によるフロントの進行速度は次式により求められる (Benjamin (1968))。

$$V = [(H - h_1)(2H - h_1) / \{H(H + h_1)\}]^{1/2} \cdot \sqrt{g h_1} \quad (3-7)$$

ここで、 H は水深、 h_1 は暖水塊の厚さ、 $\varepsilon = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$ である。(3-7)式によれば、暖水の厚さが水深に対して相対的に大きくなると暖水の進行速度 V の値は小さくなる。よって(3-7)式により湾内でのフロント進行速度を算出すると、Case1では0.62m/s、Case2では0.38m/s、Case3では0.86m/sとなり、Case2において最も遅くなる。実際、図3-22から分かるように、水深の浅いCase2では湾内への伝搬に時間を要している。一般に、相模湾では間欠的な暖水波及に伴って急潮が発生し、東京湾では発生しないとされているが、その理由の1つとして、東京湾内は相模湾に比べて水深が比較的に浅いため暖水塊の進行速度が小さくなることが考えられる。また、Case1, 2の断面Iにおける水温分布を見ると、暖水が湾奥に浸入するに従って厚さが薄くなっていることが分かる。これは、(3-7)式で決まるフロント先端部の密度流の速度が、フロント背後の地衡流バランスをしている暖水の速度よりも速いためである。

次に、Case2の断面IIでの流速、水温分布を見ると、東側全層で暖水塊が浸入し、西側全層で内湾水が流出するという水平循環が卓越していることが分かる。これは、Case2では陸棚域での暖水の厚さよりも水深が浅いために、東側下層での内湾水の流出を堰き止めているからであり、このことから、現地観測によって明らかとなった暖水波及時における湾口部での残差流水平シアが卓越した物質輸送は、水深が比較的に浅い千葉県側に暖水が浸入していたためであると考えられる。

Case3断面IIの結果を見ると、暖水は横断方向に一樣な厚さで湾内に浸入していることが分かる。これは湾幅が内部変形半径に比べて小さいためにコリオリ力の効果が小さく、密度流として横断方向一様に湾内に浸入しているからである。現地観測においても、剣崎-勝山間において、暖水塊は湾軸横断方向に一樣な厚さで浸入していた。このことから、この断面内の平均水深が330mと深いために λ_1 が大きく、その結果 B/λ_1 が1.4程度となり、剣崎-勝山間においては、Case1, 2よりもむしろコリオリ力の影響の小さいCase3に近い流動構造であったものと考えられる。しかしながら、そのさらに湾内側の観測断面(Line2)では、水深が浅いために B/λ_1 が2.7程度となり、コリオリ力の影響が大きくなっているものと考えられる。

次に、湾内に位置する図3-21中のSta.1における湾軸方向流速、水位、水温の経時変化を図3-23に示す。これを見ると、フロントが通過(水温が上昇)する時刻の流速は、先に示した(3-7)式のフロント移動速度にほぼ一致している。また、Case2ではフロントが通過する以前に水位が上昇しているのに対し、Case1, 3では、フロント通過と水位上昇がほぼ同時刻に発生している。これは、Case2のみ暖水の厚さが湾内の水深よりも大きいため、陸棚東側から湾口部に向かって進行してきた暖水が、水深50m以浅の海域を通過して湾内に浸入する際に水位の擾乱が発生し、それが長波として湾内に伝搬しているためであると考えられる。1975年4月に発生した黒潮系暖水波及に伴う相模湾での急潮発生時において、東京湾内の水位が上昇していたことが報告されており(松山ら(1992))、本計算結果からも暖水波及の影響が表面波として東京湾内において検知され得ることが示された。また、Case2のフロント通過に伴う水温上昇量は、他のケースと比べて非常に小さく、時間的にもゆっくり上昇している。フロント部分での乱流エネルギーの鉛直分布を3ケースで比較したところ、Case2では、水深が浅いために底面摩擦の影響によってフロント部海底面において強い乱流エネルギーが発生しており、フロント部における鉛直混合の結果、水温上昇量が小さく、

また、水温がゆっくり上昇していることが明らかとなった。

3. 6 まとめ

冬季の東京湾湾口部における現地観測や既存の観測データの解析を行い、以下の結論を得た。

- 1) 東京湾の湾口フロントは、黒潮系暖水の湾口部への波及に伴い発生する非定常性の強い現象である。
- 2) 湾口フロントの構造は、内湾水と黒潮系暖水の密度バランスに影響を受けた非常に3次元性が強いものである。
- 3) 黒潮系の暖水塊は約50mの厚さで湾口部に侵入する。
- 4) 黒潮系暖水波及時における外洋から湾内への熱フラックスは、冬季平均の約5倍程度である。
- 5) 黒潮系暖水波及時の湾口部における熱および物質輸送に対しては、残差流の水平シアによる寄与が大きく、地球自転の効果がこの水平シアの形成に重要な働きをしている。
- 6) 非暖水波及時 (Run1) における熱輸送は、ほぼ冬季平均値と同程度であり、その輸送要因としては残差流の鉛直シアによる寄与が大きい。
- 7) 湾口部における水深が浅い場合、暖水波及に伴う物質輸送に対して、水平循環による寄与が大きくなる。また、水深が浅いと暖水の湾内への浸入速度が遅くなると共に、底面摩擦による鉛直拡散のために水温上昇量が小さくなることが分かった。
- 8) 湾幅が狭い場合、コリオリ力の効果が小さくなり、湾口部横断方向に一樣な厚さで暖水が湾内に浸入する。
- 9) 暖水波及時には、暖水塊浸入に先行して外洋での擾乱が表面波として湾内に伝搬する可能性を示した。

(第3章参考文献)

- 上嶋英機, 藤原建紀, 早川典生: 感潮河川における物質輸送の機構について (第1報), 海岸工学論文集, 第22巻, pp.239-247, 1975.
- 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, pp.433-436, 1993.
- 遠藤昌宏: 熱塩前線の3次元構造について, 1978年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, pp.107, 1978.
- 久保川厚: 内湾と外洋の相互作用 地球流体力学からの視点, 沿岸海洋研究ノート, 第34巻, 第1号, pp.15-23, 1996.
- 長島秀樹, 岡崎守良: 冬季における東京湾の流況と海況, 沿岸海洋研究ノート, 第16巻, 第2号, pp.76-86, 1979.
- 藤原建紀, 宇野奈津子, 多田光男, 中辻啓二, 笠井亮秀, 坂本亘: 紀伊水道の流れと栄養塩輸送, 海と空, 第73巻, 第2号, pp.63-72, 1997.
- 八木宏, 灘岡和夫, 内山雄介, 日向博文: 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 (投稿中).
- 柳哲雄: 潮目の科学, 恒星社恒星閣, pp.103-104, 1990.
- Akiyama, H. and S. Saitoh: The Kyucho in Sukumo Bay induced by Kuroshio warm filament intrusion, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol.49, pp.667-682, 1992.
- Benjamin, T. B.: Gravity current and related Phenomena, *J. Fluid Mech.*, Vol. 31, pp.209-248, 1968.
- Endoh, M.: Formation of thermohaline front by cooling of the sea surface and inflow of the fresh water, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol.33, pp.6-15, 1977.
- Harashima, A., Y. Oonishi and H. Kunishi: Formation of water mass and fronts due to density-induced current system, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol. 34, pp.57-66, 1978.
- Masuzawa, J.: Subtropical mode water, *Deep-Sea Research*, Vol.16, pp.463-472, 1969.
- Oonishi, Y., A. Harashima and H. Kunishi: Characteristics of a front formed by cooling of the sea surface and inflow of the fresh water, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol.34, pp.17-23, 1977.
- Yanagi, T., A. Isobe, T. Saino and T. Ishimaru: Thermohaline front at the mouth of Tokyo Bay in winter, *Continental Shelf Research.*, No.9, pp.77-91, 1989.
- Yanagi, T. and A. Isobe: Oceanic and anthropogenic controls of life in the Pacific Ocean, ed. by V. I. Ilichev and V. V. Anikiev, Kluwer Publishing Agency, Holland, pp.11-33, 1992.
- Yoshioka, H.: The coastal front in the Kii Channel in winter, 海と空, 第64巻, 第2号, pp.79-111, 1988.

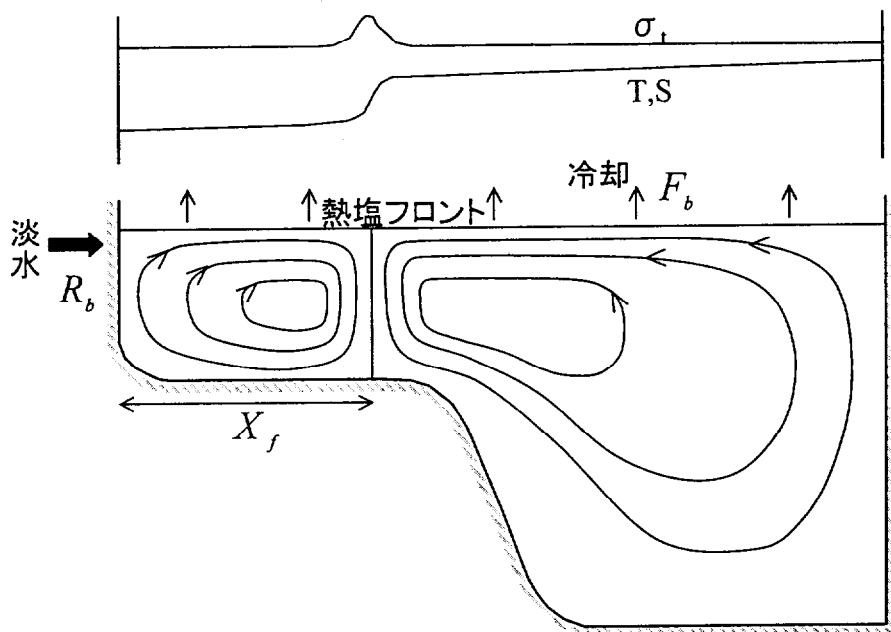


図3-1 熱塩フロントの模式図(宇野木(1993)に加筆)

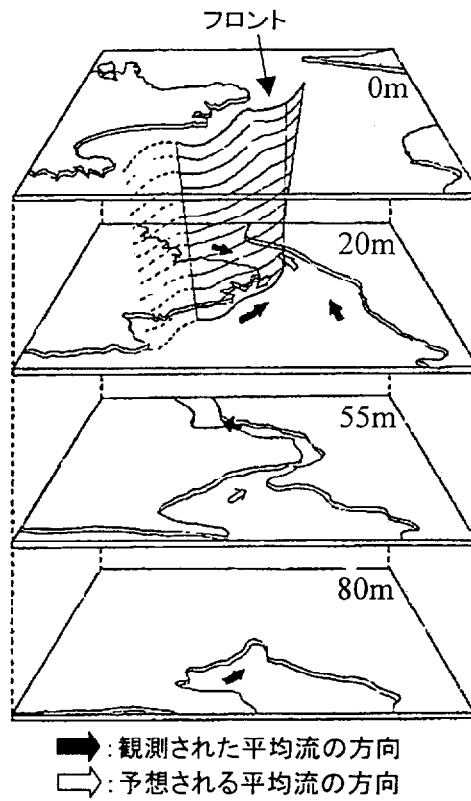


図3-2 黒潮系暖水波及時ににおける相模湾沖の表層水温分布 (長島・岡崎(1979))

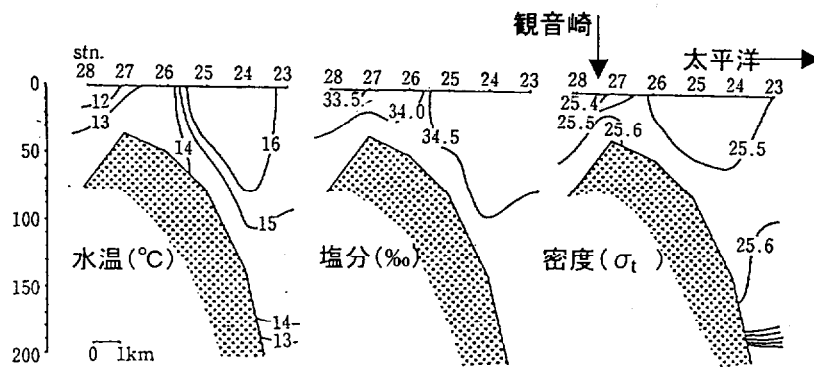


図3-3 熱塩フロント部における水温, 塩分, 密度分布 (Yanagi et al.(1989))

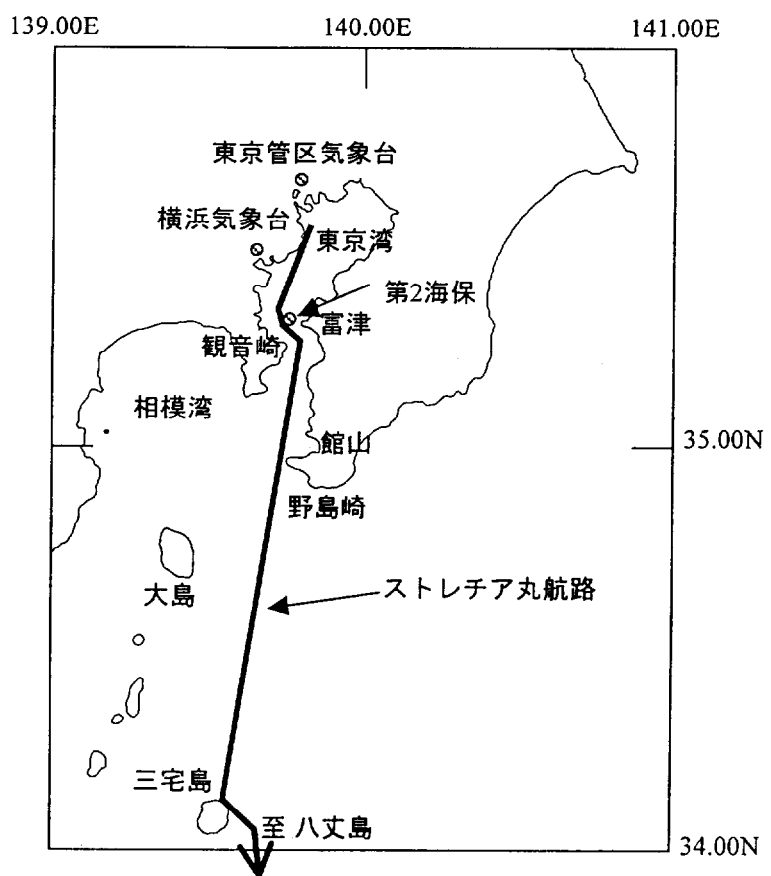
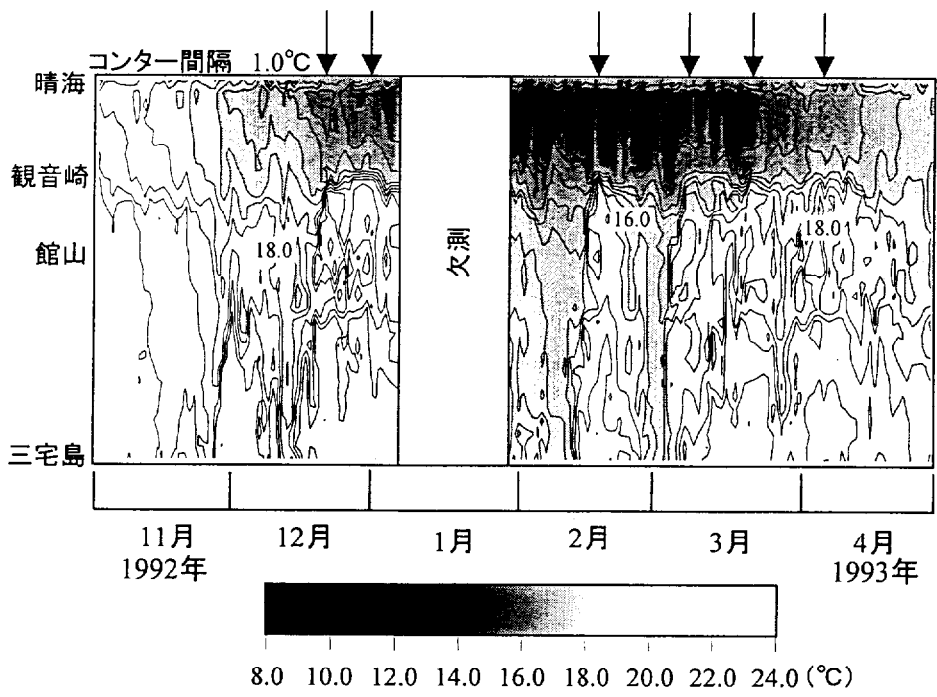


図3-4 1992年～1993年冬季における東京－三宅島間の表層水温の経時変化とストレッチア丸の航路図

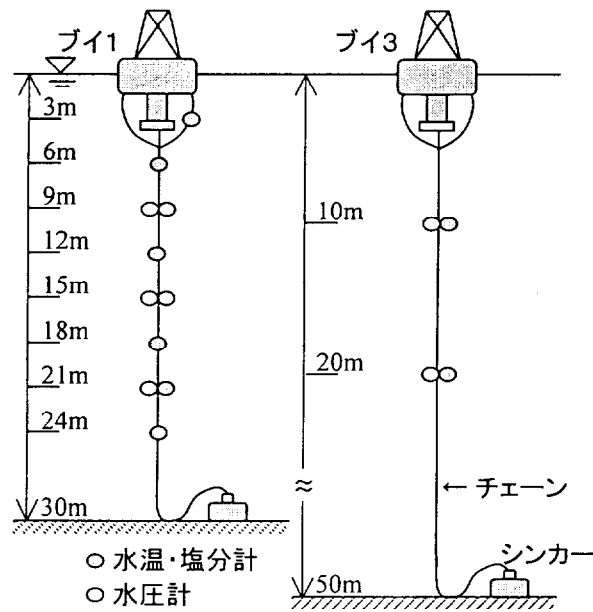
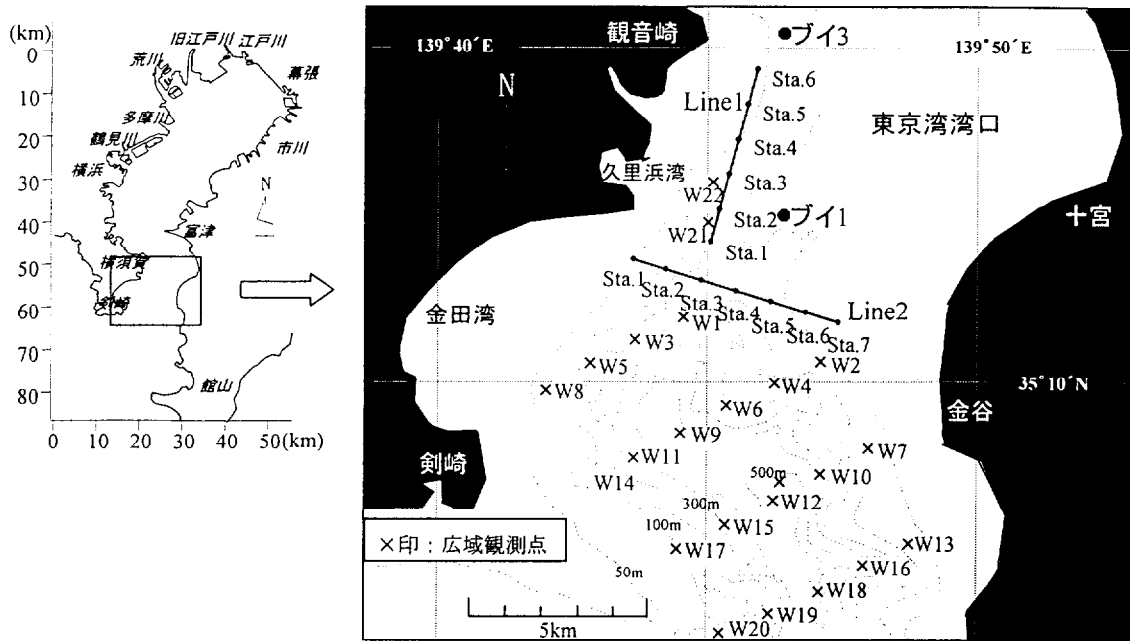


図3-5 観測海域および測器の配置

表3-1 サーベイ観測時の測点および観測項目

	第1回 (Run1)	第2回 (Run2)	第3回 (Run3)
観測日	97年12月18, 19日	98年1月27, 28日	98年3月3, 4日
測線	Line1, Line2	Line1	Line2
広域観測点	W1~W20	W1, W2, W5, W6, W7, W11, W12, W13, W17, W18, W20 (Run3のみW21, W22においても計測)	
観測項目	水温・塩分・蛍光光度・濁度・流向・流速		

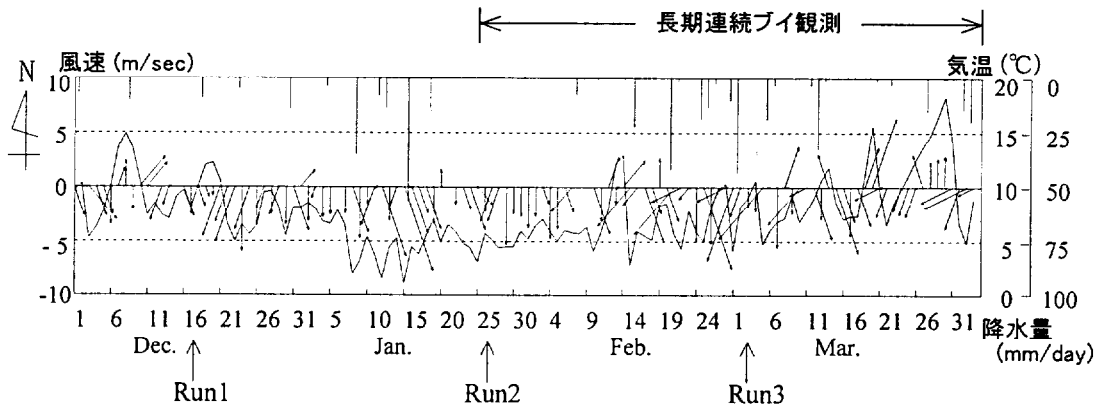


図3-6 観測期間中における降水量, 気温(横浜管区气象台), および風速ベクトル(第2海堡)

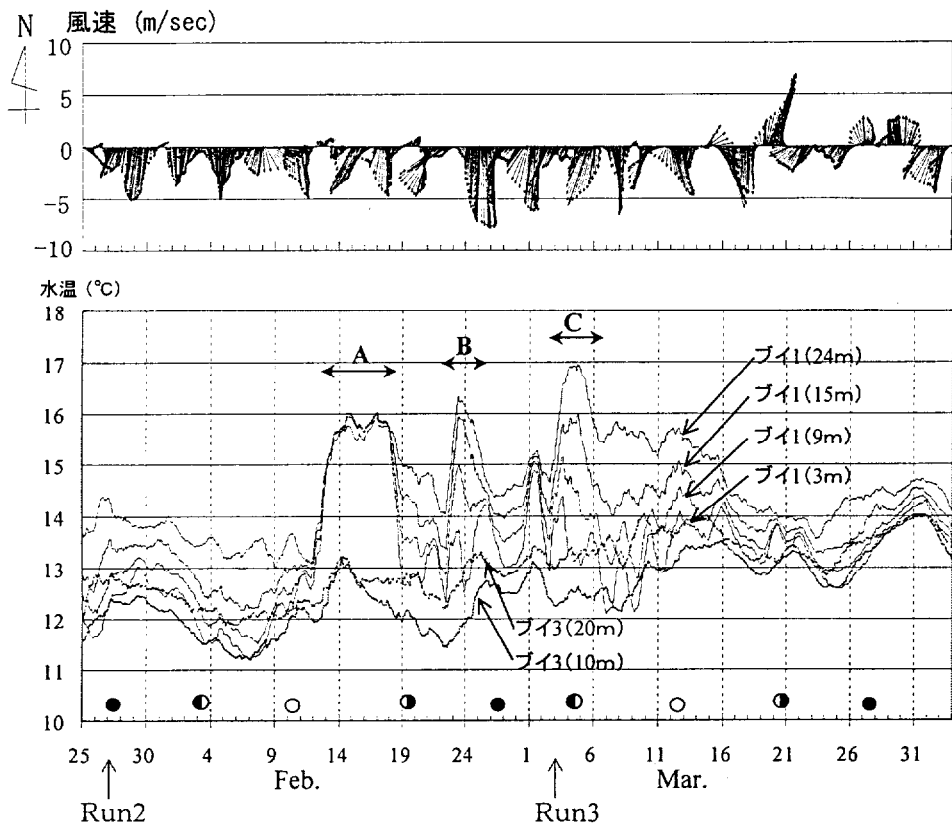
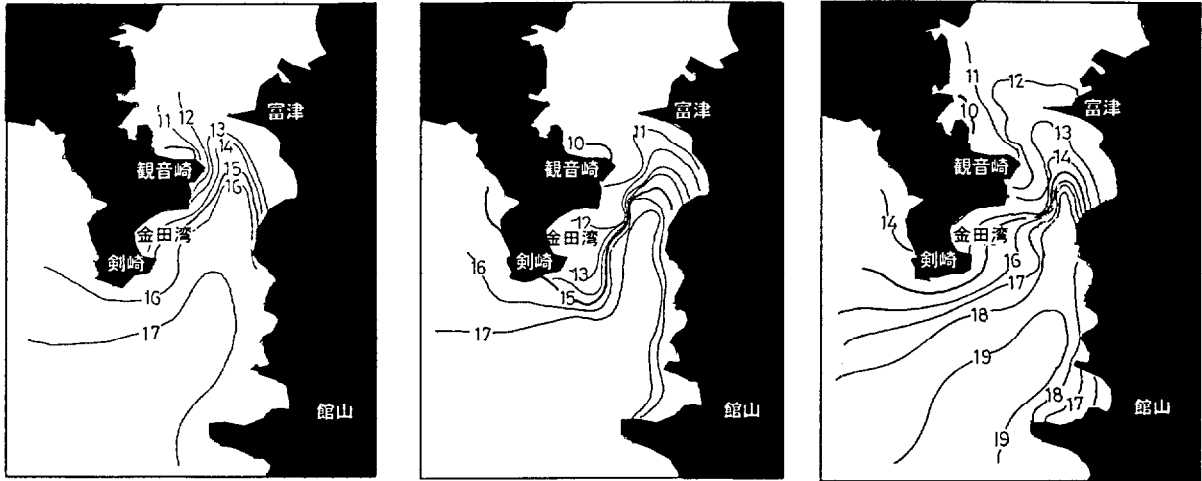


図3-7 第2海堡における風速ベクトルおよびブイ1, 3における水温経時変化



期間A(98年2月15日)

期間B(98年2月23日)

期間C(98年3月3日)

図3-8 期間A,B,C(黒潮系暖水波及時)における湾口部表層水温分布
(「東京湾口海況図」による)

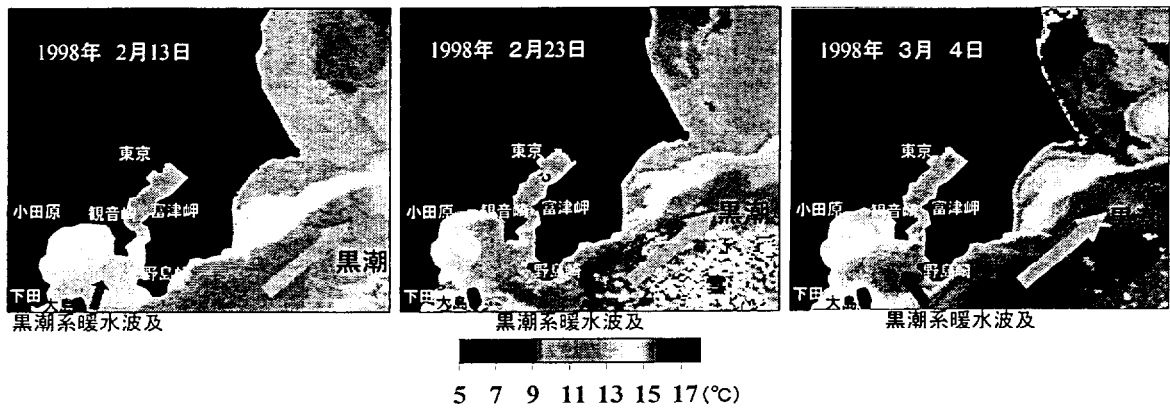


図3-9 期間A, B, C(黒潮系暖水波及時)における千葉県～静岡県東部沖の
表層水温分布(NOAA/AVHRR)

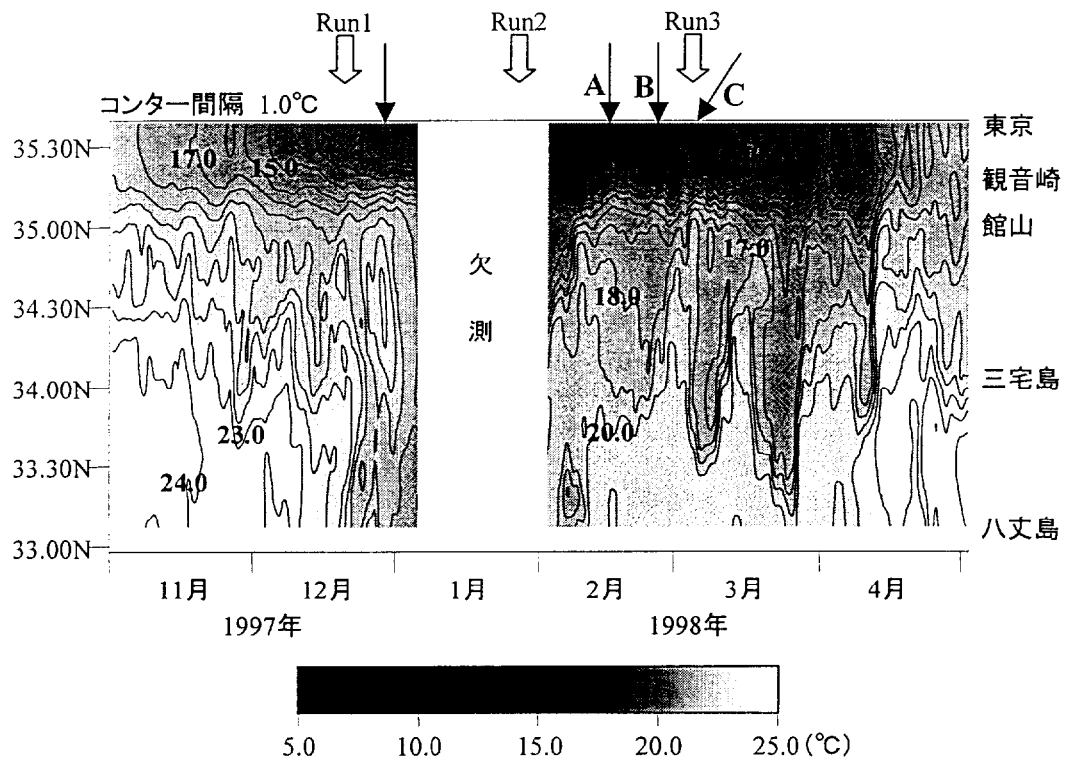


図3-10 1997年～1998年冬季における東京－八丈島間の
表層水温の経時変化

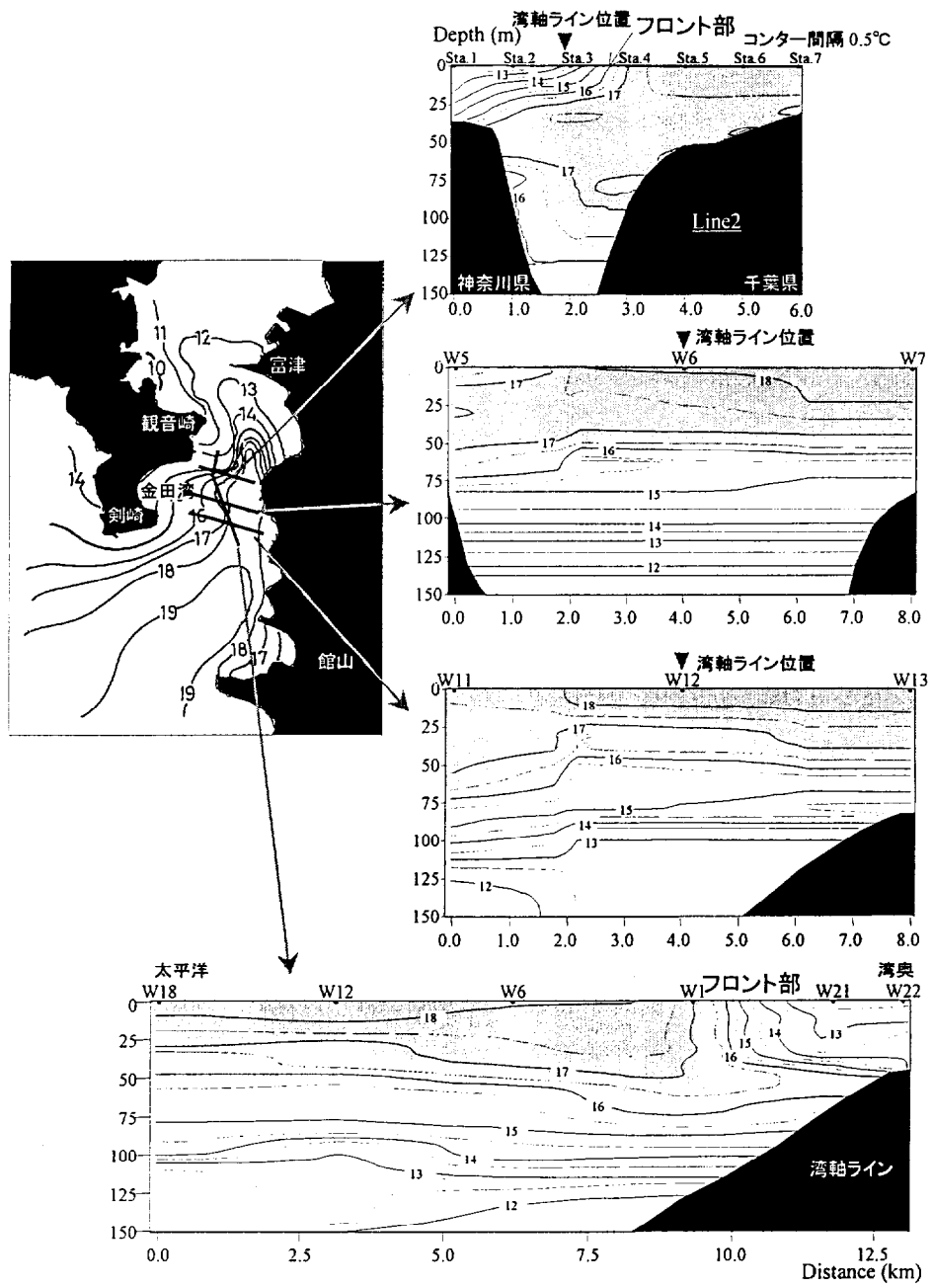


図3-11 Run3(98年3月3, 4日)における湾口部の水温分布

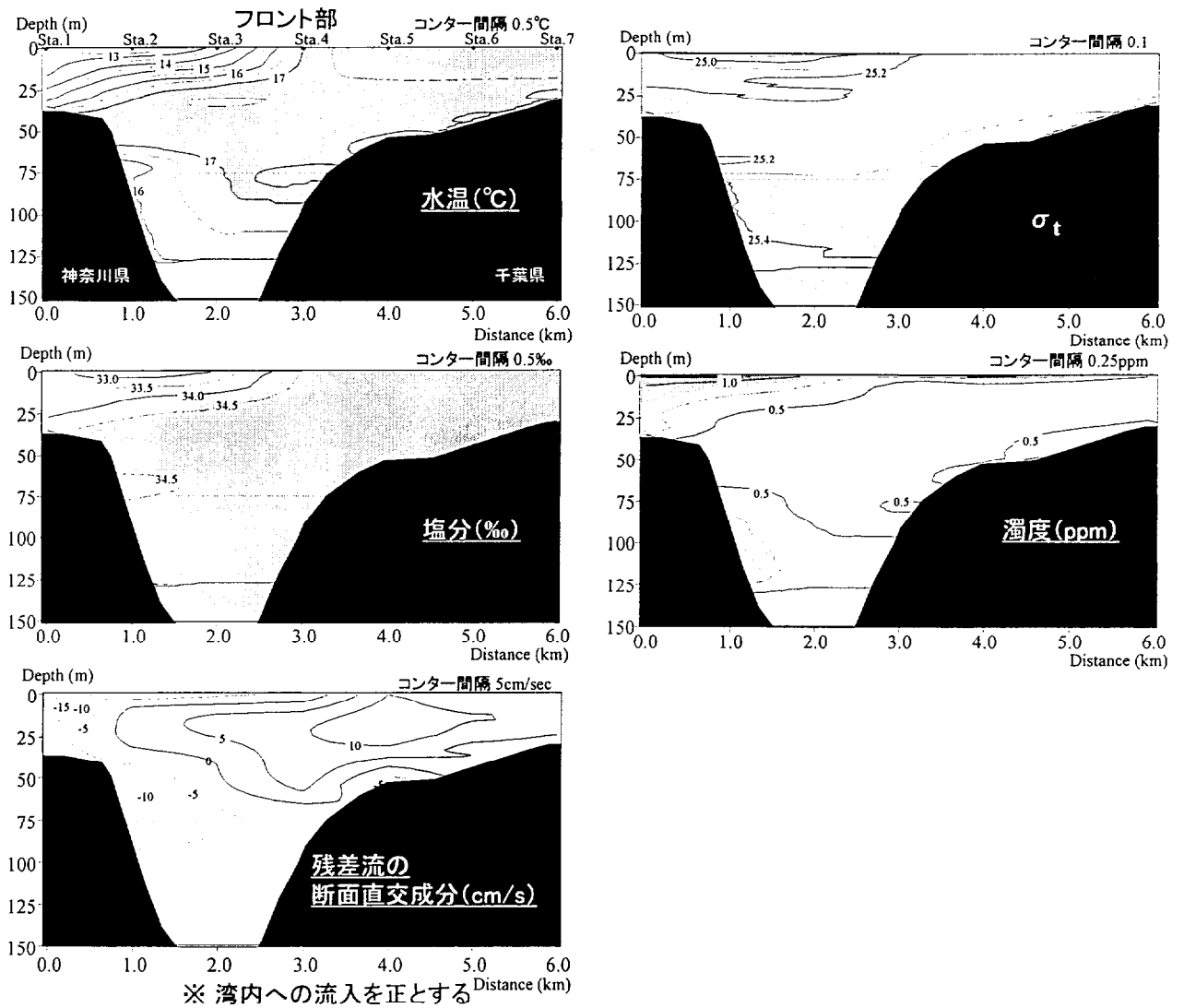


図3-12 Run3(98年3月3日)のLine2における水温, 塩分, σ_t , 濁度分布
および残差流の断面直交成分

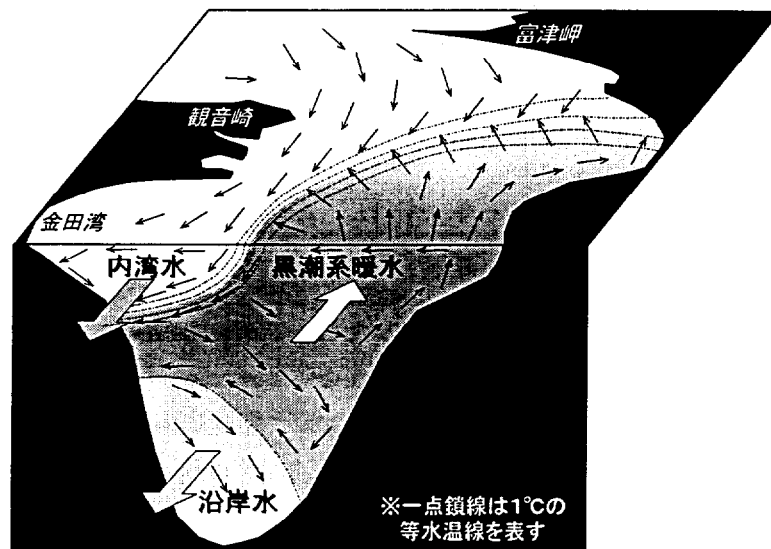


図3-13 暖水波及時における湾口部3次元残差流構造の模式図

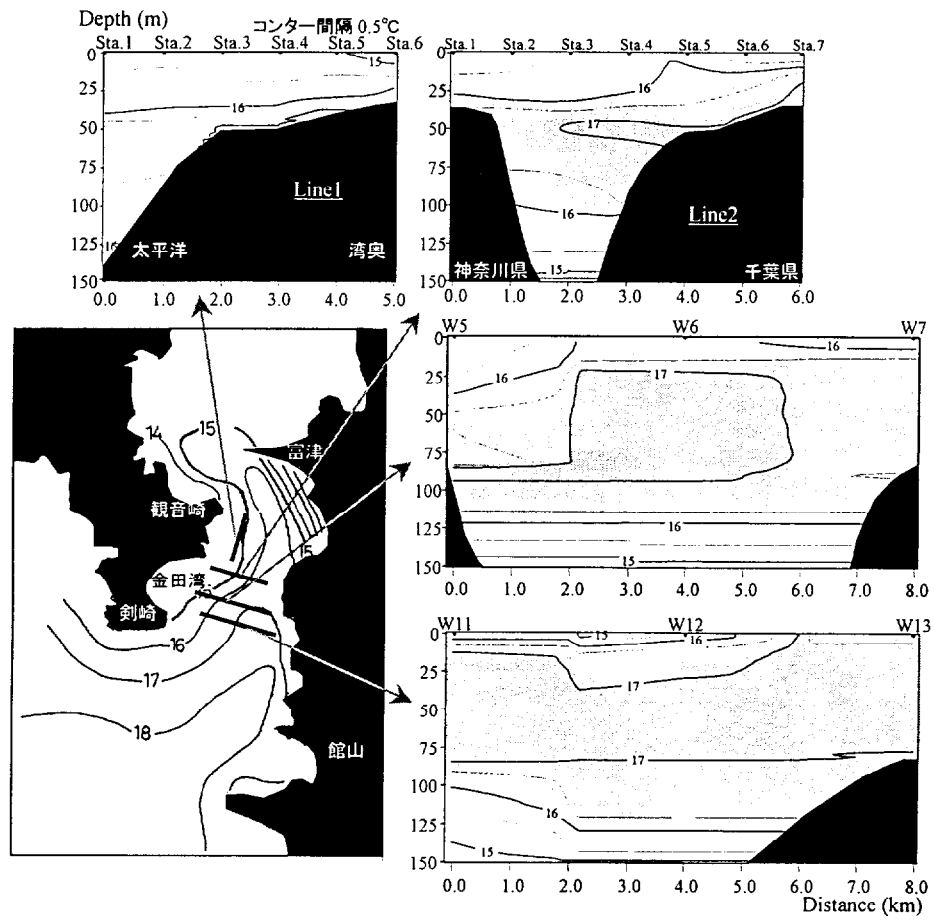


図3-14 Run1(97年12月18, 19日)における湾口部の水温分布

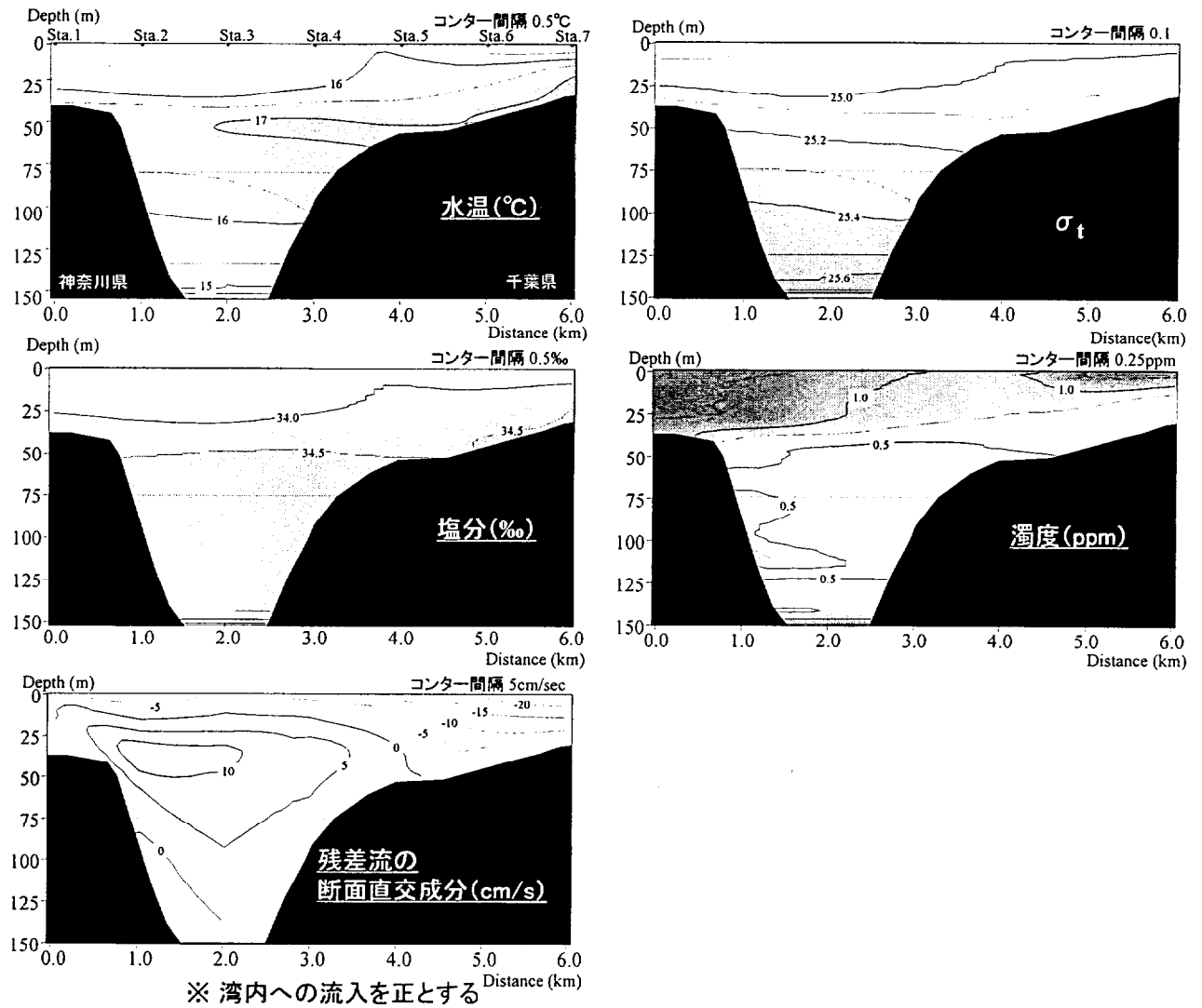


図3-15 Run1(97年12月18日)のLine2における水温, 塩分, σ_t , 濁度分布および残差流の断面直交成分

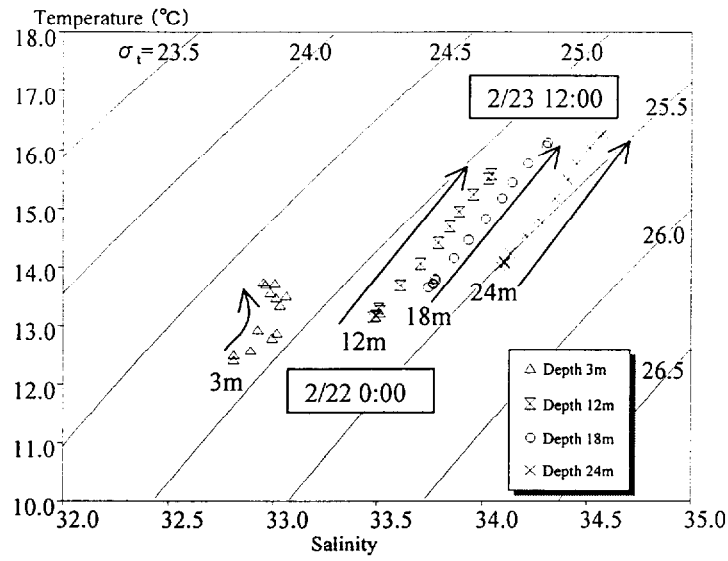
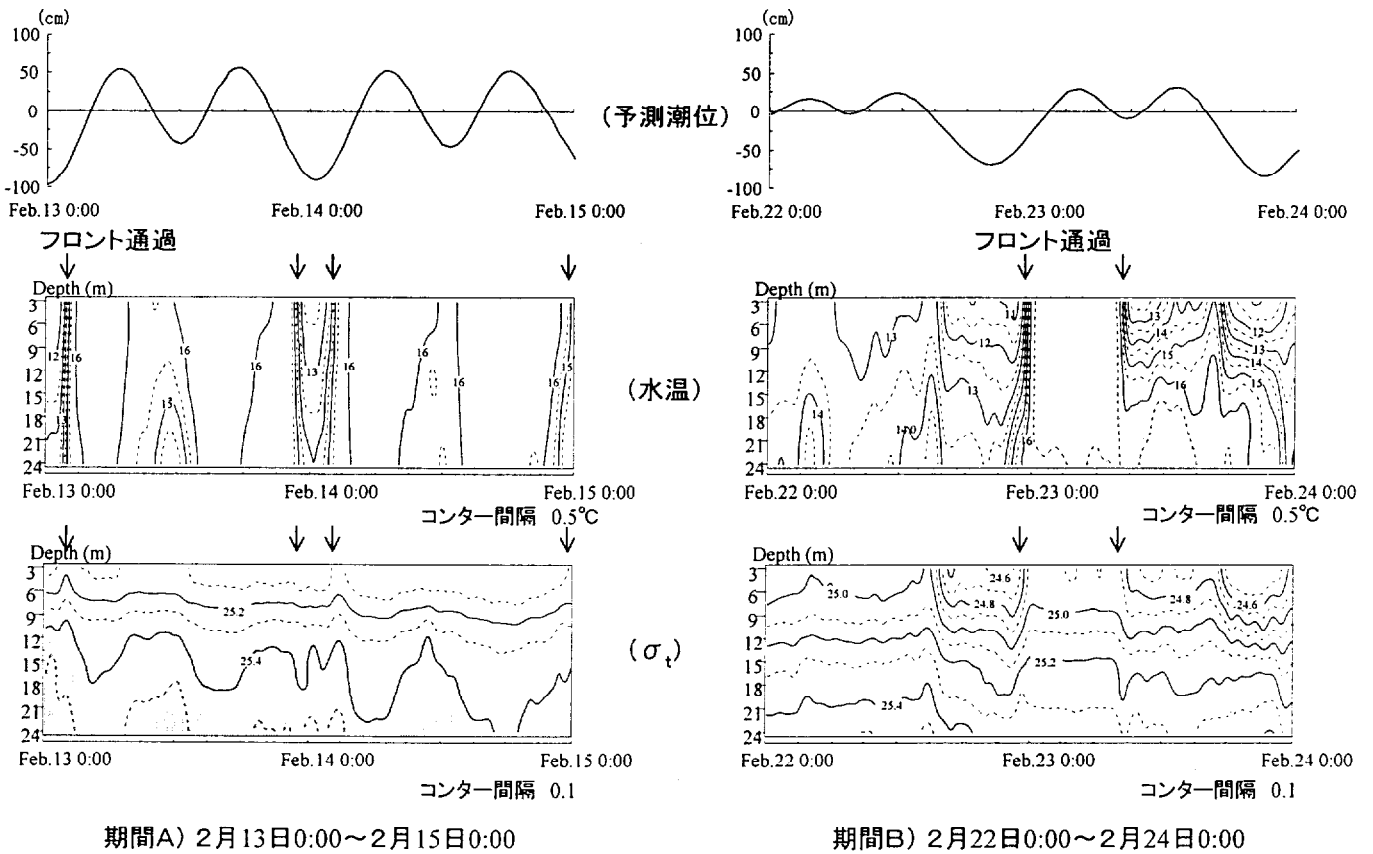


図3-16 期間BにおけるT-Sダイアグラム



期間A) 2月13日0:00～2月15日0:00

期間B) 2月22日0:00～2月24日0:00

図3-17 期間A,Bにおける水温・密度のイソプレスおよび横須賀予測潮位

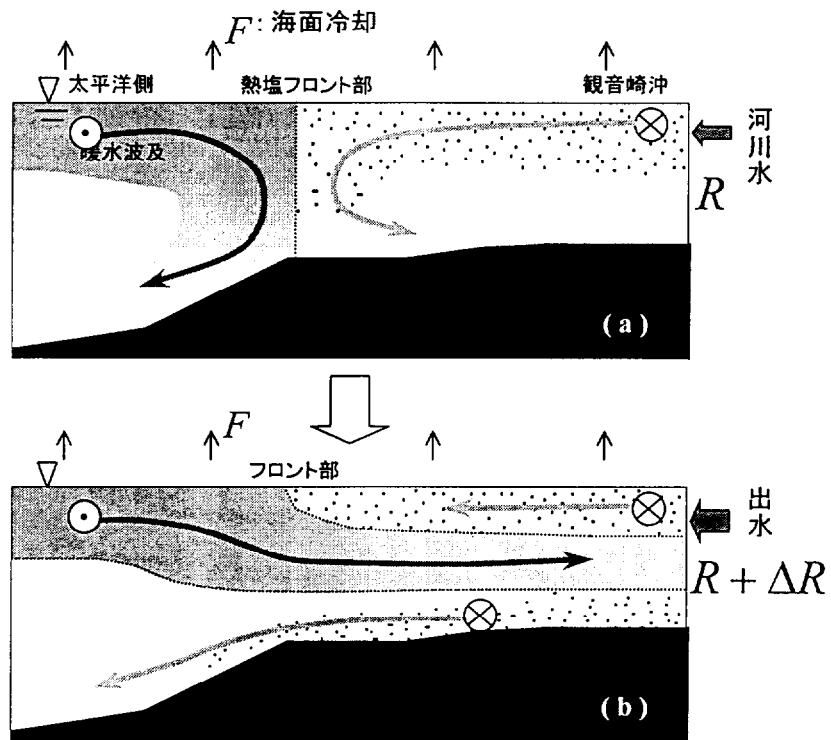
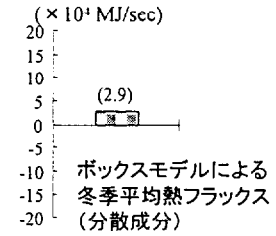
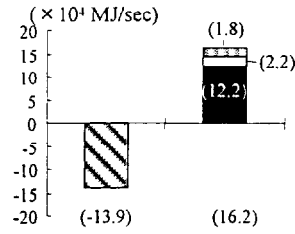
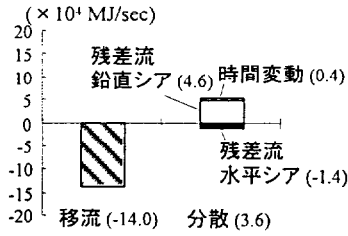
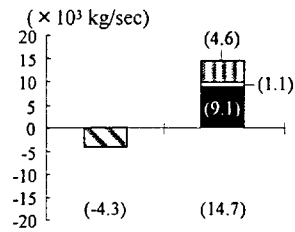
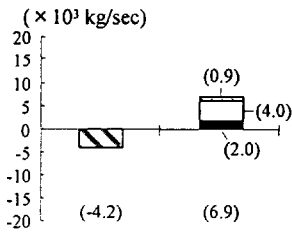


図3-18 出水にともなう熱塩フロントの崩壊過程

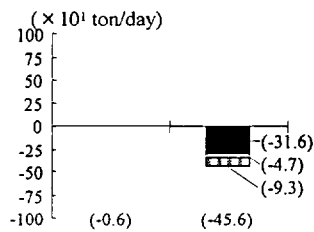
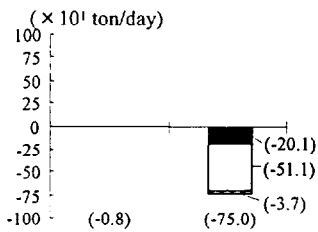
<熱フラックス>



<塩分フラックス>



<濁質フラックス>



※湾内への流入を正とする

Run1) 97年12月18日

Run3) 98年3月3日

図3-19 熱, 塩分および濁質フラックス

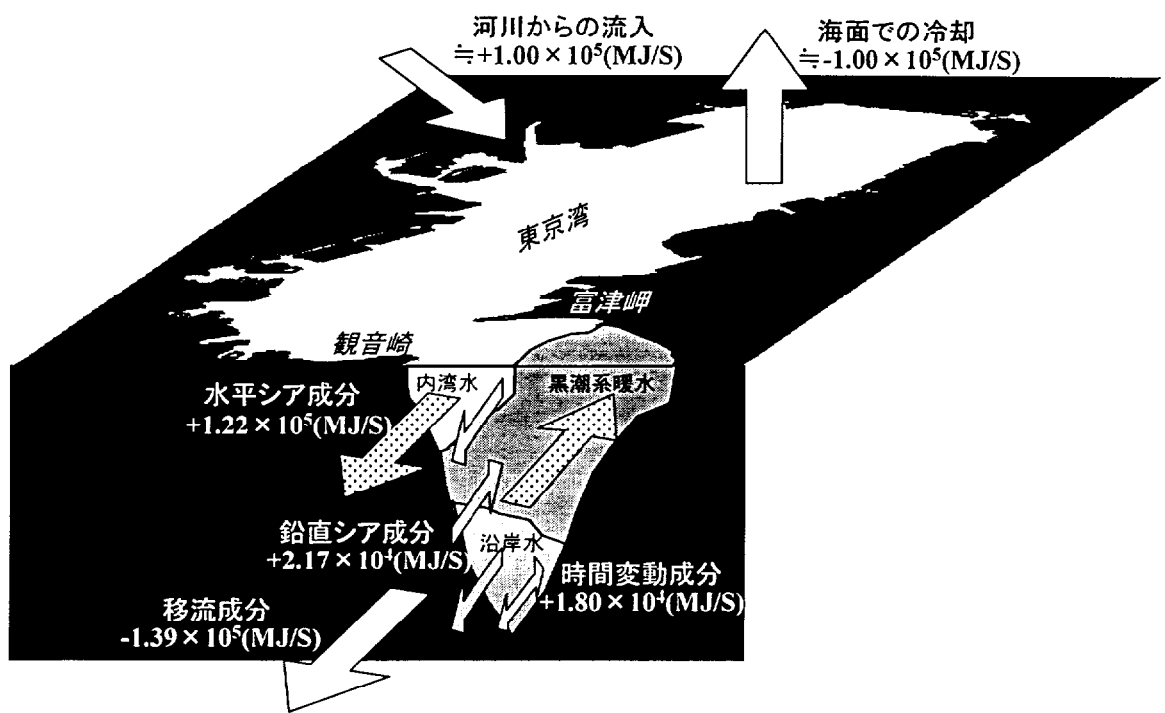


図3-20 黒潮系暖水波及時ににおける東京湾の熱収支

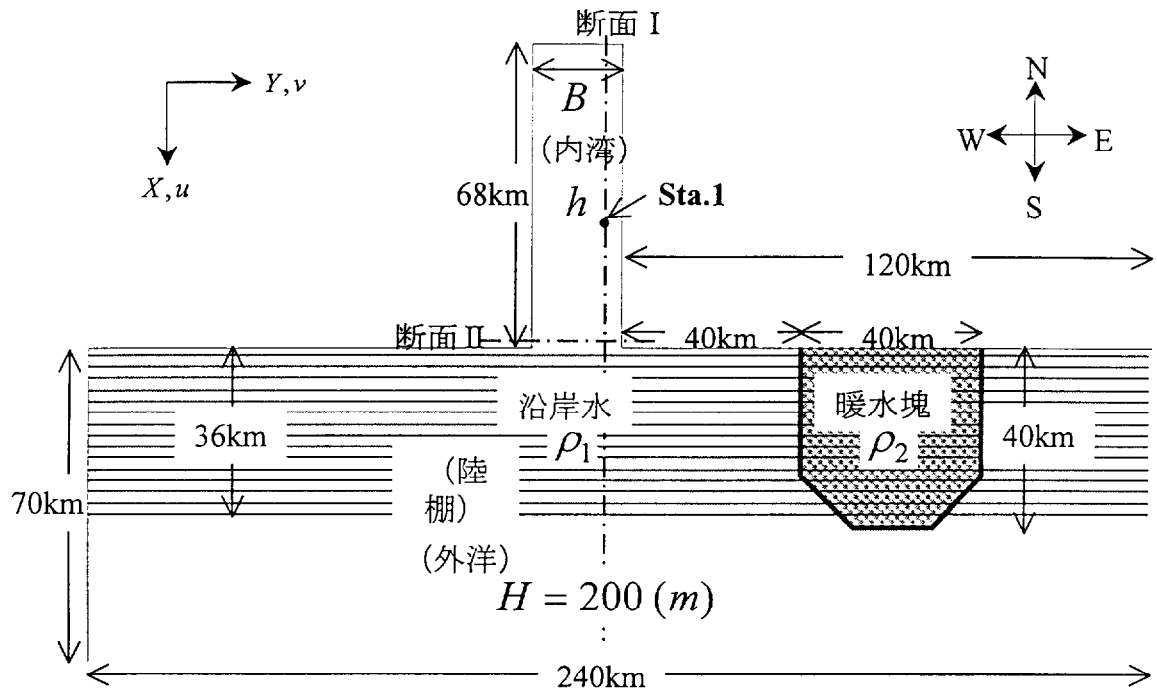


図3-21 計算領域

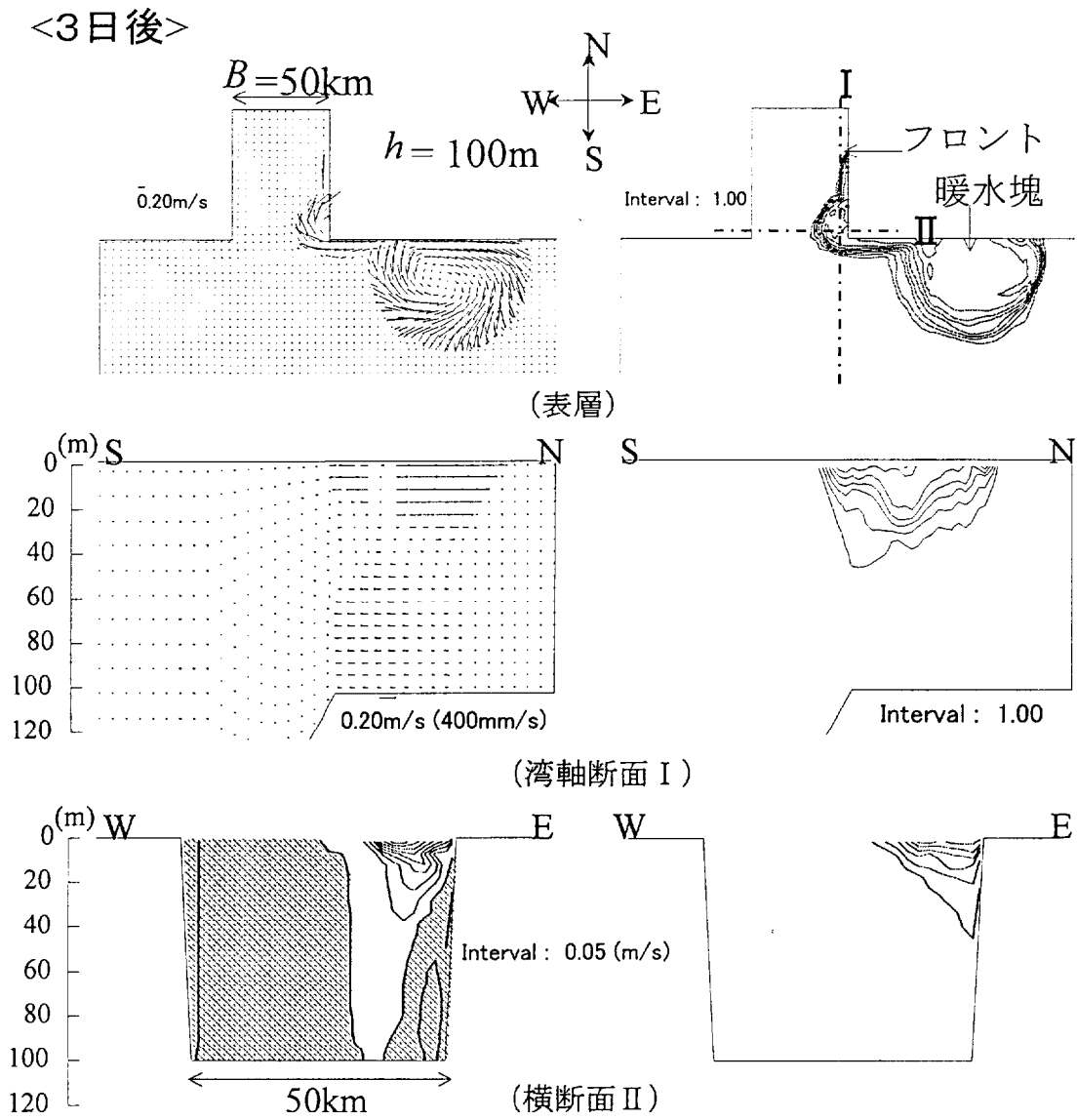
表3-2 沿岸水と黒潮系暖水の水温, 塩分, 密度

	水温 T ($^{\circ}\text{C}$)	塩分 S (‰)	密度 ρ (kg/m^3)
沿岸水	$T_1 = 13.0$	$S_1 = 34.3$	$\rho_1 = 1025.88$
黒潮系暖水	$T_2 = 20.0$	$S_2 = 34.5$	$\rho_2 = 1024.40$

表3-3 各計算ケースの地形パラメータ

	Case1	Case2	Case3
B	50	50	5
h	100	20	200
λ_I	5847	2578	7734
B/λ_I	8.552	19.393	0.646

B : 湾幅 (km)
 h : 湾内水深 (m)
 λ_I : 内部変形半径 (m)



※ ハッチ部分は湾外流出成分を表す

図3-22(a) Case1計算結果

<5日後>

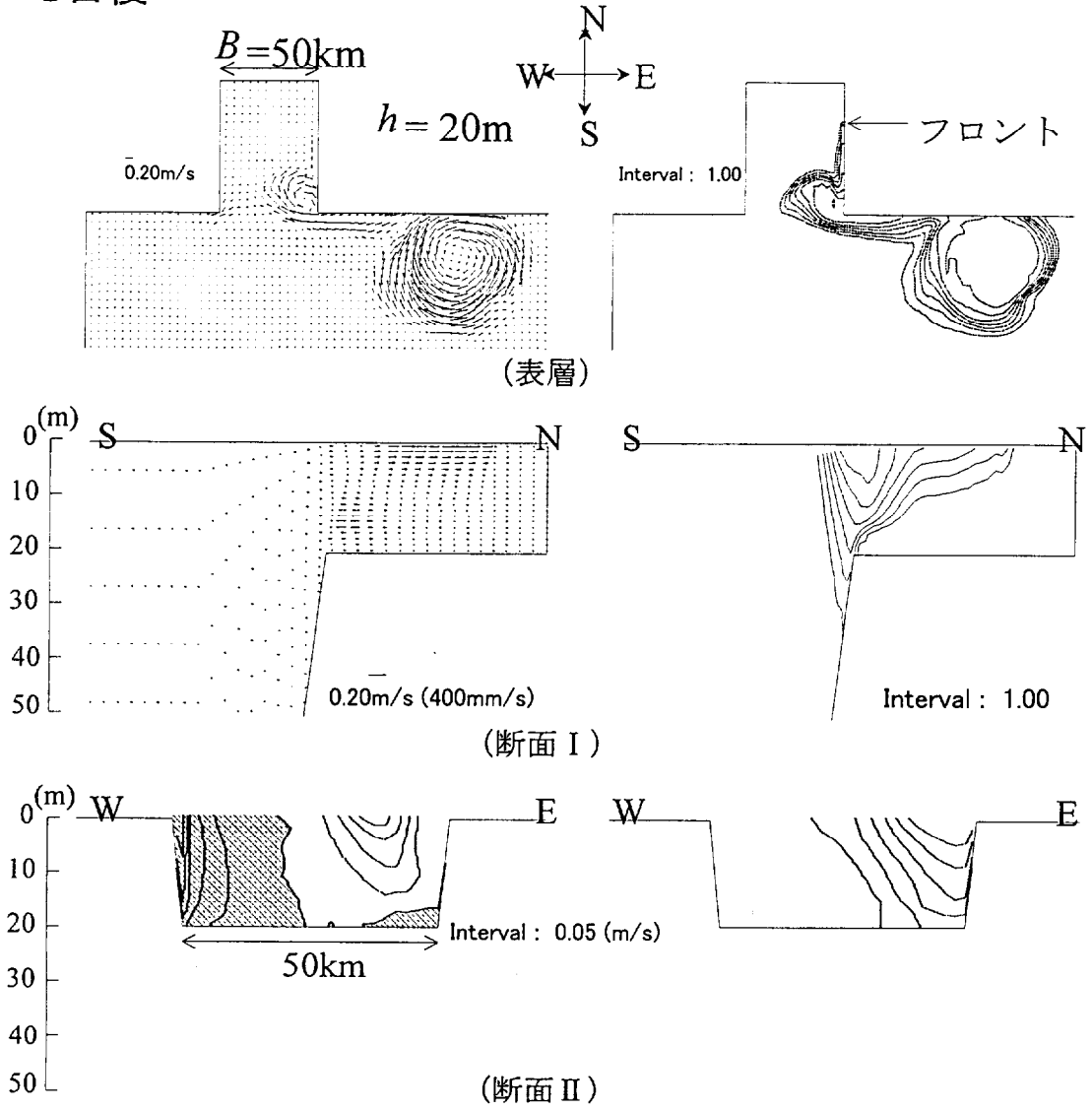


図3-22(b) Case2計算結果

<3日後>

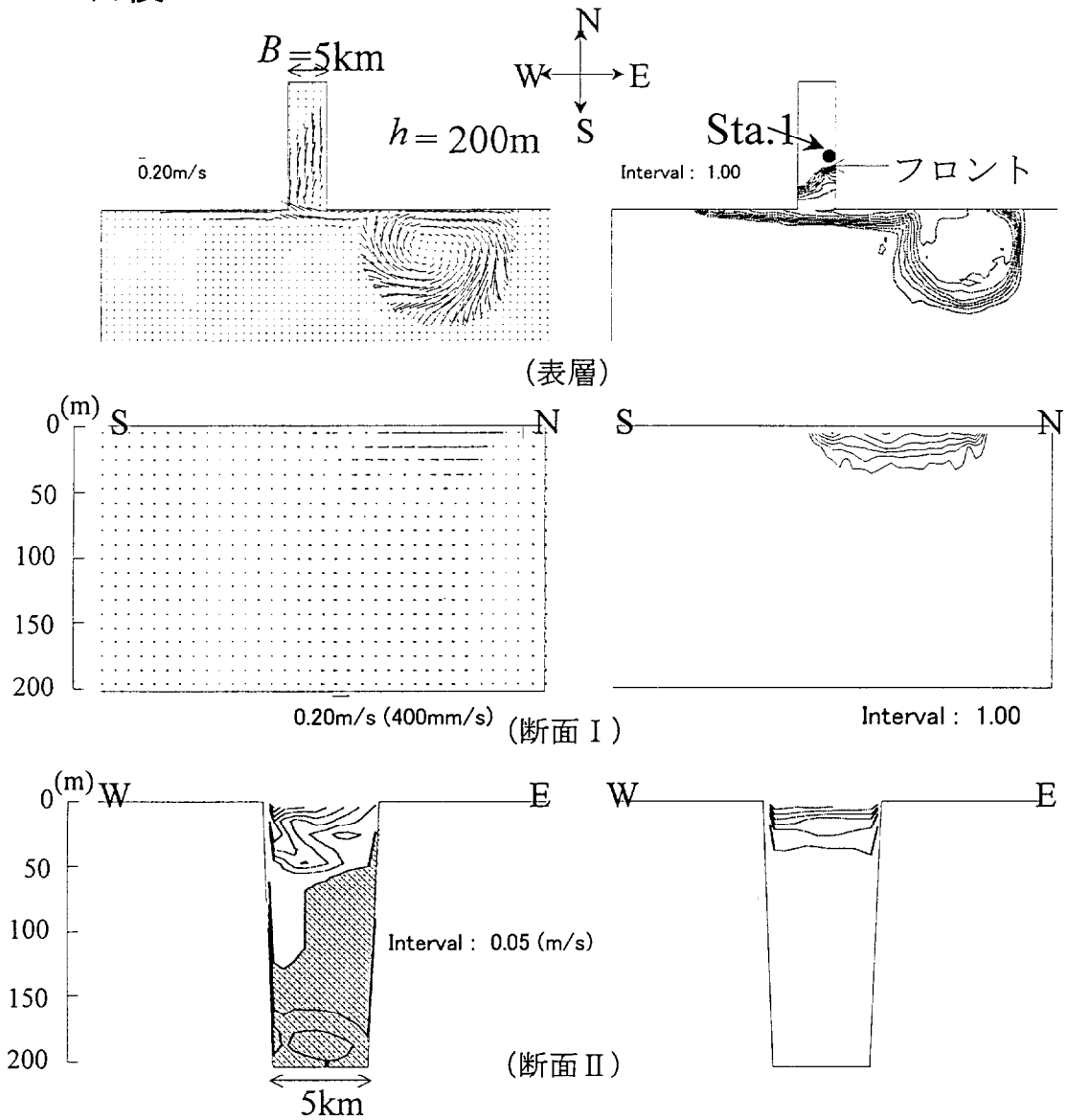


図3-22(c) Case3計算結果

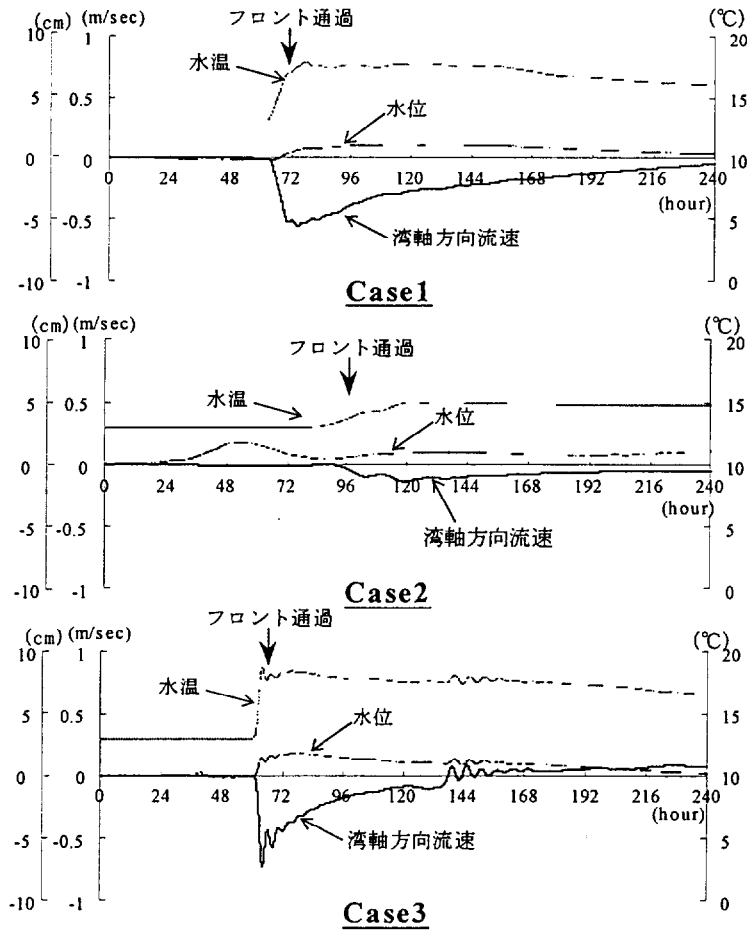


図3-23 Sta.1における湾軸方向流速, 水位, 水温の経時変化
 (ただし流速は湾内流入方向を負とする)

▼ 計算条件

計算モデル	POM (Princeton Ocean Model)
計算対象領域	南北 88(km)×東西 50(km)
水平格子サイズ	800(m)
メッシュ数	110×63×21
河川流量	主要5河川 (総量 200 m ³ /s≒冬季平均)
海面冷却量	65.2 W/m ² (3月の平均値)
計算初期の密度場	富津分場(2/23), 七四郎丸(2/22), 神奈川水試(2/3)データより3次元補間
海上風	冬季平均風速(4.0m/s, 190°)
潮汐	M2分潮のみ(周期12.42hour, 振幅 36cm)
同化領域	図参照
Nudging係数	6.0 hour

▼ 計算対象領域

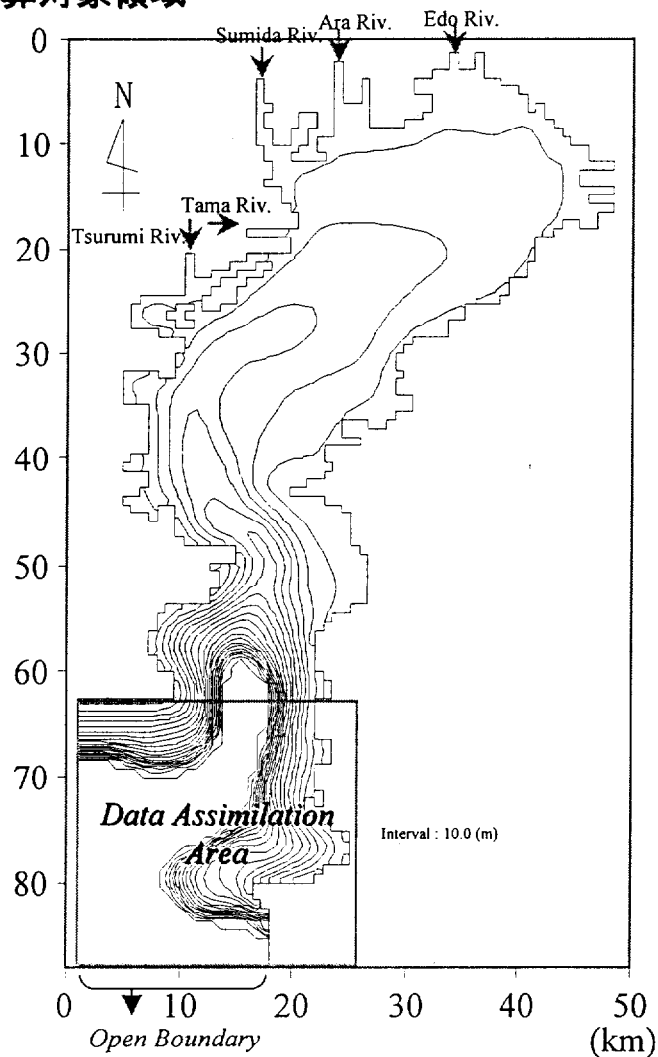
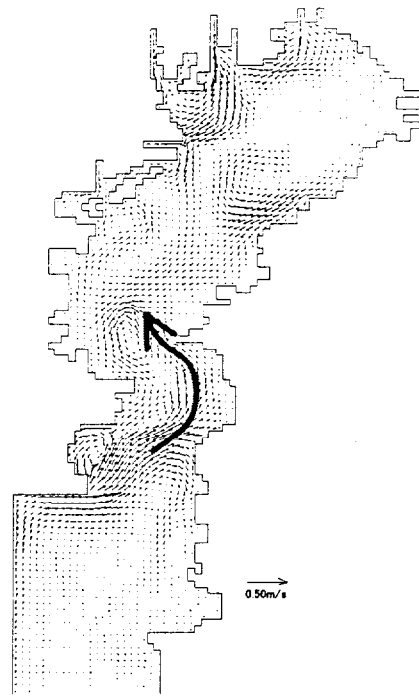
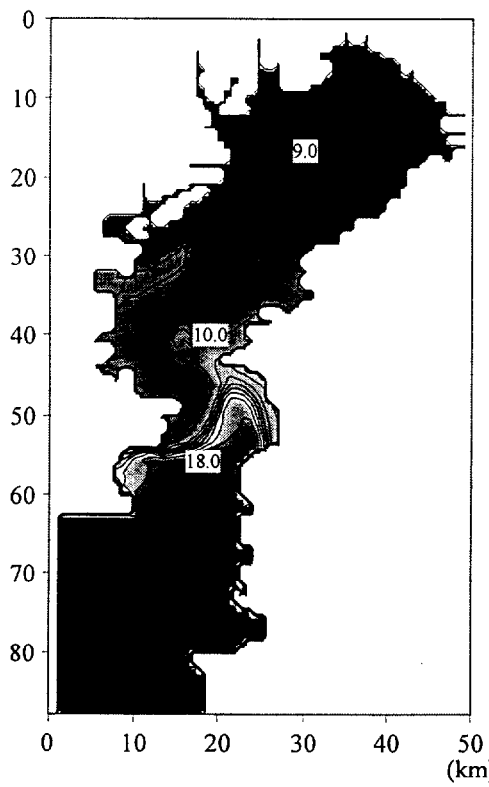


図 3-24 計算条件と計算対象領域

<5day>

Surface



Depth 20 (m)

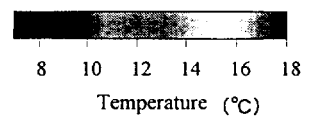
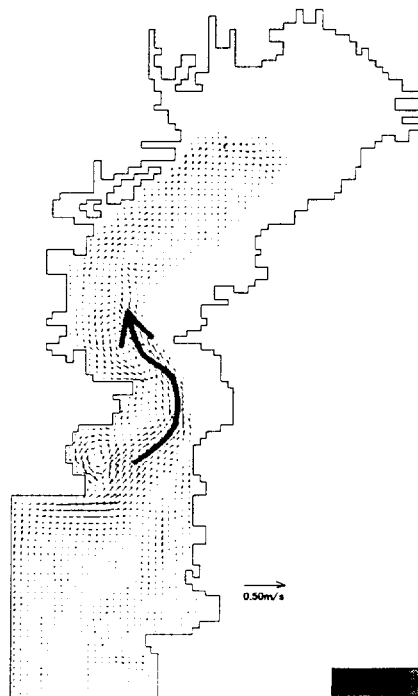
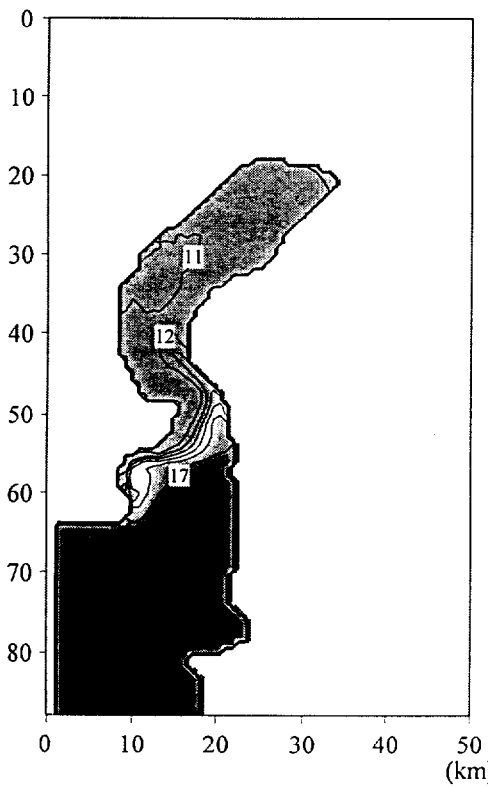
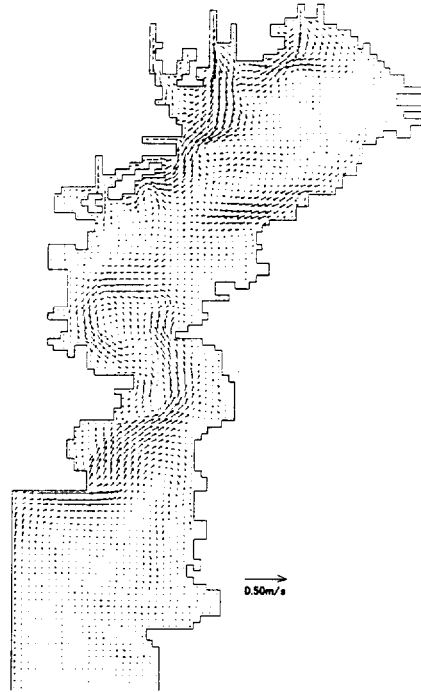
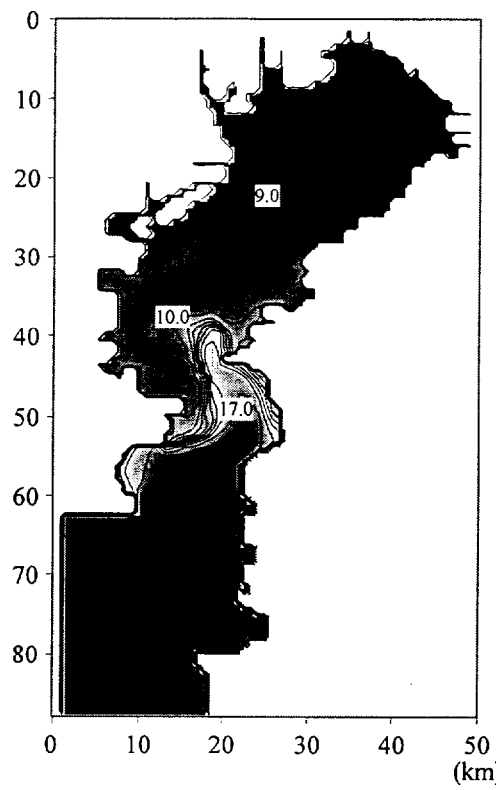


図 3-26 Case1(密度流のみ)の計算結果(計算開始5日後)

<7day>

Surface



Depth 20 (m)

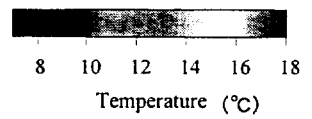
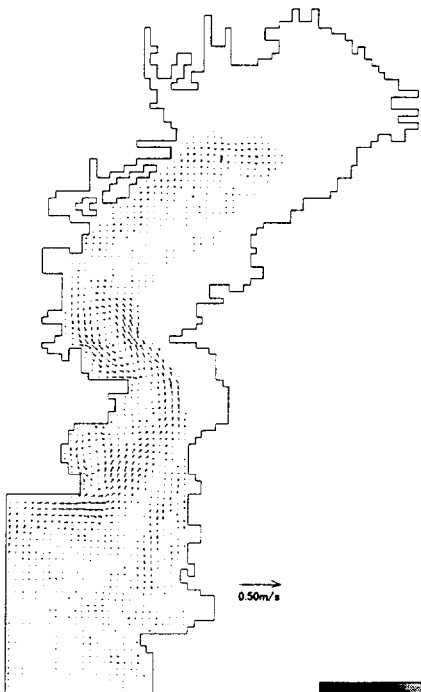
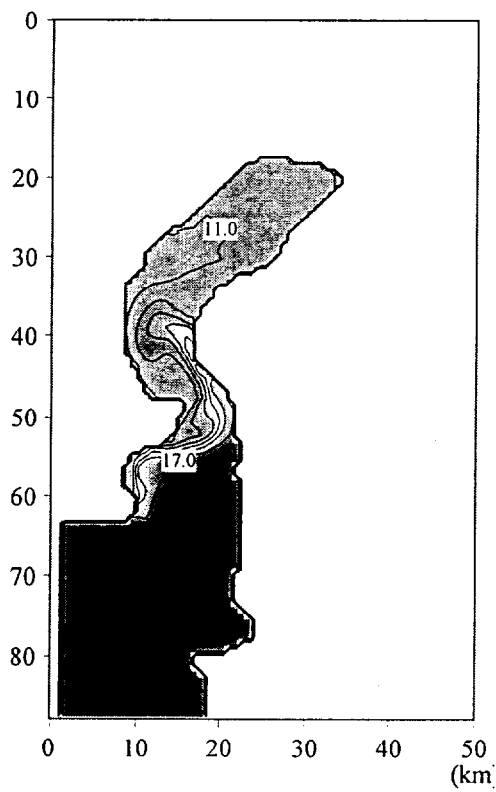


図 3-26 Case1(密度流のみ)の計算結果(計算開始7日後)

<9day>

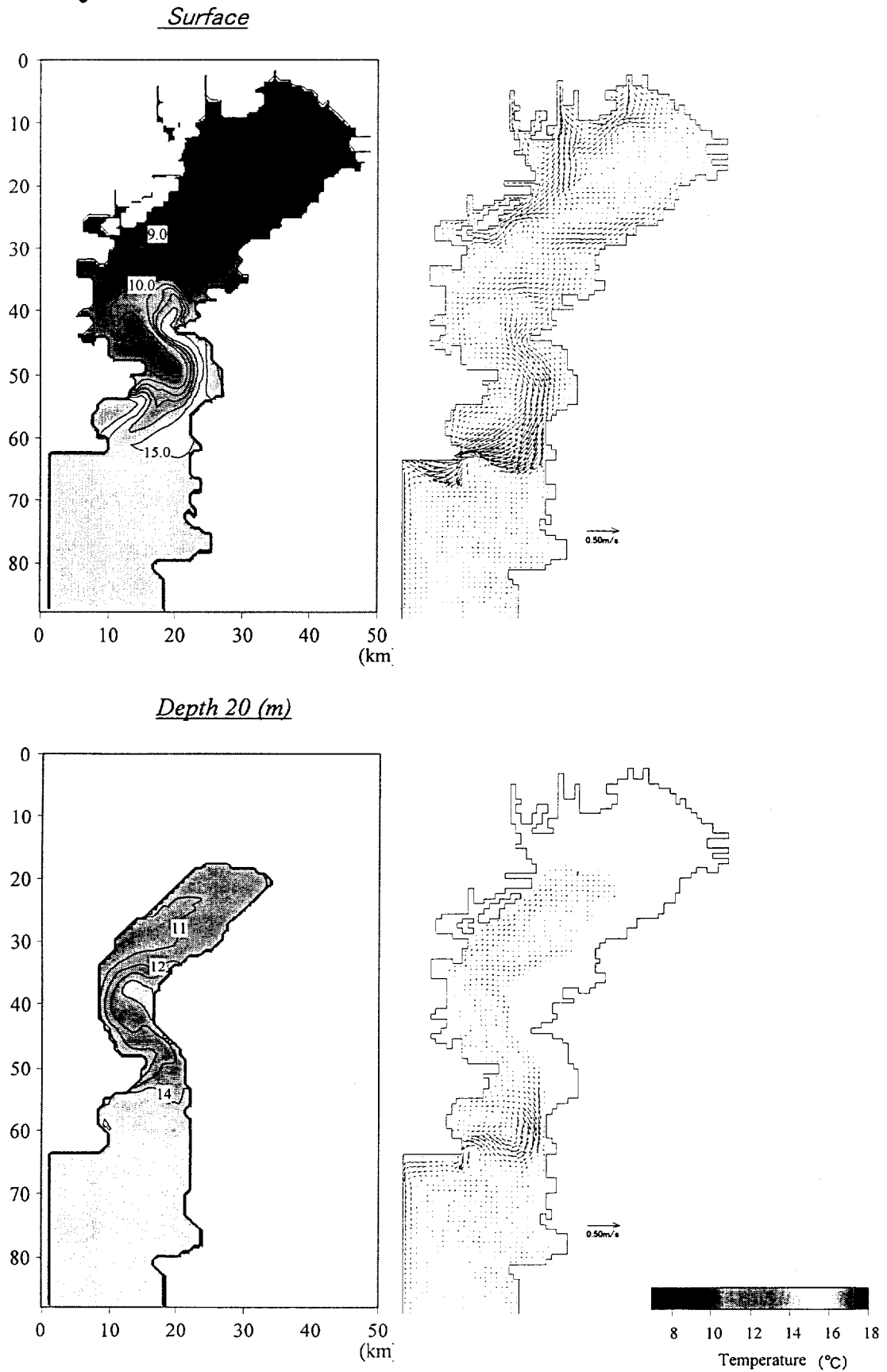
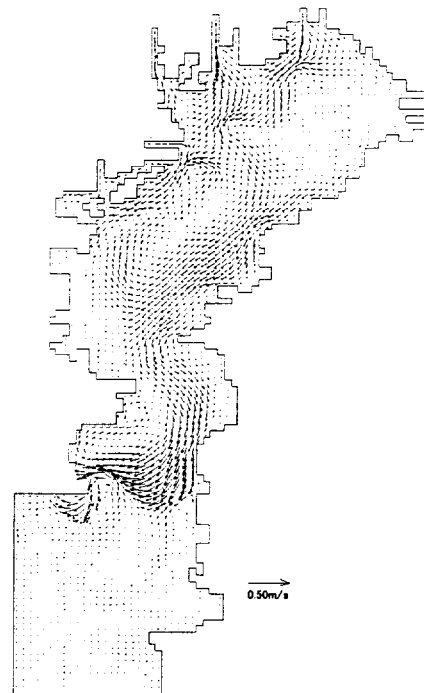
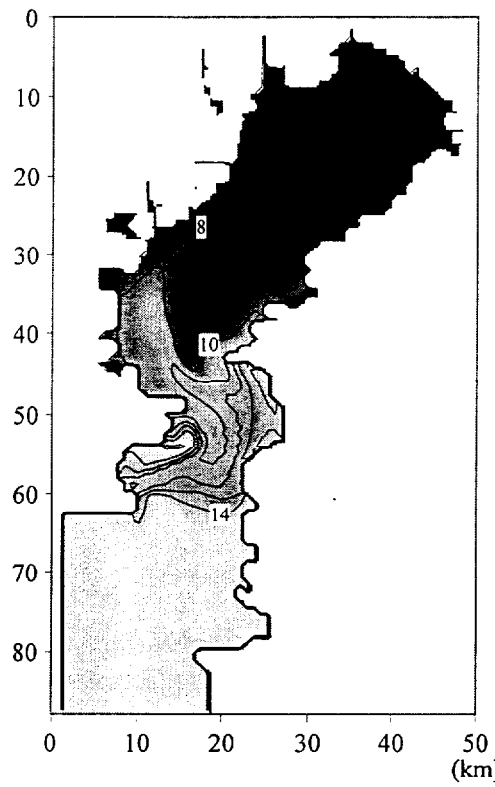


図 3-26 Case1(密度流のみ)の計算結果(計算開始9日後)

<11day>

Surface



Depth 20 (m)

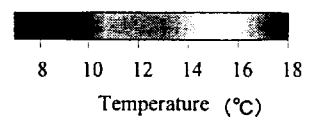
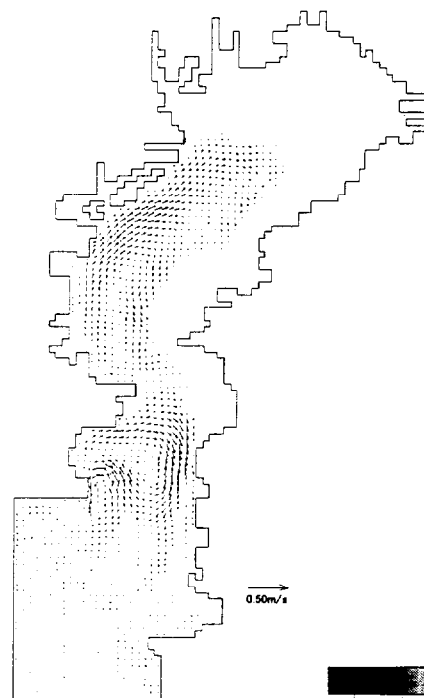
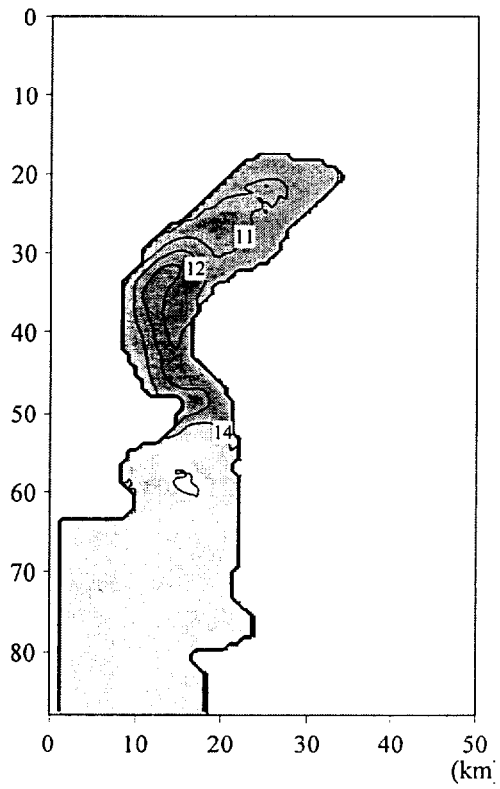
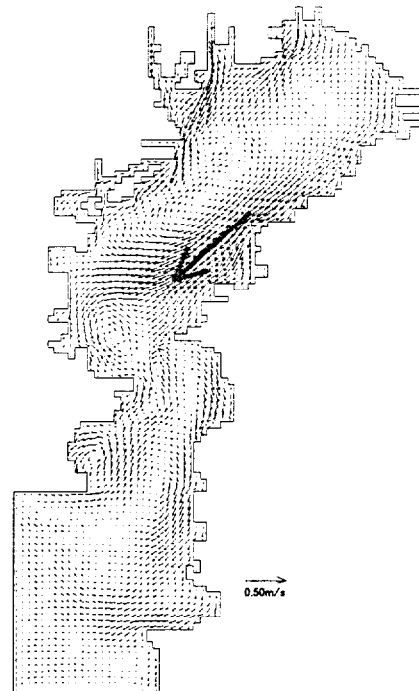
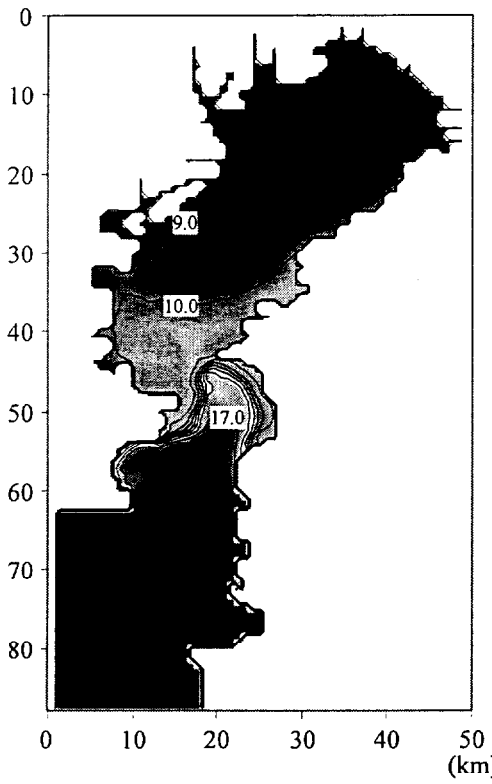


図 3-26 Case1(密度流のみ)の計算結果(計算開始11日後)

<7day>

Surface



Depth 20 (m)

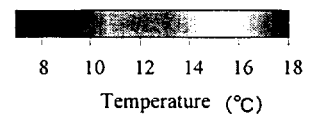
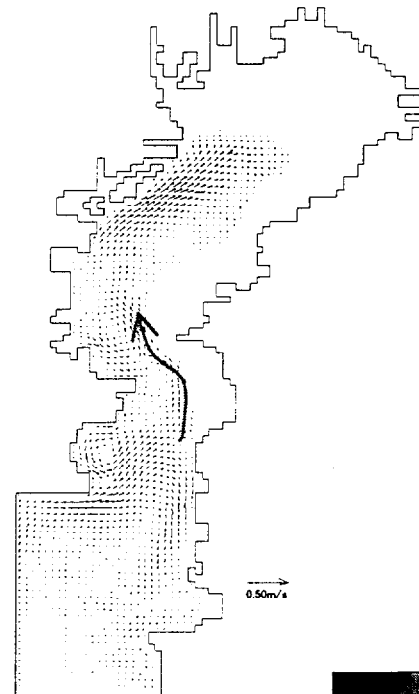
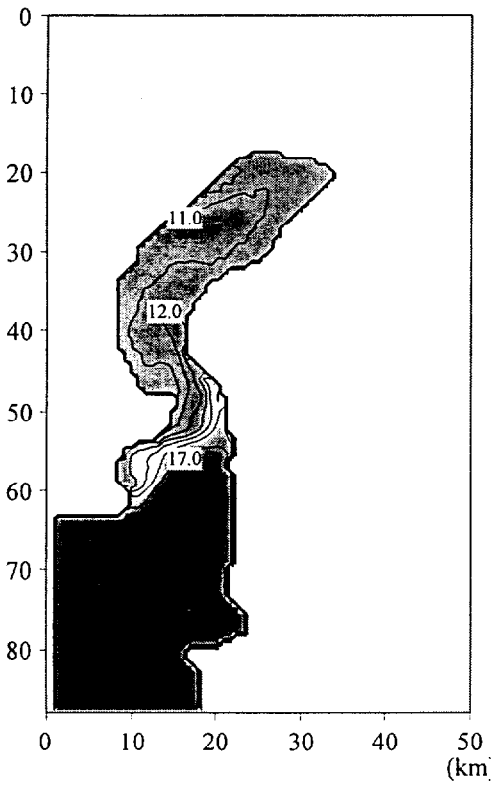


図 3-27 Case2(密度流+風)の計算結果(計算開始7日後)

<9day>

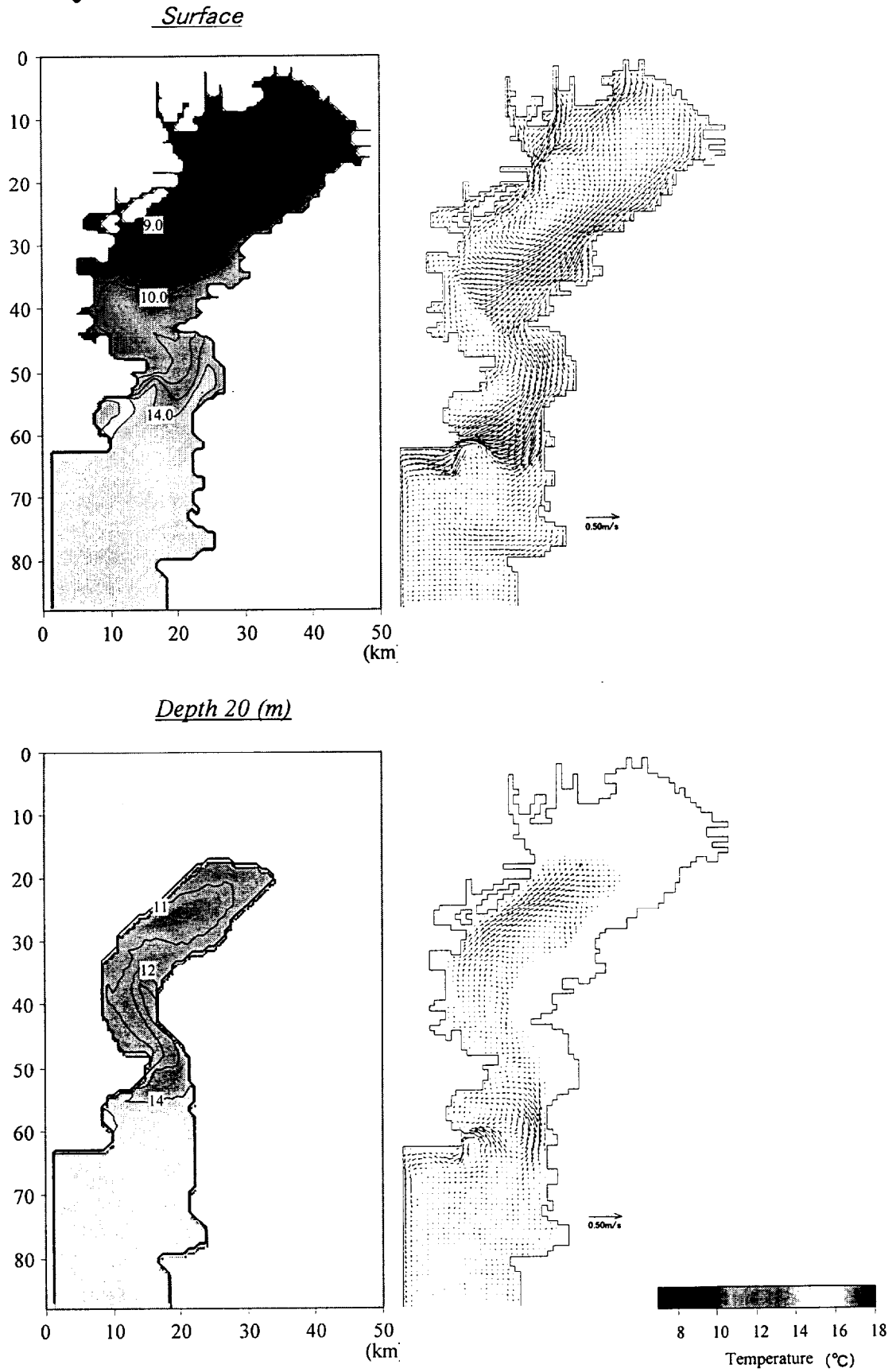
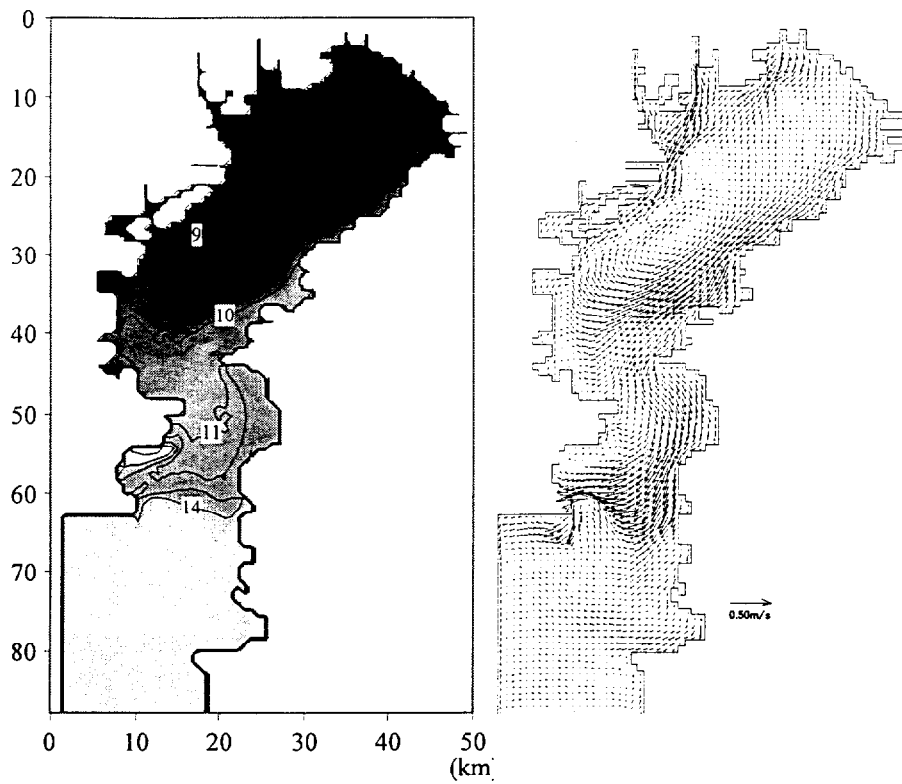


図 3-27 Case2(密度流+風)の計算結果(計算開始9日後)

<11day>

Surface



Depth 20 (m)

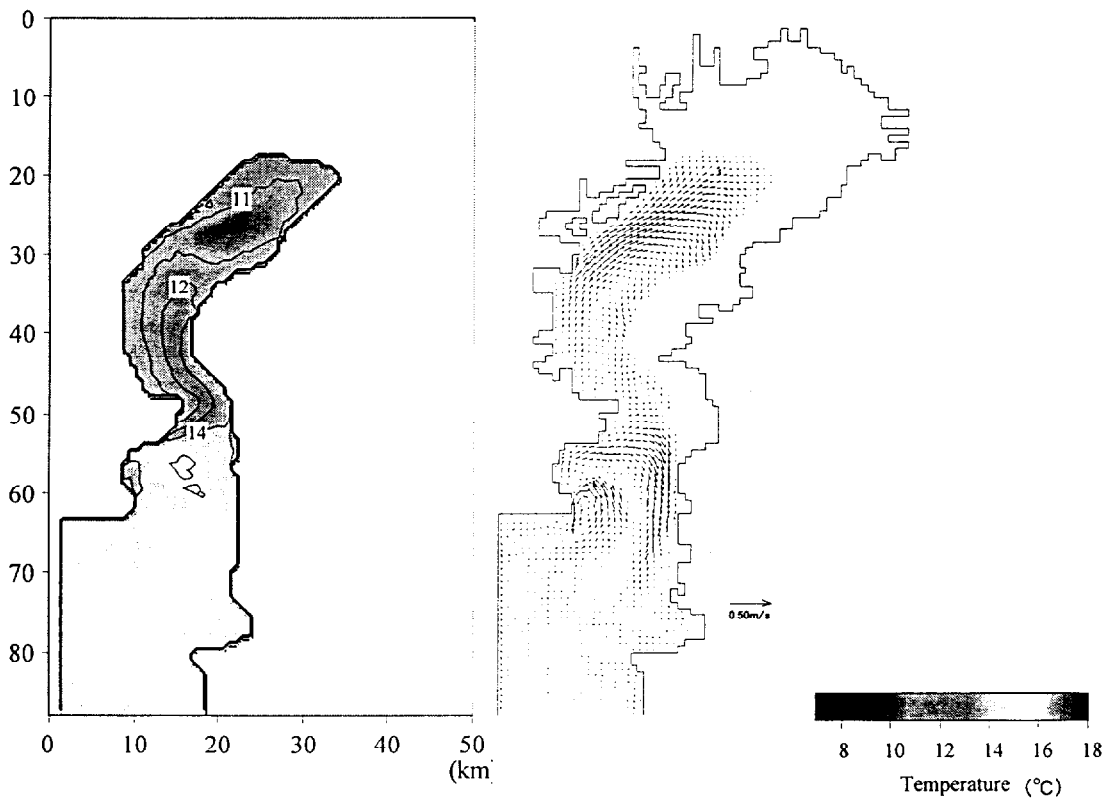
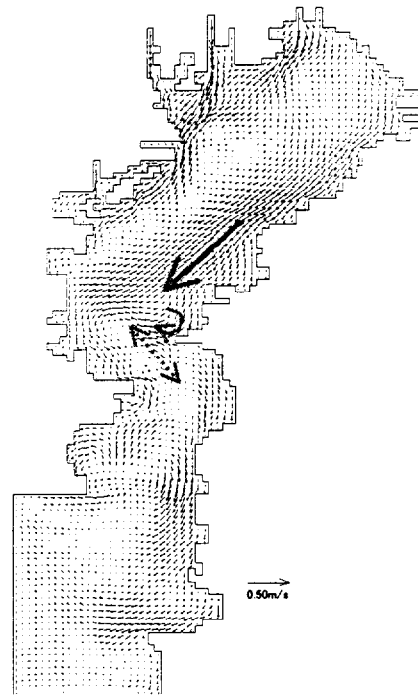
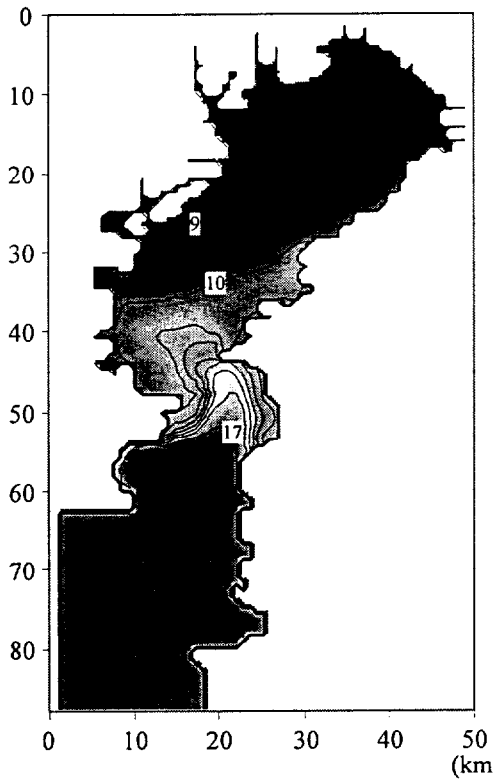


図 3-27 Case2(密度流+風)の計算結果(計算開始11日後)

<7day>

Surface



Depth 20 (m)

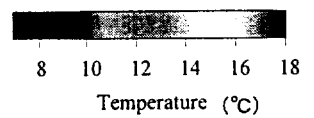
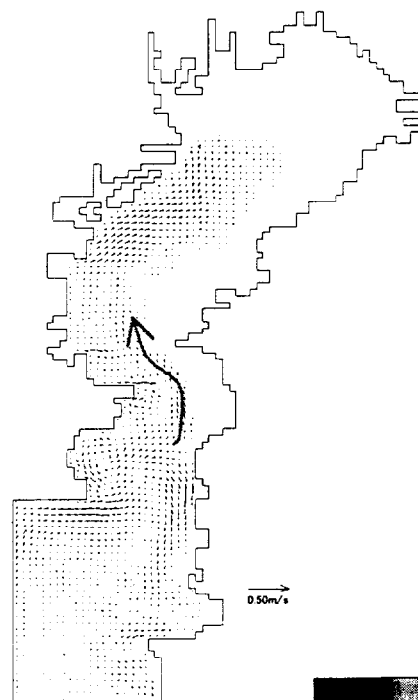
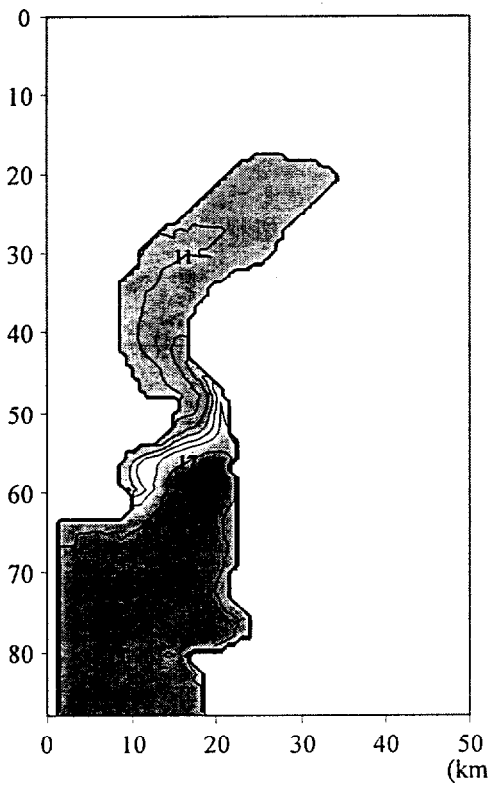


図 3-28 Case3(密度流+風+潮汐)の計算結果(計算開始7日後)

<9day>

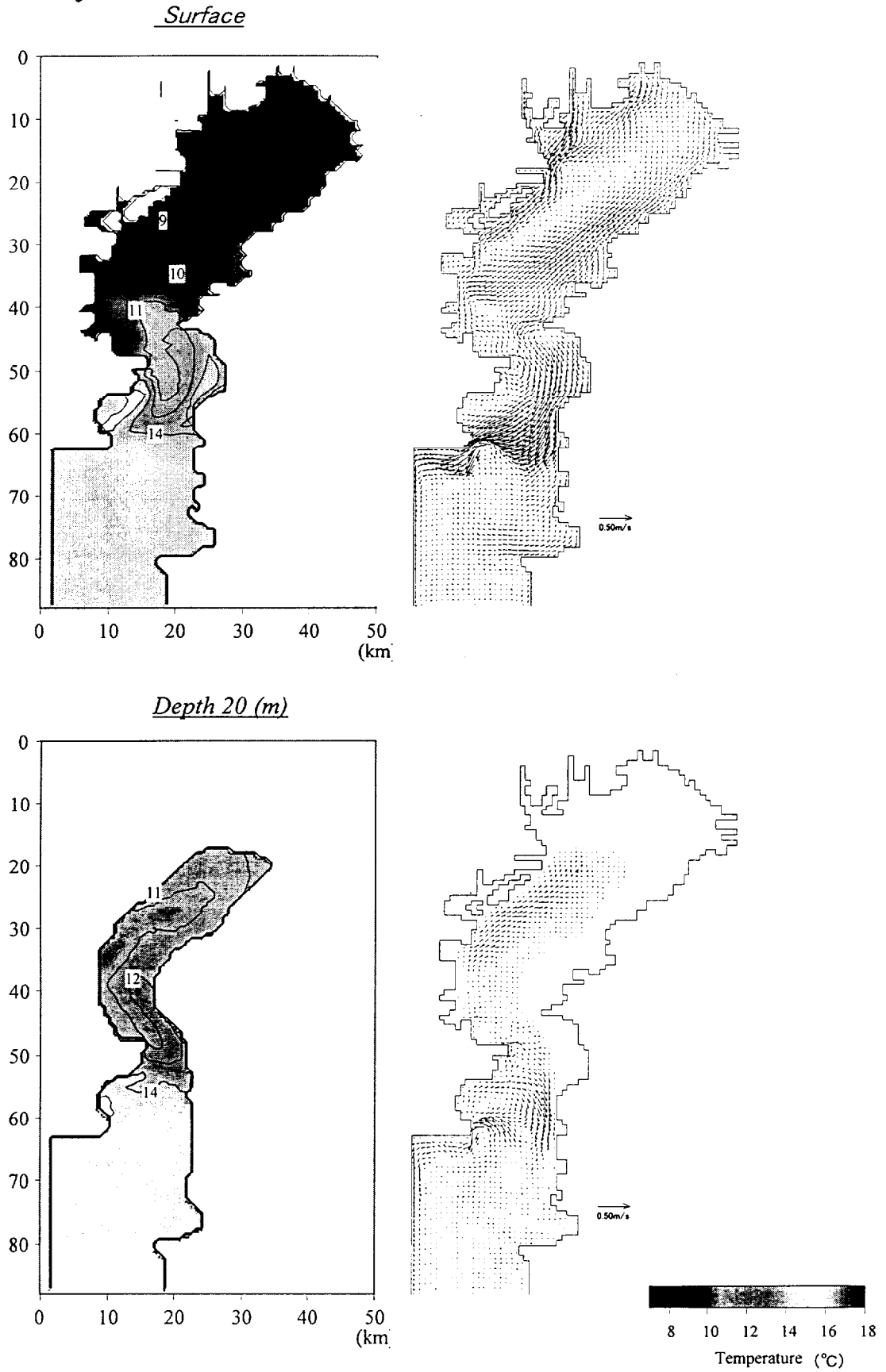


図 3-28 Case3(密度流+風+潮汐)の計算結果(計算開始9日後)

<11day>

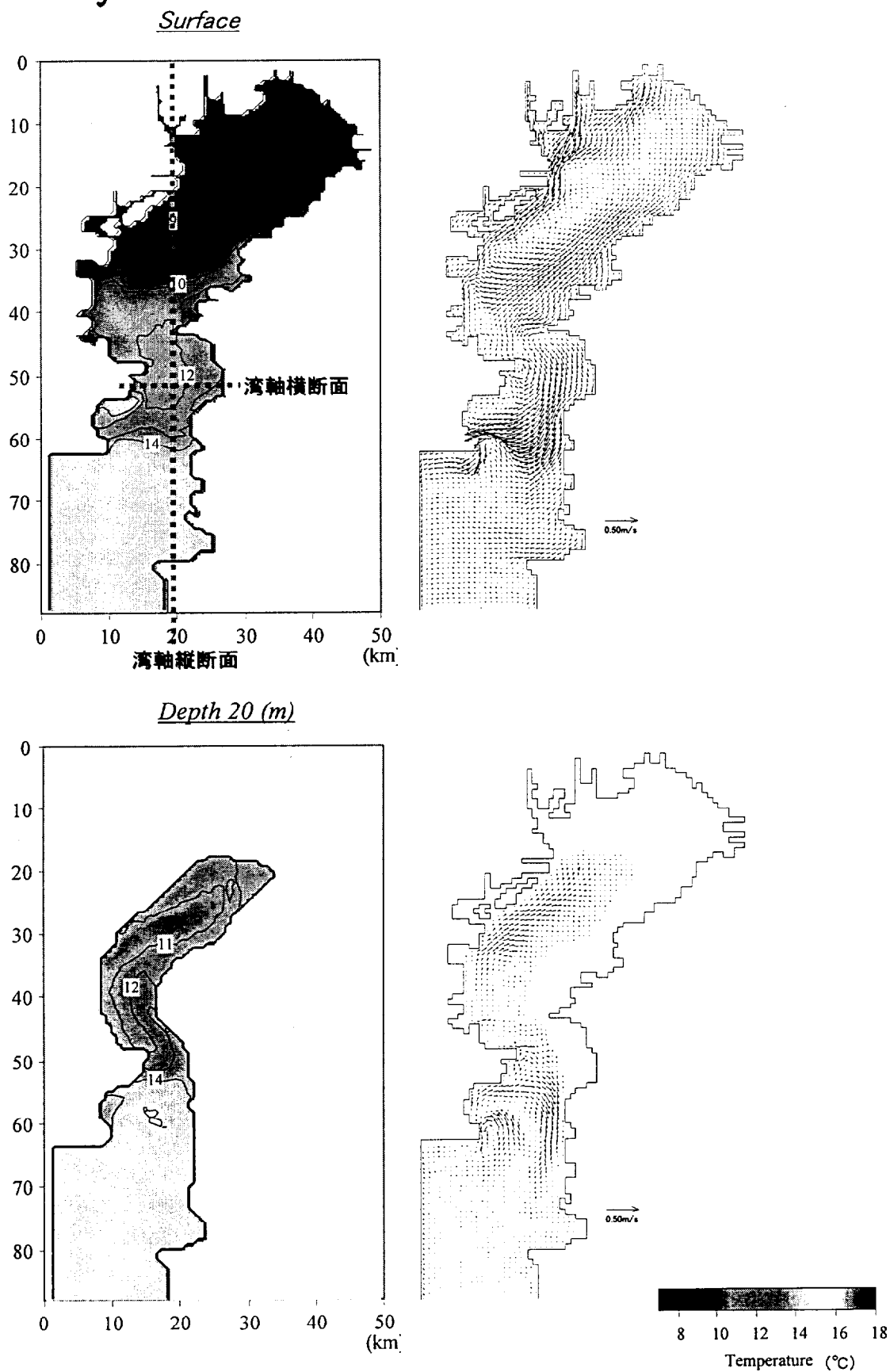


図 3-28 Case3(密度流+風+潮汐)の計算結果(計算開始11日後)

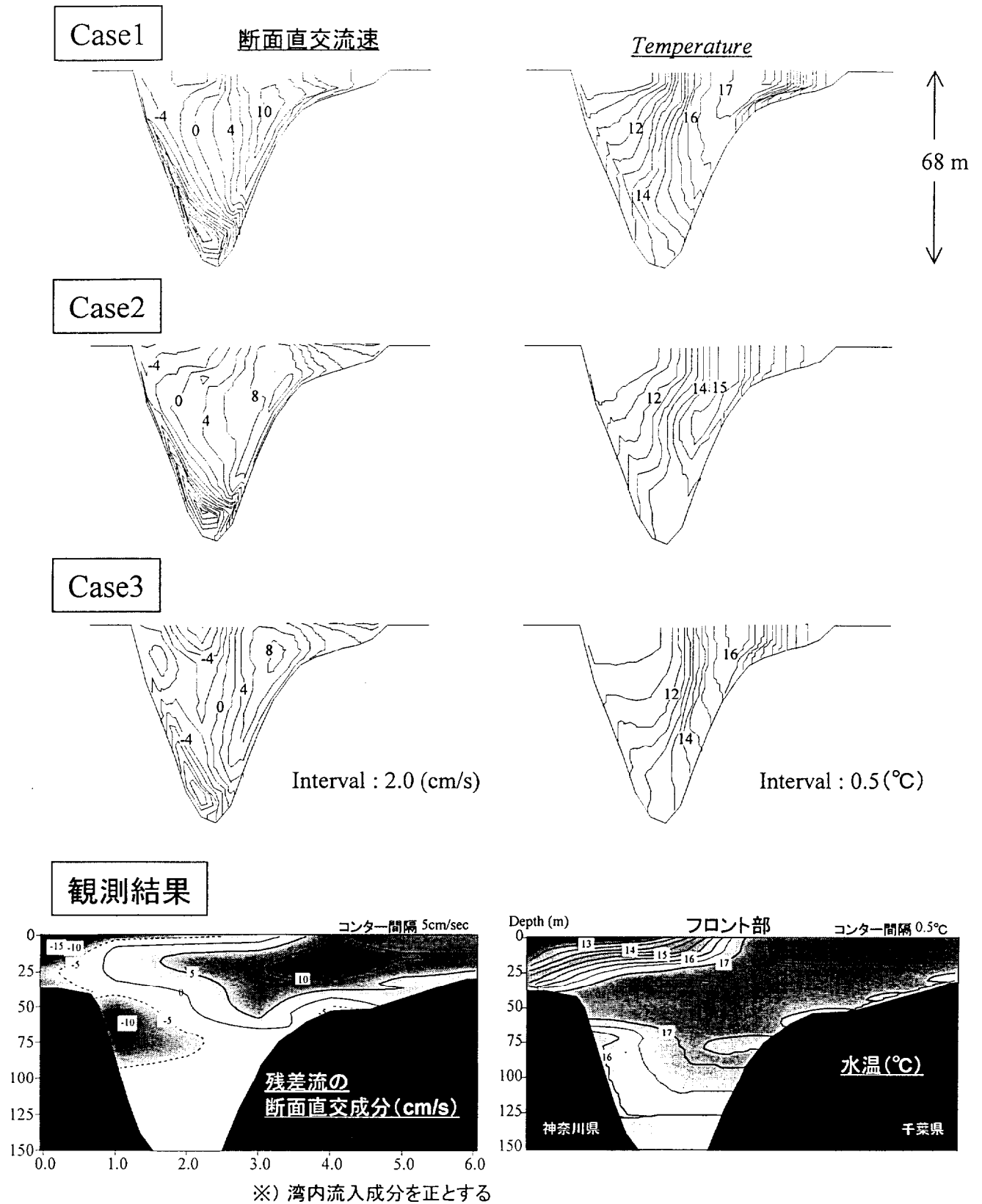


図 3-29 各ケースの湾軸横断面における直交流速分布と水温分布(計算開始5日後)

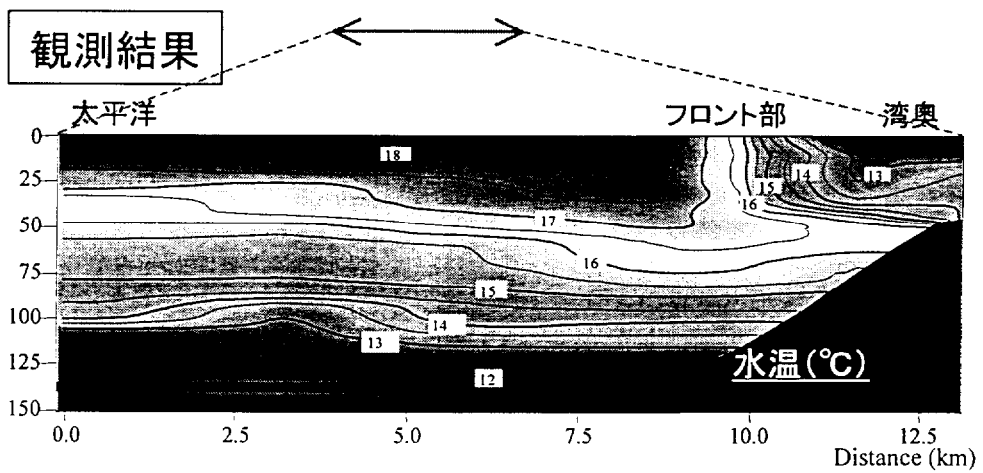
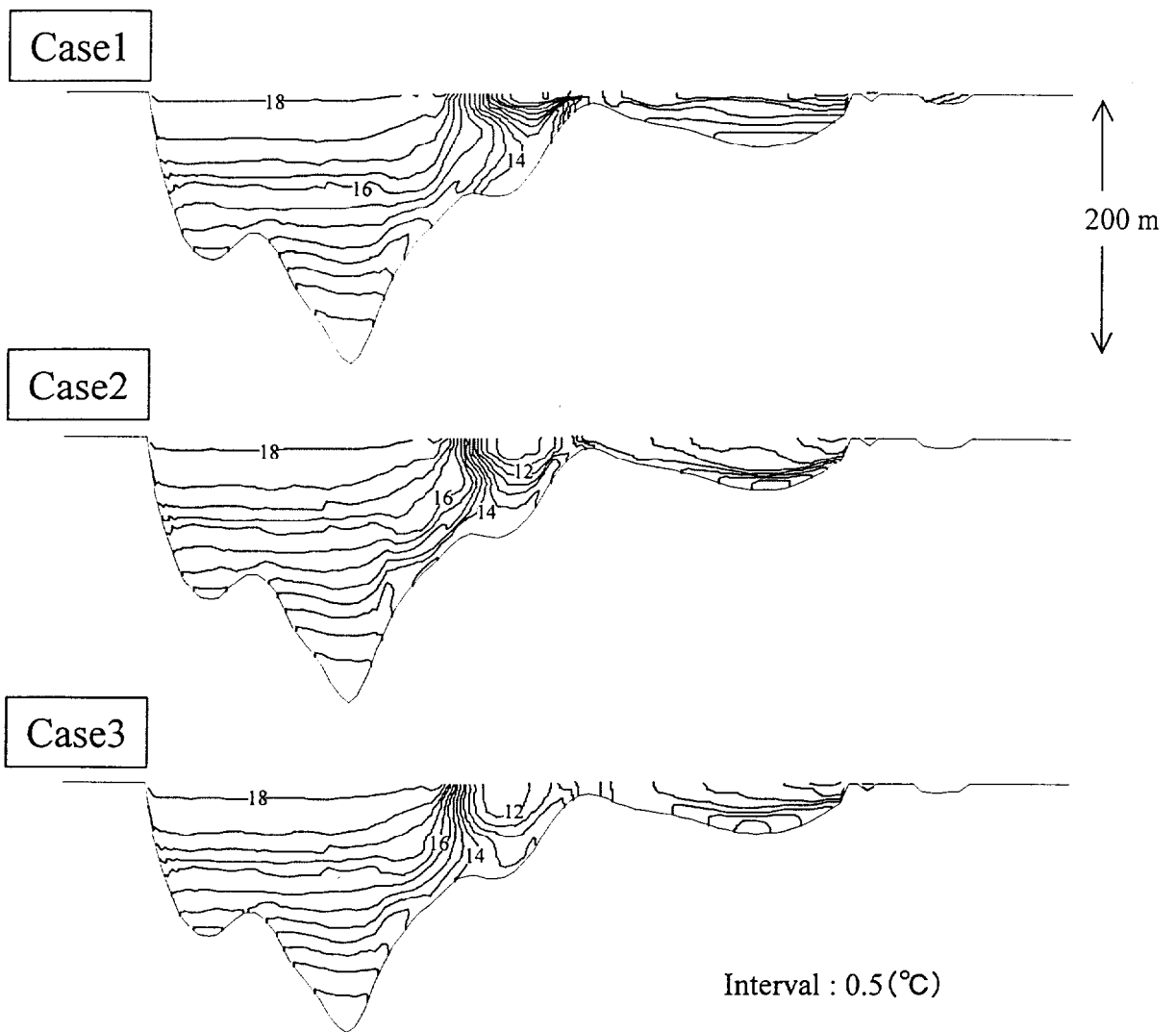


図 3-30 各ケースの湾軸縦断面における水温分布(計算開始5日後)

第4章 沖合い暖水波及時における夏季東京湾の 流動構造と物質輸送特性

4. 1はじめに

第3章では、冬季における黒潮系暖水の東京湾湾口部への波及が、湾口フロントの発生やその構造に対して本質的に重要な働きをしており、さらには、冬季における湾内の温熱環境に対しても非常に大きな影響を与えていることを明らかにした。そこで、本章では、夏季から秋季にかけての成層期において黒潮流軸の変動に伴って沿岸域へ波及した暖水が、東京湾内の流動構造や物質輸送に与える影響について検討する。

東京湾では、特に夏季から秋季にかけての成層期に、直物プランクトンの大量発生による赤潮や、貧酸素水塊の湧昇に伴う青潮が度々発生しており、1年の中で最も水質が悪化する時期となっている。そのため、これまでに、成層期における東京湾の流動や水質を対象とした数多くの調査・研究が行われてきた。それらの多くは、成層期における湾内の残差流構造（例えば、宇野木ら(1980)、Guo and Yanagi(1996)、中川ら(1997)）や青潮の要因となる沿岸湧昇に関するものであり（例えば、松山ら(1990)、鈴木ら(1997)、五明ら(1998)）、近年は流動モデルに生化学モデルを組み込むことによって、湾奥部における貧酸素水塊の形成、消滅過程をも含めた数値計算が行なわれるようになってきている（例えば、蔵元・中田(1991)、田中ら(1997)、塚田ら(1997)、佐々木ら(1998)）。これらの研究に共通する目的は、外洋における海洋構造の変動は考慮せず、海上風などの気象条件や、河川流量の変化に対する湾内水の応答過程を明らかにしようとするものである。

一方、日本南岸の沖合いには、黒潮という巨大な海流がその流軸を数日から数十日スケールでダイナミックに変動させながら流れており、近年、この数日から数十日スケールの黒潮流軸の変動が、日本南岸の沿岸域における流動や物質輸送に大きな影響を与えていることが明らかにされつつある（例えば、杉本(1994)）。しかしながら、東京湾における黒潮変動の影響に関する調査・研究は、著者の知る限り数例を除いてほとんど行われておらず、その実態は未解明のままである。

Yanagi et. al (1989)（以下、柳ら）は、湾口部における密度や濁質分布の変動から、夏季において黒潮フロントが沿岸域に接岸した場合に、黒潮水や沖合いの暖水が等密度の水塊が存在する湾内中層に貫

入し（中層貫入）、高濁度の内湾水が表層と底層から外洋へ流出することを指摘している。さらに、彼らは沿岸域における水位変動から中層貫入が10日程度の周期で発生しているものと推測している。

野村（1996）は、10年にわたる湾央部での定点調査に基づき、湾内における外洋性動物プランクトンの月別の出現状況を調べている。その結果、例年秋季に外洋性動物プランクトンの出現種数と出現量に顕著なピークが現れることを明らかにした（原著では春季に現れる小さなピークについても考察を加えている）。そして、外洋性動物プランクトンが増える理由として、大きく分けて2つのケースがあることを指摘している。1つは、北よりの風がエスチャリー循環を強化させる場合であり、もう1つは、黒潮系水が大島西水道から相模湾、浦賀水道に流入する場合、すなわち黒潮流軸の変動に伴って間欠的に黒潮系水が湾内へ流入する場合であるとしている。

一方、高橋ら（1999）は、黒潮の変動そのものではないが、浦賀水道中層に存在する塩分34psu以上の高塩分水の挙動に着目し、この水塊の上下運動が湾内底層の流動や貧酸素水塊の移動に大きな影響を与えていることを指摘している。

これらの観測結果は、成層期における東京湾の流動や物質輸送に対して、外洋域における海洋構造の変動が大きな影響を与えている可能性が高いことを示している。ただし、これらの研究では黒潮系水や外洋水の挙動、あるいは湾内の流動構造や物質輸送特性を、1点あるいは湾軸方向の水質観測結果から推定するにとどまっている。

そこで、本章では、まず、1998年8月から10月の成層期に行った現地観測の結果と既存の観測データに基づいて、間欠的に発生した沖合い暖水の沿岸域への波及時における湾内および外洋域の海洋構造や湾内における残差流構造を明らかにする。続いて、この間欠的な沖合い暖水の波及が成層期における東京湾の温熱環境や内湾－外洋間の物質輸送に果たす役割について検討した結果を述べる。そして、最後に、数値計算に基づいて、外洋水の湾内侵入に対する海上風や河川水の影響について検討する。

4. 2 現地観測概要

観測海域を図4-1に示す。1997～1998年の冬季に行った現地観測と同様な方法によって、東京湾に係留されている浦賀航路3番ブイ、5番ブイ、中の瀬航路7番ブイ、横浜・根岸ブイ（以下、それぞれブイ3、ブイ5、ブイ7、ブイYN）の係留チェーン部、および幕張沖3kmに位置する千葉県海象気象観測塔（以下、ブイK）に塩分・水温計を複数台設置し、ブイ3、5、YNでは表層から中層までの、ブイ7、Kでは表層から底層までの水温・塩分の長期連続観測（ブイ3、5、7、YN：1998年8月4日～10月3日、ブイK：1996年4月～）を行った。データはいずれも10分間隔でサンプリングしている。また、98年8月11・12日（以下、Run1）、18・19日（以下、Run2）、98年9月8・9日（以下、Run3）、15日（以下、Run4）

の4回(計7日間)にわたり、湾内に設定した4つの観測線において調査船による断面観測を実施した。まず初日に、横断方向の観測線Line1とLine2において、それぞれ6往復(12時間)の流速・水温・塩分・濁度・蛍光光度の観測を実施した。流速の測定には、ADCP(RD社製:BBADCP, WHADCP(600kHz))を、また、水質計測にはクロロテック(アレック電子社製)を使用した。2日目には観測線Line3, Line4において数回の同様な観測を実施した。観測点は、Line1, Line2上に5点(それぞれ神奈川県側からSta.1, Sta.2, …, Sta.5とする)、Line3上には10点(湾奥側からSta.1, Sta.2, …, Sta.10とする)、また、Line4上に7点(神奈川県側からSta.1, Sta.2, …, Sta.7とする)を設定した。なお、Run1ではLine4における断面観測は行っていない。

また、図4-2に、本章の解析に使用した各公共機関(東京都、神奈川県各水産試験場、気象庁、海上保安庁、運輸省、建設省)のデータの計測位置を示す。

4. 3 観測結果と考察

4. 3. 1 観測期間中の気象状況と河川流量

図4-3に観測期間中の気温・降水量(横浜気象台)、風速ベクトル(第2海保)、および多摩川河川流量(石原)を示す。月平均気温は8月が約27℃であるのに対し、9月は約24℃となっており8月に比べ3℃程度低くなっている。また、第2海保における風速ベクトルを見てみると、8月には数日周期で南風、北風が規則的に吹き変わっており、平均では南風が卓越している。一方、9月は台風5, 7号が関東地方に上陸した時期に強い南よりの風が吹いているが、その時期を除けば北よりの風が卓越している。河川流量を見ると、台風の影響によって8月下旬~9月上旬と9月中旬以降に湾内へ大量の河川水が流入していることが分かる。

4. 3. 2 長期連続水温観測

図4-4に各ブイにおける水温の時系列を示す。いずれのブイにおいても明確な半日周期の水温変動が見られ、特に中層から底層にかけてその変動が大きいことが分かる。これは、主に湾口部観音崎沖で発生している内部潮汐波によるものであり(田淵ら(1999))、大潮期にその振幅が大きくなっていること、鉛直第1モードの振動が卓越していること等が明らかにされており、詳細については別途報告する予定である。そこで、図4-5に内部潮汐波や外部潮汐波の影響を取り除いた水温の25時間移動平均値の時系列変化を示す。図を見ると8月においては湾内で水温成層が著しく発達していることが分かる。また、9月には、図中矢印で示した時期に湾口部から湾中央にかけての中・底層の水温が急激に上昇しており、その上昇に伴って湾口部や湾中央部の水温成層がほとんど消滅していることが分かる。また、いずれの場

合も、湾口部に位置するブイ3ほど水温の上昇量や時間的变化が大きくなっている。一方、湾奥部（ブイK）では、北よりの風が強くなる8月末に水温が急激に下がり、その後、台風7号が通過した9月下旬を除いて水温がほぼ一定に保たれていることが分かる。そこで、以下では、9月における水温変動を図に示すように大きく5つの期間（期間A, B, C, D, E）に分けて議論を進めることにする。湾口部から湾中央部にかけては、期間A, C, Eは水温上昇期（あるいは、水温成層崩壊期）、期間Bは水温維持期、また期間Dは水温低下期（あるいは、水温成層再形成期）に相当することが分かる。一方、湾奥部（ブイK）では、期間Dが水温上昇期、その他が水温維持期に相当している（水温低下は期間Aよりも若干早く発生している）。

続いて、期間A, C, Eに湾口部から湾中央部の広い範囲で発生した急激な水温上昇の原因を調べるために、第2海保や東京管区气象台で計測された気象因子を用いて、各ブイの水温変動に対する鉛直1次元の熱収支解析を行なった。ただし、ブイ3, 5, YNにおける30m以深の水温は、後程示す断面観測の結果から判断して、水深30mの水温と等しいものとした。なお、熱収支解析の詳細については第2章を参照されたい。図4-6(a), (b)に湾口部（ブイ3）、湾中央部（ブイYN）と湾奥部（ブイK）における解析結果を示す。図4-6(a)を見ると湾内水温の短期的な変動は移流による熱輸送でほぼ決まっており、大気からの熱輸送はほとんど寄与していないことが分かる。図4-6(b)に示す観測期間全体における貯熱量変化の内訳を見てみると、湾口部（ブイ3）では移流による正の熱量輸送が大気による冷却効果よりも数倍大きく、湾中央部（ブイYN）や湾奥部（ブイK）では両者がほぼ同程度の大きさとなっていることが分かる。すなわち、1998年の夏季から秋季にかけては、この移流による有意な大きさの正の熱輸送によって、湾口部や湾中央部では水温が上昇し、また、湾奥部では急激な水温低下が抑制されていることが明らかとなった。そして、この全観測期間を通じた移流による熱輸送のほとんどが9月に発生していることから、期間A, C, Eの3回の急激な水温上昇が湾内水温の季節変動に対して大きな影響を与えている可能性は高いものと考えられる。

そこで、次に、この移流による熱輸送（以下、移流成分）が、どのような物理現象に伴って発生しているのかについて調べてみる。ここでは、主に1週間以上の間隔で発生した期間A, C, Eにおける急激な水温上昇に着目しているため、数値フィルターによって抽出した長周期の移流成分（7日周期以上）に関して、外洋における海洋構造の変動や外力（海上風）との対応関係を調べることにする。図4-7に各ブイにおける長周期移流成分の時間変化を示す。湾口部や湾中央部に着目すると期間A, C, Eに大きな正の熱量が輸送されており、また、いずれの時期も外洋に近い湾口部ほどその位相が進んでいることが分かる。続いて、湾奥部（ブイK）における移流成分を見てみると、期間AやEでは湾中央部に位置するブイとほぼ同じタイミングで大きな正の熱量が輸送されていることが分かる。これらの特徴から判断すると、期間A, C, Eにおける急激な水温上昇は、沖合いの暖水が間欠的に湾内へ侵入したために発生しており、特に期間AやEではその影響が湾奥部にまで到達しているものと考えられる。そこで、暖水の湾口部への波及状況を明らかにするために、外洋における表層水温データに基づいて黒潮の動態を調

べてみた。図4-8(a)に、フェリー(ストレッチ丸)によって計測された東京-八丈島間の表層水温(水深4m)のイソプレスを示す(航路は図4-2を参照)。図を見ると、期間A、C、Eとほぼ同時期に黒潮フロントの北上に伴って沖合いの暖水が沿岸域へ波及していることが分かる。また、図4-8(b)に、三宅島、布良(館山)、芝浦(東京)における水位偏差の長周期成分(7日以上)の時系列を示す(観測点は図4-2を参照)。なお、水位変動に対する気圧補正には東京や三宅島における海面気圧を用いている。図を見るとm期間A、C、Eに三宅島と沿岸域(布良、芝浦)における水位が上昇しており、その位相は三宅島の方が沿岸域に比べて若干早いことが分かる。沿岸域における水位上昇を引き起こす要因の一つとして、吹送流による吹き寄せ効果が考えられるが、期間A、C、Eにおいては北よりの風が卓越していること、また、湾内の水位上昇のタイミングが三宅島とほぼ一致することから、この湾内の水位上昇は、黒潮の変動に伴って沿岸域へ波及した暖水が湾内に侵入することによって発生しているものと考えられる。したがって、期間A、C、Eの移流による大きな正の熱輸送は、黒潮流軸の変動に伴って沖合いより波及した暖水が、湾内に侵入したために発生していることが分かった。また、この時、城ヶ島沖表層では暖水の波及に伴って、三浦半島に沿って北上する強い流れが発生していることが分かる(図4-8(c))。

続いて、海上風の南北成分が移流による熱輸送に対して与える影響について調べる。図4-9に9月における海上風(第2海保)の南北成分と各ブイにおける移流による熱輸送量との相互相関(ともに長周期成分)を示す。ただし、海上風の符号は南風を+としている。湾口部や湾中部においては両者は明確な負の相関を示しており、風の変動に対する水温変動のラグは湾奥側ほど大きくなっていることが分かる。このことは、北よりの海上風が湾口部や湾中部への沖合い暖水の侵入を助長する傾向にあることを示している。一方、湾奥部(ブイK)においては、両者は正の相関を示している。これは、主に、9月20日前後に関東地方を通過した台風5、7号に伴う強い南風によって湾内の表層水が湾奥に輸送されたことが原因となっている。しかしながら、先に述べたように、北よりの風が卓越している期間AやEにおいても、湾内に侵入した暖水が湾奥部まで輸送され湾奥部は温かい状態に保たれている。

以上より、9月に発生した湾口部から湾中部にかけての急激な水温上昇は、黒潮の変動に伴って間欠的に沿岸域へ波及した沖合い暖水が湾内に侵入したために発生していること、湾内に侵入した暖水は湾奥部における水温の季節変動に対しても大きな影響を与えていること、北よりの風がこの暖水侵入を助長すること、さらには、暖水波及時に相模湾沿岸域において反時計回りの強い流れが発生していることが明らかとなった。

続いて、暖水波及時における湾内の流動構造や海洋構造を断面観測の結果に基づいて詳細に調べることにする。

4. 3. 3 暖水波及時における東京湾の流動構造と海洋構造

8月から9月にかけて計4回 (Run1, Run2, Run3, Run4) の断面観測を行った。ここでは、主に第2回目の沖合い暖水の波及時 (期間C) に行なったRun4における観測結果に基づいて、湾内への暖水の侵入状況について詳細に調べるとともに、水温維持期 (期間B : Run3) や暖水侵入が見られない時期 (平常時 : Run1, Run2) における観測結果と比較する。なお、Line1やLine2における残差流は、Run1とRun3では日潮不等がほとんど見られなかったため、各点における流速の時間平均流として求めているが、Run2やRun4では日潮不等が顕著であるため観測された流速の時間平均操作によって残差流を求めることは出来ない。そこでRun2とRun4では杉山ら (1995) の方法に従い、湾内における水位変化と流速の順圧流成分の相関を用いて残差流を求めている。ただし、都合によりRun4では、横断面方向の計測回数が十分ではないため (Line1で3回、Line2で4回)、ここでは平均傾圧流と呼ぶことにする。

(1) 第2回目の暖水侵入時 (期間C) における湾内の流動構造と海洋構造

図4-10にRun4における湾軸方向の水温、塩分、濁度、密度と傾圧流分布を示す。なお、観測時の海上風は3m/s程度の弱い北よりの風であった。図を見ると、沖合より波及した高温・高塩分・低濁度の暖水が湾口部から湾央部の中層に侵入している様子が明確にとらえられている。この暖水の中層貫入は、 σ_t が22 (kg/m³) の等密度線に沿って湾央部まで発達しており、その最大流速は20~30cm/s程度までに達している。このことから、暖水の中層貫入が、密度流としての性格が強い流れであることが分かる。逆に、表層と底層からは高温・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、湾口部や湾央部における湾軸部分では、傾圧流は明確な3層構造を形成していることが分かる。この3層の流動構造は、柳らが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に一致するものとなっている。

続いて、図4-11, 12, 13に湾軸横断方向の水温、塩分、濁度、密度、平均傾圧流の断面直交成分を示す。なお、湾口部Line4の中央部においては、ADCPによる測流が出来なかったためここでは流速分布は示していない。Line2における観測結果 (図4-12) を見ると、暖水は神奈川県側中層をコア状に湾内へ流入しており、その最大流速は30cm/s程度までに達していることが分かる。また、湾内水は神奈川県側の表層と底層、および千葉県側表層から外洋へ流出する形になっている。神奈川県側湾軸部分に存在する“溝”がなくなり、比較的海底地形が平坦になる湾央部Line1 (図4-11) では、暖水は地球自転の効果によって主に千葉県側を湾奥に向かって流入している。しかしながら、その流入速度はLine2に比べると小さくなっており、また暖水としての水塊特性も徐々に失われている。最も外洋側に位置するLine4における観測結果 (図4-13) を見ると、外洋から湾口部に侵入した高温・高塩分・低濁度の暖水は、地球自転の影響を受け千葉県側でその厚みを増しており、逆に、高温・低塩分・高濁度の内湾表層水と低温・高濁度の内湾底層水は、主に神奈川県側表層と底層において外洋に流出している。このように、柳らが指摘した中層貫入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ことが明らかとなった。この湾口部での高濁度水の流出パターンは、冬季における黒潮系暖

水波及時においても確認されており（第3章）、湾軸ラインに沿った上下3層の残差流が湾口部における濁質の輸送に四季を通じて大きな影響を与えているものと考えられる。

ところで、Run4における断面観測は小潮期に行っていること、観測時における風は弱い北よりの風（3 m/s程度）が安定的に吹いていることから、Line1やLine2における平均傾圧流を残差流と見なしても大きな問題は無いものと考えられる。したがって、以下、Run4における平均傾圧流を残差流と呼ぶことにする。

続いて、図4-14に期間B（水温維持期：Run3）における残差流構造を示す。期間Bにおける残差流を見ると、Line1、Line2とも湾内に流入する流れが底層付近まで発達しており、観測時におけるやや強い北よりの風（10m/s程度）の影響を強く受けた形の残差流構造となっていることが分かる。

（2）湾内への暖水侵入が発生していない時期（平常時）における東京湾の海洋構造

図4-15にRun2（8月18、19日）における湾軸断面内（Line3）における水温、塩分、密度、濁度と傾圧流の分布を示す。なお、観測時の海上風は6 m/s程度の北よりの風であった。暖水の中層貫入が発生する以前においては、水温、塩分とも顕著な連続成層が発達しており、表層と底層の水温差は最大で10°C程度、塩分差は8‰程度までに達している。なお、水温、塩分や密度の等値線が観音崎沖で盛り上がっているのは、この海域で発生している内部潮汐波によるものである。傾圧流の分布を見ると、内部潮汐波の影響が大きい観音崎沖を除いて、高温・低塩分・高濁度の内湾水が表層で流出し、低温・高塩分・高濁度の水塊が底層で流入する形の鉛直循環流が見られる。

図4-16、17、18に湾軸横断面における観測結果を示す。Line1（図4-16）やLine2（図4-17）における観測結果からも、高温・低塩分・高濁度の湾内表層水は主に神奈川県側表層から流出し、低温・高塩分・高濁度の水塊が底層から湾内に流入する形の鉛直循環流が発達していることが分かる。この残差流パターンは、観測時における北よりの風とエスチャリー循環の相乗効果によるものである。しかしながら、湾内へ流入する流れはRun4やRun3に比較してかなり小さくなっている。湾口部Line4における観測結果（図4-18）を見ると、水温、塩分、濁度の等値線はほぼ水平になっている。

一方、Run1（8月11、12日）の観測時には、鉛直的に見ると表層で流入し、神奈川県側底層で流出する形の残差流構造となっている（図4-19）。これは、観測時における南よりの風によるものと考えられる。また、水平的に見ると、Run2と同様に、千葉県側全層で流出する形の残差流構造となっている。

このように、平常時における湾内の残差流構造は、鉛直的には湾奥からの淡水供給に起因した密度流（エスチャリー循環）と数日スケールで変動する吹送流が重畳する形となっており、また、Line2においては千葉県側全層で流出する傾向が強くなっている。

（3）8月と9月における湾内と外洋域における密度バランスの比較

9月に発生した沖合い暖水の中層貫入は密度流としての性格が強く、また、湾口部から湾中央部にかけての湾軸部において上下3層の流動構造が顕著に発達していた。一方、平常時においては、湾奥からの淡水供給に起因した上下2層の密度流（エスチャリー循環）が存在しているものと考えられる。そこで、ここでは暖水波及時と平常時（8月）における湾内密度流の構造に大きな相違が生じた原因を明らかに

するために、第2回目の暖水の中層貫入が発生する直前と8月上旬における湾内と浦賀水道の相対的な密度バランスを、断面観測および神奈川県による定期観測データに基づいて比較する。

図4-20に8月上旬（3日～12日）と9月中旬（9月9～10日）における湾内と浦賀水道（計測位置は図4-2を参照）の密度の鉛直分布を示す。暖水侵入が発生していない8月上旬における密度分布を見ると、湾内外とも密度は概ね指数関数的な分布形状になっていることが分かる。同一水深における密度を比較すると、湾奥ほど密度が小さく、外洋側で密度が大きくなっている。したがって、湾内における密度流としては上下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回目の暖水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40mに密度一定（ $\sigma_t = 22\text{kg/m}^3$ 、水温：25～26℃、塩分：33.5～34‰）の暖水塊が存在している。水塊特性から判断して、この表層に存在する暖水が期間Cにおいて湾内中層に貫入する暖水塊である。また、湾内では水温成層がほとんど崩壊している、特に表層20mでは水温がほぼ一定となっている。しかしながら、8月下旬からの大量の淡水流入によって湾内表層の塩分は大きく低下し、また、湾内15～20m深に顕著な塩分躍層が発達していることが、Run3の観測結果より明らかとなっている。密度分布はこの塩分分布を反映した形となっており、8月上旬に比べて表層と底層の密度差が大きくなっている。水平的に見ると、密度躍層より上層部分では暖水の方が内湾水よりも重く、密度躍層より下層においては反対に内湾水の方が重くなっており、さらに、その水平的な密度差は8月上旬に比べて大きくなっていることが分かる。このような、内湾－外洋間の相対的な密度バランスの下では、沖合い表層の暖水が、自分と密度の等しい水塊が存在する湾内中層（密度躍層付近）に貫入し、逆に表層と底層から湾内水が流出する形の密度流が著しく発達するものと考えられる。実際、図4-10を見ると暖水の貫入は、暖水の密度に相当する等密度線（ $\sigma_t = 22\text{ (kg/m}^3)$ ）に沿って発達しており、その流入速度も平常時に比べて非常に大きくなっている。このように、暖水波及時に顕著に発達した上下3層の残差流は、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の影響を強く受けた流れとなっている。

ところで、熱収支解析の結果、暖水が湾奥部における水温の季節変動に大きな影響を与えていることが明らかとなった。しかしながら、暖水は基本的に密度流として主に湾内中層（水深15m～）に侵入するため、暖水が水深の浅い湾奥部（ブイK：水深9m）に密度流として直接侵入するとは考え難い。したがって、暖水の湾奥部への侵入に対しては海上風などの強制力が重要な働きをしているものと考えられる。特に、北よりの風によって湾奥部に形成される鉛直循環流は、沖合いの中・底層に存在する暖水を効果的に湾奥部へ輸送する働きがあるものと考えられ、実際、移流によって湾奥部に大きな熱量が輸送された期間AやEにおいては北よりの風が卓越している。

4. 3. 4 暖水波及時と平常時における熱、塩分、濁質フラックスと輸送機構

暖水波及時においては平常時とは大きく異なる残差流が発生しているため、熱・物質フラックスやそれらの輸送形態も平常時とは大きく異なっているものと考えられる。そこで、ここでは、外洋－内湾間の熱

や物質のやり取りに対して最も重要な働きをしている湾口部 (Line2) における熱、塩分、濁質フラックスとそれらの輸送機構 (分散成分のみ) を断面観測結果に基づいて明らかにする。解析にあたっては、物質輸送機構を明らかにするために流速 V 、水温や物質濃度 C を 1 潮汐平均 (残差流) 成分 \bar{V} 、 \bar{C} と時間変動成分 V' 、 C' に分ける。

$$V = \bar{V} + V', \quad C = \bar{C} + C', \quad (4-1)$$

ここで、 $\bar{\quad}$ は時間平均を表す。さらに、それぞれの成分を断面平均成分とそれからの偏差 (シア) 成分に分解する。

$$\bar{V} = \langle \bar{V} \rangle + \bar{V}_d, \quad V' = \langle V' \rangle + V'_d \quad (4-2)$$

$$\bar{C} = \langle \bar{C} \rangle + \bar{C}_d, \quad C' = \langle C' \rangle + C'_d \quad (4-3)$$

ここで、 $\langle \quad \rangle$ は観測断面内の空間平均を、添え字の d は空間平均からの偏差成分を表す。したがって、1 潮汐間における単位時間当たりの熱および物質フラックスは最終的に以下ようになる。

$$\bar{F} = n\Delta A \langle \bar{V} \rangle \langle \bar{C} \rangle + \Delta A \sum_n \bar{V}_d \bar{C}_d + n\Delta A \langle V' \rangle \langle C' \rangle + \Delta A \sum_n V'_d C'_d \quad (4-4)$$

ここで、 ΔA は幅 2.3km、縦 1.0m のブロックの面積を、 n は断面内のブロック数 (141 個) を、 \sum_n は 141 個のブロックに対する総和を表している。式 (4-4) 第 1 項は断面平均残差流によるフラックスを表しており、一般的には移流項と呼ばれている。また、第 2 項以下が分散項であり、ここでは、さらに分散項を残差流シア項 (第 2 項)、断面平均潮流項 (第 3 項)、潮流シア項 (第 4 項) に分けている。ただし、Run2 や Run4 では、日潮不等が大きかったこと、さらに Run4 では観測回数が少なかったことから、一般に、沿岸域 (強潮帯を除く) における物質輸送に対して最も大きな働きをしている残差流シアによるフラックスのみを示している。なお、Run2 と Run4 は小潮期に行なっていることから、潮流によるフラックスは残差流シア成分に比べて小さいものと考えられる。

熱、塩分、濁質フラックスの分散成分の計算結果を図 4-21 に示す。暖水波及時 (Run4) における熱、塩分フラックスを見ると、高温・高塩分の暖水が湾内中層に貫入し、高温・低塩分の湾内表層水と低温の湾内底層水が外洋へ流出することによって、熱、塩分が外洋から湾内へ活発に輸送されていることが分かる。このように、熱収支解析によって明らかとなった暖水侵入時における外洋から湾内への大きな熱量輸送は、主に残差流シアの働きによって行われているものと考えられる。また、Run3 と Run4 では、平常時 (Run1, Run2) に比べ湾内の濁質が大量に外洋へ輸送されていることが分かる。これは、外洋からほ

とんど濁りのない水塊が湾内中層に侵入し、表層と底層から高濁度の内湾水が流出しているからであり、暖水侵入時あるいは水温維持期に湾口部で発生している上下3層の残差流構造が、湾内の濁質を効果的に外洋へ輸送していることが明らかとなった。

一方、Run1とRun2を比較すると、熱や物質フラックスが大きく異なっていることが分かる。これは、Run1では南よりの風の影響によって表層で高温・低塩分の水塊が流入し、底層で低温・高塩分の湾内底層水が流出しているのに対し、Run2では北よりの風が吹いていたために全く逆の形の鉛直循環流が発達していたからである。このように、平常時における内湾-外洋間の熱、塩分フラックスに対しては、海上風が大きな影響を与えていることが分かる。また、濁質フラックスを見ると、大潮期に行ったRun1では潮流の働きによって濁質は湾内に輸送されており、Run2では高濁度の湾内表層水が外洋へ流出する一方で、底層の高濁度水が湾内に流入しているため、湾口部を介した正味の輸送量はほとんどゼロとなっている。

4. 3. 5 成層期における暖水波及の頻度とその発生パターン

以上の観測結果より、黒潮の変動に伴って沖合いより波及した暖水は、湾内の流動、物質輸送や温熱環境に大きな影響を与えていることが明らかとなった。したがって、成層期における暖水波及の頻度やその発生メカニズムを明らかにすることは、湾内の環境を考える上で非常に重要な課題となる。

一般に、夏から初秋にかけては、東京湾湾内では密度成層が顕著に発達するために表層から底層にかけて非常に幅広い密度の水塊が存在しており、その結果、湾内表層水は沖合いの暖水よりも軽く、反対に底層水は暖水よりも重くなっている（武岡（1993））。そのため、成層期に沖合いの暖水が浦賀水道に波及した場合、暖水はもっぱら湾内中層に密度流として貫入し、また、同時に湾内の水位を上昇させる。したがって、図4-8に示したように、湾内水位の変化や東京湾沖合いの表層水温から暖水の波及状況を調べれば、中層貫入の発生頻度が概ね推定できる。

図4-22に、1997年の夏季から秋季にかけての東京湾沖合いの表層水温、沿岸域と外洋域における水位、城ヶ島沖における表層流速を示す。表層水温を見ると、8月中旬に黒潮系暖水が浦賀水道沖に波及しており、同時に湾内の水位が上昇していることが分かる。また、9月においても暖水塊が館山-大島間に侵入し、9月15日前後と24日前後に湾内水位が上昇している。したがって、これらの時期においては、沖合い暖水が湾内の中層に貫入していたものと考えられる。このように、例年、成層期における暖水の中層貫入は数回の頻度で発生しており、成層期における湾内環境に多大な影響を与えているものと考えられる。

ところで、図4-8や図4-22に示した外洋域における表層水温のイソプレスをみると、暖水波及時や暖水波及の前後において、相模湾沖合いに冷水塊が存在している場合が多いことが分かる。そこで、相模湾沖に冷水塊が存在し、かつその直後に沿岸域への暖水波及が生じている98年9月8日と97年9月25日における外洋域の表層水温の空間構造を、一都三県漁海況速報（東京都・千葉県・神奈川県・静岡県発行）

に基づいて調べたみた（図4-23）。図を見ると、確かに相模湾沖に冷水塊が存在し、それを迂回するように黒潮本流が流れていることが分かる。そして、冷水塊を迂回した黒潮の一部が野島崎沖で分離し、黒潮系の暖水塊が大島東水道を通過して相模湾沿岸域や浦賀水道に侵入している様子が明確にとらえられている。冷水塊周辺に発達する反時計回りの流れが、大島東水道を通じた沿岸域への暖水波及を助長している可能性が考えられる。この暖水波及のパターンは、1998年2月や3月においても見られていることから（第3章）、東京湾や相模湾沿岸域における暖水波及の典型的なパターンの一つであるものと考えられる。しかしながら、この冷水塊の出現は黒潮の流軸変動そのものと大きく関連している現象であり、残念ながらその発生原因に関しては現時点では未解明である。

4. 4 数値実験

これまでの解析の結果、沖合いより波及した暖水は、基本的に密度流として湾内中層に貫入することが明らかとなったが、その大きさは、湾内の成層状態、淡水流入量や海上風の影響を強く受けているものと考えられる。中層貫入が発生した9月においては、北よりの風が比較的安定して吹いており、また大量の河川水が湾内に流入していたことから、ここでは、主に暖水の中層貫入に対する河川流量と北よりの海上風の影響に関して、湾軸方向の鉛直断面を対象とした2次元の数値実験によって検討することにする。

4. 4. 1 数値計算概要

(1) 基礎方程式

用いた数値モデルは、汎用型海洋モデルのPrinceton Ocean Model (POM, Blumberg and Mellor(1983))である。基礎方程式は、静水圧近似、ブシネスク近似のNavier-Stokes方程式と連続式、水温、塩分および乱流特性量の輸送方程式であり、水平方向にはデカルト座標を鉛直方向には σ 座標を採用している。基礎方程式を以下に示す。また、暖水の湾口部への侵入を再現するために開境界付近では、水温、塩分の輸送方程式にデータ同化項を加えている（日向ら（1997））。

・ 連続式

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0$$

(4-5)

ここに、 $D=H+\eta$ であり、 H は水深、 η は水位変動である。また、 σ は以下の通りであり、海面で $\sigma=0$ 、海底で $\sigma=-1$ となる。

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad (4-6)$$

・運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial U \omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma_0} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \end{aligned}$$

(4-7)

・ q^2 輸送方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] \\ + \frac{2K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned}$$

(4-8)

・ $q^2 l$ 輸送方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] \\ + E_1 l \left(\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \right) - \frac{Dq^3 \tilde{W}}{B_1} F_l \end{aligned} \quad (4-9)$$

・水温の輸送方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_T}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T \quad (4-10)$$

・塩分の輸送方程式

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_S}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (4-11)$$

なお、沖側境界付近（幅10km）では、塩分、水温の観測値を以下のようにナッジング項を用いて与えている。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_T}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T + \alpha(T_{ob} - T) \quad (4-12)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_s}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s + \alpha(S_{ob} - S) \quad (4-13)$$

ここに、 U , ω : x , σ 方向流速, f : コリオリパラメータ, g : 重力加速度, ρ_0 : 基準海水密度, ρ : 鉛直積分する前の海水密度, K_v : 渦動粘性係数, K_p , K_q : スカラーおよび乱れの渦動拡散係数, B_1 , E_1 , E_3 : クロージャーモデル定数, $1/2q^2$: 乱れエネルギー, l : 乱れの長さスケール, T : 水温, S : 塩分, α : ナッジング係数, T_{ob} , S_{ob} : それぞれ水温, 塩分の観測値である。

また、鉛直方向の流速 W は以下のように求められる。

$$W = \omega + U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

(4-14)

また、「 $\tilde{\quad}$ 」を付した変数は以下の2式の通りである。

$$\tilde{W} = 1 + E_2(l/kL) \quad (4-15)$$

$$\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} = \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - c_s^{-2} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \quad (4-16)$$

ここに、 k : Karman定数 (= 0.4), c_s : 音速であり、 L は以下の通りである。

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{\eta - z} + \frac{1}{H - z}$$

(4-17)

また、基礎方程式中の F_x , F_ϕ , F_b , F_p , F_s は水平拡散項であり、以下の式(4-18), (4-19)のようになる。

$$F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x} (H\tau_{xx})$$

(4-18)

$$F_\phi \equiv \frac{\partial}{\partial x} (Hq_x)$$

(4-19)

ここで、 ϕ は q^2 , q^2l , および T , S を代表しており、 τ_{xx} などは以下のものである。

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}$$

(4-20)

$$q_x \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

(4-21)

A_H は水平拡散係数であり，ここでは一定値 (20m²/s) を用いて計算している。

(2) 境界条件

連続式および運動方程式に対する海面と海底における境界条件は，以下の通りである。

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \tag{4-22}$$

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) = -\langle wu(0) \rangle, \quad \sigma \rightarrow 0$$

(4-23)

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) = C_z U^2, \quad \sigma \rightarrow -1$$

(4-24)

$$C_z = \text{MAX} \left[\frac{k^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0\}]^2}, 0.0025 \right]$$

(4-25)

z_0 : 粗度高さである。式 (4-23) で与える海面における x 方向の風応力 ($-\langle wu(0) \rangle$) は以下のように表現した。

$$-\langle wu(0) \rangle = C_f \frac{\rho_a}{\rho_s} U_w^2$$

(4-26)

ここに， C_f : 係数 ($=1.2 \times 10^{-3}$)， ρ_a ， ρ_s : 大気および海水の密度， U_w : 海上風の x 方向成分である。

一方，乱流特性量の輸送方程式，式 (4-8)，(4-9) に対する境界条件は以下のように与えた。

$$(q^2(0), q^2 l(0)) = (B_1^{2/3} u_i^2(0), 0)$$

(4-27)

$$(q^2(-1), q^2 l(-1)) = (B_1^{2/3} u_i^2(-1), 0)$$

(4-28)

ここで、 u_τ ：海表面または海底面における摩擦速度である。

また、水温と塩分の輸送方程式、式(4-10)、(4-11)に対する境界条件は、以下の通りである。

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0, \quad \sigma \rightarrow 0, 1 \quad (4-29)$$

このように、本計算では、海面と海底を介した水温、塩分のフラックスは考慮していない。

(3) その他の計算条件

計算領域と初期条件を図4-24(a)、(b)に示す。計算の安定性のため、地形は東京湾湾軸部に沿った実地形をスムージングし、最大水深を150mとした。また、水平方向の格子間隔は1kmであり、鉛直方向には40層に分割している。開境界では幅10kmにわたってデータ同化領域を設けており、不自然な流れを発生させることなく外洋域の密度場を再現することが可能となっている(日向ら(1997))。全ての計算ケースにおいて、計算開始後15日間は、8月(Run1)における内湾と外洋(K29：図4-2参照)にける水温、塩分を用いた診断モデルによる数値計算を行い、8月における平均的な密度流を再現する。15日以降は、外洋域の水温、塩分を9月における外洋(K27)における観測値を用いてデータ同化し、Case1では単位幅(1km)当たり $10\text{m}^3/\text{s}/\text{km}$ の河川水を湾奥部で流入させた。Case2では、計算開始後15日から17日にかけての2日間で河川流量を急激に増加させ、最大 $500\text{m}^3/\text{s}/\text{km}$ の河川流量を与えた。さらに、Case3では実際の状況を考慮し、計算開始後17日後からの2日間で湾奥から外洋に向かって吹く風を徐々に増加させた(図4-24(b))。

4. 4. 2 数値計算結果

まず、各計算ケースに共通である14日目における計算結果を図4-25に示す。なお、流速ベクトルは見やすくするために水平的に間引いて表示している。水深の浅い湾内では、表層より流出し、その下層で湾内に流入する2層的なエスチャリー循環が発達している。表層の流速は $20\text{cm}/\text{s}$ 程度であるが、水深20m以深の底層における流れは非常に小さくなっている。等水温線、等塩分線はほぼ水平であり、水温 20 度の等水温線は水深20m付近に、塩分 34‰ の等塩分線は水深30m付近に存在している。

(1) Case1

計算結果を図4-26に示す。計算開始後26日目における計算結果を見ると、中層で湾内へ流入し、表層と底層において外洋に流出する3層構造の流れが現れている。この湾内に流入する流れに伴って、外洋並表層の暖水が湾内に流れ込み、14日目の状態に比べて湾内中層や底層の水温が高温、低塩分化していることが分かる。また、湾内底層の外洋へ向かう流れによって 20°C の等水温線や 34‰ の等塩分線が外洋側へ後退している。

(2) Case2

計算結果を図4-27に示す。大量の河川水が湾内に流入しているCase2では、Case1と同様に3層構造の密度流が発達しているが、Case1と比較すると流速が大きいことが分かる。これは、湾奥からの淡水供給によって、湾内の表層密度が大きく低下したことが原因である。

(3) Case3

計算結果を図4-28に示す。海上風の影響により他のケースに比べて大きな流れが発生していることが分かる。湾口部では他のケースと同様に3層的な流動パターンが見られるが、湾内では2層的な流れが発達している。湾内水温は暖水の中層貫入に伴って鉛直的に一様化されており、また中層貫入以前に比べて湾口部から湾中央部にかけての中層や底層の温が上昇していることが分かる。一方、湾奥部では、北風に伴う沿岸湧昇によって水温は低下している。また、他のケース同様、湾内底層の外洋へ向かう流れによって、暖水波及直前（計算開始後14日）の状態に比べ、34‰の等塩分線は外洋側へ後退している。なお、ここには示さないが暖水波及を考慮しない（9月の外洋データを同化させない）場合、海上風の影響で湾内全域において上下2層の流れが発達し、また、湾内ではいたるところで低温・高塩分化してしまうことが確認されている。

このように、河川流入量の増加や北よりの風は、暖水の中層貫入を強化することが数値実験によっても確認された。このことは、一般に北よりの風が卓越し、湾内への淡水流入が増加する9月において沖合いの暖水が沿岸域へ波及した場合、暖水の中層貫入が著しく強化されることを示している。

ところで、高橋らは本観測と同時期に行った水質観測の結果から、成層期には塩分34‰以上の高塩分水が消長を繰り返しており、その高塩分水の後退に伴って湾内底層の貧酸素水塊が湾口部付近まで移動することを指摘している。しかしながら、数値実験の結果、この34‰の水塊の後退は、暖水の中層貫入時に湾内底層で発生する外洋へ向かう流れによって受動的に発生する現象であり、高橋らが指摘するように34‰の水塊が常に能動的に消長を繰り返しているのではないことが明らかとなった。

4. 5まとめ

図4-29に現地観測と数値実験によって明らかとなった成層期の暖水波及時における湾内流動の模式図を示す。

- 1) 相模湾沖の冷水塊を迂回して沿岸域へ波及するケースが多い。
- 2) 沿岸域へ波及した暖水は、その一部が浦賀水道に侵入すると共に、相模湾沿岸域において反時計回りの強い流れを発生させる。
- 3) 成層期においては、浦賀水道に侵入した暖水は湾内中層に密度流として貫入する。
- 4) 湾内へ侵入した暖水は、地形効果と地球自転の影響を受けてその侵入経路を複雑に変化させながら湾奥に向かって侵入する。
- 5) 湾内に侵入した暖水は湾奥における水温の季節変動に対しても大きな影響を与えている。
- 6) 成層期における暖水の中層貫入は例年数回の頻度で発生している。

7) 中層貫入時に発生する上下3層の残差流は、湾内の濁質を効果的に外洋へ輸送する。

8) 例年、北よりの海上風が卓越し淡水流入量が増加する9月は、暖水の中層貫入が強化される可能性が高い。

以上、本章では、柳らがその存在の可能性を指摘した中層貫入を現地観測によりとらえ、中層貫入時における湾内の流動構造や中層貫入が湾内環境に対して与える影響について明らかにした。

(第4章参考文献)

- 宇野木早苗・岡崎守良・長島秀樹：東京湾の循環流と海況，理化学研究所海洋物理研究室研究報告，No. 4, 1980.
- 蔵元武明・中田喜三郎：東京湾における流動と底層DO濃度シミュレーション，沿岸海洋研究ノート，第28巻，第2号，pp. 140-151, 1991.
- 五明美智男・佐々木淳・磯辺雅彦：東京湾湾奥の浚渫窪地における湧昇現象の現地観測，海岸工学論文集，第45巻，pp. 981-985, 1998.
- 佐々木淳・佐貫宏・磯辺雅彦：東京湾における富栄養現象の再現計算，海岸工学論文集，第45巻，pp. 1036-1040, 1998.
- 杉本隆成：総論 黒潮沿岸域の流動と海水交換，月刊海洋，第26巻，第11号，pp. 673-678, 1994.
- 杉山陽一・藤原建紀・中辻啓二・福井真吾：ADCPによる伊勢湾の流動構造調査，海岸工学論文集，第42巻，pp. 1096-1100, 1995.
- 鈴木亨・松山優治・長島秀樹：成層期の東京湾における北東風による循環流および湧昇域の形成過程に関する数値実験，沿岸海洋研究，第35巻，第1号，pp. 99-108, 1997.
- 高橋鉄哉・藤原建紀・山田佳昭・兼子昭夫：東京湾における外洋水の進入と貧酸素水塊，1999年度日本海用学会春季大会講演要旨集，p. 79, 1999.
- 武岡英隆：東京湾—100年の環境変遷—，小倉紀雄編，1993.
- 田中昌宏・Arjen Markus・坂東浩造：青潮の生化学反応を含む数値モデルの開発，海岸工学論文集，第44巻，pp. 1096-1100, 1997.
- 田淵広嗣・日向博文・灘岡和夫・吉岡健・八木宏・古川恵太：夏季の東京湾における内部潮汐波，日本海洋学会春季大会講演要旨集，p. 76, 1999.
- 塚田光博・三村信男・鈴木雅晴：東京湾における貧酸素水塊の形成・停滞・消滅過程のシミュレーション，海岸工学論文集，第44巻，pp. 1086-1090, 1997.
- 中川康之・八木宏・鯉淵幸生・日向博文・稲垣聡・小倉久子：東京湾内湾部における成層期の流動特性に関する現地観測，海岸工学論文集，第44巻，pp. 401-405, 1997.
- 野村英明：内湾と外洋の相互作用 生物学からの視点「動物プランクトンを例として」，沿岸海洋研究，第34巻，第1号，pp. 25-35, 1996.
- 日向博文・八木宏・杉田繁樹：熱塩フロントを考慮した冬期東京湾の海水交換に関する数値計算，海岸工学論文集，第44巻，pp. 391-395, 1997.
- 松山優治・当麻一良・大脇厚：東京湾の湧昇に関する数値実験—青潮に関連して—，沿岸海洋研究ノート，第28巻，第1号，pp. 63-74, 1990.

- Akiyama, H. and S. Saitoh : The Kyucho in Sukumo Bay induced by Kuroshio warm filament intrusion, J. Oceanogr. Soc. Japan, 49, pp.667-682, 1992.
- Blunberg, A. F. and G. L. Mellor : Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, J. Geophys. Res. , 88, pp.4579-4592, 1983.
- Yanagi, T. , H. Tamaru, T.Ishimaru and T. Saino : Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer, La mer, 27, pp.34-40, 1989.
- Guo,, X. and T. Yanagi : Seasonal variation of residual current in Tokyo Bay, Japan ·diagnostic numerical Experiments, J. Oceanogr. , 52, pp.597-616, 1996.

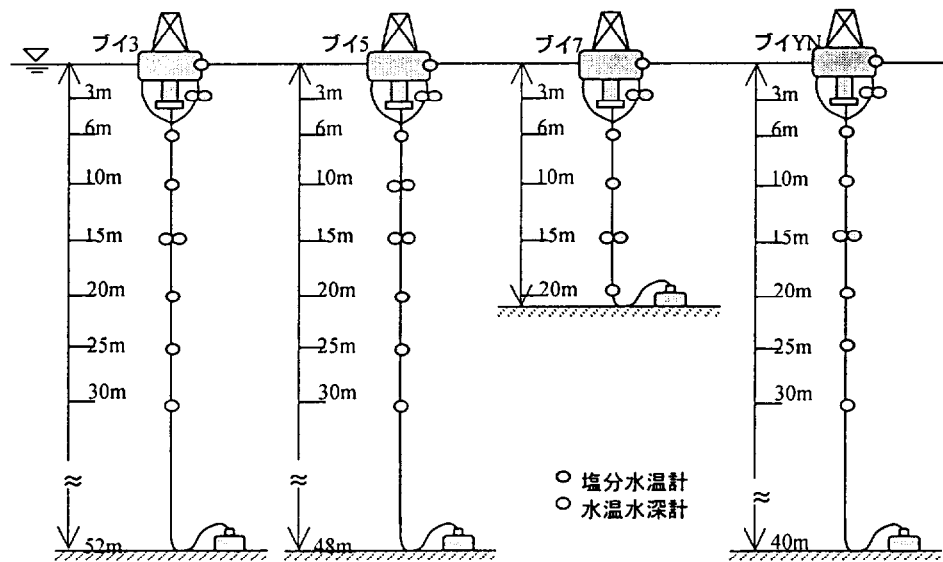
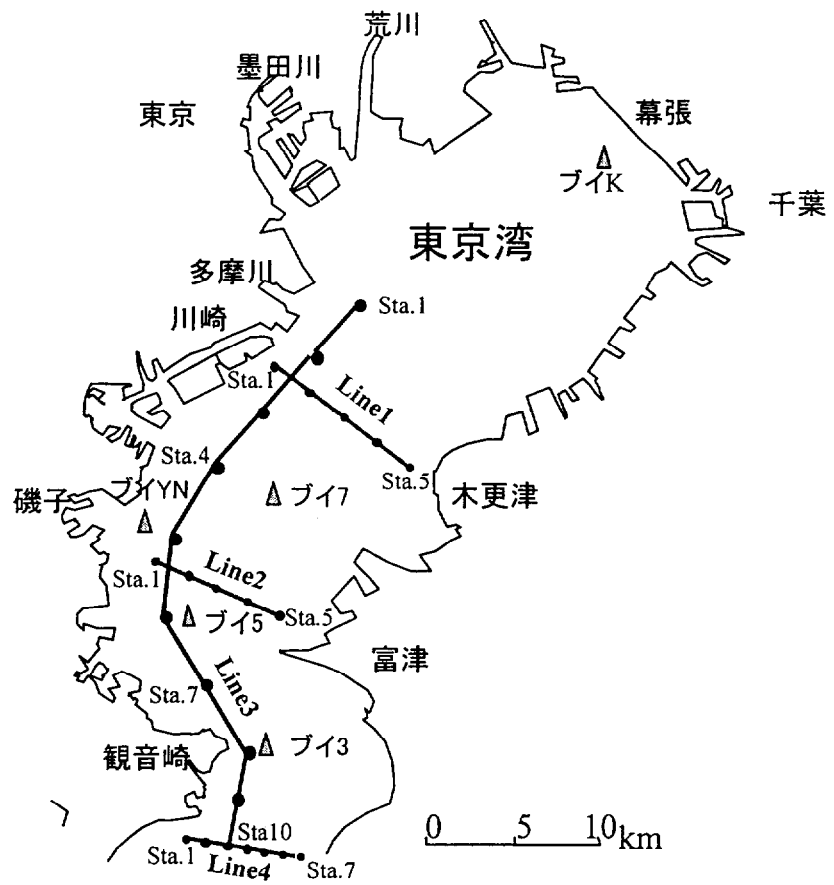


図4-1 観測海域と測器設置状況

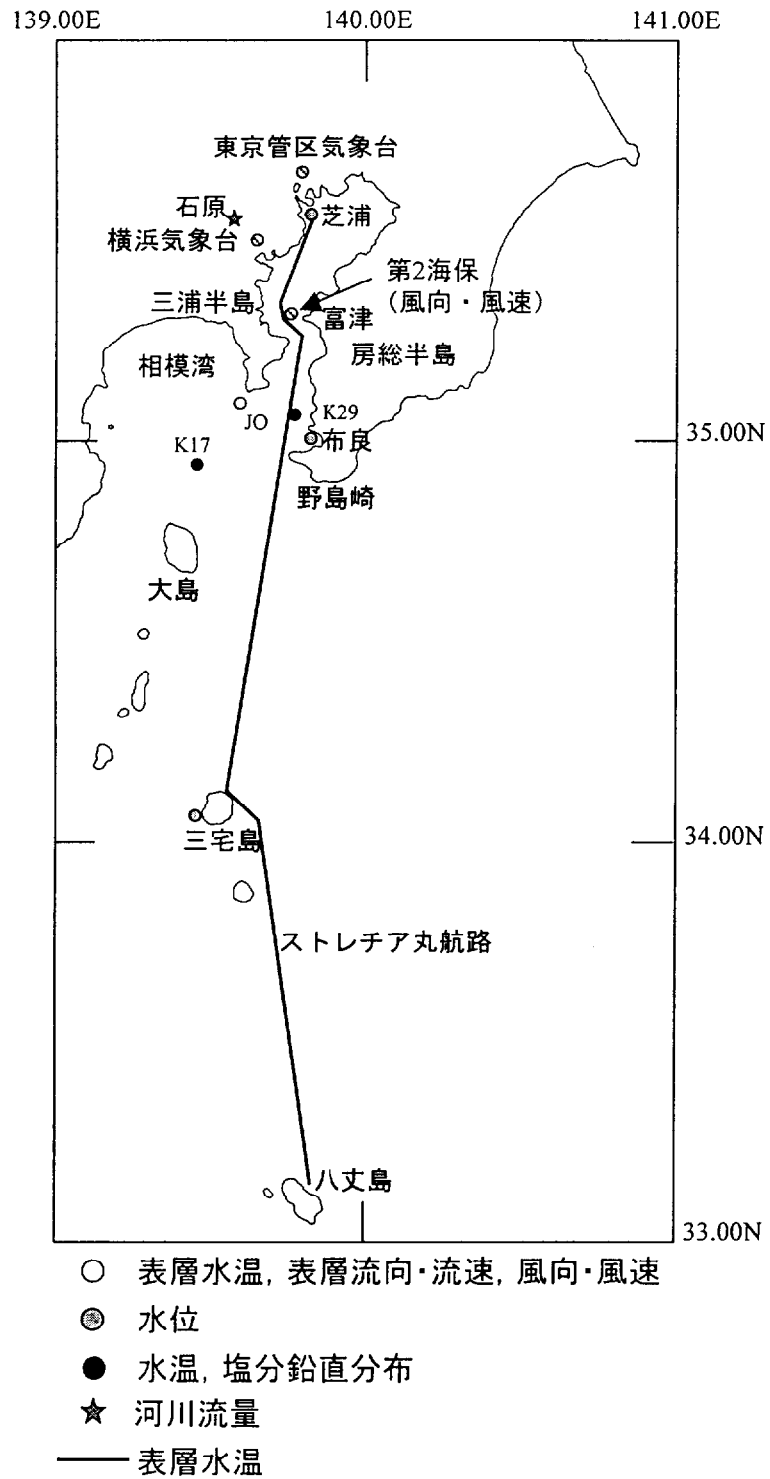
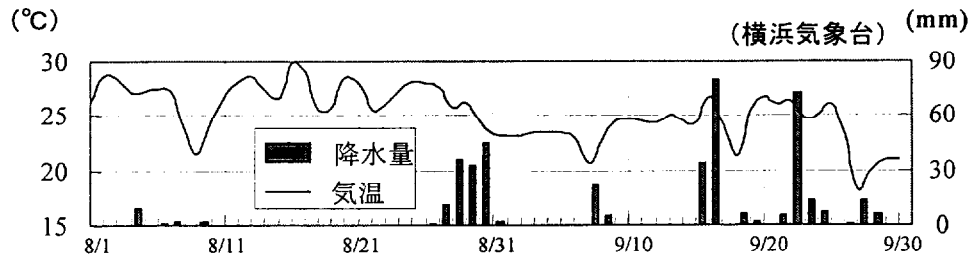
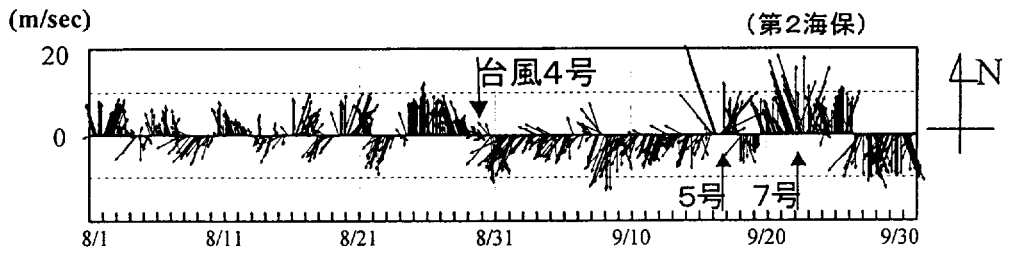


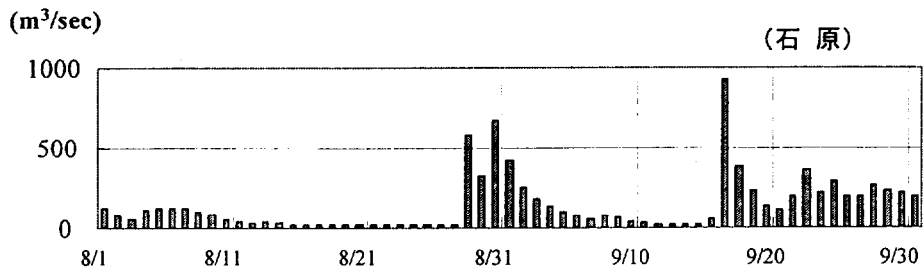
図4-2 観測海域(公共機関)



(a) 気温, 降水量



(b) 風速ベクトル



(c) 河川流量

図4-3 観測期間中の(a)気温・降水量(横浜気象台), (b)風速ベクトル(第2海保), (c)多摩川河川流量(石原)

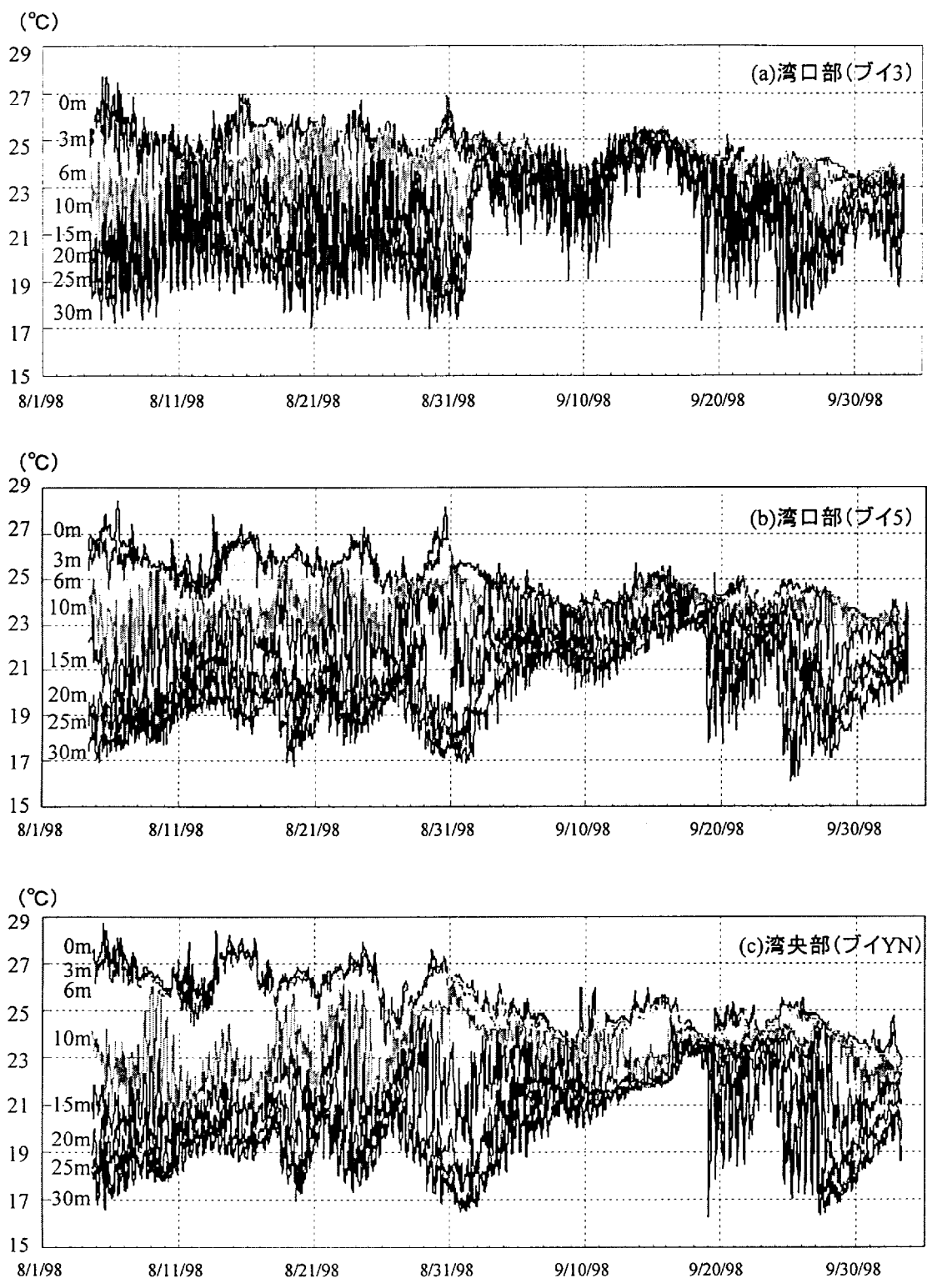


図4-4 湾内における水温変動

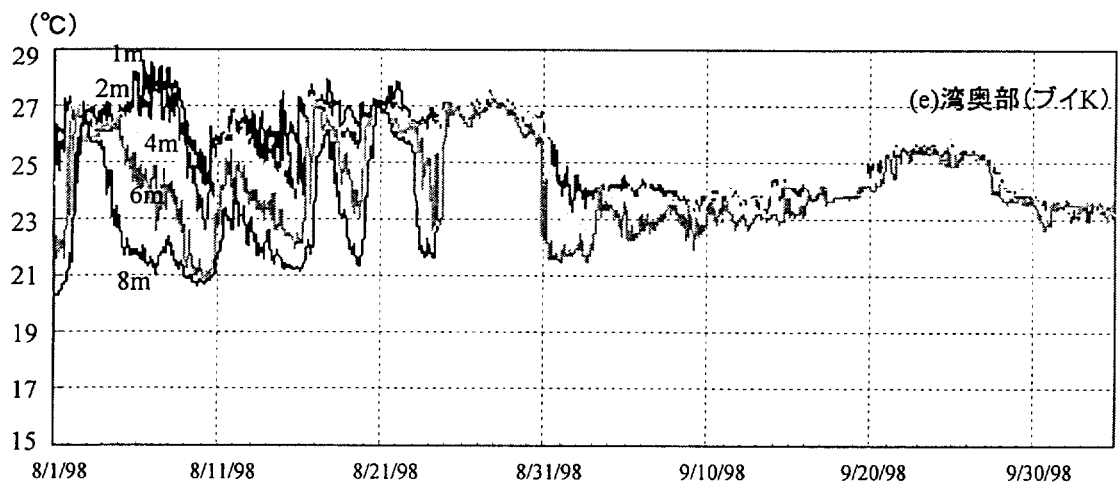
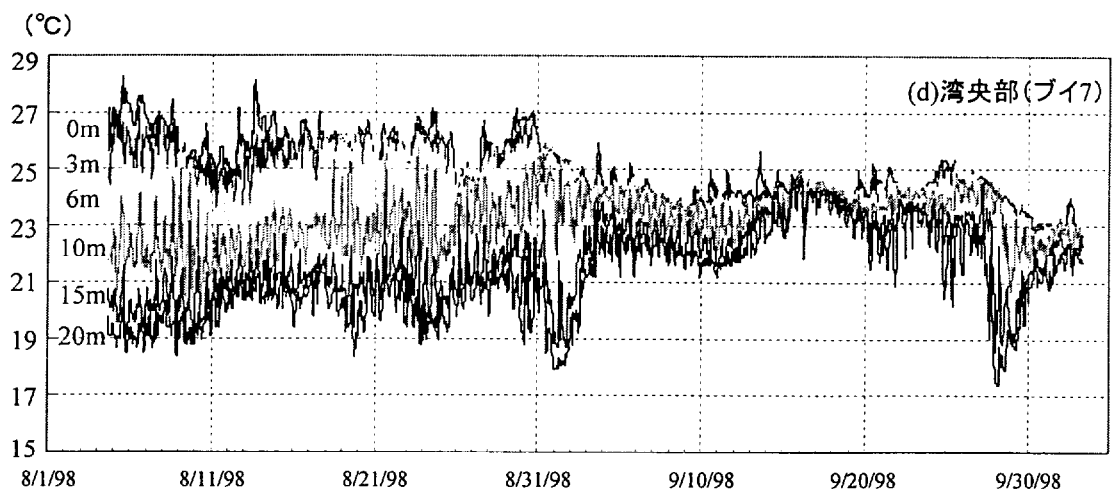


図4-4 湾内における水温変動

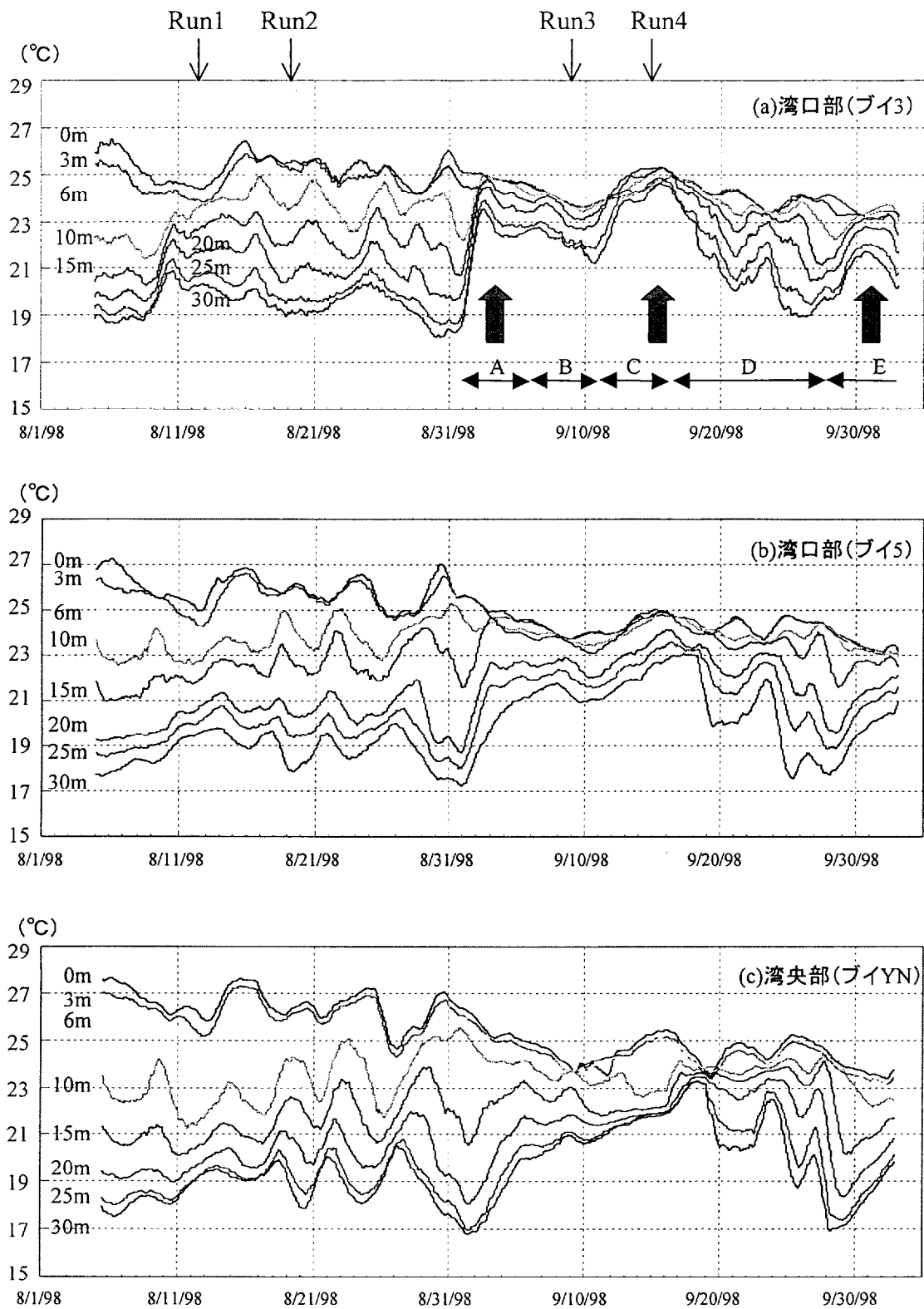


図4-5 湾内における水温変動(25時間移動平均値)

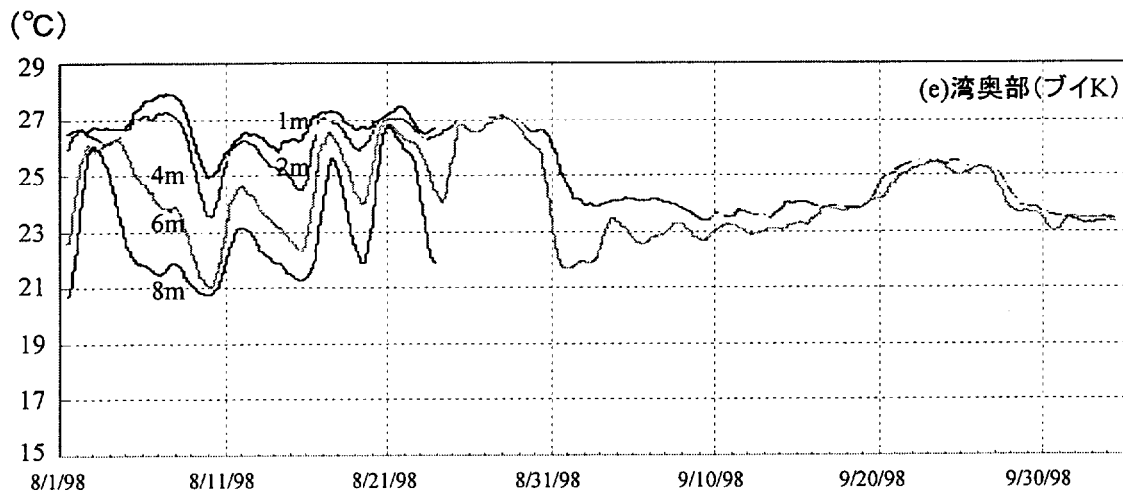
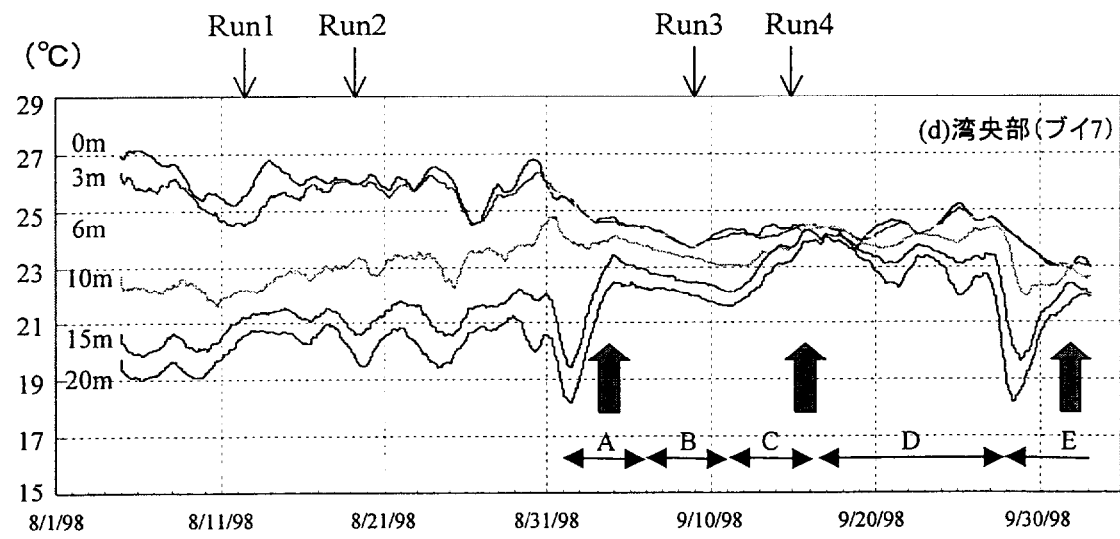
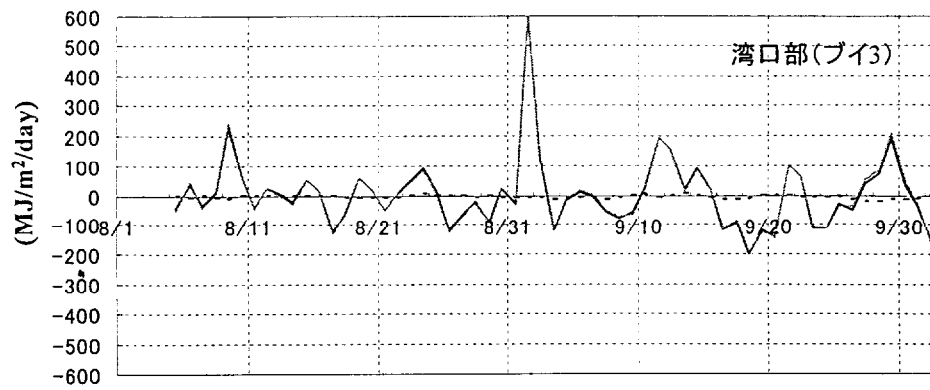
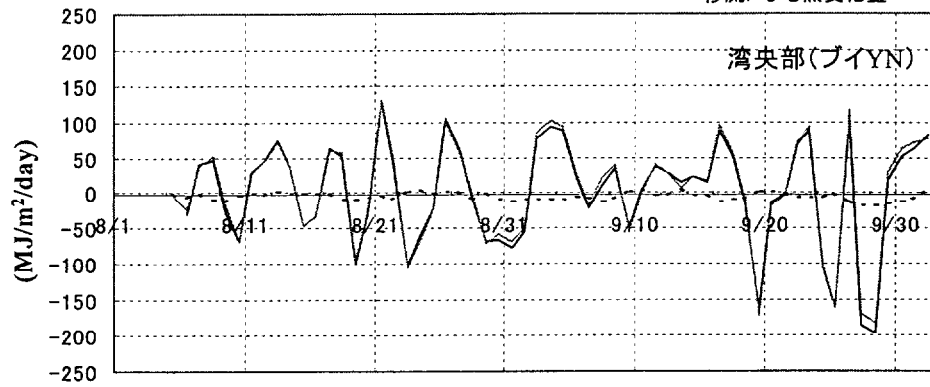


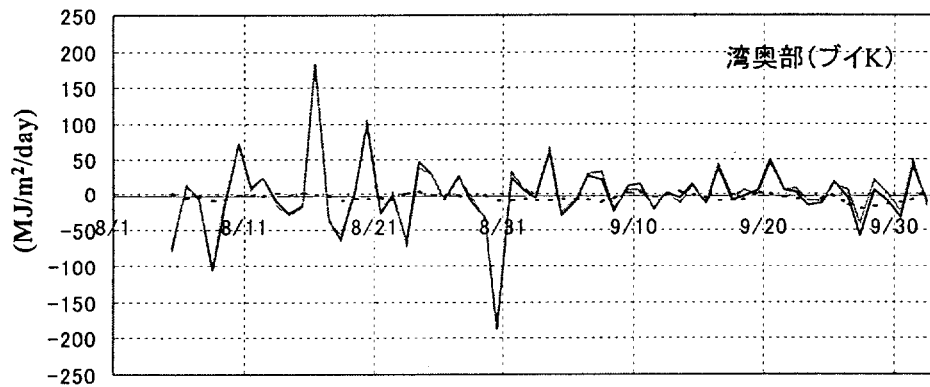
図4-5 湾内における水温変動(25時間移動平均値)



—— 貯熱変化量
 - - - 大気側からの熱輸送量
 —— 移流による熱変化量



—— 貯熱変化量
 - - - 大気側からの熱輸送量
 —— 移流による熱変化量



—— 貯熱変化量
 - - - 大気側からの熱輸送量
 —— 移流による熱変化量

図4-6(a) 大気・移流による熱量輸送と貯熱変化量の時間変化

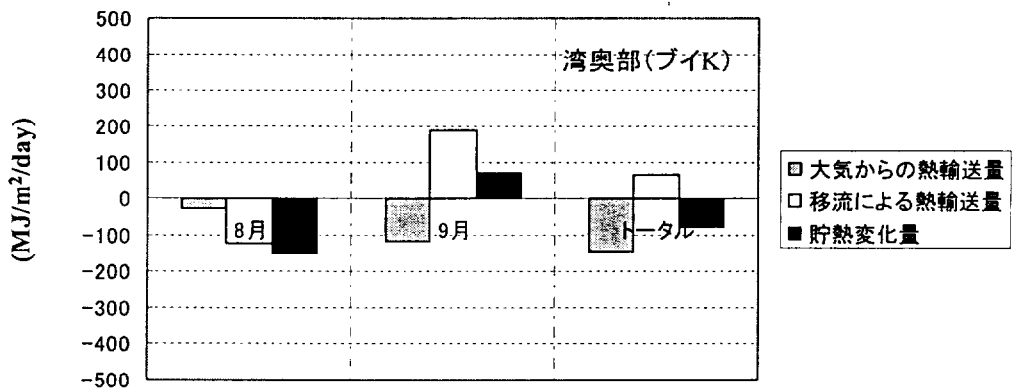
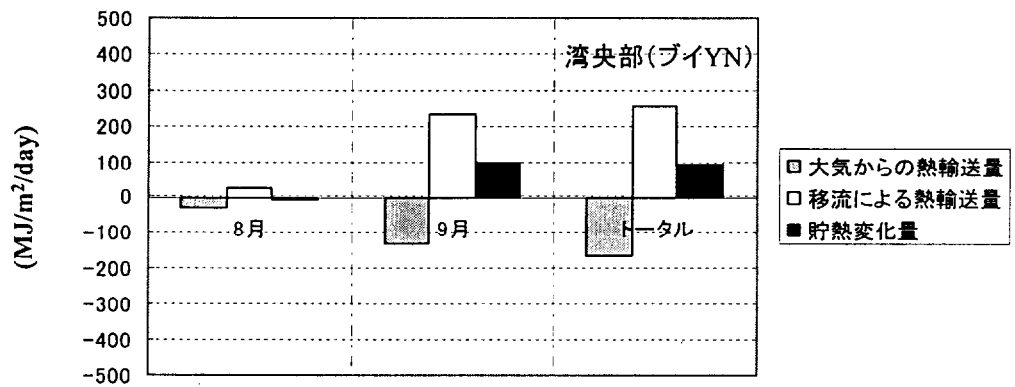
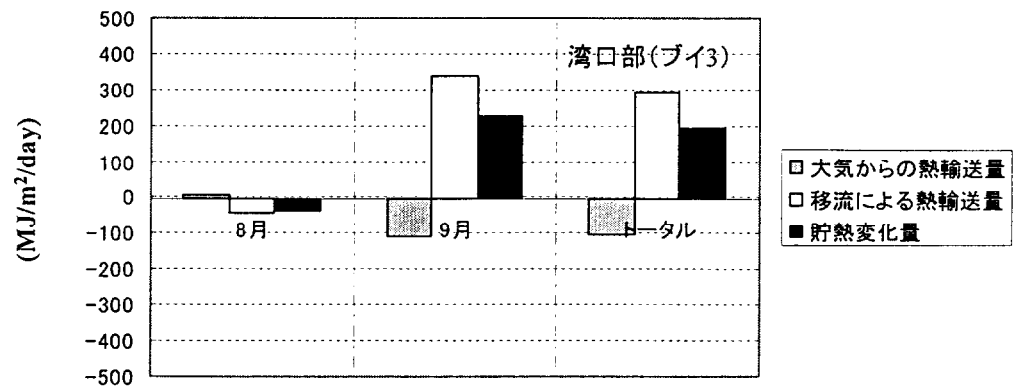


図4-6(b) 大気・移流による熱量輸送と貯熱変化量の月別と観測期間の平均値

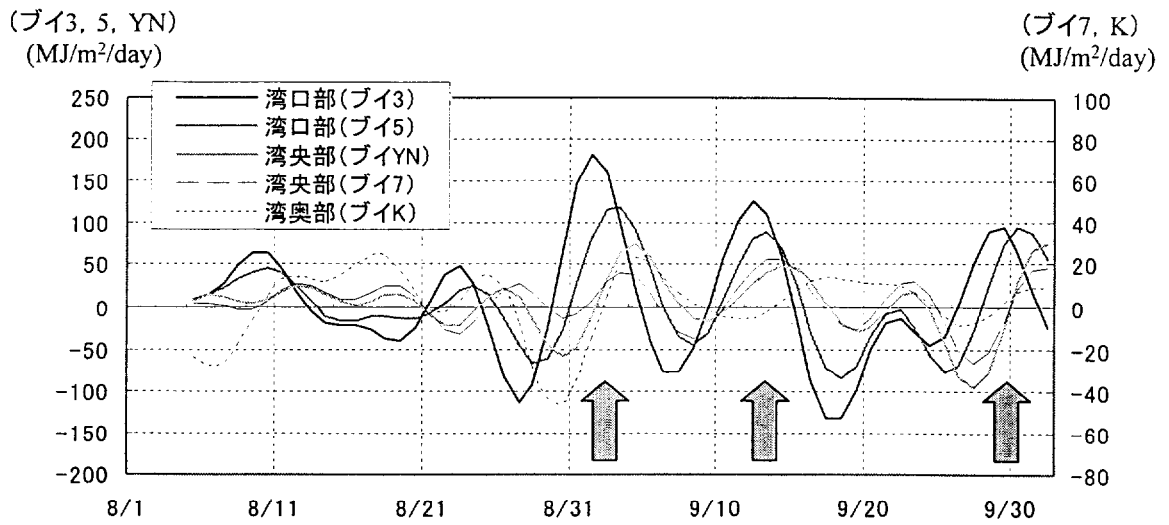


図4-7 湾内における移流による熱輸送量の長周期成分

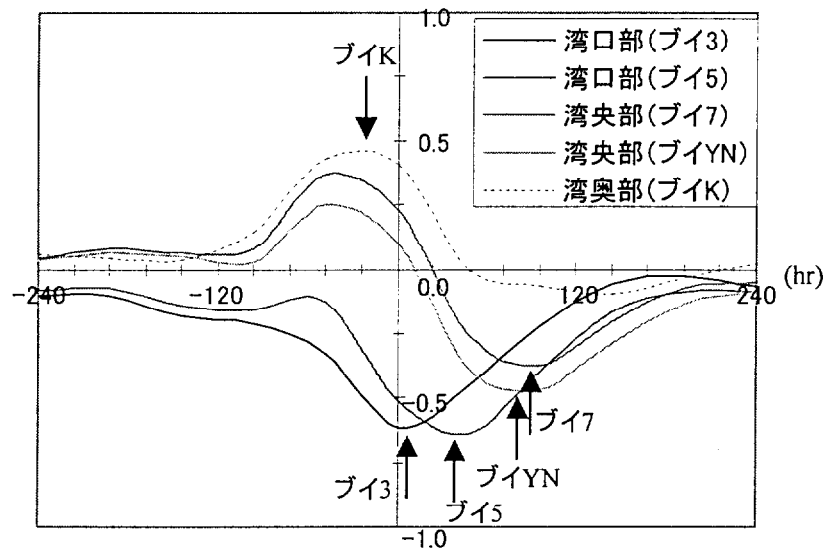
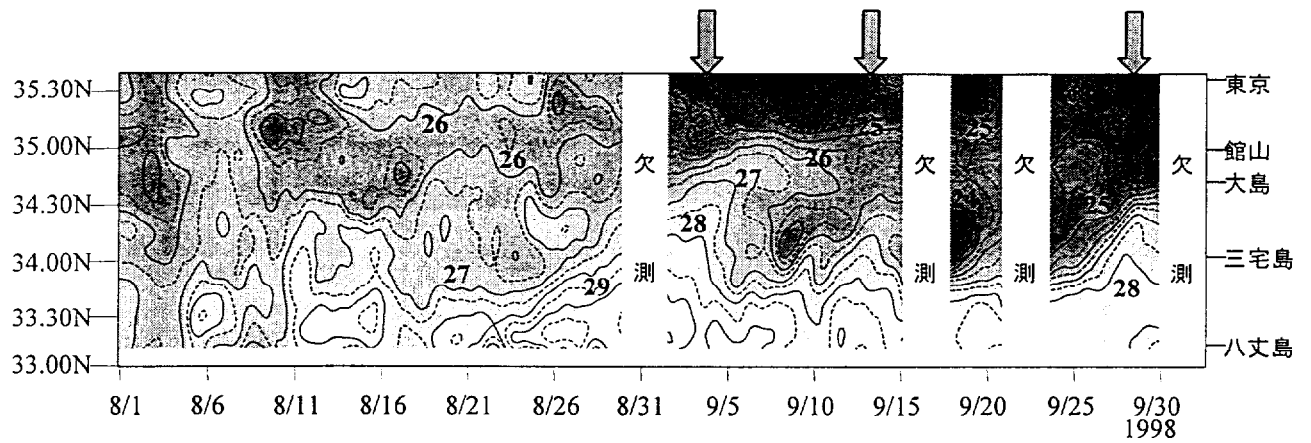
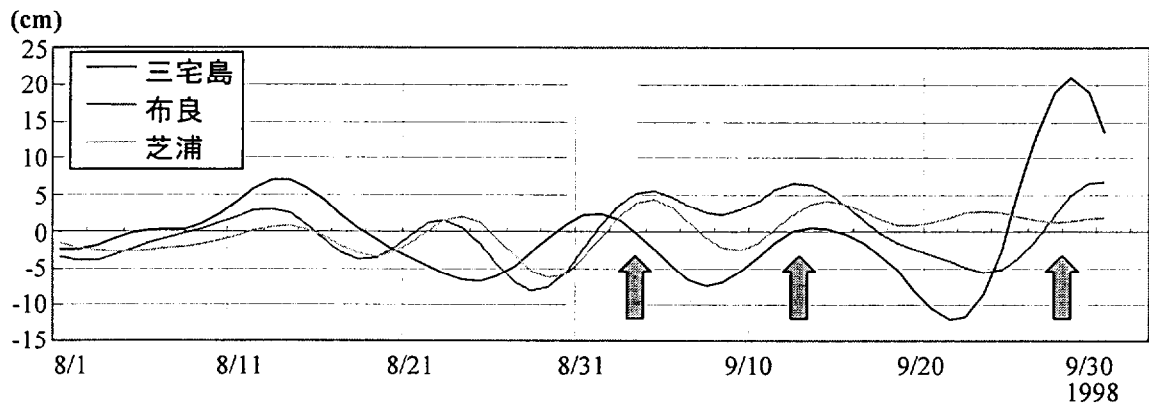


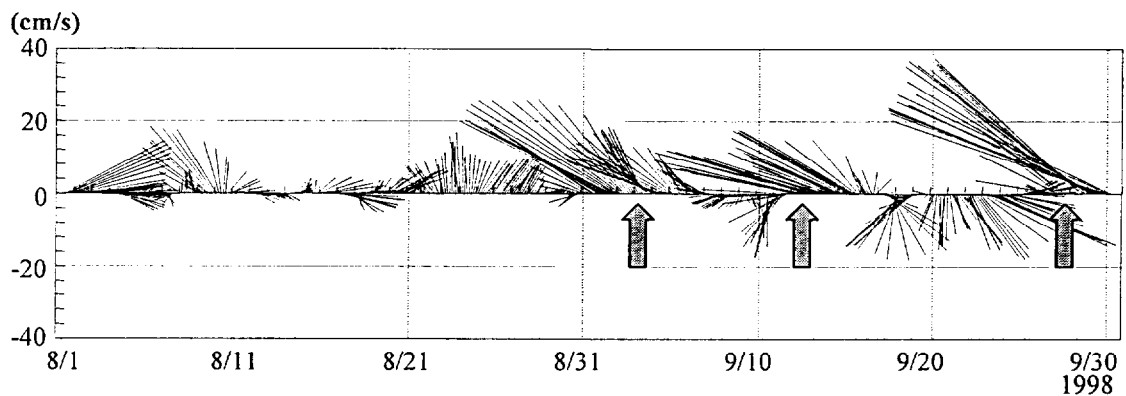
図4-9 9月における海上風南北成分と移流成分の相互相関
(矢印は相関係数のピーク位置を示す)



(a)表層水温



(b)水位



(c)城ヶ島沖の表層流速

図4-8 (a)東京-八丈島間における表層水温のイソプレス, (b)外洋と沿岸域における水位変動, (c)城ヶ島沖の表層流速

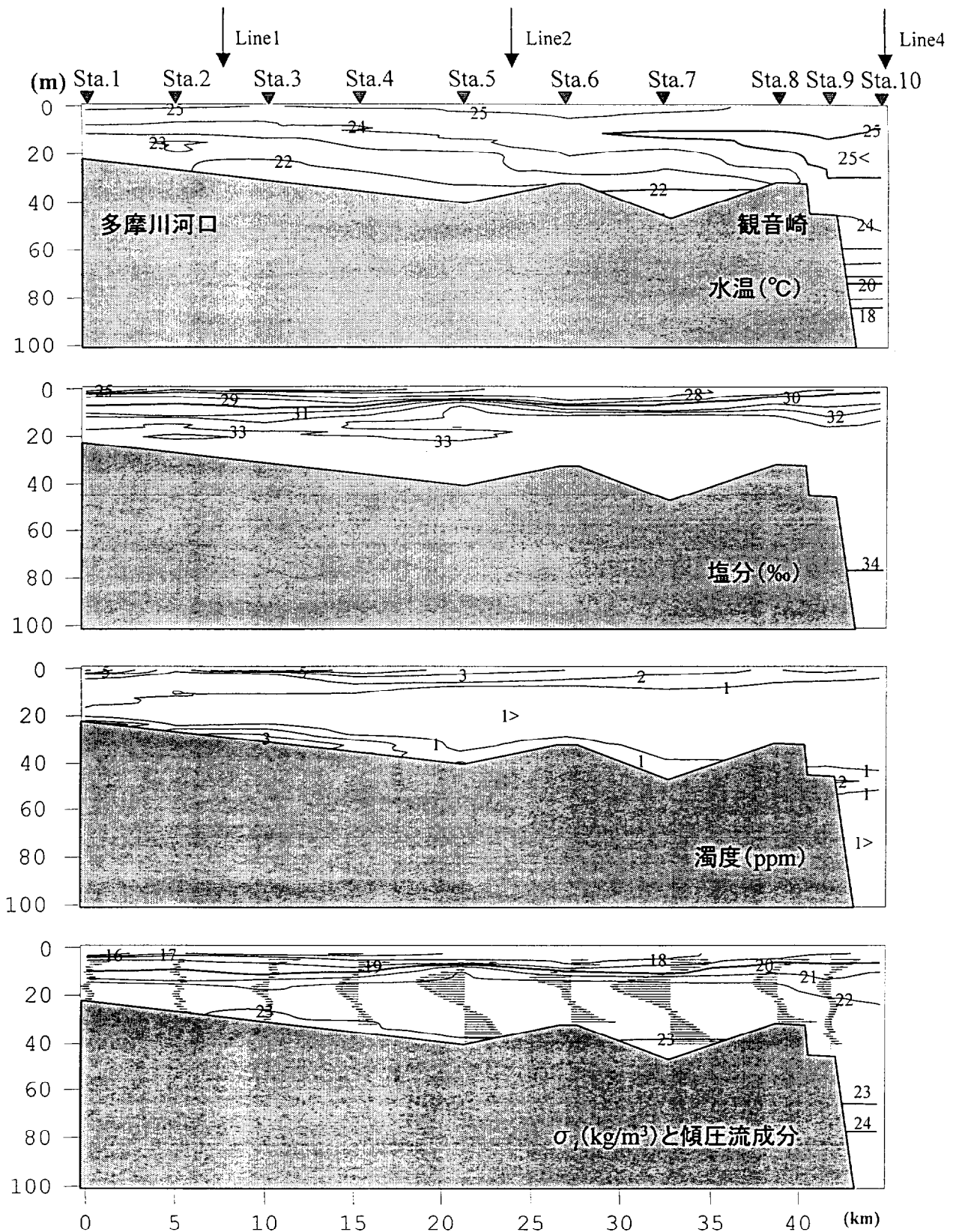


図4-10 暖水波及時 (Run4, 9/15) における水温, 塩分, 密度, 濁度, 傾圧流 (湾軸平行成分) の湾軸断面分布 (Line3)

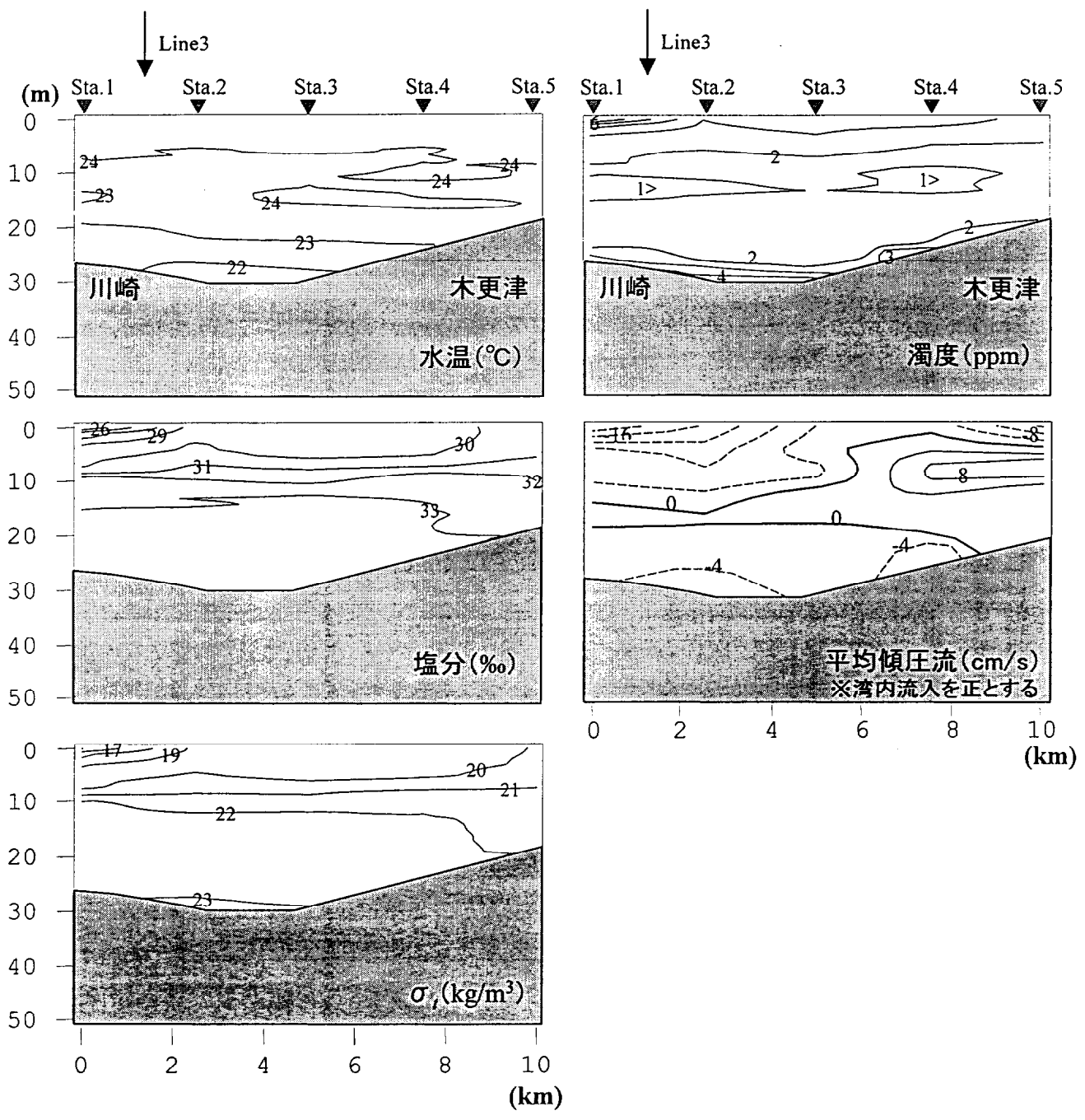


図4-11 暖水波及時(Run4, 9/15)における水温, 塩分, 密度, 濁度, 平均傾圧流(断面直交成分)の湾中部横断面分布(Line1)

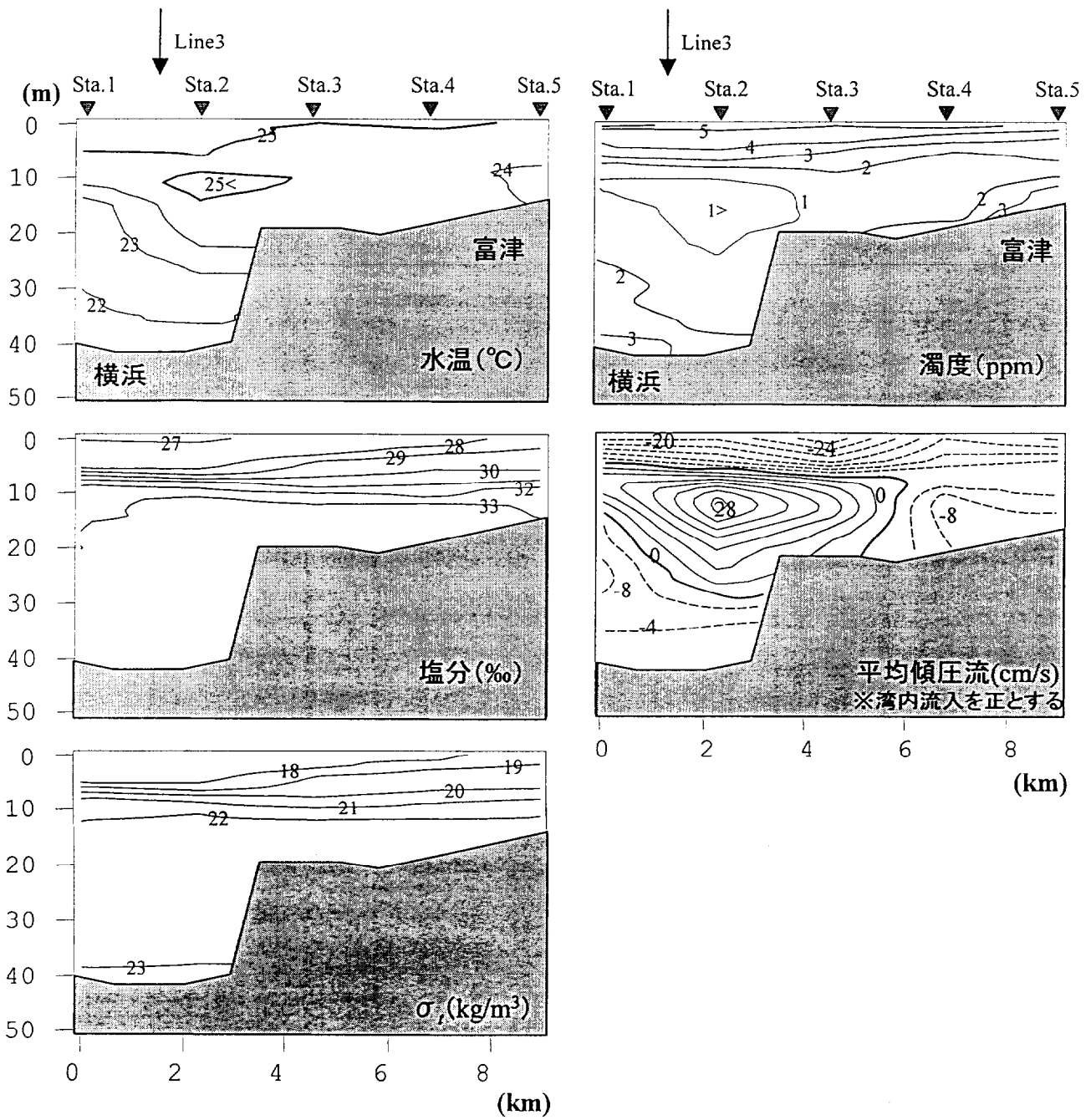


図4-12 暖水波及時(Run4, 9/15)における水温, 塩分, 密度, 濁度, 平均傾圧流(断面直交成分)の湾口部横断面分布(Line2)

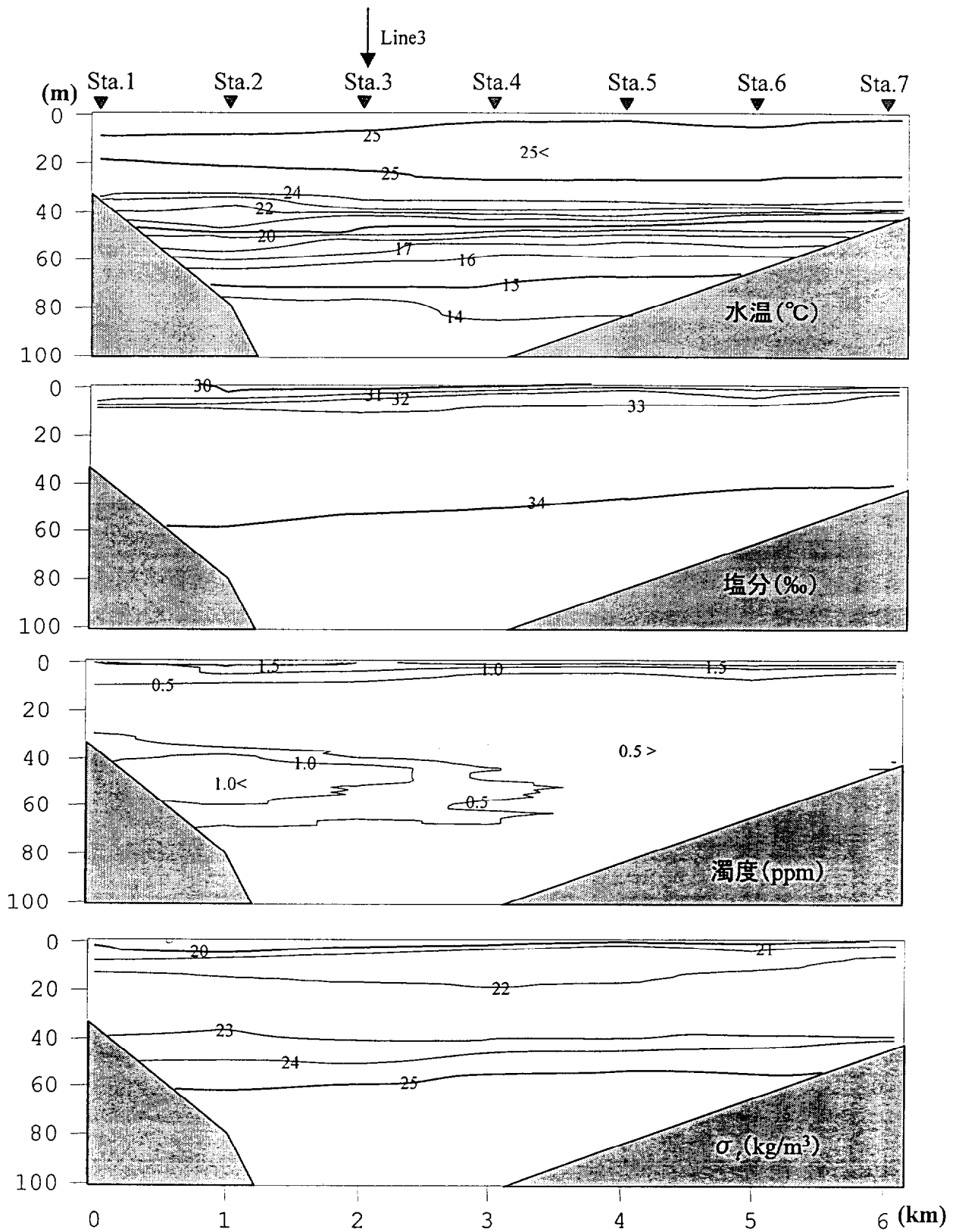


図4-13 暖水波及時(Run4, 9/15)における水温, 塩分, 濁度, 密度の湾口部横断面分布(Line4)

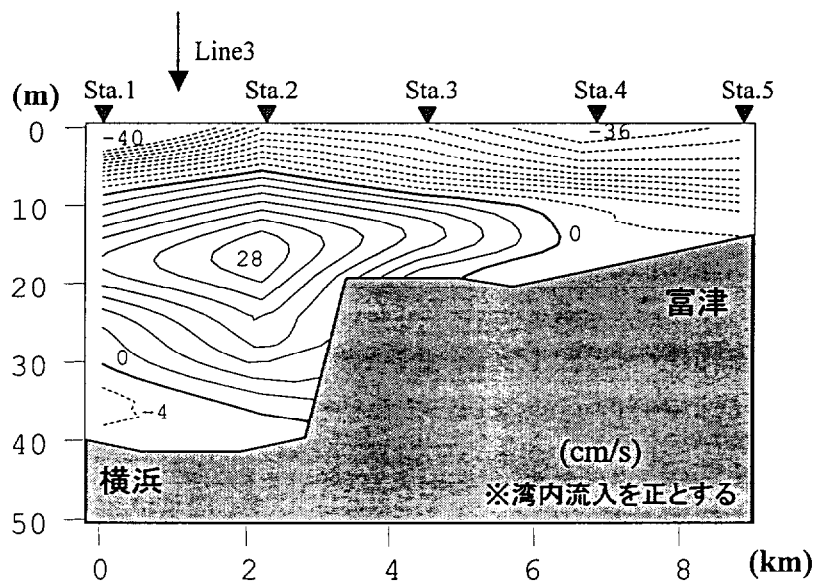
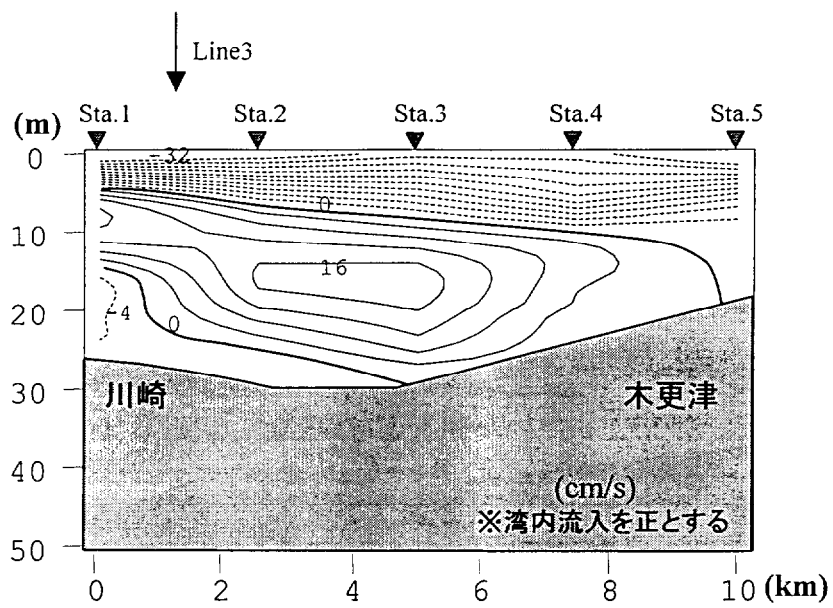


図4-14 水温維持期(Run3, 9/9)における湾央部(Line1)と湾口部(LIne2)の残差流分布(断面直交成分)

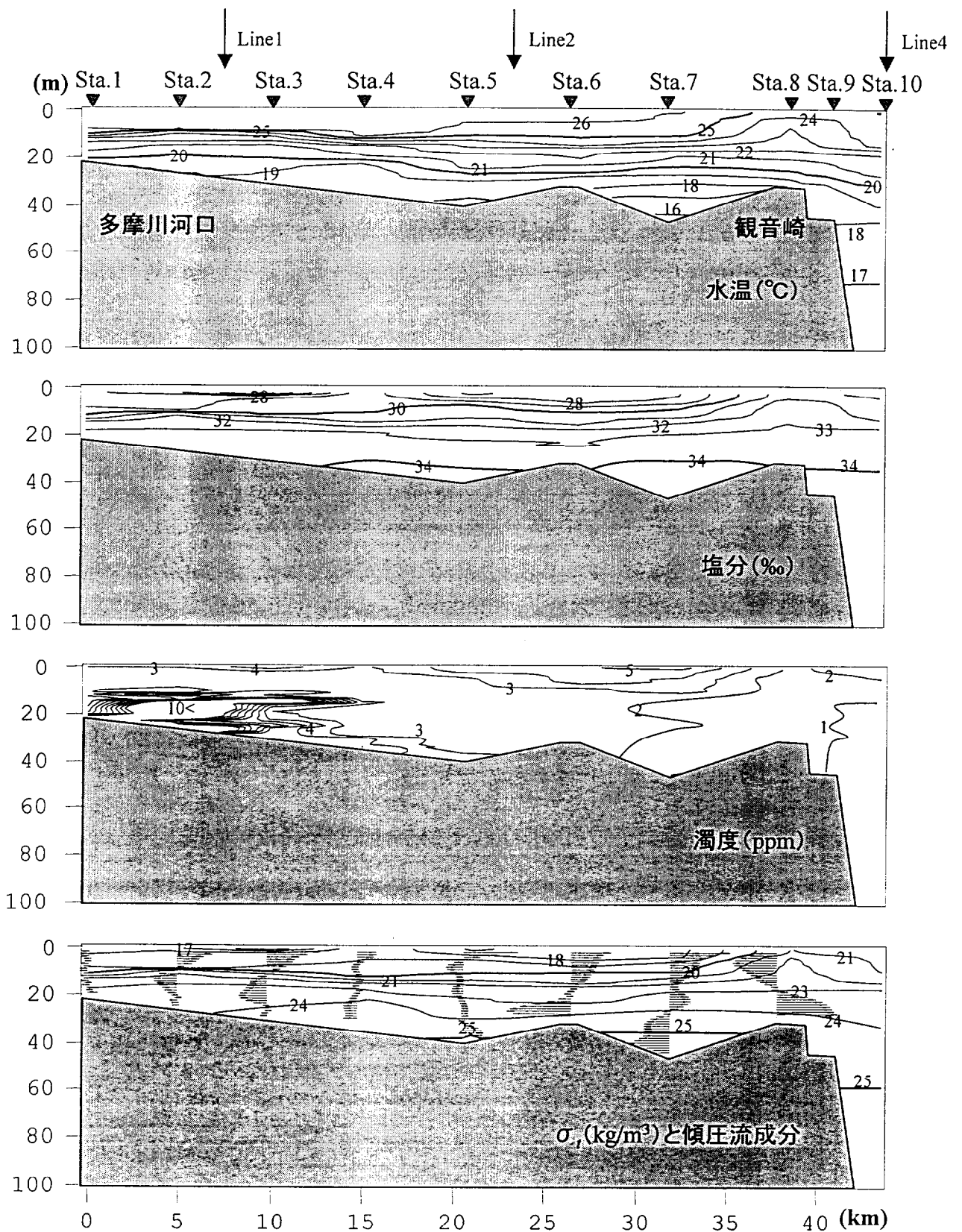


図4-15 平常時(Run3, 8/19)における水温, 塩分, 密度, 濁度, 傾圧流(湾軸平行成分)の湾軸断面分布(Line3)

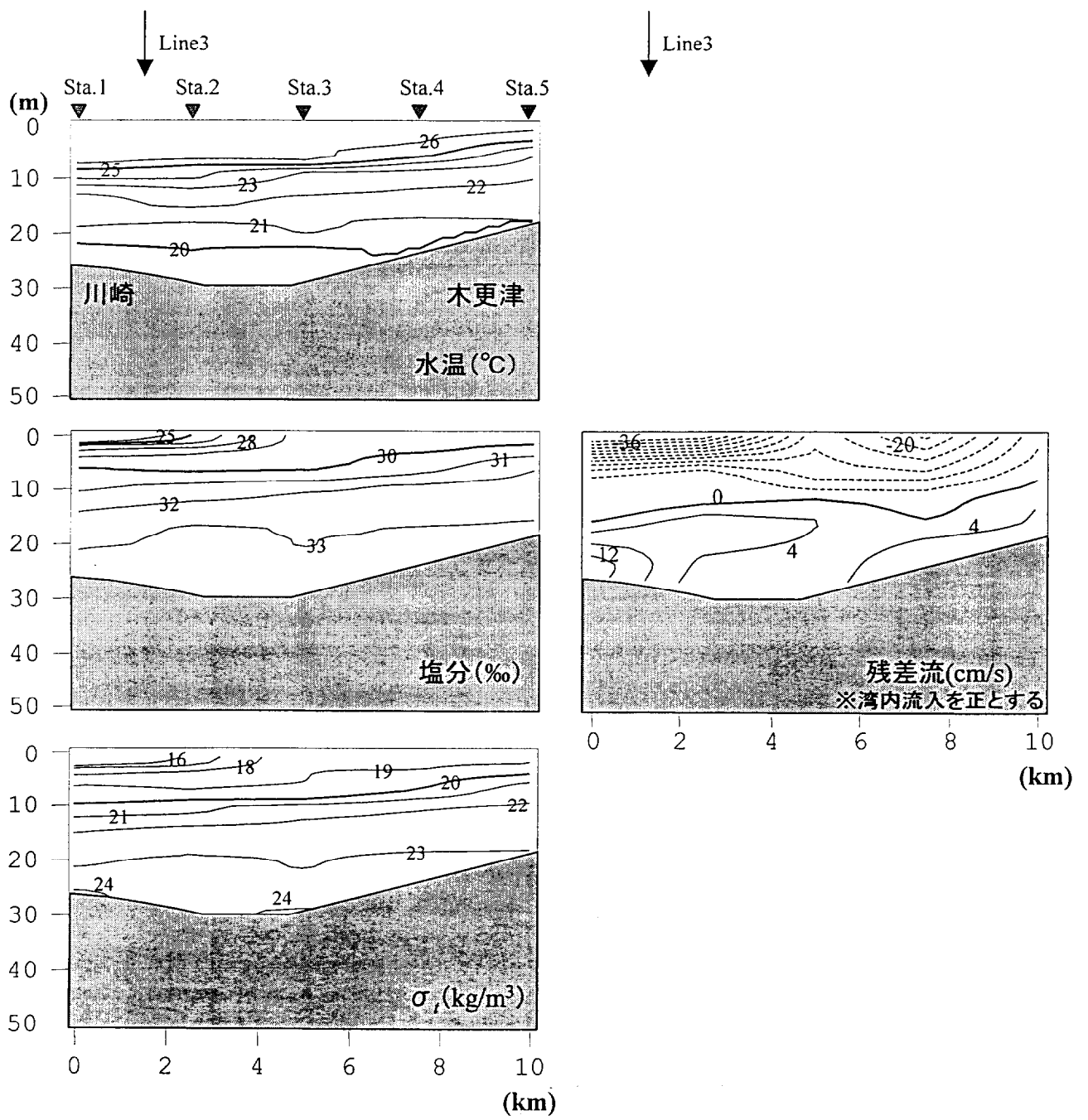


図4-16 平常時(Run2, 8/18)における水温, 塩分, 密度, 濁度, 残差流(断面直交成分)の湾央部横断面分布(Line1)

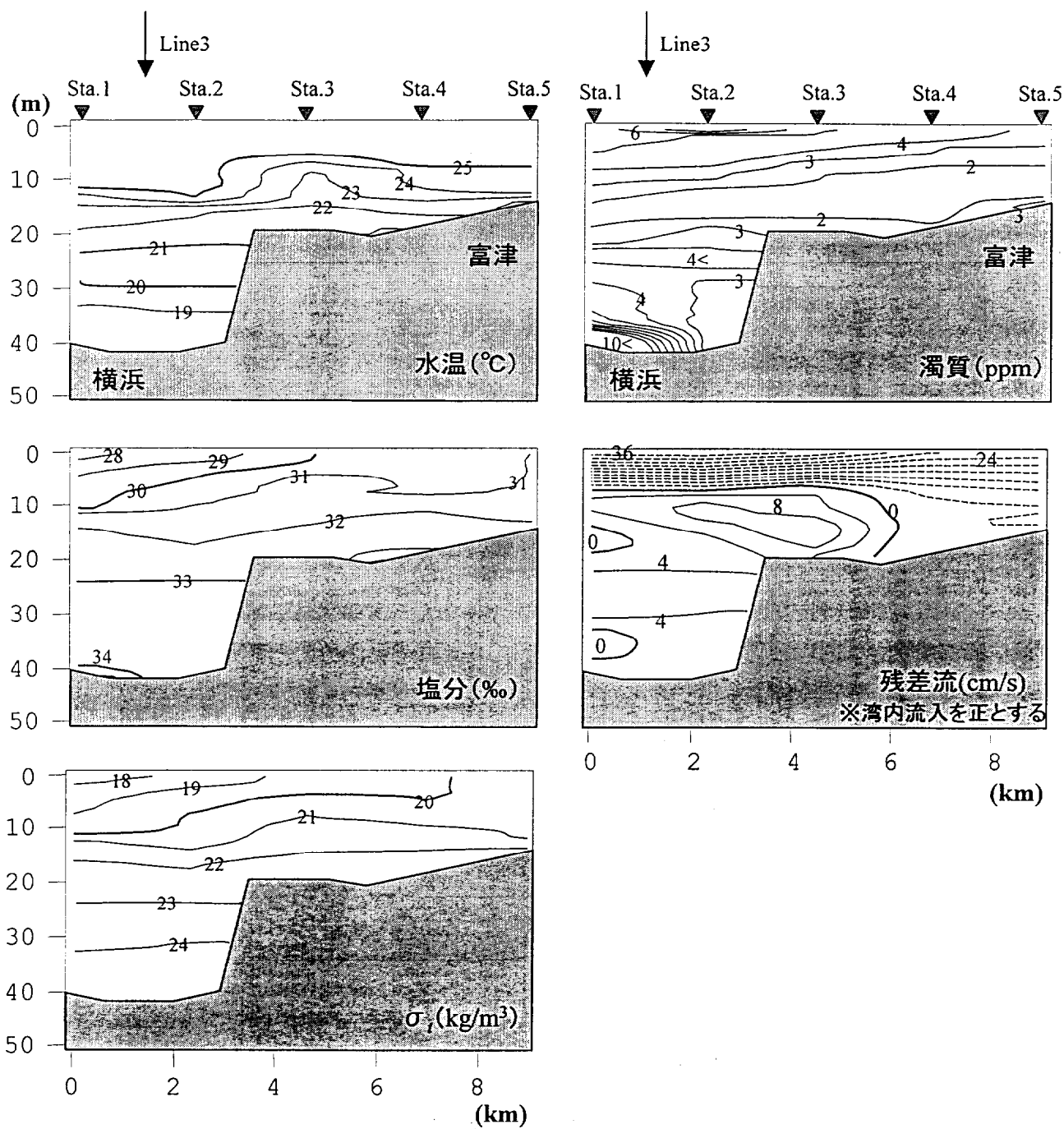


図4-17 平常時(Run2, 8/18)における水温, 塩分, 密度, 濁度, 残差流(断面直交成分)の湾口部横断面分布(Line2)

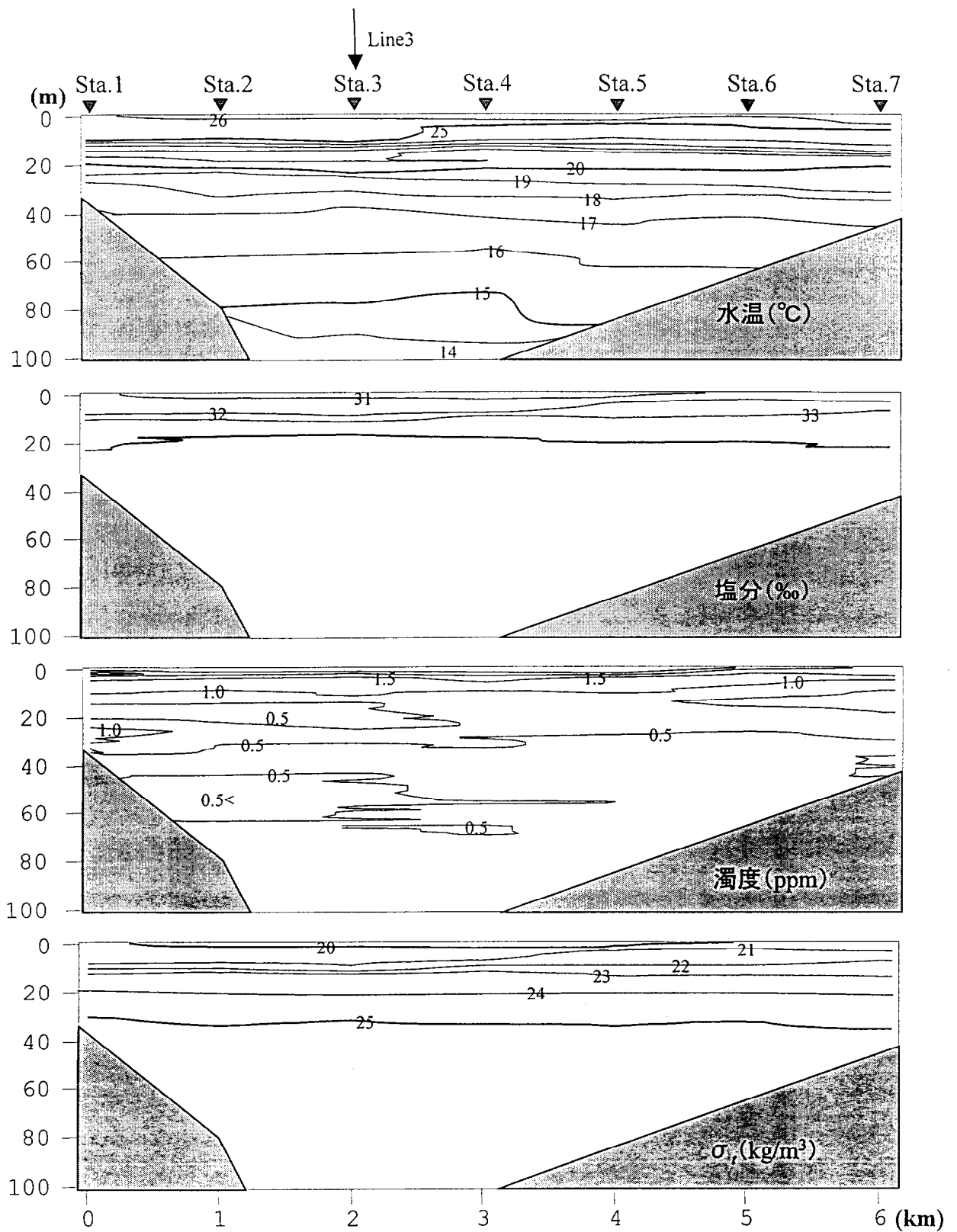


図4-18 平常時 (Run2, 8/19) における水温, 塩分, 濁度, 密度の湾口部横断面分布 (Line4)

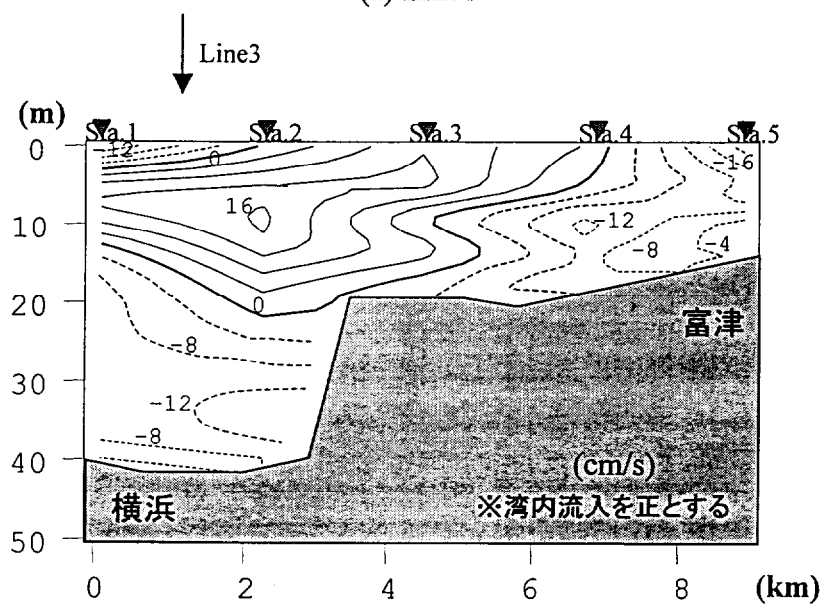
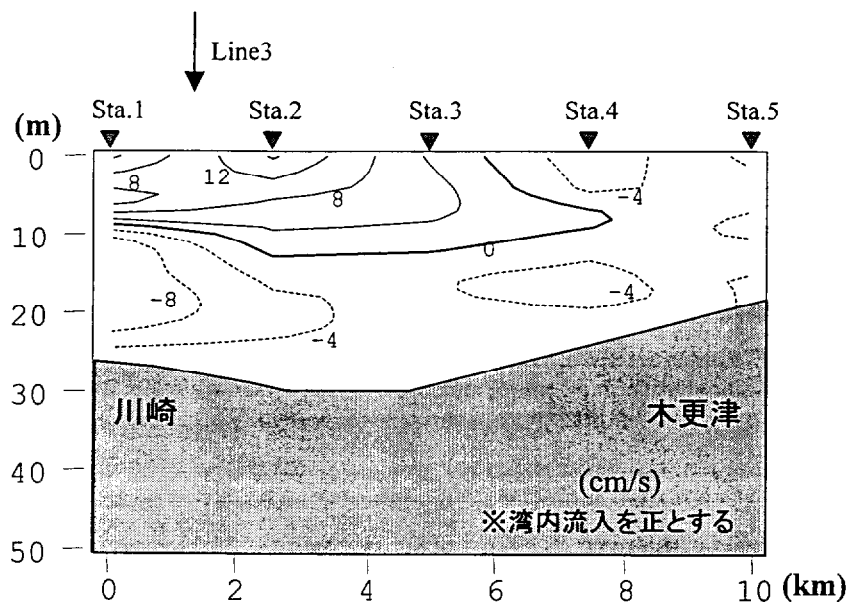


図4-19 平常時 (Run1, 8/11) における湾央部 (Line1) と湾口部 (Line2) の残差流分布 (断面直交成分)

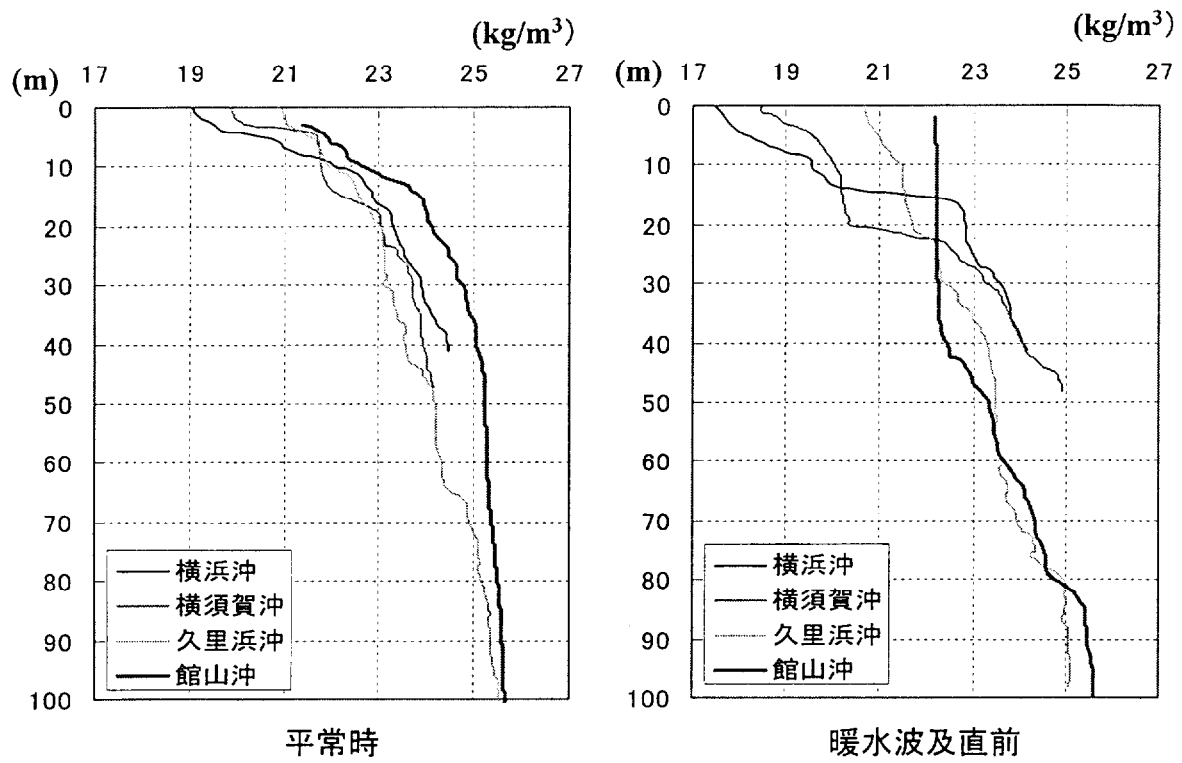
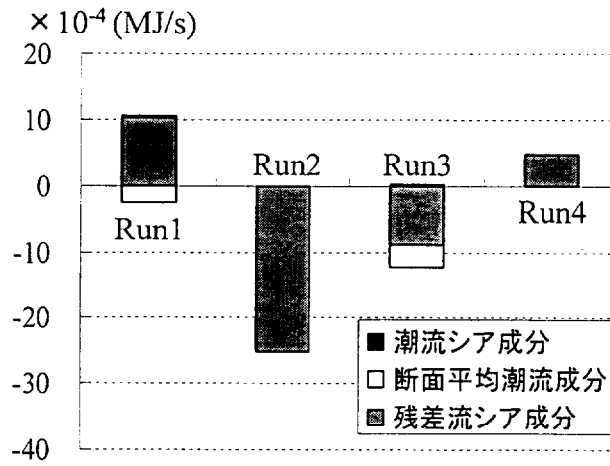
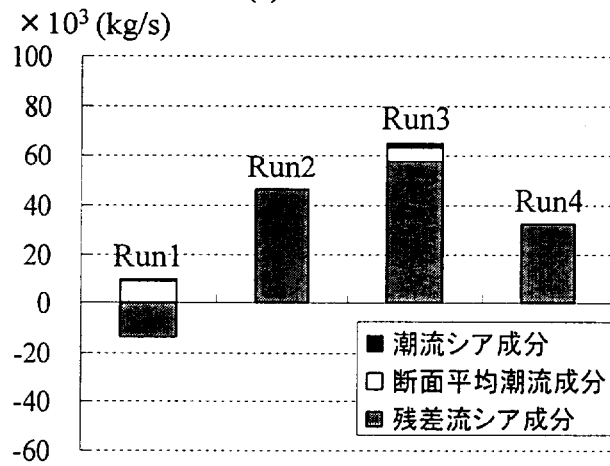


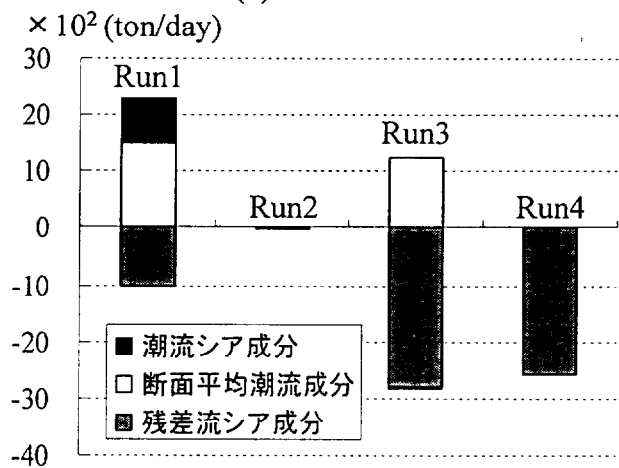
図4-20 平常時(8月3~12日)と暖水波及直前(9月9, 10日)における内湾と浦賀水道における密度の鉛直分布



(a)熱フラックス

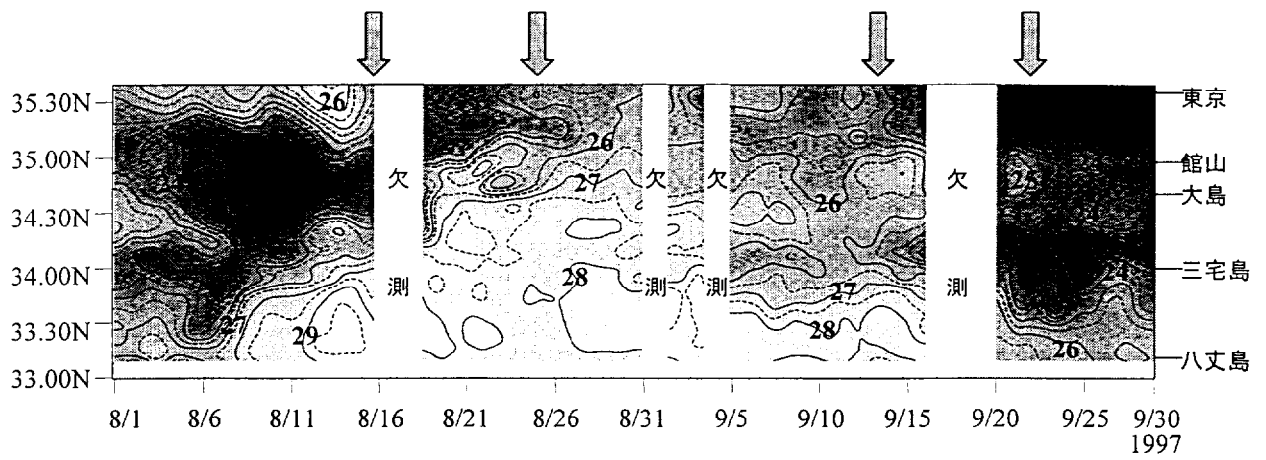


(b)塩分フラックス

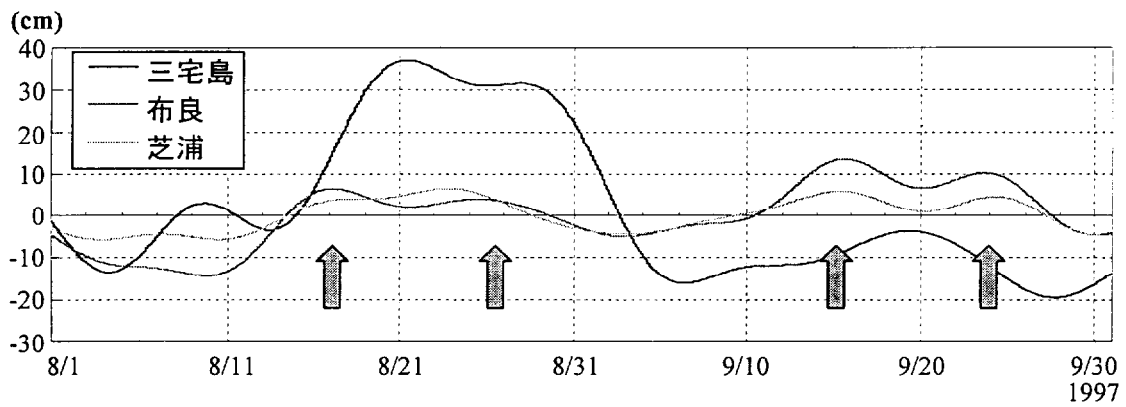


(c)濁質フラックス

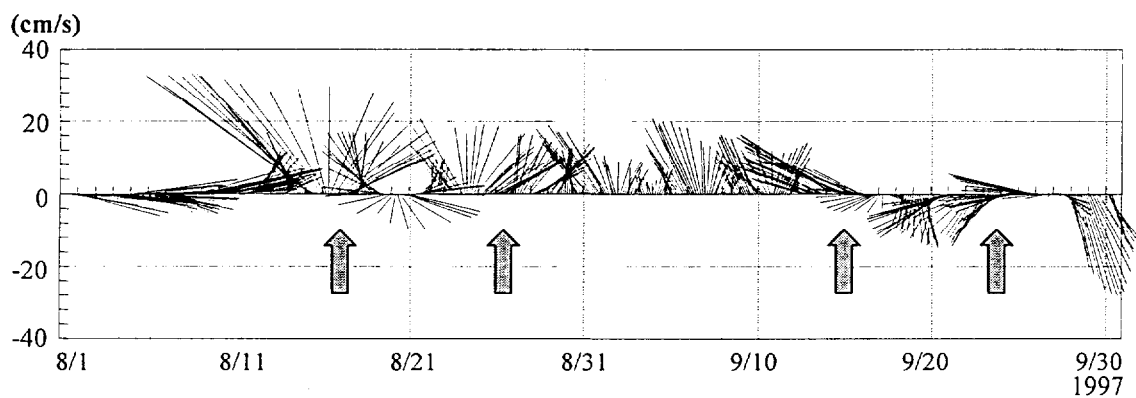
図4-21 湾口部(Line2)における熱, 塩分および濁質フラックス



(a)表層水温

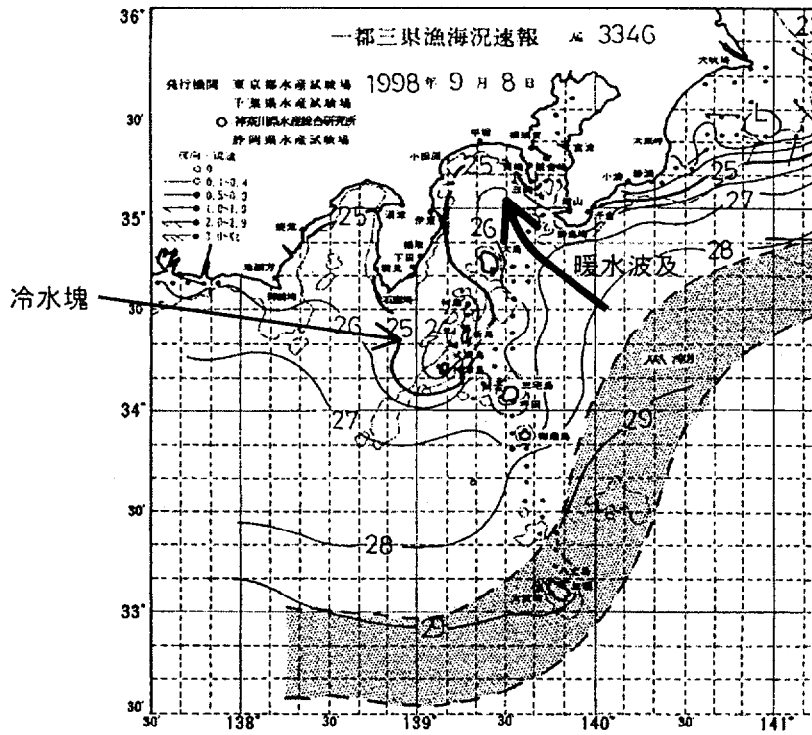


(b)水位

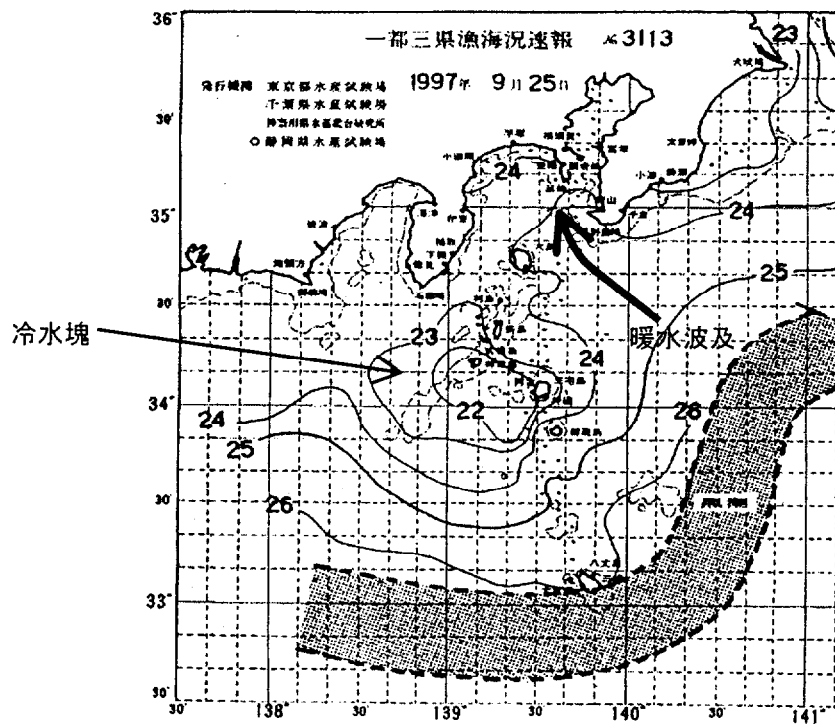


(c)城ヶ島沖の表層流速

図4-22 (a)東京-八丈島間における表層水温のイソプレス, (b)外洋と沿岸域における水位変動, (c)城ヶ島沖の表層流速(1997年8~9月)



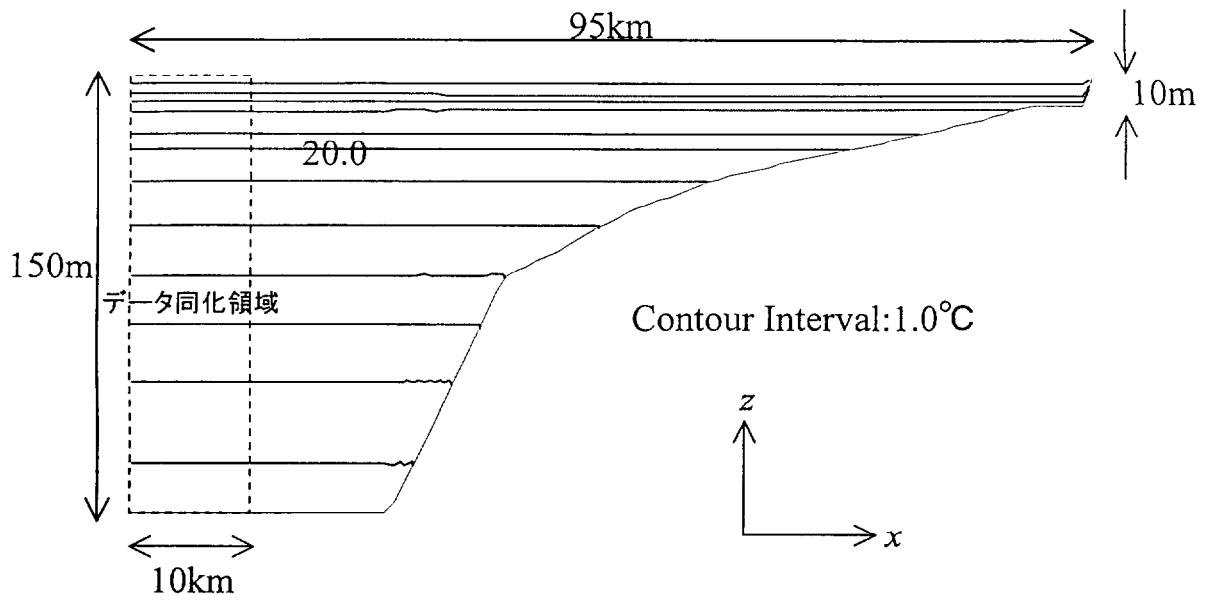
(a) 1998年9月8日



(b) 1997年9月25日

図4-23 1998年9月上旬と1997年9月下旬における暖水波及のパターン

(a) 水温分布



(b) 塩分分布

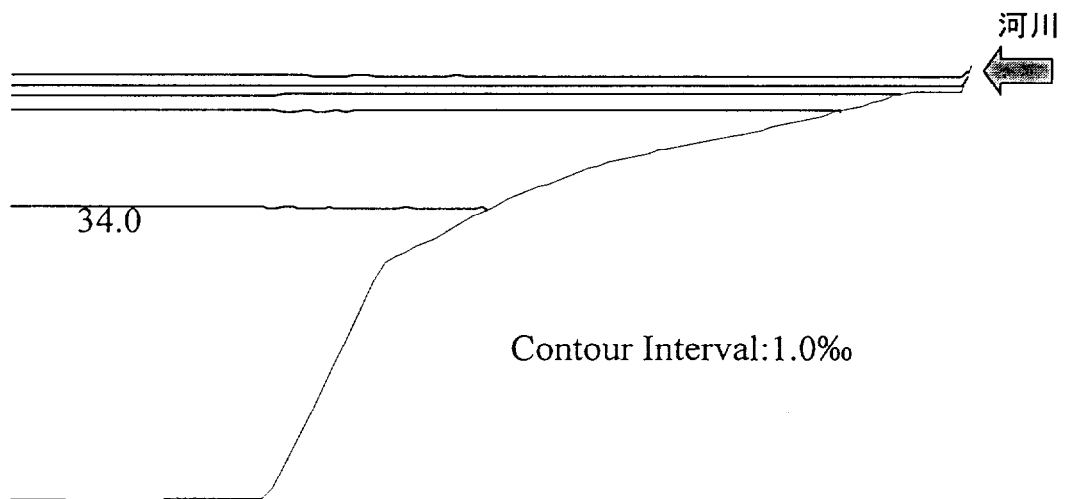


図4-24(a) 計算領域と初期条件

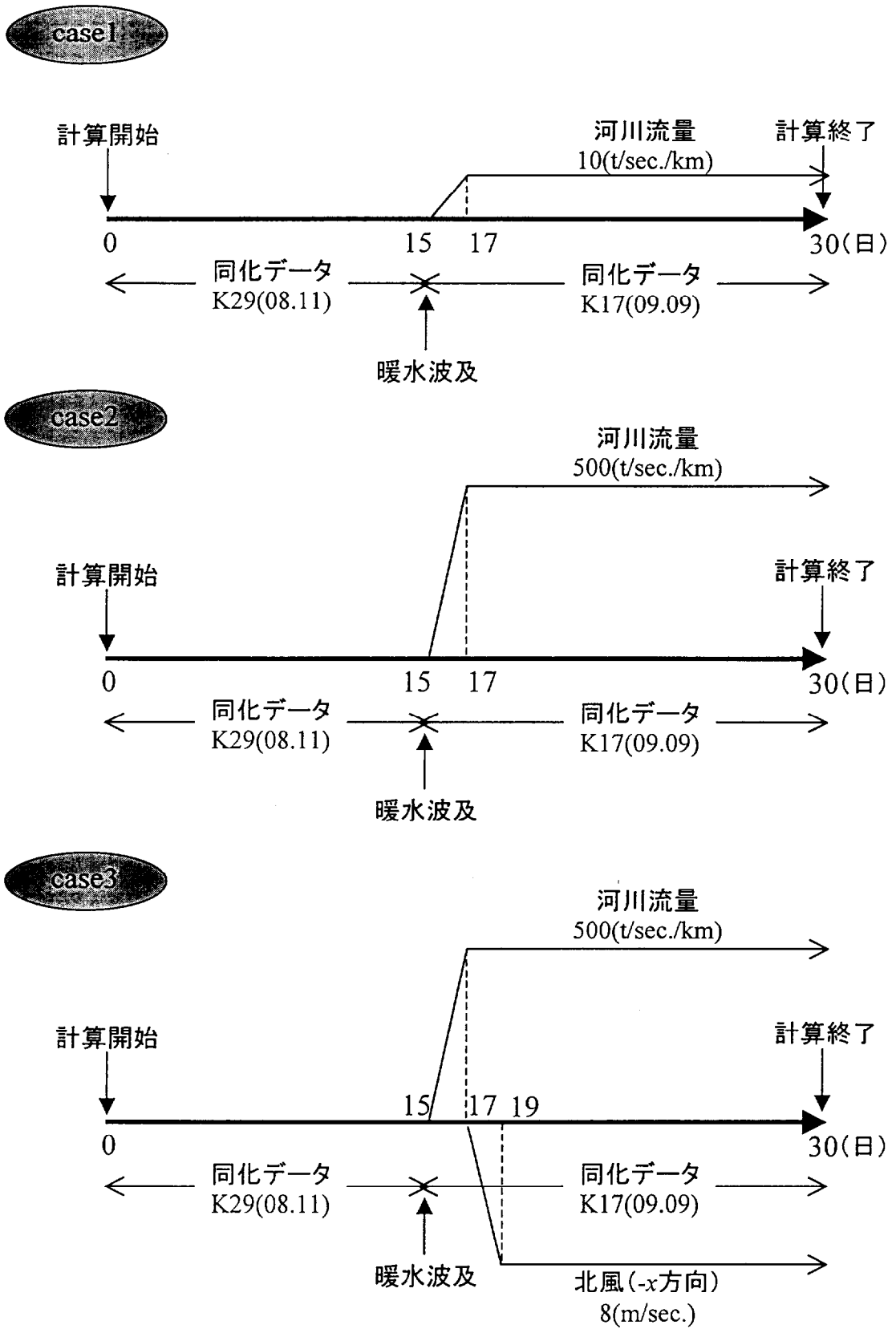
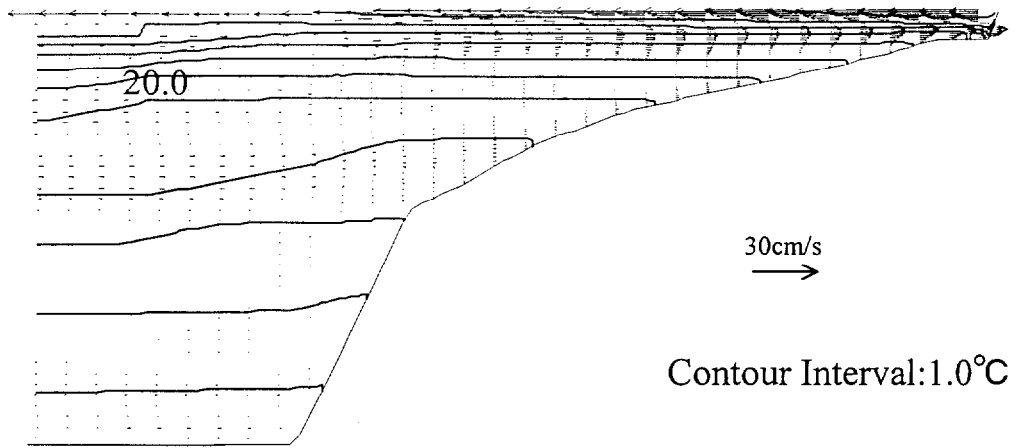


図4-24(b) 計算条件

(a) 水温・流速分布



(b) 塩分・流速分布

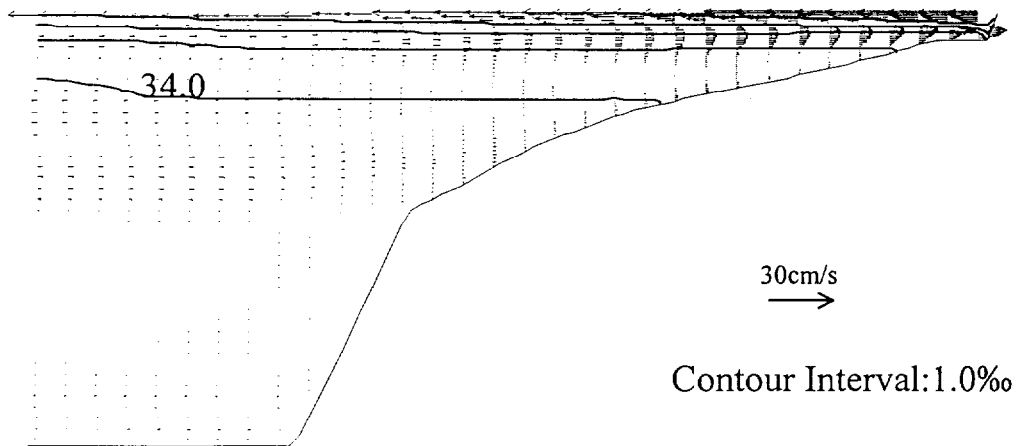
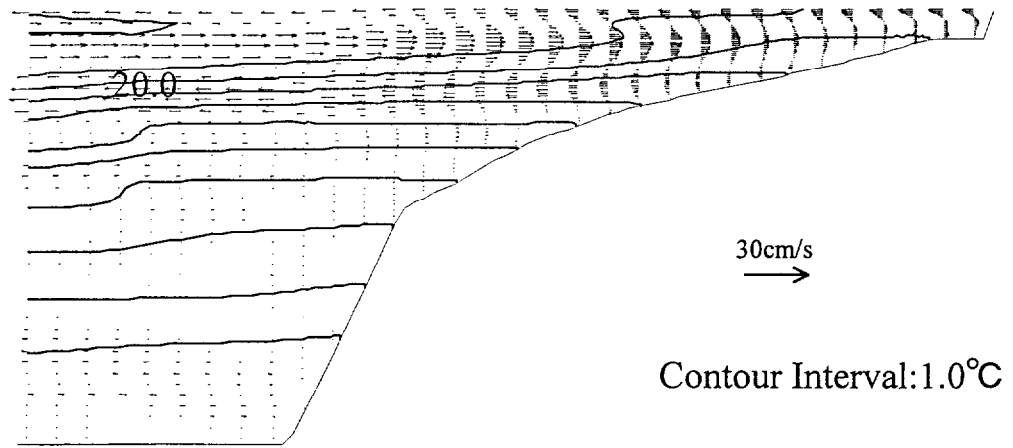


図4-25 計算結果(計算開始14日後)

(a) 水温・流速分布



(b) 塩分・流速分布

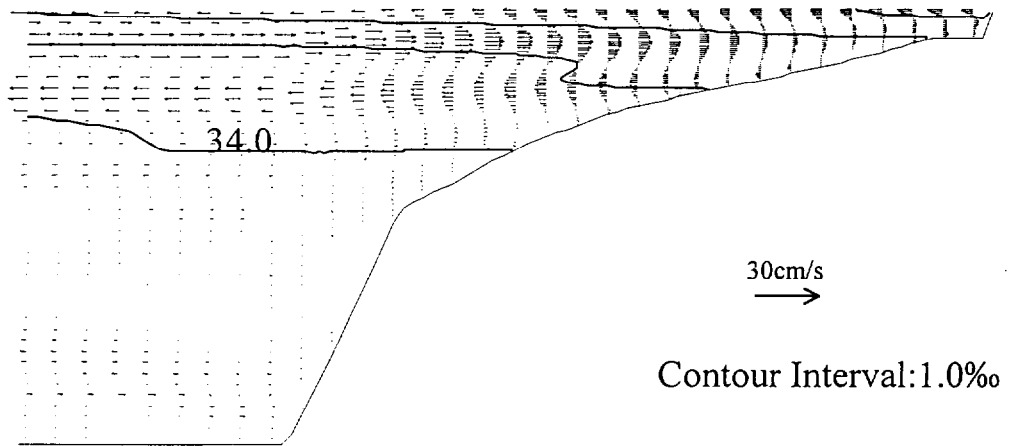
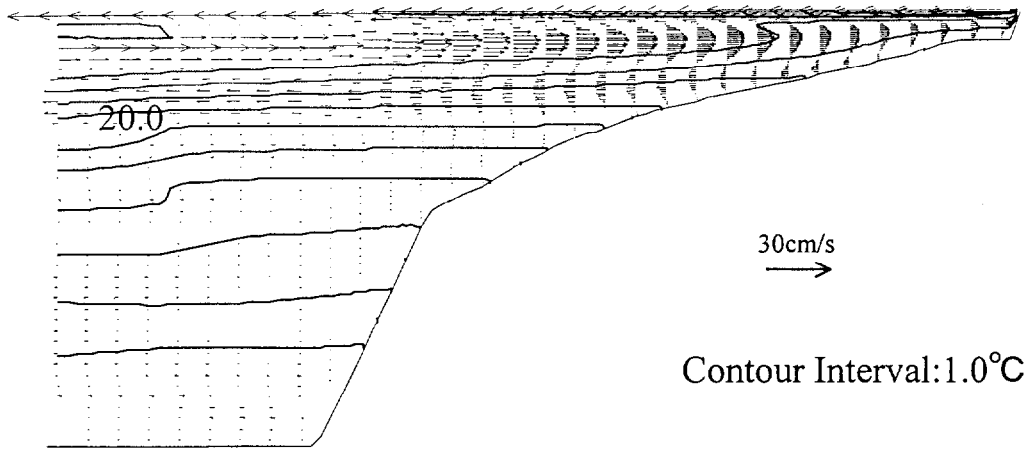


図4-26 Case1の計算結果(計算開始26日後)

(a) 水温・流速分布



(b) 塩分・流速分布

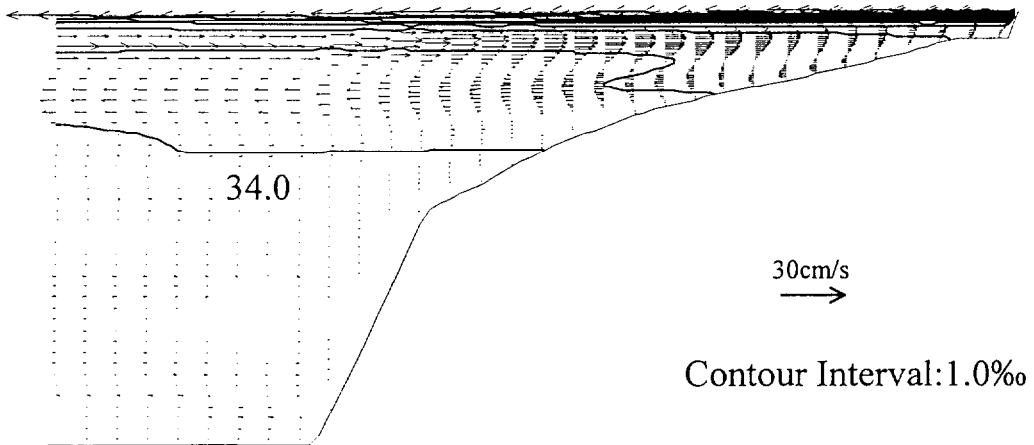
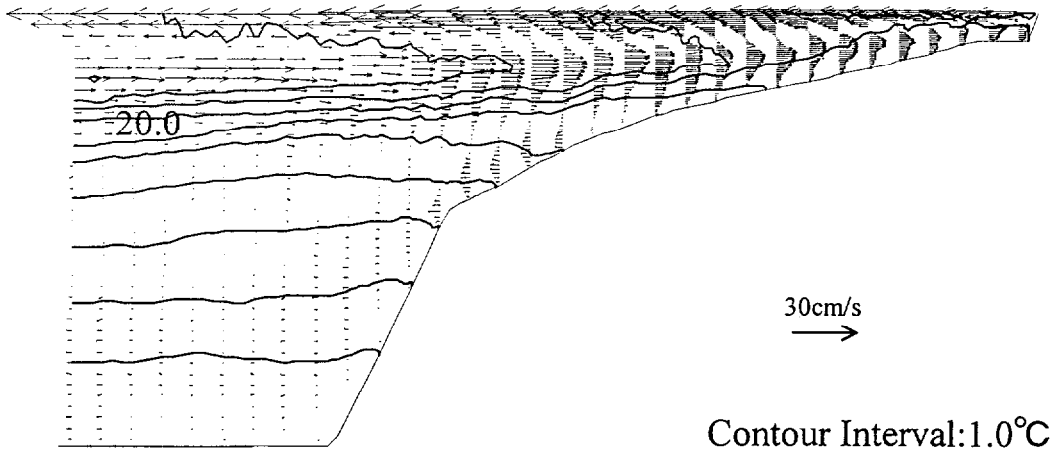


図4-27 Case2の計算結果(計算開始26日後)

(a) 水温・流速分布



(b) 塩分・流速分布

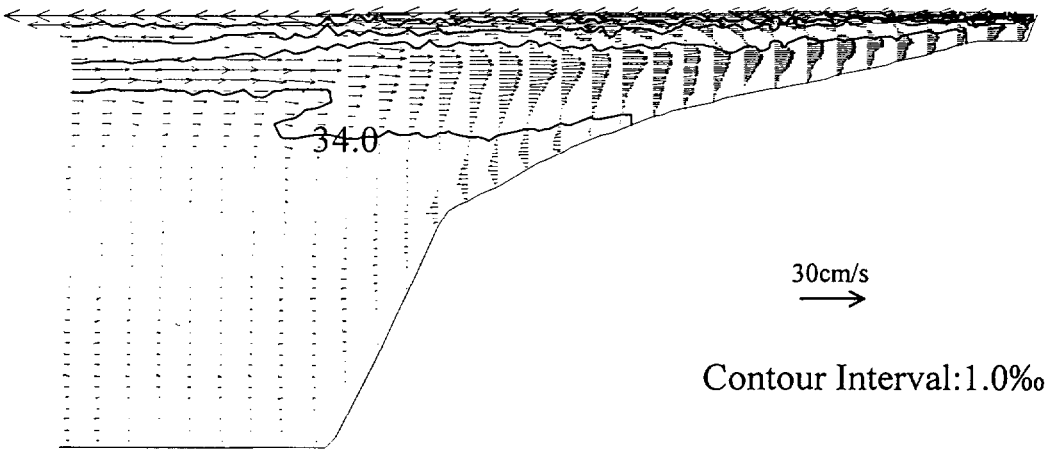


図4-28 Case3の計算結果(計算開始20日後)

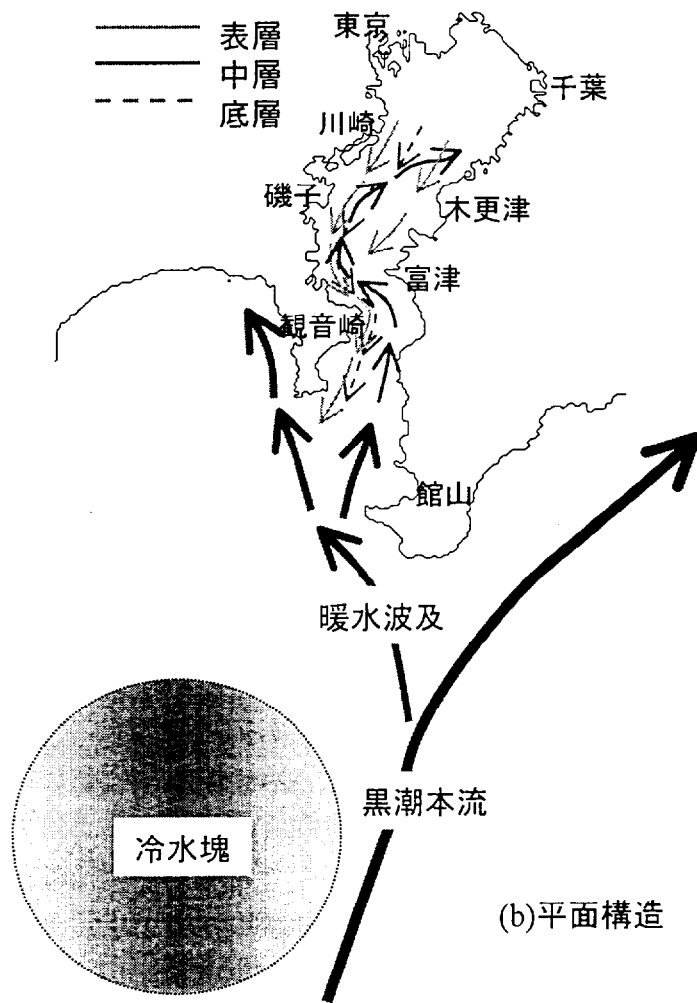
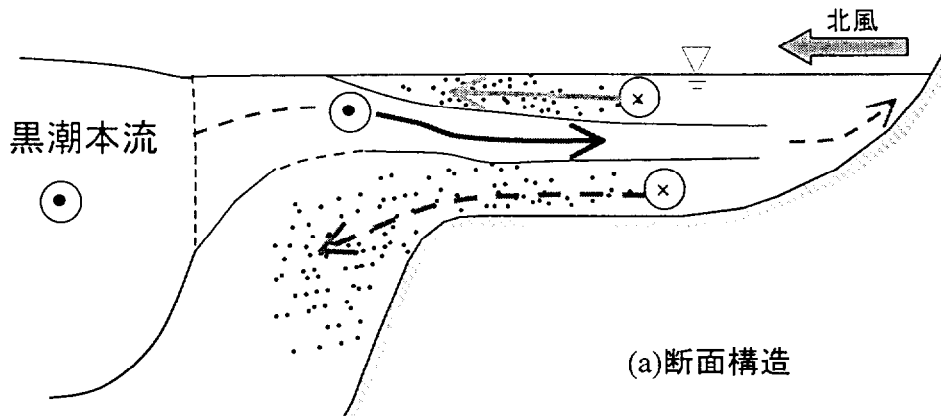


図4-29 暖水波及時における流動構造の模式図

第5章 非成層期における鹿島灘沿岸域の 大規模流動解析

5. 1 はじめに

開放性が高い沿岸域の流れは、場が開放的であるがゆえに海上の気象条件、外洋、陸水といった様々な影響を受けやすい構造 となっている。このうち、海上風の影響（佐藤(1995)、八木ら(1996)）や波浪の効果（安田ら(1994)）については、沖合い漂砂との関連から最近注目され、その性質が議論されてきている。一方、海流や長周期の波動現象など時空間スケールが大きい現象の沿岸域への影響については、現象の間欠性が強く、また時間スケール、空間スケールともに大きいため、一般に調査・観測が困難であり実態解明が遅れているのが現状である。

著者らは、海岸環境に与える外洋の影響に着目し、現地観測を主体として研究を進めているわけであるが、特に、海岸域と外洋とを結ぶ重要な海域でありながら、その実態が十分に把握されていない中間領域を“Coastal Buffer Zone(CBZ)”と位置づけ、その非成層期及び成層期の流動について現地観測に基づく実態解明を試みており、成層期における海岸環境に与える内部波の重要性などを指摘している（八木ら（1996）、（1997））。本章の目的は、これまでの短期集中的な現地観測ではとらえることができなかった、より間欠的でよりスケールの大きい現象の振る舞いやそれらが沿岸域の流動に与える影響を、長期間もしくは広域にわたって行われている観測データに基づいて把握することにある。

5. 2 長期・広域観測データの概要

解析対象海域は、外洋に面し開放性の高い鹿島灘周辺海域である。本海域は、その沖合いにおいて黒潮と親潮が合流しており、外洋の沿岸域への影響の可能性が指摘されている。

本研究で対象としているような時空間スケールが大きくまた間欠的な現象を捉えるには、前述のように広域かつ長期間の連続観測データが必要となる。そこでここでは、運輸省第二港湾建設局鹿島港工事事務所及び茨城県水産試験場の協力により、①長期連続測流データについては、同海域にある鹿島港、常陸那珂港の港外波高計（鹿島港：距岸 2.4km、水深 23m、常陸那珂港：距岸 2.4km、

水深 23m) で計測されている底層流速データ (海底上 1.5m) を、②広域水温・塩分空間構造データについては、茨城県水産試験場が実施している定期観測データの提供を受け、これらを組み合わせることによって長期かつ広域の流況解析を行った。観測計器の設置位置及び観測調査点位置を図 5-1 に示す。なお、今回の解析対象期間は、1996 年 10 月～1997 年 4 月の約 7 ヶ月間であり非成層期にあたる。

5. 3 解析結果

5. 3. 1 流速データの基本特性

図 5-2 (a) (b) に鹿島で計測された観測全期間の流速の経時変化 (1 時間平均値) を示す。流速変動は、明らかに沿岸方向成分が卓越しており、30cm/s に達する流速が頻繁に発生していることがわかる。図 5-2 (c) に沿岸流速成分から算出した流れ (1 時間平均値) のシールズ数と有義波高から算出した波によるシールズ数の経時変化の比較を示す。シールズ数 0.1 程度を底質の移動限界と考えると、流れによって移動限界を越えるイベントが観測期間中にたびたび発生しており、本観測位置のような砕波帯沖合海域では、流れの効果が波による効果と同等以上であることがわかる。

次に、このような流れの変動特性を把握するためにスペクトル解析を行った。図 5-3 は、鹿島沖における観測全期間の沿岸方向流速のパワースペクトルを示したものである。潮汐に対応した 25 時間程度の周期に鋭いピークを持っており、日周期の潮流が本海域の流れの構成要素の一つといえる。しかしながら、トータルのパワーとしてはそれよりも長周期の成分が卓越しており、この長周期変動に本研究のねらいである大スケールで間欠的な現象も含まれている。そこでここでは、25 時間の移動平均によって日周潮流成分よりも長周期の流速変動を抽出し、それを解析対象とした。

5. 3. 2 海上風の影響

図 5-4 に、鹿島及び那珂湊の長周期沿岸流速成分の経時変化を示す。最近の研究によって、砕波帯沖合の長周期流動には海上風の影響が大きいことが指摘されており、今回のデータについても海上風との関係を調べてみた。図 5-3 (b) は観測全期間を対象として、沿岸流速成分と沿岸風速成分の相互相関係数を鹿島と那珂湊の両者のデータに対して求めたものである。これを見ると流速と風速の相関の最大値は 0.5～0.6、タイムラグは 6 時間程度となっており、長周期流速に対する海上風の影響を明確に示している。しかしながら、風速と流速の相互相関係数を観測期間中の月別に求めてそれを比較すると (図 5-5)、時期によって相関値は大きく変化していることがわかる。特に、1997 年 1、2 月は相関が低くなっており、このことは直接的な海上風の影響以外にも長周期流動の発生原因があることを示している。そこでここでは、海上風と長周期流動の相関が低い 1997 年 1 月、2 月に着目し、沖合の海流の効果、陸棚波との関連について検討した。

5. 3. 3 暖水波及の効果

(1) 長周期流動と外洋の海洋構造との関係

図5-6は、鹿島で計測された沿岸方向流速成分から移動平均操作により周期20日以上さらに長周期の流速成分を抽出し、その経時変化を表示したものである。これを見ると図中の矢印で示した1997年2月に約1ヶ月間にわたり鹿島から那珂湊方向（北西向き）への比較的大きな流速が連続して発生していることがわかる。この期間は前述の海上風と流れの相関が低い期間にあたるので、ここではこの北西流れと外洋の海洋構造との関係について検討してみた。図5-7は茨城県水産試験場の定期海洋観測結果から作成した1997年1月及び2月の鹿島灘・常磐海域一帯の表面水温分布（16℃以上にハッチ）である。これを見ると、1月には鹿島灘はるか沖合にとどまっていた暖水塊（ハッチ部分）が2月にはかなり沿岸近くまで接近していることがわかる。図5-8に那珂湊沖合東西断面内（図5-7 中点線 AB 部分）の水温空間分布を示すが、この暖水塊の規模は水深200m以上に達しており暖水波及が比較的大規模であったことがわかる。これらのことから1997年2月に発生した北西向きの流れは、この大規模な暖水塊の接近に伴う影響を受けたことが考えられる。

(2) 診断モデルを用いた流況シミュレーション

ここでは暖水波及の流速場への影響を調べるために、診断モデルを用いた流況シミュレーションを行った。基礎方程式は、静水圧近似、Boussinesq 近似を仮定した3次元の運動方程式及び連続式である。診断モデルの詳細については文献（藤原ら(1997)）を参照されたい。なお、運動方程式中の水平及び鉛直渦動粘性係数については、それぞれ100 (m²/s)、0.005 (m²/s)と一定に仮定している。計算領域は、図5-1の点線の囲まれた東西方向140km、南北方向100kmの矩形領域であり、これは茨城県水産試験場が定期海洋観測を実施している海域にあたる。計算格子間隔は東西、南北方向ともに2kmとし、鉛直方向について水深300mまでを不等間隔に25層設定した。なお計算負荷の関係上最大水深は300mでうち切っている。また、診断モデルで流況計算するために必要となる密度の空間分布は、茨城水試の広域海洋データ（計測位置は図5-1参照）を基に補間によって各計算格子点の密度を計算しそれを与えた。なお、計算は与えた密度場に対して流速場が定常に至るまで計算を行い、それを流速場の計算結果とした。

(3) 計算結果及び考察

図5-9に診断モデルによる計算結果から1998年1月、2月の表層流速ベクトルの比較を示す。これを見ると1月には鹿島灘の沖合を北東方向に流れる強流帯（黒潮）が現れているものの、その影響は沿岸域まで到達しておらず沿岸域には明確な流れが形成されていない。一方、2月の表層流速ベクトルは、沿岸部において前述の観測流速データに対応した北西向きの明確な流れが生じている。流速ベクトルと水温空間構造を比較すると、流れは水温の等温線に沿って流れており、強い流れは等温線間隔が密な領域に対応している。一方、沿岸部の水温は沖合海域とは逆に1月から2月にかけて低下しており、これは浅海域において大気の冷却効果がより顕著に現れる地形性貯熱効果が原因と考えられる。

以上のことから考えると、1997年2月に発生した沿岸部の北西向きの流れは、地形性貯熱効果で冷却が進んでいる沿岸域に沖合から暖水が接近することで、大陸棚上に大きな水平温度勾配が発

生し、その密度構造にバランスするように形成された一種の地衡流であると考えられる。このように、冬季には沿岸水の冷却が進むことで、流れの駆動力となる大きな水平温度勾配が大陸棚上に形成されることが、海流の影響が比較的沿岸まで及ぶ原因と考えられる。

5. 3. 4 陸棚波の影響

(1) 鹿島と那珂湊の流速変動特性の比較

次に、同じく海上風との相関が低いものの暖水波及の影響は小さい1997年1月の長周期流動の性質について検討した。図5-10に1月の沿岸方向流速・沿岸方向風速のパワースペクトルを示す。なおここには示さないが、海上風との相関がよい10月は、長周期帯(25時間以上)において風速と流速が同じようなスペクトル構造を有しており、主に海上風によって長周期流動が励起されたものと考えられる。一方、1月については風速は周期100時間程度にピークを有しているものの、流速は周期200時間、50時間にピークを持っており、海上風とは異なった長周期流動が励起されていることがわかる。ここでは、周期50時間程度の変動に着目し、その成分を数値バンドパスフィルターによって抽出して、鹿島と那珂湊で比較した(図5-11)。その結果、この周期50時間程度の流速変動は那珂湊から鹿島に向かって伝播速度で約5km/hで北から南に伝播していることがわかった。

(2) 陸棚波の分散関係との比較

このような時空間スケールの大きい波動現象としては陸棚波の影響が考えられる。ここでは、単純な地形に対して得られている線形理論の分散関係と観測結果から算出した伝播速度を比較することで陸棚波の可能性を検討した。線形理論の詳細は文献(宇野木(1993))を参照されたい。なお、ここでは実際の海底地形を図5-12のように指数関数近似して陸棚波の分散関係を求めた(図5-13)。これを見ると周期50時間(点線)にはモード1とモード2が対応し、これから伝播速度を求めると、モード2の理論による伝播速度6.8km/sが観測値5km/sと比較的近い値を示した。Kubota et al. (1981)によれば、福島県沖海域では、第1モードより第2モードの陸棚波の方が励起されやすいことが報告されており、また波の伝播方向(岸を右手に見る方向)から考えても、この周期50時間程度の変動現象は沿岸に拘束された陸棚波であると考えられる。

5. 4 おわりに

第5章では、鹿島灘沿岸域における広域かつ長期にわたる観測データに基づいて解析した結果、沿岸の大規模な流速変動に関して以下の結論を得た。

- 1) 典型的な開放性の沿岸域である鹿島灘沿岸域に励起される長周期流速成分は、平均的に見ると海上風の影響が大きい。
- 2) 海上風による直接的な影響では説明できない現象として、沖合いに張り出した黒潮暖水舌の影響

響と大規模波動である陸棚波の影響を示した。特に、冬季には沿岸域の冷却効果が進むため大きな水温水平勾配が大陸棚上に形成され、これが沿岸近くまで海流の効果が及ぶ原因であることを指摘した。

(第5章参考文献)

- 宇野木早苗(1993)：沿岸の海洋物理学，東海大学出版会。
- 佐藤慎司：日本海沿岸で観測された流れの特性，土木学会論文集，No.521/II-32，pp.113-122，1995。
- 八木 宏・日向博文・灘岡和夫：非成層期における 開放性沿岸域の底層流動特性，海岸工学論文集，第43巻(2)，pp.406-410，1996。
- 八木 宏・坂本太郎・灘岡和夫：開放性沿岸域における成層期の水温構造と流動特性に関する現地観測，海岸工学論文集，第44巻(1)，pp.416-420，1997。
- 安田孝志・森信人・加藤茂・佐藤慎司：石川海岸沖合いの流況特性と砕波の影響について，海岸工学論文集，42 (1)，pp.431-435，1994。
- Kubota,M.,Nakata,K.,and Nakamura,Y.:Continental shelf waves off the Fukushima coast.Part I .Observations,J.Oceanogr.Soc.Japan,37,pp.267-278, 1981.
- 藤原正幸・大橋行三・藤原建紀：診断モデルによる 8月の紀伊水道における残差流シミュレーション,海岸工学論文集,44巻(1), pp.411-415, 1997.

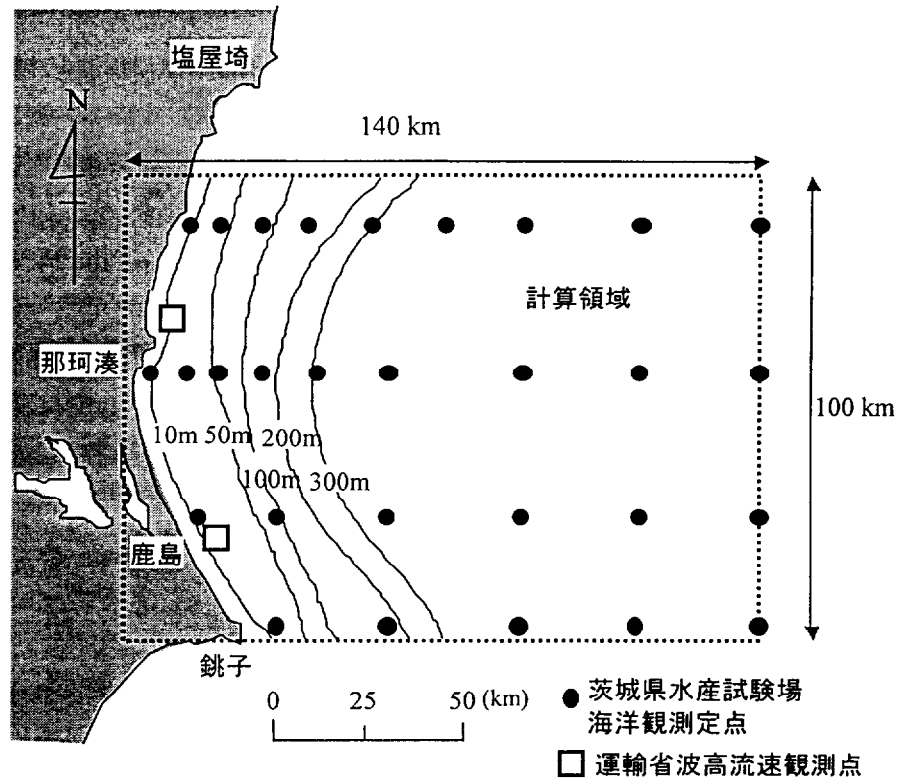


図5-1 広域・長期観測データの計測位置

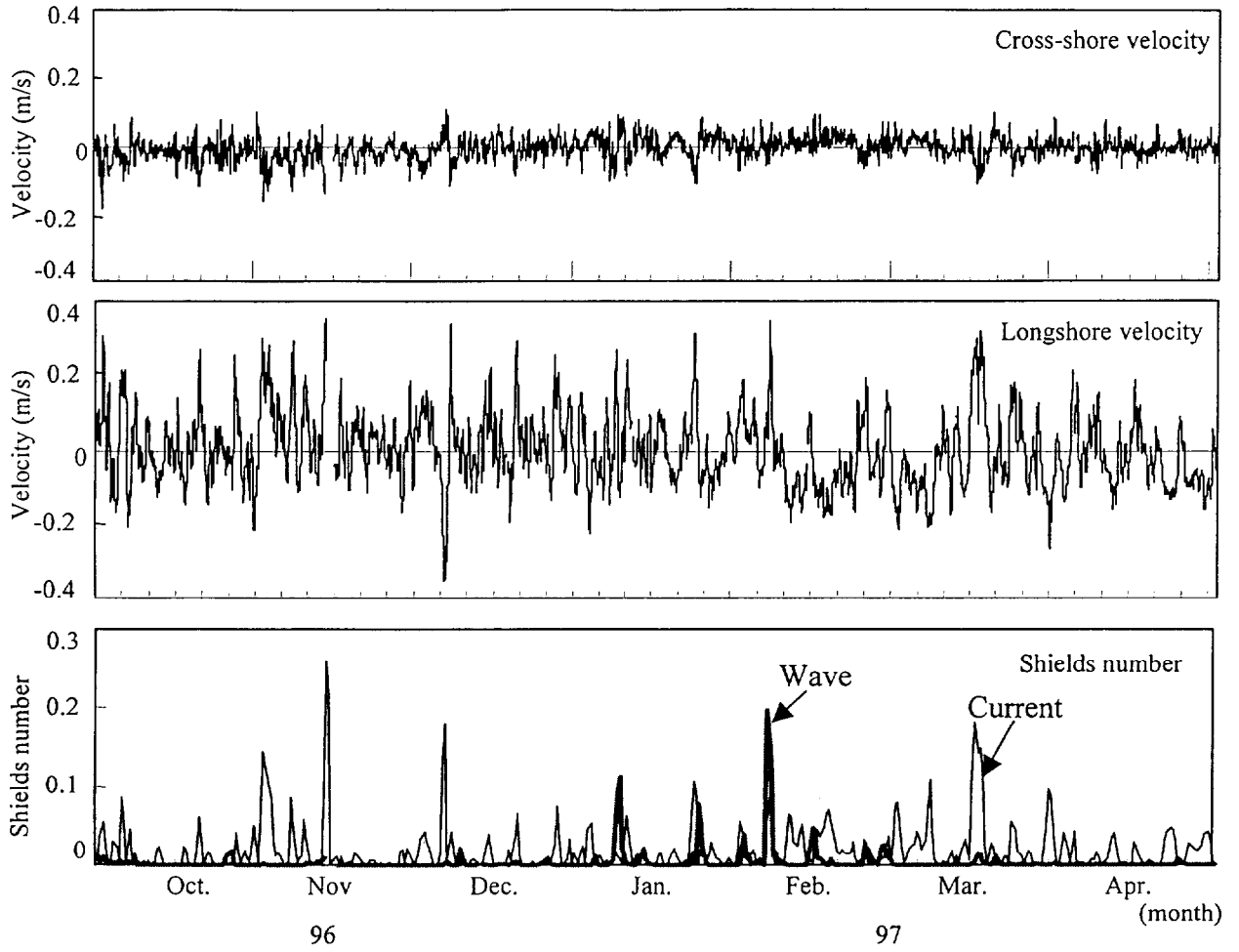


図5-2 鹿島における長期連続流速観測結果とシールド数の経時変化

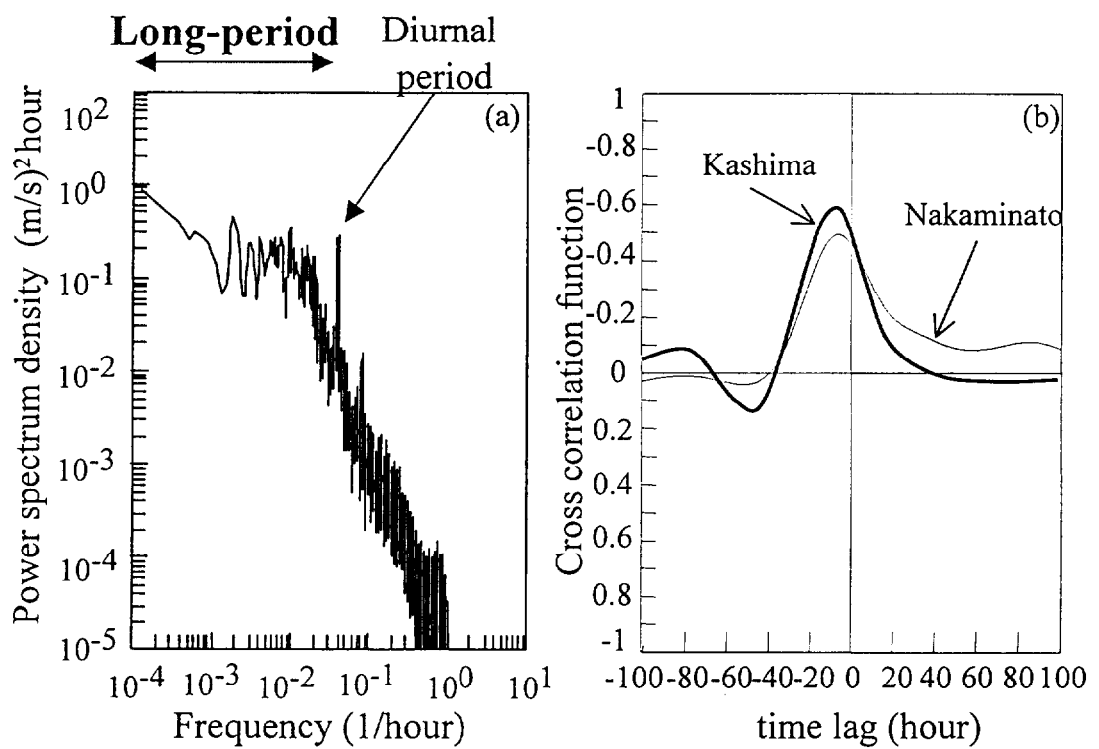


図5-3 (a)鹿島における沿岸方向流速成分のパワースペクトルと
(b)沿岸方向流速と沿岸方向風速の相互相関係数

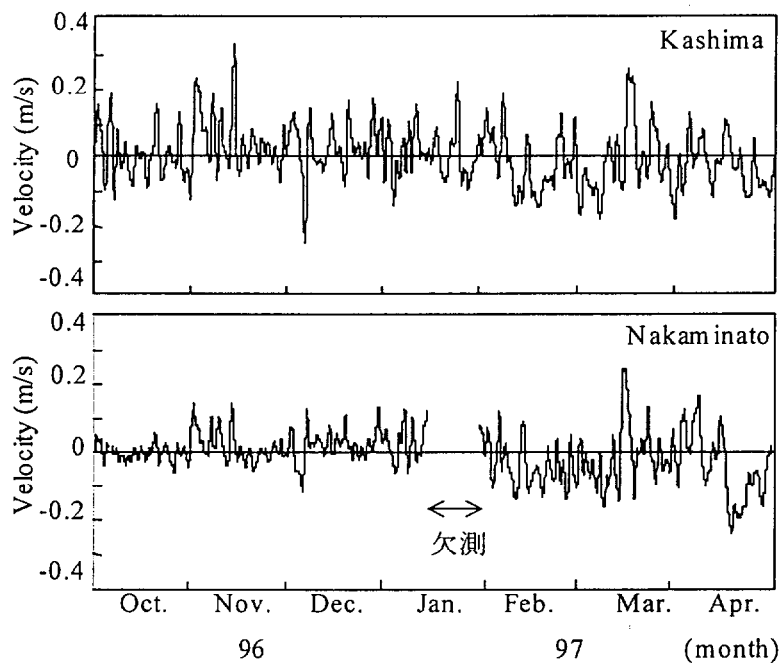


図5-4 鹿島と那珂湊における長周期沿岸方向流速の経時変化

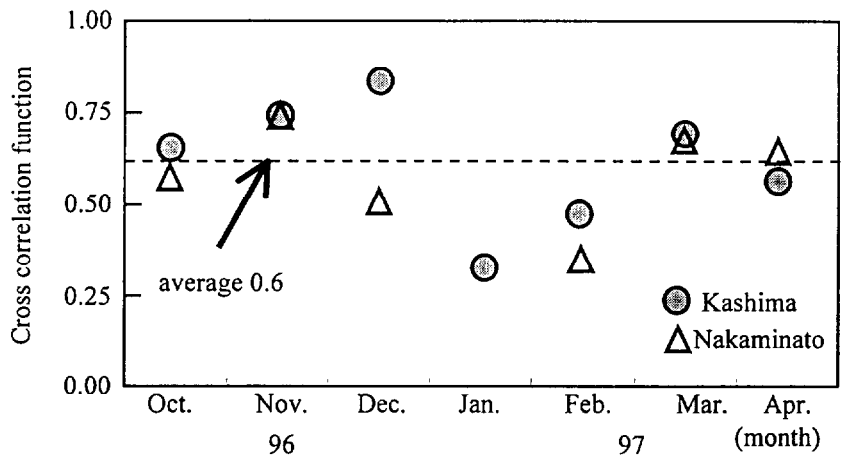


図5-5 海上風と沿岸方向流速成分の相関の経時変化

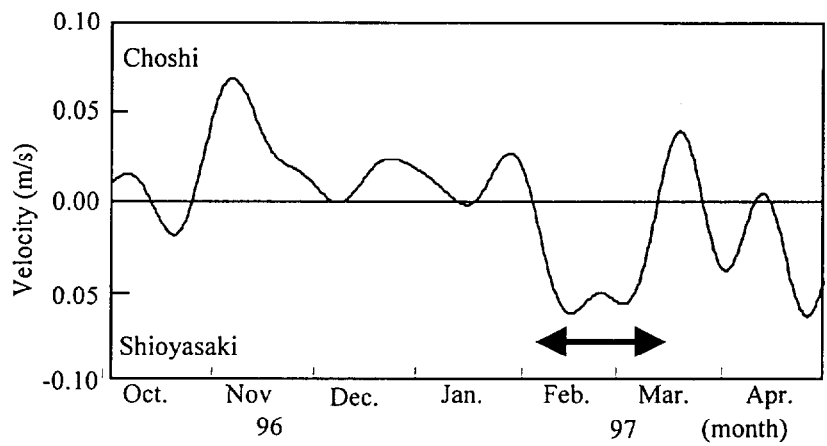


図5-6 鹿島灘における周期20日以上の大周期沿岸方向流速成分

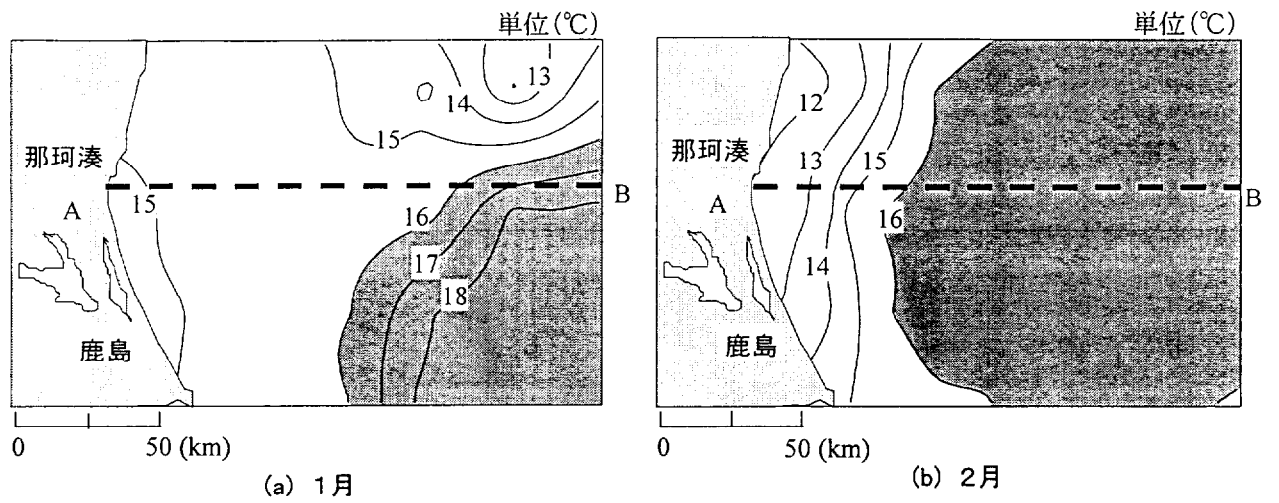


図5-7 鹿島灘海域一帯の1月と2月の表面水温分布

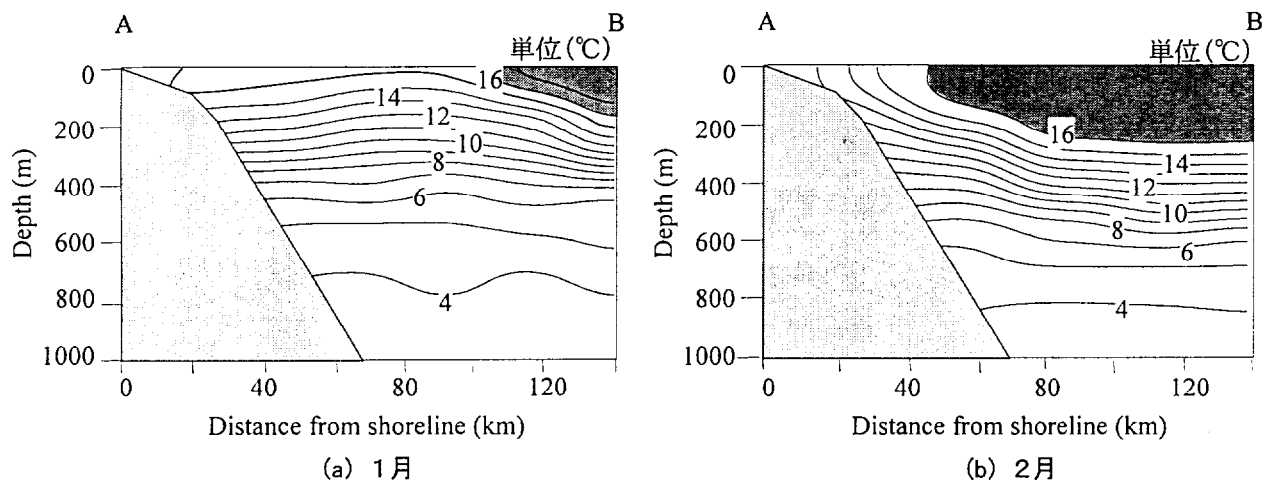
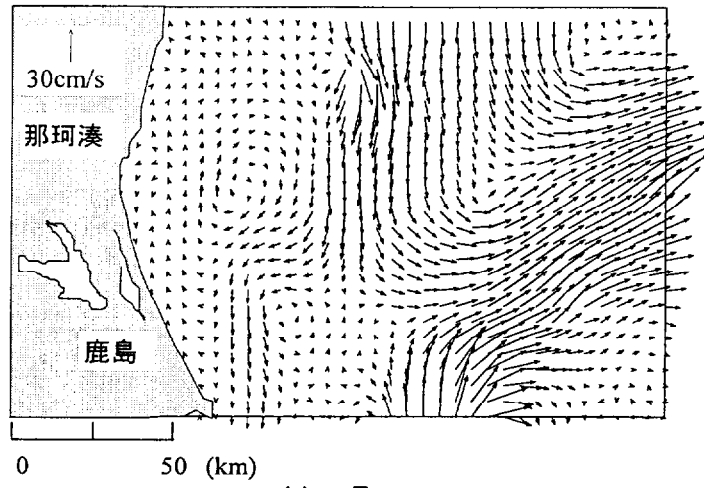
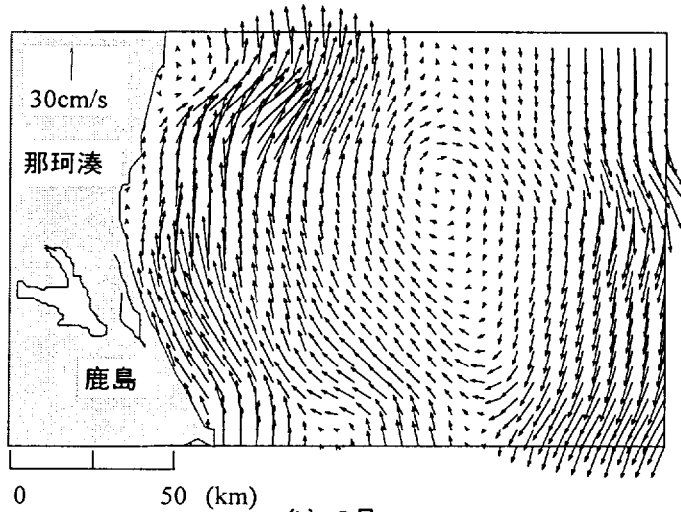


図5-8 那珂湊沖ラインにおける1月と2月の水温分布



(a) 1月



(b) 2月

図5-9 診断モデルによる計算結果(表層流速ベクトル)

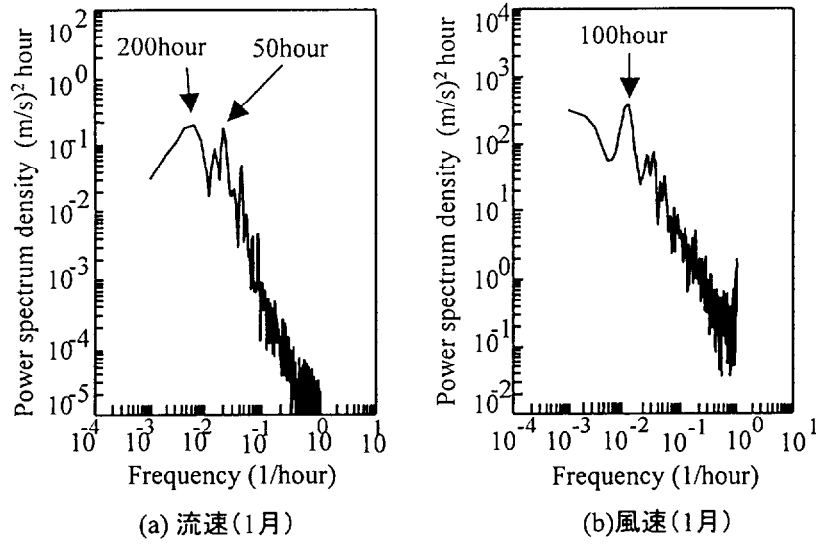


図5-10 1月における流速と風速の沿岸方向成分のパワースペクトル

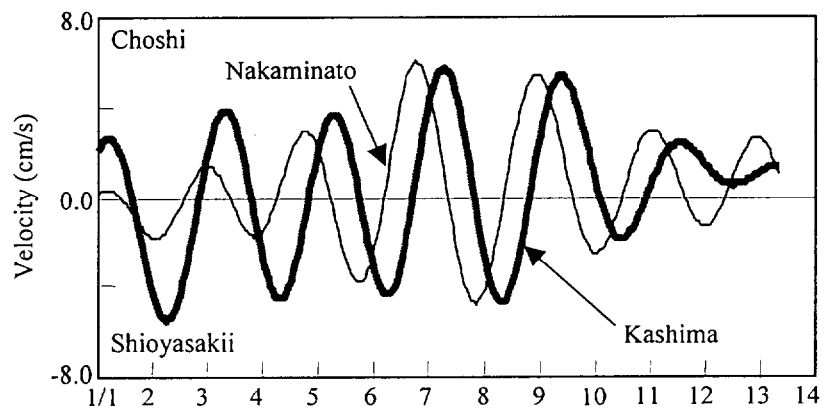


図5-11 鹿島と那珂湊における周期50時間程度の沿岸方向流速の経時変化

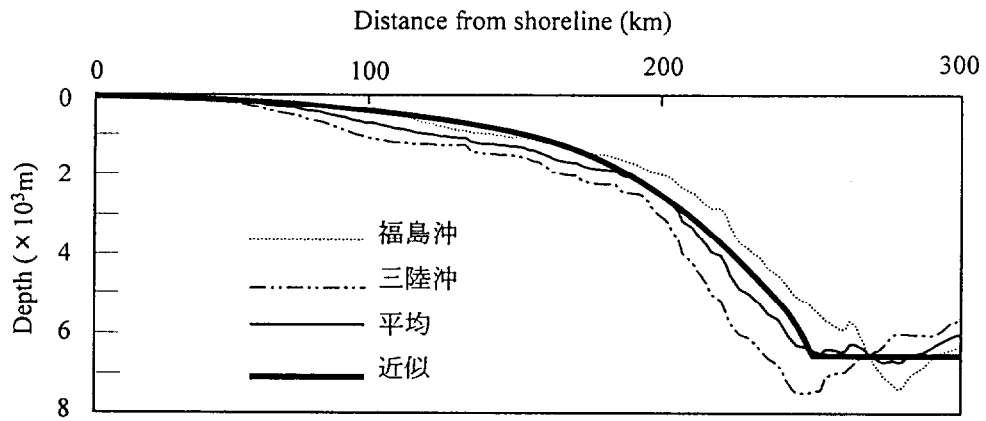


図5-12 線形理論に適用した海底地形

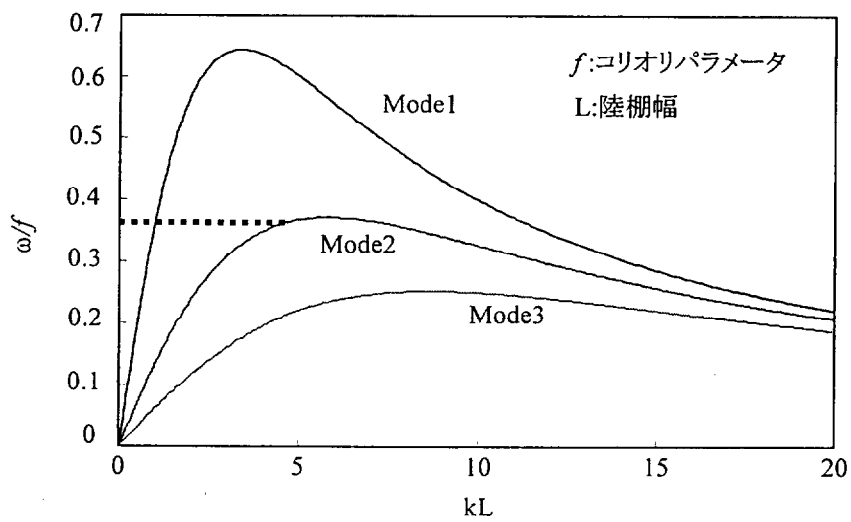


図5-13 線形理論による陸棚波の分散関係

表5-1 線形理論による陸棚波の伝播速度と観測結果の比較

	波長(km)	伝播速度(km/h)
Mode1	1427	25.8
Mode2	373	6.8
観測結果	276	5

第6章 成層期鹿島灘沿岸域の水環境特性に与える 内部波の影響について

6. 1. はじめに

開放性海岸域の生態環境に関する最近の研究（足立ら（1994））によれば、従来「海の砂漠」と呼ばれるほど貧栄養で生産力が低いと考えられてきた開放性海岸が、予想以上に高い基礎生産力を有し、それが海岸生態系を支える上で重要な役割を果たしていることが明らかにされつつある。したがって、今後、自然環境と調和した形で海岸保全を進めていくためには、このような高い基礎生産力を保持している開放性海岸の仕組みや海岸生態系との関係など、海岸防災以外の視点からの海浜メカニズムの解明が必要になる。

開放性海岸域の大きな特徴の一つは、場が開放的であるがゆえに沖合海域の影響を受けやすいことであり、したがって開放性海岸の環境特性を考える上では、沖合海域からの影響、特に海洋と海岸の中間領域ともいえる大陸棚海域の役割を明らかにすることが重要である。大陸棚海域自体の物理構造、環境特性については、近年欧米域を中心として現地観測に基づく実態解明が精力的にすすめられている。例えば、Simpson（1998）は、これまでのアイリッシュ海の研究成果を総括する形で、潮流の影響が大きい大陸棚海域の基本構造が、①内部潮汐の発生とその混合作用によって特徴づけられる大陸棚縁、②潮汐フロントを中心として成層域と混合域からなる大陸棚中央海域、③陸域からの間欠的な淡水供給が支配的な浅海部、に分類されることを示した上で、それぞれの物理機構と生態環境との関連の重要性を指摘している。一方、潮流の影響が比較的小さく開放性の高い海域については、北カルフォルニア大陸棚海域における大規模な現地観測（CODE-I II, STESS-I II）によって、大陸棚上の沿岸湧昇の構造や海底境界層の性質などが詳細に検討されている（Lentz（1994）、Trowbridge and Nowell（1994）、Trowbridge and Lentz（1998））。しかしながら、具体的にどのような形で大陸棚海域を介して沖合海域と海岸域が海水交換を行っているか、またそれが海岸環境や生態系にどの程度影響を与えているかについては、これまでも定性的な指摘はあるものの（例えば、草野（1983））、物理メカニズムに基づいてその影響を評価したものは非常に少ないのが現状である。

著者らは、このような現状をふまえて、大陸棚沿岸海域を海岸域と海洋域を結ぶ Coastal Buffer Zone（以後、CBZと呼ぶ、図6-1参照）と位置づけた上で、現地観測をベースとしたCBZの実態解明を試みている。そして、それらの観測結果から、CBZにおける海上風の影響の大きさや様々な時間スケールを有する内部波の重要性などを指摘している（八木ら（1996）、八木ら（1997））。研究の

最終的なねらいは、こういったCBZの挙動と海岸域との関係を明らかにすることにあるが、本章では特にこれまでの現地調査においてその存在を確認している日スケールの水温変動現象（図6-2参照）に着目し、それを通して海岸域とその沖合海域との物質移動特性を把握することを目的としている。

6. 2 現地観測の概要

現地観測の対象海域は、広く外洋に面し開放性の高い鹿島灘波崎海岸周辺海域である（図6-3参照）。今回の観測は、大きく分けて①観測調査船と観測栈橋を用いた多目的短期集中観測、②係留計測ブイを用いた水温・塩分・流速の長期連続観測から構成されている。このうち短期集中観測は、1996年7/31 9:00～8/1 12:30の約28時間にわたって、波崎海岸にある港湾技術研究所波崎海洋研究施設（HORS）の観測栈橋上及び、その沖合い海域に観測調査船たか丸（水産工学研究所所属）を係留して実施した（図6-4参照）。観測内容の詳細は表6-1に示すとおりで、①観測栈橋上の数地点における連続採水と水温・塩分・クロロフィルa・濁度の計測（アレック電子㈱, ACL11-8M）、②たか丸による観測栈橋沖合い海域（距岸3km, 水深23～24m地点で係留）における連続採水及び水温・塩分・クロロフィルa・濁度の鉛直分布計測、ADCP（RD社製, 300kHz）を用いた流速計測である。一方、長期連続観測については、集中観測期間を含む1996年7/23～8/13の間に、本海域に複数の係留計測ブイを設置し、水温・塩分・底層流速の長期連続計測を実施した。係留計測ブイの設置位置や各測定器の設置状況の詳細は、図6-4、表6-2に示す（Sta. B3ではADCPによる流速計測も行っているが、欠測期間が長いために以下の解析では使用していない）。本章では、海岸域における日スケールの水温変動現象と物質移動との関係に主眼を置いていることから、ここでは主として短期集中観測期間に焦点をあて、その期間の係留計測ブイの測定結果と観測船及び観測栈橋における多目的短期集中観測の結果を組み合わせることによって、水温・流速・クロロフィルa・濁度・浮遊幼生等の日スケールの変動特性の把握を試みた。なお、長期連続観測についての詳しい検討については、別途報告する予定である。

6. 3 現地観測結果と考察

6. 3. 1 短期集中観測期間中の気象・海象条件

図6-5に観測期間中及びその前後の海上風向風速（HORSによる観測栈橋先端部、海上10mでの計測値）、気温・日射量（銚子地方気象台の観測値）、潮位・有義波高（HORSの観測値）の経時変化を示す。これを見ると、海上風については短期集中観測期間前から南西風（北から約 -150° ）が連

吹しており、集中観測終了後の8/2に大きく変化するまで風向は安定している。また、気温・日射量については、7/30～8/1の期間は安定した晴天が続いたため比較的安定した日周変動を繰り返している。さらに、潮位については集中観測が行われた7/31～8/1は、大潮期にあたり最大潮位差が140cm程度であった。なお、波高は7/31の午後からやや大きくなっているもののその大きさは有義波高で1m程度であった。

6. 3. 2 海岸域の水温変動と放射フラックスとの関係

図6-6(a)に、海岸域の水温としてSta. B1における水温経時変化を示す(HORS先端部、表層から1m及び4m)。これを見ると、これまでの観測結果においてもたびたび認められている水温の日周変動が集中観測が行われた7/31 9:00～8/1 12:30(図中横矢印)にかけても明瞭に現れている。このような水温日周変動の原因としてまず考えられるのは上空からの放射効果である。海岸域は水深が浅いために、夏季の強い日射の影響をうけて、浅い湖沼や閉鎖性の浅海域(例えば、内山ら(1998))のように水温が日周変動することが考えられる。そこでここでは、観測期間中の気象条件などから放射量の見積もりを具体的にを行い、日射による局所的な加熱効果の影響の大きさを評価することを試みた。具体的には、まず海岸域に海底から海表面までの単位断面積の水柱を考え、観測期間中の気象条件等から海表面を通して水柱に入る熱輸送量(Q)を式(6-1)から算定した。また、水柱に単位時間あたりに蓄えられる貯熱変化量(dS/dt)を水温の観測値を用いて式(6-1)によって求めた。

$$Q = R_{net} + H + IE \quad (6-1)$$

$$\frac{dS}{dt} = \rho c_p D \frac{\Delta T_s + \Delta T_b}{2 \Delta t} \quad (6-2)$$

ここで、 R_{net} ：短波放射と長波放射の和、 IE ：潜熱、 H ：顕熱、 ΔT_s 、 ΔT_b ：Sta. B1の上層水温(水深1m)、下層水温(水深4m)の測定時間間隔 Δt の間の変化量、 ρ ：海水の密度、 c_p ：海水の比熱、 D ：水深をそれぞれ表している。海水から地中への熱輸送量を微小と仮定し、海岸域の水温が日射による局所的な加熱効果に主に支配されているとすれば、 Q と dS/dt がほぼ一致するはずである。しかしながら、図6-6(b)を見ると、例えば集中観測期間中の7/31の午後は、放射の効果(Q)としては海表面を通して海水に熱を供給しているものの、海水の貯熱変化量は逆に低下しており、 Q と dS/dt に大きな違いが生じていることがわかる。このように Q と dS/dt との間に明らかな相違が見られるという事実は、海岸近くの水温の日周変動が海面を通した放射にのみに支配されたものではないことを示している。

6. 3. 3 沿岸水温の時空間変動特性

日射による局所的な加熱冷却効果以外の海岸水温への影響因子としては、熱の水平方向の移流・拡散効果が考えられる。ここでは、海岸域の水温(Sta. B1)を沖側の観測点(Sta. B2～B5)の水温

データと比較し、沿岸域全体の水温の時空間変動特性と海岸域の水温変動の関係を調べた。図6-7は、Sta. B1~B5のすべての観測点の表層から底層までのすべての水温計測結果の時系列を示したものである。図には、水温生データ(a)とともに、主要な周波数成分をバンドパスフィルターによって抽出した結果、すなわち、(b)日周変動より長い33時間以上の変動成分(以後、長周期成分と呼ぶ)、(c)日周成分(16~33時間)、(d)半日周成分(9~16時間)も併せて表示している。なお、(c)日周成分、(d)半日周成分については変動特性をわかりやすくするために、それぞれの変動成分に各計測位置の長期観測全期間(7/23~8/13)の平均値を加えた形で表示してある。以下に、長周期、日周、半日周成分それぞれについてその性質を検討した。

(1) 長周期成分

長周期水温変動成分(b)を見ると、短期集中観測期間の7/30~8/1にかけて、Sta. B1~B5のすべての観測点で水温低下が生じていることがわかる。図6-8(a)はこの水温長周期変動成分を岸沖断面内水温空間分布の経時変化として表示したものであるが、これを見ると観測海域の全般的な水温低下に対応して下層の低温水が沿岸部で湧昇している様子がわかる。そこで、長周期の水温変動成分と海上風との関係を調べた。図6-9には、係留ブイ観測全期間の風向と長周期水温変動成分(全期間平均水温を含む)の関係が示されており、このうち集中観測期間を含む7/30~8/2のデータを△で表示している(風向は岸に直角な陸向き風を 0° として時計回りに風向角を再定義している)。これを見ると、観測値にはばらつきがあるものの、観測期間全般的な傾向として、風向が $-90^\circ \sim 0^\circ$ (図中II)の時に長周期の水温が高く、 $90^\circ \sim 180^\circ$ (図中IV)では水温が低くなっている。ここでIIは、陸向きで岸を右手に見る方向(沿岸沈降を引き起こす風向)、IVは沖向きで岸を左手に見る方向(沿岸湧昇を引き起こす風向)にそれぞれ相当しており、風向と海岸水温の対応関係から長周期水温変動成分は海上風による沿岸湧昇及び沿岸沈降の結果と考えられる。

(2) 日周期成分

図6-7(c)を見ると海岸域において顕著な水温日周変動は、海岸域のみではなくその沖側のすべての観測点(Sta. B2-5)に明瞭にしかも全水深にわたって現れており、水温の日周変動現象が浅海域や表層に限った現象ではないことがわかる。図6-10は、日周水温変動成分の岸沖方向変化をわかりやすく表示するために、Sta. B1~B5のすべての観測点における中層部の水温変動を並べて表示したものである。これを見ると、水温変動の位相が沖合から岸に向かって連続的にシフトしており、水温日周変動が沖から岸に伝播する形となっていることがわかる。さらに、図6-8(b)に示す水温日周成分の岸沖断面内空間分布の経時変化を見ると、集中観測開始時に近い7/31の8:00には沖合いにあった低水温部が岸に向かって進み、8/1の0:00頃に岸に遡上した後に引いている様子が見て取れる。先に示した海岸水温の日周変動との関連を調べると、底層低温水が海岸域に到達する8/1の0:00にかけて海岸の水温が下がっていることから(図6-6(a)参照)、海面を通じた放射効果だけでは説明できなかった海岸域の水温日周変動の原因として、このような底層低温水の伝播・遡上と考えられる。次にこのような水温変動パターンと流速との関係を調べた。図6-11は、Sta. B3における底層の岸沖流速成分と水温日周成分を比較したものである。これを見ると、水温低下時に岸向き流速、水温上昇時に沖向き流速になっており、水温の空間変動パターン(図6-8(b))から推測された底

層水の動きに整合したものとなっている。さらに図6-12は、Sta. B3に近い観測船たか丸においてADCPを用いて計測した流速鉛直分布の経時変化を示したものである。これを見ると、①岸沖、沿岸両流速成分ともに下層（特に水深20.5m付近）で流速振幅が大きくなる、②日周変動流速が最大となる時刻が上下方向にずれている、など表面水位に対応した単純な日周潮流では説明できない明確な流速鉛直構造を示しており、これは現象の傾圧的な特徴を示しているものと考えられる。以上のような、水温時空間変動特性、水温と流速の対応関係、傾圧性の強い流速分布の特徴から、沿岸域に水温日周変動を引き起こしているのは日周期の内部波であると考えられる。

そこで、日周期の内部波の実態を把握するために、長期連続観測全期間（7/23～8/13）にわたる係留観測ブイの計測結果からその性質を検討した。図6-13は、各周波数帯（長周期、日周期、半日周期）それぞれの水温変動の空間構造を調べるために、水温変動パワースペクトルから各周波数帯ごとの極値を求め、それを空間分布として表示したものである。これを見ると、海上風による沿岸湧昇・沈降の影響が主である長周期変動成分については、底層域での変動強度が大きくなっているのに対し、日周変動・半日周変動は中層域それも沖側で比較的大きな値を示していることがわかる。このことは日周期及び半日周期水温変動が観測海域よりさらに沖合からの影響を受けたものである可能性を示唆している。そこで、水温変動が顕著な最沖合の観測点（Sta. B5）について、その水温日周変動成分を日周潮流変動成分と比較してみた（図6-14）。これを見ると、変動の詳細について差異はあるものの、潮位変動振幅と水温変動振幅の強弱の変化パターンに関連があり、水温の日周成分がタイムラグを伴いながら潮位変動に連動するように変化していることがわかる。以上のような、水温変動の空間構造特性、水温変動と潮汐との関係、そして図6-10で示したように水温変動が沖合から岸側に向かって伝播する性質を有していることから、ここでとらえた日周期内部波が、大陸棚縁で励起された日周期内部潮汐波が沿岸域まで波及したことによるものであることが、可能性の一つとして考えられる。

さらに図6-5に示した、短期集観測期間中及び前後の気象データを調べると、風速自体に日周変動する傾向が認められるため、ここでは日周期海上風変動が内部波を引き起こす可能性についても検討を行った。図6-15は、集中観測期間を含む8日間（7/25～8/1）の海上風と水温（日射による影響が少ないSta. B2の底層）の相互相関係数を示したものである。これを見ると、相関係数の絶対値は0.4程度と低いもののタイムラグ8時間程度にピークが現れている（図中矢印）。これは、海上風の日周変動に対応して水温が約8時間遅れで変化していた可能性を示している。さらに、この海上風に対する水温変動の応答時間が妥当なものであるかどうかを検証するために、Princeton Ocean Model（Blunberg and Mellor(1983)）を用いた数値実験を行った。ここでは、日周変動する海上風に対する水温変動の応答特性を調べるのが目的であることから、実際の状況を基にそれを単純化し、①海上風は風速振幅2.5m/s、周期24時間の正弦振動風、②海域の成層状態は、最沖合の係留ブイSta. B5近傍において、集中観測開始直前に計測した結果（水温については図6-19参照）をそれぞれ海域に一樣に与えた。詳細な計算条件等を表-3に示す。なお、数値計算は、流速変動、水温変動がほぼ平衡に達するまで行い、その時点の海上風と水温変動から相互相関係数を求めた（図6-15）。これを見ると、数値計算による海上風と水温変動（Sta. B2に対応する位置）のタイムラグも約8時間であり、

現地観測結果と一致する。このことは、日周変動する海上風も日周期内部波の生成に影響を及ぼしていた可能性を示唆している。この様に本海域では、日周期の内部波を引き起こす要素として、①日周内部潮汐波、②日周変動する海上風の効果とが共存しており、この両者の作用によって海岸水温の日周変動成分が励起されたものと考えられる。

このうち、日周期内部潮汐波については、その周期が慣性周期（20.4時間）よりも長いため、それを単純に大陸棚縁で励起された慣性内部重力波の沿岸域への入射の結果によるものとは考えることができない。これについては、①沿岸に拘束された内部波、②鹿島灘沿岸域に存在する南下流のシア効果（川崎（1989））、などが可能性として考えられるが、詳細については今後の検討が必要である。

（3）半日周期成分

半日周期成分については、その周期や沖合からの伝播特性（図6-10(b)）から内部慣性重力波としての半日周内部潮汐が原因であると考えられる。ただし、図6-8(c)や図6-10(b)からもわかるように、半日周期水温変動は、沖側海域でその変動が顕著であり海岸に近い海域においては大きく減衰している。このことは、鹿島灘沿岸域においては成層期に日周期及び半日周期の内部波が発生するが、海岸環境への直接的な影響という点では日周期内部波の方がより大きな影響を与えている可能性を示している。

6. 3. 4 水温・クロロフィルa・濁度の岸沖方向移動特性

前節までの検討によって、開放性の高い鹿島灘波崎海岸周辺海域においては日周期内部波が海岸域に直接作用することで海岸域の水温環境に大きな影響を与えていることが示された。本節では、短期集中観測期間中に観測船たか丸で計測した水温・クロロフィルa・濁度の詳細な鉛直分布構造とその時間変動を観測栈橋HORSでの計測結果と比較することで、海岸域とその沖合い海域との間の物質移動特性を把握することを試みる。

図6-16は、観測船たか丸で計測された沖合い海域（距岸3km、水深約27m地点）における水温、クロロフィルa、濁度の鉛直分布の経時変化を示したものである。計測は短期集中観測期間に1～1.5時間間隔で計22回行われたが、ここではこの間の鉛直分布構造変化の特徴によって短期集中観測期間を2つの期間A、Bに分けて表示している。

水温鉛直分布変化の特徴をまとめると、短期集中観測前半にあたる期間Aでは、明確な水温躍層が水面下5～10m付近に形成され、それが水温躍層を維持しながら全層的に水温低下している。一方、期間Bでは、全層で低下した水温が主に上層の高温層厚が増加する形で水温上昇し、同時に水温躍層が不明確になっている。これをたか丸に最も近いSta. B3の係留計測ブイの水温計測結果（図6-17）及び各水温変動成分の空間分布（図6-8）と比較すると、AB両期間は海上風による沿岸湧昇に加え、①期間Aは、日周期内部波による下層低温水が遡上した時期、②期間Bは、海岸域に遡上していた下層低温水が沖に戻り、逆に表層暖水が岸に向かって押し寄せた時期にそれぞれ対応している。

次に、これを図6-16(b)に示すクロロフィルa濃度の鉛直分布と比較すると、クロロフィルa濃度と水温が密接に連動して変化していることがわかる。すなわち、水温躍層が顕著な期間Aには、クロ

クロロフィルaの鉛直分布にも明確な躍層が表れており、その鉛直分布の基本形を維持しながら全層的にクロロフィルaのレベルが上昇している。さらに、水温上昇期の期間Bでは、躍層より上の低クロロフィルa層の層厚が増加する形で、クロロフィルaの減少が全水深的に進んでいる。さらに、濁度（図6-16(c)）についても、期間Aに底層を中心に濁度が低下、期間Bに高濁度化と各期間A、Bに濁度変化の傾向を対応させることができ、クロロフィルaや濁度等の浮遊物質の移動が内部波と密接に関連していることがわかる。

次に、上記のような海岸の沖側海域の水温・クロロフィルaの変動パターンと海岸域におけるそれらの経時変化の関係を調べた。図6-18(a)は、海岸に近い海域（HORS先端部）におけるクロロフィルaと水温の経時変化を示したものである。これを見ると、海岸域のクロロフィルaも水温と同様に明確な日周変動を示しており、高水温時に低クロロフィルa、低水温時に高クロロフィルaとなっている。今回の観測では水温が最低になる8/1の0:00頃にクロロフィルa濃度が最大となっており、これは日射等の影響による植物プランクトンの増殖や移動によるものとは考えられない。一方、図6-18(b)は、図6-15に示した沖合水深約27m地点でのたか丸による計測値から、海表面下20mのクロロフィルaと水温の経時変化を示したものである。これを見ると、水温とクロロフィルaの日周変動の位相が海岸域よりも明らかに進んでおり、水温が最低、クロロフィルa濃度が最大となる時刻が7/31 20:00頃となっていることがわかる。先述の水温変動解析から、海岸域の水温日周変動に日周期内部波が大きく影響していること、また内部波の伝播特性により水温日周変動が沖側から岸側へと伝わるのがすでに示されている。これらのことから、水温変動に連動したクロロフィルaの日周変動は、日周期内部波によるクロロフィルaの岸沖方向輸送が原因であるものと考えられる。

次に、本海域の大局的な水温及びクロロフィルaの空間構造を把握するために、最沖合の係留ブイSta. B5近傍（距岸11.5km、水深40m）において、集中観測開始の直前（7/31の9:00）に計測した水温とクロロフィルaの鉛直分布を図6-19に示す。これを見ると、図6-16に示した計測結果にも見られた水温・クロロフィルaの躍層構造がより明確な形で現れており、このような水温・クロロフィルaの鉛直構造が海岸域沖側の広い海域に広がっていたことが推測される。このように、水温躍層より上層で低クロロフィルa濃度、下層で高クロロフィルa濃度となるのは、成層期外洋海域の特徴的な傾向と考えられ（成層期には安定した密度躍層が発達し、それが底層から表層への栄養塩の供給を妨げるため、太陽光が到達可能で栄養塩が相対的に豊富な躍層以深において植物プランクトンの活性が大きくなる）、開放性の高い本海域の成層状態が海洋としての典型的な特徴を明確に有していたことをこの観測結果は示している。

以上の水温及びクロロフィルaの時空間変動特性から、開放性沿岸域における日周期内部波による岸沖方向の物質移動特性は以下のようにまとめられる。まず、開放性沿岸域において夏季に安定した晴天が継続すると、河川からの淡水供給が減り、沿岸域は外洋の影響を強く受けた海洋性の成層構造、すなわち上層は高温・低クロロフィルa濃度、下層は低温・高クロロフィルa濃度となる（図6-20(a)）。こういった状態に日周期内部波が作用すると、内部潮汐の運動による底層水の遡上が沖合下層の低水温・高クロロフィルa濃度の水塊を海岸近くまで輸送するために、海岸の水温は低下しクロロフィルa濃度が上昇する（図6-20(b)）。一方、海岸近くまで遡上していた下層水が沖に戻

るとそれと入れ替わるように、高温・低クロロフィルa濃度の上層水が海岸近くにまで押し寄せ、海岸域では水温が上昇し、クロロフィルa濃度は減少する（図6-20(c））。

図6-21は、海岸域（HORS基部から300m沖：A地点、及び380m沖：B地点でのそれぞれ上層、下層）における、二枚貝の浮遊幼生個体数密度の経時変化を示したものである。これを見ると、観測開始当初（7/31, 12:00）に約2000個/m³であった浮遊幼生数密度は、水温低下とクロロフィルa濃度の増大と連動するようにクロロフィルa濃度が最大となる8/1の0:00にほぼ0へと急激な変化を示している。これも、日周内部波の運動と関連させて考えれば、内部波によって下層水塊が海岸に押し寄せたことに伴い、それまで海岸近くに存在していた浮遊幼生が沖合いに移動させられたためと考えることができ、日周期内部波がクロロフィルa（植物プランクトン）、濁度、浮遊幼生といった浮遊物質移動全般の移動に重要な影響を及ぼしている可能性をこの結果は示している。

以上のことから、日周期内部波による輸送現象は、従来よく指摘されている長時間スケールの沿岸湧昇と同様に、成層期の海岸域と沖合海域間の物質輸送現象に重要な役割を果たしており、こういった物質輸送を通して海岸域の生態系に大きな影響を与えているものと考えられる。

6. 4 おわりに

開放性海岸域の水環境特性に与える沖合海域の影響を把握するために、鹿島灘波崎海岸周辺海域において日スケール水温変動現象と物質輸送過程に着目した現地観測を行った。主要な結論は以下のとおりである。

1) 開放性の高い鹿島灘波崎海岸において成層期に現れる海岸水温の日周変動には、日射による局所的な加熱効果に加え、日周期内部波の影響による影響が大きく、それによって、海岸付近のような陸岸に近い浅海域であっても、内部波による下層冷水の遡上と上層暖水の接岸が交互に繰り返されることで水温の日周変動が励起される。

2) 内部波の運動に伴い、クロロフィルa、濁度、浮遊幼生など浮遊物質も岸沖方向に移動しており、CBZと海岸域間の物質移動に対して日周期内部波が重要な役割を果たしている。

鹿島灘沿岸域に限らず日本近海は一般に大陸棚海域が狭いため、大陸灘縁で励起された内部潮汐波が途中で大きく減衰することなく直接的に海岸域まで影響を及ぼすことが十分に考えられる。日周変動する海上風の効果もあわせ、内部波や内部潮汐が開放性沿岸域における日スケールの物質移動や水環境変動に重要な役割を果たしていることが考えられる。

(第6章参考文献)

- 足立久美子・日向野純也・木元克則：鹿島灘砂浜海岸における一次生産Ⅰ．植物プランクトン量の変動（1992年），水産工学研究所技報（水産土木），13-24, 1994.
- 内山雄介・灘岡和夫・瀬崎智之・八木宏：東京湾奥極浅海域の砂浜海岸周辺における成層期の水環境特性，土木学会論文集，No. 593/Ⅱ-43, 125-144, 1998.
- 川崎 清：水産海洋研究会25周年記念誌，320-327, 1988.
- 川崎 清：Shear Effect(鹿島灘の内部潮汐)，月刊海洋，21, 534-538, 1989.
- 草野和之：沿岸と沖合，水産科学，26(2), 21-35, 1983.
- 八木 宏・緒方健太郎・坂本太郎・灘岡和夫：開放性海岸における夏季の水温変動特性，海岸工学論文集，第43巻, 1201-1205, 1996.
- 八木 宏・坂本太郎・灘岡和夫：開放性沿岸域における成層期の水温構造と流動特性に関する現地観測，海岸工学論文集，第44巻, 416-420, 1997.
- Blunberg, A.F. and Mellor, G.L.: Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.*, Vol.88, 4579-4592, 1983.
- Lentz, S. J.: Current dynamics over the North California inner shelf, *J. of Physical Oceanography*, Vol. 24, 2461-2478, 1994.
- Simpson, J.H.: Tidal process in shelf seas, *The Sea*, Vol.10, John Wiley & Sons, Inc., 113-150, 1998.
- Trowbridge, J. H. and Nowell, A. R. M.: An introduction to the Sediment Transport Events on Shelves and Slopes (STRESS) program, *Continental Shelf Res.*, Vol.14, 1057-1061, 1994.
- Trowbridge, J., H. and Lentz, S. J.: Dynamics of the bottom boundary layer on the Northern California shelf, *J. of Physical Oceanography*, Vol.28, 2075-2093, 1998.

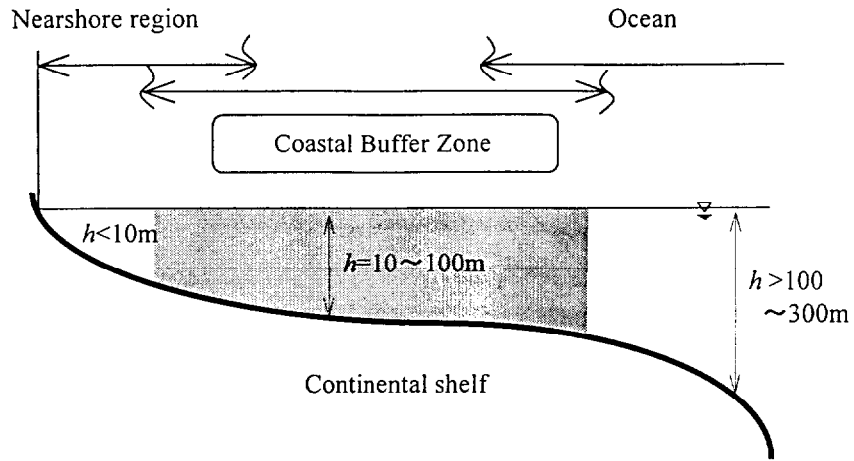


図6-1 開放性沿岸域におけるC.B.Z.の概念図

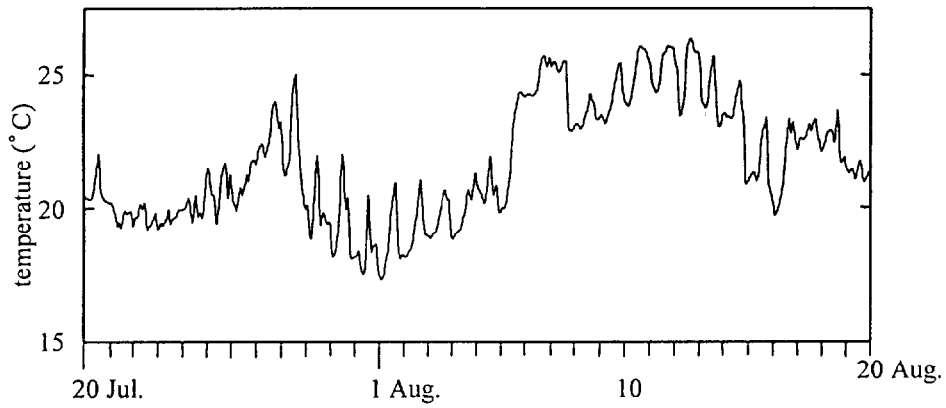


図6-2 日周変動する海岸域水温の観測例
(鹿島灘波崎海岸, 八木ら(1997))

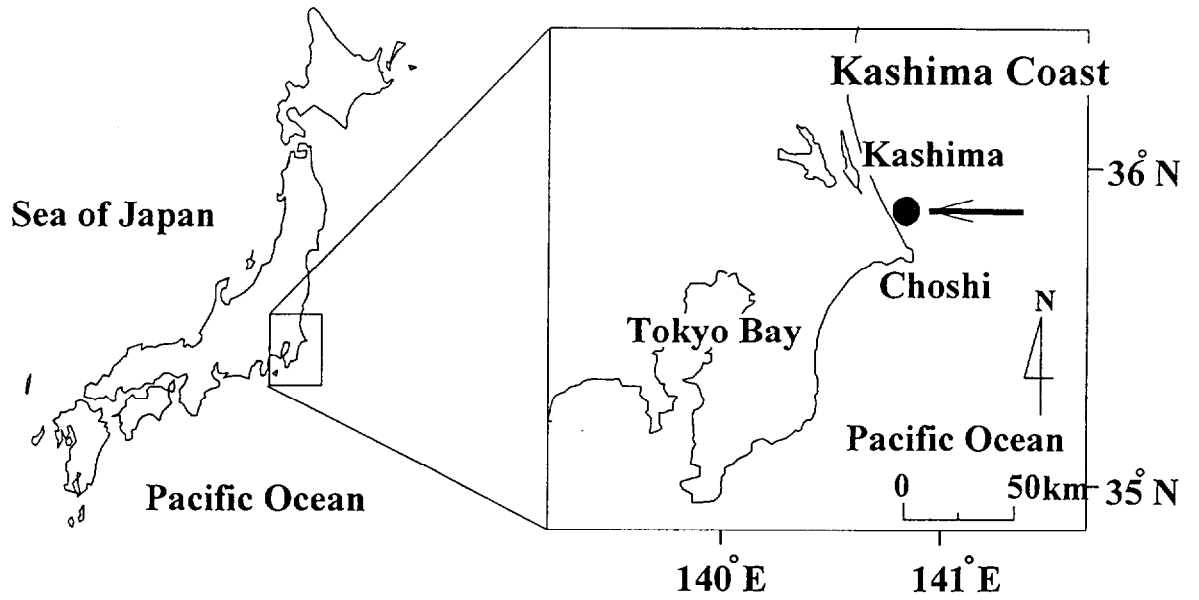


図6-3 観測海域

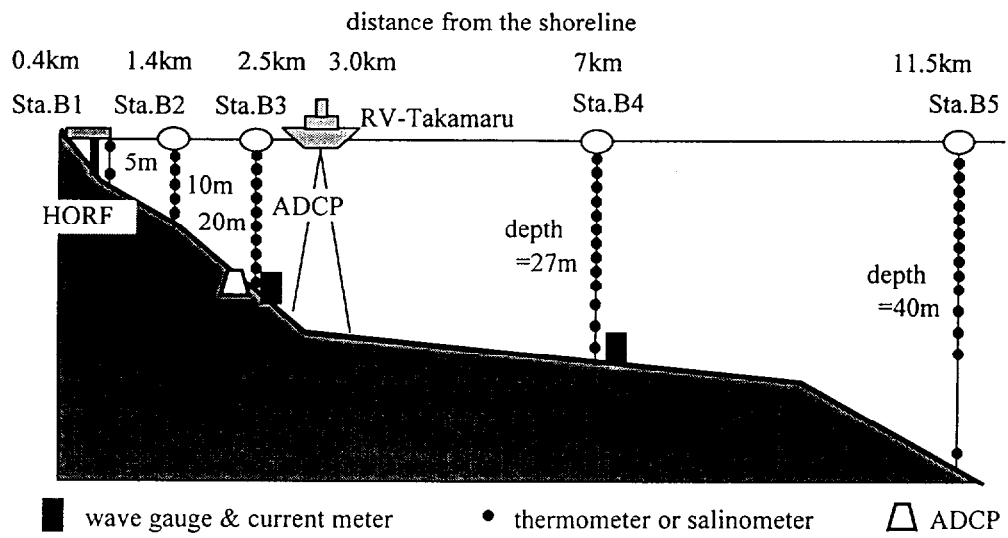


図6-4 係留観測ブイと観測機器の設置状況および観測調査船たか丸、観測栈橋HORFの位置関係

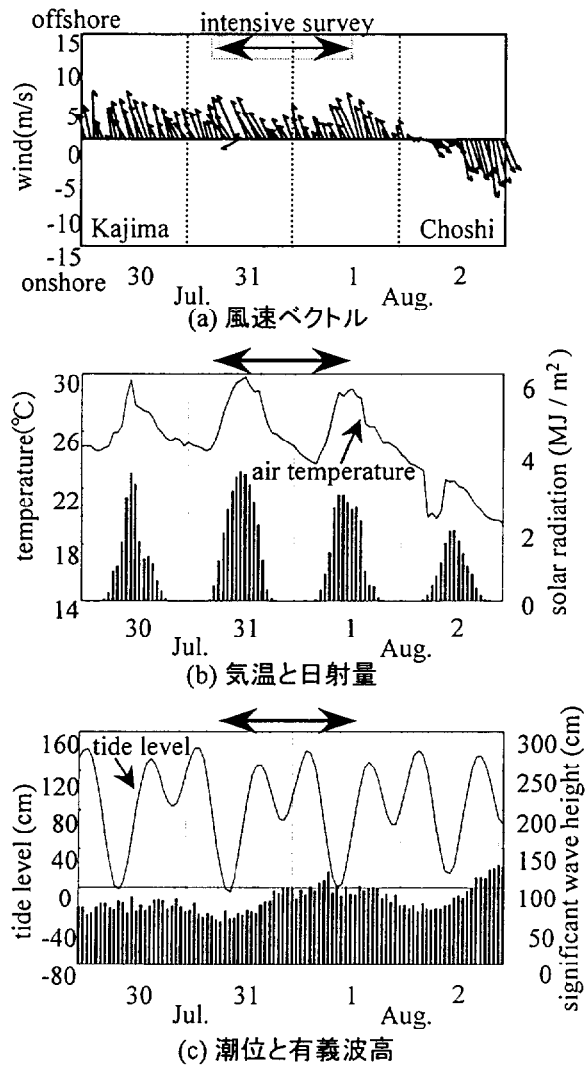
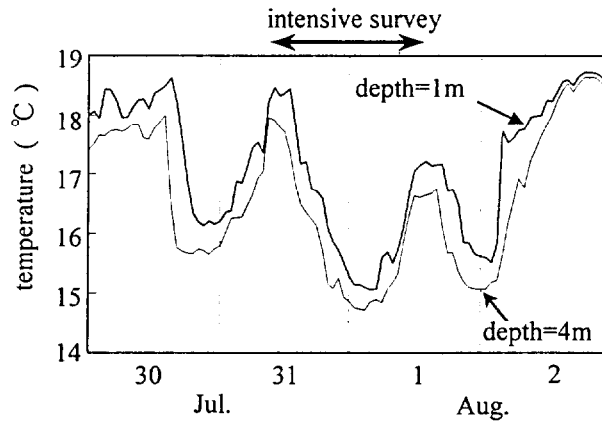
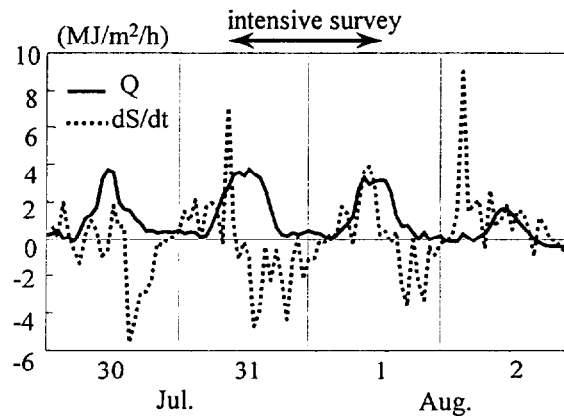


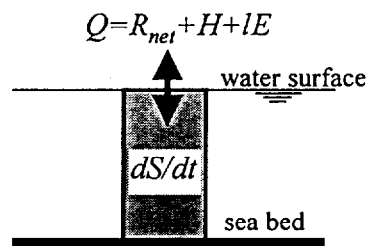
図6-5 集中観測期間前後の気象・海象条件



(a) 水温



(b) 海面を通じた放射フラックスと海水の貯熱変化率



(c) 熱収支の概念図

図6-6 海岸域における水温変動と熱収支(Sta.B1)

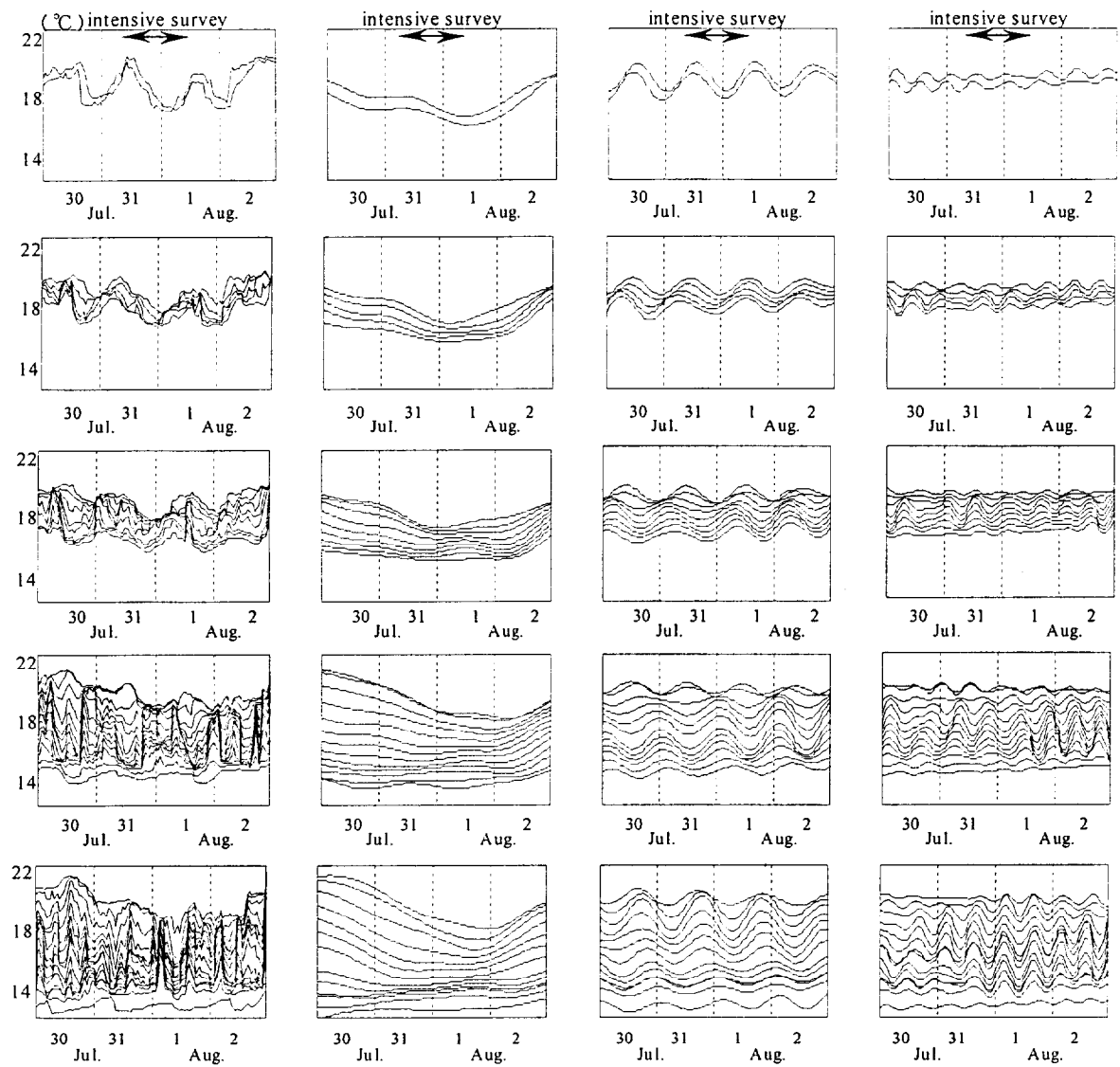


図6-7 Sta.B1-B5における水温の経時変化

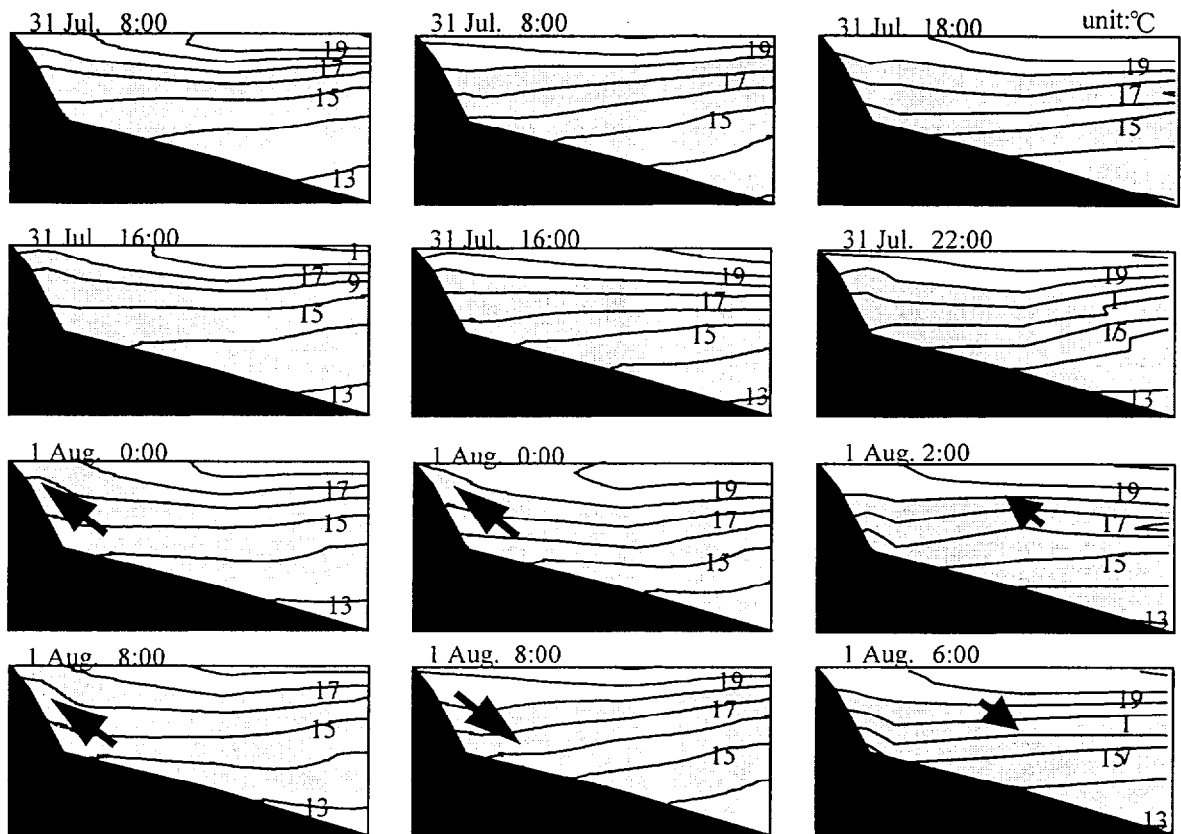


図6-8 水温断面内分布の経時変化

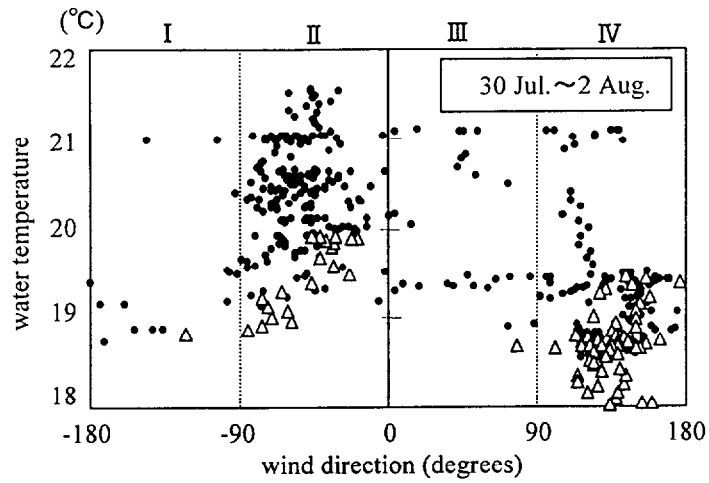


図6-9 海岸水温の長周期変動成分と風向との関係
(全期間平均水温を含む)

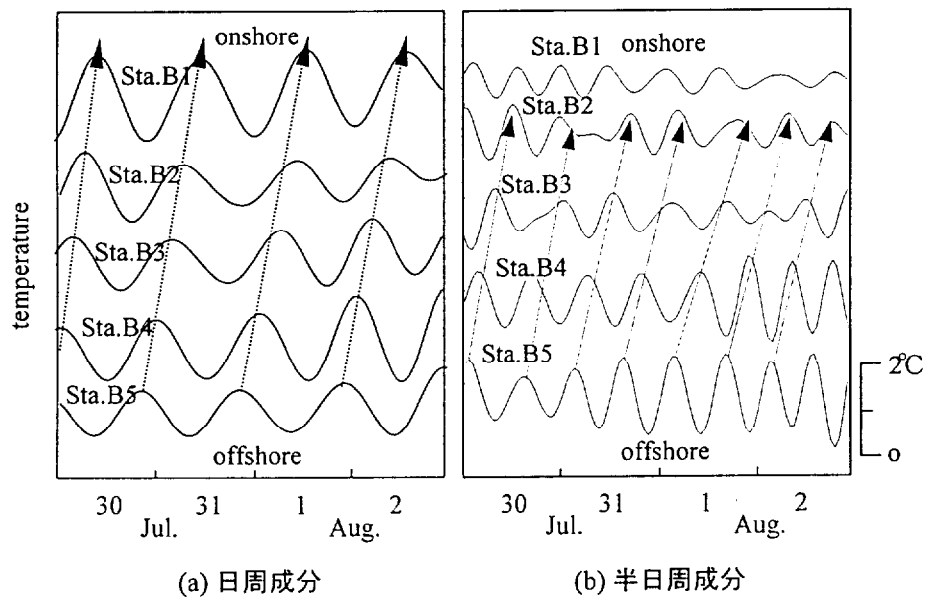


図6-10 Sta.B1-B5の中層水温の経時変化の比較

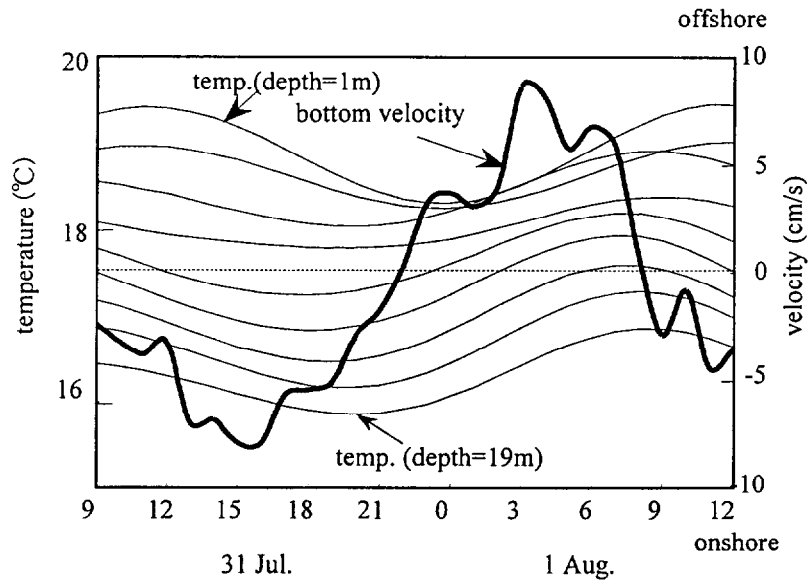


図6-11 Sta.B3における底層流速の岸沖成分と水温の日周成分の比較

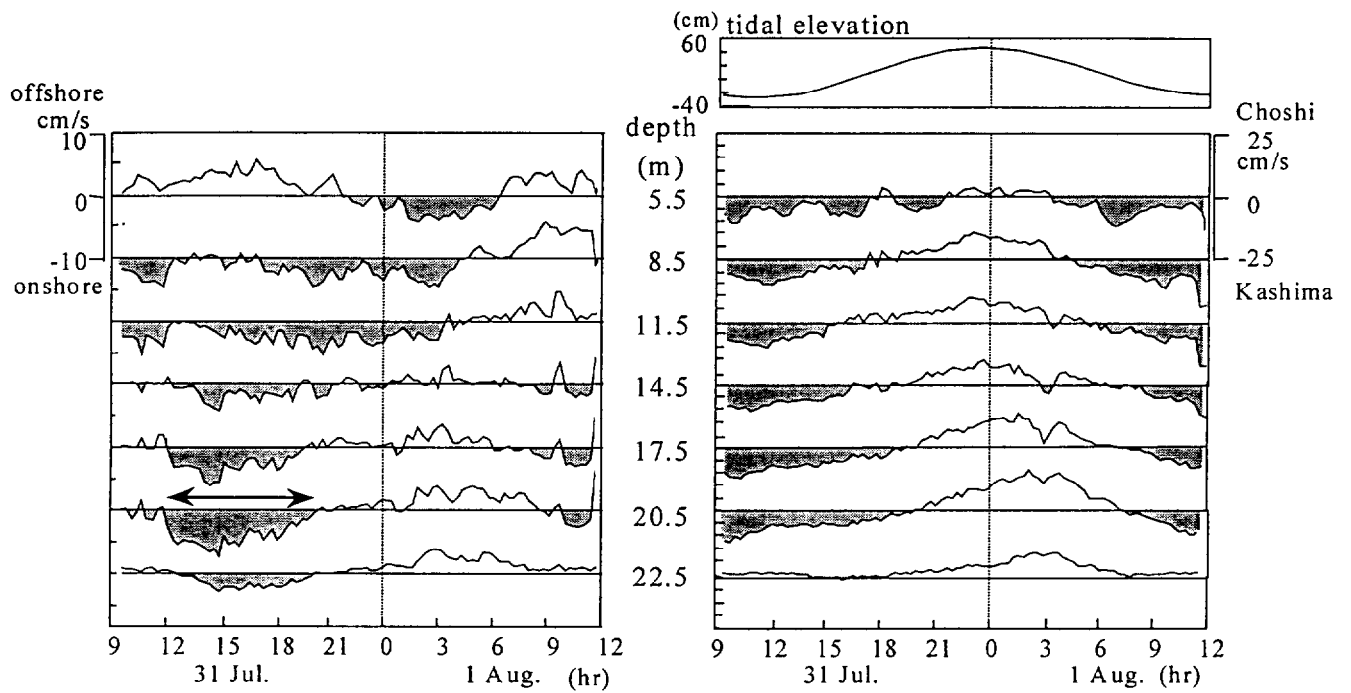


図6-12 ADCP(たか丸)による流速鉛直構造の計測結果

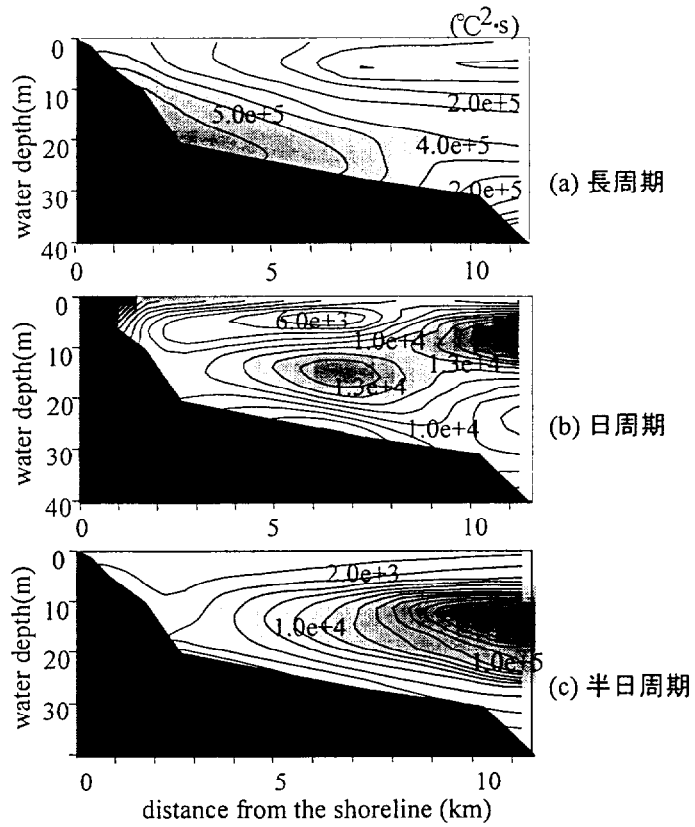


図6-13 長周・日周・半日周期帯の水温変動スペクトルピーク値の空間分布

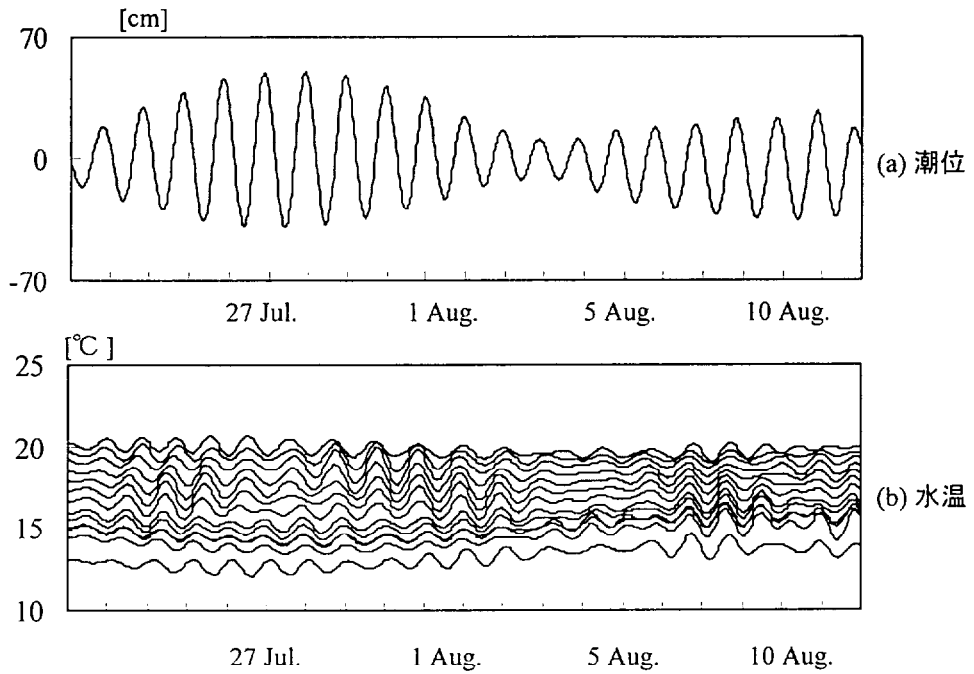


図6-14 水温(Sta.B5)と潮位の日周期変動成分の比較

表6-3 数値実験の諸条件

計 算 領 域	鹿島灘岸沖 2次元断面 距岸：0.5~40km, 水深：5~240m
計算格子サイズ	水平：0.5km, 鉛直：シグマ座標 30層
風 速	$V_{wind}=2.5 \times \sin(2\pi t/T)$ t : 時間, T : 周期 24時間
風 向	南西 (北から 150°), 7/25~8/1の観測値に対応
海面摩擦係数	2.5×10^{-3}
計 算 モ デ ル	Princeton Ocean Model
初 期 条 件	流速は 0m/s. 水温・塩分は, 集中観測開始直前に Sta.5 近傍において計測した結果 (水温は図-19 を参照) を海域に一様に与えた.

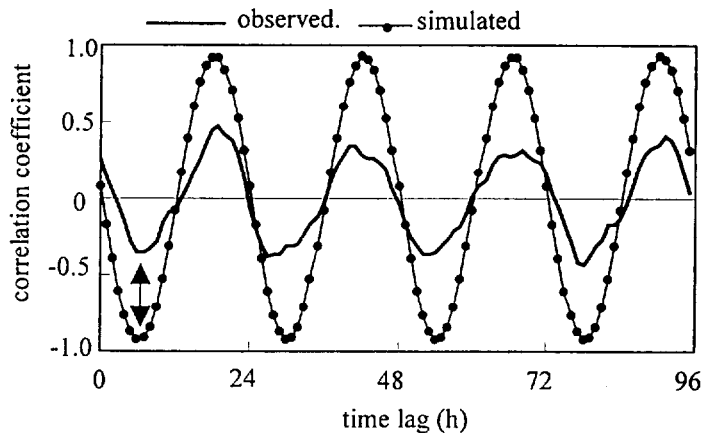


図6-15 風速と水温変動 (Sta.B2) の相互相関係数

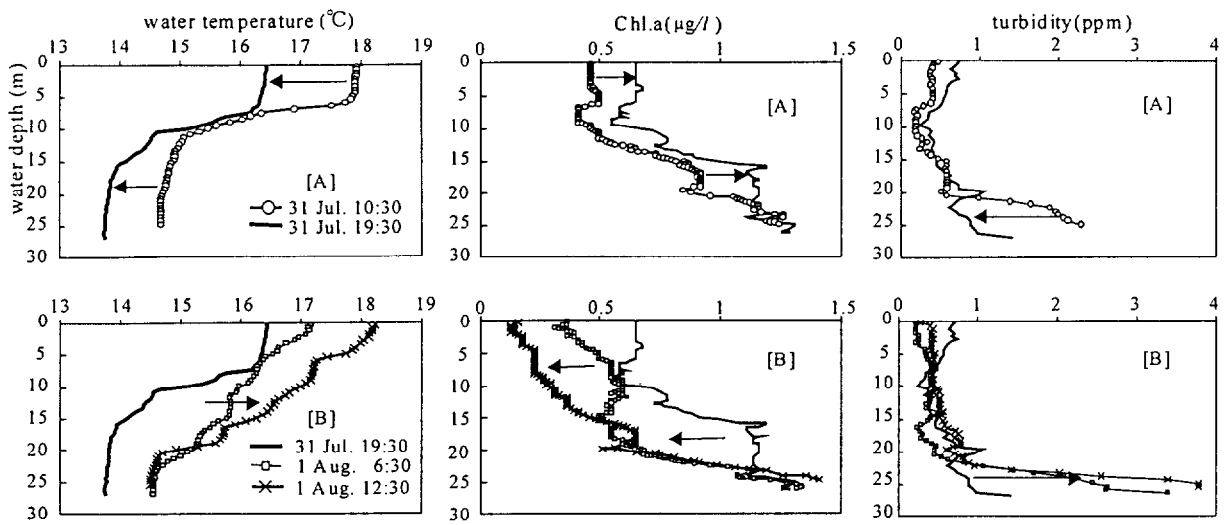


図6-16 たか丸で計測された水温, クロロフィルa, 濁度の鉛直分布の経時変化

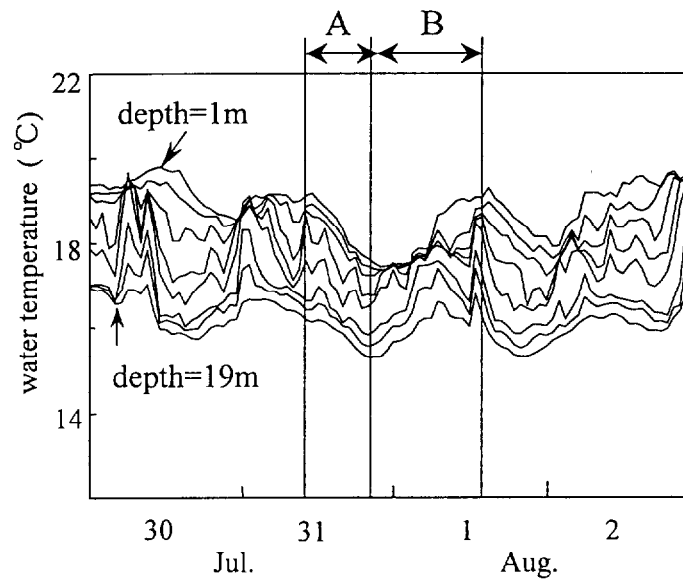


図6-17 Sta.B3の水温と集中観測期間中の期間A, Bの関係

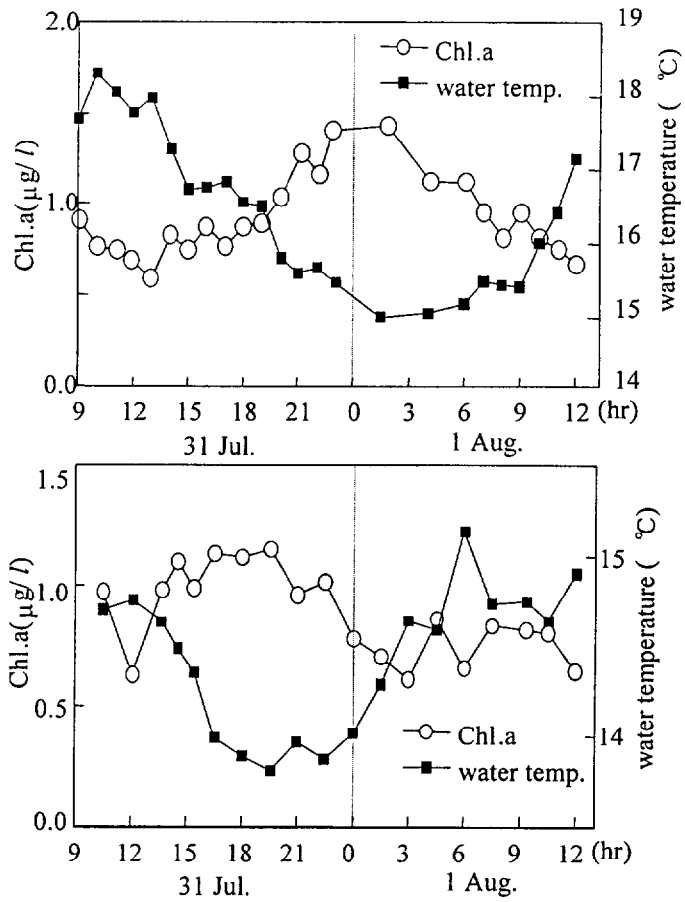


図6-18 クロロフィルa濃度と水温の経時変化

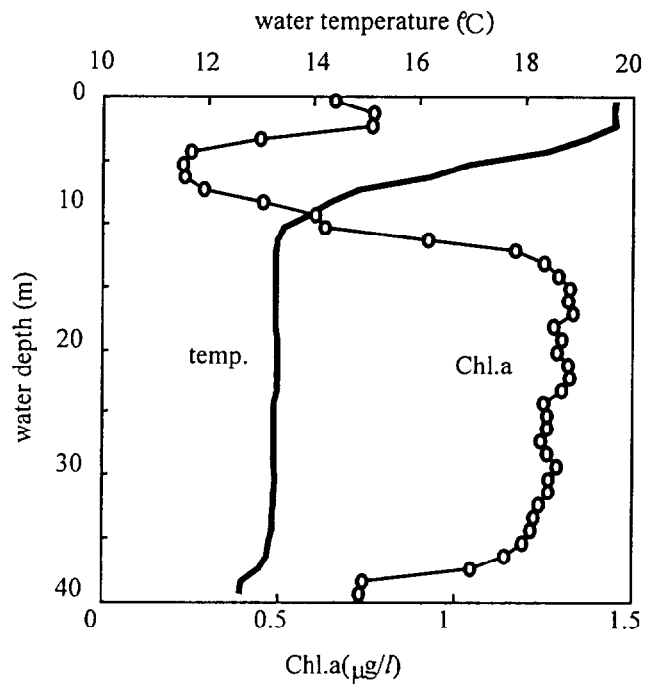


図6-19 観測係留ブイ Sta.B5付近の水温とクロロフィルa

第7章 冬季能登半島沖の流況解析

7. 1 はじめに

1997年1月に島根県隠岐島沖で発生したナホトカ号重油流出事故は、島根県から新潟県にわたる極めて広範囲の沿岸域に重油が漂着し、開放的な海域に汚染物質が拡がった場合の急速な物質拡散特性と空間スケールの大きさ、そして海岸環境へ与える影響の大きさを明瞭な形で示した(例えば犬飼ら(1997))。このように被害が広範囲に及んだ原因としては、高波浪のために重油回収が遅れたことが第一の原因と考えられるが、それに加えて冬季日本海のように強い季節風と高波浪、そして海流が共存する場の流況・拡散予測手法が未だ確立されていないことが問題点として指摘されている。今後、同様の事故に対して海岸環境への影響を最小限にとどめるためにも、開放的な沿岸域の流れの特徴をおさえた合理的な流況・拡散予測手法の確立が望まれる。

本章では、日本海沿岸域における流動構造、特に物質の広域移流拡散に重要となる“流れの時空間変動構造”の実態を明らかにするとともに、日本海沿岸域に安定的に存在している対馬暖流第1分岐が流れの時空間変動構造に対して与える影響を解明することを目的としている。

7. 2 短波海洋レーダによる表層流速データの概要

本章で解析対象とした短波海洋レーダの観測データは、ナホトカ号重油流出事故の際に郵政省電波総合研究所沖縄電波観測所によって実施された集中観測によるものである。対象海域は図7-1に示すように石川県輪島沖の海域であり、計測領域は輪島、珠洲の2カ所に設置された短波海洋レーダから発射される電波の重なる領域(距岸5~50km, 水深10~150m)である。短波海洋レーダの周波数は24.5MHz(波長6m)、空間解像度は1.5km、時間解像度は2時間である。実際の流速計測は、2カ所から発せられる電波が交差する点に対して行われるが、ここではこれを1.5km間隔の直交格子点上の流速値に変換して解析に用いている。観測期間は1997年1月25日~3月4日までの約1.5月間であるが、本章ではこのうち欠測の少ない1月25日~2月5日までの約10日間を解析対象期間とした。なお、短波海洋レーダを用いた海洋観測についての詳細は文献(例えば梅原ら(1991)、徳田ら(1992, 1993))を参照されたい。

7. 3 解析結果と考察

7. 3. 1 流速データの基本特性

まず始めに今回計測された短波海洋レーダの観測データの基本的な特徴を示す。

図7-2に、解析対象全期間で平均した流速ベクトルの空間分布を示す。これを見ると大局的には表層の流れは概ね南東向きであり、解析対象期間の平均風（北西の風、8m/s）の影響を強く受けていることが分かる。しかしながら、局所的には舳倉島南方に流速が早い領域や、蛇行している領域が確認できる。図7-3は、2時間毎の観測値を空間平均して求めた観測領域における平均流向の経時変化であり、図中には計測海域北西端に位置する舳倉島の海上約30m地点における風向も併せて表示している。これを見ると、対象期間中に発生した2回の大きな風向変化（図中矢印）を除いて、平均流向と風向はよく一致していることが分かる。このことから、平均的にみれば観測期間中の流れは海上風の影響を強く受けた流れ（吹送流）であることが分かる。

一方、図7-4は、風速（舳倉島）と計測対象海域内各位置での流速値の比を計算し、それを解析対象期間全体で平均したものの空間分布である。経験的に海上風と流速の比は3%程度と言われているが、先程述べたように、舳倉島南方の海域では流速が大きく、両者の比が3%を越えていることが分かる。また、図7-5は、海上風と表層流速の成分別の相関値を計算し、それを空間分布として示したものである。図を見ると、全体的には観測海域南側の岸近くで両者の相関が高くなっており、反対に観測海域の北側半分で両者の相関は低くなっていることが分かる。また、南北と東西成分でも相関の空間分布が異なっている。このような海上風と表層流速の相関関係や図7-2に見られた表層流速の空間的な非一様性は、能登半島沿岸域における表層流速が海上風の影響を強く受けながらも、それ以外の成因の流れ成分を含んでいることを示している。

7. 3. 2 吹送流成分と恒流成分の分離

前述のように観測海域における表層流速には吹送流以外の流速成分も含まれている可能性がある。ここでは、海上風と流れの相関関係に基づいて、海上風に直接依存する流速成分（以後、吹送流成分と呼ぶ）と海上風に直接依存しない流速成分（以後、恒流成分と呼ぶ）に分離する。佐藤ら（1997）は、1997年冬季（3月）に、ナホトカ号油湧出地点付近において漂流ブイを放流し、この海域における吹送流の風圧係数と風に対する流れの偏角を求めることを試みている。その結果、吹送流の風圧係数は 0.041 ± 0.017 、偏角は平均で $+1.5^\circ$ であることを明らかにした。このことは、当海域における吹送流の表層流向は、海上風の風向とほぼ一致していることを示している。そこで、ここでは、図7-6に示すように計測領域内各地点の流速観測値と風速の関係を調べ、それを最小自乗法によって直線近似することによって回帰式の傾きを風の変化にともなう流速変化の割合と見なし、その切片（風速0m/sに相当する流速）を恒流成分と定義する。この処理を計測領域内のすべての計測点について行い、吹送流成分（観測期間中の平均値）と恒流成分の分離を行った。それぞれ

の空間分布を図7-7に示す。まず吹送流成分については、その分離方法から明らかなように観測期間中の平均風向（図中矢印）にほぼ対応するように全体的に南東向きの流れとなっている。また、空間的な流速レベルの変化は非常に小さいことが分かる。

一方、恒流成分については局所的に強い流れを生じる空間的に非一様性の顕著な流速分布構造となっている。これを海底地形と比較すると、恒流成分は観測海域北西端に位置する舳倉島とその南側の浅海域の間に強い流れが生じており、その下流側において等水深線に沿うように流向を変化させていることがわかる。図7-8は、図7-7中の直線AB上の流速値を海底断面地形とともに表示したものであるが、これを見ても舳倉島南側の水深の深い領域に対応して流速が大きくなっており、表層の流れでありながらも恒流成分が地形の影響を強く受けたものとなっていることがわかる。

7. 3. 3 恒流成分の数値実験による検証

前節で示した恒流成分の成因としては、①海上風が引き起こす吹送流による残差流、②海流（対馬暖流）の影響の2つが考えられる。そこでここでは、両者を想定した数値実験を行いその成因について検討する。具体的には、①については観測期間の海上風（舳倉島の観測値）を外力とした吹送流計算を、②については日本海陸棚域に比較的安定的に存在している対馬暖流第1分岐をモデル化し流入条件として与えた海流計算を行った。数値実験の基礎方程式は、静水圧近似、ブシネスク近似を導入した3次元のNavie-Stokes方程式と連続式であり、密度の効果は考慮していない。また、計算に用いた数値モデルはレベルモデルであり、基礎式は、時間的には全身差分、移流項は2次の風上差分、その他は中央差分を用いて差分化している。また、計算を安定的に行なうため、水位を陰的に解いている。計算領域は、能登半島を中心とした一片250kmの正方形領域であり、最大水深は計算負荷の関係上600mとしている。計算の諸条件については図7-9を参照されたい。

図7-10に観測海域における計算結果（表層流速）を示す。舳倉島における実際の風を用いた吹送流計算の場合、平均的な風向に対し、45°右側に傾いた流れが発達していることが分かる。これは、表層においてエクマンの吹送流が発達しているためであり、佐藤ら（1997）の観測結果に反する結果となった。これは、数値実験では鉛直渦動粘性係数を一定としているためであり、一般に鉛直渦動粘性係数の鉛直分布を考慮した場合、表層流向は海上風向に近づく傾向にある。いずれにせよ、風によって観測海域表層に駆動される流れは、空間的にほぼ一様な流れとなっている。

一方、対馬暖流を想定した計算では、観測結果より得られた恒流成分の空間分布に対応するように海底地形に沿った流向の変化が現れている。したがって、この等水深線に沿った流れは、対馬暖流第1分岐が海底地形の影響を受けながらポテンシャル渦度を保存するように流向を変化させたもの、すなわち海底地形に補足された順圧流であることが分かる。また、この順圧的な流れは、底層においても表層と同程度の流れを引き起こしている。以上より、今回の観測でとらえた恒流成分は、日本海の陸棚域を流れる対馬暖流第1分岐が能登半島北部沿岸域において、大陸棚上の局所的な海底地形の効果を受け、流速・流向を複雑に変化させたものであることが明らかとなった。しかも、この海流による流れ（恒流成分）は、局所的には吹送流と同程度、あるいはそれ以上の大きさを持っており、また、その流動構造が吹送流成分とは異なり空間的に非一様性が強く、さらに、底層に

においても大きな流れを発生させていることから、能登半島沿岸域における物質輸送に大きな影響を与えているものと考えられる。

ところで、犬飼ら（1997）は、冬季における福井県から新潟県を含む広い範囲の海域を対象とした数値計算を行い、能登半島付近における流れとしては吹送流が海流や潮流に比べて圧倒的に卓越していることを指摘している。さらに、彼らは吹送流のみを考慮した広域の重油の移流拡散計算を行ない、沿岸域に漂着する重油に関して実際の調査等と比較している。しかしながら、彼らの計算格子は15kmであり、沿岸域における海底地形の起伏を十分に解像していない。したがって、彼らの海流計算では沿岸域の海底地形に補足された流れを再現することは出来ておらず、計算結果は実際の状況と大きく異なっている可能性が高い。以上の解析で明らかのように、能登半島沿岸域における物質輸送を正確に評価・予想する場合、たとえ対象物質が表層付近に漂っている重油の場合であっても、沿岸域における海底地形の起伏を解像したうえで海流の効果を取り込んだ計算が必要となるのである。

7. 3. 4 舢倉島背後の非定常流

図7-11は、解析対象領域内における各地点の流速の変動強度を求め、空間分布として表示したものである。これを見ると、舢倉島南東側の海域で、その変動強度が大きいことが分かる。この海域は、海上風と表層流速との相関が低く（図7-5）、また、流れの恒流成分も小さい領域となっている（図7-7）。そこで、舢倉島南東海域における流速の時間変化を調べてみた。図7-12は、図7-11に示す舢倉島に近い3点における流速の南北成分の経時変化を示したものであるが、流速には1～2日程度の周期の大きな変動が見られ、これが大きな乱れ強度の原因となっていることが分かる。図7-13は、このような比較的短周期の流速変動が発生している時の舢倉島周辺の流速場を示したものであるが、これを見ると舢倉島背後に明瞭な蛇行流が発生していることが分かる。

そこで、次に、この蛇行流の発生要因を数値実験によって明らかにする。計算条件を図7-14に示す。基礎式は7.3.3と同じであるが、ここでは舢倉島南東海域における蛇行流を再現するため観測海域における水平計算格子を200mとし、また、数値モデルはPOMを用いている。なお、POMの詳細については、第4章を参照されたい。計算は、舢倉島の風による風応力だけを駆動力とした場合（Case1）、対馬暖流第1分岐だけを考慮した場合（Case2）、そして風と海流の両方を考慮した場合（Case3）の3ケースについて行った。以下に、計算結果を示す。

（1）Case1

図7-15に97年1月29日18時に相当する水深1mでの流速ベクトルと渦度分布を示す。舢倉島周辺の流れは、全体的に南向きになっており、舢倉島の南東海域に明確な蛇行する流れが形成されている同時刻の観測結果とは大きく異なることが分かる。

（2）Case2

図7-16に計算結果を示す。図を見ると、全体的な流れは南東方向を向いており、また、島の北と南から交互に渦が放出されていることが分かる。この渦は約14時間程度の間隔で交互に発生してお

り、舢倉島の南北方向の長さ d を2km、渦の発生周期 ($1/f$) を約28時間、舢倉島周辺海域の平均流速 U を15cm/sとすると、ストローハル数 S は

$$S = \frac{fd}{U} = 0.154$$

となり、ほぼ円柱の場合のストローハル数 (0.2) に近い値となっている。そして、渦の周辺で0.1～1mm/s程度の上方向の流れが発生していることが分かる。この上昇流によって下層の物質は、一日で80m以上上昇することが可能となる。

(3) Case3

図7-17に97年1月29日18時に相当する水深1mでの流速ベクトル、鉛直方向流速分布と渦度分布を示す。観測結果に比べてやや南向きの流れが卓越しているが、舢倉島背後での蛇行流がほぼ再現できていることが分かる。また、Case2と同様に、舢倉島背後に形成された渦の周辺部分で、有意な大きさの上昇流が生じている。この渦は、少なく見積っても1日以上は継続すると考えられるから、この渦が水平方向のみならず、鉛直方向の物質輸送に対しても大きな影響を与えているものと考えられる。また、図7-18に、舢倉島背後における計算結果と観測値の時間変化のを示す。計算開始直後は海流の影響がまだ十分に現れておらず、海上風の吹き変わりに対応した流れとなっているが、1月29日以降は観測結果とほぼ一致した流速変動のパターンをしていることが分かる。以上より、舢倉島南東海域における1日程度の短周期で変動する流れは、基本的には対馬暖流第1分岐が舢倉島にぶつかることによって生じた剥離渦であり、その上に時々刻々変動する海上風による吹送流が重なることによって発生していたものであることが明らかとなった。

このように、能登半島沿岸域では、同じ海流が成因であっても局所的な地形の効果によって、様々な時空間スケールの流動が発生しているのである。つまり、能登半島沿岸域を流れる対馬暖流第1分岐が順圧的な性格が強いために地形の影響を受けやすい流れであることが、この海域における流動の時空間変動構造に対して本質的に重要な働きをしている。

7. 3. 5 中立粒子の追跡シミュレーション

最後に前述のような流れ場によって物質がどのように移流拡散するかを現地観測データに基づいて評価することを試みた。具体的には、観測対象海域に比重1の中立粒子を置きそれを短波海洋レーダによる表層流速に基づいて追跡計算を行った。シミュレーション結果を図7-19に示す。初期状態として、計測領域西端に矩形に置かれた中立粒子群は、ほぼ1日で大きく変形し円弧状に広がっていることがわかる。このように、粒子群が大きく変形したのは前述のように海底地形が主な原因と考えられる大きなシアアが流速場に形成されたことが原因であり、このような大きなシアアを持つ時空間的に大きく変動する流れが重畳することによって物質の移流拡散が促進されると考えられる。

7. 4 おわりに

開放的な沿岸域における流れの時空間変動構造の特徴を調べるために、冬季日本海能登半島沖沿岸部を対象として、短波海洋レーダの表層流速データの解析と数値実験による検討を行った。その結果、①冬季日本海能登半島沖の表層部の流れには海上風の影響が強いこと、②海上風に直接依存しない流れ成分として海流（対馬暖流第1分岐）の影響があることを指摘した。この海流成分は、順圧的な性格が強いため海底地形や陸岸地形の影響を強く受けることによって、様々な時空間スケールの流動を引き起こしている。その結果発生した大きな水平シアーや鉛直上昇流が、沿岸域における物質の広域移流拡散に重要な影響を及ぼすしておる可能性があることを指摘した。

(第7章参考文献)

- 犬飼直之・早川典生・福島祐介・細山田得三：数値計算による吹送流を考慮した海表面浮遊粒子追跡に関する研究，海岸工学論文集，第44巻，pp.1046-1050，1997.
- 梅原俊彦・大野祐一・井口敏夫：通信総合研究所季報，Vol. 37，No. 3，pp.343-438，1991.
- 佐藤 敏・斉藤茂幸・工藤宏之・小田卷実：漂流予測システムの高度化の取り組み，1997年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集，pp.206，1997.
- 徳田正幸・大野祐一・久木浩治：短波海洋レーダによる流れと波浪の計測，海岸工学論文集，第39巻，pp.186-190，1992.
- 徳田正幸・久木浩治・大野祐一：短波海洋レーダによる流れと波浪の計測(2)，海岸工学論文集，第40巻，pp.126-130，1993.

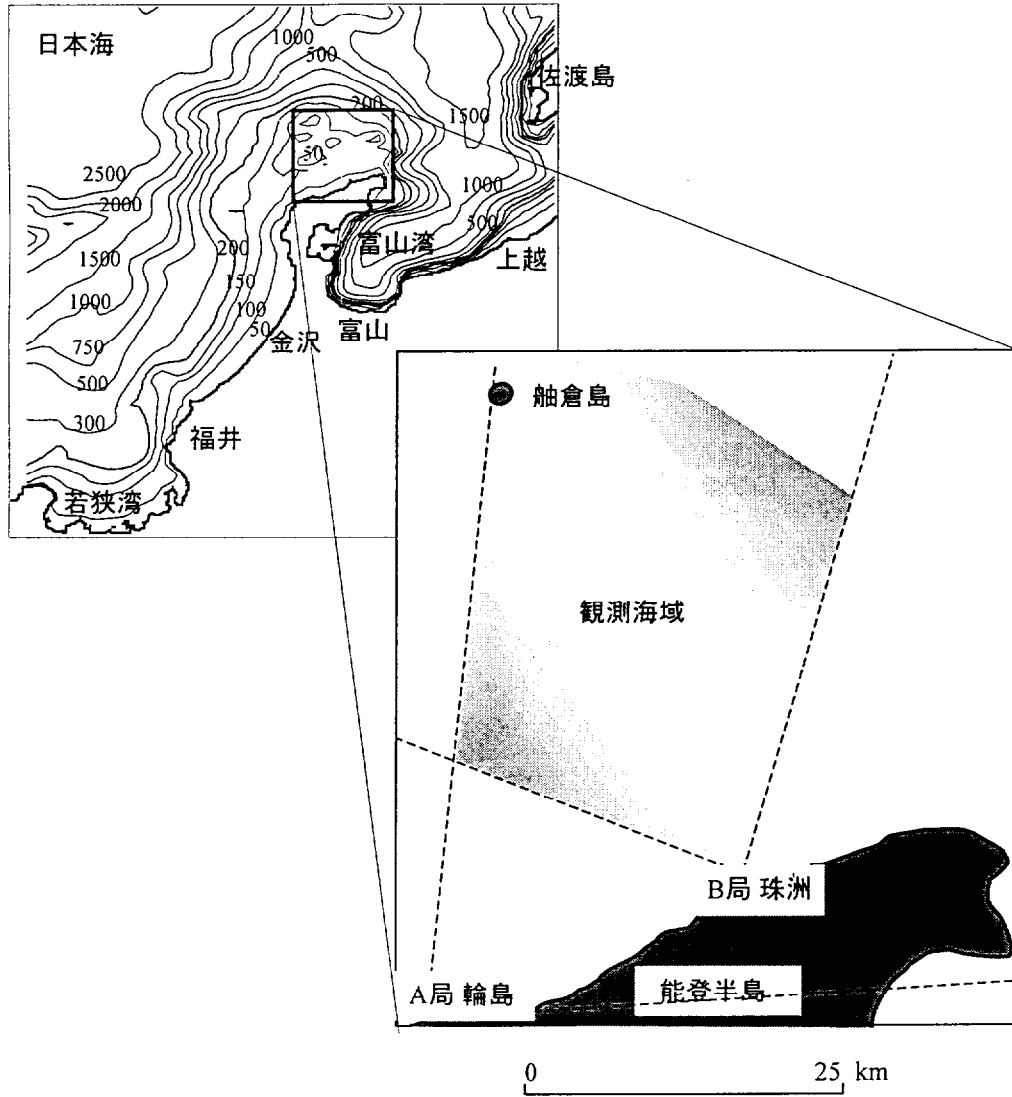


図7-1 HFLレーダー観測海域

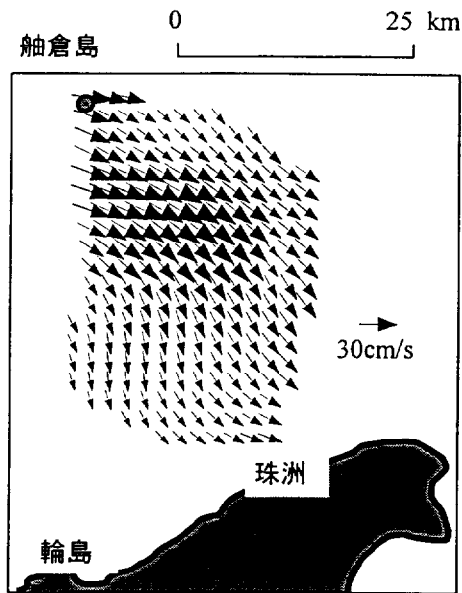


図7-2 観測期間(1997年1月25日~2月5日)における時間平均流の空間分布

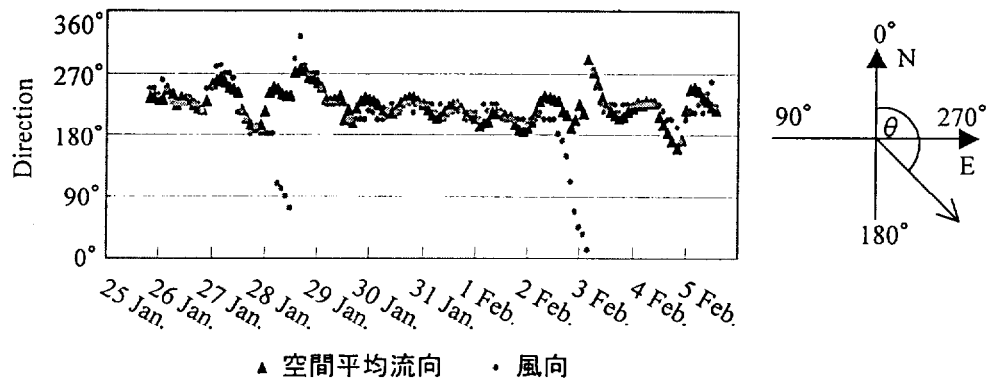


図7-3 舯倉島における風向と空間平均流向の経時変化

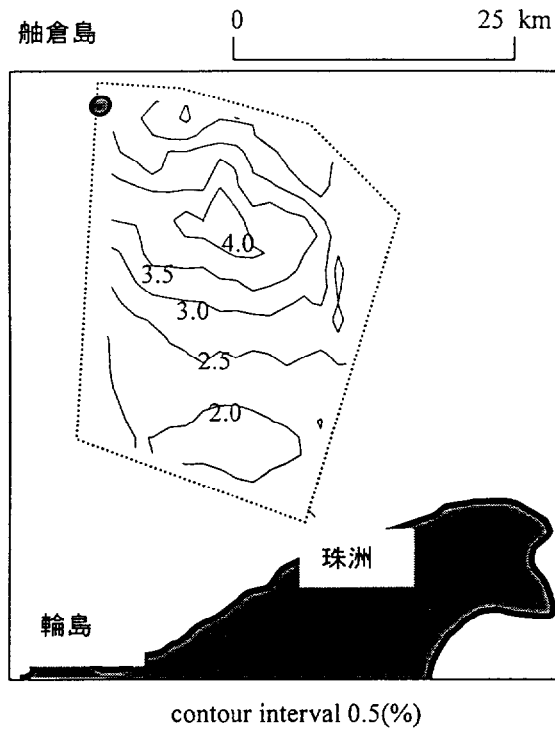


図7-4 風速と流速の比の空間分布

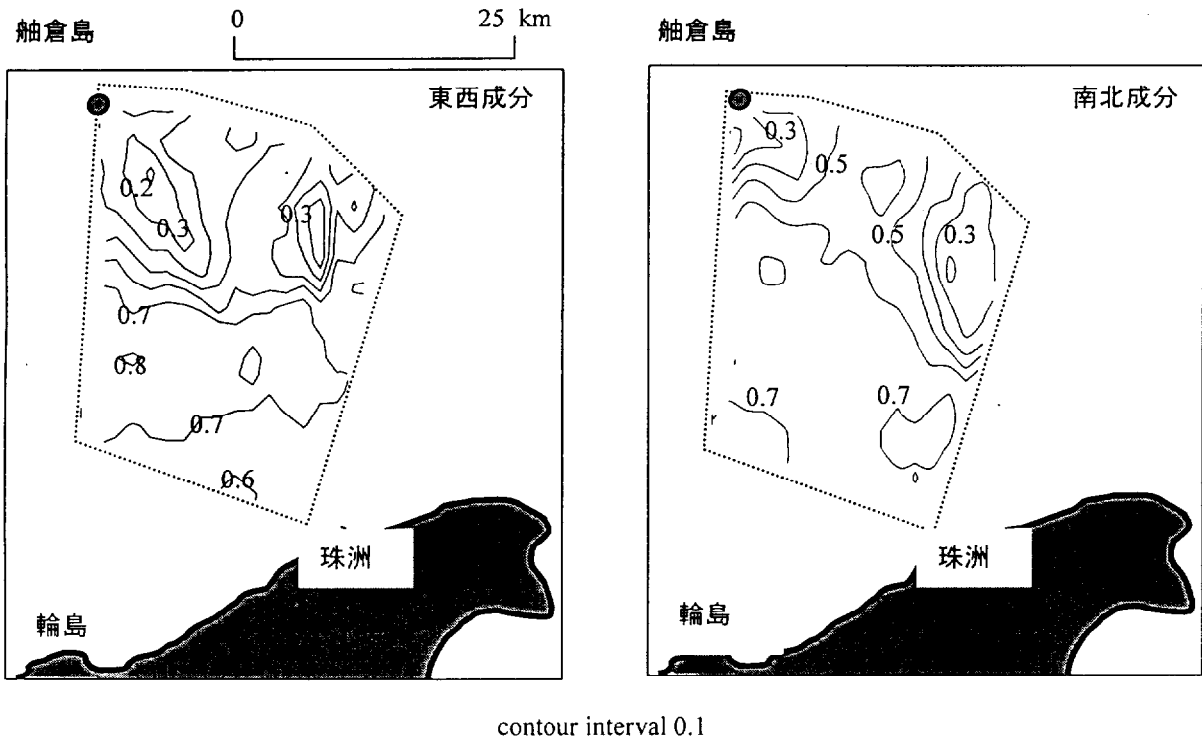


図7-5 風速と流速の相互相関の空間分布

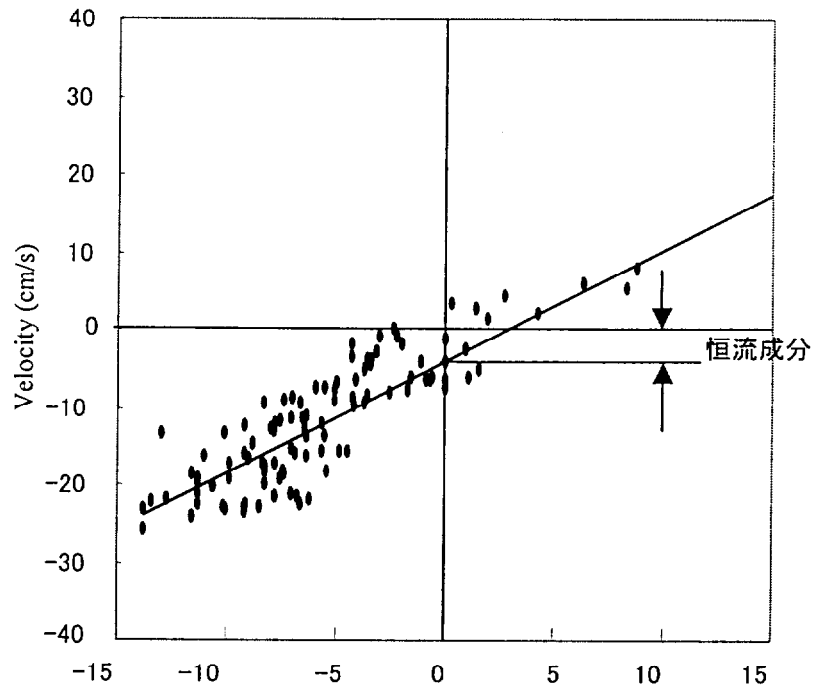


図7-6 流速と風速の相関図の例

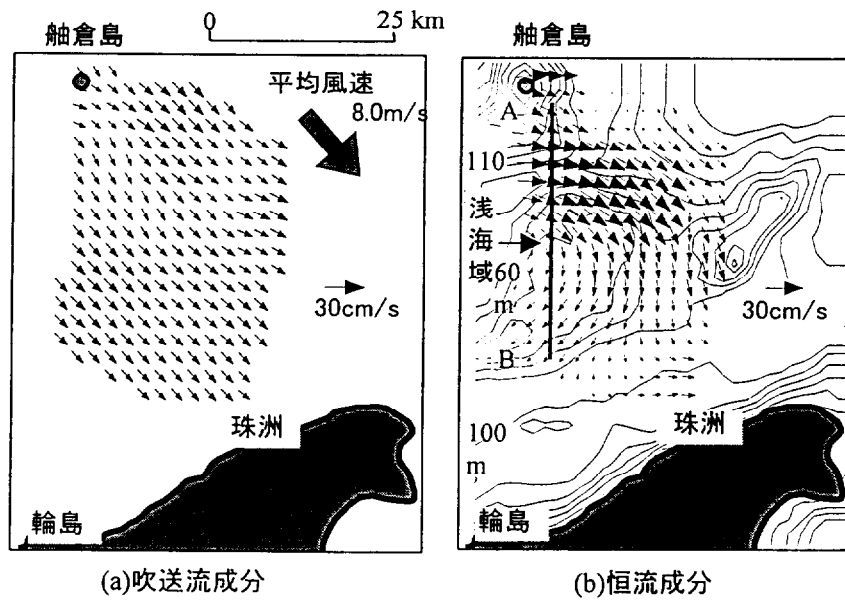


図7-7 吹送流成分と恒流成分の分離結果

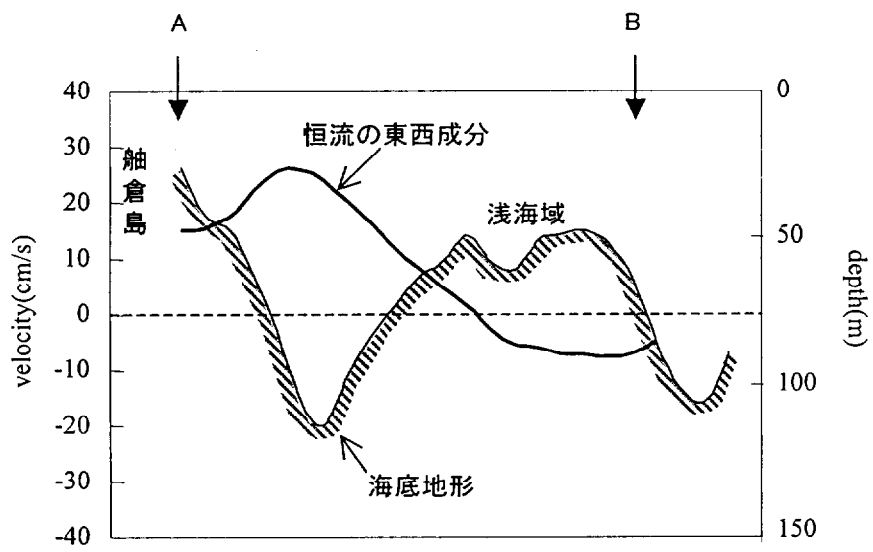
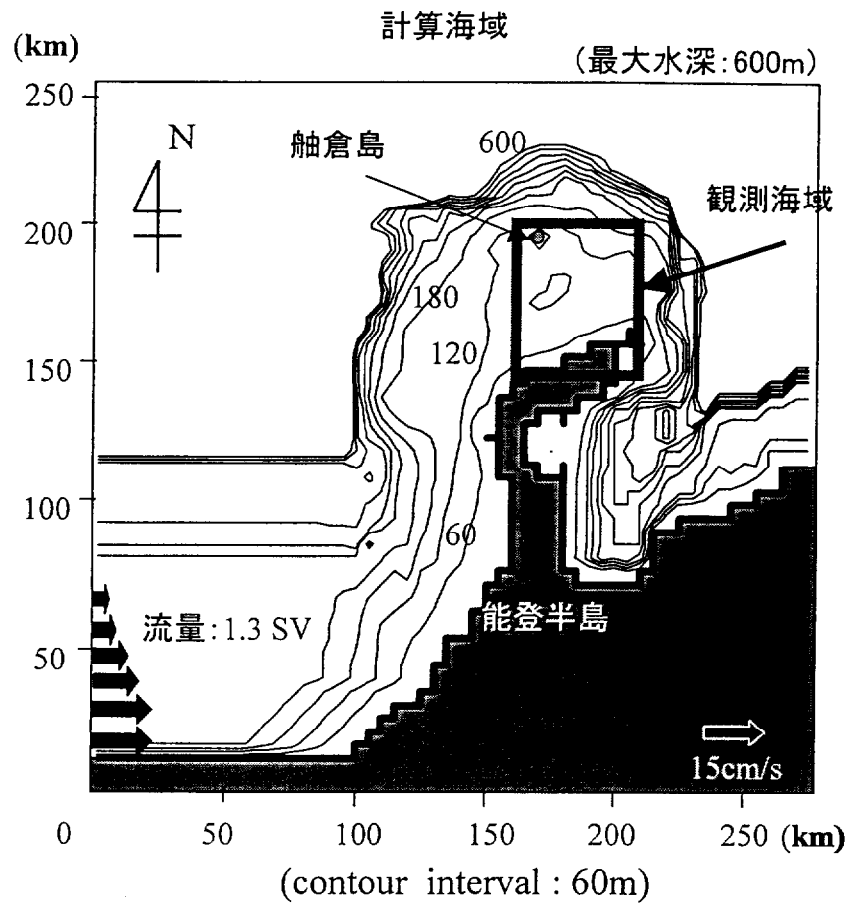
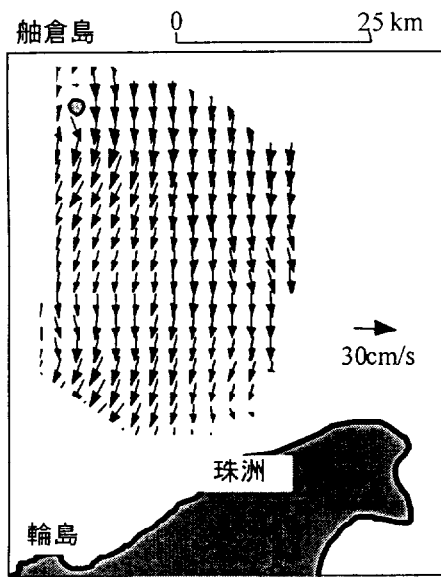


図7-8 南北断面内の海底地形と恒流成分の比較

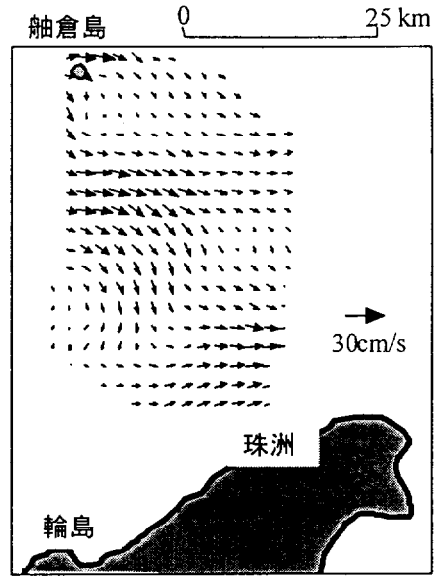


- ・基礎方程式 : 3次元N-S方程式
- ・各パラメータ : 水平渦動粘性係 $A_h=50(m^2/s)$
鉛直渦動粘性係数 $A_v=0.005(m^2/s)$
- ・数値モデル : レベルモデル
- ・計算領域 : $250km \times 250km$
- ・計算メッシュ数 : $87 \times 98 \times 24$
- ・格子間隔 : 東西方向 1500~5000m, 南北方向 1500~5000m
鉛直方向 5.0~40m
- ・駆動力 : 舢倉島風, 対馬暖流第1分岐

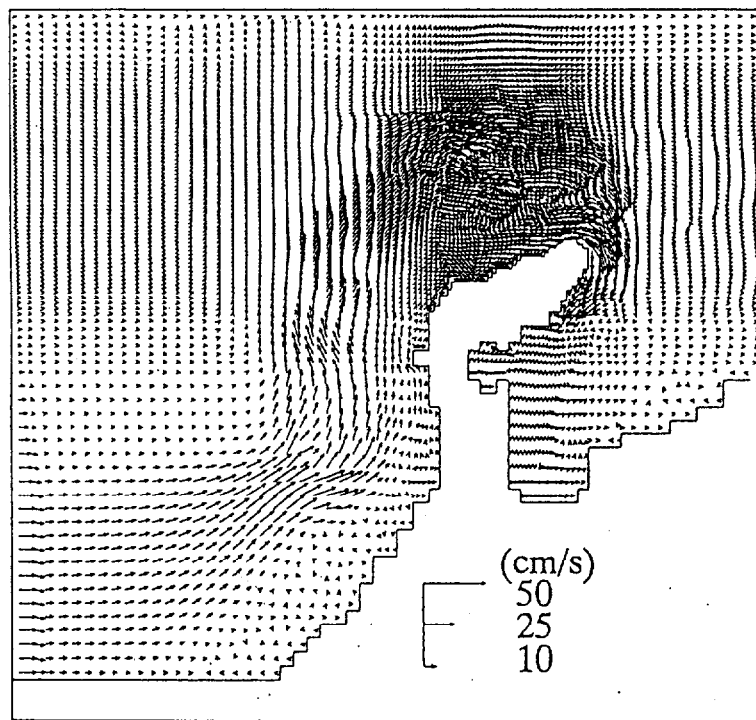
図7-9 恒流計算概要



(a) 吹送流計算



(b) 海流計算



(c) 海流計算(全体)

図7-10 恒流計算結果

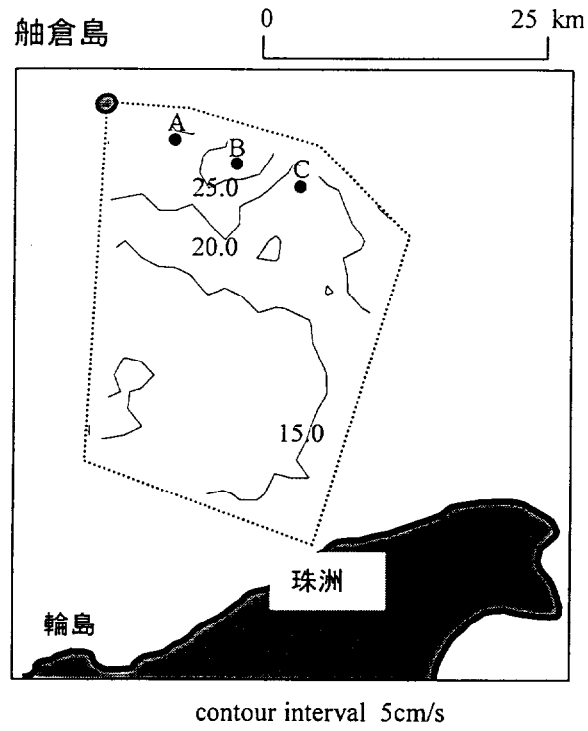


図7-11 乱れ強度の空間分布

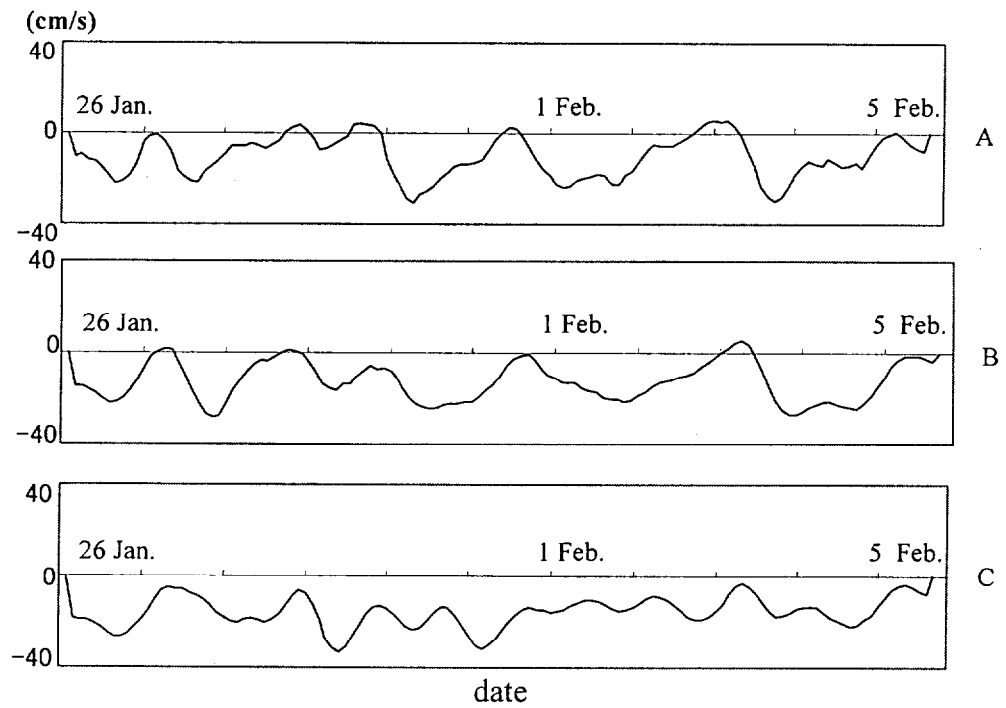


図7-12 舯倉島東方海域における流速の南北成分の経時変化

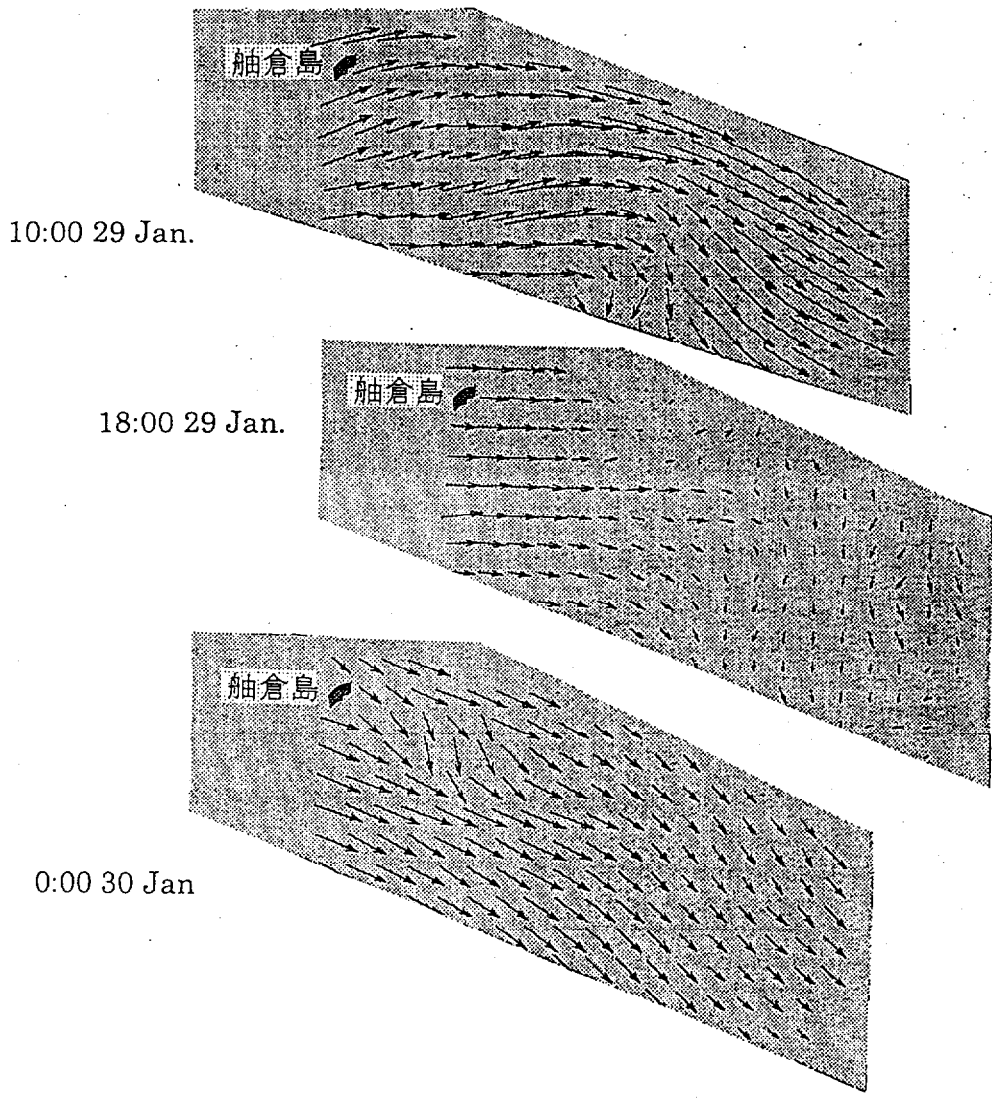
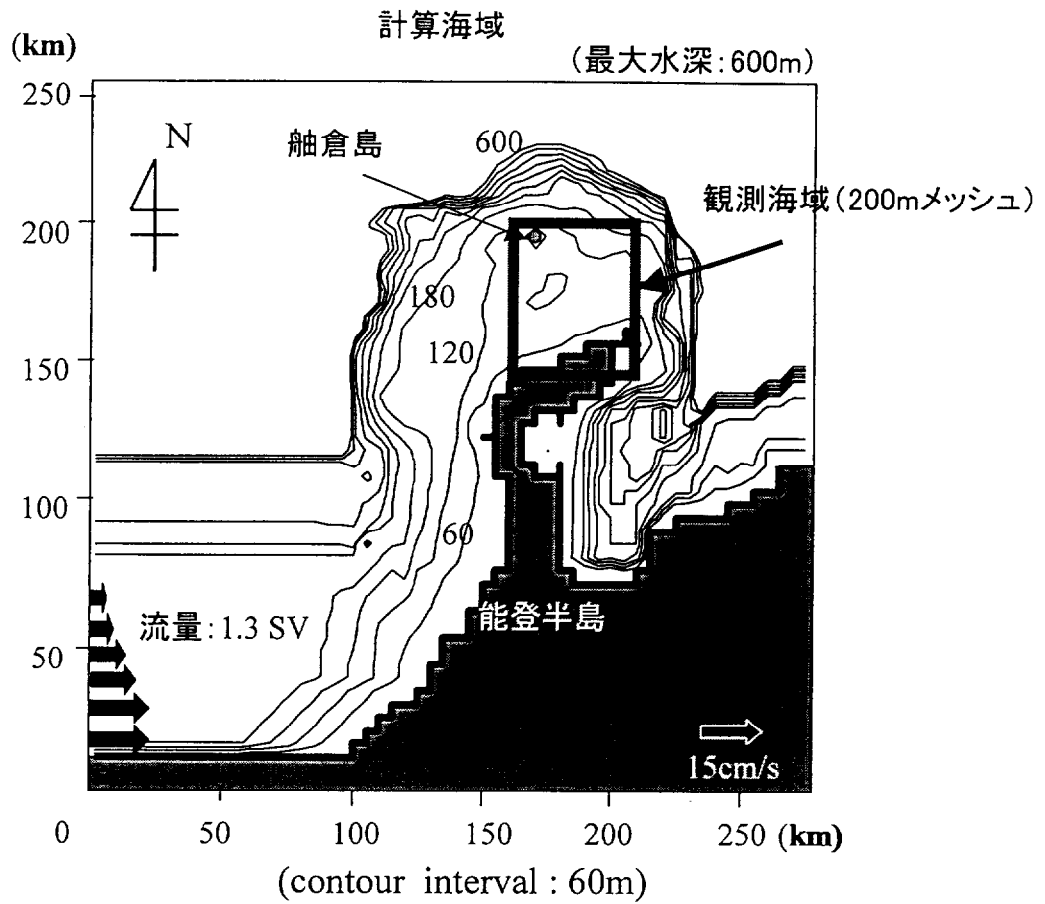
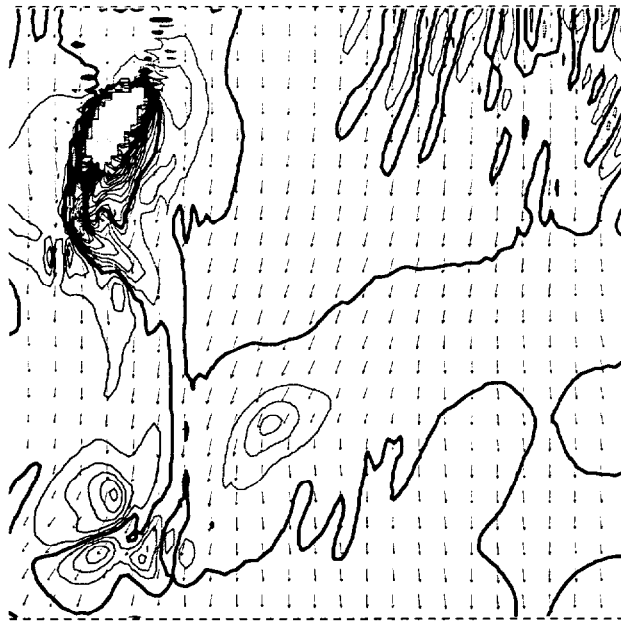


図7-13 舩倉島東方海域における表層流の時空間構造



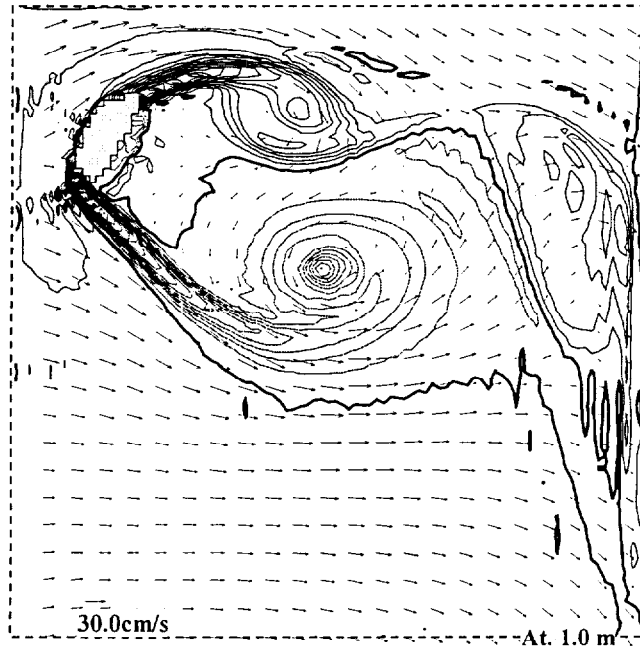
- ・基礎方程式 : 3次元N-S方程式
- ・各パラメータ : 水平渦動粘性係 Smagolinsky モデル
鉛直渦動粘性係数 Mellor-Yamadaの乱流モデル(レベル2.5)
- ・数値モデル : POM
- ・計算領域 : 250km × 250km
- ・格子間隔 : 東西方向 200~5000m, 南北方向 200~5000m
鉛直方向 σ 座標10層
- ・駆動力 : 舢倉島風, 対馬暖流第1分岐

図7-14 蛇行流計算概要



水平流速と鉛直渦度分布
(contour interval: $1.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$)

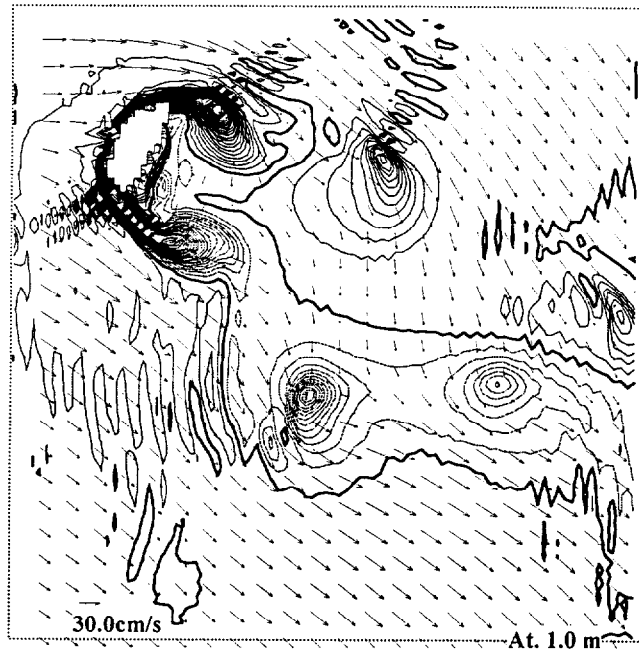
図7-15 計算結果(舢倉島の風のみ) 表層流速, 鉛直渦度分布



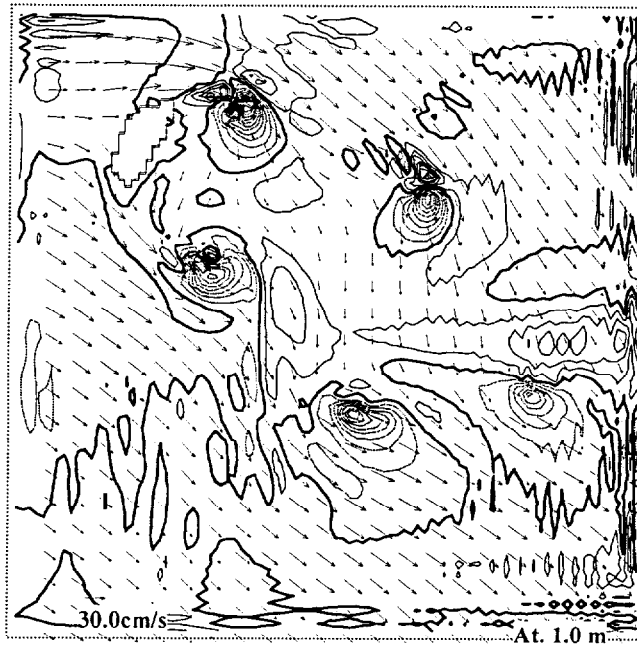
水平流速と鉛直渦度分布
(contour interval: $1.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$)

図7-16 計算結果(海流のみ) 表層流速, 鉛直渦度分布

風速 14.0 m/s



水平流速と鉛直渦度分布
(contour interval: $1.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$)



水平流速と鉛直流速分布
(contour interval: $1.0 \times 10^{-4} \text{ms}^{-1}$)

図7-17 計算結果(海流+風) '97.1.29 18:00
表層流速, 鉛直渦度, および鉛直流速分布

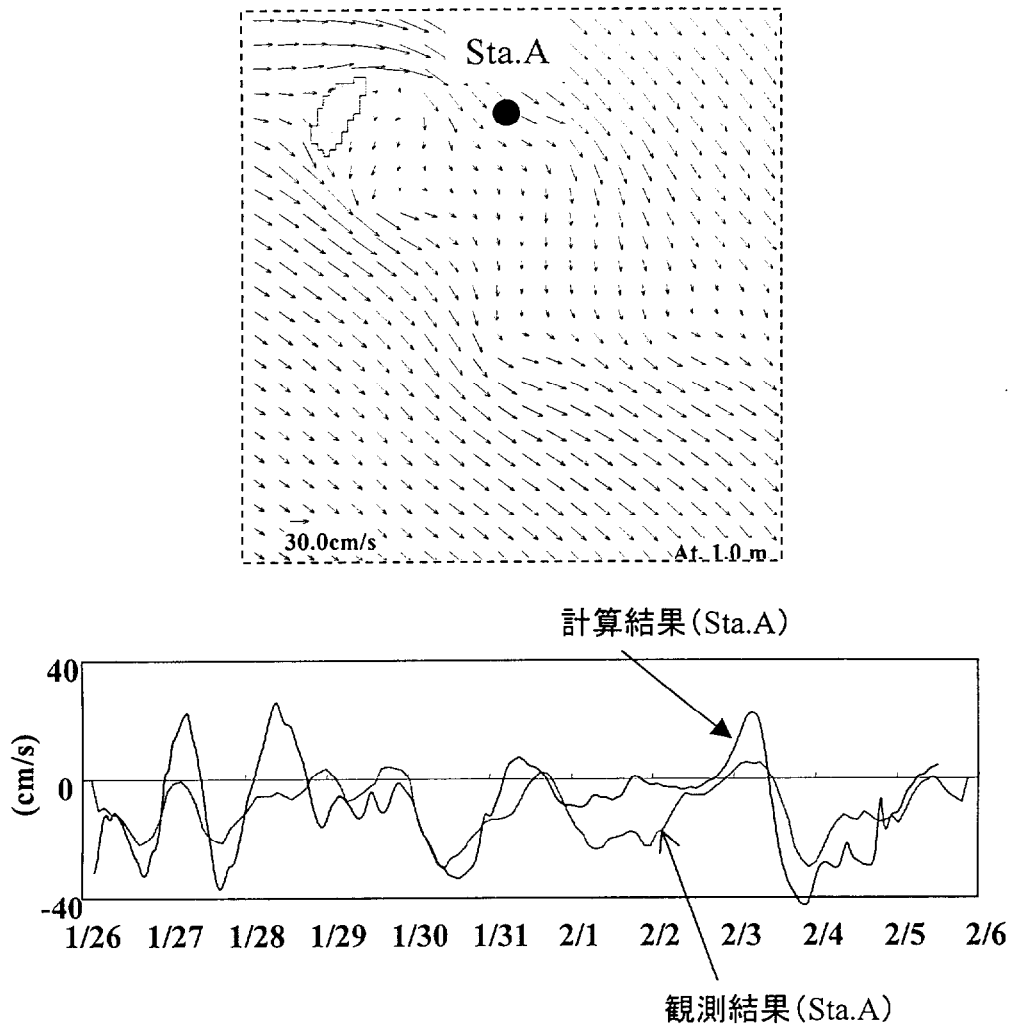


図7-18 舢倉島東方海域における表層流速南北成分の比較

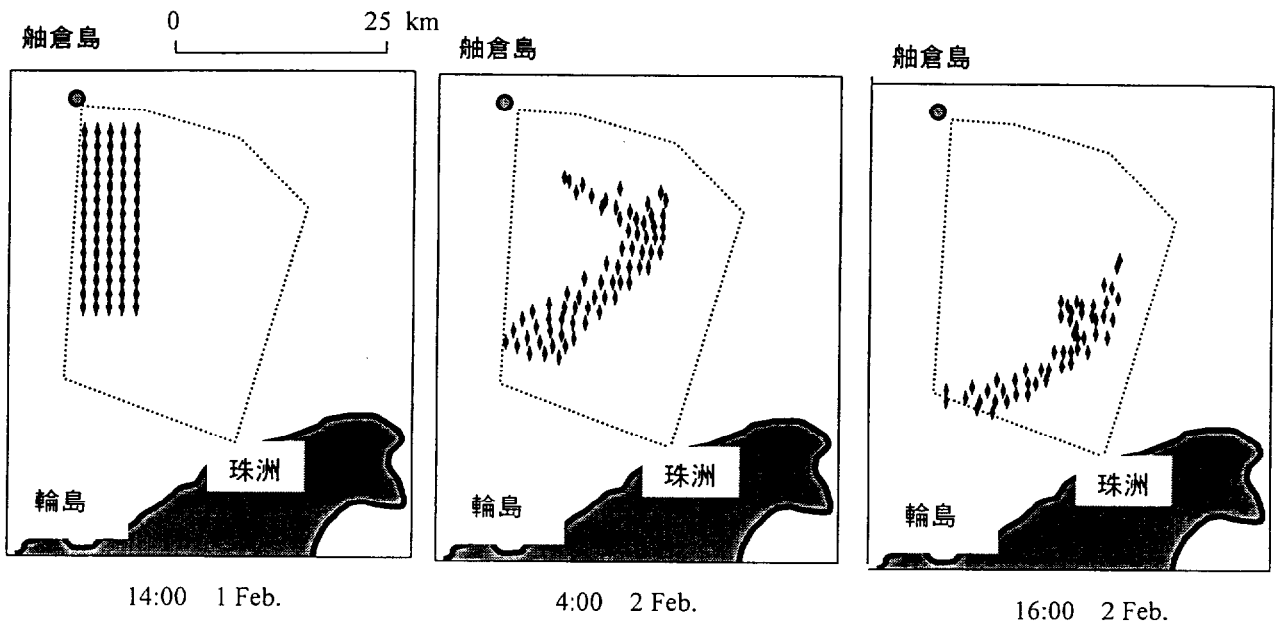


図7-19 中立粒子の追跡計算

第8章 結論

本論文では、東京湾、鹿島灘、能登半島沿岸域における流動や物質輸送、あるいはその総体としての生態環境に与える外洋影響を現地観測および数値ミュレーションによって把握することを試みた。以下に各章で得られた主要な結論を要約し、本論文の結論とする。

第2章では、東京湾、鹿島灘、霞ヶ浦という、互いに近接した位置にあってほぼ同様の気象条件下にある、典型的な閉鎖性、開放性および閉鎖水域に関して、比較水域学的な観点から、長期連続観測データに基づく温熱特性解析を行った。解析は、主として熱収支的な観点から、夏季と冬季に分けてそれぞれの水域に関して行った。その結果、以下のような結論を得た。

- 1) 開放性沿岸域である鹿島灘では、夏季・冬季ともに水平移流成分が熱収支の中で大きな割合を占めており、夏季には平均 $1.52^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ の冷却効果を、また冬季には平均 $2.41^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ の加熱効果を沿岸域にもたらしている。これは、大気側からの熱輸送効果に比べて、それぞれ、58%と67%もの割合になる。
- 2) 閉鎖性が強い霞ヶ浦では、逆に、水平移流成分は水域の水温変動にほとんど寄与しておらず、年間を通じて水表面を通しての大気側との熱輸送によって水温変動がほぼ規定されている。
- 3) 夏季の東京湾においては、水温躍層の形成によって熱収支に関わる実質的な水深が霞ヶ浦程度に浅くなり、しかも7日以上での時間スケールでの熱収支構造（ただし水温変動への寄与分）が、やはり霞ヶ浦と同様に大気側からの熱輸送に支配される形になっていることから、結果的に、夏季における東京湾と霞ヶ浦の表層水温の長時間スケールでの変化傾向が互いにほぼ一致する。
- 4) 夏季における東京湾表層および霞ヶ浦の水温変動と鹿島灘の水温変動との間には負の相関が存在する。これは、東京湾表層混合層と霞ヶ浦の水温が、大局的には大気側からの熱輸送に支配されるのに対し、鹿島灘では、風による沿岸湧昇や沿岸沈降による影響が大きいためである。
- 5) 冬季の東京湾は、夏季と異なり、平均 $1.67^{\circ}\text{C}/\text{month}\cdot\text{m}^3$ もの大きさの水平移流効果による熱輸送があり、Box Modelによる計算により、そのかなりの部分が外洋と湾内との間での熱交換に基づく外洋からの加熱効果によるものであることが示された。この外洋からの加熱効果により、冬季の東京湾湾奥部表層水温は、夏季と異なり、霞ヶ浦の水温より相対的に高くなる。

第3章では東京湾湾口部における現地観測に基づいて、冬季において発生した黒潮系暖水波及が、東京湾—外洋間の熱・物質輸送や湾内の温熱環境に与える影響を検討し、以下に示す結論を得た。

- 1) 東京湾の湾口フロントは、黒潮系暖水の湾口部への波及に伴い発生する非定常性の強い現象である。
- 2) 湾口フロントの構造は、内湾水と黒潮系暖水の密度バランスに影響を受けた非常に3次元性が

強いものである。

- 3) 黒潮系の暖水塊は約 50mの厚さで湾口部に侵入する。
- 4) 黒潮系暖水波及時における外洋から湾内への熱フラックスは、冬季平均の約 5 倍程度である。
- 5) 黒潮系暖水波及時の湾口部における熱および物質輸送に対しては、残差流の水平シアによる寄与が大きく、地球自転の効果がこの水平シアの形成に重要な働きをしている。
- 6) 非暖水波及時における熱輸送は、主に残差流の鉛直シアによって行われている。
- 7) 湾口部における水深が浅い場合、暖水波及に伴う物質輸送に対して、水平循環による寄与が大きくなる。また、水深が浅いと暖水の湾内への浸入速度が遅くなると共に、底面摩擦による鉛直拡散のために水温上昇量が小さくなることが分かった。
- 8) 湾幅が狭い場合、コリオリ力の効果が小さくなり、湾口部横断方向に一樣な厚さで暖水が湾内に浸入する。
- 9) 暖水波及時には、暖水塊浸入に先行して外洋での擾乱が表面波として湾内に伝搬する可能性を示した

第 4 章では、成層期において東京湾全域で行った現地観測と数値実験に基づき、成層期に発生した沖合い暖水の波及が、東京湾—外洋間の物質輸送や湾内水温の季節変動に果たす役割を明らかにした。以下に、結論を示す。

- 1) 沖合いの暖水や黒潮系暖水は、相模湾沖の冷水塊を迂回して沿岸域へ波及するが多い。
- 2) 沿岸域へ波及した暖水は、その一部が浦賀水道に侵入すると共に、相模湾沿岸域において反時計回りの強い流れを発生させる。
- 3) 成層期においては、浦賀水道に侵入した暖水は湾内中層に密度流として貫入する。
- 4) 湾内へ侵入した暖水は、地形効果と地球自転の影響を受けてその侵入経路を複雑に変化させながら湾奥に向かって侵入する。
- 5) 湾内に侵入した暖水は湾奥における水温の季節変動に対して、大きな影響を与えている。
- 6) 成層期における暖水の中層貫入は例年数回の頻度で発生している。
- 6) 中層貫入時に発生する上下 3 層の残差流は、湾内の濁質を効果的に外洋へ輸送する。
- 7) 例年、北よりの海上風が卓越し淡水流入量が増加する 9 月においては、暖水の中層貫入が強化されている可能性が高い。

第 5 章では、鹿島灘沿岸域における広域かつ長期にわたる観測データに基づいて解析した結果、沿岸の大規模な流速変動に関して以下の結論を得た。

- 1) 典型的な開放性の沿岸域である鹿島灘沿岸域に励起される長周期流速成分は、平均的に見ると海上風の影響が大きい。
- 2) 海上風による直接的な影響では説明できない現象として、沖合いに張り出した黒潮暖水舌の影響と大規模波動である陸棚波の影響を示した。特に、冬季には沿岸域の冷却効果が進むため大きな水温水平勾配が大陸棚上に形成され、これが沿岸近くまで海流の効果が及ぶ原因であることを指摘

した。

第6章では、開放性海岸域の水環境特性に与える沖合海域の影響を把握するために、鹿島灘波崎海岸周辺海域において日スケールの水温変動現象と物質輸送過程に着目した現地観測を行った。主要な結論は以下のとおりである。

- 1) 開放性の高い鹿島灘波崎海岸において成層期に現れる海岸水温の日周変動には、日射による局所的な加熱効果に加え、日周期内部波の影響が大きく、それによって、海岸付近のような陸岸に近い浅海域であっても、内部波による下層冷水の遡上と上層暖水の接岸が交互に繰り返されることで水温の日周変動が励起される。
- 2) 内部波の運動に伴い、クロロフィル a、濁度、浮遊幼生など浮遊物質も岸沖方向に移動しており、CBZ と海岸域の間の物質移動に対して日周期内部波が重要な役割を果たしている。

第7章では、日本海沿岸域における流れの時空間変動構造の特徴を調べるために、冬季日本海能登半島沖沿岸部を対象として、短波海洋レーダの表層流速データの解析を行い、以下の結論を得た。

- 1) 冬季日本海能登半島沖の表層部の流れには海上風の影響が強い。
- 2) 海上風に直接依存しない流れ成分として対馬暖流第1分岐が、沿岸域における様々な時空間スケールの変動に対して非常に大きな影響を与えていることを指摘した。この海流成分は、海底地形の影響を強く受けたために大きな水平シアを持っており、また、順圧流的な性格が強いことから、物質の広域移流拡散や底質の輸送に重要な影響を及ぼす可能性があることを指摘した。

以下に、これらを総括して全体をまとめる。

我が国太平洋側に位置する代表的な閉鎖性海域である東京湾では、開放性の高い鹿島灘沿岸域ほどではないが、1年を通じ狭い湾口を介して外洋の影響を受けており、その影響は湾奥部にまで到達している。特に外洋から運ばれる熱量は、主に残差流シアによって湾奥へと輸送されるっており、密度流や吹送流が湾奥への熱輸送に重要な働きをしている。これらの事実は、閉鎖性が強い東京湾が、実際は比較的外洋の影響を受け易い海域構造をしていることを示している。つまり、湾口部沖側では水深が急激に深くなっているため、湾口部では暖水波及の直接的な影響を受け易くなっている。そして、成層期には湾内全域に顕著な密度成層が発達しているため、接岸する（ぶつかる）ことによって地衡流バランスが崩れた暖水は密度流湾内中層に貫入し比較的湾奥まで侵入することが可能となる。非成層期において、暖水はまず湾口フロントの消長やその構造を決定することによって間接的に内湾域の環境に影響を及ぼしている。さらに、暖水が内湾水の下層に潜り込む形の湾口フロントが発生した場合には、暖水が密度流として湾内中層に侵入し、直接的に湾内の温熱環境に大きな影響を与えている。

開放性の高い鹿島灘沿岸域は、常に外洋の影響を強く受けている。非成層期においては、しばしば鹿島灘沖合いに発達する黒潮暖水舌が、地衡流によって陸棚域に強い流れを引き起こし、最終的には水平シアによって岸近くの流動に大きな影響を与えている。しかしながら、暖水舌は地衡流バ

ランスしているため、東京湾のように暖水塊が密度流として岸近くまで直接貫入することはないものと考えられる。これに対し、成層期においては、水深4 m程度の極浅い海岸域における水温までが、沿岸方向に伝播する大規模な内部波（日周の内部潮汐波）の影響を直接的に受けている。これは、沿岸域に拘束された波動現象が外洋の影響を効果的に岸近くまで伝えていることを示している。

一方、能登半島周辺では、沿岸境界流である対馬暖流第1分岐が、陸棚域の海底地形に捕らわれながら流れているため、沿岸域の流動や温熱環境は常に海流の影響を強く受けているものと考えられる。また、この順圧的な流れは沿岸域における局所的な海底地形に大きく影響され、沿岸域において様々な時空間スケールの流動を引き起こしている。

以上、本論文では、東京湾、鹿島灘、能登半島沿岸域における温熱環境、流動や物質輸送に与える外洋影響を現地観測と数値計算によって明らかにすることを試みたわけであるが、当然ながら、これらの海域における外洋影響の全てを明らかにしたわけではない。今後は、ここで取り上げた3つの海域においてモニタリングを継続するとともに、他の海域における外洋影響の形態を明らかにし、それらを比較検討することによって、外洋影響に対するさらなる理解を深めたい。また、今後、沿岸域における外洋影響の理解を深めるためには、外洋における大規模物理現象の総観スケールの変動現象を再現可能な外洋-沿岸域流動モデルの構築が必要であることは言うまでもない。

本研究が、今後の沿岸域における外洋影響の解明に少しでも役立てば幸いである。

謝辞

本研究の遂行および論文の作成にあたり、常に温かく見守っていただくとともに多くの示唆と懇切丁寧なご指導を賜った東京工業大学工学部土木工学科八木宏助教授に深く感謝の意を表します。また、八木助教授には、研究に対するひたむきな姿勢、何事に対しても興味を持ち一つの物事を多角的に見ることを教えて頂いた。わずか4、5年前に八木先生が始められた東京工業大学土木工学科における沿岸海洋研究の創生期に、そのメンバーの一員として参加させて頂いたことを本当にうれしく思うとともに、誇りに感じております。今後は、八木先生より教えていただいた多くの事を肝に銘じ、海の研究に邁進していく所存です。

東京工業大学工学部土木工学科教授の池田駿介教授には、輪講やゼミを通して、流体力学や水理学の面白さ、奥深さを教えて頂きました。また、先生の複雑な現象の中から本質を見抜き、理論的に問題を解決する姿勢に感銘を受けました。ここに心より感謝の意を表します。

東京工業大学大学院総合理工学研究科環境物理工学専攻石川忠晴教授には、学生時代には輪講やゼミを通して流体力学や水理学の面白さを教えて頂きました。また、私が助手となった現在でも、研究に対する哲学や学生に対する指導方法など多くの事を教えて頂きました。本当に有り難うございます。

東京工業大学大学院情報理工学研究科情報環境学専攻灘岡和夫教授には、研究上の数多くの有益な御助言を頂いたばかりでなく、日常の議論の重要性、研究に対する心構え、研究の厳しさと素晴らしさを教えて頂きました。先生には時折（かなり）厳しい言葉を頂きましたが、それに負けまいとがんばってきたことが、研究を進める上での一つの大きな力となりました。本当にありがとうございました。

東京工業大学大学院情報理工学研究科情報環境学専攻廣瀬壮一教授には、他分野が御専門でありながら本論文の審査を快くお引き受けいただき、また、審査を通じて有益な御助言を頂きました。ここに、感謝の意を表します。

東京水産大学海洋環境学科松山優治教授には、本論文の審査を通じて有益な御助言を頂くとともに、学会や研究会などでも常に私の研究に対して数多くのアドバイスをして頂きました。私が、4年前に沿岸海洋の研究を始めて以来、あこがれの研究者である松山先生に論文審査をしていただいたことは、一生の思い出となるとともに、心が引きしまる思いでした。今後も、松山先生に少しでも近づけるよう精進していく次第です。

東京工業大学水工研の助手である二瓶泰雄氏、戸田裕嗣氏、森脇 亮氏には、同じ水工研の助手として、研究室業務を遂行する上で多大なるご支援を頂きました。また、皆さんの研究に取り組む積極的な姿勢に数多くのことを教えていただきました。本当に有り難うございました。

私が学生時代、東京工業大学水工研の助手であった田中昌宏氏（現鹿島建設）、武若聡氏（現筑波大学助教授）には、研究、輪講、ゼミを通して数多くのご教示を頂きました。また、両氏には現在でも学会・研究会などで声を掛けていただき、数多くの有益な御助言を頂いております。ここに、感謝の意を表します。

灘岡研究室秘書の塚本栄子氏には、日常の業務はもちろんのこと、学位論文の準備を進めていくうえで、多大なる協力をして頂きました。ありがとうございました。

さらに、本研究を遂行するにあたり、内山雄介氏（現日本公営）、吉岡健氏（現東京工業大学修士2年）、田淵広嗣氏（現東京工業大学修士1年）、緒方健太郎氏（現清水建設）、田岡幸司氏（現日本鋼管）、杉田繁樹氏（現五洋建設）、前田利光氏、身崎成紀氏（現東京工業大学修士1年）に多大なるご協力を頂いた。本当に有り難うございました。また、私が計画した無謀ともいえる現地観測（98年夏には1.5ヶ月の間に12時間連続観測を7日もしました）に幾度となくご協力していただいた東京工業大学八木研究室、灘岡研究室の皆さんに心より感謝致します。皆様のご協力なしに、本論文はありえません。本当に有り難うございました。

私に研究の素晴らしさを教えて頂いた、学生時代の恩師である日野幹雄先生（現中央大学総合政策学部教授）、日野研究室の助手であった福西祐氏（現東北大学助教授）、日野研究室の先輩である神田学氏（現東京工業大学開発システム工学科助教授）、孟岩氏、小川隆申氏（現清水建設）、木内豪氏（現建設省土木研究所）に感謝の意を表します。日ごろ研究室で繰り広げられる様々な議論を聞いて、研究者に対するあこがれと研究の素晴らしさを感じました。本当に有り難うございました。

最後に、私の精神的な支えである日向仁美と遥香に心より感謝します。