

# TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

沿岸捕捉波による相模湾の急潮に関する研究

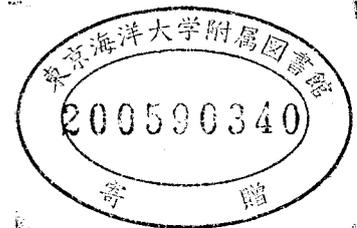
メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-03-31 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 井桁, 庸介 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/762">https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/762</a>

沿岸捕捉波による  
相模湾の急潮に関する研究

平成 17 年度  
(2005)

東京水産大学大学院  
水産学研究科  
海洋環境学専攻

井桁庸介



# 目次

第1章	はじめに	1
1.1	相模湾の急潮	1
1.2	風に起因する沿岸捕捉波に関する既往の研究	3
1.3	研究目的	4
第2章	台風8818号の通過に伴い発生した急潮に関する数値実験	7
2.1	はじめに	7
2.2	台風8818号による相模湾の急潮	8
2.3	実験方法	9
2.4	実験結果	12
2.4.1	台風の通過に伴う潮位と流速の変化	12
2.4.2	沿岸捕捉波の特性の変化	13
2.5	考察	15
2.5.1	台風通過後に起こる急潮の機構	15
2.5.2	急潮発生に伴う海水交換	15
2.6	まとめ	16
第3章	地形による沿岸捕捉波の散乱に関する数値実験	31
3.1	はじめに	31
3.2	実験方法	32
3.3	2層近似したモデル海域における沿岸捕捉波モード	34
3.4	実験結果	36
3.5	考察	37
3.5.1	沿岸捕捉波の伝播特性の変化	37
3.5.2	沿岸捕捉波の散乱に対する地形の影響	38
3.6	まとめ	41
第4章	相模湾東部で観測された沿岸捕捉波の構造	61
4.1	はじめに	61
4.2	観測方法とデータ処理	62
4.3	観測結果	62
4.4	台風の通過に伴い観測された流速・水温変動	64
4.4.1	台風0315号の通過後に発生した急潮	64
4.4.2	台風0310号の通過後に発生した流速・水温変動	65
4.5	考察	66

4.5.1	沿岸捕捉波	．．．	67
4.5.2	観測された沿岸捕捉波のモード特性	．．．	70
4.6	まとめ	．．．	71
第5章 台風の通過に伴い発生する沿岸捕捉波の特性 -台風 0310 号と台風 0315 号をモデルとして-			93
5.1	はじめに	．．．	93
5.2	実験方法	．．．	93
5.3	実験結果	．．．	95
5.3.1	台風が相模湾の南東側を北上した場合	．．．	95
5.3.2	台風が相模湾の北西側を北上した場合	．．．	96
5.3.3	沿岸捕捉波の伝播に伴う密度場の変化	．．．	97
5.4	考察	．．．	97
5.4.1	観測との比較	．．．	97
5.4.2	台風の経路と沿岸捕捉波の流速構造の関係	．．．	99
5.4.3	沿岸捕捉波のモード特性と風応力の関係	．．．	101
5.5	まとめ	．．．	107
第6章 まとめ			130
6.1	台風の通過に伴う相模湾の急潮の発生機構について	．．．	130
6.2	沿岸捕捉波の特性と風応力の関係について	．．．	131
6.3	今後の課題	．．．	133
謝辞			135
文献			136

# 第1章 はじめに

## 1.1 相模湾の急潮

相模湾は日本南東岸に位置する太平洋に面した湾である(Fig.1.1)。湾口幅は約 80 km、湾の奥行きは約 60 km で最大水深が約 1500 m を越える日本有数の深い湾である。湾口は大島により 2 分され、房総半島との間は大島東水道、伊豆半島との間は大島西水道と呼ばれている。回遊性魚類を中心とした漁業資源に恵まれていることから、湾内には多数の大型定置網が敷設されている。湾口の南沖合を黒潮が流れ、その流軸が湾口に近づくと一部が大島の西水道から流入し、東水道から流出する。暖水の一部が湾東岸から反時計回りに移動することで、湾内に反時計回りの循環を形成する(Iwata and Matsuyama, 1989)。それは、時々強くなり沿岸に敷設された定置網に大きな被害を与えることから、急潮として沿岸漁業者に恐れられてきた。約 70 年前、木村(1942)は大島の水温・流れの記録と定置網漁場での現場水温を詳細に調べ、黒潮系の沖合水が大島西水道から相模湾へ進入し、湾奥沿岸を東から西へ進行することで急潮が発生することを発見した。特に、冬季から春季にかけての事例を調べ、「年末大急潮」・「冬季大急潮」・「春季大急潮」に分け、その周期的な生起を述べた。

漁業関係者は台風や低気圧などの気象擾乱の通過に伴い、しばしば急潮が発生する事も知っていた。相模湾では気象擾乱の通過による急潮は、擾乱通過後に 1 日程度遅れて起こることがわかっており、彼らは「あと急潮」と呼んで非常に警戒していた。

宇田(1953)は漁業者からの急潮に関する聞き取り調査と漁場での現場水温や定置網の沈み具合などの資料を総合して、「黒潮の沖合いでの異変が第 1 の基本原因で、気象擾乱(不連続線、低気圧の通過)が第 2 の動因となり、大潮廻りの潮流増強が第 3 の原因としてこれを激化し、激烈な急潮を生起する」と推測した。その後、観測技術・観測網の発達により、水温・潮位の連続記録から急潮の特徴が見出された。松山ら(1992)は観測された急潮を整理し、相模湾の急潮の主因を(1)黒潮系水の流入、(2)台風による波動、(3)内部潮汐の増幅などに大別できるとし、それぞれが独立して急潮を引き起こす可能性を指摘した。

黒潮系水の流入が原因と考えられる急潮は、松山・岩田(1977)に代表されるように暖水が湾岸に沿って反時計回りに湾奥を  $0.5\sim 1.0\text{ m s}^{-1}$  の速さで移動す

ることが報告されている。この急潮の相模湾内での挙動を Yamagata (1980)は内部ケルビン衝撃波として説明した。一方、Kubokawa and Hanawa (1984)は回転系での密度流として説明している。Matsuyama et al. (1999)と石戸谷(2001)は、湾奥中央部と湾西部で得られた水温記録、NOAA による海面水温画像、CTD 観測記録、潮位記録を解析し、1994 年 1 月 9 日に相模湾西部に敷設された定置網が流失する被害を発生させた急潮は、大島西水道から進入した後に密度流の特性を持って沿岸を反時計回りに進行した黒潮系暖水によるものとした。さらに、黒潮の流路が非大蛇行接岸流路から非大蛇行離岸流路へ移行した際に、相模湾へ暖水が進入したと結論付けた。

一方、内部潮汐による漁業被害は、相模湾ではほとんど報告されなかった。相模湾と隣り合う駿河湾の奥に位置する内浦湾では、夏季から初秋にしばしば発生する急潮(木村, 1942)は内部潮汐によることが明らかになっている(Matsuyama and Teramoto, 1985)。相模湾では、成層期に半日周期内部潮汐が顕著であることが知られている(Ohwaki et al., 1991)。湾内では半日周期内部潮汐は内部モードのケルビン波とポアンカレ波として振る舞い、湾奥で入射波と反射波が干渉しあうことにより局所的に強流を発生させることがある(Kitade and Matsuyama, 1997)。このことから、内部潮汐により急潮が発生することも十分考えられるとされている(松山ら, 1992)。

台風通過が原因と考えられる急潮は、台風 8818 号に関する事例が知られている。1988 年 9 月の台風 8818 号の通過後、相模湾で大規模な急潮が発生し、伊豆半島東岸の北川に敷設された定置網が南に約 8 km 流されるという被害が発生した。この急潮は、湾東部の城ヶ島沖の表層下で急激な水温上昇を伴う北西向きの強い流れとして現れ、それに伴う潮位上昇が沿岸で顕著であったことから、沿岸に捕捉されながら伝播する波動に引き起こされたと考えられた。さらに、台風通過の約 2 日後に相模湾で急潮が起こったことから、房総半島沿岸で発生し相模湾に伝播した沿岸捕捉波であると推定されている(Matsuyama et al., 1997)。

相模湾で定置網に被害を与えた急潮について、1985 年から 1996 年までの記録を整理した石戸谷(2001)は、休業日数が 10 日を超える甚大な漁業被害を発生させた 19 例の急潮のうち 10 例が台風通過に伴ったもので、被害の大きい急潮は台風 8818 号の場合と同様に、台風が相模湾の東沖を通過したときに起きていると指摘した。以上の知見から、台風通過に伴い大規模な急潮が多数発生

し、その多くは強風によって発生した沿岸捕捉波に起因している可能性が高いと考えられる。

## 1. 2 風に起因する沿岸捕捉波に関する既往の研究

風によって発生する沿岸捕捉波の研究はこれまでに多くの解析的研究が行われてきた。Gill and Schumann (1974)は、陸棚が存在する密度一様の海洋で風の応力が陸棚波を生起する機構を理論的に示した。Gill and Clarke (1974)は、風に応答する沿岸の流れ・潮位変動に注目し、水深一様で成層した海での内部ケルビン波と陸棚が存在する成層した海での沿岸捕捉波について議論した。陸棚が存在する成層海洋での沿岸捕捉波は、成層パラメータ $\varepsilon=\lambda/L$  ( $\lambda$ は内部ロスビー変形半径、 $L$ は陸棚の幅)によって、 $\varepsilon\ll 1$ のときは陸棚波タイプの沿岸捕捉波、 $\varepsilon> 1$ のときは傾圧(内部ケルビン波)タイプの沿岸捕捉波になる(Chapman, 1983; Clarke and Brink, 1985; Middleton and Wright, 1990など)。また、沿岸捕捉波が陸岸や海底が急変する海域へ伝播する際に、波の特性が変化するという議論もなされている。Wilkin and Chapman (1987)は、陸棚幅が急激に変化するところで、低次モードの陸棚波が高次モードの陸棚波へ変換されることを解析的に示した。さらに、Wilkin and Chapman (1990)は、連続成層海を伝播する陸棚波型の沿岸捕捉波が陸岸や陸棚幅が急激に狭くなる海域へ入射する際に、地形変化が Shelf-similar topography (Hsueh, 1980)の形状を保つ場合には散乱することなく伝播するが、それ以外の時には散乱して、その割合は成層の強化と共に増加することを示している。

日本沿岸では、低気圧の通過に伴い、周期的に変化する風により励起された数日周期変動の沿岸捕捉波がしばしば観測される。Kubota et al. (1981)は、福島沿岸で観測した約 100 時間周期の流速変動が、風の変動と高い相関を示すことから、風により励起された陸棚波であると推定した。さらに、Kubota (1982, 1985)は沿岸域で観測された流速変動は風域内で励起された陸棚波の第 2、第 3 モード、潮位は第 1 モードによるものと説明した。Kitade et al. (1998)は相模湾での係留観測から数日周期変動の卓越を見出し、この変動は風により起こされた内部ケルビン波であり、2~3 日周期の波は相模湾内で発生しているが、5~6 日周期のものは湾外で発生し伝播してきたものであることを示した。Kitade and Matsuyama (2000)は本州南東沿岸で観測される 5~6 日周期の潮位変動は風によって励起された沿岸捕捉波であり、房総半島東岸では陸棚波タイプの波で

あるが、房総半島南東の陸棚幅の減少する海域で内部ケルビン波タイプの波に変化して相模湾へ伝播することを、2層モデルを用いた数値実験により示した。

一時的に強い風を伴う台風による沿岸捕捉波の発生は、1971年9月に発生した異常潮位現象により注目を集めた(Yoshida et al.,1972)。Endoh (1973)は黒潮を想定した西岸強化流を考慮した順圧モデルにより、陸棚波と黒潮との相互作用による沿岸の異常潮位を再現することを試みた。Suginohara (1973)は2層モデルを用いて、静止状態で台風通過により陸棚斜面上に陸棚波が発生することを示したが、格子間隔の粗さから沿岸域の内部ケルビン波を十分に再現できるまでに至らなかった。北出ら(1996)は2層モデルを用いた数値実験により、台風通過の約12時間後に相模湾奥で観測された急激な水温低下と $90\text{ cm s}^{-1}$ を超える流れは、湾東部で風により生じた内部ケルビン波によるものとして説明している。

### 1.3 研究目的

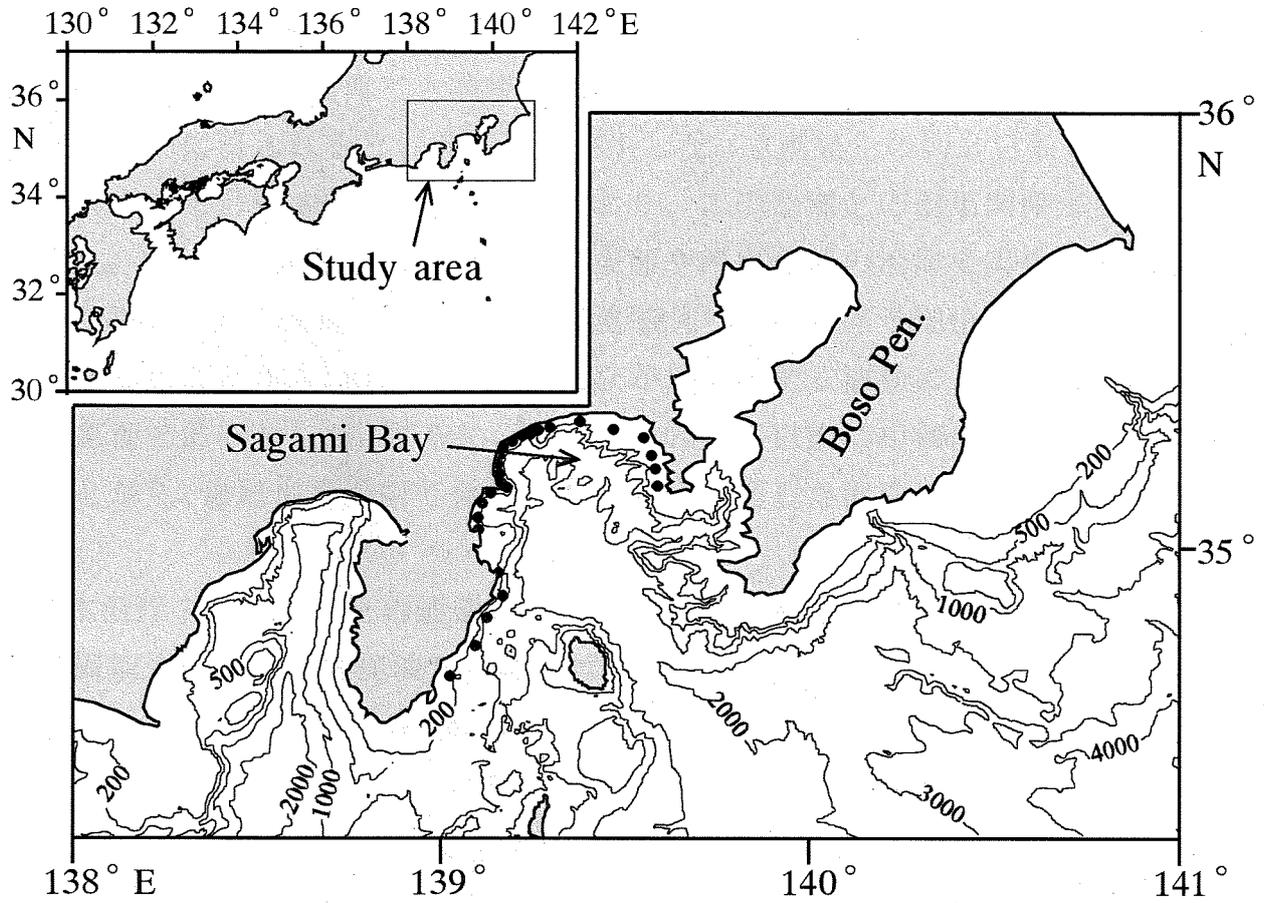
これまで実施されてきた係留観測、海洋情報資料の解析から、相模湾の急潮に関して、(1)台風通過により急潮が多数発生していること、(2)大規模な急潮の発生は台風が相模湾の南東沖を通過した時に多いことがわかってきた。沿岸捕捉波に関しては、(3)周期的な南北風により房総半島東岸で沿岸捕捉波が発生し、相模湾へ伝播することが明らかにされてきた。これまでの知見から沿岸捕捉波と急潮の因果関係が示唆される。しかし、既往の沿岸捕捉波の研究は、湾内表層に点在する測点で得られた流速・水温変動の特徴を、成層を2層に近似した沿岸捕捉波の理論や数値実験で解釈するというものに終始している。沿岸捕捉波と急潮の関係を十分に解明するには沿岸捕捉波による流速場を詳細に理解することが必要である。それには、より深くまで連続的に流速を捉え、連続成層下での沿岸捕捉波理論をもとに考察することが望まれる。

本研究の目的は、相模湾周辺海域で台風通過の強風による沿岸捕捉波の発生過程、伝播過程、水平・鉛直構造を3次元的に解明することである。一時的な強風に励起される沿岸捕捉波の発生・伝播を考慮する際には、等密度面の露出、孤立波などの非線形性を考慮する必要がある。このような海洋物理過程は非常に興味深い。そして、その本質的な理解は台風による急潮の解明、延いては急潮予知に繋がり、水産学的な観点でも重要である。更に、急潮発生後に相模湾内の水質が変化し、豊漁となった報告もあることから、海洋環境に対する知見

を得るという側面でも本研究の重要性は大きい。

本研究では、甚大な漁業被害を引き起こした台風 8818 号、そして 2003 年の夏季と秋季に相模湾周辺を通過した台風 0310 号と台風 0315 号に励起されたと考えられる沿岸捕捉波を例にする。現場観測・データ解析・数値実験を通じた上記 3 例の事例解析から、台風に励起された沿岸捕捉波による急潮の発生機構の解明を試みる。

以下、第 2 章では、台風 8818 号を例として、現実的な地形と成層構造を考慮した 3 次元数値モデル実験により沿岸捕捉波が相模湾で急潮を起こし得ることを示す。第 3 章では、単純化した地形を用いた 2 層モデルによる数値実験から、地形変化による沿岸捕捉波の分裂・モード変換を詳細に調べ、台風に励起された沿岸捕捉波が散逸する過程を示す。第 4 章では、相模湾東部で実施した係留観測で捉えた台風 0310 号と台風 0315 号に起因する沿岸捕捉波の流速と水温の水平・鉛直構造を詳細に記述する。そして、台風の経路により発生する沿岸捕捉波のモード特性が異なる可能性を示す。第 5 章では、第 4 章の観測結果を例に、沿岸捕捉波のモード特性が台風の経路で変化することを現実的な地形・密度成層・風応力を考慮した 3 次元数値モデル実験により示す。そして、単純化した地形・外力を用いた数値実験から、風応力に対する沿岸捕捉波のモード特性の依存性を調べる。第 6 章では全体のまとめを行い、今後の課題を述べる。



**Fig. 1.1.** Bottom topography and locations of observation sites in Sagami Bay. Numerals on the bottom contours are in meters. Inset shows the locations of Sagami Bay. Symbol "●" indicates the locations of large size fishing set-nets in Sagami Bay.

## 第 2 章

# 台風 8818 号の通過に伴い発生した急潮に関する数値実験

### 2. 1 はじめに

1988 年 9 月に相模湾で大規模な急潮が発生し、伊豆半島東岸に敷設された定置網が南に流されるという被害が発生した。急潮発生約 2 日前に、房総半島の南東沖を台風 8818 号が北上しており、この急潮との因果関係が示唆されていた。Matsuyama et al. (1997) は、湾東部や湾奥西部の沿岸で実施した係留観測で、急潮による強流と水温急変現象を捉え、それに伴う潮位上昇が沿岸で顕著であったことから、沿岸に捕捉されながら伝播する波動によって引き起こされた急潮であるとした。さらに、台風通過約 2 日後に相模湾で急潮が起こったことから、房総半島沿岸で発生し相模湾に伝播した沿岸捕捉波であると推定した。

日本沿岸では、低気圧の通過に伴い、周期的に変化する風により励起された数日周期変動の沿岸捕捉波がしばしば観測される。Kubota et al. (1981) は、福島沿岸で観測した約 100 時間周期の流速変動が、風の変動と高い相関を示すことから、風により励起された陸棚波であると推定した。さらに、Kubota (1982, 1985) は沿岸域で観測された流速変動は風域内で励起された陸棚波の第 2、第 3 モード、潮位は第 1 モードによるものと説明した。Kitade et al. (1998) は相模湾での係留観測から数日周期変動の卓越を見出し、この変動は風により起こされた内部ケルビン波であり、2 日～3 日周期の波は相模湾内で発生しているが、5～6 日周期のものは湾外で発生し伝播してきたものであることを示した。Kitade and Matsuyama (2000) は本州南東沿岸で観測される 5～6 日周期の潮位変動は風によって励起された沿岸捕捉波であり、房総半島東岸では陸棚波タイプの波であるが、房総半島南東の陸棚幅の減少する海域で内部ケルビン波タイプの波に変化して相模湾へ伝播することを、2 層モデルを用いた数値実験により示した。

一時的に強い風を伴う台風による沿岸捕捉波の発生は、1971 年 9 月に発生した異常潮位現象により注目を集めた(Yoshida et al., 1972)。Endoh (1973) は黒潮を想定した西岸強化流を考慮した順圧モデルにより、陸棚波と黒潮との相互作用による沿岸の異常潮位を再現することを試みた。Suginohara (1973) は 2 層モ

デルを用いて静止状態で台風通過によって陸棚斜面上に陸棚波が発生することを示したが、格子間隔の粗さから沿岸域の内部ケルビン波を十分に再現できるまでに至らなかった。北出ら (1996)は2層モデルを用いた数値実験により、台風通過の約12時間後に相模湾奥で観測された急激な水温低下と  $90 \text{ cm s}^{-1}$  を超える流れは、湾東部で風により生じた内部ケルビン波によるものとして説明している。

台風通過により岸に平行な強風が長時間吹き続けると、顕著な沿岸捕捉波が発生し、強流や沿岸潮位変化を伴いながら伝播することが予想される。また、成層した沿岸域に強風が吹くと、等密度面の海面への露出、顕著な沈降が起こるので、2層モデルなどのレイヤーモデルでの数値実験では近似が破綻する。台風による急潮の発生過程の解明には、連続成層モデルを用いた数値実験が必要になるが、これまで相模湾周辺海域を対象として実施された例はない。1988年9月の相模湾の急潮は台風8818号通過の約2日後の静穏な天候で起こったことから(Matsuyama et al., 1997)、強い気象擾乱の通過に伴い発生する沿岸捕捉波の発生・伝播機構を明らかにするうえで非常に適した事例であると考えられる。そこで、本章では、沿岸捕捉波が相模湾で急潮を発生し得るか、否かを調べるために、台風8818号を出来るだけ表現するような気象条件を与えて、沿岸域にどのような波動が発生し、伝播するかを、現実に近い地形・成層・風速場を組み込んだ連続成層モデルを用いた数値実験により調べる。さらに、房総半島南東沿岸の勝浦沖での水深急変域で沿岸捕捉波のモード変換が起こることが予測されるので、その海域での波の伝播特性の変化を詳細に追跡した。

## 2.2 台風8818号による相模湾の急潮

台風8818号が本州東岸を北上した約2日後の1988年9月18日に伊豆半島東岸の北川(Fig.2.1⑭)の定置網が南に8 km 流される急潮が発生した(Matsuyama et al., 1997)。台風に伴う北寄りの風が連吹し、15日夜半に関東地方沿岸では最大風速を観測している(Fig.2.2)。一方、城ヶ島沖(Fig.2.1⑬)での係留観測により30 m 深での流速・水温記録が得られ、16日夜半もしくは17日早朝に湾内に向かう強流と季節躍層内での水温上昇が認められた(Fig.2.2)。湾奥西部の小田原沖での多層水温観測でも急激な水温上昇が記録された。城ヶ島沖と小田原沖の水温上昇の時間差から現象の伝播速度を見積もると約  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  であり、反時計回りに移動していたと推定された。Fig.2.2に見られるよ

うに、城ヶ島沖の表層で、最大流速を観測した時刻は大島や銚子の最大風速の時刻より約1日遅れていた。さらに、伊豆半島東岸の北川で急潮が起こった時刻は城ヶ島沖での最大流速の時刻より約1.5日遅れていた。Fig.2.3は周辺域で得られた潮位記録からタイド・キラー・フィルター(花輪・三寺, 1985)により潮汐成分を除去し、気圧補正したものである。銚子で潮位が最大になる時刻は台風通過直後で、その後、ピークは銚子から西へ伝播する様子がはっきりと分る。以上のことは、現象は少なくとも房総半島沿岸から西へ向かって伝播したことを示しており、さらに、この現象を引き起こしたのは台風に伴う北寄りの強風であると予測される。

潮位上昇や躍層下降を伴う強流現象は、台風に伴う強風により発生した沿岸捕捉波に起因する可能性が非常に高い(Matsuyama et al., 1997)。しかし、少ない観測記録や沿岸潮位データの解析から急潮発生 of 力学機構を解明するには限界がある。そこで、成層効果を考慮した数値実験を行い、観測結果との比較を通して機構解明を試みた。

### 2.3 実験方法

モデル海域(Fig.2.4)は、相模湾を中心とした東西南北 700 km とし、この領域を 2 km×2 km の正方格子に分割し、陸岸・海底地形は出来るだけ実際に近い形で導入した。しかし、沿岸域の現象に注目するため、計算時間を短縮する目的で、海底地形は 1000 m 以深を 1000 m で一定とした。台風に伴う強風により発生する、顕著な沿岸捕捉波の発生・伝播を表現するために、実験には 3次元レベルモデルを使用した。 $\beta$ 面近似をした非圧縮性流体で、直交座標系で静止海面を原点にとり、東向きに  $x$  軸、北向きに  $y$  軸、鉛直上方に  $z$  軸をとることにした。そして、以下に示す、静水圧近似、ブシネスク近似した、運動方程式、連続の式、密度保存の式を基本方程式に用いた。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2.2)$$

$$\rho g = -\frac{\partial p}{\partial z} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = K_h \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + K_h \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} + \frac{K_v}{\delta} \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \quad (2.5)$$

ここで、 $g$ は重力加速度、 $f$ はコリオリパラメーター、 $p$ は圧力、 $\rho$ は密度、 $\rho_0$ は平均密度、 $A_h$ は水平渦動粘性係数、 $A_v$ は鉛直渦動粘性係数、 $K_h$ は水平渦拡散係数、 $K_v$ は鉛直渦拡散係数である。ただし、 $\delta$ は対流調節パラメーターで、

$$\delta = \begin{cases} 1 & \text{for } \frac{\partial \rho}{\partial z} \leq 0 \\ 0 & \text{for } \frac{\partial \rho}{\partial z} > 0 \end{cases} \quad (2.6)$$

と定義される(例えば Suginohara, 1982)。陸岸境界は、non-slip 条件を採用した。海面、海底の境界条件は、それぞれ以下の(2.7)、(2.8)を用いている。

$$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = \gamma_s^2 \frac{\rho_a}{\rho_0} W(W_x, W_y) \quad (2.7)$$

$$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H(x,y)} = \gamma_b^2 U_b(u_b, v_b) \quad (2.8)$$

ここで、

$$W = \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad U_b = \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$$

ただし、 $W_x$ 、 $W_y$ は風速の  $x$ 、 $y$  成分、 $u_b$ 、 $v_b$ は海底直上の流速の  $x$ 、 $y$  成分、 $H$ は深度、 $\gamma_s^2$ は風応力による海面での摩擦係数、 $\gamma_b^2$ は海底摩擦係数、 $\rho_a$ は空気の密度である。

開境界での風によるエクマン輸送を可能にするために、clamped condition (Chapman, 1985)を採用した。また、開境界付近の擾乱を抑えるため、開境界から 20 km の領域(Fig.2.4 の斜線部)にスポンジ条件を用いた。基本場の密度は、1994 年の相模湾周辺で行われた CTD 観測によって得た 4 測点平均の密度分布を全域に与えた(Fig.2.5)。鉛直には 10 層のレベルを設定した。鉛直格子は上層

では細かく、下層では粗くし、各層の厚さは上層から 10 m、10 m、20 m、20 m、40 m、80 m、100 m、200 m、200 m、320 m とした。

(2.1)~(2.5)式を空間・時間に関して中央差分を用いて差分化し、時間については計算を安定させるため、10 回に 1 回の割合で Euler backward スキームを用いた。タイムステップは 6 秒とした。また、モデル領域の初期条件は静止状態とした。各パラメータは  $\rho_a=1.2 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $A_h=500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $A_v=0.002 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_h=100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_v=0.001 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $\gamma_s^2=0.0016$ 、 $\gamma_b^2=0.0026$  を採用した。水平渦動粘性係数  $A_h$  は一般的に用いられている値 50~300  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$  (例えば Beletsky and O'Connor, 1997) よりも少し大きいのが、強風においても計算を安定させるために用いた。一方、沿岸流の急激な減衰を防ぐため、 $A_h$  は陸岸に隣接する格子において 100  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$  とした。

台風に伴う気圧場  $P_s$  には Fujita (1952) による経験式

$$P_s = P_\infty - \frac{(P_\infty - P_n)}{\sqrt{1 + \left(\frac{r^2}{r_0^2}\right)}} \quad (2.9)$$

を採用した。ここで、 $r$  は台風の中心からの距離、 $P_\infty$  (=1013 hPa) は台風の影響が及ばなくなる地点の気圧、 $P_n$  は台風の中心気圧、 $r_0$  は台風の形状を決定するパラメータである。

風速場  $\vec{W}$  は Miyazaki et al. (1961) の経験式

$$\vec{G} = \frac{fr}{2} \left[ -1 + \left\{ 1 + \left( \frac{4}{\rho_a r f^2} \right) \frac{\partial p_s}{\partial r} \right\}^{1/2} \right] \quad (2.10)$$

$$\vec{W} = C_1 C \exp\left(-\frac{\pi r}{r_e}\right) + C_2 \vec{G}' \quad (2.11)$$

を用いて表した。ここで、 $\vec{G}'$  は傾度風場(2.10)式の  $\vec{G}$  を等圧線の接線方向から中心に向かって 30 度回転させたもの、 $C$  は台風の移動速度を示す。また、パラメータは一般的な値を用い、 $C_1$ 、 $C_2$ 、 $r_e$  はそれぞれ、0.95、0.95、500 km とした(例えば As-Salek, 1998)。

本研究では、1988 年 9 月に北緯 20 度、東経 145 度付近で発生し、その後北上を続け、日本には上陸せずに房総半島沖を北上した台風 8818 号の経路に沿うように(Fig.2.6)台風を移動させた実験を行った。

## 2.4 実験結果

### 2.4.1 台風通過に伴う潮位と流速の変化

Fig.2.6に見られるように、台風が南海上にある時から計算を始めたことから、計算開始後2日間は関東地方では非常に風は弱く、沿岸域の海況にはほとんど影響を及ぼしていない。そこで、海面変動や流速場に影響の出始めた計算開始60時間から170時間まで、10時間毎の海面変位と30 m 深の流速分布をFig.2.7に示す。海面変位  $\eta$  は海面の境界条件  $w = \frac{\partial \eta}{\partial t}$  から算出した。ここで、慣性周期より

短い現象を取り除くため、21時間の移動平均を施してあり、以後示す結果にも同様の処理を行っている。30 m深の流速は城ヶ島沖での流速(Fig.2.2)との対比で、海面変位は沿岸での観測データとの対比(Fig.2.3)のために示した。

台風が北上し本州に接近してくる計算開始から60時間後には、次第に北寄りの風が強くなり、湧昇や沈降と関連した海面変動が各所に見え始めるが、沿岸流はまだ弱い。しかし70時間後になると強風となり、茨城県沿岸から房総半島南東岸にかけて、海面上昇が起こると同時に岸を右手に見ながらの沿岸流が鮮明に現れる。銚子での風速が最大になる80時間後には、房総半島東岸の海面変動や南西向きの沿岸流が強化され、湧昇により海面が下降状態にある東京湾や相模湾への進入が認められる。90時間～100時間後にかけて銚子での北寄りの風は弱くなると同時に風向も次第に東に変わるが、房総半島東岸の海面上昇と沿岸流は最大風速時よりさらに強くなり、先端部は東京湾口から相模湾中央部へと広がる。城ヶ島沖ではこの時間帯に強い沿岸流が現れている。110時間以降は無風状態に近いが、沿岸での流れは依然と強い状態が続く。しかし、その中心となる部分は次第に岸に沿って西に移動し、120時間後では銚子付近で次第に流れは弱くなるが、伊豆半島東岸では逆に強くなり、120時間～130時間後に最大流速を記録している。房総半島東岸と伊豆半島東岸で沿岸流や高潮位が現れる時間のずれは40時間～50時間であり、また銚子での最大風速から約50時間(約2日)遅れることは急潮発生事例と良く一致する。従って、相模湾周辺で台風通過の約2日後に起こった強い沿岸流(急潮)は、強風により相模湾内で直接起こされたものではなく、海岸線が直線的に延びている茨城県南部から房総半島東岸で起こった現象が波及したものであると言える。相模湾の風に対する直接的な応答は、計算開始後60～80時間に湾奥で生じた東向きの流れと海面下降として認められ、これは北風によって湾東部に形成された強制内部ケルビン波が湾奥

に広がったものとして説明される(北出ら, 1996)。

流れと潮位の時間変化を見てきたが、現象は孤立波の構造を持った波が伝播したように見える。そこで、波動の特性を持つか否かを見るために、潮位変動の移動速度と流速を比べてみる。房総半島東岸での最大流速は約 $0.9 \text{ m s}^{-1}$ であったのに対して、潮位変動の移動は約 $2.8 \text{ m s}^{-1}$ で、流速よりも伝播速度のほうが速かった。このことは現象が波動であることを示し、Fig.2.7で見たように岸に沿って伝播していることから、この現象は沿岸捕捉波と解釈できる。次に、台風によって励起された孤立沿岸捕捉波が、どのように相模湾で急潮を引き起こしたのかについて詳しく調べた。

#### 2.4.2 沿岸捕捉波の特性の変化

本州南東岸では周期的に変化する風が沿岸捕捉波を発生させていることが、Kitade and Matsuyama (2000)により示された。さらに、彼らは二層モデルを用いた数値実験により、房総半島東岸の勝浦沖の陸棚幅が急激に変化する海域に注目し、陸棚波的な特性を持って伝播してきた沿岸捕捉波は海底地形の影響を受けて、内部ケルビン波タイプの特性に変わることを示した。波の構造の変化は流れの構造・密度構造を伴うことから興味深い現象である。そこで、この構造の変化の様子を追跡した。

計算開始時から終了時にかけて得られた海面変位の最大値をFig.2.8(a)に、また、発生した沿岸捕捉波の伝播特性を見るため 80時間目以後に得られた密度変化の最大値をFig.2.8(b)に示す。最大潮位は岸に沿って現れており、房総半島東岸で高く、西に向かって次第に小さくなっている。これはFig.2.3の実測でも見られるように、波の減衰を意味する。密度偏差も沿岸で大きく、特に房総半島南東岸から相模湾南東部で顕著である。房総半島南東岸に注目すると、陸棚幅が急激に狭くなっている勝浦沖で等値線の数が大きく変わっていることがわかる。このことは、本連続成層モデルで、沿岸捕捉波の特性変化をある程度表現できていることを示すだろう。

そこで、流れの鉛直構造と密度プロファイルの時間変化をFig.2.4に示す2測点(Sta. 1とSta. 2)で見てみる。Sta. 1は陸棚幅の広い海域、Sta. 2は狭い海域に位置し、2点間の距離は近い。両点の0~140 m深での流速の岸に平行な成分と $\sigma_t$ の時系列をFig.2.9に示す。流速は岸を右手に見る向きを正として、影を付けた部分は負を表す。80時間~90時間後に海面付近の薄い層で非常に強い流れが見られ

るが、これは台風の風応力により直接駆動された流れである。両測点ともに、80時間～120時間にかけて沿岸捕捉波の伝播に伴う流れが厚みを持って存在している。層厚はSta. 1の方がSta. 2より、はるかに大きいことがわかる。同時に示した密度分布と比べると、Sta. 2の方に流速変化と対応して顕著な変動が見られるのに対して、Sta. 1の密度変化は小さい。房総半島東岸で発生した沿岸捕捉波は、Sta. 1において密度変化を殆ど伴わない深くまでおよぶ流れの構造を持つのに対し、Sta. 2は密度変化を伴うが、上層に限定された流れの構造を持つという特徴を持っている。

次に流速構造の変化を鉛直断面で見してみる。台風の直接の影響がほぼ消えた100時間後のLine A、Line B、Line C (Fig.2.4)の岸に平行な流速成分をFig.2.10に示す。真方位235°を正として表し、負の部分に影をつけた。陸棚幅の広いLine Aと狭いLine Cでは、流れの断面構造が異なっていることが分る。陸棚幅の広いLine Aでは、鉛直方向に流れの変動が小さく、流向の逆転は見られない。また、表層において陸棚上に流れが捕捉され、陸棚端(約20～25 km 沖)において最も流速が強い。一方、陸棚幅の狭いLine Cでは、鉛直方向に流れの変動が大きく、流向逆転も見られ、表層の最強部は3断面の中では岸に最も近い(約12 km沖)。これは、Chapman (1983)などで見られるような、陸棚幅が狭い場合の沿岸捕捉波第1モードの様子を示している。Line AとLine Cとの中間に位置するLine Bでは、表層の流れは、約15 km沖付近を中心に強く、鉛直方向に流れの変化が大きいが、流向の逆転は見られない。このように、Line Bにおける沿岸捕捉波の特徴はLine AとLine Cの中間の性質を示している。

以上から、沿岸捕捉波は、房総半島東岸の勝浦沖では順圧的な構造を持つが、陸棚幅の減少と共に次第に傾圧性を強め、房総半島南東端では強流部を岸近くに持つ傾圧的な構造に変化する様子が示された。このような波の特性の変化を調べるには、各地点での沿岸捕捉波のモード構造で議論すべきであるが、本モデルでは地形が複雑なために難しい。そこで、沿岸捕捉波に伴う流れの傾圧性の分布から波の特性の変化を調べた。鉛直平均流速を順圧成分、それからの偏差を傾圧成分とし、その分布をFig.2.11に示す。傾圧成分については代表値として15 m 深における分布を示す。両成分の寄与は陸棚幅の急変する勝浦沖できれいに分かれる。すなわち、順圧成分は主に房総半島東岸の勝浦沖以北で大きく、傾圧成分は勝浦沖から相模湾および駿河湾にかけて広く分布している。このことは房総半島東岸で発生した順圧的な特性をもつ沿岸捕捉波(陸棚波タイプ)が、

陸棚幅が急激に狭くなる勝浦沖において、傾圧的な特性をより多く持つ沿岸捕捉波(内部ケルビン波タイプ)へと変化していることを示している。

## 2.5 考察

### 2.5.1 台風通過後に起こる急潮の機構

観測結果を踏まえて実施した数値実験により、台風通過後に相模湾で発生する急潮の機構は次のように説明できる。台風通過に際して、房総半島東岸で岸に平行に強い風が連吹すると、順圧的な特性を持つ沿岸捕捉波が発生する。沿岸捕捉波は南西方向に伝播する際、勝浦沖の陸棚幅が急激に狭くなる海域で順圧的な波から傾圧的な波へと変化する。この特性の変化により、内部ケルビン波的な構造となって、強流部は岸近くに寄ると同時に上層で強い流速シアを持つ。この波動は強流を保持しながら、東京湾口を経て相模湾へ波及し、相模湾で急潮を引き起こす。Fig.2.12(a)にモデルから得られた各検潮所における海面変位の時系列を示す。観測された潮位変動(Fig.2.3)には台風以外の要因も含まれているため、モデルの波形(Fig.2.12(a))が必ずしも観測したものと一致するわけではないが、銚子で発生した潮位上昇が西方へと伝播している様子がわかる。また、モデルによって得られた各検潮所間の沿岸捕捉波の伝播速度は南伊豆-御前崎間を除き観測値とよく一致する(Fig.2.12(b))。沿岸捕捉波の伝播速度が $2\sim 3\text{ m s}^{-1}$ であることから、台風による強風の1~2日後に相模湾で急潮が発生する。この急潮は相模湾沿岸漁業者が後急潮(あと急潮)と呼んでいるものと一致する。これらの結果は、房総半島東岸から相模湾にかけて観測による事実を数値実験により非常によく表現しており、台風通過後に発生する急潮の予報に利用できる。

### 2.5.2 急潮発生に伴う海水交換

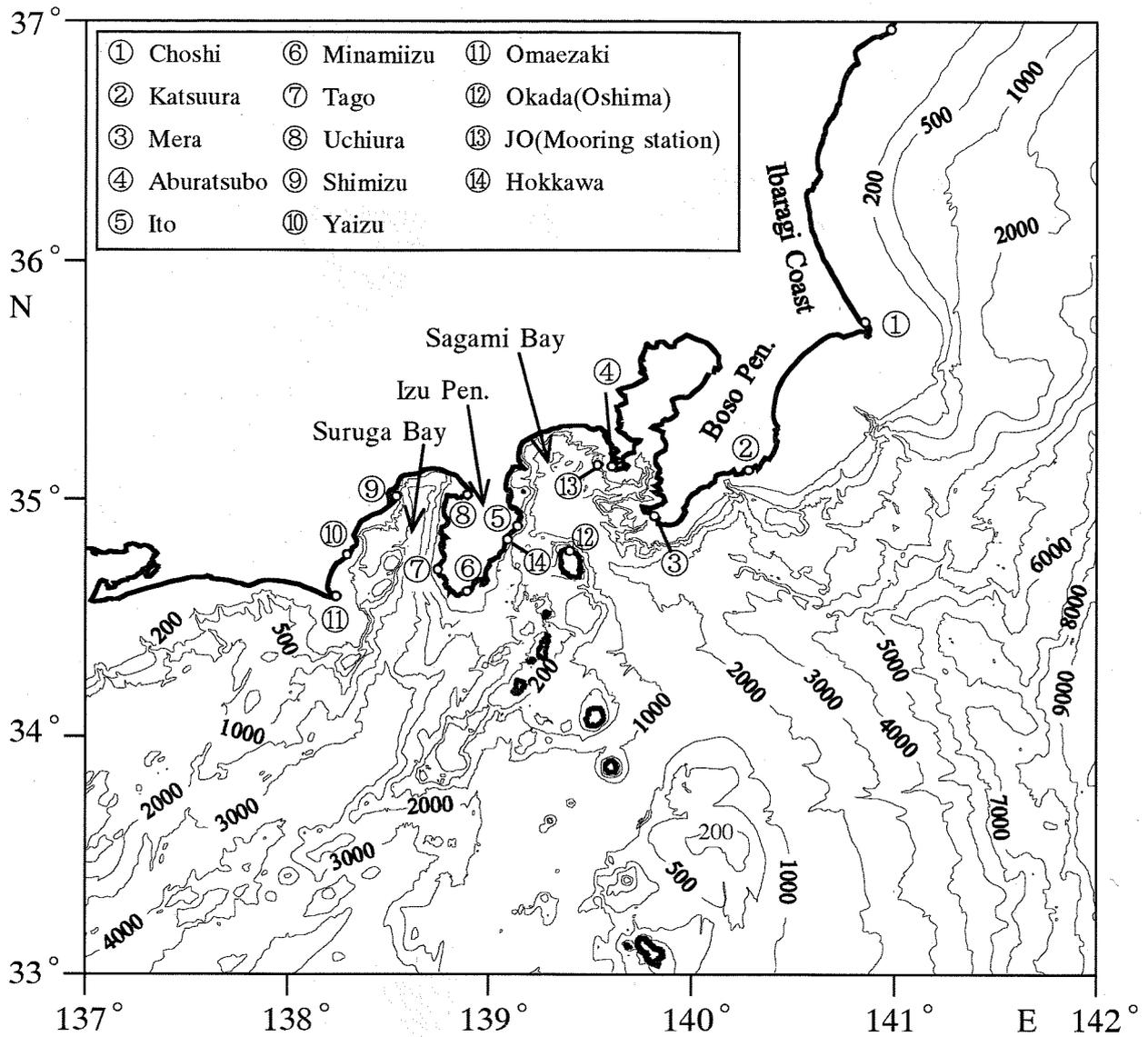
急潮に伴い、沖合水が相模湾へ流入している(Fig.2.7)ことから、海水交換に寄与していると考えられるので交換量を見積もる。実験の結果を用いてオイラー・ラグランジェ法(今里・淡路, 1982)により粒子追跡によって調べる。21時間の移動平均を施した流速分布を用いて得た各時刻における粒子の位置をFig.2.13に示す。80時間後には、房総半島東岸で北よりの風によるエクマン輸送で5 m深の粒子は岸寄りへ、一方、15 m深の粒子はエクマン輸送の補償流として沖へ移動する。房総半島南岸の粒子は、沿岸捕捉波に伴う南下流により南へ

移動し、5 m深の粒子は大島の東方沖にまで移動している。流れの弱くなった160時間後には、大島東方から房総半島東沖の粒子が相模湾へ流入し、大島西水道から相模湾内粒子が流出している。図示していないが、15 m以深では粒子の移動は小さいが、移動パターンは15 m深と類似していた。急潮発生に伴い、相模湾表層では大島東水道を通して沖合水が流入し、西水道から湾内水が流出することが判明した。相模湾を Fig.2.13 に示す abと bcとに囲まれた領域とした場合、急潮による相模湾内水の交換率((相模湾内への流入粒子数 / 相模湾内の総粒子数) $\times$ 100))を見積もると、30 m以浅では43.6 %であった。

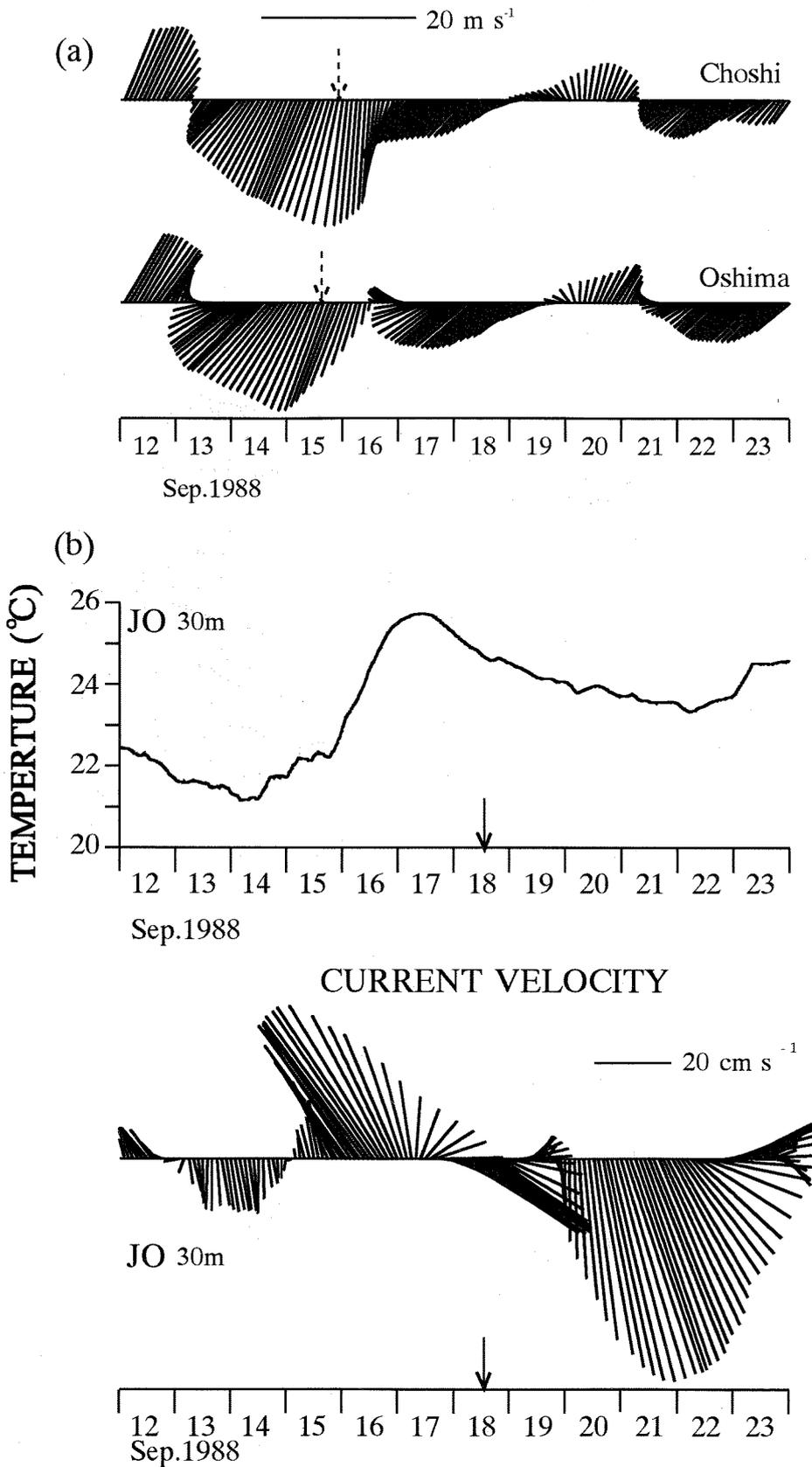
## 2.6 まとめ

連続成層モデルを用いた数値実験により、台風通過に伴い発生する相模湾の沿岸急潮の機構を調べた。そして、1988年9月に発生した急潮を事例として、台風8818号をモデルとして実験を行った。強い北寄りの風により、房総半島東岸で沿岸捕捉波が発生し、本州南東岸を西へ伝播することにより、相模湾で急潮が発生したことが明らかになった。急潮発生の機構は以下の通りである。

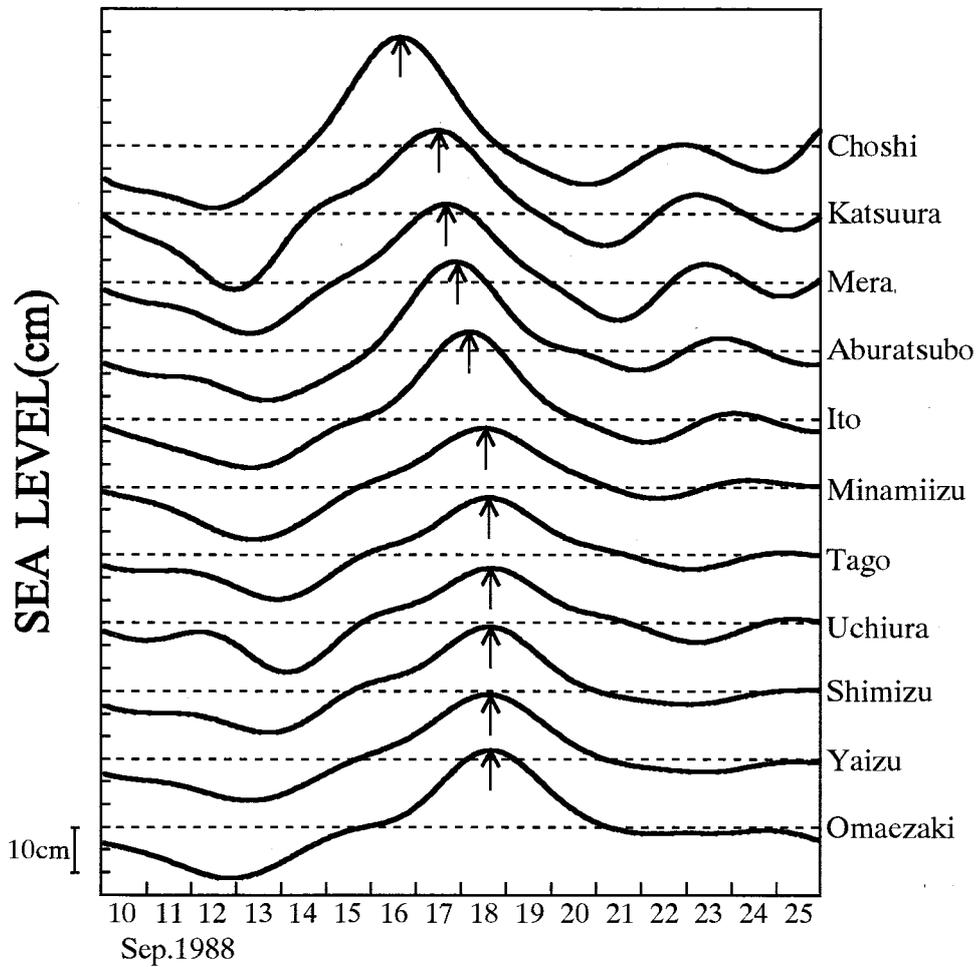
- (i) 北風の連吹により、房総半島東岸に順圧的な構造をもつ沿岸捕捉波が発生し、西方へ伝播する。
- (ii) 房総半島南東岸の勝浦沖の陸棚幅が急激に狭くなる海域で、沿岸捕捉波は傾圧的な特性に変化し、強流部は沿岸寄りに移る。
- (iii) 傾圧的な構造をもって相模湾に流入し、沿岸表層で強い流れを維持しながら反時計回りに伝播し、急潮を引き起こす。さらに、急潮により相模湾の海水交換が引き起こされ、本実験結果では30 m以浅で43.6%の海水が交換したと見積もられた。



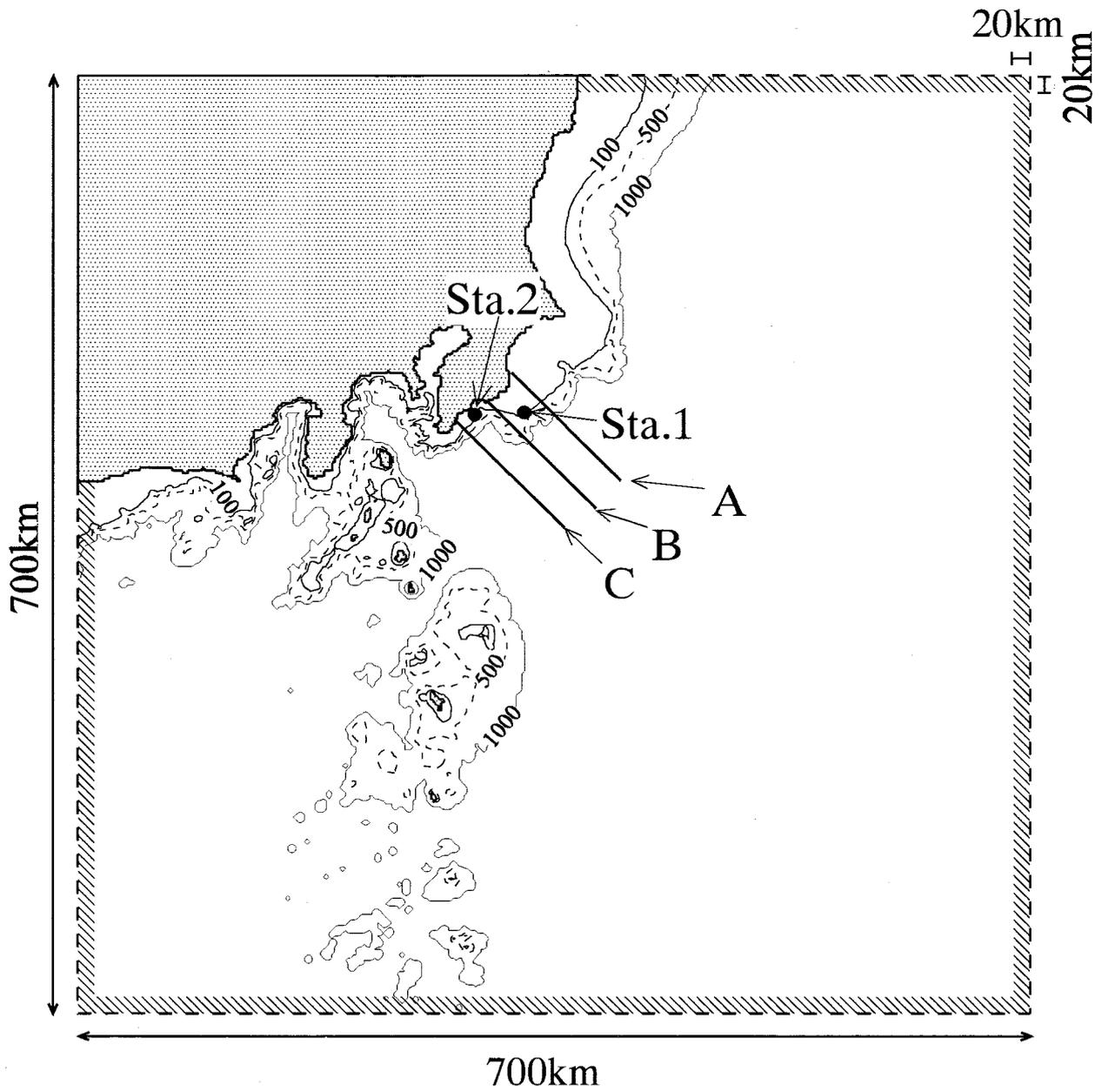
**Fig. 2.1.** Bottom topography around the southeast of Honshu, Japan. Locations of tidal stations and mooring observation are indicated. Numerals on the bottom contour are in meters.



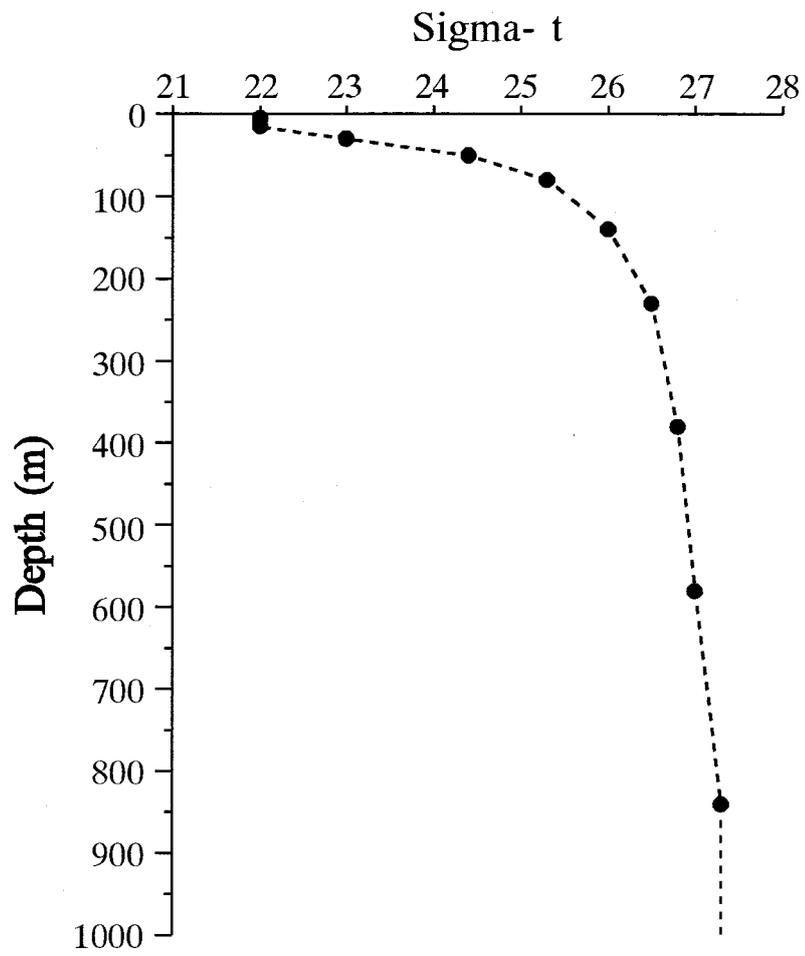
**Fig. 2.2.** (a) Time series of 24-h running-averaged wind at Choshi and Oshima. Broken arrows indicate the time when wind speed was maximum at Choshi and Oshima. (b) Time series of temperature and current vectors at 30m depth at JO after removing tidal components. Solid arrows indicate the time when the fishing set-net was broken at Hokkawa (After Matsuyama et al.(1997)).



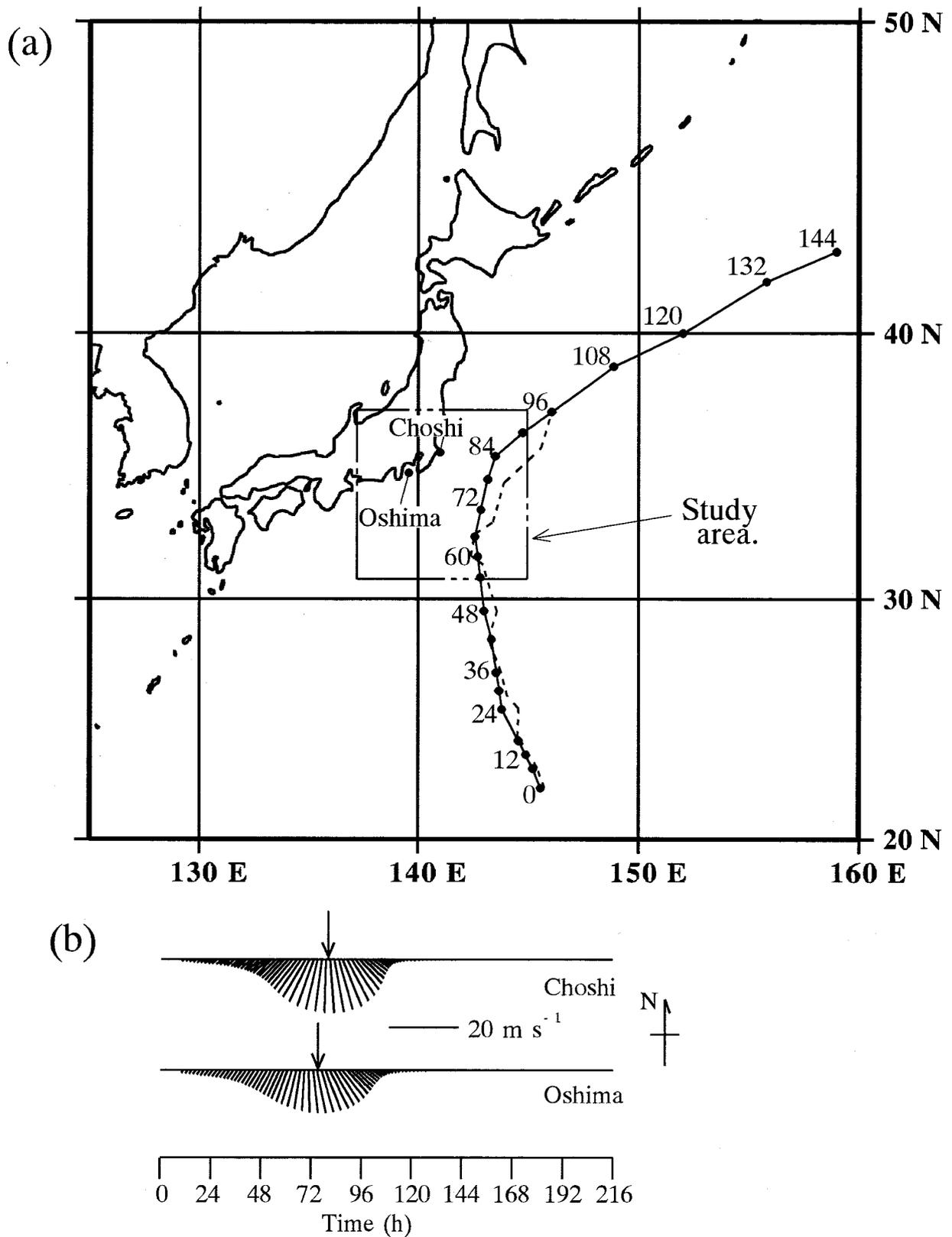
**Fig. 2.3.** Time series of sea-level variations at tidal stations. The sea level data were adjusted by removing the barometric effect and by eliminating the tidal components using a tide-killer filter (After Matsuyama et al. (1997) but partly improved.).



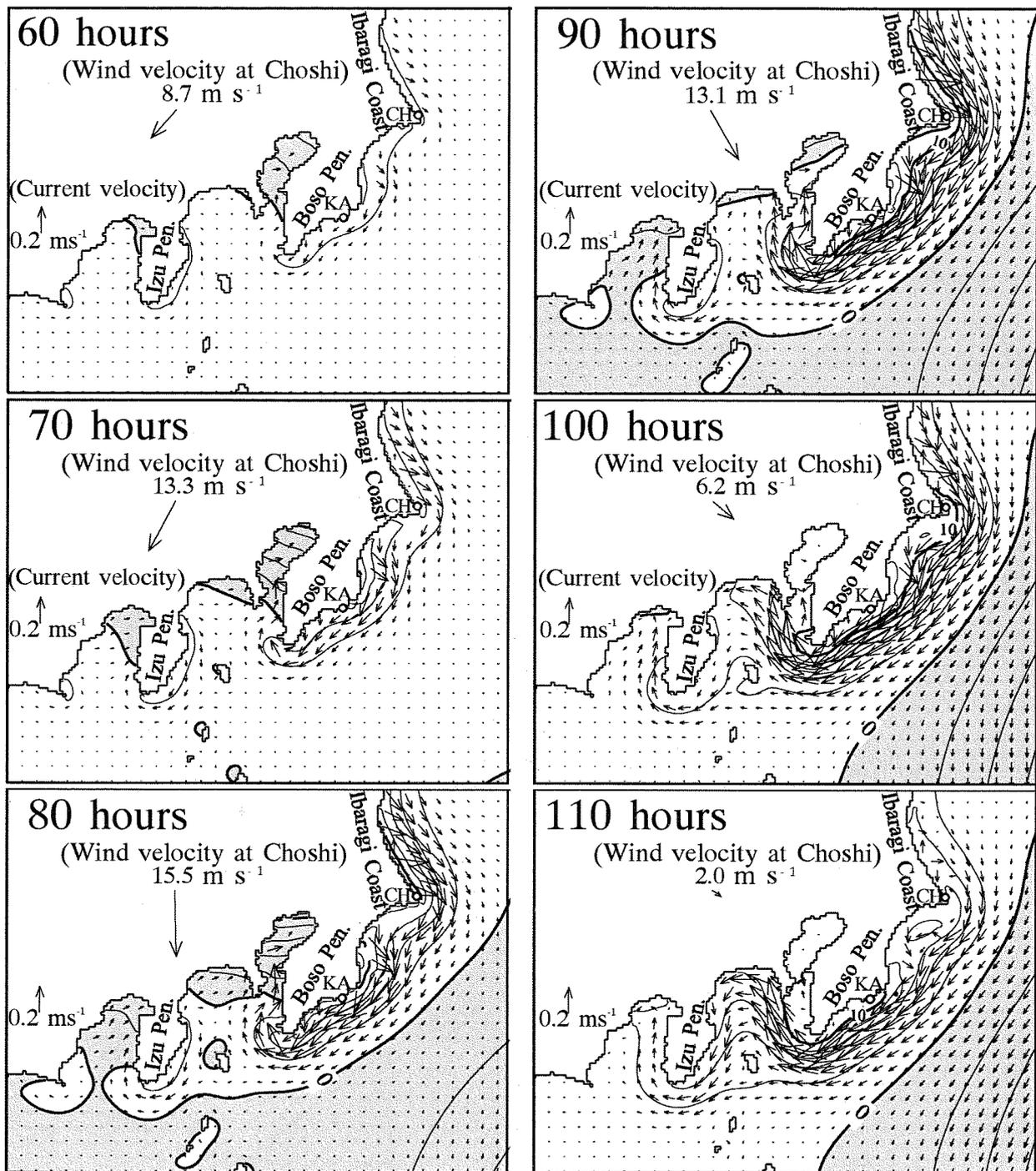
**Fig. 2.4.** Computational domain. Realistic coastline and simplified bottom topography is used in this study. Depths greater than 1000m were set to 1000m. Stas.1 and 2 are monitoring stations and Lines A, B and C monitoring lines.



**Fig. 2.5.** Basic density profile using the model. Dots are the center of the vertical level.



**Fig. 2.6.** (a) Tracks of the typhoon in the model (solid line with dot) and typhoon 8818 (dashed line). Numerals beside dot indicate time in the model. (b) Time variations of wind velocity at Choshi and Oshima in this model. Arrows indicate the time when wind speed was maximum at Choshi and Oshima.



**Fig. 2.7.** Horizontal distributions of sea level and current at 30m depth from 60 to 110 hours. Shaded areas indicate negative value of sea level. CH and KA indicate Choshi and Katsuura, respectively.

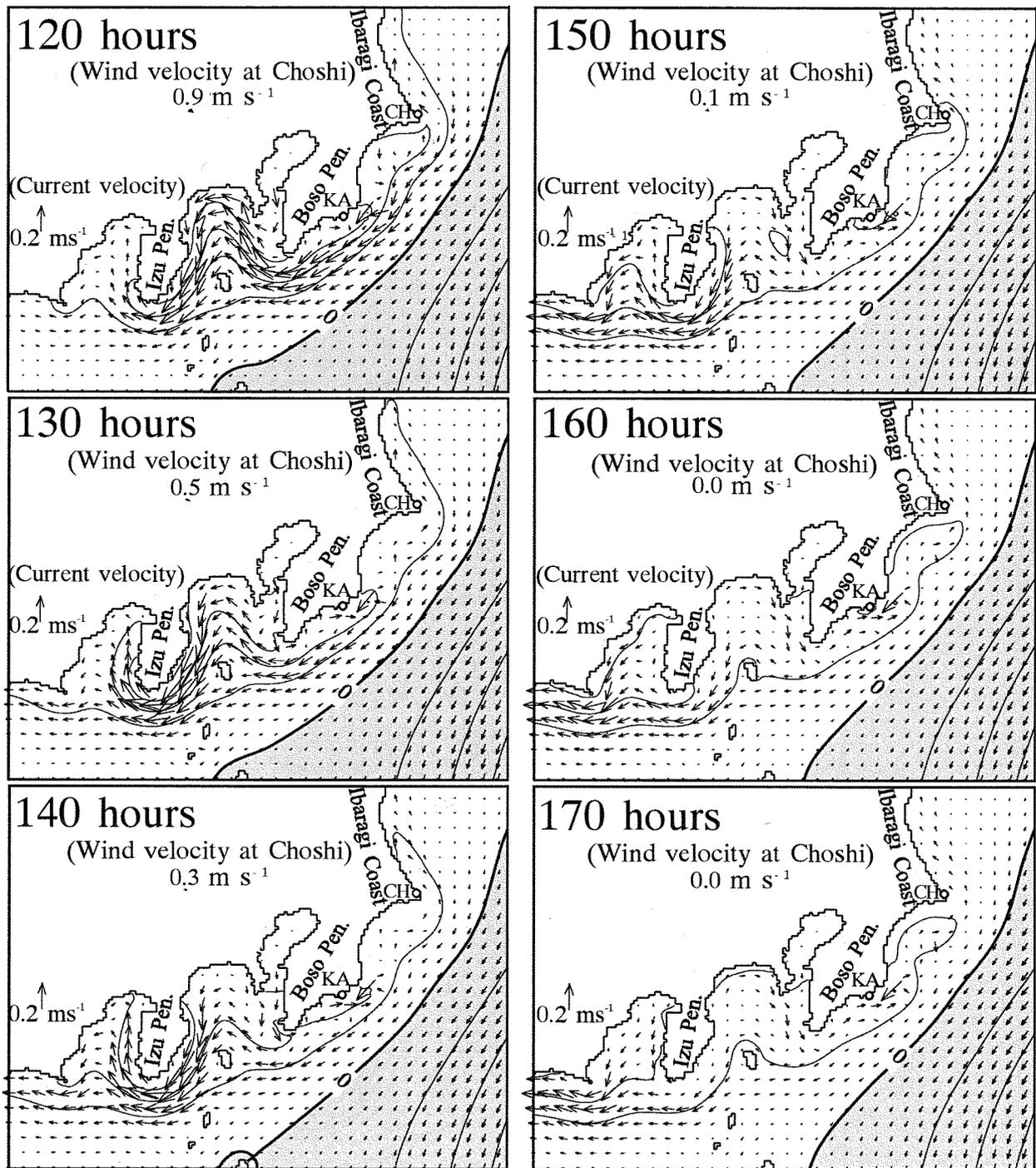
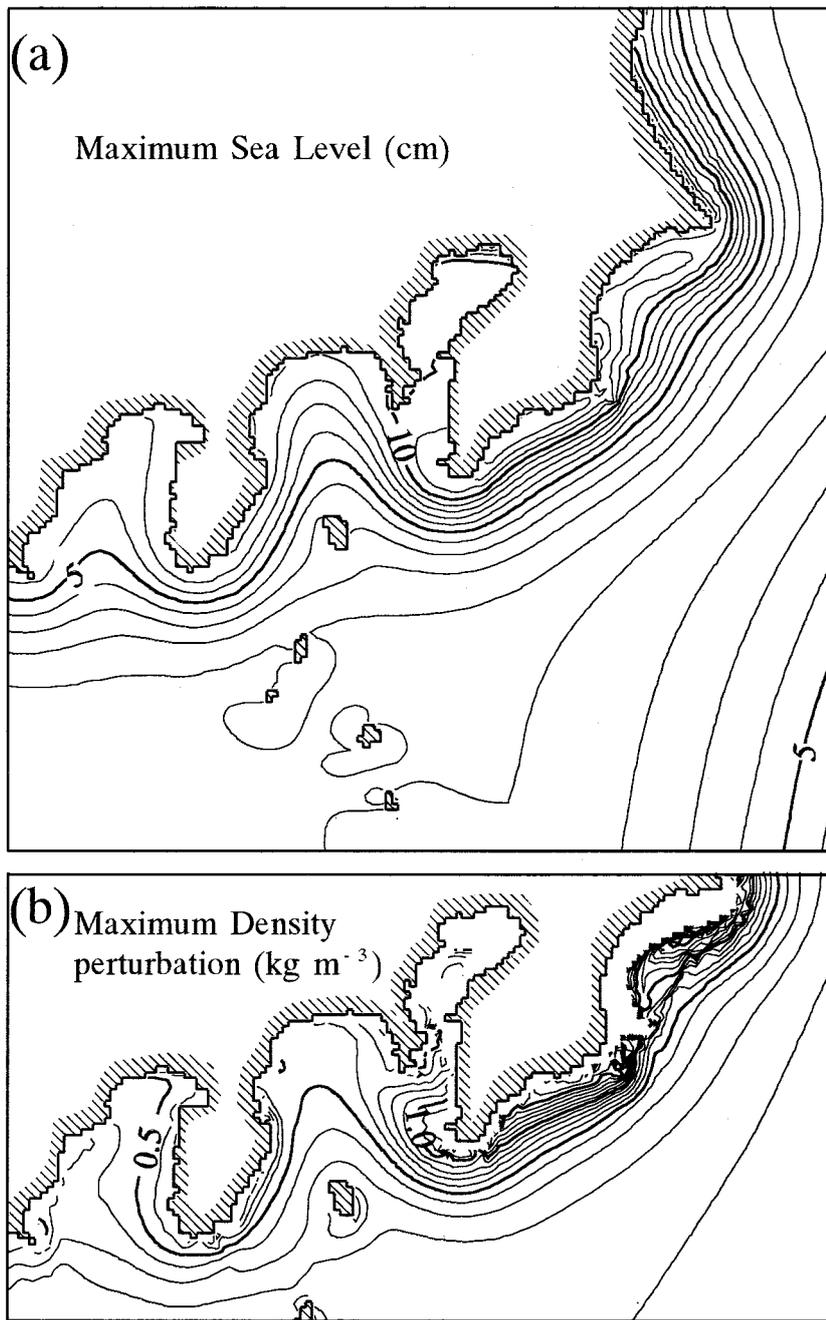
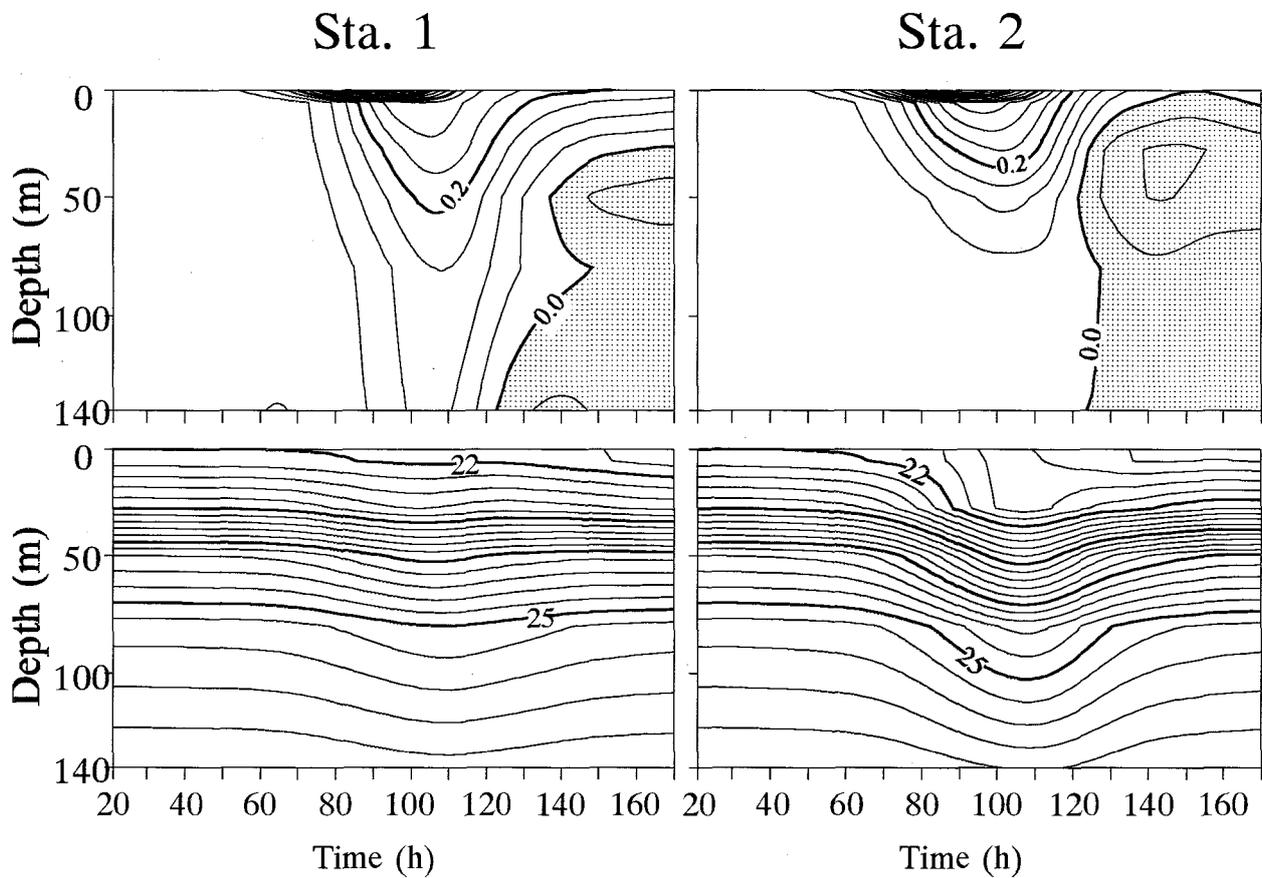


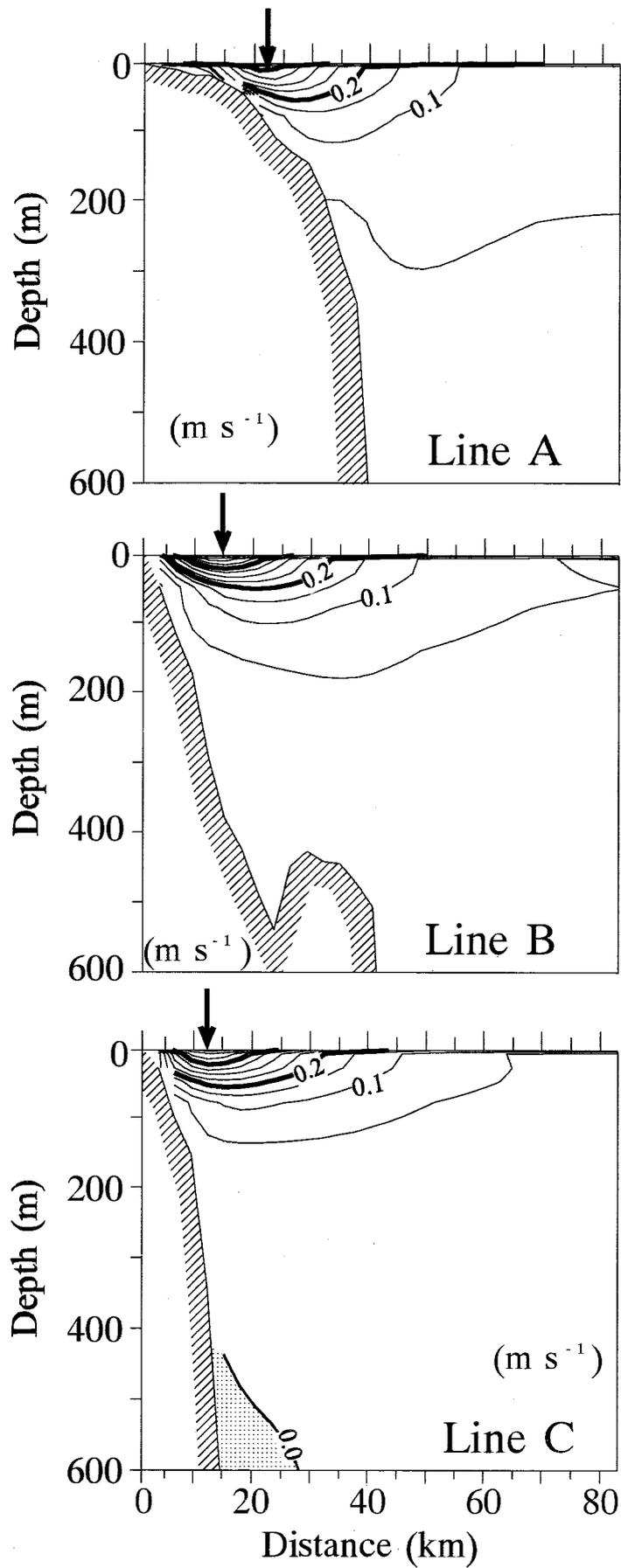
Fig. 2.7.(cotinued.)



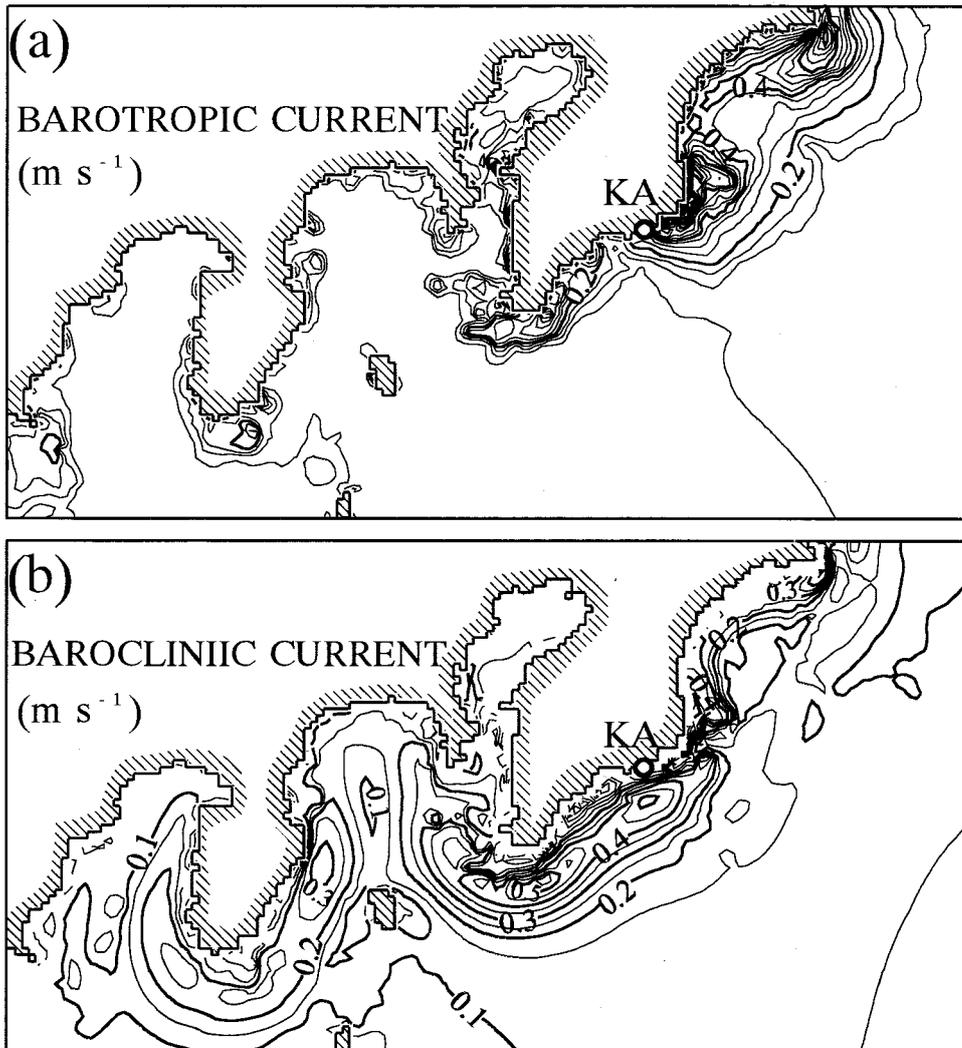
**Fig. 2.8.** Horizontal distributions of (a) maximum sea level and (b) maximum density perturbation at 30m depth.



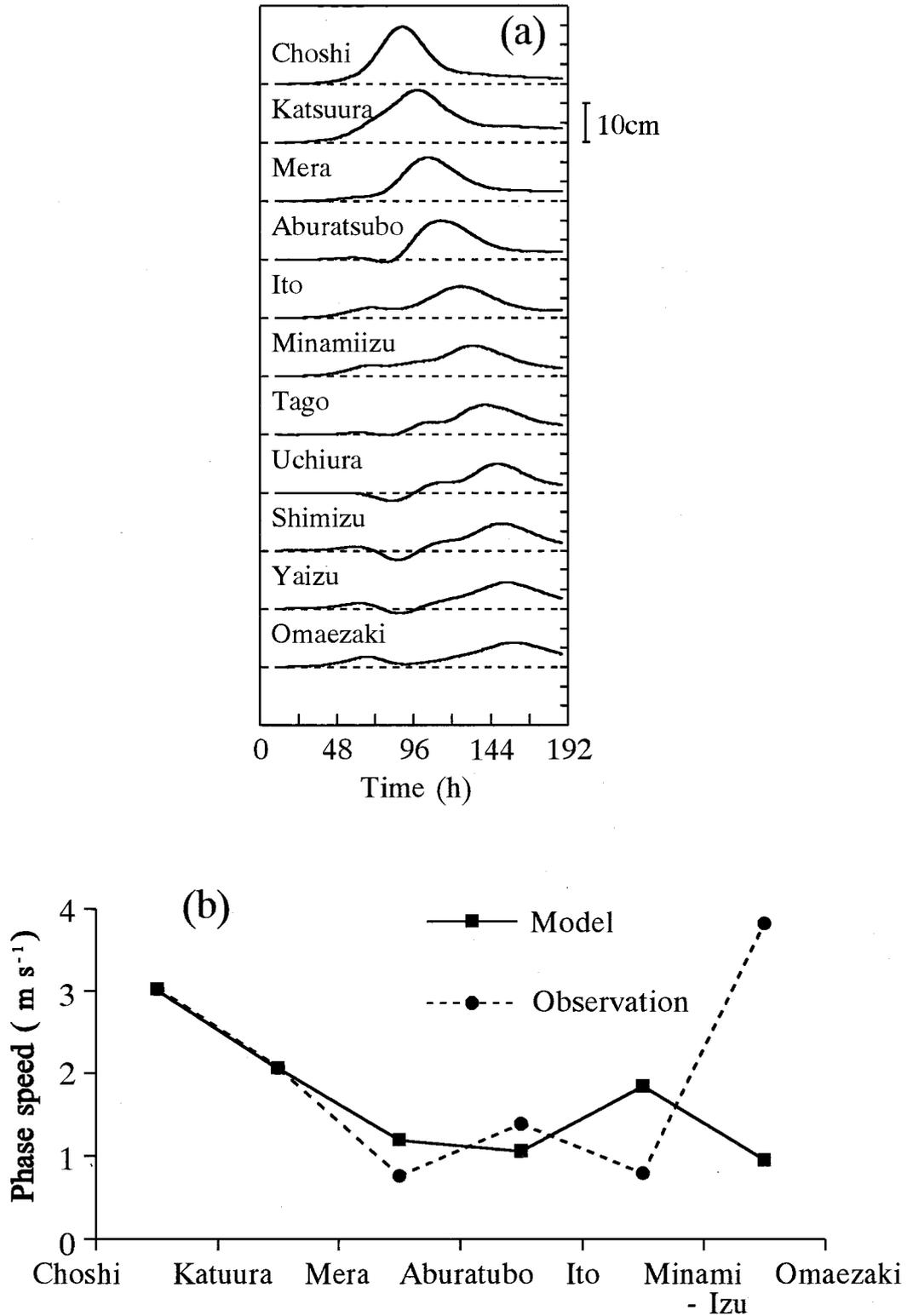
**Fig. 2.9.** Time series of alongshore current (upper panel) and  $\sigma_t$  (lower panel) at Sta. 1 (left) and Sta. 2 (right). Contour intervals of  $\sigma_t$  and alongshore current are  $0.2\text{kgm}^{-3}$  and  $0.05\text{ms}^{-1}$ , respectively. Shaded areas indicate negative value.



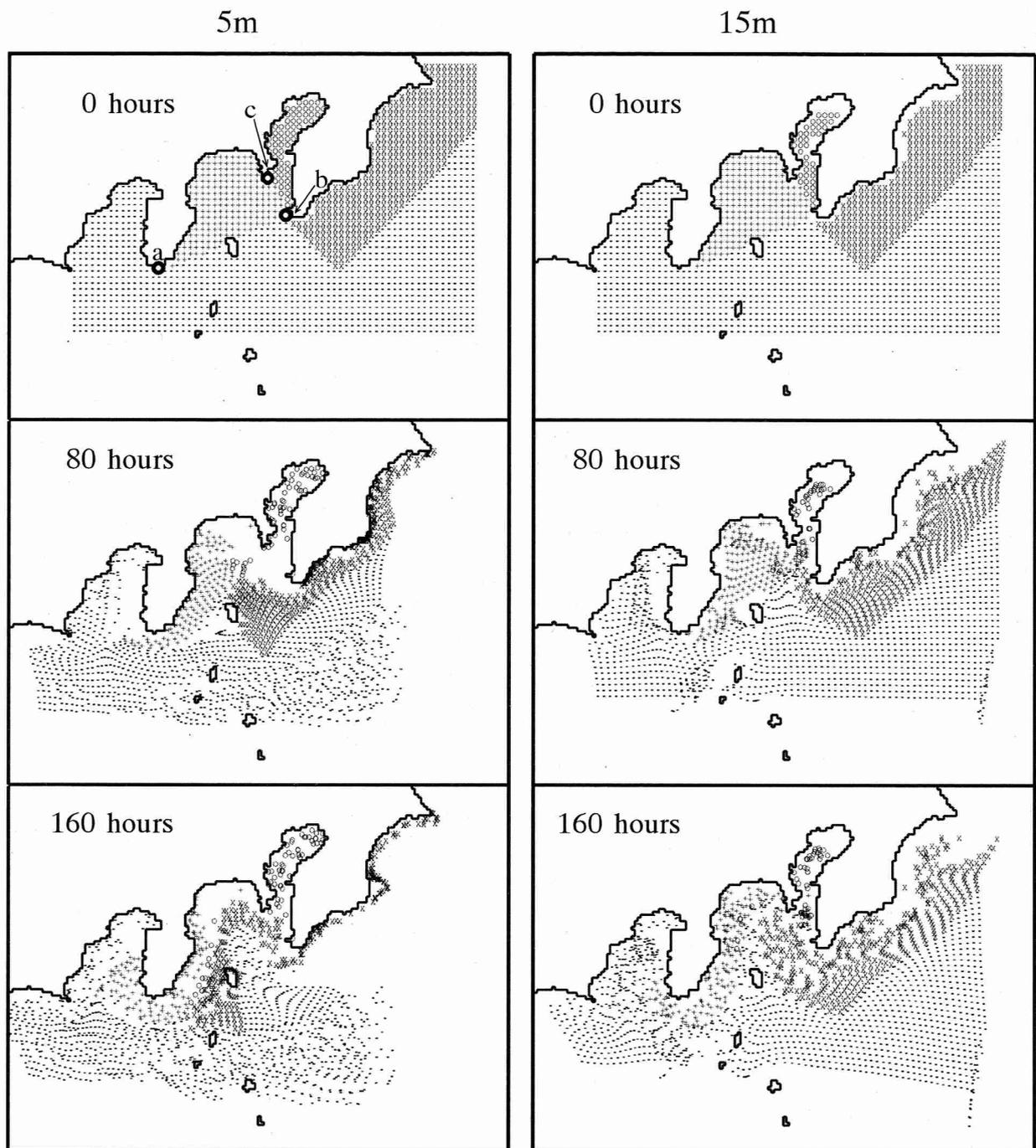
**Fig. 2.10.** Vertical sections of alongshore current at lines A, B and C at 100 hours. Shaded area indicates negative value. Arrow indicates maximum current at 15m depth.



**Fig. 2.11.** Horizontal distributions of (a) maximum barotropic current and (b) maximum baroclinic current at 15m depth. KA: Katsuura



**Fig. 2.12.** (a) Time series of sea-level variation calculated by a numerical model. (b) Variation of propagation speed of sea level fluctuation.



**Fig. 2.13.** Horizontal distributions of drifting parcels. (Left: 5m depth. Right: 15m depth.)

## 第3章

### 地形による沿岸捕捉波の散乱に関する数値実験

#### 3.1 はじめに

日本の太平洋岸では数日周期の潮位変動が数  $\text{m s}^{-1}$  の速さで東から西へと伝播する(例えば Shoji, 1961)。Yoshida et al. (1972)は、1971年9月に日本沿岸で台風通過後に発生した異常潮位の原因の一つとして、陸棚波が太平洋を伝播したことを挙げている。一方、異常潮位の発生に伴い、相模湾沿岸の25 m深と50 m深の水温が上昇していたことから、松山ら(1974)は相模湾では異常潮位現象は内部ケルビン波の性質の強いものであったと報告している。その後、台風や低気圧に伴う風により発生する陸棚波や内部ケルビン波などの沿岸捕捉波が、日本各地で確認されている。福島沿岸で観測された約100時間周期の流速変動が風の変動と高い相関を示すことから、Kubota et al. (1981)は風により励起された陸棚波であると推定し、Kubota (1985)は数値実験によりこれを示した。Kitade et al. (1998)は相模湾で観測された数日周期の水温変動は風により発生した内部ケルビン波であることを解析的に示した。

Fig.3.1のように、日本南岸には様々なスケールの湾・水道が存在し、海底・陸岸地形が複雑に変化している。陸棚波や沿岸捕捉波が陸岸や海底が急変する海域へ伝播する際に、散乱や伝播特性の変化が起こることが知られており(Wilkin and Chapman, 1987; Wilkin and Chapman, 1990)、日本南岸を伝播する沿岸捕捉波は、湾や海底地形の影響を受け、散乱すると予想される。本州南東岸で、風により発生した沿岸捕捉波を研究した Kitade and Matsuyama (2000)は、房総半島東岸で陸棚波の性質を持って伝播する沿岸捕捉波の大部分は、房総半島南東の陸棚幅が急激に減少する海域で内部ケルビン波タイプの波に変化して相模湾へ進入するが、一部は陸棚波の性質を持ち伊豆海嶺北部の陸棚に捕捉されて伝播することを示した。しかし、相模湾以西を伝播する沿岸捕捉波に関しては、その具体的な伝播機構を解明した研究例は無く、詳細はわかっていない。

Fig.3.2に、台風8818号に伴う風で発生した沿岸捕捉波の伝播に伴う潮位変動を示す(Matsuyama et al., 1997)。潮位変動はタイド・キラー・フィルター(花輪・三寺, 1985)により潮汐成分を除去し、気圧補正したものである。第2章では、この沿岸捕捉波が相模湾で急潮を引き起こす過程が示された。沿岸捕捉波

の伝播に伴い潮位上昇が銚子から西へ向かって伝播し、この沿岸捕捉波は布良から串本にかけて波形と振幅をほぼ保ったまま伝播するが、室戸岬から西では、振幅が急激に小さくなり、波形が崩れる。

沿岸捕捉波が波形を保ったまま伝播を続けた銚子から串本の間には、水深の大きい相模湾、駿河湾が存在する。一方、串本より西には、紀伊水道、豊後水道があり、水道内の水深は浅い(Fig.3.1)。湾・水道と、その海底地形により、沿岸捕捉波が散乱したと推測される。これは、急潮を引き起こした沿岸捕捉波の消長を示す重要なプロセスであると考えられるため、その機構を解明することが望まれる。そこで、本章では沿岸捕捉波の散逸過程の解明を目的とし、湾・海底地形による沿岸捕捉波の伝播特性の変化を、単純な地形を用いた数値実験から詳しく調べる。

### 3.2 実験方法

本研究では、風により起こる沿岸捕捉波を対象とし、現象の力学過程を理解しやすいように2層モデルを用いた。静水圧近似、ブシネスク近似した2層の運動方程式と連続の式を層ごとに鉛直積分した(3.1)~(3.4)式を実験に用いた。座標系は東向きに  $x$  軸、北向きに  $y$  軸、鉛直上方に  $z$  軸をとった。

$$\frac{\partial \vec{U}_1}{\partial t} + (\vec{U}_1 \cdot \nabla_h) \vec{u}_1 + f \times \vec{U}_1 = -g(h_1 + \eta_1 - \eta_2) \nabla \eta_1 + A_h \nabla_h^2 \vec{U}_1 + \gamma_s \frac{\rho_a}{\rho_1} \vec{W} |\vec{W}| - \gamma_i \vec{u}^1 |u^1| \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial t} = -\nabla_h \cdot \vec{U}_1 - \nabla_h \cdot \vec{U}_2 \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{U}_2}{\partial t} + (\vec{U}_2 \cdot \nabla_h) \vec{u}_2 + f \times \vec{U}_2 \\ = -\frac{\rho_1}{\rho_2} g(h_2 + \eta_2) \nabla \eta_1 - \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g(h_2 + \eta_2) \nabla \eta_2 + A_h \nabla_h^2 \vec{U}_2 + \gamma_i \vec{u}^1 |u^1| - \gamma_b \vec{u}_2 |u_2| \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial \eta_2}{\partial t} = -\nabla_h \cdot \vec{U}_2 \quad (3.4)$$

ここで、 $\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x} i + \frac{\partial}{\partial y} j$  ( $i, j$  はそれぞれ  $x, y$  方向の単位ベクトル)、 $\vec{u}_1, \vec{u}_2$  はそ

れぞれ上層と下層の流速ベクトル、 $\vec{U}_1 = \int_{\eta_2 - h_1}^{\eta_1} \vec{u}_1 dz$ 、 $\vec{U}_2 = \int_{-H}^{\eta_2 - h_1} \vec{u}_2 dz$ 、 $\vec{u}^1 = \vec{u}_1 - \vec{u}_2$  であ

る。 $h_1$ と $h_2$ は静止状態における上層と下層の厚さ、 $H$ は水深、 $\eta_1$ 、 $\eta_2$ は海面変位と境界面変位である。 $\rho_1$ と $\rho_2$ は上層と下層の密度、 $\rho_a$  ( $=1.2 \text{ kg m}^{-3}$ )は空気の密度、 $\frac{\Delta\rho}{\rho_2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$  ( $=0.0028$ )、である。また、 $g$  ( $=9.8 \text{ m s}^{-2}$ )は重力加速度、 $f$

( $|f|=8.37 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )はコリオリ・パラメーターのベクトル、 $A_h$  ( $=100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )は水平渦動粘性係数、 $\gamma_s$ 、 $\gamma_i$ 、 $\gamma_b$ は海面、境界面、海底における摩擦係数で、一般に用いられる値を採用した( $\gamma_s = 0.0016$ 、 $\gamma_i = 0.0013$ 、 $\gamma_b = 0.0026$ )。

本研究では出来るだけ簡略化した地形を用い、モデル海として東西に 1800 km、南北に 600 km の外洋域を設定し、北の境界は幅  $W_s$  km のステップ状の陸棚を持つ陸岸境界とした(Fig.3.3(a))。設置した陸棚域の水深は陸棚水深の代表的な値として 200 m とし、外洋域の水深は計算の簡略化のため 1000 m とした(Kitade and Matsuyama, 2000)。外洋域北岸に東の境界から 1200 km の位置に奥行き 80 km、幅  $W_b$  km の矩形湾を設置した。日本南東岸では夏から初秋に観測される季節水温躍層が 50 m 深付近に存在することから、本実験では上層厚を 50 m とした。陸岸境界では non-slip の条件を用い、その他の境界は開境界として海面・境界面変位に対して clamped condition を用いることによって(Chapman, 1985)、エクマン輸送による海水の流出入を可能にした。現象が開境界で反射することを押さえるため、開境界から 20 km の領域(Fig.3.3(a)斜線部)でスポンジ条件を用いた。格子は 2 km $\times$ 2 km の正方格子とした。

(3.1)~(3.4)式を空間・時間に関して中央差分を用いて差分化し、時間については計算を安定させるため、10 回に 1 回の割合で Euler backward スキームを用いた。タイムステップは 6 秒とした。また、モデル領域の初期条件は静止状態とした。

本研究では、台風、低気圧などの気象擾乱の通過に伴い岸に平行に吹く風により発生する沿岸捕捉波の伝播に注目した。そこで、本実験では外力として風応力を与えることにより沿岸捕捉波を発生させ、矩形湾へと伝播する波の特性の変化を調べる。振幅  $10 \text{ m s}^{-1}$  の 6 日周期の東西風を、モデル海西端から 1600 ~ 1700 km の領域においてのみ三角関数の分布で与えた(Fig.3.3(b), 3.3(c))。風速の東西成分  $W_x$ 、南北成分  $W_y$  は、 $t$  を時間( $h$ )、 $x$  を領域西端からの距離( $km$ )とすると、

$$(W_x, W_y) = (W_0 \sin(2\pi t/144), 0) \quad (3.5)$$

$$W_0 = \begin{cases} 0 & (0 \leq x \leq 1600, 1700 \leq x \leq 1800) \\ -10 \sin(\pi x / 100) & (1600 < x < 1700) \end{cases} \quad (3.6)$$

である。

水深の深い湾および浅い湾に入射した沿岸捕捉波の伝播特性変化を明らかにするため、Case A と B とを設定して、それぞれ Fig.3.4(a)、3.4(b)に示すような湾・海底地形を用いた実験を行った。日本南岸の代表的な陸棚幅として、Case A と Case B とともに陸棚幅  $W_s$  を 8 km とした。さらに、様々な性質の沿岸捕捉波の伝播特性変化を調べるため、Case C を設定して、Fig.3.4(b)に示す湾・海底地形を用いて陸棚幅  $W_s$  を変えた実験を行った。Case C では湾口幅  $W_b$  を 80 km とした。Table 3.1 に示すように、各ケースで海谷幅  $L$ 、湾口幅  $W_b$ 、陸棚幅  $W_s$  を変え、計 22 ケースの実験を実施した。

### 3.3 2層近似したモデル海域における沿岸捕捉波モード

モデル内に形成されるモードの構造を Kajiura (1974)の解析解を参考にして研究した結果を記述する。本実験で用いたステップ状の陸棚地形の2層海では、沿岸捕捉波はいくつかのモードを持つことが Kajiura (1974)により明らかにされている。Kajiura (1974)の解析解に本数値実験の条件を適用して計算した、陸棚幅  $W_s$  に対する沿岸捕捉波の位相速度  $C_p$  の関係を Fig.3.5(a)に示す。位相速度は鉛直第1モード内部ケルビン波の位相速度  $C_2$  ( $=0.83 \text{ m s}^{-1}$ )、陸棚幅はロスビー内部変形半径  $C_2/f$  で規格化してある。本実験条件から、位相速度の大きい第1モード、陸棚幅の広さにより位相速度が異なる第2モード、位相速度が最も小さい第3モードの3つのモード解が得られる。第2モードは陸棚幅がロスビーの内部変形半径よりも小さい、 $0.1 < fW_s/C_2 < 1$  であるときは深海域での内部ケルビン波の特性を示すが、 $1 < fW_s/C_2 < 100$  である広い陸棚に対しては陸棚波の特性を持つ。本実験で沿岸捕捉波が発生している陸棚幅が 8 および 16 km の海域では、沿岸捕捉波第1モードは深海域における順圧ケルビン波(dKW1)、第2モードは深海域における内部ケルビン波(dKW2)、第3モードは傾圧モードの陸棚波(SW2)の特性を持つ(例えば Fig.3.5(a)矢印①)。陸棚幅が 20 km よりも広い海域では、沿岸捕捉波第1モードは深海域における順圧ケルビン波(dKW1)、第2モードは陸棚波型沿岸捕捉波(SW1)、第3モードは陸棚上の内部ケルビン波(sKW2)の特性を持つことがわかる(例えば Fig.3.5(a)矢印②)。

房総半島東岸で、風により発生する沿岸捕捉波は陸棚波的特性を持ち (Kitade and Matsuyama, 2000)、Fig.3.2で見られるように、 $2.0\sim 2.5\text{ m s}^{-1}$ で西方へ伝播した (Matsuyama et al., 1997)。注目している沿岸捕捉波は、本実験条件下で第2モードに相当すると推定されることから、本研究では沿岸捕捉波第2モードの地形による散乱に注目する。沿岸捕捉波第2モードは陸棚幅により波の特性が異なり (Fig.3.5(a))、その変化は波形にも現れる。例として $W_s=8, 20, 88\text{ km}$ の海面・境界面変位の岸沖断面をFig.3.5(b)に示す。 $W_s=8\text{ km}$ では沿岸捕捉波第2モードは深海域内部ケルビン波(dKW2)の特性を持ち、海面、境界面とも岸で最大変位となる。 $W_s=88\text{ km}$ では陸棚波(SW1)の海面変位は岸で最大で沖に向かって減衰し、境界面変位は陸棚端で最大となり、岸付近では変位を持たないことがわかる。 $W_s=20\text{ km}$ の沿岸捕捉波は、境界面変位で、岸と陸棚端でピークを持つような、深海域内部ケルビン波(dKW2)と陸棚波(SW1)の双方の特徴が合わさる構造を持つことがわかる。

Case C-4の実験で得られたFig.3.3(a)に示す陸棚端に沿うAA'間、岸に沿うBB'間における境界面変位の時系列をそれぞれFig.3.6(a)とFig.3.6(b)に示す。両時系列から沿岸捕捉波が西へと伝播する様子がわかるが、それぞれで伝播速度が異なっている。陸棚端に沿った波は約200時間目 (Fig.3.6(a) 矢印①)、岸に沿った波は約350時間目 (Fig.3.6(b) 矢印②)にピークが湾口へ到達している。位相速度を求めると、①で示す波動は約 $2.0\text{ m s}^{-1}$ 、②で示す波動は約 $1.0\text{ m s}^{-1}$ であり、これらはそれぞれ解析的に得られる第2モードと第3モードの位相速度に一致している。これは、境界面変位を伴い矩形湾へ到達する沿岸捕捉波の第1波目は第2モードのみであり、第2波目以降は、第2モードと第3モードが重なったものであることを示している。

Fig.3.6(c)に、解析的に得られる沿岸捕捉波の位相速度から算出した沿岸捕捉波第2モードが矩形湾へ到達してから第3モードが到達するまでの時間 $T_L$ の陸棚幅 $W_s$ による変化を示す。全てのケースで、第2モードが第3モードより先に到達し、その差が最小で約60時間であった。本研究では沿岸捕捉波第2モードの地形による散乱を追跡するため、第2モードと第3モードが重なった第2波目以降は解析の対象にせず、第3モードの信号が入らない第1波目のみを解析の対象とする。第1波目が湾に到達してから第3モードが到達するまでの間 (Fig.3.6(c)で示されている時間差以内)のデータを使用した。

### 3.4 実験結果

海谷が湾奥まで入り込んだ深い湾と、陸棚の発達した浅い湾の代表例として Case A-7と Case B-7の実験結果を用いて、沿岸捕捉波の散乱の様子を追跡した。

深い湾を持つ Case A-7の計算開始後270～370時間の境界面変位分布を Fig.3.7(a)に示す。270時間後に、深海域内部ケルビン波(dKW2)が矩形湾の湾口東部へ到達し、湾内へ進入する。290から370時間にかけて、湾内を岸に沿って反時計回りに伝播して、湾外へ出た。

Case B-7の270～370時間後の境界面変位分布を Fig.3.7(b)に示す。270時間後には、Case A-7と同様にdKW2が湾口東部へ到達するが、290から310時間では、岸に沿って湾内へ進入する波 $\alpha$ と、陸棚端に沿って湾口沖を伝播する波 $\beta$ にわかれた。湾内へ進入した波 $\alpha$ の変位は岸で最大となり、陸棚端に沿って湾口沖を伝播した波 $\beta$ は陸棚端で最大となっていた。時間経過と共に、湾内へ進入した波は岸に沿って反時計回りに伝播し、陸棚端に沿って湾口沖を伝播した波は対岸に達して、さらに西進した。

Case A-7、Case B-7の海面変位の時系列を、矩形湾周辺のモニター点  $a \sim k$ (Fig.3.4(c))で調べた(Fig.3.8(a)、3.8(b))。これらは順圧ケルビン波型の沿岸捕捉波第1モードによる海面変動を取り除いたものである。深い湾のモデルの Fig.3.8(a)では、湾へ到達した波は反時計回りに湾内を伝播した後、波形を保ったまま西進するが、浅い湾のモデルの Fig.3.8(b)では、湾内を反時計回りに伝播する波 $\alpha$ と陸棚端に沿って伝播した波 $\beta$ が重なっている。その結果として、湾を経た後のモニター点  $i$ 、 $j$ 、 $k$ の波形は、湾へ進入する前の点  $a$ 、 $b$ 、 $c$ の波形とは大きく異なっていた。

Case A-7の実験結果(Fig.3.8(a))は、Fig.3.2で示した銚子～串本間で、沿岸捕捉波が相模湾および駿河湾を経た後にもその波形を保っていたことと良く対応している。一方、Case B-7の実験結果(Fig.3.8(b))は、沿岸捕捉波の波形が串本より西の室戸岬で急激に波形が変化したことと良く対応する。以上から、沿岸捕捉波は銚子から串本にかけて分裂せずに伝播していたが、紀伊水道や豊後水道では海底地形により散乱し、2つの波に分裂して伝播することにより波が変形したとして説明できる。これらの結果は、潮位変動の振幅を定量的に説明するものではないが、銚子～土佐清水間における沿岸捕捉波による潮位変動を定性的に説明している。

## 海谷幅 $L$ の変化

Case A-3、A-4、A-6、A-8、およびCase B-7での計算開始300時間後の境界面変位分布をFig.3.9に示す。300時間はCase B-7で湾口沖の陸棚端に捕捉された波が対岸へ達する時刻である。 $L=80$  km、 $40$  kmでは波は湾内へ進入し、湾口沖を伝播する波の変位は確認できないが、 $L=20$  kmでは、湾口沖を伝播し海谷を跳び越えた波が湾口の西側の陸棚端に見られる(Fig.3.9矢印)。さらに、海谷幅が狭くなる( $L<10$  km)に従い、跳び越える波の変位が大きくなる。これは、陸棚端に沿って湾口沖を伝播する波は、陸棚に途切れがある場合でも、それを跳び越えて伝播することが可能で、その割合は陸棚の途切れ幅に依存することを示している。

## 湾口幅 $W_b$ の変化

Case B-1、B-3、B-5、B-7、B-8での計算開始300時間後の海面変位分布をFig.3.10に示す。全ての実験において、湾の西側には湾口沖を伝播した波の変位を確認できる。湾口西側での変位は、 $W_b=140\sim 40$  kmの実験でほとんど変わらないが、 $W_b=20$  km、 $10$  kmの場合では大きくなっている。以上のことは、湾口幅の減少に伴い湾口沖を伝播する波の振幅が大きくなることを示す。

## 陸棚幅 $W_s$ の変化

Case B-7およびCase C-2、C-3、C-4、C-5の、それぞれ313、269、220、197、159時間後における境界面変位分布をFig.3.11に示す。各分布はモニター一点 I (Fig.3.4(c))において境界面変位の絶対値が最初に最大になる時刻である。全てのケースで陸棚端に沿って湾口沖を伝播する波が見られる。岸に沿って湾内へ進入する波は $W_s$ が広くなるに従い変位が小さくなり、 $W_s=40$  kmではほとんど見られなくなる。これは、陸棚幅 $W_s$ が広くなるに従い沿岸捕捉波が分裂しなくなることを示す。

### 3.5 考察

#### 3.5.1 沿岸捕捉波の伝播特性の変化

Fig.3.8(b)から、Case B-7の実験で陸棚端に沿って湾口沖を伝播する波 $\beta$ の伝播速度は湾へ伝播する前の深海域内部ケルビン波(dKW2)に比べて大きいことがわかる。これは矩形湾へ入射した沿岸捕捉波の伝播特性が変化したことを示唆している。そこで、Case B-7の実験を例に沿岸捕捉波第2モードの地形による散

乱の機構を、構造特性の変化という観点から追求した。

沿岸捕捉波の伝播特性を調べるため、以下の(3.7)、(3.8)式を用いて海面変位を順圧モードによる変位  $\eta_{1s}$  と、傾圧モードによる変位  $\eta_{1i}$  に分離した。

$$\eta_{1s} = \frac{\mu_s(\eta_1 - \mu_i \eta_2)}{\mu_s - \mu_i} \quad (3.7)$$

$$\eta_{1i} = \frac{\mu_i(\mu_s \eta_2 - \eta_1)}{\mu_s - \mu_i} \quad (3.8)$$

ここで、 $\mu_s = H/h_2$ 、 $\mu_i = -g'h_2/gH$ 、 $g' = g\Delta\rho/\rho_2$  である(Gill, 1982)。実験開始 313 時間後の順圧、傾圧モードによる変位の分布を Fig.3.12(a)、3.12(b)に示す。湾口沖を陸棚端に沿って伝播する順圧モードの波は湾内北岸から湾口にかけて減衰するように分布し(Fig.3.12(a))、傾圧モードによる変位が陸棚端に沿って見られる(Fig.3.12(b))。順圧・傾圧モードの分布は、それぞれ Fig.3.5(b)で示す幅 88 km の陸棚に対する陸棚波(SW1)の海面・境界面変位の構造と良く対応している。陸棚端に沿って湾口沖を伝播する波は、陸棚幅 8 km での dKW2 が、湾奥から湾口沖までの 88 km の陸棚幅に対する SW1 に変化したものと考えられる。再び陸棚幅が 8 km へ戻る湾西側では傾圧モードの最大変位が陸棚端から(矢印①)、陸岸へと移っている(矢印②)。これは、湾口沖を広い陸棚幅に対する SW1 として伝播した波が、再び dKW2 に変化したことを示す。

一方、矩形湾内へ進入した波は、順圧モードの変位には現れず、傾圧モードの変位に顕著に現れている。これは、湾内へ進入した波が傾圧的な波であることを示し、水深一定の陸棚上を北上していることから、この波は陸棚上の内部ケルビン波、つまり沿岸捕捉波第 3 モード(sKW2)であると考えられる。このことから、沿岸捕捉波第 2 モードはその一部を第 3 モードへと変換させ、伝播していることが示された。

### 3.5.2 沿岸捕捉波の散乱に対する地形の影響

#### 海底地形

Fig.3.9で示された、陸棚端に沿って湾口沖を伝播する陸棚波(SW1)が陸棚の途切れを跳び越えて伝播する機構について考察した。Fig.3.13にCase A-2、A-3、A-4、A-6、A-8およびCase B-7の湾奥西端のモニター点g (Fig.3.4(c))での順圧ケルビン波を除去した順圧モード、傾圧モードによる海面変位の時系列を示す。L=80 kmでは、順圧モードによる変動は見られない。傾圧モードは全てのケース

で同様に見られるが、 $L=80$  kmでは深海域内部ケルビン波(dKW2)、 $L=0$  kmでは陸棚上内部ケルビン波(sKW2)、 $L=4, 10, 20, 40$  kmではそれぞれの湾内の陸棚幅に対する沿岸捕捉波の性質を持つと考えられる。順圧モードは、 $L=0, 80$  km以外で、傾圧モードに対応するような変動を見せる。 $L=0$  kmでは約320時間に第一波のピークが見られ(Fig.3.13矢印)、この変動は岸近くで傾圧モードの変動を伴わないことから、陸棚端に沿って湾口沖を伝播したSW1によるものである。同様な変動が $L=4$  km、 $10$  km、 $20$  km、 $40$  kmでも見られ、 $L$ が大きくなると共に振幅は小さくなる。これは、SW1は陸棚の途切れを跳び越えた後にも、SW1の特性を持って伝播し、跳び越える割合は陸棚の途切れ幅が大きくなるに従い小さくなることを示している。

密度成層下での陸棚波(SW1)の運動には、境界面の変位に海底地形の影響が現れる(Fig.3.5(b)  $W_s=88$  km)。つまり、密度成層下における沿岸捕捉波は、海底の形状に直接影響を受ける下層の運動に支配される。そこで、SW1が陸棚の途切れを跳び越える機構を、下層の運動に注目して考察する。Fig.3.14(a)に陸棚の途切れを跳び越えたSW1の振幅 $R_L$ (黒点)の $L$ による変化と、SW1の境界面の陸棚端より沖での波形 $A_L$ (白抜き四角)を示す。 $R_L$ は計算開始300時間目に海谷西端のモニター点Y (Fig.3.4(c))で得られた境界面変位を同時刻の海谷東端のモニター点Xでの振幅で規格化したものである。 $A_L$ は解析解から求められたSW1の波形であり、陸棚端より $L$  km沖での振幅を陸棚端における振幅で規格化したものである。 $R_L$ は $L$ の減少とともに指数関数的に増加し、 $A_L$ と良く一致している。これはSW1の境界面の構造が陸棚の途切れを跳び越える割合を決定する可能性を示す。

これらの結果から導かれる陸棚波(SW1)が陸棚の途切れを跳び越える機構の模式図をFig.3.14(b)に示す。湾口へ伝播した幅8 kmの陸棚に対するdKW2(①)は、湾奥から陸棚端までの幅88 kmの陸棚に対するSW1(②)へと性質を変化させ湾口沖を伝播し、湾内の陸棚に対する沿岸捕捉波(③)として湾内へ進入する(矢印A)。この時、SW1の境界面変位が陸棚端より沖で減衰するスケールよりも陸棚の途切れ幅のほうが小さい場合、湾内へ伝播するSW1の一部(②灰色部)が対岸の陸棚端に捕捉される。対岸の陸棚端に捕捉されたSW1の一部は、SW1(④)として西進する(矢印B)。陸棚の途切れを跳び越えたSW1(④)は湾西端で、再び幅8 kmの陸棚でのdKW2(⑤)に変化する。以上のように、海底地形による沿岸捕捉波の散乱において、陸棚端より沖で陸棚波(SW1)の境界面が減衰するスケールと、陸棚の途切れ幅との関係が重要であることは明らかである。

## 湾口幅

Fig.3.10で示された、湾口を伝播する波の振幅が湾口幅の減少に従い大きくなる機構を考察した。Fig.3.15にCase B-1、B-2、B-3、B-5、B-7、B-8のモニター一点  $k$  (Fig.3.4(c))での順圧ケルビン波を除去した順圧モード、傾圧モードによる海面変位の時系列を示す。順圧・傾圧モードの変動が良く似ていることから、湾口沖を伝播した陸棚波(SW1)の大部分は湾西側の狭い陸棚域で深海域内部ケルビン波(dKW2)に変換されたと考えられる。湾口沖を伝播した波に由来する変動(Fig.3.15矢印)の後に、湾内を反時計回りに伝播した陸棚上内部ケルビン波(sKW2)に由来する変動が全てのケースで見られる。湾口沖を伝播した波に由来する変動の振幅は湾口幅が狭くなるに従い大きくなるが、 $W_b=140$ 、80 kmのように湾口幅が十分広い場合にはほとんど変化しない。 $W_b=140$ 、80 kmの実験では、SW1のみが湾口沖を伝播したと考えられる。これはdKW2からSW1へ変換される割合は湾口幅に依存せず、湾口幅が狭くなるとSW1以外に湾口を跳び越える波が発生することを示唆している。

Fig.3.16に湾口幅が狭いときのみ湾口を跳び越える波の振幅 $R_b$ の $W_b$ による変化と、解析解によるsKW2の岸沖断面 $A_b$ を重ねて示す。 $R_b$ はモニター一点 $k$ における300時間目の傾圧モードの海面変位からCase B-8 ( $W_b=140$  km)で得られた変位を除くことにより陸棚波に由来する変位を除き、Case B-1での振幅で規格化したものである。 $W_b$ が陸棚上のロスビー内部変形半径(約13 km)の約2倍より狭くなると、 $R_b$ が急激に大きくなり、 $R_b$ と $A_b$ は良く一致している。よって、湾口幅が狭い場合には、湾内へ進入しようとした陸棚上内部ケルビン波(sKW2)の一部が湾内へ進入せずに、湾口を跳び越えると考えられた。この波は、Durland and Qiu (2003)により議論されたReflected Waveの特徴と一致する。

## 陸棚幅

Fig.3.11で示された、幅の広い陸棚に対する沿岸捕捉波が散乱した後にも2つの波に分裂せずに浅い湾を伝播することについて、Fig.3.14と同様に境界面の構造に注目して考察した。Fig.3.17(a)に、Case C-1~C-6 およびCase B-7から得られた湾口沖を伝播する陸棚波(SW1)の振幅 $R_s$  (黒点)と、解析解による沿岸捕捉波第2モードの境界面の岸における振幅 $A_s$  (白抜き四角)をそれぞれの陸棚幅 $W_s$ に対して示す。 $R_s$ はモニター一点II (Fig.3.4(c))での第1波目の境界面変位の最大値を

Iで得られた最大値で規格化したもの、 $A_s$ は $W_s=8$  kmに対するdKW2の振幅で規格化されたものである。 $R_s$ は $W_s$ が広がるに従い大きくなり、 $W_s=30$  km以上ではほぼ一定となる。これは、sKW2が湾内へ進入せず沿岸捕捉波が2つの波に分裂しなくなるに伴い、湾口沖を伝播するSW1の振幅が大きくなることを示す。また、 $A_s$ と $R_s$ はほぼ逆比例の関係になっていることから、沿岸捕捉波の岸近くの境界面がモード変換による分裂の割合を決定する可能性がある。

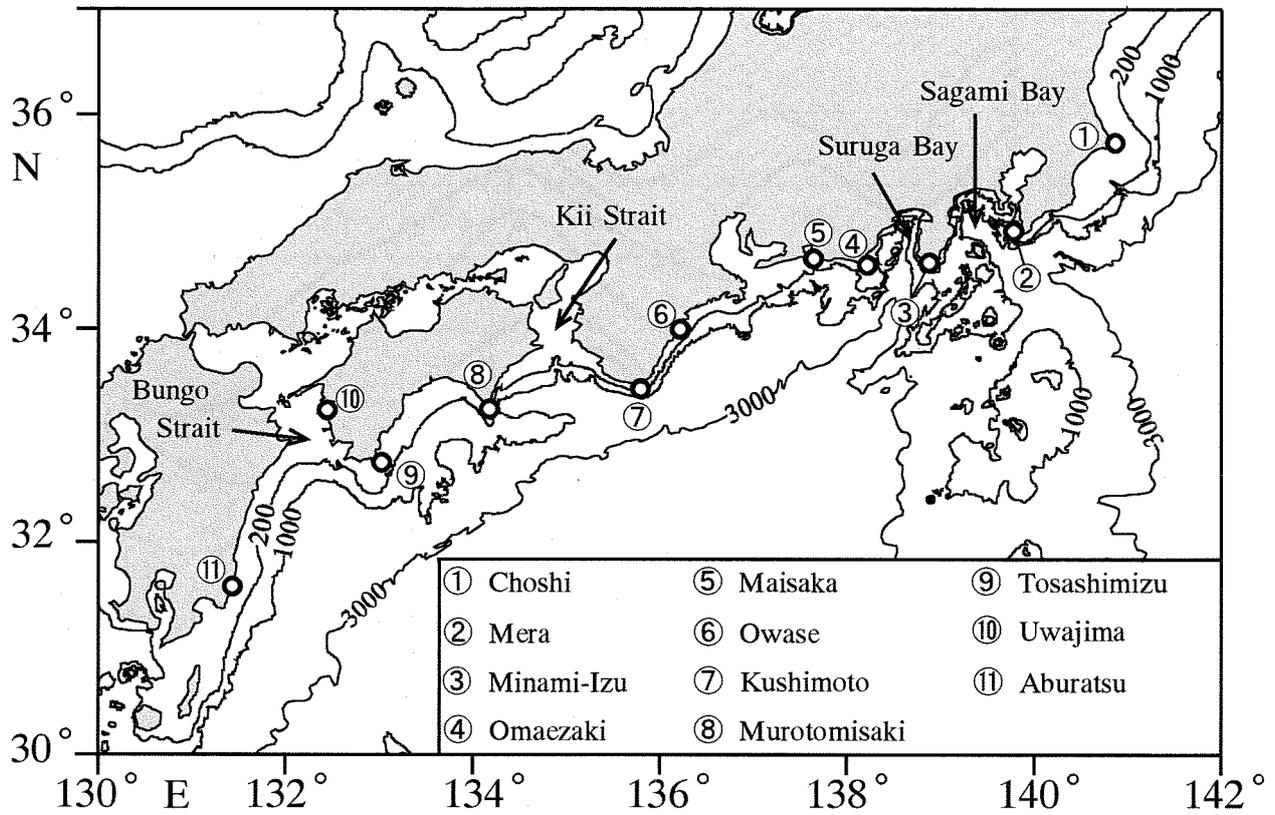
沿岸捕捉波が地形により散乱する際に、2つの波に分裂する場合( $W_s=20$  km)と、しない場合( $W_s=80$  km)の沿岸捕捉波の伝播の模式図をFig.3.17(b)、3.17(c)に示す。狭い陸棚を伝播する沿岸捕捉波第2モード(Fig.3.17(b)①)は、湾へ入射する際に第2モードのSW1(Fig.3.17(b)②)と、湾東岸に沿って伝播する第3モードのsKW2(Fig.3.17(b)③)に分裂する。一方、広い陸棚を伝播するSW1(Fig.3.17(c)①)は、湾内の陸棚に対するSW1(Fig.3.17(c)②)として湾口沖を伝播するが、岸付近に構造を持たないため、湾内へ進入するsKW2は発生しない(Fig.3.17(c)点線矢印)。以上のように、 $W_s=8\sim 20$  kmのCase B-7、C-1、C-2では、沿岸捕捉波第2モードから第3モードへの変換がかなりの割合で起きるが、 $W_s=26$  km以上ではほとんど起きない。

以上の結果をFig.3.5(a)の陸棚幅と沿岸捕捉波各モードの分散関係から、解釈することを試みた。陸棚幅がある程度狭い $W_s=8\sim 20$  kmの場合の沿岸捕捉波第2モード(dKW2)は、湾に入射する際にFig.3.5(a)の分散関係に従いながら波の性質を変化させ、10~20 kmの陸棚幅に対する波を経由した後に、湾内の陸棚幅(88~100 km)に対する陸棚波(SW1)となる。10~20 kmの陸棚幅に対する波の性質を経由する際に、第2モード(dKW2)は第3モード(sKW2)と $C_p$ が非常に近くなっていたと考えられる(Fig.3.5(a))。本実験では周波数が一定なので、 $C_p$ が近い $W_s=10\sim 20$  kmでは、第2モードと第3モードの波数が近い値(第3モードの波数が第2モードの1.3~2倍)をとっていたことがわかる。このような領域で沿岸捕捉波第2モードから第3モードへのモード変換が起こり、sKW2が発生したと考えられる。一方、陸棚幅がある程度広い $W_s > 26$  kmから湾内の陸棚幅へと変化する場合は、第2モード(SW1)と第3モード(sKW2)の波数が近くなる領域は存在しないため、沿岸捕捉波第2モードから第3モードへのモード変換はほとんど起きないと考えられる。

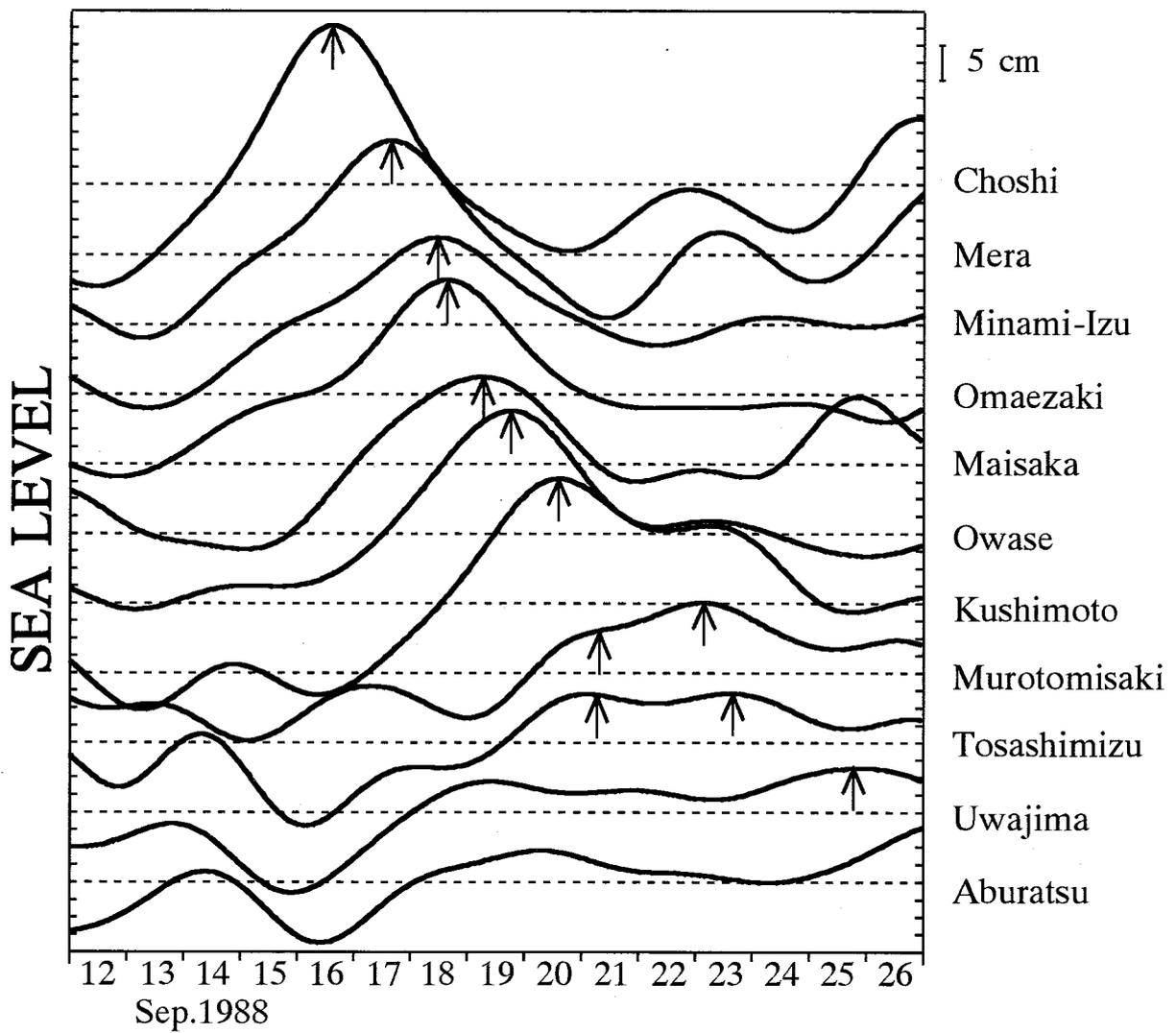
### 3.6 まとめ

自由伝播する沿岸捕捉波に対する、湾・海底地形の影響を調べるために、2層モデルを用いた数値実験を行った。風により沿岸捕捉波を発生させ、矩形湾へ伝播する波の特性を調べた。その結果、相模湾、駿河湾のような海谷が湾内へ入り込む深い湾では、沿岸捕捉波は内部ケルビン波の性質をもって湾内へ進入し、再び湾外へと抜け、波の分裂は起きないことが明らかになった。一方、紀伊水道、豊後水道のような、陸棚が湾口より外側に張り出す浅い湾では、湾内へ進入する内部ケルビン波と、陸棚端に沿って湾口沖を伝播する陸棚波の2つに波が分裂し、沿岸捕捉波のモード変換が起きることが示された。これらの実験結果は、本州南岸で観測された沿岸捕捉波の伝播による潮位変動を良く説明している。岸に沿って湾内へ進入する内部ケルビン波は、沿岸捕捉波が岸近くに構造を持つ場合にのみ分離することが示され、広い陸棚を伝播する陸棚波型の沿岸捕捉波は岸近くの境界面変位に構造を持たないことから内部ケルビン波に分離せず、分裂することなく矩形湾を伝播することが示された。これは、沿岸捕捉波第2モードが波の性質を変化させる過程で、第2モードの波数が第3モードと非常に近い値(第3モードの波数が第2モードの1.3~2倍)を持つ場合には第2モードから第3モードへのモード変換が起きるが、そうでない場合はモード変換が起これないためと解釈された。さらに、陸棚が途切れている場合にも、陸棚波の一部がその途切れを跳び越えて伝播することが示され、その割合は途切れ幅と沿岸捕捉波の境界面の構造に強く依存することがわかった。一方、湾口幅がある程度狭くなると、陸棚波型沿岸捕捉波として湾口を伝播する波の他に、湾内へ進入する内部ケルビン波の一部が湾口を跳び越えて伝播することが確認された。

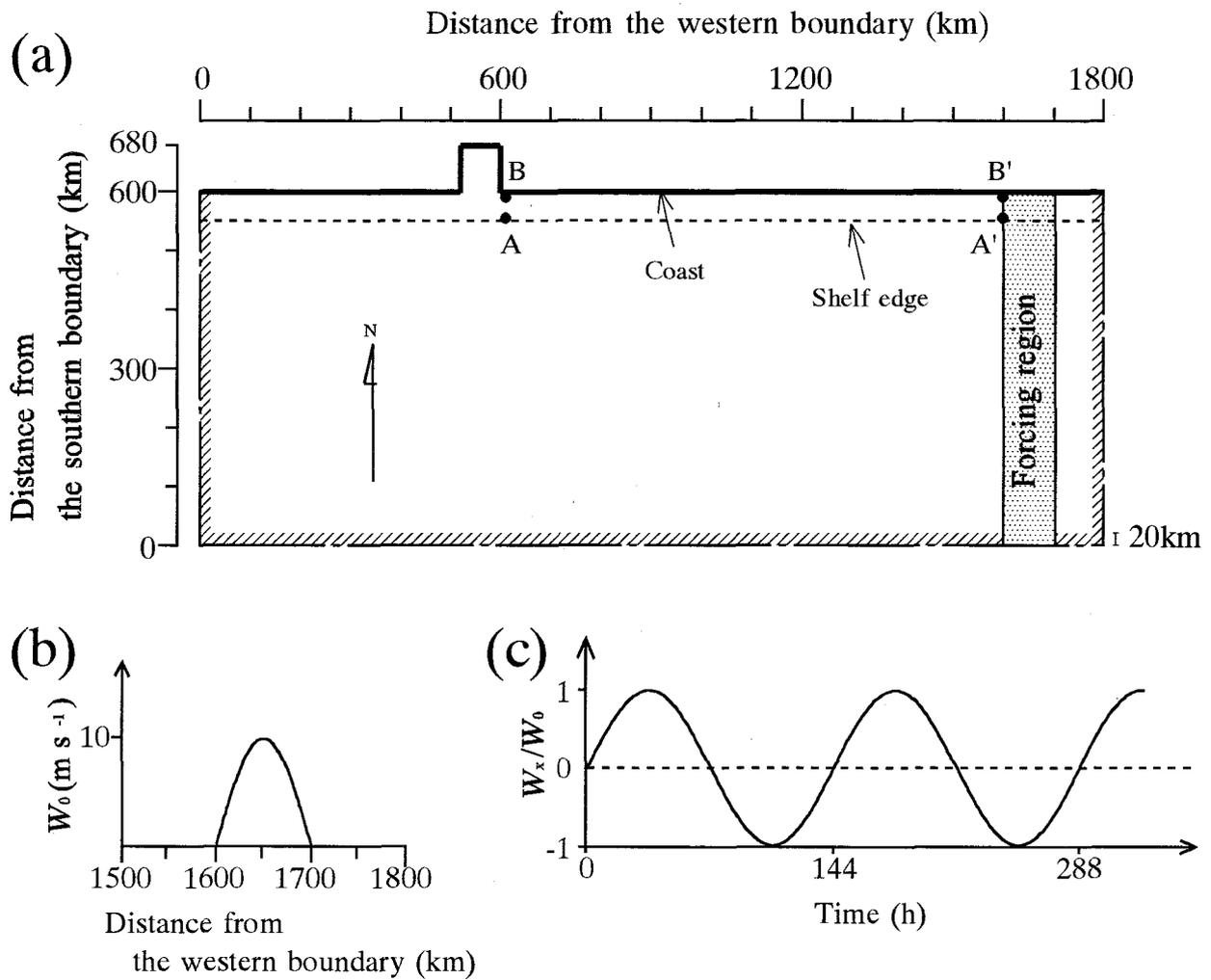
以上のことから、日本南東岸で発生・伝播する沿岸捕捉波が湾と海底地形の効果により散乱し、分裂して伝播することが明らかになった。この機構は沿岸捕捉波の減衰に大きな役割を担っていると考えられる。



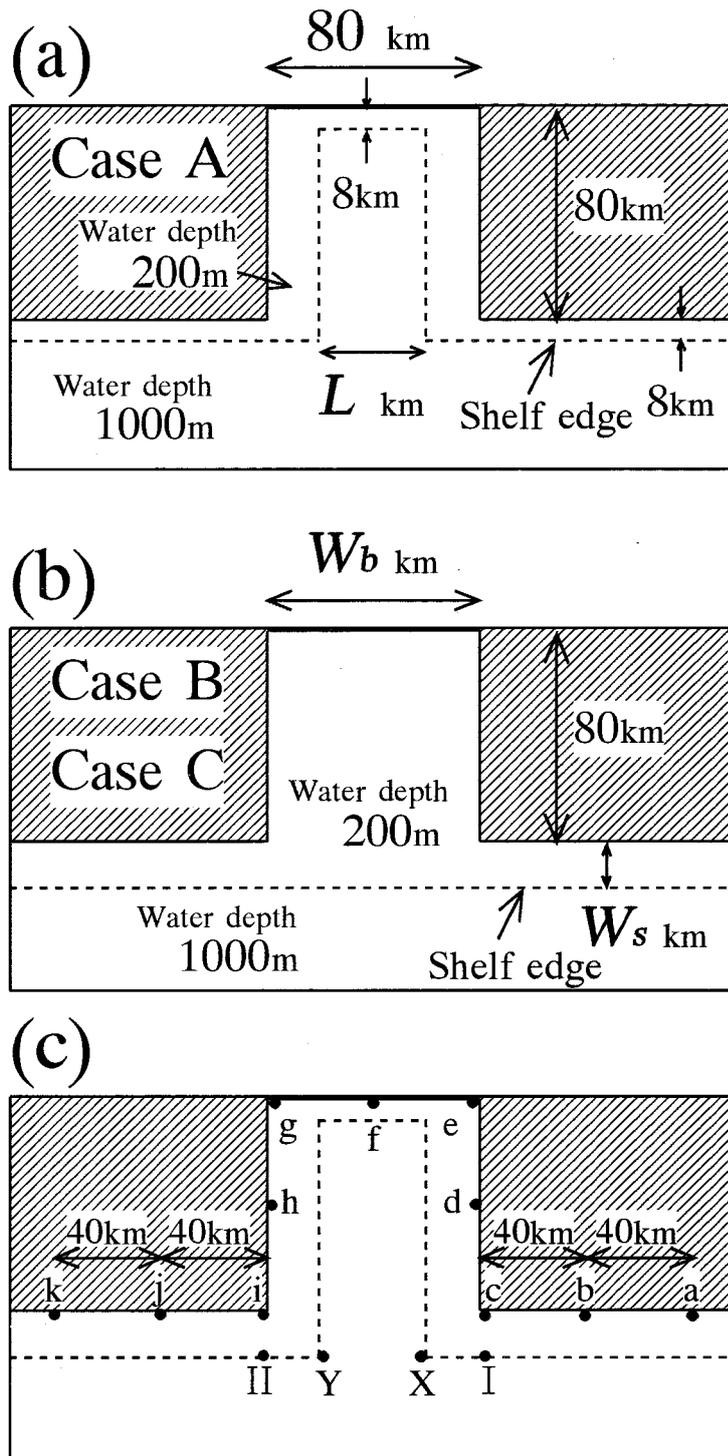
**Fig. 3.1.** Bathymetry and tidal stations south of Japan. Numerals on the bottom contour are in meter.



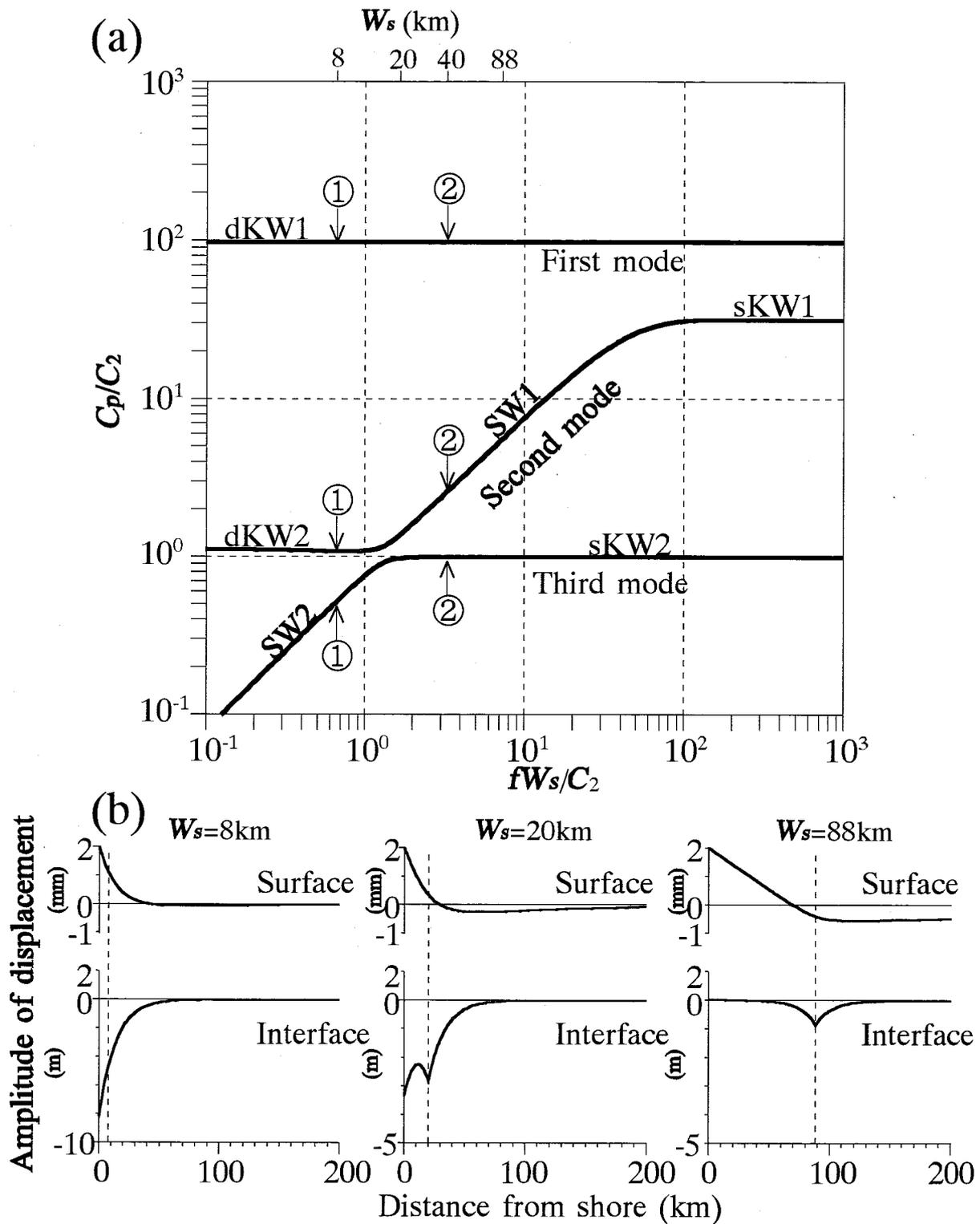
**Fig. 3.2.** Time series of sea level variations at tidal stations. The sea level data were adjusted by removing the barometric effect and by eliminating the tidal components using a tide-killer filter (After Matsuyama et al. (1997) but partly improved.).



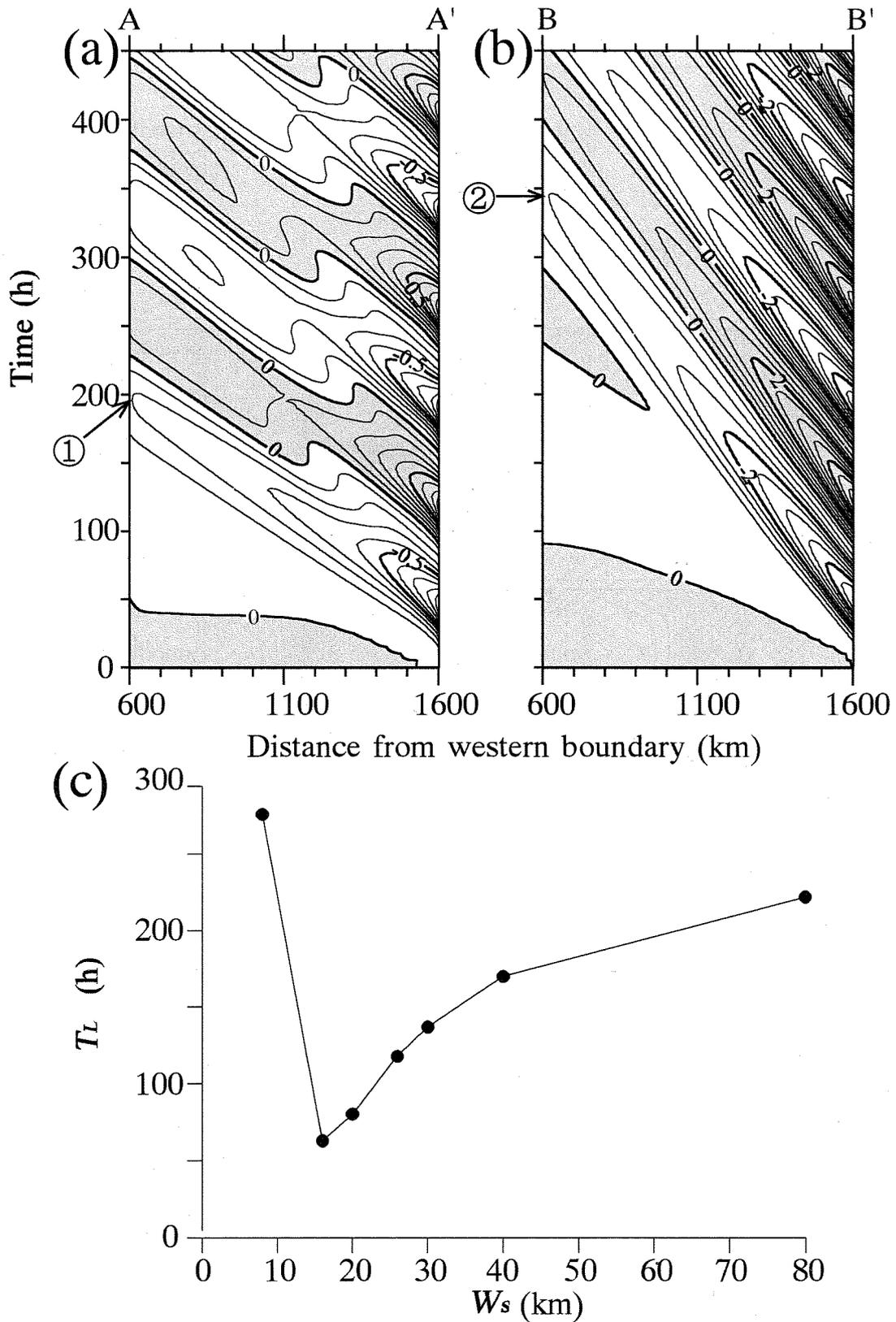
**Fig. 3.3.** (a) Computational domain. The north boundary is coast (thick line) and the other boundaries are open boundaries (chain lines). Shelf edge is indicated by dashed line. The lines  $AA'$  and  $BB'$  are monitoring lines. (b) Distribution of wind amplitude  $W_0$ . (c) Time variation of the westward component of wind  $W_x$ .



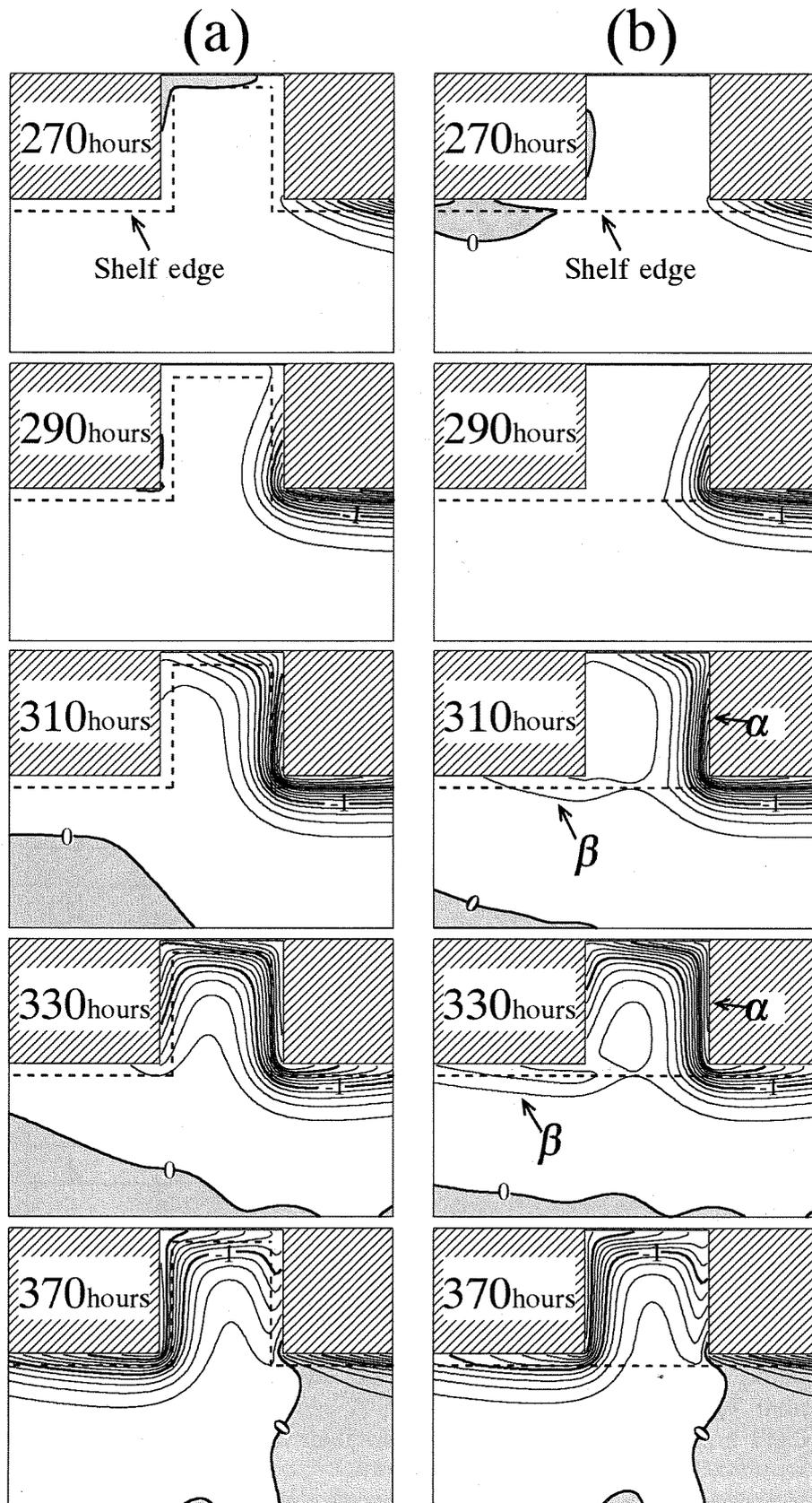
**Fig. 3.4.** (a) Bottom topography in and around the rectangular bay in Case A. (b) Same as in (a) but, for Cases B and C. (c) Locations of monitoring points.



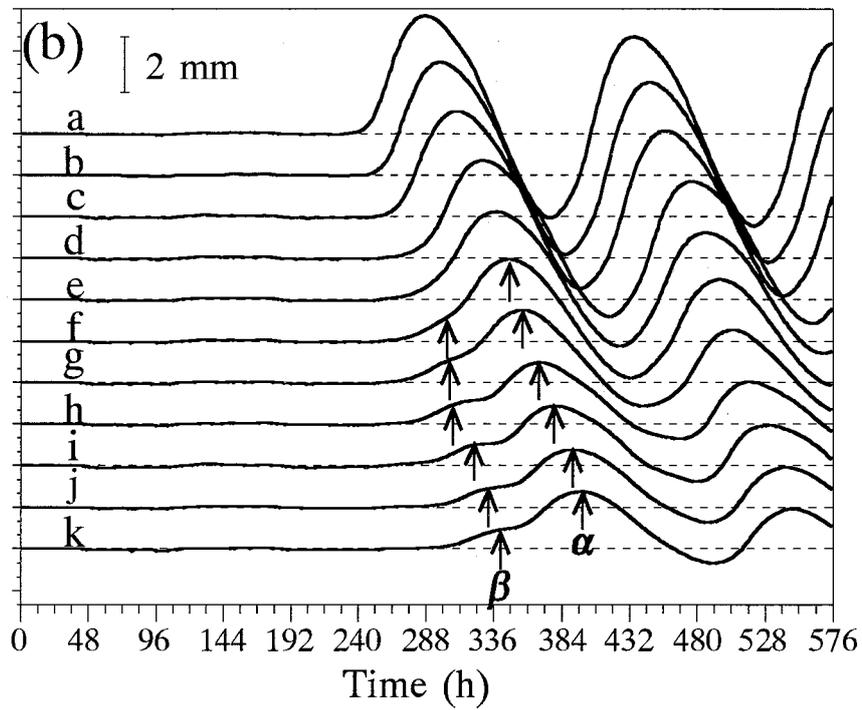
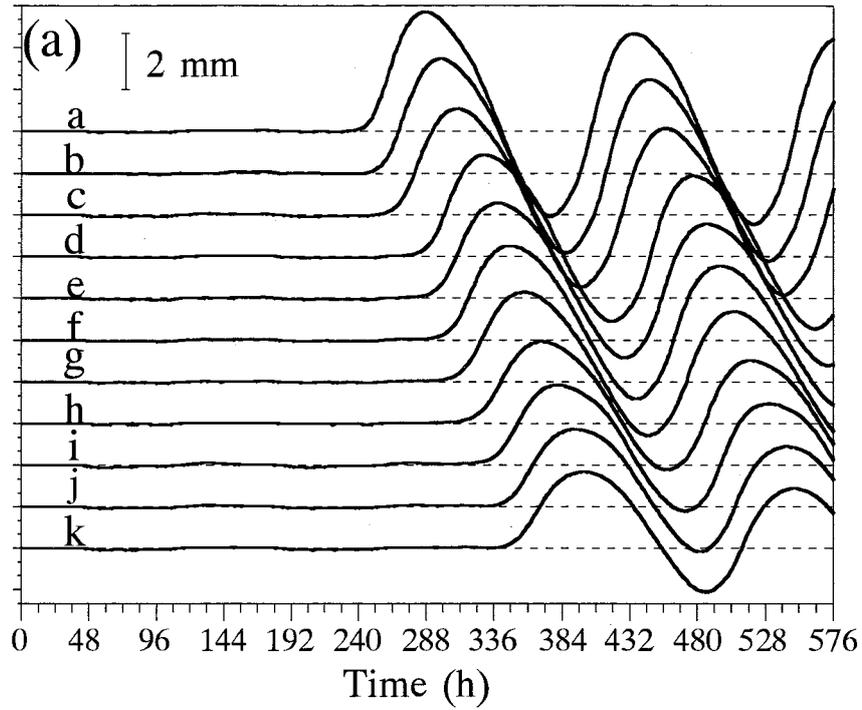
**Fig. 3.5.** (a) Phase velocity  $C_p/C_2$  as a function of the shelf width  $fW_s/C_2$  in the two-layer model with step-like shelf where water depths are 200m in shallower region and 1000m in deeper region. Each curve was obtained from the analytical solution of Kajiura(1974) for the stratification conditions used in this study. The indexes indicate; dKW; Kelvin type Wave in deep water, SW; shelf wave, sKW; Kelvin-type wave in shallow water, 1; barotropic, 2; baroclinic. The arrows ① and ② indicate the phase velocities of each mode in the case of  $W_s = 8$ km and  $W_s = 40$ km, respectively. (b) Cross shelf distribution of surface and interface displacement. Left; shelf width  $W_s = 8$ km, center; shelf width  $W_s = 20$ km, right; shelf width  $W_s = 88$ km. Dashed line indicates shelf edge.



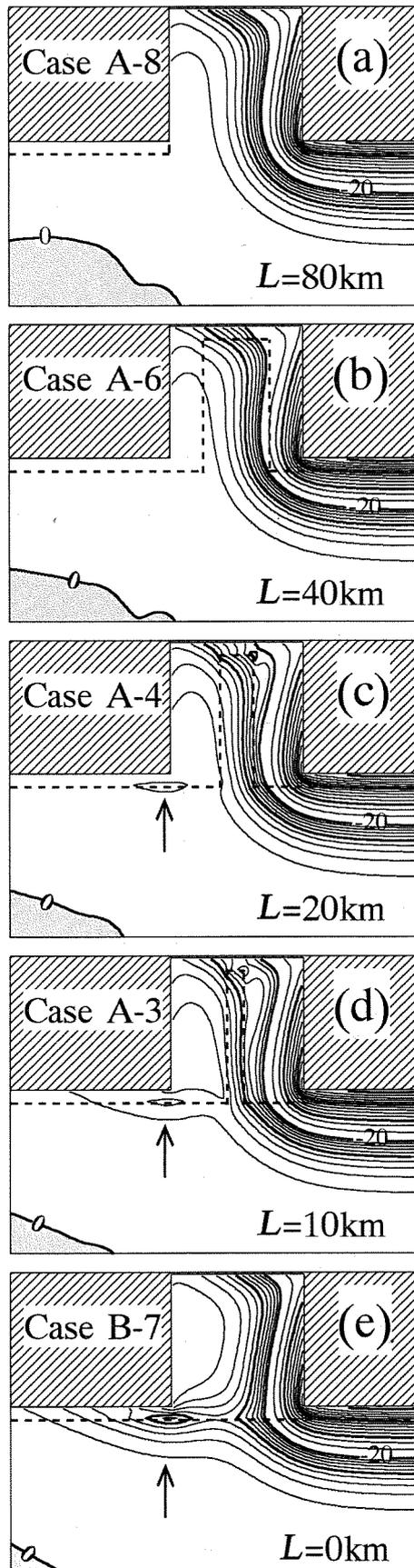
**Fig. 3.6.** (a) Time variations of interface displacement between  $A$  and  $A'$  (along the shelf edge) in Case C-4. Contour interval is 0.1m and numerals on the contour lines are in m. Shaded areas indicate positive value. (b) Same as (a) but between  $B$  and  $B'$  (along the coast). Contour interval is 0.5m. The arrows ① and ② indicate the arrival time of 3rd and 2nd mode coastal-trapped wave at the bay mouth. (c) Variation of  $T_L$  versus  $W_s$ .  $T_L$ : Time lag of arrival time for the 2nd mode coastal-trapped wave and for the 3rd mode at the bay mouth calculated from analytical solution.



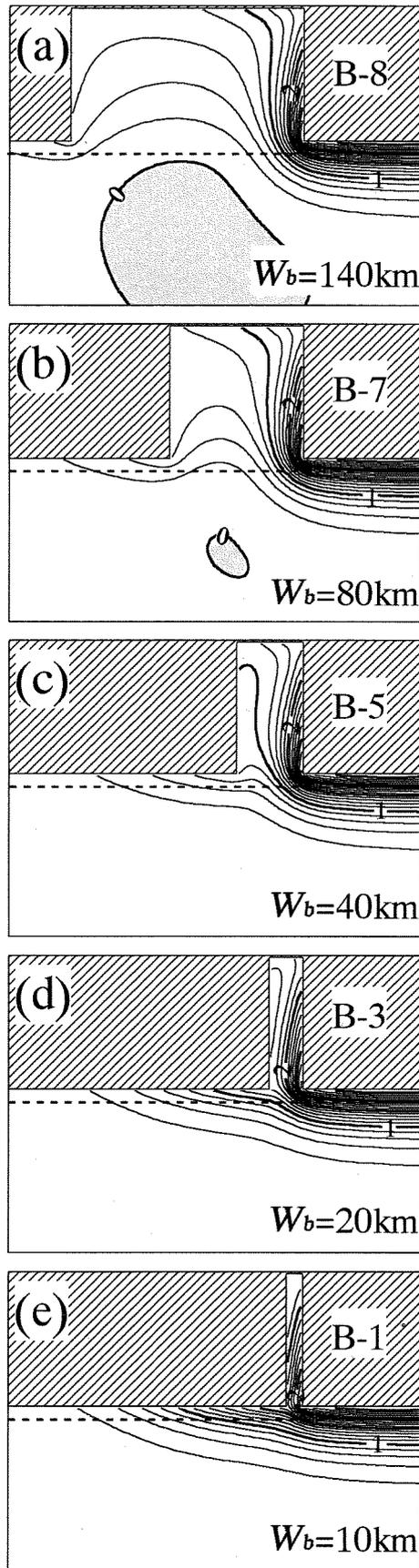
**Fig. 3.7.** Distributions of interface displacement in (a) Case A-7 and (b) Case B-7 from 270 hours to 370 hours. Contour interval is 0.2m and numerals on the contour lines are in m. Shelf edge is indicated by dashed line. Shaded areas indicate positive value.  $\alpha$  indicates the internal Kelvin wave, propagating into the bay.  $\beta$  indicates the shelf waves trapped along the shelf edge.



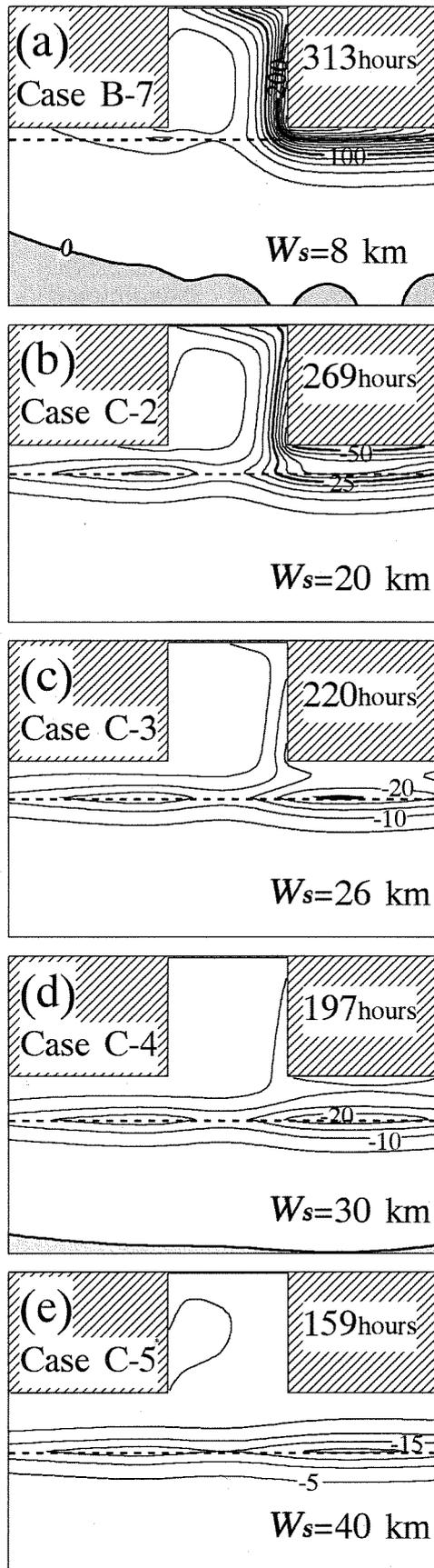
**Fig. 3.8.** Time series of surface displacement at the monitoring points *a* ~ *k* shown in Fig.3.4(c) in (a) Case A-7 and (b) Case B-7.  $\alpha$  and  $\beta$  indicate the internal Kelvin wave and the shelf wave, respectively, as shown in Fig.3.7(b).



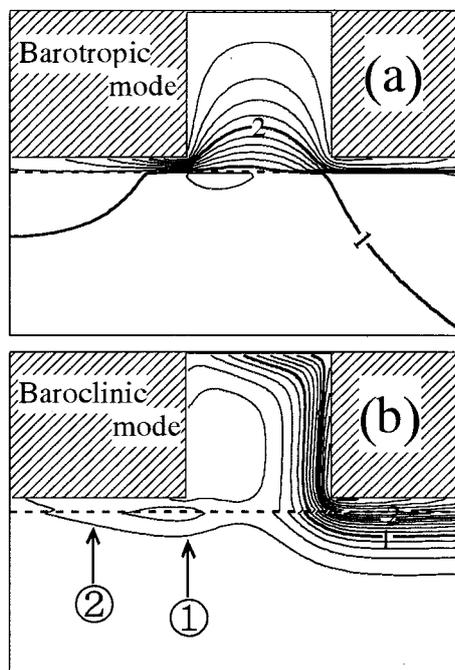
**Fig. 3.9.** Distributions of interface displacement at 300hours in Cases A-3, A-4, A-6, A-8 and B-7. Numerals on the contour lines are in cm. Shelf edge is indicated by dashed line. Shaded areas indicate positive value. The arrows indicate the westward propagating waves bridged over the disconnection of shelf.



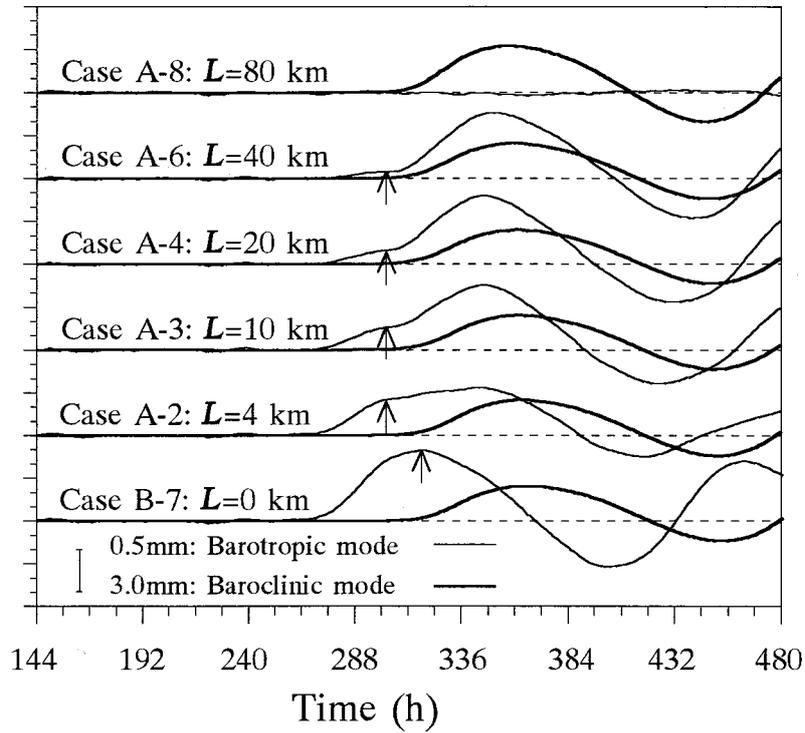
**Fig. 3.10.** Distributions of surface displacement at 300hours in Case B-1, B-3, B-5, B-7 and B-8. Contour interval is 0.2mm and numerals on the contour lines are in mm. Shelf edge is indicated by dashed line. Shaded areas indicate negative value.



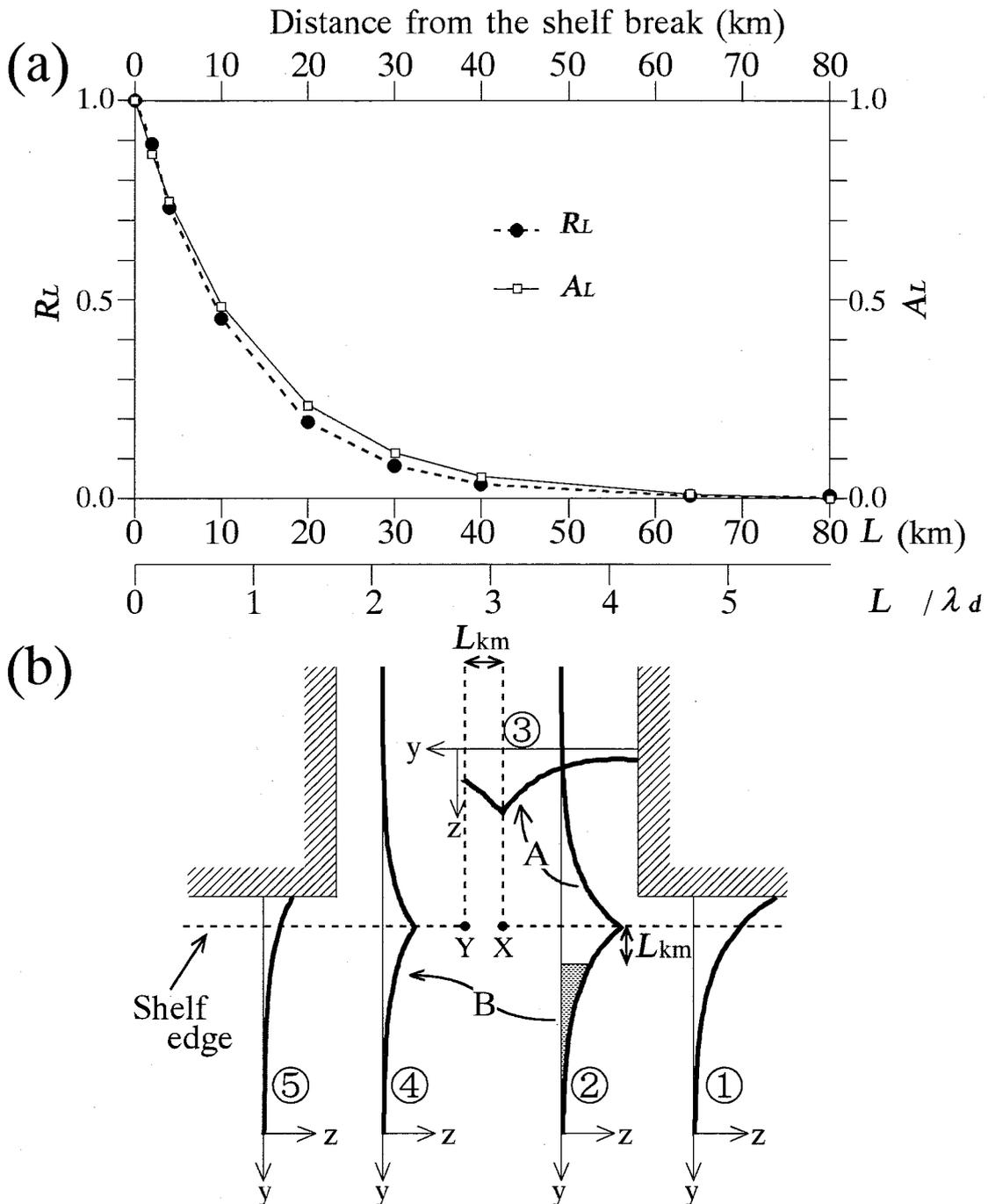
**Fig. 3.11.** Distributions of interface displacement in Case B-7, C-2, C-3, C-4 and C-5. Numerals on the contour lines are in cm. Contour interval is 20cm for (a) and 5cm for (b), (c), (d) and (e). Shelf edge is indicated by dashed line. Shaded areas indicate positive value.



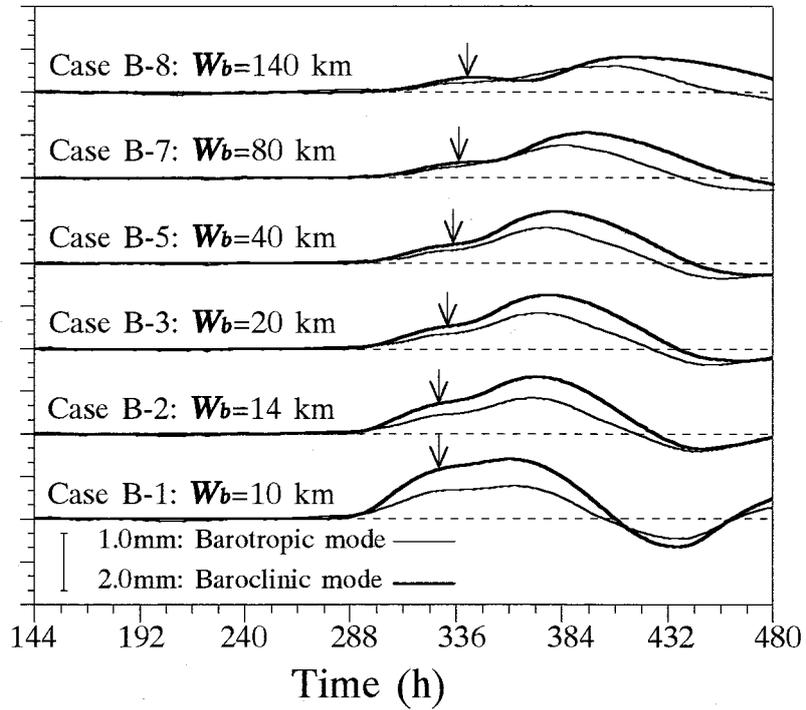
**Fig. 3.12.** Distributions of surface displacements due to (a) barotropic and (b) baroclinic modes in Case B-7 at 313 hours. Contour interval is 0.2 mm and numerals on the contour lines are in mm. Shelf edge is indicated by dashed line. The arrow ① indicates the displacement of shelf wave and the arrow ② indicates the displacement of internal Kelvin wave transformed from shelf wave.



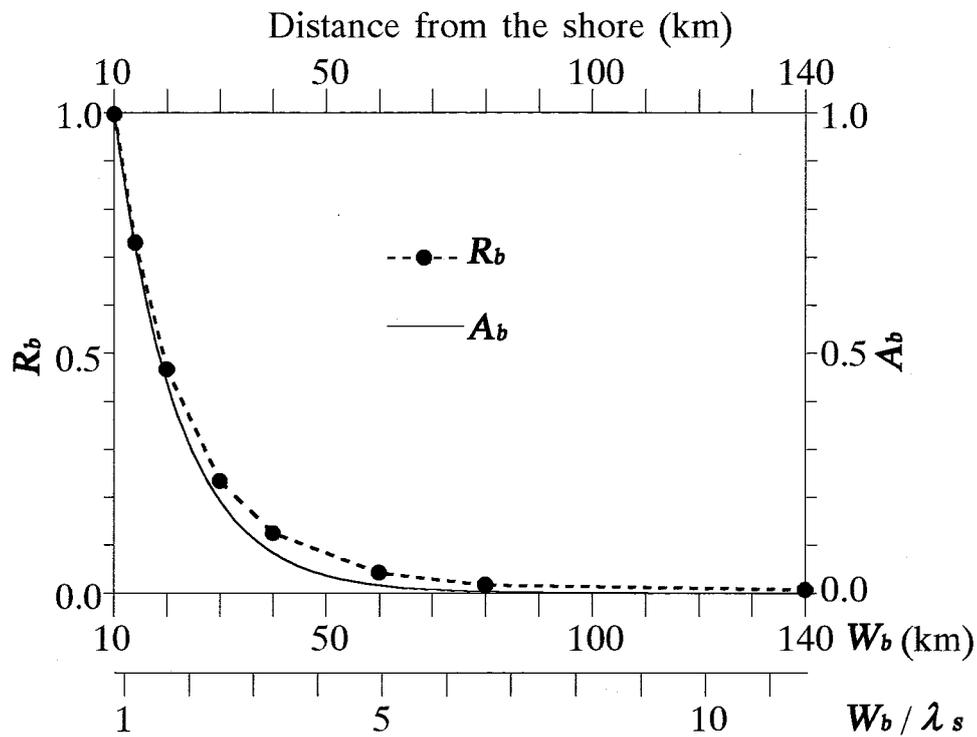
**Fig. 3.13.** Time variations of surface displacement due to barotropic (thin line) and baroclinic (thick line) modes at monitor point  $\mathcal{G}$  shown in Fig.3.4(c). The arrows indicate the displacements of SW1.



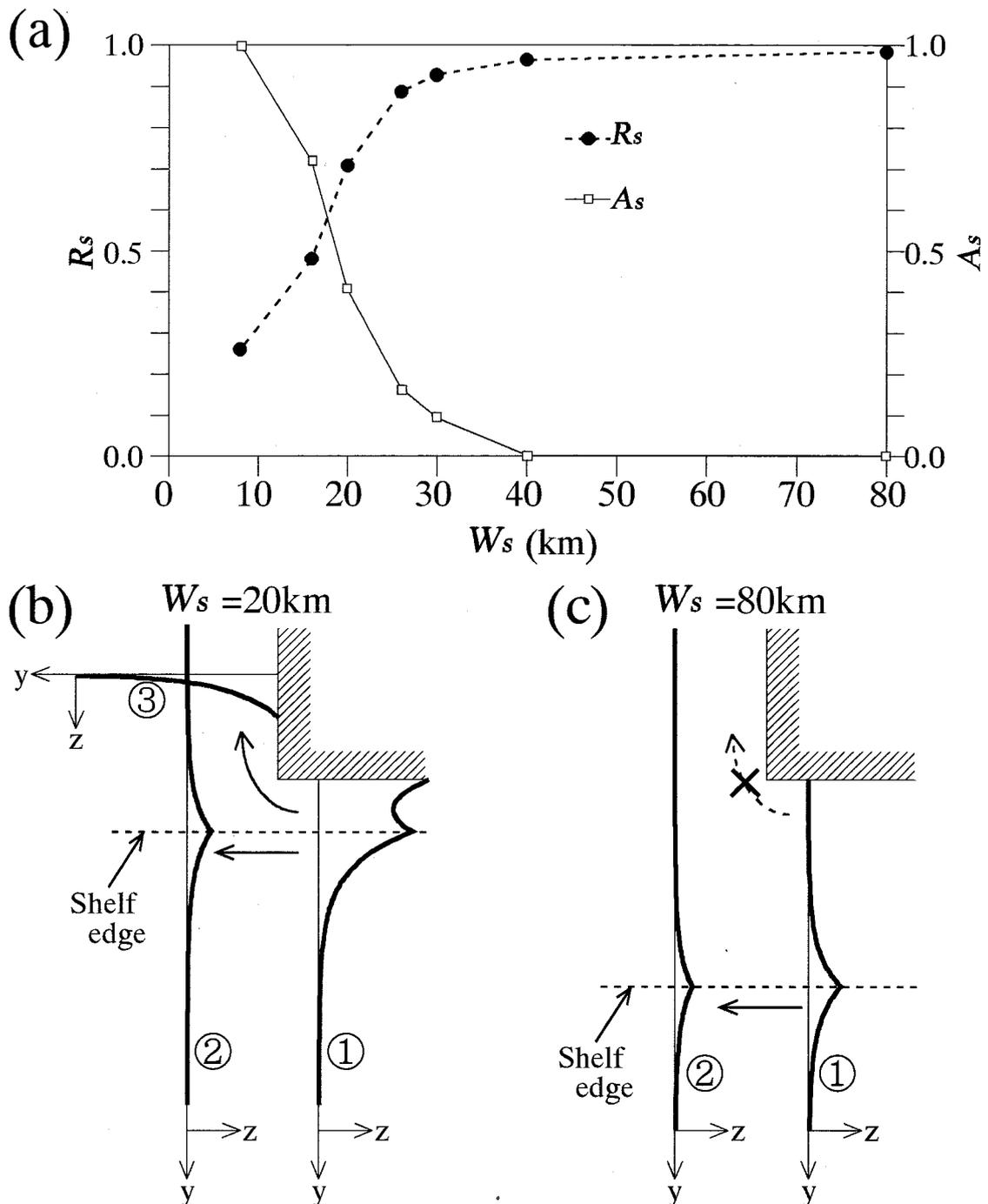
**Fig. 3.14.** (a) Variations of  $R_L$  and  $A_L$  versus the disconnection of shelf  $L$ .  $R_L$ : The wave amplitude at monitor point Y shown in Fig.3.4(c) bridged over the disconnection of shelf. It was normalized by the amplitude at monitor point X shown in Fig.3.4(c).  $A_L$ : Cross shelf variation of the wave amplitude calculated from analytical solutions. It was normalized by the amplitude at the shelf edge.  $\lambda_d$ : Internal rossby radius of deformation over the deep water region. (b) Schematic view of wave propagation. The thick lines indicate the interface displacement of coastal-trapped waves (CTWs). The thin lines with arrows indicate the vertical ( $z$ ) and the horizontal ( $x$ ) coordinates of each displacement. Shelf edge is indicated by dashed line. The internal Kelvin wave ① propagating toward the bay is converted into the shelf wave ②. The shelf wave ② rounds the corner of the disconnection of shelf (point X shown in Fig.3.4(c)) into the bay, and it propagates as the CTW for the shelf width in the bay. When the shelf wave ② rounds point X, the shaded part of the wave ② bridges over the disconnection of shelf, and is converted into the shelf wave ④. The shelf wave ④ propagates westward and is converted into the internal Kelvin wave ⑤.



**Fig. 3.15.** Time variations of surface displacement due to barotropic (thin line) and baroclinic (thick line) modes for Case B at monitor point  $K$  shown in Fig.3.4(c). The arrows indicate the displacement originated from the wave bridged over the bay mouth.



**Fig. 3.16.** Time variations of surface displacement due to barotropic (thin line) and baroclinic (thick line) modes for Case B at monitor point  $K$  shown in Fig.3.4(c). The arrows indicate the displacement originated from the wave bridged over the bay mouth. Variations of  $R_b$  and  $A_b$  versus the bay mouth width  $W_b$ .  $R_b$ : The wave amplitude at monitor point  $K$  shown in Fig.3.4(c) of the bridged over the bay mouth.  $A_b$ : The interface displacement of shallow-water internal Kelvin wave(sKW2).  $\lambda_s$ : Internal rossby radius of deformation over the continental shelf.



**Fig. 3.17.** (a) Variations of  $R_s$  and  $A_s$  versus the shelf width  $W_s$ .  $R_s$ : The shelf wave amplitude at monitor point II shown in Fig.3.4(c) propagated along the shelf edge off the bay mouth. It was normalized by the amplitude at monitor point I shown in Fig.3.4(c).  $A_s$ : The interface amplitude at the coast of the waves calculated from analytical solutions. It was normalized by the amplitude in Case of  $W_s = 8$  km. (b) Schematic view of wave propagation in Case C-2. The thick lines indicate the interface displacement of coastal-trapped waves (CTWs). The thin lines with arrows indicate the vertical ( $z$ ) and the horizontal ( $x$ ) coordinates of each displacement. Shelf edge is indicated by dashed line. The CTW ① propagating toward the bay is converted into the shelf wave ② and internal Kelvin wave. (c) Same as (b), but in Case C-6. The shelf wave ① propagating toward the bay is converted into the shelf wave ② at the bay mouth. But, internal Kelvin wave is not generated at bay mouth because shelf wave doesn't have interface displacement near the coast.

Table 3.1. Characteristics of the numerical experiment of each Case.

Case		1	2	3	4	5	6	7	8
Case A ( $W_s=8\text{km}$ , $W_b=80\text{km}$ )	L	2km	4km	10km	20km	30km	40km	64km	80km
Case B ( $W_s=8\text{km}$ , $L=0\text{km}$ )	$W_b$	10km	14km	20km	30km	40km	60km	80km	140km
Case C ( $W_b=80\text{km}$ , $L=0\text{km}$ )	$W_s$	16km	20km	26km	30km	40km	80km		

## 第4章

### 相模湾東部で観測された沿岸捕捉波の構造

#### 4.1 はじめに

大陸棚・大陸斜面が存在する沿岸海域で、慣性周期よりも長い周期の沿岸捕捉波は陸棚波の特性を持つが、成層を考慮すると、内部ケルビン波的な特徴も持ち得る。成層パラメータ $\varepsilon=\lambda/L$  ( $\lambda$ :内部ロスビー変形半径;  $L$ :大陸棚の幅)を指標とすると、沿岸捕捉波の伝播特性は $\varepsilon\ll 1$ で陸棚波型、 $\varepsilon>1$ で内部ケルビン波型となる(例えば Kajiura, 1974)。成層と地形が連続的に変化する場合には、沿岸捕捉波は多数のモードを持つ(例えば Wang and Moore, 1976)。各モードの流速構造は岸沖・鉛直方向に複雑に変化し、特に高次モードは海底に捕捉される流れを持つ(例えば Huthnance, 1978)。

相模湾の表層に点在した測点での数層の測温・測流からなされた既往の研究では、沿岸捕捉波は内部ケルビン波として記述されてきた(Kitade et al., 1998)。台風通過による一時的な強風に起因する急潮を励起するような沿岸捕捉波は、沿岸の3点での測温と1点1層での測流から捉えられた(Matsuyama et al., 1997)。それに伴う強流は急激な水温上昇を伴い、岸を右手に見ながら湾内を約  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  で反時計回りに進行した。

第2章では1988年9月に発生した台風8818号の通過に伴い相模湾で発生した急潮が沿岸捕捉波の特性を持つことが数値モデルで示された。房総半島東岸で沿岸捕捉波が発生し、陸棚幅が急減する勝浦沖で陸棚波型から内部ケルビン波型へ変化することで、表層の流れが強化されたと解釈された。しかし、相模湾内で沿岸捕捉波の持つ流れの時空間構造を実測から示し、その挙動を連続成層下の沿岸捕捉波理論をもとに解釈した研究はない。沿岸捕捉波による急潮が定置網に及ぼす流速場の把握や、数値モデルの性能向上を図るためにも、沿岸捕捉波による流動を詳細に捉え、相模湾内で沿岸捕捉波が内部ケルビン波的な特性を持つことを実証する必要がある。

本章では、相模湾内での沿岸捕捉波の流動をより深くまで連続的に捉え、その特性を理解することを目的として、2003年の7月から10月にかけて湾東部で係留観測を実施した。その結果、幸運にも2例の台風に励起された沿岸捕捉波を捉えることに成功した。本章では、沿岸捕捉波の時空間構造を記述し、連続成層下での沿岸捕捉波理論をもとに考察を行う。

## 4.2 観測方法とデータ処理

2003年7月28日から10月5日に相模湾東部の陸棚端の Sta. A (35°08'N, 139°34'E, 水深 93 m) と大陸斜面上の Sta. B (35°08'N, 139°32'E, 水深 250 m) の2点(Fig.4.1(b))で係留観測を行った。Sta. A では海底に ADCP (Workhorse, 300kHz; RD Instruments 社製) と水温圧力計を設置し、Sta. B では 103 m 深に水温圧力計、111、121、131 m 深に水温計、148 m 深に ADCP、165、190、236 m 深に電磁流速計(ACM-8M; アレック電子社製)を設置した(Fig.4.2)。ADCP により、Sta. A では海底直上 6m 深から海面まで、Sta. B では約 142m 深から約 50 m 深まで 4 m 毎に流速記録が得られた。測定間隔は ADCP と水温計は 3 分、電磁流速計と水温圧力計は 10 分である。

係留観測の際に、強流により系が傾くことが考えられる。Sta. B の系の最上部で得られた水温圧力計による深度変化は観測期間を通して 100~107 m 深で、最大変動幅は約 4 m だった。センサー深度の変動幅は系全体の長さの 2.6% であり、本観測において系の傾きは無視できるものと考えた。ADCP による流速データは、パーセントグッドが 80 % 以下の場合を欠測値とし、その期間のデータは線形補間により求めた。

銚子、勝浦、布良、油壺、伊東、石廊崎、御前崎の潮位記録と、銚子、大島の気圧・風向風速記録、および勝浦、館山、横浜、網代、石廊崎、御前崎、三宅島、八丈島の気圧記録を解析に用いた。潮位および気象記録の測定間隔は 1 時間である。

本研究は数日周期スケールの流速・水温変動に注目することから、係留観測から得た流速・水温記録を、30 分ごとに再サンプリングした。慣性周期(約 21 時間)よりも長い周期の現象に注目するため、潮汐などによる信号を除去する目的で、係留観測で得た生データ、および各気象観測所で得られた風の記録に 30 時間以下の変動を除去するローパスフィルターを施し、解析に用いた。また、潮位記録については、気圧補正し、タイド・キラー・フィルター(花輪・三寺, 1985)により潮汐成分を除去したものを解析に使用した。

## 4.3 観測結果

係留観測中の相模湾の成層状態を把握するために、8月7日(Sta. C)、9月13日(Sta. D)、10月5日(Sta. D)に CTD 観測を実施した。Fig. 4.3 に  $\sigma_t$  の鉛直プロ

ファイルを示す。8月7日の相模湾内の密度は、海面( $\sigma_t \doteq 22.5$ )から約70m深( $\sigma_t \doteq 25.7$ )まで急激に線形増加し、約70m深から500m深まで緩やかに線形増加した。9月13日の相模湾内の密度は、約70m深から250m深まで8月7日に比べて小さいが、両期間の密度成層は酷似していた。一方、10月5日の密度は約150m以浅で8月・9月に比べて小さく、海面から約50m深までほぼ一様だった。9月中旬から約半月で成層状態が急変したことがわかる。

開放的な相模湾の流動は黒潮の影響を強く受けるため(Iwata and Matsuyama, 1989)、観測期間中の湾内の流動に対する黒潮の影響を調べる。Fig.4.4(a)、4.4(b)、4.4(c)に海上保安庁海洋情報部提供の海洋速報から、観測期間中の200m深での水温の水平分布を示す。黒潮流軸の指標とされる $15^{\circ}\text{C}$ の等温線(Kawai, 1969)に注目すると、全期間を通して、黒潮は非大蛇行直進流路をとっていたことがわかる。しかし、9月16日~10月15日では、黒潮は伊豆海嶺の西で北上し、相模湾の湾口沖を西から東に向かう流路をとり、この間に黒潮流路の変化が起こったと推測される。そこで、黒潮流路の変化が起きた時期を、神津島と三宅島で得られた潮位記録(Fig.4.4 (d))から推定する。10月6日から10月10日まで両島での潮位が急激に上昇し、黒潮の本州への接近が示唆される。黒潮がFig.4.4 (c)のような相模湾に接近する流路をとり始めたのは係留観測終了後であり、本観測期間中では黒潮流路変動の影響は小さかったと考えられる。

Fig. 4.5 に観測全期間の Sta. A、Sta. B の代表的な深度での流速ベクトルと、水温の時系列を銚子の風の変動と共に示す。全期間を通して流れの南北成分、すなわち湾軸方向の成分が卓越し、流れと水温は数日周期で変動していた。表層では、この数日周期変動は銚子の北風に対し湾内へ向かう流れ(8月15日付近)、南風に対し湾外へ向かう流れ(9月13日付近)として現れた。特に、9月後半の期間 $\alpha$ では、強烈な北風に伴い、顕著な水温上昇と強い湾内へ向かう流れ、8月上旬の期間 $\beta$ では強い南風に伴い湾外へ向かう流れが見られた。

風と流れの関係を周期解析により調べる。Sta. A と Sta. B の岸沿い流速、銚子の南北風、銚子、勝浦、布良、油壺、伊東、石廊崎、御前崎の潮位偏差のパワースペクトルを Fig.4.6 に示す。見易さのため、流れは最も浅い深度、潮位は銚子を起点に下にずらして描いた。流れと風のエネルギーレベルは5~8日周期で高いが、流れのピークは深度毎にばらついていて、5~8日周期に比べてレベルは低い。潮位は、御前崎を除き、5~8日周期にピークがあり、このピークは、銚子から西へ離れるに従い明確でなく

なった。Fig. 4.7 に銚子の南北風と、Sta. B の 54 m 深、Sta. A の 59 m 深の岸沿い流速のコヒーレンス、タイムラグを示す。3 日、6 日周期でコヒーレンスが  
高い。タイムラグは 6 日周期の流速変動が風の変動よりも約 1 日遅れることを  
示す。以上の解析結果は、Kitade et al. (1998)の結果を支持するものであり、相  
模湾で観測される流れの 6 日周期変動が、南北風で房総半島東岸に励起された  
沿岸捕捉波である可能性を示す。

#### 4. 4 台風の通過に伴い観測された流速・水温変動

係留観測中に 2 つの台風が相模湾周辺を通過した(Fig.4.8)。9 月中旬(Fig.4.5  
の期間  $\alpha$ )に台風 0315 号が相模湾の南沖を北東へ進み、東沖へ抜けた後に顕著  
な海況変動が観測された。また、8 月上旬(Fig.4.5 の期間  $\beta$ )に接近した台風 0310  
号が本州に上陸し、相模湾の北西側を北東へ進んだ後に特徴的な流速・水温変  
動が観測された。本節では、台風通過に伴い観測された顕著な水温・流速変動  
に注目する。

##### 4.4.1 台風 0315 号の通過後に発生した急潮

Fig.4.9 に台風 0315 号の通過に伴い観測された銚子の風、Sta. A と Sta. B で  
得られた代表的な深度での流速ベクトルと水温の時系列を示す。台風 0315 号  
接近に伴い 9 月 20 日未明から北風が強まり、銚子で 9 月 22 日 7 時に最大風速  
 $19 \text{ m s}^{-1}$  を記録した。北風は台風が北上した後の 25 日昼まで、約 5 日間連吹し  
た。銚子で最大風速を記録した後に、両観測点で水温の急激な上昇に伴う湾内  
へ向かう強流が観測された。Sta. A の 15 m 深の流れは、22 日 21 時に最大  $100.3$   
 $\text{cm s}^{-1}$  に達した後に減衰し、約 3 日間持続した。一方、93 m 深の水温は 23 日  
18 時に最高となり、その後ゆっくりと下降する。表層では他の観測層でもほ  
ぼ同様な流速変動が得られたが、Sta. B の 90 m 以深では流速値が小さくなり  
流速変動は顕著でなくなった。Sta. B の 190 m 深では湾外へ向かう流れが観測  
され、102 m 以浅とは流向が逆転していた。流軸は Sta. A では北、Sta. B では  
北西に向き、各測点周辺の等深線に沿う方向に向いていた。また、水温変動は  
Sta. B よりも Sta. A のほうが顕著だった。表層の流速と水温の時間変動の特徴  
は Matsuyama et al. (1997)で示された急潮に酷似していることから、台風 0315  
号の強い北風で房総半島東岸に発生した沿岸捕捉波が相模湾へ波及し、急潮が  
生じたと考えられる。本研究では、台風 0315 号に励起され、急潮を引き起こ

した沿岸捕捉波を CTW15 と呼ぶ。

CTW15 の水平・鉛直構造を詳しく調べるため、Fig. 4.10 に期間  $\alpha$  (Fig.4.5) での、(a) 銚子と大島の風速ベクトル、(b) Sta. A の岸沿い流速、(c) Sta. B の岸沿い流速、(d) Sta. B の水温の断面時系列、(e) 各検潮所の潮位の時系列を示す。陸棚端の Sta. A では CTW15 の湾内へ向かう強流は約 80 m 深まで鉛直方向にはほぼ一様で、海底付近では急激に減衰する (Fig.4.10(b))。この強流は大陸斜面上の Sta. B でも Sta. A と同様の深度まで達し、この急潮の強流部分は約 90 m の厚みを持っていたことがわかる。Sta. B の湾内へ向かう流れは、80 m~100 m 深で急激に弱まり、下層の流向は逆転した。その流向逆転深度は流れの中心部が伝播した際には約 170 m 深だが、時間とともに急激に浅くなった (Fig.4.10(c))。水温変動から、CTW15 が観測全層で顕著な沈降を伴ったことが示され、14°C の等温線に注目するとその鉛直変位は約 50 m だったことがわかる (Fig.4.10(d))。CTW15 の伝播に伴い潮位にも信号が現れ、銚子を起点とした潮位上昇が西へ伝播し、測点間の距離と潮位のピークの時間差から CTW15 の伝播速度は約  $1.6 \text{ m s}^{-1}$  と見積もられた (Fig.4.10(e))。係留点に最も近い油壺では 23 日 13 時に潮位が最大となり、流れに比べて約半日遅れ、水温より 5 時間早かった。

以上から、CTW15 は最大約  $100 \text{ cm s}^{-1}$  の強流を伴い湾内へ進入し、その厚さは約 90 m、幅は少なくとも 7 km だったことがわかった。ここで、Fig.4.3 より、9 月の相模湾内の成層を 50 m 深を境に 2 層近似し、上層と下層の密度をそれぞれ  $\sigma_t = 23.2$  と  $\sigma_t = 26.7$ 、水深を 1000 m とすると、ロスビーの内部変形半径は約 14 km と見積もられる。沿岸捕捉波に伴う流れの水平スケールは、Sta. B から沖へロスビーの内部変形半径で現象が減衰するとした場合、少なくとも距岸 20 km の幅を持っていたと推測される。また、CTW15 は沿岸付近で傾圧性の強い流速構造を持ち、中層の流向逆転層は流れの中心部の伝播に従い急激に浅くなった。これらは、岸沖方向に 2 点の観測点を設け、多層で測流を実施することによりはじめて得られた知見である。

#### 4.4.2 台風 0310 号の通過後に発生した流速・水温変動

Fig.4.11 に台風 0310 号の通過に伴い観測された銚子の風、Sta. A と Sta. B の代表的な深度での流速ベクトルと水温の時系列を示す。台風 0310 号の接近に伴い 8 月 7 日未明から南風が強まり、銚子で 8 月 9 日 14 時に  $12.5 \text{ m s}^{-1}$  の最大風速が観測された。南風は台風が通過した後の 12 日昼まで、約 5 日間連吹し

た。銚子で風が最大になった後に、両観測点で水温の低下を伴った湾外へ向かう流れが観測された。Sta. A の 71m 深では、徐々に流れが強くなり、10 日 12 時に流れが最大  $24.1 \text{ cm s}^{-1}$  に達した後に減衰した。一方、93 m 深の水温は 11 日 0 時に最低となるが、その変動は微弱だった。この流れは、Sta. B では徐々に強くなった後に急激に弱くなり、Sta. A では急激に強くなった後に徐々に弱くなる傾向が見られた。両測点で、深度の増加に従い流速が最大になる時刻が早まった。Sta. A の海面付近では湾外へ向かう流れは見出されなかった。また、水温変動は Sta. B よりも Sta. A のほうが顕著だった。

この流速・水温変動の水平・鉛直構造を詳しく調べるため、Fig. 4.12 に期間  $\beta$  (Fig.4.5)での、(a)銚子と大島の風速ベクトル、(b) Sta. A の岸沿い流速、(c) Sta. B の岸沿い流速、(d) Sta. B の水温の断面時系列、(e)各検潮所の潮位の時系列を示す。台風 0310 号による南風に伴い、銚子を起点に水位下降の信号が西へ伝播し、水位低下のタイムラグから見積もった伝播速度は約  $1.3 \text{ m s}^{-1}$  だった (Fig.4.12(d))。このことから、水温低下を伴った湾外へ向かう流れは、沿岸捕捉波の伝播によると考えられる。本研究ではこの沿岸捕捉波を CTW10 と呼ぶ。CTW10 の伝播速度は CTW15 より若干小さかった。陸棚端の Sta. A では、CTW10 の湾外へ向かう流れは海底に捕捉され (Fig.4.12(b))、上下層で流向が逆転していた。大陸斜面上の Sta. B の流れは約 150 m 深まで鉛直方向にほぼ一様で、極大の存在する約 160 m 深から海底までゆるやかに減衰するが、流向は逆転しなかった (Fig.4.12(c))。CTW10 は海底付近で湧昇を伴い、 $9^{\circ}\text{C}$  の等温線に注目するとその鉛直変位は約 30 m に達したことがわかる。一方、観測層上部では CTW10 の伝播に伴う水温変動は微弱だった。以上から、CTW10 は、大陸斜面上で傾圧性の弱い流速構造を持つことがわかった。

## 4.5 考察

前節から、CTW15 と CTW10 の流速・水温構造は大きく異なることが示された。本節ではこの構造の違いについて考察する。

CTW15 と CTW10 の特徴を列挙する。

- (1) 陸棚端では、CTW15 の流れは鉛直方向にほぼ一様で非常に強かったが、CTW10 の流れは弱く海底に捕捉される。
- (2) 大陸斜面上では、CTW15 は下層で流向が逆転する傾圧性の強い流速構造を持つが、CTW10 は海底まで流向が変化しない傾圧性の弱い流速構造を持つ。

造を持つ。

- (3) 大陸斜面上で、CTW15 は全観測層にわたり顕著な沈降を伴うが、CTW10 は下層のみに湧昇を伴う。

Fig.4.3 に示すように、CTW15 と CTW10 が観測される直前の相模湾内の成層はほぼ一致していた。また、台風 15 号の最大風速は台風 10 号の約 1.5 倍で、風応力にすると約 2.25 倍だった。CTW15 は CTW10 と逆センスの流速・密度変動を持ち、CTW10 の 2.25 倍の流速値を持つことが期待される。しかし、CTW15 の流速構造は CTW10 に比べて傾圧性が強く、CTW15 に伴う最大流速値は CTW10 の約 4 倍だった。これは CTW15 と CTW10 の流速・水温構造の違いを同一モードの沿岸捕捉波では説明できないことを示す。そこで、連続成層を考慮し、沿岸捕捉波が観測海域周辺で持ち得るモード構造を調べ、CTW15 と CTW10 の特性の違いを考察する。

#### 4.5.1 沿岸捕捉波

沿岸捕捉波の伝播特性について記述する。海岸線に沿って  $y$  軸( $x=0$ )をとり、 $x$  軸は岸から沖に向かって正、 $z$  軸は鉛直上方に正とする。水深  $h$  は  $x$  のみの関数( $h=h(x)$ )で岸沿い方向の変化は無いとする。モデルとして、線形、非粘性、静水圧近似、ブシネスク近似した連続成層海を考える。岸に捕捉され、慣性周期よりも十分に長い周期の波動を考える。そこで、岸沖スケールよりも岸沿いスケールのほうが十分大きいと仮定すると、支配方程式は以下(4.1)~(4.5)の様に記述される。

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4.2)$$

$$\rho'g = -\frac{\partial p}{\partial z} \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0 \quad (4.5)$$

ここで、 $u$ 、 $v$ 、 $w$ はそれぞれ  $x$  (岸沖方向)、 $y$  (岸沿い方向)、 $z$  (鉛直方向)の流速成分、密度  $\rho$  は  $\rho = \rho_0 + \bar{\rho}_{(z)} + \rho'_{(x,y,z,t)}$  として表記される。 $p$  は圧力偏差、 $t$  は時間、 $g$  は重力加速度である。 $f$  はコリオリ・パラメーターで一定とする。(4.1)～(4.5)を整理すると、 $p$  に関する以下の方程式が得られる。

$$\frac{\partial^3 p}{\partial x^2 \partial t} + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial t} \right) = 0 \quad (4.6)$$

ここで、 $N^2$  は浮力振動数の 2 乗  $\left( N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right)$  である。境界条件は、

$$g \frac{\partial p}{\partial z} + N^2 p = 0 \quad \text{at } z=0 \quad (4.7)$$

$$f \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t} = 0 \quad \text{at } x=0 \quad (4.8)$$

$$f^2 \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial t} + N^2 \left( f \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t} \right) \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad \text{at } z=-h \quad (4.9)$$

$$p=0 \quad \text{at } x=\infty \quad (4.10)$$

であり、それぞれ、(4.7)は自由表面の条件  $\left( w = \frac{\partial \eta}{\partial t} \right)$ 、(4.8) は岸に直交する流速はゼロ ( $u=0$ )、(4.9)は海底に直交する流速はゼロ  $\left( w = -u \frac{\partial h}{\partial x} \right)$ 、(4.10)は沿岸に捕捉される特性 ( $p=0$ ) を意味する。以上の詳細は Appendix A に記す。

ここで、求める解が水平・鉛直にモードを持つと仮定し、

$$p = \sum_{n=1}^{\infty} F_{n(x,z)} \exp(i(l_n y + \omega t)) \quad n=1,2,\dots \quad (4.11)$$

とする。ここで  $n$  はモード次数である。(4.6)に(4.11)を代入すると、

$$\frac{\partial^2 F_n}{\partial x^2} + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial F_n}{\partial z} \right) = 0 \quad n=1,2,\dots \quad (4.12)$$

となる。同様に、(4.7)~(4.10)に(4.11)を代入すると、

$$g \frac{\partial F_n}{\partial z} + N^2 F_n = 0 \quad \text{at } z=0 \quad (4.13)$$

$$f c_n^{-1} F_n + \frac{\partial F_n}{\partial x} = 0 \quad \text{at } x=0 \quad (4.14)$$

$$\frac{\partial F_n}{\partial z} + \frac{N^2}{f^2} \frac{\partial h}{\partial x} \left( \frac{\partial F_n}{\partial x} + f c_n^{-1} F_n \right) = 0 \quad \text{at } z=-h \quad (4.15)$$

$$F_n = 0 \quad \text{at } x=\infty \quad (4.16)$$

を得る。ここで、 $c_n (= \omega / l_n)$ は第  $n$  モード沿岸捕捉波の位相速度である。密度構造  $N^2(z)$ 、海底地形  $h(x)$ 、位相速度  $c_n$ を設定し、(4.12)を境界条件(4.13)~(4.16)のもとで数値的に解くことで、第  $n$  モードの沿岸捕捉波の岸沖構造を得る (Brink, 1982; Brink and Chapman, 1987)。以上の詳細は Appendix B に記す。Brink and Chapman (1987)は、岸沖断面の領域を、水平には等間隔、鉛直には  $\sigma$  座標

$\left( \sigma = \frac{z}{h(x)} \right)$ を用いて分割し、(4.12)~(4.16)を差分化して、解を求めた。計算の

手順を以下に記す。(1)沿岸捕捉波の波数  $l_n$ を設定し、周波数  $\omega$ を仮定して位相速度  $c_n$ を決定する。(2)ガウスの消去法により断面構造  $F_n$ を見積もる。(3) $F_n$ のエラーを見積もり、それにもとづき周波数  $\omega$ を修正する。以上の(1)~(3)を反復することで、設定した波数  $l_n$ に対する周波数  $\omega$ と断面構造  $F_n$ が見積もられる。

観測海域周辺で、6日周期の沿岸捕捉波が持ち得る伝播特性を、上記の方法を用いて調べる。コリオリ・パラメータ  $f$ は  $8.37 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (北緯 35 度)とし、密度構造  $N^2(z)$ は8月と9月のCTD観測で得られた  $\sigma_t$ の平均値から見積もった値 (Fig.4.13(a))、海底地形  $h(x)$ は両観測点を結ぶ東西断面 Line I (Fig.4.1)に沿って海図から読み取った値を計算に使用した。

Fig.4.13 (b)、4.13 (c)、4.13 (d)、4.13 (e)に沿岸捕捉波第1モードと第2モードの岸沿い流速成分と密度偏差の鉛直断面を示す。各断面の値は、最大値で規

格化したものである。沿岸捕捉波第 1 モードは約 400 m 深に流速の節を持ち、その位相は上下層で逆転する(Fig.4.13(b))。密度偏差は季節密度躍層で最も大きい、約 500 m 深まで達する(Fig.4.13(c))。第 2 モードは、約 80 m 深と約 600 m 深に流速の節を持ち、その位相は上中下層でそれぞれ逆転する(Fig.4.13(d))。密度偏差は季節密度躍層に集中し、約 100m 以浅に限定される(Fig.4.13(e))。断面内で積分した運動エネルギー ( $K.E.$ ) と位置エネルギー ( $P.E.$ ) の比  $R (=K.E./P.E.)$  を見積もると、第 1 モードは  $R \doteq 1.6$ 、第 2 モードは  $R \doteq 1.3$  だった。Brink (1982)によれば、陸棚波型の沿岸捕捉波は  $R > 10$ 、内部ケルビン波型の沿岸捕捉波は  $R \doteq 1$  である。これは、研究対象海域の地形と成層では、沿岸捕捉波は内部ケルビン波に近い特性を持つことを示す。位相速度は沿岸捕捉波第 1 モードが  $1.5 \text{ m s}^{-1}$ 、第 2 モードが  $0.8 \text{ m s}^{-1}$  と見積もられたが、潮位から見積もった CTW15 の位相速度は第 1 モードの理論値の約 1.04 倍、CTW10 は約 0.9 倍であり、両沿岸捕捉波による潮位変動は第 1 モードの応答が現れたと考えられる。

#### 4.5.2 観測された沿岸捕捉波のモード特性

期間  $\alpha$  と  $\beta$  の前後 4 日間を加えた計 16 日間での流速記録の調和解析から 6 日周期帯の振幅と位相を算出し、CTW15 と CTW10 に伴う流速楕円を見積もった。Sta. A と Sta. B の代表的な水深の流速楕円を Fig.4.14 に示す。CTW15、CTW10 の流速楕円の長軸は、Fig.4.9、4.11 から推測されるように、全ての深度でほぼ南北方向に向いている。CTW15 の流速楕円の長軸は、Sta. A では海面から約 80 m 深までほぼ同様の長さであり、Sta. B では 80 m 以浅ではほぼ同様の長さだが、80 m 以深で急激に小さくなる。CTW10 の流速楕円の長軸は、Sta. A の表層では鉛直方向に複雑に変化し、Sta. B では 165 m 深で最も大きい、鉛直方向の変化は乏しい。

Fig.4.13(b)、4.13(d)で示した沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードの岸沿い流速断面を Fig.4.14 の背景に示す。沿岸捕捉波第 1 モードの流向は観測層内で逆転しないが、第 2 モードの流向は観測層の上下層で逆転し、その逆転深度は約 80 m 深であることがわかる。そして、第 1 モードと第 2 モードの流向は、80 m 以浅では一致するが、80 m 以深では逆転する。CTW15 に伴い、潮位変動には沿岸捕捉波第 1 モードの応答が現れた(Fig.4.10(e))が、流向逆転層の存在する 80m 以深で Sta. B の流速楕円が急激に小さくなったことから、流速構造には第

2モードも寄与していたと考えられる。従って、傾圧性の強い CTW15 の流速構造は、80 m 以深では沿岸捕捉波第 1 モードの流れが第 2 モードにより相殺され、80 m 以浅では第 1 モードの流れを第 2 モードが強めることで説明できる。つまり、CTW15 に伴う表層の流れは、第 1 モードと第 2 モードが重なることで強烈な流れを持ったと考えられる。

CTW15 に伴う中・下層の湾外へ向かう流れは、大陸斜面上で約 160 m 深(中層)に極大を持った(Fig.4.10(c))。この流速極大は、100 m 以浅(上層)の湾内へ向かう流れが最大になった 20~25 時間後に現れた。上層の湾内へ向かう流れは第 1 モード、中層の湾外へ向かう流れは第 2 モードと考えられる。上層と中層の流速変動の時間差が第 1 モードと第 2 モードの伝播速度の違いに因ると仮定すると、第 1 モードと第 2 モードが房総半島東岸で同時に発生したと推測できる。

一方、傾圧性の弱い CTW10 の流速構造は主に沿岸捕捉波第 1 モードの構造で説明できる。これは CTW10 では沿岸捕捉波第 2 モードの寄与が小さかったことを意味する。CTW10 の Sta. A での海底に捕捉されるような流速構造を考察する。南風が連吹すると、相模湾東部の観測点周辺では、表層で湾内に向かう流れを伴う沿岸ジェットが発生する(北出他, 1996)。CTW10 に、湾内で発生した沿岸ジェットが重なったと仮定すると、Sta. A の上層で観測された湾内へ向かう流れは沿岸ジェットによるもの、下層の湾外へ向かう流れは CTW10 のものとして説明できる。

これらの解釈は、房総半島東岸で発生する沿岸捕捉波のモード特性が、台風経路による風向・風速で変化することを示唆する。これは経路の異なる台風が通過することではじめて捉えられた事実である。第 5 章では、モード特性の違いの原因を数値実験から追究する。

#### 4. 6 まとめ

台風通過に伴い房総半島東岸で発生し相模湾へ伝播する沿岸捕捉波の構造を捉える目的で、湾東部の陸棚端と大陸斜面上で ADCP・水温計を用いた係留観測を実施した。その結果、相模湾の南東沖を進行した台風 0315 号の強い北風による沿岸捕捉波を捉えた。この沿岸捕捉波は顕著な沈降と最大  $100 \text{ cm s}^{-1}$  の湾内へ向かう強流を伴い、流れの厚さは約 90 m、幅は少なくとも 7 km と見積もられた。大陸斜面上での流れは約 90 m 深で急激に弱まり、約 170m 深で

流向が逆転する傾圧性の強い構造を持った。また、表層の流れが最大になった20～25時間後に、160m深付近の流速極大が最大となった。この沿岸捕捉波の傾圧性の強い流速構造は沿岸捕捉波第1モードに第2モードが重なったものとして説明された。表層の流れは第1モード、中・下層は第2モードであり、上下層の流速変動の時間差は発生域からの伝播時間の差を示すものと考えられた。

一方、相模湾の北西側を進行した台風0310号に伴う南風に励起された沿岸捕捉波による流速・水温変動を捉えた。この沿岸捕捉波は、大陸斜面上で海底付近に湧昇を伴い、海底まで流向の変化のないほぼ一様な湾外へ向かう流れを引き起こした。この沿岸捕捉波の傾圧性の弱い流速構造は、沿岸捕捉波第1モードが卓越したものとして説明された。

その結果、台風の経路の違い、すなわち風向の違いで、発生する沿岸捕捉波のモード特性が異なる可能性が示唆された。第5章では、モード特性の違いの原因を数値実験から追究する。

## Appendix A

### 沿岸捕捉波モデルの定式化

ここでは、(4.1)～(4.10)で示した沿岸捕捉波モデルの定式化の詳細を記す。(4.1)を $t$ に関して微分したものから(4.2)に $f$ を掛けたものを加えると、

$$f^2 u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t} - \frac{f}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4.A1)$$

を得る。次に、(4.A1)を $x$ に関して微分したものから、(4.1)を $y$ に関して微分したものに $f$ を掛けたものを引き、(4.4)を代入すると、

$$f^2 \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^3 p}{\partial x^2 \partial t} \quad (4.A2)$$

を得る。(4.5)に(4.3)を代入すると、

$$w = -\frac{1}{\rho_0} \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial t} \quad (4.A3)$$

を得る。ただし、 $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}$ である。ここで、(4.A2)に(4.A3)を代入し、整理すると、

$$\frac{\partial^3 p}{\partial x^2 \partial t} + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial t} \right) = 0 \quad (4.A4)$$

を得る。

境界条件を以下に記す。

(1) 海面では自由表面を採用する。すなわち、

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{at } z=0 \quad (4.A5)$$

である。ここで、静水圧( $p = \rho_0 g \eta$  at  $z=0$ )と(4.A3)を適用し、(4.A5)を  $p$  で表すと、

$$g \frac{\partial p}{\partial z} + N^2 p = 0 \quad \text{at } z=0 \quad (4.A6)$$

を得る。

(2) 陸岸を横切る流れはゼロとする。すなわち、

$$u = 0 \quad \text{at } x=0 \quad (4.A7)$$

である。(4.A7)に(4.A1)を適用すると

$$f \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t} = 0 \quad \text{at } x=0 \quad (4.A8)$$

を得る。

(3) 海底に直交する流速はゼロとする。すなわち、

$$w = -u \frac{dh}{dx} \quad \text{at } z=-h \quad (4.A9)$$

である。(4.A3)と(4.A1)を適用し、(4.A9)を  $p$  で表すと、

$$f^2 \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial t} + N^2 \left( f \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t} \right) \frac{dh}{dx} = 0 \quad \text{at } z=-h \quad (4.A10)$$

を得る。

(4) 岸から十分に離れた沖では、減衰により擾乱が消えるとする(沿岸に捕捉される解を考慮する)。すなわち、

$$p = 0 \quad \text{at } x=\infty \quad (4.A11)$$

を得る。

(4.A4)を境界条件(4.A6)～(4.A11)のもとで解くことにより、岸沖領域  $R$  での沿岸捕捉波の解を得ることができる。

## Appendix B

### 1. 沿岸捕捉波の解の変数分離

ここで、圧力  $p$  が変数分離型の解を持つと仮定すると、

$$p = \sum_{n=1}^{\infty} F_{n(x,z)} \exp(i(l_n y + \omega t)) \quad n=1,2,\dots \quad (4.B1)$$

を得る。ここで、 $F_{n(x,z)}$ は水平・鉛直のモード構造、 $n$ はモード次数である。(4.B1)を(4.A4)に代入すると、

$$\sum_{n=1}^{\infty} \left( \frac{\partial^2 F_n}{\partial x^2} + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial F_n}{\partial z} \right) \right) (\omega \exp i(l_n y + \omega t)) = 0 \quad (4.B2)$$

を得る。これが全ての $x$ と $z$ に対して成り立つためには、係数がゼロでなくてはならない。従って、

$$\frac{\partial^2 F_n}{\partial x^2} + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{N^2} \frac{\partial F_n}{\partial z} \right) = 0 \quad n=1,2,\dots \quad (4.B3)$$

を得る。同様に、境界条件(4.A6)、(4.A8)、(4.A10)、(4.A11)に(4.B1)を適用すると、

$$g \frac{\partial F_n}{\partial z} + N^2 F_n = 0 \quad \text{at } z=0 \quad (4.B4)$$

$$f c_n^{-1} F_n + \frac{\partial F_n}{\partial x} = 0 \quad \text{at } x=0 \quad (4.B5)$$

$$\frac{\partial F_n}{\partial z} + \frac{N^2}{f^2} \frac{dh}{dx} \left( \frac{\partial F_n}{\partial x} + f c_n^{-1} F_n \right) = 0 \quad \text{at } z=-h \quad (4.B6)$$

$$F_n = 0 \quad \text{at } x=\infty \quad (4.B7)$$

を得る。ここで、 $c_n (= \omega/l_n)$ は沿岸捕捉波第 $n$ モードの位相速度である。

## 2. 沿岸捕捉波の解の直交関係

ここで、(4.B3)は、

$$\nabla \cdot \vec{B}_n = 0 \quad (4.B8)$$

と表される。ただし、

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} i + \frac{\partial}{\partial z} k \quad (4.B9)$$

$$\vec{B}_n = \frac{1}{f^2} \frac{\partial F_n}{\partial x} i + \frac{1}{N^2} \frac{\partial F_n}{\partial z} k \quad (4.B10)$$

であり、 $i, k$  はそれぞれ  $x, z$  方向の単位ベクトルである。また、境界条件(4.B4)、(4.B5)、(4.B6)に(4.B10)を適用すると、

$$\vec{n} \cdot \vec{B}_n = -\frac{F_n}{g} \quad \text{at } z=0 \quad (4.B11)$$

$$(\vec{n} \cdot \vec{B}_n) c_n = \frac{F_n}{f} \quad \text{at } x=0 \quad (4.B12)$$

$$(\vec{n} \cdot \vec{B}_n) c_n = \frac{dh}{dx} \left( 1 + \left( \frac{dh}{dx} \right)^2 \right)^{-\frac{1}{2}} \frac{1}{f} F_n \quad \text{at } z=-h \quad (4.B13)$$

を得る。ここで、 $\vec{n}$  は計算領域  $R$  の境界  $\Gamma$  に直交する外向きの単位ベクトルで、

$z=0$  では  $\vec{n} = (0, 1)$ 、 $x=0$  では  $\vec{n} = (-1, 0)$ 、 $z=-h(x)$  では  $\vec{n} = \left( 1 + \left( \frac{dh}{dx} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \left( -\frac{dh}{dx}, -1 \right)$ 、 $x=\infty$

では  $\vec{n} = (1, 0)$  である。

ここで、 $F_{n(x,z)}$  と  $F_{m(x,z)}$  の直交関係は

$$\nabla \cdot (F_n \vec{B}_m - F_m \vec{B}_n) = 0 \quad (4.B14)$$

から導かれる(Clark, 1977)。ここで、(4.B14)を、岸沖断面領域  $R$  内で積分すると、

$$\int_0^\infty \int_{-h}^0 \nabla \cdot (F_n \overline{B_m} - F_m \overline{B_n}) dz dx = 0 \quad (4.B15)$$

を得る。ここで、ガウスの発散定理より(4.B15)は、

$$\int_\Gamma \vec{n} \cdot (F_n \overline{B_m} - F_m \overline{B_n}) ds = 0 \quad (4.B16)$$

と表される。積分記号の下付き文字は、計算領域  $R$  の境界  $\Gamma$  に沿った積分であることを示す。(4.B16)は、

$$\begin{aligned} \int_{z=0} \vec{n} \cdot (F_n \overline{B_m} - F_m \overline{B_n}) ds + \int_{x=0} \vec{n} \cdot (F_n \overline{B_m} - F_m \overline{B_n}) ds \\ + \int_{z=-h(x)} \vec{n} \cdot (F_n \overline{B_m} - F_m \overline{B_n}) ds + \int_{x=\infty} \vec{n} \cdot (F_n \overline{B_m} - F_m \overline{B_n}) ds = 0 \end{aligned} \quad (4.B17)$$

と展開され、積分記号の下付き文字は、それぞれ  $z=0$ 、 $x=0$ 、 $z=-h(x)$ 、 $x=\infty$  の境界に沿う積分であることを意味する。(4.B7)、(4.B11)、(4.B12)、(4.B13)を用いて(4.B17)を整理すると、

$$\left( \frac{1}{c_m} - \frac{1}{c_n} \right) \left[ \int_{x=0} \frac{1}{f} F_n F_m ds + \int_{z=-h(x)} \frac{1}{f} F_n F_m \frac{dh}{dx} \left( 1 + \left( \frac{dh}{dx} \right)^2 \right)^{-\frac{1}{2}} ds \right] = 0 \quad (4.B18)$$

を得る。(4.B18)から、固有関数の直交関係として、

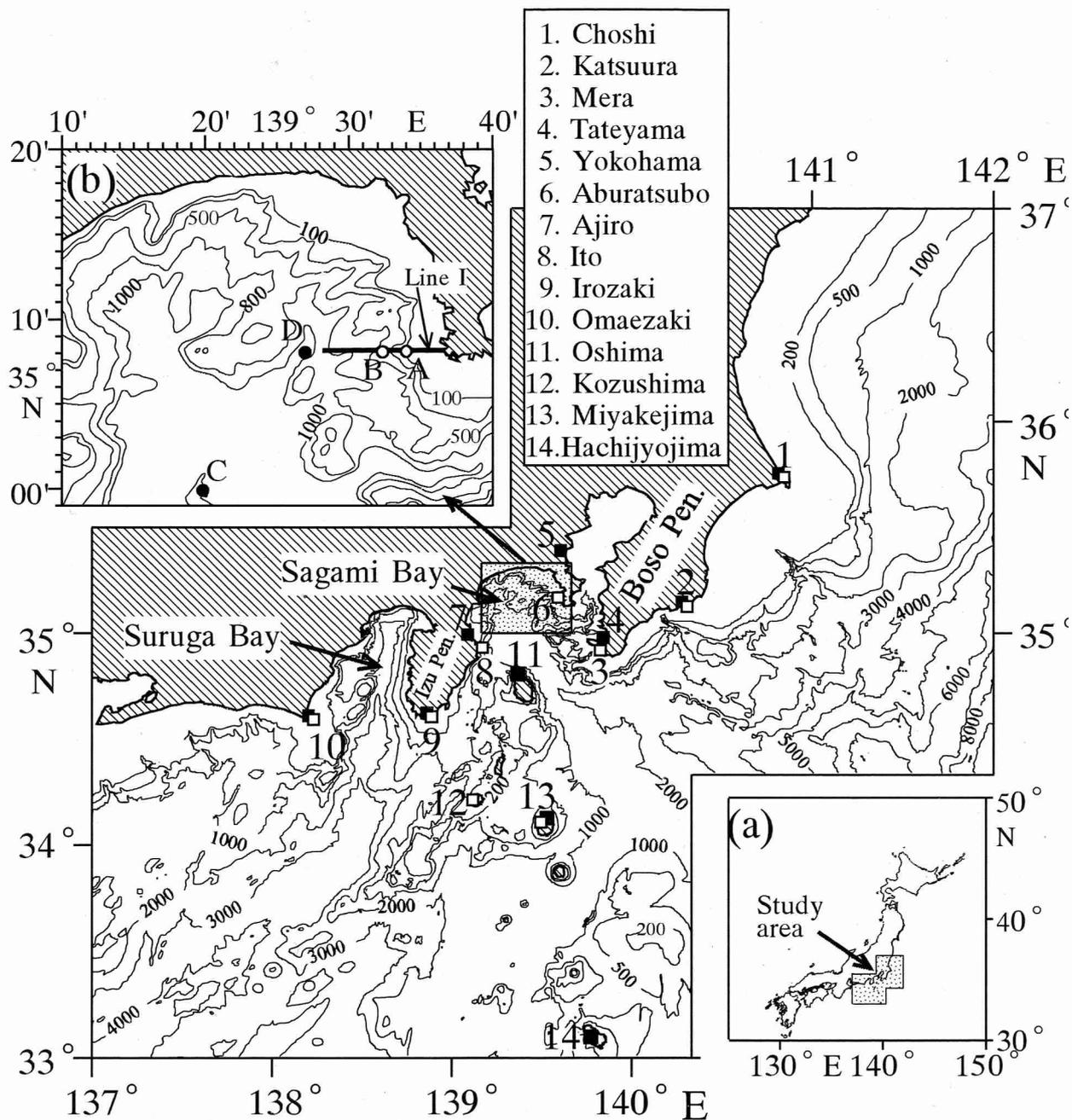
$$\int_{x=0} \frac{1}{f} F_n F_m ds + \int_{z=-h(x)} \frac{1}{f} F_n F_m \frac{dh}{dx} \left( 1 + \left( \frac{dh}{dx} \right)^2 \right)^{-\frac{1}{2}} ds = \delta_{nm} \quad (4.B19)$$

を得る。ここで、 $\delta_{nm}$  はクロネッカーのデルタである。(4.B19)は、 $x=0$  では  $ds=dz$ 、

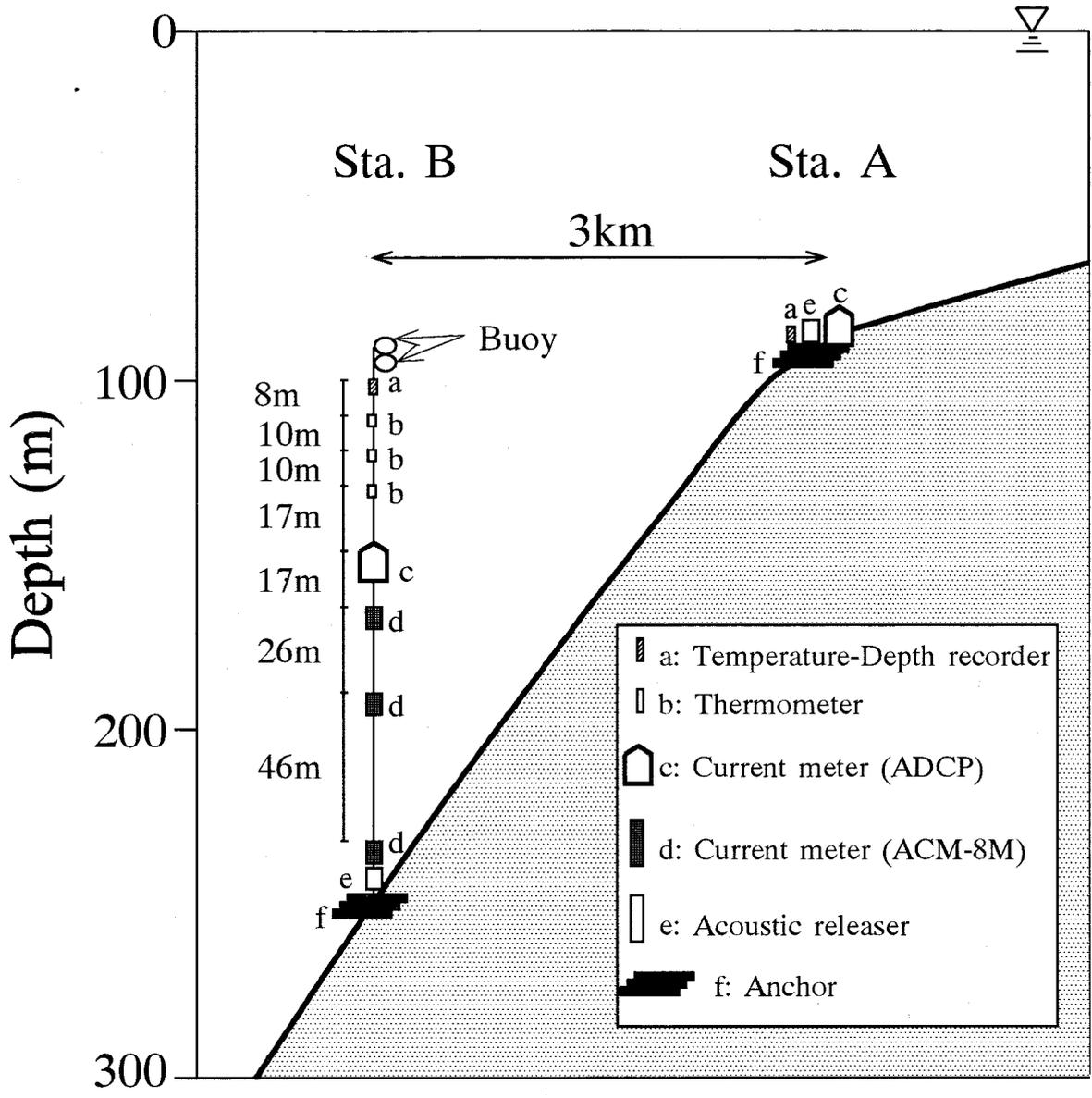
$x=0$  では  $ds = \left(1 + \left(\frac{dh}{dx}\right)^2\right)^{-\frac{1}{2}} dx$  であることを考慮すると、

$$\int_{z=-h(0)}^{z=0} \frac{1}{f} F_{n(0,z)} F_{m(0,z)} dz + \int_{x=0}^{x=\infty} \frac{1}{f} F_{n(x,-h(x))} F_{m(x,-h(x))} \frac{dh}{dx} dx = \delta_{nm} \quad (4.B20)$$

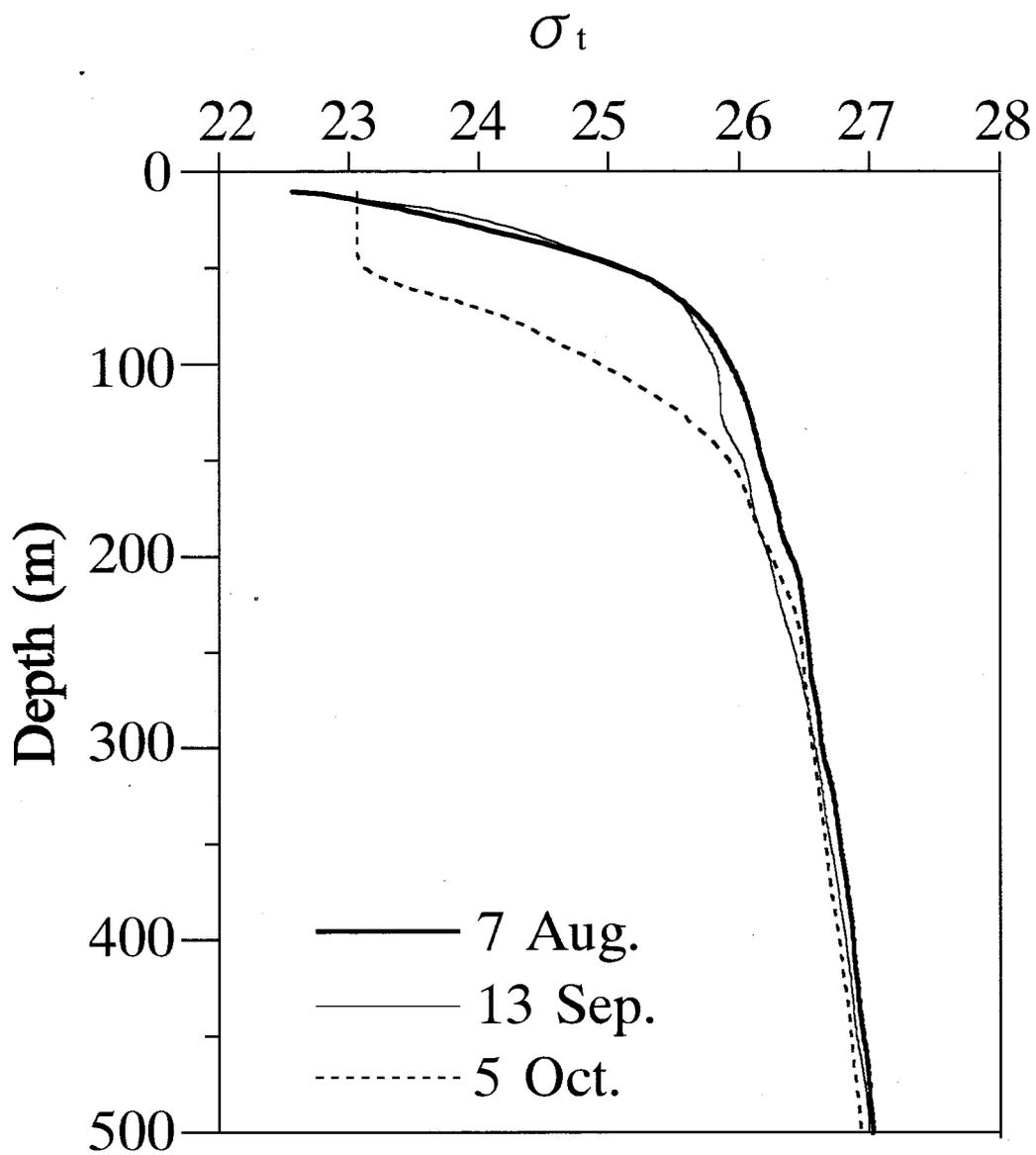
を得る。



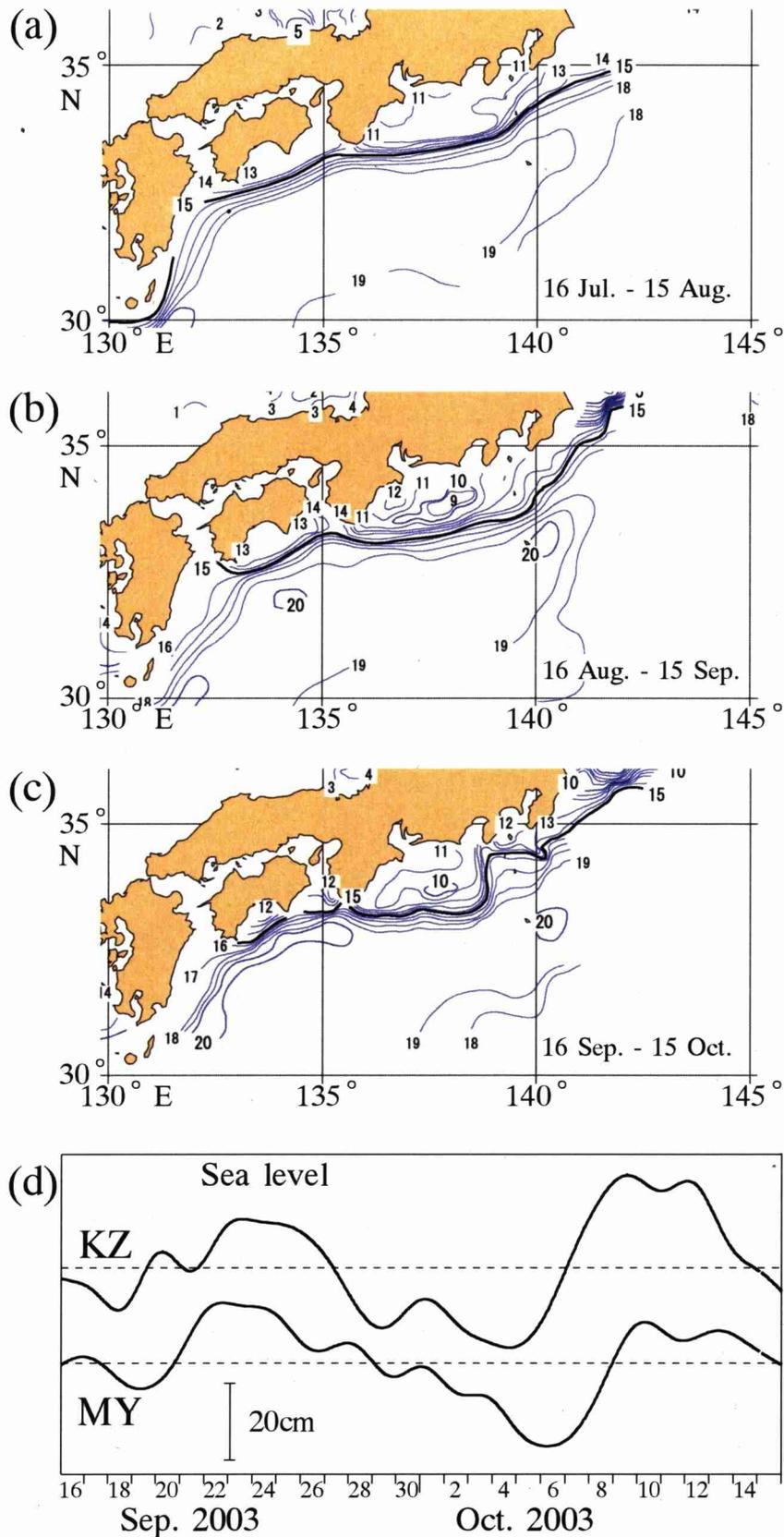
**Fig. 4.1.** Bathymetry chart of the southeast of Japan. Inset (a) shows the location of the study area, and inset (b) shows bottom topography in Sagami Bay. Location of meteorological and tidal stations are indicated by symbols "■" and "□", respectively. Symbol "○" and "●" indicate observation sites and the CTD stations, respectively. The bottom topography along Line I is used in section 4.5.



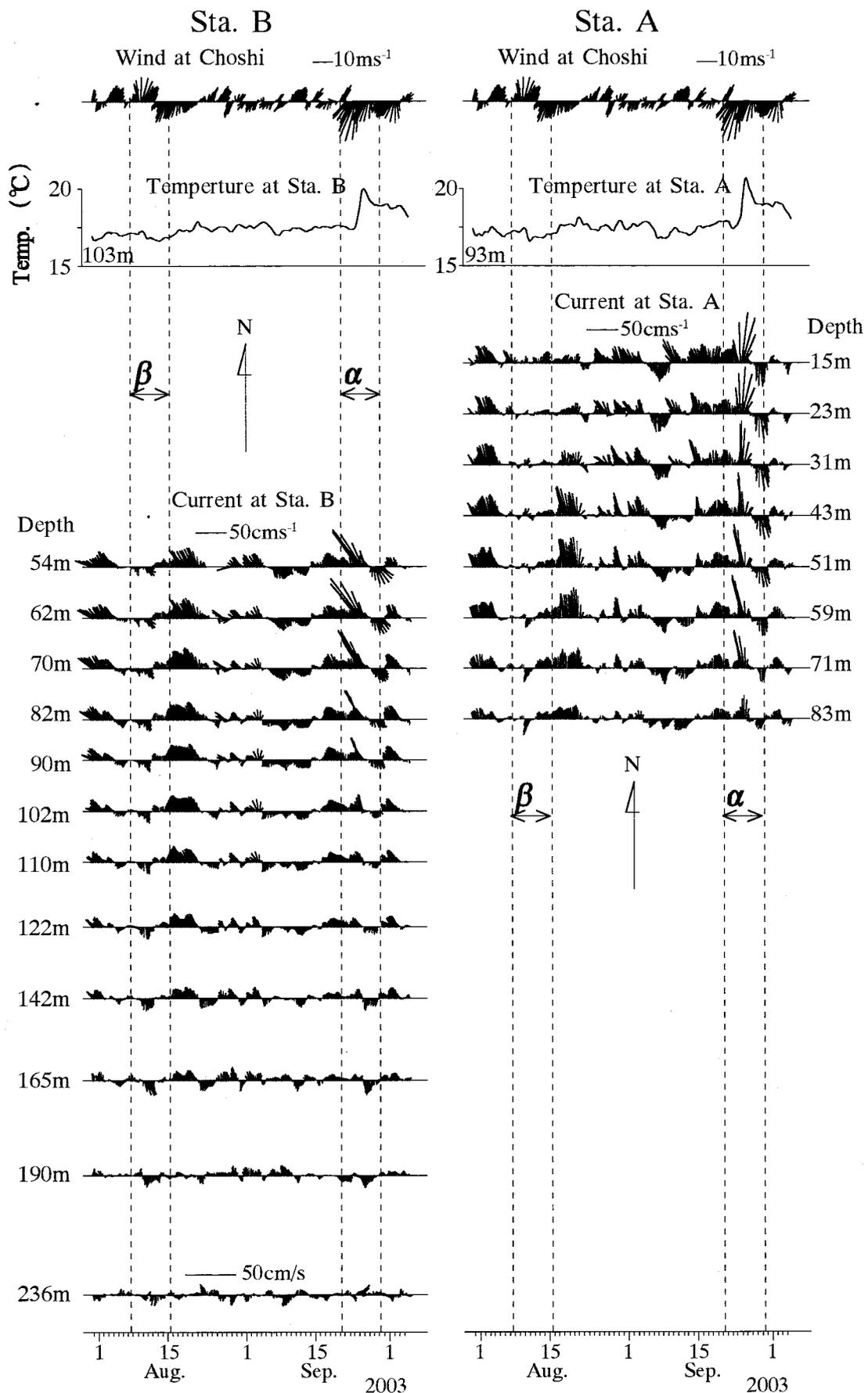
**Fig. 4.2.** Schematic view of mooring systems.



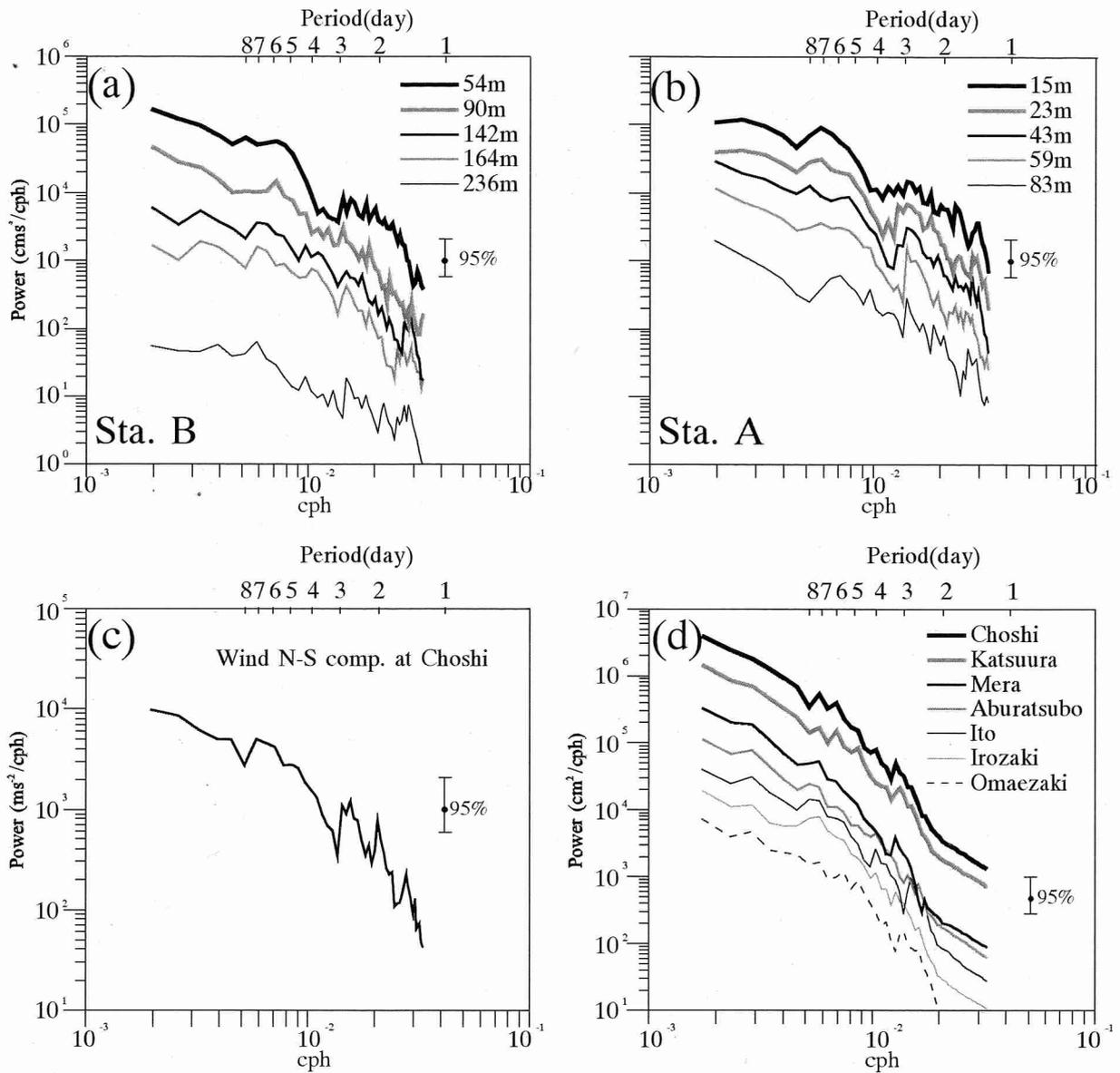
**Fig. 4.3.** Vertical profiles of  $\sigma_t$  observed in Sagami Bay at Sta. C on August 7 (thick line), at Sta. D on September 13 (thin line), and on October 5 (dashed line) in 2003.



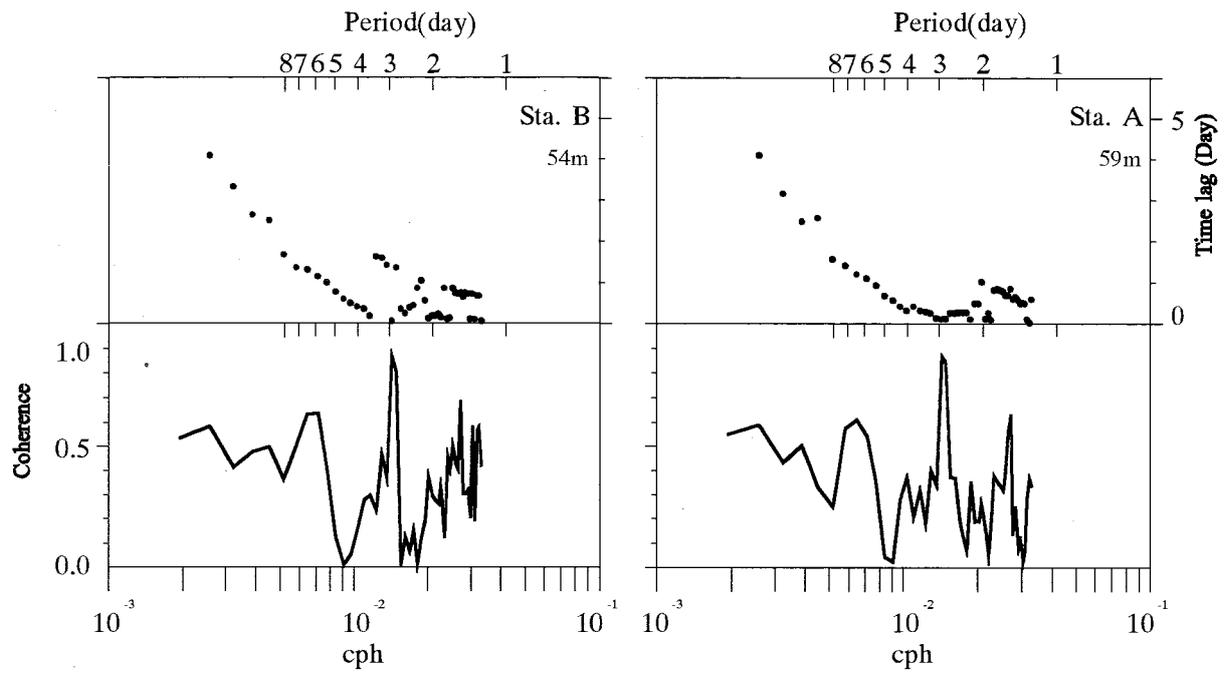
**Fig. 4.4.** Temperature distributions at 200m depth during the periods of (a) July 16 - August 15, (b) August 16 - September 15, (c) September 16 - October 15 in 2003. The thick contour lines indicate the isotherm of 15°C. (d) Time series of sea-level variations at Kozushima (KZ) and Miyakejima (MY). The sea level data were adjusted by removing the barometric effect and by eliminating the tidal components.



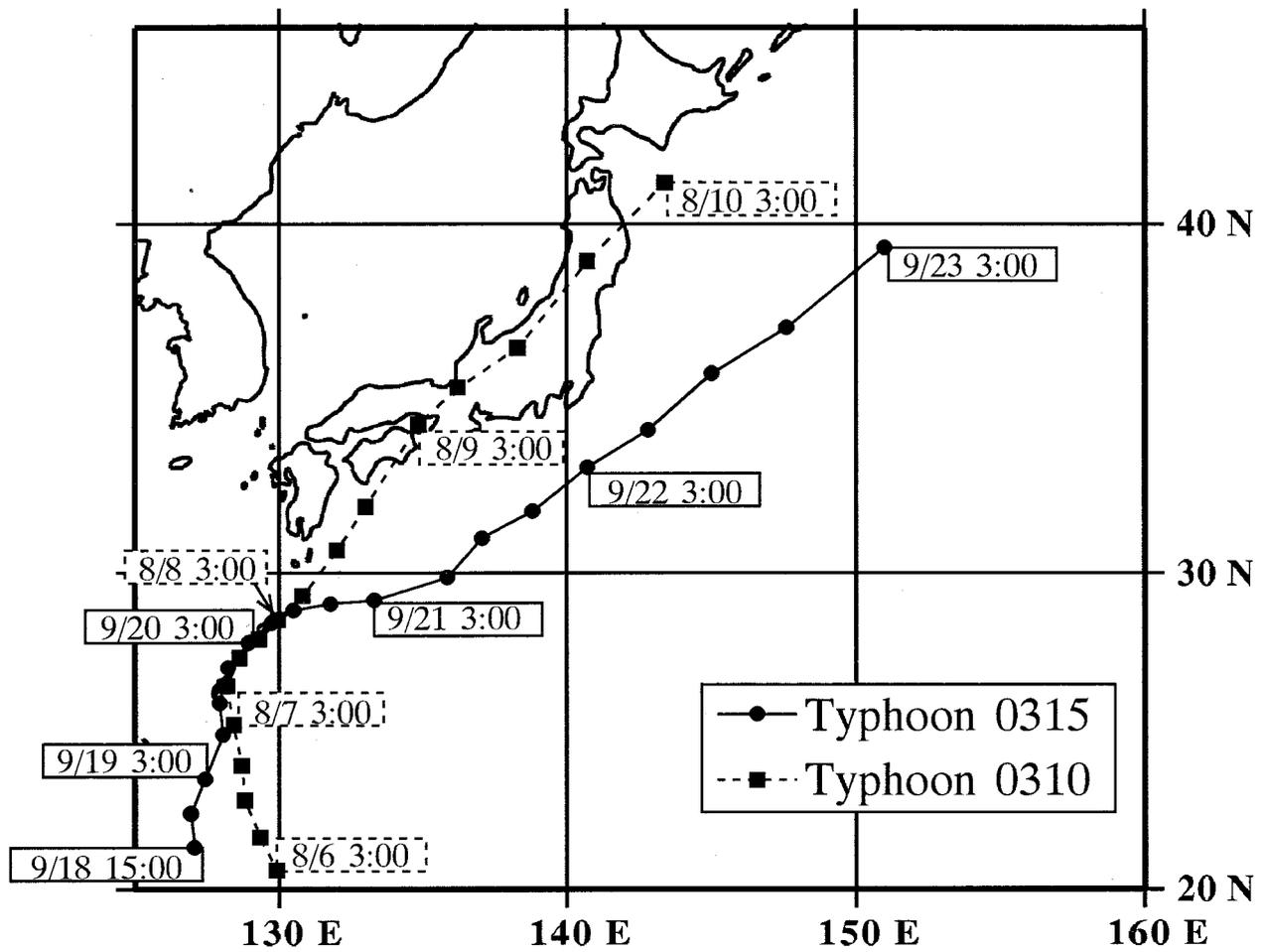
**Fig. 4.5.** Time variations of low-pass filtered wind vector at Choshi, temperature and current vector at representative depths at Sta. A (right) and Sta. B (left). The arrows  $\alpha$  and  $\beta$  indicate the two time segments corresponding CTW15 and CTW10, respectively.



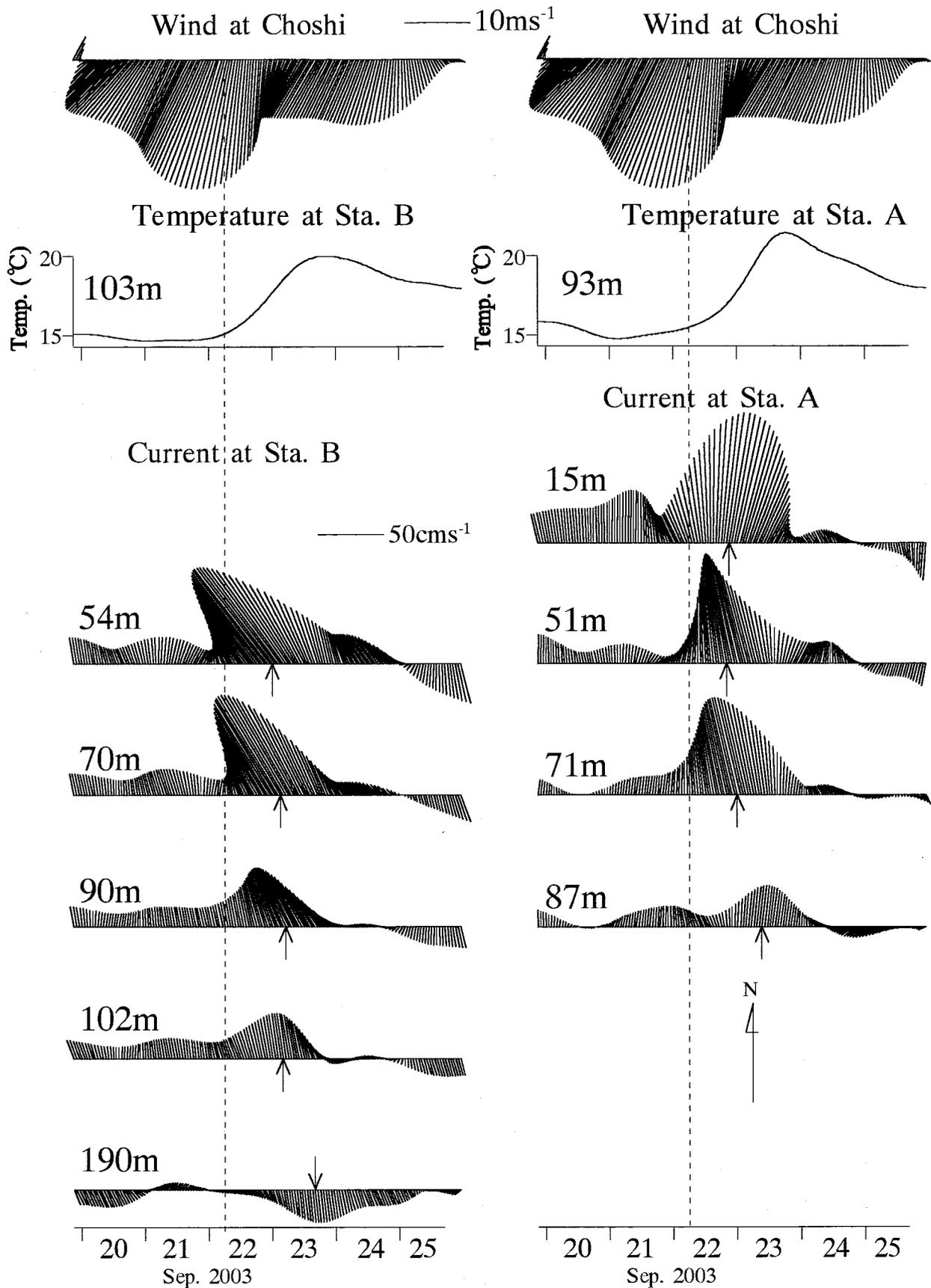
**Fig. 4.6.** (a) Power spectra of the alongshore current at each depth at Sta. B. (b) Same as (a), but for Sta. A. (c) Power spectra of the northward wind at Choshi. (d) Power spectra of the sea level anomaly at each tidal station.



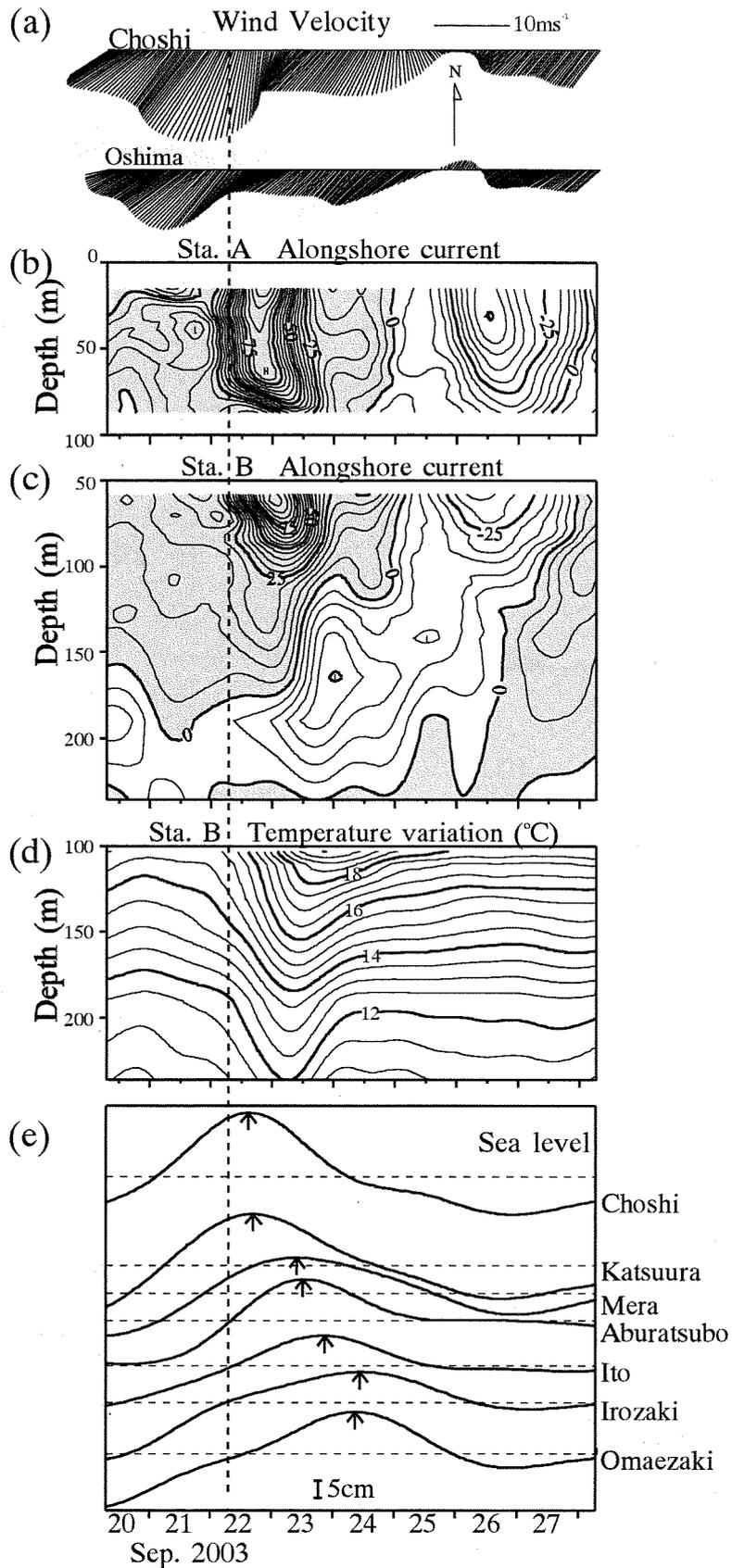
**Fig. 4.7.** Coherence and time lag between northward wind at Choshi and alongshore current at 54m depth of Sta. B (left panel) and 59m depth of Sta. A (right panel).



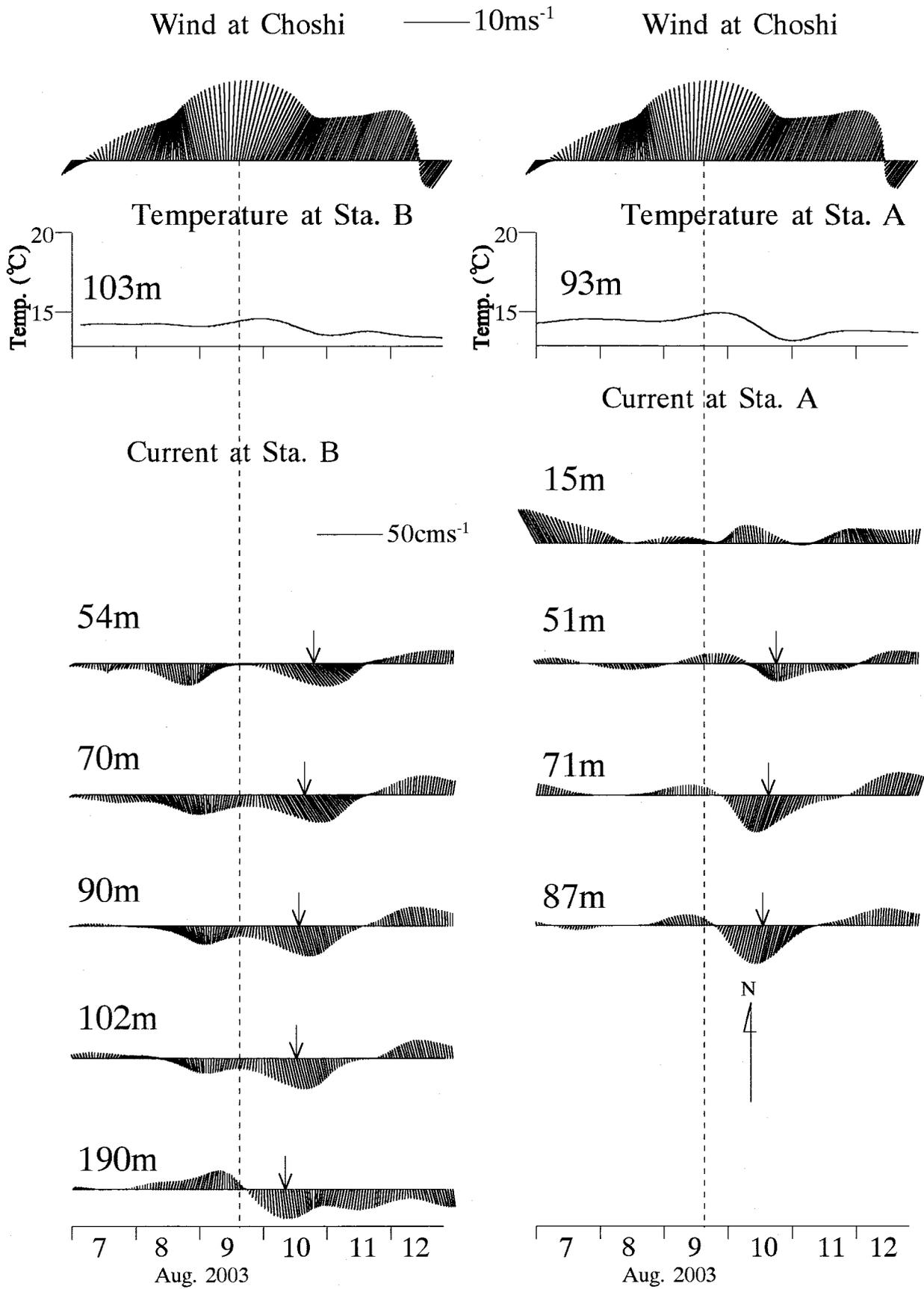
**Fig. 4.8.** Tracks of the Typhoon 0315 (solid line with solid circles) and Typhoon 0310 (dashed line with solid square).



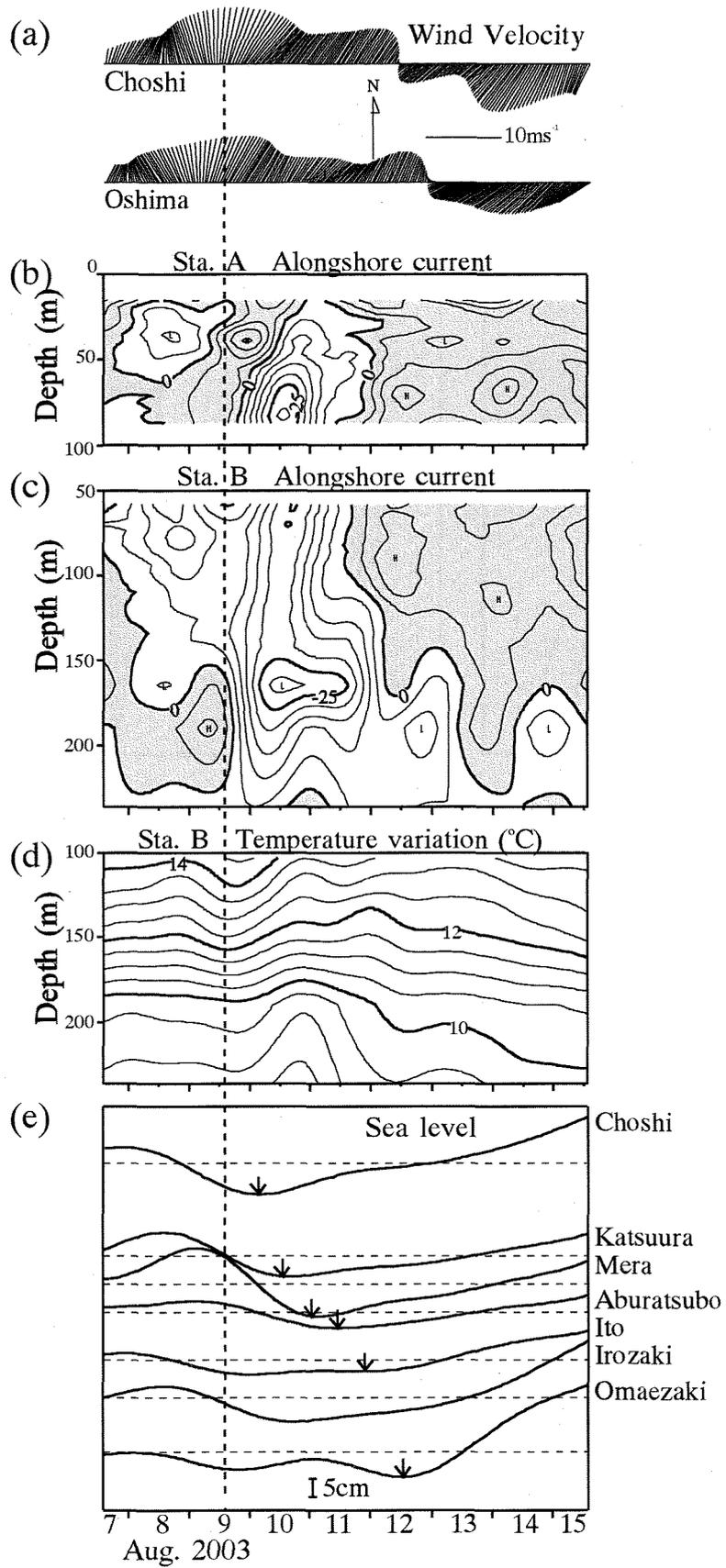
**Fig. 4.9.** Time variations of low-pass filtered wind vector at Choshi, temperature and current velocities at representative depths at Sta. B (left column) and Sta. A (right column) during the period of September 19-25 in 2003. Dashed lines show maximum wind speed at Choshi. The arrows show maximum current speed at each depth.



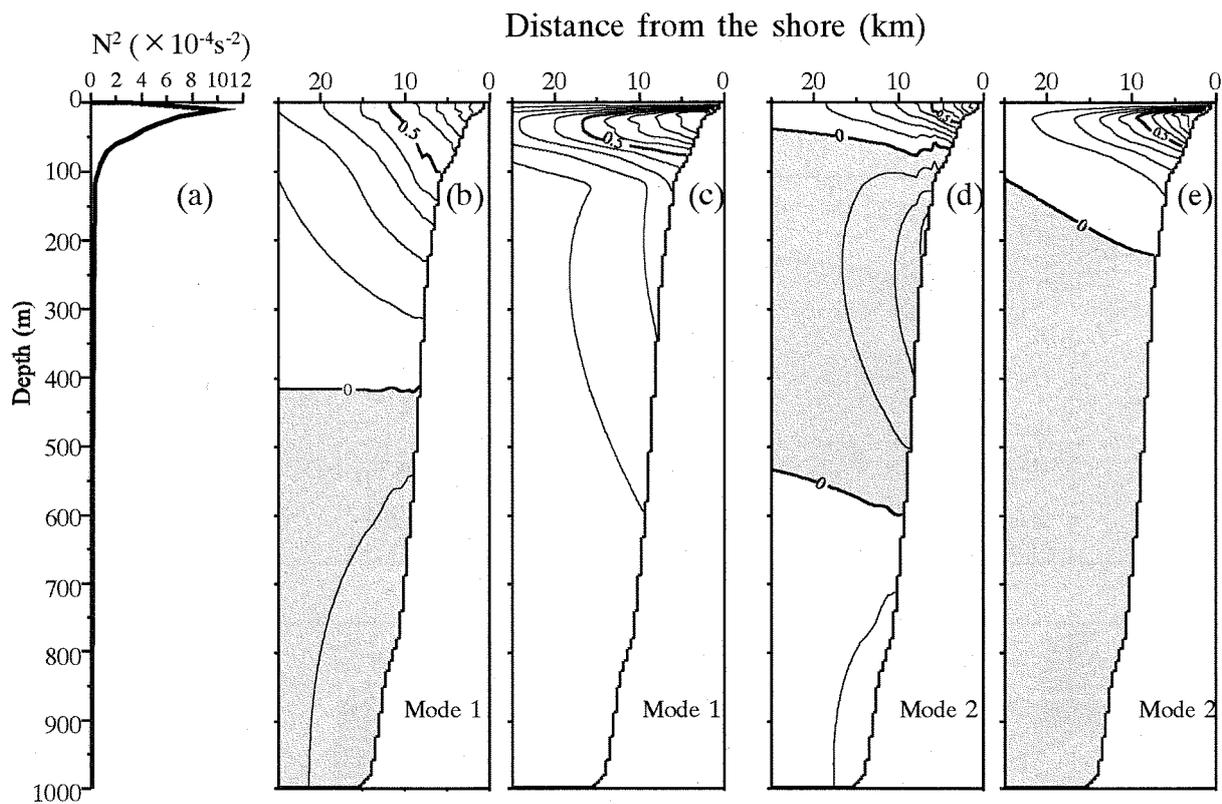
**Fig. 4.10.** Time variations of low-pass filtered (a) wind vector at Choshi and Oshima, (b) alongshore current at Sta. A, (c) alongshore current at Sta. B, (d) temperature at Sta. B, and (e) tide-killer filtered sea level at each tidal station during the period  $\alpha$  shown in Fig.4.5. The shaded areas in the alongshore current indicate the inflow into Sagami Bay. Dashed lines indicate the maximum wind speed at Choshi.



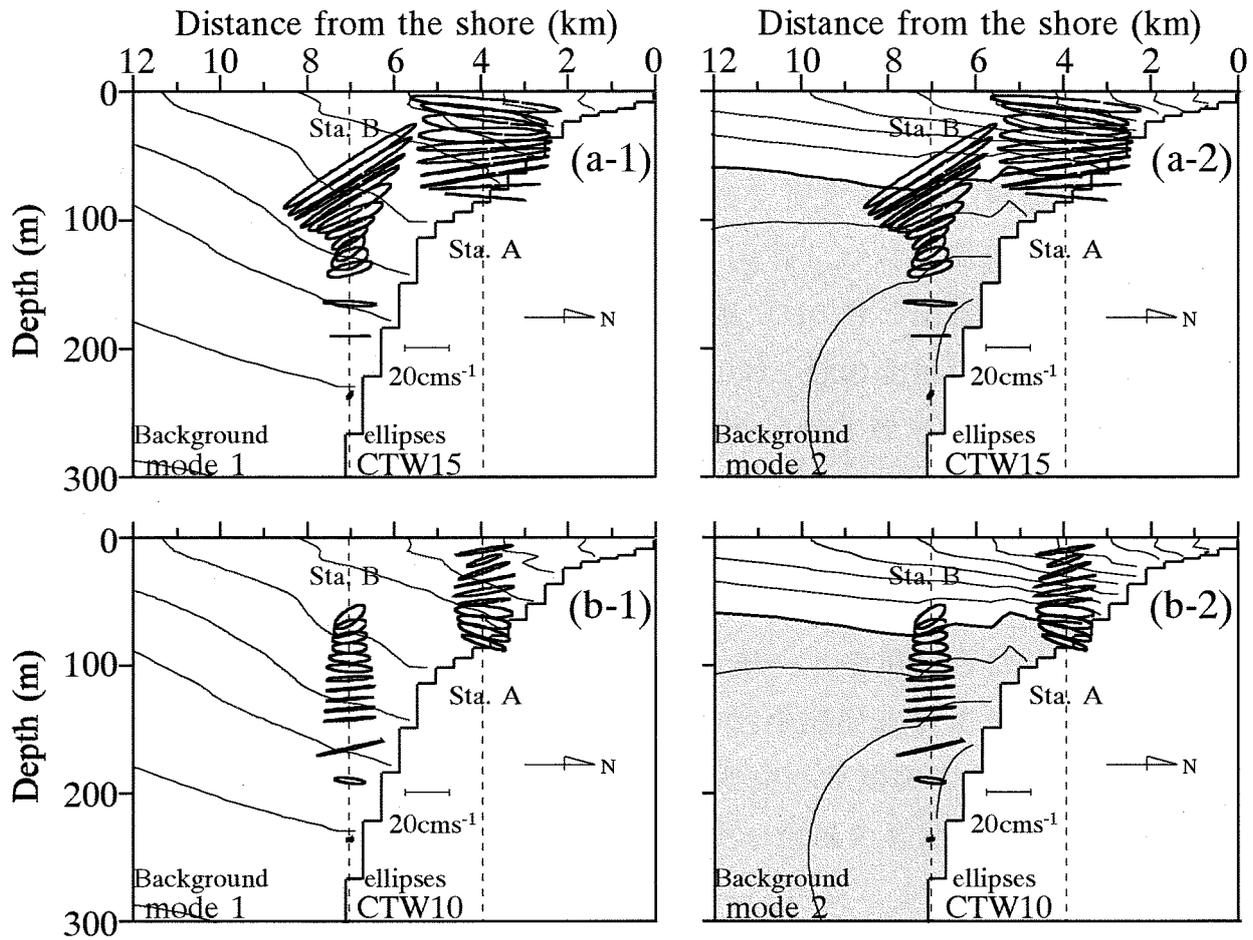
**Fig. 4.11.** Same as Fig.4.9, but during August 7-12 in 2003.



**Fig. 4.12.** Same as in Fig. 4.10, but for period  $\beta$  shown in Fig.4.5.



**Fig. 4.13.** (a) The vertical profile of buoyancy frequency squared. (b) Vertical section of alongshore current for the first mode coastal-trapped wave (CTW) along Line I. (c) Same as (b), but for density anomaly. (d) Same as (b), but for the second mode CTW. (e) Same as (c), but for the second mode CTW.



**Fig. 4.14.** Current ellipses of 6-day period fluctuation at each depth of Sta. A and Sta. B for period  $\alpha$  (upper panels) and  $\beta$  (lower panels). Vertical distributions of alongshore current of the first mode CTW ((a-1) and (b-1)) and the second mode CTW ((a-2) and (b-2)) are superposed on the section. Shaded areas indicate the negative values.

## 第 5 章

### 台風の通過に伴い発生する沿岸捕捉波の特性

-台風 0310 号と台風 0315 号をモデルとして-

#### 5.1 はじめに

相模湾内を伝播する沿岸捕捉波の時空間構造を捉えるため、相模湾東部の陸棚端と大陸斜面上の 2 点で、2003 年 7 月から 10 月にかけて係留観測を実施した。その結果、相模湾の北西側を進行した台風 0310 号の南風による沿岸捕捉波 CTW10 と相模湾の南東沖を進行した台風 0315 号の北風に起因する沿岸捕捉波 CTW15 に伴う流速・水温変動が観測された。第 4 章では、CTW15 の波及により相模湾で急潮が発生したこと、CTW10 と CTW15 が発生する直前の湾内の成層状態はほぼ一致していたにも関わらず、CTW15 は CTW10 よりも傾圧的な流速構造を持ったことが示された。CTW10 の流速構造は沿岸捕捉波第 1 モード、CTW15 の流速構造は第 1 モードと第 2 モードの重ね合わせで説明された。CTW15 の伝播において、大陸斜面上での沿岸捕捉波第 1 モードと関連した観測層上層の変動と、第 2 モードと関連した中・下層の変動との時間差は、発生域からの伝播時間の差を示すと推測された。台風の経路の違い、すなわち風向の違いで、発生する沿岸捕捉波のモード特性が異なることが示唆された。

そこで、本章では台風の経路による急潮発生の有無を調べる目的で、第 4 章で議論された CTW10 と CTW15 を例に 3 次元レベルモデルによる実験を実施し、モード特性の異なる両沿岸捕捉波の発生・伝播過程を明らかにすることを試みる。さらに、水深が岸沖方向のみに変化する大陸棚を持つ海域で、沿岸捕捉波の発生過程を 3 次元レベルモデル実験で追及し、風応力に対する沿岸捕捉波のモード特性の依存性を調べる。

#### 5.2 実験方法

モデル海域(Fig.5.1)は、相模湾を中心とした東西と南北にそれぞれ 700 km とし、この領域を 2 km×2 km の正方格子に分割して、陸岸・海底地形は出来るだけ実際に近いものをモデルに導入した。しかし、計算時間を短縮する目的で、海底地形は 1000 m 以深を 1000 m で一定とした。台風に伴う強風により発生する沿岸捕捉波の発生・伝播を表現するため、実験には 3 次元レベルモデルを使用した。直交座標系で静止海面を原点にとり、東向きに  $x$  軸、北向きに  $y$

軸、鉛直上方に  $z$  軸をとり、以下に示すブシネスク近似、静水圧近似を施した、非圧縮性流体の基本方程式系を用いた。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (5.2)$$

$$\rho g = -\frac{\partial p}{\partial z} \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = K_h \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + K_h \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} + \frac{K_v}{\delta} \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \quad (5.5)$$

ここで、 $g$  は重力加速度、 $f$  はコリオリ・パラメーター、 $p$  は圧力、密度  $\rho$  は  $\rho_{(x,y,z,t)} = \rho_0(z) + \rho'_{(x,y,z,t)}$  で表され、 $\rho_0$  は基本場の密度、 $\rho'$  は擾乱による密度である。 $A_h$  は水平渦動粘性係数、 $A_v$  は鉛直渦動粘性係数、 $K_h$  は水平渦拡散係数、 $K_v$  は鉛直渦拡散係数である。ただし、 $\delta$  は対流調節パラメーターで、

$$\delta = \begin{cases} 1 & \text{for } \frac{\partial \rho}{\partial z} \leq 0 \\ 0 & \text{for } \frac{\partial \rho}{\partial z} > 0 \end{cases} \quad (5.6)$$

と定義され、安定成層を持続するために用いられる(例えば Suginohara, 1982)。海面、海底の境界条件は、それぞれ以下の(5.7)、(5.8)を用いている。

$$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = \gamma_s^2 \frac{\rho_a}{\rho_0} W(W_x, W_y) \quad (5.7)$$

$$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H(x,y)} = \gamma_b^2 U_b(u_b, v_b) \quad (5.8)$$

ここで、

$$W = \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad U_b = \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$$

ただし、 $W_x$ 、 $W_y$ は風速の  $x$ 、 $y$  成分、 $u_b$ 、 $v_b$ は海底直上の流速の  $x$ 、 $y$  成分、 $H$ は水深、 $\gamma_s^2$ は風応力による海面での摩擦係数、 $\gamma_b^2$ は海底摩擦係数、 $\rho_a$ は空気の密度である。

(5.1)~(5.5)式を空間・時間に関して中央差分を用いて差分化し、時間については計算を安定させるため、20回に1回の割合で Euler backward 法を用いた。タイムステップは6秒とした。各パラメーターは  $\rho_a = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $A_v = 0.002 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_h = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_v = 0.001 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $\gamma_s^2 = 0.0016$ 、 $\gamma_b^2 = 0.0026$  を採用した。コリオリ・パラメーター  $f$  は  $f = 2 \omega \sin \phi$  ( $\omega$ :角速度( $=7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),  $\phi$ :緯度)から見積もった。強い風強制力下でも計算が安定し、かつ陸岸境界近傍での流速の減衰を少しでも防げるように、水平渦動粘性係数  $A_h$  には Smagorinsky eddy parameterization を採用し、無次元係数には 1.5 を使用した。

開境界では風によるエクマン輸送を可能にするために、clamped condition (Chapman, 1985)を採用した。また、開境界での擾乱の反射を抑えるため、開境界から 20 km の領域にスポンジ条件を用いた。陸岸境界には non-slip の条件を採用した。鉛直には 10 層のレベルを設定し、各層の厚さは上層から 10 m、10 m、20 m、20 m、40 m、80 m、100 m、200 m、200 m、320 m とした (Fig.5.2 矢印)。

CTW15とCTW10の発生・伝播を調べるために、それぞれEXP. 1とEXP. 2を実施した。密度の初期条件として、EXP. 1では9月13日に相模湾内の Sta. D (Fig.4.1(b))、EXP. 2では8月7日に Sta. C (Fig.4.1(b))で観測された密度の鉛直プロファイル (Fig.5.2)を水平に一様に与えた。両実験で計算は静止状態から開始し、銚子、大島、御前崎、三宅島、八丈島の5点で得られた風向・風速を最適内挿法で空間内挿した風速場を与えた。EXP. 1では Fig.4.5で示した期間  $\alpha$ 、EXP. 2では期間  $\beta$  の風向風速の記録に、前に48時間、後ろに48時間のデータを加えて、計288時間分の計算を実施した。

## 5.3 実験結果

### 5.3.1 台風が相模湾の南東側を北上した場合

EXP. 1 で得られた 15 m 深での流速ベクトル・密度偏差の水平分布を、流速場や密度場に影響の出始めた計算開始 70 時間から 190 時間まで、30 時間毎に Fig.5.3 に示す。ここで、慣性周期(約 21 時間)より短い現象を取り除くため、実験結果には 21 時間の移動平均を施してあり、以後示す全ての結果には同様の処理を施している。台風 0315 号の接近に伴い、北寄りの風が計算領域全体に吹き、銚子で計算開始 98 時間後に最大となる。この北寄りの風でエクマン輸送が発生し、計算開始 100 時間後には茨城沿岸から房総半島東岸にかけて顕著な沈降域が形成される。この沈降域は岸を右手に見る流れを伴い、その先端はすでに相模湾への進入を開始している。銚子で風が最大になった時刻から約 1 日後の、計算開始 120 時間後では領域内の風は弱まる。それに伴い沈降域は CTW15 として西へと伝播する。相模湾へ進入した CTW15 は湾東部に顕著な沈降と、湾内へ向かう強流を引き起こす。東京湾内では顕著な沈降は認められず、CTW15 が東京湾口沖を伝播する。その後、CTW15 は相模湾奥で西向き、湾西部で南向きの強流を引き起こす。計算開始 160 時間以降も CTW15 は西へ伝播し続け、駿河湾東部に北向き、西部に南向きの強流を引き起こす。本実験で表現された CTW15 の発生・伝播過程は、第 2 章で議論されたものと基本的に同様の特徴を示すが、東京湾口付近に時計回りの循環が形成されるという特徴が見出された。また、CTW15 に伴い相模湾周辺で引き起こされた顕著な沈降は、CTW15 が伝播した後も維持される。さらに、CTW15 の伝播に伴い、伊豆海嶺北部周辺で広範囲にわたり微弱な沈降域が形成される。

### 5.3.2 台風が相模湾の北西側を北上した場合

EXP. 2 で得られた 15 m 深での流速ベクトル・密度偏差の水平分布を、計算開始 80 時間から 200 時間まで Fig.5.4 に示す。台風 0310 号の接近に伴い、南寄りの風が計算領域全体に吹き、計算開始 111 時間後に銚子で最大となる。この南寄りの風によるエクマン輸送で、計算開始 110 時間後に茨城沿岸から房総半島東岸にかけて顕著な湧昇域が形成される。この湧昇域は岸を左手に見る流れを伴う。風が弱まる計算開始 130 時間後には、湧昇域に形成された流速場が CTW10 として相模湾へ進入し、湾東部で湾外へ向かう流れが励起される。一方、房総半島東岸の湧昇域は停滞し、相模湾東部の沈降域は CTW10 の波及後も変化しない。これは 15 m 深で CTW10 がほとんど湧昇を伴わずに伝播することを示す。計算開始 150 時間後には、CTW10 は相模湾奥で東向き、西部で

北向きの流れを引き起こすが、その流れは CTW15 に比べ非常に弱い。また、CTW15 に伴い見出された東京湾口付近の渦構造は、CTW10 の波及では形成されない。一方、CTW10 の伝播に伴い伊豆海嶺北部周辺に微弱な湧昇域が形成される。

### 5.3.3 沿岸捕捉波の伝播に伴う密度場の変化

CTW15 と CTW10 の伝播を同深度で比較する際には、それぞれ密度の減少、増加として現れる。そこで、両沿岸捕捉波の伝播を表層と中層の密度偏差の水平分布から調べる。CTW15 の伝播による密度偏差の最小値と、CTW10 による密度偏差の最大値の 15 m 深での水平分布を、Fig.5.5(a)と 5.5(b)にそれぞれ示す。CTW15 では、密度偏差は岸に沿って最も小さく、発生域の房総半島東岸から西に離れるに従い徐々に弱くなる。これは CTW15 が 15 m 深で密度偏差を伴い、減衰しながら伝播したことを意味する。CTW10 では、相模湾と駿河湾の湾東部・湾奥に極小値が見られる。これは風に対する局地的な応答が現れたもので、CTW10 が 15m 深で顕著な密度偏差を伴わずに伝播したことを示す。CTW15 の伝播による密度偏差の最小値と、CTW10 による密度偏差の最大値の 140 m 深での水平分布を同様に Fig.5.5(c)と 5.5(d)に示す。CTW15 では、15 m 深の分布と同様に、140 m 深でも西方への伝播が密度偏差に現れている。CTW10 では、15 m 深の分布とは異なり、140 m 深では沿岸捕捉波が発生域から偏差を減衰させながら西方へと伝播する様子が現れる。

## 5.4 考察

### 5.4.1 観測との比較

#### 沿岸捕捉波の鉛直構造

実験で得られた CTW15 の流速・密度構造を Fig.4.10 と同様に調べる。EXP. 1 の Sta. A、Sta. B に相当する格子(Fig.5.1)で得られた、CTW15 の伝播に伴う流速・密度変動の断面時系列と各検潮所での潮位の時系列を Fig.5.6 に示す。陸棚端の Sta. A では、CTW15 による湾内へ向かう流れは海底まで流向が変化しない(Fig.5.6(a))。大陸斜面上の Sta. B では、CTW15 のフロント部分が伝播する計算開始 96 時間後に、湾内へ向かう流れは海底まで及ぶ。しかし、表層に強流部分が到達する計算開始 118 時間以降では、下層の流れは逆転し、流速構造の傾圧性が強くなる(Fig.5.6(b))。EXP. 1 で得られた CTW15 の最強流時の流

向逆転深度は約 220 m 深で、観測に比べて約 50 m 深い。その後、流向逆転深度は時間と共に急激に浅くなる。密度変動は、観測されたものと同様に表層から海底まで全層で顕著な沈降を示す(Fig.5.6(c))。CTW15 は潮位上昇に現れ、銚子から西へ約  $1.3 \text{ m s}^{-1}$  で伝播した(Fig.5.6(d))。EXP. 1 は観測された CTW15 の基本的な流速・密度構造と潮位変動を表現している。

EXP. 2 で得られた CTW10 の流速・密度変動の断面時系列と各検潮所での潮位の時系列を Fig.5.7 に示す。陸棚端の Sta. A では、CTW10 は海面から海底まで湾外へ向かう流れを伴う(Fig.5.7(a))が、観測で得られた海底に捕捉される流れは表現されていない。大陸斜面上の Sta. B では、観測層と同様の層内で流れが最も卓越する計算開始 130 時間後付近に、CTW10 は海底まで鉛直方向にほぼ一様な湾外へ向かう流れを伴う(Fig.5.7(b))。密度は下層で変動が大きく、表層でほとんど変動しない。しかし、観測層と同様の層内では全ての深度で同程度の湧昇が起こり、実験は海底付近に限定される顕著な湧昇を表現できていない(Fig.5.7(c))。CTW10 が海面水位の低下に現れ、実験では銚子から西へ約  $1.1 \text{ m s}^{-1}$  で水位の低下が伝播した(Fig.5.7(d))。以上から、Sta. A での流速構造は観測と実験で異なる構造をしたが、Sta. B では、EXP. 2 は観測された CTW10 の基本的な流速・密度構造と潮位変動を表現したと言える。

### 実験の再現性の検証

台風 0315 号の北風と台風 0310 号の南風により、茨城沿岸から房総半島東岸に沿って CTW15 と CTW10 が励起され、それらが相模湾へ波及する過程が、本実験で表現された。そして、観測された流速・密度変動の基本的な特徴が表現できた。そこで、本実験で得られた沿岸捕捉波の伝播による流れの定量的な再現性を、流速の絶対値、風と流れのタイムラグに注目して検証する。

Table 5.1 に、観測と実験から得られた CTW15 と CTW10 による流れの最大値と、観測値に対する実験値の比を代表的な深度で示す。実験値は表に示す深度の値、観測値は数値実験で用いた鉛直層内に含まれる深度で平均した値である。ただし、CTW10 の Sta. A の 30 m 以浅では、EXP. 2 は基本的な流速構造が表現できていないことから欠測とした。CTW15 に関して、15 m、30 m 深では実験値は観測値の約 80 %だが、深度の増加に伴い実験値は観測値の 50 %以下となる。CTW10 に関して同様の傾向が見られる。これは深くなるに従い鉛直解像度が粗くなる事に関係すると考えられる。しかし、50 m 以浅で平均す

ると、実験値は観測値の約 70 %で、表層は流速に関して定量的に再現できたといえる。第 2 章のモデルでは、台風 8818 号による急潮発生 of 定性的な過程を示したが、相模湾東部の 30 m 深での流速値は観測された流速値の約 65 %にとどまった。これは、水平渦動粘性係数のモデル化と風速場の改良により、第 2 章の結果に比べてモデルの精度が向上したことを示す。

Table 5.2 に、銚子での最大風速時刻から CTW15 と CTW10 の流速がピークを迎えるまでの時間を、Table. 5.1 と同様に示す。全ての深度で最大風速時刻の半日～1 日後に流速が最大となるが、実験結果と観測結果の間には前後 4～9 時間の差がある。この誤差に系統的な特徴は見られず、原因の特定は難しい。短期のシミュレーションは、初期条件に対する依存性が大きく、その設定により計算結果が異なる可能性がある。本実験は、相模湾内の循環流や河川水の流入による密度場の空間分布、黒潮による外洋域の流速場などを考慮していない。このような初期条件の設定が誤差に影響を及ぼす可能性は十分に考えられる。

#### 5.4.2 台風の経路と沿岸捕捉波の流速構造の関係

EXP. 1 と EXP. 2 は、第 4 章で観測された CTW15 と CTW10 の基本的な特徴を再現した。そこで、(1) CTW15 と CTW10 の流速構造の違いを沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードの重ねあわせで説明し得るか、(2) 両者のモード特性の違いが発生過程で生じるといふ推測は正しいか、という点に注目し、沿岸捕捉波の伝播・発生を実験結果の流速構造から考察する。

##### 観測海域周辺での沿岸捕捉波の流速構造

Sta. A と Sta. B を結ぶ東西断面 Line I (Fig.5.1)で、EXP. 1 と EXP. 2 から得られた南北流速の鉛直断面を Fig.5.8 に示す。ここで、Fig.5.8(a-2)と Fig.5.8(b-2)は、それぞれ CTW15 と CTW10 の強流部分が Sta. B の観測水深に現れた時の断面である。CTW15 のフロント部分は約 240 m 深で流向が逆転する (Fig.5.8(a-1))。その後、CTW15 の強流部分が波及するに従い流向逆転深度が浅くなり、北向流は表層に限定され、その等値線は水平方向に伸びる (Fig.5.8(a-2))。Fig.5.8(a-3)では約 300 m 深に流向逆転層が現れ、上中下層で流向が逆転する。一方、CTW10 のフロント部分は、流向逆転深度が約 400 m 深で、等値線が比較的鉛直方向に伸びる (Fig.5.8(b-1))。観測水深で最も流れが強くなる Fig.5.8(b-2)でも、CTW10 の流速構造はフロント部分とほとんど変わらない。

その後、Fig.5.8(b-3)では海面付近に強流部分が伝播し、表層に流れが限定されるが、CTW15ほど顕著ではない。

Brink and Chapman (1987)の方法を用いて解析的に見積もった Line I での沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードの岸沿い流速の鉛直構造を Fig.5.8(c-1)、5.8(c-2)に示す。これは Fig.4.13 と同じもので、実験結果と同様の深度帯を示す。CTW15 のフロント部分と強流部分の流速構造は、流向逆転層の位置と表層に捕捉される流れから、沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードの重ねあわせで説明できる。CTW15 の強流部分が通過した後の流速構造は、第 2 モードに近い構造を持つ。CTW10 のフロント部分と強流部分の流速構造は、沿岸捕捉波第 1 モードで説明できる。強流部分が伝播した後の CTW10 の流速構造は第 2 モードに似た特徴を持つが、CTW15ほど明確ではない。

以上から、EXP. 1 と EXP. 2 で第 1 モードが伝播した 20~30 時間後に第 2 モードが伝播する様子が見られた。これは第 4 章で説明された CTW15 に伴う第 1 モードと第 2 モードの伝播のタイムラグをよく説明する。その結果、観測された大陸斜面中層の流速極大が沿岸捕捉波第 2 モードによることが示された。

#### 発生域での沿岸捕捉波のモード特性

CTW15 の第 1 モードと第 2 モードの伝播のタイムラグが EXP. 1 で表現されたことから、CTW15 と CTW10 のモード特性が発生段階で異なっている可能性が非常に高い。発生域での流速構造から両者のモード特性の違いを調べる。EXP. 1 と EXP. 2 で得られた Line II と Line III (Fig.5.1)での南西流の鉛直断面を Fig.5.9(a-1)、5.9(a-2)、5.9(b-1)、5.9(b-2)に示す。各断面は、銚子で最大流速を記録した時刻のもので、CTW15 と CTW10 の発生過程を示す。CTW15 と CTW10 は、Line II の距岸 30~50 km で等値線が鉛直方向へ伸びる傾圧性の弱い流速構造を持つ。距岸 0~30 km の大陸棚上では、CTW15 は CTW10 に比べて、流れが表層に捕捉される特徴が強いが、明確ではない。一方、Line III では、CTW15 は表層で等値線が水平方向に伸びる傾圧性の強い流速構造を持つが、CTW10 は岸近くで等値線が鉛直方向に伸びる傾圧性の弱い流速構造を伴っている。CTW15 と CTW10 の相模湾内での流速構造の特徴が既に発生域で現れている。

Brink and Chapman (1987)の方法を用いて解析的に見積もった、各断面での沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードの岸沿い流速構造を Fig.5.9(a-3)、5.9(b-3)、

5.9(a-4)、Fig.5.9(b-4)に示す。Line IIでは、距岸 30~50 km で CTW15 と CTW10 が持つ傾圧性の弱い流速構造の特徴は、沿岸捕捉波第 1 モードと一致する。距岸 0~30 km の大陸棚上で両沿岸捕捉波が持つ流速構造は、第 2 モードに似るが明確でない。Line IIIでは、CTW15 の表層の流速構造は第 2 モード、下層の流速構造は第 1 モード、CTW10 の流速構造は第 1 モードに良く一致する。これは、CTW15 と CTW10 のモード特性が発生域から異なり、CTW15 は主に沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モード、CTW10 は第 1 モードで構成されることを示す。

CTW15 と CTW10 のモード特性の違いを密度偏差の分布から考察する。沿岸捕捉波第 1 モードの密度偏差は第 2 モードより深い深度までおよぶ(Fig.4.13(c), 4.13(e))。これは、沿岸捕捉波第 2 モードの密度偏差は主に表層に限定されるが、第 1 モードの密度偏差は中層でも現れることを意味する。CTW15 の伝播が 15 m 深と 140 m 深の密度偏差に現れる(Fig.5.5)ことは、CTW15 が主に沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードで構成されていることを示す。一方、CTW10 の伝播が 140 m 深の密度偏差に現れるが、15 m 深では顕著でない(Fig.5.5)ことは、CTW10 が主に沿岸捕捉波第 1 モードで構成されていることを意味する。

### 5.4.3 沿岸捕捉波のモード特性と風応力の関係

これまでの議論から、CTW15 と CTW10 の流速構造の違いが、発生する沿岸捕捉波のモード特性の相違に起因することが示された。発生する沿岸捕捉波のモード特性が風向により異なる機構を理解するためには、各モードの挙動を詳細に調べる必要がある。しかし、EXP. 1 と EXP. 2 で用いた外力と地形は複雑な空間構造を持つことから、厳密にモード分解することは困難である。そこで、追加実験として、簡略化した地形・風速場を採用した 3 次元レベルモデル実験 EXP. 3 を実施し、沿岸捕捉波のモード特性の風応力による変化、モード特性の違いによる沿岸捕捉波の流速構造の変化を調べる。

#### (i) 実験方法

数値モデルには、EXP. 1、EXP. 2 に使用したのと同じ基本方程式系を用いた 3 次元レベルモデルを使用した。モデル海として東西に 1000 km、南北に 600 km の矩形海を設定し、北の境界は大陸棚を持つ陸岸境界とした(Fig.5.10(a))。大陸棚域の海底地形は、房総半島東岸の勝浦の南側に位置する大陸棚幅の狭い

領域(Fig.5.1の斜線部領域IV)で、距岸距離毎で岸沿い方向に平均したものを  
 用いたが、計算時間の短縮のため1000 m以深は1000 mとした。密度の初期条件  
 として、EXP. 1とEXP. 2で用いた密度の鉛直プロファイルを平均したものを  
 水平一様に与えた。コリオリ・パラメーター $f$ は $8.37 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (北緯35度)とし  
 た。実験は静止状態から開始し、最大振幅 $W_0 \text{ m s}^{-1}$ の東西風 $W_x$ を、モデル海  
 西端から800~900 kmの領域(Fig.5.10(a)のForcing region)に三角関数の東西分  
 布(Fig.5.10(b))で3日間与えて(Fig.5.10(c))沿岸捕捉波を発生させた。風速の東  
 西成分 $W_x$ 、南北成分 $W_y$ は、 $t$ を時間(h)、 $x$ を計算領域西端からの距離(km)と  
 すると、

$$(W_x, W_y) = \begin{cases} (W_a \sin(2\pi t/144), 0) & (t \leq 72) \\ (0, 0) & (72 < t) \end{cases} \quad (5.10)$$

$$W_a = \begin{cases} 0 & (0 \leq x \leq 800, 900 \leq x \leq 1000) \\ W_0 \sin(\pi x/100) & (800 < x < 900) \end{cases} \quad (5.11)$$

である。

沿岸捕捉波が湧昇を伴い発生する場合と、沈降を伴い発生する場合のモード  
 特性の違いに注目する。そこで、沈降を伴い沿岸捕捉波を発生させるために西  
 向きの風を与えるCase Dと、湧昇を伴い沿岸捕捉波を発生させるために東向  
 きの風を与えるCase Uを設定した。そして、それぞれの場合で、風の強さに  
 対する沿岸捕捉波の発生過程の変化を調べるために、最大風速 $W_0$ をTable 5.3  
 のように変化させ、計10ケースの実験を実施した。

## (ii) モデル海域における沿岸捕捉波のモード構造

モデル海域内に形成される沿岸捕捉波のモード構造をBrink and Chapman  
 (1987)の方法を用いて見積もり、その特性を記述する。EXP. 3で採用した海底地  
 形と成層条件を用いて見積もった沿岸捕捉波第1—5モードの分散曲線を  
 Fig.5.11(a)に示す。全てのモードで分散曲線はほぼ直線である。これは、モデル  
 海域内で沿岸捕捉波が内部ケルビン波の伝播特性を持つことを意味する。本研  
 究で対象とする6日周期の沿岸捕捉波の岸沿い流速構造をFig.5.11(b)~(f)に示

す。200 m以浅では、沿岸捕捉波第1モードの流向は変化しないが、第2モードより高次のモードは流速の節を持ち、その流れは表層に捕捉され、より傾圧的な構造(流速の鉛直シアが大きい)を持つ。6日周期の沿岸捕捉波の位相速度は、第1モードが $1.56 \text{ m s}^{-1}$ 、第2モードは $0.84 \text{ m s}^{-1}$ 、第3モードは $0.42 \text{ m s}^{-1}$ 、第4モードは $0.29 \text{ m s}^{-1}$ 、そして第5モードは $0.21 \text{ m s}^{-1}$ である。

### (iii) 沿岸捕捉波の発生・伝播

Case D-1、U-1、D-5、U-5から得られたモニター一点ab間(Fig.5.10(d))の230 m深における岸沿い流速のX-TダイヤグラムをFig.5.12に示す。230 m深で、沿岸捕捉波第1モードに伴う流れが西向流(東向流)として現れる場合、第2モードは東向流(西向流)、第3モードは西向流(東向流)、第4モードは西向流(東向流)、そして第5モードは東向流(西向流)として現れる(Fig.5.11(b)~(f))。Case D-1では、最初に西向流が発生域から西へ伝播し(Fig.5.12(a))、その伝播速度は $1.57 \text{ m s}^{-1}$ であった。その後、東向流が約 $0.8 \text{ m s}^{-1}$ 、西向流が約 $0.4 \text{ m s}^{-1}$ で伝播した。流向と伝播速度から、最初の西向流は沿岸捕捉波第1モード、次の東向流は第2モード、最後の西向流は第3モードと考えられる。第4、第5モードは明確でない。Case U-1では、Case D-1とは逆符号だが、ほぼ同様の結果が得られている(Fig.5.12(b))。Case D-5では、Case D-1、U-1と同様に沿岸捕捉波第1モード、第2モード、第3モードの発生・伝播が見られるが、発生域周辺で第2モードのピークが崩れている(Fig.5.12(c))。Case U-5では、沿岸捕捉波第1モード、第2モードの発生・伝播は明確だが、第3モードは見られない(Fig.5.12(d))。各ケースでの沿岸捕捉波第1モードの伝播速度を見積もると、Case D-1とCase U-1で $1.57 \text{ m s}^{-1}$ 、Case D-5で $1.62 \text{ m s}^{-1}$ 、そしてCase U-5で $1.43 \text{ m s}^{-1}$ であった。第1モードの伝播速度は、Case U-1、D-1では理論値に等しいが、Case D-5では理論値より大きく、Case U-5では理論値より小さい。

以上から、岸に沿う風で複数モードの沿岸捕捉波が発生した後に、それぞれの伝播速度で発生域から西へ進行し、分散することが示された。弱風に励起された場合には湧昇・沈降に関わらず、沿岸捕捉波の各モードの挙動は同じである。強風に励起された場合には、第2モードより高次の沿岸捕捉波の挙動が顕著に異なり、第1モードの伝播速度については、沈降を伴うものは湧昇を伴うものよりも大きいことが示された。伝播速度については、同様の結果が Martinez and Allen (2004)の数値実験で得られており、彼らは沿岸捕捉波第1モードの伝播速

度の違いを顕著な振幅を持つ波の非線形効果から説明している。

#### (iv) 沿岸捕捉波の伝播に伴う流速構造の変化

沿岸捕捉波の分散による流速構造の変化を追跡する。Case D-5 の Line A、Line B (Fig.5.10(d))で得られた沿岸捕捉波の伝播に伴う岸沿い流速の鉛直断面を Fig.5.13 に示す。Fig.5.13(a-2)、5.13(b-2)は、最も岸寄りの格子の 5 m 深での流速が最大の時刻の断面である。発生域西端から 100 km 離れた Line A での、沿岸捕捉波の流速構造には、フロント部分で第 1 モード、強流部分で第 1 モードと第 2 モードの重ね合わせ、強流部分の後部で第 2 モードの特徴が明確に現れる。これは、Line A では、

- (1) 第 1 モードが第 2 モードよりも先に波及し、それぞれの特徴が現れるのに時間差が生じ、
- (2) 発生域近傍であることから沿岸捕捉波の各モードが十分に分散せず、流速構造が時間に従い変化する

ことを示す。これは、CTW15 の伝播に伴い観測された大陸斜面上での傾圧性の強い流速構造、表層と中層の流速変動のタイムラグをよく説明する。一方、発生域西端から 600 km 離れた Line B では、伝播の過程で沿岸捕捉波の各モードが分散した結果、波のフロント部分と強流部分で第 1 モードの特徴が現れる。

一方、Case U-5 で得られた沿岸捕捉波に伴う岸沿い流速断面を Fig.5.14 に示す。発生域近傍の Line A でも、沿岸捕捉波のフロント部分と強流部分の流向逆転水深は 300~400 m 深で、沿岸捕捉波第 1 モードに近い構造を示し、高次モード沿岸捕捉波に伴う流速構造はほとんど現れない。また、Line B での流速構造は Line A とほぼ同様の構造を持つ。

#### (v) 風応力の変化に伴う沿岸捕捉波のモード特性の違い

沿岸捕捉波の各モードが十分に分散しない発生域近傍での沿岸捕捉波の流速構造は、沈降を伴う場合には複数モードが重なることで傾圧性が強くなり、湧昇を伴う場合には高次モードの寄与が弱く傾圧性が弱いことがわかってきた。そこで、沿岸捕捉波のモード特性の風向・風速に対する変化を各モードの振幅  $A_s$  ( $s$ :モード次数)の変化から調べる。 $A_s$  は発生域西端の Line C (Fig.5.10(d))で得られた岸沿い流速の実験値に、沿岸捕捉波の各モードの岸沿い流速構造  $U_s$  ( $s$ :モード次数)を最小自乗法により当てはめることで見積もった。 $U_s$  には

Fig.5.11(b)~(f)を使用した。 $A_s$ は

$$\sum_{s=1}^n C_{rs} A_s = B_r \quad (r=1,2,\dots,n) \quad (5.12)$$

で記述される (Wilkin and Chapman, 1990)。ここで、

$$C_{rs} = \int_0^{y_{\max}} \int_{-h}^0 U_r U_s dz dy \quad (5.13)$$

$$B_r = \int_0^{y_{\max}} \int_{-h}^0 U_r U_{output} dz dy \quad (5.14)$$

であり、 $U_{output}$  は実験から得られた岸沿い流速の断面構造で、 $n=5$  とする。(5.12)の連立方程式を数値的に解き  $A_s$  を得る。Case D-1、U-1、D-5、U-5 で見積もった  $A_s$  の時系列を Fig.5.15 に示す。Case D-1 では、沿岸捕捉波は第 2 モード、第 1 モード、第 3 モードの順に振幅が大きい(Fig.5.15(a))。各モードのピークは第 1 モード、第 2 モード、第 3 モードの順に現れる。第 4 モードと第 5 モードの振幅は小さい。Case U-1 では、逆符号であるが Case D-1 とほぼ同様の結果が得られた(Fig.5.15(b))。顕著な沈降を伴う Case D-5 は、Case D-1、U-1 と同様に第 2 モード、第 1 モード、第 3 モードの順に卓越し、第 3—5 モードの前面が突っ立っている(Fig.5.15(c))。一方、顕著な湧昇を伴う Case U-5 では、第 1 モード、第 2 モードの順に振幅が大きく、第 3—5 モードの振幅は非常に小さい(Fig.5.15(d))。

各モード振幅の絶対値の最大値  $A_M$  を見積もり、最大風速  $W_0$  の変化に対する  $A_M$  の変化を Fig.5.16 に示す。沈降を伴う Case D では、沿岸捕捉波の各モードの振幅が風速の増加に従い指数関数的に増加する。一方、湧昇を伴う Case U では、風速の増加に伴い第 1 モードと第 2 モードの振幅が増加するが、第 3—5 モードの振幅は殆ど増加しない。Case D に比べて Case U の第 1 モードと第 2 モードの振幅の増加率は小さく、特に第 2 モードは風速の増加に伴い増加率が下がり、 $W_0 \geq 15 \text{ m s}^{-1}$  では第 1 モードが最も卓越する。湧昇を伴う場合には特に第 2—5 モードの発生が抑制され、沿岸捕捉波のモード特性に顕著な違いが生まれることがわかった。

#### (vi) 密度構造と高次モード沿岸捕捉波の発生の関係

湧昇を伴い沿岸捕捉波が発生した場合に、高次モードの生成が抑制される機構について考察する。 $A_M$  を沿岸捕捉波第 1 モードの振幅で規格化した  $R_A$  の  $W_0$  に対する変化を Fig.5.17(a) に示す。Case D では、沿岸捕捉波を構成する各モードの割合は顕著に変化しないが、風速の増加に従い沿岸捕捉波第 2—5 モードの割合が増加する。Case U では、 $W_0=2 \text{ m s}^{-1}$  での各モードの組成比は Case D とほとんど変わらないが、 $W_0$  の増加に従い、第 2 モード、第 3 モード、第 4 モードの割合が小さくなる。モニター点 c (Fig.5.10(d)) の 5m 深で得られた  $\sigma_t$  の最大値の  $W_0$  に対する変化を Fig.5.17(b) に示す。 $\sigma_t$  は沈降を伴う場合には殆ど変化しないが、湧昇を伴う場合には  $W_0$  の増加に従い増加する。これは顕著な湧昇で表層下の等密度面が海面に露出することを示し、湧昇の規模が風速に依存することを示す。特に  $W_0 \geq 15 \text{ m s}^{-1}$  では  $\sigma_t \geq 24.0$  となる。これは等密度面が約 30 m 上昇することを意味する。 $W_0$  に対する  $\sigma_t$  の変動のパターンは、沿岸捕捉波第 2 モード、第 3 モード、第 4 モードの変動のパターンに良く対応する。これは、高次モード沿岸捕捉波の生成が表層の成層状態と密接に関係することを意味する。

Brink and Chapman (1987) の方法から見積もった沿岸捕捉波各モードの密度偏差の鉛直断面を Fig.5.18(a) に示す。全てのモードで密度偏差のピークが密度躍層(約 30m 深)を中心に存在する。沿岸捕捉波第 1 モードと第 2 モードは 50 m 以深にも密度偏差を伴うが、第 3—5 モードの密度偏差は 50 m 深以浅に限定される。Case D-5 と Case U-5 の Line D (Fig.5.10(d)) で得られた、風速最大時(計算開始 36 時間後)での  $\sigma_t$  の断面図を Fig.5.18(b) に示す。それぞれ顕著な沈降・湧昇が示され、沿岸近くでの振幅は 30 m 以上に達する。特に、Case U-5 では湧昇による等密度面の露出で岸近くの成層が弱くなる。これは沿岸捕捉波が最も効率的に発生する風速最大時に、発生海域の成層構造が変化することを意味する。顕著な湧昇により岸近くの 30 m 以浅での密度成層が弱くなり、密度偏差が 100 m 以浅に限定される沿岸捕捉波第 2—5 モード、特に密度偏差が 50 m 以浅に限定される第 3—5 モードの発生が抑制されると考えられた。一方、沿岸捕捉波第 1 モードは少なくとも 100 m 以深まで密度偏差を伴うため、湧昇による表層成層の弱化の影響が他の高次モードより小さいと考えられた。

## 5.5 まとめ

相模湾へ波及する沿岸捕捉波のモード特性の、台風経路による変化を明らかにするため、第4章で観測された台風0310号と台風0315号に起因する沿岸捕捉波の発生・伝播を3次元レベルモデル実験により調べた。実際の地形を用いたモデル領域に最適内挿法で気象観測所の風向風速記録を空間内挿した風速場を外力として与えた実験を実施した。その結果、房総半島東岸で、台風0315号により沈降を伴った沿岸捕捉波が励起され、台風0310号により湧昇を伴った沿岸捕捉波が発生した。そして、それぞれが相模湾へ波及することで観測された流速値を、30 m深では83%、50 m深以浅全体では約70%まで再現できた。

沿岸捕捉波の流速構造は、沈降を伴う場合では主に第1モードと第2モード、湧昇を伴う場合では主に第1モードで説明された。この沿岸捕捉波のモード特性の違いが発生段階で見出され、発生する沿岸捕捉波のモード特性が台風の経路に伴う風向により異なることが示された。

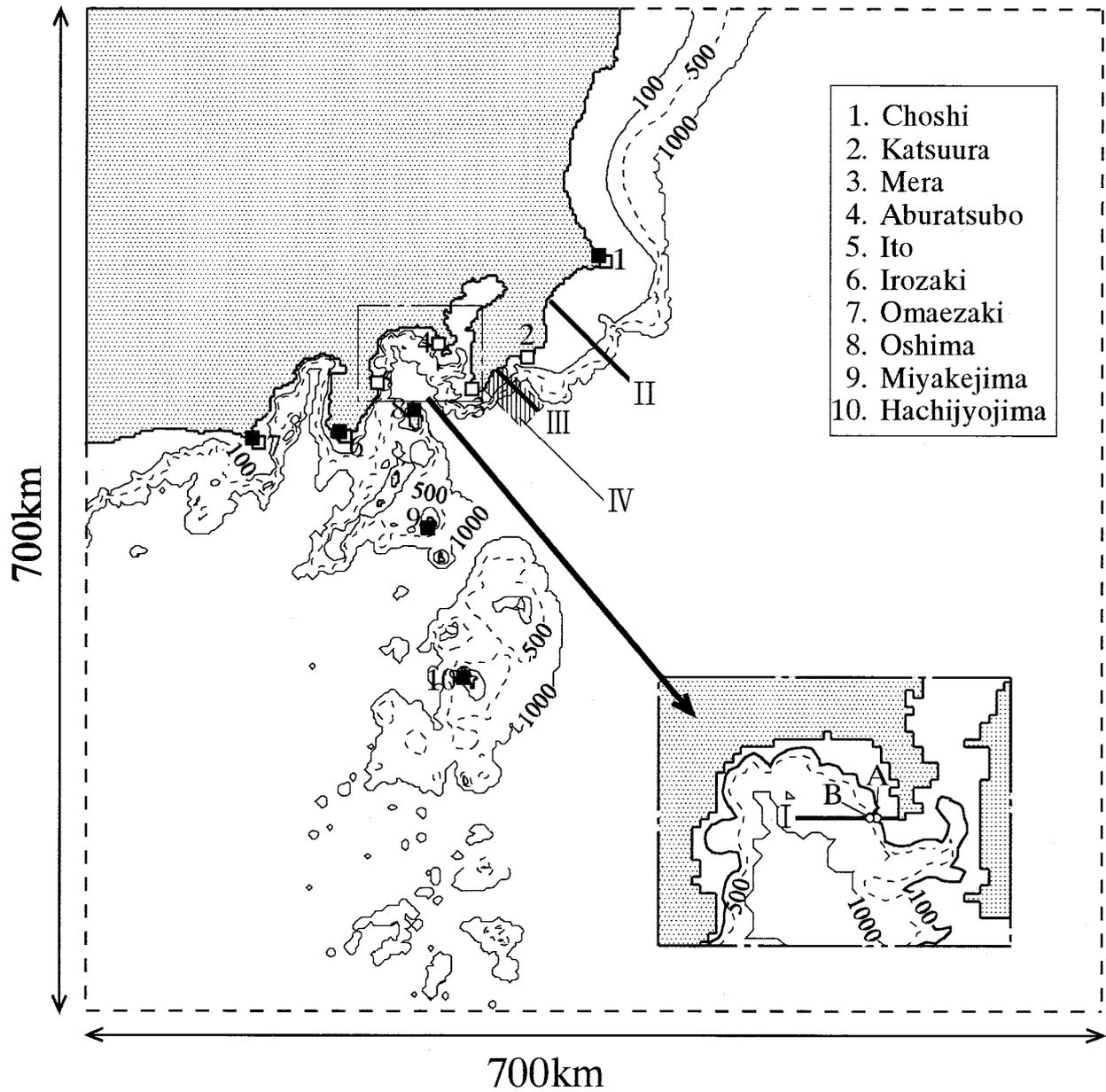
風応力に対する沿岸捕捉波の各モードの挙動を追跡するために、単純な地形と風応力を組み込んだ連続成層モデル実験を実施した。水深が岸沖方向のみで変化する大陸棚を設置した北岸に沿って、東風・西風を与えて沿岸捕捉波を発生させ、その過程を調べた。沈降を伴う場合に、発生域近傍では複数のモードが完全に分散せずに重なり合うことで、沿岸捕捉波の流速構造が傾圧的になることが示された。そして、第1モードが第2モードよりも先に波及することでタイムラグが生じたことから、CTW15に伴い観測された中層の流速極大が第2モード以上の高次モードであることが明らかになった。沈降を伴う場合には、風速に関わらず高次モードが発生するが、湧昇を伴う場合には、風速が大きくなるに従い高次モードが発生しなくなることが示された。湧昇を伴う場合には、強風による顕著な湧昇に伴い岸近くの表層成層が弱化することで、表層に密度偏差が限定される第2モードより高次の沿岸捕捉波の発生が抑えられたと考えられた。一方、沿岸捕捉波第1モードは深いところまで密度偏差を伴うため、湧昇による表層成層の弱化の影響が他の高次モードより小さかったと考えられた。

以上の結果、台風通過に伴う大規模な急潮の発生に関して以下の知見を得た。

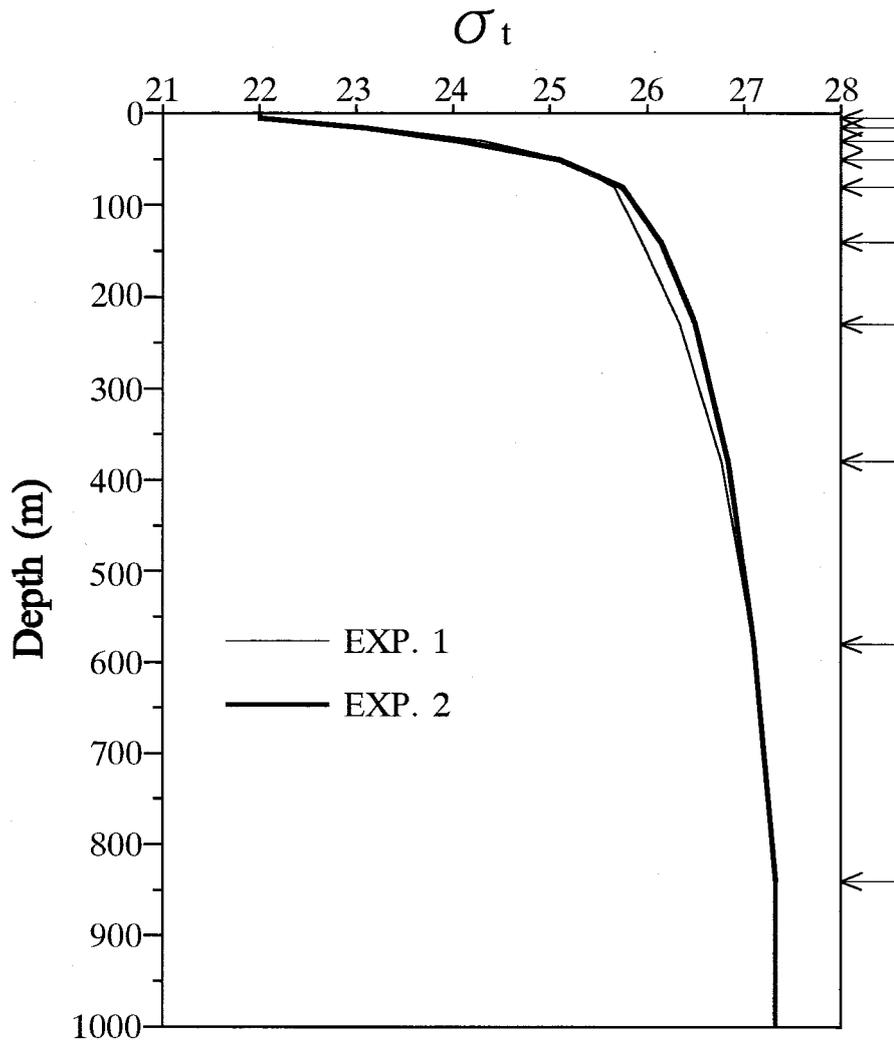
- (1) 台風が相模湾の南東沖を通過した場合には、北風により房総半島東岸に多数のモードの沿岸捕捉波が発生する。沿岸捕捉波は、完全には分散せ

ず、複数モードが重なる状態で相模湾へ伝播し、湾内の表層に強流(急潮)を引き起こす。

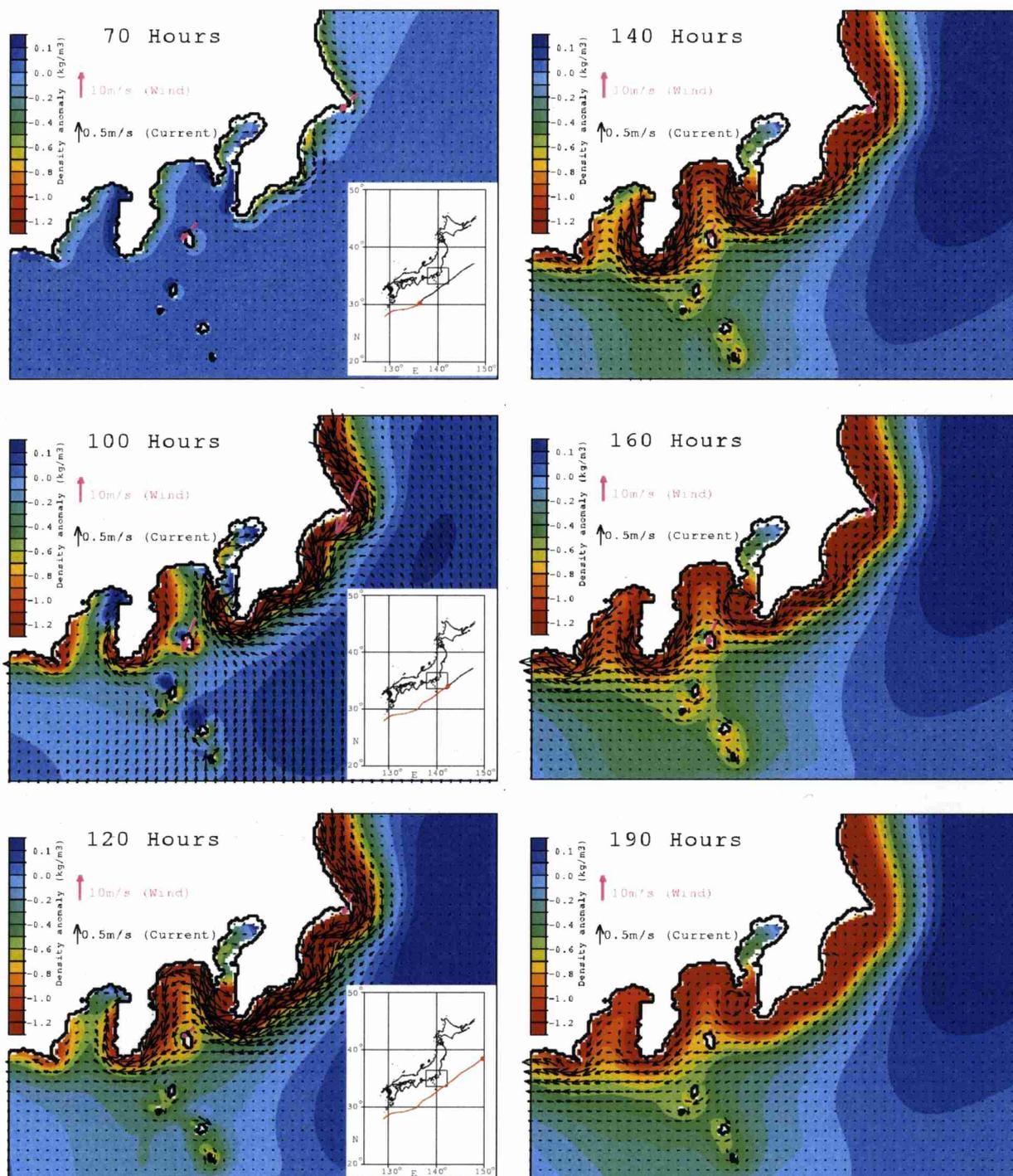
- (2) 台風が相模湾の北西を通過した場合には、南風により房総半島東岸に沿岸捕捉波が発生するが、密度成層の弱化に伴い、高次モードの沿岸捕捉波の発生が抑制される。その結果、主に第 1 モードで構成された沿岸捕捉波が相模湾へ伝播し、それに伴う湾内の流れは弱い。



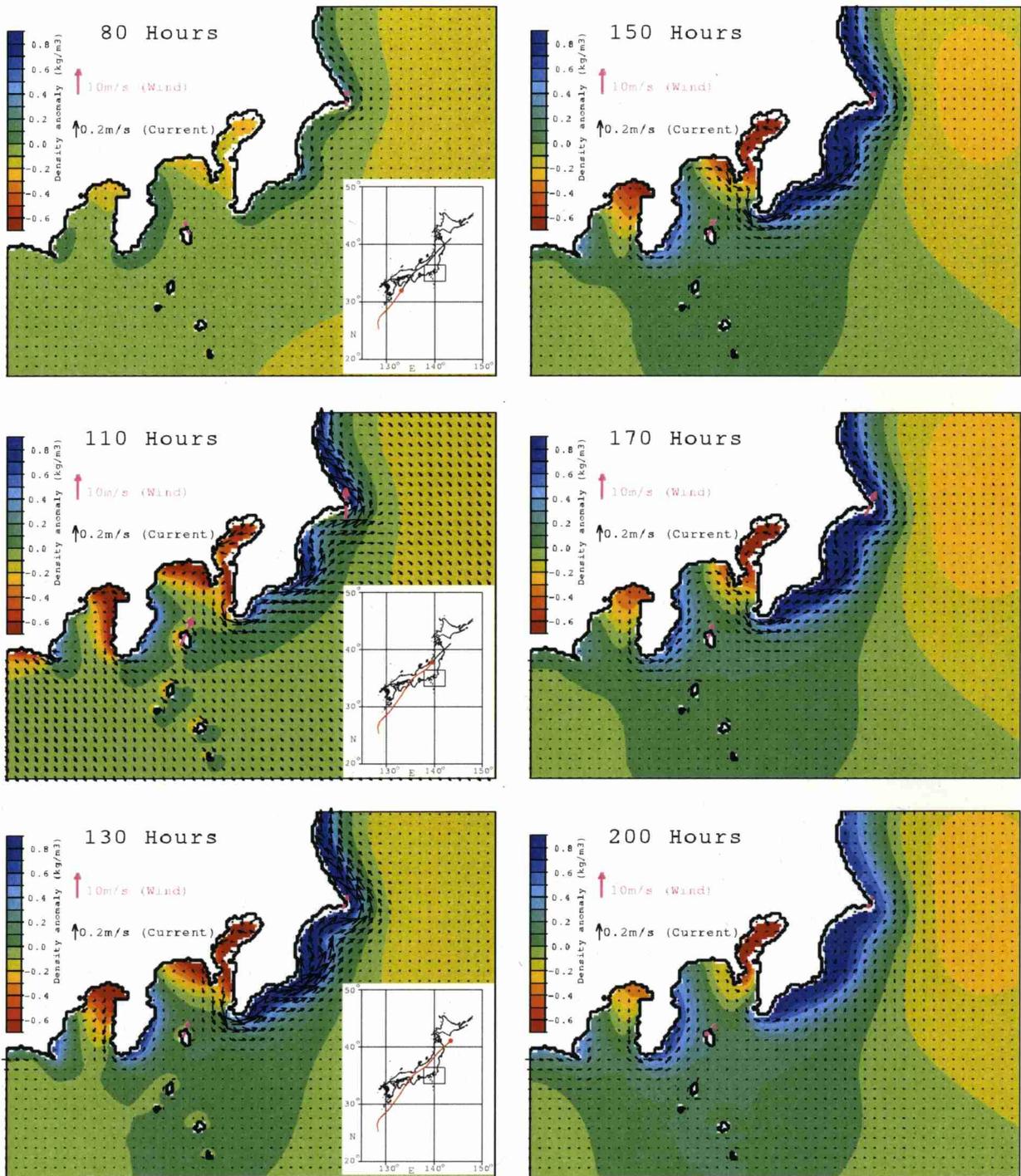
**Fig. 5.1.** Computational domain. Realistic coastline and bottom topography is used in this study. Depths greater than 1000 m were set to 1000 m. Location of meteorological and tidal stations are indicated by symbols "■" and "□", respectively. Symbol "○" indicate the monitoring points. Lines I, II and, III are monitoring line.



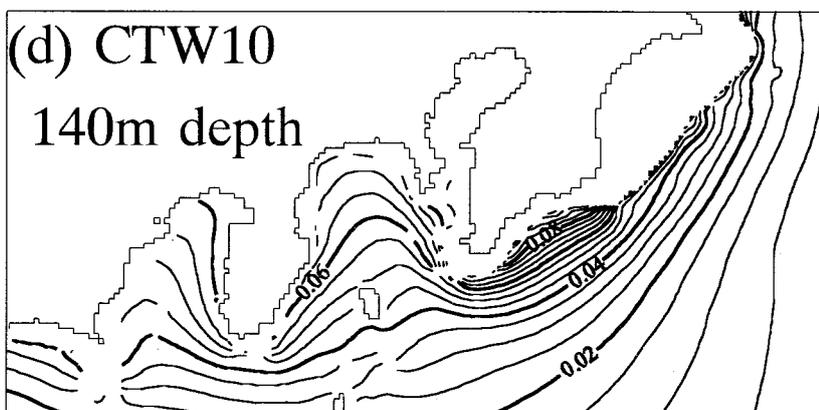
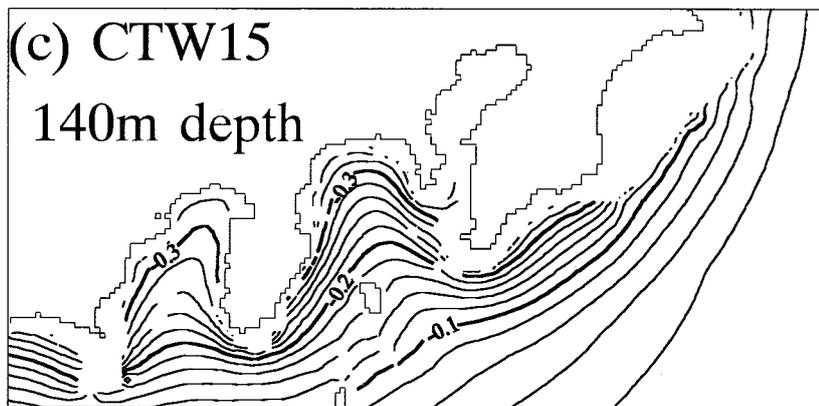
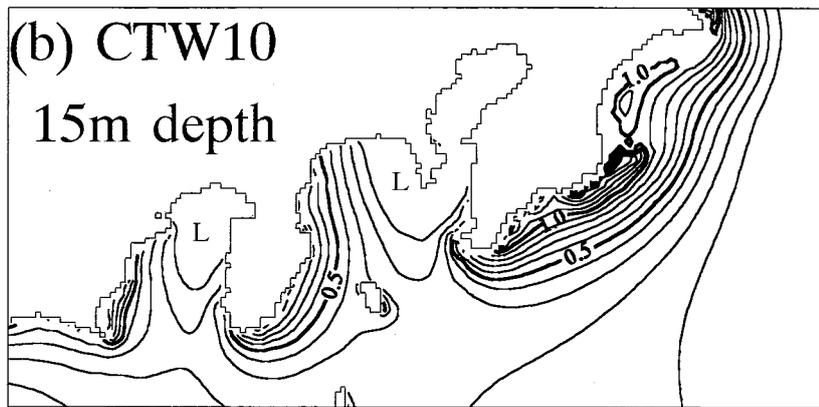
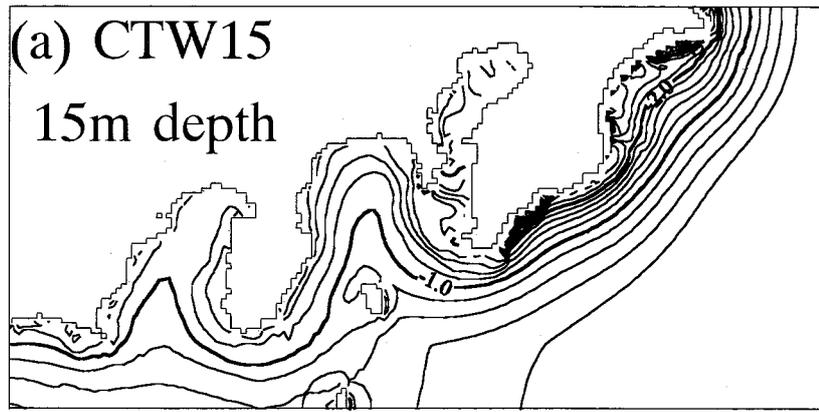
**Fig. 5.2.** Basic density profile used in the model. The arrows indicate the center of the vertical level.



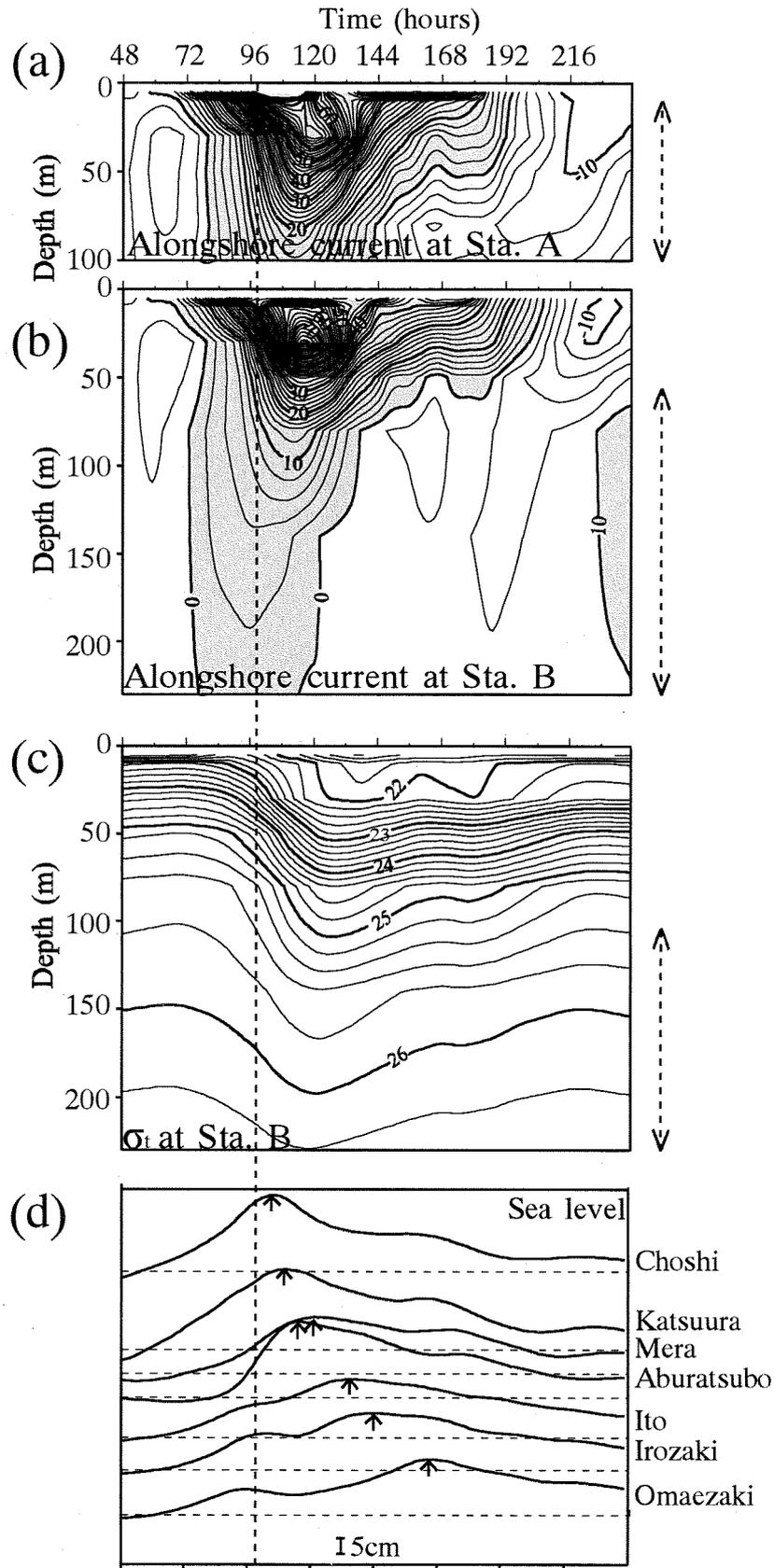
**Fig. 5.3.** Horizontal distributions of 21-h running-averaged density anomaly and current vector at 15m depth in EXP. 1. Pink arrows indicate the wind vector at Choshi and Oshima. Insets show the locations of the centers and tracks of Typhoon 0315.



**Fig. 5.4.** Same as in Fig.5.3, but for EXP. 2. Insets show the locations of the centers and tracks of Typhoon 0310.



**Fig. 5.5.** (a) Horizontal distribution of minimum density anomaly at 15m depth in EXP. 1. (b) Horizontal distribution of maximum density anomaly at 15m depth in EXP. 2. (c) Same as (a), but for 140m depth. (d) Same as (c), but for 140m depth. Numerals on the contour lines are in  $\sigma_t$ .



**Fig. 5.6.** Time variations of 21-h running-averaged alongshore current at (a) Sta. A and (b) Sta. B, and (c)  $\sigma_t$  variation at Sta. B in EXP. 1. (d) Time series of 21-h running-averaged sea level at each tidal station in EXP. 1. The shaded areas in the alongshore current indicate the inflow into Sagami Bay. Dashed arrows indicate the observed layers. Dashed lines show maximum wind speed at Choshi.

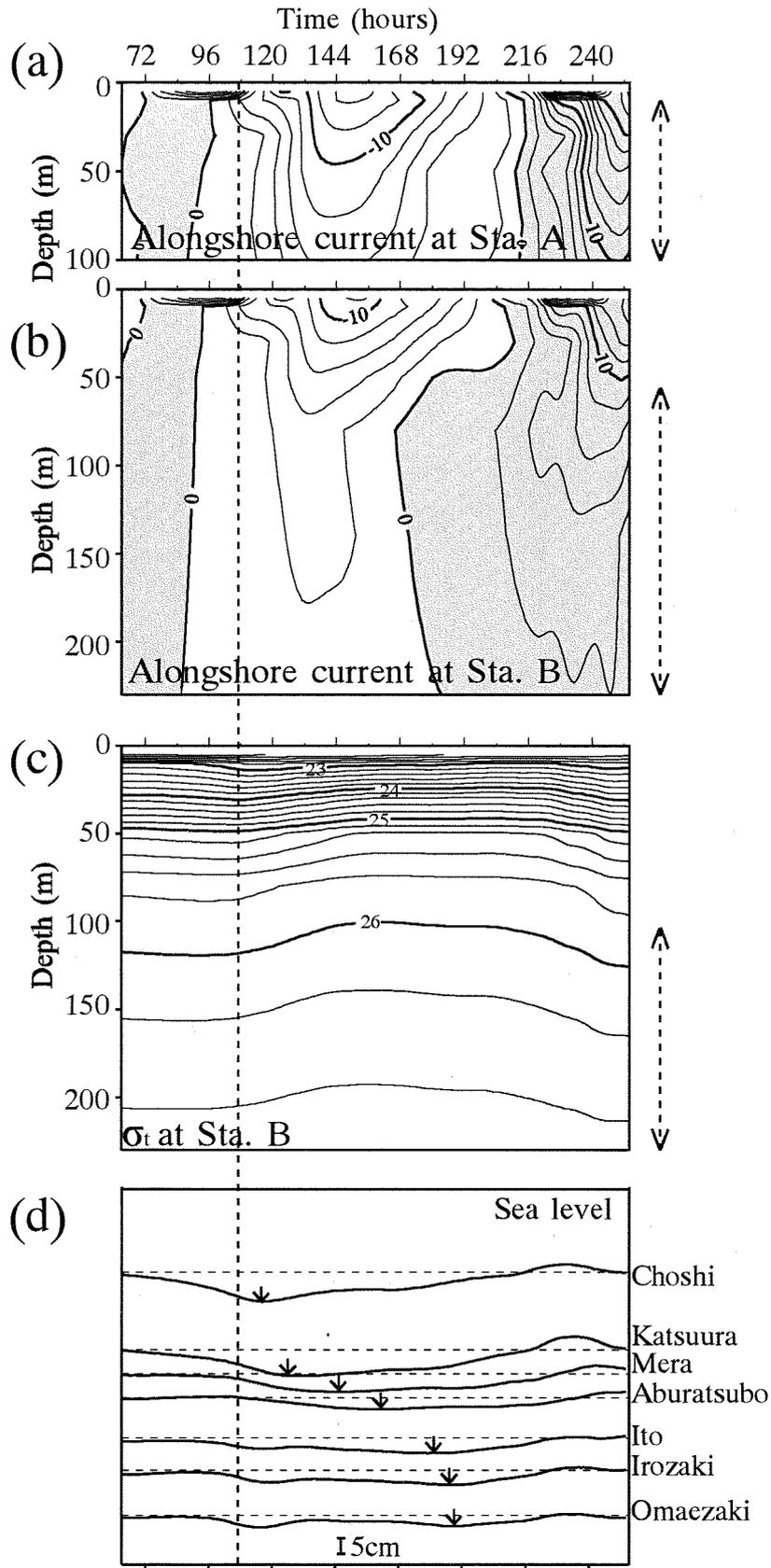
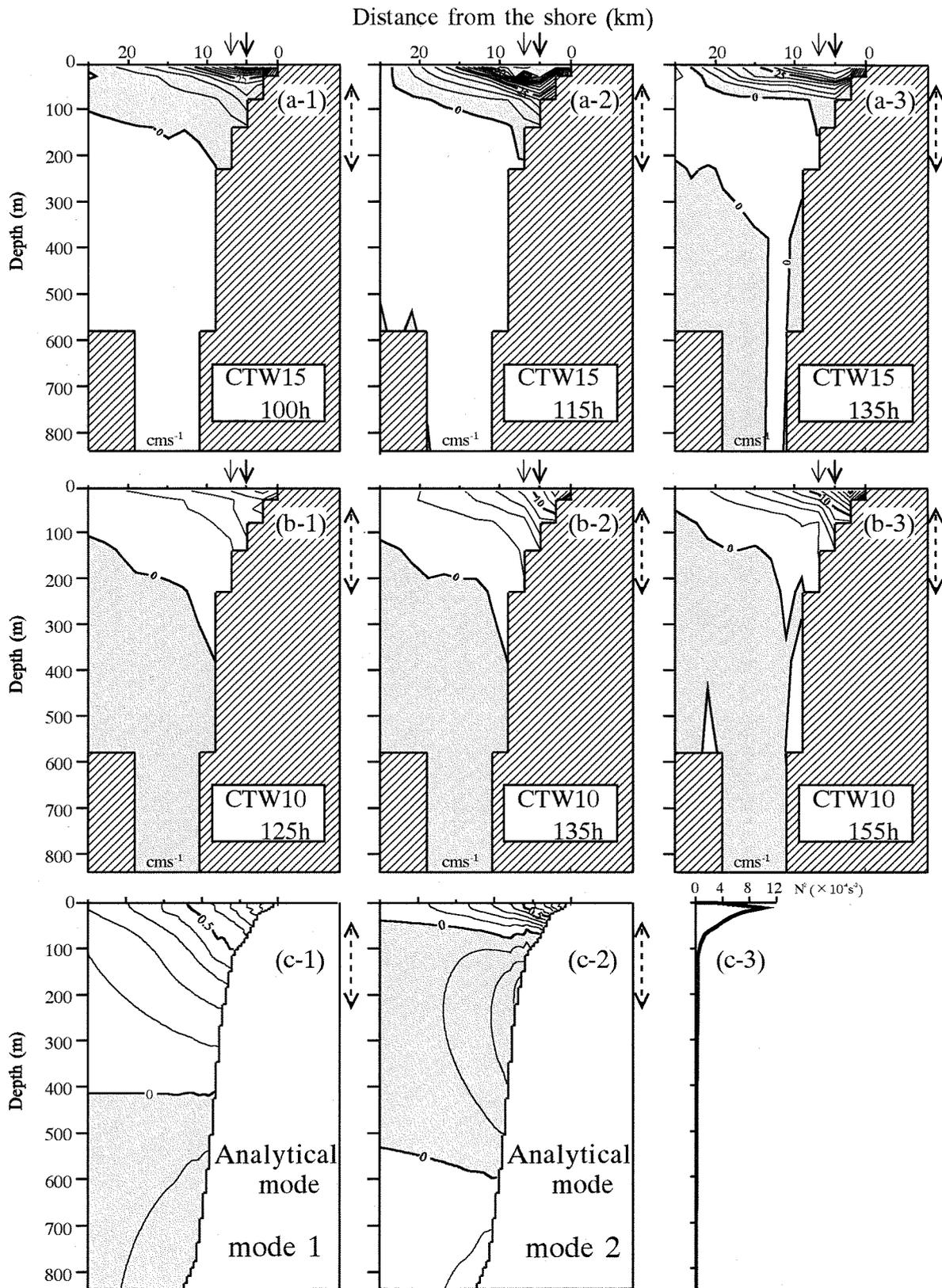
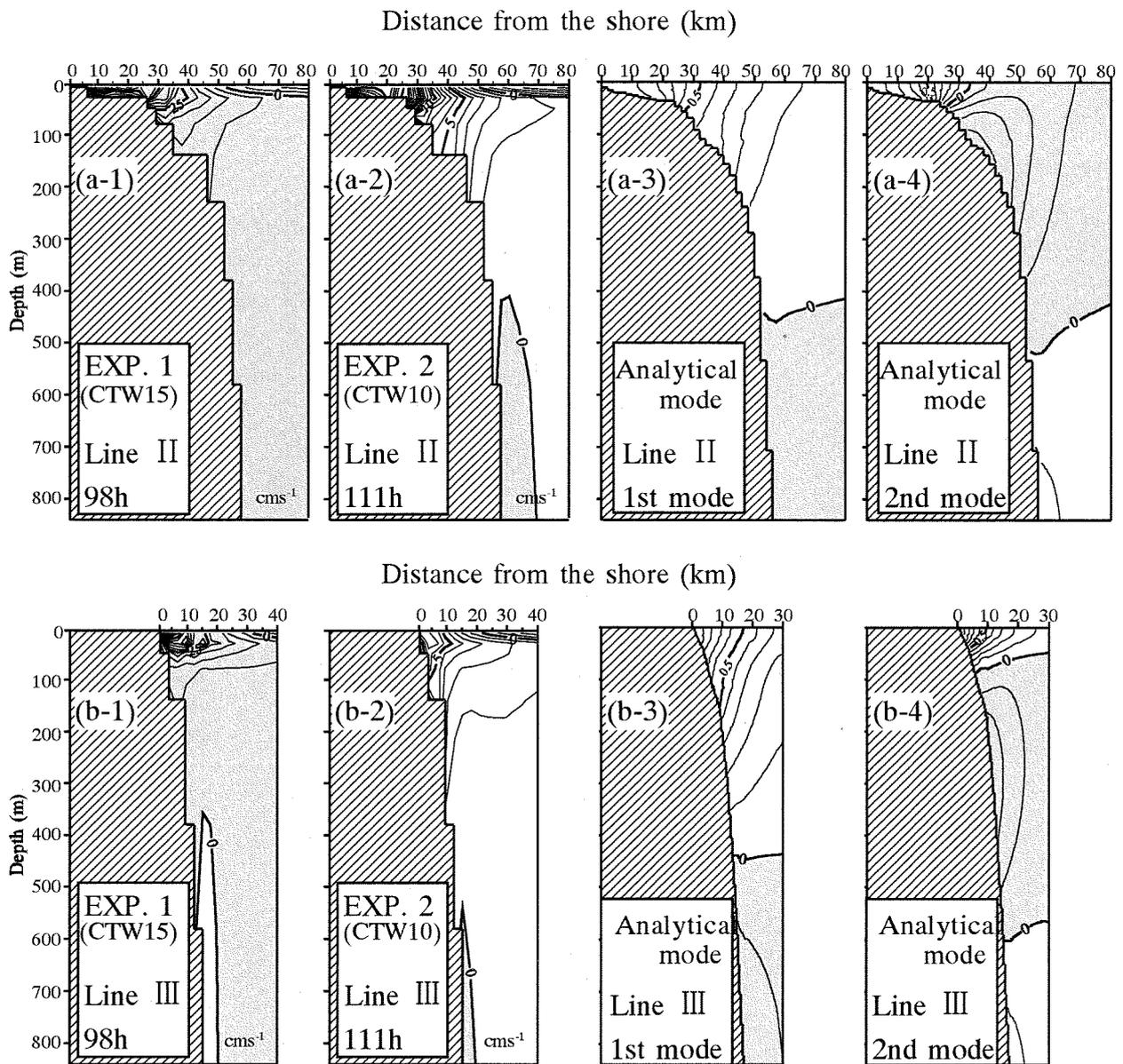


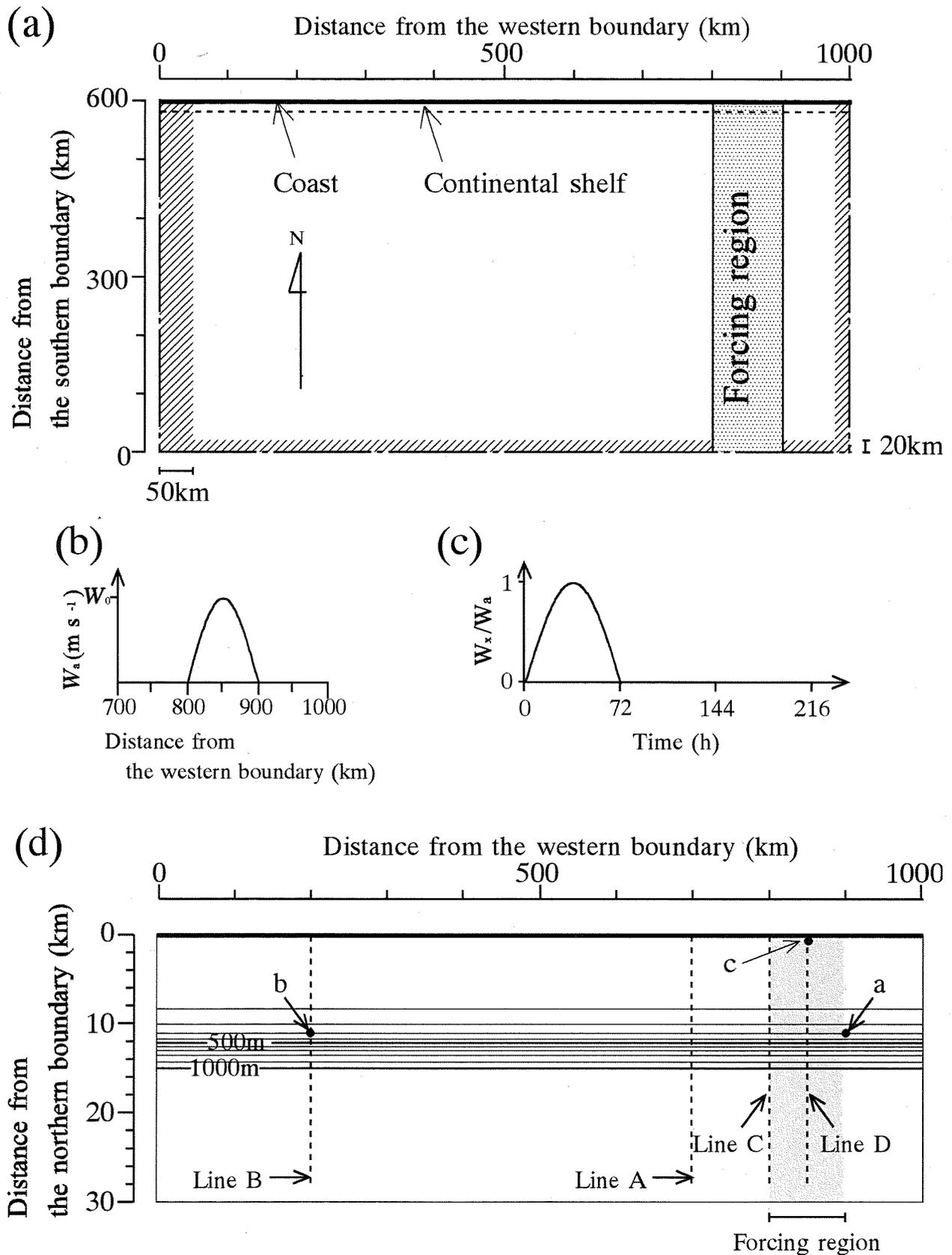
Fig. 5.7. Same as in Fig. 5.6, but for EXP. 2.



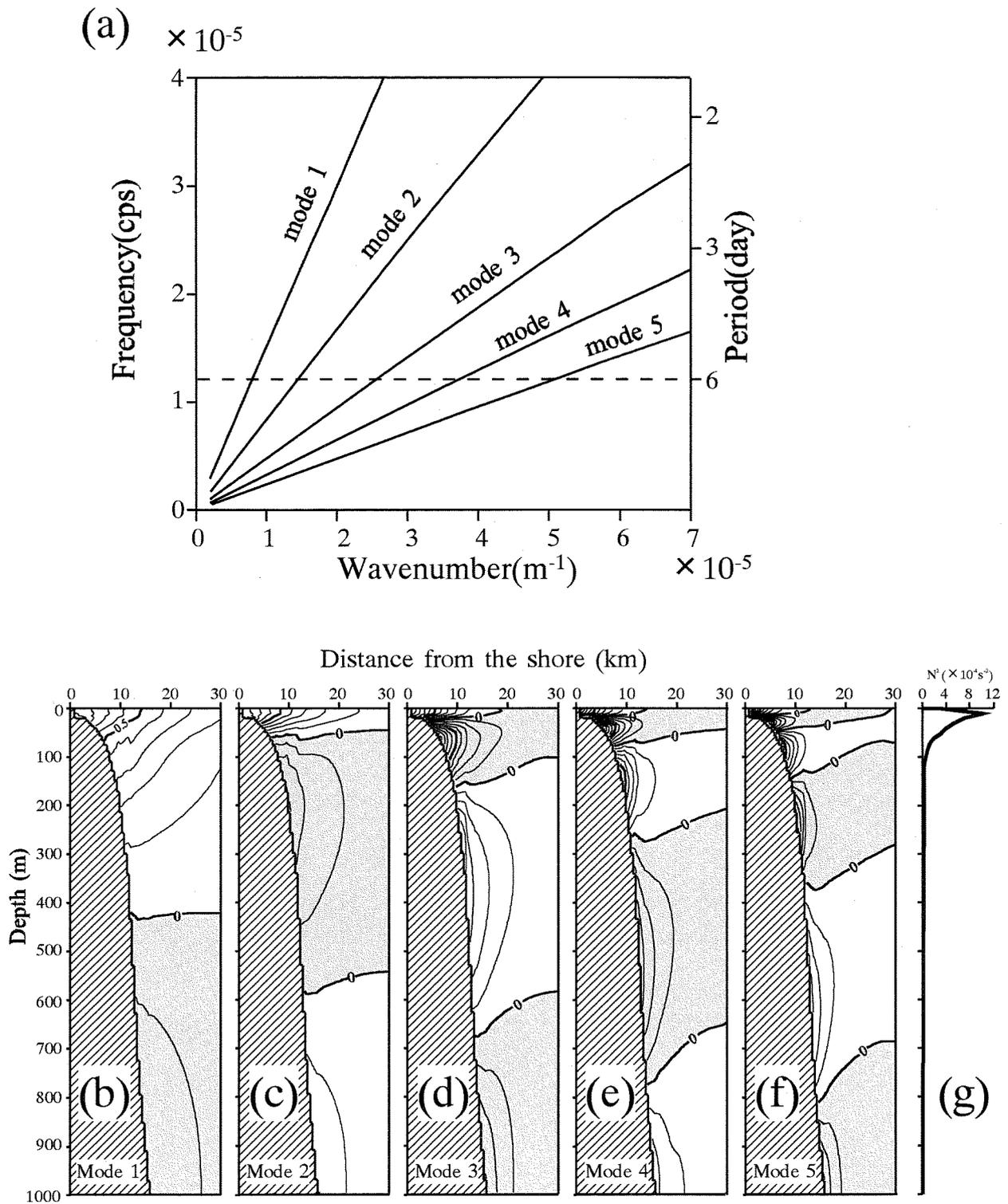
**Fig. 5.8.** The vertical sections of northward current on Line I at each hours. The upper panels (a-1, a-2, a-3) are in EXP. 1 and the middle panels (b-1, b-2, b-3) are in EXP. 2. The shaded areas indicate northward current. Thick and thin arrows indicate the location of Sta. A and Sta. B, respectively. The dashed arrows indicate the observation layers at Sta. B. (c-1) and (c-2) are vertical sections of along shore current for the first mode and the second mode coastal-trapped wave (CTW), respectively, calculated by using buoyancy frequency squared profile of (c-3) and bottom topography along Line I shown in Fig.5.1.



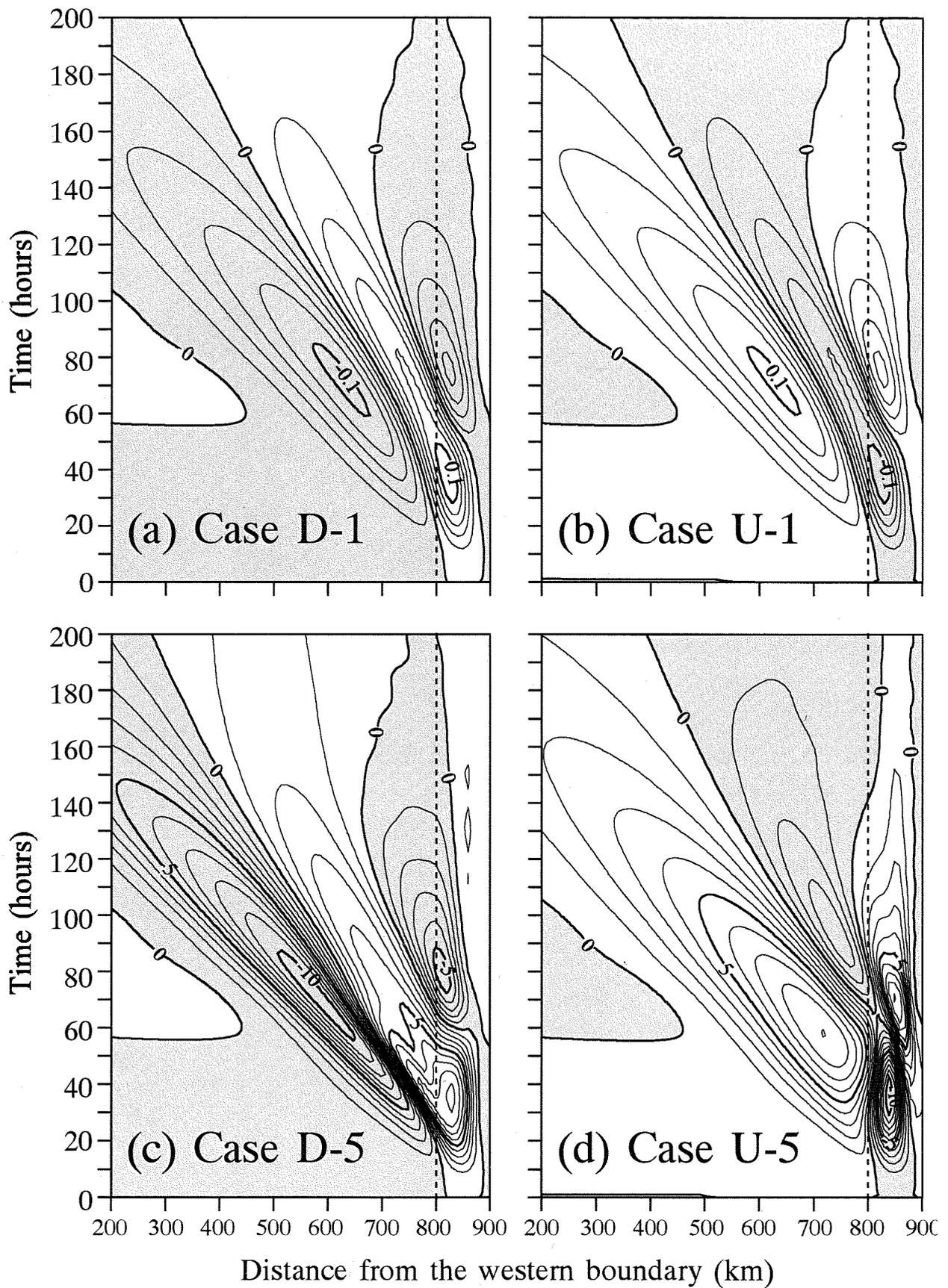
**Fig. 5.9.** Vertical section of alongshore current at Line II at the time of maximum wind at Choshi in (a-1) EXP. 1, (a-2) EXP. 2. Vertical section of alongshore current for (a-3) the first mode, (a-4) the second mode CTW at Line II. (b-1), (b-2), (b-3), and (b-4) are same as in (a-1), (a-2), (a-3), and (a-4), respectively, but for Line III.



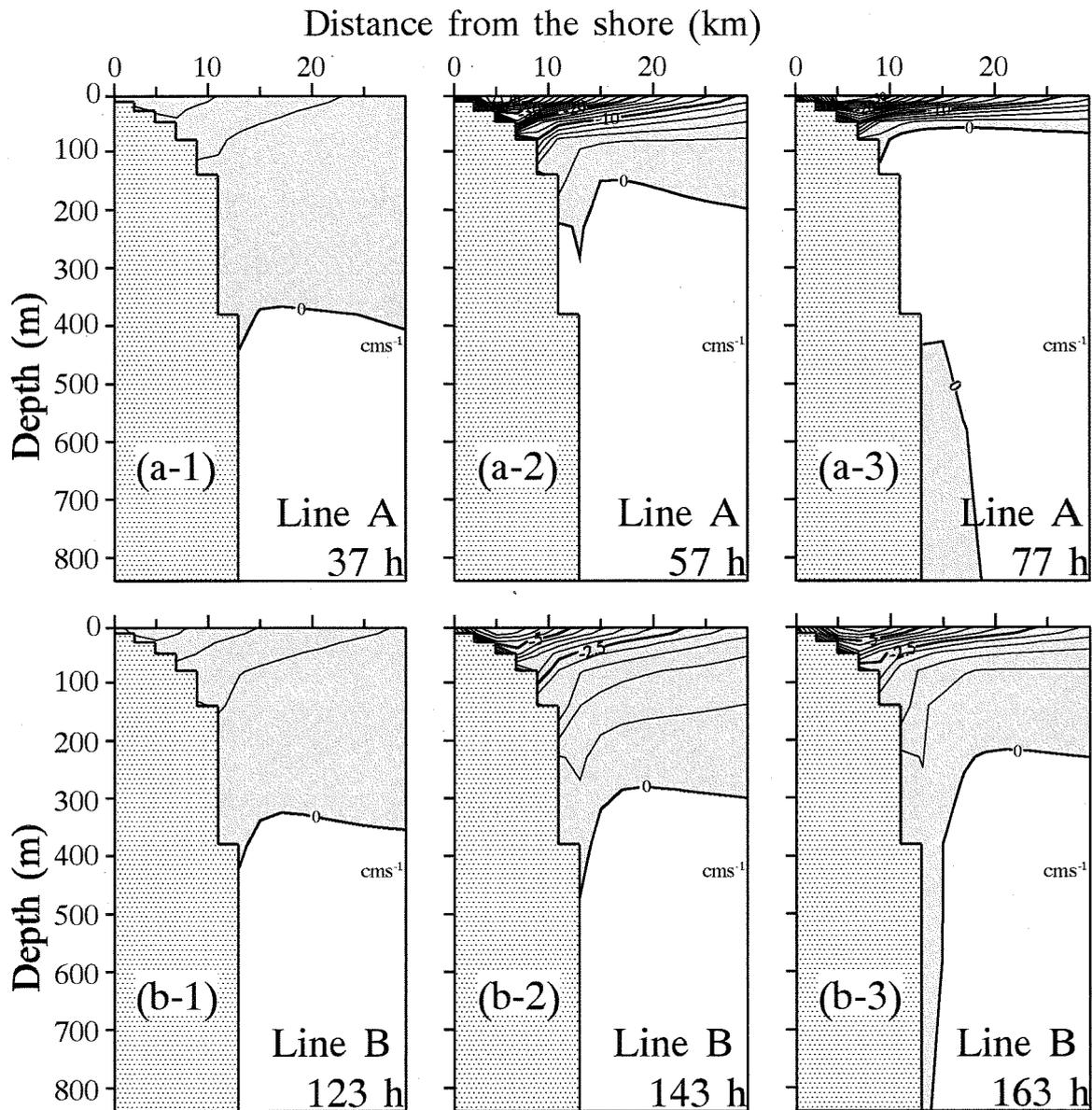
**Fig. 5.10.** (a) Computational domain. The north boundary is coast (thick line) and the other boundaries are open boundaries (chain lines). Continental shelf is indicated by dashed line. (b) Distribution of wind amplitude  $W_a$ . (c) Time variation of the westward component of wind  $W_x$ . (d) Locations of monitoring points and lines. Numerals on the contour lines indicate bottom depth. Shaded areas indicate the forcing region.



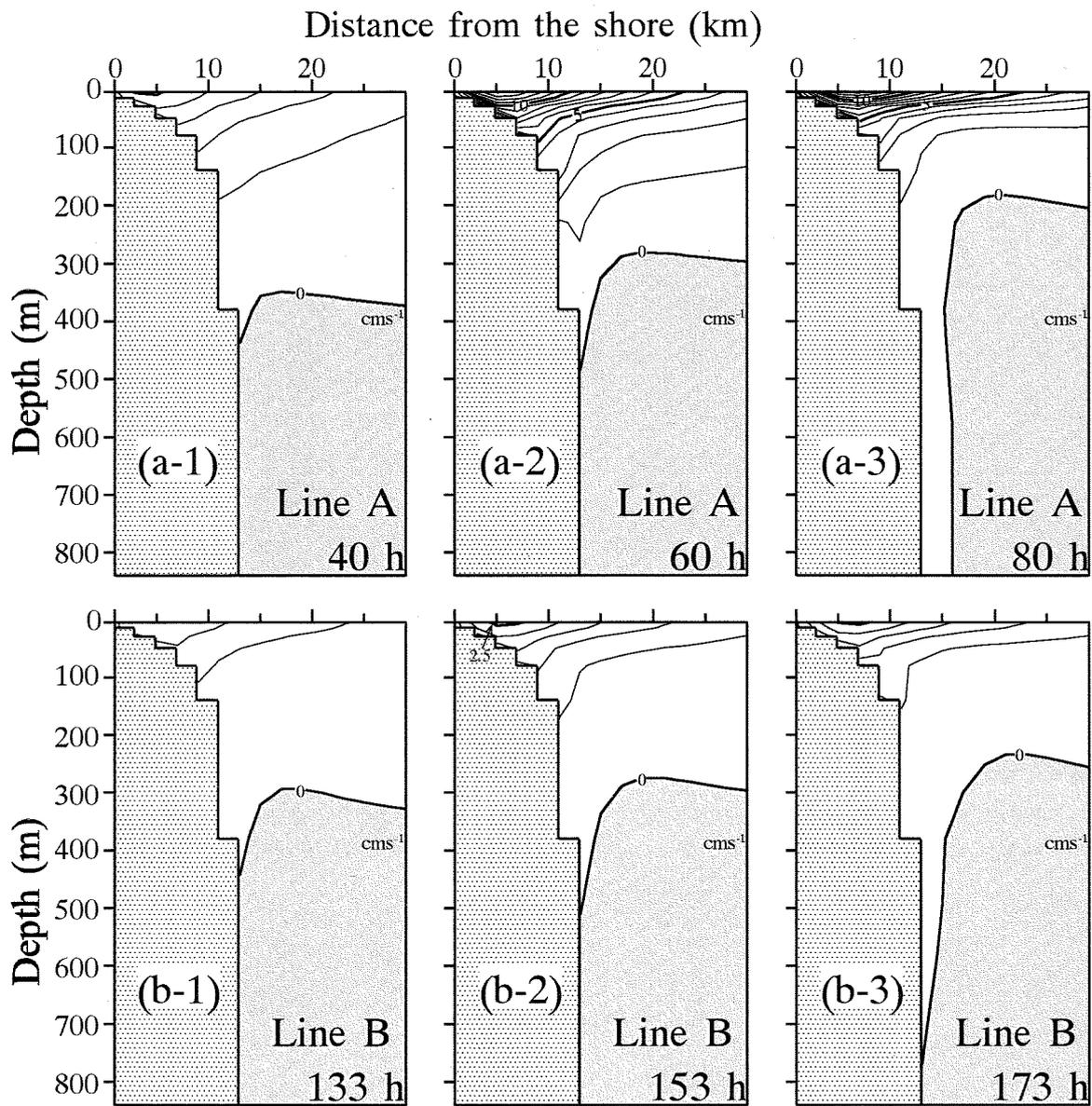
**Fig. 5.11.** (a) Dispersion curves of CTW calculated by using the topography and stratification used in EXP. 3. Vertical section of alongshore current for (b) the first mode, (c) the second mode, (d) the third mode, (e) the fourth mode, and (f) the fifth mode CTW of 6 days periods. (g) The vertical profile of buoyancy frequency squared .



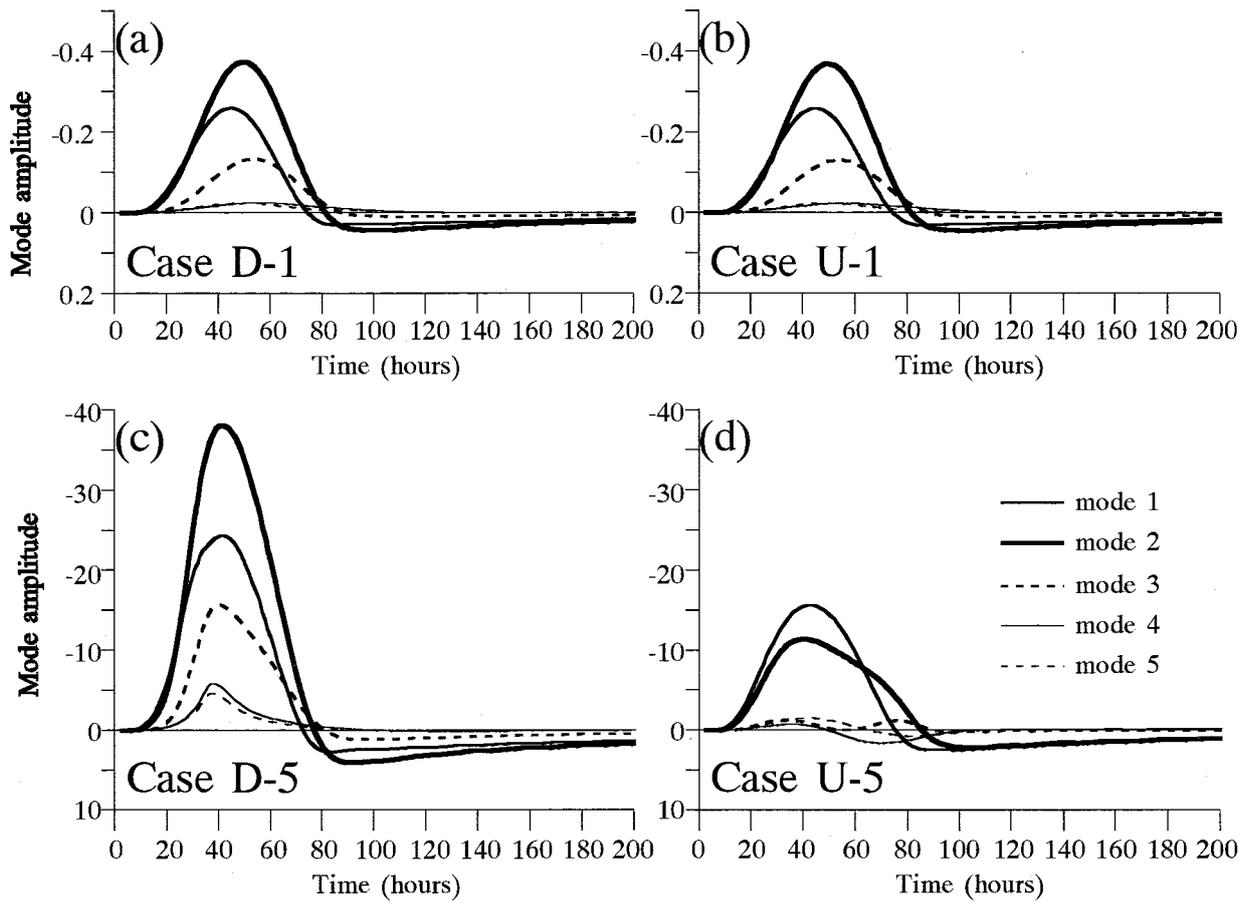
**Fig. 5.12.** Time variations of alongshore current at 230m depth between the monitoring points *a* and *b* shown in Fig.5.10(d) in (a) Case D-1, (b) Case U-1, (c) Case D-5, and (d) Case U-5. Shaded areas indicate negative values. Negative values indicate westward current. Numerals on the contour lines are in millimeter per second.



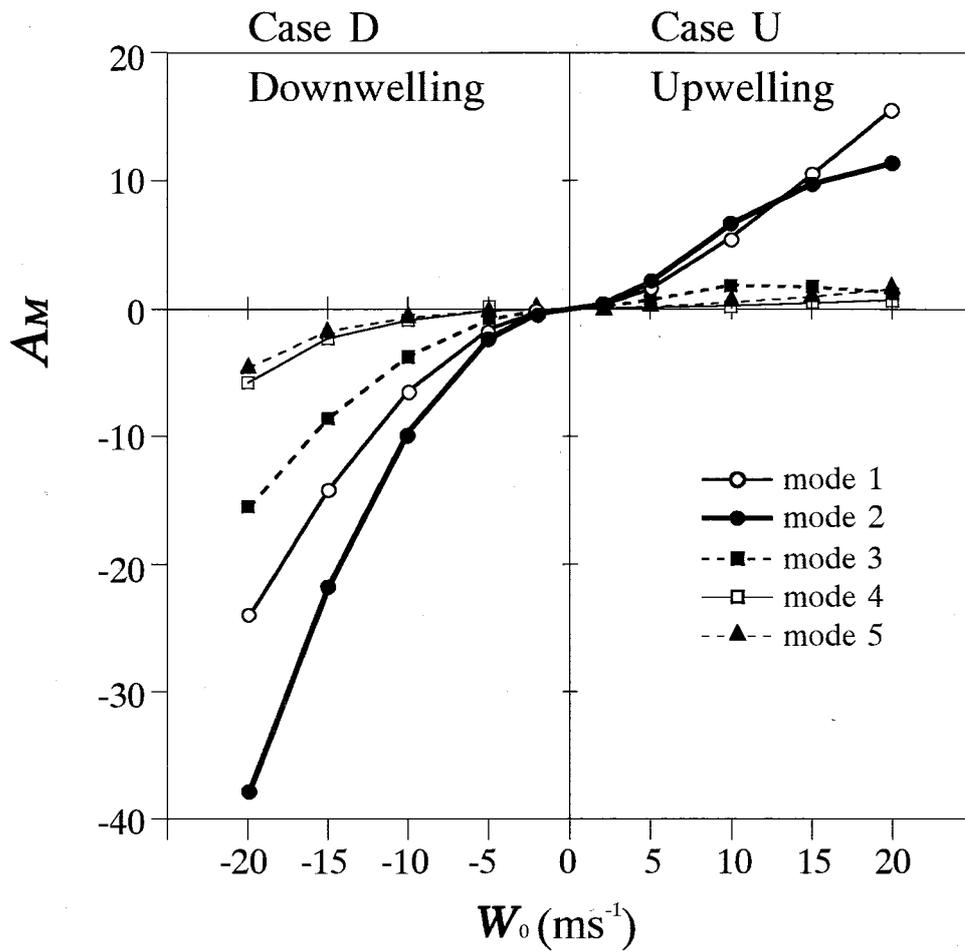
**Fig. 5.13.** Vertical section of alongshore current at Line A shown in Fig.5.10(d) at (a-1) 37 hours, (a-2) 57 hours, and (a-3) 77 hours in Case D-5. Vertical section of alongshore current at Line B shown in Fig.5.10(d) at (b-1) 123 hours, (b-2) 143 hours, and (b-3) 163 hours in Case D-5. Shaded areas indicate negative values. Negative values indicate westward current.



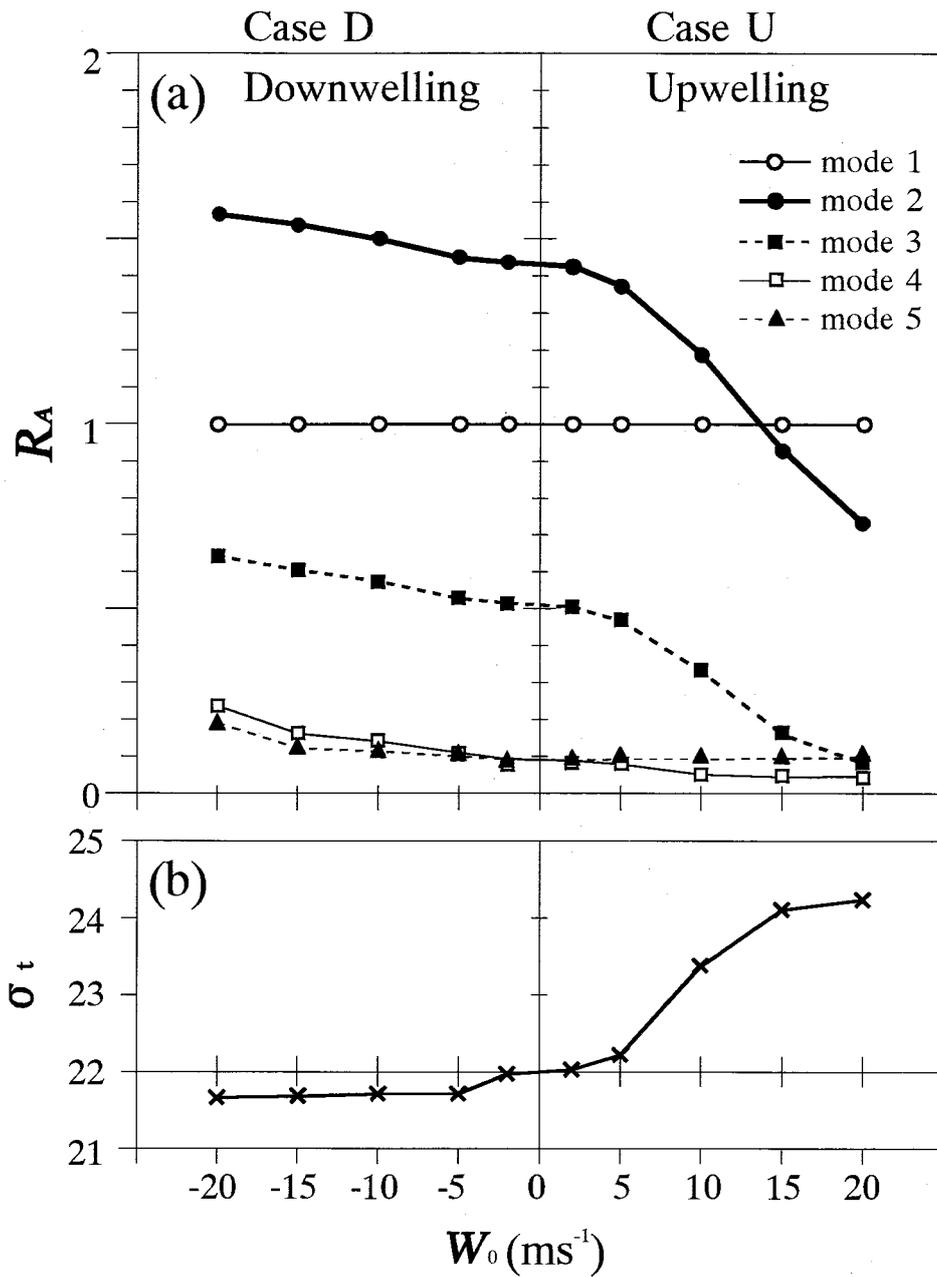
**Fig. 5.14.** Vertical section of alongshore current at Line A shown in Fig.5.10(d) at (a-1) 40 hours, (a-2) 60 hours, and (a-3) 80 hours in Case U-5. Vertical section of alongshore current at Line B shown in Fig.5.10(d) at (b-1) 133 hours, (b-2) 153 hours, and (b-3) 173 hours in Case U-5. Shaded areas indicate negative values. Negative values indicate westward current.



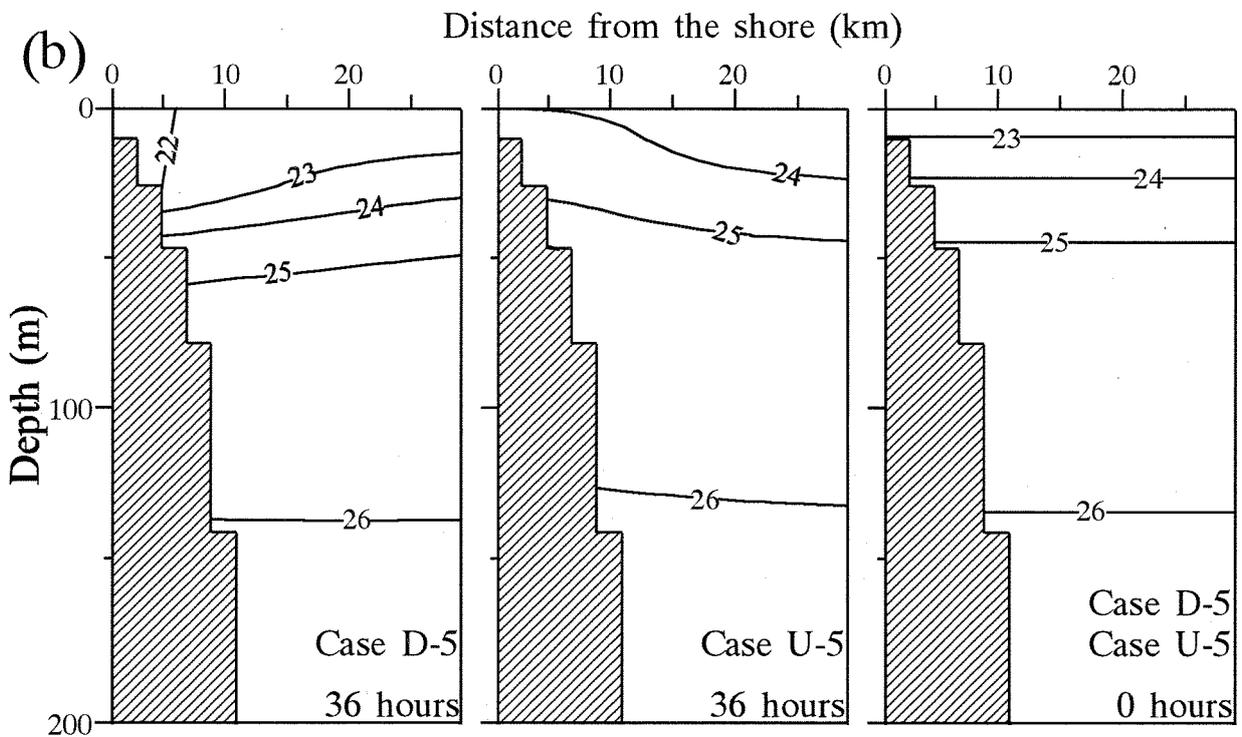
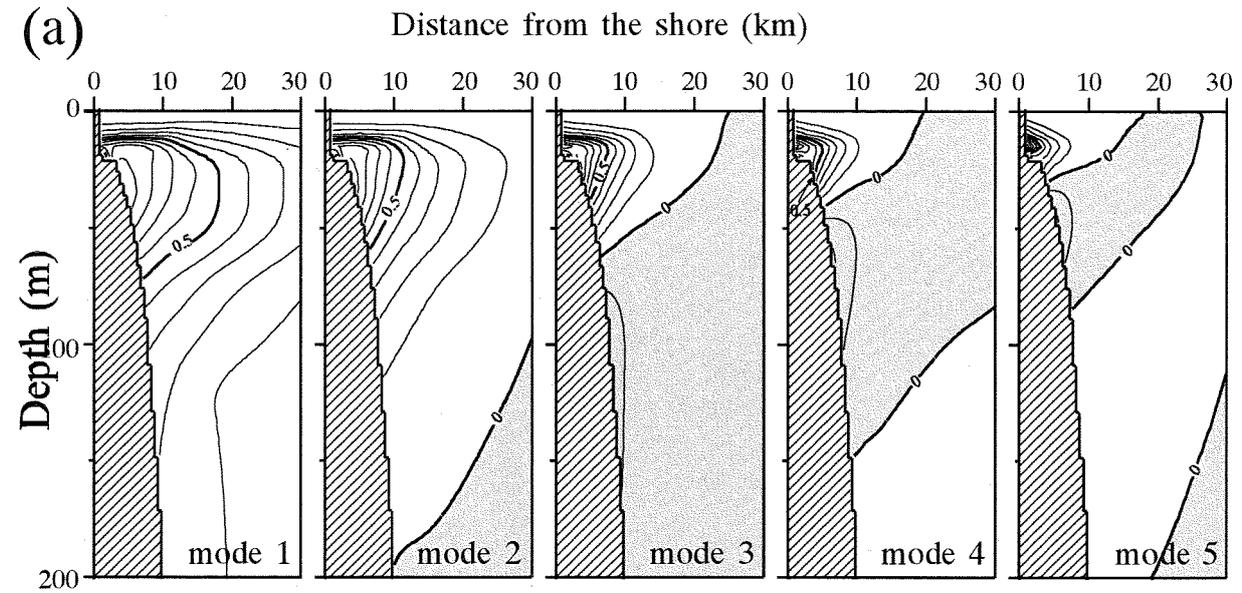
**Fig. 5.15.** Time series of the amplitudes of CTW modes at line C shown in Fig.5.10(d) calculated by the least-squares fit, for (a) Case D-1, (b) Case U-1, (c) Case D-5, and (d) Case U-5.



**Fig. 5.16.** Variations of  $A_M$  versus  $W_0$  (maximum wind speed).  $A_M$ : Maximum value of absolute mode amplitude of CTWs at line C shown in Fig.5.10(d) calculated by the least-squares fit. The positive values of  $W_0$  indicate the eastward wind.



**Fig. 5.17.** (a) Variations of  $R_A$  of each mode versus  $W_0$  (maximum wind speed).  $R_A$ : Normalized mode amplitude ( $A_M$ ) by amplitude of the first mode CTW. (b) The same as (a), but for variations of maximum value of  $\sigma_t$  at 5m depth of monitoring point **c** shown in Fig.5.10(d). The positive values of  $W_0$  indicate the eastward wind.



**Fig. 5.18.** (a) Vertical sections of density anomaly for the first, the second, the third, the fourth and the fifth mode CTW. (b) Vertical sections of  $\sigma_t$  at Line D shown in Fig.5.10(d) in Case D-5 and Case U-5 at 36 hours and at 0 hours.

**Table 5.1** Observed and calculated maximum values of current induced by CTW15 and CTW10 of each depth. Numerals are in  $\text{cms}^{-1}$ .

	<b>CTW15</b>			<b>CTW10</b>		
	Obs. (Vo)	Model (Ve)	Ratio (Ve/Vo)	Obs. (Vo)	Model (Ve)	Ratio (Ve/Vo)
Sta. A 15m	98.6	78.8	0.80	-	-	-
Sta. A 30m	88.2	73.2	0.83	-	-	-
Sta. A 50m	83.8	41.7	0.50	14.4	10.0	0.69
Sta. A 80m	58.9	21.1	0.36	28.2	7.4	0.26
Sta. B 50m	91.8	35.5	0.39	22.5	4.9	0.22
Sta. B 80m	68.4	11.6	0.17	23.3	2.8	0.12

**Table 5.2** Observed and calculated time lags between the time wind speed at Choshi was maximum and current of CTW15 and CTW10 was maximum of each depth. Numerals are in hours.

	<b>CTW15</b>			<b>CTW10</b>		
	Obs. (Lo)	Model (Le)	Difference (Le-Lo)	Obs. (Lo)	Model (Le)	Difference (Le-Lo)
Sta. A 15m	14.0	13.0	-1.0	-	-	-
Sta. A 30m	12.0	21.0	9.0	-	-	-
Sta. A 50m	13.0	18.0	5.0	28.0	26.0	-2.0
Sta. A 80m	19.0	15.0	-4.0	24.0	26.0	2.0
Sta. B 50m	17.0	19.0	2.0	29.0	21.0	-8.0
Sta. B 80m	21.0	17.0	-4.0	25.0	18.0	-7.0

Table 5.3 Characteristics of the Exp.3 of each Case.

Case	1	2	3	4	5
	$W_0(\text{ms}^{-1})$				
Case D (Westward wind)	-2	-5	-10	-15	-20
Case U (Eastward wind)	2	5	10	15	20

## 第6章 まとめ

相模湾では、急潮がしばしば発生し、定置網の流失・破損を引き起こすことがある。既往の研究から、相模湾の急潮の主因は(1)黒潮系水の流入、(2)台風による波動、(3)内部潮汐の増幅の3つに大別できるとされてきた。特に、台風による急潮に関して大規模な漁業被害が多数報告されており、その発生機構の解明が強く望まれてきた。台風による急潮は、強風に起因する沿岸捕捉波が引き起こすと推測されているが、その因果関係は十分解明されていない。本研究では、沿岸捕捉波が急潮を励起する過程を明らかにするために、現場観測と数値モデル実験から、相模湾周辺海域で台風による強風に伴う沿岸捕捉波の発生過程、伝播過程、水平・鉛直構造を3次元的に解明することを試みた。

### 6.1 台風の通過に伴う相模湾の急潮の発生機構について

始めに、台風を励起される沿岸捕捉波が急潮を引き起こす過程を調べた。1988年9月に甚大な漁業被害を引き起こした台風8818号の通過に伴う急潮を例に、現実的な海岸・海底地形と成層条件を組み込んだ連続成層モデルによる数値実験を行った。台風8818号の経路に沿うようにモデル台風を進行させて風速場を与え、沿岸の応答を詳しく調べた。その結果、強い北寄りの風により、房総半島東岸で順圧的な構造をもつ沿岸捕捉波が発生し、房総半島南東岸の勝浦沖の陸棚幅が急激に狭くなる海域で傾圧的な特性に変化した後に相模湾へ伝播することが示された。そして、沿岸捕捉波の特性が傾圧的になる際に表層の流れが岸寄りで強化されることで、相模湾沿岸で強い流れが引き起こされることが示された。さらに、急潮により相模湾の海水交換が引き起こされ、本実験結果では30m以浅で43.6%の海水が交換したと見積もられた。

沿岸捕捉波が急潮を引き起こした後に、西方へ伝播する過程で波形変化を起こすことが潮位変動から明らかになった。この過程は急潮を引き起こす沿岸捕捉波の消長を示す重要なプロセスであることから、沿岸捕捉波の地形変化に対する応答を数値実験により調べた。北岸にステップ状の大陸棚を設けた1800km×600kmの二層モデル海の一部に6日周期の岸に沿った風を与え、発生した沿岸捕捉波が自由伝播する際、様々なスケールの湾や海底地形での分散・散乱過程を調べた。その結果、相模湾、駿河湾のような深い湾では、沿岸捕捉波

は内部ケルビン波の性質をもって湾内へ進入し、散乱は起きないことが示された。紀伊水道・豊後水道のように大陸棚が湾外へ張り出す場合には、モード変換により湾内へ進入する内部ケルビン波と陸棚端に捕捉され伝播する陸棚波に分離することがわかった。この結果は、台風 8818 号の強風に起因する沿岸捕捉波による潮位変動を良く説明していた。モード変換による波の分離は、沿岸捕捉波が岸近傍に境界面変位を伴う陸棚幅の狭い場合に起き、広い大陸棚を伝播する陸棚波はモード変換なしに矩形湾を伝播することが示された。さらに、地形が不連続な場合でも、陸棚波、内部ケルビン波が跳び越えて伝播することが見出され、跳び越える波の振幅はロスビーの内部変形半径スケールとよく対応することがわかった。

以上から、沿岸捕捉波の伝播に伴い相模湾で急潮が起こる要因の一つとして、陸棚幅が非常に狭い・深い湾であるという相模湾の特異性が挙げられた。また、急潮を引き起こした沿岸捕捉波が散逸・減衰する過程に、海岸・海底地形の水平的な変化に伴う散乱が挙げられた。本研究から、地形に伴う沿岸捕捉波の伝播特性の変化は、沿岸の流況・潮位に顕著な影響を与えることが明らかになり、これらの知見は他の海域にも適用できると期待された。

## 6. 2 沿岸捕捉波の特性と風応力の関係について

相模湾を伝播する沿岸捕捉波の詳細な時空間構造を捉えるため、2003 年 7 月から 10 月にかけて相模湾東部の陸棚端の Sta. A ( $35^{\circ} 08' N$ ,  $139^{\circ} 34' E$ , 水深 93 m)と大陸斜面上の Sta. B ( $35^{\circ} 08' N$ ,  $139^{\circ} 32' E$ , 水深 250 m)で ADCP 等を用いて 3 ヶ月間に渡る係留観測を実施した。その結果、相模湾の南東沖を台風 0315 号が北上し、その強い北風に起因した沿岸捕捉波 CTW15 による急潮を捉えることに成功した。CTW15 は観測全層で顕著な沈降と、表層で最大  $100 \text{ cm s}^{-1}$  の湾内へ向かう強流を伴い、流れの厚みは約 90 m、幅は少なくとも 7 km だった。また、大陸斜面上で CTW15 の流れは約 100 m 深で急激に弱くなり、下層で流向が逆転する傾圧性の強い構造を持った。また、表層の湾内へ向かう流れが最大になった 20~25 時間後に、中・下層の流速極大が最大となった。傾圧的な流速構造は沿岸捕捉波第 1 モードに第 2 モードが重なったものとして説明された。表層の流れは第 1 モード、中・下層は第 2 モードであり、上下層の流速変動の時間差は発生域からの伝播時間のズレを示すものと考えられた。一方、相模湾の北西側を進行した台風 0310 号に伴う南風に励起された沿岸捕捉

波による流速・水温変動を捉えた。この沿岸捕捉波は海底付近に湧昇を伴い、大陸斜面上で海底まで流向の変化のないほぼ一様な湾外へ向かう流れを伴った。この傾圧性の弱い流速構造は、沿岸捕捉波第1モードが卓越したものとして説明された。CTW15とCTW10が発生する直前の湾内の成層構造はほぼ一致していたが、そのモード特性は顕著に異なっていた。発生する沿岸捕捉波のモード特性が台風の経路、すなわち風向きにより異なると推測された。

次に、第4章の観測事例をもとに、沿岸捕捉波の発生・伝播の台風経路による違いを3次元レベルモデル実験で調べた。現実的な地形・成層を組み込んだモデルの領域内に最適内挿法で気象観測所の風向風速記録を空間内挿した風速場を外力として与えた。その結果、台風0315号に伴いCTW15が、台風0310号に伴いCTW10が房総半島東岸で発生し、それらが相模湾へ伝播することで、観測された水温・流速変動が30m深では最大流速値の83%、50m以浅では流速値の約70%まで再現された。CTW15の流速構造は沿岸捕捉波第1モードと第2モードの重ね合わせ、CTW10の流速構造は主に第1モードで説明された。CTW15とCTW10のモード特性の違いは、発生段階で見出された。風向・風速に対する沿岸捕捉波のモード特性の依存性を調べるために、北岸に一様な大陸棚を設置した領域で3次元レベルモデル実験を実施した。湧昇・沈降を伴う沿岸捕捉波の発生・伝播を詳しく調べた。沈降を伴う場合には、風速に依らず、複数モードの沿岸捕捉波が発生し、風速に伴い高次モードの寄与が大きくなった。そして、発生域近傍では複数のモードが完全に分散せずに重なり合うことで流速構造が傾圧的になった。また、第1モードが第2モードよりも先に波及することで、表層と中・下層の流速変動にタイムラグが生じていた。このことから、CTW15に伴い観測された中層の流速極大は、第2モードによる信号であることが示された。一方、湧昇を伴う場合には、風速の増加に伴い高次モードが発生しなくなり、低次モードのみが励起された。これは、強風による顕著な湧昇で沿岸表層の成層が弱まり、表層に密度偏差が限定される第2モードより高次モードの発生が抑制されたことが原因と考えられた。

以上から、台風通過に伴う大規模な急潮の発生に関して以下の知見を得た。

- (1) 相模湾の南東側を台風が北上した場合には、強い北寄りの風により房総半島東岸で高次モードを含む沿岸捕捉波が励起される。複数のモードで構成される沿岸捕捉波が相模湾へ波及することで強烈な沿岸流が発生し、大規模な急潮が引き起こされる。

- (2) 相模湾の北西側を台風が北上した場合には、強い南寄りの風により房総半島東岸で沿岸捕捉波が発生する。その際、顕著な湧昇に伴う発生域表層の成層の弱化により高次モードの発生が抑制される。主に第1モードで構成される沿岸捕捉波が相模湾表層に励起する流れは弱いために、大規模な急潮には至らない。

### 6.3 今後の課題

本研究では、台風の通過に伴い相模湾に波及する沿岸捕捉波の発生過程、伝播過程、水平・鉛直構造を観測と数値モデル実験により説明・解釈した。急潮を励起する沿岸捕捉波は、相模湾で複数のモードが重なり波及することが示され、中層に流速極大を持つことが示された。これは、高次モードによる流速極大が湾内に局在する可能性を示唆する。特に、相模湾奥西部では非常に陸棚幅が狭いことから、このような中層の流速極大の流れが強化される可能性がある。今後は、相模湾内での沿岸捕捉波のモード特性や高次モード沿岸捕捉波の振る舞いを、観測と数値実験の両面から詳しく調べる必要がある。

また、本研究では、沿岸捕捉波が観測された期間の相模湾内の成層構造は変化せず、黒潮による影響もほとんど無かったことから、基本場の変化を考慮せずに沿岸捕捉波の挙動を説明できた。しかし、相模湾は開放的な湾であることから、平均流や密度成層などの基本場が時空間的に変化する。相模湾周辺海域での沿岸捕捉波の伝播速度は  $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$  であり、黒潮などの平均流の流速と同等のオーダーであることから、基本場の流れの影響は無視できない。特に、沿岸捕捉波が相模湾を経て西方へ伝播する際には、黒潮、もしくはそれに付随する平均流と相互作用する可能性が考えられる。このような物理過程は沿岸捕捉波の消長だけでなく、黒潮流路に対する影響に関しても非常に重要な研究課題である。

さらに、風により近慣性周期の振動が形成され、その振動流が沿岸捕捉波に伴う流れに重なることで流速が強化される可能性もある。さらに、相模湾では内部潮汐に伴う流動が卓越する。近慣性内部波や内部潮汐の消長に対する沿岸捕捉波の影響など、内部波と沿岸捕捉波との相互作用は興味深い課題といえる。

そして、本研究から、成層発達期に沿岸捕捉波が強風に励起される場合、峰と谷の部分で、発生・伝播の様子の変化するが示された。これは、強風に励起される沿岸捕捉波の流動により、水粒子が単純な往復運動をしないことを意

味し、沿岸捕捉波の発生・伝播が沿岸の物質循環に対して非常に大きな役割を担う可能性を示す。特に、東京湾などの半閉鎖的な海域では、風による物質循環は非常に重要であると考えられる。今後は、東京湾・相模湾で、水温・流速だけでなく、塩分や溶存酸素の連続観測を実施し、沿岸捕捉波の伝播に伴う物質循環過程や水産資源の挙動にも注目して研究を行うことが必要であろう。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、始終ご指導していただいた東京海洋大学大学院海洋科学技術専攻(海洋物理学)の教授松山優治博士、同助教授北出裕二郎博士に心より厚く深謝いたします。また、論文作成に当たり問題点を的確に指摘していただいた同教授吉田次郎博士には深く感謝しております。また、研究を進めるに当たりご助言をいただいた東京海洋大学の教授長島秀樹博士、論文作成に当たり問題点を的確に指摘してくださった同教授上村 豊博士、同助教授根本雅生博士に心から感謝いたします。係留観測においては、「青鷹丸」の栗田嘉宥船長を始めとする乗組員の皆様に感謝いたします。また、急潮に関する様々な知見を教授していただいた、神奈川県水産総合研究所の石戸谷博範博士、漁業情報サービスセンターの岩田静夫博士に厚く感謝いたします。最後になりましたが、観測等を手伝っていただいた東京海洋大学海洋物理学研究室の皆様に感謝いたします。本研究の数値実験は、東京海洋大学情報処理センター高速研究用計算機 VX-E 及び、PRIMEPOWER 650 で行いました。

## 文献

- As-Salek, J. A. (1998): Coastal trapping and funneling effects on storm surges in the Meghna Estuary in relation to cyclones hitting Noakhali-Cox's Bazar coast of Bangladesh. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 227-249.
- Beletsky, D., W. P. O'Connor, D. J. Schwab, and D. E. Dietrich (1997): Numerical simulation of internal Kelvin waves and coastal upwelling front. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1197-1215.
- Brink, K H (1982): A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 897-913.
- Brink, K H. and D. C. Chapman (1987): Programs for computing properties of coastal-trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope. 2d ed. *WHOI Tech. Rep.* 87-24, Woodshole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, 119 pp.
- Chapman, D. C. (1983): On the influence of stratification and continental shelf and slope topography on the dispersion of subinertial coastally trapped waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1641-1652.
- Chapman, D. C. (1985): Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 713-748.
- Clarke, A. J. (1977): Observational and numerical evidence for wind-forced coastally trapped long waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 231-247.
- Clarke, A. J. and K. H. Brink (1985): The response of stratified, frictional flow of shelf and slope water to fluctuating large-scale, low-frequency wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 439-453.
- Durland, T. S. and B. Qiu (2003): Transmission of subinertial Kelvin waves through a strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1337-1350.
- Endoh, M. (1973): A numerical experiment on the variations of western boundary currents: Part II. Response to a moving typhoon. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 29, 28-43.
- Fujita, T. (1952): Pressure distribution within a typhoon. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.
- Gill, A. E. and A. J. Clarke (1974): Wind-induced upwelling, coastal currents, and sea-level changes. *Deep-Sea Res.*, 21, 325-345.

- Gill, A. E. and E. H. Schumann (1974): The generation of long shelf waves by the wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 83-90.
- Gill, A. E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, Inc., Orlando, 662pp.
- 花輪公雄, 三寺史夫 (1985): 海洋資料における日平均値の作成について. 日平均潮位を扱う際の留意点. 沿岸海洋研究ノート, 23, 79-87.
- Hsuhe, Y. (1980): Scattering of continental shelf waves by longshore variations in bottom topography. *J. Geophys. Res.*, 85, 1147-1150.
- Huthnance, J. M. (1978): On coastal trapped waves: Analysis and numerical calculation by inverse iteration. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 74-92.
- 石戸谷博範 (2001): 相模湾における急潮と定置網の防災に関する研究, 神奈川県水産総合研究所論文集 第1集, pp108.
- 今里哲久, 淡路敏之 (1982): 明石・鳴門海峡を通過しての海水交換の数値実験. 沿岸海洋研究ノート, 20, 19-32.
- Iwata, S and M. Matsuyama (1989): Surface circulation in Sagami Bay: the response to variations of the Kuroshio axis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 45, 310-320.
- Kajiura, K. (1974): Effect of stratification on long period trapped waves on the shelf. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 30, 271- 281.
- Kawai, H. (1969): Statistical estimation of isotherms indicative of the Kuroshio axis. *Deep-Sea Research*. 16 (Supplement), 109-115.
- 木村善之助 (1942): 沿岸の大急潮に就いて. 中央气象台彙報, 19, 1-85.
- 北出裕二郎, 松山優治, 岩田静夫, 石戸谷博範, 清水顕太郎, 渡部勲 (1996): 台風通過に伴う相模湾の水温・流速変動. 沿岸海洋研究ノート, 33, 191-202.
- Kitade, Y., M. Matsuyama. (1997): Characteristics of internal tides in the upper layer of Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, 53 , 143-159.
- Kitade, Y., M. Matsuyama, S. Iwata, and I. Watabe (1998): SDP and LP fluctuations observed along the coast of Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, 54 , 297-312.
- Kitade, Y. and M. Matsuyama (2000): Coastal-trapped waves with several-day period caused by wind along the southeast coast of Honsyu, Japan. *J. Oceanogr.*, 56 , 727-744.
- Kubokawa, A. and K. Hanawa (1984): A theory of semigeostrophic gravity waves

- and its application to the intrusion of a density current along a coast. Part 2. Intrusion of a density current along a coast in a rotating fluid. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 40, 260-270.
- Kubota, M., K. Nakata, and Y. Nakamura (1981): Continental shelf waves off the Fukushima coast. Part 1: Observations. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 37, 267-278.
- Kubota, M. (1982): Continental shelf waves off the Fukushima coast. Part 2. Theory of their generation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 323-330.
- Kubota, M. (1985): Continental shelf waves off the Fukushima coast. Part 3. Numerical experiments. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41, 105-112.
- Martinez, J. A., and J. S. Allen. (2004): A modeling study of coastal-trapped wave propagation in the Gulf of California. Part 2: Response to Idealized forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1332-1349.
- 松山優治, 寺本俊彦, 前田明夫 (1974): 相模湾沿岸における異常高潮位と湾の温度場及び塩分場との関係. 日仏海洋学会誌, 12(2), 28-36.
- 松山優治, 岩田静夫 (1977): 相模湾の急潮について ( I ) 1975 年に起った急潮. 水産海洋研究会報, 30, 1-7.
- Matsuyama, M. and T. Teramoto (1985): Observation of internal tides in Suruga Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41, 39-48.
- 松山優治, 岩田静夫, 前田明夫, 鈴木亨 (1992): 相模湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, 30(1), 4-15.
- Matsuyama, M., S. Iwata and H. Nagamatsu. (1997): Kyucyo in Sagami Bay induced by typhoon 8818. *J. Oceanogr.*, 53, 199-205.
- Matsuyama, M., H. Ishidoya, S. Iwata, Y. Kitade and H. Nagamatsu. (1999): Kyucyo induced by intrusion of Kuroshio water in Sagami Bay, Japan. *Continental Shelf Res.*, 19, 1561-1575.
- Middleton, J. F. and Wright D. G. (1990): Coastally trapped waves in a stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1521-1527.
- Miyazaki, M., T. Ueno, and S. Unoki (1961): The theoretical investigations of typhoon surges along the Japanese coast ( I ). *Oceanogr. Mag.*, 13, 51-75.
- Ohwaki, A., M. Matsuyama and S. Iwata. (1991): Evidence for predominance of internal tidal currents in Sagami and Suruga Bays. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 47, 194-206.

- Shoji, D. (1961): On the variations of the daily mean sea levels along the Japanese Islands. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 17, 141-152.
- Suginohara, N. (1973): Response of a two-layer ocean to typhoon passage in the western boundary region. *Soc. Japan*, 29, 236-250.
- Suginohara, N. (1982): Coastal upwelling: Onshore-offshore circulation, equatorward coastal jet and poleward undercurrent over a continental shelf-slope. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 272-284.
- 宇田道隆 (1953): 相模湾の急潮とその予知について. 日本海洋学会誌, 9, 15-22.
- Wang, D. -P. and C. N. K. Mooers, (1976): Coastal-trapped waves in a continuously stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 853-863.
- Wilkin, J. L. and D. C. Chapman, (1987): Scattering of continental shelf waves at a discontinuity in shelf width. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 713-724.
- Wilkin, J. L. and D. C. Chapman, (1990): Scattering of coastal-trapped waves by irregularities in coastline and topography. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 396-421.
- Yamagata, T. (1980): A theory for a propagation of oceanic warm front with application to Sagami Bay. *Tellus*, 32, 73-76.
- Yoshida, K., D. Shoji, and J. Masuzawa (1972): A possible interaction between the storm tides and the Kuroshio – A speculation on the recent floods. *Rec. Oceanogr. Works in Japan*, 11, 47-51.