

常磐南部から鹿島灘海域の海況特性

久保治良

Research on the Oceanographic Conditions of Kashima-Nada,
off the east coast of Honshu.

Haruyoshi KUBO

第1章 緒言

第1節 常磐南部から鹿島灘の自然環境

本報でいう所の“常磐南部から鹿島灘”とは本州の太平洋に面する東岸に位置し、北は塩屋埼から南は利根川に至る海岸域を指し、茨城県全域と福島県の一部を含んでいる。海岸線の全長は約 180 km (内福島県側約 30 km) である。

この沿岸海域では、魚貝類が豊富で、まき網漁業をはじめとした各種漁業が盛んである。

第1項 海底地形

当海域の海底地形(特に大陸棚から大陸棚斜面)は暖水舌の発生、持続に関して重要な役割を担っており、殆どの漁業は大陸棚上で行われている。

Fig.1, Fig.2 に大陸棚の海底地形を示した。当海域の大陸棚上の 20 m 以浅の海岸付近に幅 2.5 km の滑らかな現海成面がある。

20 ~ 50 m にわたる海底は全体的に平坦(段丘面)であるが、その表面は Fig.1, 2 に示すごとく比高 10 m 未満の多数の谷(溺れ谷)によって刻まれた起伏の激しい海底である。20 ~ 50 m 平坦面の外縁水深は 40 ~ 60 m である。

50 m 以深の海底は 110 ~ 140 m に見られる平坦面と、50 m から 110 m にわたる斜面部とからなる。大陸棚の幅は 25 km 程度である(茂木ら, 1961)。大陸棚外縁の水深は 130 ~ 150 m である。

第2項 気象及び河川

降水量は河川の水量を左右しており、これが沿岸

水の特長及び範囲を決定する。

Fig.3 に主要河川の月流出量の平均値、その河口都市における月別平均降水量、河口域の月別平均塩

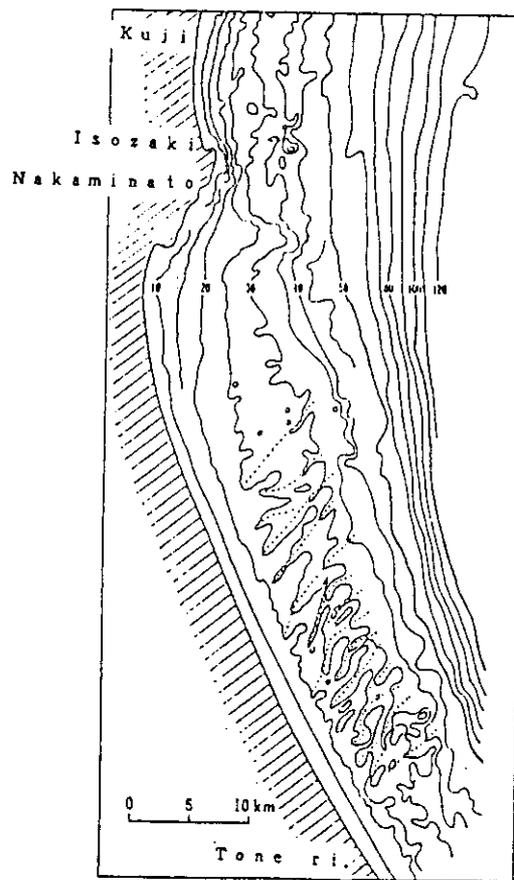


Fig. 1 Bottom topography of Kashima-nada.
(MOGI, IWABUCHI, 1961)

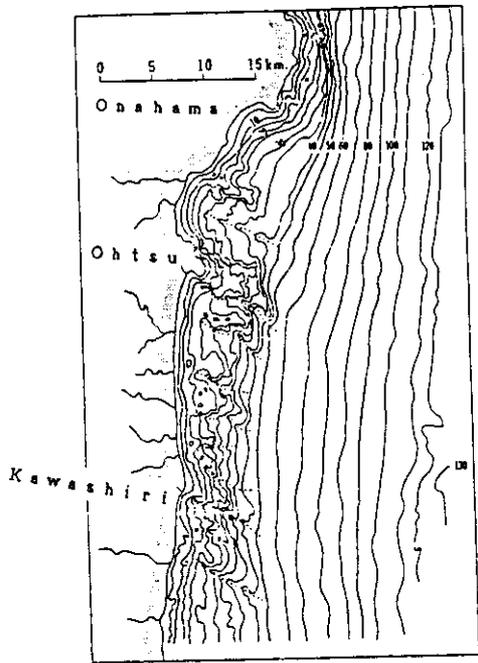


Fig. 2 Bottom topography of South-Joban.
(MOGI, IWABUCHI, 1961)

分を示した。

これをみると降水量では各都市ともに梅雨に起因する5~6月及び夏期の豪雨や台風などに起因する8~10月にピークがみられ、12~3月が寡雨期となっている。河川流量は夏期の降雨量のピーク時期と一致して、各河川とも豊水期となっており、12~3月が寡雨期と一致して低水期となっている。河口域の塩分も多雨の時期は低塩分であり、寡雨の時期は高塩分となっている。

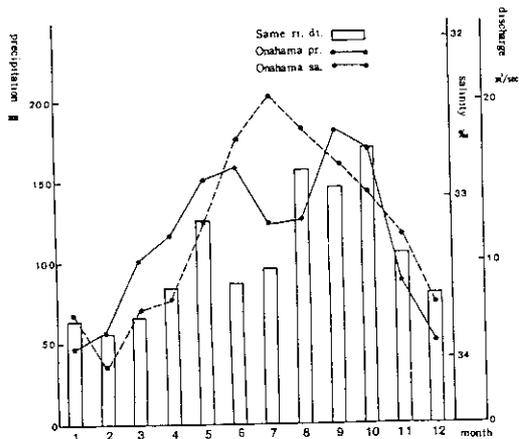
第2節 海況概要

当該海域と東北海域の海況との関連を眺めておく。

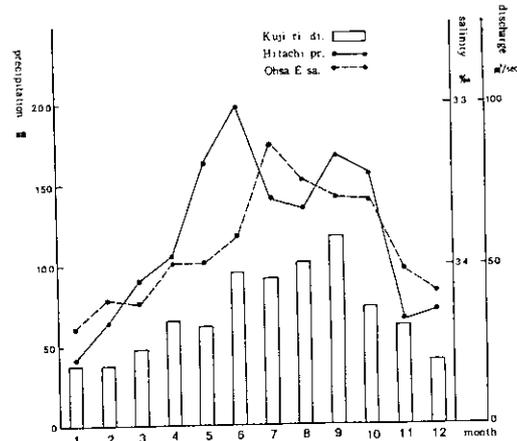
第1項 東北海域の海況概要

黒潮は四国沖から潮ノ岬沖を通り、八丈島付近から犬吠埼沖までの大陸斜面沿いに北東に向かう大海流で、強流帯は幅数十マイル、表層では、3~4ノットの流速で、厚さ数百から千メートルにも及ぶ平行流速よりなっている(川合, 1972)。

犬吠埼以東で大勢として東に向かう黒潮(Fig.4)の延長流を黒潮続流と呼んでいるが、本論文ではこ

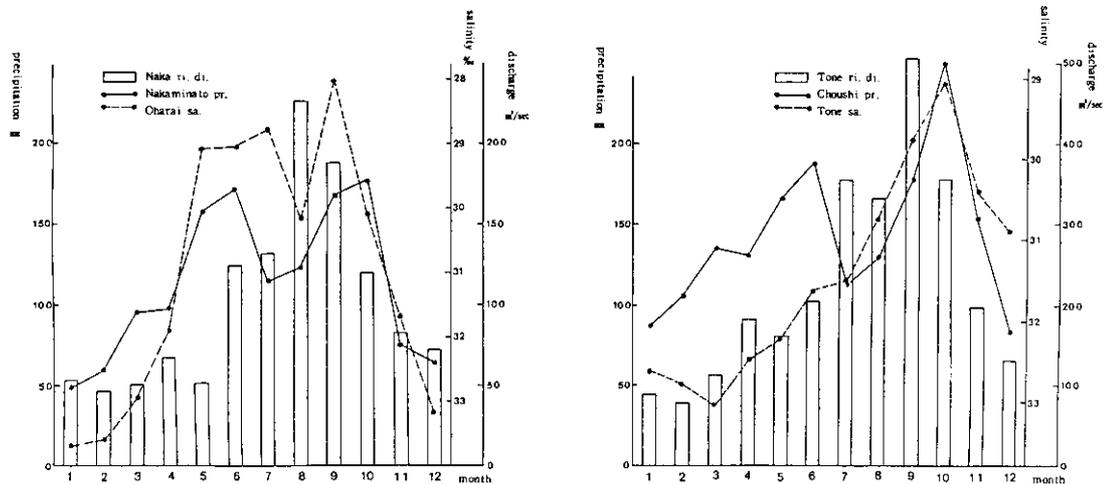


Monthly variations of flow from Same river, rainfall at Onahama city and salinity at Onahama port.



Monthly variations of flow from Kuji river, rainfall at Hitachi city and salinity at 5 miles off from Ohse.

Fig. 3 Monthly mean flow from main rivers, monthly mean rainfall at the rivermouth cities and the monthly mean salinity at the rivermouth.



Monthly variations of flow from Naka river, rainfall at Nakaminato city and salinity at a mile off from Oharai.

Monthly variations of flow from Tone river, rainfall at Choshi city and salinity at Tone river mouth.

Fig. 3 Monthly mean flow from main rivers, monthly mean rainfall at the rivermouth cities and the monthly mean salinity at the rivermouth.

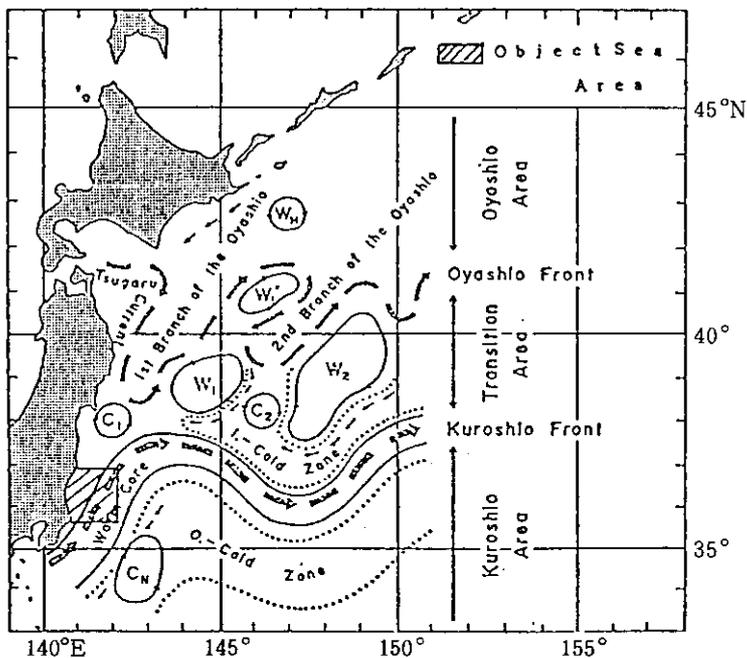


Fig 4 A schema of the upper structure of currents and waters around the Kuroshio extension. (KAWAI, 1955)

の黒潮続流を含めて黒潮と呼ぶ。Fig.4中に本論文の対象海域を斜線で示した。

親潮とは、オホーツク海、千島列島東沖合の低温で塩分の低い水の南下をさすが、黒潮のように流れの速い海流ではなく、むしろ非常に低温・低塩分の大水塊というべき性質のものである。(平野, 1965)。この水は釧路南東沖から南西に張り出し、その先端は金華山、常磐近海に達する第一分枝(接岸分枝)及び第一分枝の反転流を加え、釧路沖から147°E付近を南に張り出す第二分枝(沖合分枝)と呼ばれる二つの大枝が見られる。北海道南東沖の親潮域では、表面水温が冬の1°C前後から夏の19°C前後まで変わるが、100~150m深には年間を通じて2°C以下の中冷水が見られる(黒田, 1965)。

親潮第一分枝の西には津軽暖流水が第一分枝と顕著な潮境を形成して三陸の岸沿いに分布しており、時には金華山の南方にまで達することがある。

第2項 常磐南部から鹿島灘の海況概要

日本列島は房総半島を境として、その西側と東側とでそれぞれほぼ東西、南北に長い地形となっている。

本州の太平洋岸を流れる黒潮は、房総半島以西では陸地という固定した境界によってその北側を押さえられているが、犬吠埼以東ではこの固定した境界は取り払われている。鹿島灘海域は北側に境界をもたない黒潮という噴流の性質を観測できる数少ない場所として海洋学的に興味のある海域である。鹿島灘の黒潮は北東に流れ、蛇行しながら複雑に変動する。一方、当海域は北海道東方から南下して来る親潮系水が海面まで顕著に現われる最南端の海域でもある。したがって黒潮系水と親潮系水とが接して顕著な潮境を形成し、この潮境が東西あるいは南北に移動して、そのため流れの分布や水塊の配置は極めて複雑な様相を呈する。このような複雑さの故か、鹿島灘海域という比較的狭い海域にもかかわらず、あまり調査研究が行われなかった。しかし当海域は漁場学的にみても重要な海域である。冬、春期の当海域は最も北方に存在する温帯沿岸回遊性魚類(マイワシ、マサバ、カタクチイワシ等)の越冬、産卵

場であり、冬、春期の黒潮並びに親潮系水の動向により、これらの回遊性魚類は大きな影響をうける(渡部, 1970)。

又当海域で操業するまき網漁業はマイワシをはじめ、マサバ、カタクチイワシを多獲している。

当海域の海況研究の成果は水試の研究者の報告では1970年以前には殆どみられていないが、1932年度の茨城水試報告書(1933)には次のように述べられている。『犬吠埼正東ノ沖合ハ寒暖両海流ノ折衝海区ニシテ冬期ハ親潮寒流ト暖流未派が相接シ夏期ハ南方ヨリ北上シ来ル黒潮ノ本流ト寒流ノ潜流中層流が本海区ニテ接衝シ更ニ暖流ノ本幹ハ犬吠埼沖合ヲ北東ニ逸シ其内側ノ本県沿岸ニハ反時計ノ方向ニ流動スル小環流ヲ生ズルナド周年ヲ通ジテ寒流兩流ノ拡張消長如何ニ依リ甚シク錯雜セル海洋状況ヲ現ラハセリ』

これが現存の記録では茨城水試の報告の中で最も古いものである。

藤森(1964a)は鹿島灘海域を中心とした関東近海の異常海況(1963年)を検討した結果、当海域の低温化現象は遠州灘冷水塊の収縮期に当たることを指摘し、冷水時の鹿島灘の水の特性について述べている。

また鹿島灘の暖水舌の存在を発見し、外房沖の黒潮の微細なmeanderが犬吠埼沖へ伝わり鹿島灘の暖水舌が形成される過程について述べている(1966)。

藤森(1967)は更に暖水舌の立体構造やその周辺の海洋構造の実体についても研究を進めた。また彼は暖水舌の成因を豆南海嶺を通過した後の黒潮の流量残差の変動から考察を加えている(1968)。

その他、城至ら(1962)が東海村沖に比較的定常的な環流が存在することを指摘し、稲掛ら(1978)は鹿島灘の低温水は親潮系水の移流によるものと述べている。

また、AN(1980)は塩屋埼沖の冷水は湧昇であることを示し、水野ら(1979)は鹿島灘の孤立冷水は水温躍層水が表面近くに位置しているものと指摘している。

第3節 本研究の目的

常磐南部から鹿島灘海域の海況についての研究は非常に少ないことはすでに述べた。しかし、この海域は沿岸性魚類の漁場として重要な地位を占め、海況と漁場形成については密接な関係がある。

本研究は常磐南部から鹿島灘における海況についてその特性、変動等を明らかにし、海況についてのまとめを行ったものである。主眼とする点は、鹿島灘沖でかなり自由な振舞をする黒潮流とそれに関連する海況について詳細な検討を行った。

第2章 資料及び方法

用いた資料は海況速報、定線観測、三県合同調査及び定置観測である。

『海況速報』は茨城県水産試験場が1972年以来、海面水温値から水温分布図を作成し、漁業者をはじめとする関係各方面に流しているものである。

『海況速報』のカバーしている範囲は35°N～37°N、陸岸～142.5°Eに囲まれた海域である。Fig.5に『海況速報』の一例を示した。

定線観測はFig.6, Table.1に示した定点で行っている。本論文に使用した資料は、1971年から1980年までのものである。

GEKでの測流点は会瀬線のst.3から沖の7点、大洗線はst.4から沖の7点、鹿島線はst.2から沖の5点、犬吠埼線はst.2から沖の4点の計23点である。

三県合同調査は福島、茨城、千葉の3県水産試験場が1,000 m深までの一斉海洋調査を行ったものである。調査は1978年3月6日～3月8日の3日間で行われた。

Fig.7に常磐～房総海域の海底地形と合同調査で実施した観測点を示す。観測線は、北からF₃, F₂, F₁の3線を『いわき丸』（福島水試）が、I₃, I₂, I₁の3線を『ときわ』（茨城水試）が、C₂以南を『第2ちば丸』（千葉水試）が分担した。

定置水温は茨城県水産試験場で1958年より測定し始めた。1965年に当時磯崎実験所が現在の場所(36°

22' N, 140° 38' E)に新設され、定置水温の測定場所もここに移った。

水温は毎日10時に測定したもので、本研究では1965年から1981年までの測定値を使用した。なお

Table 1 Observation stations of hydrographic survey at Kashima-nada.

line	Sta	Latitude	Longitude
East off Ohse	1	36° 34' N	140° 46' E
	2	36° 34' N	140° 52' E
	3	36° 34' N	140° 58' E
	4	36° 34' N	141° 04' E
	5	36° 34' N	141° 11' E
	6	36° 34' N	141° 20' E
	7	36° 34' N	141° 30' E
	8	36° 34' N	141° 45' E
	9	36° 34' N	142° 00' E
East off Oharai	1	36° 19' N	140° 36' E
	2	36° 19' N	140° 41' E
	3	36° 19' N	140° 47' E
	4	36° 19' N	140° 53' E
	5	36° 19' N	140° 59' E
	6	36° 19' N	141° 06' E
	7	36° 19' N	141° 15' E
	8	36° 19' N	141° 30' E
	9	36° 19' N	141° 45' E
	10	36° 19' N	142° 00' E
East off Kashima	1	36° 00' N	140° 45' E
	2	36° 00' N	141° 00' E
	3	36° 00' N	141° 15' E
	4	36° 00' N	141° 30' E
	5	36° 00' N	141° 45' E
	6	36° 00' N	142° 00' E
East off Imbozaki	1	35° 42' N	141° 00' E
	2	35° 42' N	141° 15' E
	3	35° 42' N	141° 30' E
	4	35° 42' N	141° 45' E
	5	35° 42' N	142° 00' E

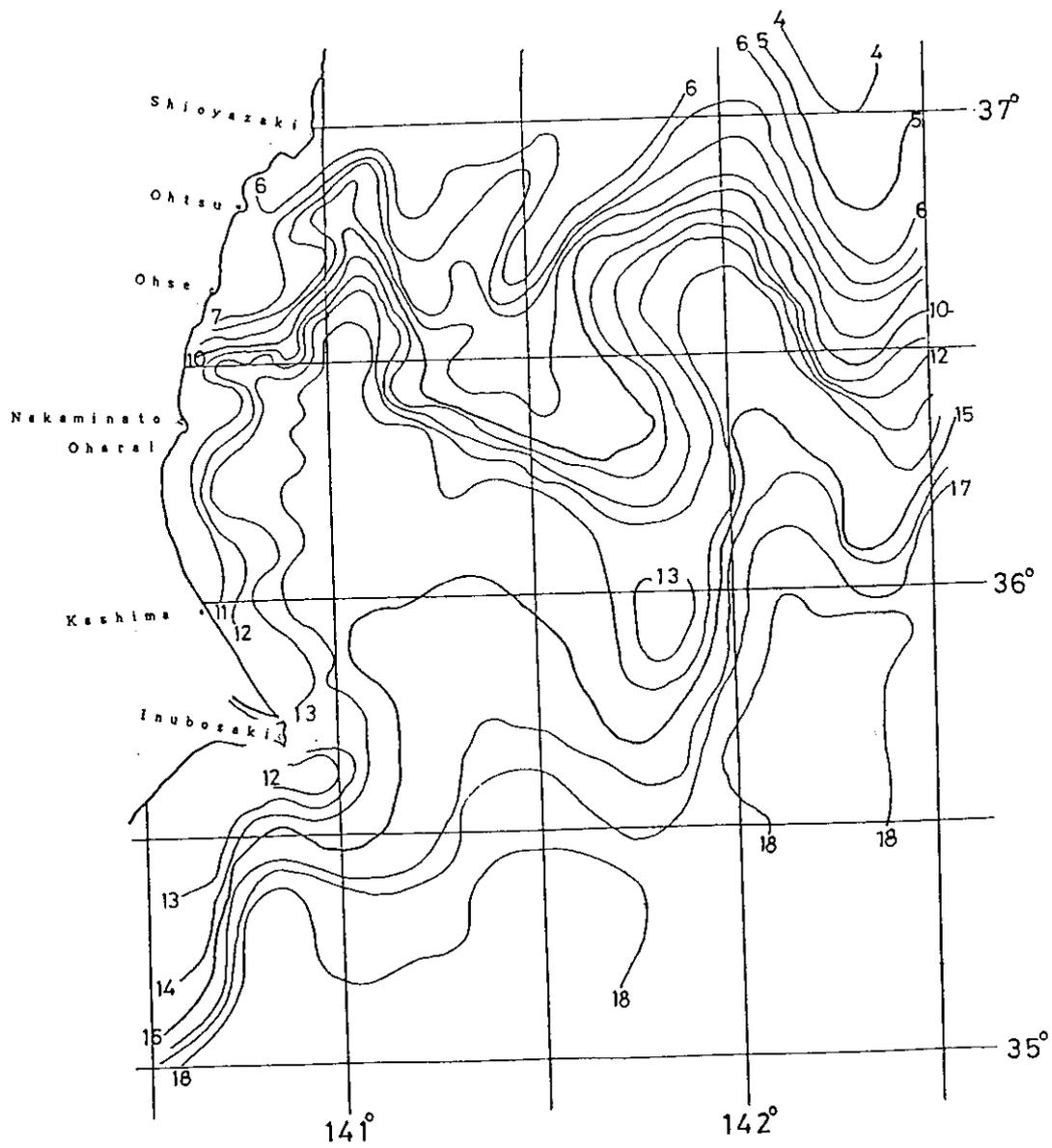


Fig. 5 An example of the Prompt Report of Oceanographic Conditions in Kashima-nada.
 Surface water temperature From the date on February 18th to February 24th in 1977.

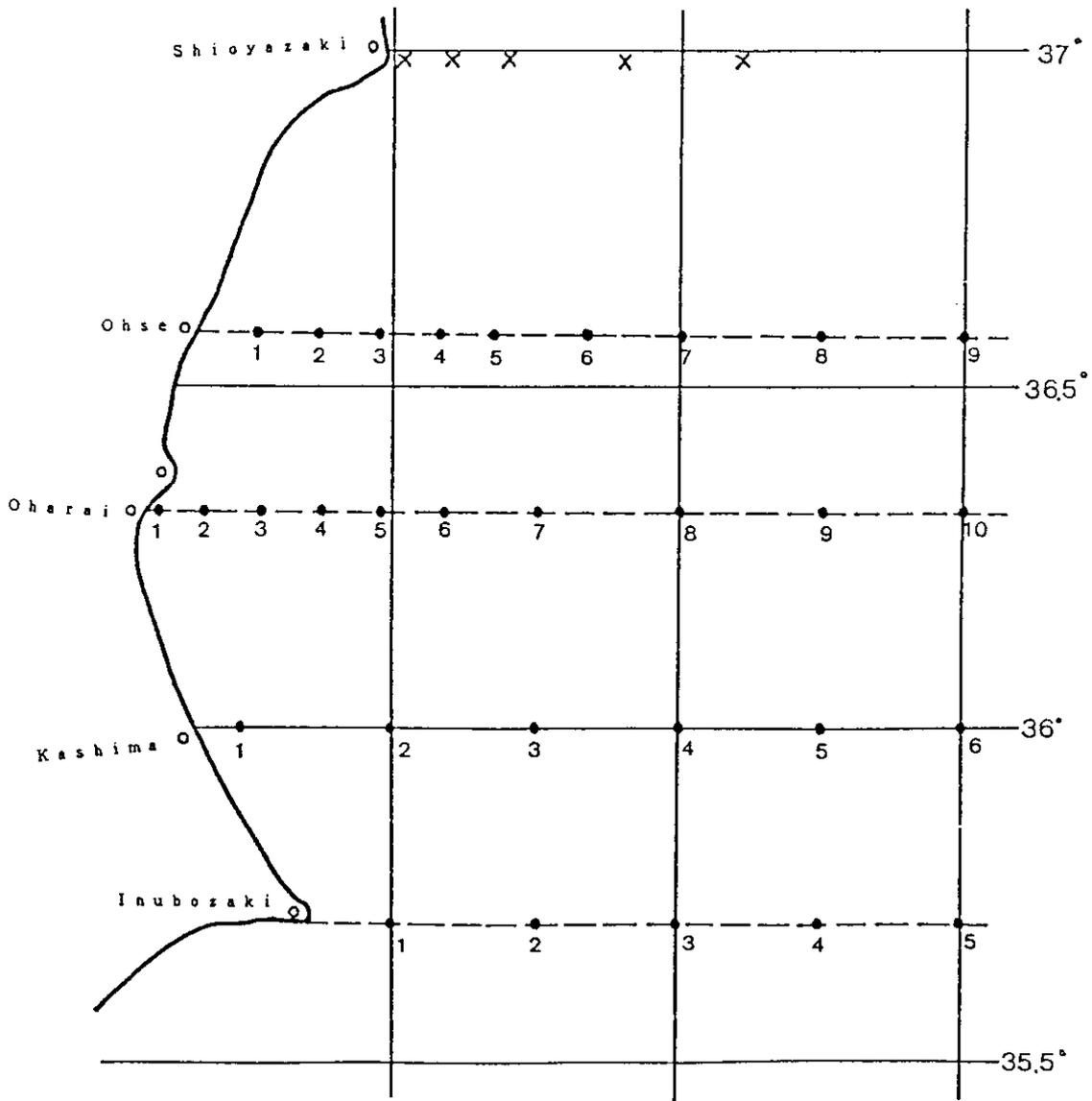


Fig. 6 Station location of hydrographic survey at Kashima-nada.

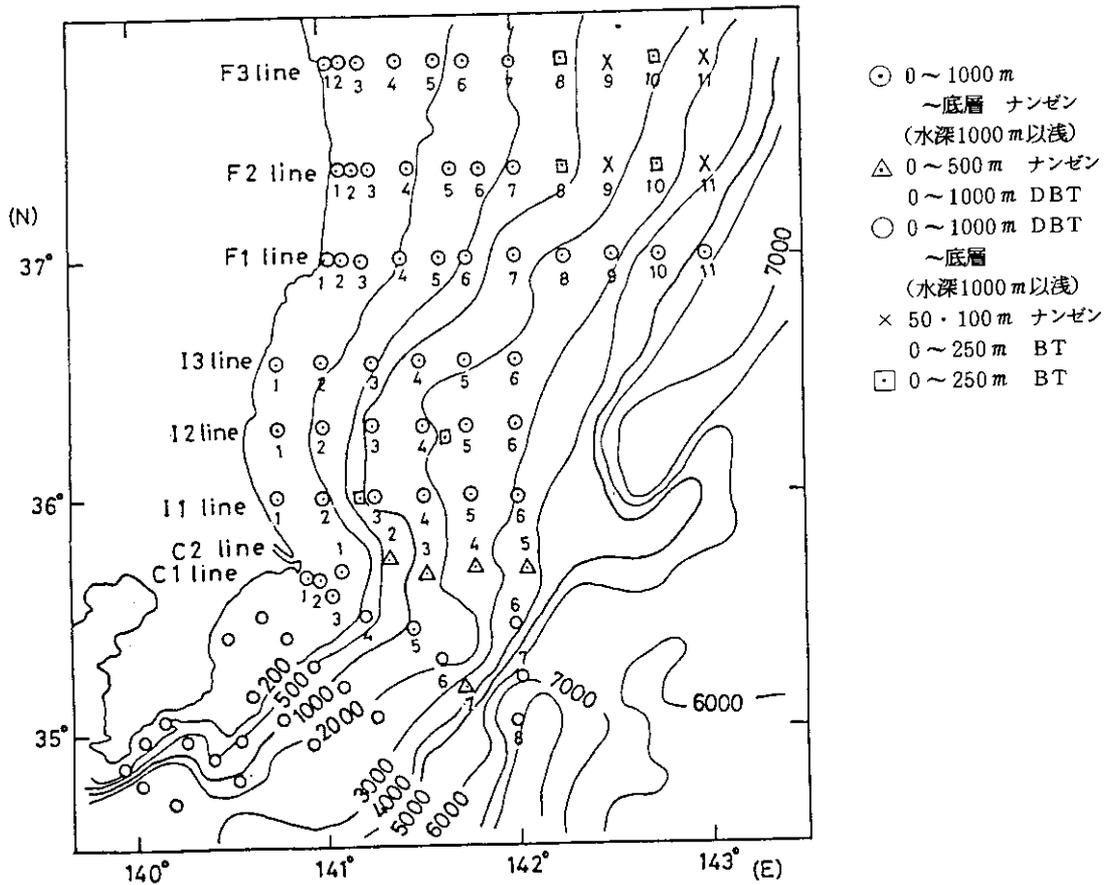


Fig. 7 Bottom topography from Joban to Boso and Station locations of cooperative observation.

統計量については本資料を用いた『定置水温観測結果図表』（1983）から抜粋した。

これらの資料より次の点について調査を行った。すなわち、海況パターンの分類、海面水温の変動、暖水舌・冷水舌・黒潮分派及び沿岸水について、平均的な海況、水塊特性、流れを対象とした。また黒潮と親潮という大規模な海洋現象とのかかわりについて調査した。

第3章 海況の実態

第1節 沿岸水の特徴

沿岸水の検討に当たっては、①沿岸側に沿岸水が存在する。②沿岸水は低塩分である。③沿岸水と沖

合水の間にはフロントが存在するという3つの経験則から作業を進めた。

Fig.8 は沿岸水が最も顕著に現れると考えられる大洗正東線の1971年から1978年までの海面水温分布のアイソプレスである。この図をみると月の間の水温差は大きい、同じ年月の観測点間の水温差の大きい時はあまり見当たらず観測点間で2.5℃以上の差があるのは93ヶ月のうち14ヶ月のみである。これらは主として冬春期及び冷年に出ている。また、これらの水温前線（5マイル間で2℃以上の差がある）が出現しているのは主としてst.2（距岸5マイル）とst.3（距岸10マイル）の間である。

さらに細く観測すれば次のようになる。サーモメ

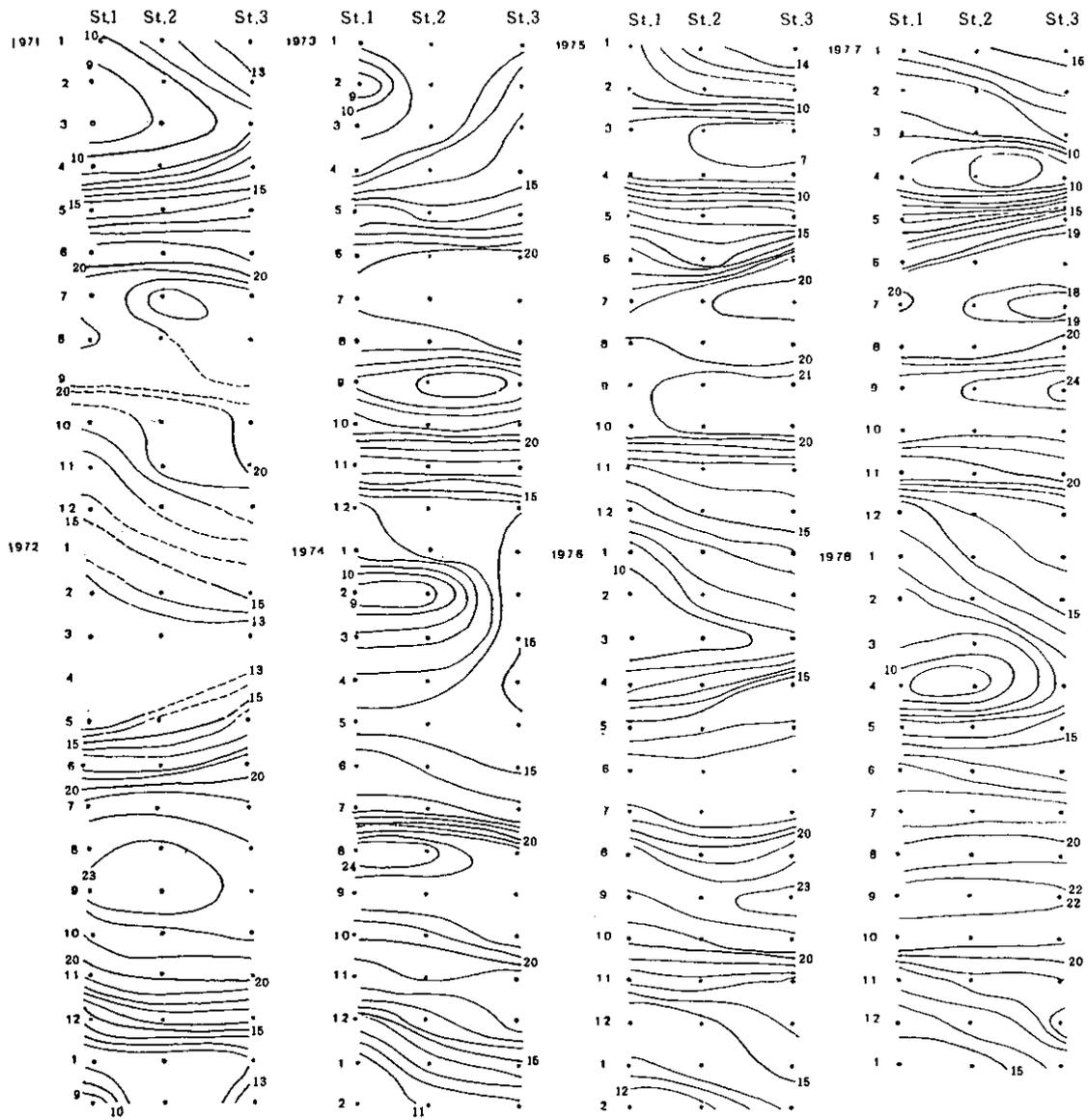


Fig. 8 Isopleth of surface water temperature along the Observation line east off Oharai from 1971 to 1978.

ーターで測定した1977年から1980年までの犬吠埼正東線、大洗正東線、会瀬正東線の3線の連続記録から、岸側の水温が最初に急変して極大または極小になるところを沿岸水の東端とし、岸から東端までの水温を沿岸水の範囲として、Table.2及びFig.9を作成した。

この表より、沿岸水が沖合水より高温の場合をみると冬期(1~3月)は1割程度で非常に少なく、春期(4~6月)は半々位となり、夏期(7~9月)は3割程度、秋期(10~2月)は2割程度と減少してきている。従って、沿岸水の水温が低いからといって親潮系水であるとはいえず、混合水の可能性があり、沖合水との相対水温から親潮系水であるかどうか判断すべきものである。全年を通してみると、沿岸水が沖合水より高温の場合と、沖合水が沿岸水より高温の場合の比率は3:7となっている。

沿岸水の東端位置をみると大洗沖では東端位置が殆ど140°35'E~140°40'Eの間にあり、これは距岸1マイルから4マイルの間に当たり、大体一定して

いる。しかし、会瀬沖では140°40'E~141°00'Eの間でかなりばらつきがあり、距岸1マイルから16マイルの間に当る。この両者の違いは、河川水が海に流入した後は一時沿岸沿いに南流または北流し、その後沖合に拡散して行く(草野, 1983)ために那珂川河口から1.5マイル南の大洗沖では東端位置が一定しており、会瀬沖では久慈川河口から5マイル北にあるために沖合に拡散した東端をとらえることもあるのでこのようになっているものと考えられる。犬吠埼沖では1月に最も沖まで沿岸水が拡がり、徐々に岸寄りとなっている。これは黒潮の離接岸と関係があるように思われる。

水温の場合と異なり、塩分の場合はその特性値がわかっているれば水温分布より更にはっきり沿岸水を決めることが出来る。

中村(1977)はCore Layer Methodで沿岸水の特性値を出しており、岩田(1979)、船越ら(1979)は塩分前線より沿岸水を決定している。

Fig.10は、1971年から1978年までの大洗正東線

Table 2 Comparing coastal water at Inubo, Oharai and Ohse with offshore water of them.
Indicating the number and ratio of high temperature.

Month		Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Number	High coastal water	1	1	1	6	4	6	4	2	3	3	4	2	37
	High offshore water	7	2	7	3	5	6	8	6	6	13	12	14	89
	Total	8	3	8	9	9	12	12	8	9	16	16	16	126
Ratio	High coastal water	13	33	13	67	44	50	33	25	33	19	25	13	29
	High offshore water	87	67	87	33	56	50	67	75	67	81	75	87	71
	Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

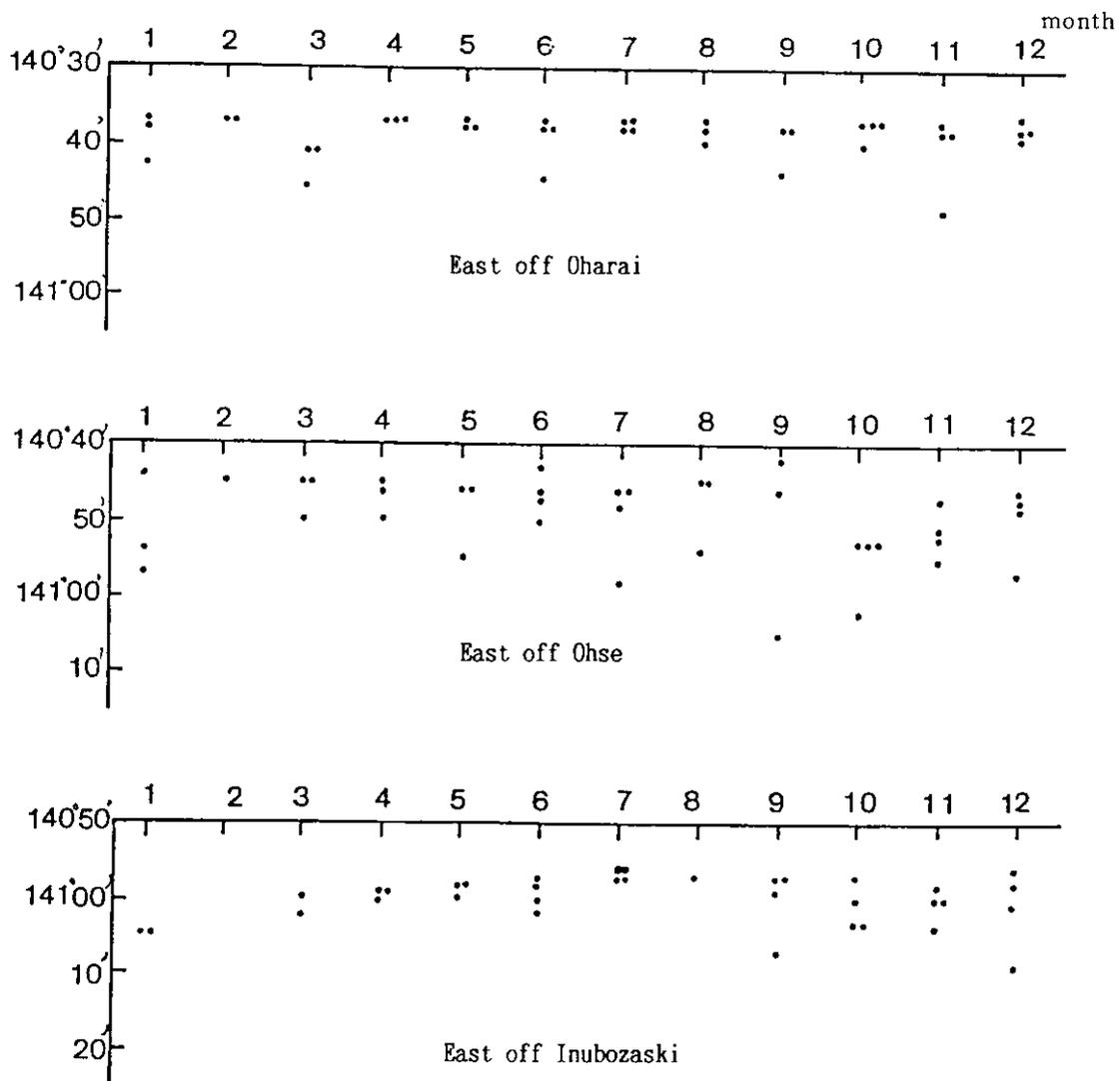


Fig. 9 Location of Coastal water on the observation line east off Oharai, Ohse and Inubo-Zaki from 1977 to 1980.

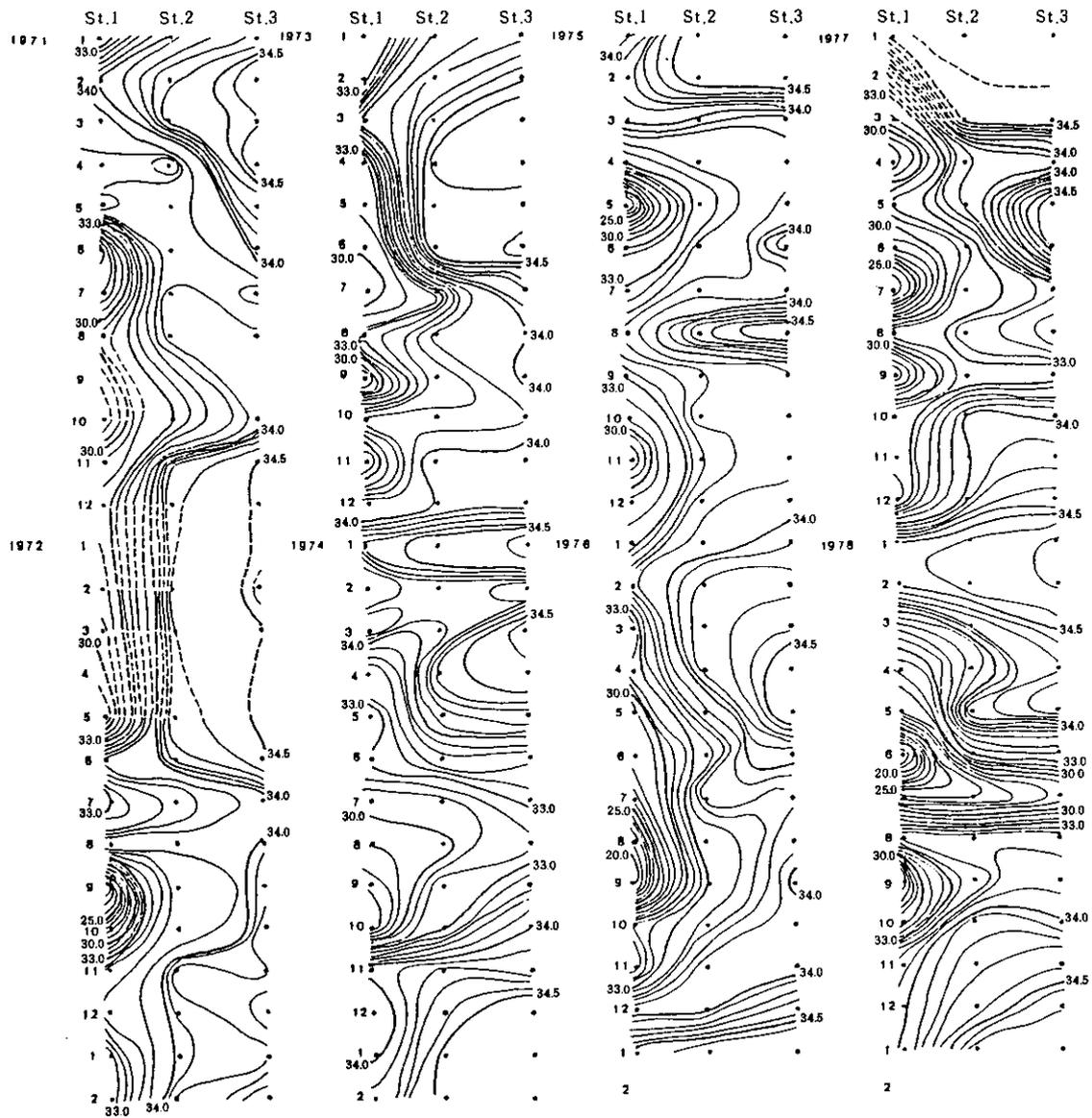


Fig. 10 Isopleth of surface salinity along the observation line east off Oharai from 1971 to 1978.

における表面塩分のアイソプレスである。この図をみると塩分前線（5マイル内の塩分が0.5‰以上の差がある）は殆どがst.1とst.2の間に認められ、st.3までに前線がみられないのは92ヶ月のうち11ヶ月のみである。塩分前線の塩分範囲は8月は33.8‰以下で低く、10～12月は34‰内外、1～2月は34.4‰～34.5‰と高い。塩分の変化は年、月により著しいが、全般的にみると1～3月は高塩分域が広がり、8～10月は低塩分域が広がっている。これは前に述べた河川水の流量と良く一致しており、沿岸水が低塩分化の基であることを証明している。

塩分前線からみて沿岸水の範囲を示せば次のごとくなる。即ち大洗正東では5～10月は5～10マイル、11～4月は5マイル以内であることが多い。

水温前線と塩分前線を比較すると、水温前線の方が沖合に形成されており、これは前線が不明瞭であっても2℃/5マイルの所を前線としたためによるもので、これからみると塩分で前線を定める方が最も有効である。

第2節 水塊によるパターンの分類

海況を単純化し、これを幾つかのパターンに分類して考えたい。すなわち鹿島灘という地域的な小規模の海況現象を表面水温分布（『海況速報』）から幾つかの海況パターンに分類した。

第1項 異深度間の水温相関

最初に表面水温の代表的な性質を検討する。

海面水温は海水要素のなかでは最も測定し易いもので、従って入手することも比較的容易である。漁

業者は前記の『海況速報』を基に大凡の水温を知り、前線位置を調べ、漁場を推定して出漁予定海域の目安としている。しかし、海面水温が海面下の情報をそのまま伝えているかどうかは疑問である。

Table.3に月別の二層間の水温相関係数(r)を示した。これをみるとrの値は0.59が最低で、0.7以下は海面水温(T_0)と200m深水温(T_{200})の組{ $P(T_0, T_{200})$ }に多い。殆どの組は0.7以上になっている。相関係数の小さい月は9月、10月(T_0 との相関)及び12月、1月、2月(T_{200} との相関)であり高い月は3月、4月、及び7月、8月である。相関係数の大小は混合層の厚さが大きく関係している。すなわち、混合層内の層とその下の成層内の層との相関は小さくなっており、混合層内同士の層の相関は大きい。

rはほぼ $P(T_0, T_{100}) < P(T_0, T_{50}) \leq P(T_{50}, T_{100})$ となっており、海面水温が変動し易い(安定していない)ことを示している。 T_0 とのrが大きい場合は海面水温は下層水温の情報を代表し得るといえる。

以上のことにより、『海況速報』を用いて海面水温から海況分析を試みる場合には、9月、10月を除いて海面水温である程度海況パターンを代表することが出来る。

第2項 海況パターンの分類

『海況速報』より海況を分類すると、フロントの位置により次のO, W, Kの3つのパターンに分類されることが分かった。フロントとしては次のように

Table 3 Correlation coefficients between two layers.

Mon Dep	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
0～50	0.92	0.87	0.95	0.92	0.87	0.88	0.86	0.79	0.62	0.68	0.88	0.85
0～100	0.85	0.79	0.88	0.84	0.86	0.85	0.84	0.75	0.67	0.69	0.73	0.73
0～200	0.59	0.59	0.74	0.71	0.75	0.69	0.80	0.72	0.63	0.65	0.76	0.59
50～100	0.92	0.93	0.95	0.95	0.92	0.93	0.97	0.97	0.97	0.92	0.83	0.91
50～200	0.63	0.69	0.83	0.84	0.76	0.83	0.93	0.95	0.84	0.81	0.84	0.75
100～200	0.71	0.83	0.90	0.93	0.87	0.90	0.95	0.97	0.87	0.85	0.90	0.84

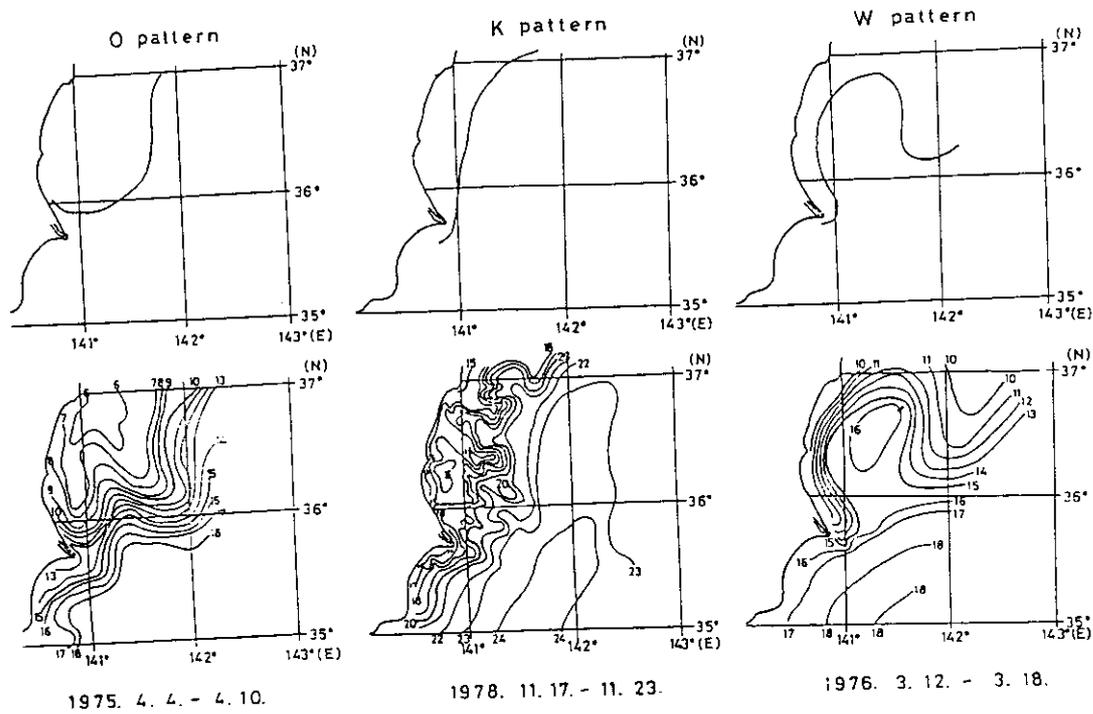


Fig. 11 The schematic figures of the oceanographic patterns (upper) and examples of temperature distributions at the sea surface (lower).

定めた。等温線が5マイル内に2°C以上の差がある所をフロントの位置とした。

Fig. 11は各パターン実際の海況図と、その模式図を示したものである。

Oパターン：低温水が当海域の141.5°E以西のほとんど全域を覆っているか、又はフロントが鹿島灘海域で東西に形成される冷水舌優位型である。

Wパターン：沿岸域と沖合域を低温水が南下し、その中間を暖水が張り出している暖水舌優位型である。

Kパターン：沿岸域に低温水があり、沖合にゆくに従って高温となり、フロントが南北に形成される黒潮分派優位型である。

暖水舌と黒潮分派については142°E以西で1波長を形成する犬吠埼沖から鹿島灘への暖水の張り出しを“暖水舌”，他方，142°E以西では1波長を形成

しない暖水の鹿島灘への張り出しを“黒潮分派”と定義した。暖水舌は黒潮そのものが鹿島灘に張り出すのではなく、黒潮の緑辺部がその本流から突出して鹿島灘へ張り出す現象である。

鹿島灘のような外洋に面した海域では、変動が大きく、季節的に同一の海況パターンが出現するか、またそのパターンがどの位の持続するかとの疑問が出てくる。そこで各パターンの年別、季節別頻度分布をFig. 12に示した。

これによると年により時期により存在パターンにかなりの特徴がみられ、大きく分けると冷水年 (Table. 10) と他の年に分けることができ、冷水年にはOパターンが比較的多く出ている。

Fig. 13は7年間分(1972~1978年)の各パターンの頻度を季節別に示したものである。これをみると、冬期にはWパターンが52週(全体の58%)に

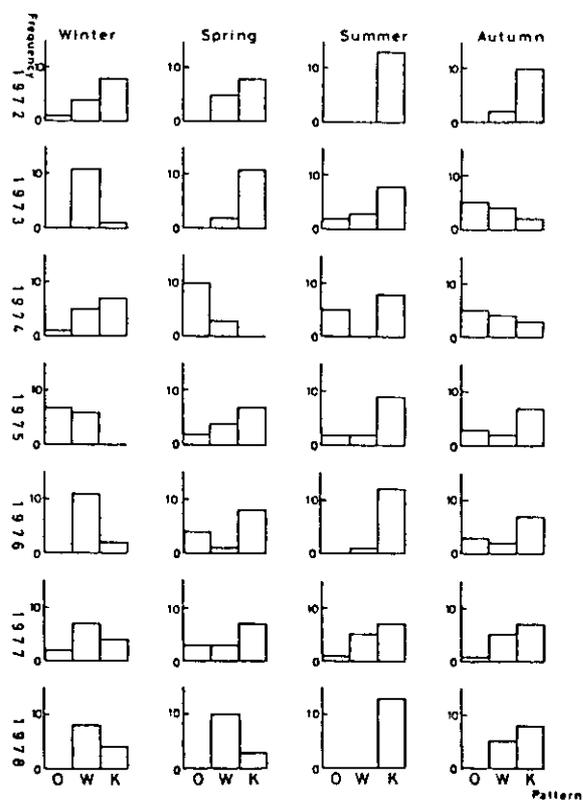


Fig. 12 Seasonal frequency distributions of each pattern from 1972 to 1978.

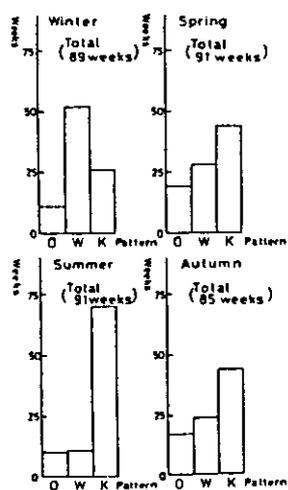


fig. 13 Seasonal frequency of oceanographic patterns(1972-1978)

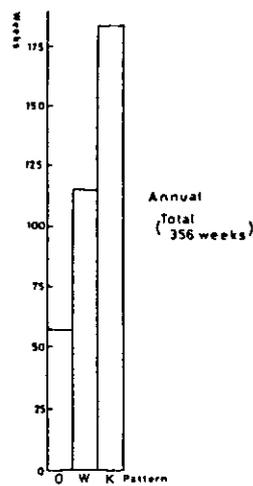


Fig. 14 Annual frequency of oceanographic patterns(1972-1978)

存在し優位を占めていることが分かる。Kパターンは26週(全体の29%)、Oパターンが11週(全体の13%)となっている。

春期になると夏期への移行過程として各パターンの優位性が小さくなり、Kパターンが増加して44週(全体の48%)に存在し、Wパターンが28週(全体の31%)、Oパターンが19週(全体の21%)となっている。Oパターンが冬期より増加しているのは、春期に冷水の南下が多いためである。

夏期になると、Kパターンが圧倒的に多く、70週(全体の77%)に存在している。Wパターンは11週(全体の12%)、Oパターンは10週(全体の11%)に過ぎない。

秋期は冬期への移行過程としてKパターンが減少しているが、44週(全体の52%)に存在し、優位性を保っている。Wパターンは夏期よりやや増加して24週(全体の28%)、Oパターンは17週(全体の20%)に存在している。

Fig. 14には7年間(1972~1978年)全部(356週)の各パターンの存在頻度分布を示した。これによるとKパターンが184週(全体の52%)、Wパターンが115週(全体の32%)、Oパターンが57週(全体の16%)ということになり、Kパターンが年間を通じて、過半数を占めていることが分かる。

第3項 暖水舌

すでに前項でWパターンが冬期によく現れることを述べたが暖水舌の四季別出現状況をFig. 15に示し、これより夏期に少ないことが分かったので、冬春期の暖水舌を主としてその実態を述べる。

暖水舌が存在している時に、犬吠埼の南から鹿島灘へ張り出す最低水温線の振幅と波長をそれぞれ暖水舌の振幅および波長と定義する。Fig. 16に示す例では、12°C等温線の振幅、波長が暖水舌の振幅、波長である。定義から分かるように、振幅、波長の指標となる水温値は時期によっても、また1つの暖水舌であっても異なることがある。

資料から暖水舌の振幅と波長を読みとり、その頻度分布を描いたものがFig. 17である。暖水舌の波長

は30~50マイルのものが全体の約50%、さらに30~70マイルの範囲内に約80%が入る。また、振幅も波長と同程度の頻度分布を示し、30~70マイルの振幅になることが多い。

等温線によって描かれる暖水舌の舌端部の位置を経度30分毎に分類すると(Fig. 18)、半数以上が141°E~141°30'Eの間に入り、暖水舌の岸寄りの潮境は陸棚およびその斜面にかかっている。

Fig. 19~22は1978年3月の、海面、50、100、200m深の水温、塩分の水平分布図である。

これらの図によると、海面から100m深までの、暖水舌とその周辺の等値線の走行状況は同じパターンを示している。このことは、冬春期において、海面水温からみた海況パターンが100m深付近までの海況パターンを代表しうることを示している。いずれもすでに表層と下層との相関係数の値から推定出来ると述べた。

暖水舌の構造では次のことが判明した。すなわち暖水舌の波長は、海面で40マイル、200m深で30マイルと、海面から200m深まで概ね同一の波長であるが、振幅は、海面では70マイルをこえ、200m深では30マイル程度と約半分になっている。このように、200m以浅の水平分布を見ると、暖水舌は黒潮の陸棚の縁辺部が黒潮主流(200m 15°C)から突出し、陸棚に沿って北に張り出している現象といえる。

暖水舌の深層について調べると次のようになっている。300m深(Fig. 23)では、暖水舌の舌状構造は見られない。低温水は36°00'N以南では、黒潮縁辺と棚陸斜面の間に分布しているが、塩分分布では、141°30'E付近を南下した低塩分水が、36°00'N線沿いに東へ張り出している、水温分布と塩分分布のパターンは異なっている。この傾向は、400m深で、更に明瞭になっている。

暖水舌を中心として、それに接する水域の海洋構造を理解するために、暖水舌の軸を横切る方向(Fig. 24d)と、軸に沿った方向(Fig. 25d)の断面図をFig. 24、25に示す。

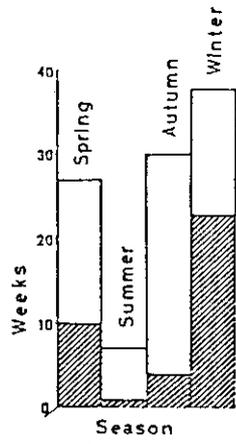


Fig. 15 The frequency distribution of weeks for the warm water tongue existence for four seasons during May of 1972 to May of 1976. The shaded portions show the week when typical warm water tongue was observed.

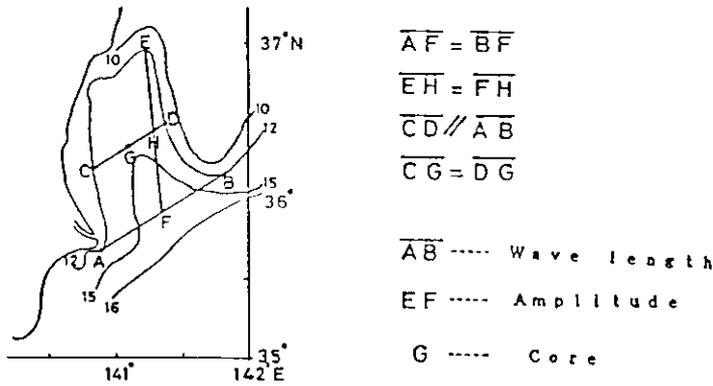


Fig. 16 Schematic wave length, amplitude and core of a warm water tongue.

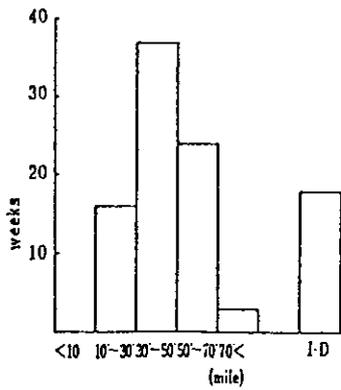


Fig. 17 (a) Frequency distribution (in weeks) of the wave length.

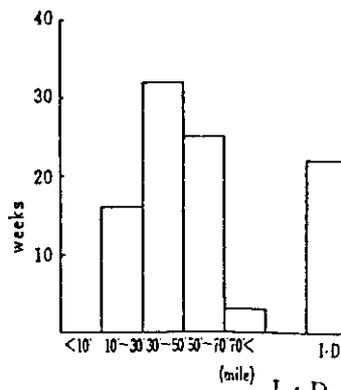


Fig. 17 (b) frequency distribution (in weeks) of the amplitude. I · D : indefinite

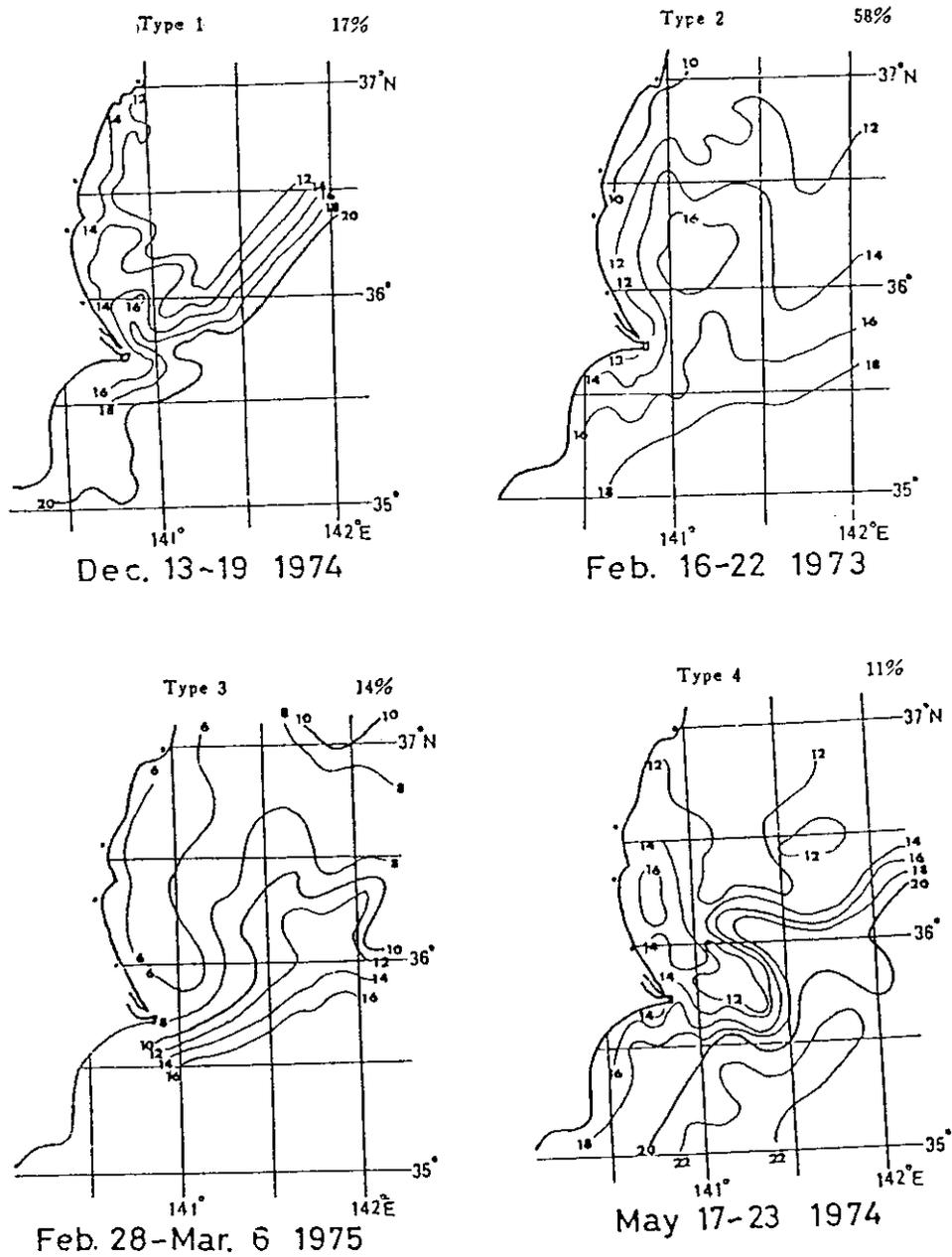


Fig. 18 Frequency distribution of the crest location of the warm water tongue. Types 1, 2 and 3 are the overhang of the warm water mass from south to Kashima-Nada and its crest is located west of 141°E, 141°E to 141°30'E and 141°30'E to 142°E, respectively. Type 4 is the overhang from offshore to Kashima-Nada.

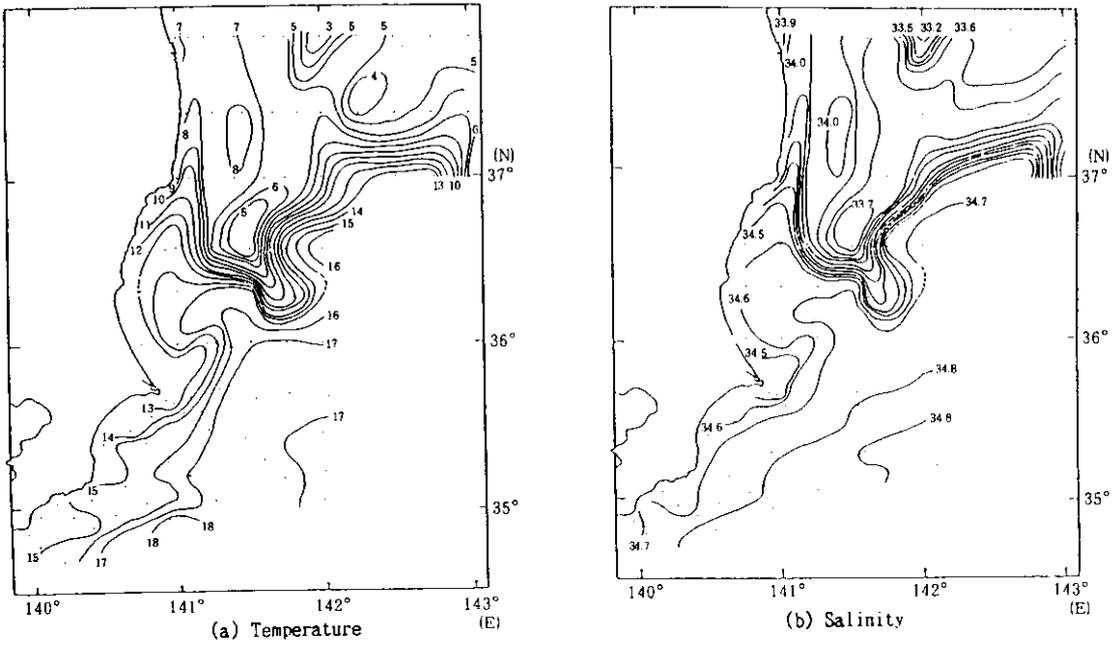


Fig. 19 Surface temperature (a) and salinity (b) in March 1978.

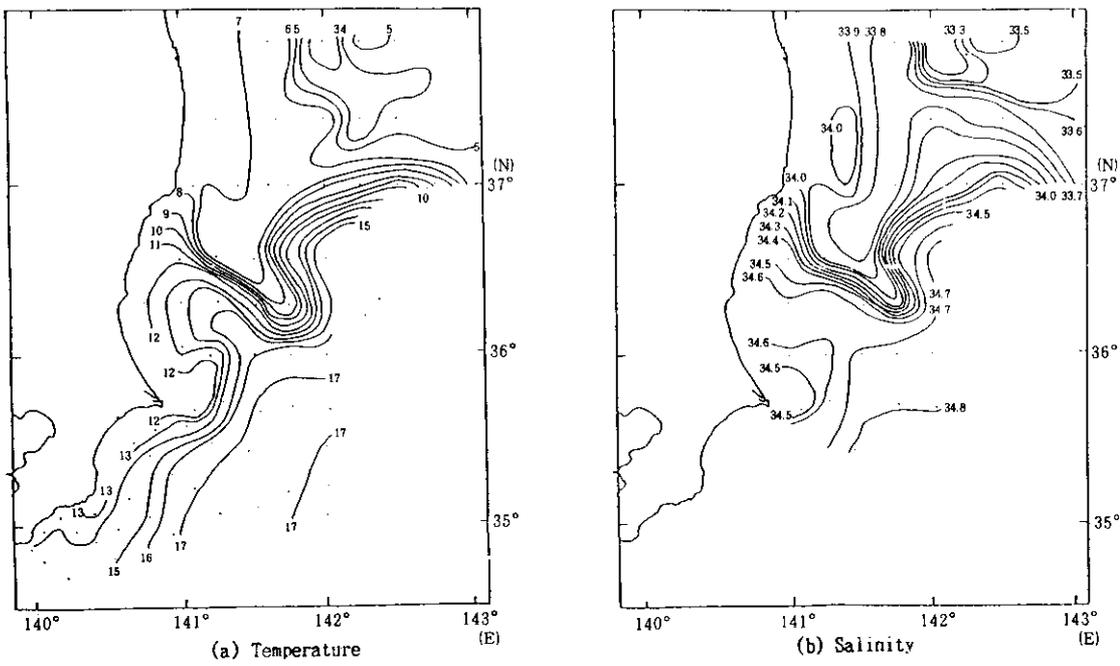


Fig. 20 50m-depth temperature (a) and salinity (b) in March, 1978.

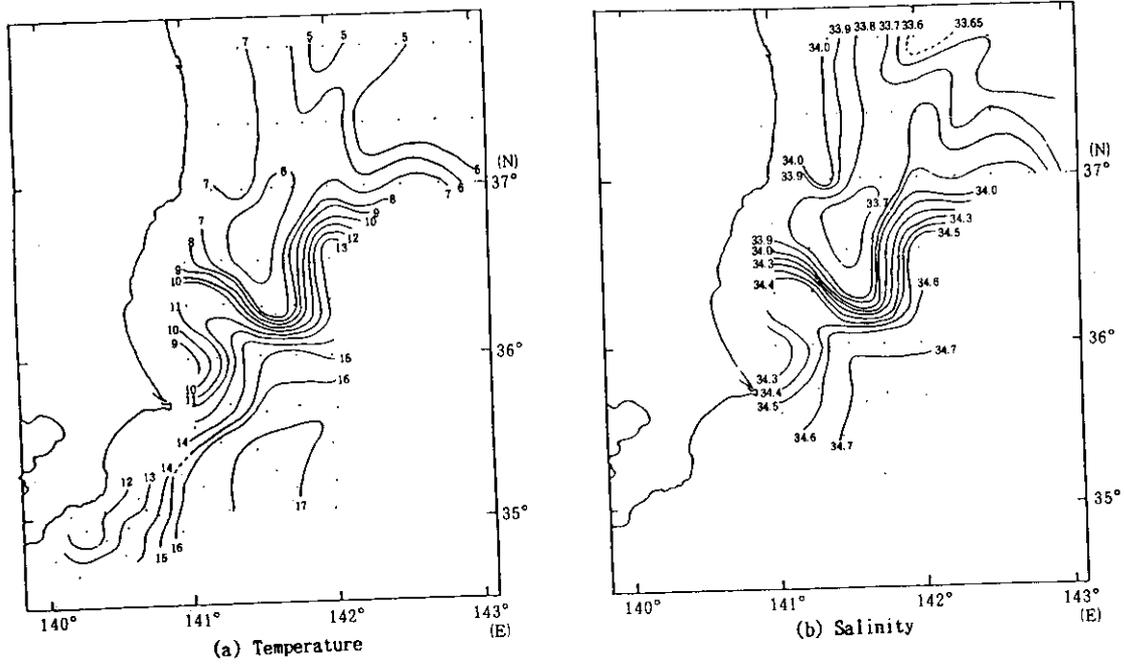


Fig. 21 100m-depth temperature (a) and salinity (b) in March, 1978.

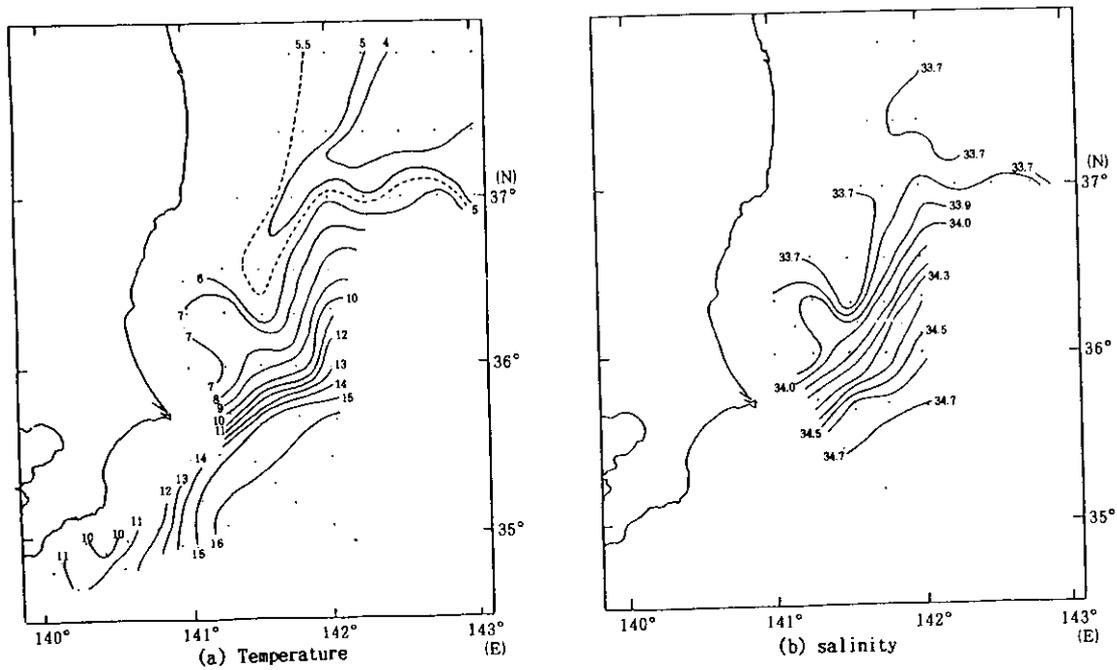


Fig. 22 200m-depth temperature (a) and salinity (b) in March, 1978.

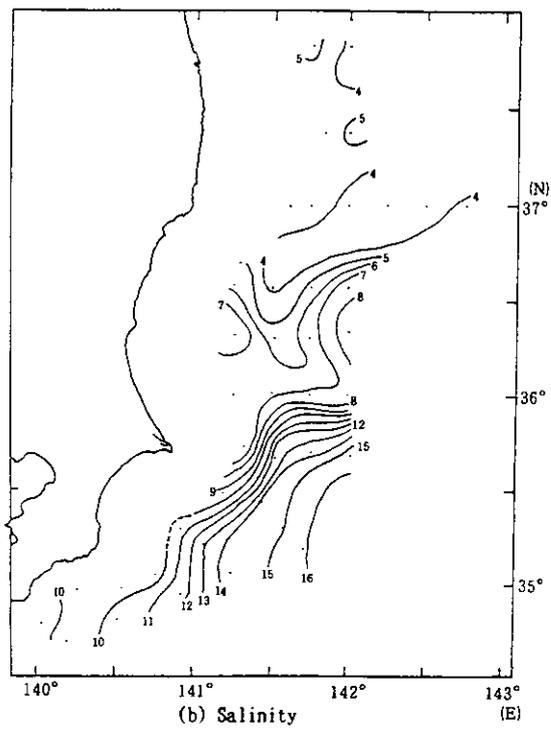
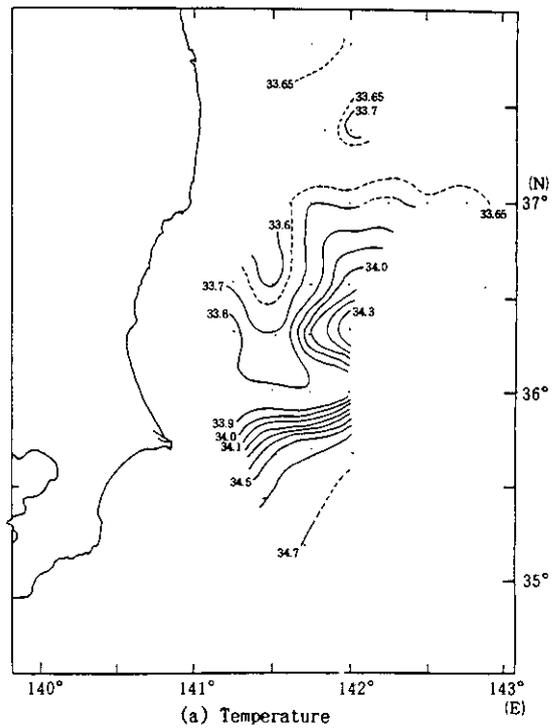


Fig. 23 300m-depth temperature (a) and salinity (b) in March, 1978.

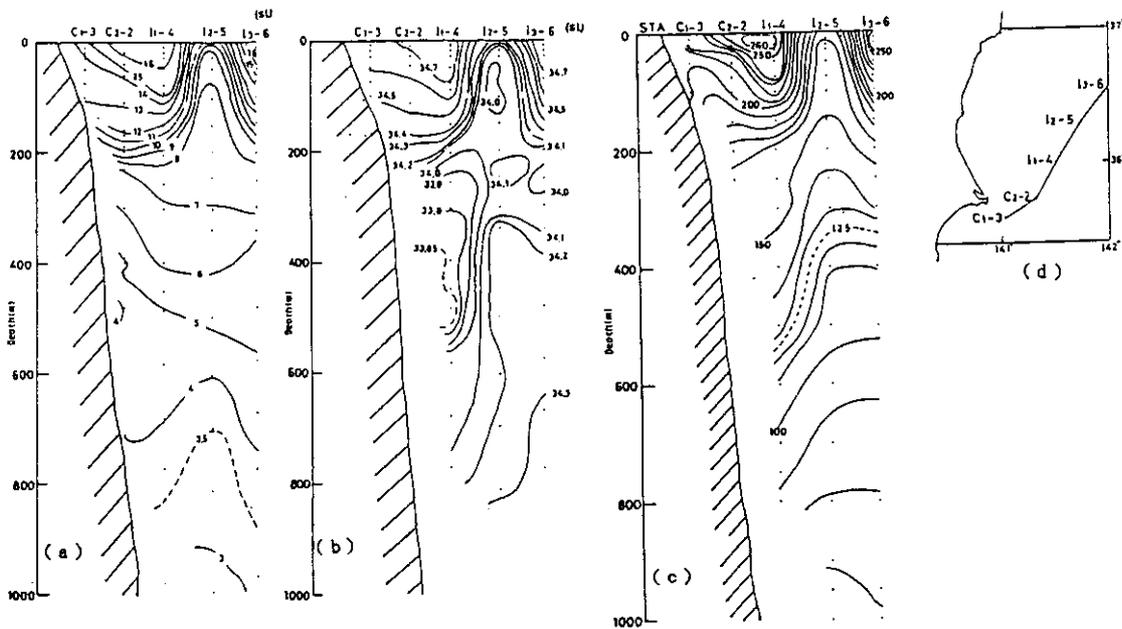


Fig. 24 Vertical distributions of temperature (a), salinity (b) and thermosteric anomaly (c) across the Warm water tongue (along X in (d)) in March, 1978.

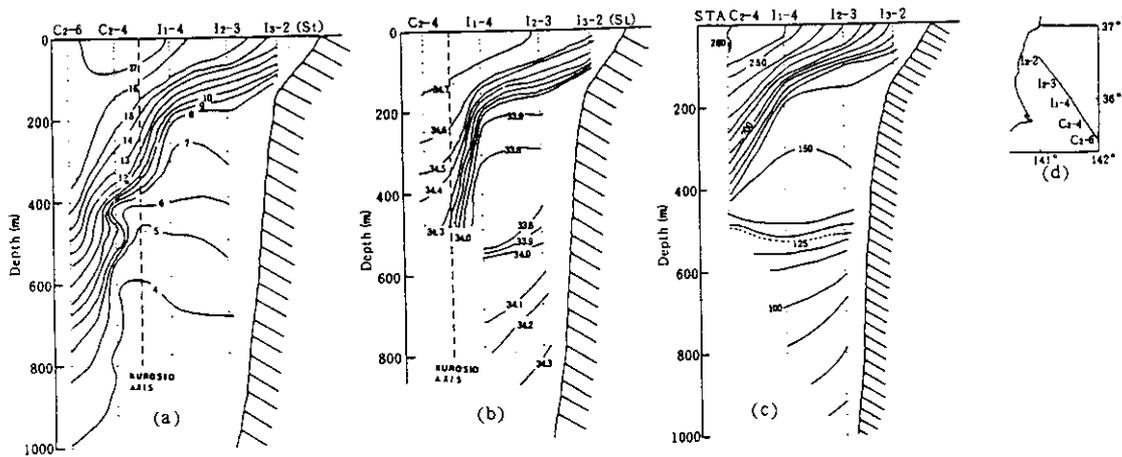


Fig. 25 Vertical distributions of temperature (a), salinity (b) and thermosteric anomaly (c) along the axis of Warm water tongue (along Y in (d)) in March, 1978.

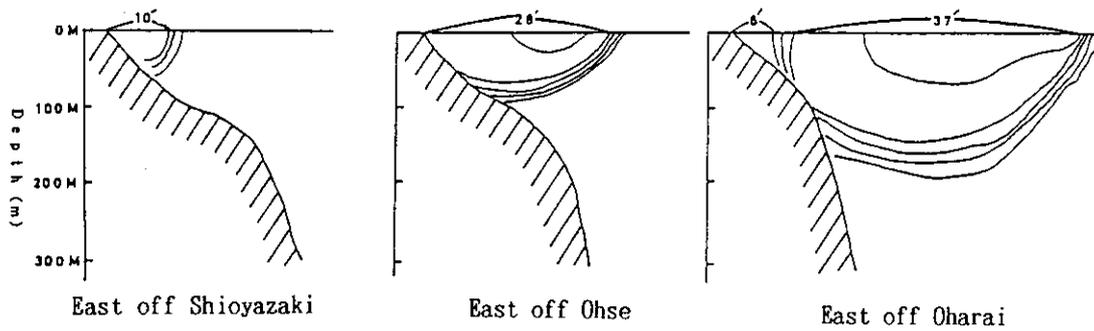


Fig. 26 A schema of the relation between bottom topography and Warm water tongue.

Fig. 24 では、暖水舌の下部にある水温、塩分、 δ_T の躍層は 200 m 深付近にみられる。暖水舌の東側では、これらの躍層は海面までつき出ている。暖水舌の東側の海面近くに低温、低塩分水がみられる。この水の δ_T は 150 ~ 170 cl/t で、暖水舌の水 (δ_T 160 ~ 260 cl/t) に比して重く、親潮第 1 分枝の系統の水である。暖水舌の西側は、躍層の下部が陸棚に接している。

Fig. 25 a, b 中の縦の破線は黒潮流軸位置を表している。黒潮縁辺部においては主温度、塩分躍層の傾きの角度は急である。暖水舌域では、主温度、塩分躍層の鉛直勾配は、黒潮域のそれらと同程度であるが、躍層の傾きがかなりゆるやかになっている (Fig. 25 a, b)。この図からも、200 m 以浅の黒潮縁辺部の水が鹿島灘へ張り出すことによって暖水舌が形成されていることが分る。黒潮域で、400 m 深付近にある δ_T 160 cl/t の等比容線は、測点 I₁-4 付近 (Fig. 7 参照) の暖水舌出現海域で 200 m 深まで浅くなっている (Fig. 25 c)。

暖水舌が存在している I₂ (大洗正東), I₃ (会瀬正東), F₁ (塩屋崎正東) の 3 測線の水断面から暖水舌と海底地形および南北の関係を模式図として Fig. 26 に示す。

暖水舌は大洗正東では幅 37 マイルで、その西縁は岸から 8 マイル程離れているが、会瀬正東では幅が 28 マイル程で陸岸に接している。塩屋崎正東では幅

が 10 マイル程で陸岸に接している。暖水舌の深さは大洗正東で 200 m、会瀬正東で 100 m、塩屋崎正東で 75 m と北に行くに従って浅くなっている。

暖水舌下限の躍層の西縁は、大洗正東で陸棚~陸棚斜面に接しているが、会瀬正東では完全に陸棚上に乗っている。塩屋崎正東では東側の境界が陸棚上から海面に向かって突き出し、陸棚上の岸に近いごく狭い範囲が暖水舌域となっている。この模式図で示した暖水舌の規模は各々の暖水舌によって異なるが、その西側の縁辺部が陸棚に接したパターンになるのは、暖水舌の一般的な特性のようである。

第 4 項 冷水舌と親潮の影響

第 2 項で O パターンが冷水年に比較的多く出現することを述べた。しかし冷水舌は Fig. 19 (a) に示すように W パターンの時は暖水舌と共存している。また O パターンの出現が多かった 1981 年の冬・春期 (26 週) の場合をみると、O パターンが 14 週、W パターンが 12 週に出現し、そのうち 65% (17 週) が両者共存で 35% (9 週) が暖水舌をとまなわない O パターンであった。

先に当海域は親潮系水が海面まで顕著に現れる最南端の海域であることを述べたが、親潮系水の水温分布では舌状を成しており、暖水との間に前線を形成する。この舌状分布を冷水舌、前線より北側の海域を冷水舌域と定義した。

Fig. 27 は 2 月の 100 m 深水温 5°C (親潮の境界水

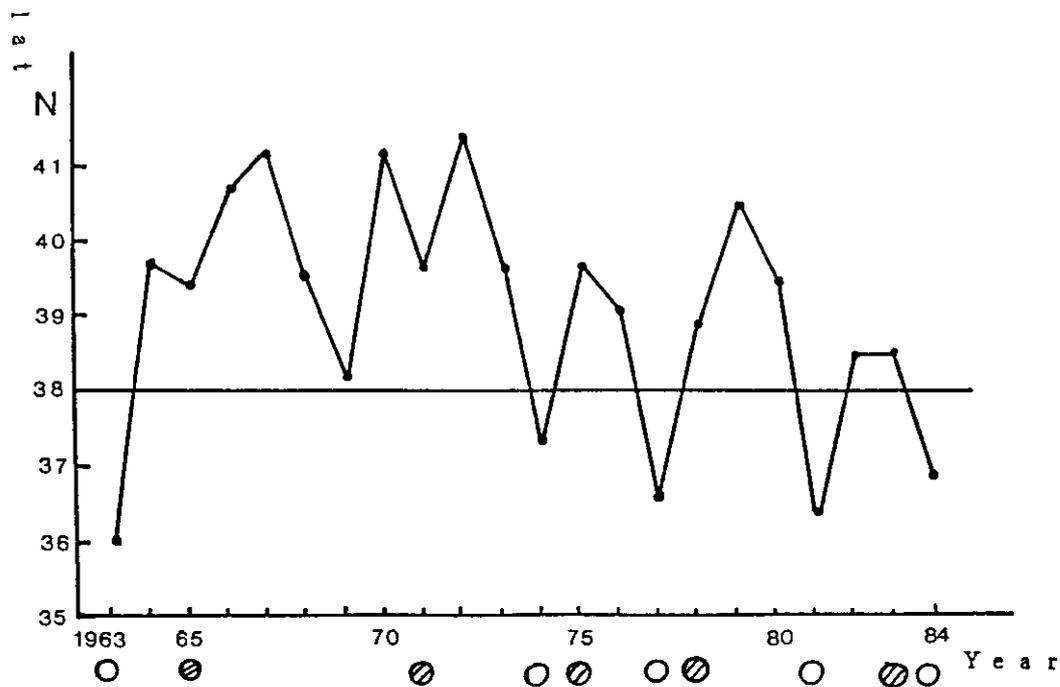


Fig. 27 Relation between southside front of 5°C (100m-depth) and sea condition at Kashima-Nada

- means cold water flow down to the Kashima-Nada.
- ⊗ means very cold water flow down to the Kashima-Nada.

温(川合, 1955)の先端位置をプロットしたものである。1963年から1984年の22年間で常磐南部から鹿島灘まで冷水が南下したのは約半数の10回あり、そのうち1963年, 1974年, 1977年, 1981年, 1984年の5回は異常冷水と呼ばれ, 冷水が沿岸海域のかなり広範囲を占めた。1974年以降冷水は頻繁に侵入しており, 親潮強勢年代に入っていることを印象付けている。図より2月の100 m 深水温 5°Cの先端位置が 38°N 以南にある時は, 春期の常磐南部から鹿島灘海域は異常冷水となっている。

冷水盛期には表面水温が沿岸から沖合まで非常に低温(2~5°C)で(Fig. 28), 塩分も非常に低い(33.0%以下)。これは純親潮水(川合, 1972)といわれるもので, その下層にはそれよりやや高温

(5°C台)で, 33.0~33.3%のやや高塩分の層があり, 逆転層を形成している。

冷水の南限位置は, 金華山沖, 塩屋崎沖, 犬吠崎沖の3ヶ所がある。

冷水が金華山沖を通過したならば, 急激に塩屋崎沖まで南下する。また塩屋崎を通過したならば犬吠崎沖まで急激に南下する。しかし, 年により南下の状況は異なるが, 犬吠崎を越えて東京湾や相模湾の方まで南下した例は記録にある限りにおいては1963年以外にはない。福岡(1958)は1956年8月, 1957年5月の水温分布, G E Kの流向・流速結果から房総沖の黒潮の大きなMeanderによる内側冷水塊の起源は沿岸を南下する親潮によるものであるとしている。これについてはかなり議論もあり, 西から移

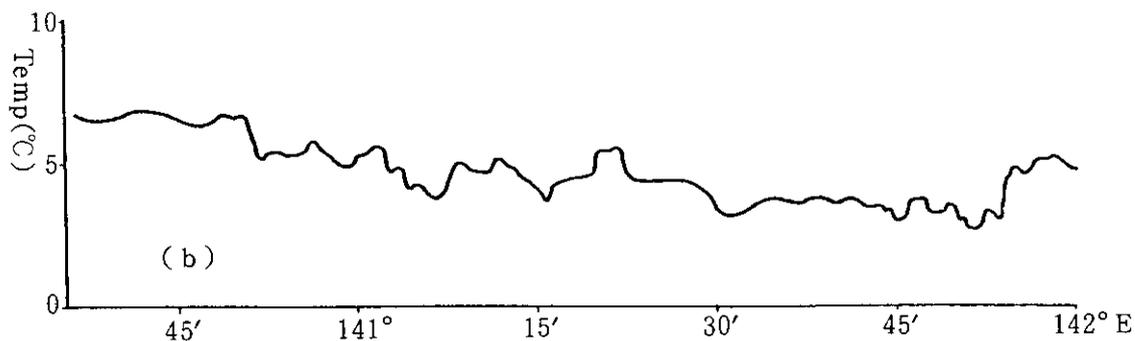
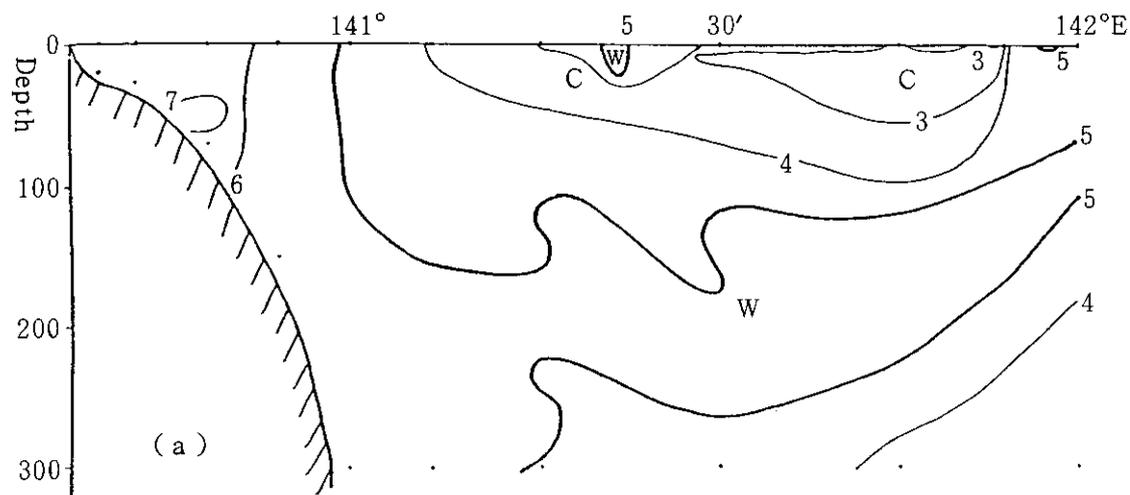


Fig. 28 Vertical distribution of temperature (a) and surface temperature obtained when ship is running (b). East off Oharai (in March 1984)

動した冷水塊の影響も考えなければならない。しかし、図からみる限りではD型冷水(二谷, 1969)であろう。

福岡(1950)は夏期の親潮域の海洋観測を基に親潮のT-S曲線は大体L字の形をなしていると論じている。大洗正東線上の水溫最低点における1984年の月別T-S曲線をFig. 29に示し、その定点をTable. 4に示した。この図をみると、冷水侵入初期の2月は3月や4月よりもはるかに高温、高塩分で、

Table 4 Observating locations. (1984)

Feb.	36° 19' N	141° 30' E
Mar.	36° 19' N	141° 45' E
Apr.	36° 19' N	141° 45' E
May	36° 19' N	141° 30' E
Jun.	36° 19' N	141° 45' E
Jul.	36° 19' N	141° 15' E
Aug.	36° 19' N	141° 15' E

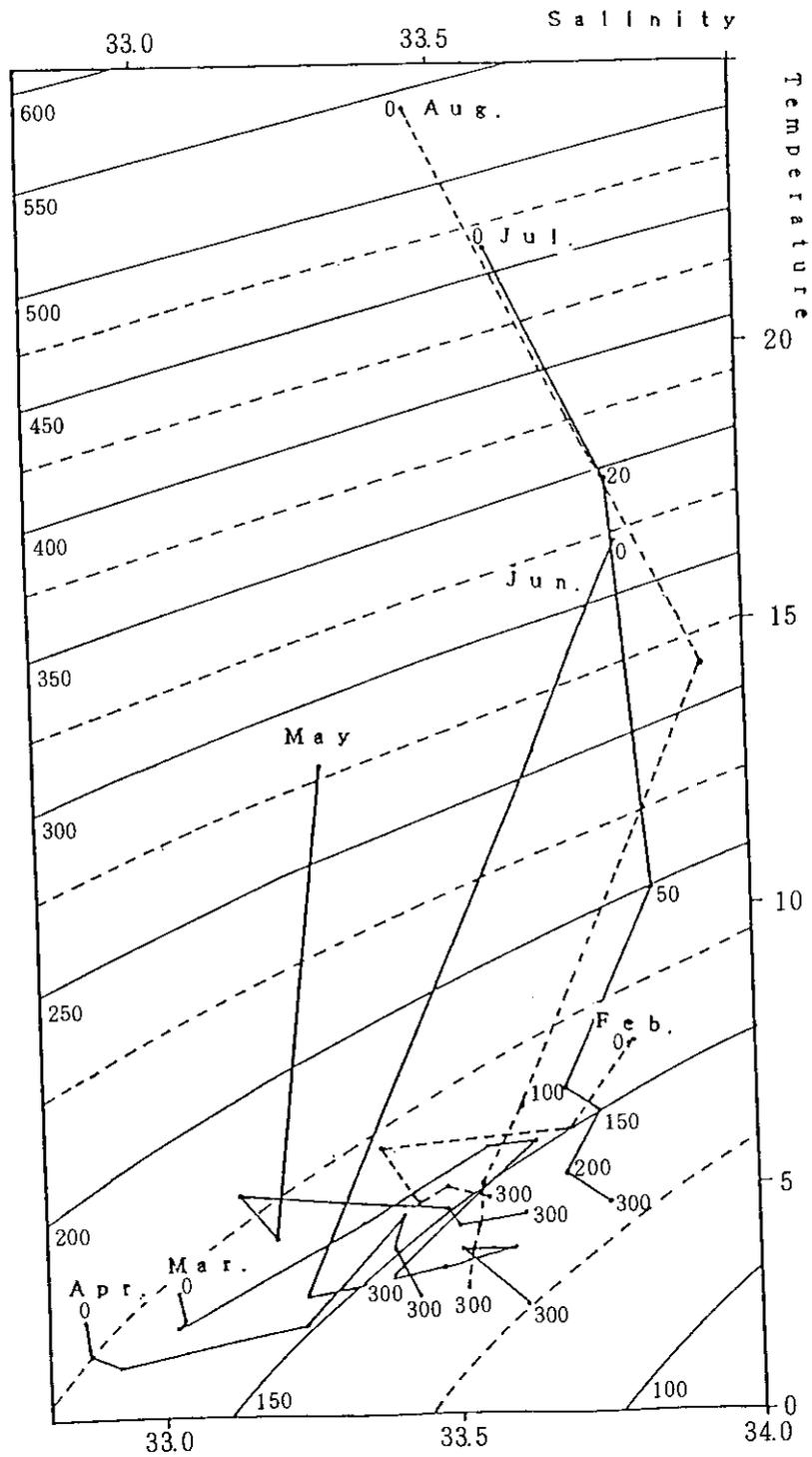


Fig. 29 Monthly T-S diagrams at the most cold water stations, east off Oharai, 1984.

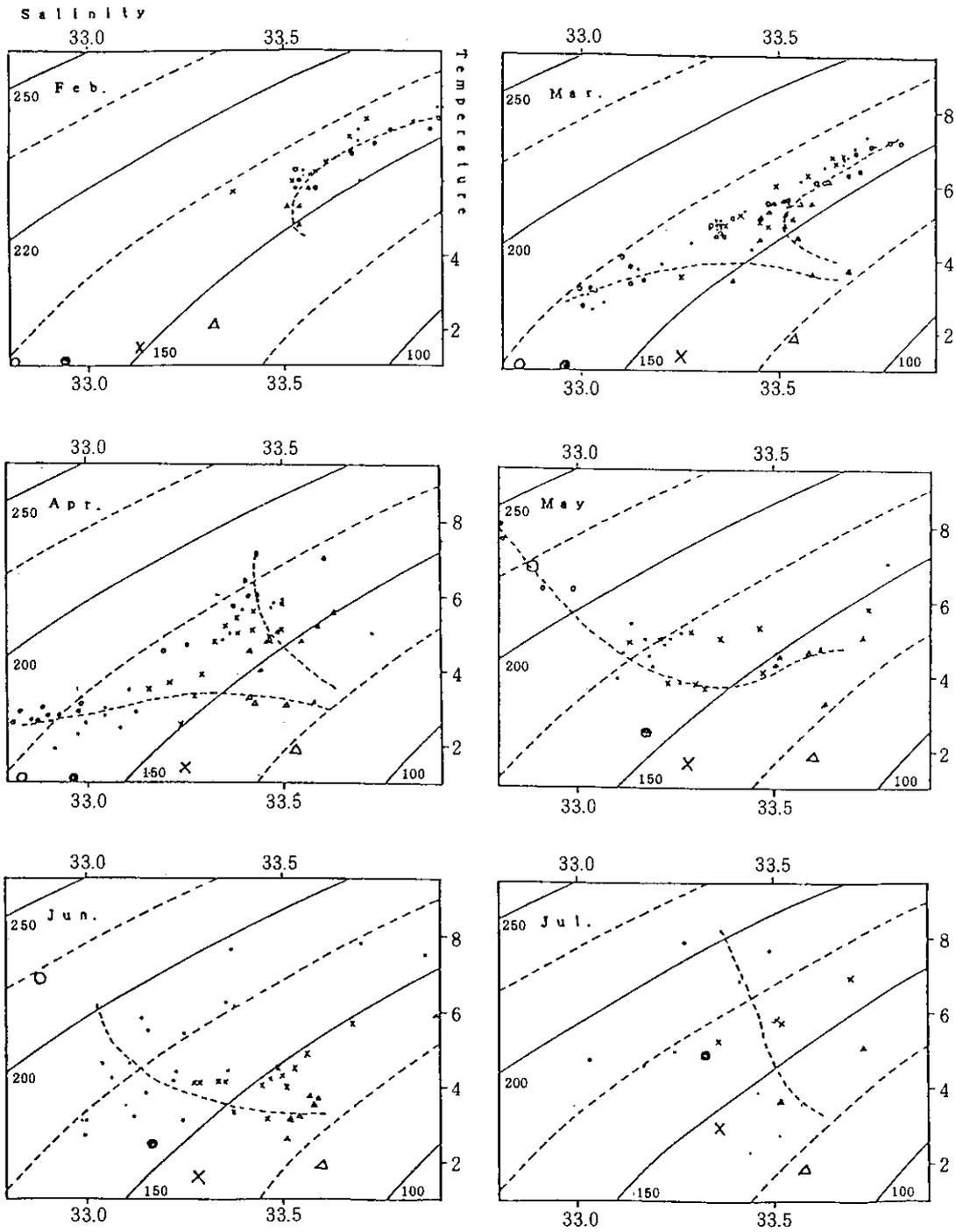


Fig. 30 Monthly T-S relations in the cold regions.

黒潮系水が残っていることを示している。3月、4月は福岡の図(1950, 2図)に完全に乗り、親潮水であることは明らかである。5月、6月にはL字型を示しているが、上層のみがやや高温、高塩分となり、中、下層は3月や4月と同じ状況を示している。7月、8月になると、中、下層の方も高温、高塩分になってきており、黒潮系水との混合水となっている状況がうかがえる。この図は福岡(1950)が襟裳岬東の観測点(42°N, 147.5°E)について作成した1936年や1937年夏期のT-S曲線に類似しており、福岡はこれを親潮水とは全然別の水系を表していると述べている。

Fig.30に当海域の親潮域内の観測点についてT-Sダイアグラムを作成し示した。全測点において水温8℃以上、塩分33.9‰以上は除外してある。2月は冷水侵入前期のため比較的高温、高塩分で5℃以上、33.5‰以上であるが、サーモスティリック・アノマリーは0~300m深まで150~175 cℓ/tの間にある。これらの値は北海道沖の親潮水とはかなり隔たりがある。3月の冷水盛期には2月と同様なグループと、最も低温で低塩分のグループの2つに分かれている。

前者は福岡(1950)が親潮水とは全然別の水系と指摘したもので、親潮系水ではあるが、かなり黒潮水と混合されている。後者は川合(1972)が水温2℃以下、塩分33.5‰以下の低温、低塩分水として定義した『純親潮水』に近い水系である。

この『純親潮水』系は3月、4月には0~300m深まで水温が2~4℃であるが、塩分は水深が深くなるにつれて高くなり、従って等サーモスティリック・アノマリー線を斜めに横切るような状況を示している。これは上・下層の混合が比較的起こりにくいことを物語っている。しかし、同じ水深ではT-S点が等サーモスティリック・アノマリー線に沿って点在し、水平混合がし易いことを示している。5月、6月には2月並みであるが、上層水の水温が上昇してきて塩分は変わらないため、L字型のT-S曲線を示している。これが7月の消滅期になると、

全体的に水温も塩分も高くなり、黒潮水と混合された水系に近づいている。

前者(黒潮水と混合された水)に属する水系は2月~4月までは0~100m深のT-S点が175 cℓ/tを中心として点在し、この層では水平的にも、鉛直的にも混合し易いことを示している。

3月以降の300m深のT-S点は125~150 cℓ/tの間に点在し、これは親潮系中層水(増沢ら, 1977)と呼ばれているものである。

第5項 Structure Function

第2項で分類した3つのパターンについて Structure Function (HAMON et al, 1972) から海況規模の推定が可能かについて検討した。

Structure Functionの計算に当たっては当海域をFig.31のような東西、南北に10マイルごとの柵目に分け、その交点の水温を『海況速報』から読みとり、各交点の水温とした。Structure Function $S(\ell)$ はHAMONの式

$$S(\ell) = \{ h(t) - h(t+\ell) \}^2 \text{を用いた。}$$

$h(t)$: 或る点の水温

$h(t+\ell)$: 或る点から ℓ マイル離れた所の水温

Fig.32に挿入図のような模擬海況を作成し、 $S(\ell)$ を計算して、各測線の $S(\ell)$ (東西方向(a), 南北方向(b))と ℓ との関係を示した。このような円形渦を持った海況では次のような特徴があげられる。

東西方向では、北部海域で $S(\ell)$ の極大が $\ell = 30$ に認められるが、南部海域では極大は無い。極小が北部海域の $\ell = 60 \sim 70$ に認められる。

南北方向では沿岸域で $S(\ell)$ の極大が $\ell = 30$ に認められるが、沖合海域では極大は無い。

以上のように東西方向と南北方向とはおなじような特徴をもっており、北側のラインと岸側のライン、南側のラインと沖側のラインが対応している。

Fig.33に挿入図のようなKパターンの $S(\ell)$ を計算して、各測線における $S(\ell)$ と ℓ との関係を示した。

この図において特徴的なことは、東西方向(a図)では、 $S(\ell)$ の極大は無い。南北方向(b図)でも $S(\ell)$ の極大は殆ど認められない。Kパターンについて

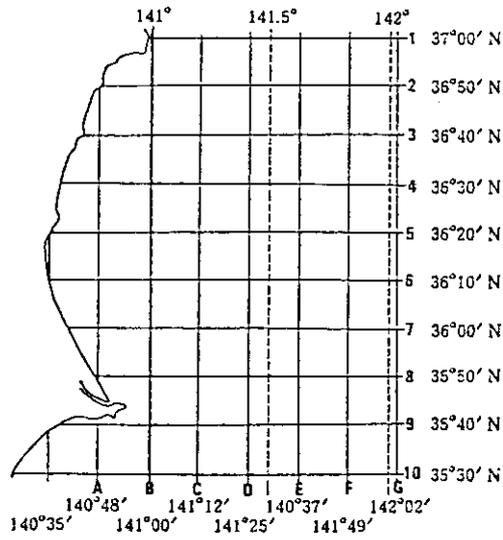


Fig. 31 Region of observation (dividing 10 miles each).

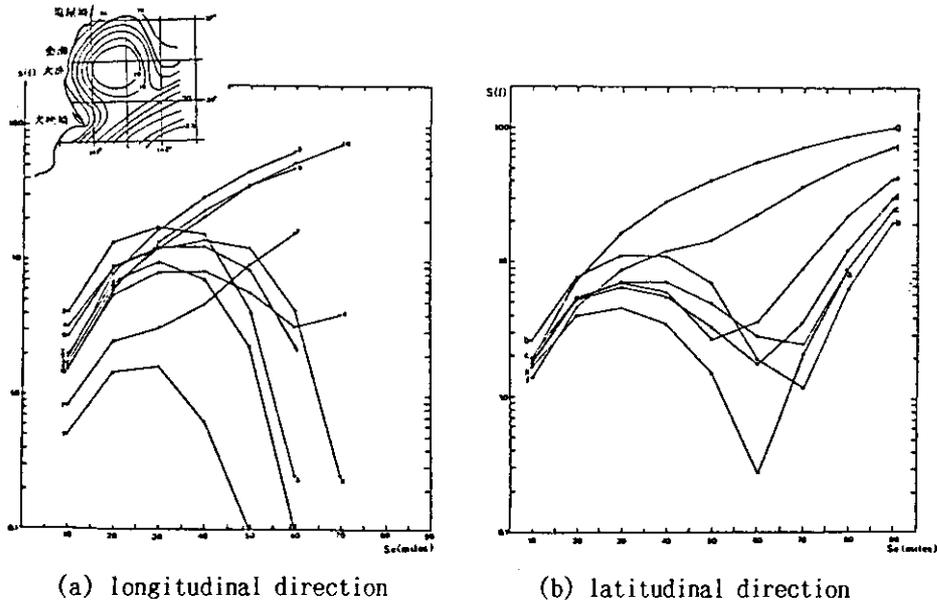
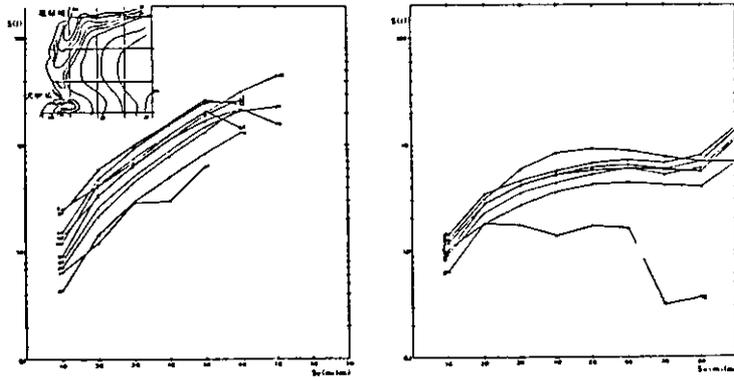
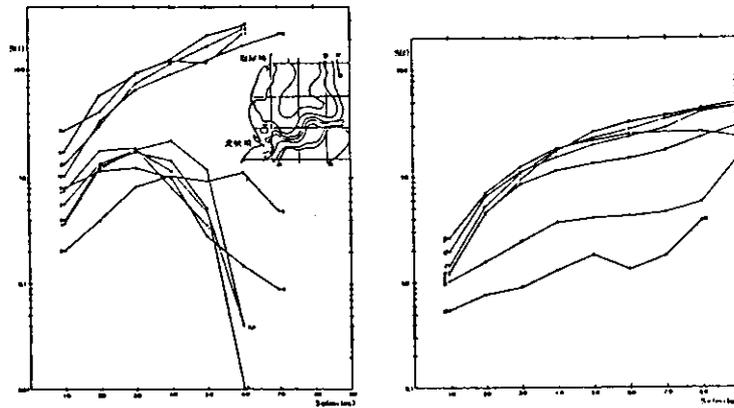


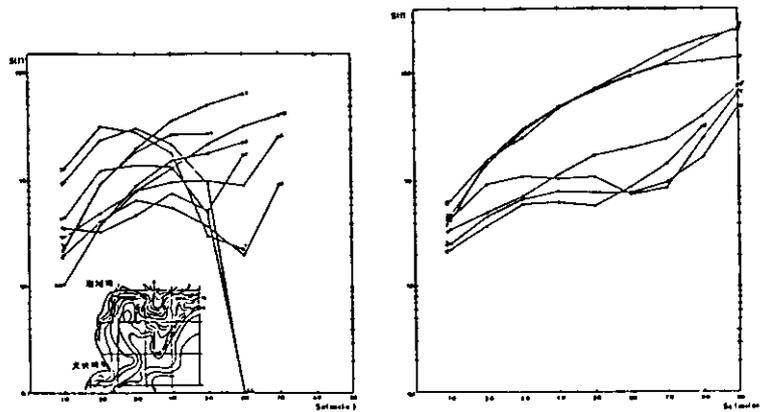
Fig. 32 Relation between $S(\ell)$ and ℓ obtained from calculating model pattern.



(a) longitudinal direction (b) latitudinal direction
 Fig. 33 Relation between $S(\ell)$ and ℓ in K-pattern.



(a) longitudinal direction (b) latitudinal direction
 Fig. 34 Relation between $S(\ell)$ and ℓ in 0-pattern.



(a) longitudinal direction (b) latitudinal direction
 Fig. 35 Relation between $S(\ell)$ and ℓ in W-pattern.

ランダムに27例を抽出し、 $S(\ell)$ を計算してその極大の出現状況を見ると、東西方向及び南北方向での状況はFig.33と同じ傾向を示している。

Fig.34に挿入図のようなOパターンの各測線における $S(\ell)$ と ℓ との関係を示した。

この図において特徴的なことは、東西方向(a図)では $S(\ell)$ の極大は北側のラインの ℓ が30~40マイルにあり、南側のライン及び南北方向(b図)では認められない。

Oパターンについてランダムに24例を抽出し、 $S(\ell)$ を計算してその極大の出現状況を見ると、東西方向、南北方向ともFig.34と同様な傾向を示している。(a)図は模擬海況(Fig.32の(a)図)と全く同じ状況を示しており、東西方向では円型渦を思わせる。

Fig.35に挿入図のようなWパターンの各測線における $S(\ell)$ と ℓ との関係を示した。

この図において特徴的なことは、東西方向(a図)では $S(\ell)$ の極大は北のライン及び南のラインでは認められず、中間のラインの間隔(ℓ)20~40マイルにあり、極小が間隔(ℓ)60マイルに認められる。この極小は冷水舌の存在によるものである。南北方向(b図)では顕著な極小、極大は認められない。

Wパターンについてランダムに27例を抽出し、 $S(\ell)$ を計算して、その極大、極小の出現状況を見ると、東西方向では32(a)図と同じ傾向を示しており、円型渦を思わせる。南北方向では西側のラインで短い間隔(20~30マイル)に極大が出ており、東側のラインでは極大が無く、Oパターンの場合と同様である。西側の短い間隔に極大が出ているのは、沿岸冷水の南北方向の規模を示すもので、40~60マイルの規模となっている。

ここで $S(\ell)$ について考えてみると、Fig.32のような平坦な海域に円型渦もしくは楕円型渦が存在するときは、その渦のスケールとして $S(\ell)$ が明確な値として定まり、このときは渦のスケールと $S(\ell)$ のスケールは一致するのである。しかし、当海域のように黒潮、親潮等が複雑に入り乱れている所では、等温線の湾曲部が $S(\ell)$ の極値として利いて来るので、平

坦な海況以外で使用することは、幾分の疑問が残る。沿岸域に出現する小冷水塊や暖水塊のスケールを知るには、Wパターンの所で沿岸冷水のスケールが求まったことから適当である。

等温線がクローズされた形をとらず、暖水舌や冷水舌のように一方向が開放された海況においては、開放面に垂直な方向の $S(\ell)$ は水温が漸増または漸減するため、次の不等式で表される。 $S(\ell_1) < S(\ell_2) < \dots < S(\ell_n)$ 従って極値は出現しない。このことより考えても、当海域における暖水舌や冷水舌の波長は把握できるが、振幅はこの方法では把握できないということが分る。

第3節 沖合水の特性,特に北太平洋の水塊との関連

第1項 黒潮系水,親潮系水の物理量の変動幅と特性

Fig.36は当海域における1971年~1980年の10年間の月別最高水温・塩分を仮りに黒潮系水,最低水温・塩分を親潮系水として得られた2系水の海面及び100m深の水温・塩分の季節変動を示したものである。こうして黒潮系,親潮系の特性を与えたが、図にみるとおり各系水内での較差が大きい。これは当海域に親潮系水が入っていない時でも、親潮系水に近い混合水の最低水温・塩分を親潮系とした場合もあり、また逆に黒潮系水が入っていない時でも黒潮系水に近い混合水の最高水温・塩分を黒潮系とした場合もあり得るためによるものである。これを次の式により修正し、黒潮系,親潮系の指標値と定義しTable.5のように定めた。

$$K_{Hi} - \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (K_{Hi} - K_{Li}) = K_{LAi}$$

$$O_{Li} + \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (O_{Hi} - O_{Li}) = O_{HAi}$$

K_H : 黒潮系水上限

K_L : 黒潮系水下限

K_{LA} : 修正後の黒潮系水下限

O_H : 親潮系水上限

O_L : 親潮系水下限

O_{HA} : 修正後の親潮系水上限

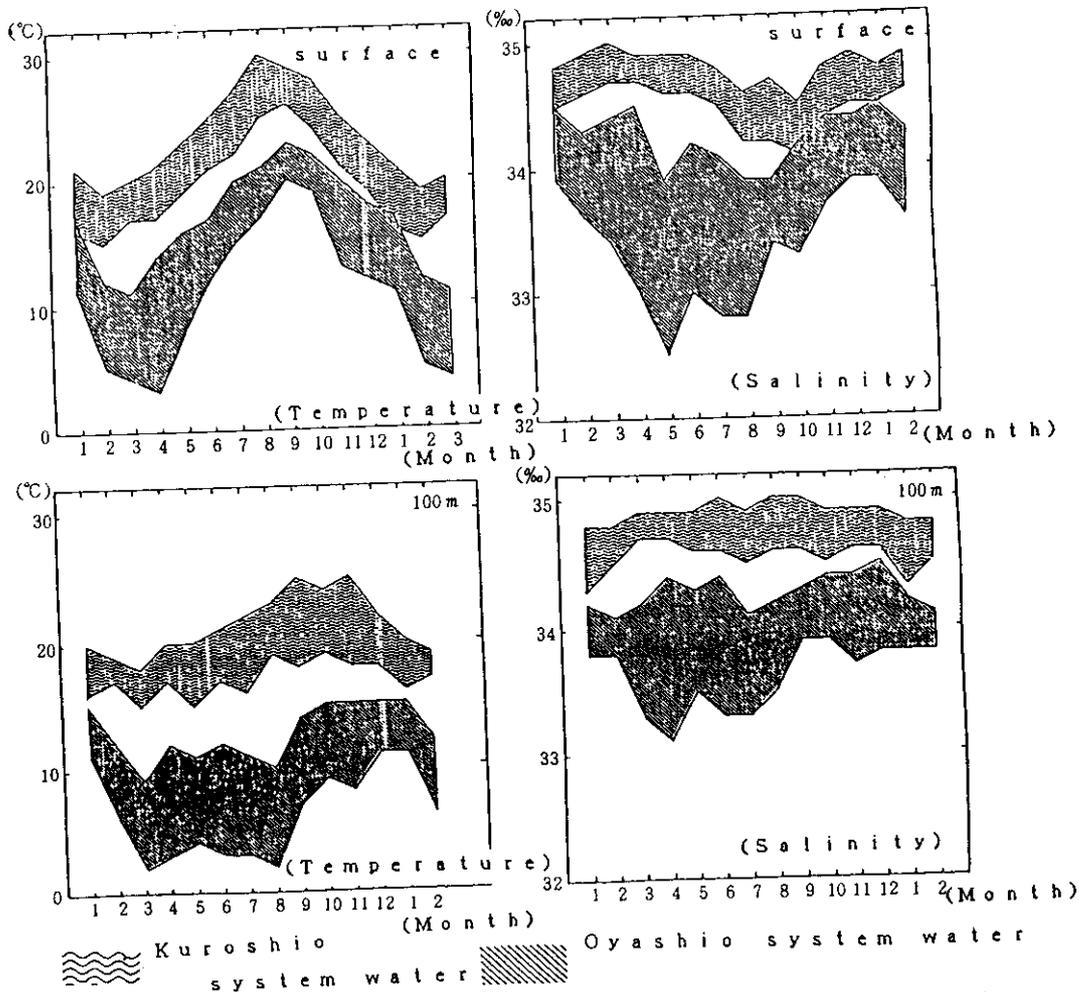


Fig. 36 Seasonal variation of surface temperature and at the depth of 100m in the Kuroshio and Oyashio Area from Joban to Boso.

なお、平均年較差はTable. 6のように計算された。更に鉛直的な構造を知るため図19～22において、高温・高塩分で低密度の水が鹿島灘に舌状に張り出している範囲を暖水舌域、低温・低塩分で高密度の水が北から南に向かって舌状に張り出す範囲を冷水舌域、上記両舌域の南側の比較的蛇行の小さい高温・高塩分域を黒潮域とした。その各水域の水温、塩分および δ_T (サーモステリックアノマリ)の範囲を読み取り、各水域の深度別水温、塩分、 δ_T の状況をFig. 37に示した。

暖水舌域は50 m深までは黒潮系水に近く、上限と下限の差は水温4°C、塩分0.2‰、 δ_T 50 cl/tと広

くなっている。100 m深では親潮系水に近づき、上限と下限の差は水温4°C、塩分0.2‰で50 m深の水温、塩分と同じ幅であるが δ_T は20 cl/tと狭くなっている。200 m深では、上限と下限の差は小さくなり、水温1°C、塩分0.1‰、 δ_T 5 cl/tにすぎない。200 m深での、暖水舌域の水温、塩分は、黒潮域よりも冷水舌域に近い特性を持っている。このことは、暖水舌の厚みは200 m以内であることを示している。暖水舌域の、400 m以深の水温、塩分は冷水舌域のそれらと類似した特性をもつようになる。500 m以深の密度分布は、各水域間に明瞭な境界は存在しない。

Table 5 Indicating temperature (T) and salinity (S) of Kuroshio system water and Oyashio system water.

Dep-th	Sys-tem	Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
			Surface	Kuroshio system water	Temp. 17 < T < 21	15 < T < 19	17 < T < 20	17 < T < 21	19 < T < 23	21 < T < 25	23 < T < 27	26 < T < 30	26 < T < 29	24 < T < 28
	Oyashio system water	Temp. 11 < T < 17	5 < T < 11	4 < T < 10	3 < T < 9	8 < T < 14	12 < T < 17	15 < T < 20	17 < T < 21	20 < T < 23	19 < T < 22	13 < T < 19	12 < T < 18	
	Kuroshio system water	Sal. 34.5 < S < 34.8	34.6 < S < 34.9	34.7 < S < 35.0	34.7 < S < 34.9	34.8 < S < 34.9	34.6 < S < 34.9	34.5 < S < 34.8	34.3 < S < 34.6	34.4 < S < 34.7	34.2 < S < 34.5	34.5 < S < 34.8	34.6 < S < 34.9	
	Oyashio system water	Sal. 33.9 < S < 34.5	33.6 < S < 34.3	33.4 < S < 34.3	33.0 < S < 33.9	32.5 < S < 33.5	33.0 < S < 33.9	32.8 < S < 33.7	32.8 < S < 33.7	33.4 < S < 33.9	33.3 < S < 34.2	33.7 < S < 34.4	33.9 < S < 34.4	
100 m depth	Kuroshio system water	Temp. 16 < T < 20	15 < T < 19	14 < T < 18	16 < T < 20	16 < T < 20	17 < T < 21	18 < T < 22	19 < T < 23	21 < T < 25	20 < T < 24	21 < T < 25	18 < T < 22	
	Oyashio system water	Temp. 11 < T < 15	7 < T < 12	2 < T < 9	3 < T < 10	4 < T < 11	3 < T < 10	3 < T < 10	2 < T < 9	7 < T < 14	9 < T < 15	8 < T < 15	11 < T < 15	
	Kuroshio system water	Sal. 34.5 < S < 34.8	34.5 < S < 34.8	34.7 < S < 34.9	34.7 < S < 34.9	34.6 < S < 34.9	34.7 < S < 35.0	34.6 < S < 34.9	34.7 < S < 35.0	34.7 < S < 35.0	34.6 < S < 35.0	34.6 < S < 34.9	34.6 < S < 34.9	
	Oyashio system water	Sal. 33.8 < S < 34.2	33.8 < S < 34.1	33.3 < S < 34.0	33.1 < S < 33.8	33.5 < S < 34.2	33.4 < S < 34.1	33.4 < S < 34.1	33.5 < S < 34.2	33.9 < S < 34.3	33.9 < S < 34.4	33.7 < S < 34.4	33.8 < S < 34.5	

Table 6 Annual difference of Kuroshio system water and Oyashio system water.

Dep.	Para	$\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (KH_i - KL_i)$		$\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (OH_i - OL_i)$	
	T·S	Temp.	Sal.	Temp.	Sal.
Surf.		4.1°C	0.34 ‰	6.0°C	0.95 ‰
100 m		4.5°C	0.34 ‰	6.8°C	0.72 ‰

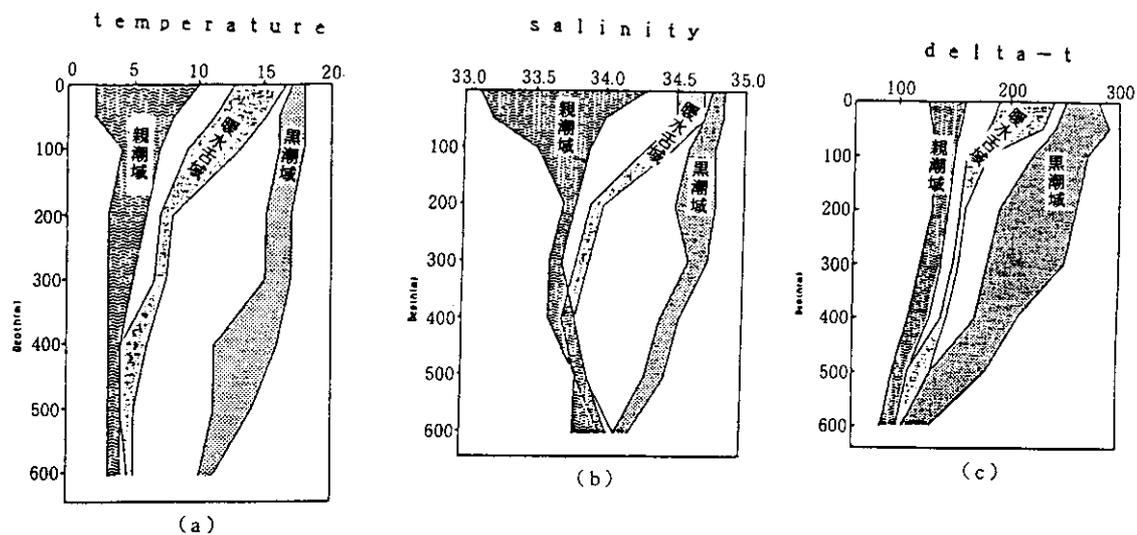


Fig. 37 Range of temperature (°C), salinity (‰) and delta-t in Kuroshio area, Warm water tongue area and Cold water tongue area.

第2項 水塊特性

Fig. 38 a～g は三県共同調査の $F_3 \sim C_1$ (Fig. 7 参照) までの各測線ごとの T-S ダイアグラムである。 F_3, F_2 測線 (Fig. 38 a, b) では黒潮系水はみられない。これら両測線では T-S 点は $\sigma_T 26.5 \sim 26.7$ g/l ($\delta_T 154 \sim 135$ cl/t) の等密度線に沿って並び、等密度面上で混合しやすい状態にある。これは表層を南下してきた純親潮水が等密度面で黒潮系水と混合して変質した水で、これを親潮系中層水 (増沢ら, 1977) に対して親潮系上層水とよぶことにする。 F_3, F_2, F_1 測線では、塩分 33.6～33.7‰, 水温 3～4℃ の塩分極小の水塊が存在し、これは親潮系中層水 (増沢ら, 1977) である。これらの測線のもう一つの特徴は水温 3℃ 内外で、 $\sigma_T 27.0$ g/l ($\delta_T 110$ cl/t) の等密度線を横切っている密度成層をなした水が存在することで、ここではあまり混合が行われていないことを示し、これは親潮潜流水 (MASUZAWA, 1950) である。 F_1 測線 (Fig. 38 c) では F_3, F_2 測線と同様の親潮系の水の他に、水温 8～13℃, 塩分 34.2～34.6‰, $\sigma_T 26.5 \sim 26.0$ g/l ($\delta_T 155 \sim 200$ cl/t) で、 $\sigma_T 26.5$ g/l ($\delta_T 150$ cl/t) の等密度線を横切る比較的安定した水が存在する。これは水温躍層水 (MASUZAWA, 1969) で当海域ではこの水が黒潮系上層水を形成している。

I_3, I_2, I_1 測線 (Fig. 38 d, e, f) では、 F_1 測線と類似の T-S パターンを示すが、これらの測線では亜熱帯モード水に相当する $\sigma_T 25.5$ g/l ($\delta_T 250$ cl/t) の水が存在する。

C_1 測線 (Fig. 38 g) では黒潮域の T-S パターンになるが、 $\sigma_T 26.5$ g/l ($\delta_T 150$ cl/t) 付近に塩分が 34.0‰ 以下になる水が存在している。

全測点の T-S 関係を Fig. 39 に示す。これによると、常磐～房総海域の水塊は、等密度線を横切る高温、高塩分の黒潮系上層水、 $\sigma_T 26.5$ g/l ($\delta_T 150$ cl/t) の等密度線にはほぼ平行な親潮系上層水と純親潮水、 $\sigma_T 26.8$ g/l ($\delta_T 125$ cl/t) で代表される黒潮系、親潮系中層水、水温が低く等密度線を横切る純親潮水と中冷水あるいは深層普遍水との混合水により形

成されている。

ここで黒潮域、暖水舌域、親潮域の代表的な観測点の T-S ダイアグラムを調べてみた。黒潮域では 0～500 m 深付近まで亜熱帯モード水と躍層水を含む黒潮系上層水で、500～700 m 深付近が黒潮系中層水、700 m 以深は親潮潜流水となっている。暖水舌域では 0～100 m 深付近までは黒潮系上層水で、100～200 m 深付近までは黒潮と親潮の混合水、200～700 m 深付近は親潮系中層水、700 m 以深は親潮潜流水となっている。親潮域では 0～100 m 深付近までは純親潮水または親潮系上層水、100～200 m 深付近で親潮系中層水との混合水及び親潮系中層水、250 m 以深で親潮潜流水となっている。

以上のごとく当海域における主な水塊の δ_T の特性は、亜熱帯モード水の下限で 250 cl/t 、西部北太平洋中央水の下限で 160 cl/t 、北太平洋中層水 (黒潮系および親潮系中層水) (HASUNUMA, 1978) は 125 cl/t であることがわかった。これらの δ_T の深さの分布を Fig. 40 に示す。亜熱帯モード水は黒潮域、鹿島灘で認められ、その厚さは黒潮域で約 250 m、鹿島灘の沖合で約 50 m であるが、常磐海域ではこの水は認められない (Fig. 40 a)。西部北太平洋中央水は黒潮域で 400～550 m 深とその分布深度は深く、この水は暖水舌を構成する主たる水であり、鹿島灘海域では 100～150 m 深付近を舌状に分布しているが、常磐北部海域には存在しない (Fig. 40 b)。北太平洋中層水は黒潮二次前線の北側が、300～400 m 深で、犬吠埼沿岸部にも 400 m 以浅の海域がある。黒潮域では 500～600 m 深と深く、その深さを保ったまま鹿島灘へ舌状に張り出している。

Fig. 41 は以上の結果から常磐～房総海域の水塊構造を川合 (1972) にならって立体的に模式化したものである。ウォームコアの水温は 17℃ 台で、前線はウォームコアの北側 (第一次黒潮前線) と暖水舌や黒潮分派の北側 (第二次黒潮前線) との二本がある。

中層の塩分極小層の最低塩分値は 33.6‰ 台である。各測線の中から最低塩分が存在する測点を Fig. 42 d, に示されるように一点ずつ選び、南北に連なる水温、

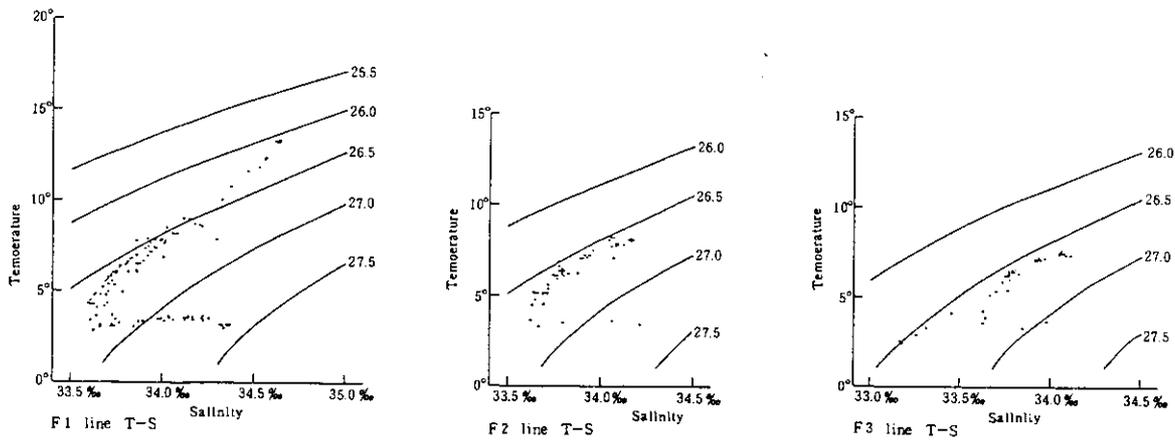


Fig. 38 T-S diagrams of each observation lines.

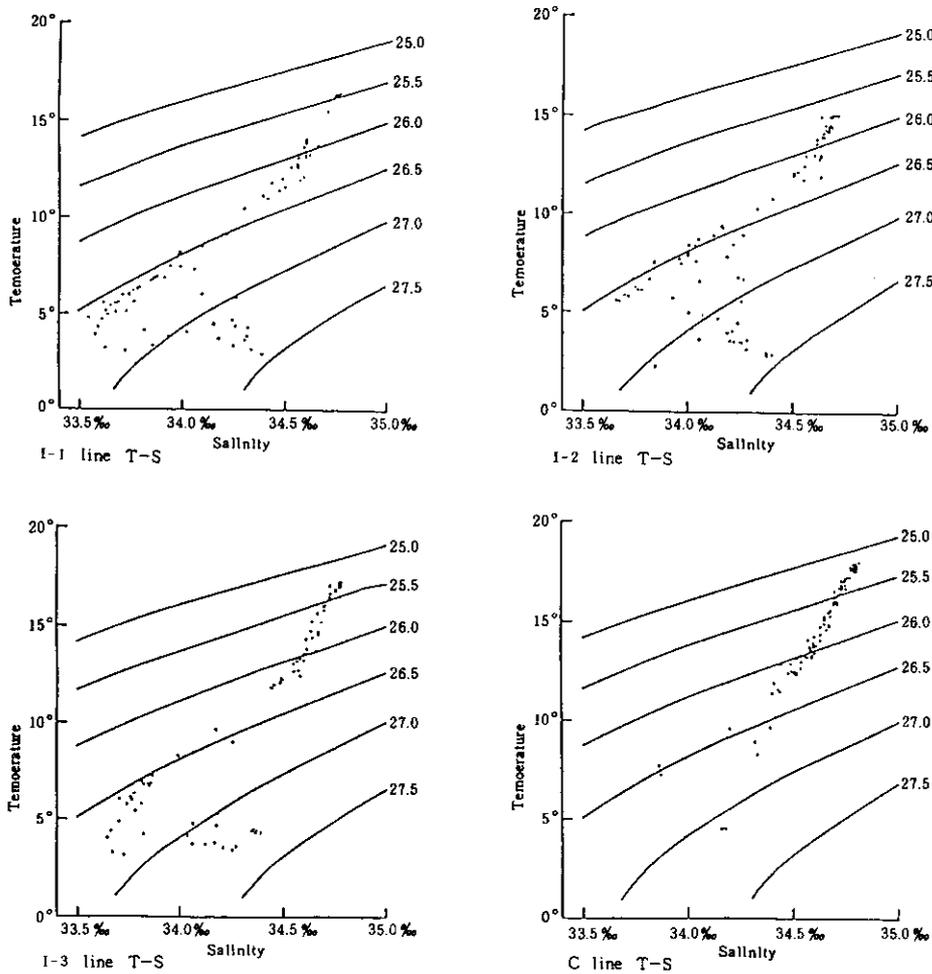


Fig. 38 T-S diagrams of each observation lines.

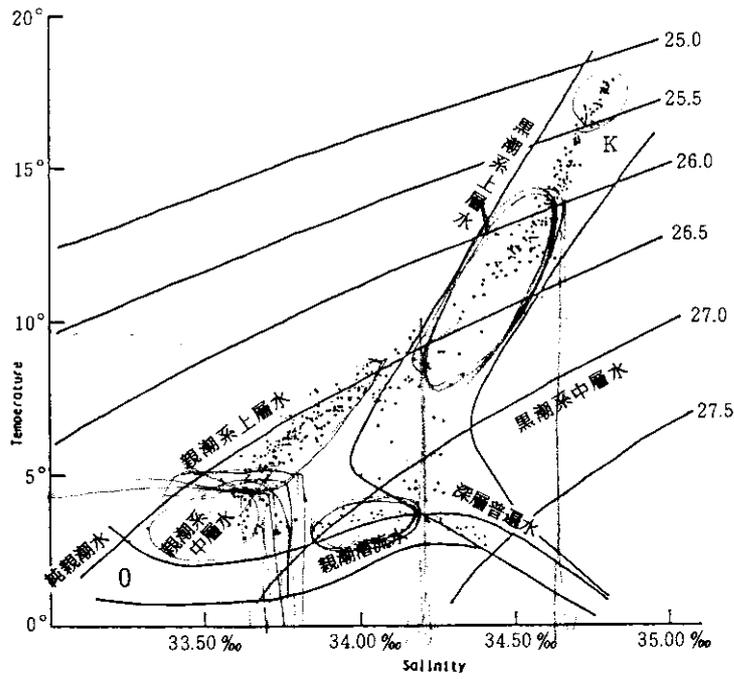


Fig. 39 T-S diagrams of all observation points and distinguishing those water.
 K means Kuroshio water.
 O means Oyashio water.

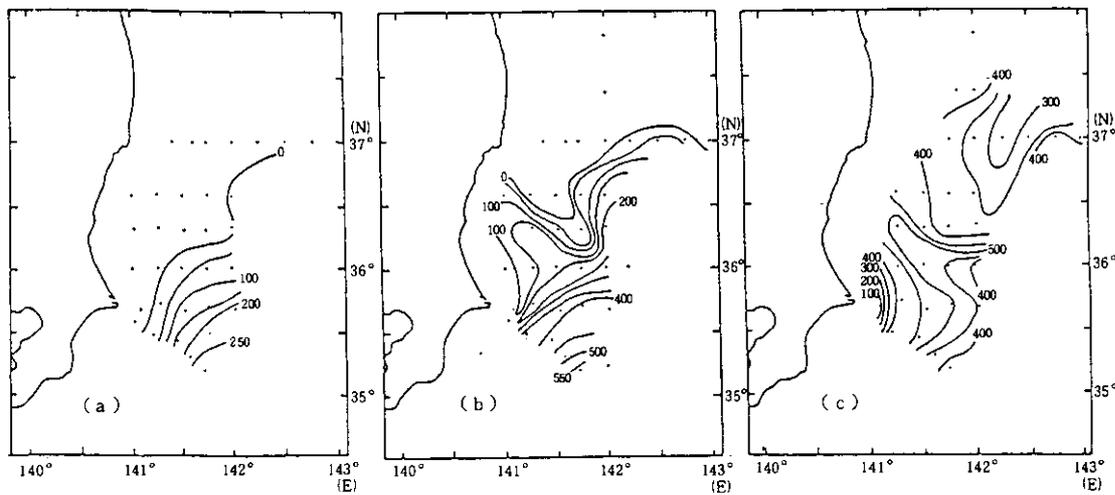


Fig. 40 Typical water mass Distributions of depth at Joban-Boso area.
 (a) North Pacific Subtropical Mode Water
 (b) Western North Pacific Central Water
 (c) North Pacific Intermediate Water

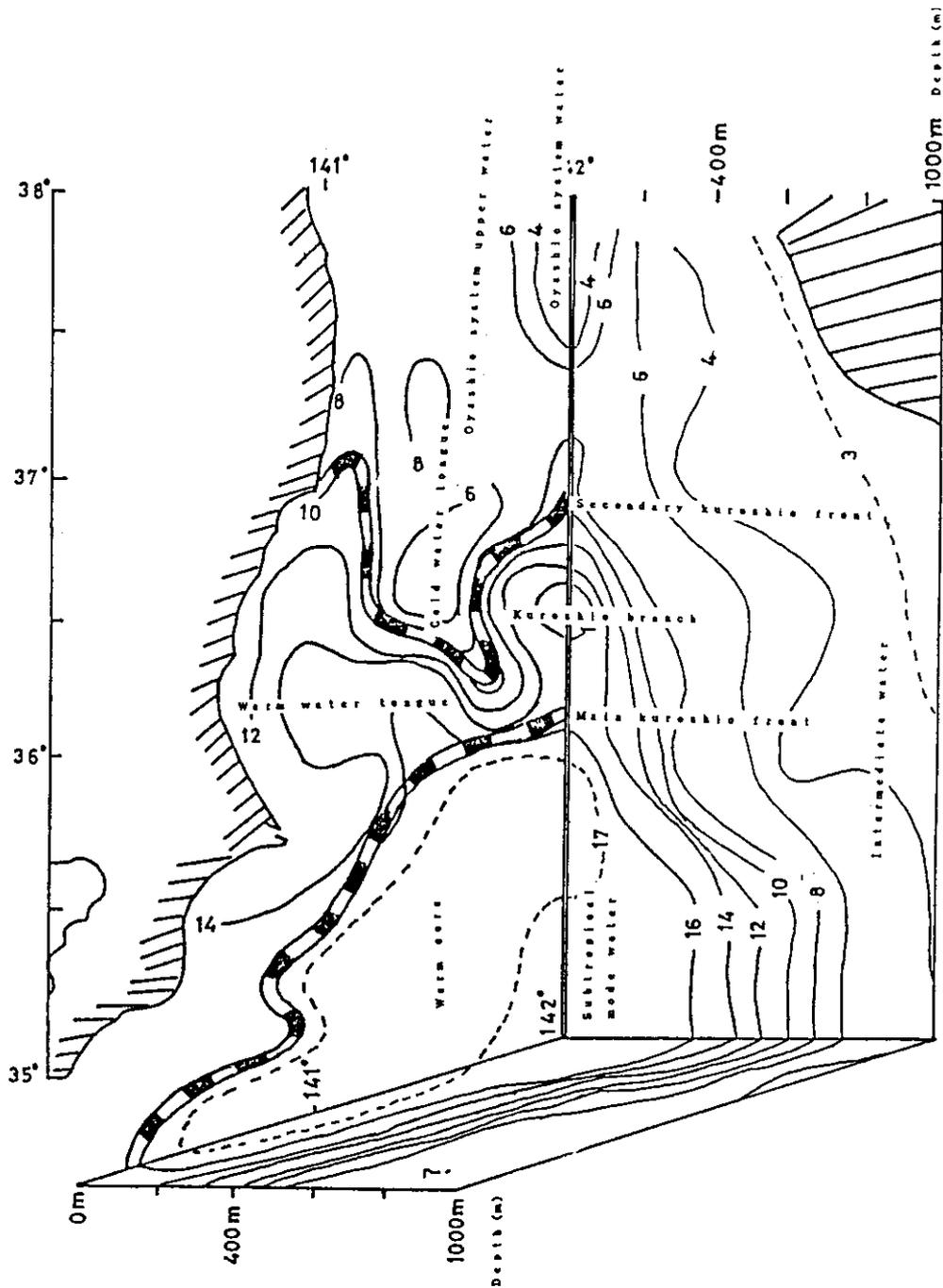


Fig. 41 Block diagram showing the schematic structure of upper water at Joban-Boso area.

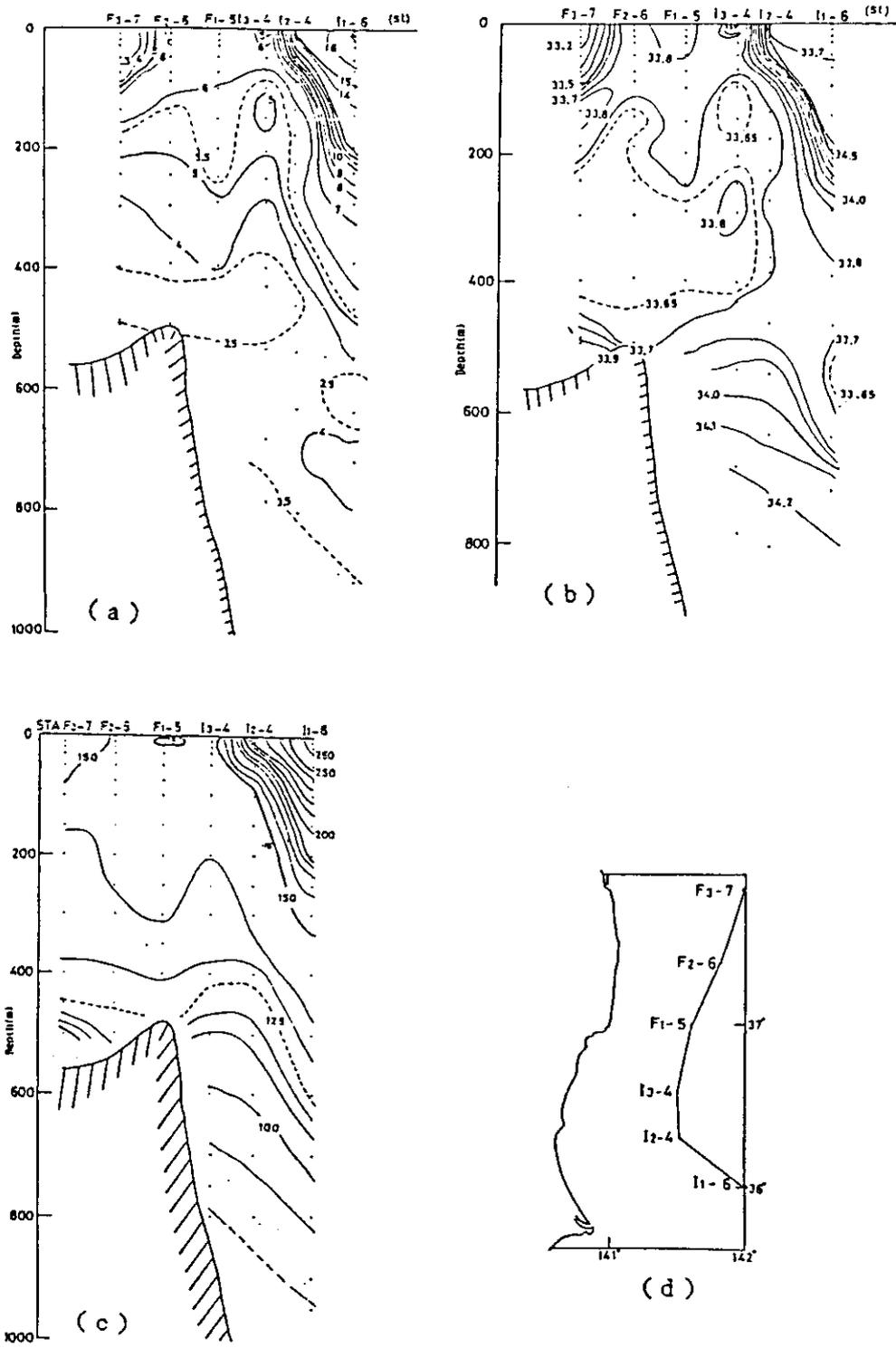


Fig. 42 Section along the salinity minimum existence of (d), temperature (a), salinity (b) and delta-t (c)

塩分、 δ_T の鉛直断面を図42 a, b, cに示す。これによると、塩分極小層はI₁-6測点で500~600 m深にみられ、33.65%以下の塩分帯の δ_T は120~130 cl/tである。他の測点では、塩分極小層は200~400 m深にみられ、33.65%以下の塩分帯の δ_T は125~140 cl/tである。従って両者はこの海域ではつながっていない。水温極小層はI₁-6測点では640 m深付近にみられ、他の測点では300~500 m深にみられる。これは中冷水(宇田, 1935 b)でその水温は3.0~3.5°Cである。塩分極小層の深さは水温極小層の深さより約100 m浅く、このような現象は、ICHIYE et al (1956)が描いた東北海区の水溫・塩分の鉛直断面図にも現われている。水温極小層の δ_T は120~130 cl/tであり、塩分極小層の δ_T は125~140 cl/tで、塩分極小層の下限はREID (1965)が北太平洋中層水の代表特性とした δ_T と一致している。従って、水温極小層の水と塩分極小層の水は異なったもので、水温極少層で代表される中冷水の上に塩分極小層で代表される中層水が重なっているものと解釈される。

I₃-4測点の200 mよりやや浅い所に水温5°C以下、塩分33.65%以下の低温、低塩分帯がある。これは親潮系中層水の一部が黒潮の縁辺部で浮上して形成された水温、塩分の極小層で川合(1972)、水野ら(1979)が浅いコールドコアとよんだものであろう。このことは、浅いコールドコアは親潮系中層水が黒潮の縁辺部に接しているために、流れのシアーによってその一部が剥離して黒潮のシアーゾーンの端に巻き上がることによって形成されることを示唆している。

躍層は、『物理量の鉛直方向の傾度が一番大きい深さの層をよぶ』(安井, 1960)と定義されている。ここでは便宜的に、鉛直断面において、400 m以浅では、50 m間で水温では1°Cを単位として3°C以上、塩分では0.1‰を単位として0.3‰以上、また δ_T では10 cl/tを単位として30 cl/tの差がある層をもって躍層とし、400 m以深では、100 m間で3°C以上、

0.3‰以上の差がある層をもって躍層とする。

Fig. 43に主水温躍層の深度を求めた。これによると、躍層は南部ほど深く、I₁測線(36°N)付近を境にしてその北側で急に浅くなっている。これは黒潮がこの付近で東流しているためである。暖水舌域および黒潮分派域では、100 m深前後に主水温躍層が存在している。北部の冷水舌が張り出した海域では主水温躍層は認められない。

Fig. 44に主塩分躍層の深度を示した。これによると、主塩分躍層は水温躍層と同様に、I₁測線付近を境にしてその北側で急に浅くなり、暖水舌域および黒潮分派域では100~200 m深に存在する。暖水舌域では塩分躍層が鹿島灘へ舌状に張り出している。北部の冷水が張り出している海域では主塩分躍層は認められない。

塩分極小層下限に相当する δ_T 躍層の深度と主 δ_T 躍層の深度分布をFig. 45 a, bに示した。

塩分極小層は、犬吠埼正東のC₂測線で浅く(300~400 m深)、鹿島正東のI₁測線で深く(500~650 m深)になっている。しかし、黒潮分派の張り出している海域では浅く(350~450 m深)になっている。Fig. 45 bは主温度躍層の深度分布(Fig. 43)や主塩分躍層の深度分布(Fig. 44)と一致し、鹿島正東のI₁測線付近で急に浅くなっている。暖水舌域、黒潮分派域に相当する海域では、100~200 m深に存在する躍層が舌状に張り出している。北部海域に張り出した冷水舌域には主 δ_T 躍層は存在しない。以上のごとく水温・塩分・ δ_T の主躍層は概ね同一の水深に形成されている。これは西部北太平洋中央水(SVERDRUP et al, 1942)と、北太平洋中層水(増沢ら, 1977)との境をなす躍層である。黒潮域中層の躍層は暖水舌域や黒潮分派域より深い所に存在する(220~750 m深)。これも西部北太平洋中央水と北太平洋中層水との境をなす躍層である。塩分極小層下限には塩分、 δ_T の躍層がある。これは北太平洋中層水と深層普遍水(増沢ら, 1977)との境を成す躍層である。純親潮水の下限にも水温・塩分の躍層があり、これは純親潮水と北太平洋中層水

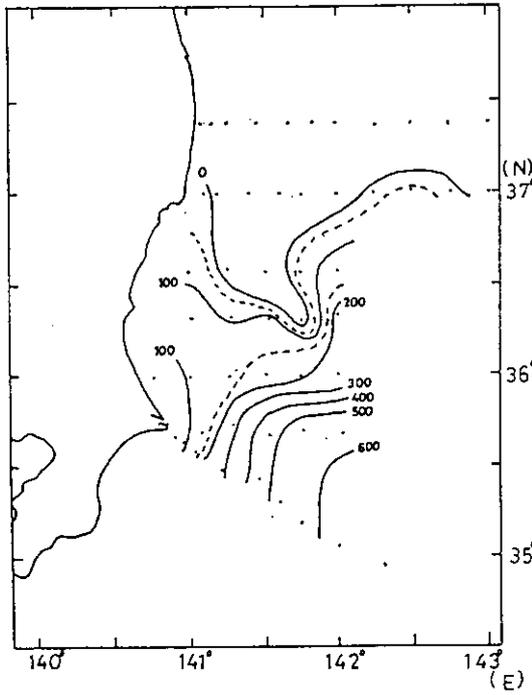


Fig. 43 Mean depth of main transition layer of temperature.

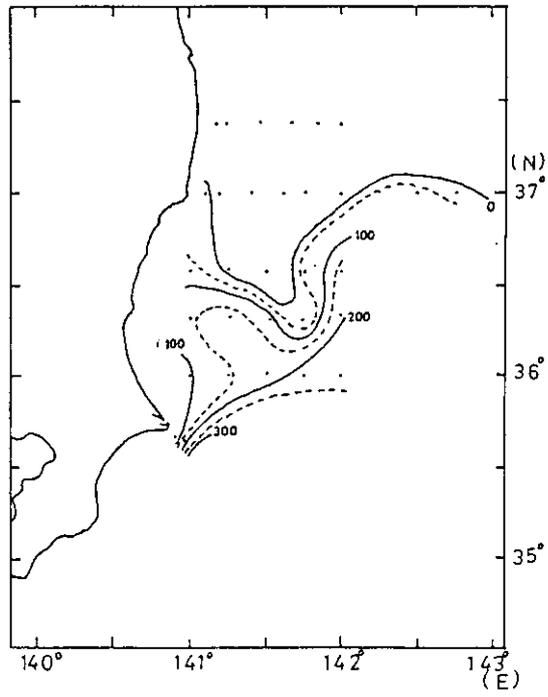


Fig. 44 Mean depth of main transition layer of salinity.

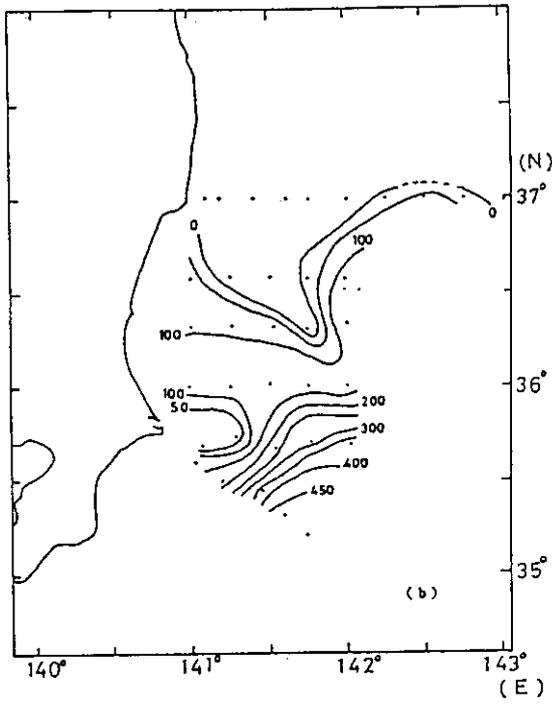
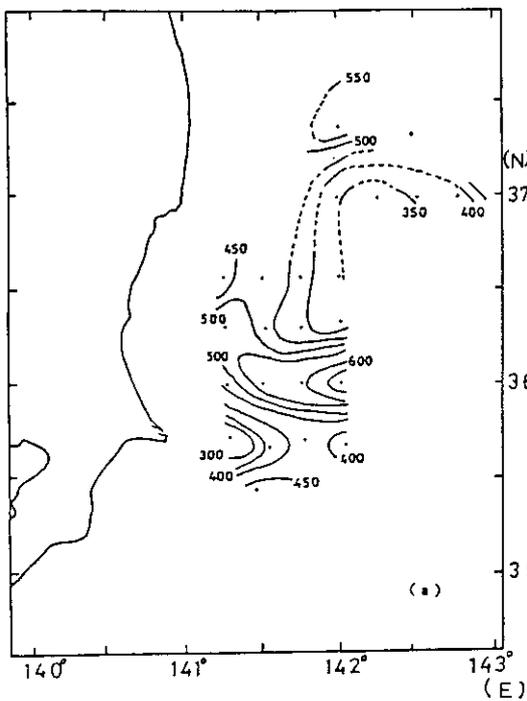


Fig. 45 Mean depth of transition layer of δt (a) and main δt (b) made under the minimum layer of salinity.

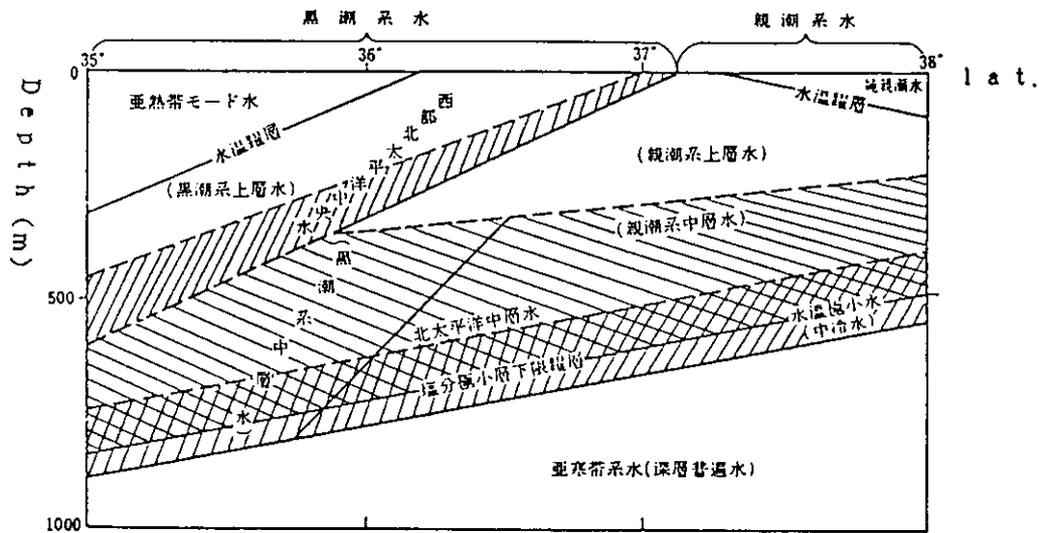


Fig. 46 Block diagram water from Joban to Boso.

との境を成す躍層である。

以上のことから、当海域の水塊の層重状態を模式図としてFig.46に示す。鹿島沖(36°00'N)以南の上層には亜熱帯モード水、中層には西部北太平洋中央水(水温躍層水を含む)が存在する。下層には、塩分極小層で代表される北太平洋中層水が800m深まで存在し、その下層に中冷水が存在する。鹿島沖～塩屋崎沖(36°00'～37°00'N)の間では、上層に西部北太平洋中央水、中層に北太平洋中層水、下層に中冷水が存在し、その下方に深層普遍水が存在している。塩屋崎以北の常磐北部海域(37°00'～38°00'N)では、親潮系上層水および純親潮水が表層までを占め、中層には親潮系中層水、中冷水、下層には深層普遍水が存在している。

第4節 流向・流速

前節までは水温・塩分から水塊の特性について述べてきた。ここでは流れについて考えたい。

第1項 流れと水温分布

一般に、外洋における流れは、圧力傾度とコリオリ力の釣合いによると考えても良い。Fig.47は1978年7月27日から8月9日に行った東海区水産研究所所属の調査船「蒼鷹丸」による調査と、同時期の茨

城県水産試験場所属の指導船「ときわ」による調査から、200m深水温とGEKによる測流値を描いたものである。これによると、黒潮は犬吠崎沖の141°00'E～141°30'E付近を2ノット以上の速度で北東へ流れ、143°00'Eでは、36°00'N～37°20'Nに2ノット以上の北東に向かう速い流れとして認められ、温度の高い方を右に見て流れている。それに対して、鹿島灘海域では、沖合いに向かうに従って水温が高くなっているにもかかわらず、南向きの流れになっている所がある。Fig.47によると、鹿島灘海域の海水が、その南部を流れる黒潮に吸引されていることが推定される。毎月行われている沿海定線観測結果を見ても、これと同様に、地衡流的な流れになっていない場合が多い。

Fig.48は1978年3月の観測から得られた100m深の σ_t とGEKによる流れの分布である。黒潮主流域では等密度線に平行な流れになっているが、暖水舌域では必ずしも等密度線の方角と一致してはいない。

第2項 流向の頻度分布

GEKによる測流値から、流向を8方位に分け、全期間の流向頻度分布をFig.49に示す。またFig.50a～

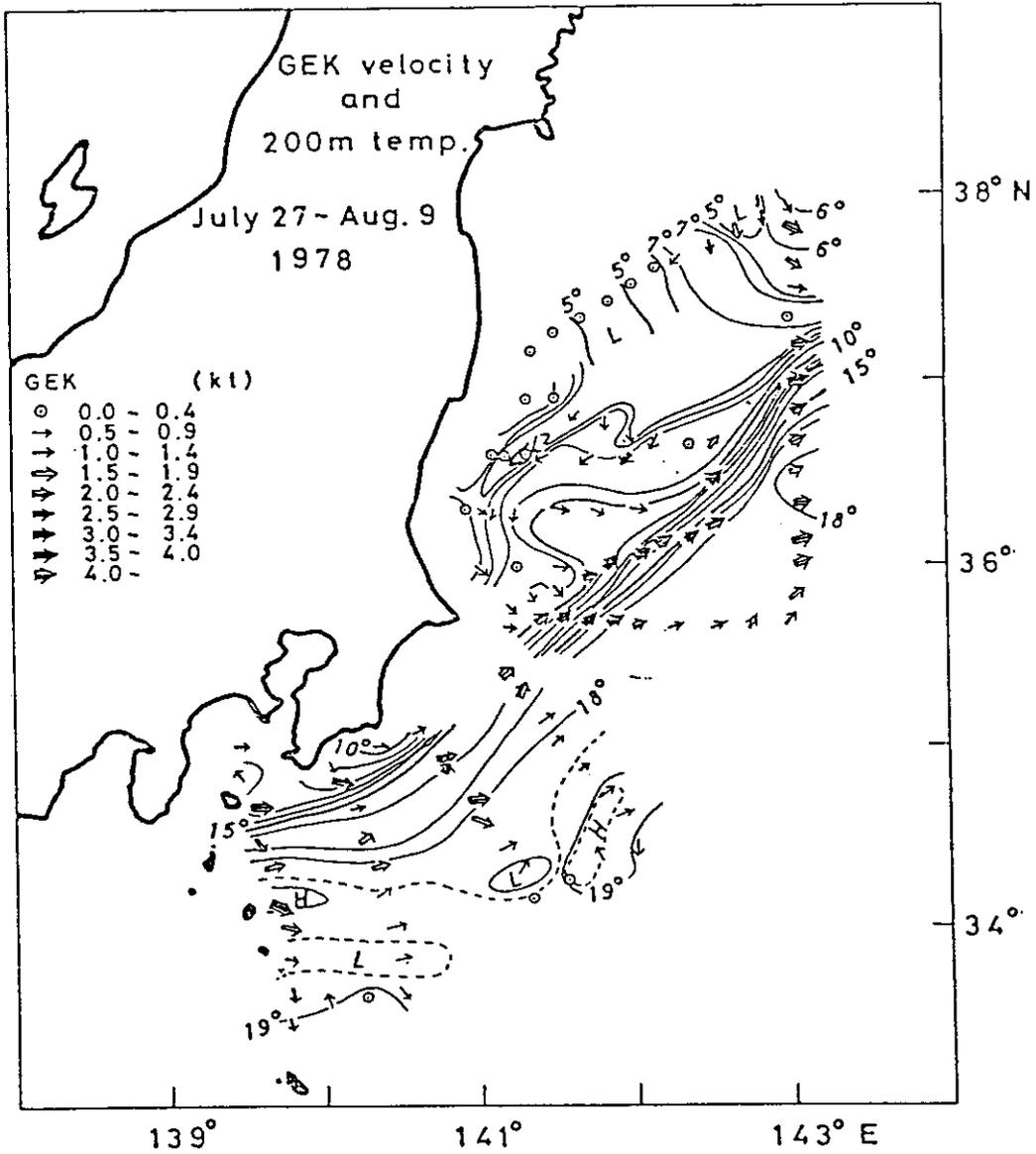


Fig. 47 Temperature at depth of 200m and GEK velocities observed on July 27 to August 9, 1978. The Kuroshio currents in the Temperature range of 10°C to 17°C indicate geostrophic flow. The currents in Kashimanada in the temperature range lower than 10°C are southward in spite of the offshore increase of temperatures.

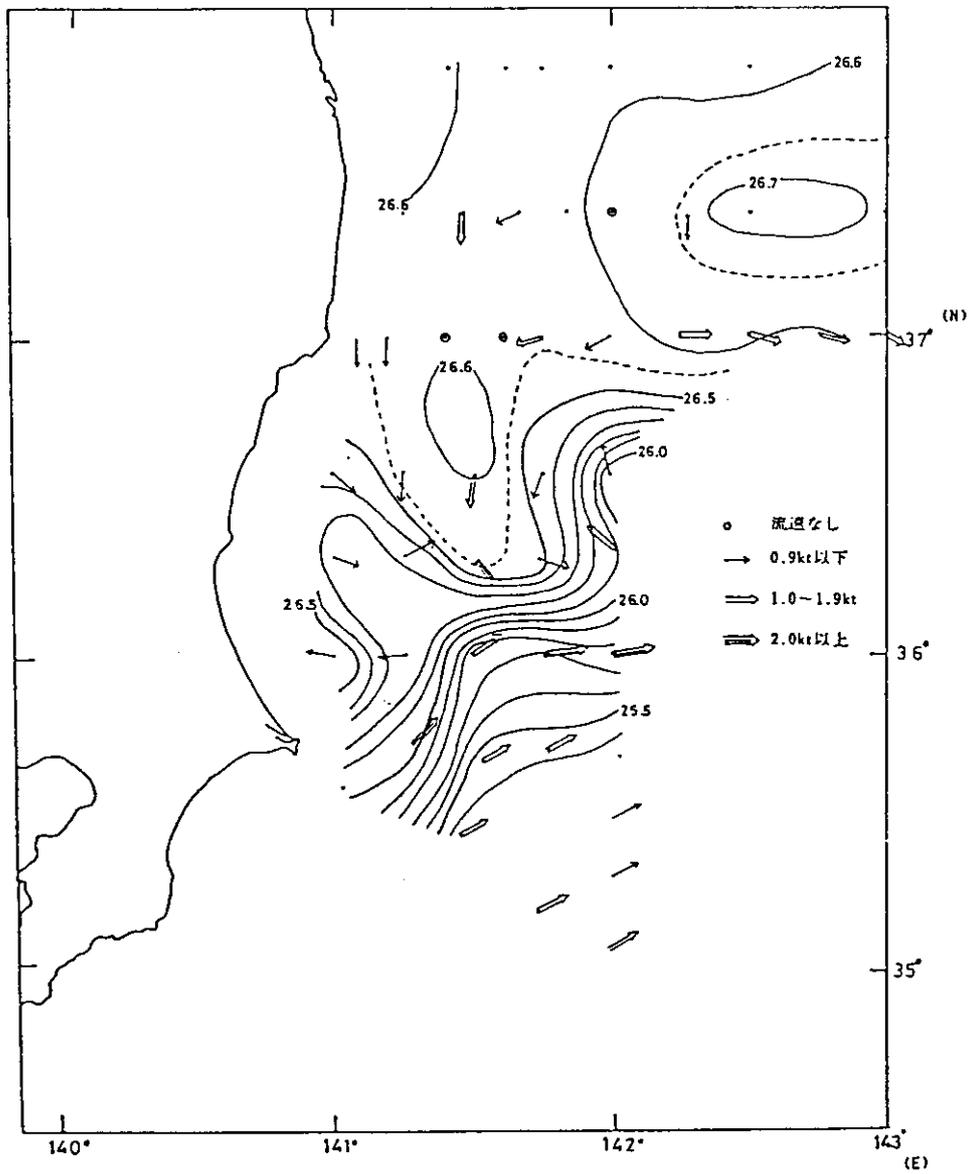


Fig. 48 Distribution of sigma-t at a depth of 100m and surface current with GEK from 6th to 8th, March in 1978.

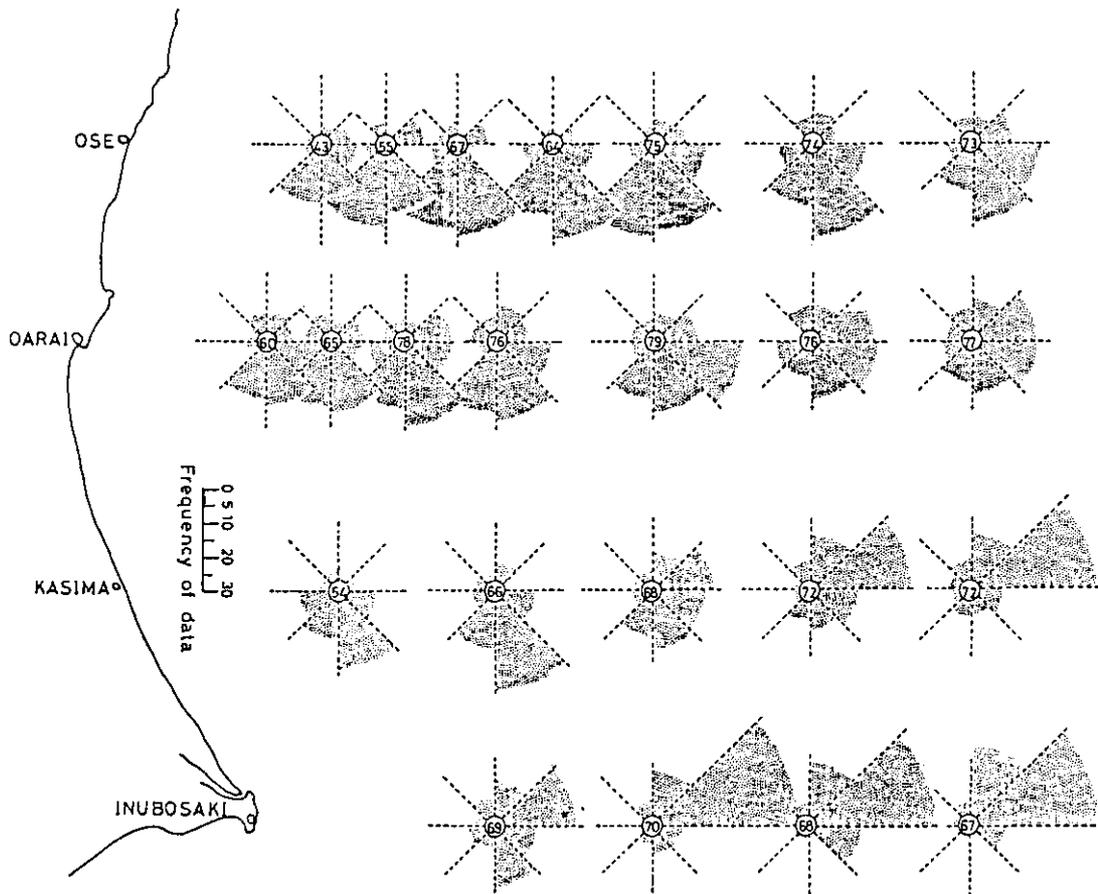


Fig. 49 Frequency of current direction at each station for all the period (1971-1978) .

dには、冬・春・夏・秋と四季別に分けた各測点の流向の頻度分布を示している。全期間の流向の頻度分布 (Fig. 49) によると、犬吠埼東の沖合の3点と鹿島沖合の2点では、東～北東の間に、最高の頻度を示し、この付近を黒潮が流れていることを示している。犬吠埼東の沿岸に近い測点 I-2 (Fig. 6 参照) では東～北東の間と、南～南東の間の2方向にモードをもつ分布になっている。100 m 深の水溫分布とあわせ考えると、黒潮が接岸して流れている時に東～北東、離岸している時に南～南東に向かう流れになっていることを示唆している。鹿島灘の沿岸域では、南西～南東の間に入る流向が圧倒的に多く、沖合に行くに従って、次第に東向きの流向が多くなる。

これらの現象を四季別にみると (Fig. 50 a ~ d) 以下のようなものである。黒潮の流向は、春と秋に、北～北東に向かう頻度が高くなり、犬吠埼東の沖合の2点と、鹿島東の沖合の1点で、東～北東に向かう流れの頻度と北～北東に向かう流れの頻度は同程度になる。冬と夏には、東～北東に向かう流れの頻度が極めて高い。また、犬吠埼東の沿岸に最も近い測点では、春に東～北の間の第1象限内に頻度の高い所が出現する。このことは、春と秋には、夏・冬に比べて、黒潮の流向が、北向きの成分を持つことが多く、春に、黒潮が犬吠埼に最も接岸することを示唆している。冬～春期に、黒潮の縁辺部が鹿島灘に張り出す現象がしばしばみられ、これはすでに述べた暖水

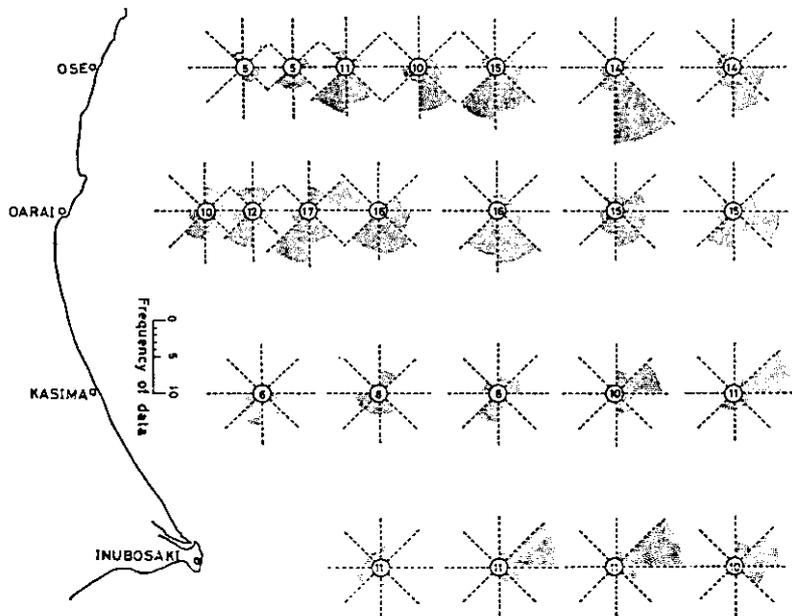


Fig. 50a Frequency of current directions at each station during winter (January to March) of 1971 to 1978. The numbers in the circle indicate the frequencies of GKE measurement.

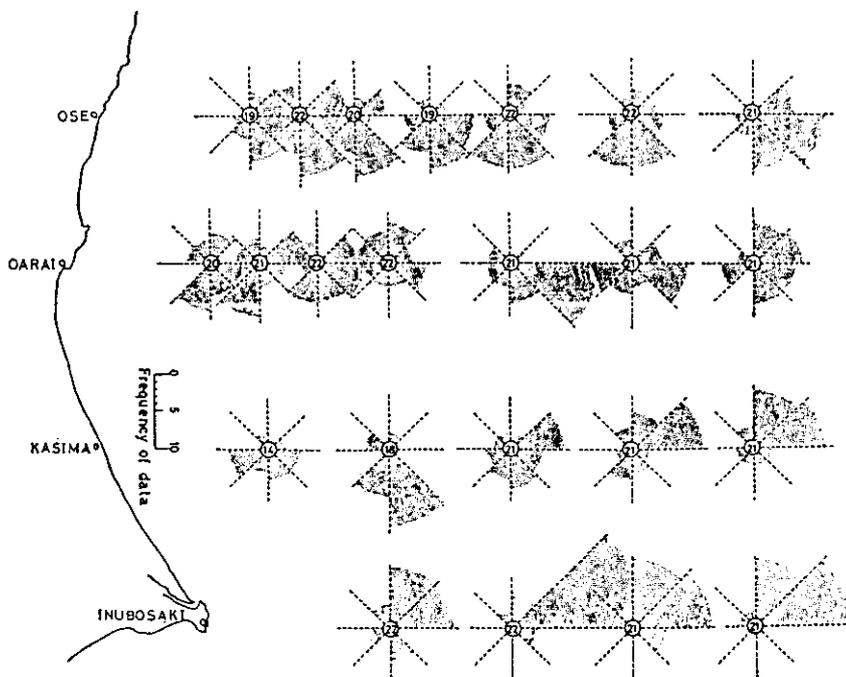


Fig. 50b Frequency of current directions at each station during spring (April to June) of 1971 to 1978. The numbers in the circle indicate the frequencies of GEK measurements.

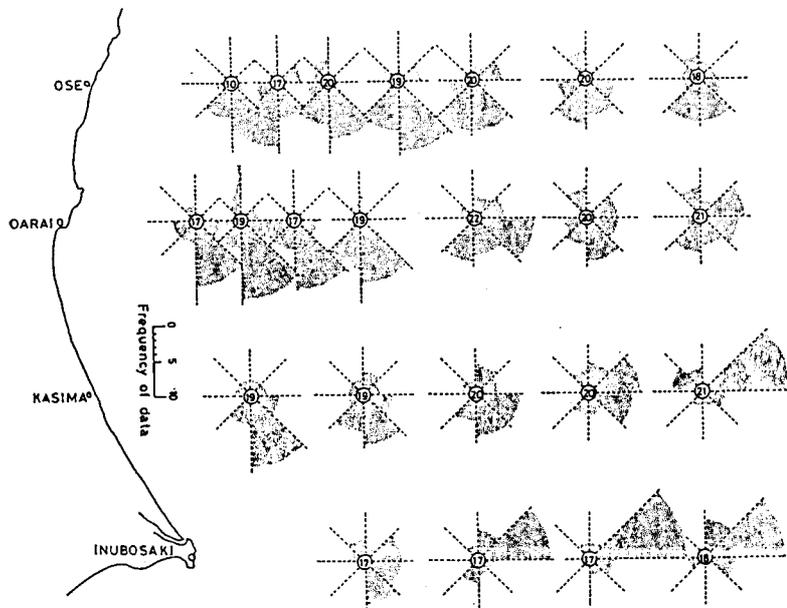


Fig. 50c Frequency of current directions at each station during summer (July to September) of 1971 to 1978.

The numbers in the circle indicate the frequencies of GEK measurements.

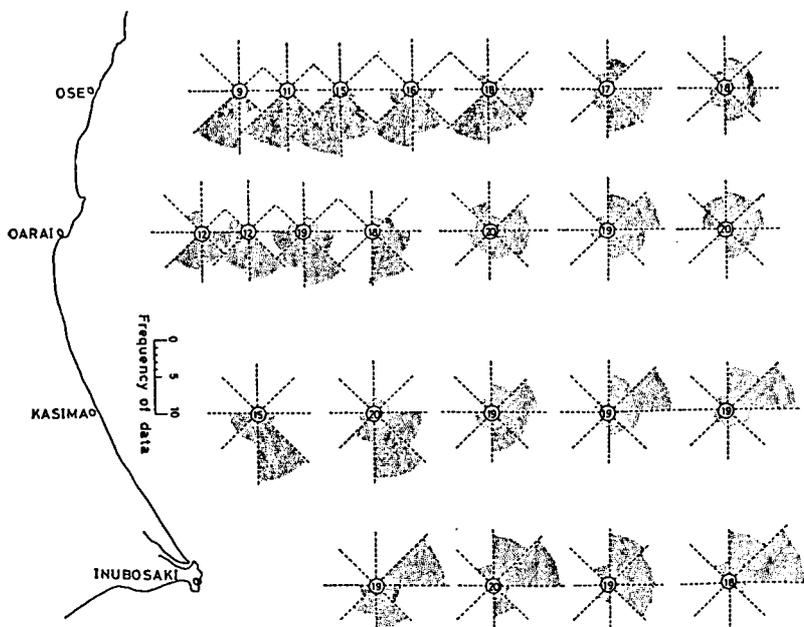


Fig. 50d Frequency of current directions at each station during autumn (October to December) of 1971 to 1978.

The numbers in the circle indicate the frequencies of GEK measurements.

舌と結びつくものであろう。暖水舌の西の縁辺部は、これらG E Kの測流点より、さらに岸寄りに見られることがあり、またある時期には、各測線の沿岸側の測点にかかることもある。冬、春期に、大洗東の沿岸に近い測点で北向きの流れが認められるのは、水平温度勾配が大きい暖水舌が形成された時に、黒潮に吸引される速さより、地衡流速が大きく、そのために、北向きの流れになるものと推定される。春期には、この傾向が会瀬沖にまで及んでいるようである。夏期と秋期には、典型的な暖水舌はあまり形成されず (Fig. 15), 形成されたとしても、水平温度勾配が小さい。この時期には、黒潮分派が形成される場合が多い (Fig. 13)。黒潮分派が形成されている時は、沖合に向かう程、温度は高くなっているが、鹿島灘沿岸域の流れは、南に向いている時が極

めて多い。これらの流向頻度分布からも、犬吠埼沖を東～北東へ流れる黒潮に、鹿島灘の水が吸引されていることが推定される。

第3項 流速の頻度分布

鹿島灘海域の海水が、どの位の速さで、黒潮に吸引されているであろうか。Fig. 51に全期間の流速の頻度分布を示す。全期間を通じての流速の頻度分布によると、会瀬沖の測線では、いずれの測点でも、0.5ノット以上1ノット未満の流速範囲に最大頻度が認められ、沖合に向かうにつれて流速は速くなる。大洗沖の沿岸寄りの4測点では、0.5ノット未満の流速になる時が、0.5ノット以上1ノット未満である場合をやや上回っているが、これらの4測点よりさらに東の、沖合の3測点では、沖合に向かうに従って、次第に大きい流速になっている。この様な、

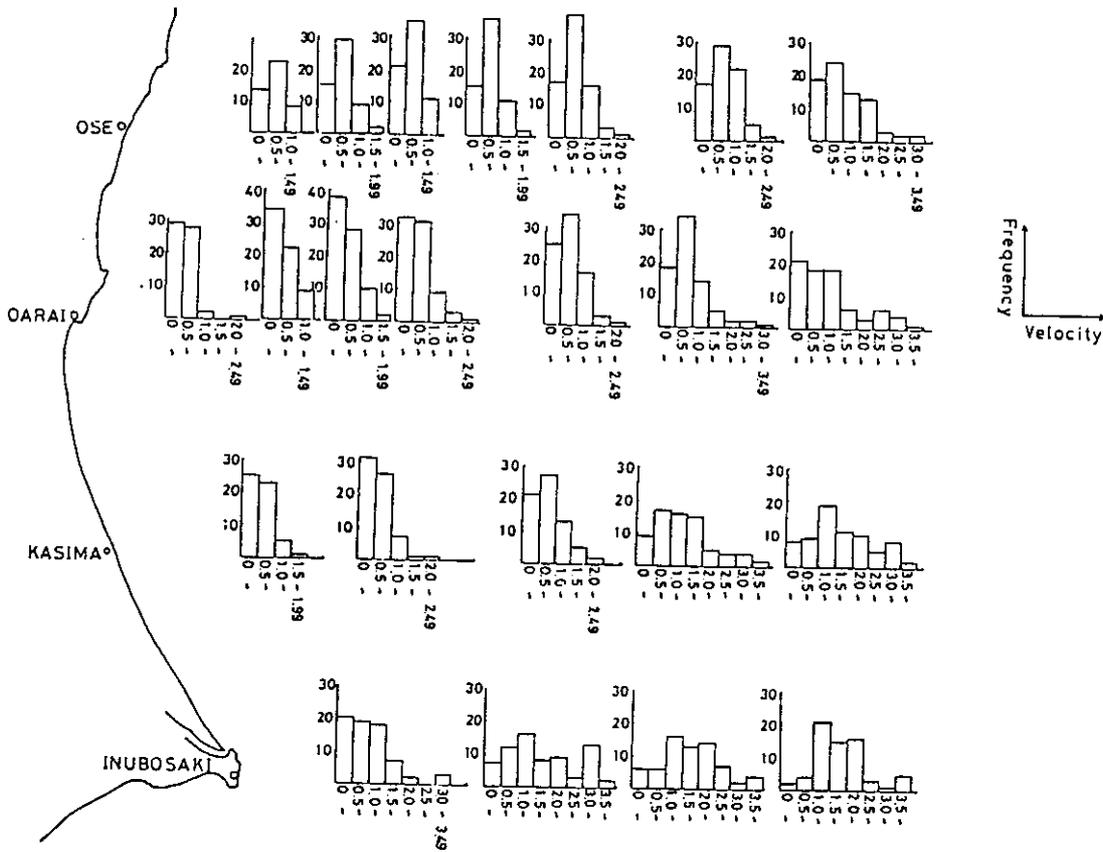


Fig. 51 Histograms of current speeds for all the period of 1971 to 1978.

沿岸から沖合に向かうにつれて流速が大きくなる傾向は、鹿島沖、犬吠埼沖の測線においても認められる。3ノット以上の流速は会瀬沖で1点、大洗沖で2点、鹿島沖で2点、犬吠埼沖で全測点において認められる。これらの大きい流速は、黒潮がこれらの測点を通っている時に得られている。流向の頻度分布 (Fig. 49, 50 a~d) とあわせ考えると、鹿島灘の沿岸域では、1ノット未満の流速で南に向かう流れが多く、東へ行くに従って、流速は多少速くなり、東に向かう成分を持った流れになると言える。

会瀬沖の測線の長さは約60マイルである。この間で、200 m 深までの海水が0.5ノットの速さで南下しているとすれば、その流量は $5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ と概算される。他方、Fig. 47 で示した 143°E 線上の $36^\circ 00' \text{N} \sim 37^\circ 20' \text{N}$ の間の200 m 以浅の黒潮の流量は、1,000 db を基準とした時、 $21 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ である。従って、本州東方海域の黒潮の、200 m 以浅の流量のうち24%が鹿島灘から黒潮に吸引されることになる。ここで、200 m 以浅を考えたのは、茨城県水産試験場でおこなっている沿岸定線観測は、200 m 深までであり、200 m 以浅の水温分布を、各観測深度毎に描いても、水温分布のパターンが各深度間で逆に

なる程の大きな差異はなく、傾向としては似ていることよっている。

水温の低い鹿島灘の水が黒潮に吸引されることが、本州東方海域の黒潮の指標水温が本州南方海域における指標水温に比べて低いことの1つの要因になっていると考えられる。

第4章 平均的な海況

第1節 沿岸水

沿岸水は平均的にみるとどのような特性があり、水深どの位までが沿岸水で、その広がりほどの位であるかについて考察する。

Fig. 52に、各基点から5マイル点の海面月平均塩分のアイソプレスを示した。当海域は12~4月の塩分が高く、34%以上であり、7~10月が低く、33.5%以下となっている。特に大洗沖での低塩分が顕著であり、河川水(那珂川)の影響が大きいことを示している。塩分が急変するのは6~7月の間及び10~11月の間であり、これは河川流量の変化 (Fig. 3) と比較的良く一致している。犬吠埼沖の低塩分期間(7~10月)の塩分の変動はかなり複雑であり、これは犬吠埼東の測点I-2の流れがラン

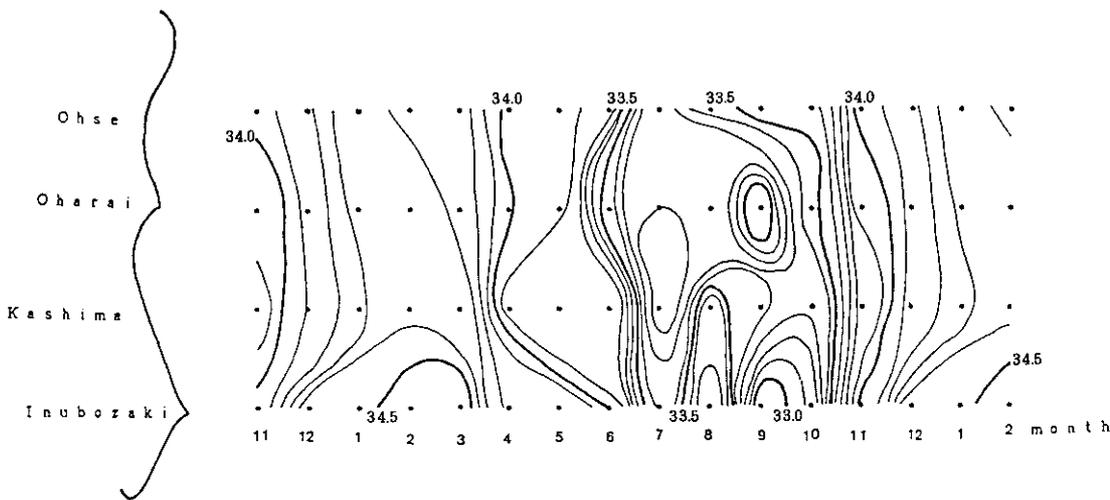


Fig. 52 Monthly mean salinity at surface (Isopleth 5 miles from each station).

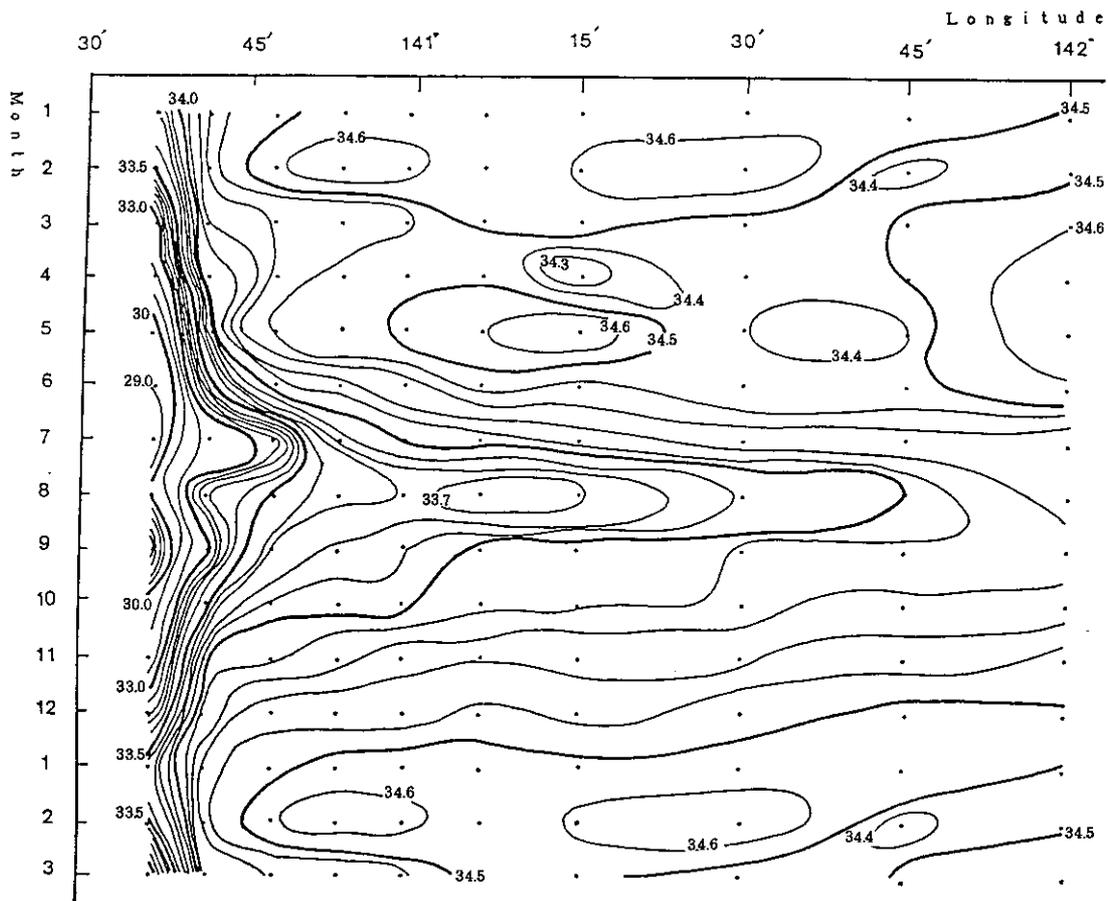


Fig. 53 Isoleth of surface mean salinity east off Oharai (1971-1979).

Table. 7 Characteristics of coastal water using mean.

Area	Index	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Kashima-nada	Sal. (‰)	<34.3	<34.3	<34.1	<34.0	<34.0	<34.0	<33.8	<33.5	<33.7	<33.9	<34.0	<34.1
	Depth. (m)	< 10	< 10	< 10	< 20	< 15	< 20	< 30	< 20	< 20	< 20	< 15	< 15
	East limit (mile)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 10	< 15	< 10	< 10	< 10	< 5	< 5
Suruga-wan (Nakanura)	Temp. (°C)	14 ~ 15	13 ~ 14	13 ~ 14	14 ~ 15	18 ~ 19	19 ~ 21	22 ~ 23	25 ~ 26	25 ~ 26	22 ~ 23	20 ~ 21	17 ~ 18
	Sal. (‰)	<34.3	<34.3	<34.3	<34.0	<34.1	<34.0	<33.0	<33.0	<33.5	<34.0	<34.1	<34.3
	Depth. (m)	< 10	< 10	< 20	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 30	< 10	< 10
Sagami-wan (Iwata)	Temp. (°C)	<15.5	<14.5	<14.5	<15.5	<18.0	<20.5	22.5~23.0	>26.0	<25.0	<22.0	<19.5	<17.0
	Sal. (‰)	<34.5	<34.5	<34.5	<34.2	<33.8	<33.6	<33.0	<33.0	<33.0	<33.5	<34.0	<34.3
Mikawa-wan (Funakoshi)	Temp. (°C)		10 ~ 12			16 ~ 18			22 ~ 27			18 ~ 20	
	Sal. (‰)		<34.0			<34.0			<33.5			<33.5	
	Depth. (m)		< 30			< 30			< 10			< 10	

ダムである (Fig. 50 c) のに対応しており、黒潮の離接岸と関係していることが分かる。犬吠埼沖以外は変動傾向が類似しているため、最も低塩分水の現れている大洗正東線の塩分の変動を知ることで、他の基点の正東線での変動傾向が分かる。

Fig. 53に大洗正東線の海面平均塩分アイソプレスを示した。塩分前線 (P 13) は、 $140^{\circ} 45' E$ (距岸 8 マイル) より岸側に存在し、7月のみが $140^{\circ} 45' E$ と $140^{\circ} 50' E$ (距岸 12 マイル) の間に存在している。8月は低塩分水が沖合まで広がり、逆に 1、2月は高塩分水が岸近くまで接近している。

10 m 深のパターンは表面の場合と一致しているが、前線での塩分勾配がゆるやかになってきている。

30 m 深の平均塩分からは塩分前線が殆ど見られなくなっている。

沿岸水の分布範囲を Table. 7 に示し、下段には参考として相模湾、駿河湾、伊勢湾での状況を示した。沿岸水の指標塩分は 8月が一番低く 33.5%、一番高いのは 1月、2月の 34.3% となっている。

沿岸水の沖出しは 11~5月が距岸 5 マイルで広がりが狭く、7月が 15 マイルで一番沖合まで広がる。

沿岸水の及ぶ水深は 1~3月が浅く 10 m、7月が一番深く 30 m となっている。相模湾や駿河湾、伊勢湾と比較すると、傾向としては似ている。

第 2 節 水温・塩分鉛直分布

大洗線と犬吠埼線について述べる。

Fig. 54 に大洗正東線の 1~12月の平均水温鉛直分布を示した。これをみると冬期 (1~3月) は海面から 200 m 深までの水温差が $4^{\circ}C$ 内外でかなり混合が進んでいることを示している。12~7月は大陸棚沿いに低温水が沿岸近くまで存在していることが認められる。水温分布が 1~5月までは $141^{\circ} \sim 141.5^{\circ} E$ 間で等温線が谷型を成しており、ここに暖水舌が発達することを示している。一方沖合には等温線の山型がみられ、この山の頂点は最初 (1月) $142^{\circ} E$ より沖にあるが月が進むにしたがって接岸している。この頂点域を中心とする海域が冷水の侵入路であり、冷水の侵入は初期は沖合から始まり、徐々に接岸す

ることを示している。従って当海域での冷水侵入路は平均的にみてこの海域及び大陸棚沿いの海域の 2 系路があるといえる。4月頃から表面と 200 m 深間の水温差が大きくなり徐々に成層を成してくる。6月頃から沿岸域の表層に季節躍層が発達し始め、7月には 50 m 以浅で季節躍層が全海域に形成される。この躍層は 8月、9月に特に顕著で 10~30 m 深間で $7^{\circ}C$ もの差ができる。10月になると、混合が進み 0~30 m 深付近まではほぼ等温層となり、躍層は 30~50 m 深の間にみられ、11月になると混合は 50 m 深付近まで達し、季節躍層の存在は不明瞭となっている。12月には混合層は 100 m 深付近まで達する。3月から 12月までは西側から $142^{\circ} E$ 点に向けて黒潮又は黒潮分派が沖合に存在することを示す等温線の下り坂構造を成している。6月、7月は当海域全体の等温線が沿岸から沖合に向かって下り坂構造を成しており、黒潮分派型であることを示唆している。8~11月の等温線の状況は $141^{\circ} \sim 141.5^{\circ} E$ 付近を頂点とする山型を成しており、冷水舌型であることを示唆している。

Fig. 55 に犬吠埼正東線の 1~12月の平均水温鉛直分布を示した。これをみると、年間を通して犬吠埼寄りの下層には低温水があり、各月とも等温線の状況は沿岸から沖合に向けて下り坂構造を成している。このように単純な分布構造は、冷水舌や暖水舌の出現がこの海域より北側であることを示している。

混合層は沖合で厚く、沿岸で薄くなっている。こうした傾向は 5月頃まで認められる。すなわち躍層の形成は沿岸部では 4月頃から、沖合では 7月頃になる。9月頃から表層等温線の厚さが沖合から深くなり、その厚さは 9月に $141^{\circ} 15' E$ では 10 m、 $142^{\circ} E$ では 20 m、12月になると前者が 50 m、後者が 100 m と混合が進んでいる。

Fig. 56 に大洗正東線の 1~12月の平均塩分鉛直分布を示した。この図をみると 1~5月までは水温鉛直分布と殆ど同一の分布状態を示しているが、4月、5月は等塩分線の山型構造、谷型構造が水温の場合より顕著に現れている。これはこの時期に暖水

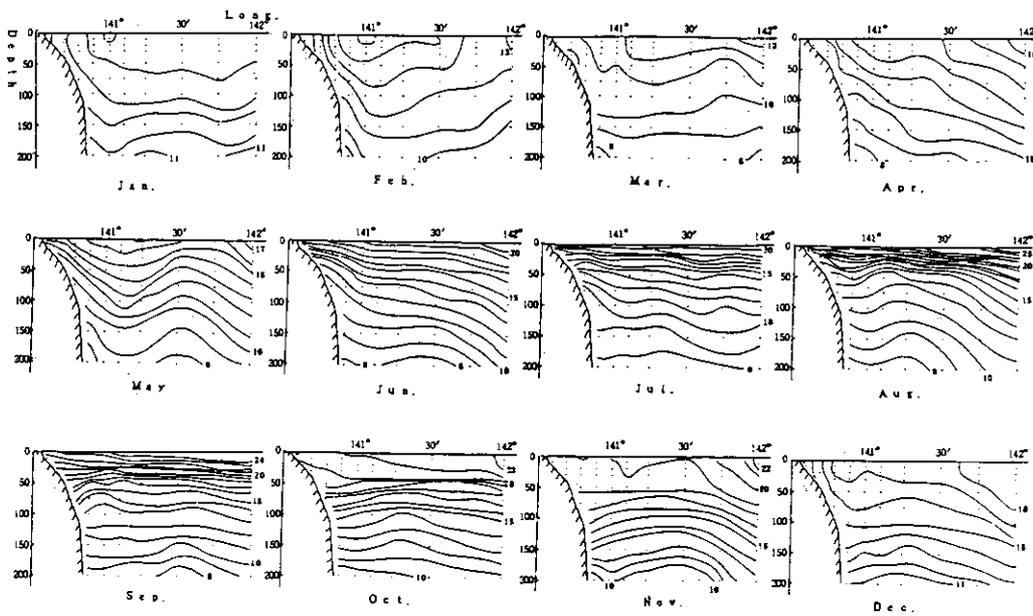


Fig. 54 Monthly vertical distributions of mean temperature (°C) east off Oharai from 1971 to 1979.

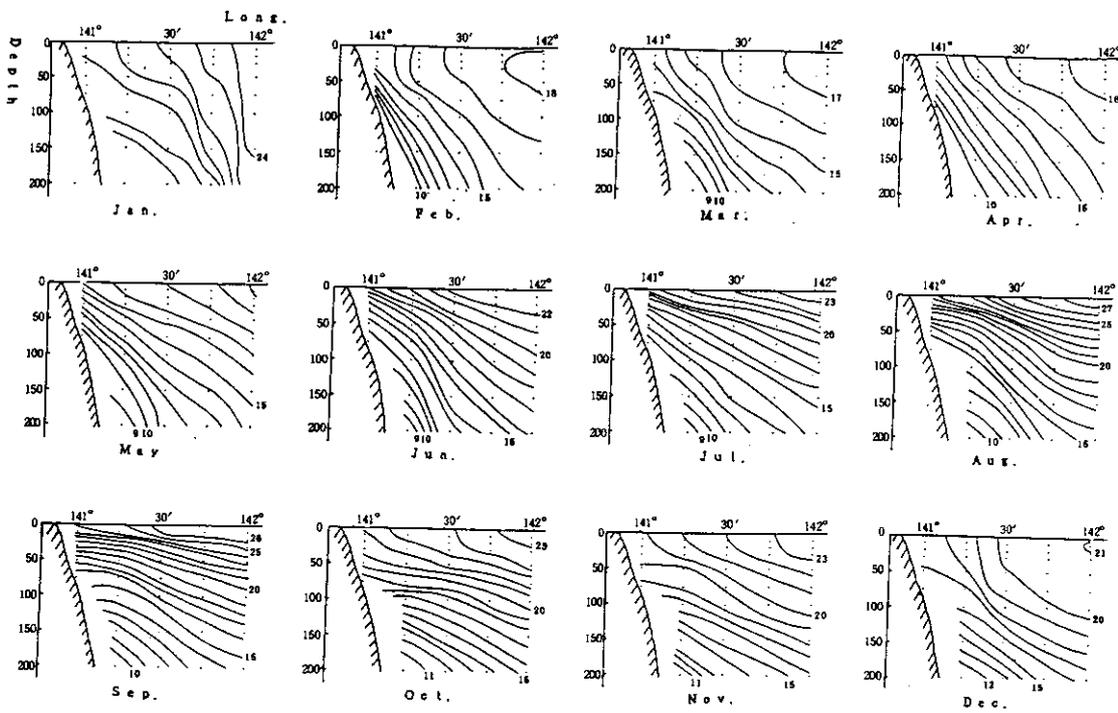


Fig. 55 Monthly vertical distributions of mean temperature (°C) east off Inubo-Zaki from 1971 to 1979.

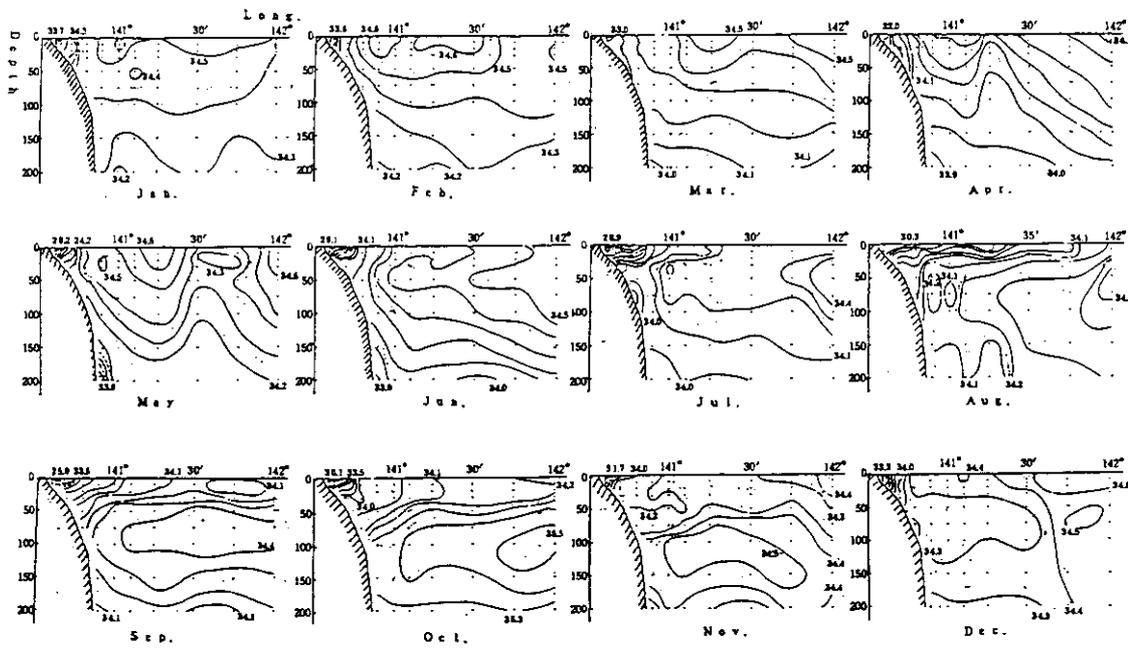


Fig. 56 Monthly vertical distributions of mean salinity (%) east off Oharai from 1971 to 1979.

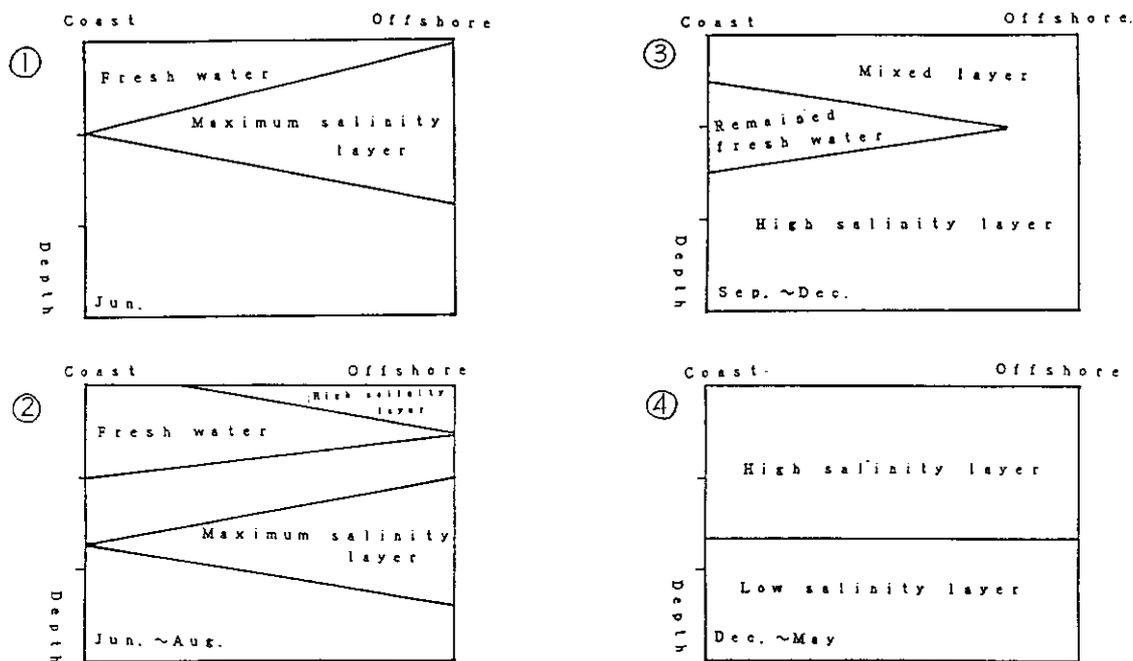


Fig. 57 Diagram showing maximum and minimum salinity layer appearance east off Oharai.

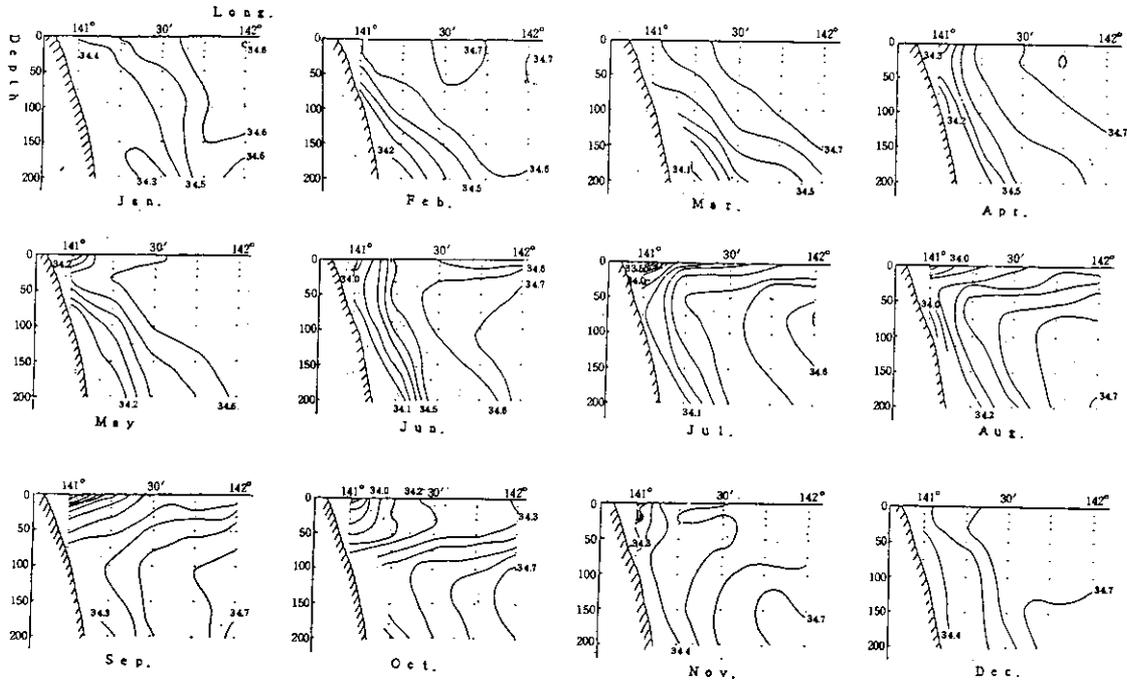


Fig. 58 Monthly vertical distributions of mean salinity east off Inubo-Zaki from 1971 to 1979.

舌, 冷水舌の出現が特に顕著であることを示している。6月になると50 m深を中心に塩分極大層が出現し, これは水温季節躍層の下に形成されていることが分かる。この極大層は月が進むに従って深くなり, 7月は50 m深中心であるが, 8月, 9月は75~100 m, 11月には100~150 m深に中心がある。しかしこの現象は沖合から徐々に解消されてきている。12月にはこの極大層の中心が150 m深となっているが, 沖合では殆ど解消されている。一方極大層が出現し始める6月頃より, 上層に沿岸から沖合に向けて低塩分水が張り出し, 10 m層中心に塩分極小層を形成している。10月には20 m深付近となり, 11月には30~50 m深と深くなっている。12月は更に深くなり, 50~100 m深になっているが, この現象も沖合から徐々に解消されてきている。これらの現象の出現については, 当初Fresh Waterが6月頃表層を覆い, 極大層を出現させる (Fig. 57 ①)。次いでFresh Water層には表面での蒸発等により薄い高塩分層が生じ (Fig. 57 ②), 季節が進行するに従っ

て表層から混合が始まる。これが下層へと伝播して同時に極小層も, 極大層も順次下層へと移る (Fig. 57 ③)。次に黒潮の影響が大きい沖合の上層から高塩分となり, 下層では親潮上層水又は中層水の影響で低塩分となる。このような上層高塩分, 下層低塩分の分布は順次沿岸へと広がり解消されて行く (Fig. 57 ④) のものと考えられる。これを模式的に表したのが Fig. 57 である。

Fig. 58 には犬吠埼正東線の1~12月の平均塩分鉛直分布を示した。この図を見ると1~4月までは水温鉛直分布と殆ど同一の分布状態を示しているが, 2月には141.5°Eを中心とした表層に等塩分線の谷型分布がみられ, 水温ではみられなかったが暖水舌海域であることを示唆している。このことは黒潮が南偏していることを意味する。また4月の沿岸域には30 m層を中心に弱い塩分極大層が出現し始め, 5月以降沖合にまで出現しているが, 大洗沖程顕著なものではない。7月からは沖合まで顕著になって来ているが, これは大洗正東線と同様上層に沿岸から

沖合に向けて低塩分水が張り出しているためである。極大層の中心は月が進むに従って深くなり、7月は50（沿岸側）～75 m深であるが、8～9月には75（沿岸側）～100 m深となる。10月には100～150 m深、11月には150～200 m深となって、12月には殆どこれは解消されている。大洗沖の場合はこの現象が沖合側から解消されているのに反し、犬吠埼沖では沿岸側から解消されてゆくのが特徴である。

以上をまとめると犬吠埼沖の水温・塩分の等値線分布状況は前にも述べたとおり沿岸から沖合に向けて下り坂構造を成しており、陸棚斜面から大陸棚に沿って等値線が混んでいる。これはシアアを伴った強い流れ（黒潮）の一部が陸棚及びその斜面の海底まで達していることを示すもので、塩分分布では特に顕著に現れている。従ってこの海域の海況を決定しているものは黒潮そのものであるのに対し、大洗沖の海況を決定しているものは暖水舌であり、黒潮分派であり、冷水舌であることが分かった。

第3節 水温・塩分水平分布

Fig. 59に海面の平均水温分布を示した。分布状況は沿岸側が低温で、沖合側が高温となっており、北側が低温で、南側が高温となっている。1～5月、

及び11月が平均分布でもWパターンの分布状況を示しており、この月には暖水舌が出来易いことを示している。6～10月及び12月は等温線がほぼ南北に引かれ（Kパターン）、流れは北向型をとることを示唆している。当海域の水温範囲はTable.8のようになっている。沿岸域や、北部海域は低温である。

50 m深での水温分布状況（Fig. 60）は1～5月は141°E線を西縁としたWパターンを示しており、6～8月及び12月がKパターン、9～11月がOパターンを示している。

100 m深の水温分布状況は1～5月がWパターンを示しており、6月、7月及び12月がKパターン、8～11月がOパターンを示している。この分布については50 m深の資料と変わりはない。このような分布状況からみて、夏秋期は暖水舌が海面だけでなく、下層においても形成されにくいということがいえる。

200 m深（Fig. 61）になるとこの分布状況はWパターンとOパターンの2型になり、Kパターンはなくなっている。即ち、2～5月がWパターンであり、6～11月はOパターンとなっている。これは下層になるに従って当海域は親潮系水の影響下におかれることが多いことを示していると同時に、黒潮北向

Table 8 Temperature range at each depth and the difference between highest temperature and lowest one in this area.

Dep.	Mon.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Surface	Temp. range	12°～19°	10°～17°	9°～17°	10°～18°	13°～20°	16°～22°	17°～23°	21°～27°	21°～26°	18°～25°	16°～23°	14°～20°
	Diff.	7°	7°	8°	8°	7°	6°	6°	6°	5°	7°	7°	6°
50 m Depth	Temp. range	12°～19°	10°～18°	8°～17°	9°～18°	9°～18°	10°～21°	11°～21°	12°～22°	14°～23°	18°～24°	15°～22°	14°～20°
	Diff.	7°	8°	9°	9°	9°	11°	10°	10°	9°	6°	7°	6°
100 m Depth	Temp. range	12°～19°	10°～17°	8°～16°	8°～17°	8°～16°	8°～19°	9°～17°	10°～19°	11°～19°	13°～20°	12°～20°	13°～20°
	Diff.	7°	7°	8°	9°	8°	11°	8°	9°	8°	7°	8°	7°
200 m Depth	Temp. range	10°～18°	7°～16°	6°～14°	5°～15°	7°～14°	7°～16°	6°～14°	6°～15°	7°～14°	8°～15°	8°～15°	10°～16°
	Diff.	8°	9°	8°	10°	7°	9°	8°	9°	7°	7°	7°	6°

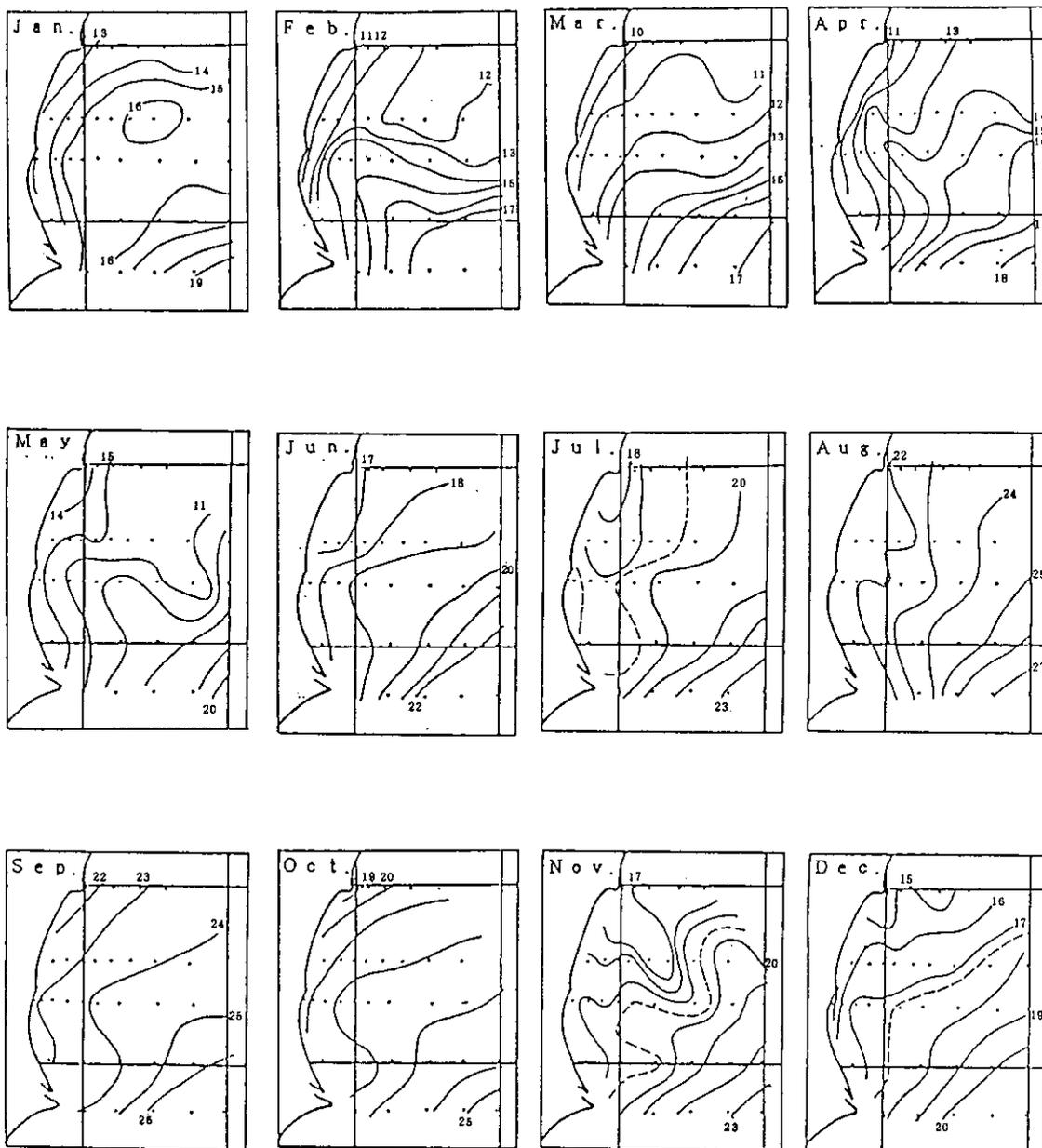


Fig. 59 Monthly distributions of mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) at surface from 1971 to 1980.

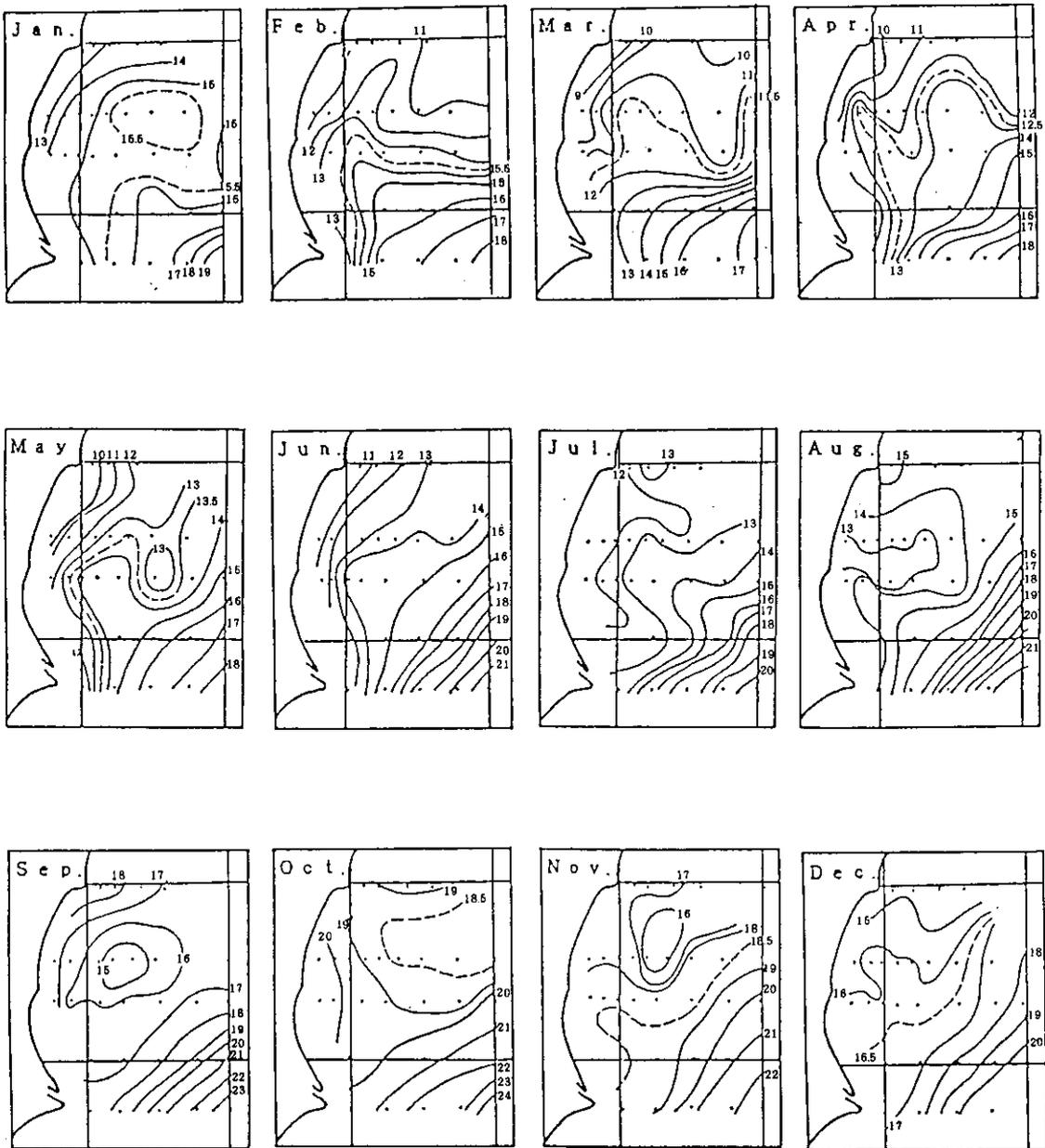


Fig. 60 Monthly distributions of mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 50m from 1971 to 1980.

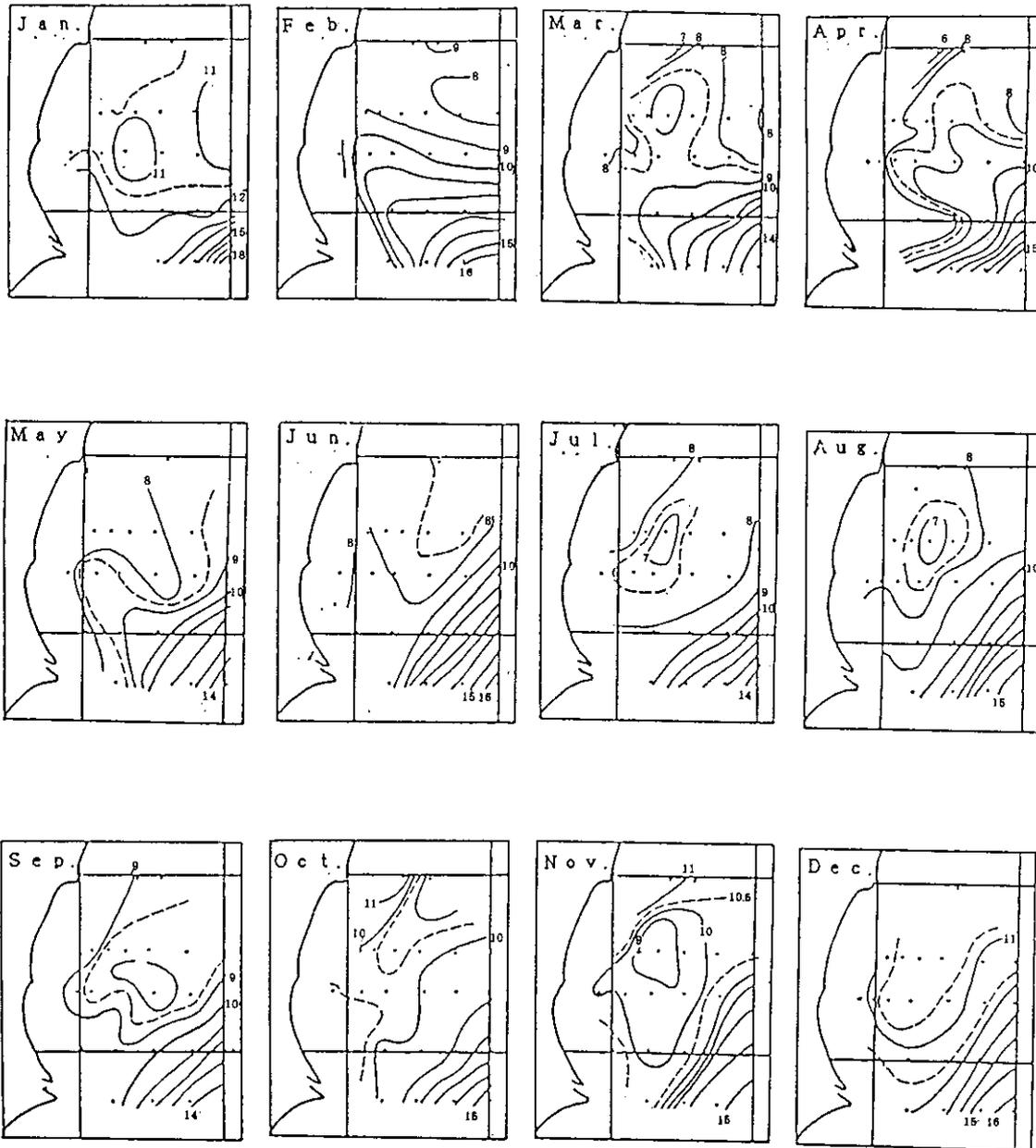


Fig. 61 Monthly distributions of mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 200m from 1971 to 1980.

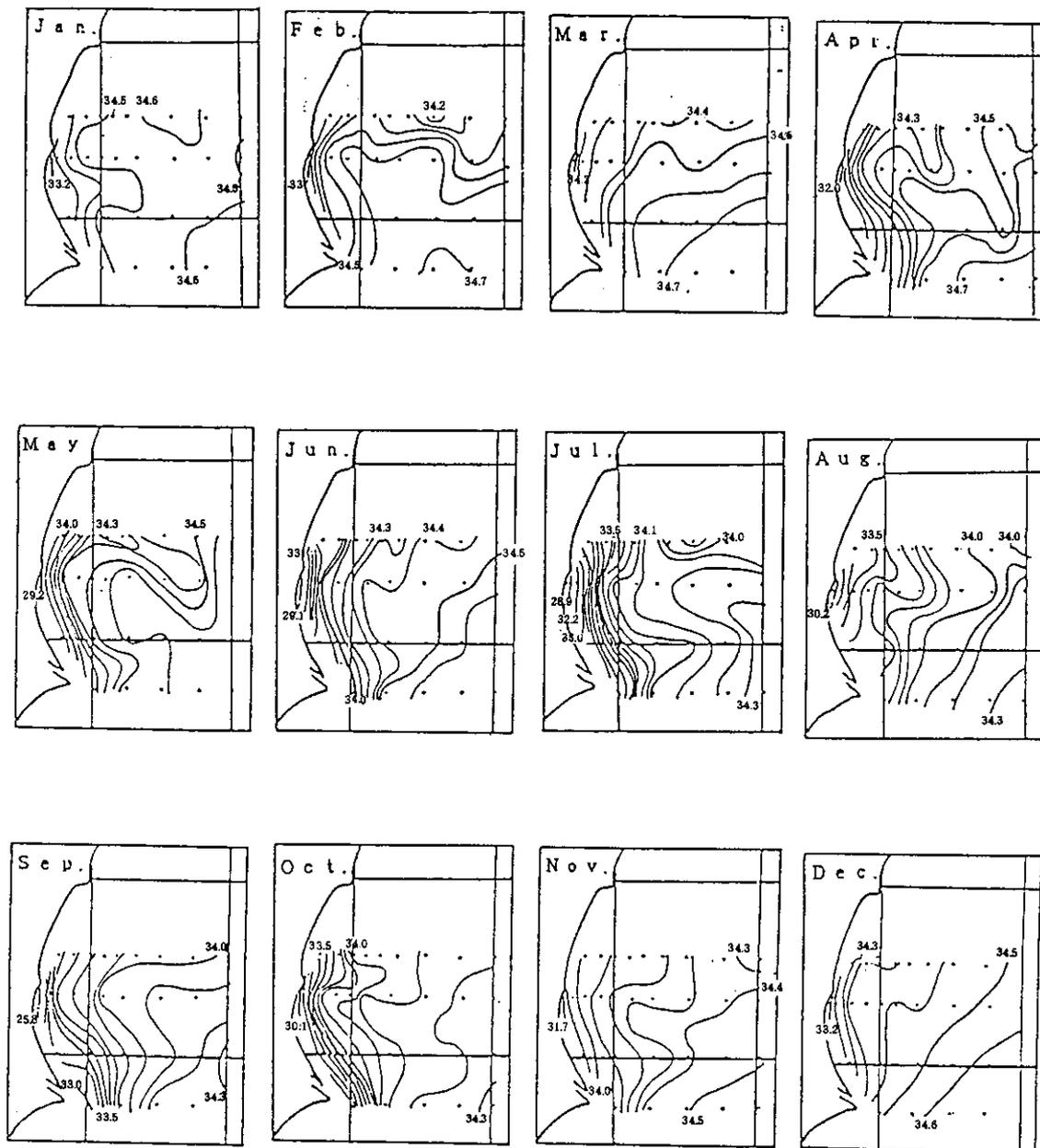


Fig. 62 Monthly distributions of mean salinity (‰) at surface from 1971 to 1980.

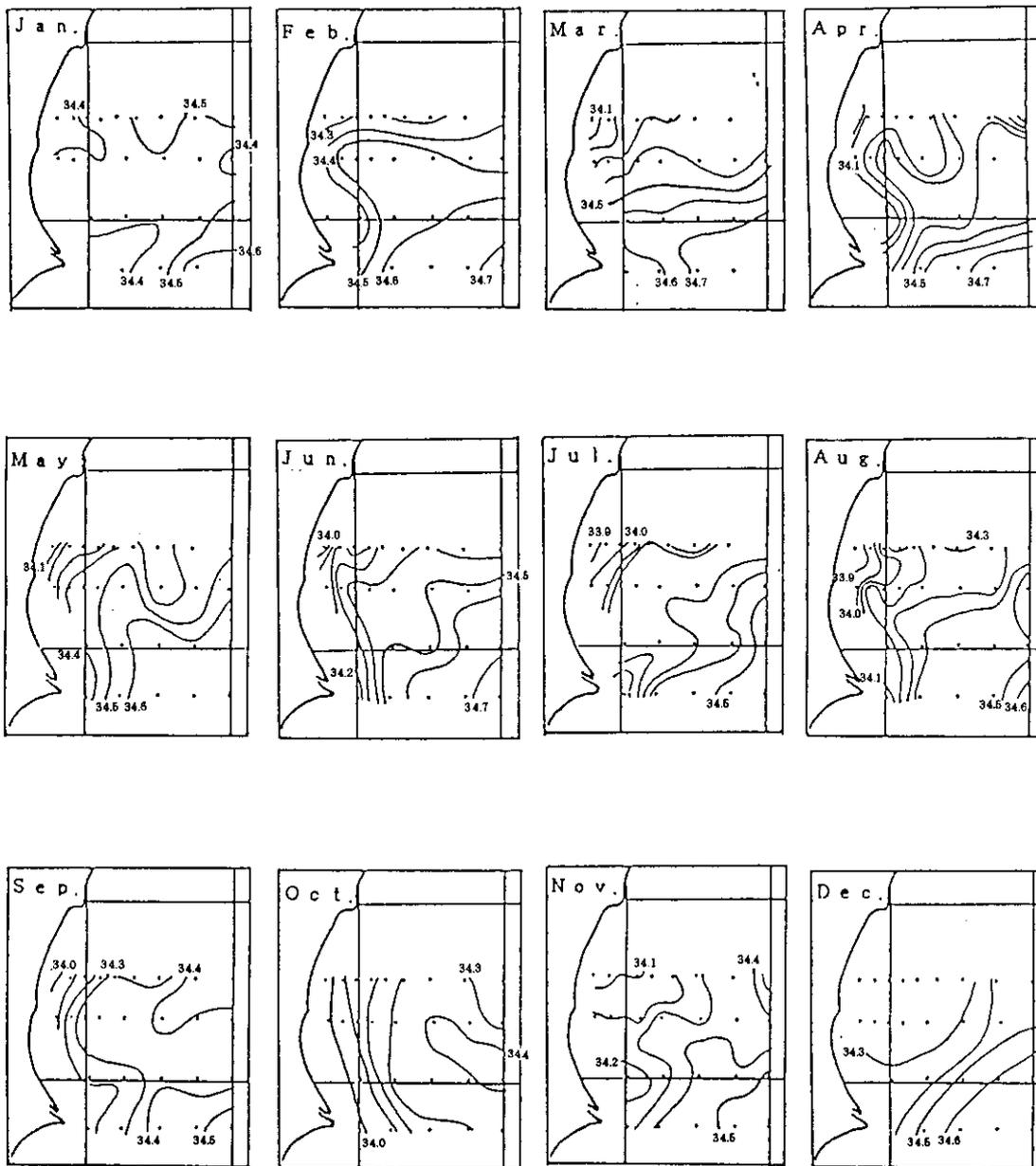


Fig. 63 Monthly distributions of mean salinity (‰) at 50m from 1971 to 1980.

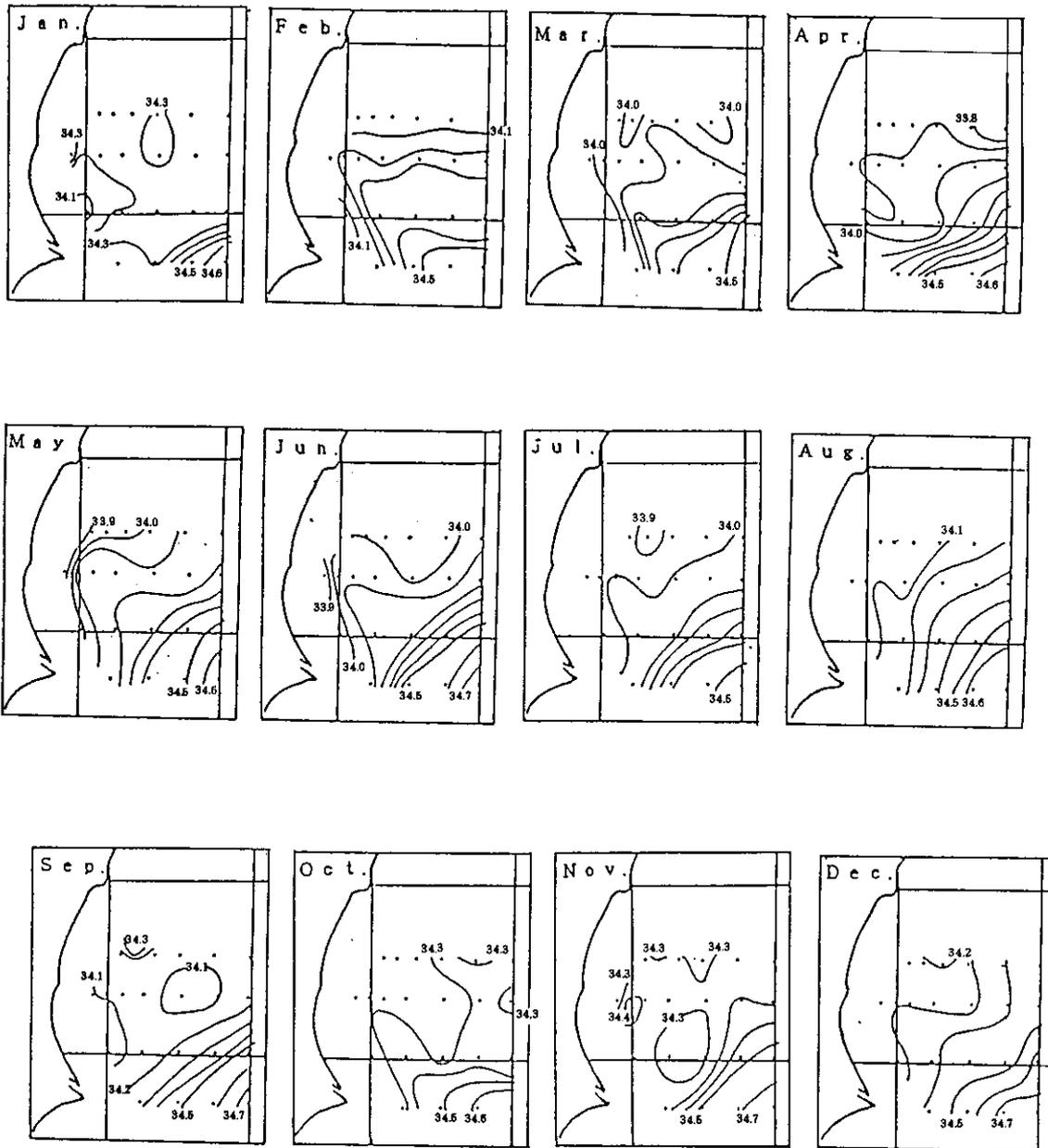


Fig. 64 Monthly distributions of mean salinity (‰) at 200m from 1971 to 1980.

型は 200 m より浅い現象であることを示唆している。

Fig.62に海面の平均塩分水平分布を示した。これを見ると1~12月まで沿岸域が低塩分水で覆われ、特に大洗沿岸域(1~5マイル海域)には非常に低塩分の水が存在していることが分かる。これには那珂川の河川水が大きく影響している。最高塩分は常に犬吠埼正東線上でみられ、これはこの海域が黒潮域に入っているためである。分布状況は水温の分布状況と非常に似ている。50 m深では沿岸水の影響はみられない。分布のパターン(Fig.63)は年間を通じて水温のパターンと良く似ている。

100 m深では沿岸域が低塩分で沖合域が高塩分となっており、親潮系水は沿岸域及び北部海域に存在することを示している。分布のパターンは2月から8月が50 m深の水温分布と一致しており、9~1月は水温分布でみられた冷水塊の存在が不明瞭となっている。これは塩屋埼正東線の塩分資料が欠けていることによる。

200 m深(Fig.64)では当海域の塩分差が0.5~0.9‰で、下層程黒潮系水と親潮系水の差が明瞭にあらわれていることが分かる。分布状況は1~12月まで200 m深水温分布と一致している。

第4節 流向・流速

第3章では、流向あるいは流速の分布について記述した。ここでは、流れをベクター平均し、スカラー平均流速で除した値を安定度と定義し、これについて考察する。

第1項 安定度

Fig.65は全期間を通じての安定度とベクター平均を示したものである。これによると、犬吠埼東の沖合の3点では、1.5ノット以上の流速で、流向は東北東に向き、安定度は約90%である。このことは、黒潮が犬吠埼東の沖合の点を、略々定期的に東北東へ流れていることを示している。鹿島灘の沖合の2点では、安定度は70%台で、流速は1.0ノット以上1.5ノット未満と、犬吠埼沖合に比べて、安定度、流速ともに小さくなってはいるが、その流向は東北東に向かい、これらの2点を黒潮が通る頻度は大き

いと言える。他方、黒潮より北側の鹿島灘のベクター平均流速は、会瀬沖の測点6(Fig.6参照)で0.5ノット以上が認められるだけで、他の測点では、すべて、0.5ノット未満と弱く、その方向は南を向いている。ただし、沖合に行くに従って、次第に東方成分が増加する。

次に四季別の流れの安定度と流速のベクター平均をFig.66に示す。犬吠埼東の沖合の3点と鹿島東の沖合の2点では、冬期に黒潮の流向が最も東に向き、秋期に最も北に向く傾向がある様である。それを反映して、大洗東の沖合の測点10(Fig.6参照)では、秋季に1ノット以上の北東の流れとなり、冬期に、南偏した黒潮に吸引される流れが認められる。鹿島灘の沿岸域では、冬、春期のベクター平均流速が他の季節に比べて小さい。これは、冬、春期に形成される暖水舌の西の縁辺部で、北向きの流れを生ずるために、平均操作をほどこすことによって、流速が小さくなったと推定される。全期間のベクター平均流向、流速(Fig.65)と四季別のベクター平均流向、流速(Fig.66)の間には、大きな差はなく、周年を通じて、水深100 m以深の鹿島灘の、海面近くの海水は黒潮に吸引されるような方向に動いていることが分かる。ただし、水平温度勾配が大きい暖水舌が形成されている時には、暖水舌の西の縁辺部で北向きの流れになっている。

各季節毎に安定度の等値線を描いたものがFig.67である。四季を通じて安定度80%以上の海域が犬吠埼東に見られ、逆に安定度の小さい海域が $36^{\circ}00'N \sim 36^{\circ}30'N$ 、 $141^{\circ}30'E \sim 142^{\circ}00'E$ に見られる。前者の安定度の大きい海域では常に黒潮が流れている。また、後者の安定度の小さい海域では、ある時は、北東に向かう黒潮が通過したり、ある時は、南偏した黒潮に吸引される南向きの流れになったりしている。このために、この海域の安定度が小さくなっている。夏期と秋期には、鹿島灘沿岸域に安定度60%以上と、比較的安定度の大きい所が認められる。これは、この時期に、南流成分が安定して存在しているためである。冬期と春期には、大洗東の沿岸域

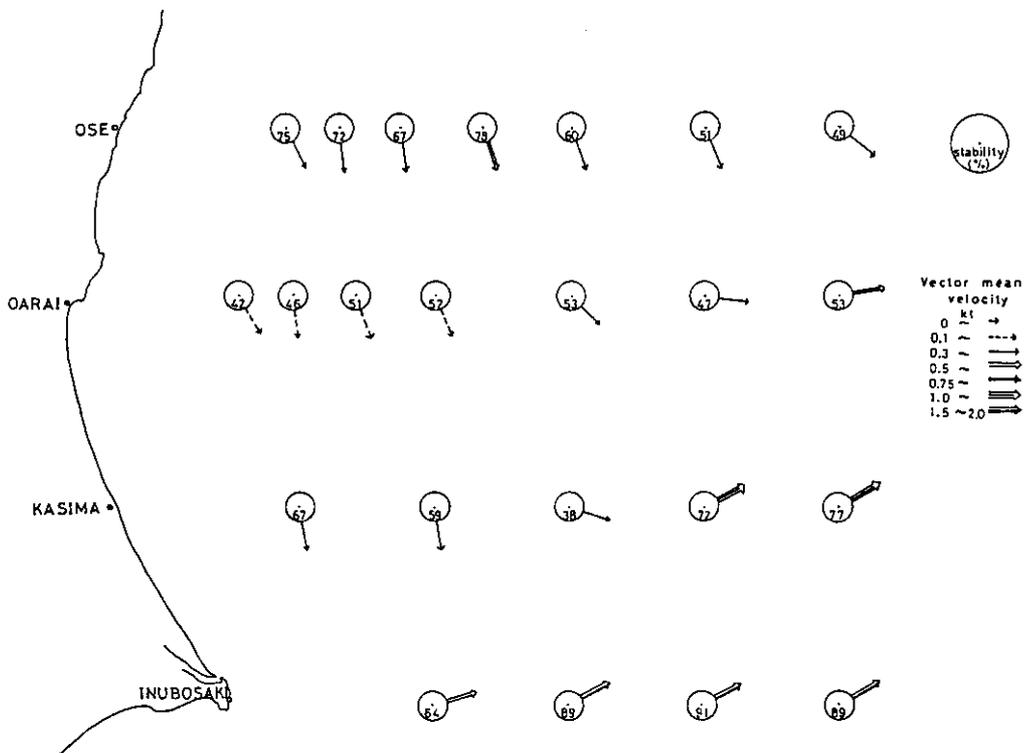


Fig. 65 Mean velocities for all period of 1971 to 1978. The numbers in the circles indicate stabilities ($100 \times V_m / S_m$)

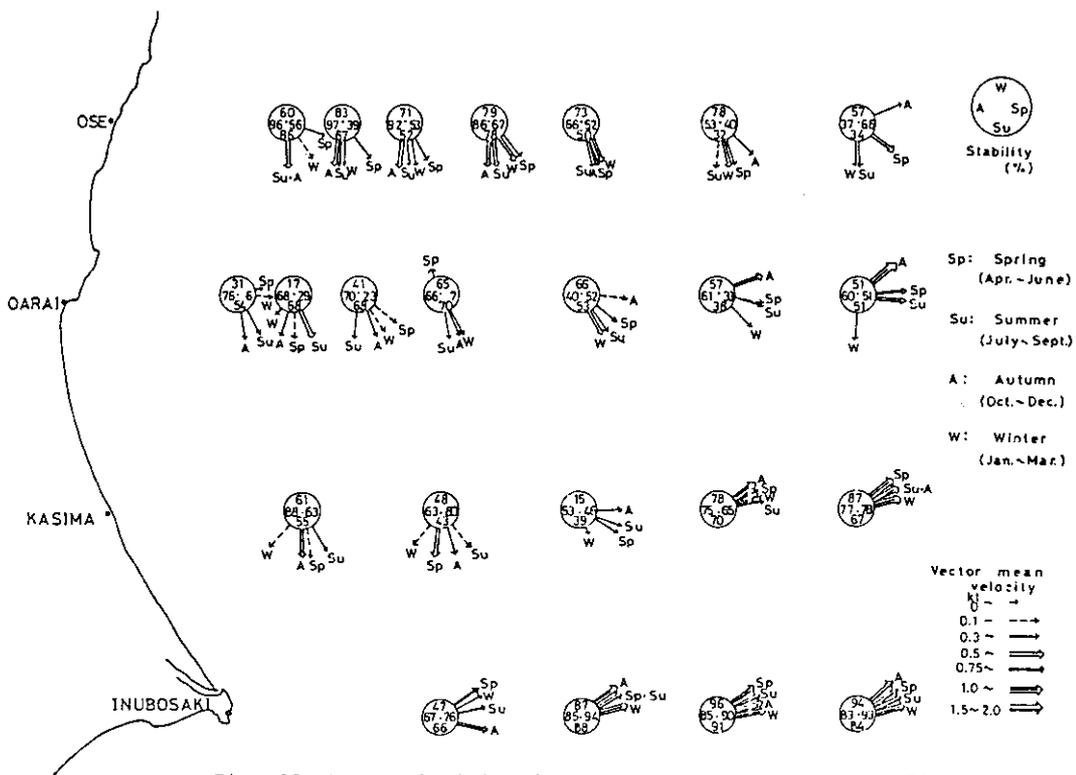
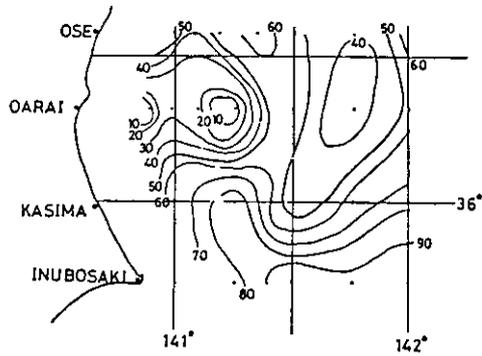
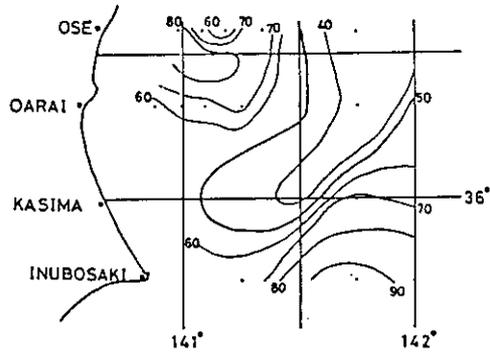


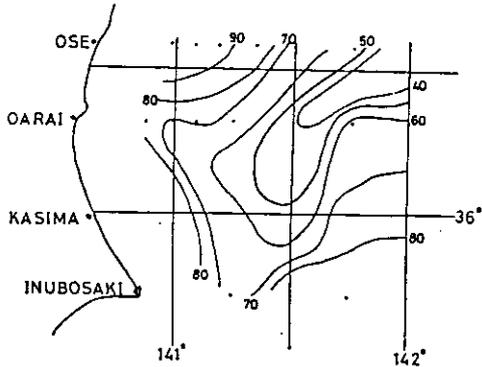
Fig. 66 Mean velocities for four seasons of 1971 to 1978.



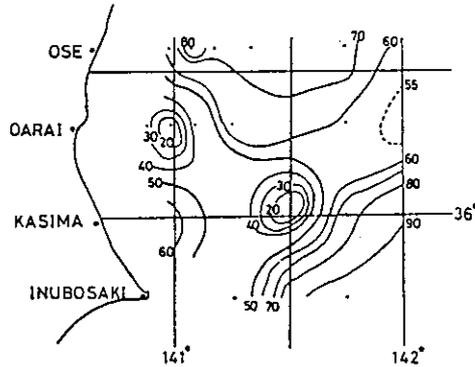
Distribution of iso-stability in spring (Apr.-June).
(1971-1978)



Distribution of iso-stability in summer (July-Sept.).
(1971-1978)



Distribution of iso-stability in autumn (Oct.-Dec.).
(1971-1978)



Distribution of iso-stability in winter (Jan.-Mar.).
(1971-1978)

Fig. 67 Stabilities for each of four seasons.

に安定度の小さい海域が存在する。これは、この時期に、暖水舌がしばしば形成され、形成された暖水舌が東西に移動し、そのために安定度が小さくなるものと推定される。冬期、鹿島東に、安定度20%以下の海域が認められるが、冬期の流向の頻度分布 (Fig.50 a) と併せ考えると、黒潮が鹿島灘の沿岸域に接岸している時に、北東の流れ、離れている時に南向きの流れとなり、流向が変動しやすいためであろう。しかし、冬期の、この安定度が小さい測点での測流回数は8回と少なく、即断は出来ない。

第2項 鹿島灘の海水が黒潮に吸引されることの仮説

前項までで、鹿島灘の海水が黒潮に吸引されてい

ることをしばしば記述した。ここではその機構について定性的な考察を行う。

黒潮が房総半島沿いを流れる時には、その北側の境界は陸地である。伊豆海嶺を越えた時に発生した黒潮の擾乱は、房総半島に沿って東へ流れるにつれて、しだいに小さくなり、地衡流的な釣合を保つようになる。ところが犬吠埼を越えて、鹿島灘に達した時に黒潮は自由な噴流となる。境界としての陸地を離れた後、暖水舌を形成することなく黒潮が東へ直進するとすれば、陸岸を離れた直後に、まだ房総沿岸域を流れていた時の特性をもちつづけようとする。しかし、固定された境界が急にとりはらわれたために、鹿島灘で一時地衡流的な釣合がくずれる。さら

に東へ流れるにつれて、次第に地衡流的な釣合が支配的になってくる。そうすれば、黒潮が鹿島灘を流れている時には地衡流からのずれが大きく、沖合に行くにつれてずれは小さくなると云うことが考えられる。そこで、ある地点で見た時に、流れが二次元で定常状態にあるとすれば、東西方向（X方向）の運動方程式は、

$$(Ug+u') \frac{\partial}{\partial x} (Ug+u') + (Vg+v') \frac{\partial}{\partial y} (Ug+u') - f(Vg+v') = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (Pg+p') + Kh \Delta(u') \dots\dots\dots ①$$

である。ここで

Ug, Vg : X, Y方向の地衡流速

u', v' : X, Y方向の地衡流速からの偏差

Kh : 水平渦動粘性係数

Δ : ラプラシアン $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$

である。二次の微小項は無視できるとし、さらに、

$$Vg = 0, \frac{\partial Ug}{\partial x} = 0, u' = 0$$

とすれば、

$$fVg = \frac{1}{\rho} \frac{\partial Pg}{\partial x} = 0 \text{ であるから、} ① \text{ 式は地衡流からのずれを表すことになり、地衡流からのずれの部分の運動方程式は、}$$

$$v' \frac{\partial Ug}{\partial y} - f \cdot v' = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} \dots\dots\dots ②$$

となる。ここで、 $u' = 0$ とおいたのは、南北の流れが、黒潮の吸引に本質的にきいてくるからである。

そこで、

$$p' = \rho g z'$$

とすると、②式は

$$v' \left(\frac{\partial Ug}{\partial y} - f \right) = -g \frac{\partial z'}{\partial x} \dots\dots\dots ③$$

となる。

ここで、Y軸は北を正としているから、黒潮の北側の縁辺部では、

$$\frac{\partial Ug}{\partial y} < 0$$

であり、

$$\frac{\partial Ug}{\partial y} - f = -a^2 < 0$$

である。ここで、 a は実数とする。

従って、③式は

$$v' = \frac{g}{a^2} \frac{\partial z'}{\partial x}$$

と書ける。従って

$$\frac{\partial z'}{\partial x} \begin{cases} < 0 \text{ なら } v' < 0 \\ = 0 \text{ なら } v' = 0 \\ > 0 \text{ なら } v' > 0 \end{cases}$$

である。

陸岸を離れて東へ行けば行く程、境界としての陸地を離れた影響がなくなって地衡流追従するようになる。即ち、地衡流からずれた部分の海面の高さは、東へ行くにつれて小さくなるであろう。これは、 $\frac{\partial z'}{\partial x} < 0$ を意味する。従って、 v' は負となり、南向きの流れが発生することになる。このことは、鹿島灘海域の海水が南に流れて、黒潮に吸引されることを意味する。

これより、鹿島灘海域は房総半島に沿って流れてきた黒潮が、本州の東方海域で地衡流追従するまでの遷移的な海域であり、そのために、鹿島灘海域の海水が黒潮に吸引されるものと推定される。暖水舌が形成される場合には、あるいは、鹿島灘の極く沿岸域に、 $\frac{\partial z'}{\partial x} > 0$ となる所があると考えられるが、これに対しては資料からは明示はできなかった。

第5章 海況の変動

第1節 季節変動

平均場での季節変動はどのようになっているのか、その特徴はどうか、その他の変動は何かについて考察する。

第1項 定置水温の変動

定置水温は我々が最も簡単に入手することのできる海の情報である。定置水温を用いて沖合水との関連や長期変動を論じた論文はかなり多く発表されている(畑中, 1948, 1952, 平野ら, 1957, 上原, 1967,

小金井, 1976)。

岩田(1980)は三崎での定置水温と沖合の水温との関係を調べ、定置水温の日変化は沖合の水温変化と密接な関連をもっていることを報告している。

地理的条件にもよるが磯崎 (Fig.1 参照) の定置水温は沿岸域に接近してくる親潮系水、或いは黒潮系水の影響を多分に受けている。

Fig.68には各年の旬別平均値を黒点でプロットし、全年度の旬平均を実線で、 1σ の範囲を点線で描いてある。これをみるとサインカーブに近い季節変動が明瞭に現れており、平均値の高極は9月上旬、低極は2月中旬となっている。Fig.69には水温の旬平均偏差を示した。これをみると、2月、3月の水温偏差が高温の年には夏期までこの高温傾向を継続し、2,3月の水温が低温の年には夏期までこの低温傾向を継続している。9~11月は平年並の水温となり、この期間は変動が小さいことを示している。平年偏差が $\pm 3^{\circ}\text{C}$ 以上ある旬は6月中旬~8月中旬に特に多く見られ、この時期に水温変動が激しいことを示している。Fig.70に1977年の定置水温平年偏差の季節変化と沖合の海況パターンとの関係を示した。これをみると秋期~春期にかけては平年偏差の変動と海況パターンの変動はほぼ一致しているといえるが夏期はあまり一致していない。これはこの時期、定置水温は気温に大きく左右されていることが考えられる。他の年についてもほぼ同様の傾向がうかがわれる。

Fig.71に月平均偏差の自己相関を示した。これによると15ヶ月、35ヶ月、50ヶ月の所にピークが認められる。しかし、自己相関係数は0.2以下と極めて小さく、周期性があるとはいえない。

第2項 海面水温の変動

Table.9には、低温水を中心として当海域における各温度の存在期間を年別に示した。これを見ると 8°C 以下の水は3月を中心として2~4月に存在しており、1981年は特に長期間存在した。 6°C 以下の水が当海域に1ヶ月以上存在した年を冷水年、冷水年以外で 7°C 台の水が1ヶ月以上存在した年を低温

年、1ヶ月以下の年を平年とし、 8°C 以下の水が存在しなかった年を高温年とするとTable.10のようになる。

Fig.72に $36^{\circ}30' \text{N}$ 線上の水温アイソプレスを作成した。冬、春期の暖水の存在位置は主として 141°E より少し岸側から $141^{\circ}30' \text{E}$ 間であり、冷水の存在位置は前にも記したが(P.50)、 141°E より岸側と 142°E を中心とした海域の2つに分かれていることがこの図からも分かる。冷水の侵入が進むと、沿岸から沖合まで冷水で覆われることが短い年(1978)では1週間、長い年(1975年)には8週間も続いている。 10°C 以下の冷水が侵入する時は、1週間以内の短期間に急激に起こる傾向がある。

高温水は沖合域から侵入し、徐々に沿岸域に広がってゆくのに反し、低温水は沿岸域から侵入し、徐々に沖合域に広がってゆく傾向がある。減退してゆく時はその逆で、高温水は沿岸域から減退し、低温水は沖合域から減退してゆく傾向がある。したがって低温水は沿岸域で長期間持続し、高温水は沖合域で長期間持続する傾向がある。

『海況速報』(470週分)から大洗正東の 141.5°E 点及び犬吠埼正東の 141.5°E 点の水温を読み取り、海面水温の長周期変動を調べた。

Fig.73は、前記資料からの水温変動のパワースペクトルである。これによると犬吠埼沖、大洗沖ともに52週(1年)、19週(約1/3年)の所にピークがある。これ以下の周期は犬吠埼沖が9週(63日)、7週(49日)、大洗沖では11週(77日)、8週(56日)の所にピークがある。また、6週(42日)の所には両点とも共通してピークがある。

一年周期が卓越しているのは当然として、1/3年周期以下については不明な点が多い。11週以下の周期については特にきわだったものではなく、意味がないのかもしれない。ただ、平(1981)が黒潮の変動に30~40日前後の周期があることを報告しており、6週の周期はこの黒潮の変動に関連性があるのかもしれない。また、岩田ら(1981)は三崎の定置水温は1/3年周期が顕著に現れていると報告しており、この周期における両変化の関連性が示唆される。

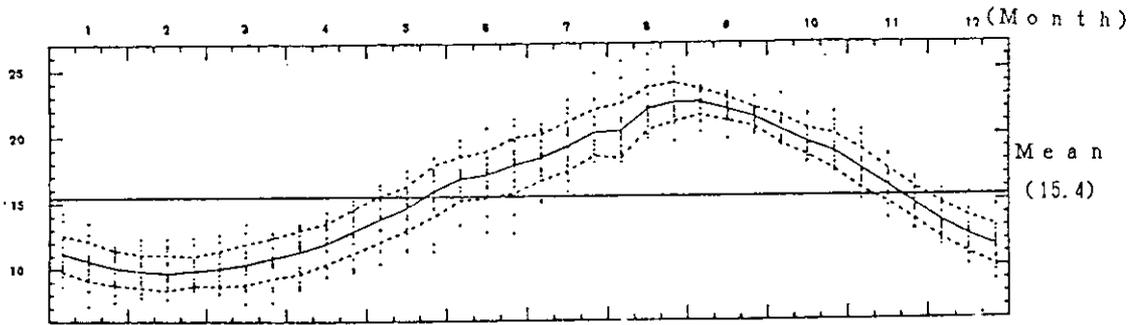


Fig. 68 Annual variations of 10 days mean temperature adjacent to Nakaminato. Dashed line means standard deviation of water temperature.

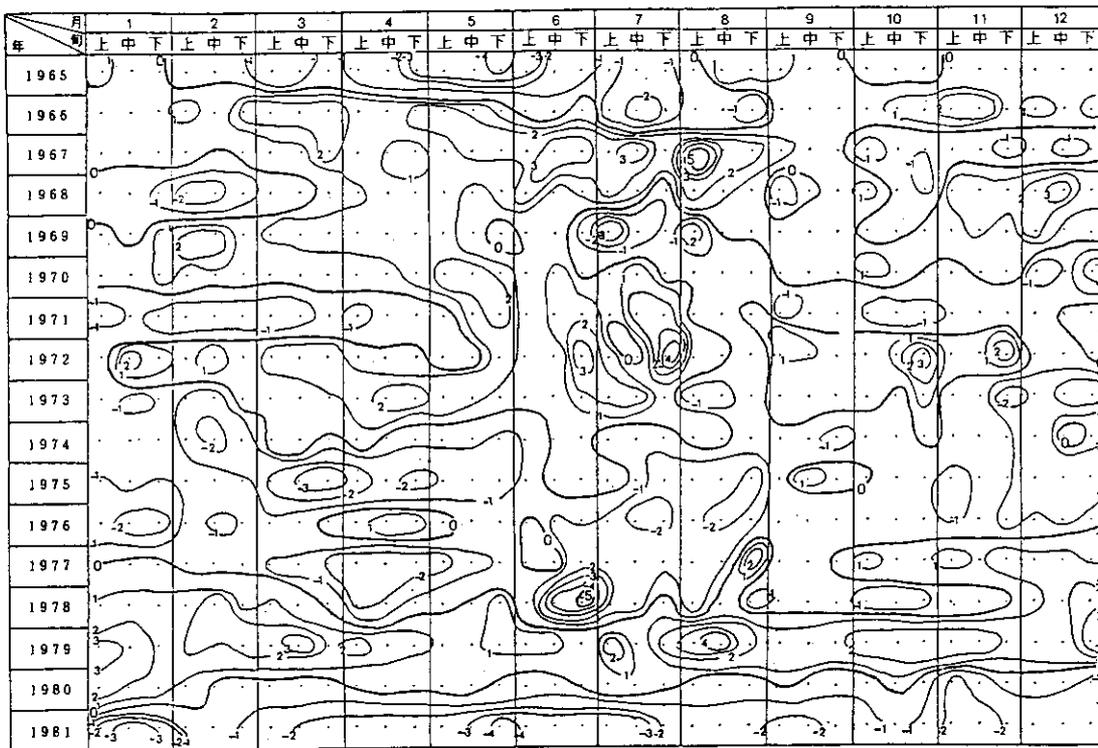


Fig. 69 Mean deviation of water temperature ($^{\circ}\text{C}$) adjacent to Nakaminato from 1965 to 1981.

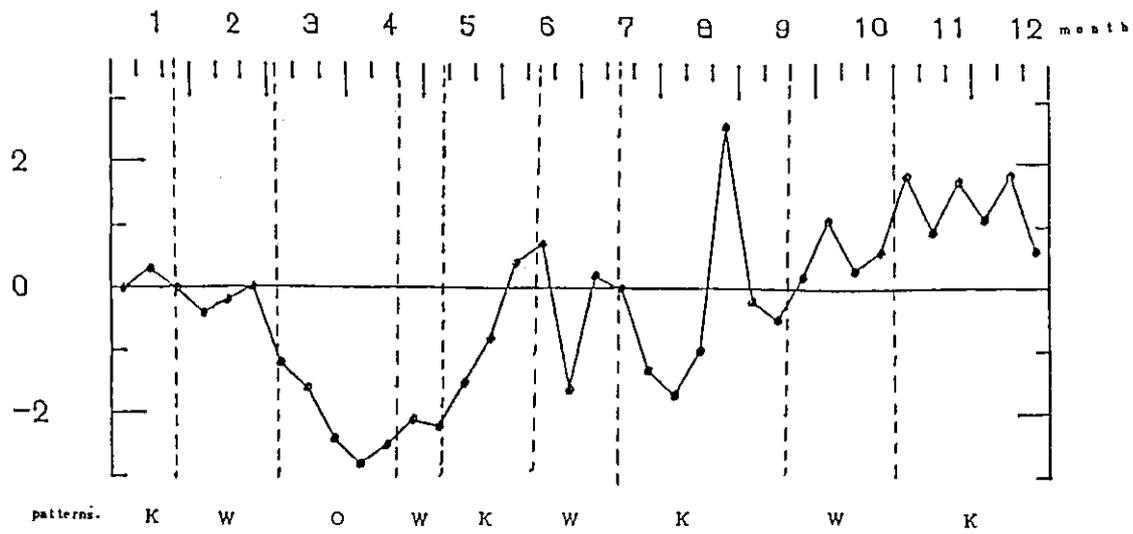


Fig. 70 Relationships between hydrographic pattern and mean deviation of adjacent water temperature at Nakaninato, 1977.

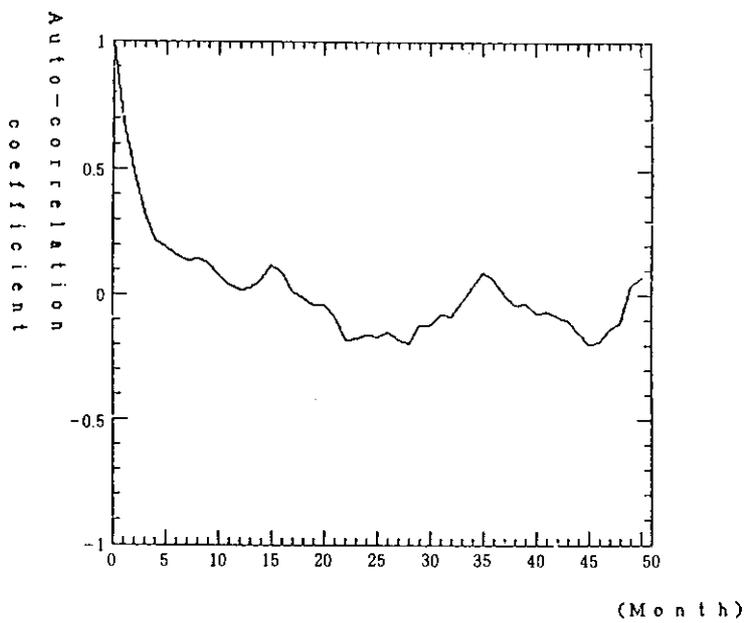


Fig 71 Auto-Correlation of the adjacent water temperature at Nakaminato from 1965 to 1981.

Table 9 Existing period of each temperature at surface (1972-1982).

Temp.	Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.
1	77			—		
2	77		—	—		
	78			—	—	
	81			—		
3	74				—	
	77	—	—	—		
	78			—	—	
	81			—	—	
4	74				—	
	75			—		
	77	—		—	—	
	78			—	—	
	81		—	—	—	
5	74				—	
	75		—	—	—	
	77	—		—	—	
	78		—	—	—	
	81		—	—	—	
	82		—			
6	74		—	—	—	
	75	—	—	—	—	
	77	—	—	—	—	
	78		—	—	—	
	80			—		
	81	—				—
	82		—		—	—
7	73			—		
	74		—	—	—	
	75	—	—	—	—	
	76		—	—		
	77	—	—	—	—	
	78		—	—	—	
	80			—	—	
	81					—
	82	—	—	—	—	—

Table 10 Indicating high temperature, low temperature and cold water year.

High water temp, year	Ordinary year	Cold water temp, year
1972	1973	1974
1979	1976	1975
	1980	1977
		1978
		1981

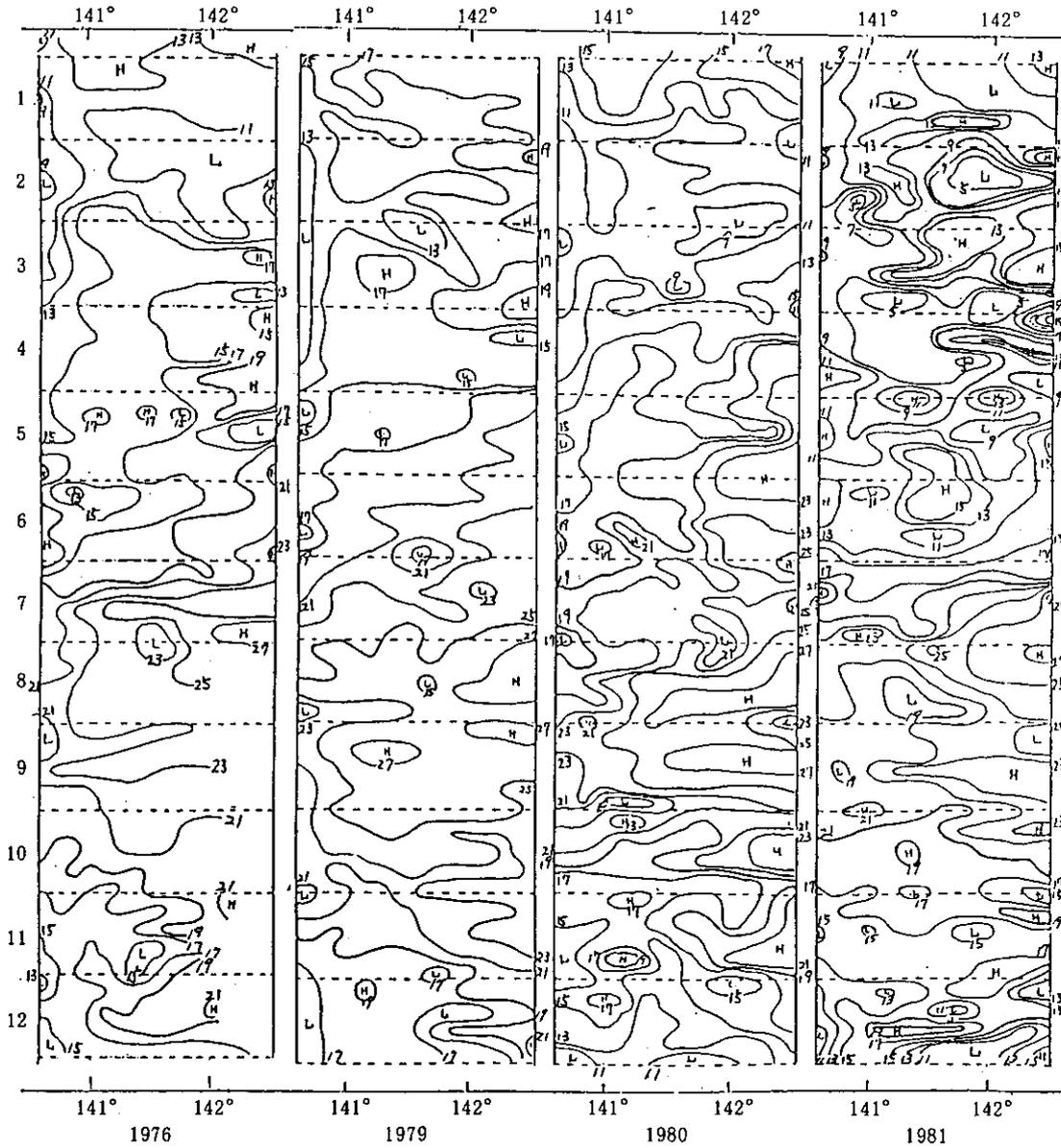


Fig. 72 Isopleth of the surface temperature (°C) along 36°30' N.

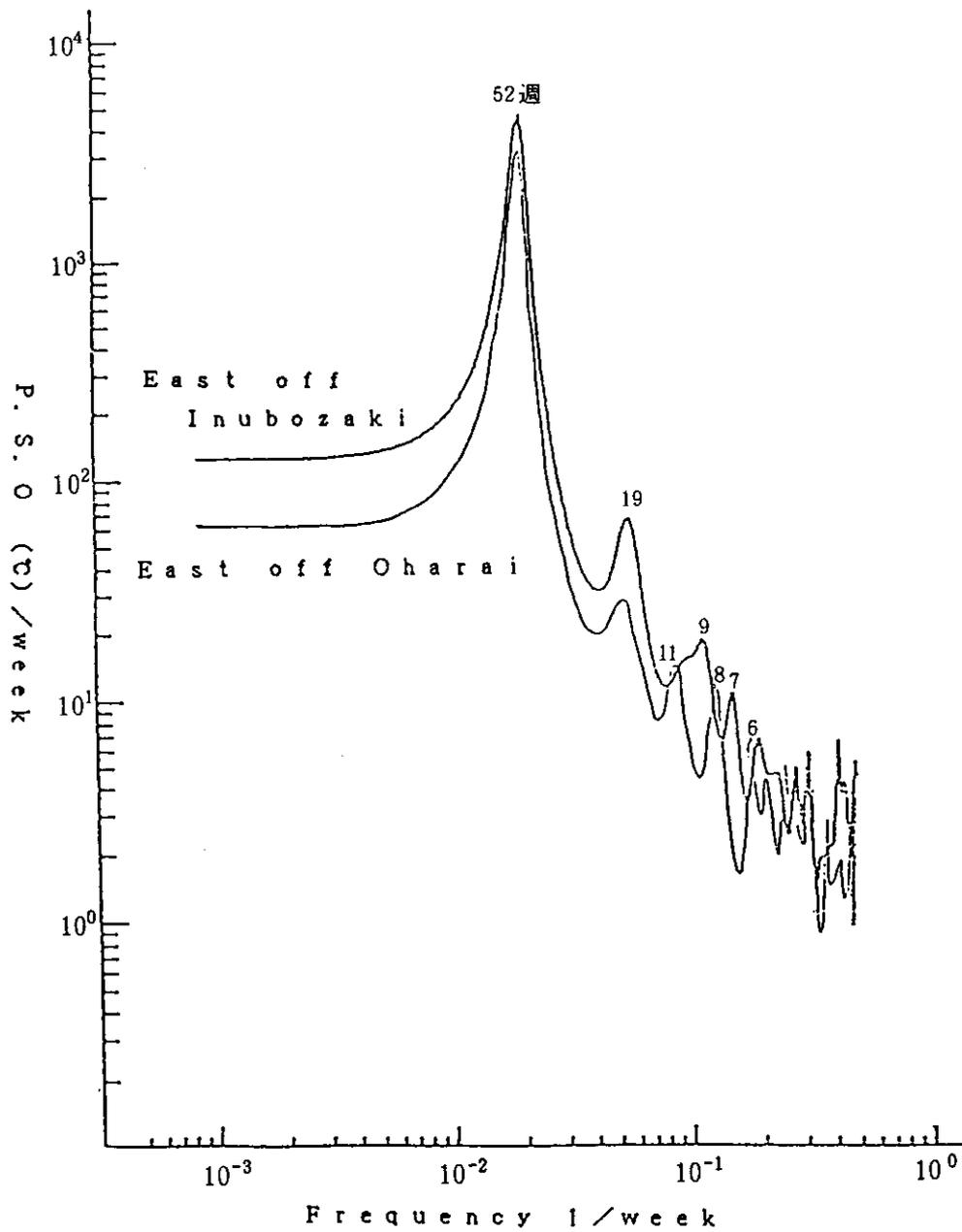


Fig.73 Power spectrum of temperature variation (1972-1980).

第3項 水深別変動

Fig.74は全測点の各層平均水温を月別に計算し、その月変化を示したものである。

海面水温で6月から7月間の水温上昇勾配がやや鈍く、水温の極大は9月に出現し、極小は3月に出現している。50～200 m 深の水温変化は昇温期の昇温速度が鈍く、降温期の降温速度は速いことを示している。水温第2極小(中村, 1977)が各層とも7

月に明瞭に現れている。水温の高極は50 m 深で10月に出現し、100 m 深が11月に、200 m 深では12月～1月に出現している。

全体をみると、水温の高極は水深が深くなるに従って出現の月が遅れ、振幅も小さくなっている。この現象は少なくとも金華山沖から熊野灘の間は同じ傾向の変化をしている。この time lag は当海域では水深 50 m につき 1 ヶ月となっている。

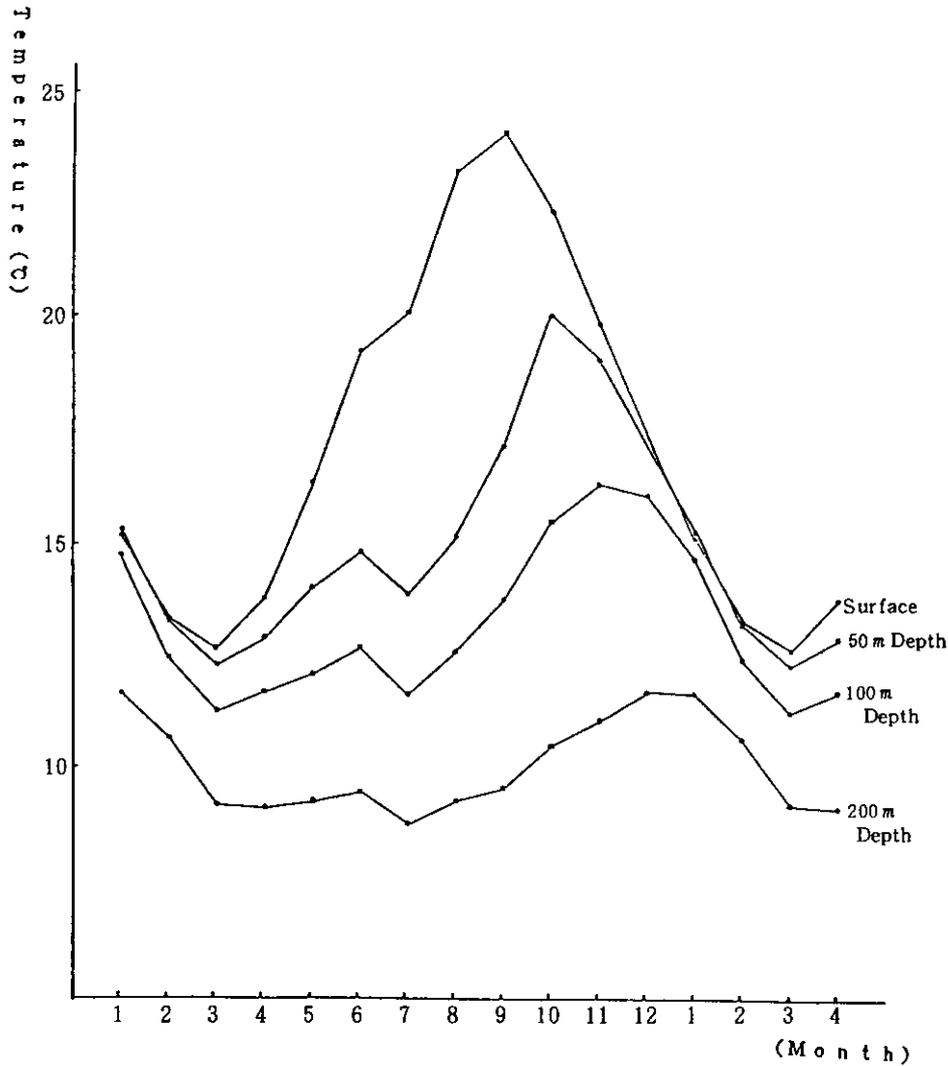


Fig. 74 Annual variation of the mean temperature at all stations on Kashima-Nada area from 1971 to 1979.

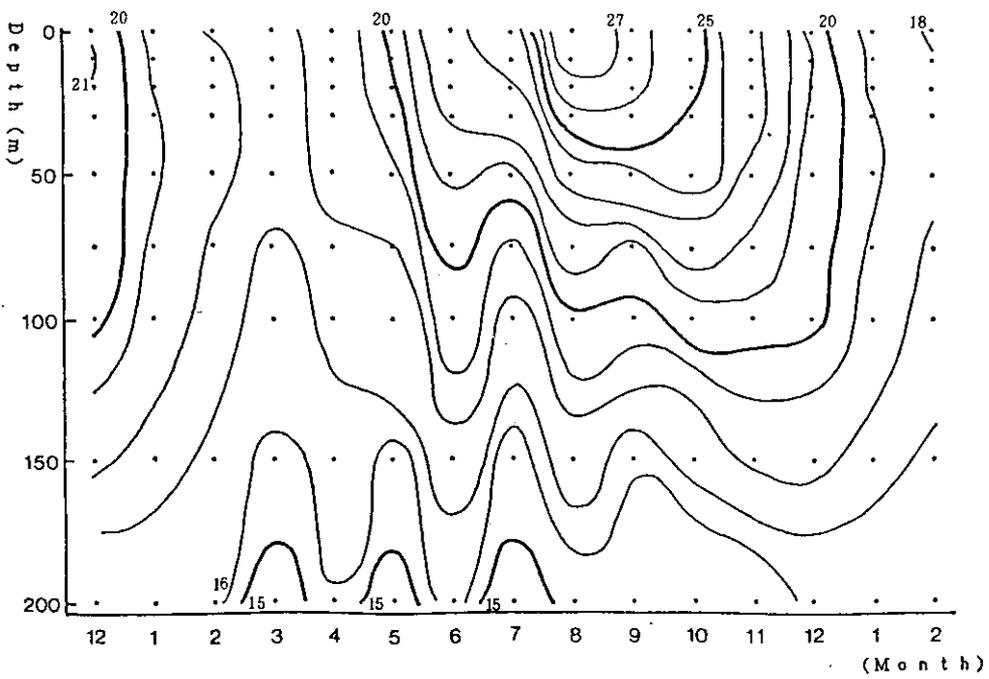
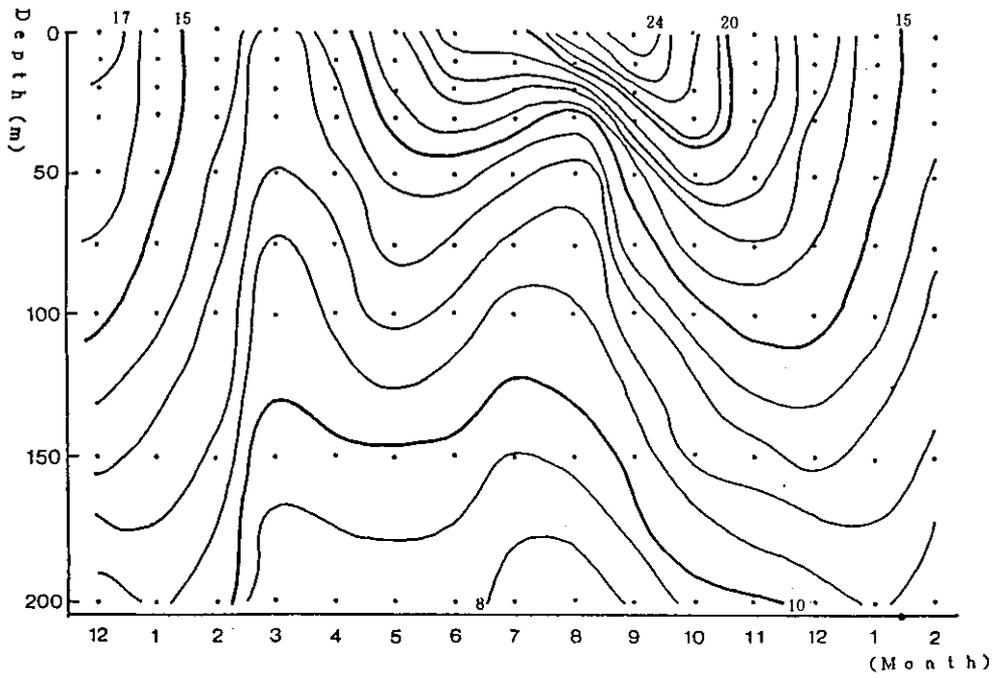


Fig. 75 Isopleth of the vertical distribution of mean temperature (°C) at 36°19'N, 141°06'E (upper) and 35°42'N, 142°00'E (lower) from 1971 to 1979.

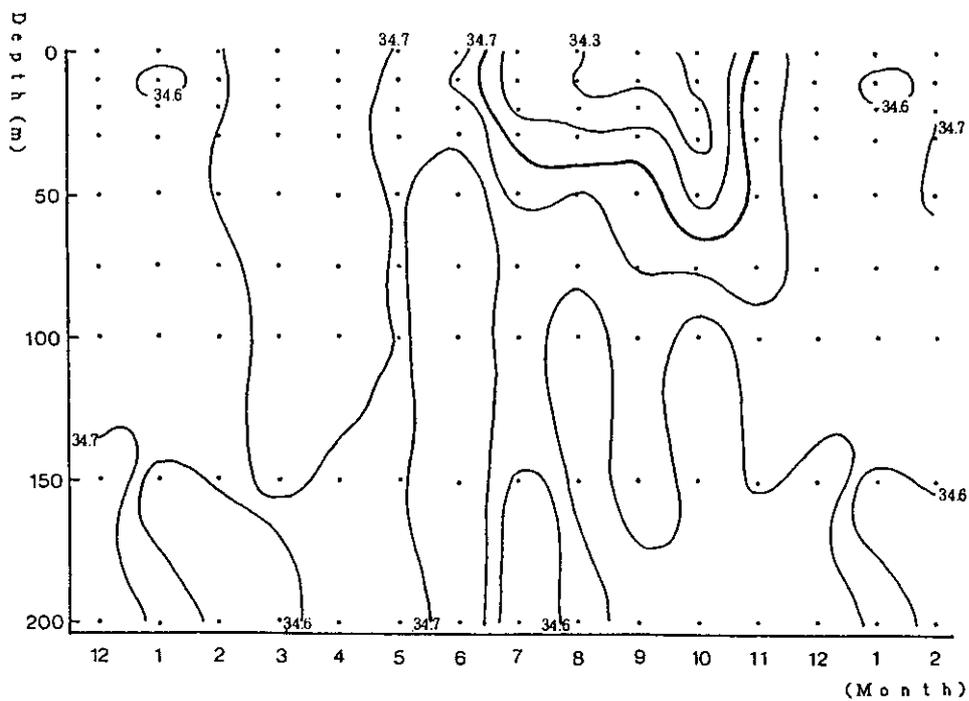
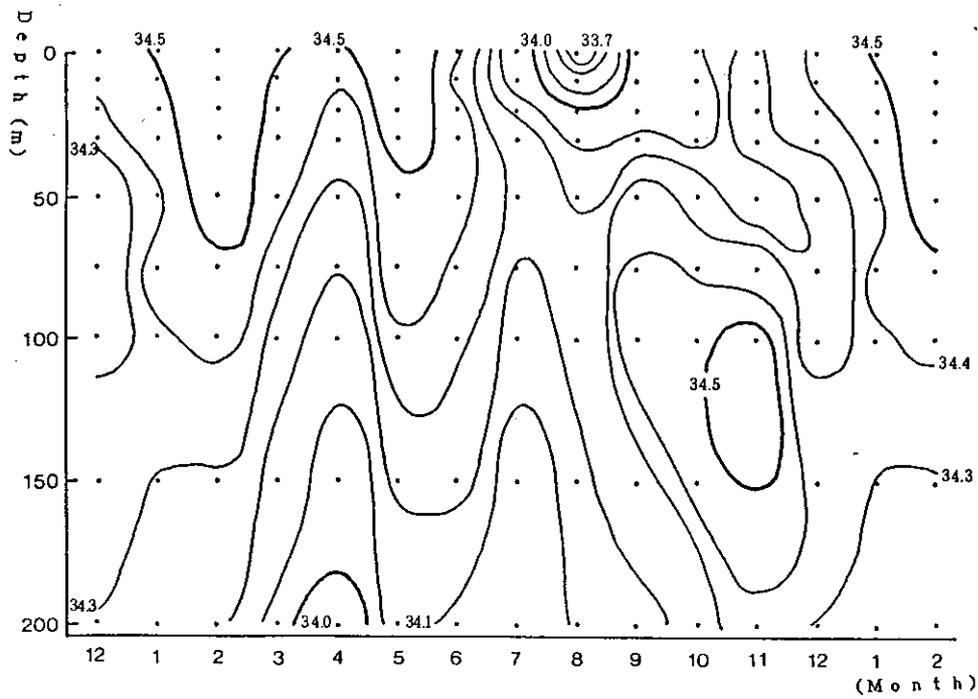


Fig. 76 Isopleth of the vertical distribution of mean salinity (‰) at 36°19'N, 141°06'E (upper) and 35°42'N, 142°00'E (lower) from 1971 to 1979.

海面と200 m深との水温差が最低になるのは1～3月で、この頃は上下層間の密度差が最小となり、対流が深所まで発達する。

黒潮域定点(35°42' N, 142°00' E)及び当海域代表定点(36°19' N, 141°06' E)における水温の鉛直方向での月変動をみると(Fig. 75)大洗沖では水温極小が3月及び7～8月に出現しており、3月の場合は増沢(1954)のいうように大気との熱交換の他に冷水の侵入を暗示している。前述の第2極小は20 m以深にみられ、中村(1977)が駿河湾で指摘した水深より浅くなっている。これは当海域の季節躍層が駿河湾より浅いことを示唆している。夏期に

このような水温極小現象が出現することはしばしばである。この現象は一時的なもので、100 m深水温分布からみると、北からの親潮系水の移流との関連を示すものと、湧昇を示唆する場合もある。これは塩分分布からみて親潮系水の影響によるといえる。

黒潮域では水温極小が3月及び7月に出現している。第2極小は50 m以深にみられ、中村(1977)の場合と一致している。

塩分の鉛直方向での月変動をみると(Fig. 76), 大洗沖(a図)では1, 2月が降雨量の最低期であり、海面の放射冷却もともなって混合が卓越し、50 m以浅は34.5‰台の高塩分となっている。また5月にも

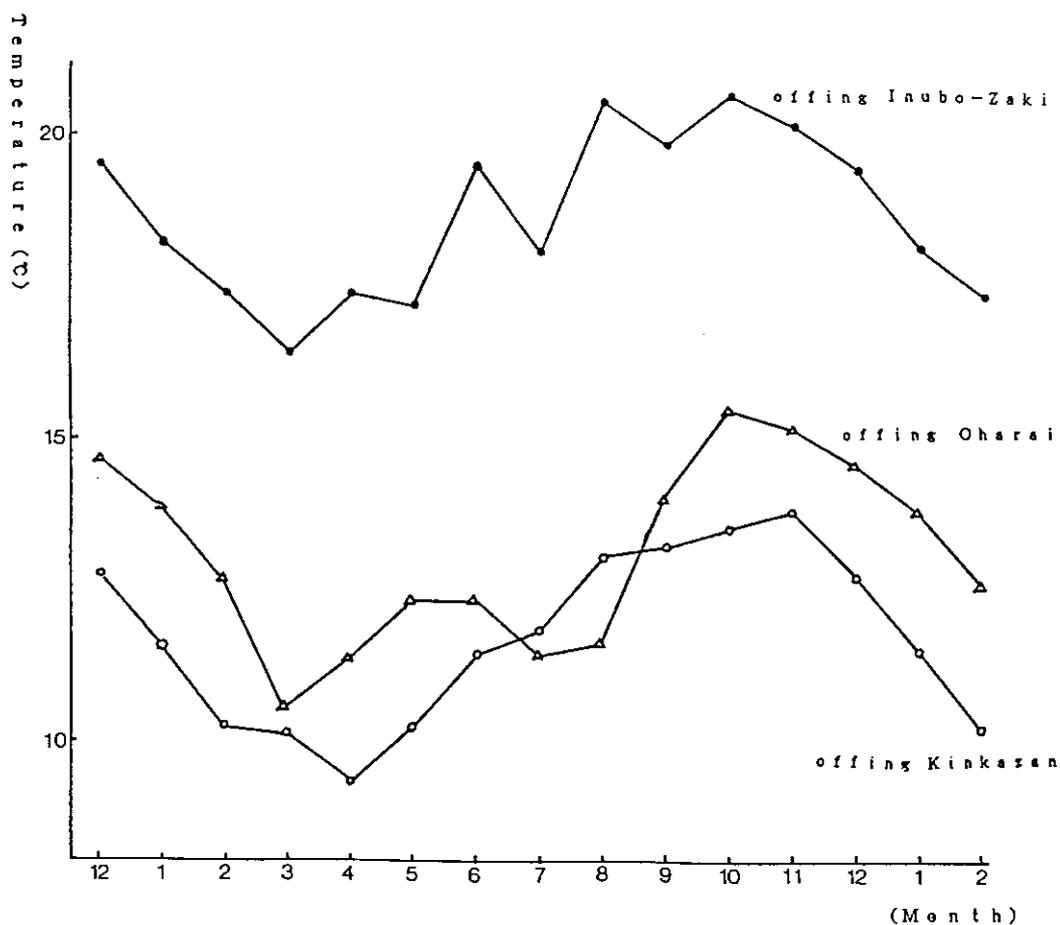


Fig. 77 Annual variations of the mean temperature in the layer from surface to 200m depth east off Kinkazan (○—○), Oharai (△—△) and Inubo-Zaki (●—●) from 1971 to 1979.

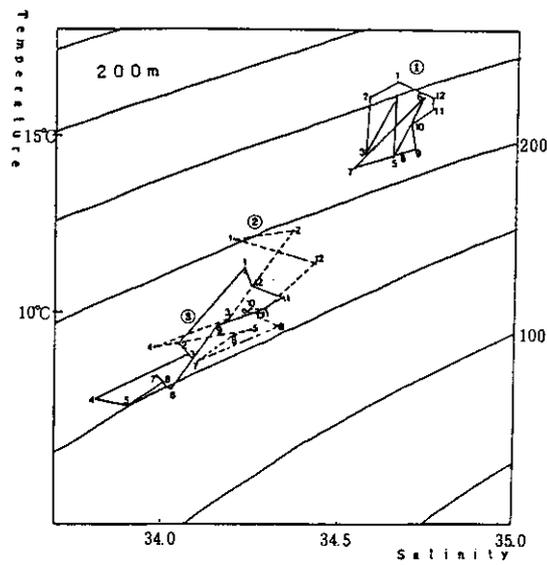
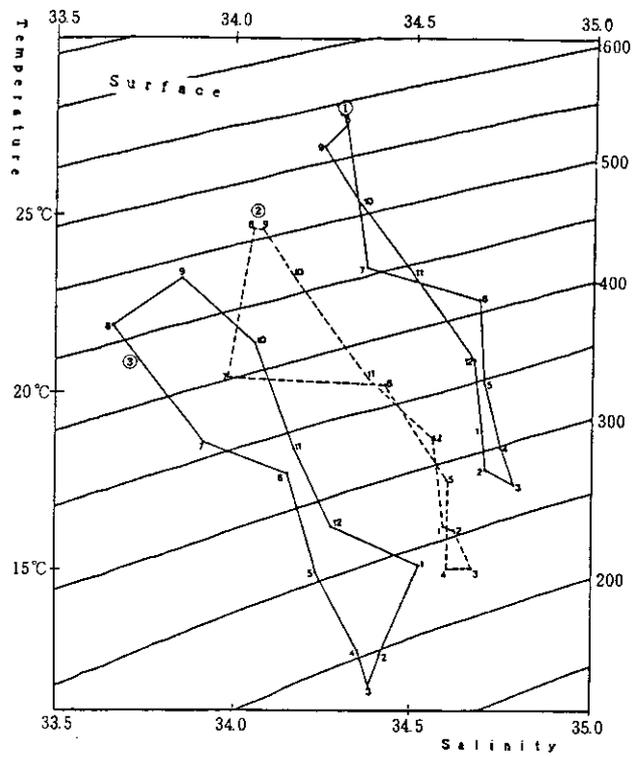


Fig. 78 T-S annual cycle at selected depth at 35° 43' N, 142° 00' E (①), 36° 00' N, 141° 30' E (②), and 34° 34' N, 141° 04' E (③), small numerals indicate months.

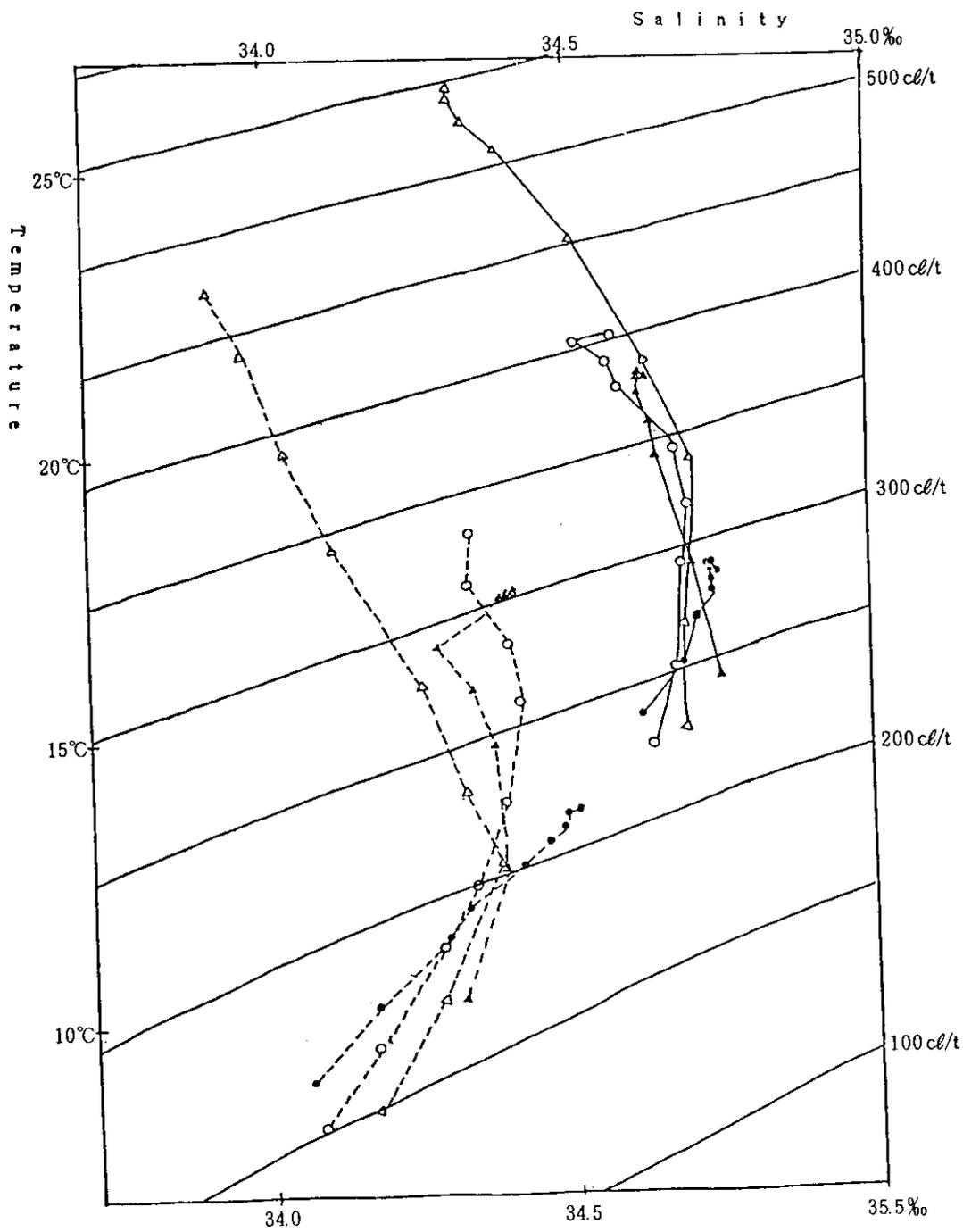


Fig. 79 The mean temperature salinity relationships at 35° 42' N, 142° 00' E (—) and 36° 19' N, 141° 36' E (-----) from 1971 to 1979 (0-200m depth).
 • winter, ○ spring, △ summer, ▲ autumn

30 m以浅が高塩分となっている。

表層(30 m以浅)では7月が急激に低塩分となり、8月は最低塩分の33.6‰台を示し、9月から徐々に高くなっている。これは8月をピークとした豪雨や台風の影響による大量のFresh Waterの加入によるもので、福岡ら(1954)も報告している。低塩分水の影響は12月まで徐々に深くなっている。

50 m以深での塩分極小は水温の場合と同じく、3、4月及び7、8月の2回存在し、親潮系水の侵入を裏付けている。

9月から12月の100~150 m深に塩分の極大が認められ、特に11月が高塩分で34.5‰台となっている。これは黒潮水が流入していることを裏付けている。

犬吠埼沖(b図)では、資料が少ないが、全体の変動傾向は大洗沖と似ている。すなわち、表層は大洗沖と同じく7月に塩分が急激に低下し、9月に最低の34.2‰台となり、11月には34.5‰台まで高くなっている。低塩分水の影響は11月に向かうにつれて深くなっている。7~11月の上層を除いて全域が34.5~34.7‰台で、塩分は季節的に殆ど変化していないことが分かる。

熱エネルギーの変化をみるために0~200 m深の積算平均水温($\frac{1}{2} \int_0^{200} T dz$)の月変化(Fig.77)をみると、大洗沖では最低が3月で、最高が10月に現れている。これを金華山東沖(増沢, 1954)の場合と比較すると、金華山東沖での最低は4月で、最高が11月となっており、最高、最低ともに約1ヶ月大洗沖の方が早くなっている。犬吠埼沖では最低、最高の出現月は大洗沖と一致しているが、平均水温ははるかに高い。大洗沖の平均水温は金華山東沖の場合に近い状況を示しているが、変動傾向は犬吠埼沖に近い状況である。これは大洗沖が黒潮域と接しており、親潮系水に覆われていても、黒潮の変動に追従した変動を示している。大洗沖は前にも述べたが(P 74)春期(3、4月)及び夏期(7、8月)には冷水の、秋期には暖水の影響が強いことを示している。

第4項 水塊特性の変動

Fig.78に平均のT-S年サイクルを示した。

海面をみると、どの海域でも6月から7月にかけての塩分減少が他の月に比べて最も激しい。また、7~10月は各海域とも高温で低塩分である。1~4月は各海域とも低温で高塩分であり、混合や気温、蒸発等の影響による。各海域を比較すると南部海域は高温、高塩分であり、北部海域は低温、低塩分となっている。

200 m深での南部海域は塩分、水温の季節変化は殆どなく、塩分34.5~34.8‰、水温14~17℃の間にあり、黒潮水の特徴を示している。北部海域では2~8月が低温(7~9℃)、低塩分(33.8~34.1‰)で親潮水の性質が強くて出ている。中間海域は北部海域の水塊と比較的似ている。100 m深でも同じ状況を示している。

Fig.79に黒潮域定点及び当海域代表定点(P 74)における平均水温、塩分の季節別T-Sダイアグラムを示した。黒潮域定点は宇田(1969b)の作成したT-Sダイアグラムと一致し、黒潮域を代表し得ることを証明している。また当海域代表定点は黒潮域よりかなり低温、低塩分で親潮系混合水の特徴を示している。季節変動は両者とも浅深変動のみで各季節ともほぼ同一のT-S曲線上に乗っている。これらのことは、すでに述べたとおりである(第4章, 第2節)。

第2節 海況パターンの変動

Table.11は各パターンの持続性について季節別に示したものである。これからみるとKパターンの持続が一番長く、22週も続いた場合もある。次いでWパターンでOパターンは1回(6週)を除き4週以下の持続である。季節別では冬春期のWパターン、及び春夏期のKパターンの持続が長い。

Table.12は或るパターンから他のパターンへの変動回数を年別、季節別に調べたものである。これから夏期及び冬期には変動が少なく、春期及び秋期は比較的短期間に海況が変動しているといえる。年で見ると、冷水年には変動回数が多くなっており、これは冷水の動向が海況変動に大きく関与していることを示唆している。

Table 11 Duration of oceanographic patterns.

Winter

Peri. Patt.	Periods of duration (weeks)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O	2	1							1		
W	1	2	1		1		2			2	
K		1	2	1	1		2				

Spring

Peri. Patt.	Periods of duration (weeks)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O			2	1		1					
W	8	2		1		1			1		
K	3	1	1		1	1	2	1			

Summer

Peri. Patt.	Periods of duration (weeks)													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	17	22	
O	3	1	1											
W	7	2												
K	3	1	1		1	1		2	1		1	1	1	

Autumn

Peri. Patt.	Periods of duration (weeks)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O	3	3	2	1							
W	5	7	2								
K	4	2		1	2						

Table 12 Frequency of pattern variation.

Season Year	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total
1972	3	2	1	2	8
1973	2	4	4	6	16
1974	6	5	5	5	21
1975	1	6	6	7	20
1976	2	4	2	3	11
1977	4	2	5	6	17
1978	3	4	0	5	12
Total	21	27	23	34	105
Mean	3	3.7	3.3	4.9	15

海況パターンの移行型は6個の移行型が考えられ、実際にもこの6個の移行型が出ている。この移行型は次のとおりである。

OパターンからWパターンに移行する場合は、黒潮の小振幅波が当海域で増幅してWパターンとなる (Fig.84)。

OパターンからKパターンに移行する場合は、沖合の暖水が北にのぼり、更に低温水を沿岸に圧迫してKパターンとなる。

WパターンからOパターンに移行する場合は、暖水舌の波長が縮小し、低温水の範囲が拡大してOパターンとなる。

WパターンからKパターンに移行する場合は、暖水舌の波長、振幅ともに増幅し沖合の低温水が北に後退してKパターンとなる。

KパターンからOパターンに移行する場合は、沿岸域の低温水が拡大し、暖水が沖合や南に押しやられてOパターンとなる。

KパターンからWパターンに移行する場合は、沖合を低温水が南下し、波長が縮小してWパターンに

なる (Fig.84)。

次に各パターンの季節別移行の割合について示す (Fig.80)。

Oパターンは春期と秋期に多く出現し (Fig.13)、春期にはWパターンへ50%、Kパターンへ50%の移行となっている。秋期はWパターンへの移行が78%でKパターンへ22%の移行となっている。

Wパターンは冬・春期に多く出現し (Fig.13)、冬期にはOパターンへ60%、Kパターンへ40%の移行であるが、春期にはOパターンへの移行が減少して18%のみで、Kパターンへ82%が移行している。

Kパターンは夏期の出現が圧倒的に多く (Fig.13)、夏期にはOパターンへ56%、Wパターンへ44%の移行となっているが、秋期になると再びOパターンへの移行が減少し29%、Wパターンへ71%の移行となっている。

四季全体をまとめた移行型をみると (Fig.81)、Oパターンの場合は、Wパターンへ65%、Kパターンへ35%の移行であり、Wパターンの場合は、Oパ

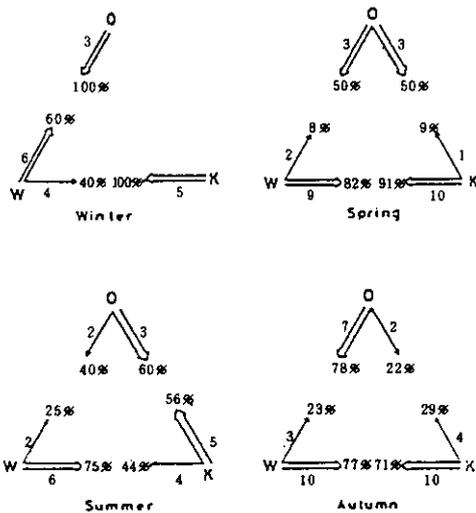


Fig. 80 The shift type of the pattern for each season and the number of shift and its percentages.

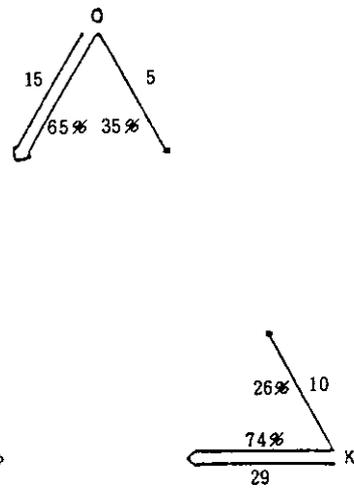


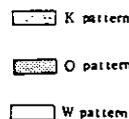
Fig. 81 The shift type of all year of the pattern and the number of shift and its percentages.

ターンへ31%, Kパターンへ69%の移行となっている。Kパターンの場合は、Oパターンへ26%, Wパターンへ74%の移行となっている。従ってWパターンはOパターンとKパターンの中間的なパターンであるといえる。即ち、O→W, K→Wの移行型が7割内外の確率で成立している。

Fig.82に年別の模式的にみた海況パターンの変動サイクルを示した。

この図で特に注目すべきことは、秋期にOパターンが出現した年の翌年の冬春期にはOパターンが出現しており、冷水年になる可能性を示唆し、秋期にOパターンが出現しない年の翌年の冬春期にはOパターンが出現しておらず、暖水年になる可能性を示唆していることである。

次に暖水舌の発生から消滅までの一例をFig.83に示す。1974年1月12~18日の間では、142°E以西の鹿島灘全域を黒潮系の暖水が覆っている。(Fig. 83, a)。1月19~24日には、37°N, 141°30'E付近から10°C以下の冷水が南下し、温度勾配はゆるやかであるが、11~15°Cの等温線は142°E以西で1波長を形成する状態になっている(Fig. 83, b)。このような状態は2月7日まで続いている。2月8日~14日には犬吠埼の沖合から鹿島灘へ暖水が張り出す形となり、鹿島灘沿岸域に急激な温度勾配を伴った潮境が形成され、142°E以西で1波長を形成する明瞭な暖水舌が形成されている。その中心水温は16°C台である。他方、房総半島の沖合には、17°C以上の高温帯が北東へと伸びている。これは、黒潮に相



 K pattern

 O pattern

 W pattern

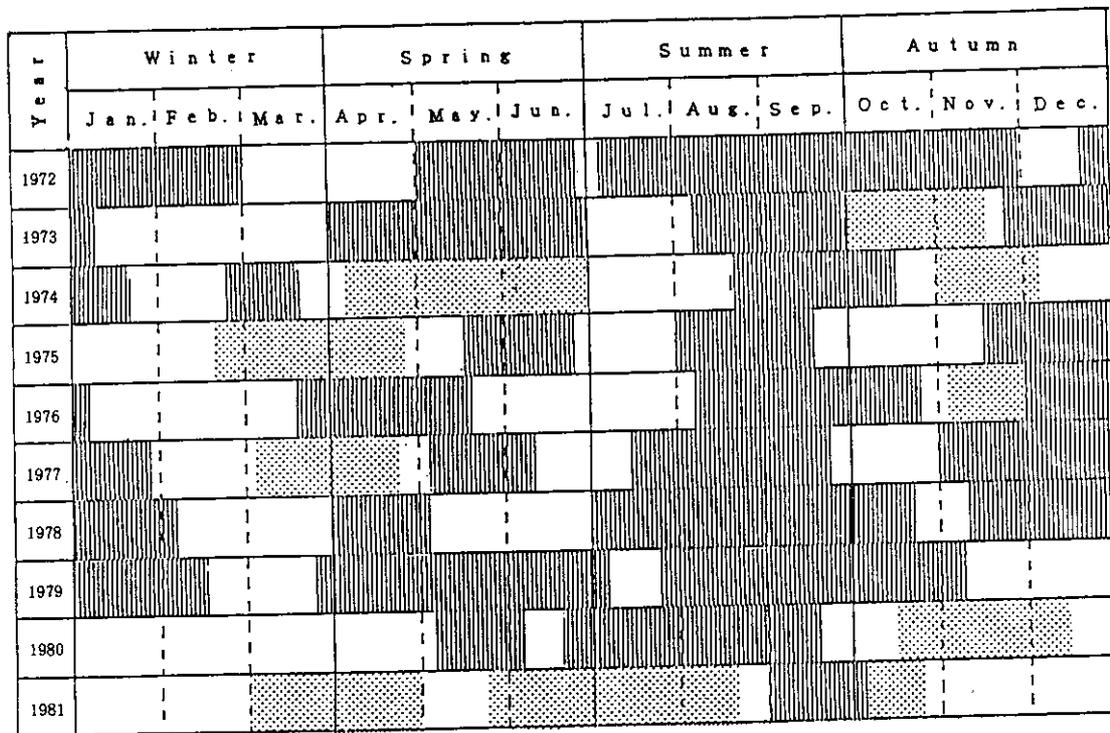


Fig. 82 Cycles of variation oceanographic patterns in a year.

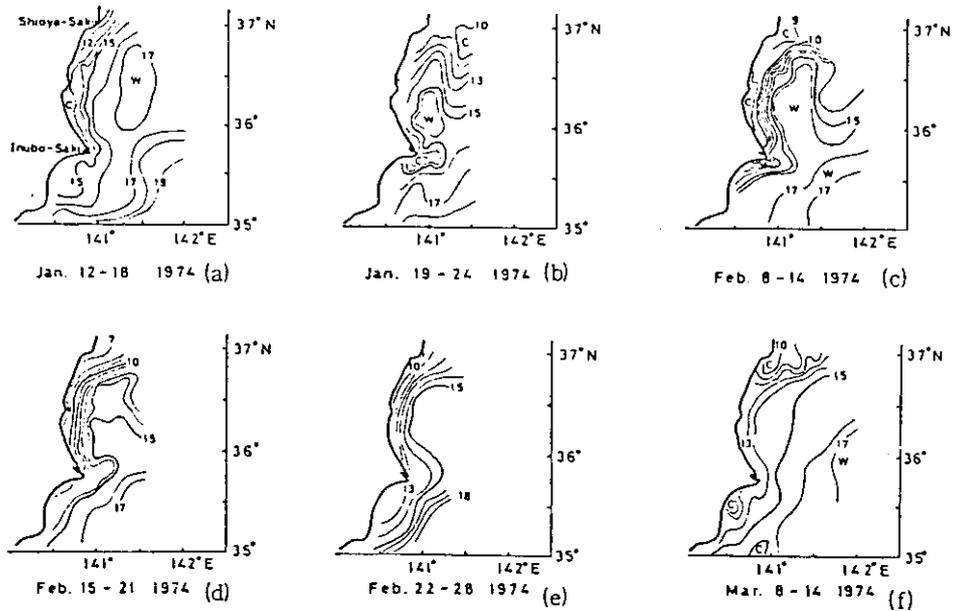


Fig. 83 Examples of variation of sea surface temperatures from the generation to the disappearance of a warm water tongue during the period of 12 January to 14 March 1974. This figure shows the B-type of the formation of the warm water tongue.

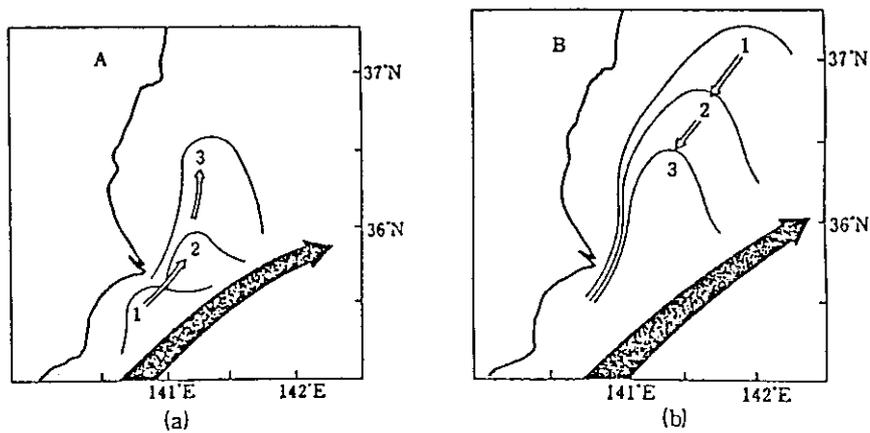


Fig. 84 The schematic figure of the process of formation of a warm water tongue. Fig. (a) shows the case that the small wave along the Boso Peninsula amplifies its wave height in Kashima-Nada. Fig. (b) shows the case that the Kuroshio Branch shortens its wave length.

当る部分であろう (Fig. 83, c)。このような状態が2月28日まで続いている (Fig. 83, d, e) が、3月8~14日には、鹿島灘全域を暖水が覆い、 142°E 以西で1波長を形成するような波動は消滅している (Fig. 83, f)。

1972年から1976年の5年間の12月から6月の間で、暖水舌は25回発生している。その発生状況は2通りに大別される。

1つは、犬吠埼以西の海域から黒潮縁辺部の小さい振幅の波動が伝播し、鹿島灘で増幅する場合 (Fig. 84, a)、他は北から冷水が舌状に南下することによって、黒潮分派の波長が短くなる場合 (Fig. 84, b) である。前者の機構で12回、後者の機構で13回、暖水舌の発生が認められ、両者による発生は略々同数である。

Fig. 84に示されるそれぞれのタイプの発生状況の

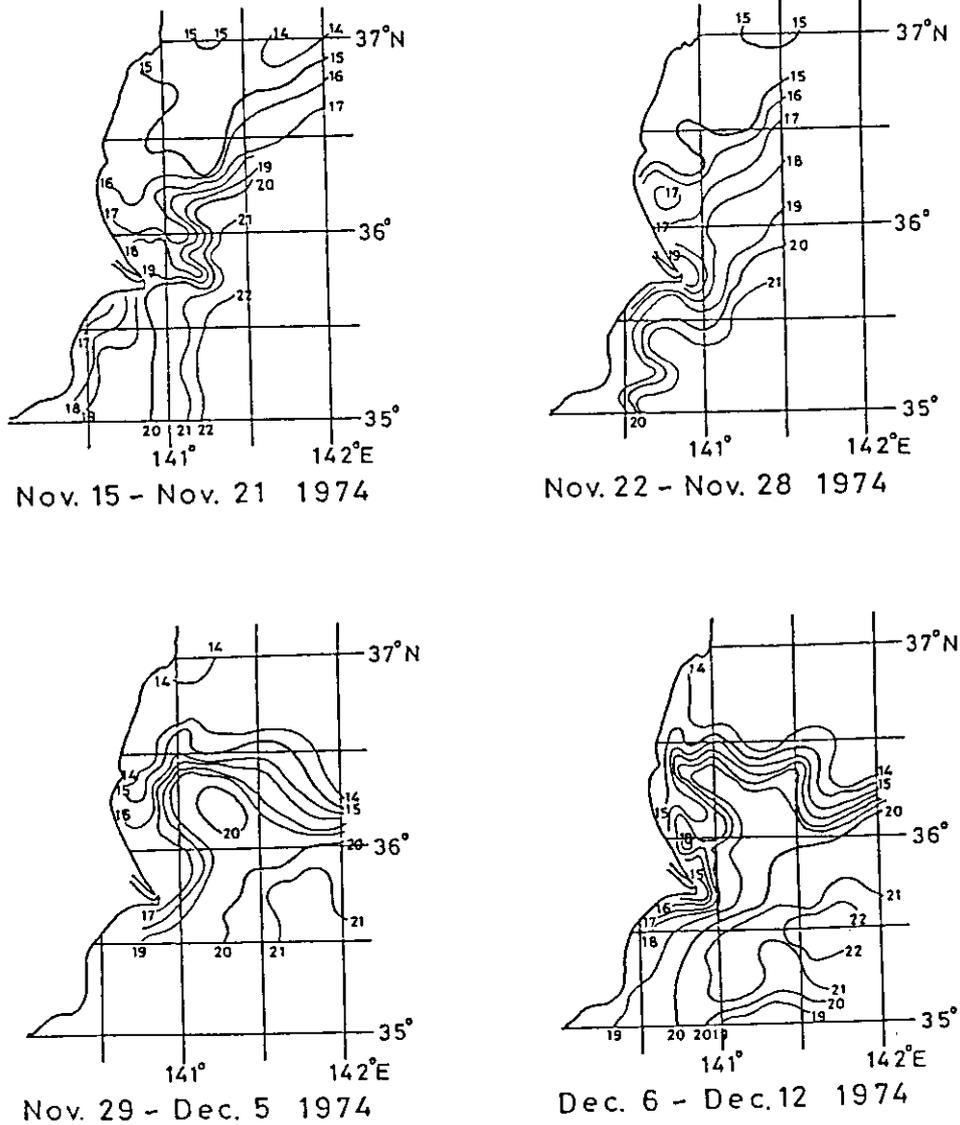


Fig. 85 The process of the warm water tongue formation by A-type.

具体例を Fig.85 (Aタイプ) 及び Fig.83 (Bタイプ) に示す。黒潮分派の波長が短くなって暖水舌を形成する場合 (Bタイプ) は、もともと鹿島灘が暖水で覆われているために、暖水舌を形成した時の最高水温は、それ以前のその場所の水温と同程度あるいは低くなる傾向があり、通常暖水舌の水温は黒潮分派の水温より低い。逆に房総沿岸の小振幅波が鹿島灘で増幅する場合 (Aタイプ) は、もともと鹿島灘の水温が低い所へ暖水舌を形成するため、鹿島灘の水温は上昇し、極端な例では、暖水舌の発生後 6℃も上昇している (Table.13)。

暖水舌の発生から消滅までの舌端部の経度の推移の例を Fig.86 に示す。暖水舌の舌端部位置は 141°E ~ 141°30'E の間に存在することが多く、これは Fig.18 と関連している。141°E 以西の沿岸域で発生した暖水舌も、141°30'E 以東で発生した暖水舌も、141°E ~ 141°30'E の間を指向し、沖合で発生した暖水舌は西へ、沿岸で発生した暖水舌は東へと移動する傾向がある。これはどういう機構によるかは分からない。

暖水舌の持続期間は約 1 ヶ月、長いもので 2 ~ 3

月である。これらの暖水舌がその形態を失うには、黒潮分派になる場合、鹿島灘海域内で孤立暖水塊状になる場合、鹿島灘海域内で拡散、消滅する場合の 3 通りがある。その他に、『海況速報』で対象としている海域外 (142°E 以東) へ移動したと推定される場合がある。それぞれの消滅例の数を Table.14 に示す。暖水舌が消滅する場合には、その波長が長くなって黒潮分派になることが多い。孤立暖水塊状になった場合には、当海域内で消滅し、暖水塊状になった後 5 週間持続して消滅したのが 1 例、他は 1 週間で消滅している。

暖水舌の東西方向への移動の仕方と消滅過程との関係を見ると、暖水舌が沿岸方向へ移動して行った場合には当海域内で拡散消滅するか、孤立暖水塊状になった後に当海域内で拡散、消滅する傾向があり、沖合方向に移動して行った場合には、黒潮分派になる傾向が強い。黒潮分派になった後、6 例は数週間後に再び暖水舌になっている (Fig.86)。

冷水舌の発生、衰退をみると、冷水は 1 週間以内の短期間に急激に侵入しており、後退にはそれよりやや長期間を要する (P 69 参照)。冷水舌の持続期

Table 13 The temperature difference before and after formation of warm water tongue by types A, B.

temperature difference (°C) before and after formation of a warm water tongue	types	
	A-type	B-type
+6	1	
+5		
+4		
+3	2	
+2	3	
+1	4	3
0	2	5
-1		3
-2		1
-3		1

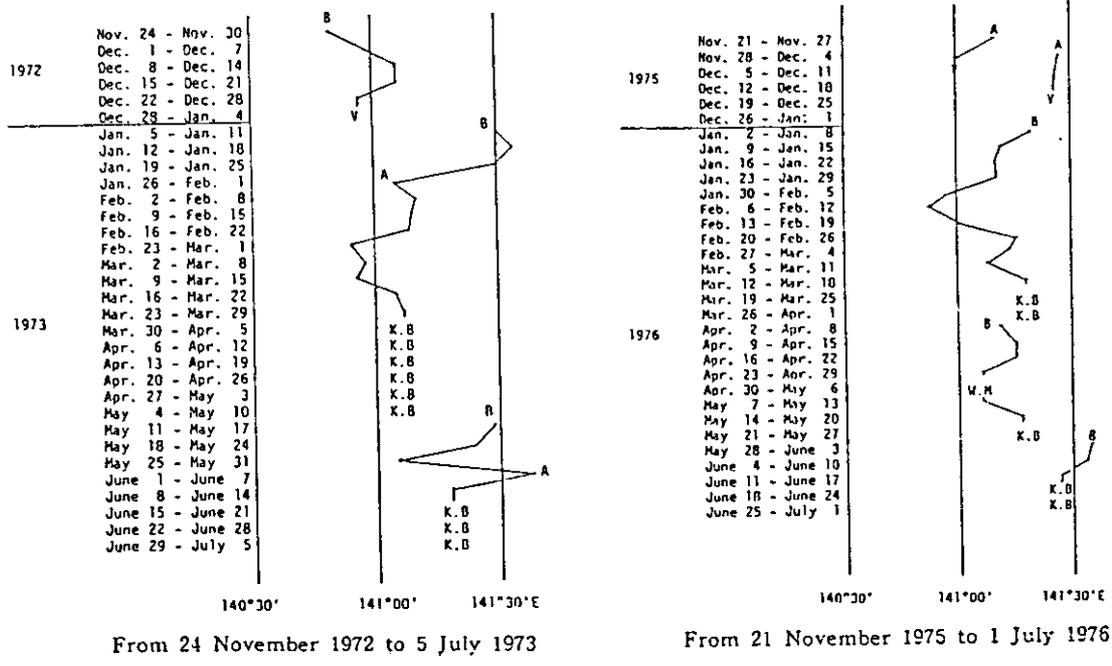


Fig. 86 East-west fluctuation of the core of the warm water tongue. The symbols, A, B, A' and B' at the top of each warm water tongue show the processes of formation indicated in Table 13. The symbols, K, V, W, M and I, D at the last of each warm water tongue show the processes of disappearance indicated in Table 14.

Table 14 The processes of disappearance of a warm water tongue and its frequency.

Process	Frequency
Kuroshio Branch (K·B)	10
Isolated warm water mass (W·M)	3
Diffusion in Kashima-Nada (V)	5
Indistinct (I·D)	3

The indistinct ones as if the warm water tongue shifted eastward.

間は暖水舌より短い。

第3節 標準偏差

第1項 水温, 塩分標準偏差の層別変化

平均水温で示したのと同じ定点 (P 74) における平均水温に対する標準偏差の鉛直方向での変化 (Fig. 87), 及び平均塩分に対する標準偏差の鉛直方向での変化 (Fig 88) をみると大洗沖 (Fig.87 a) では水温偏差が 3~4 月及び 6 月に 3℃ 以上となる層が多くあ

り, 年変動の激しい月であることを示している。これは前者が冷水の侵入し易い時期のため, 或る年は O パターン, 或る年は W パターン等と海況パターンの変化が色々あることによる。後者は水温第 2 極小が或る年には出現し, 或る年には出現せず, 前者の場合と同じ状況におかれる。これに反し, 11~12 月及び 2 月には 2℃ 以下となる層が多くあり, 年変動の比較的少ない時期であることを示している。これ

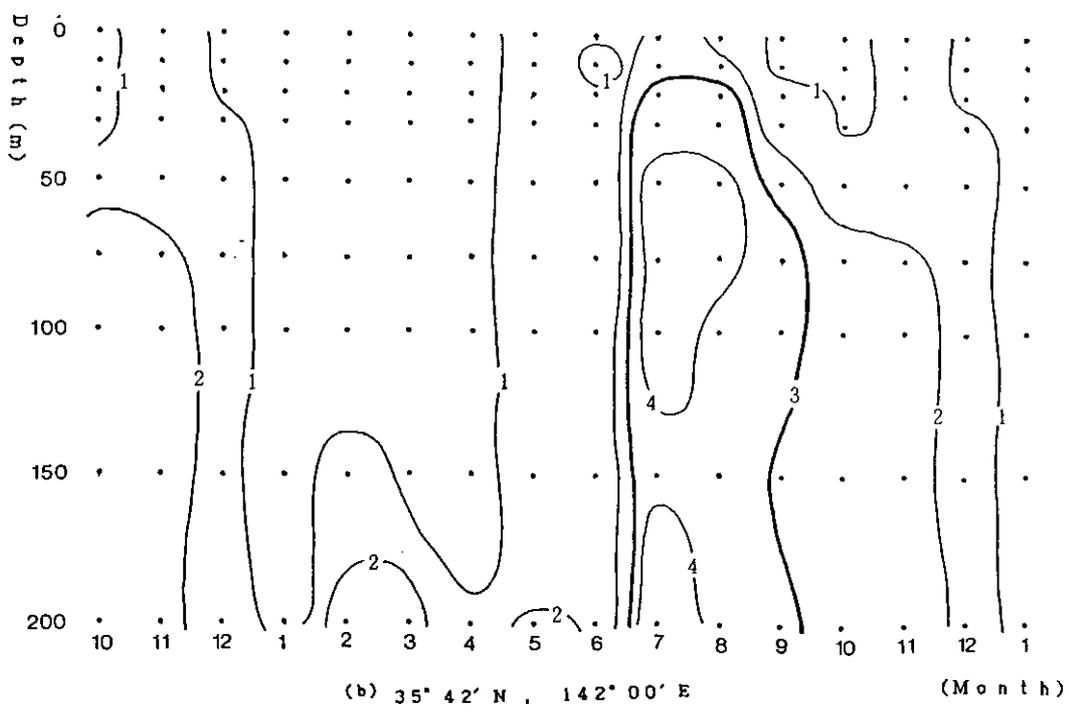
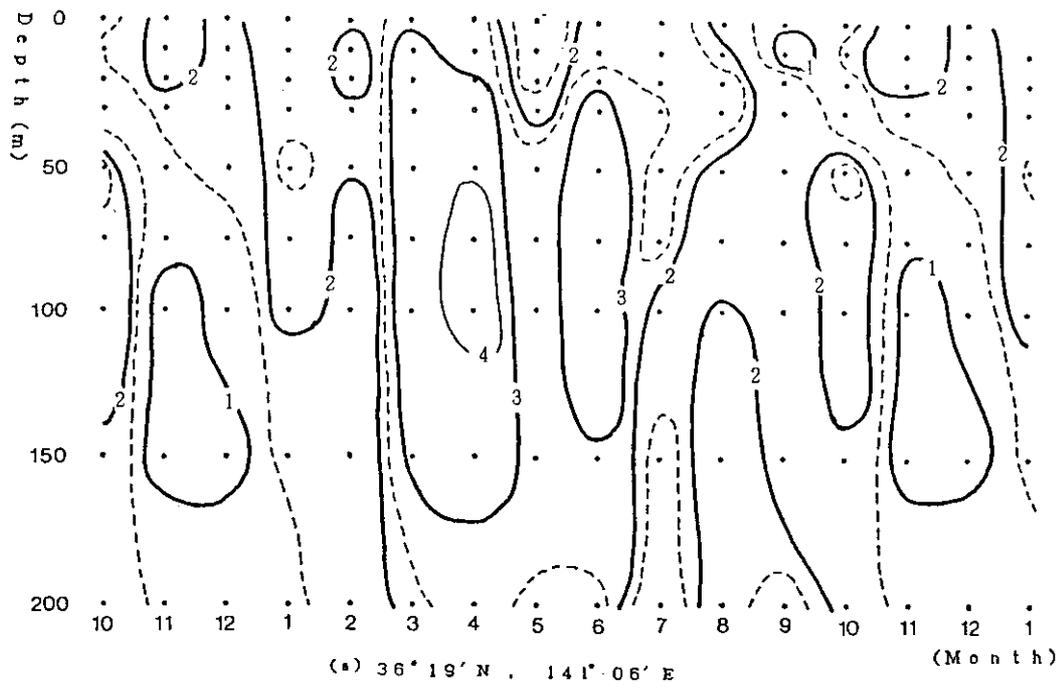


Fig. 87 Isoleth of the vertical distribution of standard deviations of temperature (°C) at 36°19N, 141°06' E (a), and 35°43' N, 142°00' E (b) from 1971 to 1979.

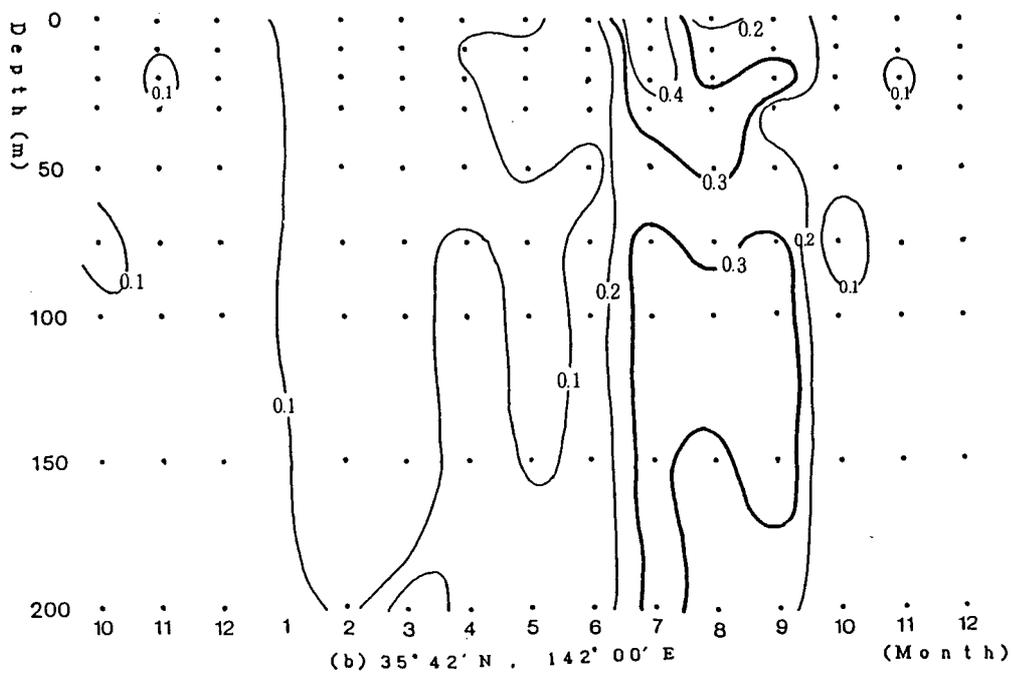
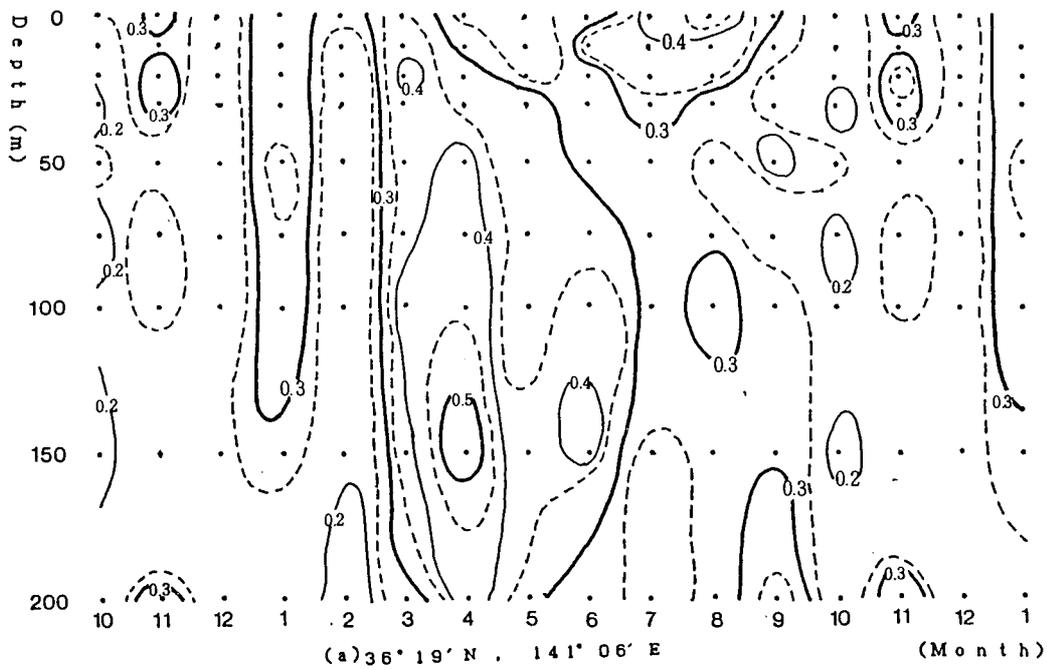


Fig. 88 Isopleth of the vertical distribution of standard deviations of salinity (‰) at $36^{\circ}19' N$, $141^{\circ}06' E$ (a), and $35^{\circ}42' N$, $142^{\circ}00' E$ (b) from 1971 to 1979.

は混合層の厚さが関係しているものと考えられる。一般的にOパターンの出現が少ない時期には標準偏差が小さくなっている (Fig. 82 参照)。塩分 (Fig. 88 a) では1月及び3~6月に0.3%以上の偏差の層があり、これは水温の標準偏差2°C以上の層と比較的良く対応している。従って冷水舌、暖水舌、黒潮分派の年による出現月、出現場所のずれが塩分の年変動を大きく左右していることが分かる。即ち、ある年は暖水舌や黒潮分派で覆われ塩分が高くなっており、またある年は冷水が侵入し、塩分を低くしている。6月の場合にはこれに水温極小の出現の有無も関与し、そのため標準偏差が大きくなるのであろう。また6~9月の表層(30m以浅)にみられる0.3%以上の偏差は降水量の多寡との関係で現れるものと考えられる。全体をみると0.2%以上の標準偏差で各月とも比較的年変動が大きいといえる。これはパターンの変動回数 (Table. 12) から分かる。

犬吠埼沖 (Fig. 87 b) では、7~9月に偏差が3°C以上となる層があり、水温第2極小の出現月 (Fig. 75) と一致し、年による出現月のずれや、出現しない年もあるため、このように大きな偏差となっているものと考えられる。1~4月は1°C以下で水温の年変動が比較的小さく、この時期は混合が下層まで達している (Fig. 75 参照)。

塩分 (Fig. 88 b) は、7~9月が0.2%以上の偏差で年変動が大きく、これは水温の標準偏差が3°C以上の月に対応しており、水温第2極小の出現及び降水量の多寡が影響を及ぼしているものと考えられる。10~6月は0.2%以下の偏差で、この時期は海況が安定している期間であるといえる。これは水温の標準偏差が2°C以下の期間にほぼ対応している。

大洗沖より犬吠埼沖の方が水温・塩分の年変動が小さく、これは犬吠埼沖が定常的に黒潮に覆われているためによるものである。全般にみて水温変動と塩分変動は同じ変動をしており、これは水塊の変動によるものであるといえる。

第2項 水温・塩分標準偏差の鉛直分布

Fig. 89には大洗正東線における水温平均値に対す

る標準偏差の1~12月の鉛直分布を示した。

2月は5マイルの所に偏差が2°C以上の所があり、平均水温分布 (Fig. 54) ではここが暖水舌の縁辺部になっており、年による暖水舌の出現海域の相異により年変動が大きくなっている。3~12月の沖合には標準偏差の大きい所 (142°E中心) があり、これは平均水温分布 (Fig. 54) で等温線が西側から142°E点に向けて下り坂構造を成している海域である。従って或る年は黒潮又は黒潮分派が存在し、また或る年にはこれが存在しなかったりして、年変動が大きい海域であることを示している。3月及び5月、6月は岸側と沖側の2ヶ所に偏差の大きい所が出ている。これは平均水温分布 (Fig. 54) でみると、岸側では等温線が谷型を、沖側では山型を成している海域であり、岸側は暖水舌、沖側は冷水舌の出現が年により異なるために年変動が大きくなっている。4月には殆どの海域の偏差が3°C以上となり、分布状態は141°15'Eを中心に偏差の大きい所が広がっている。中心は5°C台の偏差で、平均水温鉛直分布ではこの経度を中心として等温線が山型を成しているがはっきりしたものではなく、或る年は暖水舌に、或る年は冷水舌に覆われ、そのため顕著な山型を成さず、これが標準偏差を大きくしているものと考えられる。9~1月の沿岸側は標準偏差が2°C以下で、年変動は小さく水温は安定していることを物語っている。

Fig. 90には犬吠埼正東線における水温平均値に対する標準偏差の1~12月の鉛直分布を示した。1月から6月までは4月の例外を除き標準偏差が3°C以上となっている海域はなく、海況は比較的安定しているといえる。4月の141°30'E点の75~200m深に3°C台の海域が存在し、大洗の4月と対応して冷水の侵入によりその先端がこの付近まで達することがあるため偏差が大きくなっているのである。7~9月に沖合で標準偏差が3°C以上となり、この時期は黒潮域で水温極小が出現し易く (川合, 1972)、年によりこれが出現したり、しなかったり、また黒潮がこの時期に離接岸変動が激しく、そのため偏差

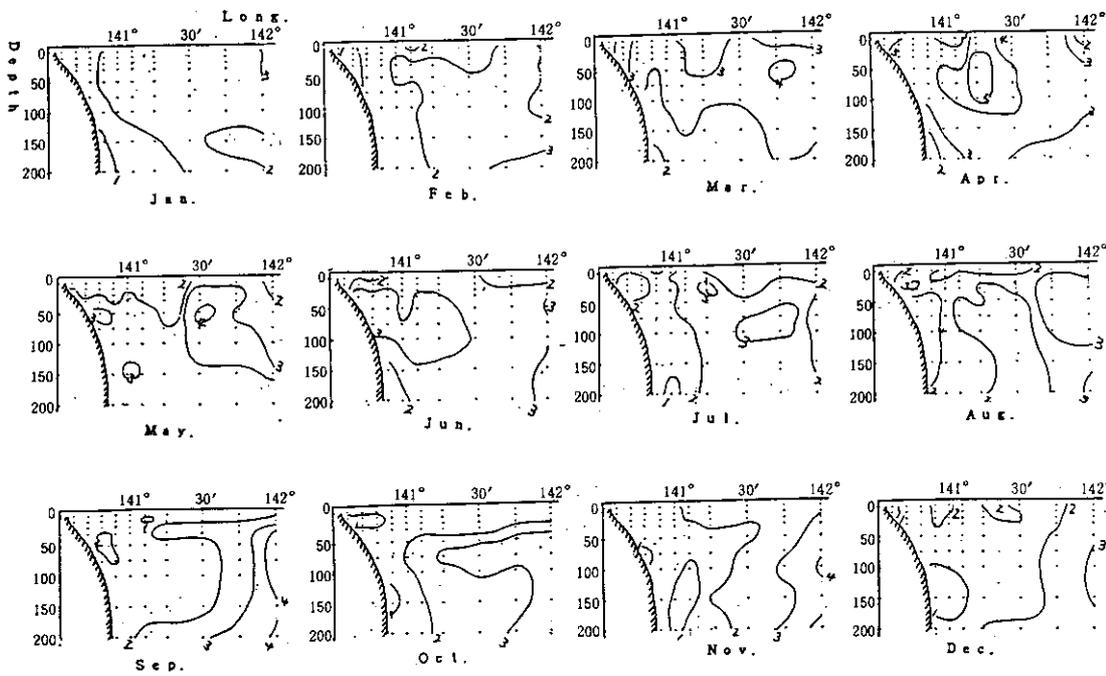


Fig. 89 Monthly vertical distributions of standard deviations of temperature ($^{\circ}\text{C}$) east off Oharai from 1971 to 1979.

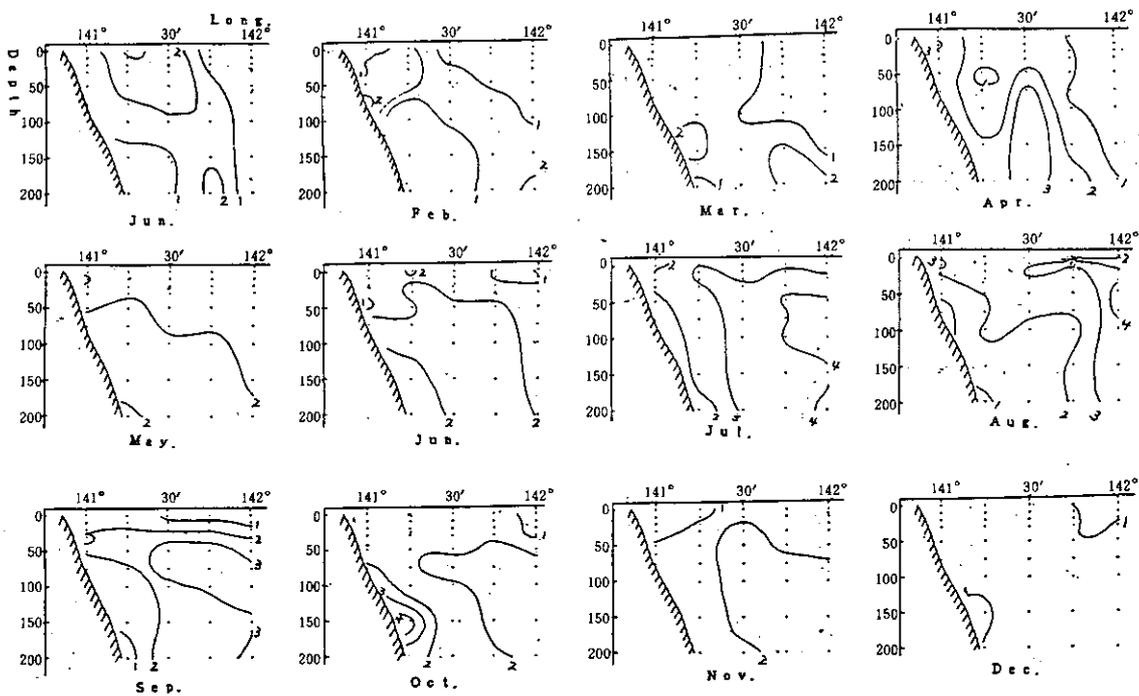


Fig. 90 Monthly vertical distributions of standard deviations of temperature ($^{\circ}\text{C}$) east off Inubo-Zaki from 1971 to 1979.

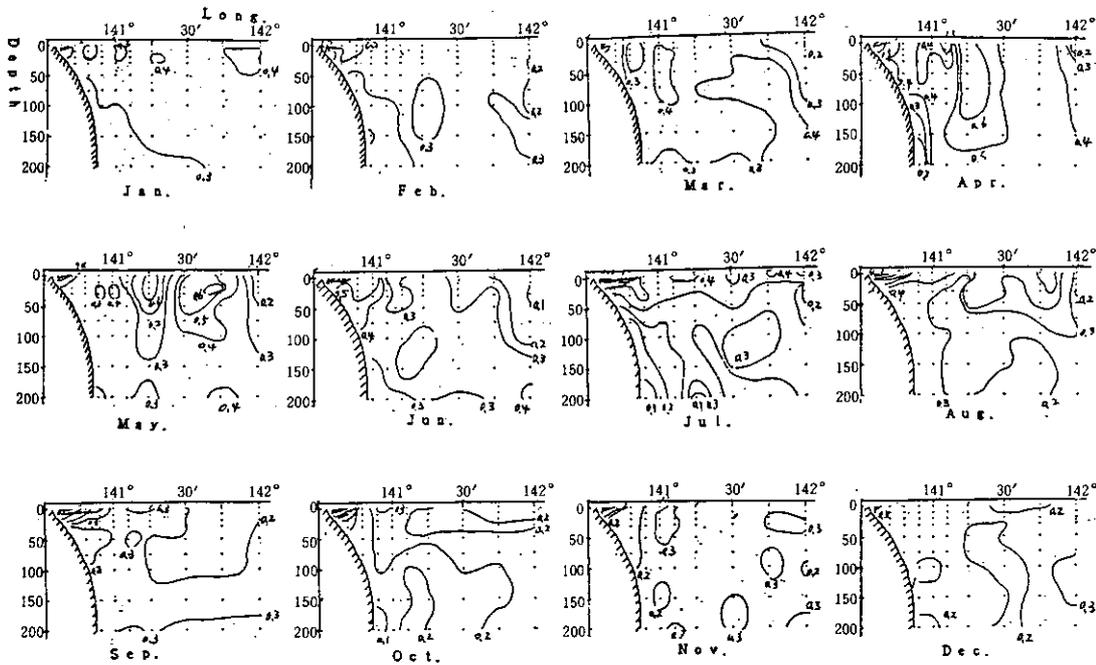


Fig. 91 Monthly vertical distributions of standard deviations of salinity (‰) east off Oharai from 1971 to 1979.

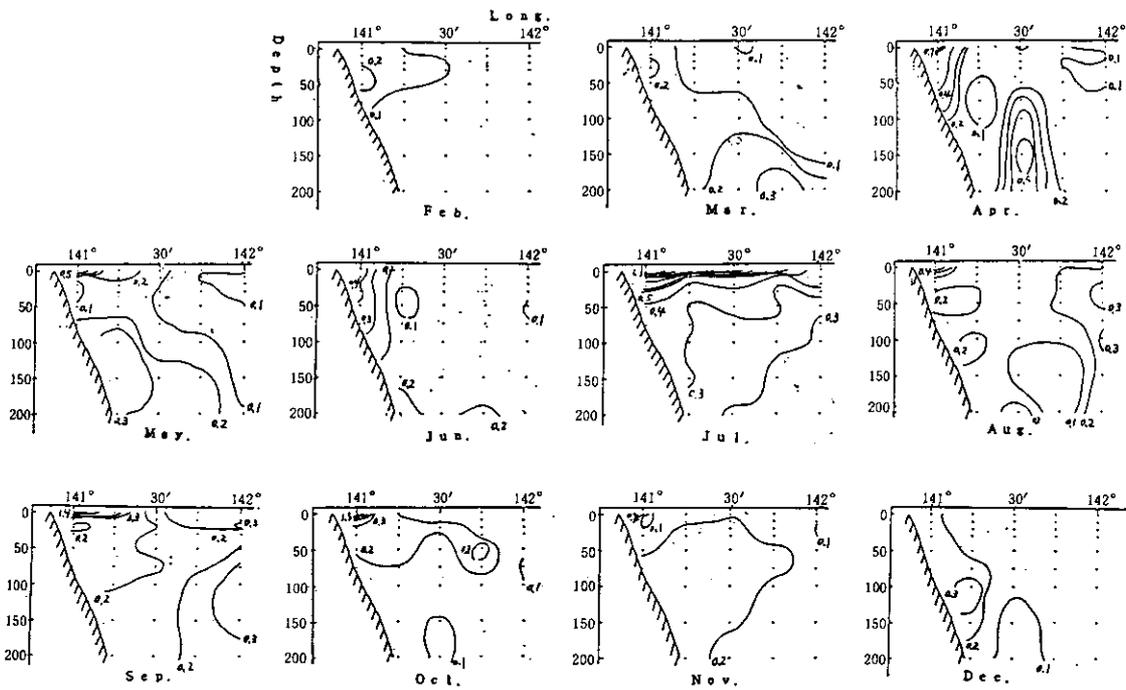


Fig. 92 Monthly vertical distributions of standard deviations of salinity (‰) east off Inubo-Zaki from 1971 to 1979.

が大きくなっているものと考えられる。10月以降は再び偏差は3℃以下と小さくなっている。

Fig.91には大洗正東における塩分平均値に対する標準偏差の1~12月の鉛直分布を示した。沿岸域は河川水の影響を強く受け年間を通じて標準偏差が大きい。また6月以降の上層部にも標準偏差が0.3‰以上の海域が広がり、8月の上層部は0.4‰台と大きくなっている。これは6月頃から表層に広がって来るFresh Waterの優勢な年とそうでない年とがあるため偏差が大きくなっているのが原因である。9~12月及び2月は標準偏差が殆ど0.3‰以下で小さい。3~5月は水温の場合と同じ分布状況で、3月は141°E及び141°45'Eを中心とした海域に標準偏差が0.4‰台があり、平均塩分分布では等塩分線が山型を成している所で、この海域は或る年には冷水舌、或る年には暖水舌が形成されるために大きくなっている。4月は全海域で標準偏差が大きく0.4‰以上で、141°15'E(0.6‰台)が中心であり、塩分分布ではこの経度を中心として等塩分線が山型を成している。5月になると4月よりは標準偏差が小さくなり、0.4‰以上の所は141°30'Eから141°45'E間で塩分分布で等塩分線の山型構造が認められた海域である。4月、5月とも3月と同様な原因により偏差が大きくなっているのである。また5月は141°15'Eを中心とした海域に標準偏差0.3‰以下の所があり、この海域では水温の標準偏差も1.5℃以下で、水温、塩分の鉛直分布は等値線が谷型構造を示しており、暖水舌の中心海域として例年比較的安定していることを示している。Fig.92に犬吠埼正東線における塩分平均値に対する標準偏差の2~12月の鉛直分布を示した(1月は資料が少ないためはぶいた)。4~11月の141°E点の上層部は利根川の影響により標準偏差が大きくなっている。全般にみると前記点以外は標準偏差が0.2‰以下で大洗線の場合に比して偏差が小さい。これはこの線は常時黒潮域に入っているため塩分量の年変動が少ないことを物語っている。但し、3月、4月には0.3‰以上の所があり、水温の標準偏差の大きい所と一致し

ている。これは年により冷水の侵入があることによるものである。7月は他の月に比して標準偏差が大きく、0.2‰以下の海域はない。特に表層は0.4‰以上の標準偏差であり、Fresh Waterの出現する年と、しない年の存在により大きくなっているものである。7~9月の沖合に0.3‰台の海域があり水温の場合と一致している。これは黒潮の離接岸、水温第2極小の出現との関係によるものと考えられる。

以上のことより、平均水温、塩分分布において暖水舌や冷水舌の出現海域で水温や塩分の年変動が大きいたことが分かった。水温と塩分は同じ傾向の変動をしており、これは水塊の変動としてとらえることが出来る。従って当海域の海況変動を左右しているのは暖水舌であり、冷水舌であるということが出来る。

第6章 要約及び結論

常磐南部から鹿島灘の海域は黒潮と親潮が接する海域であるという所から漁場学的にみて非常に重要な海域である。このような重要な海域でありながら、海況についての研究は殆どなされておらず、断片的な研究が二、三有るに過ぎない。本研究は、このように重要な海域でありながら、殆ど研究されなかった漁場環境(海況)についてその特性、構造、変動等を明らかにし、当海域の海況について集大成することを目的として行ったものである。この研究によって以下のことが明らかになった。

接沿岸水(定置水温より)は夏期を除き沖合水の影響を多分に受けていることが分かった。持続性では冬期に高温の年は夏期まで高温傾向を維持し、冬期に低温の年は夏期まで低温傾向を維持する。

沿岸水は前線(水温、塩分)で区別が出来、その張り出しは降水量や河川の流量に比例して11~5月は沖出しが狭く、6~10月は広い。また、その影響水深は30m以浅である。次に海面水温から海況分析を試みる場合、最も危険性のあるのは9月、10月(海面と下層との相関係数0.62~0.69)であることが分かった。

沖合の海況は海面水温分布から3つに分けることが出来る。即ち、O、W、Kの3つのパターンである。Oパターンは冷水年に比較的多く季節では春期に多い。Kパターンは夏期に圧倒的に多い。冬・春期にはWパターンが多くなっている。各パターンの持続はKパターンが一番長く、次いでWパターンで、Oパターンは短い。一般に冷水年には海況変動が激しく、これは冷水の動向が海況変動に大きく関与していることを示唆している。海況パターンの移行型はO→W、W→K、K→W、W→Oの移行型をとる確率が高く、WパターンはO、Kパターンの中間的パターンであるといえる。

Structure Functionは、等温線がクローズされるような海況においては海況規模を知る手段として有効があるが、等温線が暖水舌や冷水舌のように、一方向が開放されたような海況においては波長の規模が分かるのみである。

暖水舌の振幅・波長はともに30～70マイルのものが圧倒的に多い。暖水舌の発生機構は、黒潮分派の波長が短くなる場合と房総沿岸に出現した黒潮縁辺部の小振幅波が鹿島灘で増幅する場合の2つに大別される。暖水舌は黒潮の陸棚の縁辺部の水が黒潮主流から突出し、陸棚に沿って200m付近で北方向にせり出す現象であることが分かった。暖水舌を構成している水は、西部北太平洋中央水で、黒潮域の400m深付近の水と同質である。暖水舌がその形態を失う時には、黒潮分派になる場合が多い。親潮水は2月に38°Nを越えた場合には、鹿島灘沖まで南下する。当海域の親潮水は北海道沖の親潮水と殆ど同質である。

水塊構造をみると当海域の水温前線は二筋あり、一つは黒潮の北縁（第一次黒潮前線）、他の一つは親潮系水と暖水舌や黒潮分派との潮境（第二次黒潮前線）である。

水温極小は親潮系上層水、浅いコールドコア、中冷水の3ヶ所に存在する。

塩分極小のコアは親潮系水の影響を大きく受ける海域の表層及び全海域の中層にみられる。

水温、塩分躍層は暖水舌や黒潮分派などの黒潮系水の下限に顕著に現れている。

当海域にみられる水塊は黒潮系上層水、黒潮系中層水、純親潮水、親潮系上層水、親潮系中層水、中冷水、親潮潜流水に分類することができる。この結果は川合（1972）、増沢（1977）が東北海域の広い海域で行った水塊の分類と同じ結果であり常磐～犬吠埼沖までの海域は東北海域の水塊の“箱庭”のような海域であることが分かった。GEKによる測流の解析結果によると黒潮は犬吠埼東の141°30'E～142°00'E付近を極めて安定して流れている。

鹿島灘海域の海水の動きは、地衡流的な釣合から期待されるような流れではなく、黒潮に吸引されるように南へ向かう流れになっている。

大洗沖の水温・塩分の平均的海況では1～5月が141°E～141°30'E間で鉛直分布の等値線が谷型構造を示しており暖水舌の出現海域を示している。この沖合には等値線の山型構造が認められ、冷水舌の出現海域であることを示している。6月頃から塩分極大層が発達し始め、1月には解消している。

水温水平分布（平均）では海面で1～5月がWパターン、6～12月がKパターンを示しているが200m層では2～5月がWパターン、6～1月がOパターンを示し、Kパターンはなくなっている。この事実、夏秋期には暖水舌が海面だけでなく、下層においても形成されにくいことを示しており、黒潮分派は200mより浅い現象であることを示唆している。

大洗沖の標準偏差は3～6月が大きく、冷水が侵入した年と侵入しなかった年の差によるもので、これらの月には冷水の侵入の可能性が大きいことを示唆している。12～2月は標準偏差が小さく、海況が安定する月であることを示している。海域的には冬・春期の141°Eを中心とした海域の標準偏差が大きく、これは暖水舌の存在の有無が大きく左右しており、また冬・春期の141°30'E～141°45'Eの間で標準偏差が大きいのは、冷水舌の有無によるものである。6～8月に標準偏差の大きい所が出ており、これは水温第二極小の有無により、このような結果

が出ているのである。142°Eを中心として、標準偏差が大きく出ているのは黒潮の離接岸が関与しているものと考えられる。

犬伏崎沖では7～9月に標準偏差が大きく、これは水温第二極小の出現の有無及び黒潮の離接岸が利いているものであろう。

以上のことを総観すると、常磐南部から鹿島灘の海況は黒潮、親潮の動向により左右され、特に黒潮から派生する暖水舌や黒潮分派、親潮の先端域と考えられる冷水舌によって左右されるということがいえる。

海況と漁場を重ね合わせると春期は暖水舌の縁辺部にサバ漁場やカツオ漁場が形成され、冷水舌の縁辺部にはツノナシオキアミやコウナゴの漁場が形成されている。また秋期にはサンマ漁場が冷水舌の先端海域に形成される。

本研究により、暖水舌や黒潮分派、冷水舌の実態が明らかになり、海況変動について解明されたので、海況予測が可能になり、それにともなって漁場予測が可能になった。

今後の研究の方向としては、前述のように当海域では冷水の南下や暖水舌の出現がかなりの比重をもって漁況を支配している。しかし、冷水の南下機構については不明な点が多く、これについての研究を進めて行くことが必要である。

謝 辞

本論文をまとめるに当たり、北海道大学水産学部の福岡二郎教授、三島清吉教授、梶原昌弘助教授、秋葉芳雄助教授、大谷清隆助教授から、また共同研究者である東海区水産研究所主任研究官友定彰氏、茨城県水産試験場場長久保雄一氏から御指導、御鞭撻をいただき、御校閲をいただいた。これらの各位に厚くお礼申し上げます。

常磐南部から鹿島灘の海洋観測は、茨城県水産試験場所属の漁業調査指導船『ときわ』（51トン）によって実施された。乗組員の少ない状況におかれながら、不眠不休で観測業務に携わり、また筆者が乗

船不可能な時など調査員の代理も努めてくれた前船長戸羽福治氏をはじめとする乗組員の方々の懸命の努力により、長年にわたる最良のデータが得られた。ここに明記して感謝致します。

漁海況速報で毎週海況図を掲載するようになったのは、1972年からの『海況速報』であり、これの発刊に当たり奔走していただき、その先鞭をつけられた元茨城県水産試験場場長齊藤不二彦氏、三県合同調査に当たり、この調査を行うことを快く同意していただいた元千葉県水産試験場場長高柳健氏、元茨城県水産試験場場長渡辺徹氏、元福島県水産試験場場長大坪雅光氏に敬意を表します。

原稿の整理や作図に当たり、茨城県水産試験場磯前裕子嬢の努力に負うところが大きい。

東京大学理学部永田豊教授をはじめとする中規模渦研究会の皆様及び東京大学海洋研究所の杉本隆成助教授には有益な助言をいただいた。

元東北区水産研究所企画室長堀田秀之氏、元茨城県水産試験場場長岡田立三郎氏、神奈川県水産試験場主任研究員岩田静男氏、千葉県水産試験場主任研究員平本紀久雄氏、茨城県水産試験場増殖部長真岡東雄氏には色々とはげましの言葉や資料の提供を受けた。ここに明記して感謝の意を表します。

文 献

- AN Hui, 1980, Observational Evidence of the Upwelling off Cape Shioyazaki in Fukushima Prefecture, Japan, *Oceanogr. Mag.* Vol. 36, 85 ~ 95.
- FUJIMORI, T. 1964, Preliminary Report on the Oceanographic Anomaly in the Early Half of 1963 in the Waters Adjacent to Kanto District, Tokai Reg. *Fish. Res. Lab.* No 38, 77 ~ 98.
- 藤森 完, 1966, 昭和39年4月～昭和40年8月関東近海における海況の二三の特徴, 漁場海況概報(東海区), 東海区水研, No 17 (特別号), 1 ~ 13.

- 藤森 完, 1967, 豆南海嶺以東の沿岸水の消長形態, 漁場海況概報(東海区), 東海区水研, No. 24 (特別号), 5~16.
- 藤森 完, 1968, 最近のいわゆる黒潮異変について, 漁場海況概報(東海区), 東海区水研, No. 33, 15~18.
- 福岡二郎, 1950, 親潮について, 海洋報告, 1, 3, 10~14.
- FUKUOKA, J. and I. TSUKI, 1954, On the Variation of chlorinity in the Kuroshio Area (Especially, on the Low Chlorinity in Summer), Oceano. Mag. Vol. 6(1), 15~23.
- FUKUOKA, J. 1958, The Variations of the Kuroshio Current in the Sea south and east of Honshu (Japan Main Island), The Oceanogra. Mag. 10, 2, 201~213
- 船越茂雄・柳橋茂昭・岩瀬重光, 1979, 三河湾ならびに渥美外海の平均的海況, 水産海洋研究会報, 34, 115~127.
- HAMON, B. V. CRESSWELL, G. R. 1972, Structure Functions and Intensities of Ocean Circulation off East and West Australia, Aust. J. mar. Freshwat. Res. 23, 99~103.
- HASUNUMA, K. 1978, Formation of the Intermediate Salinity Minimum in the Northwestern Pacific Ocean, Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 9, 1~47.
- 畑中正吉, 1948, 宮城江の島沿岸海況の変動, 第一報長期の変動, 日本水産学会誌, 13, (4), 161~163.
- 畑中正吉, 1952, 海況の変動に関する漁業生物学的研究, 東北水研研報, 第一号, 88~119.
- 平野敏行, 1965, 最近年の関東近海の特徴, 漁場海況概報(東海区), No. 13, 18~20.
- 平野敏行・房州チエ子, 1957, 太平洋沿岸定置水温の持続性について- II, 東海区水研報, 17, 65~72.
- 茨城県水産試験場, 1933, 海洋調査, 茨城県水試事業報告, 昭和7年度, 42~46.
- ICHIYE, T. and C. ICHIYE, 1956, The Change of Various Kinds of Vortices in the Sea East of Honshu, (On the Variation of Oceanic Circulation VIII), The Oceanogr. Mag. 8, 2, 123~141.
- 稲掛伝三・本城康至・石野誠・鈴木秀弥, 1978, マサバ越冬期における鹿島灘低温水の性状, 1978年度海洋学会秋期大会講演要旨集, 132, 54~55.
- 岩田静夫, 1979, 相模湾における表層水の季節変化, 相模湾資源環境調査報告書, 神奈川水試, 27~34.
- 岩田静夫, 1980, 相模湾の海況調査研究, その目的と歴史, 相模湾定置網漁海況調査表(概況と動向), 発刊25周年記念号, 神奈川県定置漁業研究会, 18~28.
- 岩田静夫・池田文雄・松山優治, 1981, 三崎港における水温の特徴, 神奈川水試研報, 第3号, 67~72.
- 関東, 東海ブロック水産海洋連絡会, 1983, 定置水温観測結果図表(茨城~和歌山), 103 PP.
- 川合英夫, 1955, 東海地区における極前線帯とその変動について(第1報), 東北水研研究報告, 4, 1, 1~46.
- 川合英夫, 1972, 黒潮と親潮の海況学, 海洋科学基礎講座2, 海洋物理II, 東海大学出版会, 129~320.
- 城至成一・川田健次, 1962, 鹿島灘の海流について, 原研調査報告, No. 2, 1~11.
- 小金井正一, 1976, 海の見方, 考え方-地方水域の周辺, 公害原論9, 東大工学部助手会, 55 PP.
- 黒田隆哉, 1965, 太平洋北部海域(おおむね常磐以北), 海況予報の理論と方法, 科学技術庁資源局, 107~128.
- 草野和之, 1983, 沿岸と沖合-現象の時間スケール

- をみなおすー, 水産科学, 26(2), 21 ~ 35.
- MASUZAWA . J. 1950, On the Intermediate Water in the Southern Sea of Japan, Oceanogr. Mag. 2(4), 137 ~ 144.
- 増沢譲太郎, 1954, 金華山沖における黒潮の季節変化, 海洋報告, 3(4), 47 ~ 51.
- MASUZAWA . J. 1969, Subtropical Mode Water, Deep Sea Res. 16, 463 ~ 472.
- 増沢譲太郎・蓮沼啓一, 1977, 海洋の水系, 海洋科学基礎講座 4, 海洋物理 N, 東海大学出版会, 2 ~ 114.
- 水野恵介・藤本 実, 1979, 東北海区の混合水域にみられる冷水について, 東北水研報, No. 41, 117 ~ 128.
- 茂木昭夫・岩淵義郎, 1961, 常磐沖ならびに鹿島灘陸棚の海底地形と底質, 地理学評論, 34, 3, 39 ~ 58.
- 中村保昭, 1977, 駿河湾ならびに隣接海域の海況変動, 水産海洋研究会報, 30, 8 ~ 38.
- 二谷頼男, 1969, 最近数年の黒潮の変動について, 水産海洋研究会報, 14, 13 ~ 18.
- REID, J. L. 1965. Intermediate Waters of the Pacific Ocean, Johns Hopkins Oceanogr. Studies, 2, 1 ~ 85.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON, R. H. FLEMING, 1942. The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology, Prentice-Hall, New York, 1 ~ 1087.
- 宇田道隆, 1935, 東北海区に於ける中冷水の分布, 成因, 運動について, 海と空, 15(12), 445 ~ 453.
- 宇田道隆, 1969, 海, 岩波新書 732, 242 PP.
- TAIRA, K. 1980, PH. D. Thesis. Univ. of Tokyo. 65 PP.
- 上原 進, 1967, 本邦沿岸地点の水温変動について, 漁場海況概報, 東海区, 24(特別号), 17 ~ 22.
- 渡部泰輔, 1970, マサバの発育初期における形態, 生態ならびに資源変動に関する研究, 東海水研報, 62, 1 ~ 283.
- 安井 正, 1960, 水温躍層, 海洋の事典(寺田一彦編), 東京堂, 316 ~ 317.

Summary

The area between south of Jyoban and Kashima-Nada, where Kuroshio and Oyashio currents come across, is regarded as one of very important fishing ground in Japan. However, little has been reported about its fishing conditions.

In this paper, characteristics, structures and variations were examined in order to summarize oceanographic conditions of this area.

The results are as follows:

It is found that coastal seawater is greatly influenced by offshore seawater except summer (from July to September). In the case of the durability, high water temperature is maintained from winter to summer when water temperature in winter is relatively high in comparison with that of usual years.

Coastal water can be distinguished from offshore water by fronts of water temperature and salinity. The stretch of coastal water is proportional to an amount of precipitation and flowing water (flux) from rivers in Ibaraki prefecture. The stretch range from the coast tends to be narrow from November to May and to be wide from June to October. The water depth influenced by the stretch is at most 30 meter. When the oceanographic condition analysis is carried out by using data of surface water temperature, it is found that the risky months are September and October (correlation coefficient between surface and deeper layer ranges from 0.62 to 0.69).

The offshore oceanographic condition is divided into three patterns. The O pattern is observed in spring. Especially, the O pattern often appear in a cold water year. The K pattern is significantly observed in summer. In contrast, the W pattern appear in winter and spring. The order of the period of lives of each pattern is O, W, K. Namely, the K pattern is maintained longer than the W and O patterns. It is general that the cold water year indicates large fluctuation. This is because the movement of cold water has a relation to the change of the oceanographic condition. The oceanographic condition tends to indicate regular translation pattern, that is O→W, W→K, K→W, W→O.

The structure function can be effectively applied to know the scale of oceanographic conditions when the isotherm of seawater is closed. The

idea of the structure function can be used to determine only wavelength when the Warm or the Cold Water Tongue have a half-opened type of the isotherm.

An amplitude and wavelength of the Warm Water Tongue are almost 30 - 70 miles. It is considered that the Warm Water Tongue is formed by two different mechanisms. The first case is when the wavelength of a branch separated from Kuroshio current shorten. The second case is when waves with a small amplitude in Boso coast is amplified in Kashima-Nada. It is concluded that the Warm Water Tongue is a phenomenon when a part of Kuroshio separates from the main current and stretch to the north along a continental shelf at about 200m in depth.

The water of the Warm Water Tongue originates in the Central Water of the North Pacific and indicates the same quality as that of Kuroshio current at about 400m in depth. The Warm Water Tongue often changes into a branch of Kuroshio after the shape of the Warm Water Tongue disappears. Oyashio water goes south when it passes over 38° N in February. The water in this area indicates almost the same quality as that of the Oyashio water off Hokkaido. As a result of examination about a mass structure, there are two kinds of water fronts. One front is observed in a north edge of the Kuroshio current (First Kuroshio front). Another is a boundary between the Oyashio system water and the Warm Water Tongue or the Kuroshio branch (Secondary Kuroshio front). The minimum water temperature is observed in three position, that is, a upper layer of the Oyashio system water, shallow cold core, and dithermal water. The core with the minimum salinity appear in a surface layer of the sea area which is significantly influenced by Oyashio system water, and/or in a intermediate layer of all sea areas.

Thermocline and halocline is significantly observed in the lowest layer of the Warm Water Tongue or the Kuroshio branch.

The water mass in this area can be conveniently classified as upper layer water, the Intermediate Water of Kuroshio, the Original Oyashio water, upper layer water, intermediate water, dithermal water and undercurrent water of Oyashio. This was almost similar to the results which Kawai (1972) and Masuzawa (1977) had observed in the water mass of widespread Tohoku area.

Therefore, it seemed that the sea area from Jyoban to Inubohzaki off was a miniature (Hakoniwa) of the water mass in the Tohoku area.

According to the analytical results of the current by GEK, the tide of Kuroshio runs constantly through the neighborhood of East off Inubohzaki at $141^{\circ}30'E-142^{\circ}00'E$. The tide of Kashimanada offshore runs southward so as to bring over to Kuroshio current.

The vertical distribution of the water temperature and the salinity showed a valley-structure in Oharai offshore between $141^{\circ}E$ and $141^{\circ}30'E$ from January to May, and this also shows to be liable to appear the Warm Water Tongue. In this offshore, a cone structure of the vertical distribution was observed, and this indicated to be a oceanographic condition which the Cold Water Tongue may appear.

In the horizontal distribution of the sea water temperature, W-pattern was observed in Jan. - May and K-pattern was done in Jun. - Dec. in the surface water, and W-pattern was observed in Feb. - May, O-pattern in Jun. - Jan. in the 200m deep layer. This fact shows that the Warm Water Tongue is difficult to form not only in the surface but also in the deep layer, and that the branch of Kuroshio occurs in a shallow area of 200 meter from the surface. The fluctuation of the water temperature in Oharai off was larger in Mar. - Jun.. This indicates an invasion of cold water into Kuroshio stream in these months. On the other hand, it was small because the oceanographic condition was quite stable in Dec. - Feb..

The values of standard deviation of the water temperature in the area around $141^{\circ}E$ tended to be large in winter and spring. This is closely associated with existence of the Warm Water Tongue. While, the large values of standard deviation was observed in the area between $141^{\circ}30'E$ and $141^{\circ}45'E$ in the same seasons, and this shows an existence of the Cold Water Tongue. In Inubohzaki offshore, large values of the standard deviation was calculated in Jul. - Sep.. This may be due to existence of the 2nd minimum value in water temperature distribution. Thus, the oceanographic condition in the offshore area from south Jyoban to Kashimanada is influenced directly by the currents of Kuroshio and Oyashio. especially the Warm Water Tongues, the branch of Kuroshio and the Cold Water Tongues.

As further investigations, it is necessary from the view point of science of fishery to elucidate a causal relation between oceanographic condition and fishing ground. The current southward of cold sea water controls the fishing in this area, however, the formation mechanism of fishing condition is not clarified yet, and further investigation is expected.