

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 22, March, 1987

津軽暖流の南下と季節変動について

菱田 昌孝*

ON SOUTHERN MOVEMENT AND SEASONAL VARIATION
OF TSUGARU WARM CURRENT

Masataka Hishida*

Abstract

The seasonal variation patterns on the relationship between the size of eastward expanding gyres and southward current velocity concerning Tsugaru Warm Current (T.W.C.) had been clarified by many oceanographic data of Sanriku coastal area during past decade.

The expanding gyres can be categorized in 4 types by monthly 100m temperature maps and the southward current velocity of T.W.C. is also classified by GEK data in the same 4 types.

Regarding gyre patterns, the smallest gyre and southward current near the coast of Shimokita Peninsula from January to May, named coastal mode by Conlon (1982), is called coastal type (Type C) in this paper. Likewise, medium expanded size gyre from June to July is called medium gyre type (Type G_M); most enlarged size gyre from August to November, large gyre type (Type G_L); and large gyre transferring to Type C from November to December, transition type (Type T).

On the other hand, regular seasonal variation of mean velocity of southward Sanriku Coastal current is observed 0.5 – 0.6 knots from January to May, about 0.7 knots from June to July, 1.2 – 1.3 knots from August to November and about 0.8 knots from November to December corresponding to the above 4 types respectively.

The ocean state of Sanriku coastal area is greatly affected by T.W.C.. Then, it is important to know both regularity and irregularity of T.W.C. because it is necessary to predict the variation of the Oyashio which have great influence on ocean state, local climate and various environments of Tohoku district.

Received 1 December 1986

* 第二管区海上保安本部水路部 (Hydro. Dept. 2nd R. M. S. Hqs.)

1. はじめに

津軽暖流は津軽海峡から東方へ張り出し、主に右廻りの環流を形成し、一部は三陸沿岸をさらに南下していることは赤羽ら(1975)、科学技術庁(1979)などにより、比較的古くから知られていた。

また、張り出しの変化パターンの詳細については、Conlon(1982)、水野(1984)、奥田(1986)、東北水研海洋部(1986)などの研究によって最近ようやく明らかになりつつある。さらに、津軽暖流の流量の季節変動についても青森水試(1985)によって良く把握できるようになった。

しかし、環流を形成した膨大な津軽暖流はどこへ行くのか、一部の三陸沿岸の南下流の実態はどうか、津軽暖流は一体どこまで続いているのか、その変動の本質と包括的な解釈等については、現在でもあまり明白ではない。

そこで、津軽暖流の末端部に位置する三陸沿岸流の変動に焦点を当て、最近の豊富なデータと各種の文献を比較検討し、暖流の主要な変動を明らかにしたい。

2. 結果と考察

(1) 主なデータ

昭和61年8月の二管本部巡視船「いわき」による海流観測の結果、第1図・第2図に示す親潮系冷水の南下と黒潮北上暖水の北上により、例年に比べ沿岸で3~4℃低く、沖合で平年並みかやや高めの水温分布が確認され、このとき八戸~黒埼~宮古の沿岸に見られた津軽暖水系と思われる0.7~1.4Knの強い南流の行方や親潮系水との識別が問題になった。

この暖流水系について、岩手水試(1979~1986)のGEK測流、水温、塩分、栄養塩、第二管区海上保安本部(1978~1986)及び東北海区海洋調査技術連絡会(1971~1985)の測流、水温に関する主に最近8~9年分の膨大な海況データをそれぞれ検討してみた。

(2) データのまとめ

第3図~第5図はそれぞれ岩手水試の測流データの一例と経年的変化であり、これによると三陸沿岸の流向・流速変化が黒埼・鮎ヶ埼の沿岸定点では年によりバラツキがあるものの、年間を通じて恒常的な南下流が卓越し、規則的な季節変動が見られた(第4図)。このデータを要約した各月毎の流速平均値(第6図・左)によると冬から春(1~5月)0.5~0.6Knと弱く、夏から秋(8~11月)1.2~1.3Knと強い。また、流向平均値は173度とほぼ南である。なお、沖合定点の流況はバラツキも大きく、ときに南東流が卓越するのが目立つが、特に規則的な変動は認められず、親潮系冷水や黒潮北上暖水など外洋の海況変動の影響が大きいことを示している(第5図)。

次に水温、塩分、栄養塩($\text{NO}_3 - \text{N}$)の垂直分布等(1例を第7図に示す)を見ると、上述の南流がある海域と同じ距岸20~30マイルの沿岸域は、表層から水深200~300mを越える海底まで、沖合と比べやや高温、高温分(深層でおおよそ33.6~33.8以上で暖水の特長を示す)で低栄養塩の津軽暖水の延長と思われる独特な沿岸水が年間を通じてほぼ例外なく分布しているほか顕著な水温勾配、栄養塩の濃度勾配が海底まで達している。表層と同様、比較的強い南流が南北に発達した海底地形に沿って、底層まで恒常的に流れていると考えられる。二管区海洋概報においては、観測は年4回で、海域はさらに南部に広がるが、GEK、BTデータにより、夏から秋にかけて久慈から金華山までの沿岸ほぼ30マイル以内において上記と同様、やや高温の独特な沿岸水の存在と強い南流傾向が確認された。また、東北海区海洋調査技術連絡会の流況図、100m水温平面分布図からもこれと同様の傾向が伺える。

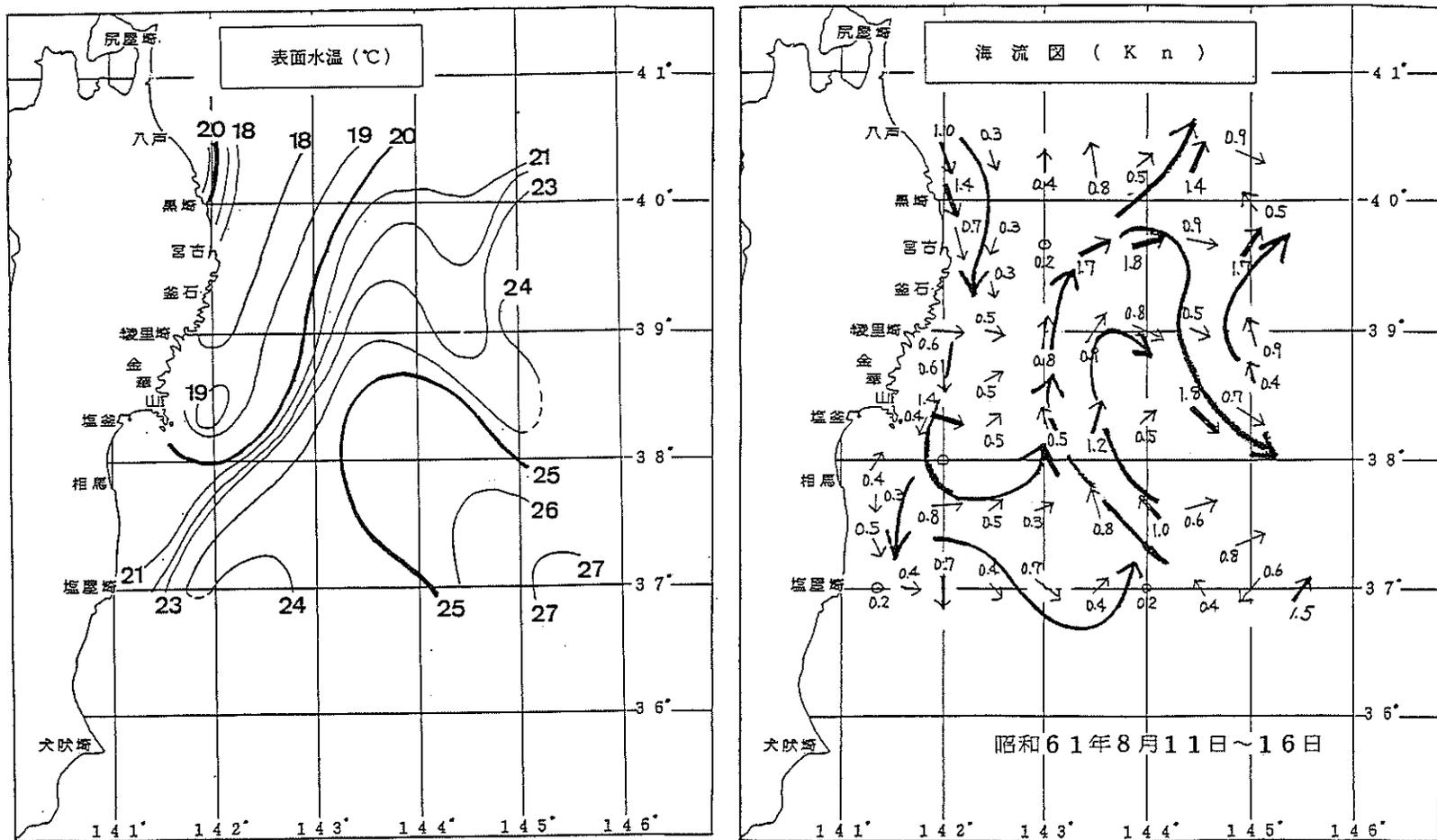


Figure 1. Oceanographic observation result by patrol vessel "Iwaki" (Surface temperature, GEK current map: Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs)

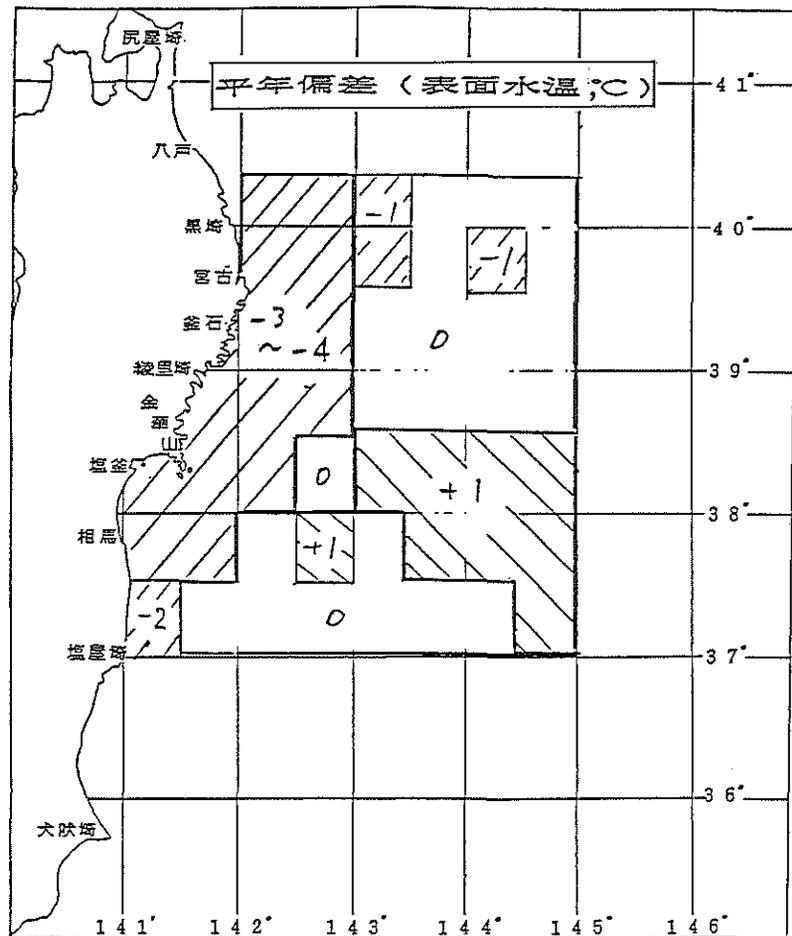
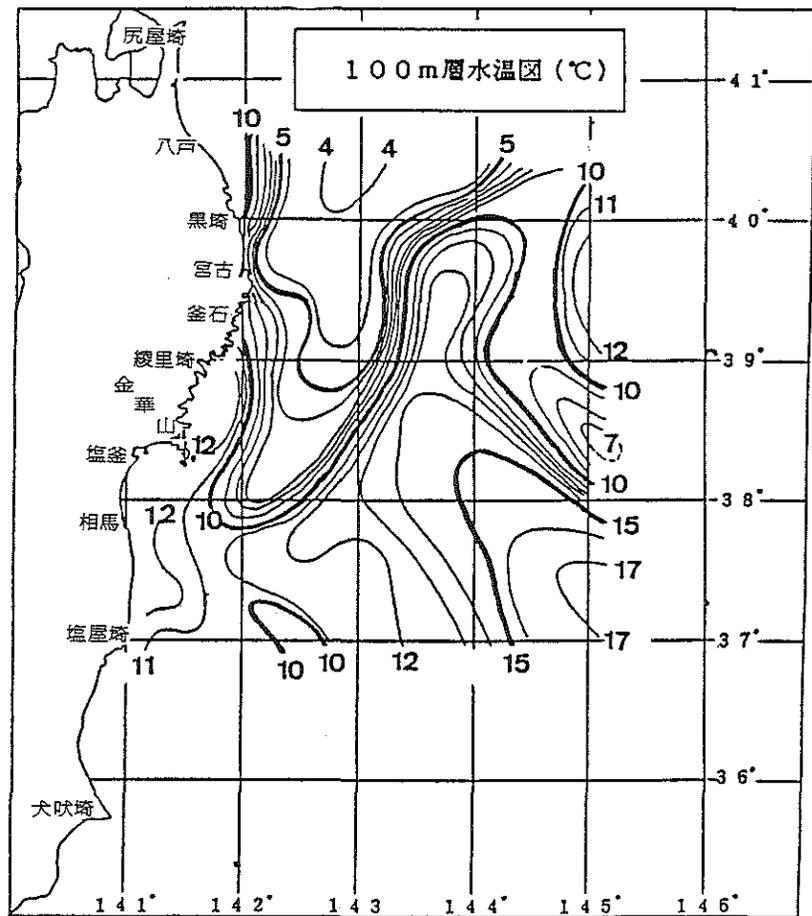


Figure 2. Oceanographic observation result by patrol ship "Iwaki" (100m depth layer water temperature, anomaly of surface temperature from normal year: Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs.)

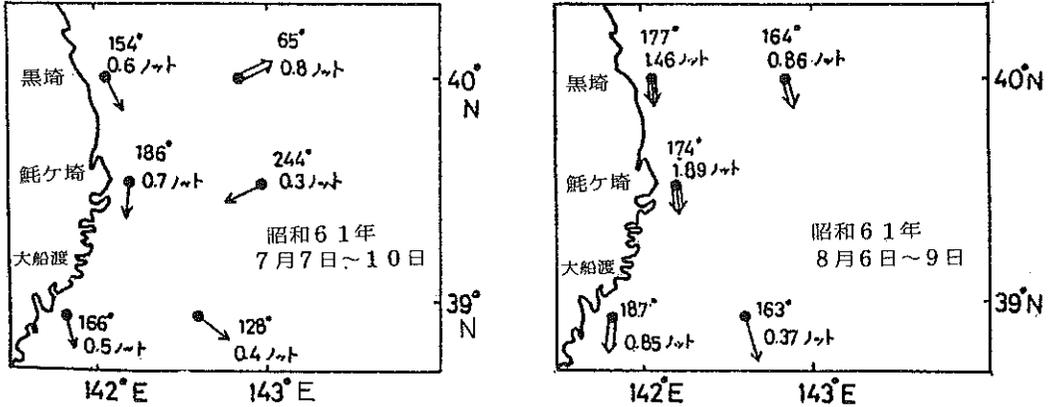


Figure 3. Examples of current distribution of Sanriku coastal and offshore area (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

さらに、各資料のG E Kと水塊構造データを注意深く調べると第8図のようなパターンがあるのがわかる。即ち、冬から春の弱流期には、相対的に親潮系冷水の勢力が増大し、とくに鮎ヶ埼以南において表層～中層に冷水が貫入し易いので、津軽暖流は縮退し、潜流や断続流として南下する様相を呈する。また夏に親潮第1分枝の差し込みにより、顕著な表層流があったときでも、親潮の南下と混同され易かった。従って、この海域は見かけ上暖流の乱れが大きいため、最近まで明白な津軽暖流の南下を把握し得なかったといえる。なお第5図で津軽暖水の一部は南下沿岸流でなく、黒埼～鮎ヶ埼沖合で南東～東方に薄い表層水として広がる傾向がときどき認められる。

(3) 文献との比較

a. 津軽暖流の張り出しと南下

津軽暖流の張り出しと南下の月別変動について、水野(1984)の100m深月別平均水温分布図や東北海区海洋調査技術連絡会のG E Kデータなどに基づき想定流線を描くと第9図(左下)のようになるが、Conlon(1982)のCoastal Mode, Gyre Modeも参考にし、さらにまとめると流路の季節変動パターンは、1～5月張り出しが小さく下北半島沿岸に接近して南下するC型(Coastal Type)、6～7月はやや張り出しが拡大した中規模張り出し渦のG_M型(Medium Gyre Type)、8～11月は最盛期の大規模張り出し渦のG_L型(Large Gyre Type)、11～12月は張り出しの形が崩れ渦モードから沿岸モードに遷移するT型(Transition Type)という典型的な4つの型に分類できる(第9図・右上、中央)。

この変動は第9図に示すように久慈から金華山に至る沿岸20～30マイルにおける三陸沿岸流の流勢の強弱による季節変動と極めて良い対応を示す。即ち、第6図・左と第9図より冬から春(1～5月)は0.5～0.6Knの弱流期でC型、夏(6～7月)は約0.7Knの中流期でG_M型、夏から秋(8～11月)は1.2～1.3Knの強流期でG_L型、秋から冬(11～12月)は約0.8Knの中流期でT型にそれぞれ対応する。

次に、三陸沿岸流の流勢変動と青森水試(1985)の津軽暖流南下流量及び対馬暖流北上流量の各月毎の変化を第6図・右で比べると、津軽暖流の流量(平均値)が3～6月で1～1.5SV、8～11月で3～4SVと変化するパターンは沿岸流の流速変化と極めて良い対応を示す。

一方、対馬暖流の流量(平均値)も3～5月で約2SV、8～11月で3.2～3.7SVとややパターンのずれは目立つが変化傾向は類似している。

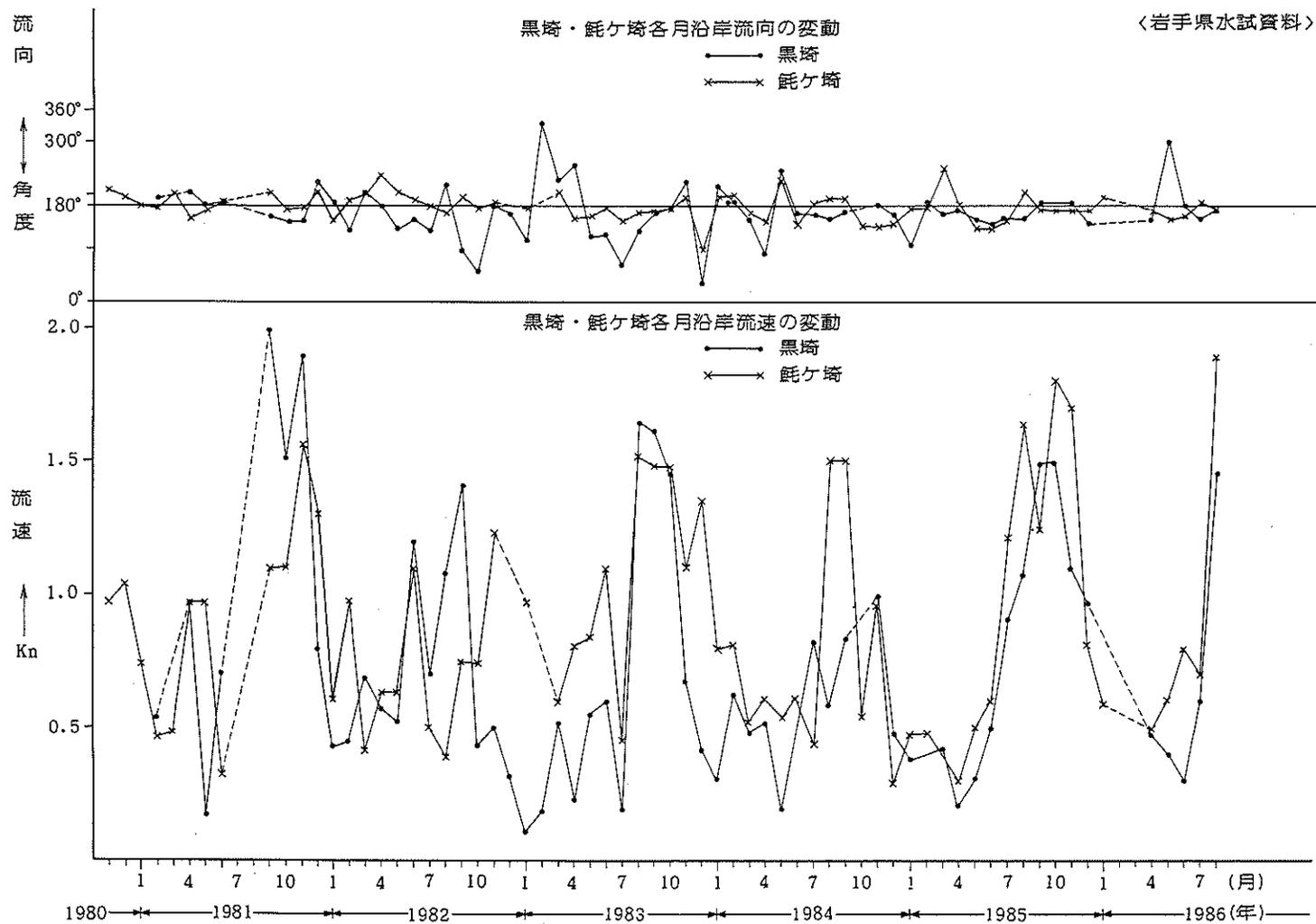


Figure 4. Monthly variation of current speed and direction of Sanriku coastal area near Kurosaki and Togasaki from 1980 to 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

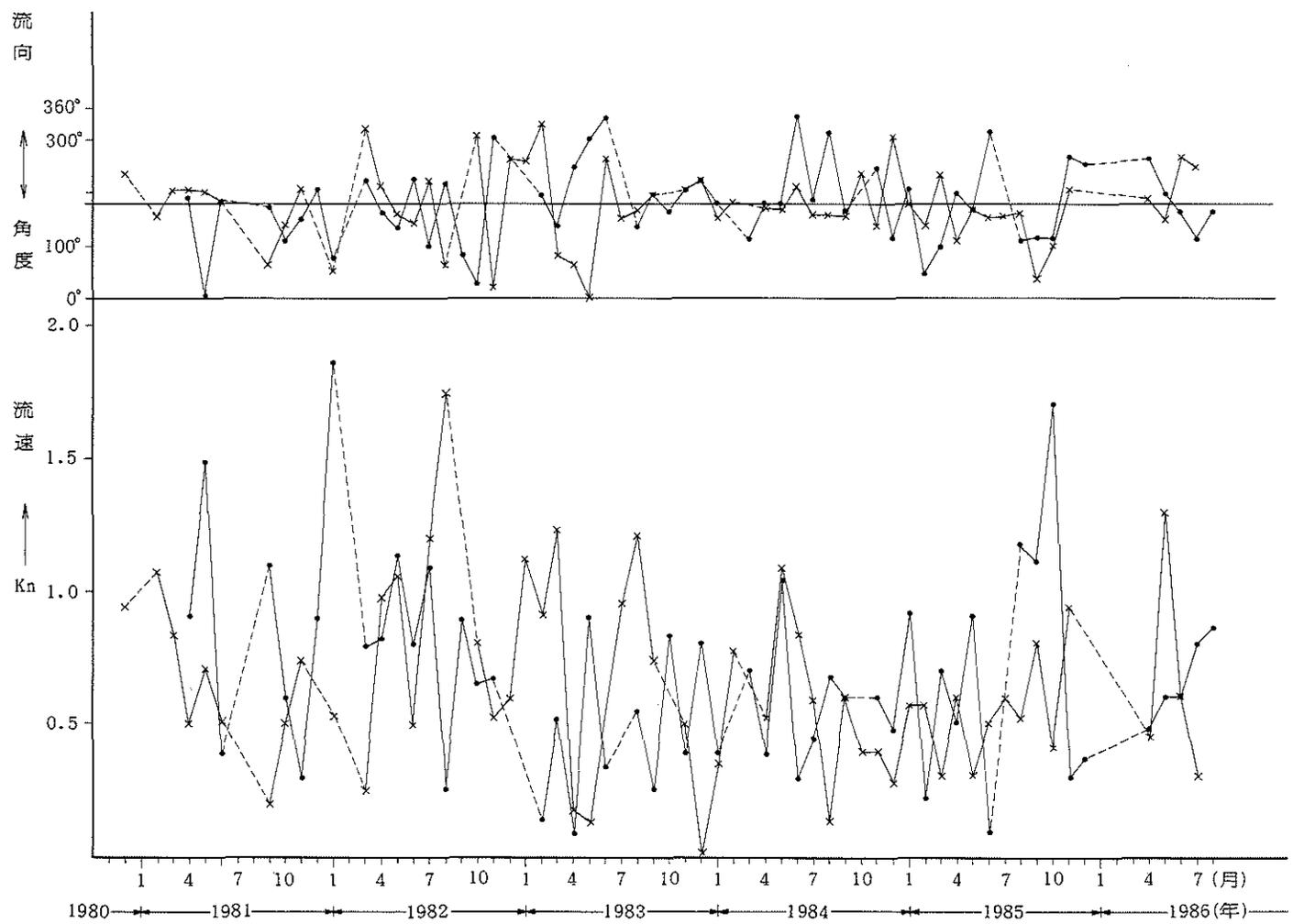


Figure 5. Monthly variation of current speed and direction of Sanriku offshore area near Kurosaki and Togasaki from 1980 to 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

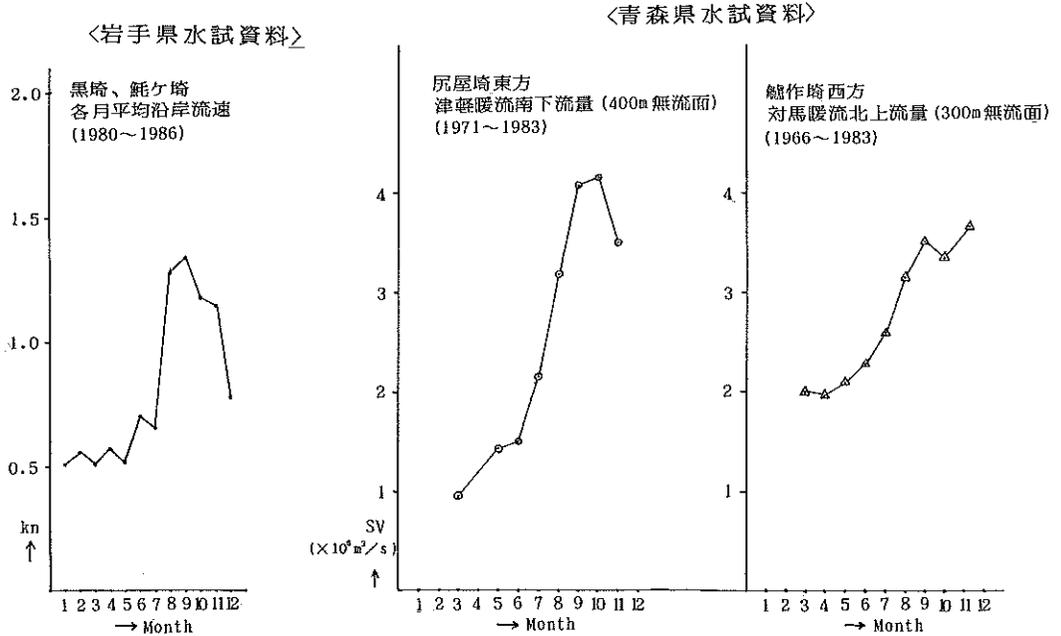
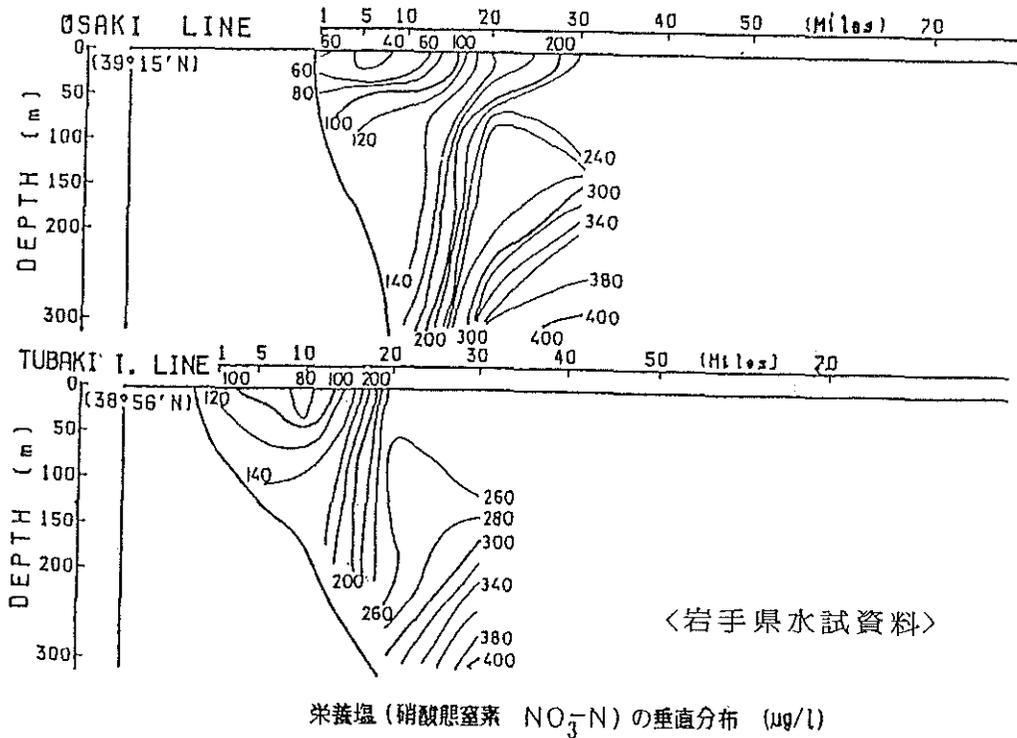
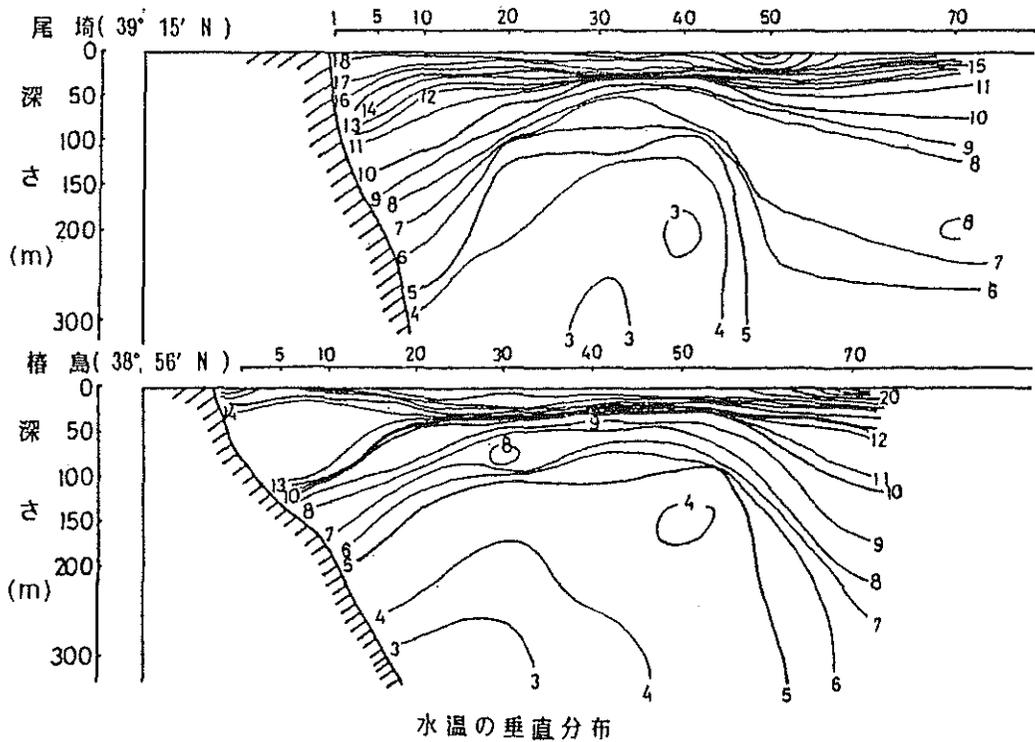


Figure 6. Left: The variation of monthly mean value of current speed at Sanriku coastal area near Kurosaki and Togasaki from 1980 to 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.), Center and Right: Monthly variation of mean volume transport of Tsugaru Warm Current and Tsushima Warm Current from 1966 to 1983 respectively (Aomori Pref. Fish. Exper. Sta.)

結局、この沿岸流の流勢変動が津軽暖流（水）の張り出しと南下の季節変動パターン及び南下流量変化と極めて良い対応を示すとともに、両水塊の水温・塩分等の水塊構造が類似していることから、やや不安定であるが恒常的に南下する三陸暖流ともいべき三陸沿岸流の主な起源は津軽暖流であることが結論できる。このように岩手県の沿岸で最も強く安定して流れる三陸沿岸流は基本的に津軽暖流の南下流量の季節変動によって決まるが、時には津軽暖水と親潮第一分枝とのせめぎ合いによっても強く影響されることが、東北水研海洋部（1986）の人工衛星NOAAデータの解析や西山（1984）による親潮第一分枝の張り出しの平均位置の季節変化との対比によって推測できる。

また第10図（a），（b）は昭和62年秋季の二管区海洋速報であるが、その流速、水温分布によって9～10月期におけるG.L型の発達（表面で143° E，100m層で142° 30' Eまでの張り出し）、津軽暖流の黒崎沿岸における1.8～1.9Knの南下、親潮第一分枝の南下（100m層5°C水温、約38° N）を顕著に示すとともに、第1図、第2図も合わせると大部分の津軽暖水が綾里崎から金華山にかけて南下する過程で親潮系冷水と若干混合し、金華山より南ではさらに南下したり、沖合に取り込まれつつ、親潮系冷水や黒潮北上暖水の前線帯及び混合水域を構成することを示唆している。これらの知見に基づき、西田（1986）による海流模式図を参考にして、三陸沿岸を南下する津軽暖流のパターンについて模式化すると、第11図のように岸を右に見て沿岸に密着して流れる津軽暖流と沖合における親潮系冷水の渦の発達が特徴的であり、宗谷暖流、対馬暖流と同じ型の沿岸境界流であることが確認できる。

以上の検討結果から第9図・右上に示すように津軽暖流は空間的には竜飛・吉岡～尻屋・恵山にかけての津軽海峡の中を、潮流変化が大きく通常0.5～4.5Kn、大潮最大時の最強部で7～8Kn、恒流成分としては平



<岩手県水試資料>

Figure 7. Examples of vertical distribution of water temperature and nutrient in Sanriku coastal and offshore area near Osaki and Tsubakishima observed in 1986 (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

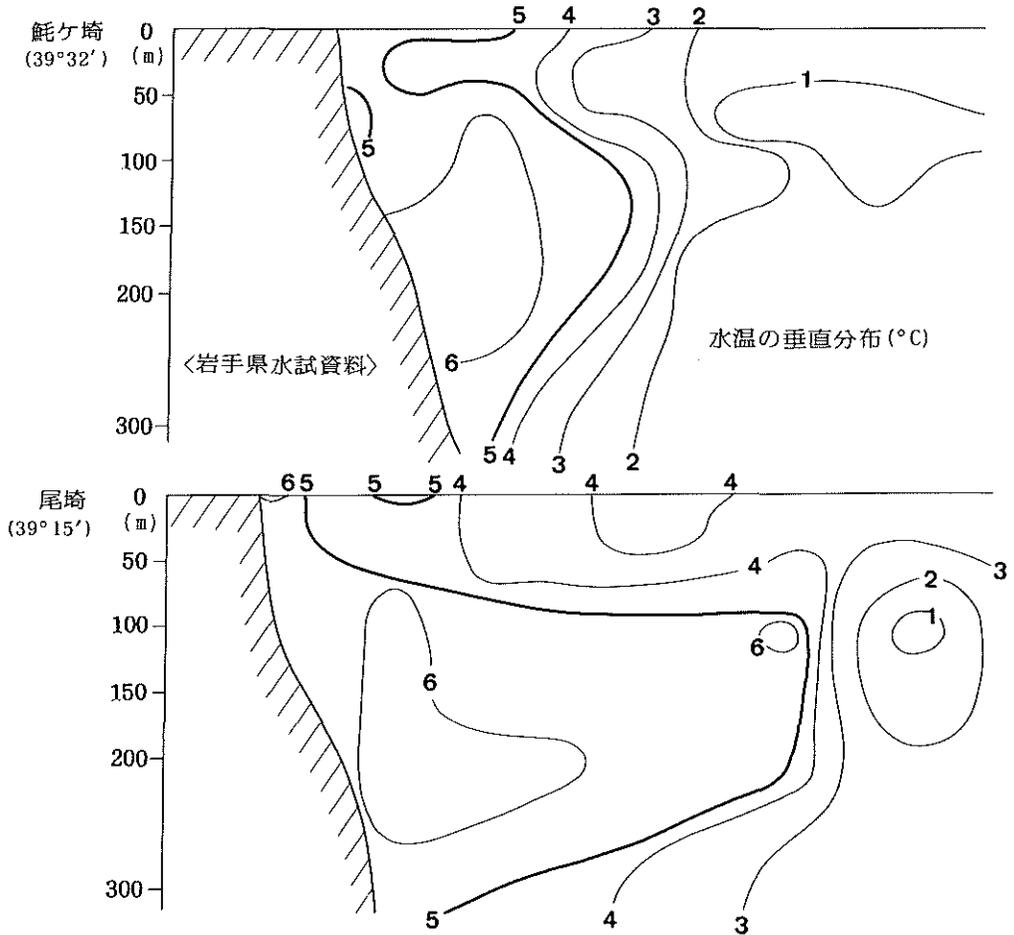
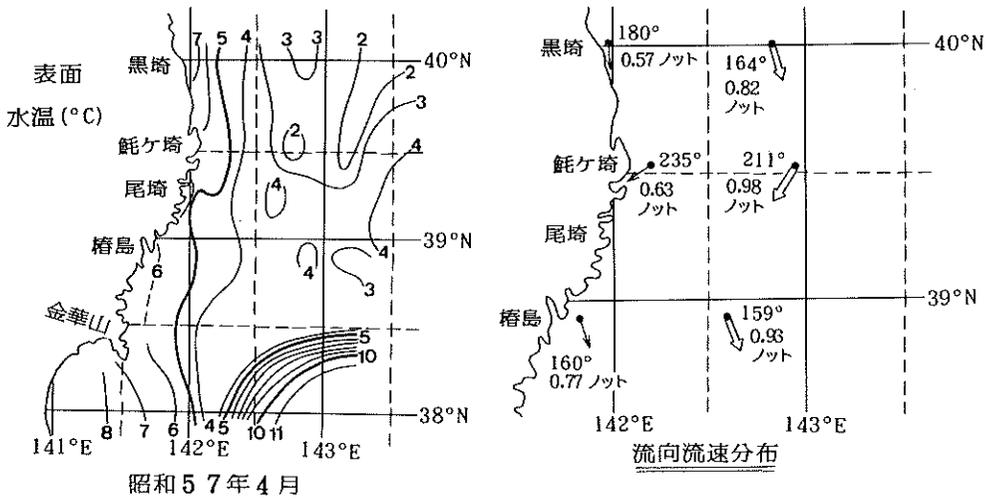


Figure 8. An example of Oyashio cold water intrusion to Sanriku coastal area and hidden pattern of Tsugaru Warm Current under cold water (Iwate Pref. Fish. Exper. Sta.)

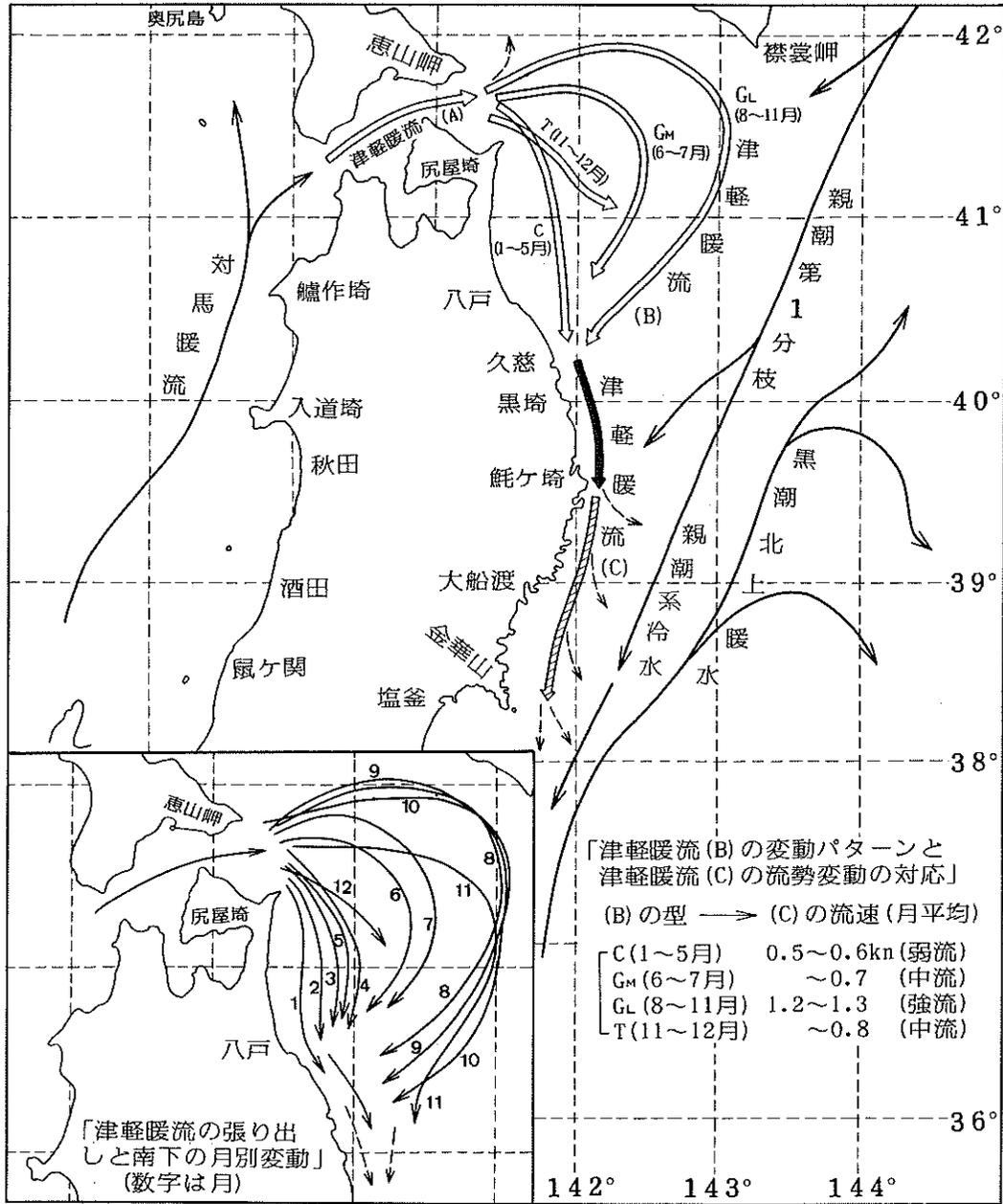


Figure 9. Down left: Monthly variation pattern of eastward expansion and southern movement of Tsugaru Warm Current drawn by 100m temperature maps, Upper Right-Center: Whole image of Tsugaru Warm Current and the correspondence of seasonal variations between the pattern of eastward expansion of Tsugaru Warm Current and the southward current speed of Sanriku coastal area

均2.5~2.6Knで大河のように幅広く東に向かう流れの最も良く知られる津軽暖流A, 津軽海峡東口から八戸・久慈にかけての沿岸と沖合を典型的には, 冬から春(1~5月)は0.5~1.0Kn程度の沿岸南下, 夏(6~7月)は約142°30'Eまでの中規模張り出し渦, 夏から秋(8~11月)は最大2.5~3.0Kn, 143°30'Eに達する

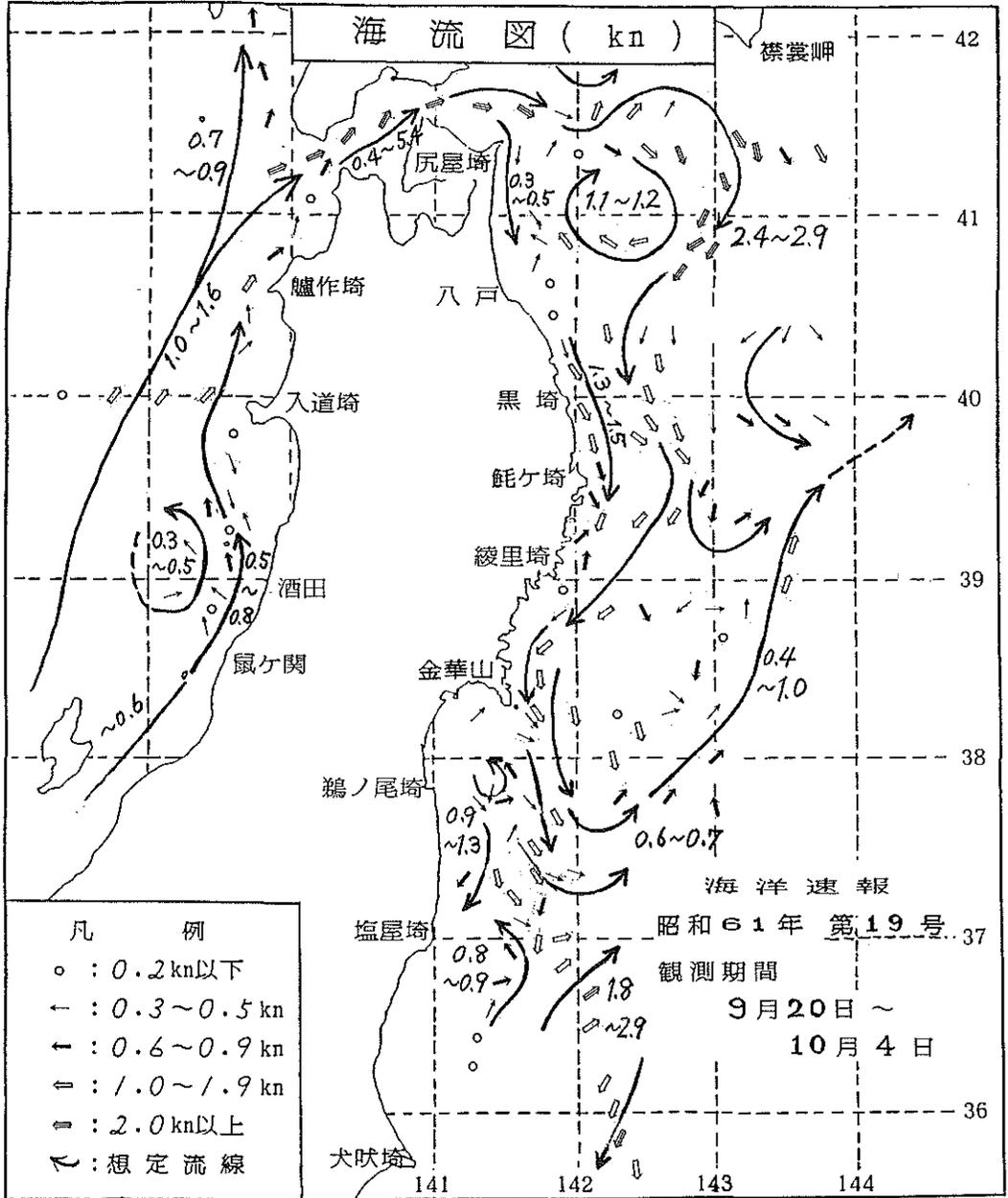
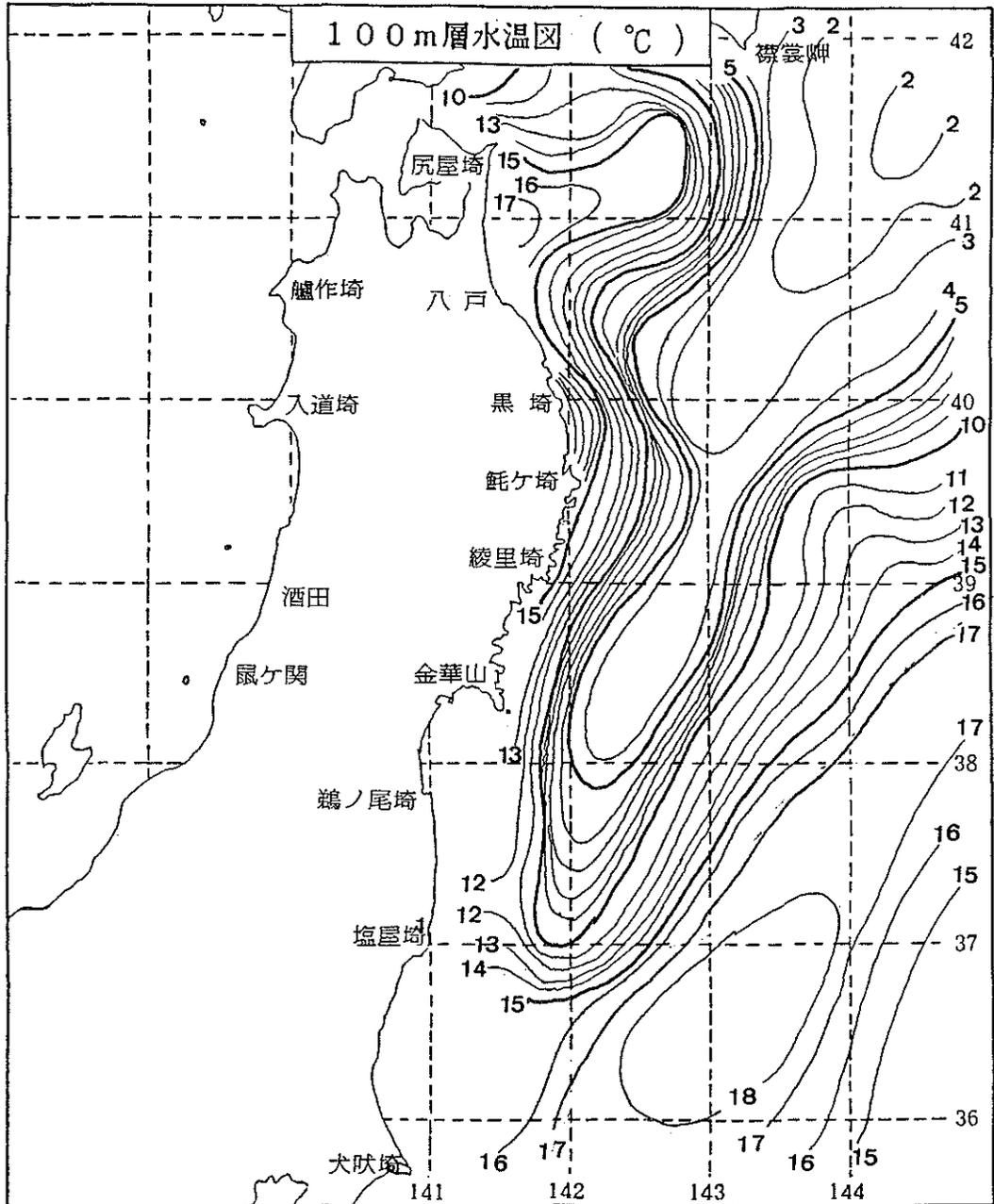


Figure 10 (a), (b): A good example of large gyre type (Type G₁), southward in 1986 (GEK current map : Surface temperature,

が、一般には1.5~2Kn程度、142° 30'~143° 00' Eまでの大規模張り出し渦、秋から冬(11~12月)は沿岸南下型に急速に移行する弱い渦、という4つの型をとり季節毎に流路が激しく変化する津軽暖流B、そして最後に久慈から黒崎、鮮ヶ崎を経て金華山に至る三陸沿岸域を上記の4つの型に対応して平均流で0.5~1.3Kn(最大時、約1.5~2.0Kn)の季節変動を示し、細長い川のように沿岸に密着して流れる、今回明らかになった三陸暖流とも言うべき、やや不安定な南下流の津軽暖流Cの三海域に大別できる。なお、さらに広く津



coastal current and southward flow of Oyashio 1st branch
Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs)

軽暖流域を見ると、むつ湾に入りこむ流れ、一部北上して噴火湾に回り込む流れ、及び下北半島などの極く沿岸付近の日周潮等の潮流成分が卓越した南北方向の流れの存在することも忘れてはならない。

b. 津軽暖流の時空変動

津軽暖流の短期変動は科学技術庁 (1979)、小田巻 (1984) 等によって日周潮、半日周潮が卓越し、大潮・小潮の潮位変化が大きい内湾型に類似した潮流変動であることが知られている。また東北水研 (1986) は人工衛星データなどにより1~2ヶ月程度の時間的には不規則だが、張り出しと南下パターンが定型化した短

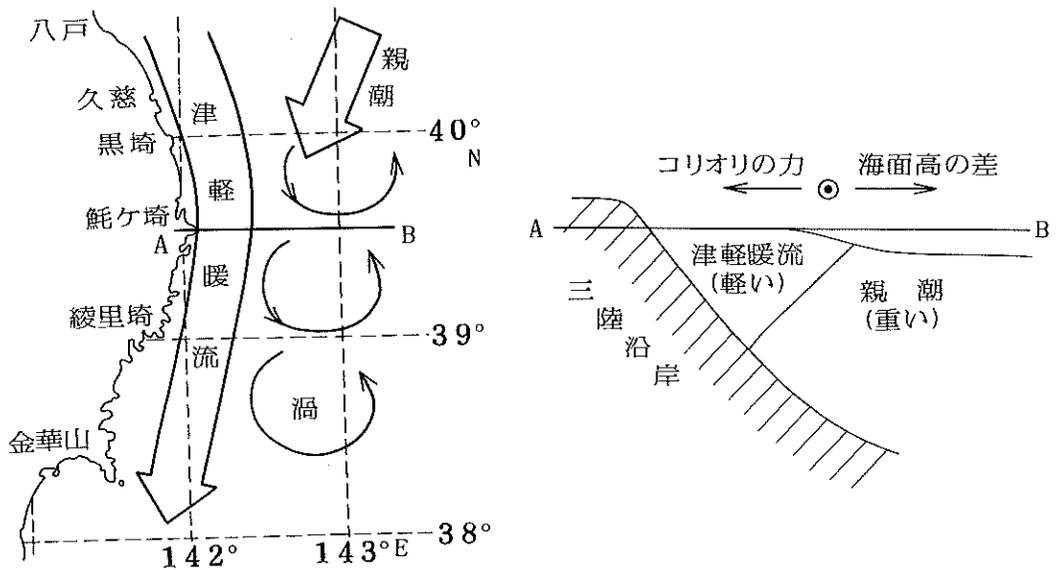


Figure 11. Schematic representation of the southward extension of Tsugaru Warm Current close to Sanriku coastal area and the development of gyres of Oyashio cold water in offshore area

期変動を報告している。

次に1年以内の中期変動として津軽暖流の影響域に属すると考えられる竜飛・大湊・釜石における驗潮データをもとに1984~1986年にかけて、T. P. 及びM. S. L. を基準にした月平均潮位の季節変動を比較すると2~5月で低く、7~11月に高い各地点共通して極めて良く一致する規則的変動パターンを示し、さらにこのパターンは先述の津軽暖流の流速及び流量変動パターンとほぼ対応する(第12図及び第6図)。水野(1984)によると、この沿岸域の規則的季節変動要素は70~90%と見積られている。また鳥羽ら(1981)が対馬暖流と津軽暖流の流量の季節変化を比較し、この規則的変化は東シナ海と津軽暖流東方海域の水位差 ΔD によって生じており、 $\Delta D = 10\text{cm}$ で2SVの流量変化に当ることを示している。

この傾向と結果は、三陸海岸を中心とする東北沿岸海域の規則的な季節変動を支配する要因が共通しており、黒潮北上暖水や暖水塊の異常な発達と北上を除いては、とくに津軽暖流の存在と変動が決定的であることを推測させる。即ち、日本海を経由する対馬暖流を源とした津軽暖流水が三陸の全ての沿岸及び内湾にまで入りこんで影響していることを示唆している。なお不規則な中期変動については秦(1973)が東北沿岸の平均水面の変化(潮位の月平均偏差)から、三陸沿岸の潮位が親潮第一分枝並びに暖水塊と黒潮北上暖水の接岸によって大きく変動していることを示したが、これは水野(1984)の言う、この海域における30%の不規則変動に対応すると思われる。

また5~8月の二管本部の霧通報件数をみると船舶等により観測された海水温と測候所における気温の差が 10°C 以上であると海霧が発生しやすいほか、第13図の二管本部の観測結果から海霧発生と親潮系冷水の張り出し域との関連を示した例では、冷水域の分布が海霧発生分布と一致し、津軽暖流の流入が大きいと海霧発生が沿岸で抑制され、海面水温の温度差が隣接海域と 1°C 以上あると海霧発生の臨界状態を形成している様子が解る。なお昆(1973)等によると海霧発生の必要十分条件は現場海域の下層大気気温が水温に比べて高温でありかつ湿度が高いこと、大気の成層が安定しており逆転面が低いこと、さらに春から夏の東北沿

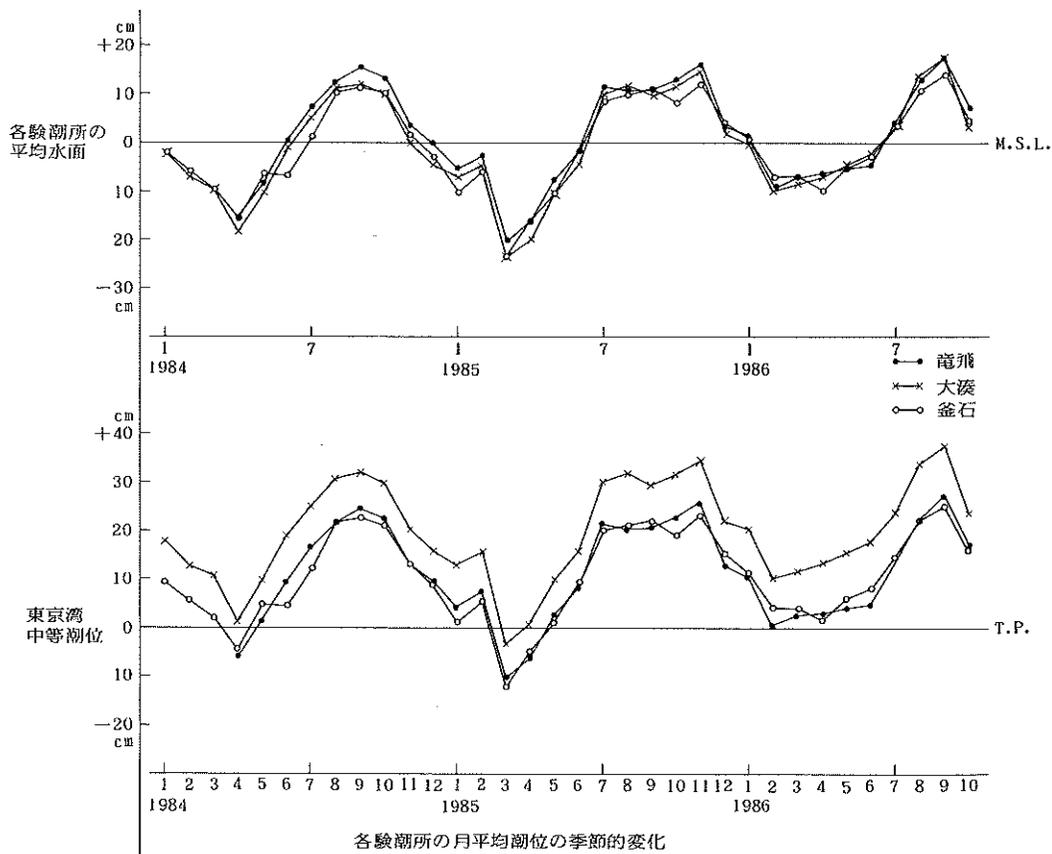


Figure 12. Seasonal variations of monthly mean tyde calculated from the data of the tidal stations of Tappi, Oominato and Kamaishi (2nd R.M.S. Hq. Hydro. Div.)

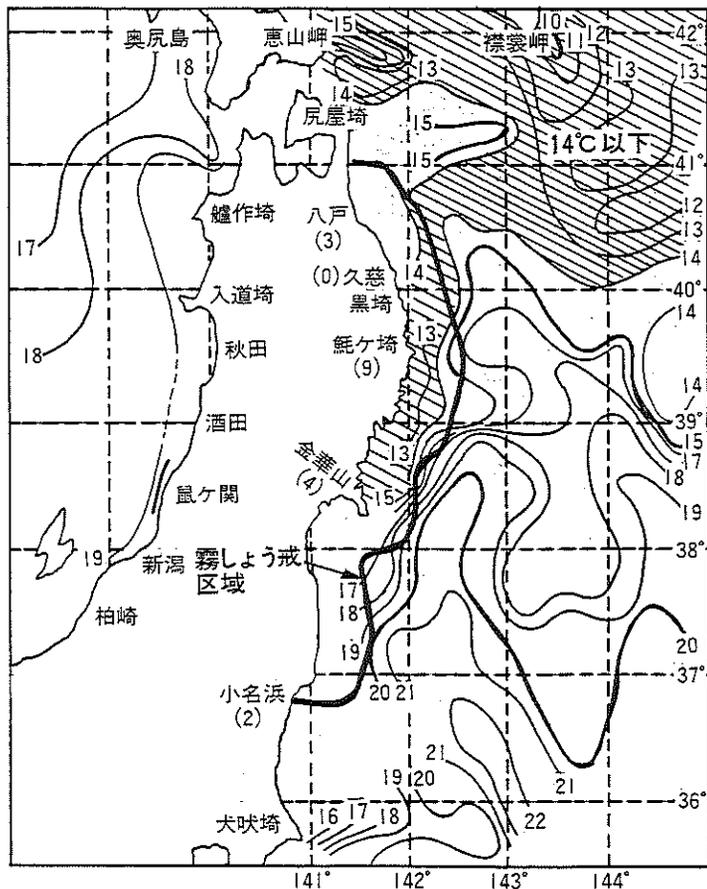
岸域では海水温が 20°C 以下の状態であると海霧が発生しやすいことを指摘している。

このように津軽暖流は三陸沿岸域の温暖化を維持し、海霧やヤマセの発生を抑えるなどの役割を果たすほか親潮系冷水の貫入、接岸と直接作用し合って、その季節変動はこの地域の気象変化や冷夏の有無に大きく影響している。

最後に青森水試（1985）による対馬暖流と津軽暖流に関する流量等の長期間の経年変動（第14図）を見ると対馬暖流の幅の一時的な減少時期は佐伯（1986）の言うエル・ニーニョなどの大規模気候海況変動の発生年（1965, 69, 72, 76, 82年）と良く対応している。

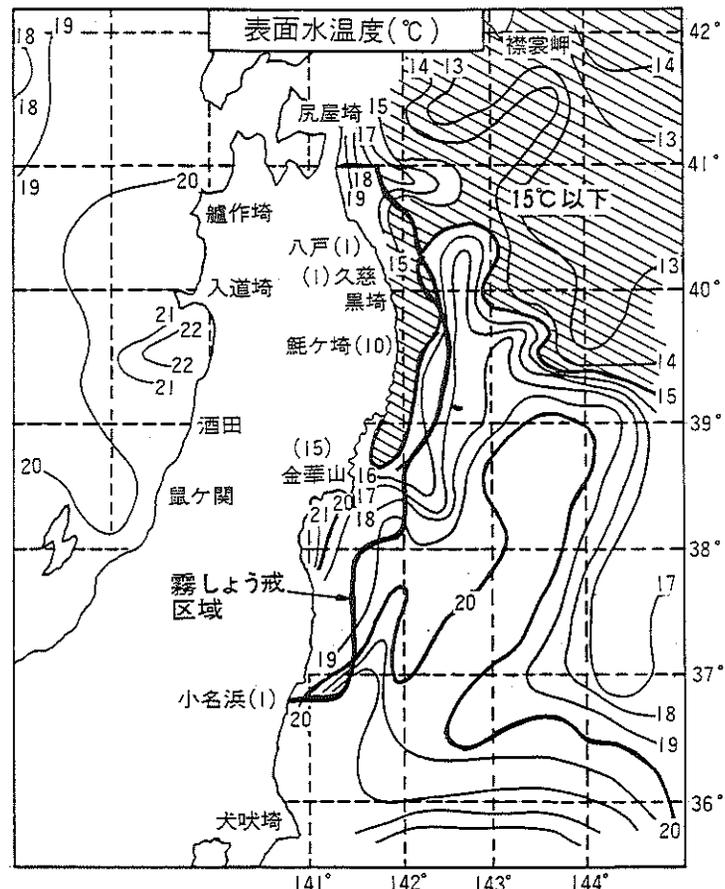
換言すれば、日本海は隣接する太平洋等と比較してほぼ閉鎖的かつ狭小な海盆状の海底地形を有する湖沼的性格が顕著な海域であって、地球規模の気象変動要素が比較的明確に現われるシベリア～中国大陸を後背地として擁しているため、分厚い日本海固有冷水の上に乗った状態の表層～中層水としての対馬暖流水、沖合冷水などの分布、変動に関してはシベリア大陸からの季節風の吹出しなどの気候変動が如実に影響することが考えられる。従って青森県沖合の冷水外縁位置の継続した経年的変化にエル・ニーニョによる異常気象が反映する可能性が大きい。即ち、第14図ではエル・ニーニョの時期に青森県沖合の冷水外縁位置（対馬暖流水の幅）が一時的に減少することを示しており、エル・ニーニョによる中部太平洋赤道海域の温度上昇と釣合うユーラシア大陸での積雪量の増大がもたらす日本海上空の寒冷化がTeleconnectionとして海水温の低

6月18日~7月3日



二管区海洋速報第13号

7月4日~7月17日 ()は件数



二管区海洋速報第15号

Figure 13. The relationship between southward movement and approach to Sanriku coastal area of Oyashio cold water and reported number of sea fog at some observation points (Hydro. Dept. 2nd R.M.S. Hqs.)

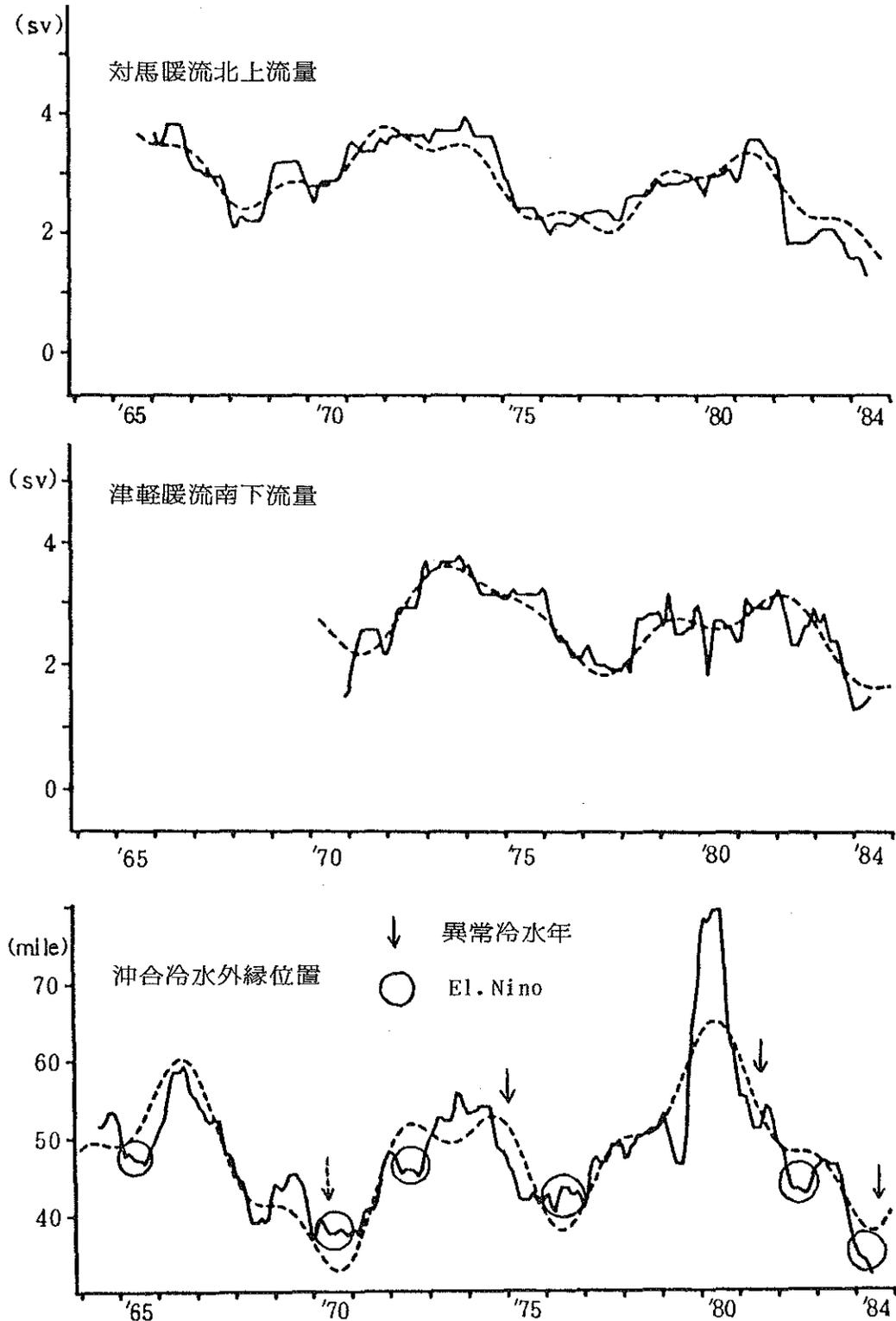


Figure 14. Annual variation of volume transport of Tsushima Warm Current and Tsugaru Warm Current, and the correspondence between the width of Tsushima Warm Current and the year of occurrence of El Nino

下を引き起こしたことを示唆している。

また第14図において東北地方三陸・常磐沿岸の異常冷水出現と沖合冷水外縁位置の大幅な減少がほぼ対応していることから日本海側の継続的な水温観測を行うなど、その海況変化から太平洋側の異常冷水の出現をある程度予測することができる。さらに長年の対馬暖流流量などの経年変動パターンから翌年の異常変動

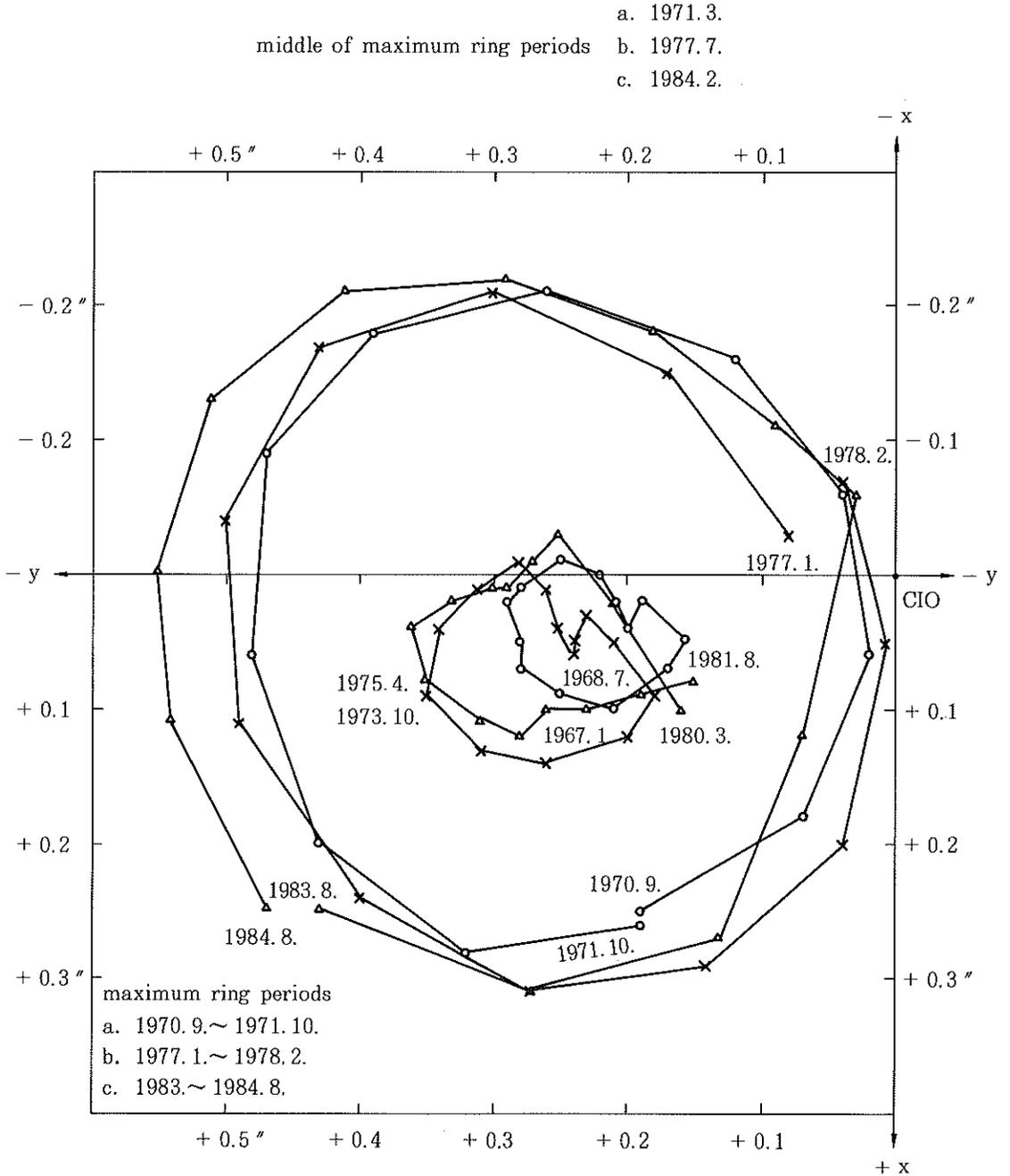


Figure 15. Periodical (6 ~ 7 years) polar motion of making maximum and minimum rings from 1966 to 1984

の出現についておおよその見当をつけることが可能となる。

例えば、1984年は極端な異常冷水年であったが、今世紀最大のエル・ニーニョ1982/1983年の発生と対応しており、これは地球規模の変動が津軽暖流の年毎の季節変動とは独立して、その長期経年変動に影響していることを意味している。

従って、対馬暖流流量の経年的な変動傾向が一定の規則性を保って続くと仮定すれば、84年が最小ピーク年なので85、86年は上昇傾向を推定でき87年にはエル・ニーニョ発生による一時的冷却はあっても東北の太平洋沿岸海域における異常冷水は発生しないものと考えられる。また対馬暖流及び津軽暖流の流量変動は東シナ海（対馬海峡）—日本海（津軽海峡西口）—太平洋（津軽海峡東口）における海面水位差や温度差の変動と密接な相関を有することから近い将来はこれらのモニターにより流況や海況の予測が可能となる。

第14図の対馬暖流及び津軽暖流の各流量の変化において6～7年周期の変動が顕著に見られるほか流量の漸減的な経年変動が見られ、これらは地球規模の変動としての地軸の極運動における6年周期又はChandler Wobble（第15図）と関係づけて考えることができるが、この検討は今後の課題としたい。

以上の検討をまとめると東北地方とくに津軽暖流域の海況を把握し判断するときは、時間的、空間的にそれぞれ長・中・短期間、大・中・小規模の三つのスケールでの変動を明確に区分して位置づけ検討する必要があることがわかり、津軽暖流の時空変動は第1表のように要約できる。

c. 津軽暖流と親潮，対馬暖流，黒潮などの関係

先の a. b. の考察で久慈から金華山にかけて三陸沿岸をごく狭い幅でやや不安定ではあるが年間を通じて南下する暖流は途中で親潮第一分枝や親潮系冷水との混合を受け独自の水塊を形成しているが、その本質は津軽暖流水であることがわかった。

従来は、社会的な影響の大きな海霧，ヤマセ，異常冷水などの三陸独特の自然現象と密接に関連する親潮系冷水の実態把握に勢力が注がれたが，親潮は海域や時期毎の流向・流速と水塊分布が不規則で変化も大き

Table 1. Variation of Tsugaru Warm Current by time and place

時間スケール			空間スケール		
動 因	変動時間	関連現象	変動対象	変動海域	関連海域
潮汐変動 (短期)	12～24時間 (半日 周潮・日周潮) 1ヶ月 (大潮・小潮)	短期海水交換 ↔	潮流 (小規模)	任意の点を中心とした幅10～20マイルの海域	(局所的) 海況内、沿岸域
四季の風系・ 気圧変動、水 位差変動 (中 期)	1年 (冬～春：弱流、 夏～秋：強流の季節 変動)	海霧、ヤマセ ↔	恒流 (中規模)	A, B, Cの3海域 に区分できる変動パターン	(地域的) 東シナ海～ 日本近海
数年以上の気 圧・風系変動、 地球自転の変 動? (長期)	6～7年以上の長期 経年変動	異常冷水, エル ・ニーニョ ↔	海流 (大規模)	暖流域全域の大規模 変動	(地球規模) 北太平洋～ 赤道海域

く複雑なため、その正確な実態把握は極めて困難であり流量などは現在でもあまり明確でなく、こうした現象の理解も遅れていた。しかし三陸沿岸の津軽暖流の季節的、経年的な規則変動が明らかになれば、例えば対馬暖流の勢力が弱く津軽暖流の張り出しが弱いとき、親潮の南下・接岸と関連し海霧、ヤマセの発生や異常冷水の出現が見られるなど暖流水の変動の異常、すなわち暖流水の勢力の強弱が平年値とどれだけ差があるかに等によって、現象の発生予測を行うことが可能となる。

換言すれば以上の検討によって、親潮が主に東北の海況や地域気象を支配するから親潮に焦点を絞ってだけ現象を追求するという従来からの視点を改め、三陸沿岸における親潮の不規則性を支配するのは隣接する津軽暖流ひいては対馬暖流や黒潮などの暖流系の規則、不規則変動であると考えられる必要が出てくる。従って、三陸・常磐沿岸の異常冷水などの予兆は先に津軽暖流及び対馬暖流の異常化に現われるとすれば、既に花輪ら(1986)が輪島・浦河の水温データなどによる宮古湾の水温予測の例で指摘したように、日本海の水温、流況、潮位などのデータが太平洋側(三陸・常磐沿岸)のそれらを予測する材料となるといえる。また冷夏、ヤマセ、海霧多発などと関連すると考えられる冬季の異常寒冷年、エル・ニーニョ現象などにも注目する必要がある。例えば尻屋から八戸にかけての地域は何故夏期にしばしば大きなヤマセや海霧多発の被害を受けるかと言えば、オホーツク海高気圧の発達と居座りが当然主要因ではあるが、春から夏に対馬暖流の勢力が特に弱くと6~8月に津軽暖流の張り出しが小さく、十分な渦モードの発達する前に親潮の勢力は増し、冷水の湧昇、接岸が起りヤマセに伴う冷霧を発生させるという機構が考えられ、84年の冷夏と海霧多発はその典型と解釈できる。

また津軽暖流の存在が三陸沿岸地域に与える影響は極めて大きく、親潮系水の接岸を防ぐ障壁の役割を果たしているばかりでなく、久慈、宮古、釜石、気仙沼などの各湾の主要水塊が津軽暖流水であるため岩手、宮城両県の三陸リアス式海岸地帯が比較的温暖で住みやすい地域となっており、さらに暖流の境界付近では栄養塩の豊富な親潮系水の混合、重畳により全国でも屈指の好漁場や養殖場を形成していることが良く理解出来る。

二谷ら(1985)、佐伯(1985)及びJMSTC(1985)により黒潮は30~60SV、また秦(1965)及び赤羽(1979)等により対馬暖流は1.5~6.0SV、津軽暖流は0.2~7.7SV、親潮第一分枝は1~4SVという流量でそれぞれ報告されており、仮に津軽暖流の東への張り出しの多少が三陸沿岸への親潮第一分枝の接岸と南下を決める主要因であると考えれば津軽暖流の短期~長期に及ぶ変動特性こそが、オホーツク海や千島海域の親潮源流の影響よりも大きく、一義的に三陸沿岸の海況を決めることになる。この確認のためには更に多くの検討が必要である。但し、東北の沖合や金華山以南の海域については、津軽暖流の張り出しよりは黒潮北上暖水及び暖水塊の北上と発達こそがその分布、流量の規模から考えて、親潮第一・第二分枝や親潮系冷水の南下・接岸に関するより大きな制限因子であることは当然である。

3.まとめ

(1) 津軽暖流(水)の張り出しの主な部分は、引続き久慈から金華山に至る三陸沿岸のごく近傍(20~30マイル)を細長い帯状になって、やや不安定であるが恒常的に南下する。

この流れは流路の変動は少ないが、夏から秋に1.2~1.3Knと強く、冬から春に0.5~0.6Knと弱い流勢の規則的季節変動を示し、夏から秋には金華山からさらに南下することもあるが、年間を通じては鮎ヶ埼付近までが最も安定している。(第6図及び第9図)

(2) 津軽暖流の張り出しと南下のパターンは冬から春の沿岸南下のC型、夏の中規模張り出し渦のG_M型、

夏から秋の大規模張り出し渦のGL型，秋から冬の渦型から沿岸型に遷移するT型の4個の型にそれぞれ分類でき，南下流量は一般に $G_L > G_M$ ， $T > C$ の順であり， G_M はCのほぼ3倍の流量を示す。（第6図及び第9図）

(3) 津軽暖流は津軽海峡の西口から東口に至る(A)，海峡東口から八戸，久慈沖に至る(B)，及び久慈沖から鮎ヶ埼を経て金華山に至る(C)のそれぞれ上，中，下流に相応する三海域を流れている。（第9図）

(4) 三陸沿岸における津軽暖流(C)の南下の流速の強弱は一般に規則的な季節変動を示すが，これはそれぞれ上述の津軽暖流(B)の張り出しの大小の周期的な季節変化と極めて良く対応する，この対応関係から津軽暖流(A)，(B)及びその源流である対馬暖流の海況変動等を知ることにより東北地方の沿岸海域の海況変動予測を行うことが可能になる。（第9図及び第14図）

(5) 三陸沿岸の温暖化を支えているのは，沿岸に津軽暖流が細長い帯状に横たわっており，その規則的な季節変動こそが本質的な変動であるため，津軽暖流の張り出し(南下流量)が弱まったとき，親潮の接岸・南下による異常冷水の出現や海霧の多発などが生じると考えられる。（第9図，第11図及び第12図）

(6) 津軽暖流は基本的にはそれぞれ長・中・短(経年・季節・月日時)期間及び大・中・小規模の三つの時間-空間スケールの変動として把握でき，このうち経年及び季節変動はその源流である対馬暖流に連動した周期的規則変動と考えられる，また暖流の出発点である津軽海峡西口より遠く離れるにつれて親潮などの影響により不規則変動の割合が大きくなる。（第1表）

終りに貴重な資料を提供頂いた岩手県水産試験場，青森県水産試験場及び御意見をお聞かせ頂いた東北海区水産研究所，緯度観測所の関係諸氏に深く感謝します。

参 考 文 献

- 赤羽光秋・高梨勝美 1975：太平洋沿岸の海洋特性と流況に関する調査報告書，青森県水産試験場，1-72ページ
- 赤羽光秋 1979：輸送流量からみた津軽暖流の海況変動，東北海区海洋調査技術連絡会議事録，第29回，37-38ページ
- 青森県水産試験場 1985：昭和59年度漁況・海況予報事業結果報告書，1-50ページ
- Conlon D.M. 1982：On the Outflow Modes of the Tsugaru Warm Current, La mer, Vol. 20, 60-64.
- 第二管区海上保安本部 1978-1986：海洋概報，本州東方海域，昭和53年第1号-昭和61年第3号
- 花輪公雄・岩坂直人 1986：三陸沿岸域における冬季親潮系の水の接岸について，大槌シンポジウム，印刷中
- 秦克己 1965：親潮域における輸送水量の変動について，日本海洋学会誌，Vol. 21, No. 5, 1-9ページ
- 秦克己 1973：東北海区の海況とその沿岸における潮位について，海と空，49巻，1-2合併号，39-44ページ
- 岩手県水産試験場 1979-1986：昭和54-59年度海況速報及び昭和60，61年海況速報
- JMSTC (科学技術庁) 1985：Results of the Research, Kuroshio Exploitation and Utilization Research (KER), Summary Report, 1977-1982, 24-26
- 科学技術庁研究調整局 1979：津軽暖流域に関する総合研究報告書，1-35ページ
- 昆幸雄 1973：三陸の海霧について，東北技術だより(仙台管区气象台)，No. 65, 1-34ページ
- 水野恵介 1984：東北海区の海況変動について，Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. (東北水研研報)，No. 46, 61-80ページ

- 西田英男 1986：近海における海況変動と観測・解析手法について，昭和61年度 海象業務研修，海上保安庁水路部，135-144ページ
- 西山勝暢 1984：概論：親潮，海洋科学，16巻，12号，672-689ページ
- 二谷穎男・小杉瑛・石井春雄 1985：黒潮変動機構の解明，海洋科学，17巻，3号，149-168ページ
- 小田巻実 1984：津軽暖流の潮流・潮汐，沿岸海況研究ノート，22巻，1号，12-22ページ
- 奥田邦明 1986：1984年の異常冷水現象の発生過程について，Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. (東北水研研報)，No. 48，87-96ページ
- 佐伯理郎 1985：黒潮の流量，海洋科学，17巻，5号，267-273ページ
- 佐伯理郎 1986：異常海況と気象，Bull. Japanese Soc. Fish. Oceanogr. (水産海洋研究会報)，50巻，第2号，142-144ページ
- 鳥羽良明・富沢和身・倉沢由和・花輪公雄 1981：日本海の暖流系の変動について，海洋科学，13巻，7号，464-469ページ
- 東北海区海洋調査技術連絡会議事録 1971-1985：第21回-第35回
- 東北区水産研究所海洋部 1986：暖水の立体構造の把握・暖水のシュミレーション，東北・道東海域における暖水漁場の短期予測技術に関する研究・推進会議資料，12-15ページ