



Title	むつ湾の海洋構造
Author(s)	大谷, 清隆; 寺尾, 豊光
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 24(3), 100-131
Issue Date	1974-01
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/23496
Type	bulletin (article)
File Information	24(3)_P100-131.pdf



[Instructions for use](#)

むつ湾の海洋構造*

大谷 清隆**・寺尾豊光**

Oceanographic Structure of the Mutu Bay*

Kiyotaka OHTANI** and Toyomitsu TERAO**

Abstract

The Mutu Bay is one of the spacious and shallow bays in Japan, having an area of $15.8 \times 10^4 \text{ Km}^2$, a narrow threshold of 10.5 Km in width and a mean depth of 34.6 m, and is moreover subdivided into two parts; a western bay near the mouth and an inner eastern bay. Many kinds of marine food are produced in the bay by fishery, especially a vast amount of the scallop is produced by recent development of an artificial cultural fishery.

The water of the Tugaru Warm Current, having the characteristics of warmth and a high salinity of 34.0‰ or more, comes into the Mutu Bay, these characteristics thereafter vary in the inside of the bay under the influence of meteorological conditions and land water discharge.

During the cooling season, the vertical distribution of properties becomes almost homogeneous, whereas the horizontal distribution of temperature decreases from the mouth of the bay through the west coast of the western bay toward the eastern bay. The water of the eastern bay which is relatively colder and less saline than of the western bay, is almost homogeneous in temperature and salinity, vertically and horizontally. Horizontal discontinuity of properties is clearly formed between the two bays.

At the beginning of the heating season the water in the surface layer of the Tusima Warm Current, which is the original current of the Tugaru Warm Current, is diluted by a vast amount of the snow melting water discharging from the spinal mountains in the north Japan along the coast of the Japan Sea. The water inside of Mutu Bay is further diluted, especially in the eastern bay and the inner part of the western bay. Consequently, salinity of the surface layer falls to a minimum value of 33.0‰ or less during the year, and the vertical salinity gradient increases during this period. In addition, the heating from the surface increases the difference in density between the surface layer and lower one, consequently a large pycnocline is formed between them and it produces a stratified structure in summer.

Through a year, salinity of the eastern bay is lower than that of the western bay and a horizontal discontinuous zone is continuously formed between them, therefore it may be concluded that the characteristics of the Tugaru Warm Current are transmitted to the eastern bay through the western bay and they are transformed into new characteristics of the eastern bay water.

* 本稿の一部は昭和48年度日本海洋学会春季大会にて講演発表

** 北海道大学水産学部, 海洋学気象学講座
(Laboratory of Oceanography and Meteorology, Faculty of Fisheries, Hokkaido University)

はじめに

むつ湾では古くから各種の漁業が営まれていたが、近年、帆立貝を主体とした増養殖漁業が盛んになり、その生産も安定した水準を示すようになって来ている。さらに1972年度からは、増養殖漁業を含めて、むつ湾の漁業生産を総合的に高め、安定した漁業経営を行うための陸奥湾漁業開発基本調査¹⁾が水産庁と青森県庁によって実施されている。

一方、むつ湾は天然の良港として利用されているが、巨大な工業開発に伴う原料の輸送基地として使用する構想ももたれていた²⁾。内湾に面した工場群、人口増、巨大船の就航等が、その内湾の食料生産機能を失わせたり、または失う危険にさらしていることは、東京湾をはじめとして、伊勢湾、大阪湾、瀬戸内海、有明海等の事例より容易に予測され得ることである。青森県庁では1971年度からこれらの汚染からむつ湾を守る目的で各種の海洋調査を計画し、北海道大学水産学部 に依託された。著者らは一連の調査の一部として、湾内の沿岸流及び海況についての調査を1971年8月から1972年8月の期間に5回実施した³⁾。本著ではこれらの資料及び青森県水産増殖センター等によって得られている資料等⁴⁻¹⁰⁾を用いて、生物生産の場として基礎的な海洋構造等の特性とその周年変化について述べる。

報告に先だち、海洋観測に協力頂いた当学部調査船、「うしお丸」の坂口延一船長ならびに乗組員諸氏にお礼を申し上げる。また資料の提供等調査に際して便宜を頂いた、青森県水産商工部漁政課、青森県水産試験場、青森県水産増殖センターの各位にお礼を申し上げる。資料整理等に協力頂いた西田強氏にもあわせてお礼を申し上げる。

むつ湾の地形

むつ湾は本州北端に位置し、面積約 $15.8 \times 10^2 \text{ km}^2$ 、容積約 54.6 km^3 、平均水深34.6mと、我が国としては有数な規模を持つ海湾であり、湾の北西部で平館海峡を通じて津軽海峡と連絡している。湾口部の幅は約10.5kmで湾内の海岸線延長の約20分の1にすぎない。さらに湾内はFig.1に示されるように、下北半島西南端の牛ノ首崎と平内町大島によって東西に二分されている。本著ではこの海

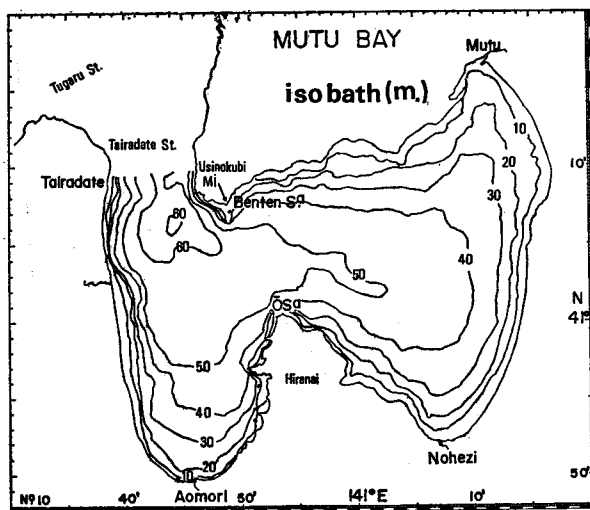


Fig. 1. Sea-bed relief of the Mutu Bay.

峡部の西側を西湾，東側を東湾と呼ぶことにする。

平館海峡部では下北半島寄りには岸深であり，最深部は 60m を越すが，湾内に向かって水深は浅くなり湾内の大部分は 60m 以浅である。東湾はさらに浅く，水深 50m 前後，あるいは 50m 以浅であり，特に東湾奥岸には 40m 以浅の海域がひろがっている。青森県水産試験場の調査結果によると，底質はほぼ水深に対応して 30m 以浅では砂，あるいは礫であるが，水深 30m 以深では泥または砂泥となっている。

むつ湾は西側の津軽半島の標高 400~600m の連山，北側の下北半島の標高 600~800m の恐山山塊，南側の標高 717m の鳥帽子嶽などの標高 500m 前後の連山等，三方を比較的高い山なみにとりかこまれている。一方東側には標高 520m の金津山等 500m 前後の山が南北に連なっているが，むつ湾の南東及び北東方向にあたる上北郡地方およびむつ市北方では太平洋との間は標高 100m 以下の台地となっている。これらの低地は平館海峡から野辺地湾に至る北西—南東風，あるいは大湊湾から青森湾に至る北東—南西風に対してそれぞれ湾内の最長 fetch を与える方向に相当している。

むつ湾に流入する水

むつ湾に流入する外海水は，九州南西方で黒潮から分かれ，対馬海峡を通過して日本西岸を北東に流れる対馬暖流を起源とする津軽暖流水である。したがってその特性はこの海域では高塩分な暖流として特徴づけられる。しかし対馬暖流は日本海東縁を北東流する間に，日本海固有水との混合や，陸岸からの河川水の流出等の変質をうけ，津軽海峡西口付近ではその特性も季節的に大きな変化を示している。特に対馬暖流の表層水は，融雪期に，多雪地帯から流出する多量な融雪水によって希釈される。融雪水の流出は年によりその時期・量等が変わるが，能登半島以西では 4 月あるいは 5 月に見られ，

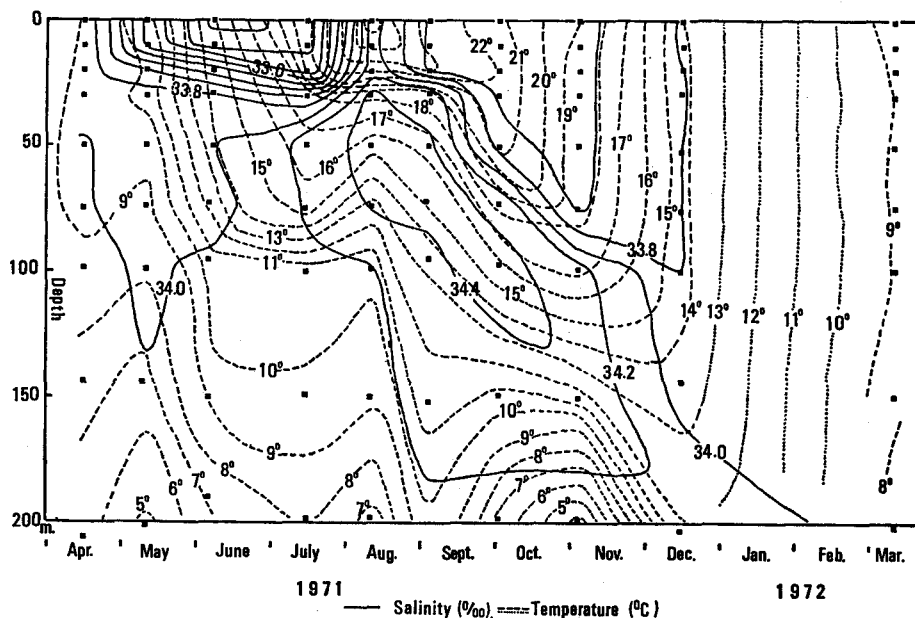


Fig. 2. Isopleth of the Tusima Warm Current at the position of Lat. 41°00' N, Long. 140°00' E west of Tugaru Peninsula.

一方能登半島以東ではこれにおくれてかつ大量な陸水の流出が5月6月に見られる。この時期に表面の塩分は能登半島以西で33.4‰以下、以東では32.5‰以下にも低下し、津軽海峡西口付近ではこの低塩分水が7月上旬まで認められる¹¹⁾。

対馬暖流末流部に位置する津軽半島西沖合の地点(41°00'N, 140°00'E)での経時変化の一例を Fig. 2 に示した。冷却期から加熱期に移り変わる3月・4月では鉛直的に等質で、塩分33.8~34.0‰、水温8~9°Cと、対馬海峡部に比較してそれぞれ約0.7‰、5°C程度低くなっているが、高塩分、高温というその特性を維持している。

加熱期に入ると、水深100m位までの水温は急激に上昇し、表層の塩分は急激に低下する。しかし、この融雪水による塩分低下の影響は比較的浅く、30m深程度に及ぶのみである。融雪水の流出が止むと、塩分値は再び上昇し、対馬暖流水の塩分増加も加わって、周年の最高値を示す。秋期の降雨もまた、対馬暖流の表層水を希釈するが、すでに冷却による対流混合が見られるので、加熱期のような浅い塩分躍層はその初期に形成されるのみで、表面からの均質層の深さを深めながら徐々に上層の塩分を増加し、冷却期末に至る。

春期に、浅く、鉛直傾度の大きな塩分躍層が形成されるにもかかわらず、水温躍層がこれに付随して形成されないことは、この地点より上流にあたる海域での加熱、あるいは対馬暖流水自身の昇温を意味するものであり、対馬暖流による熱の移流効果を示すものといえる。

上述した対馬暖流の特性は、津軽海峡に流入する際に、北海道の白神岬と青森県の竜飛崎を結ぶ浅い水深等の地形や、はげしい潮流の影響を受け、更に変質され津軽暖流水となる。特に数多くの渦流等は鉛直混合を促進するので、融雪期に日本海側で見られた32.5‰以下の低塩分水は海峡内では消失される。むつ湾口部の表面塩分の周年変化は、10年間の平均値¹²⁾で見ると最高時の12~3月の33.9‰から最低時の6月及び8月での33.4‰と比較的高塩分の範囲で変化している。

水温の周年変化も同様に10年間の平均値¹²⁾で見ると、3月の8.0°Cの最低値から8月23.7°Cの最高値まで、いずれも高塩分で高温という対馬暖流水の特性を保っている。

むつ湾に流入する津軽暖流の水はその主流部の水ではなく、Fig. 3の模式図¹³⁾に示されるように、下北半島西側を時計回りに反流する渦流部の一部が流入すると考えられ、通常は主流部より低塩分となっている。

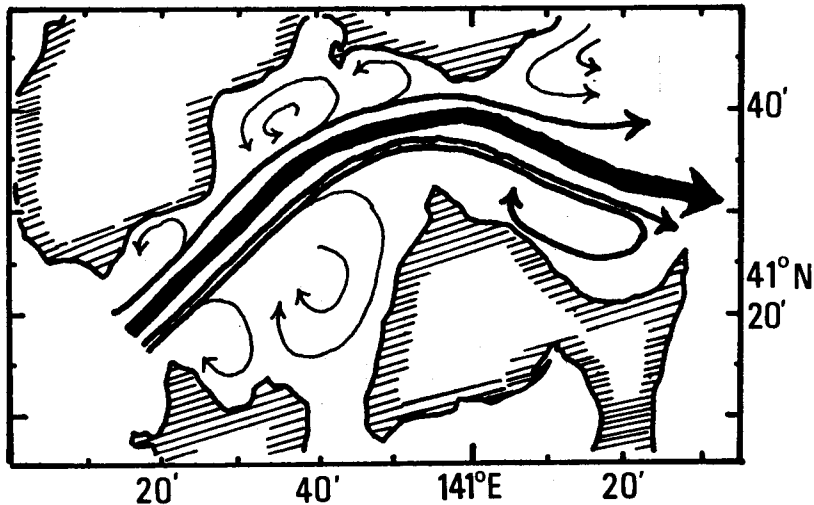


Fig. 3. Schematic diagram of the current pattern in the Tugaru Straits (from The Hakodate Marine Observatory, 1964).

結 果

冷却末期

北方海域においては、冷却期に対流による鉛直混合が行われ、上層に均質層が形成されるので、その特性は単純化されて示される。むつ湾では、冷却がその極に達するのは3月であり、湾全域の水温もまたこの時期に最低水温が記録される。

Fig. 4 に3月の表面と海底面上の水温、塩分の平面分布を示し、Fig. 5 に湾内の各断面の水温・塩分と σ_t の分布を示した。

Fig. 4-a に示されるように、この時期では西湾の西側沿いに 33.9‰、7°C 以上の外海水の入り込みが見られ、西湾奥では、Fig. 4-b や Fig. 5 の断面 1, 3, に示されるように、外海水は海底面まで達し、各成分の鉛直傾度は 0 に等しくなっている。この外海水と、弁天島と大島を結ぶ線との間の西湾の水は塩分 33.8~33.6‰、水温 7~5.5°C と、塩分、水温ともに低くなっていて、断面 1 の湾口付近や断面 3 の St. 25, 26 では塩分の逆転が認められる。

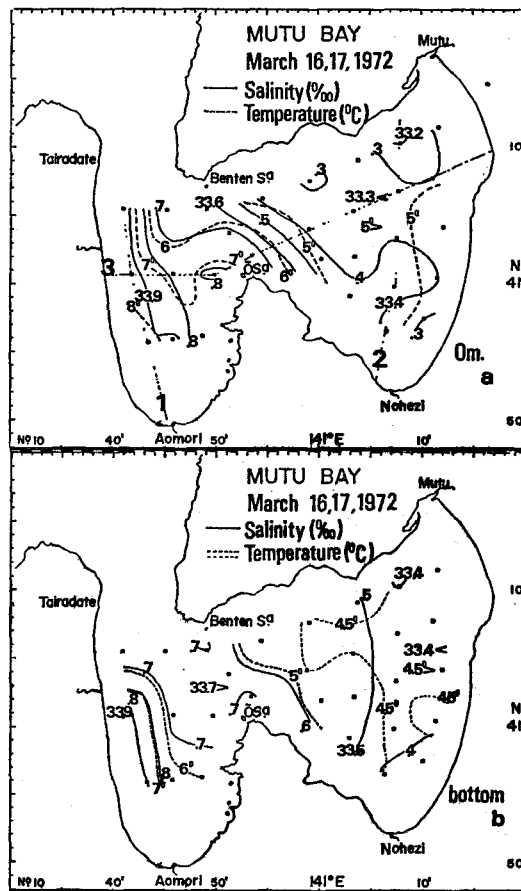


Fig. 4. Horizontal distribution of salinity and temperature at the surface and the bottom in March.

大谷・寺尾：むつ湾の海洋構造

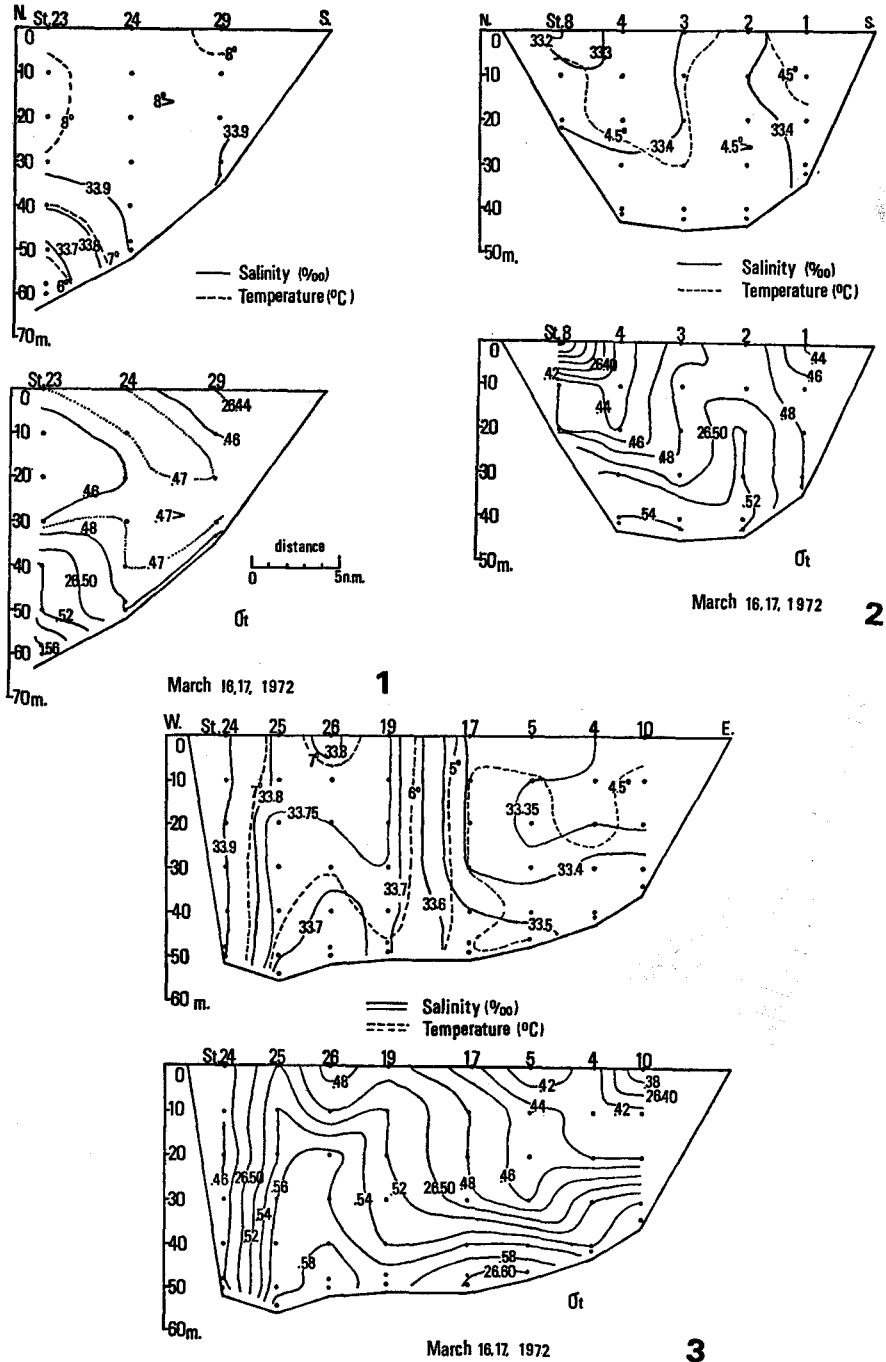


Fig. 5. Vertical sections of salinity, temperature and σ_t . Position of each section is shown in Fig. 4-a.

東湾では塩分、水温は更に低く、東湾の表層では 33.4‰ 以下、海底近くでも 33.5~33.6‰ 以下となり、水温は 4~5°C と、外海水に比較して、塩分で 0.5‰、水温で 3°C 程度低くなっている。このほぼ一様な東湾の水と西湾の水の間には各成分の不連続が見られ、不連続域の表層は鉛直に均質になっているが、海底面近くでは相対的に見て、低温低塩分の水が西湾の方に伸び、高温、高塩分の水が東方に伸びている。しかし、鉛直密度傾度は小さく、表面と海底面での差は $\sigma_t=0.2$ 程度にすぎない。また流入して来る外海水の密度は $\sigma_t=26.50$ 以下であるが、湾内の水の密度は低温であるためこれよりやや高く、最大密度は東湾の海底近くで $\sigma_t=26.60$ に達している。

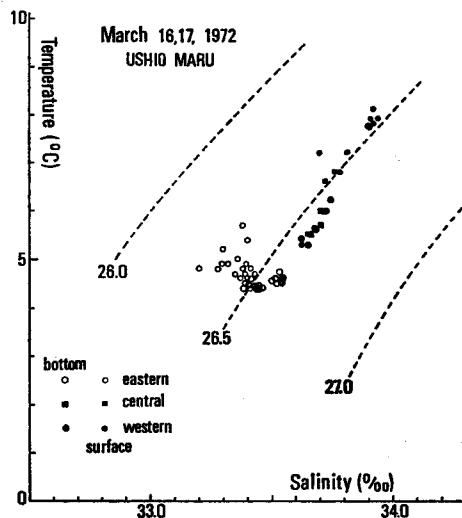


Fig. 6. T-S relations of the western and the eastern bay in March.

湾内全域をまとめて、T-S 図を示すと Fig. 6 のようになる。この場合、表面から海底までの差が小さいので、表面と海底面上の値を示してある。外海水は西湾西部に見られ、塩分 33.9‰、水温 8°C の値を示しているが、密度は $\sigma_t=26.45$ 付近の値である。西湾の海底近くの水はこれより、塩分、水温ともに低いが密度は $\sigma_t=26.60$ 近くと高く、東湾の海底近くの水とはほぼ等しい密度を有している。西湾では、塩分、水温とも東湾より高く、外海水と、東湾水との等密度線にはほぼ沿った混合の形を示している。これに対して東湾では海底近くで、塩分 33.4~33.6‰、水温 4.5°C、表面でも塩分と水温のひろがりは、0.3‰、1.5°C 以内の範囲にあり、平面的にも比較的均質になっている。このように、この時期では、東湾と西湾との間には明瞭に特性の相違が認められる。東湾の水に代表される特性は、流入して来る津軽暖流水には認められないものであり、むつ湾内で、冷却期に特性づけられたものとして、冬期むつ湾固有水といわれるべきものである。

冬期むつ湾固有水の水温、塩分などの特性は冬期間の冷却の度合や降雪量、卓越風などの気象条件や流入する外海水の特性と流入量の年次的変化に大きく影響されるものであろうが、西湾より東湾が低塩分、低水温になるという両湾間の相違は、基本的なものとして認められるものである。

加熱期

むつ湾においては、海面に対する加熱は 4 月に入ってから生ずると考えられる。加熱期初期の 4 月下旬の T-S 図を今まで得られている 1964 年と 1969 年について Fig. 7 に示した。加熱期にはいると

同時に、山岳地帯からの大量かつ低温な融雪水が流出して来るため、表層の塩分は急速に低下する。塩分低下の度合は積雪量などの年次の差により異なることはこの例からも明らかである。しかし流入する外海水や、湾内の海底近くの水は、流出する陸水の影響をあまり受けず、冷却期末期の状態を保っている。1964年の場合のように、大量な融雪水の流出がある場合、低温な融雪水のため、表層の水温上昇が妨げられ、外海水よりも湾内の水温は低く経過する。この時期では、いずれの年も冷却期に見られた東湾の低温性は維持されており、両湾の水温差は平均的にみて、おおよそ 2°C 以上に達する。

5月中旬でも上述のような状態は維持される。1967年と1968年の例について同様にFig.8に示した。この地方の山岳地帯の融雪は4月から6月にかけてみられるが、これもまた年次の差がある。したがって5月の場合も前述の4月の場合と同様に、表層の希釈の度合には年による差があることは当然である。そうしてこの時期でも東湾は西湾に比較して低温、低塩分となっている。

反面、東湾の水温は表面から海底近くまで昇温しているのに対し、西湾の海底近くの水温の上昇は小さく冷却期末の水温が維持されている地点もある。

同様な状態はFig.9に示されているように、6月上旬まで持続される。これらの融雪水によって表層が希釈されている時期には、海底近くの水温上昇は小さく、湾内の最低水温は東湾あるいは東湾の

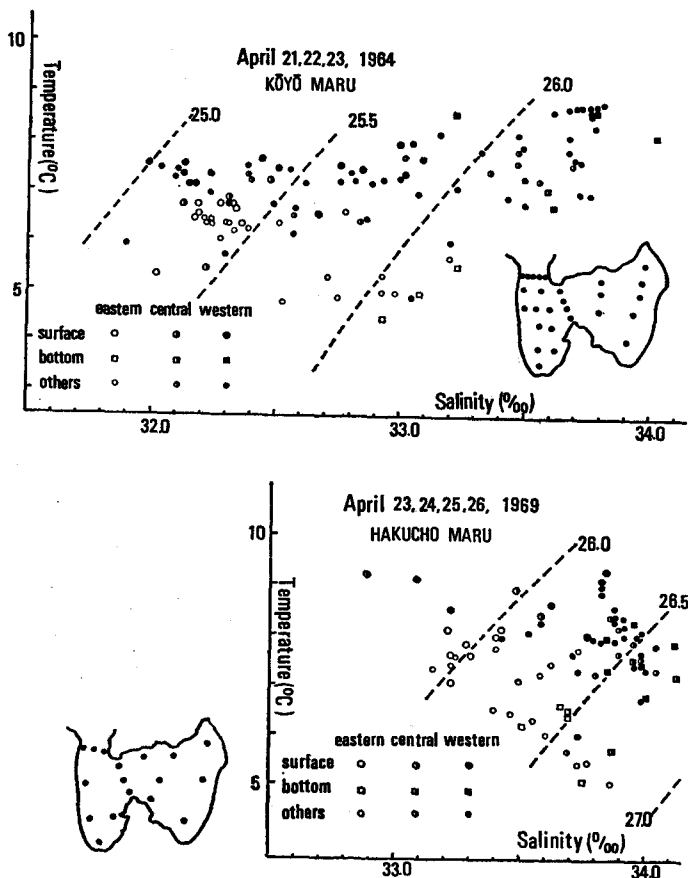


Fig. 7. T-S relations of the western and the eastern bay in April.

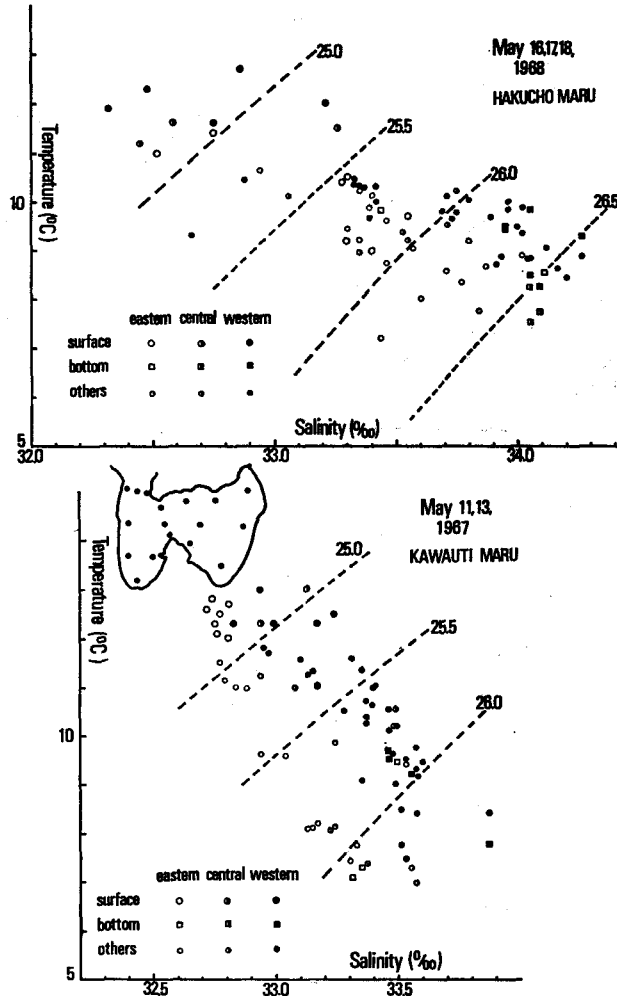


Fig. 8. T-S relations of the western and the eastern bay in May.

水の影響を直接受ける中央部の海底面で記録されている。

同時期の各成分の平面分布と断面における分布をそれぞれ Fig. 10 と Fig. 11 に示した。表面では、4月あるいは5月に比べて、やや塩分は上昇しているが、西湾奥の青森湾や東湾では33.0‰以下に低下していて両湾の間には顕著な塩分の不連続が存在する。平館海峡東部には33.1‰以下の水があるが、これは東湾の低塩分水が流出したものであろう。

30m 深になると、西湾はほぼ33.5~33.7‰の高塩分の水によって占められており、西岸寄りに高塩分水が西湾奥にひろがっていて、外海水の流入経路を示している。この高塩分水の一部は中央部から東湾西部にも認められるが、経度141°E付近の塩分の不連続域を境として、東湾奥部は低塩分となっている。

海底面でも上述の不連続域は東湾中央にみられ、北東側は高温・低塩分となり、南西側は低温・高塩分となっている。この東湾南西部の低温高塩分な水は、この時期の外海水に由来するものではなく、

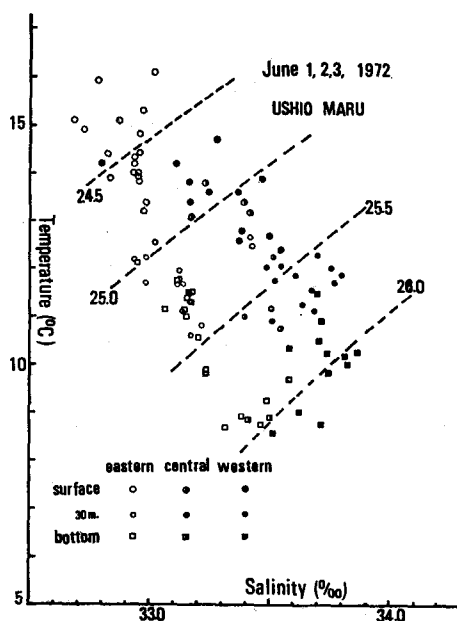


Fig. 9. T-S relations of the western and the eastern bay in early June.

これ以前にあった冷水の名残と考えられる。なぜならばこの時期の外海水は対馬暖流水自体の希釈により、やや塩分は低下しているが、この冷水域の海水より塩分はやや高く、水温も高いことが、Fig. 9やFig. 11-4などから理解され、またFig. 10のb.c. 両図からみて、外海水の流入は中深度を経ていることが推定されるからである。

T-S図からわかるように、この時期に至って湾内の水温・塩分の鉛直傾度は増大し、それと同時に上下の密度差も大きくなっている。その状態を断面でみると、Fig. 11の断面1に示されるように、西湾では湾口部から33.7‰以上の高塩分水の入りこみが30~50m深にみられ、その下方の海底近くは再び塩分は減少して塩分の極大が中層に認められる。これに対応して10°C以下の冷水が海底近くをおおっている。平面図からも理解されるように、この断面では明りような成層構造は湾奥部をのぞいてみとめられず、ほぼ一様な密度勾配を示している。

一方東湾奥の断面2では、西湾に比べ、全体的に低塩分となっているので、大湊港沖をのぞき西湾同様に塩分の鉛直差は小さい。しかし、密度分布には20m深を境として、その上下で密度勾配がこととなっている。さらに、St. 21を中心として、上層では水平方向に両外側に向かって負の勾配を示しているのに、下層では反対に正となっている。これらの等密度線の分布などから、下層の水は時計回りの運動をしているものと推定される。この推定は、断面2に交わる断面3にも同様に示され、この時期の東湾は大きくみて、時計回りに環流しているものと考えられる。

東西方向に両湾を横切る断面3では、St. 7からSt. 19にかけてみられる塩分差約0.4‰に及ぶ不連続域が特徴的に認められる。この不連続域は西湾から東湾に向かってその深度をましながら表面から海底まで連続して両湾の特性の相違を明示している。水温分布もSt. 7, St. 29に見られる海底近くの低温水からSt. 19の16°C以上の高温までその差が大きく、表面から約10m深までの高温、低塩分な表層水、10~30mの間の等温な中層水、水温と塩分の鉛直勾配をもつ底層水と西湾に比較して明りような成層構造を示している。

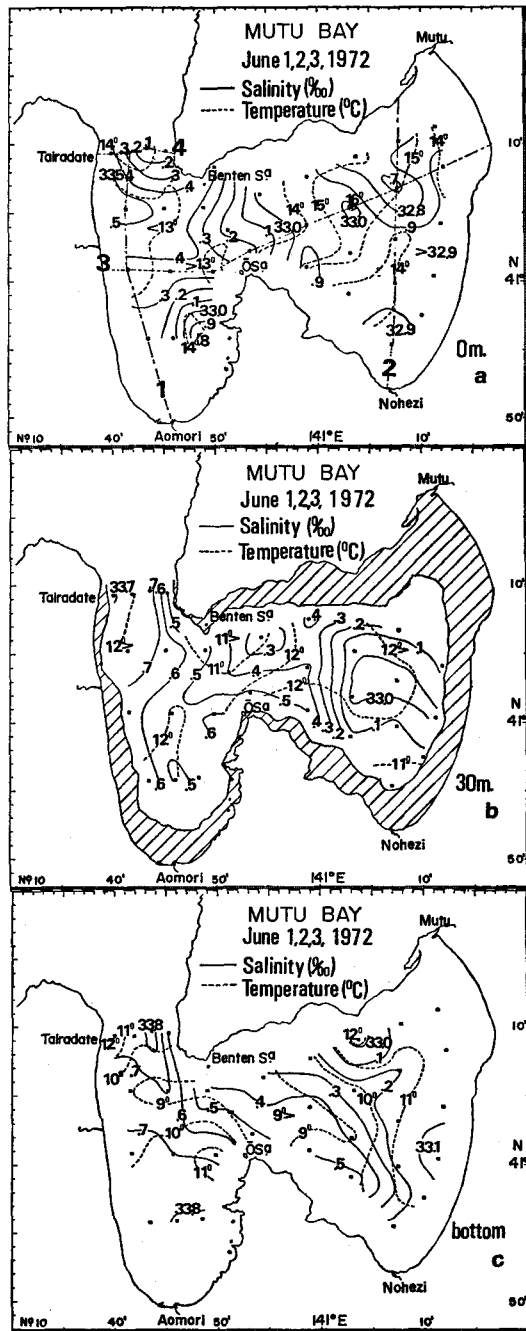


Fig. 10. Horizontal distribution of salinity and temperature at each depth in June.

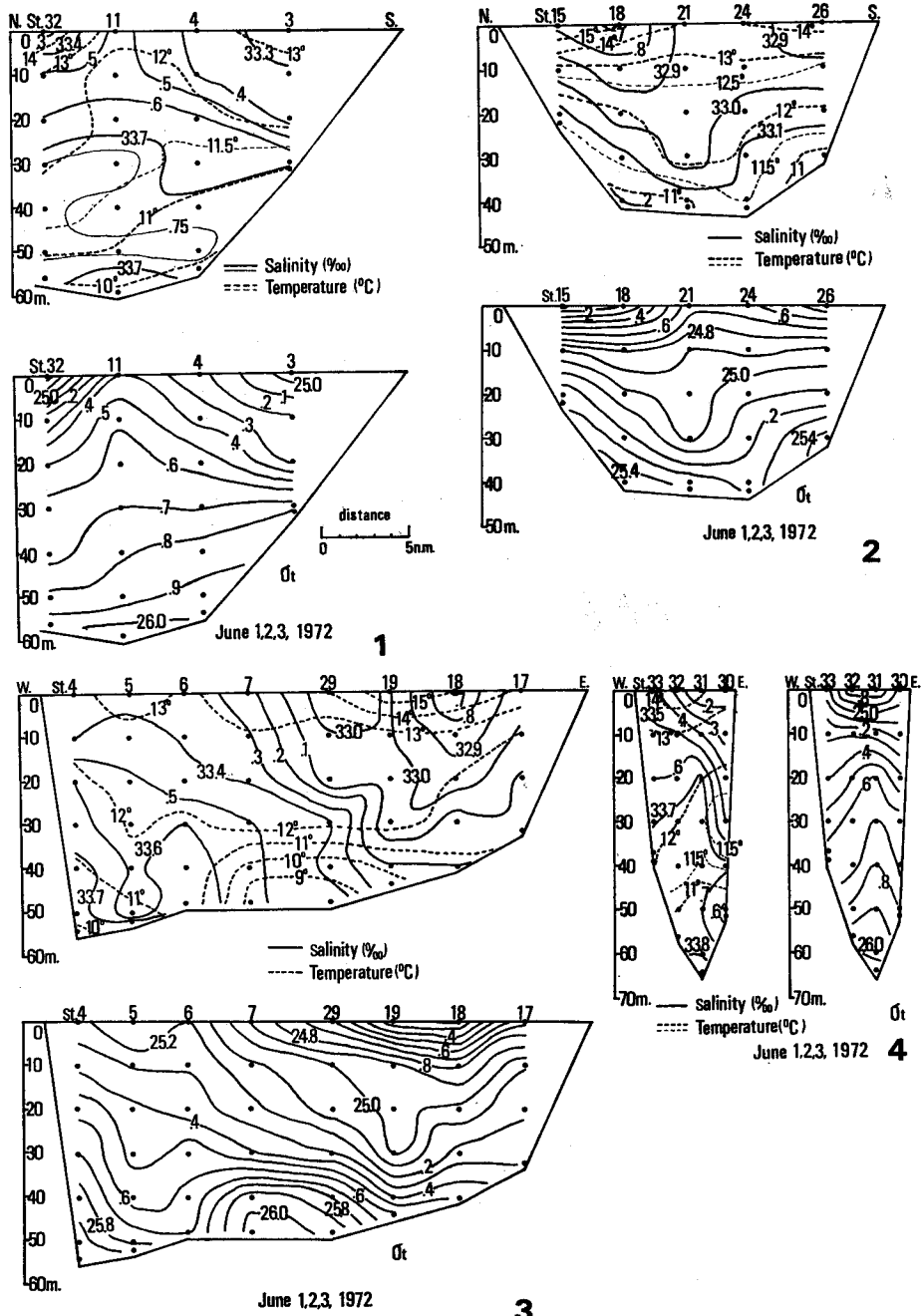


Fig. 11. Vertical sections of salinity, temperature and σ_t . Position of each section is shown in Fig. 10-a.

西湾ではいずれの成分分布もほぼ一様な鉛直勾配を示し、成層構造を示さないが、St. 5 では、各成分の分布が凹状を呈している、この地点をめぐる時計回りの運動が推定される。

湾口部を横断する断面 4 を見ると、海峡の東側には低塩分水が表面から 40 m 深に達し、更に 50 m 深にも 33.6‰ 以下の水が見られる。これに対応して、水温も西側では 12°C 以上の水が 40 m 深に達しているが東側では 20 m 深に止まっている。また、東側の 30 m 深には 11°C 以下の水があり、小さな中冷構造を示している。σ_t の分布も、これらに対応し、10 m 以深では St. 31 を中心として、両側に負の水平密度勾配を示し、この地点の東側で流出、西側で流入のあることを示している。この断面の観測の際、St. 31 と St. 30 の中間の地点において 10 m 深での流向流速を小野式自記流向流速計により、約 65 時間連続測定したが、測定期間中、潮時に関係なく、常に北流が記録された。これらの結果からみて、外海水は西側の中層を主として流入し、湾内水は東側を通して流出するものと考えられる。したがって、断面 1 の σ_t の分布などをあわせて考慮すると、湾口部では反時計回りの運動があることが推定され、西湾の奥ではこれに対向する時計回りの環流を生ずるものと考えられる。しかし、いずれの環流もその流速は数 10 cm/sec 程度を越えないであろうことが、実測値から推定される。

融雪水の流出が止むと、対馬暖流水の表層水も塩分を増し、同時に対馬暖流水自体の塩分もこの時期に増大するので、むつ湾に流入する津軽暖流水もまた、高塩分となる。1961 年の 6 月下旬についての T-S 図を Fig. 12 に示したが、この年の例は 1971 年から 1972 年にかけての一連の観測時より、塩分増加の時期は早かったものと思われる。しかし、この時期以後の加熱期では、融雪水による大量な希釈はみられないので、湾内の塩分は全般的に高くなって来る。海底近くの水温もこの時期に初めて、10°C を越え、東湾と西湾間の水温差もなくなってしまふ。しかし、東湾の塩分が相対的に低い状態は維持されている。

加熱期盛期になると、降水などにより、表面近くの水は再び低下し、浅い躍層が形成される。Fig. 13 と Fig. 14 に 1972 年 7 月末の観測による平面分布図と断面図を示した。Fig. 13-a に示されるよう

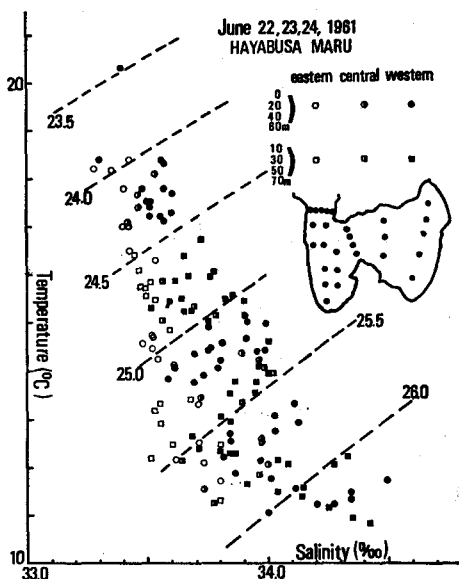


Fig. 12. T-S relations of the western and the eastern bay in late June.

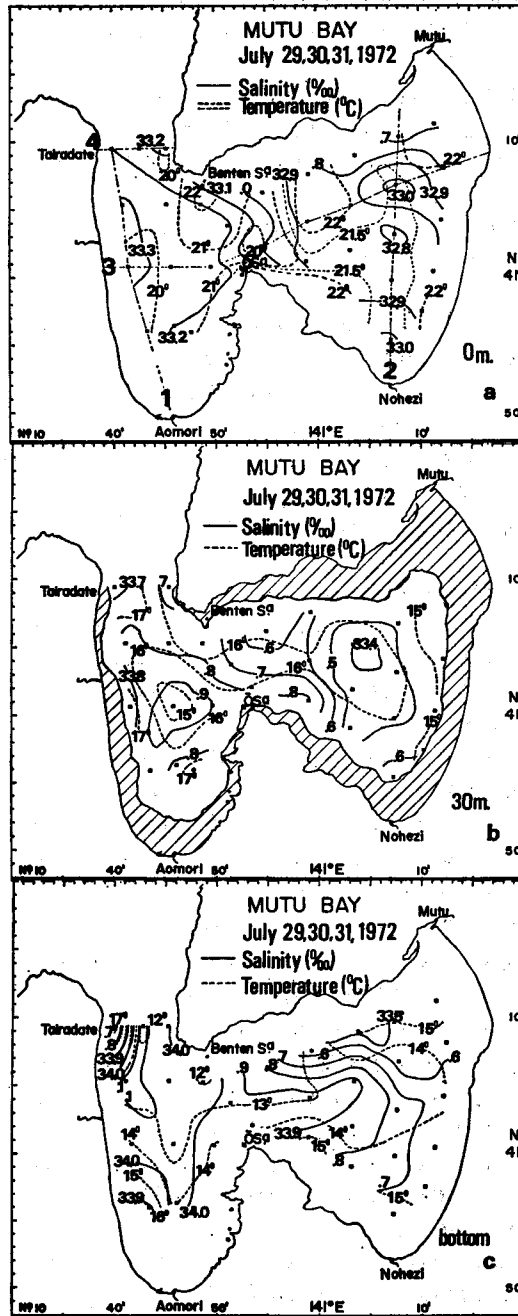


Fig. 13. Horizontal distribution of salinity and temperature at each depth in July.

に、表面塩分の低下は、依然として東湾の方が大きく、西湾の 33.3% から東湾奥の 32.9% 以下へと、塩分が低下している。しかし、湾中央部では 6 月と同様に、塩分の東西方向の水平傾度が大きく、この時期にもここに不連続域が存在していることが理解される。

表面水温は、この時期までとは反対に、東湾の方が全体的に 1~2°C 程度高くなっている。しかし、30m 深では外海水の方が水温は高い。西湾中央では、高塩分で低温となっているが、東湾ではこれとは逆に周辺部が高塩分で低温となっている。これは、後述するように、両湾内の渦流に伴う、湧昇によるものと考えられる。

海底面についてみると、表層の低塩分水とは対照的に高塩分水がひろく東湾にもひろがっていて、Fig. 13, a, b, にみられた塩分の不連続域は東湾北側に押しやられている。したがって、表面と海底との塩分差は大きく、1‰ に近くなっている。

水温は周辺部が高く示されているが、これは海底面の水深差によって生じているものである。しかし、全般的にみると、流入する外海水よりも湾内にあった水の水温が高くなっていて、湾内での加熱の効果を示している。この時期に表面と海底面との水温差は最も大きく、およそ 10°C に達する。したがって、上下の密度差もまた最大で、 $\sigma_t = 2.5 \sim 3.0$ となる。

これらの状態を鉛直断面でみると、西湾 (Fig. 14-1) では、上下の各要素の差は大きい表面近くを除いて、成層状態は顕著でなく、ほぼ一様な勾配で鉛直的に変化している。外海水の流入経路に沿うこの断面では、各要素の水平方向の変化は、湾口部を除いて小さい。しかし、20m 深を境として各要素の分布の形に差異が見られる。

東湾でも同様に、水温と塩分は対応して変化していて、10m 深と 20m 深との密度勾配がやや大きくなってわずかに、成層状態にあることがうかがわれる。海底近くでは、南寄りに高塩分水が存在しているが、30m 以深でこの等塩分線は等温線と交差していて、西湾からの外海水が、海底沿いに伸展していることを示している。等密度線の分布は 20m 以深で、やや凹形になっていて、ゆるやかな時計回りの運動のあることを示唆している。

これら 2 つの断面に交わる断面 3 では、西湾から東湾に向かって深くなる塩分躍層が明りよに示されている。この塩分躍層は、水温躍層を伴っているが、西湾から中央部にかけて見られる躍層の下では、これらの等値線は交差していて、一様な移流あるいは鉛直方向の混合過程を示していない。

等密度線の分布にも見られるように、西湾の St. 5 では、20m 深にある密度躍層の下で、等密度線が凸状に分布し、対向する流れの存在を示している。St. 4 では $\sigma_t = 24.0$ の等密度線を境として、水平方向の密度勾配は上下層で反転し、さらに東湾に向かって等密度線が深くなっている。

この観測期間中に、弁天島と大島間の三地点で、6 月の観測時同様、3 日間の流向・流速の連続測定を、10m 深について行なったが、この場合も潮時に関係なく、常に北北西あるいは北北東の流れが観測されている。恒流成分の大きさは、3 地点とも 20cm/sec 程度であった。

湾口部の断面 4 では各要素の分布に、明らかな上下差が認められる。すなわち、25m 深を境として、等値線の分布が、上層では西に向かって浅くなっているのに対し、下層では東側に向かって浅くなっている。これは上下層の流向が反対方向を向いていることを意味し、33.6% 以下の水が湾外に流出し、33.7% 以上の高塩分水が湾内に流入していると考えられる。つまり、この時期は鉛直に密度差が大きいので、狭い湾口部では上層で流出、下層から流入という流れの 2 重構造を示すものと考えられる。流入した高塩分水は、西湾を反時計回りにめぐり、その一部は海底に沿って、東湾の中央まで反時計回りに伸展する。一方東湾の上層水は、湾口から西湾に至る反時計回りの環流に対応して、時計回りに東湾内を環流し、その一部が、弁天島側から海峡部に流出するのであろう。

融雪期の終了以後この時期まで、湾内水の T-S 分布は、Fig. 15 に示されるように、東西両湾ともそれぞれに、負の勾配をもって直線的に分布している。これは、湾内の各要素の変化が、それぞれ一元的にあることを意味し、加熱期の特性変化の機構を示唆している。この図においても、東湾は全体

大谷・寺尾：むつ湾の海洋構造

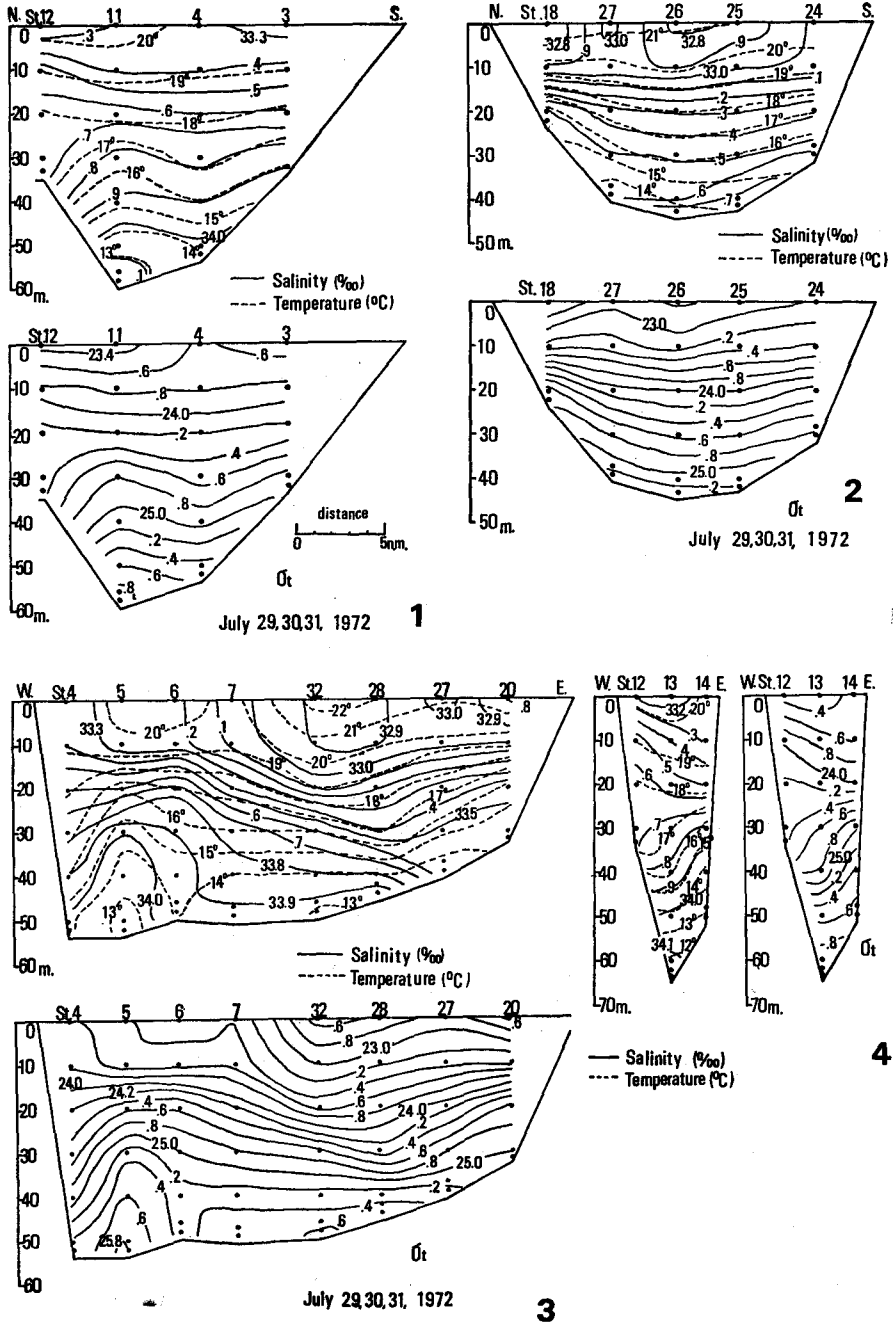


Fig. 14. Vertical sections of salinity, temperature and σ_t . Position of each section is shown in Fig. 13-a.

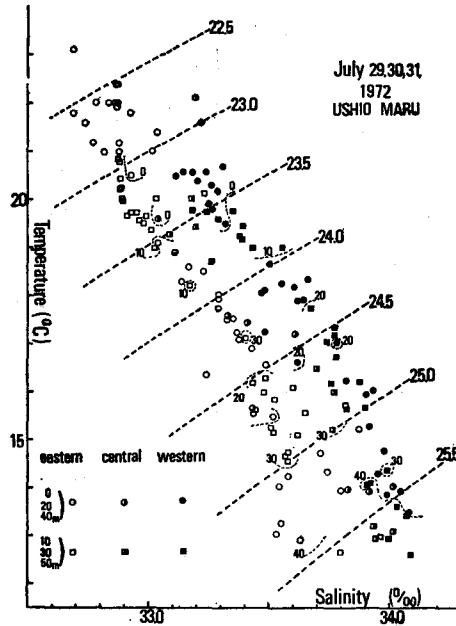


Fig. 15. T-S relations of the western and the eastern bay in July.

として、西湾より塩分は低く、その差が比較的明りょうであることが理解される。

加熱期の極に相当する8月下旬では、夏期の降水等の影響で、表面塩分は7月同様に低く経過し、湾全体の水温は上昇し、15°C以上となる。表面水温は Fig. 16-a に示したようにわずかに西湾が1°Cほど高くなっているが、大きな差はなくなっている。東湾の塩分は湾全域がほぼ一様になっていて、33.0‰台となっている。西湾では湾口部西側に33.4‰以上の水がみとめられ、湾口西側から中央部にかけて高塩分帯となっている。

Fig. 16-b の30m深では、湾口部から西岸沿いに伸びる高塩分帯は明りょうになり、西湾の東側に沿って、東湾水との顕著な塩分の不連続が認められる。青森湾には33.5‰以下の低塩分の水が孤立してみられる。水平塩分傾度の大きい西湾に対して、東湾では経度141°E線に沿って、やや高い水平塩分傾度がみられるが、ほぼ一様に、33.3‰台あるいは33.1‰台の塩分となっている。水温は、所々に小さく閉鎖された等温線が描かれ小渦流のあることがうかがわれるが、20~22°C台に昇温していて、7月の表面水温程度になっている。

海底近くでは上述の深度とは様相が変わり、湾口から南西部の大島にかけて、34‰以上の水が西湾を広くおおい、南部の青森湾あるいは東湾との間に顕著な塩分の不連続域を形成している。湾口部の塩分は1972年7月の場合と同程度であるが、高塩分水の東湾への入り込みは7月に比較して小さく、両湾間の塩分傾度も東湾西側で顕著である。水温分布はほぼ等深線に沿っている感を受けるが、なお高塩分水帯では低温で、低塩分帯で高温という傾向をもっている。

この時期の鉛直断面を Fig. 17 に示した。湾口から青森湾に至る断面1では、33.5‰の等塩分線に代表される塩分躍層が20~30m深にかけてみられ、その下方は33.8‰以上の高塩分水が広く占めていて、St. 21では34.2‰にも及んでいる。したがって表層と海底近くとの塩分差は大きく0.6‰から1‰にも達している。水温の鉛直傾度は30m深までは小さく、22~24°Cの間にあるが、塩分躍層下方の33.8‰以上の高塩分水の鉛直水温傾度は上方にくらべて大きく、60m深で16°C以下に低下して

大谷・寺尾：むつ湾の海洋構造

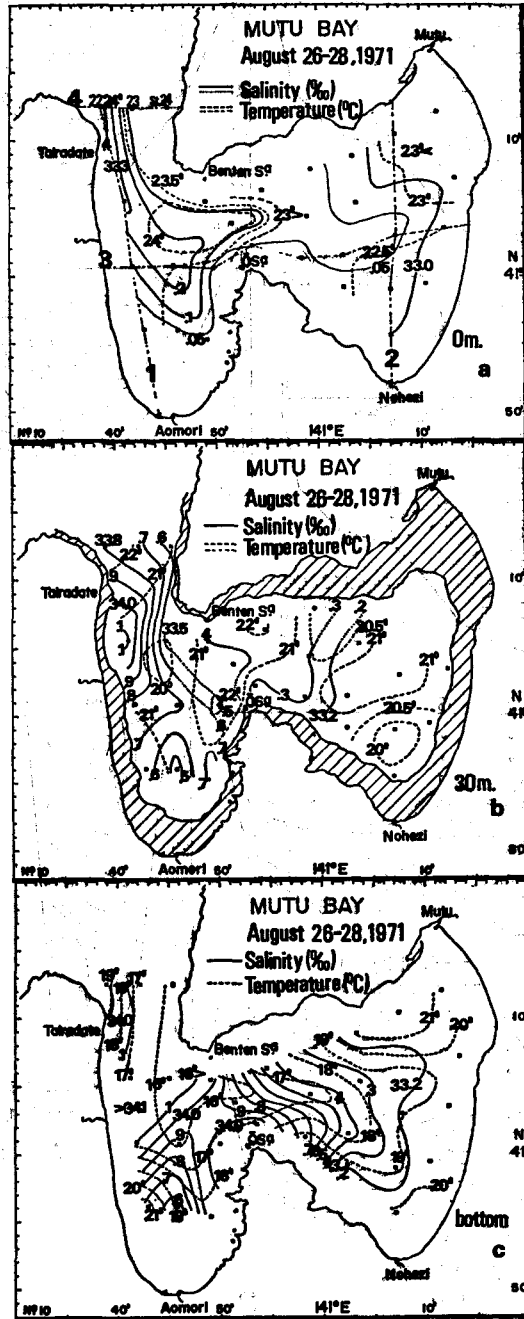


Fig. 16. Horizontal distribution of salinity and temperature at each depth in August.

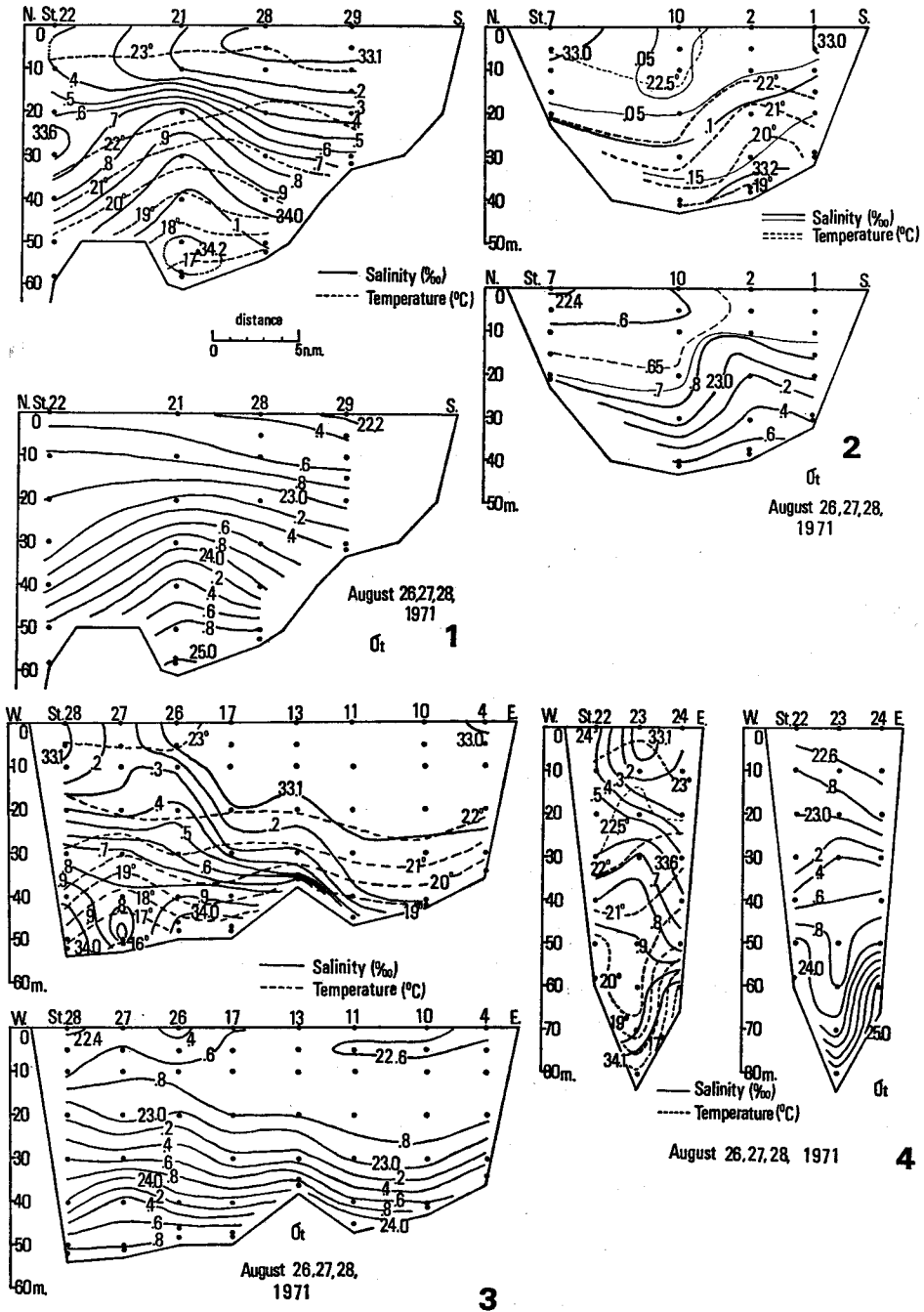


Fig. 17. Vertical sections of salinity, temperature and σ_t . Position of each section is shown in Fig. 16-a.

いる。密度分布もこれらに対応して、20m 深以下で鉛直傾度が大きくなっている。いずれの要素も15m 以深では湾外に向かって深くなり、St. 21 を境として両側の流れの方向が反転していることを示している。

一方東湾にはこのような塩分躍層はみられず、20m 深までは鉛直に等塩分となっていて表面と海底近くとの塩分差も0.2‰程度と小さい。水温も20m 以浅ではほぼ等温で22°C 台となっていて、これ以深で水温は低くなって海底近くでも19°C 前後を示している。これらの分布に対応して密度は南側では10m 深まで、北側では20m 深までほぼ等密度となっていて、海底近くとの密度差は $\sigma_t=1$ 程度である。

東西両湾を横断する断面3では、両湾の相違が明りように示されている。東湾の20m 以浅では各要素とも等しい均一層がひろく形成されていて、高塩分は西湾寄りの海底近くにみられるのみである。西湾では水温・塩分ともに鉛直傾度は大きく、St. 27 の50m 深には周囲より低温・低塩分な水があって小さな塩分極小を示している。これは青森よりの低塩分水と、湾口からの低温高塩水との層重と混合により生じたものであろう。密度分布はこれらに対応して、表層の均一層とこれ以深の高い鉛直密度勾配を有する下層とにわけられる。

湾口部の断面4では、6月同様に海峡東寄りに低塩分の水があるが、50m 以深ではこれとは逆に34%以上で低温な水が東寄りにみられる。水温の鉛直傾度はこの低温水との間をのぞいて20~23°C 台と大きくないが、20°C 以下の等温線は密で、St. 23 を中心として凹状を呈している。これらに対応して等密度線は20m 深までは東寄りに深くなっているが、30~40m 深では凸状、50m 以深では凹状になっていて、海峡部の流れが複雑であることを示唆している。海底近くの低塩分水は7月の高塩分水と同様に海峡西側から流入していると考えられるが、表層水はこれとは反対方向に流出すると思われる。

1971 年の場合、青森の気温変化は旬平均値で、8月上旬に26°C と最高を示し、8月下旬では21°C

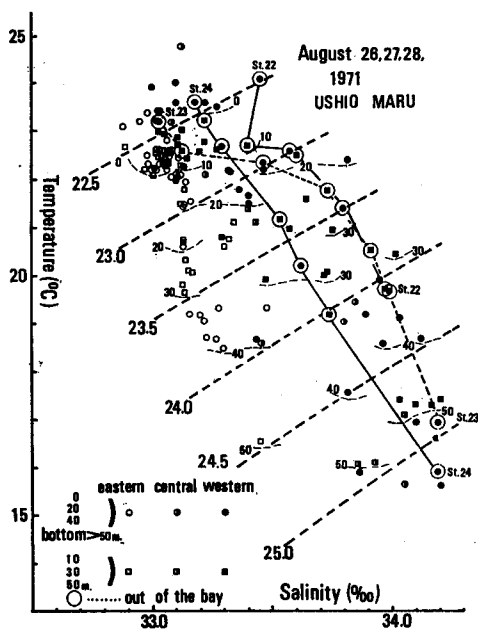


Fig. 18. T-S relations of the western and the eastern bay in August. T-S curves indicate the stations at the entrance of the bay.

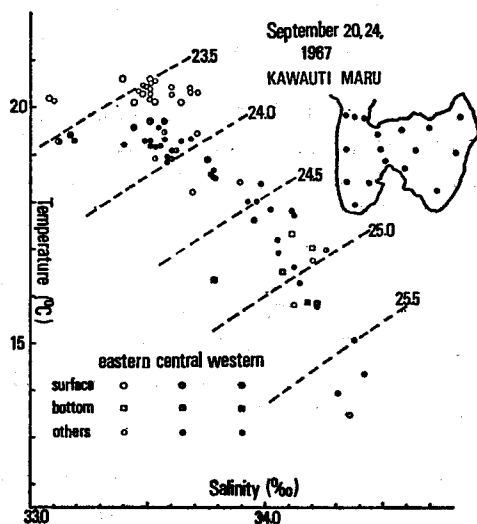


Fig. 19. T-S relations of the western and the eastern bay in September.

と、海水温より低下していた (Fig. 25)。このため、海面近くはすでに冷却を受ける状態にあり、上述のような均一層が形成されるものと考えられる。さらに、西湾では外海の高塩分水の流入が比較的広くみられるのに対して、東湾では限られた範囲にしかみられないので、Fig. 18に示されるように、両湾の特性の相違はT-S図上で上層以深の等温線あるいは等密度線に沿う塩分差によって、明りように分別される。東湾の場合、水深に比して、均一層が深くなっているため、特定な海域をのぞいてT-S分布の範囲は狭まっている。しかし西湾では、深部が外海水によって占められているので、鉛直的な各要素の変化は、7月より少なくなっているが、塩分で約1‰、水温で8°C程度と大きい。

8月の観測の場合は平面図に示されるように、湾口部の測点を湾外にとっているが、そのT-S曲線は西湾内の測点のT-Sの範囲の両端に位置し、St. 24は東湾のT-Sと西湾のT-Sとの境界に沿うように描かれる。このことは湾内水の更新過程において西湾の場合は移流効果をも含めて比較的大きいが、東湾については更に西湾との交換過程を経た後に外海水との更新があることを意味するもので、東湾深部の水の更新は2次的にしか行なわれていないと推定される。

冷却期

すでに8月下旬において表面からの冷却は徐々に始まっているが、9月下旬になるとその進度は早まり、均質な表層の厚さを増して、表層と海底近くの水温差は小さくなる。Fig. 19の1967年の場合、1971年8月の場合より、底水温が低く、塩分も34.4‰と非常に高く、そのうえ東湾と西湾のT-Sに明りような差が認められない。これが、年次的差により生じたものであるか不明である。しかし、表層の水温は20°C台あるいは19°C台と低下し、対流混合層の深さが増していることがうかがわれる。この時期に、東湾の表層水温の方が西湾より約1°C高くなっているが、これは8月の例にもみられるように、両湾の対流混合層の深度の相違によって生ずるものであろう。

1971年10月中旬の場合でみると、西湾奥をのぞいて、この時期ではすでに表面から海底まで均質になっている。Fig. 20のa, b両図をみても、東湾については各要素の分布の形はほとんど一致していて、弁天島から野辺地湾にかけて不連続域が形成されていて、これより北東側では相対的に低温・低塩分になっている。西湾中央には33.8‰以上の高塩分水が、表面の均一さと対照的に孤立しているが、

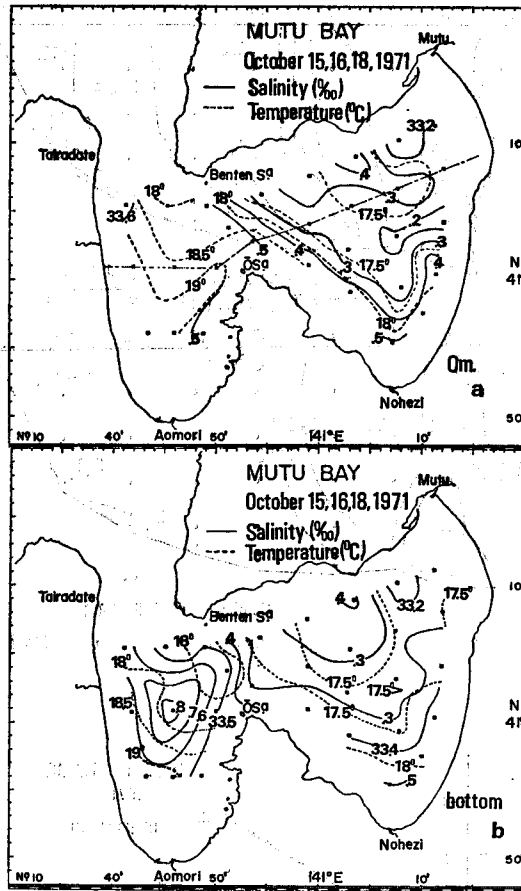


Fig. 20. Horizontal distribution of salinity and temperature at the surface and the bottom in October.

この水は湾口部とは連絡してはず、Fig. 21の断面から知れるように、反時計回りの渦流として、これ以前の時期より持続して残っているものと思われる。西湾と東湾との間にみられる不連続域は鉛直的に表面から海底まで維持されていて、前述の孤立高塩分水の範囲をのぞき、全湾で、鉛直的に均質となっている。さらに両湾の塩分差も加熱期に比べ、大きく減少しているので、両湾の水平方向の密度差も少なく、冷却に伴う対流混合が、この時期に至って始めて海底にまで達するものと思われる。

その結果、Fig. 22に示されるように、T-S分布の範囲は狭くなり、ほぼ $\sigma_t=24.0\sim 24.2$ の間に見られ、相対的に東湾は西湾より、低塩分、低温の範囲を占める。対流混合の結果、熱の下方への伝達が進むので、海底近くの水温はこの時期に 17°C 以上と周年の最高を記録している。

冷却期の進むにつれて、湾全体に水温が低下して行くが、水深の浅い東湾は西湾よりその度合いが大きい。Fig. 23の1964年の場合、東湾の観測は西湾より1旬おそく行なわれているが、この観測時のずれを考慮しても東湾の水温低下が西湾より大きいことは東湾の水温がすでに 8°C 前後と、対馬暖流の冷却期末期の水温以下に低下していることから推定される。

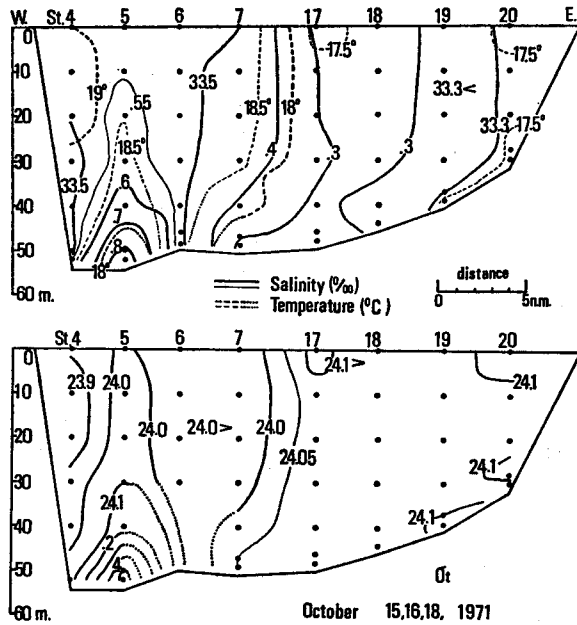


Fig. 21. Vertical sections of salinity, temperature and σ_t . Position of the section is shown in Fig. 20-a.

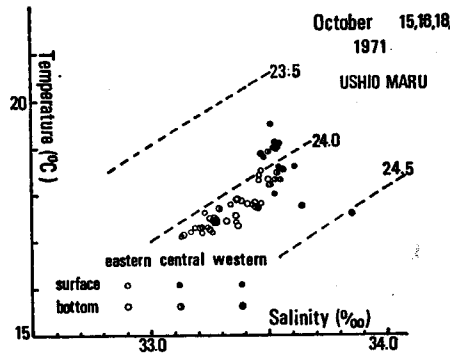


Fig. 22. T-S relations of the western and the eastern bay in October.

この時期から旬平均気温は 0°C 以下に低下し、降雪もみられるので、冷却はますます進行して、3月中旬には、冷却末期の項でのべたような海況に至ると考えられる。

これらの周年変化をまとめて T-S 図に示すと Fig. 24 のようになる。全般的に見て、西湾底部の塩分は冷却期の一時期を除いて、 34.0‰ 以上と高く、西湾には外海水が絶えず流入していることが示されている。一方東湾では塩分が 34‰ をこえるのはまれであり、東湾全体としても低い塩分の範囲に示され、冷却期の特性の範囲も西湾に比せまい。これらは、これまでに述べたように、外海水と湾内水との交換が東湾と西湾を通じて同一過程によって行われるものではないことを意味するものである。

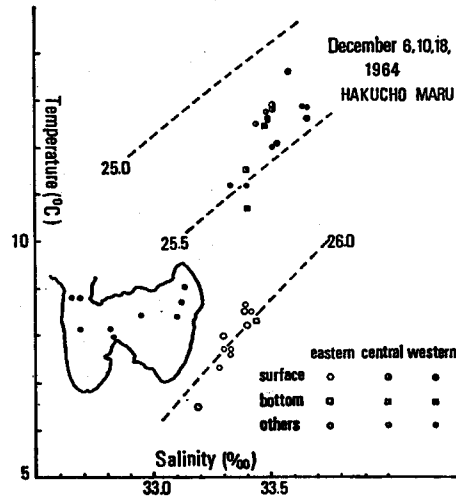


Fig. 23. T-S relations of the western and the eastern bay in December.

湾内の塩分は河口等の特殊な場所を除いて融雪期に大きな低下をみせ、また大量な降水の時期にも低下するが、その範囲はおおよそ32.0‰程度である。したがって、湾内の塩分変化の範囲は、対馬暖流水の極大塩分値と湾内での希釈の大きさの間にあり、32.0~34.5‰程度と考えてよいだろう。

水温変化は3月に極小を示し、8月に極大となり、その範囲は4~24°Cの間である。しかし深部の水温についてみると、極大は冷却混合の進んだ10月に記録される。これは加熱期には湾内の鉛直密度勾配が大きく、熱の下方への伝達が妨げられているため深部の水温上昇がおそく、冷却期に対流混合の結果、相対的に深部の水温が上昇するためである。

考 察

水温・塩分の周年変動の大きさ

前章に記述したように、むつ湾は湾口の小さいことならびに湾内がさらに地形的に2分されていることなどから、海水の特性には地域的な差が著しく、外海水の特性は湾内で大きく変えられて、むつ湾固有の水を形成している。特に西湾の奥部や東湾では水深の浅いことや、大量な陸水の流出による希釈等、変質の度合いが大きく、単一な外海水の流入する湾でありながらその特性の周年変化は大きい。

今までに得られている資料からその変動の幅を知るために、年次の差を無視して、周年にわたってまとめると、Fig. 25 のようになる。

水温についてみると、表面ではほぼ気温の変化に対応しているが、極大は8月、極小は3月と、気温変化より約1カ月のおくれがある。これは気温変動の幅が海水温の変動より大きいために生ずることで一般的に見られるものである。湾内全域での水温差は周年を通じて4°C内外であるが、冷却期初期では2°C内外と小さい。東西両湾についてみると、加熱期では東湾の水温が相対的に高く、冷却期にはこれと反対に西湾の方が高くなっている。これは、加熱期には東湾の滞留、希釈等の影響が、冷却期には津軽暖流の温暖性がそれぞれ強調されてあらわされるためである。

海底面では、加熱期の水温上昇の割合が小さく、津軽暖流水が直接流入している地点をのぞいては、20°Cをこえることはない。また極大水温は冷却の進んだ10月頃にみられる。東西両湾の水温差は、

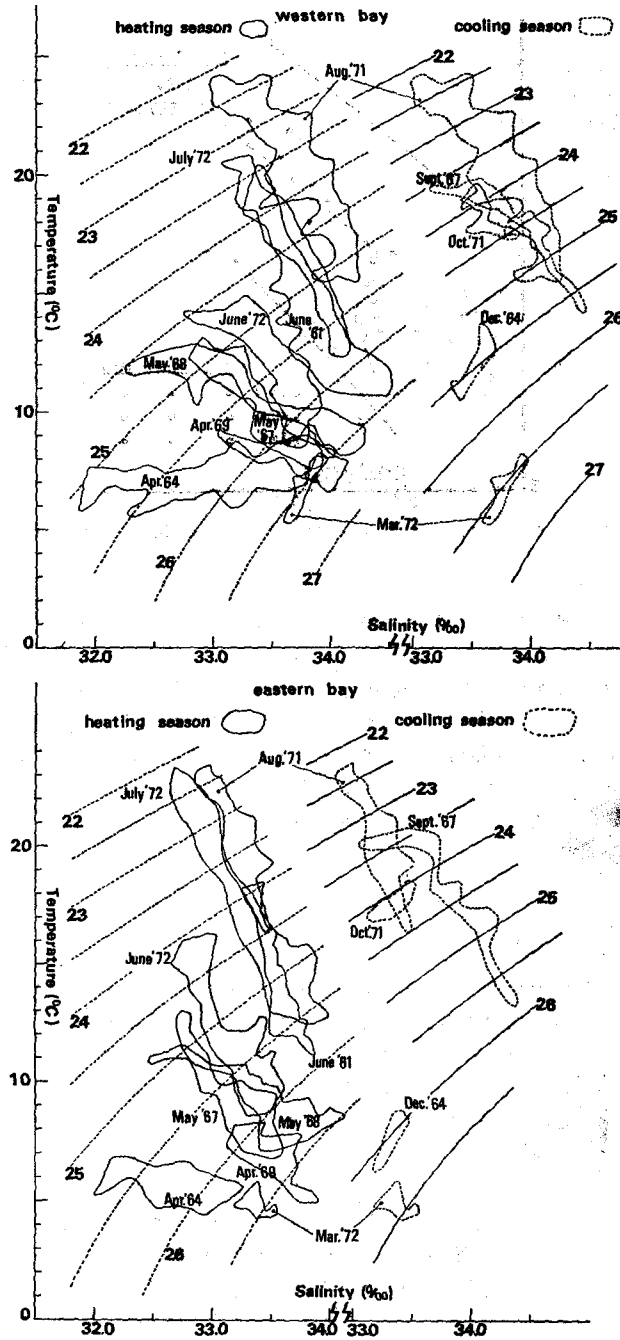


Fig. 24. Schematic diagram of montly changes of the T-S limits.

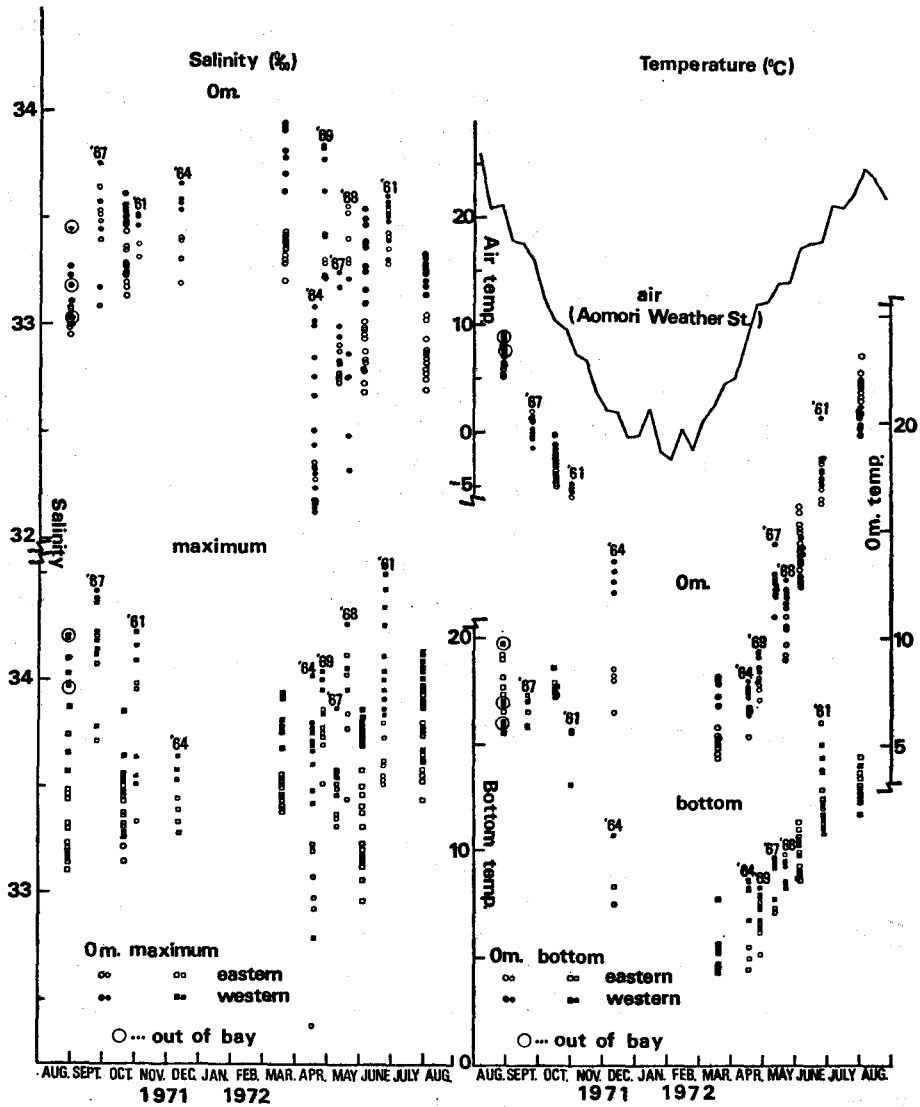


Fig. 25. Limits of salinity and temperature through a year, and ten-day mean air temperature at the Aomori weather station.

10月と6月とを境として、夏期にかけて東湾の水温が高く、冬期にかけては西湾の水温が高い。その差は大きくとも表面同様4°C程度である。表面と海底面との水温差は冷却期には小さく、加熱期に入ると増大し、7月に最大となって8°C程度となっている。

塩分についてみると、その季節変化と同程度に、年次による差の大きいことが示される。表面では、山岳地帯での積雪量の差に対応して、融雪期の希釈の状況が極小塩分、33‰~32‰と大きく変動している。しかし、全体的にみると西湾奥を除いて常に東湾の塩分は西湾より低く経過して、冷却期

には塩分高く加熱期には塩分が低下する傾向が明らかに認められ、先の函館海洋気象台の報告¹²⁾に一致する。

塩分の極大値も同様に常に西湾の方が東湾より高くなっているが、その極大は初夏あるいは秋にみられ、その極大値は34.4‰をこえる。これは対馬暖流表層水、あるいは中層水自体の塩分変動¹⁴⁾と時期をおくれて対応するもので、津軽暖流水の極大塩分が $\sigma_t=25.5\sim 26.5$ の間で8月から12月の間にみられることにも一致する。西湾の塩分極大値の範囲はひろく、0.6~1‰にも及び、東湾の塩分極大値が34‰をこえることはまれであるが、時として、夏期あるいは秋期に高塩分水の流入がみとめられている。極大値は全体として冷却期には低下し、加熱期に高い傾向を示しているが、これは湾内の成層期、対流混合期にそれぞれ対応するものであり、鉛直方向の水の混合過程の変化をあらわすものである。

この大きな変動の幅は、春には親潮系の水塊が、秋にはむつ湾と同じく津軽暖流水とが周期的に交替して流入する噴火湾の特性変化^{15)~18)}に匹敵するものである。噴火湾の場合、極小水温は親潮系水の融水水が流入する加熱期初期に中層で記録され、1°C 台またはそれ以下に低下する。この中層で深の低温は秋期の津軽暖流水の流入期まで持続される。表面水温は夏期に23~25°C程度と湾外より高く上昇し、むつ湾と同程度になる。塩分はむつ湾より全体として低い範囲で変動するが、平均塩分として、春夏季の32‰台から秋冬期の33.8‰とはほぼ東湾の変動幅に対応している。

むつ湾と噴火湾は津軽海峡をはさんで、南北に約150kmへだたって位置し、面積と容積はそれぞれ、1.4倍、2.4倍と噴火湾の方が大きい、同程度の規模であり、秋から冬にかけては同じ津軽暖流水を起源とする水によって占められていることになる。しかし、噴火湾の方が冬期の冷却が大きく、冷却による水温降下は湾全域で3°C台になり、 $\sigma_t=27.0$ 程度の高い密度を有する水に変成される。

両湾ではともに帆立貝等の増養殖漁業が盛んになって来ているが、貝などの発生、生育などに与える環境条件の影響の差異を究明するためにも両湾における比較研究は興味ある問題であろう。

特性変化の年次変動

これまで述べて来たように、湾内の特性は周年を通じて大きく変化しているが、Fig. 7、や Fig. 8に示されるように、年次による特性の相違もまた大きい。むつ湾の場合、湾口が小さいため外海水との交換は少ないと考えられ、さらに湾内に注ぐ河川の長さは短いので、大量な降水や融雪水の影響を比較的短い期間で受ける。Fig. 7や Fig. 8の例のように、融雪水による希釈の量、時期などに大きな変動がある場合この時期にちょうど、浮遊期にある帆立貝の発生成育になんらかの影響を与えるであろうし¹⁹⁾、また浮遊稚貝の湾内における分布状態や、湾外への流出等にも影響する²⁰⁾ことが予想される。

Fig. 26に、比較的同時期の観測が多い8月下旬の30m深の塩分と水温を示した。この時期は加熱から冷却へと転換する時期に当たっていて、30mの深さは表面近くの均一層とその下層との境界付近に相当する。したがって、表面からの冷却の進行度合の大きさによって、湾内の各点の値はことなる。水温についてみると、各年ともほぼ21°Cを中心とした値であるが、その値の範囲は年により大きくことなっている。1963年の場合、18°Cから23.5°Cと大きく、成層状態が維持されていたことがうかがわれる。

塩分についてみると、その変動幅は周年の塩分変化の大きさに匹敵するほどで、1963年の32.4~33.3‰から、1968年の33.1~34.2‰と大きく、また各年とも東湾の方が西湾より全体として塩分が低いが、その東湾と西湾との差も年によって異なっている。これらの塩分値の相違は、夏期の降雨量の相違を反映するものであろう。前節の Fig. 25にも示されるように、流入する外海水自体の年次変動も加味されて、湾内水の特性の変動は周年を通じて気象条件の変動を容易に受けやすい。先にもふれたように、融雪水の流出量や流出時期の違いは、鉛直構造の成層状態を変化させ、それ以後の加熱

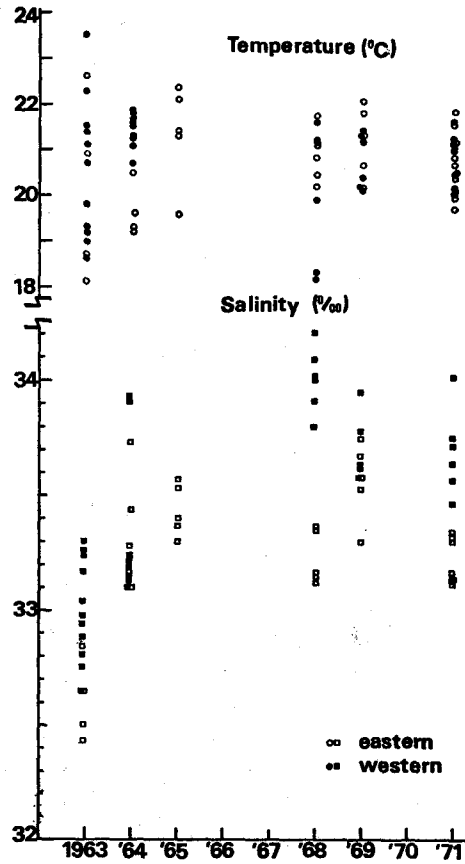


Fig. 26. Variations in salinity and temperature by the year at late August.

期の水温上昇にも影響を与え、付着期に移行した帆立稚貝の成育に年次的差を生ずる¹⁹⁾ことも考えられる。

同様に、冷却期直前の大量な降雨による表層の希釈は、その後の対流混合の進行を妨げることになり、海底近くの海水の鉛直更新をおくらせることになる。この時期はまた、帆立の稚貝が付着生活から着底生活に移行する時期に相当しているので、夏期以来海底近くに滞留している海水の更新は、その物理・化学的環境の更新という点で重大な意味を有すると考えられる。

このように、周年変化にはある一定した変化のPatternが認められるが、年によりこれらのPatternから大きくはずれる現象や、これらのPatternの時期的なずれなどを時として生じるので、生物の飼育管理上、これらの変動は充分注目されなければならない。これらの変動のうち、融雪水等は冬期の積雪状態から予測され得るだろうし、多量な降水の後の海況についても資料の蓄積から予測は可能であろう。しかしこれらについては今後の研究にまたねばならない。

外海水自体の変動については現時点でその予測を行うことは困難であるが、日本海における実測から対馬暖流水の変動とむつ湾におよぼすその影響を知ることが、可能となるであろう。これらの意味において、気象条件のは握と、現在実施されている陸奥湾漁業開発基本調査²⁾の、自動観測ブイによ

る海況要素の連続記録は、漁業生産の場としてのむつ湾を知るうえで重要な手掛りを与えるものと考えられる。

陸水による湾内水の希釈

このように、塩分値は常に東湾が低くなっているが、これを東西両湾全体としての平均塩分でもってあらわすと、Fig. 27 のようになる。平均塩分は 10m 深ごとの塩分の平面分布図から Planimeter を用いて各塩分値の面積を求め、深さについて積算して塩分総量を算出し、各湾の容積(質量)で除した値である。平均塩分で見ると、東湾はいずれの時期でも西湾より低く、その差は対流混合の進んだ 10 月では小さいが、その他の時期では 0.3~0.5‰ と大きい。湾内の海水の塩分濃度の変動は、降水、蒸発、流入する外海水の塩分濃度の変化等の影響を受けていることは当然であるが、このような同一の湾において地域的に差異がみられるのは、陸水の影響が主たるものである。

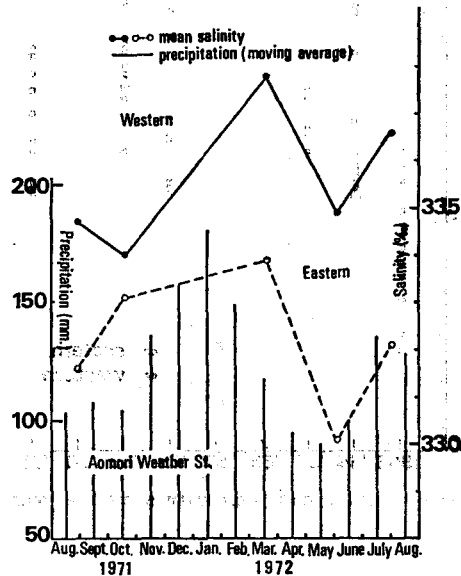


Fig. 27. Seasonal changes of mean salinity in the western and the eastern bay, and monthly precipitation by three-month moving averages during the study period at the Aomori weather station.

ここで陸水の流出による希釈の度合をあらわすための Dilution Index を次のように定義する。湾内での降水、蒸発は全域において一様とし、湾内の観測点のうちで塩分の鉛直平均値の最も高いものを流入する外海水に一番近い水としてとる。その値は外海水そのものの塩分濃度より低くなっていることは予想されるが、陸水の流出による希釈を最も受けていない水の値であろうし、これを基準とすれば、湾内における降水・蒸発の影響を一応とり去ることになる。この基準塩分値と他の観測点での塩分の鉛直平均値との差は陸水の流出によって希釈されたためと考える。そうすると、各観測時毎の基準値に対して、各観測点の単位面積当りの水柱について加入された淡水量が求められる。これをここでは単位面積当りの水柱の淡水の高さ (cm/cm²) で、あらわし、Dilution Index とする。

各観測について Dilution Index の分布を示すと Fig. 28 のようになる。図中 0cm/cm² の等値線は基準とした地点を意味し、(-) に表示されている 10 月の西湾中央の地点は前章に述べたように、この

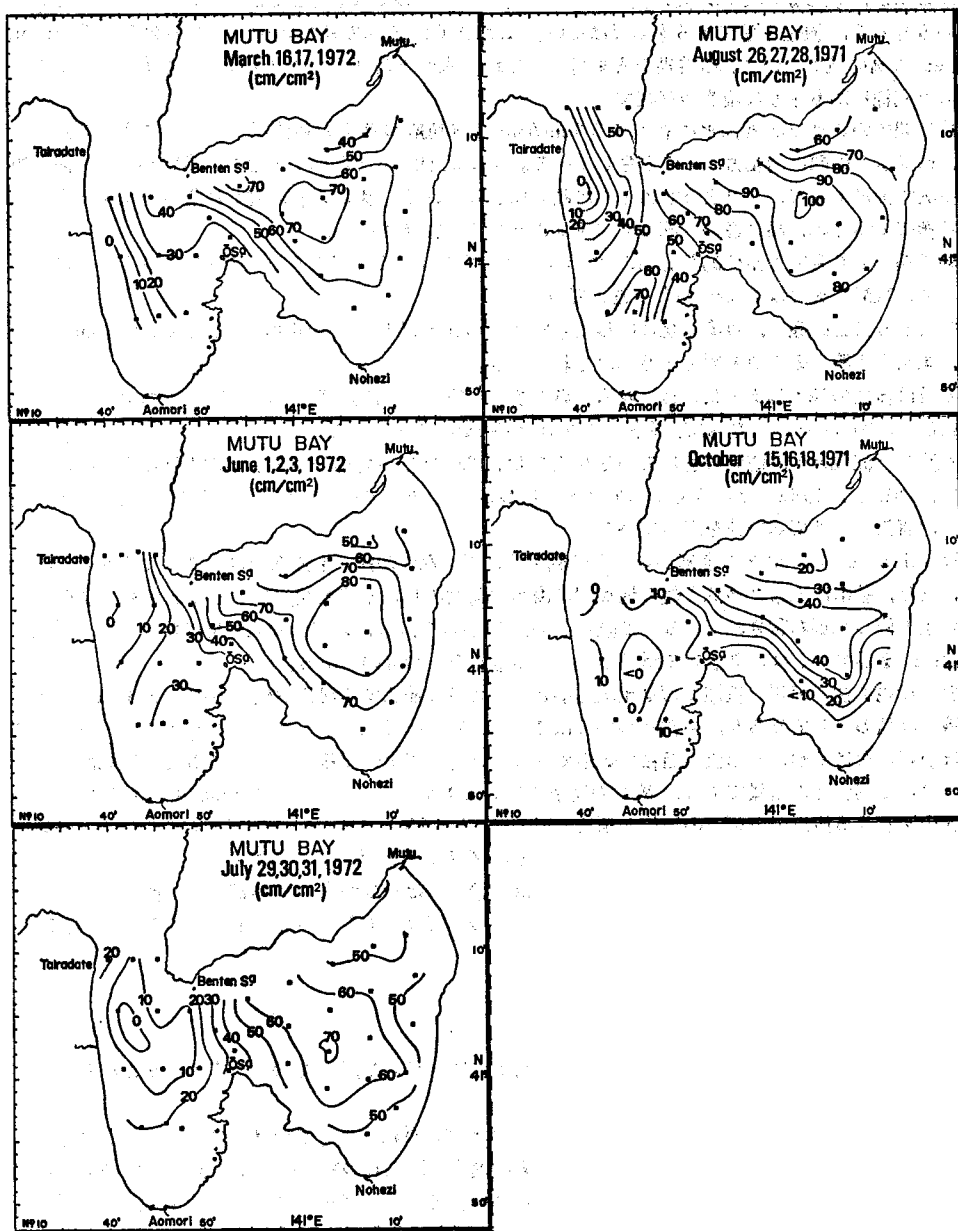


Fig. 28. Distribution of Dilution Index by the water discharge in height of a column of fresh water per unit area (cm/cm²).

地点の水が、明らかにそれ以前に流入した水と考えられるので基準としなかったために(一)となっているもので、濃縮を意味するものではない。これまでに述べて来たように、この図でも Dilution Index の高い値は、いずれの時期でも東湾にみられ、東湾と西湾の間には平面図の等塩分線で示されるのと同様に明りょうな境界が存在する。

冷却期末の3月では外海水に相当する $0\text{cm}/\text{cm}^2$ の等値線が西湾の西岸沿いに湾奥に入りこんでいて、西湾水との間に南北方向の境を生じている。東湾は $50\text{cm}/\text{cm}^2$ 以上と全体に高いが、最も高い値は東湾中央にあって、これより北西方向に高い値がみられる。両湾の間の境界は北西-南東方向に沿う等値線で示され、高い値の一部は湾口東部に連なると推定される。

融雪期末の6月でも全体的な分布の Pattern は3月と同じようであるが、東湾と西湾との差は大きくなり、東湾中央では $80\text{cm}/\text{cm}^2$ を越えている。

7月も6月と同様で、西湾は全域にわたって $30\text{cm}/\text{cm}^2$ 以下と低いと東湾はひろく $50\text{cm}/\text{cm}^2$ 以上で、東湾と西湾との境界も明りょうに示されている。

8月は多量の降水があったため、西湾の奥も多量の降水の流出が認められるが、東湾ではこれより更に高く、 $70\text{cm}/\text{cm}^2$ となって、東湾中央では $100\text{cm}/\text{cm}^2$ をこえている。

東湾の対流混合が海底面に達している10月では、湾全体の平均塩分から推定されるように、全体的に、Dilution Index は小さくなっている。しかし、分布の Pattern は3月と似ていて、東湾中央から北西部にかけて高い値を示している。

Dilution Index はその定義から、河口域を除いて、水深の浅い沿岸部では小さくなるものであるし、また、基準にとった地点と他の地点では海水の湾内における滞留期間がことなるうえ、基準にとった水と同じ水が希釈されているとは限らない。しかしながら、いずれの観測時においても、同様な Pattern を示すことは、湾水の更新過程に一つの意味をもつものである。

むつ湾内に注ぐ河川の流域面積は比較的小さく、西湾に流入する河川の流域面積は $9.8 \times 10^2 \text{km}^2$ と西湾の面積の1.8倍であり、東湾については $11.6 \times 10^2 \text{km}^2$ で1.1倍である。河川の流量自体については資料に欠けるが、この流域面積に対応するものと考えてよいだろう。そうすると、流域面積についてはほぼ同程度の規模であり、湾との面積比では大きく、さらに流域内に標高1000mを越す八甲田連山を有する西湾の方が湾の単位面積当たりについては、陸水の流入量が大きいはずである。しかし、上述のように東湾の方が常に多く希釈されている。このことは外海水と湾水の交換が常に西湾の方が東湾より大きく、また、東湾と外海水との交換は直接的には行なわれず、西湾水との間を経ていることを示すものであろう。湾水の交換や流動の状況については、あらためて別報に述べる予定である。

要 約

むつ湾の海洋構造等の特性について周年にわたる記述を行ったが、その主なものをまとめると次のようである。

- 1). むつ湾は湾口の小さいことから推定されるように、外海水との交換は小さく、流入した外海水は湾内でその特性を大きく変えられる。そのため湾内水は湾固有の特性を示し、東湾においてその性格が強く、東西両湾の間には特性の相違が認められる。その内容は融雪期・多雨時期等、加熱期を主としてみられる希釈現象と、水深の浅い湾内で早くに進む冷却期の水温低下である。外海水と湾内水とのこれらの特性の相違は加熱期の塩分差で1~2%、冷却期の水温差で4°Cにも達する。
- 2). 融雪期の塩分希釈は周年を通じて最も大きく、表面塩分は32%前後に低下する。したがってこの時期には塩分の鉛直傾度も最大となる。一般的に加熱期は表面からの水温上昇もあずかって、鉛直密度勾配は大きく、7月に最大となっている。一方冷却期では東湾がより早くに成層構造を失い、10月にはほぼ海底近くまで均質となる。冷却期に入ると東湾では水平的にも均質に近くなり、弁天島一

野辺地湾にかけて、各要素の分布に明りょうな境界が形成される。外海水の流入する西湾では成層状態は東湾よりおそくまで認められるが12月以降は鉛直的に均質となる。

- 3). 湾内水の周年の変動の範囲は表面で大きく、塩分では31.5~34.0‰で、融雪期の塩分低下が大きい。水温は3月の4°C台から8月の24°C台と気温の変化に約1と月遅れて変化している。深部の海底近くでは変動の範囲はこれより小さく、塩分で33.0~34.5‰で、表面と同様に融雪期に最低となっている。水温は3月の4°C台から冷却の進んだ10月の18°C台と、最高水温は表面より遅れて記録される。
- 4). 東湾と西湾の特性の相違は周年にわたってみられ、この間に不連続域が形成されることから、湾水と外海水の交換過程において、東西両湾に差異のあることを指摘した。
- 5). むつ湾の特性の変化に影響を与える大きな要因として気象条件があげられる。したがって、気象条件の年変動はむつ湾の生物生産の場としての機能にも影響することを述べ、海況要素の連続測定と気象条件のはあくの重要性についてふれた。

文 献

- 1) 青森県(1973). 陸奥湾漁業開発基本調査, 第1回委員会議事録, 20p. 青森; 青森県庁.
- 2) 青森県むつ小川原開発室(1972). むつ小川原開発の概要, 63p. 青森; 青森県庁.
- 3) 大谷清隆(1973). 陸奥湾の沿岸流に関する調査. 陸奥湾における沿岸流に関する調査報告書, 2-81. 青森; 青森県庁.
- 4) 青森県水産試験場(1972). 漁況海況予報事業資料定線観測結果表, 218p. 鯉ヶ沢; 青森県水産試験場.
- 5) 青森県陸奥湾水産増殖研究所(1962). 海洋観測. 青森県水産増殖研究所業務報告書, 19-23.
- 6) 青森県陸奥湾水産増殖研究所(1964). 同上. 同誌, 132-147.
- 7) 青森県陸奥湾水産増殖研究所(1965). 同上. 同誌, 199-212.
- 8) 青森県陸奥湾水産増殖研究所(1966). 同上. 同誌, 201-209.
- 9) 青森県陸奥湾水産増殖研究所(1968). 同上. 同誌, 485-491.
- 10) 青森県水産増殖センター(1972). 同上. 青森県水産増殖センター事業概要, 1, 125-130, 292-296.
- 11) 長沼光亮(1966). 1963年~1964年の各春季における日本海の海況. 日本海サンマ共同調査報告集, 1-30. 新潟; 日本海区水産研究所.
- 12) 函館海洋気象台(1961). 津軽海峡観測15年報. 気象庁技術報告, 9, 1-62.
- 13) 函館海洋気象台(1964). 津軽海峡総合調査報告. 函館海洋気象台要報特別号, p. 149.
- 14) 宮田和夫(1967). 重要海域における大規模冷水塊の消長・形態の解明, 対馬暖流中層水塊の変成と冷水域内水塊の特性および変動について. 水産資源の分布成長に及ぼす冷水塊の影響に関する報告書, 1-11, 新潟; 日本海区水産研究所.
- 15) 大谷清隆, 秋葉芳雄(1970). 噴火湾の海況変動の研究. I. 湾水の周年変化. 北大水産彙報, 20, 303-312.
- 16) 大谷清隆(1971). 同上. II. 噴火湾に流入・滞留する水の特性. 同誌, 22, 58-66.
- 17) 大谷清隆・秋葉芳雄・吉田賢二・大槻知寛(1971). 同上. III. 親潮系水の流入・滞留期の海況. 同誌, 22, 129-142.
- 18) 大谷清隆・秋葉芳雄・伊藤悦郎・小野田勝(1971). 同上. IV. 津軽暖流水の流入・滞留期の海況. 同誌, 22, 221-230.
- 19) 菅野溥記(1972). 奥内池先における浮遊幼生出現状況と付着稚貝の関係, 青森県水産増殖センター事業概要, 1, 51-57.
- 20) 津幡文隆・伊藤進・菅野溥記・赤星静雄・長谷義夫(1965). 漂流瓶による陸奥湾内の潮流調査. 青森県水産増殖研究所業務報告書, 210-216.