



Title	噴火湾の海況変動の研究：III. 親潮系水の流入・滞留期の海況
Author(s)	大谷, 清隆; OHTANI, Kiyotaka; 秋葉, 芳雄 他
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 22(2), 129-142
Issue Date	1971-08
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/23445
Type	departmental bulletin paper
File Information	22(2)_P129-142.pdf



噴火湾の海況変動の研究

Ⅲ. 親潮系水の流入・滞留期の海況*

大谷清隆**・秋葉芳雄**・吉田賢二***・大槻知寛****

Studies on the Change of the Hydrographic Conditions in the Funka Bay

III. Oceanographic conditions of the Funka Bay occupied by the Oyashio waters.

Kiyotaka OHTANI, Yoshio AKIBA, Kenji YOSHIDA and Tomohiro OHTSUKI

Abstract

Generally, the coastal water containing the melting waters of drift ice of the Oyashio system and flowing the northeastern side of the bay comes into the Funka Bay through the upper layer from March to May. It takes about two months for that water to spread over the whole bay. This cold and less saline water stays in the bay during summer until it is entirely replaced by the waters coming from the Tsugaru Warm Current except for the bottom water.

In this period, the salinity of the upper layer in the bay rapidly decreases and the temperature at the mid depth shows its minimum value of the year, due to the inflow of the Oyashio coastal water, but its amount varies considerably from year to year. In 1968, the Oyashio coastal water occupying the bay amounted to 95% of the volume of the bay, and reached to a depth of 80 meters, while in 1969, it did not exceed 55%, and was limited to a depth of 50 meters. Consequently, in 1968, the temperature at the mid depth fell down below 3°C. and it stayed at that temperature for a long time till August, but in 1969, such a cold water was found only until May the upper layer being soon warmed by the heat coming from the surface. The Funka Bay water formed in previous winter, having the characteristics of dense and saline water, flowed out from the bay in 1968, but it remained in the deep region in 1969.

The oceanographic conditions of the bay in summer are very variable due to the amount of the Oyashio coastal water coming into the bay. The years of 1968 and 1969 show two typical features of the bay, with a big and a small amount of the Oyashio coastal water, respectively.

1. ま え が き

北海道開発局では北海道開発計画調査の一環として、漁場造成調査を企画し、1967年度から3か年
にわたって、噴火湾について、各関係機関の協力の下に、総合的な栽培漁業開発調査を実施した。著
者らは漁場の物理的環境をはあくするために、1968年度から同調査に参加し、函館水産試験場の協力

* 日本水産学会北海道支部大会(昭和45年12月5日)で講演発表。

** 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)

*** 現在鹿児島大学大学院漁業学専攻科 (Laboratory of Fisheries Oceanography, Faculty of Fisheries, Kagoshima University)

**** 現在、東京都水産試験場大島分場 (Tokyo Fisheries Experimental Station, Oshima Branch)

をうけて、噴火湾内の海洋調査を実施した。1968年度の調査資料に基づいて第1報¹⁾に湾内に流入する外洋水の交替に伴う湾内水の周年変化の概要を述べ、海況の特徴から、親潮系水の流入期、滞留期、津軽暖流水の流入期、滞留期と4つのPatternに分けられることを示した。噴火湾に流入する外洋水は親潮系水と津軽暖流水であることは小藤²⁾によって指摘されていたが、第II報³⁾にこれらの外洋水の特性を示し、親潮系水については、十勝沖合を春早くに南下する流水の融氷水を含んだ親潮沿岸水(Oi)が主であることを述べた。更に湾内に流入したこれらの水は湾内に滞留している間に変質をうけ、夏期には表層に高温で低塩分な水型(Fs)が形成され、一方、冬期には低温で高塩分な水型(Fw)が形成されることを述べた。

本著においては親潮系水の流入経路、湾内水と親潮系水との交替量の年変化および年次的差、そして交替量の多少に対応する海況の変化について報告する。

報告にあつて、調査に協力いただいた函館水産試験場の各位、海洋観測に同行された伊藤悦郎、内田民男、小野田勝、岡崎喜久男の各氏、調査に際し種々便宜をいただいた砂原漁業協同組合の各位、ならびに同組合所属漁船、大栄丸、久宝丸、松盛丸、第三吉丸の船主、船長各位、観測資料の提供をいただいた青森水産試験場、の方々には謝意を表します。また本著を校閲され、種々御助言いただいた竹内能忠教授にお礼を申し上げます。

2. 資 料

海洋観測は Nansen 採水器と転倒温度計を用いた通常の各層観測で、各地点 6~7 層について採水測温を行なった。塩分は Auto-Lab Inductive Salinometer によって測定した。湾内の観測は 1968 年度については、函館水産試験場による 3 回の調査と、当教室所属調査艇“ゆうから”ならびに漁船を使用した 4 回の調査と通算 7 時期の資料が得られたが、気象条件その他の理由により湾内全域について資料が得られたのは 3 回だけである。1969 年度の場合は、主として漁船を使用した 4 月から 10 月までの各月 1 回の観測と、“ゆうから”を使用した補助的な定点観測と、函館水産試験場による 11 月、2 月の観測とが行なわれ、各回 17~21 地点について資料を得ている。これらの観測結果については各年度毎に、栽培漁業開発調査資料^{4,5)}として刊行されている。

湾外の地点について漁況海況予報事業の一部として行なわれた函館水産試験場と青森県水産試験場の海洋観測資料を用いた。

3. 結 果

a) 親潮系水の流入経路

例年 2~3 月頃に、Okhotsk 海から太平洋に流出する流水は、釧路から襟裳岬にかけて、十勝沿岸を南下する。その間に、流水は融解し、十勝沿岸の表層水は低温で低塩分に変質される^{6,7)}。この流水の融けた低温で低塩分な水は、主として十勝沿岸の大陸棚上に分布するが、その一部は日高沖合海域の上層に広がり、苫小牧沖合から、恵山岬に至る海域を広くおおってしまう。冬から春にかけてのこの海域の観測は、噴火湾口付近について小藤²⁾が行なった調査があるのみなので、この融氷水が襟裳岬を回って西方に伸展して来る状況については不明である。

Fig. 1 に 1968 年のこの融氷水のひろがりを、30 m 層での 33.0‰ の等塩分線を指標として⁸⁾、月毎の変化を示した。この融氷水が日高沖合を広く占めているのは 5~6 月までであり、6 月または 7 月に入ると、これに替わって津軽暖流水が日高沖合に向かって、北方に伸展して来る。そのため、低塩分な融氷水はほぼ恵山岬と浦河を結ぶ線を中心として、東西に分断され、西側の水は噴火湾とその沖合に閉鎖された形でとり残される。津軽暖流水が日高沖に伸展して来る時期は 5 月以降と推定され

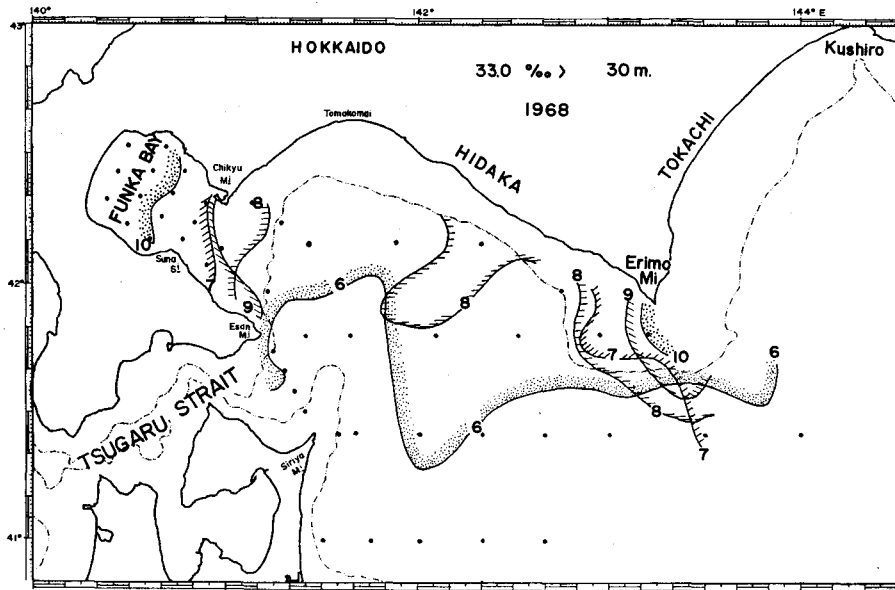


Fig. 1. Recession of the melting waters of drift ice (Oi water). Numerals indicate the month.

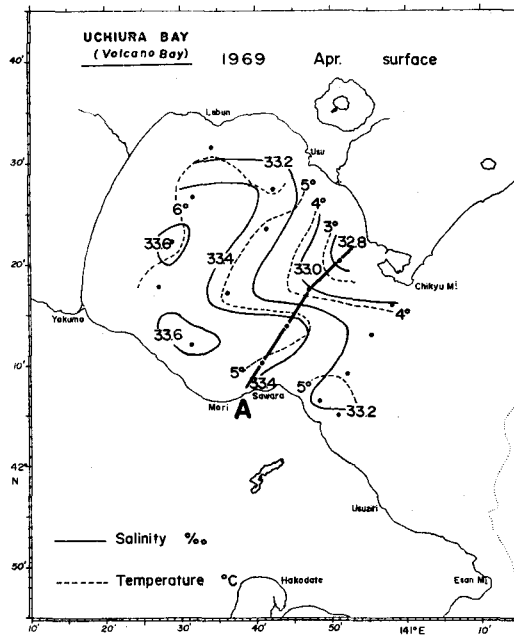


Fig. 2. Horizontal distribution of temperature and salinity at the surface, April 11 and 13, 1969

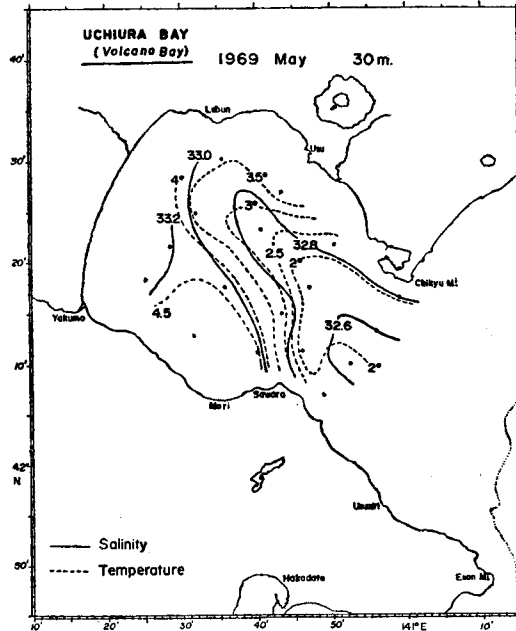


Fig. 3. Horizontal distribution of temperature and salinity at a depth of 30 meters, May 3 and 4, 1969

るが、夏期には噴火湾口に達するので、噴火湾に流入した融氷水は湾内に閉鎖されて滞留する。湾外のこのような海況の Pattern は年による時間的ずれや、規模の相違があるが、1950年前後に行なわれた調査によって得られた結果⁹⁾に一致している。また夏期の閉鎖された状態も、1932年⁹⁾、1942年¹⁰⁾の調査結果や、前述の1950年前後の調査結果に一致していて、春から夏にかけてのこのような経過はほぼ永続的なものと考えられる。

融氷水が噴火湾に流入し始めるのは3月以降と推定されるが、小藤⁹⁾によれば沖合を流れる親潮水がそれ以前に噴火湾に流入する場合があるとされている。今回の調査によれば、1969年2月、3月、1970年2月の両年の観測では、噴火湾に流入した親潮系水は融氷水であり、流入の時期も、1969年では4月以降、1970年では3月以降であった。

流入期は、Fig. 2, に示されるように、室蘭側の表層に融氷水が現われ、しだいに分布範囲を北西に広げ、その厚さを増して、5月には Fig. 3 に示されるように、湾の北東側半分を占めるようになる。この時期では、融氷水の最低水温は2°C以下で、塩分は32.8‰以下であり、その分布深度は30~50m以浅である。流入して来た融氷水と、冬期の冷却を受けて滞留している湾内水との間には、顕著な潮境が形成され、湾の北東側と南西側では、この潮境をはさんで海洋条件が大きく異なる。水温についてみると、4月の表面から30m深まででは、3°C、5月の表面で2°C、30m深で3°C、程度つねに北東側が低くなる。塩分も同じように、4月では0.6‰、5月の30m深では0.3‰程度北東側が低くなる。この融氷水が湾内全域に広がるのは1969年の場合は6月で、流入し始めてから約2か月を要している。

流入時の湾口付近の鉛直断面を Fig. 2, のA線に沿って示すと、Fig. 4, のように、この融氷水の特性が了解される。融氷水は北側に厚く、南に向かって薄くなっていて、冬以来滞留している Fw 水

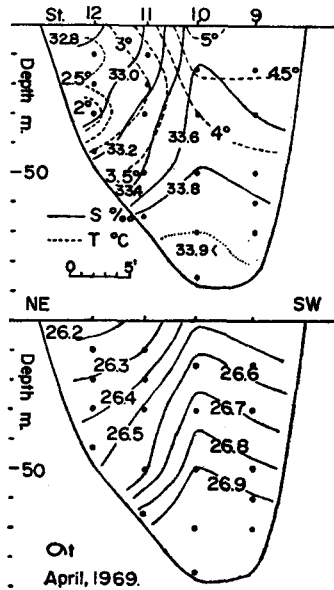


Fig. 4.

Fig. 4. Vertical distribution of temperature, salinity and σ_t along the section A shown in Fig. 2

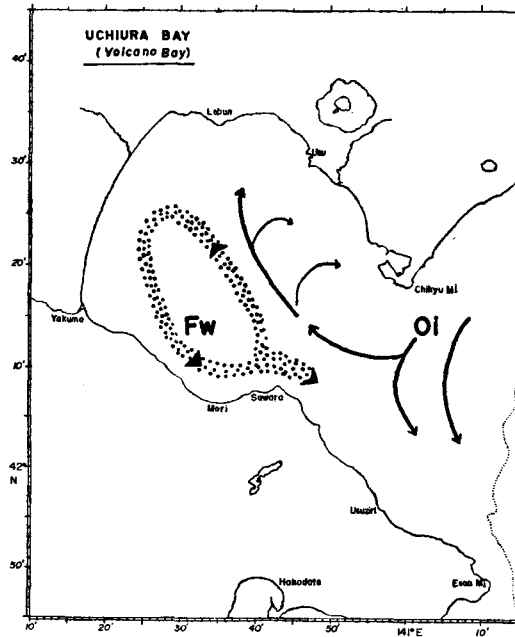


Fig. 5.

Fig. 5. Schema of the flowing path and circulation in the bay at the period of inflow of the Oi water

との境界は比較的顕著に示される。この時の σ_t の分布を下段に示したが、この分布からみて、湾口北東側では手前（北西方向の成分）水が流れ、南西側半分では紙背（南東方向の成分）に向かって流れていると考えられる。同じようなこれらの分布は5月にも認められ¹⁾、Figs. 2, 3, の平面分布図等から、流入期の融氷水の流入経路と湾内の循環は模式的に Fig. 5. のように描かれる。融氷水 (Oi) の流入につれて、湾内に滞留していた水 (Fw) は湾外に流出して行くが、Oi 水の流入量の増加につれて、上層は Oi 水によって占められるので、Fw 水は下層から湾外に流出して行く。この Fw 水はこの時期でも比較的高い密度を保っているため湾外では海底に沿って南西に流れると推定される。親潮系水と湾内に滞留していた水との交替は、6月頃で終了し、7月以後は湾口付近に接近した津軽暖流水 (Tw) によって Oi 水は湾内に封鎖されてしまう。この時期は加熱盛期に相当するので、融雪水の流出等で希釈された表層の水は、浅い塩分躍層と、加熱による昇温とが相まって、大きな密度躍層を Oi 水との間に形成し水温が急昇する。そのため湾内の水温は湾口に接近した津軽暖流水よりも 2~3°C 高くなる。Fig. 6 に7月の 30m 深について、塩分、水温の平面分布を示した。夏期に湾内の表面水温は 23°C 以上にも昇温するが、30m 深では、表層水 (Fs) との間水温躍層が顕著なので、表面より 10°C 程低い。湾の中央部は比較的水温高く、周辺部ではこれより 5°C 程低くなっている。これは日高⁸⁾ や Koto⁹⁾ が報告しているように、夏期には湾内の流れは時計回りの循環流となっているため、湾中央部では沈降を生じ、周辺部には湧昇がおきるので、湾中央部では、表層水が相対的に深くまで達し、高温で低塩分となり、周辺部では下方の Oi 水または Fw 水が比較的浅くまで上昇

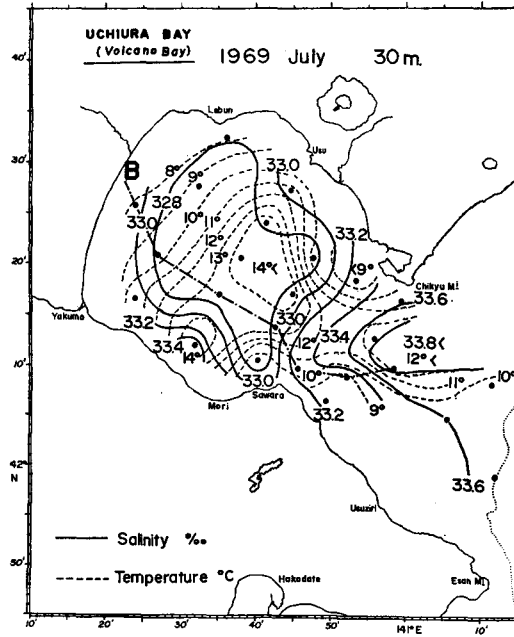


Fig. 6. Horizontal distribution of temperature and salinity at a depth of 30 meters, July 22 and 23, 1969

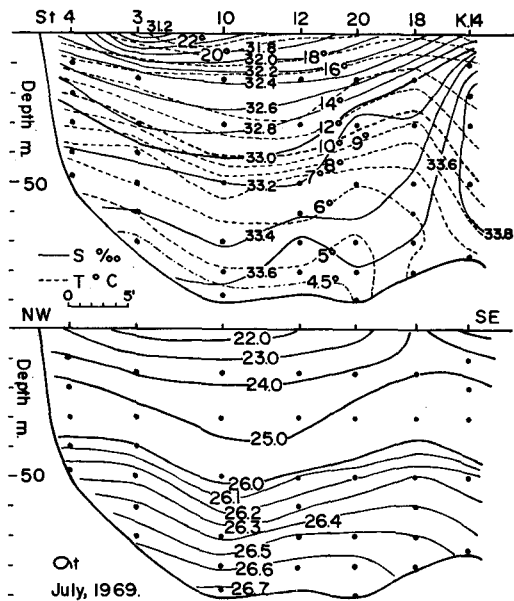


Fig. 7. Vertical distribution of temperature, salinity and σ_t along the section B shown in Fig. 5

するので、低温で高塩分となる。

落部沖に見られる水温 14°C 、塩分 33.4‰ 以上の水は、このような湧昇、沈降等では説明されない。この水型は湾口部に接近している津軽暖流水に見られるもので、湾口部の津軽暖流水の一部が、なんらかの原因によって分離し、湾内の時計回りの環流にひき込まれて、湾内に流入したものと考えられる。このことは、湾水の交替が微視的にはこの著にも述べているような画一的なものではないことを示しているであろうし、また、滞留期における湾内水と、湾外水との混合機構に意味を与えているものであろう。

Fig. 7 に、湾内の最深部をほぼ連ねる、長万部沖から湾外に至る断面を示した。この断面の位置は Fig. 6. に断面 B として示してある。Fig. 7 の上段は水温と塩分の分布を示しているが、夏期における湾内の成層構造を良くあらわしている。すなわち、32.2‰ の等塩分線と 16°C の等温線の上方に示される水型は、前述の F_s 水であり、これと、33.0‰ の等塩分線と 10°C の等温線によって境される水型は O_i 水で、その下方は F_w 水である。湾口部に位置する St. 18 を境として、これらの分布は異なっていて、St. K14 は高塩分で明らかに津軽暖流水であることを示している。この分布に対応する σ_t の分布を下段に示した。夏期の湾内の σ_t 分布は、塩分や水温の分布からも理解されるように、表面と海底面との間の密度差は大きく、外洋水が直接流入する浅い湾としては特異であろう。この大きな密度差は表層水の被覆効果を大にして、気象条件の変化の影響を表層近く止め、底層水の変質を緩慢にしている。したがって、底層水はこの時期でも $\sigma_t = 26.7$ と高く、湾口部が浅いため、湾内に滞留している。

σ_t の分布は湾中央部で下方に下がり、湾周辺部と湾口部で上昇していて、湾内に時計回りの循環があることを示している。従来の知見からも、この夏期における噴火湾内の時計回りの環流は、永久的現象としてある、噴火湾の一つの特性であるといえよう。 σ_t の分布は湾口部から湾外に向かって再び下降していて、湾外の津軽暖流水は紙背に向かって流れていると考えられる。

これらをまとめて模式的に示すと Fig. 8. のように描かれる。滞留期には湾口付近に小さな渦流を生じるらしいがこの程度の規模の観測でも沿岸の海況を示すには不十分であり、その詳細は不明である。この時期に、白尻沿岸には噴火湾に流入した水の一部が南下していて、津軽暖流水は接岸していないと考えられる。

b) 湾水と親潮系水との交替量の推算

噴火湾に流入する親潮系水は、流入初期から徐々にその分布範囲を広げ、ついには湾内上層全体を占めて滞留し、次の津軽暖流水の流入とともに湾外に流出して行く。この過程を 1969 年の場合について、30m 深での 33.0‰ 以下の海域として、33‰ の等塩分線を指標として月別に示すと、Fig. 9 のようになる。1969 年の場合は、前述のように、親潮系水の流入が始まったのが 4 月で、5 月には 30m 深の分布では湾の北東側半分に広がっている。6 月と 7 月では分布の範囲は同程度で、湾中央部に広く見られる。8 月になると分布の範囲は湾中央部に狭く見られるだけで、この深度の水は急速に塩分が高くなっている。

同じように、親潮系水の鉛直的な分布を、湾中央部を横切る断面での 33.0‰ の等塩分線の変化で示すと Fig. 10. のように描かれる。上段の 1968 年の場合は資料が 3 か月しか得られていないが、6 月では到達深度が 80m にも及び、8 月でも 50m 以深にあり、10 月で 30m 以浅に減少していて、塩分 33.0‰ 以下の低塩分水が湾内に見られなくなるのは 11 月以降であった。これに対して 1969 年の場合、5 月から 7 月まではほぼ同程度に分布しているが、湾中央部の最も深くまで達しているところでも 50m 深前後にすぎず、周辺部では多くの場合、30m 以浅に限られている。中層の塩分増加も早くに見られ、8 月では 20~30m 以浅に、9 月では 10~20m 以浅にと低塩分水の分布は減少していて、10 月にはすでに 33.0‰ 以下の低塩分水は湾内に存在しなくなっていた。

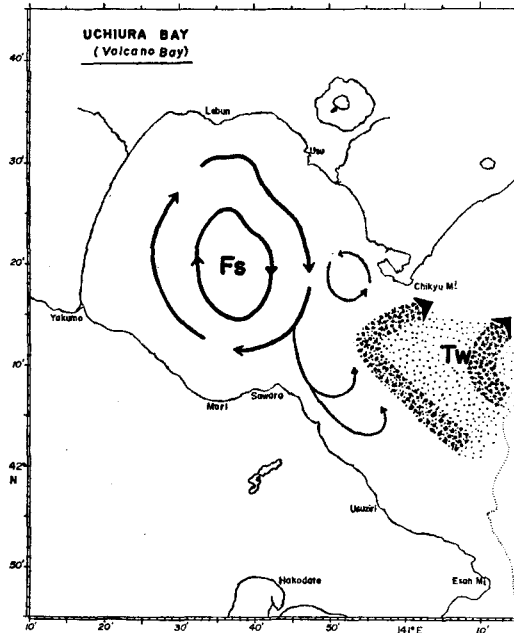


Fig. 8. Schema of circulation in the bay at the period of stagnation of the Oi water

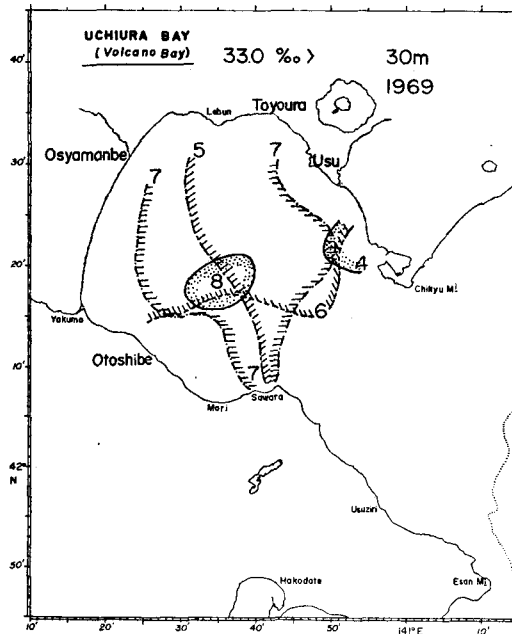


Fig. 9. Monthly extent of the Oi water on the surface of a 30 meter depth in the bay. Numerals indicate the month

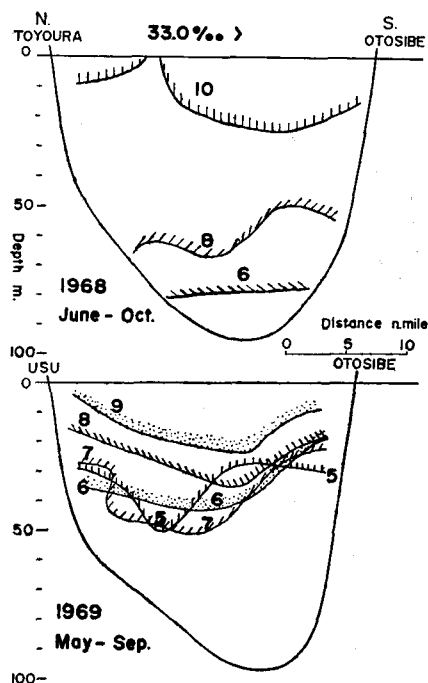


Fig. 10. Vertical extent of the Oi water in the section across the central part of the bay. Numerals indicate the month

両年に見られるこのような差は、湾水と親潮系水との交替量（流入量）の差によって、生じていることは明らかであるが、交替量を厳密に求めることはきわめて困難な問題である。したがって、本著では海洋物理学的には厳密さを欠くが、水産海洋学上に重要な意味をもつ海況変動（水棲生物に対する物理、化学的環境の変化）を示す指標として、これらの水塊の交替量を以下のようにして推算した。親潮系水の融氷水の示す水型の特徴の一つは、塩分が 33.0‰ 以下であることなので、この塩分 33‰ を指標として、各深度における塩分の平面分布図から、33.0‰ 以下の範囲の面積を求め、深さについて積算した水量を交替量とした。したがって、海面における降水、蒸発や、水平および鉛直混合による各水型の変質等は考慮されていない。

噴火湾の体積 (V) は海図第 17 号 (縮尺 1/146491) に 10m 深ごとの間隔で等深線を描き、各深度以深の面積 (S_n) を Planimeter を用いて求め

$$V = \sum \frac{S_n + S_{n+1}}{2} \times 10 \quad (\text{m}^3)$$

で算出した。ここでは噴火湾と外洋との境界を、地球岬と出来瀬崎を結ぶ線とし、これより西側の海域について求めている。各深度ごとの面積と、各深度間の体積とを Table 1. に示した。

各月ごとの流入量の算出は、海図第 43 号 (縮尺 1/500000) に、表面、10, 20, 30, 50, 75 m について、または、表面、15, 30, 40, 50 m ごとに描いた塩分の平面分布図から、同様に、Planimeter を用いて、33.0‰ 以下の面積を求め、各深度間について積算した。これらの計算の結果を湾の深度ごとの体積とともに Fig. 11. に示した。図中の百分率は湾の容積に対する交替量の比率である。1969 年の場合、5 月から 7 月の間ではほとんど同量で湾の容積の半分程度であり、9 月には湾の容積の 1/4

Table 1. Area at each depth and volume of the Funka Bay.

Depth (m)	Area ($\times 10^2 \text{ Km}^2$)	Volume (Km^3)
0	22.67	22.0
10	21.38	
20	20.09	20.7
30	19.08	19.6
40	17.59	18.3
50	15.26	16.4
60	12.45	13.9
70	9.03	10.7
80	6.01	7.5
90	2.58	4.3
100	0.14	1.4
107	—	0.5

Total
134.8

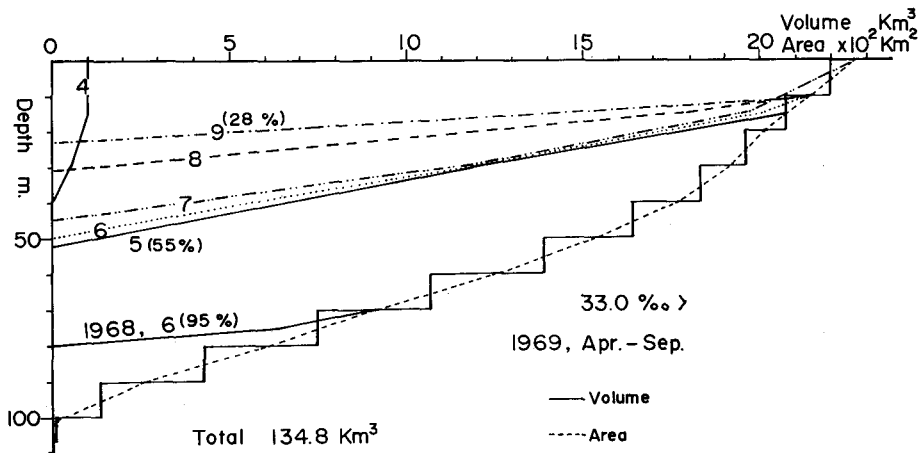


Fig. 11. Volume of water replaced by the Oi water. Numerals indicate the month

程度に減少している。しかし、1968年の場合、6月の交替量は湾の容積の9割以上を占めていて、1969年の場合の約2倍の水量の交替があったことを示している。

1969年に湾内全域の観測と並行して、砂原沖約3哩の水深82m前後の地点において定点観測を行った。定点について、表面から海底までの単位面積当りの水柱の平均塩分値の経時変化を求めたが⁶⁾、1968年6月の同様な値を定点付近の観測点から求めると、1969年では33.17‰であるのに対して、1968年では32.24‰と約1‰近くも低かった。1932年8月では32.07‰と1968年に近い値であり、1969年同時期では33.25‰、1942年9月では32.97‰で、1969年同時期では33.36‰と、いずれも平均塩分値は1969年より低い値であった。湾中央部の地点での33.0‰の等塩分線の位置す

る深さを見ても、1932年70以深、1968年80mと深いのに対し、1949年50m、1969年50mと浅い。これらの結果から、噴火湾に親潮系水が流入する場合、その流入量が多い年と少ない年とが比較的明瞭にあり、流入量の多少によってそれぞれ特徴のある海況を呈すると思われる。従来得られている観測結果からみると、1932年、1968年および9月の観測だけであるが、1942年は流入量の多かった年で、1949年と1969年は流入量が少なかった年と考えられる。

C) 底層水の滞留

親潮系水が噴火湾に流入する場合、冬期に冷却されて湾内に滞留している Fw 水の上層に Oi 水が流入して来るので、流入初期の噴火湾の鉛直構造は部分的に、上層水と下層水との二層構造を示す、しかし、加熱期の進むにつれて、表面近くは陸水の流出や加熱等によって変質されるので、Oi 水は表層水と中層水との二層にわけられる。Oi 水の流入につれて、Fw 水は湾外に流出するがその一部は変質されながらも、これらの下方に底層水として滞留するので、水深の大きい海域では、夏期の鉛直構造は三層となる。1968年の場合、Fig. 12. に示したように、Fw 水は流入した Oi 水と混合してその特性は塩分、33.4%、水温 3°C 台と変質され、湾の深部小範囲に認められるにすぎない。したがって、水深 50~80m の海域では、海底面に Oi 水が直接接しているの、海底面上の塩分は 33.0% 以下、水温も 3°C 以下と Oi 水の特性を示している。この水温は、前述のように海面からの加熱が表層内に止められるので、次の津軽暖流水の流入時までながく保たれていた。これに対して、1969年の場合は、Fig. 13. に示されるように、1968年と同時期に、海底面上の水温は広く 4°C 以上で、塩分も 33.4% 以上となっている。塩分 33.6% 以上、水温 4°C 台と、Fw 水の特性を比較的良く保持している水が、1968年とは異なって広く海底面に接している。この両年にみられる海底面上の海況の差異は、春の Fw 水と Oi 水との交替量の多少に対応するものである。

Fw 水は時期の進むにつれて、中層の Oi 水と混合して徐々にその特性を変えていくが、深部にながく滞留する⁸⁾。Fw 水の特性は塩分 33.8% 以上で水温 3.5°C 前後であることで規定した⁹⁾が、Oi 水については塩分 33.0% 以下、Tw 水については水温 6°C 以上であることがそれぞれ特性の一つであるので、ここでは混合等の影響を考慮し、底層に滞留している Fw 水起源の水を示す指標として塩分 33.6% 以上、水温 5°C 以下として、33.6% の等塩分線と 5°C の等温線にかこまれる範囲の月別変化を、1969年の場合について Fig. 14. に示した。Oi 水の流入初期にあたる4月では、湾の南側は上下層ともに Fw 水に近い特性を示している (Fig. 2.) ので、底層でも、水深 50m 以浅の北東岸をのぞいて広い範囲に Fw 水が残っている。5月に入って、Oi 水は上層水として湾内全域に浅く広がるので、湾周辺部の水深 50m 以浅の海域には Fw 水は存在しなくなる。この過程は6月にも同ように入り、Fw 水の分布は狭く深部に限定される。7月から8月にかけては、鉛直混合によって Fw 水は変質されてその特性を示す範囲はより狭くなり、水深 85m 以深の海域の一部に限られる。この時期から津軽暖流水が噴火湾に流入しはじめるが、1969年の場合、中層以浅の水と交替しているので、9月でもなお小範囲に Fw 水として残っている。しかし10月に入ると、あらたに中層水として流入して来た津軽暖流水との混合が進むので、底層水の塩分は再び増加しはじめ、湾全域の海底面上の塩分は 33.6% 以上となる。したがって塩分値による両水型の区別は不能になる。しかし湾中央部の 90m 以深海域の一部には水温 5°C 以下の水があり、Fw 水の名残りとして認められる。この後は、中層との混合が進むので、底層水の塩分・水温はともに上昇して行く。

4. 考察および結論

噴火湾に親潮系水が流入する場合、第3章に述べたように、反時計回りにその分布範囲をひろげて行く。そして流入の時期が加熱期に入っているにもかかわらず親潮系水の分布している海域では冬期より流入期に周年の最低水温を記録することになり、湾の北東側でそれが顕著である。海底近くの水

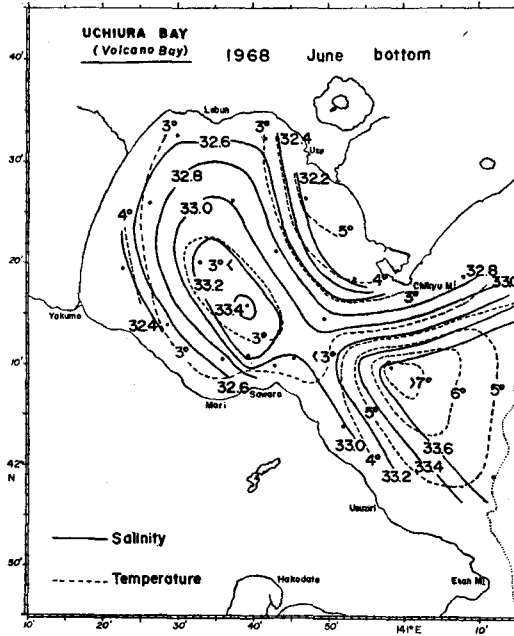


Fig. 12. Distribution of temperature and salinity at the bottom, June 9-12, 1968

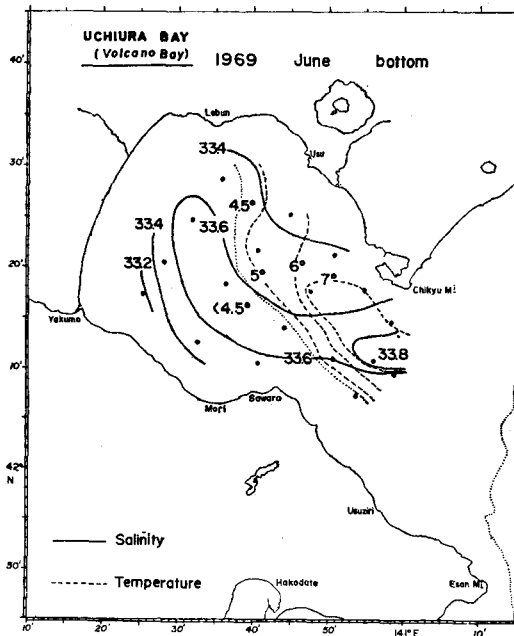


Fig. 13. Distribution of temperature and salinity at the bottom, June 21 and 22, 1969

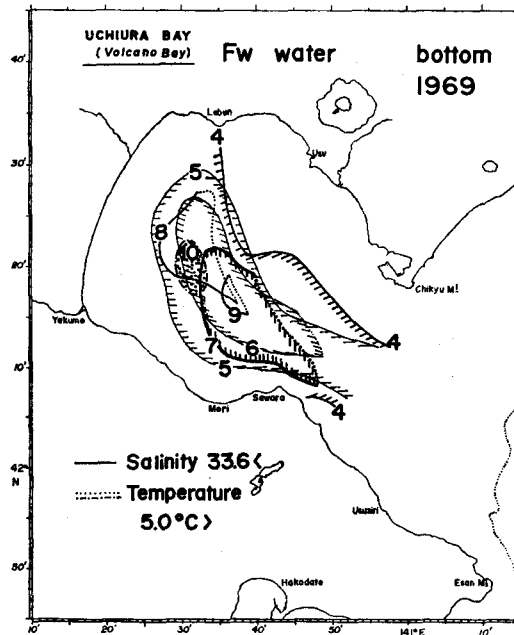


Fig. 14. Recession of the Fw water in the bottom layer of the bay in 1969. Numerals indicate the month.

温についても交替量の多い1968年の場合、水深90m以深の海域では夏期に 3°C の最低水温を示し、秋 11°C の最高水温となり、水深50~70mの海域では夏 2°C 、秋 14°C と変化している。塩分も同じように夏、90m以深海域で33.4%、50~70m深で32.4%、秋33.9%と変化している。一方、1969年の場合、50m以深では冬 3.5°C 、夏 4°C 、秋 $7\sim 8^{\circ}\text{C}$ と水温変化の幅は小さく、塩分も夏33.6~33.4%、秋33.7%と変化は小さい。このような差異は親潮系水との交替量の多少によってもたらされるものである。つまり、親潮系水の交替量の多い年には湾内の水深70~80mまでの水はOi水によって占められるので、大部分の海域では表層を除き、Oi水の特性である低温かつ低塩分となる。したがって海底面での特性の変化も、Oi水とTw水との特性の差がそのままあらわれて大きな変化を示す。しかし交替量の少ない年では、Oi水の特性は50m以浅の範囲にしかあらわれない。そのうえFw水の滞留がながく、高密度に保たれているので、次に交替する津軽暖流水は底層水の上に流入し、両水型の特性は底層水に直接にはあらわれない。したがって海底面でのこれらの特性の経時変化は小さくなる。

近年、噴火湾海域では栽培漁業として、貝類、海藻類の養殖が漁業として経営されようとしてる。さらに、冬期にはスケトウタラが産卵のために湾内に回遊して来、ふ化した稚魚は湾内に夏期まで滞留している。噴火湾で春から夏の間、漁船漁業の対象となる魚種は、底刺網によるカレイ類、かごによるカニ、エビ、ツブ類、その他アナゴ、タコ等である。これらの漁業の対象となる生物にとって環境条件の変化はそれらの成長、分布等に、ある時期には、支配的に影響を与えるものであろう。特に第II報⁹⁾に提起しておいた噴火湾の栄養塩類の補給機構が、湾水の交替量の多少に影響されるものであるならば、流入量の多少は直接的には海藻類の養殖に影響を与えるであろうし、2次的にはえさ生物の生産量の多少に関わってくる。加熱期に入って逆に水温の低下する湾の北東側では、これら生物の生長率や稚魚の生残率にも、Oi水の流入期、流入量等の影響があらわれるであろう。さらに底棲

生物にとっても、1968年や1969年に見られるような差異は環境の変化として、それらの分布域が規制され、分布域に年変動を生ずるかも知れない。しかし以上のような問題については現在まで全く研究されていないし、物理化学的環境調査も少なかった。漁業というものを産業として見る場合にも、さらに学問として考える場合にも、これらの解明は重要な課題であろう。

以上述べたように、噴火湾の春から夏の期間の海況は親潮系水の流入量に支配的に規定されている。湾水の交替の機構の解明は水産海洋学的に重要な課題として、今後研究する予定である。

5. 要 約

1968年6月から1970年2月にかけて行なった、噴火湾の海洋調査資料を用いて、親潮系水と湾水との交替に伴う海況変化の Pattern について解析を行なった、これらを要約すると以下のようである。

- 1) 親潮系水が噴火湾に流入する場合、湾の北東側から流入し、時計回りに環流しながらその分布範囲を反時計回りに南西に広げる。親潮系水の流入につれて、湾水は湾の南東側から湾外に流出するが、一部は湾内に反時計回りの環流を生じる。
- 2) 親潮系水が湾内に閉鎖的に滞留している時期には、湾内には時計回りの環流が発達する。冬期に変質された噴火湾固有水が、この時期にも底層水として、水深の大きい海域の海底近くに滞留している。したがってこの時期に湾内は表層、中層、底層と、三層の成層構造を示す。以上の Pattern は従来得られている知見に一致し、噴火湾に永続的にみられる現象と考えられる。
- 3) 噴火湾に流入する親潮系水は主として、流氷の融氷水を含む沿岸水であるが、湾水との交替量には年変動がある。交替量の多い年(1932, 1968)には湾の容積の9割以上におよび、少ない年(1949, 1969)では6割にみえない。
- 4) 交替量の多い年には、湾内の海況特性は低温で低塩分な親潮系水の特性を強く示し、湾内の下層水は低温をながく保つ。少ない年には底層に、冬期に形成された高密度な水が滞留するので比較的高温、高塩分である。
- 5) 噴火湾の海況特性は流入する外洋水によって規定され、そのうえ外洋水との交替量の多少に大きく影響されることを述べ、噴火湾の漁業を考える場合、これらを充分考慮すべきであろうことに言及した。

文 献

- 1) 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(4), 303-312.
- 2) 小藤英登(1950). 噴火湾近海海洋観測報告. 噴火湾近海海洋調査報告, 2-62. 室蘭; 室蘭市役所.
- 3) 大谷清隆(1971). 噴火湾の海況変動の研究. II. 噴火湾に流入・滞留する水の特性. 北大水産彙報 22(1), 58-66.
- 4) 大谷清隆・秋葉芳雄(1970). 沖合域海洋調査. 栽培漁業開発調査資料, 12-34. 札幌; 北海道開発局局長官房.
- 5) ——— (1971). 同上. 同誌, 8-45. 同上.
- 6) 赤川正臣(1959). 流氷野の融解について. 研究時報 11(11), 921-932. 気象庁.
- 7) ——— (1964). 北海道太平洋側の流氷の漂流について. 気象庁技術報告 30, 50-65.
- 8) Koto, H.(1965). Stagnation, mixing and renewal of the Funka Bay. *Mem. Fac. Fish., Hokkaido Univ.* 13(2), 65-78.
- 9) 日高孝次外(1934). 噴火湾海洋観測報告. 海洋時報 6, 209-239. 海洋気象台.
- 10) 中野猿人外(1943). 噴火湾海洋観測報告. 海洋時報 14(1), 63-110. 同上