HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	渡島半島東岸の沿岸湧昇－2
Author(s)	大谷, 清隆; 出口, 良二
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 34(4), 291-311
Issue Date	1983-12
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/23834
Type	bulletin (article)
File Information	34(4)_P291-311.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北大水産彙報
34(4), 291–311. 1983.

渡島半島東岸の沿岸湧昇-2

大谷清隆*・出口良二**

Coastal Upwelling off the Eastern Coast of the Oshima Peninsula-2

Kiyotaka OHTANI and Ryoji DEGUCHI

Abstract

Small scale coastal upwelling along the eastern coast of the Oshima Peninsula was observed by means of self-recording thermometers and by daily readings of a bathythermograph and Nansen bottles cast at six stations on a transection 5.1 Km from the coast during the summer in 1980, following similar observations made in 1979.

In the beginning of the upwelling, the isotherms in the surface layer rose for two or three days with an upward speed of $0.9–2.5\times10^{-2}$ cm/sec under a favorable wind of 4–6 m/sec, and of $1.8–4.1\times10^{-2}$ cm/sec under a strong wind of more than 7 m/sec. So the isopycnals in the pycnocline moved from a depth toward the sea surface, and displacement of the isopycnals reached 10–20 meters or more in vertical distance. However, the isopycnals stayed at almost the same depth after about three days from the beginning, and the watermasses under the pycnocline were largely changed by a longshore counter current from Funka Bay during the continuing favourable wind.

In general sea conditions in summer, nutrients are very poor in the suface layer, which is lighter than $\sigma_t=25.5$ Kg/m^3, and conversely rich in the denser waters. A more nutritious and denser water rises up into the euphotic zone during the upwelling, and consequently the concentration of the chlorophyll-a peak on the bottom of the euphotic zone increases by 2–4 times within a few days.

はじめに

前報[1]において，北海道渡島半島東岸で生じる沿岸湧昇の頻度・規模・湧昇速度・海洋構造の変化等の大要を報告したが，本報では1980年に実施した観測結果にもとづいて，風に対する応答，栄養塩類の有光層内への補給，これに対応するクロロフィル-aピークの変動等について示し，現象の継続時間や下層水の上昇距離等において小規模であっても，湧昇現象が沿岸域での生物生産や沿岸水の交換・物質輸送等の諸過程に多くの影響を与えていることを述べる。

報告に先立ち，地先海面での観測に御理解と御協力をいただいた川汲漁業協同組合理事 小板作次郎氏，木原豊茂氏，北生丸船長木原茂氏，木直漁業協同組合参事 畠山甚之助氏ならびに職員の方々に心よりお礼を申し述べます。観測ならびに資料整理には当講座4年目学生であった朝井，東，及川，高林，本田，松永，山田，山脇の諸氏の協力を得た。沖合の観測には本学部研究調査船うしお丸を使用

* 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*)
** 現在は新日本気象海洋株式会社勤務

し，8月の観測中は臼尻水産実験所に合宿した。調査に協力いただいたこれらの皆様にあわせて感謝の意を表します。

観　　測

1980年の観測は前年と同じく，北海道茅部郡南茅部町字川汲の地先海面で行った。第1図に示すように，距岸5.1kmの間に6定点を設けて浮標を碇置し，各点の1m深とStn.2（距岸1.6km，水深42m）の5，10，20，30m深にライアン自記水温計を吊下げ，7月7日から9月17日の期間の水温記録を得た。この期間の7月14～20日と8月4日～20日には強風日を除いて毎日，地元漁船北生丸（2.8t）を用いて各定点で海面から海底までの水温をB.T.で測定し，数地点ではナンゼン採水器による各層採水を行った。6定点を観測するのに要した時間は約1時間である。試水は海水ビンとポリビンとに取り分け，ポリビンは採水後直ちにアイスボックスに保管し，実験室で試水をWhatman GF/Cでろ過した後，共に凍結保存して後日の分析に供した。この観測の中間にあたる7月26日と8月1日には北海道大学水産学部研究調査船うしお丸（98t）を用いて，定線の沖合側の観測を行い，海洋構造の大要を把握した。

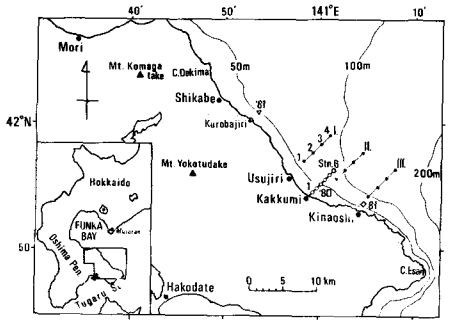


Fig. 1. Map of southern Hokkaido and location of the observation stations. Open circles indicate the fixed stations repeatedly observed and where the self-recording thermometers were set.

塩分はAuto-Labサリノメーターを用いて数日分ごとに求めた。PO_4-PはStrickland and Parsons[2]にならって分析し，3態窒素はTechnicon Auto Analyser IIを用いて求めた。植物色素は約11の試水をろ過し，凍結保存しておいた資料より螢光法[3,4,5]によって測定した。

観測期間中の風の資料は観測海域の南東にあたる木直の地区集落センター屋上に仮設したコーシンベーンの自記記録より読み取った。風向風速計の位置は護岸から内陸へ約50mで，屋上からの高さ5m，海面からの高さ約16mである。風速の値は毎正時から20分間の記録の極大・極小値のそれぞれの平均値を求め，その和の平均を平均風速とした。さらに応力に比例するように極大・極小値のそれぞれの平均値の2乗和の平均値を求めた。風向はこの間の最多方向をとった。木直の海岸は切り立った山腹が海岸にせまってあるため，強風時に風向は海岸線に沿う方向が卓越するので，湧昇を生じるのに適する風向は南東風から東に偏る傾向がある。

観 測 結 果

調査海域の海洋構造

第1図に示すI～IIIの3測線に沿う鉛直断面と，各測点のT-S図をそれぞれ第2図と第3図に示す。海面水温はこの時期には19°C台に昇温しているが，これより30～40m深の間の水温傾度は大きく，岸寄りの50m深では6°C以下に低下する。塩分傾度も20m深までは大きくこの間の塩分差は1g/kgに及ぶ。しかしこれより深い範囲では岸寄りに低塩分，沖合に高塩分となっていて，T-S図に明示されるように二つの水塊が接していることが分る。岸寄りの冷水の極小水温は断面Iで低くその範囲も広い。これに対して高塩分な範囲は断面IIIでは広く断面Iでは狭くなる。これらのきわだった相違を示す水塊は，噴火湾から岸沿いに南東に流出する親潮系水起源の冷水と，津軽海峡から

この海域の沖合に広がる高塩分な津軽暖流水である[6]。両水塊の接する海域ではいくつかの深度で相互に貫入し，水温・塩分の逆転が見られる。しかし水温と塩分が相互に補償し合うので，密度分布にはこれらに匹敵するような差はなく，ほぼ一様に海面から 30 m 深まで密度傾度が大きい成層構造を示す。7 月から 9 月にかけて津軽暖流水の分布範囲は広がるが，このような両水塊の接触が見られるのは通常この海域で認められる夏季の海洋構造の特徴である[7,8]。鉛直密度傾度の大きさは 0～20 m 深の間では $\partial\sigma_t/\partial z=0.1\ \mathrm{kg/m^3/m}$，20～40 m 深の間で $0.05\ \mathrm{kg/m^3/m}$ と大きく，これ以深で小さくなる。

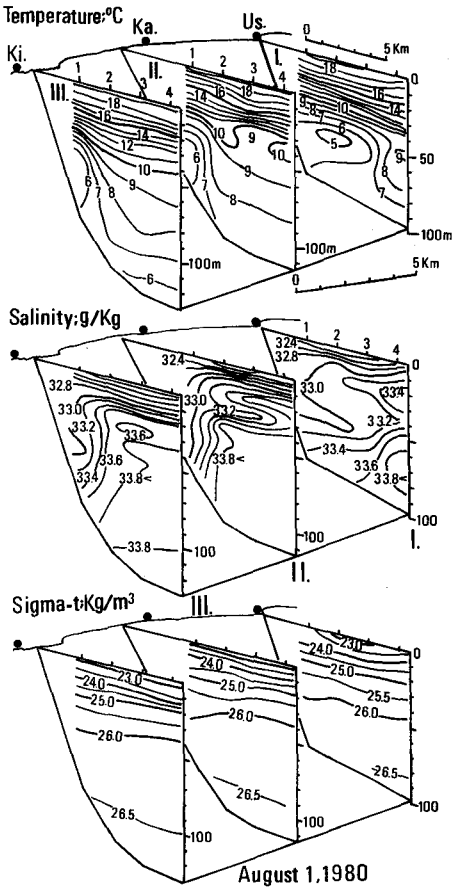


Fig. 2. Oceanographic structures of the three transections along the eastern coast of the Oshima Peninsula, August 1, 1980.

自記記録による水温変化

Stn. 2 における 5 深度の水温は 7 月 7 日から 9 月 17 日にわたって得られた。自記記録には内部波と思われる短周期の変動や，半日周潮に伴う変動がみられるので，2 時間おきに読み取った値を 12 時間移動平均し，木直で得た風の 2 乗ベクトルと合わせて第 4 図に示す。期間中卓越風向は東から南東の間にあり，湧昇を生じるのには適風である。観測期間中の 7 月 15～16 日，8 月 14～18 日，26～31 日，9 月 11～13 日には温帯低気圧や台風 8013 号の通過に伴い東～南東の強風が連吹し，これに伴う水温低下が明瞭に記録されている。これらの強風をはさむ間でも，オホーツク高気圧から吹き出す東風や南にある前線上を通過する弱い低気圧に伴う適風によって水温は低い状態で保たれている。高気圧の吹き出しは日中強まって夜間はおさまるという日周変化をするので，この間の水温変動の巾は小さい。

海面水温が高い 8 月では一般に変動巾は大きくなるが，8 月 17 日の場合は 1 m 深で 7°C まで低下し変動巾は 13°C にも及んでいる。これ以後表層は対流混合され等温層が形成されて行くので，水温低下は適風が吹いてしばらくして 30 m 深から始まるが，中層に津軽暖流水が接岸し，水温が相対的に高まるので，水温変動は小さくなる。1 m 深から 30 m 深間の水温差は湧昇が始まって極小水温を示すまでの間は，ほぼ一定の範囲にあるが，極小値を示した以後は適風が吹き続いていても種々に変化し，回復時には水温差は小さくなる。これは適風が吹き始めて極小水温になるまでの間保たれていた水温成層が，水塊の交替によって変化していることを示すものであろう。

Stn. 2 で得られたこのような水温変化が沖合方向でどのように生じているのかを知るために，第 5 図に各定点の 1 m 深水温の 12 時間移動平均値の時間変化を示す。各定点での水温の下り始めは 7 月 15，16 日や 8 月 26，27 日のように岸側の Stn. 2 から始まる場合と，8 月 10 日や 8 月 14～16 日のよう

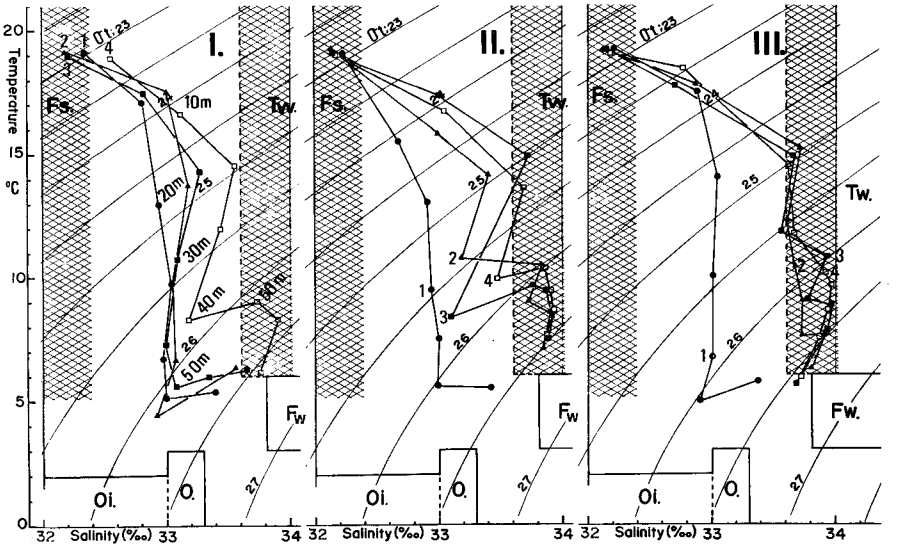


Fig. 3. T-S relations of the stations along the three transections shown in Fig. 2. Tw: Tugaru warm Current. Fw: Winter Funka Bay Water, Fs: Summer Funka Bay Surface Water, Oi: Coastal Water of the Oyashio Current, O: Oyashio Current.

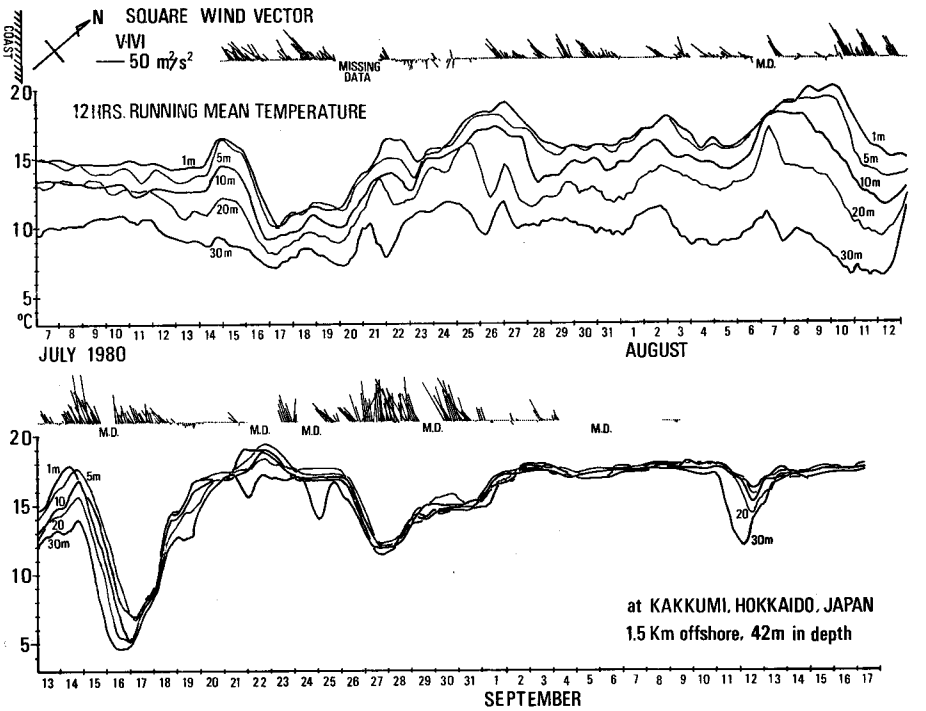


Fig. 4. Time series of square wind vectors at two hour intervals at Kinaoshi, and mean temperatures for twelve hours running at various depths at Stn. 2, 1.5 Km off Kakkumi.

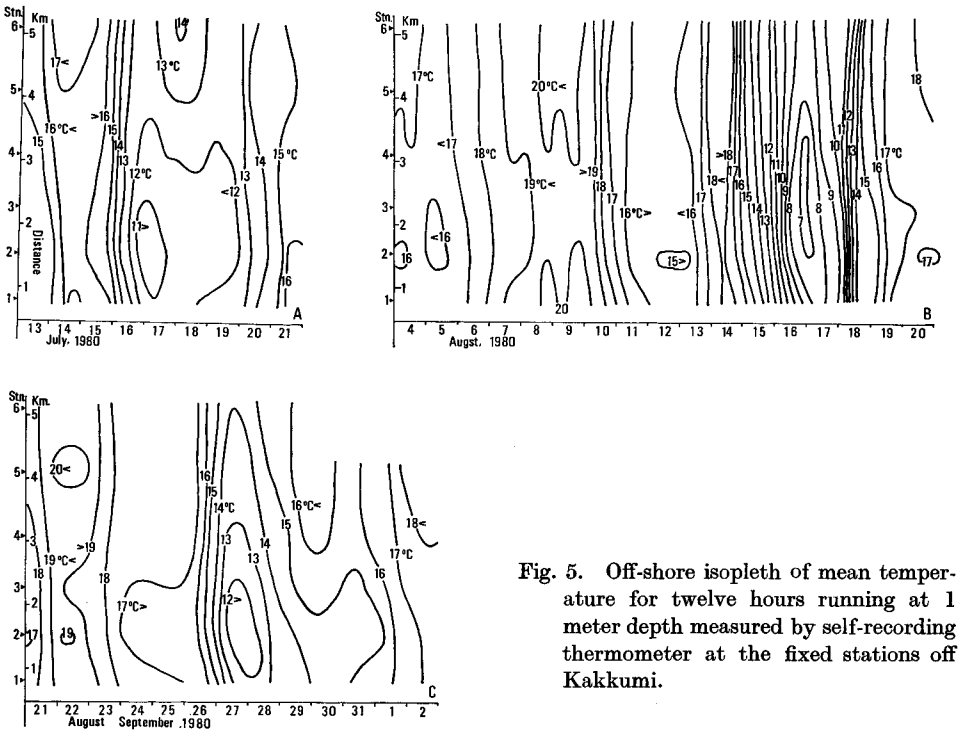


Fig. 5. Off-shore isopleth of mean temperature for twelve hours running at 1 meter depth measured by self-recording thermometer at the fixed stations off Kakkumi.

に沖側から始まって岸側に至る場合があるが，極小水温はいずれも岸から2あるいは3km 以内の地点で記録される。岸から1km 以内の Stn. 1 では水深が25m と浅いためか常にこれより遅れて水温低下が始まる。しかしいずれの場合も極小水温を示す時点では岸側の水温低下が早くに始まり，回復時には沖側から水温上昇が始まっている。

最初の極小水温が記録されたのち，再び適風が強まると水温上昇は一時停止し，7月18日や8月30日のように岸から一定の距離に水温フロントが形成される。等温線の岸～沖合方向の移動速度は1～2×10cm/sec で，湧昇時あるいは回復時の沖合方向への水温差はこの定点区間内で2～3°C である。

湧昇前後の海洋構造の変化と水塊の交替

前報[1]において，連日の水温断面を示し，湧昇の前後に水温構造が水塊の交替に伴って大きく変化することを述べたが，ここではこれに加えて塩分構造や密度分布の変化を示す。第6図から第13図に湧昇をはさむ各時点の海洋構造と T-S の変化をそれぞれに示す。

7月15日から7月19日の間に，オホーツク高気圧と関東・東北にかかった前線上を通過する低気圧に伴って連吹した弱い適風による湧昇について第6図と第7図に示す。適風の吹く前日の14日には32.6g/kg 以下の低塩分水が30m 以浅にあって，水温も20m 以浅は12°C 以上と高い。これらの表層水は第7図に示すように，夏季にこの海域に形成される低密度な夏期噴火湾表層水で[6,7,8]，その下方の岸側には噴火湾の中層から流出した冷水と沖側深部に津軽暖流との混合水がある。15日未明より適風が吹き始め，16日にはこの表層水は海面近くにわずかに残るだけとなり，14日に20m 深にあった $\sigma_t=25\,kg/m^3$ の等密度線は岸側で5m 深にまで上昇している。これにつれて50m 以深にあった33.0g/kg 以上の高塩分水は沖側で20m 以深を占めるようになっているが，$\sigma_t=26\,kg/m^3$ の

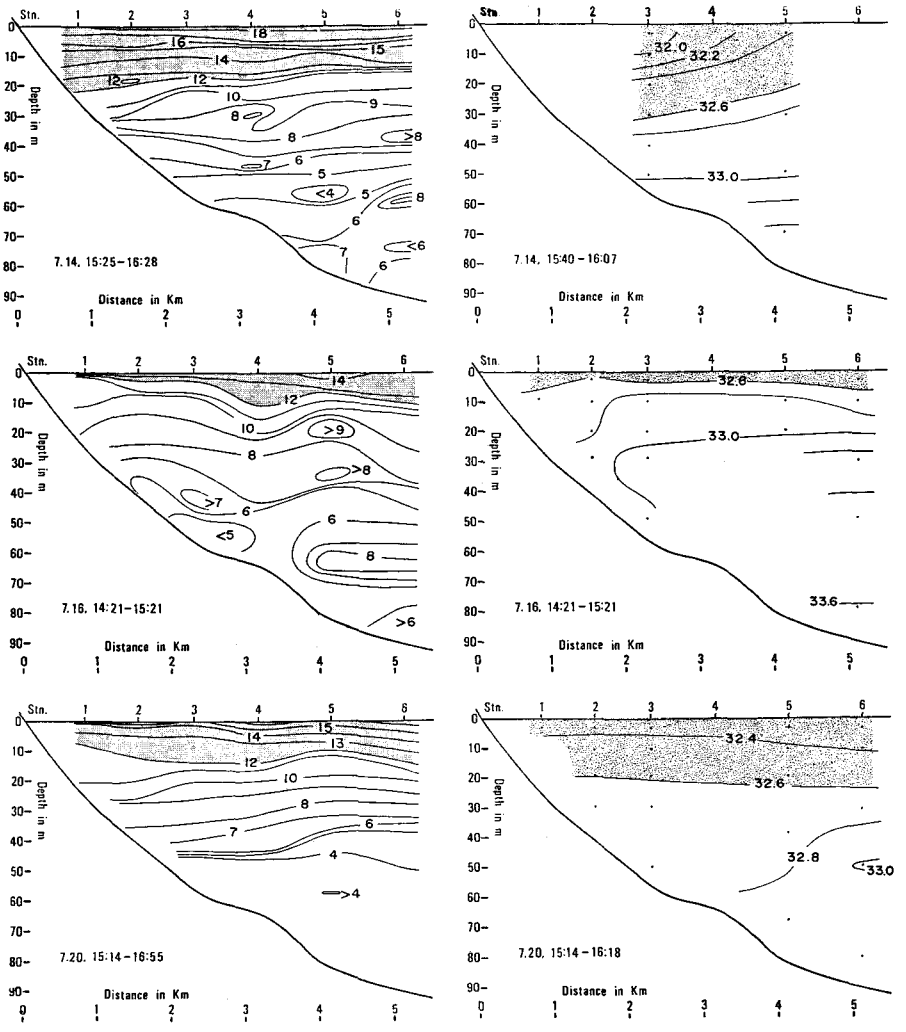


Fig. 6. Changes in temperature and salinity structure in the transection off Kakkumi throughout upwelling in mid-July, 1980.

等密度線はわずかに上昇しているのみで，消失した表層水の大部分は表層直下の $\sigma_t=25\sim26\,kg/m^3$ の水で補充されている。このような状態は 19 日まで持続したが，この間の 17 日以降は岸側に 33.0 g/kg 以下で極小水温 3°C 台を示す 6°C 以下の冷水が 40 m 深から海底直上にかけて広がり，Stn. 5 を境とするフロントが見られた。適風が止んで回復途上にある 20 日には再び 32.6 g/kg 以下，12°C 以上の表層水が増加し始め，下方ではそれまで多く見られた水温逆転は消えて水温構造は単純になり，45 m 以深に 3°C 台の冷水が広がって，これに対応して塩分も 32.6～33.0 g/kg の範囲の水で占められる。この水は T-S 図に示されるように，噴火湾に滞在していた親潮系水[6]であり，津軽暖流水はこの断面より消失する。これ以後 27 日までは適風が吹かず，27 日以後 8 月 1 日まではオホーツク高気圧の吹き出し風が日中吹き続けたが弱く，わずかに表層水が低温に保たれていた。同様な風は 8 月 3 日以後

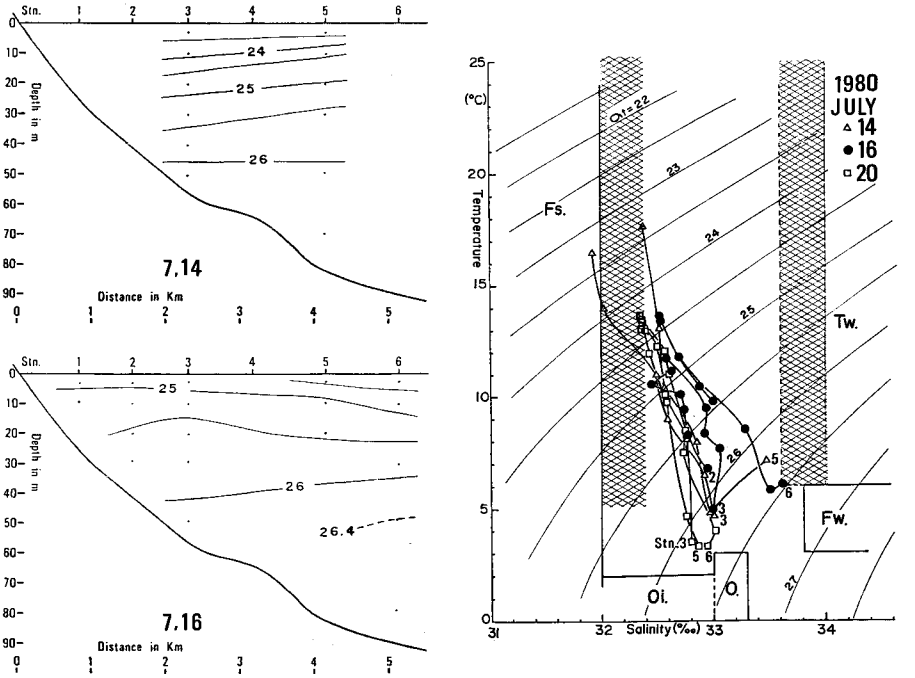


Fig. 7. Upward migration of isopycnals following a moderately favorable wind (left), and changes in T–S relations under the same conditions as in Fig. 6 (right).

も吹き6日に弱まった。

日周変化をするこのような風が吹き続いている8月5日と風の止んだ7日の場合を第8図と第9図に示す。5日の場合は 12°C 等温線は 20 m 深にあって，この直下の水温傾度が大きくなっている。水温躍層の上に位置する深さに Stn. 6 から高塩分な津軽暖流水との混合水が岸側に向かって広がっている。水温躍層の下方では岸沿いに水温 6°C 以下，塩分 33.0 g/kg 以下の親潮系水があり，Stn. 4 と 5 を境として沖合には津軽暖流水の先端部が接近している。このように躍層をはさんで上下に津軽暖流水が接触していても，等密度線の分布は躍層より上方で沖側に向かって浅くなるが，躍層下方ではほとんど等深度にある。この様な状態は6日もほぼ同じで，7日になると表層は厚さを増し，海面近くには 32.0 g/kg, 20°C の低塩分・高温な水が出現する。しかし下方では岸近くの 6°C 以下の範囲は狭められ，34.2 g/kg の極大塩分をもつ津軽暖流水が広く沖合側を占めているので，表層との塩分差は大きくなって密度成層は顕著になる。このような状態は風の止んでいた9日まで第10図に示すように持続していた。

8月10日から再びオホーツク高気圧の吹き出し風が強まり，躍層上部に沿って津軽暖流水が岸に接近したが，50～60 m 深に 33.2 g/kg 以下，5°C 以下の冷水が出現し，11日には第10図のように躍層下方に親潮系水が広がり，Stns 4, 5 の津軽暖流水は上下に分断された形になった。これに伴って第11図に示すように，表層の低密度水は減少し，20～25 m 深にあった $\sigma_t=25$ kg/m³ の等密度線は 10 m 深に上昇し，$\sigma_t=26$ の等密度線も 10 m 以上上昇している。12日も日中は適風が吹いたので，表層はやや厚さを増して，ほぼ同様に維持されたが躍層下方の冷水は範囲を広げ，35～40 m 以深は 33.0 g/kg 以下となって，Stn. 6 の深部に見られた津軽暖流水を消失してしまう。13日になると日中の適風

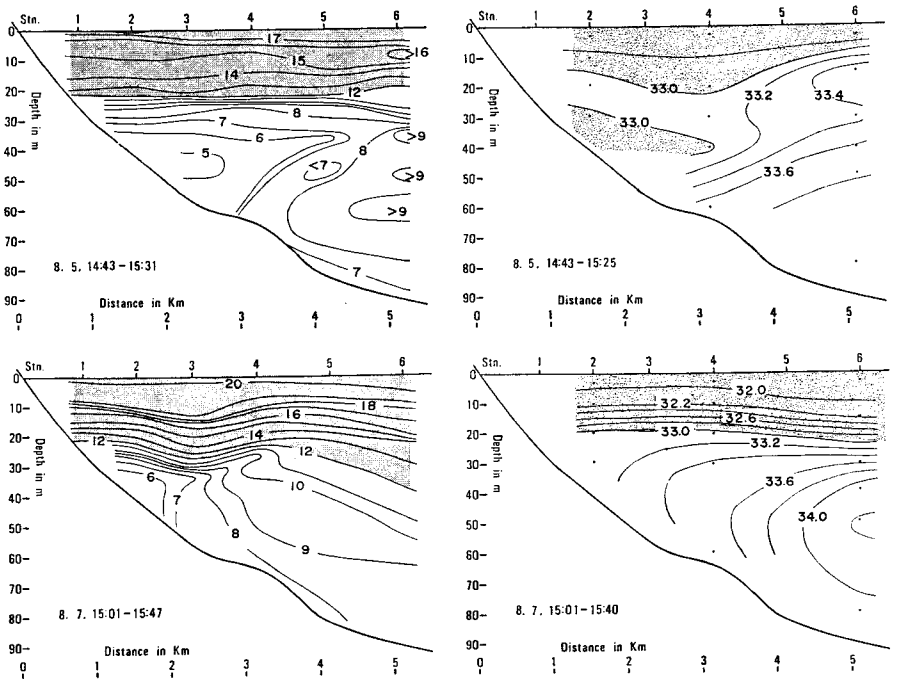


Fig. 8. Changes in temperature and salinity structure upon relaxation of weak upwelling in early August, 1980.

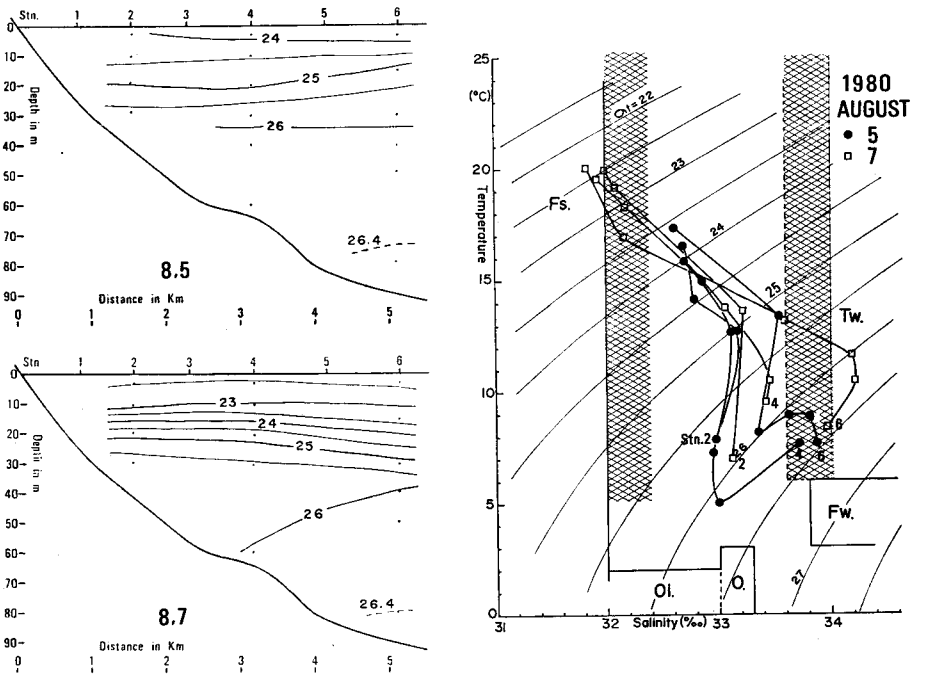


Fig. 9 Recovery of light surface waters after a weak favorable wind (left), and changes in T-S relations under the same conditions as in Fig. 8 (right).

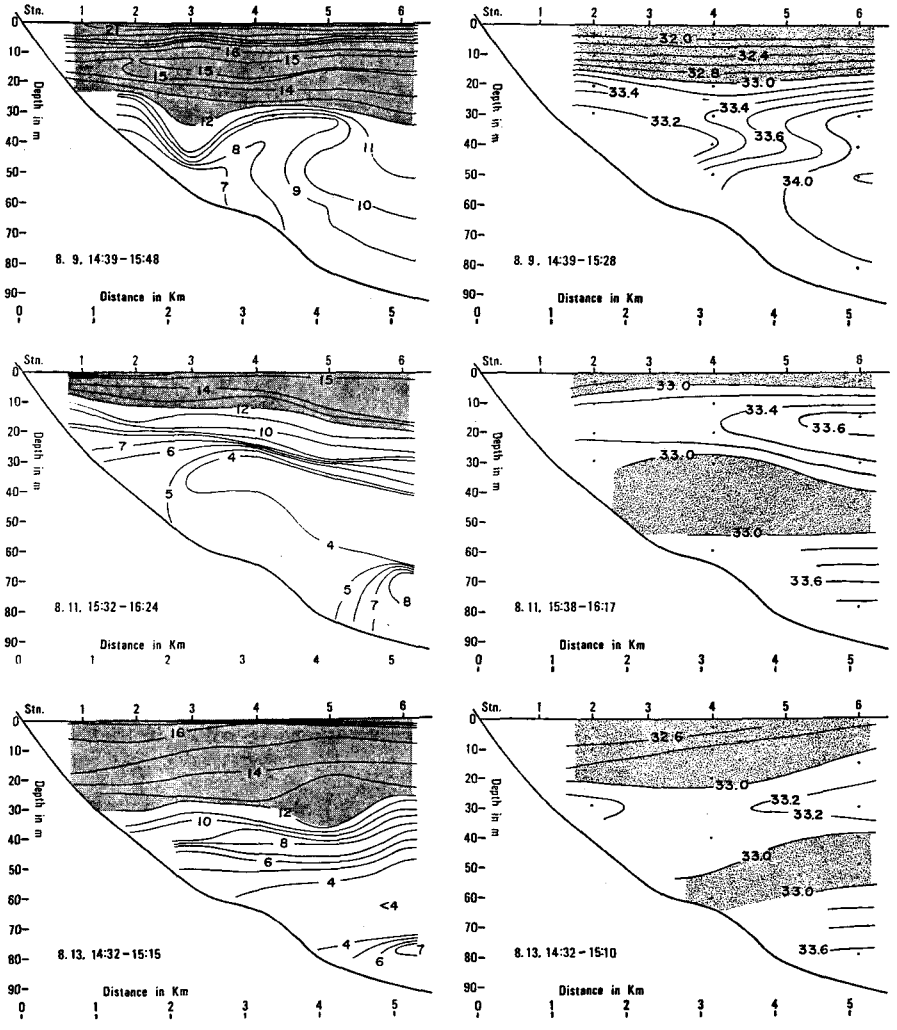


Fig. 10. Changes in temperature and salinity structure throughout upwelling in mid-August, 1980.

も弱まり湧昇はおとろえ始め，12°C 等温線は 30 m 深に下り，20 m 以浅には 33.0 g/kg 以下の低塩分水が岸側に厚く回復する。これにつれて躍層下方の冷水の範囲も狭まり，その下方の Stn. 6 深部には再び津軽暖流水が現われている。

このように 4～6 m/sec 程度の弱い適風であっても，表層水は容易に移動し水温躍層が上昇する。このような適風が数日連吹すると，躍層の深度は一定の範囲に止まるが，躍層下方の水は日を追って変化する。この海域では水温躍層下方にある塩分 33.0 g/kg 以下 6°C 以下の冷水は噴火湾から流出する親潮系水起源の水であり，同一深度にあるこれより高温で塩分 34.0 g/kg 以上の高塩分水は津軽暖流水である。これらの水塊を特徴づける水温極小値や塩分極大値は第 9 図，11 図に示されるように，ほぼ同一の密度面にあって，湧昇現象を通じて出現するその極値の隔りは大きく明瞭である。このこと

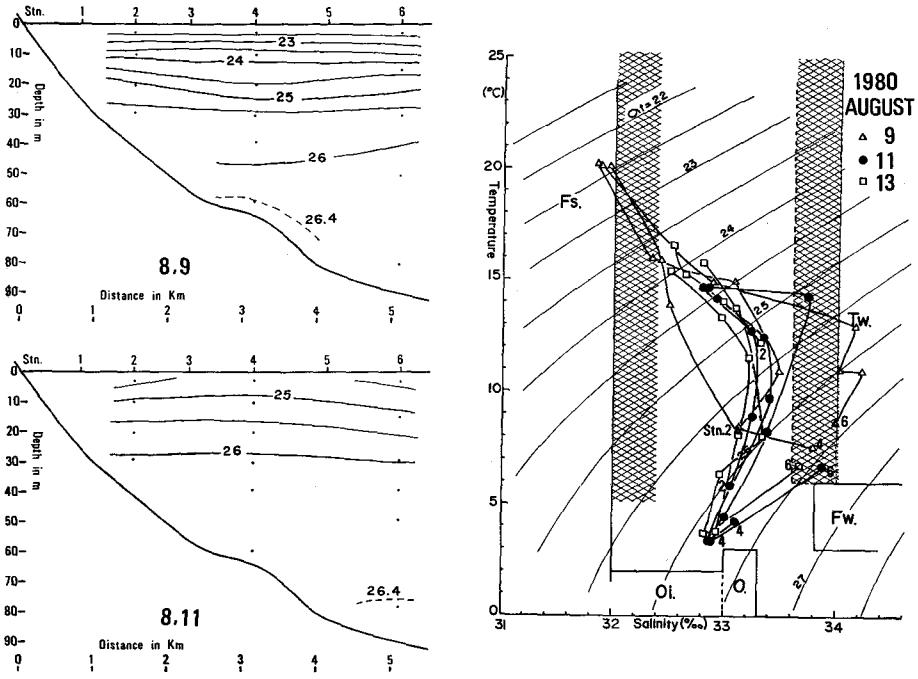


Fig. 11. Upward migration of isopycnals following a moderately favorable wind (left), and changes in T-S relations under the same conditions as in Fig. 10 (right).

は両水塊の接触や出現・交替が短時日の間に生じるものであることを意味する。さらに躍層下方で明瞭に認められる水塊の交替は先に述べた両水塊の地理的位置からも，岸を横切る方向の運動よりも，岸に沿う流れによって生ずるものと判断される。

8月13日に一時弱まった風は，日本海を東進する低気圧とオホーツク高気圧に狭まれて，14日から強まり，15, 16日には平均で7m/sec を越えた。このため断面観測は15日のStn. 4 の B. T. 観測のみで中断したが，陸上で測定される平均風速は海上数 km 沖の風速より小さめで，15日午後の海上での目視によれば，波高2m，風力5程度であった。自記記録によれば水温の極小値は17日未明に記録されているが，やや風の弱まった17日から風が治まった19日までの状態を第12図，13図に示す。17日はまだうねりが高く，沖合の観測は省いたが，全深度で32.8g/kg 前後と一様で10～4°C の親潮系水で占められている。この水は噴火湾内ではこの時期には40m 以深にある水である[7,8]。したがって密度も13日には30m 以浅を占めていた低密度水は消失し，σ_t=25.3～26.0kg/m³ の範囲にある。18日には風は弱まり，岸寄りに厚く表層水が回復し始め，この下方には津軽暖流水と混合した水が水温逆転を伴って出現する。風の治まった19日になると，表層水の厚さは岸寄りで40m 深を越えるが，Stn. 6 の表層と深部には再び津軽暖流水が現われ，湧昇以前の13日に似た海洋構造に戻る。

適風が弱まったり，止んだりして湧昇が回復する場合，低塩分な表層水は岸寄りに厚く堆積し，この出現は湧昇中の躍層下方の冷水の出現同様，断面に沿う水の運動だけでは説明し得ず，岸沿いに南東流が発達すると考えられる。第13図の8月13, 19日の場合，等密度線は岸に向って深くなっており，地衡流バランスが成り立っているとすると上の推定は支持される。

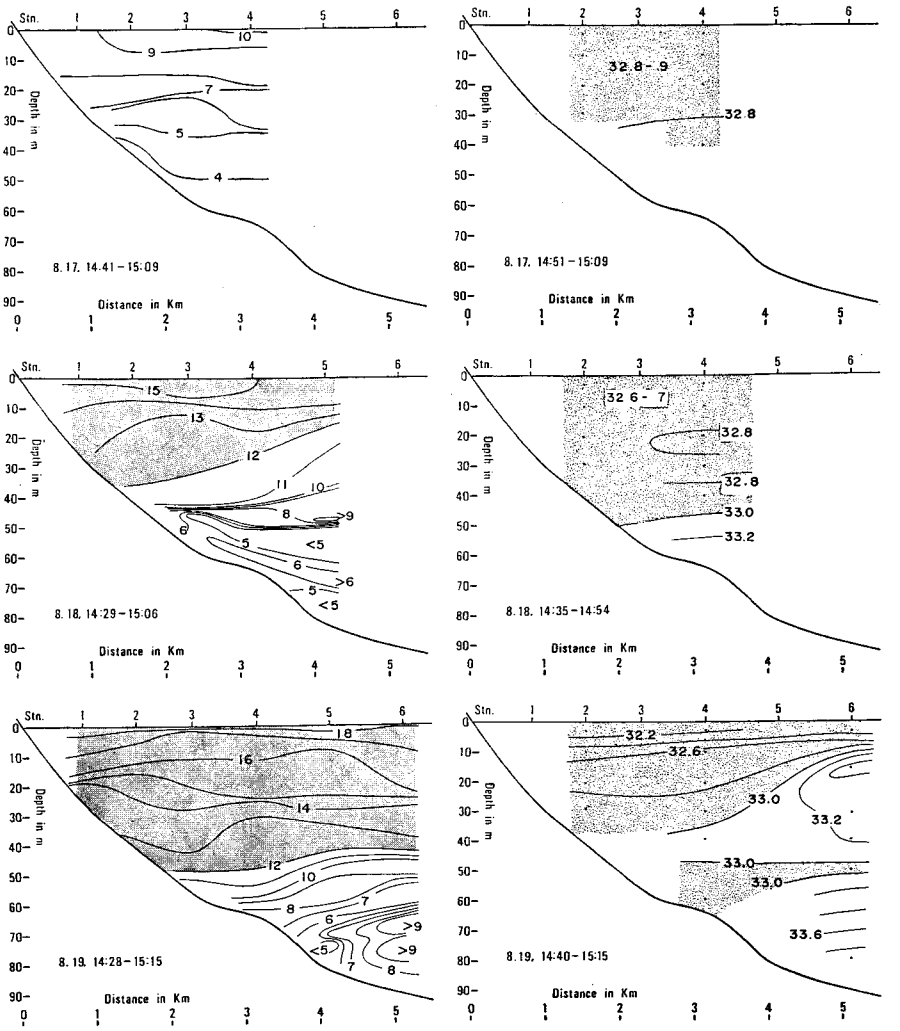


Fig. 12. Changes in temperature and salinity structure during relaxations of upwelling after peaking following a strong favorable wind in mid-August, 1980.

等温線の上昇と湧昇速度

適風が吹き始めると等温線は上昇するが，その様子を Stn. 2 の自記記録から書き直して，風速の 2 乗値の 6 時間前方移動平均値と共に第 14 図に示す。下段には断面観測で得た密度分布から，断面内に占めるそれぞれの密度範囲の水の面積の割合を % で表わして示す。第 14 図は第 5 図と対比して見ると等温線の変動がより良く理解される。

等温線の上昇は適風が吹き始めると直ちに始まり，2 日間くらいは各温度の等温線は並行して上昇し，それぞれの密度範囲を占める水の割合も，表層水の減少に対応してそれ以深で増加する。しかし，それ以後は等温線の変動と各密度の水の割合とは必ずしも一致しない。風が弱まって等温線が下降する場合は 8 月 17 日以降のように日々その割合が変化する。これは前節で述べたように，この間

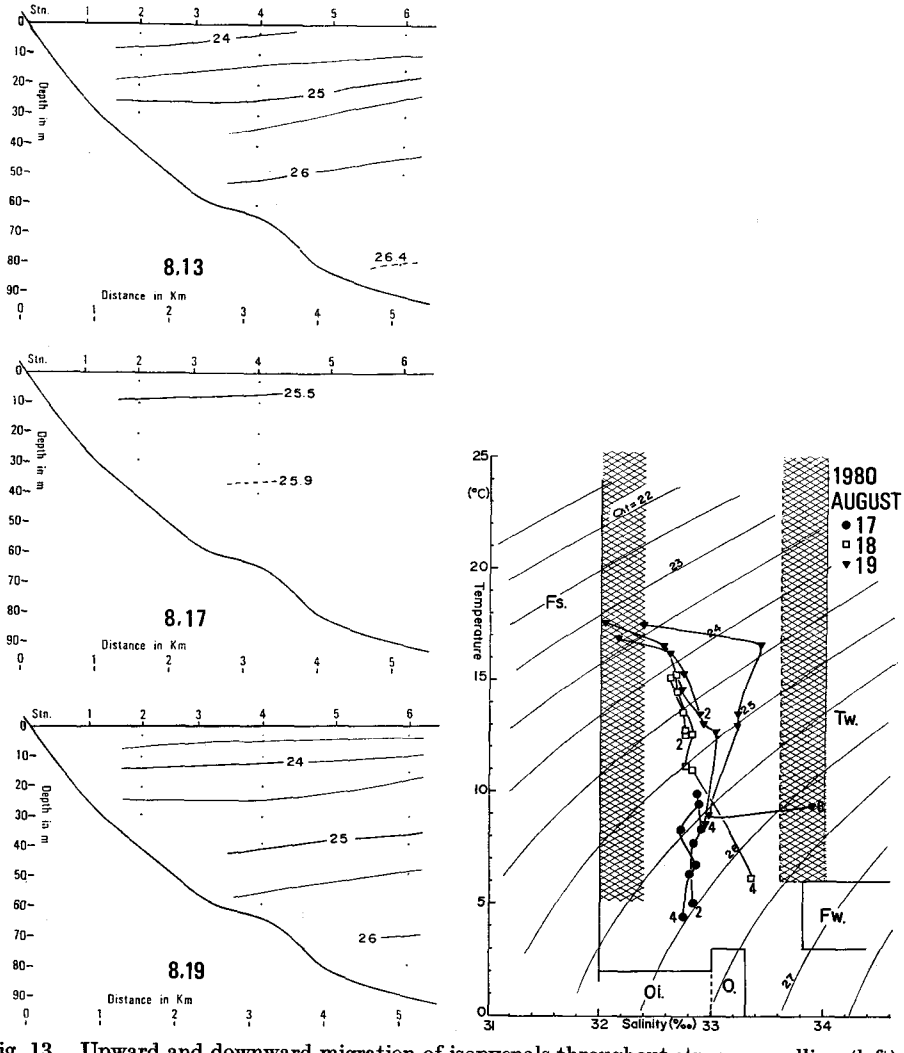


Fig. 13. Upward and downward migration of isopycnals throughout strong upwelling (left), and changes in T-S relations under the same conditions as in Fig. 12 (right).

に岸に沿う流れによってその海洋構造が変化し，水温構造と密度分布が大きく変化することによると考えられる。したがってこの時点の等温線の上下移動は断面に沿う循環に伴った鉛直運動を表わしているとは必ずしも言えない。例えば，水平方向に水温傾度をもつ水塊が水温の傾きの方向に水平移動した場合でも，1点で測定された記録には第14図と同じような等温線の上昇，下降が表われることになり，等温線の上下移動は見掛上の運動を示すにすぎないことになる。等温線の上昇速度は各深度間を同一の等温線が上昇するのに要した時間（走時）から容易に求まるが，湧昇の回復時や，表層に混合層があった8月26～27日の場合，10^{-1}cm/sec 程度の鉛直速度が得られるのは多分に上述の機構によって見掛上，上下運動が速く表現されたものと思われる。

しかしながら，湧昇の始めのころは等温線はほぼ水平に成層しているので，等温線の上昇速度は湧

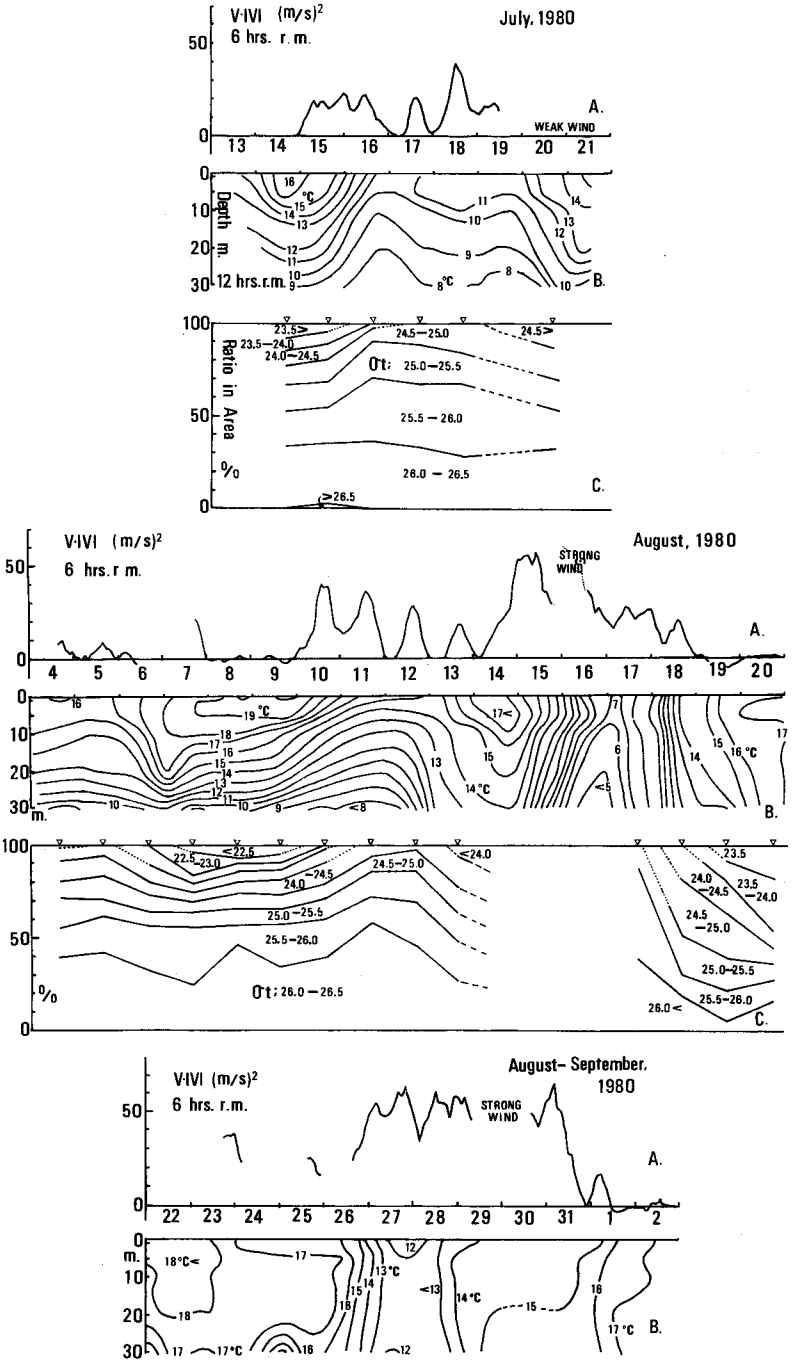


Fig. 14 Vertical changes of isotherms drawn from Fig. 4 with six hours running mean of square favorable wind component, and changes in ratio of areas between two isopycnals in the transections, obtained by daily observation.

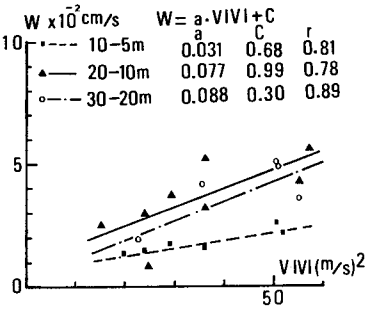


Fig. 15. Relations between six hours mean of square favorable wind component and rising speed of isotherms as shown in Fig. 14–B.

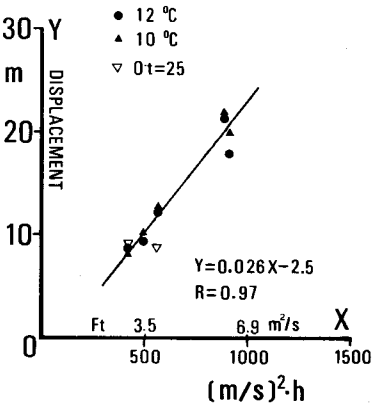


Fig. 16. Relations between time integrated square favorable wind component and vertical displacement of isotherms and isopycnal in the transections observed before and at upwelling shown in Table 1.

Table 1 Vertical displacement of isotherms and siopycnal in the transection, and estimated mean rising speed and time integrated wind strength observed in 1979 and 1980.

Date	$\int V\cdot\lvert V\rvert_y\,dt$ (m/s)²·h	Vertical displacement of isotherms and isopycnal. m			Mean vertical velocity. $\times10^{-2}$ cm/s		
		10°C	12°C	σ_t=25	10°C	12°C	σ_t=25
1979							
July, 18–19	491	9.4	10.1		1.09	1.17	
24–26	910	17.9	19.9		1.04	1.15	
August, 3– 6	881	21.4	21.8		0.83	0.84	
1980							
July, 15–16	423	8.2	8.3	9.0	0.95	0.96	1.0
August, 10–11	558	12.5	12.4	8.7	1.45	1.44	0.93
(13–15	1306	19.7	22.8)		(1.14	1.32)	

昇速度を表わしていると考えて良いだろう。第15図に8月10～11日，14～16日間の各深度間の走時とその間の風の強さとの関係を示す。湧昇速度は各深度で異なり，20→10m間で大きいが，風の強さの変化と良く対応している。値はいずれも 10^{-2}cm/sec の範囲にあるが，Stn. 2 は岸に近く水深も浅いので，断面全体についての湧昇速度を断面観測の結果から，12°C と 10°C の等温線と $\sigma_t=25$ kg/m³ の等密度線の上昇距離から求めると第1表のようになる。1980年7月15～16日の場合，等温線の上昇速度と等密度線の上昇速度とはほぼ一致しているが，8月10～11日の場合は等温線の上昇速度の方が大きくなっている。これは第10図に示されるように，この間に水塊の交替があって，水温構造と密度構造が一致しなくなるためと考えられるが，Stn. 4 においてはほぼ同じ値が得られている。このように，湧昇速度は岸からの距離や深度，あるいは密度成層のちがいによって変化するものであろうから，このような間接的方法から湧昇速度を求めることはむずかしい。しかし，第1表のように，等温線の上昇から求めた速度はほぼ近い値を示し，第16図のように等温線の上昇距離と，風の強さと

吹続時間の積とは良い比例関係にあるので，これらの値を湧昇速度として信頼して良いだろう。

栄養塩類の上昇と植物プランクトンの増殖

大洋の東岸に生じる湧昇においては，下方からの栄養塩の補給と継続的な植物プランクトンの増殖が見られることが報告されているが[9,10]，本著の例のように湧昇の継続時間の短い小規模な湧昇の場合はどの程度の効果があるのか，断面観測によって得られた結果を述べる。

第17図に第2図に示した沖合観測の断面IIにおける栄養塩類とクロロフィル-aの分布を示す。噴火湾や当海域では，冬季の冷却に伴う対流混合によって鉛直に均質となり，栄養塩は PO_4-P で 0.8～1.0 μg-at/l[7]，NO_3-N で 10～15 μg-at/l，SiO_4-Si で 20～30 μg-at/l になる[11]が，3月に起きる硅藻類を主とした春季大増殖によって NO_3-N や SiO_4-Si はほとんど消費されてしまい，その時点のクロロフィル-aの濃度は 10 μg/l 程度になる[12]。その後表層に低塩分水が形成され，鉛直密度差が増大するため下方からの栄養塩の補給は限定されて，光量の増加する期間を通して表層のクロロフィル-a量は 1 μg/l 以下と低い状態が持続される。観測を行った8月1日は第4図に示されるように，7月27日より断続的に吹き続いた適風によって生じた弱い湧昇の回復時にあたっている。この時期では表層の栄養塩は極度に低く，海底近くの濃度の1/10以下になって貧栄養状態にある。特に NO_3-N は有光層と考えられる透明度の3倍の深さ以浅ではほとんど痕跡程度しか検出されない。クロロフィル-aの濃度は密度躍層をはさんで上下で小さく，Stn. 4 の有光層下限と思われる 40m 深に 4 μg/l 以上のピークがあってこれより岸に向って深さを増しながら，濃度が低下している。これはこれ以前の弱い湧昇の影響を残しているのかも知れないが，連日の断面観測を行った▽印の岸側の Stns. 1～6 の範囲では密度躍層に沿うクロロフィル-aのピークの値でも 1 μg/l 以下と低くなっている。

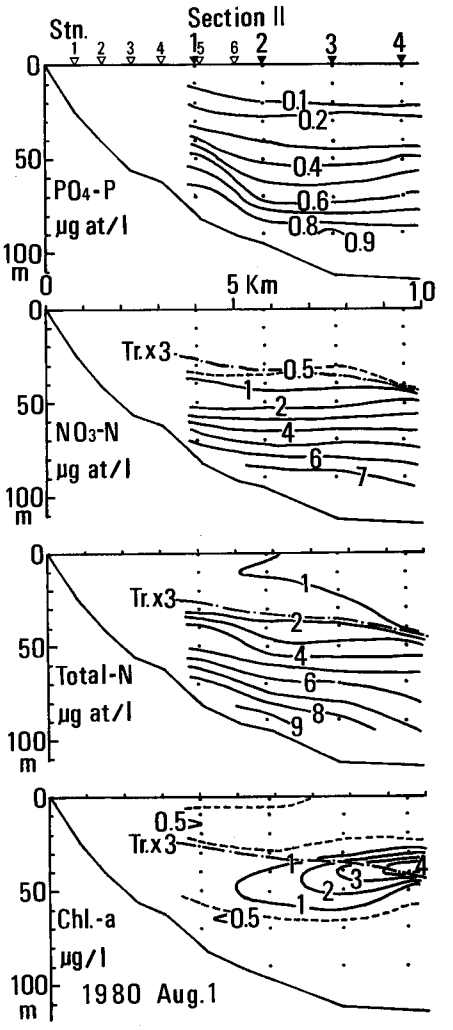


Fig. 17. Distributions of nutrients and chlorophyll-a in the transection of S II shown in Figs. 1 and 2.

このような鉛直方向の栄養塩の濃度差は観測期間を通じて維持されていて，第18図に示すように，密度成層と栄養塩の濃度とは比較的対応が良い。特に NO_3-N の場合，$\sigma_t = 25.5$ kg/m^3 を境としてこれより低密度側の NO_3-N は消費され尽している。Total-N の場合，NH_3-N が残余の N の主体であるのでばらつきが大きいが，表層ではほとんど 1 μg-at/l 以下である。PO_4-P の場合は窒素ほど明確でなく，高密度な範囲で

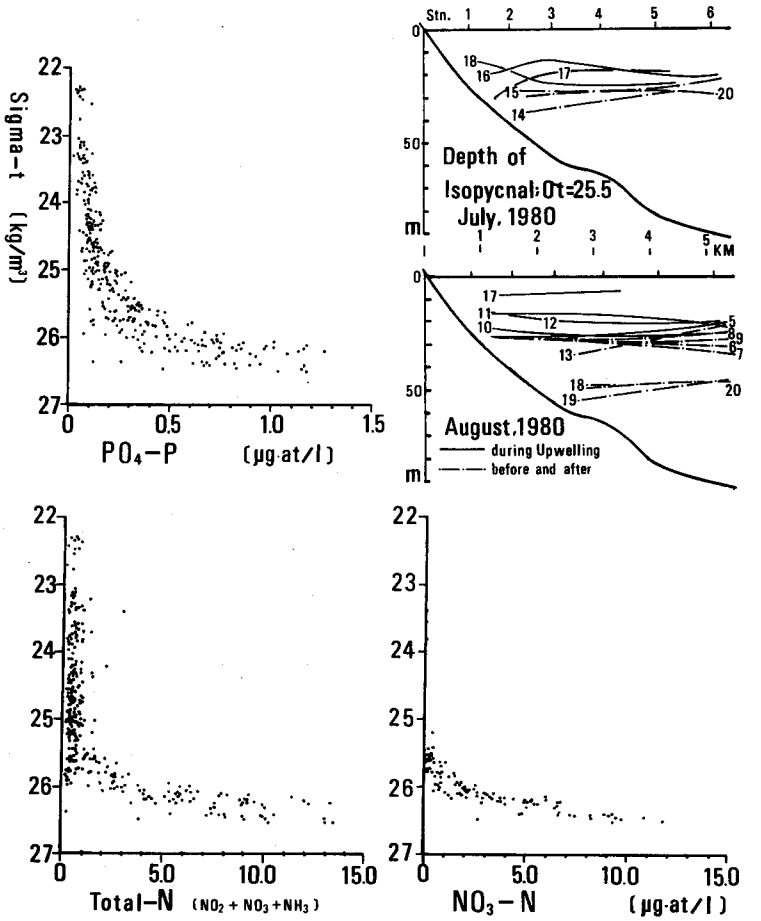


Fig. 18. Relations between density of water and concentration of nutrients during the observation period, and vertical variations in isopycnal of σ_t=25.5 in summer, 1980.

も低い濃度のものが見られるが，これは PO_4-P 濃度の低い津軽暖流水がこの間に含まれているからである。しかし PO_4-P の濃度は表層でも生物生産を制限するほどの低濃度とは言えず，むしろ N の不足が重要と思われ，N 濃度の高くなる σ_t=25.5 kg/m³ 以上の高密度な下方の水が有光層内に上昇した場合，栄養塩の補給効果が期待される。

σ_t=25.5 kg/m³ の等密度線は観測断面内では第 18 図に付記するように湧昇時には浅くに上昇し，終了直後に一旦深くなって，通常は 30 m 前後の深さにある。この深さは表層下部に相当し，第 17 図に示されるように，有光層下限に相当する。連日の観測のある 7 月の Stn. 3 と 8 月の Stn. 4 について，等密度線の深浅移動と，栄養分布の変化とクロロフィル-a の濃度変化を示すと第 19 図のようになる。

7 月上旬から吹き続いていた適風が止んだ 14 日には σ_t=25.5 kg/m³ の等密度線は 30 m 以深に下がったが，15 日から再び吹き出した適風によって上昇し，16 日には 15 m 以浅に達した。17 日以降は適風は日周変化を伴っていたので等密度線はやや下降したが 20 日までは 30 m 浅にあった。この間 σ_t=

26 kg/m³ の等密度線は 16 日にわずかに上昇したが，これ以浅のように大きな上下移動はみられない。等密度線の上昇につれて栄養塩の等濃度線も 14 日から 17 日にかけて上昇し，30 m 以浅に PO_4-P：0.4 μg-at/l，Total-N：2 μg-at/l の等濃度線が 20 日まで描かれている。これは 14 日の状態に比較すると 15～20 m の上昇になり，有光層下部の栄養塩濃度は 2 倍以上に増加したことになる。PO_4-P の増加に比較して Total-N の増加の割合が 30 m 以浅で小さくなっているが，これは生物生産による栄養塩のとり込みが，N の場合 P より 1 桁以上多いため，消費された分だけ相対的に N の濃度が低くなるためと思われる。

クロロフィル-a 量は 16 日から 20 m 深を中心に増加し始め，1 μg/l 以上を示す範囲も 10～30 m 深に広がって，18 日には 20 m 深で 2 μg/l を越えている。この高濃度な範囲では全色素に対するクロロフィル-a の割合は相対的に高くなっていて，この深度で植物プランクトンの増殖があったと考えられる。

8 月に入ると，表層の水温が上昇するので表層の密度傾度はさらに大きくなって，有光層内の栄養塩濃度やクロロフィル濃度は極度に低下しているが，4, 5 日，10～12 日のように，適風によって等密度線が上昇すると栄養塩の等濃度線も上昇する。8 月 8 日には適風は吹かなかったが，津軽暖流水が表層下方に貫入したため σ_t＝26.0 kg/m³ の等密度線は上方に押し上げられている。この影響は PO_4-P の分布には現われないが，表層下部の Total-N を増加させている。これらの有光層深度の限界付近でわずかな栄養塩の上昇があると，これに対応して，表層下部に薄くクロロフィル-a のピークが出現する。これらのピークの深度は 7 月の場合より深く，30 m 深に見られ，栄養塩の等濃度線の深まりにつれて，6 日，12 日のように 40 m 深まで深まる。7 月と同じように，全色素中のクロロフィル-a の割合はこの深度で高く，クロロフィル-a 量もこの深度の上下では極度に低くなっているので，これらのクロロフィル-a の増加はこの深度で植物プランクトンの増殖があったためと考えられる。8 月 14 日以降の強風に伴う湧昇については，調査に使用した船が小型で危険なため中断したので詳細は判らないが，湧昇の弱まった 17 日の状態や 15 日の海面採水の資料から，前述の例をしのぐ栄養塩の上昇があったものと推定される。クロロフィル-a 量も 15 日には海面ですでに 1 μg/l を越えており，17 日の観測では海面から 40 m 深まで 1 μg/l を越す濃度になっている。この値は水柱中の現存量に換算すると 8 月 5 日や 12 日の値を越えることになる。

考　　察

沿岸湧昇に伴う内部境界面の振舞いや沿岸ジェット流の発達などの力学構造については，数多くの理論的研究が積み重ねられて来て，近年の数値解析[13,14]や回転水槽実験[15,16]などの成果からその物理的機構も明らかにされつゝある。しかし，これらの研究は当海域の湧昇現象とは時空的に規模も異なり，現象の本質を探るために条件も簡略化されているので，その成果を直ちに当海域の現象を再現するものとして適用することはできない。Csanady (1982·a)[17]は当海域の湧昇現象と同じ規模の沿岸域の力学について，オンタリオ湖の湧昇観測結果の解析を含めて詳しく述べている。それによると，本報告に示した断続的に吹く岸に沿う適風に対する水温躍層の振舞や，海面を横切る水温フロントの岸～沖方向の移動，流れの測定は行っていないが躍層下方の冷水の増大が示す岸に沿った風と逆向きの流れの発達など，その規模等においても多くの一致が見られる。Csanady (1982·b)[18]の 3 層モデルによる解析によると，上・中・下層の厚さがそれぞれ 15, 15, 45 m の場合，風の力積 Ft＝1m²/s について内部境界面の上昇距離は，上層と中層間の境界について ζ_2，中層と下層間について ζ_3 であらわすと

$$\left.\begin{aligned}\zeta_2 &= 1.13\,e^{-x/R_2}+1.03\,e^{-x/R_3}\\ \zeta_3 &= 1.56\,e^{-x/R_2}-0.74\,e^{-x/R_3}\end{aligned}\right\}\ \text{(P. 91 の 26 式)} \qquad (1)$$

で表わされる。ここで R_2, R_3 はそれぞれの内部境界面の内部変形半径で $R_2=4.95$ km, $R_3=2.35$ km であり，x は岸から沖に向う距離である。風の力積 Ft は空気密度 ρ_a, 海水密度 ρ_w, 抵抗係数 C_{10}, 風速 W とすると

$$Ft=\rho_a/\rho_w\cdot C_{10}\cdot W_i W\cdot t\,(\mathrm{m^2/s}) \tag{2}$$

である。$\rho_a/\rho_w=1.20\times10^{-3}$, $C_{10}=1.6\times10^{-3}$ ($\leq$7 m/s) とすると，7 m/s 以下の風の力積は

$$Ft=1.92\times10^{-6}\times W_i\cdot W\cdot t \tag{3}$$

となる。本調査の場合，風速計の設置してある高さは海面から 16 m の所にあり，地形上南東風に対して多少陰になるような地点での測定で，必ずしも海上風をとらえているとは限らないので，風の力を風速の 2 乗値で表現したが，これらのちがいを無視して (3) 式が適用されるとすれば，第 16 図の横軸の値は風の力積として

$$Ft=6.91\times10^{-3}X \tag{4}$$

で与えられる。第 16 図の横軸に (4) 式より求めた Ft の値をあわせて示す。

(1) の場合，海岸で鉛直な断面を有する以外，規模等は渡島半島東岸に類似するが，得られた値は第 16 図に示す値より小さく，$x=0$ で $\zeta_2=2.16$ m, $\zeta_3=0.82$ m, $x=R_2$ で $\zeta_2=0.51$ m, $\zeta_3=0.50$ m である。この間の ζ_2 の平均値と比較すると本調査の場合約 2 倍程度大きく得られている。しかし木直の風が実際の海上風速の 70% 程度とすると両者の値はほぼ一致することになる。

海底面は本海域では傾斜しているが，Csanady (1982·b)[18]はその影響として表層の内部境界面が海面を沖合で横切っても，それ以深の境界面は岸側では水平に保たれることを述べていて，本調査の場合と同様な結果を示している。

2 シーズンにわたって実施した本海域の観測は資材の不足や調査船が小型であったことなどから，本海域の力学構造を説明するには不充分な点が多々あるが，得られた結果を今日までの知見に参照すると，渡島半島東岸の湧昇は内部ケルビン波タイプの湧昇として説

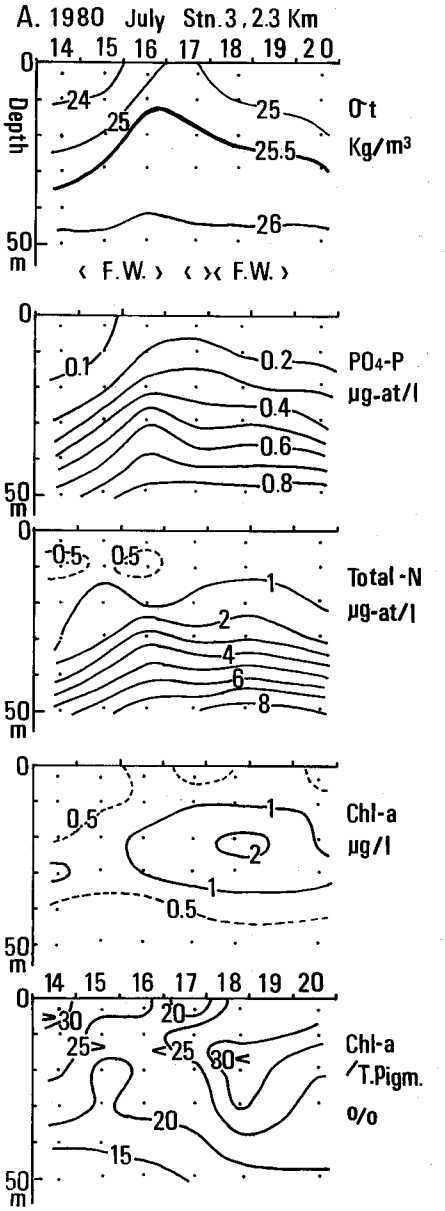
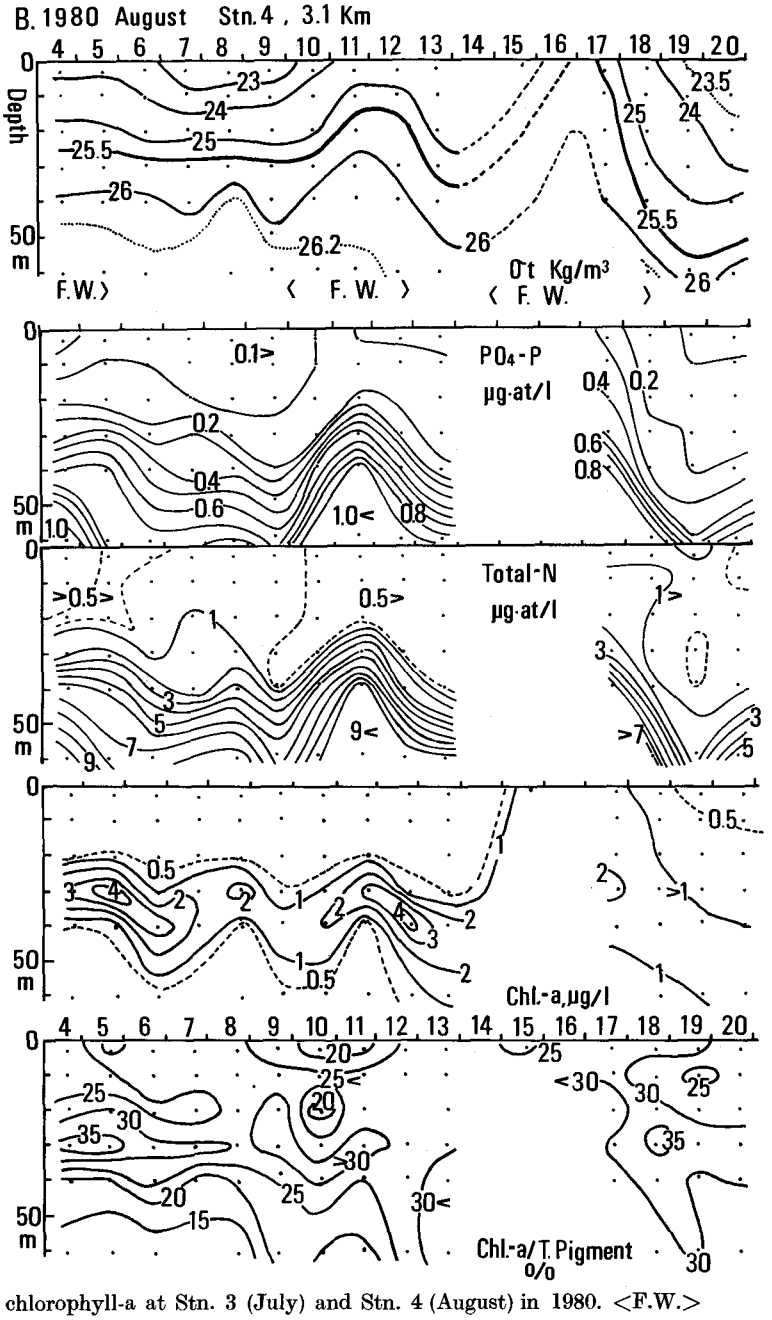


Fig. 19. Isopleth of density, nutrients and indicates favorable wind impulse.

明されるだろう。その場合，風下の隅にあたる噴火湾の存在が噴火湾内の水の交換機構との関わりのうえでも，この沿岸の湧昇現象に大きな影響を及ぼしているものと思われる。これらの内容について



chlorophyll-a at Stn. 3 (July) and Stn. 4 (August) in 1980. <F.W.>

はさらに充分な検討が必要である。

力学構造を知るためには不充分な観測ではあるが，本海域の場合，T-S 図に明示される2種の水塊が沖合と噴火湾から岸沿いに存在しているので，これらの特性の変動から湧昇に伴う沿岸水の交換が明瞭に示される。湧昇に伴って生じる岸を横切る方向の上・下層間の対向する流れは，両水塊の間に相互の貫入層を形成し，多くの逆転層を生じるが[19]，これらもまた沿岸水と外洋水との混合過程を示すものである。両水塊の特性は大きく異なるが，密度構造のうえでは両水塊が接触していても特異な差は認められないので，本海域で湧昇現象として認められたこれらの海水の挙動は，同じような密度構造をもつ沿岸域に数10時間にわたって適風が吹いた場合，どこの海岸でも生じ得る現象であろう。

沿岸湧昇に伴う表層水の沖方向への輸送や，コースタルジェットの発達は，沿岸水域を生育の場とする幼稚魚の生活環境の変動やその輸送の面で深くかかわって，その再生産機構に影響を与えるであろうし，沿岸を回遊する魚群の魚道を変化させ，定置網漁業等の漁業経営にも影響を与えることが予想される。また海面近くを浮遊する卵は海岸近くから沖合へと分散される反面，フロント域では集積されるかも知れない。同様な事は陸上その他から沿岸に排出された浮遊あるいは懸濁物質等の輸送機構としてもかかわるので，環境保全のうえからも沿岸域におよぼす風の影響は注目されなければならない。

湧昇に伴う密度躍層の上昇は，北太平洋亜寒帯沿岸域で夏期に発達する貧栄養状態な表層水の厚さを減少させ，有光層深度以浅に栄養塩を補給する機能を持つ。内部境界面に生ずる振動は内部セイシュや陸棚波など多くの現象が知られているが，沿岸湧昇の場合はこれらに比較してその上昇距離も大きく，上昇した状態の持続時間も長い。西浜 (1982)[20]によれば当海域で毎年3月に見られる春季大増殖の主要種である硅藻類の増殖速度は 0.086 回/日とされているが，湧昇に伴って有光層下部で増加するクロロフィル-a の増加率を見るとこの時期のプランクトンの増殖速度は春季のそれより1桁大きいものと推定される。この海域では春季の大増殖後，硅藻類は減少しこれにかわって鞭毛藻等の小型プランクトン種が卓越することが知られている[21,22]。今回の観測例のように，光量の少ない有光層底部でクロロフィル-a 濃度が1～2日のうちに2～4倍も高まるのは，これらの小型プランクトンの増殖がすみやかに行われるためと考えられる。

この沿岸に湧昇を生じる適風が吹く場合，季節的な気圧配置の特徴が認められる。春季大増殖が終った4，5月ころは，日本海から北海道の近くを通って太平洋に移動する発達した低気圧の前方で吹く南東風が適風となる。この風の吹続時間は低気圧の移動速度が早い場合は1日で終ることもあるが，通常は2日間ほど持続して，強い適風が吹く。本州の梅雨期には北海道の北東海上にオホーツク高気圧が停滞するため，これより吹き出す冷い東風が適風となり，日周変化を伴いながら数日間連吹する。このオホーツク高気圧と梅雨前線上を東進する低気圧の間に吹く風が適風となる梅雨期末には，いくつかの低気圧の通過につれて強風となりながら中程度の適風が数日を越えて連吹する。盛夏のころは時として台風や台風くずれの温帯低気圧が通過して強い適風をもたらす。初秋には再び前線活動が活ばつになり，比較的強い適風が数日間連吹するが，すでに冷却期に入っているので表層に等温な混合層が形成され，第4図のように水温変化としては大きく表われない。このように，渡島半島東岸では表層の栄養塩が乏しい時期に湧昇を生ずる風がしばしば吹いている。湧昇を生じる範囲は岸から数 km の狭い範囲であり，湧昇の持続時間も短かいが，この程度の湧昇でも有光層底部ではプランクトンの増殖が認められる。このことは正味の生産の乏しい時期のこの沿岸の生産を維持する機構として重要であろう。

お わ り に

沿岸湧昇現象は近年に至って，従来言われていたものより短時日の間に吹き止む風によって生ずることが明らかにされ，大陸の西岸ばかりでなく，地形と風の条件さえ満足されゝば，どこの海岸でも

生じ得る現象である[23]ことが認識されるようになった。しかしながら本著に述べたような実際の海域における観測は，現象が短時日の間に終了するため観測手法上の困難さもあって，そう多くは行われていない。これまで述べて来たように，湧昇は下層水の上昇と基礎生産の増大という関わりだけでなく，浅い範囲で生じる沖向き，岸向きの流れや，岸に沿う強い流れの発達などを伴う現象であるので，沿岸水の海水交換にも大きく寄与し，漁業生産や環境保全との関わりのうえでも注目されるべき現象である。これらの実態を明らかにするためにはより充実した観測が今後とも必要である。

文　　献

1) 大谷清隆・出口良二 (1981). 渡島半島東岸の沿岸湧昇-1, 北大水産彙報, **32**, 77–96.
2) Strickland, J.D.H. and Parsons, T.R. (1968). *A practical handbook of seawater analysis.* 311p. Fish. Res. Bd. Canada, Ottawa.
3) Yentsch, C.S. and Menzel, D.W. (1963). A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. Deep-Sea Res., **10**, 221–231.
4) Saijo, Y. and Nishizawa, S. (1969). Excitation spectra in the fluoroetric determination of chlorophyll-a and phaeophytin-a. Marine Biology, **2**, 135–136.
5) 気象庁 (1970). 海洋観測指針, 427 p. 日本海洋学会, 東京
6) 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**, 58–66.
7) 大谷清隆・木戸和男 (1980). 噴火湾の海洋構造, 北大水産彙報, **31**, 84–114.
8) 大谷清隆 (1981). 噴火湾の物理環境, 沿岸海洋研究ノート, **19**, 68–80.
9) Estrada,M. (1978). Mesoscale heterogeneities of the phytoplankton distribution in the upwelling region of NW Africa. p. 15–23. In Boje, R. and Tomczak, M.(ed.). *Upwelling Ecsysteoms.* 303p. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
10) Packard, T.T., Blasco, D. and Barber, R.T. (1978). *Mesodinium rubrum* in the Baja California upwelling system. p. 73–89. Ibid.
11) 西浜雄二・岩崎良教・金子　実・広海十朗 (1976). 噴火湾鹿部沖における海洋条件および動植物プランクトンの季節的変化, 北水試月報, **33(2)**, 1–22.
12) 西浜雄二・川真田憲治 (1979). 噴火湾の一次生産, 水海研報, **34**, 71–74.
13) Suginohara, N. (1982). Coastal upwelling: onshore-offshore circulation, equatorward coastal jet and poleward undercurrent over a continental shelf-slope. J. Phys. Oceanogr., **12**, 272–284.
14) Crepon, M. and Richez, C. (1982). Transient upwelling generated by two-dimensional atmospheric forcing and variability in the coastline. Ibid, **12**, 1437–1457.
15) Renouard, D.P. (1981). An experimental study of gravity-inertial waves and wind-induced Kelvin-type upwellings in a rotating system. Ibid, **11**, 1100–1112.
16) Lee, D.S. and Renouard D.P. (1983). Experimental study of the coastal thermocline height variations caused by an impulsively applied wind of limited along-shore extent. Dyn. Atm. Oceans, **7**, 129–145.
17) Csanady, G.T. (1982). *Circulation in the Coastal Ocean.* 279p. D. Reidel Publ., Dordrecht, Holland.
18) Csanady, G.T. (1982). On the structure of transient upwelling events. J. Phys. Oceanogr., **12**, 84–96.
19) Miyake, H. (1982). Temperature inversions off the eastern coast of the Oshima Peninsula, Hokkaido. 北大水産彙報, **33**, 135–148.
20) 西浜雄二 (1982). 噴火湾口鹿部沖におけるクロロフィル量の季節変化に関する10年間の観測, 1973–1982. 年, 水海研報, **41**, 62–64.
21) 田村　正 (1951). 噴火湾近海に出現するプランクトンの季節的変化について, 北水試研報, **8**, 26–38.
22) 箕田　嵩・富士　昭 (1982). 噴火湾の動物群集, 沿岸海洋研究ノート, **20**, 94–105.
23) 吉田耕造 (1978). 湧昇流研究の展望, 同誌, **15**, 96–108.