



13

REPORT  
OF  
MARINE ECOLOGY RESEARCH INSTITUTE

海洋生物環境研究所研究報告

No. 89301

福島県沖における1984年7月の沿岸湧昇

平成元年11月

November, 1989



## 福島県沖における1984年7月の沿岸湧昇

松野 健<sup>1</sup>

### Coastal Upwelling off the Coast of Fukushima in July, 1984

Takeshi Matsuno<sup>1</sup>

Matsuno, T.(1989). Coastal upwelling off the coast of Fukushima in July, 1984. Rep. Mar. Ecol. Res. Inst., No.89301 : 1-17.

**Abstract :** Low-frequency and large amplitude fluctuations of temperature were observed in the coastal region off the Fukushima prefecture in July, 1984. In this paper we present that the large amplitude temperature fluctuations were caused by coastal upwelling excited by strong southerly, and show the physical properties concerning to the coastal upwelling off Fukushima. The upward velocity of the isotherm was about  $7$  or  $8 \times 10^{-3}$  cm/sec, and it is mostly coincident with theoretical estimation. When the southerly wind calmed down, the inclined isotherm gradually went down. The time scale for dissolution of the coastal upwelling can be explained by the spin down time estimated using some reasonable parameters. Furthermore, the alongshore coastal jet was developed accompanying with the coastal upwelling.

**Keywords :** Coastal upwelling, Temperature fluctuation, Fukushima, Coastal jet, Spin down

松野 健(1989), 福島県沖における1984年7月の沿岸湧昇, 海生研報告, No.89301 : 1-17.

**要約 :** 1984年7月の福島県沿岸域における水温の連続観測から得られた非常に変動幅の大きな現象について考察し, そのとき観測された水温変動が南風によって励起された沿岸湧昇である可能性が高いことを示すとともに, その物理特性を明らかにした. 等温線の上昇速度はおおよそ  $7 \sim 8 \times 10^{-3}$  cm/secとなり, 理論から推定される値と概ね一致した. また, 南風がおさまると, 傾いていた等温線がしだいにもとの状態に戻る過程が観測されたが, それに要した時間は適当なパラメータ値を用いて推定したスピンドウダウンタイムにより概ね説明できることを示した. さらに, 沿岸湧昇が起こったとき, 同時に実施した流れの観測から, 湧昇に対応して北向きの流れが形成されていたことを示した.

**キーワード :** 沿岸湧昇, 水温変動, 福島沖, 沿岸ジェット流, スピンドウ

---

1. 現在 : 長崎大学水産学部 (〒 852 長崎市文教町 1-14)

Present address : Faculty of fisheries, Nagasaki University (1-14, Bunkyo-machi, Nagasaki, 852, JAPAN)

## 目 次

要約	1	2. 水温構造の時間変化	8
I. はじめに	3	IV. 考察	12
II. 観測	4	V. おわりに	16
III. 観測結果	5	引用文献	17
1. 水温の時間変化	5		

## 図 表 目 次

第1図	水温計および流向流速計を係留した定点	5
第2図	各定点の4 m層における水温の時間変化と陸上における風向風速の時間変化	6
第3-1図	岸沖断面における日平均水温構造 (7月3日~10日)	9
第3-2図	岸沖断面における日平均水温構造 (7月11日~18日)	10
第3-3図	岸沖断面における日平均水温構造 (7月19日~26日)	11
第4図	各定点の4 m層における流れの北向き成分の時間変化	14
第5図	アメダスのデータによる八戸, 宮古, 江ノ島, 浪江, 広野, 小名浜における風向風速の時間変化	16

## I. はじめに

福島県の沖合、あるいはもう少し範囲を広げて、三陸から常磐にかけての日本の東方海域は、黒潮続流のフロント、また親潮の南端部付近にあたり、それぞれから派生した暖水塊や冷水塊が不規則に分布する複雑な海況の海域として知られている。しかし一方、より沿岸寄りに注目すると、三陸を除けば海岸線がほぼ南北に走っていると同時に、海底地形も比較的単調であって、海嶺のある海域や内湾に比べて、地形的な複雑さは少なくなっている。特に福島沿岸域では、海岸近くからかなり沖合まで、等深線がほぼ直線状(岸寄りではほぼ南北方向であるのが沖合では少し傾いた方向になるが)になっている。このため沿岸域における現象に対して比較的簡単なモデルで力学的な解釈が可能になる場合がある。そのひとつの例として、Kubota et al.(1981)は、福島沿岸域における数日周期の流速変動に注目し、その変動現象が北から南へ伝播していることを示すとともに、その伝播速度が、解析的に求めた陸棚波の第2、第3モードに近いことから、その変動が陸棚波の伝播によるものである可能性を示した。

また、当海域では火力、原子力発電所の立地に関連して、海岸に近い水域では多くの海洋観測が実施されてきている(福島県水産試験場、福島県温排水調査管理委員会、海洋生物環境研究所など)。特に福島県水産試験場(1982)は、東京電力(株)福島第一原子力発電所の周辺における様々な観測結果をもとに、温排水の噴流域から沿岸流の範囲までのスケールの現象に対して精力的な解析を行っている。そこでは海洋の自然現象としては、主として波浪に起因する海浜流と、数日スケールの周期をもった沿岸流が取りあげられている。

ところが福島県温排水調査管理委員会(1985)にも示されているように、当海域では特に成層期において水温に顕著にあらわれる数日スケールの変動現象がみられることがある。我々も海岸から数km以内の範囲における水温の連続観測を行った際、周期的とは言えないものの、数日程度の時間スケールをもった顕著な水温低下現象を認めた。

沿岸域での水温低下をひき起こす海洋現象のひとつとして沿岸湧昇が考えられる。沿岸湧昇は、風によるエクマン輸送によって表層水が沖合に運ばれたとき、それを補償するために下層水が湧昇してくる現象である。この沿岸湧昇には大小様々なスケールが考えられ、大規模な現象としては、何カ月かの平均場としての湧昇域を考えることができ

る。そのような海域では下層の栄養塩の上昇によって表層の生産性が高められ、それに応じて大規模な漁場が形成されることが多い。カリフォルニア沖やペルー沖はその好例である(例えばSmith, 1968)。一方個々の湧昇現象は、より短い期間の風に対応して生起し、数日から10日程度の時間スケールをもつ。こうした個々の事象としての沿岸湧昇をとらえようとした詳細な観測としては、オレゴン沖のものがよく知られている。オレゴン沖の沿岸湧昇については多くの報告がある(Mooers et al. (1976), Huyer(1974)など)。

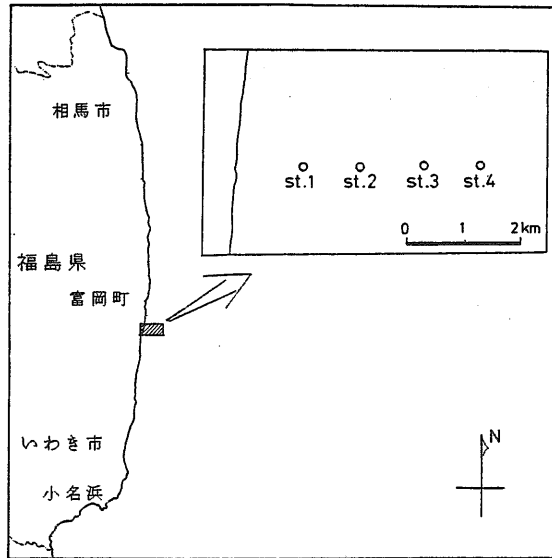
オレゴン沖での大規模な観測から得られた結果に基づいて数多くの研究報告があるのとは対照的に、日本沿岸における沿岸湧昇の報告例はあまり多くない。数少ない例としてKishi(1976, 1977)は伊豆半島東岸などで表面水温から沿岸湧昇が起こっている可能性を示した。また大谷(1981, 1983)は渡島半島東岸における数日間の水温低下現象を風との関係から沿岸湧昇として論じている。その他にも岩崎(1986a, b)が茨城沖で貝毒化現象に関連して、沿岸湧昇が重要な役割を果たしているらしいと述べており、また柳(1985)は佐田岬半島の北岸での湧昇を報告している。

今回、ここでは福島沿岸における水温低下現象を沿岸湧昇の観点から整理した。福島沿岸は、上述のようにほぼ南北に走る海岸線が長く続く単調な地形のため、伊豆半島や渡島半島に比べて、例えば内部静振などの可能性をほとんど考えなくてもよいなど、現象に影響する要因を単純化できる利点があると考えられる。その意味では茨城沖とは類似の海域特性をもっている。

なお、データの解析にあたって理解と援助をいただいた海洋生物環境研究所中央研究所深滝弘前所長および本報告の印刷にあたってお世話になった同所下茂繁所長をはじめ、調査と解析に関連して様々な協力をいただいた同研究所所員の方々、そして本稿を校閲いただいた東海大学海洋学部和田明教授に深く感謝いたします。

## II. 観 測

1984年7月3日から7月26日にかけて、福島県楡葉町の沿岸域に水温計および流向流速計を係留した。測定点は第1図に示すように海岸から1 km毎に沖合4 kmまで4点設けた。st.1, 2では1, 2, 3, 4m層に、またst.3, 4では4, 10m層に水温計を係留した。流向流速計は各定点の4m層に設置した。水温の測定にはメモリー水温計T-4000を



第1図 水温計および流向流速計を係留した定点

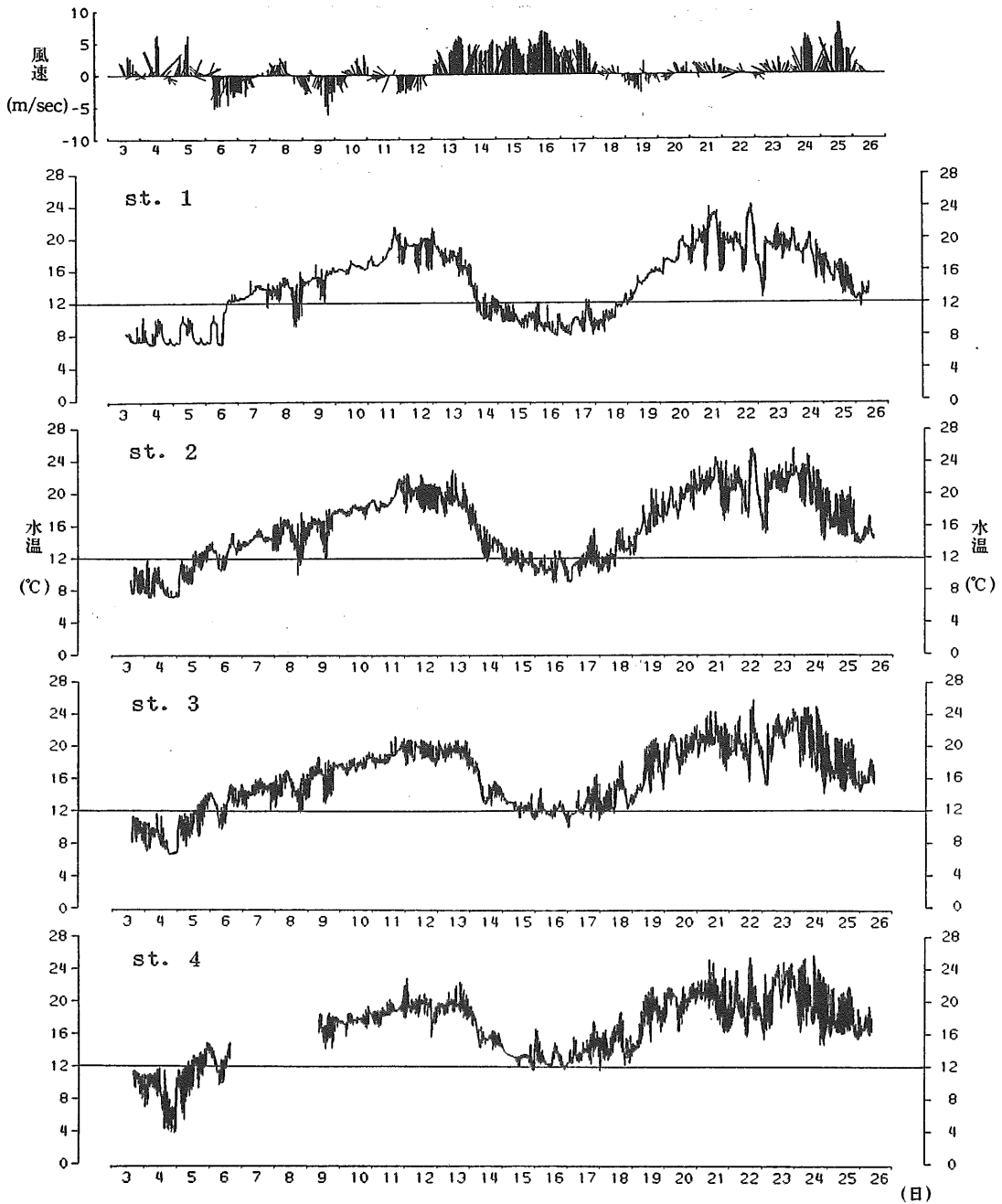
用い、2分毎のサンプリングを行った。また、流向流速計は小野式流速計を用い、記録の読み取り間隔を10分とした。水温の測定間隔が2分と短く、また測定層の設定も st.1, 2で海面近くに集中しているなど、海洋観測としてはあまり一般的でないが、これは、この調査が温排水の挙動をとらえるために企画されたものであったことによるものである。すなわち、ここで述べる沿岸湧昇の把握のためには必ずしも適切ではなかったことは否めない。

本稿で用いた風向風速のデータはアメダスのデータのほかに、東京電力㈱提供による福島第二原子力発電所構内で測定されたものも含まれている。

### III. 観 測 結 果

#### 1. 水温の時間変化

st.1~4の各定点の4m層における水温変動を第2図に示す。わかりやすいように12°Cのところに入線を付した。st.1についてみると、7月3~5日には7~10°Cとこの時期としては非常に低温であった。それが6日頃からしだいに上昇して、12日には20°Cを越える水



第2図 各定点の4 m層における水温の時間変化と陸上における風向風速の時間変化  
(1984.7.3~26)



温になっている。ところが翌13日になると、水温は急激に降下しはじめ、15日には再び10℃以下の水温も示すようになる。この低温は3日間ほど続き、18日には再度上昇に転じて、21日には再び20℃以上となっている。しかしこの高温も長くは続かず、24日には再び降下しはじめ、26日には12~13℃まで下がっている。この非常に振幅の大きい数日以上時間スケールをもった変動は、st.2, 3, 4の各定点でも認められた。ただ詳しく見ると、たとえば7月14日から18日にかけての低温期の水温は、st.2, 3, 4と沖合になるほど高くなっており、st.1では9℃前後にまで下がったのに対し、st.4では12℃台にとどまっているという相違がある。

第2図には各定点の水温変化のほか、海岸近くの陸上における風向風速の時間変化を示した。7月3日から5日にかけては、1日前後の短い時間スケールをもった変動が認められ、平均的には南寄りの風が優勢であった。また6日から12日頃までにかけてはそれより長い3日前後の時間スケールをもった変動になっており、やや強い北風が1日以上続くのが特徴的であった。このように12日まではむしろ北風と南風が比較的短い周期で交替していたといえる。それに対して、13日から17日にかけては強い南風が吹き続いた。そして18日になって風は弱まり23日まで風の弱い期間が続いた。24日になると再び南風は強まり、25日も風が強かった。

このような風の変動と上述の水温変動とを比較すると興味深い関連性が認められる。すなわち、およそ5日間にわたって吹き続けた南風の期間と、水温が大きく低下した期間とが非常によく対応していることがわかる。もう少し具体的に述べると、st.1では南風が吹き始めた7月13日に水温は降下を始め、およそ1日半ほど降下を続けた後、南風が吹き続けている間、低水温が維持されている。そして、南風が弱まった18日になると水温は徐々に上昇を始め、およそ3日間でもとの水温に近いところまで戻っている。このように、この水温変動は南風の強弱と非常によく対応している。さらに詳しくみると、14~17日の低温期の水温が定点ごとに少しづつ違っていたように、風と水温低下との関係も定点によって少しづつ異なっていることがわかる。上述のように最も岸寄りのst.1では、南風が吹き始めた13日から、水温ははじめ徐々にではあるが、既に下がり始めていたのに対し、沖合の定点になるほど水温の下がり始めが遅れる傾向にあった。そして最も沖合のst.4では、水温が低下し始めたのは14日になってからであったことがわかる。以上のことからこの大きな変動幅をもった水温低下現象は、南風と関係が深く、かつ岸側から先にあらわれる現象であることがわかる。同様の風と水温低下との関係は7月24

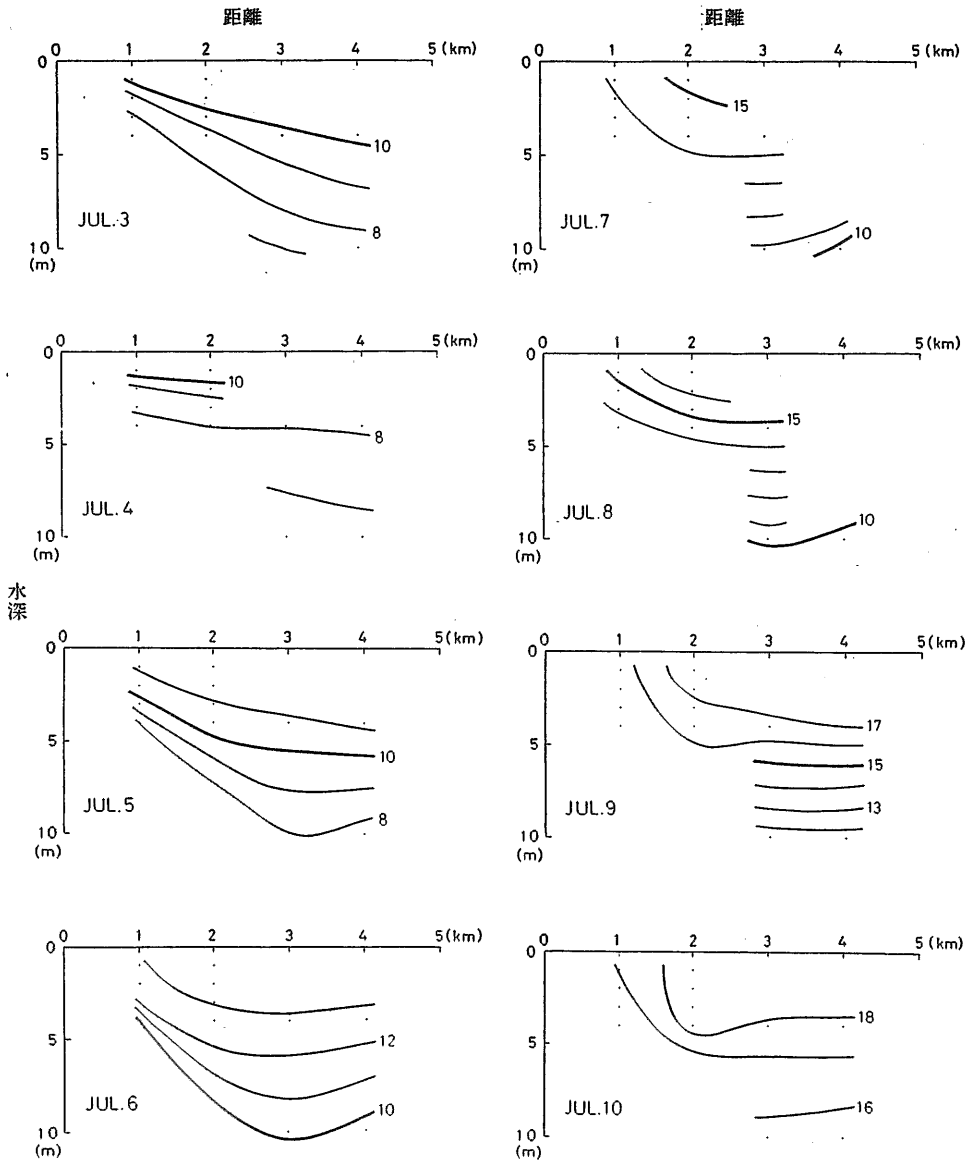
日、25日にも見られた。当海域では南風は表層の水をエクマン輸送によって沖に運ぶ外力として働くことを考慮すると、この現象はいわゆる沿岸湧昇である可能性が考えられる。そこで、次に水温構造に注目してその時間変化を検討する。

## 2. 水温構造の時間変化

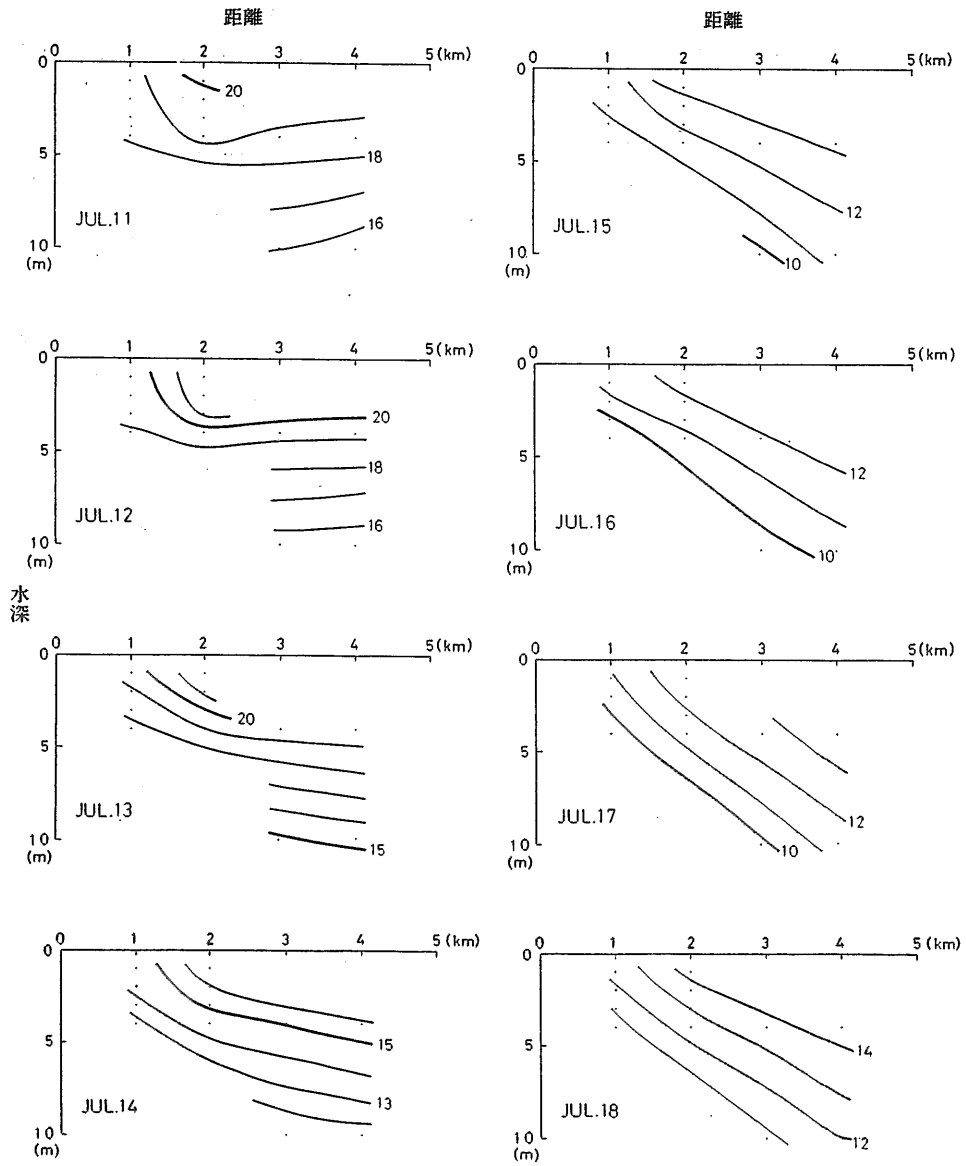
各定点各層における水温の1日平均の値を用いて作成した水温構造の日変化を第3—1～3図に示す。水温分布を描くには測定点(図中・で示した)が多少不足ではあるが、普通の観測船による海洋観測データと異なり、それぞれの断面図は2分毎のデータ1日分、すなわち720個の平均値によるものであり、平均場としての信頼性は非常に高いと考えることができる。

まず、南風と低水温が対応していた7月13日～17日の前後に注目する。7月10日から12日にかけて最も岸寄りのst.1では沖合に比べて水温が低く、st.1とst.2との間で水温フロントが形成される構造になっている。しかし、st.2より沖合では岸沖方向による水温の相違はあまり認められず等温線はほぼ水平になっている。また水温は表層でやや上昇する傾向にあった。ところが南風が吹き始めた13日の平均水温場は全体的にやや左上がり、すなわち岸側で等温線が浅い構造になっている。14日から15日にかけて等温線の左上がり傾向はさらに顕著になり、水温も前日よりかなり低い。14日にみられた14℃以上の水は15日には沖に運ばれたものと考えられる。16、17日は15日の水温構造と類似しているが、ただ10℃の等温線が15日よりやや上昇していることがわかる。このような水温構造の変化は、13日から17日まで南風が連吹していたことを考慮すると、前節で述べたように表層の水がエクマン輸送によってどんどん沖に運ばれた結果生じた沿岸湧昇による可能性が高い。そして南風がおさまった18日になると、左上がりの水温構造はまだ残っているものの、等温線は全体的に沈降しており、沿岸湧昇が解消される方向に変化していることがわかる。19日には等温線の傾きも緩やかになり、20日になると風が吹き始める前の水温構造にはほぼ戻っている。

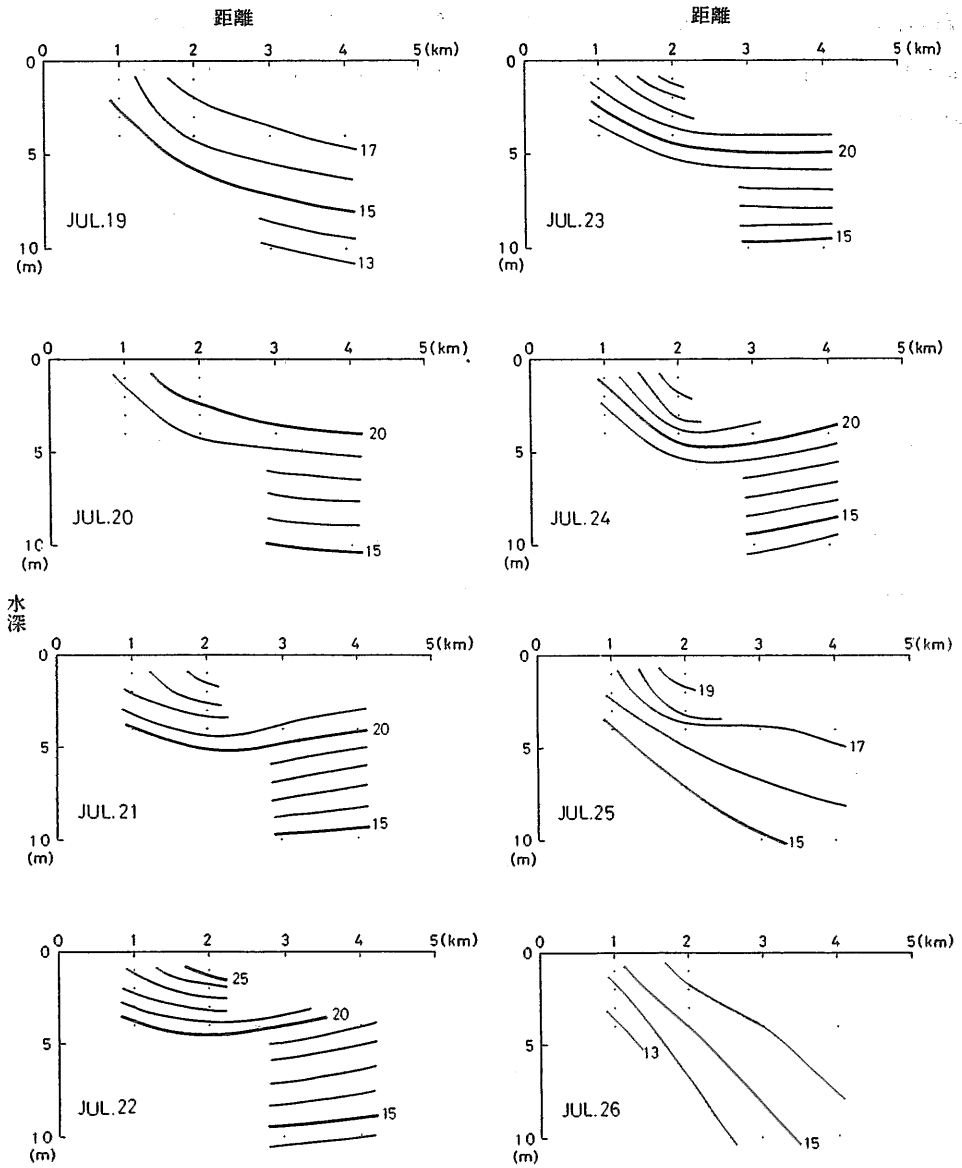
前節で述べたように、水温は24日から再び下降を始めており、それはちょうどまた南風が強まったことと対応している。第3図で23日以降の水温構造の変化をみると、その変化の様子は、上述の13～17日の変化と類似している。すなわち23、24日にはst.1付近のごく岸寄りを除いて等温線は水平に近かったのに対し、25日には等温線が全体的に左上がりの勾配をもつようになり、26日にはその勾配がさらに急になっている。そして等



第 3 - 1 図 岸沖断面における日平均水温構造 (7月3日~10日)  
等温線は 1°C 間隔, ・は水温計の係留位置



第3-2図 岸沖断面における日平均水温構造 (7月11日~18日)  
等温線は1°C間隔, ・は水温計の係留位置



第3-3図 岸沖断面における日平均水温構造(7月19日~26日)  
等温線は1°C間隔、・は水温計の係留位置

温線の値から明らかなように、全体的に水温も低くなっている。南風は24日の昼頃から強まり、25日中強く、26日には弱まっていた。26日の半ばで観測が終了したため、このあと水温構造がどのように変化したのかは明らかでない。

#### IV. 考 察

7月13日から20日頃にかけての沿岸湧昇と推察される現象について、定量的な検討を加える。まず、等温線の上昇速度を日平均水温分布図より見積もる。st.1, 2 では 4mより深い方の測定値がないため、またst.3, 4 では 4mより浅いところの測定値がないため、精度の高い推定は難しい。また、等温線の上昇速度は海岸からの距離によって異なってくると考えられるが、ここではst.2, 3 付近における上昇速度を見積もることにする。南風が吹き始めた13日から14日にかけて、たとえばst.3付近における15°Cの等温線は1日におよそ 6m上昇している。より岸寄りではその上昇速度はもっと速いと推測される。また、14日から15日にかけてst.2付近における13°Cの等温線はやはり約 6m上昇している。これらのことからst.2付近では等温線の上昇速度が 6~7m/day すなわち  $7\sim 8 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$  であったと見積もることができる。これはおよそ  $10^{-2} \text{cm/sec}$  のオーダーであり、強い沿岸湧昇が観測されるオレゴン沖などで見積もられた値とあまり変わらない(たとえばHalpern, 1976)。

一方、風の強さと成層状態を用いて湧昇速度を理論的に見積もることができる。2層モデルを仮定し、外力として風を与えたときの境界面上昇速度を湧昇速度  $w$  とすると、

$$w = \tau_y / (g'h')^{1/2}$$

で与えられる(Yoshida 1955)。ここで  $\tau_y$  は岸を左(南半球では右)に見て吹く風の応力、 $g' = (\Delta\rho/\rho)g$ 、 $\Delta\rho$  は上・下層の密度差、 $g$  は重力加速度、 $h' = h_1 h_2 / (h_1 + h_2)$ 、 $h_1, h_2$  はそれぞれ上・下層の厚さである。風速 5m/sec とすると  $\tau_y = 0.25 \text{ dyn/cm}^2$ 、また上層の厚さを 5m、下層を15mと仮定すると  $h' = 375 \text{cm}$  となる。上・下層の密度差を  $10^{-3} \text{g/cm}^3$  とすると、湧昇速度  $w$  は  $1.3 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$  となる。この値は観測から見積もった  $7\sim 8 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$  という値に近い。さらに観測から見積もった値が距岸2km付近での湧昇速度であったが、岸付近での湧昇速度はより大きいと考えることができるので、理論値と観測値とはよりよい一致をみることになる。

このように湧昇速度の観測値が、理論値とよく一致することから、この現象が南風に

よる沿岸湧昇であった可能性はさらに高くなる。ここで、沿岸湧昇に関連する水平スケールおよび鉛直スケールを理論より見積もっておく。

まず沿岸湧昇の岸沖方向のスケールとして内部変形半径 $\lambda = (g'h')^{1/2} / f$  ( $f$  はコリオリのパラメータ)が考えられる(Yoshida 1955)。  $g'$ ,  $h'$ として上で用いた値を使い,  $f$ を $0.88 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$  (およそ北緯37度に相当)とすると $\lambda = 2.2 \text{ km}$ となる。湧昇時の水温構造からは岸沖方向の空間スケールとしては4km程度か、あるいはそれ以上と考えられる。理論からの見積もりと若干の相違があるが、 $\lambda$ が岸の変位の $1/e$  ( $e$ は自然対数の底)になるスケールであること、また $g'$ ,  $h'$ の仮定にも幅があることなどを考慮すると、観測と理論とは概ね一致すると考えられる。

沿岸湧昇は風によるエクマン輸送によって起こるが、そのとき沖へ運ばれる表層水の厚さはエクマン層で見積もられる。これは沿岸湧昇の鉛直方向の一つのスケールを表す。クマン層の厚さ $D$ は

$$D = (2A_v / f)^{1/2}$$

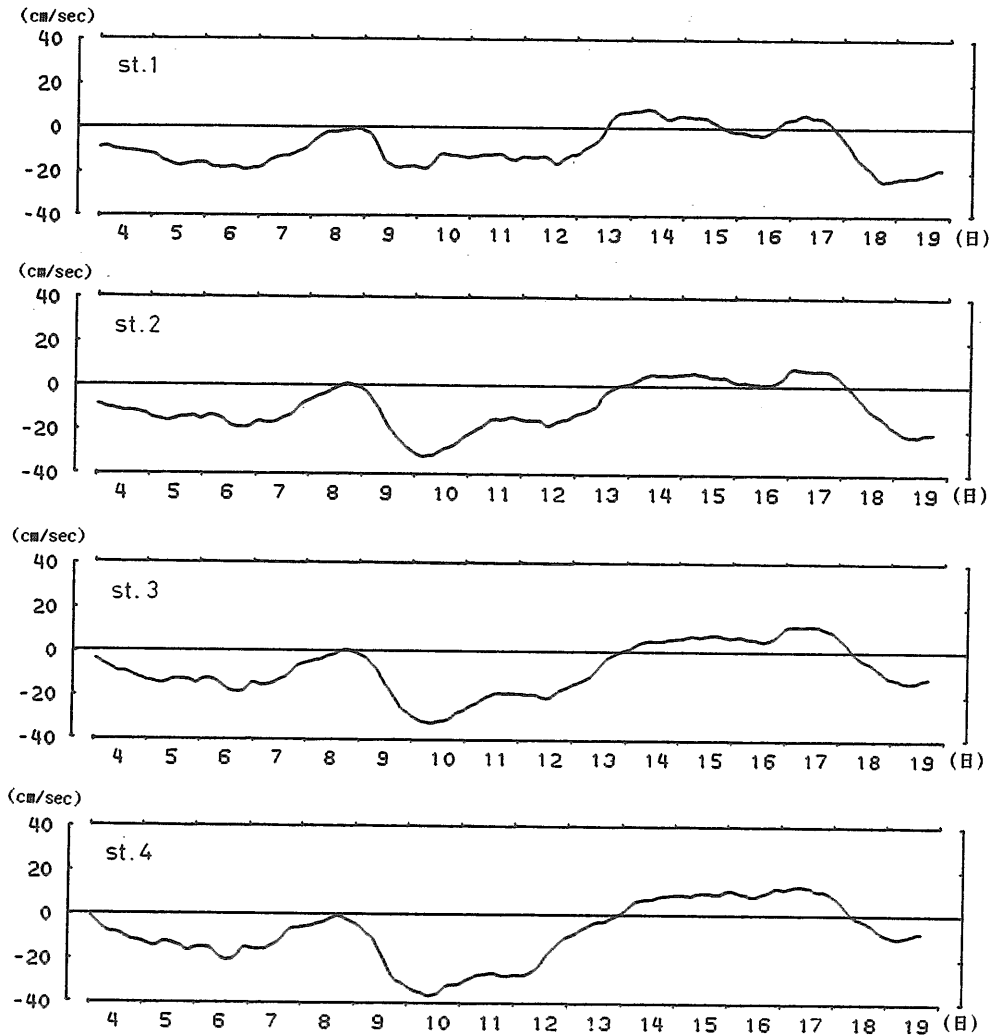
で与えられる。ここで $A_v$ は鉛直渦動粘性係数である。たとえば $A_v \sim 2 \text{ cm}^2/\text{sec}$ とすると $D \sim 2 \text{ m}$ となる。

次に、時間スケールとしてスピニアップタイムを考える。これは風に対してどの程度の時間で海が応答するかを表すスケールと考えればよい。実際の観測結果でも激しい変動が示されており、現象の解釈に重要なパラメータとなる。スピニアップタイムあるいはスピンドウンタイム $T$ は

$$T = H / (2A_v f)^{1/2}$$

で表される。 $H$ は流体の鉛直スケール、ここで20mと考え、上と同じ $A_v$ の値を用いると $T \sim 1.2$ 日となる。ここで、風が止まってからもとの水温構造に戻るまでに要した時間をスピンドウンタイムと比較する。前述のように17日の終わり頃風が止んでから等温線の傾きは徐々に緩くなり、20日にはほぼ最初の水温構造に戻っている。すなわち風がやんでから元の水温構造に戻るまでにおよそ3日を要しているが、これはスピンドウンタイムが $1/e$ まで減衰するのに要する時間( $e$ -folding time)であることを考慮すると理論値と観測結果とはよく一致していると言える。このように沿岸湧昇にかかわるいくつかの物理量は、観測値と概ね一致すると考えてよい。

さて、ここでとらえられた現象が沿岸湧昇であったと考えると、そこに形成された密度分布に伴う圧力傾度に対して地衡流調節(geostrophic adjustment)がおこなわれる筈



第4図 各定点の4m層における流れの北向き成分の時間変化(1984.7.4~19)  
25時間移動平均をかけた値を用いた

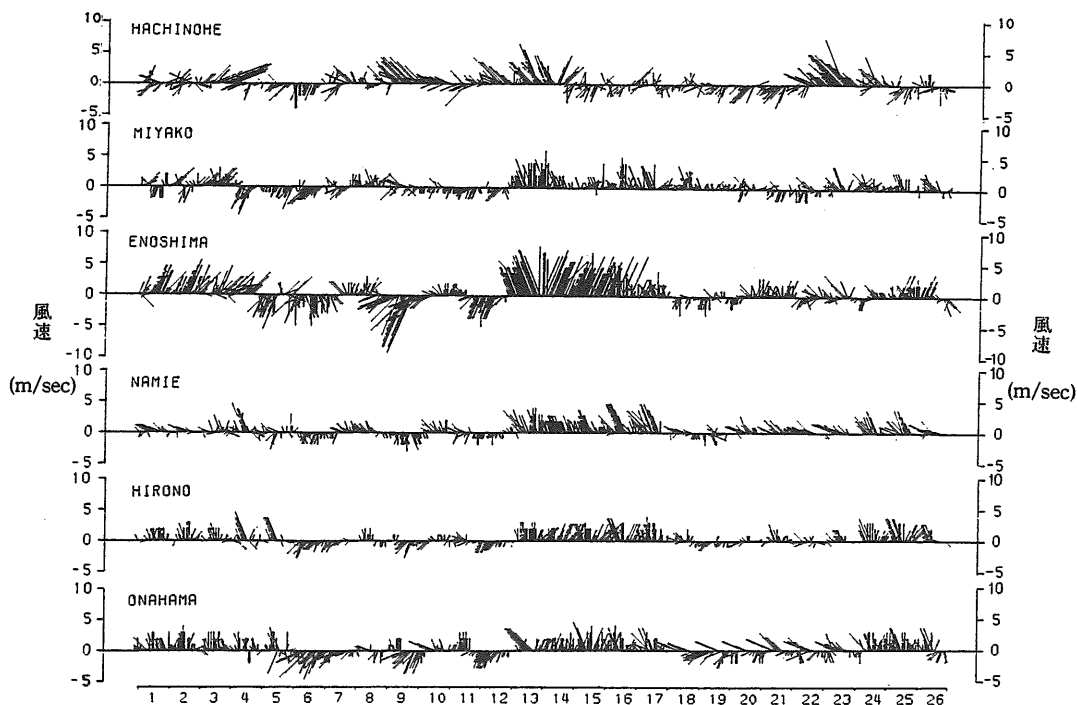
である。具体的には、湧昇に伴って形成される圧力勾配（表層では岸向きの圧力傾度力となる）に対して、北向きの流れ（沖向きのコリオリ力が上の圧力傾度力とつり合う）が形成される。実際にはどうであったか、各定点の4m層における流れのデータが得られているので、それを第4図に示す。図では概ね岸に沿った方向の成分と考えられる流れの北向き成分を示した。また、数日以上時間スケールの現象がわかりやすいように、25時間の移動平均をかけた。7月4日から13日にかけては変動は決して小さくはないもの



の概ね南向きの流れであった。ところが13日の後半頃から、流れは急に北向きに変ったことがわかる。13日は南風が吹き始めた日にあたっている。すなわち、前述のように南風によって等温線が徐々に傾いて傾圧場が形成されていったわけであるが、それと同時に北向きの流れが発達してきたことがわかる。これは上で述べたように、傾圧場に対して地衡流調節による流れが形成されたものと考えることができる。また各定点を比較すると、最も岸寄りのst.1で北向きに転流する時期が最も早く、その沖合のst.2, 3, 4の間には大きな相違がなかった。これは、湧昇の効果は流れについても、岸寄りでも早く現れることを示すとともに、流れに限って言えば岸から内部変形半径のスケール程度離れたところでは、岸からの距離による現象の“あとさき”はないことを示唆している。オレゴン沖などの大規模湧昇域でも沿岸湧昇に伴った地衡流は観測されている（たとえば、Mooers et al. 1976）。当海域でみられた北向きの流れも力学的には同じ沿岸ジェット流(coastal jet)と考えられる。この沿岸ジェット流に関して、理論的には Allen (1973)などの研究がある。

以上のように、ここで示した1984年 7月13日から17日にかけての福島沿岸域における低温現象は、南風による沿岸湧昇であった可能性が強い。この南風はおよそ4日間にわたって連吹したことから、この風が局所的なものであったとは考えにくい。しかし、参考のため、この沿岸湧昇に好適な風がどの程度の範囲で吹いていたか、アメダスのデータから見てみる。第5図に八戸、宮古、江ノ島、浪江、広野、小名浜における風向風速の時間変化を示す。7月13~17日に注目すると、東北地方太平洋岸のほぼ全域で南風が卓越していたことがわかる。(ただし、最も北に位置する八戸では12日から14日にかけて南寄りの風であったものの、15日からはむしろ北寄りの風であった。)このような風の記録から、13日から17日頃にかけては、東北地方太平洋岸のかなり広い範囲で沿岸湧昇が起こっていた可能性が考えられる。

ひとつの例として、当海域から約10km北方で観測された水温記録を取り上げる。福島県温排水調査管理委員会(1985)は福島県大熊町沖に係留した水温計の記録から、1984年の5月末から7月末にかけて、非常に変動幅の大きい水温変動がみられたことを報告している。その中で7月中旬に注目すると、7月10日頃には20℃前後であった水温が12~13日頃から急激に低下し10℃前後にまで下がっているのがわかる。これは、われわれの調査で沿岸湧昇の可能性が高いと判断された期間とほぼ一致し、従って南風の連吹期間とも一致する。



第5図 アメダスのデータによる八戸、宮古、江ノ島、浪江、広野、小名浜における風向風速の時間変化(1984.7.1~26)

1984年は春先から夏にかけて、東北地方の沿岸域は異常冷水に覆われた（例えば、横田，1986；奥田・武藤，1986など）。そして夏場には表層水が温められて顕著な成層が発達していたものと考えられる。そこに強い南風が連吹すると、下層の冷水が表層にまで湧昇し、夏場としては異常に低い水温がしばしば出現したものと推察される。

## V. おわりに

福島沿岸域のごく岸寄りにおける水温と流れの連続観測から、当海域で2~3日以上南風が連吹すると、顕著な沿岸湧昇が起こっている可能性が高いことを示した。沿岸湧昇は成層期には特に著しい水温低下で特徴づけられる。東北地方の太平洋側沖合は、黒潮続流と親潮域にはさまれた複雑な海況の海域として著名であり、沿岸域における著しい海況変動の原因も、そうした外洋の現象に帰せられることが多い。しかし前章までに述

べてきたように、沿岸湧昇による変動もしばしば大きな役割を果たしているものと考えられる。それは、短期間ではあるが、下層の水を直接上層にもちあげると同時に、沿岸域での流れにも影響を与えることから、海の生産性や卵稚仔の移送などに関わる非常に重要な過程と考えられ、今後注目していく必要がある。

## 引用文献

- Allen, J.S.(1973). Upwelling and coastal jets in a continuous stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **3** : 245-257.
- 福島県温排水調査管理委員会(1985). 昭和59年度温排水調査報告書. 199pp.
- 福島県水産試験場(1982). 現地観測に基づいた大熊海域の水理現象に関する研究—FIND project 総集編—160pp.
- Halpern, D.(1976). Structure of a coastal upwelling event observed off Oregon during July 1973. *Deep-Sea Res.*, **23** : 495-508.
- Huyer, A.(1974). Observations of the coastal upwelling region off Oregon during 1972. Ph.D. thesis, Oregon State University, 149pp.
- 岩崎 順(1986a). 1984年夏季の茨城県における下痢性貝毒化現象の特異性について. *水産海洋研究会報*, **50** : 45-47.
- 岩崎 順(1986b). 茨城県における下痢性貝毒化現象と海洋環境について. *水産海洋研究会報*, **50** : 182-185.
- Kishi, M. J.(1976). Upwelling along the east coast of the Izu Peninsula (I). *海と空*, **51** : 105-113.
- Kishi, M. J.(1977). Upwelling along the east coast of the Izu Peninsula (II). *海と空*, **52** : 59-66.
- Kubota, M., Nakata, K. and Nakamura, Y.(1981). Continental shelf waves off the Fukushima coast, Part I : Observation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **37** : 267-278.
- Mooers, C.N.K., Collins, C.A. and Smith, R.L.(1976). The dynamic structure of the frontal zone in the coastal upwelling region off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.*, **6** : 3-21.
- 奥田邦明・武藤清一郎(1986). 東北海区の異常冷水現象の特徴とその発生要因. *水産海洋研究会報*, **50** : 231-238.
- 大谷清隆・出口良二(1981). 渡島半島東岸の沿岸湧昇—1. *北大水産研究彙報*, **32** : 77-96.
- 大谷清隆・出口良二(1983). 渡島半島東岸の沿岸湧昇—2. *北大水産研究彙報*, **34** : 291-311.
- Smith, R.L.(1968). Upwelling. *Oceanogr. Marine Biol. Ann. Rev.*, **6** : 11-46.
- 柳 哲雄(1985). 伊予灘三崎半島沖の海洋環境(II)—沿岸湧昇—. 1985年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 105-106.
- 横田 廣(1986). 1984年冬春季の海況の特徴. *水産海洋研究会報*, **50** : 22-25.
- Yoshida, K.(1955). Coastal upwelling off the California coast. *Rec. Oceanogr. Wks. Japan*, **2** : 102-113.

