

海洋の大規模渦が沿岸水の物理的挙動に及ぼす影響

EFFECTS OF LARGE SCALED EDDIES IN OCEANS UPON BEHAVIOUR OF COASTAL WATER MASS

大西外明*・須山 治**

By Sotoaki ONISHI and Osamu SUYAMA

Large scaled eddies in Pacific coastal area along Honshu island in Japan were looked into through analysis of Landsat data with taking account of measurement results of water temperature and salinity as well as velocity of currents and then analyzed theoretically the fluid dynamic features such as circulation and spin-down time to sight the effects on the behaviour of effluence from the land. The off Tohoku district and the off Kii peninsula are selected as the subjects of the study. Analysis of Landsat data in the off Tohoku reveals that the water moving offshore terminates in anticlockwise eddies with the diameters of about 30 km, life of which are estimated to be more than several months. In the off Kii peninsula, two definite fronts, one of which originates around Shingu and running southward and the other along Kuroshio. At the their intersection, a large eddy may be produced. These eddies will maintain the coastal water mass for quite period.

1. 緒 言

太平洋における黒潮や親潮、あるいは、日本海における対馬海流等といった外洋の海流に関しては、従来は主として地球物理学や海洋学の分野で研究がなされ、多くの成果が報告されてきている。一方、土木工学の分野では、海岸に近い沿岸水域における水理現象に主な関心が向けられてきたために、外洋の流動特性を考慮に入れた研究はあまり行われてきていないように思われる。しかしたとえば陸側からの放出水の挙動を解析する場合を想定すると、厳密に言えば、外洋での流動状態を、解析の中で境界条件として取り入れるべきであると考えられる。すなわち、陸側からの放出水を直接的に受け入れる沿岸水塊と外洋の流動特性のかかわりを考慮に入れる必要がある。

以上の見地から、著者らはリモートセンシングの水理学の分野への応用に関する研究の一環として、ランドサットやノア等の人工衛星からのデータを利用して、沿岸水理現象の解明を試みつつある。本報告では、黒潮および親潮が陸岸に接近することで知られている東北地方

の太平洋側水域と紀伊半島潮岬沖を検討対象に選び、これらの海域に発生する大規模な渦と沿岸水塊の挙動の関係について考察を加える。

2. 本州東北地方近海の大規模な渦が沿岸水の挙動に及ぼす影響

(1) 沿岸部沖合の大規模な渦の観測

日本列島の南岸に沿って北上する黒潮は、銚子沖を過ぎるあたりから陸を離れ、大きな蛇行を伴いながら東方に流れ、一方、その北側には、千島列島から北海道南東岸に沿って流れる親潮や津軽海峡から流出する津軽海流が分布することは、従来の調査により広く知られている。宇田¹⁾は、この海域の流れの分布を巨視的にとらえて、黒潮の流れの北側の縁を黒潮前線、親潮の南縁を親潮前線と称し、その間には、大小の多くの孤立した暖・冷水塊を含む幅 200～300 km に及ぶ混合水域が分布するものとしている。このように、本州東北地方の太平洋側沿岸水域は黒潮水系/親潮水系間の混合水域と境を接することになり、陸側からの各種の放出水の超遠方領域における水理的挙動は、混合水域の流動特性の影響を受けて複雑な様相を呈すると予測される。著者らは、その境界領域での流動状態の観察にリモートセンシングを導入することを目的として、ランドサットデータを大型計算

* 正会員 工博 東京理科大学教授 理工学部土木工学科
(〒278 千葉県野田市山崎東亀山 2641)

** 学生会員 東京理科大学大学院(同上)

機により解析し、水面輝度を媒介として流れを映像化することを試みた。Photo 1 は、北緯 37° から 37° 30′ 付近の沿岸海域の 1982 年 4 月 26 日のランドサット MSS 4 のデータを解析して求めた海面の映像である。写真中の色彩の相違は、肉眼を通して水面を観察した場合の水塊の色あいの差（白黒写真に撮った場合の輝度差）を強調してみやすくするために、コンピュータ内でそれぞれの輝度のところに異なった色を与えた結果を示している。沿岸海域の場合、この水面輝度差は水中の濁り物質の濃度と高い相関があることが示唆されている²⁾。Photo 1 では、(i) 沿岸部には海岸線にほぼ平行して幅が約 5 km の比較的高い濁度の沿岸水塊が分布していること、(ii) 北緯 37° 20′ 地点付近沖およびその北方約 25 km 地点付近において、中程度の濁りをもつ水塊が海岸線と直交する方向に 20 km~30 km の沖合にまで張り出しているのが認められる。Photo 2 は北緯 37° 20′ 付近の張り出し水塊の特性をより明確化するために、コンピュータにより処理した結果であるが、これにより、その水塊の先端部は直径約 30 km の反時計回りの渦となっているのが認められる。また、Photo 3 は 1980 年 1 月 19 日のランドサットデータから求めた同海域の状態を示すが、この場合は 1982 年 4 月 26 日の Photo 1 や Photo 2 におけるような渦の存在は認められない。このことから、

Photo 2 にみられる渦は、黒潮、親潮、津軽海流等の海流の分布状態によって支配される非定常な性状を有していると考えられ、その渦現象の時間的・空間的スケールは、陸岸沿いに分布する沿岸水の物理的挙動に影響を及ぼすものと予測される。その影響の割合については、後記の (2) において考察を加える。

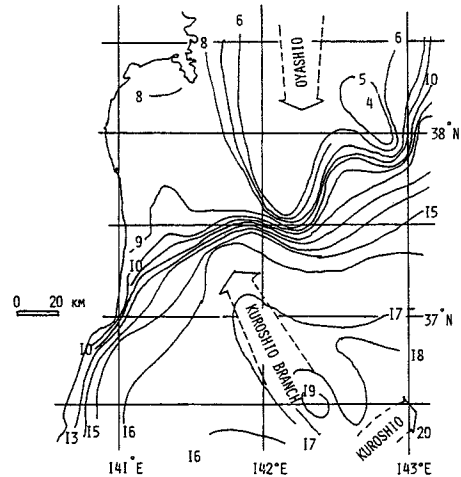


Fig. 1 Temperature distribution at sea surface in Tohoku off (°C) : Apr. 17 to 23, 1982 (文献 3) より引用

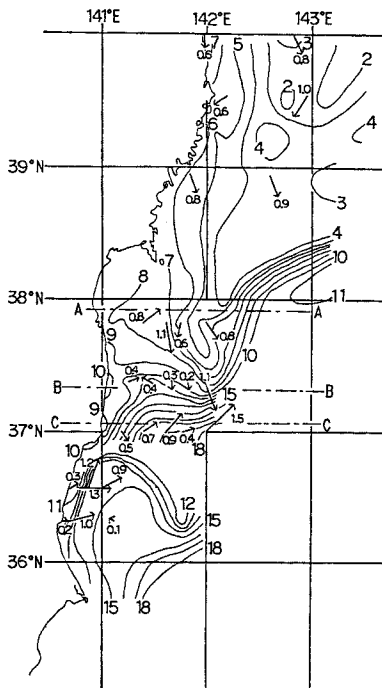


Fig. 2 Horizontal distributions of water temperature (°C) & velocity at sea surface.

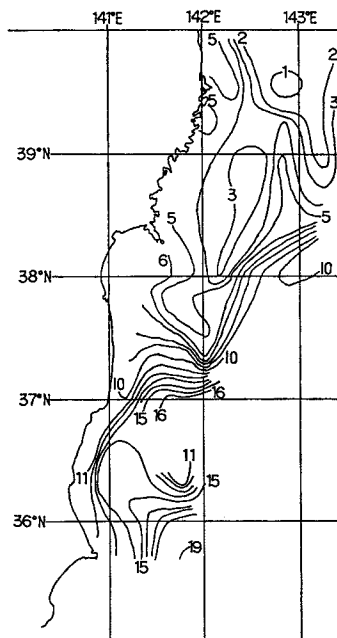


Fig. 3 Horizontal distribution of water temperature (°C) at 50 m depth.

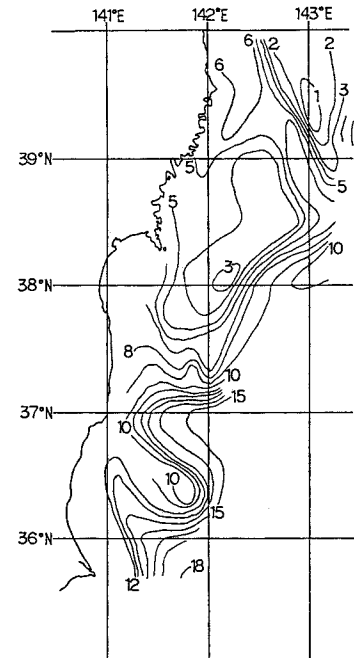


Fig. 4 Horizontal distribution of water temperature (°C) at 100 m depth.

次に、Photo 1 と 2 にみられる渦を観察した時点での海流の分布状態および渦の断面形状や強さ等の物理特性を知るために、ランドサットデータが得られた日時もしくはそれに近い時点における地上観測データの検討を行った。Fig. 1 は、1982 年 4 月 17 日から 23 日までの間に測定された表面水温の分布状態を示している（末尾参考文献 3）を引用）。この図から親潮（5°C 以下の水）の先端が北緯 37° 20′ 付近の沖合約 80 km に達し、そこへ北上してきた 15°C 台の黒潮系水との間に強い潮境を形成しているのがわかる。また、Fig. 2～Fig. 4 は、福島県水産試験場より実施された 1982 年 4 月 17 日から 23 日までの「あづま丸」船上からの観測結果であり、それぞれ、水面付近、水深 50 m、水深 100 m における水平面内での水温分布を示す。Fig. 2 中には水面付近における海流の流速ベクトルの測定結果も併記してある。また、Fig. 5～Fig. 7 は、福島県水産試験場による北緯 37° 45′、37° 20′、37° の各地点を通る測線 A、B、C

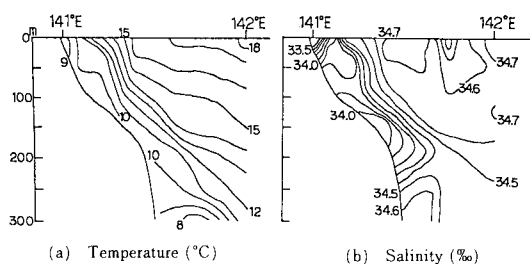


Fig. 5 Profiles of temperature and Salinity in sect. A-A.

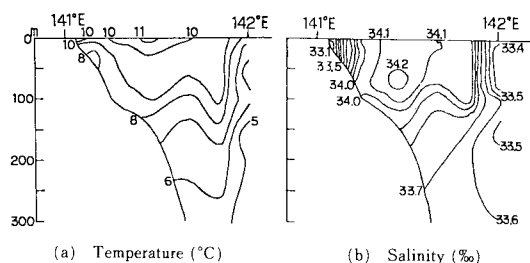


Fig. 6 Profiles of temperature and Salinity in sect. B-B.

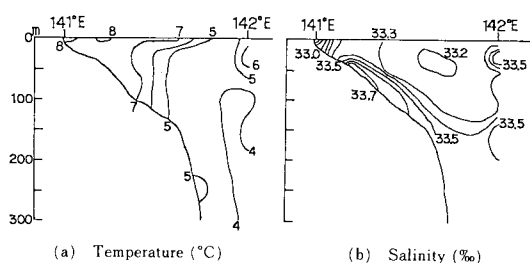


Fig. 7 Profiles of temperature and Salinity in sect. C-C.

(Fig. 2 参照) を含む鉛直面内での水温と塩分量の分布の実測結果を示す。Fig. 1～Fig. 4 の観測結果を参照すると、Photo 1 が得られた時点では北緯 37° 20′ 地点沖合の潮境に黒潮系水と親潮系水が集まり、黒潮系水は北緯 37° 20′ 付近沖合にまで北上した後、向きを変えて等温線に沿う形で、0.3～0.7 m/s の速さで沖合方向に流動していたことを知ることができる。すなわち、この黒潮系の沖向きの流れは地衡流的挙動を示している。一方、比較的低流速の親潮系の流れは、黒潮系の流れにひきずられるように、沖向きに方向を転じている。

次に、Fig. 5～Fig. 7 の水温分布と塩分量分布を比較すると、測線 A と B においては、水温と塩分量の分布形状は、約 150 m 以浅の水域ではよく似たパターンを呈しているのがわかる。特に興味深いのは Fig. 6 に示す測点 B におけるそれらの分布状態であり、これによれば、沖合の東経 141° と 142° の中央部の約 30 km の範囲には、水温が 10°C 以上、塩素量が 34 ‰ 以上の水塊が周囲の低温水の上に浮かんだ形を呈している。この海域における黒潮系水の表面水温は、Fig. 2～4 を参考にすると 15°C 以上であるので、この水塊は比較的低温の親潮系水と黒潮系水の混合により生成したものと推察される。Fig. 6 と Photo 2 を比較すると、Photo 2 に示した直径約 30 km の反時計回りの渦の内部は、黒潮系水よりも低温・低塩分濃度をもつ水塊に占められており、かつ、その下端は、水深約 200 m の海底に到達していることがわかる。友定⁴⁾は、大きな水深の三陸沖水域に発生する暖水渦の鉛直断面形状を観測して、渦の下端が数千 m 以深には達しないことを報告しているが、本論文で対象としている沿岸に近い水域における渦は、近似的には、水面と海底とを連結する二次元的な断面形状を有すると考えられる。また、Fig. 6 の塩分量分布をみると、水深 100 m～200 m 付近の等塩分量線は上向きに膨らんでいる。それは海域下層から渦の内部に向かう上昇流の存在を示唆していると考えられる。

次に、Photo 2 にみられる渦の強さについて考えると、Fig. 2 に示した流速分布から、この渦の半径を $R=15 \times 10^3$ m、円周方向の流速成分を $v=0.5$ m/s と評価することができるので、渦の循環 Γ は $\Gamma=2 \pi R v=47 \times 10^3$ m²/s となる。鳴門海峡の渦の 1 個当たりの循環は約 200 m²/s のオーダーであるので⁵⁾、Photo 2 に示す渦の強さは、鳴門の渦の 240 個分に相当することになる。

(2) 沿岸部沖合の大規模渦の寿命と、それが沿岸水の挙動に及ぼす影響

上記の上昇流は渦の回転角速度を弱めて、沿岸水と外洋水との間の混合の時間スケールを支配すると予測される。一般に、運動方程式中の移流加速度項の大きさが、コリオリ力の項に比べて無視し得る場合、水域底には

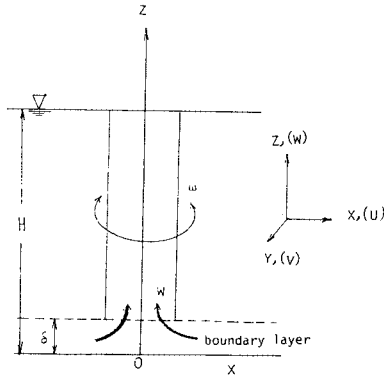


Fig. 8 Assumed analytical model of eddy.

Fig. 8 に示すようなエクマン境界層が発達するとともに、境界層から渦内部に向かう上昇流（エクマンポンプ現象）が発生することが知られている。そこで、Fig. 6 が示唆する上昇流をエクマンポンプ現象として説明し得るか否かをみるために、Photo 2 の状態の場合における流れ場について移流項のオーダーを評価してみる。

地球の自転角速度は $\Omega = 2\pi/\text{day} = 7.27 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ であり、また、いま考えている地点では緯度 θ は 37.5° である。さらに、Fig. 2 を参照すると、 u と v は 10 cm/s のオーダーの値と考えられる。これらの値を用いると、この地点でのコリオリ力の項 $2u\Omega \sin \theta$ のオーダーは 10^{-3} となる。海底面上に x 軸、 y 軸をとりその方向の流速成分を u 、 v とすると、移流項がコリオリ力の項と同じオーダーをもつために必要となる流れの場の水平スケール L_c は、以下のように評価できる。

$$u \partial u / \partial x, v \partial u / \partial y, u \partial v / \partial x, v \partial v / \partial y \rightarrow U^2 / L_c = 10^{-3}$$

ただし、 U は流速の水平方向成分の代表値である。いま $U = 10 \text{ cm/s}$ とすると、上の関係から $L_c = 1 \text{ km}$ となる。一方、ここで検討の対象としている流れの水平空間スケールは数 10 km 以上である。したがって、ここで検討対象としている流れの場は、移流項を近似的に無視し得る回転流れの場であると考えられる。そこで、Fig. 6 が示唆する海底からの上昇流はエクマンポンプ現象によるものと考え、境界層縁上での上昇流の流速 w は従来から知られている次式で表わされる⁶⁾。

$$w = \frac{1}{2} \delta \zeta \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 ζ は渦度であり、次式で与えられる。

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \dots \dots \dots (2)$$

また、 δ は境界層の厚さであり、次式で表わされる。

$$\delta = \sqrt{\frac{2\nu}{f}} \dots \dots \dots (3)$$

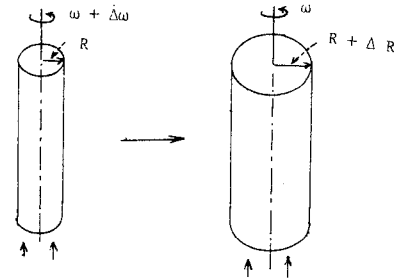


Fig. 9 Increasing volume of eddy due to suction.

ただし、 ν は海水の渦動粘性係数、 f はコリオリパラメーターであり

$$f = 2\Omega \sin \theta \dots \dots \dots (4)$$

渦内部の容積は、境界層からの上昇流によって増加し、それにつれて回転角速度は減少する。Fig. 9 に示すように、角速度 $\omega + \Delta\omega$ の半径が t 時間に R から $R + \Delta R$ に変化する場合を想定すると、角運動量の保存則から⁷⁾

$$(\omega + \Delta\omega)R^2 = \omega(R + \Delta R)^2 \dots \dots \dots (5)$$

$\Delta R \ll R$ 、 $\Delta\omega \ll \omega$ とすると、上式より

$$\frac{\Delta R}{R} \approx \frac{\Delta\omega}{2\omega} \dots \dots \dots (6)$$

その間における渦内部の容積の増加量 ΔV は、水深 H とすると

$$\Delta V = 2\pi R \cdot \Delta R \cdot H \dots \dots \dots (7)$$

この ΔV は、 t 時間に境界層縁をこえて流入する上昇流による供給流量に等しい。すなわち、

$$2\pi R \cdot \Delta R \cdot H = \pi R^2 w \cdot t \dots \dots \dots (8)$$

式 (1) と (6) を式 (8) に代入すると

$$t = \frac{2H}{\delta \cdot H} \left(\frac{\Delta\omega}{\omega} \right) \dots \dots \dots (9)$$

$\zeta = 2\omega$ を代入すると

$$t = \frac{\Delta\omega \cdot H}{\delta \omega^2} \dots \dots \dots (10)$$

Photo 2 の渦の場合、 $H = 200 \text{ m}$ 、 $\omega = v_0/R = 0.5 \text{ (m/s)}/10^4 \text{ (m)} = 5 \times 10^{-5}/\text{s}$ 、 $f = 2 \times 7.27 \times 10^{-5}/\text{s day} \times \sin 37.5^\circ = 8.8 \times 10^{-5}/\text{s}$ である。また、海水の渦動粘性係数を $\nu = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ と仮定すると⁸⁾、式 (3) より

$$\delta \approx 1.5 \text{ m}$$

を得る。したがって、渦の角速度が初期値の $1/2$ に減少するのに要する時間は、式 (9) において $\Delta\omega = 2.5 \times 10^{-5}/\text{s}$ と置き

$$t_{1/2} = \frac{2.5 \times 10^{-5} \times 200}{1.5 \times 25 \times 10^{-10}} = 13.3 \times 10^5 \text{ 秒} = 15 \text{ 日}$$

と推算される。

齊藤らは⁹⁾1979 年ないし 1981 年の間に三陸沖に発生した渦の寿命を追跡し、その持続時間は 1 年～2 年の

オーダーであると報告している。この斉藤らの結果は、本論文で対象としている水域よりも沖合いの、水深が数千 m の 144°E~146°E の水域の渦を対象としたものである。式 (10) により渦の持続時間は水深に比例することを考慮し、また、渦の寿命そのものは上記の $t_{1/2}$ よりもさらに長いことをあわせて考慮に入れると、上記の推算値はほぼ妥当であろうと考えられる。

以上の考察から、(i) この地方の沿岸部沖合には **Photo 1** および **Photo 2** に示すように直径数 10 km の渦が分布することがあり、その場合には、沿岸水塊が沖合方向に移流して渦内部に取り込まれるとともに、(ii) 海底面付近での海水の渦動粘性の作用によって、海底沿いに分布する境界層から上昇流が生じる、(iii) 仮に、渦の寿命がこの上昇流によって支配されるものと仮定すると、その持続時間のスケールは数か月のオーダーと推算される。ただし、実際には、その持続時間は水平面内での渦内部への周囲水の連行や流体摩擦力等によっても影響を受けると思われるので、厳密な値についてはさらに調査・研究を加える必要がある。しかし、いずれにしろ渦の内部へ連行された沿岸水は、その渦の寿命と同等のオーダーの期間はその内部に保持されることとなると推論される。

3. 潮岬付近沖合の潮境と大規模な渦が沿岸水の挙動に及ぼす影響

(1) 1982年10月20日のランドサット映像と水文学的考察

本州南方の黒潮は、四国沖から潮岬をかすめて三宅島や八丈島に向かう流路(直進型)をとる場合と、潮岬の東から遠州灘を大きく迂回する(大蛇行型)場合があることが、宇田らによる研究から知られている。また、後者の流路をとる場合には、川辺¹⁰⁾によれば、遠州灘沖には反時計回りの大冷水塊が発生し、その際の紀伊半島的那智勝浦町浦神の水位が高まり、一方、潮岬のすぐ西側の串本の水位はほとんど上昇しないために、わずか 15 km しか離れていない両地点の潮位差が小さくなるといわれ、この 2 地点間に水位が不連続になる点があるとされている。ただし、その不連続点の正確な位置は明確にされていない。いま、このような特性をもつ海域における沿岸水が地衡流的な性質をおびて外洋へ移流するものと仮定すると、比較的濁度の高い沿岸水塊と外洋水との間には、等水位線に平行した潮境が形成されるであろうと予測される。ランドサットによるリモートセンシングがこの種の現象の調査検討に適した手法と考えると、著者らは、潮岬付近沖合の数多くのランドサットデータを収集し、解析を行った。**Photo 4** は、幸いに潮境の検出に成功した例であり、1982年10月22日の海面の状態を

MSS 5 バンドでみたものである。この場合、海域における潮境の位置は、従来からいわれている串本と浦神の間ではなく、浦神の東北約 15 km の新宮川河口付近から南向きに明確な直線状をなして分布しているようにみられる。また、同河口付近に分布する高濁度の沿岸水は、潮境に沿って沖向きに移流し、沖にいくほど広がり幅が減少しており、従来の理論から予測される分布パターンとは著しく様相を異にしている。同様の現象は、1983年10月24日のランドサットデータによっても認められている。**Photo 4** をさらに詳細にみると、新宮川およびその北方において開口する諸小河川の河口付近の沿岸水は、河口付近では海岸線とほぼ直交する方向に沖合へ移流するが、約 10 km 以上沖合に達すると、その向きを南へ転じて上記の潮境沿いに流れているのが認められる。また、新宮川河口付近の沿岸水塊は **Photo 4** では潮境をこえて西方海域へ出ることがないのが興味深い。

Fig. 10 は、1982年10月14日ないし11月4日の間に海上保安庁により測定された黒潮流路の分布状態を示す。これらの図から、**Photo 4** が得られた時点では、黒潮は蛇行型流路をとっていたことがわかる。また、**Fig. 10** にみられるように、大王崎沖には潮岬に向かって 1.0~1.9 kt の南西流が分布し、一方、潮岬の東側では 0.3~0.9 kt の北東流が流れており、熊野灘海域で両者間に大スケールの潮境が形成されやすい状態にあると推測される。そのことをより明確にすることを旨として、潮岬近傍の流れをより詳細に検討することとした。**Fig. 11~Fig. 13** は和歌山県より提供を受けた同県水産試験場による測定結果であり、潮岬とその南方沖合約 130 km の点を結ぶ測線沿いで 1982年10月26日にお

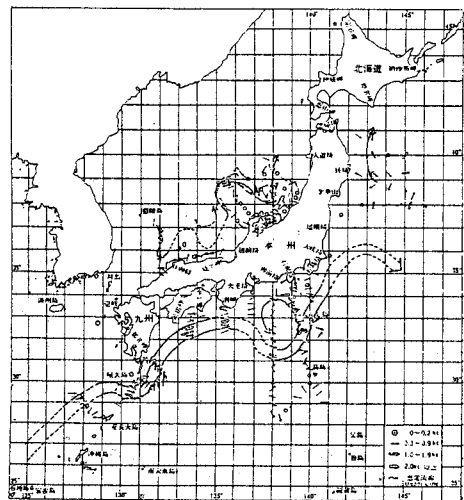


Fig. 10 Current distribution around Japan in a period between 10/14~11/4, 1982.

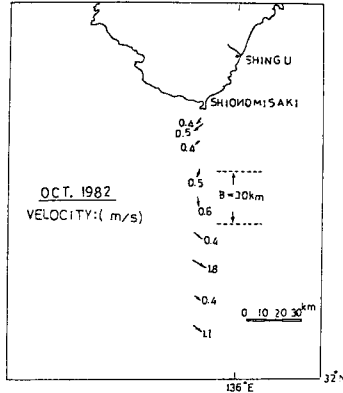


Fig. 11 Velocity distribution in Kii Pen. (Oct. 26, '82).

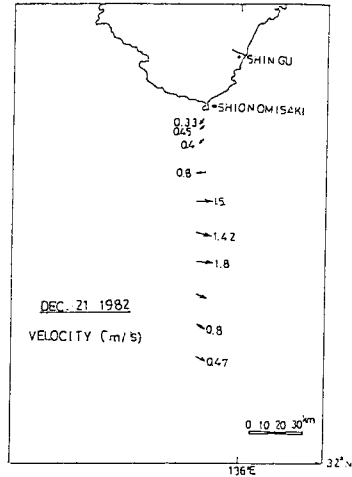


Fig. 14 Velocity distribution in Kii Pen. off (Dec. 21, '82).

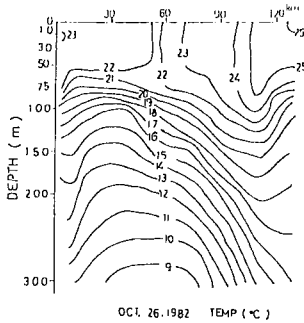


Fig. 12 Vertical distribution of water temperature (Oct. 26, '82).

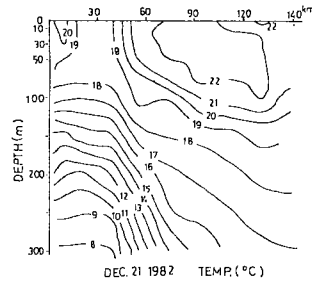


Fig. 15 Vertical distribution of water temperature (Dec. 21, '82).

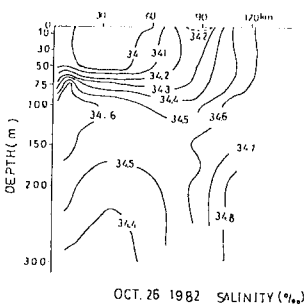


Fig. 13 Vertical distribution of Salinity (Oct. 26, '82).

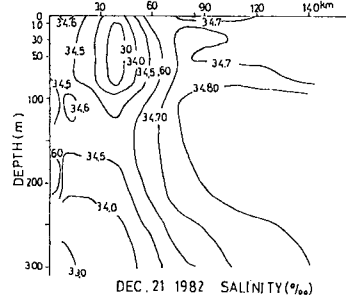


Fig. 16 Vertical distribution of Salinity (Dec. 21, '82).

ける海面近傍での海流の流向・流速分布および鉛直面内の水温と塩分量の分布状態を示す。これらの図から、(i) 岸側の水温 22°C~23°C, 塩分濃度 34‰以下の沿岸流は幅約 30 km, 深さ約 50 m で南西向きに約 0.4~0.5 m/s の流速で流れ、(ii) 一方、その沖合では、黒潮の一部とみられる水温 23° 以上、塩分濃度 34.3‰以上の流速 0.4~1 m/s の南東流が分布していることがわかる。このことから、沿岸流と黒潮との間に比較的強いせん断力が働いているものと考えられる。Fig. 11 を参照して、せん断層幅を $B=30$ km, その間での速度差を

$\Delta U=0.5$ m/s とすると、渦度 $\zeta(\Delta U/B)$ は $1.7 \times 10^{-5}/s$ と評価される。(iii) Fig. 10 においては潮岬沿岸沿いでは北東向きの流れが認められるのに対して、Fig. 11 では 0.4 m/s 程度の西南流が観測されている。このように、この海域の沿岸流の分布は潮汐等の影響で変化する。しかし、後記の 1979 年における観測結果を示す Fig. 18~21 をも参考にすると、潮岬沖海域では、潮岬付近から南下する 1 つの潮境(その位置は非定常に変化するが)が形成されやすく、Photo 4 はその状態の一様相を示し

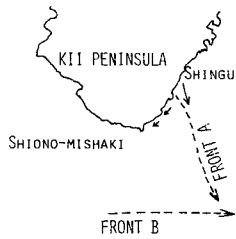


Fig. 17 Fronts in Kii Pen. off.

ているものと考えられる。Fig. 14~16 は、同じく和歌山県水産試験場により得られた同じ海域における 1982 年 12 月 21 日における流速・流向、水温、塩分濃度の分布状態を示すが、これらにおいても 10 月の場合と類似した流動特性が認められる。なお、12 月の場合の渦度は $B=13 \text{ km}$, $\Delta U=1 \text{ m/s}$ とすると $8 \times 10^{-5}/\text{s}$ と推算される。

この海域における上記のような流動特性を勘案すると Fig. 17 に模式的に示したように、1982 年 10 月には新宮川河口付近から南向きに潮境 A があり、それに沿って地衡流的な流れが分布して沿岸水塊を沖向きに輸送し、その西側海域では比較的低塩分濃度をもつ沿岸水が比較的低い速度で南西方向に岸沿いに流れ、さらに岸から約 50 km 沖合には東向きの黒潮との間に生じるもう一つの潮境 B が分布するものと考えられる。

(2) 1979 年 10 月の状態

上記の場合と同じ海域における 1979 年 10 月 23 日のランドサットの 4 バンドのデータを解析して求めた映像を Photo 5 に示す。Photo 5 にみられる沿岸付近の濁りの分布状態から (i) 潮岬西側の沿岸沿の東向流が岬に達して、沖向きに流向を転じ、(ii) さらにその沖合には東向きの流れがあって、Fig. 17 に記した潮境 B に相当する位置に潮境を形成していること、(iii) 新宮川河口付近の沿岸水は、海岸近くでは北向きに流れ、(iv) 潮岬の東側の勝浦に至る海岸沿いには、幅 5 km 程度の沿岸流が北東に流れるが、その沖合では、南西方向に反転して、Fig. 17 中の潮境 A に相当する潮境に連なっていること、(v) 特に注目されるのは、潮岬南東の約 60 km 沖合の潮境 A と B の交点付近に直径 20~30 km の反時計回りの孤立した渦がある等のが認められる。いま、潮境 B 沿いの渦度がそのまま保存され、また、その大きさが 1982 年に観測された値と等しいオーダーを有するものと仮定すると、それは約 $10^{-4}/\text{s}$ のオーダーであることから、孤立渦がもつ循環 Γ は $\Gamma = \pi R^2 \zeta = 7 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ となる。すなわち、潮岬沖の孤立渦は前記の東北地方沖の渦の約 2 倍の強さをもつものと評価できる。この渦の鉛直面内での形状は、本研究では直接に測定し得なかった。しかし、黒潮の岸側の遠く灘から熊野

灘にかけての海域に発生する反時計回りの大冷水塊は、黒潮よりも深い数千 m に及ぶ深部に達することが知られていることを考慮に入れると、Photo 5 に示す反時計回りの渦は海底に達する順圧的な性状を有しているものと推察される。したがって、この渦を水面から水深 h の海底を連結する二次元的な渦と考えると、次式で表わされるポテンシャル渦度の保存則が成り立つ。

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\zeta + f}{h} \right) = 0 \dots \dots \dots (11)$$

孤立渦が位置する Photo 5 上の地点は、水深 1000 m 以上の熊野舟状海盆上にあることから、黒潮の岸側の比較的浅い水域で発生した渦度は、潮境 A と B の交点付近に達すると、式 (11) の関係に従ってその強さを増し、沿岸水塊を取り込むことがあり得ると考えられる。

次に、新宮川付近の沿岸水の沿岸部での流向についてであるが、1979 年 10 月の場合は前記のように北向きに流れており、それは南向きに移流する 1982 年 10 月 (Photo 4) の場合とは様相を異にしている。また、Fig. 18~21 は和歌山県水産試験場により 1979 年 9 月~12 月の間に測定された、水面と水深 50 m の水平面内での水温分布を示す。これらの図によると、潮岬付近には水温の不連続線が存在するがその位置は、瀬戸崎から新

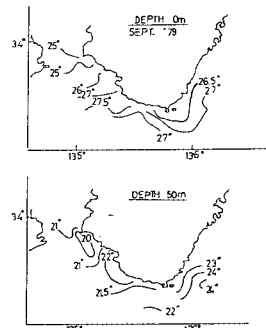


Fig. 18 Distribution of water temperature (Sept. '79).

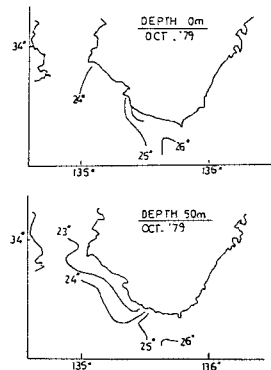


Fig. 19 Distribution of water temperature (Oct. '79).

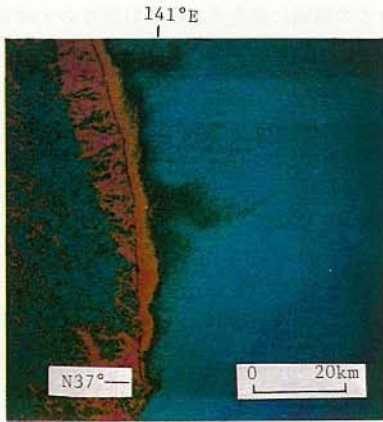


Photo 1 Landsat MSS 4 image of Tohoku off (Apr. 26, 1982).

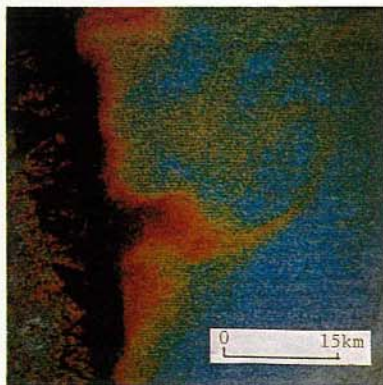


Photo 2 MSS 4 image of eddy around N 37° 20' off (Apr. 26, 1982).

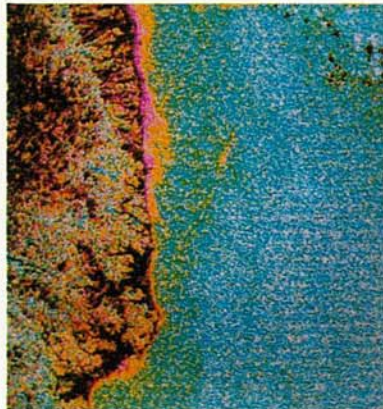


Photo 3 MSS 4 image of Tohoku off (Jan. 19, 1980).

宮にかけて変動している。Fig. 11~13, および Photo 4, Photo 5, Fig. 17~20 にみられる流速, 水温, 水面輝度の分布を総合的に考えると, 潮岬付近の海域の沿岸流は潮汐や黒潮等の影響を受けて比較的短い周期で変動すると思われる。一方, 超遠方領域での潮境とそれに沿う地衡流的海流の分布は, Photo 4 と Photo 5 とでは大き

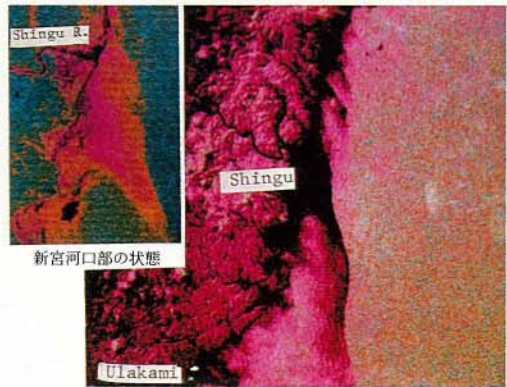


Photo 4 MSS B 5 image of Kumano-Nada (Oct. 22, 1982).

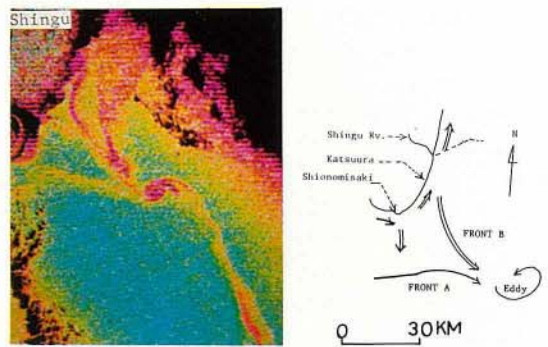


Photo 5 MSS B 4 image of Kumano-Nada (Oct. 23, '79).

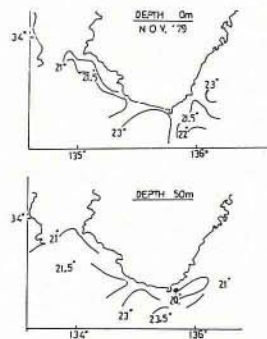


Fig. 20 Distribution of water temperature (Nov. '79).

な差異はなく, わずか 2 ケースの比較のみで結論づけるのは早計ではあるが, 潮汐の周期よりもはるかに長い周期をもつ黒潮の流路変動に支配されることを示唆しているように思われる。

以上, 1979 年 10 月 23 日と 1982 年 10 月 20 日のランドサットデータと船上観測結果をもとにして, 潮岬付近の流動特性につき考察を加えた。その結果, (i) 潮岬周辺海域には, 沖向きにのびる潮境が分布することがあり, (ii) また, 沿岸水と黒潮の間にはもう 1 つの潮境

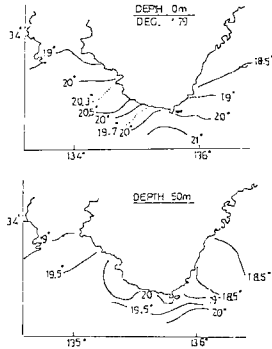


Fig. 21 Distribution of water temperature (Dec. '79).

が分布し、(iii) その2つの潮境の交点付近では大規模な渦が発生しやすい環境にあり、(iv) 時として沿岸水がこの渦内に引き込まれる可能性があることを示した。

4. 結 語

東北地方沖や潮岬沖には、直径数10 kmの地球物理学でいう“中規模”渦が発生することは、従来から多くの研究者により報告されてきている。一方、海域へ放出される河川水等の拡散現象の調査研究では、検討の重点を放出口近傍領域およびそれに隣接した比較的狭い領域での水理現象の解明に置かれてきているように考えられる。著者らは、沿岸部での流動と超遠方領域での大規模な流動との相互関係の解明を自途として、研究を進めているが、本文では、超遠方領域での大規模な流動として、本州太平洋水域の渦群を取り上げて考察を加えた。その過程で自然界の大規模な流動現象の可視化観測法として、ランドサットによるリモートセンシングの導入を試み、Photo 1~5 に示すように、沿岸水塊の挙動に及ぼ

す大規模渦や黒潮の影響を観測することができた。ノアのデータや近い将来入手可能となるランドサットのTMデータを併用すれば、観察精度や内容が一層向上することになると期待される。東北地方沖の渦に関連して、渦の寿命をエクマン境界層理論を応用して試算を行い、実測値に近い値を得ることができた。日本海側の現象については本論文では言及しなかったが、そこでは対馬海流が重要な役割を果たすと考えられる。この点については、別の機会に報告する。

参 考 文 献

- 1) 宇田道隆：水産試験場報告，6，pp.1~130，1935.
- 2) 大西外明・須山 治・村上龍一：ランドサットデータを導入した本州周辺の河川水拡散の研究(1)，第28回水理講演会論文集，pp.105~111，1984.
- 3) 福島水産試験場：沿岸海況速報(昭和57年)
- 4) 友定 彰：本州東方海域で黒潮から切離する水塊の海洋構造，海洋科学，pp.141~154，1978.
- 5) Onishi, S. : Study on vortex structure of jets through remote sensing, J. Hydroscience and Hydraulic Eng. Vol.1, No.2, pp.53~65, 1983.
- 6) Moore, D.W. : Rotating Fluids in Geophysics (Edited by Roberts and Soward), Academic Press, p.38, 1978.
- 7) 木村竜治：地球流体力学入門，東京堂出版，p.37，1983.
- 8) Gill, A.E. : Atmosphere-ocean dynamics, Academic Press, p.332, 1982.
- 9) 齊藤誠一・三島清吉・飯坂護二：日本海洋学会年講予講集，pp.46~47，1983.
- 10) Kawabe, M. : Sea level variations along south coast of Japan and large meander in the Kuroshio, Jour. of Oceanographical Society of Japan, Vol.36, pp.97~104, 1980.

(1984.4.11・受付)