

学内 COE 研究成果発表シンポジウム

勢水丸による紀伊半島周辺の沿岸海況と 海洋生物に与える黒潮の影響の研究

企画責任者 小池 隆*

応用行動学

シンポジウム企画趣旨

本州で最も黒潮が接岸する紀伊半島沿岸は、沖合からの黒潮系の暖水が沿岸域に直接的な影響を与え、多様な海洋環境と豊かな漁業生産力を維持している。この海域特性を生み出すもっとも大きな要因は黒潮の流路と離岸距離の変化であり、これにより紀伊半島沿岸に固有の海洋構造が生み出され、そこに生息する海洋生物に大きな影響を与えている。

この海域で黒潮が直進路をとり強流部が潮岬に接すると、紀伊半島南西岸沖には振り分け潮が現れ、ときとして紀伊水道には冷水渦があらわれる。さらに潮岬を挟む東西の沿岸水は黒潮により分断される。これに反し大蛇行時には、潮岬を挟む東西の沿岸水間の水塊交換は容易に起こる。黒潮の流路が直進か蛇行かをモニターするのに、串本（袋）・浦神間の水位差が用いられているが、この水位差は黒潮が直進すると常に大きくかつ大きな短期変動を示す。このことは、直進時においても潮岬の東西の水塊交換が間欠的に生じていることを示唆している。

紀伊半島先端にみられるこれらの現象をはじめとして、南西岸の振り分け潮、紀伊水道の冷水渦、東岸の黒潮逆流や暖水舌と呼ばれる分岐流の進入あるいは沿岸湧昇は、いずれも海域の生物に多大な影響を与え、魚群の拡散や集積を促して漁場を形成し、さらには食物連鎖最上位の海獣類の生態・分布へも関与していると推察される。

今回のシンポジウムでは、前半に黒潮と紀伊半島潮岬周辺の特異な海況について、後半に黒潮と海洋生物の生態について、三重大学生物資源学研究科と勢水丸を中心とした日頃の研究成果を示し今後の研究に残された課題を展望する。

〈プログラム〉

趣旨説明

- | | | |
|---|------------------|----------------|
| 1. 黒潮流路と串本・浦神間の水位差 | 日本水路協会海洋情報研究センター | 永田 豊 |
| 2. 振り分け潮についてのこれまでの研究 | 和歌山県栽培漁業センター | 竹内淳一 |
| 3. 振り分け潮と紀伊水道内の冷水渦 | 附属練習船 勢水丸 | 田中綾子 |
| 4. 潮岬沖西向流について | 附属練習船 勢水丸 | 中村 亨 |
| 5. 熊野灘における鯨類の出現と環境要因との関係 | 魚類増殖学 | 徳田大輔・吉岡 基 |
| 6. イセエビの謎 — フィロゾーマ幼生の信じられないような大旅行 | 海洋生態学 | 井上誠章・関口秀夫 |
| 7. 深海の神秘 — 巨大ダンゴムシ（オオグソクムシ）の出現 | 海洋生態学 | 関口秀夫 |
| 8. リュツォ・ホルム湾沖（南極海インド洋区）における小型カイアシ類の分布と生物量 | 生物海洋学 | 谷村 篤・小達恒夫 |
| 9. 総合討論 | | 永田 豊・竹内淳一・小池 隆 |

2008年1月25日受理

* 三重大学生物資源学研究科：〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577
koike@bio.mie-u.ac.jp

Summaries of the symposium
“Studies on the influence of the Kuroshio
on coastal oceanographic conditions and marine bio-resources
in the vicinity of the Kii Peninsula, central Japan
-Research fruits from the cruises of R/V Seisui-maru-”

Takashi KOIKE

Abstract

On board R/V Seisui-maru of Mie University, oceanographic surveys, including various fisheries, have mainly been undertaken in coastal waters along the Pacific coast of central Japan, particularly in waters along the Kii Peninsula. The unique oceanographic events, including the Kii Bifurcation Current and other physical/biological/fisheries oceanographic conditions, have been unveiled through sea-ongoing studies on board the vessel in coastal waters around the southern tip of the peninsula. The warm and saline water of the Kuroshio often intrudes into coastal waters close to the Cape Shionomisaki at the southern tip of the peninsula and affects their oceanographic conditions and marine bio-resources when the Kuroshio flows in offshore water close to the cape. This Kuroshio's intrusion has been detected when the distance becomes shorter from the cape to the Kuroshio main axis, coupling with the straight path Kuroshio (one of two stationary paths), so that the Kii Bifurcation Current is generated in waters along the southwest coast of the peninsula, being defined as that the Kuroshio approaches to the cape then for coastal waters to be divided into flows east and west of the cape. The generation of the Bifurcation Current has been detected/monitored using the data on the variation of the sea level difference (i.e., marked sea level difference coupling with the sea level raising at Kushimoto) between Kushimoto and Uragami located either side of the cape, although these data have been used to monitor and distinguish two stationary paths of the Kuroshio, i.e., straight and large meandering paths, in offshore water close to the peninsula.

Research fruits obtained by sea-ongoing studies on board R/V Seisui-maru were overviewed to be focused on physical and fisheries oceanography in the first half of the symposium and then on biological oceanography and other fields in the second half.

Key Words; Kuroshio, Kii Bifurcation Current, westward current off Cape Shionomisaki, cetacean, Japanese Spiny Lobster, copepod.

<program>

- | | |
|---|---|
| Introduction | Takashi KOIKE |
| 1. Sea Level difference between Kushimoto and Uragami Around the Southern Tip of the Kii Peninsula as Related to the Meandering/Non-meandering Path of the Kuroshio | Yutaka NAGATA |
| 2. Reviewing Studies Dealing with the Bifurcation Current off the Kii Peninsula, Central Japan | Junichi TAKEUCHI |
| 3. The Kii Bifurcation Current and Oceanic Condition in Kii Channel, Central Japan | Ayako TANAKA |
| 4. On the Westward Current off Cape Shionomisaki Around the Southern Tip of the Kii Peninsula, Central Japan | Toru NAKAMURA |
| 5. Occurrences of Cetaceans with Respect to Environmental Features in Kumano Sea | Daisuke TOKUDA and Motoi YOSHIOKA |
| 6. Mysterious Early Life History of Phyllosoma Larvae of the Japanese Spiny Lobster <i>Panulirus japonicus</i> | Masaaki INOUE and Hideo SEKIGUCHI |
| 7. Mysterious Deep Sea Isopod-Giant Bathynomid Isopods | Hideo SEKIGUCHI |
| 8. Distribution and Abundance of Small-Size Copepods in the Indian Sector of the Antarctic in Summer 2006 | Atsushi TANIMURA and Tsuneo ODATE |
| 9. Discussion | Yutaka NAGATA, Junichi TAKEUCHI and Takashi KOIKE |

黒潮流路と串本・浦神間の水位差

永田 豊¹

1. はじめに

日本南岸の黒潮は、潮岬沖を過ぎてから、そのまま真っ直ぐ東に流れる直進路を取る場合と、潮岬を過ぎてから沖合に転じ、熊野灘・遠州灘沖に発生する大冷水塊を巡って大きく蛇行する大蛇行路を取る場合とがある。黒潮はこれらの流路のいずれかを取ると、その流路が安定することが知られており、いずれの流路もそれが発生すると数ヶ月から十数年の間持続する(図1¹⁾)。このように黒潮に2つの安定流路の生じる理由は、黒潮の流路が九州の南端を越す位置でほぼ固定されているとともに、伊豆・小笠原海嶺の位置で海嶺のギャップを通りやすいことからやはり流路が固定される傾向にあることが関係している。通常の流路はこの2つの位置を通ることになる。本州南方の黒潮は、大まかに言って西から東へ流れるが(正確には23°くらい傾いている)、このような東流する大規模の流れは、大気の偏西風波動のように、波動を起こしやすい。このような波動は、コリオリの力の緯度変化を復元力とする特殊なものであるが、波自身は西進する性質を持つ。この波は、偏西風や黒潮に流され、春の低気圧等では偏西風に流される速度の方が大きくて、東進することになる。そのため天気は西から東に移っていく。しかしある条件の下では、これらの速度が打ち消しあって、波動が停滞することがある(大気のプロッキング現象)。黒潮の場合、2つの固定位置の間に生じる波が停滞し、安定した流路を形成するのは、2つの固定点の間に1つの波が生じる場合だけであることが理論的に示される。これが大蛇行路である。波の生じない場合にも安定した流れとなるが、これが直進路である。簡単な数値モデル実験で再現された2つの流路の例を図2²⁾に示す。黒潮がいずれの流路を取るかは、黒潮の流量に関連する。しかし、現実の流量に対しては、両方が存在し得て、いずれを取るかは、図3²⁾(この場合

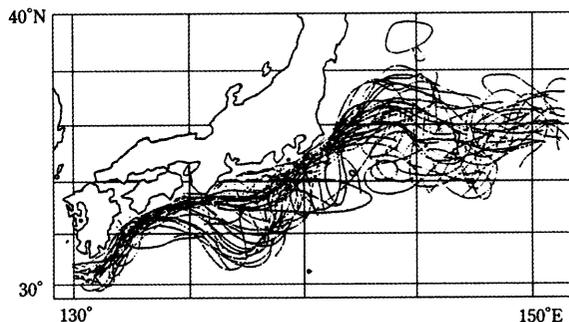


図1. 1955年から1964年までの10年間における黒潮の流軸(増沢, 1965)

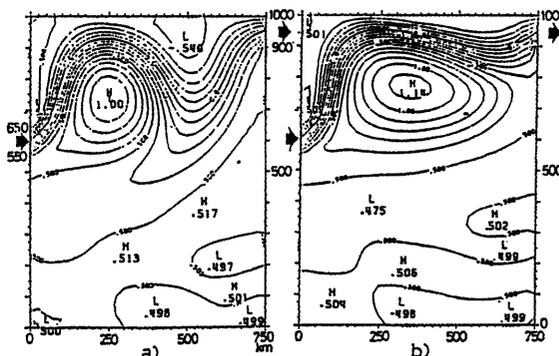


図2. 定常状態における(a)蛇行路, (b)直進路の流線図(U=50 cm/s, AH=10⁷ cm²/s, Ro=1.58, Re=50)
(Yoon and Yasuda, 1987)

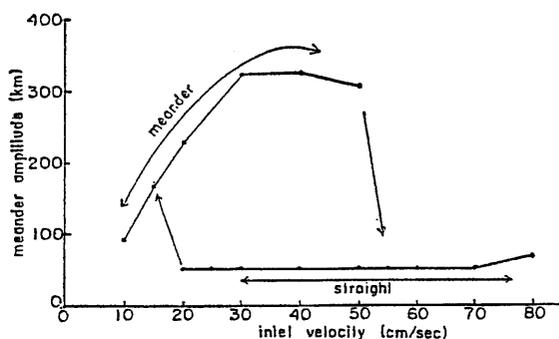


図3. $\theta = 12^\circ$ のときの与えられた流入流速と流軸の振幅の関係
(Yoon and Yasuda, 1987)

の陸岸の傾きは12°)に示すように、過去の流量の変動特性に左右される履歴現象があることが明らかにされている(そのため、黒潮の大蛇行発生の予測は難しい)。

黒潮が大蛇行を起こすきっかけは、九州の南端の西方で生じた小蛇行が西進し(正確には黒潮流路は九州の先端付近から東に延びようになり、

¹ 日本水路協会技術顧問
日本水路協会 海洋情報研究センター: 〒144-0041 東京都大田区羽田空港 1-6-6 第一総合ビル 6F
東京大学理学部名誉教授

東流する蛇行の西側の部分が東偏していく（永田ら，1999）³⁾，この蛇行の東端部が紀伊水道に達するころ，四国沖での黒潮流路が北偏し，紀伊水道沖に，波長の短い小蛇行が現れる（東進の例を図4⁴⁾，途中の衛星写真の例を図5⁵⁾に示す）。この小蛇行が東進し，潮岬沖を通過した直後，大きく成長することがあり，黒潮の大蛇行が発生することになる。ただし，小蛇行が発達するとは限らず，そのまま東方に流れ去り，消滅することも多い。

2. 串本検潮所と浦神検潮所の水位差の変動

潮岬のすぐ西側（潮岬東側の半島の根元）にある串本検潮所の水位と，潮岬の東方にある浦神検潮所の水位の差（串本の水位から，浦神の水位を引いた値を通常用いる）が，黒潮が蛇行路を取っているときは小さく，黒潮が直進路を取っているときは大きくなることは古くから知られている。その一例として，1974年から1976年にかけての串本・浦神間水位差（串本の水位から浦神の水位を引いたもの）の変化を図6⁶⁾に示す（この図の場合，両検潮所の水位を，東京湾中等潮位に基準

面に合わせてから差を取っている）ので，水位差0が同潮位であることを示す。両検潮所の潮位の報告値をそのまま用いると，約25cmが0水位差に対応する（例えば図8の場合）。水位差の変動の特性が，1975年7月の終わり頃を境にして大きく変化しているのが分かるであろう。九州の西岸で発生した黒潮流路の小さな蛇行が東進してきて，この1975年の7月の終わりに，潮岬沖を通過した。その直後に大きく発達して，黒潮の大蛇行が発生した。すなわち，直進路を取っていた黒潮が，この時を境にして大蛇行流路に変わったのである。直進時には串本・浦神間水位差は大きく，変動も激しかったのであるが，蛇行路を取るとなると，水位差はほとんどゼロになり，変動も殆ど消えてしまう。

この性質を利用して，黒潮の流路の変動をモニターするために，串本・浦神間水位差を利用することがよく行われる。その一例を図7⁶⁾に示す。海上保安庁水路部（現在の海洋情報部）が月に2

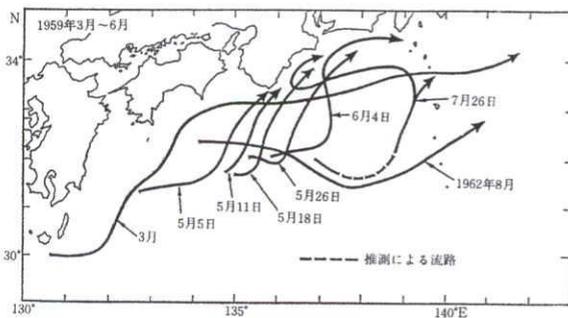


図4. 1959年大蛇行形成前の黒潮流軸の位置の変化（1959年3～7月）。(Shoji, 1972)



図5. 四国沖の NOAA 衛星画像による表面水温の分布の観測例（永田，2003）

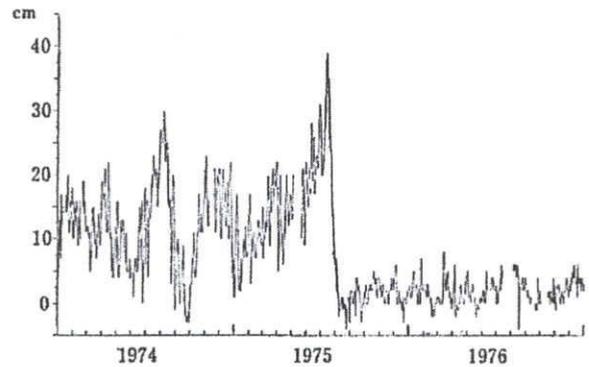


図6. 串本と浦神の間の日平均潮位差（1974～1976年）（川辺，1980）

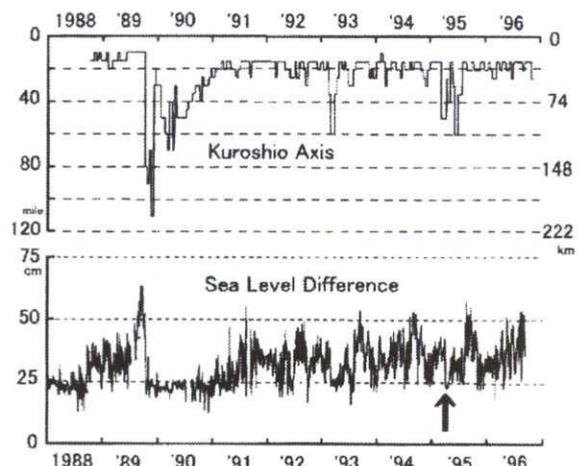


図7. 黒潮の潮岬からの離岸距離の変化と串本浦神間の潮位差の変化（川辺，1980）

回、各機関が観測しているデータを集めて海況速報を発行している。その海流図から黒潮の流軸の位置を読み取って、それが潮岬の位置で海岸からどれだけ離れているかを求めて、その変遷を描いたものが上図である。そうして、下図が串本・浦神間の水位差の変遷を示したものである（この場合は報告されている水位そのものを基にしているため約 25 cm が 0 水位差に当たる）。黒潮が大蛇行して、黒潮の流れが岸から離れるときは、水位差が例外なく 25 cm に近い値をとり、その期間には変動が小さくなっていることが分かる。しかし、変動の形は両者でかなり違っており、水位差と黒潮流軸までの距離は比例関係にない。

潮岬南方での黒潮流軸までの距離と、串本・浦神間水位差との関係を示したものが図 8⁷⁾である。縦軸に黒潮流軸の離岸距離を取り、横軸に串本・浦神の水位差（25 cm が水位差 0）を取ってある。この図で黒丸は海流図から大蛇行が起きていると判断される時のデータ、白丸は直進路の時のデータである。流路のパターンは複雑であり、大蛇行・直進の判断にかなりの任意性があること等、種々の原因で、このような相関図上のデータはかなりの散らばりを示すのが通例であり、データ点が集まっている点に注目すべきである。この図で注目すべき事は、流軸の離岸距離が小さいほど、水位差が増大するという形になっていない。データ点の分布は L 字型になっている。距岸距離が 70 km より大きければ、距岸距離の値に関係なく水位差が 0（この図では 25 cm）の状態が生じることを示している。すなわち、水位差が 0 に近いと

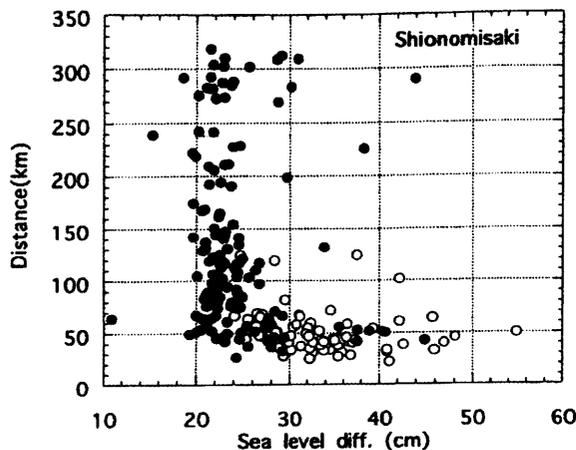


図 8. 黒潮の潮岬からの離岸距離と串本浦神間の潮位差の変化との関係
(藤田, 1997)

言うことは、蛇行路という状態を示しているの、距岸距離を示しているのではない。水位差 0 は、流軸がある程度以上陸岸を離れている状態、すなわち黒潮が蛇行路を取っているという状態を示しているのである。そうして、先に述べたように、直進時の水位差は大きく変動する事を反映して、データ点は横軸に平行に伸びている。

一方、黒いデータ点は、縦軸にほぼ並行に並んでいる。この時の水位差の値は、20 cm～25 cm の範囲に主として分布している。すなわち、水位差が 25 cm 未満であれば、黒潮は蛇行路の状態にあることを示している。すでに述べたように、距岸距離が 70 km よりも大きければ、その絶対値の如何に関わらず、水位差は 25 cm 以下になるのである。このような水位差の特性によって、黒潮が蛇行しているか、直進しているかを判断するのに非常に良い指標を与えることになるのである。

水位差が、何故このように黒潮の流路パターンをモニターするのに有効あるかの原因については、直進路を取るとき潮岬の東方の海水温が、西方に比べて低くなっていることを指摘する論文は幾つかあったが、上記のような特性を明らかにしたのは、我々のグループによる一連の論文が初めてである。このことは、後で竹内が説明する「振り分け潮」の役割を考えに入れる必要がある。紀伊半島の南西海岸には、黒潮が直進路を取っているとき、陸棚上で西半分では西向き、東半分では東向きという特異な発散流（振り分け潮）が生じる。一方が陸であるから、この発散流で失われる水は沖合から補充されなければならず、陸棚部まで黒潮の暖水が引き込まれる。あるいは逆に、この黒潮系暖水の陸棚上への侵入が、振り分け潮を起こしているのである。振り分け潮の生じている時に、三重大学の練習船勢水丸を利用して、潮岬周辺の海況の微細特性を観測したことがある。この観測結果をもとに、串本・浦神間の水位差の変動特性を以下に説明する。

3. 串本・浦神間水位差の変動の機構

1996 年 6 月 11-14 日に実施された紀伊半島南方海域での勢水丸による観測から 200 m 水深での水温の水平分布を図 9⁸⁾に示す。この 200 m 水深での等温線は、経験的に、表層の黒潮の流線を

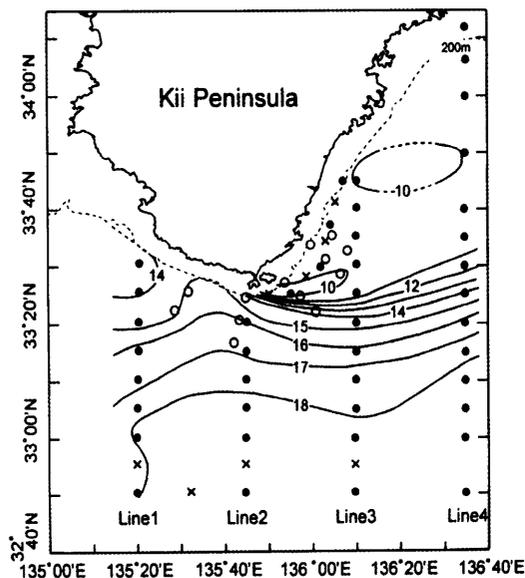


図9. 黒潮直進時（1996年6月）の紀伊半島沖の200m水温分布
(Uchida et al. 2000)

近似的に与えることが知られており、15~16°Cの等温線がほぼ流軸の位置を表す。（地衡流のバランスの下で流れる黒潮のような流れは、一般に等温線に沿って、高温部を右に見て流れる。黒潮は周りより暖かい海水の流れでないことに注意されたい。）この観測時点では、振り分け潮が出現していたことが確認されている。図で15°Cの等温線が紀伊半島南西海岸沖で陸側にくびれて、張り出しているのが見られる。この張り出しの中心点近くで、振り分け潮の振り分け点が生じていた。この等温線分布から分かるように、紀伊半島南西海岸に黒潮の暖水が陸棚上に進入しており、潮岬西方の水温を高めている。これに対して潮岬東方では、比較的低温な沿岸水が存在しており、このため浦神沖の水位が串本の水位より低くなっている。竹内が後で説明するが、降り分け潮は黒潮が潮岬に近づき、直進路を取る時に発生することが示される。この図は黒潮流路が直進路を取るとき、潮岬を挟んで沿岸水が東西に分離され、西方での黒潮暖水の侵入により、串本・浦神間の水位差が生じる機構を明確に示している。従来、串本・浦神間の水位差が何故黒潮流路のモニターに使えるのかの理由が明らかでなかったのは、振り分け潮のようなスケールの小さな現象が、通常の粗い海洋観測では捉えられなかったからである。

一方、黒潮が蛇行路を取り、潮岬沖において黒

潮の強流部が潮岬の岸から十分離れると、潮岬の東西の沿岸水は分離されなくなり、潮岬を越えた水の交換が容易におこる。そのような状態においては、僅か15kmしか離れていない串本・浦神間の水位差は起こりえないと考えられる。直進路で沿岸水が潮岬の東西に分離している場合も、後で中村が論じるように、短周期の海況変動に伴って海水の交換は起こりえる。これが、直進路の時に水位差の大きな変動が観測された原因と考えられる。

4. おわりに

串本・浦神間の水位差が、わが国南岸の黒潮流路をモニターするのに非常に有用であることは、以前からよく分かっていた。しかし、それは旬ないしは半月より長い時間スケールの現象に対してである。振り分け潮は我々の観測結果から、1週間程度の時間スケールにおいて安定的に存在を続けることが示されている。この1週間あるいはもっと短い時間スケールの海況の変動をモニターするのに、串本・浦神間水位差が使えるかどうかは必ずしも明確ではない。

1997年10月に、ADCPによる振り分け潮の反復観測を行った時、串本・浦神間水位差が観測期間中に著しく減少していき、水位差から見ると直進路から蛇行路へ移行しつつあったと見られる状態にあった（図10^{9, 10}）。ADCP測流値の岸沿い方向の成分から発散量を計算して、水位差との関係を見たのが図11である。水位差と発散量の間きれいな直線関係が見られ、このような1日未満の短期変動にも水位差が有意な情報を与えることが示唆されている。しかし、この直線関係は、他の反復観測においても見いだされているものの、回帰直線の現れるグラフ上の位置や勾配は、場合によってかなり大きく変動する。このことは、短い時間スケールの水位差変動も、海況の指標に使える可能性はあるものの、一般的な法則性が得られるかどうかは、今後の研究に待つほかはないことを示している。そのような研究の一例として、潮岬沖に時たま現れる西向きの流れ、潮岬沖西向流の解析を行ってきたが、それについては後に中村が報告する。

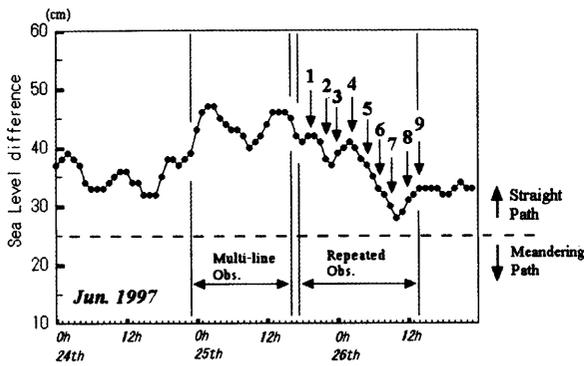


図 10. 黒潮直進時（1997年6月）の串本・浦神間の潮位差の時間変化
(Uchida, 2000 竹内, 2005)

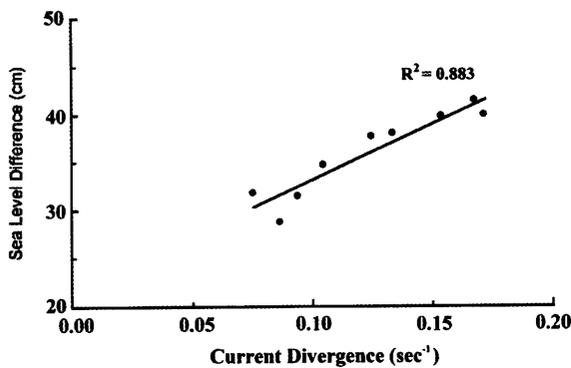


図 11. 短周期現象での串本・浦神間水位差と流速発散値の関係の一例
(Uchida, 2000 竹内, 2005)

参考文献

- 1) 増沢穰太郎. (1965) 黒潮の蛇行—本州南方の冷水塊—. 科学, 35 (11), 588-593.
- 2) YOON, J. H., and I. YASUDA (1987): Dynamics of the Kuroshio Meander - two layer model. J. Physical Oceanogr., 17, 66-81.
- 3) 永田 豊・吉田昭三・藤田弘一 (1999) : 黒潮大蛇行の前駆現象としての小蛇行。うみ, 36, 119-130
- 4) SHOJI, D. (1972): The variation of the Kuroshio south of Japan. In Kuroshio - its physical aspects, eds, by H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, 217-234.
- 5) 永田 豊. (2003) モニタリングネットワーク. 月刊 海洋 36, 61-66.
- 6) KAWABE, M (1980): Sea level variation along the south coast of Japan and the large meander in the Kuroshio. J. Oceanogr. Soc. Japan, 36, 97-104.

- 7) 藤田弘一. (1997) : 日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の潮位差との関連に関する研究, 三重大学大学院生物資源学研究科博士論文. pp136. (この図は NAGATA et al., 1999^{B)}に引用されている。)
- 8) NAGATA, Y., J. TAKEUCHI, M. UCHIDA, I. ISHIKURA, Y. MORIKAWA, and T. KOIKE (1999): Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. J. Oceanogr., 55, 407-416.
- 9) 竹内淳一, (2005) 紀伊半島周辺の海洋構造と変動および漁業への影響. 和歌山県農林水産総合技術センター特別研究報告, 8, pp.123.
- 10) UCHIDA, M., TAKEUCHI, J., MORIKAWA, Y., MAEKAWA, Y., MOMOSE, O., KOIKE, T., and NAGATA, Y. (2000) On Structure and Temporal Variation of Bifurcation Current off the Kii Peninsula. J. Oceanogr., 56, 17-30.

振り分け潮についてのこれまでの研究

竹内 淳一²

1. はじめに

紀伊半島先端の潮岬から白浜に至る紀伊半島南西岸沿いには、ある地点から流れが東西に分かれる「振り分け潮」と呼称されている特異な流況パターンがあり、古くから現地の漁業者や紀伊水道を通過する航海者に知られていた。宇田 (1984) が著した「海と漁の伝承」にも、現地の漁師から聞き取りした調査結果が記載されている¹⁾。水産関係の研究者の多くも、この流れに注目し、紀伊半島沿岸に流入する黒潮からの分岐流として紀南分岐流の名称で呼ばれていた。しかし、この振り分け潮あるいは紀南分岐流の存在は、水温・塩分の分布、魚卵・仔稚魚の分布、潮目の方向、船の偏流などから推定されていただけで、流れの実測を基にした研究は、阪本 (1992)²⁾の報告のみであり、振り分け潮の構造や、生起頻度などの詳細はわかっていなかった。

和歌山県水産試験場 (以下、和歌山水試と略記) の「わかやま」による ADCP 流速データを解析

² 和歌山県栽培漁業センター

和歌山県栽培漁業協会 和歌山県栽培漁業センター：〒649-5334 和歌山県東牟婁郡那智勝浦 1407-5

して、振り分け潮の特性を明らかにした³⁾。また、三重大学練習船「勢水丸」によって、振り分け潮の水平構造や流れの安定性などが明らかにされた⁴⁾。

ここでは、振り分け潮についてのこれまでの研究について紹介する。

2. 振り分け潮の特性

和歌山水試では、定線観測などの行き帰りの航路を利用して、ADCPを用いた振り分け潮の観測を定期的に行ってきた。紀伊半島南西の海岸線は潮岬から市江崎までの間、南東から北西に向かって直線状になっている(図1)。ADCP観測は、この海岸線と平行な観測線上で行っている。測線は時によって、若干移動するが、ほぼ100mの等深線に沿って行われる回数が最も多い。1回の観測に要する時間は2時間弱であり、潮汐の周期に比べて十分に短い。1回の観測時間内で、潮汐流による流れの変動によって、流れのパターンが有意に変化することはなく、観測の同時性は保たれていると考えられる。過去9年間(1988年10月～1996年9月)に得られたADCP観測のうち100m等深線に沿って得られた258例を選び、水深5mのデータを解析した。その結果から、振り分け潮の生起頻度や特性を調べ、黒潮の流路パターンとの関係などを議論した。

2-1. 流れの分類と、各パターンの生起確率

1991年6月28日の観測から、水深5mでの流速ベクトルの分布図を、図1に示す。流れは「すさみ」沖を境にして、その北西側は西北西に、南

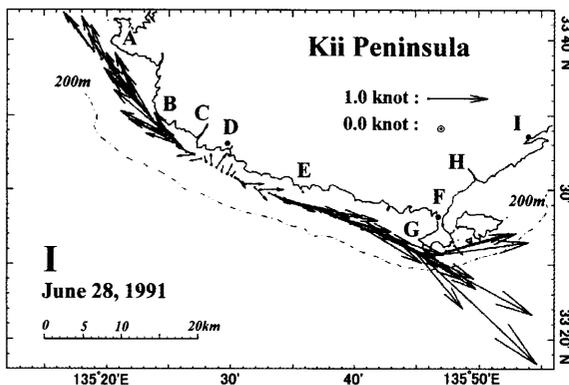


図1. 紀伊半島南西岸に現れる典型的な振り分け潮 (I) (Takeuchi et al. 1998)

東側は東南東の方向に流れており、「振り分け潮」と呼ばれる流速分布がみてとれる。このように、振り分け潮の分岐点が非常に明確に認められるケースを、「典型的な振り分け潮」と呼ぶ。これに準ずるものとして、全体として「振り分け潮」の特性が読みとれる場合も「振り分け潮」として分類した。

振り分け潮は常に生じている訳ではなく、紀伊半島南西海岸全体に沿って一方的に流れる、東向流(下り潮)あるいは西向流(上り潮)が現れることがある。これらの流れの典型的な事例を、それぞれ図2のII, およびIIIに示す(図1の振り分け潮はIとする)。また、生起頻度は少ないが、振り分け潮とは逆に流れが収束している「収束流:IV」, 流速が小さく特徴的な流速分布が認められない「不定流:V」がある。

これらの流況パターンの生起確率を求めた結果を図3に示す。「振り分け潮」の生起確率が最も多く、解析した258例のうち177例を占め、全体の約69%に達する。明確な「典型的な振り分け潮」は76例で、全体の約29%である。これにつづくのが、「東向流」で48例、次いで「収束流」が11例であり、「西向流」が8例であった。「不定流」は、14例であった。

2-2. 振り分け潮の分岐点の位置

「振り分け潮」が観測された時のすべての流速ベクトル分布図(177例)から、流れが東西に分かれる分岐点の位置を読みとり、経度1分ごとに集計して生起頻度を示したのが図4である。「振り分け潮」の分岐点は、従来、すさみ沖に現れるとされてきたが、市江崎から潮岬近くまでのかなり広い範囲にわたって現れる。なお、この分岐点は、時には市江崎の西方にもあらわれことがあり、この時は半島南西岸のみを考えれば「東向流」に分類される。

2-3. 陸岸に平行な観測線上での流れの発散

岸沿いの流れが「振り分け潮」のように発散していれば、その海水を補給するために沖合の海水が沿岸域に進入してくるはずである。ただし、その際、沿岸の流れが「振り分けて」いる必要はなく、流れの方向に、流れの並岸流成分の流速が増加していても良い。

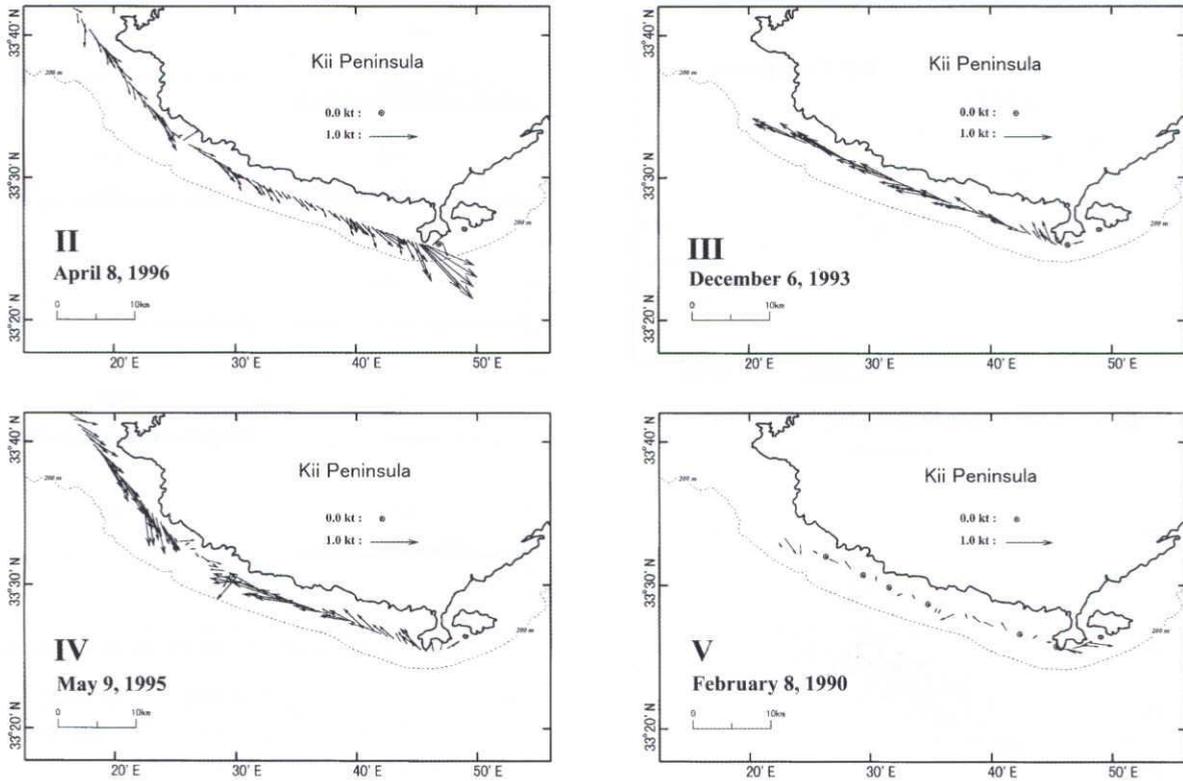


図2. その他の流況パターン (II: 東向流, III: 西向流, IV: 収束流, V: 不定流)
(Takeuchi et al. 1998)

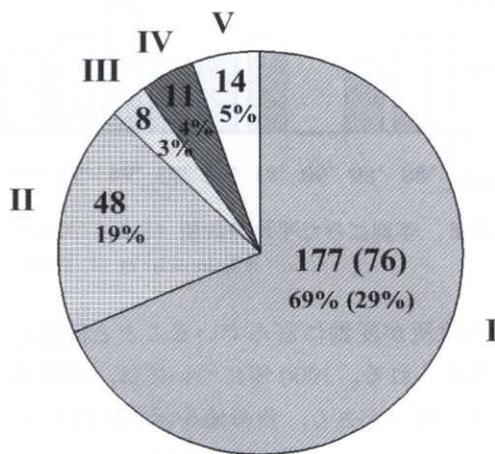


図3. 流況パターン別の生起確率
(Takeuchi et al. 1998)

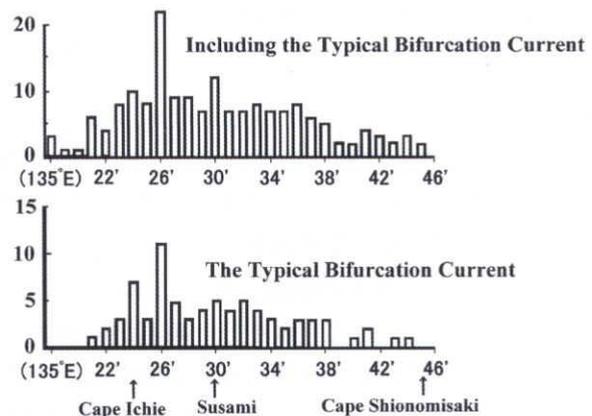


図4. 紀伊半島南西岸と平行な線上における振り分け潮分岐点位置の生起頻度分布
(Takeuchi et al. 1998)

そこで、紀伊半島南西岸に沿った流れの成分(並岸成分)の発散値を計算した。統計的な計算を行うために、それぞれの観測線上の流速データをほぼ岸に沿った基準線上(図5)に投影して、この線に平行な流速を求めて、発散の計算に用いた。隣接する流速値の差を、その2点間の距離で除して発散値を求めた。得られた発散値を、内挿して、1 km 間隔のデータとして、それを年ごとに平均して、年平均値を求めて解析に使用した。

図6は、基準線上の中央部にあたる5-40 kmの範囲内について平均した発散値と、串本・浦神間の日平均水位差との相関を見たものである。図中、水位差25 cm(この場合、潮汐月表原簿に記載されている水位そのものを基にしているため約25 cmがほぼ0水位差にあたる、以下の水位差もこれと同じ基準である)のところ引いた破線は、この値より小さな値に対しては大蛇行流路が出現し、大きいときは直進流路が出現する水位差の閾

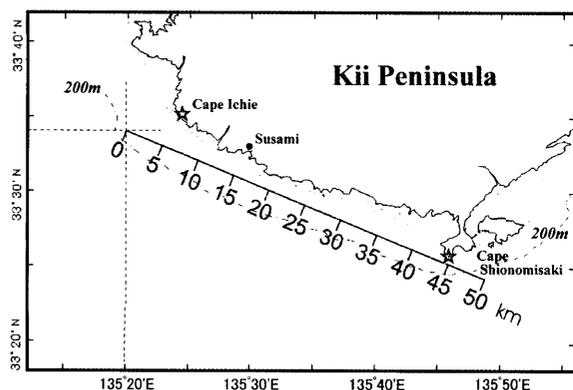


図5. 紀伊半島南西岸に設定した基準線
(Takeuchi et al. 1998)

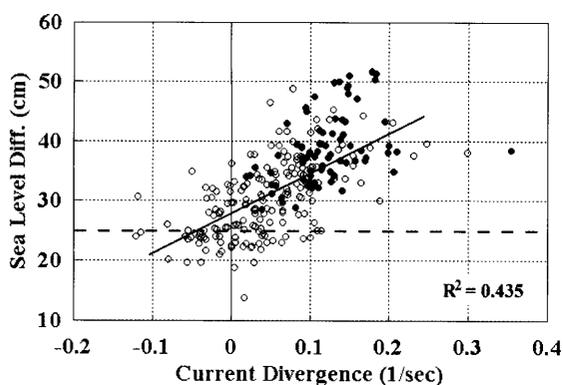


図6. 基準線上の流れの発散値と水位差との関係
(Takeuchi et al. 1998)

値 (藤田 1997) を示している。なお、●印は、「典型的な振り分け潮」の場合を、○印はその他の流況パターンを示す。この両者の間には比較的良い相関が見られ、発散値が大きいほど水位差も大きくなるという正の相関 ($R_2=0.435$) が認められる。特に典型的な「振り分け潮」が観測されたときには、発散値は例外なく正の値をとる。このことは、ここに導入した発散値が、「振り分け潮」を含む海況パターンの有意な指標となることを示している。

図7は、基準線上5-40 kmの範囲を1 km幅で分割して、それぞれの区間についての発散値を、1988年から1996年までについて、各年の平均を求めて示したものである。また、全解析期間についての平均を左上に示す。発散値の分布は、基準線上で大きく変動しているが、1990年を除き、各年の発散値は、基準線上の全域でほぼ正の値を示す。発散値のピークは年によって現れる場所が異なっており、特定の場所で顕著なピークを示すようなことはない。このことは、「振り分け潮」の

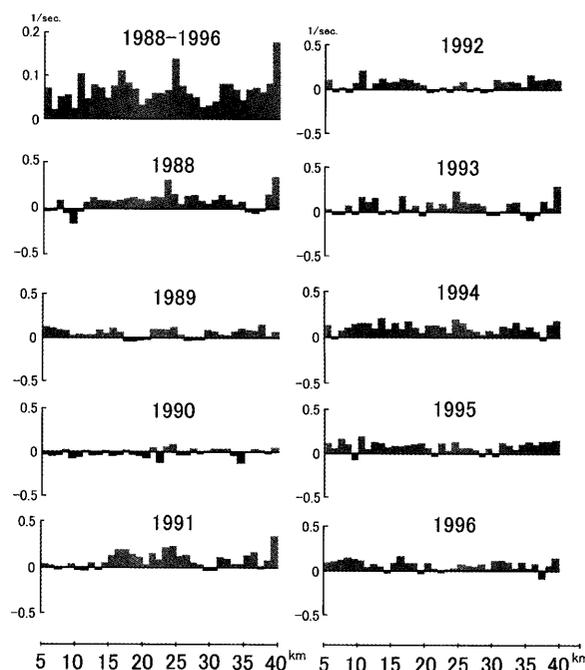


図7. 年ごとに平均した基準線上の流れの発散値分布 (左上は1988-1996年の全平均) (Takeuchi et al. 1998)

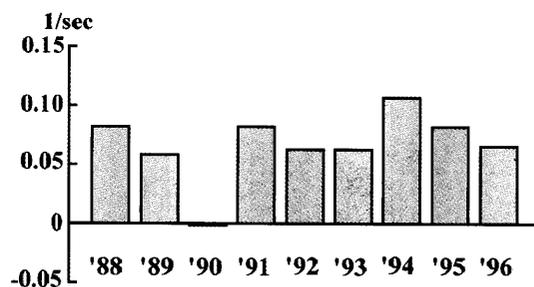


図8. 年別にみた平均発散値 (1/sec) の変化
(Takeuchi et al. 1998)

分岐点位置が変動に富んでいることと関係していると考えられる。1990年については、発散値の大きさは一般に小さく、負の値を示す区間も多い。

年ごとの違いをみるため、図7に示した年ごとの発散値を基準線上5-40 kmの範囲について平均した年平均値を図8に示す。若干の変動はあるが、この平均発散値は1990年を除いて有意な正の値を示している。1990年だけは、非常に小さな負の値を示しており、この年が他の年と海洋条件を異にしていたことを示している。

2-4. 黒潮の離岸距離と流れの発散値の関係

図9に、潮岬から南に測った黒潮主軸までの離岸距離 (上図) と、串本・浦神間の日平均水位差 (下図) の時間変動を示す⁵⁾。1989年10月~1991

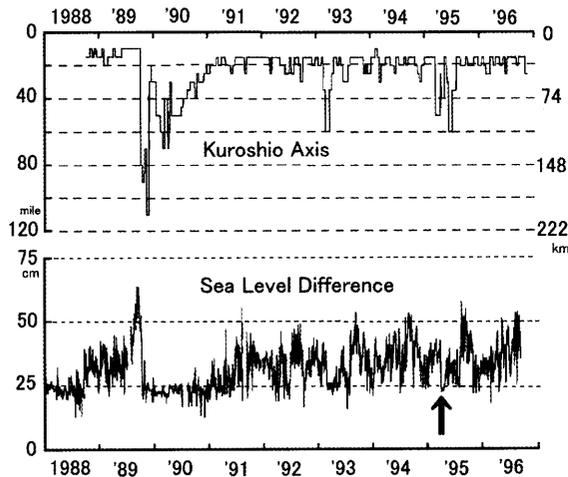


図9. 潮岬南沖の黒潮離岸距離（上）と串本・浦神間の日平均水位差（下）の変化（藤田, 1997）

年1月の期間では、黒潮は40マイル以上に離岸し、水位差は25cm以下の値を保っている。上記の解析で異常な年であった1990年は、年間を通して黒潮は大蛇行流路をとっていたことがわかる。これに対し、他の年では、若干の短周期変動が存在するが、黒潮流路は基本的に直進路のことが多かった。

2-5. 黒潮流軸位置と流況パターン

基準線上5-40kmの範囲で求めた平均発散値を、各流況パターンごとに集め、それぞれの平均を求めて示したのが図10である。「収束流」の場合に発散値が負になるのは当然としても、これ以外の流況パターンのすべてで正の値をとることは注目に値する。正の発散値は、「典型的な振り分け潮」で最も大きく、次いで「振り分け潮」で大きい。このことは、黒潮の直進時に紀伊半島南西海岸沖に黒潮系の暖水が進入してくることと良く対応している。1方向に流れる「東向流」、「西向流」についても有意な正の値を示し、いずれの場合にも流れが加速される傾向があることを示す。この加速は「東向流」の方が著しい。

各流況パターンに対して計算した平均黒潮離岸距離および、平均水位差を示したものが図11である。この図からみると、「典型的な振り分け潮」、「振り分け潮」、「東向流」の3つの流況パターンは、黒潮離岸距離の値が約20マイル以下、そして水位差が30cm以上の場合、すなわち黒潮直進時の条件にほぼ対応している。これらの流況パ

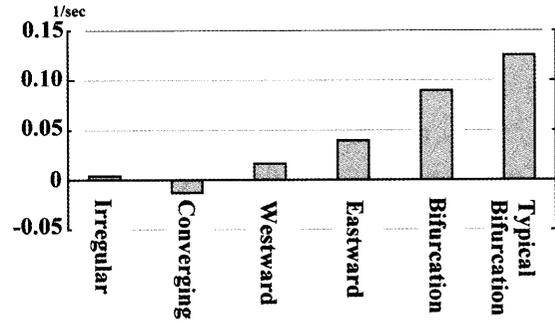


図10. 流況パターン別の平均発散値（1/sec）の比較（Takeuchi et al. 1998）

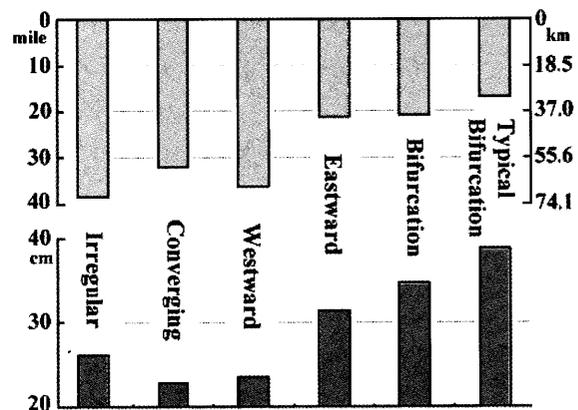


図11. 流況パターン別に平均した黒潮離岸距離（上）と串本・浦神間の水位差（下）の比較（Takeuchi et al. 1998）

ターンは、黒潮が直進流路の時に起こりやすいことを示している。この3つのうち、「典型的な振り分け潮」の場合の平均離岸距離が最も小さく、平均水位差が最大になっている。「典型的な振り分け潮」は、黒潮の強流部が特に潮岬に近づき、潮岬東西の沿岸水が分離された時に起こりやすいと結論できる。

一方、「西向流」、「収束流」、「不定流」の3パターンは、黒潮離岸距離が30マイル以上、水位差が20数cm以下で起こりやすい。これらのパターンは大蛇行時に現れやすいことがわかる。黒潮大蛇行時に「西向流」が出現しやすいことは、大蛇行時に熊野灘南部海域へ流入した黒潮系暖水が潮岬を越えて紀伊水道側まで影響を及ぼしていることと関連しているのであろう。

3. 振り分け潮の安定性と水平構造

振り分け潮の安定性と水平構造を明らかにするために三重大学生物資源学部の練習船「勢水丸」による4回（I：1996. 10. 29-10. 31, II：1997. 6.

24-6.26, III: 1997.10.14-10.16, IV: 1997.10.3-4) にわたる観測を実施した^{6,7)}。1996年10月から1997年12月までの串本・浦神間の日平均水位差のグラフに、勢水丸による4回の観測時期を合わせて示したのが、図12である。この4回の観測期間中の黒潮流路は、いずれもおおむね直進流路であった。しかし、水位差は非常に変動しており、しばしば水位差は大蛇行流路の出現の目安となる25 cm以下まで下がっている。クルーズIが実施された時には、一時的とはいえ、黒潮流軸は大蛇行流路に匹敵する大きな離岸距離をもち、海況は蛇行時の特性を示し、振り分け潮は現れていなかった。他の3回のクルーズでは、いずれも振り分け潮(ないしは東向流)が観測され、基本的に海況は直進流路の特性を有していたが、その特性が安定して持続していた場合や、弱まりつつある場合など非常に変化していた。

ここでは、代表的なクルーズとして2つのケー

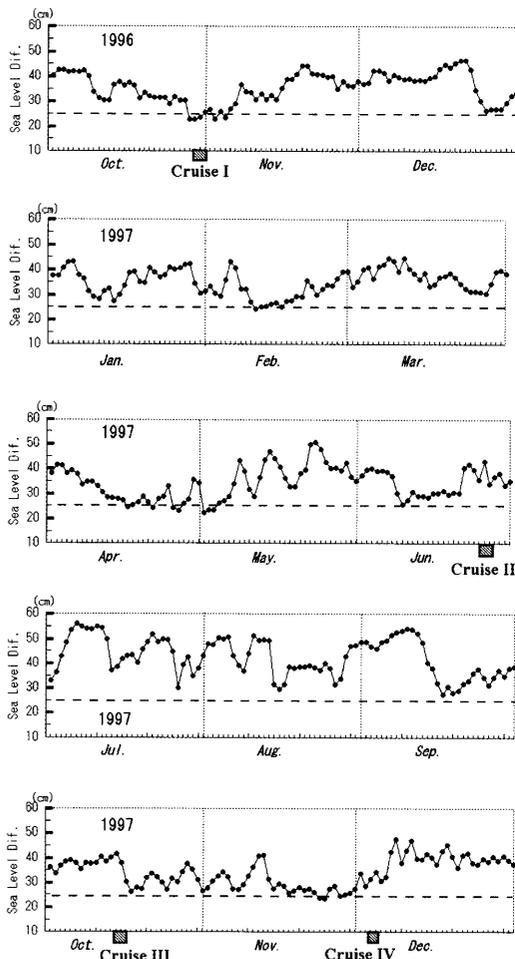


図12. 串本・浦神間の日平均水位差と勢水丸の観測時期

(Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

スを取りあげて紹介する。その一つは黒潮が安定した直進路の時のクルーズIIであり、もう一つは蛇行時の海況特性を示したクルーズIである。

3-1. クルーズII (1997年6月24-26日)で観測された海況

複数測線観測 (流れと水温の水平分布)

クルーズIIでは、岸に平行した5本の観測線上で6月24-25日にADCPによる複数測線観測が行われた。その観測から、5 m深、25 m深、75 m深の流速場を示したものが図13である。流速の大きさは、深さと共に若干減少する傾向があるが、流れの分布パターンは深さによらず、ほぼ同じ形をしている。一番内側の100 mの等深線に沿った5 mおよび25 m深の流速分布に、すさみ付近に分岐点をもつ振り分け潮がみられる。振り分け潮の様相は、測線が沖に移るにつれて明確さを欠くが、BあるいはC線上ではこれに対応する流速場の変化が若干認められる。一番外のE線では、北東向きのベクトルが卓越しており、この強流部は沿岸に近づくにつれて潮岬近くに限定されてきて、潮岬のすぐ沖では東に向かう流れに

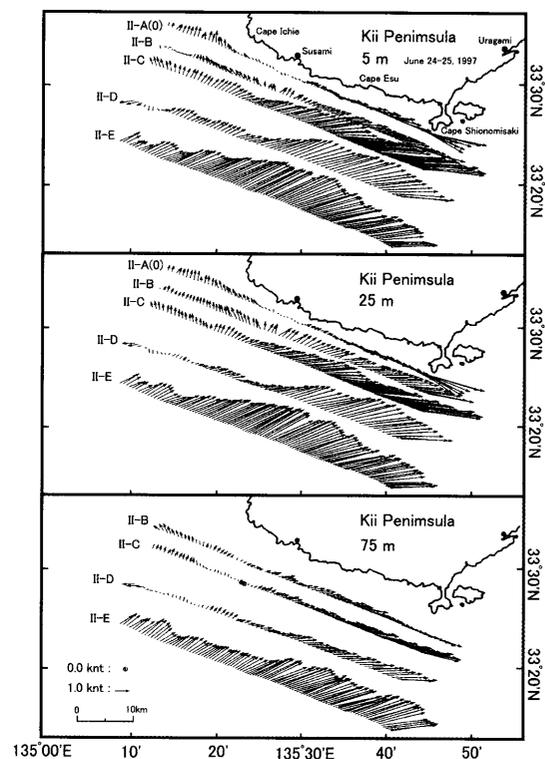


図13. クルーズII (1997.6.24-25) 複数線観測における流況 (上: 5 m深, 中: 25 m深, 下: 75 m深)

(Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

なっている。振り分け潮の東半分にあたる東へ流れる部分は、岸に近づいた黒潮強流部であることがわかる。振り分け潮の西半分にあたる部分は、紀伊水道へと流入する傾向がみられる。この部分は、黒潮直進路の時に観測される紀伊水道の反時計回りの循環流に関係しているとみられる。

振り分け潮の特性は、この時に観測された水温分布（図14）にも認められる。200 m 水温分布で、13°Cから14°Cの水温域が135°35'Eから135°40'Eの間で分岐し、そのうちの 하나가西方へ広がって沿岸域へ侵入している。50 m 水温分布では、200 m 深で岸沿い西向流が示唆された部分に沿って、暖水が西に張り出している。これは上述の西向流によって、岸方向に吸い寄せられた表層の暖水が紀伊水道の方へ運ばれていることを示している。このように、水温の水平分布からも振り分け潮が存在していたことがわかる。

ADCP による反復観測

100 m 等深線にほぼ沿った測線（Aライン）で、6月25日17:11-26日13:57の間にADCPによる9回の反復観測を行った。図15にクルーズIIの期間を含む1997年6月24-27日の水位差の時間変動を示す。

時間単位の水位差の変動からみるかぎり、複数線観測時には黒潮流路は直進時の特徴をもっていたが、反復観測中にその特性が弱まっていく傾向がわかる。

反復観測によって得られた5 m 深の流速ベクトルの分布を、図16に上から時間順に示す。反復観測中、分岐点は東西に移動しているが、江須崎沖とその10 km 東方の間にとどまり、比較的安定していた。分岐点の移動には潮汐周期の変動はみられない。分岐点付近の流速値は小さく、分岐点

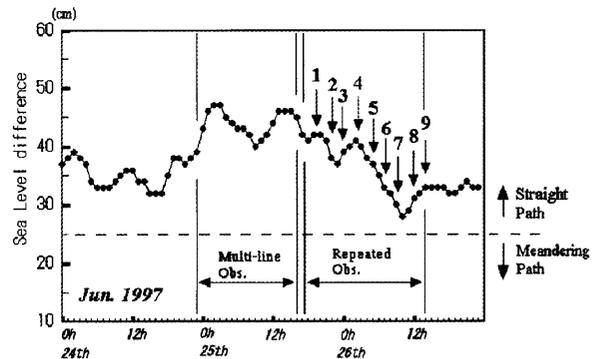


図15. クルーズII（複数・反復観測）前後における串本・浦神間の水位差時間変化（Uchida et al. 2000 竹内, 2005）

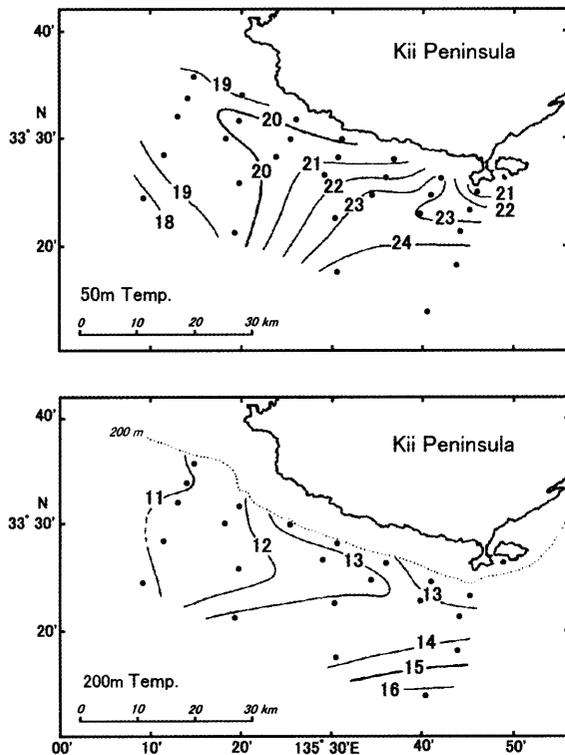


図14. クルーズII（1997.6.24-25）複数線観測における水温水平分布（上：50 m 深，下：200 m 深）（Uchida et al. 2000 竹内, 2005）

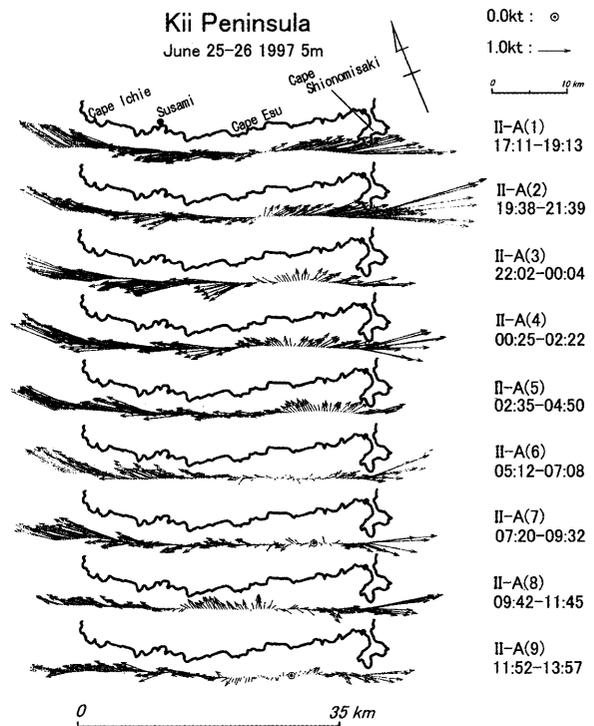


図16. クルーズII（反復観測）における振り分け潮の流速（5 m 深）ベクトル分布の経時変化（Uchida et al. 2000 竹内, 2005）

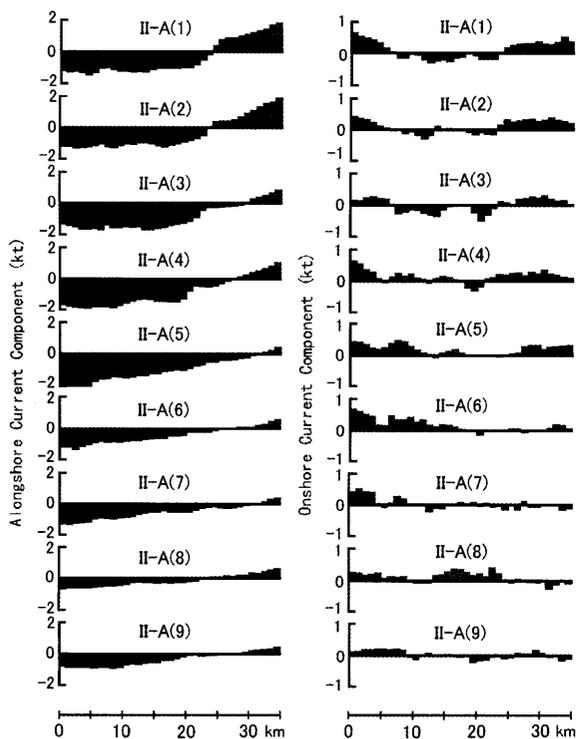


図 17. クルーズ II (反復観測) における振り分け潮の並岸流 (左) 向岸流 (右) 成分の経時変化 (Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

岐点を明確に決めることは難しい。そこで、Aラインに沿う並岸流成分（東向き成分が正）と、それに直角な線に沿う向岸流（岸向き成分が正）を求めて、各回の観測について示したものが図 17 である。並岸流成分の分布（左図）では、流れの向きが変わる分岐点の位置が客観的にみとれる。この結果は先に述べた分岐点の位置とほぼ一致している。少なくとも水深 100 m の等深線の近くでの潮汐流は弱く、分岐点の位置の変動に潮汐の効果は考えなくても良いのであろう。

反復観測中を通して振り分け潮が認められたが、観測の後半は前半に比べて流速の大きさが減少しているように見える。このことは観測範囲の両端部の流速をみれば顕著である。

Aラインの中央部 5-40 km 全域の平均発散値を反復観測（II-A(1)~A(9)）について計算し、表 1 に示した。発散値の減少傾向が反復観測の期間を通してみとれる。これは、図 15 に示したように、串本・浦神間の水位差が減少して、直進流路の特性が弱まっていく傾向と良く対応している。

表 1 に示した 5 m 深の流れの発散値とその時

表 1. 観測 II-A(1)~A(9) ごとの平均発散値

Line name	Depth	
	5 m	25 m
II-A(1)	0.17	0.17
II-A(2)	0.17	0.16
II-A(3)	0.12	0.10
II-A(4)	0.15	0.12
II-A(5)	0.13	0.12
II-A(6)	0.10	0.11
II-A(7)	0.09	0.10
II-A(8)	0.09	0.09
II-A(9)	0.07	0.08

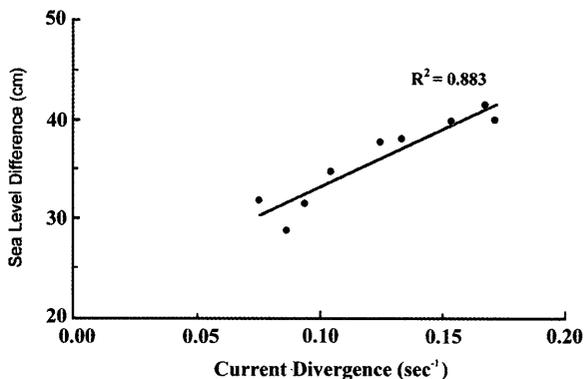


図 18. クルーズ II (反復観測) の発散値と串本・浦神間の水位差との相関 (Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

の時間単位の水位差との相関を図 18 に示す。両者の間には明瞭な正の相関 ($R_2=0.883$) がみられ、このことは発散値が振り分け潮ないしは東向流（下り潮）の特性を与える良い指標であると共に、時間単位の水位差が黒潮の離岸特性を表す指標として有用であることを示唆するものであろう。ただし、この両者の相関関係は、他の反復観測でも認められるものの、ケースによって異なることがわかっている。

3-2. クルーズ I (1996 年 10 月 29-31 日) で観測された海況

クルーズ I で観測した流速場は、前述のクルーズ II とはまったく違っており、きわめ変動に富むものであった。この観測期間における水位差の時間変動を図 19 に示す。このクルーズ I の期間には、顕著な潮汐周期の振動が現れているが、おおむね水位差は 25 cm 以下に保たれていた。

水温の水平分布

1996年10月29-30日に行った広域CTD観測による、水深200mの水温水平分布を図20に示す。15°Cの等温線は潮岬の南方約26マイル(約48km)を東西に走っており、16°Cの等温線は南方約27マイルにある。串本・浦神間の日平均水位差は25cm以下であり(図12)、黒潮の離岸距離は大蛇行時に匹敵するほどであったと考えられる。25cm以下の状態は3日程度しか持続していない。3日程度の時間スケールで黒潮の離岸現象が起こった原因はよく分からないが、和歌山・三重水試発行の人工衛星海況速報によると、10月26日頃に黒潮の小蛇行が潮岬沖を通過したとしている。

流速場

10月29日20:34~22:52にAライン上で観測

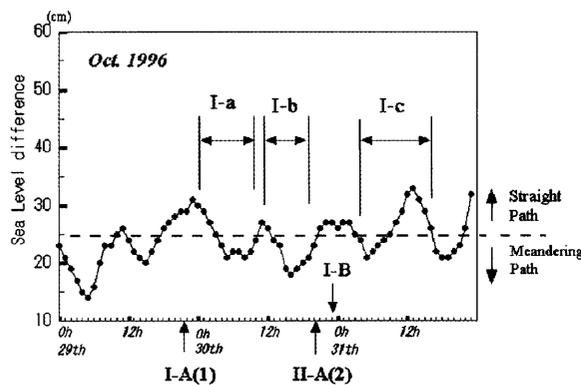


図19. クルーズIの観測前後における串本・浦神間の水位差時間変化 (Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

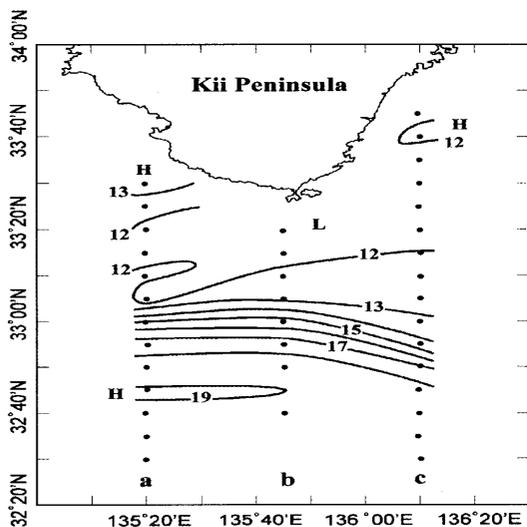


図20. クルーズIの広域CTD観測における200m水温水平分布 (Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

された5m深と50m深の流速場を図21(I-A(1))に示す。また、約1日後のAライン(I-A(2), 10/30/19:16-21:24)とBライン(I-B, 10/30/21:44-10/31/00:17)における水深5m深の流速場を図22に示した。

I-A(1)では観測範囲全域で西向きの流れが現れているのに対し、約1日後のI-A(2)では全く逆に全域で東向きの流れが観測されている。I-A(2)の直後に観測した観測線Bライン上でのベクトル分布(I-B)は、変動に富んでいるものの、西向きの流れが卓越している。また、Aライン上のI-A(1)で、江須崎付近の5m深では向岸流なのに対し、50m深では離岸流となっていた。この時の流れのパターンは、空間的にも、時間的にも変動に富んでいたことがわかる。

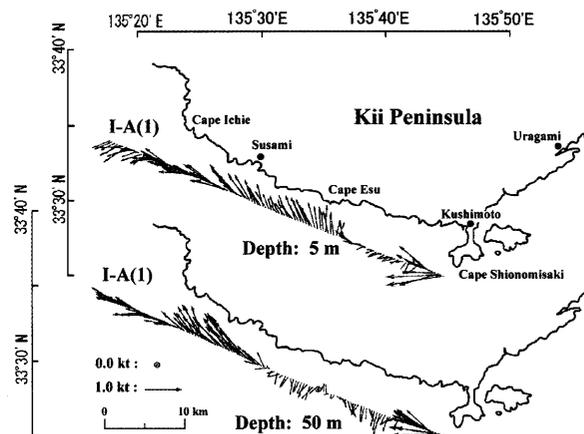


図21. クルーズIのAライン上(I-A(1))における5m深と50m深の流速ベクトル (Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

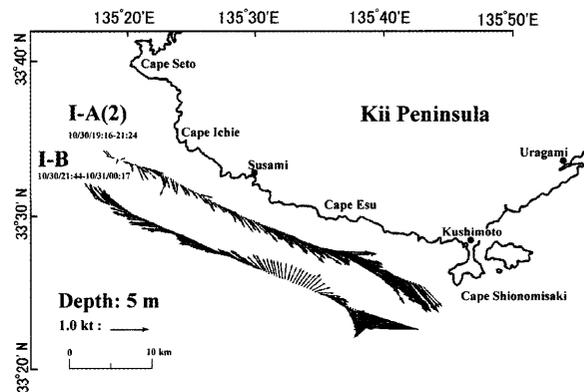


図22. クルーズIのAライン上(I-A(2))とBライン上(I-B)における5m深の流速ベクトル (Uchida et al. 2000 竹内, 2005)

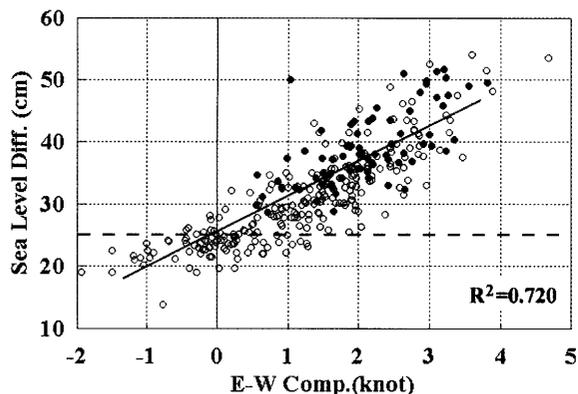


図 23. 振り分け潮東端部（潮岬付近）の東西流速成分と串本・浦神間の日平均水位差との相関（竹内，2005）

4. 振り分け潮の東端部（潮岬沿岸）の流れ

振り分け潮の東部分にみられる東向流は、接岸した黒潮の北縁強流部であることが示された。この黒潮北縁の強流部が潮岬に接岸すると、串本・浦神間に大きな水位差が発生することになる。われわれは、これまでも振り分け潮の解析をつうじて串本・浦神間の水位差の短期変動に注目してきた。

振り分け潮の東端部の流れの強さと串本・浦神間の水位差との相関を調べた。潮岬沿岸にあたる基準線の 40–45 km に近い海域で観測された測流値で各観測時に得られた絶対値が最大の東西流速成分を選び出し、そのときの串本・浦神間の水位差と対比させたものが図 23 である。「典型的な振り分け潮」がみられた事例を●印で示してある。両者間には良い相関 ($R_2=0.72$) がみられる。「典型的な振り分け潮」は水位差が 25 cm 以上で、黒潮が直進流路をとっている時のみ現れる。潮岬沿岸で 4 ノットに達するような東向きの流れが観測されるのは、この測点が黒潮の強流帯に含まれてしまうことを示している。

一方、逆に西向きに流れる「西向流」は黒潮の大蛇行時に現れることが多い。興味深いのは、潮岬南方の測点で有意な西向流 (0.5 ノット) が見いだされた時の串本・浦神間の水位差はすべて 25 cm 以下になっていることである。これは、この時黒潮が大蛇行流路をとっていたことを示している。大蛇行時には、遠州灘から熊野灘沖に現れる大冷水塊を迂回する形で熊野灘南部海域まで黒潮系暖水が進入すると、この暖水の一部は潮岬を越えて西方に運ばれることを示唆している。われ

われは、この西向流を「潮岬沖西向流」と呼び、研究をつづけている^{8, 9, 10)}。

5. おわりに

ここで取り上げたように、地域における海況と漁況の研究では、漁業者あるいは水産研究者などが経験あるいは伝承してきた様々な地先特有の海況変動現象に焦点をあて、その実態と変動機構を科学的に説明する役割がある。このような視点に立つことで、これまであまり取り上げられることのなかった地先特有の現象が解明され、地域の漁業にも貢献できると考える。

文 献

- 1) 宇田道隆, (1984) 海と漁の伝承. 玉川大学出版部, pp392.
- 2) 阪本俊雄, (1992) 黒潮変動に伴う紀南域のシオについて. 南西海区ブロック海洋研究会報告, 9, 33-46.
- 3) TAKEUCHI, J., HONDA, N., MORIKAWA, Y., KOIKE, T., and NAGATA, Y. (1998) Bifurcation Current along the southwest coast of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, 54, 45-52.
- 4) UCHIDA, M., TAKEUCHI, J., MORIKAWA, Y., MAEKAWA, Y., MOMOSE, O., KOIKE, T., and NAGATA, Y. (2000) On Structure and Temporal Variation of Bifurcation Current off the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, 56, 17-30.
- 5) 藤田弘一, (1997) 日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の潮位差との関連に関する研究. 三重大学大学院生物資源学研究所博士論文, pp. 136.
- 6) NAGATA, Y., TAKEUCHI, J., UCHIDA, M., ISHIKURA, I., MORIKAWA, Y., and KOIKE, T. (1999) Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, 55, 407-416.
- 7) 竹内淳一, (2005) 紀伊半島周辺の海洋構造と変動および漁業への影響. 和歌山県農林水産総合技術センター特別研究報告, 8, pp. 123.
- 8) 中村亨, 田中綾子, 前川陽一, 内田誠, 小池隆, 中地良樹, 竹内淳一, 永田豊. (2006) 潮岬沖西向流について. 2006 年度日本海洋学会秋季大会
- 9) 中村亨, 田中綾子, 前川陽一, 内田誠, 小池隆, 中地良樹, 竹内淳一, 永田豊. (2007) 狭い潮岬沖西向流の特性. 2007 年度日本海洋学会秋季大会
- 10) 田中綾子, 中村亨, 前川陽一, 内田誠, 小池隆, 中地良樹, 竹内淳一, 永田豊. (2007) 広い潮岬沖西向流. 2007 年度日本海洋学会秋季大会.

振り分け潮と紀伊水道内の冷水渦

田中綾子³

1. はじめに

黒潮が直進路を取り、その強流部が潮岬に接する形で流れる時、紀伊半島南西海岸沖陸棚上に振り分け潮と呼ばれる特異な流れが生じる(図1)¹⁾。振り分け潮の東半分の東流部は、黒潮の強流部そのものであるが²⁾、西半分の西流部の特性については詳細な検討はされていない。

これに関連する報告を以下に示す。まず、竹内(2005)³⁾による紀伊水道内部の海況図の幾つかには、振り分け潮の西流部の流れが、紀伊水道奥の陸棚に接する冷水渦の流れに連続的につながっているのが示されている(図2)。とくに典型的な水道奥の冷水渦は陸棚傾斜部に沿って現れている。福田ら(2002)⁴⁾は数値モデル実験で振り分け潮の再現に成功している(図3)。この場合の振り分け潮の西半分の西流部は、紀伊水道内に発生した反時計回りの渦の一部分を構成する形をしている。ただし、計算の分解能が限られ、この渦は紀伊水道全体に広がっており、竹内(2005)の示した水道奥の陸棚に接する冷水渦にそのまま対応するかどうかは明確でない。一方、Nagata *et al.*, (1999)⁵⁾によれば、この海域で行われた比較的広範囲な観測例のなかで、黒潮北縁のフロントが潮

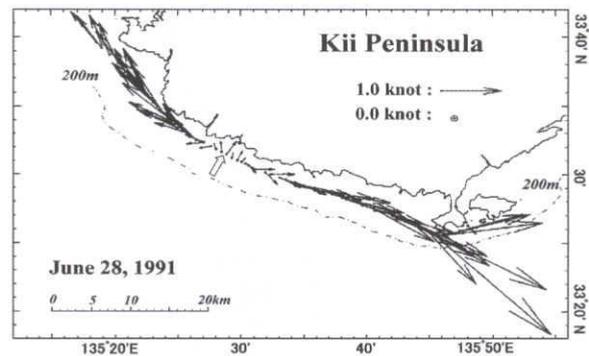


図1. 紀伊半島西岸に現れる典型的な振り分け潮 (Takeuchi *et al.* 1998)

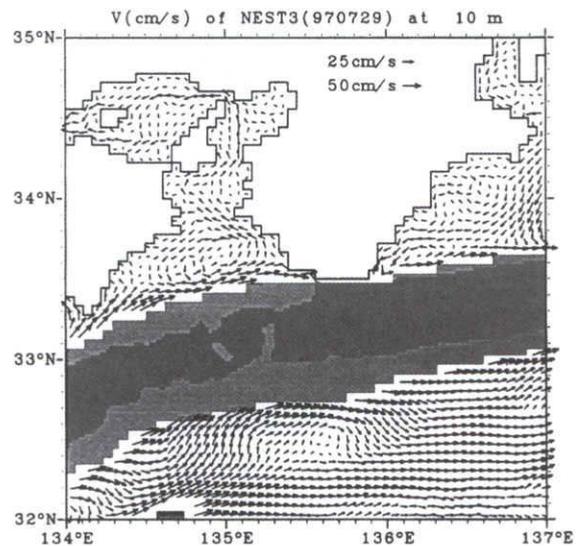


図3. 数値モデル実験によって振り分け潮が再現された例 (福田ら, 2002)

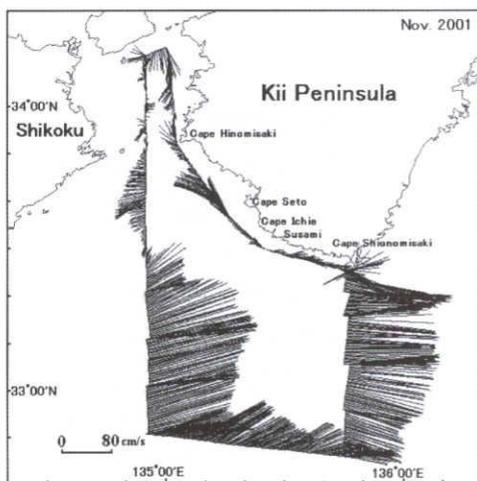
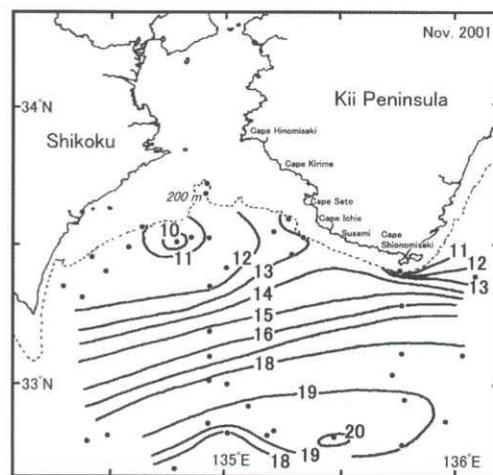


図2. 紀伊水道奥の反時計回りの渦とそのときの200 m深の水温水平分布 (竹内, 2005)



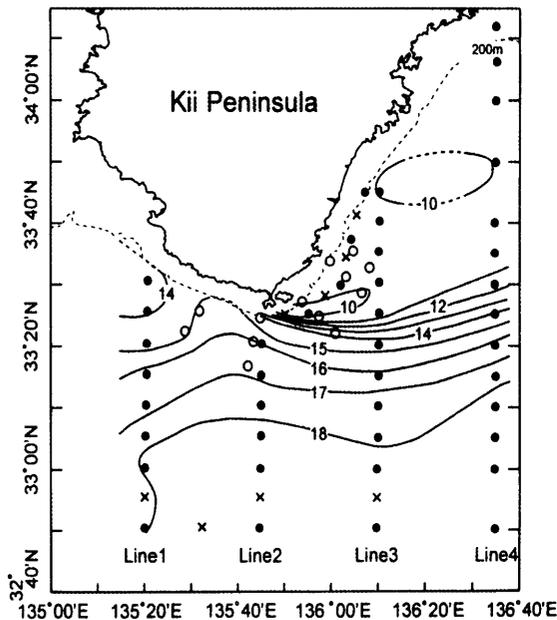


図4. 黒潮直進時(1996年6月)の紀伊半島沖の200m水温分布(Uchida et al. 2000)

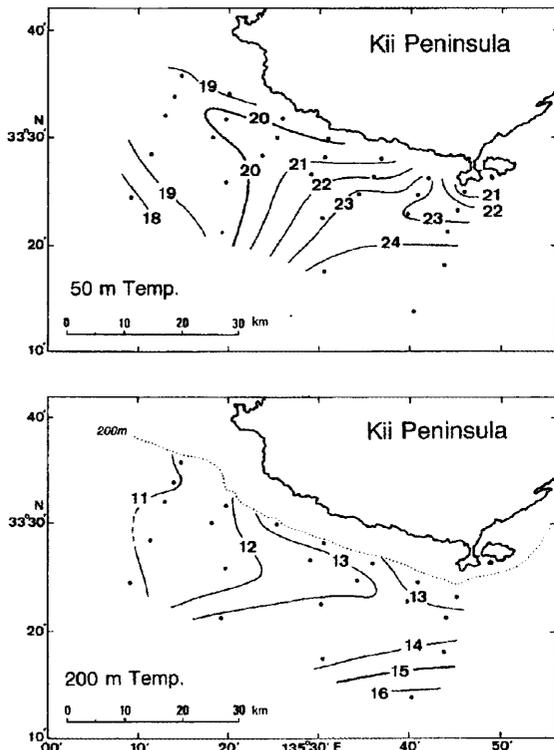


図5. 黒潮直進時(1997年6月)の紀伊半島沖の200m水温分布(Uchida et al. 2000)

岬以東でシャープであるが、潮岬以西では振り分け潮に伴う黒潮水の接岸によって水温分布は一様化されて、フロント構造は明確でない(図4)。また、Uchida et al., (2000)²⁾の観測例では、ごく沿岸域に限れば振り分け潮の西流部の沖合には、顕著な冷水域は見られない。この構造は、明確な

冷水域を巡る紀伊水道の奥の冷水渦と対照的である(図5)。

振り分け潮はほぼ陸棚域に限定されているのに対し、冷水渦の場合には沖合の水溫構造に密接に関係していると考えられ、振り分け潮の西流部と水道奥の冷水渦との関係については、さらに検討する必要がある。

そこで、三重大学大学院生物資源学研究科附属練習船勢水丸を振り分け潮の西流部分の海域に派遣して、測点密度の高い海況観測を試みた。

また、和歌山県水産試験場の過去のADCPによる測流資料を解析したので、その結果を併せて報告する。

2. 観測および利用した資料

三重大学勢水丸による観測は、2005年8月7日～8日と、2006年7月3日～5日の2回行われた。いずれも、ADCPによる流速場の把握に重点を置いたが、併せてCTDおよびXBTを用いた水温・塩分の観測も行われた。また、2005年8月1日～9日の期間に実施された、和歌山水試のCTD、XBTの観測データも使用された。

さらに、1997年5月～2004年5月までの、和歌山水試の沖合黒潮調査速報にある流速分布図(ADCPによる通常5m深の流向流速図)計42枚のなかから、振り分け潮の西流部の構造をみることのできる31枚の分布図を解析した。

3. 勢水丸による観測事例

3-1. 2005年8月の観測例

2005年8月7日～8日の観測結果では、7日の紀伊半島南西海岸の流れのパターンは西流部の幅が広く振り分け潮でも「上り潮」に近いと考えられる。また、この西流部の幅は7日と8日の時点でもかなり違っていた(図6)。

さらに、この振り分け潮の西流部の向かう先は、市江崎の西方において、岸沿いに紀伊水道奥部へは進入することなく流向を真西に変えて岸を離れたとみなせる。この流れは紀伊水道の中央部(東経135°00', 最も西の測線)で南西方向に向きを変えている。

この振り分け潮の西流部が離岸した市江崎近く

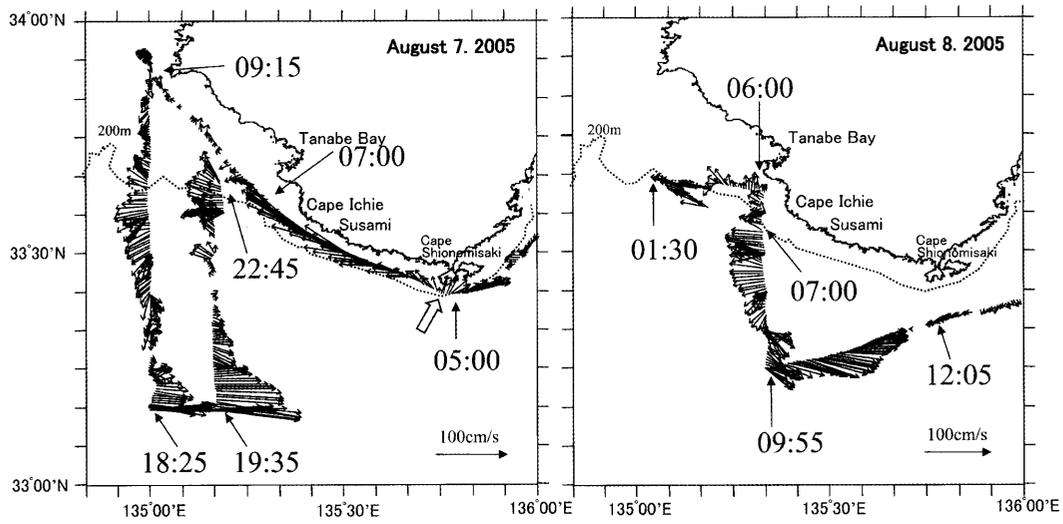


図6. 流向流速 (2005年8月7日左図, 同8日右図) 分布, 水深25m

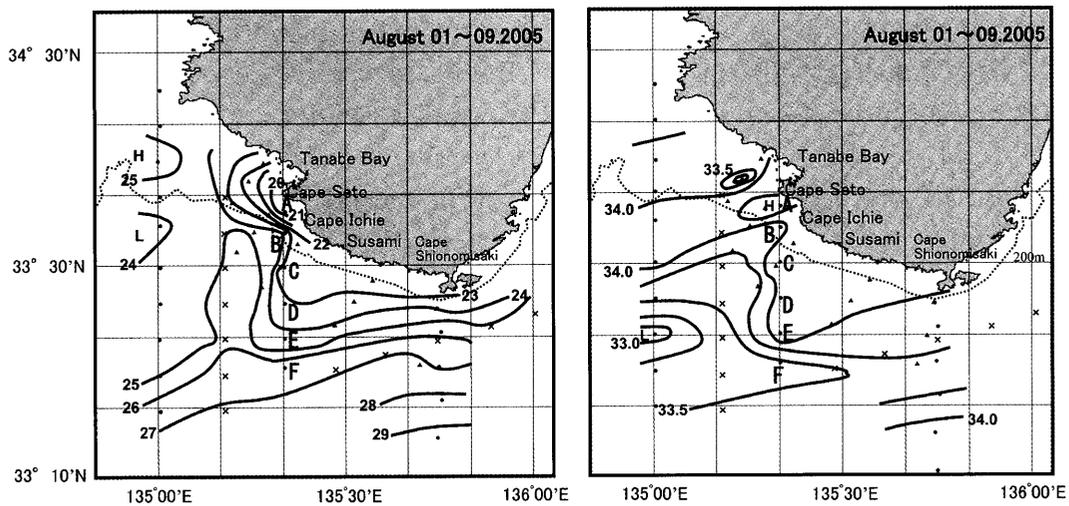


図7. 2005年8月の水深10mの水温と塩分分布

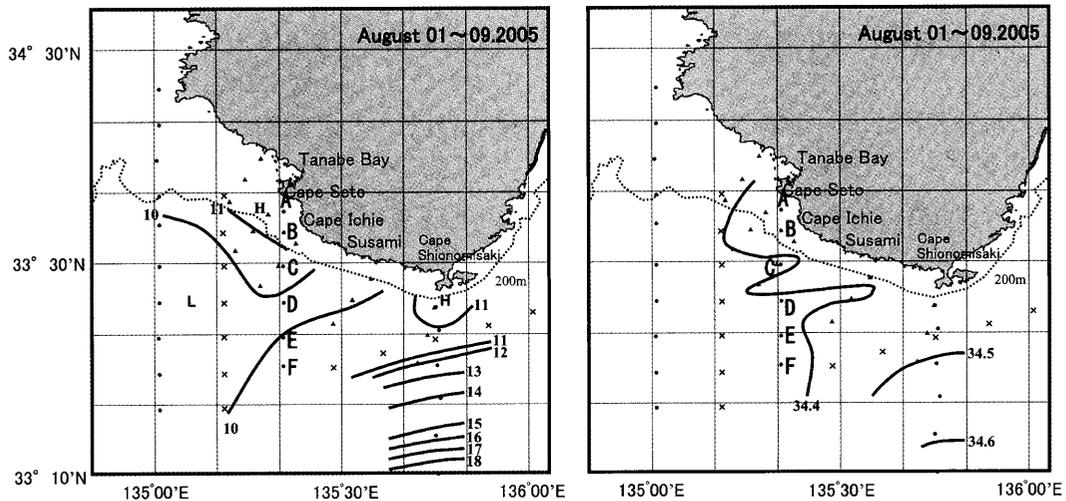


図8. 2005年8月の水深200mの水温と塩分分布

の水深 65 m の測点 (St. A) で、水深 10 m に 19.9°C という非常に低い水温が見られる (図 7)。1 週間前の 8 月 1 日に行われた和歌山水試きのくいの観測では、この冷水域は北東方向に延びているように思われる。また、この冷水域は、塩分分布上で高塩分域として現れており、この水の起源は陸水には求め得ない (図 8)。これらのことから、この岸近くの冷水域の存在が振り分け潮の西流部分の離岸に関係していた可能性はあると考えられる。

観測海域全体の 200 m 層の水温・塩分の水平分布図では、潮岬南方の黒潮の暖水・高塩分水を除くと、水平の水温・塩分勾配は非常に小さい。また、すさみの沖合から紀伊水道中央にひろがる水温 10°C の等値線の間がやや低水温域になっている。この 2 つの等値線は西方に向かって広がっており、弱い低水温域の存在を示している。この低水温域は、離岸した振り分け潮西流部と黒潮の間に形成される反時計回りの渦に対応しているかもしれない。しかし、全般として ADCP 観測で得られた流速場に対応するような水温・塩分構造は明確には現れていない。

3-2. 2006 年 7 月の観測例

2006 年 7 月 3 日～5 日の観測結果には、明確な振り分け潮が認められた。振り分け潮の東半分の東流部は、黒潮の北縁部の流れそのものである。振り分け潮の西半分の西流部は、2005 年 8 月の場合と比べ、岸沿いにやや紀伊水道内に侵入しているが、その後、流れは岸を離れ西方向に転じ、岸を離れている。流速場には、北緯 33°25'、東経 135°00' 付近に中心を持つ小規模な渦流が存在する (図 9)。

20 m 深、200 m 深の水温・塩分の水平分布には、ADCP 観測による流速場に対応するような水温・塩分の分布構造は認められない (図 10, 11)。通常紀伊水道の奥陸棚に接する冷水渦が現れる位置の水温・塩分は、沖合よりもむしろ高くなっており、この時紀伊水道奥には冷水渦は存在していない。

以上、今回の 2 回の観測結果はいずれも、振り分け潮の西流部が、市江崎の西方ないしはやや北西で、ときとして岸を離れてしまうことを示している。注目すべきことは、岸を離れた西流部と黒

潮の間に、流速場には反時計回りの渦が存在していても、対応する水温・塩分構造がほとんど認められていないことである。このことは、湧昇現象にともなう栄養塩類の表層への供給の可能性について、竹内 (2005)³⁾が論じている紀伊水道奥の陸棚に接した冷水渦とは、非常に違った性格のものと考えざるを得ない。

4. 振り分け潮西流部の形態と、生起確率

今回観測されたように、市江崎西方で振り分け潮の西流部が岸を離れることが、どの程度の頻度で起こるかを調べるため、和歌山水試が 1～3 ヶ月に 1 回発行している沖合黒潮調査速報に示されている流速分布図を調べた。1997 年 5 月～2004 年 5 月までの同速報に、42 例の流速分布図が与えられている。そのうち 11 例は観測範囲が限られていて、振り分け潮発生の有無が判定できなかった。残る 31 例の中で、振り分け潮が発生している場合が 17 例あった。この 17 例の振り分け潮について、その西流部の形態を以下の 3 つの場合に分類した。

- 1) 西流部が陸棚上を北向きに流れ続け、紀伊水道奥陸棚付近まで達する場合
- 2) 西流部が市江崎西方で陸岸を離れ、沖合に出る場合
- 3) 西流部が市江崎西方で陸棚を離れ、消滅してしまう場合 (図 12)

その結果、事例(1)が 11 例で 64.7% と最も多く、次いで事例(2)が 4 例で 23.5%、事例(3)が 2 例で 11.8% であった。今回の勢水丸による結果を事例(2)の例数に加えるとその出現率が 31.6% に、事例(1)の出現率が 57.9% になるが、事例(1)の頻度が最も大きいことには変わりはない。

統計数が少ないため、水道奥の陸棚に接した形の冷水渦と、振り分け潮の生起との関係については、明確な結論を下すことが出来ない。しかし、事例(1)の頻度が多いことは、福田ら (2002)⁴⁾の数値実験が示すように、水道奥の冷水渦の存在が振り分け潮の発生に好条件の海況を作り出していると考えられる。

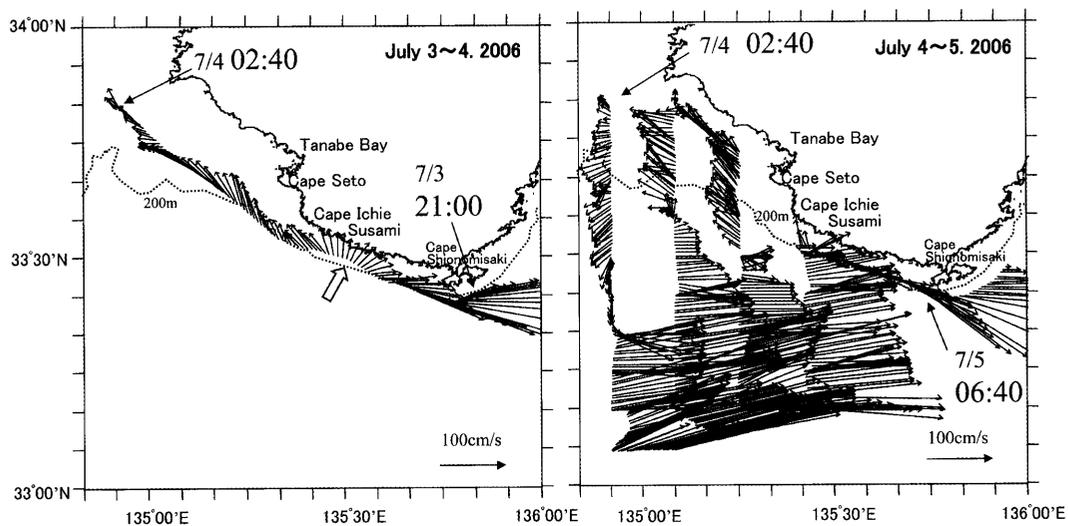


図9. 流向流速（2006年7月3～4日左図，同4～5日右図）分布，水深25m

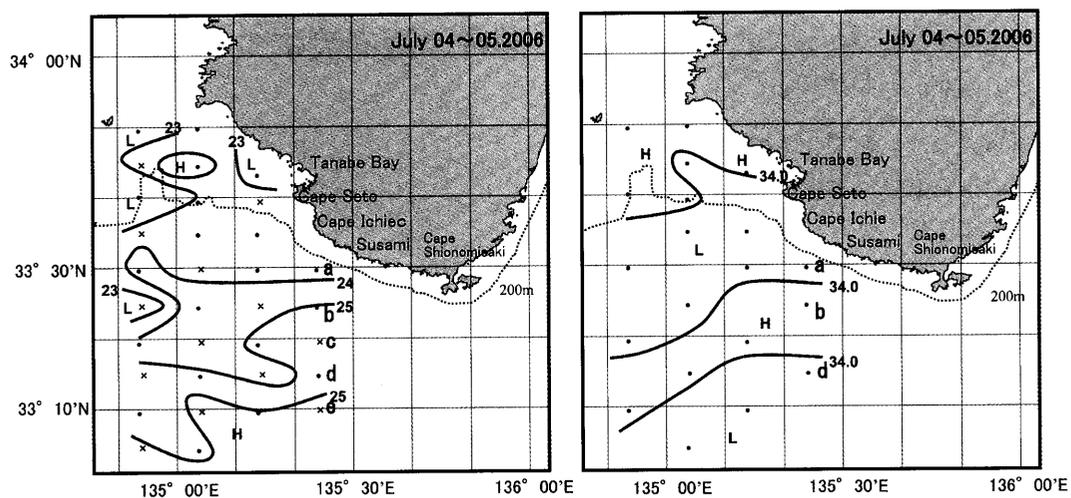


図10. 2006年7月の水深20mの水温と塩分分布

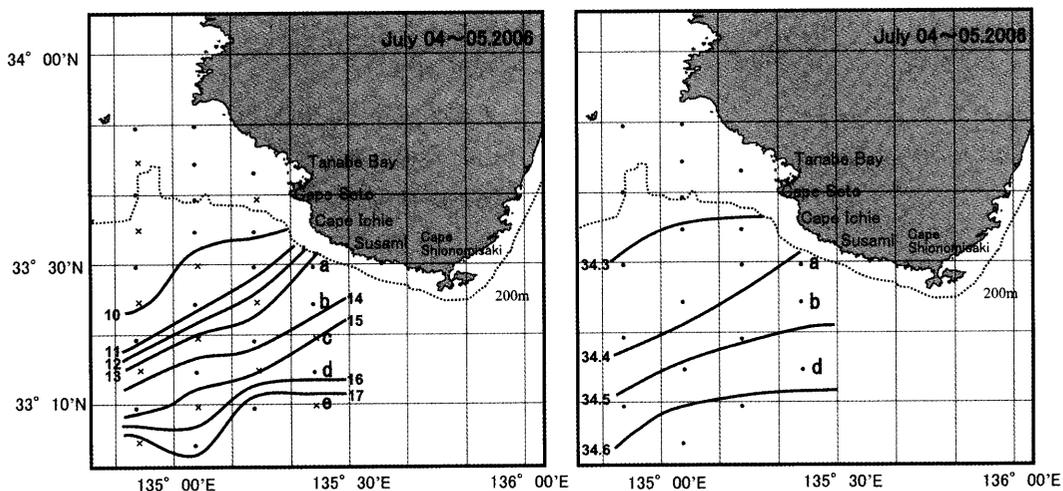


図11. 2005年8月の水深200mの水温と塩分分布

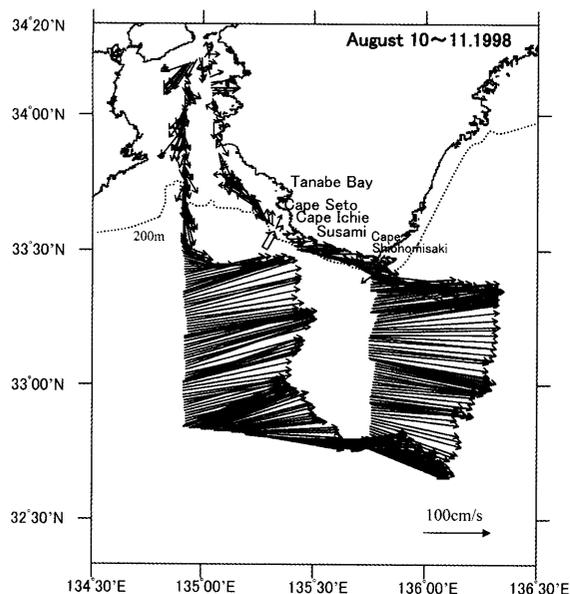


図 12. 振り分け潮の西流部が田辺湾西沖で消滅する例 (1998 年 8 月)

5. おわりに

紀伊半島南西海岸沖に出現する振り分け潮の生起について、紀伊水道奥の陸棚に接した冷水渦の存在が、必要条件とは言えないことが分かった。生起確率から見て、紀伊水道奥の陸棚に接した冷水渦の存在する海況が、振り分け潮が起りやすい条件を与えている可能性はある。振り分け潮の西流部については、それが岸を離れた後も、水温・塩分の構造を伴わないことが今回の観測からも示された。このことは、振り分け潮が浅い陸棚上に限定された現象であることに関連すると思われる。しかし、これは紀伊水道奥の冷水渦の性質とは大きく異なっている。紀伊水道内の渦との関係については、今後更に詳しい検討が必要であることを意味するものであろう。

「日本海洋学会、海の研究に投稿した論文を要約し解説を加えたもの」

引用文献

- 1) TAKEUCHI, J., HONDA, N., MORIKAWA, Y., KOIKE, T., and NAGATA, Y. (1998) Bifurcation Current along the Southeast Coast of the Kii Peninsula.

J. Oceanogr., **54**, 45-52.

- 2) UCHIDA, M., TAKEUCHI, J., MORIKAWA, Y., MAEKAWA, Y., MOMOSE, O., KOIKE, T., and NAGATA, Y. (2000) On structure and temporal variation of Bifurcation Current off the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **56**, 17-30.
- 3) 竹内淳一, (2005) 紀伊半島周辺の海洋構造と変動および漁業への影響. 和歌山県農林水産総合技術センター特別研究報告, **8**, pp. 123.
- 4) 福田久, 郭新宇, 山形俊男. (2002) 紀南分岐流(振り分け潮)の数値モデル研究. 海の研究, **11**, 513-527.
- 5) NAGATA, Y., TAKEUCHI, J., UCHIDA, M., ISHIKURA, I., MORIKAWA, Y., and KOIKE, T. (1999) Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **55**, 407-416.

潮岬沖西向流について

中 村 亨⁴

1. はじめに

本州南方の黒潮の流路には、大きく蛇行して流れる場合と、陸岸にほぼ平行して直進する場合があることはよく知られている。黒潮大蛇行の発生は西方から伝搬してきた小蛇行が潮岬沖を通過した後、急速に発達することによって起こる^{1, 2)}。本州から南方に突き出た紀伊半島の先端部は、黒潮が直進路を取った時その強流帯が潮岬に接する形となることがあり、大蛇行している時のみならず直進路の時にも本州南方の黒潮の特性に大きな影響をあたえると共に、潮岬周辺に特異な海況を作り出す³⁾。

黒潮の流路と紀伊半島周辺の海況に関して、潮岬の付け根の西岸にある串本の検潮所と潮岬東方の浦神の検潮所との間の水位差は、黒潮が蛇行路を取っているか、直進路を取っているかをモニターするのにしばしば用いられる(図1)^{4, 5, 6)}。黒潮が直進して接岸すると潮岬東西の沿岸水は黒潮により分断され、串本・浦神間に水位差が発生し、蛇行時には黒潮の流路が潮岬の南方に遠く離れるために、潮岬東西の沿岸水の交換が容易に起こり、

⁴ 三重大学大学院生物資源学研究所 附属練習船 勢水丸 : 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

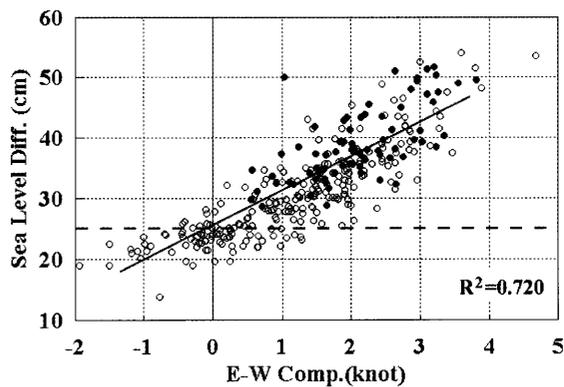


図1. 振り分け潮東端部（潮岬付近）流速の東西成分と串本・浦神間の日平均水位差との相関

両地点間の水位差が生じない^{6, 7)}。しかし、東西の沿岸水が分断されている直進時にも、潮岬東西の沿岸水の一時的な交換が生じることがあるようで、直進時の水位差の値は短周期の大きな変動を示す。

通常、串本・浦神間の水位差は旬平均程度の時間スケールにおける黒潮流路変動をモニターするのに用いられる。さらに、串本・浦神の潮位差の変動は、日平均から時間平均の時間スケールの振り分け潮の変動においても有効な指標となることを指摘されている⁶⁾。

竹内（2005）⁸⁾は、潮岬のすぐ沖での流速の東西成分と串本・浦神の水位差の間に良い相関があり、両者の相関関係が、流速が負、すなわち西向きの流れに対しても見られることを報告している。この西向流は、浦神側の水位が串本側よりも高い傾向にある時に生じることが示している。

潮岬と沖を流れる黒潮の間に、黒潮と逆に西向する流れが観測されることは珍しくない。西向流を生じる原因の1つに黒潮の蛇行にともなって生じる反時計回りの渦がある。ところが直進時にも、潮岬東西の沿岸水の一時的な交換があることが、串本・浦神間の潮位差の短周期変動から推察されているが、これらの詳細は明らかにされていない。

本報告では、2005年8月に和歌山水試の漁業調査船「きのくに」と三重大学練習船「勢水丸」が、接岸傾向にあった黒潮と潮岬の間に、強くて狭い西向流を観測した結果をもとに、この西向流が黒潮の蛇行と関係づけることは難しいこと、この強い西向流の時間変動が串本・浦神間の水位差の変動によく対応することを示し、その位相関係

からこの流れが串本・浦神の水位差に起因することを示唆した。一方、黒潮の蛇行に伴う反時計回りの渦の詳細な事例解析も行い、西向流と串本・浦神間の水位差との関係を論じた。そうして、潮岬近傍の数日に満たない時間スケールの現象について、串本・浦神間の水位差を用いてその変動をモニターし得る可能性を論じた。ここで論じた水位差は数cmという微細なものであるが、有意な結果を得ることができた。

2. 使用したデータ

潮岬周辺海域において、三重大学練習船「勢水丸」と和歌山水試漁業調査船「わかやま」が1998年6月と2005年8月と2回に渡って共同して詳細な海況観測を実施している。1998年の場合には三重県水産技術センターの漁業調査船「あさま」が熊野灘において、海上保安庁巡視船「せつつ」が紀伊水道において同時期に観測を行っている。これらの観測からADCPの測流データと、CTD、XBTによる水温・塩分データを解析に使用した。また、潮岬周辺で和歌山水試の行っている沿岸定線および沖合定線のADCPデータを用いて、1988年10月以降2006年12月までの期間について潮岬沖の西向流の生起頻度等、統計的な解析を行った。

串本と浦神の毎正時の潮位の値は、最近のデータについては気象庁のホームページ、それ以前の歴史的データは日本海洋データセンターのホームページに記載されており、それを使用した。気象庁の原簿には日平均値が記載されているが、潮汐の影響を除くため、毎正時の値を25時間移動平均して使用した。

3. 西向流と串本・浦神の水位差の相関

ADCPによる測流の連続記録が利用できる1996年11月以降の過去の資料から、潮岬沖に西向流が認められる事例を選りだし、西向流流速と串本・浦神の水位差との間の相関図示す（図2）。これは、西向流の生じた場合（水位差がマイナスの場合）だけを抜き出して示してある。

この図より、西向流の流速と串本・浦神間水位差の間に良い相関が認められる。しかし、2例を

除いて、水位差が正の値（主として0~5 cm の範囲）の時に西向流が現れており、浦神側の水位が、串本側のそれよりも高い時に西向流が現れるとは限らない。

明らかに浦神側の水位が高く最高の流速値を示した2005年8月8日の事例と最大の負の水位差を示した1998年6月1日の2例を中心に検討することにする。前者は西向流の幅が狭い例であり、後者は幅が非常に広い例であり、幸いなことに、この2例の発生時に、それぞれ「勢水丸」と「きのくに」による潮岬周辺海域の共同観測が行われている。

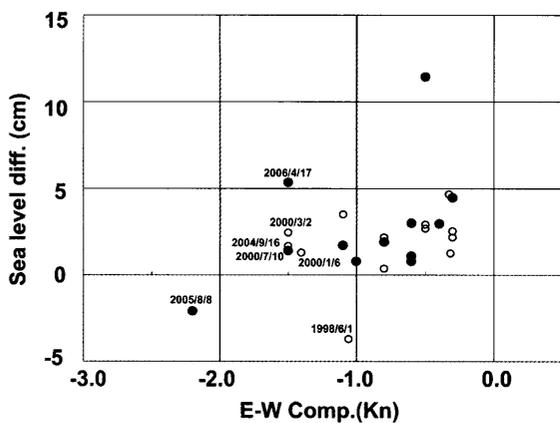


図2. 潮岬沖の西向流の流速と串本・浦神間の水位差

4. 狭い潮岬沖西向流, 2005年8月8日の事例を中心に

4-1. 2005年8月に観測された潮岬沖西向流の水平流速分布とその時間変化

2005年8月7日の早朝から8月9日の深夜にかけて、三重大学「勢水丸」と和歌山水試「きのくに」が潮岬周辺で ADCP 観測を行っている。

8月7日の4:20頃から7:00頃までの5m深の流速値を図3aに示す(勢水丸)。この流速図より、潮岬すぐ沖での流速の東西成分は殆ど0であった。

8日10:00から13:00過ぎまでの5m水深の測流値(勢水丸)と、9:56から13:08までの14m水深の測流値(きのくに)を同じく図3bに示してある。両船の観測結果は、黒潮強流帯の北縁の位置も良く対応しており、全体としてほぼ同時に取られたものと見なすことが出来る。前日と比べ僅か1日程度の期間に紀伊半島南海岸沖の海況は大きく変化しており、潮岬のすぐ沖には、殆ど岸に接する形で強い西向流が存在している。黒潮の強流帯の北縁は、かなり岸近くにあり、西向流との間に大きな水平シアが生じている。

9日10:00前から18:52まで「きのくに」が、潮岬すぐ沖から北緯32度25分の位置まで海洋観測を実施しながら南下した測流値、同じ位置から反転して北上し深夜に潮岬すぐ沖に達する間の、

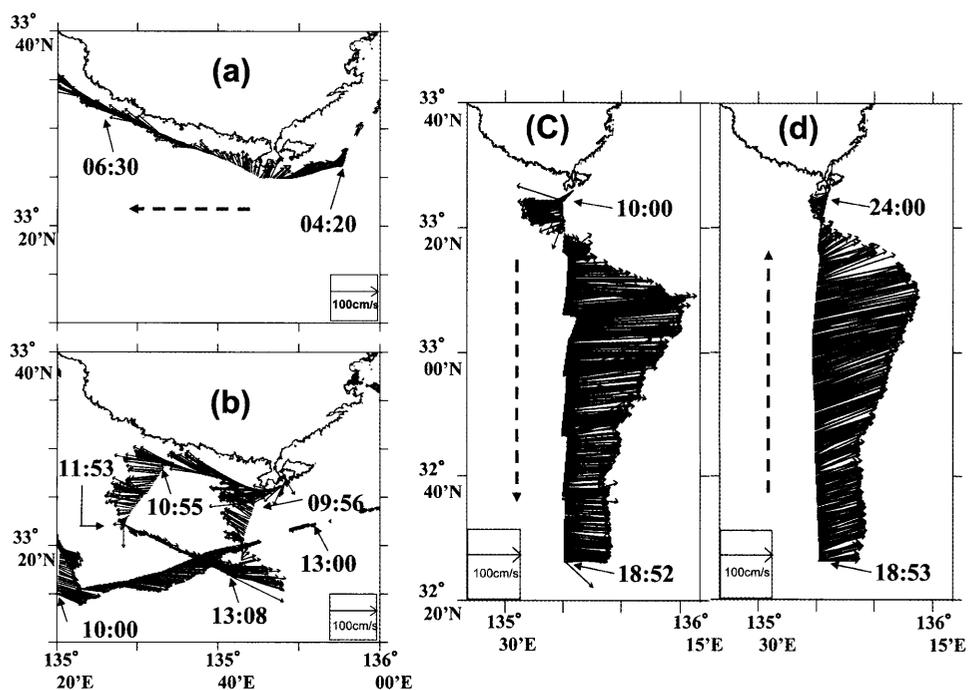


図3. 潮岬沖の西向流の流速分布と時間変化

往復の ADCP による測流結果を 70 m 水深について、それぞれ図 3c および図 3d に示す。往路の時点では、8 日の状況とほぼ同じであり、潮岬に接する形で幅の狭い西向流が存在し、その沖の黒潮強流帯との間に、大きな流れのシアが見られる。復路の流速分布は、往路のものに良く似ているが、潮岬沖の西向流の速さがかなり弱まっている。

この観測期間中の潮岬沖西向流は、以上のように短い期間で変化した。さらに後に述べる串本・浦神間の潮位差の変化から類推すると、11 日にはほぼ消滅するか、非常に弱くなったと考えられる。従って、少なくとも 2005 年 8 月の事例では、継続時間は約 3 日程度でしかなかったことになる。

4-2. 狭い潮岬沖西向流の鉛直構造

2005 年 8 月 9 日の往路の流速分布を、14 m 深、30 m 深、70 m 深、102 m 深について図 4、に示す。また復路の流速分布を同様に図 5 に示す。図 4 の往路の分布を見ると、浅い 14 m 深では西向流付近の流向流速の分布形状が乱れており、流速も他の深度に比べて小さい。30 m 深より深い層では流速の大きさはそれほど変わらないが、西向流の幅が深さと共に、若干広がっている。図 5 の復路では、西向流が弱まり出した状態にあったと考えられるが、やはり深さと共に流速値が増加し、分布形状が整っていく傾向が見られる。しかし、この深度による変化は、狭い潮岬沖西向流の

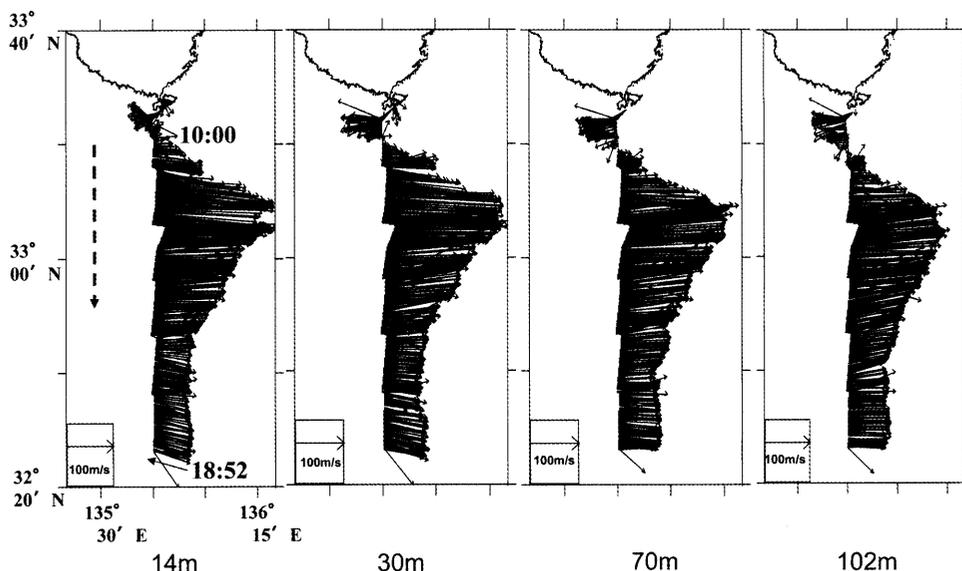


図 4. 潮岬沖の西向流の水深別の流速分布 (14 m, 30 m, 70 m, 102 m), 往路観測

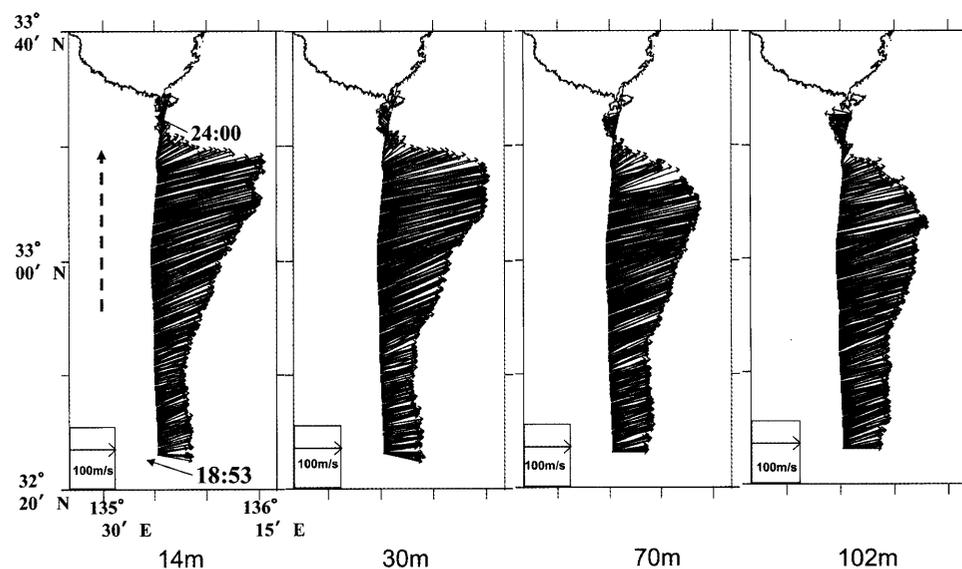


図 5. 潮岬沖の西向流の水深別の流速分布 (14 m, 30 m, 70 m, 102 m), 復路観測

消滅現象が、表層に始まり次第に下層に及ぶと解釈できるかも知れない。

いずれにせよ、この西向流は、表層を除くと、極めて順圧的な構造をしていると言える。ADCPでは海底近くの測流値は得られないが、少なくとも陸棚域では流れが海底近くまで及んでいることを示唆している。

ここで示したのは、2005年8月の事例であるが、ここで述べた鉛直構造は、他の狭い潮岬沖西向流でも同様に見られる特性である。

4-3. 2005年8月の串本・浦神の水位変動

「勢丸丸」および「きのくに」による4回の観測結果と25時間移動平均の水位差の変動を対比してみると、水位差の変動は流速場の変動と良く対応している(図6)。

水位差は8月5日の深夜頃から減少を始め、8月7日の17:00頃に0 cmのレベルを割り込み、8月8日8:00頃に最低値約-2 cmを示し、その後は増加に転じ、8月9日の2:00頃0 cmに戻り、以後は正の値を維持している。この変化は流速場の変動に良く対応しているが、8月9日の23:45の観測時でも西向流が存在していたから、流速場変動の位相は水位差の位相に比べて遅れている。

4回の観測時の水位差と、観測された流速値の東西成分を対応させると、両者の相関係数は0.943である(図7)。流速場変動の遅れを見るために、対応させる水位差を1時間前、2時間前と1時間ずつ前にずらしていった場合、相関係数は増大していき、6時間前の水位差と対応させたときが最大(0.998)となり、それ以上ずらせた場合は逆に減少していく。すなわち、流速の東西成分変動は、水位差変動に約6時間遅れている(図8)。

水位差を観測時刻より6時間ずらせた場合の図を作り回帰直線を引くと、流速成分が0となるのは水位差が0の場合ではなく、串本側が約3.5 cm高い場合に起こっている。前章の図2に示された特性がここでも明らかに見られる。さらに検討をする必要があるが、串本側が約3.5 cm高い状態が、潮岬東西の沖合水位差が0である場合に対応しているのではないかと考えられる。

西向流速と串本・浦神間水位差が良い相関を示し、流速変動の位相が遅れていることは、水位差が西向流を起こす原因となっていることを示唆し

ている。また、このことは、前に述べたように順圧的な性質を示したと矛盾しない。流速が陸棚の海底近くまで達していれば海底摩擦の影響を受けているはずで、この西向流が水位差による水

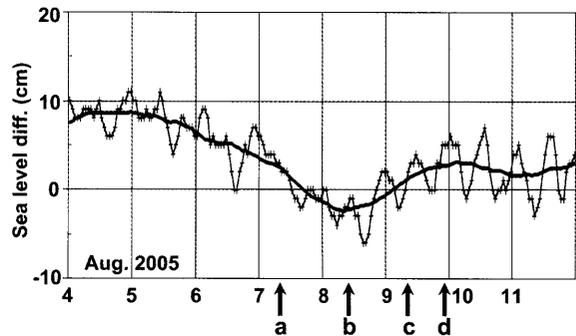


図6. 串本・浦神間の水位差の25時間移動平均値と観測時刻

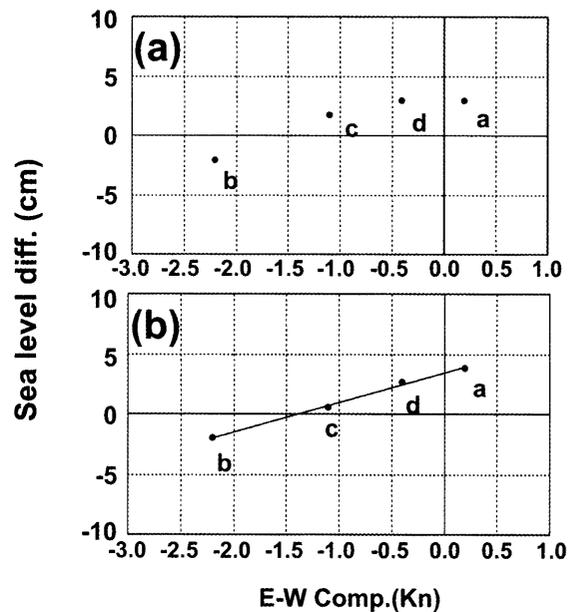


図7. 潮岬沖の西向流の流速と観測時刻の串本・浦神間の水位差 (a) および観測6時間前の水位差 (b) との相関

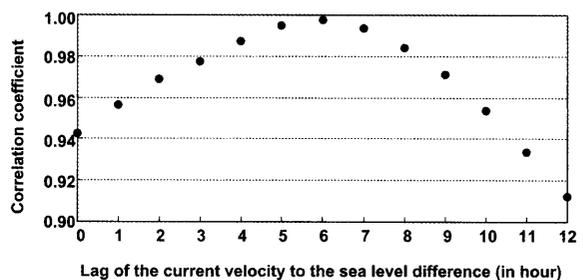


図8. 潮岬沖の西向流の流速と串本・浦神間の水位差を観測時刻からずらせた場合の相関

平圧力傾度と海底または陸岸による摩擦力とのバランスの下で流れている可能性が高い。

図9に2005年8月4日から8月11日までの期間について、尾鷲から室戸岬にいたる8つの検潮所の25時間の移動平均水位の変化を示す。周辺の検潮所と比べて串本における水位変化だけが、8月8日を中心にして顕著なV字型の水位低下を示している。浦神側でも、注目している期間に若干の水位上昇が認められるものの、この時の串本・浦神間の水位差の極小を生じさせた原因は串本側にあったと考えるべきであろう。串本検潮所近くにある串本海中公園の海中展望塔の海底近くに設置されている水温計に、時折、短周期の水温低下現象が認められる。このことから考えると、串本検潮所のすぐ沖合に冷水が侵入してくることは、必ずしも珍しいことではないようである。しかし、その冷水の起源を考察するに足る観測資料は皆無である。

4-4. 狭い顕著な西向流の他の事例

2005年8月に観測されたような顕著な狭い潮岬沖西向流は他には見いだせなかった。ただ、西向流の最大流速が約1.5ノットあり、分布形状から狭い西向流と見なせるのではないかと考えられるのが2例ある。この2つの事例について、前後1週間程度の期間について、串本・浦神間の水位差と、両地点の水位の変動を見ると、いずれの場合にも、2日ないし3日前の水位差にV字型の減少パターンが現れている(図10)。しかし、2005年8月の事例解析から求めた位相差の6時間は、そのままこれらの事例に適用できないよう

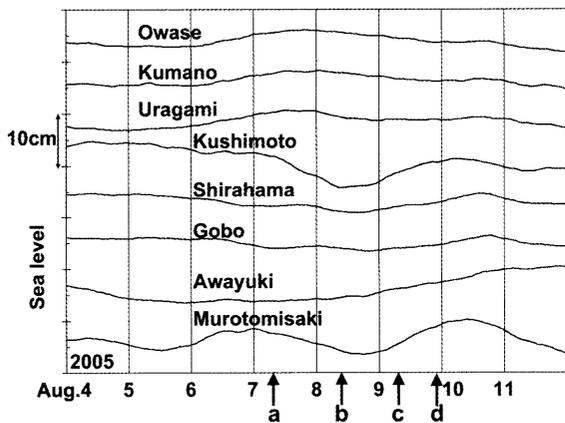


図9. 尾鷲から室戸岬にいたる検潮所における25時間移動平均水位の変化

で、もっと大きな位相差が起こることもあるのではないかと考えている。

他に、ADCPによる流速場は利用できないが、顕著な狭い潮岬沖西向流が生じたと考えられる例が1つある。潮岬東方の宇久井において、1966年5月21~22日にかけて起こった激しい暴風によって定置網が流失した。5月23日昼頃に発見されたのは、潮岬より西方のすさみ沖磯の三ッ石であった。同じ時期に潮岬の沖合で大島運輸の客船「ふじ」が舵の故障のため航行不能となり、西方に漂流したことが報告されている。この前後の串本・浦神間の水位差の変動を1966年5月17日から5月26日の期間について示すと、この時も3日程度の時間スケールであるが、5月22日を中心にしてV字型の水位減少パターンを示しており、水位差は-16cmにまで低下している(図11)。おそらくこの水位差によって、潮岬沖に狭い顕著な西向流が生じたものと解釈すべきであろう。串本・浦神の水位の変動を見ると、この時の水位差

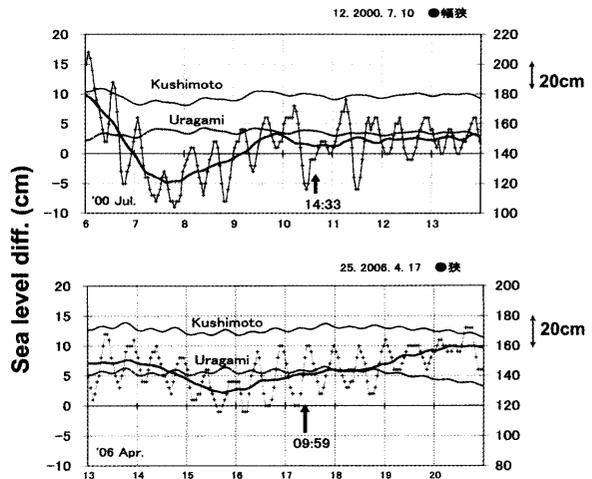


図10. 串本・浦神間の水位と水位差の25時間移動平均値(上;2000年7月,下;2006年4月)

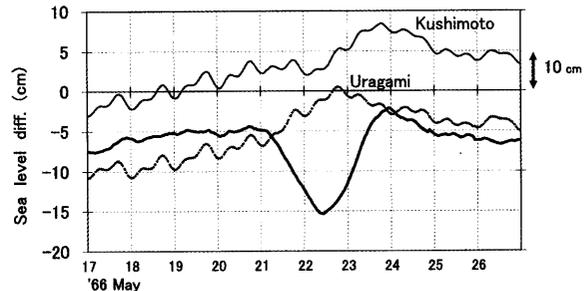


図11. 串本・浦神間の水位と水位差の25時間移動平均値(1966年5月)

を生じた原因は、2005年8月の場合と異なり、主として浦神側に原因があったと考えられる。

5. 広い潮岬沖西向流, 1998年6月1日の事例を中心に

5-1. 1998年6月1日の事例

水位差が負でもっとも大きな値(約-4 cm)を示した1998年6月1日の事例を検討する。この時、和歌山水試「わかやま」の沿岸定線観測で、潮岬沖合で1.1ノットの西向流が観測された。さらに、比較的大きな黒潮の蛇行が、この時期に潮岬沖を西から東へ移動しつつあることが衛星資料から予測されていたので、和歌山水試「わかやま」(6月4~5日)と三重大学「勢水丸」(6月2~4日)が共同観測を行った。また、この近接海域で、三重県水産技術センター「あさま丸」(6月1~4日)、海上保安庁巡視船「せつつ」(6月1~3日)の観測資料が利用できる。これらの観測のADCP測流で得られた表層流速分布(「勢水丸」および「わかやま」5 m深、「あさま丸」および「せつつ」10 m深)と100 m深の水温分布を図

12に示す。

潮岬沖の流速分布は、黒潮の北側で大きな反時計回り渦が存在していることを示しており、黒潮の蛇行が潮岬沖を通過しようとしている様子がうかがえる。水温を見ると、蛇行の東縁の北流部が熊野灘で沿岸近くまで達している。この北流部の一部は西に転じ、潮岬を越して南西海岸に及んでいる。熊野灘に侵入した黒潮本流部はそのまま熊野灘沿岸に沿って北東に流れ去ったと見られる。

串本・浦神間水位差の25時間移動平均値の変動、および串本・浦神それぞれの水位の変動を1998年5月1日から7月31日までの期間について図13に示す。5月24日に水位差に大きな正のピークが現れた後、水位差は急速に低下し5月30日には0のレベルを切り、6月10日まで負の値を示している。水位差はその後上昇し、7月初旬には15 cmの水準まで回復した。串本、浦神での水位変動もそれぞれ示してある。水位差の低下した期間、両地点で共に水位が上昇しているが、上昇の度合は浦神の水位においてより著しい。この現象は、蛇行に伴う渦によって、黒潮系暖水が沿岸近くに侵入してきたことで解釈できるが、浦

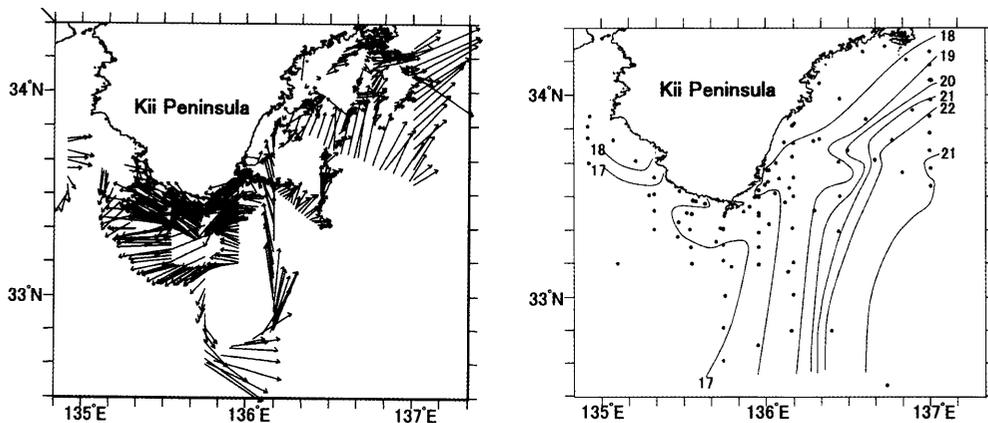


図12. 表層付近の流況と水温分布(1998年6月)

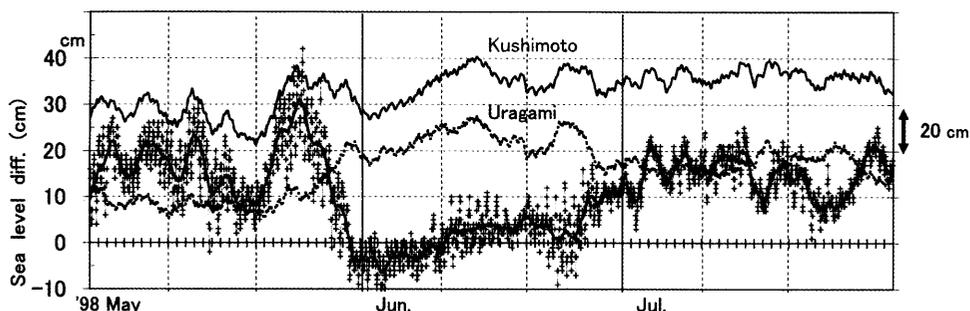


図13. 串本・浦神間の水位と水位差の25時間移動平均値(1998年5~7月)

神側での水位上昇が著しいのは、黒潮本流が熊野灘で沿岸に接近して流れたためであろう。水位差の減少期間は 0 cm 以下に下がった期間でも 10 日間以上であり、10 cm 以下に下がった期間は 1 ヶ月以上にわたっている。

この場合、串本・浦神間の水位差が負の値を示し、明らかに浦神側の水位が、串本側の水位よりも高くなっている。この水位差の発生は、2005 年 8 月の狭い潮岬沖西向流の場合に局所的な海況変動に伴ったのではなく、かなり大規模な海況変動、黒潮の蛇行現象と熊野灘への黒潮の侵入に伴って生じたものと考えられる。時間スケールが長かったこと、直接観測資料が限られていたことのため、水位変動と流速場変動の位相差を論じることができないが、両者は同位相ないしは、水位変動がやや先行したのではないかと考えている。

岸近傍まで見られる例では、串本・浦神間の水位差変動および水位には、弱いながらも 1998 年 6 月の西向流に似た変動パターンが現れている。次に、流速が岸近くで東流の存在を示している例や、岸近くで流速が急速に減少し岸ではほとんど 0 となっている例では、串本・浦神間の水位差変動および水位には顕著なパターンは現れていない。これらの場合には、小蛇行に伴う渦の影響が岸にまで及んでいなかったためであろう。このことは、広い潮岬沖西向流の起因が沖側の海況にあり、沿岸水位差も沖合海況に追従したのと考えられよう。これらの場合、水位差は負の値を示していないが、いずれの場合も水位差は 3.5 cm よりも小さい。おそらく潮岬の東西で顕著な水位差が生じる理由が、このような海況の下ではないことを示すのであろう。

5-2. 他の顕著な広い潮岬沖西向流の事例

幅が広くて、1.5 ノット程度の顕著な西向流が見られた事例は解析期間中にこのほかに 3 回ある(図 14)。まず、水平流速分布で、広い西向流が

6. 考 察

紀伊半島沖の黒潮は、接岸時には潮岬に接する形で流れ、潮岬の東西の沿岸水を分離してしまう

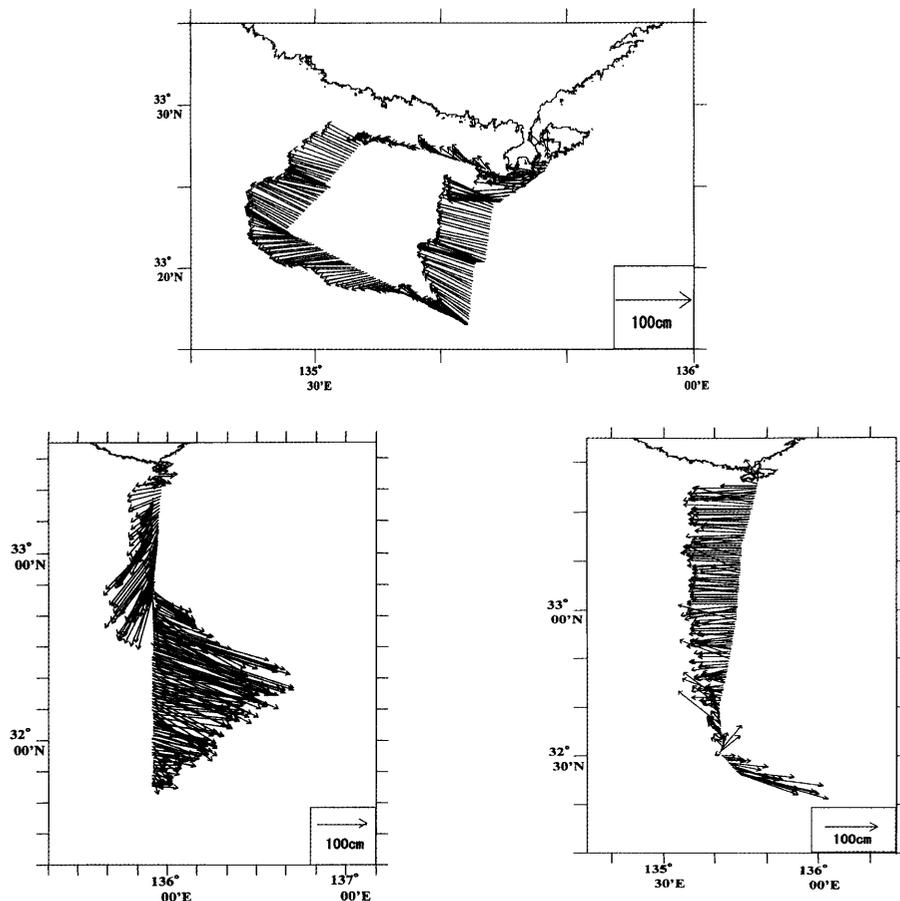


図 14. 顕著な広い潮岬沖の西向流の例

ことがあり、潮岬周辺に特異な海況を作り出す。その一例が紀伊半島南西海岸沖に現れる振り分け潮であるが、ここで論じた潮岬沖の西向流も特異な流れの1つとすることができよう。

特に狭い潮岬沖西向流については、観測例が少なく定量的な結論、たとえば流速変動と串本・浦神間の水位差の変動との位相関係等の明確な結論を得るには更に詳細な検討が必要であろう。この現象は局所的な海況に起因すると考えられ、時間スケールも3日程度と短い。しかし、わずか数cmの両地点間の水位差が、西向流の特性をモニターする可能性のあることは非常に重要である。そして、この水位差の変動が、数日に満たない時間スケールの現象に良く対応することは、驚くべきことと言えよう。もちろん、串本・浦神間の0水位差が、西向流の測度0に対応しないことなど、今後検討すべき問題が数多く残されている。その意味では、串本・浦神間の水位差あるいは両地点の水位の変動が、外海のどのような特性を代表しているのかを明らかにしていく必要があると考えている。

もう1つの西向流である広い潮岬沖西向流は、黒潮の北側に生じた蛇行に伴う渦に起因したものと考えられ、時間スケールも1ヶ月程度と長い。しかし、この場合も串本・浦神間の水位差の変動に伴って、西向流が消長していると考えられる。この2種の潮岬沖西向流は、異なった機構で生じていると考えられるのに、水位差と西向流流速の関係が、同様に串本・浦神間の水位差約3.5cmを境に、西流と東流がそれぞれ現れることは興味深い。

潮岬周辺の微細海況について、今後とも研究を続けたいと考えている。

「日本海洋学会、海の研究に投稿した論文を要約し解説を加えたもの」

引用文献

- 1) 吉田昭三, (1960) 遠州灘沖の冷水塊。科学朝日, **7**, 100-104.
- 2) SHOJI, D. (1972) The variation of the Kuroshio south of Japan. In, Kuroshio-Its Physical Aspects. Ed. H. Stommel and Y. Yoshida. Univ. of Tokyo Press, 217-234.
- 3) TAKEUCHI, J., HONDA, N., MORIKAWA, Y., KOIKE, T., and NAGATA, Y. (1998) Bifurcation current along the southeast coast of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **54**, 45-52.
- 4) KAWABE, M. (1980) Sea level variation along the south coast of Japan and the large meander in the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan.* **36**, 97-104.
- 5) 藤田弘一, (1997) 日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の潮位差との関連に関する研究. 三重大学大学院生物資源学研究科博士論文, pp. 136.
- 6) NAGATA, Y., TAKEUCHI, J., UCHIDA, M., ISHIKURA, I., MORIKAWA, Y., and KOIKE, T. (1999) Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **55**, 407-416.
- 7) UCHIDA, M., TAKEUCHI, J., MORIKAWA, Y., MAEKAWA, Y., MOMOSE, O., KOIKE, T. and NAGATA, Y. (2000) On Structure and Temporal Variation of Bifurcation Current off the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.* **56**, 17-30.
- 8) 竹内淳一, (2005) 紀伊半島周辺の海洋構造と変動および漁業への影響. 和歌山県農林水産総合技術センター特別研究報告, **8**, pp. 123.

熊野灘における鯨類の出現と環境要因との関係

徳田 大輔⁵・吉岡 基⁵

熊野灘は古くから捕鯨が盛んで、かつてはマッコウジラ (*Physeter macrocephalus*) の好漁場として知られており、現在でもコビレゴンドウ (*Globicephala macrorhynchus*)、ハナゴンドウ (*Grampus griseus*)、バンドウイルカ (*Tursiops truncatus*)、スジイルカ (*Stenella coeruleoalba*)、マダライルカ (*Stenella attenuata*) などを対象とした沿岸小型捕鯨や突きん棒漁、追い込み漁がほぼ1年を通して行われている。熊野灘の鯨類相については、Miyazaki (1980) が、1963~1979年の17年間の和歌山県太地漁業協同組合における、突きん棒漁や追い込み漁による鯨類捕獲日報に基づいて報告しているが、その後、近年において熊野灘に出現する鯨類相について詳しくまとめられた報告はない。

⁵ 三重大学大学院生物資源学研究科：〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

熊野灘沿岸に位置する和歌山県東牟婁郡那智勝浦町宇久井では、1990年からマッコウクジラを主対象とした商業的クジラ・イルカウォッチングが行われている。演者らはこのホエールウォッチング船を利用した鯨類目視観察により、熊野灘に出現した鯨類群集を記録するとともに、とくにマッコウクジラについて、1997～2006年に撮影された写真による個体識別からその来遊状況の把握を試みた。またこれらの鯨類の発見と海洋環境との関連を検討した。なお、本研究の成果は、現在投稿論文作成中のため、以下ではその概要のみを記す。

野外調査および使用したデータ

調査は、ホエールウォッチング業者のひとつ、南紀マリンレジャーサービスが運行するイルカ・クジラウォッチング船（10t未滿、全長約14mの漁船）に便乗して行った。1997～2007年までのウォッチング期間中に、業者の協力の下に行った379回の便乗調査を含む合計1178回の航海における記録から解析を行った。鯨類の探索は主に船長と調査員による目視によって行われた。ただし、同じ海域で航行中の他のウォッチング船や操業中の小型捕鯨船および突きん棒漁船、他の漁船からの無線連絡による鯨類の発見情報の交換もしばしば行われた。

調査中は、船の位置や表面水温、天候、海況、コースを30分ごとに記録した。鯨類の発見があった場合には、可能な限り追尾・並進して観察を行った。この時、種名、頭数、親仔の有無、群れの移動方向、発見時刻、発見位置、表面水温、観察終了時刻を記録したほか、行動についてもできるだけ詳細に記録を行った。

マッコウクジラの観察中には、可能な限り個体識別のために尾びれや背びれ、体表に見られる特徴的な傷や模様を中心に写真撮影を行った。

上記個体識別のために現像されたポジフィルムは、スキャナによってパソコンに取り込み、識別可能なフィルムを選定した。選定の際、識別部位にピントが合っていないものや光の反射、水しぶきなどで識別部位が隠れてしまっているものは除外した。また、識別部位に識別の手がかりが無く、他の個体と誤識別される可能性のあるものも除外した。最終的に残った写真をそれぞれの部位によ

って尾びれ、左体側、右体側の三つに分類し、Picasa 2を使用して写真を整理し、Filemaker Pro 8.5を使用してデータベース化を試みている。

また、ウォッチング営業期間中の当該海域における黒潮の流型や離岸距離などとマッコウクジラの発見率を比較するために、三重県科学技術振興センター水産研究部のウェブサイト (<http://www.mpstpc.pref.mie.jp/SUI/>) より Fax 版の「人工衛星海況速報」を入手した。

ウォッチング海域における出現鯨類の観察例 (2004年)

2004年の5～9月のウォッチング期間において、調査航海74回を含む116回のウォッチング航海が実施された。出現が記録された鯨類は、ハナゴンドウ、マッコウクジラ、バンドウイルカ、コビレゴンドウをはじめ、2重目5科14種に及んだ。出現回数は鯨種によって様々で、ハナゴンドウ、マッコウクジラが他の鯨種より著しく突出していた。ウォッチング期間を通して鯨類に遭遇しなかった航海は2割を下回り、高い確率で鯨類に遭遇した。月別のマッコウクジラの発見率（発見航海回数／全航海回数）をみると、発見率の経月変化は、5月をピークに減少傾向にあった。すなわち5月には90%以上の発見率を示したのに対し、6月には30%程度にまで減少し、7月には10%に至った。2004年6月中旬から黒潮は潮岬から離岸し始め、7月以降翌年8月まで大蛇行の流型を示していた。

写真による個体識別の照合例

1997～2006年の調査から得られた写真の中から、尾びれの写真を用いた個体識別により累計で約100個体のマッコウクジラを識別することができた。それぞれの年の調査期間中に個体識別されたマッコウクジラの中には、同一期間内で再発見された個体が約50個体あった。10日以内に再発見があった個体の頻度が最も高かったが、再発見のあった約4割の個体は1ヶ月以上の期間を挟んで当該海域内で再発見された。また、識別されたマッコウクジラの中には、翌年以降に再び調査海域で識別された個体が約20個体いた。これまでで、もっとも長期間に渡って再発見された個体は、8年間に渡って3シーズンで確認された。

イセエビの謎ーフィロゾーマ幼生の信じられないような大旅行

井上 誠章⁶・関口 秀夫⁶

日本人にとってハレの日の縁起物として大切にされているイセエビ、知らぬ人がいないほど有名な高級海産物の一つであるが、実はこのイセエビの生態には不明な点が多い。今回はこのイセエビの生態、とくにその特異な幼生の生態に触れ、100年の研究史を経て解き明かされつつある謎を紹介したい。

イセエビは主に九州西岸を含んだ千葉県までの太平洋沿岸の岩礁に生息しており、その漁獲量はおおよそ1000トンである。われわれ日本人に馴染み深いイセエビではあるが、その幼生は親とは似ても似つかぬ形態をしていることは、わりあい知られていない(写真1)。イセエビは初夏に抱卵し、透明で平らなフィロゾーマ幼生とよばれる幼生としてふ化する。驚くべきことに、イセエビのフィロゾーマ幼生の期間は1年以上と非常に長く、このフィロゾーマ幼生を経て親エビと形態がそっくりなプエルルス幼生に変態する(写真2)。プエルルス幼生の期間は2週間程度で、この幼生

は親エビが生息する沿岸域でよく出現する。この蜘蛛のような形のフィロゾーマ幼生から、ガラスエビとも呼ばれる親エビそっくりのプエルルス幼生への変態に要するのは15分程度で、このわずかな時間に一気に形態が変化する。1988年に三重県科技振興センターが世界初のイセエビの完全飼育に成功して以来、飛躍的にイセエビの飼育技術は向上してきたが、世界のどの研究機関においてもいまだ商業ベースでの大量飼育の完成を見ていない。このネックのひとつが、フィロゾーマ幼生期の長さであり、その幼生期の生態が未解明なことである。

イセエビのフィロゾーマ幼生は沿岸の岩礁域に生息するメス個体から初夏に放出されるので、生まれたばかりの初期フィロゾーマ幼生は親エビの生息する沿岸域で夏季に採集される。しかしながら最近まで、生後半年以上を経た、中期から後期のフィロゾーマ幼生はほとんど採集された例がなかった。イセエビに関しては、わが国には100年を超える研究の歴史があり、また、水産国である本邦の沿岸域では、年間を通じてプランクトン、魚卵、稚仔魚に関するさまざまな分布調査が行われていることを考えれば、このことは非常に奇妙に思われる。いったい、中期以降のフィロゾーマ幼生はどこに消えてしまうのであろうか。現在までの研究を眺めても、イセエビのフィロゾーマ幼生の後期幼生の採集個体数は、最近までわずか数十個体の採集報告例があるだけであった。この状況は、言い換えれば、「中期以降のフィロゾーマ幼生は、どの海域でどのような生活を送っているのか、そしてどういった機構で親エビが生息する沿岸域に回帰してくるのか」ということが、解明されていないということである。

この謎を解く仮説が初めて提出されたのは、1985年の関口の論文であった。その骨子とは、「沿岸の親エビから生み出されたフィロゾーマ幼生は黒潮流域へと運ばれ、黒潮によってさらに北東方向へ輸送され黒潮反流へ入り、これに乗って琉球列島の東側へ輸送されて再び黒潮流域に入り、その後プエルルス幼生に変態して、黒潮および対馬海流によって沿岸域に輸送される」というものである(図1)。関口はこの仮説を提出するにあた

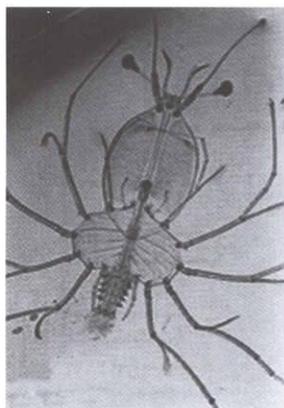


写真1

写真1 イセエビの最終期フィロゾーマ幼生
(三重県科技振興センター、松田氏提供)

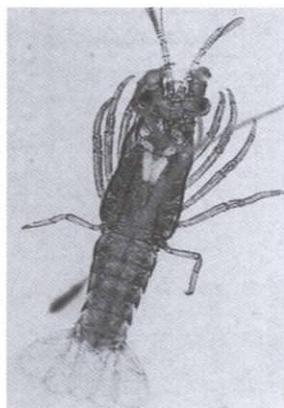


写真1

写真2 イセエビのプエルルス幼生
(三重県科技振興センター、松田氏提供)
(フィロゾーマ幼生およびプエルルス幼生とも実際にはガラス製のように透明に見える)

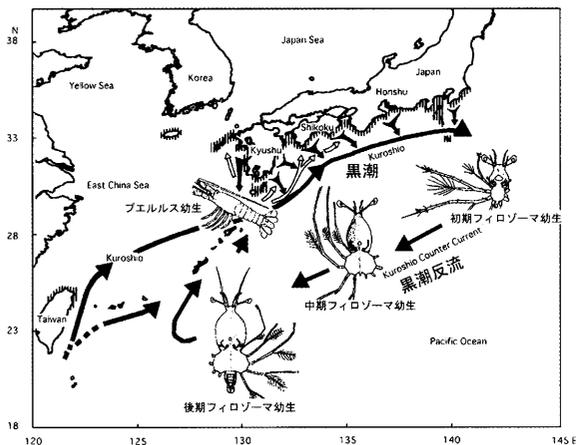


図1 イセエビのフィロゾーマ幼生の輸送・分散経路の模式図

縦線部分はイセエビ（親エビ）の生息海域を示す。

りいくつかの根拠を挙げているが、そのなかでも人工衛星追跡ブイの軌跡はちょうど上述のフィロゾーマ幼生の輸送・分散経路をそっくりなぞるような形を示している（図2）。すでに述べたが、この仮説が提出された当時、天然海域でのフィロゾーマ幼生の分布に関する知見はほとんどなかった。この仮説を支持する証拠は、まず最初に1999年の吉村（西海区水産研究所）の調査によって得られ、私たちの研究室（三重大・生資）の調査によって、この仮説を支持する証拠が固められた。以下に、私たちの研究室の研究の概略を述べる。

私たちの研究は、1984年から1986年にかけて、本邦水域を広くカバーする海域から採集されたプランクトン試料の詳細な調査結果をもとにしている（図3）。この採集には大型プランクトンネットを使用し、試料瓶1000本を超えるプランクトン試料を得た。この中から体長1.2~30mm程度のフィロゾーマ幼生を顕微鏡下で探し出し、各部の形態の計測や種判別をおこなうが、この作業だけでも2年の歳月を要した。この調査から、プエルルス幼生に変態する直前のイセエビのフィロゾーマ幼生を56個体見つけだすことに成功した。この56という数字は一見少ないようだが、これまで100年余りの研究の歴史の中でわずか十数個体しか採集されていないことを考えれば、重要な意味をもつ数字である。さらに、このフィロゾーマ幼生の分布結果は驚くべき事実を示した。

イセエビのフィロゾーマ幼生は黒潮主流の東方または南方にあたる琉球列島の東方海域に多く出

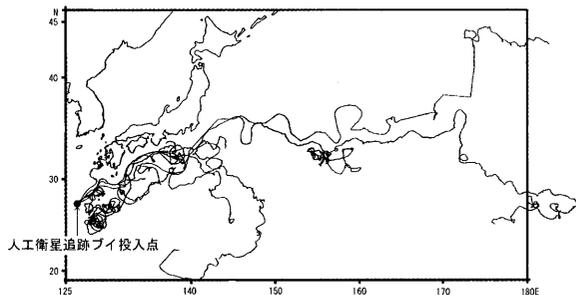


図2 人工衛星追跡ブイの軌跡，石井（1981）より改変

9基の投入ブイのうち、2基が黒潮-黒潮逆流の循環系を描いている

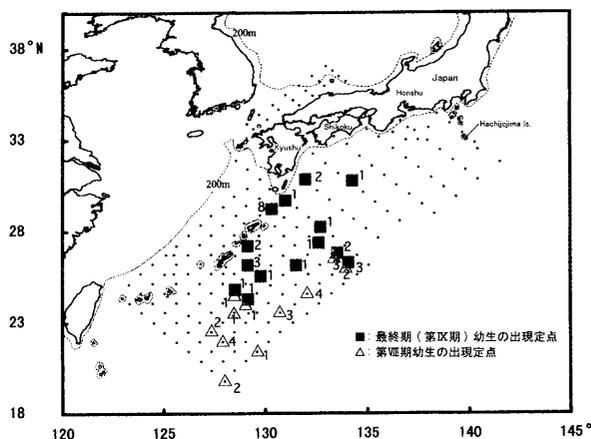


図3 フィロゾーマ幼生の分布図

黒点は調査が行われた定点を、数字は採集個体数を示す。（本調査航海は、遠洋海区水研の昭洋丸、若潮丸およびおとり丸によって行われた）

現し、琉球列島の西側および北西海域からは採集されなかった（図3）。さらに、イセエビの第IX期（最終期）フィロゾーマ幼生は北緯24°N以北の東経128°Eから135°Eにかけての海域で採集され、一方、第VIII期フィロゾーマ幼生（最終期幼生よりも未発達な若い個体）の多くは北緯24°N以南の東経127°から135°Eにかけての海域で採集された。つまり、第IX期（最終期）フィロゾーマ幼生の大部分は九州および本州の沿岸海域に近い本調査海域の北側に出現し、一方、最終期よりも若い第VIII期フィロゾーマ幼生は本調査海域の南側に多く出現した。この分布状況は、イセエビのフィロゾーマ幼生が琉球列島東方の黒潮反流域を経由して、九州沿岸および本州の太平洋側に向かって輸送されていることを指し示す。この事実は関口が仮説という形で予言したフィロゾーマ幼生の輸送・分散経路と一致する。この結果は

2000年に米国で行われた国際会議で発表され、2001年には学術論文として世界に公表されている。著者のひとり（井上）はこの56個体のイセエビのフィロゾーマ幼生をサンプルの山の中から見つけ出した瞬間をよく覚えている。ちょうどその時間は真夜中で、細長い頭（頭甲）、長い脚（胸脚）のイセエビのフィロゾーマ幼生が顕微鏡のレンズの奥に現れたとき、驚きの声を上げた。幸福な瞬間だった。

イセエビのフィロゾーマ幼生の輸送・分散経路が解明されつつある今、さらに新たな問題が浮かび上がってくる。(1) 親エビの生息する沿岸から沖合いの黒潮流域へのフィロゾーマ幼生の輸送の機構、(2) 黒潮海域から黒潮反流域へのフィロゾーマ幼生の乗り換えの機構、(3) 琉球列島付近から黒潮主流域へのフィロゾーマ幼生の再移入の機構である。これらの疑問の解決は、学術的な好奇心を満たしてくれるだけではなく、今後のイセエビの漁業資源管理を行ううえでも重要な知見となることはまず間違いないだろう。

深海の神秘 — 巨大ダンゴムシ（オオグソクムシ）の出現

関口 秀夫⁷

1. はじめに

地球表面積の約7割を占め、その平均水深が約3700 mにも及ぶ海洋であるが、その深海に関する科学的な研究はいまなお遅れている。大陸棚（200 m以浅）の発達していない本邦水域では、日本海溝が本州の太平洋側の沿岸域近くにあり、沿岸域がただちに陸棚斜面から深海底へと接している。

三重大学生物資源学部の「勢水丸」の調査・研究の主たる海域は、必然的に沿岸域の熊野灘・遠州灘となるが、とくに熊野灘においては大陸棚が狭く、深海に関するさまざまな調査・研究をおこなう上で三重大学の研究者にとって便利な海域である。ここで扱うオオグソクムシに関するさまざ

まな研究成果も、それには種々の海洋観測測器、大型生物採集器具、さらには大型漁具等を使用するのであるが、三重大学に勢水丸があって始めて得られた研究成果であると言える。

深海生物のオオグソクムシとその仲間は（図参照）、多くの点で浅海域の、さらには陸域の近縁な仲間とは著しく異なった体制・形態をもつだけでなく、深海生活に適応したさまざまな特異な生態をもつ。他の深海生物と比べても、オオグソクムシとその仲間は、一般の人々にゴキブリを連想させるその外観はお世辞にも美しいとは言えないが、「深海の神秘」と呼ぶにふさわしく、私たちにその巨大な体と種々の興味深い生活を見せてくれる。ここでは、深海生物であるオオグソクムシ類の神秘の一端、その生活の驚くべき実態を紹介しよう。

2. 系統・分類

オオグソクムシ *Bathynomus doederleini* は、分類学的には、エビ・カニ類と同じく甲殻類（綱）に属し、さらにその中の等脚類（目）に属している。等脚類の種は底生および水中の自由生活、また共生・寄生を問わず、さらには陸域と水域を問わず、地球上のあらゆるところに生息している。ここで扱うオオグソクムシの分類学上の位置は以下のようになっている。同じく節足動物門に属し陸域で繁栄している昆虫類（綱）、また同じく等脚目に属し、砂浜に普通にいるニセスナホリムシや陸上に生息するダンゴムシとの類縁関係がわかるように、これら2種の分類学的位置もあわせて記入している。

この分類表を見ると、オオグソクムシは節足動物門—甲殻類綱—等脚目—有扇下目—スナホリムシ科—オオグソクムシ属の種であるが、オオグソクムシはワラジムシ下目—ダンゴムシ科に属しているダンゴムシとは近縁といえるほどの系統関係ではない。しかし、後に言及するが、他の多くの等脚類とは異なって、これら2種は体の大小の相違はあれ、体をボール状に丸める特徴をもつので、外観では著しく似た印象を与える。

いわゆるオオグソクムシ類と呼ばれている

⁷ 三重大学大学院生物資源学研究科：〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

Bathynomus 属の種は、他の等脚類・端脚類さらにはエビ・カニ類（十脚類）に比べても（一部の超大型のカニ類を除けば）体が著しく大きく、世界中から少なくとも6種（*B. doederleini*, *B. immanis*, *B. kapala*, *B. miyarei*, *B. propinquus*, *B. giganteus*）が報告されている。この他に、3種のオオグソクムシ類（*B. affinis*, *B. decemspinus*, *B. pelor*）が記載されているが、現在では、上記のいずれかの種のシノニム（同種異名）とされている。

3. 地理分布

Bathynomus giganteus を除けば、他のオオグソクムシ類（*Bathynomus* 属）の種はかなり限定された地理分布をもつ。各種の地理分布は次のようになっている。オオグソクムシ *B. doederleini* は西部太平洋からのみ報告されており、本邦太平洋側の黒潮の影響下にある沿岸域からフィリピンにかけての深海に生息する。*B. immanis* と *B. kapala* はオーストラリアからのみ報告されており、オーストラリア東部沿岸域の深海に生息する。*B. miyarei* は西部大西洋からのみ報告されており、南米の北東域のアマゾン河口域からウルグアイにかけての深海に生息する。*B. propinquus* は西部太平洋からのみ報告されており、フィリピンのルソン島西部のサ

ンテイアゴ沖の深海に生息する。*B. giganteus* はオオグソクムシ類の中では唯一世界的な分布を示し、西部大西洋、インド洋および西部太平洋から報告されており、メキシコ湾・カリブ海から南米の仏領ギアナ沖にかけて、インド洋北部水域および台湾南部沖の深海に生息する。

鉛直分布（水深別分布）についての詳しい知見が揃っているのは、後に詳しく言及するオオグソクムシ *B. doederleini* を除けば、*B. giganteus* についてのみである。それによれば、これまで水深310 m から2140 m にかけての海底上で採捕されているが、大部分の個体は水深365 m から730 m にかけての深海、いわゆる陸棚斜面の海底上に生息している。

4. 体制・形態

底生と水中の自由生活、また共生・寄生を問わず、さらに陸域、水域を問わず、地球上のあらゆる場所に生息していることもあって、そのような環境への適応であろうが、等脚類は実に多種多様な体制と形態をもち、背腹方向にあるいは左右方向に極端に圧縮された体制をもつ種まで含んでいる。十脚類のエビ・カニ類や端脚類、またアミ・オキアミ類とは異なって、等脚類は頭胸甲

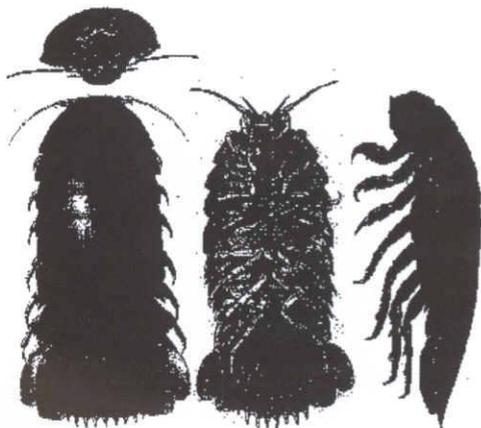
表1 オオグソクムシをめぐる節足動物と等脚類の分類表

Phylum Arthropoda	節足動物門
Class Insecta	昆虫綱
Class Crustacea	甲殻綱
Order Cirripedia	蔓脚目
Order Amphipoda	端脚目
Order Isopoda	等脚目
Infraorder Flabellifera	有扇下目
Family Cirolanidae	スナホリムシ科
Genus <i>Bathynomus</i>	
Species <i>Bathynomus doederleini</i>	(オオグソクムシ)
Genus <i>Cirolana</i>	
Species <i>Cirolana harfordi japonica</i>	(ニセスナホリムシ)
Infraorder Ligiamorpha	ワラジムシ下目
Family Armadillidiidae	ダンゴムシ科
Genus <i>Armadillidium</i>	
Species <i>Armadillidium vulgare</i>	(ダンゴムシ)
Order Mysidacea	アミ目
Order Euphausiacea	オキアミ目
Order Decapoda	十脚目

carapace をもたず、基本的には、胸部は 8 節であるが、第 1 胸節は頭部 cephalon と融合しているため、外観上は胸部は 7 節となっている。胸部の 8 節それぞれに 1 対の胸脚 pereopod があるが、頭部と融合した第 1 胸節の第 1 胸脚は顎脚 maxilliped に変形しているため、見かけ上胸脚は 7 対である。腹部は 6 節あるが、第 6 腹節は尾と融合しているため見かけ上は 5 節であり、それぞれの腹節に 1 対の腹脚 pleopod が備わるが、第 6 腹脚は尾脚 uropod に変形して尾 telson とともに扇状の形をなす。頭部から胸部にかけての付属脚は、第 1・2 触角 antennule, antennae, 上顎 mandible, 第 1・2 下顎 maxillule, maxillae, 顎脚, 胸脚, 腹脚の順にそれぞれ 1 対となっている。

オオグソクムシ類 (図参照) は、等脚類のなかでもっとも体が大きい。これまで知られている等脚類のなかで最も大きい等脚類はオオグソクムシ類の *B. giganteus* であり、これまで知られている最大体長は 41 cm 近くである。他のオオグソクムシ類においても、成体は最小でも 10 cm 近くの体長をもつ。

オオグソクムシ類は、他の多くの等脚類に比べて体が著しく大きいことに加えて、いくつかの点で特徴的な形質をもつ。つまり、オオグソクムシ類には、第 1・2 触角におどろくべき数の化学受容器が認められること (これは後に言及する食性とも関係している)、口器 (上顎や下顎) それぞれが刃物のように硬質な鋭い縁をもつこと、腹脚の基部表面に鰓に相当するガス交換の機能をもつ糸状塊 accessory lamellae を備えること、末広がり拡大・発達した尾をもつこと、ボール状に体全体を丸めることができること等々の特徴を有する。



オオグソクムシの外観

5. 生活史 (繁殖, 産卵, 発生, 成長など)

他の等脚類の種と同様に、オオグソクムシ類は雌雄異体であり、交尾後に産み出された受精卵を保育嚢で孵化するまで保育する。成体オスは第 7 胸節腹側に 1 対の生殖突起 penial papilla を、また第 2 腹脚内葉内側に交尾突起 appendix masculina もち、成熟した雌は第 1 対 - 第 5 対の各胸脚の内側基部から発達した 1 葉 oostegite をもち、これによって胸部腹側前面を覆うような保育嚢 (室) を形成し、受精卵の孵化後はこれらの保育葉は脱落する (これらの点は端脚類と同じである)。受精卵からは幼生が孵化することなく、外観は成体と類似するが、体が小さく、第 7 胸脚 (本来の第 8 胸脚) が未発達の幼稚体 juvenile として孵化する。したがって、最小成熟サイズは雌雄ともに体長 18 - 21 cm の範囲にあって、卵径は 10 mm 前後に及ぶが、抱卵数は雌あたり 22 - 59 個であるが (*B. giganteus*)、他のオオグソクムシ類のどの種についても卵径と抱卵数についての知見はない。後に言及する熊野灘でのオオグソクムシの研究から判断する限り、オオグソクムシ類の成長は著しくゆるやかであり、それは餌の乏しい深海での、食性も含めたオオグソクムシ類の深海での生存戦略とも絡んでいる。

6. 深海での行動と役割 (生態学的位置): 熊野灘での調査からわかったこと

オオグソクムシは深海底生生物であり、海の掃除屋ともいえる scavenger (腐肉食性動物) 動物である。深海性底生動物を採集する通常の採集器具、例えば底曳トロールなどではほとんど採集が困難な動物である。それは、オオグソクムシが瞬時的ではあるが突発性運動に優れていることにもその一因がある。

勢水丸が熊野灘の大陸棚斜面で実施する深海延縄操業あるいは餌対カゴ網操業は、水産重要種であるエビ・カニ類や魚類を漁獲対象としており、一般的に夜間に投入し、翌朝は早くに揚収するやり方をとっている。この場合に、とくに驚くのは、取り付けた餌 (魚など) が頭と骨だけで揚がってきたり、捕獲されて揚がってくる魚類などの多くの個体が骨皮だけになっていることであり、その

頻度はおどろくほど高い。これは、深海において scavenger（腐肉食性動物）と呼ばれている端脚類（Lysianassid amphipod）や等脚類（とくにオオグソクムシ）が捕獲されて死亡した個体に群がって、その軟体部を旺盛に齧るためである。

これら深海の scavenger に共通する特徴は、触角に集中している嗅覚となる化学受容器を備えているために、死亡個体あるいは腐肉から放出される有機成分に非常に敏感であり、普段は運動エネルギーの浪費を防ぐために、大型有機物塊である餌が感知されるまで深海底上あるいは底土中に静止して待機していることである。とくにオオグソクムシの特徴は（恐らくは他のオオグソクムシ類についても同様であろうが）、U字型の巣穴を掘り、一日の大部分の時間をこの巣穴の入口で待機して過ごし、近くに落下してきた餌があれば、それに向かって殺到することである。陸上のダンゴムシと同様に、体をボール上に丸めることができるので、巣穴を掘り進んでも、また巣穴に入っても、巣穴の中で体を反転させて、頭部を先に巣穴から出てくる。

オオグソクムシは scavenger であるが、深海において大型有機物塊としての魚類などの死亡個体が上層から落下する頻度は低いので、これらの餌に遭遇する機会は少ないと考えられる。したがって、飢餓状況に強く、餌に遭遇したときに大量に食べ食いだめをし、次に餌に遭遇するまでの期間を耐えるために体内にエネルギー（脂肪）などを大量に蓄積する。事実、オオグソクムシの消化管壁は薄くジャバラのように伸縮自在であって、空腹時は消化管は小さいが大量の餌を獲った個体の消化管は、つまり腹部は妊婦のように壮大に膨れ上がっている。また、消化管の背側と体内の体腔背側表面には大量の蓄積脂肪が分布しており、水温 7–10°C の範囲で飼育すれば、2 ヶ月程度の飢餓状態においても平気で生存している。オオグソクムシが静止状態の飼育水槽にイワシ肉片を落とすと、オオグソクムシが狂ったように水槽内を泳ぎ回る様子からも、オオグソクムシは深海において陸上のカマキリ型の捕食戦略を、生餌と腐肉の相違はあれ、とっていると言える。

第 7 胸脚が未発達な幼稚体が採集される時期から判断すれば、オオグソクムシの生殖期は夏季であり、成熟サイズは雌雄ともに 7–10 cm 前後で

あり、体長ヒストグラムの季節的推移、各年級群の成長から推定すれば、このサイズに達するのに孵化後少なくとも 5 年を要する。私たちの入手するオオグソクムシ試料はいずれも餌付カゴ網操業で捕獲した個体であるが、興味深いことに、抱卵個体は皆無であり、これは餌付カゴ網を使用した他のオオグソクムシ類についても同様である。このことは、雌の抱卵個体の餌への反応（行動）が、他の未成熟個体とは異なっていることを示唆している。

勢水丸による過去 20 年間にわたる熊野灘での餌付カゴ網操業によって得られたデータによれば、オオグソクムシはほぼ 200 m 以深から 1200 m 前後までの大陸棚斜面から深海底にかけて生息しているが、主たる生息水深は 400 m 前後であり、また成長段階によって生息水深に若干の相違が認められている。熊野灘では、200 m 以浅の大陸棚上でカゴ網を操業すれば、オオグソクムシに替わってつねに大量のヌタウナギが捕獲され、これらのヌタウナギが分泌する大量の粘液で揚収したカゴ網や甲板は事後の掃除が大変である。200 m 以深の大陸棚斜面においても、ヌタウナギはオオグソクムシとともに捕獲されるが、その数は極めて少ない。船上の水槽でオオグソクムシとヌタウナギを一緒に入れると、ヌタウナギの分泌する大量の粘液でオオグソクムシが覆われ、オオグソクムシは身動きできないような状態になり、恐らくは窒息死すると考えられる。これまで、オオグソクムシはサメやクロムツの胃内から報告されているが、これに加えてヌタウナギも天敵のひとつである。

オオグソクムシはエビ・カニ類と同じく甲殻類であるから、煮沸すれば体は赤味を呈し、香ばしい匂いに食欲をそそられるが、その姿・外観にたいしての人は食べるのを諦める。

参考文献

- 1) BRIONES-FOURZAN, P. and E. LOZANO-ALVAREZ (1991): Aspects of the biology of the giant isopod *Bathynomus giganteus* A. Milne Edwards, 1879 (Flabellifera: Cirolanidae), off the Yucatan Peninsula. J. Crust. Biol., **11**, 375-385.
- 2) HOLTHUIS, L. B. and W. K. MIKULKA (1972): Notes on the deep-sea isopods of the genus *Bathynomus* A. Milne Edwards, 1879. Bull. Mar.

- Sci., **22**, 575-591.
- 3) IWASAKI, M. et al (2001): Functional organisation of anterior thoracic stretch receptors in the deep-sea isopod *Bathynomus doederleini*: behavioural, morphological and physiological studies. J. Exp. Biol., **204**, 3411-3423.
 - 4) SEKIGUCHI, H. et al (1981): *Bathynomus* (Isopoda: Cirolanidae) attacking sharks caught in a gill-net. Bull. Fac. Fish. Mie Univ., **8**, 11-17.
 - 5) SEKIGUCHI, H. et al (1982): Geographical distribution of scavenging giant isopods bathynomids in the northwestern Pacific. Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., **48**, 499-504.
 - 6) SEKIGUCHI, H. (1982): Scavenging amphipods and isopods attacking the spiny lobster caught in a gill-net. Rep. Fish. Res. Lab. Mie Univ., **3**, 21-30.
 - 7) SEKIGUCHI, H. (1985): Note on the burrow of a giant deep-sea isopod *Bathynomus doederleini* (Flabellifera: Cirolanidae). Proc. Jap. Soc. Syst. Zool., **31**, 26-29.
 - 8) TSO, S. F. and H. K. MOK (1991): Development, reproduction and nutrition of the giant isopod *Bathynomus doederleini* Ortman, 1894 (Isopoda, Flabellifera, Cirolanidae). Crustaceana, **61**, 141-154.

リュツォ・ホルム湾沖（南極海インド洋区）における小型カイアシ類の分布と生物量

谷村 篤⁸・小達 恒夫⁹

1. はじめに

ナンキョクオキアミ (*Euphausia superba*) やサルパ類 (主に *Salpa thompsoni*) とともに、大型植食性カイアシ類 (*Calanoides acutus*, *Calanus propinquus*, *Metridia gerlachei* および *Rhincalanus gigas*) は一次消費者として南極海の物質循環を支える重要な構成群である¹⁻⁴⁾。南極海において、これらのカイアシ類が物質循環や炭素循環に大きな役割を持っていることは、これまで多くの研究によって強調されてきた⁵⁻⁷⁾。

近年、南極海には体長 1.5 mm 以下の小型カイアシ類 (例えば *Oithona*, *Oncaea*, *Ctenocalanus*, *Microcalanus* など) が普遍的に分布し、個体数において大型植食性カイアシ類を大きく凌ぐことが知られるようになり、これら小型カイアシ類の南極海生態系での役割についての研究の重要性が指摘されるようになってきた⁸⁾。しかし、これら小型カイアシ類の生態学的知見は少なく、分布や生物量についてもよくわかっていない。

本研究では、リュツォ・ホルム湾沖において2種の目合の異なるネット (330 μ m および 100 μ m) で採集された標本に基づいて、小型カイアシ類の個体数と生物量を明らかにし、南極海の典型的な大型植食性カイアシ類4種との量的比較を試みた。

2. 材料及び方法

本研究は、東京海洋大学実習船海鷹丸を用いて、2006年1月12日から16日の間、南極海インド洋区リュツォ・ホルム湾沖の4観測点において行った (図1)。調査は各観測点において、プランクトンネット採集およびCTDを用いた水温及び塩分の測定、クロロフィルa濃度の測定のためのニスキン採水器による表層から水深200mの間の5m間隔での採水を行った。プランクトンネット採集は、目合いの異なる2種類のネットからなる (目合330 μ m, 100 μ m) ツイン型のNORPACネット (口径45cm, 側長180cm) を用いて水深150mから表面までの鉛直採集を行った (図2)。各

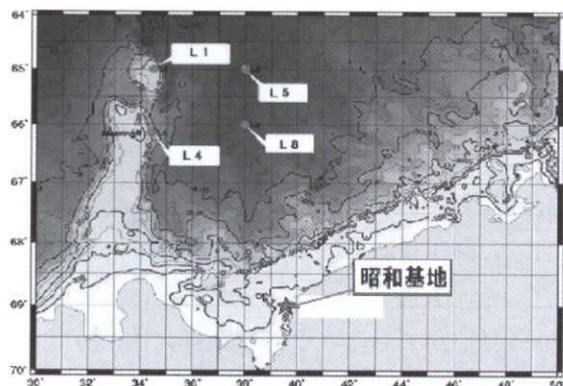


図1. 観測点

⁸ 三重大学大学院生物資源学研究科：〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

⁹ 国立極地研究所：〒173-8515 東京都板橋区加賀 1-9-10

採集より得られた標本は船上でただちに5%ホルマリン（最終濃度）で固定し、冷暗所で保存した。ネットの濾水量はネットの口環に取り付けたフローメーターの読みから求めた。

NORPAC ネットで得られた標本は日本に持ち帰った後、実験室にて種の同定・計数を行った。すなわち、得られた8標本のうち、目合330 μ m ネットで得られた4標本については1/2に分割したのち、各々の分割標本を21動物群（渦鞭毛虫類・有孔虫類・放散虫類・繊毛虫類・クラゲ類・クダクラゲ類・有櫛類・毛顎動物・多毛類・軟体類・枝角類・介形類・カイアシ類・アミ類・等脚類・端脚類・オキアミ類・十脚類・尾虫類・サルパ類・底生生物浮遊幼生・その他）に区分し選別した。さらにカイアシ類について、可能な限り種

レベルまで同定計数を行った。目合100 μ m ネットで得られた4標本は、まず目合330 μ m ネット標本と同様に、1/2に分割した標本から大型の個体を21動物群に区分して取り除いた後、残りの小型動物プランクトンについては最終的に1/128~1/512に分割した標本から同定・計数を行った。また、動物プランクトンの個体数は m^3 あたりに換算して求めた。また、小型カイアシ類（*Ctenocalanus citer*, *Microcalanus pigmaeus*, *Oithona* spp. および *Oncaea* spp.）および大型植食性カイアシ類4種（*Calanoides acutus*, *Calanus propinquus*, *Metridia gerlachei*, *Rhincalanus gigas*）の生物量（炭素換算）は、すでに報告されている各種の1個体当たりの平均的な炭素重量に個体数を掛けて求めた^{6, 9)}。なお、ここでいう小型カイアシ類とは体長1.5 mm 以下のカイアシ類をさすことにする。

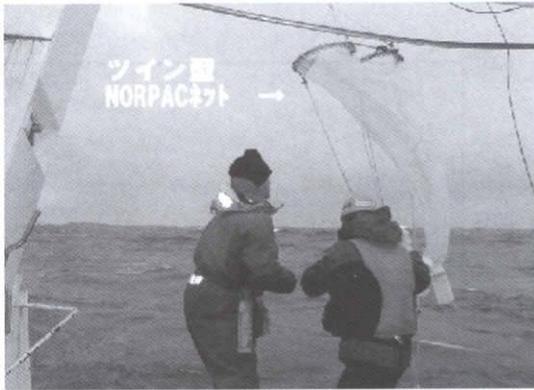


図2. Norpac net 採集

3. 結果および考察

図3に各観測点の、水温・塩分・クロロフィルaの鉛直プロファイルを示した。測点L4, L1およびL5の3点は夏季の南極海の典型的な鉛直分布のパターンを示していた。すなわち、水深20~70 m 付近に $-1^{\circ}C$ 以下の水温極小層（TML: Temperature minimum layer）が存在し、その周辺で高いクロロフィル濃度がみられた。一方、測

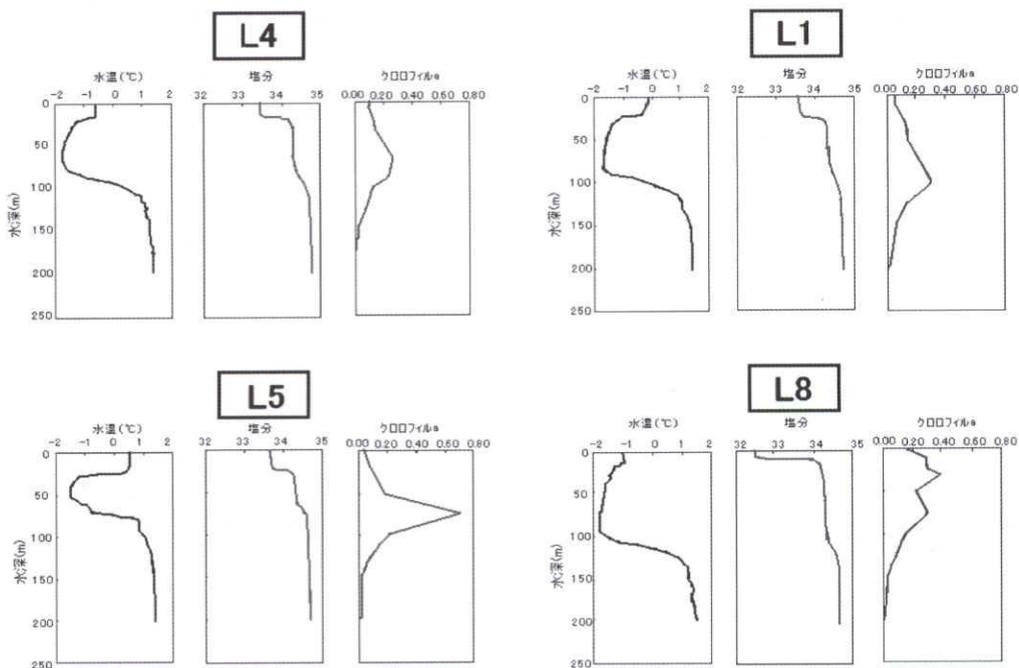


図3. 各観測点における水温・塩分・クロロフィルaの鉛直プロファイル

点L8では、水深100m以浅の表層には-1°C以下の低水温がみられ、表層近くに融氷の影響を受けたと思われる比較的低温の水がひろがっていた。

図4に、目合330μm ネットで採集された動物プランクトンの個体数密度と主要な群組成(上位5群)を示した。目合330μm ネットで採集された動物プランクトンの個体数密度は、5.7~13.4 ind m⁻³の範囲にあり、平均個体数密度は8.9 ind m⁻³であった。採集された動物プランクトンのうち、最も優占したのはカイアシ類であり、次いで毛顎類、尾虫類、有孔虫類、多毛類が高い個体数密度を示した。目合330μm ネットで採集されたカイアシ類は5属7種で、個体数密度において優占して出現したのは、*Calanoides acutus*, *Calanus propinquus*, *Metridia gerlachei*, *Rhincalanus gigas*であった(図5)。

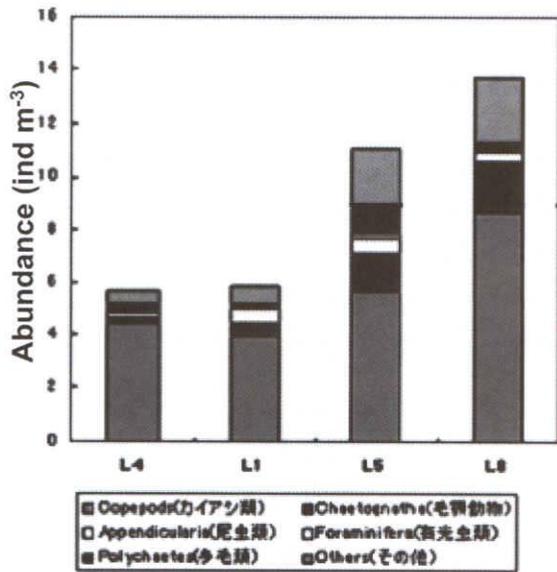


図4. 各測点における目合330μm ネットで採集された動物プランクトンの個体数密度と動物群組成

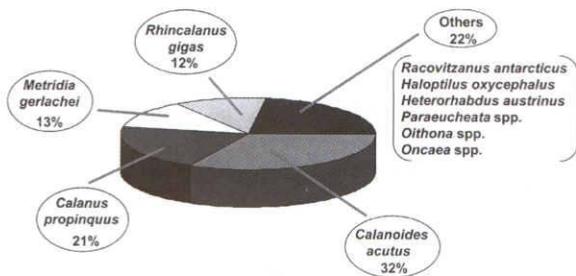


図5. 目合330μm ネットで採集されたカイアシ類の種組成

目合100μm で得られた動物プランクトンの個体数密度は、437.3~2536.2 ind m⁻³の範囲(平均: 1131.3 ind m⁻³)にあり、最大個体数密度は測点L8でみられた(図6)。最も優占した動物群はカイアシ類であり、次いで有孔虫類、底生生物浮遊幼生、毛顎類、放散虫類が優占して出現した。目合110μm ネットで採集されたカイアシ類の出現種は2属8種であり、このうち優占して出現したのは目合330μm ネットでほとんど採集されなかった *Oithona* spp., *Ctenocalanus citer*, *Oncaea* spp., *Microcalanus pygmaeus* であり、カイアシ類全体の98%を占めた(図7)。

目合100μm ネット採集で得られた標本から、小型カイアシ類(*Oithona* spp., *Ctenocalanus citer*, *Oncaea* spp., *Microcalanus pygmaeus*)と、同ネットで採集された大型植食性カイアシ類(*Calanoides*

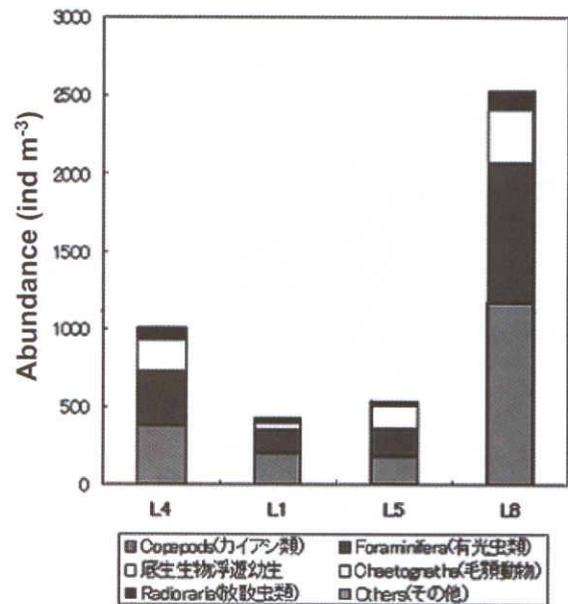


図6. 各測点における目合110μm ネットで採集された動物プランクトンの個体数密度と動物群組成



図7. 目合110μm ネットで採集されたカイアシ類の種組成

acutus, *Calanus propinquus*, *Metridia gerlachei*, *Rhincalanus gigas*) の個体数密度を比較した (図8)。小型カイアシ類4群の個体数密度は 179~1159.2 ind m⁻³ (平均: 481.1 ind m⁻³) の範囲にあった。一方、大型植食性カイアシ類4種の個体数密度はわずか 2.6~8.7 ind m⁻³ (平均: 4.6 ind m⁻³) であり、小型カイアシ類が圧倒的に優占して出現した。

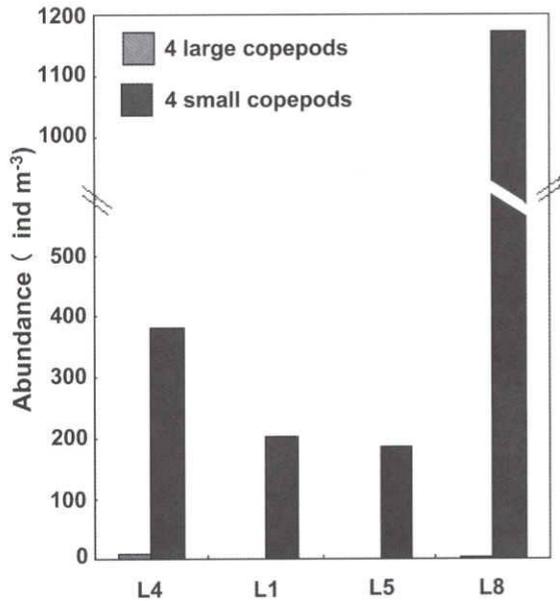


図8. 目合 100 μ m ネットで得られた小型カイアシ類と大型植食性カイアシ類の個体数密度の比較

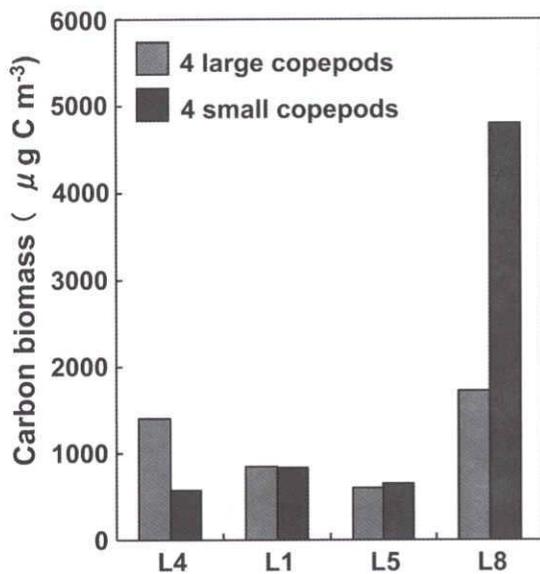


図9. 目合 100 μ m ネットで得られた小型カイアシ類と大型植食性カイアシ類の生物量(炭素量)の比較

炭素重量に換算した生物量は、小型カイアシ類で 570~4794 μ g m⁻³ (平均: 1712 μ g C m⁻³)、大型植食性カイアシ類で 586~1746 μ g m⁻³ (平均: 1144 μ g C m⁻³) の範囲にあった (図9)。各測点でを比較すると、測点 L8 の小型カイアシ類の生物量は大型植食性カイアシ類の 2 倍以上の値を示したが、それ以外の測点では両者の生物量はほぼ同等であった。

以上のように、リュツォ・ホルム湾沖では、体長 1.5 mm 以下の小型カイアシ類は氷縁付近に多く出現し、個体数において大型植食性カイアシ類の 100 倍以上の密度で卓越して分布することが明らかとなった。また、小型カイアシ類は、個体数だけでなく生物量でも大型植食性カイアシ類に匹敵するほど高いことが明らかとなった。これらの結果から、Metz (1994)¹⁰⁾も指摘しているように、小型カイアシ類は南極海の物質循環において大型植食性カイアシ類に匹敵するほど大きな役割をもっていることが示唆された。とりわけ、これらの小型カイアシ類は稚仔魚の重要な餌生物であるばかりでなく、ナノ・ピコサイズの植物プランクトンや原生動物類の微小生物群と大型肉食動物プランクトンをつなぐ生物群として、物質循環の重要な役割を持っていると考えられることから、小型カイアシ類の卓越性は、南極海における物質循環の経路として微生物食物連鎖の重要性を示唆している。小型カイアシ類の生態学的役割を明らかにするために、さらなるデータの蓄積が望まれる。

引用文献

- 1) EVERSON, I. (1984): Zooplankton. Antarctic Ecology, Vol. 2, ed. by R. M. Laws. London, Academic Press, 463-490.
- 2) SMITH, S. L. and SCHNACK-SCHIEL, S. B. (1990): Polar Zooplankton Polar Oceanography. Part B Chemistry, Biology, and Geology, ed. W. O. Smith Jr. San Diego, Academic Press; 527-598.
- 3) VORONINA, N. M. (1998): Comparative abundance and distribution of major filter-feeders in the Antarctic pelagic zone. J. Mar. Syst., 17, 375-390.
- 4) PAKHOMOV, R., FRONEMAN, P. W. and PERISSINOTTO, E. A. (2002): Salp/krill interactions in the Southern Ocean: spatial segregation and implications for the carbon flux. Deep-Sea Res. II, 49, 1881-1907.

- 5) CONOVER, R. J. and HUNTLEY, M. (1991): Copepods in ice-covered seas - Distribution, adaptations to seasonally limited food, metabolism, growth patterns and life cycle strategies in polar seas. *J. Mar. Syst.*, **2**, 1-41.
- 6) SCHNACK, S. B., SMETACEK, V., BODUNGEN, B. V. and STEGMANN, P. (1985): Utilization of phytoplankton by copepods in Antarctic waters during spring. In: Grat JS, Christiansen ME (eds.) *Marine Biology of Polar Regions and Effects of Stress on Marine Organisms*. Wiley, London, pp.65-81.
- 7) SHREEVE, R. S., TARLING, G. A., ATKINSON, A., WARD, P., GROSS, P. and WATKINS, J. (2005): Relative production of *Calanoides acutus* (Copepoda: Calanoida) and *Euphausia superba* (Antarctic krill) at South Georgia, and its implications at wider scales. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **298**; 229-239.
- 8) ATKINSON, A. (1998): Life cycle strategies of epipelagic copepods in the Southern Ocean. *J. Mar. Syst.*, **15**, 289-311.
- 9) SWADLING, K. M., GIBSON, J. A. E., RITZ, D. A., NICHOLS, P. D. and HUGHES, .E. (1997): Grazing of Phytoplankton By Copepods In Eastern Antarctic Coastal Waters, *Mar. Biol.*, **128**, 39-48.
- 10) METZ, C. (1994): Seasonal variation in the distribution and abundance of *Oithona* and *Oncaea* species (Copepoda, Crustacea) in the southeastern Weddell Sea, Antarctica. *Pola Biol*, **15**; 187-194.