

日本海の家況特性と生物生産・漁業生産との関連：海洋研究者の側からの予測

川 合 英 夫

(京都大学農学部)

他の講演者が海洋物理学について話をされるので、どのような日本海の家況特性(川合, 1974)や海洋物理現象が、生物生産や漁業生産に関わっているかについて、海洋研究者の立場から考察してみる。しかし、情報や資料が不足しているため、大胆な予測になりがちであることを許されたい。

1. 水塊・海流の配置と水産生物の分布・移動

1-1 日本海での総観スケール

総観スケール (synoptic scale) とは、“synoptic” の意味から考えて (川合, 1972), 大気では天気予報, 海洋では漁家況予報の対象となるような気団・気流や水塊・海流の空間スケールである。ゆえに、総観スケール領域の上限 L_U として停滞ロスビー波の半波長

$$L_U = \pi (U / \beta)^{1/2} \quad (1)$$

を、下限 L_L として傾圧不安定となる擾乱波のほぼ半波長

$$L_L = (\lambda_1 \lambda_2)^{1/2} / 2 \quad (2)$$

を採用した (川合, 1991)。ここに、 U は対馬暖流や黒潮などの流軸流速、 β はコリオリ係数 f の南北傾度、 λ_1 と λ_2 はそれぞれ上層水と下層水に対する内部変形半径で、

$$\lambda_i = \frac{(g' H_i)^{1/2}}{f} \quad i = 1, 2 \quad (3)$$

と表される (たとえば Pedlosky, 1979, p. 485-486)。ここに、 $g' = g \Delta \rho / \rho$ は内部重力加速度、 g は重力加速度、 $\Delta \rho$ は上層水と下層水の密度差、 ρ は上層水の密度、 H_1 は上層水の厚さ、 H_2 は下層水の厚さである。

次に、式(2)の根拠について述べよう。2層モデルでは擾乱波の波長が、

$$L \geq \frac{\pi}{2} \left(\frac{\lambda_1 \lambda_2}{2} \right)^{1/2} = 1.11 (\lambda_1 \lambda_2)^{1/2} \quad (4)$$

であれば傾圧不安定となる。式(4)の右辺の係数はほとんど1に等しいから、傾圧不安定となる擾乱波の波長の下限は、上層と下層の内部変形半径の幾何平均で与えられると言ってもよい。黒潮続流、鹿島灘黒潮縁辺、対馬暖流系について、総観スケールに関連した特性値を表1に掲載しておく。

表1 黒潮系と対馬暖流系の総観スケールに関連した特性値

特性値	流軸流速 U cm/s	上下層	上層	下層	内部変		総観スケール	
		密度差	鉛直厚み		形半径		下限	上限
		$\Delta\rho$ gr/cm ³	H_1 m	H_2 m	λ_1	λ_2	L_L km	L_U km
黒潮統流	160	0.002	600	4400	38	91	30	300
鹿島灘黒潮縁辺	80	0.0015	100	2400	14	67	15	210
対馬暖流系	40	0.001	200	2300	16	53	15	150
浜田沖陸棚流	30	0.0006	150	20	11	4	7	130

表1に示されているように、黒潮統流と比べて対馬暖流系においては、流軸流速 U が1/4程度であるから、総観スケール領域の上限は黒潮統流では300kmであるのに対し、対馬暖流系では150kmと黒潮統流の1/2程度となる。また、黒潮統流と比べて対馬暖流系においては、上下層の密度差も上層暖水の厚さも下層冷水の厚さも、すべて1/2程度となるため、総観スケール領域の下限の方も1/2程度となる。

式(2)が示すように、傾圧不安定となる流れの構造の水平スケールは内部変形半径に、したがって水温躍層の深さに依存しているから、日本周辺の主要な総観スケールの構造について、主水温躍層の深さと代表的な水平長（長軸と短軸の水平長の幾何平均）との関連を図1に示す。房総沖環流・三陸沖切離暖水渦・東海道沖小暖水渦・五島列島南方暖水渦・黒潮前線渦回りこみ暖水舌といった黒潮系列の暖水域の主水温躍層の深さに比べて、津軽暖水域・日本海暖水域・東シナ海前線渦回りこみ暖水舌・陸棚反流による時計回り渦といった対馬暖流系の暖水域の主水温躍層の深さは、同じ水平長において約半分である。

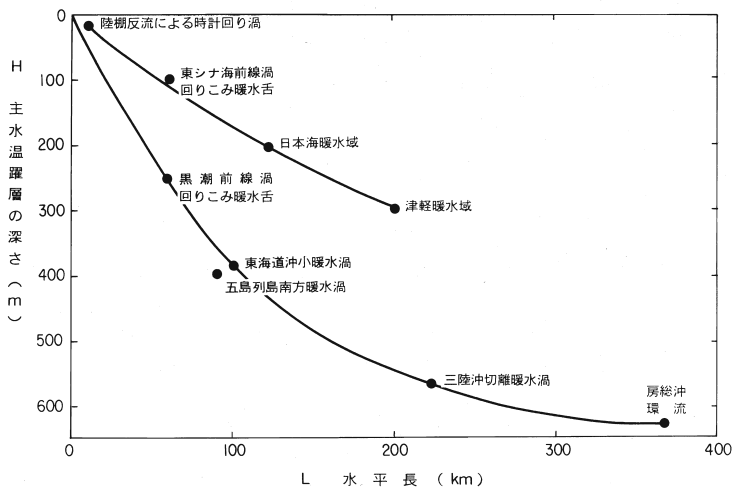


図1 日本周辺の主要な総観スケールの構造についての主水温躍層（指標水温は黒潮系では10°C，対馬暖流系では6°C）の深さと代表的な水平長（長径と短径の幾何平均）との関連。川合(1991)を改変

1-2 対馬海峡での流れと漁況

1-2-1 対馬海峡での流量と水位変動

東シナ海の大陸棚縁辺付近では、強流帯としての対馬暖流は明らかではないが、対馬海峡付近では、対馬暖流が強流帯として捉えられるようになる。しかし、大きい潮流成分（俵ほか，1984）を除く手が必要である。もう一つの問題は、沿岸付近にできる渦流域の変動によって、沿岸水位が変動することである。対馬の東側によくできる低温域については、辻田（1954）とTAWARA and FUJIWARA（1985）の報告がある。これを取り囲む反時計回りの渦流に関する辻田（1954）の模式図（図2の打点帯を除外したものは、対馬の南端付近から北東に進み対馬東側の低温域へ巻きこむ9の字型の流線を示しているが、加藤（1990）のADC P（acoustic Doppler current profiler，音響トッパー式多深度流速計）による24時間50分平均流速（20m深）をもとに作っ

た改訂模式図（図2の打点帯）は、対馬の北方から回りこむ逆S字型の流線を示している点で異なっている。この渦流域で地衡流平衡がほぼ成り立っていれば、渦流の両側での流量が相殺するから、渦流に対応する水位の変化は問題とならない。しかし、非地衡流的な渦による水位変動が生じたときには、対馬海峡を通過する流量を指標する水位差（KAWABE，1982b）に誤差を生じることになる。したがって、検潮所が設置されている海岸付近の地形と、その沖合の流れとの関連が問題となる。

同様に、北九州沿岸でも非地衡流的渦流によってできた水位変動の影響を除く一つの方法として、北九州3検潮所（門司・博多・佐世保）での平均水位と巖原での水位の差をとると、壱岐—対馬間の1係留点で冬に測定された流速値とよい相関を示すことが分かっている（水野ら，1987；MIZUNO *et al.*，1989）。

対馬海峡西水道（釜山—巖原間）および東水道（巖原—博多間）の水位差の変動パターンは大きく異なる（KAWABE，1982a；原，1990）が、仮に、釜山より博多での水位が一定値だけ高いとすれば、下層の前線に対応した水面傾斜部がどちらかの水道にずれこむことにより、両水道の水位差は負の相関関係を示すことになる。実際、原（1990）の掲載図（Fig.6）は、この傾向を示唆している。

1-2-2 対馬東側の渦流と漁況

対馬東側の渦流（図2の打点帯のU字型流路の内側にある）と冬のスルメイカ漁場との関係については、長崎県水産試験場（1981）が、次のように報告している。沖の島と対馬の中間から上の島の比田勝沖、長崎鼻沖を経て沖の島方向に向かう反時計回りの弱い渦流がある。渦流の南縁は大潮時には南下し、小潮時には上の島中部東岸の一重付近の沖に留まる。この渦流内に、12月上旬ころから2月

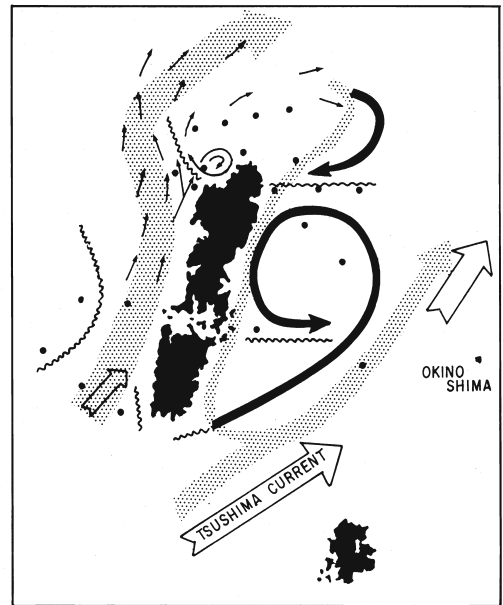


図2 辻田（1954）の対馬東側の渦流模式図（打点帯以外）の改訂

上旬ころにかけてスルメイカ漁場が形成される。三井田（私信）によれば、この渦流付近には、マサバ資源の高水準期にはマサバを主体とするまき網漁場も形成されたが、近年はスルメイカ漁とともにマサバ漁も不振のため、必ずしも漁場は形成されないという。反面、この渦流内は低温であるため、クロマグロ・ブリ・ヒラマサなどの漁獲は、対馬周辺の他の海域よりも少ないことが知られている。宇田（1960）は、対馬東側、佐渡島東側の両津湾、津軽海峡の兩岸の各岬の東側にある渦流内において、スルメイカ漁場が形成されていることを図示している。この場合に、対馬東側の渦流は反時計回りであるが、対馬東側以外の海域では、時計回りの渦流域でも漁場となっている。果たして渦流の回る向きとスルメイカ漁場の形成とは無関係かどうか、今後検討すべき課題であると言えよう。

1-2-3 ブリとトビウオの漁況変動に関連する西水道の流量

原（1990）は、日本海の定置網によるブリ漁獲量の変動が対馬海峡西水道の流量の変動と関連していると述べているが、これらのブリは西水道のみならず東水道をも通過して日本海に來遊していると考えられる。それにもかかわらず、なぜ西水道の流量と相関するのかについては考察してみる必要がある。西水道において水位差が増したのには、韓国沿岸の水位が低下したためではなく、東水道全域から対馬の西側にかけて水位が上がったためと考えられる。すると、東水道全域において水温躍層が下がることになり、流れの厚さ、したがって流量も増すことが予測される。各水道での水位差は、密度成層がない季節では、ほぼ各水道の流量を指標できるが、成層季では季節躍層より上方にある一定厚の表層の流量しか、厳密には指標できないから、水位差だけでなく博多その他の北九州沿岸での水位の高低も考慮すべきである、しかし、もしブリのモジャコが、東水道のごく表層だけから日本海へ入り、水温躍層の上側の中層からも入ることがなければ、西水道の水位差が増しても東水道表層の流量が増すことにはならないから、上述の論法では説明できない。トビウオ（田中ら、1990）についても同様に考えることができよう。

1-3 対馬暖流の流路についての解釈

太平洋側の主黒潮前線と親潮前線との間には混乱水域がある。日本海側には主黒潮前線に相当するものはないが、親潮前線にほぼ相当する日本海亜寒帯前線（極前線とも言われる）が平均して40°N付近にあり、この南側が混乱水域に当たる。また、暖候季には対馬海峡東水道から山陰海岸沿いに、暖水帯が形成されやすく、流況観測や地衡流計算によって帯状流が捉えられないにもかかわらず、この暖水帯またはその北縁が対馬暖流の第1分枝（沿岸分枝）であるかのように、一部の海洋・水産研究者の間で言われてきた。

また、KAWABE（1982b）は対馬暖流の分枝に関して、2層流入流出モデルを使った数値実験を行い、「第1分枝は地形性 β 効果によって上層の〔陸棚上の〕海底斜面に制御された定常流であり、日本沿岸に沿った岸側の1層部分に位置している。第2分枝は、流入の増大に伴って1層部分と2層部分の境界に〔当たる陸棚北縁に〕沿って形成される一時的な流れであり、第3分枝は定常な西岸境界流である。」（角括弧内は著者による補注）と述べているが、かれが示したFig.7を見ても、対馬海峡西水道での流量増大期に沿岸の帯状流が沖合に移動するだけで、2つの分枝が同時に共存しているとは言えない。また彼は、流量増大前後の流速差の水平分布図（Fig.8）に現れるジェット状の帯状流が第

2分枝であると述べているが、このような2時期の流速差として現れる帯状流を、第2分枝と呼んでよいだろうか。なお、YOON (1982) も、1層流入流出モデルを使った数値実験を行い、第1分枝について、KAWABE (1982b) に先だてて同様な結果を得ている。

しかし、対馬暖流の流路は、3分枝説や蛇行説の対立からもうかがえるように、一般にあまり明瞭なものではない(川合, 1974)。そこで次に、いわゆる第1, 第2, 第3分枝の順に、対馬暖流の流路に関する最近の研究結果のあらましを述べ、簡単な論評や解釈を加えることにしよう。

1-3-1 対馬暖流第1分枝と陸棚捕捉流

加藤(1990)の20m深24時間50分平均ADC P流速分布図(図3)によれば、対馬海峡—浜田間に限って、対馬暖流には海底深120~140mの陸棚上の第1分枝と陸棚北縁付近の第2分枝とがありそうに見える。ただし、第2分枝と比べて安定していると言われている第1分枝についてみても、山口県沖の見島以東で分岐し、日御碕沖では陸棚の幅が狭まりまた合流しているようで、流路の変動が若干あるものと考えらるべきであろう。OGAWA *et al.* (1978)の海流板追跡結果も、対馬海峡東水道付近から見島付近に至る陸棚上で、加藤(1990)の対馬暖流沿岸分枝にはほぼ一致した流跡線を示している。また、但馬沿岸の測流結果(松山ほか, 1986)は、海底深80~120mの陸棚上の上層水で、傾圧的な東向きの非振動流を捉えている。しかし、島根県が大社湾で行った流速観測の資料を解析した研究(柳ら, 1984)は、測流点の海底深が20~40mと浅すぎたためか、4~5日間隔の40cm/s程度の北流を示すのみで、何ら定常的な海流を捉えていない。また、浜田沖のSTDとADC Pの断面観測結果をもとに、磯田・村山(1990)は、陸棚海底面上の厚さ20~30mの底部冷水の南限から沿岸域にかけて順圧

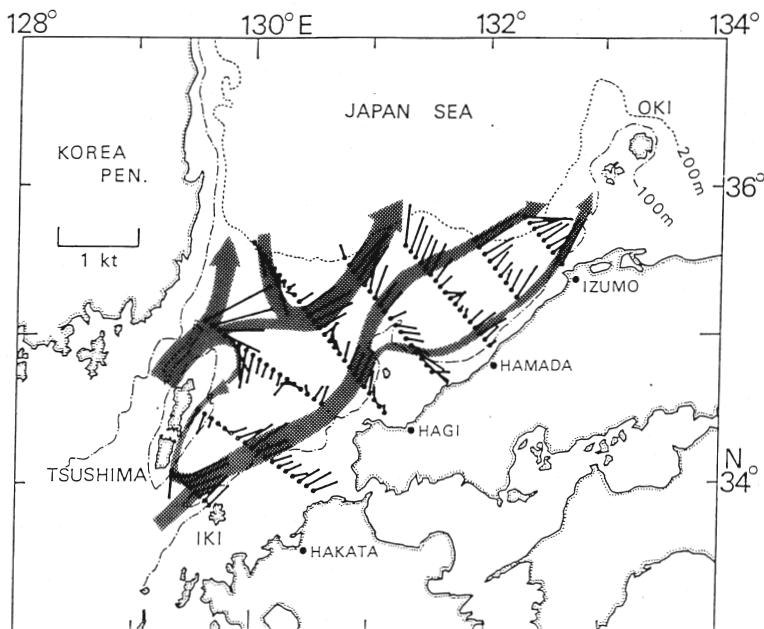


図3 対馬海峡—島根半島沖合の陸棚上の表層流模式図(網目帯)。短棒はADC Pによる20m深24時間50分平均流(加藤, 1990)

的な第1分枝があると述べているが、掲載図 (Fig. 3) を見た限りでは、1989年3月以外は確かでない。しかも、このときには東向きの潮流成分が加わっていると言うことである。このように断片的ではあるが、対馬海峡東方陸棚上に限れば、定常流としての対馬暖流第1分枝—陸棚捕捉流—の存在を示唆する観測・研究結果がある一方で、単なる振動流に付随した現象に過ぎないと言うべき観測結果もある。

花輪 (1984) は、「沿岸境界流」という一般用語を、北半球では陸岸境界を右手に見て流れる海流という限定的な意味で用いることを主張し、日本沿岸での例として、対馬暖流第1分枝・津軽暖流・宗谷暖流を挙げている。かれは、「沿岸境界流は局所的な駆動力を必要としない自由流」で、「陸岸境界域への低密度水の連続的な供給があれば至る所で存在可能」であると述べ、陸棚斜面の存在を必要条件に挙げていない。しかし、対馬暖流第1分枝に関するYOON (1982) とKAWABE (1982b)、および宗谷暖流に関するOSHIMA and WAKATSUCHI (1990) の数値実験で設定されたように、(1)地形性 β 効果により陸棚流が捕捉されるような、幅広い陸棚斜面の条件が必要と考えられる。さらにまた(2)陸棚海底面に接する流れにより生じる海底摩擦が少なくなるような滑らかな海底地形、および(3)摩擦で消費されたエネルギーを補給するような水位差エネルギーを生じる海峡の存在という条件が、陸棚捕捉流が存在するためには必要であろう。日本沿岸を見わたすと、これら3条件を満たす沿岸域は、対馬海峡—島根県西部沿岸、青森県南部—岩手県北部の東岸、網走以北の北海道オホーツク海沿岸に限られてしまう。なお、津軽海峡東口付近では陸棚の幅が狭いため、CONLON (1982) のいう沿岸モードの場合でも、津軽暖流は下北半島東岸から離れてしまう。また、鳥取県沿岸、福井県東部—石川県西北部沿岸、新潟県沿岸、北海道留萌沿岸と十勝沿岸、宮城県南部—千葉県東部沿岸、土佐湾沿岸、日向灘沿岸は、条件(3)以外の(1)、(2)だけを充足しているため、このような海岸では、条件(3)に代わる「局所的な駆動力」があれば、陸棚捕捉流が生じる可能性がある。事実、これらの沿岸では、そのような流れがときおり卓越している。

1-3-2 対馬暖流第2分枝

KAWABE (1982b) が提唱した陸棚北縁付近の第2分枝については、上述の加藤 (1990) の対馬海峡東方陸棚北縁付近でのADCPによる6~8月の観測結果があるほかに、磯田・村山 (1990) も浜田沖の海底深150mの陸棚北縁付近で、傾圧的な東向流が四季を通じて存在することを主張し、西水道の流量増大期に限ってのみ第2分枝が存在するというKAWABE (1982b) の予測結果とのくい違いを指摘している。直接測流ではないが、浜田沖の陸棚北縁付近に、傾圧的な東向流が四季を通じて存在するらしいことは、森脇・小川 (1988) の月別累年平均値による水温・比容偏差の鉛直断面分布図および観測定線上の流量分布図からも推測できる。また、能登半島沖の海底人工クラゲの調査結果 (川合・永原, 1973) は、陸棚北縁の200m等深線に沿った漂流経路 (図4) を示している。これらの流れは、いずれも冷水域南縁の主水温躍層の傾斜部が陸棚北縁付近の海底と交わる点の上方に存在するが、黒潮続流に沿う帯状構造に関する研究で言われたと同様に、1断面のみの観測であるため、対馬暖流第2分枝という帯状に連続した構造の立証とはなり得ない。

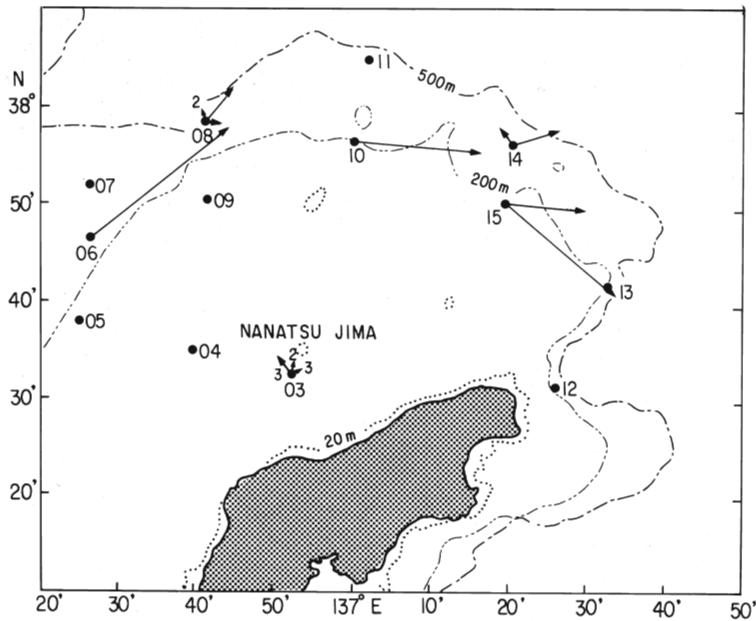


図4 能登半島北方で1969年8月に投入された海底用人工クラゲの投入点(黒丸)と回収点(矢尻). 中型数字は投入点番号を, 小型数字は2個以上のクラゲの同時回収個数を示す. 川合・永原(1986)を改変

1-3-3 対馬暖流第3分枝

加藤(1990)が韓国の海洋調査機関による水温観測資料を用いて作成した1976~1985各年の2月と8月の100m深等温線図や衛星熱赤外画像を検証すると, 第3分枝の起源と言われている東鮮暖流は, 黒潮続流からの暖水渦の切離と同様に, 蛇行の発達により暖水渦を間欠的に切離し, いわゆる第2分枝と第3分枝との分離は明確ではない. また, 1969年10月に気象庁関係の5隻の海洋観測船が共同して行った広域精密観測(大和田・谷岡, 1971)は, 東鮮暖流より東側の海域に限られ, 水温観測点もやや粗く緯度1度, 経度30分の格子点上に取られているが, 3分枝説で言うところの第2分枝と第3分枝の存在を否定するような水温構造を示している.

図5に模式化したように, 対馬暖流の3分枝説やそれに対立する単一蛇行説を支持するような観測結果は, 今までには得られていない. 図5では, 川合(1974)が模式図を付けずに述べた日本海の流れ像と基本的には同じ立場がとられ, ひょうたん型の冷水貫入や暖水貫入の周辺をめぐる流線のくびれの部分を, 東西方向に短絡させて蛇行の少ない東西方向の暖水舌や冷水舌を作ると, 3分枝型となり, 孤立気味で南北に並んだ暖水域または冷水域どうしを南北方向に連結すると, 単一蛇行型となるようなパターンが含まれている.

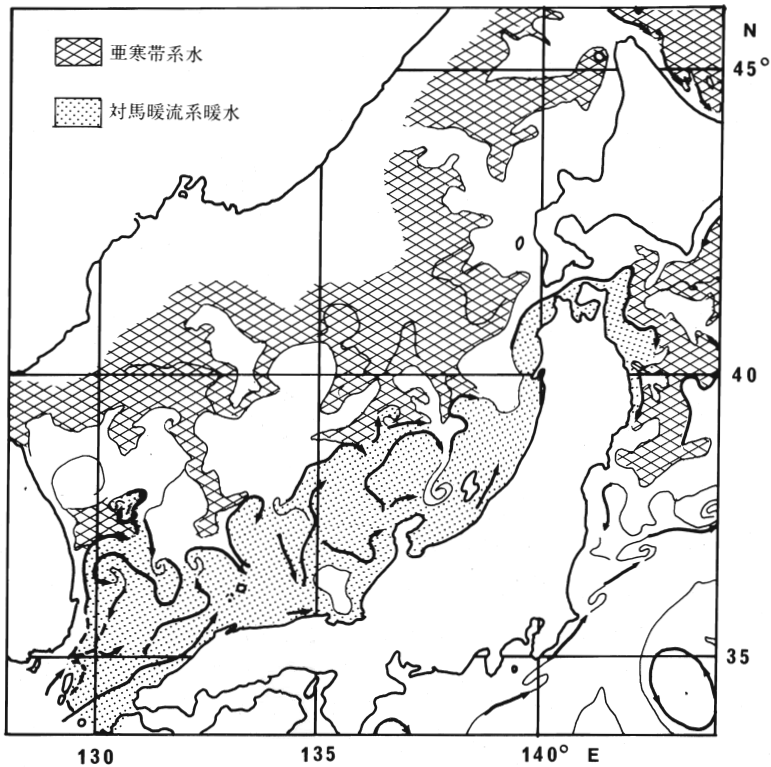


図5 日本海の流れと水塊配置の模式図。作図の拠り所となった主な資料出所は次のとおり。北海道周辺は1988年4月16日のNOAA-10, 日本東方は1980年5月23日と5月28日のNOAA-6, 日本南方は1987年2月9日のNOAA-9の衛星写真による。また, 対馬海峡付近は20m深ADC P測流結果(加藤, 1990)に, 日本海は1987年4月17日のNOAA-9の衛星写真と同年4月上旬と5月上旬の日本海漁場海況速報(No. 409と410)による

1-4 冷水域と暖水域

暖水性多獲性浮魚類のほとんど大部分が, 日本海側でも太平洋側でも, 上述の混乱水域とその周辺で漁獲されるという共通点はあるが, 次に述べるような相違点もある。地球自転による偏向力の影響で, 太平洋側の日本南方を流れる黒潮から岸側には冷水域があり, 沖側には暖水域がある。逆に日本海内では, 流路が明確でないとは言え, 対馬暖流が大勢として日本の海岸を右手に見て流れるため, 日本から見て岸寄りには暖水域があり, 沖寄りには冷水域があって富栄養となる。

このように, 日本海の富栄養水域は, 一般に岸から離れて対馬暖流の沖側の冷水域にあるが, 孤立した冷水域(鳥根冷水域・山陰若狭冷水域・富山湾冷水域など)も岸寄りで形成され, そこでは富栄養となり, 生物生産が盛んであり, 岸に近くても索餌場となるだろう。ここで注意すべきことは, 太平洋側では, 黒潮続流からの切離暖水域や切離冷水域は, もともと暖水域内の暖水渦(たとえば四国

沖の暖水渦)や冷水域内の冷水渦(たとえば遠州灘沖冷水渦)と比べて、明瞭に閉じた渦流構造を示し、これら2種類の渦は容易に区別されるが、日本海内ではそうはいかない。たとえば相対的に北寄りにある隠岐冷水域・能登冷水域・佐渡冷水域は、それらを包含した広い冷水域内で発達して生じたようにも考えられる。また、相対的に南寄りにある島根冷水域・山陰若狭冷水域・富山湾冷水域は、暖水域内で湧昇や北方からの冷水の南下などにより生じたようにも考えられる。しかし、これら2種類の冷水域をめぐる渦流の閉じ方はいずれも明瞭でない。日本海内の暖水域も200m深の累年平均等温線図で、ウツリヨウ島付近、能登半島北西、秋田沖の3箇所に現れる(南ら, 1987)が、ウツリヨウ島付近の暖水域の渦流でやや閉じ気味であるくらいで、他の2暖水域は陸棚にへばり付いて、流線の閉じ方は明瞭でない。これは日本海内には主黒潮前線のように明確な前線がないためである。このほか年によっては、隠岐諸島北方沖、若狭山陰沖にも暖水渦が現れ、200m深5°Cの等温線を指標とした径の長さは、平均して100~120kmとなる(南・安藤, 1982)。

冷水域の離接岸と流量変動との関係が、スルメイカやブリなどの浮魚の来遊や滞留と関連して論じられる(長沼, 1985; 長沼・山口, 1987; 原, 1990)ことがある。ポテンシャル渦度の保存性を仮定すると、冷水域が接岸すれば水柱の長さが縮むため、相対渦度が減るように、流軸岸側にある負のシア渦度が増し、流速勾配も増す。もしも流軸流速が不変であれば、負のシア領域の幅も厚さも減るため流量が著しく減ってしまう。このため流軸流速は増さねばならず、それに応じて流軸沖側にある正のシア領域の幅と厚さが調節されると考えられる(川合, 1990)。事実、宗谷暖流の前線帯が接岸するときには、2本の等温線の間隔として示された前線帯の幅が狭まっている(青田ら, 1990)。

1-5 陸棚反流に伴う渦流域

日本海側には単調な海岸線が多いが、大陸棚の幅が急変している所では、海岸を右手に見て流れる陸棚捕捉流が剝離して、陸棚反流による渦流域を生じやすいことが、ランドサット画像(MSSフィルム, バンド4)上の河川濁水の分布形状から見いだされている(川合, 1986)。たとえば、福井県東尋坊沖、新潟県直江津沖と太平洋岸の津軽暖流域にある青森県小川原湖沖の陸棚捕捉流の剝離に伴う時計回り渦流域が挙げられる。たまたま第九管区海上保安本部(1989)は、1986年9月下旬に烏ヶ首岬燈台北東8.6海里(15.9km)の直江津沖の5m深で連続測流を行っているが、その地点はちょうど上記の直江津沖の渦流域(図6)の中心付近に相当する。この測流結果(第九管区海上保安本部, 1989)を見ると、9月24日に1ノット以上の南西流があったが、25~28日は約0.5ノットの東向きの流れに変わっていた。24日の南西に向かう流れは陸棚反流により生じたものと推定される。そこで、上記渦流の縁の流速を50cm/s、図6から渦流の半径を10kmと仮定して、自然座標系に準拠したロスビー数(川合, 1991)を求めると0.5となり、あまり精度はよくないが或る程度の地衡流近似が可能であると判断される。すると、時計回りの渦流であるから沈降流が予測される。水温記録(第九管区海上保安本部, 1989)を見ると、あまり明瞭ではないが25~28日と比べて24日には0.3°Cほど高くなっているのは、沈降流と関係してるとも解釈される。なお、ランドサット画像を用いて、北陸沿岸域(若狭—酒田)での主要河川から出る濁水の海岸線に相対的な拡張状況を、12個の類型に区分し、1979年2月から1983年8月までの出現状況を調べた。もちろん、雲がかかったり、画像がよくなかつ

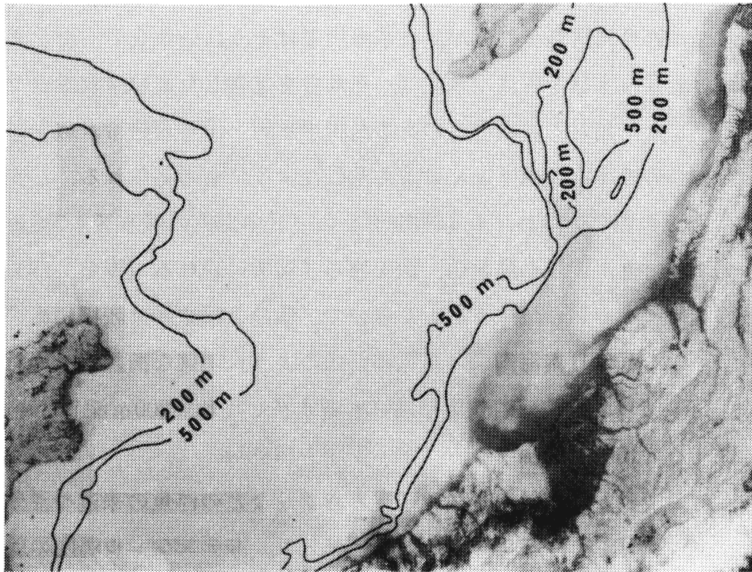


図6 新潟県上越市沖における陸棚反流（南西流—西流）と陸棚捕捉流（北東流）. 1981年10月21日, D117-034, M4（バンド4）のランドサットMSSフィルム画像と海図6312号の等深線による

たり、河川流量が低すぎたりしたため、資料数が十分ではないが、陸棚反流が10～5月の対流期に限られて、生じているようである。これは、成層期には沿岸の流れが海底地形を感じにくいと解釈される。この渦流域が、どのような生物現象に具体的に関わっているのかについては、調査が行われていないが、索餌場または産卵場として生物に利用されている可能性が考えられる。全漁連（1977）の沿岸漁場図によれば、アジ・サバ・イワシ類のまき網漁場が、この渦流域付近に示されている。

1-6 日本海内の海流と水産生物の分布・移動

1-6-1 対馬暖流の流路に関連した生物分布と漁況変動

渡辺（1988）によれば、マイワシ日本海系群の主産卵場は山口県～鳥取県沿岸にあり、主産卵期は3～4月である。たとえば1980年3月のマイワシ卵の分布図では、主分布域が対馬海峡東方の陸棚上にあり、まさに陸棚捕捉流によって、マイワシ卵が東向きに輸送されているようなパターンが見られる。しかし、隠岐海峡以東では全く卵が採集されていない。また、1982年4月上旬の調査結果によれば、隠岐海峡以東にわずかに卵が分布するのみで、大部分は以西に限られている。これは陸棚捕捉流が隠岐海峡の海底地形と関連して、隠岐海峡以東に連続していないことを物語っているのではないかと。4月以降のこの海域は、冬の日本海の荒波で起きた鉛直混合により栄養塩も豊富で、しかも対馬暖流水の流入により適度に高温で、そこへ春の陽光が降り注ぐことにより植物プランクトンが増殖し、ふ化したマイワシ仔魚が育つには適当な条件のもとにある。

黒潮続流から切離した厚みのある暖水渦でさえも、続流とつながったり切れたりすることがあるから、日本海の厚みの薄い混乱水域では、暖冷水域の境界も鮮明でなく変動も大きい。暖冷水域の配置状態を類型化するには、合理的かつ实际的に設計されたsynopticな調査・研究と、配置パターンを数値として指標化する研究が必要である。日本海では暖水の厚みが太平洋側の混乱水域より薄いため(図1)、内部変形半径が小さくなるから(表1)、平均化の水平尺度も小さくせねばならない。

1-6-2 北上・南下回遊路と水塊・海流の配置

太平洋側日本東方の浮魚類の北上回遊では、親潮第1貫入または第2貫入の東側の暖水帯との潮境に沿う北上流が利用されている。これに対し、産卵南下回遊では、親潮第1貫入の西側の津軽暖水帯または沿岸暖水帯との潮境に沿う南下流が利用されている。したがって、若干の例外があるかもしれないが、カツオ・サンマ・マサバ・マイワシ・スルメイカなど多くの浮魚にとって、北上では親潮貫入の沖側に、南下では岸側に回遊路ができる傾向にあると言える。ただし、夏に向かうにつれて前線がぼやけるので、北上回遊路は分散し、冬に向かうにつれて前線が明確となるので、南下回遊路は集中する傾向がある。

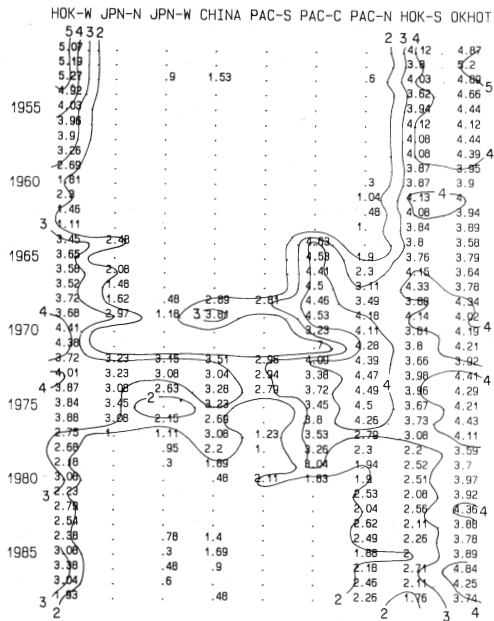
日本海では混乱水域の暖水の厚さが薄い(図1)ため、太平洋側のように親潮貫入ほど明瞭な冷水帯とその境界となる前線に沿うような流れがない。とは言え日本海でも、冷水域の東側や西側にある断片的な北上流や南下流を利用した北上および南下回遊がときおり認められる。たとえば、スルメイカ(KASAHARA, 1978)やマサバ(長谷川, 1989)の北上回遊は冷水域の東側の北上流を利用したものである。また、冷水域の西側の南下流を利用したスルメイカの南下回遊(永澤, 1990)もある。さらに、ブリのモジャコも冷水域の西側に沿う南下流で接岸することが、標識放流で確かめられている(村山, 1991)。

2. 多獲性浮魚類の分布中心域の存在様式

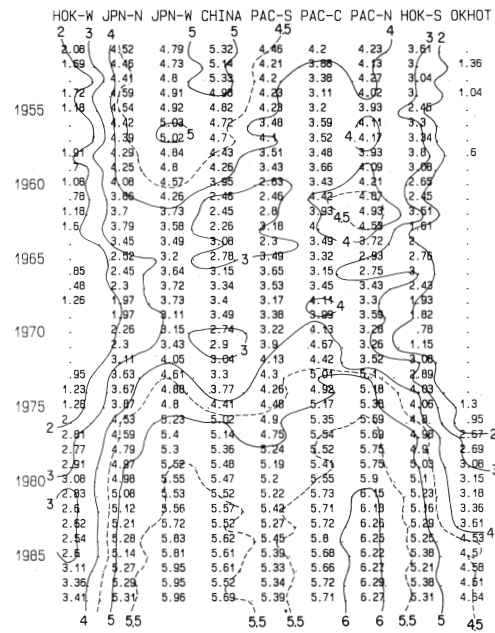
農林水産省(農林省)統計情報部編「漁業養殖業生産統計年報」で採用している大海区を横軸に、年(1951~1988)を縦軸にもった時空間座標面上に、同年報掲載の魚種別年漁獲量(トン)の常用対数値の等値線を描いたものを、漁獲量の海区・年ダイアグラム(図7)と称することにする。図7の魚種別の各図の最上部に示されているように、海区は北海道西区(HOK-W)から東シナ海区(CHINA)・太平洋南区(PAC-S; 瀬戸内海区を含む)を経て、時計回りに日本沿岸を一周し、北海道東北区(OKHOT)に至るように配列した。魚類としては、多獲性浮魚であるニシン・マイワシ・カタクチイワシ・サンマ・サバ類(ほとんどマサバからなる)・マアジ・ブリ類・スルメイカを取りあげた。なお、各海区で数万トン以上の漁獲量があるときには、属地統計(1963年以前)であれ属人統計(1964年以降)であれ、海区の地先海域での来遊量の変動を反映しているものと見なした。

この漁獲量の海区・年ダイアグラム(図7)を用いて、各魚種の分布中心が日本海側(東シナ海を含む)と太平洋側(オホーツク海を含む)の両側に、漁獲量が少ない海区を挟んで分離しているか、または片側に中心が1つあってそこから別の側へ漁獲量が漸減しているか等を主な視点として、分布中心の存在様式を調べた結果、次の4つの型が見いだされた。

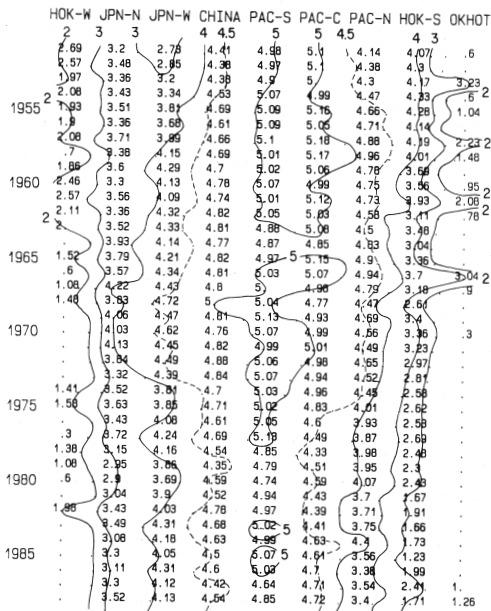
ニシン



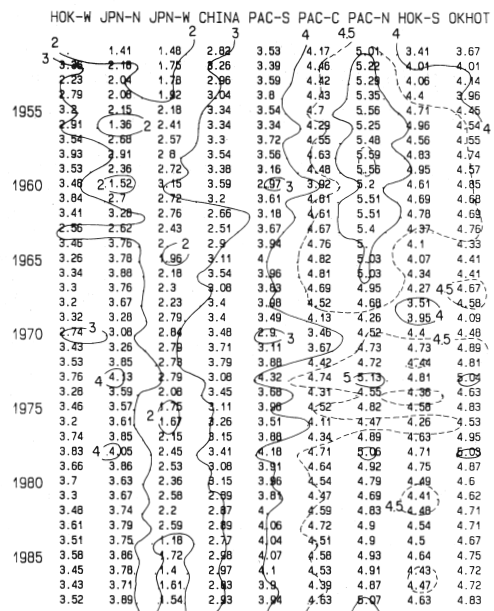
マイワシ



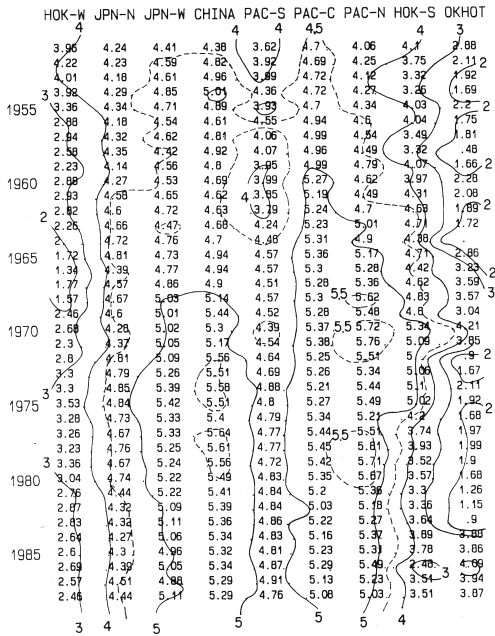
カタクチワシ



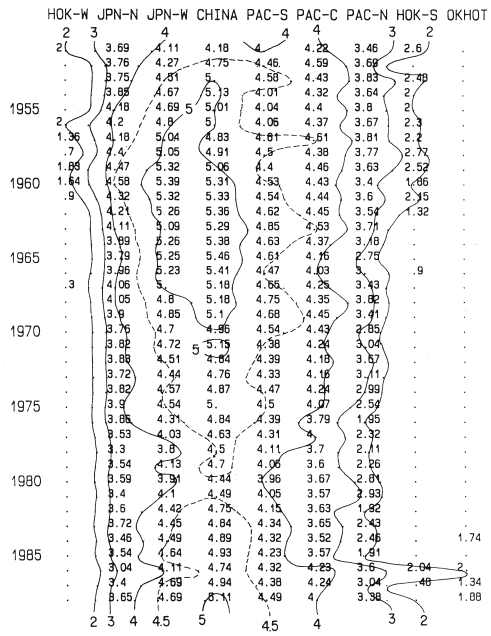
サンマ



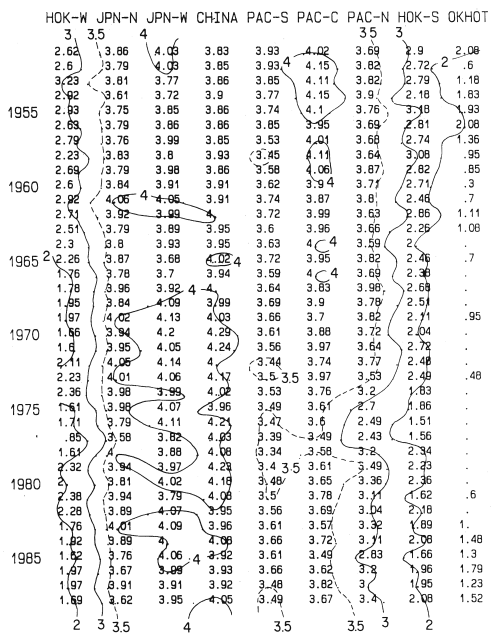
サバ類



マアジ



ブリ類



スルメイカ

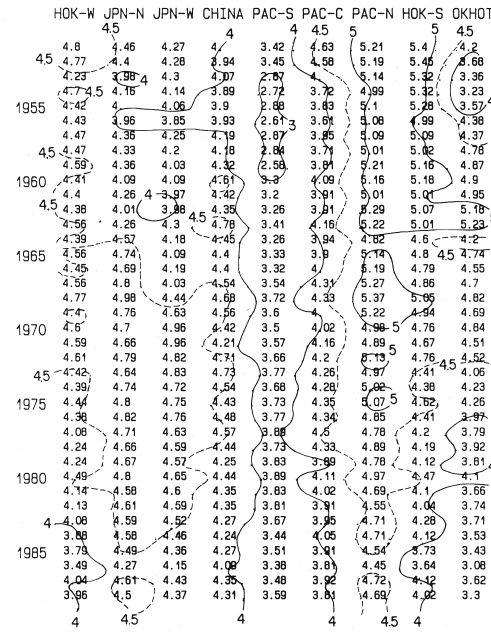


図7 (a)ニシン, (b)マイワシ, (c)カタクチイワシ, (d)サンマ, (e)サバ類, (f)マアジ, (g)ブリ類, (h)スルメイカの年漁獲量(トン)の常用対数値の海区・年ダイアグラム。HOK-W,北海道西区; JPN-N,日本海北区; JPN-W,日本海西区; CHINA,東シナ海区; PAC-S,太平洋南区(瀬戸内海区を含む); PAC-C,太平洋中区; PAC-N,太平洋北区; HOK-S,北海道南区; OKHOT,北海道東北区

2-1 単中心型

この型に属するサンマ・カタクチイワシ・マアジは、寿命が短く、抱卵数も多くなく、雌1尾あたりの生涯産卵数が少ないため、初期減少を防ぎやすい特殊環境が主産卵場となっている。季節別発生卓越群の産卵に最適な水温・塩分・餌料環境等が特異的なため、こうした卓越群の主産卵場は日本海側か太平洋側か、いずれか片側にあり、付近の海流による卵仔稚魚の輸送の結果、漁獲対象魚の分布中心も偏在したものと解釈される。寿命が短いことも分布中心の偏在を生じやすい。

たとえば、サンマについて述べると、福島ら（1990）によれば、北西太平洋におけるサンマには、秋、冬、春の3つの季節別発生群がある。このうち冬季発生群の仔稚魚は、かなり高温（18.5°C）で著しく高塩な（34.8以上）黒潮外側の亜熱帯モード水域内の最高水温帯とその他の暖水帯付近でよく採集され、その付近が冬季発生群の主産卵場であると考えられている（林・小坂，1981）。流れ藻などに付着したサンマ卵の採集量は少ない（福島，1981）が、50m以深の中層水平びきネットによる採集卵が若干あること（庄島，1981；小西，1981）から、サンマ卵はこの海域特有の亜熱帯モード水の底層部付近に分布しているかもしれない。サンマ卵の膜面が厚いことは耐圧性を裹づけているとも考えられる。サンマの産卵場の延長の東端はMidway島以東にまで及んでいる（小達，1977）。主産卵場付近の海流による卵仔稚魚輸送の結果、漁獲対象魚の分布中心域も太平洋北区に偏在することになる。このときサンマ稚魚にとっての難関は黒潮続流の乗り越えで、二次前線や前線渦回りこみ暖水舌などに関わる前線分岐がそれを助けている。もちろん、太平洋側の秋季発生群や、日本海側の春季発生群もあるが、これらに比べて太平洋側の冬季発生群の資源量は桁違いに大きい。なお、対馬暖流については、乗り越えの際の稚魚などの偏流は、ほとんど問題とならない。

また、カタクチイワシ卓越群は高温、著しく低塩、初期餌料（Copepod nauplius）豊富な瀬戸内海や太平洋中区にある大きな内湾（伊勢湾・三河湾）や外海沿岸域を主産卵場とする（東海水研，1988）結果、漁獲対象魚の分布中心域も主産卵場付近に偏ることになる。日本海には大きな内湾がなく、しかも春から夏にかけて流入する東シナ海系水の混入により沖合域が低塩分となるから、カタクチイワシの産卵場は太平洋側と比べてやや沖合にまで形成されるのだろう（日水研，1989）。とくに、日本海南西部沿岸では、江川を除き大川がなく、沿岸低塩分水が形成されないため、カタクチイワシ仔稚魚の主分布域の沖合化が明瞭である（OGAWA *et al.*，1977）。

マアジは高塩、やや低塩、初期餌料（Copepod nauplius）豊富な東シナ海大陸棚縁辺（たとえばクチミノセ）と九州西方大陸棚を主産卵場とし、海流による卵仔稚魚輸送の結果、漁獲対象魚の分布中心域も東シナ海・日本海西区となる。ブリと違う産卵生態として、成長するにつれて下層の生活に移行し、1歳魚以後は底びき網でも漁獲されるようになる点が注目される。しかし、これがどの海域、どの季節で起きるのか不明のため、移入・配分に及ぼす影響については捉えようがない。

2-2 双中心型

この型に属するマイワシ・マサバ・ニシンにとっては、日本海側にも太平洋側にもある混乱水域や亜寒帯水域が、主産卵場の環境として類似した意味をもつのだろう。寿命が長く両海域間の交流もある。

2-3 中心交代型

この型に属するブリ類漁獲量の時空間変動(図7)は、1951~55年は太平洋側、1957~59年も太平洋側、1960~63年は日本海側、1964~66年は太平洋側、1967年以降は日本海側と、分布中心域がほぼ交代しているように見える。しかし、1967年以降は太平洋側の漁獲量が低水準に落ちこんでしまったため、交代現象は認められない。事実、日本海側と太平洋側の漁獲量の相関図を作ると、1970年ころまではほぼ負の相関を示すが、それ以降はほぼ正の相関を示している。

ブリの仔稚魚は、体長約15mm(産卵後約30日)のものから流れ藻に付きはじめ、体長約100mm(産卵後約80日)から約180mm(産卵後約110日)になるまで海面近くの流れ藻とともに漂流するため、表層流による輸送効果が大きい(村山, 1990)。対馬暖流源流域での暖水の北上量に応じて、日本海側と太平洋側への輸送配分量が変わるという考え方で、1970年ころまでの漁獲対象魚の分布中心域の交代が説明できるのかもしれない。マアジの仔稚魚も体長約13mmのものから流れ藻に付きはじめ、体長約70mmから90mmになるまで流れ藻とともに漂流する(村山, 1990)ため、海区・年ダイアグラムで多少ではあるが、中心交代的分布傾向が認められるが、基本的には単中心型分布を示す。

2-4 特殊型

この型に属するスルメイカの卵塊はフットボール大で沈降して海底に付着し(村山, 1990)、1970年ころまでは東シナ海海底が主産卵場で単中心分布であったが、大和堆漁場開発後の1970年ころ以降は東シナ海産卵場の衰退・消失とよく対応して不漁となり(長沼ほか, 1984)、双中心分布に変わった。したがって、本来は双中心型のものと考えられる。寿命は1年で移動速度が大きい。

2-5 多獲性浮魚類の時空間分布変動の特徴

太平洋側(北海道東北区を含む)と日本海側(東シナ海区を含む)の漁獲量は、双中心型の魚種では正の相関を示すが、双中心型以外の型の魚種では、時代により相関関係が変化し、正と負、回帰係数の異なった正と正、正と負と正等の組み合わせとなる。

また、漁獲量の海区・年ダイアグラムにおいて、いくつかの魚種の漁獲量の増大は分布中心域で先行し、数年遅れて縁辺域に波及する。逆に、漁獲量の減少は縁辺域で先行し、数年遅れて分布中心域に波及する。これは資源変動の先行指標として、漁況の長期予測に利用できる。マイワシとカタクチイワシの漁獲量の経年変動は、振幅の大きさでは1桁ほど異なるが、北海道周辺と太平洋南区を除けば、位相はほぼ逆となっている。

文 献

- 青田昌秋・石川正雄・高塚 徹・松山優治 (1990) 宗谷暖流フロントの短周期変動観測結果. 1990年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 149-150.
- CONLON, D. M. (1982) On the outflow modes of Tsugaru Warm Current. *La Mer*, 20, 60-64.
- 第九管区海上保安本部 (1989) 沿岸流観測報告書, 佐渡海峡付近. 37pp.
- 福島信一 (1981) サンマ卵についての既往知見の総括. 昭和55年度漁業資源研究会議第13回浮魚部会議事録, 74-85.
- 福島信一・渡辺良朗・小川嘉彦 (1990) 北太平洋におけるサンマの季節別発生群と大型魚, 中型魚, 小型魚との対応. 東北水研報, 52, 17-27.
- 花輪公雄 (1984) 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート, 22, 67-82.
- 原 哲之 (1990) 日本海へ来遊するブリ成魚の来遊量指数とその年変動. 水産学会誌, 56, 19-24.
- 長谷川誠三 (1989) Cohort analysisによるマサバ資源解析の妥当性. シンポジウム「日本海における資源解析」. 日本海ブロック試験研究集録, 16, 27-35.
- 林 小八・小坂 淳 (1981) 1981年冬季のサンマ産卵場の海洋構造とサンマ親魚・稚仔の分布. 第30回サンマ研究討論会会議事録 (昭和55年度), 144-162.
- 磯田 豊・村山達朗 (1990) 浜田沖の底部冷水と対馬暖流の流動構造. 沿岸海洋研究ノート, 28, 85-95.
- KASAHARA, S. (1978) Descriptions of offshore squid angling in the Sea of Japan, with special reference to the distribution of common squid (*Todarodes pacificus* STEENSTRUP); and on the techniques for forecasting fishing conditions. *Bull. Jap. Sea Reg. Fish. Res. Lab.*, 29, 179-199.
- 加藤 修 (1990) 日本海南西部海域における夏季の対馬暖流の構造. 京都大学提出学位論文. 49pp.+13表+52図.
- KAWABE, M. (1982 a) Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part I. Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 95-107.
- KAWABE, M. (1982 b) Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part II. Numerical experiment. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 183-192.
- 川合英夫 (1972) 黒潮と親潮の海況学. 海洋物理II (海洋科学基礎講座, 2, 増沢譲太郎編), 129-321. 東海大学出版会.
- 川合英夫 (1974) 日本海における海流像の変遷. 対馬暖流 (水産学シリーズ, 5), 水産学会編, 恒星社厚生閣, 7-26.
- 川合英夫 (1986) 単調海岸における沿岸流の剝離に関する研究. ランドサットデータ研究解析成果論文集 (その2), 宇宙開発事業団地球観測センター, 155-158.
- 川合英夫 (1990) 水産生物の環境としての対馬暖流系の捉え方. 1990年度秋季水産海洋シンポジウム「水産生物の海洋環境としての日本海」で講演.

- 川合英夫 (1991) 水産生物の環境としての海流の構造. 流れと生物と—水産海洋学特論— (川合編). 京都大学学術出版会 (印刷中).
- 川合英夫・永原正信 (1973) 人工クラゲにより観測された日本海大陸棚海底流について— I. 日本研報, 24, 1—19.
- 小西芳信 (1981) 南西海区におけるサンマ卵の採集について. 昭和55年度漁業資源研究会議第13回浮魚部会議事録, 85—89.
- 松山優治・名角辰郎・高畑哲男 (1986) 但馬沿岸の流れの場の特性. 沿岸海洋研究ノート, 23, 129—138.
- 南 秀人・安藤 正 (1982) 日本海における渦場の特性. 気象庁研究時報, 34, 277—287.
- 南 秀人・橋本祐一・小西 靖・大門秀志 (1987) 日本海における平均的海況. 海と空, 62, 163—175.
- MIZUNO, S., K.KAWATATE, T.NGAHAMA and T.MIITA (1989) Measurements of East Tsushima Current in winter and estimation of its seasonal variability. *J. Oceanogr. Soc. Japan.* 45, 375—384.
- 水野信二郎・三井田恒博・長浜智基・川建和雄 (1987) 対馬海峡付近の海況の短期変動. 水産海洋研究, 51, 234—237.
- 森脇晋平・小川嘉彦 (1988) “底部冷水”の海況学的特性. 東北水研報, 50, 25—47.
- 村山達朗 (1990) 対馬暖流域における浮魚の加入と配分. 1990年度秋季水産海洋シンポジウム「水産生物の海洋環境としての日本海」で講演.
- 村山達朗 (1991) 日本海におけるブリの資源生態に関する研究. 京都大学提出学位論文. 108pp.
- 長沼光亮 (1985) 日本海における漁況と海況. 海と空, 60, 89—103.
- 長沼光亮・笠原昭吾・北島忠弘 (1984) スルメイカ主産卵場付近における環境の長期変動について. 日本海ブロック試験研究集録, 2, 47—66.
- 長沼光亮・山口好一 (1987) 日本海スルメイカの漁況予測—主として海洋学的見地から—. 日本海ブロック試験研究集録, 9, 43—52.
- 長崎県水産試験場 (1981) 対馬周辺海域資源調査総合報告書, 昭和41—54年度. 51pp.
- 永澤 亨 (1990) 近年の日本海におけるスルメイカの南下回遊パターン. 日本海ブロック試験研究集録, 17, 107—113.
- 農林省・農林水産省 (1953-1990) 漁業養殖業生産統計年報, 1951-1988.
- 日本海区水産研究所 (1989) 1988年卵・稚仔調査結果. 20pp.
- 小達 繁 (1977) 北太平洋におけるサンマの分布. 北大水研施設業績集特別号, 353—381.
- OGAWA, Y., T.MIITA, A.ICHIHARA, Y.HASEGAWA and N.INOUE (1978) Fluctuations of the Tsushima Current measured with the current drogue. *Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab.*, 51, 13—44.
- OGAWA, Y., T.NAKAHARA and R.TANAKA (1977) Hydrographic nature of coastal fishing grounds in the southwestern Japan Sea. *Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab.*, 50, 73—126.

- OSHIMA, K.I. and M.WAKATSUCHI (1990) A numerical study of barotropic instability associated with the Soya Warm Current in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 570–584.
- 大和田守・谷岡克己 (1971) 日本海の海水の流動および水塊の水平・鉛直構造に関する研究. 昭和44年度特調費「日本海に関する総合研究」報告書, 科学技術庁, 51–72.
- PEDLOSKY, J. (1979) *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag. 624pp.
- 庄島洋一 (1981) 九州近海・東シナ海におけるサンマ卵の採集について. 昭和55年度漁業資源研究会議第13回浮魚部会議事録, 89–99.
- 田中伸和・下山俊一・大谷徹也・河野光久 (1990) 日本海西部沿岸域におけるトビウオ類の漁獲量変動について. 1990年度水産海洋学会研究発表大会講演要旨集, 22–23.
- TAWARA S. and T.FUJIWARA (1985) Sea surface temperature distribution and its variability across the Tsushima Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41, 49–55.
- 俵 悟・三井田恒博・藤原建紀 (1984) 対馬海峡の海況とその変動特性. 沿岸海洋研究ノート, 22, 50–58.
- 東海区水産研究所 (1888) 日本の太平洋岸におけるマイワシ, カタクチイワシ, サバ類の月別, 海域別産卵状況: 1978年1月–1986年12月, 東海水研D集12. 321pp.
- 辻田時美 (1954) 対馬海峡及び五島天草海域漁場の構造と特に二重湖の発達について. 西水研報, 1, 1–32.
- 宇田道隆 (1960) 海洋漁場学. 水産学全集, 16. 恒星社厚生閣. 347pp.
- 渡辺和春 (1988) 日本海マイワシの系統群. 1986年度漁業資源研究会議第19回浮魚部会報告, 5–25.
- 柳 哲雄・磯田 豊・児玉理彦 (1984) 山陰海岸の長周期波. 京大防災研年報, 27, B–2, 611–620.
- YOON, J.-H. (1982) Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part III. Mechanism of the nearshore branch of the Tsushima Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 125–130.
- 全国漁業協同組合連合会 (1977) 日本近海漁場図. 全漁連沿岸漁業開発対策室編集. 167pp.