



黒潮の生物輸送と生産機能

# 紀伊水道における プランクトン量の 経年変動とその影響

竹内 淳一

たけうち じゅんいち：和歌山県農林水産技術総合  
センター水産試験場

紀伊水道におけるプランクトン量の年から10年スケール変動について調べた。プランクトン・ピークの出現する季節が、1970年代、1980年代、1990年代の三つの年代ごとに約10年スケールで特徴的に変遷していた。サバ類漁獲量にも、これに関連するような変遷が示された。このような生物生産にみられる約10年スケールの変遷は、底層冷水の出現と関連して起きていることが示唆された。

## 1. はじめに

瀬戸内海の東の開口部にある紀伊水道は、外海から大阪湾、播磨灘におよぶ、水域の広がりや水系の多様性を持ち、多くの資源は紀伊水道地方群（瀬戸内海東部群）を形成しているとみられている（阪本，1987；阪本，1991）。紀伊水道地方群の漁場形成と資源形成は黒潮の変動を強く受け、とくに紀伊水道の低温化現象（浜田ほか，1971；藤本・百田，1984；竹内，1986；阪本，1987）による中長期的な海況的相違が、当海域における漁場形成と同時に幼魚生育場の環境条件などの再生産機構を含めて資源自体の変動を引き起こすことが指摘されている（阪本，1987）。

いっぽう、紀伊水道の低温化（底層冷水）現象は、夏季から秋季の栄養塩類の供給機構として注目されている（藤原ほか，1997；竹内ほか，1997；金田・上田，1998）。栄養塩類の流入が、幼稚魚生育場として重要な海域で起こることから、その低次の生物生産、さらに漁業対象となる魚類などを含めた物質循環に重要な役割を果たしているのではないかと考えられる。しかし、底層冷水現象が低次の生物生産にどう関連しているのか、また漁獲量変動との関係などを具体的に示した研究はきわめて少ない。

そこで、紀伊水道におけるプランクトン量およびマサバ漁獲量の変動と、それに関わる年から10年スケールの海況変動について調べた。黒潮変動がどのような沿岸海況の変動機構をつうじて底層冷水現象を引き起こし、それが内湾域の生物生産にどう機能しているのか、黒潮変動の影響を大きく受ける紀伊水道を事例に考察した。

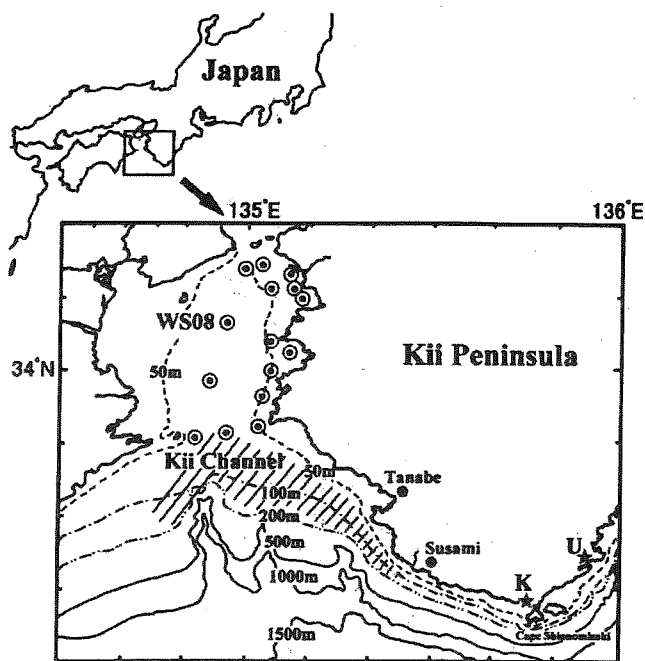


図1 プランクトン採集測点(◎)と2そうまき網漁場(斜線). 検潮所(K:串本, U:浦神).

## 2. 資料

### 1) プランクトン量

図1に◎印で示した15測点で、1972～1998年の27年間、毎月1回ネットによるプランクトン量の鉛直曳採集をおこなった。採集では、濾水量を求め、単位あたりの湿重量( $g/m^3$ )と沈殿量( $ml/m^3$ )を算出した。この値を用いて紀伊水道における15測点の月別平均値を求め、基本データとした。

### 2) 水温、塩分、水位差、黒潮位置など

紀伊水道における海況の経年変動を解析するため中央部St.WS08の水温と塩分を使用した。St.WS08の0.6マイル内には、この他に3つの観測点が重複している(竹内ほか, 1997)。これら4測点を同一測点(St.WS08)として取り扱った。水深50mにおける夏季3カ月間(7～9月)のデータを使い、水温の平均値・最低値、塩分の平均値・最高値を求め、底層冷水の判定基準とした。夏季3カ月間の観測回数は、毎年8～12回である。

この他、黒潮流路を推定する資料として串本と浦神の日平均潮位(気象庁, 図1, K:串本, U:

浦神)を使い、紀伊水道外海域の夏季(7～9月)の流れのパターンを調べるため和歌山水試の沖合黒潮調査速報、第五管区海上保安本部五管海洋速報、水路部海洋速報を使用した。

以上のデータ期間は、いずれも1972年1月～1998年12月である。

### 3) マサバ漁獲量

紀伊水道地方群を代表する漁業資源として、紀伊水道外海を漁場(図1)とする田辺漁協所属の2そうまき網によるマサバ漁獲量の年代による季節的変遷を検討するため、阪本(1990)が示したマサバ漁獲量に1990～1998年のデータを追補した月別漁獲量(1973～1998年)を使用した。

## 3. 結果と考察

### 1) プランクトン量の経年変動特性と年代区分

紀伊水道15地点平均の月別プランクトン湿重量(a)と沈殿量(b)の経年変動を図2に示した。プランクトン・ピークの出現季節がわかるように、白丸(4～9月)と黒丸(10月～翌年3月)に分けて示した。

プランクトン湿重量は、ピークが出現する季節的な相違から、次の三つの年代に大きく区分できる。1970年代は春季にピークがあらわれる年代Ⅰ(1973～1981)で、1980年代になると秋冬季にピーク(図中の矢印)があらわれる年代Ⅱ(1982～1990)に変わり、1990年代になると年間をつうじてプランクトン量がきわめて少なくピークが出現しない年代Ⅲ(1991～1998)へと変遷していた。

年代Ⅰと年代Ⅱの期間中であっても、図2(a)に破線矢印で示した1979年と1989年は、年間をつうじてプランクトン量がきわめて少ない特異な年である。この両年の前後で、三つの年代に区切れることもできる。

いっぽう、沈殿量(b)では1981～1982年ころを境に、二つの年代に大別できる。前半の年代は5( $ml/m^3$ )以上の春季のピークがしばしばみられ、後半の年代にはピークはみられない。沈殿量では、湿重量で示された1980年代の秋冬季のピークがみられないことから、1981～1982年ころを境にプ

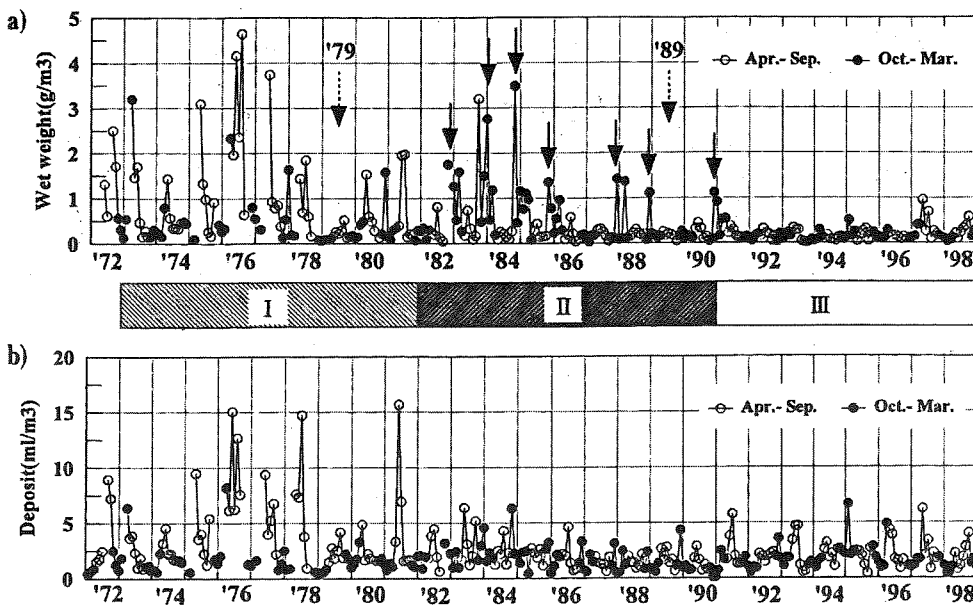


図2 プランクトン量の経年変動および年代区分 (I, II, III). a: 湿重量 (矢印は秋冬季ピーク). b: 沈殿量.

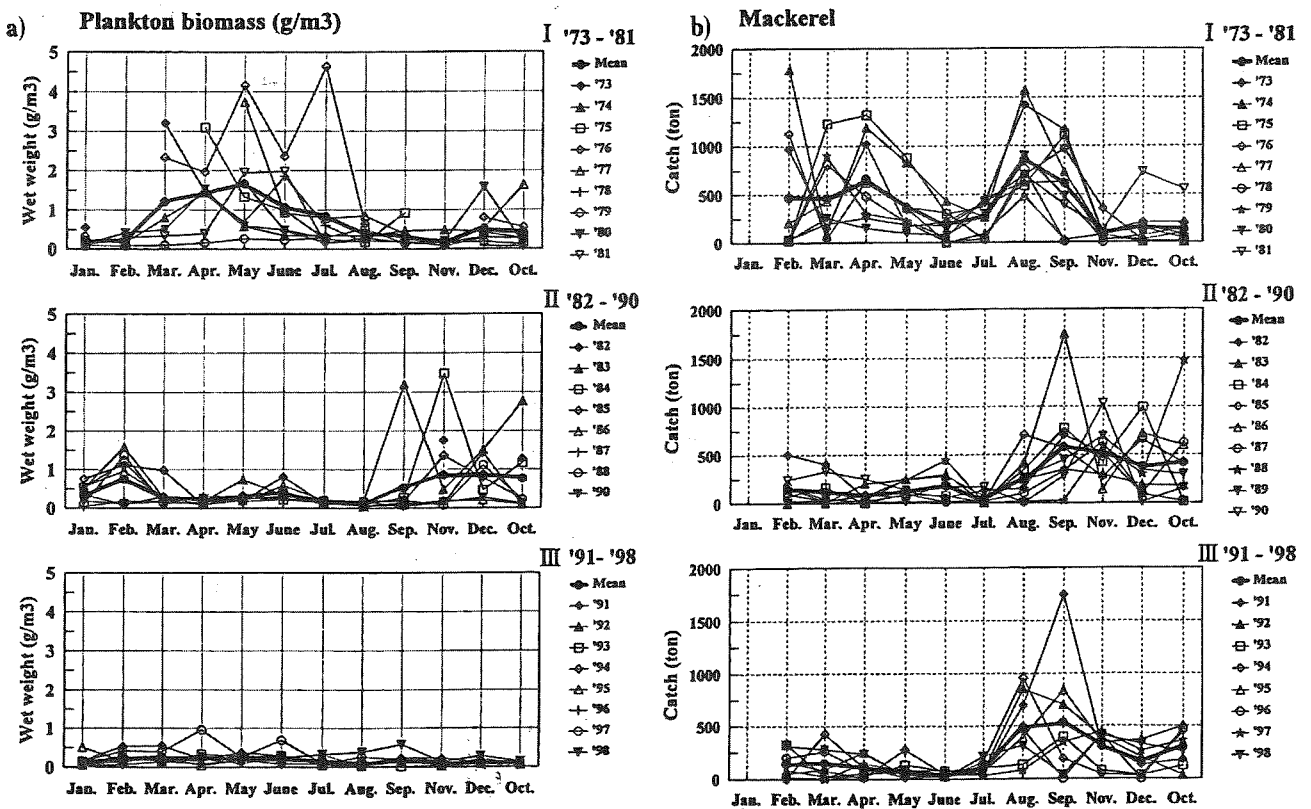


図3 年代別にみたプランクトン湿重量 (a) とマサバ漁獲量 (b) の季節変化, I : 1973~1981, II : 1982~1990, III : 1991~1998.

プランクトン種組成が変化したことがうかがわれる。

1970年代の春季プランクトン・ピークは、*Noctiluca* と *Copepoda* が優占していた (堀木, 1976)。1980年代の秋冬季プランクトン・ピークは、*Coscinodiscus*

が優占種であり (小久保・竹内, 1987)、播磨灘では1980年代になって *Coscinodiscus* の増加が要因となって高透明度が観測されたことが指摘されている (Manabe T. and S. Ishio, 1990)。

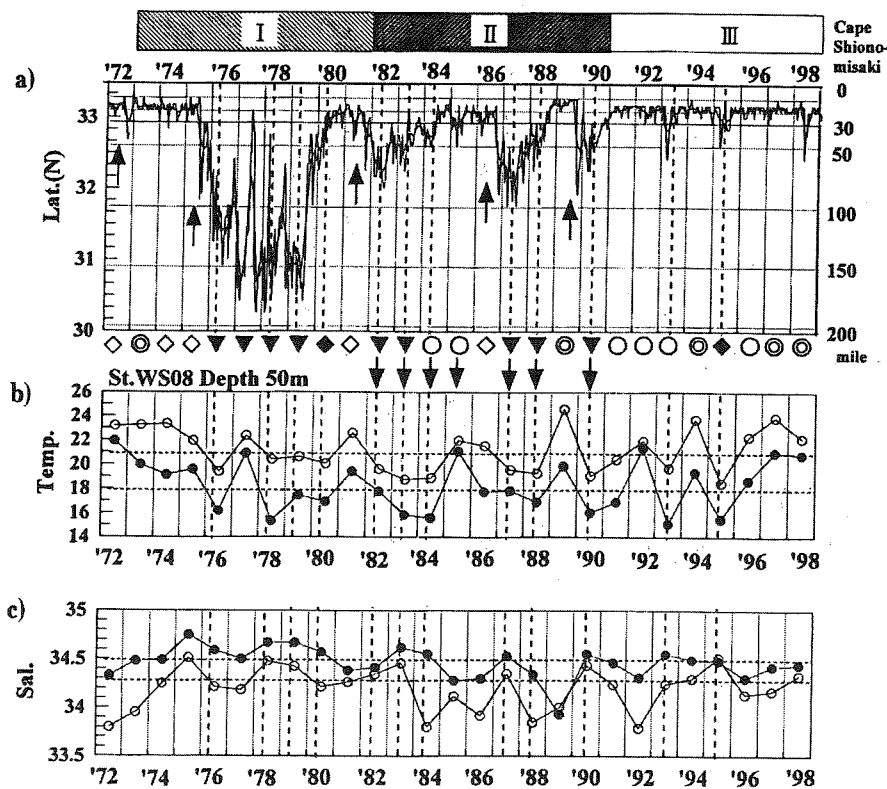


図4 最上段は年代区分. a: 潮岬南沖の黒潮流軸距離(マイル). 紀伊水道外海の流れタイプ, ◎: 顕著な黒潮接岸の西向流タイプ, ○: 黒潮接岸の西向流タイプ, ◇: 小蛇行通過前の黒潮暖水流入タイプ, ◆: 小蛇行通過直後タイプ, ▼: 黒潮流軸タイプ. b: WS08の夏季(7~9月)50m平均水温(○)と最低水温(●), 上段の↓印: 秋冬季プランクトン・ピーク. c: WS08の夏季(7~9月)50m平均塩分(○)と最高塩分(●).

すなわち, 1970年代の春季ピークは *Noctiluca* と *Copepoda* が優占し, 1980年代の秋冬季ピークは *Coscinodiscus* が優占種であった. プランクトンの量と質の季節変化パターンは, 1970年代, 1980年代そして1990年代へと, おおむね10年単位で変化していた. この年代的な変曲期は, 1976/1977年ころと1987/1988年ころに起きた気候のレジーム・シフトから2, 3年ほど遅れている.

2) プランクトン量とマサバ漁獲量の季節変動特性の比較

プランクトン湿重量とマサバ漁獲量の季節変化を年代別に整理して, 図3 (a), (b) に示した. 各年代の季節平均を太い実線で示した.

プランクトン湿重量では, 前述したように年代別の季節変化の特徴がよく示されている. マサバの主漁期は, 年代Iでは春季と夏秋季の二つがあり, 年代IIになると春季漁獲ピークが消え, 主漁期は秋冬季のみとなり, 漁獲量はほぼ半減した. 年代IIIでは, 主漁期は年代IIと同じ夏秋季にみられるものの, 1990年代半ばから暖海・外洋性のゴ

マサバの混獲が増え, マサバは減少した (1995~2000年平均でマサバが82.6%, 武田, 2002).

このように, マサバ漁獲量にも, プランクトン量の変動とよく似た10年スケールの変遷が認められた. タチウオでも, これと同じような年代による漁獲量の減少と漁獲ピークの季節的変遷が指摘されている (阪本, 1984).

3) 定線観測データからみた底層冷水と秋冬季のプランクトン・ピーク

図4は, St.WS08における夏季3カ月間(7~9月)の水深50mにおける水温 (b, ○: 平均水温, ●: 最低水温), および塩分 (c, ○: 平均塩分, ●: 最高塩分) の年々変動である. (a) に潮岬南沖の黒潮流軸の位置 (実線は2.5カ月の移動平均値) を示し, その上段にプランクトン・ピーク出現の違いから区分された三つの年代を表示した. 水温 (b) の上段に示した下矢印は, 秋冬季にプランクトン・ピークが出現した年である. 水温・塩分 (b, c) から三つの条件 (①平均水温が21℃以下, ②最低水温が18℃以下, ③最高塩分が34.50以上

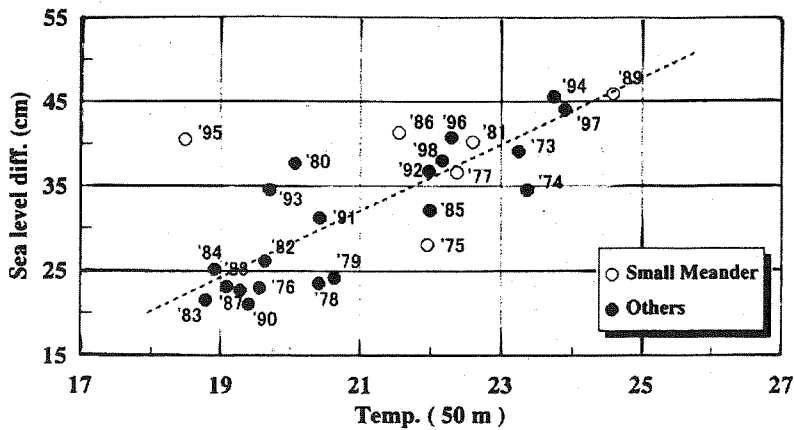


図5 紀伊水道WS08における夏季(7~9月)の年別50m水温と串本・浦神の水位差との相関, 1973~1998.

の高塩分)のうち二つ以上の条件を満足する年を底層冷水年と判定し、図中に縦の破線で示した。底層冷水年の出現頻度は、1972~1998年の27年間で12回、約44%であった。

底層冷水現象が起こるのは、夏季に潮岬沖の黒潮が30マイルよりも離岸した年に限られ、1970年代末から1980年代に集中している。とくに、年代Ⅱでは9年間のうち2/3に相当する1982, 1983, 1984, 1987, 1988, 1990年に底層冷水が出現し、同時にその年の秋冬季にはプランクトン湿重量ピークがみられた。黒潮接岸がつづいた1991年以降であっても、夏季に黒潮が30マイル程度まで離岸した1993, 1995年には底層冷水が出現している。底層冷水が出現しなかった1998年の場合、黒潮は60マイルまで一時的に離岸したものの、夏季(7~9月)には黒潮が15~25マイルまで急速に接近していた。

これに対し、黒潮が20マイル以内に安定して接岸する年(1991年以降、ただし黒潮が夏季に30マイル以遠に離岸した1993年と1995年は除く)、および夏季に黒潮小蛇行が紀伊水道沖を通過した年(図4aの上矢印; 1972, 1975, ..., 1989)には、底層冷水現象は起きていない。これらの年には、秋冬季のプランクトン・ピークもみられなかった。

次に、夏季(7~9月)における紀伊水道外海の流れと黒潮小蛇行の通過に注目して、流況を4つのタイプに分類し、5つのマーク(◎, ○, ◇, ▼, ◆, ただし◎と○は同じタイプ)でaの下段

に示した。タイプ1は黒潮接岸で紀伊水道外海の陸棚~陸棚斜面付近に西向流がある場合(○および◎印: 黒潮接岸の西向流タイプ, このうち顕著なものを◎印とした), タイプ2は小蛇行の通過に伴う黒潮暖水の継続的な流入がある場合(◇印: 小蛇行通過前の黒潮暖水流入タイプ)で、これは東進する小蛇行の黒潮北上部が四国沖から紀伊水道沖にかかったケースに相当する。タイプ3は、黒潮が潮岬沖30マイル以上に離岸し、紀伊水道外海では南下流あるいは流れがきわめて弱く一定方向への流れがみられない場合(▼印: 黒潮離岸タイプ)である。タイプ4は小蛇行が潮岬を越えて東へ移動した直後(◆印: 小蛇行通過直後タイプ)にあたる。

底層冷水は、タイプ1(黒潮接岸の西向流タイプ: ○, ◎)とタイプ2(小蛇行通過前の黒潮暖水流入タイプ, ◇)の時には出現していない。底層冷水が出現するのは、タイプ3(黒潮離岸タイプ, ▼)とタイプ4(小蛇行通過直後タイプ, ◆)である。

串本・浦神の水位差とSt.WS08における夏季3カ月間の50m層年別平均水温(底層冷水の指標)との関係を図5に示す。水位差は、水温観測日に対応した日平均水位差の平均値である。この両者には、1995年を除いて正の相関関係がある(相関係数: 0.674)。すなわち、水位差が大きいほど黒潮が接岸する直進型-水温は高く、水位差が25cm前後にまで小さくなると黒潮が離岸する大蛇行型-水温が低くなる。1995年は小蛇行が通過

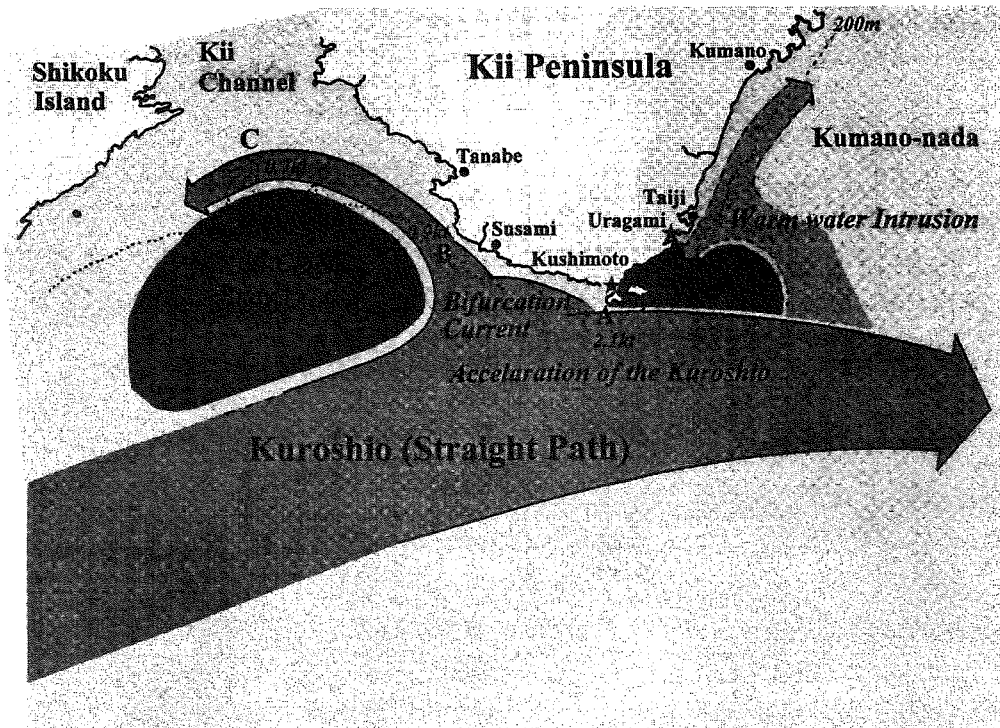


図6 典型的な振り分け潮による平均的な流況模式図, A: 2.1ノットの東向流, B: 0.9ノットの西向流, C: 0.7ノットの西向流.

したあとの8~9月に黒潮が急速に接岸した。このため、小蛇行通過時に紀伊水道へ進入した低水温がしばらくの間履歴として残ったこと、いっぽう検潮所のある半島南端部では黒潮の接岸状態が強く反映され大きな水位差が観測されたこと、などから1995年だけが相関から大きくはずれたと理解できる。

夏季に発生する底層冷水現象は、紀伊水道沖を流れる黒潮の位置とその流路にきわめて密接に関連して起こることが示唆された。夏季に底層冷水が発生した年は、秋冬季になってプランクトン・ピークが出現していた。

4) 底層冷水の出現に関連する外海域の流れ—振り分け潮からの西向流—

図6は、和歌山水試の沖合定線調査および典型的な振り分け潮 (Takeuchi et al., 1998) が現れた時の平均的な流れのパターンを模式図として示したものである。典型的な振り分け潮が現れると、その東端部Aと西端部Bそして紀伊水道入口沖Cでは、平均的な流れとしてそれぞれ2.1ノットの東向流, 0.9ノットの西向流, 0.7ノットの西向流が観測される。振り分け潮の西端部Bを起点とす

る西向流は、紀伊水道入口沖へつづく紀伊水道沖の循環流 (Nagata et al., 1998) の一部であると考えられる。

紀伊水道入口Cにおける最大流速の東西成分と串本・浦神間の水位差との関係から、西向流が速いほど水位差が大きくなる相関関係 ( $R^2=0.281$ ) が認められた。つまり、黒潮が接岸するほど紀伊水道入口Cの西向流が強まる。

この西向流は、振り分け潮を起点とする黒潮暖水の進入であり、陸岸あるいは浅海域を右手にみて流れる狭義の沿岸境界流 (花輪, 1984; Kubokawa and Hanawa, 1984) と考えることができる。陸棚付近に西向流—沿岸境界流—が存在することで、外海の亜表層水が陸棚以浅にまで這い上がることができず、底層冷水の進入が抑制されるのではないかと考えられる。

これに対し、黒潮が潮岬沖30マイルよりも離岸した時あるいは小蛇行の通過直後など、いずれも西向流が存在しない時には、外海の亜表層水が紀伊水道底層へ進入できるようになり、底層冷水現象が発生すると考えられる。

底層冷水現象の発生機構として、紀伊水道沖を

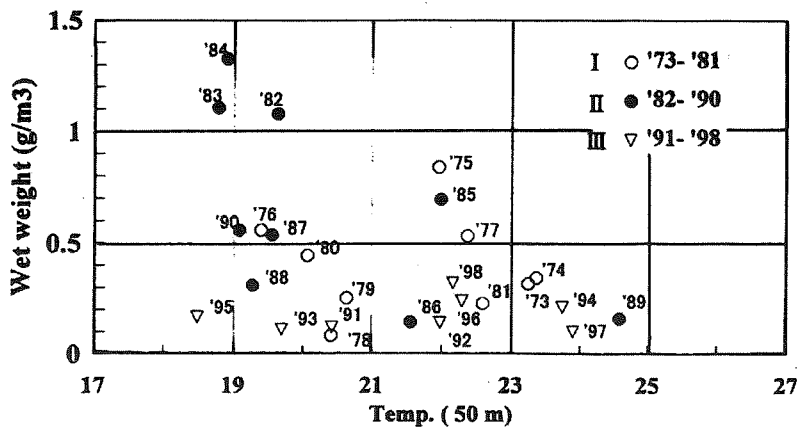


図7 紀伊水道WS08における夏季(7~9月)の年別50m水温と秋冬季(10月~翌年3月)のプランクトン湿重量との相関, 1973~1998.

流れる黒潮の流路とその離接岸, それに基づいて変動する沿岸流-振り分け潮による沿岸境界流-の存在が直接的に重要であることが示唆された。

#### 5) 生物生産に及ぼす底層冷水の機能

低次生産に及ぼす底層冷水現象の機能について考える。紀伊水道では夏季の底層水温と栄養塩類との相関関係から, 水温が低いほど栄養塩濃度が高い(藤原ほか, 1997; 竹内ほか, 1997; 金田・上田, 1998)。底層冷水現象が起こると, 紀伊水道の底層の栄養塩濃度は高くなる。

夏季(7~9月)の水深50m平均水温とそのあとにつづく10月~翌年3月のプランクトン湿重量平均値との関係を, 年ごとに図7にプロットした。全体的には両者の相関は高くない。しかし, プランクトン量の上限は, 水温値で規定されているように見える。たとえば, 23°C以上の水温ではプランクトン湿重量が0.5g/m<sup>3</sup>以上となることはなく, プランクトンが増加するためには水温が低いこと, つまり栄養塩濃度が高いことが条件の一つになっていると考えられる。1980年代には, *Coscinodiscus*の増殖がはじまる直前に, 外海から栄養塩類が流入することで, 秋冬季のピークが現れたとみることができる。

プランクトン湿重量のピークが秋冬季にシフトした年代IIでは, 大型珪藻*Coscinodiscus*が優占種であった。この大型珪藻は, 秋冬季に栄養塩類を大量に消費し, しかも他の植物プランクトンやデトライタスなどを吸着しながら沈降すること(Manabe and Ishio, 1991)から, 本種が優占種であ

った年代IIでは, 春季になっても十分な栄養塩類が準備されることなく, 夏季に底層冷水が出現するまでの期間, 貧栄養状態がつづく想定される。このことから, 年代IIでは春季のプランクトン・ピークがみられなくなったと推察できよう。

この大型珪藻は, その生活史の一時期に, 休眠細胞と呼ばれる細胞を形成することが知られている。*Coscinodiscus*の休眠細胞は少なくとも10カ月は復活可能な生理状態で生存でき, 陸上の培養実験では1~4日で復活できる。また, 休眠期間が短い珪藻類は環境条件の回復により, 速やかに復活あるいは発芽できるため, 現場水域において卓越する機会が多い(長井ほか, 1995)。

以上のことから, 夏季に底層冷水が出現することの多かった年代IIでは, その環境に最も適した大型珪藻*Coscinodiscus*が優占することによって, ピークは秋冬季だけ現われ, 春季のピークが消えたと考えられる。

マサバ漁獲量にも, プランクトン変動に符節した年代的な変遷が示された。図3bに示したマサバ漁獲量の春季ピークは内海入り込み期の産卵群, 秋季ピークは内海からの南下群である(阪本, 1991)。紀伊水道地方群であるタチウオを事例に, 大資源の形成は春季発生群でない困難であることが指摘されている(阪本, 1987)。これと同様, マサバ資源でも春季産卵群が再生産に重要な影響を及ぼすと考えられる。いっぽう, マサバとは逆に, 底層冷水が頻発した年代IIになってマルアジが急増しはじめ(阪本, 1987), 近年その回遊生

態 (武田, 2002) が明らかにされている。

そこで、漁獲量が対照的に変化したマサバとマルアジの生態的特性 (産卵場, 産卵期) を比較検討することによって、マサバの年代的な変遷を漁場形成と初期資源輸送の立場から理解しようと試みた。その結果、黒潮変動に伴う陸棚域の流れの変化および底層冷水による春～夏季の水温低下が、マサバ春季産卵群の漁場形成不良と初期資源加入量の減少をもたらし、再生産を含めて資源量自体の変動を引き起こしたのではないかと考えられた (竹内, 2002)。底層冷水は、マルアジには好適環境となるものの、マサバにとっては好ましい環境とは言えないようである。

瀬戸内海の西の開口部にあたる豊後水道でも、紀伊水道と同様の「底入り潮」と呼ばれる現象があり、その研究が進展している (小泉 1999, Kaneda *et al.*, 2002)。最近、武岡ほか (2002) は、瀬戸内海に大量の外洋起源の栄養物質が存在することは確かであろうと報告している。

このように、瀬戸内海の東西両水道に流入する外洋起源の栄養塩類が、瀬戸内海の栄養塩環境と低次生産に影響し、さらに漁業を含めた高次の生物生産にまでその影響が及ぶ可能性が示されはじめている。

発表の機会と貴重なご助言をいただいた東京大学海洋研究所の杉本隆成教授に深く感謝いたします。また、長年にわたり定線調査を遂行された歴代の調査員、卵稚仔査定担当者、浮魚資源担当者および船長はじめ乗組員の方々のご協力に厚くお礼申しあげます。

## 参考文献

- [1] 阪本俊雄 (1987) : 熊野灘・紀伊水道周辺域の中長期の漁海況変動. 海洋科学, **19** (8), 456-462.
- [2] 阪本俊雄 (1991) : 和歌山県沿岸域の漁海況. 海と空, **66**, 347-366.
- [3] 浜田尚雄・岩井昌三・森脇絆二 (1971) : 大阪湾におけるフクラヤムシ *Sagittaenflata* の進入条件-II. 水産学会誌, **37** (5), 357-363.
- [4] 藤本 実・万田方子 (1984) : 本州南西海域の黒潮北縁冷水域について. 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書, **7**, 306-313.
- [5] 竹内淳一 (1986) : 紀伊水道における海況の変動—夏・秋季に出現する中・底層の低水温現象—. 南西海区ブロック海洋研究会報告, **3**, 69-84.
- [6] 藤原建紀・宇野奈津子・多田光男・中辻啓二・笠井亮秀・坂本 亘 (1997) : 紀伊水道の流れと栄養塩輸送. 海と空, **73** (2), 63-71.
- [7] 竹内淳一・中地良樹・小久保友義 (1997) : 紀伊水道に進入する表層暖水と底層冷水. 海と空, **73** (2), 81-92.
- [8] 堀木信男 (1976) : 和歌山県沿岸におけるプランクトン沈殿量について. 昭和50年度和歌山水試報告, 131-138.
- [9] 小久保友義・竹内照文 (1987) : 紀伊水道における小型種プランクトンの年変動と季節変動について. 昭和60年度和歌山水試報告, 133-139.
- [10] Manabe, T. and S. Ishio (1991) : Bloom of *Coscinodiscus wailesii* and DO deficit of Bloom in Seto Inland Sea. *Mar. Poll. Bull.*, **23**, 181-184.
- [11] 武田保幸 (2002) : 近年の紀伊水道周辺におけるマサバの漁獲動向. 黒潮の資源海洋研究, **3**, 63-68.
- [12] Takeuchi, J., N. Honda, Y. Morikawa, T. Koike and T. Nagata (1998) : Bifurcation Current along the southwest coast of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **54**, 45-52.
- [13] Nagata, Y., J. Takeuchi, M., Uchida, I. Ishikura, Y. Morikawa and T. Koike (1998) : Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **55**, 407-416.
- [14] 花輪公雄 (1984) : 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート, **22** (1), 67-82.
- [15] Kubokawa, A and K. Hanawa (1984) : A theory of semigeostrophic gravity waves and its application to intrusion of density current along a coast. Part II. Intrusion of a density current along a coast in a rotating fluid. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **40**, 260-270.
- [16] 金田佳久・上田幸男 (1998) : 紀伊水道の平均的海洋構造と陸棚斜面水の這い上がり現象. 第4回瀬戸内海資源海洋研究会報告, 15-26.
- [17] 長井 敏・堀 豊・真鍋武彦・今井一郎 (1995) : 播磨灘海底泥中から見いだされた大型珪藻 *Coscinodiscus wailesii* Gran 休眠細胞の形態と復活過程. 日本誌, **61**, 179-185.
- [18] 小泉喜嗣 (1999) : 豊後水道東岸域における急潮とプランクトンの増殖機構に関する研究. 東京大学大学院生命科学研究所博士論文, 145pp.
- [19] Kaneda, A. H. Takeoka, E. Nagaura and Y. Koizumi (2002) : Periodic intrusion of cold water from the Pacific ocean into the bottom layer of the Bungo Channel in Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **58**, 547-556.
- [20] 武岡英隆・菊池隆展・速水祐一・榊原哲郎 (2002) : 瀬戸内海における外洋起源の栄養物質. 月刊海洋, **34** (6), 406-411.
- [21] 竹内淳一 (2002) : 紀伊水道の底層冷水環境と生物生産の特徴. 瀬戸内海研究フォーラム in わかやま, 瀬戸内海No.30 (印刷中).
- [22] 武田保幸 (2002) : 紀伊水道周辺海域におけるマルアジの回遊. 水産海洋研究, **66** (1), 26-33.

