



SYMPOSIUM

漁海況変動—熊野灘—相模湾—/5

熊野灘南部海域における 暖水舌と沿岸湧昇

竹内 淳一
たけうち じゅんいち
和歌山県水産試験場

熊野灘南部における海況の短期変動は、主に2つの特徴的な過程で起る。黒潮系暖水舌の侵入と南風による沿岸湧昇である。沿岸域では突発的な海水交換を伴うことから、漁場環境が急変し、漁業に大きな影響がある。それらの実態と変動過程について例示する。

1. はじめに

ここでいう熊野灘南部海域とは、潮岬から熊野市あるいは三木崎までの沿岸とその沖合の海域をさす。この海域の陸岸は紀伊半島の東岸にあたり、図1のようにほぼ南西から北東に伸びている。新宮市から熊野市までの砂浜を挟んで、その南と北側は入り組んだ内湾の多いリアス式海岸である。陸棚斜面はきわめて急峻である。熊野灘～遠州灘沖では黒潮が数年の間隔で大蛇行と直進などの流路を繰り返すことから、その海況は黒潮の流路によって大きく左右される。黒潮の直進期や、蛇行が東に偏ると、黒潮は潮岬沖に接岸して流れ、当海域の南端付近には黒潮の強流帯と熊野灘沿岸水とが接し、榎野崎あるいは潮岬から東へ伸びる顕著な潮境が形成される。これに対し、大蛇行期には黒潮が潮岬から約50～180マイルと大きく離岸するので、前述したような潮境は見られなくなる。

和歌山県水産試験場では、海況の短期変動をモニタリングするため、熊野灘南部沿岸の3～4カ所の定置網漁場で、1972年12月以来、冬～春季の毎シーズン水温の連続測定を行っている。1985年からは一部で年間を通じた観測も行っている。これらの水温連続記録などから、この海域の短期海況変動は主に次の2つの特徴的な変動過程で起ることがわかってきた。

その第1は、黒潮系水が沿岸域へ暖水舌状に侵入する現象(暖水舌^[1])である。短期日のうちに急激な水温ジャンプが起り、沿岸に沿って伝播し、“急潮”^[2]を伴う。第2は、強い南寄りの卓越風によって短時日で消長を繰り返す間欠的な沿岸湧昇^[3]である。南風が吹き始めると水温は急激に低下し、その風が止むとすぐに水温はもとのレベルくらいまで回復する。

ここでは、これら2つの特徴的な短期変動—暖水舌と沿岸湧昇—の実態を例示し、その変動過程について考察した。いずれの現象にも大規模な海水交換が起り、沿岸漁場環境は激しく変化することになるので、

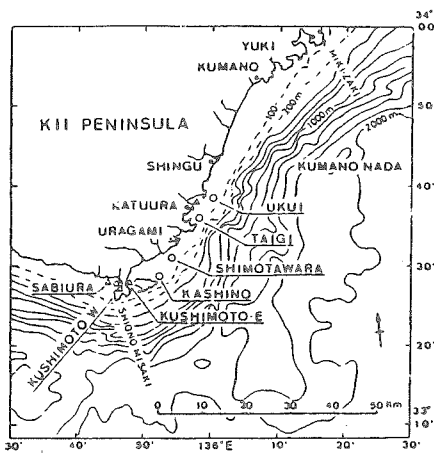


図1 熊野灘南部海域の水深と観測点位置。
○：水温連続観測点、
△：定地観測点、☆：
検潮所。

沿岸漁業では漁獲の増減や魚種組成の急変といった漁況変動につながる。その具体例を紹介し、あわせてその他の漁業への影響について考える。

2. 冬～春季の水温の年による差異

まず、熊野灘南部の沿岸域における水温の変動特性が年によって大きく変化していること—黒潮の直進期と大蛇行期の違い—について簡単にふれる。使用したデータは、前述した熊野灘南部沿岸域における水温連続記録から求めた水深20mの日平均水温であり、黒潮の直進期と大蛇行期を含む1972年から1980年までの冬～春季、8シーズンである。

黒潮が直進流路で潮岬に接岸して流れる時には、一般的に熊野灘南部海域の水温は低く、冬季の最低値が13～14℃台にまで低下する。すぐ南に暖水が近接しているのに水温は低いことが特徴的である。その変動周期は数日から10数日と比較的短く、しかも振幅が大きい。これは潮境—黒潮北縁部—を周期的な小さい擾乱が通過するため、短い周期で潮境の北上—暖水舌の形成と侵入—があることによると推定される。これに対し、黒潮大蛇行期の水温は黒潮が接岸している時よりも高くなり、冬季の最低値は15～16℃程度までである。これは、黒潮の大蛇行期に黒潮内側反流が発達することや、ときには黒潮が熊野灘沿岸に著しく接岸し（S字蛇行）、当海域が黒潮の直接影響下になることがあるためだ。沿岸域は均一な外海系の水塊で広く覆われるため、水温の変動幅が小さく、顕著な水温ジャンプは少ない。その変動周期は黒潮接岸期よりもやや長い。なお、黒潮蛇行の規模が小さくなったり、

東へ偏ると、黒潮接岸期のように暖水が南から侵入することもある。

水温上昇の原因となる暖水の波及の仕方に注目すると、黒潮が接岸して流れる時には暖水の侵入口が南にだけ存在する。これに対し、黒潮が大蛇行すると、暖水の補給はその流路によっていろいろのケースが生まれ、現象の統一的な整理を複雑にするようだ。

3. 暖水舌の沿岸域への侵入

熊野灘南部沿岸域における水温ジャンプには2つのタイプがある[4]。その第1は、水温の急上昇が当海域の南端（榎野）に限定されて生ずるものであり、第2は水温ジャンプが沿岸に沿うように順次、時間的なずれをもって起るものである。いずれも毎年何回か繰り返して起る。ただし第1の水温変動は、黒潮が潮岬に著しく接岸して流れる場合にだけ現われる特徴がある。これらの現象は、黒潮北縁部から暖水舌が沿岸域へと侵入する過程で発生する水温の急上昇である。

図2が第1の水温変動の例であり、南端の榎野に限定されて、12月13～14日と21～22日の2回にわたり約7日の間隔で特徴的な水温上昇が起きている。この2回の水温上昇はいずれもゆっくり昇温し、急速に降温する非対称な形である。昇温の持続時間は約30～50時間であった。紀伊水道外域の3カ所（紀伊水道入口の比井崎、田辺湾、串本西海岸）の定地水温でも同じように14日と21日の2回、水温上昇が繰り返された。このことから、第1の水温変動は、少なくとも紀伊水道開口部の東側を含む広い範囲でほぼ同時に起った変動であり、大規模な原因で生じたと推察した[5]。榎野で1回目の水温上昇が、もとのレベルに戻った15～16日には宇久井などと同じ水温となり、17日以降は宇久井などの方が逆に1～2℃高くなっている。21日以降も同様の変動パターンが繰り返される。

さて、次は第2の水温変動である。図3-a)がその1例である。2月11日に水温ジャンプが宇久井で始まり、それは太地、下田原、榎野の順で北から南へとそれぞれ2、12、14時間の遅れがあった。特徴的なこととして、宇久井で最初の水温ジャンプが始まる前に南端の榎野では水温低下が起る。

水温ジャンプが起った直後にあたる2月12日～15

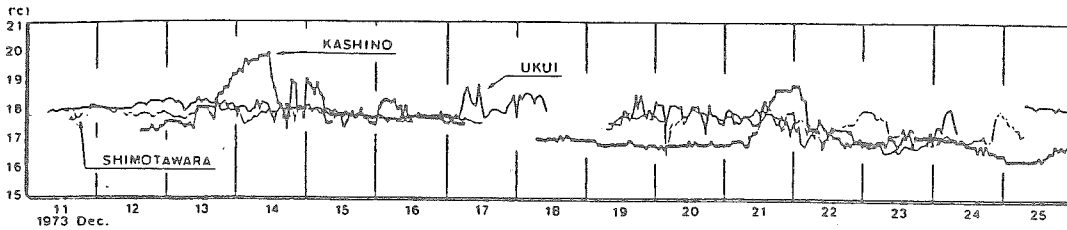


図2 熊野灘南端だけに周期的な水温上昇が見られる例(第1の水温変動, 1973年12月11~25日の宇久井, 榎野の20 m水温記録)。

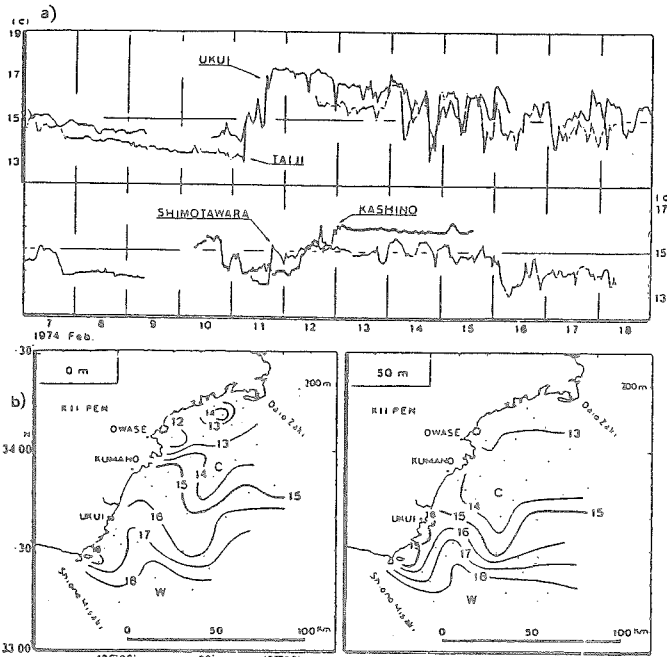


図3 a) 水温ジャンプの伝播例(第2の水温変動, 1974年2月7~18日の宇久井, 太地, 下田原, 榎野の20 m水温記録), b) 水温ジャンプの直後の0 m, 50 m水温分布(1974年2月12~15日, 和歌山水試, 三重水試, 海上保安庁水路部の観測)。

日の表面と50 mの水温分布(図3-b)を見ると, 南東方向から宇久井に向かって17°C台の暖水舌の侵入がある。暖水舌の先端は, 表面では熊野市を越え尾鷲沖付近に達するが, 50 m深では新宮沖くらいまでである。暖水がごく表層を侵入していることがわかる。また, 表層混合層の発達する冬季にもかかわらず, 表層と50 m深で約1~1.5°Cの水温差があることから, 比較的新しい暖水の侵入をとらえていると思われる。暖水舌の沖には15°C以下の低水温が南へ広がっていること, また南端の榎野付近に低水温が沖へ張り出し, それは反時計回りの小さな渦を形成するらしいことがわかる。

次に, 第1と第2の水温変動が密接に関連して起ることを図4を例にして説明する。南端の榎野だけで水温上昇が現われる第1の水温変動は, 12月25~28日と1月8~11日に約14日の間隔で起きている。前述

の例(図2)に比べて周期が2倍, 水温上昇の継続時間も約2倍と長い。12月28~29日の榎野の水温低下に続いて第2の水温変動が宇久井から始まっている。これと同様の変動が12月20~21日と1月11日以降にある。水温ジャンプが沿岸に沿って伝播する第2の水温変動は, 第1の変動に続いて生起している。

また, 図4と同時期に紀伊水道フロントの短期変動を観測した吉岡ら(1977)[6]の結果と比較すると, 紀伊水道外域では榎野の水温上昇(第1の水温変動)よりも約2~3日前に暖水が流入していることがわかる。つまり第1の水温変動は, ある間隔で西から東へ通過する暖水舌が紀伊水道開口部に侵入したあと, 紀伊半島南端に一定時間かかるためと理解できる。この現象は, 黒潮北縁部の小さな擾乱の通過と密接に関連しているようだ。

第2の水温変動は, 暖水舌が紀伊半島の東へ抜けてから起る。紀伊半島先端の地形による束縛から開放された暖水舌は, 図3-b)のように沿岸域へと侵入し, 水温ジャンプを引き起す。沿岸域では1~2日といった短期日で暖かい黒潮系水に交代してしまうことになる。新しく入れ替わった海水は徐々に冷やされ, 再び同様の変動が起る。田辺湾の海水交換過程[7]とよく似ている。

暖水舌の形成と発達過程について, 多くの観測事実と矛盾しないように模式図で表わしたのが図5である。ただし, 黒潮が潮岬に接岸しているという条件がつく。図中のA~Eは顕著な潮境であり, 矢印は流れの方向あるいは渦流を表わす。潮境はAからB, C, D, Eへと順次変化すると推測した。それぞれの過程は次の通りである。

A: 黒潮が潮岬に接岸して流れ, 当海域のすぐ南に顕著な潮境が形成されており, 沿岸全域が低水温に覆われている。

B: 西から移動してきた暖水舌の前面が当海域に達

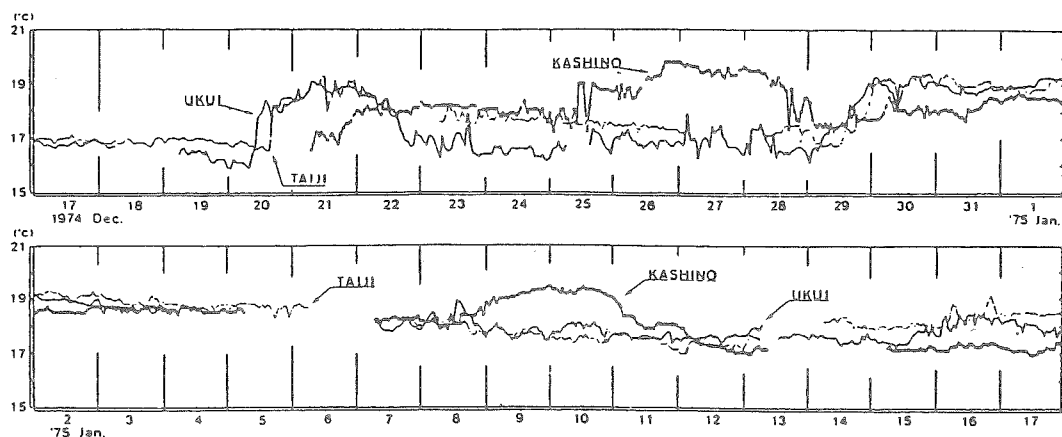


図4 第1と第2の水温変動が続いて起る例 (1974年12月17日~1975年1月17日の宇久井, 太地, 榎野の20m水温記録)。

し、暖水が北に膨らむ。潮境はやや北上し、その南側になった榎野で水温上昇(第1の水温変動)が生ずる。

C: 暖水舌が東へ抜け始め、紀伊半島南端の地形に押さえられていた暖水が舌状に発達できるようになる。暖水舌の後面では低水温域が南へ張り出す。沿岸に近い潮境が南下し榎野で一時的な水温低下がある。

D: 暖水舌はさらに東へ移り、紀伊半島先端の地形の束縛から開放される。暖水舌が発達し沿岸域へと侵入、その先端の一部が岸に接し始める。その右側では北上流、左側は南下流となる。沿岸域では水温ジャンプ—第2の水温変動—が始まる。

E: 暖水舌の先端が完全に岸と接するようになる。北側の潮境は岸に沿って北進、その沖には南へ張り出す沿岸系水がある。岸と接した暖水舌の左側では、流入した暖水(低密度水)が岸を右に見て、岸に沿って流れ^[8]、水温ジャンプが北から南へ伝播する。その伝播が半島南端まで達して第2の変動が終了すると、沿岸系水のほとんどが黒潮系暖水に置き換えられてしまう。この時、南端には小さな冷水渦が東へ伸びるように変形して残ると予想される。

つまり、第1の水温変動は黒潮北縁部の暖水舌前面が紀伊半島南端にかかることによって生じ、第2の水温変動は暖水が舌状に発達し、その先端が岸に接して起る。これら2つの水温変動は、黒潮接岸期にはしばしばペアで観測される。第1の水温変動が観測されない時も多いが、それは黒潮北縁部からの暖水が紀伊半島南端に届かなかったためと考えられる。また、第2の水温変動には水温ジャンプが北から南へ伝播するものばかりでなく、暖水舌の先端が岸に接する位置によって南から北のこともある^[9]。流速記録を示していないが、急潮は前に述べた沿岸水と黒潮系暖水との

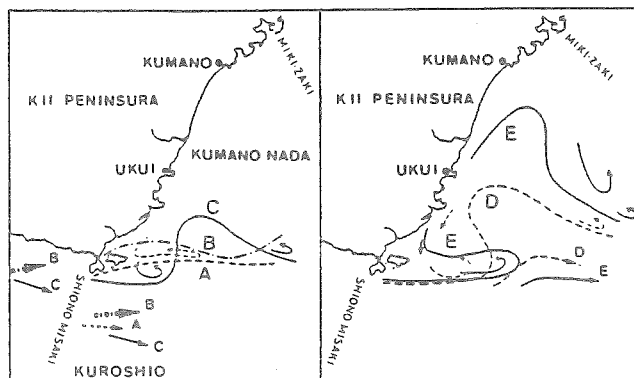


図5 暖水舌の形成と発達の模式図(黒潮接岸時)。A: 暖水舌の到達前, B: 暖水舌が紀伊半島南端にかかり始める, C: 暖水舌の形成初期, D: 暖水舌の発達・侵入, E: 暖水舌の侵入終了期。

海水交換過程に伴って発生する。相模湾で古くから知られていた急潮^[2・10]の発生過程とほぼ同じである。

最近の観測から、暖水舌の侵入過程について、水温記録と人工衛星の表面水温分布からとらえられた例を図6に示した。あわせて定置網における日別のブリ漁獲尾数を示す。1986年2月12日~19日にかけて暖水舌の侵入に伴って第1と第2の水温変動が続いて起きた。13日には潮境が紀伊半島南端にかかっており、第1の変動が始まったところである。17日には暖水舌が発達し、この潮境は北進する。水温分布では紀伊半島南端沿岸域の細かなところはわからない。しかし水温記録から、17~18日に宇久井で水温ジャンプが始まり南へと伝播しているようだ。潮岬沖には17°Cの等温線付近に別の潮境が現われている。20日になるとはじめの潮境は大王崎付近まで北上し、新たな潮境が紀伊半島の東沖を回り込むように移動する。暖水舌は次第に東へ移っている。大王崎南沖の2つの潮境の間隔は20~30マイルであった。暖水舌の侵入過程において、はじめの潮境が北進したあとに新しい潮境が形成され、潮境は二重になることがわかる。これ

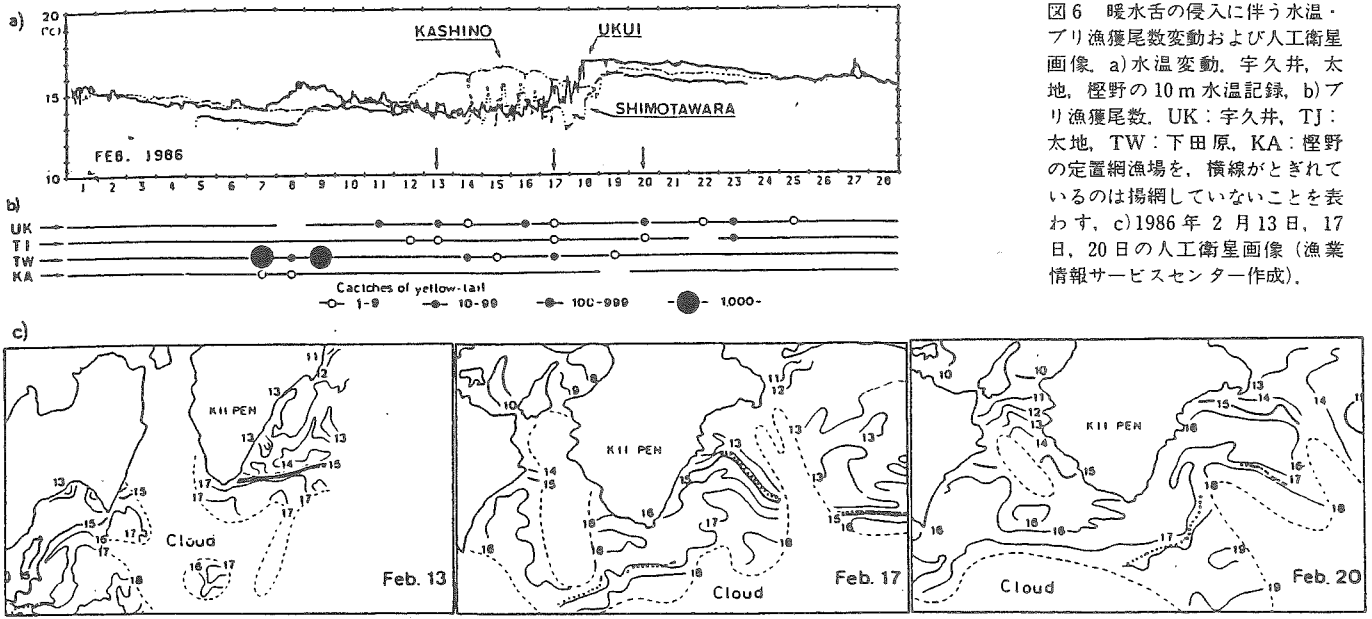


図6 暖水舌の侵入に伴う水温・ブリ漁獲尾数変動および人工衛星画像。a)水温変動。宇久井，太地，梶野の10m水温記録，b)ブリ漁獲尾数。UK：宇久井，TJ：太地，TW：下田原，KA：梶野の定置網漁場を，横線がとぎれているのは揚網していないことを表わす，c)1986年2月13日，17日，20日の人工衛星画像（漁業情報サービスセンター作成）。

は、永田ら (1985)^[11] がトカラ海峡で観測した黒潮温度フロントの二重構造と近似しており、フロントの移動とその交代であろう。

熊野灘南部沿岸でのブリ漁獲変動をみると、黒潮北縁部が紀伊半島にかかる少し前の7～9日に突然1000尾以上の漁獲で始まった。その後、暖水舌が沿岸域へ侵入する過程の間は漁獲が続く。しかし、その過程が終了し、沿岸域が暖水に覆われると漁獲がなくなる。三重県方面でも、尾鷲付近から南の定置網漁場で2月9～16日に集中してブリの漁獲が続いた。定置網漁場が14～15℃の潮境の北側にあたる時好漁となり、漁場に暖水舌が侵入したあと漁獲は激減する。2月8日から18日の期間にだけ、潮岬の西海域沿岸20～30マイル付近にビンナガマグロの漁場が形成された。人工衛星画像は漁場付近の雲のため利用できない。図6のa)によると、紀伊半島南端で12日に第1の水温変動が始まっていることから、この数日前に紀伊水道外域へ暖水舌の侵入があったと推定される。この場合も、暖水舌の発達が漁場形成の条件として重要なことがわかる。

さて、これまで述べてきた暖水舌は、他の研究報告とどのような関連があるだろうか。暖水舌は黒潮北縁部から派生し、約7日ないし約14日の周期で東進すると推定されることなどから、杉本 (1983)^[12] の指摘した数日～10数日の変動特性を持つ黒潮の沿岸側フ

ロントの擾乱であろう。また、Kimura & Sugimoto (1985)^[13] が熊野灘北部で観測した約10日と20日の周期変動とは異なっているようだ。前述したように、これが紀伊水道外域へ侵入すると、国司ら (1965)^[7] が田辺湾で見出した「水温ジャンプ・水温の急激なる一方的変移」と呼ぶ現象をひき起し、また吉岡ら (1977)^[6] の示した紀伊水道フロントの典型的な発達から衰弱の過程と密接に関連すると推察される。そして急潮は、暖水舌が沿岸域へ侵入する過程での大規模な海水交換に起因していると理解できる。一般的に黒潮から沿岸に流れ込む暖水のことを黒潮分枝流といい、各地で芸東分枝流、紀南分枝流などと特別の名称で呼ばれることがある。これらの呼び名は、黒潮北縁部に沿って東進する暖水舌が特に発達しやすい海域に限って慣用されているが、その実態は必ずしも明らかではない。このような分枝流は、ある間隔で黒潮北縁部に派生する擾乱が暖水舌のようにはっきりとよく発達したものとみられ、それは短時間で消長を繰り返していると推測される。鹿島灘にもこれとよく似た暖水舌^[14]がある。詳細に比較することが必要であろう。

4. 沿岸湧昇

数日の時間スケールで消長する間欠的な沿岸湧昇^[3]は、日本沿岸域の各地^[15-17]で強い南寄りの卓越風によって起ることが知られるようになった。熊野灘南

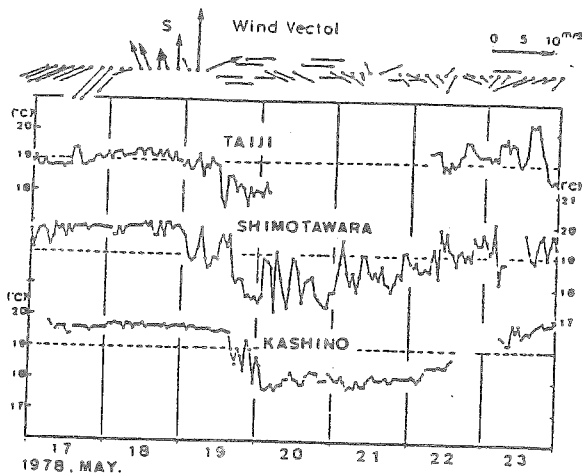


図7 春季の沿岸湧昇による水温低下の例(1978年5月17~23日の太地下田原, 梶野の20 m 水温記録と潮岬の風, 矢印は風の吹き去る方向)。

部域でもこのような沿岸湧昇を確認している[18・19]。この現象は、数日の時間スケールで消長することから、その観測には的確な観測日の選定と迅速さが求められる。さらに、強風後の海上作業の困難さがあり、観測船による実際の海域での観測例は数少ない。

ここでは、まず1)で当海域の春季と夏季に発生する沿岸湧昇について、水温などの時系列データから考察した結果[18]の概要を述べる。2)では1985年9月上旬、調査船で湧昇域の変形過程をとらえた観測例[19]を紹介する。そして、この湧昇の発生により漁場環境が短期間に激しく変化したため、沿岸漁業での魚種組成の急変へとつながったことを示す。なお、この他の漁業への影響について考えてみる。

1) 水温などの時系列データからみた沿岸湧昇

図7は、春季に発生した沿岸湧昇によって水温が急激に低下した例である。5月18~19日にかけて発達した低気圧が通過し、南寄りの強い風が吹いている。この風によって、19~20日にかけて短期間で水温が急激に低下(約2~3°C)した。その低下は、北側の太地と下田原で早く始まり、南端の梶野で少し遅れて始まっている。西北西の風が変わった20日に水温低下が止まり、それ以降は上昇に転じている。

この他の多くの連続水温記録と定地観測などの例から、南寄りの風に伴う水温の低下現象は、毎年、春季と夏季に何回か繰り返して発生することが明らかになった[18]。陸岸とほぼ平行に吹く強い南寄りの卓越風によって表層水が沖合に輸送され、冷たい下層水が上昇して急激な水温低下につながる。その特徴は次のa)

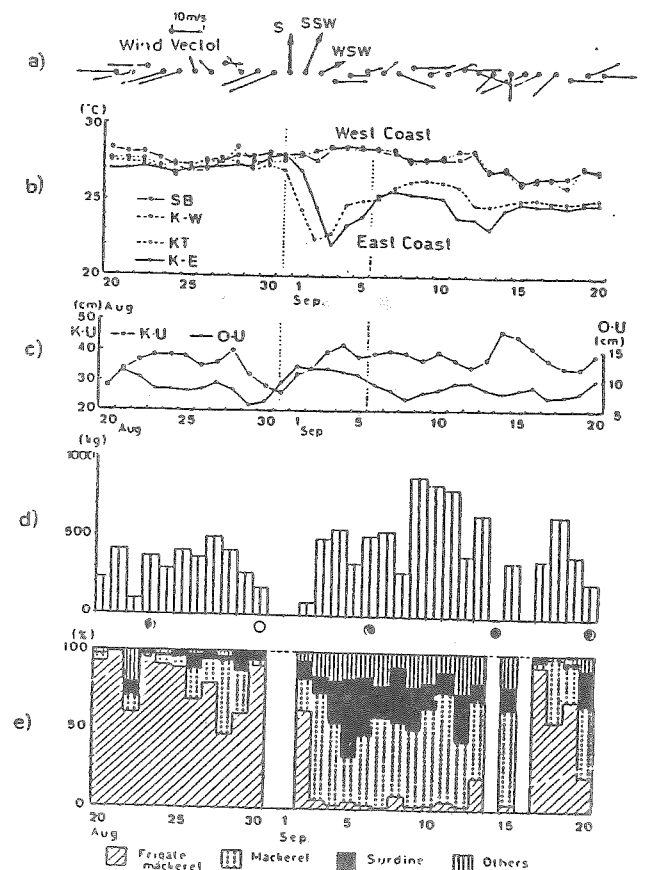


図8 沿岸湧昇前後における風、水温、潮位差、漁獲量、魚種組成の変化。a) 風(潮岬における風向・風速、矢印は風の吹き去る方向)、b) 定地水温(紀伊半島西岸、SB: 鎗浦、串本海中公園観測、K-W: 串本西海岸)、(紀伊半島東岸、KT: 勝浦、和歌山県栽培センター観測、K-E: 串本東海岸)、c) 潮位差(K-U: 串本と浦神の潮位差、O-U: 尾鷲と浦神の潮位差)、d) 漁獲量(勝浦漁協棒受網の1日1隻あたりの漁獲量)、e) 魚種組成(ソウダガツソ、サバ、マイワシ、その他を百分率で示す)。

~d)のようにまとめられる。ここでは、熊野灘南部沿岸域のことを紀伊半島東岸と表現した。

a) 南寄りの強い風が1~2日以上吹くと紀伊半島東岸で間欠的に水温低下が起る。しかしその西岸では起らない。南風による北東への流れが強まると水温低下が始まり、風が止んだり風向が変わると逆方向へ流れ始め、水温はすばやく回復し始める。沿岸湧昇の発生に最適な風は南西風であり、山陰・北陸地方のフェーン現象につながるような卓越風である、b) 水温低下とともに塩分は高くなり、海水の密度が大きくなる、c) 発生海域の陸岸に沿った長さは少なくとも串本から勝浦、あるいは熊野市までの25~50 km程度である、d) その始まりと回復には、場所による時間的なずれがある。紀伊半島東岸のやや北で早く始まり、半島の南端では遅れる。南寄りの風が止んだあと

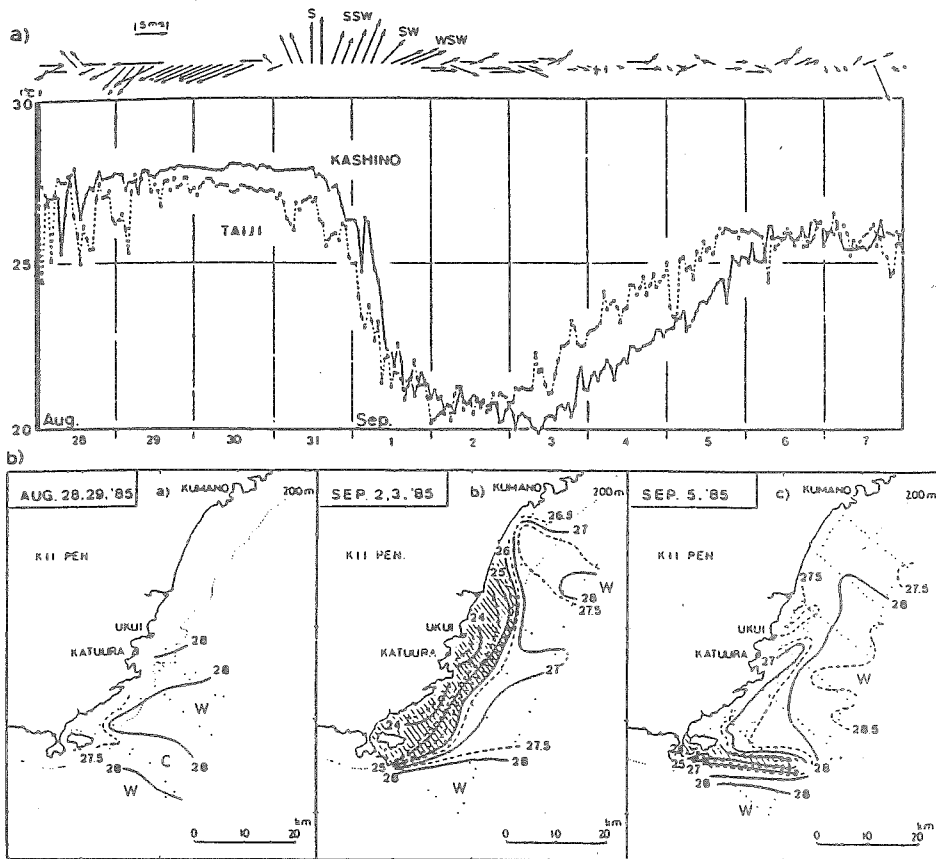


図9 a)沿岸湧昇に伴う水温変動記録(1985年8月28日～9月7日の太地、檜野の10m水温記録と潮岬の風。矢印は風の吹き去る方向)、b)沿岸湧昇域の変形過程(0m水温分布、a:発生前8月28・29日、b:盛期9月2・3日、c:終了期9月5日)。

湧昇域が半島の南端付近へと南下移動する。

春～夏季には水温躍層が浅い水深に形成されるため、躍層下の冷たい海水が表層付近まで容易に上昇できる。この他の季節に比べて水温低下として現われやすく、沿岸湧昇の発生を認知しやすい。

2) 沿岸湧昇域の変形過程の観測

日本沿岸の各地で間欠的な沿岸湧昇が起ることは広く知られるようになったが、そのほとんどは水温や流速などの時系列データから判断したものである。沿岸湧昇域の水平スケールを実際の海域で観測した例は少ない。

ここに示すのは、実際の海域で湧昇域の規模とその変動過程をとらえることができた典型的な例である。沿岸湧昇が発生した前後、3回のCTD観測で湧昇域の変形過程を観測した。また、その発生から終了までの詳細な過程は、沿岸域に設置した自記水温計の水温連続記録ではっきりととらえられた。1985年8月31日～9月1日に九州西岸から日本海に進んだ台風12、13号に伴う強い南風によって、紀伊半島の東岸で沿岸湧昇が起った。図8に、沿岸湧昇前後における潮岬

の風、定地水温、潮位差、漁獲量とその魚種組成の変化を示す。9月初旬、強い南寄りの風とほぼ同時に紀伊半島東岸の定地水温は27°C台から22°C台へと急激に低下し、塩分が高くなっている(図8では塩分を省略)。これに対し、半島の西岸では水温低下が見られず、27°C台から28°C台へやや上昇した。沿岸湧昇は半島の東岸だけで起きていることがわかる。潮位差の変動から、湧昇直前には串本に比べ浦神の潮位が相対的に高くなること、湧昇が始まると浦神よりも尾鷲の潮位が高くなることがわかる。詳細な検討はしていないが、南風による海水の堆積効果を表わすのかもしれない。漁況変動については後述する。

沿岸湧昇前後の水温変動を連続記録から詳しく見たのが図9-a)である。湧昇は南風が吹きはじめてから半日ほどで始まった。水温の低下は著しく、8月31日～9月1日にかけて約1日で6～7°Cの急激なものであった。その盛期は9月2日～9月3日とみられ、約5日間続き9月6日にはほぼ終了している。その変動には、明らかに場所による時間差が認められる。半島の南端で水温低下が遅れ、9月3日以降の水温上昇で

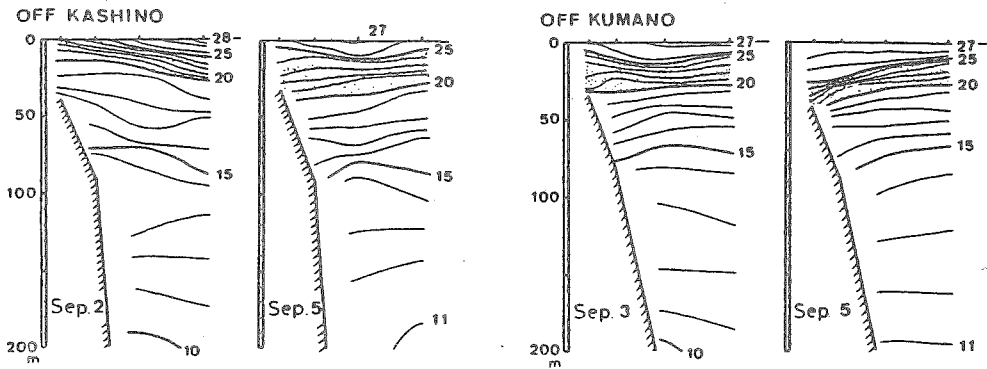


図10 沿岸湧昇の盛期(9月2・3日)と終了期(9月5日)の水温断面分布。

も同じような遅れがある。これは湧昇による水温低下が半島のやや北側で始まり、風が止むと湧昇域が半島の先端へ移動するためである。

CTD観測は合計3回行なわれた。第1回目は湧昇の発生する直前の8月28、29日で調査範囲はやや狭い。第2回目は沿岸湧昇が発生した直後の9月2～3日で湧昇の盛期にあたる。第3回目は9月5日で湧昇の終了時である。第2、3回は空間的に密な観測で湧昇域をほぼカバーし、その変形過程をとらえている。図9-b)が、表面水温分布からみた湧昇域の変化である。

湧昇の盛期には、0 m水温が湧昇の発生前よりも約3℃低下し、低温(高塩分)の湧昇域が半島南端から東岸に沿って陸棚上に分布した。その水平規模は長さ約30 km、幅8～10 kmであり、その周辺部には顕著なフロントが形成されている。水温断面(図10)から水温躍層が海面と交差しフロントを形成しているのがわかる。湧昇の終了時には、それまでの湧昇域が北あるいは沖からの暖水によって強く圧迫され、南側では黒潮北縁部が障壁となり著しく変形して残存した。その形は、半島南端から東沖へとフィラメント状に伸び、長さ約20 km以上、幅3～5 kmであった。この先端付近にもフロントがあり、黒潮北縁との間に特にはっきりしたフロントがある。湧昇域の北端付近では、図10に示した熊野市沖の水温断面でわかるように、岸に近い陸棚上を暖水が北から南へと侵入し始めている。これは伊豆半島東岸^[15]でも見られた現象である。このような湧昇域の変形過程は、人工衛星画像からも読み取ることができた。その過程は、西村ら(1986)^[20]の指摘する渦の形成・剥離のようである。

50 m以深の水平分布では湧昇域が不明瞭であった。ただし、湧昇盛期には水深200 mでも水温がその前

後に比べて約1℃低く、全層で水温低下が起きている(図10)。密度の鉛直分布から、湧昇の盛期にはそれ以前よりも密度躍層が10～20 m上昇し密度が大きくなること、湧昇の終了時には10 m以浅のごく表層を中心として密度が著しく低下していた。

沿岸湧昇が起ると沿岸の表層水は沖へと流出し、これを補うように下層水が上昇するため、主に大陸棚以浅の表・中層では突発的な海水交換が起ることになる。このため、沿岸・内湾の漁場環境に激的な変化が起り、漁業に大きな影響を与える。その典型的な例を図8の下段に示した。勝浦漁協の棒受網漁獲量とその魚種組成の変化である。その漁場は、沿岸湧昇域のほぼ中心付近にあたる勝浦沖の大陸棚付近に形成されていた。沿岸湧昇の発生と同時にそれまで滞留していた表層暖水性のソウダガツオは逸散し、その漁獲は激減した。これに代わってサバとマイワシが多獲され魚種組成は急変した。湧昇は9月5日ではほぼ終了したとみられるが、変化した魚種組成は15日まで続いた。なお、湧昇域北端にあたる熊野市沖を漁場とする三重県遊木漁協でも同じような魚種組成の変化があった。ただし湧昇域の中心部が漁場にかかった勝浦のような急激なものではない。

このほか沿岸湧昇による沿岸漁業への影響として、次のようなことが考えられる。

a) 釣漁業では魚群の逸散のほか釣獲適水温でなくなるため、普通、魚が口を使わなくなり釣獲率が悪くなることが多い。湧昇が緩やかな場合には、1986年7月のカツオ漁のように適水温と潮境の形成が長期間続き、好漁となる事例もある、b) 内湾の養殖漁業で、水温の急激な低下は養殖魚の摂餌を悪くし、食べ残しが多くなるので養殖場の底質悪化につながる。ま

た底質が悪化した養殖場では、湧昇によって底層水が魚の遊泳層まで上昇すると思われ被害が発生することもある。特に海水の対流期を迎える秋季には十分な注意が必要だ。c) 沿岸表層水が沖へと流出するので、沿岸の好適環境に加入していた魚卵・稚仔魚が成長に不適な外洋域へと輸送されてしまう。これによく似た事例として、当海域で実施したブリ幼魚の標識放流で、内湾に滞留していた放流魚が沿岸湧昇の発生とともに突然姿を消し、その後まったく採捕されないことがあった^[21]。d) 下層から栄養塩が補給され、プランクトンの増加、魚の好適な餌料環境につながると推定される。e) 長期間停滞していた沿岸系水が大きく入れ替わることから有用な魚群の来遊・補給が期待され、湧昇域に形成される顕著な潮境は魚群の集群する良い漁場となろう。

5. おわりに

熊野灘南部域における短期の海況変動は、2つの特徴的な海水交換過程—黒潮系暖水舌の侵入と南風による沿岸湧昇—で起ることを例示した。暖水舌の侵入については冬季のデータ、沿岸湧昇では夏季のデータを主に観測使用した。このため、2つの現象は全く別々に起るもののように解釈されるかもしれない。

しかし、この2つの現象は同時に起っているらしいことを示す現象がいくつか観測されている。それは、暖水舌の侵入前に半島南端で水温低下と反時計回りの小さな渦(湧昇?)が形成されるらしいこと、また湧昇の終了期に沖から暖水(暖水舌?)の圧迫が見られることなどである。いずれも沿岸湧昇と暖水舌の侵入とが不可欠に結びついて起きていることを表わすのかもしれない。これら2つの特徴的な現象が互いにどのように関連して起っているかは、ほとんど解明されていない。それは、湾流の強流帯縁辺での観測^[22]で明らかにされた前線波動—冷水と暖水とがペアとなった擾乱—かもしれない。当海域は大陸棚が非常に狭く急深な海底地形であるため、黒潮から侵入した暖水舌の先端がすぐに陸岸に接してしまうことが、この海域の海況変動を特異なものとしているようだ。ただし、黒潮が大きく離岸している時にはこれとは少し異なる海況変動があるらしい。

相模湾において、急潮が北東強風や偏西風を伴う低気圧の通過に関連して、その前後1~2日以内に発生すること^[2]は注目される。暖水舌の侵入が、気象擾乱などにも関連あることが示唆される。また、黒潮が著しく接岸して流れる時、暖水舌が紀伊半島南端だけにかかることによって生ずる約7日と約14日の変動周期は、Kimura & Sugimoto (1987)^[13]の約10日と20日の周期と異なっていることは興味深い。

謝辞: 熊野灘沿岸での水温連続観測は多年にわたり多くの定置網漁業者各位のご協力で続けられているのである。発表の機会と御校閲を頂いたシンポジウムコンビーナの東大海洋研杉本隆成氏、また研究当初、熱心な議論と貴重な助言をして下さった東北水研奥田邦明氏に感謝する。

参考文献

- [1] 坂本久雄: 南西海域漁況迅速化試験概要報告書, 水産庁調査研究部・南西水研, 56~59 (1971).
- [2] 宇田道隆: 日本海洋学会誌, 9, 15~22 (1953).
- [3] 吉田耕造: 沿岸海洋研究ノート, 15, 96~108 (1978).
- [4] 竹内淳一・奥田邦明・鈴木 猛: 日本海洋学会春季大会講演要旨集, 107 (1975).
- [5] 竹内淳一・鈴木 猛: 昭和50年度和歌山県水試事業報告, 139~148 (1976).
- [6] 吉岡 洋・中島暢太郎・国司秀明: 京都大学防災研年報, 20B-2, 513~527 (1977).
- [7] 国司秀明・西 勝也・由佐悠紀: 京都大学防災研年報, 8, 479~493 (1965).
- [8] 久保川 厚: 月刊 海洋科学, 18, 512~518 (1976).
- [9] 竹内淳一・鈴木 猛: 昭和54年度和歌山県水試事業報告, 26~35 (1980).
- [10] 松山優治・岩田静夫: 水産海洋研究会報, 30, 1~17 (1977).
- [11] 永田 豊・竹下克一: J. Oceanogr. Soc. Japan, 41, 244~258 (1985).
- [12] 杉本隆成: 昭和57年度漁業資源研究会議環境部会報告, 92~104 (1983).
- [13] Kimura, S. & T. Sugimoto: Nippon Suisan Gakkai, 53, 585~593 (1987).
- [14] Kubo, H. & A. Tomosada: Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., 96, 11~28 (1978).
- [15] Kishi, M, J.: Umi to Sora, 52, 59~66 (1977).
- [16] 大谷清隆・出口良二: 北大水産彙報, 32, 77~96 (1981).
- [17] 清水利厚・瀬戸口明弘: 水産土木, 23, 57~62 (1986).
- [18] 竹内淳一: 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, 第7・8合併号, 38~54 (1985).
- [19] 竹内淳一・阪本俊雄: 日本海洋学会春季大会講演要旨集, 345 (1985).
- [20] 西村 司・島山祐二・杉村俊郎・田中総太郎: 日本リモートセンシング学会誌, 6, 297~310 (1986).
- [21] 和歌山県水産試験場: 天然ぶり仔資源保護のための基礎調査実験昭和59年度報告, 日本栽培漁業協会, 50~67 (1985).
- [22] Lee, T. N., L. P. Atkinson & R. Legeckis: Deep-Sea Res., 28A, 347~378 (1985).