

沿岸海洋と外洋の相互作用*

武岡 英 隆**

Interactions between Coastal Seas
and Outer Oceans

Hidetaka Takeoka

沿岸海洋と外洋の相互作用に関わる基本的要因を分類した。これらの要因が実際の沿岸海洋でどのように作用するかを、(1)豊後水道と紀伊水道、(2)東京湾と大阪湾、(3)久見浜湾と浜名湖をそれぞれ比較して具体的に示した。(1)の比較では、両水道の背後にある瀬戸内海の構造の違いによって生じる密度の違いが、両水道の急潮の発生状況の違いを生み出していることを示した。(2)では、潮流の強さの違いに起因する成層の強さの違いによって両湾の密度流に違いが生じ、このことが両湾の物質循環構造の違いを生み出しているという仮説を示した。(3)では、久見浜湾と浜名湖で夏季に貧酸素水塊を発生させる原因の違いについて紹介した。

Basic factors relating to the interactions between coastal seas and outer oceans are summarized. Examples of actual influences of these factors on their interactions are shown by comparing (1) the Bungo Channel with the Kii Channel, (2) Tokyo Bay with Osaka Bay and (3) Kumihama Bay with Lake Hamana. In the comparison (1), it is shown that the difference in the occurrence of the Kyucho in these channels is due to the density difference, which is caused by the structure of the Seto Inland Sea behind both channels. In (2), a hypothesis is proposed that the difference between the tidal currents in both bays causes the difference in the stratifications and the density currents, and, accordingly, it causes the difference in the material transport systems in these bays. In (3), factors causing the anoxic conditions in Kumihama Bay and Lake Hamana are discussed.

キーワード：豊後水道，紀伊水道，東京湾，大阪湾，久見浜湾，浜名湖，急潮，貧酸素水塊

1. ま え が き

1995年秋季の沿岸海洋シンポジウムのタイトルは「内湾と外洋の相互作用」であり、筆者はその一般論というテーマを頂いて話題提供を行った。本稿はそれをまとめたものであるが、このタイトル自体がやや抽象的なものであるので、本論に入る前にこのタイトルについて若干の論考を行っておきたい。

まず「内湾」という言葉であるが、その定義自

体あまり厳密なものではなく、本稿での議論は必ずしも内湾に限らないので、ここでは広く沿岸海洋と外洋との問題を考えることとする。また「相互作用」の定義であるが、この言葉からは沿岸と外洋の間の、エネルギー、海水、物質や、さらには生物のやりとり等が連想される。これらの個々のプロセスは必ずしも相互作用という言葉から想起されるような双方向的なものではなく、一方通行的である場合も多いので、ここでは双方向性にはこだわらず、沿岸海洋と外洋が隣接していることによって起こる現象を総じて相互作用と呼ぶこ

* 1995年12月5日受領, 1995年12月6日受理

** 愛媛大学工学部土木海洋工学科

とにしたい。

さて、相互作用とはいえ、ここでの我々の興味の主体は沿岸側にあるわけであるが、沿岸海洋にとって外洋は極めて本質的な存在である。例えば、紀伊水道と豊後水道を閉鎖すれば瀬戸内海は今と全く違う海（関門海峡が開いていれば海であり続けるだろう）となることは明らかで、あまり変わらないのは局所的な吹送流ぐらいのものであろう。すなわち、潮流、密度流など沿岸海洋のほとんどの現象は外洋との相互作用の影響を受けているわけである。従って、ある沿岸海洋と外洋との相互作用を論じるためには、それらの境界域での現象のみでなく、その沿岸海岸に対する総合的な理解が必要となる。それ故、沿岸海洋と外洋の相互作用を論じるということは、これまで分析的に明らかにされてきた個々の素過程を総合することにつながると考えられる。あるいは、素過程の組み合わせによって生じる海域の総体としての個性を論じるということになるかもしれない。

このように、相互作用を論じるためには対象とする海域に対しての総合的理解が必要であるとすれば、その一般論を展開するということは沿岸海洋がほとんど理解できたというに近いものであると思われるが、まだそのような段階にあるとは思えないし、筆者にそれらを論じる能力もない。そこで本稿では、まず「総論の序論らしきもの」として、沿岸海洋と外洋の相互作用に関わる要因について考察を行い、次にこれらの要因が実際にどのように相互作用のあり方を決めているかを、断片的にはあるがいくつかの沿岸海洋を比較しながらトピックスとして論じてみたい。

2. 沿岸海洋と外洋の相互作用に関わる要因

沿岸海洋と外洋の相互作用のあり方を決める要因を、一部杉本(1982)¹⁾を参考にしながら Table 1 に示すように分類してみた。これらは地形的要因と強制力に大別される。地形的要因としては、形すなわち地形そのものと、スケール、位置の3つが考えられる。

地形（海底地形を含む）を分類するためには何

Table 1 Factors relating to interactions between coastal seas and outer oceans.

①geometrical factors
(1)geometries
(bay width)/(bay mouth width)
(bay length)/(bay mouth width)
existence of sill at bay mouth
((mean depth or maximum depth)/(bay mouth depth))
number of bay mounths and lecations
(2)scales
(3)locations
offshore currents
warm or cold current
western boundary current or coastal boundary current etc.
climate conditions
②forcings
tides
input of buoyancy
wind
tsunami
strom surge

らかの定量的表現が必要であり、これらの基本的なものとしては、湾の幅と湾口幅の比、湾の奥行きと湾口幅の比、湾口のシルの有無、湾口の数と位置関係、等が考えられる。シルの有無は密度に関連した問題を考える場合には特に重要であるが、これは湾口水深と湾の平均水深（或いは最大水深）等で表現できよう。その他、湾内の海岸線長と湾のスケール（例えば湾と同じ面積を持つ円の円周）の比によって、湾内の地形の複雑さを表現することも考えられる。

この他にも地形を表現する要素は考えられるが、このように多くの要因によって分類することはあまりにも多くの地形の類型を生み出すことになるので、これらのいくつかを組み合わせで閉鎖度、或いは開放度という量を定義して沿岸海域を分類する試みもなされている。例えば、中尾・松崎(1995)²⁾は西田(1978)³⁾の定義した閉鎖度指標、 $EI = S^{1/2} D_1 / WD_2$ （S：湾の表面積、W：湾

沿岸海洋と外洋の相互作用

口幅, D_1 : 湾内最大水深, D_2 : 湾口最大水深) を用いて日本の沿岸海域を分類し, この指標と富栄養化や貧酸素水塊の発生との関連を検討して, この値が1以上であれば概ね貧酸素水塊の発生しやすい海域といえると結論している。また Healy and Harada (1991)⁴⁾ は, 湾の奥行きと湾口幅の比と湾口の数を用いて海域が閉鎖的であるか半閉鎖的であるか等の分類をする方法を提案している。さらには逆に湾の開放度を湾口幅, 湾の面積, 海岸線長を用いて表現する試みもある(水産資源保護協会, 1987⁵⁾)。しかし, これらは例えば閉鎖度の値がかなり大きく異なっているような海域の比較には有効なものと考えられるが, 似通った値を持つ海域についての精度の高い議論には不十分な可能性がある。例えば, シルの存在が貧酸素水塊の発生に決定的な役割を果たす場合があるがこれらの指標ではいずれも湾口のシルの有無は明確には表現できないし, 同じ閉鎖度で海水交換速度の異なる例を挙げることも容易である。しかしながら, 沿岸海域を総合的に理解するためには沿岸海域の相互比較は有力な方法であり, そのためには地形要素をある程度総合した閉鎖度などの定量的表現は必要である。従って, これらの表現には今後様々な検討が加えられ, 改良されていく必要があると思われる。

地形的要因の第2にはスケールを挙げた。これは, 幾何学的には全く相似であっても絶対的なスケールの違いによって卓越する強制力が異なる場合などがあるからである。例えば湾が大きくなっても潮汐がそれに比例して大きくなるわけではないので, 大きな湾では潮流の重要性は相互的に低下してくるであろう。また湾のスケールと内部変形半径の関係によって密度流の振舞いも当然変わってくる。

地形的要因の第3の「位置」とは, 要するにその湾がどこにあるかということである。その主なものは海流との位置関係であり, 沖合いを暖流が流れているか寒流が流れているか, 或いは暖流であれば黒潮のような西岸境界流であるか対馬暖流のような沿岸境界流であるか等は, 外洋との相互

作用や湾内での現象を支配する大きな要因となり得る。また, どのような気候帯に属しているか, 平たくいえば例えば北の海か南の海かの違い等は, 浮力の供給などの条件の違いを生む要因となる。この要因の違いは我が国の沿岸を見る限りではそれほど大きくないかもしれないが, 世界の沿岸海域を比較する際には決定的となる場合も多い。その他, 湾軸の向きと季節風の風向の関係等も外洋との関係を決める要因となり得るであろう。

一方, 強制力(ここでは必ずしも力をさすのではなく広く沿岸と外洋の相互作用に関連した海水の運動の原因とする)として考えられるのは, 潮汐, 浮力供給, 風, 津波, 高潮などである。地形的要因の場合と異なり, これらには定常的か周期的か突発的か等の時間的特性も考慮する必要がある。これらのうちどのような強制力がどのように働くかは多くの場合地形的要因によって決まる。また強制力同士も必ずしも独立ではなく, 例えば潮流による混合が密度分布に影響し密度流を制御するというように相互に関係する場合も多い。

3. 沿岸海域の比較

Table 1 に示したような要因によって沿岸海域を分類し, それぞれについて外洋との相互作用を論じるというのが総論としての責務であろうが, それは既に述べたように荷が重すぎるので, 以下では各論として, 豊後水道と紀伊水道, 東京湾と大阪湾の比較や, シルを持つ内湾についての考察を行い, これらの要因の違いがどのように沿岸と外洋の関係に影響するかを具体的に示す。なお, 筆者は最近瀬戸内海と世界のいくつかの沿岸海域との比較を試みたので(武岡, 1966⁶⁾) 参考にして頂ければ幸いである。

3.1 豊後水道と紀伊水道

豊後水道では主に夏季の小潮期に水道内部にまで達する急潮が発生し(武岡ほか, 1992⁷⁾; Takeoka *et al.*, 1993⁸⁾), 水道内の環境に大きな影響を与えている。その例として, Fig. 1 の豊後水道東岸の測点 K1 から K11 の 5 m 層で観測した1992年の

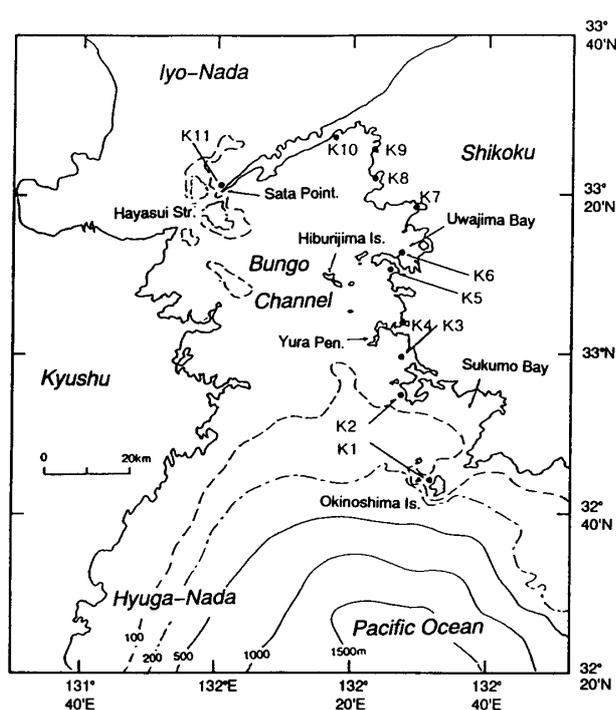


Fig. 1 Map of the Bungo Channel showing the stations of long-term monitoring of water temperature.

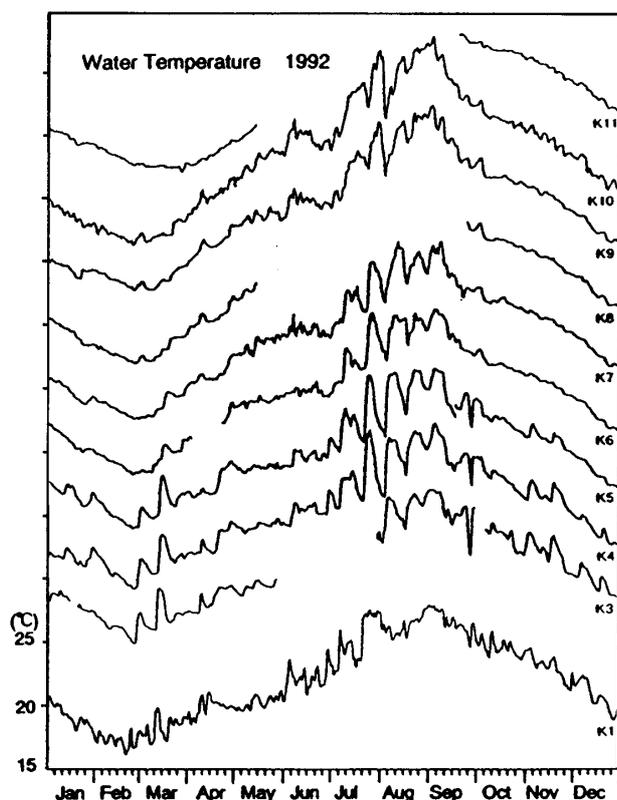


Fig. 2 Records of water temperature processed by 24-hour running mean at Stns. K1 to K11 in Fig. 1 during 1992. Scale of temperature is for Stn. K1, and each record is shifted by 5°C.

水温を Fig. 2 に示す。図のように夏季には豊後水道内部で激しい水温変動が多く見られ、また冬季にも水道の南部ではいくつかの水温変動が見られる。これらのほとんどは急潮によるものである。また詳細な検討によれば、K3 より内部に進入した急潮は、夏季以外のものも含めてほとんど小潮の頃に起こっている。これらの急潮の原因の主なものは、黒潮から派生する暖水舌が四国南西岸に遭遇することであり、その後の暖水塊の水道内部への進入を水道内の鉛直混合の変化が制御することによって明瞭な周期性が生じていると考えられる。一方、紀伊水道では、春に熱塩フロントの北上による水温の急上昇はあるものの（竹内・中地, 1995⁹⁾）、夏季における急潮の発生は報告は見られない。本節の目的はこのように紀伊水道で急潮が見られない理由を豊後水道と紀伊水道を比較しながら考察することであるが、まず実際に夏季の紀伊水道で強い急潮がないのかどうかを検討しておこう。

Fig. 4(a)は、Fig. 3（竹内・中地, 1995⁹⁾）に示す紀伊水道東岸のほぼ中央部の測点 K5 の10m層と20m層における1990年7月と8月の水温である

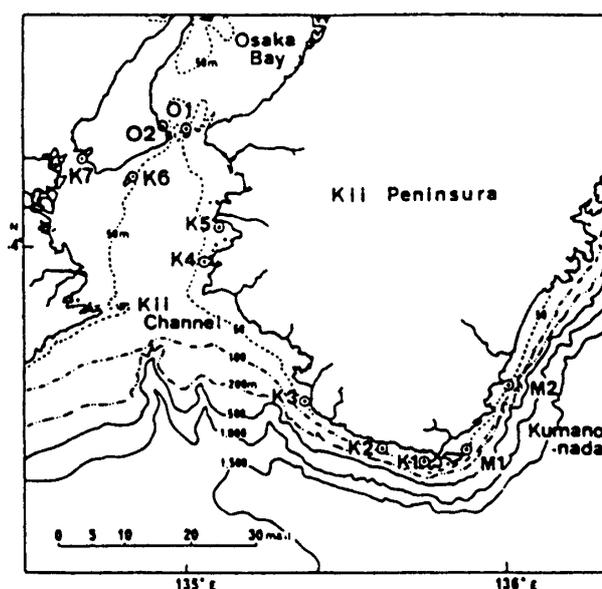


Fig. 3 Map of the Kii Channel and the outer ocean showing the stations of long-term monitoring of water temperature (after Takeuchi and Nakaji 1995⁹⁾).

沿岸海洋と外洋の相互作用

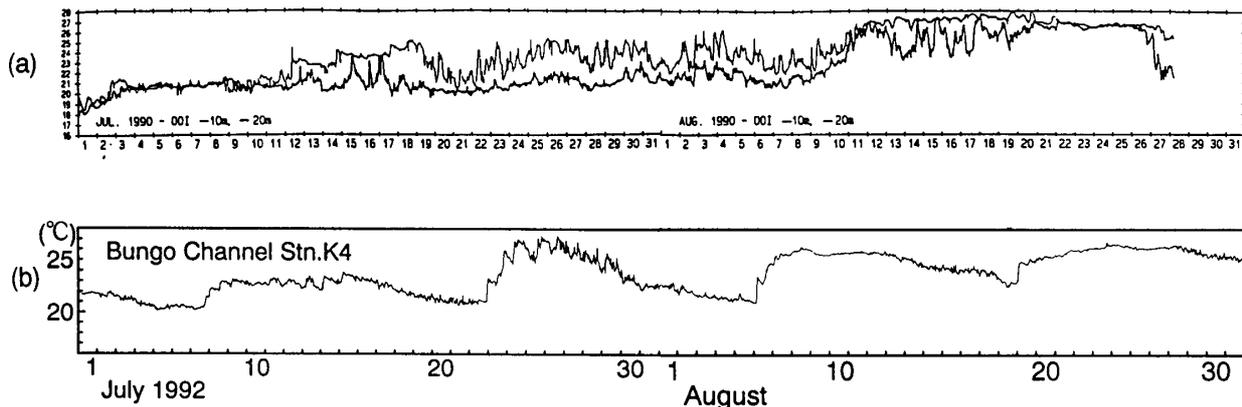


Fig. 4 (a) Records of water temperature at 10 and 20 m depths at Stn. K5 in the Kii Channel during July and August in 1990 (Takeuchi, personal communication). (b) Records of water temperature at Stn. K4 in the Bungo Channel during July and August in 1992.

(竹内, 私信). 一方 Fig. 4(b)は, 紀伊水道の K5 と同様に豊後水道東岸のほぼ中央に位置する測点 K4 (Fig. 1) の1992年7月と8月の水温を (a) と同スケールで示したものである. Fig. 4(a) では, 内部潮汐と思われる水温変動の他に数日かけての水温上昇もいくつか見られるが, これらの上昇は (b) に見られる豊後水道の急潮による水温上昇に比べはるかに緩やかである. また (a) では, 7月下旬から8月上旬にかけて10m層で見られていた潮汐周期の水温変動が8月上旬から中旬にかけての水温上昇の後には10m層では見られなくなり, 代わりに20m層で見られるようになっていく. このことは水温躍層の深さが変動していることを示しており, 風による混合による躍層の変動が (a) での数日スケールの水温変動の一つの原因である可能性が伺われる. これらのことから考えて, 夏季の紀伊水道では豊後水道のような強い急潮は通常はないものと結論してよいであろう.

このように, 豊後水道と紀伊水道では急潮の発生状況に明瞭な違いがあるが, 両者の地形には大きな差はない. また, 豊後水道の急潮の原因は主に黒潮の暖水舌の四国南西岸への衝突であると考えられるので, 黒潮との位置関係も問題になるが, Fig. 3 の紀伊半島南西の測点 K1~K3 では黒潮の暖水舌による水温の上昇がしばしば観測されており (竹内・中地, 1995⁹⁾), 急潮の原因という点では両水道に大きな差はないと思われる. 従って,

水道内部への暖水の進入を制御する要因の違いが両水道の急潮の発生の違いを起しているものと考えられる. 豊後水道においては潮流や海面冷却による鉛直混合の強さの変化が急潮の水道内部への進入を制御しており, 鉛直混合が強いと暖水塊は内部まで進入できない. しかし, 潮流は紀伊水道が豊後水道よりむしろ弱いので (柳・樋口, 1981¹⁰⁾), 潮流の強さからは紀伊水道で急潮が発生しないことを説明することはできない. 残る可能性として考えられるのは密度の違いである. もし紀伊水道の表層水と進入する暖水塊の密度差が小さければ, 暖水塊は水道内部までは進入できないと考えられる.

そこで, 実際に両水道で密度がどのように違うかを, 愛媛県水試と和歌山県水試による浅海定線観測のデータ (水産庁, 1980~1989¹¹⁾) を用いて検討してみる. これらの測点は両水道に数多くあるが, ここでは簡単のために, 豊後水道では速吸瀬戸付近の測点を, 紀伊水道では友が島水道付近の測点をそれぞれを代表する測点として選んだ. これらの点では水平, 鉛直混合が強いので, データの代表性がよく, 両水道の大略の傾向を知るには都合のよい測点であると考えられる. Fig. 5 は, これらの測点での水温, 塩分, 密度の1976年から1985年までの平均の経月変化を示している. 図のように, 水温の振幅は紀伊水道で大きく, 冬季は紀伊水道が低温, 夏季は紀伊水道が高温になっている.

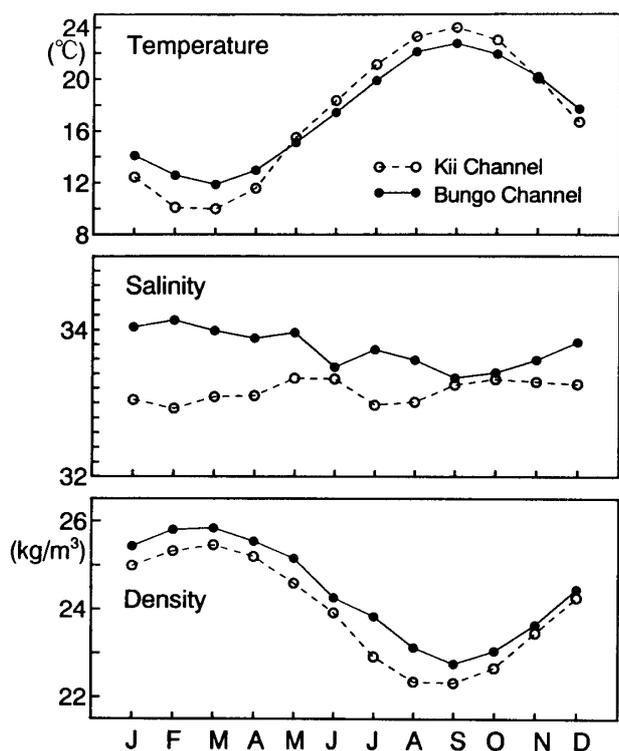


Fig. 5 Yearly change of water temperature, salinity and density at the northern mixed stations in the Bungo Channel and the Kii Channel. Data from 1976 to 1985 are averaged.

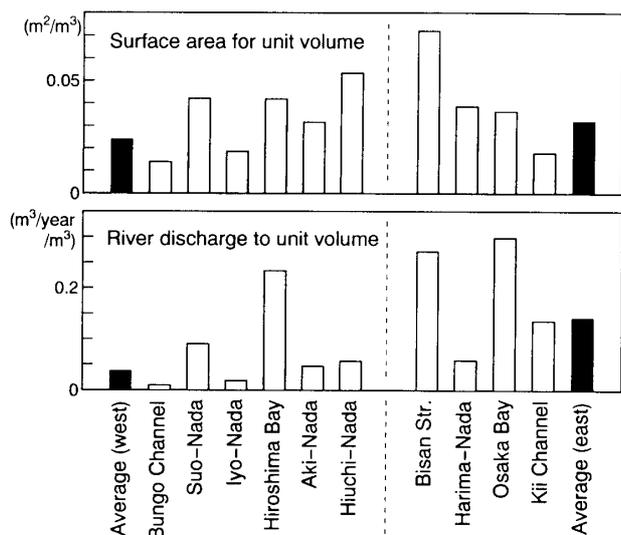


Fig. 6 Surface area for unit volume (reciprocal of depth) and river discharge to unit volume in each sea area in the Seto Inland Sea.

塩分は通年紀伊水道が低い。密度は、冬季の大きな塩分差の結果、通年紀伊水道が小さくなっており、相対的に紀伊水道の方が暖水塊が進入しにくい状況にある。従って、このことが豊後水道と紀伊水道の急潮の発生状況の違いの主因であると考えてよさそうである。

それでは紀伊水道の密度はなぜ豊後水道より小さいのであろうか。この原因には両水道の背後にある瀬戸内海の構造が関係していると思われる。瀬戸内海では両水道から進入した潮汐波が備讃瀬戸西部付近で出会うといわれているので、ここを境に瀬戸内海を東部と西部に分け、それぞれに対する海水の単位体積当たりの海面の面積(S/V , 水深の逆数に等しい)と、海水単位体積当たりの河川水流入量(R/V)を比較してみた。これらに用いた海域諸元や河川水流入量は、岡市(1985)¹²⁾による。結果をFig. 6に示す。 S/V は海面を通しての加熱に対する海水の加熱され易さの尺度と考えられ、瀬戸内海は東部の方が浅いことを反映して、平均では東部が1.3倍程度大きい。また、 R/V は河川水の流入による低密度化のされ易さの尺度と考えられるが、これは水深の違いに加え河川流量が東部で多いことが大きく効いて、平均では東部が3.7倍程度大きい。従って、加熱によっても河川水の流入によっても瀬戸内海東部は西部より低密度化され易い状況にあり、この結果紀伊水道の密度が豊後水道より小さくなるものと考えられる。

このようにこれらの水道の急潮の発生状況の違いには背後の瀬戸内海の構造の東西の違いが関わっており、このことは、外洋との相互作用が単なる境界域での現象でなく沿岸側の全体的な構造と深く関わっていることを示す好例であろう。なお、以上の考察は極めて粗いものであり、詳しくは両水道の水温、塩分、密度の断面構造や黒潮系水との密度差等を比較した議論等が必要と思われるが、これらについては別の機会に報告したいと考えている。

なお、両水道の比較ではないが、外洋との相互作用という視点から豊後水道の急潮について以下のことをつけ加えておきたい。小泉・河野(1994)¹³⁾

沿岸海洋と外洋の相互作用

は、豊後水道東岸の下波湾において急潮発生時には湾内の栄養塩濃度が著しく低下するが、急潮後には湾外底層より富栄養の低温水が進入して湾内の栄養塩濃度が増加し、湾内の珪藻プランクトンを増殖させる機構になっていることを明らかにした。さらに小泉ほか(1995)¹⁴⁾は、この湾外の底層の栄養塩が、急潮の発生に連動して陸棚斜面から豊後水道の底層に進入した水塊によって供給されていることを示した。このような外洋からの栄養塩の供給の可能性に関しては既に藤原ほか(1984)¹⁵⁾が指摘しているが、小泉らの観測はこの機構をより詳細に把えたものである。このような外洋からの栄養塩の供給は、沿岸と外洋の相互作用の一つとして注目すべき現象であろう。また、豊後水道南部では、この底層水の流入と急潮による表層での流入の結果、中層では流出する構造になっていると推定されている(秋山ほか, 1995¹⁶⁾。

3.2 東京湾と大阪湾

東京湾と大阪湾については本シンポジウムでそれぞれ個別に話題提供が行われ、本書に詳しくまとめられるので、ここでは両湾の物質輸送構造の違いに話題を絞る。

Fig. 7 に東京湾の湾軸に添う鉛直断面における夏季の水温分布(宇野木・岸野, 1977¹⁷⁾)と、大阪湾の鉛直断面における夏季の水温分布(城, 1986¹⁸⁾)を示す。東京湾は大阪湾より表層と底層の水温差が大きく、成層が強いことがわかる。これは、背後に播磨灘などをひかえた大阪湾の方が潮流が強いことが主な原因と考えられる。Yanagi *et al.* (1989)¹⁹⁾は、夏季の東京湾では黒潮が接岸

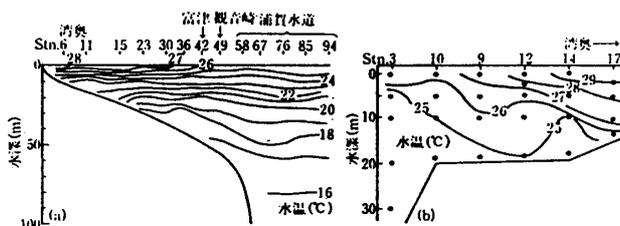


Fig. 7 (a) Distribution of water temperature along the vertical transect in Tokyo Bay in summer (after Unoki and Kishino, 1977¹⁷⁾), and (b) that in Osaka Bay in summer (after Joh, 1986¹⁸⁾).

すると黒潮水がこれと等しい密度の東京湾中層に貫入し、表層水と底層水を湾外に流出させることを示し、このような現象は夏季にしばしば発生しているらしいと推定している(このような流出入の構造は、豊後水道と逆であることにも注目したい)。このような現象が起こり得るのは、成層が強くて表層から底層までの密度の幅が広いからである。大阪湾の底層では、鉛直混合により表層への浮力供給の影響がある程度及ぶため、沖合いの友が島水道付近の混合水より密度が大きくなることはなく、中層貫入が起こる状況にはないと思われる。

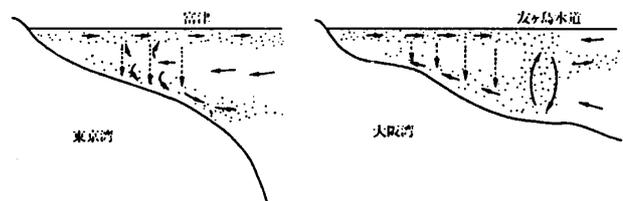


Fig. 8 Schematic representations of the material transport structure in Tokyo Bay and Osaka Bay.

このような東京湾と大阪湾の密度構造の違いに基づく流動の違いは、両湾の物質輸送の構造にも大きな影響を与えている可能性がある。Fig. 8 に両湾で推定される物質輸送構造を模式的に示す(武岡, 1993²⁰⁾)。大阪湾では窒素や磷などの物質は植物プランクトンの基礎生産によって粒子化され、それらの死骸や動物プランクトンの糞粒等として沈降し、底層の流れによって湾奥に運ばれながら分解して表層に回帰する。その結果、これらの物質の平均滞留時間は溶存態のままの物質より長くなる。逆に東京湾では、底層に沈降した物質は速やかに湾外に排出される。柳・高橋(1988)²¹⁾は、大阪湾では河川から流入する窒素や磷の平均滞留時間が河川水そのものの平均滞留時間より1.7倍程度長いのに対し、東京湾ではこれらの平均滞留時間にあまり差がないことを指摘している。この原因はいくつか考えられるが、このような成層の強さの違いによる流動構造の違いも原因として有力であろう。また、このような物質輸送構造の違いは、外洋へと排出される物質に粒径や密度

の違いによる質的な違いも生じさせる可能性があることも指摘しておきたい。なお、東京湾と大阪湾の物質輸送構造の違いに関してのより詳しい議論は、武岡 (1993)²⁰⁾を参照されたい。

3.3 シルを持つ内湾

湾口のシルの存在は湾の特性を決定づける大きな要因である。例えば別府湾のように湾口が比較

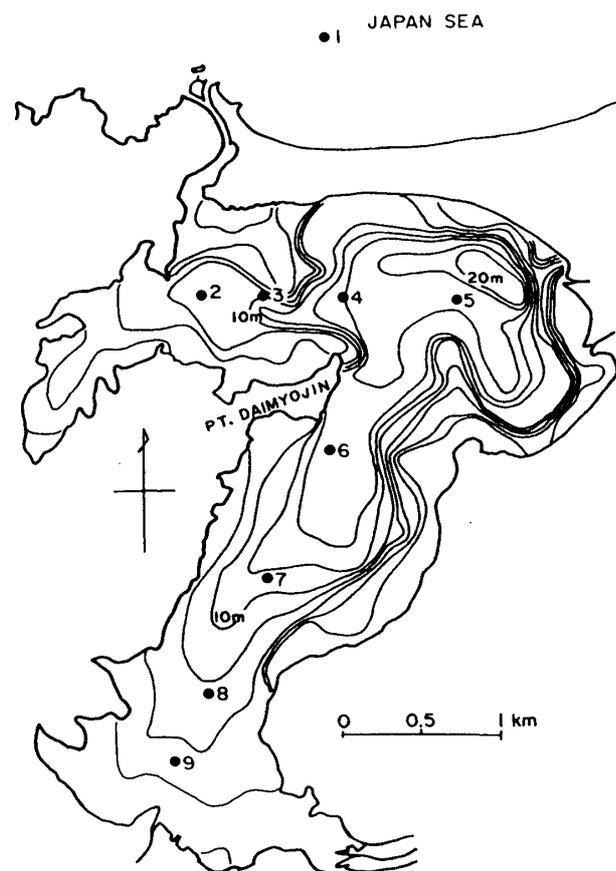


Fig. 9 Map of Kumihama Bay (after Kashiwai, 1989²³⁾).

的開いている地形の湾においてさえ、湾奥の最大水深が約70mに対して湾口部が45mという低いシルの存在によって、湾奥部の窪みのシル水深下の水塊が極度に停滞して貧酸素化が起こることが明らかにされている (亀田・藤原, 1995²²⁾)。前節まで示した4つの海域はいずれも湾口にシルを持っていないので、この節ではシルを持つ特に閉鎖的な海域についていくつかの例を挙げながら外洋との相互作用について考察してみたい。

京都府の北西端に位置する久見浜湾は、Fig. 9 (柏井, 1989²³⁾)のように湾口部が浅くかつ狭い極めて閉鎖的な小湾である。Fig. 10はこの湾の測点5における密度と溶存酸素飽和度のイソプレットである (柏井, 1989²³⁾)。これらの図中の黒丸は、外海水の密度と同じ密度を持つ深さを表している。図のように、6月から11月にかけて黒丸の深さより下層で無酸素水塊が形成されている。柏井 (1989)²³⁾によれば、この無酸素水の形成機構は湾外の海水密度の季節変化と関係が深い。湾外を流れる対馬暖流水は、5月から6月にかけて急激に高温、低塩分化して低密度となる。この外海水の密度変化は対馬暖流の影響下の沿岸に特有のものである。このため、夏季に湾内に流入するこの低密度化した外海水は、晩春までに流入して湾内底層に滞留する低温高塩分で高密度の水塊の上部にしか流入できない。この結果、底層水は交換されことなく停滞し、底泥による酸素消費を受けて無酸素化する。この底層水の停滞は外海水の密度変化のみでなくシルの存在にもよるものである

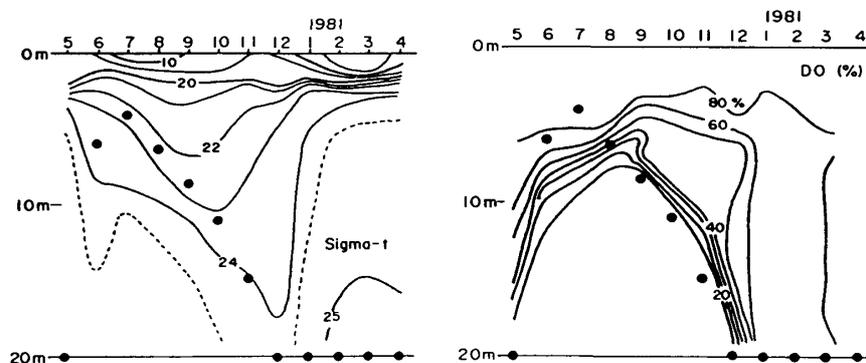
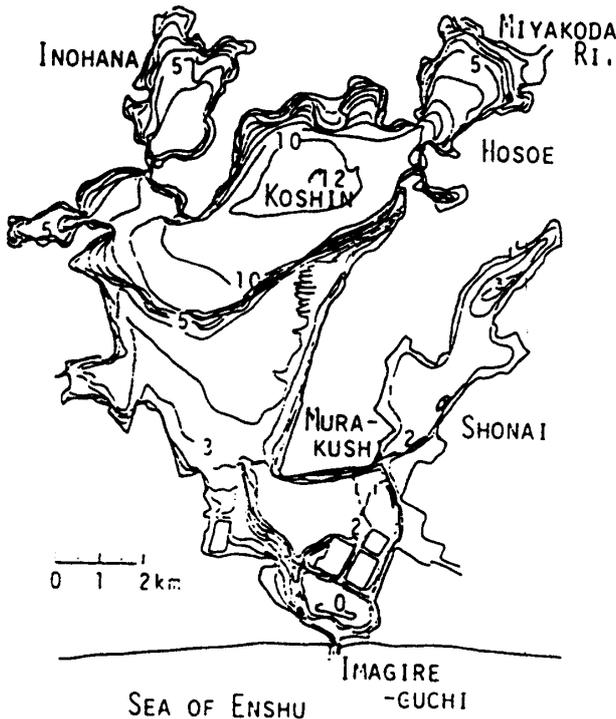
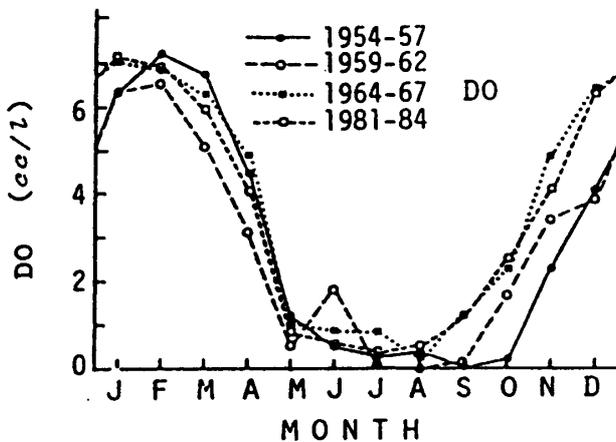


Fig. 10 Isopleths of density and dissolved oxygen concentration at Stn. 5 in Kumihama Bay (after Kashiwai, 1989²³⁾).

沿岸海洋と外洋の相互作用

Fig. 11 Map of Lake Hamana (after Mazda, 1995²⁴⁾).Fig. 12 Yearly changes of dissolved oxygen concentration in the bottom layer at the central part in Lake Hamana (after Mazda, 1995²⁴⁾).

ことは明らかであり、シルがなければ Fig. 10 のような無酸素化は起こらないであろう。

久見浜湾と類似の状況にあるのは浜名湖 (Fig. 11; 松田, 1995²⁴⁾) である。浜名湖も、湾口部が狭くて浅く閉鎖性の強い内湾である。Fig. 12 は浜名湖の湖心底層の溶存酸素の変動 (松田, 1995²⁴⁾) であるが、久見浜湾と同様に夏季を中心に強い貧酸素化が起こっている。松田 (1995)²⁴⁾ によれば、こ

の貧酸素水は、久見浜湾と同様に夏季には外海の表層水が低密度化して湖内の底層水の上部にしか流入できず、底層水が停滞することによって形成される。この外海水の低密度化は、夏季に木曾三川からの流入により低密度化した伊勢湾からの流出水の影響によるものである。

このように久見浜湾と浜名湖の貧酸素水塊の形成には、シルを持つ湾の地形と外洋の密度の季節変化が決定的な役割を果たしている。外洋の境界条件としては、対馬暖流が岸に隣接して流れている久見浜湾と黒潮が沖を流れている浜名湖では本来はかなり異なるはずであるが、隣接海域への河川水の流入の影響によって浜名湖でも久見浜湾と類似の外海の密度変化が生じている訳である。

久見浜湾や浜名湖とスケールは全く異なるが、湾口部が狭くてかつシルを持つ閉鎖性の強い内湾としてはバルト海や地中海が挙げられる (これらが内湾と呼べるかどうかについてはここではこだわらない)。これらは、Table 1 に挙げた地形的要因のうち地形においては久見浜湾などかなり似通った要素を持つが、スケールや位置の違うによって強制力が異なり、その結果循環構造や貧酸素水塊の形成の条件など湾の環境が大きく異なる例である。これらについては、武岡 (1996)⁶⁾ を参照されたい。

このようにシルを持つ閉鎖的な内湾について考察してみると、これらの内湾では、シルの存在が外洋との相互作用を弱めて独自の環境を形成しているというのではなく、シルの存在が外洋との相互作用のあり方に影響し、その結果起こる相互作用によって内湾の環境が支配されているということがわかる。従って、このように強度に閉鎖的な内湾においてさえ、外洋の存在は湾の環境の決定に本質的な役割を果たしていることがわかる。

4. あとがき

以上、本稿では沿岸海洋と外洋の相互作用に関わる基本的要因をまとめ、これらの要因が実際にどのように働いて海域の個性を作り出しているかを、いくつかの海域を比較しながら具体的に示し

た。ここに挙げたのはまだ限られた例に過ぎないが、今後もっと異なった個性を持つ海域同士を比較研究することは沿岸海域に対する理解を深める有力な方法の一つであろう。

最後に本稿をまとめるに当たり貴重な議論をしていただいた愛媛大学工学部柳哲雄教授，貴重な資料を御提供いただいた和歌山県水産試験場の竹内淳一氏に厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 杉本隆成 (1982) : 開放型沿岸海岸の物理的諸問題. 沿岸海洋研究ノート, **19**, 121-130.
- 2) 中尾徹・松崎加奈恵 (1995) : 地形形状による富栄養化の可能性. 海の研究, **4**, 19-28.
- 3) 西田幸夫 (1978) : 全国海域利用計画への接近. 新しい海域利用技術便覧, フジテクノシステム, 80-111.
- 4) Healy, T. and K. Harada (1991) : Definition and physical characteristics of the world's enclosed coastal seas. Marine Pollution Bulletin, **23**, 639-644.
- 5) 水産資源保護協会 (1987) : 養殖漁場管理定量化開発調査報告書, 日本水産資源保護協会.
- 6) 武岡英隆 (1996) : 瀬戸内海と世界の閉鎖性水域の比較. 岡市友利・小森星児・中西弘編, 瀬戸内海の生物資源と環境, 恒星社厚生閣, 218-232.
- 7) 武岡英隆・秋山秀樹・菊池隆展 (1992) : 豊後水道の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30**, 16-26.
- 8) Takeoka, H., H. Akiyama and T. Kikuchi (1993) : The Kyucho in the Bungo Channel, —Periodic intrusion of oceanic warm water—. J. Oceanogr., **49**, 369-382.
- 9) 竹内淳一・中地良樹 (1995) : 紀伊水道に侵入する暖水について. 南西海ブロック海洋研究会報告, 第12号, 33-46.
- 10) 柳哲雄・樋口明生 (1981) : 瀬戸内海の潮汐・潮流. 第28回海岸工学講演会論文集, 555-558.
- 11) 水産庁 (1980~1989) : (昭和51年~昭和60年) 水産試験研究機関海洋観測資料.
- 12) 岡市友利 (1985) : 瀬戸内海の姿, 自然と環境. 小坂淳夫編, 瀬戸内海の世界, 恒星社厚生閣, 18-37.
- 13) 小泉喜嗣・河野芳巳 (1994) : 夏季の下波湾の珪藻プランクトン増殖機構に対する急潮の影響. 沿岸海洋研究ノート, **32**, 81-89.
- 14) 小泉喜嗣・河野芳巳・武岡英隆 (1995) : 夏季における陸棚斜面から豊後水道底層への栄養塩の供給. 1995年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 317.
- 15) 藤原建紀・山田到保・肥後竹彦 (1984) : 豊後水道を経て外洋から瀬戸内海に“流入”する窒素について. 1984年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 108-109.
- 16) 秋山秀樹・廣橋雅裕・真田康広 (1995) : 豊後水道における夏季の水塊分布構造—分布および流動構造の観測—. 1995年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 246-247.
- 17) 宇野木早苗・岸野元彰 (1977) : 東京湾の平均的海況と海水交流. Technical Report No. 1, 理化学研究所海洋物理研究室, 89pp.
- 18) 城久 (1986) : 大阪湾における富栄養化の構造と富栄養化が漁業生産におよぼす影響について. 大阪府水産試験場研究報告第7号, 1-174.
- 19) Yanagi, T., T. Tamaru, T. Ishimaru and T. Saino (1989) : Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer. La Mer, **27**, 34-70.
- 20) 武岡英隆 (1993) : 東京湾との物質循環の違い. 小倉紀雄編, 東京湾—100年の環境変遷, 恒星社厚生閣, 169-173.
- 21) 柳哲雄・高橋暁 (1988) : 大阪湾の淡水応答特性. 海と空, **64**, 63-70.
- 22) 亀田卓彦・藤原建紀 (1995) : 別府湾底層冷水の海水交換時間と貧酸素化. 沿岸海洋研究ノート, **33**, 59-68.
- 23) 柏井誠 (1989) : 久見浜湾における無酸素水塊解消の試み. 沿岸海洋研究ノート, **26**, 129-140.
- 24) 松田義弘 (1995) : 浜名湖水域環境の形成と変遷. 水産海洋研究, **59**, 171-174.

質 疑 応 答

問：豊後水道と紀伊水道での急潮の有無は、バックグラウンドとして存在する外海水との密度コントラストの相違のみでなく、潮汐混合の強さの相違によっている可能性はないか？

(東大・海洋研, 日比谷紀之)

答：潮流はむしろ紀伊水道側が弱いので、潮汐混合が紀伊水道に急潮が起こりにくい原因とは考えられない (本文参照)。

問：急潮に関しては、黒潮が流路を変えるところ (豊後水道沖) では起こりやすく、変えないところ (紀伊水道沖) では起こりにくいというような外的要因を考える必要はないか？

(三好 寿)

答：紀伊半島南西沿岸では水温の急上昇がしばしば起こっているため、急潮の原因としての黒潮の役割には両水道で本質的な差はないと考えて

沿岸海洋と外洋の相互作用

いる（本文参照）。

問：豊後水道の急潮について，位相伝播特性はわかっているか？ 急潮には流速変化が伴うと思うが，急潮のスケールによって特徴が異なることはあるか？ （東京水産大，長島秀樹）

答：伝播特性を示す沿岸での水温記録は多く持っているが，詳細にはまとめていない。水道の奥部にいくに従って水温上昇に時間を要するようになり，到達時間の特定が難しいなどの問題は

ある。流速のデータはあまり多くはないが，湾内での係留観測や，沖合での ADCP, HF レーダーなどの観測例がある。これらによれば，弱い急潮では数 10 cm/s, 強い急潮では 50～100 cm/s に達することもある。急潮のスケールの定義には暖水塊の厚さも必要であろうが，流速観測時に暖水塊の厚さについてのデータが得られているとは限らないので，急潮のスケールと流速との関係は詳細にはわからない。