

日本海とスルー海：対照的な二つの縁海循環系の地球化学

蒲生 俊 敬*

1. はじめに

我が国周辺から熱帯域にかけて西部太平洋には、閉鎖的な縁海（日本海，南シナ海，スルー海，セレベス海など）が連なっている（図1）。これらの縁海は、面積こそ小さいが、外洋なみに数千メートルの深度を持つものもあり、周囲の地理的状況や気候条件に応じて、それぞれ特徴的な海水循環・物質循環形態を有している。

特に、水深が数千メートル以上と深く、一次生産が活発（酸素の消費速度が高い）で、かつ地形が閉鎖的（海水の循環が規制され、深層への酸素の供給が制限されやすい）という3条件

を満たす海盆深層水は、酸素の供給量，生物生産量，さらに周囲の気候条件等の微妙な変化にすばやく反応し，その酸化還元環境を容易にシフトさせる。このような縁海は，天然の実験海域（「箱庭」的な海）として，たいへん貴重な存在である。縁海の環境変化の実態を詳しく追跡し，また縁海同士で比較・解析を行なうことによって，グローバルな海洋環境変動やその要因を解明する有用な情報が得られると期待される。

東京大学海洋研究所では，主として研究船白鳳丸を用いて，これらの閉鎖的縁海の地球化学

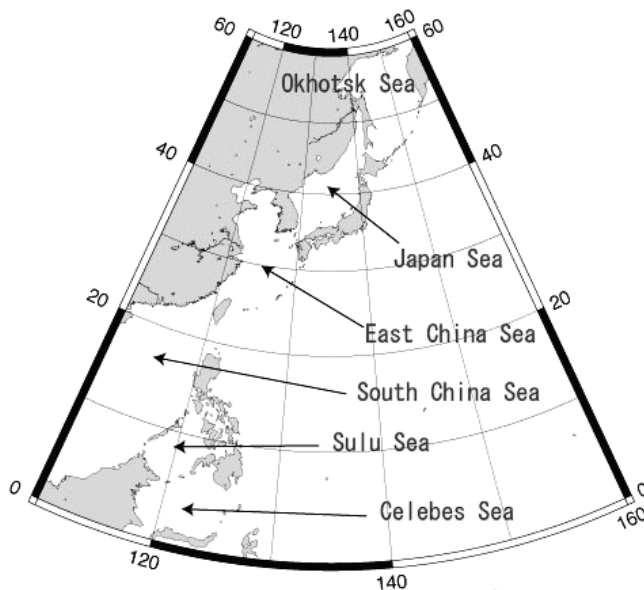


図1. 北部西太平洋に連なる縁海.

*東京大学海洋研究所教授

的研究を継続して実施してきた。本稿では、比較的調査の進んでいる日本海とスルー海を取り上げ、両縁海の地球化学的特徴をまとめる。この二つの縁海は、以下に述べるように、様々な点で対照的な性質を有している。それらをまとめて対比させることから、縁海の特異性や多様性を明らかにしていき、「比較縁海学」とも呼ぶべき新しい研究分野の確立につなげたいと考えている。

以下では、まず縁海における一般的な深層循環系のパターンについて概説し、その後、日本

海、スルー海の順に見ていくこととする。

2. 縁海における深層循環のパターン

図2は、これまでに知られている縁海の深層循環パターンを、3つに分類したものである。縁海はいずれも、より大きな海域と隣接している。両者の接続部分がどうなっているか（sillが深いか浅いか、海水の交換が活発かどうか、など）によって、縁海の深層循環系は大きな影響を受ける。

図2(a)は、sillが比較的浅く、隣接海域との

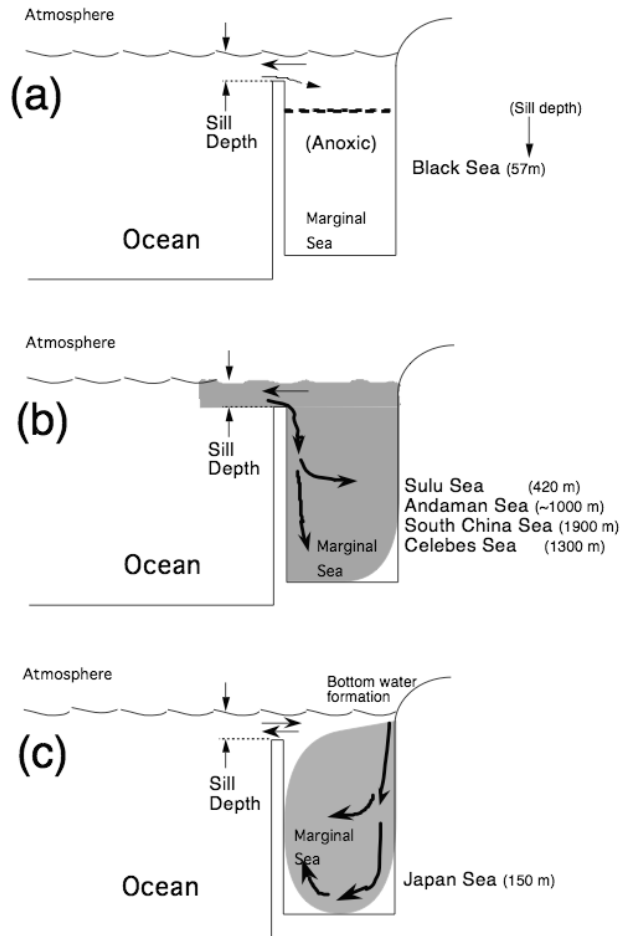


図2. 縁海における3通りの深層循環系. 各海域名の後の()内の数字は、隣接する海域との間の sill の最大水深を示す.

海水交換がきわめて不活発なケースである。縁海内で表面海水の沈み込みが起こるほど高密度の海水が供給（あるいは生成）されないため、縁海の深層水は停滞し、酸素は消費し尽くされて硫化水素が発生するに至る。西太平洋ではないが、黒海がその典型例である。

図2(b)は、sill が比較的深い場合を示す。隣接海域から高密度の海水の供給を受けることによって、縁海内部での深層循環（海水の上下混合）が維持され、深層水は無酸素状態になることを免れる。図中に名称を記したように、亜熱帯～熱帯域の縁海にこのタイプが多い。

図2(c)は、sill が浅いにもかかわらず、縁海内部に独自に高密度表面水を生成するプロセスが存在し、それによって縁海内部の深層循環が維持されるケースである。隣接海域の影響をほとんど受けない熱塩循環が起こり、深層水の酸化環境が保たれる。

日本海およびスルー海は、それぞれ図2(c)および(b)に相当している。

3. 日本海

3-1. 日本海の地理的特徴

最初に、日本海のもつ地理的な特徴を二つあげる。日本海における海水の循環は、この二つの特徴に強く支配されていると考えられる。

図3に示した地勢から明らかなように、日本海と周囲の海とは、4つの海峡でつながっている。南から、対馬海峡、津軽海峡、宗谷海峡、および間宮海峡。これらの海峡の sill はいずれも浅く、最も深い対馬海峡でも130m程度しかない。これに対して、日本海そのものは非常に深い。平均水深は約1,450m、最深部は水深3,700m以上もある。つまり、日本海はその周りの海とつながってはいるが、それはごく表面だけのことで、その下にある大部分の海水は、

周囲の海から完全に切り離されている。これが日本海の一番目の特徴、すなわち非常に閉鎖性の強い「いれもの」だということである。

二番目の特徴は、日本海を支配する気候条件にある。日本海、特にその北西部は、冬季にシベリア寒気団の影響をまともに受け、寒冷な気候にさらされる。表面海水は熱を奪われて温度が低下する。また表面水の塩分は、寒冷な気候に伴う結氷や蒸発によってさらに増加する。こうして冬期の日本海では、低温かつ高塩分（高密度）の表面海水が形成されやすくなる。

日本海のほぼ中央には大和堆とよばれる地形の高まりがある。大和堆の北側に、日本海で最も深い日本海盆が東西に広がっている。また大和堆の南側に大和海盆、そして南西側に対馬海盆がある。

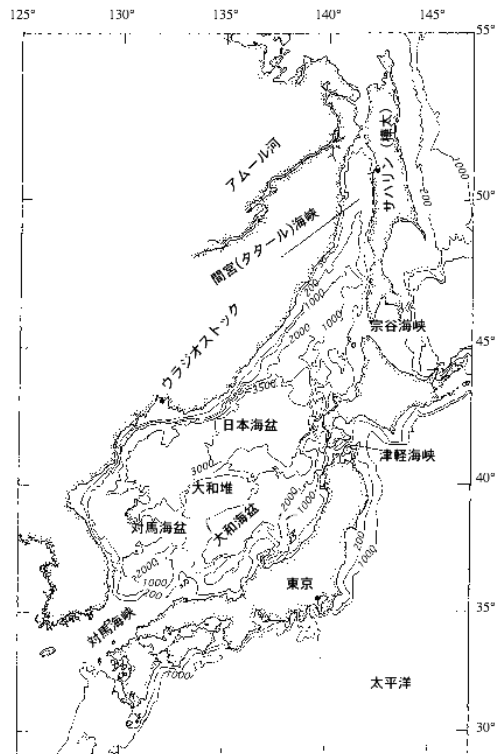


図3. 日本海及びその周囲の地理

3-2. 日本海における深層循環

冬期に形成される高密度の表面海水は、重力で深海へと沈みこむ。密度が十分に大きければ水深3,000m以上の海底まで達する。すると、それまで海底付近にあった海水は横か上に押しやられる。また、表面海水の沈んだあとには周囲の表面海水が流れ込む。こうして玉突きのように海水の動きが次々に誘起され、日本海の海水は全体として大きくかき混ぜられることになる。日本海の著しい閉鎖性（特徴1）が、日本海に独自の深層循環系をもたらし、冬期の寒冷的な気候条件（特徴2）がその深層循環系を維持する原動力ということになる。

このような海水の循環は、全世界の海洋を通じて起こっている。その概念を理解するには、コロンビア大学のブロッカーが提唱したベルトコンベアーモデル（図4）が便利である（Broecker, 1991）。表面海水の沈み込みは北部北大西洋と南極ウェッデル海（図4の①と②）で起こり、これらの沈み込みに駆動される全海洋の深層循環系は、ちょうど工事現場のベルトコンベアーのような一続きの動きにたとえられる。さて日本海は、すでに述べたように太平洋

からほとんど切り離されているのでグローバルなベルトコンベアーとは無縁である。しかし規模は小さいが独自のベルトコンベアーを保有している。そこで日本海は、全海洋のミニチュア版（ミニ海洋）あるいは「箱庭」とみなすことができそうである。

日本海の海水がどのような鉛直構造を持っているかを、水温の分布から考察する。図5は、1998年の白鳳丸 KH-98-3次観測航海の際に、高精度CTD（SeaBird, SBE-9plus）を降下させて得られた東部日本海盆のポテンシャル水温分布である（Gamo, 1999）。縦軸（水深）は水圧（デシバール db）で表示されているが、このまま水深値（メートル m）に読み替えてほとんど問題はない（3,000デシバールは約2,960m）。図5から、深さとともに低下していく水温が、ほぼ2,500mを境にほとんど均一になることがわかる。この均一層（以下、底層水と呼ぶ）が、日本海で最も密度の高い水塊であり、かつて表面から沈み込んだ高密度水と考えられる。

以上述べた内容に、海水中の化学成分濃度分布（Gamo and Horibe, 1983; Gamo et al.,

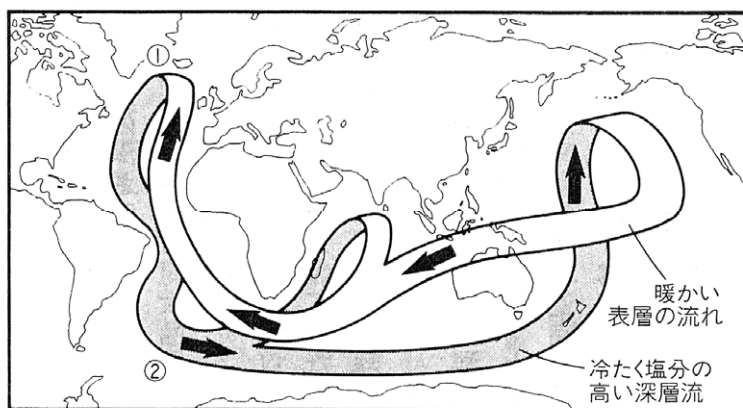


図4. 全世界の海水循環の概念図（ブロッカーのコンベアーベルトモデル）（Broecker, 1991）

1986)も加味して、日本海における深層循環を模式的に表現すると図6のようになる(Gamo et al., 1986). 日本海北部海域で寒冷な冬季に形成される高密度水が底層まで沈み込み、日本海独自の深層循環系を駆動している。

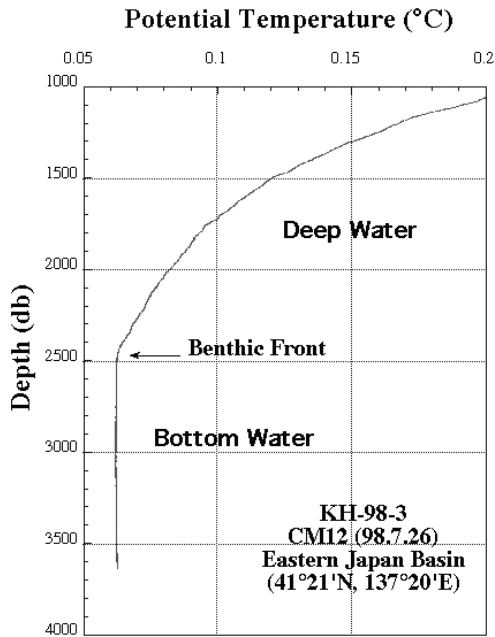


図5. 東部日本海盆におけるポテンシャル水温の鉛直分布 (Gamo, 1999).

3-3. 化学トレーサーの分布からみた日本海の深層循環

表面から海底に至る大規模な海水の循環が日本海に存在することは、日本海の海水中に含まれる化学物質の分布から確認できる。海水の循環の指標となる化学物質のことを、一般に「化学トレーサー」と呼ぶ。ここでは海水中の溶存酸素と放射性炭素について考察する。

海洋表面では、植物プランクトンによる一次生産、すなわち太陽光を利用した光合成反応が起こる。このとき二酸化炭素と水から有機物が生産され、副産物として酸素ガスが発生する。海洋の表面水には、酸素ガスが豊富に溶け込み、生物が呼吸するための快適な環境が維持される。

太陽光が入射できるのは水深200m程度までで、これ以深の暗黒の環境では光合成は決して起こらず、酸素が生産されることもない。深海には生物の死骸や排泄物(マリンスノー)が絶え間なく降下してくる。それらの大部分は細菌によって酸化分解されるので、酸素ガスは消費される一方となる。極端なケースとして、酸素ガスが消費し尽くされると、そこはもはや生物の棲めない死の世界となる。

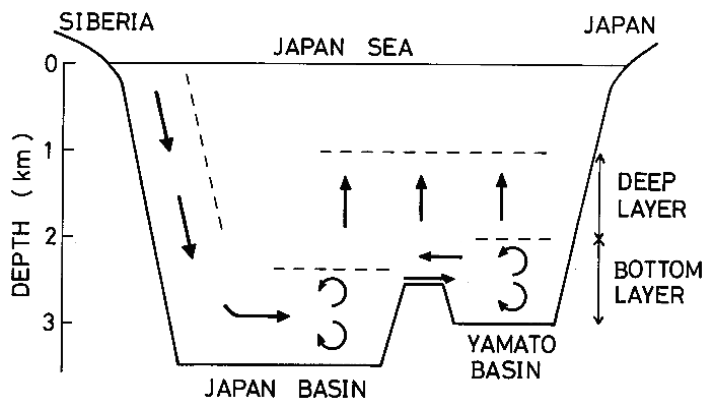


図6. 日本海における深層循環パターンの模式図。日本海北部の日本海盆(JAPAN BASIN)に最も高密度の底層水があり、南側の大和海盆(YAMATO BASIN)にも広がっていく。底層水の上側では上向きの移流があり、全体として日本海の内部で閉じた海水循環系が形成される(Gamo et al., 1986).

2. でも述べたが、トルコの北方にひろがる黒海がその典型例である。黒海はマルマラ海を経て地中海と連結しているが、そのつなぎ目であるボスフォラス海峡およびダーダネルス海峡の sill がごく浅い（それぞれ水深35m および65m）ために、黒海の深層水（最大水深2,250 m）は地中海から酸素の供給を受けることができない。黒海で酸素の存在するのは光合成の起きる表面海水に限られ、深層水に酸素は補給されない。このため水深約200m から下は完全な無酸素状態で、普通の生物には猛毒の硫化水素ガスがたちこめる死の世界である。

日本海も、隣接する海との海峡が浅く、深層水が孤立しているという地形的特徴は黒海に似ている。ところが日本海の底層水は、表面水の2/3に達する高い酸素濃度を示す。深層水が無酸素状態でないということは、酸素を豊富に含む表面水が何らかの方法で深層に送り込まれていることを意味する。しかし一般に海洋は成層構造をしている。つまり表面に高温低密度の海水があり、海底付近には低温高密度の海水が滞留して安定な成層構造を形成している。低密度の海水はいつまでも表面に浮かびつづけ、決して自発的に深層へ潜り込むことはない。先に述べた黒海は、まさにこの状態にある。

表面水の密度を大きくできれば、重くなった表面水は豊富な酸素とともに下方へ沈み込める。先にも述べたように、日本海にはこのカラクリがある。冬季の日本海北西部海域では、水温の低下と塩分の増加により、密度の大きな表面海水が形成される。密度が十分大きければ、底層まで沈み込むことができる。

海洋循環の時間スケールを決める化学トレーサーとして、放射性炭素-14 (^{14}C , 半減期: 5,730年) がよく用いられる。 ^{14}C は大気中の窒素ガスが宇宙線の照射を受けて生成し、大気中

では二酸化炭素ガスとして存在し、表面海水に溶け込んでくる。表面水が沈降し大気から ^{14}C の供給を断たれると、海水中の ^{14}C は半減期にしたがって減少するので、海水の年齢や循環の速さの推定に利用できる。実際に日本海底層水の ^{14}C を分析してみると、日本海では100~200年程度の時間スケールで、表面水と底層水との入れ替わりが起こっていることがわかる。(Gamo and Horibe, 1983; Chen et al., 1995; Kumamoto et al., 1998)。これは全世界のベルトコンベアーの一巡時間 (1,000~2,000年程度) に比べて一桁小さい。日本海の方が世界の大洋に比べて、環境変化による影響を鋭敏かつ迅速に反映する存在であることを暗示している。

3-4. 過去の日本海における海水循環

ここで過去の日本海について簡単に触れておきたい。1989年、国際深海掘削計画 (ODP) のジョイデス・リゾリユーション号が、日本海の海底堆積物コア試料を採取した。この堆積物から奇妙な事実が明らかになった。図7に示すように、日本海堆積物には黒白模様の繰り返し、過去120万年にわたって延々と続いていた (Tada et al., 1992; Tada and Irino, 1999)。

黒い部分は有機物に富み、一方白い部分は有機物をほとんど含んでいない。この縞模様は、堆積物が生成したとき日本海がどのような環境であったか (酸化的だったか還元元的だったか) の指標となる。すなわち、日本海の深層水が現在のように十分酸素を含んでいれば、海洋表層から降下する有機物はほぼ完全に分解され、堆積物は白っぽい無機物の色となる。一方、還元的な環境 (酸素がごく少ないかあるいは黒海のような無酸素の状態) では、有機物は分解されずヘドロとなって海底面を覆い、そのまま海底下に埋没していくので堆積物は黒っぽくなる。

日本海の海底堆積物に記録された縞模様は、過去120万年（第四紀後期）のあいだ、日本海が酸化的な環境と還元的な環境との間を頻りに行き来してきたことを示している。

堆積物に年代軸を重ねると、黒っぽい層が頻出する時期は氷期に、また白っぽい層は間氷期にほぼ対応することがわかる。最終氷期は約1万年前に終了し、現在の地球上は比較的温暖な間氷期の気候条件に支配されている。日本海では、その最深部まで酸素が行きわたり、海底にヘドロが溜まることはない。しかし氷期には、日本海の高底付近が、現在の黒海と似たような無酸素状態の時期もあったらしい。それは酸素を豊富に含む表面水の沈み込みが起りにくかったこと、つまり十分に密度の高い表面海水が形

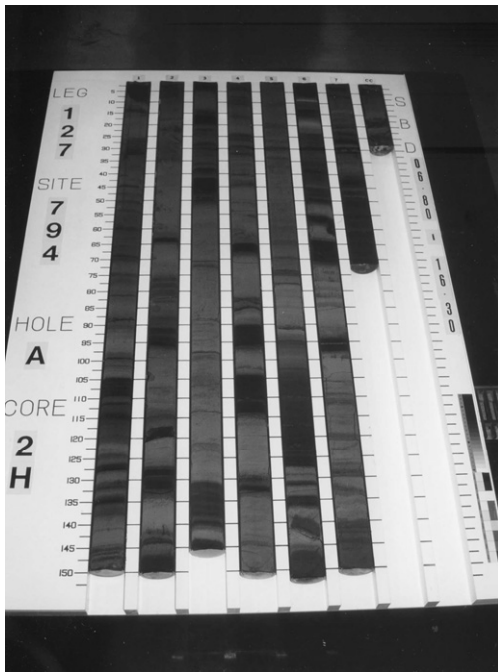


図7. ODP-127航海の際に日本海東部（40°12' N, 138°14' E）より採取された海底堆積物（海底下6.8~16.3m）に見られる黒白模様。現在から約20~50万年前に相当する。多田隆治教授（東京大学大学院理学系研究科）提供。

成されなかったことを示唆している。

氷期の日本海の高環境については Oba et al. (1991) による先駆的研究がある。大陸氷河が成長すると、海から陸に水が移動するために、海水準は低下する。今から約2万年前の最終氷期極相期には、海水準は現在よりも120mほど低かったと言われる。そのため日本海と周囲の海をつなぐ4つの浅い海峡は、陸化するかそれに近い状態になった。対馬暖流（塩分の高い海水を日本海に供給する）はほとんど日本海に流入しなくなり、それに代わって、中国大陸の河川水の影響を受けた塩分の低い海水が日本海に流れ込むようになった。海水準の低下によって東シナ海の大部分が陸化し、黄河や長江の河口が九州西岸まで近づいたためである。その結果、氷期の日本海では表面海水の塩分が大きく低下し、底層まで沈みこむ高密度海水が形成されにくくなった。底層水への酸素の供給は滞り、ついに無酸素状態に至ったと想像される。海底には有機物が酸化分解されずにヘドロとして蓄積し、黒い堆積層が形成されていった。

氷河が衰退し、海水準が上昇すると対馬暖流の影響が強まり、高密度水が形成されやすくなるので、深層水に酸化的環境が戻ってくる。日本海ではこのような両極端の海洋環境が氷期と間氷期に対応して繰り返し現れ、海底には黒色と白色の縞模様が記録されていったと考えられる。このように日本海は、氷期-間氷期の気候変動に即反応して、底層の酸化還元環境を頻りに変えてきた。日本海を持つこの敏感さは、日本海が閉鎖海域でその体積がたいへん小さいことと、表層水中の一次生産量が比較的大きい（深層へ降下してくる有機物のフラックスが大きい）ことなど、無酸素状態に至りやすい「体質」をもつことに起因していると思われる。

3-5. 最近の日本海底層水に見られる異常

さて、現在は安定した間氷期であるにもかかわらず、日本海の深層循環系に変化の兆しが見えている。図8は、日本海盆東部において、1977~1998年の約20年間に実施した4回の白鳳丸航海において、全く同じ方法を用いて測定した溶存酸素分布を重ねたものである (Gamo, 1999)。底層水の酸素濃度が、わずかずつではあるが、確実に減少していることがわかる。前述したように、深海中では有機物質の酸化分解によって酸素が消費され、一方表面水の沈降によって酸素が補給される。十分長い時間が経過すると定常状態になり、酸素濃度はある一定値に落ちつく。このバランスが崩れつつあることを図8は示している。その原因として、底層水への酸素の供給(表面水の沈降)が減ったか、あるいは酸素消費が増加したか、の二通りが考えられる。最近の日本海で生物生産が急増したとの報告はないので、前者が原因である可能性が大きい。すなわち、冬期の日本海において、

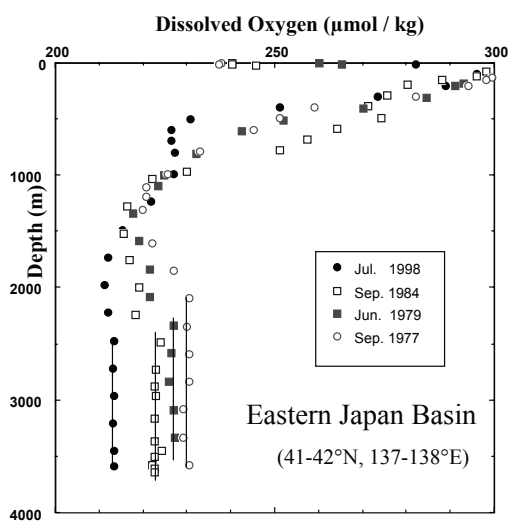


図8. 1977年から1998年の間の東部日本海盆における溶存酸素濃度分布の時間変化 (Gamo, 1999)。

底層に至る表面海水の沈み込み(酸素供給プロセス)が停滞している。この解釈は、底層水の厚さが次第に減少していることも整合する。同様の変化は、日本海南部の大和海盆でも観測されている (Gamo, 1999)。日本海で近代的な海洋観測が開始された1930年頃のデータも含めてみると、底層水中の酸素濃度の減少傾向は、20世紀前半以来続いてきたことがわかる (図9)。

日本海の「高密度水形成機構」に、なぜブレーキがかかったのだろうか? 20世紀前半まで遡るほどの長期傾向であることは、日本海だけのローカルな現象というよりも、何らかの地球規模の出来事とリンクしていることを強く示唆している。するとまず思い浮かぶのは、地球温暖化に代表される産業革命後の急激な地球環境変化である。日本海が接するユーラシア大陸東部や北アメリカ大陸の亜寒帯域では、20世紀後半の気温上昇が特に著しい。例えば、日本海北西部沿岸域のウラジオストックをはじめ3都市について冬期(12~2月)の最低気温の記録を調べると、1920年から1980年にかけて平均0.03~0.06℃/年のハイペースで増加している (Gamo,

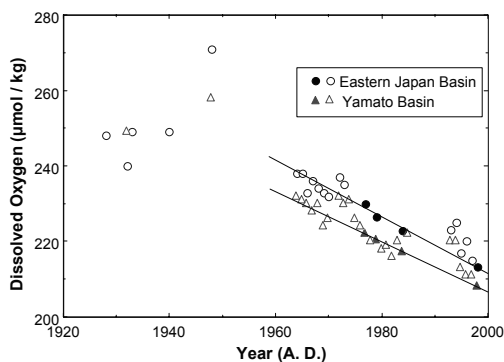


図9. 日本海底層水中の溶存酸素濃度の長期変動。丸印は東部日本海盆、三角印は大和海盆のデータを示す。塗りつぶしたデータは、1977~1998年に行なわれた4回の白鳳丸航海で得られたものである (Gamo, 1999)。

1999). また、日本海を吹き抜ける冬期の北西季節風の強さが、1960年から1990年にかけて約1 m/s 弱まったとの報告もある (Varlamov et al., 1997). これらの気候変化が相乗的に作用して、冬期の日本海表面水の冷却を妨げ、密度の高い表面水の生成を阻止している可能性は高い.

なお、ここで注意が必要なのは、日本海の深層循環系全体が停滞しているのではないということである. 2,500m 以深の底層まで到達できるほどではなくとも、冬季に高密度表面水は生成され、その密度に応じて日本海深部に沈み込んでいる. つまり2,500m より浅い部分での循環は活発に起こっている. このことを立証するデータとして、トリチウム (^3H , 半減期: 12.3 年) 濃度の経年変化を図10に示す. 海水中に含まれるトリチウムの大部分は、1960年代前半にピークを持つ大気核実験の際に生成した. トリチウムは水 (HTO) として海洋表面に降下し、以後海水の動きとともに海洋内部に浸透しつ

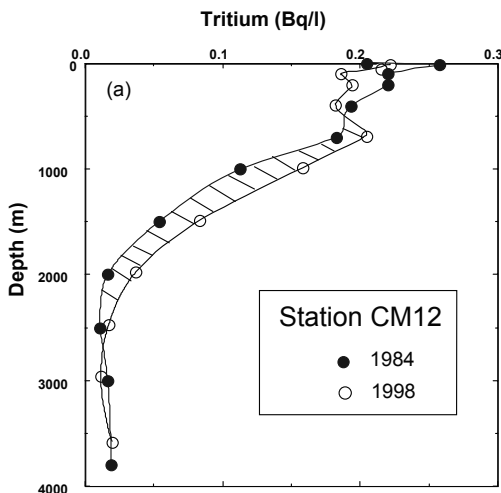


図10. 東部日本海盆 (41°21' N, 137°20' E) における1984年と1998年のトリチウム濃度分布. 1984年のデータは放射壊変分を1998年現在に補正している (Gamo et al., 2001)

ある. 図10は、1984年から1998年の間に、斜線を付した深層水中で明らかにトリチウムが増加したことを示している. トリチウムの供給源は上述のように表面海水しかないので、深層でのトリチウム増加は表面海水が沈み込んだことの証拠である. なお2,500m 以深ではトリチウムに変化のないことから、1984~1998年の間、底層に至る表面水の沈み込みはほとんどなかったことも分かる.

以上をまとめると、現在の日本海は、図11(b)に示したように、水深2,500m 以下の底層部分が切り離され、その上側のみで海水の循環が起こっていると推定される. このため、表面水から酸素の供給が止まり、底層水の溶存酸素濃度は減少の一途にある. しかし、現在の底層水はまだ豊富に酸素を含んでおり、かつては図11(a)のように底層に届く海水循環が起こっていたは

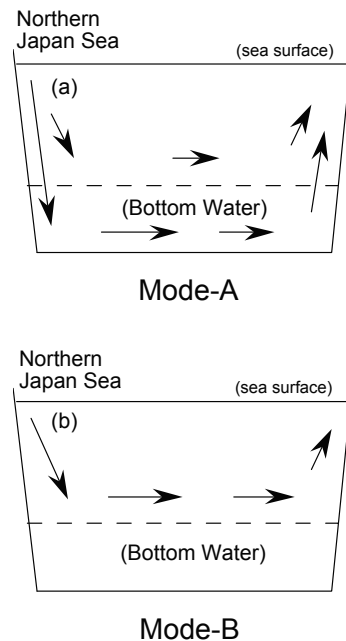


図11. 日本海における二通りの深層循環系のモデル. 現在は底層水 (Bottom Water) が切り離された Mode-B にあるものと考えられる (Gamo et al., 2001).

ずである。

2000年から2001年にかけ、日本海は近年になく寒冷な気候に見舞われた。2001年の春から夏にかけ、日本・韓国・ロシアの合同チームが観測を行った結果、日本海北西部（ウラジオストック沖合）の海底直上水中に、わずかだが新しい表面水が沈み込んだことを明確に示す兆候（水温の低下、溶存酸素の増加など）が見いだされた（Senjyu et al., 2002; Kim et al., 2002）。日本海が気候環境の変化にきわめて敏感なことを示す好例である。このような現象はどのような規模と頻度で起こるのか、興味は尽きない。きめの細かい観測研究が今後も必要である。

4. スールー海

4-1. 地理的特徴と一般的な海況

スールー海は、フィリピン諸島の南西側にあり、北東-南西方向に細長い楕円形の花盆である。周囲の海域とは海底地形によって区切られ、最も深い接続口は、北方の南シナ海とのつなぎ目に当たるミンドロ海峡である（図12参照）。

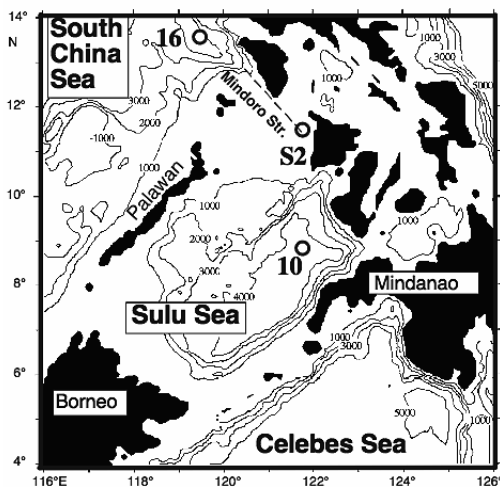


図12. スールー海とその周辺の海底地形と、観測点10, S2, および16の位置。

その sill の最大水深は420m ある。一方スールー海の水深は、北東部の最深部で5,000mを超えている。スールー海の水深420m以下5,000mに達する部分の海水は、周辺海域と直接交換することがない。

スールー海の深さ1,000m以下の深層水は、海底に至るまで10°Cという高い水温を持つことが以前から知られている。後述するように深層水は貧酸素であるが無酸素状態ではないので、何らかの海水の上下混合が起こり、酸素が補給されているらしい。スールー海における深層水の循環は、ミンドロ海峡を通じて南シナ海から流入する南シナ海中層水の影響を強く受けていると考えられている。

Quadfasel et al. (1990) は、スールー海の海洋構造と海底堆積物の観察結果に基づき、ミンドロ海峡から不定期に流入するタービダイト流がスールー海の花底まで到達することで、深層・底層水の上下攪拌を駆動しているとのアイデアを示した。Nozaki et al. (1999) は、海水中の希土類元素濃度パターンなどを解析し、スールー海の深層循環の時間スケールは300年程度と推定した。

4-2. 研究航海と観測

スールー海における本格的な化学観測の例はまだ少ない。白鳳丸 KH-96-5次研究航海の際に、スールー海北東部の最深域付近（8°50′N, 121°48′E）でCTD各層採水を、また白鳳丸 KH-02-4次研究航海では、上記の点を再訪するとともに、ミンドロ海峡と南シナ海においても同様の観測を実施した（Gamo et al., 2007）。これらの観測点は、図12の測点10, S2, および16である。得られた海水試料について、溶存酸素、栄養塩、トリチウム (^3H)、ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$)、メタン及びその炭素同位

体比, 微量元素濃度, 希土類元素濃度, トリウム同位体などを計測した。これらの結果は, Nakaguchi et al. (2004), Gamo et al. (2007), Obata et al. (2007), Norisuye et al. (2007), Okubo et al. (2007) などに公表されている。

4-3. 結果と考察

図13は, 図12に示した観測点におけるポテンシャル水温, 塩分および溶存酸素の鉛直分布を示す。スルー海と南シナ海の海水の性質が, ミンドロ海峡の sill 深度420m 付近を境に, その下側では大きく異なっていることがわかる。スルー海深層水の水温が約10°Cでほぼ均一なのは, スルー海にはこれより低温の海水を生成するメカニズムがなく, 隣接する南シナ海からミンドロ海峡を乗り越えて流入する中層水の性質(10°Cより低温になることはない)に強く依存しているためである。溶存酸素分布に見られる深さ500~600m 付近の極大は, ミンドロ海峡経由でほぼ定常的に流入する海水によって

維持されているのであろう (Gamo et al., 2007)。

海水中の溶存ヘリウムの同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) を, スルー海と南シナ海との間で比較してみよう (図14)。ヘリウムは不活性気体なので, 保存量として海水の化学トレーサーに活用される。南シナ海の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 分布には, 水深1,500m 付近に, 太平洋やフィリピン海に特有の海底熱水ブルーム由来の極大が明瞭に認められる (海底熱水中のヘリウムは, マントル由来の, 高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比で特徴づけられる)。南シナ海とフィリピン海との接続口 (ルソン海峡) の sill 最大水深は1,900m と十分に深いため, フィリピン海の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 異常がそのまま南シナ海にも反映されている。しかし, スルー海には1,500m 付近の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 異常が存在しない (図14)。南シナ海の深層水が直接スルー海に流入していないことの明確な証拠である (Gamo et al., 2007)。

スルー海深層水の溶存酸素濃度 (図13) は,

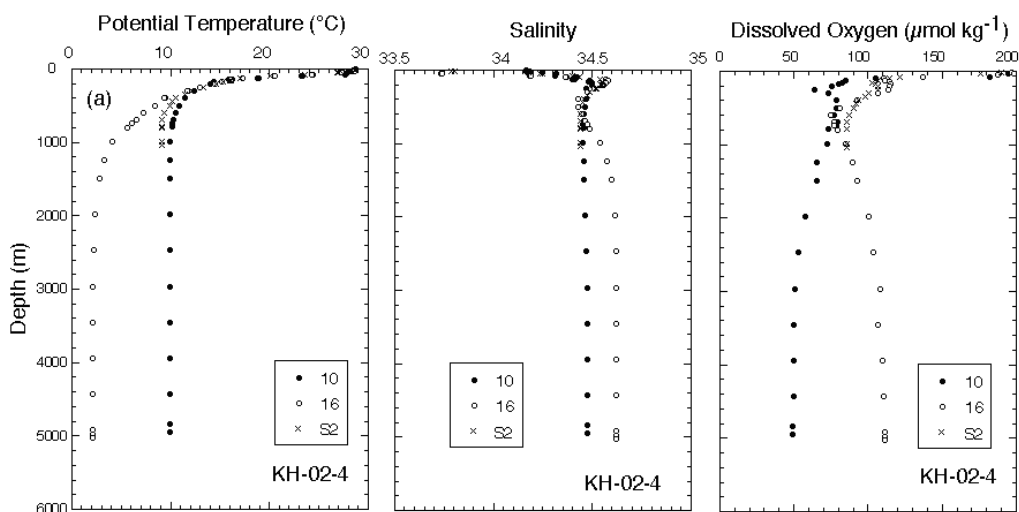


図13. 測点10 (スルー海), S2 (ミンドロ海峡), 16 (南シナ海) におけるポテンシャル水温, 塩分及び溶存酸素の鉛直分布

南シナ海深層水に比べれば低いですが、5,000mの底層海水でも無酸素状態に至っているわけではない。これはミンドロ海峽由来の中層水の密度が、時たまであるにせよ、スルー海の深・底層水にも沈み込めるほどに高くなる場合のあることを示している。スルー海深層水の θ -Sダイアグラムは滑らかな直線ではなく不規則なジグザクパターンを示している(図15)。これは時折不定期に沈み込む高密度水塊の痕跡が、平滑化されず残っているのであろう。このような高い密度を持つ海水の流入要因はまだ明らかでないが、南シナ海を台風が通過する際、密度躍層が上昇することによって、通常より密度の高い海水がミンドロ海峽に流入する可能性が指摘されている(Quadfaesel et al. (1990)。なお、スルー海の2,000m以深の海水には、有意の ^3H ($0.03 \pm 0.02 \text{Bq kg}^{-1}$) が含まれている。1960年代の大気核実験由来の ^3H を含む表面水

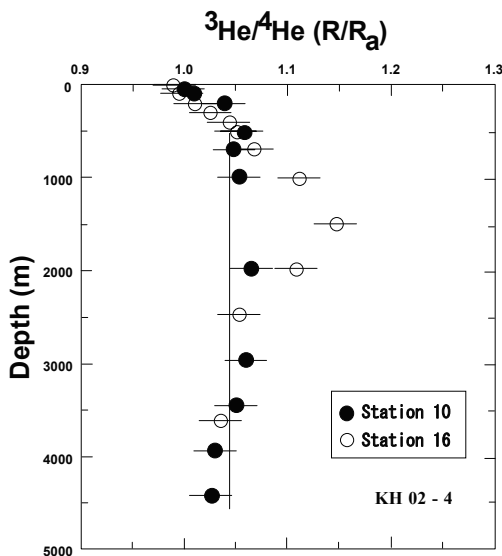


図14. スルー海(測点10)と南シナ海(測点16)における溶存ヘリウム同位体比の鉛直分布(Gamo et al., 2007). R は $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比で、 R_a は大気ヘリウム(比較標準物質)の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を示す。

の一部が、最近40年の間に、スルー海の底層まで到達していることは確かのようにである(Gamo et al., 2007)。

スルー海の深・底層水を上下に攪拌しうる重要な要因として、海底からの熱フラックスによる密度構造の不安定化について考える。図16は、測点10における水深1,000dbar以深のポテンシャル水温の鉛直分布を1996年と2004年について比較したものである。いずれの観測時においても、水深3,000m付近を境にポテンシャル水温は海底に向かって増加している。同時に塩分も海底に向かって増加するので、密度成層は今のところ保たれている(図15参照)。

ポテンシャル水温の増加は、海底からの熱の供給を示している。3,000m以深の水温が、2002年の方が1996年に比べて 0.003°C 高いのは、この6年間の地殻熱の蓄積と考えられる。スルー海の地殻熱流量 115mW m^{-2} (Lewis, 1991)が、スルー海の3,000m以深の海水を均一に加熱したとすると、6年間で予想される水温上昇は 0.005°C となり、図16の実測データとほぼ

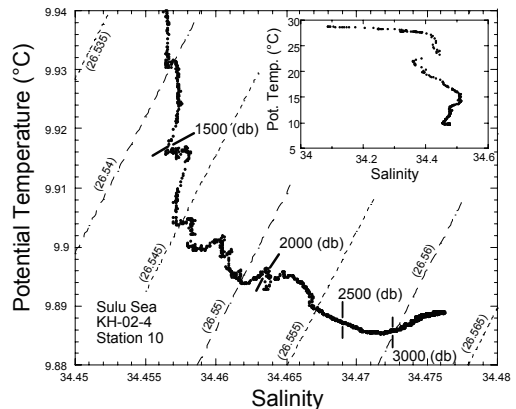


図15. スルー海(測点10)におけるポテンシャル水温-塩分ダイアグラム。等密度線(())内はポテンシャル密度値)を点線で示した。(Gamo et al., 2007)

一致する。図16のペースで水温増加が続くと、2015年頃には点線で示したような水温分布に至り、密度成層が消滅する計算になる。もしそうなれば、底層水の鉛直混合が活発化することが予想される。

以上の考察をまとめると、図17に示すように、スルー海の深層循環には、3つのプロセス（A：南シナ海中層水の定常的流入、B：南シナ海からの高密度中層水の一時的流入、およびC：海底からの熱フラックスに起因する鉛直混合）が大きく関わっているものと結論される。

1996年から2002年にかけて、スルー海の深・底層水の溶存酸素濃度は $56\mu\text{mol kg}^{-1}$ から $50\mu\text{mol kg}^{-1}$ へと減少した。このペースで減少が続くと約50年で無酸素状態に到達してしまう危うさである。しかし、白鳳丸KH-72-1次航海以来、過去30年にわたり蓄積されたスルー海

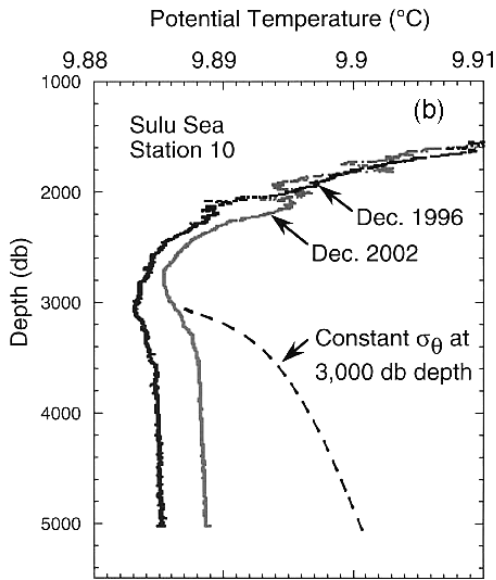


図16. スルー海（測点10）におけるポテンシャル水温の鉛直分布を1996年と2002年で比較したもの。点線は、3,000db以深について、2002年の塩分分布を一定にしたまま、ポテンシャル密度勾配が消滅するときの仮想的なポテンシャル水温分布。（Gamo et al., 2007）

の溶存酸素データを見ると、スルー海の深・底層水中の溶存酸素は、わずかな増減をくりかえしながら、ほぼ $50\sim 60\mu\text{mol kg}^{-1}$ の濃度範囲を維持している。このことは、上で述べたプロセスBやプロセスCが数十年程度の時間スケールで絶妙に作用し、酸素の減少分を補給していることを意味する。今後なお長期にわたるモニタリングが望まれる。

5. おわりに：日本海とスルー海の比較

日本海もスルー海も、閉鎖性の強い縁海で、外洋なみに深い海底面を持つ点は共通している。しかし深層循環の形態は、両海域間で大きく異なっている。スルー海の深層循環が、上に述べたように隣接する南シナ海に大きく依存する受動型（dependent type）であるのに対し、日本海は自らが高密度海水の形成機構を持つ能動型（independent type）である。日本海では、冬季の寒冷な気候によって北西部沿岸海水の密度が増加し、それが深・底層に向かって沈降している。ほぼ酸素に飽和した新鮮な表面水が底層まで供給されるため、日本海底層水の溶存酸素濃度はスルー海の4～5倍に達し、遥かに

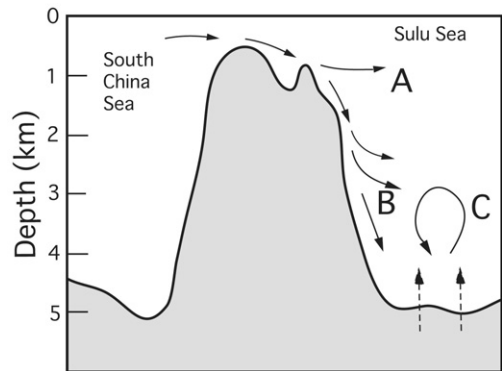


図17. スルー海の深層循環を支配する3つの要因A, B, およびC（本文参照）（Gamo et al., 2007）

酸化的な環境が保たれている。

このような縁海の基本的性格を比較し詳細に明らかにすることによって、それぞれの縁海の内部で起こっている生物地球化学的サイクルとの関連づけが今後活発になされ、地球環境変化にともなう将来予測とも結びつくことが期待される。

謝 辞

神野洋一船長 (KH-96-5航海当時)、林川節夫船長 (KH-02-4航海当時) とそれぞれの航海乗船者の皆様には、船上観測でたいへんお世話いただいた。また本研究の一部は、文科省科学研究費 (Nos. 13878094, 16204045) の補助を受けて実施された。ここに記して感謝する。

引用文献

- Broecker, W.S. (1991): The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4, 79-89.
- Chen, C-T.A., S.-L. Wang, and A.S. Bychkov (1995): Carbonate chemistry of the Sea of Japan. *J. Geophys. Res.*, 100, 13737-13745.
- Gamo, T. and Y. Horibe (1983): Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 39, 220-230.
- Gamo, T., Y. Nozaki, H. Sakai, T. Nakai, and H. Tsubota (1986): Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. *J. Mar. Res.*, 44, 781-793.
- Gamo, T. (1999): Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3137-3140.
- Gamo, T., N. Momoshima, and S. Tolmachyov (2001): Recent upward shift of the deep convection system in the Japan Sea, as inferred from the geochemical tracers tritium, oxygen, and nutrients. *Geophys. Res. Lett.*, 28(21), 4143-4146.
- Gamo, T., Y. Kato, H. Hasumoto, H. Kakiuchi, N. Momoshima, N. Takahata, and Y. Sano (2007): Geochemical implications for the mechanism of deep convection in a semi-closed tropical marginal basin: Sulu Sea. *Deep-Sea Res. II.*, 54, 4-13.
- Kim, K.-R., G. Kim, K. Kim, V. Lobanov, V. Ponomarev, and A. Salyuk (2002): A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000-2001: The case of the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 10.1029/2001GL014498.
- Kumamoto, Y., M. Yoneda, Y. Shibata, H. Kume, A. Tanaka, T. Uehiro, and M. Morita (1998): Direct observation of the rapid turnover of the Japan Sea bottom water by means of AMS radiocarbon measurement. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 651-654.
- Lewis, S.D., 1991. Geophysical setting of the Sulu and Celebes Seas. *Proc. ODP Sci. Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 124, 65-73.
- Nakaguchi, Y., Takei, M., Hattori, H., Arii, Y. and Yamaguchi, Y., 2004. Dissolved selenium species in the Sulu Sea, the South China Sea and the Celebes Sea. *Geochem. J.*, 38, 571-580.

- Norisuye, K., M. Ezoe, S. Nakatsuka, S. Umetani and Y. Sohrin (2007): Distribution of bioactive trace metals (Fe, Co, Ni, Cu, Zn and Cd) in the Sulu Sea and its adjacent seas, *Deep-Sea Res. II.*, 54, 14-37.
- Nozaki, Y., D-S. Alibo, H. Amakawa, T. Gamo, and H. Hasumoto (1999): Dissolved rare earth elements and hydrography in the Sulu Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2171-2181.
- Oba, T., M. Kato, H. Kitazato, I. Koizumi, A. Omura, T. Sakai, and T. Takayama (1991): Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanogr.*, 6, 499-518.
- Obata, H., T. Doi, Y. Hongo, D. S. Alibo, H. Minami, Y. Kato⁴, M. Maruo (2007): Manganese, cerium and iron in the Sulu, Celebes and Philippine Seas. *Deep-Sea Res. II.*, 54, 38-49.
- Okubo, A., H. Obata, T. Gamo, H. Minami, M. Yamada (2007): Scavenging of ²³⁰Th in the Sulu Sea. *Deep-Sea Res. II.*, 54, 50-59.
- Quadfasel, D., H. Kudrass, and A. Frische (1990): Deep-water renewal by turbidity currents in the Sulu Sea. *Nature*, 348, 320-322.
- Senjyu, T., T. Aramaki, S. Ootosaka, O. Togawa, M. Danchenkov, E. Karasev, and Y. Volkov (2002): Renewal of the bottom water after the winter 2000-2001 may spin-up the thermohaline circulation in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 29(7), 10.1029/2001GL014093.
- Tada, R. and T. Irino (1999): Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanogr.*, 14, 236-247.
- Tada, R., I. Koizumi, A. Cramp, and A. Rahman (1992): Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea. *Proc. ODP Sci. Results*, 127/128, 577-601.
- Varlamov, S.M., N.A. Dashko, and Y.S. Kim (1997): Climate change in the Far East and Japan Sea area for the last 501 years. *Proc. CREAMS '97 Int. Symp.*, 163-166.