

東シナ海の海水の運動に関する研究のレビュー

前 田 明 夫*

1. 序

渤海と黄海と東シナ海とを別々にして水塊や海水の運動を述べることは難しい。そこで、ここでは黄海と渤海の研究も含めてレビューする。なお海域の名称を使って区別した方が分かりやすい場合はこれらの海域名を使うことにする。東シナ海は南西諸島と琉球海嶺によって太平洋から分離されている。表面積は、黄海と渤海を含めて約 $125 \times 10^4 \text{ km}^2$ である。その約80%が200m以浅の大陸棚によって占められているが(図1)、海水の大部分は200m以深の琉球海盆上にあり、その体積は全体の約70%以上を占める。琉球海盆の最深部は宮古島の北西に在り、そこは2,700mを越えており、500m以深の領域の

面積は全海盆の90%以上を占めている。ところが、南西諸島の間海峡は浅く、500mを越える部分の断面積は非常に狭い。1,000m以深で太平洋とつながっているところは沖縄の南のごく狭い部分だけである(図2)。すなわち、南西諸島とそれらの間の浅い海峡は、太平洋で起きた現象の東シナ海への伝達に於て、フィルターの役割を果たしている可能性がある。

大陸棚上の海況は、底が浅いため、気象変動に敏感に反応する。大陸棚上の海水は低塩分で、海盆上の海水は高塩分で特徴づけられる。大陸棚上の水塊は、春から夏にかけての大陸からの大量の淡水の供給と秋から冬にかけての強い北西季節風との影響を強く受けて顕著な季節変化をする。他方、海盆上の海水はその容積が大きいため、性質のほぼ一定した海水を黒潮が海盆上に絶えず供給しているので、水塊の季節変化はそれほど顕著でない。この季節変化の違いが両水塊の間のできるフロントの構造の成層期と混合期における違いとなる。このフロントの構造が大陸棚上の水塊の維持に密接な関係があることが予想され、それに関係した研究が多い。

明瞭な仕分けは難しいが、海洋物理学の研究には地球物理学或いは地球科学としての成果を目指したものと漁業などに役立つ成果を目指したものとがある。東シナ海は世界でも有数のトロール漁場であり、有用漁種の産卵場でもあるため、海洋物理的な研究も漁業に関連したものが多く。先ほどの、フロントの構造とか大陸棚上の水塊の性質やその維持に関する研究はむしろ漁業への応用を目指したものが大部分である。しかし、地球物理学としての成果を期待したものもある。それらの例として、東シナ海の黒潮と本州南方海域の黒潮との関係の研究、東シナ海の黒潮と亜熱帯循環全体との関係に関する研究、気象変動と東シナ海の水塊の変動との関係についての研究などがあげられる。

東シナ海で最も卓越した海水の運動は潮流、中でも M_2 分潮流である。東シナ海には M_2 分潮の無潮点の存在(小倉, 1934)や潮汐のエネルギーが消費される海域である事など、潮汐の研究の上で重要な海域である。そればかりでなく大陸棚斜面では内部潮汐が発生する可能

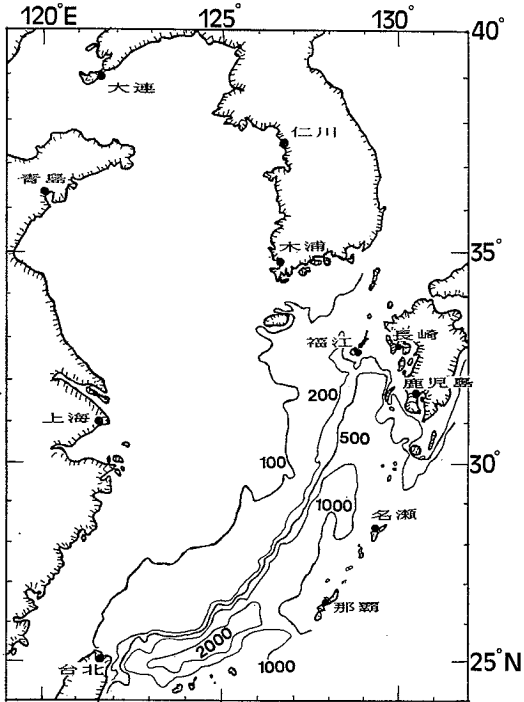


図1 東シナ海

* 鹿児島大学工学部

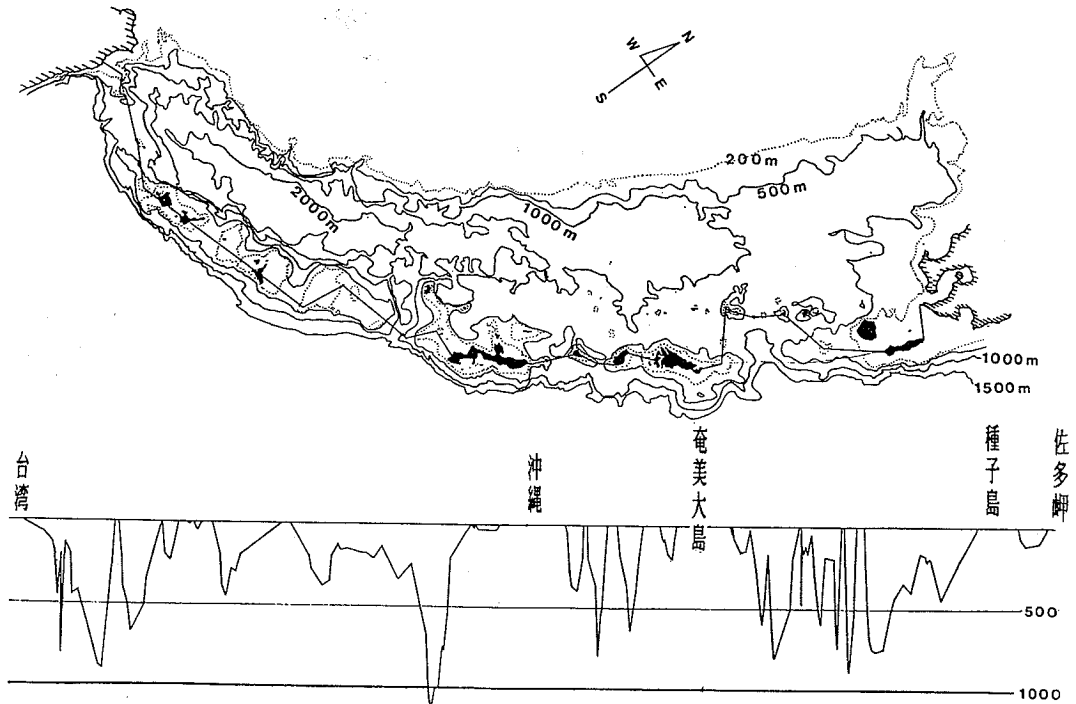


図2 琉球海盆の海底地形と南西諸島間の海峡断面

性がある (RATTRAY, 1960)。内部潮汐は、浅海域では下層の海水をその進行方向に輸送する可能性があるため、大陸棚縁近くでの成層期における底層水の形成と無縁ではない。

上で概観した東シナ海の地形、海況に影響する諸因子、この海を対象にした研究の意図の全般的な特色などを考慮し、東シナ海を対象にした海洋物理学的研究を紹介する。最初に水と熱の収支に関する研究を、気候学的な統計資料の検討と現在進めている我々の研究の成果を交えて、紹介する。次いで、陸棚水の形成と維持に関する研究、海水の循環に関する研究、潮流（潮汐と内部潮汐を含む）に関する研究、東シナ海の変動と北太平洋に於ける現象に関する研究、の順序で紹介する。なおこれらの紹介に当たっては、海洋学関係の雑誌或は報告書に掲載されている図表については出典を明記して無断借用させて頂くが、単行本に掲載されている図表は引用するだけで転載しなかった。そのため読みにくいところもあるかも知れないが、お許し願いたい。

2. 水と熱の収支

東シナ海へは揚子江や黄河などの大河川から大量の淡

水が供給されていて、この海の南東端に高塩分の黒潮が存在しているので、この海は、暗黙のうちに北太平洋の中で塩分の消費海域であるとされてきた。しかし、塩分の収支には蒸発も関係するので、調べてみないと本当かどうか分からない。とにかくこの問題について量的に検討した研究はない。

東シナ海の大陸棚上の水塊が顕著な季節変化をするのは、大陸からの淡水の供給量と海面を通しての熱収支が顕著な季節変化をする為であるとされている。しかし、淡水は直接洋上に降雨として供給されるし、大陸棚の水塊の維持と変化には黒潮との海水交換も関係している。その黒潮は表層以外に季節変化をしない。だから、水塊の季節変化の機構も単純ではなく、場所による違いも出るであろうし、そのことが海水の循環に影響するであろう。ここでは、塩分収支及び水塊の維持との関連に於て、水と熱の収支に関しての研究を気候学的資料を交えて紹介する。また、その結果から、北太平洋の塩分の循環の中で東シナ海がどのような位置にあるのかを考える。

MONIN *et al.* (1979) によるとこの海域の南東側半分は平均的には年間蒸発量が年間降水量を僅かに上回っているらしい (内嶋, 1982)。これに関して、違う資料か

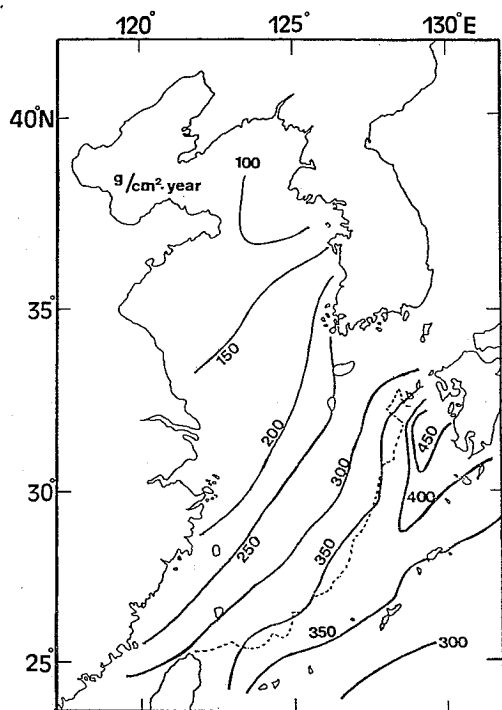


図3 バルク法で求めた年間蒸発量

らも検討してみる。図3は25年間の資料を使ってバルク法によって計算した年間蒸発量である。蒸発の最も激しい所は黒潮の流軸付近にあり、1年間に約350 g/cm²から400 g/cm²蒸発している。この海域から北西に向かうに従って蒸発量は減少し、1年間に250 g/cm²の線は済州島から南西に延びていて、黄海では1年間に約150 g/cm²、渤海では100 g/cm²である。東シナ海全域で平均すると約250 g/cm²である。

「World Survey of Climatology vol. 15 の Fig. 30. Estimated annual amount of precipitation.」によると東シナ海の黒潮流域では1年間に2,000mmから3,000mmの降雨が推定されており、中央部では1,000 mmから2,000mm、黄海と渤海では500mmから1,000mmと推定されている。東シナ海全域で平均すると約1,500mmぐらいである。東シナ海周辺の陸地の降水量の測定値は理科年表によると、南西諸島と九州で多く黄海と渤海の周辺で少ない(図4)。空間分布の傾向としては良く似ている。平均すると1,700mmになる。降水量は洋上では周辺の陸地より20%から30%少ないとされているので、1,200~1,400mm程度の降水量が期待される。東シナ海全域に渡って蒸発量が降水量を1,000mmから1,300mm上回っている事になる。

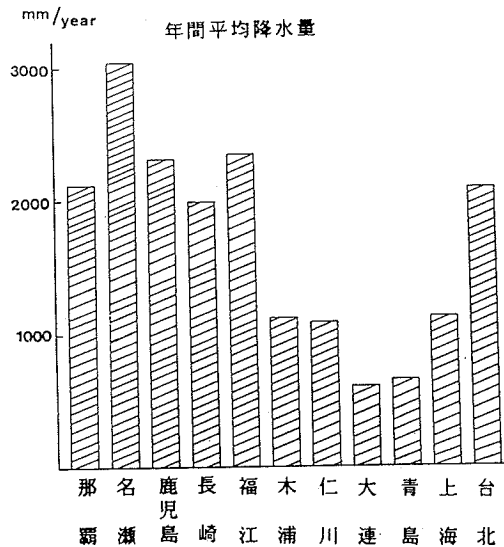
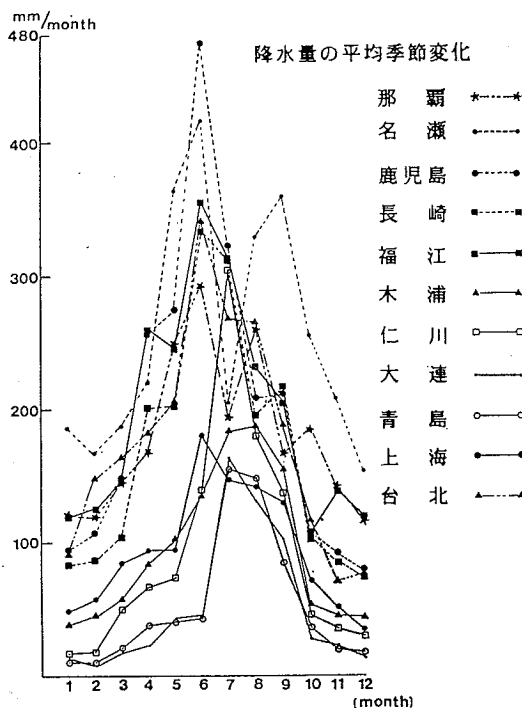


図4 東シナ海周辺の降水量

GUAN *et al.* (1982) によると大陸からの河川による淡水の供給量は1年間に約 $1.5 \times 10^{12} \text{m}^3$ とされている(その内約80%が揚子江からの流入である)。これを東シナ海全域に平均すると、約1,200mmとなる。かなりの誤差を含んでいると考えられるが、蒸発量と降水量との差にはほぼ等しい。だから東シナ海全体では塩分の収支は閉じている。しかし、東シナ海西部や黄海・渤海等の大陸側は塩分の消費海域であるに違いない。そこで、それらの海域で不足した塩分は、黒潮流域から供給されているに違いない。

陸棚水の塩分は顕著な季節変化をしている。黒潮の塩分も、表層に限って言えば、季節変化する。春から夏にかけて黒潮とその外洋側の100mから150m層に存在していた塩分極大層が、晩秋から冬にかけて不明瞭になり、表層の塩分が増加する(前田ほか, 1987)。しかし、その変化量は、陸棚水の変化に比較すれば、著しく小さい。しかも塩分極大は大陸棚上の低塩分水が変質して黒潮の極表層を覆うからできるのであり、むしろ黒潮への陸棚水の影響と見るべきである。従って、陸棚水への黒潮の影響を検討するに当たっては、黒潮の塩分は四季を通じて変化しないと見て差し支えない。

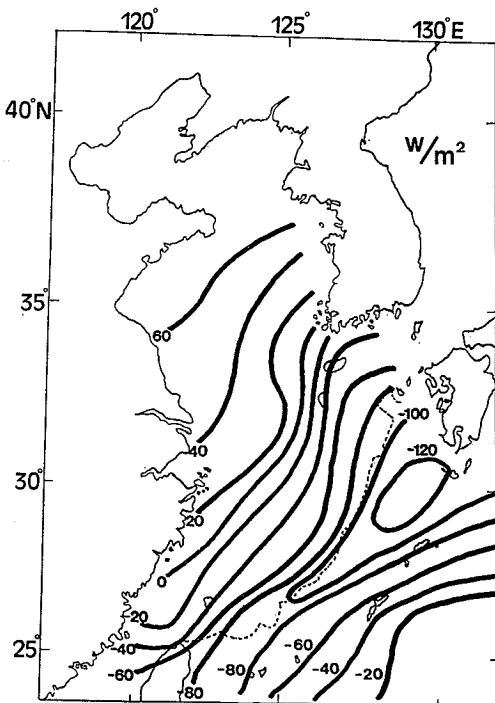


図5 海面過程による東シナ海の年平均熱収支

大陸からの淡水の供給は明らかに季節変化をするし、洋上への直接の供給も、東シナ海周辺の陸地の降水量から推定して、季節変化をすると見て差し支えない(図4)。晩秋から冬にかけて季節風が卓越して蒸発が盛んになる。だから、蒸発量もまた顕著な季節変化をする(桜井ほか, 1988)。すなわち、陸棚水の塩分の顕著な季節変化の主要因は大陸からの淡水の供給と海面過程であると考えられる。なお、季節風が、水温を下げるので水温もまた顕著な季節変化をするし、鉛直混合を盛んにするので冬には海水の特性が鉛直方向に一様になり、水型が完全に交代する。

図5は東シナ海の海面を通しての年平均熱収支を示す(桜井ほか, 1988)。1平方メートル当たり0ワットの線は朝鮮半島南西端から南西に延び東シナ海中央部を横切っている。その線より北西側はプラスで、南東側はマイナスである。すなわち、東シナ海南東域では年間を通して海面から熱を失っており、東シナ海北西域、黄海、渤海では年間を通して海面から正の熱を得ている。熱を失っている海域では不足分を黒潮が運び、周辺に拡散することによって、年間を通して平衡を保っている。また、熱を得ている海域では余分な熱は何等かの過程で失われなければならない。東シナ海では全ての季節において、水温は南東側で高く北西側で低いので、渤海・黄河・東シナ海北西域から南東海域へ熱伝導や拡散や移流などで熱が運ばれることはない。したがって、渤海・黄海・東シナ海北西域へ冷水が移流によって供給されている事になる。

以上まとめると、東シナ海南東部は北西域への塩分の供給海域であり、その塩分は蒸発と黒潮によって補われている。言い替えると南東海域では大陸棚上の海水から淡水の供給を受けることにより塩分の平衡を保っている。また、同海域の熱の平衡は黒潮によって正の熱が運ばれることによって保たれている。海面を通しての熱収支の年平均が正である渤海や黄海や東シナ海北西域での塩分と熱の平衡は、東シナ海南東域からの塩分の供給と大陸からの冷たい淡水の供給によって保たれている。

3. 陸棚上の水塊の季節変化

春と夏には大陸棚上の表層は低塩分水で覆われる。相対的に高い塩分の海水が底層に存在するので、両者の間に顕著な塩分躍層が出来る。図6は1988年7月の塩分断面である(長崎海洋気象台, 1988)。この図で1の位置は沖永良部島の北西約20マイルのところであり、9の位置は30°N, 124°30'E付近で、東シナ海中央部のやや南西

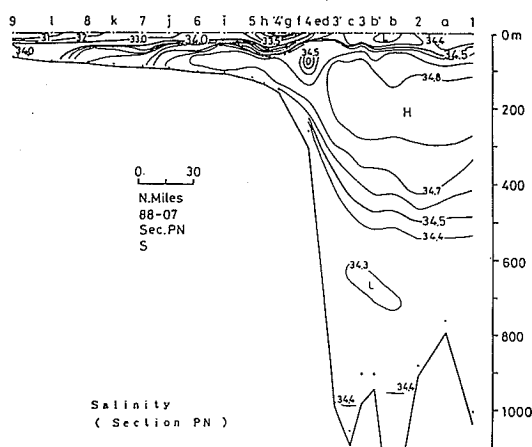


図 6 夏の黒潮の塩分断面 (長崎海洋気象台(1988) 海洋速報, 第 130 号より転載)

よりである。この図から高塩分水が陸棚斜面の肩の付近から陸棚の奥へと海底に沿って延びているのが分かる。この様な陸棚斜面から陸棚奥にかけての塩分の分布は、晩春から早秋にかけて、東シナ海全域で見出される。この様な分布をするのは高塩分水が陸棚斜面に沿って湧昇し、陸棚の奥へと広がった為であると解釈することが出来る。実際、暗黙の内にこの様な解釈が成されていた。

ところが、晩春から夏にかけての陸棚底層水の塩分は冬季鉛直方向に一様になった陸棚上の海水の塩分と殆ど変わらないことから、夏の陸棚底層水は冬季きたものであり、その上に大陸からの淡水が鉛直混合をしながら広がっただけであると言う解釈が出された(深瀬, 1975)。しかし、この意見は必ずしも湧昇説を覆すものではない。すなわち、冬季の陸棚上の海水とほぼ同じ性質の海水が陸棚斜面の海水から出来ないことを証明していないのである。

最初にこの問題を水塊論に準拠して取り上げたのは、佐野・半沢 (1979) である。引続き、この問題を前田ほか (1984) と金子ほか (1985) が、陸棚上の水塊の季節変化の研究の中で扱っている。佐原・半沢 (1979) は場所による違いを示し、金子ほか (1985) は季節による違いを示し、前田ほか (1984) は海面を通しての熱収支を重視している。

最初に佐原・半沢 (1979) の研究を紹介する。彼らは、東シナ海北部から中部にわたる海域で秋に行われた一斉観測と年は違うが、同じく秋に行われた中部から南部にかけての一斉観測の資料を用いて、黒潮水から陸棚水に至る特性の範囲を T-S ダイアグラム上で 5 段階の水型に分類した。この方法で分類した水型分布から、黒潮に近い水型の海水が陸棚縁から陸棚にかけての底層に

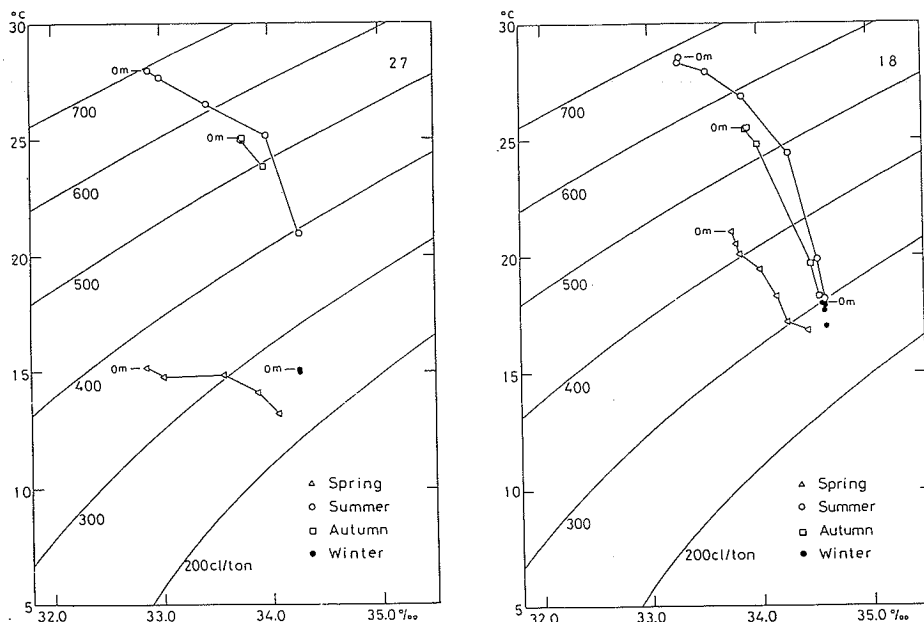


図 7 東シナ海大陸棚 (左) と大陸棚縁 (右) における T-S ダイアグラムの季節変化

存在するのは台湾の北東沖の海域だけである事を指摘し、この海域以外は這上がり現象は殆ど起きていないとしている。

図7は、東シナ海の中央部やや南西より(30°N, 124°30'E付近, PN線北西端)と大陸棚縁(28°35'N, 126°45'E付近)における水温と塩分を季節別に18年間にわたり平均して求めたT-Sダイアグラムである(前田ほか, 1984)。大陸棚中央近くでは、冬季には塩分も水温も鉛直方向に一様である(図7の左)。冬から春にかけて、底層の塩分は僅かに低くなるだけであるが、表層の塩分は非常に低くなるため顕著な塩分躍層ができる。この間、水温は底層で低下するが、表層では殆ど変わらない。金子ほか(1985)は、陸棚上では表層から底層まで塩分が低下しているの、移流は表層から底層に至るまで総て陸棚から陸棚縁に向いているとしている。

春から夏にかけて大陸棚中央付近では表層の塩分は僅かだけ低くなっているが、底層の塩分は極く僅かだけ増加している(図7の左)。陸棚縁(図7の右)でも底層の塩分は少し増加している。この塩分の増加は黒潮から海底に沿って供給されることによる以外考えられない。

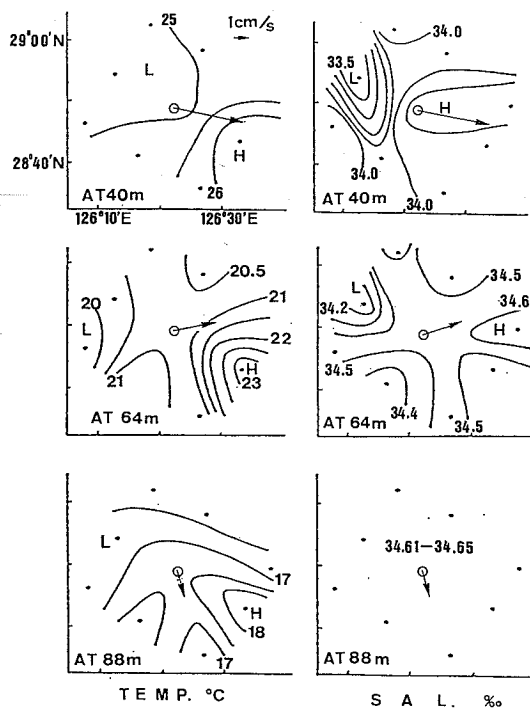


図8 陸棚縁の2日間平均流速と水温塩分分布との比較

金子ほか(1985)は、夏季の陸棚底層水は基本的には陸棚斜面を這上がって来たものであるとしている。すなわち、底層水は夏更新されると考えた。更に秋季の陸棚底層水もまた基本的には陸棚斜面を這上がって来た黒潮水であるとしている。なお金子ほか(1985)の示した這上がりの位置は沖永良部島の北西にあるが、佐原・半沢(1976)の結果と比較してかなり北東によっている。金子ほか(1985)は這上がりの機構としてエクマンポンピングを想定しているが、佐原・半沢(1979)の台湾の北東での這上がりは黒潮が陸棚斜面を乗り上げる、すなわち、慣性を想定している。

冬、陸棚上に出来た海水は本当に夏には底層に残らず湧昇して来た海水と交代するのであろうか。底層に残っていて黒潮水と混合しながら変質してはいけぬのであろうか。図8は、奄美大島西北西の陸棚縁水深100mの3深度(40m深, 64m深, 88m深)における、2日間の平均流速と各深度における水温塩分の水平分布との比較を示す(前田, 1981)。この測流位置はPN線上の陸棚縁より僅かだけ北にある。何れの深度においても平均流の方向は這上がりの方向(北西)を向いていない。むしろ底層では逆向きである。僅か2日間の平均であるので、たまたま逆向きになったのかも知れない。この間のM₂分潮の潮流楕円の主軸の方向は、測定深度に関係なく、北西—南東であり、その振幅は約30cm/sであった(前田, 1980)。すなわち、水温塩分の水平勾配の大きい方向(黒潮の流軸に直交する方向)にかなり大きな振幅で振動していたのである(図8)。なお、躍層下部(64m深)と躍層の下(88m深)では数時間から数分の時間スケールの振動の主方向も水温と塩分の等値線に直交する方向であった(前田, 1981)。これらの事は潮流や短周期の流速振動も底層水の高塩分維持に役立っている事を示唆するものである。

冬季の陸棚上の水塊の維持について、金子ほか(1985)は陸棚縁から陸棚奥にかけて鉛直方向に一様になった水はT-Sダイアグラム上で黒潮の200m深付近の水型と黄海冷水とを結ぶ線上に並ぶ事から、冬季の陸棚上の水型は基本的にこの2つの水型の混合比のみで表現できるとしている。しかし、冬の陸棚上における水塊の形成に主水型間の混合だけを考慮すれば良いのだろうか。前章で述べたように陸棚上の水塊の形成には海面の熱過程が強く影響すると考えられる。そこで、海面を通しての熱収支の計算は誤差が大きい、敢えてその結果を用いて議論を進めてみる。

塩分の増加は黒潮からの供給だけではなく蒸発によ

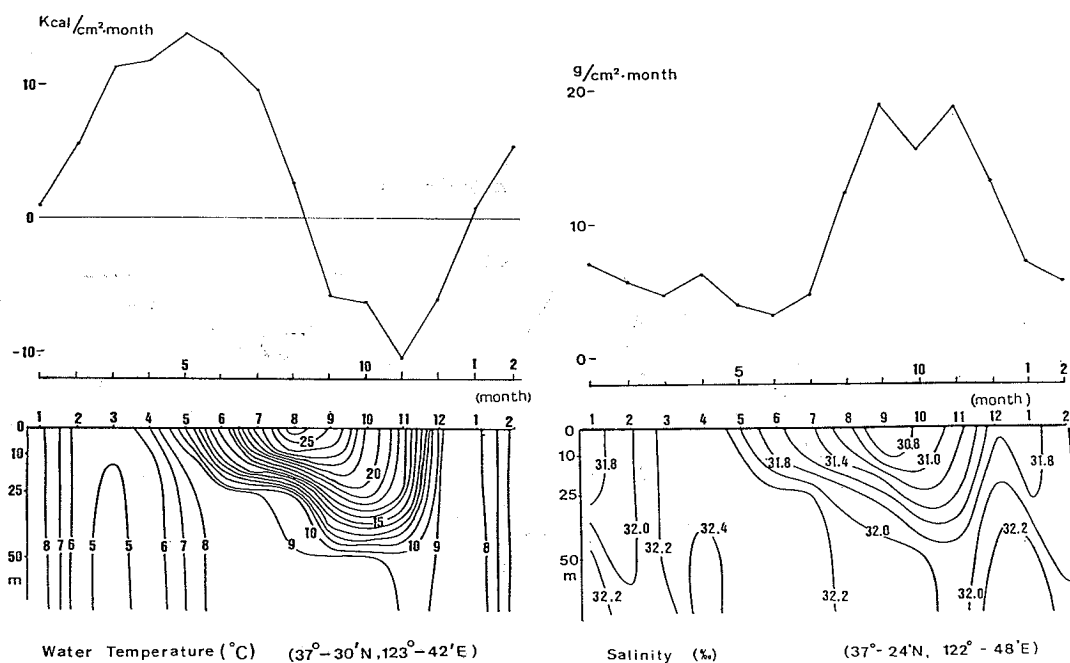


図9 黄海北部における水塊の季節変化と熱収支の比較

でも起こる。東シナ海の中央部では、秋から冬にかけての3カ月の間に(11月から翌年1月まで)、1,240mmぐらい蒸発する。この3カ月間の降水量を、福江、青島、上海、台北、那覇に於ける降水量を平均することにより、推定すると、約250mmになる(図4)。この蒸発量と降水量から、水深を80mとして秋に33.75‰だった塩分が冬には何‰になるかを計算すると、34.29‰となり、陸棚上の冬の塩分の値に近くなる(図7の左)。従って秋から冬にかけての水塊の変化は蒸発による塩分の増加と水温の低下及び鉛直混合によって説明することも出来る。同じ事が夏から秋にかけての水塊の変化にも適用できそうである。

次に、金子ほか(1985)が基本的な水型として使った黄海中央冷水の形成過程と海面を通しての熱収支との関係を検討してみる。図9は黄海北部の水温と塩分の鉛直分布の季節変化(井上, 1981)と海面を通しての熱収支と蒸発量の季節変化(桜井ほか, 1988)とを比較したものである。1月には既に海面を通しての熱収支はプラスになっており、3月にはかなりの量の熱が海面から入ってきているにも関わらず、水温は上がらず、熱容量(水温)は最低になっている。この事は、1月から3月にかけて、何等かの過程で熱がこの海域から奪われている事

を示す。ここでは水温は北側や西側で低いからそれらの方向に拡散によって運ばれるか、移流によって北側や西側から冷たい水が流れて来るかの何れかである。拡散によって温度の低い方向に熱が伝わるとすると陸が冷熱源とならなければならない。これは現実的でない。だから、もし熱収支の計算を信用するならば、冷水が移流によってやって来ることになる。

蒸発が最も激しいのは9月、10月、11月であり、これに対応して10月から12月にかけて塩分が急増している。その後塩分の増加率は低くなるが4月まで増加し続ける。5月に入って塩分は減少し初め、9月に最低になる。以上のことは、塩分の増加は基本的には海面からの蒸発により、減少は淡水の供給による事を物語っている。混合期の蒸発量は黄海から黒潮流軸に近づくに従って増加するので(桜井ほか, 1988)、先に示したように、東シナ海中央部での冬季の塩分の増加もまた基本的には蒸発が原因であると考えた方が良さそうである。

4. 海流

東シナ海の流れの中で、それが存在する位置、流れの向き、存在する季節などについて研究者それぞれに共通して認められている海流は何と黒潮と黒潮流軸だけであ

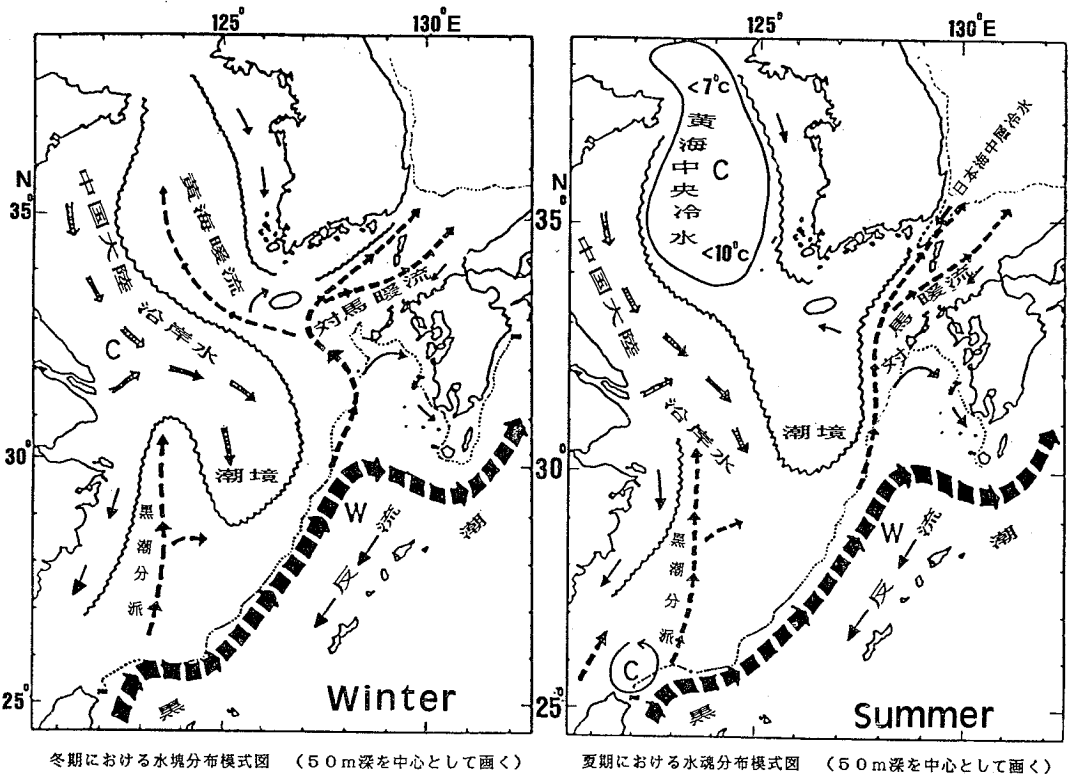


図 10 東シナ海の海流図-1, (近藤正人 (1985) より転載)

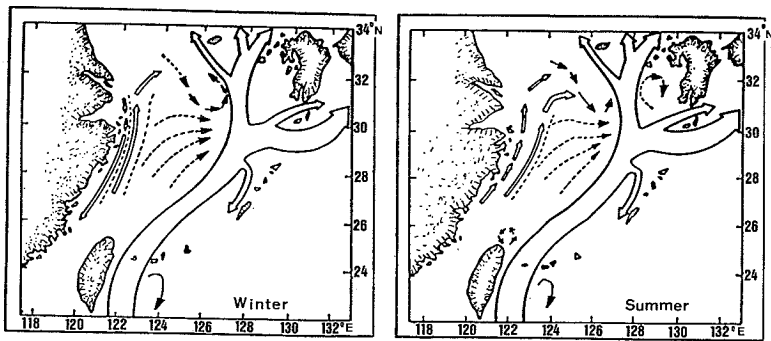


図 11 東シナ海の海流図-2, (B. GUAN and H. MAO (1982) より転載)

る。黒潮反流は季節に関係なく存在し、黒潮と南西諸島との間を南西に向かって流れている(図10, 図11)。東シナ海に入った黒潮はしばらくして陸棚斜面に捉えられ、等深線に沿って北東に向かい、琉球舟状海盆の九州西南西沖の駆け上がりやさしかかってから向きを東へ変えて太平洋へぬける。東シナ海に入った直後の黒潮は地形性

ロスビー波と解釈しても良い様な蛇行をする(図12)。すなわち、東シナ海では、黒潮は地形の影響を強く受けている。

日本の研究者が描いた海流図(図10)には古くから台湾と与那国島との間の海峡から東シナ海に入った黒潮の一部が陸棚斜面を駆け上がりそのまま北北東に向い、杭

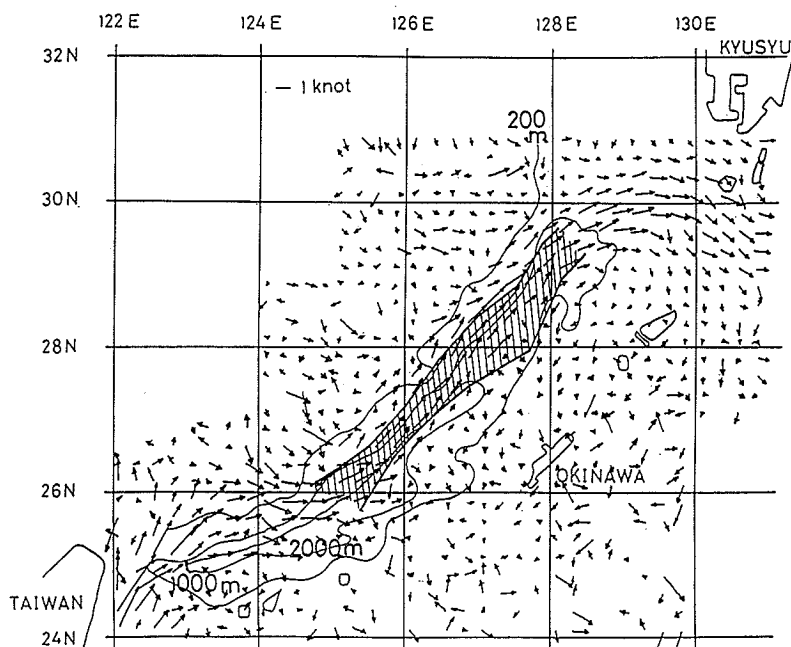


図 12 東シナ海の黒潮及びその周辺の表面流速の25年間平均, (前田明夫(1983)より転載)

州湾沖約 100 マイル付近まで達する海流が存在している、彼らはそれを黒潮分派と呼んでいる (例えば、近藤, 1985; 辻田, 1957; 井上, 1981)。ところが、中国の研究者による海流図には黒潮分派は描かれていず、この海流の位置に近い所に台湾暖流と言う海流が示されている (図11)。勿論、日本の研究者による海流図には台湾暖流は示されていない。図11では、台湾暖流は中国大陸寄りに描かれているが、他の図ではそれよりやや南に描かれている (例えば、GUAN and MAO (1982) の Fig. 1)。この海流の向きは北東に向いている。台湾暖流は台湾海峡から東シナ海に入って来たものであるとされているので、その起源は黒潮分派とは違うはずである。だから、この2つの海流は、全く異なる海流であるにも関わらず、日本人研究者は台湾暖流の存在を知らず、中国人研究者は黒潮分派の存在を知らない事になるか、あるいはまた同じ海流を何れかが間違っているか、あるいは双方ともが間違っていて、起源を想定し命名した可能性もある。

G E Kによる表面流速の25年間平均 (図12) では黒潮から分派して北上しているように見える。また、先に紹介した佐原・半沢 (1979) の結果は、黒潮が陸棚に乗り

上げているのだから、それを黒潮分派とすることが出来るかも知れない。GUAN *et al.* (1982) によると台湾暖流は夏には表面には現れないで、下層だけに存在しているとしている。6月に放流された人工クラゲの回収位置からすると台湾海峡北端沖の陸棚上ではほぼ真北に流されている (井上, 1975)。台湾海峡の台湾よりにおける1カ月余りの夏の測流結果では (WEN-SAN, 1985) 平均流は北流であり、台湾暖流の存在を示唆している。また、この平均流は巴士海峡を經由して来た黒潮の分岐流であるとしている。

もう1つの中国側の研究者と全く違う流れがある。それは日本の研究者が中国大陸沿岸水と呼んでいる水の南端 (杭州湾沖) より南の中国大陸沿岸に近いところの夏の流れの向きである (図10, 図11)。

黄海暖流は、実測に基づくものではなく、水温と塩分の分布から推定されたものであろう (近藤, 1985)。この流れは冬に発達すると言われている (近藤, 1985; 井上, 1981)。中国大陸沿岸水の存在とその張り出しの向きも水温と塩分の分布から判断したものである。それなのにどうして片方が海流で、もう一方が張り出しなのか良く分からない。黄海暖流を補流あるいは補償流と呼ん

でいる。しかし何故その様に呼んでいいのか良く分からないが、ASAOKA *et al.* (1966) の理論が正しいならば、補流と呼べるであろう。

対馬海流の源流に付いても良く分かっていない。佐原・半沢は対馬海流は陸棚縁付近で黒潮と陸棚水とが混合して出来た海水が対馬海峡に入るとしている。すなわち対馬海流は黒潮から直接分離したものではないとしている。ところが、赤松(1977)は、黒潮が東シナ海に入った直後にその一部が陸棚上に駆け上がり、水深約100mmの陸棚上を黒潮に平行して北東に向かい、薩摩半島の西沖で北に向きを変え、対馬海峡に向かうとしている。すなわち、対馬海流は黒潮から直接分離したものであるとしている。とにかく、GEKによる表面流速の測流結果と定置測流結果で対馬海流の存在が明瞭になるのは31°N以北の陸棚縁付近からである(井上, 1981; 前田, 1983)。

東シナ海では、測流によってその位置や流れの向きが分かっているのは黒潮と黒潮逆流と五島列島付近からの対馬海流だけである。黄海暖流は水温と塩分の分布から予想した海流である。とにかく、非常に卓越している潮流を十分消去できるような長期に渡る流速の実測が陸棚上の多くの点で行われることが望まれる。

5. 潮流

東シナ海陸棚上の潮汐の性質は水位の観測ではなく、測流を通して知られてきた。そこでは半日周期の潮流が卓越している。今までに多くの点で測流が行われてきたが、それら全てが半日周期を更に細かく分けて分析できるほど長い期間に渡っていない。そこでほとんどの場合、半日周期の中で最も卓越していると一般に予想されるM₂分潮を想定して解析している(例えば、稲葉, 1980; 前田, 1980; 山城・前田, 1986)。実際、東シナ海を取り囲む沿岸の潮汐で最も卓越しているのはM₂分潮であり、その振幅はS₂分潮の約2.5倍であり、ほとんどの所でK₁やO₁の3倍以上である(中野, 1975)。沿岸の検潮記録から外洋の潮時を推定して得られた東シナ海のM₂分潮の等潮時線は、陸棚奥を除いて、ほぼ北東から南西に走っていて、南西諸島から陸棚奥に向かうに従って潮時が遅れている(小倉, 1934)。また、鹿児島から南西諸島を経由して台湾の北端に至る曲線が1つの等潮時線になっていて、M₂分潮は太平洋から入ってくることを示している。

山城・前田(1986)は陸棚上のM₂分潮の伝搬方向を、測流結果から求められている潮流楕円の長軸の方向と潮

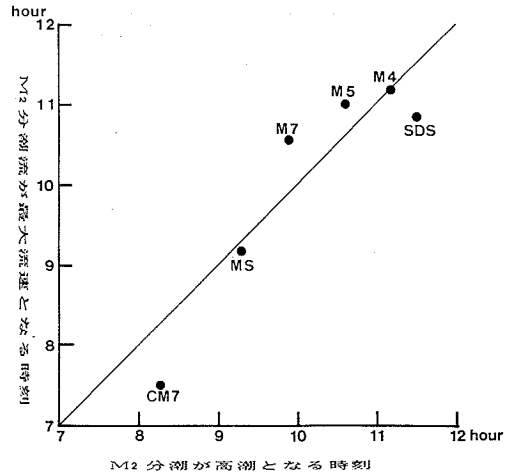


図13 小倉のM₂分潮の等潮時図から予想される潮時とM₂分潮流の位相の比較(YAMASHIRO *et al.* (1987)より転載)

流の位相関係から検討している。それによると、測流点が岸から離れている場合には潮流楕円の長軸は小倉(1934)の等潮時線にほぼ直交していて、その測流点が陸棚縁から離れていて測流期間が10日間を越す場合には潮流の位相もまた小倉の等潮時線から推定されるものとほぼ一致している(図13)。したがって、M₂分潮は少なくとも陸棚中央部までは小倉の等潮時線から予想される方向に伝搬しているのであろう。

岸から離れた所では、M₂分潮は地形の影響を受けない時の理想的な波であるスペルドラップ波の振舞いをする場合が多い(山城・前田, 1986)。また、九州西岸沖ではケルビン波的な振舞いをする(山城・前田, 1986)。更に、混合期の陸棚上の半日周期の潮流の振幅は那覇の半日周期の潮位の振幅と良く対応して変化していて(稲葉, 1980)、大潮小潮の潮位と潮流の対応がかなり良い。すなわち、M₂分潮の陸棚上での振舞いは比較的単純らしい。しかし、陸棚縁から斜面にかけてはそうではなさそうである。

陸棚縁や斜面では半日周期の内部潮汐が良く観測される(前田, 1980; 宮地・井上, 1983; 山城・前田, 1986; YAMASHIRO *et al.* 1987)。この内部潮汐による水平振動流の存在は表面モードの潮汐の性質を調べる時に邪魔になる。密度分布が単純な場合は、内部潮汐による水平振動流を、水温変動の記録を併用することにより、W. K. B.法を用いて求めることが出来る(MAEDA, 1979)。山城・前田(1986)はこの方法を用いてM₂周期の内部潮汐による水平振動流を求め、それを消去することによ

り、表面モードのみによる水平振動流を求め、表面モードの M_2 分潮の陸棚縁付近の振舞いと伝搬特性を調べるのに成功している。

陸棚斜面の潮汐への影響は表面モードと同じ方向に進む内部潮汐へエネルギーをわたすための効果だけではなさそうである。その外のモードの潮汐へエネルギーを与える役割を果たしている可能性もある。宮地・井上(1983)の陸棚斜面の縁に近い所(水深 200m)での測流によると、上層(海面下25m)と中層(海面下 100m)では半日周期の潮流楕円の長軸は、小倉(1934)による等潮時線、すなわち等深線に直交しているが、底層(海面下 190m)ではほぼ平行している。YAMASIRO *et al.*(1987)によると陸棚斜面の中央(水深 750m)の下層(海面下 500m)では潮流楕円の長軸は等深線に平行していて、斜面の底(水深 1,060m)における潮流楕円の長軸は底層(海面下 1,000m)と下層(海面下 800m)で等深線と約 30° の角度を成していたが、中層(海面下 600m)ではほぼ直交している。

陸棚上の M_2 分潮の潮流楕円の長軸はほとんどの場合が黒潮に直交している。だから、それが平行している場合より黒潮と陸棚水との間の海水交換に多く寄与するであろう。内部潮汐は表面モードの潮汐より波長が短いためストークス輸送が表面潮汐によるより大きい(佐藤, 1988)。これは内部潮汐は表面モードの潮汐よりも物質輸送に大きく寄与することを意味する。だから夏の陸棚底層水の特性の維持に内部潮汐が大きな役割を果たしているかも知れない。もし内部潮汐の底層におけるストークス輸送が陸棚底層水を運んでいるならば、底層水はまさに這上がりによって更新される。

6. 東シナ海と太平洋における変動

東シナ海の大部分が 100m より浅い。だから、気象変動には敏感に応答するであろうし、太平洋とでは応答の仕方が違うはずである。実際、佐伯(1987)によると大気にも見られる 6 年周期の表面水温の変化は本州南方海域より東シナ海の方が著しく卓越しており、金子・江口(1987)によると東シナ海の中でも黒潮流域より陸棚中央部の方が卓越していて、位相が進んでいる。

東シナ海は太平洋から南西諸島と琉球海嶺によって分離されている(図 2)。だから太平洋で起きた変動がそのまま伝搬して来るとは限らない。一方では黒潮が太平洋で起きた現象を東シナ海に運んでくるかも知れない。

KAWABE(1980)は、南西諸島の潮位偏差の変動と東シナ海における黒潮の表面流速及び地衡流量の関係を調

べ南西諸島の潮位偏差が高い時は東シナ海の黒潮の流量が多く表面流速が速いことを突き止めた。また、この結果を使って、本州南方海域での黒潮の大蛇行時には、東シナ海における黒潮の流量が多く、表面流速が速い事を示した。GUAN(1983)は P N 線での観測結果を用いて P N 線で黒潮の流量が多く G E K による表面流速が速い時に大蛇行が起きていて、P N 線での反流の流量も多いことを示した。南西諸島の水位が上昇し、黒潮の流量が増加したと言うことは北太平洋の亜熱帯循環が強化されたと考えて良い。だからこれらの事を組み合わせると亜熱帯循環の強弱が大蛇行と東シナ海の黒潮反流に関係していることになる。

GUAN(1983)はハワイの近くの風速の海面における摩擦応力の Curl(以後、Curl τ とする)と P N 線での黒潮と比較して次の結果を得た。黒潮の 1 月から 2 月の流軸における表面流速と 2 カ月前の月平均 Curl τ とは良い相関があり、黒潮の 1 年間流量と 1 年前の 1 年平均 Curl τ とは良い相関がある事を示した。ところが亜熱帯域全緯度にわたって (21°N から 29°N まで)の平均の Curl τ とでは表面流速との間でも流量との間でも相関はなかった。

ハワイ付近の Curl τ の方が亜熱帯全域に渡っての平均の Curl τ より東シナ海の黒潮の変動に何故密接な関連があるのか分からないが、ハワイ付近の Curl τ が北太平洋の亜熱帯循環の維持に関係が深いとしてみると、KAWABE(1980)と GUAN(1983)との結果の総合は興味深い。

7. おわりに

東シナ海を対象にした海洋物理学上の論文は非常に多い。総て紹介することは私のような浅学の者にとっては不可能である。ここで紹介しなかった黒潮と陸棚水との間のフロントの問題などは素過程としてかなり重要な問題であると考えている。しかしフロントの構造を明らかにし水理的に十分な結論を得るには、もう少し測定技術の進歩が必要であるのではと考えている。

紹介した論文はかなり自分勝手に選んでいる。自分がこれから東シナ海を調べるのに役立つ論文を選び、それを紹介することによって頭の中を整理するためにこの寄稿を書いた。だからレビューとしては不十分であると考えている。

この寄稿を書くに当たっての資料収集と熱収支に関する計算には文部省科学研究費補助金 一般研究(A)「本州南方海域における熱輸送に関する研究」課題番号

63420015の費用を利用した。

文 献

- 赤松英雄 (1977) 対馬暖流の起源について. 1977年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 233-234.
- ASAOKA, O. and S. MORIYASU (1966) On the circulation in the East China Sea and the Yellow Sea in Winter (Preliminary Report). *The Oceanographical Magazine*, 18, 73-81.
- GUAN, B. and H. MAO (1982) A note on circulation of the East China Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 1, 5-16.
- GUAN, B. (1983) Analysis of the Variations of Volume Transports of the Kuroshio in the East China Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 1, 156-165.
- 深瀬 茂 (1975) 東シナ海陸棚上の底層水. *海洋科学*, 7, 19-26.
- 稲葉栄生 (1980) 東シナ海陸棚上における自記測流. *海と空*, 56, 29-38.
- 井上尚文 (1975) 東シナ海大陸棚上の海底流動. *海洋科学*, 7, 12-18.
- 井上尚文 (1981) 東シナ海及び対馬暖流域における海況特性, 五島の生物-壹岐・対馬との対比-. 長崎県生物学会, 29-72.
- 金子郁雄・高野芳孝・中野俊也・浦島達郎 (1985) K B線でみた東シナ海の海況の季節変化-II (大陸棚上の水塊構造). 黒潮の開発利用調査報告 (その8), 科学技術庁研究調整局, 海洋科学技術センター, 96-111.
- 金子郁雄・江口一平 (1987) 東シナ海海面水温の経年変動-6年と2年の周期性-. *海と空*, 63, 127-138.
- KAWABE, M. (1980) Sea Level Variations around the Nansei Islands and the Large Meander in the Kuroshio South of Central Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 36, 227-235.
- 近藤正人 (1985) 東シナ海・黄海漁場の海況に関する研究-I, 50m深及び底層における平均水温・塩分の分布. *西海区水研報*, 62, 19-66.
- MAEDA, A. (1979) Short Internal Waves on the Margin of the Continental Shelf of the East China Sea. *La mer*, 17, 18-27.
- 前田明夫 (1980) 東シナ海陸棚上成層期における M_2 分潮流. 鹿児島大学工学部研究報告, 22, 187-194.
- 前田明夫 (1981) 測流計画のための東シナ海の黒潮とその周辺の海況. *海洋科学*, 13, 247-254.
- 前田明夫 (1983) 東シナ海の黒潮及び黒潮周辺の流況. *海洋科学*, 15, 332-338.
- 前田明夫, 桜井仁人, 山城 徹 (1984) 東シナ海黒潮周辺の水塊. 1984年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 115-116.
- 前田明夫・山城 徹・桜井仁人・藤近祐一 (1987) 屋久島周辺海域における水温・塩分変化の特徴. 1987年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 232-233.
- 宮地邦明・井上尚文 (1983) 尖閣諸島近海における黒潮の流動特性. *西海区水研報*, 60, 57-70.
- 長崎海洋气象台 (1988) 1988年7-8月西日本海区海洋観測報告. *海洋速報*, 130, 1-52.
- 中野猿人 (1975) 潮汐学. 生産技術センター, 528.
- 小倉伸吉 (1934) 潮汐学. 岩波全書, 252.
- RATTRAY, M. Jr. (1960) On the coastal generation of Internal tides. *Tellus*, 12, 54-62.
- 理科年表 (1987) 岩波書店, 1017.
- 佐伯理郎 (1987) 北西太平洋の亜熱帯循環の経年変化. *海と空*, 63, 113-125.
- 佐原 勉・半沢洋一 (1979) 東シナ海の水系分布. *海と空*, 54, 135-148.
- 桜井仁人・前田明夫・山城 徹・中山文人・西原直樹 東シナ海の海面における熱収支. 1988年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 182-183.
- 佐藤 敏 (1988) 男女群島付近の内部潮汐. 1988年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 138-139.
- 辻田時美 (1957) 東支那海及び対馬海峡の漁場海洋学, 1. 漁場の水理構造とその生態学的特徴, *西海区水研報*, 13, 1-47.
- 内嶋善兵衛 (1982) 気候の歴史 (MONIN, A. S. and Yu. A. SHISHKOV (1979) ИСТОРИЯ КЛИМАТА, Ленинград Гидрометеоздат の翻訳). 共立出版株式会社, 355.
- WEN-SAN, C. (1985) Dynamics of subtidal flow in the Taiwan Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41, 65-72.
- 山城 徹・前田明夫 (1986) 東シナ海の M_2 分潮流の性質. *海洋科学*, 18, 430-436.
- YAMASIRO, T., A. MAEDA and H. ITIKAWA (1987) M_2 tidal current on the continental shelf-slope of the East China Sea. JECSS IVにて講演 (Progress in Oceanography, Pergamon Press で印刷中).