

漂流ブイによる亜熱帯反流の観測†

道田 豊*

Surface Current Field in the Area of Subtropical Counter Current Observed with Surface Drifters †

Yutaka MICHIDA*

Abstract

To understand the mechanism of the secondary circulation including Kuroshio re-circulation and Subtropical Counter Current (SCC), which should have important roles in the fluctuation of the subtropical gyre in the North Pacific, surface drifters have been deployed and tracked with ARGOS system. Tracks of one drifter deployed in fiscal 1993 and two in 1994 are described in detail. Mean velocity field for 1 degree bins calculated from the tracks of 94 drifters deployed in the Western North Pacific for the period from 1987 to 1994 is also described. It is found that there are areas with eastward component of the mean velocity in the region of SCC. The distribution of zonal components in the mean current field calculated from surface drifters' tracks shows good agreement with previous description about SCC, geopotential anomaly calculated by Hasunuma and Yoshida (1978) and averaged ship drifts presented by Uda and Hasunuma (1969), and theoretical studies (Takeuchi (1984)).

1 はじめに

北赤道海流, 黒潮, 黒潮続流, カリフォルニア海流と連なる北太平洋亜熱帯循環は, 大まかには海上風によって駆動される時計廻りの循環と理解されるが, より詳細にみればいくつかの副循環が存在していることが知られている. このうち亜熱帯反流は, 北緯20~25度付近に存在し, その北側の黒潮反流, 南側の北赤道海流といった西向きの流れにはさまれる形で東向きに流れるとされている. このような副循環系の変動は, 黒潮による正味の質量輸送や熱輸送に影響を及ぼすと考えられるため, 黒潮流路や流量の変動機構を解明するためには, これら副循環系の実態を把握することが必要であると考えられる.

Uda and Hasunuma (1969)は, CSK (Coopera-

tive Study on the Kuroshio) の一環として組織的に実施された詳細な各層観測のデータを解析して亜熱帯反流の構造を記述した. 彼らは, 1000db (デシ・バール: 1dbは100ヘクトパスカルに相当する圧力) を基準面とした表面の地衡流速が平均で約0.5ノット(約26cm/s), 幅約100マイル(約185km), 深さ300m程度の東向きの流れが, 北緯20~25度付近に年間を通じて存在していることを示した. こうした流れは, 単純な風成循環の理論では理解できないことから, その実態や成因について, 理論, 観測両面からさまざまな研究が行われた.

Yoshida and Kidokoro (1967a,b) は, 亜熱帯反流の成因に関する先駆的な研究として, 亜熱帯循環南部において海上風応力の curl が極小値をとれば反流が存在しうること示した. その後 Takeuchi (1984) が, curl の極小値を含まないよ

† Received 1996 November 13th : accepted 1997 February 19th.

* 海上保安庁水路部海洋研究室 Ocean Research Laboratory Hydrographic Department, Maritime Safety Agency.

うな単純な風応力分布でも、日射による表層水の加熱効果は低緯度側の方が高緯度側よりも大きいこと、言い替えば表層水への浮力フラックスが緯度方向に一樣でない効果を加味すれば、モデルによって亜熱帯反流が再現されることを示した。また Cushman-Roisin (1981) は、亜熱帯反流の北側の海域で冷却された海水が南下することによって維持される亜熱帯フロントの存在が本質であることを指摘した。一方、近年 Dewar (1992) や Kubokawa (1995) は、亜熱帯反流が風成循環の中の定在ロスビー波として理解可能であるとの理論を提案している。

Hasunuma and Yoshida (1978) は、1970年代前半までに日本海洋資料センター (Japan Oceanographic Data Center, JODC; 現日本海洋データセンター) に蓄積されていた20,000点以上の力学的高度偏差のデータから、亜熱帯反流にともなう構造を示した (Fig. 1)。彼らは、力学的高度偏差の長期平均と1974年に白鳳丸 (東京大学海洋研究所) によって行われた STD 観測の結果

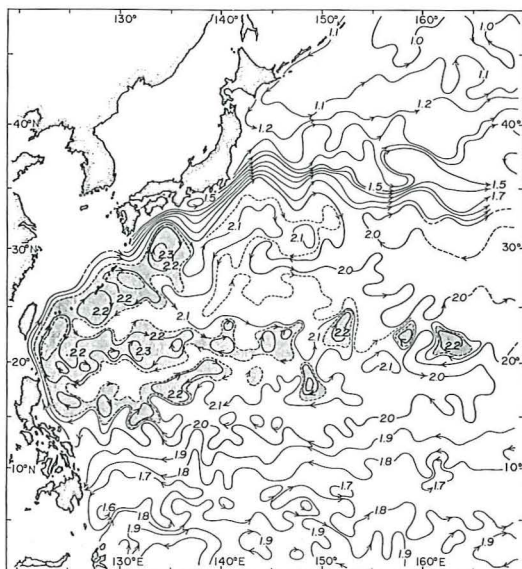


Fig. 1 Long term mean geopotential anomaly at the sea surface referred to 1,000db surface, calculated from over 21,000 observations archived at Japan Oceanographic Data Center, in dynamic meters (10J/kg). Shaded area shows relative high, over 2.15 dynamic meters. (reproduced from Hasunuma and Yoshida, 1978).

から、黒潮反流と北赤道海流の間に二つの副循環系が存在する可能性を示した。東向きの流れという観点では、Fig. 1において北緯20度付近に存在する力学的高度偏差の峰と、北緯16度付近の峰のいずれも北側に、その存在が示唆される。また、White *et al.* (1978) は、1954年~74年のBT, 各層観測のデータを解析して、亜熱帯フロントの季節・経年変動を論じ、エル・ニーニョとの関連をも指摘している。

これまでの観測研究は、ほとんどが水温・塩分の観測データから地衡流計算を行って亜熱帯反流の存在を議論したものである。White *et al.* (1978) の研究は200db というきわめて浅い基準面を用いているため、深い基準面を採用した場合にも東向き流速となるかどうか疑問がある。また、気象庁が毎年2回実施している東経137度線に沿った観測をもとに1000dbを基準とした地衡流計算を行った Nagasaka and Sawara (1972) の研究結果では、明瞭な東向きの流れが必ずしも常に観測されるわけではないことから、直接測流によって亜熱帯反流がどのように観測されるかという点について検討する必要がある。Uda and Hasunuma

(1969) は、水路部が偏流データを解析して描いた北太平洋海流図にも1年を通して亜熱帯反流が見られることを指摘しており、直接測流によって捉えられる流れであることが示唆されるが、地衡流計算によらず直接測流の結果から亜熱帯反流を論じた研究は十分行われてきているとは言えない。最近、大門 (1996) や大門及び網野 (1996) は、「黒潮の開発利用調査研究」の一環として、亜熱帯反流をCTD (Conductivity Temperature Depth Profiler) 観測に基づく地衡流計算のほか、船舶搭載型 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) による直接測流によって捉えようとする研究を行っている。彼らは、東経128度30分、130度の2本の観測線及びその周辺の観測線においてCTDとADCPによる観測を行い、この海域における亜熱帯反流の分布を描くことを試みている。

本研究においては、直接的な計測による亜熱帯反流の分布に関する研究の端緒として、これまで

に蓄積された表面漂流ブイの軌跡から当該海域の平均的な表面海流分布を描き、その中に亜熱帯反流等の構造が見られるかどうか検討する。

2 研究方法

海上保安庁水路部は、1993年から開始された亜熱帯循環系の実態を解明する研究の一環として、足摺岬沖から北緯3度に至る観測線上において亜熱帯循環の海洋構造を把握するための海洋観測を実施している。年に2回行われるこの観測航海において、表面海流観測用の漂流ブイを年間3~5個放流している。1993年7月~8月の観測航海において、亜熱帯反流が存在するとされる海域にブイが1個投入された(木下及び寄高, 1996)のをはじめとして、1994年にも2個のブイが投入され(道田, 1996)、それらの位置が追跡された。ここでは、これら3個のブイのほか、1987年~94年の間に水路部が太平洋で放流した約100個のブイの軌跡を解析した。

漂流ブイの仕様は、世界海洋循環実験(WOCE)や熱帯海洋全球海洋研究計画(TOGA)などで標準とされているものに準拠している(Michida and Yoritaka, 1995; 道田ほか, 1995)。表面ブイには、表面水温センサー、ARGOSシステムで決められた仕様の電波を発射する発信機等が搭載されている。海流に対する追従性を向上させ、風によって直接押し流される効果を減ずるためのドロッグ(抵抗体)は、円筒形で側面に円形の孔があいたもの(holey sock型)が用いられ、その中心は海面下15mとなっている。言い替えれば、漂流ブイの動きは、主として海面下15mの流れを反映したものであると考えられる。風圧流の効果はドロッグによって消されているが、海上風によって引き起こされた吹送流の効果は含まれることになる。

集積されたブイの位置データから、明かなエラーデータを除去し、軌跡図を描いた。ブイの位置の時間変化から海流の速度を計算することができる。ARGOSシステムによって決定されたブイの位置には数百m程度の誤差(サービアルゴスの評価によれば350m)があるため、速度計算のた

めの時間間隔をあまり小さく取ると大きな誤差を生じる。そこで、本研究では毎日の最初の位置及び時刻と翌日の最初の位置及び時刻から求めた漂流距離とそれに要した時間から漂流速度を計算し、これを1日毎の平均速度として流速を議論する。その際、速度の誤差は、1cm/s程度以下と考えられる。

また、ブイの軌跡を緯度経度1度のメッシュに整理し、平均流速を計算した。個々のブイがある格子に入った直後の位置と出る直前の位置、及びその間に要した漂流時間を用いてそのブイの格子内の平均流速を求め、同じブイまたは別のブイがある格子に複数回出入りした場合は、それぞれの場合に得られたブイの平均流速を単純平均して、そのメッシュの流速とした。ブイの軌跡はドロッグの有無によって少なからず影響を受けることがNiiler *et al.* (1987) や Chereskin *et al.* (1989) によって指摘されている。しかし、我々が放流している漂流ブイは、ドロッグの有無を示すセンサーとして中間フロートに取り付けた転倒式のスイッチを用いており、センサー出力がある一定値であることをもってドロッグの存在を確認することができるが、それが失われた時期を特定することができない。また、個々のブイの流跡を見た場合、ドロッグセンサーの出力値に変化が見られた場所で必ずしも不連続な漂流方向が観測されない。これらのことから、本報告では Michida and Yoritaka (1996) の解析手法と同様、第一次近似としてドロッグセンサーの出力値の違いを考慮せず、すべて同列のデータとして取り扱った。

3 結果

(1) 亜熱帯反流が存在するとされる海域を流れたブイの軌跡

表面海流追跡用の漂流ブイが、1993年に1個、1994年に2個、亜熱帯反流が存在するとされる北太平洋西部の北緯20度付近に放流された。それらの軌跡を Fig. 2 に示す。

Fig. 2(a)は、1993年7月11日に、北緯20度、東経133度40分付近で放流されたブイ(#17267)の軌跡

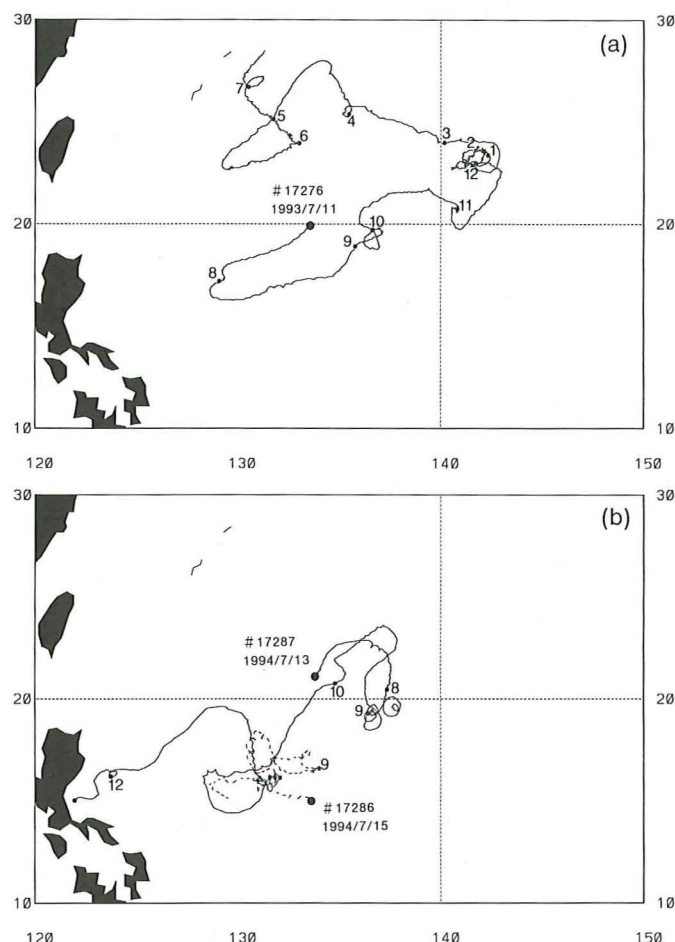


Fig. 2 Tracks of surface drifters deployed in the area of Sub-tropical Counter Current, (a) one deployed in 1993, (b) two deployed in 1994. Large solid circles mark the deployment locations with the drifter identification numbers, while small ones do the locations on the first day of every month, with the month number (January is 1, February is 2, etc.). Dotted line in (b) shows the track for drifter #17286, while solid one for #17287.

である。放流後約1か月間は西南西に流れ、8月上旬にルソン島東方の北緯16.5度、東経128.5度付近に達した後東に向きを変え、9月上旬までの約1か月間東ないし東北東に平均約46cm/sの速度で流れた。9月から10月にかけての1か月間は北緯19度、東経137度付近に停滞していたが、10月上旬から11月はじめにかけては、北緯21度付近を再度東向きに平均約26cm/sの速度で流れた。その後、12月はじめに北緯23度、東経142度付近に達し、1994年2月中旬になって西向きに流れ始めるまで、ほぼ同じ海域に留まっていた。1994年3月以降は、5月中旬から6月はじめにかけて北緯23度、東経130~133度付近を東向きに流れたほかは、概ね西向きに漂流した。

Fig. 2 (b)は、1994年7月13日、バシー海峡東方約

1000kmの北緯21度、東経133度40分付近で投入されたブイ(#17287)と、1994年7月15日、ルソン島東方約1000kmの北緯15度、東経133度40分付近で投入されたブイ(#17286)の軌跡を示す。ブイ#17287は、7月末まで、半径約200kmの半円を時計回りに描くようにして東に流れた後、8月から9月にかけては北緯20度、東経137度付近に停滞した。1994年10月初旬には投入地点付近に戻り、その後は西南西方向に漂流して、12月中旬にルソン島西側のポリロ島付近(北緯15度、東経122度)で動きを停止した。一方ブイ#17286は、1994年10月下旬に投入地点から約400km西方で発信を停止するまで、緯度幅約3.5度、経度幅約5度の範囲内を漂流した。

Fig. 3に、Fig. 2に軌跡を描いた漂流ブイ3個について、日平均流速の東西成分の時系列を示す。

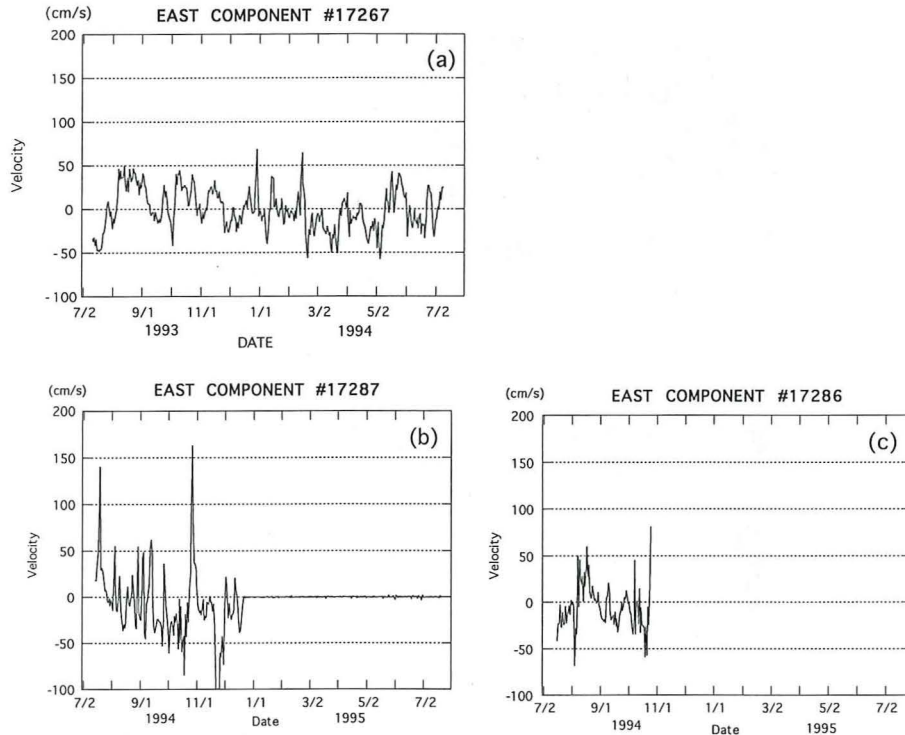


Fig. 3 Time series of the zonal components of daily drifting velocities for (a) drifter #17267 deployed in 1993, (b) #17287 and (c) #17286 deployed in 1994.

1993年に放流したブイ#17267の時系列 (Fig. 3 (a)) を見ると, Fig. 2 に関して記述した通り, 8月から9月にかけて日平均流速の東向き成分が最大50 cm/s程度を示し, 10月から12月にかけて徐々に小さくなりながらも東向き流速成分が見られる. 1994年に放流した2個 (#17287及び#17286) は, 上述のとおり数か月という時間スケールでは西ないし南西に流れた. しかし, Fig. 3の流速の時系列でみると, 短期的に東向き流速成分が見られる時期もある. ブイ#17286の流速時系列 (Fig. 3 (c)) では, 1994年8月上旬から1か月程度の間, 東向き成分が継続した様子が見られる. 一方#17287 (Fig. 3 (b)) では, 東向き流速成分が100 cm/sを越えるような強い流れも観測されているが, 東向き成分の継続期間はいずれも数日程度であり, 他の2つのブイに比べて短い.

このように, 漂流ブイの軌跡に亜熱帯反流らしき東向きの流れがしばしば見られる. しかし, 単一のブイによるラグランジュ測流によって捉えられるような連続した流れとして描かれてはいることがわかる.

(2) ブイの軌跡から求めた表面海流の平均場
太平洋亜熱帯循環の西部における表面海流について, 黒潮反流, 亜熱帯反流等の副循環系も含めた平均像を理解するため, これまでにさまざまな研究プロジェクト等によって水路部が当該海域に投入した漂流ブイの軌跡からメッシュ平均流速を計算した. 解析に用いた漂流ブイ94個の日本近海 (北緯10~50度, 東経120~160度) における軌跡を Fig. 4 に示す. これらはすべて1987年から1994年の間に水路部が放流したブイである. 本州南方の黒潮から本州東方の黒潮続流のほか, 黒潮流路の南から北赤道海流に至る副循環系を含む海域は, 日本南東方の一部, 北緯20度以南, 東経145度以東の海域を除いてほぼカバーされている.

Fig. 4の流跡データから, 第2節で述べた方法によって緯度経度1度格子の平均流速を求めた結果を, Fig. 5 に示す. ブイの軌跡は, 異なる年, 異なる季節のデータの寄せ集めであるため, 流線としてつながり, また連続の式を満たすような平均場が得られるとは限らない. 現に, ある程度の広さを持った海域としてみた場合不自然な流速分布

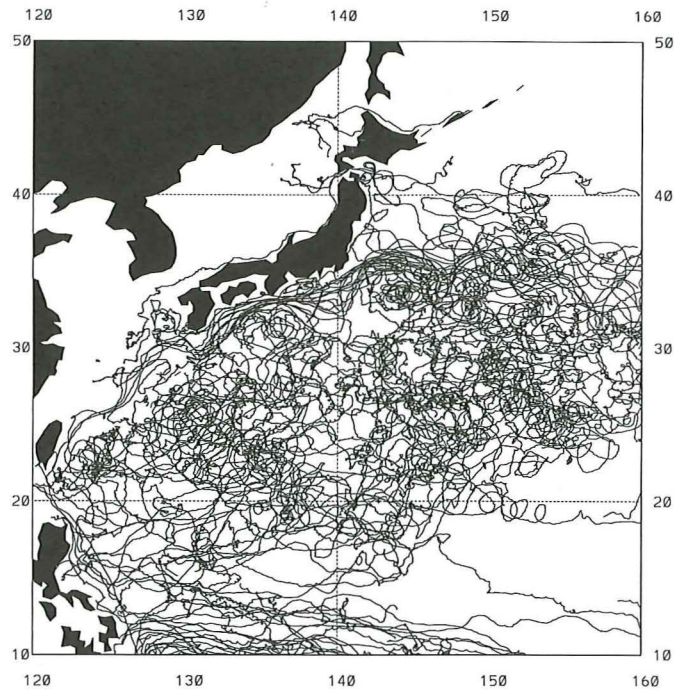


Fig. 4 All trajectories of 94 surface drifters deployed by Hydrographic Department of Japan from 1987 to 1994.

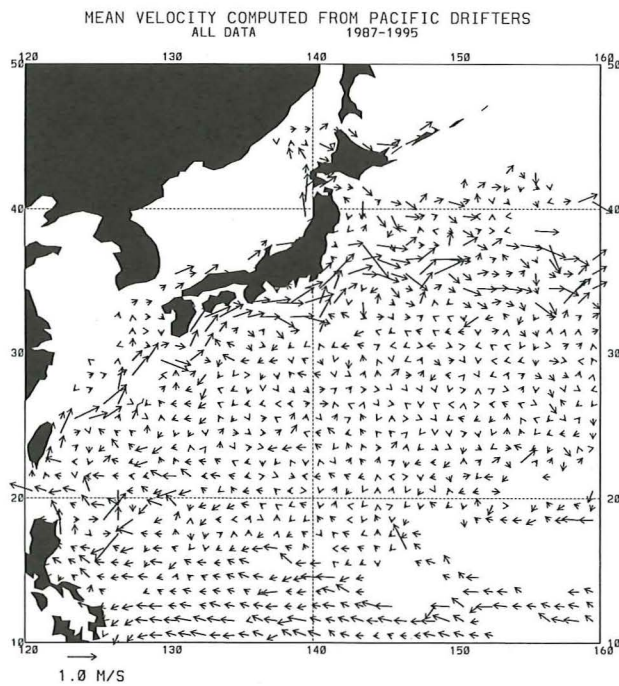


Fig. 5 Grid-averaged current field computed from drifter data shown in Fig.4 for 1x1 degree bins. Velocity scale is given just below the left corner of the frame.

が所々見られる。しかし、台湾近海から東シナ海を経て本州南方から続流に至る黒潮の顕著な流れは明瞭に描かれており、北赤道海流の一貫した西向きの流れも表現されている。一方、副循環系という視点で Fig. 5 を注意深く見た場合、四国沖の暖水塊に伴う時計廻りの循環が描かれていることがわかるほかは、黒潮反流、亜熱帯反流ともこの図からはっきりとは読み取れない。

Fig. 5 の平均流速から東西成分だけ取り出し、その分布を描き直したものが Fig. 6 である。本州南岸から本州東方にかけて黒潮流域を反映して広く東向き成分を持つ領域が分布している。その南側には、黒潮再循環や黒潮反流によると思われる西向き成分を有する領域が帯状に見られる。Fig. 5 の平均流速ベクトルの分布でははっきりと観測できなかったこれらの副循環が捉えられている。その南では、北緯24~25度、東経132度付近から北緯27~28度、東経160度にかけて、帯状に連なった東向き成分を有する領域が存在している。この帯状の領域の南側にも東向き成分を有する領域が散在しているが、空間的に連続した分布とはなっていない。さらに南の北緯17度以南では、ほとんどの場所で西向き成分となっており、北赤道海流につながっている。それぞれの領域における平均流速の東西成分の大きさは、黒潮流域で50~100cm/sの東向き、黒潮再循環と黒潮反流域では10~20cm/sの西向き、その南の領域における東向き成分は5~10cm/s、北赤道海流域では30~50cm/sの西向きとなっている。

従来の亜熱帯反流の緯度分布に関する知見からみると、前述の帯状の東流領域よりもその南に不連続に分布した東流の方がより亜熱帯反流の対応していると思われる。いずれにせよ、漂流ブイによる平均的な表面海流分布にも、亜熱帯反流らしき構造が見られることがわかる。

4 考察

北太平洋亜熱帯循環の副循環系の実態、特に亜熱帯反流については、これまで主として地衡流計算や水温・塩分の分布を基に論じられている。亜

熱帯反流について海流の実測データから論じた研究は少なく、その流路分布、流速、季節・経年変化に関して確立した知識があるとは言えない。本研究では、蓄積された漂流ブイのデータから表面海流の平均場を求め、そこに亜熱帯反流がみられるかどうかを調べた。その結果、Fig. 6 に示したように、黒潮再循環・黒潮反流の南側に、平均流に東向き成分を有する領域が帯状に分布していることがわかった。北緯24度、東経132度付近から北緯28度、東経160度にかけては、東向き成分を持つ領域が帯状につながって存在しており、その南にも東向き成分を持つ領域が帯状に点在する。この領域が亜熱帯反流を示すものであるかどうか、従来の研究結果との比較を試みる。

まず、Fig. 6 に描かれた流速の東西成分の分布と、Fig. 1 に示した平均的な力学的な高度偏差の分布を比較する。Fig. 1 には、力学的な高度偏差の峰（高い部分）が二つ東西に伸びるような形で黒潮再循環の南に描かれている。それぞれの峰の北側には、海面高度の南北の傾きを反映して東向きの地衡流が存在している。すなわち、台湾東方の北緯22.5度、東経126度付近から東向流の領域が東経150度付近までほぼ東西に分布しており、さらにその東方に高気圧性の渦に伴う東向流の存在も認められる。また、南側の峰に対応して、北緯17度、東経126度付近から東ないし東北東の海域に東向流の領域が広がっている。Fig. 6 に描かれた東向流の分布は、Fig. 1 に比べて全体的に北にずれている傾向が認められるものの、東向流の帯が南北2本あり、北側のものに比べて南側のものの方が若干不明瞭であるといった特徴はよく似ていると言える。Fig. 6 では、北側の東向流の領域は東側に移るにつれて北にシフトする様子が顕著であり、Fig. 1 ではそうした傾向が不明瞭であるかに見える。しかし、Fig. 1 では力学的な高度偏差の高まりとして陰影を施していないので目立たないが、注意して見ると、北緯25度、東経135度付近から北緯30度、東経155度付近にかけて東向きの流線が描かれており、Fig. 6 の分布とよく一致している。これらのことから、漂流ブイの軌跡から求められた平均

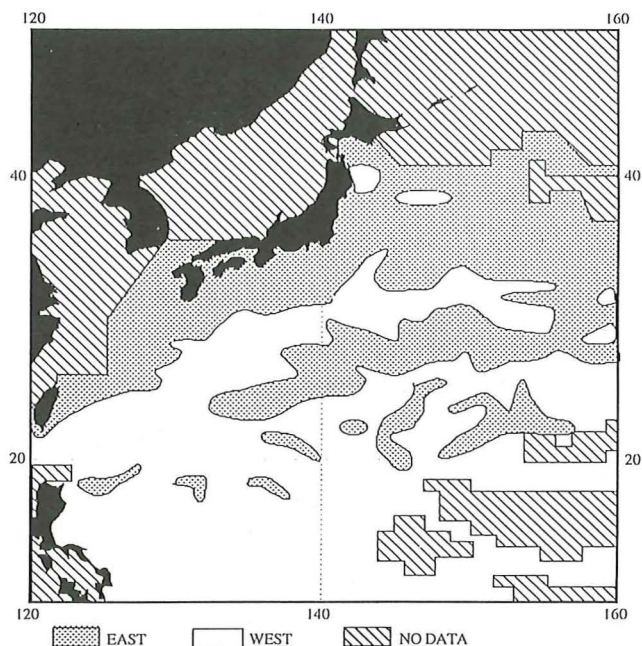


Fig. 6 Distribution of the zonal components of grid-averaged current shown in Fig.5. Shaded area denotes the area of eastward current.

流速場は、力学的高度偏差の統計から推定される平均的な地衡流場と、少なくとも東西成分の分布についてはよく一致していると言える。すなわち、Hasunuma and Yoshida (1978) が力学的高度偏差の分布から示した亜熱帯反流は、漂流ブイによるより直接的な測流の平均場にも現われることがわかった。

次に Uda and Hasunuma (1969) が描いた偏流から求めた平均海流の分布の一部を Fig. 7 に示し、これらと Fig. 6 の結果を比較してみる。彼らは、Fig. 7 において、東向き流速成分を持つ領域が黒潮再循環の南側に年間を通じて存在していることから、亜熱帯反流は通年存在し、季節的に南北に移動するとした。ここでは冬季の分布として12月から3月の平均 (Fig. 7 (a)) 及び夏季の分布として6月から9月の平均 (Fig. 7 (b)) を示した。冬季夏季ともに、Fig. 1 に描かれたような東向流の領域が2本、黒潮再循環の南に存在することがわかる。Fig. 7 によれば、東向流の領域は冬季には夏季にくらべて緯度4度ほど北に位置している。Fig. 6 に示した漂流ブイから求めた流速分布は季節別ではなく全データの平均であるため、Fig. 7 の分布と詳細な比較を行うことは適当ではないか

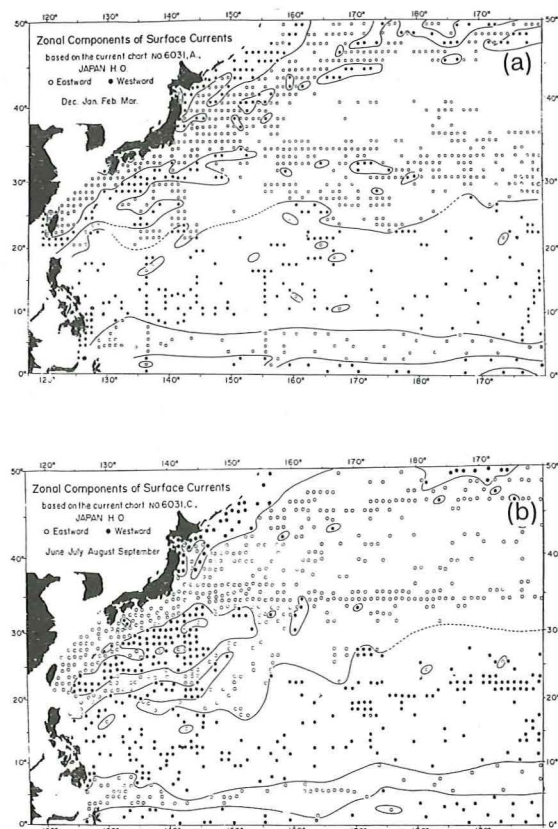


Fig.7 Zonal components of surface currents drawn from current charts published by Hydrographic Department of Japan, statistics of ship drifts (reproduced from Uda and Hasunuma, 1969).

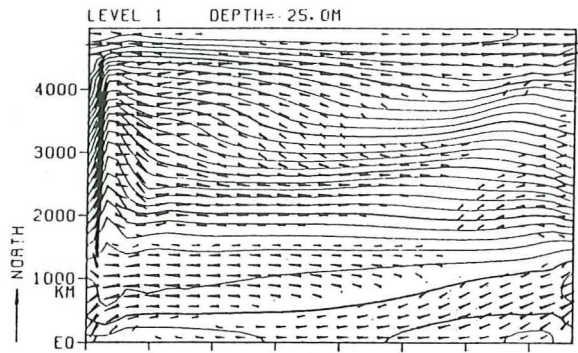


Fig. 8 Horizontal distribution of currents (wedge) and water density (contour) on the level of 25m calculated with a numerical model that takes zonal wind stress and differential surface heating into account as the driving force (reproduced from Takeuchi, 1984).

もしれないが、どちらかと言えば冬季の分布に似ている。Fig. 7に描かれた東向流の領域も Fig. 1のものと同様、東に向かうにつれて北にシフトしており、東経155度よりも東では黒潮続流による東向流の領域と合流するような分布となっている。この点でも偏流データからみた亜熱帯反流の分布と漂流ブイデータからみたそれはよく一致していると言える。

また、Takeuchi (1984) が数値的に得た亜熱帯反流域における表層 (25m層) の流速分布を Fig. 8に示し、Fig. 6と比較してみる。モデル海洋の赤道から北に約2000km (ほぼ北緯20度に対応する) の西岸から東北東の方向に、東向流の領域が分布している。モデルによる東向き流速の大きさは、5~10cm/s程度とみられる。モデルの結果は、Fig. 6の分布と概ね一致しており、数値実験の妥当性を支持する結果といえる。

以上、多数の漂流ブイの軌跡を解析した結果、亜熱帯反流は、個々の漂流ブイで追跡できるような流線として連続したものではないが、平均場としては存在する流れであることが示された。本研究で解析した漂流ブイのデータは季節毎に分けた場合空白域が増えるため、ここでは亜熱帯反流の季節変動に関する考察を行っていない。今後、TOGA や WOCE において諸外国が放流した漂流ブイのデータをも含めて解析することが期待さ

れる。

謝 辞

本論文で解析に使用した漂流ブイは、ほとんどが水路部の測量船から放流されたものであり、一部については放流に際して海洋科学技術センターの協力を得た。漂流ブイデータファイルは、海洋調査課の歴代の担当官によって維持されている。これら関係の方々に感謝する。また、投稿原稿に対して的確かつ建設的な意見を頂いた査読者の方々に感謝申し上げる。

参 考 文 献

- Chereskin, T.K., P.P. Niiler and P.M. Poulain : A numerical study of the effect of upper ocean shear on flexible drogued drifters, *Atmos. and Oceanic Tech.*, **6**, 243-253, (1989)
- Cushman-Roisin, B. : Effects of horizontal advection on upper ocean mixing : A case of frontogenesis, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1345-1356, (1981)
- Dewar, W.K. : Spontaneous shocks, *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 505-522, (1992)
- 大門秀志 : 1994年冬季の亜熱帯反流, 平成5年度黒潮の開発利用調査研究成果報告書, 14-27, (1996)
- 大門秀志, 網野正明 : 1995年冬季の亜熱帯反流, 平成6年度黒潮の開発利用調査研究成果報告書, 20-33, (1996)
- Hasunuma, K. and K. Yoshida : Splitting the subtropical gyre in the Western North Pacific, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **34**, 160-172, (1978)
- 木下秀樹, 寄高博行 : 1993年夏季における時計133度40分線に沿った海洋構造, 平成5年度黒潮の開発利用調査研究成果報告書, 28-34, (1996)
- Kubokawa, A. : Stationary Rossby waves and shocks on the Sverdrup coordinate, *J.*

- Oceanogr. Soc. Japan*, **51**, 207-224, (1995)
- Michida, Y. and H. Yoritaka : Survivability of the surface drifters deployed by Hydrographic Department of Japan for the period from 1988 to 1994, *J. Japan Soc. Mar. Surv. Tech.*, **7(2)**, 21-28 (1995).
- Michida, Y. and H. Yoritaka : Surface currents in the areas of the Indo-Pacific throughflow and the tropical Indian Ocean observed with surface drifters, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12475-12482, (1996)
- 道田 豊, 寄高博行, 石井春雄 : 漂流ブイ観測からみた北太平洋の表面海流, 月刊海洋, 号外9, 75-83, (1995)
- 道田 豊 : 表面漂流ブイによる黒潮域の海流分布, 平成6年度黒潮の開発利用調査研究成果報告書, 13-19, (1996)
- Nagasaka, K. and T. Sawara : A preliminary report of the cruise of the R/V Ryofumaru in January-March 1971, *Oceanogr. Magazine*, **24**, 25-38, (1972)
- Niiler, P.P., R.E. Davis and H.J. White : Water-following characteristics of a mixed layer drifter, *Deep Sea Res.*, **34**, 1867-1881, (1987)
- Takeuchi, K. : Numerical study of the subtropical front and the subtropical counter-current, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **40**, 371-381, (1984)
- Uda, M. and K. Hasunuma : The eastward subtropical counter-current in the Western North Pacific Ocean, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **25**, 201-210, (1969)
- White, W.B., K. Hasunuma and H. Solomon : Large scale seasonal and secular variability of the subtropical front in the Western North Pacific from 1954 to 1974, *J. Geophys. Res.*, **83**, 4531-4544, (1978)
- Yoshida, K. and T. Kidokoro : Subtropical countercurrent in the North Pacific-An eastward flow near the subtropical convergence., *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **23**, 88-91, (1967a)
- Yoshida, K. and T. Kidokoro : A subtropical countercurrent (II)-A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **23**, 231-246, (1967b)