

# ボツ海・黄海・東シナ海における海洋運搬熱の季節変化\*

石井 哲雄\*\*・近藤 純正\*\*\*

## 要 旨

ボツ海・黄海・東シナ海を面積の等しい3つの海域にわけて、北から順にそれぞれA, B, C海域と名付けた。これら3海域について、海洋が大気から正味獲得する熱量G, 貯熱量S, 海洋熱発散量  $F_{DIV}$ , 海洋運搬熱  $F_T$  などの季節変化を求めた。

前報(石井・近藤, 1993)でも指摘したようにGは、これら3海域とも暖候期には正、寒候期には負となる。そして年平均値はどの海域も負となり、海洋は大気へ熱を放出している。海洋が大気へ失う熱量(-G)は南へいくほど大きく、単位面積当たりの年平均値はA, B, C海域の順で、それぞれ11.1, 70.8, 90.7  $Wm^{-2}$ である。また、海洋熱発散量  $F_{DIV}$  は、どの海域も流入する熱量が流出する熱量より大きいので  $F_{DIV}$  の年平均値はどの海域も負値を示し、負値の絶対値は特に黒潮主流の流れるC海域で一番大きく、一番北のA海域では小さい。更に本報では  $F_{DIV}$  の季節変化の状況を月毎の評価に基づいてみると、B, C海域では、年の前半1~6月に熱の正味の流入量が大きく( $F_{DIV}$  が負で絶対値が大)、水温上昇の熱量の大部分を占めるが、後半7~12月は熱の正味の流入量が小さい( $F_{DIV}$  は負だが、その絶対値は小さい)。しかし、一番北のA海域は、B, C海域と異なり、4~10月の暖候期に値は小さいが  $F_{DIV}$  は正となり、他の季節は負の値を示す。また、海洋熱発散量と水平方向の水温差をもとに、海洋の水平熱拡散係数を求めてみると、4~9月には水平熱拡散係数が負の値となることが分かった。従ってこの時期、逆勾配熱輸送が起きていることが示唆される。

## 1. はじめに

ボツ海・黄海・東シナ海は大陸東岸に位置する海洋であり、中でも、冬の東シナ海では、ほぼ二週間に一回の割合で、大陸から寒波が吹き出して、その都度、膨大な量の熱が、主として潜熱の形で、海から大気へ輸送されている。例えば黒潮が流れて水温の高い冬の東シナ海の海面から大気への熱放出量は、顕熱フラックスをH, 潜熱フラックスを1Eで表す時、(H+1E)は寒気吹き出しの最盛期には1000  $Wm^{-2}$ 以上になる(Kondo, 1976; Nitta, 1976, ほか)。

このように1000  $Wm^{-2}$ に達する大きな熱量が冬期

の東シナ海の海面から大気中に放出されているが、この値は大気上端に入射する日射量の世界平均値(340  $m^{-2}$ )の約3倍である(近藤, 1987)。またこれは赤道上の大気上端に入射する年平均日射量415  $Wm^{-2}$ と比べても、いかに大きな量であるかが判る。海洋が大気へ失った熱(放射, 顕熱, 潜熱)は、黒潮あるいは海水の渦拡散などの熱輸送によって補われている(Kondo, 1976; 近藤, 1980)。東シナ海に正味流入する海洋運搬熱(上に述べた海洋熱発散量の面積分値)は2月には $0.20 \times 10^{15}$  Wに達するが(Kondo, 1976)、年平均値を取っても、かなり大きく $0.07 \times 10^{15}$  Wになる(石井・近藤, 1987)。この値は、北太平洋30Nを南から北に横切る海洋運搬熱の年平均値 $0.6 \times 10^{15}$  W(Hsiung, 1985)の12%に達する。ただしボツ海・黄海・東シナ海の全面積は、北太平洋30N以北の面積の12%よりはるかに小さい。ちなみに北大西洋30Nを南から北に横切る海洋運搬熱の年平均値は $0.9 \times 10^{15}$  W(Hsiung, 1985)である。このことから大陸東岸に位置

\* The seasonal variation of the oceanic heat transport in the East China Sea, Yellow Sea and Sea of Pohai.

\*\* Tetsuo Ishii, 麻布大学教養部.

\*\*\* Junsei Kondo, 東北大学理学部.

—1992年8月12日受領—

—1993年8月13日受理—

する東シナ海は、北米東岸のメキシコ湾流域とならんで、世界で最も海洋運搬熱の正味の流入量の多いところと考えられる。海洋運搬熱は、通常、海洋が大気から正味獲得した熱量 ( $G$ ) と貯熱量 ( $S$ ) の差  $G-S$  を面積分して得られるものであるが、 $G$  には少なくとも  $20 \text{ Wm}^{-2}$  程度の誤差があるため、海洋運搬熱の評価精度は必ずしもよくない(近藤ほか, 1991; 近藤, 1992)。また、Kondo・Miura (1985) によれば、西太平洋 5 月の例では、海上気温は、日中、船体の加熱の影響で気温が  $1^\circ\text{C}$  程度高めに観測されている。この誤差を考慮しないで西太平洋の  $30\text{N}$  を北向きに運ばれる海洋運搬熱を計算すると  $+0.4 \times 10^{15} \text{ W}$  の誤差が生まれる。そのため、世界の海洋運搬熱を正確に評価することには限界がある。しかし、大陸東岸の黒潮域やメキシコ湾流域では熱交換量が大きいため、その海域内での海洋運搬熱は比較的小さな相対誤差で評価出来る可能性がある。

$G$  の年平均値の太平洋における分布 (Iwasaka-Hanawa, 1990) をみると、中緯度の西太平洋で負となるが東太平洋全域ならびに西太平洋の低緯度で正となっており、正の海域から負の海域へ向かう海洋運搬熱が存在していることになる。東シナ海や黄海は  $G$  が負で絶対値がとくに大きな海域であり、 $G$  が負の海域では海面から大気へ放出される顕熱フラックスと潜熱フラックスの和 ( $H+1E$ ) が大変大きくなっている。

前々報で述べたように(石井, 近藤, 1987)、東シナ海周辺においては、暖候期には海洋は大気から正味熱を獲得しているが、寒候期には大気中へ熱を放出している。そして、海洋が大気へ失う熱量とこの海域に正味流入する海洋運搬熱とは、年平均値においてちょうど等しい。

前報(石井・近藤, 1993)では熱収支の季節変化を3か月ごとに各季節の代表月を選んで述べたが、3か月平均や、各季節の代表月のみでは季節変化の位相がいつ頃変わり、また各海域ごとに、どう違いがあるか等の詳しい議論が出来ないので、1か月平均値の時系列として見る必要がある。そこで本報では、 $G, S, F_{\text{DIV}}$  の月変化を各海域ごとに示し、 $S$  が正になり始めるのは春の何月なのか、そのとき  $G$  と  $F_{\text{DIV}}$  はどのような値を取り始め、 $S$  とどんな関係を持ちつつ変わっていくか、さらにそれは海域によってどう違っているか、あるいは  $F_{\text{DIV}} < 0$  として流入した熱量が水温の上昇に全く使われず(そのとき  $S=0$  になる)、すべて大気中へ出ていく ( $F_{\text{DIV}}=G$  がなりたつ) 状況が起きるのは、

いつなのかといった詳しい熱収支の有り様を月毎の時系列を使って明らかにしたい。

またA海域では4~8月にかけて  $G>S>0$  になるので、 $F_{\text{DIV}}=G-S>0$  なる熱量がB海域へ流出していると考えられる。水温分布から考えるとこの現象は逆勾配熱輸送になるので、この海域のこの時期の水平熱拡散係数が、どういう値を取るかを調べたい。

本研究では、ボツ海・黄海・東シナ海を含む海域の熱収支の季節変化を月毎に解析し、前報(1993)で求めた熱収支各項  $S, G, F_{\text{DIV}}$  の季節変化を更に詳しく分析することにより、季節変化の位相がいつごろ変わり、また海域ごとにどう違うかを、海域平均値としての  $S, G, F_{\text{DIV}}$  を月毎に求めることにより、明らかにしようとするものである。

## 2. 計算方法とデータ

### 2.1 定義式

① 海洋の貯熱量  $S$  は次式で定義される。

$$S = \int_0^b c\rho \frac{\partial T}{\partial t} dz$$

ここで、 $c, \rho$  は、それぞれ海水の比熱と密度、 $T$  は水深と共に変わる海水温度、 $t$  は時間、 $z$  は海面から鉛直下向きに測った水深である。積分下端の「0」は海面を、積分上端の「 $b$ 」は海底を意味する。

上に書いた定義式を以下のように近似して貯熱量  $S$  を求める。

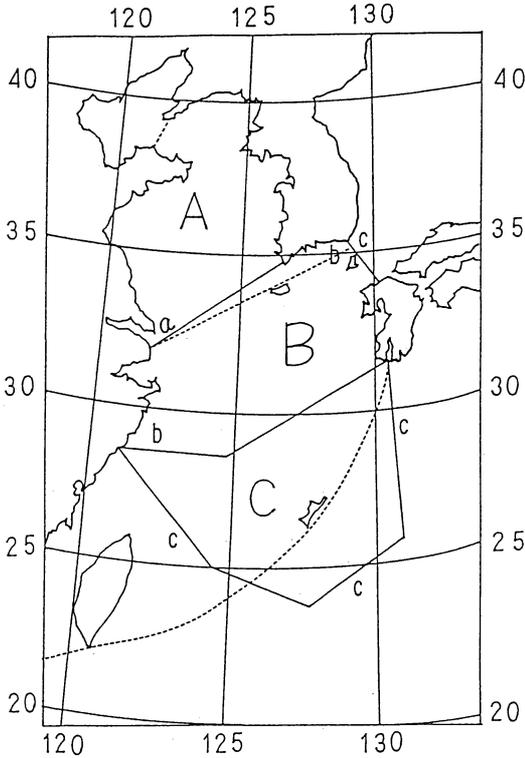
$$\begin{aligned} S &= \frac{c\rho}{\Delta t} \int_0^b \Delta T dz = \frac{c\rho}{\Delta t} \int_0^b (T_{2i} - T_{1i}) dz \\ &= \frac{c\rho}{\Delta t} \sum_{i=1}^n (T_{2i} - T_{1i}) \Delta z \\ &= \frac{c\rho \Delta z}{\Delta t} \left( \sum_{i=1}^n T_{2i} - \sum_{i=1}^n T_{1i} \right) \\ &= \frac{c\rho n \Delta z}{\Delta t} (\bar{T}_2 - \bar{T}_1) \end{aligned}$$

ここでは海水を海面から海底まで厚さ  $\Delta z$  で  $n$  層に分けている。  $\Delta t$  は一か月間の時間間隔、 $\bar{T}_2$  はある月の鉛直方向の平均水温、 $\bar{T}_1$  は前月の鉛直方向の平均水温であり、これらは、前報(石井, 近藤, 1993)に述べた計算方法で求める。

② 海面が大気から正味獲得する熱量  $G$  は、次式で定義される。

$$G = R_n - H - 1E$$

ここに  $R_n$  は正味放射量、 $H$  は顕熱輸送量、 $1E$  は潜熱輸送量を表す。 $H$  と  $1E$  はバルク法(Kondo, 1975)



第1図 ボツ海・黄海・東シナ海を等面積に3等分した図。A, B, Cは海域の名称, 海洋中に引かれた実線a, b, cは海域境界線。点線は北から順にボツ海・黄海・東シナ海の境界線。なお参考のため, 緯度と経度をつけた。

で求めた。詳細は前々報(1987)に説明されている。

③ 海洋熱発散量  $F_{DIV}$  はSとGの残差として以下の式で表される。

$$F_{DIV} = G - S$$

### 2.2 データ

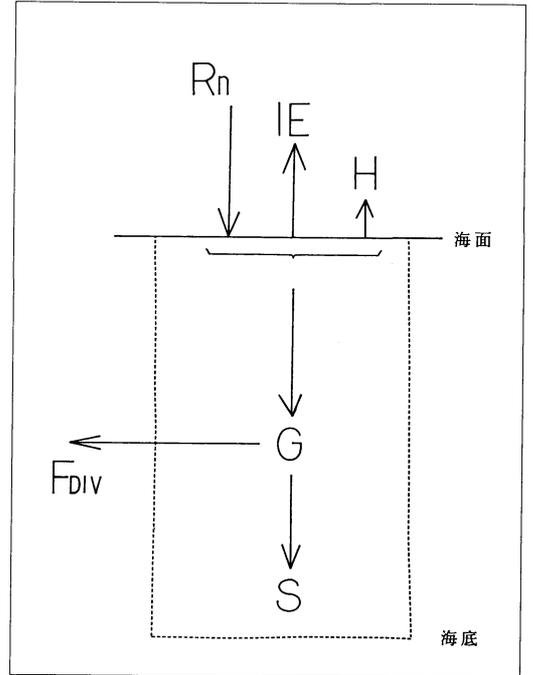
上に述べた月毎の海域平均値としての各種熱フラックスの計算には以下のデータを使用した。

- ① 北太平洋海洋気候表10年報(1961~1970: 気象庁)
- ② 海洋速報(1965~1990: 長崎海洋気象台)
- ③ 統合水温観測ファイル(1960~1989: 海上保安庁水路部日本海洋データセンター)

なお上記データ①は前々報(石井, 近藤, 1987), 前報(石井, 近藤, 1993)で使用し, ②と③は前報(石井, 近藤, 1993)で使用した。

### 2.3 海域の分け方

ボツ海・黄海・東シナ海を含む海域を面積の等しい



第2図 熱収支の計算原理

海面を通して大気と海洋がやり取りする各種熱フラックスの関係。Rn: 正味放射量, IE: 潜熱, H: 顕熱, G: 海面が大気から獲得する熱量 (=  $R_n - H - IE$ ), S: 貯熱量(全層水温変化から計算),  $F_{DIV}$ : 海洋熱発散量,  $F_{DIV} > 0$  他海域へ流出,  $F_{DIV} < 0$  周辺から流入 ( $F_{DIV} = G - S$ )。 (単位は全て  $Wm^{-2}$ )

3つの海域に分け、北から順にA, B, C海域とする(Kondo, 1976)。各海域は等面積で、それぞれ  $4.3 \times 10^{11} m^2$  である。

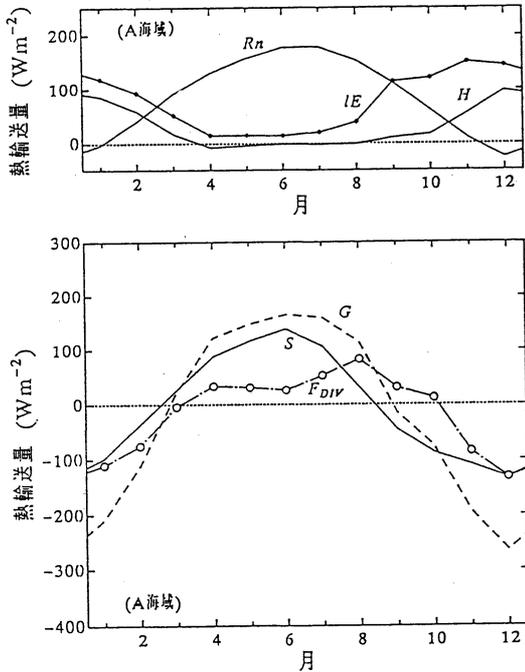
海域の分け方を第1図に示す。図中、小文字のa, b, cは海域境界線である。大気と海洋間の熱フラックスの関係及び海洋中の熱フラックスの関係を第2図に示す。

## 3. 各海域の熱収支の特徴

### 3.1 各海域の熱フラックスの月別値

前節で述べた①, ②, ③のデータから25年間の平均値として、各海域の海域平均値としての熱収支を毎月計算した。

本報では熱収支各項を毎月示すことにより、前報(1993)の季節変化より時間的にくわしい月変化を求める。そしてA, B, Cの3海域で同種の熱フラックスがどのように違った月変化をするかを示し、さらに同一の海域におけるG, S,  $F_{DIV}$ の毎月の相互関係を示



第3図 A海域の海域平均値としての熱フラックスの季節変化。上は海面と大気の間でやりとりされる正味放射量  $R_n$ 、潜熱  $1E$ 、顕熱  $H$  の季節変化。下は海洋熱発散量  $F_{DIV}$ 、貯熱量  $S$ 、海面が正味獲得した熱  $G$  の季節変化。

す。そして、 $G$ 、 $S$ 、 $F_{DIV}$  の月変化を見ることにより、 $F_{DIV}$  が或る月は水温の上昇には全く使われず、すべて大気中に放出されるが、別の月には  $F_{DIV}$  の一部は水温の上昇にまわり、残りが大気中へ放出されることなど、領域毎の季節変化の特徴の違いを、より正確に記述できることになる。これらの海域毎に平均した月変化を第3図～第5図に示す。

#### (1) A海域の特徴

A海域の各種熱フラックスの月変化を第3図に示した。その特徴をまとめると次のようになる。

① 2～3月に、 $G \doteq F_{DIV} < 0$  かつ  $S \doteq 0$  となる。すなわち、この季節には周辺海域から流入した熱は、すべて大気中へ放出され、水温の上昇には全く使われない。別の見方をすれば、 $G = R_n - H - 1E < 0$  となるから、正味放射で、海面が大気より得る熱量より、顕熱、潜熱として失う熱量が大きい。従って、このままでは海が冷えてしまうので、その不足分が、 $F_{DIV} (< 0)$  の熱収束で補われていることになる。

以後  $G$  は次第に大きくなり、 $G > S > 0$ 、 $F_{DIV} > 0$  (流

出) となるので、海面が獲得した熱の一部は水温上昇に使われ、残りは他の海域へ流出していることになる。

②  $G$  として海洋に入った熱量の一部が他海域に出ていく状態は、4月から10月までの暖候期に現れている。11月から3月までの寒候期は  $F_{DIV} < 0$  となる。つまり他海域からA海域に熱が収束する。

③ 10月に  $F_{DIV} = 0$  になるとき、 $G \doteq S < 0$  を示し、海洋が大気へ放出する熱量の分だけ海水温がさがる。これは上の図で夏の間大きかった  $R_n$  が減少するとともに、顕熱  $H$  と潜熱  $1E$  が共に増加して  $H + 1E$  が  $R_n$  を上回ったことを意味する。 $F_{DIV} = 0$  なので他海域との間に熱の正味の流出入はない。

④ 11月から年明けの2月頃までは、 $G < S < 0$  という関係が維持されている。またこの同じ時期に海洋熱発散量  $F_{DIV}$  が大量に流入して、水温の低下を少なくしつつ、 $G < S < 0$  の関係を保っている。

⑤ 海洋熱発散量  $F_{DIV}$  は、夏を中心とする暖候期に正であるため、その時期  $G > S > 0$  となるが、他のB、C海域では、暖候期でも  $F_{DIV} < 0$  であるから熱収束が起こっており、 $0 < G < S$  となる点がA海域と異なる(第4図・第5図も参照)。

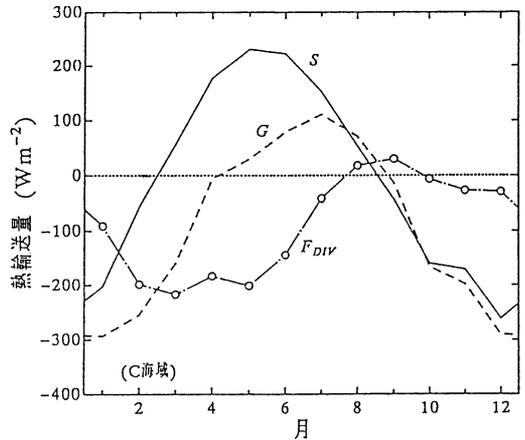
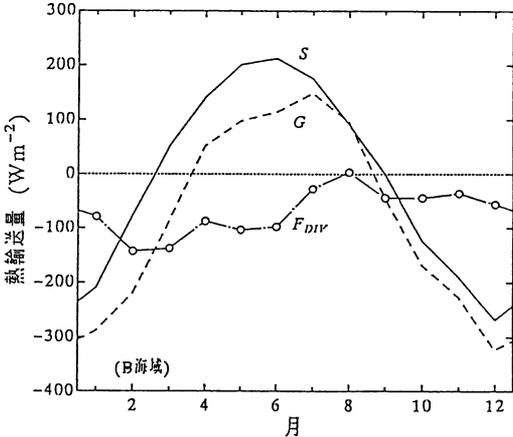
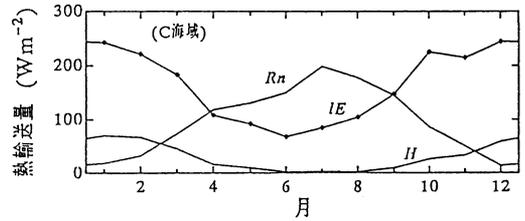
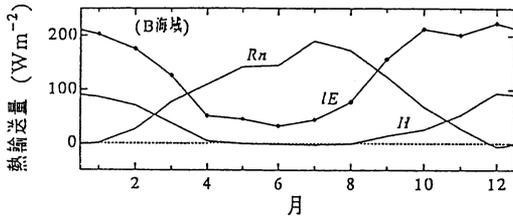
⑥ 4月から6月までの期間、正味放射  $R_n$  がB、C海域並みに大きいにもかかわらず、B、C海域とは違って  $G > S > 0$ 、かつ、 $F_{DIV} > 0$  となりA海域の熱が他海域へ流出している。また  $R_n$  が大きいのは、この期間にA海域は雲量が少なく、他海域より晴天が多いからである。ちなみに4～6月の三か月平均で比較すると全雲量はA海域では5、B、C海域では7～7.5である。そのため日射量が大きく、海面が獲得する  $G$  が大きくなり  $F_{DIV}$  が正であり他海域へ流出している。しかしこの時期、4章でも述べるようにA海域の層平均水温は、B海域よりも低い。つまり、温度の低い海域から高い海域へ逆勾配熱輸送が起きている点が注目される。

#### (2) B海域の特徴

第4図に示した結果から、次の特徴が読み取れる。

① 海洋熱発散量  $F_{DIV}$  が年間を通して負である。潜熱  $1E$  が冬にA海域より大きい。冬は  $G$  の絶対値がA海域より大きい。1月から6月までは、 $S$  は  $G$  よりかなり大きな値を取りながら、増加する。その理由は、この時期にこの海域には大きな熱収束が見られるからである。しかし、7月から12月までは、海洋熱発散量  $F_{DIV}$  は負で絶対値が比較的小さく、年の前半の値の約1/3ぐらいである。

② 2～3月に  $F_{DIV} \doteq G < 0$ 、かつ、 $S \doteq 0$  となり、他



第4図 第3図に同じ、ただしB海域.

第5図 第3図に同じ、ただしC海域.

海域から流入する海洋熱発散量は全て海面から大気へ出てしまい、水温の上昇には使われない。

③ その後、 $S > G > 0$  の関係を保ちつつ、両者は増加してゆき、他海域から流入した熱と海面が大気から獲得した熱が、水温の上昇に費やされている。

④ 8月に  $S \approx G$  となり、このとき  $F_{DIV} \approx 0$  だから、他海域からの流入がないので、海洋が正味、大気から獲得した熱は、全て水温の上昇に費やされる。

⑤ 9～12月の期間、 $F_{DIV} < 0$  で絶対値の小さな値をとりつづけるので  $S > G$  の関係を保ちつつ、 $S$  と  $G$  は双方とも似通った値をとりながら、負で絶対値が大きくなっていく。この期間の水温下降は、海面が大気へ放出する熱によって生じている。

(3) C海域の特徴

第5図から次の特徴がわかる。

① 1月から7月までは、他海域から流入する海洋熱収束量が非常に大きく ( $F_{DIV} < 0$ )、貯熱量  $S$  の増加の大半を賄っている。しかし8月から12月までは、海洋熱発散量が小さいので、貯熱量  $S$  の変化はほとんど  $G$  に依存する。また、年間を通じて潜熱が大きい。

② 2～3月に  $G \approx F_{DIV} < 0$  かつ、 $S \approx 0$  となり、他海域から流入する大量の海洋運搬熱が全て大気中へ放出され、水温の上昇には使用されない。

③ 4月に  $G \approx 0$  となり、 $S > 0$ 、 $F_{DIV} < 0$  で両者の絶対値は等しいので、他海域から流入した熱はすべて水温の上昇に使われる。

④ 4月以後、 $G$  は正でだいに大きくなっていき、それに伴って  $S$  も大きくなる。 $S$  の最大値は5月で、以後、急激に減少し、8～9月に  $S \approx 0$  かつ、8～9月に  $F_{DIV} > 0$  となる (ただし絶対値は小さい)。

⑤ 9月以後  $S$  と  $G$  は、ほぼ同じ値をとりながら、12月まで減少していく。

⑥  $F_{DIV}$  は10月以後は負になるが、その絶対値は小さく、高々  $50 \text{ Wm}^{-2}$  程度であるが、翌年の1月頃から急に  $-200 \text{ Wm}^{-2}$  に絶対値が上昇し始める。

3.2 海洋運搬熱の季節変化

これまでの第3～5図に関して述べた記述は、

$$G = S + F_{DIV}$$

の式にもとづいて、A、B、Cそれぞれの海域内だけで発生した単位面積当たりの海域平均値としての  $F_{DIV}$  (海洋熱発散量) についての記述だが、ここでは各海域への熱の出入りに焦点を絞って、以後、 $F_{DIV}$  の積分値、つまり海洋運搬熱  $F_T$  について述べる。例えば、ある月に海域境界線  $b$  を通ってB海域から流出する海洋運搬熱の全量を  $F_{TB}$  で表すと、 $F_{TB}$  は、同じ月のA海域内の  $F_{DIV}$  の面積分値

第1表 海域境界線 a, b, c を通る海洋運搬熱  $F_{TA}$ ,  $F_{TB}$ ,  $F_{TC}$  と貯熱量および海洋が獲得する熱の面積分値  $S_T$ ,  $G_T$  の季節変化 (単位は  $10^{13}W$ ).

月	A 海域			B 海域			C 海域		
	$F_{TA}$	$S_T$	$G_T$	$F_{TB}$	$S_T$	$G_T$	$F_{TC}$	$S_T$	$G_T$
1	-4.7	-4.2	-8.9	-8.1	-9.0	-12.4	-12.0	-8.7	-12.6
2	-3.2	-1.5	-4.8	-9.4	-3.3	-9.4	-17.9	-2.4	-10.9
3	-0.2	1.1	1.0	-6.1	2.2	-3.7	-15.4	2.5	-6.8
4	1.5	3.8	5.3	-2.3	6.0	2.3	-10.1	7.6	-0.3
5	1.4	5.0	6.4	-3.1	8.7	4.2	-11.7	9.9	1.3
6	1.1	6.0	7.1	-3.1	9.1	4.9	-9.2	9.6	3.4
7	2.3	4.6	6.9	1.1	7.6	6.4	-0.6	6.5	4.8
8	3.6	1.3	4.9	3.8	3.9	4.1	4.5	2.3	3.1
9	1.3	-2.0	-0.6	-0.6	-0.01	-1.9	0.7	-1.8	-0.6
10	0.5	-3.8	-3.3	-1.4	-5.4	-7.3	-1.6	-6.9	-7.1
11	-3.7	-4.7	-8.4	-5.3	-8.2	-9.8	-6.3	-7.4	-8.5
12	-5.7	-5.7	-11.4	-8.1	-11.5	-13.9	-9.3	-11.2	-12.5

$$\delta F_A = F_{TA} \equiv \int_A F_{DIV} ds$$

と, B 海域内の面積分値

$$\delta F_B \equiv \int_B F_{DIV} ds$$

の和である。すなわち,

$$F_{TB} = \delta F_A + \delta F_B$$

である。

同様に海域境界線 c を通って C 海域から流出する海洋運搬熱の全量を  $F_{TC}$  とすると, C 海域内の  $F_{DIV}$  の面積分

$$\delta F_C \equiv \int_C F_{DIV} ds$$

を使って

$$F_{TC} = \delta F_A + \delta F_B + \delta F_C$$

と表される。

$F_{TA}$ ,  $F_{TB}$ ,  $F_{TC}$  の値を第1表に掲げた。この表には参考のため, S, G の面積分値  $S_T$ ,  $G_T$  の値も載せてある。

各海域とも海洋運搬熱  $F_T$  の大きさは12~3月に大きい。中でもC海域の  $F_{TC}$  は3つの海域中一番大きい。しかし夏はどの海域でも小さい。更にその向きも含めて,  $F_T$ ,  $S_T$ ,  $G_T$  の変化を月毎に詳しくみる。

#### (1) 海洋運搬熱 ( $F_T$ )

第1表をみると, 秋(9~11月)と冬(12~2月)は, どの海域も正味流入のことが多いが, その値は秋より冬(12~2月)が大きく, かつ, 海域境界線 c を通る正味輸送量がC海域で最大である。また4~10月のA海域では海洋運搬熱の流出のみであるがC海域で

は8~9月の季節は南北両側の海域から流入する海洋運搬熱の収束が発生する。ここで北側の水温の低いB海域から水温の高いC海域に流入する熱量は, いわゆる逆勾配熱輸送による熱収束と考えられる。

#### (2) 貯熱量 ( $S_T$ )

第1表に示すように,  $S_T$  は春より夏に正の大きな値を示し, また秋より冬に負で絶対値の大きな値を示す。その傾向は, 黒潮主流が通って水温の高いC海域と, それに隣接して対馬暖流が流れて水温の高いB海域と特に顕著に現れている。春は既にどの海域も正で夏とほとんど等しい大きさの熱量が蓄積されているが, 秋は既にどの海域も負を示し, 貯熱量が減少するが, 冬の方が強い冷え込みを表す。冷え込みの強さは, B, C海域で同じ程度に強く(11, 12, 1, 2の各月が特に冷え込みが強い), A海域に比べ, ほぼ2倍の冷え込みを示す。

#### (3) 海面が正味獲得する熱量 ( $G_T$ )

日射が強い夏は正の熱量が海洋に吸収されるが, 冬は  $G_T$  が負となり, 大量の熱量が海面から大気へ出ていく。春は一番北のA海域がA, B, C3海域中では最も多くの正の熱量を吸収している。

## 4. 海洋拡散係数と逆勾配熱輸送の仮説

### 4.1 海洋拡散係数

3章では, 3~5月の期間は層平均水温の低いA海域から水温の高いB海域にむけて逆勾配熱輸送が起きている可能性を指摘し, 6~8月の期間はA海域からB海域と, B海域からC海域への両方の海域で, 逆勾配熱輸送が起きている可能性を指摘した。ここでは逆

第2表 C海域とB海域の境界における海洋の拡散係数に関する各種データ。  
 $F_T > 0$ : BからC海域,  $F_T < 0$ : CからB海域

月	水温 $T_2$ (°C) (C海域側)	水温 $T_1$ (°C) (B海域側)	$\Delta T = T_2 - T_1$	$\frac{\Delta T}{\Delta Y}$ ( $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{Cm}^{-1}$ )	海洋運搬熱 $F_T$ ( $10^{13}\text{W}$ )	拡散係数 $K$ ( $10^4\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )
1	19.8	17.3	2.5	1.25	-8.1	1.5
2	19.3	16.3	3.0	1.50	-9.4	1.4
3	19.2	16.2	3.0	1.50	-6.1	0.9
4	19.7	17.2	2.5	1.25	-2.3	0.4
5	21.5	19.6	1.9	0.95	-3.1	0.7
6	22.9	21.6	1.3	0.65	-3.1	1.1
7	24.4	23.4	1.0	0.50	1.1	-0.5
8	24.7	24.1	0.6	0.30	3.8	-2.8
9	24.7	24.2	0.5	0.25	-0.6	—
10	23.9	23.3	0.6	0.30	-1.4	1.0
11	22.8	21.8	1.0	0.50	-5.3	2.4
12	21.3	19.6	1.7	0.85	-8.1	2.1

第3表 第2表に同じ, ただしB海域とA海域の境界。  
 $F_T > 0$ : AからB海域,  $F_T < 0$ : BからA海域

月	水温 $T_2$ (°C) (B海域側)	水温 $T_1$ (°C) (A海域側)	$\Delta T = T_2 - T_1$	$\frac{\Delta T}{\Delta Y}$ ( $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{Cm}^{-1}$ )	海洋運搬熱 $F_T$ ( $10^{13}\text{W}$ )	拡散係数 $K$ ( $10^4\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )
1	12.8	10.7	2.2	1.10	-4.7	4.6
2	11.8	9.3	2.5	1.25	-3.2	2.6
3	12.0	9.4	2.6	1.30	-0.2	—
4	12.6	10.6	2.0	1.00	1.5	-1.6
5	14.5	13.0	1.5	0.75	1.4	-1.9
6	17.5	16.1	1.4	0.70	1.1	-1.6
7	20.2	18.7	1.5	0.75	2.3	-3.2
8	21.9	20.0	1.9	0.95	3.6	-3.9
9	22.1	20.2	1.9	0.95	1.3	-1.4
10	21.7	19.1	1.9	0.95	0.5	—
11	19.7	17.5	2.2	1.10	-3.7	3.5
12	16.9	14.2	2.7	1.35	-5.7	4.4

勾配熱輸送の現象が起こっている時も含めて, 年間の水平熱拡散係数を月毎に求めた。先ずA, B海域の境界とB, C海域の境界の両側の, それぞれ水平距離200 km離れた場所の鉛直方向の平均水温(深さ200 m未満の海域は海面から海底まで, 深さ200 m以上の海域は水深200 mまでの平均をとる)の差をとって, 各境界の平均の水温差  $\Delta T$  をつくり, それを海域境界線に直角方向の水平距離  $\Delta Y$  で割って, 水平方向の温度勾配  $\Delta T/\Delta Y$  ( $^\circ\text{Cm}^{-1}$ ) を毎月計算する。

各海域間の拡散係数  $K$  は以下の形で表現できる。

$$K = -\frac{F_T}{c\rho s_n} \times \frac{1}{\frac{\Delta T}{\Delta Y}}$$

ここに,  $F_T$  (W) は各海域の毎月の海洋運搬熱である(第2表, 第3表)。また,  $c$  と  $\rho$  は海水の比熱と密度

である。  $s_n$  はA, BまたはB, C海域の境界の鉛直断面面積で, Kondo (1976) によれば次のとおりである。

$$s_n = 0.24 \times 10^8 \text{ m}^2 \text{ (A, B海域間)}$$

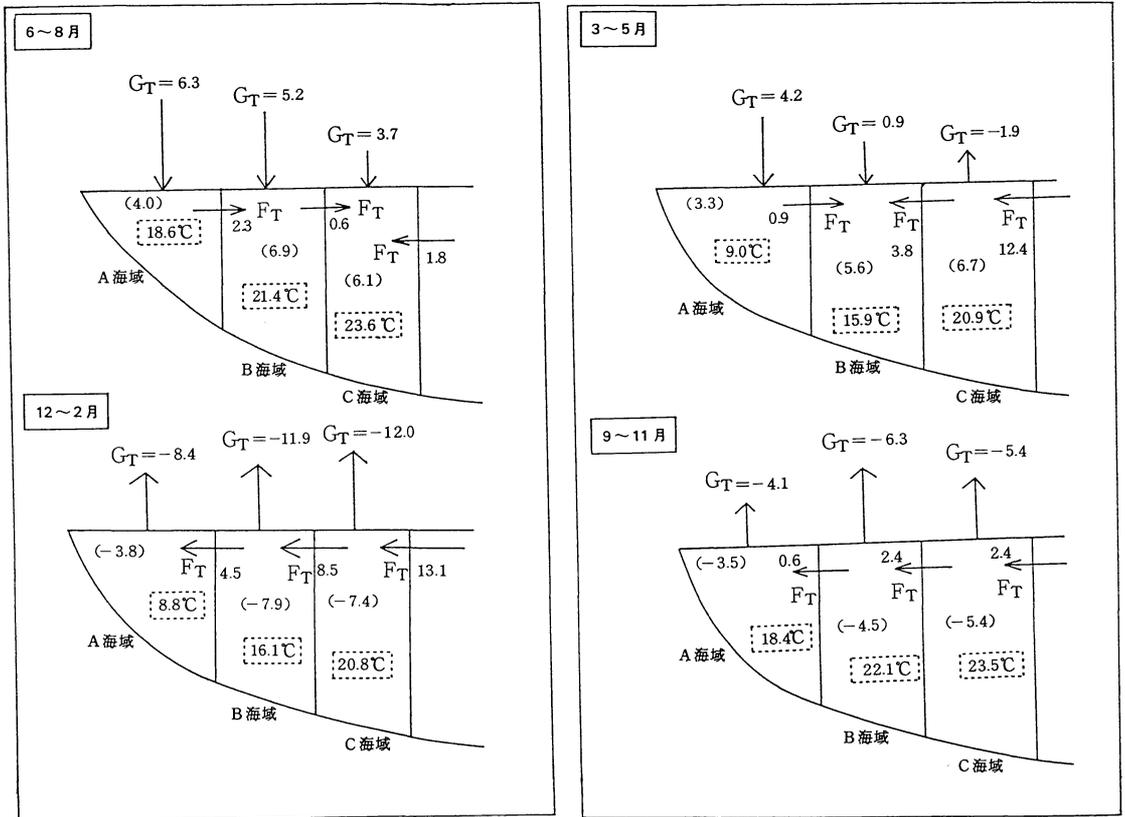
$$s_n = 1.1 \times 10^8 \text{ m}^2 \text{ (B, C海域間)}$$

第2表, 第3表に拡散係数  $K$  とそれを求めるために用いた各種の量を月別に載せた。ここで  $K$  が負になっている月が, いくつかある。  $K$  が負の月は, 水温の低い方から, 高い方へ熱輸送が起きていることになる。つまり逆勾配熱輸送が存在することを意味する。

気象データに含まれる誤差やバルク法による顕熱, 潜熱, および放射量の見積り誤差は「はじめに」で述べたように, 通常  $20 \text{ Wm}^{-2}$  程度と考えられているので,  $F_T$  の誤差は, 単位面積当たり  $\pm 20 \text{ Wm}^{-2}$ , 各海域の合計で  $\pm 0.9 \times 10^{13} \text{ W}$  ほどであると見積もられる。従って第2表, 第3表で  $F_T$  の絶対値が  $10^{13} \text{ W}$  以下

(a)

(b)



第6図 海面の獲得熱  $G_T$  と海洋運搬熱  $F_T$  および貯熱量  $S$  の面積分値  $S_T$  の季節平均 (単位:  $10^{13}W$ ).

( ) 内は  $S_T$  の値, また, 点線で囲った四角内は海面から海底まで鉛直方向に平均した水温 ( $^{\circ}C$ ).

(a) 夏と冬と比較

(b) 春と秋と比較.

の場合の  $K$  の値は誤差によるものかも知れないので省いてある. しかし第2表の8月のマイナスは正しいと思われる. 同様に第3表の7~8月のマイナスも正しいと思われる. つまり, 3,2で指摘された逆勾配熱輸送は  $-4 \times 10^4 m^2 s^{-1}$  近くに達するような大きなマイナスの拡散係数に対応する. この  $K$  の絶対値は冬のプラスの値に匹敵する大きさである.

ところで, この逆勾配熱輸送の生ずる機構は不明である. これを解明するためには, この海域の循環流の詳細な観測・解析が必要である. 本論文では, 逆勾配熱輸送の存在の可能性があることを指摘し, 次節で, その仮説を述べるにとどめたい.

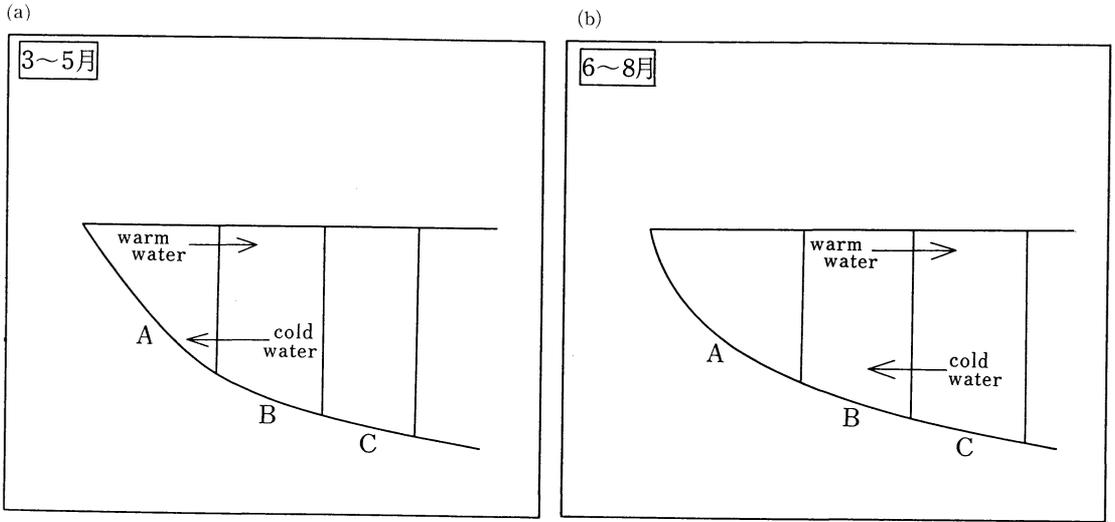
#### 4.2 逆勾配熱輸送の機構に関する仮説

逆勾配熱輸送の機構については, 循環流の詳細な観測がないので, 確かなことは判らないが, 海水の温度分布 (表面, 水深 30 m, 75 m, 100 m の各層の水温) を手持ちのデータから調べて, こういう水温分布の時 (水温分布は実測値), こういう循環流があれば, 逆勾

配熱輸送が起こり得るということだけを述べる.

本論文の第6図(a),(b)に示した3か月平均値 (3~5月期と6~8月期) に一部の海域で逆勾配熱輸送が起きている可能性がある. 逆勾配熱輸送が起こるためには, 「表層水同士ではA海域よりB海域が水温が高く, C海域は更に水温が高いから, 表層水同士の交換では逆勾配熱輸送になりえない. それで表層水と, それより低温の中層ないし下層水の交換という仕組みでない」と逆勾配熱輸送にはなり得ない. それで (3~5月) 期について考えると第7図(a)のようにA海域の表層付近の warm water がB海域に流入し, B海域の中層から下層の cold water (A海域の warm water より相対的に低温でなければならぬ) がA海域に流入すればよい. これを帰還流とよぶことにする.

同じことは (6~8月) 期のB海域とC海域の間でも言える. 第7図(b)に示したように, B海域の表層付近の warm water がC海域に流入し, それより相対的に低温の cold water が帰還流としてB海域へ戻れば



第7図 仮説に基づいて、A海域からB海域への逆勾配熱輸送を可能にする循環流の説明図、  
(a)3～5月期の場合、  
(b)6～8月期の場合。

よい。

実際に表面、水深 30 m, 75 m, 100 m の各層の水溫分布を調べると、第8図(a)～(c)のようになる。第8図(a)はA海域だけ点線で表面水溫の分布を示し、B、C海域は水深 30 m の水溫等値線を実線で書いて水溫の高低を比較したものである。第8図(a)は5月の場合だが、A海域の表面水溫より低温の海水がB海域の水深 30 m の位置に形成されているので、第7図(a)に述べたような循環流があれば、逆勾配熱輸送があり得ることになる。図は示していないが、水深 50 m のB海域の水溫は水深 30 m の水溫より更に低温であり、水深 75 m, 100 m と深くなるほど低温になるから(水溫の低下量は、わずかである)B海域の水深 30 m 以深の海水が帰還流として第7図(a)のように移動すれば逆勾配熱輸送は可能である。ここでは5月の場合に水溫の關係で逆勾配熱輸送が起こりうる可能性を示したが、3月の水溫分布の状態ではA海域の表面水溫がB海域の水深 30～50 m 層の水溫より低いので、第7図(a)のような循環流があっても逆勾配熱輸送は発生しない。4月になってやっと逆勾配熱輸送が可能な水溫分布になる。月毎にみるとA海域からB海域への逆勾配熱輸送は第1表に示したように4月に始まり10月まで続くことになる。

第8図(b), (c)は8月の場合であるが、A、B両海域の表面水溫の等値線を点線で示し、C海域の水深 75 m (第8図(b))と水深 100 m (第8図(c))の水溫の等値線を実線で書いたものだが、これを見ると、B海域の表面水溫より低い水溫を示す海水がC海域の水深 75 m

～100 m 層に形成されているので、第7図(b)にのべたような循環流が、もしあれば、逆勾配熱輸送があり得ることになる。図示はしなかったがC海域の水深 100 m より深いところは深さと共に更に低温になって行く。ただし水溫の下がり方は、ごく僅かである。B海域からC海域への逆勾配熱輸送は月毎にみると、第1表に示すように、7月と8月だけ起こる。C海域から、海域境界線cを越えて、より南方海域への逆勾配熱輸送は8月と9月だけ起こる。

図の説明を繰り返すと、第8図(a), (b), (c)は点線で表面水溫の分布を表し、それより低温の海水がより南方の海域の中、下層に存在することを実線で示して、適当な循環流があれば、逆勾配熱輸送が存在しうることを示したものである。

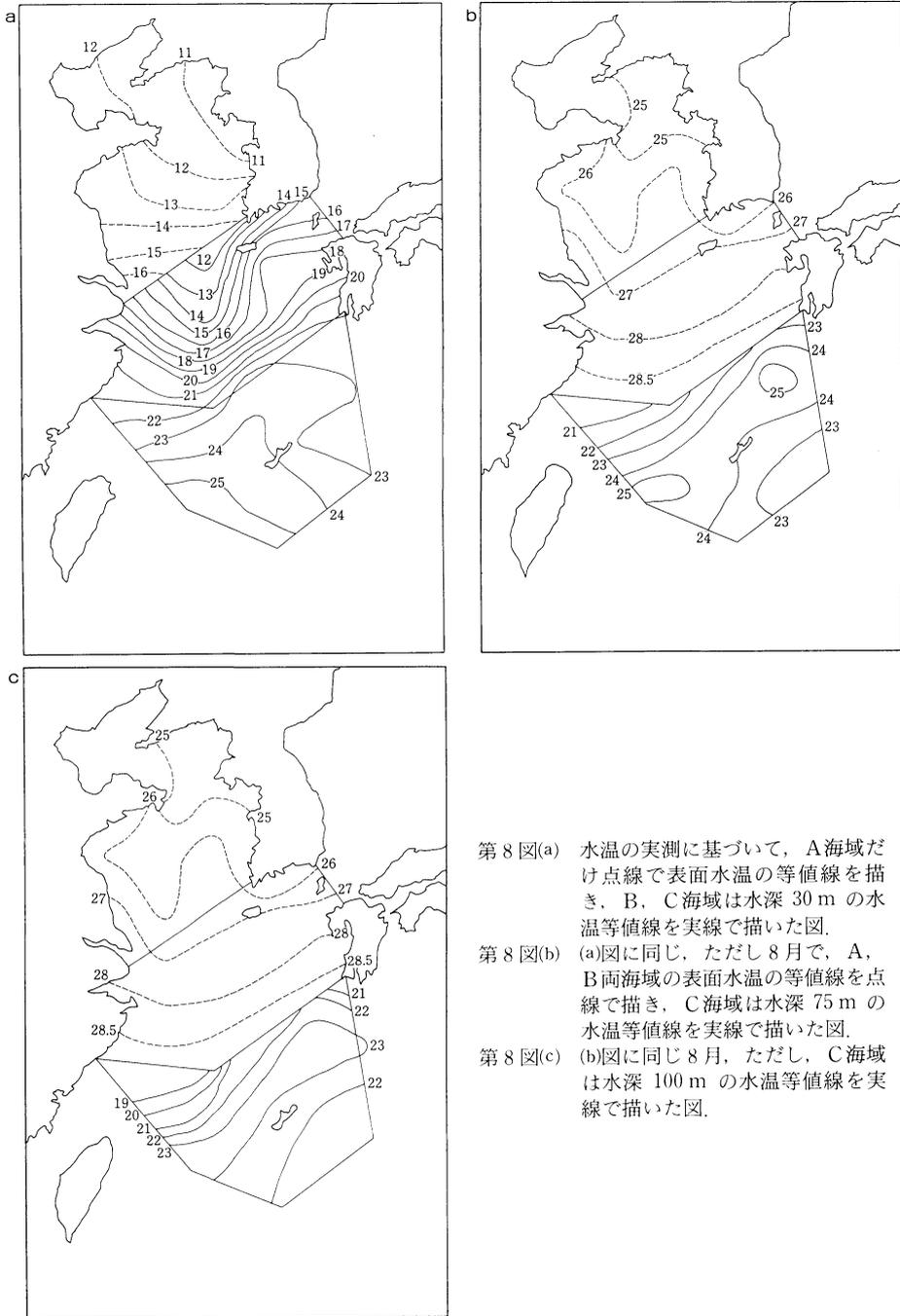
また、海域によって、逆勾配熱輸送が始まる時期や、継続する時期、終了する時期が月単位で異なる。この違いは、3か月平均値だけでは判らない。

将来、詳細な循環流の観測と、海上風の継続的な観測から表層流を動かす強制力が評価されれば、逆勾配熱輸送の量的な考察が可能と考えられる。

### 5. 各季節における熱フラックスのまとめ

以下、A、B、C各海域毎に大氣と海洋間の熱収支を論ずるので、海面が大氣から正味獲得する熱量  $G$  ( $Wm^{-2}$ ) の各海域毎の面積分値  $G_T$  (W)、同様に貯熱量  $S$  ( $Wm^{-2}$ ) の面積分値を  $S_T$  (W) とする。なお海洋運搬熱  $F_T$  (W) は前に定義してある。

上に述べた  $G_T, S_T, F_T$  の量と向きについて、石井・



第 8 図(a) 水温の実測に基づいて、A 海域だけ点線で表面水温の等値線を描き、B、C 海域は水深 30 m の水温等値線を実線で描いた図。  
 第 8 図(b) (a)図に同じ、ただし 8 月で、A、B 両海域の表面水温の等値線を点線で描き、C 海域は水深 75 m の水温等値線を実線で描いた図。  
 第 8 図(c) (b)図に同じ 8 月、ただし、C 海域は水深 100 m の水温等値線を実線で描いた図。

近藤 (1993) では、各季節の代表として、2、5、8、11 月における熱収支像を示したが、ここでは、各海域の平均値として、夏 (6~8 月)、冬 (12~2 月) の各 3 か月平均を第 6 図(a)に、春 (3~5 月)、秋 (9~11 月) について、第 6 図(b)に示した。図中に示す ( ) 内の数

値は  $S_T$  である。なお A、B、C 海域の海面から海底までの鉛直方向の平均水温を春、夏、秋、冬ごとに示した。それは点線で四角で囲ってある ( $^{\circ}\text{C}$  単位である)。なお水温以外の量を示す各数値は  $10^{13}$  W 単位である。第 6 図(a)において、6~8 月の C 海域は両側から

(南北両海域から)海洋運搬熱が流入している。C海域は主として東シナ海であり、この点が他海域と違う特徴である。特に北から入ってくる  $0.6 \times 10^{13}$  W の熱は逆勾配熱輸送によるものである。第6図(a)の下の図は、12~2月の各種熱フラックスの大きさと向きである。冬の方が、どの熱フラックスの絶対値も他の季節より大きい。

第6図(b)に、春と秋の場合を示す。図示していないが年平均をとると  $G_T$  は負、つまり海面は大気へ熱を失うが、その分だけ海洋運搬熱が他海域から流入してくる。その量は共に等しく  $7.4 \times 10^{13}$  W である。

以上、3か月単位で熱収支をみたが、月毎の変化でみると、3か月平均では捕らえられない現象の始まりや、途中の変化の様相、ならびに終息の様子が判る。先ず、3~5月期(第6図(b)の上)にA海域からB海域に逆勾配熱輸送があるとしているが、これは3か月平均値である。月毎の状況は3月の海洋運搬熱  $F_{TA} = -0.2 \times 10^{13}$  W がB海域からA海域に流入しているから、逆勾配熱輸送は発生していない。4月は  $1.5 \times 10^{13}$  W、5月は  $1.4 \times 10^{13}$  W で共にA海域からB海域に逆勾配熱輸送が起こっている。つまり、月毎に見れば、実際の逆勾配熱輸送は3月にはまだ起こらず、4月から起こることが判る。

第1表によればこのA海域からB海域への逆勾配熱輸送は4月から10月まで続くことが判る。

このことは第1表の  $F_{TA}$  と第3表の  $F_T$  をみれば明らかである。また6~8月期(第6図(a)の上)にB海域からC海域に逆勾配熱輸送が発生していると述べたが、これも3か月平均値をとると、そうなるのであるが、月毎の時系列で海洋運搬熱をみていくと、6月の海洋運搬熱  $F_{TB} = -3.1 \times 10^{13}$  W なので6月はまだC海域からB海域に海洋運搬熱が流入していて、逆勾配熱輸送は発生していない。7月になってB海域からC海域に  $F_{TB} = 1.1 \times 10^{13}$  W となり、逆勾配熱輸送が発生する。8月も  $F_{TB} = 3.8 \times 10^{13}$  W の逆勾配熱輸送が起こっている。しかし、B海域からC海域への逆勾配熱輸送は9月には止まる。これも第1表の  $F_{TB}$  と第2表の  $F_T$  をみれば判る。またC海域から海域境界線cを越えて南方の海域に向けて逆勾配熱輸送が起こるのは、8月と9月だけである。

このように海洋運搬熱の向きを月毎の時系列でみると、3か月平均では捕らえられない現象の始まりと終わりが見えてきて、しかも、それらは各海域により多少違った特徴を示す。熱収支各項の海域ごとの月変化

を第1表に、海洋運搬熱  $F_T$  と拡散係数Kの月毎の対比を第2表、第3表に示した。

$F_{DIV}$ , G, S の誤差は、ほぼ等しく単位面積当たり  $\pm 20$  Wm<sup>-2</sup> 程度である。 $F_T$  の誤差は前に述べたように、GおよびSの誤差にもとづくもので、単位面積当たりでは  $\pm 20$  Wm<sup>-2</sup>、各海域の合計では  $\pm 0.9 \times 10^{13}$  W 程度であることを付記しておく。

## 6. まとめ

ボツ海・黄海・東シナ海を含む海域は、年間を平均すると、海が大気へ熱を失っており、失った分だけ、他海域から熱が流入している。これらの熱フラックスの毎月の値を各海域ごとに調べてみると、A, B, C 3海域で、季節変化にそれぞれ特徴のあることが判った。例えば冬(12~2月)はA, B, C海域とも海面から大気へ放出される正味の熱フラックスと周辺海域から流入する海洋運搬熱とが共に同程度に大きく、この両者で貯熱量が決まる。春(3~5月)は海洋が大気から正味獲得する熱フラックスはA海域だけ大きく、B, C海域で小さい。一方、他海域から流入する海洋運搬熱はB, C海域で大きくA海域で小さいので、A海域は海洋が大気から正味獲得する熱フラックスにより、B, C海域は海洋運搬熱により貯熱量の増減が決められる。夏(6~8月)は3海域とも大気から海洋が正味獲得する熱フラックスが大きいのに反し、海洋運搬熱は小さいので、貯熱量は主として大気からの熱フラックスにより決められる。秋(9~11月)はどの海域も海洋から大気へ大きく熱を失っているが、海洋運搬熱の流入が小さいので、貯熱量の大幅な減少と大気へ失う熱フラックスとが、ほぼ釣り合う。

海洋運搬熱の毎月の値に基づき拡散係数を算出してみると、A海域とB海域の境界では4~9月を通して負になった。B海域とC海域の境界でも8月は大きな負値となった。つまり水温の低い北側の海域から水温の高い海域へ熱が輸送されるという逆勾配熱輸送が起こっていると考えられる。

以上、A, B, C各海域の熱収支の特徴を3か月平均で述べたが、年間を通してみると、3か月単位でうまく区切れない現象もいくつかあり、海域によってもまた、様相が異なるので、熱収支各項を月毎の時系列でみるため、その状態を第3図~第5図に示した。

本論文の主テーマである海洋運搬熱は年平均すれば、負となり(つまりA, B, C海域に流入する)、流入した熱量の分だけ最終的には大気中へ潜熱フラック

ス、顕熱フラックス、赤外線放射フラックスとして出て行くことは、前報(1993)でも述べたが、本論文では海洋運搬熱の収束の仕方が年間を通して一様ではなく、どの海域も収束量が年の前半1月～6月に集中し、7月以後は急激に少なくなること、そしてこの傾向はA海域よりも水温の高いB、C海域でより顕著であることをのべた。前報(1993)では海域を細かいメッシュに区切り、メッシュごとに熱収支各項  $G$ ,  $S$ ,  $F_{Div}$  の値を季節の代表月ごとに出すことに力をいれたが、本報では熱収支各項の相互関係に重点をおいて月毎の時系列で調べた。例をあげるとB、C海域では2～3月に  $G=F_{Div}<0$  がかつ、他海域からの熱収束があり、しかも  $S=0$  なので、他海域からの熱収束量は全て海面から大気中へ出て行ってしまい、水温の上昇には全然使われない。4月には  $G=0$ ,  $S>0$ ,  $F_{Div}<0$  かつ  $|S|=|F_{Div}|$  となるので、流入した熱量は全て水温上昇に使われる。また5～6月には、 $S>G>0$  となるので、 $F_{Div}<0$  による熱収束に加えて  $G>0$  による熱収束の両方が水温上昇のために使われるので、5～6月にSは急激に増大することが第4図～第5図から判る。さらに、8月には  $S=G>0$  かつ、 $F_{Div}=0$  となるので、Gとして海面に入った熱フラックスはすべて水温上昇に使われることなど、同じ海域の  $G$ ,  $S$ ,  $F_{Div}$  間の相互関係が季節により大変違うことを月毎に追跡して指摘した(3章)。

以上はB、C海域の特徴だが、A海域では、2～3月に  $S=0$  かつ  $G=F_{Div}<0$  となって他海域からの熱収束はあるが、いった熱量はすべて海面から大気中へ出て行ってしまい、水温の上昇には全く使われないことはB、C海域と同じであるが、4月に  $F_{Div}>0$  かつ  $G>S>F_{Div}>0$  と言う関係になり、海面が大気中から正味獲得した熱量Gが、水温上昇に使われる熱量と他海域へ流出する熱量とに分かれる。A海域では熱収支各項のこのような大小関係は8月まで続き、更に  $F_{Div}>0$  の状態は10月まで続くので、A海域ではB、C海域と違って、4月～10月まで海洋運搬熱の流出が続く。従ってA海域の逆勾配熱輸送は4月～10月まで続くが、B海域では7～8月だけ発生し、C海域では8～9月のみ発生する。

このように黒潮または対馬暖流が通過し、海洋運搬熱の収束量の大きなB、C海域と、海洋運搬熱の収束量が小さくGの大きなA海域では  $F_{Div}$  の月変化に顕著な違いが現れ、それが逆勾配熱輸送の継続期間の違いに反映する。

## 7. 謝 辞

この研究をするにあたり、資料の入手および閲覧に便宜をはかっていただいた気象庁観測部統計室、気象庁図書館、海上保安庁水路部内日本海洋データセンターの方々に感謝致します。

## 参考資料

- 気象庁：北太平洋海洋気候表10年報(1961～1970)  
 長崎海洋気象台：海洋速報(1965～1990)  
 海上保安庁水路部日本海データセンター：統合水温観測ファイル(1960～1989)

## 参考文献

- 石井哲雄, 近藤純正, 1987: 東シナ海における海面熱収支の季節変化, 天気, 34, 29-38.  
 石井哲雄, 近藤純正, 1993: 東シナ海およびその周辺海域における熱収支の季節変化—海洋運搬熱と貯熱量—, 天気, 40, 309-324.  
 Hsiung, J., 1985: Estimates of global oceanic meridional heat transport. J. Phys. Oceanogr., 15, 1405-1413.  
 Iwasaka, N. and K. Hanawa, 1990: Climatologies of marine meteorological variables and surface fluxes in the North Pacific computed from COADS. Tohoku Geophys. J., 33, 185-239.  
 Kondo, J., 1976: Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment, J. Meteor. Soc. Japan. 54, 382-398.  
 近藤純正, 1980: 大気・海洋間のエネルギー交換と収支—冬期東シナ海, 月刊 海洋科学, 12, NO. 3, 166-172.  
 近藤純正, 1987: 身近な気象の科学, 東京大学出版会, 110-111.  
 近藤純正・中村亘・山崎剛, 1991: 日射量および下向き大気放射量の推定, 天気, 38, 41-48.  
 近藤純正, 1992: 水面のバルク輸送係数, 水文・水資源学会誌, 5(3), 50-55.  
 Kondo, J. and A. Miura, 1985: Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979. J. Meteor. Soc. Jpn., 63, 633-646.  
 Nitta, T., 1976: Large-scale heat and moisture budgets during the AMTEX. J. Meteor. Soc. Japan, 54, 1-14.