

日本海の表層循環流に関する研究

磯田 豊(北大院水産)

キーワード：日本海・極前線・海面冷却駆動流・対馬暖流の蛇行・亜寒帯循環・東韓暖流

1. はじめに

私が日本海の表層循環流に興味をもったのは、衛星熱赤外画像(海面水温分布)に映し出された極前線を初めて見たとき、80年代後半のこと(気象協会時代)である。日本海のほぼ中央、北緯40度に沿って東西方向に走る水温(極)前線は、その明瞭な水温勾配と時間的な安定性から、「美しい前線」という叙情的な印象が強く、物理的な疑問は何も持たないまま、ただ漠然と、この前線に関する研究をしたいと思った。

80年代までの日本海の海洋研究によって、対馬暖流の駆動力は南北海峡間の水位差(Minato and Kimura,1980; Toba et al.,1982)であり、日本海表層流の特徴をうまく表現した模式図はすでに長沼(1972・1973)で提示され、対馬暖流の力学構造は数値モデルを用いたYoon(1982)・Kawabe(1982)により議論されていた。このような知見がある中で、極前線の一体何を研究すればよいのか。多少悩んだ末、子供でも容易にしそうな質問、「極前線はなぜできるの？」から考えてみることにした。

2. 極前線はなぜできるのか？

極前線は明らかに水温前線(高温高塩の対馬暖流水と北側の低温低塩水の境界)である。対馬暖流は黒潮の分派流として対馬/大韓海峡から流入、すなわち、水平的な熱輸送を担っている。もし、正味の海面熱収支において日本海が海面加熱されていたら、日本海は水平的にも鉛直的にも暖められ、極前線は決して形成されないであろう。実は、このような心配をしなくても、日本海の海面熱収支の計算結果は海面冷却を示す(Hirose et al.1996)。

では、なぜ日本海は海面冷却となるのか？この疑問に対する答えが、種々の気象データや海面水温データを用いて、きちんと熱収支計算したらそうなたでは答えにならない。私の少し飛躍した回答は、「海面が加熱 or 冷却されるかは、大気-海洋間の相互作用ではなく、中・深層の海洋構造が決める」というものである。図1は4つのボックスで日本海の南北方向の水温南北断面を濃淡で示し、定常状態において極前線が形成される条件のもとに考えられる熱輸送経路を矢印で示している(思考実験)。この図が示唆するポイントは、日本海の深層域は閉じ

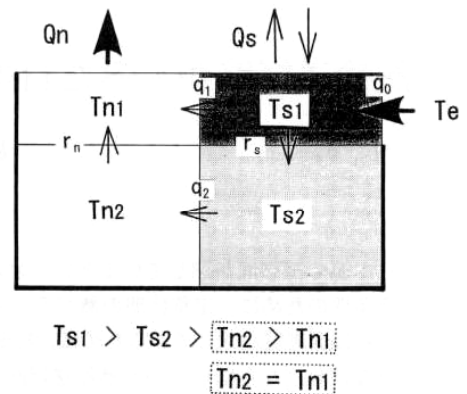


図1：日本海の南北断面水温構造と熱輸送経路の模式図

ているため、中・深層へ輸送された熱は必ず表層に戻る必要がある、それは極前線より北側の海面冷却に繋がる、というものである。言い換えれば、日本海の中・深層が暖められるために海面では必ず冷却となり、その冷却により新しい深層水が形成される。このように、熱輸送経路の問題は深層水形成の議論にまで広がるが、その詳細については磯田(2003)を参照されたい。

3. 海面冷却が生む対馬暖流の駆動力

対馬暖流の流量は、300m以深に無流面をとって地衡流計算から見積もられている。この流量は密度場(主として水温場)から計算される傾圧地衡流量であるが、対馬暖流の駆動力と言われる南北海峡間の水位差で生じる流量(仮に、順圧地衡流量)と一致するのだろうか？この疑問は今でも疑問のままであるが、対馬暖流が北部海域や深層との間で密度差(水温差)が生じて密度流として振舞えるのも、先に議論した日本海が海面冷却となっているためである。ここでは、水温に起因した傾圧場のみを考える。図2は海面冷却の条件のもと、日本海内部の表層に駆動される傾圧地衡流(矢印)を模式的に示したものである。海面冷却されても日本海南部は対馬/大韓海峡の熱源に近いいため北部に比べて水温の低下が小さく、南北方向の水温勾配(密度差)が生じ、惑星面では東向きに傾圧地衡流が励起され、適当な波動伝播(内部ケルビン波など)を介して東中国海の水を引き込むというメカニズムが期待される。こ

のようなメカニズムで生じる傾圧流を海面冷却駆動流(Cooling Induced Current :CIC)と名づけた。

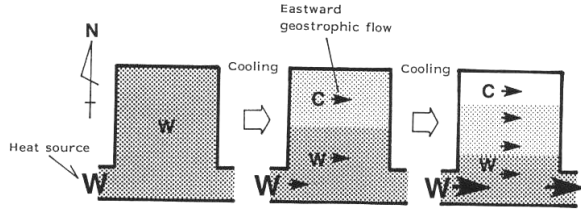


図2 海面冷却駆動流(CIC)の模式図

Isoda(1999)ではCIC効果を取り込んだボックスモデルを用いて、1)数年スケールの垂層水温変動は日本海全体で生じるのに対し、10年スケールの水温変動は極前線の北側で卓越すること、2)対馬暖流の傾圧地衡流量の極大が冬季にあること(ちなみに、南北海峡間の水位差極大は夏-秋季である)を再現した。また、CICを考慮することにより、対馬暖流の水塊が示す高塩化・低塩化の経年変化(磯田・是松,1995)、傾圧地衡流量と順圧地衡流量の不一致が原因と考えられる対馬/大韓海峡の底部冷水の経年変化(磯田・田中,1999)も定性的には説明できる。

4. 対馬暖流の蛇行

いつ見ても(衛星熱赤外画像などを)、極前線は安定して北緯40度付近にあるのに、その南側の対馬暖流域の変動は大きい。図3は対馬暖流域の水深200mにおける東西方向の水温変動(5年の移動平均)である。Naganuma(1973)が指摘したように、8年程度の周期で3箇所(韓半島東・隠岐島東・能登半島東)同時に暖水域は発達し、対馬暖流は蛇行型となっている(それ以外の年は平行型と呼ばれる)。蛇行流を形成する暖冷水渦の励起はしばしば傾圧不安定理

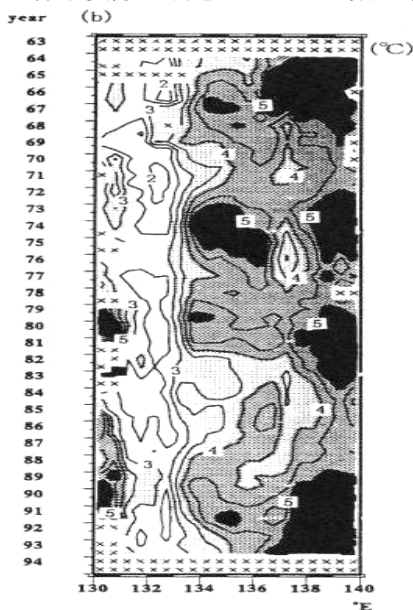


図3 対馬暖流域の水深200mの東西水温変動

論で説明されるが、3箇所ほぼ同時の暖水域発達には説明できないであろう。私は水温水平分布図から暖水渦を追跡するという一連の記述的研究(磯田・西原,1992; 磯田ら,1992; Isoda and Saitoh, 1993, Isoda, 1994; Isoda, 1996; 森ら,2001)から、日本海の暖水渦の挙動は複雑であるが、決してランダムではないことを確信した。そして、3箇所同時の蛇行流の発達は、有限の東西幅(日本海の東西スケール)の条件において、東向き平均流と西向き傾圧ロスビー波のバランスが、ある特定の傾圧流量のときにのみ起こることを示唆した(磯田, 2002)。なお、この傾圧流量の長周期変動は先のCICで説明することもできる。

5. 日本海表層循環流の季節変化

日本海全体の表層循環流の季節変化を示したのはMorimoto and Yanagi(2002)が初めてであろう。彼らは、極前線以北の亜寒帯循環は夏季に強くなり、韓半島に沿って北上する東韓暖流は冬季に明瞭になることを示した(図4上段)。これまで、亜寒帯循環は冬季の季節風で強まり、東韓暖流は年中安定して存在していると思われていた。詳細は講演時に述べるが、海面冷却による上層から下層への水塊移動を考慮すれば、図4下段に示したように似たような季節変化をモデル化することができる。

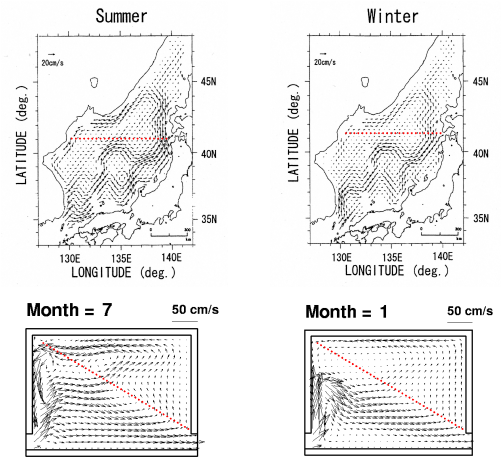


図4 日本海の表層循環流の季節変化。海面高度データを用いた地衡流(上段)、2層モデル計算(下段)。

6. おわりに

「海面冷却」をキーワードとした私の研究が実は「似て非なるもの」かもしれないという恐怖心を持ちながらも、正しく日本海を理解したいと願っている。今回、本賞にご推薦頂いた選考委員の方々、そして師匠の柳哲雄先生と武岡英隆先生、愛媛大・北大水産の先輩・後輩・学生の皆さんに感謝致します。