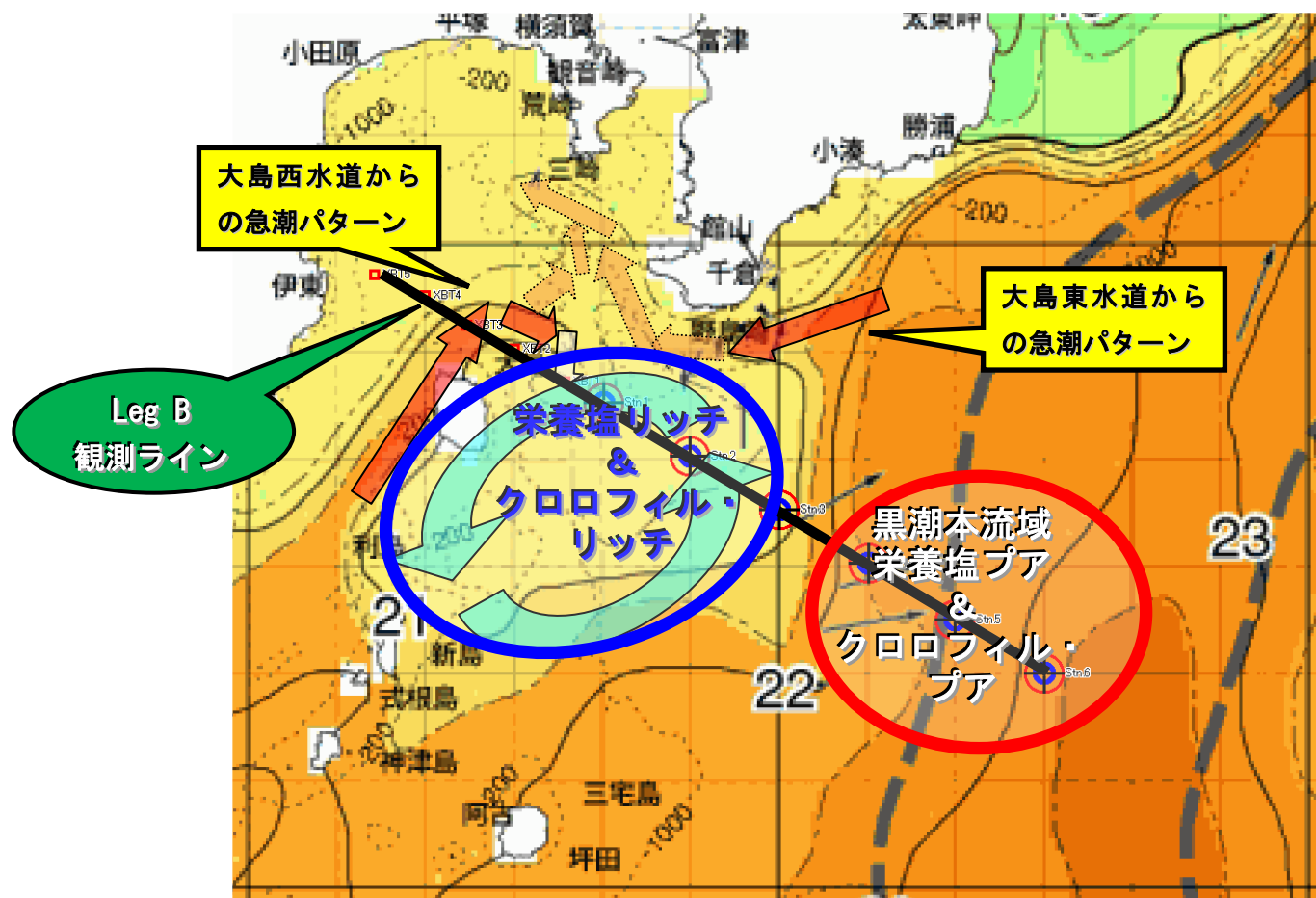


島田浩二



[関東・東海海況速報](#)

昨年度分は、<http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/sy2012/Leg-B/KS/koji.html>

目的

- ・観測とは何かを伝える。
- ・海洋を総合的に考えることができる実体験の場にする。
- ・海洋物理分野としては、大気・海洋の力学の基本3要素である「地衡流」、「渦位の保存（＝角運動量の保存）」、「ロスビー波」と関連する事象を観測ターゲットとし、基本3要素で海洋循環の概略は把握できるものなのだと実感してもらう。

1. 計画

基本3要素「地衡流」、「渦位の保存（＝角運動量の保存）」、「ロスビー波」を含む観測を思案した。

「地衡流」：強流帯まで入れば OK

「渦位の保存（＝角運動量の保存）」：大島～三宅間の浅瀬にできる黒潮系水の残存によるサブ循環（実習時に話した“もやっとボウル”）

「ロスビー波」：黒潮の蛇行パターンの東方向への移動

2.1 計画その1（BESTプラン）：

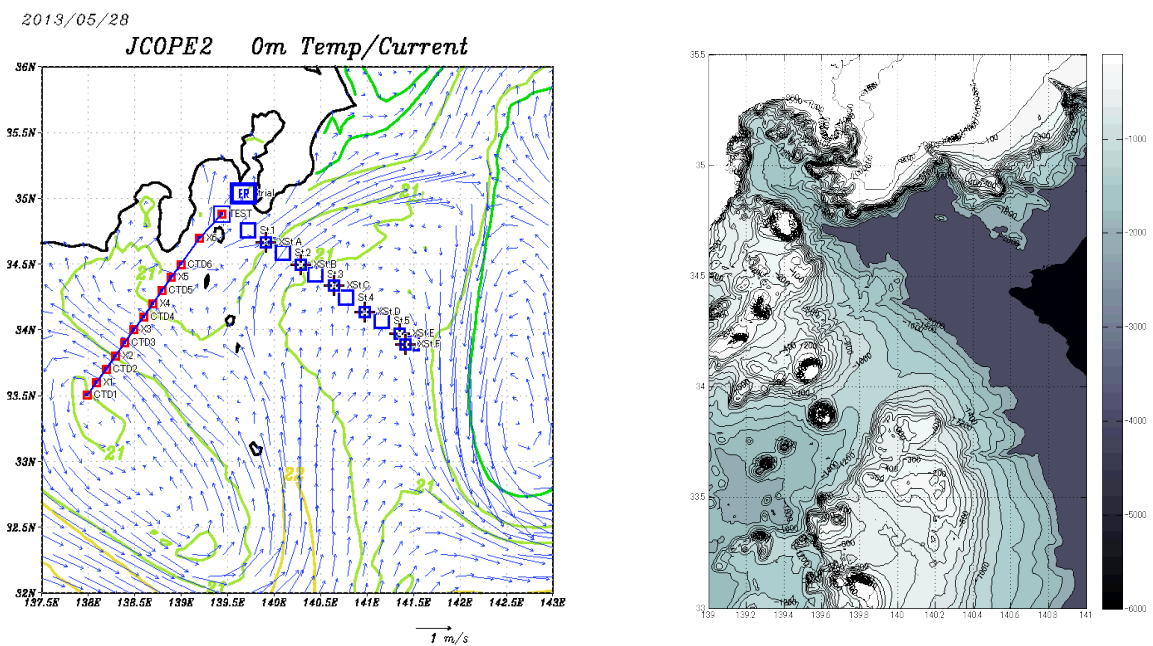


図1：5/28の数値モデルによる表面流速予報

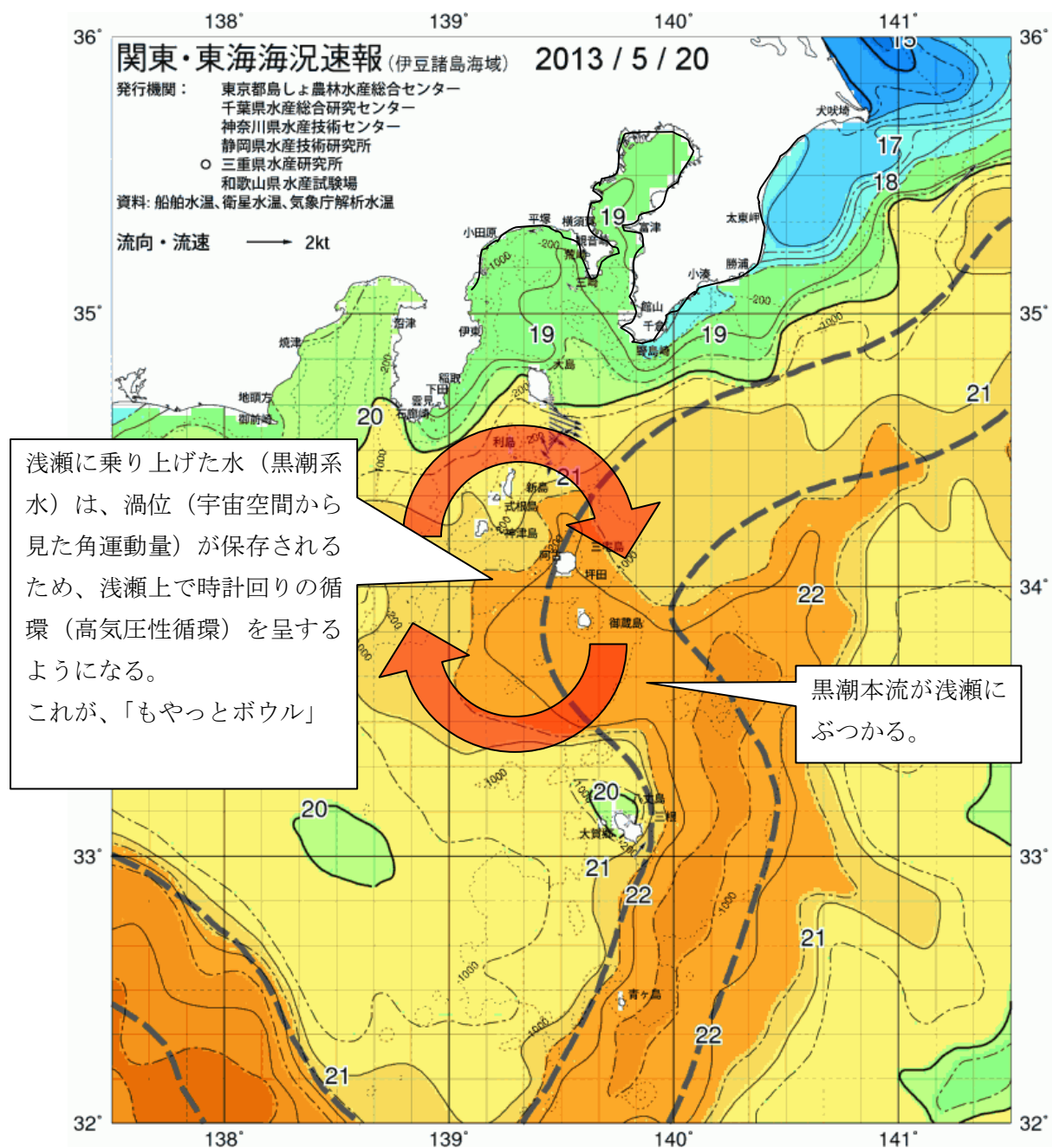


図 2：5/20 の海面水温分布。

Leg-A は、房総半島の南東沖へ黒潮を横切るセクションとの連絡があった（図 1）。Leg-B 遠州灘沖の冷水塊の中心に向かって、「もやっとボウル（図 2）」を横切るセクションを考えた（図 1）。そうすれば、Leg-A,B を併せて、遠州灘沖の南に張り出した黒潮の蛇行、房総東方で北へ張り出した黒潮続流の蛇行（これが三陸沖暖水塊の源になる）を包括的に捉えることが可能であった。

しかし、観測開始直前 5/25（土）19：00 に発表された予報によると、Leg-B の期間には、西から前線に沿って東進する気圧の谷に伴い南風が強まり、伊豆諸島の西側の海域では初日から、伊豆諸島東側の大島以南の海域では 2 日目午後以降、波高 2m を超える状況が想定された。Leg-B の観測行動が可能な条件として、「①大島以南の外洋観測は気圧の谷の通過がやや遅くなる伊豆諸島東側海域であっても 2 日目午前まで」「②それ以降は大島以北の相模湾内での観測のみ」が課せられた。

計画その 2（代替プラン＝実際に行った観測）：

遠州灘での強流帯での観測は断念。Leg-A とほぼ同じセクションになるが、上記①の条件から、最南東端の観測点は、Leg-A ほども南下できないので、黒潮本流止まりとする。強流帯まで達すれば、「地衡流」の習得、完全なる黒潮系水の観測には事足りる。

『もやっとボウル⇒「渦位の保存」』はこだわり、その北端の尻尾にあたる、大島西水道から相模湾に流入する北上流（黒潮系水）を捉えることを考慮し、外洋から相模湾内伊東沖までの北西にセクションを伸ばした。但し、観測順序は外洋が先、大島以北は後回しにし、XBT にすることで、観測条件が整っている状況での貫徹が可能。

また、開始直前の 5 月 24 日に黒潮本流が勝浦に接岸の兆候があり、房総半島沿岸に沿って南下する急潮（沿岸密度流）が起こるはず。さらに、そもそも沿岸にあった北から南下している冷水（栄養塩リッチ）も同時に房総半島南端沿岸付近に運ばれるだろうと予想。台風などの気象擾乱以外で生じる黒潮系水の相模湾内流入の 2 つのメカニズム（大島西水道経由、大島東水道経由）を観測するには絶好のコンディションである。

房総半島付近（勝浦付近）では、沿岸では南下流、少し沖に行けば黒潮本流となっており、水平方向の流速の変化が著しく増大する状況にあった。また同時に、沿岸から沖に向かって水温変化が大きく、強いフロントが形成されていた。このような状況下では、流れの不安定が起こる。つまり沿岸水と外洋水が入り乱れた潮目だらけの状況に陥る可能性が大であった。

簡単に、流れの不安定について解説してみよう。コーヒーにクリームを入れて混ぜるとき、どのようにして混ぜているのだろうか？ ある方向にスプーンで回して、急に逆方向に回すとよくクリームが混ざることを経験で知っているであろう（図 3）。これは空間的に流れの向きの変化が大きくなるような状況にしているのである。これと同じことが房総半島付近で起こっていると考えてよい。また、別の見方をしてみよう。空を見上げると時折、雲がロール状になって連なっていることがある（図 4）。このとき、水平方向の風が高度とともに大きく変化しているときに起こる。飛行機に乗っているとき、乱気流に入り上下動するのは、このように風が鉛直方向に構造をもったロール状の渦を巻いているときである（CAT：晴天乱流と呼ぶ）。

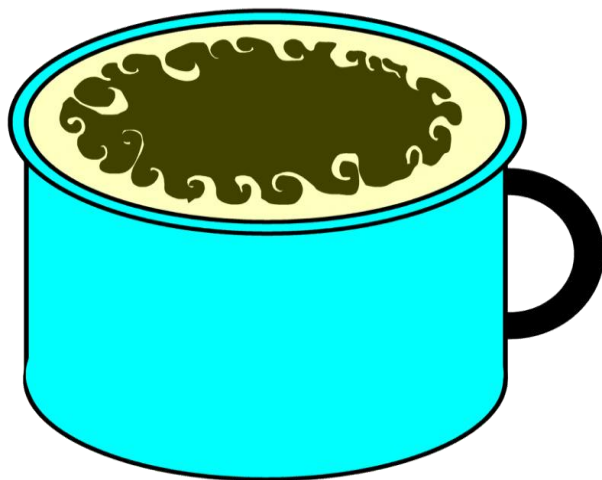


図 3 : カップの中のクリームの変動擾乱、渦

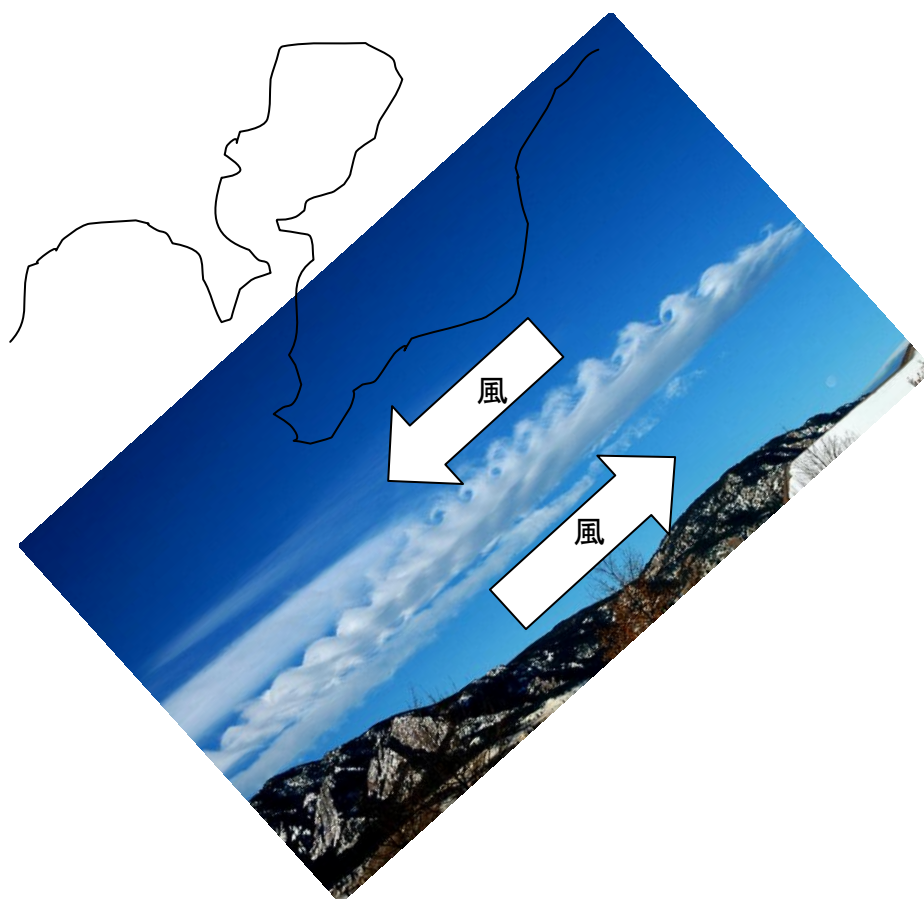


図 4 : 大気に見られる変動擾乱、渦

流れの不安定の結果生じる波動擾乱は、もしも流れが直線的であれば、規則正しいパターンになりやすい。この場合、波動擾乱はすぐに崩れ、沿岸流付近の水をかき混ぜるように作用する（混合）。しかし、流れがカーブするようなところでは、擾乱の空間スケールは、カーブの曲率半径で規定され、波というよりも独立した渦となり流れから離脱することが多い（輸送）。図5は北米大陸最北端のバロー岬周辺の衛星画像である。沿岸付近には、南から沿岸流として流れ込む暖かいベーリング海の水がある。暖かいので、そこには海氷は存在していない。沿岸域以外の海域の大部分は海氷に覆われているが、バロー岬周辺（やや下流側：バロー岬の東）では、渦により沿岸水が海洋に運ばれている様子が伺える。さらに良く見ると、バロー岬周辺の海氷の色は褐色がかっており、沿岸と接触した痕跡が残っている。この褐色がかった海氷が存在する海域は、北極海の中でも特に基礎生産の高い海域で、クジラの猟場になっている。

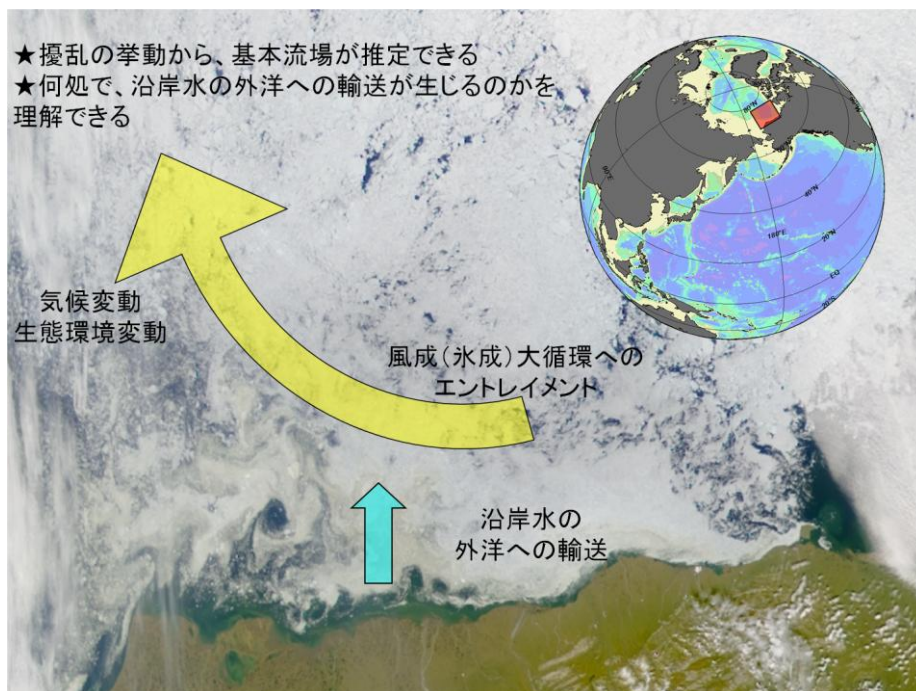


図5：北米大陸最北端バロー付近の衛星画像（SeaWifs）

図 5 をぐるりと回してみると、房総半島付近の海岸地形、沿岸流のパターンに似ていることが分かる（図 6）。バロー岬と野島崎が対応する。つまり、野島崎沖の海域では沿岸系の水が沖に放出されやすく、外洋への栄養塩の高い沿岸水輸送に伴い、基礎生産が局所的に高い状況になる（図 7）。

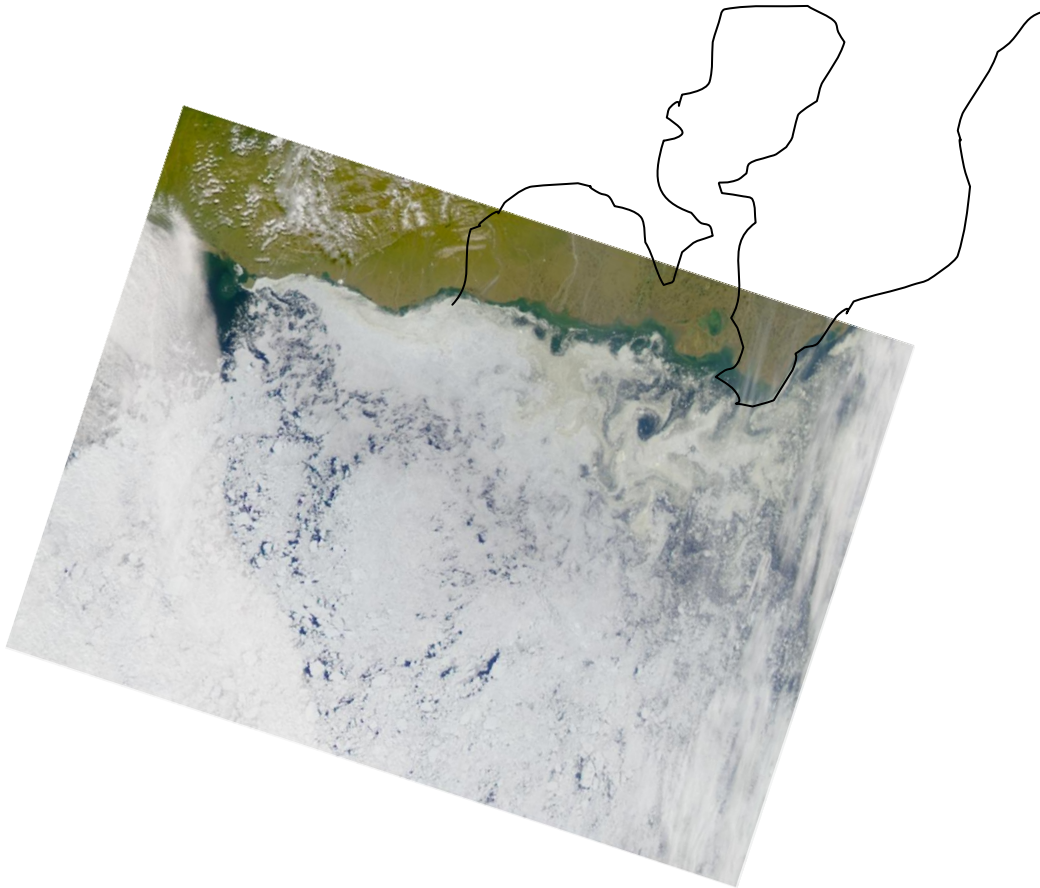


図 6：図 5 を回転させた図（上下さかさま）。

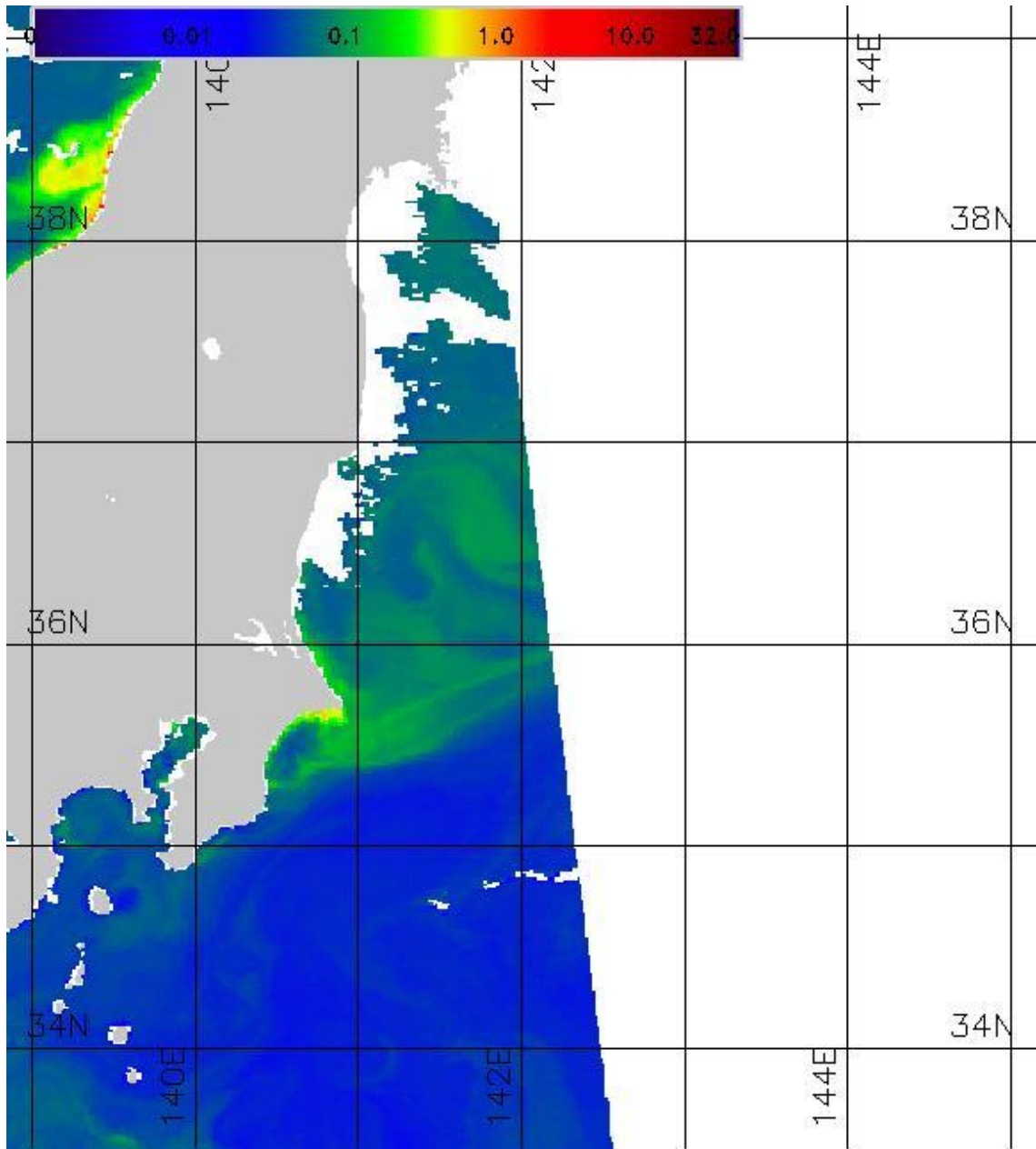


図 7 : Aqua-MODIS 海色画像(2013 年 5 月 24 日) /クロロフィル a (植物プランクトン)
 緑色の領域がクロロフィル a が高い領域。黒潮フロント、房総沿岸、野島崎沖、東京湾、
 相模湾が高い。

画像元は茨城県水産試験場漁業無線局 : <http://www18.ocn.ne.jp/~gyomusen/>

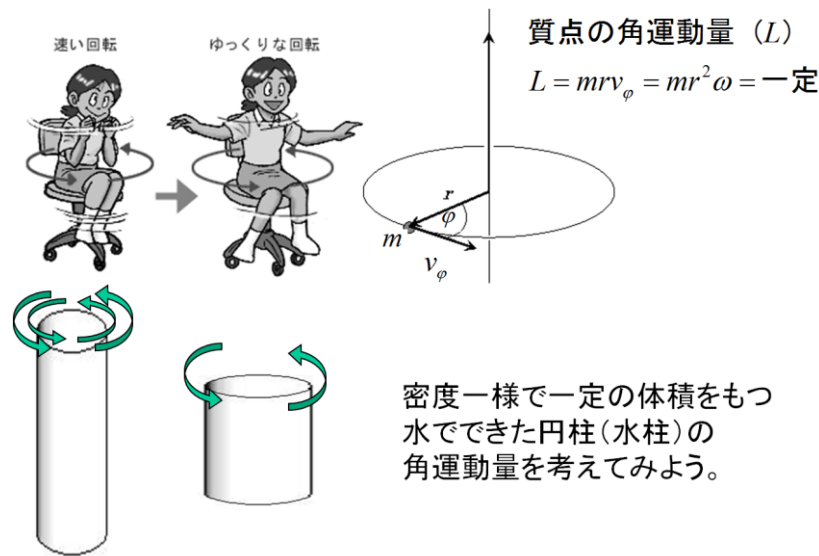
「もやっとボウル」⇒水柱の縮みによる相対渦度の発生

海洋流体力学の資料を見てほしい。

http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/gfd2012/04_Potential_Vorticity2012.ppt

地球にいる人から見て止まっている海洋の水でも、宇宙から見れば地球自転に伴う回転運動をしている。スケート選手が手を広げたり、手を伸ばしたりして回転速度をコントロールしているのは、角運動量の保存則を利用しているのである。「もやっとボウル」はこの角運動量の保存によって生じた渦（＝サブ循環）である。

渦位(Potential Vorticity)と角運動量の保存



$$\iiint (\rho r^2 \omega) dV = \text{一定}$$

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{r_1} \int_0^{h_1} (\rho r^2 \omega_1) dh \cdot r dr d\phi = \int_0^{2\pi} \int_0^{r_2} \int_0^{h_2} (\rho r^2 \omega_2) dh \cdot r dr d\phi \quad (1)$$

$$\frac{1}{4} r_1^4 \omega_1 h_1 = \frac{1}{4} r_2^4 \omega_2 h_2 \quad (2)$$

体積は一定なので、

$$\pi r_1^2 h_1 = \pi r_2^2 h_2 \Rightarrow r_2^2 = \frac{h_1}{h_2} r_1^2 \quad (3)$$

③を②に代入して、

$$r_1^4 \omega_1 h_1 = \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^2 r_1^4 \omega_2 h_2$$

$$\frac{\omega_1}{h_1} = \frac{\omega_2}{h_2} \Rightarrow \frac{d}{dt} \left(\frac{\omega}{h} \right) = 0$$

を得る。

「渦度」を「水柱の高さ」で割ったものが保存量

自転する地球上の流体は宇宙から見れば、渦度 f を既に持っているので

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{f + \omega}{h} \right) = \frac{d}{dt} \left(\frac{2\Omega \sin \theta + \omega}{h} \right) = 0$$

渦位(ポテンシャル渦度)

海洋の場合、保存されるものは最後の式であらわされる渦位である。黒潮が伊豆諸島付近にある浅瀬に乗り上げるとき（図 8）、水の柱の厚み（ h ）が小さくなる。渦位は保存されなければならないので、分母の h が小さくなれば、分子の $f + \omega$ が小さくならなければならない。「もやっとボウル」の空間スケールでは緯度の関数であるコリオリパラメータ f ($=2\Omega \sin \theta$, Ω : 自転角速度、 θ : 緯度) はあまり変化しないので、小さくなるのは、 ω である。 ω とは地球上にいる人から見たときの渦度であり相対渦度と呼ぶ。地球の自転方向と同じ、つまり、反時計回りの渦回転をする場合がプラス（増加）で、これとは逆に時計回りの渦回転をする場合がマイナス（減少）である。よって、浅瀬に乗り上げた黒潮系水は、 ω の小さな（減少するセンス）の時計回りの回転を始める。浅瀬に乗り上げる強制力がなくなると、おとなしく保存すべき渦位を保存するような流れが維持される（定常流の解）。循環を止める力、駆動する力が無い場合、定常な循環とは、等渦位線に沿った流れになる。渦位の定義式をみると、流体層の厚み h が含まれており、黒潮本流が東方に去った後、等深線に拘束された時計回りの循環が形成される。これが「もやっとボウル」である。

このような地球自転の影響を受け、等深線に沿う流れは、変形半径以上のスケール（伊豆諸島付近では 50 km 以上）で卓越する。「もやっとボウル」の北端、大島付近では、等深線が込んでおり、海底斜面の水平空間スケールは 50 km 以下である。つまり、大島付近では、等深線に沿った流れが破たんし、等深線から離脱し慣性で相模湾に突っ込む（表紙の図）。これは、黒潮系水が大島西水道から相模湾に流入する典型的メカニズムである。これを捉えるには、観測点間隔を密に配置する必要があった（図 8）。XBT の観測点間隔を CTD の間隔よりも縮めた理由はここにある。

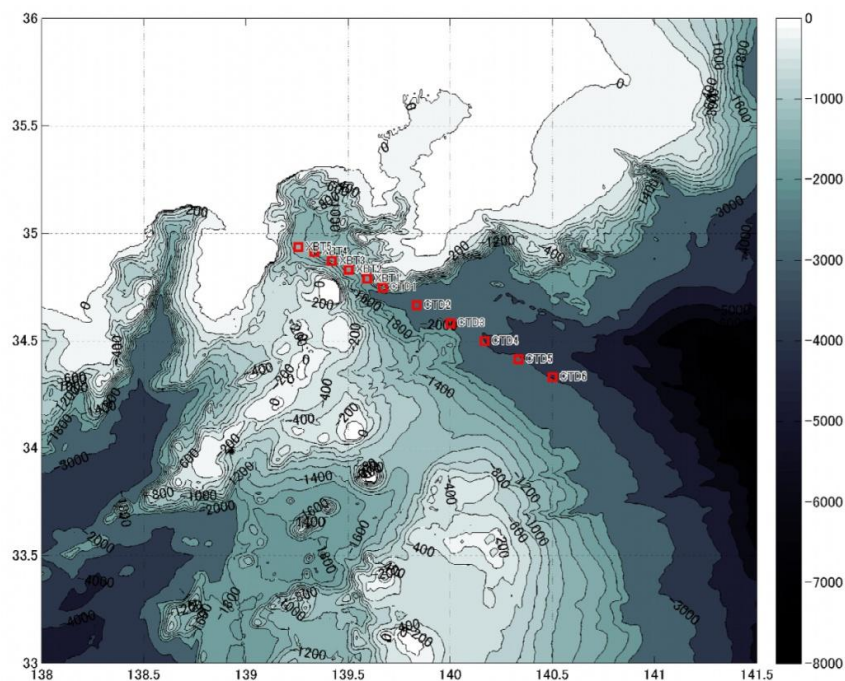


図 8 : 海底地形と Leg-B の観測点

2. 結果

3.1 黒潮の蛇行

Leg-B 観測時の海洋循環場の説明は、ほとんど前章の「計画」のところで行ってしまっただとよい。そこでは、「地衡流」と「渦位の保存（角運動量の保存）」で説明した。地衡流はその式から分かるように、式中に時間（t）を含んでいない。つまり、流れがどのように変化してゆくのかについては論じえない式になっている。海洋の大きな流れはほとんど地衡流に近いから地衡流で流れを議論できるわけである。おおよそ 90% は地衡流バランスにあると考えてよい。しかしである。残り 10% は地衡流バランスしていない。この残りの部分が流れのパターンの時間的な変化をもたらすのである。これを理解するためには、3 つ目の基本要素である「ロスビー波」の概念（準地衡流力学）が必要となる。

詳細は省いてロスビー波の概念について説明する。出発点は渦位の保存であり、図 9 に示す理由で、もし背景の流れが無い場合、蛇行パターンは西に進む。

「渦位保存の意味」 & 「ロスビー波」

ポテンシャル渦度（渦位）
回転を感じるシステムでの渦度

$$\frac{dq}{dt} = 0 \quad \left(q = \frac{f + \zeta}{h} = \text{一定} \right)$$

北：f 大／渦位大

南：f 小／渦位小

今、層厚が一定であるとすれば、北に変位した場所では、マイナスの相対渦度（時計回りの二次流）、南に変位している場所ではプラスの相対渦度（反時計の二次流）が発生する。

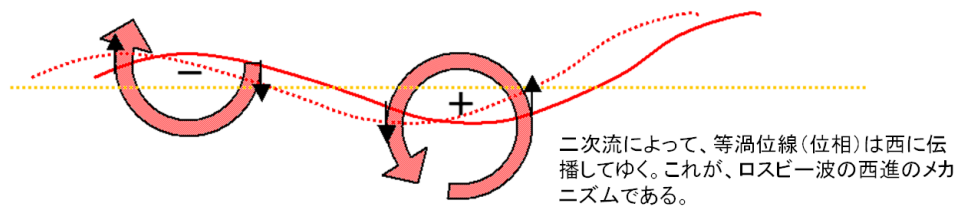


図 9：ロスビー波の伝播メカニズム

これをロスビー波の西進と呼ぶ。蛇行の代表選手は、海洋では、黒潮の蛇行であり、大気では偏西風の蛇行である。現実の海や大気には流れや風がある。日本南岸の黒潮の場合、大局的には流れは東向きである。偏西風の場合、西風であることから流れ（風）は東向き

である。これらの背景流の方向は、背景の流れが無い場合の蛇行パターンの進行方向とは逆である。蛇行パターンが東に進むか西に進むかは、背景の流れとパターンの進行の兼ね合いで決まるのである（図 10）。

仮に黒潮の流速を 1m/s とすれば、水そのものは一日に 86km 移動する。一週間で約 600km である。Leg-A の時、伊豆諸島で北上する蛇行があったが、Leg-B の時は Leb-A のときと比較して約 100km 東に移動している。1 週間で 600km の 1/6 しか移動していないのである。つまり、パターンを西に進行させるメカニズムがある。これがロスビー波である。黒潮流速に比して、ロスビー波の西への進行スピード速度はやや遅かったことから、流れが勝り東に移動したのである。もしも、流れとロスビー波の伝播が釣り合えば蛇行パターンは停在する。この状態が長期間維持された状態が黒潮の大蛇行である。このような状態は、蛇行パターンが正弦波ではなく、ソリトン（非線形孤立波）の形状をなした場合に実現する（これ以上は難しいので、ここで終わりにする）。

ABC 型分類	遠州灘沖から伊豆諸島周辺海域の流路	大蛇行／非大蛇行流路
A	八丈島の北を通過 136E 以東で 32N 以南まで蛇行 (蛇行流路が南端 139E 以東に位置する場合を含む)	典型的な大蛇行流路
C(大蛇行型)	八丈島の南を通過 蛇行流路の南端が 136E～139E で 32N 以南	非典型的な大蛇行流路
C(東偏大型)	八丈島の南を通過 蛇行流路の南端が 139E 以東で 32N 以南	非大蛇行離岸流路
C(中型)	八丈島の南を通過 蛇行流路の南端が 32N 以北	〃
B	八丈島の北を通過 流路の南端が 32N 以北かつ 33N 以南	非大蛇行接岸流路
D、N	八丈島の北を通過 流路の南端が 33N 以北	〃

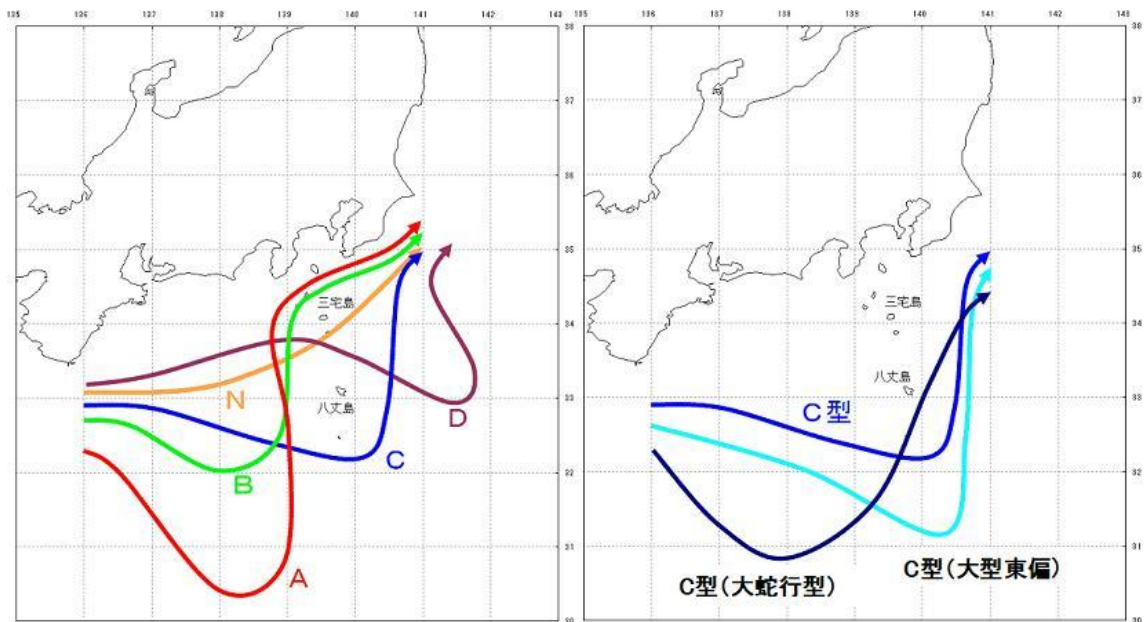


図 10 : 左図に注目 (黒潮の蛇行パターン)。A は長期間パターンが維持される典型的な大蛇行、それ以外は、パターンが刻々と変化する。変化の順序は、N→B→C→D。今回の実習では、B から C への遷移過程で観測を行った。

http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/KAIYO/qboc/exp/kuroshio_type.html
より引用。

黒潮の蛇行と似た関係にある偏西風の蛇行とその停滞については、

http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/gfd2012/05_QGPV_equation2012.ppt

を参照ください。何故、冬は、偏西風の蛇行の数が 3 つになるのか? など解説しています。

2.2 黒潮本流域での表層低塩分水

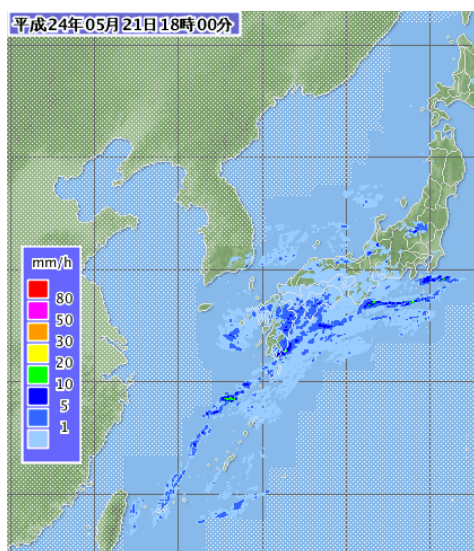


図11 2012年5月21日の雨量図(気象庁HP)

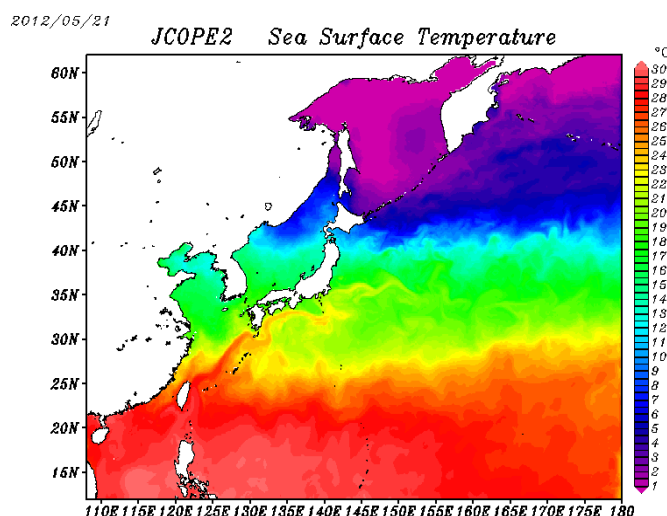


図12 2012年5月21日の海面水温(JCOPE)

これは、昨年のページで解説しています。

<http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/sy2012/Leg-B/KS/koji.html>

すごく降ったから低塩分化したとの説明が発表時に多かったですが、どれぐらいの雨が降れば観測事実に見合った低塩分化が起こるか考えてみましょう。

例えば、黒潮本流上ではそれ以外の海域と比べて 500mm の雨が余計に降ったと考えましょう。実際に、梅雨前線が日本のやや南に停滞しているとき、黒潮本流上では、1時間に 10mm の雨が降っています(図 11、12)。台湾付近から房総半島沖まで黒潮に沿って約 2000km、本流上で黒潮の水が一日に 100km 進むとすると、通過時間は約 20 日。20 日のうちに 2 日程度、本流上で 10mm/時間の雨が周辺よりも多く降れば、実現するものであり、トータル 500mm は現実的なものです。仮に低塩分化する表層の海水の厚みを海面から 100m としましょう。500mm (0.5m) の水が付加されるので、表層は 100.5m の厚みになり、100.5m までの深度に含まれる総塩分は変わりませんから、塩分は、

$$\text{房総沖の塩分} = \text{元の塩分(台湾付近)} \times 100/101$$

になります。仮に元の塩分が 35 であるとすれば、34.82 になります。どうでしょう。皆さんが観測した表層付近の低塩分化を量的にも説明できますよね。

黒潮続流域における大気海洋双方向作用の観測

— 中緯度海域における大気・海洋双方作用機構の解明を目指した観測研究 —

が進められています。東日本大震災で観測自体は中止になった航海、以下その報告書です。

http://ocg.aori.u-tokyo.ac.jp/member/eoka/cv/pdfs/KH-11-3_leg2_report.pdf

2.3 中層の低塩分水

これは、北太平洋中層水（塩分極小水）で、その起源は、オホーツク海、ベーリング海の水、アリューシャン列島沿いに流れる水の混合水です。オホーツク海やベーリング海など、閉鎖性が大きく、面積あたりの河川流入量が多い海では海水の塩分は低くなります。そのような水が流れてきているのが要因です。オホーツク海やベーリング海などの低塩分化した縁辺海は太平洋にはありますが、大西洋にはありません。そう、北大西洋には太平洋に見られる塩分極小水は見られないのです。

「閉鎖性が大きい、河川水流入が多い、高緯度に存在する」の3つを満たす海では、海氷が存在します。海氷は海水が凍ってできたもので、海氷にはほとんど塩分は含まれません。つまり、海氷ができるとき、流体の海水中には塩分が吐き出されるのです。高緯度の海では、海水の密度は水温ではなく塩分で決まりますので、吐き出された高い塩分を含む水は沈降します。できた固体の氷は、液体の海水よりも比重が小さいので海面に浮かびます。浮かんだ氷が融ければ、塩分を含まない水が海面に付加されることになり、海面付近の塩分は一層低塩分化します。つまり、海氷ができる海は、海氷の生成、融解の繰り返しで塩分成層（密度成層）が大きくなるメカニズムを含有していることになります。これも、液体よりも固体の比重が小さな「めずらしい」物質、「水」のなせる技なのです。水に覆われた地球はなんてすごいことが起こっているのだらうと思います。皆さんは、房総沖で中層に低塩分水を見つけましたが、それは、極寒の海とつながっているのです。

昨年の教員レポート：<http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/sy2012/Leg-B/KS/koji.html>

気象庁 HP：http://www.data.kishou.go.jp/shindan/sougou/html/col_2.1.2.html

安田一郎氏（日本海洋学会賞受賞記念論文）：

<http://kaiyo-gakkai.jp/jos/uminokenkyu/vol21/21-3/21-3-yasuda.pdf>

2.4 船舶搭載型多層式音響流速計（ADCP）

実習テキストでは、ADCP の流速データ図を配布すると書かれてありましたが、配布しませんでした。一見して、おかしいと思ったからです。神鷹丸には2種類の ADCP が搭載されています。1つは米国の RDI 社の ADCP で、もう1つは日本の FURUNO の ADCP です。CTD オペレーションを行った PC の右横にある PC が RDI 社の ADCP をコントロールしていた PC で、左上にあったモニタの右下にあった 10m, 50m, 100m の流速をロットで示していたのが FURUNO の ADCP データです。

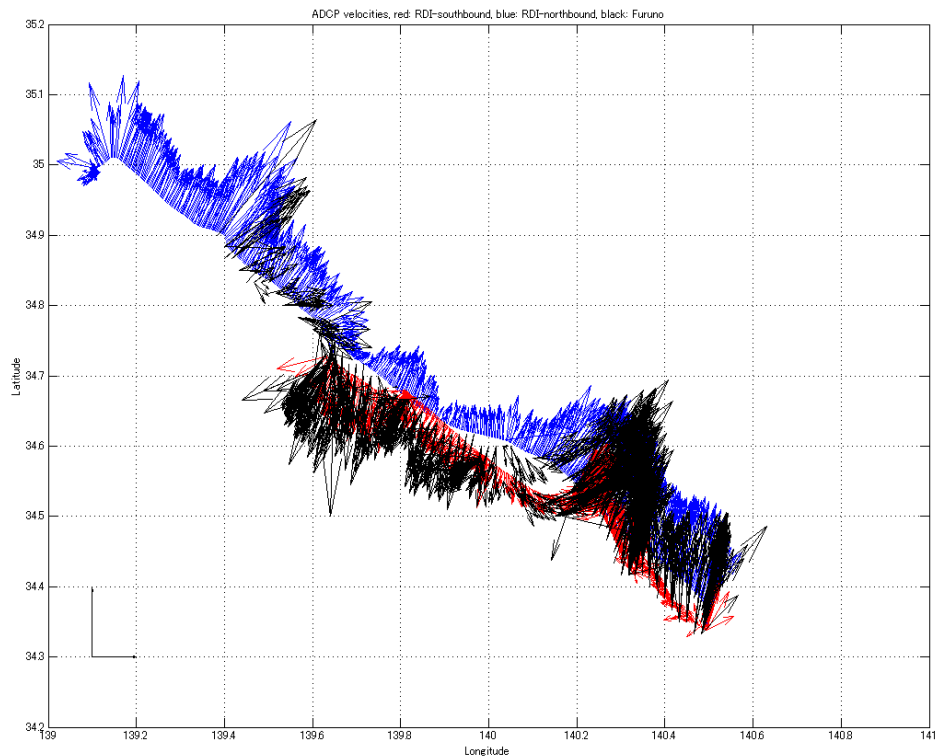


図 13:ADCP 観測による流速ベクトル。左下隅にあるベクトルが東西流速、南北流速 1m/s。
赤が南下時に RDI 社の ADCP によって観測された流速、青が北上時に RDI 社の ADCP
によって観測された流速、黒が FURUNO の ADCP の流速

まず、RDI 社の ADCP、往路（赤）と復路（青）で流れが大きく異なっている（図 13）。27 日の夜から 28 日の昼までの間に、こんなに変化することはあり得ません。何か問題があるはずです。移動する船から音を出して、そのドップラーシフト量により流速を計算しますが、船から計測している流速とは、船の速度を含む流速です（正確には船の速度の符号を変えたもの）。観測値から船の速度を引いたものが、海水の流速になります。船の速度を正確にモニタしていないと、正しい流速は計測できません。また、船から出す音の方向は、地理学的に固定されているのではなく、船に固定されています。船の船首方向(Heading)の方位を正確にモニタしておく必要があるのです。今回の問題点は、この Heading のモニタに間違いがあったのではと考えています。調べた結果、船首方向(Heading)として使うべきものを、船の移動方向に置き換えれば、図 13 のような流れ（赤、青）の流れになります。からくりは以下の図 14 のとおりです。

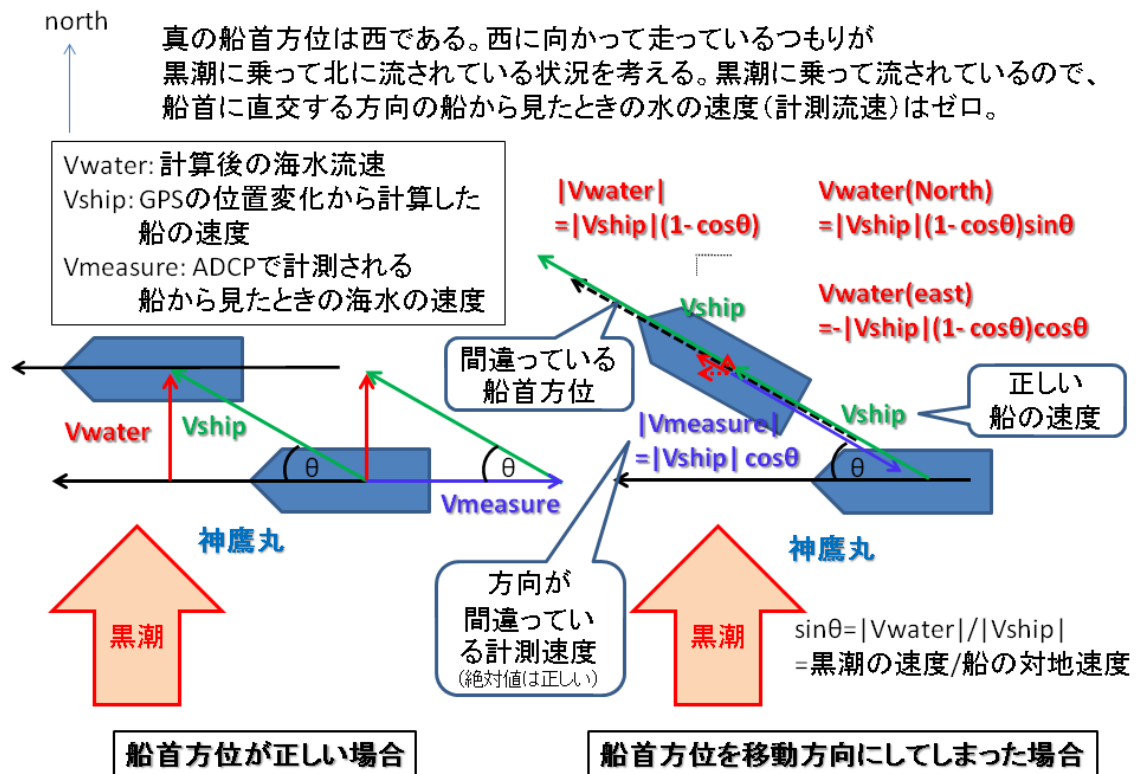


図 14：神鷹丸搭載の RDI 社 ADCP 流速データの誤差要因。船首方向を船の移動方向（船の対地速度の方向）にしてしまうと疑似的な流れが生じる。

図 14 右のように、神鷹丸が北向きに 3 ノット(V_{water})で流れる黒潮の中を 8 ノットの対地速度 (V_{ship}) で航走しているとすると、

$$\sin \theta = 3/8 \rightarrow \theta \sim 14.5 \text{ 度}$$

疑似的に生まれる北向き速度は、0.22 ノット [11.26 cm/s]

疑似的に生まれる東向き速度は、-0.54 ノット（西向きに 0.54 ノット [27.84 cm/s]

神鷹丸が北向きに 3 ノット(V_{water})で流れる黒潮の中でエンジンを止めて、黒潮に流されているだけの場合（対水速度がゼロの場合）。対地速度 (V_{ship}) は V_{water} になる。このとき、

$$\theta = 0 \text{ 度}$$

疑似的に生まれる北向き速度は、 $V_{water} = 3$ ノット [154.33 cm/s]

疑似的に生まれる東向き速度は、0 ノット [0 cm/s]

この問題に対する対処方針は、ジャイロコンパスによりモニタされている Heading データを用いればよいということになります。謝罪しなければなりません、これを用いた正確

な流速計算はしておりません。ADCP の音響データと独立したデータである場合、その時間的整合性を図り、マニュアル（プログラムを書いて）で計算しなければならないからで、膨大な時間が必要になるからです。観測前セッティングしていれば、きちんとなるものであり、準備不足です。申し訳ないというしかありません。JAMSTEC の「みらい」に搭載されている ADCP については、究極まで精度を追い詰めたシステムを作ってきました。興味がある人は以下のサイトで。

http://www.godac.jamstec.go.jp/catalog/data/doc_catalog/media/shiken43_01.pdf

http://www.godac.jamstec.go.jp/catalog/data/doc_catalog/media/shiken49_04.pdf

その他、船首方向に対して正確に ADCP を船底に取り付けたいところですが、これがずれているとエラーが生まれます。その他、船舶搭載 ADCP にまつわる基本的な事項については、海洋観測指針をご覧ください。海洋観測指針ファイルは、

http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/sy2013/obs_textbook.zip

にあります。パスワードが必要です。パスワードは 9 号館に掲示している紙の右下にあります。もしくは、島田まで Email 等で聞いてください。

ZIP を解凍すると、以下の 3 つのファイルができますが、PDF ファイルを開くのにパスワードが必要です。

○海洋観測指針（第 1 部）.pdf

○海洋観測指針（第 2 部）.pdf

○CTD 塩分の補正.pdf

そのうち、「海洋観測指針（第 1 部）.pdf」の付録 C に船舶搭載 ADCP のことが書かれています。

船舶観測が、

「海洋観測指針（第 1 部）.pdf」、

船舶以外の観測が「海洋観測指針（第 2 部）.pdf」、

CTD 塩分を採水塩分で補正する方法が、「CTD 塩分の補正.pdf」

になります。

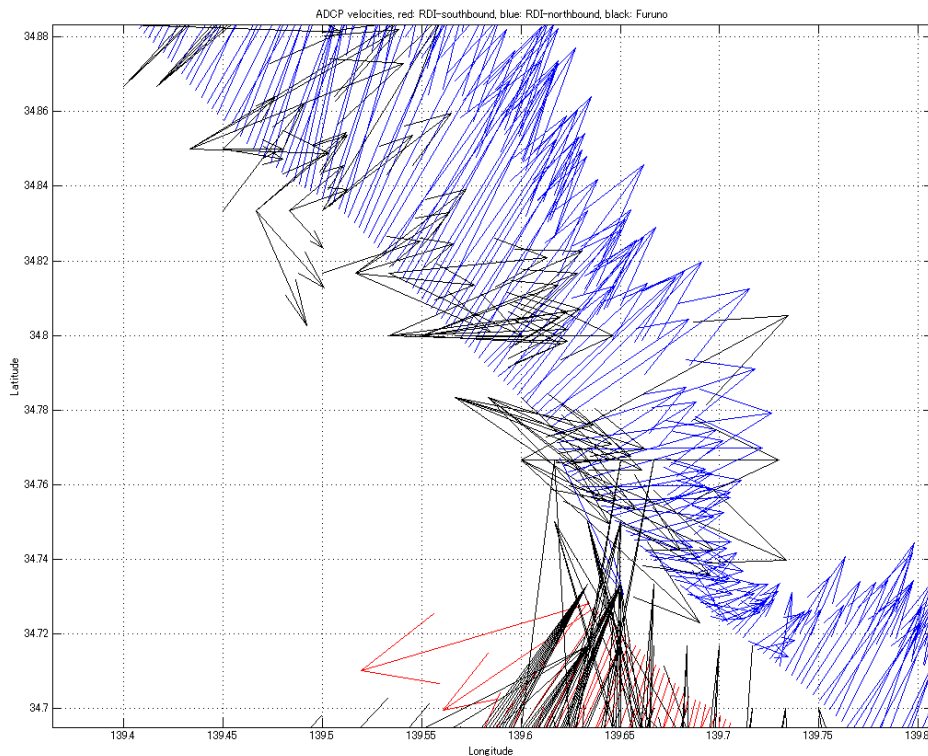


図 15：神鷹丸搭載の FURUNO ADCP 流速データ「黒ベクトル」(拡大)

FURUNO の ADCP データは、おおそはリーズナブルですが、良く見ると、流れのベクトルがネズミの髭のように散乱しています(図 15)。FURUNO の場合、船首方位(Heading)としてジャイロコンパスのデータが入力されていると思われます (OK)。ベクトルの始点に注目ください。特定の位置に離散的に分布していることが分かります。FURUNO の ADCP データは位置について経度、緯度ともに 1 分の分解能になっていました。つまり約 1 マイルの分解能です。分解能の悪い位置データ～算出した船速を用いたため、流速ベクトルの旋回が見られたものと推察しています。

<余談>

Leg-A のレポートを読むと、ADCP 流速について地衡流計算した流速と比較して考察しているものがありました。50m、100mの深さでは両者は合うのに、10mでは合わないということが書かれていました。船は高速で航行しており、船底の深さは 5m ほどです。その下 5m のところが 10m 深であり、船底の境界層の中に入ってしまう。船が止まっているときには良いですが、動いて入れば、境界層の流れを拾ってしまうことになります。地衡流とは、コリオリ項と圧力傾度項以外の項が無視できる条件で使えるものです。10m 深では、摩擦項の影響が大きく無視できません。これが、地衡流と ADCP が合わない理由です。

3. 最後に

今回の実習全体を 1 枚の図で振り返ってみましょう。観測が行える好天が少ないレグでした。観測ポイントの設定もかなり制限を受ける状況下の観測になりました。しかし、最高の観測ができたと考えています。海が見せてくれる様々な様相が、観測開始から 1 日間で実施できる海域で捉えられたからです。私自身は 25 日の夜、海に向うからには、何かを持って帰るつもりで海洋の動態のイメージを描きながら考えていました。そして、このような観測ができるのではと、ワクワクしていました。但し、面白い海の状態は、初日、2 日目までしか持続しない。また、天気も 2 日目までしか持たない。つまり、初日から徹夜でやるしかないという計画になったのです。そして、HP で、乗船前には良く寝るようにと書いたわけです。

私が本学に着任した年の実習では、3 日目まで東京湾から出れず、実習で得たデータを使っ
ての課業はできない実習でした。その時は、かつて得られた世界の大洋のデータを持ち込
んでいて、各班で好きな大洋を選んで、それを題材に課業を行いました。観測に出れない
もどかしさ、その状況で何をやるかも含めて、観測かなと思います。

私が、君たちに伝えたかったことは、同じ様相を見せることがない、一期一会の海とどう
向き合うかでした。海洋観測論の最後 1 枚のパワーポイントに書いてあったことです。

<http://fram.minato.s.kaiyodai.ac.jp/koji/obs2012/obs2012.ppt>

観測とは、乗船中だけではなく、計画段階、そして観測後の解析、成果をまとめる一連の
行動です。計画を練るため、結果を読み解くには、興味と基礎力が必要です。今、多くの
ことが吸収でき、好奇心も旺盛な年頃だと思います。観測を知ってもらうには、板書やパ
ワーポイントで伝えられるものではなく、一期一会の現場でしかできないと思っています。
同じ実習はもう 2 度とありません。皆さんにとって今回の実習はどうだったでしょうか？
内なる楽しさ、興味が湧いてきた実習であつたら、担当教員としてうれしい限りです。

2013 年 6 月 5 日

島田浩二