

# NOAA 赤外画像を用いた三陸沖表層流速の推定

福渡 淳一\*・張 旭紅\*\*・田中 仁\*\*\*・首藤 伸夫\*\*\*\*

## 1. はじめに

入り組んだりアス式海岸に存在する一つの湾である志津川湾の海水交換に大きな影響を及ぼす要因として、風、潮汐及び外海の流れなどが挙げられる事は既往の研究から分かっている(長尾ら, 1992)。このうち、湾口に近づき、あるいは遠ざかる海流の効果をj知るためには、外海で海流がどのような状況にあるかを知る必要がある。しかしながら、三陸沖には親潮、黒潮、津軽暖流が混在し、その流況は複雑であって、これを推定することは容易ではない。本研究では、東北画像データベース (TIDAS) が提供している衛星 NOAA の赤外画像を用いて、三陸沖の海面流速の推定を試みる。

東北大学理学部では、米国の海洋大気局が運営している地球観測衛星 NOAA の画像を常時受信しており、その解析結果を東北地方の画像を中心とした東北画像データベース (TIDAS) として無料で一般に提供している。

## 2. 表層流速の推定

### 2.1 計算地点及び方法、データについて

計算した流速流向は、宮城県水産試験場による実測値と比較する。図-1 に計算を行う点(この点は宮城水試の実測地点と一致する)を図示する。宮城水試ではこれらの点において、水深 5 m での流向流速の瞬間値、及び水深 400 m までの水温、塩分度の鉛直分布を測定している。

衛星データは TIDAS により提供されている NOAA/AVHRR の赤外データを用いる。AVHRR の解像度は約 1.1 km である。

流速の計算には相関法を用いる。また、地衡流の計算を行い、この海域における地衡流の評価を行う。

### 2.2 相関法による推定

相関法は一種の特徴追跡法であり、海面温度分布パターンの移動から海表面の移動を求めようというものである(例えば、Tokmakian et al., 1990)。日本周辺海域で

は、坂井、水鳥 (1992) などにより、その有効性が実証されている。

この方法では、連続した 2 枚の赤外画像を用いる。TIDAS の場合は 24 時間間隔となる。最初の画像内に、任意の大きさの領域を任意の場所に設定する (パターンタイル)。このパターンタイルと温度勾配が似ている領域を 2 枚目の画像上の、パターンタイルと一致した領域を含むより大きな領域 (サーチタイル) の中から探し出す。このとき、指標としては相関係数を用いる。二つの領域 (パターンタイルとサーチタイル) の間の相関係数は次の式で表される。

$$r(k, 1) = \frac{\sum_i \sum_j \{s(i+k, j+1) - \eta_s(k, 1)\} \{p(i, j) - \eta_p\}}{[\sum_i \sum_j \{s(i+k, j+1) - \eta_s(k, 1)\}^2 \sum_i \sum_j \{p(i, j) - \eta_p\}^2]^{1/2}} \dots\dots\dots (1)$$

上式において、 $p$  はパターンタイルの画素値、 $s$  はサーチタイル上においてパターンタイルと同じ大きさの領域の中の画素値、また  $\eta$  は各タイルの画素値の平均値である。この計算をサーチタイル内で考えられるあらゆる領域について行い、もっとも相関係数の高かった領域をパターンタイルの変位先とする。領域の変位と時間間隔から流向流速が計算される。

図-2(a), (b) の実線はパターンタイルの大きさと

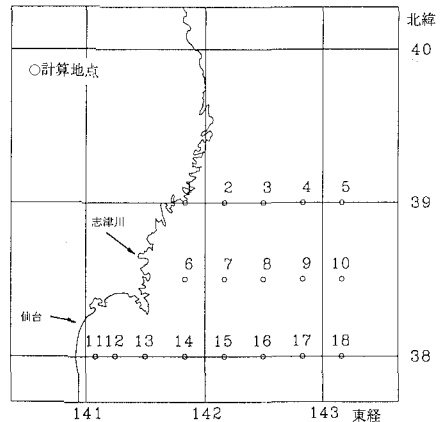


図-1 宮城県水産試験場実測地点及び計算地点

\* 学生会員 東北大学大学院  
\*\* 正会員 工博 (株)東北開発コンサルタント  
\*\*\* 正会員 工博 東北大学助教授 工学部土木工学科  
\*\*\*\* 正会員 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター

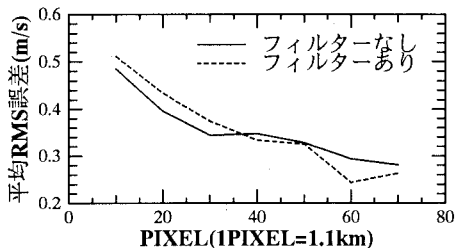


図-2(a) パターンタイルの大きさと RMS 誤差の関係

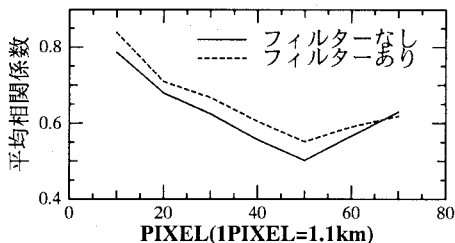


図-2(b) パターンタイルの大きさと相関係数の関係

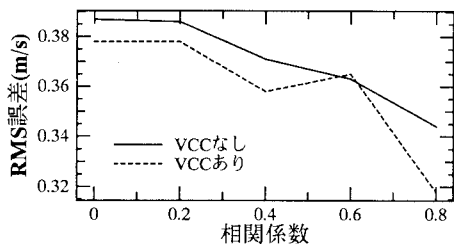


図-3 相関係数と RMS 誤差

RMS 誤差、及び相関係数の値との関係を示す。ただし、RMS 誤差は次式で定義される。

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \{ \sum (U_M - U_C)^2 + \sum (V_M - V_C)^2 \} \dots (2)}$$

添字の  $M$  と  $C$  は、それぞれ相関法の計算値、実測値であることを示す。

図からも分かるように、パターンタイルが大きいほど相関係数は小さくなるが、誤差は小さくなる。パターンタイルが小さいと偶然的にパターンタイルと似た領域がサーチタイルの中に出来るため、相関係数は大きくなるが、誤差は大きなものとなる。しかし、逆にパターンタイルが大きくなると誤差は小さくなるが、タイル内に雲が含まれることが多くなるので計算できなくなる事がある。そのうえ、対象とした海域では海水の動きのスケールは比較的小さいと予想される事から、流速を求めるとい意味では大きなパターンタイルは適さないと思われる。したがって以後の計算では、33 km (30 Pixel) 四方のタイルを用いることにする。また、沿岸部ではパター

ンタイルが陸地にかからないように、さらにタイルを小さくする必要がある。図-2(a), (b)において点線は移動平均によるフィルターをかけた場合の結果である。これはタイル内の細かい温度変化を消すことにより海面上の代表的な温度分布の変位を追跡するための処理であるが、フィルターなしの場合と比べて RMS 誤差はそれほど変わらず、この処理による結果の改善はあまり望めないようである。また、相関係数は向上しているが、これは細かな変化がある程度除去されたためと思われる。

さて、相関法とはあくまでも数学的なもので、その結果に物理的な意味は含まれていない。したがって、ここでは計算結果に対するチェックを行うことにする。チェックの方法として VCC (Vector Consistency Check) などが提案されている (例えば、Tokmakian et al., 1990)。VCC について説明する。いま、ある位置 (A 点とする) の変位先を相関法によって計算するとき、その周囲の数点についても同様に変位を計算する。このとき、A 点の変位の  $x$ ,  $y$  成分がそれぞれ、計算した全点の変位の各成分の標準偏差の範囲内に入っているかどうかをチェックする。つまり、A 点とその周りの点と同じような動きをするかどうかをチェックするのである。もし、そうでないとすると A 点だけが回りと違う動きをすることになり不自然である。そこでこの場合は、周囲の点の平均変位の回りに新しく A 点の変位先を探すことになる。VCC を用いた時、結果がどれほど改善されたかを図-3 に示す。僅かではあるが結果の改善がなされたようである。しかし、全体として誤差は 0.3 m/s 以上と大きな値が残った。

図-4 は計算結果の結果の一例で、1993 年 7 月 7 日～8 日における、相関法による計算流速(太い矢印)、実測流速(細い矢印)、及び海表面の等水温線である。この図からも分かるように実測値と計算値のズレは、かなり大きかった。

誤差の原因として

- (i) 相関法に使った 2 画面の時間間隔が 24 時間と大きい。
- (ii) 実測完了に 2, 3 日かかるため、計算値と実測値との時間的対応が十分でない。
- (iii) 親潮、黒潮続流、津軽暖流などの混在によって生じる、パターンタイルよりスケールの小さな運動の存在。

などが挙げられる。また、画像全体について晴れているケースは全体のほぼ 3 分の 1 程度で、連続して 2 日晴れているケースはさらに少ない。このことも相関法を適用する上で大きな問題であろう。

### 2.3 地衡流の計算

単一 NOAA/AVHRR 画像に対して黒潮表層流速を

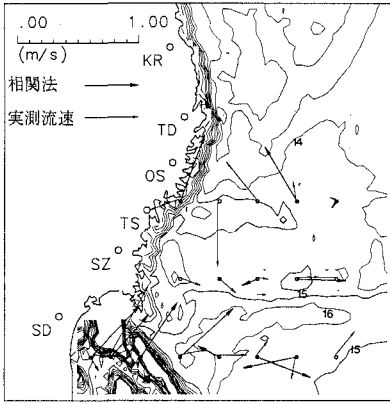


図-4 相関法の計算例 (1993年7月7日~8日)

推定する方法は香西, 土屋 (1990) によって用いられている。

ここでは, 地衡流の計算をするほかに, 仙台管区気象台の風向風速データを用いて吹送流についても概算する。両者とも海の流れの一因子であるが, 一般的にはかなり卓越した成分であると思われる。しかし, 前にも述べたように三陸沖海域の流れは複雑であり, どのような因子が海の流れに支配的かはわからない。そこでここで

は, 三陸沖におけるこれらの因子の役割を知ると言う意味も含めて, 地衡流, 吹送流の計算を行うことにする。

海水の密度は, その塩分度と水温によってほぼ決まる。図-5に, 93年7月の宮城水試による水温, 塩分度,  $\sigma_t$  の測定結果の鉛直分布を示す。ステーションナンバーは図-1のST.と一致している。ここで,  $\sigma_t$  とは海水の密度から  $1.000 \text{ gr/cm}^3$  (淡水の密度) を引き,  $1,000$  倍したものである。これらの図から分かることは,  $\sigma_t$  の変化は水深  $100 \text{ m}$  までが顕著で, それより深い部分ではほぼ一定になっている。つまり, この海域における地衡流は水深  $100 \text{ m}$  までの温度分布に大きく影響されることが予想される。

地衡流は, コリオリ係数とジオポテンシャルアノマリー (GPA) とから計算できる。GPA とは力学的な高さのようなものを表す物理量である。海水の温度が高かったり塩分度が低かったりした場合, 海水の密度は小さくなり, その分だけ力学的に高くなる。この時高いところから低いところへと水を流そうとする力が圧力傾度力である。GPA は温度と塩分度の関数であるが, これを求めるためには, 宮城水試が月一回, 宮城沖  $18$  点で行っている水温, 塩分の垂直分布測定値を利用する。この測定値から GPA を計算し, 月ごとに GPA と海面水温との相関

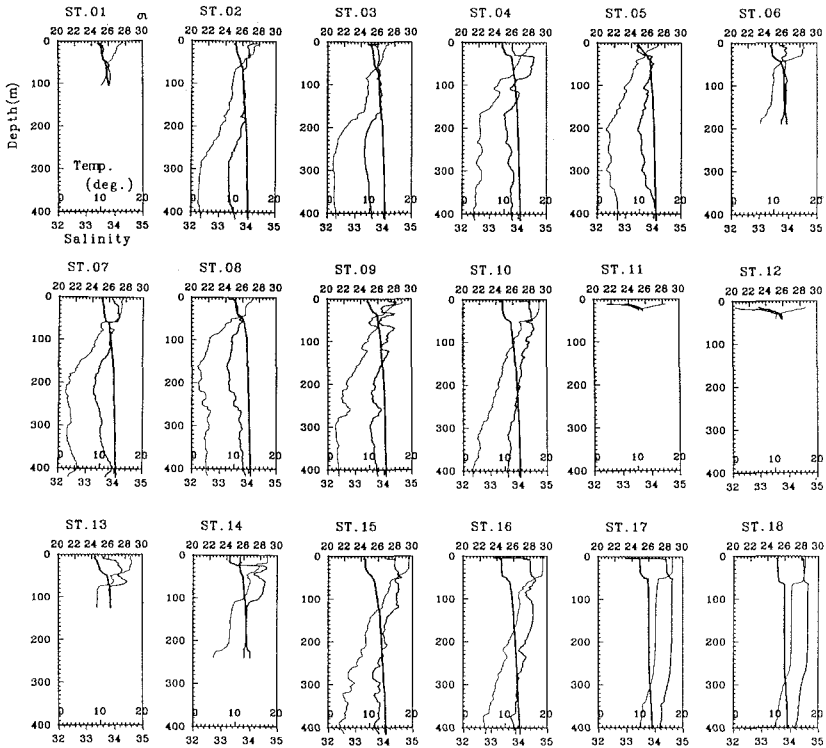


図-5 水温, 塩分度,  $\sigma_t$  の鉛直分布 (93年7月)

(—水温 (°C), —塩分度, — $\sigma_t$ )

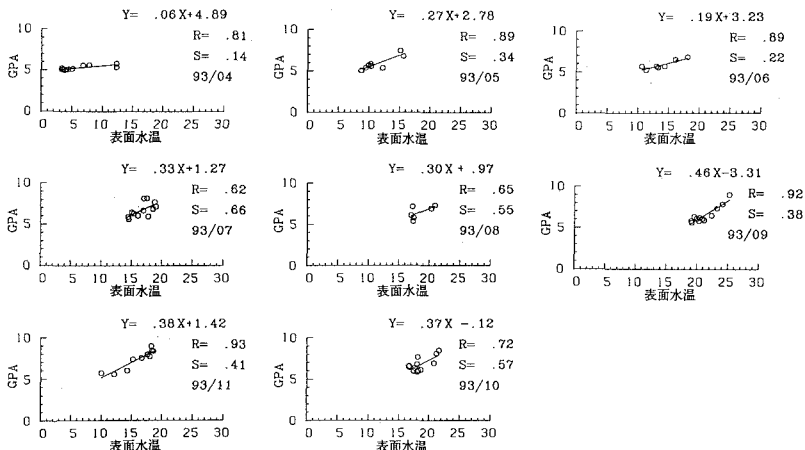


図-6 海表面水温と GPA の関係

関係を求めておき、これを用いて海表面水温から GPA を推定することとする。例として、1993年4月から1993年11月までの海表面水温と GPA の関係を図-6に示す。図中の1次式は直線回帰式、 $R$ は相関係数、 $S$ は GPA の分散を表す。両者は比較的相関が良く、海表面温度からの GPA の推定はかなり信頼度が高いと思われる。TIDAS 赤外データから決まる海表面温度を使うと、この相関関係から GPA の水平分布が画像全体について推定され、地衡流が計算される。

地衡流の運動方程式は以下のようになる。

$$\left. \begin{aligned} -fV_g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial x} \\ fU_g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial y} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

上式において、 $f$ はコリオリ係数、 $U_g, V_g$ は地衡流の  $x, y$  方向成分、 $P$ は圧力、 $\rho$ は密度、また  $\alpha$ は比容と呼ばれ密度の逆数である。等圧面座標系では、上の2式は以下のように変形される。

$$\left. \begin{aligned} V_g &= \frac{1}{f} \frac{\partial(GPA)}{\partial x} \\ U_g &= -\frac{1}{f} \frac{\partial(GPA)}{\partial y} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

GPA は次式で表される。

$$GPA = -\int_{p_1}^{p_2} [\alpha(S, T, P) - \alpha(35, 0, P)] dP \dots (5)$$

$S, T, P$ はそれぞれ塩分度、温度、圧力を表す。前述したように、GPA は海表面温度から推定する。

$$GPA = A \times T_{SST} + B \dots\dots\dots (6)$$

$T_{SST}$ は海面水温、 $A, B$ は回帰係数である。地衡流計算における差分格子を図-7に示す。

流速を計算したい点の東西南北における水温を、それぞれ9個の画素上の水温を平均することによって求め

る。これらを  $T_e, T_w, T_s, T_n$  とする。

地衡流の方程式と GPA と海表面温度の関係より、地衡流は次式で求められる事となる。

$$\left. \begin{aligned} V_g &= \frac{A(T_e - T_w)}{f \Delta x} \\ U_g &= -\frac{A(T_n - T_s)}{f \Delta y} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

ただし、 $A$ は(6)式における定数である。

一方、仙台管区気象台による宮城県沿岸の風向風速データを用いて吹送流を概算する。吹送流は風の水平速度の鉛直傾度によって生じるずれの応力とコリオリの力が釣り合っている流れである。Ekman の吹送流の理論により吹送流の大きさは風速の3.5パーセント、流向は風向より時計回りに45度ずれるものとする。

図-8は1993年7月8日の地衡流(海面上の太い矢印)、吹送流(陸上枠内の矢印)の図である。ただし、海面上の細い矢印は実測値である。東西方向に伸びた3つの定測線のうち、中央の測線での地衡流速と実測流速が同じオーダーであり、方向も概ね一致していることから、この辺りでは地衡流バランスが成り立っていると言える。しかし、その他の部分では誤差が大きく、他の要因

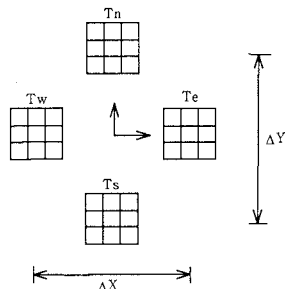


図-7 地衡流計算における差分格子

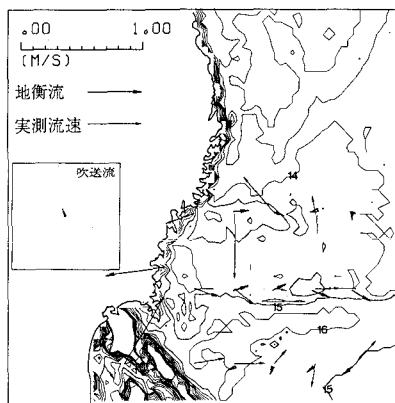


図-8 地衡流の計算例 (1993年7月8日)

も考えなくてはならないようである。また、計算した吹送流は、地衡流と比べてかなり小さく、今回の計算では無視できる大きさであった。この計算に使用した風向風速データは陸上におけるものであり、風速はほぼ1.0~2.0 m/s程度の大きさであった。しかし、海上では陸上よりかなり強い風が吹いていると思われるから、吹送流も実際にはここでの計算値より大きかったものと推定される。

### 3. おわりに

地球観測衛星 NOAA の赤外画像を用いた相関法、または地衡流計算による海面流速の推定法を三陸沖に適用することを試みた。以下にその結果をまとめる。

相関法と地衡流計算による推定流速は、大きさとして

はオーダー的に実測値と近い値が得られるが、流向が大きく異なる場合が多かった。実測値の方にも、定測線上的実測を開始して終了するまでに長時間経過するという問題があり、NOAA 画像との対応をどう考えれば良いのかの判定が難しい。実測値の持つ性格を考慮にいたれた比較法が必要となる。

全体として大きな誤差が残ることになったが、推定精度を上げていくためには、比較対象とすべき資料や測定値の精度を如何に改善するかが最大の問題である。

**謝辞:** 本研究を進めるに当たり、宮城県水産試験場より貴重なデータを提供していただいた。また、本論分の公表に当たり、小川記念基金の補助を受けた。ここに記して感謝する。

### 参考文献

- 久保田雅久, 城田雅庸 (1993): 熱赤外画像からの海面流速算出法, 海の研究, Vol. 2, No. 3, pp. 169-187.
- 香西克俊, 土屋 清 (1990): 単一 NOAA AVHRR 画像による黒潮表層流速の推算, 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 10, No. 3, pp. 13 (325)-23 (335).
- 坂井伸一, 水島雅文 (1992): NOAA/AVHRR データによる広域流動推定手法の適用性, 海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 925-929.
- 長尾正之, 橋元信裕, 今村文彦, 首藤伸夫 (1992): 衛星データを用いた湾内海水交換予測の可能性について, 海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 921-924.
- 柳 哲夫 (1989): 沿岸海洋学, 恒星社厚生閣, 154 p.
- Tokmakian, R., Strub, T. P., McClean-Padman (1990): Evaluation of the Maximum Cross-Correlation Method of Estimating Sea Surface from Sequential Satellite Images, J. Atm. Ocean. Tech., Vol. 7, pp. 852-865.