

海洋情報部研究報告

第 42 号

2006 年

平 成 18 年 3 月

海 上 保 安 庁

Inquiries about this publication may be addressed to :
Ocean Research Laboratory,
Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard,
5-3-1 Tsukiji, Chuo-ku, Tokyo, 104-0045 Japan
E-mail : [kenkyu @ jodc.go.jp](mailto:kenkyu@jodc.go.jp)
Older issues : [http : //www 1.kaiho.mlit.go.jp/](http://www1.kaiho.mlit.go.jp/)

総 説

GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測[†]

～海上保安庁の取り組み（レビュー）～

藤田雅之*

GPS/Acoustic seafloor geodetic observation

—Progress by the Japan Coast Guard (review)—

Masayuki FUJITA*

Abstract

Progress in the GPS/Acoustic seafloor geodetic observation carried out by the Japan Coast Guard during the 5-year period since 2000 is reviewed, especially focusing on the development of data analysis methods and their results. A precision better than several centimeters has been attained in the seafloor station positioning through tremendous efforts for improving accuracy of component techniques both in software and hardware. A couple of remarkable results have been presented: an intraplate crustal velocity off Miyagi Prefecture caused by the subduction of the Pacific plate and co-seismic displacements associated with large earthquakes having occurred along the Nankai Trough in 2004 and off Miyagi in 2005. Further issues to be tackled in the future are summarized.

1 はじめに

GPS 測位と音響測距を組み合わせることによる海底地殻変動観測のアイデアは、スクリップス海洋研究所 Spiess 教授による論文 (Spiess, 1985) にさかのぼる。彼らのグループは、1994 年から、この技術を用いて Juan de Fuca 海嶺付近で観測を開始し、海底におけるプレート運動を検出したという結果を報告した (Spiess and Hildebrand, 1995; Spiess et al., 1998)。これが、プレリミナリーながらも、実際に海底で捉えられた変動が報告された世界最初の事例であるといつてよい。

海上保安庁では、2000 年より GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測を開始し、以来約 5 年が経過した (浅田・矢吹, 2000, 2001; Fu-

jita, 2003; Mochizuki et al., 2003, 2005 a; Fujita et al., 2006)。2000 年以前が機器開発への格闘期であったとすれば、実際に海底基準点を設置し、観測データを取得しはじめた 2000 年以降は、観測運用とデータ解析手法の開発から初期成果導出に至る 5 年間であったと総括することができよう。

音響測距技術を中心とした海底地殻変動観測の歴史及び海上保安庁における GPS/音響測距技術の機器開発の経緯については、矢吹 (2002) に詳しくレビューされている。本稿では、それとの重複は最小限に留め、2000 年以降の約 5 年間における海上保安庁の取り組みについて、データ解析手法の開発及び観測成果に重点を置きつつ、最新

[†]Received December 15, 2005; Accepted February 21, 2006

* 航法側地室 Geodesy and Geophysics Office

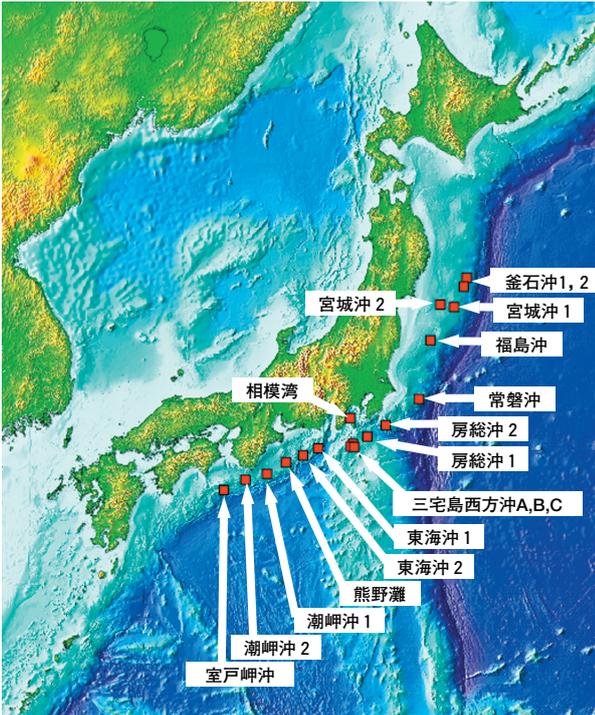


Fig. 1 Distribution of seafloor reference points installed by the Japan Coast Guard.

の動向までをまとめる。なお、これらの取り組みは、東京大学生産技術研究所との技術協力の下に行ってきたことを付記する。

2 海底基準点の展開

海上保安庁では、科学技術庁（当時）の科学技術振興調整費「南海トラフにおける海溝型巨大地震災害軽減のための地震発生機構のモデル化・観測システムの高度化に関する総合研究（平成8年度～12年度）」によって、GPS/音響結合方式の測定装置の開発を行った（矢吹，2002）。2000年2月、この研究の結果として、南海トラフに近い熊野灘の水深2000mの海底に、4台一組の音響トランスポンダーを設置し、これがその後運用されている海上保安庁の海底基準点第1号となる（浅田・矢吹，2000）。

それ以降平成16年（2004年）度までに、主に太平洋側の海溝沿い陸側に海底基準点を展開してきた。Fig.1に、海上保安庁が現在までに展開した海底基準点を示す。

これらのうち、「三宅島西方沖」海底基準点は、2000年6月に始まった三宅島の火山活動を

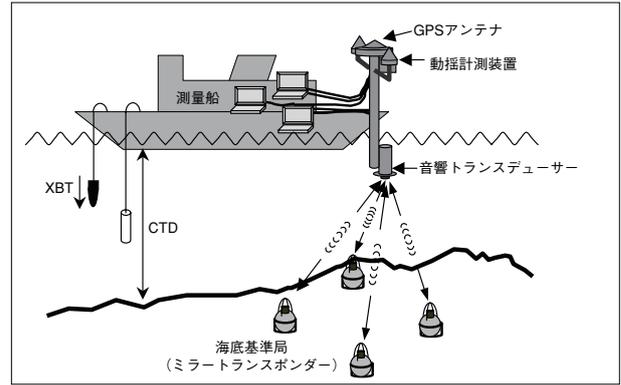


Fig. 2 Schematic picture of the GPS/Acoustic seafloor geodetic observation system.

を受けて設置したものである。三宅島の噴火後、マグマが海底を神津島方向へ移動しているという研究結果が出されたことから（酒井・他，2001），これを監視するための海底測地の重要性がクローズアップされた。このような経緯の中、海上保安庁では、三宅島と神津島の間3箇所に海底基準点を設置することとなった。

それ以外の海溝沿い陸側に配置されている基準点は、地震調査研究推進本部による「基盤的調査観測計画」に基づいて設置している（地震調査研究推進本部，2001）。この計画の中で、海上保安庁は、「海溝沿い陸側に100km間隔で海底基準点を整備」することが求められた。これは、海溝沿いで発生するプレート間巨大地震の発生メカニズムを明らかにするためには、陸域のみならず、震源域により近い海底での地殻変動データが不可欠であるという認識に基づいている。本計画に従い、まず日本海溝沿いから基準点の展開を開始し、次に南海トラフ沿いにも拡げていった。

ただし、平成16年（2004年）度に設置された「宮城沖2」海底基準点は、文部科学省の「宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測」プロジェクトによるものであり（文部科学省研究開発局，2005），地震調査研究推進本部によって近い将来の大地震の発生確率が高いと評価されているこの海域において海溝軸直交方向の変動分布を捉えるため、既設の「宮城沖1」の陸側に配置された。

3 観測システムの概要と観測方法

観測システムの概念図を Fig. 2 に示す。このシステムは、海底に設置した3~4台の音響送受波装置（ミラートランスポンダー）と測量船の船尾に取り付けた約8mの支柱及びその上下に取り付けたGPSアンテナと音響トランスデューサ、支柱の方位と傾きを測定するための動揺計測装置からなる（畝見, 2004）。現在のシステムで使用している船舶は、約600トンの中型測量船「明洋」及び「海洋」である。

海上のGPS観測で取得するデータは、陸上の地殻変動監視のための基準点（淵之上・他, 2005）で取得しているものと同様、2周波の搬送波位相データである。ただし、キネマティック測位が目的であるため、高周波でサンプリング（通常2Hz）を行う。

海中の音響測距に用いる信号は、M系列と呼ばれるコード化した10kHzのパルス信号である。海底のミラートランスポンダーは、船上のトランスデューサから発信されたパルスを受信し、一定時間（約1秒）保った後、これをそのままの波形で返信する。これを再び船上のトランスデューサが受信し、発信波形と共に記録する。

上記以外にも、海中の音速度構造を把握するため、CTD, XCTDによる水温、塩分観測及びXBTによる水温観測を適宜行う。

なお、個々の観測機器については2000年以降も改良が重ねられており、具体的な機器の詳細及び変遷については、畝見（2004）、成田・他（2005）を参照されたい。

このシステムを用いた実海域における観測は、一つの海底基準点について数日間の観測を一まとまり（エポック）とし、これを繰り返すキャンペーン観測方式によっている。1回のキャンペーンにつき、1日あたり5~7時間の観測を、原則として3~4日以上行っている。観測時には、測量船が走行する際のノイズが音響測距の障害となるため、クラッチを切り離れた状態で波と風まかせの漂流観測を行う（畝見, 2004）。このように、観測中に測線のコントロールができないた

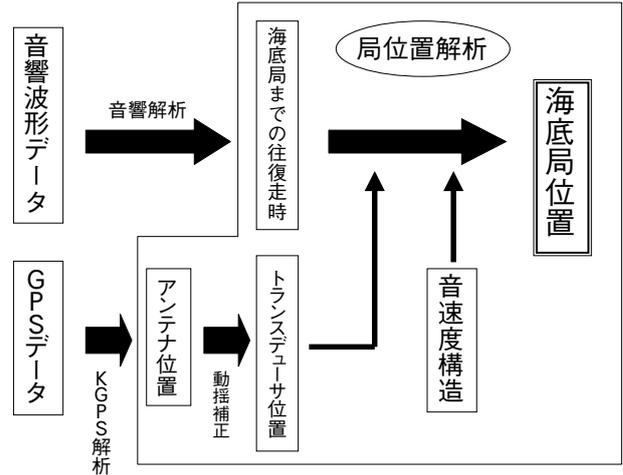


Fig. 3 Flow chart of data analysis.

め、1測線あたりの観測時間を20分程度（流れによっては最長60分程度まで）として、測線間で測量船を移動させることにより、できるだけバランスのよい測線配置を実現するよう配慮している。

4 データ解析手法

海底地殻変動観測のデータ解析は、大きく（1）船の位置を求めるキネマティックGPS（KGPS）解析、（2）船と海底局間の音波の往復走時を求める音響解析、（3）これら二つの結果を結合して海底局の位置を求める局位置解析の3つの段階に分けられる。解析の流れを Fig. 3 に示す。以下に、それぞれの手法について概説する。

（1）KGPS解析

海底地殻変動観測におけるKGPS解析では、多くの場合、近傍に位置の基準点を設けることができないため、長距離基線解析を高精度に行うことが課題となる。そのため海上保安庁では、NASA/GSFCのColombo博士が長距離基線解析用に開発したソフトウェアIT（for Interferometric Translocation: Colombo and Evans, 1998; Colombo et al., 2000）を導入した。ITでは、長距離基線での測位精度劣化の原因となる、電離層や大気の間不均質の影響による誤差を取り除くためのさまざまな工夫がなされている。

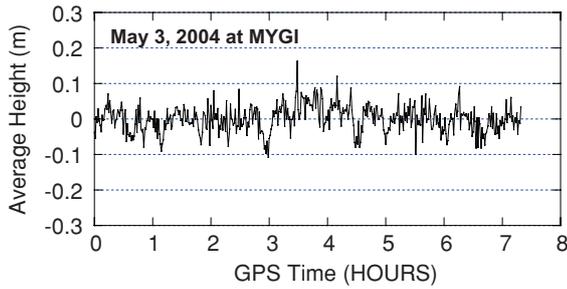


Fig. 4 Example of comparison between the GPS-determined sea surface height (1-minute average, tide corrected) and the geoid height for the purpose of estimating errors included in the kinematic result (Fujita et al., 2006).

しかしながら観測開始当初は、ITを用いてもなかなか良好な測位結果が得られない時期もあった。それが徐々に改善され、最近では安定した運用が可能となっているが、ここに至る主な改善要因として、(1) 結果を丹念に評価することにより多くの知見が蓄積し、これを観測計画や解析運用にフィードバックしていること、(2) 観測に用いる GPS アンテナの性能が、海陸共に向上したこと、(3) IT が多少改良されていること、などが挙げられる。

藤田・矢吹 (2003) は、得られた KGPS 測位解の信頼性を検証し、結果の取捨選択の判断に役立つため、測位解の簡単な評価手法を提案した。この方法は、測量船が海面に拘束されていることを利用して、測位解として得られた高さの長周期成分を海面の時間変化と比較することにより、測位解の精度を判断するものである。具体的には、高さの 1 分平均値に潮汐補正を加えた結果とジオイド高との差を求め、その時間変化を監視している。

現在この目的のため、海洋潮汐モデルとして Nao 99. Jb (Matsumoto et al., 2000) を、ジオイドモデルとして Fukuda (1990) を用いている。Fig. 4 に、「宮城沖 1」海底基準点における評価図の一例を示す。

この方法の問題点は、評価結果に、それぞれのモデル誤差に加え、潮汐・ジオイド以外の影響が含まれることである。前者のモデル誤差について

は、例えば沿岸域では相対的に両モデルの精度が劣化するし、後者の例としては、気圧の変化や黒潮等海流によるダイナミックハイトの影響等が挙げられる。しかし、これまでの運用では、少なくとも Fig. 4 に示した「宮城沖 1」等の沖合の観測点においては、この評価図が測位解信頼性の優れた判断基準となっている。

これらの測位解評価の知見の蓄積は、実海域での観測計画にもフィードバックされる。例えば、長基線 KGPS 解析精度は、短基線 KGPS 解析あるいはスタティック測位解析に比べて、観測衛星数の減少や DOP の劣化に対してかなり敏感であり、条件が悪くなると、測位評価すなわち測位精度が著しく悪化する。この観点から見ると、日本周辺では条件が不十分である時間帯が予想外に多いことがわかってきた。そこで、視認衛星の条件に鑑みて、測位観測の時間帯を考慮することで、よりよい解析条件を確保する努力を行っている。その結果、取得したデータの利用率は格段に上がり、安定した測位精度確保の実現につながっている。観測を行う上で、衛星の視認条件を考慮することは、原理的に当然のこととも言えるが、実際に観測計画に反映する上では、その根拠として、測位結果の定量的評価が必須である。

さらに、IT を用いて以下のようなさまざまな測位評価を行うことにより、より安定した測位精度の確保に役立てると共に、将来に向けた知見も蓄積している。

河合・他 (2005 a) は、陸上 GPS アンテナの機種の違いによる測位評価結果の違いに着目し、アンテナ機種として Choke Ring や Trimble Zephyr を用いた場合、旧タイプの Trimble Micro Centered を用いた場合に比べて明らかに評価結果がよいことを示した。ただし、この評価における船上の観測には Zephyr アンテナを用いているため、この測位精度の違いがアンテナ特性の善し悪しによるものか、アンテナの組み合わせによるものかが検討課題となっている。後者の場合、アンテナ位相中心の情報を考慮することにより、さらに測位精度が向上することが期待される。

河合・他(2006)は、基線長の異なる複数の陸上基準点データからのITによる測位解を比較した。その結果、基線長200 km~1500 kmでは、測位結果の善し悪しと基線長の間にはほとんど相関がない、言い換えれば、基線長1500 kmでも通常我々が利用している測位解に比べて遜色ない精度が得られることが示された。さらに、KGPSの1500 km解を、後述する海底局位置解析にも適用し、近傍の陸上基準点を用いた場合と同等の位置決定精度が得られることも確認した。これらのことから、将来例えば海溝軸を越えた海洋プレート上など、かなり沖合に海底基準点を設置した場合でも、KGPS解析に関しては、ITを用いることにより、現行精度の確保が十分可能であると期待される。

また河合・他(2005 b)は、GPS衛星の視界条件を改善するために、船上で最も視界条件のよいマスト上に設置したアンテナにより取得したデータを用いた測位評価を行い、船尾支柱上のアンテナを用いた場合に比べて、改善される場合が多いことを報告した。さらに松本・他(2006)は、マストアンテナで取得したデータによる測位解を、海底局位置決定へ適用した場合について検討し、予備的な結果を得ている。

(2) 音響解析

音響解析は、音響波形から音波の往復時間を決定するためのデータ解析であり、言い換えれば、送信波と受信波の立ち上がり時刻を正確に決定するという作業である。海中での音波の速度が約1.5 km/sであることを考えると、センチメートルレベルの測位精度を達成するために必要な読み取り時刻の決定精度は、少なくとも数 μ 秒以下と考えなければならない。

音響波形の立ち上がりを高精度に決定するためには、相互相関法と呼ばれる手法が用いられる(浅田・矢吹, 2001; 富山, 2003)。これは、M系列信号の特性を利用して行うものであり、数値的に作成した参照波形と送受信波形の相互相関をとり、波の立ち上がりを、相関波形(振幅が変動

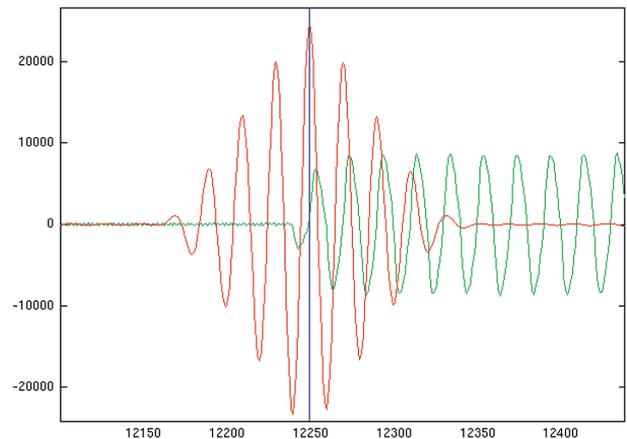


Fig. 5 Example of cross-correlogram for the transmitted acoustic signal (red) superimposed on the original waveform (green) (Toyama, 2003).

する正弦波)の最大振幅を与える「山」の位置として決定するという方法である。Fig. 5に、送信信号部分の相関解析例を示す。この方法の利点として、多少のバックグラウンドノイズの中からも立ち上がりを正確に同定できること、計算機で容易に読み取ることができること等が挙げられる。この方法を用いると、相関波形の1波長が100 μ 秒相当であることから、数 μ 秒の時刻決定精度は、原理的には十分に達成可能である。

ところが、実際の解析においては、観測波形がさまざまな要因により完全なM系列波形とはならないため、相関波形の最大振幅を与える「山」が相対的に不明瞭となり、原波形の立ち上がりとは整数波長分ずれた「山」を、音響解析ソフトウェアが誤って同定してしまう場合がある(富山, 2003)。そこでこれまでは、ソフトウェアによる立ち上がり同定の後に、解析者が一つ一つの波形データについて原波形との照合を行い、ソフトウェアが誤った「山」を選択していないかを確認する作業を行ってきた。しかし最近では、同定すべき「山」の判断基準の検討に加え、音波の送波器である船上トランスデューサの更新(成田・他, 2005; Mochizuki et al., 2005 a)による送信波形の改良等も相まって、ソフトウェアによる立ち上がり決定の誤謬率がかなり低下しており、計算機のみによる自動運用も視野に入ってきたところである。

他方で、音響解析結果の精度に関連して、ハードウェアの構造からみた原理的問題も残っている。我々の観測目的にとって、音響トランスデューサは「点音源」であることが理想であるが、実際には形状及び発信メカニズムに依存する有限の波源特性をもっている。具体的には、測距信号の出入射角度に応じて送受信レスポンス（位相応答）に差が生じ、それが測距誤差となりうる。

Mochizuki et al. (2005 b) は、このような観点から水槽実験を実施し、トランスデューサの位相特性および位相中心を把握すると共に、それらが局位置決定に与える影響を調べた。その結果、こうした位相特性の考慮の有無は、決定局位置、特に高さにバイアスとしては現れるものの、同一のシステム構成で観測を行う限り、その時間変化（地殻変動）の把握にはあまり影響しないことを示した。しかし、例えば船上トランスデューサあるいは海底局が更新された場合等に備え、観測の連続性を維持していく上で、これらの個体特性を把握しておくことは大変重要である。

(3) 局位置解析

前述の2つの解析結果を組み合わせ、最終的に海底局の位置を求める解析を、ここでは局位置解析と呼ぶ。基本的原理は、複数の観測基点の位置情報とそこからの距離をデータとして球面の交点を求める、いわゆる幾何学的3次元コンパスの考え方である。

浅田・矢吹 (2001) は、この目的のため、フォワード法を用いた局位置解析ソフトウェアを開発し、熊野灘等のデータから初期成果を導出すると共に、観測データ、推定パラメータ等について、誤差の性質を詳細に吟味した。

藤田・他 (2004) は、それらの知見を基に、線形最小自乗法に基づくインバージョンの手法（松浦, 1994）を導入した。このために開発されたソフトウェアを「SGOBS」と呼ぶ。SGOBSで用いられているアルゴリズムをFig.6に示す。局位置の推定は、海底に設置した3~4局それぞれにつ

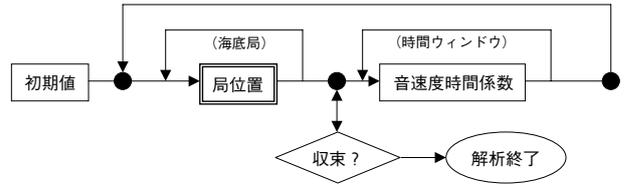


Fig. 6 Algorithm of parameter estimation applied to get the seafloor station position using the round-trip travel time of acoustic waves.

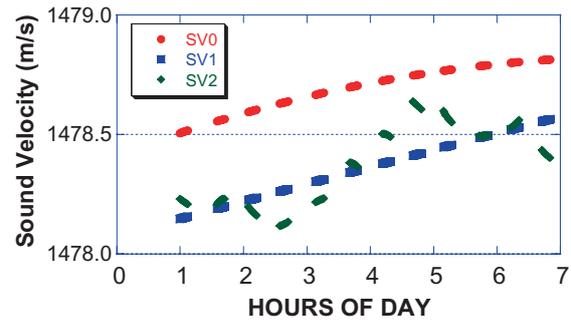


Fig. 7 Representative plots of estimated average acoustic velocity, on April 24, 2004 at MYGI (Fujita et al., 2006). SV 0 (red) represents an initial value given from the observed velocity profile, SV 1 (blue) is the curve after the daily session estimation as the first step and SV 2 (green) is the one estimated for each observation line as the second step.

いて独立に行われるが、最終的にはその重心位置（平均位置）を基準点の局位置解とする。

SGOBSでは、この技術における主要な測位誤差要因である海中の音速度を推定パラメータとして、その誤差の影響を軽減する工夫を行っている。具体的には、海中の平均音速度の時間変化を多項式近似し、その係数を推定パラメータとして、逐次的に解く手法を採用している。

佐藤・藤田 (2004) は、局位置解析の結果は、音速度構造の鉛直プロファイルの形状にはほとんど依存せず、ほぼ平均音速度によって決まっていることを示した。これは、鉛直方向の音速度変化が最大でも4~5%程度、波線の入射角に換算してせいぜい2~3°であり、大局的には直進していると考えられることによると解釈される。ただし、夏場の海表面付近など、部分的に鉛直プロファイルの傾斜が大きくなることがあるので、そ

の影響には注意する必要がある。

これらの知見を基に、SGOBSでは、海中音速度構造として200 m, 400 m, 800 m, 1600 mに境界をもつ層を設定し、各層中深さ方向に線形の速度変化を与えている。ただし、音速度推定を行うタイムウィンドウの中では鉛直プロファイルの形状は一定とする。すなわち解くべきパラメータは、平均音速度に関する時間係数のみである。この層構造近似で、現行精度上は問題がないと考えられる。

音速度構造の初期値としては、CTD, XBT, XCTDによる水温、塩分の観測値からDel Grosso (1974)の改正式を用いて計算したものを与える。現在採用している手法は、これを出発点に、まず1日(5~7時間)の音速度変化を二次曲線近似により推定し(「1日補正」と呼ぶ)、さらにその結果を初期値として、測線毎(20~60分)の時間変化を推定している。Fig.7に、推定された平均音速度の時間変化の一例を示す。図から、前者で全体の系統誤差(バイアス)が、後者で1日補正の二次曲線で近似されない細かい時間変化が補正されていることがわかる。このような二段階方式をとっている理由は、後者のみでは、観測値に含まれている比較的大きなバイアス誤差を十分に補正することができないことによる。

これに関連して、社・他(2005 a, b)は、XBT及びXCTDの観測値に含まれるバイアスに着目することにより、音速度初期値の改善を試みた。まず社・他(2005 a)では、XBTデータにおいて、Kizu et al.(2005)が提案した新しい深度換算式を用いることにより、音速度初期値に含まれるバイアスを大きく軽減できることを示した。また社・他(2005 b)は、XCTDデータに関する新しい深度換算式の導出を試み、同様に初期値を改善した。

これらの努力の結果、現在では上記の1日補正を行う意味は、当初に比べてやや小さくはなっている。また個別に見ると、時間変化のパターンによっては、1日補正を行うことがかえって結果を悪化させる事例もあり、注意が必要である。しか

しながら、上記二段階方式は、最大公約数的な基本ストラテジーとして依然有効であり、個別の事例にどう対処していくか、さらにロバストなストラテジーが考えられるかが、今後の課題である。

石川・藤田(2005)は、海底局位置の鉛直成分(高さ)を既知として拘束する手法により、水平成分の決定精度が向上することを示した。この手法は、インバージョンのパラメータ推定において、高さが音速度パラメータと分離しにくいことから、これを固定することにより音速度推定精度を向上させるという考え方に基づいている。この手法の問題点として、比較期間の中で高さが大きく変動していないという仮定が成立する場合に限られること、元々決定精度が悪い高さの固定値の妥当性をどう確保するかということがある。これまでのところ、観測エポック数が多く、固定する高さの値を適切な範囲で決定できる「宮城沖1」海底基準点の解析にこの手法を適用し、よい結果を得ている。

ところで、本来は高さの変動も重要なデータである。海底の高さ変動を計測するための別の手法として、海底圧力計を用いる方法が試みられており、良好な結果が得られた例も報告されている(Fujimoto et al., 2003; Baba et al., 2005; Phillips and Chadwell, 2005)。しかしながら、海底圧力計には長期ドリフトという問題があり、まだ地殻変動検出という目的で十分確立した技術とは言えない。我々のGPS/音響測距技術においては、現時点ではまだ高さの決定精度は不十分と言わざるを得ないが、条件さえ良ければ、数cmレベルの再現性を示す場合もあり、潜在的には高さの高精度決定も可能であると期待している。例えば藤田・他(2005)では、複数台の海底局間の相対位置を拘束する手法による高さの決定精度向上の可能性を示しており、海底局間相対測位の技術開発と共に将来の課題である。

最後に、キャンペーン観測により求められた最終的な局位置解(エポック解)の精度評価手法について補足しておく。既に述べたように、我々の観測では、1回のキャンペーン観測につき通常3

～4日以上 of データを取得しており、最終的なエポック解は、これら全日のデータを一度にインバージョン解析することにより求めている。他方、1日分のデータ（サブセットデータ）からも、精度的には不十分ながらも、一つの局位置解が求められることから、日数分の独立なサブセット解を求め、その再現性（サブセット再現性）を評価することにより、最終的なエポック解の精度指標としている。実際、こうして求めたサブセット再現性は、海域や季節、観測された海中水温構造の安定性とも相関があることが示されており（Fujita et al., 2006）、有効な評価手法として活用されている。

これに関連して石川・他（2006）では、サブセット再現性と海中水温構造との関係について考察を深めると同時に、2005年に行った「宮城沖1」海底基準点での集中観測データを用いて、サブセット再現性が相対的に悪い場合でも、十分な観測日数の確保によりエポック解の精度が改善され、条件の良い場合に匹敵する数 cm の精度が得

られることも示している。

一方、上記 2005 年の集中観測データからは、船尾観測支柱の動揺計測値に有意なバイアス誤差が含まれていることも明らかとなり、これに対処することにより、局位置決定精度の安定性向上に寄与した。これについては、今後の検討結果も含め、別稿で詳しく報告される予定である。

本稿で概観した局位置解析インバージョンの方法論、解析条件及び評価手法については、Fujita et al. (2006) にも、その定式化と共に詳述されている。

5 主な成果

次に、これまでに得られた主な観測成果について概観する。

(1) 観測精度の確認等

浅田・矢吹（2001）は、2000年に設置した直後の「熊野灘」海底基準点における2度の観測結果から、2 cm 程度の繰り返し再現性が得られる

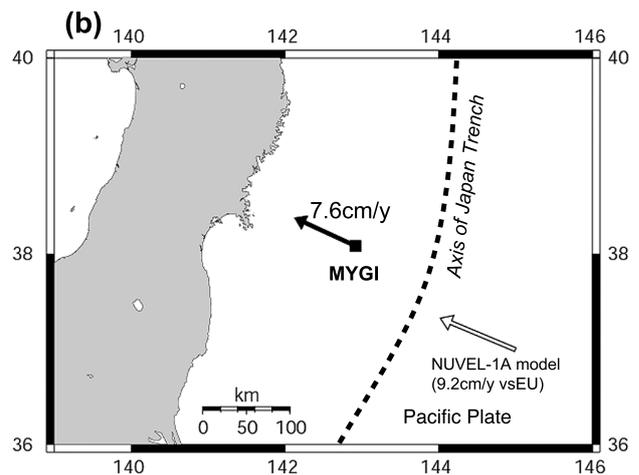
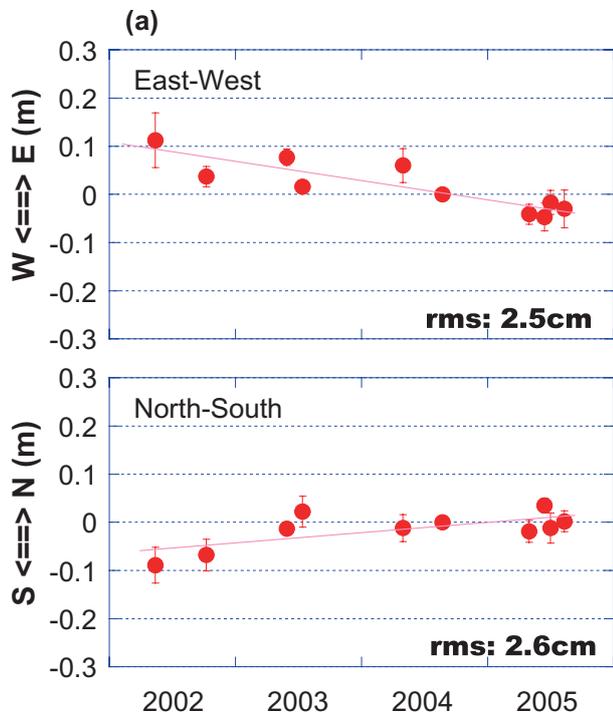


Fig. 8 Result at the seafloor reference point MYGI : (a) Time series in the horizontal components during the period 2002 – 2005. The position reference is Shimosato, in central Japan. (b) Crustal velocity vector at MYGI relative to the Eurasian plate evaluated from the time series shown in (a) after correcting for the intraplate velocity at Shimosato.

ことを示した。また、「三宅島西方沖」海底基準点のデータからも、センチメートルレベルの再現性が確認された（例えば、Mochizuki et al., 2003）。「三宅島西方沖」については、その後も顕著な変動は認められていない。

藤田・佐藤（2004）は、後述する「宮城沖1」海底基準点のデータから、異なる観測エポック間の位置決定再現性を吟味し、数 cm の精度が得られることを示すと同時に、音速度構造の不安定による精度劣化についても議論した。

(2) 「宮城沖1」で検出されたプレート内変動

宮城県沖海域は、地震調査委員会の長期評価により近い将来の大地震発生確率が極めて高いとされている場所である。この海域に、2001年9月海底基準点「宮城沖1」を設置し、翌年から本格的に観測を開始した。「宮城沖1」においては、上記の背景から海上保安庁としても、本観測技術

の精度評価の目的も兼ねて、重点的に多くのデータを取得してきた。

2004年には、本基準点において、それまでの約2年間の時系列から、ユーラシアプレートに対する相対変動を検出することができた（Fujita et al., 2004）。求められた変動の速度ベクトルは、西北西に約8 cm/年というものであり、当庁の観測から有意な地殻変動が定量的に捉えられた初めての例となった。これは同時に、国内でも初めてのことである。

さらにFujita et al. (2006)は、上記の期間に2005年4月までのデータを加えて再解析し、ユーラシアプレートに対する速度ベクトルを、西北西（方位角295度）に8.5 cm/年と求めた。回歸直線の周りの測位解水平各成分の再現性は約2 cmとなり、それまでの目標精度を上回るものであった。

さらに後述する宮城県沖の地震前までのデータ

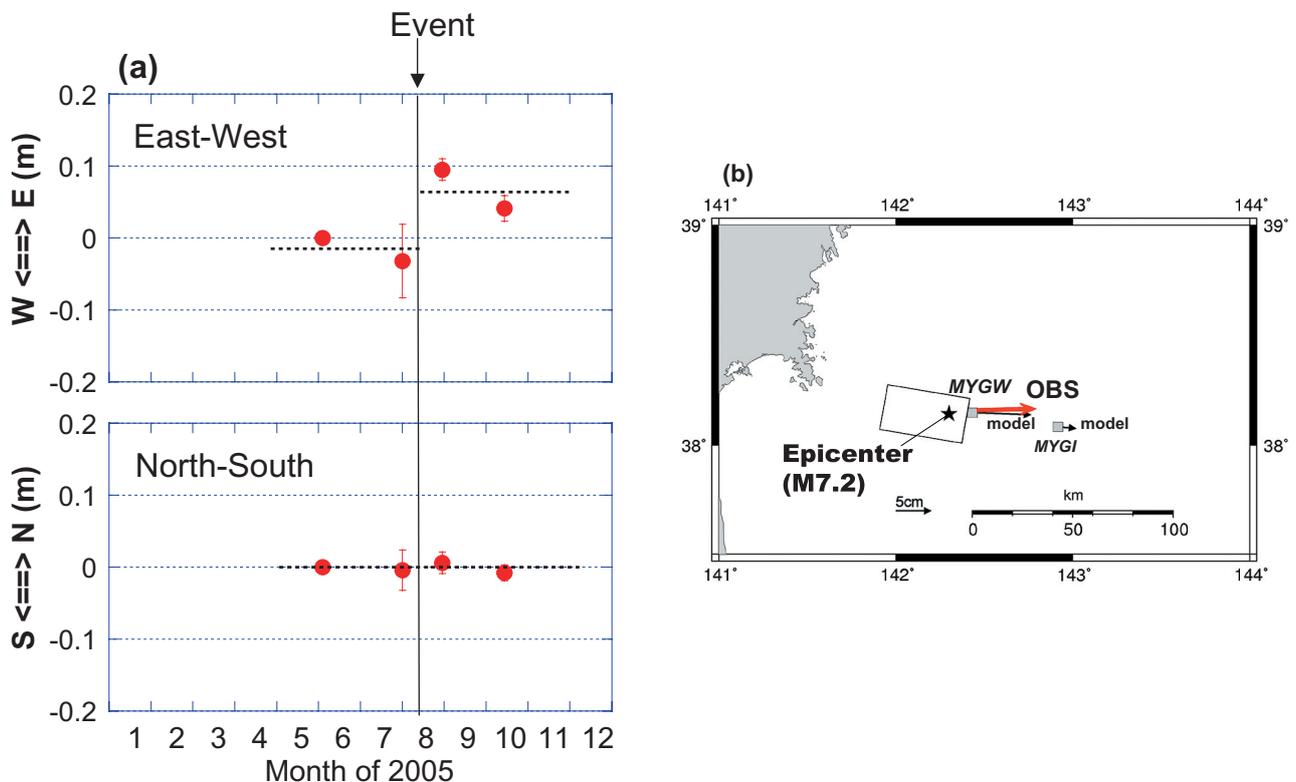


Fig. 9 Co-seismic displacement associated with the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake (Matsumoto et al., 2006) : (a) Time series at MYGW in the horizontal components from four campaign observations during the period from June to October, 2005. (b) Observed co-seismic displacement vector at MYGW and synthetic vectors both at MYGW and MYGI calculated from the GSI's rectangular fault model.

を加えると共に、若干のソフトウェアの改善も行って再解析した最新の結果を Fig. 8 に示す（図中「宮城沖 1」は MYGI と表記）。Fig. 8 (a) の時系列は、海上保安庁の SLR 観測点である和歌山県下里の位置を基準としたものであり、下里のユーラシアプレートに対する速度（291 度方向に 3.2 cm/年；Sengoku, 1998）を考慮することにより、Fig. 8 (b) の速度ベクトルを算出している。これによると、「宮城沖 1」の速度ベクトルは、295 度方向に 7.6 cm/年となる。

得られたベクトル値は、東北日本の陸域における GEONET 観測点のユーラシアプレートに対する速度ベクトル（金華山付近で 3~4 cm/年；Miura et al., 2004）と、日本海溝から陸側に沈み込む太平洋プレートの運動（例えば NUVEL-1 A モデル（DeMets et al., 1994）では、ユーラシアプレートに対して 293 度方向に 9.2 cm/年）からみて、方向は整合的であり、値も両者の中間的なものとなっている。このことから、観測されたベクトルは、現実の変動を捉えていると判断するに十分な結果であり、この海域下の強いプレート間カップリングを示唆するものと考えられる。

（3）地震に伴う変動の検出

2004 年 9 月、紀伊半島南東沖で M 6.9 と M 7.4 の地震が連続して発生した。震源から約 60 km 離れている「潮岬沖 1」海底基準点におけるこの地震前後の測位結果を比較したところ、地震に伴う（コサイスマック）と思われる変動が検出された（海上保安庁海洋情報部, 2005）。

また 2005 年 8 月には、宮城県沖で M 7.2 の地震が発生した。この地震の震源域は、2004 年に設置した基準点「宮城沖 2」のごく近傍であり、上述の「宮城沖 1」からは約 60 km 離れている。前項で触れたように、海上保安庁では 2005 年、これら 2 つの基準点で集中観測を行っていたところであり、地震後にも再測を行い、前後の決定位置を比較した結果、震源近傍の「宮城沖 2」で、東向きに約 10 cm の有意なコサイスマック変動を検出した（Matsumoto et al., 2006）。一方、「宮

城沖 1」における地震前後の差は、解のばらつきの範囲内であった。Fig. 9 に、「宮城沖 2」の時系列と変位ベクトルを示す（図中「宮城沖 2」は MYGW と表記）。また同図 (b) には、陸域の GEONET 観測点で観測されたコサイスマック変動を説明する矩形断層モデル（国土地理院地理地殻活動研究センター, 2005）から計算される、両海底基準点における予測変動ベクトルを共に示している。図から、両海底基準点における観測結果は、モデルから予測される変動と矛盾しないことがわかる。

こうした海底におけるコサイスマックな地殻変動データは、海底震源断層の滑り分布をより詳細に議論するための貴重な情報となる。

6 他機関の動向

ここで、国内外の海上保安庁以外の機関による GPS/音響測距方式の海底地殻変動観測への取り組みの現状について簡単に述べる。

冒頭に紹介したスクリップス海洋研究所のグループは、初期成果導出以降も精力的に技術開発を進めている（Chadwell et al., 2002；Chadwell, 2003）。最近、Gagnon et al. (2005) は、ペルー沖海底での観測結果について示し、陸上の GPS 測位結果と併せて、この海域のプレート境界の固着の上限が非常に浅くまで達していると報告した。この結果は、沈み込みプレート境界の浅い部分は固着していないとするこれまでの常識を覆すものであり、論議を呼んでいる。

日本では、東北大学、名古屋大学のグループが、それぞれ GPS/音響測距技術の研究開発を進めている。東北大学では、ブイ方式のシステムを、名古屋大学では、当庁と同じく測量船を用いたシステムをそれぞれ開発している。両グループ共、最近になって観測精度が向上し、宮城県沖や熊野灘において地殻変動を捉えたという報告が出始めている（舟越・他, 2005；Kido et al., 2005；Tadokoro et al., 2005）。2005 年は、日本の海底地殻変動観測技術が新たな段階に入った年ということができよう。

7 今後の課題

海上保安庁の海底地殻変動観測は、細かい技術的問題はなお残っているものの、当初の目標精度を達成するための要素技術はほぼ確立し、システムとして実用化されたといっても過言ではない。しかしながら、陸上観測の測位精度やその安定性には、当然ながらまだはるかに及ばず、これで満足するわけにはいかない。また、高さの高精度決定も重要な課題である。

さらに、運用面における課題は多い。将来的に観測点を増やし、社会的な期待に十分応えていくためには、現在のシステムによる運用には観測効率上限界があり、新しい技術を含めたインフラ整備がどうしても必要である。

具体的な整備事項として、例えば、海況への脆弱性を改善するための大型測量船の利用、音響トランスデューサの船底装備、それも含めた観測機材の常設化がまず挙げられる。さらに観測効率を大幅に向上させるためには、現在の漂流観測ではなく、走行しながらの測線観測を実現することも必要である。また現在、自律型海中ロボット (AUV; Autonomous Underwater Vehicle) を利用した自動観測 (浅田・他, 2005) についても技術開発が進められており、その実用化が待たれる。

さらに将来的には、海底ケーブルや衛星通信を用いたリアルタイム化が課題となってくるであろう。

8 おわりに

本稿では、海上保安庁で推進している GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測について、観測運用が開始された 2000 年以降の約 5 年間の取り組みについてまとめた。現在徐々に、注目すべき具体的成果が開始しており、着実に前進しているといえるが、その一方で、上にも述べたさまざまな課題もある。将来、次の 5 年あるいは 10 年を総括するとすれば、「インフラ整備」あるいは「新技術」がキーワードになるかもしれない。逆に、これらの実現を目指しつつ、さらなる精度向上、成果導出に向けて努力していく必要が

ある。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、この期間、常に密接な共同研究者として協力いただいた東京大学生産技術研究所の望月将志氏並びに海洋情報関係諸氏に、内容確認とアドバイスをいただいた。記して感謝する。なお、下記参考文献中に明に名前が列記されていない方々の中にも、本稿の内容に関連して多大な貢献のある海上保安庁職員が多数おられることを申し添える。

要 旨

海上保安庁の GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測の取り組みについて、2000 年以降約 5 年間の進捗状況を、特にデータ解析手法の開発及び観測成果に重点を置きつつまとめた。まず観測精度については、それぞれの要素技術のソフトウェア、ハードウェア両面における改良の努力により、現在までに数 cm の海底局位置決定精度が達成されている。また観測結果として、宮城県沖における太平洋プレート沈み込みの影響によるプレート内変動や 2004 年紀伊半島南東沖地震、2005 年宮城県沖の地震に伴う変位が捉えられるなど、注目すべき成果が報告されている。今後もさらなる精度向上とインフラ整備を目指さねばならない。

参考文献

- 浅田昭, 矢吹哲一郎 (2000), 海底音響基準ネット, *生産研究*, **52**, 293-296.
- 浅田昭, 矢吹哲一郎: 熊野トラフにおける長期地殻変動観測技術の高度化, *地学雑誌*, **110** (4), 529-543.
- 浅田昭, 浦環, 望月将志, 浅川賢一, 藤田雅之 (2005), 海底ステーションを基地とする海中観測ロボットによる自動海底地殻変動観測手法の開発, *月刊地球*, 号外 No. 51, 199-203.
- Baba, T., K. Hirata, T. Hori, and H. Sakaguchi (2005), Offshore geodetic data conducive to

- the estimation of the afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press.
- Chadwell, C. D., F. N. Spiess, J. A. Hildebrand, and H. Dragert (2002), Seafloor geodetic evidence of episodic spreading 25 km east of the Juan de Fuca Ridge, *EOS. Trans. AGU*, **83**, Fall Meet. Suppl., Abst., T 22 A-1130.
- Chadwell, C. D. (2003), Shipboard towers for Global Positioning System antennas, *Ocean Engineering*, **30**, 1467-1487.
- Colombo, O. L., and A. G. Evans (1998), Precise, decimeter-level differential GPS over great distances at Sea and on Land, *Proc. ION GPS-98*, Nashville, Tennessee.
- Colombo, O. L., A. G. Evans, M. I. Vigo-Aguiar, J. M. Ferrandiz, and J. J. Benjamin (2000), Long-baseline (>1000 km), sub-decimeter kinematic positioning of buoys at sea, with potential application to deep sea studies, *Proc. ION GPS 2000*, Salt Lake City, U.S.A.
- Del Grosso (1974), V. A., New Equation for the Speed of Sound in Natural Water (with Comparison to other Equations), *J. Acoust. Soc. Am.*, **56**, No. 4, 1084-1091.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- 淵之上紘和, 河合晃司, 藤田雅之 (2005), 海上保安庁のGPS連続観測～データ収録・解析システムの更新とその評価～, *海洋情報部技報*, **23**, 50-56.
- Fujimoto, H., M. Mochizuki, K. Mitsuzawa, T. Tamaki, and T. Sato (2003), Ocean bottom pressure variations in the southeastern Pacific following the 1997-98 El Niño event, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(9), 1456, doi:10.1029/2002GL016677.
- Fujita, M. (2003), Seafloor geodetic observation - GPS/acoustic combination technique -, *Hydro International*, **7**, 41-43.
- 藤田雅之, 矢吹哲一郎 (2003), 海底地殻変動観測におけるK-GPS解析結果の評価手法について, *海洋情報部技報*, **21**, 62-66.
- 藤田雅之, 佐藤まりこ (2004), 海底地殻変動観測における局位置決定再現性の評価, *海洋情報部研究報告*, **40**, 85-92.
- 藤田雅之, 佐藤まりこ, 矢吹哲一郎 (2004), 海底地殻変動観測における局位置解析ソフトウェアの開発, *海洋情報部技報*, **22**, 50-56.
- Fujita, M., T. Ishikawa, M. Sato, M. Mochizuki, M. Katayama, S. Toyama, T. Yabuki, A. Asada, and O. L. Colombo (2004), Seafloor geodetic observation along the major trenches around Japan—Focusing on results at off-Miyagi area -, *EOS Trans. AGU*, **85** (47), Fall Meet. Suppl., Abstract G 41 A-06.
- 藤田雅之, 石川直史, 松本良浩, 望月将志, 佐藤まりこ, 矢吹哲一郎, 浅田昭 (2005), 宮城県沖海底の地殻変動と重心推定法による時系列の検証, *日本測地学会第104回講演会要旨集*, 47-48.
- Fujita, M., T. Ishikawa, M. Mochizuki, M. Sato, S. Toyama, M. Katayama, Y. Matsumoto, T. Yabuki, A. Asada and O. L. Colombo (2006), GPS/Acoustic seafloor geodetic observation: method of data analysis and its application, *Earth Planets Space*, **58**, 265-275.
- Fukuda, Y. (1990), Precise determination of local gravity field both the satellite altimeter data and the surface gravity data, *Bull. Ocean Res. Inst.*, Univ. Tokyo, 133 pp.
- 舟越実, 藤本博巳, A. Sweeney, 桑野亜佐子, 日野亮太, 三浦哲, 長田幸仁 (2005), 東北日本沈み込み帯における小型ブイを用いたGPS/音響海底測位, *地球惑星科学関連学会2005年合同大会予稿集*, **J 062-001**.

- Gagnon, K., C. D. Chadwell, and E. Norabuena (2005), Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements, *Nature*, **434**, 205-208.
- 石川直史, 藤田雅之 (2005), 海底地殻変動観測における局位置解析手法と精度の向上について, *海洋情報部研究報告*, **41**, 27-34.
- 石川直史, 藤田雅之, 松本良浩 (2006), 海底局位置決定における海中水温構造の影響, *海洋情報部研究報告*, **42**, 15-30.
- 地震調査研究推進本部 (2001), 地震に関する基盤的調査観測計画の見直しと重点的な調査観測体制の整備について.
- 海上保安庁海洋情報部 (2005), 「潮岬沖東」海底基準点における海底地殻変動観測結果, *地震予知連絡会会報*, **73**, 518-519.
- 河合晃司, 成田誉孝, 藤田雅之, 石川直史, 淵之上紘和, 長岡継 (2005 a), 長基線 KGPS 測位精度の機種 (アンテナ) 依存性について, *海洋情報部技報*, **23**, 66-72.
- 河合晃司, 藤田雅之, 石川直史, 松本良浩, 望月将志 (2005 b), 長距離 KGPS の精度評価について, *海洋調査技術学会第 17 回研究成果発表会講演要旨集*, 31-32.
- 河合晃司, 藤田雅之, 石川直史, 松本良浩, 望月将志 (2006), 長基線 KGPS の精度評価について, *海洋情報部技報*, **24**, 80-88.
- Kido, M., H. Fujimoto, K. Tsuka, and T. Tabei (2005), Earthquake-Induced Seafloor Displacement at Kumano-Nada in Nankai Trough, Detected by Repeated GPS/Acoustic Surveys, *Eos Trans. AGU*, **86** (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G 51 B-0827.
- Kizu, S., H. Yoritaka, and K. Hanawa (2005), A new fall rate equation for T-5 Expendable Bathythermograph (XBT) by TSK, *J. Oceanogr.*, **61**, No. 1, 115-121.
- 国土地理院地理地殻活動研究センター (2005), 2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震による地殻変動と断層モデル, *日本測地学会第 104 回講演要旨集*, 123-124.
- 社泰裕, 石井春雄, 藤田雅之, 加藤弘紀 (2005 a), XBT (T-5) の新しい深度換算式の適用結果, *海洋情報部技報*, **23**, 89-92.
- 社泰裕, 石井春雄, 藤田雅之, 加藤弘紀 (2005 b), XCTD-2 F の深度換算式較正の試み, *海洋情報部技報*, **23**, 93-98.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe (2000), Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan, *J. Oceanogr.*, **56**, 567-581.
- Matsumoto, Y., M. Fujita, T. Ishikawa, M. Mochizuki, T. Yabuki, and A. Asada (2006), Under-sea co-seismic crustal movements associated with the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake detected by GPS/Acoustic seafloor geodetic observation, submitted to *Earth Planets Space*.
- 松本良浩, 藤田雅之, 河合晃司, 石川直史, 矢吹哲一朗, 望月将志, 浅田昭 (2006), 海底地殻変動観測における GPS マスト局アンテナの利用, *海洋情報部技報*, **24**, 94-98.
- 松浦充宏 (1994) インバージョン解析法, 「*現代測地学*」477-482, 日本測地学会.
- Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui (2004), Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, **56**, 1347-1355.
- Mochizuki, M., M. Sato, M. Katayama, T. Yabuki, Z. Yoshida, and A. Asada (2003) Construction of seafloor geodetic observation network around Japan, *Recent advances in marine science and technology 2002*, 591-600.
- Mochizuki, M., M. Fujita, M. Sato, Z. Yoshida, M. Katayama, T. Yabuki, and A. Asada (2005 a), Repeated trials of seafloor geodetic observation around Japan, *Recent advances in marine*

- science and technology*, 2004, 11-18.
- Mochizuki, M., T. Ishikawa, Y. Narita, Z. Yoshida, H. Matsushita, Y. Matsumoto, K. Kawai, M. Fujita, and A. Asada (2005 b), Introduction of the Concept of the Transducer's Phase Center to the Seafloor Geodetic Station Positioning, *Eos Trans. AGU*, 86 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G 51 B-0825.
- 文部科学省研究開発局 (2005), 糸魚川—静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測 (平成14~16年度) 成果報告書.
- 成田誉孝, 畝見潤一郎, 望月将志 (2005), 海底地殻変動観測における機器の現状とその運用について, *海洋情報部技報*, 23, 53-60.
- Phillips, K. A., and C. D. Chadwell (2005), Refined Deformation Models of the South Flank of Kilauea Volcano, Hawaii Based on Seafloor Geodetic Data from 2000 to 2004, *Eos Trans. AGU*, 86 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G 53 B-0882.
- 酒井慎一, 山田知朗, 井出 哲, 望月将志, 塩原肇, 卜部 卓, 平田直, 篠原雅尚, 金沢敏彦, 西澤あずさ, 藤江剛, 三ヶ田均 (2001), 地震活動から見た三宅島2000年噴火時のマグマの移動, *地学雑誌*, 110 (2), 145-155.
- 佐藤まりこ, 藤田雅之 (2004), 海底地殻変動観測における海中音速誤差の局位置への影響について, *海洋情報部技報*, 22, 42-49.
- Sengoku, A (1998), A plate motion study using Ajisai SLR data, *Earth Planets Space*, 50, 611-627.
- Spiess, F. N. (1985), Suboceanic geodetic measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 23, 502-510.
- Spiess, F. N., and J. A. Hildebrand (1995), Employing geodesy to study temporal variability at a mid-ocean ridge, *EOS Trans. AGU*, 76, 451-455.
- Spiess, F. N., C. D. Chadwell, J. A. Hildebrand, L. E. Young, G. H. Purcell Jr., and H. Dragert (1998), Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 108, 101-112.
- Tadokoro, K., R. Ikuta, M. Ando, T. Okuda, S. Sugimoto, G. M. Besana, and M. Kuno (2005), First Observation of Coseismic Seafloor Crustal Deformation due to M 7 Class Earthquakes in the Philippine Sea Plate, *Eos Trans. AGU*, 86 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G 41 A-0348.
- 富山新一 (2003), 海底地殻変動観測における音響解析, *海洋情報部技報*, 21, 67-72.
- 畝見潤一郎 (2004), 海底地殻変動観測の現状と諸問題について, *海洋情報部技報*, 22, 33-41.
- 矢吹哲一朗 (2002), 海底地殻変動観測を目指した音響技術開発, *水路部研究報告*, 38, 47-58.

研究ノート

海底局位置決定に与える海中水温構造の影響[†]

石川直史*, 藤田雅之*, 松本良浩*

The influence of underwater temperature structure on seafloor positioning

Tadashi ISHIKAWA, Masayuki FUJITA and Yoshihiro MATSUMOTO

Abstract

We have been developing a system for detecting seafloor crustal movement by combining kinematic GPS and acoustic ranging techniques. The influence of underwater temperature structure on precision of seafloor positioning was examined. At sea area off Miyagi Prefecture, underwater temperature fluctuate rapidly with respect to time and space, especially in spring and autumn. This instability deteriorates the precision of measurement results of seafloor positioning. On the other hand, in summer, underwater temperature structure is stable and measurement results have enough precision. The underwater temperature structure in sea area along the Nankai Trough is more stable than that off Miyagi area. These measurement results of the stations situated along the Nankai Trough show higher precision. These results show that a good undersea condition leads to the good precision of a result. However, even when the undersea condition is unstable, an enough number of data lead an enough precision of result.

1 はじめに

海上保安庁海洋情報部では、東京大学生産技術研究所との技術協力の下、GPS 音響結合方式による海底地殻変動観測の技術開発（浅田・矢吹, 2001; 矢吹, 2002）および海底基準点の展開を行っている。現在まで、主に日本海溝および南海トラフ沿い陸側に十数点の海底基準点を設置し、各点で測量船によるキャンペーン観測を繰り返し実施している（浅田・矢吹, 2000; Mochizuki et al., 2003; Fujita, 2003）。現在、センチメートルレベルの観測精度を目指し、観測を進めていく中で現れる、様々な技術上・運用上の問題点の改善（畝見, 2004; 成田・他, 2005）や、解析手法の開発・改良（藤田・他, 2004; 石川・藤田, 2005; 松本・他, 2006）を日々行っている。

観測システムの概念図を Fig. 1 に示す。このシステムは長基線キネマティック GPS (KGPS) 測位と海中の音響測距を組み合わせて、海底に設置した基準局の位置を、船を介して精密に測定するのである。音響測距によって計測される音波走時を海中の音速度構造を用いて、船上-海底局間の距離に換算し、KGPS 解析および動揺計測によって得られた、船上の音響トランスデューサ位置と合わせて、幾何学的原理に基づき海底局の位置を決定している。この測位技術では、様々な誤差要因が、海底局位置の決定に影響を与えるが、中でも大きいのが長基線 KGPS 測位の不安定性（藤田・矢吹, 2003; 河合・他, 2005; 河合・他, 2006）と海中の音速度構造からくる誤差である（佐藤・藤田, 2004）。長基線 KGPS 測位については、近

[†]Received December 15, 2005 Accepted February 21, 2006

* 航法測地室 Geodesy and Geophysics Office

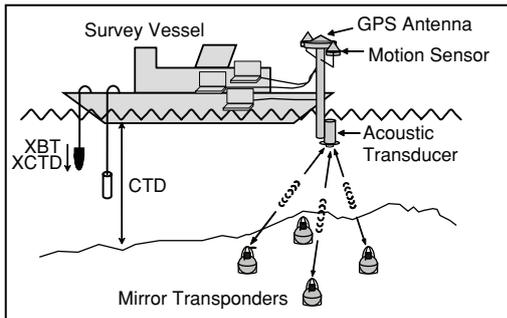


Fig. 1 Schematic figure of the observation system.

年のハード・ソフト両面での進歩により、比較的安定した解が得られるようになってきている。ここでは、もう一つの誤差要因である音速度構造に影響を与える海中の水温構造について注目する。

我々がこれまで各海底基準点で行ってきた観測結果から、南海トラフ沿いに設置した海底基準点にくらべ、宮城県沖に設置した海底基準点の方が、相対的に精度が低い傾向があることが分かってきた (Fujita et al., 2006)。このことは、両海域における海中の音速度構造の違いに起因していると考えられる。

宮城県沖の海域は黒潮系水と親潮系水が混ざり合う混合水域であり、複雑な水温構造を示す。特に水深 100~400 m の層では、水温逆転層が現れるなど、水温の鉛直勾配が激しく変化する。こうした、水温構造の不安定性は、そのまま音速度構造の不安定性でもある。現在の解析では、こうした複雑な時間的・空間的変化を完全にカバーすることができないために、大きな誤差要因となる。

本稿では、宮城県沖および潮岬沖に設置した海底基準点における観測結果をもとに、海中の水温構造と海底基準局の位置決定精度との関連性について考察する。

2 測定および解析の概要

(1) 音速度の測定

海中の音速度は、CTD, XCTD および XBT 観測によって得られた、海水の温度・塩分・圧力 (深度) から、Del Grosso の経験式 (Del Grosso, 1974) を用いて計算している。

機器の精度の面から CTD による観測がもっと

も望ましいが、実際の観測では、CTD を投入する際に使用するギャロsgが、船体後尾に設置してある KGPS アンテナの視界を遮ってしまうために、KGPS 観測と並行して行う音響測距観測を同時にできない。そのため、1日の音響測距観測の前後2回のみ、CTD 観測を行っている。その間の音速度の時間変化を捉えるために、約1時間ごとに XBT もしくは XCTD による観測を行う。

XBT では塩分の計測は行えないため、CTD から得られた塩分を時間的に線形補間したものをを用いて音速度を求める。XCTD は XBT よりも精度が良く、塩分も測定できるので、XCTD 観測を行う方がより望ましいが、XBT にくらべて高価であるため、通常は1日に1回ないしは2回の観測に留まっている。なお海が時化している時や夜間など、ギャロスが使用できず、CTD 観測が行えない場合は、その代用として XCTD 観測を行い、塩分の線形補間も XCTD の観測値を用いて行っている。

CTD は圧力センサを持っており、水圧を変換することで深度を決定しているが、XCTD, XBT は圧力センサを持たず、海中を自由落下する経過時間から、換算式を用いて深度を求めている。そのため、CTD にくらべ深度に対する精度が低い。

近年、この深度換算式の見直しがなされており、XBT に関しては Kizu et al. (2005)、XCTD に関しては社・他 (2005) による新しい深度換算式が提唱されている。現在、我々の解析ではこの新しい深度換算式を使用し、精度の向上を図っている。

音響測距観測は海底基準局の周りを移動して、観測ポイントを変えながら行うため、それと並行して行う XBT/XCTD 観測は、時間のみならず、位置も異なる測定となる。そのため、観測データには時間変化に加え、水平方向の空間変化の分も含まれることになるが、この両者を明確に分離することは難しいため、現在の解析では水平成層を仮定し、水平方向には均質な水温構造をしているものとして計算している。

(2) 局位置解析手法

海底基準局の位置決定には海洋情報部開発のソフトウェア SGOBS Ver. 2.10 を使用した。これは藤田・他 (2004) で紹介されている SGOBS の最新バージョンである。SGOBS での解析に用いるデータは、KGPS 解析から得られた GPS アンテナ位置、音響解析から得られた音波走時、動揺計測パラメータ、および CTD, XCTD, XBT から得られた海中の音速度プロファイルである。

KGPS 解析には、長距離基線解析のために開発されたソフトウェア IT (Colombo, 1998) を、音響測距解析には、相関波形処理による手法 (浅田・矢吹, 2001; 富山, 2003) を用いている。

音速度構造は、観測から得られた 1 m ごとのプロファイルを、200 m, 400 m, 800 m, 1600 m, それ以深、という各層ごとに勾配を平均化して計算している。現在の数 cm という海底局の位置決定精度では、1 m 層をそのまま使用する場合と比較して、ほとんど差異が無いことを確認しており、これにより計算時間が大幅に短縮されている。

しかし、観測から得られた音速度構造には精密な海底局位置決定にとって無視しえない誤差が含まれている。そのため SGOBS では、音速度は観測値をそのまま使用するのではなく、音速度も推定パラメータとして解く手法を用いている。具体的には、観測値を初期値として、平均音速度の時間変化パラメータを、局位置解とともに推定することで精度の向上を図っている。

3 局位置解析結果および海中水温プロファイル

海底基準局の測位精度を評価するため、藤田・佐藤 (2004) は、海底基準点「宮城沖 1」における 1 回のキャンペーン観測で取得した全データを 1 日ごとのサブセットに分け、各サブセットから得られた独立の測位解の再現性を吟味した。ここでは同様の方法により、局位置解の精度評価結果を示し、海中水温の観測結果と合わせて、詳しく考察する。

ここで使用したデータは、宮城沖 1 (MYGI),

潮岬沖 1 (SIOE), 潮岬沖 2 (SIOW) の各海底基準点 (Fig. 2) において、2003 年から 2005 年にかけて取得したものである。各キャンペーン観測において取得したデータ数 (音響測距における音波のショット数) は、Table 1 のとおりである。

Fig. 3~Fig. 7 に各キャンペーンにおける局位置解のサブセット比較結果、および水温プロファイルを示す。

各海底基準点は 4 台の海底基準局からなり、各海底局は水深と同一距離の直径を持つ円周上の東西南北に設置してある。局位置解析では 4 局の位置座標を独立に求めている。図のプロットは、それぞれ東西・南北成分について、4 局の平均位置を全日解 (ALL) からの差としてプロットしている。エラーバーは 4 局それぞれの全日解からの差の二乗平均値で、海底局間の相対位置関係のばらつきを示す指標である。また、サブセット解の再現性を評価するために、ばらつきの RMS も合わせて示した。

水温プロファイルは、観測から得られた 1 m ごとの水温値を水深 1000 m までプロットしたものである。各曲線の差が少ないほど、1 日の水温変化が少ないことを示す。水深 1000 m 以深の深海での水温は安定しており、特徴的な変化は無いため省略した。

水温変動の大きい時は、塩分も同様に大きく変動しており、線形補間で導かれた塩分値の誤差が大きくなる恐れがある。1 日の水温変化は、水深 100~500 m の変化の大きい層で、時に 2~3 °C になり、音速度に直すと数 m/s もの変化になる。一方、塩分の変化量は、大きくても 0.2~0.3 PSU 程度であり、音速度への影響は $O(10^{-1})$ m/s に留まる。この程度の大きさであれば、現在の解析における音速度補正手法で十分対応できるため、塩分値の誤差は、大きな問題にはならない。

このように、海中の音速度変化は水温変化の影響が主要であり、塩分の変化による影響は小さいため、以下の議論では水温に的を絞り、塩分の影響に関しては考慮しない。

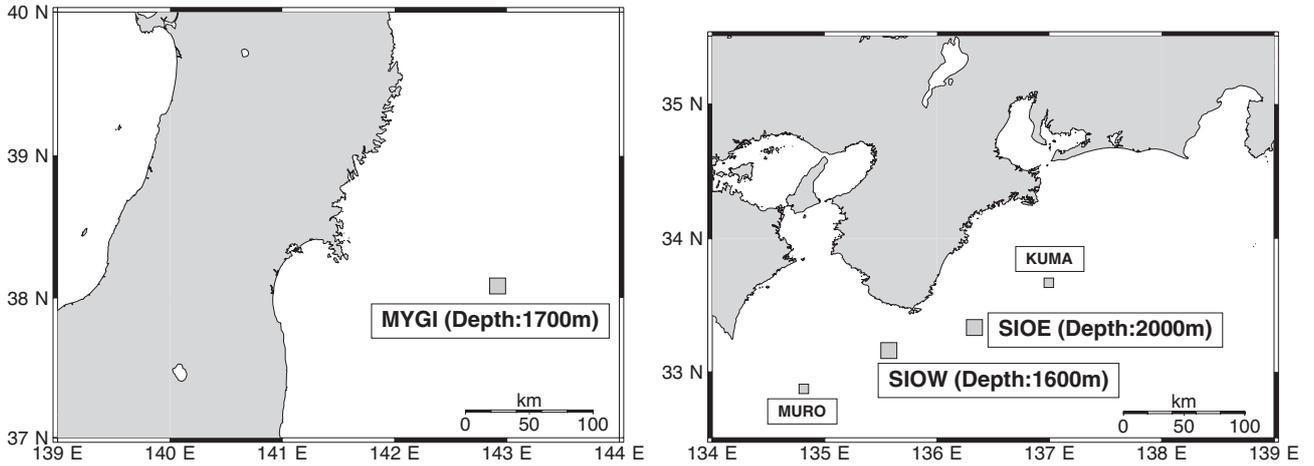


Fig. 2 Locations of the seafloor geodetic reference points used in this study.

Table 1 List of numbers of data for each campaign observation used in this study.

MYGI, APR. 2005	Date	4/22	4/23	4/24	4/25	5/9	5 days 6465 shots	
	Shots	1280	1299	1685	1300	901		
MYGI, AUG. 2005	Date	8/09	8/10	8/11	8/12	8/13	8/14	6 days 7408 shots
	Shots	1312	1300	1296	1300	1300	900	
MYGI, SEP. 2005	Date	9/09	9/14	9/15	9/17	9/18	5 days 5921 shots	
	Shots	1061	1300	900	1300	1360		
SIOE, JULY 2004	Date	7/06	7/07	7/11	7/12	4 days 5477 shots		
	Shots	1216	1564	1001	1696			
SIOW, AUG. 2003	Date	8/23	8/24	8/25	8/26	9/14	9/15	6 days 5462 shots
	Shots	1006	1142	810	1021	724	759	

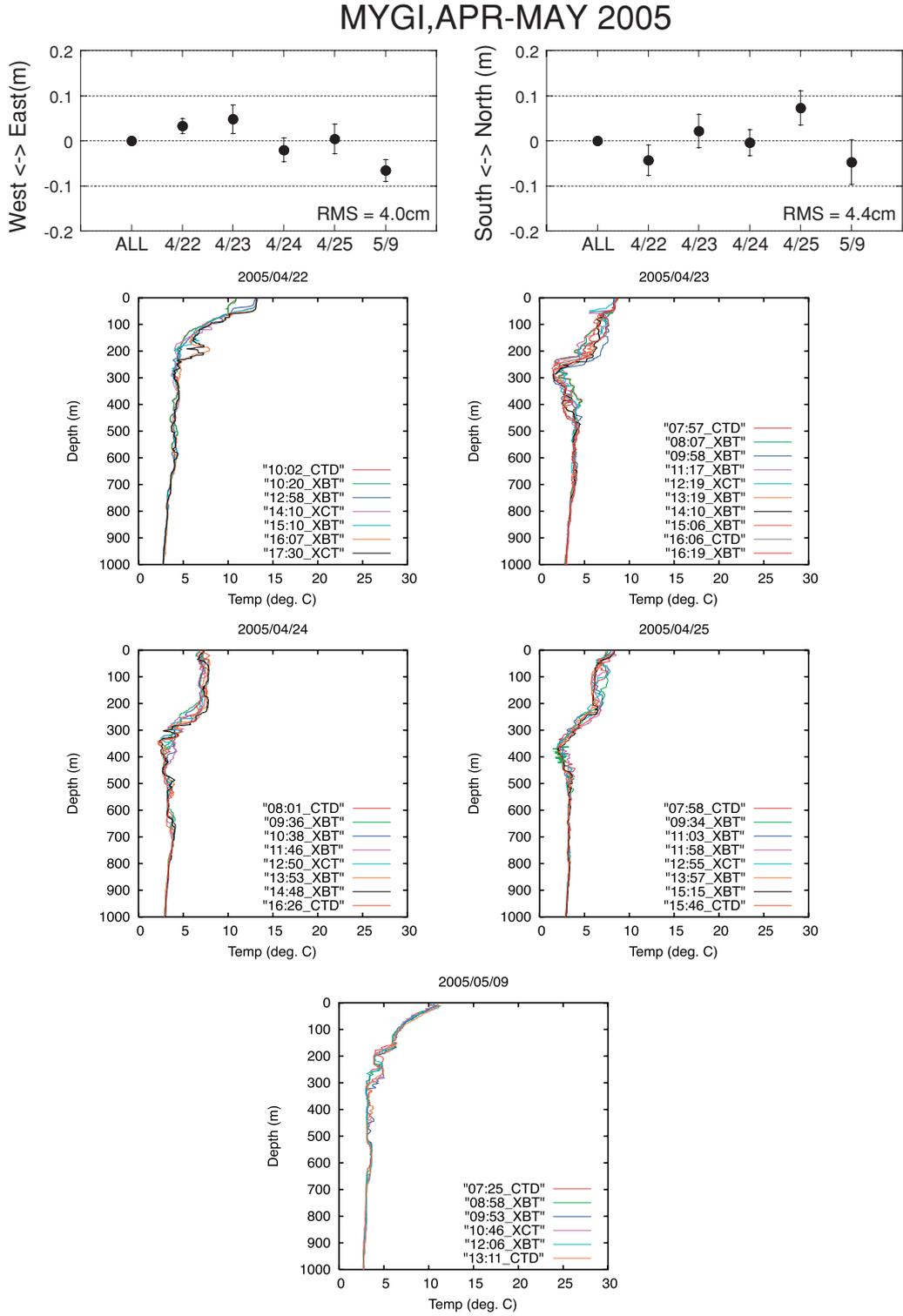


Fig. 3 Results of the campaign observation at MYGI in Apr.-May 2005. The top panels show repeatability of seafloor positioning. The lower panels show vertical profiles of temperature obtained from CTD, XCTD and XBT measurements.

MYGI,AUG 2005

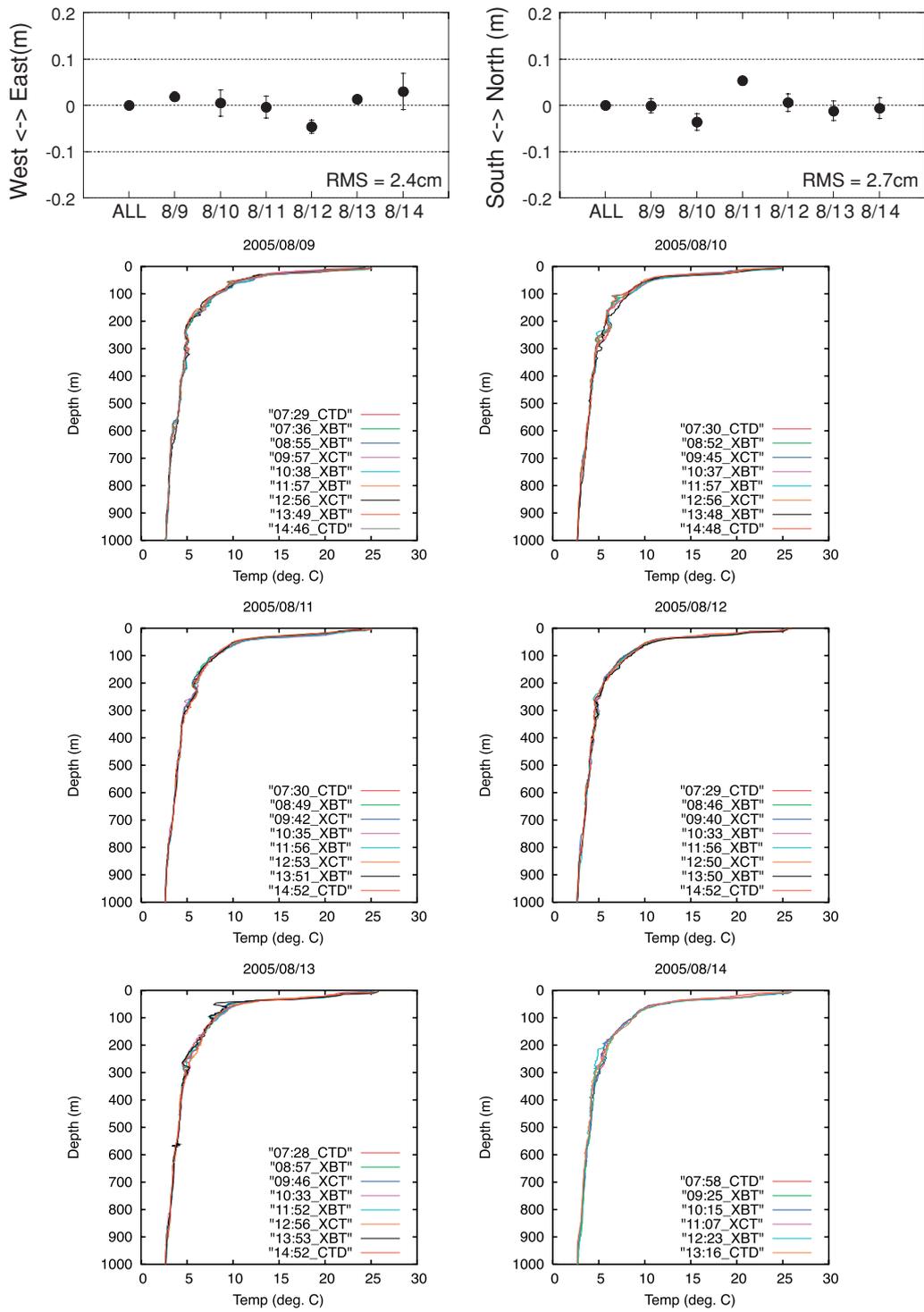


Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the campaign in Aug. 2005.

MYGI, SEP2005

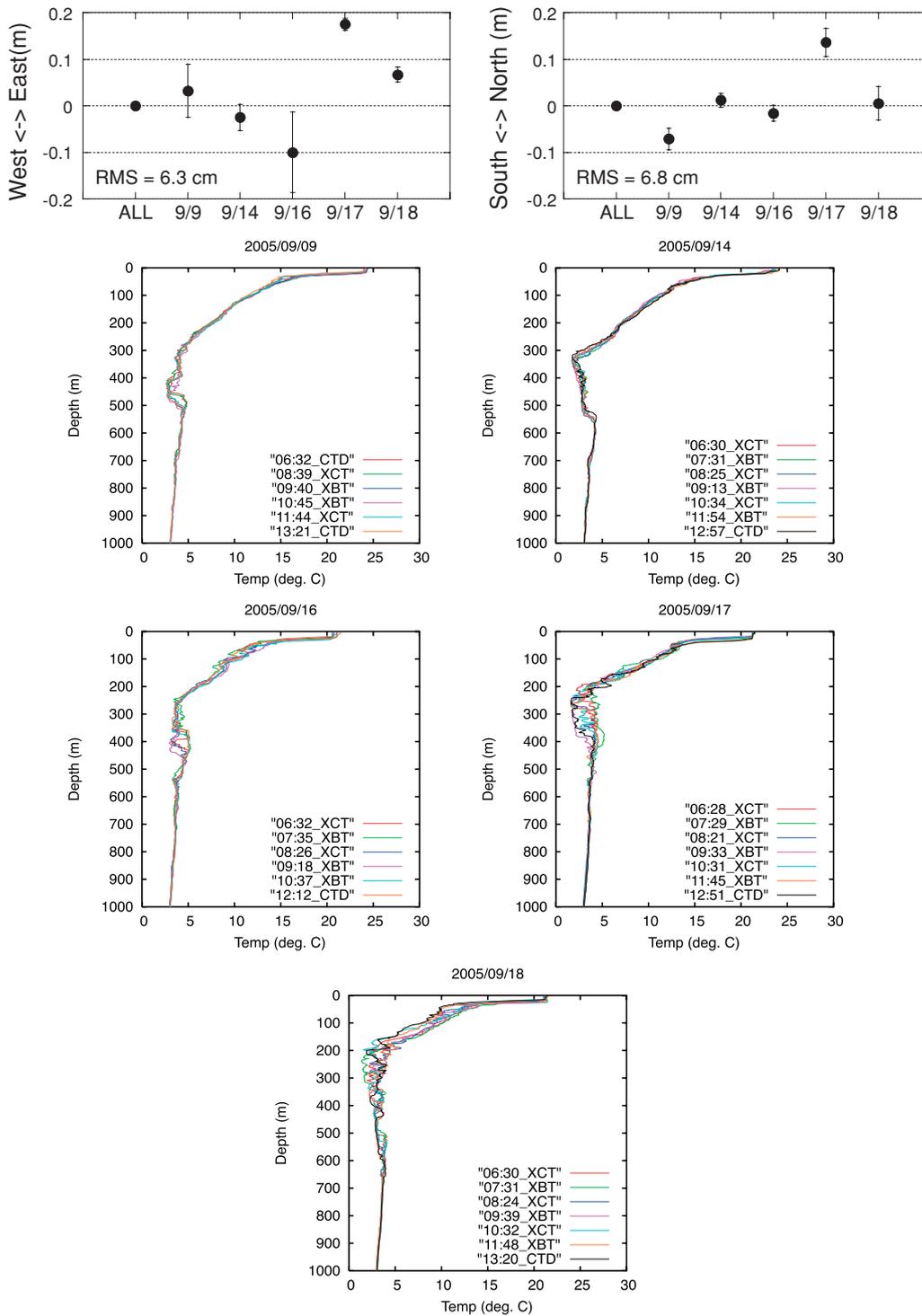


Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the campaign in Sep. 2005.

SIOE, JULY 2004

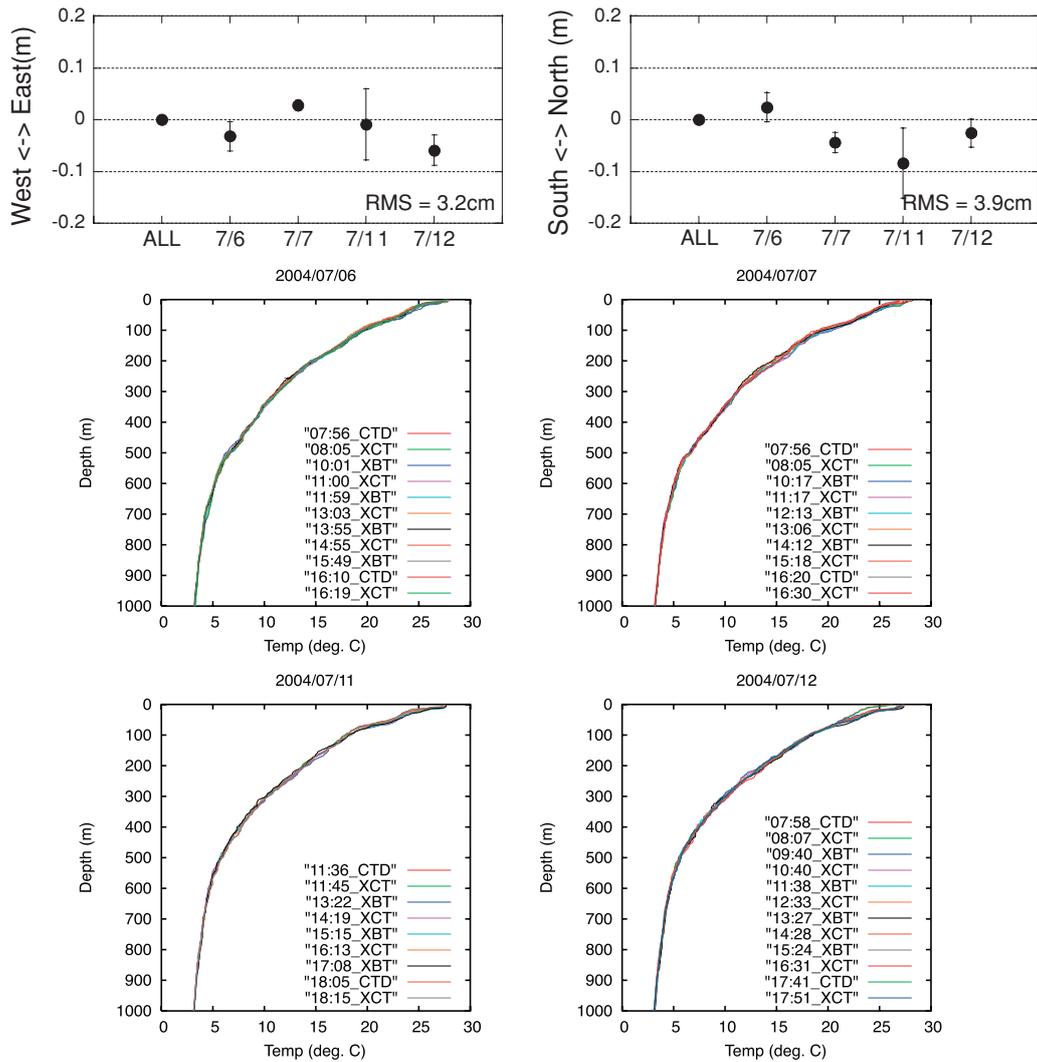


Fig. 6 Same as Fig. 3, but for the campaign at SIOE in July 2004.

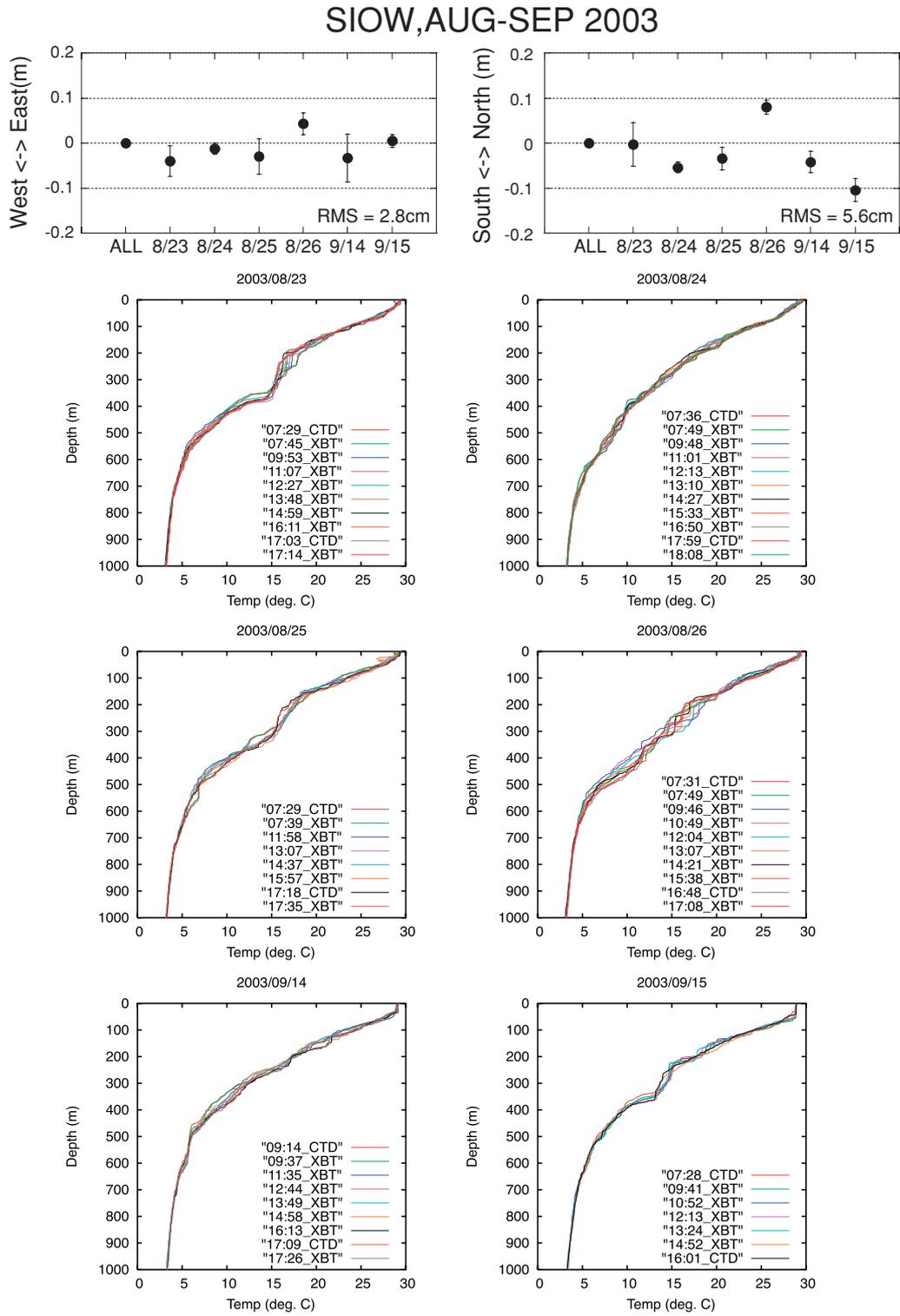


Fig. 7 Same as Fig. 3, but for the campaign at SIOW in Aug.-Sep. 2003.

局位置解析では、海底局の3次元の座標値を求めているが、このうち高さ成分は音速度誤差の影響を受けやすく、決定精度が相対的に低くなる。石川・藤田(2005)では、高さを既知の値に固定し、推定パラメータを減らすことで、局位置の水平成分の決定精度が向上することを示した。ここでは、MYGIの結果については、その手法を用い高さを固定することで、精度の向上を図っている。固定する高さは過去の観測結果からもっとも妥当と思われる値を用いた。

SIOE,SLOWについては観測回数が少なく、固定する高さの値を決定するための十分な結果が得られてないため、この手法は用いていない。

4 海中水温構造の影響の評価

(1) MYGIの結果

MYGIの結果では、4月(Fig.3)や、9月(Fig.5)の結果と比較すると、8月(Fig.4)はサブセット解のばらつきが非常に小さく、安定した測位結果が得られていることが分かる。水温プロファイルに注目すると、変化が少なく安定している8月に比べ、4月、9月は水深200~600mの層で、水温の鉛直構造が複雑に変化しており、1時間ごとの各観測値の差も大きくなっている。こうした、水温プロファイルの変化の激しさは、時間変動のみならず、水平方向の変動も無視できない大きさであることを暗示している。水平成層を仮定する現在の解析手法では、こうした水温の水平方向の変動には原理的に対応できていないため、精度を低下させる大きな原因となり、解のばらつきが相対的に大きくなってしまったと考えられる。

Fig.8に、二管区海洋速報から抜粋した表面水温分布を示す。本稿での議論は、およそ3km四方の観測海域における1日の時間変化に着目しているため、海洋速報とは時間的・空間的スケールが異なる。また、表面水温分布だけでは、海中の様子を正確には把握できないために、我々の観測結果との直接的な比較はできないものの、周辺海

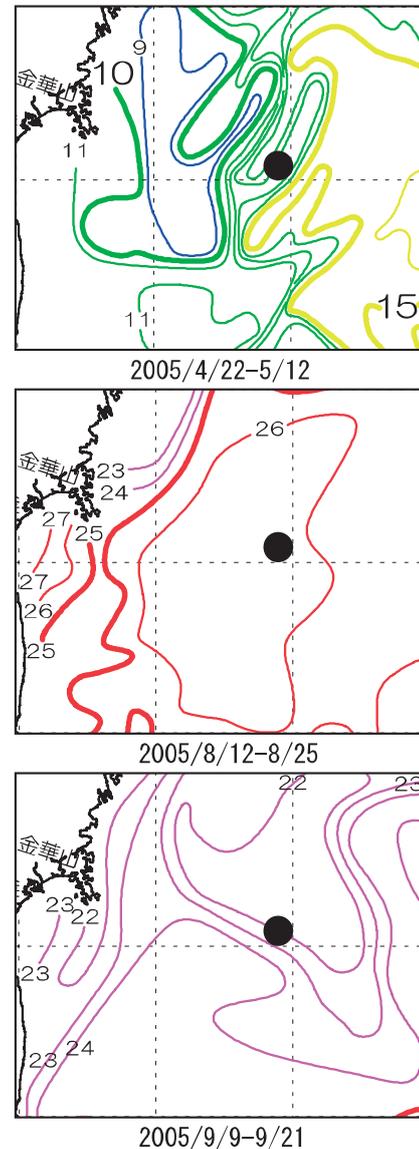


Fig.8 Distribution of sea surface temperature in the neighboring area of MYGI (solid circle). Extract from Quick Bulletin of Ocean Conditions of 2nd Regional Coast Guard Headquarters.

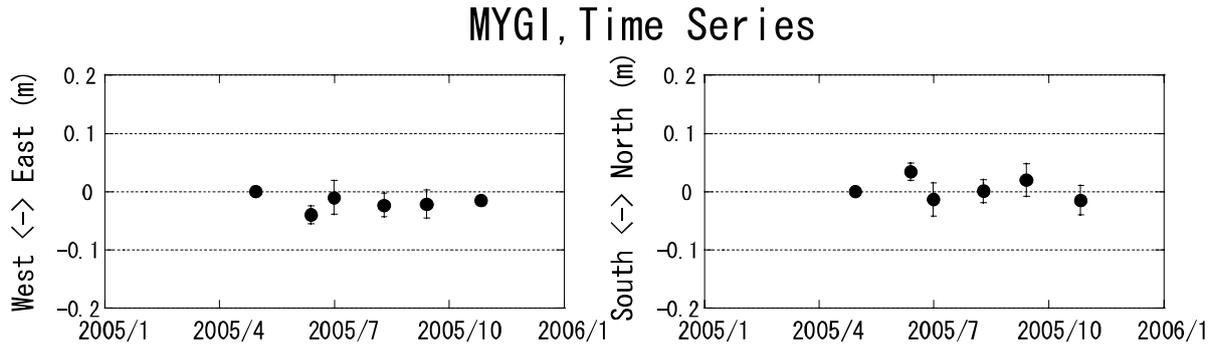


Fig. 9 Time series obtained at MYGI from six campaign epoch during 2005.

域のおおまかな状況を把握するための参考となる。

これらの図から4月、9月は海底基準点周辺で等温線が混み入っており、表面水温の空間的不均質が大きい様子が分かる。特に春は、親潮後退期にあたり、親潮系冷水が残存するなど、海況変動が激しく、音速度が安定せず観測には不向きな環境であると言える。

このような、ばらつきの大きい4月、9月の結果は、その解の信頼性が低くなってしまうことが懸念される。Fig. 9にMYGIにおける2005年に行った6回の観測の全日解をプロットした時系列を示す。この図を見ると、4月、9月の結果も他のキャンペーンと比較して、特に大きなずれは見せていない。Table 1に示したように、4月、9月はそれぞれ5日間の観測で約6000ショットのデータを得ており、このデータ数の多さから、統計的に誤差が相殺されていると考えられる。

このことから、海中の水温構造が不安定で、1日ごとのサブセット解では、ばらつきが大きくなってしまう場合であっても、十分な数の観測データが得られていれば、全観測日を合わせた全日解は、十分な精度を持った妥当な解となりうる事が分かる。

(2) SIOEの結果

Fig. 6の2004年7月のSIOEの結果では、宮城沖で見られたような水温逆転層もなく、水温プロファイルが極めて安定している。局位置解析結果も良好で、サブセット解のばらつきも少なく、水

温の安定性を反映した結果になっている。また、この時期は黒潮が南に蛇行しており、観測海域における流れが弱かったことも良好な結果が得られた一因となっている。黒潮の流れが解析結果に与える影響は、次のSLOWの結果の項で考察する。

こうした水温構造の安定性は、南海トラフ沿いの海域において一般的に見られ、観測に適した海域であると言える。例として、南海トラフ沿いの他の海底基準点(KUMA,SLOW,MURO)の結果をFig. 10に示す。春から秋にかけて、安定した水温プロファイルとなっていることが分かる。

現在、SIOEをはじめとする南海トラフ沿いの海底基準点では、MYGIで用いた高さを固定する手法を使用していないが、今後観測を重ね、固定する高さについて十分な情報が得られれば、さらに精度が向上すると期待される。

(3) SLOWの結果

Fig. 7に示した、2003年8月のSLOWの結果では、RMS=2.8 cmと安定している東西成分にくらべ、南北成分はRMS=5.6 cmとばらつきが大きくなっている。

水温プロファイルを見ると、この海域の特徴でもある水温逆転層の無い安定した構造を示しているものの、Fig. 6のSIOEと比較すると、変化が大きくなっている。

水温変動をより詳細に見るために、8月23日を例にとって、XBT観測で得られた平均水温をプロットしたものをFig. 11に示した。ここで

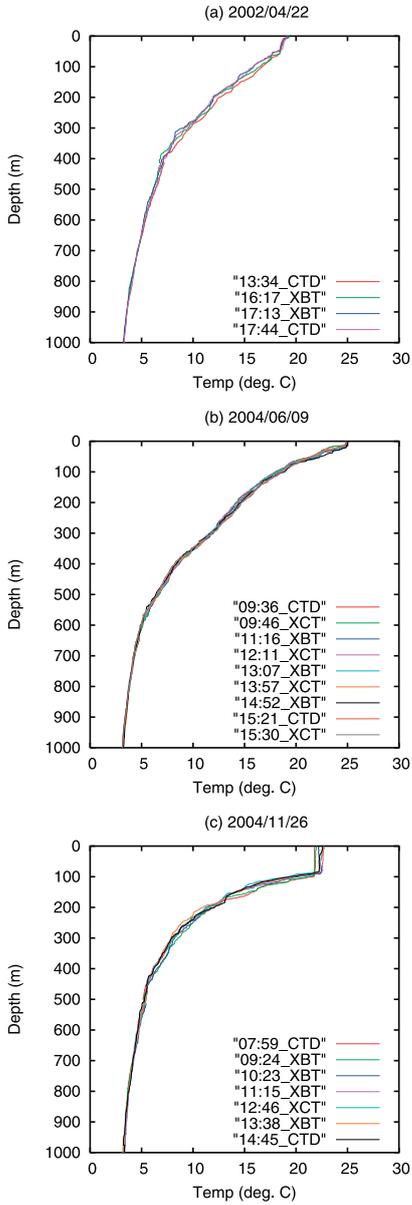


Fig. 10 Vertical profiles of temperature obtained from CTD, XCTD and XBT measurements ; (a) at KUMA on 22 Apr., 2002, (b) at SIOW on 9 June, 2004 and (c) at MURO on 26 Nov., 2004.

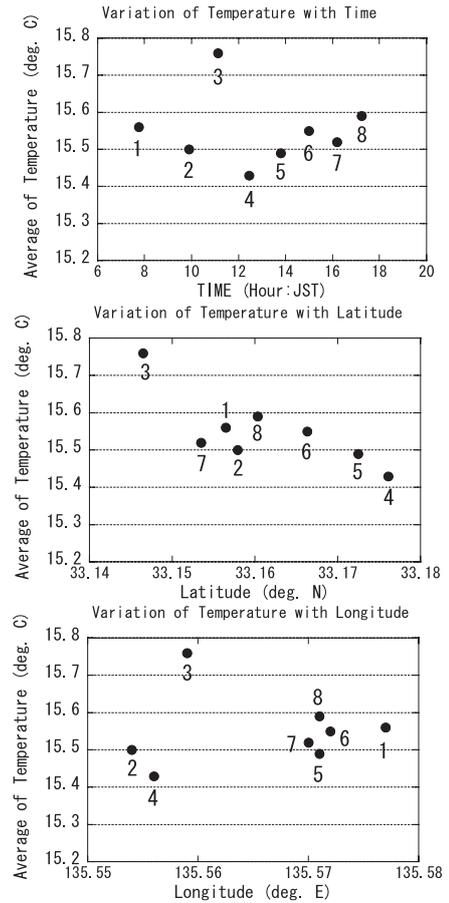


Fig. 11 Variation of average temperature down to 600 m with respect to time, latitude and longitude, obtained from XBT measurements at SIOW on 23 Aug., 2003.

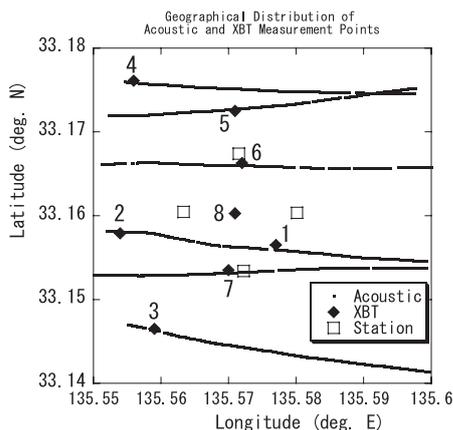


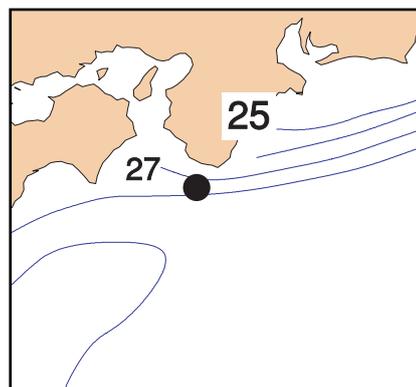
Fig. 12 Geographical distribution of acoustic measurement points (wavy lines) and XBT measurement points (solid diamonds) around four seafloor stations (white squares) at SLOW on 23 Aug., 2003.

は、各観測ごとの差が大きく出る水深 600 m までの平均水温を、時間、緯度、経度に対してプロットしている。各プロットの番号は、XBT を投入した順番である。

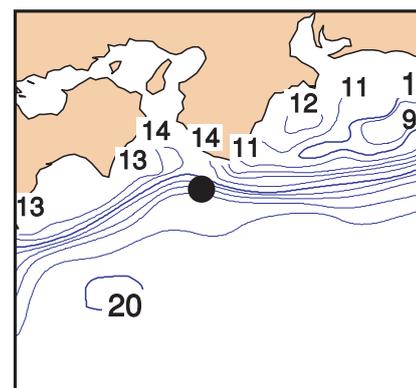
これらの図から、この日の水温変動は緯度に対する変化が有意であると推測される。平均水温の差が大きい 3 番、4 番に注目すると、時間・経度ともに近い値であるが、緯度に大きな差を持っており、平均水温の差はこの緯度の差によるものであると思われる。また、1 番と 2 番では、経度に大きな差があるが、平均水温に大きな差は見られない。これは 1 番と 2 番が近い緯度での観測であったためと考えられる。これらのことから、この海域では南北方向に水温の勾配が大きくなっており、そのことが、局位置解の南北方向のばらつきを大きくさせた要因となったと考えられる。

この観測時の海底基準点は、黒潮の中にあり、東西方向に強い流れがある中での観測であった。Fig. 11 に 8 月 23 日の測線配置を示す。強い海流のため東西に大きく流されての観測であることが分かる。海流に平行な東西方向は水温が均質になりやすいが、流れに垂直な南北方向には水温分布に勾配が生まれる可能性がある。

Fig. 12 は、海洋速報 (2003 年 24 号: 観測期間 2003 年 8 月 19 日~26 日) から抜粋した表面



2003/8/19-8/26(surface)



2003/8/16-9/15(200m)

Fig. 13 Distribution of temperature on the neighboring area of SLOW (solid point). Upper panel shows sea surface temperature and lower panel shows undersea temperature at depth of 200 m. Extract from Quick Bulletin of Ocean Conditions of JHOD.

水温、および水深 200 m の水温の分布（観測期間 2003 年 8 月 16 日～9 月 15 日）である。この図からもこの時期に、南北方向に水温勾配があったことが分かる。

また、この測位手法では、データ配置の幾何学的バランスも局位置決定に影響を与えるため（佐藤・藤田, 2004）、流れによってデータ配置のバランスが崩れた（東西には密だが南北には疎）ことも、南北成分の精度を低下させた一因となっていると考えられる。

5 まとめ

宮城県沖（MYGI）、潮岬沖（SIOE, SIOW）の各海底基準点における、海底地殻変動観測の結果から、海底局位置の決定精度と海中の水温構造の関係について検討した。今回、定量的な議論はできなかったものの、水温構造の安定性が局位置解の決定精度に大きく影響を与えることが分かった。

宮城県沖の海域は、南海トラフ沿いの海域にくらべ、水温逆転層が現れるなど、水温変化が激しく、サブセット解のばらつきが大きくなる傾向にある。特に、春期や秋期においては、親潮系の冷水と黒潮系の暖水が入り交じり、水温の時間・空間的变化が大きくなり、観測にあまり向いていない時期であると言える。一方で夏期は、水温構造が比較的安定しており、サブセット解のばらつきの RMS も 3 cm 以内に収まるなど、良好な結果が得られている。

また、各キャンペーン観測の時系列結果から、水温構造が不安定な時期であっても、十分な観測日数および、データ数を確保することによって、全日解は十分な精度を持つ結果になりうることが分かった。

南海トラフ沿いに設置した海底基準点では、これまでに十分な観測回数が確保されておらず、MYGI で用いた高さを固定して精度を向上させる手法が使えないものの、この海域における水温構造の安定性から、MYGI の夏場に匹敵する良好な結果が得られている。ただし、観測海域が黒潮の

流れの中に入ってしまう場合、流れの鉛直方向に水温の不均質が生まれ、その方向の局位置決定精度が低下してしまう傾向が見られる。

現在の解析手法では、水温の水平分布の不均質に対応することができず、このことが精度低下の大きな要因となっている。この問題についての対策は将来的な課題であるが、解析における計算の困難さに加え、水平方向の変化を確実に捉えるためには、同時刻における 2 箇所以上での観測が必要になるなど、極めて難しい問題である。しかしながら、水平分布の不均質の存在など、条件の悪い時であっても、十分な数のデータを取得することで、所定の精度を確保することが可能であるため、1 回のキャンペーン観測では十分な観測日数を確保することが必要である。

謝 辞

本研究は、海上保安庁の海底地殻変動観測プロジェクトに関わっている航法測地室衛星測地担当職員、および矢吹哲一朗、富山新一、佐藤まりこの各氏、測量船「海洋」「明洋」乗組員、東京大学生産技術研究所の浅田昭、望月将志、吉田善吾の各氏、KGPS 解析のソフトウェア IT を提供して下さった、NASA/GSFC の Colombo 氏ら、多くの方々の協力の下に行われた。記して感謝する。

要 旨

海底地殻変動観測における海底局位置の測位結果と、観測海域の水温構造との間の関係について検討した。その結果、水温構造の時間的・空間的変動の安定性が測位結果に大きく影響を与えることが分かった。

宮城県沖の海域では、特に春期や秋期において、水温変動が解析で補正しきれない大きさになり、測位結果のばらつきも大きくなる傾向にある。夏期は水温変動も比較的小さく安定しており、測位結果のばらつきも小さい。

南海トラフ沿いの海域は、宮城県沖にくらべ水温構造が安定しており、その安定性を反映して良

好な測位結果が得られている。しかしながら、この海域は時期によっては黒潮の影響を受けるため、海流の流れに鉛直な方向の測位精度が低下する場合もある。

また、水温構造が不安定で、一日ごとの測位結果のばらつきが大きい場合でも、十分な観測データが得られていれば、所定の精度を有する結果になりうるということが分かった。

参考文献

- 浅田昭, 矢吹哲一郎 (2000) : 海底音響基準局 ネット, *生産研究*, 52, 293-296.
- 浅田昭, 矢吹哲一郎 (2001) : 熊野トラフにおける長期地殻変動観測技術の高度化, *地学雑誌*, 110 (4), 529-543.
- Colombo, O.L. (1998) : Long-Distance Kinematic GPS, in "GPS for Geodesy 2 nd edition", 537-568, Springer.
- Del Grosso, V.A. (1974) : New Equation for Speed of Sound in Natural Water (with comparison to other equations), *The Journal of the Acoustical Society of America*, 56, No. 4, 1084-1091.
- Fujita, M. (2003) : Seafloor geodetic observation - GPS/acoustic combination technique -, *HydroInternational*, 7, 41-43.
- Fujita, M., T. Ishiakwa, M. Mochizuki, M. Sato, S. Toyama, M. Katayama, K. Kawai, Y. Matsumoto, T. Yabuki, A. Asada and O.L. Colombo (2006) : GPS/Acoustic seafloor geodetic observation : method of data analysis and its application, *Earth Planets Space* 58, 1-11.
- 藤田雅之, 佐藤まりこ, 矢吹哲一郎 (2004) : 海底地殻変動観測における局位置解析ソフトウェアの開発, *海洋情報部技報*, 22, 42-49.
- 藤田雅之, 佐藤まりこ (2004) : 海底地殻変動観測における局位置決定再現性の評価, *海洋情報部研究報告*, 40, 85-92.
- 藤田雅之, 矢吹哲一郎 (2003) : 海底地殻変動観測における K-GPS 解析結果の評価手法について, *海洋情報部技報*, 21, 62-66.
- 石川直史, 藤田雅之 (2005) : 海底地殻変動観測における局位置解析手法と精度の向上について, *海洋情報部研究報告*, 41, 27-34.
- 河合晃司, 成田誉孝, 藤田雅之, 石川直史, 淵之上紘和, 長岡継 (2005) : 長基線 KGPS 測位精度の機種 (アンテナ) 依存性について, *海洋情報部技報*, 23, 66-72.
- 河合晃司, 藤田雅之, 石川直史, 松本良浩, 望月将志 (2006) : 長基線 KGPS の精度評価について, *海洋情報部技報*, 24, 80-88.
- Kizu S., H. Yoritaka and H. Hanawa (2005) : A New Fall-Rate Equation for Expendable Bathythermograph (XBT) by TSK. *J. Oceanogr.*, 61 No. 1, 115-121, 591-600.
- 社泰裕, 石井春雄, 藤田雅之, 加藤弘紀 (2005) : XCTD-2 F の深度換算式較正の試み, *海洋情報部技報*, 23, 93-98.
- 松本良浩, 藤田雅之, 河合晃司, 石川直史, 矢吹哲一郎, 望月将志, 浅田昭 (2006) : 海底地殻変動観測における GPS マスト局アンテナの利用, *海洋情報部技報*, 24, 94-98.
- Mochizuki, M., M. Sato, M. Katayama, T. Yabuki, Z. Yoshida and A. Asada (2003) : Construction of Seafloor Geodetic Observation Network Around Japan, *Recent Advances in Marine Science and Technology*, 2002, 591-600.
- 成田誉孝, 畝見潤一郎, 望月将志 (2005) : 海底地殻変動観測における機器の現状とその運用について, *海洋情報部技報*, 23, 53-60.
- 佐藤まりこ, 藤田雅之 (2004) : 海底地殻変動観測における海中音速度誤差の局位置への影響について, *海洋情報部技報*, 22, 42-49.
- 富山新一 (2003) : 海底地殻変動観測における音響解析, *海洋情報部技報*, 21, 67-72.
- 畝見潤一郎 (2004) : 海底地殻変動観測の現状と諸問題について, *海洋情報部技報*, 22, 33-41.
- 矢吹哲一郎 (2002) : 海底地殻変動観測を旨とした音響技術開発, *水路部研究報告*, 38, 47-58.

研究ノート

2005 年「福德岡ノ場」の海底火山噴火†

大谷康夫*¹, 笹原昇*², 矢吹哲一朗*³, 服部敏一*³, 宮寄進*⁴, 及川光弘*⁴, 野上健治*⁵

Observation on Fukutoku–Oka–no–Ba submarine volcano eruption in 2005

Yasuo OTANI*¹, Noboru SASAHARA*², Tetsuichiro YABUKI*³, Toshikazu Hattori*³,
Susumu MIYAZAKI*⁴, Mitsuhiro OIKAWA*⁴ and Kenji NOGAMI*⁵

Abstract

Fukutoku–Oka–no–Ba had erupted on July 2, 2005, accompanying the discharge of colored waters from the crater. The pumices and pyroclastic materials blew up from the crater of the sea bottom by this eruption, they floated on the surface of the sea with rising the steam. We clarified topography change between the eruptions in 2005 and 1986 by echo sounding investigations of the sea bottom topography, in order to grasp the condition of the sedimentation of the pyroclastic materials around the crater.

After the eruption in 2005, we investigated Fukutoku–Oka–no–Ba using the echo sounder installed on the unmanned ship “Manbo II”, and discolored seawater was also sampled. We found two new craters from the topographic change between this investigation and the one in 1999(after the eruption in 1986),and observed the air bubbles spouted out from the crater.

1 はじめに

東京から南へ 1,300 km, 南硫黄島の約 5 km 北東の海底にある「福德岡ノ場」(Fig. 1) は, しばしば変色水を湧出するなど活発な海底火山活動が報告されている. 過去に島を形成した大規模な噴火活動は 1904 年, 1914 年及び 1986 年の間隔で発生しており, 島は何れも 2 ヶ月から 1 年 9 ヶ月経過後には波浪の浸食のため海面下に没している(笹原・千葉, 2005).

この「福德岡ノ場」において, 2005 年 7 月に島の形成を伴わない小規模な噴火活動が発生した.

同海域は, 1999 年 7 月に測量船「昭洋」で総合的な調査が行われ, 海底地形・地殻構造・地磁気及び重力等のデータを用いた詳細な成果が報告されている(海上保安庁水路部, 2000). また, この調査の音波探査解析及び P 波速度構造モデル解析から, 「福德岡ノ場」を中心としたカルデラが存在する可能性が報告されており(西澤・他, 2002), 今回の噴火もこのカルデラ内で発生したものと考えられる.

今回の噴火が「福德岡ノ場」のどの場所からどのような状況で起こったのか明らかにするため, 噴火後の比較的活動が穏やかな時期に, 無人測量

†Received December 15, 2005 Accepted February 24, 2006

*1 技術国際課 Technology Planning and International Affairs Division

*2 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

*3 海洋調査課 Hydrographic Surveys Division

*4 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

*5 東京工業大学火山流体研究センター Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology

船「マンボウⅡ」による海底地形調査を実施した。

本稿ではその調査結果を報告するとともに今後の課題について考察を行う。

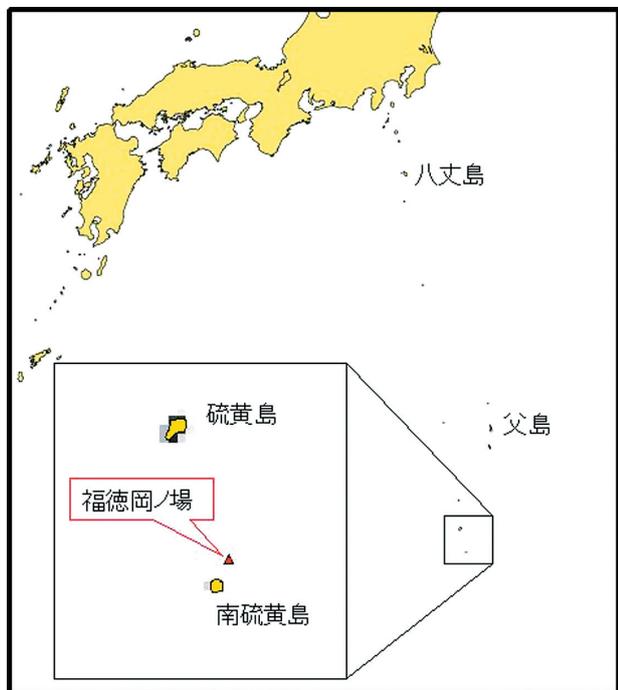


Fig. 1 Location map of the Fukutoku-Oka-no-Ba

2 活動経過

今回の噴火活動は、平成 17 年（2005 年）7 月 2 日 17 時頃、硫黄島在駐の海上自衛隊員によって最初に目撃された。この後、夜間ではあったが硫黄島基地から発進された海上自衛隊のヘリコプターにより浮遊物と赤光が視認された。3 日早朝に行われた同ヘリコプターによる再調査では、現場海面にて径 1~2 m の大きさの岩礁らしきものが視認された。3 日午後の海上保安庁航空機による調査では、これらの岩礁らしきものは広範囲に多数、浮遊していることから黒っぽい軽石（スコリア）であることが判明した。それぞれの黒っぽい軽石からは水蒸気が立ち上るのが見られた（Photo. 1）。その調査から約 1 時間後の同航空機の調査では、黒っぽい軽石の浮遊範囲の減少が確認され、海底に沈降したものと推定された（Photo. 2）。4 日には湧出痕や黒っぽい軽石等を

伴う活動はみられず、活動は急激に沈静化していった。7 月 4 日以降の観測では活発な活動は認められず、噴火前と同様に変色水が湧出している状態に戻っていた。

今回と同様に黒い岩塊の浮遊が認められた事例は、1984 年海徳海山における海底噴火活動の報告にある（土出・他、1985）。

今回の噴火活動に関する航空機による概略の観測結果を Table. 1 に示す。

3 測量船による調査概要

測量船「昭洋」に搭載されている無人測量船「マンボウⅡ」によって、2005 年 7 月 20 日から 22 日の 3 日間、火山活動が沈静化した「福徳岡

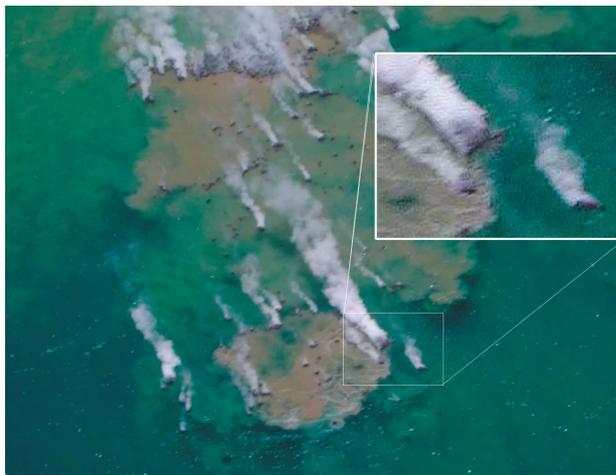


Photo. 1 Scoria and discolored waters floated on the sea at 11:36 on July 3, 2005.

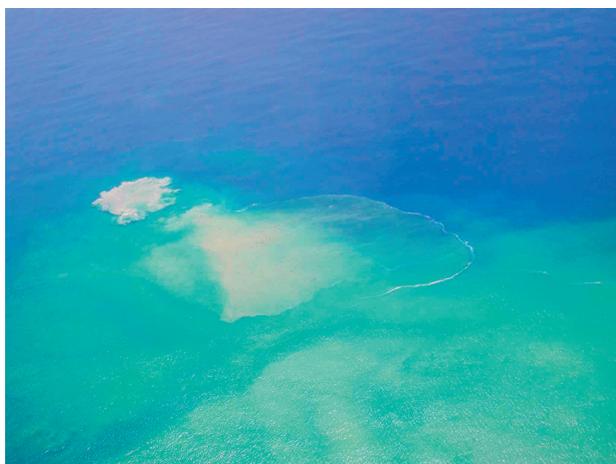


Photo. 2 Pyroclastic materials and discolored water floated on the sea at 12:36 on July 3, 2005.

年月日時分	活動状況	通報・観測者
7月2日1745	硫黄島にて水蒸気噴出目撃	硫黄島隊員
7月2日1905-	高さ約1000mの水蒸気噴出、海面に浮遊物と赤光	硫黄島救難飛行隊
7月3日0450-	1-2mの岩が約30力所、岩から水蒸気噴出	"
7月3日1110-	茶色変色水湧出、その点から北東へ黒色噴出物点在、周辺に黄緑色変色水と白色軽石	海上保安庁
7月4日1225-	白っぽい緑色変色水	海上保安庁
7月5日1215-	黄緑色変色水	海上保安庁
7月15日1138-	ライトグリーン変色水	海上自衛隊
7月17日1115-	ごく薄い青色及び緑色変色水	海上保安庁
7月20日1240-	黄緑色変色水と帯状浮遊物	海上保安庁
7月21日1405-	黄緑色変色水	海上保安庁
8月31日1405-	変色水なし	海上自衛隊

Table. 1 The time line of the eruption events in 2005

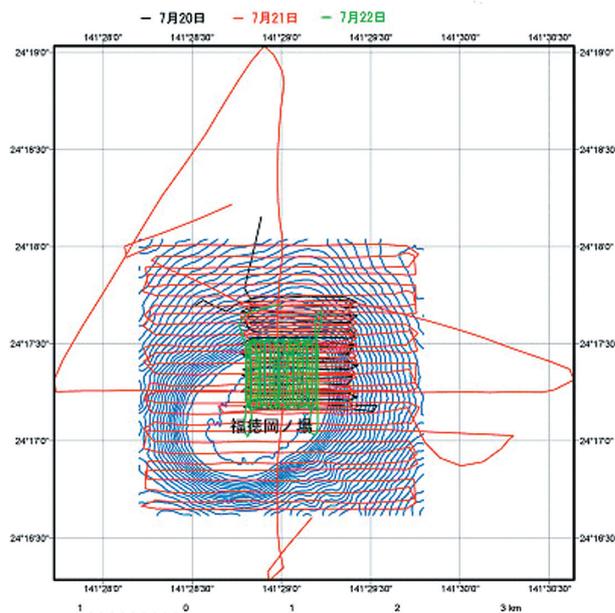


Fig. 2 Trail of echo sounding survey in 2005.

ノ場」の海底地形調査等を実施した。

「マンボウⅡ」は危険海域などをあらかじめ設定した予定線に沿って無人で航走可能な搭載艇で、音響測深器による測深と採水が母船側から無線制御できるように設計されている（小野・他，2002）。観測データとして、水深、測位及び水温等をデジタルで収録するとともに無線で母船に送信する。水深は記録紙上にアナログでも記録されている。

今回の調査では、「福德岡ノ場」周辺での測深と音響測深記録上で海底から気泡が出ている箇所の海面付近で採水を行った。この調査海域及び航跡図を Fig. 2 に示す。

本調査では、海底地形調査の他に噴火時に福德岡ノ場から南硫黄島周辺にかけて浮遊する白っぽい軽石（パミス）を採集する計画であったが、調査予定直前に台風が通過したため、この付近の海域から軽石等の浮遊物が流失し採取することができなかった。

海上保安庁では、海域における各火山の詳細な基礎データを収集するため、測量船による調査を行い「海域火山基礎情報図」を整備している。本海域の海底地形調査は、1999年7月6日から7日の2日間、「マンボウⅡ」によって行われ、そ

の結果が報告されている（小野・他，2002）。今回の調査と1999年の調査の結果を比較して2005年の噴火活動を検討する。

4 調査結果

1) 海底地形

過去の1986年噴火では噴出口の南西側に長さ約600mの半月状の新島（火砕丘）が形成されたが（小坂，1991），その後、波浪によって浸食され海没した。1999年の調査により判明した海底地形の特徴は、山頂が平坦な楕円形をした山体であり、平坦部の中心付近に最浅水深22mの山頂部分が存在していたことである（海上保安庁水路部，2000）。また、その北東側には1986年噴火口（土出・佐藤，1986）が埋まりながらも僅かに窪みが残っていたことも認められる。

今回の2005年噴火後の調査で得られた地形を Fig. 3 に3次元図で示した（矢吹，2005）。また今回調査の等深線図上に1999年と2005年の噴火前後の調査による水深の変化状況を Fig. 4 に示す。この図から山頂平坦部に南北に連なる2つのそれぞれ直径約200mの噴火口ができており、火口の深さは約40m以上あることが判明した。

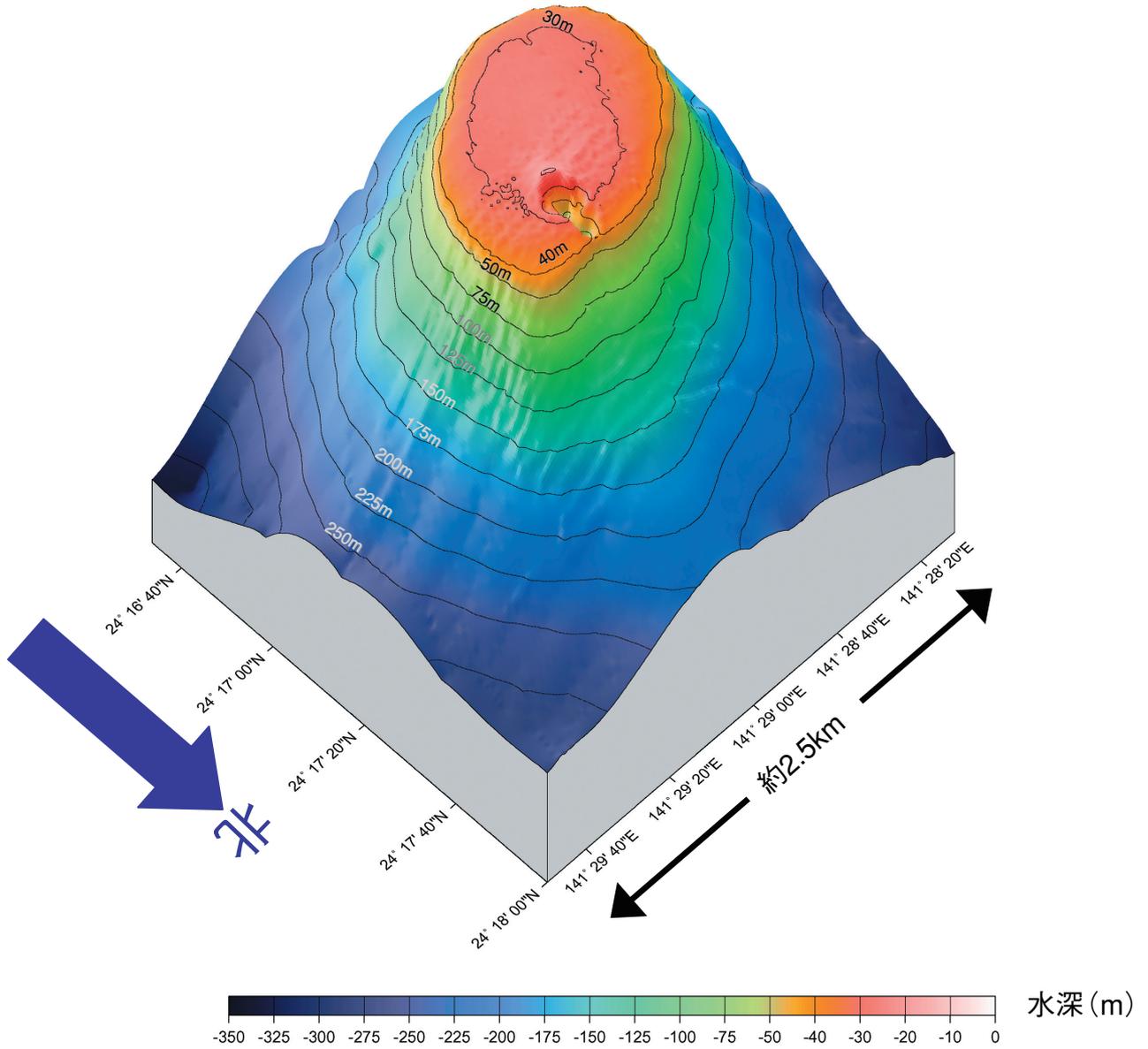


Fig. 3 3 D map of the topography by echo sounder in 2005.

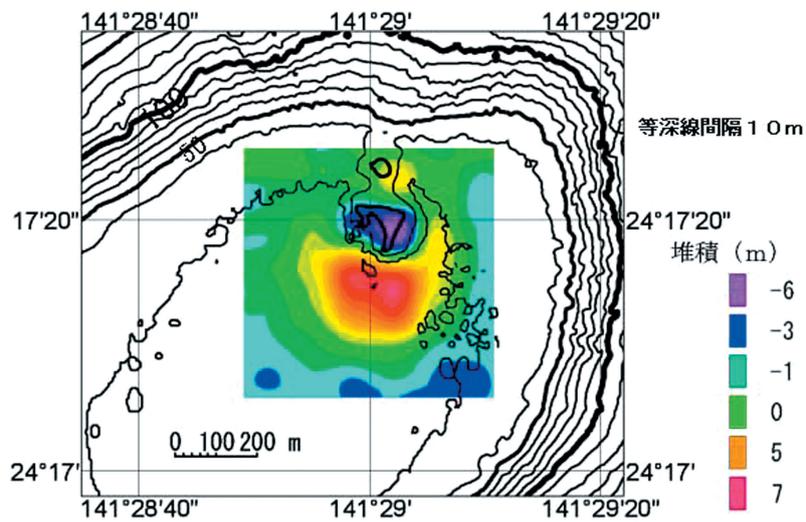


Fig. 4 Difference of depth between 1999 and 2005 and bathymetric map in 2005 by echo sounder. Contour interval is 10 m.

新たな2つの火口は1999年調査時の海底地形にある火口痕内の北部分に位置している。また、新火口南側にある地形変化の高まりは、これらの火口からの噴出物とその南側に堆積し火砕丘を形成したものと考えられる。その火砕丘は1999年調査時の火口の窪み内に形成され、2005年測量における「福岡ノ場」海底地形の最浅水深部(19 m)となっている。その周辺の山腹を含む1999年調査時の山頂平坦部は1~3 m浸食されており、特に平坦部周辺が多く削られている。今回の噴火の噴出量は、噴火前までの浸食や窪地堆積を計算に入れず単純に増加量を算出したところ約80~90万立方メートルで、噴出量からすれば火山爆発指数(Newhall and Self, 1982) 0~8段階の1に相当し、小爆発であるといえる。

2) 気泡

海中に気泡が存在すると、音響測深器のアナログ・デジタル記録上に海底反射の記録抜けが生じたり、海底から湧き上がる柱状のノイズが記録される。これらの記録を逆に利用して海底から噴出する火山ガスの位置と分布状況を把握することを試みた。

今回の噴火で新たにできた火口付近の海底から1999年と2005年とも気泡の噴出が確認され、それぞれ音響測深記録で捉えたものをFig. 5に示している。測線方向は東西(記録紙上は左から右方向)、記録上の最上部にある太線上部の位置が海面を示し、海底付近から海面付近まで達しているノイズのように見える記録が気泡である。1999年(a-a'断面)の記録には、2005年(A-A'断面)に比べ測線位置約70 m北側部分の数箇所から気泡が出ていることが認められる。それに比べて、今回の噴火後の2005年(A-A'断面)には、気泡が火口内からまとまった状態を出ているように見受けられる。また、前述した新火口南側に位置する火砕丘付近の音響測深記録をFig. 6に示す。これによると、1999年(b-b'断面)には窪地と気泡の噴出が認められるが、2005年(B-B'断面)では窪地は埋められ高まりとなり(火砕

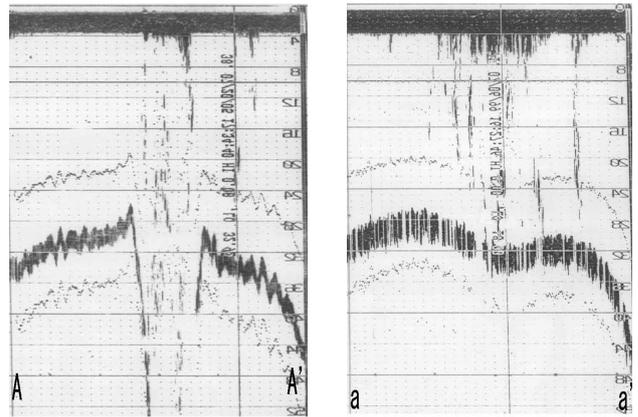


Fig. 5 Profiles of the new crater in 2005 (left) and 1999 (right) by echo sounder.

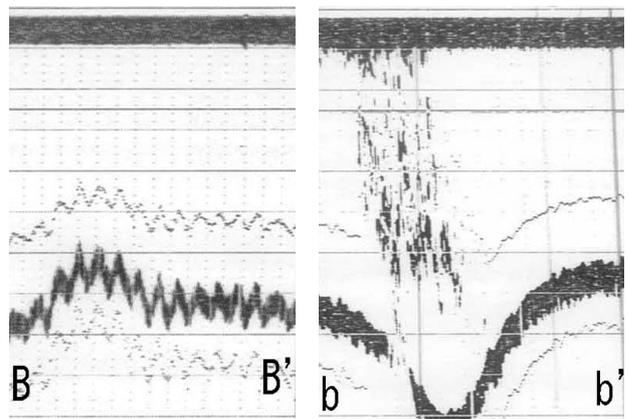


Fig. 6 Profiles of the old crater in 2005 (left) and 1999 (right) by echo sounder.

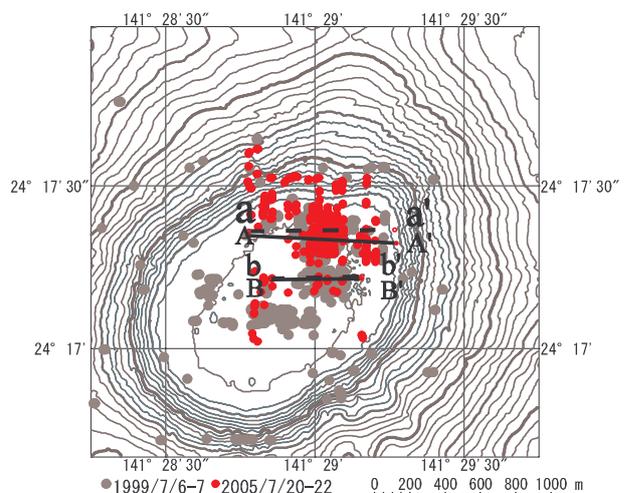


Fig. 7 Distribution of an air bubble in 1999 (black circle) and 2005 (red circle), bathymetric map by echo sounder in 2005. Contour interval is 10 m.

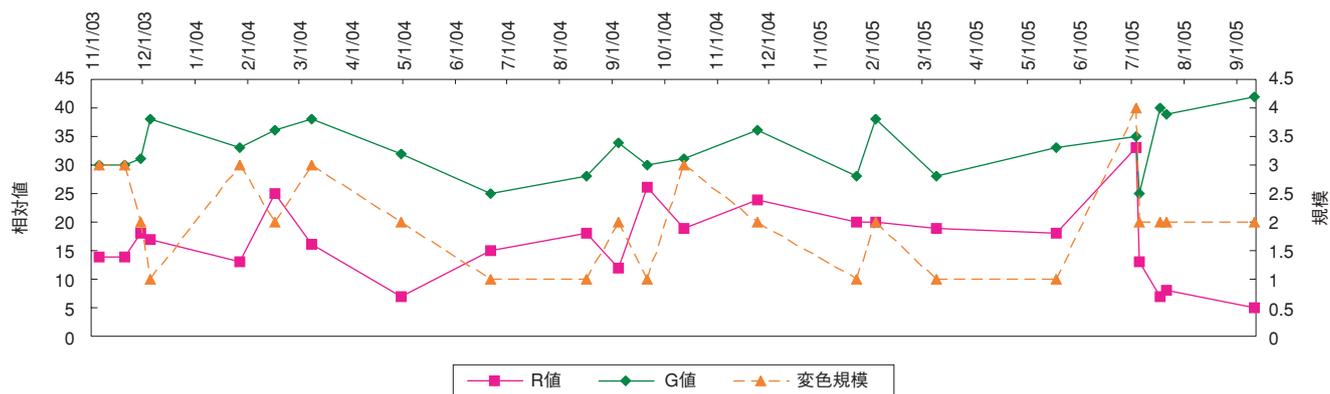


Fig. 8 A color change of discolored waters which were observed from 2003 to 2005.

丘) 気泡の噴出も見られない。ただし、2005年 (B-B' 断面) にある海底ののこぎり状の記録は、測量船の動揺により測深器 (送受波器) の海面からの位置が上下動したため生じたものである。今回の測量で得た地形図上に、1999年と2005年の断面位置と全記録紙上で確認された気泡の存在する箇所を Fig. 7 に図示する。この図から1999年に気泡の出ている箇所には山体の平坦部中央付近や前述した窪地に若干の集中が見られるが、山体山腹などにも気泡は存在していることがわかる。これに対して2005年の調査では新たな噴火口付近に大半の気泡が集中していることが判明した。山体周辺のまばらに点在する気泡は、記録紙上に海底からの湧出痕がないことから潮の流れによって山体の気泡が海中を浮流したためと考えられる。

3) 変色水

一般的な海域火山活動には、前述の気泡の噴出に伴って変色水が見られることが多い。変色水は、海底火山から放出される Si, Fe, Al 等を多量に含む酸性熱水が弱アルカリ性の海水と反応して沈殿物を生じさせ、その懸濁物が海面付近に到達・浮遊するため本来の海水の色と異なって見える現象である (小坂・他, 1996)。これまで活動の度毎に航空機から変色水の色を監視しているが、活動が活発になると変色水は、次第に青白色から緑色、さらには褐色へと変化して見えることが多かった。そこで、デジタルカメラによって撮

影された画像データから変色水の色相値を取り出し、観測日時の違いによる相対変化を Fig. 8 に示した。この図の中にある変色規模 (Fig. 8 右縦軸) は以下のように定義した。

- 規模 1: 海面に極薄い変色が認められる。
- 規模 2: やや濃い変色水で湧出痕がない。
- 規模 3: 湧出痕を伴い変色が認められる。
- 規模 4: 激しい噴火があり、土砂噴出を伴う。

また、R 値及び G 値は輝度補正後の赤及び緑の色相値の相対変化 (Fig. 8 左縦軸) を時系列で表現している。

この図を見ると2005年7月噴火は土砂流出を伴う規模4程度の火山活動であり、この時期に変色水の R 値が高く活動直後には下がっている。このことから一定規模を超える火山活動によって生じる変色水は赤みを帯びると考えられ、青白色→緑色→褐色と変化する実際の観測結果とも調和的である。

今回の測量船による調査において、7月22日に変色水を採水した。その pH の測定結果は 7.8~8.0 で、海水の pH 値 8.2 よりやや酸性である。この時点で既に変色水濃度は極薄であり、噴火初期における変色水の性質を分析することは困難であった。

5 最後に

「福徳岡ノ場」において新島を最後に確認してから既に20年が経過しており、その活動間隔や水深等を考慮すると再び新島が形成される可能性

地形変化量と噴火規模を推定できることである。
このため、噴火前の海底状況を示す海域火山基礎情報図の整備を早急に進めていくことが必要である。また、「マンボウ」による変色水や浮遊物の採取手法に海底からのガスを採取できない等の問題点が明らかとなった。

以上のことから、今後さらに海底火山の新たな調査技術及び観測手法を検討する必要がある。

謝辞

本調査にあたり、測量船「昭洋」船長をはじめ、乗組員の方々のご協力の下成果を上げることができました。また、防災科学技術研究所の鷓川元雄氏、産業技術総合研究所の浦井稔氏をはじめ、海上自衛隊硫黄島基地の方々からは、危険海域の調査において安全に万全を期すため、地震計データや衛星データなどの提供をいただき調査を無事終了することができました。ここに記して感謝いたします。

要旨

火山性変色水など火山活動が活発な「福徳岡ノ場」において2005年7月2日に噴火が起こった。この噴火によって、海底から吹き上げられた軽石や碎屑物が海面に達し水蒸気を発して浮遊した。この噴火と過去の噴火(1986年)における火口の位置関係を明らかにし、噴出物の堆積等によって海底地形がどのように変化したのか把握するために海底地形調査を実施した。調査は無人測量船「マンボウ」搭載の音響測深器を使用して行い、変色水の採水を併せて実施した。今回の噴火前の1999年に海底地形調査を行っており、その時の地形との変化を調べた結果、2つの新火口の形成と火口からの気泡の噴出が確認された。

参考文献

- 海上保安庁水路部(2000), 海域火山基礎情報図「福徳岡ノ場」資料整理報告書, 海上保安庁海洋情報部, 東京.
- Newhall, C.G. and S. Self (1982), Volcanic explosivity index (VEI), an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal Geophysics Research*, **87C2**, 1231-1238.
- 西澤あずさ・小野智三・坂本平治・松本良浩・大谷康夫(2002), 海底火山「福徳岡ノ場」における海底地震観測, *水路部研究報告*, **38**, 101-123.
- 小野智三・大谷康夫・鐘尾誠・西澤あずさ(2002), 火山噴火予知調査における「マンボウ」による調査, *水路部技報*, **20**, 71-80.
- 小坂丈予(1991), *日本近海における海底火山の噴火*, 300pp、東海大学出版会, 東京.
- 小坂丈予・平林順一・野上健治・土出昌一・足立紀佳(1996), 福徳岡ノ場海底火山活動に伴う変色海水 - 海底火山活動の指標としての変色海水, *火山*, **41**, 107-113.
- 笹原昇・千葉達朗(2005), 日本周辺海域火山データベース, *火山*, **50**, 497-500.
- 土出昌一・加藤茂・打田明雄・佐藤寛和・小西直樹・小坂丈予・平林順一(1985), 海徳海山の海底火山活動, *水路部研究報告*, **20**, 47-82.
- 土出昌一・佐藤寛和(1986), 福徳岡ノ場(1986)の火山活動について, *写真測量とリモートセンシング*, **25**, 4.
- 矢吹哲一朗・服部敏一・井上渉・宮寄進・長野勝行・及川光弘・野上建治(2005), 福徳岡ノ場海底火山2005年活動の概要(ポスターP30), 日本火山学会2005年秋季大会, 札幌, 2005年10月5-9日.

研究ノート

日本周辺における海域ジオイドモデルの決定[†]

笹原昇^{*1}, 矢沼隆^{**2}, 矢吹哲一朗^{**3}

Determination of Marine Geoid model around Japan.

Noboru SASAHARA^{*1}, Tetsuichiro YABUKI^{**2} and Takashi YANUMA^{**3}

Abstract

We determined the precise marine geoid model, by "remove-restore technique" which is the gravimetric method. The long wavelength reference of CG 03 (Forste et al., 2005) which is the degree-360 expansion of the global geopotential model was removed from the local gravity anomalies which contain the ship borne gravity data observed by the Hydrographic and Oceanographic Department. The residual gravity anomalies were converted to geoid undulations using Fourier Stokes Formulas (1 D FFT) with the modified kernel.

Comparison of the new marine geoid model with Geographical Survey Institute geoid model (gsigeo 2000 Ver.3.1) gives the standard deviation of 0.178 m.

1 はじめに

水深測量により海図を作成してきた海洋情報部にとってジオイドは海洋調査を行うために重要な基準であり、また、海流などの海洋循環モデルを考察する上でも必要不可欠なものである。海洋情報部では Ganeko (1980) が、人工衛星の軌道解析から求められた 22 次の全球重力ポテンシャルモデル (以後、GGM: Global Gravity potential Model とする) である GEM-10 と船上重力測定で得られた局所的な重力値のブロック平均されたデータから、日本周辺の海域ジオイドを計算した。その後、作成されたジオイドモデルとしては Fukuda (1990) や黒石 (2000) などのように、観測・解析技術などの向上によって高精度になったものがある。

ここでは、より高精度なジオイドモデルを求めるため、CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload: Reigber et al., 2001) と GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment; Center for Space Research, 2003) が複合された 360 次の GGM、海洋情報部に蓄積された船上重力データ、衛星海面高度計 (Sandwell and Smith, 1997) による重力データを用いてジオイドを決定した。

本稿では、重力によるジオイド決定手法と構築された北西太平洋における「海域ジオイドモデル」について紹介する。

[†]Received December 15, 2005; Accepted February 28, 2006

*1 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

**2 株式会社パスコ Pasco Corporation

**3 海洋調査課 Hydrographic Survey Division

2 ジオイド決定作業

(1) 決定手法「remove-restore 法」

ジオイド面上に重力異常データが全球かつ均等に存在していれば、そのデータのストークス積分によりジオイド高を計算することができる (Heiskanen and Moritz, 1967.). しかし、地球表面上には観測困難な場所が多数あり人工衛星が出現するまでは全球的なデータは存在しなかった。一方、人工衛星を用いたデータは地表面とのデータと比べ細かな重力変化成分を求めることが困難である。これらデータの長所・短所を補うため、あらかじめ既知の成分 (ジオイドの長波長成分) を除き、未知の成分のみ (ジオイドの短波長成分) を計算する。この手法は「remove-restore 法」と呼ばれ、以下の式のように長波長成分に GGM による重力値、短波長成分に地表面での重力観測データを用い、地表重力異常値から GGM 重力異常値を除去 (remove) したものをストークス積分し、その後 GGM ジオイド高を復元 (restore) している。

$$\begin{aligned}
 N &= \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_A \Delta g_{ggm} \cdot 10^{-5} S(\psi) d\sigma \\
 &\quad + \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_C (\Delta g_F - \Delta g_{ggm}) \cdot 10^{-5} S(\psi) d\sigma \\
 &= N_{ggm} + \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_C (\Delta g_F - \Delta g_{ggm}) \cdot 10^{-5} (\psi) d\sigma
 \end{aligned}
 \tag{2.1}$$

N : N_{ggm} : GGM ジオイド高 (m) Δg_{ggm} : GGM 重力異常値 (mgal) Δg_F : 地表重力異常値 (Faye 異常: mgal)

R : ジオイド計算点における正規楕円体の地心距離 (m)

γ : 正規重力 (ms^{-2}) A : 積分領域 (全球)

C : 積分領域 (地表データがある局所域)

$$S(\psi) = \frac{1}{s} - 4 - 6s + 10s^2 - (3 - 6s^2) \ln(s + s^2)
 \tag{2.2}$$

$S(\psi)$: ストークス関数 ψ : ジオイド計算点と積分計算点との角距離 (度) s : $\sin(1/2\psi)$

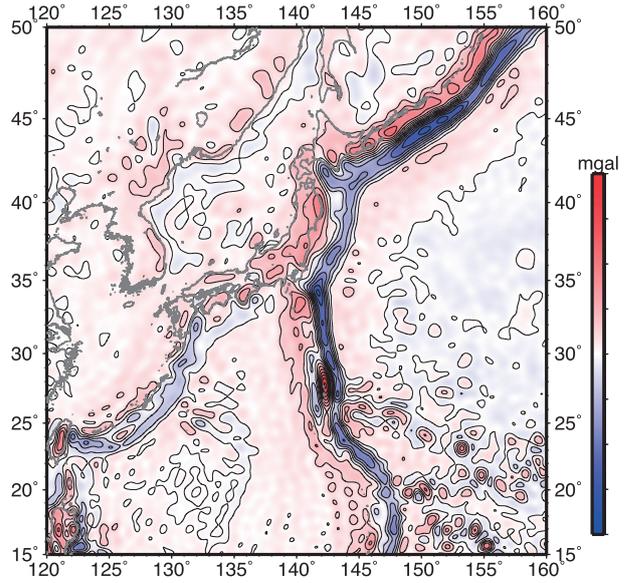


Fig. 1 Gravity anomaly of CG 03 around Japan.

また、 Δg_F は Faye 異常と呼ばれフリーエア異常値に大気質量補正と地形補正を加えてある。

(2) 重力データ

・GGM 重力異常値

球面調和関数係数セットである EIGEN-CG 03 を用いた。これは GFZ (GeoForschungs Zentrum: 地球科学研究所, ドイツ) により CHAMP (860 日間観測データ) と GRACE (376 日間観測データ) のデータを用い作成された 360 次の重力ポテンシャルモデルである (Forste et al., 2005). GGM のジオイド高をソフトウェア Gravsoft (Tscherning, 1994) の geocol により計算し、これをジオイド高の近似値として geocol により GGM による重力異常値を求めた。

・船上重力データ

笹原・他 (2005) によって精度検証・誤差補正をされた船上重力データに以下の大気質量補正を加えた (黒石, 2000).

$$AC = 0.8658 - 9.727 \cdot 10^{-5} H + 3.482 \cdot 10^{-9} H^2
 \tag{2.3}$$

AC : 大気質量補正值 (mgal) H : 標高 (m)

Fig. 2 に日本周辺で実施された海上重力測定の

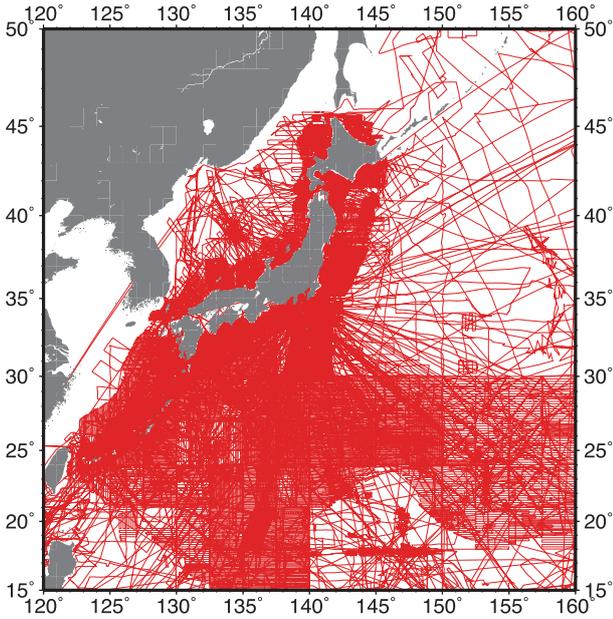


Fig. 2 Track lines of ship-borne measurements.

観測線，Fig. 3にそのデータによる重力異常図（精度検証・誤差補正実施前）を示す。

・陸上重力データ

日本重力（産業技術総合研究所，2004）のブーゲ異常値（地形質量密度 2.67 g/cm^3 ）グリッドデータを用いた。このデータは完全ブーゲ異常値でブーゲリダクション・フリーエアリダクション・地形補正が既に加えられており，ここでは，Faye 異常値とするため除去された地形質量による引力（ブーゲリダクション）を元データに戻す操作を行った（Heiskanen and Moritz, 1967.）。

$$A_B = 2\pi \cdot G\rho H = 0.1119H \quad (2.4)$$

A_B ：ブーゲリダクション (mgal) H ：標高(m)

ρ ：地形質量密度 (2670 kg/m^3)

G ：万有引力定数 ($6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$)

この (2.4) 式による引力をグリッドデータに加え，(2.3) 式による大気質量補正を行った。

・衛星海面高度計による重力データ（以後，アルティメータ重力とする）

ジオイド計算領域において船上重力データが均等に存在しないため，空白域を他の重力データに

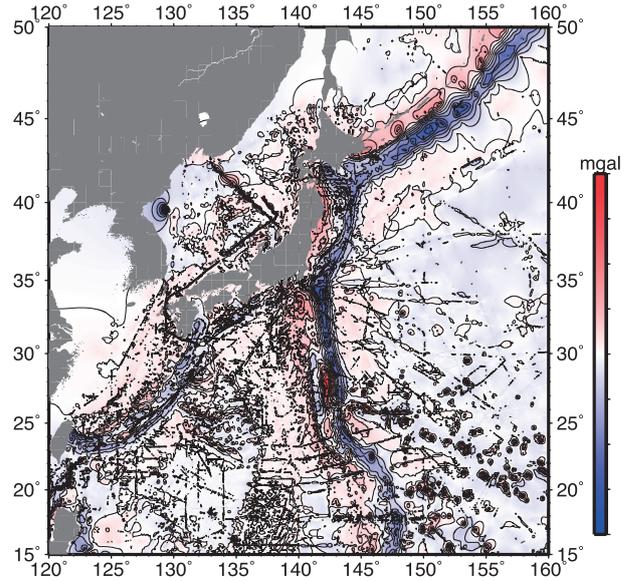


Fig. 3 Gravity anomaly around Japan derived from ship-borne measurements (before the evaluation and compensation).

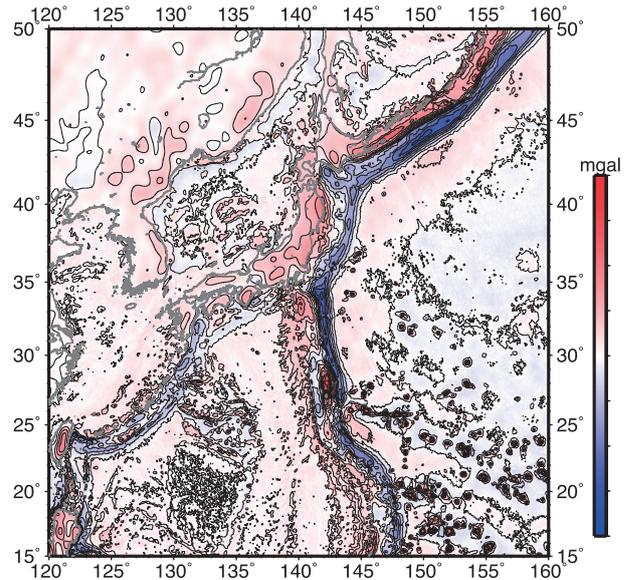


Fig. 4 Gravity anomaly around Japan derived from altimeters (Sandwell and Smith, 1997).

より補間しなければならない。この補間用データには Sandwell と Smith (1997) によって衛星海面高度計の海面高度データを逆ベニング・マイナス積分処理により重力データに変換した 1 分格子間隔のデータセット（以後，Sandwell v11.1 とする）を用いた。このセットに (2.3) 式による大気質量補正を行った。Fig. 4にこのアルティメータ重力異常値の分布図を示す。

・海陸混合重力データ

上述した船上・アルティメータの海上重力と陸上重力データを混合し、そのデータを GMT(Wessel and Smith, 1998) の blockmedian により 1 分格子間隔でブロック平均し、GMT の surface によりテンション 0.75, 格子間隔 1 分でスプライン補間をした. Fig.5 にこの混合重力異常値データの分布図を示す.

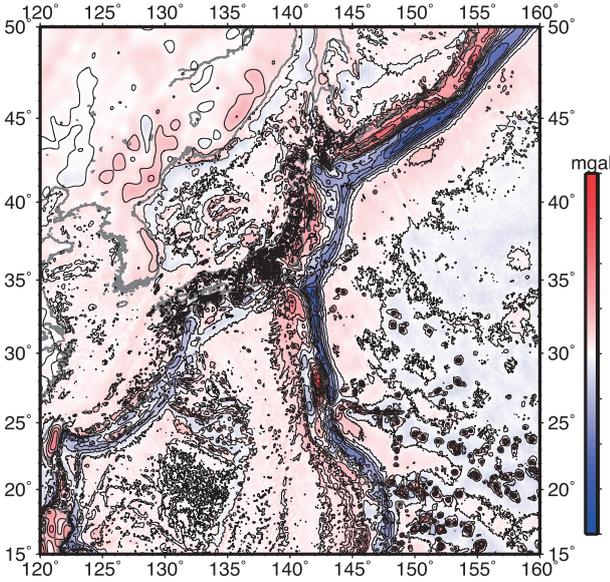


Fig.5 Gravity anomalies around Japan derived from sea- and land-gravity.

(3) ジオイド計算

・ストークス積分

前述した海陸混合重力データから GGM 重力異常値を除去した残差値ををストークス積分することになるが、計算時間の短縮と厳密なストークス積分のため、以下の式による 1 次元フーリエ変換 (FFT) を計算法に用いた (Haagmans et al., 1993). 実際の計算では重力異常値は格子データとなるため、残差ジオイド高は格子点ごとに求め、経緯度方向の格子間隔ごとに存在する残差重力異常による残差ジオイド高への影響を総和する.

$$N = \frac{R\Delta\phi\Delta\lambda}{4\pi\gamma} f_1^{-1} \left\{ \sum_{\phi=\phi_1}^{\phi_n} f_1 \left(S(\Delta\lambda_{pq}) f_1 \left(\Delta g_q^{res} \cdot 10^{-5} \cos\phi q \right) \right) \right\}$$

$$(2.5)$$

p : 残差ジオイド高計算点 q : p における残差ジオイド高への残差重力異常の影響を計算する格子点

N : 残差ジオイド高 (単位 m, p にある残差重力異常による影響は含まない) γ : 正規重力 (ms^{-2})

R : p における正規楕円体の地心距離 (m)

$\Delta\phi$: 緯度方向の格子間隔 (度) $\Delta\lambda$: 経度方向の格子間隔 (度)

$\Delta\lambda_{pq}$: 経度方向の p と q との角距離 (度)

$\phi_1 \sim \phi_n$: 緯度方向の計算区間

Δg_q^{res} : q での Faye 重力異常値と GGM によるものとの残差 (mgal) Φq : q での緯度 (度)

f_1^{-1} : 逆一次元 FFT f_1 : 一次元 FFT

(2.4) 式ではジオイド計算点自身 ($\phi = \phi p$ $\Delta\lambda_{pp} = 0$) が特異点となるため計算せず、代わりに以下の式の値を (2.4) 式 N に加える.

$$N_p = \frac{R\Delta g_p^{res} \cdot 10^{-5} \sqrt{\Delta\phi \cdot \Delta\lambda \cos\phi_p}}{\gamma \sqrt{\pi}} \quad (2.5)$$

N_p : p での残差重力異常値が残差ジオイド高に与える影響量

Δg_p^{res} : p での残差重力異常値 (mgal) ϕ_p : p での緯度 (度)

FFT の計算には FFTGeoid (University Technologies International Inc., 2004) を用いた.

・ストークス関数

重力データにおいて短波長成分の切断誤差や残差値に含まれる長波長成分誤差の解析値への影響を低減するため以下の修正されたストークス関数 (Featherstone, 2003) を用いた.

$$\tilde{S}_p^L(\psi) = \begin{cases} S_p^L(\psi) - S_p^L(\psi_0) & \text{for } 0 \leq \psi \leq \psi_0, \\ 0 & \text{for } \psi_0 < \psi \leq \pi \end{cases} \quad (2.7)$$

$$S_P^L(\psi) = \begin{cases} S_P(\psi) - \sum_{k=2}^L \frac{2k+1}{2} t_k(\cos\psi_0) P_k(\cos\psi) & \text{for } 0 \leq \psi \leq \psi_0, \\ 0 & \text{for } \psi_0 < \psi \leq \pi \end{cases} \quad (2.8)$$

$$S_P(\psi) = S(\psi) - \sum_{n=2}^P \frac{2n+1}{2n-1} P_n(\cos\psi) \quad (2.9)$$

$$\sum_{k=2}^L \frac{2k+1}{2} t_k(\cos\psi_0) e_{nk}(\cos\psi_0) = Q_n(\cos\psi_0) - \sum_{k=2}^L \frac{2k+1}{2} e_{nk}(\cos\psi_0) \quad \text{for } 2 \leq n \leq L \quad (2.10)$$

$$e_{nk}(\cos\psi_0) = \int_{\psi_0}^{\pi} P_n(\cos\psi) P_k(\cos\psi) \sin\psi \, d\psi \quad (2.11)$$

$$Q_n(\cos\psi_0) = \int_{-1}^{\psi_0} S(\psi) P_n(\cos\psi) \, d\psi \quad (2.12)$$

$S(\psi)$: ストークス関数 ψ : ジオイド計算点と積分計算点との角距離 (度) ψ_0 : キャップサイズ (度) P_n : n 次のルジャンドル陪関数

Featherstone (2003) に基づき, $P=L=20$, $M=360$ とした.

・間接効果補正

ストークス積分を行うためにはジオイドの外側にある質量を内側に圧着する必要があるため計算の後に, この圧着で生じた重力ポテンシャル変化を補正しなければならない. このため, (2.1) 式によって求められたジオイドに以下の式の値を加え修正をする.

$$\delta N = \frac{-\pi \cdot G \rho H^2}{\gamma} \quad (2.13)$$

G : 万有引力定数 ($6.673 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$)

ρ : 地形質量密度 (2670kg/m^3) H : 標高 (m)

γ : 正規重力 (ms^{-2})

・スケール決定

ジオイドとは重力場において一定の重力ポテン

シャル値を持つ面をさすが, 実際の地球に最適なポテンシャルと正規楕円体や GGM で用いるものとの間には差異がある. このため, 実際の地球に最も合致するジオイドを求めるにはポテンシャルの違いによるジオイド高の補正を行う必要がある. また, 地心重力定数によっても差異が生じ, これらの補正值は以下の式によって求められる (Heiskanen and Moritz, 1967).

$$\xi_0 = \frac{(GM - GM_0)}{R\gamma} - \frac{(W_0 - U_0)}{\gamma} \quad (2.14)$$

GM : 実際の地球に最も合致する地心重力定数 ($398600441.8 \times 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-2}$)

GM_0 : 正規楕円体 (GRS 80) の地心重力定数 ($398600500.0 \times 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-2}$)

W_0 : 実際の地球に最も合致する重力ポテンシャル

($63636855.69 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$)

U_0 : 正規楕円体 (GRS 80) の重力ポテンシャル ($63636860.85 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$)

R : ジオイド計算点における正規楕円体 (GRS 80) の地心距離 (m) γ : 正規重力 (ms^{-2})

最適な重力ポテンシャル等に Bursa et al. (1999) のものを用い, 補正值は約 -40cm となる. また, 国土地理院モデル (gsigeo 2000 Ver. 3.1; 安藤・他, 2002) と比較するため, 最適値と EGM 96 (国土地理院長波長モデル; Lemoine et al., 1997) との補正值 (約 -40cm) も求めた.

3 結果

上述した CG 03 による重力データを長波長成分, 船上重力・アルティメータ重力・陸上重力の混合重力を CG 03 により差し引いた残差データを短波長成分とし, 修正関数と 1 次元 FFT によるストークス積分を行った. また, 間接効果補正・スケールの補正を行い, その結果を Fig. 6 に示す.

データ諸元は以下のとおり。

正規楕円体	GRS 80
領域	15 – 52 N 120 – 160 E
格子間隔	1 分
ストークス積分の cap size	0.6 度
Tide system	non-tide
Geoid 高	
最小値	-11.7 m
最大値	55.7 m
平均値	24.1 m
s.d.	14.2 m

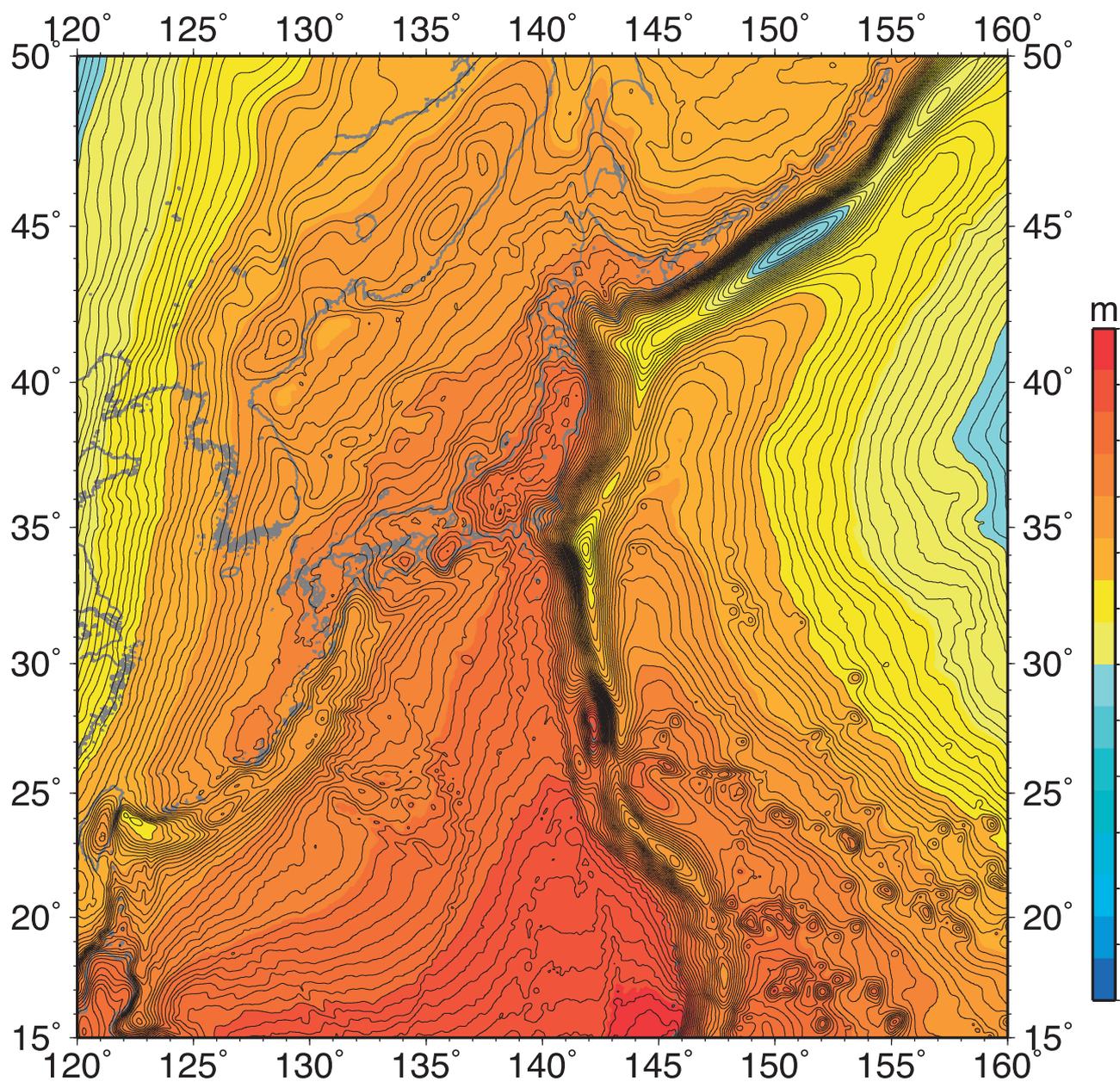


Fig. 6 Geoid undulation around Japan in this work. Contour interval is 1 m.

4 議論

決定されたジオイドモデルの精度評価するため、国土地理院ジオイドモデル (gsigeo 2000 Ver. 3.1; 安藤・他, 2002) との比較を行った。その方法は、験潮所のベンチマーク (水準点) 約 600 箇所 (北海道・本州・四国・九州) の経緯度にて新モデルと地理院モデルによるジオイド高を求め、その較差をとった。なお、両モデルのスケールを整合させるため、第 3 節・スケール決定で述べた最適値と EGM 96 との補正值を地理院モデルに加えてある。統計は平均 -0.059 m, 標準偏差 0.176 m となり、較差分布図を Fig. 7 に示す。

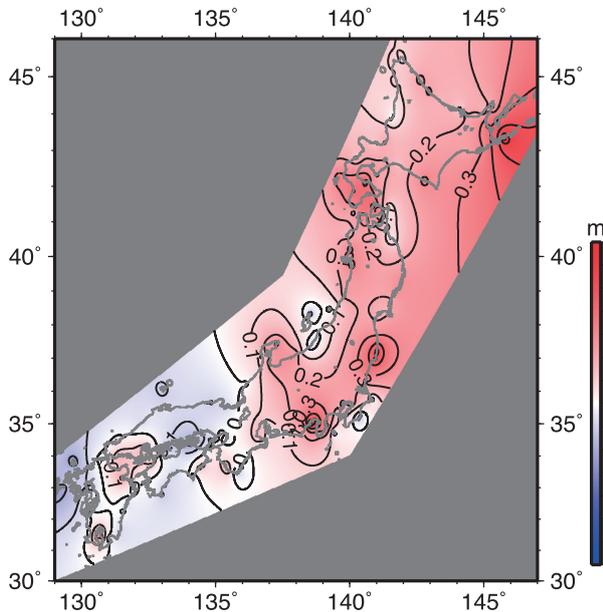


Fig. 7 Difference of geoid between this work and G.S.I. at the coast in Japan.

Fig. 7 をみると北海道から中部地方までの較差は正であり、中国・四国・九州地方はほぼ零で負の傾向にあることがわかる。これは本研究で採用している長波長モデル (GGM) と地理院が採用したものとの違いを示唆している可能性がある。

また、解析結果の検証のため、計算条件として cap size を変えた場合の結果と地理院モデルとの差異を Fig. 8 に示す。Fig. 8 ではオリジナルストークス関数の結果も示してあるが、明らかに修正ストークス関数の方がオリジナルのものより解

析結果の標準偏差が小さくなっていることがわかる。標準偏差はストークス積分の cap size 0.6 度付近で最小となる。

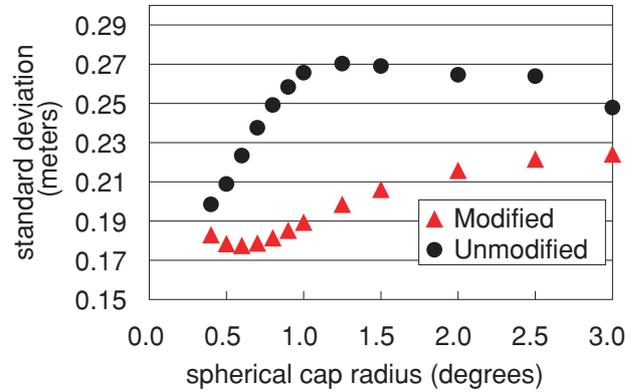


Fig. 8 Standard deviation of difference of geoid between this work and G.S.I., in case of change the cap sizes.

5 おわりに

本研究は、北西太平洋海域の船上重力データの評価と補正の結果 (笹原・他, 2005) を利用し、人工衛星の成果も用いて最も適切なジオイドモデルを構築するための諸手続きを議論したものである。

今後の課題としては、地理院モデルとの較差について要因を検証し海域と陸域のジオイドの整合性を保つことや、本モデルを用いた海洋循環モデルの精度検証の試み、船上重力データの高精度化などが挙げられる。

最後に、本研究による海域ジオイドモデルを構築には、海洋情報部をはじめとする船上重力観測に携わった方々やジオイド研究者の方々が為しえた成果が必要不可欠であり、その弛まぬ努力に深く感謝いたします。

本稿ではスクリップス海洋研究所のアルティメータデータ (Sandwell and Smith, 1997), GFZ の全球重力ポテンシャルモデル CG 03 (Forste et al., 2005) や KMS の GRAVSOFT (Tscherning, 2006), GMT (Wessl and Smith, 1998), 国土地理院のジオイドモデルを使用させていただきました。

要 旨

最新の重力観測衛星データにより解析された重力ポテンシャルモデルと海洋情報部に蓄積された船上重力データを用いて、日本周辺の北西太平洋海域ジオイドモデルを構築した。

参考文献

- 安藤久, 佐々木正博, 畑中雄樹, 田中和之, 重松宏実, 黒石裕樹, 福田洋一 (2002), 「日本のジオイド 2000」の構築, *国土地理院時報*, **97**, 25-30.
- Bursa, M., J. Kouba., M. Kumar, A. Muller., K. Radej, S. A. Ture (1999), GEOIDAL GEOPOTENTIAL AND WORLD HEIGHT SYSTEM, *Studia geophysica et Geodaetica*, **43** (4), 327-337.
- Center for Space Research, The University of Texas at Austin (2003), *GGM 02 Notes*, Retrieved November, 2004, from <http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/>
- Featherstone, W.E. (2003), Software for computing five existing types of deterministically modified integration kernel for gravimetric geoid determination, *Computers & Geosciences*, **29**, 183-193.
- Förste, C., F. Flechtner, R. Schmidt, U. Meyer, R. Stubenvoll, F. Barthelmes, R. König, K. H. Neumayer, M. Rothacher, Ch. Reigber, R. Biancale, S. Bruinsma., J.-M. Lemoine, and J. C. Raimondo (2005), A New High Resolution Global Gravity Field Model Derived From Combination of GRACE and CHAMP Mission and Altimetry/Gravimetry Surface Gravity Data, EGU General Assembly 2005, Vienna, Austria, 24-29, April 2005, Retrieved May, 2005, from http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/index_GRACE.html
- Fukuda, Y. (1990), Precise Determination of Local Gravity Field Using both the Satellite Altimeter Data and the Surface Gravity Data, *Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo*, **28** 133.
- Ganeko, Y. (1980), New Determination of a Marine Geoid Around Japan, *Report of Hydrographic Researches*, **15**, 71-170.
- Haagmans, R., Min, E. and M. Gelderen (1993), Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1 D FFT, and a comparison with existing methods for Stokes' integral, *manuscripta geodaetica*, **18**, 227-241.
- Heiskanen, W. and H. Moritz (1967), *Physical Geodesy*, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Lemoine, F.G., D.E. Smith, L. Kunz, R. Smith, E.C. Pavlis, N.K. Pavlis, S.M. Klosko, D.S. Chinn, M. H. Torrence, R.G. Williamson, C.M. Cox, K.E. Rachlin, Y.M. Wang, S.C. Kenyon, R. Salaman, R. Trimmer, R.H. Rapp, R.S. Nerem (1996), The Development of the NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model, International Association of Geodesy Symposia volume 117 Gravity, Geoid and Marine Geodesy International Symposium Tokyo, Japan, September 30-October 5, 1996.
- 黒石裕樹 (2000), 日本のジオイドの重力手法による精密決定, *測地学会誌*, **46** (1), 1-20.
- Reigber, C., H. Luhr, P. Schwintzer, (2001), Announcement of Opportunity for CHAMP, Reference Documents, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Sandwell, D.T., and W.H.F. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, **102** (B 5), 10339-10554.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2004), 日本重力 CD-ROM 第 2 版. (承認番号 63500-A-20060125-003 号)
- 笹原昇, 塩原健, 矢吹哲一朗 (2006), 船上重力データの精度評価, *海洋情報部技報*, **24**, 89-93.
- Tscherning, C.C. (1996), GRAVSOFT—A SYSTEM FOR GEODETIC GRAVITY FIELD MODEL-

LING, Retrieved May, 2004, from <http://cct.gfy.ku.dk/gravsoft.txt>

University Technologies International Inc.
(2004), FFTGEOID-Geoid Determination Software, Retrieved May, 2004 from <http://www.uti.ca/0184.htm>

Wessel.P. and W.H.F.Smith (1998), New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.

研究ノート 黒潮沿岸域における平均水面及び海水密度の季節変化

菊池眞一*

Seasonal Variation of Mean Sea Level and Density of Sea Water in Coastal Waters along the Kuroshio.

Siniti KIKUTI*

Abstract

This note shows the tables and the figures of the seasonal variation of mean sea level at Japanese coast along the Kuroshio Current. Monthly and 15 days running mean data are calculated from the tidal data observed in the period from 1971 to 2004. Characteristics of seasonal variation of MSL along the Kuroshio, such as the primary crest in early October, the secondary crest around summer solstice and a small scale crest / convexity after spring equinox, are described in graphs.

The figures of calculated sea level (CSL) are also described in graphs. The CSL is estimated by the specific volume calculated from temperature and salinity data in the area within 15 to 20 nautical miles along the coastlines around a tidal station. In the almost case of the tidal station on main lands, MSL matches the CSL calculated from the data in the depth of surface to 125 or 150 meters. Differences subtracting CSL from MSL are described in tables. The regional characteristics of the difference are shown in figures.

1 まえがき

平均水面 (MSL: Mean Sea Level) は水路測量や海図作成において高さの基準面として使用され、水深の基準面である最低水面にも密接に関係する。日本沿岸の 1 か月平均水面の季節変化は、海水密度及び気圧に対応して変化し、海流によるコリオリの力に影響されることが知られている (Nomitsu and Okamoto 1926, 津村 1963)。本研究は長期間の潮汐観測データを使用して 1 か月平均水面及び 15 日間平均水面の平年値を作成し、その季節変化の特性を調べた。

海水密度と平均水面との相関については多くの研究がされている。庄司 (1954) 及び吉田 (1961) は、伊東、布良及び八丈島の日平均水位 (25 時

間平均) と周辺海域の力学的深度 (800 m 基準) が比例することを報告している。最近の例として、外洋海況を解析することを目的とした研究が Sekine and Fujita (1999), 日比野 (2001) 及び久野・藤田 (2003) によって行われている。本研究では潮汐観測地点周辺の水温・塩分データから海水比容の周年データを作成し、比容から推測した海面高と平均水面を比較した。

本報告で記述した平均水面は、特に断らない場合、気圧補正をした 1 か月平均水面及び 15 日間平均水面である。また、平均水面及び海面高は各地点の 1 年間の平均が 0 となるように調整した値を示している。

†Received January 17, 2006 ; Accepted March 3, 2006

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

2 使用データと処理方法

(1) 平均水面データの作成

平均水面データは、日本海洋データセンター (JODC) 及び国土地理院が保管する潮汐データ並びに気象庁気象観測 (電子閲覧室) 掲載の気圧データを使用して作成した。潮汐データは、海上保安庁、気象庁及び国土地理院により観測された1971年～2004年の正時データである (一部前後の期間のデータを使用した)。JODC 保管となっていない最近の潮汐データは海上保安庁管区本部及び気象庁のホームページに掲載されたデータを使用した。これらのデータは2004～2005年に各機関のホームページからダウンロードした。

平均水面は15日間平均水面及び1か月平均水面を日平均水面の移動平均により算出した。日平均水面は0～23時の正時データを、全24点がそろっていることを条件として、平均して求めた。日平均データは観測地点近傍の気象庁の海面気圧データにより1013 hPaを標準とし、気圧変化1 hPaに対して補正量1 cmとする気圧補正を行った。中之島、神津島等の近辺に気象庁気圧データがない観測地点は複数カ所の海面気圧データを距離により加重平均して算出した気圧データを使用した。

移動平均は85%以上の日平均データがあることを条件とし、すなわち15日間平均では13日分以上、1か月 (29日間) 平均では25日分以上のデータがある計算結果を採用した。日平均データについて、1回の移動平均を行う「単純移動平均」及び移動平均を繰り返す「KZ (Kolmogorov-Zurbenko) フィルターを用いた移動平均」の2つの方法で15日間及び1か月間の移動平均処理を行った。KZ フィルターを用いた移動平均は移動平均を3回繰り返した。移動平均を繰り返す場合は85%以上の元データがあることを条件とした。本報告ではKZ フィルター処理した平均は末尾に (KZ) を付記することとする。15日間平均 (KZ) は、15日間平均と1か月平均の中間で、やや前者に近い値を示す。

海洋データの日平均値は潮汐の影響を強く影響

を受ける。花輪・三寺 (1985) は24時間平均値 (日平均値) に14日周期の偽波動が生じることを示し、日平均潮位資料を扱うとき、「標準化時間の2倍の周期以下の変動を除去しておくことが、時系列解析の基礎である」と指摘している。本研究では、朔から望まで平均14.765日間であることから、15日間 (又は29日間) 移動平均及び24時間平均を組み合わせることにより天文潮汐の影響を本研究に必要な程度に小さくできると考えた。

(2) 平均水面平年値データの作成と計測

平年値データは、暦日により作成した場合、うるう年の扱いが問題となる。そのため、普遍性が高い、「東経135度における太陽黄経」を時間目盛とし、1度ごとの平年値を算出した。本報告で使用している日付は太陽黄経を2000年の日付に換算したものである。太陽黄経と日付の変換は暦計算研究会 (1991) に掲載されたデータを使用した。

記録部が電子化される以前の潮汐データは欠測が少なくない。各年、各時期の変動が大きいこと

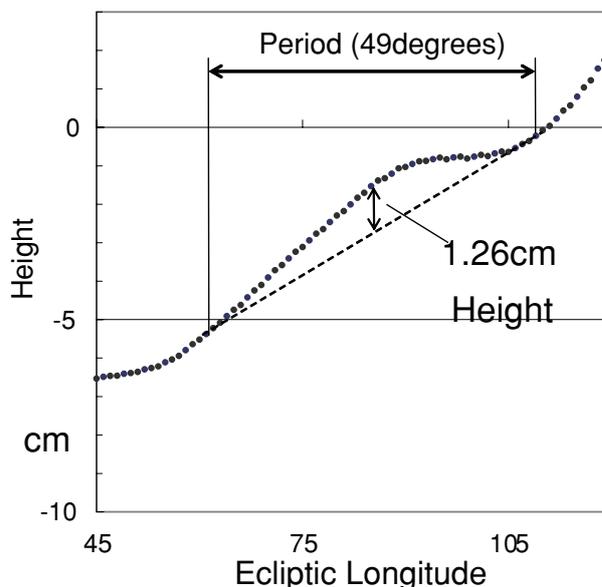


Figure 1. Measurement of Convexity on the graph of Mean Sea Level

Convex unit of 15 days MSL (KZ) at Odomari Tidal Station; KZ is “Kolmogorov-Zurbenko Filter”, repeating running-mean processing

から欠測があると平均値に段差が現れることが多い。津村 (1963) は「欠測の場合の値は、周辺の検潮所の値から推定値で修正あるいは補充した」とし、丁寧な処理により欠測データに対処している。本研究は、欠測によって生じる平年値の不連続をなくすため、太陽黄経 3 度ごとの潮高昇降量を算出し、次に昇降量の平均値から平年値となる水位データを計算する方法をとった。なお、1991 年以降、各地の観測データの欠測が非常に少なくなっている。

平均水面平年値の特性を示すため、顕著な峰の発生時期及び高さをグラフ上で計測した。凸部 (Convex unit) がある場合、凸部の中央付近を発生時期に関する仮の値として、その前後に等時間の幅を設定する。この幅のはじめと終わりにあたる平年値カーブ上の 2 点を結ぶ直線を引き、発生時期の時点の水位とこの直線の差を凸部の高さとする。直線の始点から終点までの長さは太陽黄経 27~79 度の間とし、2 度間隔で移動させ、高さが最大となる点を凸部の発生時期とする (Figure 1 参照)。直線の設定期間は Table 5 に期間 (太陽

黄経) として掲載した。

(3) 海水密度からの海面高さの算出

平均水面と比較するために海面から一定深度までの平均密度を求め、密度の逆数である平均比容 (Specific volume) 及び深度の積を密度 1.025 g/cm³ の海水の比容 (0.9756 cm³/g) で割った値を海面高さとした。ある海域の海水質量が一定であると仮定して海水密度から算出した海面高の平均値からの偏差を計算海面高 (CSL: Calculated Sea Level) と呼ぶこととする。なお、“calculated sea level”の用語は Sekine and Fujita (1999) が使用している。

海水密度は JODC の各層水温・塩分データの標準深度に合わせて 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500 m の深度について計算した。Table 1 に示すように観測地点周辺では深度 100 m 以深ではデータが少なくなるため全ての点で 500 m までの海水密度を求めることはできなかった。海水密度は、日本海洋データセンター (1984) に掲載された「新国

Table 1. Average Count of Oceanographic Data to calculate Sea Water Density around each Tidal Station

	Temperature				Salinity			
	0,10m	20-75m	100-300m	400m-	0,10m	20-75m	100-300m	400m-
Kushimoto and Westward	11,156 (5805)	15,751 (9195)	7,672 (3,307)	523 (19)	7,549 (3,009)	12,479 (4,865)	5,300 (1,787)	369 (0)
Uragami to Uchiura	9,760 (3,788)	14,136 (5,374)	9,391 (2,580)	849 (84)	7,142 (3,478)	10,793 (5,610)	6,685 (1,977)	560 (55)
Tago and Eastward	8,671 (4,690)	12,707 (6,900)	11,273 (4,246)	1,126 (271)	4,817 (2,483)	6,382 (5,180)	4,224 (2,550)	819 (175)
Islands	9,403 (4,398)	13,573 (6,467)	8,625 (2,209)	750 (42)	6,201 (568)	9,645 (1,146)	5,096 (1,239)	531 (1)
Internal seas and bays	13,970 (8,639)	17,991 (12,386)	786 (249)	24 (23)	11,432 (5,416)	14,589 (7,159)	238 (65)	3 (0)

*The least numbers of oceanographic data are shown in parenthesis.

The area around tidal station of mainland is limited within 15 to 20 nautical miles from coastline.

Areas around islands are shown in Table 2.

Table 2. Oceanographic data to calculate Sea Water Density around the islands located in/around the Kuroshio

Tidal Station	Nakanoshima	Nishinoomote	Kozushima	Miyakejima	Hatijojima
Area	2930-3030N 12930-13030E	3030-3110N 13030-13110E	3400-3430N 13850-13925E	3350-3420N 13900-14000E	3230-3340N 13900-14030E
Temperature data	28,606	13,559	34,166	53,001	35,139
Salinity data	15,213	7,822	12,447	16,552	3,940

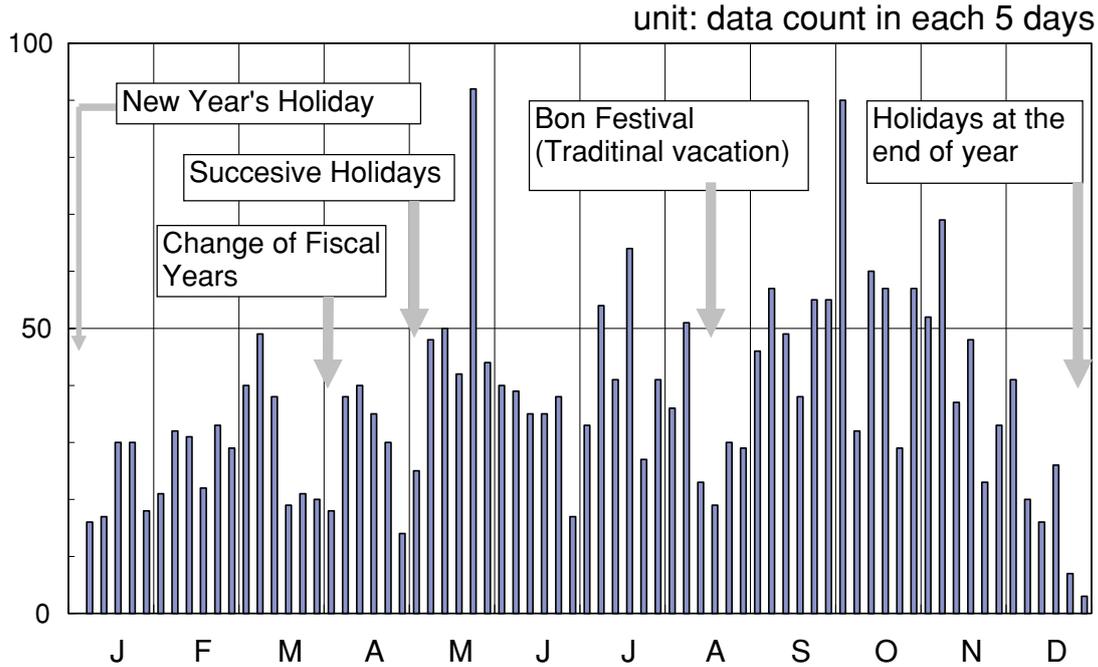


Figure 2. Temperature Data at the Depth of 100 meters around the Minamiizu Tidal Station in each 5 days
(Total data count : 2,594)

際海水状態方程式 1980」により計算した。海面から一定深度までの平均密度は各標準深度間を直線補間して求めた。

海水密度の計算に使用した水温・塩分データは JODC が保管する 1960 年から最近までの観測データを使用した。海水密度は、潮汐観測地点近傍の距岸 15~20 海里，海岸線に沿って 30~50 海里的海域の海水密度平均値データを作成した。平均処理において各深度のデータ数ができるだけ 1000 点を超えるようにした (Table 1 参照)。一般に外洋に位置する島周辺のデータ数が少ないため，島周辺の広い海域のデータを使用した (Table 2 参照)。

JODC は経緯度 1 度区画海域各月の水温・塩分統計データを公表している。同統計データの平均処理では，処理データの標準偏差を計算して 3σ の範囲から外れるデータを除去する処理を最大 21 回，繰り返して平均値を算出している。計算海面高算出に使用した海洋観測データは，水温 $1\sim 32^{\circ}\text{C}$ ，塩分 30~35 psu の範囲のデータに限定し，同一時刻・同一地点の観測データは重複データとして除外した。重複データ除去処理により各

区域で 1~2% のデータが除外された (重複データは主に各層観測データと CTD データの重複である)。その上で暦年半年ごとの平均値を算出した。

水温・塩分観測は，各月上旬に極端に集中し，年末年始，年度末，連休にデータ数が減少する (Figure 2 参照)。特に沿岸海域でこの傾向が強く，沖合でもその傾向がある。このため，最初に 5 日間平均値を算出し，次に 5 日間平均値 3 点を使用した移動平均を 3 回繰り返して平滑化し，5 日間の代表値 (平均値) とした。半旬に含まれるデータ数が 3 点以下のとき，その半旬が含まれる月の標準偏差を計算して 3σ の範囲から外れる場合，除外して半旬平均値を算出した。データが欠如する半旬については前後のデータを使用して直線補間により内挿した。

上記の平滑化処理の結果，移動平均後の値には 25 日間分のデータが寄与することとなる。データ密度が均等であれば，中央の 15 日間分のデータを約 78% の割合で反映するので，この 5 日間の代表値が 15 日間平均値にほぼ相当すると考えている。

Seasonal Variation of Mean Sea Level and Density of Sea Water in Coastal Waters along the Kuroshio.

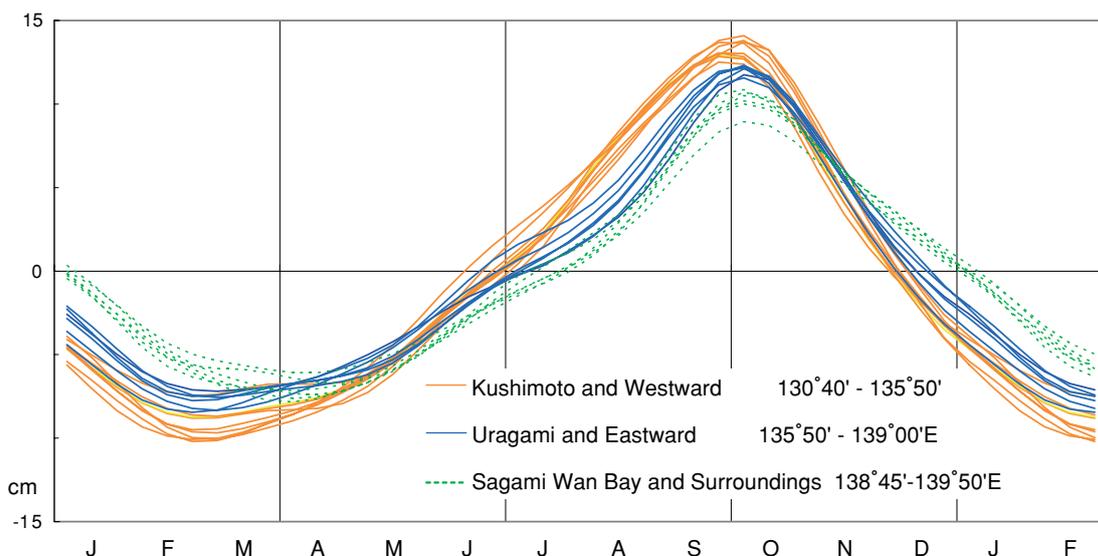


Figure 3. Running Mean of Monthly Mean Sea Level on Japanese Coast along the Kuroshio

Table 3. Tidal stations and Mean Sea Level on the Japanese Coast along the Kuroshio

Tidal Station Name	Position		15 days Mean Sea Level (KZ)				Range	Remarks	
	Latitude	Longitude	Minimum Time	Minimum Height	Maximum Time	Maximum Height			
<Kushimoto and westward>									
Odomari	大泊	31° 1'	130° 41'	-17 (3/3)	-8.45	191 (10/3)	14.12	22.6	JCG
Aburatsu	油津	31° 35'	131° 25'	-17 (3/3)	-9.33	194 (10/7)	14.76	24.1	JMA
Hososhima	細島	32° 26'	131° 40'	-16 (3/4)	-9.25	188 (10/1)	14.19	23.4	GSI
Tosashimizu	土佐清水	32° 47'	132° 58'	-16 (3/4)	-9.26	192 (10/5)	14.07	23.3	JMA
Kure	久礼	33° 20'	133° 15'	-21 (2/28)	-10.53	196 (10/9)	15.40	25.9	GSI
Kochi	高知	33° 30'	133° 34'	-21 (2/28)	-10.47	196 (10/9)	14.69	25.2	JMA
Murotomisaki	室戸岬	33° 16'	134° 10'	-18 (3/2)	-9.89	196 (10/8)	14.85	24.7	JMA
Shirahama	白浜	33° 41'	135° 23'	-16 (3/4)	-10.63	195 (10/8)	14.23	24.9	JMA
Kushimoto	串本	33° 29'	135° 46'	-18 (3/2)	-10.26	195 (10/8)	13.88	24.1	JMA
<Uragami and eastward>									
Uragami	浦神	33° 33'	135° 54'	-17 (3/4)	-7.18	196 (10/9)	12.69	19.9	JMA
Owase	尾鷲	34° 05'	136° 12'	-18 (3/2)	-8.77	194 (10/7)	13.64	22.4	JMA
Maisaka	舞阪	34° 41'	137° 37'	-20 (3/1)	-8.80	192 (10/5)	13.59	22.4	JMA
Omaezaki	御前崎	34° 37'	138° 13'	-18 (3/2)	-8.23	193 (10/6)	13.88	22.1	JMA
Yaizu	焼津	34° 52'	138° 20'	-24 (2/25)	-7.66	196 (10/9)	13.45	21.1	GSI
Shimizuko	清水港	35° 01'	138° 31'	-18 (3/2)	-7.98	194 (10/7)	12.76	20.7	JMA
Uchiura	内浦	35° 01'	138° 53'	-19 (3/1)	-7.73	193 (10/6)	11.93	19.7	JMA
<Sagami Wan Bay and around>									
Tago	田子	34° 48'	138° 46'	26 (4/15)	-7.18	195 (10/8)	11.38	18.6	GSI
Minamizu	南伊豆	34° 38'	138° 53'	28 (4/18)	-7.09	195 (10/8)	12.23	19.3	JCG
Ito	伊東	34° 53'	139° 8'	24 (4/13)	-7.94	190 (10/3)	12.04	20.0	GSI
Aburatsubo	油壺	35° 10'	139° 37'	21 (4/11)	-7.90	193 (10/6)	10.74	18.6	GSI
Mera	布良	34° 55'	139° 49'	28 (4/18)	-7.82	192 (10/5)	10.87	18.7	JMA
Okada	岡田	34° 47'	139° 23'	24 (4/14)	-6.35	194 (10/7)	10.28	16.6	JMA
<Islands located in the Kuroshio Current>									
Nakanoshima	中之島	29° 51'	129° 51'	-39 (2/10)	-11.11	165 (9/8)	13.05	24.2	JCG
Nishinoomote	西之表	30° 44'	131° 0'	-15 (3/5)	-10.66	190 (10/2)	14.50	25.2	JCG
Kozushima	神津島	34° 13'	139° 8'	-38 (2/13)	-8.21	204 (10/17)	12.05	20.3	JCG
Miyakejima	三宅島	34° 4'	139° 29'	-25 (2/24)	-9.86	201 (10/14)	12.62	22.5	JCG
Hachijojima	八丈島	33° 9'	139° 49'	30 (4/18)	-13.56	170 (9/11)	25.96	39.5	JCG
<Inland seas and bays>									
Uwajima	宇和島	33° 14'	132° 33'	-17 (3/3)	-10.93	183 (9/25)	13.69	24.6	JMA
Komatsujima	小松島	34° 1'	134° 35'	-18 (3/2)	-11.43	195 (10/8)	14.22	25.6	JMA
Wakayama	和歌山	34° 13'	135° 9'	-17 (3/4)	-11.45	196 (10/9)	14.06	25.5	JMA
Kainan	海南	34° 9'	135° 12'	-15 (3/5)	-10.74	196 (10/9)	14.11	24.9	GSI
Toba	鳥羽	34° 29'	136° 49'	-20 (2/29)	-11.21	191 (10/4)	15.44	26.7	JMA

Time: Ecliptic longitude in degree and date in 2000

Unit of height: cm

GSI: Geographical Survey Institute JCG: Japan Coast Guard JMA: Japan Meteorological Agency

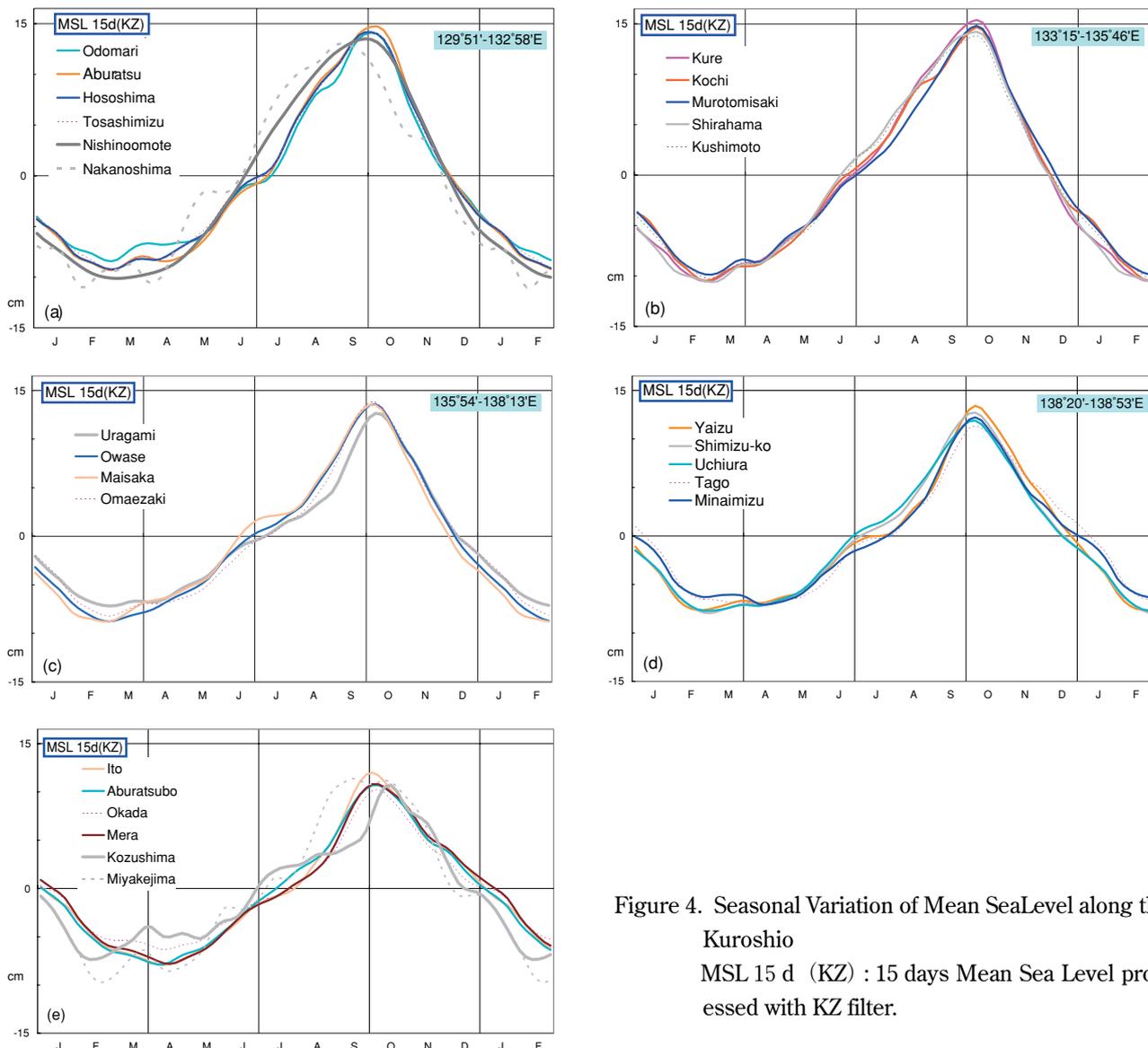


Figure 4. Seasonal Variation of Mean Sea Level along the Kuroshio
MSL 15 d (KZ) : 15 days Mean Sea Level processed with KZ filter.

3 結果

(1) 平均水面

大泊（鹿児島県）～布良（千葉県）の黒潮沿岸域の潮汐観測地点及び15日間平均水面（KZ）（1971～2004年）の概要をTable 3に示した。最低となる時期は、島を除いて、内浦（静岡県）以西で太陽黄経 $-24 \sim -15$ 度（2月25日～3月5日）であり、田子（静岡県）以東では太陽黄経 $21 \sim 28$ 度（4月11日～18日）である。平均水面季節変化の変動幅は西より東に小さくなる傾向がある。最大となる時期は、島及び内海・湾を除いて、太陽黄経 $188 \sim 196$ 度（10月1日～9日）、特にその後半に集中する。津村（1963）が指摘した月平均水面の7月における停滞は、気圧補正した

平均水面にも現れ、浦神以東でやや顕著である（Figure 3参照）。黒潮沿岸域平均水面の季節変化は、変動幅、最低となる時期及び7月の上昇鈍化という特性によって、紀伊半島先端付近の串本と浦神の間及び駿河湾東部の内浦と田子の間に境界を置くことができる。この境界は津村（1963）の潮汐パターンの境界と一致する。

15日間平均水面（KZ）平年値の旬平均値をTable 4に示した。外洋に面する本土に位置する観測点（岡田を含む）及び南西諸島の観測点の15日間平均水面（KZ）平年値をFigure 4に示した。平年値は太陽黄経1度ごとの値を2000年1月～2001年2月の値に換算して示した。

菊池（2005）が示した1971～2000年までの広

Table 4. 15 days Mean Sea Level on Japanese Coast along the Kuroshio

Mean Sea Level: Ten days average of running mean of 15 days MSL processed with KZ filter.

	Jan.			Feb.			Mar.			Apr.			May			Jun.		
	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late
<Kushimoto and westward>																		
Odomari	-4.6	-5.3	-6.4	-7.2	-7.0	-7.7	-8.1	-7.1	-6.4	-6.2	-6.8	-6.4	-6.5	-6.0	-4.8	-3.0	-1.4	-0.7
Aburatsu	-4.7	-5.4	-6.7	-8.2	-8.3	-9.1	-9.4	-8.5	-7.8	-8.0	-8.5	-8.1	-7.7	-6.7	-5.3	-3.2	-1.8	-1.0
Hososhima	-4.9	-5.4	-6.7	-8.3	-8.5	-9.2	-9.5	-8.8	-8.0	-8.1	-7.9	-7.1	-6.5	-5.5	-4.4	-2.4	-1.0	0.0
Tosashimizu	-4.3	-5.3	-6.4	-7.7	-8.1	-9.0	-9.4	-8.5	-7.8	-8.1	-8.3	-7.4	-6.5	-5.6	-4.3	-2.4	-1.1	-0.7
Kure	-5.7	-6.7	-7.7	-8.9	-9.8	-10.5	-10.5	-9.6	-8.7	-8.7	-8.4	-7.2	-6.2	-5.5	-4.4	-2.8	-1.0	0.0
Kochi	-4.1	-5.2	-7.1	-8.9	-9.8	-10.5	-10.1	-9.2	-8.5	-8.7	-8.6	-7.7	-6.8	-5.7	-4.0	-2.1	-0.4	0.3
Murotomisaki	-3.9	-5.3	-6.7	-8.3	-9.1	-9.8	-10.1	-9.4	-8.3	-8.7	-8.8	-7.3	-6.1	-5.5	-4.6	-3.3	-1.2	-0.3
Shirahama	-5.5	-6.7	-8.3	-9.7	-9.9	-10.7	-11.0	-10.2	-8.8	-8.9	-8.7	-7.3	-6.2	-5.6	-4.1	-2.4	-0.6	0.9
Kushimoto	-4.4	-5.6	-7.2	-8.4	-9.1	-10.2	-10.4	-9.5	-8.6	-8.9	-8.6	-7.3	-6.4	-6.0	-4.9	-3.3	-1.2	0.8
<Uragami and eastward>																		
Uragami	-2.4	-3.7	-4.8	-5.9	-6.6	-7.0	-7.2	-6.9	-6.7	-6.8	-6.6	-5.9	-5.1	-4.6	-3.7	-2.4	-1.4	-0.7
Owase	-3.6	-4.7	-5.8	-7.2	-8.0	-8.7	-8.8	-8.3	-7.9	-7.5	-6.9	-6.1	-5.6	-5.0	-4.0	-2.3	-1.1	0.0
Maisaka	-4.1	-5.3	-6.7	-8.3	-8.3	-8.7	-8.7	-7.9	-7.0	-6.4	-6.2	-6.0	-5.4	-4.8	-3.9	-2.2	-0.2	1.3
Omaezaki	-2.2	-3.3	-4.9	-6.8	-7.3	-8.1	-8.3	-7.6	-7.0	-6.9	-7.1	-6.7	-6.3	-5.9	-4.7	-3.4	-2.3	-1.0
Yaizu	-1.8	-3.1	-4.5	-6.7	-7.6	-7.9	-7.5	-7.2	-6.7	-6.7	-7.0	-6.6	-6.1	-6.0	-4.9	-3.6	-2.2	-0.8
Shimizu-ko	-1.8	-2.8	-4.2	-6.2	-7.0	-8.0	-8.0	-7.6	-7.1	-7.0	-7.1	-6.9	-6.5	-6.2	-4.9	-3.8	-2.3	-0.7
Uchiura	-1.8	-2.8	-4.2	-6.1	-7.0	-7.8	-7.8	-7.6	-7.2	-7.2	-7.4	-6.9	-6.4	-6.1	-4.6	-3.3	-1.9	-0.3
<Sagami Wan Bay and around>																		
Tago	0.8	-0.4	-1.8	-4.2	-5.7	-6.4	-6.2	-6.6	-6.5	-6.5	-7.0	-6.6	-6.2	-6.3	-5.7	-5.2	-3.5	-1.9
Minamiizu	-0.1	-1.0	-2.7	-5.0	-5.8	-6.6	-6.7	-6.5	-6.4	-6.8	-7.3	-7.0	-6.7	-6.5	-5.2	-4.2	-3.2	-2.1
Ito	0.5	-0.1	-1.3	-3.4	-4.3	-5.2	-5.5	-5.5	-5.7	-6.2	-6.6	-6.2	-6.0	-5.5	-4.1	-3.6	-2.9	-1.7
Aburatsubo	0.0	-0.7	-1.9	-3.9	-5.0	-6.3	-6.6	-6.9	-7.5	-8.0	-8.1	-7.4	-6.8	-6.5	-5.3	-4.6	-3.4	-2.1
Mera	0.6	-0.2	-1.3	-3.6	-4.6	-5.9	-6.1	-6.3	-6.8	-7.3	-7.9	-7.6	-6.8	-6.5	-5.3	-4.4	-3.0	-2.0
Okada	0.5	-0.1	-1.3	-3.4	-4.3	-5.2	-5.5	-5.5	-5.7	-6.2	-6.6	-6.2	-6.0	-5.5	-4.1	-3.6	-2.9	-1.7
<Islands located in the Kuroshio Current>																		
Nakanoshima	-7.0	-6.2	-7.2	-10.8	-11.0	-8.9	-9.6	-9.0	-9.7	-11.8	-9.9	-7.8	-4.4	-2.4	-2.4	-2.3	-1.1	1.1
Nishinoomote	-6.6	-7.3	-7.6	-9.4	-10.0	-10.1	-10.2	-10.1	-9.4	-9.4	-9.7	-9.0	-7.7	-6.2	-4.6	-3.0	-1.2	0.7
Kozushima	-0.6	-2.6	-5.3	-7.6	-8.2	-7.9	-7.0	-6.3	-4.4	-4.7	-5.7	-5.3	-5.9	-6.0	-3.9	-3.3	-2.4	-0.3
Miyakejima	-0.5	-2.2	-4.5	-6.6	-9.1	-9.6	-8.5	-7.2	-5.6	-7.2	-8.8	-8.1	-8.0	-7.3	-3.9	-2.3	-3.7	-2.9
Hachijojima	-3.7	-6.6	-8.8	-11.0	-12.0	-11.1	-11.6	-10.3	-10.5	-12.8	-13.5	-12.3	-9.0	-7.4	-3.7	-2.3	-2.9	-2.8
<Inland seas and bays>																		
Uwajima	-5.4	-6.4	-8.1	-9.7	-9.9	-10.7	-11.0	-10.1	-9.3	-8.8	-8.6	-7.7	-6.7	-5.5	-3.8	-1.3	0.3	1.3
Komatsujima	-6.6	-7.7	-9.2	-10.7	-10.8	-11.5	-11.5	-10.7	-9.6	-9.2	-8.5	-6.8	-5.6	-4.8	-3.1	-1.4	0.4	2.2
Wakayama	-6.1	-7.4	-9.0	-10.4	-10.8	-11.4	-11.7	-11.0	-9.8	-9.4	-8.6	-7.0	-6.0	-5.4	-3.9	-1.8	0.3	2.1
Kainan	-5.5	-6.7	-8.3	-9.8	-10.2	-10.6	-11.0	-10.4	-9.4	-9.8	-9.5	-7.6	-5.9	-5.3	-4.1	-2.3	-0.4	1.4
Toba	-6.0	-7.3	-8.6	-9.7	-10.4	-10.7	-10.4	-9.6	-8.5	-7.3	-6.3	-5.5	-4.7	-3.7	-2.6	-1.1	0.2	1.5
	Jul.			Aug.			Sep.			Oct.			Nov.			Dec.		
	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late
<Kushimoto and westward>																		
Odomari	-0.9	0.3	3.1	4.9	7.3	8.5	9.2	12.0	13.8	13.7	13.0	9.4	6.2	3.8	1.0	-0.4	-1.6	-3.1
Aburatsu	-0.7	0.8	4.0	6.1	8.4	10.0	10.7	12.8	14.4	14.8	14.4	10.9	7.6	5.0	2.0	0.2	-1.6	-3.2
Hososhima	0.3	1.2	3.9	6.0	7.9	9.7	10.6	12.6	14.1	14.0	13.3	9.9	6.9	4.6	1.6	-0.2	-2.1	-3.6
Tosashimizu	-0.1	1.3	3.9	5.8	7.6	9.3	10.5	12.4	13.7	14.1	13.4	9.7	6.5	4.3	1.9	0.2	-1.9	-3.3
Kure	1.0	1.9	3.9	5.8	8.2	10.1	11.2	13.0	14.5	15.4	15.0	11.4	7.9	5.5	2.5	0.3	-2.3	-4.5
Kochi	1.4	2.4	3.9	5.8	7.9	9.2	9.6	11.3	13.2	14.7	14.4	10.8	8.1	5.8	2.5	0.4	-2.0	-3.7
Murotomisaki	0.6	1.6	2.8	4.3	6.5	8.1	9.9	11.8	13.8	15.1	14.6	11.4	8.2	5.8	3.3	1.6	-1.0	-2.8
Shirahama	2.1	2.8	4.9	6.7	8.6	9.6	11.1	13.0	13.5	14.2	14.1	10.7	7.9	5.5	2.3	0.5	-1.5	-3.9
Kushimoto	2.2	2.8	4.6	6.5	7.8	9.3	11.1	12.4	13.0	14.1	13.5	9.9	7.1	4.9	2.3	0.8	-1.2	-3.2
<Uragami and eastward>																		
Uragami	-0.2	0.5	1.4	1.9	2.7	3.8	5.1	7.8	10.6	12.4	12.2	10.3	8.4	6.2	3.8	1.6	-0.1	-1.2
Owase	0.7	1.0	2.1	2.5	4.1	6.2	7.8	10.4	12.5	13.8	13.0	10.1	8.4	6.1	3.3	1.5	-0.9	-2.2
Maisaka	2.1	2.2	2.5	2.6	4.5	6.4	7.9	10.6	12.7	13.7	12.7	9.8	7.4	4.9	2.3	0.5	-2.1	-3.0
Omaezaki	-0.3	0.0	1.2	1.7	3.5	5.4	7.5	10.7	12.9	14.2	13.0	10.6	8.5	6.0	3.5	2.0	-0.2	-1.1
Yaizu	-0.1	0.3	0.2	1.0	2.8	4.0	5.3	9.0	11.7	13.9	12.9	11.2	8.9	6.3	4.7	3.3	1.0	-0.1
Shimizu-ko	0.3	0.7	1.4	1.9	3.5	5.4	7.3	10.1	11.8	13.1	12.2	10.1	8.2	5.8	3.4	2.2	0.3	-0.6
Uchiura	0.9	1.4	2.1	2.7	4.0	5.6	7.2	9.3	11.0	12.3	11.2	9.4	7.7	5.6	3.4	2.2	0.2	-0.7
<Sagami Wan Bay and around>																		
Tago	-0.8	-0.2	-0.7	0.1	1.9	3.1	4.1	7.2	9.4	11.4	10.7	9.7	8.3	6.3	5.3	4.6	2.7	2.1
Minamiizu	-1.6	-1.1	0.0	0.7	2.3	3.8	6.1	9.1	11.2	12.8	11.9	9.9	8.2	5.9	4.2	3.5	1.6	0.8
Ito	-1.3	-1.0	0.0	0.7	1.7	2.6	4.1	6.7	8.8	10.3	10.1	8.5	6.7	4.7	3.9	3.4	1.7	1.1
Aburatsubo	-1.2	-0.5	0.7	1.8	2.8	4.0	6.3	9.0	10.6	11.5	10.6	9.5	7.9	5.6	4.4	4.0	2.0	1.1
Mera	-1.5	-1.0	0.0	0.7	1.7	2.9	5.2	8.3	10.3	11.2	10.2	9.4	7.9	5.6	4.7	4.3	2.6	1.8
Okada	-1.3	-1.0	0.0	0.7	1.7	2.6	4.1	6.7	8.8	10.3	10.1	8.5	6.7	4.7	3.9	3.4	1.7	1.1
<Islands located in the Kuroshio Current>																		
Nakanoshima	4.8	6.9	9.0	10.1	10.6	11.8	13.2	13.0	12.7	11.0	9.0	5.6	4.0	4.4	2.9	-1.4	-3.8	-5.0
Nishinoomote	3.3	5.2	6.6	8.0	10.2	11.7	12.3	13.2	14.2	14.0	13.4	10.2	6.8	5.2	3.0	0.0	-3.1	-4.9
Kozushima	1.7	2.1	1.9	1.6	3.0	3.7	4.2	5.3	6.0	9.5	11.7	10.4	8.5	7.8	5.6	2.7	0.2	0.1
Miyakejima	-1.3	0.2	-0.3	2.0	4.9	8.4	11.1	11.9	11.2	10.9	12.5	10.8	9.8	7.7	4.2	0.9	-0.6	0.1
Hachijojima	-2.0	-2.1	0.2	5.8	12.8	19.3	24.4	24.6	18.8	15.9	13.5	10.8	7.9	4.4	0.0	-2.0	-0.6	-1.4
<Inland seas and bays>																		
Uwajima	2.0	3.6	5.7	7.3	8.9	10.7	11.4	12.9	13.8	13.3	12.9	10.0	7.1	4.7	1.7	-0.3	-2.3	-3.7
Komatsujima	3.7	4.3	5.8	7.5	9.0	10.3	11.7	13.2	13.5	13.9	13.7	10.6	7.4	5.0	1.9	-0.3	-2.7	-5.2
Wakayama	3.5	4.1	6.0	7.9	9.2	10.3	11.6	12.8	13.2	14.1	14.0	10.7	7.5	5.1	2.1	0.2	-2.2	-4.7
Kainan	2.9	3.5	5.3	7.4	8.9	10.0	11.4	12.7	13.2	14.1	14.0	10.7	7.7	5.4	2.4	0.4	-2.0	-4.3
Toba	2.5	3.4	4.2	5.1	6.3	7.9	10.0	12.1	13.5	13.9	12.8	10.6	7.6	4.8	2.1	-0.4	-2.6	-4.4

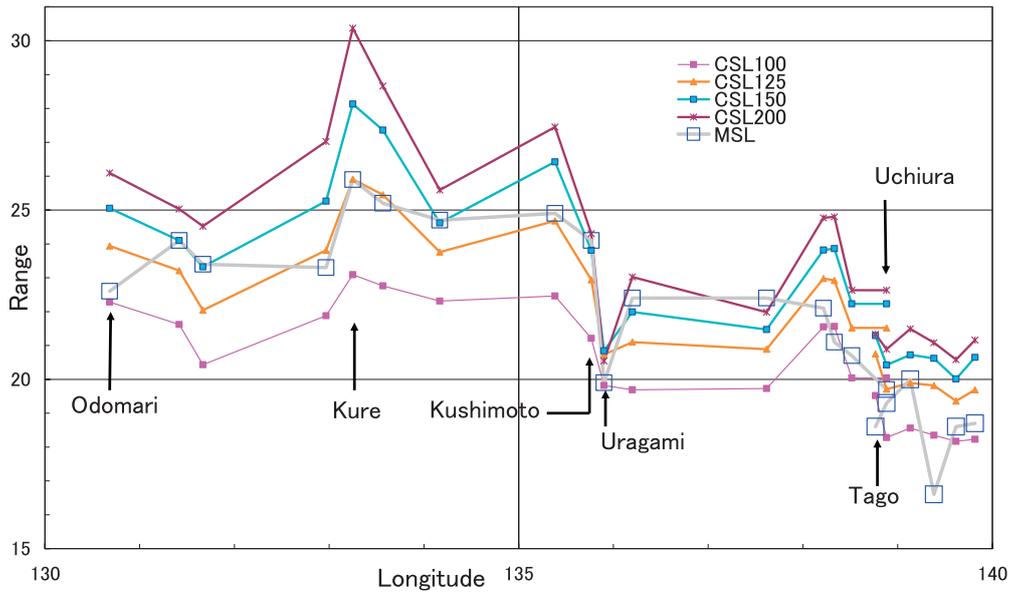


Figure 5. The Range of Calculated Sea Level and Mean SeaLevel

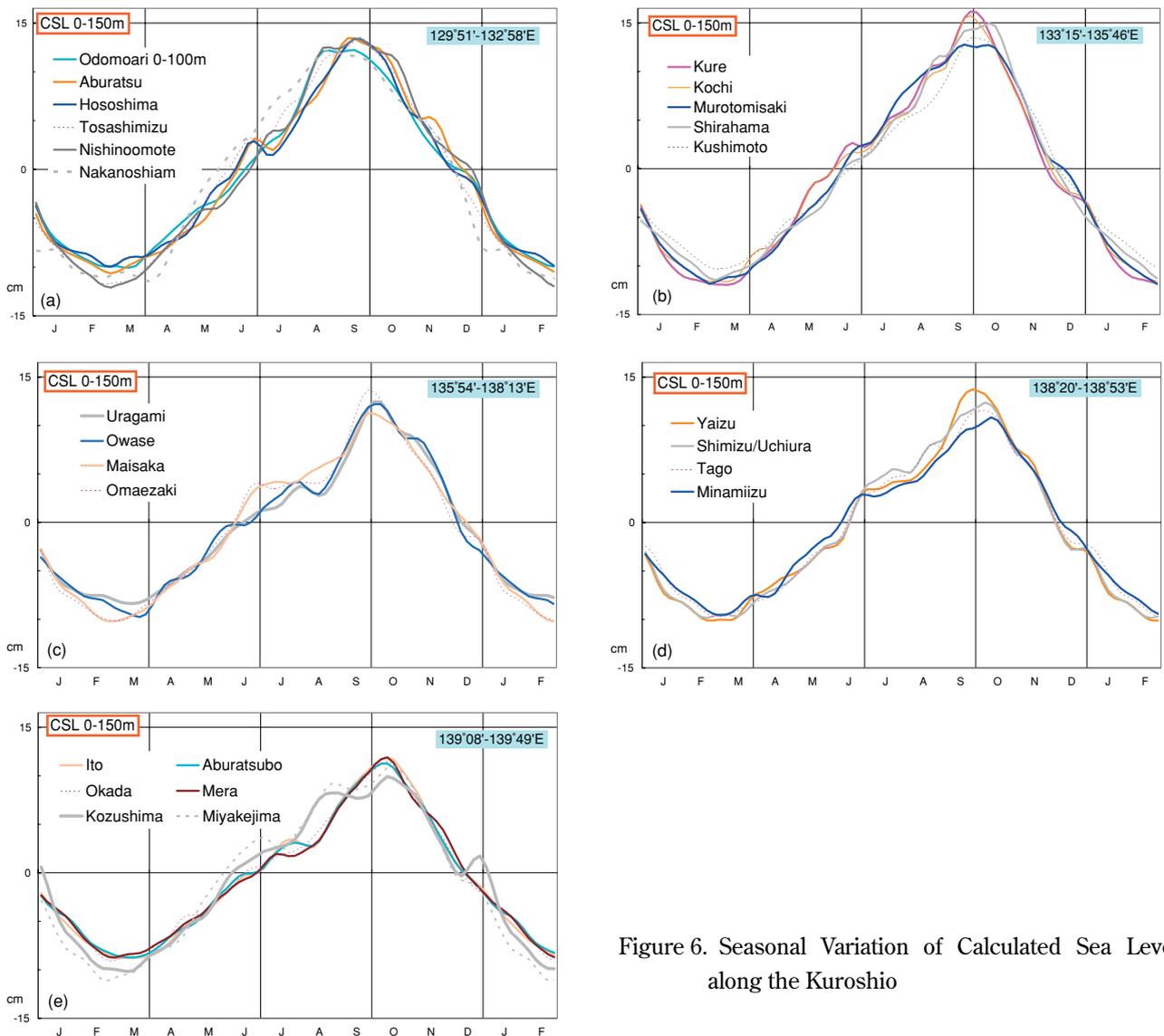


Figure 6. Seasonal Variation of Calculated Sea Level along the Kuroshio

Table 5. Crest and Convexity on the grafs of 15 days Mean Sea Level (KZ) 1971-2004

Tidal Station	Spring Convexity			Secondary Crest		
	Time	Height	Period	Time	Height	Period
	Long. Date	cm	degree	Long. Date	cm	degree
<Kushimoto and westward>						
Odomari	9 3/29	0.87	49	85 6/16	1.26	49
Aburatsu	7 3/27	0.94	45	82 6/13	1.01	51
Hososhima	3 3/23	0.54	35	86 6/17	1.07	49
Tosashimizu	5 3/25	0.77	39	82 6/13	0.99	49
Kure	4 3/24	0.49	37	88 6/19	0.53	43
Kochi	2 3/22	0.53	39	86 6/17	0.89	59
Murotomisaki	5 3/25	0.78	37	89 6/20	0.61	41
Shirahama	7 3/27	0.71	33	89 6/20	0.83	51
Kushimoto	4 3/24	0.63	37	95 6/26	0.96	51
<Uragami and eastward>						
Uragami	3 3/23	0.30	33	87 6/18	0.71	51
Owase	1 3/21	0.08	27	95 6/26	0.99	73
Maisaka	10 3/30	0.51	45	97 6/28	2.10	67
Omaezaki	9 3/29	0.47	45	96 6/27	0.83	75
Yaizu	6 3/26	0.46	45	95 6/26	1.48	67
Shimizu-ko	8 3/28	0.40	45	97 6/28	1.08	73
Uchiura	8 3/28	0.29	35	97 6/28	1.16	71
<Sagami Wan Bay and around>						
Tago	12 4/1	0.20	25	102 7/3	1.53	59
Minamiizu	3 3/23	0.65	49	93 6/24	0.80	71
Ito	1 3/21	0.10	35	93 6/24	0.81	69
Aburatsubo	-5 3/15	0.13	29	93 6/24	0.26	37
Mera	1 3/21	0.23	43	94 6/25	0.79	75
Okada	2 3/22	0.35	41	97 6/28	0.62	37
<Islands located in the Kuroshio Current>						
Nakanoshima	0 3/20	1.34	31	54 5/15	3.43	61
ditto				85 6/16	-3.49	65
Nishinoomote	10 3/30	0.39	31	83 6/14	-0.80	57
Kozushima	10 3/30	1.44	29	82 6/13	-1.30	45
ditto				109 7/11	1.81	55
Miyakejima	7 3/27	1.72	29	92 6/23	-1.62	37
ditto				110 7/12	1.38	31
Hachijojima	2 3/22	1.93	43	94 6/25	-0.54	35
<Inland seas and bays>						
Uwajima	8 3/28	0.40	37	83 6/14	1.27	57
Komatsujima	6 3/26	0.30	29	96 6/27	0.77	57
Wakayama	6 3/26	0.24	27	94 6/25	1.16	61
Kainan	5 3/25	0.33	33	94 6/25	0.94	51
Toba	12 4/1	0.41	37	97 6/28	1.41	77

Long.: ecliptic longitude in degrees Date.: date in 2000
Negative value of height indicates concave unit.

島の平均水面の推移は、統計データが示す単純な季節変化と極端に違っている。平年値が示す小さな凹凸は起伏が発生しやすい時期を示しているものである。今後、各年の季節変化を海況と照合させて分析することが課題となると考え、その解析のヒントとするため、平年値に特徴的に見られる峰及び凸部を計測することとした (Table 5 参照)。Table 5 には、6 月下旬から7 月初旬 (夏至前後) に存在する顕著な 2 番目の峰 (Secondary Crest) 及び 3 月下旬~4 月 (春分の後) に存在する春季凸部 (Spring Convexity) を掲げた。Table 5 には島に位置する一部の観測地点において

ほぼ同時期に存在する凹部を併せて示した。

(2) 海水密度から算出した海面高さ

海水密度は、外洋に面した本土に位置する観測地点では深度 0-200 m までの周年データを、黒潮流域及び周辺に位置する島 (西之表を除く) の観測地点は 500 m までの周年データを、内海及び湾に位置する観測地点は深度 100 m までの周年データを作成することができた。Figure 5 に深度 0-100, 0-125, 0-150 及び 0-200 m の海水密度から算出した計算海面高度の変動幅と 15 日間平均海面の変動幅を示した。平均水面の変動幅はおおむね、0-125 m 及び 0-150 m の計算海面高の間に位置する。この深度は大陸棚外縁水深と整合的である。大泊は大陸棚の幅が広いいためか、0-100 m の計算海面高と平均水面の変動幅が一致する。

Figure 4 に示した観測地点の周辺海域の深度 0-150 m の海水密度から算出した計算海面高を Figure 6 に示した。大泊の計算海面高は深度 0-100 m の海水密度から算出したものである。Figure 6 の計算海面高のカーブ及び Figure 4 の 15 日間平均水面 (KZ) 平年値のカーブは同一地点を同じ色及び線種で示した。7 月~9 月にかけて計算海面高の方が平均水面平年値より低い傾向があるが、全体としてよく似ており、起伏に対応が見られるものがある

(3) 計算海面高と平均水面の差

平均水面と計算海面高の差は平均水面の値から計算海面高の値を引いた値を Table 6 に示した。差の地域的特性を示すために Figure 7 に区域ごと各地点の変化と平均を示した。計算海面高は大泊が 0-100 m の計算海面高であり、他は 0-150 m のものである。

平均水面及び計算海面高の差の変動幅は白浜及び串本付近で小さく (Figure 7 (b)), 御前崎付近で最も大きくなる (Figure 7 (c))。Figure 7 の各海域とも共通して平均水面は計算海面高に対して 7 月頃に低下する。

Table 6. Difference between Mean Sea Level and Calculated Sea Level

	Jan.			Feb.			Mar.			Apr.			May			Jun.		
	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late	early	mid	late
<Kushimoto and westward>																		
Odomari	0.0	1.2	1.4	1.5	1.8	1.7	1.6	2.5	2.8	1.6	0.3	-0.7	-1.7	-2.2	-1.4	-0.7	-0.8	-1.6
Aburatsu	0.9	1.8	1.5	0.9	1.0	1.2	1.3	1.4	1.3	0.7	-0.2	-1.0	-1.5	-1.2	-1.4	-1.5	-2.2	-3.8
Hososhima	0.0	1.6	1.4	0.5	0.3	0.7	0.6	0.4	0.8	0.3	-0.4	-0.2	-0.3	-1.8	-2.7	-1.9	-2.2	-3.2
Tosashimizu	1.7	2.3	2.3	2.2	2.7	2.7	2.4	2.9	2.8	1.4	0.3	-0.3	-0.7	-1.6	-2.3	-2.4	-3.1	-4.0
Kure	-1.1	0.8	2.0	1.9	1.5	1.3	1.6	2.3	2.2	1.1	0.3	-0.1	-0.8	-2.7	-3.1	-2.4	-3.1	-2.7
Kochi	0.5	2.4	2.2	1.5	1.3	1.1	1.4	2.0	1.2	-0.5	-0.5	-0.5	-1.1	-2.7	-2.9	-2.0	-1.9	-1.4
Murotomisaki	0.8	1.9	2.0	1.7	1.7	1.9	1.7	2.0	2.4	1.3	0.5	0.2	-0.2	-0.8	-1.2	-1.3	-1.7	-2.4
Shirahama	0.1	-0.2	-0.6	-0.7	-0.2	0.6	0.8	0.8	1.3	0.8	-0.3	-0.9	-0.6	-0.5	0.1	0.3	-0.3	0.3
Kushimoto	0.0	0.2	-0.2	-0.5	-0.2	-0.1	0.2	0.6	0.7	-0.1	-0.7	-1.3	-1.5	-1.4	-1.3	-1.1	-0.6	0.3
<Uragami and eastward>																		
Uragami	1.1	2.0	1.9	1.4	0.9	0.6	1.0	1.5	1.5	0.6	0.0	-0.3	-0.5	-0.7	-1.1	-1.3	-1.3	-1.4
Owase	0.5	0.7	0.5	0.3	-0.2	-0.4	0.3	1.1	1.7	0.4	-0.8	-0.5	-0.5	-1.6	-2.6	-2.1	-1.0	-0.5
Maisaka	-0.7	0.5	0.5	0.1	0.9	1.4	1.5	1.7	1.9	1.4	0.4	-0.1	-0.7	-0.7	-0.8	-1.1	-1.6	-2.2
Omaezaki	1.5	3.3	2.8	2.0	2.0	2.0	2.0	2.1	1.6	0.9	-0.3	-0.8	-1.4	-2.1	-2.6	-2.7	-3.9	-4.9
Yaizu	2.5	3.9	3.5	2.2	2.2	2.5	2.6	2.8	1.6	0.5	-0.4	-0.9	-1.1	-1.7	-2.1	-1.3	-1.5	-3.5
Shimizu-ko	1.9	3.6	3.5	2.5	2.5	2.0	1.5	2.1	1.9	0.8	0.0	-0.4	-1.1	-1.8	-2.0	-1.5	-1.5	-3.3
Uchiura	1.9	3.6	3.6	2.7	2.5	2.1	1.8	2.2	1.8	0.6	-0.2	-0.4	-1.0	-1.6	-1.8	-1.2	-1.2	-2.8
<Sagami Wan Bay and around>																		
Tago	3.4	4.1	4.7	3.5	2.8	3.1	3.1	2.5	1.7	1.1	0.4	-0.3	-1.3	-2.5	-3.0	-2.4	-3.1	-4.1
Minamiizu	3.4	3.9	3.6	2.7	2.5	3.0	3.3	3.0	1.8	1.0	0.5	-1.1	-2.5	-3.1	-3.1	-2.9	-3.8	-4.6
Ito	2.5	3.0	3.5	3.2	2.7	2.3	2.3	2.0	1.5	0.6	-0.5	-1.5	-1.8	-2.0	-2.3	-2.6	-2.7	-2.0
Aburatsubo	2.7	2.9	2.4	2.2	2.3	2.0	2.0	1.8	1.2	0.1	-1.0	-1.2	-1.3	-2.0	-2.6	-2.8	-2.7	-1.8
Mera	3.3	3.5	3.3	3.1	3.0	2.8	2.5	2.0	1.3	0.1	-1.1	-1.9	-2.2	-2.4	-2.6	-2.4	-2.2	-1.8
Okada	2.9	3.5	3.2	2.8	3.3	3.8	3.5	3.1	2.5	1.6	0.4	-1.0	-1.4	-1.3	-1.5	-1.7	-2.4	-2.2
<Islands located in the Kuroshio Current>																		
Nakanoshima	1.3	1.1	0.9	-0.1	0.1	1.6	1.4	1.7	1.7	0.8	0.5	0.4	0.7	0.3	-1.1	-2.7	-3.1	-1.8
Nishinoomote	-1.9	0.1	1.0	0.7	0.6	1.2	1.3	1.0	0.9	-0.2	-1.7	-2.4	-2.6	-2.2	-0.8	0.1	0.1	0.5
Kozushima	-0.7	1.6	1.5	1.0	1.9	2.9	3.8	4.6	4.9	3.9	2.5	1.5	0.2	-0.6	-1.5	-3.0	-3.4	-2.3
Miyakejima	2.3	3.5	3.3	1.7	1.0	1.5	1.9	3.0	3.0	0.9	-0.8	-1.4	-2.7	-3.6	-2.7	-2.7	-4.3	-5.0
Hachijojima	-5.5	-6.2	-7.3	-8.8	-9.8	-10.0	-10.5	-11.1	-11.5	-9.5	-7.0	-5.5	-3.3	-1.3	-1.6	-1.2	0.9	

Difference is results of subtracting CSL (0-150m) from 15 days MSL (KZ).

Otherwise, the CSL of Odomari is calculated from data of the depth 0 - 100 meters.

	Jul.			Aug.			Sep.			Oct.			Nov.			Dec.		
	early	mid	late															
<Kushimoto and westward>																		
Odomari	-2.8	-2.7	-1.7	-1.9	-3.1	-3.5	-2.4	-0.2	2.0	3.4	3.7	2.3	1.3	0.6	-0.2	-0.6	-1.3	-1.5
Aburatsu	-3.0	-1.2	-0.5	0.2	1.1	0.7	-1.1	-0.7	1.3	2.3	2.6	2.4	1.9	-0.3	-2.2	-1.5	-1.5	-1.2
Hososhima	-1.8	-0.5	0.3	0.4	0.1	0.0	-0.6	-0.4	0.8	1.8	2.5	2.7	1.6	0.3	0.0	-0.1	-1.1	-1.5
Tosashimizu	-3.3	-3.2	-2.9	-1.6	-1.7	-2.0	-1.1	-0.4	0.3	2.0	2.4	1.3	0.3	-0.5	-0.8	-0.3	0.1	0.6
Kure	-1.6	-2.0	-1.5	-0.2	0.1	-0.3	0.5	-0.3	-1.4	-0.5	1.4	1.2	0.4	0.8	1.6	1.7	0.3	-1.3
Kochi	-0.8	-1.3	-1.2	0.2	0.7	-0.3	-0.3	-1.4	-2.3	-0.4	1.0	0.7	0.7	0.8	0.9	1.3	0.6	-0.5
Murotomisaki	-2.1	-2.4	-3.6	-3.7	-3.1	-2.3	-1.0	-0.4	0.9	2.1	1.5	0.4	-0.4	0.3	1.4	1.0	-0.3	-0.3
Shirahama	0.7	0.4	0.2	1.0	1.2	-0.8	-0.4	0.1	-0.5	-0.4	-1.3	-1.6	-0.9	-0.5	-0.2	0.1	0.2	0.2
Kushimoto	0.4	0.2	0.6	1.3	2.0	2.6	2.5	1.3	0.0	0.4	0.2	-1.0	-1.3	-1.4	-1.5	-0.3	-0.2	-0.6
<Uragami and eastward>																		
Uragami	-1.5	-1.2	-1.6	-1.7	-0.2	0.4	-0.4	-0.3	-0.4	0.0	1.3	1.0	-0.2	-0.7	-1.2	-0.4	0.1	0.2
Owase	-1.2	-1.6	-1.9	-1.0	1.3	2.1	1.5	1.2	1.0	1.3	1.7	1.4	-0.3	-1.5	-1.6	-0.4	0.8	0.5
Maisaka	-2.1	-2.1	-1.7	-1.7	-0.9	0.4	1.6	2.1	1.8	2.4	2.2	0.8	0.2	-0.5	-1.0	-1.3	-2.0	-1.8
Omaezaki	-4.0	-3.2	-2.7	-2.0	-0.6	0.5	0.8	0.1	-0.5	0.7	1.7	1.8	1.3	0.0	0.2	1.5	1.4	0.3
Yaizu	-3.8	-3.7	-4.1	-3.4	-2.7	-2.8	-3.0	-3.2	-2.2	-0.2	0.7	1.5	1.7	0.6	1.8	3.5	3.8	2.8
Shimizu-ko	-4.1	-4.2	-4.2	-3.1	-3.0	-2.7	-1.3	-0.7	0.3	0.5	0.3	1.1	1.2	0.1	0.7	2.2	3.0	2.0
Uchiura	-3.5	-3.7	-3.7	-2.4	-2.4	-2.3	-1.3	-1.2	-0.5	-0.3	-0.6	0.4	0.6	-0.2	0.6	2.1	2.9	1.9
<Sagami Wan Bay and around>																		
Tago	-3.8	-4.2	-4.8	-4.4	-4.5	-4.7	-2.7	-1.6	-1.4	-0.3	-0.2	1.0	1.6	0.9	2.1	4.0	4.5	4.0
Minamiizu	-4.0	-3.7	-3.7	-3.2	-2.5	-2.3	-1.2	-0.1	1.2	1.9	0.8	0.6	0.6	0.0	0.4	2.0	2.2	2.3
Ito	-2.1	-3.5	-3.7	-2.1	-0.4	-1.0	-1.1	0.2	1.1	0.4	-1.2	-1.4	-1.3	-0.8	0.7	2.2	2.8	2.4
Aburatsubo	-1.8	-2.2	-1.8	-0.7	-0.1	-0.9	-1.1	-0.4	-0.1	-0.4	-0.9	-0.6	-0.6	-0.6	0.6	2.1	2.3	2.2
Mera	-2.5	-2.7	-1.6	-1.4	-1.3	-1.8	-1.7	-0.5	0.1	-0.6	-1.4	-0.4	0.3	-0.3	-0.1	1.4	2.5	2.9
Okada	-2.2	-2.6	-2.2	-2.0	-2.2	-2.7	-2.5	-1.5	-0.7	-0.8	-1.8	-1.4	-1.0	-1.0	-0.3	0.9	1.8	2.2
<Islands located in the Kuroshio Current>																		
Nakanoshima	-0.4	0.2	1.0	0.9	-0.1	-0.2	0.9	1.2	0.8	0.3	-0.3	-1.7	-1.8	-1.0	-1.6	-2.7	-1.8	0.6
Nishinoomote	0.3	1.2	2.1	1.3	-0.3	-0.7	0.2	0.3	1.2	2.2	1.7	0.2	0.4	1.2	0.2	-1.7	-3.6	-4.0
Kozushima	-1.2	-0.7	-0.9	-2.3	-3.8	-4.6	-4.3	-3.3	-2.3	-0.5	0.8	0.4	-0.2	1.3	1.7	1.6	0.3	-1.9
Miyakejima	-3.6	-1.4	-2.2	-2.3	-1.3	0.1	1.7	2.7	2.1	1.0	0.2	-0.1	0.5	0.8	0.3	0.1	0.1	0.8
Hachijojima	2.4	4.1	5.1	6.7	10.8	12.4	12.8	14.3	14.3	13.2	11.1	8.5	6.1	3.5	0.4	-0.9	-1.6	-4.0

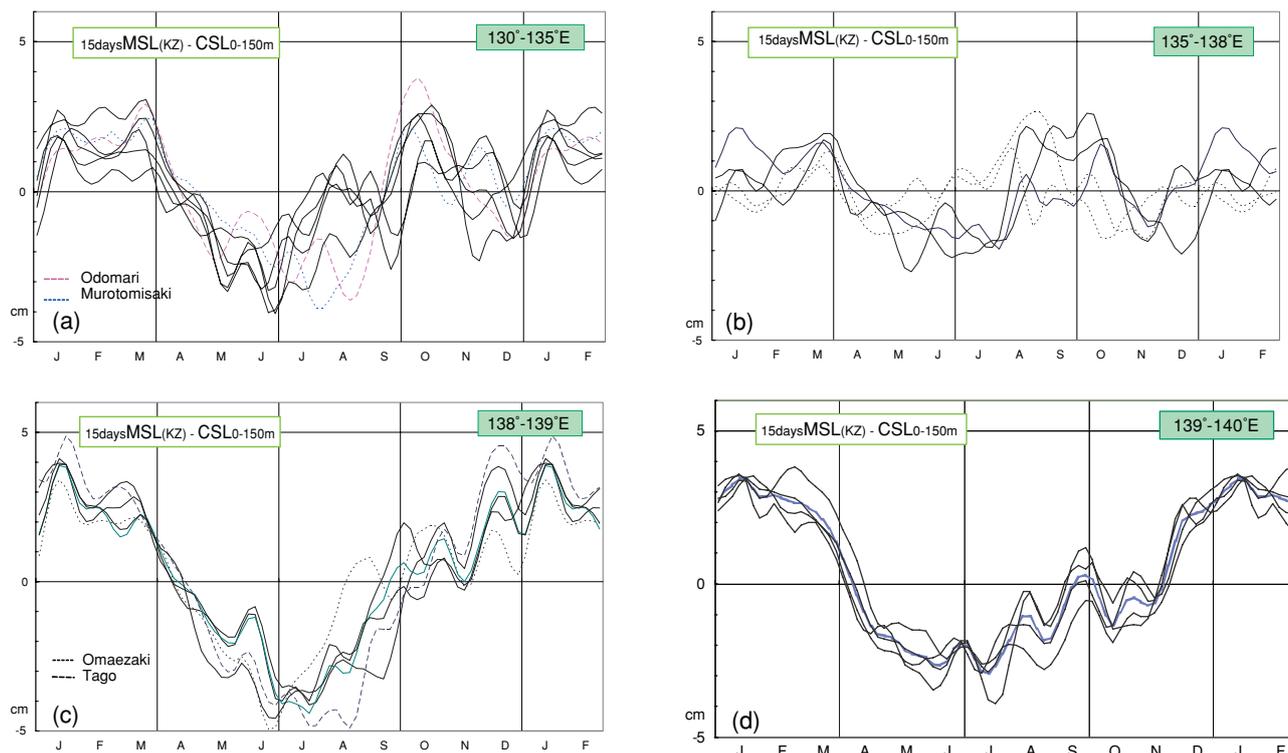


Figure 7. Regional Characteristics of the Difference between Mean Sea Level and Calculated Sea Level

The boundaries of region are indicated in longitude at upper right side of each graph. Blue thick line shows average differences in each region. In figure (b), light blue thick line shows the average of Shirahama and Kushimoto, and dark blue tick line shows the average of Uragami and eastwards. In the figure (a), CSL of Odomari Tidal Station, which locates on a broader continental shelf, is exceptionally estimated by specific volume of depth 0–100 m. The differences of each tidal station are shown in Table 6.

4 考察

(1) 30年を超える期間の統計値に基づいて、円滑に変化する1か月平均水面とわずかな起伏を持つ15日間平均水面の平年値を示した。各年の季節変化は平年値と大きく異なる。また、Sekine and Fujita (1999) 及び久野・藤田 (2003) は串本、浦神等の13か月又は365日移動平均が常時10~10数cmの変動幅で変動していることを示している。この変動幅は季節変化の変動幅より少し小さい規模である。本報告で示した平年値の表は各年の変動を解析する際に比較対象として使用できると考える。

(2) Nomitsu and Okamoto (1926) は当時十分でなかった流速データを使用して、黒潮沿岸域のコリオリの力による影響を夏季に−7.1 cmの低下、冬季に+5.0 cmの上昇を推定している。Figure 7に示した平均水面及び計算海面高の差の7

月頃の低下を地衡流バランスによるものと解釈するならば、日本南海区の黒潮流速の季節変化は「夏に極大を秋または春に極小を示す」(川合, 1972) ことと矛盾しない。また、Figure 7 (a), (b) 及び (d) に見られる9月~10月の上昇が「秋の極小」に対応する可能性がある。流況の季節変化との比較は今後の課題である。

5 結論

(1) 15日間平均水面 (KZ) の季節変化は、各年の変動が大きいため、34年間の統計値により初めて円滑な推移を示す比較的安定したパターンを描くことができた。15日間平均水面 (KZ) の最大の峰、2番目の峰及び春季凸部の平均的な発生時期あるいは発生しやすい時期を特定した。

(2) 黒潮沿岸域の15日間平均水面 (KZ) は距岸15~20海里内の海域の海水密度による計算海

面高と相関が高い季節変化を示す。平均水面の変動幅は海面から深度 125~150 m までの比容から推定される計算海面高の変動幅と整合的である。この深度は大陸棚外縁の水深にほぼ一致する。

6 おわりに

1 か月平均水面及び 15 日間平均水面の季節変化の変動幅は潮汐の変化幅より遙かに小さく、各年平均水面の変動も季節変化の変動幅に匹敵する大きさを持つ。潮汐についてはある程度長い期間の平均により除去可能であるが、後者は、黒潮流況の影響が含まれると見られて複雑である。今後は、処理期間が短いタイドキラーフィルターの採用や流況データとの比較を行い、平均水面の季節変化モデルを研究することが必要と考える。

謝 辞

本研究において小田卷実氏及び吉田昭三氏から文献紹介及び貴重な助言をいただいたので、謝意を表します。本研究では潮汐、水温・塩分及び気圧の観測データを使用した。観測及びデータ保管を行った方々に敬意を表し、感謝します。

要 旨

平均水面は水路測量及び海図作成に使用される主な基準面のひとつである。1971 年~2004 年の潮汐観測データを使用して大泊（鹿児島県）から布良（千葉県）にかけての黒潮沿岸域における 1 か月及び 15 日間の平均水面平年値を作成し、その特性を記述した。併せて潮汐観測地点周辺の水溫・塩分データから比容（密度の逆数）を算出し、比容から推測した海面高と平均水面を比較した。外洋に面する本土に位置する潮汐観測点の 15 日間平均水面は周辺海域の海面から 125 m 又は 150 m までの平均密度から推定される海面高と整合的である。

参考文献

花輪公雄・三寺史夫（1985），海洋資料における日平均値の作成について - 日平均潮位を扱う

際の留意点 - ，沿岸海洋研究ノート，23，1，79-87.

日比野忠史（2001），北~西太平洋での水位変動と日本沿岸域での水位変化特性，海岸工学論文集，48，446-450.

川合英夫（1972），黒潮と黒潮の海況学，海洋科学基礎講座 2 地球物理 II，東海大学出版会，129-320

菊池眞一（2005），瀬戸内海における平均水面の季節変化（1971~2000 年），海洋情報部技報，23，119-125.

久野正博・藤田弘一（2003），熊野灘および伊勢湾における潮位変動と海況変動，海と空，79-1，31-37.

日本海洋データセンター（1984），実用塩分と国際海水状態方程式（改訂版），p 103.

Nomitsu, T., and M. Okamoto : (1926), The Causes of Annual Variation of the Mean Sea Level along the Japanese Coast, *Mem. of Col. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser A.*, 10, 125-161.

暦計算研究会編（1991），新こよみ便利帳，恒星社厚生閣.

Sekine, Y. and K. Fujita (1999), Why does the Sea Level Difference between Kushimoto and Uragami show Periods of Large Meander and Non - Large Meander Paths of the Kuroshio South of Japan ?, *J. of Oceanography*, 55, 43-51.

庄司大太郎（1954），日平均水位と海況の変動について（第 1 報），水路要報，増刊 14，17-25.

津村健四郎（1963），日本沿岸の平均水面およびその変動の研究（I） - 潮位変化の地域分布 - ，測地学会誌，9，49-79.

吉田昭三（1961），黒潮短期変動調査報告，水路要報，New Ser., 6，1-18.

解説
(研究ノート)

船舶搭載型 3 ビーム式 ADCP の測定流速誤差と補正

石井春雄*

Systematic Errors and Corrections of Current Velocity
Measured by Shipmounted Three-Beam Type ADCP

Haruo ISHII*

At present, one of the most widely used instruments to measure current velocity in the ocean is shipmounted ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). The ADCP measures current speed by sending out acoustic pulses downward from transmitters mounted on the ship bottom, and then by processing the Doppler shift of the acoustic signals scattered by particles in the water. Three-beam type ADCP using 3-element transducers has been widely used in Japan including the vessels of Japan Coast Guard, as well as four-beam type. Although shipmounted ADCPs are very useful for current measurement, non-realistic current data are sometimes obtained mainly due to errors of ship velocity relative to sea water. In this technical article, systematic errors in current measurement by shipmounted three-beam type ADCP and error correction are described in detail.

1 はじめに

近年、航走する船舶での流速測定は、ドップラーログ（音響式ログ）を利用するのが一般的である。海上保安庁の巡視船と、『明洋』を除く測量船には 3 ビーム式のドップラーログである『音波ログ』（古野電気製）が搭載され、『海流演算補助装置』の附加により船用流速計として活用している。このようなドップラーログを利用した流速計は、船舶搭載型 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) とよばれる。ADCP は、その出現以前の主要かつ唯一の船用流速計であった GEK (電磁海流計; Geo-magnetic Electro Kinetograph) に比べて、

① 数百メートルの曳航ケーブル（電纜）が不要。

- ② 船の針路を再三変更せずに、航走したまま連続測定が可能。
- ③ 海中の複数層で測定可能。
- ④ 地球磁場の鉛直成分の小さな低緯度海域（磁気赤道付近）でも測定可能。

という長所を有する [附録 1]。このため、時間的・空間的に詳細な流速場の把握が可能となり、流速データ量も飛躍的に増加した (道田, 1995; Michida, 1999)。

ドップラーログが一般化するまでは、「対水船速」(海水に対する船の速度) を測定する船速計は電磁 (式) ログが使用されていた [附録 1]。通常、電磁ログは 1 軸 (2 極) だけ設置するため、船首-船尾方向の対水船速のみ測定する。電磁ログをもうひとつ設置して、船首方向に直角な

†Received January 17, 2006; Accepted March 3, 2006

* 航法側地室 Geodesy and Geophysics Office

対水船速を求めて合成すれば対水船速ベクトルが得られる。ADCPが船底付近に発生する泡の影響を受けやすく、水深が15 m程度と浅い場合は測定できないのとは比べて、「2軸式」電磁ログは有効な面があろう。ただ、ドップラーログが普及した現在では実現しないと筆者は思っていたが、船舶の高速化への対応策として、最近になって2軸式電磁ログの実用化が検討され、ADCPとの比較観測も実施された。

GEK以外に船舶で流速を求める方法に「偏流」がある。これは、ある始点位置から一定の針路で一定時間に航行した際の累積距離から推定した終点位置と、実際に測定した終点位置との差(偏位)が海流によって船が流された効果として、流速を見積る方法である。海上風がある場合は、風圧で押し流される分を推定して、偏位量から風の寄与分を差し引かねばならない。西田・菱田(1981)は、測量船『昭洋』(初代)の電磁ログで得た船の進行方向の対水船速と、進行方向と直角な横方向から働く風圧値を用いて、「偏流」法を黒潮域で試みた[附録2]。彼らの目的はGEKよりも多数の流速データを得ることだった。しかし、GEK測定値との比較から、偏流による流速値はかなりの誤差を含むことが示唆された。電磁ログでは船首-船尾方向の船速しか測定できず、左舷-右舷方向の船速を別途に見積る必要がある。この見積りが不正確なほど、流速値に含まれる誤差も大きくなり、GEK流速との不一致の理由のひとつとなる。また、当時の測位装置(ロランC)の測位精度の低さに因る誤差の可能性もある。

海上保安庁水路部がドップラーログを利用した測流を試みたのは、測量船『拓洋』による昭和59年(1984)2~3月の第1回西太平洋海域共同調査(WESTPAC)であった(石井・他, 1986)。前年10月に就役した第2代『拓洋』には電磁ログに替わり、船首-船尾方向とともに横方向の対水船速も測定できる『音波ログ』が搭載された。就役当時は、流速計算に必要なデータを各々の表示装置から読取った後、手計算で流速を得た。離

散的なデータだったが、流速測定が充分可能と認識された。自動的に流速計算ができるように改良されてゆき、後の『海流演算補助装置』の役割を持つ『偏位流速自動測定装置』(名称のみ“偏位流速”が附く)が『拓洋』に搭載され、翌年(1985)のWESTPAC行動時の成果(石井・他, 1986)をもたらす。

現在、一般的に使用されているようにADCPは非常に便利な測流手段である。しかし、ときに不自然な流速値が得られる。例えば、船の進行方向に対して右側あるいは左側に流向が揃うのがしばしば経験される。また、荒天時に進行方向から大きな波浪を受けるときに、流向が進行方向に揃う現象が見られる。こうしたとき、測定値をそのまま採用するわけにはいかず、補正が必要となる。

ADCPの測定原理や誤差については、ハード面を含めて金子・伊藤(1994)の良い解説があり、観測データの誤差の較正については『海洋観測指針』(気象庁, 1999)に詳しいが、いずれも4ビーム式ADCPを対象としている。船舶搭載型の3ビーム式ADCPについては、Michida and Ishii(2000)が述べ、その内容を道田(2004)が解説しているが、これらは要点を簡潔に記述しているため、より詳しい説明が望まれる部分もある。本稿は、『音波ログ』に代表される3ビーム式ADCPに特有な対水船速の求め方を含め、ADCPで測定した流速の系統的誤差の原因について解説するとともに、筆者が取り扱った事例を基に、観測データを用いた流速補正方法について解説する。次の第2節では流速測定の原理を、第3・4節では対水船速・測定流速の誤差を、第5節では流速の補正方法について、それぞれ記述する。

2 流速測定の原理

2.1 対水船速と対地船速

ドップラーログは音波を利用して、海水に対する船の速度(以下「対水船速」とよび、ベクトル \mathbf{V}_w と表す)を測る機器である。Fig.1(石井・

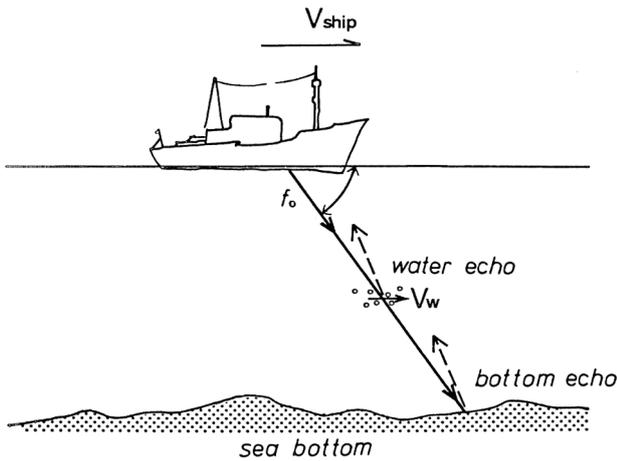


Fig.1 Scattering of acoustic beam transmitted from ship with the frequency f_0 .

他, 1986) に示すように, 船底の送波器から一定周波数 f_0 の音波ビームを海中に向けて発信すると, 海中の浮游物や海底で反射される. この反射波を船底の受波器で受信したとき, 発信体 (船) と反射体との間の相対速度に比例した周波数偏移 (ドップラーシフト) が生じる. 浮游物等の海中反射体が海水と同じ速度で動くとするれば, シフト量から音波発射方向の対水船速成分を得る. 音波を複数方向に発射して, これらの速さ成分を合成すれば対水船速ベクトル V_w を得る.

『音波ログ』は3方向に音波を発射する「3ビーム式」である. ただし, ドップラーシフト量の測定から得られるのは対水船速ベクトルの「大きさ」(速さ)であり, その「方向」はジャイロコンパスの指示する船首方位から求める. 送受波器自体は音波ビームの絶対方向を知らず, 船に対する方向しか知らない.

船の地球 (海底) に対する速度を「対地船速」とよび, ベクトル V_G と表す. V_G の求め方は2通りある. ひとつは, 測位装置で得られる緯度・経度と時刻から計算する (「対水モード」). もうひとつは, 不動の海底 (地球) からの反射波のドップラーシフト量から求める (「対地モード」). 海底に対する船速は対地船速 V_G にほかならない. 対地船速の測定可能範囲は船底下 3~550 m であるが (音波ログの解説書), 通常, 水深が 200 m 程度以浅の場合に対地モードで測定する. これ

は, 一方の対水船速の測定可能範囲が, 水深の 70% の深さ迄で最大が 190 m のためである. これよりも深い外洋では対水モードで測定し, 『海流演算補助装置』を附加することで ADCP として機能する. 対水モードにおける基本的な構成機器は, ドップラーログ・ジャイロコンパス・測位装置の3つである. 対地モードでは, ジャイロコンパスは対水船速の方向を真方位で表すために, 測位装置は測定点の緯度・経度を知るために, それぞれ必要である.

2.2 流速の計算

同一時刻における対水船速 V_w と対地船速 V_G の両ベクトルを得れば, V_G から V_w を引き算して, 海水の地球に対する速度, すなわち流速ベクトル U を得る (Fig. 2).

$$U = V_G - V_w \quad \dots\dots (1)$$

ここで, 船体を押し流す風の寄与は, 式 (1) の V_G と V_w に共通に含まれるため考慮する必要は無い. 例えば流れの無い海上で, 船が機関停止している状態を考える. 船が風で押し流される場合, V_G は風下側にある大きさを持つ. 一方, 無流速の海上を船が動くのだから当然 V_w も零ではなく, V_G と同じ方向・大きさを持つ. 結局, 式 (1) の右辺は零となり, 流速 U も零となる.

また, 風が吹送流 U_w を引き起したときは, V_G は風と吹送流とで船が流される速度であり, 対水

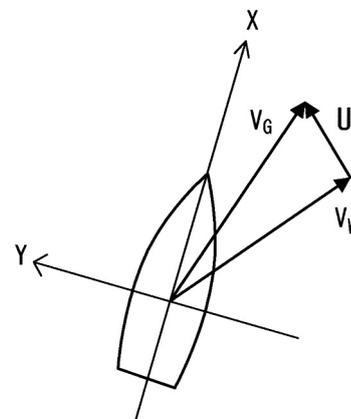


Fig.2 Coordinate system (X,Y) for equations in the text, and relations between ship's velocities (V_G , V_w) and current velocity (U).

船速 \mathbf{V}_w には \mathbf{V}_G の他に吹送流と逆方向の成分 ($-\mathbf{U}_w$) が加わる. 式 (1) の右辺は

$$\mathbf{V}_G - (\mathbf{V}_G - \mathbf{U}_w) = \mathbf{U}_w$$

となり, 流速 \mathbf{U}_w が “測定” される. 以上のことは海流が存在する場合も同様で, 結局, 船体を押し流す風の寄与は式 (1) の右辺でキャンセルされる.

対地船速 \mathbf{V}_G は, 海底反射波のドップラーシフト量から求めるか (対地モード), 測位装置で得られる緯度・経度から求める (対水モード). 一方の対水船速 \mathbf{V}_w は海中からの反射波のドップラーシフト量から計算される. その計算式を以下に示すが, 先ず適当な座標系をとる必要がある. Fig. 2 のように船首方向に X 軸, 左舷 90 度方向に Y 軸, 鉛直上向きに Z 軸と, 右手系直交座標をとる. ビームの水平方位角を, 船首から反時計廻りに測って ϕ で表し (Fig. 3), 鉛直方位角を海面からの俯角 θ で表す. なお, 座標系のとり方は任意である. 例えば, Michida (1999) は X 軸を右舷方向, Y 軸を船首方向にとり, 『海洋観測指針』では X 軸を東, Y 軸を北にとる. もちろん, 導出される結果は座標系にかかわらず同じである.

『音波ログ』の送受波器は Fig. 4 (石井・他, 1986) のように船底に取付られる. 3本の音波ビームの方向は, 水平には船首方向, 左舷 120 度, 右舷 120 度であり, 鉛直方向には海面から 60 度下向きだから

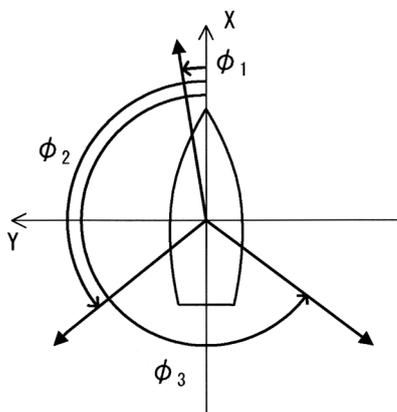


Fig. 3 Horizontal directions of three acoustic beams.

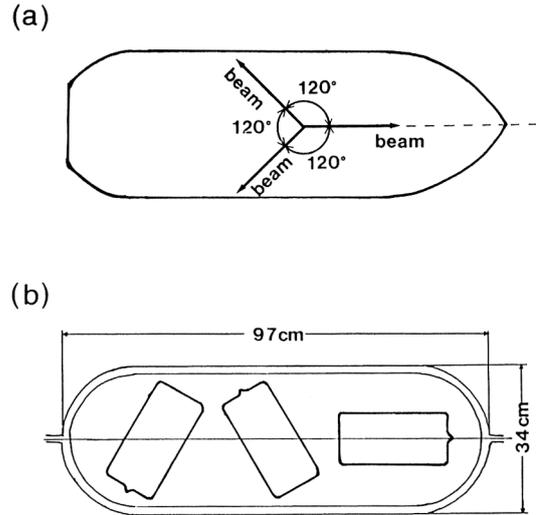


Fig. 4 (a) Plane view of three acoustic beams transmitted from ship. (b) Alignment of three transmitters mounted on ship bottom.

$$\theta_1 = \theta_2 = \theta_3 = 60^\circ,$$

$$\phi_1 = 0^\circ, \phi_2 = 120^\circ, \phi_3 = 240^\circ$$

次に, 対水船速とドップラーシフト量の関係を見る. 簡単な例として, 音速 c で周波数 f_0 の音波を発信する物体が速度 v で移動し, 静止した反射物体に近づく場合を考える. 反射波の測定周波数 f は,

$$f = f_0 (c+v)/(c-v)$$

シフト量は f_0 と f の差だから, $k = v/c$ として

$$f - f_0 = 2 f_0 k / (1 - k) \quad \dots\dots (2)$$

近づくので, 右辺は正 ($f > f_0$) となる. 海中での音速 c は 1500 m/s 程度だから, 船の速力が 20 ノット (約 10 m/s) であっても, $k \sim 1/150$ と 1 に比べて充分小さい. $k \ll 1$ の場合, 式 (2) の右辺は

$$2 f_0 k / (1 - k) \approx 2 f_0 k (1 + k) \approx 2 f_0 k = 2 f_0 v / c$$

と近似でき, v とシフト量 $s (= f - f_0)$ の関係は

$$v = sc / 2 f_0 \quad \dots\dots (2')$$

ドップラーログの場合は, 式 (2') の v を船 (送波器) と反射物体を結ぶ方向の相対的な速さに置き換えればよい. 以下, 対水船速ベクトル (船と反射体との相対速度ベクトル) を \mathbf{V} と表わす. このとき, ある一本の音波ビームについてのシフト量 S は, \mathbf{V} とビーム方向の単位ベクトル \mathbf{d} との内積 (スカラー積) で表される. 発信音波

の周波数を f_0 、音速を C とすると

$$\mathbf{d} \cdot \mathbf{V} = aS \quad (a = C/2f_0) \quad \dots\dots (3)$$

船首、左舷、右舷の各方向の3本の音波ビームで測定されたシフト量を、それぞれ S_1, S_2, S_3 とし、ベクトル \mathbf{S} (S_1, S_2, S_3) と表す。また、ビームの単位ベクトルを $\mathbf{d}_1, \mathbf{d}_2, \mathbf{d}_3$ とおく。各 \mathbf{d}_i ($i=1\sim 3$) を、 θ と ϕ を用いて X, Y, Z 成分 (d_x, d_y, d_z) に分けると

$$\mathbf{d}_1 = (\cos\theta_1 \cdot \cos\phi_1, \cos\theta_1 \cdot \sin\phi_1, -\sin\theta_1)$$

$$\mathbf{d}_2 = (\cos\theta_2 \cdot \cos\phi_2, \cos\theta_2 \cdot \sin\phi_2, -\sin\theta_2)$$

$$\mathbf{d}_3 = (\cos\theta_3 \cdot \cos\phi_3, \cos\theta_3 \cdot \sin\phi_3, -\sin\theta_3)$$

このとき式 (3) は

$$\mathbf{d}_i \cdot \mathbf{V} = aS_i \quad (i = 1 \sim 3) \quad \dots\dots (3')$$

対水船速とドップラーシフト量の関係は行列を使うとわかり易いため、 $\mathbf{d}_1, \mathbf{d}_2, \mathbf{d}_3$ を行ベクトルとする行列 D で表す。

$$D = \begin{pmatrix} \mathbf{d}_1 \\ \mathbf{d}_2 \\ \mathbf{d}_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta_1 \cdot \cos\phi_1 & \cos\theta_1 \cdot \sin\phi_1 & -\sin\theta_1 \\ \cos\theta_2 \cdot \cos\phi_2 & \cos\theta_2 \cdot \sin\phi_2 & -\sin\theta_2 \\ \cos\theta_3 \cdot \cos\phi_3 & \cos\theta_3 \cdot \sin\phi_3 & -\sin\theta_3 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (4)$$

音波ビームの方向が規準どおりのときの行列 D_0 は

$$D_0 = \begin{pmatrix} \mathbf{d}_1 \\ \mathbf{d}_2 \\ \mathbf{d}_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1/2 & 0 & -\sqrt{3}/2 \\ -1/4 & \sqrt{3}/4 & -\sqrt{3}/2 \\ -1/4 & -\sqrt{3}/4 & -\sqrt{3}/2 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (5)$$

D_0 の逆行列を D_0^{-1} とすると、式 (3), (3') は

$$D_0 \mathbf{V} = a\mathbf{S} \quad \dots\dots (6)$$

$$\mathbf{V} = aD_0^{-1}\mathbf{S} \quad \dots\dots (6')$$

ここで

$$D_0^{-1} = -2\sqrt{3}/9 \begin{pmatrix} -2\sqrt{3} & \sqrt{3} & \sqrt{3} \\ 0 & -3 & 3 \\ 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (7)$$

対水船速 \mathbf{V} の各成分を (V_x, V_y, V_z) とおくと、式 (6') と (7) から

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{pmatrix} = b \begin{pmatrix} -2\sqrt{3} & \sqrt{3} & \sqrt{3} \\ 0 & -3 & 3 \\ 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (8)$$

ただし、 $b = -2\sqrt{3}a/9 = -\sqrt{3} \cdot C/9f_0$

式 (8) から対水船速を成分ごとに表すと

$$\left. \begin{aligned} V_x &= b (-2\sqrt{3}S_1 + \sqrt{3}S_2 + \sqrt{3}S_3) \\ V_y &= b (-3S_2 + 3S_3) \\ V_z &= b (S_1 + S_2 + S_3) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots (9)$$

式 (9) により、3本のビームで測定されたドップラーシフト量 S_1, S_2, S_3 から対水船速 \mathbf{V} が得られる。ただし \mathbf{V} の方向は、ジャイロコンパスの指示する船首方位から真方位に換算される。また、前提として、“同じ深さの層で音波ビーム群の水平的な広がり範囲で \mathbf{V} が一様である” (道田, 2004)。原理的には対水船速の鉛直成分 V_z も得られるが、水平成分 (V_x, V_y) だけが表示・記録される。

式 (9) は、3ビーム式に特有な関係式である。鉛直成分 V_z はさておき、3本のビームのうち一つでも正常に作動しないと、対水船速の水平成分が正しく測定できない。 V_y は S_1 が無くても得られるが、 V_x が得られなければ無意味である。4ビーム式では、ひとつのビームが欠けても、他の3本で測定可能だが、3ビーム式では代替は効かない。

3 対水船速の誤差

流速ベクトル \mathbf{U} は、対地船速 \mathbf{V}_G と対水船速 \mathbf{V}_w の差から得られるので、 \mathbf{V}_G と \mathbf{V}_w に誤差があれば \mathbf{U} に誤差を生じる。外洋で \mathbf{V}_G を求めるために不可欠な測位装置は、現在 GPS が使用され精度も高い。対水モードにおいて流速誤差を生むのは、対水船速の測定誤差が主と考えるとよい。GPS の普及以前の測位装置は専らロラン C であったが、電波の受信状況が悪い海域では \mathbf{V}_G の精度も悪く、結局、 \mathbf{U} の精度も悪かったと推測される。GPS で得られた \mathbf{V}_G の誤差は GPS 自体の測位誤差に因るが、船速や2つの GPS 測位点の間の距離や測定時間の差にも依存する (石井・道田, 2006)。GPS 船速にも誤差が含まれるが、対水船速の誤差に比べて小さいと考えられる。以後、本稿では対水船速 \mathbf{V}_w の添字 w を略し、真の対水船速を \mathbf{V} 、測定された対水船速を \mathbf{V}^* と表すが、一方の対地船速の誤差は考慮せず、 \mathbf{V}_G に *印を付けない。

『海洋観測指針』の第7章「海潮流観測」の「付録C 表層海流計観測データの較正」では、表層海流計（4ビーム式 ADCP）の測定誤差とデータの較正について詳しく解説され、流速の水平成分の測定誤差として「アライメント誤差」(misalignment) と「スケール誤差」を挙げる。これらの定式化は、Joyce (1989), Pollard and Read (1989) の論文を基にしているが、本稿で引用するときは「観測指針」と記す。これら2種の誤差は流速誤差とされるが、本来は対水船速 V の測定誤差であり、結果的に流速誤差となって現れる。

アライメント誤差は測定される対水船速 V^* の「方向」が真値 V のそれと異なる場合である。この誤差のために、実際の流れがほとんど無い海域では、測定流向が船の進行方向に対して右側あるいは左側に揃う。

スケール誤差は対水船速の「大きさ」を過大または過小に測定する場合の誤差である。スケール係数 (scale factor) を F とおくと

$$\mathbf{V} = F\mathbf{V}^* \quad \dots\dots (10)$$

スケール誤差の原因のひとつとして、「観測指針」で挙げる設定音速値がある。ドップラーシフト量は海中の音速によっても変わり (式2')、測定される対水船速の大きさは音速に比例する (式8)。また、音速値が正しくても、式(9)のシフト量 S_i が何らかの原因で過大または過小に測定された場合も同様の結果をもたらす。「観測指針」では、音波ビームの鉛直角 (本稿では俯角 θ) が規準と変わった場合にもスケール誤差が生じるとしている。このことは本稿の3.1.2で後述する。スケール誤差の存在によって「流向」が船の進行方向に揃う傾向があり、観測でも経験される。対水船速の大きさの見積り誤差が測定流向に影響するのは不思議だが、このことは4.1で説明する。

3.1 ログ座標系回転に伴う対水船速の誤差

不自然な流向が測定される主な原因は、対水船速の「方向」の測定誤差と考えてよい。ドップ

ラーログが正常に作動すれば、対水船速の「速さ」の誤差は生じない。それでは何故、対水船速の方向の誤差が生ずるのか。結論を言えば、測定された対水船速 V^* を記述する座標系が、正しい座標系 (基準座標系; 例えば X 軸を東, Y 軸を北にとった座標系) に対して、ある角度だけ回転した場合に誤差が生ずる。 V^* を記述する座標系は、ドップラーログとジャイロコンパス (の情報) から構成される「ログシステム」の座標系という意味で、「ログ座標系」とよぶ。例えばアライメント誤差は、ログ座標系が基準座標系の Z 軸の廻りに回転している場合に起きる。ログ座標系の回転は、船底の送受波器の取付が正しくない場合やジャイロコンパスの指示方位が真の方位と異なる場合に起る。

ここでは、ログ座標系の回転が、測定される対水船速 V^* にどのような影響を与えるかを、数式で表してみる。最もわかり易いのは音波ビームの方向が規準どおりでなく、ズレ (不整合) が存在する場合である。このときの式(4)の行列を D^* と表す。ビーム方向の変化に伴ってドップラーシフト量も変化し、これをベクトル \mathbf{S}^* (S_1^* , S_2^* , S_3^*) とする。しかし、ビームがどちらを向こうが、船 (送受波器) と海水 (反射体) との間の相対速度 V 自体は同じだから、式(6), (6')は

$$D^*\mathbf{V} = a\mathbf{S}^* \quad \dots\dots (11)$$

$$\mathbf{V} = aD^{*-1}\mathbf{S}^* \quad \dots\dots (11')$$

行列 D^* , あるいは、規準からズレたビームの単位ベクトル \mathbf{d}^* がわかれば良いが、元々ビーム方向の変化は想定していない。『海流演算補助装置』は式(9)の \mathbf{S} の代わりに \mathbf{S}^* を用いて、真値 V とは異なる V^* (V_x^*, V_y^*, V_z^*) を算出してしまふ。

$$\left. \begin{aligned} V_x^* &= b(-2\sqrt{3}S_1^* + \sqrt{3}S_2^* + \sqrt{3}S_3^*) \\ V_y^* &= b(-3S_2^* + 3S_3^*) \\ V_z^* &= b(S_1^* + S_2^* + S_3^*) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots (12)$$

式(12)を行列を使って表せば、式(6), (6')は

$$D_0\mathbf{V} = a\mathbf{S}^* \quad \dots\dots (13)$$

$$\mathbf{V} = aD_0^{-1}\mathbf{S}^* \quad \dots\dots (13')$$

この \mathbf{V}^* が、“測定”される対水船速であり、式 (1) の \mathbf{V}_w に \mathbf{V}^* が代入されて流速が計算される。

\mathbf{V}^* と \mathbf{V} の関係は、式 (11) と (13) から

$$\mathbf{D}^* \mathbf{V} = \mathbf{a} \mathbf{S}^* = \mathbf{D}_0 \mathbf{V}^*$$

結局、

$$\mathbf{V}^* = \mathbf{D}_0^{-1} \mathbf{D}^* \mathbf{V} \quad \dots\dots (14)$$

$$\mathbf{V} = \mathbf{D}^{*-1} \mathbf{D}_0 \mathbf{V}^* \quad \dots\dots (14')$$

式 (14), (14') は、ビーム方向が規準どおりでないときの \mathbf{V} と \mathbf{V}^* との関係を示す。また、ジャイロが船首方位を正しく指示しない場合も、誤差を含む \mathbf{V}^* が同様に測定される。一般に $\mathbf{V} \neq \mathbf{V}^*$ で、 \mathbf{V}^* を用いたときの測定流速に誤差が含まれる。

3.1.1 Z 軸の廻りの回転

ここでは先ず、3本のビームの水平方向が Z 軸の廻りに一律に δ 度 (反時計廻りに正) 変化した場合を考える。「観測指針」では、この角度 ϕ を時計廻りに測っているため、混同を避けるため δ と表す。各ビームの俯角 θ は 60 度のままとする。ビーム方向が δ 度変化すればビーム方向の単位ベクトルも当然変化する。式 (4) に

$$\theta_1 = \theta_2 = \theta_3 = 60^\circ$$

$$\phi_1 = \delta^\circ, \quad \phi_2 = 120^\circ + \delta^\circ, \quad \phi_3 = 240^\circ + \delta^\circ$$

を代入すれば、変化後の単位ベクトル \mathbf{d}^* 及び行列 \mathbf{D}^* 、 \mathbf{D}^{*-1} が得られる。

$$\mathbf{D}^* = \begin{pmatrix} \cos \delta/2 & \sin \delta/2 & -\sqrt{3}/2 \\ (-\cos \delta - \sqrt{3} \sin \delta)/4 & (\sqrt{3} \cos \delta - \sin \delta)/4 & -\sqrt{3}/2 \\ (-\cos \delta + \sqrt{3} \sin \delta)/4 & (-\sqrt{3} \cos \delta - \sin \delta)/4 & -\sqrt{3}/2 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (15)$$

$$\mathbf{D}^{*-1} = \begin{pmatrix} -2\sqrt{3} \cos \delta & 3 \sin \delta + \sqrt{3} \cos \delta & -3 \sin \delta + \sqrt{3} \cos \delta \\ -2\sqrt{3} \sin \delta & \sqrt{3} \sin \delta - 3 \cos \delta & \sqrt{3} \sin \delta + 3 \cos \delta \\ 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (15')$$

ここまでは 3 ビーム式 ADCP に特有な関係式を含めた説明だったが、これ以降は 4 ビーム式 ADCP にも共通したものである。また「2軸式」電磁ログが、船底に機器を取付け、ジャイロコンパスの情報から対水船速を測るのは『音波ログ』

と同じだから、この場合にも応用できる。

式 (15), (15') を、式 (14), (14') に代入すれば

$$\mathbf{V}^* = \begin{pmatrix} \cos \delta & \sin \delta & 0 \\ -\sin \delta & \cos \delta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \mathbf{V} \quad \dots\dots (16)$$

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} \cos \delta & -\sin \delta & 0 \\ \sin \delta & \cos \delta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \mathbf{V}^* \quad \dots\dots (16')$$

式 (16) 右辺の行列を \mathbf{A}_z とおき、その逆行列を $\mathbf{A}_z^{-1} = \mathbf{B}_z$ とすると

$$\mathbf{A}_z = \begin{pmatrix} \cos \delta & \sin \delta & 0 \\ -\sin \delta & \cos \delta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (17)$$

$$\mathbf{B}_z = \mathbf{A}_z^{-1} = \begin{pmatrix} \cos \delta & -\sin \delta & 0 \\ \sin \delta & \cos \delta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \dots\dots (17')$$

\mathbf{A}_z は、ログ座標系の X-Y 軸が Z 軸廻りに δ 度 (反時計廻り) 回転したことを表す行列である。 \mathbf{A}_z と \mathbf{B}_z を用いると式 (16), (16') は

$$\mathbf{V}^* = \mathbf{A}_z \mathbf{V} \quad \dots\dots (18)$$

$$\mathbf{V} = \mathbf{B}_z \mathbf{V}^* \quad \dots\dots (18')$$

測定された対水船速 \mathbf{V}^* の 3 成分は次のように表される。

$$\left. \begin{aligned} V_x^* &= V_x \cdot \cos \delta + V_y \cdot \sin \delta \\ V_y^* &= -V_x \cdot \sin \delta + V_y \cdot \cos \delta \\ V_z^* &= V_z \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots (19)$$

真の対水船速 \mathbf{V} が Z 軸の廻りに回転しているので Z 成分は変化しない。また、 \mathbf{V} と \mathbf{V}^* の大きさが等しい ($|\mathbf{V}^*| = |\mathbf{V}|$) ことは、式 (19) の両辺の二乗和から容易に確かめられる。3本のビーム方向が一律に Z 軸の廻りに回転した場合は、対水船速 \mathbf{V} の「速さ」の誤差は生じず、「方向」が δ 度変わる。

対水船速のアライメント誤差は、ログ座標系 (あるいは測定した対水船速 \mathbf{V}^*) が Z 軸の廻りに回転している場合に生ずる。「観測指針」は速度の水平成分のみに着目するため、式 (17') や (19) の鉛直成分にかかる部分は除かれる。本稿の δ は「観測指針」では $-\phi$ であるから、式

(17') の B_z の 2×2 行列に対応する行列 A_ϕ は

$$A_\phi = \begin{pmatrix} \cos \phi & \sin \phi \\ -\sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \dots\dots (20)$$

ログ座標系が基準座標系の Z 軸廻りに回転する場合の主な原因として

- ① 船底の送受波器の取付が規準どおりでなく、3本の音波ビームの水平方位角が、 $\phi_1 = \delta$, $\phi_2 = 120 + \delta$, $\phi_3 = 240 + \delta$ となっている。
- ② ジャイロコンパスの指示方位が真方位と異なるか、指示方位が正しくてもログシステムに正しく入力されない。
- ③ ジャイロコンパスの「速度誤差」。

が挙げられる。③は、②のジャイロコンパスの指示方位が真方位と異なる場合の一例にあたる。

①と、③を含めた②は独立のため、同時に起り得る。本稿では3本のビームがZ軸廻りに一律に回転した場合を考える。一律でない場合は式(4)に戻って計算する。1本のビームだけが規準外ならば、第5節で述べるように往復観測データに基づく δ の見積りも可能であろう。3本がバラバラに規準外の場合も、現実には有り得るだろうが、3個の δ 値の見積りは難しい。

第5節でもふれるが、ジャイロの指示方位をログシステムに正しく入力することは、流速を測定するうえで極めて重要である。“2, 3度違って構わないだろう”と安易に考えると、0.5ノット程度の誤差を含む流速が容易に測定できる。ジャイロの指示方位の入力は、船が岸壁等に停泊している時が良く、安定した正確な値が入力できる。また、出港のたびに正確な入力が必要である。

③の場合も①と同様に対水船速のアライメント誤差を生ずる。ジャイロの速度誤差は船が南(北)に向かって航走するとき、ジャイロの指示方向が東(西)に偏位する現象である。その偏位角 ζ は、船速をVノット、針路を Θ 度、緯度を ψ として

$$\zeta = V \cos \Theta / 900 \cdot \cos \psi \text{ (ラジアン)}$$

船速12ノットで、南向($\Theta = 180$)または北向($\Theta = 0$)したとき、緯度 ψ が 30° と 40° の場合、 ζ の大きさは 0.88° と 1.00° になる。速度誤差が自動的に補正されない場合は、対水船速の誤差要因として考慮が必要となる。より詳しくは「観測指針」を参照されたい。

3.1.2 Y軸, X軸の廻りの回転

式(18), (18')は、Z軸の廻りにX-Y軸が δ 度回転した場合の \mathbf{V} と \mathbf{V}^* の関係を表すが、Y軸の廻りにX-Z面が δy 度回転したり、X軸の廻りにY-Z面が δx 度回転した場合も、 \mathbf{V} と \mathbf{V}^* の関係が同様に表される。

Y軸の廻りに δy 度回転した場合、

$$A_y = \begin{pmatrix} \cos \delta y & 0 & \sin \delta y \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \delta y & 0 & \cos \delta y \end{pmatrix} \dots\dots (21)$$

とおくと

$$\mathbf{V}^* = A_y \mathbf{V} \dots\dots (22)$$

$$\left. \begin{aligned} V_x^* &= V_x \cdot \cos \delta y + V_z \cdot \sin \delta y \\ V_y^* &= V_y \\ V_z^* &= -V_x \cdot \sin \delta y + V_z \cdot \cos \delta y \end{aligned} \right\} \dots\dots (22')$$

式(22), (22')が、Y軸の廻りに δy 度回転した場合の測定対水船速 \mathbf{V}^* と真の対水船速 \mathbf{V} の関係である。具体的には、船底の送受波器が正しく水平面上に取付けられていない場合(例えば船首方向ビームの俯角は $60 \pm \delta y$ 度となる)や、正しく取り付けられても船自体が縦に傾斜(船首が持ち上がる、あるいは下がる)場合が考えられる。式(22')から $|\mathbf{V}^*| = |\mathbf{V}|$ が成り立つ。また、式(22')で V_z を無視すれば

$$V_x^* \doteq V_x \cdot \cos \delta y$$

となり、測定される対水船速の船首方向成分 V_x^* は V_x より小さい。

X軸の廻りに δx 度回転した場合は、

$$A_x = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \delta x & \sin \delta x \\ 0 & -\sin \delta x & \cos \delta x \end{pmatrix} \dots\dots (23)$$

とおくと

$$\mathbf{V}^* = A_x \mathbf{V} \quad \dots\dots (24)$$

$$\left. \begin{aligned} V_x^* &= V_x \\ V_y^* &= V_y \cdot \cos\delta x + V_z \cdot \sin\delta x \\ V_z^* &= -V_y \cdot \sin\delta x + V_z \cdot \cos\delta x \end{aligned} \right\} \dots\dots (24')$$

式 (24), (24') は X 軸の廻りに δx 度回転した場合の \mathbf{V}^* と \mathbf{V} の関係である。送受波器が正しく水平面上に取付けられていない場合 (左舷後方と右舷後方のビームの俯角が変化する) や、正しく取り付けられても船自体が横に傾斜 (左舷あるいは右舷側に傾く) 場合が考えられる。式 (24') のときも、 $|\mathbf{V}^*| = |\mathbf{V}|$ が成り立つ。

4 測定流速の誤差

対水船速の誤差の原因となる、音波ビーム方向の規準からのズレ角度や、ジャイロ指示方位と真方位の差は、せいぜい数度と想像される。しかし、船の速力によっては、これらは無視しがたい流速の誤差をもたらす。本節では、対水船速の誤差に因って生じる流速誤差について説明する。

4.1 スケール誤差に伴う流速誤差

スケール誤差は $\mathbf{V} = F\mathbf{V}^*$ のとおり (式 10), 対水船速 \mathbf{V} の大きさが過大または過小に測定される誤差である。これに伴う流速誤差について説明する。真流速を \mathbf{U} , 測定流速を \mathbf{U}^* とし、対地船速 \mathbf{V}_G の誤差を無視すれば、式 (1) から

$$\mathbf{U} = \mathbf{V}_G - \mathbf{V} = \mathbf{V}_G - F\mathbf{V}^* \quad \dots\dots (25)$$

$$\mathbf{U}^* = \mathbf{V}_G - \mathbf{V}^* \quad \dots\dots (25')$$

両式から \mathbf{V}_G を消去して

$$\mathbf{U}^* = \mathbf{U} + (F-1)\mathbf{V}^* \quad \dots\dots (25'')$$

\mathbf{U}^* は、 \mathbf{U} に $(F-1)\mathbf{V}^*$ が加わる。通常の流速測定は船の前進時に行い ($V_x^* > 0$), \mathbf{V}^* の方向は船の進行方向と概ね同じだから、 F が 1 より大きい (小さい) ときは \mathbf{U}^* の進行方向成分が大きく (小さく) なる。例えば対水船速が 12 ノット、 F が 1.05 (5% 増) のとき、進行方向には 0.6 ノット程度の見かけの流速が加わる。測定流向が船の進行方向と同じなのは、 $F > 1$ の場合と考えられる。

式 (25'') を X, Y 成分に分ければ、

$$U_x^* = U_x + (F-1)V_x^*$$

$$U_y^* = U_y + (F-1)V_y^*$$

これらと、 $\mathbf{V} = F\mathbf{V}^*$ から

$$(U_x^* - U_x) / (U_y^* - U_y) = V_x^* / V_y^* = V_x / V_y \neq U_x^* / U_y^*$$

流れの無い所 ($U_x = U_y = 0$) では $U_x^* / U_y^* = V_x / V_y$ で、通常は $V_x \sim 10 \cdot V_y$ だから、 F と 1 との差が大きいくほど、船の進行方向成分 U_x^* と U_x の差も大きくなる。特に、流れが弱い所 ($U_x \sim 0$) では、測定流向が船首あるいは船尾方向に揃う傾向となる。

「観測指針」でも述べるように、海水温度により音速は変わる。いま、音速値の変化のみに因るスケール誤差を考える。設定された音速を C^* , 実際の音速を C とすれば $C = FC^*$ 。 C^* より小さな音速を C_c (低水温域), C^* より大きな音速を C_w (高水温域) とすれば、

$$C_c = FC^* (F < 1)$$

$$C_w = FC^* (F > 1)$$

高水温域における観測では、低水温域に比べて U_x^* が大きくなる。スケール誤差は、対水船速の大きさが変わるだけだが、結果的には流向にも誤差を生む。しかし、上述の音速の設定値と現実値の相違では到底説明できない事例があり、4.5.2 と [附録 4] で紹介する。

4.2 ログ座標系回転に伴う流速誤差—対地モード—

最初に対地モードでの、Z 軸廻りの回転に伴う流速誤差を見る。これまでは対地船速を \mathbf{V}_G と表してきたが、対地モードの場合は、海底反射波のドップラーシフト量から得られる対地船速を \mathbf{V}_B と表す。対水船速を \mathbf{V} , 流速を \mathbf{U}_B とすると、式 (1) から

$$\mathbf{U}_B = \mathbf{V}_B - \mathbf{V} \quad \dots\dots (26)$$

Z 軸廻りの回転 δ (式 17) があれば、

$$\mathbf{V}_B^* = A_z \mathbf{V}_B; \mathbf{V}^* = A_z \mathbf{V}$$

と表され、測定流速 \mathbf{U}_B^* は

$$\mathbf{U}_B^* = \mathbf{V}_B^* - \mathbf{V}^* = A_z (\mathbf{V}_B - \mathbf{V})$$

$$= A_z \mathbf{U}_B \quad \dots\dots (27)$$

成分に分ければ

$$\left. \begin{aligned} U_{BX}^* &= U_{BX} \cdot \cos\delta + U_{BY} \cdot \sin\delta \\ U_{BY}^* &= -U_{BX} \cdot \sin\delta + U_{BY} \cdot \cos\delta \\ U_{BZ}^* &= U_{BZ} \end{aligned} \right\} \dots\dots (28)$$

式 (28) の両辺の 2 乗和をとれば確かめられるように、測定流速 \mathbf{U}_B^* の大きさは真流速 \mathbf{U}_B のそれに等しく、 $|\mathbf{U}_B^*| = |\mathbf{U}_B|$ 。式 (27) が表すように、流向だけが δ 度異なる。3×3 の単位行列を E と表すと、式 (27) から

$$\mathbf{U}_B^* - \mathbf{U}_B = (\mathbf{A}z - \mathbf{E})\mathbf{U}_B \quad \dots\dots (29)$$

音波ビーム方向の Z 軸廻りの一律な回転と、ジャイロ指示方位の真方位との差異の、一方または両方によって δ が生じる。しかし、 δ はどんなに大きくても 10 度程度と思われる。対地モードで観測中に、リアルタイムで測定値をプロットしても、流向の不自然さは認識できないだろう。

Y 軸や X 軸の廻りの回転の場合も、 $\mathbf{A}z$ の替わりにそれぞれ式 (21), (23) の $\mathbf{A}y$, $\mathbf{A}x$ を用いればよく、 \mathbf{U}_B^* と \mathbf{U}_B の関係は上記とほぼ同様である。ただし、ジャイロ指示方位の誤差について考慮する必要は無い。

4.3 ログ座標系回転に伴う流速誤差—対水モード—

対水モードの測定では、対地船速 \mathbf{V}_G を GPS 等の測位情報から求める。 \mathbf{V}_G の誤差は無視し、流速誤差は対水船速 \mathbf{V} の誤差のみに因るとする。真の流速 \mathbf{U} 、対水船速 \mathbf{V} とし、測定値を \mathbf{U}^* , \mathbf{V}^* とすると、式 (1) から

$$\mathbf{U} = \mathbf{V}_G - \mathbf{V} ; \mathbf{U}^* = \mathbf{V}_G - \mathbf{V}^*$$

\mathbf{V}_G を消去して

$$\mathbf{U}^* = \mathbf{U} + (\mathbf{V} - \mathbf{V}^*) \quad \dots\dots (30)$$

式 (30) から、対水船速に測定誤差が含まれると、流速にも $(\mathbf{V} - \mathbf{V}^*)$ だけ誤差が生じる。以下に、ログ座標系が各軸の廻りに回転したときの流速誤差を説明するが、まとめた結果を Table 1 に予め示す。結論を言えば、Z 軸廻りの回転に伴う流速誤差が顕著で、船の横方向に見かけの流速を生む。このとき、回転角度が 5 度以上になると船首方向の見かけの流速も大きくなる。Y 軸廻りの回転 δy では船首方向の流速が大きくなるが、5

度以下ならば誤差は極めて小さい。X 軸廻りの回転 δx の影響は無視できる。

4.3.1 Z 軸廻りの回転に伴う流速誤差

対水船速の真値 \mathbf{V} と測定値 \mathbf{V}^* が式 (16), (17') の関係にあるとき、真流速 \mathbf{U} と測定流速 \mathbf{U}^* の関係は式 (30) から

$$\mathbf{U}^* - \mathbf{U} = (\mathbf{E} - \mathbf{A}z)\mathbf{V} \quad \dots\dots (31)$$

$$\mathbf{U}^* - \mathbf{U} = (\mathbf{B}z - \mathbf{E})\mathbf{V}^* \quad \dots\dots (31')$$

式 (31) を対地モードのときの式 (29) と比べると、通常は船速のオーダーが流速の 10 倍程度のため、対水モード時の流速誤差はかなり大きくなる。なお、 $|\mathbf{U}^*| \neq |\mathbf{U}|$ 。式 (31), (31') を成分ごとに表せば

$$\left. \begin{aligned} U_x^* - U_x &= V_x(1 - \cos\delta) - V_y \cdot \sin\delta \\ U_y^* - U_y &= V_x \cdot \sin\delta + V_y(1 - \cos\delta) \\ U_z^* - U_z &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots (32)$$

または

$$\left. \begin{aligned} U_x^* &= U_x + V_x^*(\cos\delta - 1) - V_y^* \sin\delta \\ U_y^* &= U_y + V_x^* \sin\delta + V_y^*(\cos\delta - 1) \\ U_z^* &= U_z \end{aligned} \right\} \dots\dots (32')$$

Z 軸廻りの回転 δ の絶対値が 3 度以下の場合、船首方向の流速 U_x^* と U_x の差は 0.1 ノット未満と小さい (Table 1)。横方向の流速 U_y^* は、 δ が正のとき、 $V_x^* \sin\delta$ の項のために大きくなり、アライメント誤差を生ずる。例えば $V_x^* = 12$ ノット、 $\delta = 3$ 度のとき、 $\Delta U_y = U_y^* - U_y$ は 0.6 ノット以上となって流速誤差としては無視できない。 δ は反時計廻りに正としているので、 δ が正のときは測定流向が左舷方向 (Y が正) に、 δ が負のときは測定流向が右舷方向 (Y が負) に、それぞれバイアスがかかる。流れの無い海域の観測で、 δ が数度あれば、測定流向が左舷または右舷方向に整然と揃うのを見ることができる。

ひとつ注意しておきたい。船の航行時に、船首方位と進行方向 (対地船速の方向) が異なることがあり、一例が強流域でのいわゆる“あて舵”である。しかし、ジャイロを含めたログシステムが正常に作動すれば、そういう場合でも流速誤差は生じない。Fig. 5 に極端な例として、船首を東に

Table 1. Relations between observed ship velocity V^* (V_x^*, V_y^*), current velocity U^* (U_x^*, U_y^*) and true velocities V (V_x, V_y), U (U_x, U_y), for misalignment angles δ, δ_y and δ_x . In calculation of U^*-U, V_x and V_y are given as 10 knots and ± 1 knot respectively, and vertical component V_z is ignored.

		Z 軸の廻りの回転 δ		Y 軸の廻りの回転 δ_y		X 軸の廻りの回転 δ_x	
V_x^*		$V_x \cdot \cos\delta + V_y \cdot \sin\delta$		$V_x \cdot \cos\delta_y + V_z \cdot \sin\delta_y$ $\approx V_x \cdot \cos\delta_y$		V_x	
V_y^*		$-V_x \cdot \sin\delta + V_y \cdot \cos\delta$		V_y		$V_y \cdot \cos\delta_x + V_z \cdot \sin\delta_x$ $\approx V_y \cdot \cos\delta_x$	
$U_x^* - U_x$		$V_x(1 - \cos\delta) - V_y \cdot \sin\delta$		$V_x(1 - \cos\delta_y) - V_z \cdot \sin\delta_y$ $\approx V_x(1 - \cos\delta_y)$		0 (不変)	
$U_y^* - U_y$		$V_x \cdot \sin\delta + V_y(1 - \cos\delta)$		0 (不変)		$V_y(1 - \cos\delta_x) - V_z \cdot \sin\delta_x$ $\approx V_y(1 - \cos\delta_x)$	
δ (度)	V_y	$U_x^* - U_x$ (kn)	$U_y^* - U_y$ (kn)	$U_x^* - U_x$ (kn)	$U_y^* - U_y$ (kn)	$U_x^* - U_x$ (kn)	$U_y^* - U_y$ (kn)
1	+	-0.02	0.17	0.00	0	0	0.00
	-	0.02	0.17				
2	+	-0.03	0.35	0.01	0	0	0.00
	-	0.04	0.35				
3	+	-0.04	0.52	0.01	0	0	0.00
	-	0.07	0.52				
5	+	-0.05	0.88	0.04	0	0	0.00
	-	0.13	0.87				
10	+	-0.02	1.75	0.15	0	0	± 0.02
	-	0.33	1.72				
15	+	0.08	2.62	0.34	0	0	± 0.03
	-	0.60	2.55				
20	+	0.26	3.48	0.60	0	0	± 0.06
	-	0.95	3.36				

向けたまま、北向きに流された場合を示す。Xは船首方向、Yは左舷方向だから、式(9)のドップラシフト量は

$$S_1 = 0, S_2 = -S_3$$

得られる対水船速は

$$V_x = V_z = 0, V_y < 0$$

対地船速(北向き)はY方向だから、流速もY成分だけで、

$$U_y = V_G - V_y > 0$$

結局、北向きの流速が“測定”される。

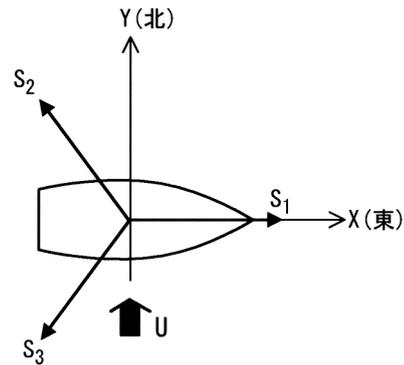


Fig.5 An example case of northward moving of ship with its heading kept eastward.

4.3.2 Y軸廻りの回転に伴う流速誤差

この場合も、式(31)のAzに式(21)のAyを用いれば、 U と U^* の関係が得られる ($|U^*| \neq |U|$)。

$$\left. \begin{aligned} U_x^* - U_x &= V_x(1 - \cos\delta_y) - V_z \cdot \sin\delta_y \\ U_y^* - U_y &= 0 \\ U_z^* - U_z &= V_x \cdot \sin\delta_y + V_z(1 - \cos\delta_y) \end{aligned} \right\} \dots (33)$$

または

$$\left. \begin{aligned} U_x^* &= U_x + V_x^*(\cos\delta y - 1) - V_z^*\sin\delta y \\ U_y^* &= U_y \\ U_z^* &= U_z + V_x^*\sin\delta y + V_z^*(\cos\delta y - 1) \end{aligned} \right\} \dots(33')$$

Y 軸廻りの回転では流速のアライメント誤差は生じない ($U_y^* = U_y$). 式 (33) で V_z を無視すると, 流速誤差は船首方向の U_x^* に現れる. 前進航走中の測定 ($V_x > 0$) では

$$\Delta U_x = U_x^* - U_x = V_x - V_x^* \doteq V_x(1 - \cos\delta y) \geq 0 \dots\dots (34)$$

ところが, 式 (33') で V_z^* を無視すると,

$$\Delta U_x = U_x^* - U_x \doteq V_x^*(\cos\delta y - 1) \leq 0$$

となってしまう. もちろん 2 通りの解は無く, 式 (34) が正しい. $V_z = 0$ であっても $V_z^* \neq 0$ のため, 上式の近似はできない. 式 (33) の V_x^*, V_z^* を式 (22') の V_x, V_z で表せば式 (34) になる.

Y 軸廻りの回転に伴う測定流速の誤差は, 対水船速の船首方向成分 V_x^* ($\doteq V_x \cdot \cos\delta y$) が過小に見積られ, 結果的に式 (34) の ΔU_x が大きくなる. しかし δy が 5 度以下なら, $V_x \doteq V_x^*$ が 20 ノットであっても ΔU_x は 0.1 ノット以下である.

4.3.3 X 軸廻りの回転に伴う流速誤差

式 (31) の A_z に式 (23) の A_x を用いれば, \mathbf{U} と \mathbf{U}^* の関係が得られる ($|\mathbf{U}^*| \neq |\mathbf{U}|$).

$$\left. \begin{aligned} U_x^* - U_x &= 0 \\ U_y^* - U_y &= V_y(1 - \cos\delta x) - V_z \cdot \sin\delta x \\ U_z^* - U_z &= V_y \cdot \sin\delta x + V_z(1 - \cos\delta x) \end{aligned} \right\} \dots(35)$$

または

$$\left. \begin{aligned} U_x^* &= U_x \\ U_y^* &= U_y + V_y^*(\cos\delta x - 1) - V_z^*\sin\delta x \\ U_z^* &= U_z + V_y^*\sin\delta x + V_z^*(\cos\delta x - 1) \end{aligned} \right\} \dots(35')$$

X 軸廻りの回転では $U_x^* = U_x$ だから, 船首方向流速の誤差は生じない. 横方向の流速誤差は

$$\Delta U_y \doteq V_y^*(-1 + 1/\cos\delta x)$$

対水船速の V_z を無視し, $V_y^* \sim \pm V_x^*/10$ であれば, U_y^* がごく僅か変化する. X 軸廻りの回転に伴う測定流速の誤差は無視できる.

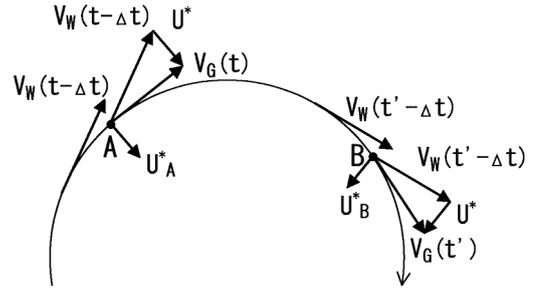


Fig.6 A case of ship cruising along clockwise course in non-current water.

4.4 船の変針に伴う流速誤差

船が変針するときの流速誤差は無視できない. 変針の際の測定流向は, 船首方向に追従することが多い. 例えば時計廻りに変針したときは, 流向も時計廻りに変化していく. 測量船が停船するために減速しつつ変針したり, 停船観測が終わって航走を開始するときの流向は不自然な事が多い. この理由は, ジャイロの応答にかかる遅延時間 (タイムラグ) に因ると考える.

Fig.6 は, 流れの無い所で船が時計廻りに円弧を描きながら航走している状態を示す. ログシステムは正常に作動しており, 航路上の各点で対地船速 \mathbf{V}_G と対水船速 \mathbf{V} は円の接線方向を向く. ただし, ジャイロの指示方位は時間 Δt だけ遅れるとする. 点 A (時刻 t) における対地船速 $\mathbf{V}_G(t)$ に対して, 対水船速は $\mathbf{V}(t - \Delta t)$ となり, 円の中心に向く流速 \mathbf{U}_A^* が“測定”される. 点 B (時刻 t') においても同様であり, 船の変針に伴い流向も時計廻りに変化していく.

なお, 船が直進のまま加速または減速した場合は, ジャイロのタイムラグが存在しても対水船速の方向の変化には無関係であるので, 流速誤差は生じないはずである.

4.5 時間変化する $\delta y, \delta x$ に伴う流速誤差

各軸の廻りの回転角度が時間的に変化する場合があります. 船の縦方向の動揺 (ピッチング) は δy の時間変化の例であり, 船の横方向の動揺 (ローリング) は δx の時間変化の例である. しかし, 船首方位が左右に振れる現象 (ヨーイング) は δ

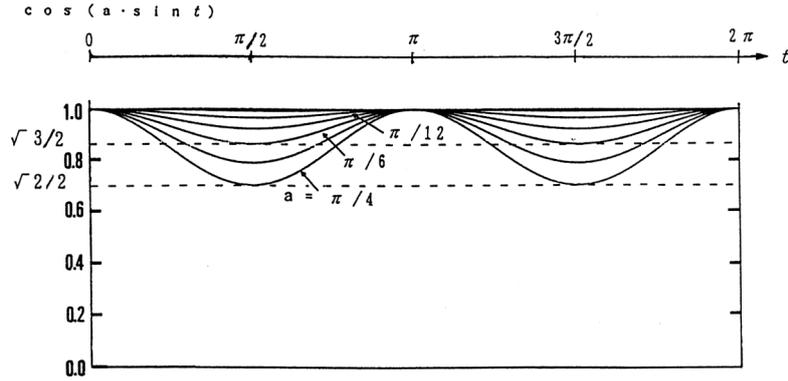


Fig.7 Figures of the function $\cos (a \cdot \sin t)$ from $t=0$ to $t=2 \pi$. amplitudes 'a' are given as $\pi n / 24$ ($n=1,2,3,4,5,6$).

Table 2. Mean values (\bar{A}) of the definite integral of function, $\cos (a \cdot \sin t)$ from $t=0$ to $t=\pi / 2$, for different amplitudes 'a'.

a	$\pi / 24$ (7.5°)	$\pi / 12$ (15°)	$\pi / 8$ (22.5°)	$\pi / 6$ (30°)	$5 \pi / 24$ (37.5°)	$\pi / 4$ (45°)
\bar{A}	0.995	0.983	0.961	0.932	0.895	0.851
$1-\bar{A}$	0.005	0.017	0.039	0.068	0.105	0.149

の時間変化ではない。設置角度が規準から δ 度ズレても、船首が左右に振れる間、 δ 自体の時間変化は無い。ただし、前述のジャイロのタイムラグがある場合は、対水船速の真方位と測定方位との差の時間変化に伴う流速誤差が生じ得る。この場合、ヨーイングの周期が流速計算にかかる時間 T (例えば5分) よりも短いときは、対水船速を時間 T で平均すれば誤差は無視できると考える。

4.5.1 $\delta y, \delta x$ が正弦関数で変化するとき

ここでは最も簡単な例として、角度 δy や δx が $a \cdot \sin t$ のように、時間 t に関して振幅 a の正弦関数的に変化する場合を扱う。式 (33) と (35) の X, Y 方向の流速誤差

$$U_x^* - U_x = V_x(1 - \cos \delta y) - V_z \cdot \sin \delta y \quad \dots\dots (36)$$

$$U_y^* - U_y = V_y(1 - \cos \delta x) - V_z \cdot \sin \delta x \quad \dots\dots (36')$$

に含まれる“sin 項”は、 V_z を無視しなくとも、 δy や δx の変化の周期より充分長い時間で平均操作すれば零と近似できる。しかし“cos 項”は常に正のため平均しても零にはならず、流速誤差が残り得る。上式の $\cos \delta x, \cos \delta y$ を

$$\cos (a \cdot \sin t) \quad \dots\dots (37)$$

と表す。振幅 a を $\pi / 24$ (7.5度) から $\pi / 4$ (45度) まで $\pi / 24$ ごとにとり、式 (37) を $t = [0, 2 \pi]$ の区間で示したのが Fig.7 (石井, 1993) である。式 (37) は常に 1 に近い正値をとるため、式 (36), (36') で V_z を無視すれば、測定流速 U_x^*, U_y^* は U_x, U_y よりも大きくなる。

式 (37) の一周期区間 $[0 \sim 2 \pi]$ の積分平均値は、Fig.7 で明かなように区間 $[0, \pi / 2]$ の積分平均値 \bar{A} に等しい。Fig.7 の振幅 a の各値について、数値積分によって求めた \bar{A} と $1-\bar{A}$ を Table 2 (石井, 1993) に示す [附録 3]。

測定流速 U_y^* に対する δx の効果は元々小さいため、式 (36') で δx が時間的に正弦関数変化 (ローリング) しても無視できる。ピッチングに対応する δy の正弦関数変化の効果は、振幅が 15 度 ($\pi / 12$) 以下ならば、 $V_x = 10$ ノットの場合、その 2% の 0.2 ノット以下にとどまる。振幅が 22.5 度 ($\pi / 8$) で 4%, 30 度 ($\pi / 6$) で 7% となり、船首方向の流速誤差は無視できないが、この状態は、かなり大きい縦揺れであり、船底での泡の発生も予想され、観測の実施も覚束ない。

実際のピッチング等の船の動揺は、正弦関数で表されるほど規則的ではなく、振幅自体も時間的に変化するであろう。しかし Table 2 の結果は、船の周期的動揺がある場合の測定流速 (特に U_x^*) の誤差の大きさの目安を与えると考え。船首あるいは船尾から受ける、うねりや波浪が船首方向の流速に与える影響の例を次に紹介する。

4.5.2 うねり・波浪に伴う流速誤差

ここでは、船のピッチングの影響と推定される流速誤差について述べる。Fig.8 (石井, 1993) は巡視船「まつしま」の海流観測時における GEK と ADCP の速さの差を、船首に相対的な風向 (16 方位) に対してプロットした図である。昭和 63 年 (1988) と平成 2 年 (1990) の 2 回の観測で、原図は脊戸義郎氏 (当時、第二管区海上保安本部水路部長) による。船が「向い風」を受けるときは、ADCP 流速が GEK より大きい傾向が見られ、差が 1 ノット以上の場合もある。石井 (1993) はこの事を、船のピッチングが船首方向流速を過大評価するという、前述の結論の検証例として採りあげた。

Y 軸廻りの回転角を δy とし、 V_z を無視すると、式 (22'), (34) から

$$\cos\delta y = V_{x^*} / V_x = V_{x^*} / (V_{x^*} + U_x - U_x) = p$$

GEK 流速値を真流速と仮定して U_x を、GEK の直前または直後の ADCP 測定値から U_x^*, V_{x^*} を、それぞれ計算して p を求めた。ここで、 $V_{x^*} > 0$ (船は前進中) から $U_x^* \geq U_x$ が要請される。しかし、GEK 測定値が常に 0.1 ノットの精度を有するとは考え難いため、 $U_x^* > U_x - 0.2$ (ノット) の条件を満たす GEK 値を採用した。

Fig. 8 に示すデータに平成元年 (1989) 11 月と同 2 年 (1990) 5 月の観測データを加えて、 $p = V_{x^*} / V_x = \cos\delta y$ (縦軸) と、うねり階級の X 成分 (船首-船尾方向) S_x の関係を Fig.9 (石井, 1993) に示す。マイナスの S_x は「向かい」のうねりを表す。風は船体を水平方向に押し流すが縦揺れは起さない。うねりに着目したのは、風浪に比べて振幅が大きく、数分間の ADCP 測定時間内では方向・周期が余り変わらず、ピッチングを起し易いと考えたからである。Fig.9 で $S_x = 0$ のとき、二次回帰曲線 (破線) の Y 切片 p は 0.975 であり、対応する δy は 12.8 度となる。ピッチングにより時間変化する δy の平均値と考えても、通常感覚からすれば大き過ぎる値である。また、船底の送受波器の取付け角度が 12~13 度ズレていた可能性も挙げられるが、やはり

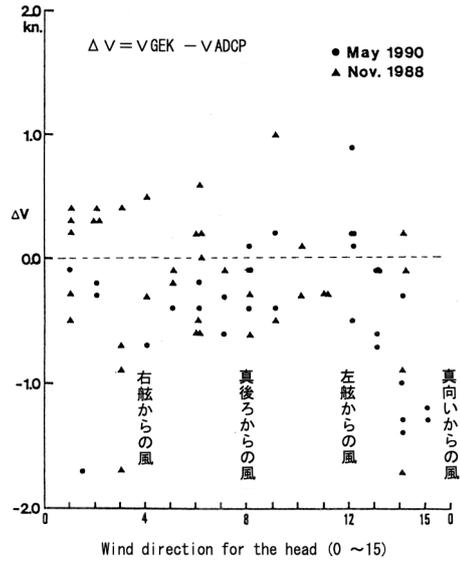


Fig.8 Wind direction relative to ship heading (lateral axis), and difference of current speed measured by GEK and ADCP.

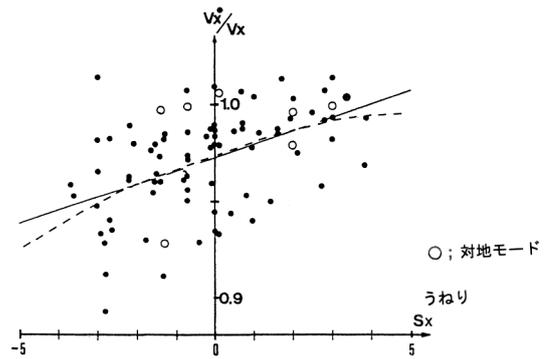


Fig.9 Vertical axis: Ratio of observed value to true one of V_x (headward component of ship velocity). Lateral axis: S_x , headward component of swell scale. Negative S_x shows against swell.

大き過ぎると思う。GEKをはじめとして使用データの精度も不十分であろう。また、測位装置はロランCであったため、対地船速の精度、すなわち ADCP 流速の精度も低かったであろう。得られた δy 値の信頼性に問題はあるが、「向かい」のうねりや波浪により、ADCP 流速の船首方向成分が大きくなるのは確かな事と考える。

また、船が風・うねり・風浪に対して「向かい」で航走するときの ADCP 流速が、「追い」のときよりも大きく算出される事例を、熊谷・他

(1997) が報告している。測量船『海洋』が津軽海峡西口海域において 25 回以上の往復観測（対地モード）を実施した際、測定流速の船首方向成分は「向かい」の時のほうが「追い」の時よりも平均で約 0.6 ノット大きい、という原因不明の不思議な結果をもたらした [附録 4]。

5 観測データに基づく流速補正

前節で述べたように、Z 軸廻りの回転角 δ が大きい時には流速誤差も大きい。特に流向は不自然なものとなる。このような測定流速はそのまま採用できず、補正が必要となる。ADCP 観測と同時に別の信頼できる流速計で比較測定する方法があるが、実際には稀である。簡便な方法として往復観測がある。ほぼ逆方向の針路をとって流速を測定し、その時間内では真の流速は不変と仮定する。往路と復路において近接する 2 測点での真流速は同じとして、アライメント誤差やスケール誤差を見積る。

流速の水平成分の補正にとって必要な量は、角度 δ とスケール係数 F である。水平 (XY) 成分を扱うので、式 (17') の B_z を 2×2 行列で表し、対水船速を \mathbf{V} (真値)、 \mathbf{V}^* (測定値) とおくと、

$$\mathbf{V} = F \cdot B_z \mathbf{V}^*$$

ただし

$$B_z = \begin{pmatrix} \cos \phi & -\sin \phi \\ \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix}$$

式 (25) から

$$\mathbf{U} = \mathbf{V}_G - F \cdot B_z \mathbf{V}^* \quad \dots\dots (38)$$

後述するように、対水モードの往復観測で得られたデータを式 (38) にあてはめて、 δ と F を求める。

「観測指針」では X 軸を東、Y 軸を北にとり、海水の流速を \mathbf{V}_w 、対地船速を \mathbf{V}_s 、任意の層の船に対する観測速度を $\mathbf{V}'d$ と表す。また、ビームの回転角 ϕ は時計廻りに正とする。 $\mathbf{V}'d$ は船に対する海水（反射体）の速度だから、本稿の表示との関係は

$$\mathbf{V}_s = \mathbf{V}_G ; \mathbf{V}'d = -\mathbf{V}^* ; \phi = -\delta$$

式 (20) と、これらの関係式を使えば「観測指針」の式 (C. 1) となる。

$$\mathbf{V}_w = \mathbf{V}_s + F \cdot A\phi \mathbf{V}'d \quad \dots\dots (38')$$

3 ビーム式 ADCP では、通常、測定層は 3 層である。対水モードで δ と F を各層で求めることがある。本来は第 1 層と同じ結果が得られて然るべきだが、値の信憑性の確認になる。ADCP の 1 測点の記録は多種のデータを含むが、「対水船速」はひとつしか記録されない（基本層船速 V_0 : 船底下 2 m の対水船速）。基本層よりも深い測定層における δ と F を求めるためには、当該層の対水船速が必要であるが、記録自体が無いのだから推定するしかない。式 (25') から

$$\mathbf{V}_i^* = \mathbf{V}_G - \mathbf{U}_i^* \quad \dots\dots (39)$$

上式で i は測定層番号を表し、普通は 2 と 3 である。しかし、式 (39) から第 1 層の流速を用いて対水船速を計算し、これと基本層船速 V_0 とを比較して、式 (1) の計算を確認できる。

往復観測を実施する場合、種々の誤差要因の介入を避けるため、次の点に注意するのが望ましい。

- ① 流速の時間的・空間的変化が大きい海域は適当でない。特に、潮流の変化が顕著な海域や時間帯は避ける。
- ② 風・うねり・波浪などの無い、静穏な海上で行う。
- ③ 針路を東西方向にとる（ジャイロの速度誤差を考えずに済む）。
- ④ ジャイロの指示方位をログシステムに入力するのは岸壁等での停泊時が良く、安定した正確な値が入力できる。いったん入力したら、往復観測中は変更しない。同じ船でも行動ごとにアライメント誤差の大きさは変わるので（工藤・寄高，2001），出港のたびに正確な入力が必要。

5.1 対地モードの場合

まず、対地モードで得られたデータから角度 δ とスケール係数 F の求め方を「観測指針」に

拠って説明する。42で述べたように対地モードの場合は、航法測位に基く対地船速と海底反射波のドップラーシフト量から得られる対地船速とを区別する必要がある。ここでは、前者を「航法船速」 \mathbf{V}_G と表し、後者を「対海底船速」 \mathbf{V}_B と表す。また、当然ながら測定値を計算で使うので、測定値の*印は略す。X軸を東、Y軸を北にとった場合は、成分を V_{GE}, V_{BN} のように表す。

「観測指針」の結果 (C. 2式) を本稿の記号で表すと

$$\tan\delta = (V_{GE} \cdot V_{BN} - V_{GN} \cdot V_{BE}) / (V_{GE} \cdot V_{BE} + V_{GN} \cdot V_{BN}) \quad \dots\dots (40)$$

$$F = |\mathbf{V}_G| / |\mathbf{V}_B| \quad \dots\dots (40')$$

となる [附録5]。Fは \mathbf{V}_G と \mathbf{V}_B の大きさの比であり、 δ は \mathbf{V}_G と \mathbf{V}_B が挟む角度である。したがって δ は、式(40)の面倒な計算をせずとも、単に \mathbf{V}_G と \mathbf{V}_B の方向差を求めれば足りる [附録6]。

対地モードでの δ とFの計算は容易であるが、注意すべき点がひとつある。式(39)に関して述べたのと同様に、ADCPの記録には「対地船速」もひとつしかなく、 \mathbf{V}_G か \mathbf{V}_B のいずれかが記録される。対地モードでは \mathbf{V}_B が記録されるとの資料を以前見たが、確認が必要である。最近、筆者は平成17年6月の測量船『海洋』による対地モードでの往復観測データを解析した(流向が進行方向に見事に揃う、スケール誤差の典型的特徴を示す)。このときの対地船速欄に記録されたのは \mathbf{V}_B ではなく、 \mathbf{V}_G であると推定した [附録7]。

なお、 \mathbf{V}_B が記録されない場合は、第1層の流速 \mathbf{U}_1 と基本層船速 \mathbf{V}_0 を用いて

$$\mathbf{V}_B = \mathbf{U}_1 + \mathbf{V}_0$$

と計算するしかない。

5.2 対水モードの場合

前述の対地モードでは、 δ とFを求めるうえで“往復観測”は必要としなかったが、対水モードでは往路と復路で流速が同じと見なせる2つの観測点(以下、ペア測点とよぶ)のデータ(ペアデータを)を用いる。例えば式(40)の V_{GE} の替わ

りに、ペアデータの V_{GE} の差($V_{GE1} - V_{GE2}$)を用いる。また、筆者は δ の値を「観測指針」とは別の方法で求めているので、スケール誤差とアライメント誤差とを分けて説明する。なお、対地モードにおいて、往復観測データを用いて δ とFを求めることは、ペアデータの作成に手間を要するが、もちろん可能である。

5.2.1 スケール誤差

対地モードと異なり、 \mathbf{V}_B の替わりに対水船速 \mathbf{V} (V_E, V_N)を用いる。 \mathbf{V} は本来 \mathbf{V}^* と表記すべきだが、ここでも*印は略す。スケール係数Fは、式(38)、(38')の左辺の \mathbf{U}, \mathbf{V}_w で表される流速が往路と復路で同じと見なせるペア測点での \mathbf{V} と航法船速 \mathbf{V}_G の差から求める。往路のデータに添字“1”を、復路のデータに添字“2”をつけて表す。

$$d\mathbf{V}_G = (dV_{GE}, dV_{GN}) = (V_{GE1} - V_{GE2}, V_{GN1} - V_{GN2})$$

$$d\mathbf{V} = (dV_E, dV_N) = (V_{E1} - V_{E2}, V_{N1} - V_{N2})$$

とおくと、

$$F = |d\mathbf{V}_G| / |d\mathbf{V}| \quad \dots\dots (41)$$

ここで

$$|d\mathbf{V}_G| = \{(V_{GE1} - V_{GE2})^2 + (V_{GN1} - V_{GN2})^2\}^{1/2}$$

$$|d\mathbf{V}| = \{(V_{E1} - V_{E2})^2 + (V_{N1} - V_{N2})^2\}^{1/2}$$

対水モードにおけるFは、ペア測点における \mathbf{V}_G と \mathbf{V} の、それぞれのベクトル差の比として表される [附録8]。

5.2.2 アライメント誤差

対水モードにおけるZ軸廻りの回転角 δ も、往復観測での往路・復路のペア測点の真流速は同じと仮定して求める。「観測指針」では $\tan\delta$ を示すが、筆者は $\sin\delta$ を求める。ここでは先ず、筆者の方法を紹介する。

式(38)右辺の $\mathbf{V} = F \cdot Bz\mathbf{V}^*$ でスケール係数Fを省略($F=1$ に相当)した $\mathbf{V} = Bz\mathbf{V}^*$ と、式(31')

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}^* + (E - Bz)\mathbf{V}^* \quad \dots\dots (42)$$

$$= \mathbf{U}^* + \begin{pmatrix} 1 - \cos\delta & \sin\delta \\ -\sin\delta & 1 - \cos\delta \end{pmatrix} \mathbf{V}^* \quad \dots\dots (42')$$

X (船首方向) と Y (左舷方向) の成分で表すと、式 (32') から

$$U_x = U^*x + V_x^*(1 - \cos\delta) + V_y^* \cdot \sin\delta$$

$$U_y = U^*y - V_x^* \cdot \sin\delta + V_y^*(1 - \cos\delta)$$

往路・復路のデータに添字“1”・“2”をつけ、船首方位 (heading) を ψ 度として、 $\Phi = \psi_1 - \psi_2$ とおく。真流速は不変 ($U_{x1} = U_{x2}$, $U_{y1} = U_{y2}$) の条件で連立方程式を解くと

$$\sin\delta = (f \cdot h - e \cdot g) / (e^2 + f^2) \quad \dots\dots (43)$$

$$e = -V_{x1}^* + V_{x2}^* \cdot \cos\Phi - V_{y2}^* \cdot \sin\Phi ;$$

$$f = -V_{y1}^* + V_{x2}^* \cdot \sin\Phi + V_{y2}^* \cdot \cos\Phi ;$$

$$g = U_{y1}^* - U_{x2}^* \cdot \sin\Phi - U_{y2}^* \cdot \cos\Phi ;$$

$$h = U_{x1}^* - U_{x2}^* \cdot \cos\Phi + U_{y2}^* \cdot \sin\Phi$$

往路と復路の針路が逆 ($\Phi = \pm 180$ 度) のとき、式 (43) は少し簡単になる [附録 9]。

式 (43) は、X を船首方向、Y を左舷方向にとるため複雑で計算が面倒である。前節の説明では、流向の誤差が現れるのが船首方向か横方向かを見分けるうえで、この座標軸のとり方は便利である。しかし、回転角 δ を求める際には、X を東、Y を北にとった座標系の方が簡潔であり、船首方位データを使う必要もなくなる。

再び、測定した対水船速 V^* と流速 U^* の * 印を省略して、座標軸は X を東に、Y を北に変換し [附録 10]、 \mathbf{V} (V_E, V_N)、 \mathbf{U} (U_E, U_N) とおくと、

$$d\mathbf{V} = (dV_E, dV_N) = (V_{E1} - V_{E2}, V_{N1} - V_{N2})$$

$$d\mathbf{U} = (dU_E, dU_N) = (U_{E1} - U_{E2}, U_{N1} - U_{N2})$$

これらから

$$\sin\delta = (dV_E \cdot dU_N - dV_N \cdot dU_E) / (dV_E \cdot dV_E + dV_N \cdot dV_N) \quad \dots\dots (44)$$

ベクトルの内積と外積を用いれば [附録 6]、

$$\sin\delta = (d\mathbf{V} \times d\mathbf{U}) / (d\mathbf{V} \cdot d\mathbf{V})$$

式 (44) はベクトルの (V_x, V_y) 成分と (V_E, V_N) 成分の関係 [附録 10] を、式 (43) の係数 $e \sim h$ にあてはめても良いが、式 (42) を (V_E, V_N) 成分で表す方がずっと簡単である。

一方「観測指針」では $\tan\phi$ が次式で与えられる [附録 8]。

$$\tan\phi = (dv'_d \cdot du_s - du'_d \cdot dv_s) / (du'_d \cdot du_s + dv'_d \cdot dv_s) \quad \dots\dots (45)$$

筆者の方法との違いは、測定流速 \mathbf{U} の代わりに航法船速 \mathbf{V}_G を用いる点である。 $\mathbf{V}_G = (V_{GE}, V_{GN})$ とおくと

$$d\mathbf{V}_G = (dV_{GE}, dV_{GN}) = (V_{GE1} - V_{GE2}, V_{GN1} - V_{GN2})$$

式 (45) は

$$\tan\delta = -\tan\phi$$

$$= (dV_E \cdot dV_{GN} - dV_N \cdot dV_{GE}) / (dV_E \cdot dV_{GE} + dV_N \cdot dV_{GN}) \quad \dots\dots (46)$$

ベクトルの内積と外積を用いれば、

$$\tan\delta = (d\mathbf{V} \times d\mathbf{V}_G) / (d\mathbf{V} \cdot d\mathbf{V}_G) \quad \dots\dots (46')$$

式 (46) も、(V_x^*, V_y^*)、(U_x^*, U_y^*) 成分と式 (43) の係数を用いて次式のとおりに表示するが [附録 9]、煩雑で益は無い。

$$\tan\delta = (f \cdot h - e \cdot g) / (e^2 + f^2 - e \cdot h - f \cdot g)$$

式 (45) はスケール係数 F の値にかかわらず (F と δ は独立に) 求められるが、式 (44) の導出では $F=1$ としている。厳密には、式 (44) の左辺は $F \cdot \sin\delta$ になる。なお、式 (44) の $\sin\delta = q$ 、式 (46) の $\tan\delta = r$ は別々に求められるが、例えば三角関数の公式「 $1 + 1/\tan^2 x = 1/\sin^2 x$ 」に対応する $1 + 1/r^2 = 1/q^2$ の関係を満たす。

このように、 $\sin\delta$ と $\tan\delta$ のどちらを求めても良いのだが、実際の測定データから計算すると、無視できない相違を示すことがある。式 (44) を方法①、式 (46) を方法②として、両方法の結果 (δ 値) を比較してみた。測量船『海洋』が平成 16 年 (2004) と 17 年 (2005) に行った 9 回の往復観測 (対水モード) のうち、第 1 層 (海面下 7 m) のデータを用いた。また、対水船速 \mathbf{V} として基本層船速 \mathbf{V}_0 のほかに、式 (39) の $\mathbf{V}_G - \mathbf{U}_1$ から計算した値も用いた。方法① ($\sin\delta$) と方法② ($\tan\delta$) を適用した結果 (ペアデータ数 K での δ の平均 m と標準偏差 σ) を Table 3 に示す。なお、式 (43) から δ を求めたが、方法①とほとんど同じ結果であった。

Table 3 で、1 回の往復観測について 4 通りの δ 値が得られるが、これらの値の妥当性 (補正の効果) は問題では無い。注意すべきは、基本層船速 \mathbf{V}_0 を用いた方法② ($\tan\delta$) のときに、他の 3 通りの平均値と異なる場合が多く、標準偏差も大

Table 3. Misalignment angle (δ) estimated from eq. (44) and eq. (46) in the text. Current velocity was measured at 7 m depth by S/V *Kaiyo*. Number of data pairs (K), mean (m) and standard deviation (σ) are also shown.

年 月 日	K	V=V ₀ (基本層船速)		V=VG-U	
		方法①(sin δ) m σ	方法②(tan δ) m σ	方法①(sin δ) m σ	方法②(tan δ) m σ
2004 8.28 富山湾	35	1.76° ± 0.49°	1.73° ± 1.06°	1.76° ± 0.49°	1.76° ± 0.49°
2004 9.20 潮岬沖	25	1.45° ± 0.42°	1.96° ± 1.28°	1.45° ± 0.42°	1.42° ± 0.42°
2004 11.20 本州南	21	1.48° ± 0.56°	0.81° ± 2.00°	1.49° ± 0.55°	1.48° ± 0.55°
2005 3. 4 本州南	23	-0.34° ± 0.85°	-0.29° ± 1.15°	-0.34° ± 0.86°	-0.34° ± 0.85°
2005 4.24 宮城沖	13	0.54° ± 0.08°	0.15° ± 1.90°	0.55° ± 0.06°	0.54° ± 0.06°
2005 4.24 宮城沖	15	-0.07° ± 0.16°	-0.25° ± 0.90°	-0.06° ± 0.16°	-0.06° ± 0.15°
2005 6. 6 宮城沖	13	0.40° ± 0.35°	-0.07° ± 0.82°	0.41° ± 0.36°	0.40° ± 0.35°
2005 8.12 宮城沖	27	0.44° ± 0.31°	0.51° ± 0.68°	0.43° ± 0.32°	0.43° ± 0.31°
2005 9.17 宮城沖	26	0.36° ± 0.30°	0.57° ± 1.31°	0.35° ± 0.30°	0.35° ± 0.30°

きいことである。なお、第2層(47 m)についても方法①と②で δ を求めたが(対水船速 $\mathbf{V}=\mathbf{V}_G-\mathbf{U}_2$)、結果はほとんど同じである。基本層船速 \mathbf{V}_0 を用いる場合は、方法①のほうが“安定”な δ 値を与える。しかし、方法②でも対水船速 $\mathbf{V}=\mathbf{V}_G-\mathbf{U}$ を用いれば妥当な結果が得られることから、方法②自体の問題では無く、基本層船速 \mathbf{V}_0 と航法船速 \mathbf{V}_G とを同時に用いた場合に問題が生じる、と言える。ただ、なぜ同時に用いると問題があるのかを含めて、疑問に対する解答は現時点では示せない。

本節の最後に、往復観測でアライメント誤差だけを含む流速データ \mathbf{U}_1^* 、 \mathbf{U}_2^* が得られたとき、これらの平均値と真流速 \mathbf{U} の関係を示しておく。

式(42)から

$$\mathbf{U}_1^* = \mathbf{U} + (\mathbf{Bz} - \mathbf{E}) \mathbf{V}_1^*$$

$$\mathbf{U}_2^* = \mathbf{U} + (\mathbf{Bz} - \mathbf{E}) \mathbf{V}_2^*$$

平均して

$$(\mathbf{U}_1^* + \mathbf{U}_2^*) / 2 = \mathbf{U} + (\mathbf{Bz} - \mathbf{E}) (\mathbf{V}_1^* + \mathbf{V}_2^*) / 2$$

平均値が真流速に等しいのは、上式の右辺第2項が零になる、 $\mathbf{Bz}=\mathbf{E}$ または $\mathbf{V}_1^*=-\mathbf{V}_2^*$ のときである。前者は $\delta=0$ ($\mathbf{V}^*=\mathbf{V}$)で元々アライメント誤差が無い場合である。 $\delta \neq 0$ のときは、測定流速を平均しても真流速とはならない。後者は往路・復路で測定した対水船速の大きさが等しく、

向きが全く逆の場合であるが、船が同じ速力で往復したとしても、流れが存在するときは起り得ない。つまり、流れの無い海域を速力一定で往復した場合のみ、 $\mathbf{V}_1^* + \mathbf{V}_2^* = 0$ となる。

5.3 アライメント誤差の補正例

Z軸廻りの回転角 δ とスケール係数Fが求めれば、式(38)から真の流速を推定できる。すなわち流速の補正ができる。ここでは、アライメント誤差の補正で筆者の印象に残る2例を示す(スケール誤差の補正では好例が無い)。

昭和61年(1986)9月5日に初代『昭洋』が行った往復観測時の測定流速と補正流速をFig.10(石井,1993)に示す。測位装置はロランCで、海域は潮岬のほぼ正南である。当時の黒潮本流は紀伊半島に極めて接近して東へ流れており、図の海域は黒潮本流の南側で、補正後の流速は1ノット程度である。Fig.10(a)で、船の進行方向は北東→南西→北東と変わる。南西へ航走した時の流速は、北東航走時よりも明らかに小さく、流向も北側に偏る。Fig.10(b)は、式(43)に準ずる方法[附録7]で見積った $\delta=-3$ 度を用いて補正した結果であり、流速ベクトルは大体揃っている。マイナスの δ 値は、右側にズレていることを示し、測定流速も進行方向の右側に大きく出ている。後年、スケール係数を計算したとこ

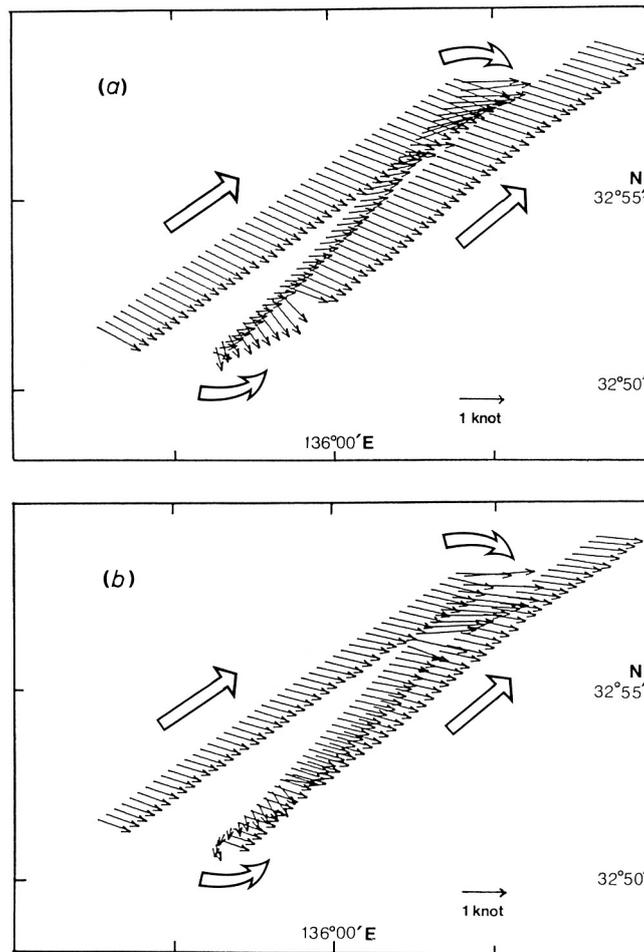


Fig.10 An example of correction for current velocity measured by shipmounted ADCP, (a) non-corrected data, (b) corrected data. The observation was made on 5 September 1986.

る $F=0.998$ であり，結果的にはスケール誤差は無視できた。

なお，Michida and Ishii (2000) はペアデータを使わず，観測海域で“流れの場は一様”との前提で $\delta = -3.1$ 度を得ている。これは， δ を -5 度から $+5$ 度まで 0.1 度ごとに機械的に与え，流速のバラツキ (deviation) が最少となる δ を見つける方法である。この前提が成り立つ所であれば，往復観測をせずとも (ペアデータを作成せずに)，機械的に δ を見積ることができる。図の観測域は狭いため，前提が成立したのであろう。

平成 11 年 (1999) 7 月 9~11 日の四国沖の観測における測定流速を Fig. 11 (a) に示す。黒潮

の流向をはじめ，一見して不自然である。流れの場を一様と考えるには無理があり，10 日と 11 日について経度差が比較的少なく往復観測と見なせる部分 (ほぼ南北航走) を選び，各日のペアデータ (20 組と 10 組) を作成した。ジャイロの速度誤差は考えない。式 (43) から求めた δ は， -8.1 度と -8.6 度となった。9 日と 10 日の観測データには $\delta = -8.1$ 度を，11 日のデータには -8.6 度を与えて流速を補正した。Fig. 11 (b) に，補正後の流速のうちで不自然な値を更に除いた流速を示す。使用したデータセットには対地モードと対水モードの識別項目が無く，対地モードの測定値に式 (43) を適用したために補正後も不自然な値が残ったと思われる。なお Fig. 11 の

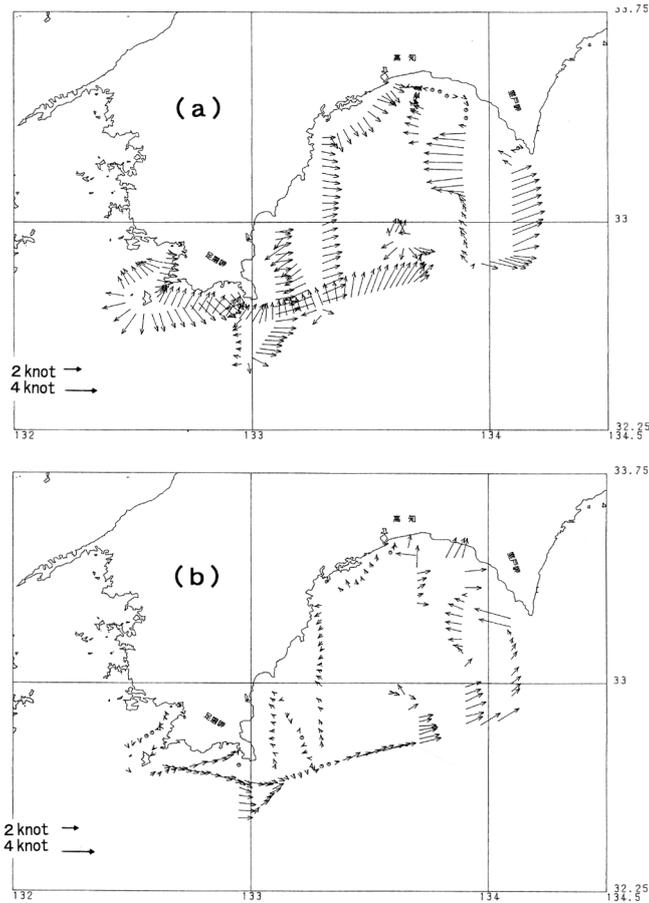


Fig.11 Same as Fig.10, but the observation was made in 9-11 July 1999.

作成は、不自然な流速の削除を含めて、豊嶋茂氏（当時、第五管区海上保安本部水路課長）による。Fig. 11 (b) には依然として疑問の残る矢符もあるが、(a) に比べればかなり妥当な図と言える。これほどの大きな δ 値は筆者も初めてであった。ジャイロの指示方位が正常でなかったか、あるいは正常だったが何らかの原因でログシステムに正しく入力されなかったと推測する。

6 おわりに

船舶搭載の ADCP は、流速誤差に留意する必要があるものの極めて便利な流速計である。最近では、安定した GPS 測位により、高精度の流速データを得ることができる。今後も日本周辺海域における流速データは蓄積され続けるだろうが、ADCP の弱点を理解し、より精度の高い流速の測定が必要である。ただ、幻（見かけ）の海流はさ

ておいても、0.1~0.2 ノットの誤差は避けられないと筆者は思っている。

筆者が整理しきれず、本稿で記述できなかったことがふたつある。ひとつは、3本の音波ビームの個々のズレ（回転）に伴う流速誤差である。本稿ではビームの一律な回転に伴う誤差について述べたが、現実には個々のズレの方が起り易いかも知れない。例えば、船首方向のビームの俯角が数度変化すれば、船首方向の流速が大きくなる（スケール誤差の発生）。これらのことを、機会をとらえてまとめてみたい。

もうひとつは、スケール誤差の原因の解明である。そのために、ADCP が使用され始めた頃（測位はロラン C）の、GEK との比較観測における流速値、特に「流向」についての解析が必要である。GEK は音速値、航法測位精度、ジャイロコンパス精度のいずれにも関係しない。GEK 自体

は既に過去のものだが、ADCPのスケール誤差を検証するうえで、貴重な情報を残しているのではと思う。昭和61年か62年、日本海の北緯41度を航走する『昭洋』の観測電報のデータを『海洋速報』原稿図に記入すると、流速矢符は全て船の進行方向(東)を向いた。原稿図からは削除されたが、下船した観測士の”流れが進行方向に出る”理由を質す言葉は今も忘れない。当時はアライメント誤差に精一杯で、スケール誤差は考えに無かった。

最後に適切なお指摘をいただいた匿名の両査読者に感謝致します。また、行動のたびに往復観測を実施した測量船『海洋』に敬意と感謝を表します。特に、観測長の加藤弘紀氏に提供いただいたデータセットは本稿を整理するうえで大いに役立ちました。航法測地室の藤田雅之氏には数式や記号の表記において、金^{こん}敬洋氏には作図において多大なお協力をいただきました。感謝します。

当庁の巡視船、測量船に搭載されている3ビーム式ADCPによる流速測定の原理と、測定値にしばしば見られる系統的な誤差の原因について解説する。また、系統的誤差の補正方法について述べる。

参考文献

- 石井春雄, 西田英男, 小杉 瑛, 上野義三, 道田豊 (1986), ドップラーログを利用した流速測定, *水路部研究報告*, 21, 135-150.
- 石井春雄 (1993), 新しい流速測定法に基づく黒潮・亜熱帯循環系の流動場の研究, 博士論文, 東北大学, 106 pp.
- 石井春雄, 道田豊 (2006), GPS 船速の誤差が ADCP 流速に及ぼす影響, *海洋情報部研究報告*, 42, 89-100.
- Joyce, T.M. (1989), On in situ “calibration” of shipboard ADCPs, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 6, 169-172.
- 金子新, 伊藤集通 (1994), ADCP の普及と海洋学の発展, *海の研究*, 3, 359-372.
- 気象庁 (1999), 海洋観測指針.

工藤宏之, 寄高博行 (2001), 船舶搭載 ADCP 測流データの偏り誤差補正について, *水路部技報*, 19, 77-80.

熊谷武, 今西孚士, 木村琢磨 (1997), ADCP による 25 時間連続観測の測流結果について, *水路部技報*, 15, 32-35.

道田豊 (1995), ADCP データから見た黒潮の流速構造, *水路部研究報告*, 31, 45-56.

Michida, Y (1999), Structure of the Kuroshio and the surface Ekman layer by current data analysis of shipborne ADCP, Dr.of Sci.thesis Tokyo Univ..

Michida, Y. and H. Ishii (2000), A practical method of current measurement with three-beam type shipmounted ADCP, *J. Adv. Mar. Tech. Soci.*, 6, No. 1&2, 29-44.

道田豊 (2004), 海洋の計測, *海洋音響の基礎と応用 (海洋音響学会編)*, 成山堂, 208-217.

西田英男, 菱田昌孝 (1981), 偏流による黒潮観測, 1981 年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, p 83.

Pollard, R. and J. Read (1989), A method for calibrating shipmounted acoustic Doppler profilers and the limitations of gyro compasses, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 6, 859-865.

附録 1

電磁流速計 (GEK) はファラデーの電磁誘導の法則 (磁場の中を導電体が動くとき起電力が発生する) を応用して, 海洋表層の流向・流速を測定する計器である。Fig.A 1 に測定のご概念図を示す。先端にそれぞれ電極をつけた 2 本の電線を蔽った 1 本のケーブル (電^{でんらん}纜) を船尾から曳航する。船体磁場の影響を避けるため電纜の長さは数百メートルである。電纜は船の進行方向に動くとともに, これに直角な方向の海流の分速度 v で流される。このとき, 地球磁場の鉛直分力を H , 電極間の距離を L とすると, 電極間には $v \cdot L \cdot H$ に比例した電位差が生ずる。 H と L は既知であるから, 電位差から分速度 v が求まる。

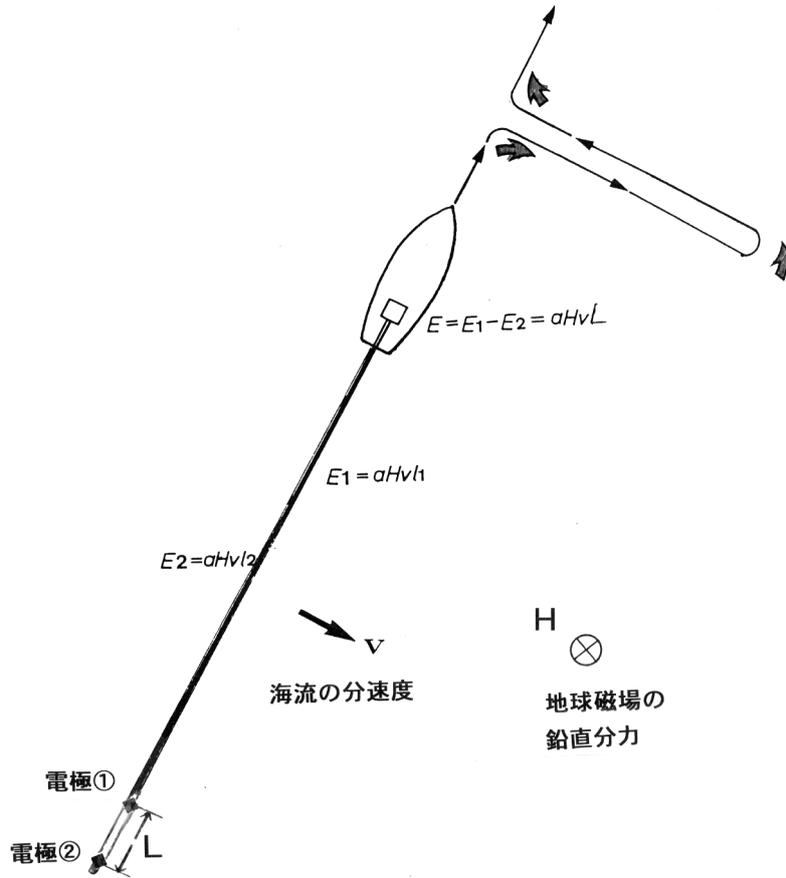


Fig.A 1 Measurement of current velocity by GEK (Geo-magnetic Electro Kinetograph).

この v に直角な分速度を求めるために、船を右(左)に 90 度回頭する。更に 180 度回頭、90 度回頭して元の針路に戻る。この一連の航走(所要時間は 20 分程度)で 1 個の流速データが得られる。GEK 観測は荒天時や船舶の輻輳海域では危険を伴うのに加え、このように非効率的である。しかし、測定値の精度が ADCP に比べて劣ることは必ずしもなく、1 ノット程度の誤差を含む流速を簡単に測定してしまう ADCP よりは“安定”している。

なお、電磁ログの原理も GEK と同じで、船底下の海水に対する電極(を取り付けた船体)の速度、すなわち対水船速を測定する。ただし、地球磁場の代わりに人工的に磁場を発生させる。通常の 1 軸(2 極)の電磁ログでは、電極を船首-船尾方向に直角に配置するため(Fig.A 1 で右 90 度回頭後のコースにおける”電極の位置関係”)対

応)、船首方向の対水船速成分が測定される。

附録 2

西田・菱田(1981)は、電磁ログを搭載した測量船『昭洋』で「偏流」によって、GEK よりも空間的に高密度な流速分布を得ることを試みた。観測は昭和 54 年(1979)3 月に行われ、測位装置はロラン C であった。Fig.A 2 は、彼らの図を引用、加筆したものである。Fig. (a) で、点 A と D はある時刻における船の測位点、点 B は船首方位とログによる航程値から推定される船首方向の移動点、点 C は線分 \overline{AB} に直角な風によって船が横に押し流されるとした移動点であり、少し奇異に見えるかも知れないが、もちろん正しい。Fig. (a) で、海流はベクトル \overrightarrow{CD} で与えられる。1 軸式電磁ログでは、対水船速ベクトルの船首方向成分(ベクトル \overrightarrow{AB})しか求められない。

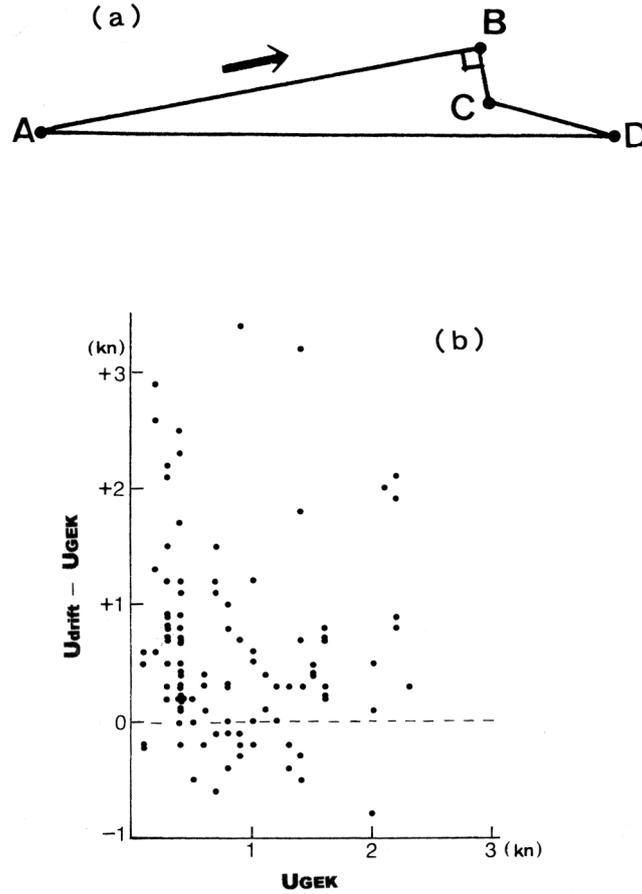


Fig.A2 (a) Current velocity by "ship drift" method using electro-magnetic log.
 (b) Difference of current speed measured by "ship drift" and GEK.

Fig.A2 (b) は、偏流と GEK の「速さ」の差 (縦軸) と GEK 流速 (横軸) の関係を示す。一見してバラツキが大きく、偏流値の誤差が大きいことを示唆している。海流の「速さ」は、偏流の方が大きくなる傾向があり、この傾向は GEK 流速の小さいときに著しい。この相違の理由は幾つかの誤差要因の複合であろうが、筆者はロラン C の測位誤差も無視できない原因であったと推測する。

なお、彼らは「船首もしくは船尾方向より受ける風の効果はログ値に含まれているはずなので考慮しない」としている。本文の 2.2 で、船体を押し流す風の寄与についての記述と同じ内容である。

附録 3

定積分

$$A = \int_0^{\pi/2} \cos(a \cdot \sin t) dt \text{ は,}$$

零次 Bessel 関数 J_0 により

$$A = \pi/2 \cdot J_0(a) = \int_0^1 \cos(a \cdot t) / (1-t^2)^{-1/2} dt$$

と与えられる。本文の Table 2 は、 $\Delta t = 2 \cdot 10^{-7}$ として、上式を $t=0$ から $t=1-\Delta t$ まで数値積分した結果による。

附録 4

平成 8 年 (1996) 5 月 1・2 日に、測量船『海洋』が津軽海峡西口海域において、距離約 5 マイルの南北線上で流速測定を繰り返し、計 25 時間

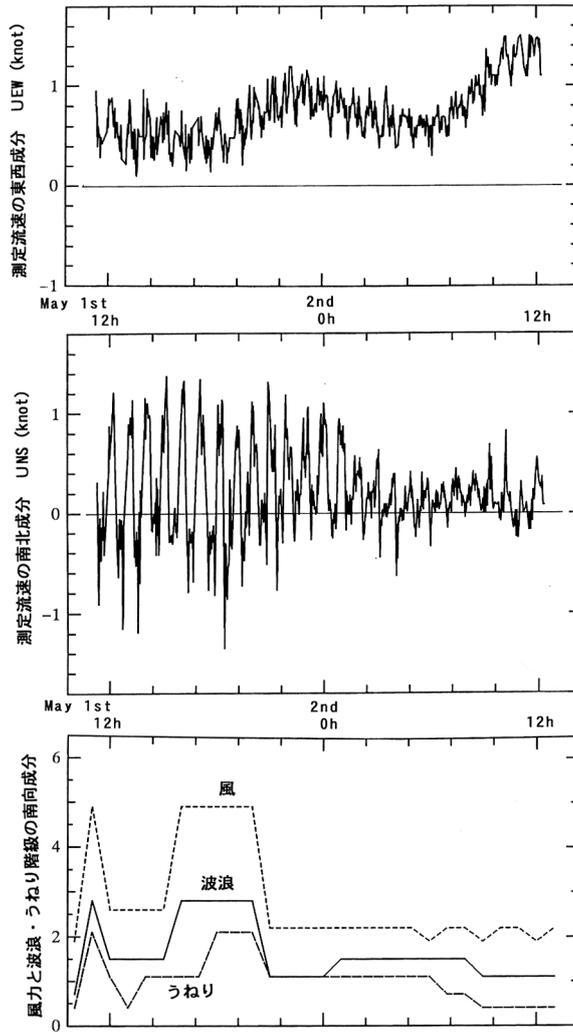


Fig.A 3 Temporal changes of E-W and N-S component (U_{EW} , U_{NS}) of current velocity measured by ADCP at 10 m depth, and southward component of wind force, wave scale and swell scale.

の往復観測を実施した。「対地モード」で測定し、南行を27回、北行を26回、1往復に1時間弱を要した。観測中は、北東～東北東の風が強く(風力4～5)、波浪・うねり共に同方向で階級3～5であった(船が北行する時に向い風、南行時に追い風)。Fig.A 3に10 m層における測定流速の南北成分(U_{NS})と東西成分(U_{EW})の時系列を示す。また、風力とうねり・波浪階級の南向き成分の変化も示す。測定流速の北行、南行時の各平均値(ノット)は、

$$\text{北行: } U_{NS} = 0.53, U_{EW} = 0.84$$

$$\text{南行: } U_{NS} = -0.07, U_{EW} = 0.69$$

船首方向から風・波を受けているときは船首方向の流速が大きく、船尾から受けているときは小さくなるという、不可解な測定結果を得た。本文の4.3.1で述べる、音波ビームのZ軸廻りのズレ角度 δ を見積もって流速値の補正を試みたが、対地モードであって元々効果は期待できず、実際ほとんど無い。北行時と南行時における測定流速の顕著な差異は、スケール誤差の特徴である。本文の式(40')に示すように対地モードでのスケール係数は航法(GPS)船速と対海底船速の相対的な比であるから、航法船速の大きさに誤差があってもスケール誤差は生じ得るが、北行と

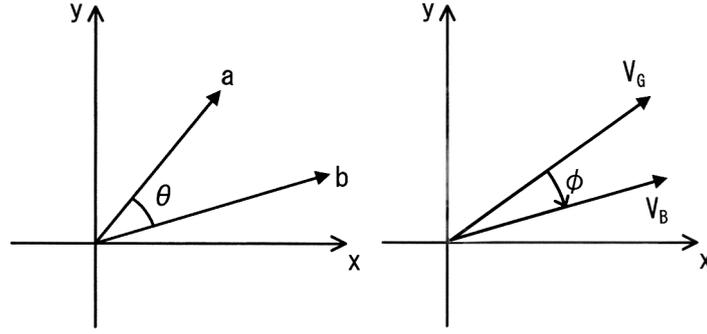


Fig.A 4 Two vectors on an XY plane and the angle between both vectors.

南行のたびに精度を変えるほど GPS も器用ではあるまい。熊谷ら (1997) は、対水船速の鉛直成分 V_z が無視できない場合に船首方向の流速に影響する可能性を述べている。しかし、Y 軸廻りの回転に伴う船首方向流速の変化 (本文の Table 1) は、 $U_x^* - U_x = V_x(1 - \cos\delta y) - V_z \cdot \sin\delta y$ であり、 $\delta y = 10$ 度としても、 $V_z \cdot \sin\delta y$ の項が 1 ノットの流速差 ($U_x^* - U_x$) を生むためには、常に同じ向きの約 6 ノットの鉛直流速 V_z が必要となって、現実的では無い。また、北行時に波・うねりが「向かい」であること、船底下 6~7 m の観測層であることから、船首付近で発生した局所的流れの存在の可能性も否定できないが、原因は不明のままである。

附録 5

「観測指針」では X 軸を東、Y 軸を北にとり、船の速度 (対地船速) を $\mathbf{V}_S = (u_s, v_s)$ 、海水の流速を $\mathbf{V}_W = (u_w, v_w)$ と表す。また、“任意の層”の船に対する観測速度を $\mathbf{V}'_d = (u'_d, v'_d)$ とし、これを正しい座標系における速度 $\mathbf{V}_d = (u_d, v_d)$ に変換するための回転角を ϕ (時計廻りに正)、スケール係数を A と表す。本文の式 (38') を成分ごとに示せば、

$$u_w = u_s + u_d = u_s + A(u'_d \cdot \cos\phi + v'_d \cdot \sin\phi) \dots\dots ①$$

$$v_w = v_s + v_d = v_s + A(-u'_d \cdot \sin\phi + v'_d \cdot \cos\phi) \dots\dots ②$$

対地モードでは“任意の層”を海底とみなせば、 $-\mathbf{V}'_d$ は対地船速に当てはめられる。海底では流速は零 ($u_w = v_w = 0$) だから、

$$u_s^2 = A^2(u'_d \cdot \cos\phi + v'_d \cdot \sin\phi)^2$$

$$v_s^2 = A^2(-u'_d \cdot \sin\phi + v'_d \cdot \cos\phi)^2$$

$$\text{これから、 } u_s^2 + v_s^2 = A^2(u'^2_d + v'^2_d)$$

$$A = \{(u_s^2 + v_s^2) / (u'^2_d + v'^2_d)\}^{1/2}$$

を得る。また、式①を②で除して、

$$u_s/v_s = (u'_d \cdot \cos\phi + v'_d \cdot \sin\phi) / (-u'_d \cdot \sin\phi + v'_d \cdot \cos\phi)$$

$$\text{これから、 } \cos\phi(u_s v'_d - v_s u'_d) = \sin\phi(u_s u'_d + v_s v'_d)$$

$$\tan\phi = (u_s v'_d - v_s u'_d) / (u_s u'_d + v_s v'_d)$$

A と $\tan\phi$ を本稿の表記にすれば、本文の式 (40)、(40') となる。

附録 6

3次元直交座標 X-Y-Z 系で、X-Y 平面上の始点を同じくする 2つのベクトル $\mathbf{a}(a_x, a_y, 0)$ 、 $\mathbf{b}(b_x, b_y, 0)$ を考える (Fig.A 4 左)。2つのベクトルの張る角度を θ とすると、内積 (スカラー積) と外積 (ベクトル積) は、Z 方向の単位ベクトルを \mathbf{k} として

$$\mathbf{a} \cdot \mathbf{b} = |\mathbf{a}| \cdot |\mathbf{b}| \cos\theta = a_x b_x + a_y b_y$$

$$\mathbf{a} \times \mathbf{b} = |\mathbf{a}| \cdot |\mathbf{b}| \sin\theta \cdot \mathbf{k} = (0, 0, a_x b_y - a_y b_x)$$

θ の大きさに注目すれば、両式から

$$\tan\theta = (a_x b_y - a_y b_x) / (a_x b_x + a_y b_y)$$

Fig.A 4 (右) のとおり、 \mathbf{a} に $\mathbf{V}_G (V_{GE}, V_{GN})$ を、 \mathbf{b} に $\mathbf{V}_B (V_{BE}, V_{BN})$ をあてはめれば、

$$\tan\phi = (V_{GE} \cdot V_{BN} - V_{GN} \cdot V_{BE}) / (V_{GE} \cdot V_{BE} + V_{GN} \cdot V_{BN})$$

右辺は本文の式 (40) の $\tan\delta$ と同じである。 ϕ を時計廻り (右廻り) に正とすると、 \mathbf{V}_G が \mathbf{V}_B の

右側（左側）にあるとき ϕ は正（負）となる。

附録 7

データは1分ごとに記録され、流速の計算時間は5分である。記録された対地船速 (\mathbf{V}_V とする) が, \mathbf{V}_B か \mathbf{V}_G のいずれかを判断するために、ふたつの計算を試みた。まず、時刻と緯度・経度から1分間隔と5分間隔の船速 \mathbf{V}_{Gcal} を計算して \mathbf{V}_V と比較した（回頭時のデータは除く）。個々の時刻では相違も見られるが、平均してみると差は0.02ノットであり、 \mathbf{V}_V が航法船速 \mathbf{V}_G である可能性が高い。次に、基本層船速 \mathbf{V}_0 を用いて、 $\mathbf{U}_{cal} = \mathbf{V}_V - \mathbf{V}_0$ から求めた \mathbf{U}_{cal} と、第1層（7m）の測定流速 \mathbf{U}_1 と比較した。両者の値はかなり異なり、流速 \mathbf{U}_1 は $\mathbf{V}_B - \mathbf{V}_0$ からの計算と判断した。

附録 8

附録 5 で、本文の式 (38') を成分ごとに示した。

$$u_w = u_s + u_d = u_s + A(u'_d \cdot \cos\phi + v'_d \cdot \sin\phi) \dots\dots ①$$

$$v_w = v_s + v_d = v_s + A(-u'_d \cdot \sin\phi + v'_d \cdot \cos\phi) \dots\dots ②$$

これらの式に、往路（添字1）と復路（添字2）において同位置と見なせる2つの観測点での対地船速を \mathbf{V}_s , 対水船速を \mathbf{V}'_d とし、その差を $d\mathbf{V}_s, d\mathbf{V}'_d$ とすると

$$d\mathbf{V}_s = (du_s, dv_s) = (u_{s1} - u_{s2}, v_{s1} - v_{s2})$$

$$d\mathbf{V}'_d = (du'_d, dv'_d) = (u'_{d1} - u'_{d2}, v'_{d1} - v'_{d2})$$

式①, ②の流速 u_w, v_w は往路・復路で同じとして、連立方程式を解くと

$$A = \{(du_s^2 + dv_s^2) / (du'^2_d + dv'^2_d)\}^{1/2} \\ = |d\mathbf{V}_s| / |d\mathbf{V}'_d|$$

本稿の表記方法を使えば、式 (41) となる。

また、連立方程式①, ②から A を消去し、少し煩雑な計算をすれば、式 (45) に示す回転角 ϕ が求まる。

$$\tan\phi = (dv'_d \cdot du_s - du'_d \cdot dv_s) / (du'_d \cdot du_s + dv'_d \cdot dv_s)$$

附録 6 のようにベクトルの内積と外積を用いれば、

$$\tan\phi = (d\mathbf{V}_s \times d\mathbf{V}'_d) / (d\mathbf{V}_s \cdot d\mathbf{V}'_d)$$

ϕ は時計廻りに正なので本文の δ とは $\phi = -\delta$ ($\tan\phi = -\tan\delta$)。本稿の表記では式 (46') となる。

附録 9

本文の式 (43) で、船首方位の差 $\Phi (= \psi_1 - \psi_2)$ が ± 180 度のときは、 $\sin\Phi = 0, \cos\Phi = -1$ から、

$$\sin\delta = \{(Vx_1^* + Vx_2^*)(Uy_1^* + Uy_2^*) - (Vy_1^* + Vy_2^*)(Ux_1^* + Ux_2^*)\} / \{(Vx_1^* + Vx_2^*)^2 + (Vy_1^* + Vy_2^*)^2\}$$

石井(1993)は、本文の式 (20), $Vx^* = Vx \cdot \cos\delta + Vy \cdot \sin\delta$ の Vy を無視し、

$$Vx^* = Vx \cdot \cos\delta$$

とおいた。このとき、式 (32) から

$$Ux = Ux^* - Vx(1 - \cos\delta)$$

$$Uy = Uy^* - Vx \cdot \sin\delta$$

これらをペアデータにあてはめると

$$\tan\delta = (bd - ac) / (a^2 + b^2)$$

ただし

$$a = -Vx_1^* + Vx_2^* \cos\Phi ; b = Vx_2^* \sin\Phi$$

$$c = Uy_1^* - Ux_2^* \sin\Phi - Uy_2^* \cos\Phi$$

$$d = Ux_1^* - Ux_2^* \cos\Phi + Uy_2^* \sin\Phi$$

式 (43) の係数との関係は、

$$c = g ; d = h$$

$\Phi = \pm 180$ 度のとき、 $b = 0$ から

$$\tan\delta = -c/a = (Uy_1^* + Uy_2^*) / (Vx_1^* + Vx_2^*)$$

なお、上述の近似を行わず (Vy を無視せず) に解くと、式 (46) に対応する $\tan\delta$ を得る。

$$\tan\delta = (b^*d - a^*c) / (a^{*2} + b^{*2} - a^*d - b^*c)$$

式 (43) の係数を用いると、

$$a^* = e = a - Vy_2^* \sin\Phi$$

$$b^* = f = b - Vy_1^* + Vy_2^* \cos\Phi$$

$$\tan\delta = (fh - eg) / (e^2 + f^2 - eh - fg)$$

附録 10

X 軸を東、Y 軸を北にとり、速度ベクトル \mathbf{V} (V_E, V_N) の大きさが V , 方向 (360 度方位) が θ 度るとき

$$V_E = V \sin\theta ; V_N = V \cos\theta$$

一方、本文のように X 軸が船首方向、Y 軸が左舷方向のときの \mathbf{V} (V_x, V_y) と、 \mathbf{V} (V_E, V_N) の関係は

$$V_E = V_x \cdot \sin\theta - V_y \cdot \cos\theta$$

$$V_N = V_x \cdot \cos\theta + V_y \cdot \sin\theta$$

行列を使って

$$\begin{pmatrix} V_E \\ V_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin\theta & -\cos\theta \\ \cos\theta & \sin\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} V_x \\ V_y \end{pmatrix}$$

または

$$V_x = V_E \cdot \sin\theta + V_N \cdot \cos\theta$$

$$V_y = -V_E \cdot \cos\theta + V_N \cdot \sin\theta$$

$$\begin{pmatrix} V_x \\ V_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin\theta & \cos\theta \\ -\cos\theta & \sin\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} V_E \\ V_N \end{pmatrix}$$

研究ノート

GPS 船速の誤差が ADCP 流速に及ぼす影響

石井春雄*1・道田豊*2

Effects of Ship's Velocity Determined from GPS Data
on Current Velocity Measured by Shipmounted ADCP

Haruo ISHII*1, Yutaka MICHIDA*2

Hydrogr. and Oceanogr. Dept., Ocean Research Institute
Japan Coast Guard University of Tokyo

Abstract

It is required to know the ship velocity referred to the earth (ground velocity) in oceanic current measurement using shipmounted ADCPs. At present, the ground velocity of a vessel is usually calculated from the distance between two different points whose positions in latitude and longitude are determined by GPS. This article discusses potential effects of errors in ship velocities determined by GPS upon current measurement by ADCPs. The mean value of distance estimated by GPS location data is to be always larger than the real distance, on the assumption that the GPS location data show a two dimensional normal distribution around the real position and that the zonal (x-direction) and meridional (y-direction) components of the difference between the real and GPS locations have same standard deviations ($\sigma_x = \sigma_y$). This fact results in overestimation in the ground velocities. The overestimated error velocity depends not only on the accuracy of GPS but also both on the time interval of velocity calculations and the ground speed of the ship. The error velocity can be suppressed and negligible through averaging procedure for many velocity data, whereas the individual errors may be too big in current measurement. Further investigation on errors of GPS velocities will be necessary for cases of inhomogeneous GPS location data ($\sigma_x \neq \sigma_y$), which has been reported at some fixed points.

1 はじめに

外洋における流速測定の手段として、ドップラーログを利用した船舶搭載型 ADCP (音響ドップラー流速計) が 1980 年代から広く普及してきた。ドップラーログ自体は、ある深さの海水に対する船の速度 (以下“対水船速”とよび、ベクトル \mathbf{V}_w と表す) を測る機器である。一方で、船の地球 (海底) に対する速度 (“対地船速”, \mathbf{V}_G) を

得れば、 \mathbf{V}_G から \mathbf{V}_w を引き算して、海水の地球に対する速度、すなわち流速ベクトル \mathbf{U} を得る。

$$\mathbf{U} = \mathbf{V}_G - \mathbf{V}_w.$$

近年、航行船舶の測位装置として GPS が一般的に使用されている。異なる 2 地点において GPS で測定された緯度・経度から 2 点間の距離を求め、これを移動に要した時間で除して、対地船速 \mathbf{V}_G を求める。ADCP で測定した流速の誤差につ

†Received January 17, 2006 ; Accepted March 3, 2006

*1 航法測地室 Geodesy and Geophysics Office

*2 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

いての報告は多いが（例えば, Joyce, 1989; Polard and Read, 1989; 石井, 1993; Michida and Ishii, 2000 など), 流速誤差の原因を対水船速 V_w に求めている. 確かに最近は, 高精度で安定した GPS 測位により, 高精度の対地船速 V_G が得られていると考える. しかし, 流速を高精度で測定するためには, GPS で求めた対地船速 (以下“GPS 船速” とよぶ) の精度も高くなくてはならない. 本稿では, GPS 船速の誤差を, 数学公式と統計学の定理 (柴田, 1996; 高橋・他, 1992) の助けを借りて見積り, これが ADCP 流速に及ぼす影響を調べる.

2.1 同一地点での GPS 測定誤差

ある地点において GPS で測定した緯度・経度のデータを考える. 測定された緯度・経度の平均を原点にとり, 原点からの東西 (経度) 方向の距離を x , 南北 (緯度) 方向の距離を y とする. x と y の確率密度関数 (確率分布) は, それぞれ平均が零の正規分布であり, x と y が独立な確率変数 (x と y は無相関) とする. また, x と y の標準偏差 σ_x と σ_y は等しく, $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_0$ とする. このとき, 平均位置 (原点) の周囲の確率分布は, 次式の 2 次元正規分布の同時密度関数で与えられる.

$$f(x,y) = \exp[-(x^2+y^2)/2\sigma_0^2]/2\pi\sigma_0 \quad \dots\dots (1)$$

測定位置の原点からの距離を r とすると, $r^2 = x^2+y^2$ から, 原点を中心とした円上 (原点から等距離) に在る点 (x, y) の確率密度は等しい. また, $\exp[-r^2]$ に比例して確率密度は小さくなる. 前述の仮定のもとに, 距離 r の確率分布と期待値・分散を求めてみる. 距離 x,y は正規分布に従うから,

$$X=x/\sigma_0, Y=y/\sigma_0$$

とおくと, 確率変数 X,Y は, それぞれ平均が零, 分散が 1 の基準正規分布に従う. 基準正規分布 (以下, $N(0, 1)$ と表す) の確率密度関数は

$$f(z) = \exp[-z^2/2]/(2\pi)^{1/2}$$

で与えられる.

$$X,Y \text{ がそれぞれ } N(0, 1) \text{ に従うとき, } u^2 = X^2 +$$

Y^2 は自由度 2 の χ^2 (カイ 2 乗) 分布に従い, その平方根 $u = \sqrt{u^2}$ は自由度 2 のカイ分布 $\chi_2(u)$ に従う. 石井 (1999) は, 人工衛星を利用した測位システムのひとつであるアルゴシステムによって測定された緯度・経度を解析して ($\sigma_x \neq \sigma_y$), 平均位置からの距離の頻度分布が $\chi_2(u)$ にほぼ従うことを示した.

自由度 2 のカイ分布の確率密度関数は,

$$\chi_2(z) = z \cdot \exp[-z^2/2] \quad \dots\dots (2)$$

であり, その期待値 μ と分散 v は,

$$\mu = (\pi/2)^{1/2} \doteq 1.2533$$

$$v = 2 - \mu^2 = (4 - \pi)/2 \doteq 0.4292$$

また,

$$u = (X^2 + Y^2)^{1/2} = (x^2 + y^2)^{1/2}/\sigma_0 = r/\sigma_0$$

から, $u=1$ は $r=\sigma_0$ に対応し, 原点からの距離 r の期待値は $\mu\sigma_0$, 分散は $v\sigma_0^2$ となる. 実際の測定値の σ_0 が 50 m, 30 m, 10 m であれば, r の期待値は 63 m, 38 m, 13 m 程度となる. 原点 (平均位置) が真の位置と見なせれば, これら期待値が GPS の単独測位における“平均誤差”と考えられる.

2.2 同一地点の異なる時刻に算出した距離

GPS 船速は, 異なる時刻において測定された 2 地点の位置から求められる. ここでは先ず, 同一地点で異なる時刻に測定された位置から算出される距離について考える. 同一地点だから, 当然, 移動速度は零になるべきだが, 計算上は 2 点間の“距離”が存在するため, 移動速度も零にならない. この“距離”の確率分布を求めてみる.

時刻 t_1 に測定された位置を (x_1, y_1) とし, 時刻 $t_2 = t_1 + T$ のそれを (x_2, y_2) とする. 前節と同様に, これらを原点の周囲に正規分布する確率変数と見なし, 分散は全て σ_0^2 とする.

$$x = x_2 - x_1, y = y_2 - y_1$$

とおくと, x と y の分布は, それぞれ平均が零, 分散が $2\sigma_0^2$ の正規分布となる [附録 1].

ここで,

$$\sigma = (\sigma_x^2 + \sigma_y^2)^{1/2} = (2\sigma_0^2)^{1/2} = \sqrt{2} \cdot \sigma_0 \text{ とし,}$$

$$X = x/\sigma, Y = y/\sigma$$

とおくと、 X と Y はそれぞれ $N(0, 1)$ に従う。

前節と同様に、

$$u = (X^2 + Y^2)^{1/2} = (x^2 + y^2)^{1/2}/\sigma. \quad \dots\dots (3)$$

式(3)の u は自由度2のカイ分布に従う。2点間の距離を r として、

$$r = \{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2\}^{1/2} = (x^2 + y^2)^{1/2}$$

から、結局

$$u = r/\sigma.$$

$u=1$ は $r=\sigma$ に対応し、2点間の距離の平均は $\mu\sigma$ 、分散は $v\sigma^2$ となる。

標準偏差 σ_0 が30mで、時間差 T が10秒、30秒、60秒のとき、スカラー量の“速さ”の平均は、それぞれ、 $\sqrt{2} \cdot \sigma_0 \mu/T$ から5.3 m/s, 1.8 m/s, 0.9 m/s程度となる。不動の点にかかわらず、異なる時刻における“単発”の測定位置からは、大きな“速さ”が算出される。

なお、ここでは“方向”は考慮していない。“方向”も考慮して、すなわち速度ベクトルの平均を求めれば、平均の“速さ”はずっと小さくなる。2点間を結ぶベクトルを r とすると、その成分は $(x_1 - x_2, y_1 - y_2)$ であるが、 $x_1 - x_2$ と $y_1 - y_2$ の期待値は共に零である。したがって、標本数 n を大きくとれば、ベクトル平均の“速さ”も、平均値の零の廻りに小さな標準偏差 $(2\sigma_0^2 v/n)^{1/2} = \sigma(v/n)^{1/2}$ で分布する。

3 GPS 船速の誤差

GPS 船速は、異なる時刻における船舶の測定位置から計算するが、真の位置は刻々変化していく。ここで、各時刻に測定された位置 (x, y) は、前述と同様に、真の位置の周囲に標準偏差 $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_0$ で正規分布する確率変数と仮定する。

時刻 t_1 の測定位置を (x_1, y_1) 、その真位置を (x_{1m}, y_{1m}) とし、時刻 t_2 のそれらを (x_2, y_2) 、 (x_{2m}, y_{2m}) とする (Fig. 1)。

$$x = x_2 - x_1, y = y_2 - y_1$$

とおくと、 x と y の分布は、それぞれ平均が $\mu_x (= x_{2m} - x_{1m})$ 、 $\mu_y (= y_{2m} - y_{1m})$ 、分散が $\sigma^2 = 2\sigma_0^2$ の正規分布となる。

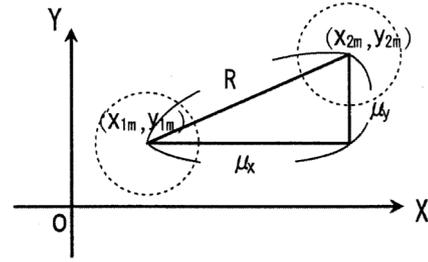


Fig.1 Two GPS locations, (x_{1m}, y_{1m}) and (x_{2m}, y_{2m}) , in an X-Y coordinate system.

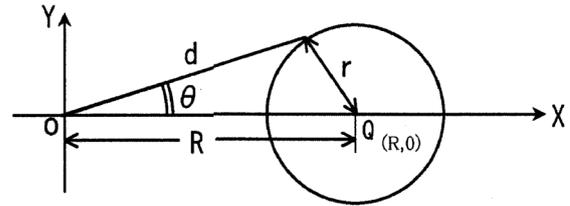


Fig.2 A typical case of Fig.1, where the two points are the origin (O) and Q on the X axis. R is the distance of the two points and $x_{1m}=y_{1m}=y_{2m}=0$, $x_{2m}=R$.

$$X = (x - \mu_x)/\sigma, Y = (y - \mu_y)/\sigma$$

とおくと、 X と Y はそれぞれ $N(0, 1)$ に従う。

結局、

$$u = (X^2 + Y^2)^{1/2} = \{(x - \mu_x)^2 + (y - \mu_y)^2\}^{1/2}/\sigma \quad \dots\dots (4)$$

式(4)の u は、自由度2のカイ分布に従う。

式(4)で、 $\mu_x = \mu_y = 0$ とおけば式(3)となる。

u は σ で規格化された、ある“距離”を表す。

μ_x と μ_y は、 x 方向と y 方向の真の距離であるから、 $x - \mu_x = x_2 - x_1 - \mu_x$ と $y - \mu_y = y_2 - y_1 - \mu_y$ はそれぞれの真距離からの偏差を表す。したがって、 σu は、これらの偏差分によって生ずる“距離”となる。

いま、2点間の真距離を R とおき、 $x_{1m} = 0$, $x_{2m} = R$, $y_{1m} = y_{2m} = 0$ とする。これは、点 (x_{1m}, y_{1m}) を原点にとり、2点の真の位置を結ぶ方向に x 軸をとった場合である (Fig. 2)。このとき式(4)は、

$$u = \{(x - R)^2 + y^2\}^{1/2}/\sigma \quad \dots\dots (5)$$

ここで、 $r = \sigma u$ とおくと、式(5)の関係は Fig. 2に示すとおりである。 r は点Qからの距

離, 2点間の測定距離は d であり, 半径 r の円上の点の確率密度は全て同じである. 半径が r のときの d の期待値 $E[d] = d_e$ は,

$$d_e = R + r^2/3R = h_1(r) \quad (R \geq r \geq 0)$$

$$d_e = r + R^2/3r = h_2(r) \quad (r \geq R)$$

となる [附録2]. ここで, r の R に対する大きさにより, 期待値 d_e を関数 h_1 と h_2 を用いて表した. さらに, $u = r/\sigma$, $u_R = R/\sigma$, $u_d = d_e/\sigma$ と規格化して

$$u_d = u_R + u^2/3 \quad u_R = h_1(u) \quad (u_R \geq u \geq 0)$$

$$u_d = u + u_R^2/3u = h_2(u) \quad (u \geq u_R)$$

u は自由度2のカイ分布 (式2)

$$\chi_2(u) = u \cdot \exp[-u^2/2]$$

に従う. u_d の期待値 $E[u_d]$ は, $u_d \cdot \chi_2(u)$ を u に関して区間 $[0, \infty]$ の積分

$$E[u_d] = \int_0^{u_R} h_1(u) \chi_2(u) \cdot du + \int_{u_R}^{\infty} h_2(u) \chi_2(u) \cdot du$$

から得られ, 分散 $V[u_d]$ も $E[u_d]$ を用いて計算できる [附録3].

結果は, 常に $E[u_d] > u_R$ となる. Fig. 3 に u_R に対する比 $E[u_d]/u_R$ を, Fig. 4 に u_R に対する分散 $V[u_d]$ を示す. $u_R > 3$ 程度で $E[u_d]$ と u_R の比は, ほぼ1になる. $E[u_d]$, $V[u_d]$, u_R のそれぞれを σ 倍すれば, 実際の距離に換算できる. 2.1 で述べたように $\sigma_0 (= \sigma/\sqrt{2})$ は, 東西 (経度) 方向と南北 (緯度) 方向の距離の標準偏差である. この σ_0 の値を5通り (100, 50, 30, 10, 5 m) 与え, 真距離 R に対する, 距離の期待値 $E[d] (= d_e)$ と R の差 ($E[d] - R$) の関係を Fig. 5 に示す. $E[u_d] > u_R$ から, 2点間の測定距離の期待値 $E[d]$ は真距離 R よりも大きく, σ_0 が大きいほど差は顕著となる.

2地点の間の距離を測定時間差 T で除して “船速” が得られる. T も5通り (10, 30, 60, 120, 300 秒) 与え, 真の船速 V_0 と計算される GPS 船速 V_{gps} の差 (すなわち, 船速の測定誤差) を見積もってみる. 船速 V_{gps} も真船速 V_0 より大きく算出され, $\Delta V_{gps} = V_{gps} - V_0 > 0$ となり, V_{gps} は誤差を持つ. 誤差の大きさは, Fig. 6, Fig. 7 に示すように, GPS 自体の測定精度 (σ_0 の大き

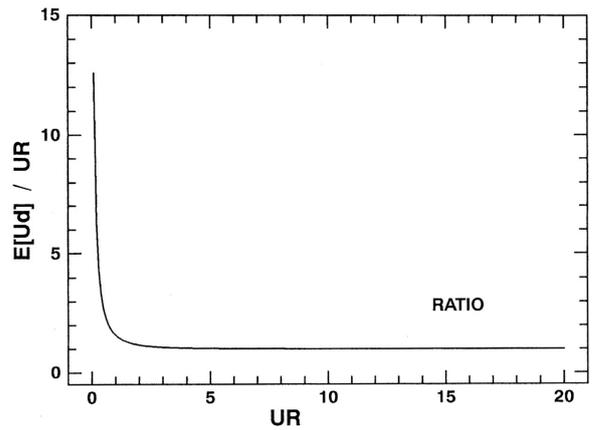


Fig.3 The ratio of the mean value of measured distance $E[u_d]$ to the real distance u_R .

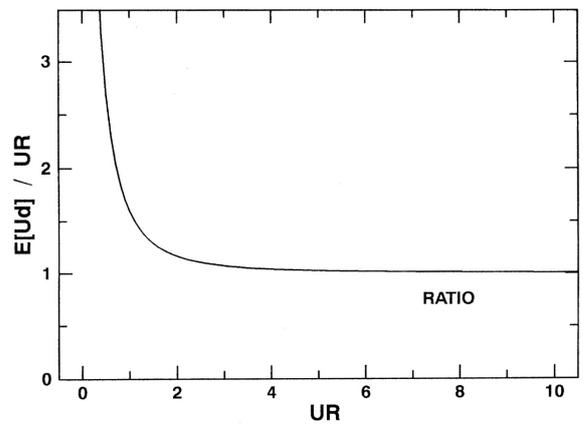
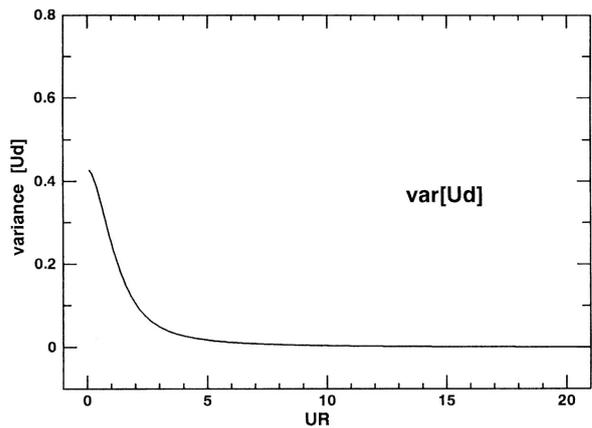


Fig.4 The variance of measured distance $var[u_d]$ to the real distance u_R .



さ)に依るほか、真船速 V_0 や時間差 T にも依る。船の速度 V_0 が小さいほど誤差は大きくなる。また、時間間隔 T が短いほど、“単発”のGPS船速に含まれる誤差は大きくなる。

Fig. 2 の θ で示される船の進行方位の、期待値 $E[\theta]$ と分散 $V[\theta]$ を求めると[附録4]、 $E[\theta] = 0$ となる。すなわち、船の測定位置から求めた進行方位は平均的には真の進行方向と同じとなる。

GPS 測位の誤差がランダムであれば、GPS 船速の期待値は真値よりも大きい。ADCP による流速測定において、一方の対水船速の誤差もランダムであれば、対水船速の期待値も真値よりも大きい。GPS 船速と対水船速のベクトル引き算で得られる ADCP 流速の誤差もランダムである。そして、GPS 船速の場合と同様に、ADCP 流速の期待値は真値よりも大きく、流向の期待値は真の流向に等しいと考えられる。しかし、対水船速にランダム誤差に加えて、バイアス誤差(例えば船の進行方向に直角に対水船速が大きく算出される)が含まれる場合には、流速・流向の期待値について論じられない。

ここまでは、1 対の位置データから計算した GPS 船速の誤差についての説明であった。これらの“単発”の GPS 船速の“速さ”を何個か平均しても、標本平均の期待値は母平均に等しいから、船速の平均誤差は変わらない。しかし、測定された V_{gps} のベクトルを n 個平均すれば、標本平均の標準偏差は、 ΔV_{gps} の分散を VAR とし、 $(VAR/n)^{1/2}$ と小さくできる。通常は、船速ベクトルを平均化するのではなく、測定された緯度・経度をあらかじめ平均化する。結果は同じである。

冒頭で述べた ADCP による海流観測においては、連続する複数の緯度・経度を平滑化して得た x, y を計算に用いる。また、通常は時間間隔 T を 5 分とすることが多い。仮に $n=20$ 、 $\sigma_0=50$ m とすると、真船速 V_0 が 5 m/s (10 ノット) の場合の GPS 船速の誤差の平均と標準偏差は、 0.7 ± 3.5 cm/s (0.1 ノット以下) となる。これは、海

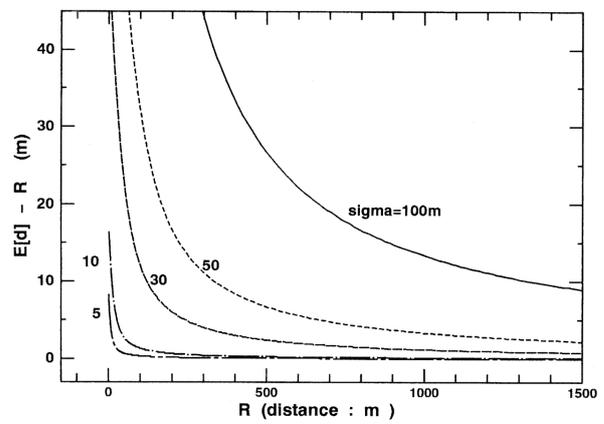
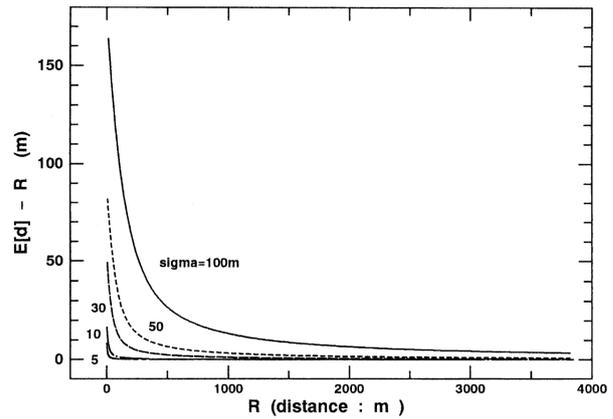


Fig.5 The difference between the mean value of measured distance $E[u_d]$ and the real distance R , for 5 cases of σ_0 (σ); $\sigma_0=100, 50, 30, 10$ and 5 m.

流の速度を求めるうえで使用に耐えうる大きさである。 σ_0 を 50 m とし、 T が 30, 120, 300 秒、 n が 5, 10, 20 個の場合における、 ΔV_{gps} の平均と標準偏差 ($\pm 1 \sigma$) を Fig. 8 に示す。

4 GPS 測位の異方性 (非“等方性”)

前節までは、GPS 測定値の平均を原点にとったとき、原点からの東西・南北方向の距離 x と y は独立な確率変数 (x と y は無相関) とし、それぞれの標準偏差 σ_x と σ_y は等しいと仮定した。この仮定の妥当性を、陸上に固定した GPS 受信機で測定した緯度・経度の測定データの実例から調べた。使用したデータは、旧運輸省の電子航法研究所のホームページに掲載された、2000 年 5 月 2 日の SA (Selective Availability) の解除前後に 5 秒間隔で測定されたものである。SA の解除

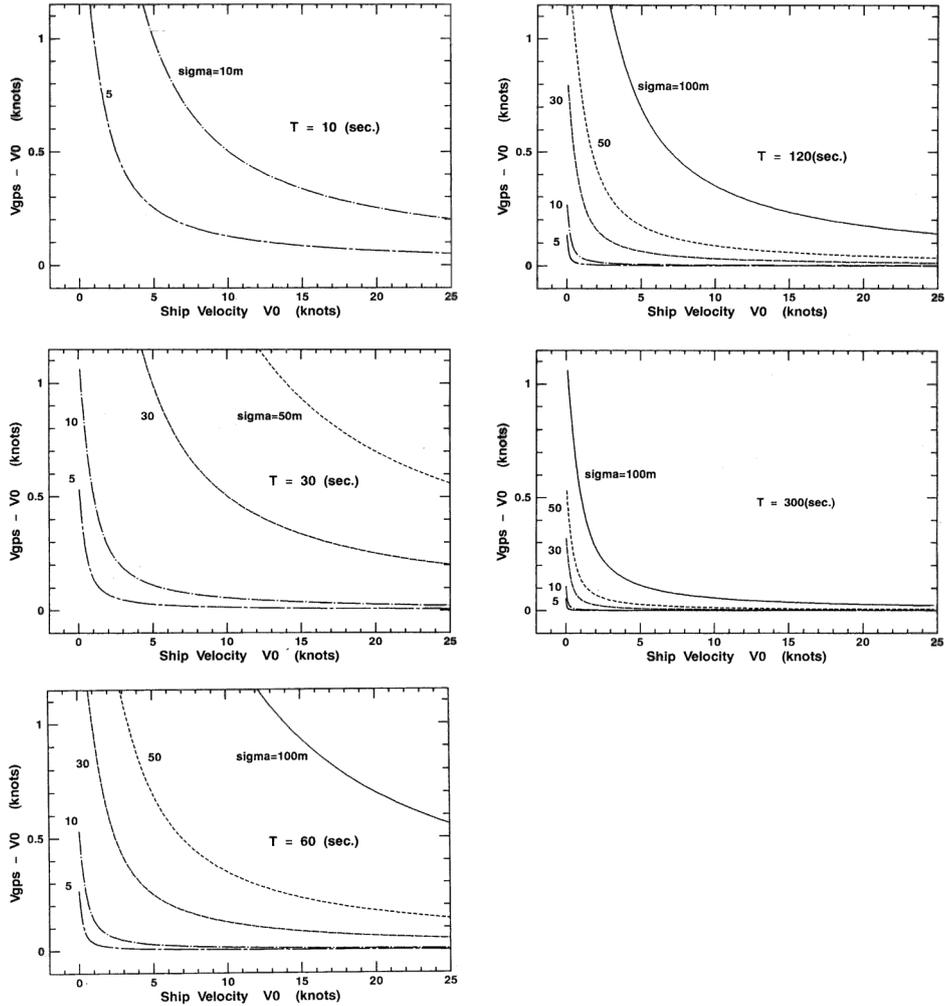


Fig.6 Relations of the difference between GPS velocity V_{gps} and the real velocity V_0 (in knots), as functions of V_0 . Five panels show cases for different time intervals ; $T=10,30,60,120$ and 300 seconds.

前 (SA-ON) と解除後 (SA-OFF) について、それぞれの期間の平均位置 (原点) からの距離自体とその X (東西), Y (南北) 成分の散布図と頻度分布図を見る。

Fig. 9 に、SA-ON の状態での、測定位置の散布図と X, Y 方向の距離の頻度分布を示す。頻度分布は正規分布と言えない。散布図に示すように X と Y の相関係数は -0.43 とかなり大きく、 $\sigma_x = 11.8$ m, $\sigma_y = 13.5$ m で $\sigma_y > \sigma_x$ のため、原点の廻りに円状に散布しない。なお、測定位置の原点からの距離の平均と標準偏差は 15.5 ± 9.0 m である。Fig. 10 に X, Y, 原点からの距離の約 65 分間の時系列を示す。スパイク状ノイズは無視すると、5~10 分程度の周期的変化があるように見

える。

SA-OFF の状態についても同様に、結果を Fig. 11, Fig. 12 に示す。SA-ON の時と比較するため、データ個数は解除直後から同じ ($N=778$) だけ採った。散布図に示すように X と Y の相関係数は 0.21 , $\sigma_x = 0.9$ m, $\sigma_y = 1.7$ m で、測定位置の原点からの距離の平均と標準偏差は 1.7 ± 0.9 m となる。測定位置は原点の廻りに、南北方向を長軸とした楕円状に散布する。測定精度自体は、SA-ON 時と比べて格段に高くなっており、Fig. 12 の時系列 (Fig. 10 と同じスケールで表示) からわかる。Fig. 12 も短周期変化の存在を窺わせるが、その振幅は極めて小さい。

なお、SA-OFF 時の全データ ($N=2211$) を

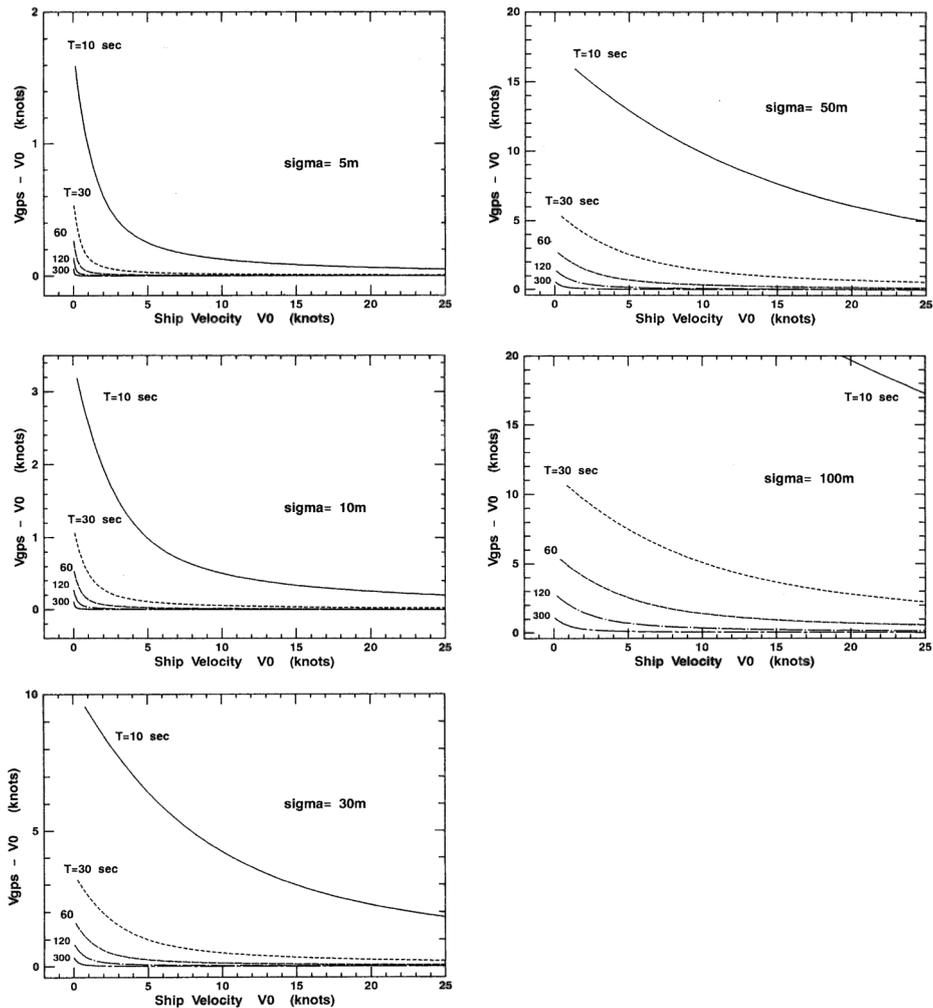


Fig.7 Same as Fig.6, except for cases of different σ_0 ; $\sigma_0=100,50,30,10$ and 5 m.

使用したときの X と Y の相関係数は -0.09 (Fig. 13) となり、長期間のデータを使えば相関係数は零に近づくと推測される。しかし、その場合でも $\sigma_x \neq \sigma_y$ であれば、散布図は原点の廻りに円ではなく、楕円状に分布する。かりに X と Y の相関係数が零と見なせる場合でも、 $\sigma_y \neq \sigma_x$ であれば前節の結果をそのまま適用することはできない。ここに挙げた例のほか、日本国内の陸上固定点における GPS 測位データの分布に関して、顕著な異方性は観察されないもの (Fukuda *et al.*, 2004) や、南北方向の標準偏差が東西方向の 2 倍以上であった例 (道田, 2003) など、さまざまな報告がある。GPS 測位の限られた時間内の異方性の原因としては、位置測定に使用した GPS 衛星の数や配置状況がとりあえず思いつすが、更に

考察が必要である。

5 まとめ

GPS で測定される緯度・経度のそれぞれが、標準偏差の等しい正規分布に従い、独立 (無相関) とする。このとき、GPS 船速 V_{gps} の精度は、GPS 自体の測定精度に依存するとともに、真船速 V_0 、測定時間差 T 及び平均個数 n に依存する。船速 V_{gps} の期待値は、常に V_0 よりも大きい。GPS による船の測定位置から求めた進行方位は平均的には真の進行方向と一致する。

ADCP を用いた海流観測において、GPS 船側の誤差と同様に、対水船速の誤差もランダムであれば、両者のベクトル引き算で得られる ADCP 流速の誤差もランダムであり、ADCP 流速の期待

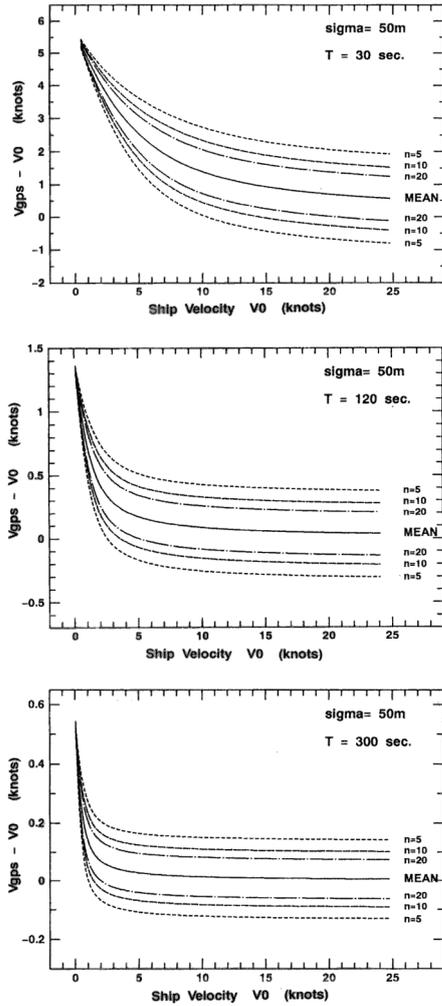


Fig.8 Same as Fig.7, except for cases with a fixed $\sigma_0=50$ m. Panels show cases for different time interval T , while curves in each panel represent the mean value together with upper and lower limits of standard deviation ($\pm 1 \sigma$) for different numbers of data to be averaged in velocity calculations.

値は真値よりも大きく、流向の期待値は真の流向に等しいと考えられる。

陸上固定点での GPS 測定位置には $\sigma_x \neq \sigma_y$ となる、異方性（非”等方性）の例が見られるが、異方性がある場合の GPS 船速の誤差については、さらに考察が必要となる。

最後に適切なお指摘をいただいた匿名の両査読者に感謝致します。また、航法測地室の金 敬洋氏には一部の図の作成に協力をいただき、感謝致します。

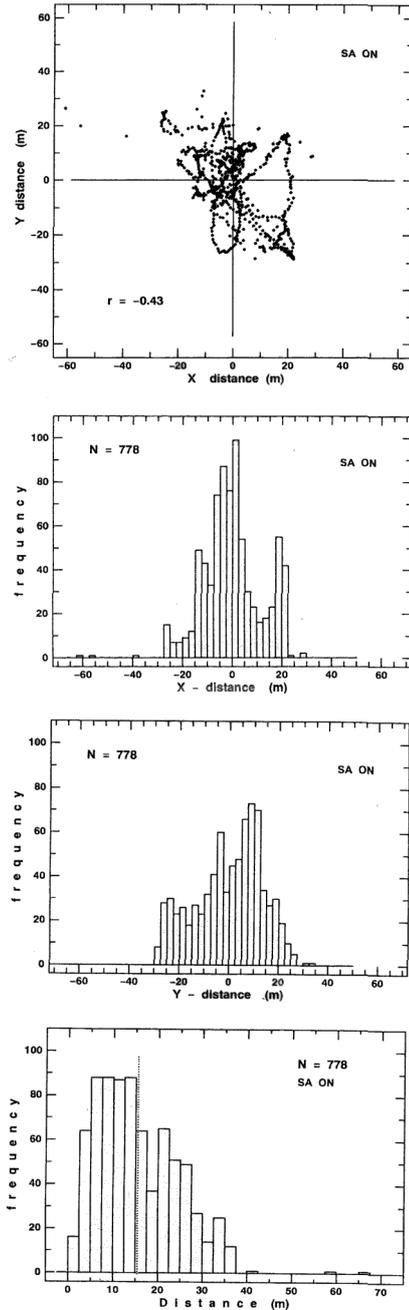


Fig.9 GPS positioning data observed every 5 second at a fixed point for 65 minutes during the period when the selective availability (SA) was applied (SA-ON) on May 2,2000, based on the data made available on the website of the Electronic Navigation Research Institute of the former Ministry of Transport.

The number of data was 778. Distribution around the origin, the averaged point (top), histograms for zonal distance from the origin (the second top), and that for meridional distance (the third top), and histogram for the distance from the origin (bottom).

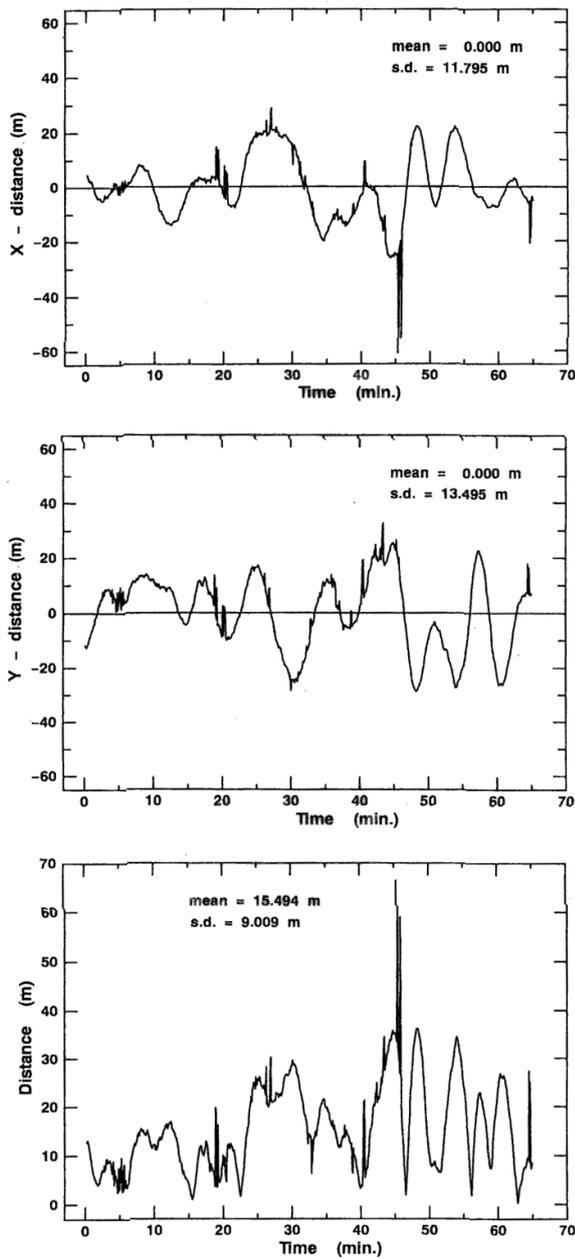


Fig.10 Time series of observed deviation from the averaged position during the same period of Fig.9 (SA-ON).The zonal (top) and meridional components (middle),and the range from the origin (bottom).

要 旨

海上において船舶搭載型 ADCP により流速測定を行うとき、船の地球に対する速度 (対地船速) を知る必要がある。現在は、GPS で測定した緯度・経度から求めた 2 点間の距離と移動時間から対地船速 (GPS 船速) を算出するのが一般的である。本稿では GPS 船速の誤差が ADCP 流

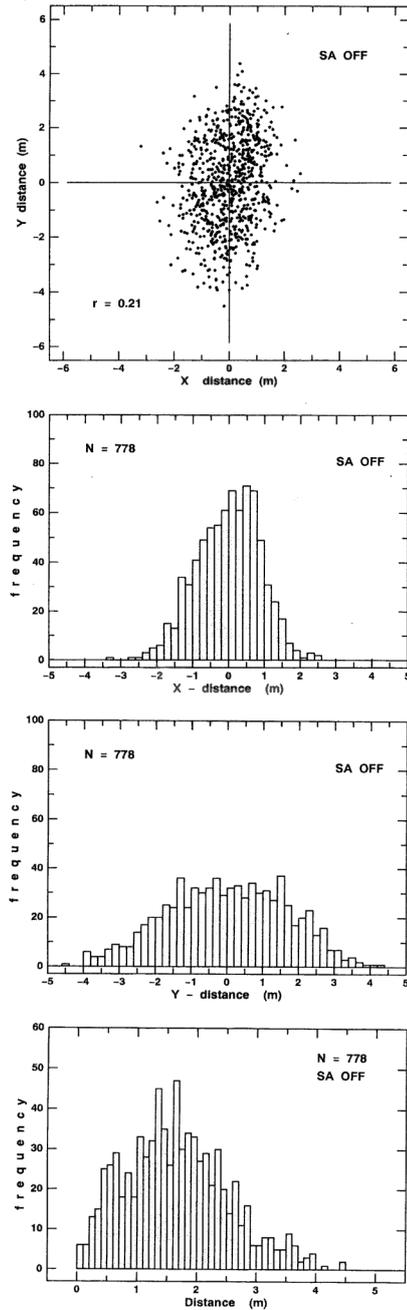


Fig.11 Same as Fig.9,except for the period when the SA was canceled (SA-OFF),on the same day.778 data after the SA was off were used, so that the same number of data as Fig.9 are plotted.

速に及ぼす影響について考察した。GPS で測定した位置は、真の位置の周囲に 2 次元正規分布に従う確率変数と仮定する。測定位置と真位置の間の東西距離 (x) と南北距離 (y) について、両方向の標準偏差が等しい ($\sigma_x = \sigma_y$) とし、2 測点間の距離の期待値は真距離よりも大きい。その結

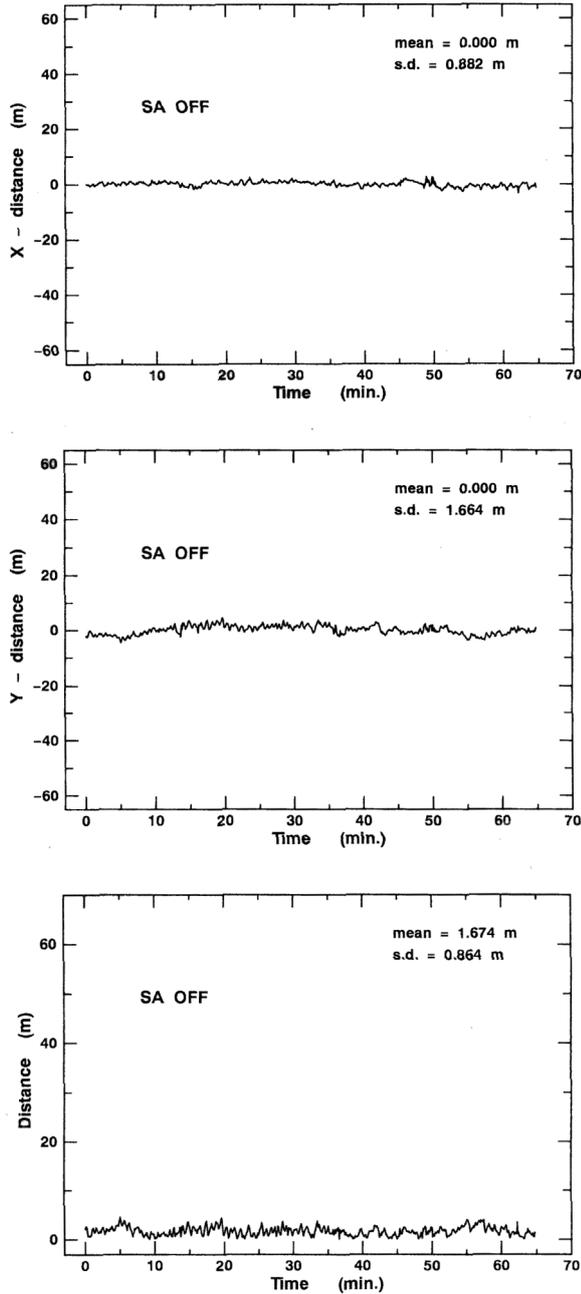


Fig.12 Same as Fig.10,except for the period of SA-OFF.

果、計算される GPS 船速も真値よりも大きくなる。その差は GPS の測位精度に依るほか、船速計算の時間間隔と真船速自体にも依る。GPS 船速の誤差は”単発”では、大きな流速誤差をもたらすが、何十個の GPS 船速を平均すれば、誤差は充分小さくできる。なお、陸上固定点での GPS 測定位置には $\sigma_x \neq \sigma_y$ となる、異方性（非”等方性”）の例が見られる。このような異方性がある場合の GPS 船速の誤差については、さらに考察

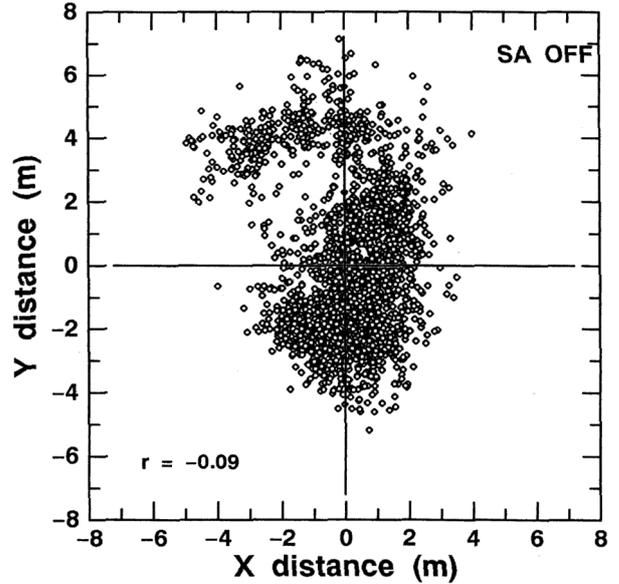


Fig.13 Distribution of the GPS data around the averaged position, same as the top panel of Fig.11 (SA-OFF),except for the data number (N=2211).

が必要となる。

参考文献

Fukuda, A, K. Miwa, E. Hirano, M. Suzuki, H. Higuchi, E. Morishita, D. J. Anderson, S. M. Waugh and R. A. Phillips (2004), BGD L- II - A GPS data logger for birds, *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Sp. Issue 58*, 234-245.

石井春雄 (1993), 新しい流速測定法に基づく黒潮・亜熱帯循環系の流動場の研究, 東北大学博士論文, pp 106.

石井春雄 (1999), アルゴスブイの移動速度の見積り誤差について, *水路部研究報告*, 35, 73-78.

Joyce, T. M. (1989) : On in situ ‘calibration’ of shipboard ADCPs, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 6, 169-172.

Michida, Y. and H. Ishii (2000), A practical method of current measurement with three-beam type shipmounted ADCP, *J. Adv. Mar. Sci. Tech. Soc.*, 6, 29-44.

道田豊 (2003), 位置追跡浮子を用いた海洋表層の粒子分散過程に関する研究, 平成 14-15 年

度 科学研究費補助金研究成果報告書, pp 43.

Pollard,R. and J.Read (1989), A method for calibrating shipmounted acoustic Doppler profilers and the limitations of gyro compasses, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 6, 859-865.

柴田文明 (1996), *確率・統計*, pp 217, 岩波書店.

高橋磐郎・小林竜一・小柳芳雄 (1992), *統計解析 (改訂版)*, pp 233, 培風館.

附録 1

確率変数 X 及び Y が正規確率変数であれば, それらの任意の一次結合 “ $aX+bY$ ” も正規である. X と Y の間に相関が無ければ, 期待値を E , 分散を V とすると

$$\text{期待値 } E(aX+bY) = aE(X) + bE(Y)$$

$$\text{分散 } V(aX+bY) = a^2V(X) + b^2V(Y)$$

本文の $X=X_1-X_2$ は, $a=1, b=-1$ のときであり,

$$E(X_1) = E(X_2) = 0; \quad V(X_1) = V(X_2) = \sigma_0^2.$$

よって

$$E(X) = E(X_1) - E(X_2) = 0.$$

$$V(X) = V(X_1) + V(X_2) = 2\sigma_0^2.$$

附録 2

Fig.A 1 で,

$$d = (R^2 + r^2 + 2xR)^{1/2}$$

d の期待値を $E[d]$ とおくと

$$E[d] = \int_{-r}^r (R^2 + r^2 + 2xR)^{1/2} dx / 2r.$$

$a = (R^2 + r^2) / 2R$ とおくと

$$\begin{aligned} E[d] &= (2R)^{1/2} \int_{-r}^r (x+a)^{1/2} dx / 2r \\ &= (2R)^{1/2} \{ (a+r)^{3/2} - (a-r)^{3/2} \}. \end{aligned}$$

$r \leq R$ のとき

$$E[d] = R + r^2 / 3R.$$

$r \geq R$ のとき

$$E[d] = r + R^2 / 3r.$$

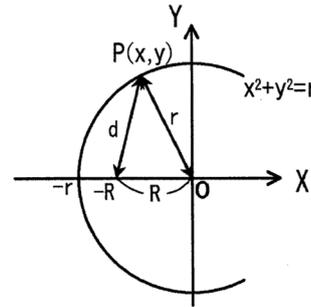
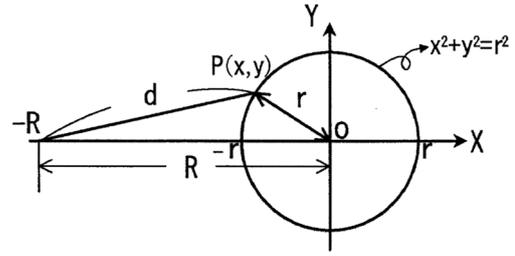


Fig. A 1 Relations of values described in Appendix 2, for the case of $r \leq R$ (top) and $r \geq R$ (bottom).

附録 3

u_d の期待値を $E[u_d]$ は, $\exp(-u^2/2) = p$ とおくと

$$E[u_d] = \int_0^{uR} (u_R + u^2/3 u_R) up \cdot du + \int_{uR}^{\infty} (u + u_R^2/3 u) up \cdot du$$

$$= u_R \int_0^{uR} up \cdot du + \int_0^{uR} u^3 p \cdot du / 3 u_R + \int_{uR}^{\infty} u^2 p \cdot du + u_R^2 \int_{uR}^{\infty} p \cdot du / 3$$

$$= I + II + III + IV.$$

ここで, $q = \exp(-u_R^2/2)$, $s = (\pi/2)^{1/2}$ とおくと

$$E[u_d] = u_R(1-q) + 1/3 u_R - q(u_R + 2/u_R) / 3$$

$$+ s - \int_0^{uR} u^3 p \cdot du + u_R^2 (s - \int_0^{uR} p \cdot du) / 3$$

上式の 2 つの積分項は, 初等関数で表せないため数値積分によった. Fig.A 2 に, u_R に対する $E[u_d]$, $I + II$, $III + IV$ の変化を示す.

u_d の分散 $V[u_d]$ は, u_d^2 の期待値を $E[u_d^2]$ とおくと, 統計学の定理から

$$V[u_d] = E[u_d^2] - (E[u_d])^2$$

$$V[u_d] = E[u_d^2] = \int_{uR}^{\infty} u_d^2 up \cdot du$$

$$= \int_0^{uR} (u_R + u^2/3 u_R)^2 up \cdot du + \int_{uR}^{\infty} (u + u_R^2/3 u)^2 up \cdot du$$

$$= I + II = I_1 + I_2 + I_3 + II_1 + II_2 + II_3.$$

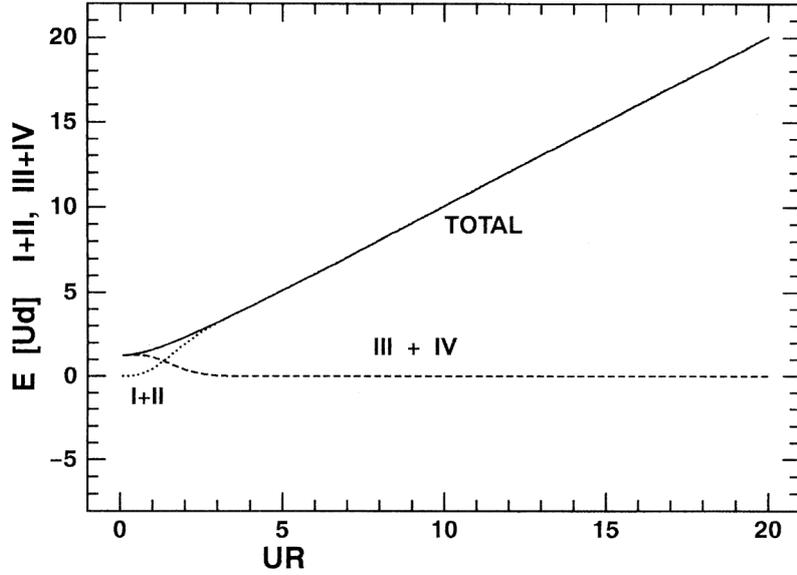


Fig. A2 Dependence of $E[u_d]$, $I + II$, and $III + IV$ upon the changes of u_R , as described in Appendix 3.

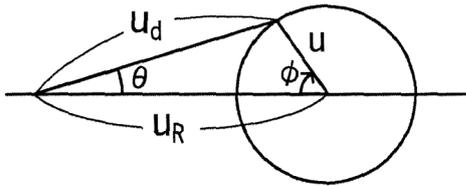


Fig. A3 Relations of the values in the description in Appendix 4.

ここで、

$$I_1 = u_R^2(1 - q); \quad I_2 = 2 \{2 - (u_R^2 + 2)q\} / 3$$

$$I_3 = \{8/u_R^2 - (u_R^2 + 4 + 8/u_R^2)q\} / 9$$

$$II_1 = (u_R^2 + 2)q; \quad II_2 = 2 u_R^2 q / 3$$

$$II_3 = u_R^4 \int_{u_R}^{\infty} (p/u) du / 9$$

$$= u_R^4 \left\{ \int_0^{\infty} (p/u) du - \int_0^{u_R} (p/u) du \right\} / 9$$

$$= u_R^4 (A - B) / 9$$

上記 II_3 の $\int (p/u) du$ の定積分 (A と B) は数値積分によったが、分母に u があるため、 u の分割幅 Δu の大きさによって積分値は変わる。しかし、 Δu の大きさにかかわらず、区間 $[0, u]$ の積分値は積分上限が $u = 6$ 程度でほとんど収束する。

$\int_0^{\infty} (p/u) du = \int_0^{20} (p/u) du = A$ として、収束値 A から積分区間 $[0, u_R]$ の B を差し引くと Δu の大きさに依らず、ほとんど同じ値を得る。

附録 4

Fig.A3 で

$$\tan \theta = u \cdot \sin \phi / (u_R - u \cdot \cos \phi) = \sin \phi / (u_R/u - \cos \phi)$$

$$\theta = \tan^{-1} \{ \sin \phi / (u_R/u - \cos \phi) \}$$

$$\text{期待値 } E[\theta] = \int_0^{2\pi} \theta \cdot d\phi / 2\pi$$

$$= \int_0^{2\pi} \tan^{-1} \{ \sin \phi / (u_R/u - \cos \phi) \} d\phi / 2\pi$$

$\phi = 0 \sim \pi$ の範囲 (このときの θ を θ_+ と表す) では $\sin \phi \geq 0$ であるのに対し、 $\phi = \pi \sim 2\pi$ (θ_-) では、 $\sin \phi \leq 0$ 。 θ_+ のときと θ_- のときでは、 $\sin \phi$ の符号が変わるので、期待値 $E[\theta] = 0$ 。

$$\text{分散は } V[\theta] = E[\theta^2] - (E[\theta])^2 = E[\theta^2]$$

或る u_R, u に対する θ の期待値を θ_*^2 とすると

$$E[\theta^2] = \int_0^{\infty} \theta_*^2 u \cdot \exp(-u^2/2) du$$

u, u_R を 0 から十分に大きな値を与えて、 θ_*^2 を数値積分で求める。

— 転載等に関する問い合わせ先 —

〒104-0045

東京都中央区築地5丁目3番1号

海上保安庁海洋情報部技術・国際課海洋研究室

海洋情報部研究報告担当

電話 03-3541-4387, FAX 03-3541-3870

平成18年3月27日発行

-
- 発行者 海上保安庁海洋情報部
東京都中央区築地5丁目3番1号
(郵便番号 104-0045)
電話 03-3541-3811(代)
- 編集者 海洋情報部研究報告編集委員会
東京都中央区築地5丁目3番1号
(郵便番号 104-0045)
電話 03-3541-4387
- 印刷所 新高速印刷株式会社
東京都港区新橋 5-8-4 柴田ビル6F
郵便番号 105-0004
電話 03-3437-6365
-

本号掲載の著作物の無断転載・複製を禁ず

REPORT OF HYDROGRAPHIC AND OCEANOGRAPHIC RESEARCHES

No. 42
March 2006

CONTENTS

1. GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測 ～海上保安庁の取り組み (レビュー)～藤田雅之 GPS/Acoustic seafloor geodetic observation - Progress by the Japan Coast Guard (review) -Masayuki FUJITA	1
2. 海底局位置決定に与える海中水温構造の影響石川直史・藤田雅之・松本良浩 The influence of underwater temperature structure on seafloor positioningTadashi ISHIKAWA, Masayuki FUJITA and Yoshihiro MATSUMOTO	15
3. 2005年「福徳岡ノ場」の海底火山噴火大谷康夫・笹原昇・矢吹哲一朗・服部敏一・宮寄進・及川光弘・野上健治 Observation on Fukutoku-Oka-no-Ba submarine volcano eruption in 2005Yasuo OTANI, Noboru SASAHARA, Tetsuichiro YABUKI, Toshikazu Hattori, Susumu MIYAZAKI, Mitsuhiro OIKAWA and Kenji NOGAMI	31
4. 日本周辺における海域ジオイドモデルの決定笹原昇・矢沼隆・矢吹哲一朗 Determination of Marine Geoid model around Japan.Noboru SASAHARA, Tetsuichiro YABUKI and Takashi YANUMA	39
5. 黒潮沿岸域における平均水面及び海水密度の季節変化菊池眞一 Seasonal Variation of Mean Sea Level and Density of Sea water in Coastal Waters along the KuroshioSiniti KIKUTI	49
6. 船舶搭載型3ビーム式 ADCP の測定流速誤差と補正石井春雄 Systematic Errors and Corrections of Current Velocity Measured by Shipmounted Three-Beam Type ADCPHaruo ISHII	61
7. GPS 船速の誤差が ADCP 流速に及ぼす影響石井春雄・道田豊 Effects of Ship's Velocity Determined from GPS Data on Current Velocity Measured by Shipmounted ADCPHaruo ISHII, Yutaka MICHIDA	89

JAPAN COAST GUARD
TOKYO, JAPAN

Older issues : <http://www.1.kaiho.mlit.go.jp/>