

特集「高潮防災情報の改善に向けて」

面的天文潮位の予測手法とその精度*

高佐 重夫 **_{※1}・近澤 昌寿 **・森 裕之 ***

要 旨

平成 22 年度に開始した市町村を対象とした高潮警報・注意報の的確な発表を支援するため、我が国の海岸線に沿った任意の地点における天文潮位(面的天文潮位)を推算する手法を開発した。

面的天文潮位の短周期潮は、まず日周潮・半日周潮の主要 8 分潮についてオレゴン州立大学潮汐モデル・データ同化ソフトウェア (OTIS) の潮汐モデルで算出した後、応答法で近隣の 19 分潮を推定し、これらの結果に検潮所の潮汐調和定数をアンサンブル変換カルマンフィルターで同化することで各格子の調和定数とした。一方、長周期潮のうち Sa 分潮については、海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) の海面高度解析値及び JRA-25 の気圧解析値を調和解析し、検潮所の調和定数を最適内挿法で同化し、各格子の Sa 分潮とした。

この手法によって得られた天文潮位と、従来から用いられている天文潮位の推算精度を比較したところ、外洋に面した地点に比べ、浅海潮の影響の大きい内湾の湾奥部では面的天文潮位の推算精度がやや劣る傾向にあるが、ほとんどの地域でおおむね良い精度を示しており、海域による特性を理解しておけば現業での利用が可能であることが分かった。

1. はじめに

気象庁では、モデルを用いた力学的な高潮予測を 1998 年に現業化 (檜垣, 2001) して以来、計算の高頻度化 (1 日 8 回化) や計算格子の高解像度化 (1km 化) などの改善を進めながら、台風接近時における高潮警報・注意報の発表に利用し

ている。これまで、全国の予報区をほぼ網羅する 295 地点 (2010 年 5 月時点) を対象に、天文潮位と高潮モデルで計算される潮位偏差を重ね合わせた潮位予測を「高潮ガイダンス」として全国の気象官署に提供してきた。

高潮ガイダンスでは、検潮所がある地点では潮

* A new method of tide prediction along the Japanese coastline and its accuracy

** Shigeo Takasa, Masatoshi Chikasawa

Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象情報室)

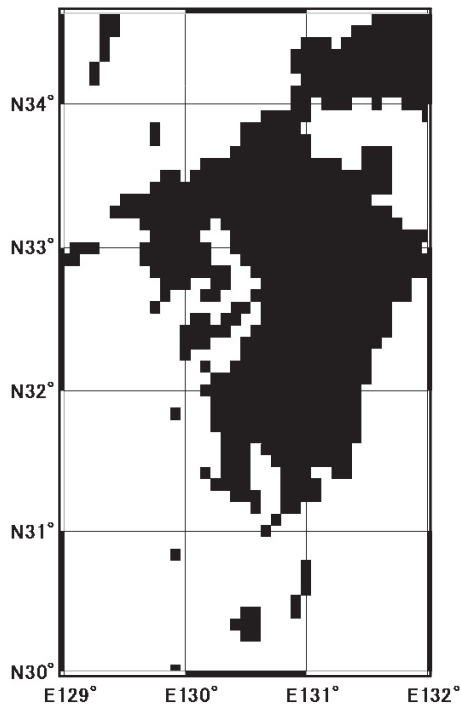
*** Hiroyuki Mori

Oceanographical Division, Maizuru Marine Observatory (舞鶴海洋気象台海洋課)

現所属 ※1 函館海洋気象台海洋課

位観測データから算出される潮汐調和定数から求めた天文潮位を用いている。検潮所がないため調和定数が得られない地点のうち、潮候改正数（標準港に対する潮時差及び潮高比）がある地点では、天文潮位が計算されている近隣地点から潮候改正数を用いて天文潮位を推定している。潮候改正数がない地点においては、国立天文台の数値潮汐モデル NAO.99Jb（以下、NAO.99Jb）（Matsumoto *et al.*, 2000）によって天文潮位を算出している。

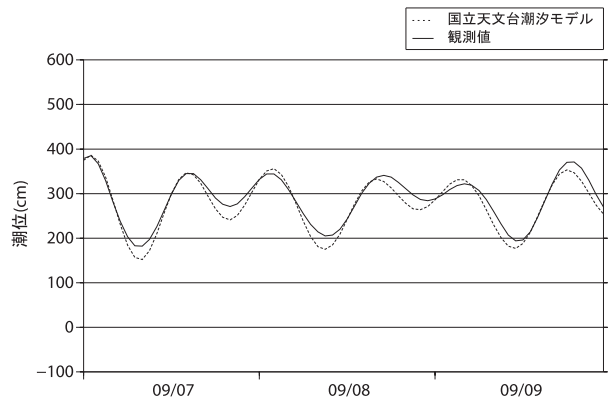
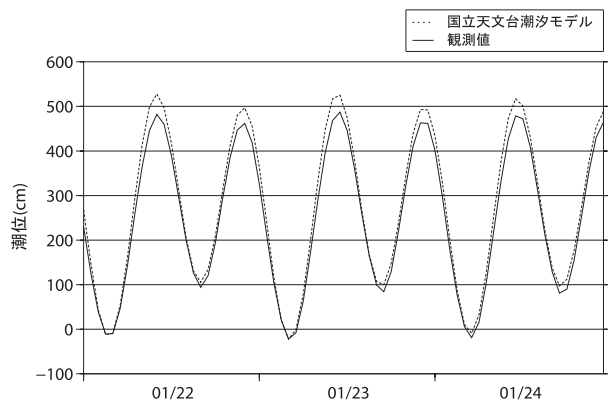
2010年5月から高潮を含む全ての警報・注意報の発表地域の単位を、従来の二次細分区域ごとから市町村ごとに細分化して運用を開始するに伴い、空間的に更にきめ細かな潮位予測が必要となった。潮候改正数が存在する港は全国で800か所以上あるが、それでも全ての市町村は網羅できていない。また、標準港から離れた地点では精度が低下する問題もある。一方、NAO.99Jbの解像度は5分で、海峡や水道が再現されておらず、外海と比べると瀬戸内海や有明海などでの精度が低い（第1図）。また、NAO.99Jbなどの潮汐モデ



第1図 国立天文台数値潮汐モデル NAO.99Jb で用いられている地図の例

関門海峡がふさがっていたり、長崎県の平戸島が九州と陸続きになっているのが分かる。

ルの結果をより現実の潮位に近づけるためには、潮汐モデルでは再現できない気象潮による季節変動分を考慮する必要がある（第2図）。以上の理由により、潮候改正数や NAO.99Jb では、今回の細分化した高潮警報・注意報を目標とした潮汐予測には十分でないと考えられる。そこで、高解像度の高潮ガイダンスを提供するため、海岸線に沿った各格子点における天文潮位（以下、面的天文潮位）を計算する手法を新たに開発したので、ここに報告する。



第2図 観測値及び国立天文台数値潮汐モデル NAO.99Jb で計算した大浦の時系列比較

上図: 期間 2004 年 1 月 22 ~ 24 日 (大潮期), 下図: 期間 2004 年 9 月 7 ~ 9 日 (小潮期). 振幅が夏から秋にかけて大きくなり、冬から春にかけて小さくなる Sa 分潮が考慮されていないため、NAO.99Jb では冬の潮位が地点天文潮位よりも高く、秋の潮位が低くなっている。

2. 面的天文潮位の計算方法

潮位変動には月・太陽の起潮力による日周潮・半日周潮や気象要因（海水温・気圧の季節変動）に伴う年周潮など様々な周期の規則的振動（分潮）が含まれている。検潮所で観測された潮位データを調和解析することで各分潮の振幅と位相からなる潮汐調和定数（以下、検潮所調和定数）が得られる。旧高潮ガイダンス（地点ガイダンス）ではこの最大 60 個の分潮からなる検潮所調和定数を用いて推算した天文潮位を利用している。

一方、空間的な広がりを持った面的天文潮位は、格子ごとに潮位観測データがないことから上記の方法では求められない。このため、まず起潮力によって駆動される短周期潮を潮汐モデルを用いて求めた。また、潮汐モデルでは計算できない気象もしくは海洋要因による長周期潮については、長期再解析データ（以下、JRA-25）（Onogi *et al.*, 2007）の気圧データ及び海洋データ同化システム（以下、MOVE/MRI.COM）（石崎ほか, 2009）により算出された海面高度データを調和解析することで各格子点の長周期の調和定数を求めた。これらの推算結果を第一推定値とし、検潮所調和定数の同化を行った。以下にその詳細を述べる。

2.1 短周期潮

潮汐モデルを用いて潮位を推算する場合、モデルに与えられる地形の解像度や海底地形の精度、側面境界条件の誤差、モデル自体の計算誤差などにより検潮所調和定数から推算される天文潮位に比べて、内湾や海岸線が入り組んだ地域では推算精度が劣る。このため、アンサンブル変換カルマンフィルター（Ensemble Transform Kalman Filter, 以下 ETKF）（Bishop *et al.*, 2001；三好, 2006）により潮汐モデルの結果と検潮所調和定数を同化する手法を採用した。ETKF では計算条件（地形や境界条件）を僅かに変えた多数のアンサンブルをもとにして検潮所調和定数のある格子点とほかの格子点との相関を見積もり、検潮所調和定数を同化する。多数のアンサンブル計算を行うため、計算効率の良いオレゴン州立大学潮汐モデル・データ同化ソフトウェア（Oregon State University Tidal Inversion Software, 以下、OTIS）（Egbert and

Erofeeva, 2002）を利用した。OTIS は、潮汐モデルの出力に衛星海面高度データを変分法で同化していくシステムであるが、同化のパラメータ選択に任意性が大きく、適切な値を見出すのが難しい。このため、今回は OTIS の一部である潮汐モデルのみを使用した。なお、同潮汐モデルには、各分潮ごとに振幅・位相を求める簡易版（以下、OTIS 潮汐モデル簡易版）と、移流項なども考慮し、起潮力から実際に各格子の潮位変化を推算し、それを調和解析することで各分潮の振幅・位相を求める詳細版の 2 種類がある。今回は計算時間などの関係から簡易版を用いた。OTIS 潮汐モデル簡易版は起潮力を外力とし、線形化した浅水方程式で構築されているモデルであり、以下のような構成である（Martin *et al.*, 2009）。

$$\frac{\partial U}{\partial t} - f V + gH \frac{\partial(\zeta - \zeta_{SAL})}{\partial x} + \kappa U = f_U \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + f U + gH \frac{\partial(\zeta - \zeta_{SAL})}{\partial y} + \kappa V = f_V \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (3)$$

ここで、 U 、 V はそれぞれ海面から海底まで積分された x 、 y 方向への流速、 f はコリオリパラメーター、 g は重力加速度、 H は水深、 ζ は潮位偏差、 ζ_{SAL} は海水の自己引力と荷重潮汐、 κ は海底摩擦による散逸係数、 f は起潮力である。

実際の計算では、式 (1) ~ (3) の方程式をフーリエ変換して時間項をなくすことで、各分潮ごとに振幅と位相を直接求めている（Smith *et al.*, 2010）。

$$i\omega U - f V + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \kappa U = f_U \quad (4)$$

$$i\omega V + f U + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \kappa V = f_V \quad (5)$$

$$\left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) + i\omega \zeta = f_\zeta \quad (6)$$

ω は分潮の周波数である。なお、式 (4) 及び式 (5) では ζ_{SAL} は f に含まれている。OTIS の諸元については第 1 表に記してある。

OTIS 潮汐モデル簡易版では相対的に振幅の大きい 8 分潮 (K1, O1, P1, Q1, K2, M2, N2, S2) を求めた。まず、水深データ（高潮モデル

と同じ解像度 1km) にランダムな相対誤差を掛け合わせ 30 個の水深ファイルを作成し、次に複数の全球潮汐モデルの結果 (NAO.99Jb, FES2004, GOT00.2, TPXO6.2, TPXO7.1) をランダムに重み付けして足し合わせることで同じように 30 個の側面境界条件ファイルを作成した。これらを組み合わせて、30 個の水深/側面境界条件ファイルとした。そして、この 30 個の条件を入力として OTIS 潮汐モデル簡易版を実行し、各分潮を求めた。なお、簡易版では海底摩擦は式 (1) や式 (4) の左辺第 4 項のように線形化しており、 κ は以下のような式で表される。

$$\kappa = C_d \frac{u_0}{H} \quad (7)$$

C_d は海底の抵抗係数で 0.003 が与えられている。また、 u_0 は底面での時間平均的な流速で、初期条件では海底地形等にかかわらず一律に 5m/s としている。実際の海底摩擦は海底地形などによって変化するはずで、 u_0 も場所によって変化させる必要がある。このため、簡易版では潮汐・潮流算出処理 (式 (4) ~ (6)) のほかに、式 (4) ~ (6) で求められた各分潮の潮流から u_0 を算出する処理がある。適切な u_0 とするため今回は、「潮汐・潮流算出処理」と「 u_0 算出処理」を 4 回繰り返した。なお、矢野ほか (2010) や An (1977) は、数値実験により潮汐の振幅に海底摩擦が影響していることを明らかにしている。このことから、異なった海底摩擦による結果も利用可能と考えた。そこ

第 1 表 面的天文潮位で使用する各分潮算出方法

【日周潮及び半日周潮】	
主要 8 分潮)	
分潮算出方法	数値潮汐モデルによる流体力学的な算出
潮汐モデル	OTIS (オレゴン州立大学潮汐モデル・データ同化ソフトウェア) 潮汐モデル簡易版
モデル算出分潮	主要 8 分潮 (K1, O1, P1, Q1, K2, M2, N2, S2)
解像度	1km × 1km
海底地形	気象庁高潮モデルと同じ (誤差を与えることにより 30 通りの海底地形)
海底摩擦係数	初期条件 5m/s (反復計算により 4 通り算出)
側面境界条件	各国全球潮汐モデル (NAO.99Jb, FES2004, GOT00.2, TPXO6.2, TPXO7.1) の結果の組み合わせ (30 通り)
マイナー 19 分潮)	
分潮算出方法	応答法
応答法算出分潮	主要 8 分潮近辺の 19 分潮 (詳細は第 2 表)
同化方法	アンサンブル変換カルマンフィルター (ETKF)
同化用データ	気象庁検潮所潮汐調和定数 (2009 年版)
アンサンブルの数	120 (30 (水深/側面境界条件) × 4 (海底摩擦))
【長周期潮】	
算出分潮	Sa 分潮
算出方法	調和定数解析
同化方法	最適内挿法
同化用データ (大気)	JRA-25 気圧データ
同化用データ (海洋)	MOVE/MRI.COM 海面高度再解析データ

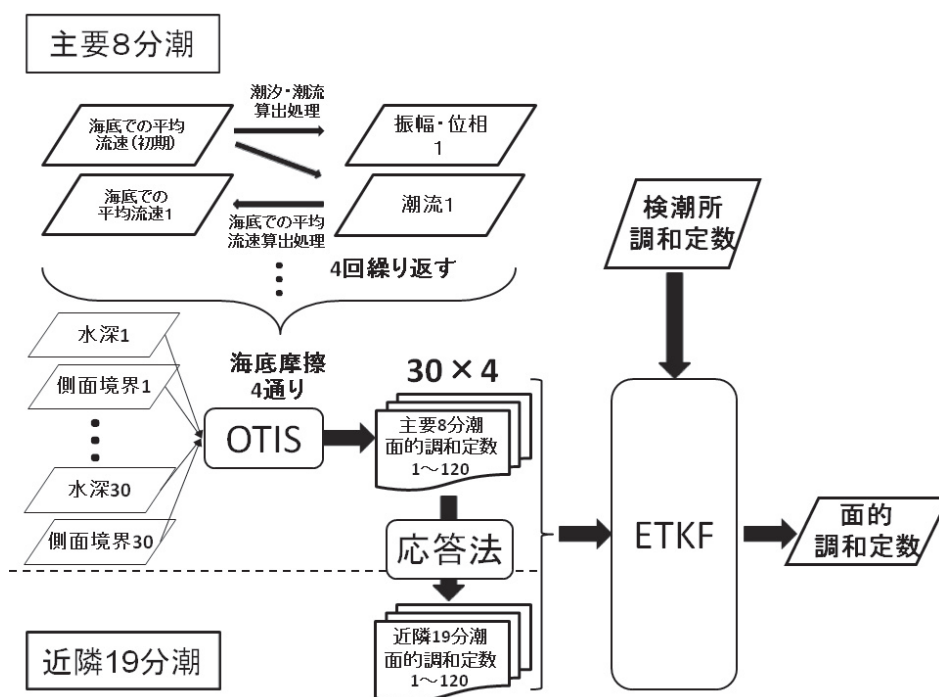
で、潮汐・潮流算出過程 1～3 回目の振幅・位相もアンサンブルメンバーとした。初回の u_0 は一様に 5m/s であり、これから求められた振幅・位相は、その後の u_0 から算出されたものに比べて適切でない可能性があるが、今回はアンサンブルメンバーとして採用した。

以上をまとめると、8 分潮について、30（水深／側面境界条件）× 4（海底摩擦）= 120 個のアンサンブルを準備したことになる（第 3 図）。今回、解像度が 1km であり、計算機の使用メモリー制限などの関係から、日本列島を 8 つに分け、各領域ごとに各分潮を求めた。

次に応答法（Munk and Cartwright, 1966）により上記 8 分潮のそれぞれの周期に近い振幅の小さい 19 分潮を推定して、全部で 27 個の分潮からなる面的調和定数とした（第 2 表）。応答法とは、月や太陽による起潮力ポテンシャルに対する海洋の応答が潮汐であるとして、起潮力ポテンシャル

と既知の分潮の対応関係を求め、その関数から未知の分潮の振幅や遅角を推定するという手法である。ここでは、周波数の近い分潮は応答関数も似ていると仮定している。応答法は調和解析法と違い、数箇月程度の観測データで分潮を求められることやエイリアシングの影響を受けにくいことなどから、衛星海面高度計データに対する潮汐解析に用いられている。なお、潮汐力ではなく非線形効果によって生じる浅海潮は推定できない。

今回求めた短周期潮 27 分潮は日周潮及び半日周潮のみで、倍潮や複合潮は推算していない。これは、浅海潮を算出するには OTIS 潮汐モデルの詳細版を使用する必要があり、120 個のアンサンブルを準備するのは現実的ではないと判断したためである。また、内湾などにおいても上記の日周潮及び半日周潮だけで誤差 ± 10 センチ以内の見積もりができると考えられることも推算を見送った理由の一つである。



第 3 図 面的天文潮位における短周期潮算出過程の模式図

主要 8 分潮についてはオレゴン州立大学潮汐モデル・データ同化ソフトウェア（OTIS）の潮汐モデルにて算出する。主要 8 分潮近隣のマイナー 19 分潮については応答法により求める。そして、これら 27 分潮に検潮所の調和定数をアンサンブル変換カルマンフィルター（ETKF）で同化することで短周期潮の面的調和定数を算出する。

第 2 表 国立天文台数値潮汐モデル NAO.99Jb 及び面的天文潮位で用いられている分潮の比較

NAO.99Jb における Sa 分潮及び Ssa 分潮は天体の運動から求められるものであり、気象潮ではない。面的天文潮位の※は、応答法によって算出された分潮であることを示す。下記以外にも地点天文潮位では用いられている日周潮及び半日周潮があるが、振幅が小さく今回の議論には関係ないため省略した。

分潮名	潮汐の種類	NAO	面的天文潮位	分潮名	潮汐の種類	NAO	面的天文潮位
Sa	長周期潮	○	○	ψ 1	日周潮	×	○※
Ssa	長周期潮	○	×	ϕ 1	日周潮	×	○※
Mm	長周期潮	○	×	θ 1	日周潮	×	○※
MSf	長周期潮	○	×	J1	日周潮	○	○※
Mf	長周期潮	○	×	OO1	日周潮	○	○※
2Q1	日周潮	×	○※	2N2	半日周潮	○	○※
σ 1	日周潮	×	○※	μ 2	半日周潮	○	○※
Q1	日周潮	○	○	N2	半日周潮	○	○
ρ 1	日周潮	×	○※	ν 2	半日周潮	○	○※
O1	日周潮	○	○	M2	半日周潮	○	○
MP1	日周潮	×	○※	λ 2	半日周潮	×	○※
M1	日周潮	○	○※	L2	半日周潮	○	○※
χ 1	日周潮	×	○※	T2	半日周潮	○	○※
π 1	日周潮	×	○※	S2	半日周潮	○	○
P1	日周潮	○	○	R2	半日周潮	×	○※
K1	日周潮	○	○	K2	半日周潮	○	○

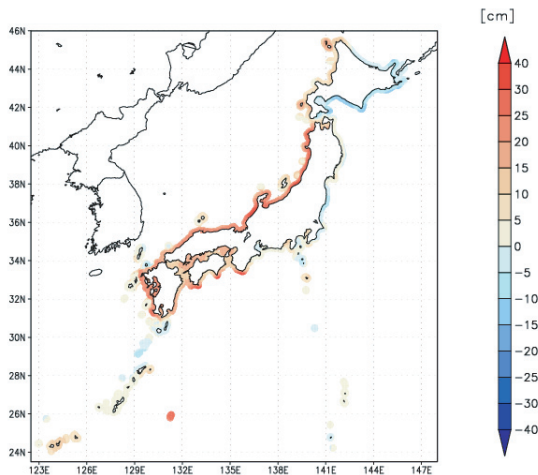
2.2 長周期潮

天体による起潮力を外力とする潮汐モデルでは、海洋や気象の要因（海水温・気圧の季節変動）によって現れる長周期潮は計算できない。そこで、海水温の季節変動については、気象庁で 2008 年 3 月より現業運用している MOVE/MRI.COM の過去数十年分の海面高度再解析値を、気圧の季節変動については、JRA-25 の気圧をそれぞれ調和解析し、合成することで年周期である Sa 分潮を求めた。そして、これを第一推定値として検潮所調和定数を用いて最適内挿法により修正したものを各格子の Sa 分潮とした。長周期の気象潮の一つである Ssa 分潮も今回の調和解析で算出したが、精度検証がまだ十分でないことから、今回は Sa 分潮のみを長周期潮とした。なお、再解析データに適切な誤差を与えるのが困難なため、Sa 分潮の同化の手法には、ETKF ではなく最適内挿法を用いた。

3. 面的天文潮位の標高表示

第 2 章で述べた方法により面的調和定数が得られ、これを用いることで面的天文潮位が算出される。面的天文潮位は原理上、平均潮位上の天文潮位として計算されることから、高潮警報・注意報に使うためには標高上の値に換算する必要がある。検潮所で潮汐観測を行っている地点であれば、潮汐観測から求められる平均潮位と水準測量から得られる観測基準面の標高との関係により天文潮位を標高に換算することが可能である。しかし検潮所のない地点では、平均潮位と標高の関係（面的な標高換算値）を推定する必要がある。

標高換算値の面的な推定には、MOVE/MRI.COM の数十年分の海面水位から求めた平均海面高度をもとに、検潮所の平均海面の標高上の高さを用いて、最適内挿法で修正することにより作成している（第 4 図）。ただし、平均潮位と標高の関係が分かっていない一部の離島（神津島、トカラ列島、甌島列島など）では、標高上の平均海面の高さを 0 として扱っている。



第4図 日本沿岸の平均潮位の標高分布

4. 面的天文潮位の精度, 特徴

面的天文潮位の推算精度を調べるために, 実際に観測された潮位と比較した. 実際の潮位の変動には, 天文潮位で表現される周期的な成分のほかに, 観測潮位は気圧補正などされていないので低気圧の通過に伴う吸い上げ・吹き寄せや海況変動による非周期的成分が潮位偏差(観測潮位と天文潮位の差)として現れる. また, 天文潮位の算出に用いられない分潮の成分も潮位偏差として現れる. 短い期間で見るとそれらの影響は大きくばらついて現れるが, 長い期間のデータを用いて統計することでそれらの影響が各地点における一定の値に収束するため, 天文潮位の推算精度の議論が可能となる. ここで, ある地点における観測潮位を T_{obs} , 地点天文潮位を T_{ast-p} , 面的天文潮位を T_{ast-f} , NAO.99Jb による天文潮位を T_{nao} とし, それぞれの天文潮位による潮位偏差を,

$$\Delta A_p = T_{obs} - T_{ast-p} \quad (8)$$

$$\Delta A_f = T_{obs} - T_{ast-f} \quad (9)$$

$$\Delta A_{nao} = T_{obs} - T_{nao} \quad (10)$$

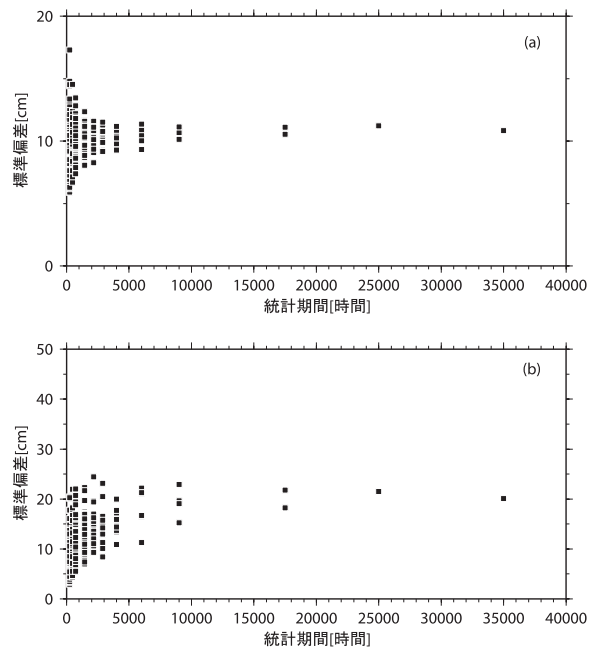
と定義し, 例として大浦検潮所における5年間(2005~2009年)の ΔA_p について, 統計期間を変えて標準偏差 $\sigma(\Delta A_p)$,

$$\sigma(\Delta A_p) = \left(\frac{1}{n} \sum_i (\overline{\Delta A_p} - \Delta A_{p_i})^2 \right)^{1/2} \quad (11)$$

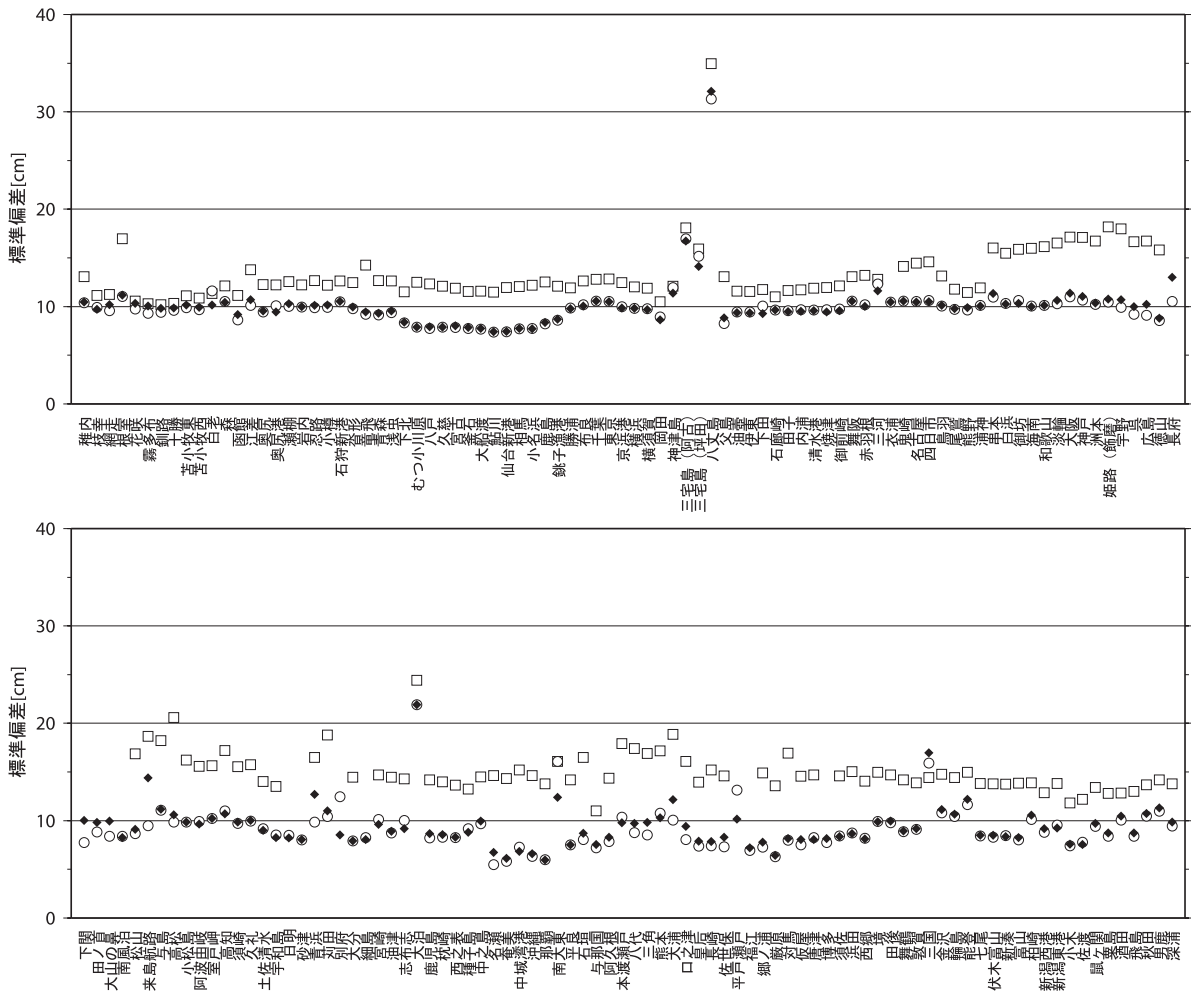
を求めた(第5図a). 統計期間が1か月程度では統計値のばらつきが大きい, 1年程度の統計期間で値が収束している. 同様に求めた伊豆諸島の三宅島における $\sigma(\Delta A_p)$ は, 2年程度で大浦のその2倍の値に収束しており, 黒潮流路の変動による潮位への影響が大きいこの地域の特徴を示している(第5図b). 今回の精度評価では各地点を一律の基準で評価するために, 統計期間としてはやや短い, 過去データの制約上, 2009年1年分の観測データを用いて $\sigma(\Delta A_p)$ 及び $\sigma(\Delta A_f)$ を求めた.

第6図に各潮位観測地点における毎時潮位偏差の標準偏差を示す. 地域の特徴を見るため, 第7図にその分布図を示す. 標準偏差は, 黒潮流路の変動の影響を大きく受ける伊豆諸島では15cmを超える値となっているが, ほとんどの地点で10cm程度となっており, $\sigma(\Delta A_p)$ と $\sigma(\Delta A_f)$ に大きな違いは見られない.

$\sigma(\Delta A_p)$ で $\sigma(\Delta A_f)$ を規格化すると, 潮流の強い来島海峡で最も大きな値, 約1.5を示し, 瀬戸内海や有明海など内湾にある地点では値が1.2を超え, 地点天文潮位に比べてやや推算精



第5図 統計期間の違いによる毎時潮位偏差の標準偏差 $\sigma(\Delta A_p)$ の変化(2005~2009年)
(a) 大浦, (b) 三宅島



第6図 各地の毎時潮位偏差の標準偏差 (2009年)

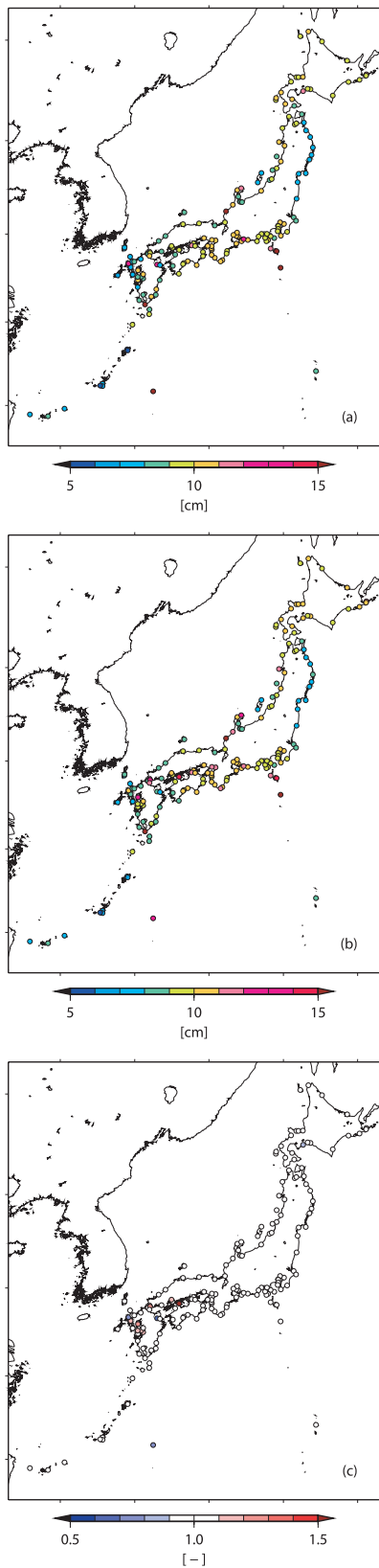
○ : 地点天文潮位 σ (ΔA_p), ◆ : 面的天文潮位 σ (ΔA_f), □ : NAO.99Jbによる天文潮位 σ (ΔA_{nao})

度が劣っていることが分かる。これは、面的調和定数では浅海潮のうち 1/3 日周潮以下の分潮が考慮されておらず、これらの振幅が大きくなる内湾の湾奥部でその影響が出たためと考えられる。内湾での面的天文潮位を実際の潮位に近づけるためには、浅海潮を考慮する必要がある。しかし、検潮所調和定数と同じ数の浅海潮を面的に求めるためには、OTIS 潮汐モデルの詳細版を実行し、その結果に対して調和解析を行う必要があり、精度向上に対する計算コストを考えると現実的ではない。そこで、気象庁高潮モデルを潮汐算出できる

ように改造するなどの次善策を現在検討している。

一方で、今回採用を見送った Ssa 分潮については、外洋に面した地点でも目立った精度低下は見られていないことから、その影響は小さかったと考える。

そのほかの特徴として、検潮所調和定数に年周潮が含まれていないなど、地点天文潮の精度が低い地点では面的天文潮位の導入により、推算精度が向上した地点もあった。



第7図 各地の毎時潮位偏差の標準偏差 (2009年)
 (a) 地点天文潮位 $\sigma (\Delta A_p)$, (b) 面的天文潮位 $\sigma (\Delta A_p)$, (c) $\sigma (\Delta A_p) / \sigma (\Delta A_p)$

5. まとめ

平成22年度に開始した市町村を対象とした高潮警報・注意報の的確な発表を支援するため、我が国の海岸線に沿った任意の地点における天文潮位（面的天文潮位）を推算する手法を開発した。この手法によって得られた天文潮位と、従来から用いられている天文潮位の推算精度を比較したところ、外洋に面した地点に比べ、浅海潮の影響の大きい内湾の湾奥部では面的天文潮位の推算精度がやや劣る傾向にあるが、ほとんどの地域でおおむね良い精度を示しており、利用可能であることが分かった。

謝辞

本稿作成にあたり、面的天文潮位の開発者である檜垣将和技術専門官（現予報部数値予報課）にご指導いただき、感謝します。

付録 潮汐調和定数

潮汐を起こす力（起潮力）は天体（月と太陽）と地球との間の引力と遠心力の合成で表されるが、起潮力の大部分の変動は周期的であるため、起潮力を様々な周期の三角関数の総和として表すことができる。この個々の周期の成分を分潮と呼び、三角関数に含まれる振幅と遅角（天体の周期的な運動に対する遅れ具合）の値を潮汐調和定数と呼ぶ。気象庁の潮位表に掲載される天文潮位の計算には、最大60の分潮から構成される潮汐調和定数を使用している。

参 考 文 献

- An, H. S. (1977) : A Numerical Experiment of the M2 Tide in the Yellow Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **33**, 103-110.
- Bishop, C. H., B. J. Etherton and S. J. Majumdar (2001) : Adaptive Sampling with the Ensemble Transform Kalman Filter. Part I : Theoretical aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 420-436.
- Egbert, G. D., and S. Y. Erofeeva (2002) : Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 183-204.
- 檜垣将和 (2001) : 高潮数値予測モデルの概要とその運用. 測候時報, **68**, 特別号, S79-S83.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, 特別号, S1-S15.
- Martin, P. J., S. R. Smith, P. G. Posey, G. M. Dawson and S. H. Riedlinger (2009) : Use of the Oregon State University Tidal Inversion Software (OTIS) to Generate Improved Tidal Prediction in the East-Asian Seas. *NRL/MR/7320--09-9176*, 29pp.
- 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.
- 三好建正 (2006) : アンサンブル・カルマンフィルタ～データ同化との融合～. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 80-99.
- Munk, W. H. and D. E. Cartwright, (1966) : Tidal Spectroscopy and Prediction. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A1105**, 533-581.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Smith, S. R., P. G. Posey, P. J. Martin, G. M. Dawson and C. Rowley (2010) : Software Design Description for the Tidal Open-boundary Prediction System (TOPS). *NRL/MR/7320--10-9209*, 58pp.
- 矢野真一郎・J. C. Winterwerp・田井 明・齋田倫範 (2010) : 有明海・八代海における非線形潮汐の特性とその底質輸送への影響に関する数値実験. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **66**, 341-345.