

令和元年 12 月 12 日  
気象庁地球環境・海洋部

## 配信資料に関するお知らせ

～ 高潮予測プロダクトの利用に係るマニュアルの提供について ～  
(配信資料に関する技術情報第 5 2 1 号関連)

関連技術情報にて別途提供するとしていました、気象庁高潮予測プロダクトの利用に係るマニュアルを別紙のとおり提供します。

なお、今回提供するマニュアルは、一部加筆を行ったうえで、後日予報技術研修テキストとして気象庁ホームページで公開する予定です。



# 気象庁高潮モデルとその利用

気象庁 地球環境・海洋部  
海洋気象課 海洋気象情報室

令和元年12月12日

# 目次

1. はじめに
2. 高潮の基礎
3. 高潮モデル
4. 高潮ガイダンス
5. 平成30年台風シーズンの事例検証
6. 高潮モデル・ガイダンス解釈のポイント
7. 改善に向けて
8. まとめ

# 1. はじめに

# 1. はじめに

- 日本は、高潮災害の危険性が高い地域（水深が浅い、南に開いた湾状地形）が多く、これまでもたびたび被害に見舞われてきた。
- 気象庁では、平成10年より高潮モデルを運用し、高潮警報・注意報発表のための基礎資料として利用している。
- 本テキストでは、高潮の基礎、高潮モデル及び高潮ガイダンスの概要・特性並びに利用上の留意点や、解釈のポイント等について解説する。

## 1. はじめに

我が国は、水深が浅く南に開いた湾状地形が多く、高潮災害の危険性が高い地域が多い。そのため、高潮に関して正確かつ迅速な情報発表が、国民の生命・財産を守るために必要不可欠のものとなっている。

気象庁では、平成10年7月より高潮モデルの運用を開始し、高潮警報・注意報の発表に関する基礎資料として利用してきた。これまでに様々な改善・変更が行われてきており、現在は、日本全国の沿岸域に対して、1kmの解像度で、39時間先までの高潮予測計算を、1日8回運用している。また、高潮モデルの結果は、波浪効果 (Wave Setup) や海況要因、浅海潮などの補正を行った上で、高潮ガイダンスとして配信している。

本テキストでは、高潮の基礎、高潮モデル及び高潮ガイダンスの概要・特性並びに利用上の留意点や、解釈のポイント等について解説する。また、顕著な高潮が観測された平成30年の台風シーズンについて、事例検証の結果を紹介する。

## 2. 高潮の基礎

## 2.1 高潮とは

- 台風など強い気象じょう乱に伴う気圧降下による海面の吸い上げ効果と風による海水の吹き寄せ効果のため、海面が異常に上昇する現象。(予報作業指針 予報用語)

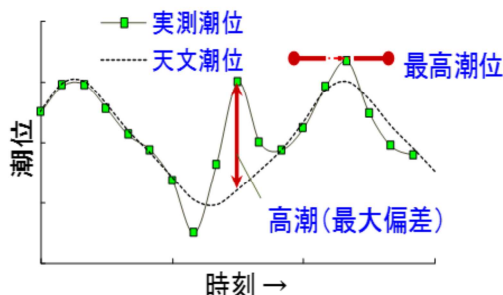
$$\text{潮位} = \text{天文潮位} + \text{潮位偏差}$$

**潮位**: 基準面から測った海面の高さで、波浪など短い周期の変動を除去したもの。防災気象情報では「標高」で表す。最高潮位は災害の指標として用いる。

**天文潮位**: 気象の影響は含まれない。月や太陽の引力等により生じる海面の変動。

**潮位偏差**: 気象などの影響を受けた実際の潮位と天文潮位との差。潮位偏差の最大値(最大偏差)は、現象の規模を表すのに適している。

図2.1



※一般に「3mの高潮」と表現する場合、最大偏差が3mであることを意味する。

### 2.1 高潮とは

高潮とは「台風など強い気象じょう乱に伴う気圧降下による海面の吸い上げ効果と風による海水の吹き寄せ効果のため、海面が異常に上昇する現象」である。

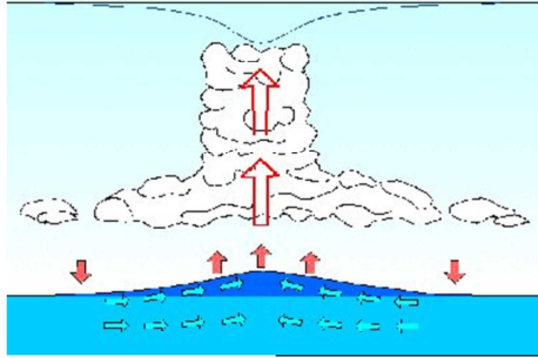
満潮・干潮のように月や太陽からの重力によって引き起こされる海水の上昇・下降を潮汐と言い、それに伴う潮位を天文潮位という。実際に観測される潮位には天文潮位のほかに、海面気圧の変化や海岸に強風が吹きつけることなど、気象要因により引き起こされる潮位の上昇・下降が重なっている(図2.1)。観測される潮位と天文潮位との差を潮位偏差と呼び、大きな正の潮位偏差は高潮と呼ばれる。潮位偏差は現象の規模を表すのに適している。一方、天文潮位と潮位偏差を足し合わせた潮位は、海面の実際の高さであるため、災害の指標として用いられる。

一般に「3mの高潮」と表現する場合、潮位偏差が3mであることを意味する。「高潮偏差」と記述している資料をしばしば見かけるが、気象庁ではこの表現は使用していない。

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.1 吸い上げ効果

- 気圧降下により海面が吸い上げられるように上昇する効果。1hPaの気圧降下により約1cm上昇する。



海面水位と気圧の静的  
バランスを考えると

$$\rho g \Delta h \cdot S = \Delta p \cdot S \quad \text{式2.1}$$

$\rho$ : 海水密度、 $g$ : 重力加速度、  
 $\Delta h$ : 海面上昇量、 $\Delta p$ : 気圧低下量、 $S$ : 面積

$$\Delta h = \frac{\Delta p}{\rho g} = \frac{1.0[\text{hPa}]}{1.0[\text{g/cm}^3] \times 9.8[\text{m/s}^2]} \cong 1.0[\text{cm}]$$

式2.2

図2.2 吸い上げ効果のイメージ

→ 1hPaの気圧低下 ≒ 1cmの海面上昇

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.1 吸い上げ効果

台風や低気圧の中心では気圧が周辺より低いため、気圧の高い周辺の空気は海水を押し下げ、中心付近の空気が海水を吸い上げるように作用する結果、海面が上昇する。これを吸い上げ効果と呼ぶ(図2.2)。

この吸い上げ効果は、吸い上げられた水にかかる力の釣り合いから求めることができる。ある面積を持つ海水柱の真上に低気圧があると考え、海面上昇分の重力は、海水密度( $\rho$ )、重力加速度( $g$ )、海面上昇量( $\Delta h$ )及び面積( $S$ )より、 $\rho g \Delta h \cdot S$ と表される。これが面積( $S$ )における気圧の減少分( $\Delta p$ )と釣り合うことから、式2.1の関係(静水圧平衡の関係)が得られる。式2.1から海面上昇量( $\Delta h$ )を求めると、式2.2により1hPaの気圧の減少により約1cm海面が上昇すると見積もることができる。

したがって、台風などの気象擾乱接近前に1000hPaであったとして、気象擾乱により気圧が970hPaに低下した場合、吸い上げ効果による海面上昇量は約30cmであると見積もられる。

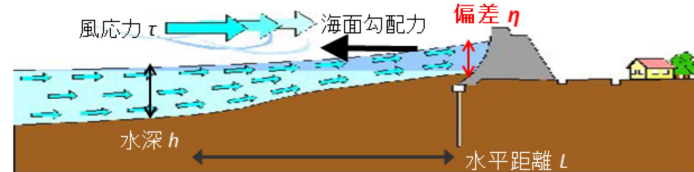


## 2.2 高潮の要因

### 2.2.2 吹き寄せ効果

- 風により海水が海岸に吹き寄せられる効果。水位の上昇量は、**風速の2乗に比例し、水平距離が長く、水深が浅いほど大きい。**

図2.3 吹き寄せ効果のイメージ



風応力と海面勾配力のバランスから

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\tau}{\rho h} \quad \text{式2.3}$$

$$\eta = \int_0^L \frac{\tau}{\rho g h} dx = \frac{\tau}{\rho g h} \cdot L \quad \text{式2.4} \rightarrow \text{風速の2乗に比例し、水平距離が長く、水深が浅いほど大きい。}$$

$\tau$ : 風応力(風速2乗に比例)、  
L: 水平距離、h: 水深

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.2 吹き寄せ効果

台風や低気圧に伴う強い風が沖から海岸に向かって吹くと、海水は海岸に吹き寄せられ、海岸付近の海面が上昇する。これを吹き寄せ効果と呼ぶ(図2.3)この効果による潮位の上昇は風速の2乗に比例し、風速が2倍になれば海面上昇は4倍になる。また遠浅の海や、風が吹いてくる方向に開いた湾の場合、地形が海面上昇を増大させるように働き、特に潮位が高くなる。

この吹き寄せ効果は、海岸にかかる風応力が海面勾配による力と釣り合うことから求められる。吹き寄せ効果の模式図を図2.3に示す。図中右に海岸があり、左から右に向かって風が吹いているとする。このとき、海岸に吹きつける風による力は、風応力( $\tau$ )、海水密度( $\rho$ )及び水深( $h$ )より、 $\tau / \rho h$ 表される。一方海岸付近の海面上昇に伴う海面勾配による力は、重力加速度( $g$ )、海面上昇量( $\eta$ )及び海岸から風が吹いてくる方向の距離( $x$ )より、 $g \delta \eta / \delta x$ と表されることから、両者のつり合いより、式2.3が得られる。式2.3から海面上昇量( $\eta$ )を求めると、式2.4が得られる。ここでは海岸から沖合までの距離をLとした。風応力( $\tau$ )は風速の2乗に比例するので、式2.4の関係から「吹き寄せ効果による海面上昇量は、風速の2乗に比例し、水平距離に比例し、水深に反比例する」ことが分かる。

この関係より、水深が浅く、遠浅の海岸では吹き寄せ効果が大きく寄与することが分かる。

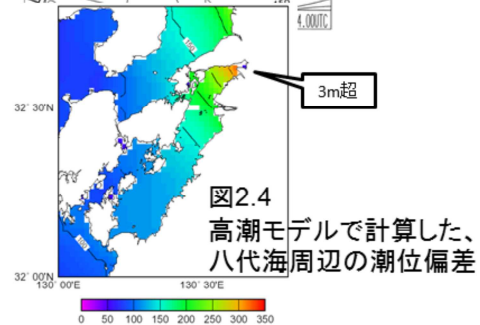
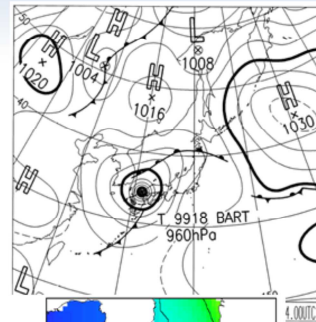
## 2.2 高潮の要因

### 2.2.2 吹き寄せ効果

- 1999年台風第18号の例
  - 上陸時の中心気圧は950hPa程度。吸い上げ効果はせいぜい60cmにしかならない。
  - しかし実際には3mもの高潮が発生した。
  - この差(約2.4m)は吹き寄せ効果によるものと考えられる。



高潮事例では、ほとんどの場合吹き寄せ効果が支配的



2.2.1で述べたように、吸い上げ効果については「海面気圧が1hPa降下→潮位が約1cm上昇」の関係が成り立つので、どんな強い台風でも吸い上げ効果による潮位上昇は高々数10cm～1mである。一方、過去に甚大な被害をもたらした高潮は数mを記録していることから、一般に吹き寄せ効果は吸い上げ効果よりも高潮への影響が支配的であると言える。

図2.4は、1999年台風第18号により、八代海沿岸地域で浸水被害が起こった事例である。台風上陸時の中心気圧はおよそ950hPaであり、吸い上げ効果は60cm程度であったと考えられるが、現地調査によると局地的には3mもの高潮が発生していた(気象庁技術報告第122号より)。この差約2.4mは吹き寄せ効果によるものと考えられ、高潮事例では吹き寄せ効果が支配的であることが分かる。

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.3 その他の要因

#### (1) 波浪効果 (Wave Setup)

- 波浪による潮位の上昇

#### (2) 副振動 (Seiche, Meteo-tsunami)

- 気象擾乱により潮位が振動する現象

#### (3) 海況要因

- 海流や暖水・冷水など、長期間に及ぶことがある。

#### (4) 陸棚波

- 気象擾乱等で生じた波動が等深線に沿って伝播する現象

#### (5) 河川水の流入との相互作用

- 河川上流で降水があると、流量が増大し、潮位が上昇する  
場合がある。

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.3 その他の要因

#### (1) 波浪効果 (Wave Setup)

外洋に面した海岸や島嶼部では、波浪が碎波する際に潮位が上昇する現象が見られることがあり、波浪効果 (Wave Setup) と呼ばれている。Wave Setup を数値モデルで再現するためには数十mという空間解像度が必要なため、現業高潮モデルに組み込んではいない。ただし、過去の観測から Wave Setup の影響が大きな地点は限られていることが分かっているため、高潮ガイダンスでは、別途実験式により見積もった値で補正している。詳細は第4節で述べる。

#### (2) 副振動

気象じょう乱が接近・通過する際、湾内の潮位が振動する現象が見られることがあり、これを副振動と呼んでいる。その振幅は1m以上になることがあり、漁船の転覆や低地での浸水などの被害が発生することがある。振動の周期は地形 (例えば湾の幅や奥行きなど) に依存する。台風通過後に湾内で生じる周期数十分程度の副振動でかつ高潮モデルで解像可能であれば、振幅が過大ではあるものの、ある程度の再現は可能である。詳細は4.4を参照のこと。

#### (3) 海況要因

海水温が高ければ、海水の熱膨張により海面は上昇し、海水温が低ければ下降する。温暖な海流や暖水渦・冷水渦などの海況の現象は比較的長期間に及ぶため、天文潮位に対して潮位のバイアスとなって現れる。高潮ガイダンスでは、数日前からのバイアスを補正值としている。詳細は4.2で述べる。

#### (4) 陸棚波

台風や低気圧によって沿岸付近に励起された波動が、岸を右に見ながら陸棚に沿って伝播することがあり、これを陸棚波と呼んでいる。この現象は潮位を数10cm上昇させることがある。詳細は4.4を参照のこと。

#### (5) 河川水の流入との相互作用

河川上流で降水があると、河川流量が増大し、潮位が上昇する場合がある。特に海水の出入りが制限されるような閉鎖された湾内ではこのような現象が潮位に影響することがある。詳細は4.4を参照のこと。

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.3 その他の要因

#### (6) 潮汐の影響

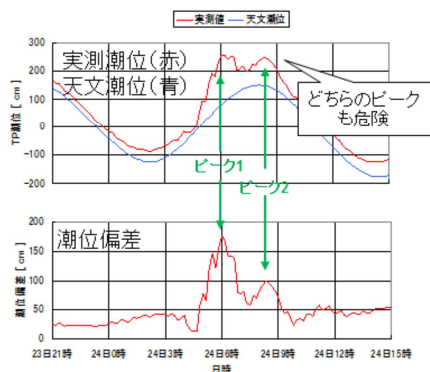


図2.5 平成11年台風第18号時の八代における潮位・潮位偏差時系列

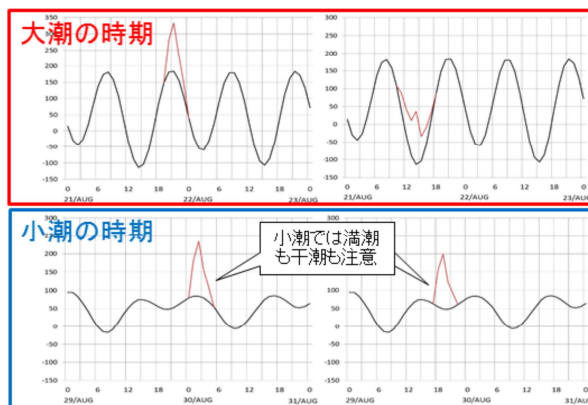


図2.6 大潮・小潮の時期における高潮リスクの比較  
左は満潮時間帯に高潮が生じた場合、右は干潮時間帯に高潮が生じた場合。  
黒線は天文潮位、赤線はそれに高潮が重なった場合の潮位を示す。

## 2.2 高潮の要因

### 2.2.3 その他の要因

#### (6) 潮汐の影響

2.1で述べたように、災害時の指標として重要になってくるのは天文潮位※に潮位偏差を足し合わせた潮位である。

天文潮位の変動は地形や季節にもよるが、日本国内においてその振幅は最大で2.5m以上にもなる。そのため、最も危険となるのは満潮時間帯に高潮が重なる場合であるが、これを「満潮時間帯以外は安全である」と解釈するのは誤りである。図2.5は平成11年台風第18号時の、熊本県八代における潮位と潮位偏差時系列である。このとき潮位偏差(高潮)のピークは2回あり、1回目は満潮時間前に、2回目は満潮時間帯に起こった。1回目の潮位偏差のピークは2回目よりもかなり大きかったため、実際の潮位で見ると、1回目と2回目のピークはほぼ同程度の高さとなった。高潮被害の最も大きかった松合地区における現地での聞き取り調査によると、満潮時間帯(9月24日午後8時頃)よりも前の、午後5時30分頃に浸水が始まったという(気象庁技術報告第122号より)。

図2.6は、大潮・小潮の時期における満干潮時に高潮が重なったときの潮位を表す模式図である。大潮の時期においては満潮と干潮の差が大きくはっきりしており、満潮時間帯に高潮が重なると重大な災害に繋がるおそれがある。干潮時間帯に高潮が予想されていたとしても、予想される高潮発生時刻には誤差があるため、ピークが満潮時間帯にずれ込むリスクも考慮する必要がある(第6節参照)。小潮の時期では満干潮の差が小さく、場所によっては例え干潮時間帯でも、満潮時間帯と同程度に高潮災害の危険性が高くなる場合がある。

#### ※天文潮位

天文潮位は潮汐に伴う潮位の変動である。潮汐を起す力(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、大部分の運動は周期的であるため、起潮力は三角関数で表される様々な周期の成分の総和により計算することができる。この個々の周期の成分を分潮と呼び、各周期成分の振幅と遅角(天体の周期的な運動に対する遅れ具合)の値を調和定数と呼ぶ。気象庁では60個の分潮からなる潮汐調和定数を用いて、天文潮位の計算を行っている。天文潮位については、気象庁ホームページの解説(<https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/suisan/explanation.html>)も参照されたい。

## 2.3 波浪や津波との違い

- 高潮は津波と同じく浅水波
- 波浪との共通点
  - 外部重力波
  - 主な原因は気象擾乱
- 波浪との相違点
  - 時間・空間スケール
    - 高潮: 個々の波動を数kmの格子で表現可能
    - 波浪: 格子より波長が短いのでスペクトルで表現
  - 影響の及ぶ場所
    - 高潮: 沿岸のみ
    - 波浪: 外洋・沿岸両方

図2.7 海洋現象の時空間スケール

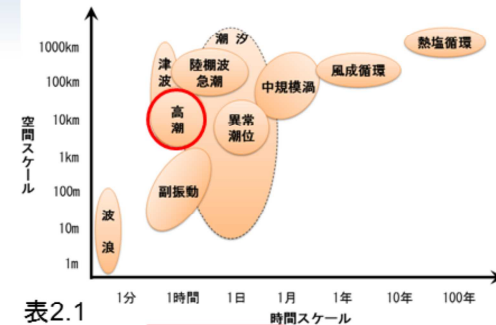


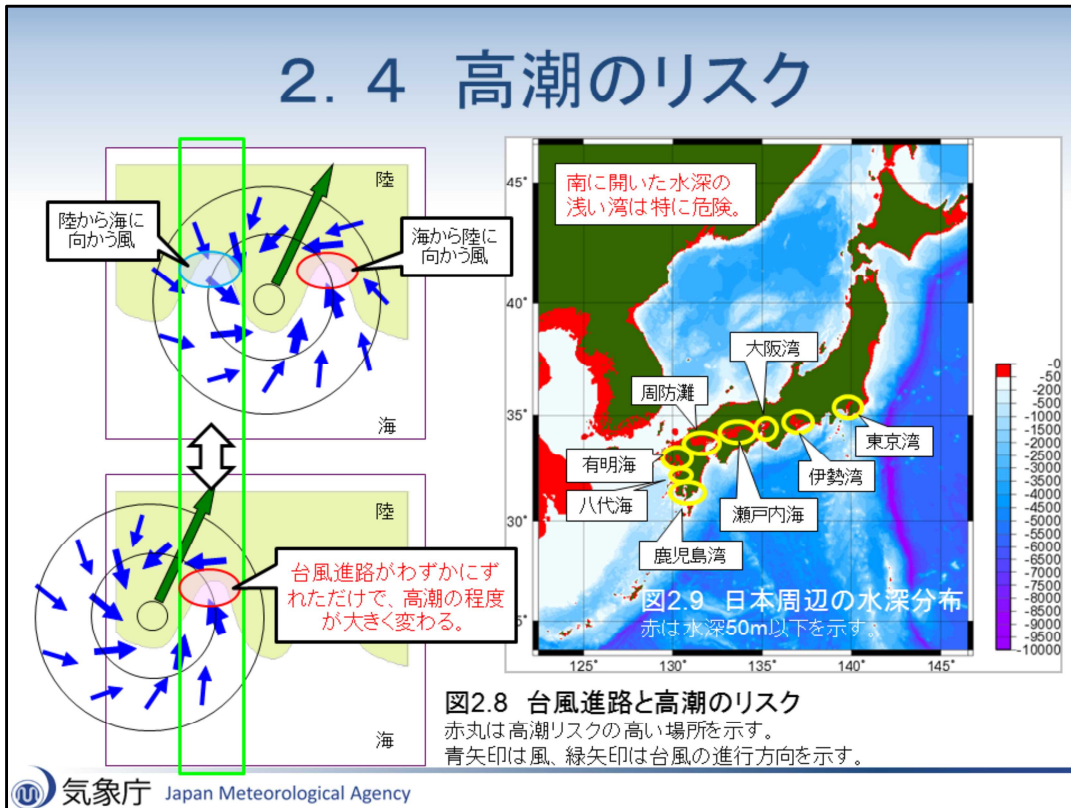
表2.1

	高潮	波浪	津波
原因	強風 海面気圧低下	強風	海底地震 噴火など
性質	浅水波	深水波	浅水波
空間スケール	10 <sup>5</sup> m	10 <sup>2</sup> m	10 <sup>5</sup> ~6m
時間スケール	10 <sup>2</sup> ~3s	10 <sup>1</sup> s	10 <sup>2</sup> s

### 2.3 波浪や津波との違い

図2.7に主な海洋現象の時空間スケール、表2.1に高潮と波浪や津波との比較を示す。図2.7に赤丸で示したのが高潮の時空間スケールで、時間的にはおよそ数10分～数時間程度、空間的には数km～数10km程度のスケールを持ち、津波に近い現象であることが分かる。高潮は津波と同じく、波長が水深に比較して十分に大きい浅水波に分類される。波浪は、高潮と同様に主な原因が気象じょう乱であるが、時空間スケールが非常に小さい。高潮は個々の波動を数kmの格子で表現可能であるが、波浪は波長が短いため、数値モデルでは一般にスペクトルにより表現される。また、波浪は沿岸・外洋両方に影響を及ぼすが、高潮に関しては影響は沿岸域のみである(外洋でも高潮は起こるが、海岸で見られる吹き寄せ効果がないため潮位偏差が小さく、災害のリスクという観点では影響がない)。

## 2.4 高潮のリスク



### 2.4 高潮のリスク

一般に、高潮において吹き寄せ効果の影響が支配的であるため、台風に伴う高潮のリスクはその進路に大きく依存している。図2.8は台風上陸時の風向きを示した模式図である。一般に、台風の東側で南寄りの風、西側で北寄りの風となる。台風中心を境に風向きが逆になるため、進路がほんのわずかにずれただけで、地点によっては生じる潮位偏差の正負が変わるほどの影響が出ることが分かる(実際には、更に台風の移動速度が加算される)。吹き寄せ効果の性質を考慮すれば、南に開いた水深の浅い湾というのは特に危険であることが分かる。(図2.9参照)

## 2.5 高潮災害の例

表2.2 昭和以降の主な高潮被害

年月日	主な被害地域	人的被害			建物被害			
		死者	負傷者	行方不明	全壊	半壊	流出	
S 2. 9.13	有明海	373	181	66	1,420		791	
S 9. 9.21	大阪湾	2,702	14,994	334	38,771	49,275	4,277	室戸台風
S17. 8.27	周防護	891	1,438	267	33,283	66,486	2,605	
S20. 9.17	九州南部	2,076	2,329	1,046	58,432	55,006	2,546	枕崎台風
S25. 9. 3	大阪湾	393	26,062	141	17,062	101,792	2,069	ジェーン台風
S26.10.14	九州南部	572	2,644	371	21,527	47,948	3,178	ルース台風
S34. 9.26	伊勢湾	4,697	38,921	401	38,921	113,052	4,703	伊勢湾台風
S36. 9.16	大阪湾	185	3,879	15	13,292	40,954	536	第2室戸台風
S45. 8.21	土佐湾	12	352	1	811	3,628	40	台風第10号
S60. 8.30	有明海	3	16	0	0	589	—	台風第13号
H11. 9.24	八代海	12	10	0	52	99	—	台風第18号
H16. 8.30	瀬戸内海	3	22	0	2	9	—	台風第16号

出典：平成17年度版防災白書(内閣府)

### 2.5 高潮災害の例

高潮の発生頻度は必ずしも多くはないが、ひとたび発生すると甚大な被害をもたらすことがある。日本国内における昭和以降の主な高潮被害を表2.2に示す。(人的被害数及び建物被害数は高潮以外の要因によるものも含む。)

1959年(昭和34年)9月26日夕刻に紀伊半島先端に上陸した台風第15号(伊勢湾台風)では、台風災害としては明治以降最多の死者・行方不明者数5,098名に及ぶ被害が生じた。この台風による犠牲者は全国32道府県に及んだが、その83%は高潮の発生によって愛知・三重の2県に集中した。(内閣府 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書より)

2018年(平成30年)9月4日に近畿地方を縦断した台風第21号では、大阪湾と紀伊水道の沿岸で顕著な高潮と高波が発生し、関西国際空港では滑走路の冠水などの被害が発生した。高潮で潮位が高くなっているときに高波があると、浸水被害が拡大することがあるので注意が必要である。

また、高潮は、台風だけでなく、温帯低気圧により発生する場合もある。2014年(平成26年)12月には、急速に発達した温帯低気圧の影響により、北海道根室市を中心に高潮が発生し、根室市街地では、床上浸水87戸、床下浸水10戸などの被害が発生した。(国土交通省 高潮水防の強化に関する技術検討委員会資料より)このように、台風だけでなく、急速に発達する温帯低気圧等により発生する高潮にも注意が必要である。

## 参考文献

- 気象庁, 2000: 平成11年(1999年)台風第18号高潮災害調査報告. 気象庁技術報告第122号.
- 内閣府, 2005: 平成17年度版防災白書, 表2-40-20
- 内閣府, 2008: 1959伊勢湾台風報告書, 中央防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会
- 国土交通省, 2014: 第1回 高潮水防の強化に関する技術検討委員会, 資料3 高潮に関する最近の状況、今後の水防強化の方向性について



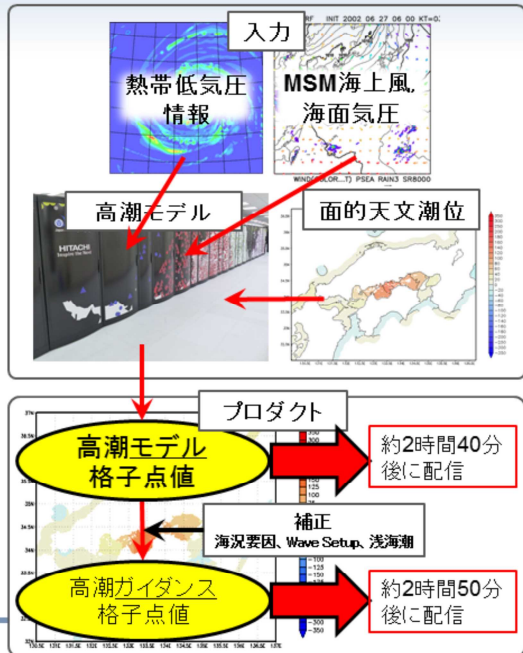
### 3. 高潮モデル

### 3. 1 高潮モデル

#### 3. 1. 1 高潮モデルの概要

表3.1

離散化手法	有限差分, 陽解法
座標系	緯度・経度座標
格子系	スタaggerド格子 (Arakawa C), アダプティブメッシュ (AMR)
空間解像度	沿岸から離れるにつれ5段階に変化(約1,2,4,8,16km)
計算領域	20N~50N, 117.4E~150E
時間差分間隔	4秒
予測時間	39時間
メンバー数	台風時6 (MSM+ bogus×5) 非台風時1 (MSM)
実行頻度	1日8回 (00,03,06,09,12,15,18,21UTC)
計算時間	XC50で 約1分×1ノード/1メンバー



### 3. 1 高潮モデル

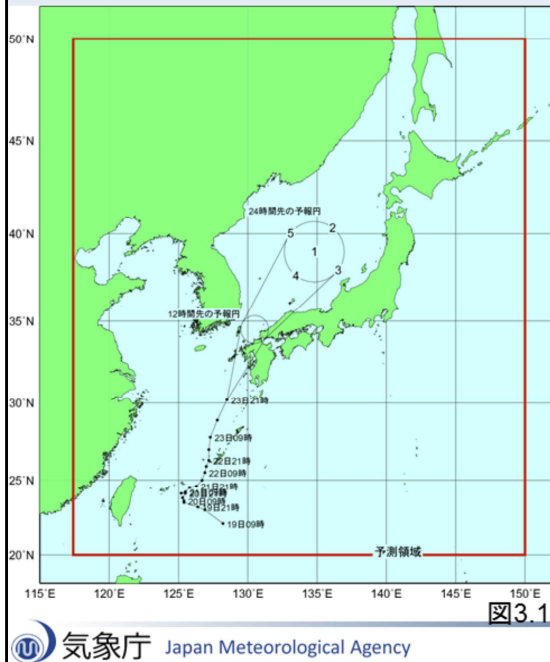
#### 3. 1. 1 高潮モデルの概要

高潮モデルの仕様を表3.1に示す。モデル領域は日本の国土全てをカバーしている。予報時間は39時間先までで、1日8回(00,03,06,09,12,15,18,21UTC初期値)実行する。高潮モデル計算の際には、入力データとして、気象庁発表の台風予報と同じ内容の予報課が作成する熱帯低気圧情報(実況解析値、予報値)と、気象庁のメソモデル(以下MSM、<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-6.html>)の海上風、海面気圧を必要とする。計算された潮位偏差に面的天文潮位(一般に、天文潮位は観測値の存在する地点において調和解析することで算出できるが、データ同化などの技術を用いて、任意の地点で天文潮位を算出することができる。詳細は3.3を参照のこと。)を加算し、「高潮モデル格子点値」として、初期時刻から約2時間40分後に配信している。

第2節の図2.7で示したように、様々な海洋現象の時空間スケールにおいて、高潮の影響は一部にすぎない。高潮モデルでターゲットとしているのは、図2.7の赤丸で示した部分(空間スケール数km~数10km、時間スケール数10分~数時間)で、吸い上げ効果や吹き寄せ効果が該当する。波浪効果(Wave Setup)や海況要因、浅海潮といった、高潮モデルで考慮していない現象の影響は、別途見積もり、上述の高潮モデル格子点値を補正して「高潮ガイダンス格子点値」とし、初期時刻から約2時間50分後に配信している。高潮ガイダンスについては第4節を参照のこと。

## 3.1 高潮モデル

### 3.1.2 台風時は6通りの高潮計算を実施



- 非台風時はMSMによる1通りの計算を行う。
- 台風時(日本付近に台風が存在する場合)は、MSMによる1通りに加え、進路予報の誤差を考慮し、5通りの風・気圧場(ポーガス)による計算を行う。
- ポーガス計算では、予報円中心上を通るコース(ポーガス中央コース)と、予報円周辺上を通る4コース(ポーガス周辺コース)の計算を実施。
  1. 予報円中央を通過
  2. 最も速く通過
  3. 予報円右側を通過
  4. 最も遅く通過
  5. 予報円左側を通過
- ポーガス中央コースはMSMにポーガスを埋め込む。ポーガス周辺コースは台風周辺のみポーガスによる気象場を与える。

## 3.1 高潮モデル

### 3.1.2 台風時は6通りの高潮計算を実施

非台風時には、MSMの風・気圧場を使用した1通りの予測計算を行う。一方、台風による高潮の場合、台風の進路によって高潮の規模や発生タイミングが大きく異なることから、台風進路予報の誤差などを考慮して高潮の予測をする必要がある。このため、台風が日本に接近する(台風が予測期間(39時間)内に日本の沿岸300km以内を通過する)と予想される場合(以下、台風時)には、高潮モデルでは6つの異なる風・気圧場を用いた6メンバーの予測計算を行う。6メンバーの予測のうち、1つは台風時以外と同様MSMの風・気圧場を使用し、その他5メンバーについては熱帯低気圧情報に基づき作成した仮想的な台風周辺の風・気圧場(以下、台風ポーガス)を用いる。MSMと台風ポーガスの2種類の外力を利用する理由は、MSM予測値を用いた場合に地形による変形や、中緯度に北上してきたことによる台風の構造の変化が高潮予測に反映されるメリットがある一方で、MSM予測が気象庁発表の台風予報と異なる進路・強度を示す可能性を考慮したためである。

台風ポーガスを使用する5メンバーの予測では、図3.1に示したように台風が

1. 予報円中心
2. 予報円上の最も速いコース
3. 予報円上で進行方向右
4. 予報円上の最も遅いコース
5. 予報円上で進行方向左

を通過する場合の高潮を予測する。1を「ポーガス中央コース」、2～5を「ポーガス周辺コース」と呼ぶ。

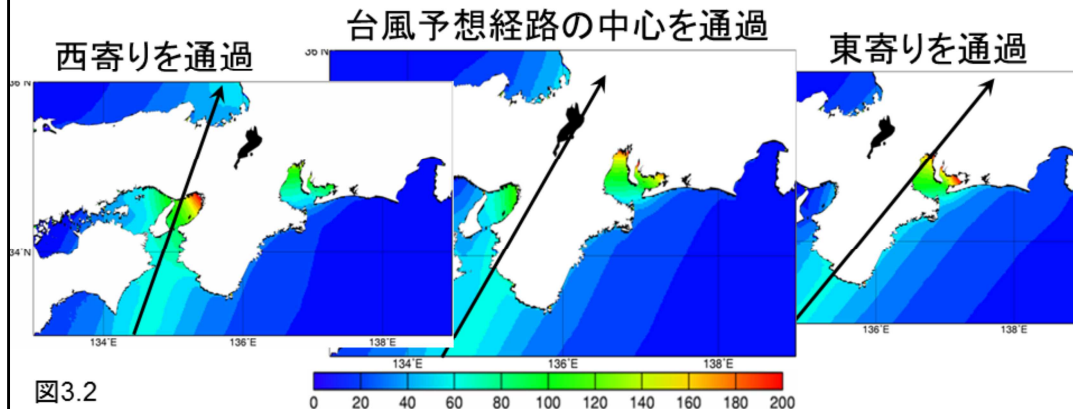
複数の台風が日本に接近した場合、高潮の予測に使用する台風ポーガスは、複数の台風それぞれについて同じコース同士で台風ポーガスの重ね合わせを行い計算する(例えば、重ね合わせに使用する台風ポーガスは、一方の台風を予報円上の最も速いコースで計算する場合、もう一方の台風も同様に予報円上の最も速いコースで計算する)。台風ポーガスを埋め込む順序は、弱い台風・優先度の低い台風から埋め込み、優先度の高い台風で上書きを行う。いずれの台風も中心付近(強風半径程度)ではそれぞれの台風ポーガスを使用し、その外側では両者を合成する。ポーガス中央コースはMSMにポーガスを埋め込むが、ポーガス周辺コースは台風周辺のみポーガスによる気象場を与える(ポーガス周辺コースはポーガスとMSMによる台風位置が大きくずれる場合が多いため、ポーガスをMSMに埋め込むと、MSMによる台風が残ってしまう)。

また、24時間以内に台風ではなくなり、外力として用いる39時間先までの台風予報値が熱帯低気圧情報に記述されない場合、台風の強度・移動速度を一定と仮定して必要な値を外挿することにより予想を行う。

## 3.1 高潮モデル

### 3.1.3 なぜ5コースの計算が必要か

- 高潮が発生する場所・規模は台風コースに強く依存。
- 台風進路の予報誤差がある場合、大きな誤差が発生する。
  - 複数のシナリオを用意し、最悪パターンを考慮して使い分ける。



気象庁 Japan Meteorological Agency

## 3.1 高潮モデル

### 3.1.3 なぜ5コースの計算が必要か

図3.2は、台風進路が少しずつ変わった場合に、顕著な高潮の発生する場所がどう変化するかを示している。この例では、台風が予報円西寄りを通過した場合は大阪湾、予報円中心を通過した場合は伊勢湾、予報円東寄りを通過した場合は三河湾で顕著な高潮が発生することが分かる。

このように、高潮が発生する場所や規模は台風進路に大きく影響を受け、進路予報の誤差は高潮予測にも大きな誤差をもたらす。そのため、気象庁の高潮予測においては、台風時は複数のシナリオを用意し、状況に応じて使い分けているほか、不確実性や潜在的なリスク評価にも用いている。

### 3. 1 高潮モデル

#### 3. 1. 4 台風ボーガスの作成

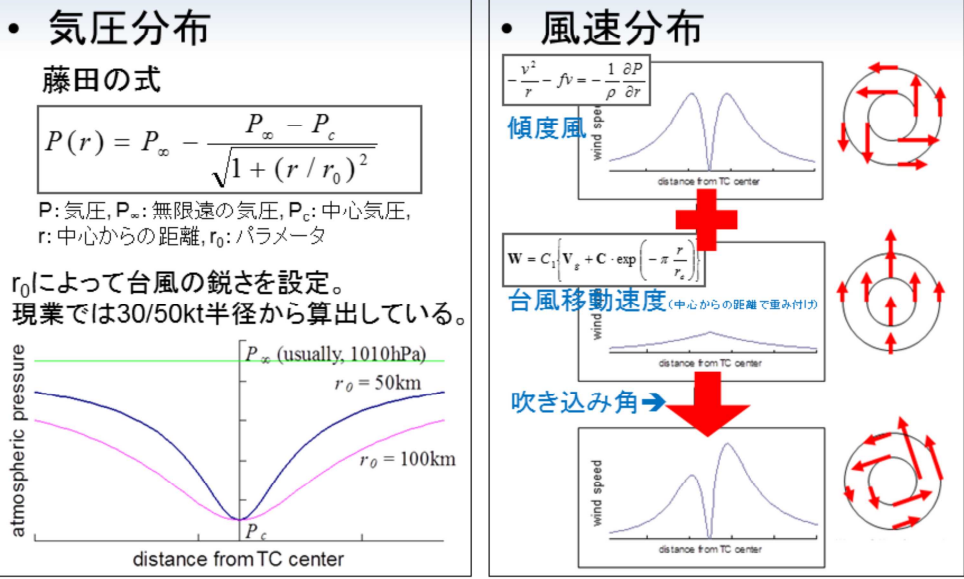


図3.3 台風ボーガスの作成方法

v, V<sub>g</sub>: 傾度風速, f: コリオリパラメータ,  
ρ: 空気密度, C<sub>1</sub>, r<sub>e</sub>: 定数, W: 風速

### 3. 1 高潮モデル

#### 3. 1. 4 台風ボーガスの作成

気象庁の台風ボーガス作成手法について述べる。気圧分布の作成には藤田の式 (Fujita 1952) を用いている (図3.3左)。ここでPは任意地点の海面気圧、rは台風中心からの距離、r<sub>0</sub>は気圧分布の鋭さを表すパラメータ、P<sub>c</sub>は中心気圧、P<sub>∞</sub>は無遠に仮定される海面気圧である。図3.3左は台風周辺の海面気圧分布の断面を表したものだが、同じ中心気圧でも、r<sub>0</sub>が大きいと広い範囲で気圧が低くなり、r<sub>0</sub>が小さいと中心付近で急激に気圧が下がるような分布となる。台風周辺の風については、傾度風の関係から風向・風速分布を作成し、更に台風移動速度を考慮することで台風分布の非対称性を表現している (図3.3右)。ここで、fはコリオリパラメータ、ρは空気の密度、C<sub>1</sub>とr<sub>e</sub>は定数、vとV<sub>g</sub>は傾度風、Cは台風の移動速度、Wは台風移動速度を加えた風速である。更に、台風中心へ吹き込む風を考慮し、30°の吹き込み角を一律に設定している。これらは熱帯低気圧情報による情報を元に計算することができる。

## 3.1 高潮モデル

### 3.1.5 台風ボーガスの埋め込み

- 埋め込む範囲は、中心から同心円状の範囲
  - ボーガス中央コース: 中心からの距離により、強風半径(以下、 $r_{30}$ )の2倍の範囲内で、ボーガスとMSMの重み付き平均をとる。 $r_{30}$ の範囲ではボーガスを完全に採用。

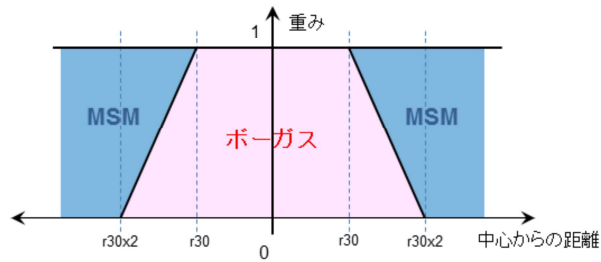


図3.4 台風ボーガスの埋め込み

埋め込む範囲は台風中心から同心円状の範囲。ボーガス中央コースの場合、中心からの距離により、強風半径(以下、 $r_{30}$ )の2倍の範囲内で、ボーガスとMSMの重み付き平均をとる。 $r_{30}$ の範囲ではボーガスを完全に採用。

## 3.1 高潮モデル

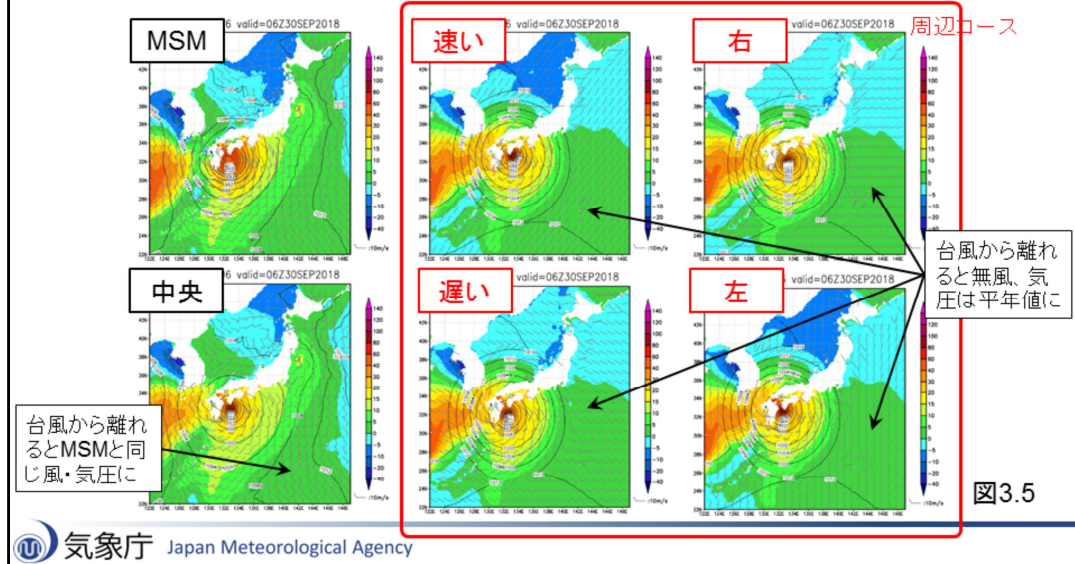
### 3.1.5 台風ボーガスの埋め込み

図3.4は、図3.3で作成した台風ボーガスをMSMの風・気圧場に埋め込む時の模式図である。強風半径、つまり風速30kt以上の範囲では、ボーガスによる風・気圧場をそのまま使い、その外側では強風半径の2倍の範囲まで、ボーガスとMSMの加重平均を使い、台風中心から離れるにしたがってMSMの割合を大きくしていく。

### 3.1 高潮モデル

#### 3.1.6 ボーガスのコース間の違い

- ボーガス周辺コースでは、台風から離れたところでは無風になるが、台風の影響は十分評価できる。台風近傍のみ参照すること。



### 3.1 高潮モデル

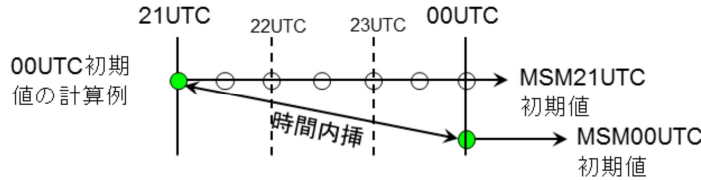
#### 3.1.6 ボーガスのコース間の違い

予報円中心を通過する場合はMSMの風・気圧場に台風ボーガスを埋め込むが(図3.4)、中心以外の予報円上4点を通るメンバーはMSMの場に埋め込まず、台風ボーガスのみを外力として使用する(台風の中心付近(強風半径の2倍の範囲)の外側では無風、図3.5)。これは、中心以外の予報円上を通過する場合に埋め込みを行うと、MSM予測の台風位置と台風ボーガスの位置とが大きくずれて台風の中心が2つ存在し、現実にはあり得ない大気の間になることを防ぐためである。このため、ボーガス周辺コース(速い、右、遅い、左)では、台風から離れた場所では無風に、海面気圧は平年値になる。台風から離れた場所の高潮予測結果は参照することはできない。

### 3.1 高潮モデル

#### 3.1.7 初期値

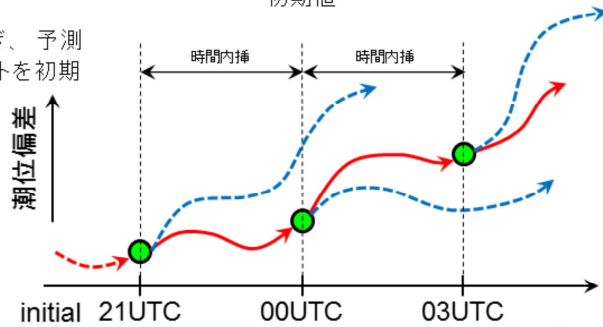
- 計算には潮位偏差の初期値が必要だが、面的な解析は困難なため、気象場の解析値を使って初期値を作成する(ハインドキャスト)。
  - 気象場の解析値を時間内挿して大気外力とし、過去の状態を再計算する。



ハインドキャストは過去から未来へ繋ぎ、予測計算はその都度最新のハインドキャストを初期値として計算する。

図3.6 ハインドキャストと予測計算の概念図

→ ハインドキャスト  
 ---> 予測計算



### 3.1 高潮モデル

#### 3.1.7 初期値

高潮モデルの計算には潮位偏差の初期値が必要だが、面的な解析により初期値を作成することは困難なため、気象場の解析値を使った計算により初期値を作成している。これをハインドキャストと呼んでいる。図3.6(上)は00UTC初期値の例である。この場合、ハインドキャストには一つ前の初期値、つまり前日の21UTCのMSMによるFT=0の気象場と、00UTCのMSMによるFT=0の気象場がそれぞれ必要となる。FT=0の気象場は解析値であり、その時点で最も確からしいデータであると言える。ハインドキャストでは、これら二つの気象場を時間内挿して大気外力とし、過去の状態を再計算することで00UTCにおける潮位偏差の初期値を作成する。図3.6(下)に示すように、ハインドキャストは過去から未来へと繋いで計算し、予測計算はその都度ハインドキャストを初期値として計算する。

高潮モデルは、大気からの外力(大気モデルや台風ポーガス)に依存する部分が大きく、高潮モデル自身の初期値にはあまり敏感ではない。加えて、同化に利用できるデータが限られていることや、日本沿岸域の地形特性(浅い海域が比較的少ない)のため同化の効果が小さい、といった理由から、高潮モデルにおけるデータ同化は行っていない。



## 3.2 高潮モデルの精度と特性

### 3.2.1 ハインドキャストの精度と特性

- 全般に観測値と整合する結果。台風時は高潮の大きさや発生時刻、変化傾向をよく再現。
- (ハインドキャストに限らず) 高潮モデルで考慮していない要因に伴うものは再現できない。
  - Wave Setup、海況要因等
  - 台風通過後の副振動がやや過大傾向

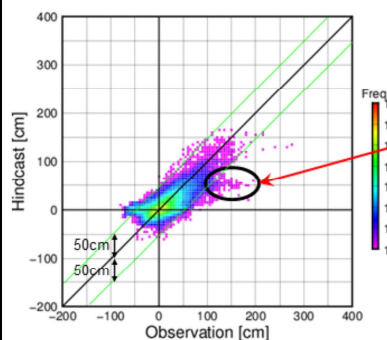


図3.7 潮位偏差観測値(X軸)とハインドキャスト(Y軸)の散布図  
統計期間は2015年6月～2018年12月。国内207地点の潮位観測点(気象庁ほか、港湾局や海上保安庁、国土地理院が運用)の観測値(3分平均値)を使用した。10分ごとの値を比較。

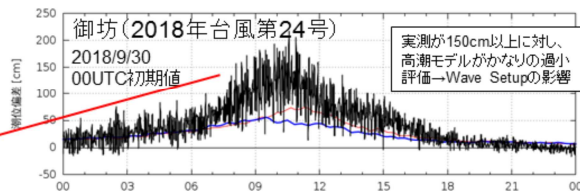


図3.8 2018年台風第24号時の御坊における潮位偏差時系列  
青線はハインドキャスト、赤線はMSMIによる予測、黒線は観測値を示す。

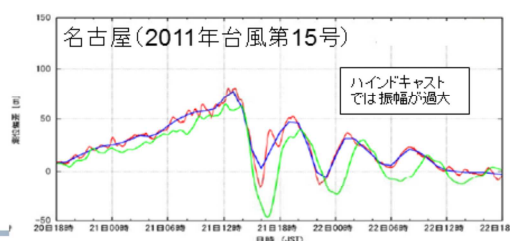


図3.9 2011年台風第15号時の名古屋における潮位偏差時系列  
緑線はハインドキャスト、赤線は観測値、青線は観測値を平滑化した値。

## 3.2 高潮モデルの精度と特性

この項では、高潮モデルの精度の分析結果や特性について解説する。本項での結果を踏まえた、高潮モデル・高潮ガイダンスの解釈のポイントについては、第6節で解説する。

### 3.2.1 ハインドキャストの精度と特性

高潮モデルの精度は、高潮モデル本体だけでなく大気外力にも依存している。大気外力の影響を除き、高潮モデルそのものの精度を検証するため、大気解析値のみによる計算(ハインドキャスト)の精度を示す。図3.7は2015年6月～2018年12月を対象としたハインドキャストにより計算された潮位偏差と、日本国内207地点の潮位観測点の観測値(3分平均値)※による潮位偏差の散布図である。これら潮位観測点には、気象庁のほか、港湾局や海上保安庁、国土地理院が運用しているものが含まれる。これによれば、潮位偏差の誤差は概ね緑線で示された±50cm以内に納まっており精度は良いと言える。

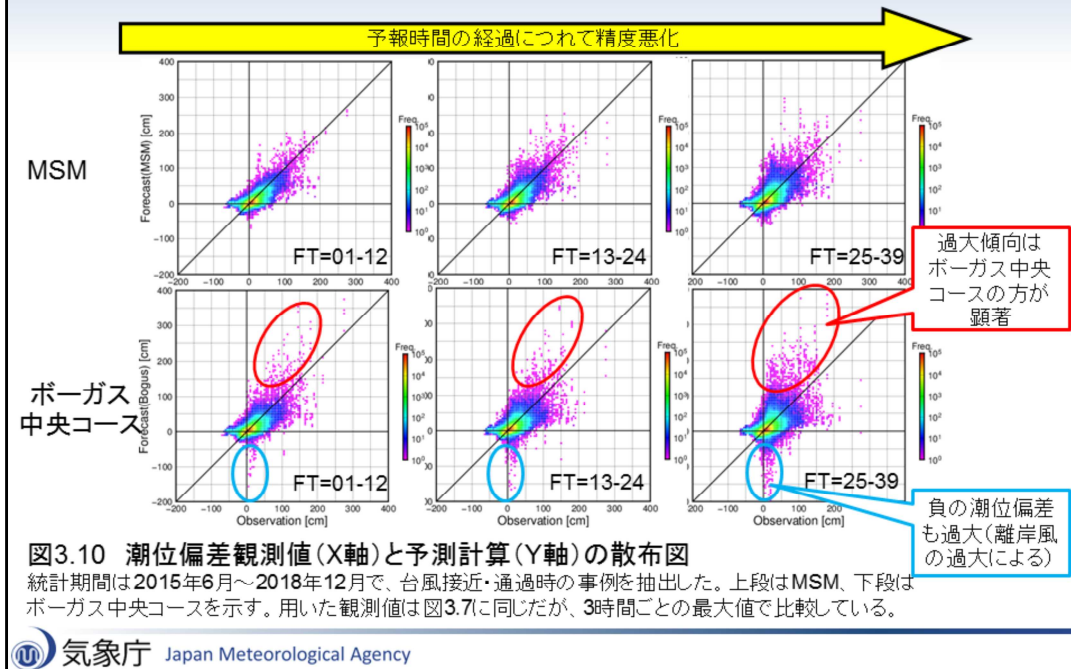
一方、大きな誤差も見られ、これらは主に高潮モデルで考慮されていない要因、つまりWave Setupや海況要因によるものと考えられる。例えば図3.8に示すように、台風や低気圧が接近・通過する際、外洋に面した地点では過小評価となることがあり、これはWave Setupの影響と考えられる(詳細は3.2.3を参照のこと)。ここで示した平成30年台風第24号の事例では、他に白浜や室戸岬などでもWave Setupによる潮位上昇が見られた。また、図3.7において、高潮モデルで潮位偏差がほぼ0と予想しているのに、観測値では大きく正負に振れる場合があることが分かる。これは、海況要因が原因の可能性がある(詳細は3.2.4を参照のこと)。

高潮モデルは潮位偏差の最大を記録した後で、大きめに副振動を計算する傾向がある。これは、現在の高潮モデルでは潮汐を計算していないため、副振動を減衰させるような高潮と潮汐の相互作用が考慮されていない影響等が考えられる(図3.9)。

※本資料では、これ以降も、精度検証(散布図、スコア図)で用いる観測値には3分平均値を用いている。

### 3. 2 高潮モデルの精度と特性

#### 3. 2. 2 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違



### 3. 2 高潮モデルの精度と特性

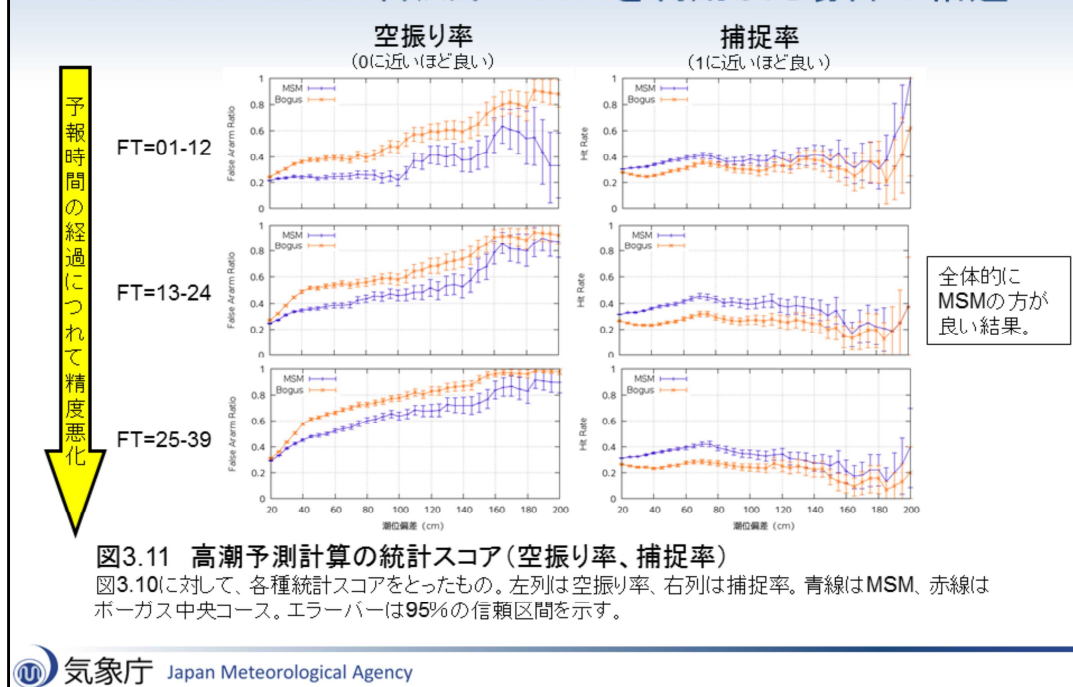
#### 3. 2. 2 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違

以下では、気象の外力として予測値を与えた場合の高潮モデル予測精度を示す。

図3.10は、2015年6月～2018年12月に台風が接近・通過したとき(全1303初期値)の、高潮モデルにより予測された潮位偏差(MSMコース、ボーガス中央コース)と、日本国内207地点の潮位観測点の観測値による潮位偏差の散布図を示す。台風ボーガスを使用した予測値は実測値0～200cmに対し0～400cm程度と過大な予測値を示すことがあり、過大評価傾向が認められる。MSM予測値を用いた高潮予測値は概ね実測値±100cm程度の範囲に収まっており、実況からの誤差が比較的少ない。このように台風ボーガスによる高潮の予測誤差が大きいのは、台風ボーガスで仮定している風の場の推定法では、地形等地表面の影響(風速の減衰や風向のずれ)や台風が中緯度まで北上したことにより、典型的な台風の構造から変化することを考慮していないことが主な原因と考えられる。MSM、ボーガスともに予測時間後半に精度が悪化するの、潮位偏差のピーク出現時刻の予測誤差の影響もあると考えられる。

### 3. 2 高潮モデルの精度と特性

#### 3. 2. 2 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違



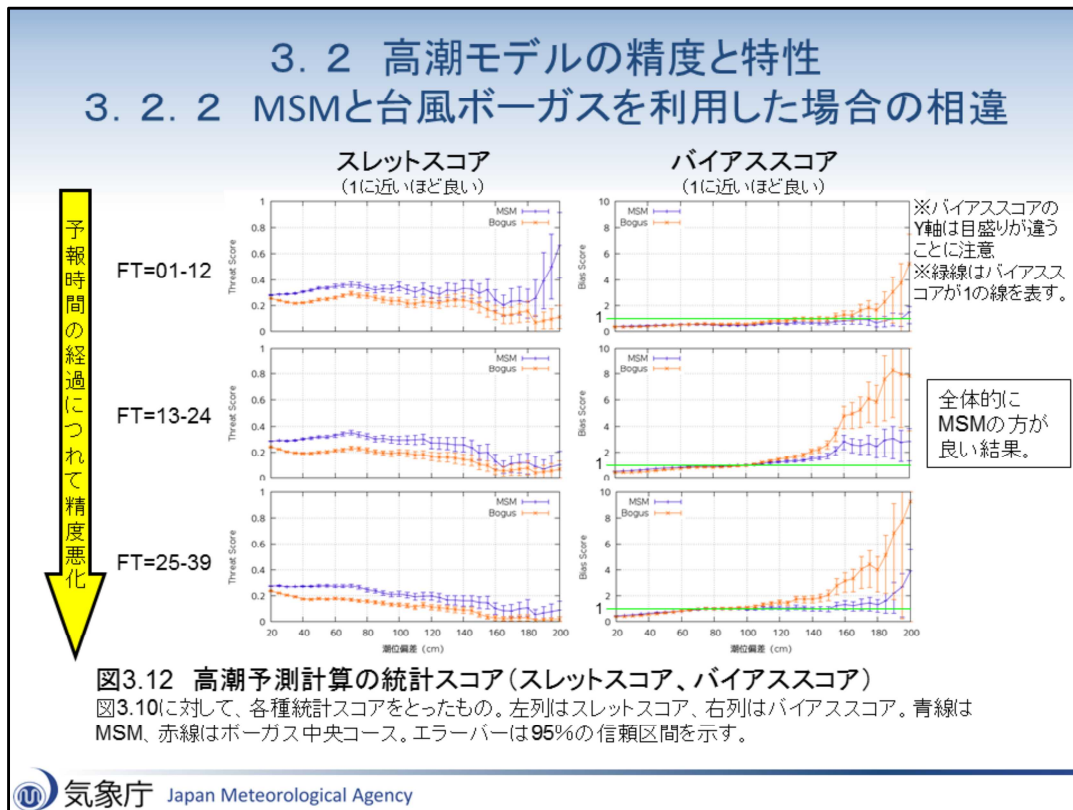
### 3. 2 高潮モデルの精度と特性

#### 3. 2. 2 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違

予測期間を1～12時間、13～24時間、25～39時間に分けて捕捉率・空振り率を計算した結果が図3.11である(統計スコアの定義については付録を参照のこと)。顕著な高潮ほど事例数が少なく、エラーバーが大きくなることに注意が必要である。この事例ではMSM、ボーガス中央コースともに、40～100cmの高潮は10万～15万事例程度であるのに対し、100cm～200cmの高潮は2000事例にも満たない。全体的に見ると、概ねMSMコースによる予測の方が精度が良い。

### 3.2 高潮モデルの精度と特性

#### 3.2.2 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違



### 3.2 高潮モデルの精度と特性

#### 3.2.2 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違

予測期間を1～12時間、13～24時間、25～39時間に分けてスレットスコア・バイアスコアを計算した結果が図3.12である。MSMコースによる潮位偏差予測バイアスコアを見ると、1.5m以上の潮位偏差に対して過大評価傾向(バイアスコア>1)が見られるが、その程度は台風ボーガスによる予測の方が大きい。予測時間後半にスコアが悪化するの、潮位偏差のピーク出現時刻の予測誤差の影響もあると考えられる。

## 3.2 高潮モデルの精度と特性

### 3.2.3 外洋に面した港湾での特性

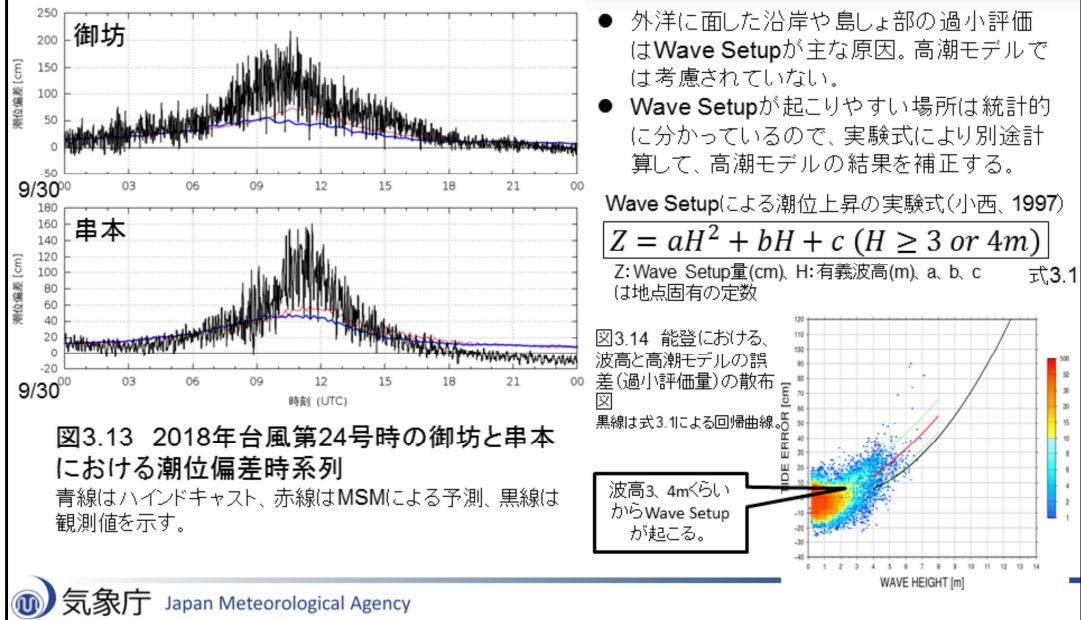


図3.13 2018年台風第24号時の御坊と串本における潮位偏差時系列  
 青線はhindキャスト、赤線はMSMによる予測、黒線は観測値を示す。

## 3.2 高潮モデルの精度と特性

### 3.2.3 外洋に面した港湾での特性

高潮モデルによる潮位予測の結果が過小評価になるのは、勝浦、布良、八丈島、石廊崎、舞阪、高知、室戸岬、能登、男鹿などの外洋に面した沿岸や島しょ部が該当する。このように外洋に面する比較的水深の深い沿岸では内湾と異なり風の吹き寄せに起因する高潮は発生しにくく、Wave Setupが高潮の主な原因と考えられるが、現在の高潮モデルではWave Setupが考慮されていない。

Wave Setupが顕著な地点では、波浪モデルの結果と潮位観測値との比較からWave Setupを見積もった実験式が作られており、小西(1997)によると、Wave Setup量Z(cm)は、有義波高Hが3、4mから15mの範囲で式3.1ようになる。気象庁の調査で潮位観測点ごとに実験式が求められており、潮位に関する解説資料ではこれらの実験式などから求めたWave Setup量を補正量としている。

## 3.2 高潮モデルの精度と特性

### 3.2.4 初期値による誤差

- 海況要因に伴う潮位上昇
  - 一度起こると長期間継続する場合がある。
  - 高潮モデルでは考慮していないため、前24時間の観測値とハインドキャストの差から別途見積もり、高潮モデルの結果を補正する(第4節参照)。

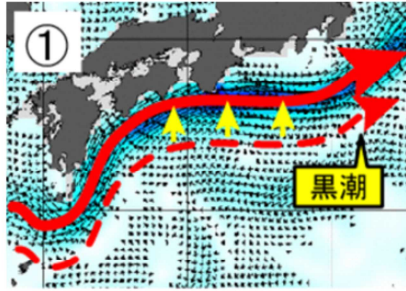


図3.15 赤実線は黒潮の位置、赤破線は平年の黒潮の位置を示す。

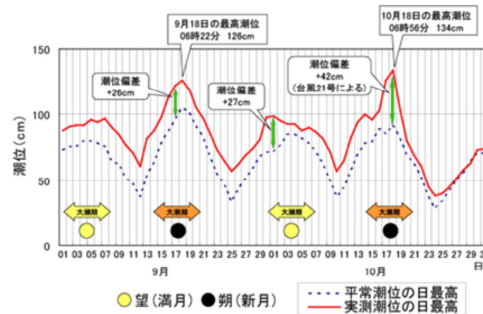


図3.16

2001年9～10月の日最高潮位の変化(宮崎県油津)  
この時期日本南岸および九州地方で潮位が高い状態が継続(異常潮位)。複合要因とされているが、黒潮の流路変動(上図)も一因。

## 3.2 高潮モデルの精度と特性

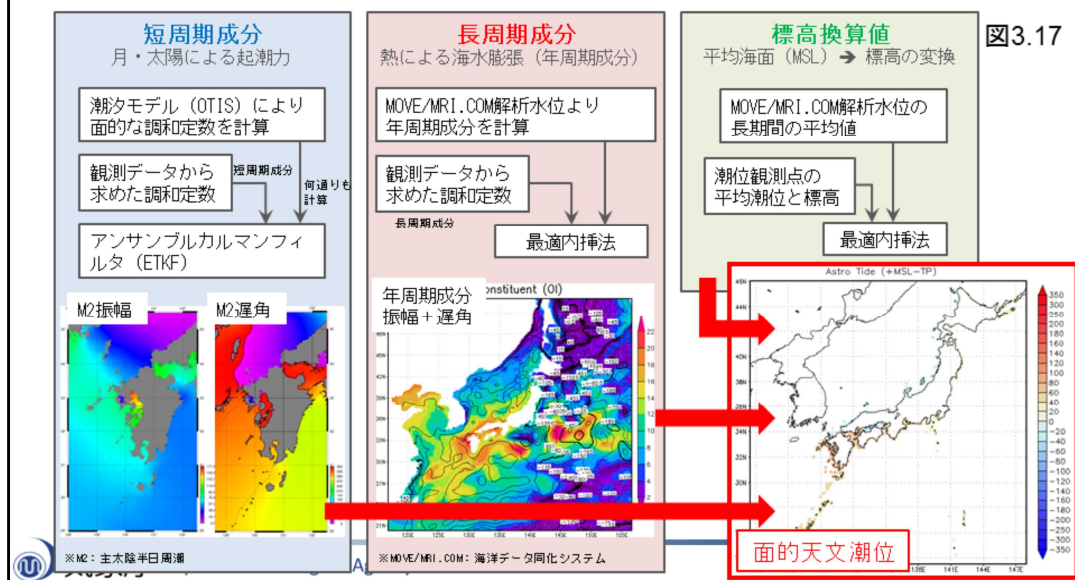
### 3.2.4 初期値による誤差

低気圧の停滞の際に生じる潮位の上昇など気象変動による潮位変化が継続している場合は、高潮モデルの予測結果に反映される。しかし、黒潮の流軸の変化や暖水渦の接近等といった海況要因により異常潮位が生じている場合は、現在の高潮モデルではこの影響を含まないため高潮モデルの予測結果はバイアスを持つ。海況変動に伴う潮位変化は一度起こると長期間継続する場合があるので、高潮ガイドランスでは、前24時間の観測値とハインドキャストの差から平均的なバイアスを見積もり、補正量としている(第4節参照)。

### 3.3 面的天文潮位

#### 3.3.1 面的天文潮位の概要

- 一般に、天文潮位は観測データを調和解析して地点ごとにのみ求まるが、気象庁ではデータ同化により、観測データがない地点でも天文潮位が求められる手法を開発した。
- 面的天文潮位は28分潮(短周期・長周期成分)からなり、浅海潮は含まない。(ガイダンスで補正)



### 3.3 面的天文潮位

#### 3.3.1 面的天文潮位の概要

高潮モデルは潮位偏差のみの計算を行っている。このため、高潮警報・注意報の基準値と同じく標高で表した潮位として予測値を作成するには、潮位偏差に天文潮位を加算し、標高に換算する必要がある。日本の全ての海岸線に沿った連続的な天文潮位を得るために、面的天文潮位を使用する。面的天文潮位は、オレゴン州立大学の潮汐モデル(Egbert et al., 2002)の計算結果をベースとして、潮位観測点の潮汐調和定数をアンサンブル変換カルマンフィルタにより同化して面的に求めた潮汐調和定数から天文潮位を計算している。ただし、上記潮汐モデルに含まれていない年周期成分の潮汐調和定数については、別途、海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM)(石崎ほか、2009)の海面高度解析値を調和解析したものをベースに潮位観測点の潮汐調和定数を最適内挿法により同化した結果を使用している。

分潮や潮汐調和定数、振幅、遅角等の用語については、2.2.3(6)項を参照。

面的天文潮位の計算に用いた海底地形は、高潮モデルと同じ1km格子となっており、1km格子毎に各周期成分の潮汐調和定数について振幅と遅角を事前に計算しておく、格子点毎に天文潮位の計算を行っている。詳細については、高佐ほか(2011)を参照されたい。

### 3.3 面的天文潮位

#### 3.3.2 面的天文潮位の精度

面的天文潮位と地点天文潮位の1年分の毎時潮位の差の二乗平均平方根誤差(RMSE)

- 外洋に面した地点では3cm以内
  - 内湾で大きい
  - 以下の場所で特に大きい傾向がある
- 大きいところで10-15センチ程度の誤差がある。

- 湾奥部
- 瀬戸内海中央部
- 潮流が大きい海峡等
- 湾奥で小さい海域もある(東京湾、伊勢湾等)

**浅海潮補正**

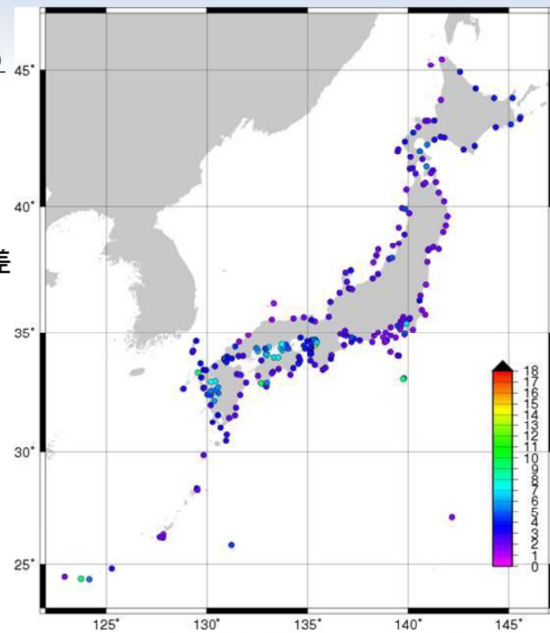


図3.18 面的天文潮位と地点天文潮位の違い

### 3.3 面的天文潮位

#### 3.3.2 面的天文潮位の精度

地点天文潮位(潮位観測点の潮汐調和定数による天文潮位)と、それぞれの地点の最寄りの格子点における面的天文潮位について、両者の差の二乗平均平方根誤差(RMSE)を求めた結果を図3.18に表す。浅海潮(面的天文潮位の計算に含まれていない半日より短い周期の成分で、浅海域で発達しやすい)が相対的に大きい瀬戸内海や有明海でRMSEが大きくなる傾向がある。大きいところで10-15センチ程度の誤差がある。

長期観測している地点で、面的天文潮位と地点天文潮位とのズレを求め、これを補正量として高潮ガイダンスで考慮している。詳細は第4節を参照。



## 参考文献

- 林原, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて, 天気, 58, 235-240.
- JMA, 2019: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.
- 石崎ほか, 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-S14
- 高佐, 近澤, 森, 2011: 面的天文潮位の予測手法とその精度, 測候時報, 78, 特別号, S33-S42.
- 小西, 1997: 外洋に面した港湾で発生する高潮の成因について, 海と空, 73, 3-12.
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.
- Egbert, G. D. and S. Y. Erofeeva, 2002: Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 183-204.
- 桑木野文章, 熊谷武, 1983: 潮汐の調和定数と予報精度, 水路部研究報告, 18, 68-70.

## 4. 高潮ガイダンス

## 4.1 高潮ガイダンスの概要

### 高潮モデルの補正

高潮モデルで考慮されていない下記の要因について、それぞれ補正量を算出し、高潮モデルに加算することで、高潮ガイダンスを作成している。

- 波浪効果 (Wave Setup) による補正
- 浅海潮による補正
- 海況要因による補正

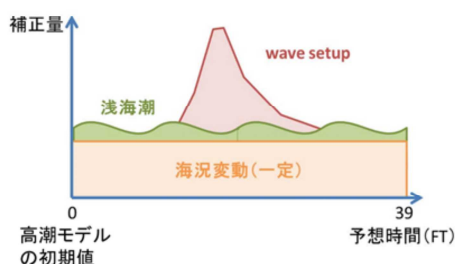


図4.1 高潮モデルの補正のイメージ

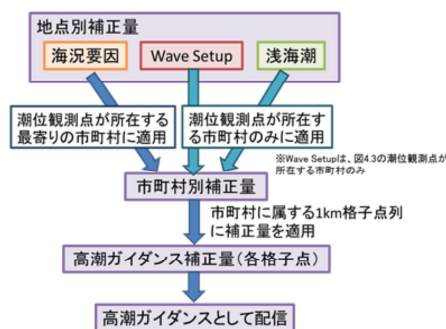


図4.2 高潮モデル補正の流れ

### 4.1 高潮ガイダンスの概要

第3節で述べた高潮モデルでは考慮されない要因及び面的天文潮位の特性により、潮位の予測が実際からずれてしまうことがある。このため、これら要因の効果を経験式等をもとに見積もり、これらを補正量としてモデル予測値に加えた「高潮ガイダンス」を用いることで、よりの確に潮位の予測を行う。

高潮モデルの予測のずれを補正するため、影響の大きな3つの要因(波浪効果 (Wave Setup)、浅海潮、海況要因)を考慮する。これらの要因による補正量をそれぞれ足し合わせることで、高潮ガイダンスを作成している。なお、高潮モデル自体の精度や気象の予測精度に起因する要因については定量的に補正することが困難であるため、考慮していない。

図4.1には、高潮モデルを補正し、高潮ガイダンスを作成するイメージ図を示す。縦軸には高潮モデルの初期値に加える補正量、横軸には予想時間を示す。高潮モデルの初期値に、Wave Setupによる補正や、浅海潮による補正、海況要因による補正を加えて、高潮ガイダンスを作成している。なお、4.2項でも記載するが、海況要因はゆっくり変動することから、海況要因による補正量はモデルのその初期値において、予想時間によらず一定量で補正している。

図4.2には、高潮モデルを補正するための補正量を算出し、高潮モデルに加えることで、高潮ガイダンスを作成する流れを図に示す。まず、Wave Setup、浅海潮による補正量は潮位観測点が存在する市町村のみに適用 (Wave Setupは、後述の図4.3の潮位観測点が存在する市町村のみに適用) し、海況要因による補正量は潮位観測点が存在する最寄りの市町村に適用する (潮位観測点が存在しない市町村にも適用)。これらを合わせて市町村別補正量を算出し、市町村に属する1km格子点別に適用して、各格子点における高潮モデル補正量を求める。この高潮モデル補正量を高潮モデルの予測結果に加算して、高潮ガイダンスを作成・配信している。

## 4.2 補正方法1 (Wave Setup)

### Wave Setup

過去の事例に基づき、Wave Setupによる潮位上昇の観測実績がある地点(図4.3の赤丸)については、Wave Setup量( $Z$ )と有義波高( $H$ )の関係を以下のような実験式として求める。

$$Z = aH^2 + bH + c \quad (\text{式4.1})$$

最新初期時刻の沿岸波浪モデルによる有義波高の毎時の予測値を実験式に代入してWave Setup量を求め、補正量とする。なお、Wave Setupモデルを用いて補正量を求めている地点もある(図4.3の緑三角)。

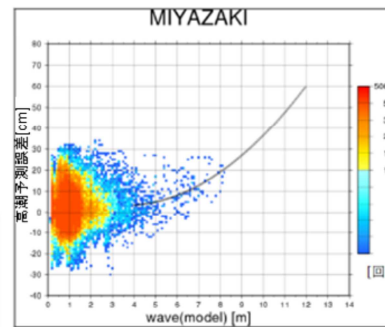
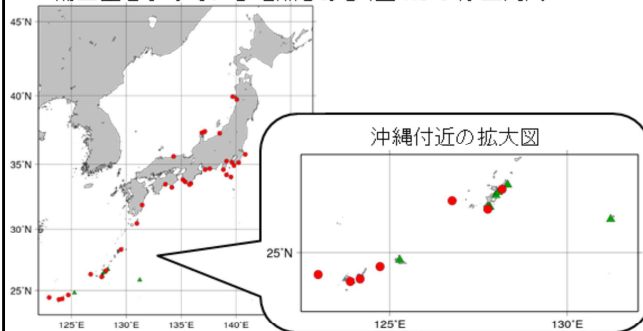


図4.4 波高と高潮予測誤差の分布  
宮崎のWave Setup実験式は  
 $Z = 0.801H^2 - 5.716H + 13.564$  ( $H \geq 4[m]$ )

### 4.2 補正方法1 (Wave Setup)

3.2.3項で述べたように、Wave Setupによる潮位上昇は高潮モデルで考慮されていない。そのため、台風や低気圧通過時には、外洋に面した沿岸や島しょ部で、高潮モデルが顕著な過小評価傾向を示すことがある。

このWave Setupが起こりやすい場所は統計的にわかっており、図4.3で赤丸で示される潮位観測点(32地点)では、過去の事例から実験式が求められている。各潮位観測点での実験式は付録-3-1に示す。

これらの潮位観測点では、最新初期時刻の沿岸波浪モデルによる有義波高の予測値を、各地点ごとに求められている実験式(式4.1)に代入して計算した結果を補正量 $Z$ とする。この補正量 $Z$ を高潮モデルに補正量として適用する。

図4.4は、宮崎における波高と高潮予測誤差の分布の図である。縦軸に潮位観測点の高潮予測誤差[cm]、横軸:沿岸波浪モデルでの有義波高[m]、カラーバー:度数[回]である。黒線は、Wave Setupが発生しやすい波向や波高を考慮して算出した、宮崎の実験式 $Z=0.801H^2-5.716H+13.564$  ( $H \geq 4m$ )である。この実験式に沿岸波浪モデルの有義波高予測値を代入し、Wave Setup量[cm]を求める。

また、Wave Setupの計算地点は、実験式によって求めている図4.3に赤丸の地点以外にも、Wave Setupモデルで計算している地点もある(緑三角の地点)。Wave Setupモデルについて、詳細は(近澤,2015)を参照いただきたい。

なお、Wave Setupは局所性が大きいため、この補正量は図4.3に示す潮位観測点が存在する市町村の1km格子点列のみに適用する。

## 4. 2 補正方法1 (Wave Setup)

2015年3月10日～11日にかけての発達した低気圧の事例

表4.1 2015年3月10日09時(JST)初期値の能登のWave Setup補正量(cm)

2015年3月10日														3月11日																										
9時	10時	11時	12時	13時	14時	15時	16時	17時	18時	19時	20時	21時	22時	23時	24時	1時	2時	3時	4時	5時	6時	7時	8時	9時	10時	11時	12時	13時	14時	15時	16時	17時	18時	19時	20時	21時	22時	23時	24時	
0	0	5	10	15	15	20	25	25	25	30	30	30	30	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	25	25

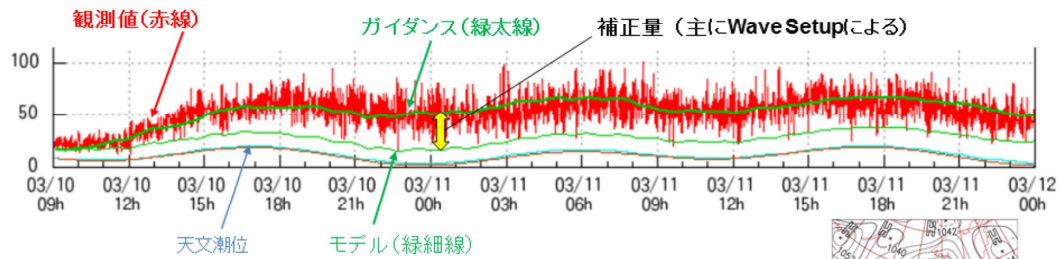


図4.6 2015年3月10日09時～11日24時にかけての能登の潮位変動

モデル(緑細線)に30cm程度の補正量を加えられたことで、ガイダンス(緑太線)は、より観測値(赤線)に近い値となっている。

図4.5 2015年3月10日09時の地上天気図

### 4. 2 補正方法1 (Wave Setup)

2015年3月10日から11日にかけての発達した低気圧に伴う、能登のWave Setupによる潮位上昇分の補正例を示す。図4.5は2015年3月10日09時の地上天気図で、低気圧が日本付近を発達しながら通過したため、能登では北北西～北西の風により風浪が発達し、波高が6mを超えるおおしけとなった。表4.1は2015年3月10日09時(JST)初期値のモデルに対するWave Setupによる補正量を示したもので、10日から11日にかけて、最大で35cmの補正が加えられていることがわかる。図4.6は2015年3月10日09時から11日24時にかけての能登の潮位変動を示した図で、赤線が観測値、緑太線がガイダンス値、緑細線がモデル値を示している。これを見ると、モデル値はWave Setupが考慮されていないため、観測値に対し過小となっているが、30cm程度の補正量を加えられることで、ガイダンス値は観測値により近い値となっており、Wave Setupによる潮位上昇を的確に捕捉していることがわかる。

なお、この期間、能登における海況要因及び浅海潮による補正量(後述)はいずれもほぼ0であり、補正量は主にWave Setupによるものである。

## 4.2 補正方法2(浅海潮)

潮汐が浅海部に来ると、非線形の影響を受け波形が変形し、基本周期の1/2、1/3、…の周期(振動数にすると整数倍)を持つ倍潮や、振動数が異なる2つの分潮の波が重なった複合潮(振動数は2つの分潮の振動数の和あるいは差)が生じる。こうした浅海部で生じる分潮を、浅海潮という。

面的天文潮位(28分潮)には浅海潮が含まれていないため、長期観測している地点で、面的天文潮位と60分潮(一部地点は110分潮)の天文潮位のズレの補正を求める。

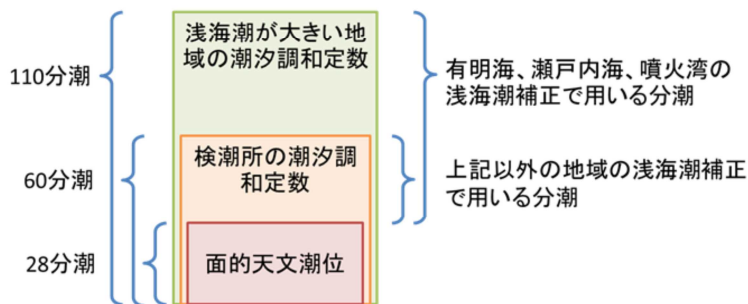


図4.7 浅海潮の補正

### 4.2 補正方法2(浅海潮)

潮汐が浅海部に来ると、非線形の影響を受け波形が変形し、基本周期の1/2、1/3、…の周期(振動数にすると整数倍)を持つ倍潮や、振動数が異なる2つの分潮の波が重なった複合潮(振動数は2つの分潮の振動数の和あるいは差)が生じる。こうした浅海部で生じる分潮を、浅海潮という。

3.3項で述べたように、面的天文潮位の計算には浅海潮が含まれていないため、潮位観測点の潮汐調和定数による天文潮位との間にずれが生じる。このため、浅海潮を補正量として加えて高潮ガイダンスを作成する。浅海潮の補正量は、原則として潮位観測点が所在する市町村の1km格子点列のみに適用する。

図4.7は、浅海潮の補正要素を示している。面的天文潮位(28分潮)では浅海潮を十分に表現できないため、浅海潮による補正を行う。浅海潮が相対的に大きい有明海、瀬戸内海、噴火湾では補正量算出に用いる分潮の数を110個とし、それ以外の地域では潮位観測点の潮汐調和定数と同じ60個としている。

分潮については、2.2.3(6)項も参照いただきたい。

## 4. 2 補正方法3(海況要因)

### 海況要因による潮位偏差の算出

過去24時間の毎時観測潮位とハインドキャスト潮位の差を求め、

1日以上継続しているものを海況要因と判定し、今後の予測の補正量とする。

一般に海況要因はゆっくり変化するので、

補正量は39時間の予測時間を通して一定値とする。

なお、地盤変動の影響も海況要因に含んで補正している。

二重補正を防ぐため、Wave Setupと浅海潮の影響を差し引く。

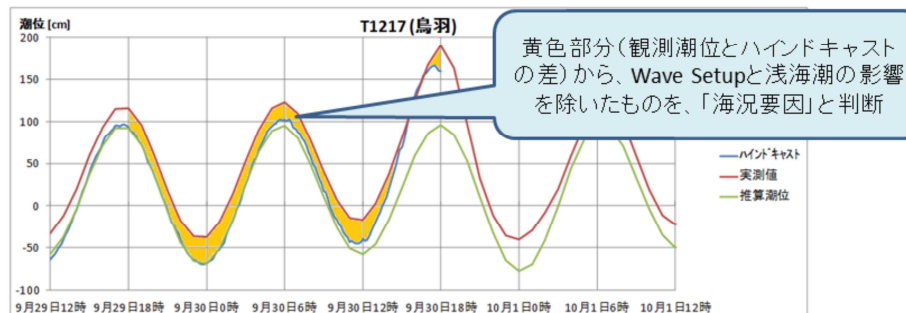


図4.8 海況要因の補正

### 4. 2 補正方法3(海況要因)

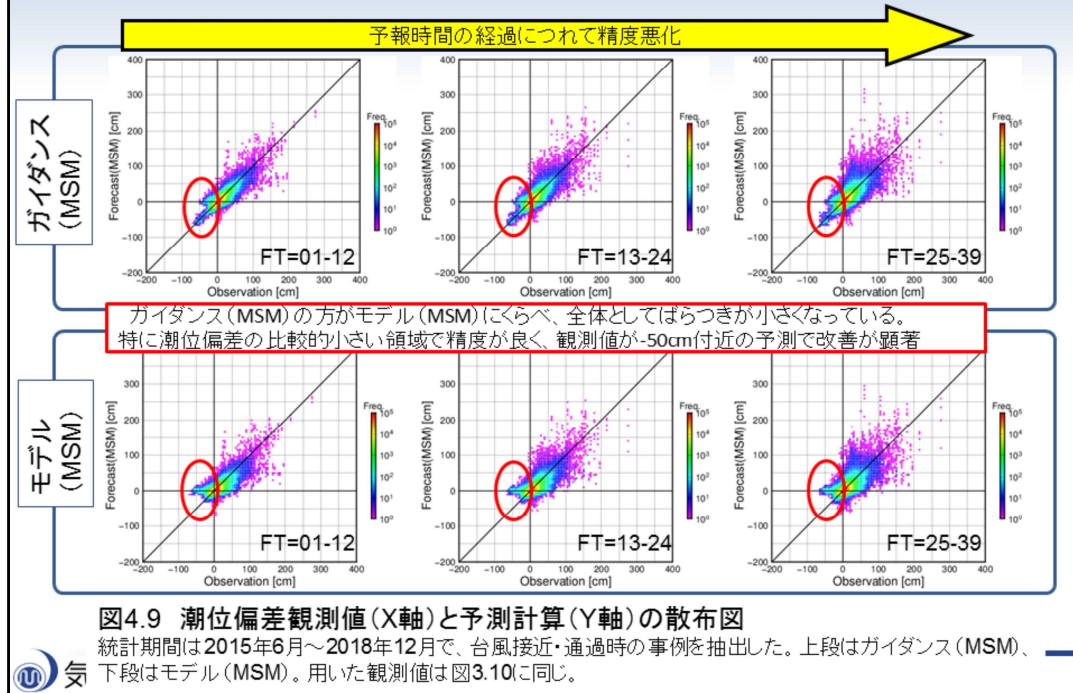
3.2.4項で述べた海況要因が原因による高潮モデルの予測結果のバイアスを考慮するための補正を行う。

観測潮位とハインドキャスト潮位の差を潮位観測点ごとに求め、そこからWave Setupと浅海潮の影響を除いた1日以上継続しているものを、「海況要因」による補正量とする。潮位観測点が所在する最寄りの市町村の海岸線に沿った1km格子点列に、その値を適用して、高潮モデルを補正する。(潮位観測点が所在しない市町村にも適用する。)

図4.8に、海況要因による補正を示す。過去24時間の観測潮位(図中の赤線)とハインドキャスト(図中の青線)の差から、Wave Setupと浅海潮の影響を除いたものを海況要因として補正する。

本要因による補正量は、気象庁海洋気象情報室での調整作業を経て1日4回更新している。一般に海況要因による変動は海水温・海流によるゆっくりとした変化なので、この補正量は39時間の予測時間を通して一定である。

## 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)



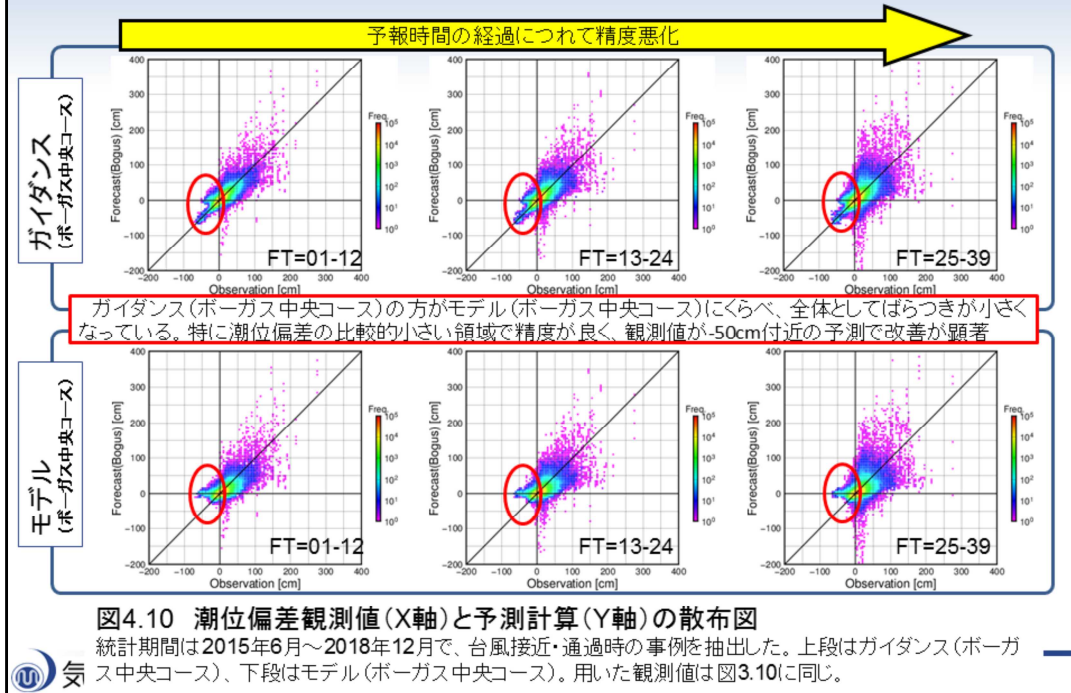
### 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

この項では、精度評価の分析結果について解説する。本項での結果を踏まえた、高潮ガイダンスの解釈のポイントについては、第6節で解説する。

図4.9は、第3節の図3.10と、同じ事例で作成したガイダンスの散布図を比較したものである。ガイダンス(MSM)とモデル(MSM)の散布図を比較すると、ガイダンス(MSM)はモデル(MSM)にくらべ、全体としてばらつきが小さくなっており、精度が改善されていることがわかる。特に、比較的潮位偏差の小さい領域において、モデルに比べガイダンスの方がより精度が高くなっており、観測値-50cm付近の予測が、モデル(MSM)に比べガイダンス(MSM)で顕著に改善されている様子がみられる。潮位偏差の大きい領域では、潮位偏差の小さい領域と比較すると、ガイダンスによる改善の効果は小さい。これは、潮位偏差の大きい領域では、潮位偏差の要因として気象要因によるものが大きく、海況やWave Setup、浅海潮などの要因は、相対的に影響が小さかったり、地域が限定的であることが考えられる。



## 4. 3 精度評価(ガイダンスvsモデル)



### 4. 3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

図4.10は、先ほどと同様に、モデル(ボーガス中央コース)とガイダンス(ボーガス中央コース)を比較した図を示す。MSMでの比較と同様に、全体的にモデル(ボーガス中央コース)に比べガイダンス(ボーガス中央コース)は全体としてばらつきが小さくなっており、精度が改善されている様子が見える。また、比較的潮位偏差の小さい領域において、モデル(ボーガス中央コース)に比べガイダンス(ボーガス中央コース)の方がより精度が高く、観測値-50cm付近の予測が顕著に改善されている点や、潮位偏差の大きい領域でガイダンスによる改善効果が小さい点も、MSMと同様の傾向となっている。

## 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

バイアスコア (赤線:ガイダンス 青線:モデル、1に近いほど良い)

予報時間の経過につれて精度悪化

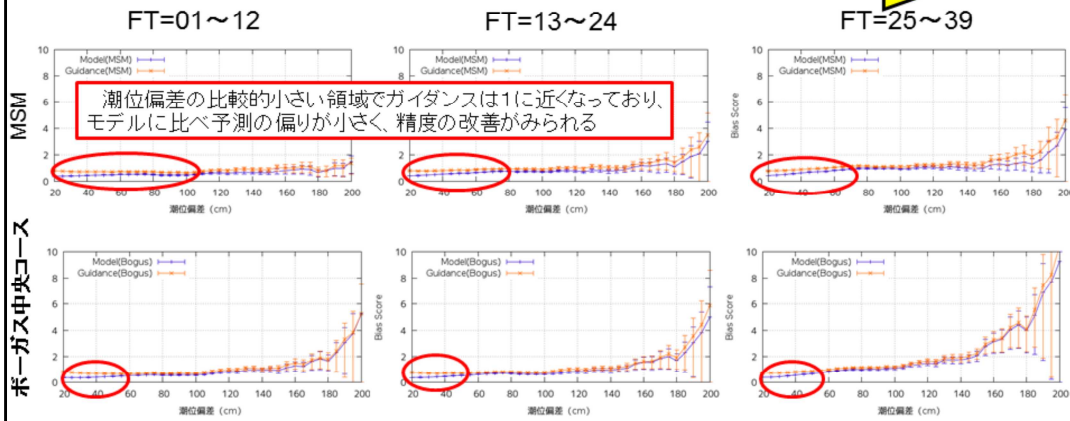


図4.11 高潮予測計算のバイアスコア

図4.9、図4.10に対して、各種統計スコアをとったもの。上段はMSM、下段はボーガス中央コース。青線はモデル、赤線はガイダンス。エラーバーは95%の信頼区間を示す。

気象庁 Japan Meteorological Agency

### 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

図4.11に、ガイダンスとモデルについて、バイアスコアを比較した図を示す。潮位偏差の比較的小さい領域でガイダンスは1に近くなっており、モデルに比べ予測の偏りが小さく、ガイダンスにより精度が改善されていることがわかる。

## 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

空振り率 (赤線:ガイダンス 青線:モデル、0に近いほど良い)

予報時間の経過につれて精度悪化

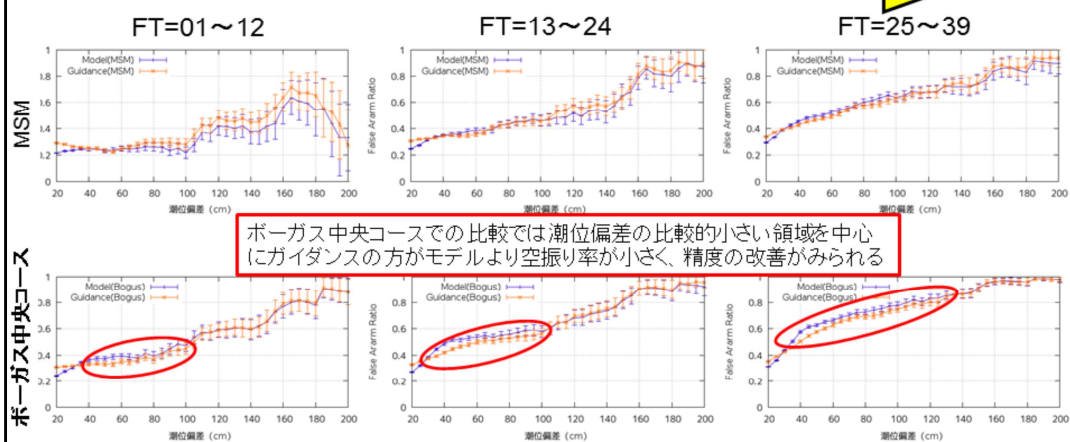


図4.12 高潮予測計算の空振り率

図4.9、図4.10に対して、各種統計スコアをとったもの。上段はMSM、下段はボーガス中央コース。青線はモデル、赤線はガイダンス。エラーバーは95%の信頼区間を示す。

### 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

図4.12に、ガイダンスとモデルについて、空振り率を比較した図を示す。ボーガス中央コースでの比較では、潮位偏差の比較的小さい領域を中心にガイダンスの方がモデルより空振り率が小さく、ガイダンスにより精度が改善されていることがわかる。

## 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

捕捉率

(赤線:ガイダンス 青線:モデル、1に近いほど良い)

予報時間の経過につれて精度悪化

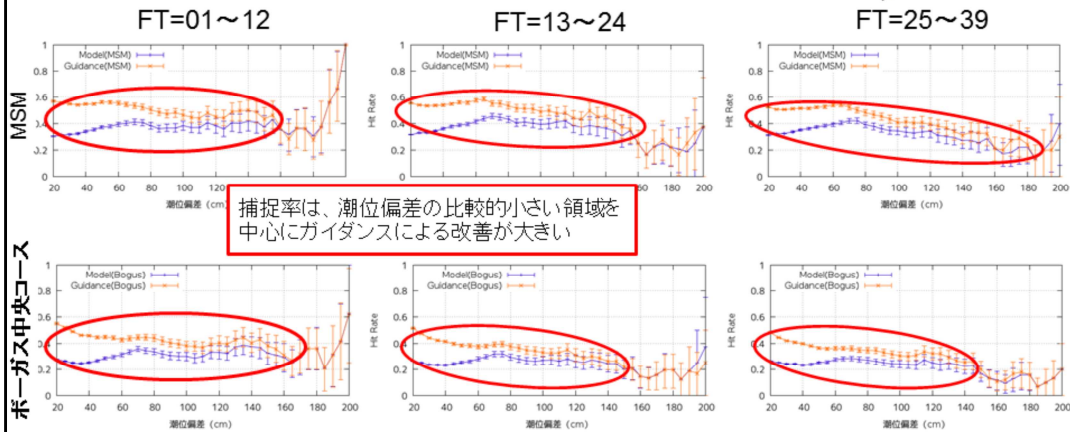


図4.13 高潮予測計算の捕捉率

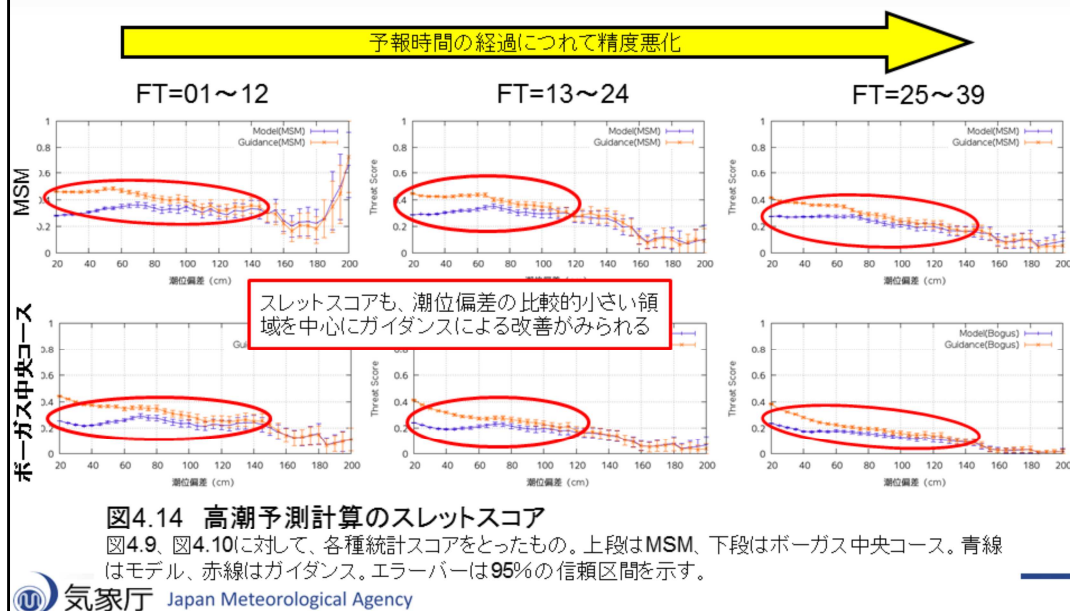
図4.9、図4.10に対して、各種統計スコアをとったもの。上段はMSM、下段はボーガス中央コース。青線はモデル、赤線はガイダンス。エラーバーは95%の信頼区間を示す。

### 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

図4.13に、ガイダンスとモデルについて、捕捉率を比較した図を示す。捕捉率は、MSM、ボーガス中央コースともに、潮位偏差が概ね100cm未満の領域を中心に、ガイダンスによる改善効果が大きい。これは、外洋に面した沿岸や島しょ部でのWave Setupによる補正により、モデルの過小予測が改善されたことなどが主な理由と考えられる。

## 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

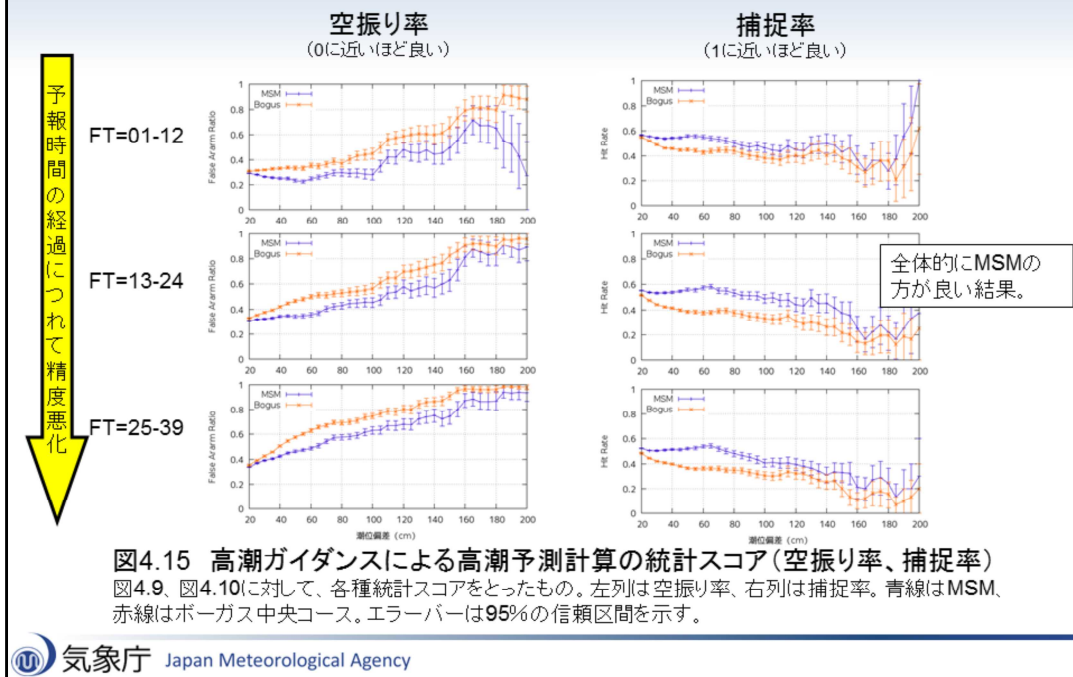
スレットスコア (赤線:ガイダンス 青線:モデル、1に近いほど良い)



### 4.3 精度評価(ガイダンスvsモデル)

図4.14に、ガイダンスとモデルについて、スレットスコアを比較した図を示す。スレットスコアも、MSM、ボーガス中央コースともに潮位偏差が比較的小さい領域を中心にガイダンスによる改善がみられるが、潮位偏差60cmを超えるあたりから差は小さくなり、150cmを超えるあたりからは差がほとんどなくなる。

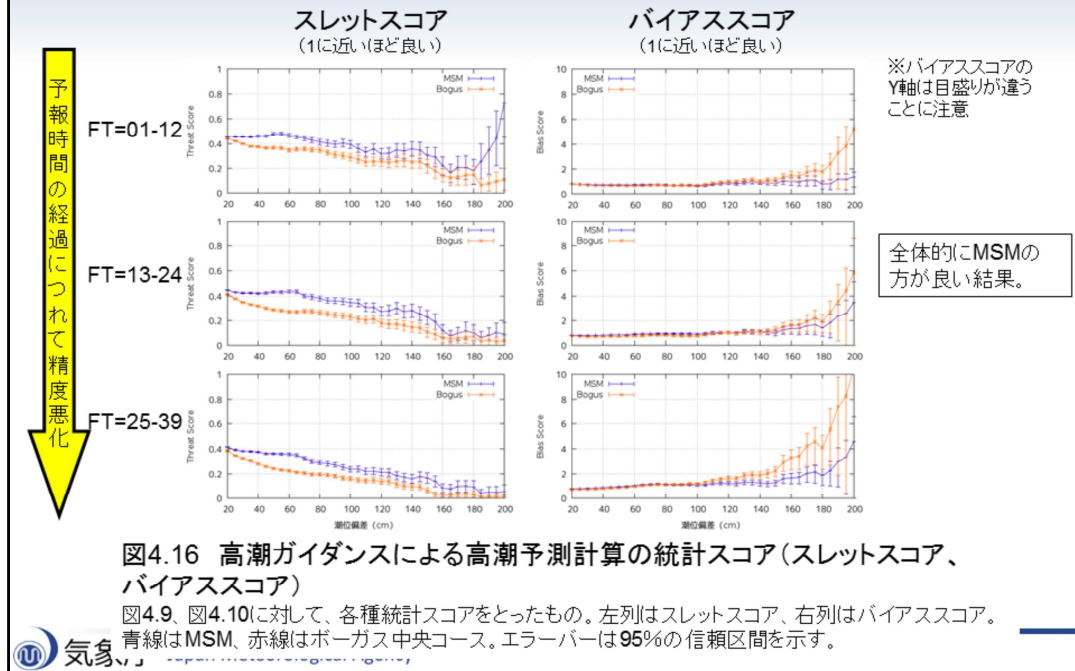
## 4.3 精度評価 (MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違)



### 4.3 精度評価(MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違)

高潮ガイダンスで、予測期間を1～12時間、13～24時間、25～39時間に分けて空振り率・捕捉率を計算した結果が図4.15である。モデルと同様にガイダンスでも、全体的にMSMによる予測の方がボーガス中央コースに比べ精度が良い。

### 4.3 精度評価 (MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違)



### 4.3 精度評価(MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違)

高潮ガイダンスにおいて、予測期間を1～12時間、13～24時間、25～39時間に分けてスレットスコア・バイアススコアを計算した結果が図4.16である。スレットスコアとバイアススコアについてもモデルと同様の傾向で、全体的にMSMによる予測の方がボーガス中央コースに比べ精度が良い。

## 4.4 高潮モデル・ガイダンスで予測対象としていない現象

### 副振動

港湾や海峡などで起こる海面の振動現象をいい、その周期は地形による固有周期を示す。

副振動には以下のタイプがある。  
・外洋で発生し、伝搬してくるもの  
・現場付近の気象擾乱に起因するもの

台風や発達した低気圧が近くになく、晴天時でも突然発生することがあり、予測の難しい現象。  
潮位の実況監視が重要。

図4.17は、2019年3月20～23日に九州、奄美を中心に顕著な副振動が発生した時の潮位偏差を示す。

最大全振幅 ・長崎: 103cm(周期29分)  
・油津: 73cm(周期22分)  
・枕崎: 110cm(周期14分)  
・奄美: 95cm(周期13分)

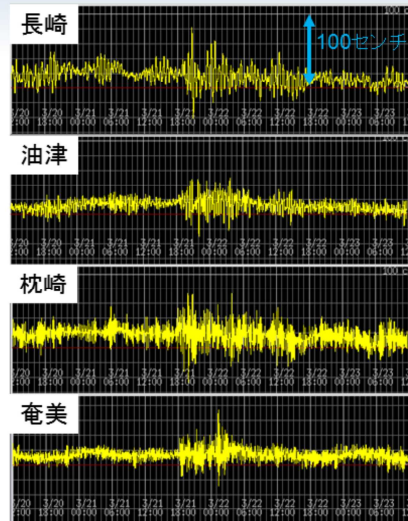


図4.17

### 4.4 高潮モデル・ガイダンスで予測対象としていない現象

この項では、現状、高潮モデルでも高潮ガイダンスでも予測対象としていない現象(副振動、陸棚波、河川水の流入)について解説する。

まず、副振動は、港湾や海峡などで起こる海面の振動現象をいい、その周期は地形による固有周期を示す現象である。外洋で発生し、微気圧振動や風等の影響により、海洋長波(波浪よりも周期の長い波、水深に比べ波長が十分長い)が発生する。この海洋長波が進行し、海底地形等の各種要因によって増幅される。現状ではガイダンスで表現できない現象であり、潮位の実況監視が重要である。

通常観測される副振動の振幅は数cm～数10cmだが、特に大きなものは2mを超えることもある。過去には大きな副振動により、係留船舶の転覆や低地で浸水被害が発生したことがある。

図4.17に、2019年3月20～23日に九州、奄美を中心に顕著な副振動が発生した時の潮位偏差を示す。この事例では、長崎港周辺の各地で道路冠水による交通障害などが発生した。また、この副振動および大潮により、長崎において3月21日20時37分に238cm(標高換算)を観測し、過去最高潮位を更新した。

副振動と大潮や満潮が重なると台風通過時の高潮より潮位が高くなる場合もあるので注意が必要である。

気象庁において、副振動の予測は現状困難であるが、副振動の状況や見通しについては、可能な範囲で「潮位に関する全般解説資料」でお知らせする。また、副振動が発生した場合は、速やかに潮位情報を発表するので、実況監視に留意し、防災対応に活用いただきたい。



## 4.4 高潮モデル・ガイダンスで予測対象としていない現象

### 陸棚波（沿岸捕捉波の一種）

気象擾乱等で生じた波動が等深線に沿って伝搬する現象。

海底勾配がその形成維持に重要な役割を果たし、  
海岸に近い海域で発達することから、陸棚波と呼ばれる。  
沿岸捕捉波の一種。

台風や低気圧によって発達した陸棚波により  
海水が沿岸に向かう

式4.2 ポテンシャル渦度保存式

$$\frac{f + \zeta_z}{h} = \text{一定}$$

沿岸の海面が高まる

自由波として陸棚に沿って岸を右に見ながら伝わる  
日本海側では西から東  
太平洋側では東から西

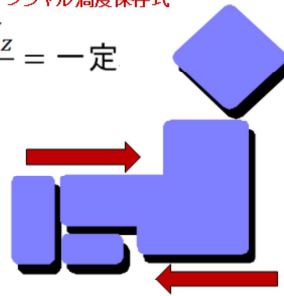


図4.18

#### 4.4 高潮モデル・ガイダンスで予測対象としていない現象

次に、陸棚波は、気象擾乱等で生じた波動が等深線に沿って伝搬する現象である。

陸棚波は、流体粒子の運動において、ポテンシャル渦度(=式4.2の左辺)が保存することを復元力とする波動である。なお、 $f$ =コリオリ係数(定数)、 $\zeta$ =渦度、 $h$ =水深。

式4.2(ポテンシャル渦度保存式)について、はじめ、反時計回りの循環があるとして考える。水深が深くなる方向( $h$ が増加する方向)に移動するとき、ポテンシャル渦度は保存されるから、 $f + \zeta$ も増加する。 $f$ は一定であるから、渦度 $\zeta$ が増加し、正の渦度を獲得する。その結果、反時計回りの循環が誘導される。一方で、水深が浅くなる方向( $h$ が減少する方向)に移動するとき、ポテンシャル渦度は保存されるから、 $f + \zeta$ も減少する。 $f$ は一定であるから、渦度 $\zeta$ が減少し、負の渦度を獲得する。その結果、時計回りの循環が誘導される。これらを全体としてみると、反時計回りの循環は、水深の浅い方向から深い方向をみたとき、はじめあった場所から右側に伝播している。このように、一般に、台風や低気圧の風によって海洋中に励起された陸棚波は、水深の浅いほうを右に見ながら伝播する。このため、日本海側では西から東に、太平洋側では東から西に伝播する。(図4.18)

陸棚波は地形性ロスビー波なので、高潮モデルでもある程度は表現できると考えられるが、高潮モデルでは、海洋表層の水温の成層の効果を考慮していないなどの理由から、モデルで計算される陸棚波の振幅は、実況よりも過小になりやすい。(海洋表層の水温成層があると、高潮や陸棚波にとっては、実質的に水深が浅いのと同様の効果になり、陸棚波の振幅が大きくなると考えられる。)

## 4.4 高潮モデル・ガイダンスで予測対象としていない現象

### 河川水の流入との相互作用

河川上流で降水があった場合、河川流量が増大し、河川水位が上昇するに伴い、潮位観測点の潮位がガイダンスよりも上昇することがある。

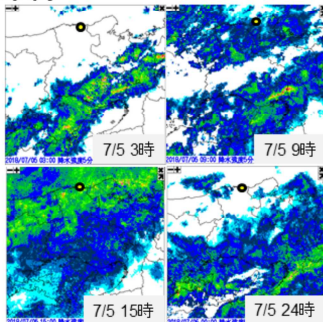


図4.20 2018年7月5日の降雨  
(黄色丸: 津居山検潮所の位置を示す)



図4.19 兵庫県豊岡市北部の円山川河口に位置する津居山検潮所(地図: 地理院地図(電子国土web)より)

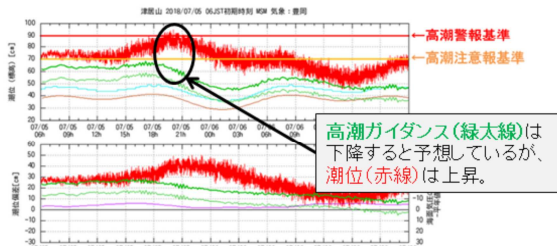


図4.21 2018年7月5日～6日にかけての津居山検潮所の潮位変動  
(兵庫県による観測)

### 4.4 高潮モデル・ガイダンスで予測対象としていない現象

最後に、河川水の流入との相互作用について説明する。富山県高岡市の小矢部川河口の伏木富山や、兵庫県豊岡市の円山川河口の津居山などでは、河川流量の増大によって、潮位が上昇し、潮位観測点の潮位がガイダンスよりも上昇することがある。詳細は(櫻井,2016)を参照のこと。例として、潮位が高潮ガイダンスの予想より上昇した例として、2018年7月5日～6日にかけての兵庫県豊岡市の津居山検潮所での事例を示す。

図4.19に、兵庫県豊岡市北部の円山川の河口に位置する津居山検潮所の位置を示す。

図4.20に、2018年7月5日の兵庫県付近の降雨の様子を、左上の図から右下の図にかけて、3時から24時まで6時間ごとに示す。なお、黄色の丸は津居山検潮所の位置を示す。豊岡市付近では、7時頃から降雨が始まり、13時頃から19時頃まで1時間10mm以上のやや強い降水が続き、その後は雨は弱まっていった。

図4.21に、2018年7月4日から5日にかけての、津居山検潮所の潮位・潮位偏差を示す。図4.21の、赤線は観測された潮位、緑の太線は7月5日6時(JST)初期値の高潮ガイダンスの予測潮位、緑の細線は同初期値の高潮モデルの予測潮位を示す。また、水色線は津居山における天文潮位、茶色は津居山における面的天文潮位を示す。図4.21上段の図の、90cmに引かれた赤線は豊岡市の高潮警報基準、70cmに引かれた黄色線は同市の高潮注意報基準を示す。図4.21下段の図の、紫線はMSMの海面気圧と旬平均の海面気圧平年値との差を示す。

この事例では、津居山の高潮ガイダンスは7月5日の18時頃以降下降すると予想している。しかし、潮位は18時以降も上昇し、20時頃には警報基準を超過しており、河川水の流入による潮位上昇は高潮ガイダンスで表現できていないことがわかる。

なお、海岸付近の河川では潮位の影響により河川水位が変動することも知られており(田中ほか,2008)、河口付近の潮位は、実際には河川水の流入との相互作用を考慮する必要があるが、その影響を定量的に評価するのは難しく、現状では高潮モデル・高潮ガイダンスでの取り扱いが困難な現象である。

## 参考文献

- 宇野木, 1993: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会.
- 近澤, 2015: 波浪効果 (wave setup) 診断モデルの高度化及びその検証, 測候時報, 82, 特別号, S7-S28.
- 櫻井, 2016: 流域雨量指数を用いた津居山検潮所における高潮ガイダンスの補正報, 測候時報, 83, 特別号, S1-S9.
- 田中, 太田, 牧原, 2008: 流域雨量指数による洪水警報・注意報の改善, 測候時報, 75, 特別号, 35-69.

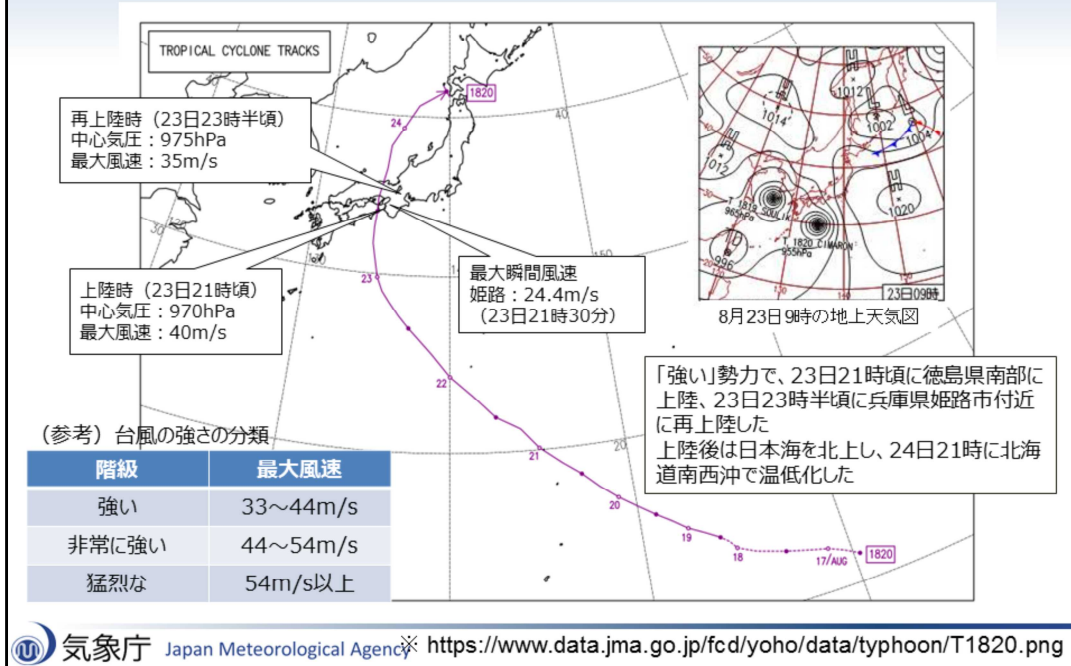
## 5. 平成30年台風シーズンの事例検証

これまで、3節及び4節にて、長期間(過去3か年)の統計検証の結果を踏まえた高潮モデル及び高潮ガイダンスの特性について説明した。一方、個々の事例で見た場合は、長期間の統計検証の結果からでは見えてこない特性が明らかになる場合もある。そこで、本節では、平成30年の台風シーズンにおいて顕著な高潮が発生した事例(台風第20号、第21号、第24号)を取り上げ、それぞれの事例検証の結果を説明する。

本節で説明する事例検証の結果と、第3節と4節で説明した長期間の統計検証の結果を踏まえ、次の第5節にて、高潮ガイダンスの解釈のポイントについて解説する。

## 5. 1 平成30年台風第20号

### 5. 1. 1 平成30年台風第20号の経路



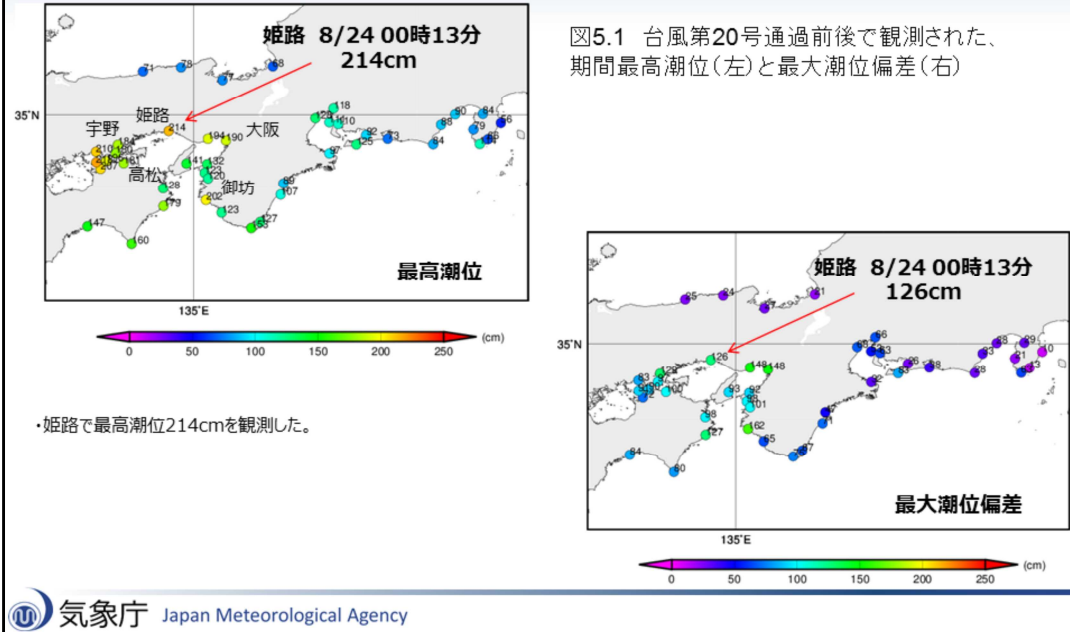
## 5. 1 平成30年台風第20号

### 5. 1. 1 平成30年台風第20号の経路

台風第20号は、強い勢力で8月23日21時頃に徳島県南部に上陸し、23日23時半頃に兵庫県姫路市付近に再上陸した。上陸後は日本海を北上し、24日21時に北海道南西沖で温低化した。最初の上陸時における中心気圧は970hPa、最大風速は40m/sで、再上陸時における中心気圧は975hPa、最大風速は35m/sであった。

# 5. 1 平成30年台風第20号

## 5. 1. 2 期間最高潮位および最大潮位偏差



### 5. 1 平成30年台風第20号

#### 5. 1. 2 期間最高潮位および最大潮位偏差

台風通過前後の期間における最高潮位と最大潮位偏差を見ると(図5.1)、姫路で最高潮位214cm、最大潮位偏差126cmを観測したほか、大阪や神戸、御坊でも1m以上の潮位偏差を観測した。

## 5. 1 平成30年台風第20号

### 5. 1. 3 潮位偏差 実況-モデル散布図

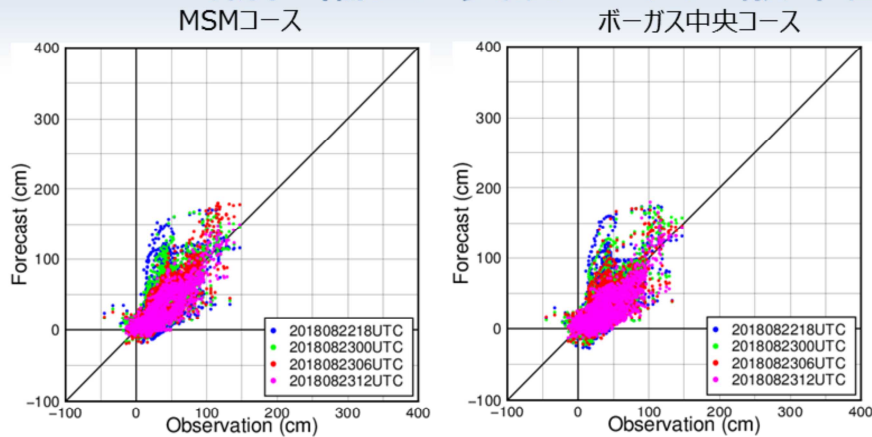


図5.2 近畿～東海地方周辺の23日3時（22日18UTC）～23日21時（12UTC）まで6時間ごとの初期値のプロット。大きめの潮位偏差が観測された23日15時（06UTC）～24日9時（00UTC）までの時間帯に絞っている。左：MSMコース、右：ボーガス中央コース

- MSM、ボーガス中央コースともに同様の傾向。
- 23日3時～23日9時初期値は過大傾向が目立つ（ピーク発生時刻の違いによる）。上陸6時間の23日15時初期値になると、やや過大ではあるがピークを良く予測できていた。

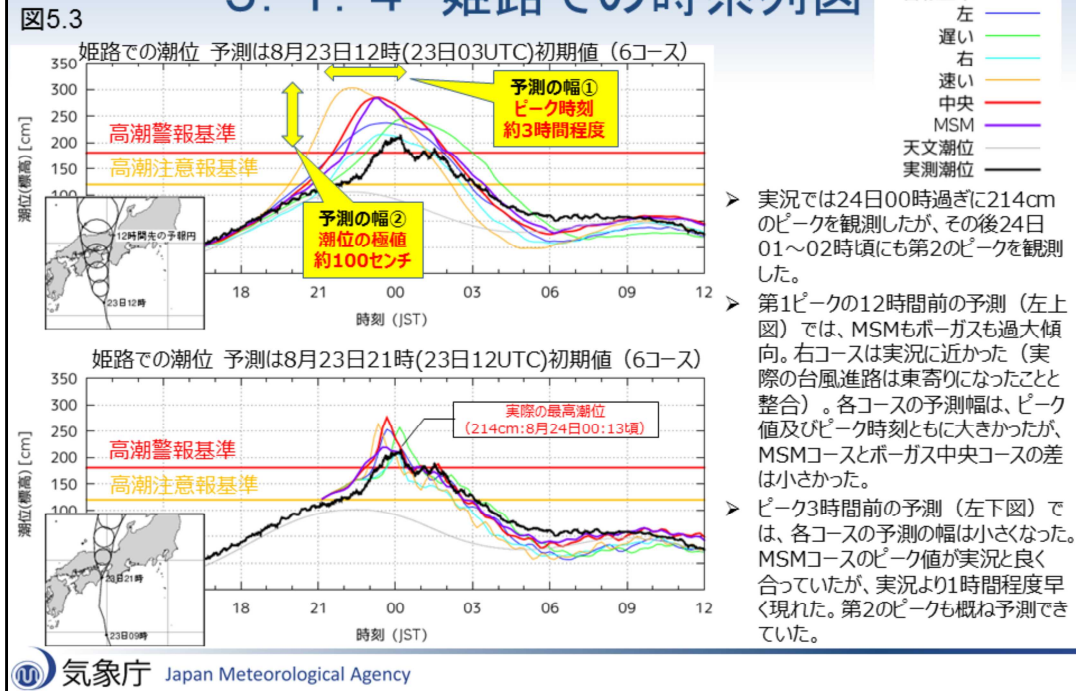
## 5. 1 平成30年台風第20号

### 5. 1. 3 潮位偏差 実況-モデル散布図

図5.2は、近畿から東海地方周辺の潮位観測点における潮位偏差観測値と高潮モデル(MSMコース、ボーガス中央コース)により計算された潮位偏差の散布図である。上陸前後の23日3時から23日21時にかけて、6時間ごとの初期値についてプロットしている。MSMコース、ボーガス中央コースともに同様の傾向で推移していると言える。23日3時から23日9時初期値の時点では観測値に比べて過大傾向が見られるが、これは当初の予想よりも実際の台風進路が東寄りになり、高潮ピークの発生時刻がずれたためである。上陸6時間前の23日15時初期値になると、やや過大ではあるがピークを良く予測できていた。

## 5.1 平成30年台風第20号

### 5.1.4 姫路での時系列図



## 5.1 平成30年台風第20号

### 5.1.4 姫路での時系列図

姫路での潮位時系列を図5.3に示す。実況では、24日0時過ぎに214cmのピークを観測し、その後24日1~2時頃にもピークを観測した。いずれのピークも姫路における高潮警報基準を超過していた。最初のピークの12時間前の予測(23日12時初期値)では、MSM、ボーガスともに過大傾向が見られたが、ボーガス右コースは実況に近かった。これは実際の台風進路が、この時点の予測よりも東寄りであったことと整合している。姫路は上陸予想地点の東側に位置しており、吹き寄せ効果が過大に見積もられたと考えられる。また、台風の移動速度が実際よりも速かったため、高潮のピークが満潮に近い時刻に予測されたため、予測最高潮位が更に過大になったと考えられる。

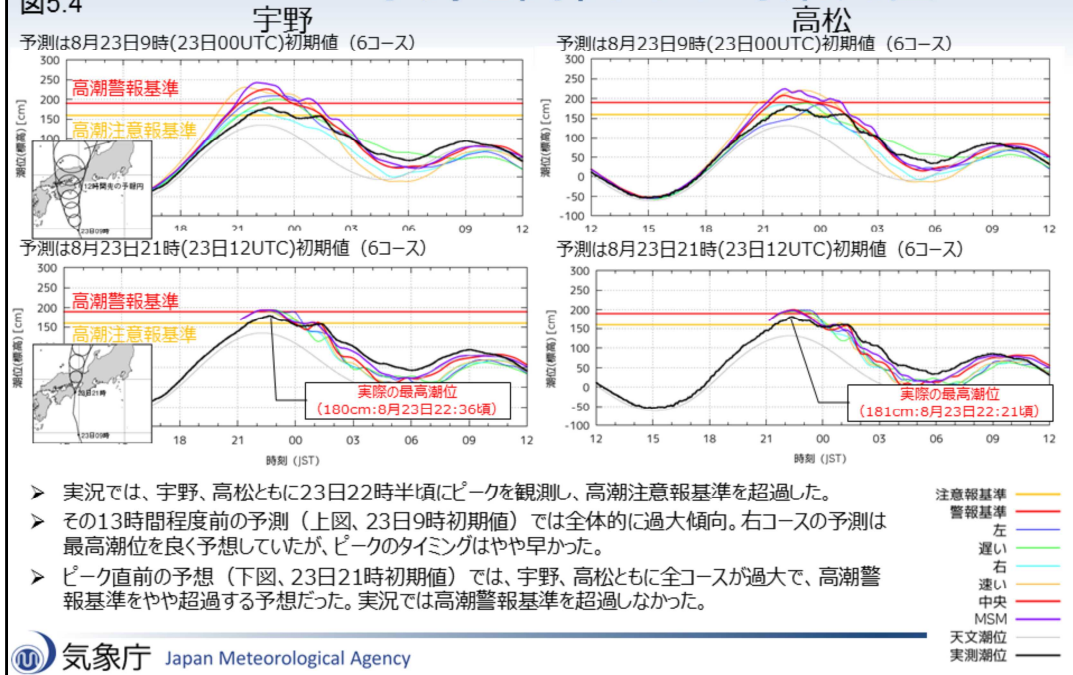
各ボーガスコースの予測幅に着目すると、ピーク値(約100cm)およびピーク時刻(約3時間)ともに大きく、この時点では不確実性は大きかったと言える。ただし、MSMコースとボーガス中央コースの差は小さかった。ピーク3時間前の予測(23日21時初期値)では、各コースの予測幅は小さくなり(ピーク値:約50cm、ピーク時刻:約1時間)、不確実性は小さくなった。MSMコースはピーク値が実況と良く合っていたものの、最初のピークは実況よりも1時間程度早く現れた。この時点のボーガスは右コースを除いて過大であった。



# 5. 1 平成30年台風第20号

## 5. 1. 5 宇野と高松での時系列図

図5.4



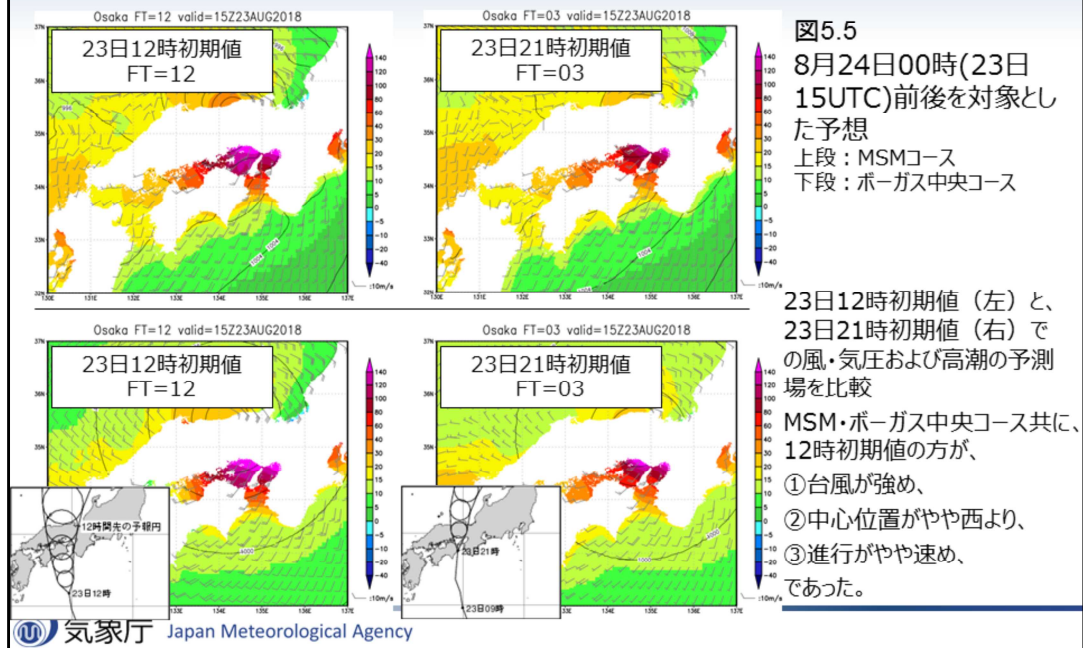
### 5. 1 平成30年台風第20号

#### 5. 1. 5 宇野と高松での時系列図

図5.4は宇野と高松のそれぞれ23日9時および23日21時初期値における潮位時系列である。実況では、宇野、高松ともに23日22時半頃に潮位のピークを観測し、高潮注意報基準を超過した。ピークの13時間程度前の予測(23日9時初期値)では全体的に過大傾向で、ボース右コースは最高潮位を良く予想できていたが、ややタイミングが早かった。ピーク直前の予測(23日21時初期値)では全コースが同様の傾向を示し、不確実性は非常に小さかったにも関わらず、全体的に過大傾向であった。高潮警報基準をわずかに超過する予想だったものの、実際には超過しなかった。

## 5. 1 平成30年台風第20号

### 5. 1. 6 モデル分布図(初期時刻による変化)



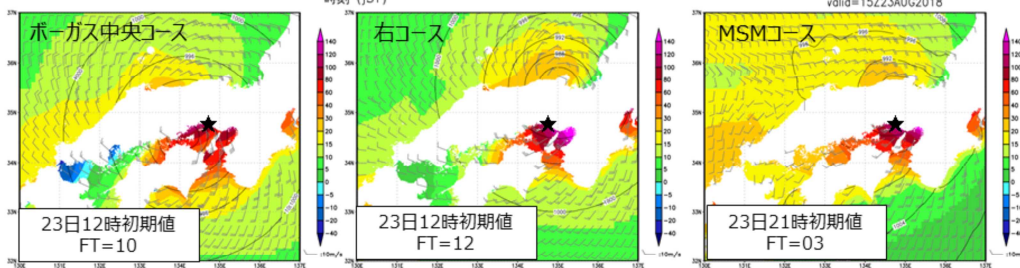
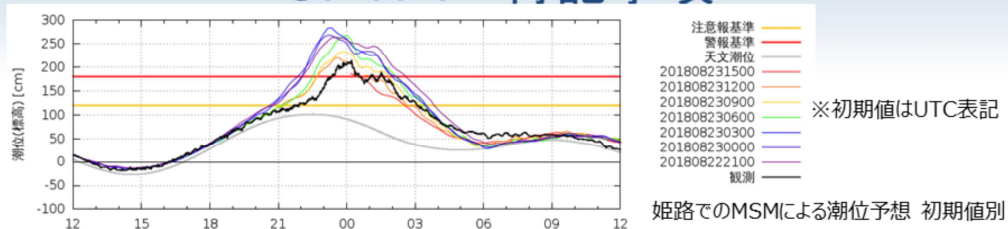
## 5. 1 平成30年台風第20号

### 5. 1. 6 モデル分布図(初期時刻による変化)

図5.5は、23日12時初期値(左)および21時初期値(右)におけるMSMコース(上段)とボーガス中央コース(下段)による高潮分布である。MSM・ボーガス中央コースともに、12時初期値の方が台風が強めで、中心位置がやや西寄り、進行が速めであった。これは、初期値により、高潮の予報が大きく変わりうることを示している。

# 5. 1 平成30年台風第20号

## 5. 1. 7 特記事項



- 23日12時初期値の時点では、岡山県付近に上陸と予想していた。そのため、姫路は台風の東側にあたり、吹き寄せ効果が強く見積もられたと考えられる。強度も実況より強めだったことで、更に過大な潮位が予想された。また、予報での台風移動速度が実況に比べ速く、高潮のピークが満潮に近い時刻に予測されたため、予測最高潮位が実況よりも更に過大になったと考えられる。

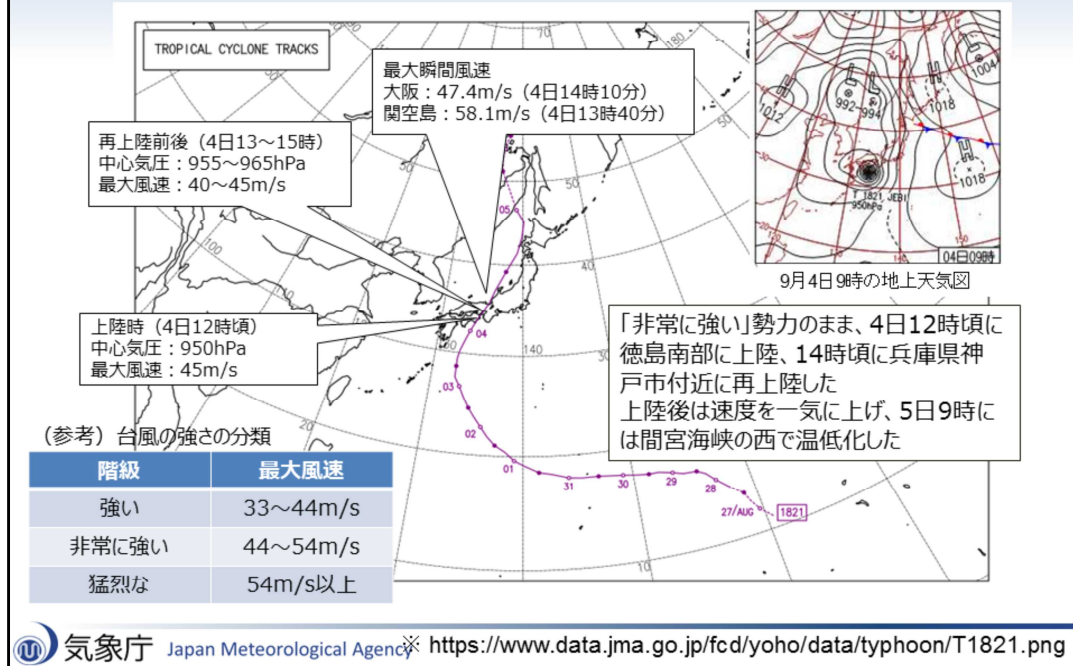
### 5. 1 平成30年台風第20号

#### 5. 1. 7 特記事項

23日12時初期値の時点では、岡山県付近に上陸と予想していた。そのため、姫路は台風の東側にあたり、吹き寄せ効果が強く見積もられたと考えられる。強度も実況より強めだったことで、更に過大な潮位が予想された。また、予報での台風移動速度が実況に比べ速く、高潮のピークが満潮に近い時刻に予測されたため、予測最高潮位が実況よりも更に過大になったと考えられる。

## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 1 平成30年台風第21号の経路



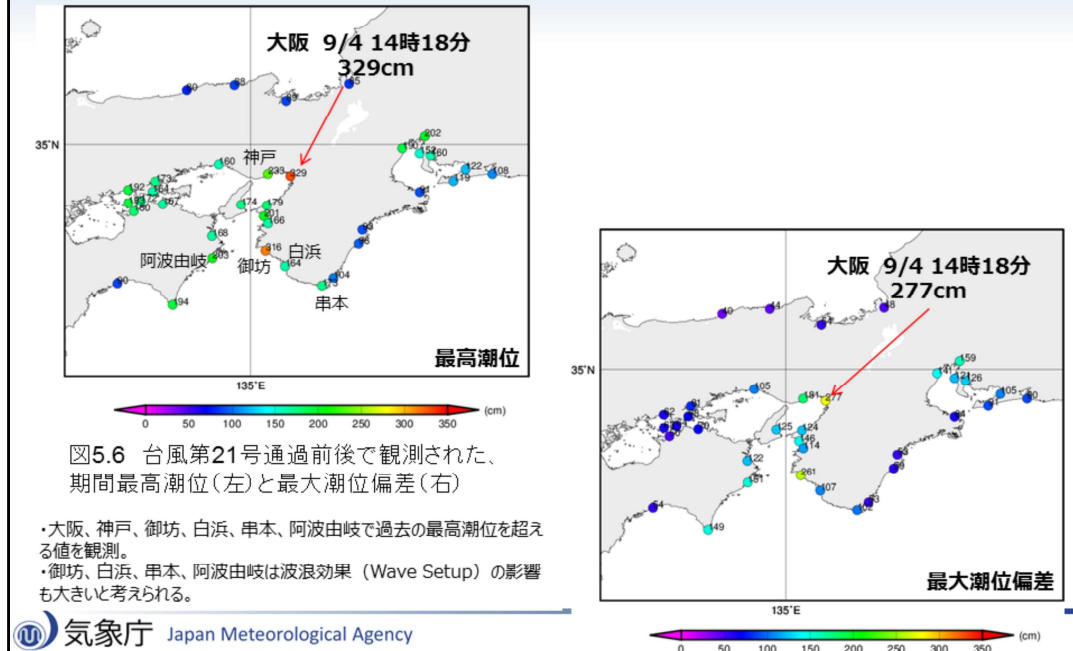
## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 1 平成30年台風第21号の経路

台風第21号は、非常に強い勢力のまま、9月4日12時頃に徳島県南部に上陸し、4日14時頃に兵庫県神戸市付近に再上陸した。上陸後は速度を上げ、5日9時に間宮海峡の西で温低化した。最初の上陸時における中心気圧は950hPa、最大風速は45m/sで、再上陸時における中心気圧は955~965hPa、最大風速は40~45m/sであった。概ね台風第20号に似た進路を進んだが、強度は台風第21号の方が強かった。

## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 2 期間最高潮位および最大潮位偏差



## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 2 期間最高潮位および最大潮位偏差

台風通過前後の期間における最高潮位と最大潮位偏差を図5.6に示す。大阪で過去最高潮位329cmを記録したほか、神戸と御坊、白浜、串本、阿波由岐でも過去最高潮位を記録した。御坊、白浜、串本、阿波由岐は外洋に面しており、波浪効果(Wave Setup)の影響も大きいと考えられる。

## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 3 潮位偏差 実況-モデル散布図

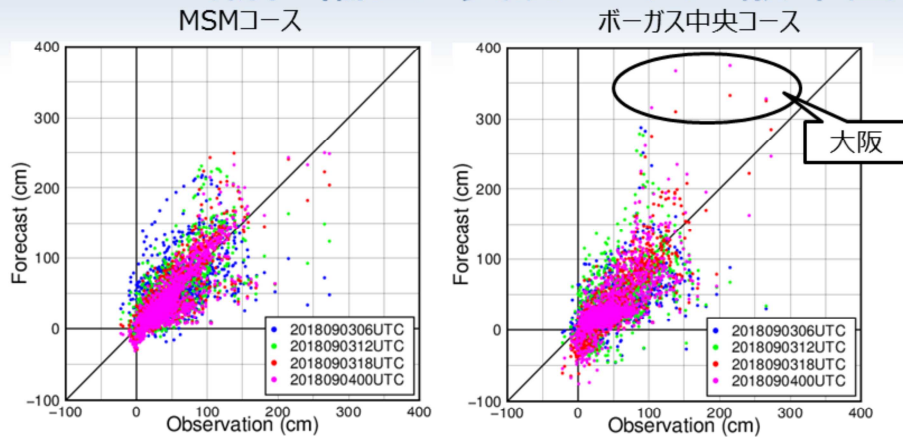


図5.7 近畿～東海地方周辺の3日15時（06UTC）～4日9時（00UTC）まで6時間ごとの初期値のプロット。大きめの潮位偏差が観測された4日9時（00UTC）～4日19時（10UTC）までの時間帯に絞っている。左：MSMコース、右：ボーガス中央コース

- ボーガス中央コースでは台風接近・上陸間際の初期時刻の予報で大阪で過大評価。

## 5. 2 平成30年台風第21号

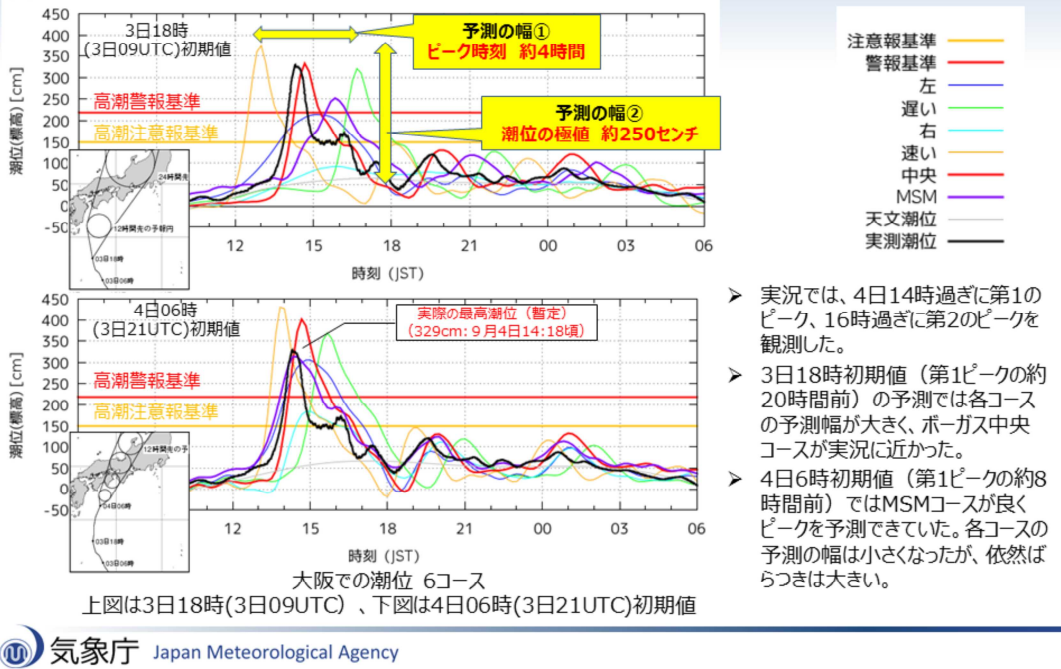
### 5. 2. 3 潮位偏差 実況-モデル散布図

図5.7は、近畿から東海地方周辺の潮位観測点における潮位偏差観測値と高潮モデル(MSMコース、ボーガス中央コース)により計算された潮位偏差の散布図である。上陸前後の3日15時から4日9時にかけて、6時間ごとの初期値についてプロットしている。ボーガス中央コースでは、初期値ごとの変化があまり大きくないが、台風接近・上陸間際の初期値では一部の地点(大阪が該当する)で過大評価が目立つ。

## 5.2 平成30年台風第21号

### 5.2.4 大阪での時系列図

図5.8



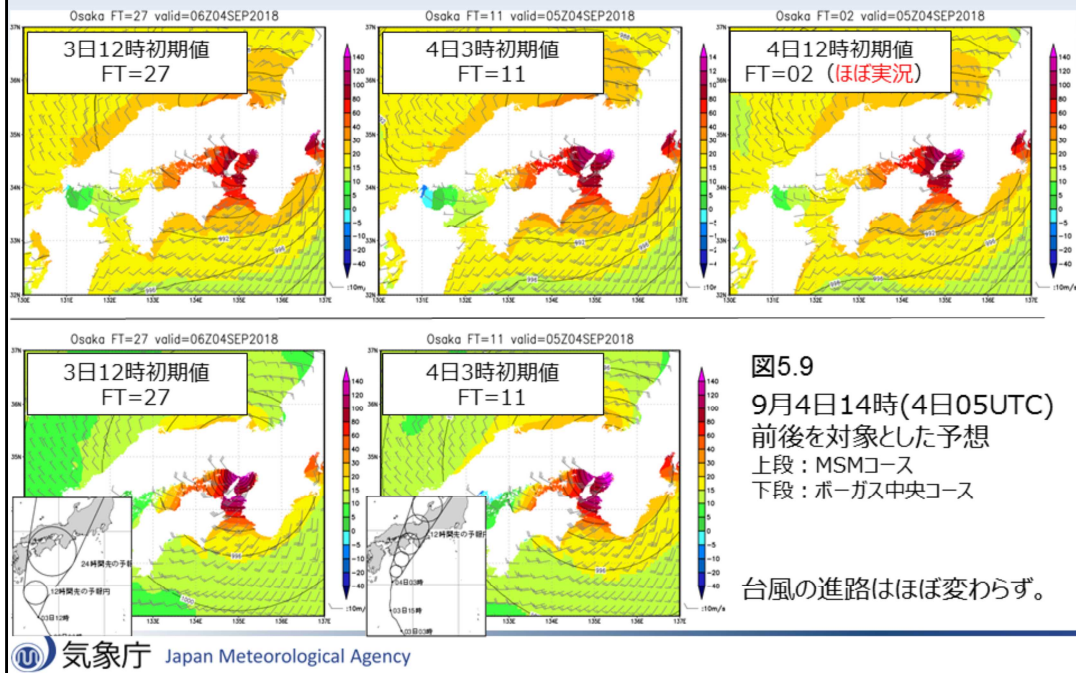
## 5.2 平成30年台風第21号

### 5.2.4 大阪での時系列図

大阪での潮位時系列を図5.8に示す。実況では、4日14時過ぎに第1のピークを観測し高潮警報基準を超過した。4日16時過ぎには第2のピークを観測し、高潮注意報基準を超過した。3日18時初期値(第1ピークの約20時間前)の予測では、各コースの予測幅が大きく(ピーク値:約250cm、ピーク幅:約4時間)、不確実性は非常に大きかったと言える。この時点では、ボーガス中央コースの予測が実況に近かった。4日6時初期値(第1ピークの8時間前)の予測では、MSMコースがピークを良く予測できていた。不確実性は、3日18時初期値と比較すると小さくなったが依然大きかった。

## 5.2 平成30年台風第21号

### 5.2.5 モデル分布図(初期時刻による変化)



## 5.2 平成30年台風第21号

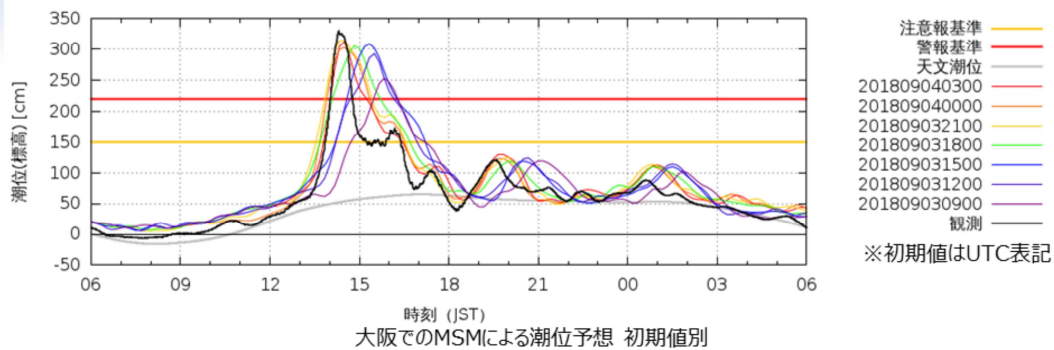
### 5.2.5 モデル分布図(初期時刻による変化)

近畿地方で顕著な高潮が観測された4日14時頃の風や気圧、高潮の予測場を図5.9に示す。多少の強度やタイミングの違いはあったものの、進路予報は安定していたと言える。ポーガス中央コースは初期値によって予測が1m程度過大なものもあったが、MSMコースでは初期値により高潮予測が大きく変わることはなかった。



## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 6 特記事項



- 進路予報が安定しており、多少の強度やタイミングの違いはあったものの、MSMコースでは初期値により高潮予測が大きく変わることはなかった。3日18時初期値の予想（上陸約20時間前）ではボーガス中央コース、4日6時初期値以降の予想ではMSMコースが、それぞれ実況と良く整合していた。どちらのコースでも警報基準超過が予想されていた。
- ボーガス中央コースは、初期時刻によっては予測が1m近く過大なものもあった。

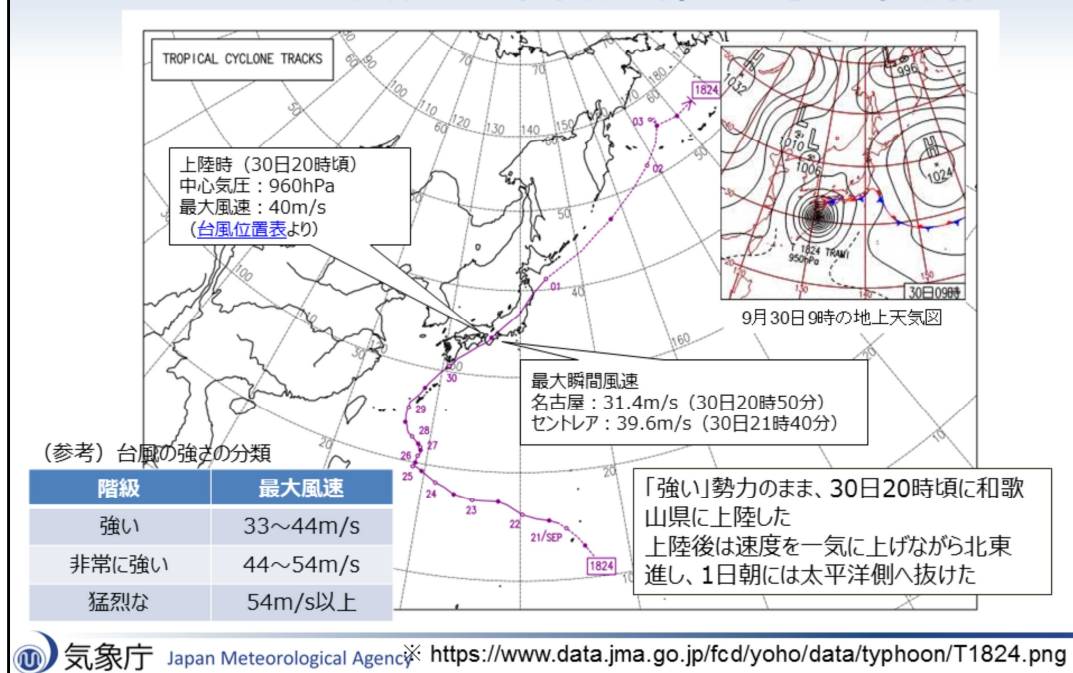
## 5. 2 平成30年台風第21号

### 5. 2. 6 特記事項

進路予報が安定しており、多少の強度やタイミングの違いはあったものの、MSMコースでは初期値により高潮予測が大きく変わることはなかった。3日18時初期値の予想（上陸約20時間前）ではボーガス中央コース、4日6時初期値以降の予想ではMSMコースが、それぞれ実況と良く整合していた。どちらのコースでも警報基準超過が予想されていた。ボーガス中央コースは、初期時刻によっては予測が1m近く過大なものもあった。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.1 平成30年台風第24号の経路



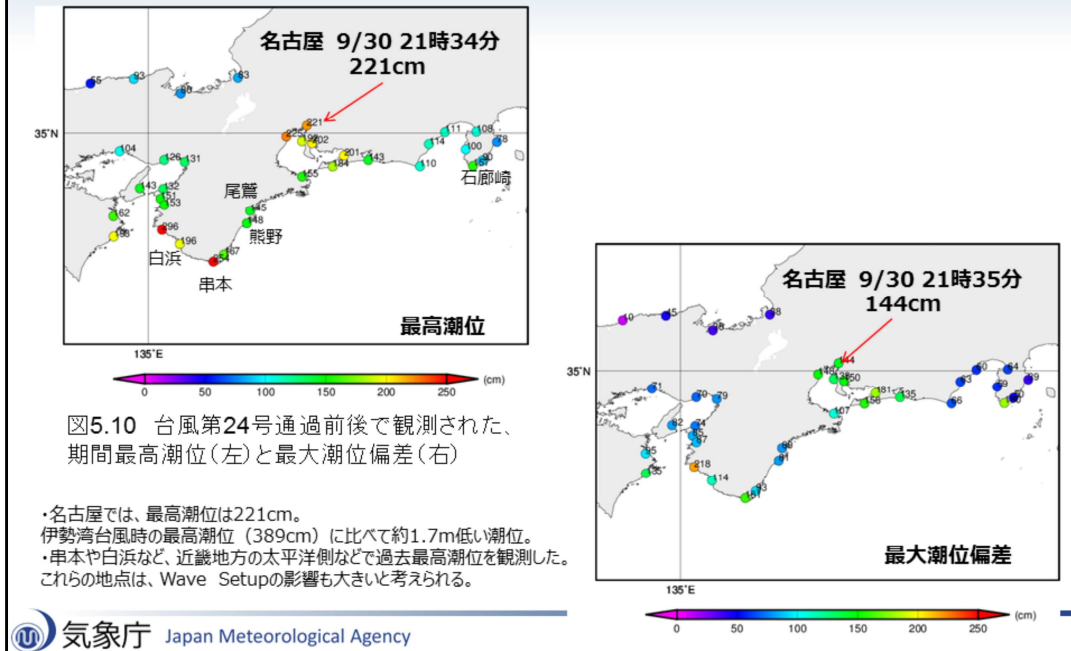
## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.1 平成30年台風第24号の経路

台風第24号は、強い勢力で9月30日20時頃に和歌山県に上陸し、その後速度を上げて北東進し、10月1日朝には太平洋側へ抜けた。上陸時における中心気圧は960hPa、最大風速は40m/sであった。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.2 期間最高潮位および最大潮位偏差



## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.2 期間最高潮位および最大潮位偏差

観測された最高潮位は、名古屋で221cmであった。名古屋では台風ポーガスで伊勢湾台風(過去最高潮位389cm)並みの高潮が予想されていたが、実際はかなり低かった。一方、串本や白浜など、近畿地方の太平洋側などでは過去最高潮位を観測した(図5.10)。上陸直前の9月30日18時初期値のMSMコースにおける、これらの地点の予想最高潮位は、串本で146.6cm、白浜で151.1cmと、50~100cm程度過小であった。これらの地点が太平洋に面していることや、ほぼ実況とみなせる直前の予想でも大きな過小評価となったことから、高潮モデルでは考慮していないWave Setupの影響が大きかったと考えられる。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.3 潮位偏差 実況-モデル散布図

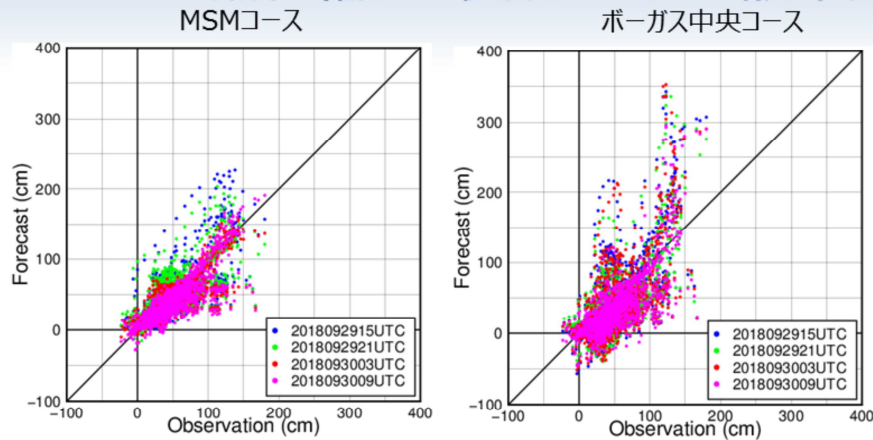


図5.11 近畿～東海地方周辺の30日0時（29日15UTC）～30日18時（09UTC）まで6時間ごとの初期値のプロット。大きめの潮位偏差が観測された30日17時（08UTC）～10月1日00時（9月30日15UTC）までの時間帯に絞っている。左：MSMコース、右：ボーガス中央コース

- ▶ 前半MSMは過大傾向。30日12時（03UTC）初期値あたりから観測値と整合。
- ▶ ボーガス中央コースは一貫して過大傾向。

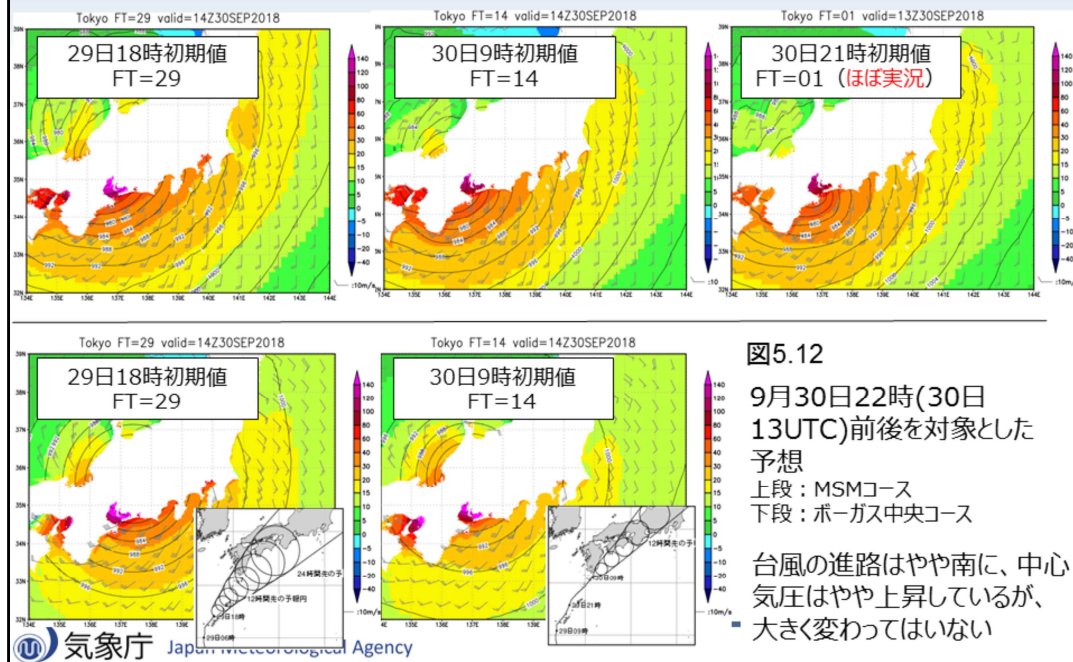
## 5.3 平成30年台風24号

### 5.3.3 潮位偏差 実況-モデル散布図

図5.11は、近畿から東海地方周辺の潮位観測点における潮位偏差観測値と高潮モデル(MSMコース、ボーガス中央コース)により計算された潮位偏差の散布図である。上陸前後の30日0時から30日18時にかけて、6時間ごとの初期値についてプロットしている。MSMコースでは、前半過大傾向が見られるが、30日9時初期値あたりから観測値と整合する予想だった。一方、ボーガス中央コースでは一貫して過大傾向を示しており、上陸直前の初期値でもその傾向は変わらなかった。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.4 モデル分布図(初期時刻による変化)



## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.4 モデル分布図(初期時刻による変化)

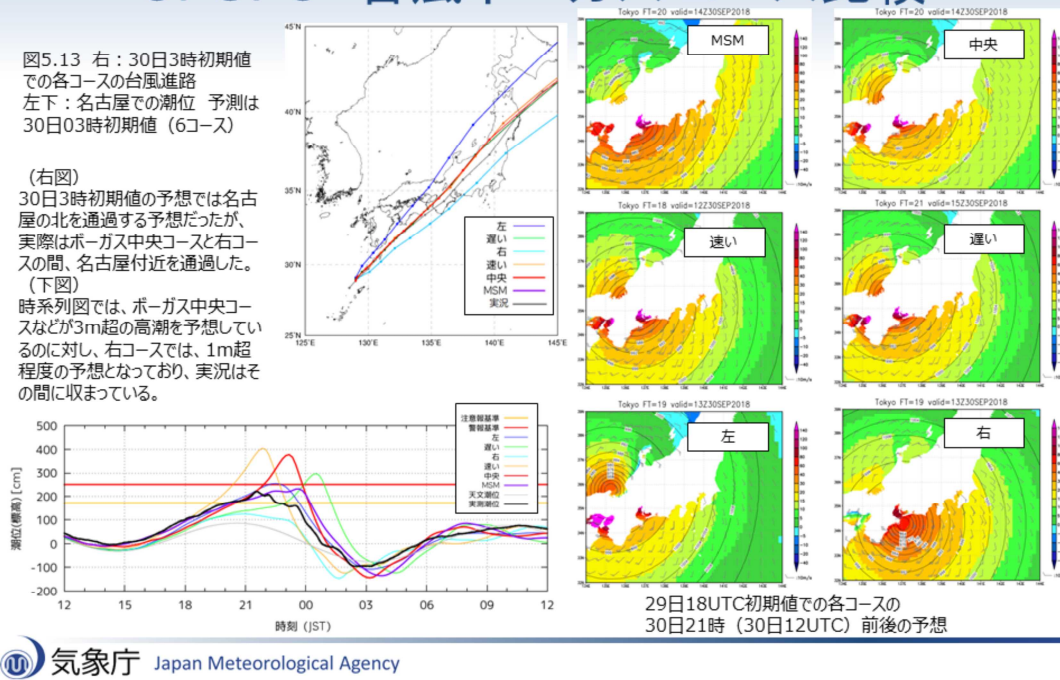
東海地方で顕著な高潮が観測された30日22時頃の風や気圧、高潮の予測場を図5.12に示す。MSMコースを見ると、30日9時初期値で台風進路はやや南にシフトし、中心気圧はやや上昇している。大きな違いではないが、これにより予想潮位が大きく変わったと考えられる。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.5 台風ボーガスコース比較

図5.13 右：30日3時初期値での各コースの台風進路  
 左下：名古屋での潮位 予測は30日03時初期値（6コース）

（右図）  
 30日3時初期値の予想では名古屋の北を通過する予想だったが、実際はボーガス中央コースと右コースの間、名古屋付近を通過した。  
 （下図）  
 時系列図では、ボーガス中央コースなどが3m超の高潮を予想しているのに対し、右コースでは、1m超程度の予想となっており、実況はその間に収まっている。



## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.5 台風ボーガス コース比較

30日3時初期値における台風進路予想と名古屋のコース別潮位時系列を図5.13に示す。この時、台風は名古屋の北を通過する予想だったが、実際はボーガス中央コースと右コースの間、名古屋付近を通過した。名古屋の時系列を見ると、ボーガス中央コースなどは3m超の潮位偏差を予想しているのに対し、右コースでは1m超程度の予想となっており、実況はその間に収まっている。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.6 予報円半径を小さくした計算

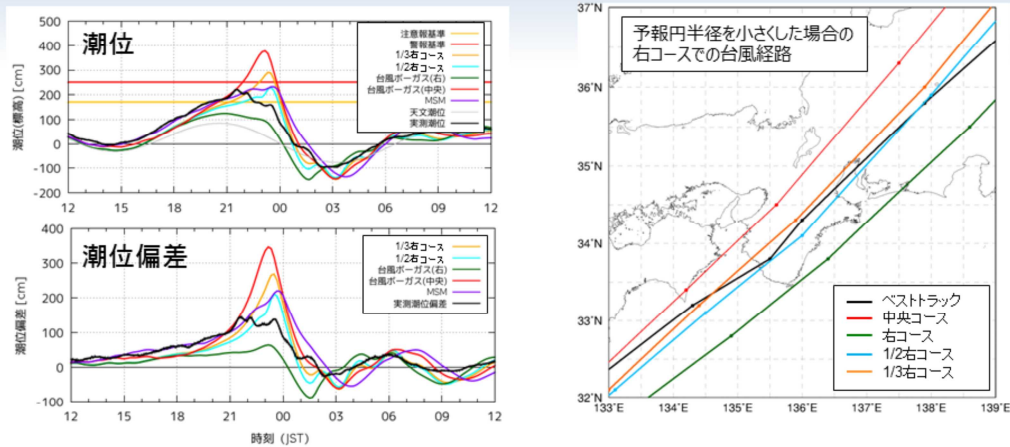


図5.14 名古屋における潮位（上図）・潮位偏差（下図）予想時系列（30日3時初期値）

- ・ 台風進路の違いによる高潮予測への影響を調べるため、予報円半径を1/2, 1/3にして右コース再計算を行った。
  - ・ 予報円半径1/2, 1/3した場合の右コースは、ベストトラック（確定解析）とほぼ同じ進路。
- ・ 台風進路をベストトラックに近くしたところ、高潮モデル結果は実況に近くなった。
  - ・ 実際の予測でのポーガス中央コース最高潮位約390cm → 右1/3コース約290cm、右1/2コース約220cm
- ・ しかし、実況潮位偏差と比較すると、モデル潮位偏差はまだ過大傾向で、ピークも2時間程度遅い。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.6 予報円半径を小さくした計算

台風進路の誤差が高潮予測に与えた影響を調べるため、予報円半径を1/2, 1/3にして右コースの再計算を行なった(図5.14)。対象初期値は30日3時である。この場合の右コースはベストトラックとほぼ同じ進路となり、最高潮位の計算結果は実況に近くなった(右1/2:約220cm、右1/3:約290cm)。しかし、潮位偏差について見るとまだ過大傾向で、ピークも2時間程度遅く出現していた。

## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.7 ベストトラックによる計算

- 29日21時(12UTC)～30日15時(06UTC)の各初期値での台風進路予報は、ベストトラックに比べ、北を通過していた。
- また、上陸時の台風強度は、速報解析「非常に強い」からベストトラックで「強い」に下方修正となった(12/3報道発表)。
- 台風ポーガスを用いた高潮モデル結果が過大であった原因を調査するため、ベストトラックの位置、強度を入力として高潮モデルの再計算を行った。
- ベストトラックを用いた高潮モデル結果は、実況に近いものとなったが、それでも最高潮位は約40cm高かった。
- 風速は、30日3時(29日18UTC)予想時に比べ、最大風速が5m/s以上小さくなっている。

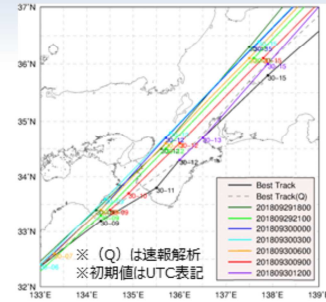
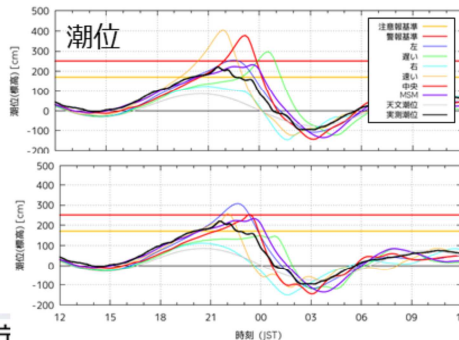
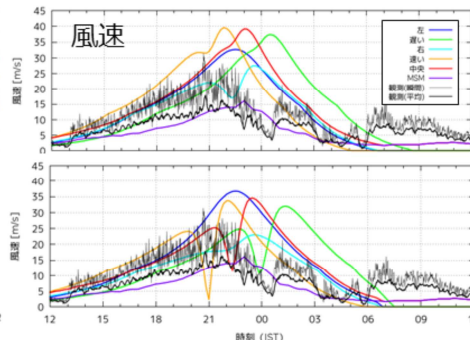
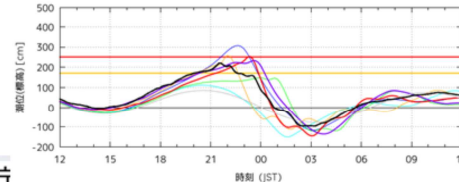


図5.15

30日3時  
初期時刻  
予想



ベスト  
トラックを用  
いた高潮モ  
デル結果



## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.7 ベストトラックによる計算

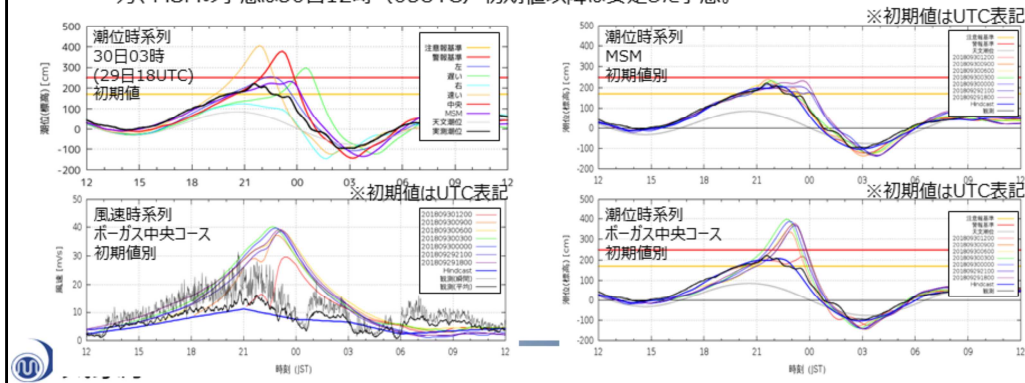
更に、台風強度の誤差が高潮予測に与えた影響を調べるため、ベストトラックを入力として高潮モデルの再計算を行なった(図5.15)。対象初期値は30日3時である。上陸時の台風強度は、速報解析の「非常に強い」からベストトラックで「強い」に下方修正となった(2018年12月3日報道発表)。ベストトラックを用いた計算結果では、実況に近いものとなったが、それでも最高潮位は約40cm高かった。なお、ベストトラックによる最大風速は、当初よりも5m/s以上小さくなった。



## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.8 特記事項

- 名古屋における台風ポーガスの過大評価
  - ・名古屋では台風ポーガスで伊勢湾台風（過去最高潮位389cm）並みの高潮が予想されたが、実際の最高潮位は221cmであった。
  - ・台風ポーガスについては、初期値が更新されても潮位の過大評価傾向は続いた。
  - ・過大評価の原因はおおまかに以下のように解釈できる。
    - ✓「予報円半径を小さくした計算」から、進路予報が北寄りだった影響が約80cm。
    - ✓さらに「ベストトラックによる計算」から、台風強度予報の影響が約50cm。
    - ✓「ベストトラックによる計算」でも、まだ実況よりは最高潮位が約40cm位高い。ピーク時刻の違いを考慮すると潮位偏差で約80cm過大。これは高潮モデルにおけるポーガスの作り方による誤差と推測される。
  - ・一方、MSMの予想は30日12時（03UTC）初期値以降は安定した予想。



## 5.3 平成30年台風第24号

### 5.3.8 特記事項

以上から、名古屋における台風ポーガス計算の過大評価の原因について次のようにまとめることができる。

「予報円半径を小さくした計算」から、進路予報が北寄りだった影響が約80cm。

更に「ベストトラックによる計算」から、台風強度予報の影響が約50cm。

「ベストトラックによる計算」でも、最高潮位がまだ実況より約40cm高く、潮位偏差では約80cm過大となった。これは高潮モデルのポーガス作成手法による誤差と考えられる。

このように、現状のポーガス作成手法では過大評価の傾向があるため、現在気象庁では、ポーガスの改良に係る検討を進めている。詳細は7.1項を参照。

## 5.4 平成30年台風事例の検証結果のまとめ

- 第20号
  - 台風進路予報が実際より西寄りだったことなどから、姫路などでやや過大な高潮予測となった。右コース予報は実況と整合的であった。
    - ⇒ 台風進路の誤差を考慮することの重要性
- 第21号
  - 大阪をはじめ6地点で過去最高潮位を更新。
  - 上陸約20時間前の予測ではボーガス中央コースが、上陸約8時間前以降の予測ではMSMが、最も実況と整合していた。
    - ⇒ 1つのコースの予測だけでなく、全てのコースの予測結果を使った、リスクを事前に評価する使い方の重要性。
- 第24号
  - MSMは比較的実況と整合。一方、ボーガス中央コースの予測は過大。ベストトラックを使った検証でも、ボーガス中央コースは過大傾向。
    - ⇒ 現状のボーガス作成手法の改善の必要性。

### 5.4 平成30年台風事例の検証結果のまとめ

本節で説明した3つの事例検証の結果についてまとめる。

まず、台風第20号では、台風進路予報が実際より西寄りだったことなどから、姫路などでやや過大な高潮予測となった。一方、右コースの予測は実況と近く、実際の台風進路が予想より東寄りになったことと整合していた。この事例からは、高潮モデル及び高潮ガイダンスの利用にあたっては、台風進路の誤差も考慮することが重要であることがわかる。

次に、台風第21号では、大阪をはじめ6地点で過去最高潮位を更新する顕著な高潮が発生した。この事例では、上陸の約20時間前の予測ではボーガス中央コースが、上陸の約8時間前以降の予測ではMSMが、最も実況と整合していた。この事例からは、1つのコースの予測だけを決定論的に利用するのではなく、全てのコースの予測結果を見て、最も高い潮位を予測しているシナリオをサブシナリオとして持つなど、リスクを事前に評価する使い方が防災上の観点から重要であることがわかる。

最後に、台風第24号では、MSMは比較的実況と整合していたが、ボーガス中央コースの予測は過大であった。ベストトラックを使った検証でも、ボーガス中央コースの予測の過大傾向は続いており、この事例からは、現状のボーガス作成手法の改善の必要性がわかる。

これら個別事例の検証の結果と、第3節と4節で説明した長期間の統計検証の結果を踏まえ、次の第6節にて、高潮ガイダンスの解釈のポイントを解説する。

## 6. 高潮モデル・ガイダンス 解釈のポイント

## 6.1 最新の高潮モデル・ガイダンスを利用

- 高潮モデル・ガイダンスは3時間毎(※)に更新されるので最新の予測資料を用いる。  
※高潮ガイダンスに含まれる補正要因のうち、海況要因は1日4回だけ更新される。
- 高潮モデル・ガイダンスは先の予想ほど予測誤差が大きい。
  - 特に顕著な高潮の場合、12時間以内の予想なら比較的、捕捉率は良いが、13時間以降では捕捉率が低くなる(図6.1)。

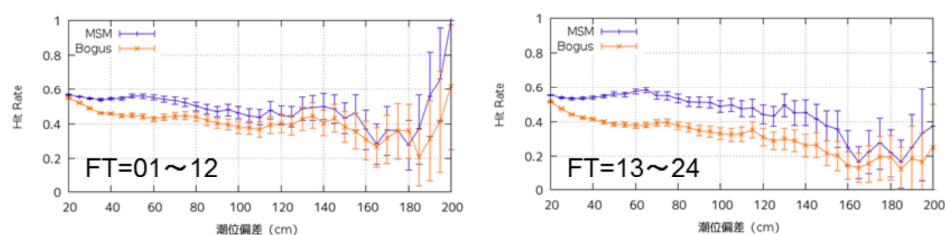


図6.1 高潮ガイダンスによる高潮予測の捕捉率  
(青線:MSM、橙線:台風ボガス中央、エラーバーは95%の信頼区間を示す。  
図4.15の一部を抜粋。)

### 6.1 最新の高潮モデル・ガイダンスを利用

高潮モデル及び高潮ガイダンスは1日8回、3時間ごとに更新される。ただし、高潮ガイダンスに含まれる補正要因の一つである海況要因による変動は比較的小さいため、1日4回だけ更新される。高潮モデル・ガイダンスは先の予想ほど予測誤差が大きく、特に顕著な高潮の発生が予想される場合、図6.1に示すとおり、12時間以内の予想なら比較的、捕捉率は良いと言えるが、13時間より先の予測では捕捉率が0に近づき、低くなることが分かる。そのため、高潮モデル・高潮ガイダンスは、最新の予測資料を用いることが望ましい。

ただし、顕著な高潮ほど事例数が少なく、エラーバーが大きくなることに注意が必要である。最新の予測を使いつつも、過去初期値の予測からの変動にも注意し、たとえ最新の高潮ガイダンスで予測が下がったとしても、過去初期値の予測で警報基準・過去最高潮位を超える予測であった場合は、その後の予測の変化も引き続き注視する必要がある。

## 6.2 台風時のコース選択の考え方

- MSMの方が台風ポーガス中央コースよりも各種統計スコアが良い。
  - MSMは地形による摩擦の影響や中緯度における台風構造の変化を表現しているのに対し、台風ポーガスは、それらが表現されていない等が理由として考えられる(下図)。
- このため、高潮の予測においては、まずはMSMコースの予測を参照する。
- ただし、MSMと、気象庁の発表する台風予報との差が大きい場合は、ポーガス中央コースの予測も参照する。

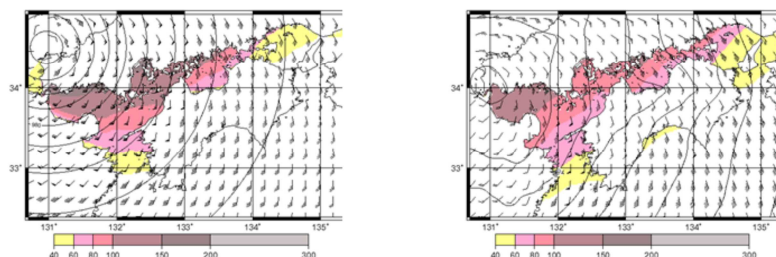


図6.2 台風ポーガス中央コース(左)とMSM(右)の風・気圧

### 6.2 台風時のコース選択の考え方

3節及び4節でみたとおり、MSMの方が台風ポーガス中央コースよりも各種統計スコアが良い。各種スコアが良い理由としては、図6.2に示すとおり、MSMは地形による摩擦の影響や中緯度における台風構造の変化が適切に表現されているのに対し、高潮モデルの台風ポーガスはそれらが表現されていないことが考えられる。また、24時間以内に台風ではなくなる場合は、台風ポーガスは台風強度及び移動速度を一定と仮定して値を外挿する(3.1.2参照)。そのため、台風が衰弱して熱帯低気圧に変わる場合は予測が過大となりやすく、逆に、台風が衰弱後に再発達する場合は予想が過小となりやすいことも理由として考えられる。

このため、高潮の予測においては、台風時もまずはMSMコースの予測を参照することが望ましい。

ただし、MSMと、気象庁の発表する台風の進路予報又は強度予報の差が大きい場合には、ポーガス中央コースの予測を参照することも検討する必要がある。

なお、気象庁では現在、台風ポーガスでも地形による摩擦の影響等が考慮できるよう、台風ポーガス作成手法の改良に係る検討を進めており、今後も最新の検証結果等を踏まえ、上記考え方は必要に応じて見直しを実施していく予定である。(台風ポーガスの改良については、7節を参照。)

## 6.3 台風の進路及び強度の予測誤差に留意

- 予報円が大きいうちは高潮予測の不確実性も高い。
  - MSM及び台風ポーガスの各コースを確認し、予測資料の中で最も高い潮位を予想しているシナリオをサブシナリオとして持つ。
  - 最大潮位偏差に達する時間帯が干潮から満潮にずれる可能性も視野に入れる。
- 台風の予想進路と実際の進路の差異に留意する。
  - 実際の進路が予想進路より特定の方位にずれる傾向がある場合  
⇒MSMを基本にしても、台風ポーガスの特定の方位に近いメンバーの予想も参考にする。
- 台風の中心気圧や最大風速の予想誤差に留意。
  - 特に最大風速の予想が初期値間で大きく変動する場合、風速の二乗に比例して働く吹き寄せ効果に大きな誤差が生じるため、実況を踏まえた修正を検討。

### 6.3 台風の進路及び強度の予測誤差に留意

高潮の予測は台風の進路及び強度の予測誤差に留意する必要がある(3節参照)。台風の進路が少しでも変わると、高潮の要因の一つである吹き寄せ効果が大きく変わる可能性があるため、予報円が大きいうちは高潮予測の不確実性も高いといえる。このため、最も可能性が高い予想シナリオを基本シナリオとして持つ他に、全ての予想資料(MSM及び台風ポーガス5コース)を確認し、最も高い潮位を予想しているシナリオをサブシナリオとして持つことは、防災上の観点から望ましい。2018年の台風第21号による大阪湾の高潮を例として挙げると、台風が大阪湾に最接近する8時間前の予想では、MSMが他のコースに比べ最も実況に近い予想であったが、最接近の20時間前の予想では、MSMに比べて50cm以上も高い潮位を予想していたポーガス中央コースの方が実際の最高潮位を適切に表現できていた。MSMを基本シナリオとして考えても、ポーガス中央コースによる予想をサブシナリオとして持つことは早い段階から台風第21号による高潮の規模を想定できる点からも望ましいといえる(5.2項参照)。

また、満潮時に高潮が重なると、高潮の規模によっては甚大な被害をもたらすおそれがあるため、たとえ基本とするコースにおける高潮のピークが干潮に近い時間帯であっても、他のコースにおける高潮のピークが満潮に近い時間帯に重なる可能性があるならば、それらのシナリオも事前に想定しておくことが望ましい。

さらに、台風の予想進路と実際の進路の差異に留意し、最も実況に合ったメンバーの予想を参考にする。MSMを基本としている場合でも予想資料が更新されるごとに台風の中心が特定の方位にずれる傾向がある場合は、その特定の方位に近い台風ポーガスの予想も参考にする。ただし、3.1項で述べたように、ポーガス周辺コースの予測では台風ポーガスのみを外力として予測を行っているため、ポーガス周辺コースの予測は台風近傍(強風半径の2倍の範囲内)のみ意味のある予測になっていることに注意が必要である。

台風の中心気圧や最大風速の予想誤差にも留意する。特に最大風速の予想が初期値間で大きく変動する場合、風速の二乗に比例する吹き寄せ効果に大きな誤差が生じるため、実況を踏まえた修正を検討する必要がある。

## 6.4 高潮ガイダンスの特性に留意

高潮ガイダンスは、高潮モデルでは表現されない下記、高潮の要因を補正している。これらの特性を踏まえた利用が必要。

- 波浪効果による潮位上昇 (Wave Setup)
  - Wave Setupが発生しやすい地点では、有義波高3~4mから波高の二乗に比例して顕著に現れる。
  - どの方位の波が入りやすいか周辺の地形を予め把握しておく。
- 異常潮位
  - 黒潮や暖水渦・冷水渦等の接近で、天文潮位との差が継続している場合、台風通過時でもその分がオフセット値として加味される。
- 浅海潮
  - 浅海潮が大きい地点(瀬戸内海、有明海)では、実測潮位と天文潮位で位相差が生じやすいことに留意する。

### 6.4 高潮ガイダンスの特性に留意

高潮モデルでは表現されない高潮の要因のうち、波浪効果による潮位上昇 (Wave Setup)、異常潮位及び浅海潮は高潮ガイダンスでは組み込んでいる(4節参照)。

このうち、Wave Setupは、外洋に面した沿岸や島しょ部で発生することが知られており、過去の観測値から求められた実験式等を使ってWave setupを予測している。Wave setupは台風等で発生した高波(概ね、有義波高3~4m以上)が沿岸に押し寄せる際に顕著に働く現象で、波高の二乗に比例して増大する。Wave Setupの実験式では波向きまで考慮していないが、地点ごとにどの方位の波が入りやすいか周辺の地形からあらかじめ把握しておくことも重要である。

次に異常潮位については、台風が接近する前から暖水渦あるいは冷水渦等の接近や黒潮流路の変動により天文潮位と実測潮位の間には差が生じていけば、台風が接近・通過する時もその分がオフセット値として加算されることに留意する。

最後に浅海潮による潮位への影響は他の要因に比べると小さいが、瀬戸内海や有明海など浅海潮が大きい湾奥の地点は実測潮位と天文潮位で位相差が生じやすいことに留意する。

## 7. 改善に向けて

本節では、現在気象庁で検討を進めている、高潮モデルの改善に向けた開発課題について紹介する。

本節で紹介する事項は、全て現在検討中のものであり、必ずしも将来の高潮モデルでこれらが現業化されると決定したわけではないことに留意されたい。



## 7.1 台風ボーガスの改良

- 第3節で述べたように、現在の高潮モデルの台風ボーガスでは、陸地の影響を考慮していないことによって、高潮を過大に予測する傾向がある。
- これに対処するため以下の2つの方法を検討している。
  - 地形の影響を簡易的に取り入れた手法で海上風を計算することで、海陸の摩擦の違いの影響を考慮する。
  - モデル領域内各格子において、風上側の陸地の粗度を元に風向別の減衰率を計算し、ボーガスによる風を補正する。

図7.1 現システムにおけるボーガス中央コースの風(左)と、同コースの風を地形の影響を簡易的に取り入れた手法により計算したものの(右) 等値線、カラーは風速 (kt) を表す。

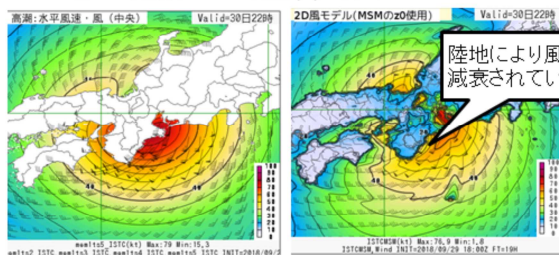
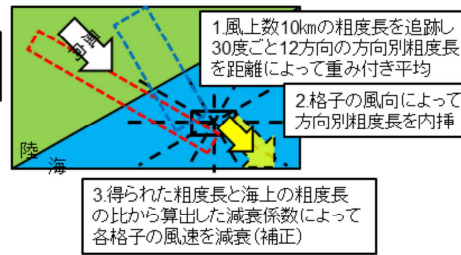


図7.2 風上側の陸地の粗度を元に風向別にボーガスの風を補正する方法の概念図



### 7.1 台風ボーガスの改良

第3節で述べたように、台風ボーガスを利用する上で問題となるのが、陸地の影響を考慮していないことによる高潮の過大評価である。気象庁では、ボーガスに陸地の影響を取り込むため、2つの方法(図7.1、図7.2)を検討している。

1つ目は、ボーガスによる台風を地形の影響を簡易的に取り入れた手法で風を計算する手法で、Thompson and Cardone (1996)に詳しい。この手法は、物理的に陸地の影響を取り込むことができる点が優れている。

2つ目は、モデル領域内各格子において、風上側の陸地の粗度を元に風向別の減衰率を計算し、ボーガスによる風を補正する手法(Westerink et al, 2008)である。これは米国ハリケーンセンターの現業高潮予測モデルSLOSHでも採用されている手法である。

## 7.2 高潮アンサンブル予報

- 高潮予測では、台風予報の不確実性を考慮することが重要。
- そのためには異なる大気外力で多くの高潮予測を行う「高潮アンサンブル」が有効と考えられる。
- 異なる大気外力として2つの手法が考えられる。
  - 現在の台風ボーガスの手法を元に、台風進路・強度を少しずつ変えた多数のメンバーで高潮計算を行う。(ボーガスのメンバー数を大幅に増やす。)
  - メソアンサンブル予報システム(現21メンバー)を元に高潮計算を行う。
- いずれの手法でも、膨大な情報をいかに集約し、プロダクトにまとめていくかが課題。

### 7.2 高潮アンサンブル予報

高潮モデル及び高潮ガイダンスを利用するうえで判断に迷うのは、その初期値における不確実性(誤差幅)の見積もりや、台風進路がわずかにずれた場合の高潮への影響の見積もり、そしてMSMコース・ボーガス中央コースどちらを採用するか、などであろう。現状のMSMコース+台風ボーガス5コースという制限の中で、これらをどう判断するかは第6節で示した。気象庁では、これらをより正確かつ量的に判断できるようなプロダクトを提供するため、高潮アンサンブル予測システムの開発を検討している。アンサンブルの結果を用いることで、不確実性が面的かつ量的に明らかになるほか、台風進路のわずかなずれが高潮にどう影響するかが分かりやすくなることが期待される。

高潮アンサンブル予測システムで用いる大気外力としては、2つの手法を検討している。1つ目は、現在の台風ボーガスの手法を元に、台風進路・強度を少しずつ変えた多数のメンバーで高潮計算を行う手法(ボーガスのメンバー数を大幅に増やす)、2つ目は、メソアンサンブル予報システム(現21メンバー)を大気外力として高潮計算を行う手法である。

ただし、実際の予報作業においては、持ち時間が限られるため、有効かつ効果的な資料に絞る必要がある。いずれの手法でも、実用化にあたっては、アンサンブルの膨大な情報をいかに集約し、利用しやすいプロダクトを提供していくかが課題である。

## 7.2.1 多数の台風ボーガスを用いた高潮アンサンブル予報

- 米国NOAAハリケーンセンターで同様の手法が用いられている。
- 台風進路を少しずつ変えることにより、台風進路の僅かな違いによる高潮の規模の違いを把握することが可能。
- 台風進路・強度予報の不確実性に伴う高潮予測の不確実性を評価することが可能。

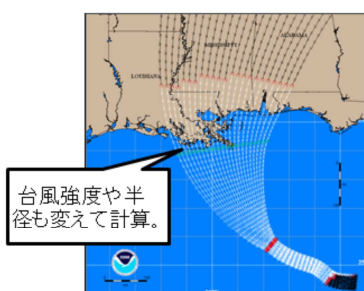


図7.3 高潮モデルで想定する台風進路パターン  
(米国NOAAハリケーンセンターHPより)

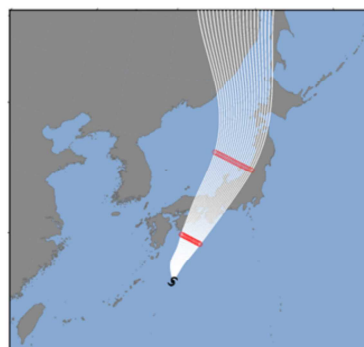


図7.4 台風進路の設定イメージ

## 7.2.1 多数の台風ボーガスを用いた高潮アンサンブル予報

現在の台風ボーガスの手法を元に、台風進路・強度を少しずつ変えた多数のメンバーで高潮計算を行う手法による高潮アンサンブル予報の例を紹介する。

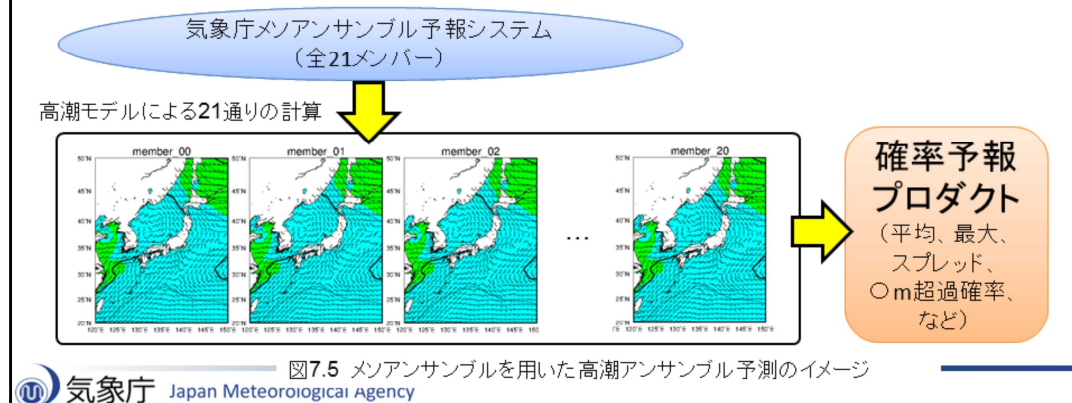
この手法は、台風進路だけでなく、台風強度や強風半径なども様々に変えて、パターンを数十～百程度まで大幅に増強して確率情報を作成するというものである。これは米国ハリケーンセンターの現業高潮予測モデルSLOSHで導入されている手法で(図7.3)、メンバー間のばらつきを人為的に大きくすることができ、データが膨大かつ計算に時間がかかる大気アンサンブルデータの作成を待たずに高潮モデルの計算を開始できるというメリットがある。

本手法が実現すれば、台風進路を少しずつ変えることにより、台風進路の僅かな違いによる高潮の規模の違いを把握することや、台風進路・強度予報の不確実性に伴う高潮予測の不確実性を評価することが可能になることが期待される。

図7.4に、本手法で計算する場合の、台風進路の設定イメージを示す。多数の台風進路、台風強度をどのように作成するか、多数の高潮計算をどのように実現するかという点も、今後の課題である。

## 7. 2. 2 メソアンサンブルを用いた高潮アンサンブル予報

- 地形による影響が大気モデルにより考慮されている。
- 高潮予測の信頼度が大気アンサンブルのスプレッド(ばらつき具合)の大きさに依存する。
  - 大気アンサンブル予報のばらつき具合が不十分な場合には実際の高潮の大きさを適切に予測できないことも起こりうる



## 7. 2. 2 メソアンサンブルを用いた高潮アンサンブル予報

メソアンサンブル予報システム(現21メンバー)を大気外力とする高潮アンサンブル予報の例を紹介する。

この手法では、地形の影響を考慮した台風分布を元に高潮計算を行なうため、台風の上陸前後における大幅な過大評価が少なくなることが期待される。また、アンサンブルのスプレッド(ばらつき具合)の大きさを見ることで、高潮予測の信頼度を見積もることもできる。ただし、アンサンブルを用いたからといって、常に起こりうる現象を全て網羅できるというわけではないので、注意が必要である。大気モデルでもそうであるように、各メンバーのばらつきが不十分で、実際の現象を予測できていたメンバーが1つもない、ということも起こりうる。図7.5に、本手法を用いた高潮アンサンブル予測のイメージを示す。

## 参考文献

- Thompson, E. F. and Cardone, V. J. 1996: Practical Modeling of Hurricane Surface Wind Fields. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean engineering*, **122**, 195-205.
- Westerink et al., 2008: A Basin- to Channel-Scale Unstructured Grid Hurricane Storm Surge Model Applied to Southern Louisiana. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 833-864.

## 8. まとめ

## 8. 1 全般事項

- 日本は、高潮災害の危険性が高い地域が多く、高潮に関する正確かつ迅速な情報発表が、国民の生命・財産を守るために必要不可欠。
- 気象庁では、高潮モデルと、高潮モデルで考慮していない要因を補正した高潮ガイダンスを運用し、高潮の予測、実況監視や、高潮警報・注意報発表のための基礎資料として利用。
- 本テキストでは、高潮の基礎、気象庁が運用する高潮モデル及び高潮ガイダンスの概要・特性並びに利用上の留意点や、解釈のポイント等について解説。本テキストを踏まえ、気象庁の高潮モデル及び高潮ガイダンスを活用頂きたい。

### 8. 1 全般事項

我が国は、水深が浅く南に開いた湾状地形が多く、高潮災害の危険性が高い地域が多い。そのため、高潮に関して正確かつ迅速な情報発表が、国民の生命・財産を守るために必要不可欠のものとなっている。

気象庁では、平成10年7月より高潮モデルの運用を開始し、気象庁が発表する高潮警報・注意報の発表に関する基礎資料として利用してきた。また、高潮モデルで考慮していない要因（波浪効果(Wave Setup)、海況要因、浅海潮)を補正した高潮ガイダンスを運用し、同じく高潮の予測・監視等に活用している。

本テキストでは、高潮の基礎、気象庁が運用する高潮モデル及び高潮ガイダンスの概要・特性並びに利用上の留意点や、解釈のポイント等について解説した。本テキストの内容を踏まえ、気象庁の高潮モデル及び高潮ガイダンスを活用頂きたい。

## 8.2 プロダクト利用上の留意点

- 最新の予測資料を用いる。
- 台風時は基本的にMSMコースの利用を検討する。
- 台風の進路及び強度の予測誤差に留意する。一つのコースの予測だけでなく、他のコースの予測も確認し、最も高い潮位を予測しているシナリオをサブシナリオとして持つなど、リスクを事前に評価する使い方が望ましい。
- 高潮ガイダンスは、高潮モデルで考慮していない要因(Wave Setup、海況要因、浅海潮)を含む。特性に留意して使用する。
- 高潮モデル及び高潮ガイダンスで予測対象としていない事象については、実況監視が重要。

### 8.2 プロダクト利用上の留意点

高潮モデル・高潮ガイダンスを利用するにあたっての留意事項をまとめる。

まず、最新の予測資料を用いることを基本とする(6.1参照)。高潮モデル及び高潮ガイダンスは1日8回、3時間ごとに更新される。高潮モデル及び高潮ガイダンスは先の予想ほど予測誤差が大きく、捕捉率も低くなるため、最新の予測資料を利用することが望ましい。

次に、台風時は高潮モデル、ガイダンスとも6コースの予測(MSM、ボーガス中央コース及び周辺コース×4)を行うが、基本的に最も各種統計スコア(捕捉率等)が良いMSMコースの利用を検討する(6.2参照)。ただし、MSMと台風の進路予報または強度予報の差が大きい場合には、ボーガス中央コースを利用することも検討する必要がある。

また、高潮の予測は台風の進路及び強度の予測誤差に留意する必要がある(6.3参照)。台風の進路が少しでも変わると、高潮の要因の一つである吹き寄せ効果が大きく変わる可能性があるため、予報円が大きいうちは高潮予測の不確実性も高い。このため、最も可能性が高い予測コースのシナリオを基本(メインシナリオ)として持つだけでなく、他のコースの予測も確認し、最も高い潮位を予測しているシナリオをサブシナリオとして持つなど、リスクを事前に評価する使い方が防災上の観点から望ましい。特に、満潮時に高潮が重なると、高潮の規模によっては甚大な被害をもたらすおそれがあるため、たとえ基本とするコースの高潮のピークが干潮に近い時間帯であっても、他のコースの高潮のピークが満潮に近い時間帯に重なる可能性があるならば、それらのシナリオも事前に想定しておく必要がある。

高潮ガイダンスでは、高潮モデルでは表現されない高潮の要因のうち、Wave Setup、海況要因及び浅海潮を考慮している(6.4参照)。ガイダンスで考慮している補正要因の特性を理解し、利用することが望ましい。

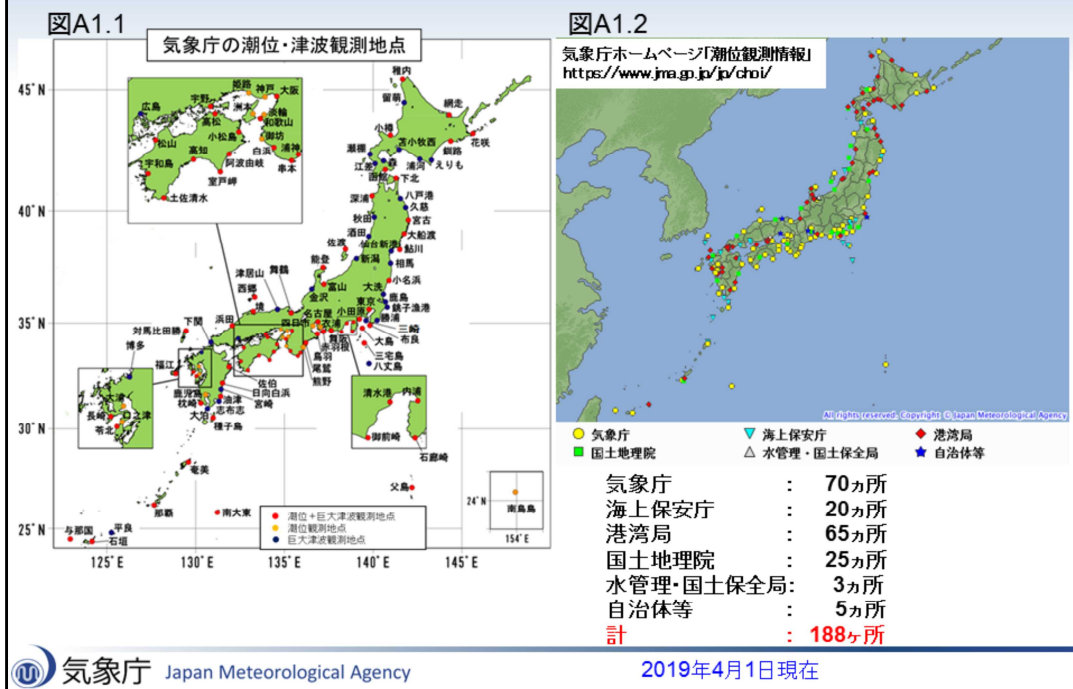
最後に、現状、高潮モデルでも高潮ガイダンスでも予測対象としていない現象(副振動、陸棚波、河川水の流入)がある。これらについては、現状予測が困難であるため、潮位の実況監視が重要である。特に副振動は、大潮や満潮が重なると台風通過時の高潮より潮位が高くなる場合もあるので注意が必要である。副振動の状況や見通しについては、可能な範囲で「潮位に関する全般解説資料」でお知らせする。また、副振動が発生した場合は、速やかに潮位情報を発表するので、実況監視に活用頂きたい。



## 付録目次

- 付-1. 潮位観測について
  - 付-2. 高潮モデルの補足事項(第3節関連)
  - 付-3. Wave Setup実験式の係数一覧
  - 付-4. 検証で用いるスコア
- 参考文献

# 潮位観測について



## 付録-1 潮位観測について

2019年4月現在、気象庁HPには188地点のリアルタイム潮位データを公開している。気象庁の観測地点のデータに加えて、他機関のデータも共有して監視等に使用している。(図A1.1、A1.2)

詳しい観測方法等は、以下の気象庁ホームページを参照。

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/explanation.html>

## 高潮モデルの補足事項 ～高潮モデルの方程式～

- 2次元浅水方程式(予報変数は流速と潮位偏差)
  - 運動方程式

$$\begin{array}{c}
 \begin{array}{ccccccc}
 & \text{移流} & \text{コリオリ力} & \text{海面勾配力} & \text{風応力} & \text{海底摩擦} & \\
 \frac{\partial U}{\partial t} + u \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} - fV & = & -g(D+\eta) \frac{\partial(\eta-\eta_0)}{\partial x} & + & \frac{\tau_{sx}}{\rho} & - & \frac{\tau_{bx}}{\rho} \\
 \frac{\partial V}{\partial t} + u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y} + fU & = & -g(D+\eta) \frac{\partial(\eta-\eta_0)}{\partial y} & + & \frac{\tau_{sy}}{\rho} & - & \frac{\tau_{by}}{\rho}
 \end{array} \\
 \text{式A2.1}
 \end{array}$$

吸い上げ
吹き寄せ

－連続の式

潮位偏差  $\rightarrow \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0$  ここで  $U \equiv \int_{z=-D}^{\eta} u dz, \quad V \equiv \int_{z=-D}^{\eta} v dz$  式A2.3

式A2.2

- 波浪効果(Wave Setup)や海況変動は考慮していない。現業では別途見積もり、高潮モデルの結果に加算して利用している。

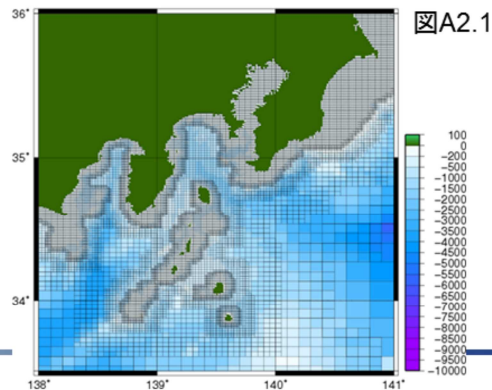
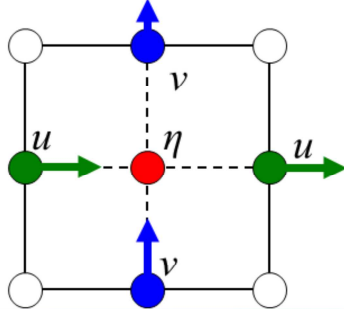
### 付録-2-1 高潮モデルの補足事項～高潮モデルの方程式～

高潮モデルは、海水の運動を計算する部分とその運動を駆動する大気からの外力を与える部分から構成される。海水の運動は、2次元(鉛直方向に海水を積分して取り扱う)の運動方程式(式A2.1)、連続の式(式A2.2)を時間積分することによって計算し、海面の変位(潮位偏差)を求める。大気の外力として与える気圧と風向・風速の予想値は、台風の有無により異なる。

台風が存在しない、もしくは日本遠方(台風が高潮モデルの予測期間(39時間)内に日本の沿岸300km以内を通過しない)にある場合(以下、台風時以外)には、大気の数値予報結果(MSM)のGPVを使用する。00、03、06、09、12、15、18、21UTCのすべての初期時刻で予測時間0から39時間まで同時刻初期値のMSMを使用する。

## 高潮モデルの補足事項 ～空間離散化～

- 空間離散化には有限差分法を用いている。
- 有限要素法や有限体積法のような、高潮予測に適した手法もあり、現在開発中。
- 構造格子: スタッガード格子 (Arakawa C-grid)
- 保存の表現に適している。
- 浅水波のスケールは水深の平方根に比例。
- 沿岸域(浅い)は細かく、外洋(深い)は粗い解像度で計算、これにより、格子点数が1/10以下になり高速化が可能。
- アダプティブメッシュ (AMR)

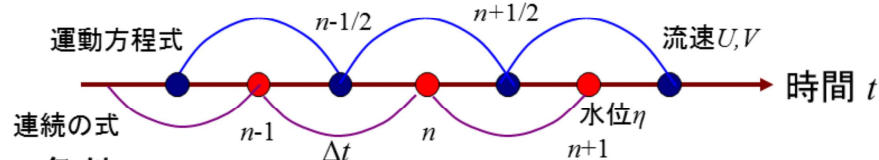


### 付録-2-2 高潮モデルの補足事項～空間離散化～

防災の観点から見ると、高潮の影響が及ぶのは沿岸域のみである(3.2参照)。計算機資源の観点から、モデル領域内全ての格子について同じ解像度で計算するのは非効率的である。そのため、気象庁の高潮モデルではアダプティブメッシュを採用している。これは水深の浅い沿岸域のみ高解像度で計算し、水深の深い外洋では粗い解像度で高潮計算を行なうというものである。沿岸からの距離に応じて段階的(1km、2km、4km、8km、16km)に格子を粗く設定することにより(図A2.1)、一般的な緯度・経度座標系に比べ計算機資源の大幅な節約を図っている。

## 高潮モデルの補足事項 ～時間積分～

- Euler forward-backwardスキームを採用
  - 連続の式と運動方程式のいずれかを先に解き、先に求めた値を用いて残りの式を解く。
  - 比較的安定かつ経済的に浅水波を解くことができる。



- CFL条件
  - 浅水波の位相速度から決定。例えば水深4,000m、解像度1kmの場合は約5秒。実際は安定性のためもっと小さくしている。

$$c = \sqrt{gH} = \sqrt{9.8 \cdot 4000} \cong 200 \text{m/s}$$

$$dt = dx / c \cong 5 \text{[s]}$$

式A2.4

### 付録-2-3 高潮モデルの補足事項～時間積分～

実行のサイクルは、大気モデルMSMに合わせて3時間毎、1日8回の運用となっている。時間積分間隔は4秒で、時間積分スキームにはオイラー前方後方差分を採用している。これは、連続の式と運動方程式のいずれかを先に解き、先に求めた値を用いて残りの式を解くというもので、浅水波にしか使えないものの、比較的安定かつ経済的に浅水波を解くことができる。

時間積分間隔はCFL条件から決定する。高潮は浅水波であるため(2.3参照)、その位相速度は水深の平方根に比例する。式A2.4のように、水深が4000mの場合位相速度は200m/sとなり、CFL条件から時間積分間隔は5秒となる。実際は計算安定性確保のため、余裕をもって4秒としている(3.1.1参照)。

## 高潮モデルの補足事項 ～境界条件～

- 開境界
  - 他のモデルからの入力はない。
    - 高潮は沿岸で生じ、外部からの伝播はないため。
  - 放射条件
    - 内から外への波は反射させずに通過。
    - 外からの波の入射はない。
- 海陸境界
  - 直立護岸を仮定。
  - 水位の変化に伴う海岸線の移動はなし。
    - 浸水スキームは考慮していない。

### 付録-2-4 高潮モデルの補足事項～境界条件～

モデル境界については、一般によく使われているネスティング手法は行わず、放射条件を採用している。つまり、内から外への波は反射させずに通過させ、外からの波の入射はないと仮定している。流れの場は、モデル領域の外側に吸い上げ効果のみによる潮位偏差を仮定し、内側の潮位偏差がそれよりも高(低)ければ外(内)向きの流れが生じてバランスをとっている。これらの仮定は非物理的な面もあるが、高潮はそもそも沿岸で生じるものであり、外洋から伝播してくるものは重要ではないため、現業利用上不都合はない。なお、水位の変化に伴い海岸線が移動する仕組み(浸水スキーム)は考慮していない。

## Wave Setup実験式の係数一覧

表A3.1

地点	a	b	c
石廊崎	0.79	-2.88	-2.06
舞阪	-0.23	7.42	-21.14
赤羽根	-0.22	8.64	-18.59
浦神	0.23	-1.89	4.09
串本	0.58	-5.35	12.51
白浜	0.44	-4.02	9.84
御坊	0.63	-4.64	9.6
室戸岬	1.14	-10.79	26.53
高知	0.47	-4.03	9.09
田後	0.758	-0.80	-1.34
輪島	0.215	1.92	-6.50
能登	0.544	3.74	-9.63
柏崎	-0.395	8.69	-15.58
秋田	-0.045	4.02	-12.86
男鹿	1.320	-2.74	-2.60
銚子	0.728	-1.82	-2.77
勝浦	1.093	-4.413	6.355
布良	0.5754	-3.9267	19.286
神津島	0.234	-0.9857	0.5881
三宅島(坪田)	1.093	-4.413	6.355
油壺	-0.0804	2.0123	2.8693
小田原	-0.1224	5.5823	-19.2724
宮崎	0.801	-5.716	13.564
種子島	1.919	-17.690	46.843
奄美	0.996	-9.799	27.642

表A3.1(続き)

地点	a	b	c
港川漁港	2.16	-9.91	21.23
東漁港	2.81	-21.87	70.66
久米島	-1.76	68.44	-221.66
多良間	1.093	-4.413	6.355
石垣	1.093	-4.413	6.355
西表(仲間)	1.093	-4.413	6.355
比川海岸	1.093	-4.413	6.355

表A3.1に、波浪効果(Wave Setup)の実験式  
 $Z = aH^2 + bH + c$   
 の導入地点における係数一覧を示す。  
 ZがWave Setup量、Hが有義波高を示す。

ただし、Zが負の場合は0とする。  
 また、2次曲線の頂点(おおむね波高3~4m程度)よりも  
 低い波高の部分もZ=0とする。

なお、沖縄の多良間、石垣、西表(仲間)、比川海岸の  
 各地点は小西(1997)の式を0.7倍している。

## 付録-3-1 Wave Setup実験式の係数一覧

表A3.1に、波浪効果(Wave Setup)の実験式( $Z=aH^2+bH+c$ )の導入地点における係数一覧を示す。ZがWave Setup量、Hが有義波高を示す。ただし、Zが負の場合は0とする。また、2次曲線の頂点(おおむね波高3~4m程度)よりも低い波高の部分もZ=0とする。

なお、沖縄の多良間、石垣、西表(仲間)、比川海岸の各地点は小西(1997)の式を0.7倍している。

本実験式の係数は、必要に応じて随時見直し、更新を実施する予定である。

## Wave Setup実験式で計算されるWave Setup量

表A3.2

地点	波高(m)							
	3	4	5	6	7	8	9	10
石廊崎	0	0	5	10	15	25	35	50
舞阪	0	5	10	15	20	25	25	30
赤羽根	5	10	20	25	30	35	40	45
浦神	0	0	0	0	0	5	5	10
串本	0	0	0	0	5	5	10	15
白浜	0	0	0	0	5	5	10	15
御坊	0	0	0	5	10	15	20	25
室戸岬	0	0	0	5	5	15	20	35
高知	0	0	0	0	5	5	10	15
田後	5	10	15	20	30	40	55	65
輪島	0	5	10	15	15	25	30	35
能登	5	15	25	30	45	55	70	80
柏崎	5	15	20	20	25	30	30	30
秋田	0	0	5	10	15	15	20	25
男鹿	0	10	15	30	45	60	80	100
銚子	0	0	5	15	20	30	40	50
勝浦	5	5	10	20	30	40	55	70
布良	0	15	15	15	20	25	30	40
神津島	0	0	0	5	5	10	10	15
三宅島(坪田)	5	5	10	20	30	40	55	70
油壺	10	10	10	10	15	15	15	15
小田原	0	0	5	10	15	20	20	25
宮崎	0	5	5	10	15	20	25	35
種子島	0	0	5	10	15	30	45	60
奄美	0	0	5	5	10	15	20	30

表A3.2(続き)

地点	波高(m)							
	3	4	5	6	7	8	9	10
港川漁港	10	15	25	40	60	80	105	140
東漁港	20	25	30	40	55	75	100	135
久米島	0	25	75	125	170	215	250	285
多良間	0	5	10	15	20	30	40	50
石垣	0	5	10	15	20	30	40	50
西表(仲間)	0	5	10	15	20	30	40	50
比川海岸	0	5	10	15	20	30	40	50

表A3.2に、Wave Setupの実験式

$$Z = aH^2 + bH + c$$

に波高を代入して計算した結果を5cm単位で示す。

### 付録-3-2 Wave Setup実験式で計算されるWave Setup量

表A3.2に、Wave Setupの実験式( $Z=aH^2+bH+c$ )に波高を代入して計算した結果を5cm単位で示す。



# 検証で用いるスコア

## ・ カテゴリー検証

- 対象となる現象の「あり」、「なし」を判定する基準に基づいて予報と実況それぞれにおける現象の有無を判定し、その結果により標本を分類する。
- 分類された事例数をもとに検証スコアを計算する。

分割表

		実況		計
		あり	なし	
予報	あり	適中(FO)	空振り(FX)	FO+FX
	なし	見逃し(XO)	適中(XX)	XO+XX
計		M	X	N

全事例数:  $N=FO+FX+XO+XX$   
 現象ありの事例数:  $M=FO+XO$   
 現象なしの事例数:  $X=FX+XX$

**空振り率(False Alarm Rate)**: 予報で「現象あり」であったときに対する空振り(予報「現象あり」かつ実況「現象なし」)の割合。最小値0に近いほど空振りが少ないことを示す。

$$F_r = \frac{FX}{FO + FX} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \quad \text{式A4.1}$$

**捕捉率(Hit Rate)**: 実況で「現象あり」であったときに予報が適中した割合。最大値1に近いほど見逃しが少ないことを示す。

$$H_r = \frac{FO}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \quad \text{式A4.2}$$

**スレットスコア(Threat Score)**: 出現頻度の低い現象についてXXの影響を除いて検証するのに有効。最大値1に近いほど精度が高いことを示す。

$$TS = \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \leq TS \leq 1) \quad \text{式A4.3}$$

**バイアスコア(Bias Score)**: 実況で「現象あり」の事例数に対する予報「現象あり」の事例数の比。事例数が一致すると1となり、1より大きい(小さい)ほど過大(小)傾向であることを示す。

$$BS = \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \leq BS) \quad \text{式A4.4}$$

## 付録-4 検証で用いるスコア

3節及び4節の統計検証に用いたスコアについて解説する。ここで説明するカテゴリー検証では、対象となる現象の「あり」、「なし」を判定する基準に基づいて予報と実況それぞれにおける現象の有無を判定し、その結果により標本を分類する(分割表)。分割表はカテゴリー検証においてそれぞれのカテゴリーに分類された事例数を示している。各統計スコアはこれら事例数を用いて定義される。基本的な統計スコアは以下の通りである。

**空振り率(False Alarm Rate)**: 予報で「現象あり」であったときに対する空振り(予報「現象あり」かつ実況「現象なし」)の割合。最小値0に近いほど空振りが少ないことを示す。(式A4.1)

**捕捉率(Hit Rate)**: 実況で「現象あり」であったときに予報が適中した割合。最大値1に近いほど見逃しが少ないことを示す。(式A4.2)

**スレットスコア(Threat Score)**: 出現頻度の低い現象についてXXの影響を除いて検証するのに有効。最大値1に近いほど精度が高いことを示す。(式A4.3)

**バイアスコア(Bias Score)**: 実況で「現象あり」の事例数に対する予報「現象あり」の事例数の比。事例数が一致すると1となり、1より大きい(小さい)ほど過大(小)傾向であることを示す。(式A4.4)

## 参考文献

- 林原, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて, 天気, 58, 235-240.
- JMA, 2019: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.
- 高佐, 近澤, 森, 2011: 面的天文潮位の予測手法とその精度, 測候時報, 78, 特別号, S33-S42.
- 小西, 1997: 外洋に面した港湾で発生する高潮の成因について—Wave setupの効果—, 海と空, 73
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. Geophys. Mag., 23, 437-451.
- 伊藤, 坂地, 許田, 福田, 2013: 東海～四国地方及び瀬戸内海における高潮モデルの特性に関する調査, 測候時報, 80, 特別号, S63-S73..
- 田口, 橋口, 林原, 永井, 2016: 沖縄地方における簡易水位計を用いた波浪効果による潮位上昇 (wave setup) の調査. 測候時報, 83, 特別号, S11-S19
- 気象庁, 2018: 全球モデルの改良と展望, 数値予報課報告・別冊第65号.