



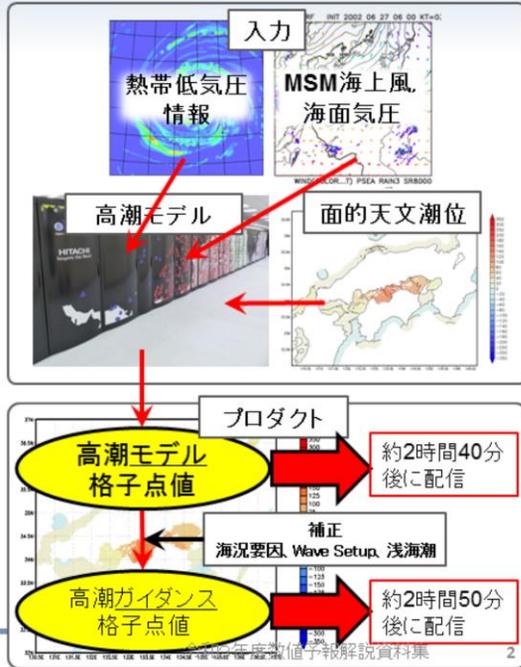
第1章 基礎編

1.7.12 高潮モデル

高潮モデル

高潮モデルの概要

離散化手法	有限差分, 陽解法
座標系	緯度・経度座標
格子系	スタガード格子 (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	NAPS10で 約1分×1ノード/1メンバー



表は高潮モデルの仕様を示す。モデル領域は日本の国土ほぼ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(MSM)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。)を加算している。

高潮モデル 台風ボーガスの作成

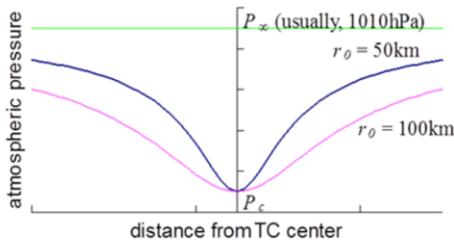
気圧分布

藤田の式

$$P(r) = P_{\infty} - \frac{P_{\infty} - P_c}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}}$$

P : 気圧, P_{∞} : 無限遠の気圧, P_c : 中心気圧,
 r : 台風中心からの距離, r_0 : パラメータ

r_0 によって台風の鋭さを設定。
現業では30/50kt半径から算出している。

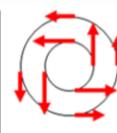
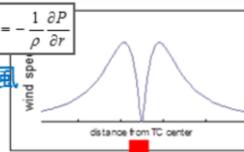


台風ボーガスの作成方法

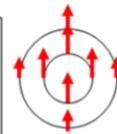
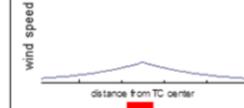
風速分布

$$-\frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}$$

傾度風

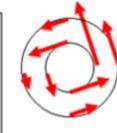
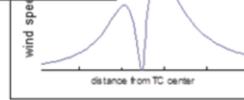


台風移動速度 (中心からの距離で重み付け)



吹き込み角

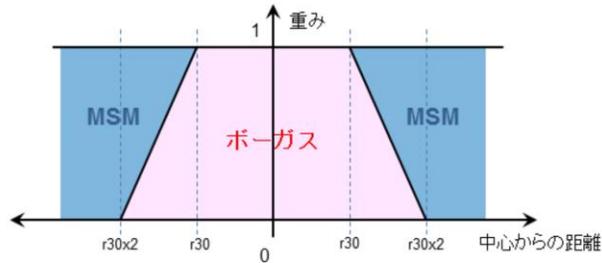
$$W = C_1 \left(V_G + C_2 \exp\left(-\pi \frac{r}{r_0}\right) \right)$$



気象庁の高潮モデル用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 (左図)。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_0 は気圧分布の鋭さを表すパラメータ、 P_c は中心気圧、 P_{∞} は無限遠に仮定される海面気圧である。左図は台風周辺の海面気圧分布の断面を表したもののだが、同じ中心気圧でも、 r_0 が大きいと広い範囲で気圧が低くなり、 r_0 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 (右図)。ここで、 f はコリオリパラメータ、 ρ は空気の密度、 C_1 と r_0 は定数、 \vec{V}_G は傾度風、 v は傾度風の大きさ、 \vec{C} は台風の移動速度、 \vec{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。

高潮モデル 台風ポーガスの埋め込み

- 埋め込む範囲は、中心から同心円状の範囲
 - ポーガス中央コース: 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、ポーガスとMSMの重み付き平均をとる。
 - r_{30} の範囲内ではポーガスを完全に採用。



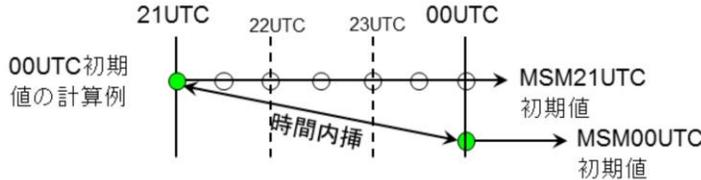
台風ポーガスの埋め込み

埋め込む範囲は台風中心から同心円状の範囲。ポ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、ポーガスとMSMの重み付き平均をとる。 r_{30} の範囲内ではポーガスを完全に採用。

図はポーガス中央コースについて、台風ポーガスを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、ポーガスによる風・気圧場をそのまま使う。一方その外側では、強風半径の2倍の範囲までポーガスと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。ポーガス周辺コースでは、図のMSMのところが無風・平年値(海面気圧)になる。

高潮モデル 初期値

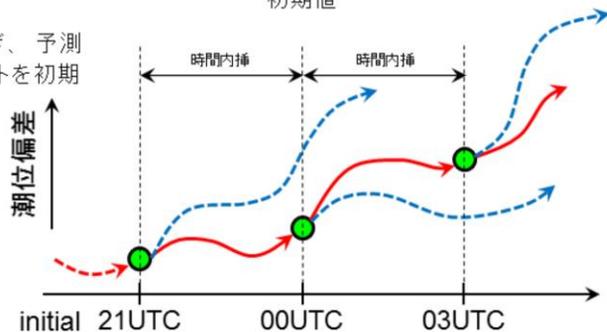
- 計算には潮位偏差の初期値が必要だが、面的な解析は困難なため、気象場の解析値を使って初期値を作成する(ハインドキャスト)。
 - 気象場の解析値を時間内挿して大気外力とし、過去の状態を再計算する。



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。

ハインドキャストと予測計算の概念図

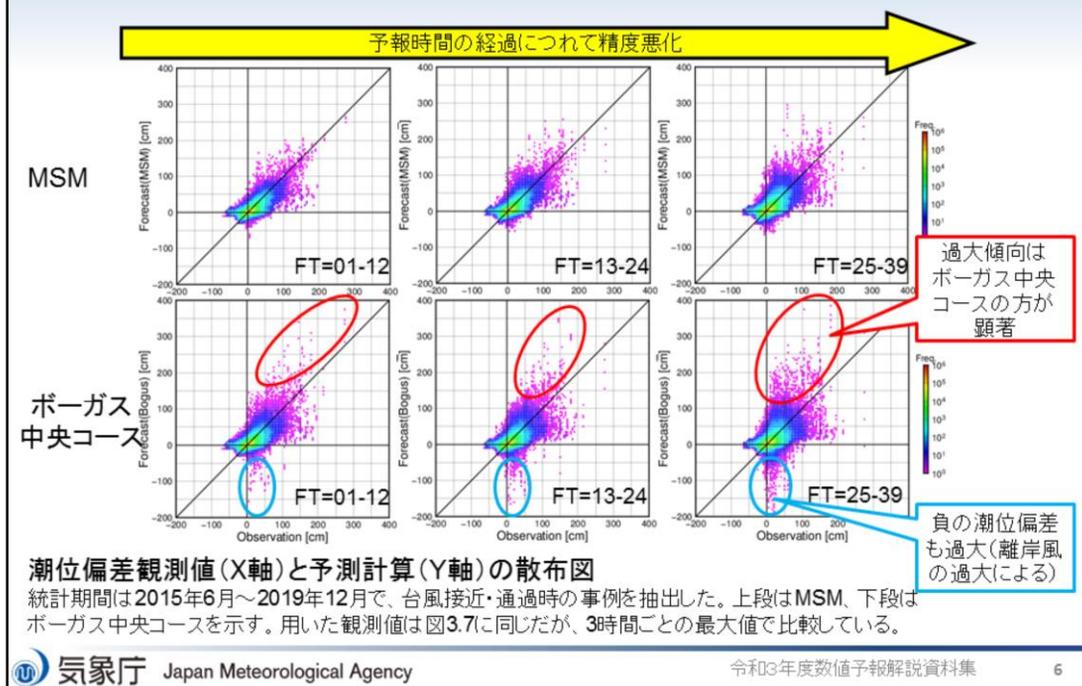
→ ハインドキャスト
---> 予測計算



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。上図は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。下図に示すように、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。

高潮モデルの精度と特性 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違



図は、2015年6月～2019年12月に台風が接近・通過したとき(全1679初期値)の、高潮モデルにより予測された潮位偏差(MSM、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小さい。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には、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。

参考文献

- 林原 寛典, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて, 天気, 58, 235-240.
- Japan Meteorological Agency, 2019: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.
- 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-S14
- 高佐 重夫, 近澤 昌寿, 森 裕之, 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.
- 森 裕之, 小林 健作, 2012: wave setupの発生地点及び予測-潮位・波高観測値及び高潮ガイダンスによる調査-, 平成23年度海洋気象技術検討会要旨.
- 小西 達男, 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, Tetsuya, 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.