



第1章 基礎編

1.7.12 波浪モデル(全球・沿岸)

波浪モデル

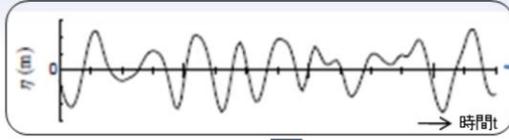
運用中の波浪モデルの概要

	全球波浪モデル	沿岸波浪モデル
タイプ	MRI-III (第3世代波浪モデル)	
計算領域	極域を除く全球 75° S - 75° N 0° E - 180° - 0° W (全周)	日本近海・沿岸 20° N - 50° N 120° E - 150° E
格子間隔	緯経度0.5度	緯経度0.05度
タイム ステップ	移流項 10分 外力項 30分	移流項 1分 外力項 3分
スペクトル 成分	900成分 (25周波数×36方位) 周波数成分：0.0375～0.3Hz；対数分割 方位成分：10度間隔	
外力	全球モデルGSM (20km格子) 台風域内は仮想的な傾度風で補正* (*72時間先まで)	
予測時間	00/06/18UTC: 132時間 12UTC: 264時間	00/06/12/18UTC: 132時間

現在、気象庁では全球波浪モデルと沿岸波浪モデル及び全球波浪アンサンブルという3種類の波浪モデルを運用している。全球波浪モデルは、極付近を除く地球上の海のほぼ全ての海域を対象としアリューシャン近海から日本に達するうねりや、南半球から北半球に伝わるうねりの伝播も計算できる。沿岸波浪モデルは日本近海の領域のみを対象とし、細かい解像度(0.05度格子)でより詳細な計算ができる。全球波浪モデル・沿岸波浪モデルは1日4回(00,06,12,18UTC)実行しており、外力として利用する海上風は、全球モデル(GSM)の予測値を使用するが、台風近傍については、GSMの風を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)を利用して作成される台風ポーガスと呼ばれる仮想的な風に置き換えて使用している。

波浪モデル

波浪の表現・・・有義波

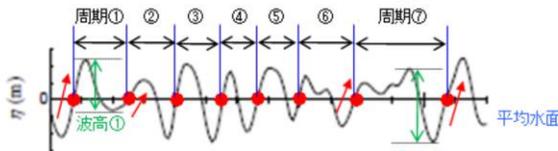


ゼロアップクロス法
(波浪計データ処理の一般的な方法)

有義波の波高・周期の求め方

波浪計観測値の海面変動を表したもの

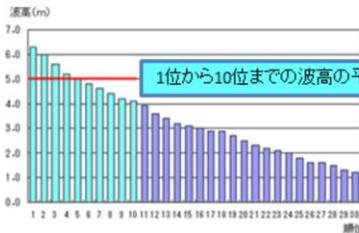
- 点: ゼロアップクロス点
- 点から次の●点までが1つの波



- 波高の高い順に並びかえ、**上位1/3の平均値**を「有義波高」
- 対応する周期を「有義波周期」

熟練した観測者が目視で観測する波高や周期に近い

天気予報や波浪図等で用いている波高や周期も有義波の値



有義波高

(一定時間内の波数がちょうど30の場合)
有義波の求め方

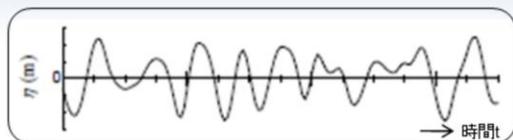
観測された波高の分布はレイリー分布で近似可能。統計的には、100波に1波は有義波高の約1.5倍、1000波(おおよそ2~3時間)に1波は約2倍の波高の波が起こるといわれている。

波浪の表現方法の一つ目は、「有義波」で表す方法である。時系列図は波浪計による観測データの変動を表す。一定時間内に観測された波から平均の水位を求め、平均水位を下から上に超える点(ゼロアップクロス点)を探し、ゼロアップクロス点から次のゼロアップクロス点までを1つの波とする。個々の波の波高と周期を読み取り、これを波高の高い順に並び替えて上位1/3の波高を平均したものを「有義波高」といい、有義波高に対応する周期を「有義波周期」という。このようにして求められた有義波高は船舶等による目視観測の波高とよく合うといわれている。各種波浪計により観測される波高、および天気予報や警報・注意報で用いられている波高は有義波高を指す。

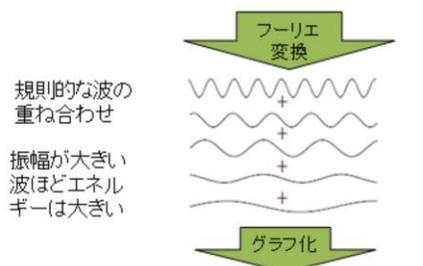
観測された波高の分布はレイリー分布で近似でき、統計的には、100波に1波は有義波高の約1.5倍、1000波に1波は約2倍の波高の波が起こるといわれている(合田・永井, 1974)。

波浪モデル

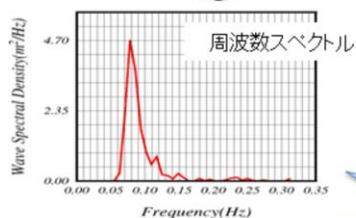
波浪の表現・・・スペクトル



通常、海面は風浪・うねりが重なり合い不規則な変動をしている。



- ▶ 不規則に変動する海面の波は、規則的な波(正弦波)の重ね合わせであるという考えに基づく。
- ▶ 各規則的な波の高低は、波がもつエネルギーの大小で表現。波のエネルギー E は波高 H の2乗に比例する ($E = \frac{1}{8} \rho g H^2$) (1)
- ▶ 各規則的な波の周波数(周期の逆数)と波のエネルギー(密度)をグラフ化したものを周波数スペクトル($E(f)$)という



スペクトルの求め方

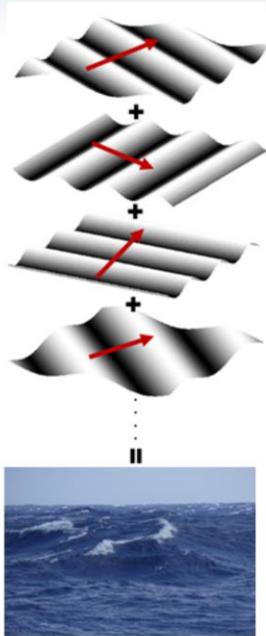
この例では、周波数0.08Hz = 周期12秒の波が卓越

波浪の表現方法の2つ目は、波浪スペクトルで表現する方法である。通常、海面は風浪とうねりが重なり合い不規則な変動をしているが、不規則に変動する海面の波は、規則的な波(正弦波)の重ね合わせであるという考えに基づき、波浪をスペクトルで表現することができる。図の通り、規則的な波の高低は波がもつエネルギーの大小で表現している。なお、波のエネルギー E は波高 H の2乗に比例し、(1)式で表される。規則的な波の周波数(周期の逆数)と波のエネルギー(密度)の関係をグラフ化したものを周波数スペクトルという。

波浪モデル

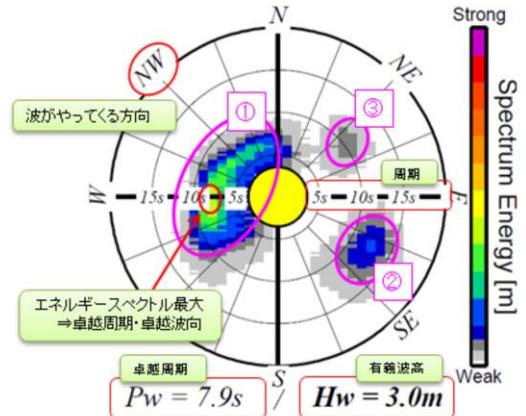
波浪の表現・・・二次元スペクトル

実際の海面では複数方向から波が進行・伝播



二次元スペクトルの概念図

➤ 波浪の二次元スペクトル($E(f, \theta)$)
: 周波数スペクトルに、
波がやってくる方向を考慮したもの



波浪の二次元スペクトル(気象庁仕様)

左図は現実の波を二次元のスペクトルで表現した概念図である。実際の海面は単一方向からだけではなく複数方向からの波の重ね合わせとなっている。周波数スペクトルに波がやってくる方向を考慮したものを、波浪の二次元エネルギースペクトル(以下、二次元スペクトル)と呼ぶ。気象庁では、右図に示すようにある地点での波のエネルギーの、周波数および波向に対する分布で二次元スペクトルを表す。暖色系が濃いほどエネルギーが大きいことを表し、円周方向の角度が波の来る向き、中心からの距離が波の周波数(周期)を表す。この例では、二次元スペクトルが集中しているところが3箇所みられる。それぞれ、①周期8秒前後の西からの波、②周期12~13秒の東南東からの波、③周期10秒前後の北東からの波が伝播していることを表しており、二次元スペクトルの最も大きい①が卓越している。この事例では、有義波高(Hw)は3.0m、卓越周期(Pw)は、エネルギースペクトルが最大となる①の周期7.9秒である。

波浪モデル

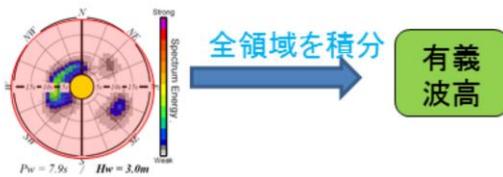
波浪の表現・・・スペクトルと有義波高の関係

▶ 波浪スペクトルから有義波高・卓越周期を以下の手順で算出

有義波高

$$H_w = 4.0 \sqrt{\iint E(f, \theta) df d\theta} \quad (2)$$

全方位、全周波数の波のエネルギーを積分し、その平方根に4.0をかけたもの



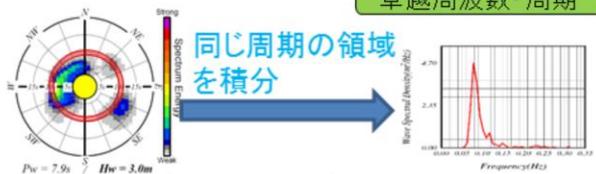
二次元スペクトルから有義波高を算出する方法

卓越周波数・周期

$$\bar{E}(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (3)$$

周波数 f ごとに、全方位の波エネルギーを積分

その値が最大となる(スペクトルピーク)周波数(周期はその逆数)



二次元スペクトルから卓越周期を算出する方法

二次元スペクトルと有義波高は(2)式によって関係づけられる。左図に二次元スペクトルから有義波高を求める方法の概念図を示す。有義波高は、二次元スペクトルの全方位、全周波数の波のエネルギーを積分し、その平方根に4.0をかけたものである。

また、右図に卓越周期を求める方法の概念図を示す。周波数ごとに、全方位の波エネルギーを積分し、その値が最大となる周波数が卓越周期である。

波浪モデル

波浪モデルの基礎方程式

波浪モデルでは、**波エネルギーの分布が時間・空間的にどのように変化するか**、下記の、エネルギー平衡方程式を基礎方程式として求める。

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \underbrace{\nabla \cdot (C_g E)}_{\text{移流項}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial \theta} (\Omega E)}_{\text{屈折}} = \underbrace{S_{net}}_{\text{エネルギー外力関数}} (\equiv S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{btm}) \quad (4)$$

$E(f, \theta, \mathbf{x}, t)$: 波浪二次元スペクトル

$C_g(f, \theta, \mathbf{x})$: 群速度 (波エネルギーの進む速さ)

Ω : 浅海域での屈折

S_{net} : 波浪スペクトルに対するエネルギーの入出力を表現する外力関数。

- ① S_{in} : エネルギー入力 (風による風浪の発生・発達)
- ② S_{nl} : 非線形エネルギー輸送 (風浪からうねりへの変換)
- ③ S_{ds} : エネルギー散逸 (逆風や砕波による波浪の減衰)
- ④ S_{btm} : 海底摩擦

全球大気モデル (GSM) の風 + 台風時は台風ボーガスを利用

波浪モデルの予測精度は大気モデルの風の予測精度にも大きく依存する。

波浪モデルでは波浪の二次元スペクトルを予報変数とし、各格子点で定義されたエネルギーの時間変化を計算する。基礎方程式(4)式はエネルギーの収支を表しており、エネルギー平衡方程式と呼ばれる。ここで $E(f, \theta)$ は二次元スペクトル、 f は周波数、 θ は波向、 C_g は波の群速度を表す。右辺はソース項と呼ばれ、波浪スペクトルに対するエネルギーの入出力を表現する外力関数である。ソース項は、風からのエネルギー入力を表す S_{in} 、スペクトル間の非線形エネルギーの伝達を表す S_{nl} 、エネルギー散逸を表す S_{ds} 、海底摩擦を表す S_{btm} からなる(JMA 2022, 杉本 2007)。 S_{btm} と左辺の屈折項については、2017年に波浪モデルに浅海効果を導入した際に追加されたものである(配信資料に関する技術情報第455号:

<https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/455.pdf>)。なお、波が水深の浅い海域(浅海域)に進入すると、海底地形の影響を受けて波高、波速、波長が変化し、副次的に屈折や砕波などの現象が発生するほか、回折や反射など波の変形を伴う現象が起こる。これらを総称して「浅海効果」と呼ぶ。

気象庁の波浪モデルでは、エネルギー入力を表す S_{in} については、全球大気モデル(GSM)の境界層過程で計算された風応力を利用する。ただし、台風付近については、台風位置と強度に応じた風場(台風ボーガス)を作成し利用している。波浪モデルの予測精度は大気モデルの風の予測精度に大きく依存する。

なお、波浪モデルによる波の予測で、地点毎の海面の高さを予報変数とするのではなく、エネルギーである二次元スペクトルを予報変数としているのは、波浪の水平スケールがたかだか数100mと小さいためである。個々の波を表現するためには数m~数10m程度の細かい水平格子間隔が必要となるため、実用的な広い領域の計算を行うには膨大な計算機資源が必要となり現実的ではない。これに対して二次元スペクトルは、統計量としての性質を持つために、数km~数100kmという比較的粗い水平解像度でも扱うことが出来る。最終的に提供される波高や周期、波向は、前述の通り、二次元スペクトルから有義波に換算される。

波浪モデル 台風ポーガスの作成

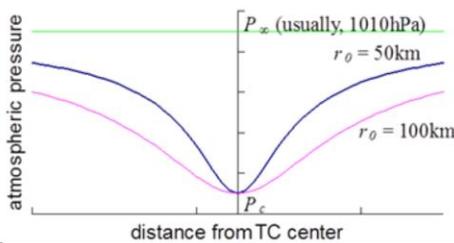
大気モデルの風を、発表される台風解析・予想情報(熱帯低気圧情報)をもとに計算した台風周辺の風(台風ポーガス: 傾度風+台風の移動速度)で置き換えて、台風周辺の波を計算

● 気圧分布

➤ 藤田の式

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

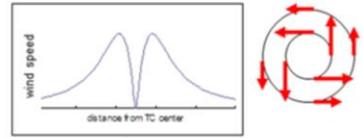
r_0 によって台風の鋭さを設定。
中心気圧と1000hPa半径から算出。



● 風速分布

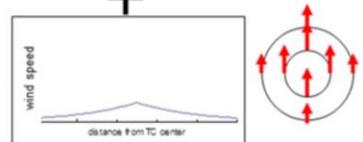
傾度風

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

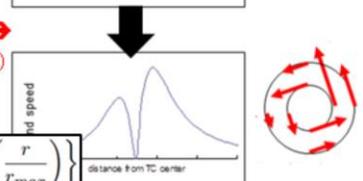


台風移動速度

(中心からの距離で重み付け)



20度内側へ向ける➔
(地上での摩擦効果)



$$W = C_1 \left\{ V_g + C \cdot \exp\left(\frac{r}{r_{max}}\right) \right\}$$

V_g : 傾度風(20度内側へ向いた)、 C : 台風進行速度、 C_1 : パラメータ、 r_{max} : ポーガス領域の大きさ(台風中心からの距離)

波浪モデルにおける台風ポーガスの作成方法

大気モデル内での台風は、発表される台風解析・予想情報(熱帯低気圧情報)と位置や強度が違う場合があるため、波浪モデルでは、熱帯低気圧情報をもとに計算した台風周辺の風(台風ポーガス: 傾度風+台風の移動速度)で置き換えて、台風周辺の波を計算している。

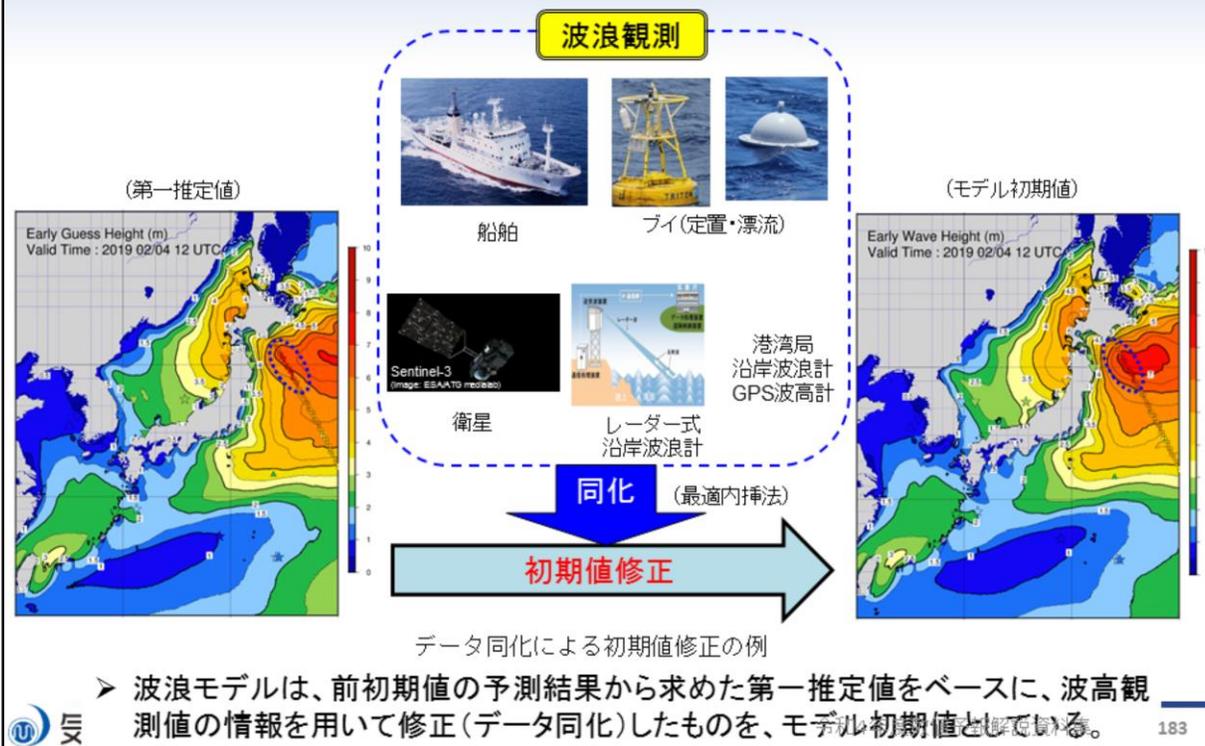
気圧分布の作成には藤田の式(Fujita 1952)を用いている(左図)。ここでPは任意地点の海面気圧、rは台風中心からの距離、 r_0 は気圧分布の鋭さを表すパラメータ、 P_c は中心気圧、 P_{∞} は無限遠に仮定される海面気圧である。左図は台風周辺の海面気圧分布の断面を表したものだが、同じ中心気圧でも、 r_0 が大きいと広い範囲で気圧が低くなり、 r_0 が小さいと中心付近で急激に気圧が下がるような分布となる。台風周辺の風については、傾度風の関係から風向・風速分布を作成し、更に台風移動速度を考慮することで台風分布の非対称性を表現している(右図)。ここで、fはコリオリパラメータ、 ρ は空気の密度、 C_1 と r_{max} は定数、 v と V_g 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、 20° 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。

波浪モデル 台風ポーガスの埋め込み方法



台風ポーガスの作成方法については前述の通りだが、ポーガスを適用するかどうかは次の条件による。適用条件の一つ目は、熱帯低気圧情報の中心気圧が1000hPa未満かどうかで、1000hPa以上であれば適用されない。適用条件の2つ目は適用範囲の各格子点においてポーガス風速が20m/s未満の場合は台風ポーガスとGSMを比較して台風ポーガスが強い場合に、20m/s以上の場合は無条件に台風ポーガスが採用される。該当格子点においてはGSMの海上風が台風ポーガスに置き換わる。なお、台風ポーガスの適用範囲は、(1000hPa半径+2度) × 2 を1辺とする正方形の領域である。図はモデルの海上風(左)とポーガス領域(右)である。台風中心付近の20m/s以上の海域はポーガスが適用されている。また20m/s未満の海域のうち台風北側の領域はGSMの方が風が強いため適用されていない。台風南側では台風ポーガスの風がGSMより強くポーガスが適用されている。

波浪モデル 波浪モデルにおけるデータ同化

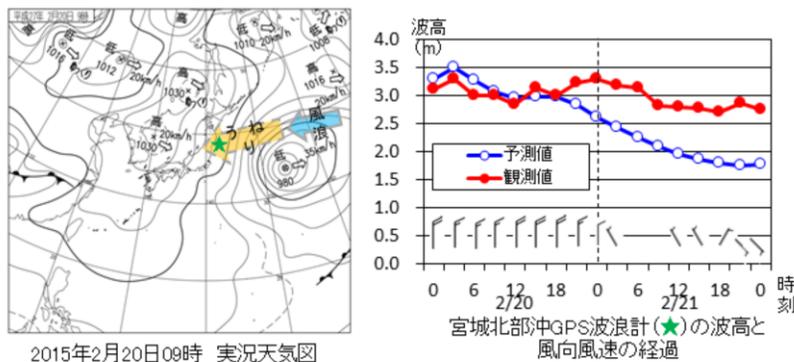


波浪モデルは、前初期値の予測結果から求めた第一推定値をベースに、波高観測値の情報を用いて修正(データ同化)したものを、モデル初期値としている。データ同化には、船舶、ブイ、衛星、GPS波高計、レーダー式沿岸波浪計などの観測データを利用している。具体的には、気象庁のブイは解析時刻の前後3時間平均値、沿岸波浪計・GPS波高計は解析時刻データ又は解析時刻データのない場合は±1時間(GPS波高計は±20分)の値の平均値、船舶は解析時刻に通報された値、衛星は解析時刻±3時間以内のデータを解析時刻の値として利用している。波浪モデルにおけるデータ同化は波高について最適内挿法を利用しているため、時間方向のずれを考慮できない。解析時刻から時間差のある衛星データを利用する際には、風浪が急発達又は減衰する局面などで適切に同化されない場合があるため、注意が必要である。

なお、図は2019年2月4日12UTCの波浪モデルにおける波高の修正例である。三陸沖に第一推定値より高め衛星観測があり、適切に同化されている。

波浪モデル 波浪モデルの予測について

- 波浪モデルによる波浪現象の再現性は概して高い。
- 一方、適中しない事例もあり。その要因として、
 - 風の予測に大きく依存
- また、波浪モデルの特性による場合もある。(↓例)



2015年2月20日09時 実況天気図

宮城北部沖GPS波浪計(★)の波高と風向風速の経過

東北地方では弱風場となっているが、2月21日の実況では3m近いうねりが継続(赤線)。一方、モデルの予想は2m程度と1m過小。波浪モデルではうねりを過小に予想する場合あり。



波浪モデルの予測について、峯松(2009)、吉田ほか(2012)等で検証が行われているが、全体的な傾向として波浪モデルは観測値をよく再現しており、波高の急激な変化も概ね表現できる。なお、波浪モデルはその後データ同化の導入や浅海効果の導入等改良がおこなわれてきており、それらの精度検証については技術情報(<https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/455.pdf>)等で別途公表されている。

一方、適中しない事例もあるが、その要因として一番に挙げられるのは大気モデルでの風の予測のずれによるものである。また、波浪モデルの特性による場合もある。左図は2015年2月20日から21日に東北地方にうねりが到達した際の天気図、右図は宮城北部沖GPS波高計の波高と風向風速の経過を示したものである。東北地方では弱風場となっているが、2月21日の実況では3m近いうねりが継続(赤線)している一方、波浪モデルの予測(青線)は2m程度と1m過小である。波浪モデルではうねりを過小に予測する場合がある。一般に、波浪モデルにとってうねりの波高表現は非常に難しい。エネルギー散逸の機構が未解明である上、うねりの観測が不十分なためその伝播状況がよくわかっておらず、これらが波浪モデルに組み込まれていないためである。なお、波浪モデルはうねりの波高の予測が不十分な場合でも、周期や波向の予測精度は概して高い。

参考文献

- 峯松宏明, 2009: 気象庁で現業運用している波浪モデル. 天気, **56**, 669-674.
- 合田良実, 永井康平, 1974: 波浪の統計的性質に関する調査・解析, 港湾空港技術研究所報告, **13**, 3-37.
- 杉本悟史, 2007: 新波浪モデルの概略と特性. 平成19年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 28-40.
- 吉田久美・三浦大輔・高野洋雄, 2012: 沿岸波浪モデルの統計的検証と改善について. 測候時報, **79**, 特別号, S73-S82.
- 高野洋雄, 2011: 有義波法による波浪推算 – 現業での利用を目的として –. 測候時報, **78**, 185-201
- Bretschneider, C. L., 1970: Forecasting relations for wave generation. Look Lab. Hawaii, 1(3), 31-41
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- JMA, 2022: OUTLINE OF THE OPERATIONAL NUMERICAL WEATHER PREDICTION AT THE JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY
- Pierson, W. J., Jr., G. Neumann, and R. W. James, 1955: Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics, H. O. Publication No. 603, U. S. Navy Department, 284pp.
- Sverdrup, H. and Munk, W. H., 1947: Wind, Sea, and Swell: Theory of relations for forecasting. U.S. Navy Hydrographic Office, Washington, No.601