

海上風データの時空間分解能が波浪推算に及ぼす影響

小林 智 尚*・飯 野 智 彦**・足 立 忠 行***・安 田 孝 志****

1. はじめに

波浪推算モデルは現在、第三世代モデルへと発展している(例えば, 宇都宮・大西・鈴木; 1999)。この第三世代波浪推算モデルは風波成分波間での非線形相互作用によるエネルギー輸送を直接的に推定することにより, それ以前のモデルに比べ波浪の推算精度を向上させており, 現地波浪を高精度に推算できると評価されている(橋本ら; 1999a)。ところが畑田ら(1999)はこのモデルによる推算結果が必ずしも実際の波浪観測結果を十分には再現していない場合があることを示し, この原因として波浪推算モデルに与える海上風データの精度や地形解像度にあると指摘している。しかし具体的な議論はこれまでされていない。そこで本研究では特に海上風に着目し, その推定精度と時空間分解能が波浪推算結果に及ぼす影響について検討することとした。ここではまず一般に波浪推算に用いられる ECMWF (European Centre for Midium-Range Weather Forecasts) などから提供されている海上風データに比べはるかに高い時空間分解能を有する海上風データを領域気象予報モデルを用いて推定する。そしてこの海上風データを波浪推算モデルに適用することにより, 海上風データの時空間分解能が波浪推算結果の精度に及ぼす影響について検討した。

2. 気象モデルによる高分解能海上風推定

(1) 領域気象予報モデル ARPS

本研究では領域気象予報モデルに米国オクラホマ大学(CAPS; Center for Analysis and Prediction of Storm)で開発された ARPS (Advanced Regional Prediction System) 4.0 (Xue et al.; 1995) を用いた。このモデルはグリッドスケールで数百 m から数百 km までの気象現象を解析・予報しうる代表的なモデルである。このモデルは鉛直方向の圧力分布に静圧近似を用いない非静力

学モデルである。このため鉛直方向の変化の激しい, 台風や発達した低気圧, 積乱雲なども再現可能である。また大気の物性の取り扱いの面からは準圧縮・非膨張系モデルに分類される。

(2) ARPS による気象予報

ここでは ARPS を用いて波浪推算に用いる高時空間分解能を有する海上風データの算定を行う。数値予報対象領域は図-1 に示す, 能登半島を含む日本海中央部から南東部にかけての領域で, 東経 135°, 北緯 39°の地点を中心に東西方向 627 km, 南北方向 627 km, 鉛直方向 6.75 km とした。この領域に水平方向間隔 11 km, 鉛直方向間隔 250 m で 60 (東西方向)×60 (南北方向)×30 (鉛直方向)のグリッドを配置した。また時間間隔は CFL 条件から時間分割法による大時間ステップを 10 秒, 小時間ステップを 2 秒とした。対象期間は 1997 年 1 月 1 日 0 時(世界標準時)より同月 7 日 6 時までとする。また, 初期条件および境界条件には ECMWF の TOGA Advanced Operational Analysis Data Sets を用いた。

ARPS による気象予報の結果の一例として得られた海上風風域場の様子を, ECMWF の解析データ, ひまわり画像とともに図-2 に示す。図(c)の通り, この時, 能登半島の北側日本海上に寒気中に位置する発達した低気圧がある。この低気圧の様子は, 図-2(a), (b)の海



図-1 解析対象領域

* 正会員 工博 岐阜大学助教授 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻
.. 日本建設コンサルタント(株)
*** 岐阜大学大学院 工学研究科環境エネルギーシステム専攻
**** 正会員 工博 岐阜大学教授 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻

上風風域場でも同様に見られ、この発達した低気圧が再現されている。またこの低気圧の移動の様子についても、ひまわり画像とほぼ対応する振る舞いが ARPS の予報結果や ECMWF の解析データでも見られた。このように ARPS の解析結果と ECMWF の海上風データはともに実際の風域場を十分に再現している。

図-2(a) と (b) では ECMWF の水平分解能 0.5° の海上風データに対して、水平分解能 11 km (約 0.1°) の ARPS による数値予報結果は空間情報がはるかに高密度であり、細長く変形している低気圧の様子が明瞭に表現されている。さらに時間分解能についても、ECMWF の海上風データが 6 時間間隔であるのに対し、本研究では ARPS により 10 秒ごとに大気運動の変化が詳細に再現されている。このように ARPS を用いることにより、日本海上空の気象情報を時空間分解能が極めて高い、高密度の気象データを得ることができた。

3. ARPS 推定海上風の波浪推算への適用

(1) 波浪推算モデル

ここでは波浪推算モデルに WAM Cycle 4 モデル (Günther et al.; 1992) を用いた。

(2) 計算条件

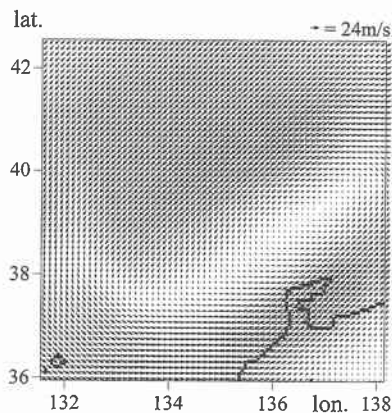
波浪推算の解析対象領域は ARPS による解析と同様、図-1 に示す日本海海域とした。また格子間隔は 0.25° (約 25 km)、計算時間ステップを 15 分とした。推算期間も ARPS と同様、1997 年 1 月 1 日 0 時から同月 7 日 6 時までである。波浪推算に必要な解析領域の開境界条件や初期条件には、あらかじめ日本海全体を対象に ECMWF の海上風データを用いて波浪推算を行って得られた結果を適用した。

ここでは海上風の時間分解能の違いが波浪推算結果に及ぼす影響を検討するため、波浪推算に用いる海上風データには 1) ARPS で予報された海上風データのうち 15 分ごとのデータ (時間分解能 15 分)、2) ARPS で予報された海上風データのうち 6 時間ごとのデータ (時間分解能 6 時間)、3) ECMWF の 6 時間ごとの海上風データ、の 3 種類を用いた。

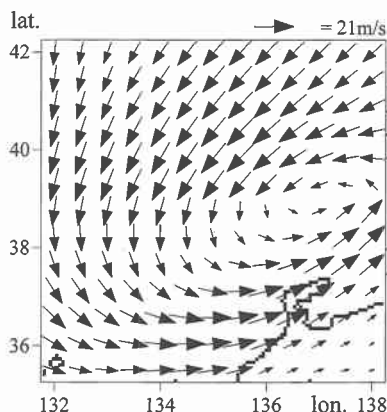
(3) 計算結果

a) 波浪観測結果との比較 前述の計算条件の下で波浪推算を行い、その結果得られた能登半島の輪島における波浪特性を観測結果とともに図-3 に示す。輪島では期間中 1 月 2 日から 3 日にかけてと 1 月 6 日に発達した低気圧の通過に伴う高波浪の来襲が観測されている。このうち 1 月 6 日に通過した低気圧は図-2 に示されているものである。

この図で ARPS による時間分解能 15 分の海上風データと時間分解能 6 時間の海上風データによる波浪推算結



(a) ARPS による解析結果



(b) ECMWF より提供された解析データ



(c) ひまわり画像 (高知大学・東京大学・気象庁提供)

図-2 海上風の解析結果とひまわり画像 (1997 年 1 月 6 日 6 時、ひまわり画像のみスケールが異なる)

果を比較すると、発達した低気圧の通過に伴って波浪が急激に発達する 1 月 2 日 0 時ごろおよび 1 月 6 日 12 時ごろで有義波高や有義波周期の増大の時刻に明らかなずれが見られる。観測値とも比較すると、時間分解能 15 分

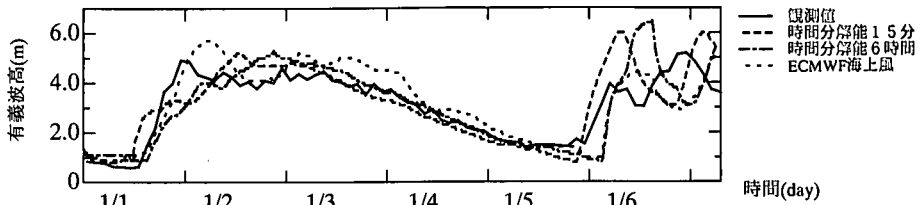


図-3 輪島における波浪特性の比較 (有義波高)

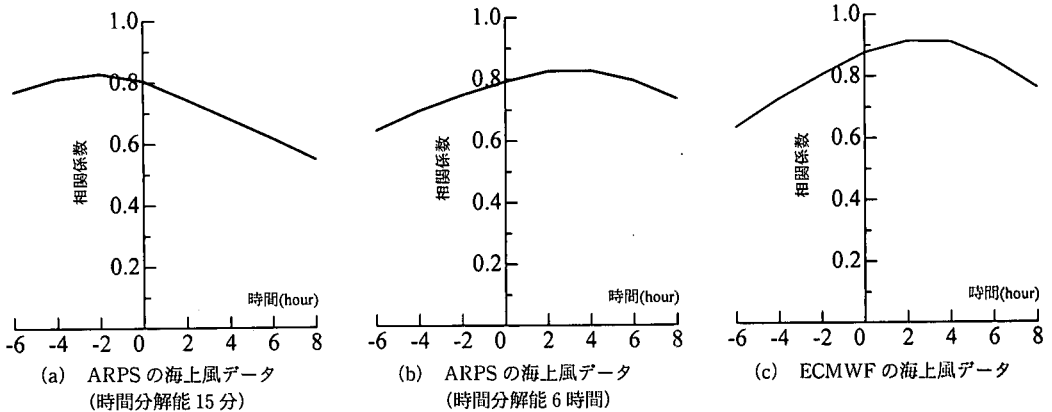


図-4 各海上風データを用いた波浪推算結果と観測値との相互相関 (有義波高)

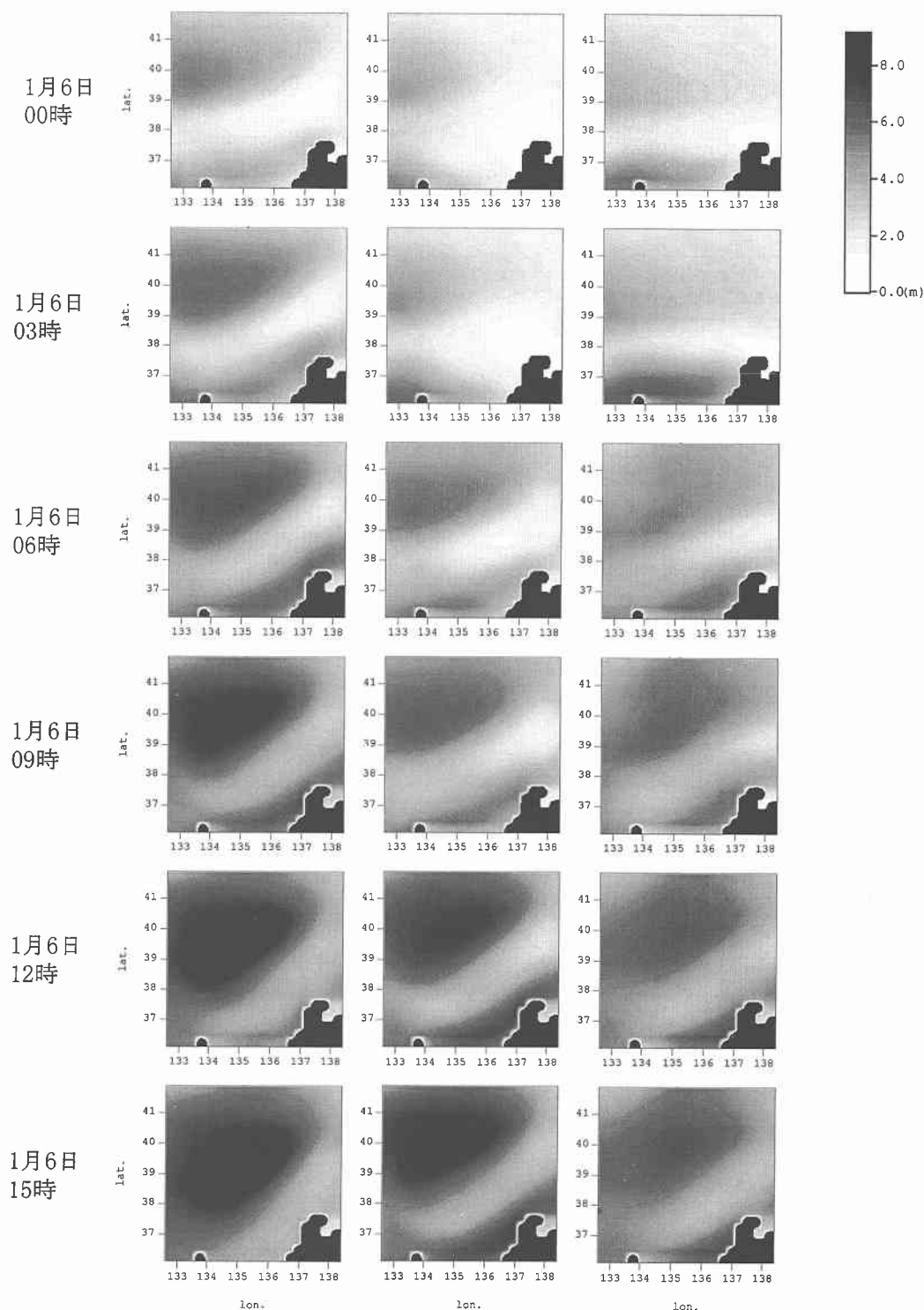
の海上風データを用いた場合には観測値とほぼ同時に低気圧による高波浪の立ち上がりを推算しているのに対し、時間分解能6時間の海上風データの場合には観測値から明らかに遅れて低気圧による高波浪の立ち上がりが見られている。ECMWFの海上風データの時間分解能も6時間であるが、同じ時間分解能6時間のARPSの海上風データの場合と同様に、この海上風データから推算された有義波高や有義波周期にも、観測結果に対して明らかな時間遅れが見られる。この波浪推算結果の時間遅れを把握するために、推算結果と観測値との相互相関を図-4に示す。図では時間分解能が6時間である図(b) ARPSの海上風データを用いた場合と図(c) ECMWFの海上風データを用いた場合にはいずれも波浪推算結果には観測値に対して4時間程度の遅れが見られる。これに対して図(a) ARPSの時間分解能15分の海上風データを用いた場合には観測値に追従するか、あるいは逆にわずかに先行して有義波高の時間波形を推算している。

以上の結果より、海上風データの時間分解能の違いは波浪推算結果に対して推算波浪の時間遅れとして現れることが分かった。そしてその時間遅れは時間分解能が6時間の場合、約4時間である。

b) 波高の空間分布 前節で明らかにされた海上風データの時間分解能による推算波浪の時間遅れについて、ここでは波高の空間分布の点から検討を行う。

時間分解能の異なる海上風データをもとに推算された波浪特性のうち、有義波高の時間分布を図-5に時系列で表す。この図では図-2(a)に示す偏平に変形した低気圧によって高波浪域と低波浪域が縞状に存在している。ここで図-5(a)の1月6日00時の有義波高分布のパターンは図-5(b), (c)の1月6日06時のパターンに類似している。同様に図(a)03時のパターンなどは図(b), (c)上でその6時間後のパターンに類似している。このように有義波高分布のパターンを示す図-5では、時間分解能15分の図(a)の推算結果に比べて時間分解能6時間の図(b), (c)の波浪推算結果に6時間程度の遅れが見られる。このように図-5でも、図-3と同様、時間分解能の低い海上風データを用いた場合には波浪推算結果に時間の遅れが見られた。

この海上風データの時間分解能によって波浪推算結果に時間遅れが発生する原因は波浪推算モデルWAM内で行っている海上風データの時間内挿の方法に起因するものと考えられる。WAMの内部では各計算グリッドごとに、その点での現在の計算時間ステップを挟む二つの海上風データのみを用いて内挿している。ここで例として移動する低気圧の中心の位置について考える。時間分解能15分のARPSの海上風データでは対象としている低気圧の中心は時間とともに徐々に空間を移動する。ところがWAMのように各点ごと独立に海上風のデータ



(a)ARPSの海上風データ (時間分解能15分) (b)ARPSの海上風データ (時間分解能6時間) (c)ECMWFの海上風データ (時間分解能6時間)

図ー5 各海上風データを用いて推算された有義波高の空間分布

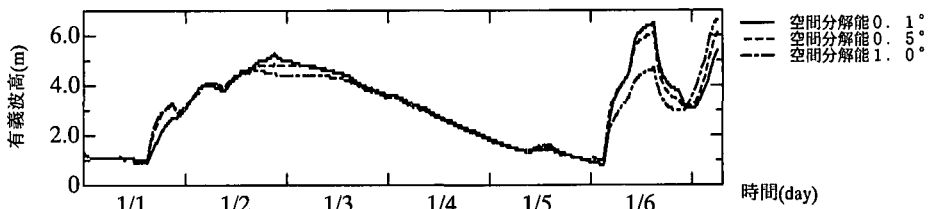


図-6 海上風データの空間分解能を変化させた場合における輪島での波浪特性（有義波高）

を単に時間内挿した場合、その内挿より求められる海上風風域場では低気圧の中心は時間とともに徐々に空間を移動するのではなく、現在の計算時間ステップに用いている時間軸上一つ前の海上風データに見られる低気圧の中心はその位置を移動せずに徐々に小さくなり、それと同時に時間軸上次の海上風データでの低気圧の中心も移動せずに徐々に大きくなる。言い換えるとこの場合、低気圧の中心は停滞しながら徐々にその勢力を弱めるが、ある時間ステップで突然移動しその地点で徐々に勢力を回復することになる。このような変則的な変化をする海上風場を用いては精度良く波浪推算することはできず、推算波浪場特性にある程度の時間遅れが生じてしまう。このような理由から時間分解能が低い場合には波浪推算結果に時間的な遅れが生ずるものと考えられる。

(4) 空間分解能について

つぎに海上風データの空間分解能が波浪推算に及ぼす影響について検討を行う。ARPSの予報結果をもとに 0.1° （約10 km）、 0.5° （約50 km）、 1.0° （約100 km）の3通りの異なる空間分解能を有する海上風データを作成し、これを用いて図-1に示される領域を対象に波浪推算した。その結果得られた輪島での有義波高、有義波周期を図-6に示す。この図の通り、分解能の低い海上風データを用いた場合には高波浪時の波高が十分には表れていない。とくに空間分解能 1.0° （約100 km）の海上風データを用いた場合はその傾向が顕著である。これは海上風データの空間分解能が低い場合には突風などの小規模の気象擾乱が表現できず、波高を過小評価するものと考えられる。特に荒天時など海上風の空間変動が大きいときには顕著に表れると考えられる。このように海上風データの空間分解能の影響は、波浪推算結果に対して波高の推算に表れることが分かる。一般に波浪推算モデルは波高を過小評価する傾向がある（橋本ら；1999b）が、この一要因として推算に用いている海上風データの空間分解能が不十分である可能性が考えられる。

ここでは外洋上での波浪推算のために空間分解能 0.1° （約10 km）の海上風データを用いることにより、ほぼ満足の波浪推算が行えた。しかし、複雑な海岸地形を有する地点で波浪推算を行う際にはその海岸地形を再現しう

る十分な計算格子サイズで波浪推算を行う必要がある。

4. おわりに

本研究では領域気象予報モデルARPSを用い、日本海上空の気象を再現した。そしてその結果得られた時空間分解能のきわめて高い海上風データを用い、この海上風データの時空間分解能がWAMによる波浪推算結果に及ぼす影響について検討を行った。

その結果、海上風データの時間分解能は推算波浪特性の時間遅れに現れることが分かり、ECMWFの海上風データに代表される6時間の時間分解能を有する海上風データを用いた場合、推算波浪には4時間程度の時間遅れが生じた。一方、海上風データの空間分解能は推算波浪の波高に表れることが分かった。本研究で対象とした冬期日本海波浪ではECMWFの海上風データのような 0.5° （約50 km）の空間分解能では不十分であり、 0.1° （約10 km）程度の空間分解能を有する海上風データが必要であった。

謝辞：本研究ではECMWFより提供された気象データを活用しました。

参考文献

- 宇都宮好博・大西健二・鈴木 靖 (1999)：第三世代波浪推算モデルの浅海域への適用，海岸工学論文集，第46巻，pp. 266-270.
- 橋本典明・川口浩二・真期俊行・永井紀彦 (1999a)：方向スペクトル観測値に基づく第三世代波浪推算法（WAM）の推定精度に関する検討，海岸工学論文集，第46巻，pp. 276-280.
- 橋本典明・川口浩二・真期俊行・永井紀彦 (1999b)：第三世代波浪推算法（WAM）の推算精度に関する検討，港湾技術研究所報告，第38巻，第4号，47 p.
- 畑田佳男・山口正隆・大福 学 (1999)：1点浅海モデルおよびWAMによる長期波浪推算結果の相互比較，海岸工学論文集，第46巻，pp. 271-275.
- Günther, H. et al. (1992)：The Wamodell Cycle 4 (revised version), Deutsches Klima Rechen Zentrum, Technical Report No. 4, 101 p.
- Xue, M., K. K. Drogemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster (1995)：Advanced Regional Prediction System, Version 4.0, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 380 p.