

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1102 September 2005

2004年に発生した台風に伴う高波の推算

橋 本 典 明
鈴 山 勝 之
永 井 紀 彦

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan



目 次

要 旨	3
1. まえがき	4
2. 台風の特性	4
3. 波浪推算条件の設定	5
3.1 計算領域と計算条件	5
3.2 波浪推算の外力条件	6
3.3 波浪推算の条件	7
4. 海上風の推算精度に関する検討	8
4.1 九州地方における推算海上風に関する検討	8
4.2 北海道における推算海上風に関する検討	13
5. 波浪の推算精度に関する検討	14
5.1 波浪観測値と波浪推算値の性質の違い	14
5.2 九州地方における波浪推算精度に関する検討	15
5.3 北海道における波浪推算精度に関する検討	20
6. 各台風時の波浪の出現特性に関する検討	22
6.1 面的な波浪特性の検討	22
6.2 九州地方における波浪特性の検討	23
6.3 北海道における波浪特性の検討	25
7. 瀬戸内海における波浪推算に関する検討	28
8. 結論	30
9. あとがき	30
謝辞	30
参考文献	30
記号表	31
付録A 様々な条件が波浪推算精度に及ぼす影響	32
付録B 傾度風・台風モデルによる海上風推算	36
付録C 第三世代波浪推算法	42
付録D マスコンモデル	46

Wave hindcasting with WAM for storm waves caused by the six typhoons in 2004

Noriaki HASHIMOTO*
Katsuyuki SUZUYAMA**
Toshihiko NAGAI***

Synopsis

In 2004, as many as 10 typhoons hit the Japanese Islands, and caused severe damage in many places all over Japan. Among them, especially six typhoons landed from August to October, i.e., the typhoon 0415, 0416, 0418, 0422, and 0423, caused extraordinary disaster due to waves along Japanese coast. These six typhoons have the different feature of the route, the central atmospheric pressure, and the radius. Accordingly, the occurrence wave characteristics due to each typhoon are different. The wave hindcasting is a useful measure to discuss the characteristics of the waves caused by the typhoon in large area. Therefore, in this paper, we apply the third generation wave model, WAM, to the six typhoons, and discuss the characteristics of the waves as well as the wave hindcasting accuracy with WAM. As a result, although there were a few exceptional cases showing accuracy deterioration in the complicated sea area surrounded by the land, we confirmed that the wave hindcasting accuracy is generally good enough to reproduce the approximate values of the actual wave height and period observed at the NOWPAHS wave observation stations. Therefore, we discussed and clarified the occurrence characteristics of the typhoon waves in 2004 on the basis of the hindcasted waves. In the detail discussion of the wave characteristics, however, we found that there were a few cases showing very rapid wave development in a short time, which is rarely observed in the past, and that the reproduction of this rapid change is still difficult even by the standard wave hindcasting technique. Therefore, the research on this rapid generation and development mechanism of coastal waves is still necessary and is to be carried out with the relation to the meso-scale meteorological modeling in detail in the near future.

Key Words: Typhoon, wave hindcasting, WAM, ECMWF

* Former head, Hydrodynamics Division, Marine Environment and Engineering Department
(Prof., Coastal Engineering Laboratory, Department of Urban and Environmental Engineering, Faculty of Engineering,
Kyushu University. Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581 Japan., Tel/Fax : +81-92-642-3291)

** Former trainee, Hydrodynamics Division, Marine Environment and Engineering Department
(ECO-H CORPORATION Coastal Engineering Division)

*** Head, Marine Information Division, Marine Environment and Engineering Department
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan, Tel : +81-46-844-5048, Fax : +81-46-842-5246, E-mail:nagai@pari.go.jp

2004年に発生した台風に伴う高波の推算

橋本 典明*
鈴山 勝之**
永井 紀彦***

要 旨

2004年は10個にも及ぶ台風が日本列島に上陸し、我が国では近年まれにみる多くの甚大な被害が発生した。その中でも8月から10月にかけて来襲した台風0415号、0416号、0418号、0421号、0422号及び0423号の6台風が日本沿岸に深刻な高波災害をもたらしたことは記憶に新しい。これら6台風は勢力や経路がそれぞれ異なっており、各台風による高波発生海域やそれらの出現特性も異なっている。このような広範囲の面的な波浪の出現特性の把握・検討には波浪推算が有用な手段である。そこで本研究では、第三世代波浪推算法を用いた波浪推算を行い、6台風来襲時における面的な波浪の出現特性及び波浪推算精度や特徴を比較・検討した。その結果、複雑な陸域周辺海域において精度不足のケースが散見されたものの、概ね推算値は観測値を精度良く再現することが確認できた。そこでこの結果を基に、6台風来襲時の平面的な高波の出現特性を明らかにすることにより、広範囲の面的な波浪の出現特性を把握・検討するとともに波浪推算が有用な手段であることを再確認した。また、6台風来襲時に発生した高波の中には、これまでに観測されることが少なかった短時間の急激な波浪の発達を確認され、現在実務で用いられている標準的な波浪推算技術ではこの現象を再現することは困難であり、今後、このような現象の発生機構を局地気象との関連において、より詳細に検討していく必要があることが示唆された。

キーワード：台風，波浪推算，WAM，ECMWF

*前 海洋・水工部海洋水理・高潮研究室長（九州大学大学院教授 工学研究院 環境都市部門）

**前 海洋・水工部海洋水理研究室 企業研修生（株式会社エコー 環境水工部）

*** 海洋・水工部海象情報研究長

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所
電話：046-844-5048 Fax：046-842-5246 e-mail:nagai@pari.go.jp

1. まえがき

2004年は10個にも及ぶ台風が日本列島に上陸し、我が国では近年まれにみる多くの甚大な被害が発生した。その中でも8月から10月にかけて来襲した台風0415号、0416号、0418号、0421号、0422号及び0423号の6台風によって日本沿岸は深刻な高波災害を被った。これら6台風は、勢力や経路がそれぞれ異なっており、各台風による高波発生海域やそれらの出現特性も異なっている。このような広範囲の面的な波浪の出現特性の把握・検討には波浪推算が有用な手段である。

そこで本研究では、6台風中5台風で各所に大きな被害が発生した九州と、台風0418号時に洞爺丸台風来襲時(1954年)に次ぐ甚大な被害が発生した北海道を対象として第三世代波浪推算法を用いた波浪推算を行い、6台風来襲時における面的な波浪の出現特性及び波浪推算精度や特徴を比較・検討することにより、今後各所で行われる波浪災害時の原因究明や災害復旧等の実務における参考資料として資することを目的とする。

なお、瀬戸内海においても台風0416号、0418号の2台風により発生した高潮・高波によって、各所に大きな被害が発生し、各所で数値計算による高潮・高波に関する検討が行われた。当所においても波浪推算による幾つかの検討を行っており、それらの検討結果の一部も参考資料として掲載することとした。

2. 台風の特性

図-2.1は、2004年に発生した台風0415号、0416号、0418号、0421号、0422号及び0423号の6台風の経路と最低気圧値を示すものである。各台風の経路上のマークは6時間毎の位置を示しており、大きいマークが各日の3時の位置である。図の下部には、台風経路の図示開始位置の日付を示している。以下に、それぞれの台風の特性について簡単に記述する。

(1) 台風0415号の台風特性

台風0415号は、8月17日午後には沖縄本島付近を通過した後、東シナ海上で進行方向を北東に変え、韓国南部と九州北部の間を通過した後、比較的速い速度で日本海を北東方向に進んだ。その後、青森県西部に上陸し、そのまま太平洋側へ抜け、北海道の東海上で温帯低気圧となった。この台風では、四国瀬戸内海側等において大雨による被害が発生し、韓国でも大雨による死者が発生している。

(2) 台風0416号の台風特性

台風0416号は、最低気圧910hPaと、2004年において最も強い台風で、8月29日昼頃、奄美大島に最接近した後、進行方向を北東に変え、鹿児島県に上陸した。その後、西日本を縦断し、鳥取県から日本海に抜けた後に北海道に再上陸し、紋別付近からオホーツク海に抜ける進路をとった。この台風の特徴の1つとして、沖縄の東海上を北上する速度が比較的遅く、うねりが発達したため、高波期間が比較的長かったことが挙げられる。また、そのコースと強い勢力に大潮の時刻が重なり、瀬戸内海沿岸の香川県や岡山県・広島県などで甚大な高潮被害が発生した。

(3) 台風0418号の台風特性

台風0418号は、台風0416号の約2週間後に来襲し、台風0416号の経路を西側に約300km、北側に約200km平行移動させた進路を進んだ。沖縄本島付近を通過した後、西方約300kmの海上でその進路をNW方向からNE方向に変え、九州北部に上陸した。その後も勢力が衰えずに日本海を北東に縦断し、北海道接近時に再発達した。その結果、函館の島防波堤等、北海道沿岸域に甚大な被害をもたらした。1999年に有明海沿岸に甚大な被害をもたらした9918号は、この台風と後述する台風0423号の中間の経路を通った。

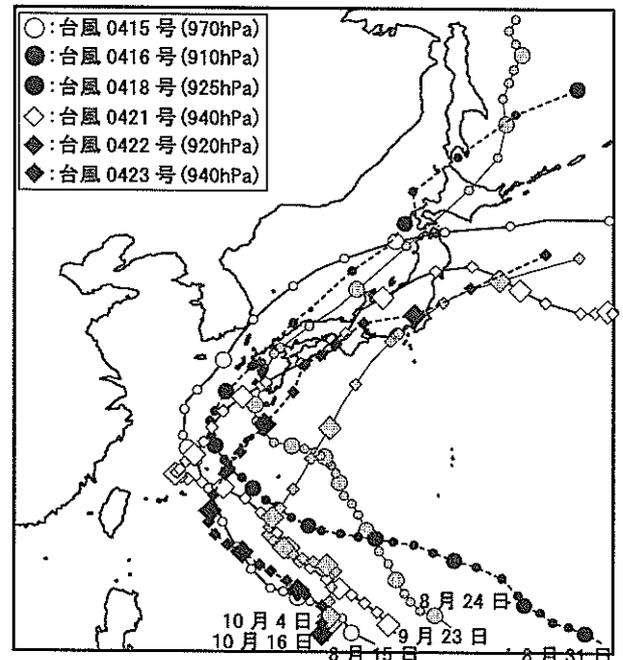


図-2.1 対象6台風の台風経路図

(4) 台風0421号の台風特性

台風0421号は、沖縄本島の西側、宮古島の北側海上で鋭角に進路変更(変曲点)をした後、北東方向に直進し、九州南岸、四国を通過し、大阪湾を経て大阪付近に再上陸した後、本州を縦断し三陸沿岸から太平洋に抜ける進路をとった。中心気圧でみた勢力はそれほど強くなく、台風に伴う波浪についても、他の一連の台風と比較すると特筆する高波浪はなかったものの、三重県を中心に同時多発的な豪雨災害が発生した。

(5) 台風0422号の台風特性

台風0422号は、沖縄本島の南東約500kmの海上で進行方向を変え、南北大東島付近を通過後、太平洋を北東に直進し、関東地方沿岸を直撃した。この台風は、本州南海上で強く発達し、勢力が衰えなかったため、関東南岸に上陸した時の中心気圧は950hPaであった。しかし、台風半径が比較的狭かったため台風の影響範囲は他の台風と比べ狭かった。

(6) 台風0423号の台風特性

台風0423号は、沖縄本島の南西約300kmの海上で進行方向を変え、台風0422号とほぼ平行に北東に直進し、沖縄本島付近を通過した後、高知県室戸岬付近、大阪湾を通過し本土に上陸した。中心気圧値等の数字は他の台風と比べて格別目立つものではなかったが、広大な強風域(超大型の台風)が特徴的で、台風中心から離れた場所でも強い風が吹いた。この台風はほとんど衰えないまま日本列島まで到達したため、台風が通過した10月21日以降には、死者94名(不明3名)という、最近25年の台風災害としては最大の人的被害が全国各地に広がった。

3. 波浪推算条件の設定

3.1 計算領域と計算条件

九州、北海道の波浪推算に際しては、ネステッドグリッドを用い、大領域から小領域へと地形の近似精度を段階的に上げて計算を接続した。本研究では、図-3.1に示すように日本列島を中心とする北緯15°～55°、東経115°～152°の範囲を大領域とし、2つの中領域(西日本、東日本)及び3つの小領域(九州、薩南諸島、北海道)を設定した。小領域では約3km(1/32°)格子を使用することにより精度の高い推算を実施した。また、九州、北海道を対象とする波浪推算では、各領域とも水深の影響は考慮していない。これは、これらの海域の最小格子が約3km(1/32°)であり、沿岸域の3km四方の領域中には浅

水域が含まれているものの、ほとんどの領域は深水域であり、水深の影響を考慮しなくても、沖波相当の波浪推算結果には影響が小さいと判断したためである。もちろん、さらに小さい計算格子を用いて、沿岸海域の波浪をさらに高精度に推算する場合には、水深の影響を考慮する必要がある。表-3.1には、各計算領域で設定した計算諸条件を示している。

なお、瀬戸内海を対象とする波浪推算では、検討対象地点のほとんどが内湾に位置し、周防灘周辺海域を除いては外洋からの浸入波の影響が小さいことから、ネスグリッドを用いた大領域から小領域への計算の接続は行わず、図-3.2(1)に示すような瀬戸内海領域を1領域として設定した。ただし瀬戸内海は、その複雑な地形と、局所的な水深変化が波浪に影響を及ぼすと考えられることから、約700m(1/128°)格子を使用し、さらに、図-3.2(2)に示すような水深の影響を考慮することにより精度良い推算を実施した。

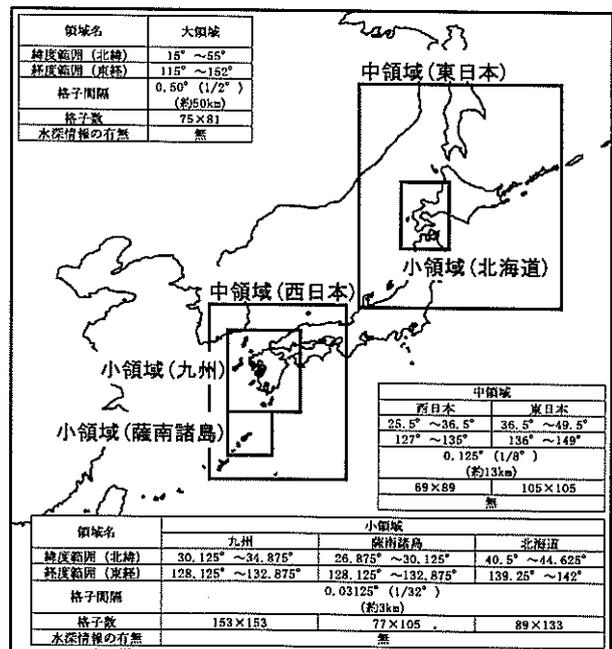


図-3.1 計算領域(九州、北海道)

表-3.1 各領域の計算条件(九州、北海道)

領域名	大領域	中領域		小領域		
		西日本	東日本	九州	薩南諸島	北海道
時間ステップ	600(sec)	120(sec)		60(sec)		
入力風の時間ステップ	1時間					
周波数領域	0.021(Hz)～1.377(Hz)					
スペクトル(対数間隔)	対応周波数領域: 0.73(s)～46.65(s)					
分割	45					
方向分割数	32(Δθ=11.25°)					
出力時間ステップ	1時間					

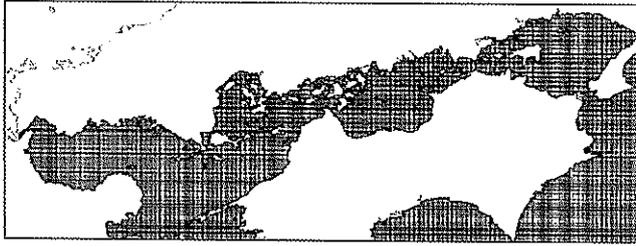


図-3.2(1) 瀬戸内海の計算領域

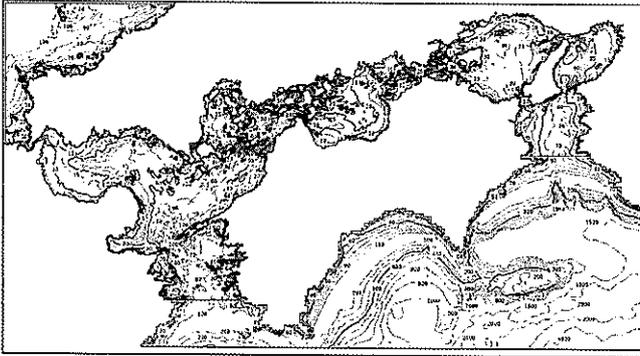
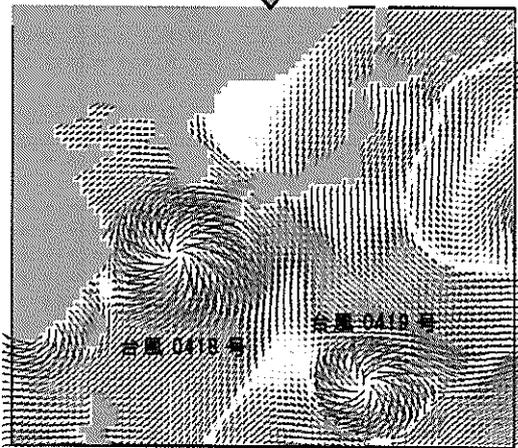
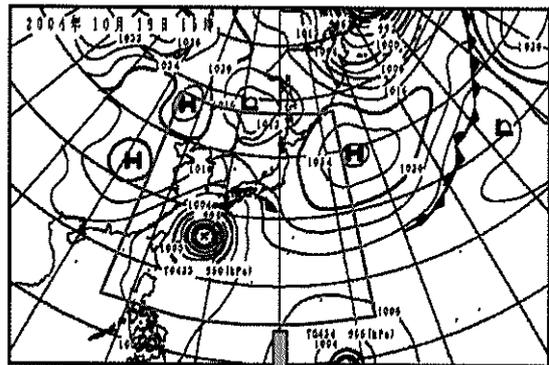
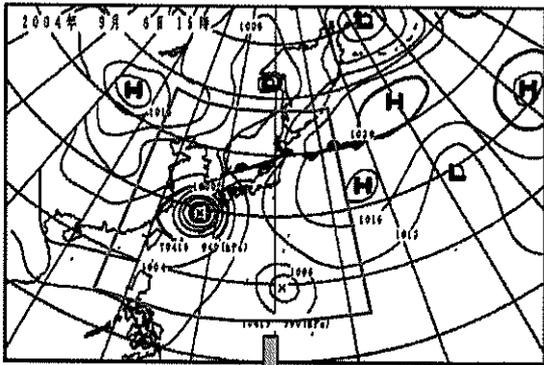


図-3.2(2) 瀬戸内海の水深情報

3.2 波浪推算の外力条件

外洋波浪推算では、波浪推算の外力条件である海上風のデータには、ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) 等の気象予報を実施する機関から提供される気象客観解析データを用いることが多い。しかし、波浪災害発生時などの急務では、いまだ台風モデルと傾度風モデルを結合したハイブリッドモデルにより推算される海上風データを用いることが一般である。そこでこのような背景から、本研究では、台風影響圏内と圏外の気圧を滑らかに接続するハイブリッドモデルと、風速と緯度に依存して自由大気の流れを海上風へ変換する境界層モデルを適用して海上風を推算することとした。なお、本研究におけるハイブリッドモデルと境界層モデルは、後藤・柴木(1993)にならない、付録Bにその詳細を示す。ハイブリッドモデルへの入力データは、1日4時刻(3時、9時、15時、21時)のアジア太平洋天気図中の等圧線をデジタイザを用いて読み込み、スプライン関数により格子点上に補間した気圧データを用いる。また、3時、9時、15時、21時の各時刻間の気圧データは、4時刻の気圧データを用いた時間内挿により補間を行った。



台風 0418 号来襲時(2004年9月6日15時)



台風 0423 号来襲時(2004年10月19日15時)

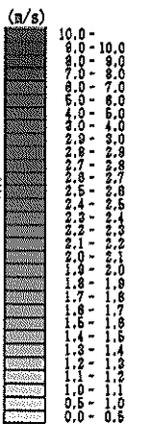


図-3.3 読み取り天気図と海上風の推算例

図-3.3は、台風0418号及び0423号が九州に接近した時の天気図の等圧線をデジタイザーで読み取った天気図とそれを基に推算した海上風の平面分布図を例示したものである。上段に読み取り天気図を、下段に推算海上風の平面分布図を示している。上段図の読み取り天気図中のHは高気圧、Lは低気圧を、×は台風中心を表している。上段図の赤枠の領域において、海上風の推算を行った結果を下段に示しており、矢印の長さで風速を、向きで風向を表している。図より、九州の南西海上に台風モデルにより推算された左回りの風場が見られ、東北の東海上の太平洋には、傾度風モデルにより推算された高気圧による右回りの風場が見られる。また、両台風の風場の比較から、台風0423号の方が広い強風域（超大型の台風）を有し、台風中心から遠く離れた場所でも強風が吹いていたという特徴が明確に表されている。

3.3 波浪推算の条件

本研究では、第三世代波浪推算法WAMを用いた波浪推算を行った。WAMモデルの詳細は付録Cに示している。なお、多くの国々で用いられているWAMのバージョンは、「WAM Cycle 4」であるが、近年、国や地方自治体等で実施されている波浪推算関連調査の多くは、風から波へのエネルギー輸送量の計算に、「WAM Cycle 3」で採用されたWuの式を用いることが多い。これは、これまでに実施された北陸や東北、沖縄、東京湾等の海域を対象とした波浪推算調査で、特に台風来襲時のような、強風かつ短時間で風場が急変するような場合には、WAM Cycle 4を用いた波浪推算では、波高を過大評価（波浪の異常発達）する傾向があることが報告されているからである。また現在、国内において波浪推算の実務で一般に用いられている上記のハイブリッドモデルによる海上風を用いた場合でも、この傾向が顕著に表れることが確認されている。そこで、本研究でも同様に、風から波へのエネルギー輸送量の計算には、WAM Cycle 3で採用されたWuの式を用いることとしたが、以下ではまず、WAM Cycle 3とCycle 4で用いられている風から波へのエネルギー輸送の計算の相違を概説し、その後で、本研究で用いた波浪推算の計算条件を示す。

(1) WAM Cycle 3とCycle 4の相違点

WAM Cycle 3とWAM Cycle 4の最も大きな相違点は、風から波へのエネルギー輸送量の計算の取り扱いにある。その結果、WAM Cycle 3とWAM Cycle 4では、風波の発達に差が生じる。すなわち、WAM Cycle 4では、Janssen (1989,1991)のquasi-linear理論（以降、Janssenの理論と呼

ぶ。）により、波の発達に「波齢」の影響を考慮している。波齢が小さい波は発達過程の波であり、風から波へのエネルギー輸送は活発である。逆に、波齢が大きい波は波が発生・発達してからの時間が経過したある程度発達した波であり、風から波へのエネルギー輸送はあまり活発ではない。すなわち、同じ風場が与えられた場合でも、波齢の大きな波よりも波齢の小さな波の方が、風から波へのエネルギー輸送が活発に行われ、波浪が発達しやすくなる。このようにWAM Cycle 4では、波浪の発達が風速のみならず海面状態にも依存するという、より現実的な定式化がモデルに組み込まれていることが特徴である。しかし、既往の波浪推算調査で見られたような波浪の異常な発達は、この定式化が原因の一つであると考えられる。すなわち、台風来襲時に見られるような、強風かつ短時間に風場が急変する（その海域の風場が風向・風速ともに大きく変化する）ような場合には、そこで発生・発達する波の波齢が小さい状態が継続するためと考えられる。これにより、風から波へのエネルギー輸送が過大になり、波浪の異常な発達が生じるものと推察される。

図-3.4は、風から波へのエネルギー輸送について、Wuの式とJanssenの理論の関係を示したものである。

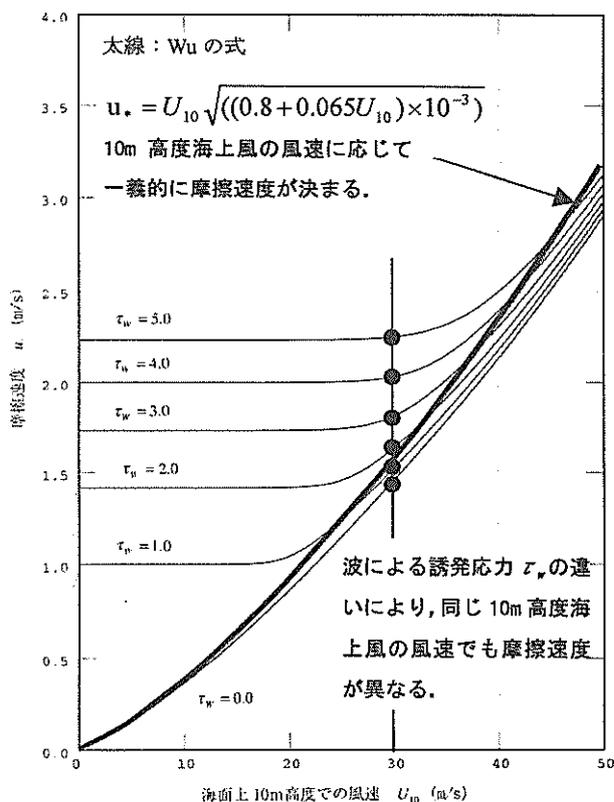


図-3.4 摩擦速度と海面上10m高度の風速の関係

図は、波浪推算時に入力する10m高度の海上風 U_{10} と、実際に風から波へのエネルギー輸送の計算で使用する摩擦速度 u^* の関係を表したものであり、縦軸が摩擦速度、横軸が10m高度の海上風の値である。また、図中の τ_w は波による誘発応力であり、

$$\tau_w = \rho_w \iint \omega B E \cos(\theta - \theta_w) d\omega d\theta \quad (3.1)$$

で表される。式中の ρ_w は水の密度、 ω は角周波数、 E は方向スペクトル、 θ は波向、 θ_w は風向である。波による誘発応力と全応力の比 τ_w / τ は、波齢の若い波では約1、十分に発達した波では約0.5の値をとる。Janssenの理論では、黒線と●で示すように、同じ10m高度海上風が与えられた場合でも、波による誘発応力 τ_w が大きい場合には τ_w が小さい場合に比べて風の摩擦速度 u^* が大きくなり、その影響によりそれほど大きくない風速でも高波高になる可能性を有している。一方、太線で示すWuの式では、摩擦速度 u^* が10m高度海上風 U_{10} に応じて一意的に決まり、風速がそれほど大きくない場合には、Janssenの理論と比較して波の発達は適度に抑えられる。図-3.5は、Janssenの理論とWuの式による波浪の発達の差を比較したものである。

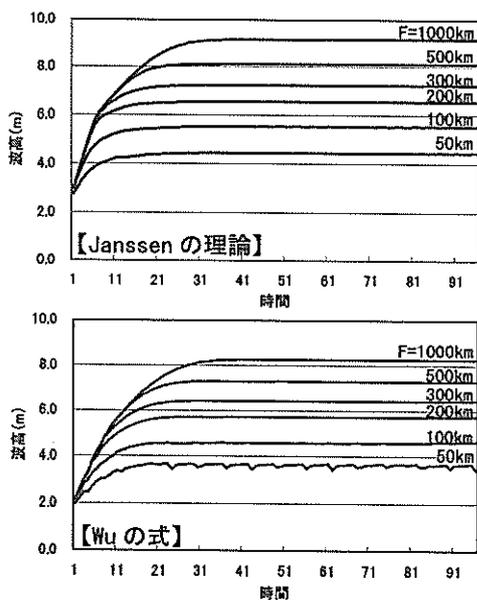


図-3.5 波高の時間発達曲線

図は、矩形のモデル海域で風速20m/sの一様風が吹き続けた場合の有義波高の計算結果である。上段図がJanssenの理論、下段図がWuの式の結果を示しており、図中の距離は吹送距離を表している。図より、Wuの式を採用すれば、Janssenの理論に比べて波の発達が抑えられることがわかる。

(2) 計算条件

前述のように、本研究は台風を対象とした波浪推算であること及びハイブリッドモデルにより推算される海上風を用いることを考慮して、風から波へのエネルギー輸送量の計算には、WAM Cycle 3で採用されたWuの式を標準的に用いることとした。ただし本研究では、念のために、風から波へのエネルギー輸送量の計算にJanssenの理論を用いた場合の波浪推算も実施し、それらの推算結果も併せて示すこととした。また、単位時間当たりのエネルギーの増分に上限を設けるリミターと呼ばれるパラメータには、Hersbach and Janssen(1999)により提案されたリミターを用いることとした。

4. 海上風の推算精度に関する検討

本研究では、NOWPHASで集中管理されている風観測地点の観測風データを手し、ハイブリッドモデルにより推算された海上風（以降、推算海上風と呼ぶ。）と比較することにより、推算海上風の精度検討を行った。観測風を手した地点は、計算領域で設定した3つの小領域（九州、薩南諸島、北海道）中に観測地点がある7地点である。なお、推算海上風と観測風との比較を行う際には、観測風を推算海上風（10m高度風）と同高度の風速に変換する必要があるため、ここでは、1/7乗則($U_{10} = U_{OBS} (10.0/h)^{1/7}$)を用いて観測風の高度補正を行った。ここに、 U_{OBS} は観測風、 U_{10} は10m高度風に変換された観測風、 h は観測高度である。

紙数の都合により、以下では各台風において風速・風向に特徴が見られた地点のみを対象として検討を行う。

4.1 九州地方における推算海上風に関する検討

図-4.1に示す九州及び薩南諸島領域のNOWPHAS風観測地点である、名瀬、伊王島、玄海灘、藍島、苅田の5地点で取得された観測風を用いて、台風毎に推算海上風の精度検討を行った。なお、高度補正に用いた各観測地点の観測高度を表-4.1に示す。

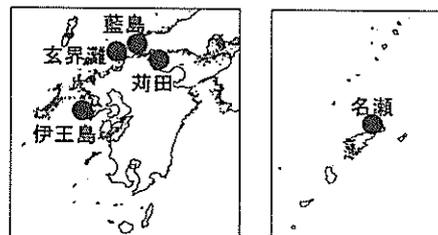


図-4.1 推算海上風の検討地点（九州）

表-4.1 高度補正に用いる観測高度（九州）

地点名	高度補正に用いる観測高度		
	機器設定標高(m)	機器高さ(m)	観測高度(m)
伊王島	23.00	8.00	31.00
玄界灘	95.00	24.60	119.60
藍島	22.00	10.00	32.00
荊田	0.00	9.00	9.00
名瀬	16.00	10.00	26.00

(1) 台風0415号時の推算海上風の検討

図-4.2は、台風0415号時の名瀬、玄界灘、荊田における観測風と推算海上風の風速・風向の比較図である。期間は2004年8月16日～8月20日であり、観測風は観測時間間隔である2時間毎に風速・風向を図示している。図中の○が観測風速、太線が推算風速を表す。また図上段の「NOWPHAS WIND DIRECTION」が観測風向を、「WCT WIND DIRECTION」が推算風向を表す。ここで風向は、基準線に対して上から下向きに描かれた線は風向Nを表している。図より、推算海上風の変動傾向及び最大風速発生時付近の風速値は、観測風と概ね良好な対応を示している。しかし、風向については、観測風が観測機器周辺の地形の影響を受けやすいためか、必ずしも推算風向と一致していない。特に玄界灘に見られる風速の不一致と、8月16日～8月19日の期間における推算風向と観測風向が逆向きの傾向を示すことなどは、観測風が観測機器周辺の地形の影響を受けやすいことが一因であろうと推察される。そこで以下では、この時の推算海上風の精度と風向の不一致についてもう少し詳細な検討を行う。

図-4.3は、玄界灘における風向の不一致期間である8月16日～8月19日の期間中における、8月17日3時と8月18日3時の読み取り天気図と推算海上風及びECMWFの海上風の平面分布を示している。左上段図の8月17日3時の読み取り天気図を見ると、九州の南海上に台風0415号があり、太平洋上の高気圧の縁が大阪湾にかかっている。この読み取り天気図を基に海上風の推算を行うと、台風モデル及び傾度風モデルによって、赤矢印で表す台風0415号の左回りの風と、青矢印で表す太平洋上の高気圧の右回りの風が推算され、九州の南東海上から九州に向かって風向SSEの風が吹き込む。次に、右上段図の8月18日3時の読み取り天気図を見ると、九州の南西海上に台風0415号があり、太平洋上の高気圧の縁が大阪湾にかかっていることから、この時間においても九州の南西海上では、台風モデル及び傾度風モデルによって、赤矢印で表す台風0415号の左回りの風と、青矢印で表す太平洋上の高気圧の右回りの風が推算され、九州の南海上から九州に向かって風向Sの風が吹き込むことになる。

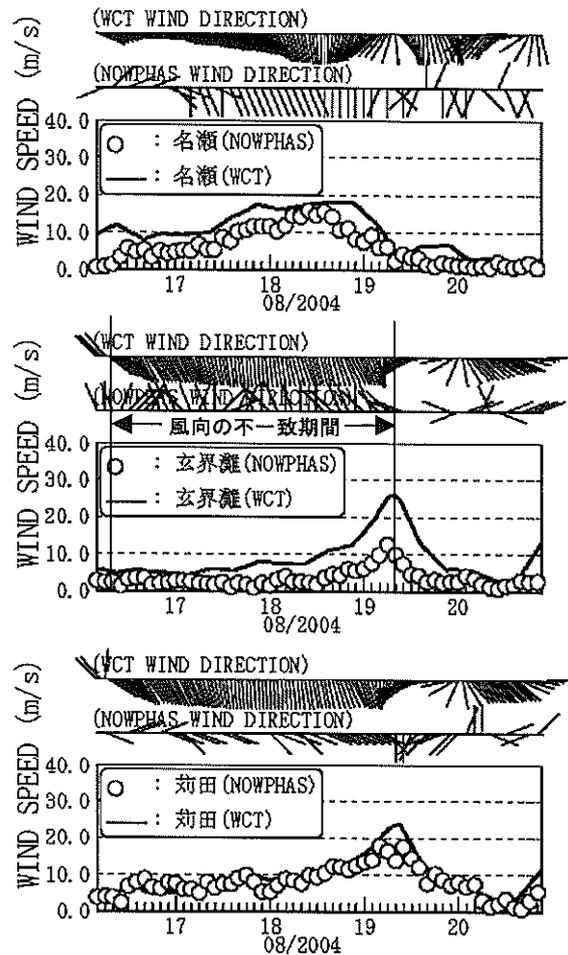


図-4.2 観測風と推算海上風の比較（台風0415号）

したがって、この期間の玄界灘周辺の推算風向はS～SSE方向が卓越する結果が得られる。以上のように、気圧配置を見る限りでは、推算海上風の風向は妥当である。しかし、本研究で用いたハイブリッドモデルでは、前線の効果を取り入れることができない。読み取り天気図を見てみると、8月17日3時には九州の北西、8月18日3時には九州の北に前線が確認できる。このことから、観測風の風向はこの前線の影響によるものである可能性も考えられる。そこで本研究では、図中段に示す推算海上風と図下段に示すECMWFの海上風の平面分布の比較による検討を行うこととした。

近年、地形解像度が約0.5° ながら、前線に吹き込む風や陸上地形の影響などを考慮して推算された気象データが入手可能になってきた。このような気象データを提供している代表的な機関の1つにECMWF（ヨーロッパ中規模気象予報センター）がある。この機関は、世界各地の気象観測気球、海上の気象観測ブイ、観測を委託している船舶・航空機あるいは気象衛星からの観測データに基

づいて高精度な気象情報を提供している。そこで、ハイブリッドモデルで推算された海上風とECMWFから提供された海上風を比較することにより、本研究で用いた推算海上風の推算精度の検討を行う。図より、ECMWFの海上風は、日本海において前線の影響と考えられる風の吹

き込みが見られ、推算海上風とは異なった傾向を示している。しかし、台風周辺及び太平洋上の高気圧周辺の風場は、両海上風とも似た傾向を示している。

図-4.4は、台風0415号発生期間（2004年8月16日～8月20日）の玄界灘における推算海上風とECMWFの海上風の

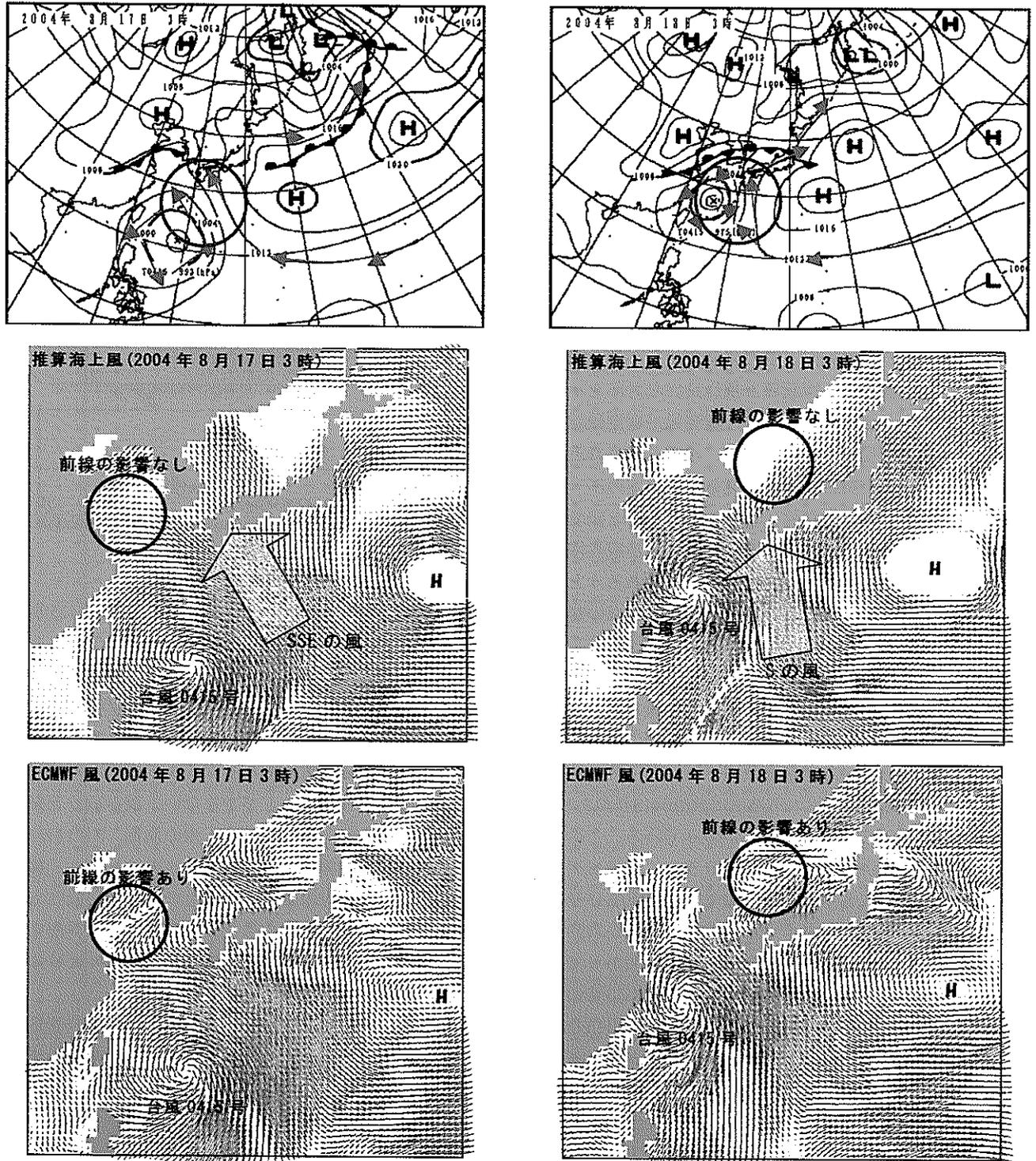


図-4.3 代表時間の天気図とハイブリッドモデルによる推算海上風及びECMWFの海上風の比較

風速・風向の比較を示す。上段図が推算海上風、下段図がECMWFの海上風の風速・風向時系列である。図より、観測風と推算風の風向の不一致期間である8月16日～8月19日において、ECMWFの海上風の風向も観測風の風向と逆向き、すなわち推算海上風の風向とほぼ同様な風向を示している。最大風速発生時の風向も、推算海上風とECMWFの海上風はほぼ同一の傾向を示している。これらのことから、推算海上風と観測風との不一致はあるものの、本研究で使用了推算海上風は天気図やその他の考察からも不合理なものではないと思われる。このような観測値と推算値の不一致は、特に風速が弱い期間に多く見られることから、弱風時の観測風の信頼性については再検討する必要がある。また、台風が接近し台風の風が支配的になると、観測値と推算値はほぼ同一傾向を示すようになるものの、強風時の観測値についても観測機器周辺の地形によってはその影響を受けている可能性があることに注意しておく必要がある。

以上のような観測風と推算海上風の比較・検討の結果、風速・風向の不一致が生じる場合があるものの、本研究で用いたハイブリッドモデルで推算された海上風の精度はほぼ妥当であり、この海上風を外力条件として波浪推算を実施することは不適切ではないと判断される。

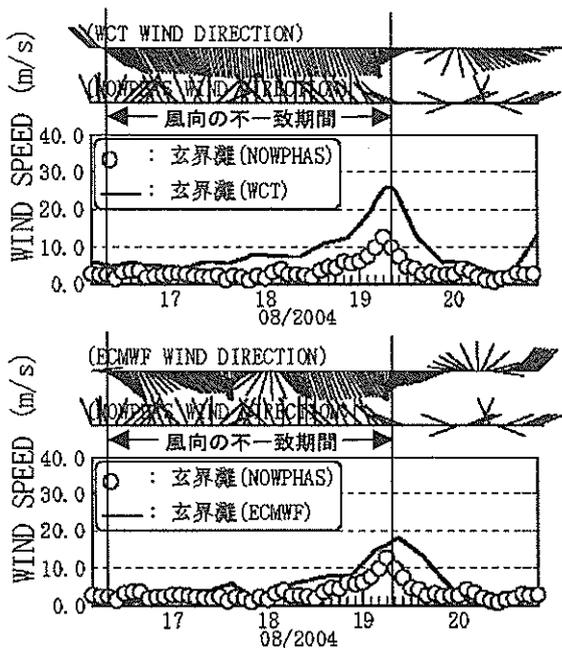


図-4.4 推算海上風とECMWFの海上風の比較 (玄界灘)

(2) 台風0416号時の検討

図-4.5は、台風0416号時の名瀬、伊王島、玄界灘、藍島、荻田の観測風と推算海上風の風速・風向の比較図で

ある。

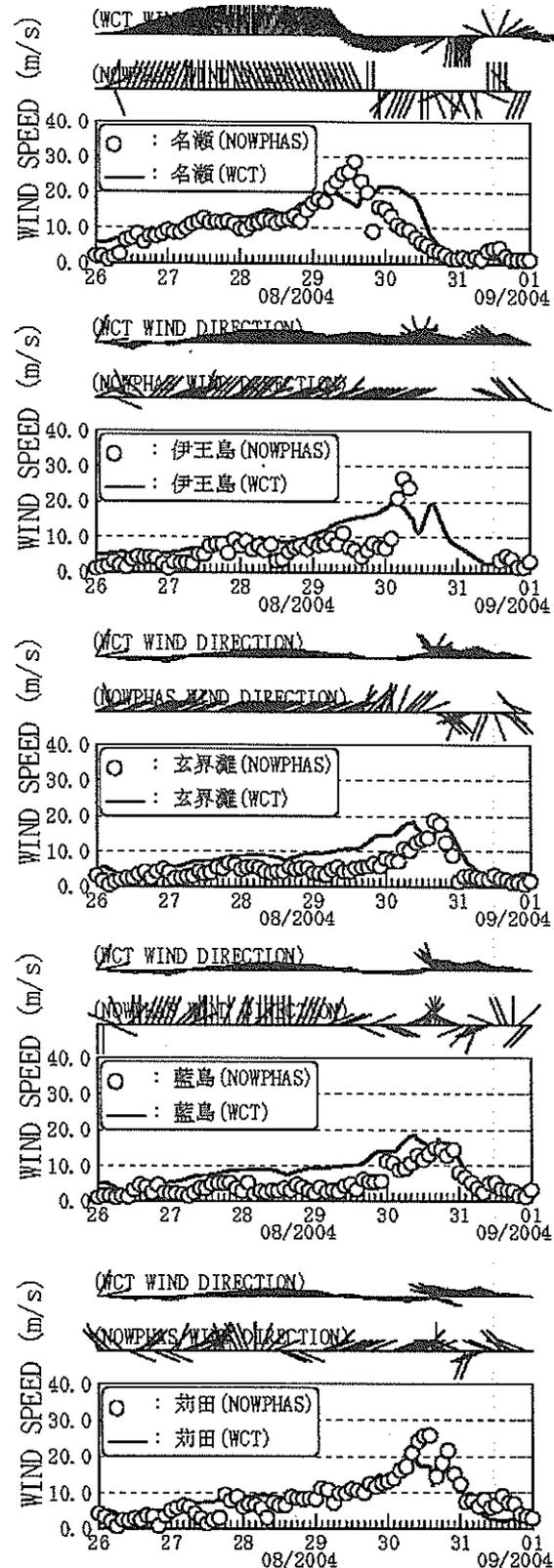


図-4.5 観測風と推算海上風の比較 (台風0416号)

比較期間は2004年8月26日～8月31日であり、図中の記号は前掲の図-4.2と同じである。台風0416号は2004年の最も強い台風だったことから、他の5台風と比べ各地点の観測風速は大きい。特に、名瀬、伊王島、玄界灘の3地点の風速は6台風中最大となっており、それぞれ32.9m/s、31.3m/s、26.8m/sの観測風速を記録している。ただし、図中の○で示す観測風速は高度補正を行った値であり、必ずしも各地点で取得された観測風速と一致するものではない。この台風の推算海上風の特徴として、藍島を除いた全地点（台風中心の左側に位置した）で推算風速が観測風速より低くなっていることが挙げられる。この原因として、海上風の推算に使用した読み取り天気図の台風半径の値が若干小さく（勢力が弱く）、台風の左側から吹き込む風を過小評価した可能性がある。そこで念のため、他の気象データについても同様な傾向があるか否かを確認することとした。

図-4.6は、ECMWFの海上風と観測風の比較を示している。図より、ECMWFの海上風においても、本研究の推算

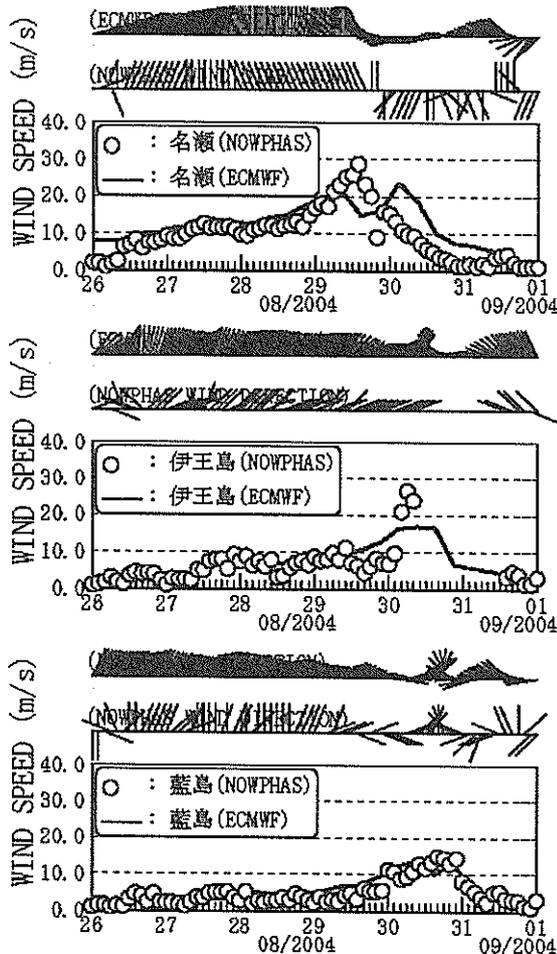


図-4.6 観測風とECMWFの海上風の比較（台風0416号）

海上風と同様に、藍島を除いた全地点（台風中心の左側に位置する地点）で推算風速が観測風速よりも小さくなっていることがわかる。すなわち、ECMWFの海上風でも、台風0416号発生時においては、これらの観測地点の風速を十分に再現できず、本研究の推算海上風と同様な傾向があることがわかった。

さらに、図-4.7は内湾に位置する苅田の観測風と推算海上風及びECMWFの海上風の比較を行ったものである。上段図が観測風と推算海上風、下段図が観測風とECMWFの海上風の比較である。図より、推算海上風及びECMWFの海上風の風速はともに、観測風の風速より小さくなっている。特に、ECMWFの海上風は推算海上風より、さらに10m/s程度小さい風速となっている。これは、ECMWFの海上風の地形解像度が粗いことが原因であろう。すなわち、ECMWFの海上風は、約0.5°の地形解像度の気象データであるため、瀬戸内海等の内湾域での地形解像度が不十分であり、精度の良い海上風の推算ができないためと推察される。したがって、苅田のような内湾域に位置する地点においては、ECMWFは推算海上風と比較してその再現性は悪くなる。

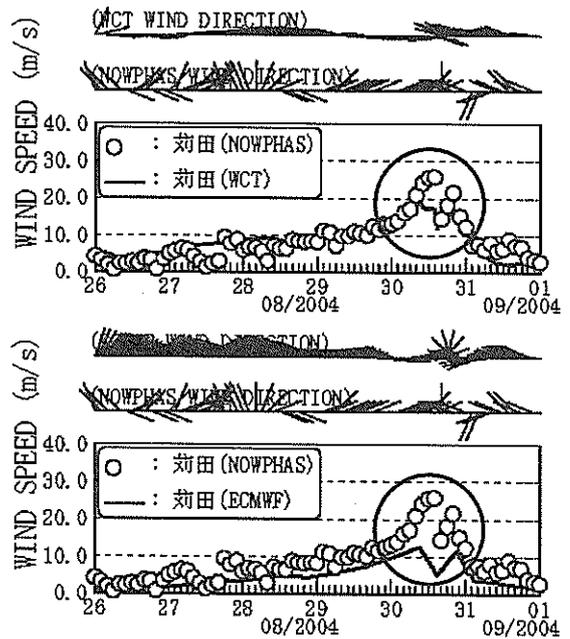


図-4.7 内湾域におけるECMWFの海上風の推算精度

(3) 台風0418号時の検討

図-4.8は、台風0418号時の名瀬と苅田の観測風と推算海上風の風速・風向の比較図である。比較期間は2004年9月3日～9月9日であり、図中の記号は前掲の図-4.2と同じである。図を見ると、苅田では、9月5日～9月6日にかけて

て観測風向と推算風向が異なっている。しかし、ECMWFの海上風も推算海上風と同様の傾向を示していたことから、台風0415号でも述べたように、観測機器設置位置周辺の地形の影響か、あるいは長時間にわたり同じ風向が観測されていることから、観測機器の異常によるものと推察される。他の地点については名瀬と同様に、推算海上風の変動傾向及び最大風速発生時付近の風速値ともに観測風と概ね良好な対応を確認できた。

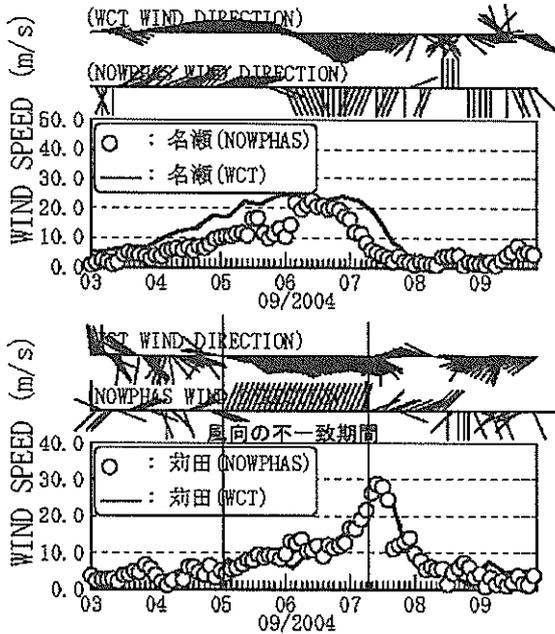


図-4.8 観測風と推算海上風の比較 (台風0418号)

(4) 台風0421号時の検討

図-4.9は、台風0421号時の苅田における観測風と推算海上風の風速・風向の比較図である。比較期間は2004年9月26日～9月30日であり、図中の記号は前掲の図-4.2と同じである。

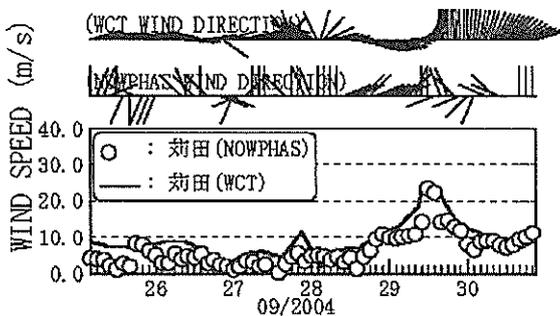


図-4.9 観測風と推算海上風の比較 (台風0421号)

図より、推算海上風は内湾域に位置する苅田においても精度良く推算されていることがわかる。その他の地点でも、推算海上風速の時間変化傾向は観測風速をよく表現していることが確認できた。また、風向については、観測風が陸上地形の影響を受けた局所的な風向を示す例が見られたものの、概ね推算風向と同様の傾向であることが確認できた。

(5) 台風0422号時の検討

この台風は台風半径が比較的小さく、台風の影響範囲が他の6台風に比べて狭かったこと及び九州の南海上を通過したことから、九州に対する影響はほとんど無かった。台風が九州の南海上を通過した10月9日に各地点で10m/s程度の風速が観測されたものの、その他の目立った特徴は見られなかった。

(6) 台風0423号時の検討

図-4.10は、台風0423号時の伊王島における観測風と推算海上風の風速・風向の比較図である。比較期間は2004年10月18日～10月21日であり、図中の記号は前掲の図-4.2と同じである。この台風では、図に示すように、伊王島において推算海上風速が観測風速よりも若干低く推算されているものの、他の地点ではほぼ観測値と同様の値を再現することが確認できた。風向については、観測風が陸上地形の影響を受けた局所的な風向を示す例が見られたが、概ね推算風向の傾向と一致することが確認できた。

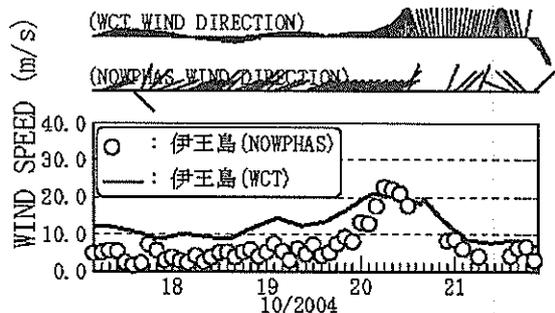


図-4.10 観測風と推算海上風の比較 (台風0423号)

4.2 北海道における推算海上風に関する検討

図-4.11に示す北海道領域のNOWPHAS風観測地点である留萌と瀬棚の2地点で測得された観測風を用い、北海道で甚大な被害が発生した台風0418号来襲時を対象として推算海上風の精度検討を行った。表-4.2は、高度補正に用いた各観測地点の観測高度である。

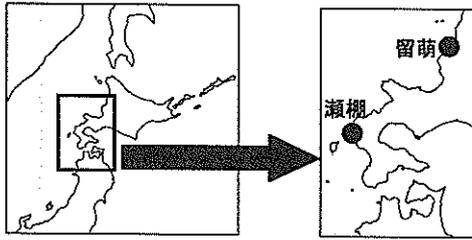


図-4.11 推算海上風の検討地点（北海道）

表-4.2 高度補正に用いる観測高度（北海道）

地点名	高度補正に用いる観測高度		
	機器設定標高(m)	機器高さ(m)	観測高度(m)
留萌	5.13	13.15	18.28
瀬棚	7.00	10.00	17.00

図-4.12は、台風0418号時の留萌と瀬棚の観測風と推算海上風の風速・風向の比較図である。比較期間は2004年9月6日～9月9日であり、図中の記号は前掲の図-4.2と同じである。図より、推算海上風の変動傾向及び最大風速発生付近の風速・風向は、観測風と概ね良好な対応をしていることがわかる。

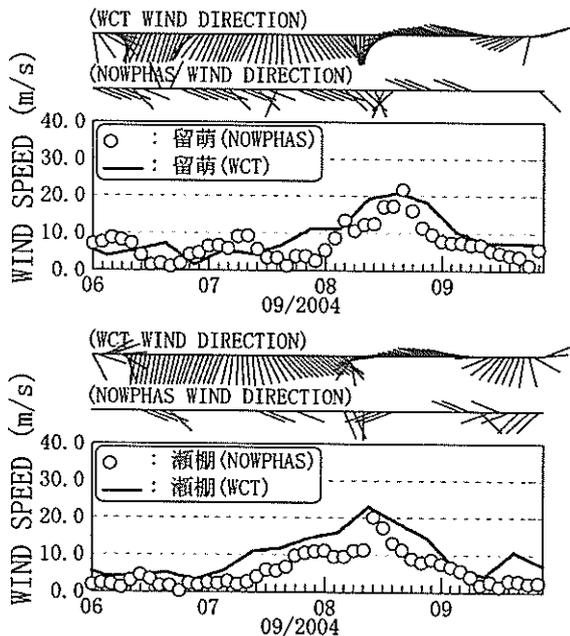


図-4.12 観測風と推算海上風の比較（台風0418号）

5. 波浪の推算精度に関する検討

前述の精度検討を行った推算海上風を外力条件として波浪推算を行い、NOWPHAS波浪観測地点で取得された

観測値と比較することにより波浪推算精度の検討を行った。なお、本資料では各台風において特に特徴が見られた地点の波浪推算結果のみを検討することとし、全観測地点の検討結果は割愛することとする。また、波浪推算では、設定する計算条件、外力となる海上風データの精度、地形の近似精度等の様々な要因により、推算精度に差が生じる。そこで本研究では、事前に幾つかの条件で波浪推算を行い、それらの条件が波浪推算精度に及ぼす影響についても検討したが、これらの検討結果については、参考のために、付録Aに掲載することとした。

5.1 波浪観測値と波浪推算値の性質の違い

まず、波浪観測値を用いて波浪推算値の検討を行うに際し、波浪観測で得られる値と波浪推算で得られる値の違いについて述べる。本研究では、小領域として設定した（九州、薩南諸島、北海道）において、 0.03125° （約3km）格子の地形解像度で波浪推算を行っているが、図-5.1は、NOWPHAS波浪観測地点を含むある格子内における波浪の様子を模式的に示したものである。

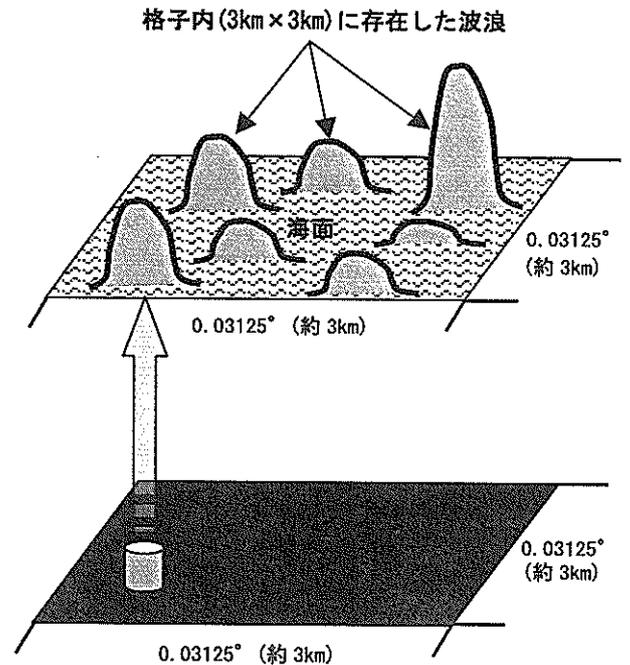


図-5.1 推算格子内の波浪の模式図

波浪観測して得られる値は、観測機器が設置されている地点の波浪の値であり、波浪推算で算出される値は、格子内（約3km×約3km）の波浪の平均的な値である。すなわち、波浪観測値は特定地点の局所的な値であり、波浪推算値はある範囲の波高の平均値である。このことか

ら、例えば実際の海上風を精度よく再現でき、それを外力条件として波浪推算を行ったとしても、平面的な平均値としての性質を有する波浪推算値は、特に高波の場合には波浪観測値よりも若干過小に評価する傾向があるようである。より細かな格子間隔を設定し、詳細な地形や水深の条件を用いて高精度な波浪推算を行えば、波浪観測値と推算値との差は小さくなっていくと思われる。しかし、使用計算機の処理能力や地形・水深情報の精度、波浪推算の外力条件となる推算海上風の精度等の様々な要因により、波浪推算の精度に限界あることは否めない。特に地形の局所性の高い内湾域において波浪推算精度を向上させるためには、波浪の発生・発達・伝播における物理的・数値的な様々な項目について、さらに詳細な検討が必要であろう。また、波浪の発達に最も影響が大きい海上風については、より精度の高いモデルを利用して精度向上を図る必要がある。

5.2 九州地方における波浪推算精度に関する検討

図-5.2に示す九州及び薩南諸島領域のNOWPHAS波浪観測地点である、名瀬、伊王島、玄海灘、藍島、苅田、細島、志布志、鹿児島島の8地点で取得された波浪観測値を用いて、台風毎に波浪推算値の精度検討を行った。なお、表-5.1はそれぞれの観測地点に設置位置である。

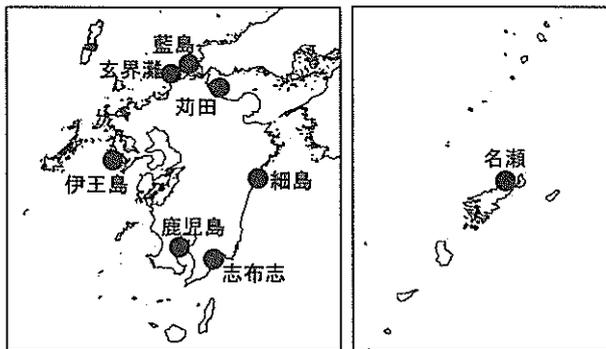


図-5.2 波浪推算の検討地点 (九州)

表-5.1 NOWPHAS波浪観測機器の設置位置

地点名	機器設置位置		
	北緯	東経	水深(m)
伊王島	32° 42' 59"	129° 45' 15"	31.9
玄界灘	33° 56' 02"	130° 28' 05"	39.5
藍島	34° 00' 43"	130° 47' 35"	21.1
苅田	33° 47' 59"	131° 04' 20"	9.6
細島	32° 26' 36"	131° 43' 42"	48.3
志布志	31° 25' 02"	131° 06' 36"	36.2
鹿児島島	31° 33' 20"	130° 34' 21"	24.1
名瀬	28° 27' 07"	129° 31' 18"	54.6

(1) 台風0415号時の検討

図-5.3は、台風0415号時の志布志と玄界灘の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。比較期間は2004年8月16日～8月20日であり、推算値は1時間毎、観測値は観測間隔である2時間毎に有義波高、周期、波向を図示している。図中の○が観測波高と周期を表し、太線がWuの式を用いた推算結果、点線がJanssenの理論を用いた推算結果である。また図上段の「NOWPHAS WAVE DIRECTION」が観測波向を、「Wu WAVE DIRECTION」がWuの式を用いた推算波向、「Janssen WAVE DIRECTION」がJanssenの理論を用いた推算波向を表す。ここで、波向は基準線に対して上から下向きに描かれた線は波向Nを表している。

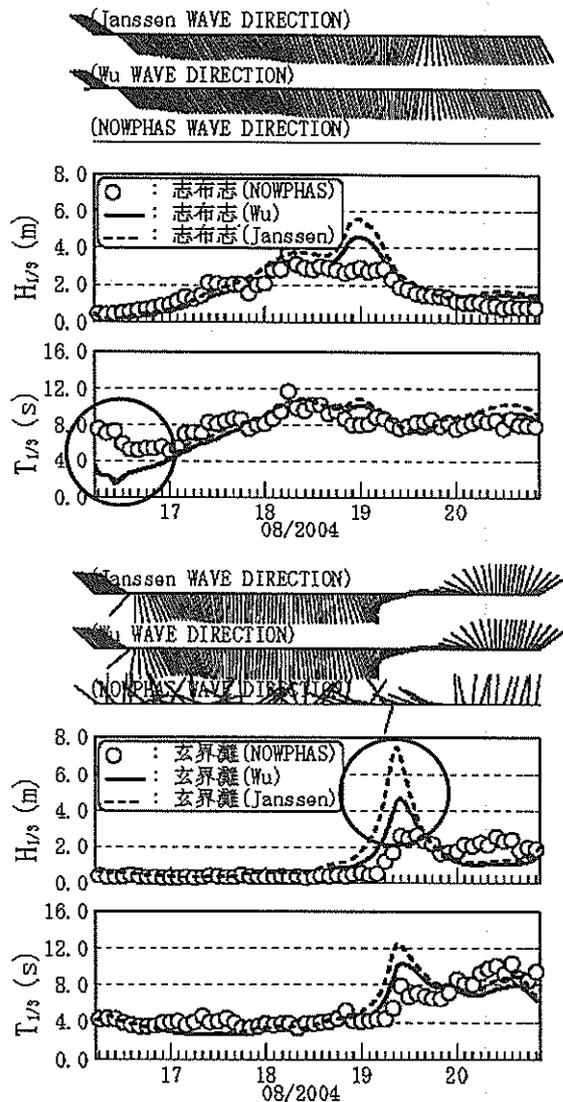


図-5.3 観測値と推算値の比較 (台風0415号)

志布志の波浪推算では、16日～17日の期間の観測周期と推算周期の差が大きく、その後、推算周期は観測周期に漸近している。これは波浪推算のスピニアップ期間（計算の助走期間）の影響である。志布志や細島のように、周期の長いうねり性の波が進入しやすい地点では、計算開始初期においてこのような影響が出るので注意が必要である。

玄界灘の波向を見ると、観測波向と推算波向が逆の方向を示している。これは、「4.海上風の推算精度に関する検討」で述べたように、推算海上風向の相違による違いである。図より、太線のWuの式を用いた推算結果は、波高・周期及び時間変化傾向ともに観測波高・周期を概してよく再現している。しかし、点線のJanssenの理論を用いた推算結果は、観測波高・周期が過大評価される結果となっている。このように本研究においても、これまで北陸や東北、沖縄、東京湾等の海域で確認された傾向と同様に、高風速で風場が急変する気象場を対象とする場合には、WAM Cycle 4 (Janssenの理論)を用いた波浪推算では、波高を過大評価（波浪の異常発達）する傾向があることが確認できた。後述する5台風時においても、Janssenの理論を用いた波浪推算値は観測値を過大評価する傾向を示しており、ハイブリッドモデルで推算された海上風を用いて高波の出現特性を検討する際には、Wuの式を用いて波浪推算の方が適切であることが再確認された。

(2) 台風0416号時の検討

図-5.4(1)は、台風0416号時の苅田、細島の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。比較期間は2004年8月26日～8月31日であり、図中の記号は前掲の図-5.3と同じである。図より、九州東岸の内湾域に位置する苅田及び外洋に面する細島において、太線のWuの式を用いた推算結果は、波高・周期及び時間変化傾向ともに観測波高・周期をよく再現している。

しかし、台風の進行方向左側にある九州北岸に位置する玄界灘や藍島では、推算値が観測値を過小評価する傾向が見られた。図-5.4(2)の上段に、玄界灘の波浪観測値と波浪推算値の比較図を示す。図に見られるように、観測波高と推算波高の差が約3倍程度もある。「4.海上風の推算精度に関する検討」で示したように、玄界灘では、最大風速発生時付近の推算海上風は観測風を過小評価しており、この影響も多少はあると考えられるが、局所的な推算海上風の過小評価だけではこの差を十分に説明することはできない。

図-5.4(2)の下段に示す鹿児島でも推算値が観測値を

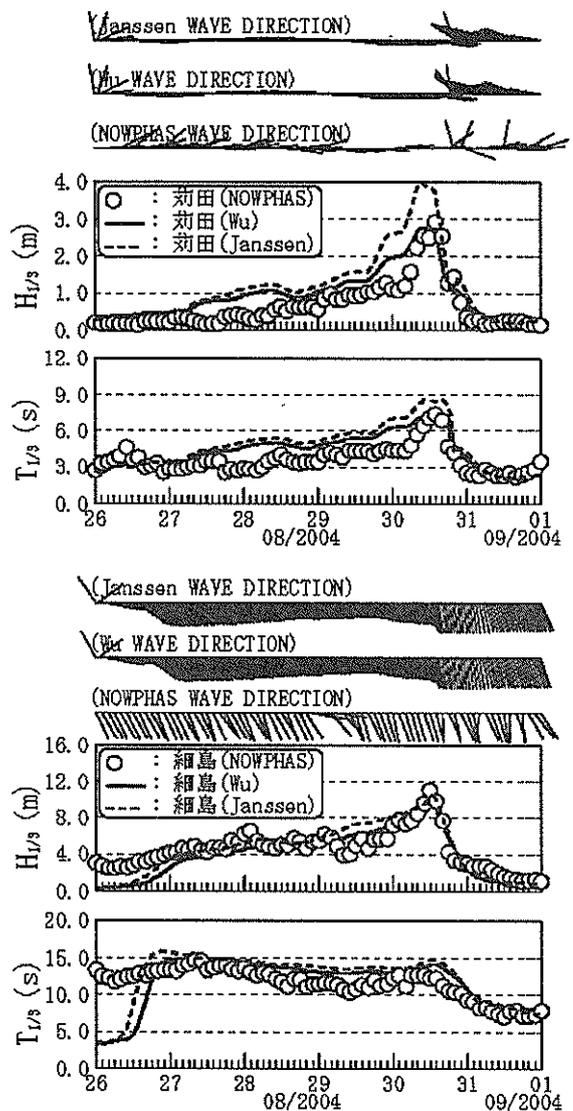


図-5.4(1) 観測値と推算値の比較（台風0416号）

過小評価している。鹿児島のような内湾域では、周辺地形の影響を受けながら湾内で吹く風が波浪の発達に大きな影響を及ぼすことから、台風0416号来襲時の鹿児島湾内の風場を十分に再現できなかったことが原因であろうと推察される。このような場合には、風推算に地形の影響を考慮できるマスコンモデルや局地気象モデル等の導入により、湾内の風をより正確に再検討することで、波浪の推算精度が改善される可能性がある。

なお、台風0416号来襲時の波浪推算では、外洋に面した名瀬においても推算値が観測値を過小評価する傾向があった。「4.海上風の推算精度に関する検討」で述べたように、名瀬においても推算海上風の風速は観測風速より10m/s程度過小に評価されており、これが推算値の過小評価の直接的な原因と考えられるが、その他の原因として、

ここでは地形による遮蔽の影響の可能性も考えられる。

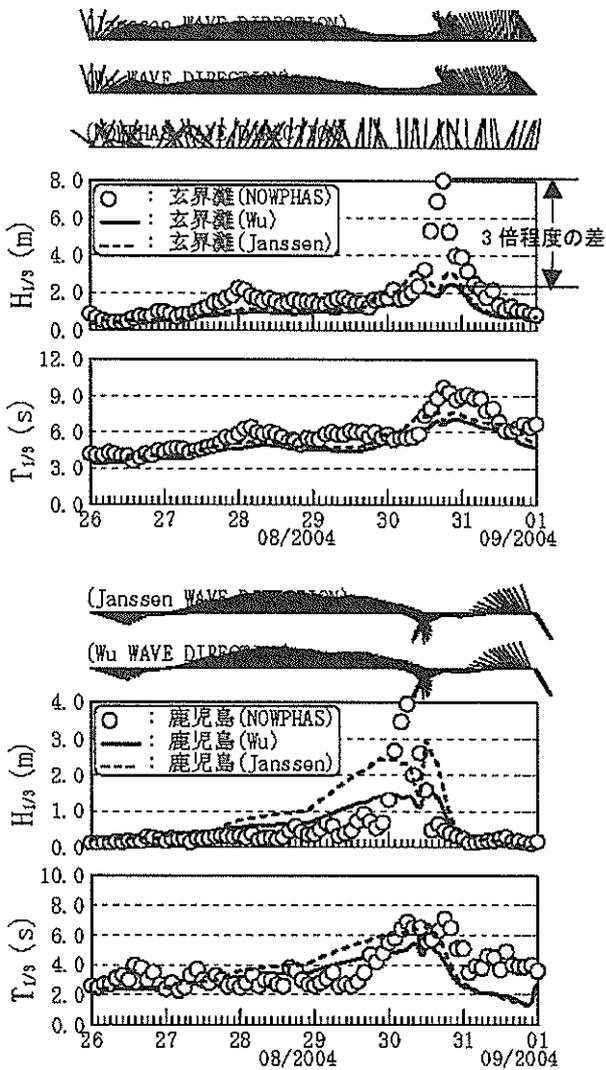
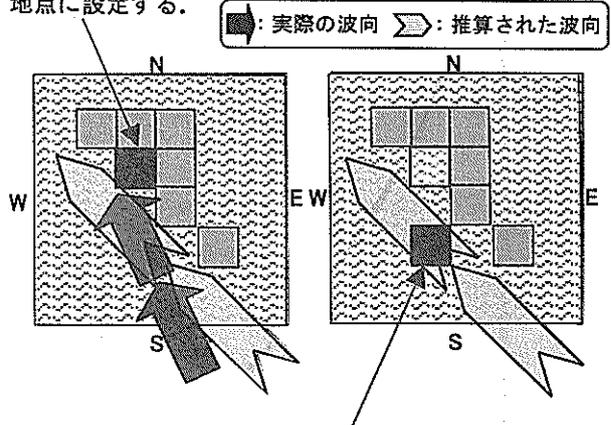


図-5.4(2) 推算値の過小評価地点 (台風0416号)

例えば、波浪推算に用いる計算領域中に、図-5.5(1)のように近似された地形があるとすると、ここに、図中の灰色部分が陸地、その他が海である。このとき例えば、図-5.5(1)の上段図の黒四角で示す検査対象地点に対し、もし台風来襲時の実際の波向が黒色矢印の方向であったにもかかわらず、推算された波向が灰色矢印の方向だった場合には、実際には地形の影響をあまり受けずに対象地点に入射する高波が、波浪推算では地形による遮蔽の影響を受けて過小に評価される。推算波向は海上風の風向の影響を直接受ける。「4.海上風の推算精度に関する検討」で述べたように、推算海上風の精度は必ずしも低くない。しかし、推算海上風の風向とそれを基に推算される波向及び計算領域における地形の近似精度（陸地地

【観測地点等の検査対象地点の位置】

通常はこの位置を波浪推算値の抽出地点に設定する。



【実現象に応じた推算値の抽出地点】

地形的な遮蔽の影響を受けない位置に波浪推算値の抽出地点を変更する。

図-5.5(1) 地形的な遮蔽の影響の模式図

形の格子のとり方)の影響により、特に沿岸域の波浪推算では、実際とは異なる遮蔽の影響を受ける場合がある。このような場合には、例えば図-5.5(1)の下段図に示すように、波浪推算値の抽出地点を遮蔽の影響を受けない格子に変更することにより、より実現象に近い波浪推算情報を得ることができる場合がある。

以上のようなことを念頭に置き、以下では台風0416号来襲時の名瀬において、地形による遮蔽の影響がどの程度あるかを検討した。図-5.5(2)中の白丸の位置が名瀬のNOWPHAS観測地点の位置である。

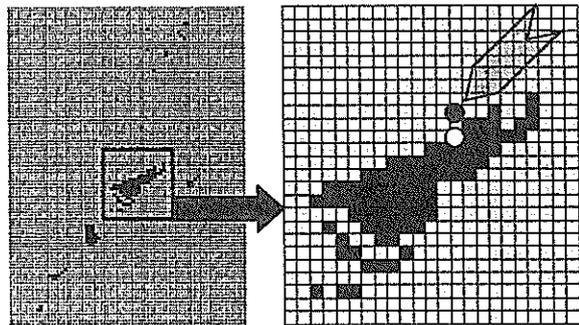


図-5.5(2) 地形の影響が小さい抽出地点

この位置における観測値と推算値の比較図を図-5.5(3)の上段図に示す。図より、最大波高発生時付近の推算波高は、観測波高の半分程度であることが分かる。そこで、前述のように、推算値の抽出地点を地形による

遮蔽の影響が少ない格子に変更する。すなわち、図-5.5(2)中の白丸の位置の代わりに黒丸の位置で推算値を抽出し、観測値と比較する。図-5.5(3)の下段図にその結果を示す。図より遮蔽の影響が少ない黒丸の位置の推算波高はより観測波高に近くなるがわかる。ただし、周期について見ると、それまで遮蔽されていたうねり成分が入射することにより、周期が長くなる。このような傾向は、名瀬に見られるような、周りにうねりを遮蔽するような島や陸地がなく、あらゆる方向からうねり成分が入射してくるような地形において顕著に表れる。

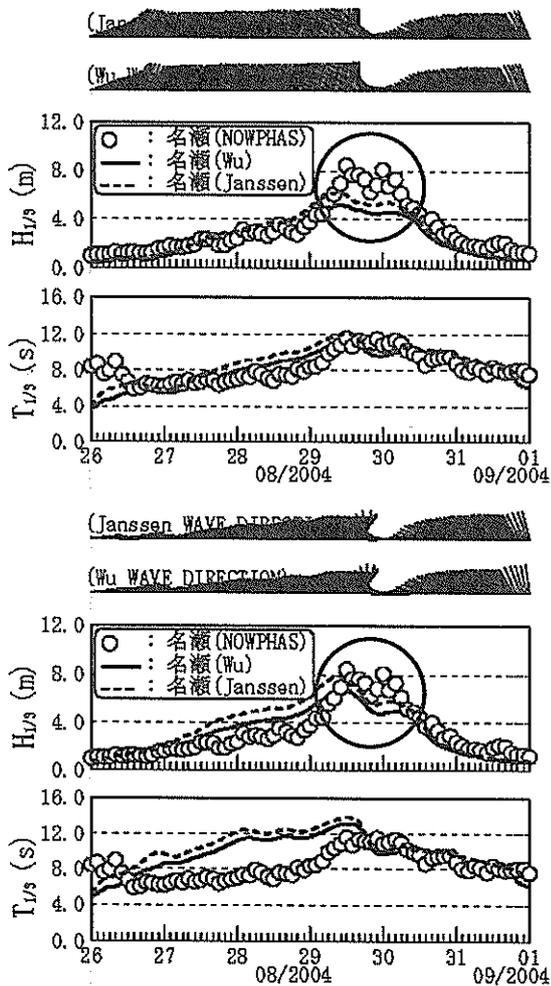


図-5.5(3) 抽出点の違いによる推算値の比較

(3) 台風0418号時の検討

図-5.6は、台風0418号時の荻田と細島の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。期間は2004年9月3日～9月9日であり、図中の記号は前掲の図-5.3と同じである。図より、太線のWuの式を用いた推算結果は、波高・周期及び時間変化傾向ともに観測値をよく再現している。また、

点線のJanssenの理論を用いた推算結果は、観測波高・周期とも過大評価となっており、特に内湾域の荻田においてその傾向が著しい。

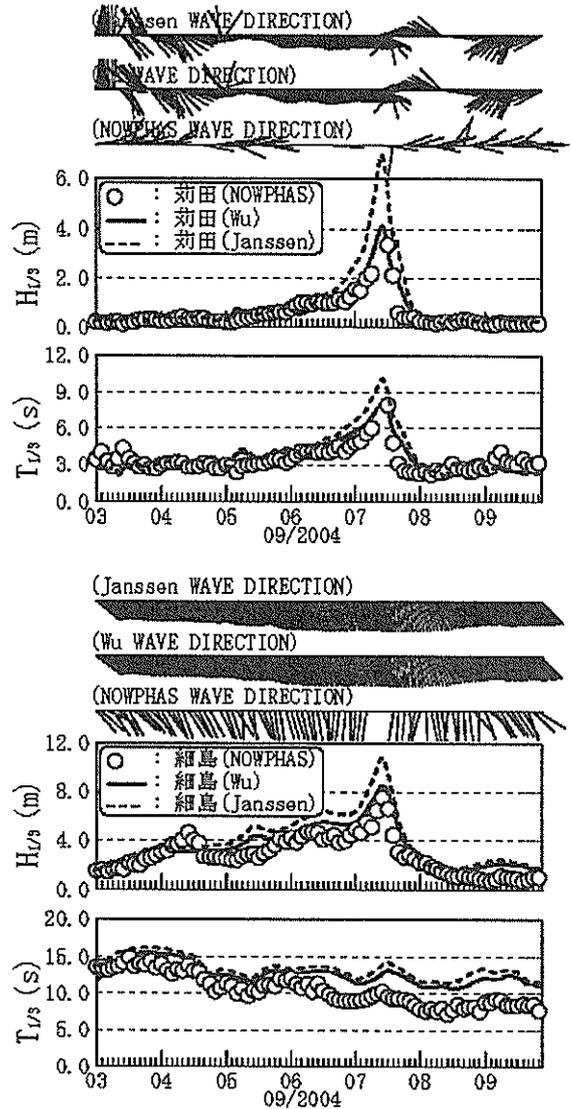


図-5.6 観測値と推算値の比較 (台風0418号)

(4) 台風0421号時の検討

図-5.7は、台風0421号時の伊王島の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。図の上段には、観測風と推算海上風の風速・風向の比較図を併せて示している。期間は2004年9月26日～9月30日であり、図中の記号は前掲の図-4.2及び図-5.3と同じである。台風0421号来襲時の波浪推算では、各地点の推算結果は、波高・周期及び時間変化傾向ともに観測結果を概ねよく再現したが、伊王島と志布志では、推算波高が観測波高を過大評価する結果となった。この原因として、例えば、図-5.7の伊王島につ

いて見ると、図-5.7の上段図に示すように、伊王島の推算海上風の風速・風向は、ともに観測値の傾向を概ね良好に再現しており、推算海上風の精度が波浪推算に影響したとは考えにくい。他の原因としては、台風に伴ううねり成分が伊王島や志布志に入射したと考えられる。このような風波やうねりなどの周期帯別の波浪の発生・発達・伝播特性を検討するためには、方向スペクトルを用いた検討が必要不可欠であり、精度のよい方向スペクトル観測が望まれる。

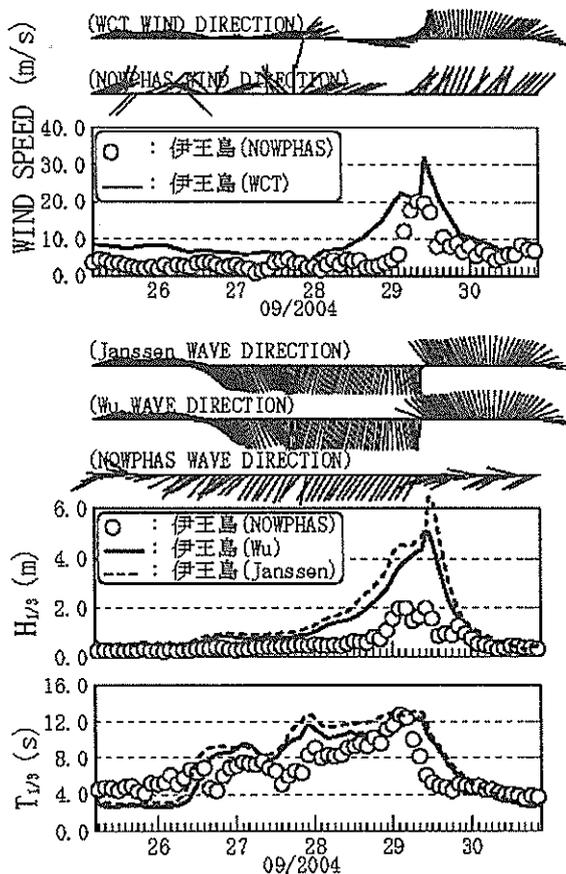


図-5.7 観測値と推算値の比較 (台風0421号)

(5) 台風0422号時の検討

台風0422号は、九州の東海上を通過し、その影響範囲が小さかったことから、九州沿岸では顕著な高波は見られなかった。ただし、細島、志布志では台風の通過による九州の東海上からのうねりにより、観測波高より若干大きい2~3m程度の波高が推算された。また、この台風では、九州で観測された最大風速が10m/s程度であり、高風速で風場が急変するような条件での波浪推算ではなかったことから、Janssenの理論を用いた推算波高・周期値でも過大評価の傾向は見られなかった。

(6) 台風0423号時の検討

図-5.8は、台風0423号時の伊王島の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。ただし、図の上段には、観測風と推算海上風の風速・風向の比較図を併せて示している。期間は2004年10月17日~10月21日であり、図中の記号は前掲の図-4.2及び図-5.3と同じである。

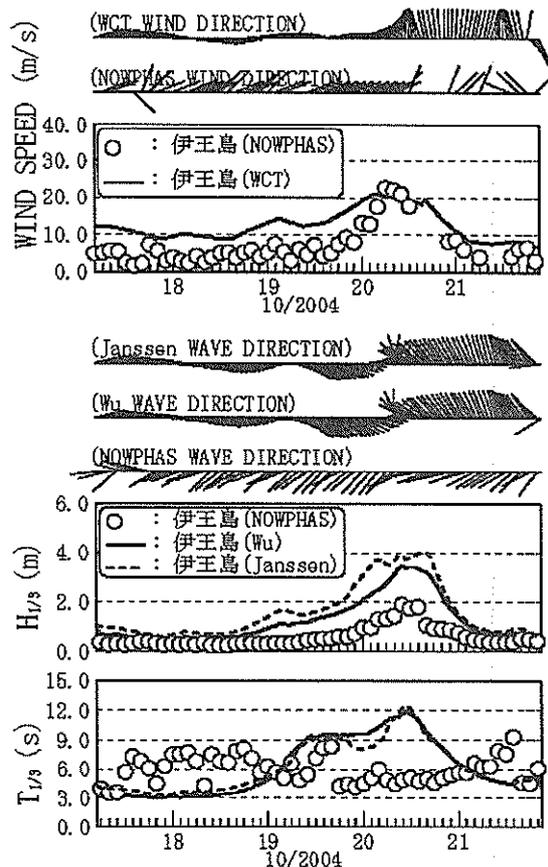


図-5.8 観測値と推算値の比較 (台風0423号)

台風0423号来襲時の波浪推算では、各地点の推算結果は、波高・周期及び時間変化傾向ともに観測値を概ねよく再現する結果が得られた。ただし、図-5.8の下段図に示すように、伊王島では最大波高発生時付近の推算波向と観測波向が逆の方向を示す結果が得られた。図-5.8の上段図の推算海上風と観測風の比較から、伊王島の推算海上風の風向は概ねN方向、観測風の風向は概ねNW~N~NE方向であり、風向はほぼ一致している。したがって、推算風の精度が波浪推算に影響したとは考えにくい。他の原因としては、伊王島では台風通過後も南からのうねりが残っていることが挙げられる。推算値の周期は、波向の急変後、風速の減少に応じて急に短くなっている。これは、この期間のうねり成分が過小評価された結果で

あると考えられる。しかし、観測値の周期には、風速が減少した後も周期が徐々に長くなる傾向が見られることから、伊王島では台風通過後も南からのうねり成分が入射していたと考えられる。

NOWPHAS観測地点において既往最大有義波高の更新地点数が最多となった台風はこの台風0423号であった。台風0423号の特徴である広い強風域（超大型の台風）がこの要因の一つであっただろう。この台風では、10月20日14時に室津沖で有義波高13.55m、周期15.8sというNOWPHASの既往最大有義波高が観測されており、高知県室戸市の菜生（なばえ）海岸では海岸堤防が約30mにわたり倒壊した。そこでここでは、台風0423号が九州へ上陸する前後の地点である中城湾と室津の観測値と推算値の比較結果も併せて示しておくこととする。なお、中城湾と室津の波浪推算値は、図-5.9に示す中領域（西日本）から抽出した。表-5.2は中城湾と室津の観測地点に設置位置である。

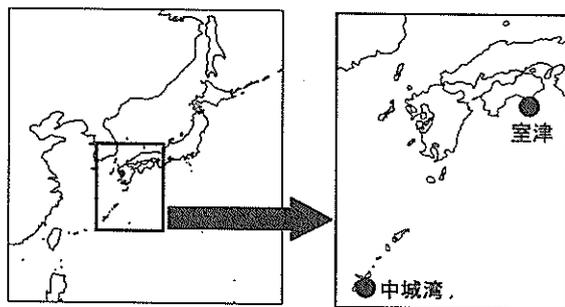


図-5.9 波浪推算値抽出地点（中城湾，室津）

表-5.2 NOWPHAS波浪観測機器の設置位置

地点名	機器設置位置		
	北緯	東経	水深(m)
室津	33° 16' 16"	134° 08' 52"	26.8
中城湾	26° 14' 32"	127° 57' 55"	39.6

図-5.10は、台風0423号来襲時の中城湾と室津の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。図には、Wuの式を用いた推算値と観測値のみを示している。図より、両地点とも最大波高発生時付近の推算値は観測値を若干過小評価するものの、波高・周期及び時間変化傾向とも観測値をよく再現していることがわかる。

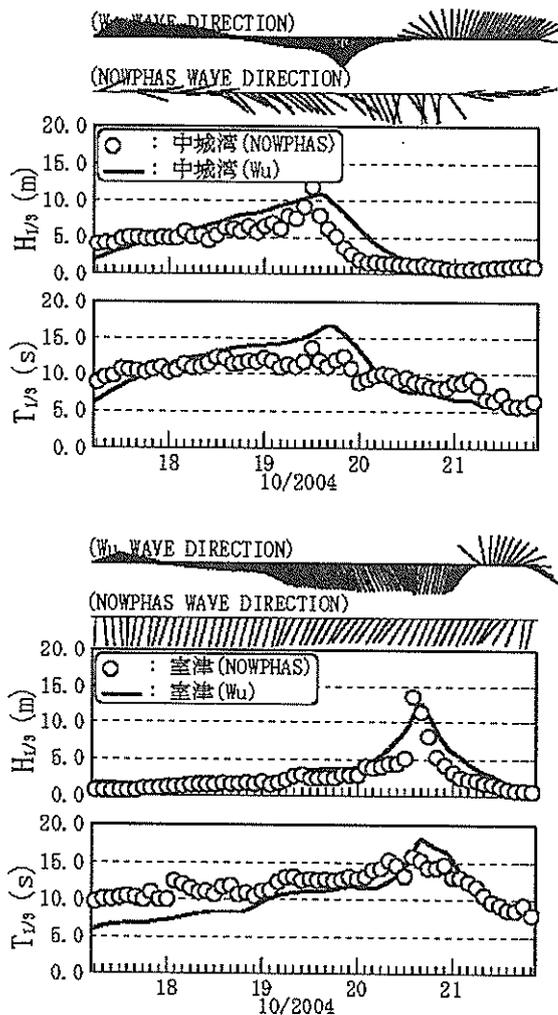


図-5.10 波観測値と推算値の比較（中城湾，室津）

5.3 北海道における波浪推算精度に関する検討

図-5.11に示す北海道領域のNOWPHAS波浪観測地点である留萌、瀬棚、苫小牧の3地点で測得された波浪観測値を用いて、台風毎に波浪推算値の精度検討を行った。表-5.3はこれらの観測地点の設置位置である。

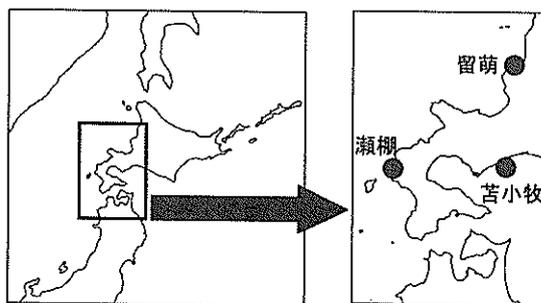


図-5.11 波浪推算の検討地点（北海道）

表-5.3 NOWPHAS波浪観測機器の設置位置

地点名	機器設置位置		
	北緯	東経	水深(m)
留萌	43° 51' 59"	141° 28' 07"	49.8
瀬棚	42° 26' 39"	139° 49' 03"	52.9
苫小牧	42° 32' 39"	141° 26' 46"	50.7

図-5.12は、台風0418号時の留萌、瀬棚、苫小牧の波浪観測値と波浪推算値の比較図である。期間は2004年9月6日～9月9日であり、図中の記号は前掲の図-5.3と同じである。図より、太平洋側の苫小牧の推算値は観測値を概ね良好に再現している。また、日本海側の留萌と瀬棚では、推算波高が観測波高を若干過小評価する傾向がある。特に留萌では、9月8日12時から14時の短時間に、観測波高が2.16mから7.83mと3倍程度も増大している。波浪推算ではこのような短時間の急激な波浪の発達を十分に表現できていない。しかし、この2～3時間の急激な波浪の発達を除けば、推算値は、波高・周期値及び時間変化傾向ともに観測値を概ねよく再現している。

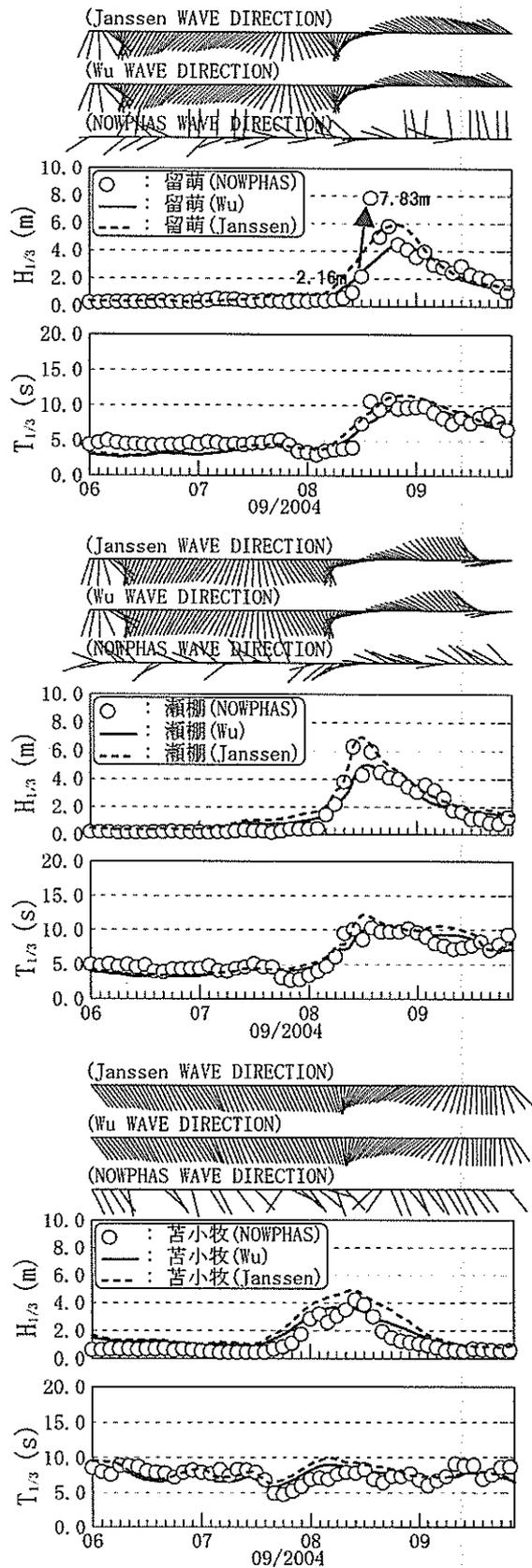


図-5.12 観測値と推算値の比較 (台風0418号)

6. 各台風時の波浪の出現特性に関する検討

6.1 面的な波浪特性の検討

図-6.1は、日本周辺海域（大領域）における各台風の最大有義波高の平面分布を等値線により図示したものである。図中には台風経路を3種類の大きさの○で表している。一番大きくて中に数値（日付）が記載されている○が各日の0時、2番目の大きさの□が各日の12時、一番小さい○が1時間毎の台風中心位置である。以下では、これらの波浪推算結果及びNOWPHASの観測結果等を用いて、各台風に伴う高波の出現特性を検討する。

(1) 台風0415号の波浪特性

図に見られるように、沖縄の南海上から東シナ海にかけての海域が台風の危険半円内となり、波高が大きい海域がある。日本海では、他の台風の例と比して高波浪の海域が広く広がっている。NOWPHASでも酒田や秋田等で高波が観測され、しかも短時間に波が発達する傾向が見られた。例えば、酒田では20日2時～4時にかけて有義波高が3mから8mまで一気に増大した。これは、台風が比

較的速い速度で日本海を北東進したこと及びそれに伴う風向の急変が原因であろうと考えられる。つまり、対象地点周辺においては、台風の接近に伴う陸から海への風向が、台風の進行に伴い海から陸への風向に急転し、急速に波が発達したと考えられる。日本海沿岸におけるこのような特性は、波浪推算においても精度良く再現されていることが確認できた。

(2) 台風0416号の波浪特性

図からもわかるように、この台風で顕著な高波が来襲した海域は九州東岸から西日本の太平洋沿岸である。特に細島港では灯台の破壊等があり、九州東岸における高波は特に顕著であった。この台風による波浪の出現特性は、台風が太平洋を北西に進む速度が遅く、高波期間が比較的長かったことが挙げられる。波浪推算結果からも、細島では4日間以上も4m～11m程度の波浪が来襲したことが確認でき、九州東岸全域においても同様な傾向が見られた。なお、図中の丸枠で囲った箇所は台風0418号による高波であり、台風0416号によるものではない。

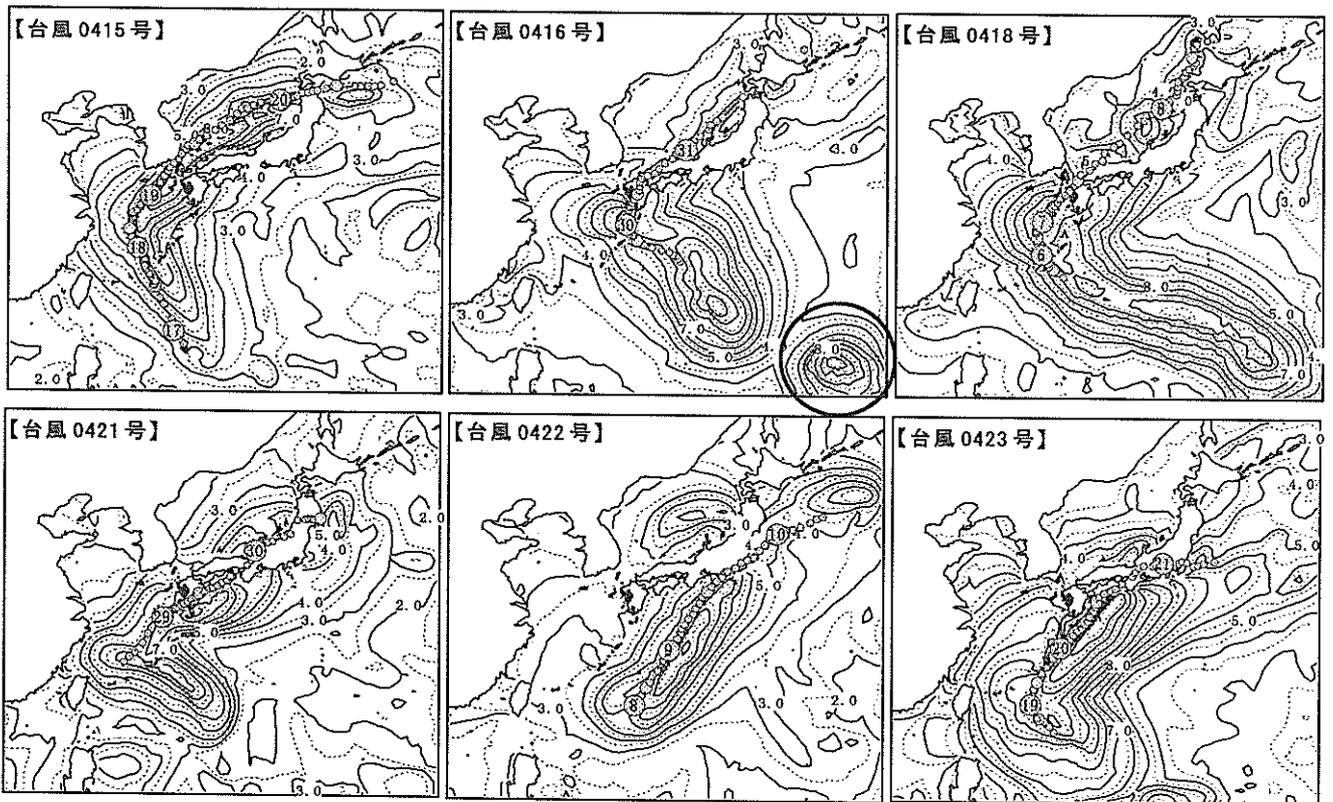


図-6.1 6台風来襲時の日本周辺海域の最大波高分布

(3) 台風0418号の波浪特性

この台風は他の台風と比較して、薩南諸島、九州、西日本や日本海及び北海道と、高波の影響がほぼ全国沿岸に及んだことが特徴である。図より、他の5台風と比較して、日本沿岸の広い範囲で高波が発生していることがわかる。九州では、台風が薩南諸島の西方約300kmを通過し、長崎県を通過したことから、その全域が台風の危険半円内に入り、顕著な高波が発生した。また、北海道において台風が再発達し、それに伴って顕著な高波が発生したことも特徴的である。

(4) 台風0421号の波浪特性

この台風に伴う波浪は、他の5台風と比較して、我が国本土では特筆するような高波はもたらされていない。しかし、沖縄本島を回り込む鋭角な変曲を伴う進路をとり、特に変曲点付近で停滞したため、南西諸島の東シナ海で高波が発生した。図からもその様子がわかる。この台風により、中城湾では7.21mの波浪が観測されている。

(5) 台風0422号の波浪特性

図より、この台風による高波は他の5台風と比較して、日本沿岸への影響範囲が狭かったことがわかる。この台風により、関東の太平洋側に高波の影響があったものの、急激に波浪が発達したが、減衰も早く、高波浪の継続時間が比較的短かったことが特徴である。

(6) 台風0423号の波浪特性

この台風は、影響範囲が広く、北海道を除く全国沿岸で高波が発生した。図に見られるように、太平洋沿岸に高波浪海域があり、NOWPHASでも室津港沖の水深27mで、有義波高13.55m、周期15.8sが観測された。また、台風の可航半円に位置する日本海においても顕著な高波が発生した。6台風の中で類似した経路をとった台風0421号の最大波高分布と比較すると、各地で1m~2m程度高い有義波高であった。

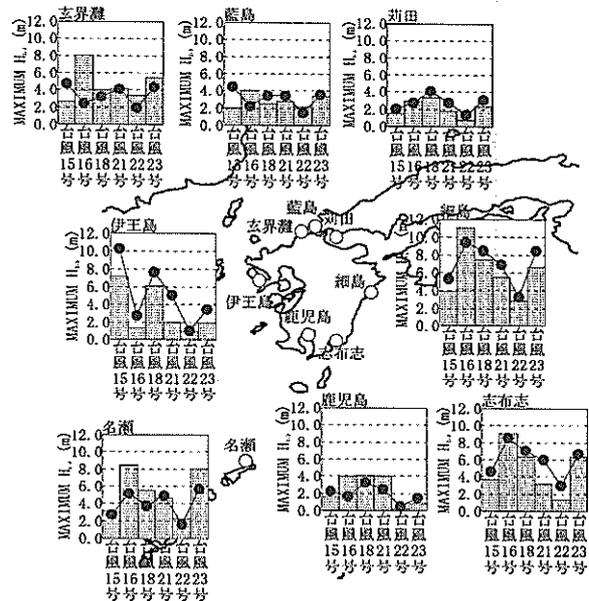
6.2 九州地方における波浪特性の検討

(1) 各台風時の最大波高・周期の出現特性

図-6.2は、九州における各台風時の観測値と推算値の最大有義波高・周期の比較を示すものである。上段図が最大有義波高、下段図が最大有義波周期の比較図である。図中の棒グラフが最大有義波高・周期の観測値、●が推算値である。図より、九州における各台風時の波浪の出現特性の違いを把握できる。例えば図より、伊王島の波浪の出現特性が他の地点と異なっていることがわかる。

台風0415号時の伊王島における高波浪の発生は特徴的である。それに対し台風0416号時では、高波浪が観測された他の地点と比較して、伊王島の波浪は非常に小さい。また、影響範囲の広さが特徴の台風0423号時でも九州の北岸から東岸に位置する玄界灘から志布志では高波浪が観測されているものの、伊王島における波浪は小さい。

■：観測最大有義波高 ●：推算最大有義波高



■：観測最大有義波周期 ●：推算最大有義波周期

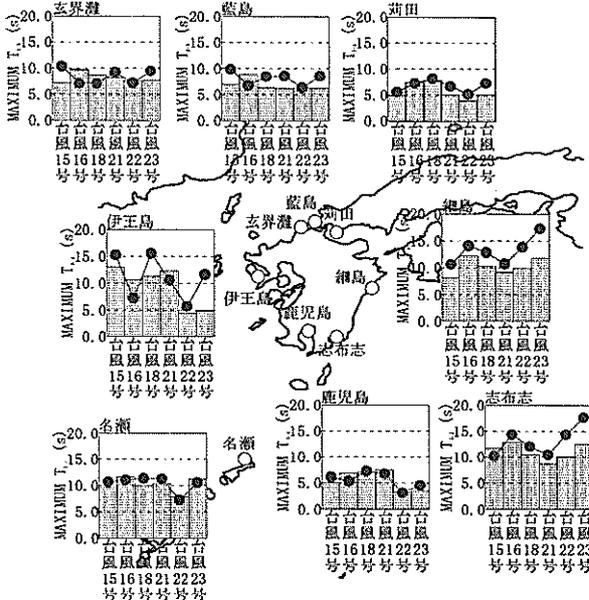


図-6.2 観測値と推算値の最大有義波高・周期の比較

(2) 方向スペクトルを用いた検討

方向スペクトルの解析結果を用いて検討することにより、有義波に関する検討のみでは得られない、より詳細な波浪の出現特性を検討することができる。ここでは、各台風時の波浪観測及び波浪推算で得られた方向スペクトルを用いた検討を行う。以下では、特に方向スペクトルに特徴が見られた台風時の地点のみを検討することとし、各台風の全観測地点に関する検討は行わない。

図-6.3は、台風0415号来襲期間において、伊王島の方向スペクトルの解析結果から得られた周期帯別の波高・波向の経時変化図である。図中の○が観測波高、△が周期を表し、太線が推算波高、細線が周期を表す。図上段の「NOWPHAS WAVE DIRECTION」が観測された2時間毎の周期帯毎の波高・波向を、「WCT WAVE DIRECTION」が推算された1時間毎の周期帯波高・波向を矢印の長さでベクトル表示したものである。ここで波向は、基準線に対して上から下向きに描かれた線は波向Nを表している。図に見られるように、観測値と推算値の各周期帯の波高の発達・減衰及び時間変化の傾向は概してよく一致している。台風0415号来襲時の伊王島では、周期帯10.7s~16.0s(うねり成分)のエネルギー成分が最も大きく、次いで周期帯16.0s~25.6s(うねり~長周期成分)のエネルギー成分が大きい。

なお、観測結果に各周期帯のベクトルが描画されていない期間があるが、これは高波浪に伴う流速計やケーブ

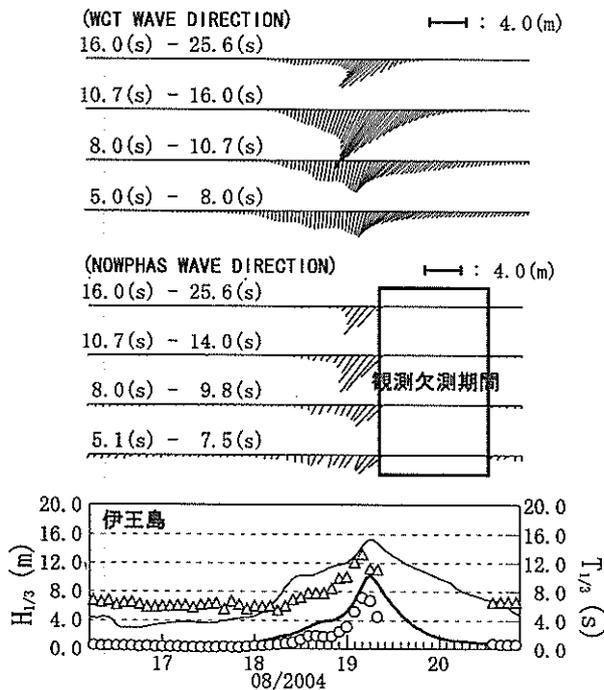


図-6.3 周期帯波高・波向の経時変化(台風0415号)

ル等の故障により、方向スペクトルの計算に必要なデータの取得ができず、周期帯波高・波向の解析値がない期間である。この例のように、機器の故障や損傷により観測値が欠測し、波浪の特性を検討できない場合には、波浪推算による検討は有用な代替手段となる。

図-6.4(1)は、台風0416号来襲時の玄界灘の周期帯別波高・波向の経時変化図である。図中の記号は前掲の図-6.3と同じである。図に見られるように、各周期帯の推算波高は観測値を再現できていない。観測では周期帯10.7s~16.0s(うねり成分)に顕著なエネルギーが見られるものの、推算ではこの周期帯のエネルギーが小さい。さらに、周期帯8.0s~10.7s(風波~うねり成分)のエネルギー成分も観測の方が大きい。この例に関しては、条件を変えた幾つかの波浪推算を実施したが、再現は困難であった。台風0416号来襲時の観測風速が高々20m/s程度であった玄界灘周辺海域で、これほどの高波浪が観測されたことに関しては、その原因も含めてさらなる検討が必要であると同時に、今後、より詳細な気象情報やより高度な局地気象モデル等の導入による総合的な検討が必要であると考えられる。

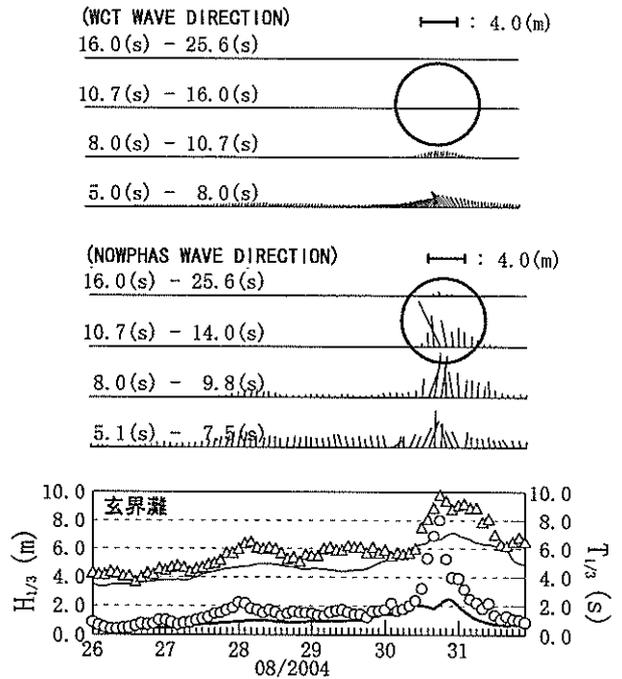


図-6.4(1) 周期帯波高・波向の経時変化(台風0416号)

図-6.4(2)は、台風0416号の細島の周期帯別波高・波向の経時変化図である。図中の記号は前掲の図-6.3と同じである。図に見られるように、各周期帯波高の発達・減衰及び時間変化の傾向は、観測値と推算値は概してよく

一致している。ここでの特徴は周期帯16.0s~25.6s(うねり~長周期成分)のエネルギー成分の急激な減衰であるが、この現象は、波浪推算においても精度よく再現することができた。

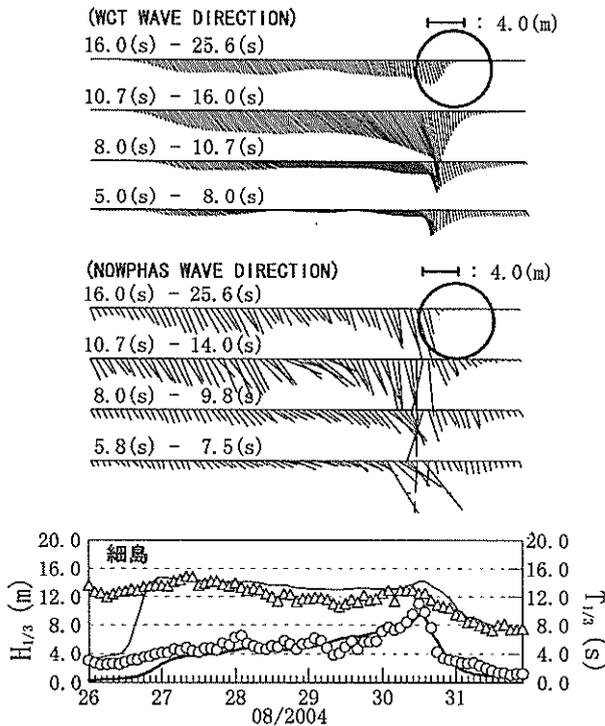


図-6.4(2) 周期帯波高・波向の経時変化(台風0415号)

図-6.5は、台風0423号来襲時の細島の周期帯別波高・波向の経時変化図である。図中の記号は前掲の図-6.3と同じである。図に見られるように、各周期帯の波高の発達・減衰及び時間変化の傾向は、観測値と推算値とは概ね一致している。

なお、台風0423号時には細島で周期帯10.7s~16.0s(うねり成分)のエネルギー成分に2度のピークが現れている。前述のように、台風0423号は広い強風域を伴い九州南岸を北東進したが、これがその原因であると考えられる。すなわち、台風が九州のはるか南海上にある時に、そこから伝播したうねりが九州東岸に到達し、その後台風の接近に伴ってさらに高波浪の第2ピーク出現したと考えられる。図に見られるように、波浪推算においてもこのような特性を再現することができた。

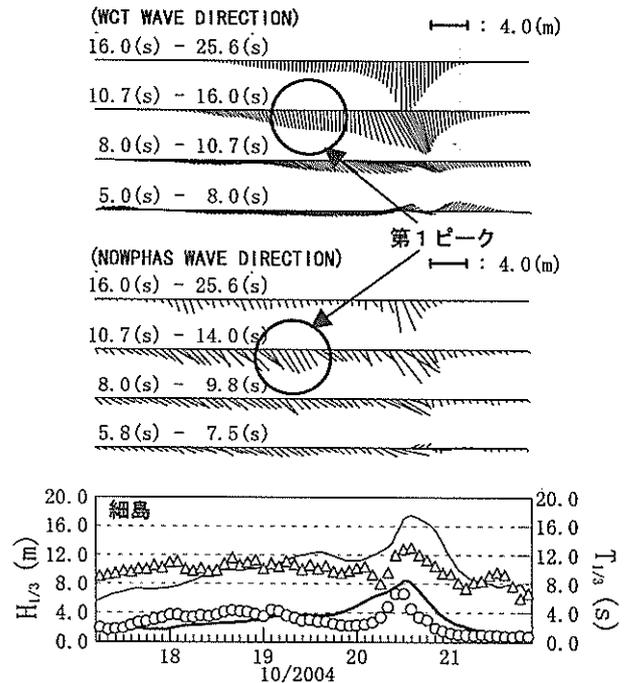


図-6.5 周期帯波高・波向の経時変化(台風0423号)

6.3 北海道における波浪特性の検討

(1) 各台風時の最大波高・周期の出現特性

図-6.6は、北海道における各台風時の最大有義波高・周期の観測値と推算値との比較図である。上段図が最大有義波高、下段図が最大有義波周期である。図中の棒グラフが最大有義波高・周期の観測値、●が推算値である。函館は観測値がないため推算値のみを表示した。また、図中には参考のために洞爺丸台風(台風5415号)とりんご台風(台風9119号)の波浪推算結果も併せて示している。図より、北海道における各台風時の波浪の出現特性の違いを把握できる。北海道において顕著な高波浪が発生した台風として洞爺丸台風と台風0418号が挙げられる。例えば図より、洞爺丸台風と台風0418号時の北海道沿岸における波浪の出現特性がわかる。洞爺丸台風時はいずれの地点も高波浪が発生しているが、特に函館や苫小牧といった北海道東岸における顕著な高波が特徴である。函館及び苫小牧では、りんご台風及び2004年に発生した3台風と比較して洞爺丸台風の高波浪が突出している。これに対し台風0418号時は、留萌や瀬棚といった北海道西岸における顕著な高波が特徴である。洞爺丸台風時の推算最大有義波高と台風0418号時の観測最大有義波高を比較すると、台風0418号時には留萌で洞爺丸台風時の2倍程度、瀬棚で同程度の最大有義波高が観測されている。ただし、比較に用いた洞爺丸台風時の波浪推算結果は詳細な精度検証を行ったものではない。さらに、島防波堤が

被災した函館では、洞爺丸台風と台風0418号以外の台風時の推算最大有義波高はほぼ同程度である。このことから、洞爺丸台風と台風0418号の2台風が、函館において高波浪が発生する条件を持った台風だったことがわかる。

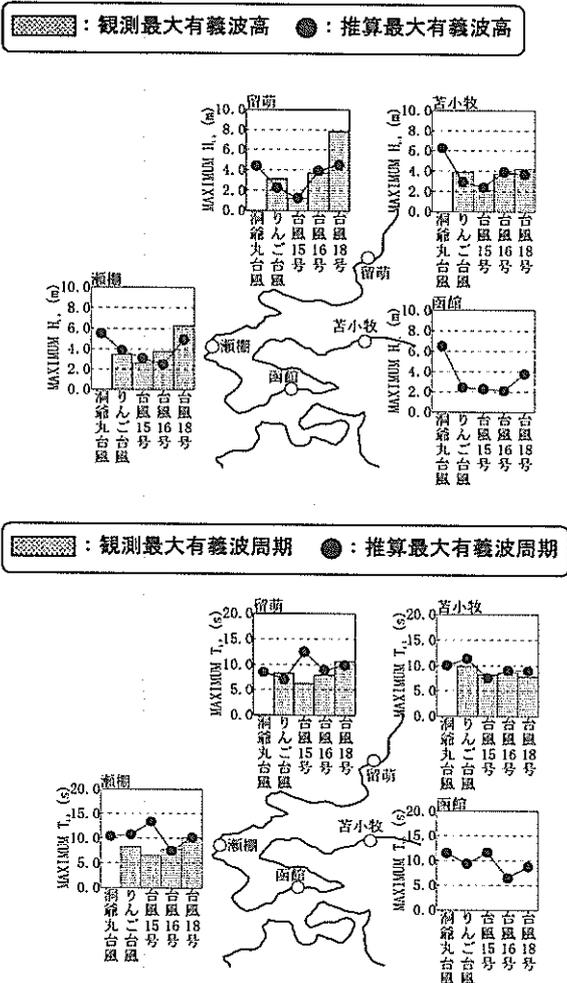


図-6.6 観測値と推算値の最大有義波高・周期の比較

(2) 方向スペクトルを用いた検討

台風0418号時には、留萌と瀬棚において、これまでの観測ではあまり見られなかった短時間の急激な波浪の発達を観測された。図-6.7は、台風0418号来襲時の留萌の周期帯別波高・波向の経時変化図である。図中の記号は前掲の図-6.3と同じである。図の観測値に見られるように、最大有義波高7.83mが発生した8日14時の4時間前には有義波高が1m以下であったことから、急速に波浪が発達したことがわかる。また、図中の四角枠で囲った各周期帯の波高を見ると、12時の段階では周期10s以下のエネルギー成分の発達が見られ、14時には周期10s以上のエネルギー成分が急速に発達している。推算結果を見ると、有

義波高及び各周期帯の波高に見られるように、波浪推算では8日12時から14時にかけての周期10s以上の急激なエネルギー成分の発達が再現できていない。このような短時間の波浪の発達は、前述の台風0416号来襲時の玄海灘等いくつかの地点で観測されており、いずれも今回の波浪推算では再現が困難であった事例である。

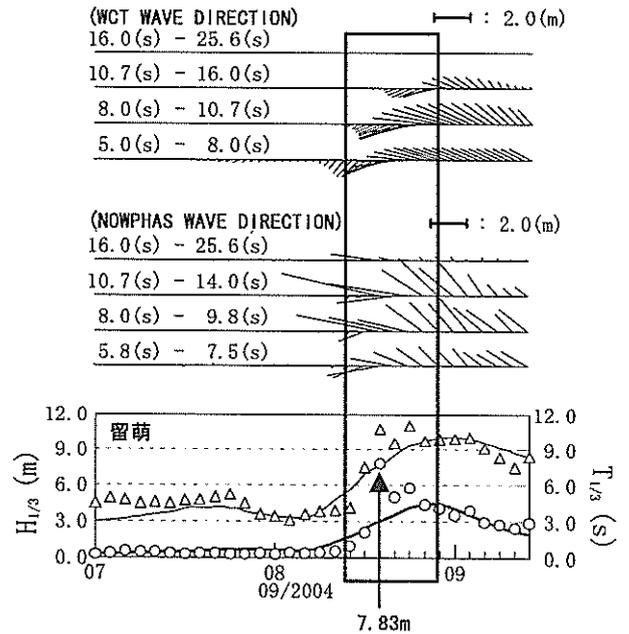


図-6.7 周期帯波高・波向の経時変化 (台風0418号)

(3) 函館港への高波の侵入

図-6.8は、台風0415号、0416号、0418号時の東日本海域及び津軽海峡の最大波高分布を示すものである。函館港では、台風0418号時の高波浪により島防波堤に甚大な被害が発生した。図に見られるように、台風0415号時にも津軽海峡への高波の入射があったが、波向きが函館港へ入射する角度よりもやや東よりにずれていた。一方、台風0418号時には、台風0415号時よりやや北よりの波向となり、高波浪が入射している様子が見える。この結果、函館港では高波が発生し、甚大な被害を被ったと考えられる。このように、波浪推算より得られる面的な波浪情報を検討することにより、各台風時の詳細な波浪の出現特性を検討することができる。図-6.8は、台風0415号、0416号、0418号時の東日本海域及び津軽海峡の最大波高分布を示すものである。函館港では、台風0418号時の高波浪により島防波堤に甚大な被害が発生した。図に見られるように、台風0415号時にも津軽海峡への高波の入射があったが、波向きが函館港へ入射する角度よりもやや東よりにずれていた。一方、台風0418号時には、台風0415号時よりやや北よりの波向となり、高波浪が入射している様子が見える。この結果、函館港では高波が発生し、甚大な被害を被ったと考えられる。このように、波浪推算より得られる面的な波浪情報を検討することにより、各台風時の詳細な波浪の出現特性を検討することができる。

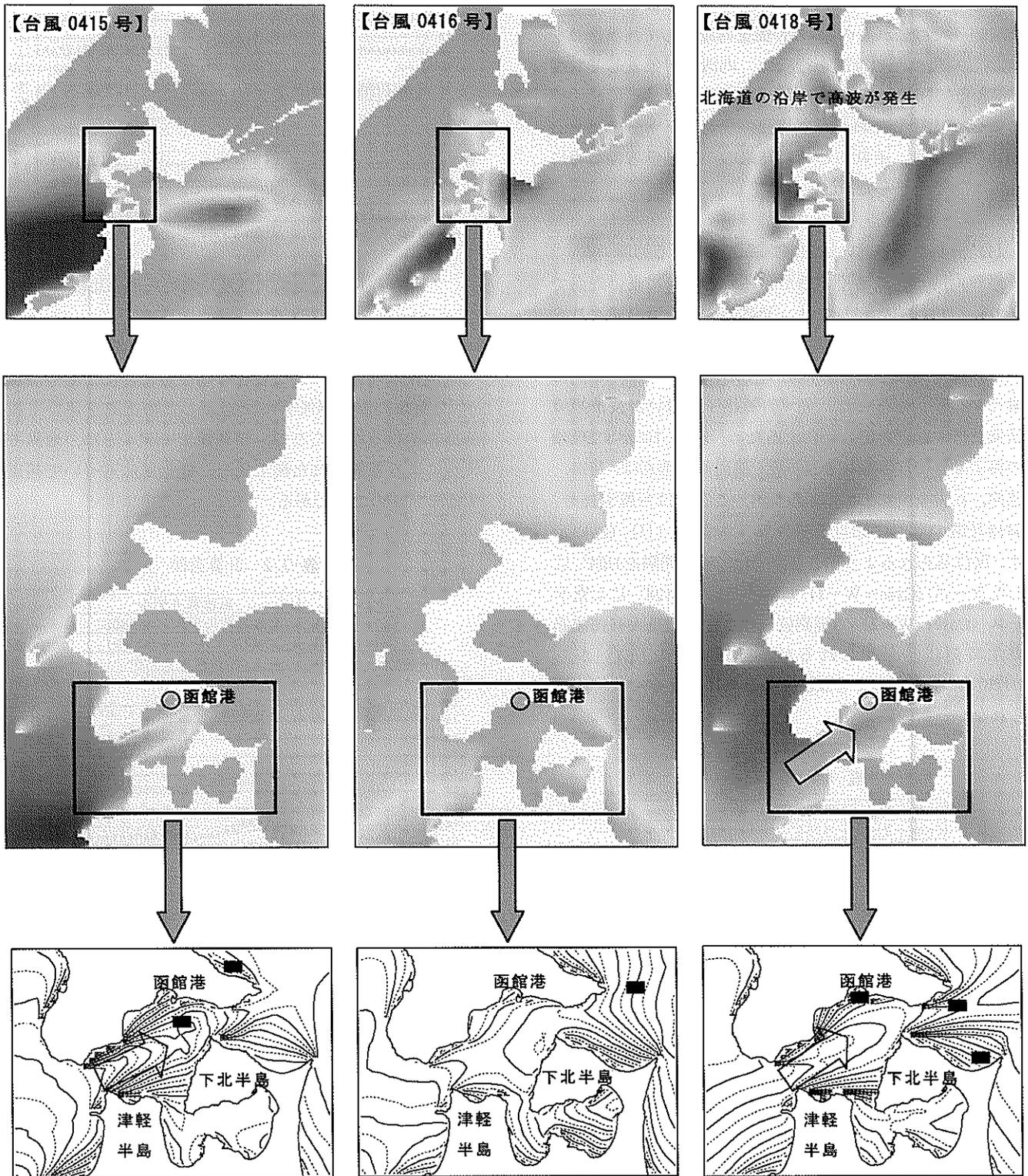


図-6.8 東日本海域及び津軽海峡周辺海域の最大波高分布（台風0415号，台風0416号，台風0418号）

7. 瀬戸内海における波浪推算に関する検討

瀬戸内海では、台風0416号及び台風0418号の2台風により発生した高潮・高波により各所に大きな被害が発生した。当所ではこれらの2つの台風を対象として波浪推算を実施し、幾つかの検討を行った。内湾を対象として精度のよい波浪推算を実施するためには、まだまだ解決すべき課題が山積しており、本研究の検討は不十分ではあるが、ここでは、それらの検討結果の一部を参考のために掲載することとした。

(1) 計算格子の違いが波浪推算値に与える影響

瀬戸内海は、数多くの島が存在する東西に長い内海であり、波浪推算に際しては、前述の波浪推算海域よりも周辺地形や島の影響を受けやすい海域である。そこで、瀬戸内海を対象として波浪推算するに際しては、事前に幾つかの検討を行った。先ず計算格子の違いが波浪推算結果及ぼす影響を明らかにするため、表-7.1に示す2種類の格子条件で波浪推算を行った。検討対象地点は、荻田、草津、江井ヶ島の3地点であるが、ここでは台風0416号、0418号時の草津における推算結果を図-7.1(1)、(2)に示す。図に見られるように、草津では、格子間隔を $1/64^\circ$ にしたケース (Case-W-1) と格子間隔を $1/128^\circ$ にしたケース (Case-W-2) で観測値と推算値との最大有義波高発生時刻に差が見られるが、計算格子を $1/64^\circ$ から $1/128^\circ$ に小さくしても波浪推算結果には大きな改善は見られなかった。

表-7.1 計算条件

ケース名	格子間隔	風推算モデル
Case-W-1	$1/64^\circ$	局地気象モデル
Case-W-2	$1/128^\circ$	(ANEMOS)

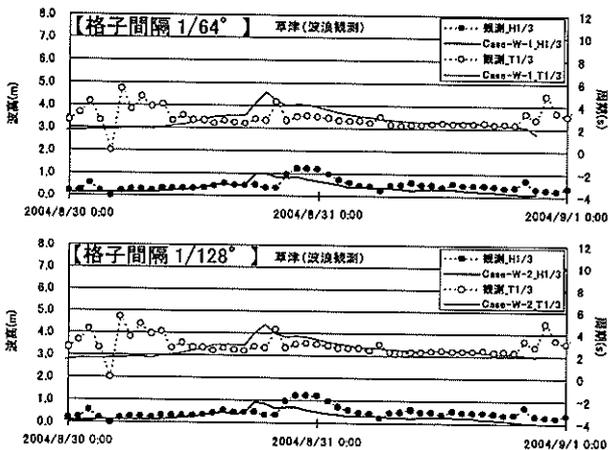


図-7.1(1) 台風0416号時の時系列の比較

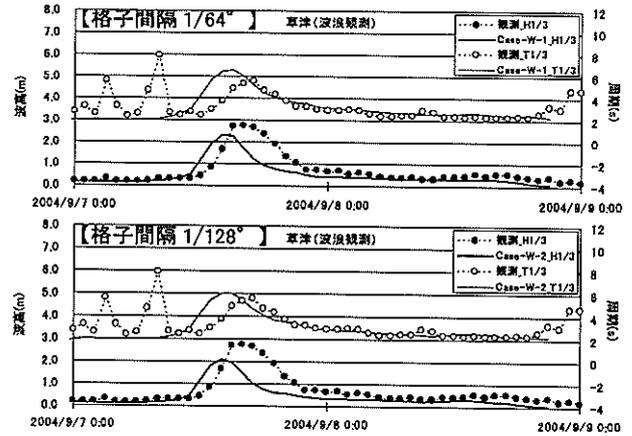


図-7.1(2) 台風0418号時の時系列の比較

(2) 風推算モデルの違いが波浪推算値に及ぼす影響

風推算値の違いによる影響を調べるために、表-7.2に示す3種類の風推算モデルで推算した海上風を用いて波浪推算を行った。ここで、簡易補正モデルとは、台風モデルにより推算された海上風を、観測風に基づいて補正するモデルのことである。

表-7.2 計算条件

ケース名	風推算モデル
Case-W-1	局地気象モデル (ANEMOS)
Case-W-3	台風モデル (SGモデル)
Case-W-4	簡易補正モデル

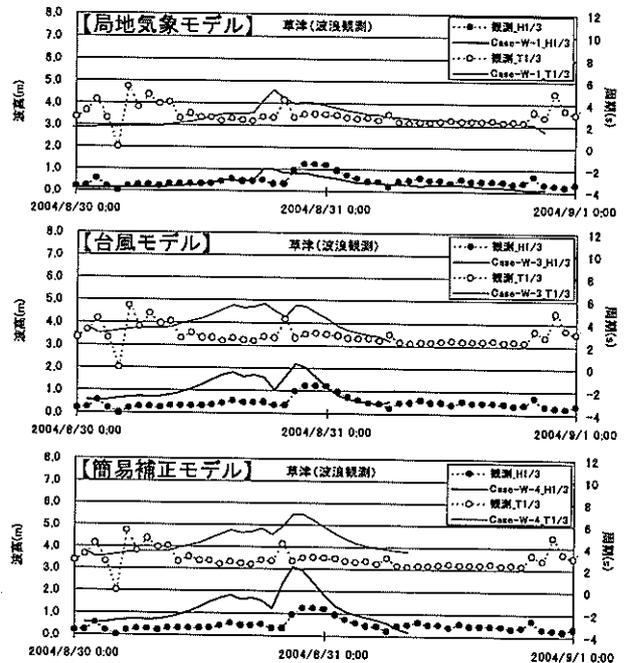


図-7.2(1) 台風0416号時の時系列の比較

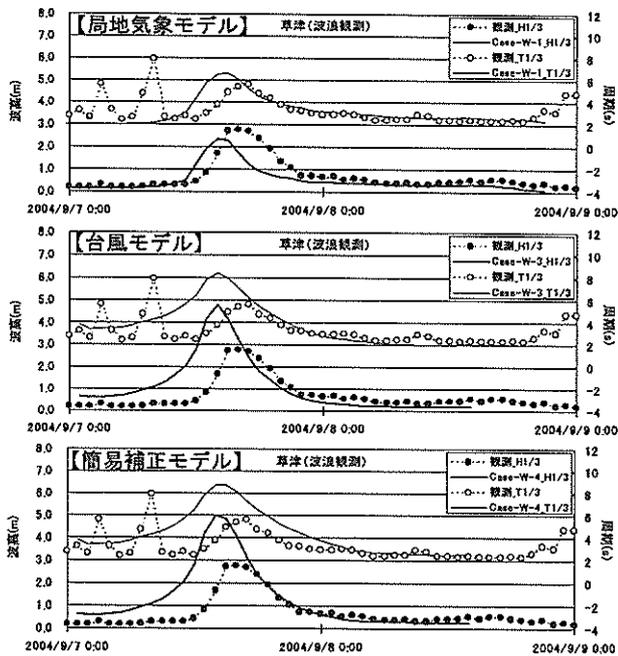


図-7.2(2) 台風0418号時の時系列の比較

図-7.2(1), (2)は、台風0416号, 0418号時の草津における波浪推算結果である。図より、局所気象モデルで推算した海上風を用いると、波浪推算結果はやや過少評価となり、台風モデルや簡易補正モデルを適用すると過大評価になることが分かる。しかし、局地気象モデルを用いて推算した波浪推算結果の方が、概して観測値の再現性は高いと思われる。

(3) 潮位変動が波浪推算値に及ぼす影響

潮位変動が波浪に及ぼす影響を調べるために、表-7.3に示す2種類の潮位条件で波浪推算を行った。ここでは、天文潮による変動分と高潮シミュレーションで得られた潮位偏差とを合成した大きさを水深に加えることにより、波浪推算に潮位変動の影響を導入した。図-7.3(1), (2)は、草津の波浪推算結果である。図に見られるように、今回対象とした2つの台風では、潮位変動を考慮することにより、波浪推算の精度に大きな改善は見られなかった。

表-7.3 計算条件

ケース名	潮位条件	風の推算モデル
Case-W-1	瀬戸内海の地域毎に、平均潮位の条件を考慮 (Z0補正)	局地気象モデル (ANEMOS)
Case-W-5	天文潮位と潮位偏差の変動の合成した潮位変動を考慮	

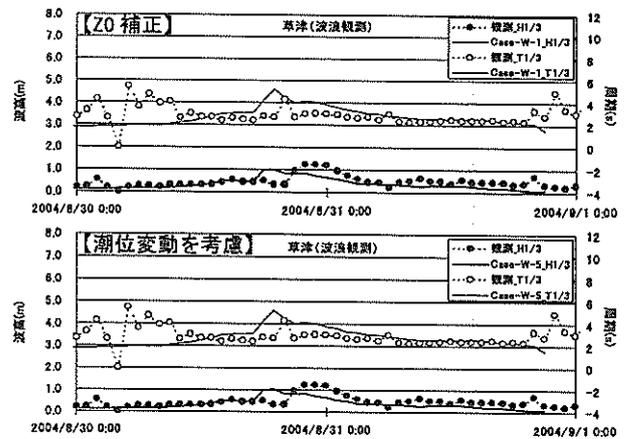


図-7.3(1) 台風0416号時の時系列の比較

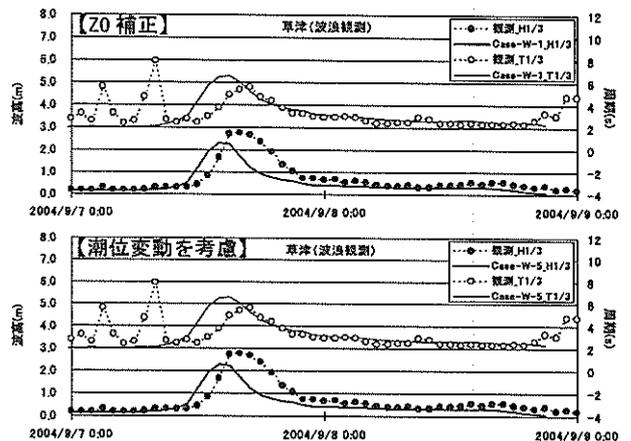


図-7.3(2) 台風0418号時の時系列の比較

8. 結論

本研究では、2004年に発生した6つの台風に伴う波浪の出現特性を検討した。外洋を対象とした波浪推算では観測値を概ね再現することができた。また、方向スペクトルに基づく周期帯別の波浪特性の検討においても概ね妥当な結果が得られた。そこでこれらの結果を基に、6台風来襲時の波浪の出現特性を検討し、特に面的な波浪の出現特性を検討するためには、波浪推算は有用な手段であることを再確認した。

9. あとがき

外洋を対象とする波浪推算の精度は高く、荒天時の波浪観測の欠測補間や、波浪観測が行われていない海域の波浪の出現特性を検討するのに有用な手段である。しかし、複雑な地形条件を有する沿岸海域や内湾域で、精度のよい波浪推算を実施するためには、まだまだ解決すべき多くの課題が残されたままである。特に、波浪推算の外力条件となる海上風については、これまで一般に利用されてきた台風モデルやハイブリッドモデルでは不十分であり、局地気象モデルの導入が不可欠であろう。しかし、その際にも、現段階では、精度のよい波浪観測データにより精度の検討を行う必要があることは言うまでもない。

(2005年5月13日受付)

謝辞

本研究では、波浪推算の実施に際し、ECMWFから提供されている客観解析データを使用した。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 橋本典明・川口浩二・池上正春・鈴木勝之(2004): 東京湾におけるWAMの波浪推算特性に関する検討, 海洋開発論文集, Vol.20, pp.845-850
- Hersbach, H. and P.A.E.M.Janssen(1999): Improvement of the short fetch behavior in the WAM model, J.Atmospheric and Oceanic Technology, 16, pp.884-892.
- 後藤智明・柴木秀之(1993): 陸上地形の影響を考慮した海上風推算, 港湾技術研究所報告, 第32巻, 第3号, p.65-97.
- Janssen, P.A.E.M.(1989): Wave-induced stress and the drag of air flow over sea wave, J. Phys. Oceanogr., 19, p.745-754.
- Janssen, P.A.E.M.(1991): Quasi-linear theory of wind wave

generation applied to wave forecasting, J. Phys. Oceanogr., 21, p.1631-1642.

- 川口浩二・橋本典明・鈴木勝之(2002): 波浪推算に基づく日本沿岸波浪の出現特性について, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.216-220.
- 橋本典明・鈴木勝之・永井紀彦(2004): ECMWF風(Operational data, ERA15, ERA40)による長期波浪推算精度の検討, 海岸工学論文集, 第51巻, pp.201-205.
- 川口浩二・橋本典明・永井紀彦・久高将信(2001): ECMWF風データとWAMに基づく日本沿岸波浪の推算精度に関する検討, 海岸工学論文集, 第48巻, p.231-235.
- 永井紀彦・橋本典明・佐藤和敏(2000): 台風9918号による西日本沿岸の波浪と潮位の出現特性, 港湾技研資料, No.969, 48p.
- 橋本典明・真期俊行(2000): 波浪推算による台風9918号の異常波浪の再現計算, 港湾技研資料, No.970, 33p.
- 橋本典明・川口浩二・真期俊行・永井紀彦(1999): 第3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
- 橋本典明・杉本彰・川口浩二・宇都宮好博(2002): 局地気象モデルと第三世代波浪推算モデルの内湾波浪推算への適用, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.201-205.
- 川口浩二・杉本彰・橋本典明(2003): 第三世代波浪推算モデルの内湾波浪推算への適用性—メソスケール気象モデルの導入—, 港湾空港技術研究所資料, No.1061, 53p.

記号表

A : Phillipsの共鳴機構
 a_b : 近底面逸脱振幅
 B : Milesの不安定機構
 c : 位相速度
 C_{bottom} : 海底摩擦係数
 C_D : 海面抗力係数
 C_{ds} : 調整係数
 C_g : 各成分波の群速度
 d : 水深 E : 波浪スペクトル
 D_{tot} : 砕波エネルギー
 E_{tot} : 波浪スペクトルの全エネルギー
 k : 波数
 g : 重力加速度
 H : フィルター
 \mathbf{k} : 波数ベクトル
 \tilde{k} : 平均波数
 m : 調整指数
 N : 波作用量
 $n(k)$: 波作用量
 P_{racv} : 雨滴による雲粒の併合
 P_{reyp} : 雨滴の蒸発
 P_{raut} : 雲粒から雨滴への成長
 R : 地球の半径
 Q : スペクトル成分の結合関数
 Q : warm rainスキームにおける雨水量
 Q_b : 砕波が起こる確率
 R : スケーリング関数
 S : エネルギーソース項
 S_{bf} : 海底摩擦によるエネルギー消散項
 S_{br} : 地形性砕波によるエネルギー消散項
 S_{ds} : 白波砕波や海底摩擦によるエネルギー消散項
 S_{in} : 風から波へのエネルギー輸送項
 S_{nl} : 4波共鳴非線形相互作用によるエネルギー輸送項
 S_{nl3} : 3波共鳴非線形相互作用によるエネルギー輸送項
 S_{nl4} : 4波共鳴非線形相互作用によるエネルギー輸送項
 \tilde{S}_{PM} : Pierson-Moskowitzスペクトルの波形勾配
 \mathbf{U} : 流速ベクトル
 U_r : 雨滴の終端速度
 $U(z)$: 海上風速分布
 U_* : 摩擦速度
 z_0 : 粗度長
 z_e : 有効水面粗度

z_g : 地表面の標高
 z_t : 計算領域上端の高さ
 γ : 砕波パラメータ
 θ : 波向
 θ_w : 風向
 κ : Karman定数
 λ : 経度
 ρ_a : 空気の密度
 ρ_w : 水の密度
 σ_{PM}^* : PMスペクトルのピーク周波数
 $\bar{\sigma}$: 平均周波数
 τ_w : 波による誘発応力
 τ : 全応力
 ϕ : 緯度
 $\Delta\omega$: 角周波数 ω の角周波数格子幅
 δ : 調整係数
 δ : デルタ関数
 ω : 角周波数
 $\bar{\omega}$: 平均角周波数
 π : 円周率

付録A 様々な条件が波浪推算精度に及ぼす影響

波浪推算を行う場合、設定する計算条件、外力条件となる海上風データの精度や地形の近似精度等の様々な要因により、推算精度に差が生じる。ここでは幾つかの条件で波浪推算を行い、それらの条件が波浪推算に及ぼす影響を検討した。

A.1 海上風データと海域の違いによる波浪推算精度の検討

波浪推算の精度は外力条件となる海上風の推算精度に依存する。また、例えば九州沿岸を対象とする場合のように、外洋に面した海岸や内湾あるいは島などが存在する複雑な海域では、推算精度は対象とする海域によっても異なると考えられる。したがって、海上風データや推算海域の違いによる波浪推算精度の違いを把握しておくことが必要である。

近年、ECMWFや気象庁等から提供される高精度で高分解能な気象客観解析データを、波浪推算の外力条件として用いた検討が幾つかなされている。本研究では、ECMWFより提供される10m高度風を用いた波浪推算を実施し、従来から用いられてきたハイブリッドモデルによる推算海上風を用いた波浪推算結果と比較することにより、海上風データ及び海域の違いによる波浪推算精度の検討を行った。なお、本研究の波浪推算では、風から波へのエネルギー輸送量の計算に、WAM Cycle 3で採用されたWuの式を用いることにしたが、ECMWFの海上風データを用いる場合は、この海上風データをデフォルトの外力条件として改良された、Janssenの理論が組み込まれたWAM Cycle 4を用いることにした。図-A.1は、外洋及び内湾域の代表地点として細島及び菊田を対象として、2種類の海上風データを用いた波浪推算結果を示したものである。図中の○が観測波高、周期を表し、太線がハイブリッドモデルの推算海上風を用いた推算波高と周期（以降、ハイブリッド推算波浪と呼ぶ。）を、細線がECMWFの海上風データを用いた推算波高と周期（以降、ECMWF推算波浪と呼ぶ。）を表す。また、「NOWPHAS WAVE DIRECTION」が観測波向を、「WCT WAVE DIRECTION」がハイブリッドモデルの推算海上風を用いた推算波向を、「ECMWF WAVE DIRECTION」がECMWFの海上風データを用いた推算波向を表す。ここで波向は、基準線に対して上から下向きに描かれた線が波向Nを表している。図-A.1の上段図に示す細島について見ると、ハイブリッド推算波浪及びECMWF推算波浪とも観測値をよく再現しており、海上風データの違いが波浪推算精度に及ぼす影

響は小さい。しかし、菊田を対象とした推算結果を見ると、ハイブリッド推算波浪が観測値をよく再現しているのに対し、ECMWF推算波浪は過小評価となっている。これは、ECMWFの海上風データが 0.5° 間隔のデータであり、菊田のような内湾域では地形近似精度が粗いことが原因と考えられる。このように、外力条件となる海上風データや推算海域の違いによって波浪推算精度に差があることから注意が必要である。

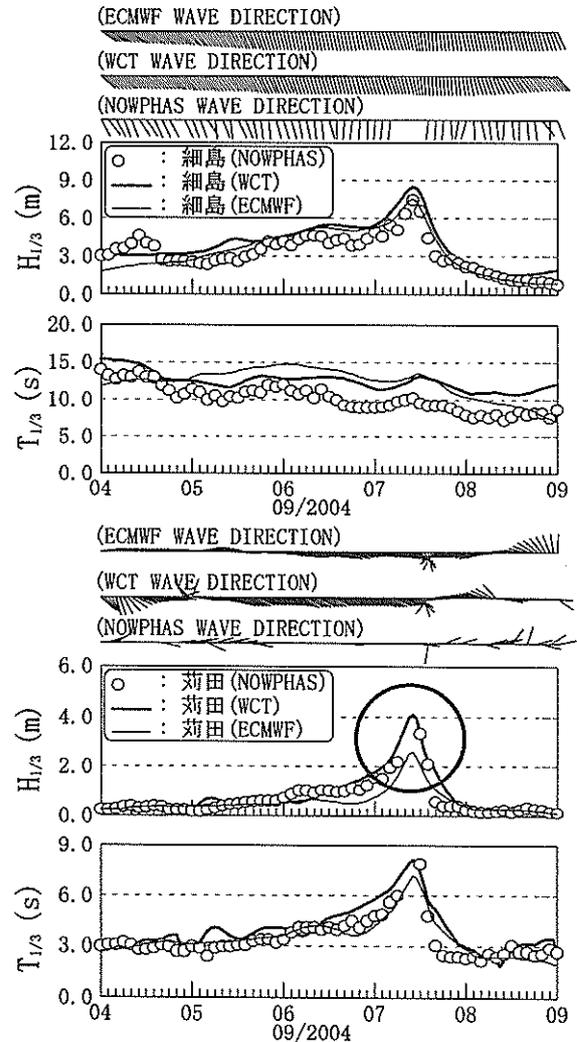


図-A.1 海上風データと海域と違いによる推算値の比較

A.2 計算条件の違いによる波浪推算精度の違い

本研究の波浪推算時に設定した計算条件は、様々な台風による高波浪時の周波数成分に対応でき、地形による遮蔽効果の影響等を詳細に考慮できるように、周波数分割数45 ($0.021\text{Hz} \sim 1.377\text{Hz}$ (対応周期: $0.73\text{s} \sim 46.65\text{s}$)), 方向分割数32 (11.25° 間隔)と設定した。しかし、現在実務に用いられているWAMの計算条件は、計算時間及び

方向スペクトルの情報量と記憶媒体の容量の制約等から、周波数分割数35 (0.042Hz~2.021Hz (対応周期: 0.49s~23.94s)), 方向分割数16 (22.5° 間隔) と設定する場合が多い。しかしこの計算条件では、本研究のように、規模やコースが異なる幾つかの台風を対象とする場合、九州沿岸に見られるような、岬や島が多数存在するような複雑な地形条件下では、その間から入射するうねりの波向を十分に再現できない場合があると考えられる。そこで本研究では、計算条件の違いが波浪推算精度に及ぼす影響を検討するため、周波数分割数及び方向分割数が異なる4種類の計算条件による波浪推算を行い、それらの結果を比較・検討した。表-A.1に、本研究において検討した4種類の計算条件を示す。本研究の波浪推算で設定した計算条件はCase1に対応し、現在実務で実施されている波浪推算で一般的に設定されている計算条件はCase4に対応する。Case4の周波数領域は、Case1より低周波数(長周期)側が若干狭く、方向分割についても粗い設定になっている。Case2はCase4の方向分割数を16から32に拡張したものであり、Case3はCase4の周波数分割数を35から45に拡張し、より低周波数(長周期)側のエネルギー成分を考慮できるように拡張したものである。

表-A.1 比較・検討する波浪推算条件

Case No.	分割数		周波数領域 (対数間隔)	方向分割角度
	周波数	方向		
Case1	45	32	0.042 (Hz) ~ 2.021 (Hz)	11.25°
Case2	35	32	0.021 (Hz) ~ 1.377 (Hz)	11.25°
Case3	45	16	0.042 (Hz) ~ 2.021 (Hz)	22.50°
Case4	35	16	0.021 (Hz) ~ 1.377 (Hz)	22.50°

表-A.1に示す4種類の計算条件について波浪推算を行い、その結果を基に、計算条件の違いが波浪推算結果に及ぼす影響について検討した。図-A.2は表-A.1に示す計算条件毎に、計算条件の違いによる推算結果の違いが顕

著に表れる9月7日13時の波高分布を示したものである。周波数分割数の違いによる相違を検討するため、Case1とCase2及びCase3とCase4をそれぞれ比較すると、周波数分割数の違いによって波高分布に大きな差は見られない。一方、方向分割数の違いによる相違を検討するため、Case1とCase3及びCase2とCase4をそれぞれ比較すると、図中丸枠で示すように、方向分割数16のCase3とCase4では、五島列島と平戸島の間から入射・伝播するうねりにより、対馬の西岸と東岸の2方向に周辺海域より波高が高い海域が見られる。これに対して、方向分割数32のCase1とCase2では、対馬の南岸に向う1方向で周辺海域より波高が高い海域が見られる。これらの結果から、このような海域では周波数分割数の違いよりも方向分割数の違いが波浪推算結果に及ぼす影響が大きいことが確認できる。図-A.3は、図-A.2で示した五島列島と平戸島の間から入射・伝播するうねりの影響を受ける厳原港を対象として、計算条件の違いによる推算値(波高, 周期, 波向)の相違を比較したものである。図より、周波数分割数の違いによる波高値の差は5~10cm程度、方向分割数の違いによる波高値の差は30cm程度となっており、スペクトル分割数が最も粗い設定となるCase4と最も細かい設定となるCase1の推算値の差は約40cm程度となる。以上の結果から、九州沿岸に代表されるような、岬や島が多数存在する複雑な地形条件を対象として波浪推算を行う場合は、方向分割数を大きめに設定することが望ましいと考えられる。また、台風に伴って、設定した周波数の範囲を越える長い周期のうねりが発生する場合には、方向スペクトルの低周波数(長周期)側に大きめの不合理な値が推算される場合があることから、周波数分割数も大きめに設定し、周波数領域を低周波数(長周期)側に拡張することが望ましいと考えられる。

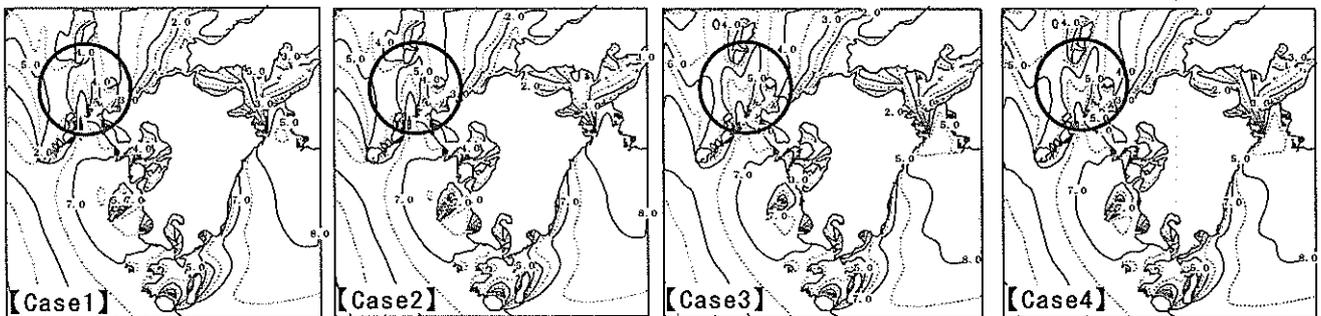


図-A.2 計算条件の違いによる推算結果の相違

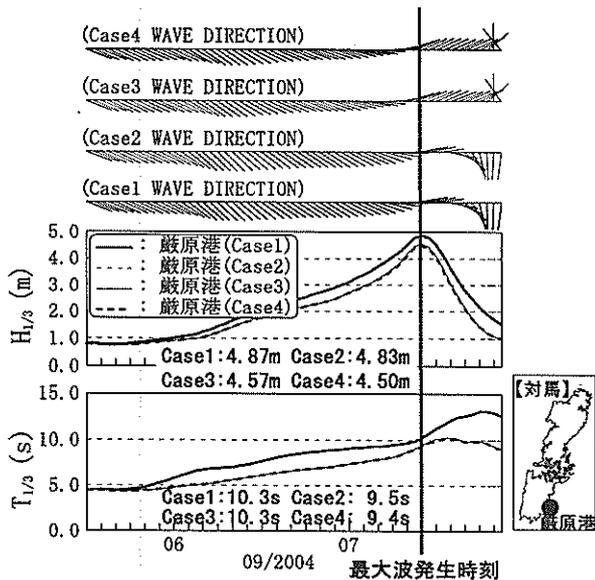


図-A.3 計算条件の違いによる推算結果の相違(厳原港)

A.3 マスコンモデルによる海上風の修正

本研究で実施した6台風の波浪推算結果をさらに詳細に検討すると、いくつかの事例や地点において、必ずしも十分に実際の波浪の出現特性を再現できていない場合があることが判明した。特に複雑な陸域地形を有する周辺海域では、精度不足のケースが散見された。台風0423号来襲時における姫島港もその一例である。姫島港は図-A.4に示すように、国東半島と姫島に挟まれた狭い海域に位置し、陸地の影響を強く受ける局所性の強い風場になることから、波浪も周辺地形の影響を受けやすく、波浪推算の精度不足が生じやすい地点である。

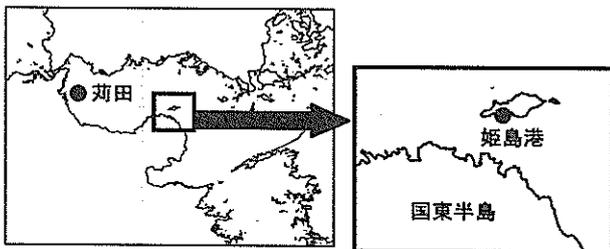


図-A.4 姫島港の周辺地形

姫島港では、台風0423号来襲時に目測により4m程度の波高が観測されているが、本研究の外力条件であるハイブリッドモデルによる推算海上風(以降、ハイブリッド風と呼ぶ。)を用いた波浪推算では、観測波高の半分程度の波高しか得られなかった。そこで本研究では、地形の影響(標高)をより正確に考慮するため、ハイブリッド

風をマスコンモデルを用いて修正し(以降、マスコン風と呼ぶ)、この風を外力条件として波浪推算を行い、マスコンモデルの導入による風場の違いが波浪の推算精度の向上に及ぼす影響を検討した。マスコンモデルについては付録Dにその詳細を示す。マスコンモデルを用いるに際しては、標高0~1000mを20m間隔で51層、1000m~1500mを50m間隔で10層の計61層の標高情報を作成した。図-A.5は、台風0423号が種子島に最接近した2004年10月20日6時のハイブリッド風とマスコン風の風速ベクトルを比較したものである。図より、ハイブリッド風をマスコンモデルで修正することにより、特に、内湾域である有明海や八代海、周防灘や伊予灘、鹿児島湾において風速・風向が大きく変化する結果が得られた。

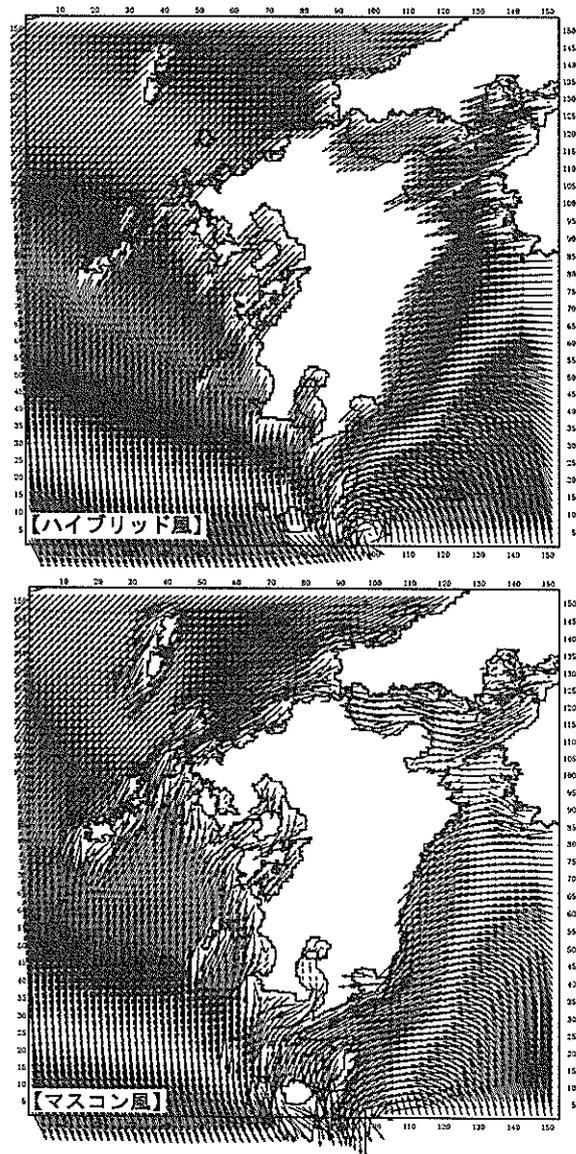


図-A.5 ハイブリッド風とマスコン風の風場の比較

図-A.6は、姫島港及びNOWPHAS波浪観測地点である荻田におけるハイブリッド風とマスコン風による波浪推算結果の相違を示したものである。図中の太線がマスコン風、細線がハイブリッド風による波浪推算結果を表し、○印がNOWPHAS観測地点で観測された有義波高と周期を表す。また図上段に、「NOWPHAS WAVE DIRECTION」として観測波向を、「MASCON WAVE DIRECTION」としてマスコン風による推算波向を、「WCT WAVE DIRECTION」としてハイブリッド風による推算波向を示している。ここで波向は、基準線に対して上から下向きの線は波向Nを表している。

マスコン風による波浪推算を行うことにより、姫島港では最大有義波高4.08m、周期6.8sが得られた。これはハイブリッド風を用いた結果よりも最大有義波高値で1m程度高い値となる。このように、陸地と陸地に挟まれた狭い海域に位置し、局所的な地形の影響を顕著に受ける地点では、マスコンモデルにより局所的な風場を考慮することが、波浪の推算精度を向上させる有用な方法であることが再確認された。なお、荻田では、マスコン風による波浪推算結果が、観測値及びハイブリッド風による波浪推算結果よりも若干過小評価する結果となっている。一般的にマスコン風はハイブリッド風と比較して風速が全体的にやや小さくなる傾向があるが、本研究のマスコン風においてもこの傾向が見られ、周防灘海域において全体的に風速がやや小さくなったことが、荻田においてマスコン風による波浪推算結果が過小評価された原因であろうと考えられる。

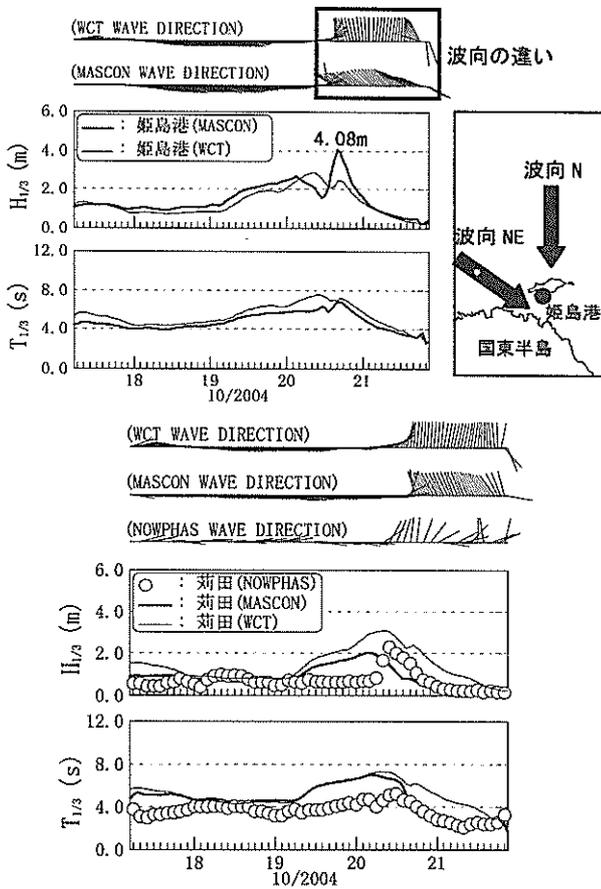


図-A.6 風の違いによる波浪推算結果の比較

図-A.6に見られるように、ハイブリッド風を用いた波浪推算では、姫島港及びその周辺海域の波向はNとなっている。この波向では島の裏側に位置する姫島港は卓越した波浪に対して遮蔽域となる。一方、マスコン風を用いた波浪推算では、姫島港及びその周辺海域の波向はNEとなる。この波向では、フェッチが長くある程度発達した波浪が姫島と国東半島間の狭い海域に北西から入射し、その結果姫島港における波浪が大きくなる。本研究では、

付録B 傾度風・台風モデルによる海上風推算

B.1 傾度風モデルと台風モデル

(1) 傾度風モデルによる風推算

波浪推算の外力条件となる海上風は、天気図の気圧分布から推算される自由大気の流れを、海上10m高度の風に変換することにより求められる。ここでは、大気境界層上端の自由大気の流れを推算する理論について示す。

今、自由大気内において等圧線が平行に走っていると仮定すると、気圧傾度力とコリオリ力が釣り合った地衡風平衡の関係が成立する。

$$-fv_g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (B.1)$$

$$fu_g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (B.2)$$

ここで、 u_g, v_g は地衡風速の x, y 成分、 f はコリオリ係数、 ρ_a は空気密度、 P は大気圧である。

等圧線が閉じている場合には、気圧傾度力とコリオリ力の他に遠心力が働き、図-B.1に示す傾度風の力学バランスが成立する。ただし、図は北半球における低気圧と高気圧の力学バランスを表しており、傾度風は低圧部を左手にして等圧線の接線方向に吹く特性がある。

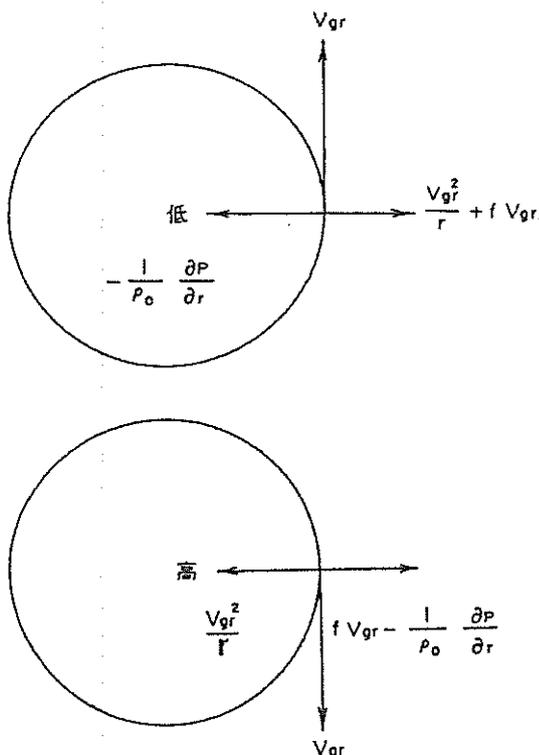


図-B.1 低気圧と高気圧の傾度風力学バランス

このときの傾度風の力学バランスは、等圧線の曲率半径 r を用いた円筒座標表示により、

$$fV_{gr} + \frac{V_{gr}^2}{r} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (B.3)$$

と表される。ここで、 V_{gr} は傾度風速、 f はコリオリ係数 ($f=2\dot{\omega} \sin \delta$)、 $\dot{\omega}$ は地球自転の角速度、 δ は緯度、 r は等圧線の曲率半径、 ρ_a は空気の密度である。曲率半径 r が非常に大きい場合には、式(B.1)、式(B.2)の地衡風となる。地衡風、傾度風ともに緯度と気圧分布が与えられると自由大気の流れが計算可能である。

傾度風バランスの式(B.3)から、傾度風速は、

$$V_{gr} = -\frac{fR}{2} + \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} + \frac{R}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (B.4)$$

で求められる。ここで、 V_{gr} は傾度風速、 f はコリオリ係数 ($f=2\dot{\omega} \sin \delta$)、 $\dot{\omega}$ は地球自転の角速度、 δ は緯度、 R は等圧線の曲率半径、 ρ_a は空気の密度である。気圧値は、格子点情報として与えられるため、閉曲線の曲率半径方向の気圧傾度を計算することは計算上複雑となる。そこで、地衡風 V_g を用いて傾度風を計算すると、地衡風は、

$$|V_g| = \sqrt{u_g^2 + v_g^2} \quad (B.5)$$

$$\left| \frac{\partial P}{\partial r} \right| = \rho_a f |V_g| \begin{cases} \frac{\partial P}{\partial r} > 0 & \text{低気圧} \\ \frac{\partial P}{\partial r} < 0 & \text{高気圧} \end{cases} \quad (B.6)$$

が成立することから、式(B.5)に式(B.6)を代入し、

$$V_{gr} = \frac{V_g}{\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} \pm \frac{V_g}{fr}}} \quad (B.7)$$

となる。ここで、+は低気圧、-は高気圧の場合の風速となる。式(B.7)の曲率半径 r は、気圧の1次微分、2次微分を用いて計算される。

$$r = \frac{r^3 \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)^2 \left[1 + \left(\frac{1}{\cos y} \frac{\partial P / \partial x}{\partial P / \partial y} \right)^2 \right]^{3/2}}{\frac{r^2}{\cos^2 y} \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} \left[2 \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \frac{\partial P / \partial x}{\partial P / \partial y} \right] - \frac{\partial P}{\partial y} \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \right\}} \quad (B.8)$$

式(B.8)に示された気圧の1次微分、2次微分は、差分化することにより格子点気圧値から計算される。傾度風を海上風の風速ならびに風向に補正する場合、例えば後述する台風圏内においては、従来から経験的に、風速は傾度風速の6割から7割、風向は低圧部に約30°の角度で吹き

込むように補正される。このときの力学バランスは、図-B.2に示すように風速ベクトルと反対の方向に底面摩擦力が作用し、気圧傾度力の方向は等圧線方向によって決まるため変化しないが、風速ベクトルとコリオリ力の方向は変化する。

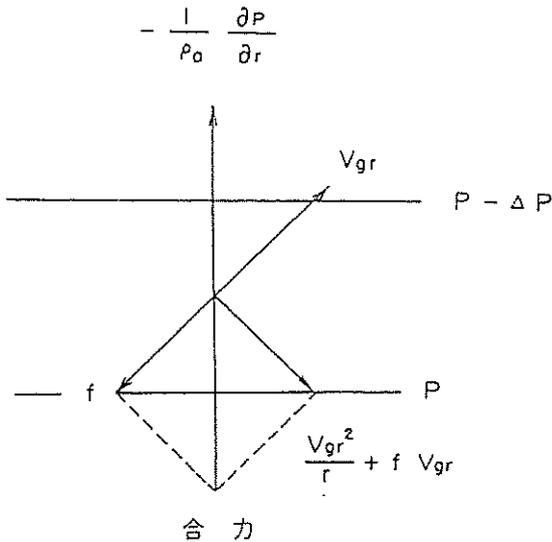


図-B.2 底面摩擦による傾度風の力学バランスの変化

(2) 台風モデルによる風推算

台風モデルを用いた風推算では、台風の中心位置、中心気圧と台風規模を表現するパラメータである台風半径がわかれば計算が可能である。台風の気圧分布推定式としては、Myers モデル、藤田モデル等があるが、波浪推算・高潮推算等で多くの使用実績がある Myers モデルを採用する。Myers モデルの気圧分布は、台風中心からの距離の関数として次式で表される。

$$P = P_c + \Delta P \exp(-r_0 / r) \quad (B.9)$$

ここで、 P は台風の中心から距離 r における気圧、 P_c は台風の中心気圧、 ΔP は中心示度 ($\Delta P = P - P_c$)、 P' は台風から遠くはなれた地点での気圧で通常 1013mb、 r_0 は台風半径であり、台風中心から最大風速発生地点までの距離に相当するパラメータである。

台風の中心位置及び台風圏内の等圧線情報から、式(B.9)の定数である ΔP と r_0 が計算される。 ΔP と r_0 が求められると、任意地点での気圧分布が式(B.9)から計算され、台風を中心とした対称風、台風移動により発生する場の風、2つを合成した風がそれぞれ以下のように推算される。

中心対称風は、台風が停止していると仮定した時の風で、コリオリ力、遠心力、気圧傾度力が釣り合うと考えた傾度風の式(B.4)で計算することができる。この時の風向は、台風中心と風推算点を結ぶ直線に直角な方向となる。式(B.4)で表される傾度風速は摩擦を考慮していないため、式(B.10)を用いて傾度風速を海上風速に補正する。

$$V_1 = C_1 V_g \quad (B.10)$$

ここで、 C_1 は傾度風から海上風への補正係数であり、通常 $C_1 = 0.6 \sim 0.7$ を採用している。また、風向に関しては、傾度風の風向が低圧部に偏向するように、風速ベクトルを半時計回りに 30° 補正している。

場の風は、台風の移動速度と中心対称風に比例し、かつ台風の移動方向に平行な風であると仮定する。計算式は、台風の移動速度を V_T とすると、式(B.11)で表される。

$$V_2 = C_2 \frac{V(r)}{V(r_0)} V_T \quad (B.11)$$

ここで、 V_2 は場の風の風速、 C_2 は比例定数であり、通常は中心対象風の補正係数 C_1 と同様の値を与える。

合成風の風速と風向は、式(B.10)と式(B.11)のベクトル和とその方向として計算され、台風モデルにより計算される風の概念図は、図-B.3のように表される。このような台風モデルを用いた風推算は、場の風という気圧移動に伴う変圧効果を取り込み、風推算が簡便かつ高速に行える特徴がある。しかも、台風の気圧分布が同心円で近似できる範囲では、他の風推算手法に比べても精度的に同等であることが観測データ等から検討されている。そのため、波浪推算・高潮推算等では広く採用されている風推算法である。

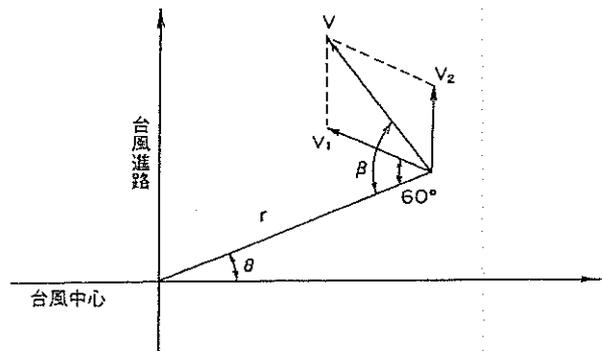


図-B.3 台風モデルにより計算される中心対象風、場の風、合成風の模式図

台風モデルによる風推算に必要な台風規模・台風位置等のデータも、通常傾度風モデルと同様、3時、9時、15時、21時の1日4回しか与えられない。このため、データのない時刻については、4時刻のデータ値をそれぞれ線形内挿することにより求め、この補間値により風推算を行う。

(3) 台風・傾度風ハイブリッド風推算モデル

移動速度が速い台風の影響圏内では、台風の移動に伴って発生する場の風が考慮されている台風モデルによる風推算結果が、観測風により近い値を計算する。しかしながら、台風モデルの適用範囲はあくまで台風の影響圏内に限定される。一方、台風以外の気圧分布を同心円で近似することが不可能な通常の低気圧または高気圧が配置した気圧場においては、傾度風モデルによる風推算が適用される。このような両者の特性を生かし、台風と台風の影響範囲外の低気圧・高気圧が共存する気圧場全てにおいて精度良く自由大気の風推算を行うことが可能な方法として、台風・傾度風ハイブリッドモデルを適用する。この推算法は、台風半径 r_0 内の風に台風モデルの推算結果 V_{TY} を適用し、台風影響範囲よりも遠方の地点に傾度風モデルの推算結果 V_{gr} を適用し、この間の風についてはこれら2つの推算法による結果を内挿することにより適用するものである。台風影響範囲と傾度風適用範囲を滑らかに接続させる空間内挿関数は、次式で表されるものを用いた。

$$\begin{cases} V_C = V_{TY} & (r \leq r_0) \\ V_C = V_{TY} + V_{gr}(1-A) & (r > r_0) \end{cases} \quad (B.12)$$

$$A = r_0 / r$$

式(B.12)によれば、自由大気の風は、台風中心からの距離 r が増加するとともに、次第に傾度風速に漸近するように計算され、この関係は図-B.4のように表される。

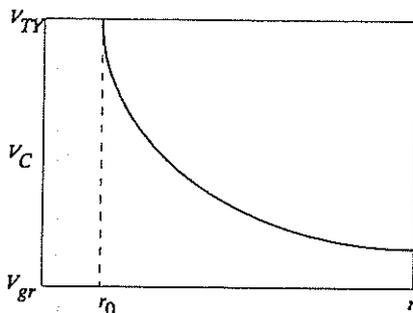


図-B.4 傾度風・台風ハイブリッドモデルに適用した空間内挿関数

B.2 大気境界層モデルによる海上風補正

(1) 境界層モデルの仮定

自由大気から海面近傍までの大気は、気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力がバランスし、高度とともに風向・風速は変化する。境界層を理論的にとり扱った代表的な海上風推算モデルであるカルドンモデルは、境界層を渦動粘性係数一定として摩擦項を評価したエクマン境界層と、コリオリ力ならびに気圧傾度力を無視し、鉛直方向に風の対数分布を仮定した接地境界層の2層に分離した。ここでは、このモデルをさらに進め、境界層全てにおいて、気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力の力学バランスを仮定し、海上風鉛直分布の解析解を求める「境界層モデル」を提案する。境界層モデルは、大気を自由大気と大気境界層の2層に分離し、自由大気は気圧傾度力とコリオリ力、大気境界層は気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力がバランスする層と定義する。すなわち、接地境界層内で風の鉛直分布について成立する対数則を、気圧傾度力とコリオリ力が影響する状況下で自由大気の層まで外挿したモデルである。この境界層モデルでは、以下の3つの仮定を置いた。なお、傾度風成分と場の風成分をそれぞれ境界層モデルにあてはめ、その後で合成した。

- ① 大気は中立状態（水温気温差は無視する。）
- ② 渦動粘性係数は鉛直上方に直線的に増加
- ③ 大気境界層は、海面上約1000m

①で述べた大気中立状態の仮定は、風が大気の安定度に影響を受けることを考えると問題があると考えられる。しかしながら、江淵ら(1990)が報告した海上ブイの風観測データから得られた成果を見ると、風速が強い場合には中立状態の近似はほぼ妥当であることが裏付けられる。図-B.5は、リチャードソン数 R_i と海上風の風速 V との関係ならびに大気の安定度の指標となる気温水温差 ΔT との関係を観測値から求めたものである。リチャードソン数 R_i は、

$$R_i = \frac{g}{T_a} \frac{\frac{dT_a}{dz}}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2} \quad (B.13)$$

で定義される量であり、鉛直方向の風速勾配 du/dz と温度勾配 $(dT_a)/(dz)$ の比率を表すパラメータである。ここで、海面の温度勾配は気温水温差で代表される。式(B.13)の温度勾配が0の時に、リチャードソン数 $R_i=0$ となり、大気は中立状態となる。また、温度勾配が負の時に、リチャードソン数 R_i は負となり、大気は不安定な状態となる。

図-B.5によれば、風速10m/sを超える強風時には、リチャードソン数は0に漸近し、大気はほぼ中立状態で近似できることが示されている。また、気温水温差とリチャードソン数の関係を見ると、データがかなりのばらつきを示すことがわかる。このことは、必ずしも気温水温差とリチャードソン数、言い換えると風速勾配とは明確な関係が見られないことを示す。

本研究における海上風推算は、台風来襲時の風を主に対象としていることから、強風時において成立する大気中立状態は、モデルの仮定として十分妥当であると考えられる。さらに、カルドンモデル等において用いられている気温水温差の計算は、気温が1日1回の気温分布を、水温が5日に1回の水温分布をもとに行われている現状を考えると、使用するデータ精度に多くの問題を含んでいるものと考えられる。以上の点から、気温水温差の効果を風推算に考慮することが精度向上につながるかと考えることには疑問が残る。そこで、本研究における海上風推算では、入力データとして気圧分布のみを用いる方法を採用する。

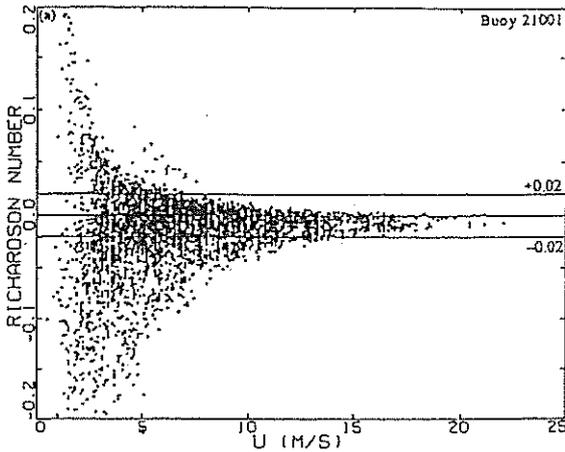


図-B.5 海上ブイの風データから解析された強風時の風の鉛直分布特性と大気安定度との関係

(2) 境界層モデルの基本式

自由大気では地衡風平衡が近似的に成立し、式(B.1)と式(B.2)により、力学バランスが表されることは既に述べた。いま、式(B.1)、式(B.2)を複素数を用いて合成すると、次式のように書き換えられる。

$$-fv_g + ifu_g = -\frac{1}{\rho_a} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) \quad (B.14)$$

さらに、地衡風成分風速 u_g, v_g を複素速度を用いて表

すと、

$$ifV_g = -\frac{1}{\rho_a} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) \quad (B.15)$$

となる。ここで、 $V_g = u_g + iv_g$ である。等圧線が曲率を持つ場合には式(B.15)に遠心力項が加わり、傾度風の力学バランスの式(B.3)が成立することは既に述べた。

一方、大気境界層の力学バランスは、式(B.1)、式(B.2)のそれぞれに摩擦力の項を加え、

$$-fv = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (B.16)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (B.17)$$

で表される。ここで、 u, v は海上風速の x, y 成分、 K_z は鉛直渦動粘性係数である。

式(B.16)、式(B.17)についても、成分風速を複素速度を用いて表すと、

$$ifV_g = -\frac{1}{\rho_a} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (B.18)$$

と書き換えられる。ここで、 $V = u + iv$ であり、式(B.15)と式(B.17)から気圧傾度力の項を消去すると、

$$if(V - V_g) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (B.19)$$

が成立する。式(B.19)の鉛直方向の風速差を $W = V - V_g$ とすると、次式のように力学バランスの式が記述される。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial W}{\partial z} \right) - ifW = 0 \quad (B.20)$$

ここで、鉛直渦動粘性係数 K_z は、鉛直上方に直線的に増加すると仮定し、カルマン定数 $\epsilon = 0.4$ と海面の摩擦速度 u_* を用いて表すと、

$$K_z = \kappa u_* z \quad (B.21)$$

となる。式(B.21)を式(B.20)に代入し、さらに、

$$y = 2\sqrt{cz} \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) \quad c = \frac{f}{\kappa u_*} \quad (B.22)$$

と置くと、式(B.20)の第1項、第2項は、それぞれ次式のように変形される。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial W}{\partial z} \right) = C\kappa u_* \left[\frac{d^2 W}{dy^2} + \frac{1}{y} \frac{dW}{dy} \right] \exp\left(-i\frac{\pi}{2}\right) \quad (B.23)$$

$$-ifW = fW \exp\left(-i\frac{\pi}{2}\right) \quad (B.24)$$

これらの式の関係から式(B.20)において、

$$\frac{d^2W}{dy^2} + \frac{1}{y} \frac{dW}{dy} + W = 0 \quad (\text{B.25})$$

が成立する。式(B.25)の解は、Bessel 関数 $J_0(y)$, $N_0(y)$ を用いて、次式のように得られる。

$$W = AJ_0(y) + BN_0(y) \quad (\text{B.26})$$

いま、海面 ($z=z_0$) と上空 ($z=\infty$) の境界条件として、

$$\begin{aligned} z = z_\infty &: y = y_\infty = 2\sqrt{Cz_\infty} \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) \quad \frac{dW}{dz} = 0 \\ z = z_0 &: y = y_0 = 2\sqrt{Cz_0} \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) \quad V=0, W=-V_g \end{aligned} \quad (\text{B.27})$$

が成立することから、式(B.26)の係数 A, B は、

$$\begin{aligned} B &= -A \frac{J_1(y_\infty)}{N_1(y_\infty)} \\ A &= -V_g \frac{N_1(y_\infty)}{J_0(y_0)N_1(y_\infty) - J_1(y_\infty)N_0(y_0)} \end{aligned} \quad (\text{B.28})$$

となる。式(B.28)を、解を表す式(B.26)に代入すると、次式が得られる。

$$V = V_g \left[1 - \frac{J_0(y)N_1(y_\infty) - J_1(y_\infty)N_0(y)}{J_0(y_0)N_1(y_\infty) - J_1(y_\infty)N_0(y_0)} \right] \quad (\text{B.29})$$

式(B.29)が境界層モデルの風の鉛直分布を与える解であり、自由大気風の風速 V_g が与えられれば任意高度 z における風速 V が計算可能となる。ただし、式(B.22)で示したように、高度 z を y に変換するためには、摩擦速度 u_* を与える必要がある。

海面の摩擦速度 u_* は、海面上 10m 高度の風として定義される海上風 V_{10} 、海面抵抗係数 C_D を用いて、

$$u_* = \sqrt{C_D} V_{10} \quad (\text{B.30})$$

で表される。海面抵抗係数 C_D 値は種々の提案式がある。本研究で提案した境界層モデルは次式で表された光易・草場の C_D 則を採用した。

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024V_{10}) \times 10^{-3} & (V_{10} < 8.0 \text{ m/s}) \\ (0.581 + 0.063V_{10}) \times 10^{-3} & (V_{10} \geq 8.0 \text{ m/s}) \end{cases} \quad (\text{B.31})$$

以上の関係を用いると、境界層モデルによる海上風の推定は次の手順により行うことが可能となる。

- ① 自由大気風の風速 V_g を傾度風モデル等によりあらかじめ計算する。
- ② 初期値として $V_{10} = 0.6V_g$ を仮定し、 C_D 則から u_* を計算する。
- ③ 境界層モデルの解に当てはめて海上風 V_{10} を計算する。

- ④ 新たに計算された海上風 V_{10} を次のステップの値とし、風速の変化を 0.001m/s 以下とする収束条件を満足するまで、③と④を繰り返す。

本モデルにおける不確定な要素は、海面抵抗係数の経験式としてどのような式を用いるかにある。近年の研究では、海面抵抗係数 C_D は波浪に依存するという報告がある。より精度の高い海上風の推定において、海面抵抗係数の定式化は必要不可欠な課題であると考えられる。

(3) 外洋海上風の特徴

式(B.29)から得られる風は、海上風のみならず任意高度の風についても計算可能である。

図-B.6 は、緯度 35 度、自由大気風の風速 $V_g = 35 \text{ m/s}$ の場合に計算された海面上の風の鉛直分布であり、海面上任意高度の成分風速 u, v と 2 成分をベクトル合成した風速 V_g が描かれている。海面上の風の鉛直分布は対数分布となり、任意高度の合成風速 V_g と自由大気風の合成風速 V_g との比が風の低減率を表す。また、任意高度における成分風速比の逆正接 $\tan^{-1}(v/u)$ と自由大気風の成分風速比の逆正接 $\tan^{-1}(v_g/u_g)$ との差が、低圧部への吹き込み角、すなわち偏向角を表す。図-B.6 の条件では、海上風 (海面上 10m 高度の風) の風速 V_{10} は、自由大気風の風速 V_g の 0.67 となり、風向の偏向角は 23.8° と計算される。

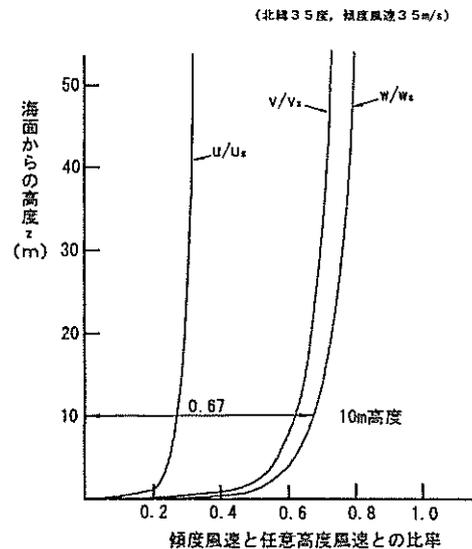


図-B.6 海面上の風の鉛直分布構造 (緯度35度, 自由大気風の風速 $V_g = 35 \text{ m/s}$)

このように、緯度と自由大気風の成分風速 u_g, v_g が与えられると、式(B.29)から海上風の成分風速、すなわち

風の低減率と偏向角が計算される。図-B.7 は、北緯 20 度から 50 度までの 10 度間隔の緯度毎に、自由大気の風速と海上風の風速低減率（風速比と同じ）ならびに偏向角との関係を示したものである。図によれば、高緯度になるほど、破線で示した偏向角は小さく、実線で示した風速低減率は増加する傾向が明らかになった。また、自由大気の風の風速増加とともに、偏向角は大きくなり、風速低減率は低下することも図より明かである。前述した台風モデルの風推算等において、自由大気の風を海上風に変換する場合に用いられている風の低減率 $C_1=C_2=0.66$ 、偏向角 30° は、いずれも自由大気の風速が強い場合に適用されるべき数値であることがわかる。

なお、式(B.29)は、複素 Bessel 関数を含み取扱いが面倒なため、実用上の簡便式として、図-B.7 の風速低減率の関係を近似する、べき乗型近似式を緯度別に求めた。近似式は次式で表される。

$$V = aV_g^b \quad (\text{B.32})$$

ここで、 a, b は回帰係数であり、北緯35度における値は、 $a=1.69$ 、 $b=0.735$ である。なお、以降の解析に当たって、べき乗の係数 b は緯度のみにより決定される値とし、係数 a は海面摩擦の違いまたは周辺地形等の影響により変化する比例定数と定義した。

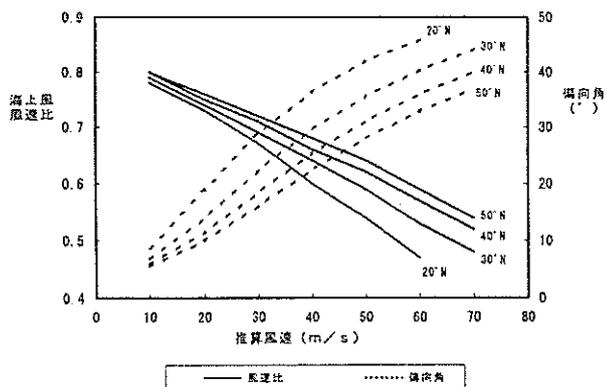


図-B.7 緯度経度別の自由大気の風と海上風との風速・風向の関係

付録C 第三世代波浪推算法

WAM(WAMDI group, 1998)は、エネルギー平衡方程式を基礎とした波浪推算モデルであり、S. Hasselmann and K. Hasselmannの離散相互作用近似(DIA: Discrete Interaction Approximation)により4波共鳴の非線形相互作用を直接計算する代表的な第三世代波浪推算モデルである。WAMで計算する物理過程、数値解法を表-C.1に示す。

表-C.1 WAM モデルの概要

項目	内容	
基礎方程式	エネルギー平衡方程式	
使用可能座標系	球面座標系 直交座標系	
物 理 程 過	波の伝播	
	風から波へのエネルギー輸送 (Miles 不安定機構に quasi-linear 理論を適用)	
	白波砕波によるエネルギー消散	
	浅水変形	
	地形性の屈折	
	流れによる屈折	
	海底摩擦によるエネルギー消散	
	4波共鳴非線形相互作用	
	移流項, ソース項の分離解法	
	移流項伝播項 1 次風上差分陽解法	
数 値 解 法	ソース項 2 時差分陰解法	
	非線形相互作用における DIA 近似解法	
	入力データ (定常値)	水深データ 流速場データ
	入力データ (非定常値)	海上 10m 風データ WAM 粗領域計算からの境界値データ (ネステイング使用時)
計算対象領域	約 50km~全球(格子間隔 1' (約 1.8km)~)	
計算対象期間	数ヶ月~数年 (時間間隔 1分~)	

(1) エネルギー平衡方程式

WAMで使用される座標系は直交座標系と球面座標系であり、これら座標系の各格子点上で、方向スペクトルを計算する。球面座標系の深海で流れのない場合のエネルギー平衡方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (c_{\phi} \cos \phi E) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (c_{\lambda} E) + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_{\theta} E) = S \quad (C.1)$$

ここに、

$$c_{\phi} = \frac{c_g \cos \theta}{R} \quad (C.2)$$

$$c_{\lambda} = \frac{c_g \sin \theta}{R \cos \phi} \quad (C.3)$$

$$c_{\theta} = \frac{c_g \sin \theta \tan \phi}{R} \quad (C.4)$$

である。また、 ϕ 、 λ および θ は緯度、経度および波向、

c_g は各成分波の群速度、 R は地球の半径である。基礎方程式の右辺のエネルギーソース項 S は、

$$S = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (C.5)$$

の3つの項から成り、それぞれ風から波へのエネルギー輸送項 S_{in} 、白波砕波や海底摩擦によるエネルギー消散項 S_{ds} 、4波共鳴非線形相互作用による成分波間のエネルギー輸送項 S_{nl} を表している。

(2) 風から波へのエネルギー輸送 S_{in}

海面上に風が吹くと海面には細かな波が発生し、次第に大きな波へと発達する。この風波の発生・発達過程は海上風から波へエネルギーが輸送されることで生じる。この風から波へのエネルギー輸送は一般的に次式で与えられる。

$$S_{in} = A + BE \quad (C.6)$$

ここに、 A はPhillips(1957)の共鳴機構、 BE はMiles(1957)の不安定機構に対応するもので、風から波へのエネルギー輸送はこれら二つの理論を組み合わせたもので表される。Phillipsの共鳴機構は、静水面上を吹く風のランダムな圧力変動と伝播速度に一致する空間スケールと位相速度を持つ成分波が共鳴現象を起こすことにより波が発生する現象を説明するものであり、波浪の発生初期の現象に関係すると考えられている。一方、Milesの不安定機構は、波の存在による水面の凹凸によって海面上の気流が乱されて不安定になり、この圧力変動を通して風から波への効率的なエネルギー輸送が行われる現象を説明するものである。したがって、Milesの不安定機構は波の発達過程の支配的な現象であると考えられている。WAMにおける風から波へのエネルギー輸送は、一般的な上式からPhillipsの共鳴機構に関する項を取り除いた次式を用いる。

$$S_{in} = BE \quad (C.7)$$

このため、WAMでは、初期条件の波浪スペクトルエネルギーが0の場合、波浪が発生せず計算が発散する。これを防ぐため、WAMでは初期の波浪場として、吹送距離と初期風速から計算される波浪スペクトルをあらかじめ与えている。また、本研究で使用されるWAM Cycle4では、従来用いられていた風から波へのエネルギー輸送項の計算式を変更し、Janssen (1989, 1991)のquasi-linear理論を導入している。これにより、同じ海上風が与えられたとしても、波齢が若い波浪の方が風からのエネルギー輸送量が大きくなるといった、より現実に近い計算に改良されている。quasi-linear理論の B は次式で与えられる。

$$B = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{U_*}{c} \right)^2 [\max(0, \cos(\theta - \theta_w))]^2 \omega \quad (C.8)$$

ここに、 ρ_a および ρ_w はそれぞれ空気および水の密度、 U_* は摩擦速度、 c は位相速度、 θ は波向、 θ_w は風向、 ω は角周波数であり、パラメータ β は、

$$\beta = \begin{cases} \frac{1.2}{\kappa^2} \lambda \ln^4 \lambda & \lambda \leq 1 \\ 0 & \lambda > 1 \end{cases} \quad (\text{C.9})$$

で表される。上式中の κ はKarman定数(=0.41)、 λ は、

$$\lambda = \frac{g z_e}{c^2} \exp\left(\frac{\kappa c}{U_* \cos(\theta - \theta_w)}\right) \quad (\text{C.10})$$

である。 z_e は有効水面粗度を、 c は位相速度である。これらの式により、摩擦速度 U_* と有効水面粗度 z_e が求められれば S_m が計算できる。ここで、海面からの高度 z における海上風速分布 $U(z)$ は対数則を仮定し、次式で表される。

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z + z_e - z_0}{z_e}\right) \quad (\text{C.11})$$

また、有効水面粗度 z_e は、

$$z_e = \frac{z_0}{\sqrt{1 - \tau_w / \tau}} \quad (\text{C.12})$$

で与えられる。ここに、 z_0 は粗度長であり、

$$z_0 = \hat{\alpha} \frac{U_*^2}{g} \quad (\text{C.13})$$

で表され、 $\hat{\alpha} = 0.01$ 、である。また、 τ は全応力(= $\rho_a U_*^2$)、

τ_w は波による誘発応力で、

$$\tau_w = \rho_w \iint \omega B E \cos(\theta - \theta_w) d\omega d\theta \quad (\text{C.14})$$

で表される。波誘発応力と全応力の比 τ_w / τ は波齢の若い波では約1、十分に発達した波では約0.5の値を取るが、WAMではモデルへの入力値である海面10mにおける海上風 U_{10} を用い、上式から摩擦速度および有効水面粗度を求めている。

(3) エネルギー消散項 S_{ds}

WAMでは白波砕波と海底摩擦によるエネルギー消散が考慮されている。砕波のエネルギー消散にはHasselmann (1974)の白波理論に基づき、WAMDI group (1984)によって改良されたものを採用している。この理論では、特に高周波領域における適切なエネルギーバランスを考慮して以下のように定式化されている。

$$S_{ds} = -\Gamma \tilde{\omega} \frac{k}{k} E \quad (\text{C.15})$$

ここに、

$$\Gamma = C_{ds} \left[(1 - \delta) + \delta \frac{k}{\tilde{k}} \right] \left[\frac{\tilde{k} \sqrt{E_{tot}}}{\tilde{S}_{PM}} \right]^m \quad (\text{C.16})$$

$$\tilde{\omega} = E_{tot} / \iint \frac{1}{\omega} E(\omega, \theta) d\omega d\theta \quad (\text{C.17})$$

$$\tilde{k} = \left[E / \left(\iint \frac{1}{\sqrt{k}} E(\omega, \theta) d\omega d\theta \right) \right]^2 \quad (\text{C.18})$$

であり、 k は波数、 $\tilde{\omega}$ および \tilde{k} はそれぞれ平均角周波数および平均波数である。また、 C_{ds} 、 δ は調整係数、 m は調整指数、 E_{tot} は波浪スペクトルの全エネルギーであり、次式で計算される。

$$E_{tot} = \iint E(\omega, \theta) d\omega d\theta \quad (\text{C.19})$$

また、 \tilde{S}_{PM} はPierson-Moskowitzスペクトルにおける全波浪の波形勾配で、次式のように表される。

$$\tilde{S}_{PM} = \sqrt{3.02 \times 10^{-3}} \quad (\text{C.20})$$

なお、WAMにおける調整係数、調整指数は、それぞれ $C_{ds} = 4.5$ 、 $\delta = 0.5$ 、 $m = 4$ として計算を行う。

海底摩擦によるエネルギー消散は、JONSWAPの経験式に基づき、

$$S_{bf} = -C_{bottom} \left(\frac{\omega}{g \sinh kd} \right)^2 E \quad (\text{C.21})$$

と定式化されている。ここに、 d は水深、 C_{bottom} は海底摩擦係数である。JONSWAPの観測結果を基に算定すると $C_{bottom} = 0.038 \text{ m}^2/\text{s}^3$ と与えられる。

(4) 4波共鳴非線形相互作用による成分波間のエネルギー輸送項 S_{nl}

4波共鳴非線形相互作用によるエネルギー輸送は、スペクトルを構成する各成分波が、共鳴条件を満たす成分波間でエネルギーの授受を行う現象である。このように非線形相互作用は、基本的には成分波間のエネルギー授受であるため、それぞれの成分波が持つエネルギーは変化するものの、波浪の全エネルギーは変化しない。その結果、エネルギーの積分値から算定される有義波高には直接影響しない。しかし、この作用によりスペクトル形状が変化するため、スペクトル形状に依存する風から波へのエネルギー輸送量や、砕波などによるエネルギー消散量に対し、間接的に影響がおよぶため重要である。

4波共鳴非線形相互作用によるエネルギー輸送は、4つの成分波間で起こる現象でありHasselmann (1962)によれ

ば、次式で表される。

$$S_{nl} = \omega_4 \iint_{\omega} \int Q(\mathbf{k}_1, \mathbf{k}_2, \mathbf{k}_3, \mathbf{k}_4) \times \delta(\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 - \mathbf{k}_3 - \mathbf{k}_4) \cdot \delta(\omega_1 + \omega_2 - \omega_3 - \omega_4) \times \{n_1 n_2 (n_3 + n_4) - n_3 n_4 (n_1 + n_2)\} d\mathbf{k}_1 d\mathbf{k}_2 d\mathbf{k}_3 \quad (C.22)$$

ここに、 $n(\mathbf{k}) = E(\mathbf{k})/\omega$ は波作用量(wave action density)で、 Q はスペクトル成分の結合関数、 δ はデルタ関数、 \mathbf{k} は波数ベクトル、添字は4つの成分波を表す。デルタ関数は共鳴条件を表しており、以下の関係を満足する成分波間で非線形相互作用が生じる。

$$\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = \mathbf{k}_a = \mathbf{k}_3 + \mathbf{k}_4 \quad (C.23)$$

$$\omega_1 + \omega_2 = \omega_a = \omega_3 + \omega_4 \quad (C.24)$$

図-C.1は、Longuet-Higginsによる、共鳴を起こす4つの成分波を波数空間上に図示したものである。各成分波の進行方向を θ とすると、 $\mathbf{k} = (k \cos \theta, k \sin \theta)$ 、 $k = |\mathbf{k}|$ である。また、図中の波線はパラメータ γ_{nl} の等値線であり、次式で定義される。

$$\gamma_{nl} = \frac{|\mathbf{k}_a|^{1/2}}{\omega_a} - \frac{1}{\sqrt{2}} \quad (C.25)$$

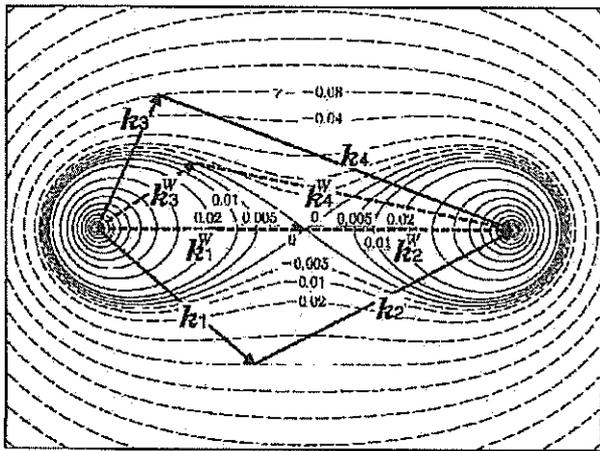


図-C.1 Longuet-Higginsによる4波共鳴相互作用図(Masuda, 1980): 図中の破線の矢印はWAMのDIA近似における4波の組合せを示す。

図より、共鳴条件を満たす成分波 $\mathbf{k}_3, \mathbf{k}_4$ が決まれば残りの2成分波も同じ γ_{nl} の値の等値線上を通ることになり、 $\mathbf{k}_1, \mathbf{k}_2$ は1つの自由度の中で決定されることが分かる。このように共鳴する4成分波を決定し、式(C.22)により輸送量を計算するのであるが、図からも明らかなように共鳴する組み合わせは無数に存在する。そのため、それら全

ての組み合わせを計算するのは多大な計算負荷となり、現実的にモデルの中にこの計算法を組み込むのは難しい。そこでWAMでは共鳴条件を満たす代表的な1組についてのみ計算を行う離散相互作用近似(Discrete Interaction Approximation; DIA)と呼ばれる近似計算法を採用している(Hasselmann and Hasselmann, 1985)。DIAでは、パラメータ λ_{nl} を用いて共鳴する4波の組み合わせを以下のように決定している。

$$\left. \begin{aligned} \omega_1 = \omega_2 = \omega \\ \omega_3 = \omega(1 + \lambda_{nl}) = \omega^+ \\ \omega_4 = \omega(1 - \lambda_{nl}) = \omega^- \\ \theta_1 = \theta_2 = \theta = 0^\circ \\ \theta_3 - \theta = \pm 11.5^\circ \\ \theta_4 - \theta = \mp 33.6^\circ \\ \lambda_{nl} = 0.25 (= \text{const.}) \end{aligned} \right\} \quad (C.26)$$

ここで、上記組み合わせを用いると、エネルギー輸送項は次式のように近似できる。

$$\left\{ \begin{aligned} \delta S_{nl} \\ \delta S_{nl}^+ \\ \delta S_{nl}^- \end{aligned} \right\} = \left\{ \begin{aligned} -2(\Delta\omega\Delta\theta)/(\Delta\omega\Delta\theta) \\ (1 + \lambda_{nl})(\Delta\omega\Delta\theta)/(\Delta\omega^+\Delta\theta) \\ (1 - \lambda_{nl})(\Delta\omega\Delta\theta)/(\Delta\omega^-\Delta\theta) \end{aligned} \right\} \times C_{nl} \omega^{11} g^{-4} \left[E^2 \left\{ \frac{E^+}{(1 + \lambda_{nl})^4} + \frac{E^-}{(1 - \lambda_{nl})^4} \right\} - 2 \frac{EE^+E^-}{(1 - \lambda_{nl}^2)^4} \right] \quad (C.27)$$

ここに、 $\Delta\omega, \Delta\omega^+, \Delta\omega^-$ は角周波数の $\omega, \omega^+, \omega^-$ 角周波数格子幅、 $\delta S_{nl}, \delta S_{nl}^+, \delta S_{nl}^-$ は方向スペクトル E, E^+, E^- における非線形エネルギー輸送の単位時間当たりの変化量、 $\Delta\theta$ は波向の格子幅、 C_{nl} はDIAによる計算結果が厳密計算に合うように調整する無次元定数である。

$\delta S_{nl}, \delta S_{nl}^+, \delta S_{nl}^-$ に関する上式の左辺を全ての周波数および波向について足し合わせると S_{nl} が計算できる。ただし、DIAで求められた4波共鳴非線形相互作用は深海波を対象としたものであり、浅海域においてはその影響が大きくなることが知られている。そこでWAMでは有限水深における4波共鳴非線形相互作用 $S_{nl, \text{finite depth}}$ をスケール関数 R を導入して、

$$S_{nl, \text{finite depth}} = R(k_p d) S_{nl, \text{inf. depth}} \quad (C.28)$$

としている。ここに、 R は、

$$R(k_p d) = \begin{cases} 1 + \frac{C_{sh1}}{k_p d} (1 - C_{sh2} \cdot k_p d) \exp(C_{sh3} \cdot k_p d) & k_p d > 0.5 \\ 4.43 & k_p d \leq 0.5 \end{cases} \quad (\text{C.29})$$

である。ここに、 k_p はもともとJONSWAPスペクトルのピーク波数を用いていたが、WAMでは任意のスペクトル形状に対して使用するため $k_p = 0.75\tilde{k}$ とし、係数はそれぞれ $C_{sh1}=5.5$, $C_{sh2}=5/6$, $C_{sh3}=-1.25$ としている。

付録D マスコンモデル

(1) 3次元マスコンモデルの基本式

3次元マスコンモデルは研究例も多く、陸上地形の影響を受けた風場を再現可能な手法である。

モデルの基本方程式は質量保存則を束縛条件とする変分式で記述される。いま、大気を非圧縮性に見なすと、質量保存則は連続式で表される。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (D.1)$$

ここで、 x, y, z は直交座標系における水平及び鉛直座標、 u, v, w は成分風速である。従来方法では、観測風の内挿値または傾度風の海上補正風等を初期の風場条件として、全格子点において風ベクトルの3次元空間分布を作成し、この分布を質量保存則を満足するような風場に調節した。マスコンモデルでは、初期に与える風場は真値に近いと仮定することから、調節をできる限り小さくとどめることが望ましい。このため、調整値（補正後の値－初期の値）、すなわち真値からの誤差の2乗和を最小とするように補正風場を計算する方法がとられる。調整値の誤差を変分方程式で表すと次式となる。

$$E(u, v, w, \lambda) = \int \left\{ \alpha_1^2 (u - u^0)^2 + \alpha_1^2 (v - v^0)^2 + \alpha_2^2 (w - w^0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\} dx dy dz \quad (D.2)$$

ここで、 u, v, w は質量保存則を満たすように調整された成分風速、 u^0, v^0, w^0 は初期風速成分、 λ はラグランジュの未定乗数、 α_1, α_2 はガウスの精度係数であり、

$$\alpha_i = \frac{1}{2} \sigma_i^{-2} \quad (D.3)$$

により決定される。ここで、 σ_i は観測誤差であり、調整した風速成分からの観測した風速成分の偏りを表す。 α_1 と α_2 の比は調整した風速の水平成分と鉛直成分の相対的な大きさを定める係数となる。式(C.2)の最小解を持つオイラーラグランジュ方程式は、

$$u = u^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (D.4)$$

$$v = v^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (D.5)$$

$$w = w^0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad (D.6)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (D.7)$$

であり、これらの方程式は次の境界条件、

$$x \text{ 方向の境界} : n_x \lambda \delta(u) = 0,$$

$$y \text{ 方向の境界} : n_y \lambda \delta(v) = 0,$$

$$z \text{ 方向の境界} : n_z \lambda \delta(w) = 0$$

を満足しなければならない。ここで、 $\delta(\)$ は括弧内の量の第1変分、 n_x, n_y, n_z はそれぞれ方向の外向きを正にとった単位法線ベクトルである。式(D.4)から式(D.6)をそれぞれの方向で微分し、変分方程式(D.2)に代入するとポアソン型微分方程式が得られる。

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2\alpha_1^2 \left(\frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} + \frac{\partial w^0}{\partial z} \right) \quad (D.8)$$

この式より λ を求め、これを式(D.4)から式(D.7)に代入すると、質量保存則を満たすように調整された u, v, w が得られる。なお、底面・側面の境界条件としては次式を用いた。

$$\frac{\partial \lambda}{\partial n} = 0 \quad (D.9)$$

(2) 境界層上端の境界条件

境界層上端の自由大気の流れは、台風・傾度風ハイブリッドモデルにより計算され、台風圏内では台風モデルの風、台風の影響範囲外では気象図の気圧分布から計算される傾度風モデルの風となるように、空間的な内挿操作を行う。台風・傾度風ハイブリッドモデルについては付録Bに詳細を示している。

港湾空港技術研究所資料 No.1102

2005. 9

編集兼発行人 独立行政法人 港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人 港湾空港技術研究所

横須賀市長瀬 3 丁目 1 番 1 号

TEL.046(844)5040 URL.<http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社つばさ印刷技研

Copyright © (2005) by PARI

All rights reserved. No Part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。