
報 告

波浪に対する海流の影響調査*

久保 剛太**・高野 洋雄***

要 旨

日本近海における波浪に対する海流の影響について評価をするため、極軌道衛星 Jason-1 の観測値、波浪モデルの解析値及び海洋モデルの海流データを用いた調査を行った。Jason-1 の観測値は、海流の影響を考慮していない波浪モデルの解析値と、黒潮など海流が卓越するところで顕著に値が異なった。この誤差は、海流の影響を評価する計算式を用いることで、ある程度妥当に補正することができた。また、補正結果を統計的に評価した結果、流速が大きいほど相関係数が改善された。この手法を適用することで、海流域における波浪予測精度向上が期待される。

1. はじめに

黒潮流軸や潮流のような強い海流がある場合、海流の影響を受けて波高や波長が変化することが知られている。平成 14 年には、鹿児島県トカラ列島の定期航路の船長より、同海域付近における気象庁の波高予想が低いという指摘があった。この海域の漁業関係者の間では、同海域で奄美や種子島・屋久島の 1.5 倍程度の波高となることが経験的に知られており、これは、黒潮による流れが波浪に影響して起きた現象と考えられている。

一般に、波向と逆向きの流れがある場所での波

浪は、海流によって波高の増大や波長の短縮が発生し、波形勾配の増大により砕波しやすくなるなど、船舶の航行に支障をきたすことが知られており、潮波という名称で呼ばれる。

波浪に対する海流の影響については、既に多数の研究があり、理論的なメカニズムについては、Mei (1989) や Komen *et al.* (1994) などにまとめられている。また数値計算に関しては、例えば Hubbert and Wolf (1991) は、海流による波浪スペクトルの変形の感度に関して基本的な調査を行った。Tolman (1991) は、海流の影響を考

* Research on the effect of currents on ocean waves

** Gota Kubo

Earthquake and Tsunami Observations Division, Seismological and Volcanological Department (地震火山部地震津波監視課)

*** Nadao Kohno

Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象情報室)

慮した波浪モデルを開発し、その成果は実用的な波浪モデル WAVEWATCH - III に応用されている。Janssen (2005) は、月平均の海流場を用いて、波浪場への影響を評価し、南アフリカ東岸の Agulhas 海流をはじめとして、メキシコ湾流を除く主な海流の顕著な地点では波高に有意な差が現れることを示した。ECMWF では、この結果を踏まえて、今後現業モデルである程度海流の影響を考慮することを検討しているという。また、田村ほか (2006) は、海流モデルによる海流を外力条件として組み込んだ波浪モデルを開発し、海流場における波浪スペクトルの変化について、特に非線形エネルギー輸送の変化に着目した調査を行った。

一方で、海流の影響を受けた潮波については、先述したように漁業関係者や船舶関係者の間では実体験としての報告があるものの、非常に局所的又は一時的な現象であることが多いため、波浪計・ブイなどの限られた観測値で海流の影響を定量的に観測・評価することは困難であった。また、気象庁の現業用波浪モデルは、現在海流の影響を考慮しておらず、黒潮流軸上や潮流が強い場所で、どの程度波高が変化するかを実際の波浪予報に反映することは、現状では困難である。

近年のリモートセンシング技術の向上により、人工衛星に搭載された海面高度計によって、衛星軌道直下の波高を観測することが可能となり、ブイや波浪計のような点ではなく、線的に波浪データを利用できるようになった。このような衛星軌道直下で高解像度で連続的に観測された波高データを観察することによって、狭い海流上における波高の変化をとらえる調査も出てきた。例えば、Hwang (2005) は、黒潮が定常であると仮定して、黄海・東シナ海における季節平均の波浪と海上風の変化について調べている。更に、気象庁は新海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM を導入し、黒潮などの海流の再現性が著しく向上しており、信頼できる海流情報も利用できるようになった。(楳田ほか, 2009)

そこで、海流が顕著な場合の波浪予報の精度向上、今後の波浪モデル高度化のために、これらのデータを活用して、海流の波浪への影響を調査し

た。そのためには、衛星データで海流の影響を観測していることを確かめる必要があることから、衛星による波高データと、海流の影響が考慮されていない波浪モデルによる波高及び海流から、実際に海流の影響を受けて波高が変化したと思われるケースの抽出を行った。また、海流の値を用いて補正した波高と観測値を統計的に評価した。

次節で、使用したデータと評価手法について述べ、第3節ではいくつかの評価を示す。第4節に評価の考察と統計的結果について述べる。

2. 使用したデータと評価方法

2.1 使用データ

衛星観測データ

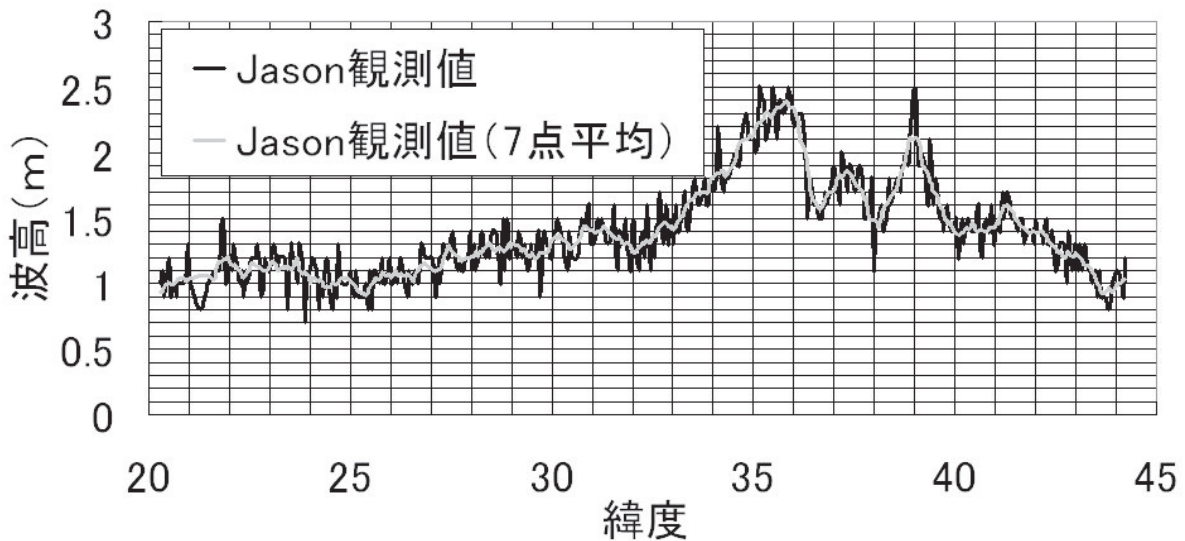
衛星観測データとして、Jason-1 に搭載されている海面高度計による有義波高観測値を用いた。Jason-1 による観測は、ほぼ1秒～2秒程度の時間間隔で行われており、データの距離間隔は10km程度である。Jason-1 の原データは、第1図に示すように、ばらつきが大きく、波浪モデルで解析される波高とは比較が困難であるため、観測データに対し、前後3点のデータを含んだ計7点の移動平均をとって平滑化を行い評価に用いた。

波浪解析値

気象庁で運用している、沿岸波浪モデルの GPV を用いた。モデルの格子間隔は0.05°(5km)、出力結果の時間間隔は3時間ごとである。Jason-1 の該当格子点での観測時刻に合わせて、前後の時間から内挿した。使用する GPV 要素は、波高・周期・波向である。なお、波浪モデルの波向解像度は10°である。本来ならば、波浪の波向・周期成分ごとに補正計算を行うべきであるが、今回は合成波高・卓越周期・平均波向のみを用いた。なお、沿岸波浪モデルの領域は20°N～50°N、120°E～150°E で一番狭いので、この領域を調査対象とした。

海流データ

気象庁で運用している、新海洋データ同化シ



第1図 Jason-1 観測値の原データと平均データ
原データと7点移動平均したデータを示す。

システム「MOVE/MRI.COM」(以下、海洋モデル)の解析結果を用いた。モデルの格子間隔は 0.1° (日本沿岸付近)、データの時間間隔は24時間の出力結果を用いた。鉛直方向第1層の水平2成分の合成値を表層の流速として用い、沿岸波浪モデルの格子間隔にあわせて 0.05° にデータを内挿して用いた。

2.2 評価方法

本報告では宮崎(1981)と同様に、時間的及び空間的に流速を一定であると仮定した簡便な補正式を用いて海流の影響を考慮した波高を算出した。

$$\text{増幅比} = \frac{h}{h_0} = \sqrt{\frac{2}{1 + \frac{4U}{c_0} + \sqrt{1 + \frac{4U}{c_0}}}} \quad (2.1)$$

(2.1)式は一樣な流れの中における、流れと波向が一致した場合の波高の増幅比を示す式で、深海波として近似した式である。ここで、 h は変形後の波高、 h_0 は変形前の波高、 U は海流の波向方向成分、 c_0 は波の位相速度である。なお深海波の

場合、位相速度 c_0 と周期 T の間には(2.2)式の関係があることが知られている。

$$c_0 = \frac{gT}{2\pi} = 1.56T \quad (2.2)$$

第2図は U/c_0 を横軸にとった場合の、(2.1)式の関係から導かれる増幅比の変化のグラフである。例えば、仮に周期7秒で波高2mの波に、波向と逆方向に1m/sの海流がある場合、位相速度は(2.2)式の関係から10.92m/sであるので U/c_0 は約-0.09となる。これを(2.1)式に代入することで、増幅比は約1.2となり、波高2.4m程度となる。

(2.1)式を用いて、波浪モデルの解析結果から、海流の影響を考慮した波高を算出することとなるが、詳細な算出過程は第3図にフローとして示す。

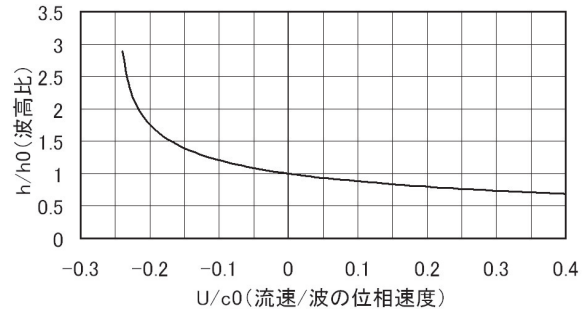
まず、海洋モデルの水平流速の2成分で表される海流ベクトルについて、波向(波浪モデル)への射影成分を求めることで、波向に一致する方向の流速 U を決定する。この流速 U と沿岸波浪モデルの波高、及び周期から求めた位相速度を代入することで、海流の影響による増幅比が決定される。この増幅比を、波浪モデルの波高解析結果に

乗じることによって、海流の影響を考慮した補正波高が求まる。これを、衛星観測である Jason-1 の観測値（以下 Jason-1 値）と比較する。

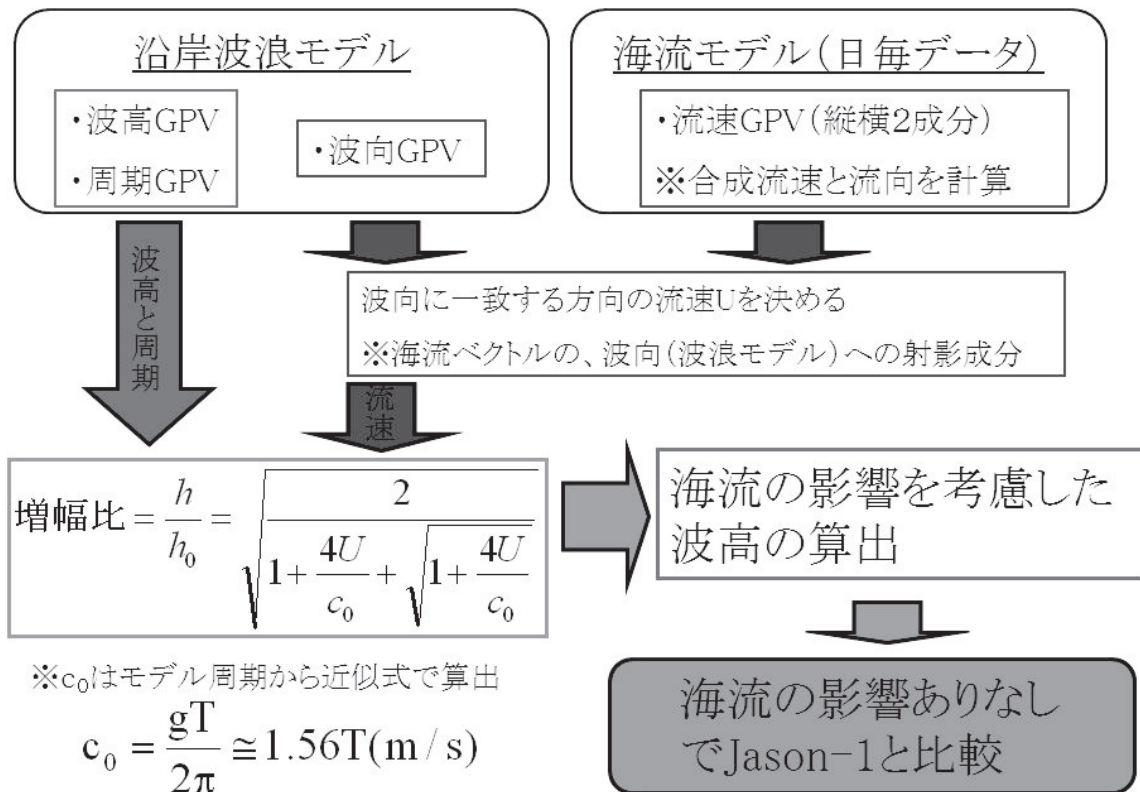
まず、Jason-1 値と海流、波高などの比較を行い、海流の影響が顕著であると思われるケースを抽出した。比較のためのグラフ第 8 図のように、Jason-1 値、波浪モデルによる波高（海流補正あり・なし）、海流補正の波高増幅比、海洋モデルによる流速（波向き方向の流速値で、波向と流向が反する向きを正）、波浪モデルによる卓越周期を示している。

評価期間は 07/06/01 ~ 07/12/31 として、評価領域・期間内のすべての Jason 観測について行った。なお、衛星軌道は評価領域を 1 日におおよそ 2 回程度通る。

次章に、評価期間中の評価を行った中で、特に海流の影響が顕著に現れていると考えられる例など特徴的な事例を示す。



第 2 図 一様な流れの中での波高の増幅比
横軸における負の値は流れと波向が反する場合を示す。



第 3 図 評価フロー

3. 評価事例

3.1 ケース① 07/06/11 (09:06 ~ 09:07UTC)

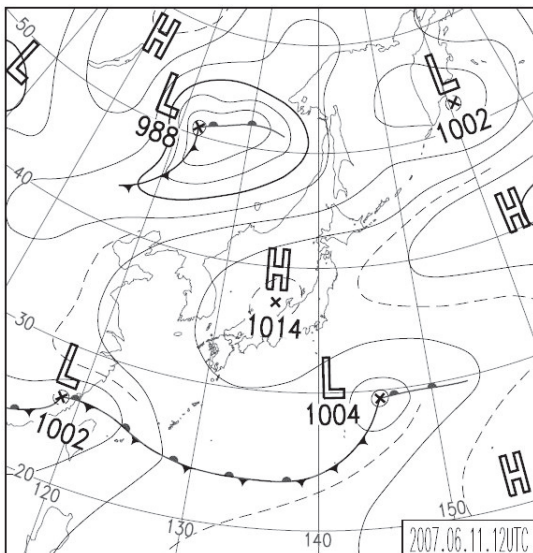
2007年6月11日の日本周辺の気象の概況は、第4図に示すように日本の南に停滞前線と前線上に低気圧があるが、日本上空はほぼ高気圧に覆われている。波浪は、第5図のように、東日本の太平洋側では、東からのうねりが卓越しているが、さほど高波高ではなく1m~2m程度となっている。

第6図に波向き方向を正ととった流速分布を示しているが、紀伊半島沖、関東の東海上の145°E付近、また三陸沖の145°E付近にも0.2m/s前後の波向きに反する流れがあることが分かる。紀伊半島沖の黒潮流軸上や、関東の東海上では、波が東からきているため、西から流れる黒潮流軸とで、波向と流向が相反している。また、東北地方の東海上では、南東からの波となっており、北からの流れ（親潮と黒潮が混在している領域）と逆向きになっている。第7図は補正前後での波浪モデル波高の差分（以下、補正差分波高とする）の分布を示しているが、特に関東の東海上では最大で1m程度の波高の増幅が見られる。

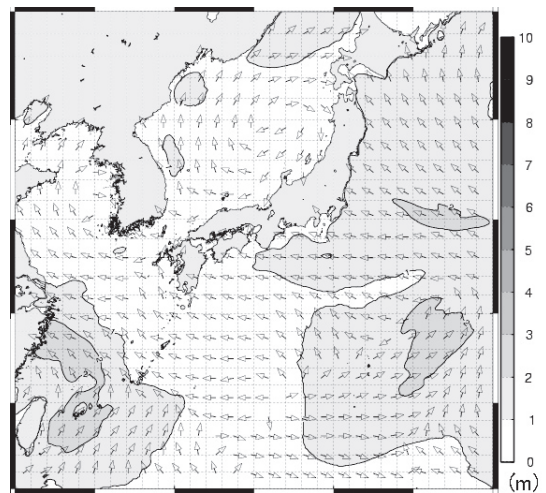
第8図は先述したように Jason-1 値との比較を

示すグラフであるが、Jason-1 軌道直下の断面に着目すると、36°N 付近の関東の東海上の黒潮流軸上と、39°N 付近の三陸沖付近に、それぞれ波向と逆向きに2m/s程度の流れがある。海流補正したモデル波高（以下、補正值とする）はそれぞれ、約0.6mと約0.4mの増幅が見られ、補正前の波浪モデル波高（以下、モデル値とする）には見られなかったピークが2つ現れている。一方で Jason-1 値を見てみると、その36°N 付近と39°N 付近の海流の強い場所と同じ位置に、それぞれ波高のピークが顕著に2つあらわれていることが分かる。補正值と Jason-1 値におけるそれら波高のピークは絶対値として0.2m程度異なるものの、ピークでの増幅は、それぞれ0.6m及び0.4~0.5mとほぼ同程度となっており波高・位相ともに一致している。

また、そのピークの中の38°N 付近の極小の位相については、観測値のような大きな減少はないものの、補正後に若干減少の位相が現れている。よって35°N~40°N 付近にかけて、補正值が Jason-1 値の形状とよく対応した状況になっているといえる。

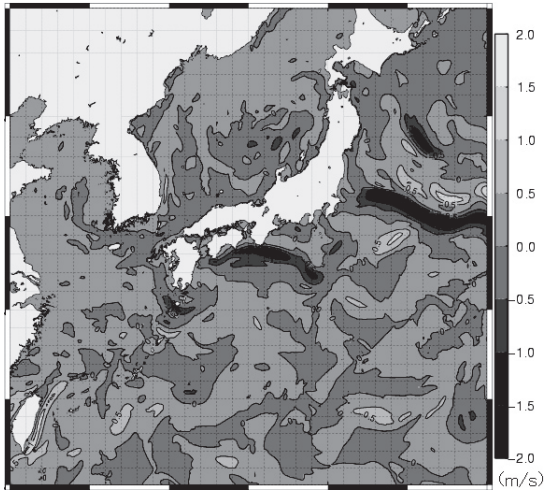


第4図 2007年6月11日12Zの地上天気図

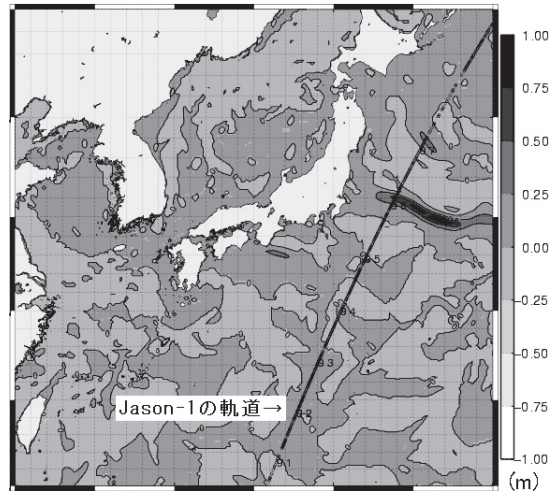


第5図 2007年6月11日12Zの波浪モデルによる波高分布

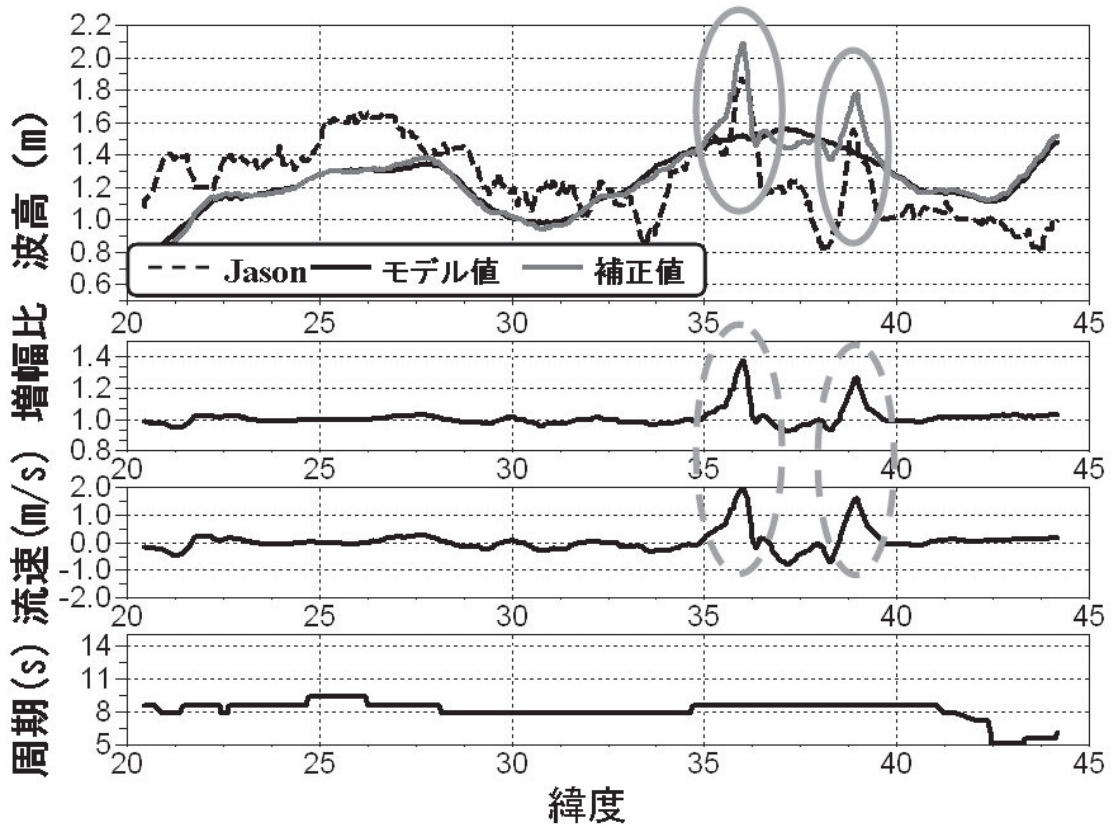
図中の矢印は波向を示す。波高は海流補正した波高を表示している（第10図、第15図、第20図も同様）。



第6図 2007年6月11日12Zの波向き方向の流速分布
負の値は流れと波向が反する場合を示す。



第7図 2007年6月11日12Zの補正差分波高分布と Jason-1 軌道の図
Jason-1 軌道を点線プロットで示す。比較に用いた軌道のみを表示している。



第8図 2007年6月11日 Jason-1 値と軌道直下での波浪モデルの解析の比較
上段から波高の比較，増幅比，海流モデルの流速，波浪モデルの周期のグラフをそれぞれ示す。上段の図では，Jason-1 の移動平均波高と，補正前後での波浪モデルの波高を示す。ここでの流速は，流れと波向が反する場合を正の値としている。

3.2 ケース② 07/10/04 (09:14 ~ 09:15UTC)

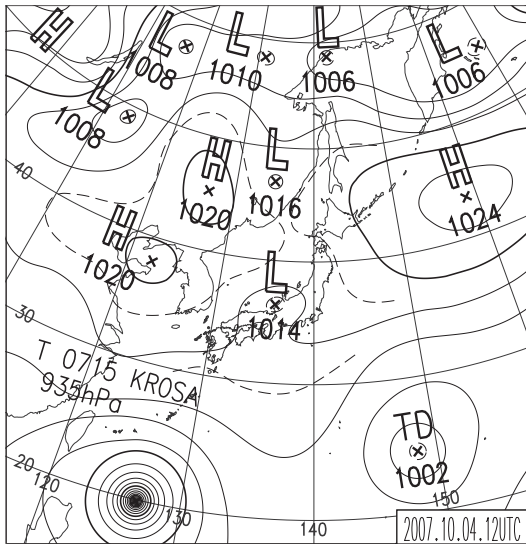
2007年10月4日の日本周辺の気象の概況は、第9図に示すよう千島列島の南側に高気圧があり、更にその南の22°N, 137°E付近に熱帯低気圧が停滞している。この日本の東の高気圧と熱帯低気圧との間で、やや等圧線が込み合っており、吹送距離がやや長めの縁辺流によって、波浪は第10図のように関東周辺では2m ~ 3m級のうねりが東から来ている。

第11図のように、波向方向の流れの大きさは、紀伊半島沖、関東の東海上144°E付近で0.15m/s程度であり、関東の更に東海上の150°E付近では0.2m/s程度の流れがある。それらの場所では、東からの波と西から流れる黒潮流軸とで、ケース①同様に逆向きとなっている。第12図の補正差分波高で見た場合、特に日本の東の海上の150°E付近で増幅が顕著であり、1.0m程度の増幅となっている。

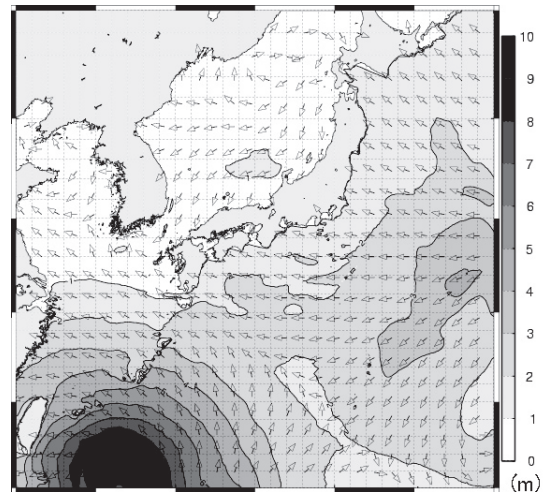
第13図より、Jason軌道直下の断面については、その150°E, 36°N付近での黒潮流軸上において、

波向と逆向きな2m/s弱の流れがある。その地点での補正值では0.5m ~ 1.0m程度波高が増幅しており、モデル値にはなかったピークがある。特に補正前は高緯度に向かってなだらかに波高が減少している場所であり、波高の増幅が顕著である。Jason-1値においても、その150°E, 36°N付近の同じ位置に波高のピークが現れていることが分かる。補正值とJason-1値におけるそれら波高のピークは絶対値として3.3m程度とほぼ一致しており、グラフの見た目上ほぼ重なって見える。

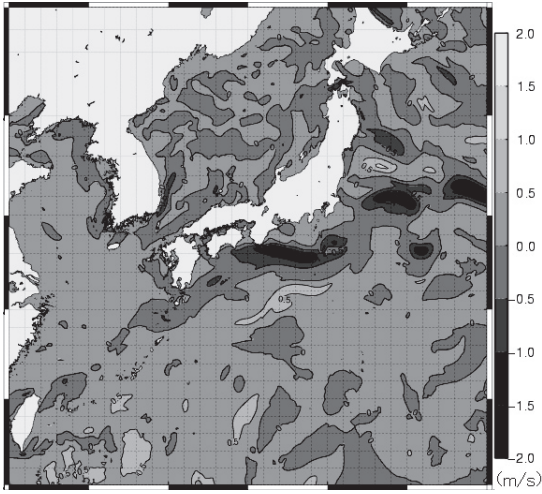
ただし、ピークそのものの大きさとして比べると、Jason-1での該当領域の低緯度側(33 ~ 35°N)では、Jason-1値とモデル値に0.5m程度の開きがあり、波形のピーク位置での絶対値が非常に良く一致しているのは偶然の可能性もありうる。しかしながら、Jason-1値のピークと同位相の場所ではほぼ似たようなピークを海流補正モデルのみで見られるという点ではよく一致しているケースといえる。



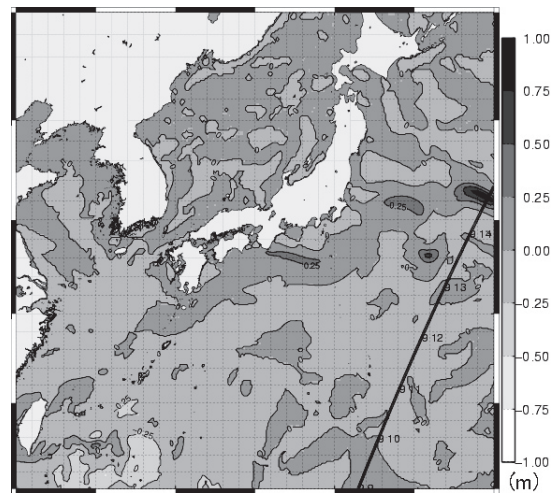
第9図 2007年10月4日12Zの地上天気図



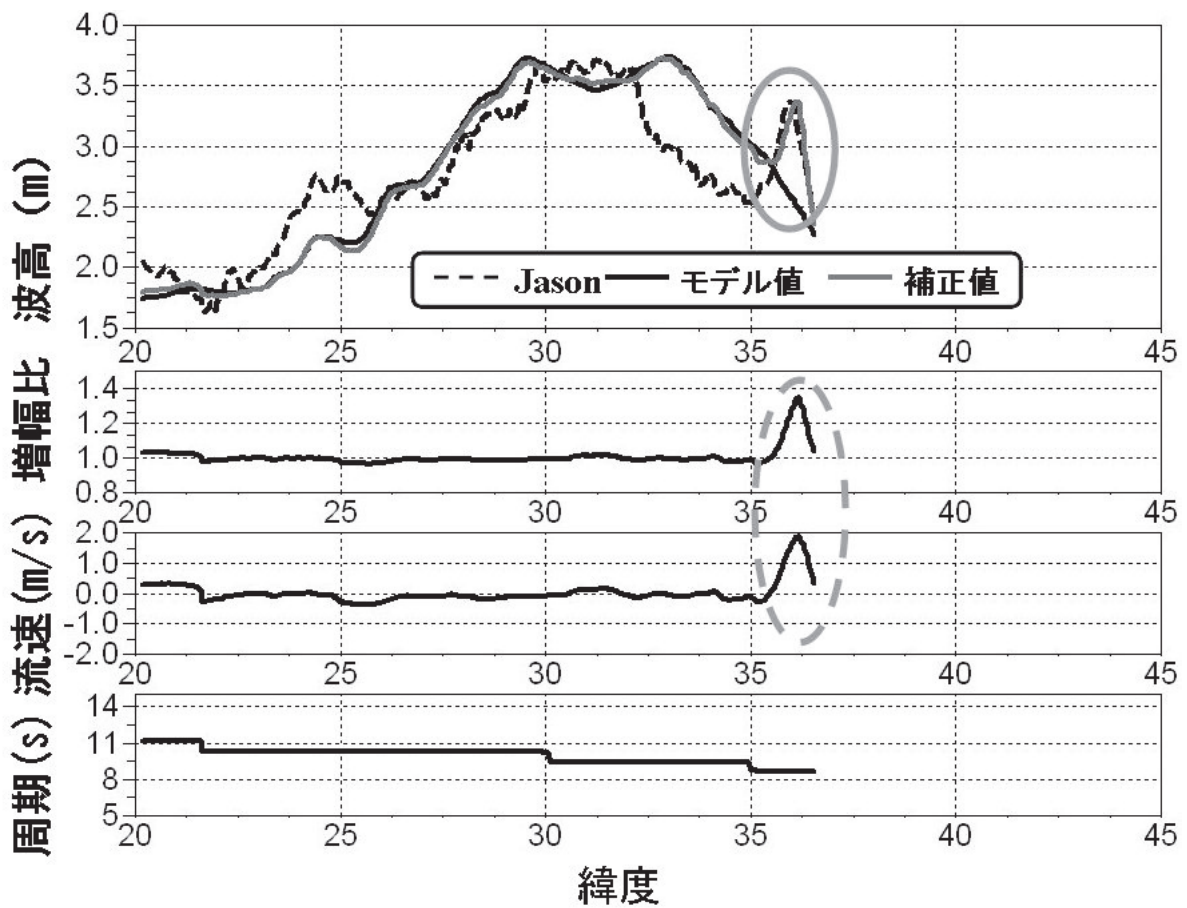
第10図 2007年10月4日12Zの波浪モデルによる波高分布



第11図 2007年10月4日12Zの波向き方向の流速分布



第12図 2007年10月4日12Zの補正差分波高分布とJason-1軌道の図



第13図 2007年10月4日 Jason-1 値と軌道直下での波浪モデルの解析の比較

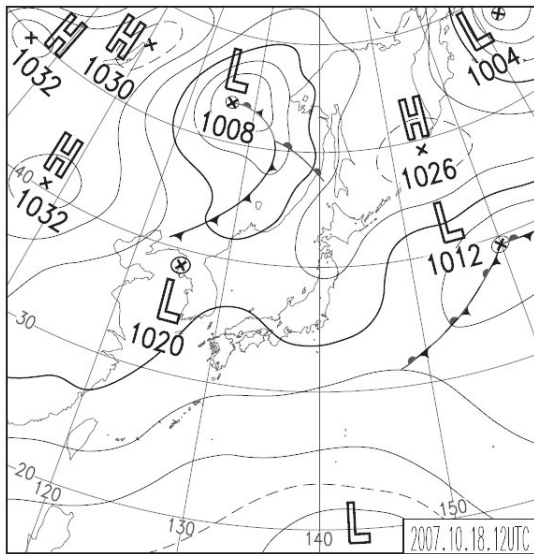
3.3 ケース③ 07/10/18 (16:41 ~ 16:42UTC)

2007年10月18日から19日にかけての日本周辺の気象の概況は、第14図に示すよう日本周辺では低気圧が日本の東海上に抜けた後であり、朝鮮半島から日本海に出てきている低気圧との間で、リッジ場となっている。波浪は、第15図のように縁辺流による東からの波により2m程度の場となっている。第16図のように、波向き方向の流れは紀伊半島沖で2.0m/s、関東の東海上で1.5m/s程度である。それらの場所は、いずれも東から来ている波と西から流れる黒潮流軸とで逆向きとなっており、特に紀伊半島沖では顕著である。第17図は補正差分波高を示しているが、その紀伊半島沖や関東の東の海上では0.5～1.0m程度の波高の増幅が見られる。

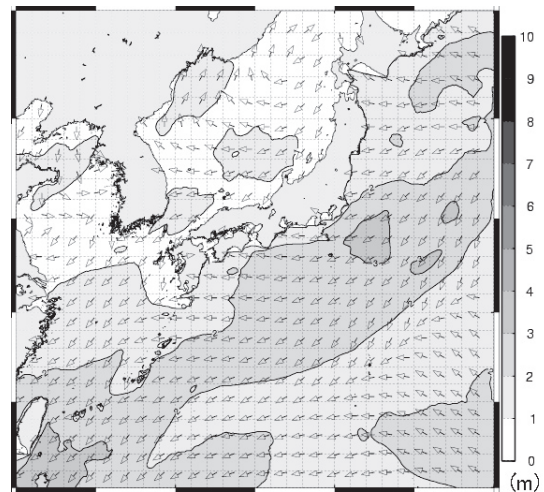
第18図のように、Jason 軌道直下の断面においては、33.5°N 付近の紀伊半島沖の黒潮流軸上

において、波向と逆方向に2m/s弱の流れがある。その地点でおおよそ0.5m程度の波高増幅のピークが補正值に現れている。Jason-1 値においても、その33.5°N 付近に波高のピークがみとれる。波高の絶対値そのものは約0.1m程度のズレがあるものの同じ位置に0.5m程度の増幅のピークがある。

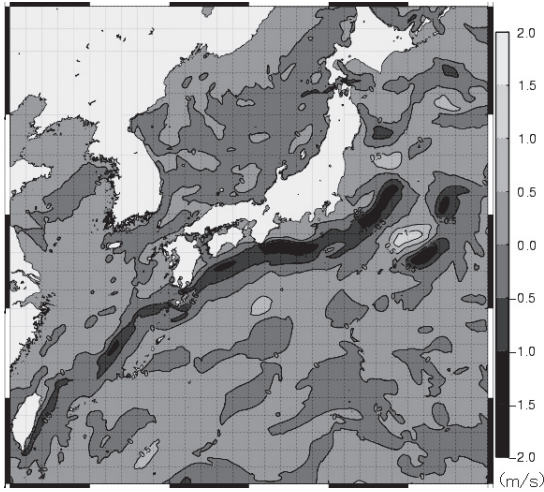
モデル値もその付近では上に凸なセンス(0.2m程度)を持っているが、補正值のほうが、ピークの山の高さ、形状(ピーク南側の勾配より北側の勾配のほうがきつい)においてJason-1 値に似ている。該当海域では、気圧傾度も大きく、等圧線の間隔も狭い所ではあるため、局所的に風が強かった可能性もあるが波高分布の形状から判断して、補正前より補正後のほうがよく一致しているといえる。



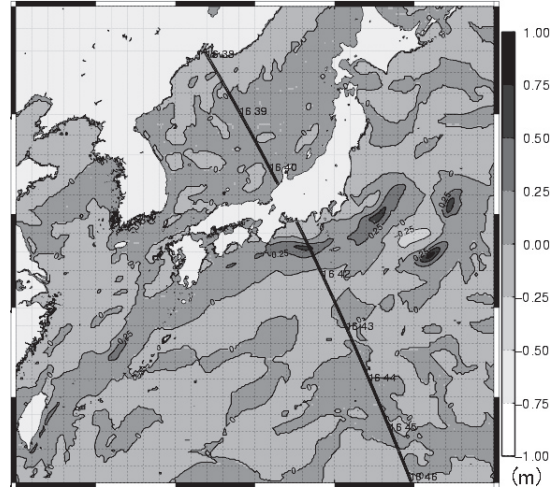
第14図 2007年10月18日12Zの地上天気図



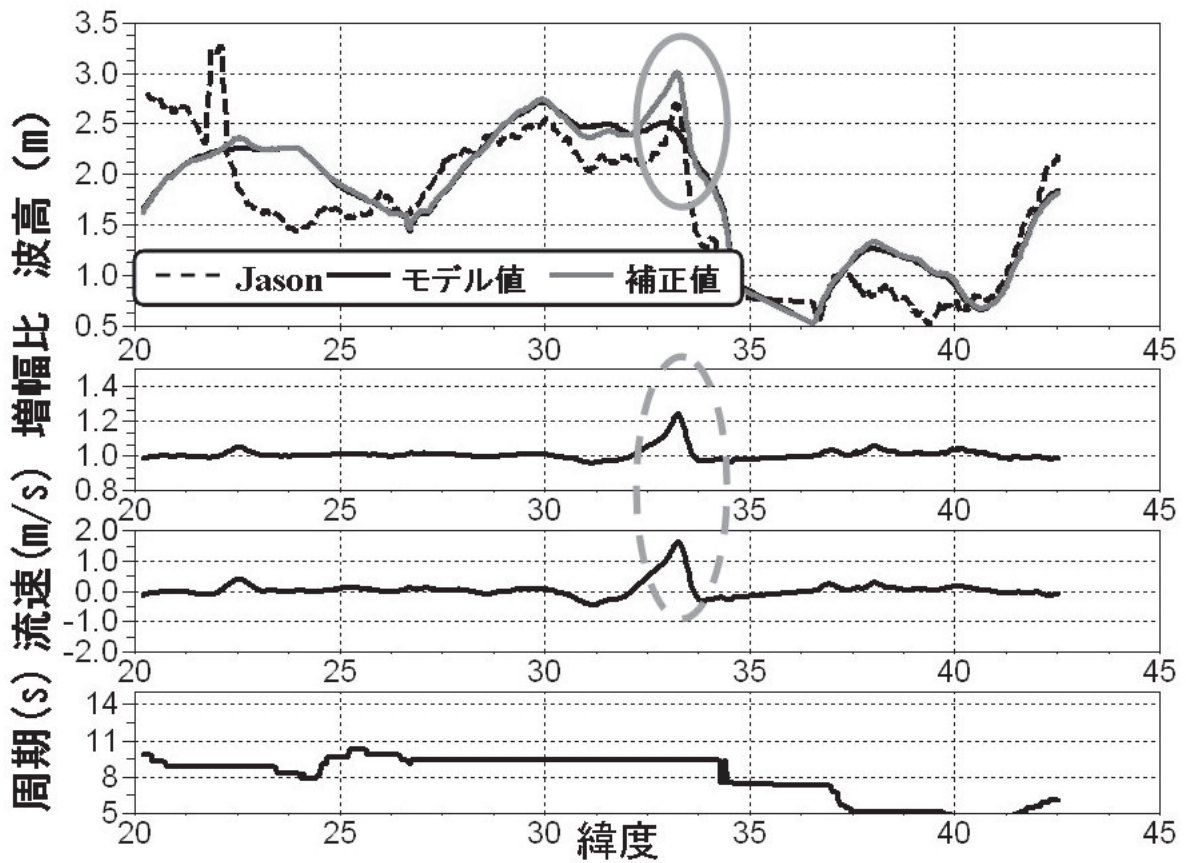
第15図 2007年10月18日12Zの波浪モデルによる波高分布



第16図 2007年10月18日12Zの波向き方向の流速分布



第17図 2007年10月18日12Zの補正差分波高分布とJason-1軌道の図



第18図 2007年10月18日 Jason 観測値と軌道直下での波浪モデルの解析の比較

3.4 ケース④ 07/09/06 (01:35UTC)

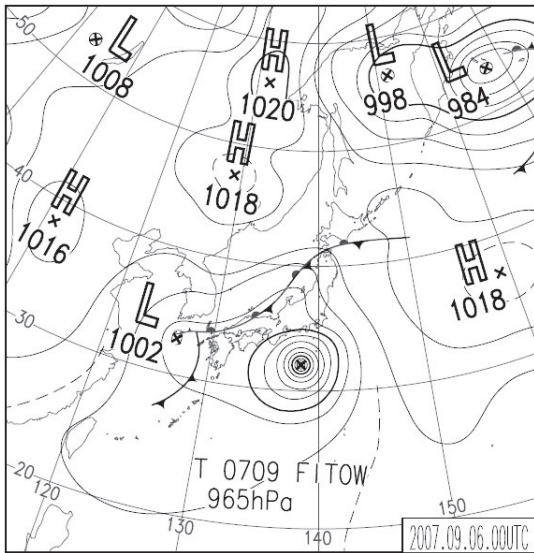
2007年9月6日の日本周辺の気象の概況は、第19図に示すように日本の南海上の30°N付近に台風第9号が北進中である。日本沿岸の波浪は第20図に示すように、ほとんどが台風第9号に起因するものであり、台風を中心付近では8m程度、関東から紀伊半島にかけての沿岸は6mを超える大しけとなっており、また台風による2m～3mのうねりも北海道や沖縄の太平洋側に到達している。日本海側での前線北側の風浪も含め、全国的に波の高い状況となっている。

波向き方向の流れは、第21図のように東海沖で逆方向に、房総沖で順方向に顕著となっている。これはそれぞれ、台風との位置関係から東海から西の沿岸では東からの波向きで黒潮と逆向きであり、逆に台風中心より東側の部分では、南からの波向きで黒潮と順方向になっている（黒潮が蛇行して北へ向かっている箇所のため）。それら位置に対応して、第22図の補正差分波高で見た場合、

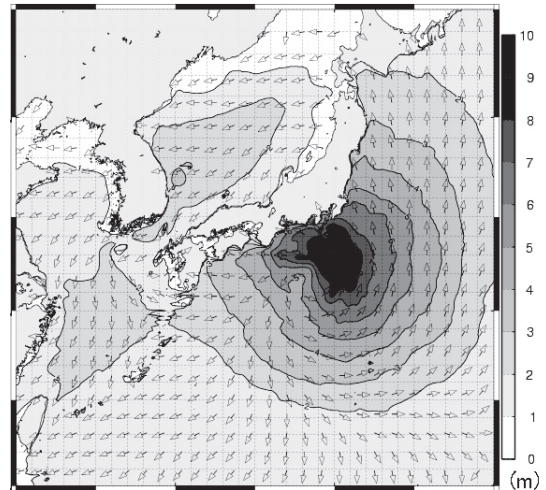
1.0m以上の波高の増幅が東海沖で、1.0m以上の減少が房総沖で見られる。

第23図から、Jason軌道直下の断面においては、33°N～34°N付近の東海沖の黒潮流軸上において、波向と逆方向1m/s程度の流速がある。その位置で補正值に約0.5m程度の増幅のピークが見られる。一方で、同じ位置におけるJason-1値ではおよそ2.0m程度の増幅のピークが見られ、絶対値としてもそのピークの波高の分差がある。補正值は多少増幅の傾向を見せてはいるものの、観測ほど大きな増幅は見られない。ただし、波高こそ合わないものの、増幅が現れる位相は、良く一致している。

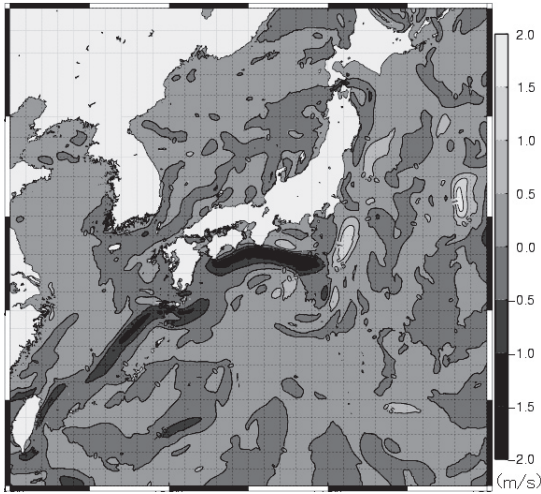
特に第23図の増幅比を見ると、該当するピーク付近では約1.1となっているが、①～③のケースではおおよそ1.2～1.4となっており、ほかと比べてやや小さいことが分かる。これはなんらかの理由で、海流補正がうまく表現できなかったケースと推測される。



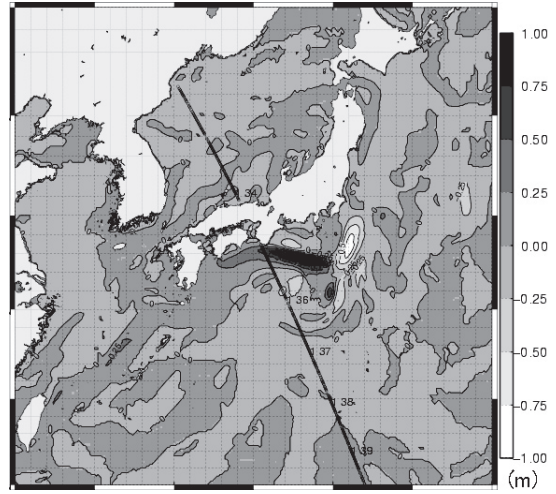
第19図 2007年9月6日00Zの地上天気図



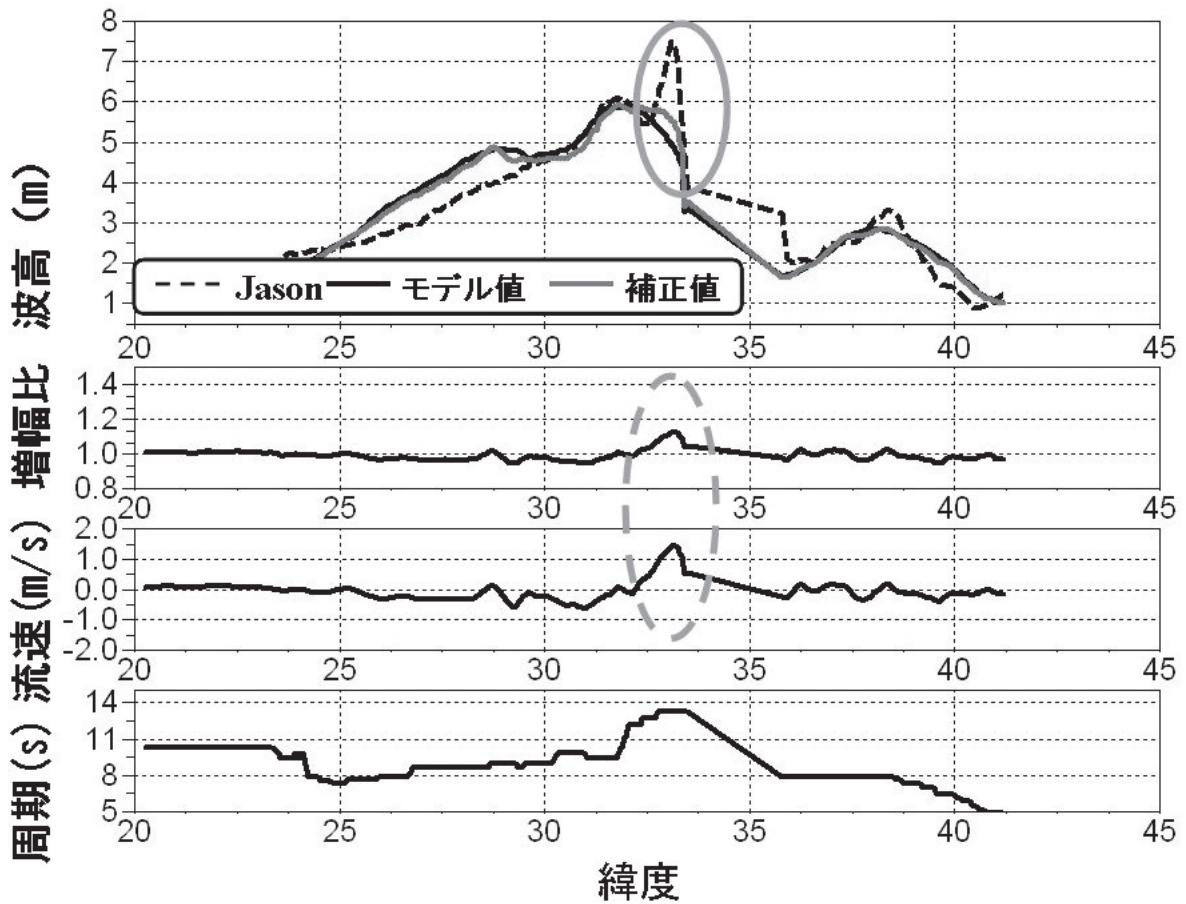
第20図 2007年9月6日00Zの波浪モデルによる波高分布



第21図 2007年9月6日00Zの波向き方向の流速分布



第22図 2007年9月6日00Zの補正差分波高分布とJason-1軌道の図



第23図 2007年9月6日 Jason-1 と軌道直下での波浪モデルの解析の比較

4. 考察

4.1 評価事例のまとめ

3章では補正前後の波浪モデルと Jason-1 値の比較の特徴的な評価事例を、当時の気象要因や波浪の概況などとともに示した。一方で、データ全期間の補正前後の波浪モデルと Jason-1 値についても比較を行った結果、補正前モデル値にはなく、Jason-1 値と補正後モデル値に現れる、波高変化がいくつか見られた。そこで、評価の目安として流速が約 1m/s 以上の場所に注目して評価したところ、波高・位相ともに観測と補正がよく一致したケースが 19 例、位相はよく合っているが波高が一致しないケースが 75 例、位相がずれている、若しくは波形の形状があまり一致しないが海流の位相付近になんらかの波高変化らしいものが検出されるケースが 29 例、不明りょう若しくは全く一致しないケースが 62 例であった。

位相はよく合っているが波高が一致しないケースは、流速が 1m/s 以上の場所において、モデル値にはなかった波高の変化が補正值に同様に明りょうに現れており、Jason-1 値でもその波高の変化と同じ傾向の変化を同位相で見られるが、波高の変化量若しくは絶対値が一致しないケースである。前章で示したケース④がこれに該当する。それらの誤差要因を考えた場合、以下のようなことがあげられる。

まず、海流モデル上での流速の大きさが足りなかった場合があると考えられる。これは、今回使用したデータが日ごとの海流データ（データ間隔 24h）であり、流速の短期の変動が含まれていないため流速を過小に見積もっていた可能性があることによる。特に、潮流や台風などの強風時の吹送流などが発生する場合での、短期の変動が流れの場に十分表現されておらず、時間的に局所的な現象を表現できなかつたとも考えられる。例えば、(2.1)式より、波高 3m 周期 7 秒の波を考えたとき、流速が逆向きに 1.5m/s であれば、増幅比は約 1.3 で 3.9m であるが、流速は 2.0m/s であれば増幅比は約 1.6 となり 4.8m となり、1m 程度の差となる。流速が仮に時間的や空間的にモデルより強かつた場合、大きな差となって現れる可能性がある。

また、本報告で用いた評価手法にも、誤差の要

因があると考えられる。本報告では簡易的な手法として、平均された波向きを用いて補正值を計算したが、本来ならば波高増幅となる波向や波高減少となる波向きが同じ場所で複数存在しているはずである。しかし、平均波向を用いることで、その場所の波高の増減が一方的にどちらかに決められてしまうなど、非常に取り扱いが重要な項目であると考えられる。特に、ケース④に見られるような台風直下などの、うねりと風浪が混在し単一の波向では表現しきれない場合は、ひとつの代表する波向きで計算することは、結果に大きく影響すると思われ、正しく評価できていない可能性がある。解決策としては、各方向スペクトルごとに補正計算を行う方法が考えられ、そうすることでより正確に波ごとの増幅が評価できると考えられる。

また、モデルの持っている波向や流向そのものにも誤差も含まれるためこういった、補正計算の誤差要因となる可能性がある。さらに、本報告では海流の位置にあらわれた Jason-1 値における波高のピークを、海流の影響と推測した上で評価を行ったが、本来ならその場でおこりうる局所的な現象を、モデルとして単純に表現できていなかった可能性もある。例えば、偶然にも同じ場所で局所的に風が強かつたが、モデルとしてその風は表現されていなかった場合などであり、ケース④の台風中心の例では、ただ単に実際に中心付近の風浪として波高がモデルより高かつたことも考えられる。

一方で、位相がずれている、若しくは波形の形状があまり一致しないが海流の位相付近になんらかの波高変化らしいものが検出されるケースは、前述のケースと同様にモデル値にはなかった波高の変化が補正值に現れてはいるが、Jason-1 値と比較すると、位相の位置がずれている場合や、海流の位相付近で波高の変化が両者で見られるものの、波形の形状が一致しているまでとは判断できないケースである。

これらの誤差要因も先述した場合と同様に、モデルの持つ誤差や評価手法による誤差によるものが大きいと考えられる。位相が若干ずれているケースでは海流モデルにおける流軸の誤差も考えら

れる。また、Jason-1 値による要因も考えられる。本報告では 2.1 で述べたように Jason-1 値の原データではバラツキが大きいため平均していることで比較に用いている。そのため、値が平均されて位相がずれているように見える可能性もある。また、観測の間隔も 10km 程度のため、それ以下の局所的な流れによる波高の変化は見えなくなっている可能性がある。実際に Jason-1 値をグラフとして眺めると、モデル値に比べてかなり変化が多い。これは、実際の現象がモデルの表現より複雑であることを示しており様々な要因があげられると考えられるが、比較の際にはこれらの変化が、どれが海流の影響によるものなのか判断を困難にしている。したがって、評価の中で海流の影響であると判断できたケースの中にも、偶然的に位相や波高が一致したという可能性は捨てきれないという点も事実である。

不明りょう若しくは全く一致しないケースであるが、これも前述と同様にモデル値にはなかった波高の変化が補正值に現れてはいるものの Jason-1 値ではそれらしい変化が全く見られない、また補正前後でのモデル間において波高の変化がほとんど見られないようなケースである。

これらの要因も先述した誤差要因のとおりであるが、モデルとして完全に実際の波浪の状況や、海流の状況をすべて再現できるわけではなくモデルと実況の差が大きい場では当然 Jason-1 値とは波高の値や分布も異なり、補正值とそもそも比較が困難という点がある。

また、波が低い場合は検出が難しいことが挙げられる。これは波高変化の増幅比は (2.1) 式から判断できるように波高そのものに比例するため、波高が低いと流速がある程度あるのにもかかわらず増幅が顕著にあらわれず、さらに Jason-1 値の誤差に隠れてしまって、抽出が難しい。また、波高が増幅する箇所に関しては評価を行いやすかったのに比べて、逆に減衰する場合のケースを抽出するのは難しかったが、これも (2.1) 式から分かるよう、流速が波向きに順方向になる場合と逆方向になる場合では増幅比は対称ではなく、減少する倍率は小さいため検出が難しいことによる。

また気象的な要因として、擾乱の移動に伴う風浪が卓越している場では評価が難しい場合がある。これは擾乱の移動に伴う風浪は風向きも大きさも変化しやすいが、Jason-1 値がある瞬間の値であることに対して、今回使用した波浪モデルや海流モデルはある程度時間間隔のあるデータであり、扱っている時間的な差異が検出を困難にしている可能性がある。ちなみに、うねりのような周期の長いケースのほうが、擾乱の移動に伴う風浪よりも、空間的・時間的な変化が緩やかで、比較的なだらかな変化の波高分布中に海流の影響を受けたピークがあらわれているので見極めやすい。ただし、実際の観測値の中には、強い擾乱が通り過ぎるときのようなケースのほうが、むしろ海流の影響が含まれているかもしれない。評価方法を上手く行えば空間的・時間的に変化の複雑な場においても海流の影響を受けている実例を抽出できる可能性もある。

波高・位相ともに観測と補正がよく一致したケース、位相はよく合っているが波高が一致しないケースはモデル値にはなかった波高変化が補正值に明りょうに見られること、そして明らかに同じ位相で Jason-1 値でも同様の变化傾向（増幅する傾向・減少する傾向）で現れているケースであり、海流の影響を受けた波浪の波高を Jason-1 値で検出できた事例と考えることができる。また、主観的な抽出であるため、数はあくまで参考であるが、流速 1m/s という閾値で見た場合、半数近くで海流の影響と考えられる事例が検出できた。

一方で位相がずれている、若しくは波形の形状があまり一致しないが海流の位相付近になんらかの波高変化らしいものが検出されるケース、不明りょう若しくは全く一致しないケースは流速の場所での波高の変化を補正值及び Jason-1 値から明りょうに検出することができなかつたため、海流の影響を受けた波浪の波高を Jason-1 の観測で検出できたと判断することは難しい。これらのケースでは海流の影響がなかったというわけではなく、評価方法の仕方によっては Jason-1 の観測に海流の影響を受けた波浪が含まれている可能性もある。

よって、流速の顕著な位置と波浪モデルから補

正によって算出される波高のピーク位置とを比較することで、すべての箇所で海流の効果が明りょうに確認可能ではないものの、Jason-1 の観測値によって海流の影響を受けた波浪の波高を検出できることが可能であるといえる。特に、流速の大きい場所ほど、明りょうに検出できる可能性が高い。以上のことから、Jason-1 の観測の分解能で、波浪の海流からの影響をとらえる可能性があるということが確認できた。

4.2 統計的な考察

次に、補正值が、Jason-1 値にどれくらい近かったか、定量的に判断し、補正手法の妥当性を判断するため、補正前後のモデル値と Jason-1 値との間で相関係数を算出した。

評価期間である、07/06/01 から 07/12/31 の、陸域を除く、20°N ~ 50°N、120°E ~ 150°E の領域を通過した、Jason-1 値の全データを用い相関係数を算出したところ、補正前では 0.8813、補正後は 0.8835 と、若干ではあるが、数値的には海流補正後のほうが相関係数が高くなる結果となった。しかし、この数値の比較に有意な差があるとは考えにくいこと、仮に有意な差があったとしても相関が良くなった理由が、海流補正によるものと断定することは困難なため、海流の効果を抽出して確認する必要がある。そこで、流速の大きさによって閾値を設定し、ある一定流速以上のデータを抽出し、相関係数を求めることとした。なお流速は 0m/s (全データ)、0.5m/s、1.0m/s、1.5m/s 以上の地点におけるデータをそれぞれ抽出し、流速は正負関係なく絶対値としている。その結果

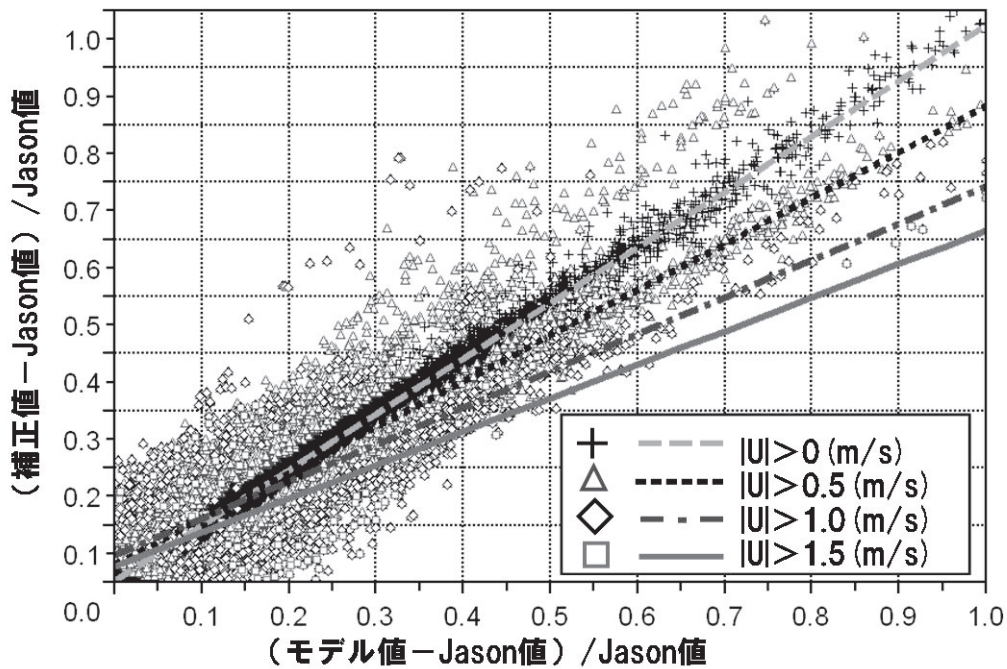
を第 1 表に示す。閾値が 0.5m/s の場合は、補正前が 0.8625 だったものが補正後に 0.8737 と改善され、1.0m/s では、補正前の 0.8292 が補正後には 0.8726、1.5m/s では補正前 0.6784 が補正後 0.7812 と、それぞれ補正後のほうが補正前より 1 に近づいている。さらに補正による相関係数の改善量を流速ごとに比較すると、流速が大きくなるほど改善量が大きくなっていることが、補正前後での相関係数の値の差分や比率が大きくなっていることから分かる。

また第 24 図は、縦軸に補正值と Jason-1 値との差を、横軸にモデル値と Jason-1 値との差を、それぞれ Jason-1 値で正規化して流速の閾値ごとにプロットしている。補正前後のモデル値と Jason-1 値との差をとることで、どの程度補正後のモデル波高が Jason 波高に近づくかを示す散布図であるが、先ほども述べたように補正量は波高の大きさそのものに比例するため、比較のために両軸とも Jason-1 値で除して正規化した値としている。図中の直線は、流速の閾値ごとに抽出したデータの回帰直線を示している。回帰式が示すように、流速の閾値が大きくなるにしたがって、直線の傾きが小さくなっていることが見て取れ、第 2 表に示すよう回帰直線の傾きの値も流速が大きくなるにしたがって小さくなっている。

これらは、流速の値が大きくなるほど、補正值と Jason-1 値の差が小さくなることを示しており海流の波浪への影響が大きくなるということである。この結果は、4.1 で示した評価事例の結果と一致する。

第 1 表 流速別の相関係数と補正前後での相関係数の比率

	U >0 (m/s)	U >0.5 (m/s)	U >1.0 (m/s)	U >1.5 (m/s)
データ数	133895	6654	894	98
①Jason値平均 (m)	1.8924	2.1502	2.26	2.1041
②モデル値平均 (m)	1.9365	2.1224	2.0518	1.8915
③補正值平均 (m)	1.9281	2.1464	2.1649	2.0174
①と②の相関	0.8813	0.8625	0.8292	0.6784
①と③の相関	0.8835	0.8737	0.8726	0.7812
相関の比	1.0026	1.0129	1.0523	1.1516



第24図 流速ごとの (モデル値 - Jason-1 値) / Jason-1 値と (補正值 - Jason-1 値) / Jason-1 値の散布図

縦軸は補正後のモデル値と Jason-1 値の差，横軸は補正前のモデル値と Jason-1 値の差であり，両軸ともそれぞれ Jason-1 値で正規化している。

第2表 流速ごとの (モデル値 - Jason-1 値) / Jason-1 値と (補正值 - Jason-1 値) / Jason-1 値の回帰式

流速閾値	回帰式
$ U > 0 \text{ (m/s)}$	$y = 0.973x + 0.002$
$ U > 0.5 \text{ (m/s)}$	$y = 0.803x + 0.030$
$ U > 1.0 \text{ (m/s)}$	$y = 0.645x + 0.047$
$ U > 1.5 \text{ (m/s)}$	$y = 0.587x + 0.029$

5. まとめ

衛星の海面高度計データや波浪モデル及び海流モデルのデータを用いて，簡単な補正式をもとに波浪が海流から受ける影響を調査したところ以下のようなことが分かった。

- 衛星高度計 Jason-1 の観測値が，海流で変形された波高を確かに観測していることが確認された。
- 検証に用いた補正式や補正手法が，海流の影響を評価することにある程度有用であったこと

から，それらが効果的に使えることが確認された。

- Jason-1 値から海流の影響を検出する場合など，補正式によって海流の効果を評価する際は，流速がある程度大きい場合に有用であるということが確認された。

その一方で課題としては以下のようなことがあげられる。

- 今回評価した期間は 07/06/01 から 07/12/31 と，夏から初冬にかけての時期であり，1年を通し

て評価は行っていない。よって、すべての季節を含んだ1年以上のデータを用いて評価をすることで、季節ごとの特徴や傾向を見極められる可能性もある。

- 本報告では簡便な計算式を用いて海流による補正を行ったが、周期スペクトルや方向スペクトルごとに考慮した場合、本報告よりもより良い結果が得られる可能性がある。

海流による波浪の変形は、船舶の航行に大きな影響を与えるので、局所的な現象ながら、関係者には重要な情報である。今回の調査により、海洋モデルの海流データを用いて波浪モデルの結果を簡便な方法で補正することで、海流の影響をある程度評価することが可能であることが確認されたが、まだ十分な評価はできていないため、更なる調査を進め、海流による波浪変形を考慮した情報発表を検討していくことで、今後の波浪予報の精度を向上させることが重要である。

さらに、将来的には、波浪モデルに直接海流情報を取り込み、動的に海流の影響を評価できるように高度化を進めていくことも重要である。また補正による評価だけでなく、海流効果を組み込んだ波浪モデルの開発も将来的な課題となってくると考えられる。

謝辞

海洋気象情報室海況班には MOVE/MRI.COM のデータを提供いただき、御礼申し上げます。本報告の内容は、海洋気象情報室波浪班において継続して行われてきた調査研究事項であり、これまで調査をしていただいた方々に御礼申し上げます。

参 考 文 献

- Hwang, P. A. (2005) : Altimeter measurements of wind and wave modulation by the Kuroshio in the Yellow and East China Seas. *J. Oceanogr.*, 61, 987-993.
- Hubbert, K. P. and J. Wolf (1991) : Numerical investigation of depth and current refraction of waves. *J. Geophys. Res.*, C96, 2737-2748.
- Janssen et al (2005) : Progress in ocean wave forecasting at ECMWF. ECMWF technical memorandum, 478.
- Komen, G.J. L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, and P. A. E. M. Janssen (1994) : Dynamics and modeling of ocean waves. Cambridge Univ. Press.
- Mei, C. C. (1989) : The applied dynamics of ocean surface waves. World Scientific Publishing.
- 田村ら (2006) : JCOPE の応用と展開. 月刊海洋, vol.38, 475-479.
- Tolman, H. L. (1991) : A third-generation wave model for wind on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depth and currents. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 782-797.
- 宮崎本弘 (1981) : 狭水道における波浪予報. 沿岸波浪予報技術調査報告, 第3号, 49-55.
- 榎田貴郁・菅野能明・今泉孝男・石崎士郎・木村未夏・大森正雄・吉岡典哉・服部宏之・齋藤幸太郎・倉賀野 連 (2009) : 日本近海における MOVE/MRI.COM-WNP の検証. 測候時報, 76, 特別号, S17-S36.