

大気・波浪・海洋相互結合モデルの構築

小林 智 尚*・足立 忠 行**・水谷 英 朗***・安田 孝 志****

1. はじめに

現在, 大気や海洋・波浪の物理現況に関する研究や計算機技術の発達により, 大気では領域気象モデル ARPS (Xue *et al.*, 1995) など, 海洋では海洋循環モデルでは POM (Mellor and Blumberg, 1985) など, そして波浪では波浪推算モデルでは WAM (Günther *et al.*, 1992) など, 実用的な数値モデルが利用できるようになった。そしてさらに予測・推算精度向上のため, これらのモデルを相互に組み合わせ, それぞれの現象の相互作用を再現する試みも行われている。たとえば Bao *et al.* (2000) は気象モデルに MM5, 波浪推算モデルに WAM, 海洋循環モデルには POM を改良した CUPOM を用い, 大気・波浪・海洋間の相互作用を評価しうる双方向結合モデルを構築した。そして彼らはこの結合モデルを用いてメキシコ湾におけるハリケーン発生時の状況を再現し, 大気・波浪・海洋間の相互作用が波浪などに及ぼす影響について検討を行った。しかしながら彼らを除いて大気・波浪・海洋結合モデルの構築例はほとんど見られない。これは, 個々のモデルを結合させる場合に必要な相互作用のモデル化に多くの問題が含まれているためと思われる。このように研究・報告事例がまだまだ少ないために, 大気・波浪・海洋間での熱・運動量などの交換に関する総合的な情報がなく, 詳細な議論もされていない。

そこで本研究では, 大気・波浪・海洋結合モデルを構築し, これらの波浪を介した大気・海洋間での運動量交換について数値実験により検討を行った。

2. 大気・波浪・海洋結合モデル

(1) 個々の数値モデル

本研究では, 大気予報モデルには領域気象予報モデル ARPS 4.0, 波浪推算モデルには第三世代波浪推算モデル WAM Cycle 4, 海洋循環モデルには海洋循環モデル

POM (June 1998 revision) を, それぞれ用いた。

ARPS (Advanced Regional Prediction System) は米国オクラホマ大学で開発された非静力学・準圧縮・非膨張系モデルである。このモデルはグリッドスケールで数百 m から数百 km までの気象現象を解析・予報しうる代表的な領域気象予報モデルである。

WAM は成分波浪間の非線形相互作用によるエネルギー輸送を考慮した第三世代波浪推算モデルである。とくに WAM Cycle 4 では海上風から波浪への運動量輸送の評価に, これは海面の状態によって決まる海面粗度を考慮して海面での海上風によるせん断力を算定する, Janssen (1991) の理論を採用している。また海洋表層流による波浪の回折も考慮されている。

また POM はレベル 2.5 の乱流クロージャモデルを用いて渦動粘性係数および拡散係数を評価した海洋循環モデルである。計算格子に σ 座標系を用いている。

(2) モデルの結合

本研究で構築した大気・波浪・海洋結合モデルの概要を図-1 に示す。この図のように, 領域気象予報モデル ARPS, 波浪推算モデル WAM, 海洋循環モデル POM の各モデル間において, 運動量についての双方向結合モデルとなっている。

a) 大気-波浪 まず, 領域気象予報モデル ARPS と波浪推算モデル WAM とでは, ARPS によって予報された海上風の情報をを用いて WAM で海上風から波浪への運動量輸送量を算定する一方, 波浪状態に関係する海面粗度を WAM で推算してその値を ARPS にフィードバックする, という方法で双方向結合モデルを構築した。WAM Cycle4 には Janssen (1991) が提案した quasi-linear wind-wave generation theory が組み込まれている。これによって海上風から波浪への運動量を推定する際, 海上風によって海面に作用するせん断力とともに波浪による海面の運動量粗度高さ z_0 も同時に推算される。そこでここでは彼の理論を用いて ARPS と WAM を結合させた。具体的な手法は小林ら (2001) に述べられている。

b) 大気-海洋 領域気象予報モデル ARPS と海洋循環モデル POM とでは, ARPS によって求められる海

* 正会員 工博 岐阜大学助教授 工学研究科環境エネルギーシステム専攻
** 工修 応用技術(株)
*** 岐阜大学大学院 工学研究科環境エネルギーシステム専攻
**** 正会員 工博 岐阜大学教授 工学研究科環境エネルギーシステム専攻

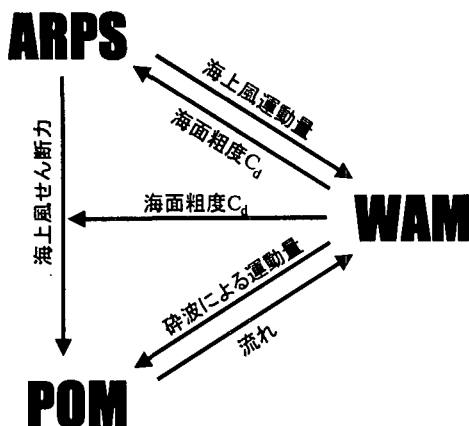


図-1 大気・波浪・海洋結合モデルの構成概要

上風の情報を用いて、POMで海上風から吹送流への運動量を算定した。大気・海洋間では海上風による大気から海洋への運動量輸送だけでなく、逆に海洋から大気への顕熱・潜熱輸送や水蒸気輸送も考慮する必要がある。さらにこれらの熱輸送や水蒸気輸送に伴う、降雨もある。しかし、後で述べるように、本研究では空間スケールで日本海程度、時間スケールで1週間程度を前提としている。この程度の時空間スケールでは大気・海洋間での熱輸送や水蒸気輸送は大気の運動や海洋循環に影響を及ぼさないであろうと考え、ここでは大気から海洋への運動量輸送のみを考慮することとした。

海上風によって海面に生じるせん断力 τ_a は次のように表される。

$$\tau_a = \rho_a C_d U^2 \quad (1)$$

ここで ρ_a は空気密度、 U は海面上 z の高さでの海上風速である。また抗力係数 C_d は

$$C_d = \left(\frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right)^2 \quad (2)$$

である (Komen *et al.*, 1994)。ここで κ は Karman 定数、 z_0 は運動量粗度高さである。図-1 に示すとおり、本研究で構築した結合モデルでは、波浪推算モデル WAM によって得られた抗力係数 C_d あるいは運動量粗度高さ z_0 を用い、式 (1) および式 (2) から海面に作用する海上風のせん断力 τ_a を評価した。

c) 波浪-海洋 波浪推算モデル WAM Cycle 4 では海洋の流れによる波浪の回折も考慮できるようになっている。したがってこの結合モデルでは海洋循環モデル POM による計算結果のうち、海面での流速を動的に WAM に入力することにした。

また碎波に伴って生じる海面せん断力による、波浪から海流への運動量輸送も考慮した。この運動量輸送は特に沿岸部など碎波の発生頻度が大きい領域ではこの運動

量輸送によって誘起される流れが支配的になる。この碎波によって波から流れに輸送される運動量の供給源はもちろん風波に運動量を輸送している海上風であり、吹送流の運動量供給源と同じである。しかしながら、海上風から一度風波を介して流れに供給される運動量の場合、この風波が一度この運動量を保持し空間的に輸送するため、この運動量は海上風から風波に輸送された地点・時刻と碎波を介して風波から流れに輸送される地点・時刻とが異なる。この点で、海上風が直接流れに運動量を輸送する吹送流とは大きく異なる。このような理由から、本研究で構築するモデルでは、この風波から流れに輸送される運動量も考慮することとした。

山下ら (2000) はこの碎波による風波から流れへの運動量を考慮するモデルを提案している。このモデルでは波浪推算モデルで算定される、碎波によるエネルギー損失 S_{ds} が碎波による海面への仕事率であると考え、碎波により海面に作用するせん断力 τ_{br} を次のように定式化した。

$$\tau_{br} = - \int \frac{S_{ds}(k)}{C(k)} dk \quad (3)$$

ここで $C(k)$ は波数 k の成分波の位相速度である。

本研究では式 (3) によって表される碎波により海面に作用するせん断力 τ_{br} を考慮し、図-1 に示すよう、波浪推算モデル WAM で算定される碎波によるエネルギー損失 S_{ds} から碎波によるせん断力 τ_{br} を評価し、このせん断力を海洋循環モデル POM への入力とした。

3. 解析結果

(1) 計算条件

本研究では冬季日本海を対象にその風域場と波浪場の推定を行った。計算領域は図-2 に示す、東経 125°~145°、北緯 29°~49° の領域とし、計算期間は 1997 年 1 月 1 日 0 時から 1997 年 1 月 7 日 0 時までとした。計算条件の詳細を表-1 に示す。

領域気象モデルの境界条件として、側方および上方の境界条件に ECMWF の再解析気象データを用いた。また海域については図-2 に示すように特に太平洋において広い開境界を含んでいるが、今回の解析では日本海を対象としているため、波浪推算モデル、海洋循環モデルともにこれらの開境界も閉境界と同じように扱った。

ARPS では鉛直方向の格子間隔が 250 m であるので、最下層の風速として高さ $z=125$ m での風速 $U(z)$ が得られる。そこでここでは対数風速分布を仮定して、高さ $z=10$ m での風速 U_{10} を算出し、これを WAM に用いる海上風速とした。

領域気象モデルでは初期条件にも ECMWF の再解析データを用いた。また、海洋循環モデルの初期値は流速

表-1 計算条件

モデル	パラメータ	値
共通	計算領域経度	東経 125°~145°
	緯度	北緯 29°~49°
	格子間隔経度方向	0.5°
	緯度方向	0.5°
ARPS	鉛直方向層数	30 層
	層厚	250 m
	計算時間間隔	15 s
	海面抗力係数入力時間間隔	900 s
WAM	周波数分割数	25
	方向分割数	12
	計算時間間隔	900 s
	海上風入力時間間隔	900 s
	海洋表層流速入力時間間隔	900 s
POM	鉛直方向層数	10 層
	最上層の層厚 (日本海中央部)	約 300 m
	計算時間間隔	300 s
	海上風入力時間間隔	900 s
	碎波海面せん断入力時間間隔	900 s

を全てゼロとした。実際には日本海には対馬海流などいくつかの特徴的な流れが存在している。しかしこれらに対して、初期条件として使えるほどの詳細な情報を入手することはきわめて困難である。Bao *et al.* (2000) はメキシコ湾を対象とした大気・波浪・海洋結合モデルを適用する際、8 か月分の事前計算を行い、海洋循環の初期値を作成している。これは、彼らの対象としたメキシコ湾では湾の環境に支配的な環流が存在するため、人工的な台風という仮想的な気象条件下での数値解析であるため気象データが作成しやすい、などという理由があるものと考えられる。これに対して本研究で対象としている日本海では比較的閉鎖性が強く、対象領域全体を支配するような強い海流が存在しないため、ここでは初期値として海流の流速を全てゼロとししても、とりあえず波浪

場や気象に及ぼす影響はほとんどないと判断した。

本研究の結合モデルで対象とする現象の時間スケールは、気象、波浪、海洋の順で小さい。したがって計算時間間隔は ARPS, WAM, POM の順で小さいはずである。しかしここでは WAM による計算時間間隔を POM より大きくしている。これは、計算対象とした期間、日本海では十分発達した低気圧が通過しており、これに伴って海上風域の変化が急激であったため、計算時間間隔を小さくした場合には WAM モデルでは数値発散を避けるために波の急激な発達を抑えるリミッターが動作してしまう、これを避けるためである。

領域気象予報モデルで再現する現象と波浪推算モデルでの現象とを比較した場合、その時間スケールは一般に気象モデルのほうが小さい。そのため本研究でも計算時間間隔は WAM が 900 s であるのに対し、ARPS は 15 s と小さくなっている。そこで ARPS から WAM に渡される海上風速 U_{10} の情報、および WAM から ARPS にフィードバックされる海面抗力係数 C_d の情報はともに 900 s ごとに更新することとした。すなわち WAM では毎計算ステップごとに、ARPS では 60 計算ステップごとに海上風速や海面抗力係数の値を更新することになる。

また海上風風速など、相互のモデル間で交換される情報を極力頻繁に行うようにするため、その時間間隔はそれぞれの情報の提供側と受取側の計算時間間隔の大きいほうとした。ただし、海洋循環モデル POM への入力となる海上風データの時間間隔が 900 s となっているのは、海面抗力係数 C_d の値を提供する波浪推算モデル WAM の計算時間間隔がこの値になっているためである。

(2) 計算結果

先に述べた計算条件に従い、大気・波浪・海洋結合モデルで日本海を中心とした領域の気象・海象の再現を行った。その結果の一例として、計算開始から 5 日後の 1997 年 1 月 6 日 0 時の海上風速分布等を図-3 に示す。図-3(a) の海上風から分かるように、この時刻では日本海および仙台沖に中心を持つ発達した二つの低気圧が存在していた。

ここで比較のために、同時刻における ECMWF の海上風速分布 U_{10} 、およびそれを用いて波浪推算モデル WAM によって推算された有義波高分布 $H_{1/3}$ を図-4 に示す。図-3(a) の海上風の予報結果を図-4(a) の ECMWF の値と比較すると、図-4(a) で見られる、日本海にある低気圧のうち、中心より南側の強風域が図-3(a) では正確に再現されていない。またそれに伴って松江沖での有義波高も、ECMWF の海上風データを用いて推算された図-4(b) の結果に比べて結合モデルでの推算結果図-3(b) では小さい値を示している。ただし

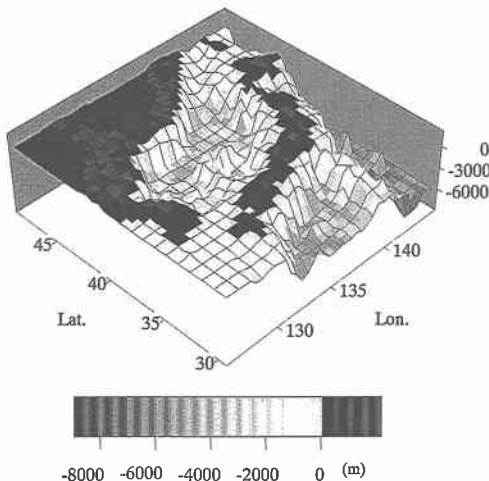


図-2 計算対象領域

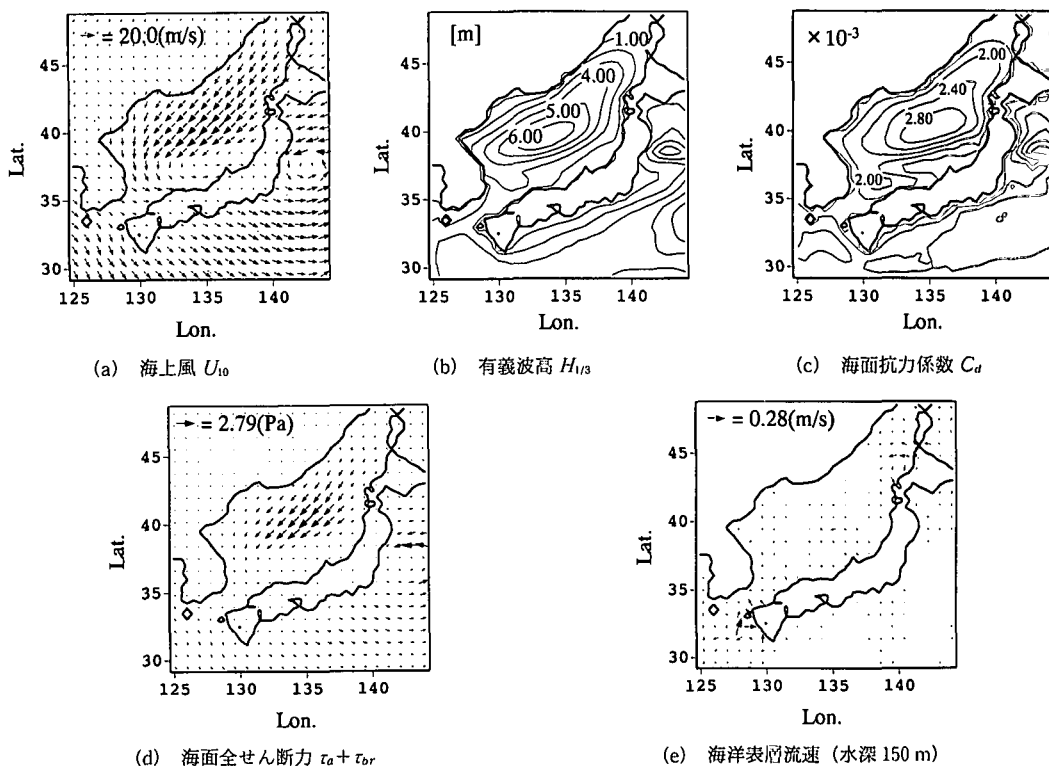


図-3 1997年1月6日0時における海上風速等の分布

ECMWFの海上風データは観測値を用いたデータ同化を行った再解析結果であるなどを考慮すれば、本研究で構築した大気・波浪・海洋結合モデルによる予報・推算結果の全体的な再現性はほぼ満足のいく妥当なものであるといえよう。

また先に述べたように海洋循環の推算では初期値を全てゼロとしており、また計算時間も海洋の現象の時間スケールに比べて小さかったために、図-3(e)の海洋表層流速分布に示されるとおり、明確な流れは発生していなかった。

この図-3の各図に示されるように、本研究で構築した大気・波浪・海洋結合モデルにより、気象や海象に関する各種の情報が総合的に取得できることが分かった。

つぎに結合モデルによる予報・推算結果のうち海洋循環の外力となる海面せん断力について着目する。この海面せん断力には、式(1)で表される、海上風によるせん断力 τ_a と、式(3)で表される、碎波によるせん断力 τ_{br} とがある。そこで図-3と同時刻におけるこれらのせん断力の分布を図-5に示す。

図-5のうち(a)海上風による海面せん断力 τ_a は、図-3(a)に示されている海上風風速分布でその強風域にほぼ対応する日本海中央から北部の領域で強く発生している。これに対して図-5(b)碎波による波から流れへ

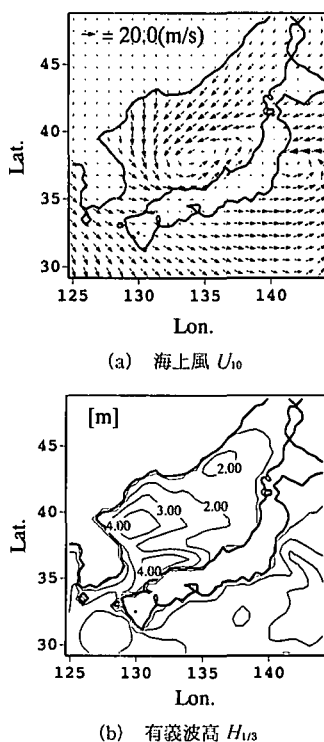


図-4 1997年1月6日0時のECMWFの海上風速分布とそれから推算された有義波高分布

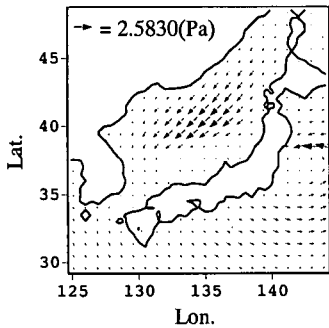
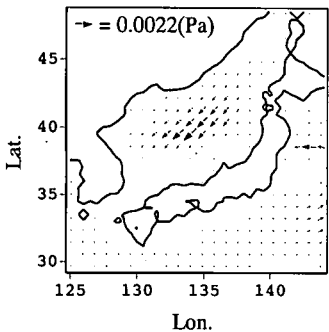
(a) 海上風による海面せん断力 τ_a (b) 砕波による海面せん断力 τ_{br}

図-5 1997年1月6日0時の海上風および砕波による海面せん断力の分布

のせん断力 τ_{br} は図-3(b) に示されている波高分布でその高波浪域である日本海中央付近にやや集中して発生している。このように、海面に生じる種類の異なるせん断力は、この外力の発生原因となる現象により、その発生域が異なることがわかった。ただし、図-5(a) と (b) の海面せん断力の大きさを比べると砕波によるせん断力 τ_{br} は海上風によるせん断力 τ_a よりはるかに小さく無視しう程度であることも確認できた。これは今回は深海域を対象としたため、十分大きな海面せん断力を発生できるほど砕波が発生していなかったためである。

つぎに、大気・波浪・海洋結合モデルによる予報・推算結果から、再現された気象・海象現象の時系列変化に注目した。その結果、大気の運動やそれに伴う波浪運動は時々刻々変化しているのに対し、海洋の流れについては1997年1月1日0時に初期値として静止状態を与えた後、5日後の6日0時においても図-3(e) に示したとおり、顕著な流れには発達しなかった。これより、大気の運動や波浪運動にくらべて海洋循環の時間スケールは大きく、本研究で行った時空間スケール程度では海洋循環を定常としても差し支えない。

4. おわりに

本研究では、運動量輸送に着目し、領域気象予報モデル、波浪推算モデル、海洋循環モデルを組み合わせ、それぞれの相互作用を考慮した大気・波浪・海洋双方向結合モデルを構築した。そしてこのモデルを冬季日本海に適用した。その結果、気象・海象現象に関する各種の情報を得ることができた。また、このモデルの予報・推算結果から、深海域では砕波による海面せん断力は海上風によって生じる海面せん断力に比べてはるかに小さい、大気の運動や波浪運動にくらべて海洋循環の時間スケールは大きい、という気象・海象現象の特徴も示された。このように本研究で構築された大気・波浪・海洋結合モデルは気象・海象現象を総合的に解析するうえで有効であることが分かった。

しかし今後、本結合モデルによる予報・推算精度を向上させより魅力的なモデルにするためには、それぞれのモデルを運動量輸送のみで結合するのではなく、熱や水蒸気の輸送までも含めた結合モデルに発展させる必要がある。また、大気循環、波浪運動、海洋循環のそれぞれの現象間での相互作用をよりの確に表現し、それをモデルに反映させていく必要がある。

謝辞：本研究は文部科学省科学研究助成金基盤研究(B)(2)(課題番号10093329, 代表 安田孝志)によって行われました。ここに謝辞を表します。また解析にはECMWFより提供されました再解析気象データを活用しました。

参考文献

- 小林智尚・足立忠行・水谷英朗・安田孝志 (2001): 大気波浪双方向結合モデルにおける海面粗度の影響, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 226-230.
- 山下隆男・路 明・柳原 弘 (2000): 砕波による海面せん断応力を導入した吹送流の数値解析モデル, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 121-125.
- Bao, J.-W., J. M. Wilczak, J.-K. Choi, and L. H. Kantha (2000): Numerical Simulations of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: A study of hurricane development, Monthly Weather Review, Vol. 128, pp. 2190-2210.
- Günther, H. et al. (1992): The Wamodell Cycle 4 (revised version), Deutsches Klima Rechen Zentrum, Technical Report No. 4, 101 p.
- Janssen, P. A. E. M. (1991): Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting, Jour. of Physical Oceanography, vol. 21, pp. 1631-1642.
- Mellor, G. L., and A. F. Blumberg (1985): Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system, Monthly Weather Review, no. 113, pp. 1380-1383.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster (1995): Advanced Regional Prediction System, Version 4.0, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 380 p.