

MITgcm による内部潮汐波の変形, 台風通過後の海面水温低下の数値実験

李 漢洙¹・山下隆男²・山口弘誠³・大城亨太⁴

MITgcm (Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model) はマサチューセッツ工科大学が開発した大気・海洋循環モデルで, 非静力学的方程式の計算も可能で, 対流のような小さなスケールから, 地球大循環のような大きなスケールまで, 幅広いスケールの現象に用いることができる。また, 直交曲線格子を用いているが, lopped cell により地形の不規則さの問題に対応している。このモデルは気象学, 海洋物理学だけでなく, 海岸工学の方面でも今後の利用が期待されるモデルである。本研究では, MITgcm を用いて, 「内部潮汐波の発生, 伝播, 変形」および「台風通過後の海面水温低下」に関する数値実験を実施した。

1. 緒 言

MITgcm (Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model) はマサチューセッツ工科大学が開発した大気・海洋循環モデルで, 2002 年に公開された。このモデルの特徴は, 大気, 海洋, それぞれの流体を支配する方程式の間の同形性 (isomorphism) を利用し, 一つの流体力学のカーネルで両方のモデルを解く点にあり, 非静力学的方程式の計算が可能で, 対流のような小さなスケールから, 地球大循環のような大きなスケールまで, 幅広いスケールの現象に用いることができる。また, 直交曲線格子を用いているが, lopped cell (切取セル) により地形の不規則さの問題に対応している。このモデルは気象学, 海洋物理学だけでなく, 海岸工学の方面でも今後の利用が期待されるモデルである。本研究では, MITgcm を用いて, 「内部潮汐波の発生, 伝播, 変形」および「台風通過後の海面水温低下」に関する数値実験を実施した。

2. MITgcm の概要

(1) モデルの特色

MITgcm マニュアル (web page for the development/testing version of MITgcm) によれば, モデルの特色は以下のである。(1)基礎方程式の同形性 (isomorphism) を活かし, 一つの流体力学カーネルにより, 大気, 海洋のどちらの現象のシミュレーションにも適用できる。(2)海洋にも非静力学計算を可能とし, 対流のような小さなスケールから, 地球大循環のような大きなスケールまで幅広いスケールの現象の数値解析に適用す

ることができる。(3)直交曲線座標系で有限体積法を用いているので, σ 座標系に起因する数値誤差が無く, 部分セルを定義することで不規則な幾何学形状の境界を扱うことができる。(4)adjoint 法による計算結果の入力変数別応答解析から, 特定事象への多変数の感度分析を行い最適な予測計算方法を決定するシステムをサポートしている。(5)緯度経度座標で生じる格子間隔の不均一性の計算上の不利の問題を回避できる正方球体格子網が使える。

本モデルは構築途中であり, 今後, 1 ユーザーとして, モデルへの大いなる貢献が可能である。

(2) 大気・海洋の方程式系とその同型性

地球流体モデルの基礎方程式は, 次式の, 水平, 鉛直方向の運動方程式, 連続式, トレーサー θ, S 輸送方程式で構成される。

$$\frac{D\vec{v}_h}{Dt} + (2\vec{\Omega} \times \vec{v})_h + \nabla_h \phi = F_{v_h} \dots \dots \dots (1)$$

$$\frac{D\vec{r}}{Dt} + \hat{k} \cdot (2\vec{\Omega} \times \vec{v}) + \frac{\partial \phi}{\partial r} + b = F_r \dots \dots \dots (2)$$

$$\nabla_h \cdot \vec{v}_h + \frac{\partial \vec{r}}{\partial r} = 0 \dots \dots \dots (3)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = S_\theta, \quad \frac{DS}{Dt} = S_s \dots \dots \dots (4)$$

ここに, $\vec{v} = (u, v, \vec{r})$: 流速, $\vec{v}_h = (u, v)$: 水平流速, r : 鉛直座標と鉛直流速。($\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$): 座標系の単位ベクトル, F_a, S_a : a の方程式の外力・拡散項, および作用素は次式で定義される。

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla, \quad \nabla = \hat{i} \frac{\partial}{\partial r} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial r} + \hat{k} \frac{\partial}{\partial r} = \nabla_h + \hat{k} \frac{\partial}{\partial r} \dots \dots \dots (5)$$

ここで, 大気または海洋に対して鉛直座標は気圧または高さ z が用いられ, 鉛直流速は次式となる。

$$\text{atmosphere: } \vec{r} = \frac{Dp}{Dt} = w, \quad \text{ocean: } \vec{r} = \frac{Dz}{Dt} = w$$

1 学生員 工修 京都大学 大学院工学研究科
2 正会員 工博 広島大学教授 大学院国際協力研究科
3 学生員 工修 京都大学 大学院工学研究科
4 学生員 京都大学 工学部地球工学科

$$\dots\dots\dots (6)$$

各座標系で, ϕ はジオポテンシャル高さ, 圧力となる.

$$\text{atmosphere: } \phi = gz, \text{ ocean: } \phi = p/\rho_0 \dots\dots\dots (7)$$

また, b は浮力で次式のように表される.

$$\text{atmosphere: } b = \frac{\partial \Pi}{\partial p} \theta, \text{ ocean: } b = g \frac{(\rho - \rho_0)}{\rho_0} \dots\dots\dots (8)$$

ここに, $\Pi = c_p(p/p_0)^{R/c_p}$ (Exner 関数), c_p : 定圧比熱, R : 気体定数, p_0 : 基準面圧力, ρ_0 : 海水の基準密度である. このような基礎式の同形性を活かして, 高度な解法を駆使した同一の演算用カーネルを用いる.

(3) 非静力学計算

対流のような小さなスケールから, 地球大循環のような大きなスケールまでを解析するため, 海洋モデルにも非静力学計算を導入している. 次式のように, 圧力項を表面圧力, 静水圧, 非静水圧成分に分離する.

$$\phi(x, y, r) = \phi_s(x, y) + \phi_{hyd}(x, y, r) + \phi_{nh}(x, y, r) \dots\dots\dots (9)$$

これより, 水平, 鉛直 (2 成分) の運動方程式に書き換える. 静圧近似では, r は一定とし, 右辺の項を簡略化した水平方向の運動方程式を解いて, 鉛直運動方程式を解く.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial t} + \nabla_h(\phi_s + \phi_{hyd} + \phi_{nh}) &= G\vec{v}_h \\ G\vec{v}_h &= F\vec{v}_h - (2\vec{\Omega} \times \vec{v})_h - \vec{v} \cdot \nabla \vec{v}_h \dots\dots\dots (10) \\ \frac{\partial \vec{r}}{\partial t} + \frac{\partial \phi_{nh}}{\partial r} &= G\vec{r}, \quad \frac{\partial \phi_{hyd}}{\partial r} = -b \\ G\vec{r} &= F\vec{r} - \vec{v} \cdot \nabla \vec{r} - \hat{k} \cdot (2\vec{\Omega} \times \vec{v}) \end{aligned}$$

非静力学計算の場合には, 次式のように, 楕円型方程式を解き非静水圧成分を求め, 運動方程式に入れて解いて流速 3 成分を求める. この場合, 楕円型方程式の解法には共役勾配法を用いている.

$$\begin{aligned} \nabla^2 \phi_{nh} &= \nabla \cdot G\vec{v}_h + \nabla \cdot G\vec{r} - \nabla_h^2(\phi_s + \phi_{hyd}) \\ \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial t} &= G\vec{v}_h - \nabla_h(\phi_s + \phi_{hyd} + \phi_{nh}) \dots\dots\dots (11) \\ \frac{\partial w}{\partial t} &= G\vec{r} - \frac{\partial \phi_{nh}}{\partial r} \end{aligned}$$

(4) 海洋の鉛直混合 (KPP 法)

MITgcm には一般パッケージの他, プロジェクト用のパッケージが登録されている (library ではない). 本計算では, 海洋の鉛直混合モデルとして KPP (Nonlocal K-Profile Parameterization for vertical mixing) を用いてみた. このパッケージは Menemenlis and Heimbach により, Ocean Package に登録されている. KPP の概要は以下のものである (Large et al., 1994). 鉛直方向の量 $X(d)$ のフラックスは次式で表示される.

$$\overline{w \cdot X(d)} = K_x \left(\frac{\partial X}{\partial z} - \gamma_x \right) \dots\dots\dots (12)$$

$$K_x(\sigma) = h \cdot w_x(\sigma) \cdot G_x(\sigma) \dots\dots\dots (13)$$

$$G_x(\sigma) = \sigma(1 - \sigma), \quad \sigma = d/h \dots\dots\dots (14)$$

ここに, γ_x は非局所項, d は水深で, h は境界層厚さで, 海面でのせん断乱流強度と, 流速および浮力勾配, $V(d)$, $B(d)$ で決まる. そのため, 限界 Richardson 数を乱流, 浮力勾配特性を考慮した乱流流速スケール, 流速勾配および浮力勾配で表示したバルク Richardson 数と等価として境界層厚さ h を求める.

(5) 有限体積法による差分化

運動方程式の水平離散化には有限体積法を用い, 内部セルに対しては 2 次の中央差分, 移流項に対しては非線形補間型のフラックスリミターにより衝撃波のような解まで対応できるよう工夫されており, 境界セルに対しては境界形状を正確に計算に導入できるよう, 図-1 のような部分セル (lopped cell) が適用される. この場合, 分割比情報 h_c , h_w , h_s が必要である.

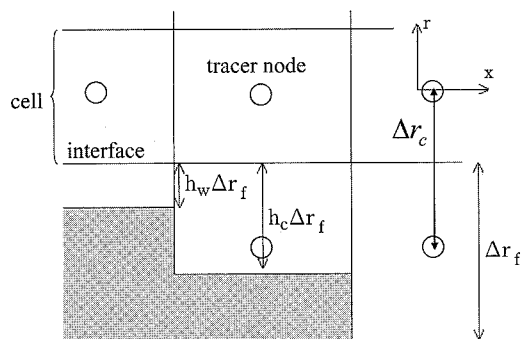


図-1 部分セルの概念図 (MITgcm マニュアルから)

3. 非静力学モードでの内部波の数値実験

(1) 計算条件

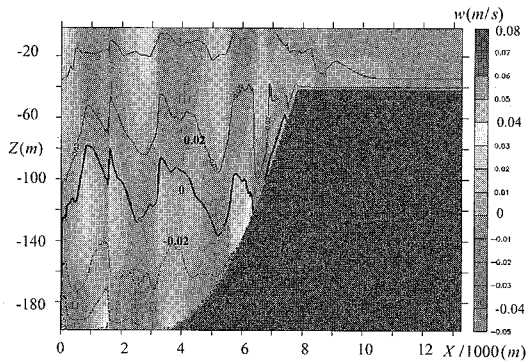
図-2 に示すような限界勾配を有する 2 次元の仮想大陸棚斜面上 (640×60 メッシュ) での内部潮汐波 (M2 分潮) の発生, 伝播, 変形の数値実験を行った. 一方, 同様の条件下での 3 次元計算として, 和歌山県の田辺湾を対象として湾内 (140×140×50 メッシュ) の内部潮汐波の伝播 (20 周潮) の数値実験を非静圧計算で行った (図-3).

(2) 内部波の伝播・変形

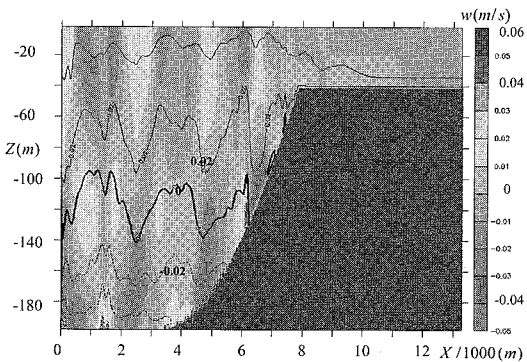
図-2 の上図は静圧モデルでの計算結果で, 下図が非静圧計算の場合である. 大陸棚斜面による内部潮汐波の発生, 伝播・変形を計算した. 鉛直流速強度と波形に静圧, 非静圧計算での相違が顕著に出ていることが確認できる.

図-3 の田辺湾の内部潮汐波のテスト計算では, A-A' ライン上での鉛直流速分布をカラー表示で示した. また, 点 C における温位変化の静圧, 非静圧計算結果の比較

を時系列で, 図-4 に示した. この海域の海底勾配は緩やかであるため, 静圧, 非静圧計算には若干の差異が見られる程度である.

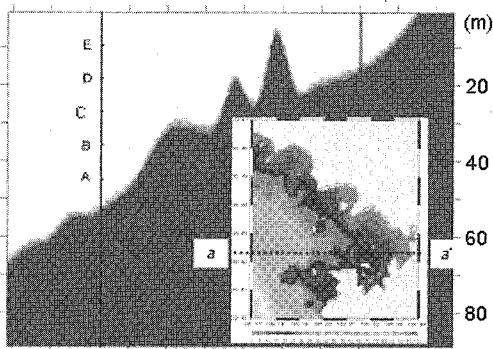


(a) 静力学モデル

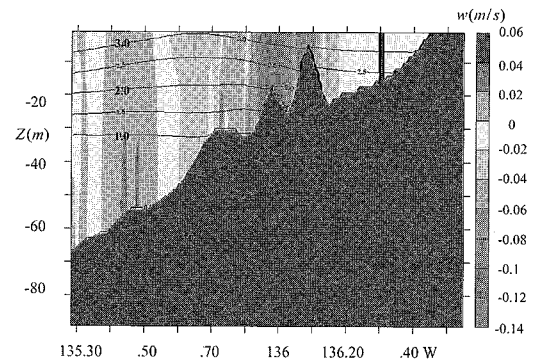


(b) 非静力学モデル

図-2 限界勾配の仮想大陸棚斜面上での内部潮汐波の伝播. 流速: スケールバー, 温位の偏差 (度): 等高線.



(a) 計算領域の地形 (水深)



(b) 非静力学モデルでの内部波の波形

図-3 田辺湾の内部潮汐波のテスト計算. 流速: スケールバー, 温位の偏差 (度): 等高線.

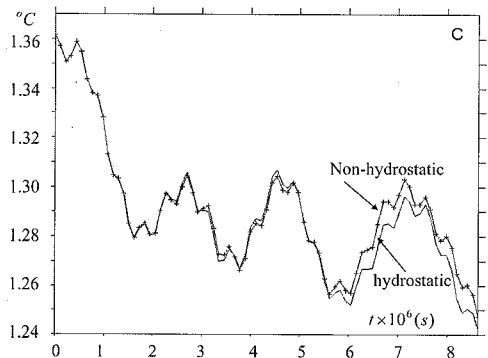


図-4 点Cにおける温位偏差の時間変化における静圧, 非静圧計算結果の比較

4. 台風通過後の海面水温低下の数値実験

台風発達におけるエネルギー供給源は, 主に海面からの潜熱輸送による. その潜熱を適切に推定することは, 台風によってもたらされる降水量の正確な推定につながる. 一方で, 海面からの潜熱輸送量は海面水温によって大きく変化する. そこで本研究では, 台風通過時の海面水温低下現象に着目し, 海面水温の時間変化について検討した. 将来的には, 台風の大気シミュレーションにおける海面からの潜熱フラックスの低下によって, 台風発達の抑制効果を考慮することを見据えている.

一般的に, 台風通過後に起こる海洋の応答として, 海面水温の大幅な低下がある. 先行研究により, 台風進行方向右側で卓越する乱流混合・台風進行方向後方で生じる湧昇・台風の移動速度によって応答が異なる近慣性流, これらの寄与するところが大きいことが示されている (Ginis ら, 1993). これらの現象は, 大気・海洋結合モデルによって追算されつつある (Wada, 2002). しかしながら, 湧昇流, つまり鉛直方向の流れを適切に表現可能な非静水圧モデルを用いた計算例がほとんどない.

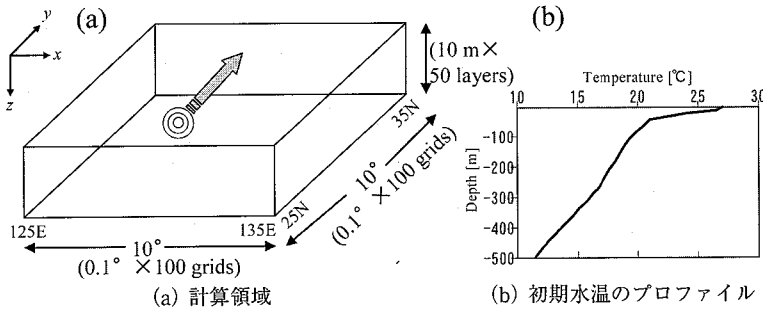


図-5 計算条件

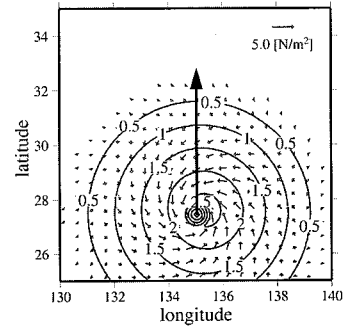


図-6 初期時刻における wind stress 分布

そこで本研究では、2002年に公開された非静力学海洋モデル MITgcm を用いた海洋の数値実験を実施し、台風通過後の海面水温低下機構を明らかにする。

(1) 初期条件

計算ドメインは、図-5に示す経度・緯度(100×100×50メッシュ)で500mの一樣水深とし、鉛直方向の分解能は10mである。初期水温の鉛直分布は、2003年8月7日の紀伊半島沖でのJCOPEの水温分布を与え(表層28℃、水深10~30mに季節温度躍層があり、その下は21℃から12℃までほぼ直線的に変化する)、水平方向には一樣とした。初期塩分分布は35psuで全て一樣とした。初期流速場はゼロとした。

(2) 境界条件

海面境界条件として、風による応力と気圧を台風の外力として見立てた。図-6に示すように風の応力分布の設定として、台風中心部の最大値は、2.5 N/m²(風速換算で約30 m/s)とした。また、この分布形はランキン渦を仮定し、さらに現実の場に近く見立てるため東側に強く偏りをもたせてある。気圧分布の設定として、台風中心の最小値は、950 hPaとし、対数分布で与えた。また、図中の矢印は台風の進路であり、北緯27.5度から32.5度まで北進させた。その際の台風の移動速度は、10.0 m/sとした。

(3) 計算結果

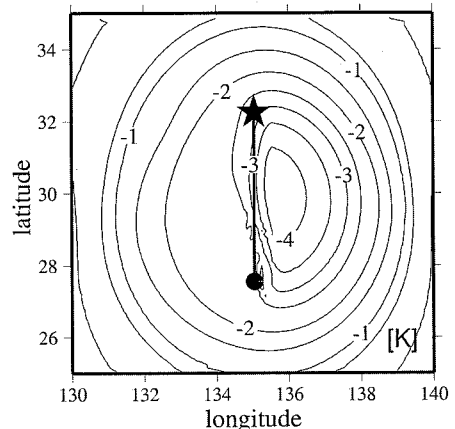
図-7において、台風を丸印から星印まで移動させたとき(約48時間後)、表層での海面水温変化は、初期値からの偏差にして最大で4.3℃の低下が計算された(図-7(a))。特に水温低下が大きかった位置は、台風進路の右側・後方で顕著であり、これらは先行研究の結果とよく一致している。また、4.3℃という値も過去に実際に観測された値と類似している。表層での流速分布(図-7(b))では、台風中心付近における強い発散流が支配的であり、特に台風進路右側において顕著である。これは、風の応力が反時計回りの分布であるから、つまり台風右側では台風進路と風向きが一致しているから、

及び、台風の中心付近の応力分布を、右側を少し強めに設定したからである。また、流速に依存する混合層深度(図-7(c))の分布形は、水温偏差(図-7(a))と非常に類似していた。このことは、水温低下が乱流混合による寄与が大きいことを意味する。図-7(d)には、台風進路から0.5度東側の経度における水温偏差および鉛直流速の鉛直断面図である。水温偏差では、混合層の上層(水深35m以浅程度)における水温低下と混合層の下層(水深35m~70m程度)における水温上昇が確認でき、これは乱流混合における寄与が大きいことの裏付けと考えられる。鉛直方向上向きの流速からは、台風進路後方における湧昇流が確認できる。ここには示していないが、図-7(d)の陰影が強い部分では、値にして1℃未満の水温低下が計算されたが、これは湧昇流による底層に位置する冷水を引き上げたものと理解できる。

(4) 台風の移動速度および海面熱フラックスの影響

台風の移動速度をゆっくりとした場合(ケース1)および海面での熱フラックスを考慮した場合(ケース2)のケースについて水温偏差を比較した。

前節の設定条件は、10.0 m/sであったが、ケース1



(a) 最表層での初期時刻からの水温偏差 (K)

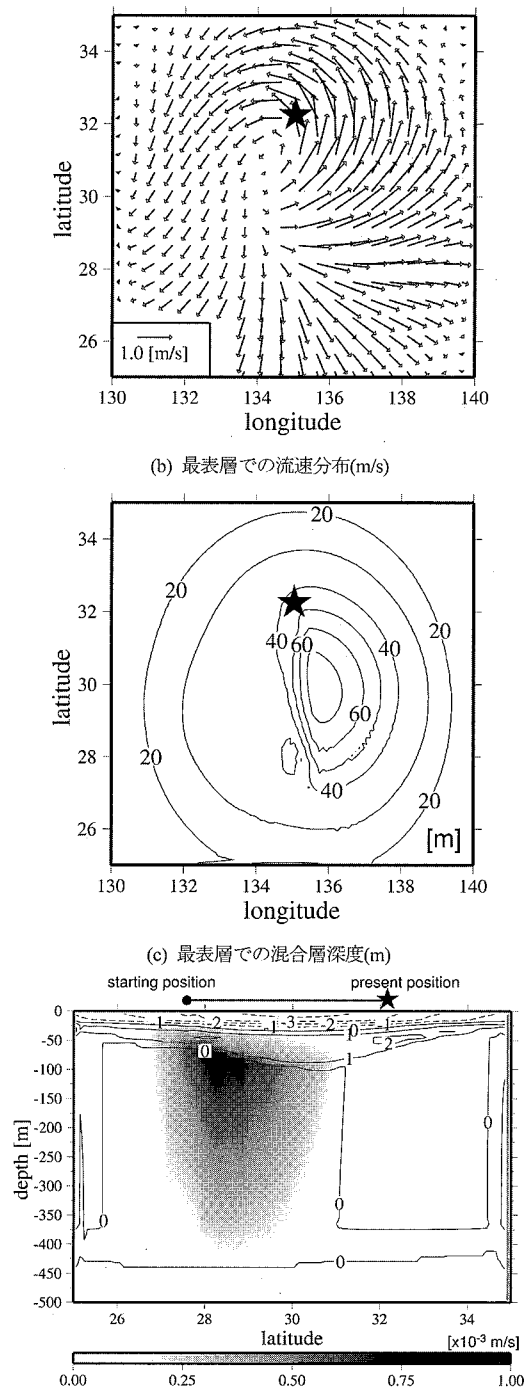


図-7 台風を黒丸から星印まで移動させたときの水温, 流速, 混合層深度, の鉛直分布

では 2.5 m/s と非常にゆっくりとした移動速度に設定して計算した。その他の条件やパラメータに関しては全て等しいとした。初期時刻からの水温偏差の分布形は前節のケースと非常に類似しているが、水温の最大低下量は約 5.5℃であり、前節と比べて更に約 1.2℃ほど大きく低下していた。混合層深度も大きいところで約 90 m であり、乱流混合が更に強まった結果が得られた。

ケース 2 では、短波放射・長波放射・潜熱フラックス・顕熱フラックスを考慮した計算を行った。過去の台風の事例から、台風時の熱フラックスを概念的に簡略化し、次のように与えた。台風の目の部分、台風の強風域の外側の部分、その中間部分の 3 つの部分に分類し、まず、短波放射をそれぞれの部分ごとに、800, 800, -150 W/m² (ただし、下向きを正)、同様に、短波放射以外の熱フラックスをそれぞれの部分ごとに、300, 500, -300 W/m² (ただし、下向きを正) として与えた。その他の条件やパラメータに関してはケース 1 に全て等しいとした。熱フラックスを考慮することで、低下量の大きい位置でケース 1 から更に約 0.5℃の低下が計算された。全体として約 6℃の低下量に対して、海面での熱フラックスを考慮したときの更なる 0.5℃の低下量は、乱流混合によるものと比べるとかなり小さい計算結果を得た。

5. 結 語

MITgcm の概要を紹介し、これを用いて、内部潮汐波の発生、伝播、変形および台風通過後の海面水温低下に関する数値実験を実施した。本研究の成果を要約すると以下のようである。

- (1) 大気・海洋結合モデルによる数値解析に、気象学、海洋学だけでなく、海岸工学の方面で、今後の利用が予測される MITgcm の概要を総括した。
- (2) MITgcm を用いて、「内部潮汐波の発生、伝播、変形」および「台風通過後の海面水温低下」の数値実験を実施し、このモデルが海洋シミュレーションにおける非静力学的モデルとして活用できそうであることを示した。

参 考 文 献

- Bender, A. M., I. Ginis and Y. Kurihara (1993): Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model, J. Geophys. Res., 98(D12), pp. 23245-23262.
- MITgcm web page: http://mitgcm.org/pelican/online_documents/node2.html
- Wada A. (2002): The processes of SST Cooling by Typhoon Passage and Case Study of Typhoon Rex with a Mixed layer Ocean Model, Paps. Meteor. Geophys., 52, pp. 31-66.