

非静力学大気波浪海洋結合モデルを用いた台風-海洋相互作用の研究： 海洋上部貯熱量変動の台風強度に与えるインパクト

課題責任者

坪木 和久 名古屋大学 地球水循環研究センター（2015年10月1日より宇宙地球環境研究所に改組）

研究分野

気象学

1. 研究の目的と意義

台風などの熱帯低気圧の最大強度は海面水温によって大きく規定される（たとえば Emanuel (1986, JAS) の最大可能強度）。しかしながら、海面水温は海洋の熱エネルギーにかんする一側面と考えるべきで、むしろ海洋上部の海水が持つ貯熱量のほうが本質的である。このことは研究者の間では知られたことであったが、昨年のNHKスペシャルで放映されたメガディザスター「スーパー台風」で取り上げられ一般にも関心が高くなった。海洋上部の貯熱量は、季節変化やエルニーニョ・ラニーニャなどの海洋の長期変動、さらに地球温暖化などで変動するが、その変動が台風、特に最も強いクラスの台風であるスーパー台風の強度変化にどのようなインパクトを与えるかは未解明である。Haiyan (2013) や Megi (2010) などのスーパー台風に対して、海洋内部の水温上昇が関係しているという指摘もあるが、明確な答えは得られていない。そこで本申請課題では、これまでに整備してきた非静力学大気海洋結合モデルを用いて、海洋上部貯熱量の変動が台風の強度に与えるインパクトを明らかにすることを目的として、台風 Haiyan (2013)、Megi (2010)、サイクロン Pam (2015) などのスーパー台風のシミュレーションとインパクト実験を実施する。

これらの熱帯低気圧は比較的低緯度に発生するものであるが、地球温暖化の進んだ未来では、日本付近の海面水温は現在のその領域程度にまで達する。Tsuboki et al. (2015, GRL) は、今世紀末ごろには海面水温の上昇によりスーパー台風が日本付近に達することを示した。上記の現在低緯度に発生するスーパー台風に対する海洋内部のインパクトを明らかにすることは、将来の日本付近の最強台風の強度予測の精度を上げることにつながるものである。また、海洋内部の温度変化を計算する結合モデルを用いて台風のシミュレーションをすることは、台風と海洋の間の熱エネルギーの交換をより正確に計算することになり、台風強度のより正確な予測につながるものである。さらに台風が海洋に与えるインパクトについても調べることが可能になり、海洋の短時間変動の一つを明らかにすることにつながる。

2. 研究内容

これまでの特別推進課題で整備した、放射過程を導入した非静力学大気海洋結合モデルをもちいて、海底から

大気上端までを計算領域とした高解像度シミュレーションを実施する。このような結合モデルは国内では唯一であり、大気も海洋も非静力学系である結合モデルは世界的にも他にはほとんど見当たらない。結合モデルを構成する大気側のモデルは、名古屋大学地球水循環研究センターで開発された雲解像モデル CReSS であり、海洋側のモデルは海洋研究開発機構で開発された非静力学海洋モデル NHOES である。これらはともに純国産のモデルであり、地球シミュレータで開発されたモデルである。このため結合の親和性が高く、容易に任意の解像度での結合が可能で、かつ地球シミュレータで効率の高い計算が可能である。

本申請課題では、これまで実施してきた特別推進課題でより明らかになってきた、海洋上部の貯熱量変動の台風に対するインパクトに問題点をしぼり込んで研究を実施する。2013年にフィリピンに甚大な被害をもたらしたスーパー台風 Haiyan や同様の台風 Megi (2010)、さらに2015年3月に南太平洋のパヌアツに大きな被害をもたらしたサイクロン Pam を例として、結合モデルを用いて、これらのシミュレーション実験を行いその再現性を検討する。さらに同じような海面水温分布で貯熱量の異なる海洋を用いて、貯熱量の変動の台風強度に与えるインパクトを調べる。

これらのシミュレーション実験で用いる海洋のデータは JCOPE2 を用いる。近年の海洋のデータは JCOPE2 により与えることができるが、1990年代まで遡って、海洋のデータを与えることも検討しており、その場合は地球シミュレータセンターの所有する OFES のアウトプットデータを利用する。

3. 研究成果

3.1 Cyclone Pam の強度に対する海洋の影響

3.1.1 はじめに

2015年3月9日06UTCに南半球低緯度域(8S付近)で発生した tropical storm は、その後 Cyclone Pam として発達しながら南西太平洋を南下し、3月12日18UTCには Category 5 (Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale) まで勢力を強めた。13日12UTC頃、南太平洋島嶼国のパヌアツ共和国域を通過し、首都ポートヴィラに最接近したのをはじめ、同国に甚大な災害をもたらした。南西太平洋で観測される tropical cyclone (TC) で Category 5 に達する非常

に強い TC は少なく (2010 年の Ului 以来)、Cyclone Pam は興味深い事例である。本研究では Cyclone Pam の事例について数値モデルを用いて海洋の条件を変えた実験を行い、Pam の強度 (中心気圧) の時間変化を調べた結果を報告する。海面水温 (Sea Surface Temperature, SST) を通じて台風強度に影響を及ぼす海洋の効果を調べるために、SST 固定および、一次元及び三次元の海洋モデルと結合した大気海洋結合モデルを利用し、海洋結合・非結合の数値実験を行った。これら実験での再現された Pam についての強度比較から、環境場、特に海洋の影響を考察する。

3.1.2 モデル設定

数値実験には大気及び海洋の領域モデルを用いた。大気は非静力雲解像大気モデル CReSS (Tsuboki, 2007) を用いた。海洋結合実験では、一次元海洋結合実験 (1D 実験) はモデルに海洋上層のみを扱う鉛直熱拡散方程式を解くスラブモデル、三次元結合実験 (3D 実験) では大気海洋結合モデルとして CReSS-NHOES (Aiki et al., 2015) を採用した。大気の初期値・境界値として JMA/GSM-GPV を、三次元海洋の初期値・境界値には、JCOPE2 再解析値を利用した。SST 固定実験には JMA/MGDSST および JCOPE2 の最上層を SST として利用した。

Cyclone Pam は、twin cyclone として発生し (もう一方は北西太平洋の台風 T1503 Bavi に発達)、発生時に赤道付近低緯度域には強い西風が観測された。その後 Pam は南半球の夏季の SST の高い海上 (10S-15S) をほぼ南に 10 日から 13 日にかけて発達しながらゆっくり進み、以降加速しながら 15 日には 30S 付近に到達した。これらの twin cyclone が約 1 週間で移動しながら強度変化する様子をシミュレーションするために、計算領域は 37.89S-13.29N, 142.11E-74.57W の広い領域をとり、twin cyclone とそれらができる環境を計算した。空間解像度は Cyclone を構成する積雲を表現できる水平解像度 2km で、格子数 3587 × 2563、大気鉛直 67 層のとした。実施した実験の条件について表 1 にまとめる。実験は、3 月 10 日 06UTC を初期時刻とした海洋結合・非結合の実験のほか、初期時刻による強度の違いを見るために、計算開始時刻を前後 ± 6 時間ずらした実験も行った。それぞれの実験について 7 日積分を行った。

表 1 Cyclone Pam 数値実験設定

実験名・海洋条件	鉛直層	初期時刻
fix SST	surface (SST) のみ	2015/03/06 UTC
1D (slab ocean)	30m 厚さ (60 層)	2015/03/06 UTC
3D (CReSS-NHOES)	海底地形あり 100 層 (鉛直 stretch 座標)	2015/03/06 UTC
1D (放射あり RRTM)	30m 厚さ (60 層)	2015/03/06 UTC
1D -6	30m 厚さ (60 層)	2015/03/00 UTC
1D +6	30m 厚さ (60 層)	2015/03/12 UTC

3.1.3 プログラム性能

本課題での計算は、海洋結合・非結合実験ともにフルフラット MPI 並列で実行し、地球シミュレータ (新 ES)

の 256 から 1024 ノードを実験に利用した。利用したノード数と経過時間、ピーク性能比を表 2 に示す。海洋結合 (1D) 実験 256 ノードの計算に対し、計算コスト的にはほぼ変わらない海洋非結合 (fix SST) 実験 1024 ノードの計算においてもピーク性能が 10% 近く出ている。海洋の三次元変動を計算するため計算コストが増える海洋結合 (3D) 実験でも、7.36% と効率よく計算されている。一方、放射コードは計算式の構造上ベクトル化できない部分が多く、コストがかかるため性能を阻害する要因となっている。表 2 における 512 ノード利用において 1D 実験 256 ノード利用より性能が大きく落ちたのはこのためである。なお、この Pam の計算では、放射コードの一部をインライン展開、ベクトル化阻害部分を取り出して別ループでの処理、ベクトル化できない部分に作業配列を利用したスカラ処理を採用する、など新 ES 向けチューニングを最大に行ったものを利用して実施している。

表 2 Cyclone Pam 実験ノード数・計算時間

実験名	ノード数	計算時間 (elapsed time)	ピーク性能比
fix SST	1024	10 時間 51 分	9.72%
1D (slab ocean)	256	31 時間 40 分	11.88%
1D (放射あり RRTM)	512	14 時間 23 分	6.26%
3D (CReSS-NHOES)	512	26 時間 17 分	7.36%

3.1.4 結果

すべての実験において、積分開始後の 10 日から 12 日にかけて、10S-12S 域で Pam のゆっくりした南下とその後速度を上げた南下をほぼ再現した (図 1)。Pam と赤道をはさんで北半球にほぼ対称的に位置した台風 T1503 が発達する様子も再現された (図略)。10 日 06UTC を初期値とした結合・非結合実験 (fix SST, 1D, 3D) 間では、経路の違いはほとんど見られず、この 10 日 06UTC 開始が最も観測に近く、積分期間全体を通して最も観測に近い経路を再現した (最大東へ約 200 km のずれ)。一方、初

PAM Tracks: fixed SST, 1-D ocean, 3-D Oceans(JCOPE2) and observation Track, (SWO: S38E142)

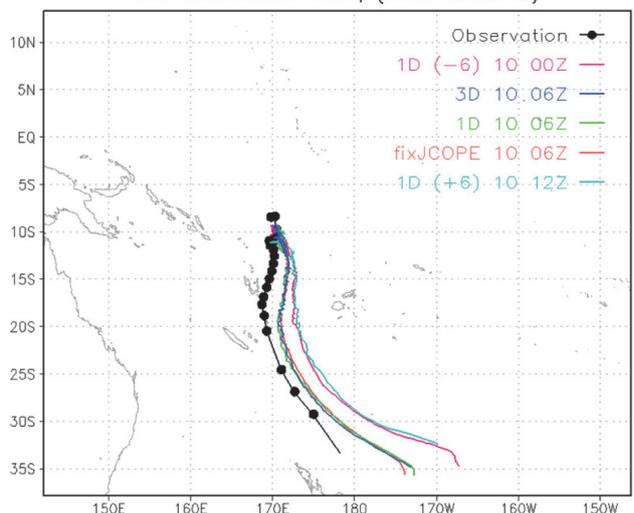


図 1 大気海洋 1D/3D 結合・非結合実験における Pam の経路。(計算領域の一部分を拡大)。

期時刻を -6 時間、+6 時間ずらした 1D 実験では 10 日 06UTC 開始の経路よりさらに東に 200 km ずれた (図 1)。中心位置の緯度を観測と比較すると、計算開始から 14 日 00Z まで観測とほぼ同じ緯度に位置し、14 日 12Z ごろになると観測 (24.5S 付近) より 1 度ほど北に位置し、以後、観測より移動が遅れた。すべての実験の初期時刻で、Pam の渦中心はほぼ同じ位置にあるが、Pam の再現において用いた初期時刻の環境場のわずかな違いがその後の経路に影響したことが示唆される。

図 2 に観測と各実験の中心気圧の時間変化を示す。NESDIS Tropical Cyclone Products, (<http://www.ssd.noaa.gov/PS/TROP/DATA/2015/tdata/spac/17P.html>) によると、Pam の中心気圧は発生の 10 日頃の 980hPa から急速に低下し 3 月 13 日には 17S, 169E 付近で 880 hPa の最低気圧を示した。一方、放射を導入した 1D RRTM 以外のすべての実験において、計算開始後の中心気圧の低下の傾向は観測とほぼ同じ傾きで減少を示すが、気圧の低下は観測に約 1 日遅れて現れ、計算期間中の最低気圧は 14 日 06UTC 頃に現れた。経路が観測に最も近かった 10 日 06Z 初期値の実験間では、海洋結合 3D 実験で観測に近い最低中心気圧 885hPa を示した。一方、SST を初期時刻に固定した海洋非結合実験 (fix SST) では 850hPa に達し強くなりすぎるのに対し、上層のみの海洋結合を扱う 1D 実験では 900hPa と最低中心気圧が弱まった。どの実験でも、計算初期 (3/10 ~ 3/11) において、Pam は低緯度 10S 付近に位置し中心気圧 980hPa からゆっくり低下しながら高い海面水温 (SST) の領域を移動し、この間の実験間の気圧差は小さい。その後 (3/12 ~ 3/14 12Z)、12S-23S を移動しながら中心気圧は急低下するに従い、海洋との相互作用により気圧低下の抑制が生じ、結合 (1D,3D) 実験と非結合 (fix SST) 実験間で差が生じる。13 日 00Z 以降は、1D 実験より 3D 実験の中心気圧が低い (サイクロンが強い)。SST の分布をみると、3D 実験では初期に移動速度が遅い Pam の通過に伴う海洋下層からの湧昇および混合による冷却が起こり、経路上 (後流部分) に SST の低下が現れており、これが fix SST に比べて強度抑制が起きた要因である (図略)。一方、経路上に SST 低下がみられない 1D 実験より 3D 実験の強度が強い理由は、Pam の強度を決める中心域の SST 分布及び海

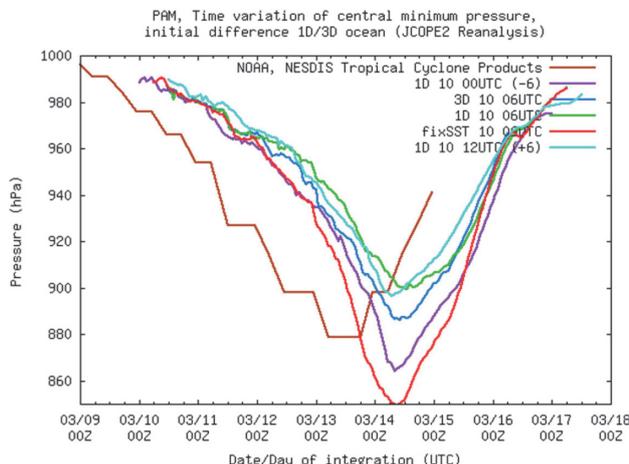


図 2 結合・非結合実験における Pam 中心気圧時間変化。

洋からの熱供給 (潜熱フラックス) が 3D 実験では大きかったことによる (図略)。また海洋内部の水温分布についても調べてみると、3D 実験では熱帯低気圧の強度に影響すると考えられている海洋貯熱量を決める水温 26 度 C の深さが経路上熱帯から 25S 付近まで十分深かった (30m 以上)。これが、Pam において海洋との相互作用があっても、バヌアツ通過付近でもカテゴリ 5 と Pam が十分強い強度を保てた理由として考えられる。

なお、海洋結合 1D 実験で放射 RRTM を 10 分間隔で計算した 1D RRTM 実験では、他の実験に比べ気圧の低下が弱く、Pam の再現性に問題があるため、今回の解析に用いていない。放射過程と熱帯低気圧の強度の関係に関しては物理的な検証を必要とするため、今後の課題とする。

3.2 台風 Haitang (T0505) の高解像度 (2km) 大気海洋結合実験

2005 年に台湾に上陸し、台湾島上で一度南下する特徴的な経路を取った台風 Haitang (T0505) について、1D, 3D 海洋結合実験を行った。この T0505 の事例は、先行して行った 4km 解像度での実験で、海洋結合による台風中心気圧の抑制、通過経路上の SST 低下のほか、台湾北東岸および台湾海峡で T0505 通過後に観測された沿岸湧昇・上層混合による水温低下 (Morimoto et al., 2009) を海洋結合 3D 実験で再現した (吉岡ほか, 2010 年気象学会秋季大会報告)。本課題では同実験設定で解像度を 2km にして実験を行った。領域 18N-28N, 118E-135E (格子数 711 × 483 × 67) で 7/15 00UTC より 10 日積分を行った。

2km の結合実験では、4km 解像度での実験と同様、台湾上陸時に一時南下する複雑な経路も含む期間全体の経路を再現した (図 3)。中心気圧の時間変化をみると、最低気圧の現れる時間は観測に比べて 1 日遅れているが、海洋結合 1D,3D 実験においてほぼ観測に近い 920hPa を再現した (図 4)。4km 解像度の実験では、最低中心気圧は 2km 解像度実験と同様に観測から 1 日遅れるが、海洋結合で 950hPa、非結合でも 940hPa と弱く再現された。これは初期値・境界値に用いた JMA RANAL (40km 解像度) が T0505 をあまり強く表現していないことに起因すると

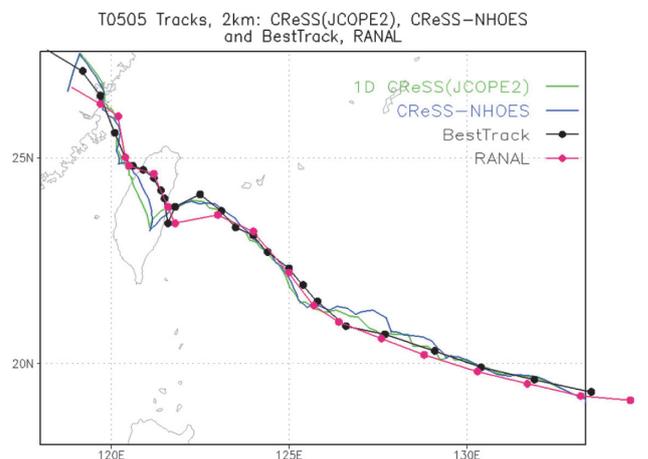


図 3 台風 Haitang (T0505) の海洋結合実験における経路およびベストトラック。

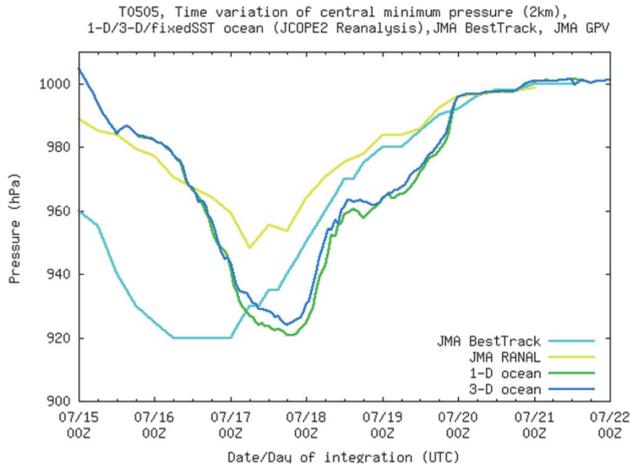


図4 台風 Haitang (T0505) の中心気圧変化。海洋結合 1D,3D 実験、JMA RANAL 中心気圧 (初期値・境界値) およびベストトラックの値を示す。

考えていたが、用いる数 10km の初期値・境界値で観測より弱く表現されている台風でも、高解像度で実験にすることにより強度を観測に近く再現することができることが今回の実験で示された。海洋結合実験で観測に近い経路および強度の時間変化を再現できることは、観測される現実の台風の大気海洋相互作用を数値モデルによりメカニズムを調べるにあたっての有用性を示したといえる。

3.3. 伊勢湾台風における放射過程のインパクト

3.3.1 はじめに

台風の上空には巻雲が広がり、その水平スケールは数 1000km に及ぶ。このため、放射過程を適切に取り扱うことは台風の強度予測に非常に重要である。また、放射過程は計算負荷が大きいため、一般的には数 10 分に一度の頻度で計算を行う。そこで、本研究では放射過程に RRTM (Mlawer et. al, 1997) および MSTRN-X (Sekiguchi and Nakajima, 2008) を組み込んだ雲解像モデル CReSS を用いて、放射過程が台風の強度予測に与える影響について調べた。

3.3.2 実験設定

対象とした事例は伊勢湾台風 (T5915) と 2009 年 14 号台風 (T0914) である。CReSS の水平格子間隔は T5915 に対して 2km、T0914 に対して 0.04 度 (約 4km) と 0.02 度 (約 2km) で実施した。RRTM による放射計算を行う間隔を T5915 に対しては 10 分 (R10) と 30 分 (R30)、T0914 に対しては 5 分 (R05)、10 分 (R10)、15 分 (R15) とした。MSTRN-X による放射計算の間隔はいずれも 10 分 (MR10) とし、実施した。また、それぞれの事例に対して放射計

表 3 各計算の設定および実行時間 (単位: 時間)。# の列は使用したノード数を表す。ただし、T5915 における MR10 は 128 ノードを使用した。

	格子間隔	次元	#	NORAD	R05	R10	R15	MR10
T0914	0.04°	387x483x67	8	5.5	18.5	10.7	9.0	—
T0914	0.02°	771x963x67	16	20.5	39.8	31.5	28.0	47.5
T5915	2.0km	1539x1539x67	64	8.1	—	10.5	—	28.2

算を行わない実験 (NORAD) も実施した。初期・境界条件には、T5915 に対しては JRA-55 を、T0914 に対しては GSM 及び MGDSSST を用いた。表 3 にそれぞれの実験における、計算格子設定と、使用ノード数、そして実行時間の一覧を示す。積分時間は T0914 については 5 日間とした。計算ステップ数は 0.04 度格子実験で 108,000、0.02 度格子実験で 216,000 となる。これに対して T5915 の積分期間は 3 日間で、計算ステップ数は 129,600 である。なお、本計算において、放射スキームコードの最適化を施す前に実施したもので、特に MSTRN-X を用いた放射過程の計算を行うと、非常に実行時間が大きくなる事が分かる。

3.3.3 結果

図 5 に T5915 実験における、中心気圧の時系列を示す。NORAD では、9 月 25 日 06UTC 以降、ベストトラックよりも 20hPa 以上発達をしているのに対して、R10、R30 では、過発達傾向にはあるものの、その差は 10hPa 未満に改善されている。NORA と R10 や R30 とは雲水の分布が大きく異なっており、放射過程の計算を行うことにより、領域全体に雲水が広がった (図 6)。このため、地表面での正味の放射量が NORAD よりも少なくなり、台風周辺の SST が RAD よりもほぼ全領域で低くなった (図 7)。この SST の低下が NORAD と比較して台風の中心気圧が高くなった原因の 1 つと考えられる。図 8 上は 9 月 26 日 0UTC の T5915 の中心から 800km までの接線平均された正味の加熱率の半径 - 高度断面図を示す。台風壁雲とそこから吹き出した上層雲の上部で負の加熱率、上層雲の下部と眼の上部で正の加熱率となっていた。眼の中・下層および壁雲領域外の下層で負の加熱率を示し、これらの領域で大気安定化していた。中心気圧の時系列は放射過程に RRTM と MSTRN-X の間で、計算期間前半ではほぼ違いが見られな

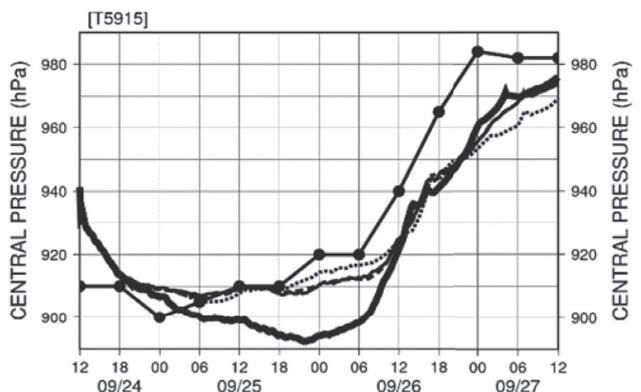


図 5 T5915 の中心気圧の時系列。黒丸を結んだ線はベストトラックを表す。太実線は NORAD、細実線と破線はそれぞれ、R10、R30 を表し、点線は MR10 を表す。

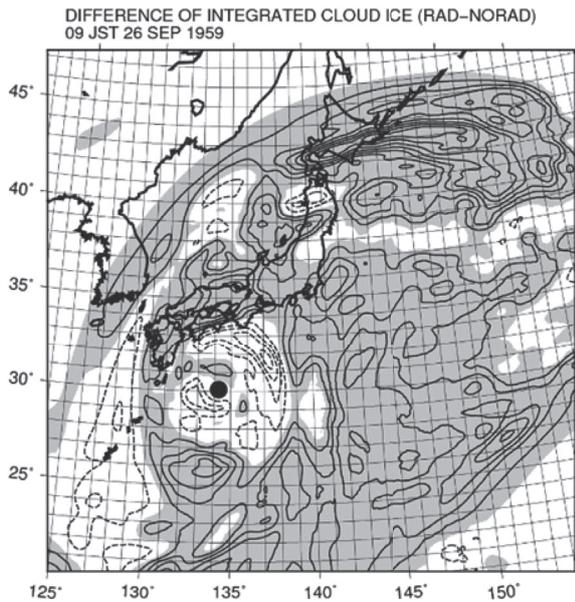


図6 T5915 実験における、鉛直積算雲氷混合比の R10 と NORAD の差。等値線は 0.05kg/m^2 間隔。陰影は R10 の方が多いことを示す。図中黒丸は台風中心を表す。

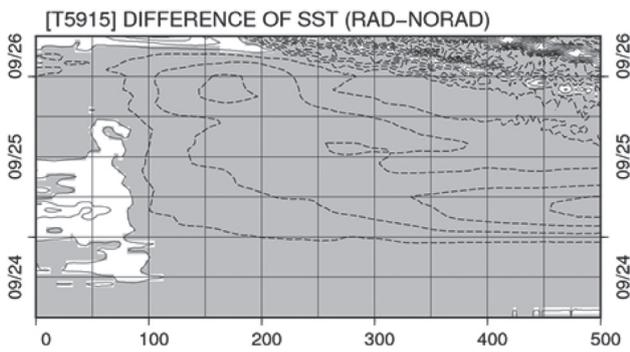
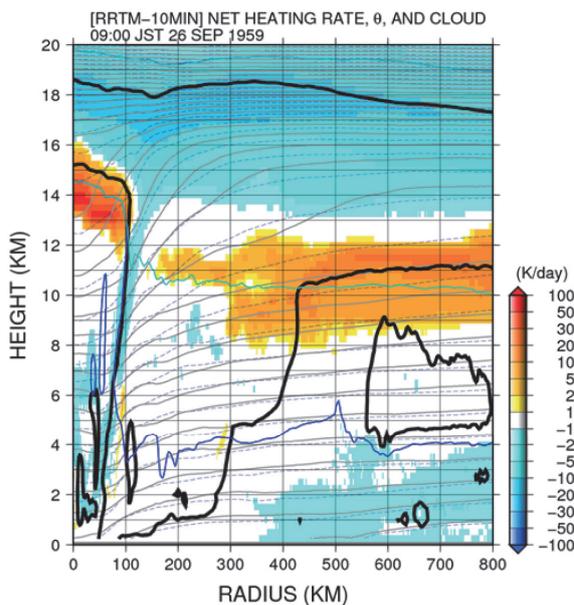


図7 T5915 実験において、台風中心から 500km までの接線平均された、SST の R10 と NORAD の差の時系列。等値線の間隔は 0.1°C 。陰影は R10 の方が低いことを示す。



かったが、9月25日18UTC以降約5hPa、MSTRN-Xの方が、中心気圧が高く推移した(図5)。放射加熱率を比較すると(図8)、MSTRN-Xの方が上層の正の加熱率の領域が広がっていた。また、眼上部の正の加熱率の領域がRRTMと比較して高い位置に分布していた。

T5915において、最低中心気圧と最大地上風速はR10とR30、そしてMR10の間でほぼ同じであった。放射過程を入れることにより、中心気圧約15hPa上昇し、地上風速約4m/s弱くなった(表4)。これに対して、T0914では、水平格子間隔0.04度の実験で、最も中心気圧の高いR05と最も低いR15では約10hPaの差が見られた(表5)。NORADとの比較では、最も発達したR15と比較しても約20hPa放射過程を入れることで弱くなった。MSTRN-Xを用いて10分間隔で計算した結果(MR10)はR15と同程度の結果を示した。水平格子間隔を0.02度にした実験では、R10からR15の間に見られた差がやや小さくなった。このように、T0914では、水平格子解像度や放射計算間隔依存性が見られた。T5915でこのような依存性が見られなかったのは、上層の氷晶雲が非常に広範囲に広がっていたため、T0914と比較して、水平的にほぼ様な放射特性を示すためと考えられる。

表4 T5915 の各実験における、最低中心気圧と最大地上風速。

	NORAD	R10	R30	MR10
最低中心気圧 (hPa)	891.6	907.1	905.9	904.8
最大地上風速 (m/s)	64.1	61.2	60.2	61.8

表5 水平格子間隔 0.04 度の T0914 の各実験における、最低中心気圧と最大地上風速。

	NORAD	R05	R10	R15	MR10
最低中心気圧 (hPa)	912.9	940.5	941.4	932.9	931.3
最大地上風速 (m/s)	63.1	56.6	54.5	58.9	58.6

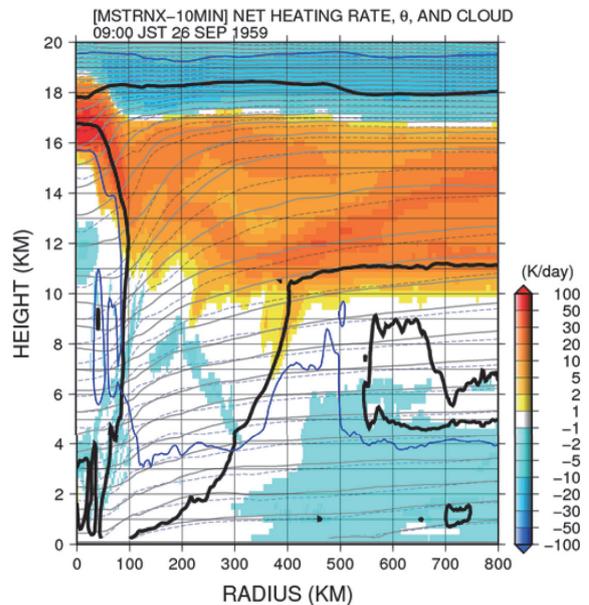


図8 T5915 実験において、台風中心から 800km までの接線平均された、正味の放射加熱率(カラー)。黒太線は雲の輪郭を示す。灰色の実線は温位を表し、青破線は放射なし実験における温位を表す。水色と青色の実線はそれぞれ雲氷と固体凝結物質(雲氷、雪、霰)が $1 \times 10^{-5} \text{kg/kg}$ の等値線を表している。

3.3.4 まとめ

放射過程が台風の強度予測に与える影響を調べるため、放射過程に RRTM と MSTRN-X を導入した CReSS を用いて、格子解像度および放射計算間隔依存性について調査を行った。T5915 では放射計算間隔にあまり依存性がなかったのに対して、T0914 では格子解像、放射計算間隔いずれにおいても、結果が異なった。今後、これらの要因及び適切な設定について明らかにしたい。

4. 想定される波及効果

大気比べて海洋の変化はゆっくりであるため、数日単位の短時間スケールの現象については、海洋の時間変化はないものとして、多くの計算が行われてきた。台風のように海洋の影響を強く受ける現象についても、同様にその変化は考慮されていないことが多い。本研究の一連の実験で、海面水温を初期値に固定した場合、現実と極めて異なる台風強度となることが示された。海洋は少なくとも 1 次元、理想的には 3 次元の計算が台風の強度予測には不可欠である。特に雲解像モデルを用いた高解像度の台風シミュレーションにおいても、海洋のプロセスのインパクトが大きいことが示されたことは、今後の台風シミュレーションでは、海洋のプロセスのないシミュレーションは信頼性が低いことを示しており、海洋の計算が不可欠であることが認識される。

放射過程において、RRTM と MSTRN の 2 つを検討し、特別推進課題のサポートによりそれらの最適化を実施した。これらのコードは、雲解像モデル CReSS だけでなく、他のモデルでも用いられている。本研究課題で実施したこれらの放射コードの新 ES における高速化は、これらの放射コードを用いている数値モデルにおいても同様に高速化が可能であり、多くのモデルに資する重要な結果である。

文献

- [1] Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono and S.A. Clough 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for longwave, *J. Geophys. Res.*, 102, 16663-16682.
- [2] Sekiguchi, M. and T. Nakajima, 2008: A k-distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 109, 2779-2793.

Typhoon-Ocean Interaction Study Using the Coupled Atmosphere-Ocean Non-hydrostatic Model: Impact of Upper Ocean Heat Content Change on Typhoon Intensity

Project Representative

Kazuhisa Tsuboki Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University

Authors

Kazuhisa Tsuboki^{*1}, Mayumi K. Yoshioka^{*1}, Masaya Kato^{*1} and Hidenori Aiki^{*2}

*1 Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University

*2 Application Laboratory, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

For more accurate simulation of tropical cyclones, the coupled atmosphere ocean non-hydrostatic model, the Cloud Resolving Strom Simulator and the Non-hydrostatic Ocean model for the Earth Simulator (CReSS-NHOES) has been developed and was optimized for the new Earth Simulator. Using CReSS-NHOES, intense tropical cyclones were simulated and the effect of the upper ocean content (UOHC) to them was studied. The maximum intensity of tropical cyclones is strongly dependent on UOHC as well as the sea surface temperature (SST). It is, however, unknown the relationship between UOHC and typhoon intensity. In the present study, simulation experiments of the very intense tropical cyclone Pam (2015) were performed using CReSS and CReSS-NHOES with very high resolution of 2 km. The results of CReSS alone and that of CReSS-NHOES showed the development and southward movement of Pam. The tracks roughly agree with observation while it depends on the initial times. The minimum central pressure in CReSS-NHOES experiment is 885 hPa, which is very good agreement with the observation of 880 hPa. The depth of 26 degree C which determines an amount of UOHC is sufficiently deep from the lower latitude to 25 S. Consequently, latent flux from the sea to Pam was sufficient and SST lowering due to the cyclone was not effective to suppress the cyclone development.

Keywords: Coupled Atmosphere-Ocean Non-hydrostatic Model, typhoon, upper ocean heat content, Cyclone Pam, Upper Ocean Heat Content

1. Introduction

The maximum intensity of tropical cyclones is strongly dependent on the upper ocean heat content (UOHC) as well as the sea surface temperature (SST). Since a tropical cyclone decreases the temperature of the upper ocean layer by the mixing and upwelling, UOHC may more essential than SST. It is, however, unknown the relationship between UOHC and typhoon intensity. In particular, the impact of the UOHC on intense typhoons is important problem because changes of intense typhoons have a large impact on the East Asian countries. In the present study, using the coupled atmosphere ocean model, the Cloud Resolving Strom Simulator and the Non-hydrostatic Ocean model for the Earth Simulator (CReSS-NHOES), the impact of UOHC on the typhoon intensity is studied. We performed simulation experiments of the very intense cyclone Pam (2015) to examine the effect of the UOHC on the tropical cyclones. These intense tropical cyclones develop in the lower latitude in the present climate. On the other hand, such intense typhoons will reach the md-latitude including Japan when the SST in the mid-latitude increases with the

climate change at the end of twenty-first century (Tsuboki et al. 2015)[1]. The study on the intense tropical cyclones in the lower latitude in the present climate may contribute to more accurate estimation of typhoon intensity in the mid-latitude of the future warmer climate.

2. Methods

In the previous study in the “Strategic Project with Special Support” of the Earth Simulator, we optimized the coupled atmosphere ocean non-hydrostatic regional model, CReSS-NHOES including the radiation process. They have been developed using the Earth Simulator, the coupled model CReSS-NHOES showed a high performance on the new Earth Simulator. Using CReSS and CReSS-NHOES, we performed simulation experiments of the typhoon Haitan (2013) and the very intense cyclone Pam (2015). In the following part of this report, we will summarize the result of the simulation of the cyclone Pam. The JCOPE2 data are used for the initial and boundary conditions of the ocean.

3. Results

The cyclone Pam was generated on 9 March 2015 and moved southward with developing. Its intensity attained Category 5 of the Saffir-Simpson Hurricane wind scale at 18 UTC, 12 March. In the South Pacific Ocean, Category 5 cyclone is unusual. The previous one was Ului in 2010. The cyclone Pam caused severe disasters over the islands in the south Pacific. In the present study, we performed simulation experiments with different ocean data.

Since the cyclone Pam was generated as a twin cyclones and developed for the one week period, the computational domain was large to simulate the time evolution of Pam as 37.89S-13.29N and 142.11E-74.57W. The horizontal resolution is 2 km. The initial time is 06 UTC, 10 March.

The results of CReSS alone and CReSS-NHOES showed development and southward movement of Pam. Figure 1 shows horizontal distribution of total water substance. Both cyclone Pam around 177 E and 27 S and the other part of the twin cyclones located around 153 E and 12 N are simulated. The cyclone eye of Pam and surrounding rainbands are successfully simulated with a high resolution of 2 km. The tracks roughly agree with observation while it depends on the initial times (Fig. 2). Figure 3 shows time-series of the central pressures obtained by the simulations. The minimum central pressures in simulations are 870-910 while the observed minimum central pressure was 880 hPa according to NESDIS Tropical Cyclone Products, (<http://www.ssd.noaa.gov/PS/TROP/DATA/2015/tdata/spac/17P.html>). The trends of pressure drops are similar in experiments while the timings are delayed about one day from the observation. The minimum central pressure of CReSS-NHOES experiment is 885 hPa. This is very good agreement with the observation. The depth of 26 C which determines the amount of UOHC is sufficiently deep from the lower latitude to 25 S along the cyclone track. Consequently, latent flux from the sea to the cyclone was sufficient and SST lowering was not effective to suppress the cyclone development. As a result, the cyclone Pam reached the very intense cyclone.

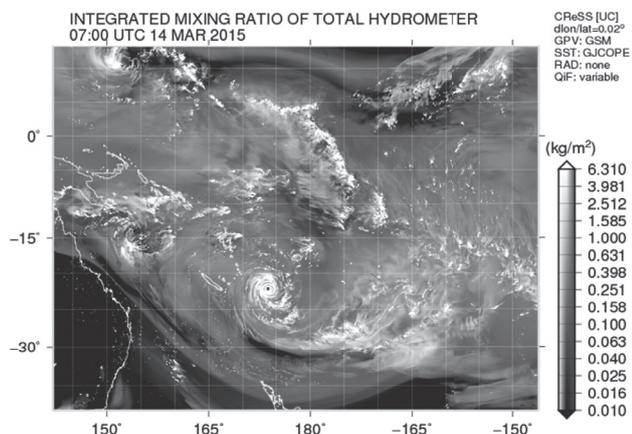


Fig. 1 Horizontal distribution of total amount of cloud and precipitation particles at 07 UTC, 14 March 2015 obtained from the simulation experiment using CReSS.

PAM Tracks: fixed SST, 1-D ocean, 3-D Oceans(JCOPE2) and observation Track, (SWO: S38E142)

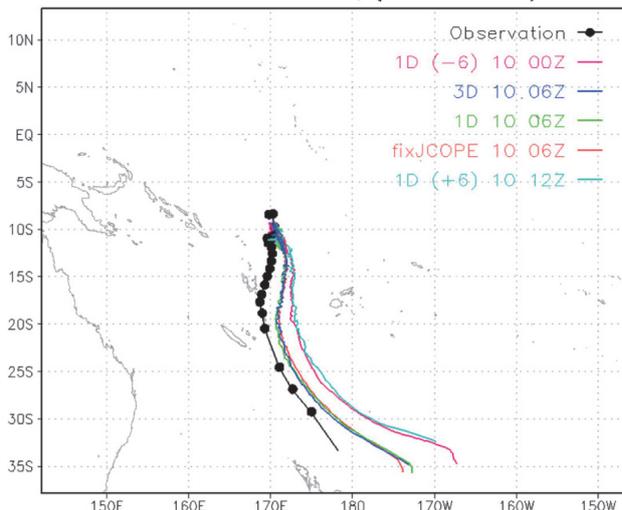


Fig. 2 The observed track of cyclone Pam (black line with dots) and simulated tracks of Pam (colored lines). The “3D” means an experiment using CReSS-NHOES. Others are those using CReSS alone with different SST data.

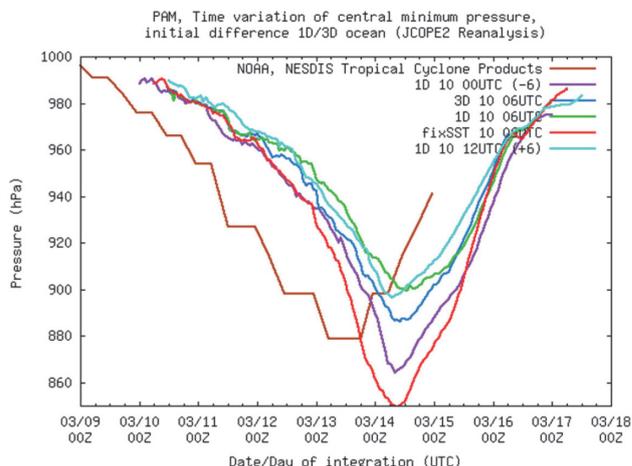


Fig. 3 Time-series of central pressure of cyclone Pam. The “3D” means an experiment using CReSS-NHOES. Others are those using CReSS alone with different SST data. The brown line is the observation.

Acknowledgement

The Earth Simulator was used in this study as “Strategic Project with Special Support” of JAMSTEC. We would like to thank the strong support to use the new Earth Simulator by JAMSTEC and NEC people.

References

[1] Tsuboki, K., M. K. Yoshioka, T. Shinoda, M. Kato, S. Kanada, and A. Kitoh, “Future increase of super typhoon intensity associated with climate change”, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 646-652, doi:10.1002/2014GL061793, (2015).