

雲解像モデルを用いた台風の高解像度シミュレーション

坪木和久

名古屋大学 地球水循環研究センター

〒464-8601 名古屋市 千種区 不老町

e-mail: tsuboki@rain.hyarc.nagoya-u.ac.jp

phone: 052-789-3493, fax: 052-789-3436

1 はじめに

地球上の大規模な低気圧には、温帯低気圧と熱帯低気圧がある。これらの低気圧は名前が示す通り、発生する場所が前者は温帯であり、後者は熱帯から亜熱帯で発生するという違いがある。しかしながら、これらの2つのタイプの低気圧の違いはその発生場所だけではなく、もっと本質的な点にある。それは発生のメカニズムであり、また低気圧のエネルギー源である。温帯低気圧が地球大気の南北方向の温度傾度起因する位置エネルギーが主要なエネルギー源であるのに対して、熱帯低気圧は大気中の水蒸気の凝結に伴う潜熱が主要なエネルギー源である。すなわち温帯低気圧は水蒸気がなくても発生するが、熱帯低気圧は水蒸気がなければ発生しない。ここで主題とする台風は、熱帯低気圧のなかでもその最大風速が17.2m/sを越えたものである。つまり台風の研究では、雲や降水過程を切り離して考えることができないのである。

台風の大きさにはさまざまなものがある。小さなものでは数100km程度で、大きなものでは数1000kmに及ぶ。いずれにしても地球の自転の効果(コリオリ力)が効いて、北半球では半時計回りの回転をする大規模な渦である。このような大規模な渦を駆動するエネルギー源が、台風に比べて非常に小さな雲、特に積乱雲であるということが、台風を興味深い対象としている。積乱雲はたかだか水平スケールが数10kmで、鉛直方向にも10km程度の大きさしか持たない。この小さな積

乱雲も集団となると、台風のような大規模な渦をつくり出すのである。

このような小さな積乱雲が台風には本質的である点が、台風をコンピューターで数値シミュレーションしようとするとき大きな問題となる。すなわち台風という大きなものをシミュレーションすることが目的であるが、そのためには本質的に重要な積乱雲という小さなものを考慮しなければならないのである。これを実行するためには大きく分けて2通りの方法がある。一つは積乱雲そのものは計算せずその効果だけを考慮する方法で、もう一つは積乱雲も台風も同時に計算するという方法である。前者の方法では計算量を節約することができるが、積乱雲の効果を取り入れる方法に任意性があり、さらに後で述べる台風の詳細な構造である降雨の集中する構造を計算することができない。後者の方法では台風もその内部の積乱雲も両方とも正確に計算することができる。しかしながら、それは非常に大規模な計算になるので、超高速のコンピューターと大規模なメモリーが必要になる。最近では、Nasuno and Yamasaki (1997, 2001) が軸対称モデルを用いてスパイラルバンドを調べているが、2次元モデルという制限がある。Liu et al. (1997) は3次元モデルを用いてシミュレーションを行なっているが、水平解像度が6kmであったため、台風内部の個々の雲を解像していない。台風の降水や強風はアイウォールやスパイラルレインバンドに集中しているので、台風に伴う豪雨や強風を精度よく再現するためには、雲を解像するモデルによるシミュレーションが不可欠

である。

近年の大規模コンピューターの進歩はめざましく、その理論性能はテラ FLOPS、主記憶はギガバイト、ストレージはテラバイトに達するようになった。21 世紀初頭の現在、これまで考えられなかったような超大規模計算が可能になってきた。上記の台風のシミュレーションはこのような計算機の発展の上に可能になりつつある。

名古屋大学地球水循環研究センターでは、これまで雲と降水システムの数値モデリングを行なうために、雲解像数値気象モデル“Cloud Resolving Storm Simulator” (CReSS) を開発してきた。本稿では、この数値モデルを用いてこれまで行なってきた台風の数値シミュレーションについてまとめ、現在の計算機と数値モデルで台風とその内部の詳細な構造がどの程度表現されるようになってきているのかということを示したい。

2 雲解像数値気象モデル CReSS

雲、特に強い降水をもたらす積乱雲とその組織化したものは、非常に複雑なシステムで、流れの場と雲物理の複雑な非線形相互作用でその発展が規程される。このような降水システムを数値モデルによってシミュレーションするためには、流れの場のプロセスとともに雲物理学過程を詳細に計算することが本質的に重要である。

CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) は雲スケールからメソスケールの現象の高精度シミュレーションを行うことを目的として開発された、雲解像の非静力学気象モデルである。CReSS は大規模な並列計算機で効率よく実行できるように設計され、その並列計算により雲の詳細な時間発展のシミュレーションを行うことができるモデルである。

CReSS の基本方程式系は非静力学・圧縮系で、地形に沿う鉛直座標系を用いている。予報変数は 3 次元の速度成分、温位偏差、圧力偏差、乱流運動エネルギー、水蒸気混合比、および雲・降水に関する量である。空間の表現には格子法を、時間

積分はモード別時間積分法を用いている。

雲・降水過程は「冷たい雨」のバルク法を用いている (図 1)。定式化は、Lin et al. (1983), Cotton et al. (1986), Murakami (1990), Ikawa and Saito (1991), and Murakami et al. (1994) に基づいている。雲・降水の変数としては、雲水、雨水、雲氷、雪およびあられを考慮している。乱流については 1 次のクロージャー、または乱流運動エネルギーを用いた 1.5 次のクロージャーである。また、地表面の過程も取り入れられている。

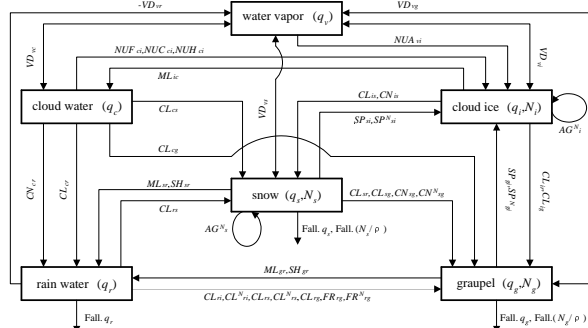


図 1: CReSS で用いられている雲・降水の物理過程。

初期値・境界条件にはさまざまなものが可能である。理想条件を与える数値実験については、初期条件として高層観測や関数のプロファイルを水平一様に与え、境界条件には、放射境界や周期境界条件が用いられる。一方で、予報実験には格子点データから 3 次元的な非均一な初期値と、時空間的に変化する境界条件を与えることができる。広い領域の計算を行なうときは、ランベルト図法、ポーラステレオ図法およびメルカトル図法の地図投影が可能である。

大規模計算のための並列計算には、水平方向の領域の 2 次元分割を採用している (図 2)。並列計算では、Message Passing Interface (MPI) を用いており、OpenMP を併用することができる。CReSS についての詳細については、Tsuboki and Sakakibara (2001) または Tsuboki and Sakakibara (2002) を参照していただきたい。

2003 年度から地球シミュレータで CReSS の実行が可能となった。CReSS Ver.2.0 では、地球シミュレータに最適化を行なった。このとき FORTRAN 90 への全面的書き換えをした。地球シミュ

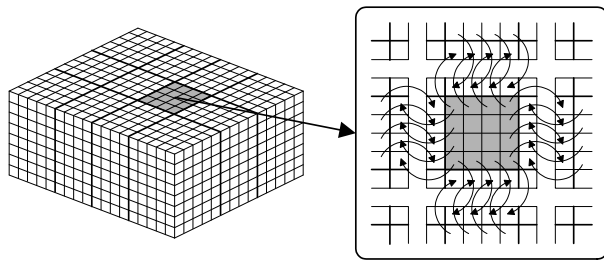


図 2: MPI を用いた並列計算における領域分割と通信の概念図。

レータのようなベクトル型計算機では、J 方向にのみ領域分割を行なうことで、ベクトル長を長くとりようにした。J 方向には MPI を用いたノード間並列を、また鉛直方向には OpenMP を用いたノード内並列をすることで、効率よく計算が行なえるようにした。

3 台風の降水の特徴

台風やその仲間のハリケーンは暴風と豪雨をもたらすが、強い雨は台風のどこにでも発生しているわけではない。台風の構造の特徴として、強力な積乱雲とそれにとまなう強い降水が集中するのは、「目の壁 (アイウォール)」と「降雨帯 (スパイラルバンド)」である。前者は台風の中心にあり、直径が数 10km 程度で、ときには 100km に達することがある。いわゆる台風の目の周辺をとり囲む積乱雲群で、台風の中でもっとも活発な降水活動が起こっている部分である。最近では 2 重のアイウォールなどが新しい話題としてあげられている。後者は台風中心を取り巻くように外側に向かって螺旋状に伸びる降雨帯で、これも活発な積乱雲で構成されている。アイウォールと異なり、スパイラルバンドは台風中心からかなりはなれたところにも形成されることがある。

台風に伴うアイウォールとスパイラルバンドの例として、2004 年 6 月 10 日に沖縄県宮古島で、名古屋大学のドップラーレーダーによって観測された台風 0404 号の最盛期におけるアイウォールのドップラー速度パターンを紹介する (出世他, 2004)。台風 0404 号は 6 月 7 日にフィリピン西方で発生し 6 月 10 日に沖縄県宮古島を通過した後、6 月 11 日

午後に四国南沖で温帯低気圧に変わった。宮古島通過時 (10 日午前 3 時) の台風の中心気圧は 960 hPa で、明瞭なアイウォールと数本のスパイラルレインバンドが存在していた (図 3)。名古屋大学のドップラーレーダー (観測領域は半径 64 km) は、台風のアイウォールを 10 日午前 1 時半頃から午前 4 時まで連続的に観測した。図 4 は 3 時 5 分の仰角 1.0 度のドップラー速度 (a) と反射強度 (b) の分布である。レーダー反射強度 (図 4b) には、レーダーの西側に円弧状をした台風の目のアイウォールがみられる。東側にはスパイラルバンドの一部が南北方向にのびているのがみえる。ドップラー速度がゼロを示すラインがレーダーより西南西に伸び、その南東側ではレーダーに近づく成分が、北西側ではレーダーから遠ざかる成分が明瞭な、対称性のよい美しいパターンがドップラー速度に見られる (図 4a)。レーダーに近づく方向の最大風速は 64 m s^{-1} ($X = -25 \text{ km}$, $Y = -18 \text{ km}$)、レーダーから遠ざかる方向の最大風速は 59 m s^{-1} ($X = -32 \text{ km}$, $Y = -2 \text{ km}$) であった。最大風速半径は約 13 km でアイウォールの反射強度の最大域の内側に位置していた。このように、台風のほぼ軸対称な反時計回りの渦 (中心は $X = -30 \text{ km}$, $Y = -10 \text{ km}$) とアイウォール付近の最大風速域をはっきりと示すドップラー速度パターンが特徴的である。

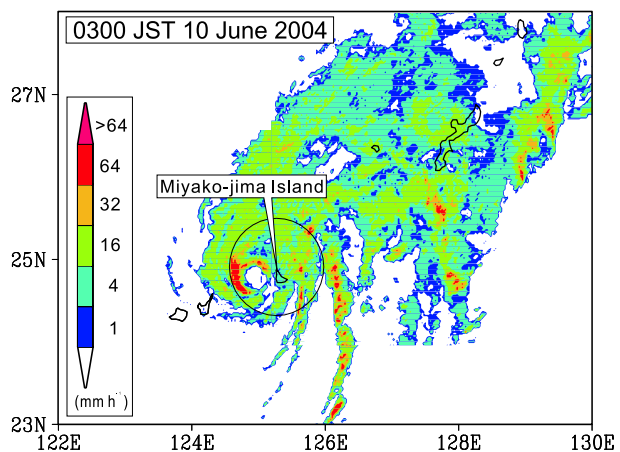


図 3: 2004 年 6 月 10 日 0300 JST の気象庁レーダーによる台風 0404 号の降水分布。丸で囲んだ領域は宮古島に設置したドップラーレーダーの観測範囲。

アイウォールもスパイラルバンドも台風の主要な降水システムであるが、その幅は数 10km 程度

と台風本体に比べて細く、そのシミュレーションには雲を解像するモデルを用いた計算が必要である。現在、CReSSを用いた台風のシミュレーション実験として、表1にあげるものを主な対象としている。以下にいくつかの例をあげてその結果を示す。

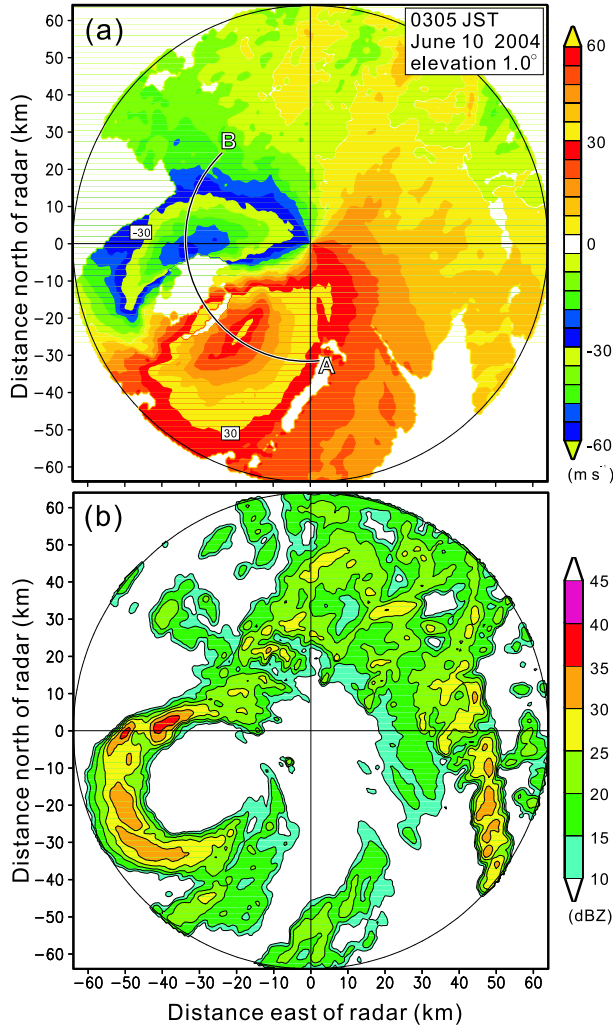


図 4: 2004 年 6 月 10 日 0305 JST の仰角 1.0 度の PPI 画像。(a) ドップラー速度と (b) 反射強度の分布。正のドップラー速度はレーダーに近づく成分、負のドップラー速度はレーダーから遠ざかる成分を示す。

表 1: シミュレーション実験の対象としている台風。

台風	年月	特徴
T0215	02 年 8 月	強風、韓国に大災害
T0216	02 年 9 月	顕著なスパイラルバンド
T0314	03 年 9 月	強風、2重の目、宮古に大災害
T0404	04 年 6 月	目を観測、図 4 の台風
T0410	04 年 8 月	高知・徳島豪雨
T0418	04 年 9 月	強風、国内各地に被害
T0421	04 年 9 月	豪雨、国内各地に被害
T0423	04 年 10 月	豪雨、京都北部に被害

4 2001 年 8 月の台風

台風のシミュレーションの例として、2001 年 8 月に東海地方に接近したものについて行なった。この実験の計算領域は、水平方向 640km × 520km、鉛直方向 17.5km であり、格子間隔は水平方向 4km × 4km、鉛直方向 500m とした。初期値として、気象庁領域スペクトルモデル (RSM) 2001 年 8 月 21 日 12UTC の出力値を使用した。雲物理過程は冷たい雨を用いた他、暖かい雨の実験についての実験も行ないそれらの違いを比較した。また地図投影はランベルト正角図法を用いた。

図 5 は 2001 年 8 月に東海地方に接近する台風 11 号のシミュレーションの 3 次元表示で、初期には計算領域外にある台風が、境界を通過して計算領域に入り込み、計算領域内では実際に観測された降雨帯が形成され、さらに領域から境界を通過して台風が出ていく様子がよく再現された。境界条件により、計算領域外にあった台風がスムーズに領域内に入り込むことができる。また、これはモデルが現実の現象をよくシミュレートし、予報モデルとしても利用できることを示している。

また、雲物理過程の違いの比較より、冷たい雨のプロセスは台風のスパイラルバンドの形成において、重要な役割をしていることが示された。特に、明瞭なスパイラルバンドは、凝結した大部分の雲水がライミング（雲粒の集積）によって雪や霰に変換されるため、上層まで雲水が達することができない。そして、中層にできた雪や霰が落下するというプロセスにより、現れる。そのため、ライミングのプロセスがたいへん重要である。また、ライミングのプロセスが、スパイラルバンド下でよく見られる強い降水をもたらしていることがいえる。

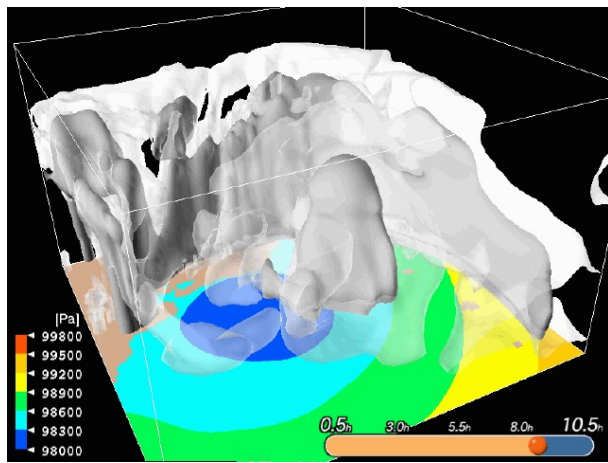


図 5: 2001 年 8 月 21 日、東海地方に接近する台風 11 号のシミュレーションの 3 次元表示。カラーは地上気圧 (Pa) で、青い部分が台風中心である。白色は雲を表しており、濃いグレーは降水粒子の分布。右下のインディケータは初期時刻からの時間で、単位は時である。

実際の気象現象のシミュレーションを現実的な初期値と時間変化する境界値を与えて行なうことができることの応用として、このモデルは局地予報モデルとして利用することができる。計算領域はたとえば中部地方程度の領域で、予報時間は 12～24 時間程度が実現可能である。近年の急速な CPU の発達により、格子間隔が数キロメートルの予報が可能になりつつある。

5 台風 RUSA の実験

台風 RUSA は、東シナ海を北上し、2002 年 8 月 31 日に朝鮮半島南端部に上陸した。これによ

り韓国南部と東海岸で豪雨が起り、その結果甚大な災害をもたらす洪水が発生した。

シミュレーションでは、台風が東シナ海にあった 2002 年 8 月 30 日 12UTC を初期値として、24 時間の計算を行なった。初期値と境界値は気象庁予報モデルの出力を用いた。計算は地球シミュレータの 120 ノードを用いて行なった。表 2 に実験の設定をまとめた。

表 2: 台風 RUSA の実験の設定。

領域	x 1000, y 1000, z 18 km
格子数	x 1323, y 1443, z 63
格子幅	H 1000 m, V 300 m
積分時間	24 hrs
ノード数	120 (960 CPUs)

シミュレーションの結果は、台風の周辺に強いスパイラルバンドが形成される様子や、台風が朝鮮半島に近付いたとき北東側に強い降雨域が形成される様子をよく示した (図 6)。この結果朝鮮半島南部では降水の強化が起こった。これは台風の降雨帯に朝鮮半島の地形が強制力として働き、その結果降水の強化が起こったと考えられる。

東海岸の豪雨は、まず北東風と台風を回る風との間の収束によって発生した。その後、台風が北上するとこの収束帯も北上するが、その南側には下層に強い東風が存在した。この東風に対して東海岸に沿う地形が強制力となり、それに沿って強い降雨帯が維持された。その結果、東海岸では強い降水が持続し、豪雨となった。高い解像度で行なったこの実験では、台風全体の動きと地形による降水の強化の両方がよく再現された。

6 台風 T0418

台風 T0418 は北西太平洋を北西に進み、2004 年 9 月 5 日に沖縄島を通過した。その中心は 9 月 5 日 0930 UTC に名護市にあり、中心気圧は 924.4 hPa であった。T0418 が沖縄島を通過するとき、2 重の目が観測された。これはこの台風の顕著な特徴であった。T0418 は強い風をもたらしたことが特

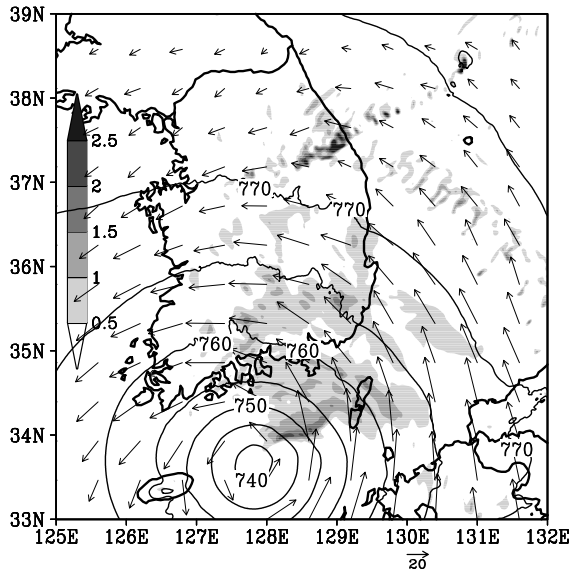


図 6: 2002 年 8 月 30 日 21 時を初期値とするシミュレーション実験の結果得られた 31 日 12 時の高度 2150m の気圧場 (hPa)、雨水混合比 (グレーレベル: g kg^{-1}) 及び水平風 (矢印)。

徴で、日本各地に多くの強風災害をもたらした。

台風 T0418 のシミュレーションの主な目的は、沖縄島付近における目の壁雲とスパイラルレインバンドを調べることと、台風にもなう強風の構造を調べることである。シミュレーションは 2004 年 9 月 5 日 0000UTC の RSM を初期値として、24 時間の実験を行なった。T0418 の実験の設定を表 3 と表 4 に示まとめた。

表 3: 台風 T0418 のシミュレーション実験の設定 (解像度 5 km の実験)。

domain	x 1000, y 1000, z 15 km
grid number	x 203, y 203, z 53
grid size	H 5000m, V 200 ~350m
integration time	24 hrs

表 4: 台風 T0418 のシミュレーション実験の設定 (解像度 1 km の実験)。

domain	x 1000, y 1000, z 18 km
grid number	x 1003, y 1003, z 63
grid size	H 1000m, V 200 ~350m
integration time	24 hrs
ES numbers	100 nodes (800 CPUs)

水平解像度 5km の実験では大きな目がみられた。その目の中心付近には弱い降水があり、実際に観測された内側の目に相当すると考えられる。接線風速の最大は高度 1km 付近の目の壁雲付近に存在した。その最大値は 65 m s^{-1} 以上であった。動径方向の下層のインフローは、その目の壁雲付近まで達していた。目の壁雲を抜けて目の内部まで弱い動径風が洩れ出しており、それが目の中の降水を形成していた。目の壁雲の高度 1km 付近に円環状に渦度の極大もみられた。目の中には 2 つ目の渦度の極大が見られた。

水平解像度 1km のシミュレーションでは目の壁雲やスパイラルバンドの非常に詳細な構造が示された (図 7)。この解像度では個々に積雲対流も解像される。積乱雲は目の内部やスパイラルバンドに沿って形成された。このような高解像度の実験は台風に伴う降水システムの詳細なデータを提供する。

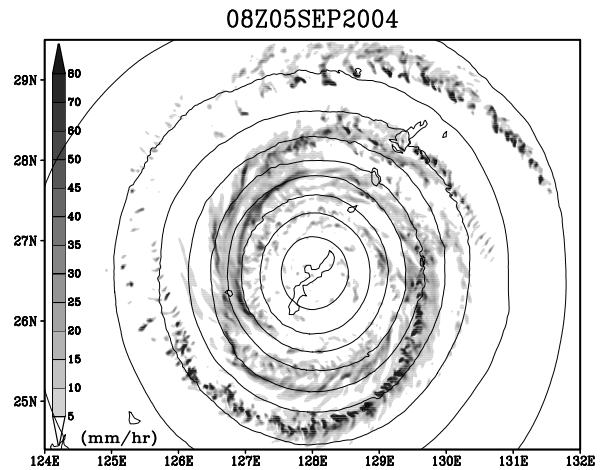


図 7: 台風 T0418 の 5km 解像度の実験の 2004 年 9 月 5 日 08UTC の結果。降雨強度 (mm hr^{-1} ; グレーレベル) と気圧 (等値線)。

7 台風 T0423

台風 T0423 は、2004 年 10 月 19 日に沖縄から奄美諸島に沿って北東に進み、10 月 20 日に四国に上陸した。T0418 が強風で特徴づけられるのに対して、T0423 は豪雨をもたらしたことが特徴であった。T0423 に伴う豪雨は、台風の北東進ともに、九州の東側で始まり、四国南部、四国東部、そ

して紀伊半島東部および近畿地方へと移動した。特に近畿地方の日本海側では激しい豪雨となり、洪水被害を発生させた。

T0423 のシミュレーションの目的はこのような豪雨の形成過程を調べることである。実験の設定を表5にまとめた。初期値は2004年10月19日1200UTCで、この時刻には台風のほとんどの部分は計算領域の外の奄美大島の南南西にあった。

表5: 台風 T0423 のシミュレーション実験の設定。

domain	x 1200, y 1120, z 18 km
grid number	x 603, y 563, z 63
grid size	H 2000m, V 200 ~350m
integration time	24 hrs
ES numbers	24 nodes (192 CPUs)

T0423 の移動とそれに伴う降水はたいへんよくシミュレーションされた。シミュレーションでは台風の東側で北向き水蒸気フラックスが大きく、それが日本の地形に到達したとき、太平洋側では豪雨が発生した。豪雨域は台風の移動とともに九州から四国に移動した。2004年10月20日04UTCの台風が四国に南に達したとき、近畿地方と紀伊半島東部で豪雨が始まった(図8)。その分布は気象庁のレーダー観測とよく対応していた(図9)。太平洋側の豪雨域は台風の移動とともに東に移動した。しかしながら、近畿地方の豪雨は09UTCまで持続した。台風が近畿地方を東に通過した後、中国地方及び近畿地方では北東風が非常に強化された。その結果、これらの地域の日本海側では、地形性の降水が形成された。このように近畿地方北部では、台風の通過前の豪雨の停滞と、吹き返しともなう地形性降水で、総降水量が大きくなり、甚大な被害をもたらした洪水が発生した。

8 まとめ

台風は暴風雨をもたらすと同時に重要な水資源を提供してくれる。その強い降水は台風のどこににであるわけではなく、アイウォールとスパイラルバンドに集中して起こっている。アイウォール

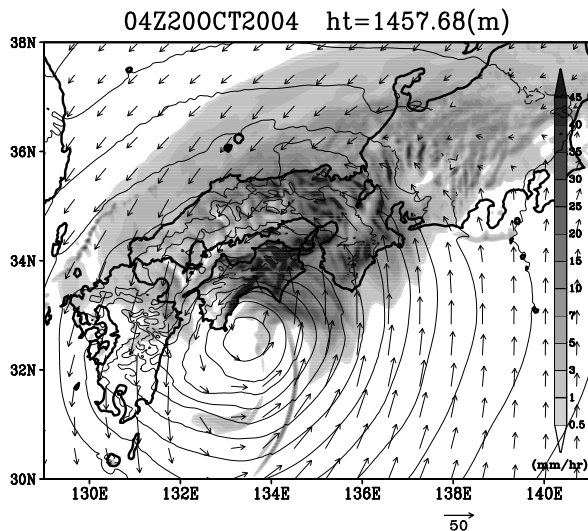


図8: T0423 のシミュレーション実験で得られた2004年10月20日0400UTCの降雨強度 (mm hr⁻¹; グレーレベル)、高度1458mの水平速度ベクトル(矢印)、及び気圧分布。

とスパイラルバンドを解像し、かつ台風全体を雲解像モデルでシミュレーションすることは、最近になってやっと可能になりつつあるものである。ここでは雲解像モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator) を用いたその試みを例をあげながら紹介した。今後このような計算はさらに大規模になり、さらに詳細な構造が分かってくるであろう。それによって台風とそれに伴う降水のより正確な予測が可能になることが期待されている。

この研究会の主題である「台風災害低減へ向けた挑戦 — 我々は何をなすべきか」ということに数値モデリングから答えると、次のようなことがあげられる。

1. 台風構造の理解: 広領域で超高解像度の雲解像モデルを用いた台風の微細構造のシミュレーションによる台風構造の理解。
2. 台風の多様性の理解: 多数の事例の実験を行ない、個々の台風の特徴と特異性を明らかにする。
3. 豪雨と強風の予測: 台風中心付近の強風の微細構造と、その強風域内だけでなく、台風遠方における降雨帯に伴う豪雨の予測。
4. 台風と地形: 台風に伴う降雨の地形による強

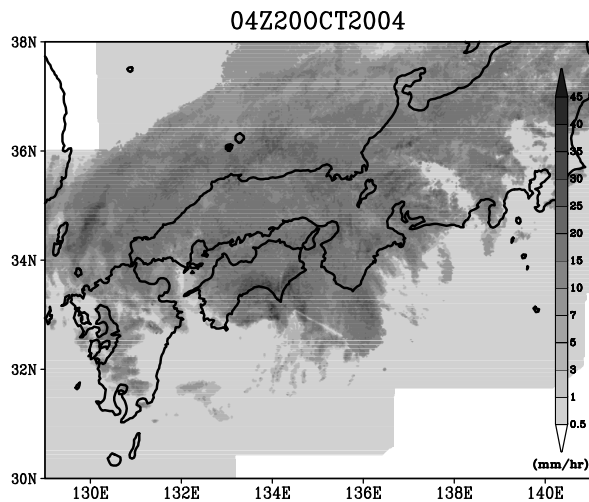


図 9: 気象庁レーダーから得られた 2004 年 10 月 20 日 0400UTC の降雨強度 (mm hr^{-1} ; グレースケール)。

化のプロセスとメカニズムの理解。

今後、これらの課題を中心として、雲解像モデルを用いた台風の研究を進めていく計画である。

参考文献

Cotton, W. R., G. J. Tripoli, R. M. Rauber and E. A. Mulvihill, 1986: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1658–1680.

Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Report of the MRI*, **28**, 238pp.

Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.

Liu, T., D.-L. Zhang and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3072–3093.

Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of

an isolated convective cloud — The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107–128.

Murakami, M., T. L. Clark and W. D. Hall 1994: Numerical simulations of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 43–62.

Nasuno, T. and M. Yamasaki, 1997: The effect of surface friction on the mesoscale organization of cumulus convection in tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 907–923.

Nasuno, T. and M. Yamasaki, 2001: A representation of cumulus-scale effects in a mesoscale-convection-resolving model for tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1035–1057.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara 2001: CReSS User's Guide 2nd Edition.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara, 2002: Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator. *High Performance Computing, Springer*, H. P. Zima et al. Eds, 243–259.

出世ゆかり・内藤大輔・寺田登与徳・坪木和久, 2004: 台風のアイウォールのドップラー速度パターン. 「天気」, **51**, 775–776.