

雲解像モデルで見た台風の構造

坪木和久 (名古屋大学 地球水循環研究センター)

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南北方向の温度傾度に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。台風は熱帯低気圧のうち、その最大風速が 17.2m/s を越えたものである。

台風の大きさにはさまざまなものがあり、小さな台風は数 100km 程度で、大きなものでは 1000km 以上に及ぶ。いずれにしても地球自転の効果(コリオリ力)が効いて、北半球では反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。積乱雲は水平スケールがたかだか 10km 程度で、鉛直方向にも 10km 程度の大きさである。このような小さな積乱雲が台風にとって本質的である点が、台風の数値シミュレーションにおいて大きな問題となる。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。それには大きく分けて2通りの方法がある。一つは積乱雲そのものの構造は表現せずその効果だけを考慮する

方法(対流のパラメタリゼーション)で、もう一つは積乱雲も台風も同時に陽に表現するという方法である。

Ooyama(1969)により台風規模の渦巻きが再現されてから、前者の方法を用いて熱帯低気圧の多くの研究が行われてきている。こ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、また台風を構成する雲そのものの構造を表現することができない。

一方で後者の方法では台風もその内部の積乱雲も正確に表現することができる。しかしながら、それは非常に大規模な計算になるので、高速の演算装置と大規模なメモリが必要になる。最近では Nasuno and Yamasaki (1997, 2001)が軸対称モデルを用いて台風を取り巻くらせん状の降雨帯(スパイラルレインバンド)を、2次元モデルという制限のもとで実験的に調べている。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、台風内部の個々の積乱雲を解像していない。台風の降水域や強風域は眼の壁雲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。Mashiko (2001)は非静力学モデルを3重に双方向ネスティングして、台風 Rusa の目の構造を 2km の解像度でシミュレーションし、その詳細な構造を調べた。これにより高解像度のシミュレーションで台風の眼の詳細な構造を調べられることが示された。台風に伴う豪雨はしばしば災害をもたらすので、その量的予測は重要である。Peng and Chang (2002)は水平解像度が 9km、27km、81km の3重ネスティングにより、台風 Herb による台湾の降水のシミュレーションを行い、複雑地形のところでの高精度的予測に高解像度の数値モデルが有効

であることを示した。

近年、大規模コンピューターは急速に進歩し、現在ではこれまで考えられなかったような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により可能になったものである。これまでの研究が示すように台風の詳細な構造を調べ、台風に伴う豪雨を量的に予測するためには、より高解像度のシミュレーションが不可欠である。しかしながら大規模な領域で個々の積乱雲を直接解像し、かつ台風全体をシミュレーションすることはこれまでほとんど行われていない。このような計算は地球シミュレータのような大規模並列計算機なしには行うことができなかったからである。特に雲解像モデルが台風全体やそれに伴う暴風・豪雨の予測にどの程度有効かについて、あるいはそれが豪雨を量的にどの程度精度よく予測するのかについて、まだ十分検証されていない。

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。このモデルは大規模並列計算機で効率よく計算するように設計されており、大規模な計算領域でかつ雲を解像しつつ、災害をもたらすような激しい気象システムのシミュレーションを行うことを目的に開発されたものである。シンポジウムでは、この雲解像モデルを用いて台風の高解像度実験を行った結果、台風の構造について何がみえるのか、また台風に伴う強風や大雨がどの程度量的に精度よく予測されるのかということを示したい。2004年は台風の上陸数が10個と異常に多い年であった。このうちの強風をもたらしたT0418と大雨をもたらしたT0423を例として、雲解像モデルで台風がどのようにシミュレーションされるのかを示す。

2. 雲解像モデルの概要

雲解像モデル CReSS 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。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、地表面摩擦や熱・水蒸気の地表面からのフラックスなどの地表面の過程が導入されている。地温は地中の多層モデルを用いて、熱伝導方程式を解くことで与えられる。

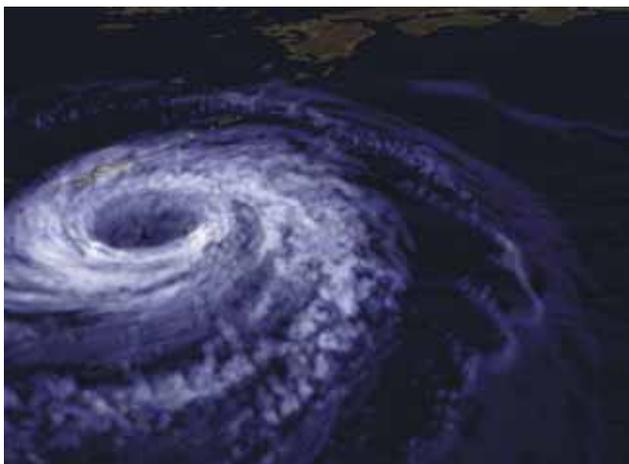
初期値・境界条件にはさまざまなものが可能である。理想条件を与える数値実験については、初期条件として高層観測や関数のプロファイルを水平一様に与え、境界条件には、放射境界や周期境界条件が用いられる。一方で、予報実験には格子点データから3次元的な非均一な初期値と、時空間的に変化する境界条件を与えることができる。広い領域の計算を行うときは、ランベルト図法、ポーラステレオ図法およびメルカトル図法の地図投影が可能である。

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。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, 2002)を参照していただきたい。

3. 台風 T0418

台風 T0418 は北西太平洋を北西に進み、2004 年 9 月 5 日に沖縄本島を通過した。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 が沖縄本島を通過するとき、顕著なスパイラルバンドが観測された。T0418 は強い風をもたらしたことが特徴で、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 時間の実験を行った。水平解像度は 1km で計算を行った。

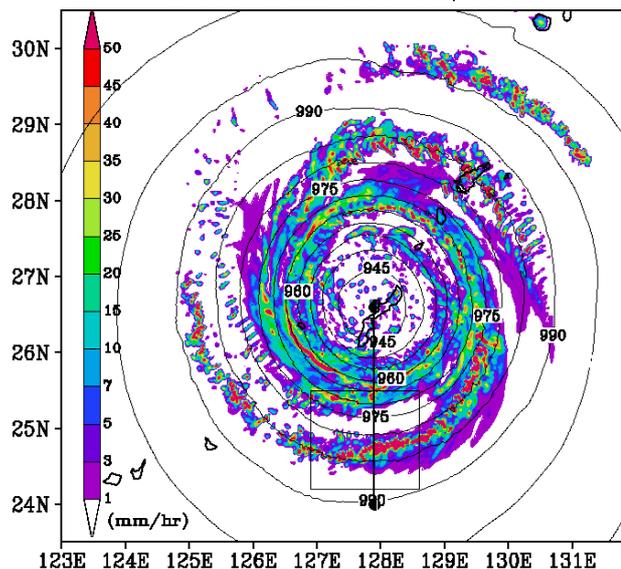
この実験では、T0418 が海上にある時間帯についての計算を行った。シミュレーションで T0418 は太平洋上を北西進し、9 月 5 日 09UTC ごろ沖縄の名護付近を南東から北西に通過した。その後、東シナ海に入り沖縄本島の北西で進路を北向きに転向した。この台風の全体的な移動は、位置についても時間についても観測とよく対応している。第 1 図は POV-Ray により台風に伴う雲を立体的に可視化したものである。モデルが雲そのものを計算するので、雲の立体的分布はたいへんリアルである。このように可視化すると、あたかも実際の台風を衛星などから眺めているように見える。



第 1 図：台風 T0418 のシミュレーション実験の結果を雲について立体的に可視化したもの。POV-Ray (Persistence of Vision Ray Tracer) により可視化した。(東京工業大学学術国際情報センター青木尊之教授と佐藤静香さんのご厚意による。)

第 2 図は名護市付近を通過した直後の

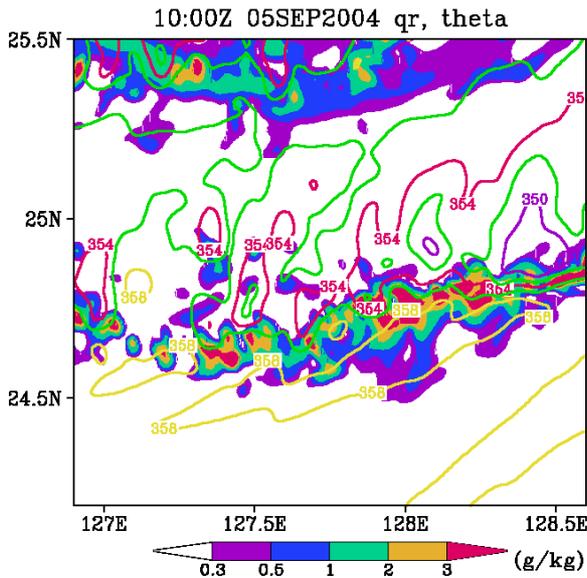
10:00Z 05SEP2004: RR, Psea



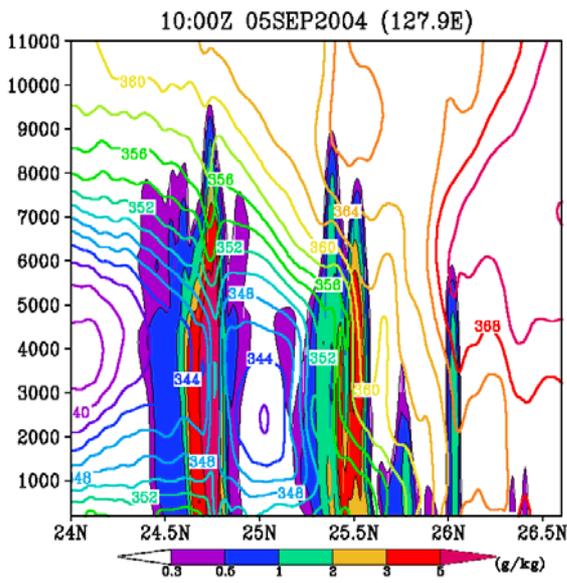
第 2 図：台風 T0418 のシミュレーション実験の初期値から 10 時間目の 2004 年 9 月 5 日 1000UTC の結果。地上の降雨強度 (mm hr⁻¹; カラーレベル) と気圧 (hPa: 等値線)。図中の四角形は第 3 図の表示領域で、南北の直線は第 4 図の鉛直断面の位置を示す。

2004 年 9 月 5 日 10UTC の地上降水強度と地上気圧である。台風中心の地上気圧は観測よりやや高い 945 hPa となっているが、かなりの中心気圧の低下がみられる。中心の周辺にはスパイラルバンドが何重かにとりまいており、気圧の分布に対応して対称性のよい台風となっている。このような降水分布は観測とよく対応している。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ている。スパイラルバンドの部分の拡大図 (第 3 図) では、それを構成している個々の対流雲も解像されている。等値線で示した相当温位から、スパイラルバンドの内側には相当温位の低い空気が、一方で外側には高い空気があり、スパイラルバンドがその間に形成されていることが分かる。

中心から半径方向の鉛直断面を第 4 図に示す。これは南北断面对応するが、この断面内にいくつかの降雨帯が形成されていることが分かる。スパイラルバンドを構成する対流はほぼ直立しており、この断面の外側の降雨帯 (24.7N) では、5000 m 付近の上昇流は 5 m s⁻¹ ほどである。スパイラルバ



第3図:第2図の四角形の領域の高度100mにおける雨水混合比 (g kg^{-1} ; カラーレベル)と相当温位(K; 等値線)。表示の時刻は初期値から10時間目の2004年9月5日1000UTC。



第4図:第2図の直線に沿う南北方向の鉛直断面における雨水混合比 (g kg^{-1} ; カラーレベル)と相当温位(K; 等値線)。表示の時刻は初期値から10時間目の2004年9月5日1000UTC。

ンドは対流雲列で構成されており、この時刻のスパイラルバンド内の最大上昇流は 15 m s^{-1} を越える強いものがみられた。第4図の鉛直断面の右端はほぼ台風中心にあたる

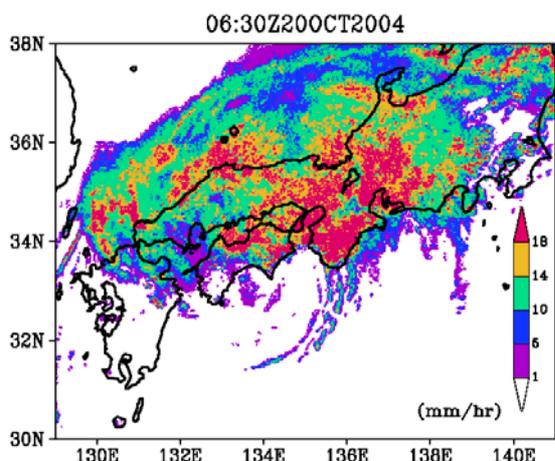
が、相当温位の分布をみると、中心(26Nより右側)の上空は相当温位の高い暖気核となっていることが分かる。このように雲を解像するシミュレーションでは、台風に伴う降水システムについての詳細なデータを提供する。

4. 台風 T0423

2004年の台風18号台風が暴風で特徴づけられるのに対して、T0423は九州から中部地方にかけて多くの降水をもたらしたことで特徴づけられる。T0423に伴う豪雨は、台風の北東進とともに、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。この台風による豪雨で、死者・行方不明者が100人近くに達した。この数は、2004年の10個の台風による死者・行方不明者の総数の半分近くにもおよび、台風による豪雨がいかに大きな災害をもたらすかということを示している。特に豪雨による洪水でバスの乗客がバスの屋根に取り残され救助を待っていた様子の報道は、この台風による豪雨災害の甚大さを印象づけた。

T0423は2004年10月13日に発生し、10月18日に台湾の東で北東方向に進路を転向し、南西諸島に沿って北東進した。T0423は2004年10月19日には沖縄から奄美大島、種子島に沿って北東に進み、10月20日に四国に上陸した。上陸前までの中心海面気圧は950hPa程度であったが、上陸後、急速に中心気圧が上昇した。これは台風の衰弱を表しており、急速に温帯低気圧に変化した。2004年10月20日03UTCの気象庁の地上天気図には既に台風の北東側に前線が描かれており、温帯低気圧の特徴を持ちつつあることがわかる。重要な点は温帯低気圧に変わりつつも、局地豪雨をもたらしたという点である。このことは台風が上陸して衰弱しつつあるときも、降水については豪雨となり得る場合があることを示している。

台風が四国の室戸岬付近に上陸するときのT0423に伴う降水分布のレーダー観測を第5図に示す。台風の北側の日本海側には



第 5 図： 気象庁レーダーから得られた 2004 年 10 月 20 日 0630UTC の降雨強度 (mm hr^{-1} ; カラースケール)。

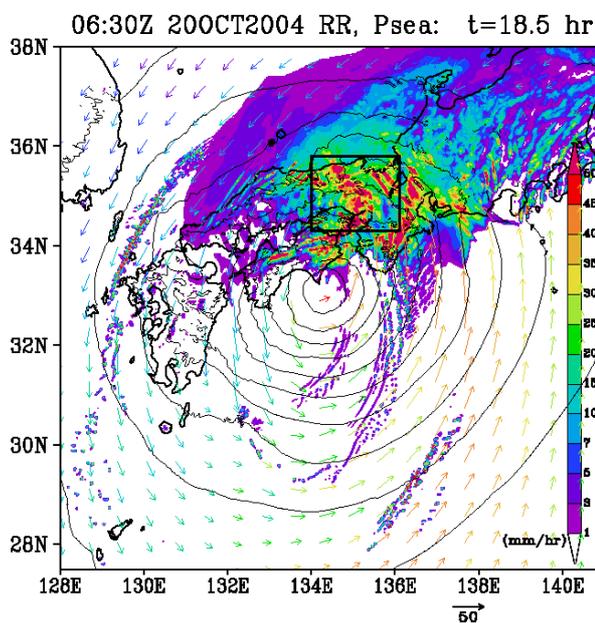
広域の層状性の降雨域がある。四国では特に徳島県で強い降水がみられる。徳島県の AMeDAS 観測点の旭丸（東経 134 度 19.6 分、北緯 33 度 56.0 分）では、10 月 19 日 15UTC ~ 20 日 15UTC の 24 時間で総降水量が 449mm であった。主要な降水は 19 日 21UTC から始まり、20 日 02UTC ~ 07UTC に 30 mm hr^{-1} を越える豪雨が起きている。特に 03、04UTC には 70 mm hr^{-1} を越えるような強い降水がみられる。また、紀伊半島でも強い降水が起きている。その紀伊半島の降水域からスパイラルバンドが南 ~ 南西に伸びている。洪水の発生した近畿地方北部の降水は 20 日 04UTC ごろから強化している。台風の上陸とともにスパイラルバンドの形状ははっきりなくなっているが、降水が強化しはじめた時刻から第 5 図の 0630UTC では、近畿地方に北西から南東に降雨帯が伸びている。

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と豪雨がどの程度量的に精度よくシミュレーションされるかを検証することである。この実験においても水平格子間隔 1km の高い解像度を用い、台風全体を含むような広い領域で計算を行った。この初期値は 2004 年 10 月 19 日 1200UTC で、この時刻に台風の本心は計算領域内の奄美大島の南南西にあった。

シミュレーションにおける T0423 の移動

は、観測されたものによく一致し、初期値の奄美大島の南南西から九州、四国の太平洋沖を北東進し、四国の室戸岬付近を東北東に中心が通過している。第 6 図は第 5 図のレーダー観測時刻に対応するシミュレーションの結果である。中心は室戸岬付近にあり、東北東に進んでいる。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て太平洋側では豪雨が発生している。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。第 6 図の時刻では、徳島県と紀伊半島で降水が強く、紀伊半島から南にスパイラルバンドが伸びている。この時刻には近畿地方に降雨帯が北西から南東に伸びている。

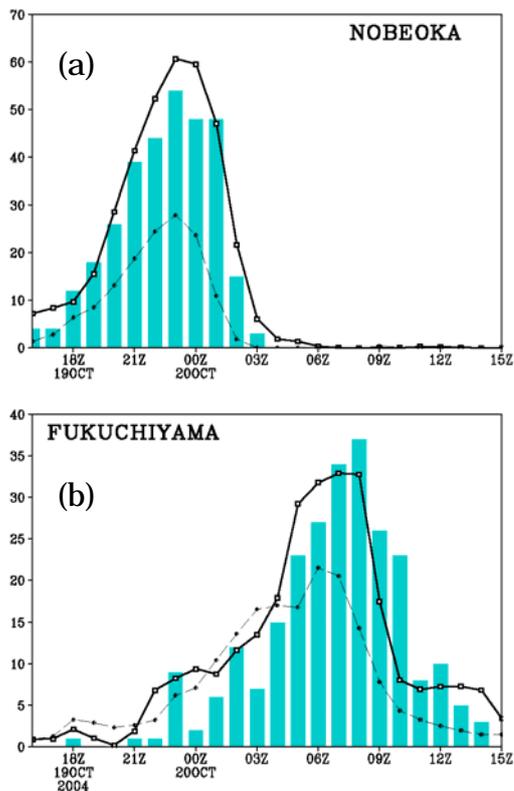
雲解像モデルを用いた高解像度シミュレーションは、台風の動きと全体的な降水分



第 6 図： T0423 のシミュレーション実験で得られた初期値から 18 時間 30 分の 2004 年 10 月 20 日 0630UTC の高度 1965m における雨水混合比 (g kg^{-1} ; カラーレベル)、水平速度ベクトル (矢印)、及び気圧分布。図中の四角形の領域は近畿地方の豪雨。

布パターンのみならず、降水の強度についてもよく観測を再現していると考えられる。そこで降水について量的にどの程度、観測と対応しているのかを検証するために、降水の地上観測データと比較しその精度評価を行った。九州東岸の豪雨域の例として宮崎県の延岡の降水量を第7図aに示した。延岡の観測では、19日18UTCごろから1時間降水量が10mmを越え、同日23UTCに最大の54mmに達している。CReSSの予測(図中の実線)は1時間降水量の時間変化パターンと量についてほぼ観測と対応している。23UTCで最大1時間降水量60mmを予測しており、一方で20日02UTC以降の急速な降水の弱まりも観測とよく対応している。RSM(図中の破線)では最大の1時間降水量が23UTCの30mmで観測値の半分程度となっている。

京都府の福知山(第7図b)における19日

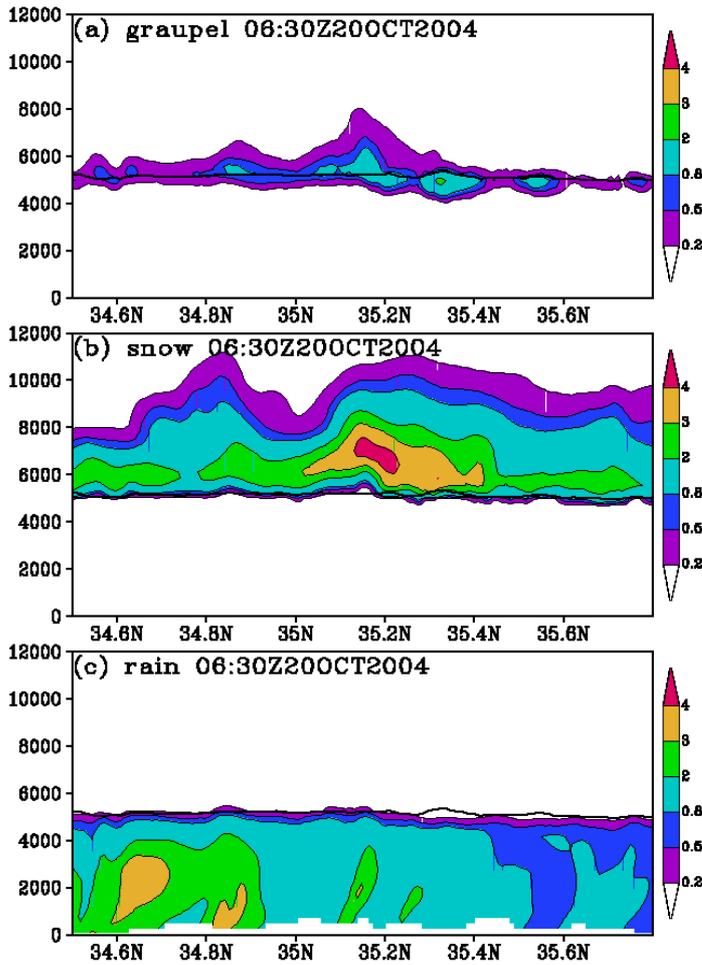


第7図:T0423に伴う(a)延岡と(b)福知山における降水の時間変化。地上観測点(棒グラフ)とCReSS(実線)及びRSM(破線)の1時間降水量。

15UTCからの24時間降水量の観測値は、250mmであった。この地点でのCReSSの予測は、非常に観測に近いものとなっている。観測と同様にこれらの両地点でCReSSの予測では19日21UTC頃から降水が強まりはじめ、20日04UTC頃まで少しずつ増加し、05UTCには1時間降水量が20mmを越える強い雨になっている。観測と対応してCReSSの予測は20日06~08UTCには30mm程度にまで達している。一方でこの強い降水は、観測では09~10UTCまで持続するが、これらの時刻では過小の予測となっている。その後は観測においても、予測においても、10mm以下の弱い降水が15UTC前まで持続し、概ねこの時刻で降水は終了している。このように雲解像モデルでは50 mm hr⁻¹を越えるような強い雨についても量的に精度よくシミュレーションできることがわかる。

近畿地方(第6図の四角で示した領域)では最大で、50 mm hr⁻¹を越える激しい降水が起こっていることが分かる。シミュレーションは19日21UTCごろから降水が強化しはじめ、20日04UTCごろまで徐々に増加し、05UTCに20 mm hr⁻¹を越える強い降水となっている。この降水はシミュレーションでは09UTCごろに急激に弱まる。これらの降水強度の時間変化は、上空の降水帯の通過に対応している。強い降水が長時間持続したのは、複数の降水帯が連続的に近畿地方上空を通過したためである。

この近畿地方の豪雨をもたらした降水システムの南北方向の鉛直断面を、あられ(第8図a)、雪(第8図b)および雨(第8図c)のようにそれぞれの降水粒子の混合比に分けて示す。このように降水粒子のタイプごとの分布を知ることができるのが、雲解像モデルの利点である。5000m付近の融解層の上では、あられと雪が多量にあり、特に雪の混合比が非常に大きい、あられは、融解層から1000~2000mの層に主に存在している。激しく発達した積乱雲やその群では、強力な上昇流であられが多量に生成される。ところがこの場合は、あられより雪のほうがはるかに多く存在している。これは上昇流はあまり強くなく、むしろ上空の緩やかな上昇流の中で雪が形成されたことを示し



第8図：2004年10月20日0630UTCの(a)あられの混合比(g kg^{-1})、(b)雪の混合比(g kg^{-1})、(c)雨の混合比(g kg^{-1})の東経135.1度に沿う南北方向の鉛直断面。図中の線は気温が0°Cの高度。

ている。このように、激しく発達した積乱雲の集団により豪雨がもたらされるのではなく、融解層より上で特に雪による水の集積とその下での融解による豪雨の形成が、このときの降水の特徴である。特に雪が降水の形成に重要な役割を果たしている点は、他の豪雨と異なり特徴的である。

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10月20日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、台風通過前の豪雨の

停滞と、吹き返しに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。

台風は暴風雨をもたらすと同時に重要な水資源でもある。その強い降水は台風のどこにでもあるわけではなく、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。今後このような計算はさらに大規模になり、これらについて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る。

5. おわりに

大陸の東に位置する日本はさまざまな激しい気象にさらされている。本稿にあげたような台風に伴う局地豪雨の他にも、発達した積乱雲のもたらす竜巻や降雹、冬季の季節風に伴う大雪や低気圧に伴う強風や大雨もある。例えば寒気流中の降雪雲などは比較的小規模の積乱雲によって構成されている。ここでは詳細を示さないが、これらも重要な雲解像モデルの対象である。

本稿で示したように雲解像モデル CReSS は、さまざまな雲・降水システムや気象、水循環の研究に利用することができる。また、これを用いて災害をもたらすような気象の予測などの防災に役立てることも可能である。名古屋大学地球水循環研究センターの気象学研究室では、雲解像モデル CReSS を用いて毎日の気象の予測実験を、2004年12月から継続して行っている (http://www.rain.hyarc.nagoya-u.ac.jp/CReSS/fcst_exp.html)。また CReSS はソー

スコードレベルで公開しており、誰でも利用することができ、また商業利用も可能である。これを用いて実用的な高解像度の気象予測を行うことも可能である。

気象の予測として明日や1週間後の天気予報はもちろん重要である。一方で、洪水や土砂崩れといった災害をもたらすような豪雨については、数時間先にそれが起こるのかどうかを予測することが最も重要である。3時間あれば防災対策をとることが可能であろう。12時間あればダムや河川の流量調整を行うことができる。実際の生活の上では、数時間(6~12時間程度)先に雨が降るのかどうかということ、そしていま降っている雨がいつ止むのかということは非常に重要な問題である。さらにそれが豪雨となれば、財産や生命に関わる問題である。

我々は雲そのものを計算機で作ることができるようになってきた。その応用として豪雨の高精度な量的予測は、十分現実的な領域に入ったと考えられる。近い将来、計算機がさらに高速化し、雲解像モデルへの入力データの精度が十分上がれば、局地的な豪雨や積乱雲に伴う様々な危険な気象を、量的に精度よく予測できることが可能になると考えられる。

謝辞

この研究で利用している雲解像モデルCReSS (Cloud Resolving Storm Simulator)の開発には、多くの方からご支援をいただきました。特に東京大学気候システム研究センターの住明正教授、愛知学泉大学の神谷信彦教授、高度情報科学技術研究機構中村壽氏には、このモデルの開発の機会を与えていただいたばかりでなく、1998年の開発当初以来、絶えざるご支援をいただきました。ここに記して感謝いたします。CReSSの開発には東京大学情報基盤センターのコンピューターを利用させていただきました。第1図の台風の可視化画像は東京工業大学学術国際情報センターの青木尊之教授と佐藤静香さんのご厚意により提供いただきました。本稿に掲載したシミュレーションは東京大学情報基盤センターのスーパーコンピューターと地球シミュレータを用い

て計算したものです。それらの利用につきまして、各位のお取りはからいに深く感謝申し上げます。

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.

Liu, T., D.-L. Zhang and M. K. Yau, 1977: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3072-3093.

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.

Mashiko, W., 2005: Polygonal eyewall and mesovortices structure in a numerically simulated Typhoon Rusa. *SOLA*, **1**, 29-32.

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.

Ooyama, K., 1969: Numerical simulation of life cycle of tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40.

Peng, Melinda S. and Simon W. Chang, 2002: Numerical forecasting experiments on Typhoon Herb (1996). *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**,

1325-1338.

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.