



台風の力学

# 台風 0423 号に伴う局地豪雨の量的予測実験

坪木和久

**Prediction Experiment of Localized Heavy Rainfall Associated with Typhoon 0423**

**Kazuhiisa Tsuboki**

つばき かずひさ : 名古屋大学地球水循環研究センター  
地球環境フロンティア研究センター

雲解像モデル CReSS を用いて、2004 年 10 月に上陸した台風 T0423 号の予測実験を行った。予測された降水を地上観測と比較し、局地豪雨について量的に精度よく予測されたことを示した。それをふまえて近畿地方の局地豪雨を詳細に調べ、融解層より上空で雪の集積が主要な降水形成過程であることを示した。

## 1. はじめに

日本を含む東アジア地域では、豪雨の多くは台風と梅雨によってもたらされる。これらは貴重な水資源をもたらすと同時に、しばしば洪水や地滑りなどの災害を引き起こし、社会的・人的被害をもたらす。このため台風や梅雨に伴う豪雨の量的予測は、これらの自然災害の軽減には不可欠である。2004 年の台風の発生個数は、平均的であったが、日本への上陸個数は 10 個と異常に多かった。これらの上陸した台風により多くの洪水や地滑りなどの災害が発生した。本論文では、これらの台風による災害のうち、2004 年 10 月 20 日に日本に接近した台風 23 号に伴う豪雨に注目し、雲解像モデルを用いてそのシミュレーションを行った。

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 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。積乱雲は水平にも鉛直にもスケールがたかだか 10km 程度である。このようなスケールの積乱雲が、それに比べて 2 桁以上大きい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。その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（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、高速の演算装置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、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 (2005) 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量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に伴う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、実際の台風のシミュレーションにより検証することが必要である。

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。本論文の目的は、この雲解像モデルを用いて台風 0423 号に伴う豪雨の高解像度の量的予測実験を行い、それによって台風に伴う豪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はっきりとすることである。さらに、この精度評価をふまえて、近畿地方北部で発生した局地豪雨について、それをもたらした降水システムがどのようなものであったかについても、シミュレーションの結果を用いて明らかにする。

## 2. 雲解像モデルと実験の設定

雲、特に強い降水をもたらす積乱雲とその集団化したものは、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定される。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過程を詳細に計算することが本質的に重要である。本研究で用いた雲解像モデル CReSS は、雲スケールから領域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てきた。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ており、並列計算により雲・降水システムの

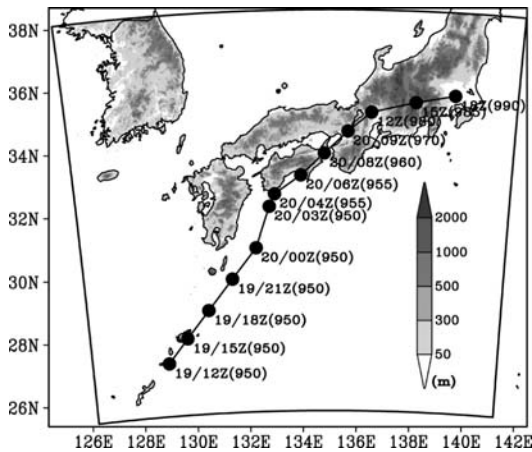


図1 T0423のシミュレーション実験の計算領域と計算に用いた地形、及び気象庁の発表によるT0423の2004年10月19日12UTCから同月20日18UTCの台風中心の経路。黒丸で示した各時刻の中心位置の横に日時(UTC)を、また括弧内に中心海面気圧(hPa)を示した。ただし、20日18UTC以降は温帯低気圧とされている。

時間発展の詳細なシミュレーションを行うことができる。非静力学・圧縮系を基本方程式とする数値モデルである。CReSS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。

本研究では2004年10月20日に日本に上陸した台風23号(以下T0423)を対象とし、特に近畿地方の豪雨に着目してシミュレーションを行った。この実験の雲物理過程は、氷相(氷、雪、あられ)を含む冷たい雨のパラメタリゼーションを用いた。計算領域と計算に用いた地形を図1に示した。図中には気象庁発表によるT0423の中心位置の経路を重ねた。初期値の時刻を2004年10月19日12UTC(UTC:世界標準時=日本標準時-9時間、以後、本論文ではすべてUTCを用いる)として、同月20日18UTCまでの30時間積分を行った。初期値および境界値には、気象庁領域スペクトルモデル(RSM:Regional Spectral Model)の3時間毎の予報値をモデルの格子点に内挿して用いた。側面境界条件としてこの境界値を時間内挿して与え、内部からの擾乱が境界で反射しないような境界条件(放射境界条件)と側面境界に沿う緩和領

域を併用することで、RSMに対する一方向ネスティング計算を行った。

このシミュレーションでは、台風を構成する積乱雲を解像しつつ、台風全体をシミュレーションできるように次のような格子設定をした。水平格子間隔は1km、格子数は、x方向に1539、y方向に1411とした。鉛直の格子間隔は最下層を200mとし、高度とともに間隔を大きくした。その平均格子間隔は約300mで、鉛直格子数は63である。この場合モデルの上端は約18kmである。地球の曲面の効果を取り入れ、地図投影はランベルト図法を用いた。

計算は海洋研究開発機構地球シミュレータセンターの地球シミュレータを用いて行った。この計算では128ノード(1024CPU)を用いた。領域の分割はy方向の1次元分割とし、MPIを用いてノード間並列を行った。また鉛直方向について各ノードでOpenMPによる8CPUのノード内並列を併用した。このような大規模計算は、地球シミュレータのような大規模計算機を用いて、並列計算をすることによりはじめて可能となるものである。

### 3. 台風と豪雨の概要

T0423による豪雨災害については牛山(2005)が詳細な報告をしているので、災害の特徴についての詳細はそちらを参照していただきたい。2004年の台風18号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。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か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。図1に示すように、T0423

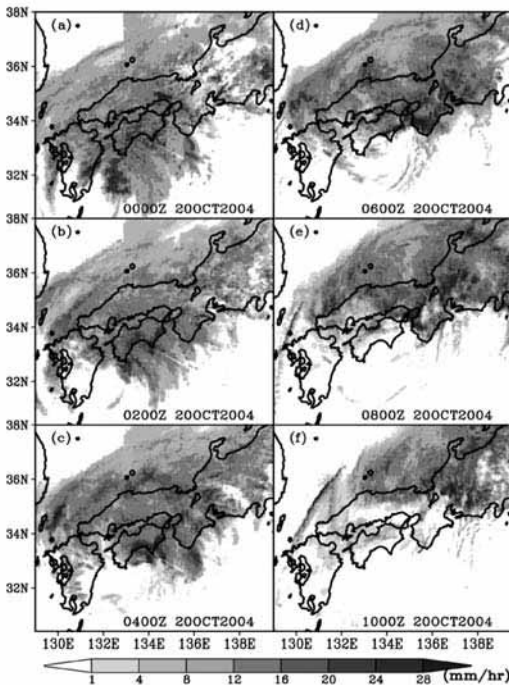


図2 2004年10月20日00UTCから同日10UTCまでの2時間ごとの気象庁レーダのエコーから得られる降水強度 ( $\text{mm hr}^{-1}$ ). 降水強度のグレーレベルを図の下に示した.

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。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、同日18UTCには温帯低気圧と判断された。重要な点はこの台風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でも、豪雨をもたらす場合があることを示しており、台風の衰弱時でも降水については注意が必要であるといえる。

T0423が九州の東を通過する時刻以降の、気象庁レーダが観測した台風に伴う降水分布を図2に示した。T0423に伴う豪雨は、台風の東北東進とともに、九州の東側で始まり(図2a)、四国南部(図2b)、四国東部(図2c)、そして紀伊半島(図2d)へと移動した。台風の北側の日本海側には、レー

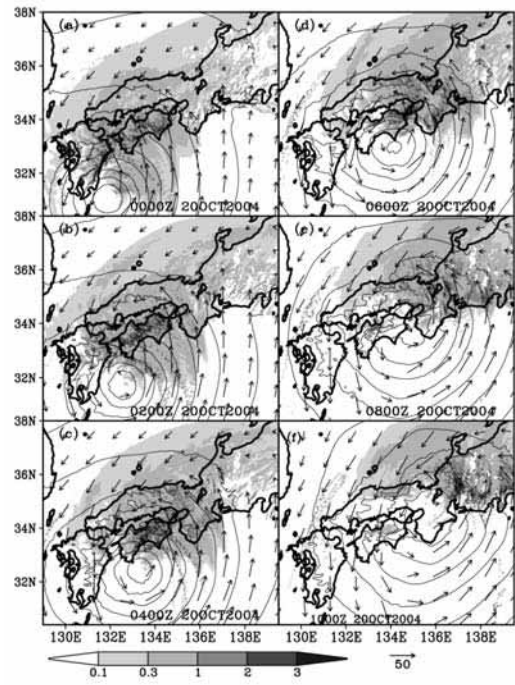


図3 CReSSによるシミュレーションで得られた高度1965mの雨水混合比 ( $\text{g kg}^{-1}$ ), 地上気圧(等値線), および水平風速(矢印)の水平分布の時間変化. 表示は2004年10月20日00UTCから同日10UTCについて2時間ごとに示した. 気圧分布はパターンのみ, 水平風速のスケール ( $\text{m s}^{-1}$ ) は図の右下に示した.

ダエコーのパターンから判断して、広域の弱い層状性降雨があることがわかる。四国では特に高知県と徳島県で強い降水が持続している(図2a-d)。

本論文で注目している、近畿地方北部の降水は20日04UTC(図2c)頃から強化している。台風の上陸とともに、らせん状に台風を構成していた降雨帯(レインバンド)の形状はあまりはっきりしなくなっているが、この時刻には北西から南東に近畿地方を横切ってレインバンドが伸びている。強い降水は近畿地方全域で08UTC頃(図2e)まで持続しており、台風中心が近畿地方の東に移動した後の10UTC(図2f)にも、中国・近畿地方の日本海側では広い範囲で降水が観測されている。

T0423の上陸に伴い、近畿地方だけでなく西日本の各地で、豪雨による大規模な洪水災害が発生した。このような局地的な豪雨を台風全体の移動とともに、雲解像モデルCReSSを用いてどの程度

量的にシミュレーションできるかを以下に述べる。

#### 4. シミュレーション実験の結果

T0423 のシミュレーションの結果について、まず台風の動きと全体的な降水分布として、各時刻の地上気圧と高度 2km の雨水混合比の分布を図 3 に示す。地上気圧分布から推定される台風の中心位置は図 1 に示した観測とほぼ対応していて、台風の全体的な移動はよくシミュレーションされているといえる。また中心気圧もほぼ観測に対応した値となっている。

降水の分布を気象庁レーダ（図 2）と比較しつつみると、20 日 00UTC（図 3a）では九州東岸と四国南岸に強い降水がある。また九州東方、四国南方の降雨域もよく再現されている。台風の移動とともに四国の降水が強化されるが、20 日 02, 04UTC（図 3bc）にそれがよく再現されている。これらの時刻には四国付近から南東にレインバンドが伸びている様子がレーダで観測されているが（図 2bc）、シミュレーションにおいてもレインバンドが形成されている。

20 日 04UTC（図 3c）には、近畿地方に北西から南東にのびる降雨域があり、強い降水が起ころいはじめていることが分かる。また、紀伊半島にも強い降水があり、これらはレーダ観測（図 2c）とよく対応している。この時刻から、20 日 08UTC（図 3e）まで、近畿地方では強い降水がシミュレーションされている。これは観測とよく対応しており、豪雨をもたらした降水システムがモデルでよく再現されているといえる。20 日 06UTC（図 3d）には、紀伊半島で強い降水があり、南にレインバンドが伸びている。このレインバンドはレーダ観測（図 2d）にも明瞭にみられ、このような台風の詳細な降水分布もよく再現されている。台風の中心が近畿地方の東に移動したとき（図 3f）、中国山地に沿って降水がみられるが、これは北東気流場で地形により強化された降水と考えられる。また九州北部から北東に降雨帯が形成されているが、これは北東気流とその西にある北風の収束により形成したもので、レーダ観測（図 2f）でもみられ、

total rainfall: 15Z 19 - 15Z 20 Oct. 2004

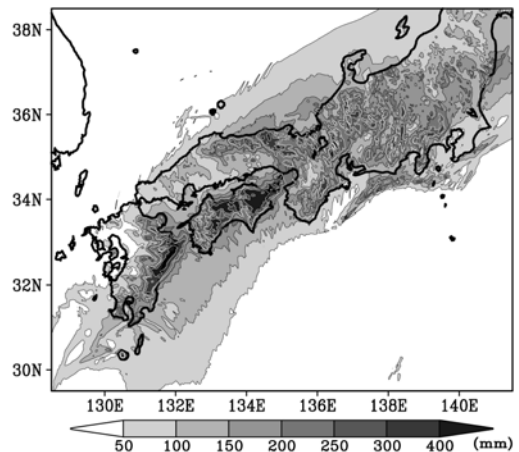


図 4 シミュレーションで得られた 2004 年 10 月 19 日 15UTC から 20 日 15UTC の総降水量 (mm)。

モデルがこのような詳細な構造もよく再現していることが分かる。

シミュレーションから得られた総降水量の分布を、19 日 15UTC から 20 日 15UTC の積算値として図 4 に示す。この台風に伴う西日本の顕著な降水域は、九州東岸、四国、紀伊半島と近畿地方北部に見られる。これらの領域では、局地的に総降水量が 400mm を越えており、四国の南側では 500mm に達しているところもある。四国の太平洋側や紀伊半島では山地の効果により降水が強化されたと考えられる。近畿地方北部では兵庫県から京都府にかけて降水の多い地域が見られる。これが近畿地方北部の洪水をもたらした降水に対応しており、このシミュレーション実験は実際の降水分布をよく再現しているといえる。

#### 5. 観測との比較と精度評価

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。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。地上観測は気象庁の AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) 及び気象観

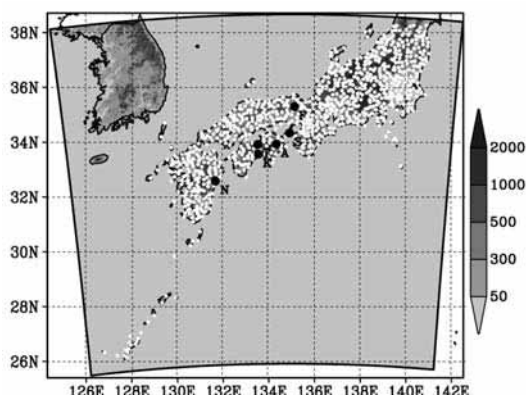


図5 降水の精度検証で用いた計算領域内の気象庁 AMeDAS及び地上観測点の分布 (白点) と、図6に示す1時間降水量の比較の地点 (黒点)。後者の地名をアルファベット1文字で示した。(N: 延岡, K: 高知, A: 旭丸, T: 富郷, S: 洲本, F: 福知山)。

観測データを用いた。図5は全計算領域内における降水予測の精度評価に用いた観測点で、全部で952点ある。その中で特に豪雨が観測された6点を選んで、図6でシミュレーションによる予測の結果と比較した。以下ではCReSSまたはRSMの計算結果を、慣例的に「予測」または「予報」ということにする。

### 5.1) 地上観測との比較

T0423に伴う降水では、1時間降水量が最大で50mmを越えるような豪雨を観測した地点が多くみられた。このような豪雨が観測された地点は、九州、四国、紀伊半島などの太平洋側だけでなく、四国や近畿の瀬戸内海側にもみられた。雲解像モデルがこのような豪雨をどの程度量的に予測しているかを、豪雨の観測された点の1時間降水量データを用いて比較した。また、モデルの比較のために格子解像度20kmの静力学モデルであるRSMも同じ図に示した。図6に示した観測点の位置は図5に示してある。CReSSとRSMの1時間降水量データは、観測点を中心として緯度・経度で $0.2 \times 0.2$ 度の領域で平均したものである。

九州東岸の豪雨域の例として宮崎県の延岡の降水量を図6a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

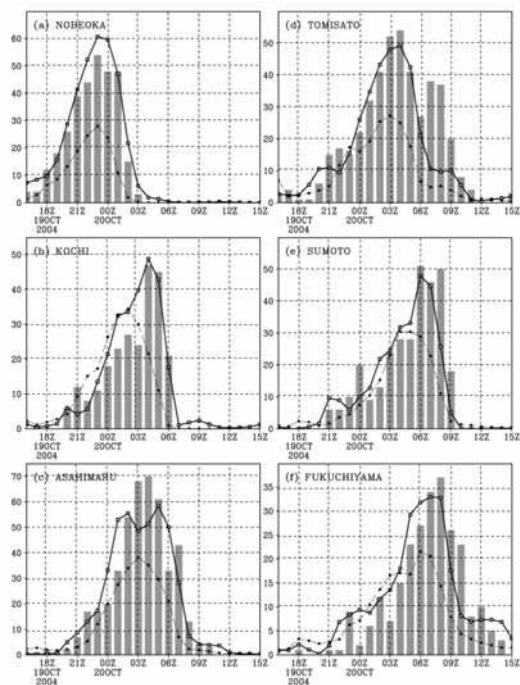


図6 気象庁 AMeDAS及び地上観測点の1時間降水量 (mm) の観測値 (棒グラフ) とCReSSの1時間積算降水量 (実線) およびRSMの1時間積算降水量 (破線) の時間変化を、特に豪雨が観測された6地点について示したもの。(a) 延岡, (b) 高知, (c) 旭丸, (d) 富郷, (e) 洲本, 及び (f) 福知山。この図の観測点の位置は図5に示した。CReSSとRSMの1時間積算降水量は観測点を中心として緯度・経度方向に $0.2 \times 0.2$ 度の領域で平均したものを示した。

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。

四国では太平洋側の高知や徳島で激しい降水が観測された。高知 (図6b) の観測では、19日21UTCごろから降水が強まり、20日01~03UTCでは25mm程度に達している。その後04UTCに急激に1時間降水量が45mmに増大している。CReSSとRSMはともに03UTCまでの降水量についてほぼ観測と同じ量を予測しているが、04UTC以降の急激な降水量の増加はCReSSだけが正し

く予測している。07UTCにはほぼ降水が終了しているが、CReSSの予測でもほぼ降水がなくなり、降水の終了も正しく予測しているといえる。

徳島県の旭丸(図6c)でも同様に豪雨が観測されているが、ここは標高1200mにあり、地形による降水の強化が顕著に表れるところである。このため降水の正確な予測にはモデルの地形が実地形に近くなければならない。ここでの主な降水は19日18UTC頃から始まり、22UTC頃から10mmを超えている。特に20日の02UTCから05UTCにかけて、50mm~70mmの1時間降水量が持続しており、10月19日15UTC~20日15UTCの24時間降水量が449mmであった。CReSSは降水の時間変化と量については概ねよく予測しており、70mm近くが観測された03~04UTCではやや過小となっているが、それでも約50mm以上であることは予測している。これは豪雨の予測としては十分といえる。ただ、00~01UTCと06UTCで観測値より大きくなっている点はやや過大評価といえる。

T0423に伴う豪雨は、四国山地の風下側の瀬戸内海側でも発生した点の特徴のひとつである。愛媛県の富郷では19日15UTCからの24時間降水量が441mmに達した。降水の時間変化(図6d)をみると、20日03~04UTCに1時間降水量が50mmを超えている。CReSSの予測では降水のはじまりから20日06UTCまでほぼ観測値によく対応した降水量を予測している。しかしながら07UTC以降については、観測では09UTCまで20mmを超える強い雨が持続しているのが、CReSSの予測では10mm程度になっており、これらの時刻については正しく予測されていない。淡路島の洲本(図6e)では、19日21UTCごろからの降水のはじまりと20日05UTCまでの強化、および06UTCの50mmに達する急激な増加が、CReSSではよく予測されている。しかしながら08~09UTCでは過小の予測となっている。これらの2地点では、降水の終了時に過小評価となる傾向がみられた。

これらの観測との比較で示されたように、1時間降水量が50mmを超えるような強い降水が量的に予測できるのは、雲・降水過程を正確に計算す

るモデルを用いて、1kmという非常に高い解像度でシミュレーションするからである。しかしながら計算領域の全ての観測点で豪雨を正確に予測したわけではない。紀伊半島の南東斜面では、降水の予測が過小となっている。紀伊半島南東斜面でのこの違いをもたらした原因を明らかにするためには、力学過程と物理過程の詳細な検討が必要である。

次に注目している近畿地方北部についての降水を観測と比較する。この地域では太平洋側の地域ほど強くはないが、それでも1時間降水量の最大が30mmを超えるような激しい雨が観測されている。図2のレーダデータからも分かるように、この地域の降水はおおむね20日02~04UTCから強くなりはじめ、06~10UTCに最も激しい雨となっている。その代表的な地点として京都府の福知山(図6c)では、19日15UTCからの24時間降水量の観測値が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。

ここで選んだ強い雨の観測された点では、概ね観測とCReSSの予測が対応していることが示されたので、次節では全計算領域内の多数の観測点の降水データを用いて、CReSSの降水予測の精度評価を統計的に行う。

## 5.2) 降水の精度評価

降水の精度評価をAMeDASなどの地上観測と比較する場合、観測点と対応するモデル格子1点で比較するのではなく、観測点周辺のある領域で平均したモデル出力値と比較するほうがよい。そ

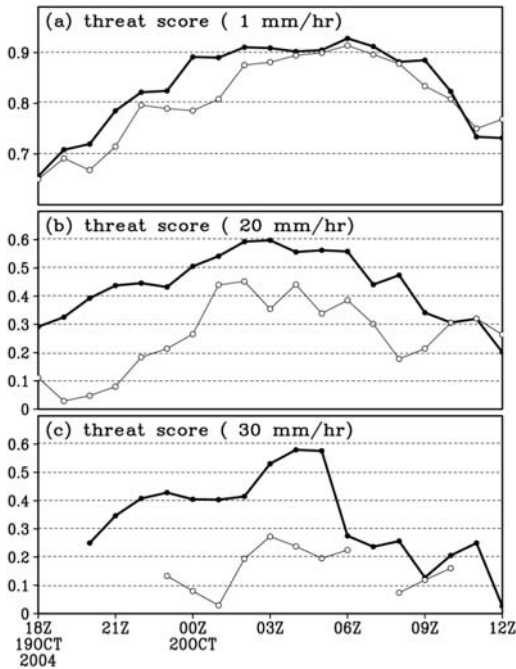


図7 CReSS (太線) とRSM (細線) の1時間積算降水量について、気象庁AMeDASと地上観測点の降水量データを用いて計算したスレットスコアの時間変化。しきい値は(a)  $1\text{mm hr}^{-1}$ 、(b)  $20\text{mm hr}^{-1}$  および (c)  $30\text{mm hr}^{-1}$ である。

の場合どのくらいの面積を平均するかは、現象や格子解像度によるが、ここでは観測点を中心とする緯度・経度  $0.2 \times 0.2$  度の領域で平均した予測値と地上観測値を比較する。強い雨は積乱雲によってもたらされることが多いが、雲解像モデルの場合、雲の位置が格子一つずれただけでその格子の降水強度は格段に変わる場合がある。そのような違いは意味のないものであるので、上記のように平均して位置のわずかなずれに基づく精度評価の不確定性を除去する。

ここでの降水の精度評価は、気象予測の精度評価で一般的に用いられているスレットスコアとバイアスコアを用いる。これらのスコアは、しきい値を越える降水の観測される面積と予報される面積（あるいはそれらに含まれる観測点と格子点で代表させたカウント数）を用いて計算するものである。スレットスコアは降水の予報の評価に最も多く用いられる指標である。スレットスコア

は、しきい値以上の降水が観測された面積と予報された面積の和（ただし重複部分は1度だけ数える）に対する、正しく予報された面積（観測と予報が重なる面積）の割合と定義される。スレットスコアは0から1の値をとり、1に近いほど予報が観測に近いことを表す。特に1のときは予報が完全である（通常は起こらない）。バイアスコアは、あるしきい値以上の降水が観測された面積（回数）に対する、そのしきい値以上の予報された雨の面積（回数）の割合である。これは任意の正の値をとり得るが、予報が完全に観測と一致するときは1になるので、1に近いほど予報の精度がよいことを表す。1より大きいと、実際に降水がないのにあるとする「空振り」が多く、逆に1より小さいと、実際に降水があるのにないと予報する「見逃し」が多いことを示す。以下では、T0423のシミュレーション実験の降水について、これらの指標を用いた精度評価をRSMの予報結果と比較しつつ示す。

初期値から6時間目から24時間目について、スレットスコアの各時刻の値を図7に示す。シミュレーションは雲・降水の無い初期場から始めるので、はじめの6時間はモデルの雲・降水が大気場となじむまでの時間として評価から除いてある。しきい値が  $1\text{mm hr}^{-1}$  のスレットスコア（図7a）は弱い雨まで含めたスコアで、20日10UTCまではCReSSの方がRSMよりややよいが、最大で0.1程度の違いで、特に20日02UTC以降は大きくは変わらない。これは弱い雨まで含めた降水域はCReSSとRSMでは同じ程度の面積を予測していることを示している。スレットスコアは、時間とともに予測が観測からずれていくために通常は時間とともに小さくなっていくのが一般的である。この台風の実験の場合は、台風の降水が計算領域内で発達する様子がよくシミュレーションされているので、スレットスコアは時間とともにやや増大する傾向にある。

一方で、しきい値が  $20\text{mm hr}^{-1}$  以上の強い雨についてのスレットスコア（図7b）ではCReSSとRSMでは顕著な差がみられる。図に示したほど



んどの時間帯で CReSS の方がよく、その差は 0.3 以上になることもある。強い降水が日本の陸上でみられた 20 日の 00~06UTC では、CReSS のスレットスコアは 0.5 以上を維持しており、強い降水の予測精度が高いことが分かる。しきい値が  $30\text{mm hr}^{-1}$  のスレットスコア (図 7c) では、CReSS と RSM の差はさらに顕著になり、雲解像モデルが強い降水の予測に有効であることが明らかである。

しきい値が  $1\text{mm hr}^{-1}$  のバイアスコア (図略) から、CReSS については概ね 1 程度で、弱い雨まで含めた降水水域については過大評価 (空振り) も過小評価 (見逃し) もなく精度がよいことが分かる。強い雨についてみると  $20\text{mm hr}^{-1}$  では、CReSS はほとんどの時間で 1 をやや超えており、強い雨の領域をやや多く予測している。 $30\text{mm hr}^{-1}$  のバイアスコアではその傾向がより顕著で、この実験では CReSS は強い雨の領域を観測よりやや過大評価する傾向がみられた。一方で RSM は  $20\text{mm hr}^{-1}$  のバイアスコアが、20 日の 06UTC までは 1 より顕著に小さく、 $30\text{mm hr}^{-1}$  のバイアスコアではほとんどの時間帯で非常に小さい。このことは  $30\text{mm hr}^{-1}$  を超えるような激しい雨をもたらす台風の量的予測については、静力学モデルではなく、雲解像モデルを用いる必要があることを示している。

## 6. 近畿地方の豪雨をもたらした降水システム

図 2 に示したように台風中心の北東側に強い降水域があり、その強い降水域がかかりはじめた 20 日 04UTC から急激に降水強度が増加している。シミュレーションから得られた福知山における降水の混合比 (雨水、雪、あられの混合比の総和) の時間高度断面 (図 8) から、豪雨をもたらした降水システムの鉛直構造がどのように時間変化したかがわかる。このときの融解層は高度 5000m 付近にあり、その上では降水粒子は固体 (雪またはあられ) で、その下では液体 (雨) である。図 8 は時空間変換により空間構造に置き換えられるように、時間の軸を右から左にとってある。この図

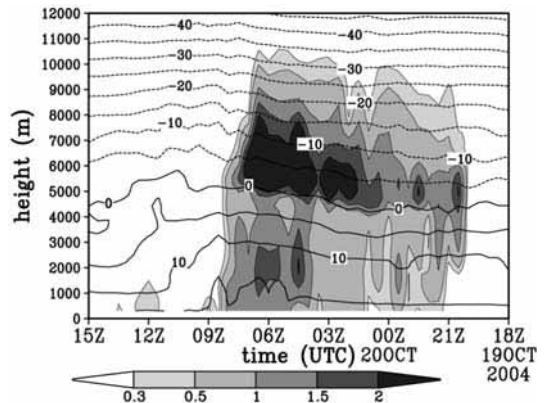


図 8 福知山 (東経 135 度 07.6 分, 北緯 35 度 17.7 分) における降水 (雨水, 雪, あられの総和) の混合比 (グレーレベル;  $\text{g kg}^{-1}$ ) と気温 (等値線;  $^{\circ}\text{C}$ ) の時間高度断面。時間軸は右から左にとってある。

からわかるように、19 日 21UTC 頃から下層の降水に先行して、上空で降水粒子が増加している。特にそれは高度 5000m から 8000m で顕著で、これらは雪またはあられである。高度 6000m 付近を中心に降水粒子の混合比の大きなピークが連続しており、その下に雨の混合比の大きな軸が伸びている。20 日 02UTC を過ぎたあたりから、上空の混合比が顕著に増大し、その下で雨が強化されている様子がわかる。特に、02, 03, 04, および 06UTC に、高度 5000 から 8000m 付近に大きな混合比があり、これらの下では降水が強化されている。

高度 6141m の降水粒子の混合比の時間変化 (図 9) を見ると、10 月 20 日 00UTC (図 9a) には、台風中心の北東側にレインバンドが形成されていて、そこでは南風となっている。この時刻にはまだ近畿地方北部に強い降水はない。02UTC (図 9b) には、北西から南東に伸びるレインバンドが近畿地方から紀伊半島にかけて延びている。図 8 の 20 日 02UTC 付近の強い降水に対応するものである。図 3b) にあるように、この下では降水が強い。図 9cd) ではさらに強いレインバンドが近畿地方にあり、図 3cd) にみられるようにその下では降水が強化されている。この上空の強い降水システムがあるところは南風となっており、四国付近で形成された上空の降水システムが南風で移流されつつ強化し

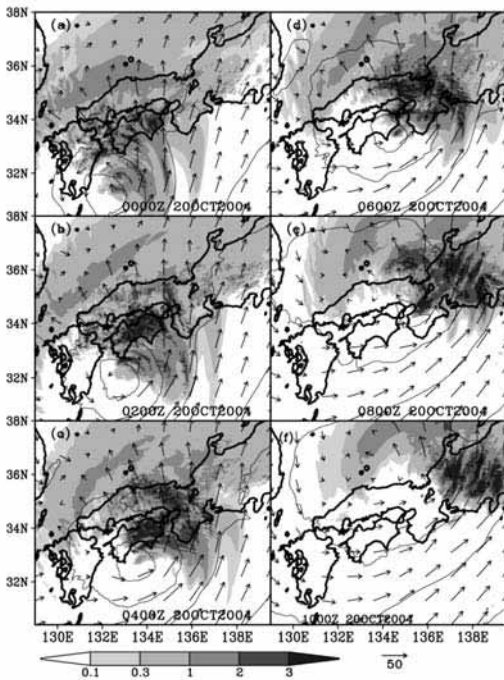


図9 CReSSによるシミュレーションで得られた高度6141mの降水粒子(雨水, 雪, あられの総和)の混合比( $\text{g kg}^{-1}$ ), 気圧(等値線, 3hPa毎), および水平風速(矢印;  $\text{m s}^{-1}$ )の水平分布の時間変化。表示は2004年10月20日00UTCから10UTCについて2時間ごとに示した。混合比のグレースケールを図の下に示した。

て、近畿地方に到達しているようすが分かる。そしてこの上空の強い降水システムが近畿地方の豪雨の原因となっていたことが推測される。08UTC(図9e)には上空の強い降水は北東に抜けてしまっているが、下層(図3e)ではまだやや弱い降水が残っている。10UTCには上空の降水は完全に近畿地方の北に移動してしまっている。しかしながら下層では北風成分が強化され、その地形による持ち上げの降水が残っている(図3f)。

近畿地方北部で最も降水の強い時間帯の、高度6141mにおける降水粒子の水平分布と地上降水強度を図10に示す。シミュレーションは水平解像度1kmで行っているため、積乱雲が存在すれば、それに対応した対流セルがシミュレートされるが、ここではそのようなものはみられず、むしろもう少し大きな降水システムがシミュレートされている。積乱雲の集合というよりも、むしろ東西約

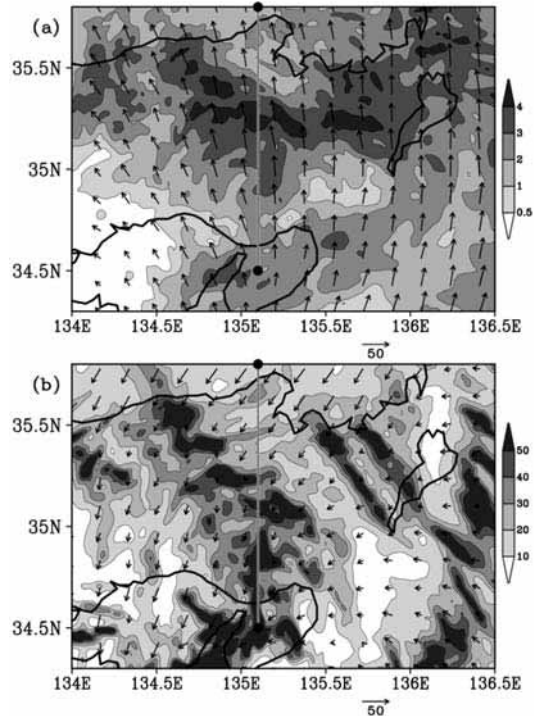


図10 シミュレーションから得られた近畿地方の、(a) 高度6141mの降水(雨水, 雪, あられの総和)の混合比( $\text{g kg}^{-1}$ )と水平風速(矢印;  $\text{m s}^{-1}$ ), (b) 地上の降水強度( $\text{mm hr}^{-1}$ )と地上風(矢印;  $\text{m s}^{-1}$ )。図中の線は図11, 12の断面の位置。

150kmに延びる降水システムが、上空にあり、このレインバンドの下ではいくつもの東西に延びる強いレインバンドが、南北に列をなしている。地上の降水と上空の強いレインバンドはあまり対応しておらず、積乱雲の群とは異なり、下層と上層が別々の降水システムになっていることが示唆される。

これらの降水システムの鉛直構造を代表的な時間帯について図11に示す。近畿地方で豪雨が始まる前の20日02UTC(図11a)では、融解層より上に層状性の降雨があり、そこから特に強いストリーク(雨足)が地上に延びている。地上から高層まで鉛直流がひと続きになったような、積乱雲はみられない。降水が最も強かった時間帯の20日0630UTC(図11b)では、5000m付近の融解層より上空に固体降水粒子の顕著な集積が見られる。このあられや雪が融解し強い雨を形成していることがこれから示される。上層のレインバンド

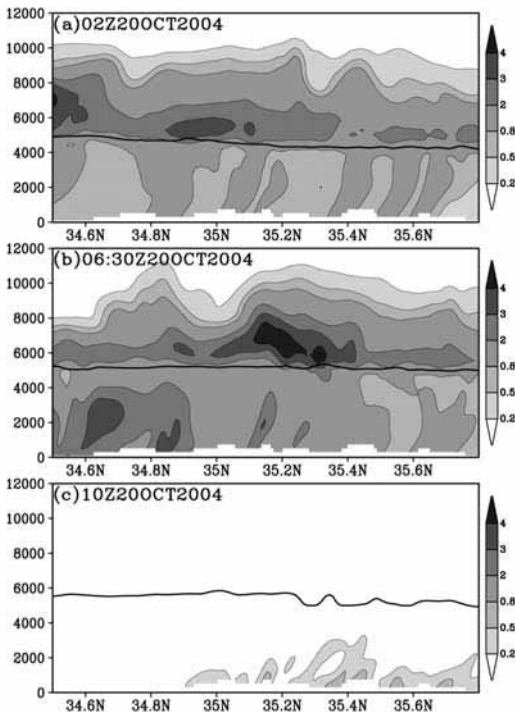


図11 降水の混合比の東経135.1度に沿う南北方向の鉛直断面。2004年10月20日の(a)0200UTC, (b)0630UTC, (c)1000UTC. 図中の太線は気温が0°Cの高度。

が通過した後の20日10UTC(図11c)では、降水が非常に弱まる。これは観測でも示されている。ただし、このときは、図3fからもわかるように日本海沿岸では北風成分があり、その地形による持ち上げで、降水が持続している。図11cの下層には弱い降水が山地斜面上に形成されている様子がシミュレートされている。

図12に図11bの断面の降水粒子の混合比をあらわ(図12a)、雪(図12b)および雨(図12c)のそれぞれの混合比に分けたものを示す。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、あられよりむしろ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。

## 7. 考察

台風の予測でまず重要なのは、台風の進路予測で、通常は台風の中心の経路で表される。図1に示されたT0423の中心位置と図3の気圧中心を比較すると、各時刻でよく対応しており、シミュレーションがT0423の進路をよく予測していることがわかる。図3に示された気圧の極小(台風の中心)と図1の位置を各時刻で比較すると、緯度・経度ともに差は1度以下である。

次に重要な点は、台風内での降水分布が正確に予測されることである。T0423の事例のように中緯度に近づいた台風は、低緯度にあるときのような対称性のある降水分布から大きくずれて、降水域が台風のある領域に偏って分布する。T0423の場合も中心の北東側に強い降水域が存在した。シミュレーションの結果(図3)とレーダ(図2)を比較するとこれらがよく対応していることがわかる。この実験では台風内部の降水分布もよく再現されているといえる。台風の降水はその中に形成されるレインバンドに集中するが、本事例のシミュレーションでは、台風中心の北東から東側に形成されたレインバンドも概ねよく観測を再現しており、それによって降水の精度よい予測が得られている。

本論文の主題である降水の量的予測については、地上雨量観測との比較から、図6に示した観測点のような $50\text{mm hr}^{-1}$ を越えるような激しい降水についても、量的に十分な精度で予測しているといえる。計算領域内の全ての地上観測点でCReSSにより予測された降水を評価すると、相関係数は $0.85 \sim 0.93$ 程度となり、実際の降水をよく

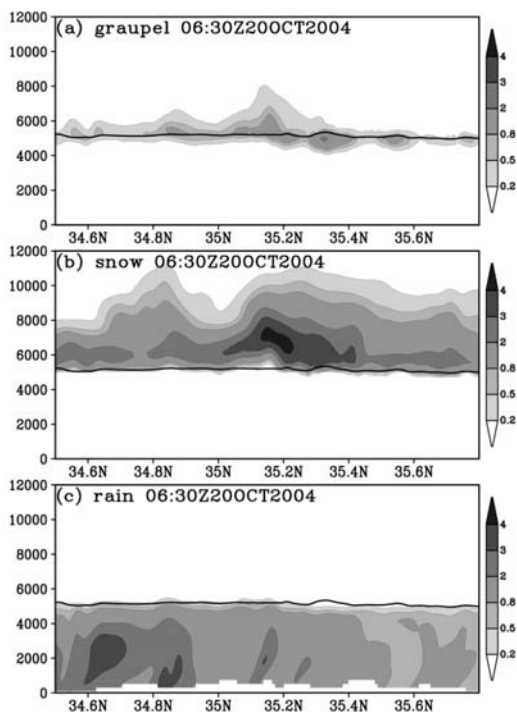


図12 2004年10月20日0630UTCの東経135.1度に沿う南北方向の鉛直断面。(a) あられの混合比 ( $\text{g kg}^{-1}$ ), (b) 雪の混合比 ( $\text{g kg}^{-1}$ ), (c) 雨の混合比 ( $\text{g kg}^{-1}$ ). 図中の太線は気温が0°Cの高度。

予測しているといえる。図7に示したスレットスコアから、弱い雨(図7a)については静力学モデルと大きくは違わないが、強い雨(図7bc)では、雲解像モデルの予測精度が顕著に高くなった。この点はバイアススコア(図略)にも表れており、特に  $30\text{mm hr}^{-1}$  以上の雨についてはスレットスコア(図7c)からもバイアススコアからも、その量的予測には雲解像モデルを用いることが必要であることが示される。一方でこの台風の事例については、バイアススコアから CReSS は強い雨の領域をやや過大評価していることも示された。

静力学モデルでは鉛直流は直接計算されるのではなく、水平風の収束の結果として計算される。さらに雨は格子点スケールの凝結または対流のパラメタリゼーションにより、水蒸気の飽和剰余として診断的に計算される。一方、ここで用いた CReSS のような雲解像モデルでは、雨が直接時間

積分により予測される。特に氷の過程が正確に計算されることで、あられや雪による水の集積などが直接計算されるので、量的な予測が可能となる。これが雲解像モデルを用いる大きな利点の一つである。

この事例でも九州や四国などにみられるように、降水の強化に地形が効いていると考えられる。モデルでは標高が格子点で平均されるので、モデル地形の標高は解像度に強く依存し、低い解像度のモデルでは実地形より低いモデル地形となる。このため地形の効果を正確に取り入れるためには、解像度を上げることが不可欠である。格子解像度が上がると、より実地形に近いモデル地形となり、降水の予測が改善される。これは特に地形に関する降水で顕著になる。図6cの旭丸の降水が量的によく予測されているのは、モデルの地形が実地形に近いものになっているからである。

この台風の事例の場合、急激な降水の強化がみられたが、これは図9に示したように、上空のレインバンドの侵入と対応している。台風の降水の場合、このようなレインバンドが正確にシミュレーションされることが、量的に正確な予測に不可欠であると考えられる。先に述べたように本論文のシミュレーションではレインバンドが概ねよく観測を再現していた。

## 8. まとめ

2004年10月20日、日本に上陸した台風23号(T0423)は豪雨による大規模な洪水をもたらし、国内で100名に近い死者を出すなど、大きな災害をもたらした。特に近畿地方では北部を中心に大規模な洪水災害が発生した。台風のもたらす豪雨を量的に予測することを目指し T0423 を例として、雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) を用いて予測実験を行い、どの程度量的にかつ降水分布が詳細にシミュレーションされるかを調べた。

台風が10月20日に日本に上陸するころには、中緯度の傾圧性の影響を受け、明瞭な眼や対称な構造はなくなりつつあった。降雨域は中心の北か

ら東側に存在し、レーダ観測からはその中に明瞭ではないがレインバンドが観測された。近畿地方北部での降水の特徴は、10月19日21UTC頃から弱い降水がはじまり、20日04UTC頃に急激に降水強度が増加し、6時間ほど20~30mm hr<sup>-1</sup>の激しい降水が持続したことである。この急激な増加はレインバンドの侵入によるものと考えられる。

CReSSによるシミュレーションは、2004年20月19日12UTCを初期値として30時間の計算を、地球シミュレータの128ノード(1024CUP)を用いて行った。計算領域は移動していく台風全体を計算できるほど広くとり、一方で個々の積乱雲を表現できるように水平格子解像度を1kmとした。このような大規模な計算は地球シミュレータを用いてはじめて可能になるものである。計算の結果は、台風の中心の経路、中心気圧、台風内の降水の分布などを非常によく再現した。特に台風の北側から東側にかけてのレインバンドなどがよく再現された。さらに地上観測と比較して、豪雨が量的によく予測されたことが示された。特に、上記の20日04UTC頃からの急激な降水強度の増大がシミュレーションでもよく再現され、これが上空のレインバンドの侵入と対応していることが示された。

シミュレーションの結果を用いて、近畿地方北部の豪雨をもたらした降水システムがどのようなものであったかを調べた。シミュレーションの結果より、高度6000m付近を中心とする上空には固体降水粒子(雪とあられ)の大きな混合比のレインバンドが入り込み、固体降水粒子の融解によって豪雨が形成されている様子が示された。このレインバンド内では特に雪が多く存在していた。この降水システムでは、激しく発達した積乱雲はなく、下層と上層は比較的独立した降水システムとなっており、上空での固体降水粒子による水の集積が豪雨の形成に重要であることが示された。

本論文の例で示されたように、台風に伴う中緯度での豪雨を量的に精度よく予測するためには、台風の進路や台風内の降水域あるいはレインバンドを精度よく予測するだけでなく、上空での固体

降水粒子の形成、すなわち「冷たい雨」の降水機構による上空の水の集積と豪雨の形成が正しく数値モデルで表現されていることが必要であることが示された。このようなシミュレーションあるいは予測は、雲解像モデルを高解像度の設定で実行してはじめて可能になるもので、今後の台風とそれに伴う降水の予測と研究にはこのようなモデルが不可欠であることが示された。

謝辞：本研究で用いた雲解像モデルCReSSは科学技術振興調整費(研究代表者：住明正教授)により開発されたものを、名古屋大学地球水循環研究センターで発展させたものです。本研究の計算は、海洋研究開発機構地球シミュレータセンターの地球シミュレータを用いて、地球シミュレータセンターとの共同研究の一貫として行いました。

#### 参考文献

- [1] 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, pp. 3072-3093.
- [2] Mashiko, W. (2005) : Polygonal eyewall and mesovortices structure in a numerically simulated Typhoon Rusa. *SOLA*, Vol. 1, pp. 29-32.
- [3] 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, pp. 907-923.
- [4] 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, pp. 1035-1057.
- [5] Peng, Melinda S. and Simon W. Chang (2002) : Numerical forecasting experiments on Typhoon Herb (1996). *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 80, No. 6, pp. 1325-1338.
- [6] Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2001) : CReSS User's Guide 2nd Edition.
- [7] 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, pp. 243-259.
- [8] 牛山素行 (2005) : 2004年10月20~21日の台風23号による豪雨災害の特徴, *自然災害科学*, Vol. 23, No. 4, pp. 583-593.

