

# 台風0423号に伴う近畿地方北部の豪雨についての 雲解像モデルを用いた量的予測実験

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

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日に近畿地方北部で発生した、台風23号に伴う豪雨に注目し、雲解像数値モデルを用いてその量的予測の可能性を調べた。

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、大きなものでは数1000km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、台風と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。このような小さな積乱雲が台風には本質的である点が、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、さらに後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、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スパイラルレイン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、大規模コンピューターは急速に進歩し、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。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。本論文の目的は、この数値モデルを用いて、台風とそれに伴う豪雨について、高解像度の量的予測実験を行ない、豪雨がどの程度量的かつ詳細に予測されるのかということを示すことである。

\*Kazuhiisa Tsuboki, 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

## 2 雲解像モデルと実験の設定

### 2.1 雲解像モデルの概要

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学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、非静力学モデルである。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ており、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), 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、台風の発達・維持に本質的な地表面摩擦や熱・水蒸気の地表面からのフラックスなどの地表面の過程も導入されている。

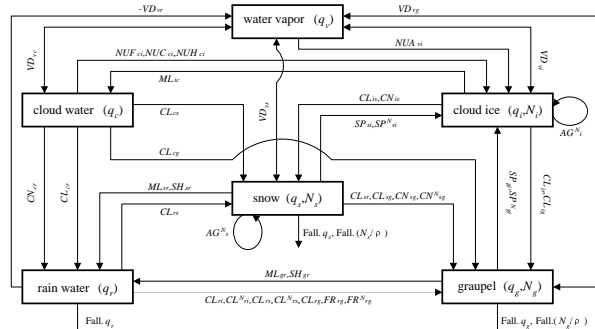


図 1: 雲解像モデル CReSS で用いられている雲・降水の物理過程。

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 次元の非均一な初期値と、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。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。地球シミュレータのようなベクトル型計算機では、1 次元領域分割を行なうことで、ベクトル長を長くとる。計算ノード間は MPI を用いた並列計算を、また鉛直方向には OpenMP を用いたノード内並列計算をすることで、効率よく計算が行なえるようにした。

### 2.2 台風の実験の設定

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なった。CReSS の雲物理過程は、固体 (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。計算領域を図 2 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。初期値は 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) を初期値として、同月 20 日 18UTC までの 30 時間積分を行なった。初期値および境界値は気象庁領域スペクトルモデルの予報値を用いて、初期値はモデルの格子点にデータを内挿し、境界値は 3 時間毎に更新されるデータを用いた。3 時間の間の境界値は前後の時間を用いた線形内挿で与えられる。

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

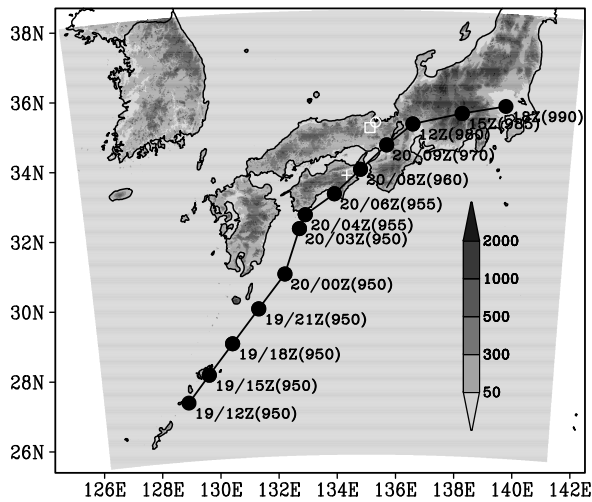


図 2: 気象庁の発表による T0423 の 2004 年 10 月 19 日 12UTC から同月 20 日 18UTC の経路。黒丸で示した各中心位置の日時のそばの括弧内の数字はその時刻の中心海面気圧 (hPa)。ただし、20 日 18UTC 以降は温帯低気圧とされている。白十字は気象庁 AMeDAS 観測点旭丸、白四角は福知山観測点、白丸は舞鶴観測所の位置である。図の薄い影をつけた領域はシミュレーションの計算領域。地形はシミュレーションに用いたもの。

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。平均格子間隔が 300m 程度で、鉛直格子数は 63 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。

計算は海洋科学技術研究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なった。この計算では 128 ノード (1024CPU) を使い、x 方向にベクトル長を長くするために、領域の分割は y 方向のみの 1 次元分割とし、MPI を用いて 128 ノードの間のノード間並列により計算した。また鉛直方向には、各ノードごとに OpenMP を用いた 8CPU のノード内並列をした。このような大規模計算は、地球シミュレータを用いて、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 2 に示すように、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あり、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。

この台風が九州の東を通過する時刻以降の、台風に伴う降水を気象庁のレーダを用いて図 3 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 3a)、四国南部 (図 3b)、四国東部 (図 3c)、そして紀伊半島 (図 3d) へと移動した。台風の北側の日本海側には広域の弱い層状性の降雨域がある。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 3a-d)。徳島県の AMeDAS 観測点の旭丸 (図 2 の白十字の位置; 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。降水強度の時間変化を見ると (図 4)、主要な降水は 19 日 21UTC から始まり、20 日 02UTC~07UTC に 30mm/hr を越える豪雨が起きている。特に 03、04UTC には 70mm/hr を越えている。レーダーではこのような局地的で強い降雨強度を捉えることができず、図 3 のレーダーデータは定性的な降水の分布と理解するべきであろう。

本論文で注目している。近畿地方北部の降水は 20 日 04UTC (図 3c) 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

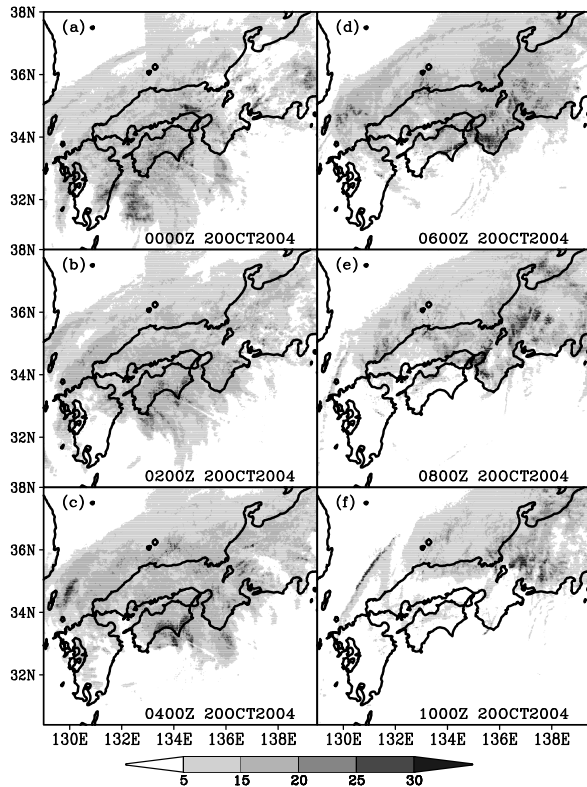


図3: 2004年10月20日00UTCから同日10UTCまでの、2時間ごとの気象庁レーダーのエコー強度 (mm/hr) 時間変化。

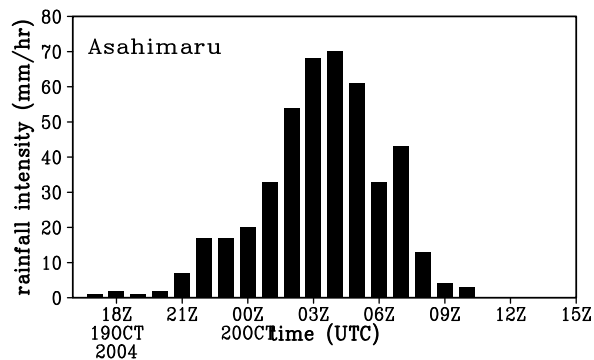


図4: 2004年10月19日15UTCから20日15UTCまでの気象庁 AMeDAS 観測点の徳島県旭丸 (図2の白十字の位置; 東経134度19.6分、北緯33度56.0分) における時間降水量 (mm/hr) の時間変化。

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08UTC頃 (図3e) も継続しており、台風中心が近畿地方の東に移動した後の10UTC (図3f) にも、中国・近畿地方の日本海側では広い範囲で降水が持続している。

図5に舞鶴 (図2の白丸) の気象庁地上観測データを示す。海面気圧 (図5a) から舞鶴に台風中心がもっとも近付いたのは、20日09UTCと推定される。台風中心は舞鶴の南側を通過したので、中心の接近とともに、北風成分 (図5b) が強化されている。降水 (図5c) は20日04UTCから10mm/hrを越えるような強いものとなり、13UTCまで非常に強い降水が持続している。特に06、07UTCには30mm/hrを越える強い降水となっている。舞鶴の19日15UTCから20日15UTCの総降水量は277mmであった。同様に福知山 (図2の白四角; 東経135度07.6分、北緯35度17.7分) の時間降水量の時間変化 (図6) でも同様の傾向が見られ、20日07、08UTCでは35mm/hr程度にまで達している。福知山の同期間の総降水量は250mmであった。

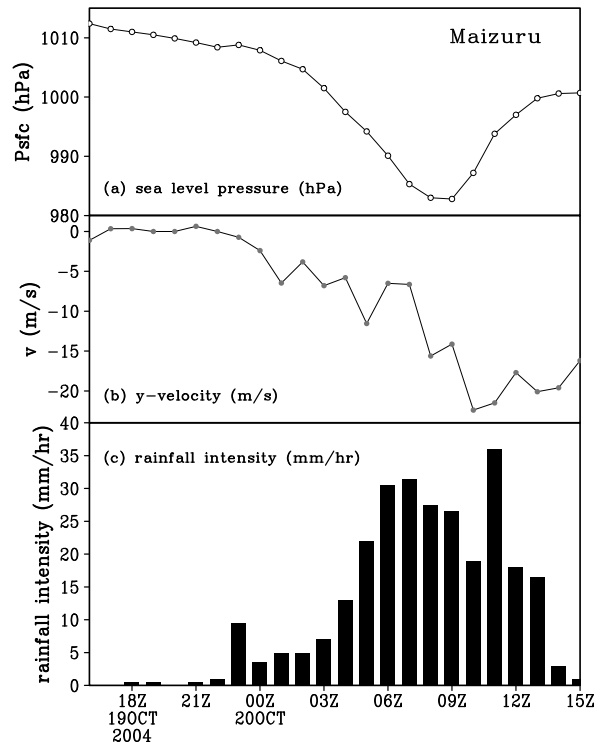


図5: 2004年10月19日15UTCから20日15UTCまでの気象庁観測所舞鶴 (図2の白丸の位置; 東経135度19.0分、北緯35度27.0分) における (a) 海面気圧 (hPa)、(b) 風速の南北成分 (m/s)、(c) 時間降水量 (mm/hr) の時間変化。

先に述べたようにこの近畿地方北部の豪雨で、大規

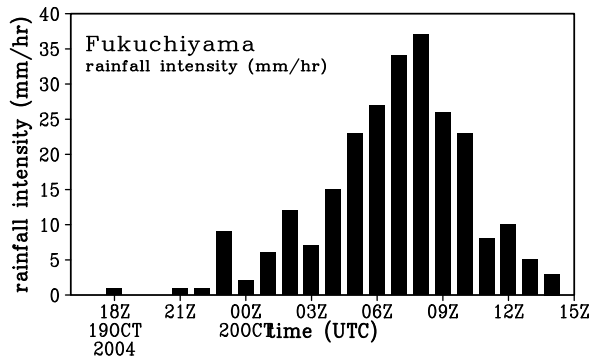


図 6: 図 4 に同じただし気象庁福知山観測点 (図 2 の白四角の位置; 東経 135 度 07.6 分、北緯 35 度 17.7 分) について。

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 実験の結果と観測の比較

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を図 7 に示す。気象庁レーダー (図 3) はほぼ高度 2km の定高度表示なので、シミュレーションの雨水混合比は高度約 2km の分布を示した。20 日 00UTC (図 7a) 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 7bc) にそれがよく示されている。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ーで観測されているが (図 3bc)、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。四国の降水は非常に強いもので、図 4 に示した徳島県の旭丸付近の降水強度の時間変化 (図 8) をみると、主な降水は 19 日 1930UTC 頃から始まり、23UTC 頃から非常に強くなっている。特に 19 日の 0030UTC から 20 日 0530UTC にかけて、降水強度が 50mm/hr 程度あるいはそれ以上が持続しており、大量の降水がもたらされていることがわかる。図 8 の降水の時間変化は図 4 の旭丸の観測を量的に再現しているといえる。このような強い降水が再現できるのは雲を解像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しているからである。

20 日 04UTC (図 7c) には、近畿地方北部にあまり明瞭でないが北西から南東にレインバンドがのびてい

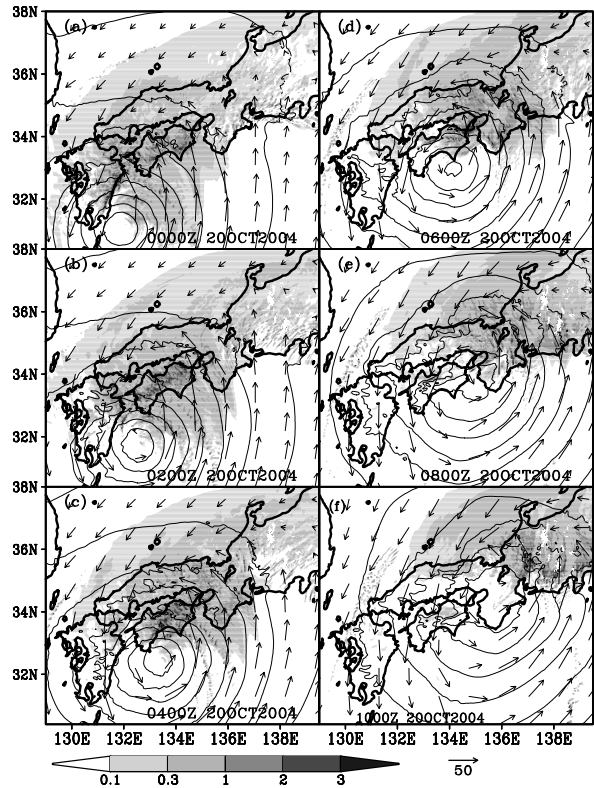


図 7: CReSS によるシミュレーションで得られた高度 1965m の雨水混合比 (g/kg)、気圧 (等値線)、および水平風速 (矢印) の水平分布の時間変化。表示は 2004 年 10 月 20 日 00UTC から 10UTC について 2 時間ごとに示した。気圧分布はパターンのみ、水平風速のスケールは図の右下に示した。

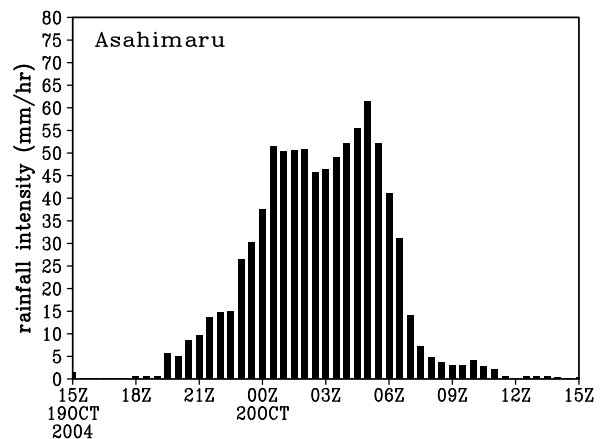


図 8: シミュレーションで得られた徳島県旭丸 (東経 134 度 19.6 分、北緯 33 度 56.0 分) を中心とした、東西 0.5 度×南北 0.5 度の領域平均の降水強度 (mm/hr) の時間変化。図の期間は 2004 年 10 月 19 日 15UTC から 20 日 15UTC。

て、降水が強化されている。また、紀伊半島にも強い降水があり、観測とよく対応している。この時刻から、20日08UTC(図7de)まで、近畿地方では強い降水域が維持されている。これが豪雨をもたらしたものに对应していると考えられる。20日06UTC(図7d)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。このような台風の詳細な構造もよく再現されている。

図5cの舞鶴の降水に対応して、シミュレーションから得られた舞鶴付近の降水強度の時間変化を図9に示す。舞鶴付近の降水は、シミュレーションでは19日20UTC付近からすこずつ増加し、20日04UTCには15mm/hrに達している。20日0430UTCに急激に増加し20mm/hrに達した。その後0830UTCまで25mm/hr以上の強い降水が持続している。図5cの観測と比較するとこの時刻までの降水強度の時間変化は、時間変化のパターンについても、量的にも非常によくシミュレーションされている。しかしながら09UTC以降については、観測(図5c)では13UTCまで15mm/hr以上の比較的強い降水が持続し、11UTCには35mm/hrに達する強い降水が見られるのに対して、シミュレーション(図9)では10mm/hr以下の比較的弱い降水となっている。この点は観測とシミュレーションで量的に異なっている。最も大きな浸水被害が発生した豊岡について比較したいところであるが、豊岡では10月20日09UTCに45mmの時間降水量を記録した後、観測が停止しているため観測値が不明である。

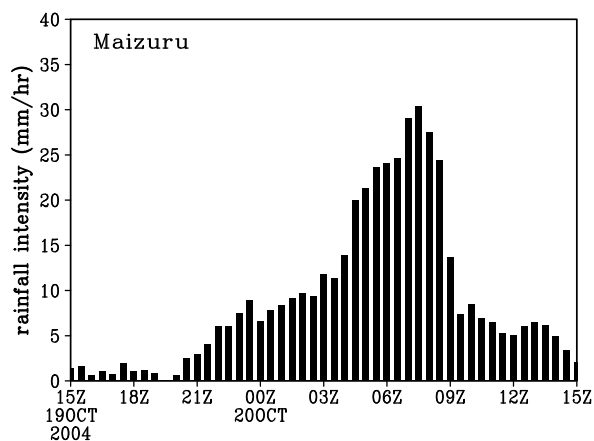


図9: 図8と同じ。ただし、舞鶴(東経135度19.0分、北緯35度27.0分)を中心とした、東西0.5度×南北0.5度の領域平均。

一方で、シミュレーションの福知山における降水強度(図10)は、より観測(図6)に近いものとなっている。

る。観測と同様に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、シミュレーションでは04UTCに、観測では05UTCに20mm/hrを越える強い降水に急激に増加している。この強い降水は、観測では10UTCに急激に弱まっているが、シミュレーションではそれよりやや早く09UTCに急激に弱まる。その後は観測においても、シミュレーションについても、10mm/hr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する。このように近畿地方北部の降水の特徴は、19日21UTC頃から強まりはじめ、20日04UTC頃に急激に増加し、その後、豪雨が持続した後、急激に降水強度が弱まるという特徴を持っている。その弱まった降水は15UTC頃まで持続している。この降水強度の時間変化が概ねシミュレーションで量的によく再現されている。

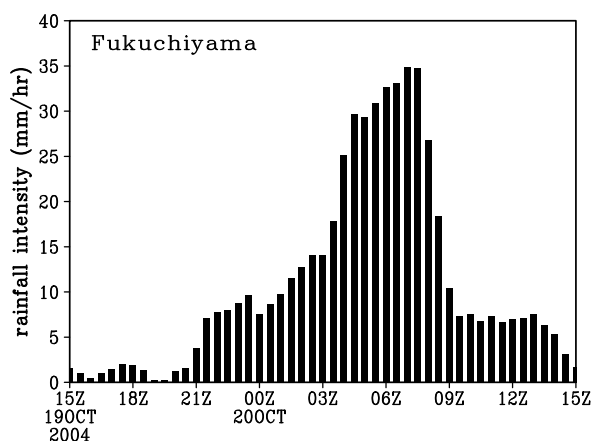


図10: 図8と同じ。ただし、福知山(東経135度07.6分、北緯35度17.7分)を中心とした、東西0.5度×南北0.5度の領域平均。

総降水量の分布を、19日15UTCから20日12UTCの積算値として図11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、総降水量が250mm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。四国などでは旭丸などのように、山地の効果により非常に降水が大きくなっている。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いると考えられる。

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、降水の量についても非常によく観測を再現しているため、この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ということ次

章で詳しく述べる。

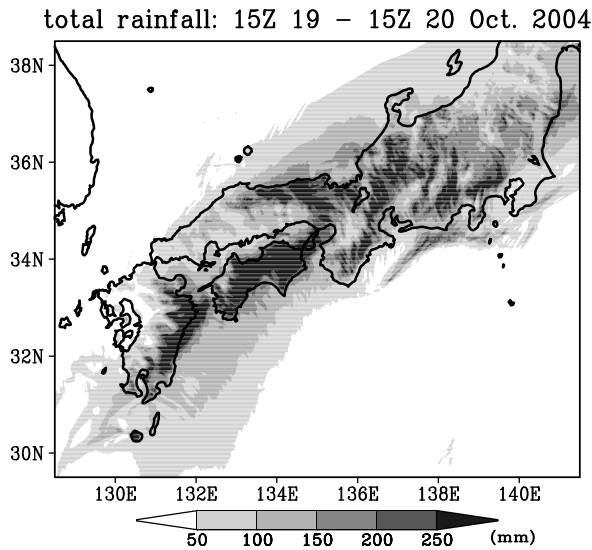


図 11: シミュレーションで得られた 2004 年 10 月 19 日 15UTC から 20 日 15UTC の総降水量。

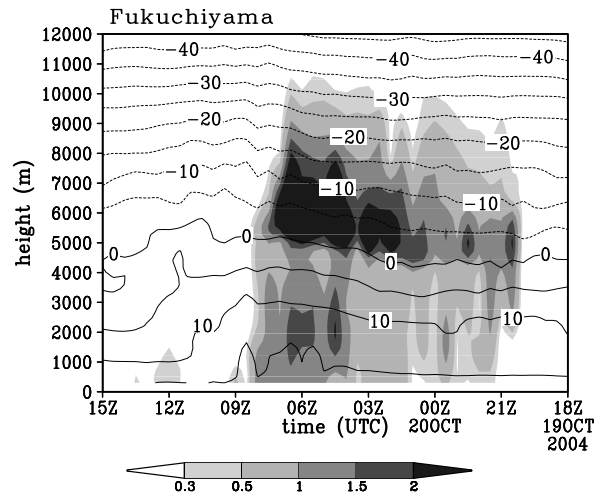


図 12: 福知山 (東経 135 度 07.6 分、北緯 35 度 17.7 分) における降水混合比 (グレーレベル;g/kg) と気温 (等値線;°C) の時間高度断面。時間軸は右から左にとってある。

## 5 近畿地方の豪雨をもたらした降水システム

図 7 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 12) 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 12 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。

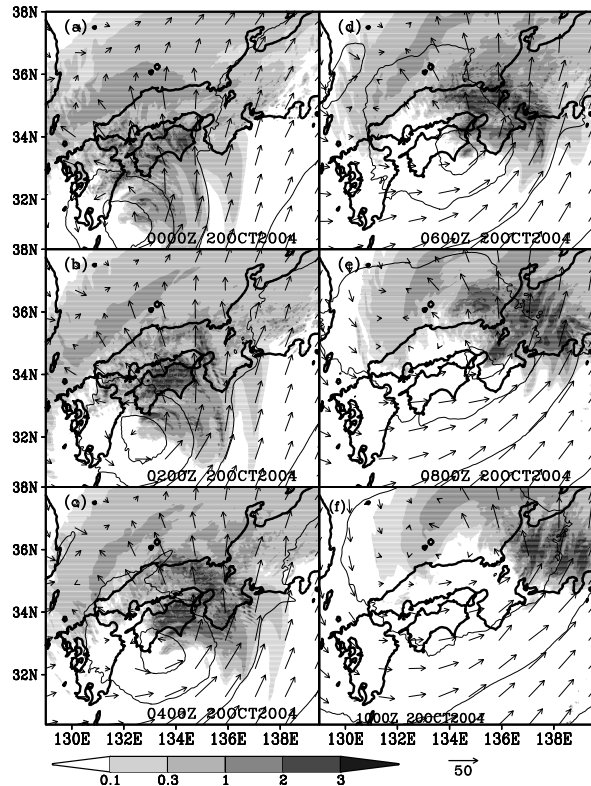


図 13: 図 7 に同じ。ただし高度 6141m について。

高度 6141m の降水粒子の混合比の時間変化 (図 13) を見ると、10 月 20 日 00UTC (図 13a) 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 13b) 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伸びている。図 12 の 20 日 02UTC 付近の強い降水に対応するものである。図 7b にあるように、この下では降水が強い。図 13cd ではさらに強いレインバンドが近畿地方にあり、図 7cd にみられるようにその下では降水が強化されている。08UTC (図 13e) 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 7e) 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 7f)。

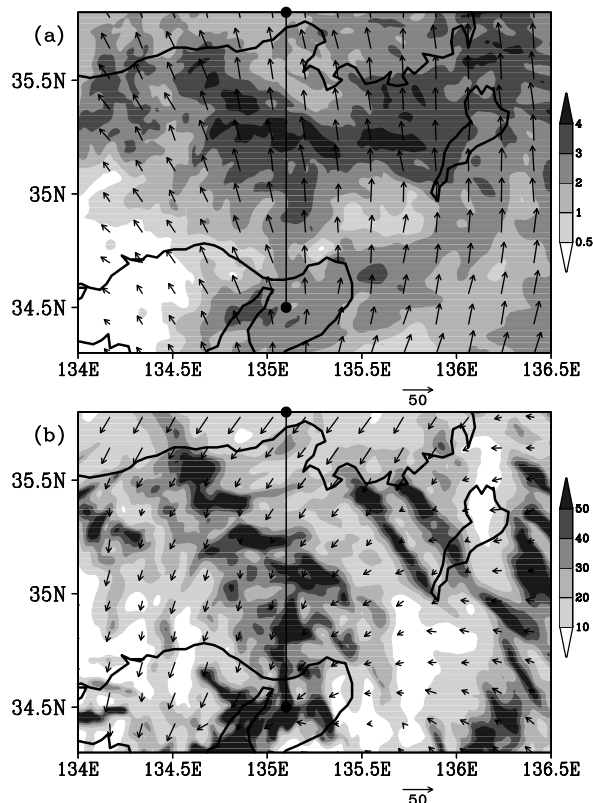


図 14: シミュレーションから得られた (a) 高度 6141m の降水混合比 (g/kg) と水平風速 (矢印)、(b) 地上の降水強度 (mm/hr) と地上風 (矢印)。図中の線は図 15、16 の断面の位置。

近畿地方北部で最も降水の強い時間帯の、高度 6141m おける降水粒子の水平分布と地上降水強度を 図 14 に示す。シミュレーションは水平解像度 1km で行なっているの、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 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。

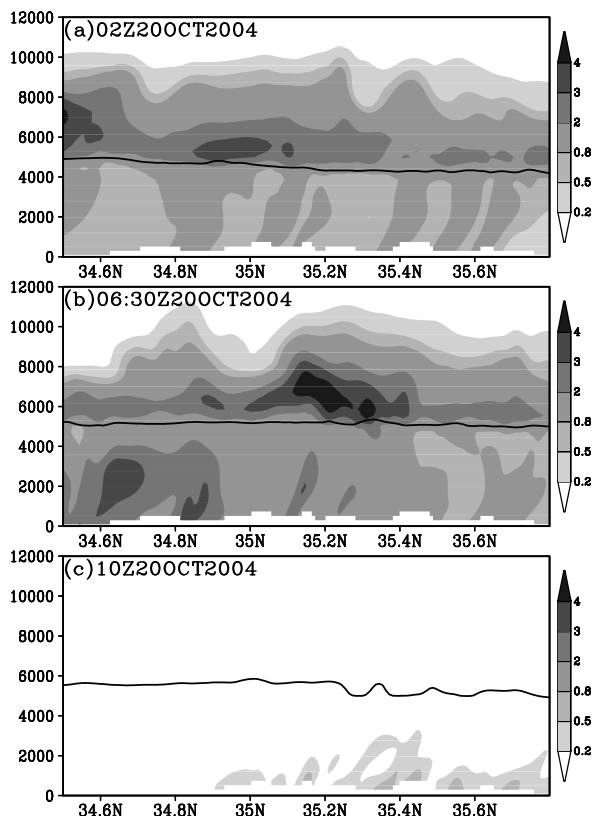


図 15: 降水の混合比の東経 135.1 度に沿う南北方向の鉛直断面。2004 年 10 月 20 日の (a)0200UTC、(b)0630UTC、(c)1000UTC。図中の線は気温が 0°C の高度。

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 15 に示す。近畿地方で豪雨が始まる前の 20 日 02UTC (図 15a) 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 15b) 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。



図 16 に図 15b の断面の降水粒子の混合比をあられ (図 16a)、雪 (図 16b) および雨 (図 16c) 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。

上層のレインバンドが通過した後の 20 日 10UTC (図 15c) 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 7f から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 15c の下層には弱い降水が山地斜面に形成されている様子がシミュレートされている。

## 6 考察

台風の前測でまず重要なのは、台風の進路前測で、通常は台風の中心の経路で表される。図 2 に示された T0423 の中心位置と図 7 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 の進路をよく前測していることがわかる。図 7 に示された気圧の極小 (台風の中心) と図 2 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。

側面境界を持つ領域モデルでは、時間変化する側面境界条件が用いられる。領域モデルで台風を正確に前測するためには、これを適切に取り入れることが不可欠である。T0423 の実験では、シミュレーションの結果が観測とよくあっていることから、時間変化する側面境界条件が適切であることがわかる。本論文で示した実験では、初期値に台風が計算領域の中に存在した。ここで結果は示さなかったが、もう少し計算領域の小さい実験で、初期値に台風が計算領域の外にあっても、

適切な側面境界条件を用いることにより、あたかも台風を含む広い計算領域で計算しているかのように、台風が計算領域に入り込み、ここで示した結果とほぼ同じような進路を前測することができる。これはモデルからすると側面境界条件の外力により、計算領域内に台風を生成していることになり、側面境界が適切に与えられてはじめて可能になるものである。逆に台風が計算領域から出てしまうことも、側面境界条件を適切に与えることではじめて可能になる。T0423 は計算領域から出るところまで計算しなかったが、他の台風の実験で、CReSS はあたかも側面境界がないかのように台風が計算領域から出ることをシミュレーションした。これらは側面境界条件が適切に働いていることを示している。

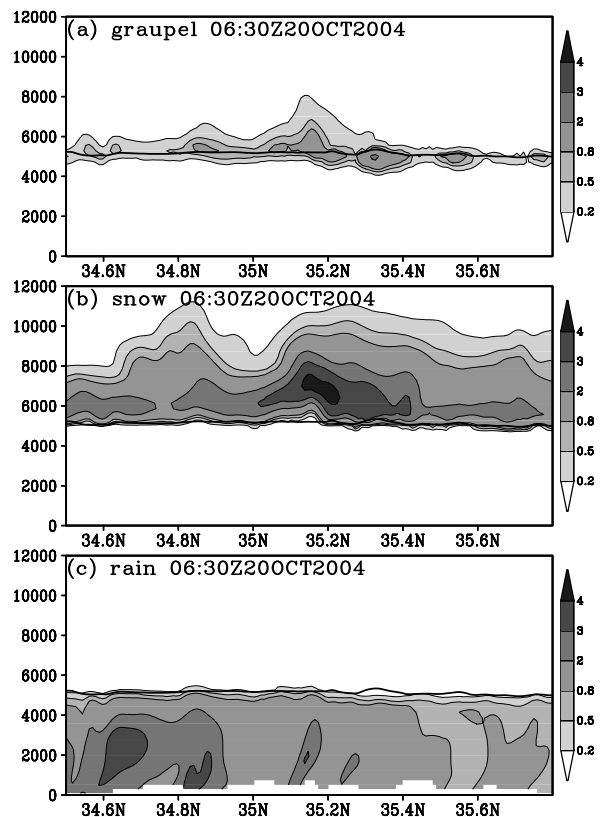


図 16: 2004 年 10 月 20 日 0630UTC の (a) あられの混合比 (g/kg)、(b) 雪の混合比 (g/kg)、(c) 雨の混合比 (g/kg) の東経 135.1 度に沿う南北方向の鉛直断面。図中の線は気温が 0°C の高度。

台風のの前測で次に重要な点は、台風内での降水分布が正確に前測されることである。T0423 の事例のように中緯度に近付いた台風は、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

ンの結果(図7)とレーダー(図3)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4に示した旭丸観測点のような50mm/hrを越えるような激しい降水についても、図8に示すように、量的に十分な精度で予測しているといえる。すべての観測点について統計的な評価をしたわけではないが、福知山についても図6と図10にあるように量的によく対応している。特に今回は急激な降水の強化がみられたが、これは図12、13、14に示されたように、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。

静力学モデルでは、上昇流は水平風の収束の結果として計算される。さらに雨は水蒸気の飽和剰余として診断的に計算される。一方でここで用いたCReSSのような雲解像モデルでは、雨が直接予報される。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。さらに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。解像度が上がることで、より実地形に近いモデル地形になる。特に格子点で平均される標高は、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。このように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。

この事例では舞鶴については、20日09UTC以後に観測(図5)とシミュレーション(図9)に不一致がみられた。この時刻以降も比較的強い雨が13UTCまで持続したが、シミュレーションではこの時刻で降水が急速に弱まった。この違いが何によるかは、図3のような低解像度のレーダーから示すことができない。図3fにおいて舞鶴付近に顕著な降水はみられない。観測された強い降水は非常に局所的なものであることが推測される。

## 7 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ない、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、レーダー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)を用いて行なった。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ー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、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

本研究の計算は、海洋科学技術研究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ないました。

#### 参考文献

- Cotton, W. R., G. J. Tripoli, R. M. Rauber and E. A. Mulvihill:** Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, pp.1658–1680, 1986.
- Ikawa, M. and K. Saito:** Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Report of the MRI*, **28**, 238p., 1991.
- Lin, Y. L. , R. D. Farley and H. D. Orville:** Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, pp.1065–1092, 1983.
- Liu, T., D.-L. Zhang and M. K. Yau:** A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, pp.3072–3093, 1997.
- Murakami, M.:** Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud — The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, pp.107–128, 1990.
- Murakami, M., T. L. Clark and W. D. Hall:** 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**, pp.43–62, 1994.
- Nasuno, T. and M. Yamasaki:** The effect of surface friction on the mesoscale organization of cumulus convection in tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, pp.907–923, 1997.
- Nasuno, T. and M. Yamasaki:** A representation of cumulus-scale effects in a mesoscale-convection-resolving model for tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, pp.1035–1057, 2001.
- Tsuboki, K. and A. Sakakibara:** CReSS User's Guide 2nd Edition, 2001.
- Tsuboki, K. and A. Sakakibara:** Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator. *High Performance Computing, Springer*, H. P. Zima et al. Eds, pp.243–259, 2002.
- 牛山素行:** 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, 2005.