

気象・水文

向川 均¹・石川 裕彦²・竹見 哲也²・中北 英一³・山口 弘誠³

¹ 気象水象災害研究部門 災害気候研究分野

² 気象水象災害研究部門 暴風雨気象環境研究分野

³ 気象水象災害研究部門 水文気象災害研究分野

Key Words: atmospheric radar, numerical simulation, rainband

1. はじめに

石川 裕彦

気象水象災害研究部門では、災害発生の原因となる気象外力、とりわけ降水現象の解明を担当した。そして、①レーダー雨量解析とメカニズム解析、②過去豪雨事例との比較及びメソ気象モデルによる再現性や豪雨要因の調査、③豪雨発生期における東アジア域での大気循環場の特徴及びその予測可能性、をテーマに研究を進めた。

第2章では、国土交通省のレーダー観測網であるXRAINデータを解析し、総雨量分布はもとより、降雨の刻々の変化を明らかにした結果を示す。

第3章では、計算シミュレーションでどこまで現象を再現できるかに挑戦した。最も細密なメッシュ間隔を166 mとした超高分解能シミュレーションにより、地形の細かな起伏や積乱雲の内部構造を詳細に表現する再現計算を試みた。この高分解能シミュレーションにより、停滞する線状降水系を再現し、福岡県の豪雨発生地域で500 mm程度の総雨量を再現することができた。

第4章では、過去の降水事例との比較を行った。前半では、過去の準停滞性線状降水系の発生事例の統計的研究結果を参照し、今回事例の特徴を議論する。後半では、豪雨発生の背景となる総観規模スケールの気象場に着目し、豪雨発生地域の風上側に当たる九州西側の海域を対象に、大量の水蒸気を輸送する下層の暖湿な南西風と、豪雨発生のトリガーとなる中層の寒気との関係を、過去60年間の再解析データを用いて調べた。

第5章では、発展研究として、今回の集中豪雨が温暖化した環境下で発生した場合を想定した擬似温暖化実験を実施した結果を記載する。

最後に、将来に向けた研究項目、未来像に言及した。

2. 気象レーダーを用いた豪雨解析

中北 英一・山口 弘誠

近年増加する集中豪雨や局所的な大雨による水害や土砂災害等に対して、適切な施設管理や防災活動等に役立てるために、2010年以降Xバンド偏波ドップラーレーダーのネットワーク観測によるレーダー雨量情報が国土交通省から提供されている。さらに2016年7月からは配信エリアが大幅に拡大されていて、通称 XRAIN(eXtended Radar Information Network)と呼ばれている。九州エリアにおいても図-2-1 に示すように7機のレーダーが配備されている。また、XRAINに加えて、従来より日本全国に配備されているCバンドレーダーに関して、九州北部エリアをカバーする釈迦岳レーダーも近年偏波機能を持つレーダーに更新されている。偏波機能を有するレーダーは、受信強度に加えて、偏波間位相差変化率という観測パラメータを測ることができ、この観測パラメータは雨滴粒径の情報を含んでいることから、高精度に雨量を推定することが可能である。

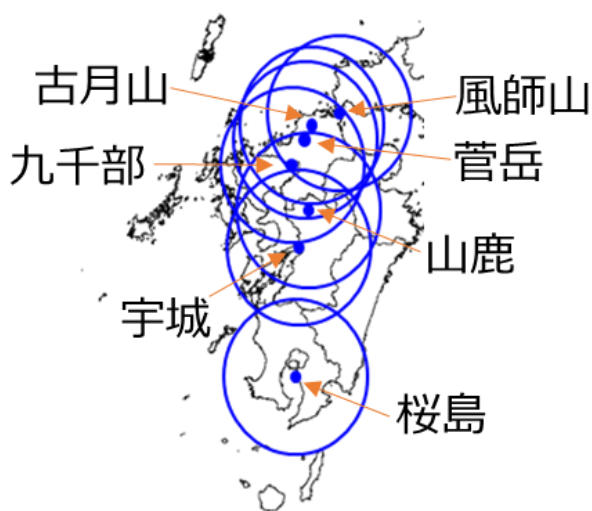


図-2-1 九州地方における XRAIN の配置図

また、本事例では地形の影響も大きいいため、図-2-2 に九州北部地域の標高地形図を示す。朝倉市は福岡県の中南部である筑後地域に位置しており、脊振山地と三郡山地の間に存在している。脊振山地は福岡県と佐賀県の県境にまたがる山地であり、標高 800m から 1000m 程度の山が多い。三郡山地は全長 60km で標高 700m から 900m 程度の山が多い。脊振山地の南側には標高の低い平野が広がっており、有明海に面している。

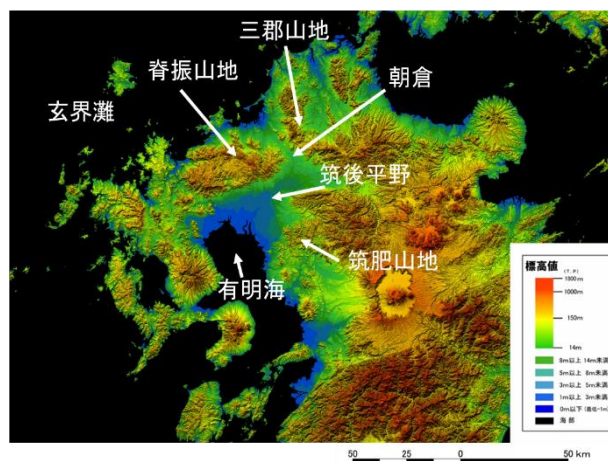


図-2-2 九州北部地域の地形、国土地理院デジタル標高地形図を加工して作製。

さて、図-2-3 に XRAIN 観測から得られた 2017 年 7 月 5 日における地上降水強度と 3 次元レーダー反射強度を示す。12 時頃から朝倉市において東西方向に延びる線状の強雨域が観測され始めて、図に示すように 21 時頃まで継続していた。線状降水帯とは、一般的に 5~10 個程度の積乱雲が線状に連なって発生しており、本事例においても同様の傾向が見られた。線状降水帯の先端部分は背振山地の東側で見られ、末端部分は朝倉市や日田市まで連なっていた。一つ一つの線状降水帯の寿命はおよそ数時間程度であったが、次々と新たな線状降水帯が形成され、トータルで 21 時頃まで継続していたことがわかった。特に、14 時~20 時頃においては、2 つの線状降水帯が南北に並んで形成されており、その両者の末端部分が共に朝倉市や日田市で合流していたこともあり、そのエリアで豪雨がもたらされたと考えられる。例えば、14 時頃から線状降水帯が朝倉市周辺に 2 本存在しており、北に発生した線状降水帯 A が南下しながら南に存在していた線状降水帯 B と併合して、15 時には一本の線状降水帯 C が形成された。この後、背振山地の異なる地点から線状降水帯 D と線状降水帯 E が発生していたことがわかった。その線状降水帯が併合や分裂を繰り返しながらも常に朝倉地点に降雨域が停滞していたため、朝倉地点に長時間雨が降り続き甚大な被害が発生した。また、積乱雲の雲頂高度を調べると時には 15km 以上を記録しており、非常に対流活動が活発であったと考えられる。

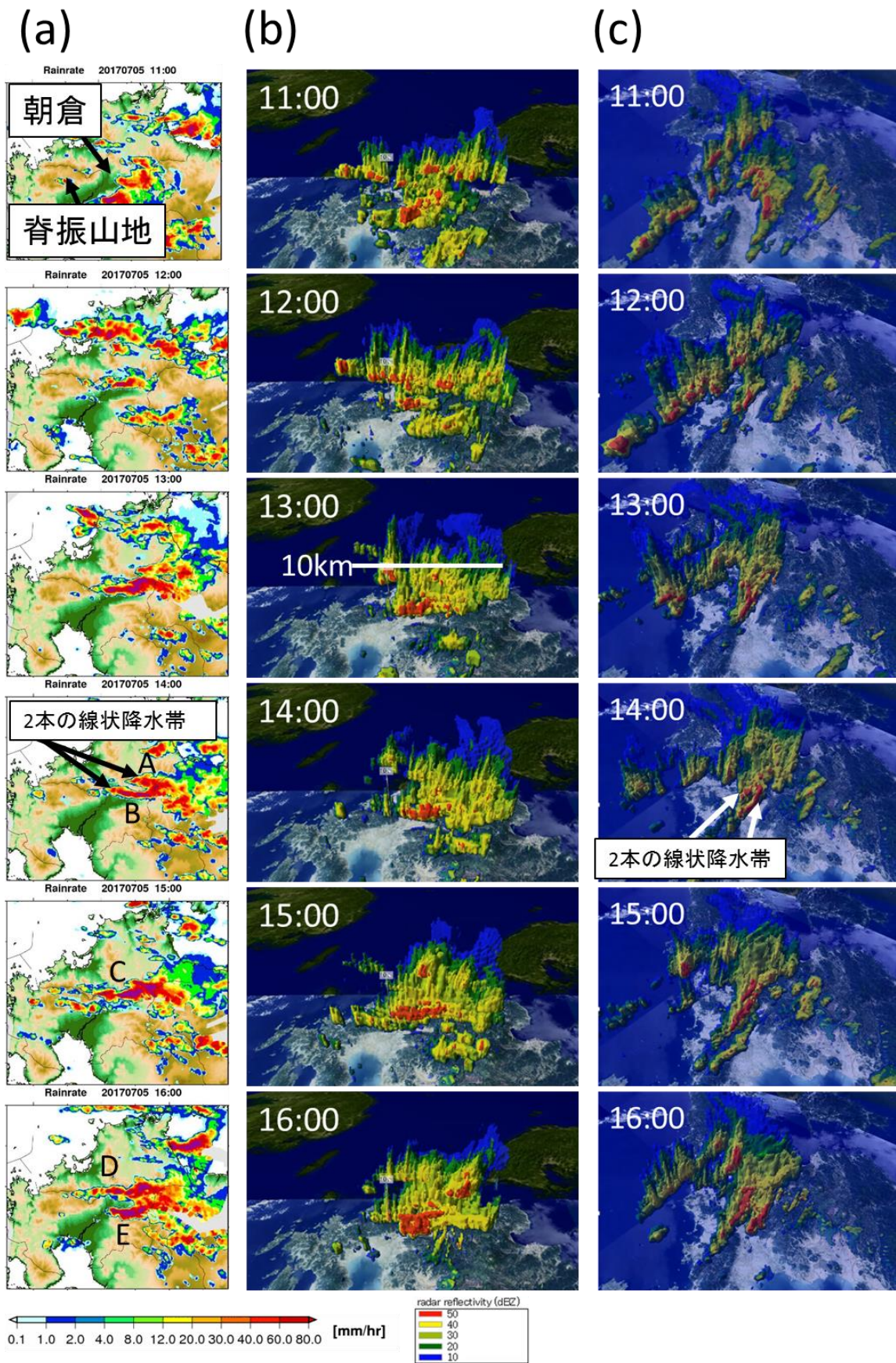


図-2-3 (前半) 11時～16時における XRAINによる (a)地上降水強度, (b)レーダー反射強度の3次元分布 (南側からの視点), (c)レーダー反射強度の3次元分布 (西側からの視点)

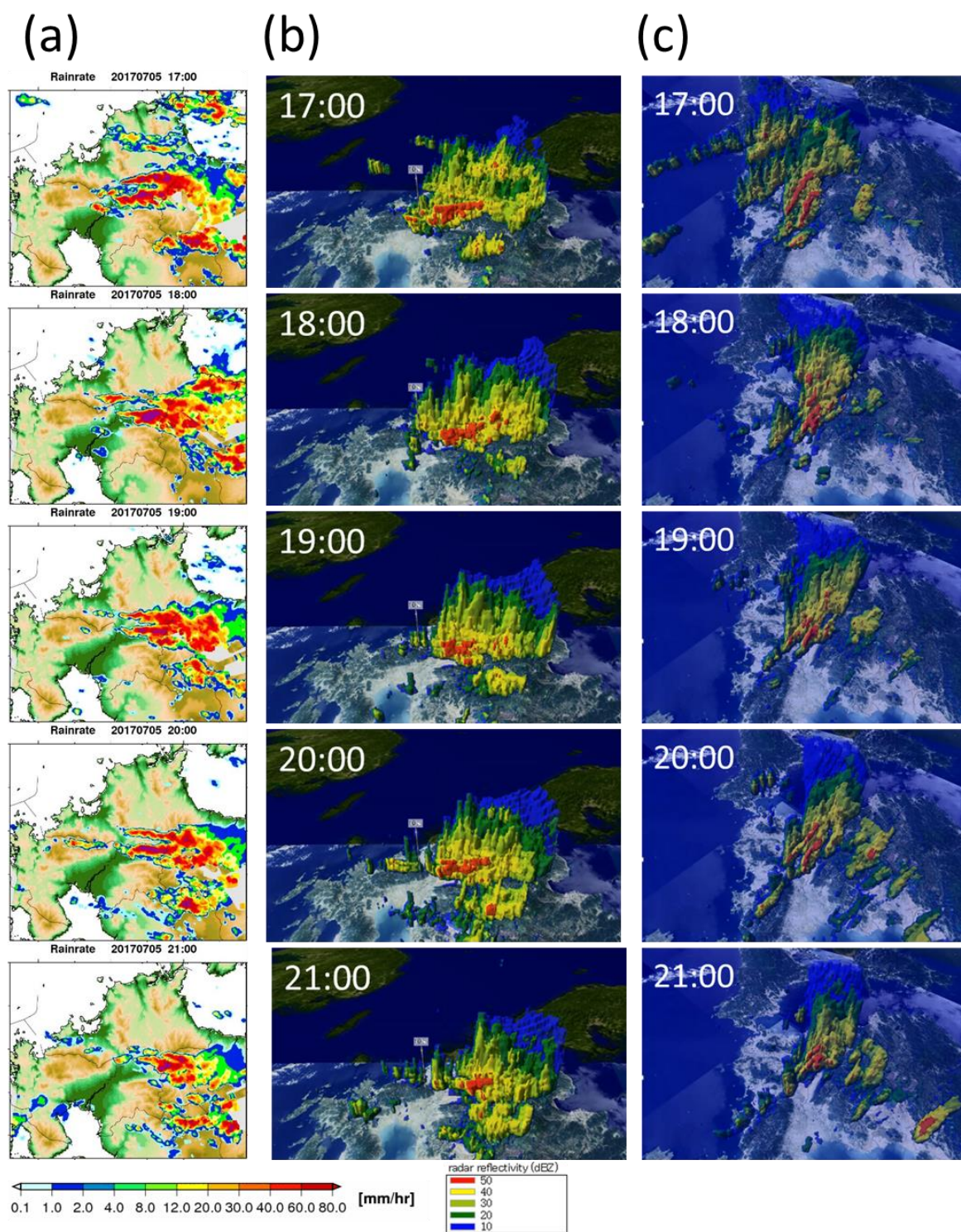


図-2-3（後半） 図-3の続き（17時～21時まで）

国土交通省では XRAIN と C バンドレーダーの合成雨量（以降、C-X 合成雨量）というプロダクトを 2017 年より作成しており、XRAIN との比較を行う。図-2-4 に 17 時における XRAIN と C-X 合成雨量をそれぞれ示す。いずれも偏波情報を使っているためにほとんど強度に違いは無いように見えるものの、南側の線状降水帯でわずかに強度や降雨エリアが異なっていた。XRAIN の降雨強度算定手法は基本的には降雨による電波減衰によらない手法が用いられていることがメリットであるが、本事例においては、減衰量が極めて大きく完全に電波が消散してしまったエリアがあった（2 本の線状降水帯の内、南側にある線状降水帯の東側領域）。このエリアにおいて XRAIN と C-X 合成雨量に差が見られていた。XRAIN では電波が消散しきって測れていないため、C-X 合成雨量の方が精度が高いと考えられる。

図-2-5 に 7 月 5 日 4 時～21 時までに於けるレーダー解析による積算雨量分布を示す。図-2-5(a)には 300mm 以上のエリアを色づけしている。総雨量として 700mm を超えるエリアがあり、梅雨期の集中豪雨としては極めて積算雨量の大きな事例であったと言える。北緯 33 度 24 分付近に東西方向に延びるラインと、北緯 33 度 30 分付近

から少し右肩下がりで東西方向に延びるラインの 2 つのラインを確認することができ、前述した 2 本の線状降水帯が存在していたことを示唆している。図-2-5(b)には国土地理院発表の土砂崩壊エリアを赤色で示しており、雨量が 650mm 以上のエリアと非常によく対応していることが確認できる。

以上、気象レーダーを用いた解析から明らかになった主な事項は下記の通りである。

- ・ 7 月 5 日の 12 時～21 時頃にかけて、複数の線状降水帯が発生していた。時折、2 本の線状降水帯が南北に並んで形成されており、両者の末端部分が朝倉市・日田市で合流しており、豪雨をもたらした。
- ・ 国土交通省のレーダープロダクトである XRAIN と C-X 合成雨量を比較した結果、電波が完全に消散してしまうほどの強雨があった本事例においては、C-X 合成雨量が高い精度であったと考えられる。
- ・ 7 月 5 日の 4 時～21 時の積算雨量は 700mm を超えたエリアがあり、梅雨の集中豪雨としては極めて特異な事例であった。
- ・ 朝倉市の土砂崩壊エリアは積算雨量 650mm 以上のエリアとよく対応していた。

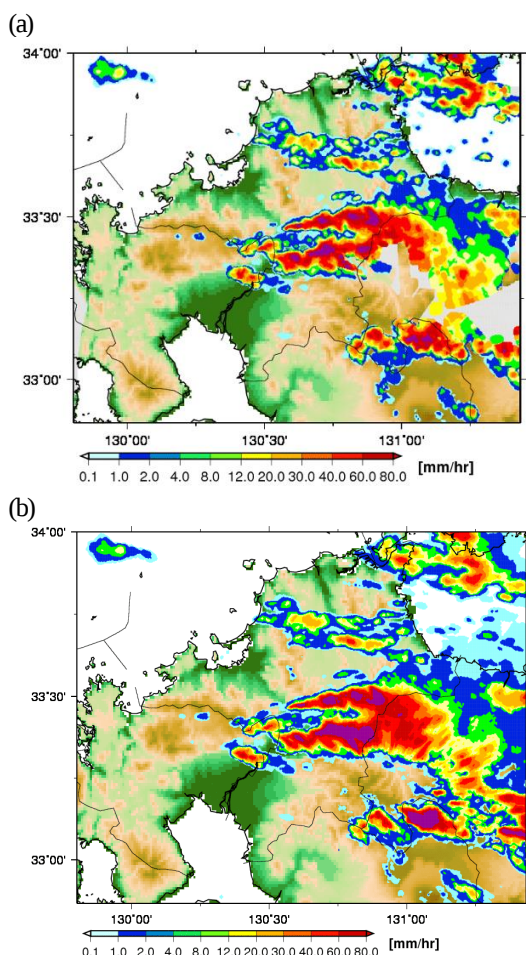


図-2-4 17:00 における XRAIN と C-X 合成の降雨強度の比較。
(a) XRAIN, (b) C-X 合成。

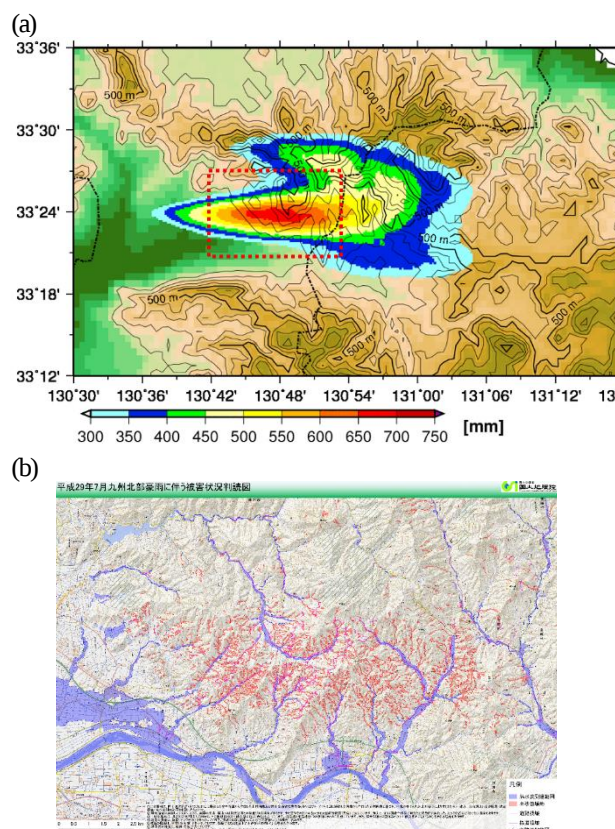


図-2-5 (a) 7 月 5 日 4 時～21 時までに於けるレーダー解析による積算雨量分布、(b) 国土地理院発表の朝倉エリアにおける斜面崩壊エリア。(a)の赤色点線で囲った領域が(b)の領域と対応している。

3. 数値モデルによる豪雨現象の再現性

竹見 哲也

(1) はじめに

今回の九州北部で発生した豪雨災害では、九州北部のアメダス観測によれば、時間雨量が最大 129.5 mm（朝倉地点）、3 時間雨量が最大 261.0 mm（朝倉）、24 時間雨量が最大 545.5 mm（朝倉）を記録する集中豪雨が発生した。こういった豪雨による災害を定量的に評価するためには、可能な限り定量的に正確な雨量情報を入力とする河川流出や土砂流出の評価が求められる。定量的な気象情報が災害影響の評価には極めて重要である¹⁾²⁾³⁾。宮脇ら⁴⁾は、伊勢湾台風時の淀川流域圏での豪雨による淀川での水害影響評価のため、様々な経路を取る仮想台風による降水データを用い、淀川の流出計算を行った。流出量は台風の経路によって大きく変化し、実際の伊勢湾台風の経路に近い場合に最も流出量が多くなることを示した。

今回の九州北部豪雨による災害影響を評価するためには、雨量の定量的な表現が大事である。一方、気象予報における雨量の定量予測はまだ発展途上であり、気象予報モデルによる豪雨の再現は多くの課題が残されている。九州北部豪雨のような極端な雨量は気象モデルで定量的に再現できるものなのか、再現できたとすればそれほどの雨量はどのような物理過程で生じるのか、といった点が研究としてチャレンジングである。本研究では、こういった点について領域気象モデルを用いた高分解能数値実験により明らかにする。洪水や土砂災害の発生を的確に把握するためには、雨量の定量評価が重要であることから、本研究では、災害影響評価に資するため豪雨の定量的な表現性を調べることを主眼とする。

(2) 気象モデルによる数値実験

a) 数値モデルの設定

本研究で用いた数値モデルは、Weather Research and Forecasting (WRF)モデル (Advanced Research WRF; ARW)⁵⁾ バージョン 3.6.1 である。平成 29 年 7 月九州北部豪雨という実事例を対象としたシミュレーションをするため、WRF の物理過程（接地層フラックス、境界層混合、雲微物理、大気放射、陸面過程）を設定した。

本研究ではネスティング機能を用いることにより、最も外側の低解像度領域の空間格子間隔を 4.5 km とし、この計算領域から注目する九州北部まで分解能を上げていった。低解像度領域でも解像度を 4.5 km とすることによって、積雲パラメタリゼーションの使用を回避した。積雲パラメタリゼーションを使用しないことで、対流活動が陽に表現されることになる。4.5 km という格子幅は、積雲パラメタリゼーションの有無を判断するにはマージ

ナルではあるものの、Weisman et al.⁶⁾は 4 km 程度の格子幅ならば非静力学のダイナミクスを表現することが可能であることを示した。本研究では、梅雨前線という総観規模の強制力が作用するという環境場の条件は 4.5 km 格子幅でも十分に表現可能であると判断し、積雲パラメタリゼーションは使用しないこととした。

計算領域は、4 段階ネスティングにより、第 1 領域 (Domain 1) から第 4 領域 (Domain 4) まで設定した。Domain 1 は日本列島の本州以南・朝鮮半島・東シナ海などを含む領域 2025 km×2025 km を 4.5 km 格子でカバーし、第 2 領域 (Domain 2) は九州をカバーする 450 km×450 km を 1.5 km 格子で、第 3 領域 (Domain 3) は九州北部および山口県をカバーする 220 km×200 km を 500 m 格子で、最も内側の Domain 4 は九州北部豪雨が発生した地域周辺をカバーする 100 km×100 km を 167 m 格子で解像するように設定した。次の節で計算領域と地形表現について詳述する。

b) 数値実験の考え方と設定

豪雨など積乱雲活動が関与する極端現象を気象モデルにより定量的に再現するためには、対流に伴う運動を十分に解像することが重要である。Weisman et al.⁶⁾は、非静力学過程が本質的な対流の組織構造を表現するためには、4 km 程度の解像度が必要であることを示した。これは力学過程から理論的考察に基づき提案した考え方であり、明快な概念である。一方、気象モデルでは、様々な物理過程が複雑に相互作用するため、数値計算上の安定性基準のみでは判定できない数値的なノイズが発生しうる。そのため気象モデルには、乱流混合といった物理的な混合効果に加え、数値的な人工粘性も付加され、計算安定性が確保されている。しかし、この人工粘性は格子スケールの変動を物理的であるかどうかに関わらず減衰させるため⁷⁾、気象モデルの実質的な分解能は格子幅の 6 倍程度とされている⁸⁾。したがって、従来「雲解像シミュレーション」として称されてきた 1 km オーダーの格子幅では、実際には対流現象を十分に解像することが困難である。

また、豪雨などの極端現象を定量的に表現するには、日本のような複雑地形を有する場合には、複雑な地形をできるだけ精緻に表現することが必要不可欠である⁹⁾¹⁰⁾。Oku et al.¹⁰⁾は、2004 年台風 18 号による強風の気象モデルによる再現性を評価するため、WRF モデルと気象庁非静力学モデル NHM とによる極値の再現性を比較した。同じ 1 km の計算格子幅で実施したシミュレーションを比較したところ、同じ 1 km であっても、WRF のほうが強風がより強く再現されることが分かった。これは、NHM の場合には計算の安定化のため急峻な斜面をなだらかにする地形の起伏に対するフィルターがあり、地形

の表現性が異なるためである。このことから、急峻な斜面など地形の複雑さをより正確に気象モデルで表現することが、極端現象の再現のためには必要であることが分かる。

以上の考察から、本研究では、オーダー100 m の格子幅での高解像度数値シミュレーションをすることにより、九州北部豪雨の定量的な再現を試みる。100 m オーダーの格子幅での計算領域 Domain 3 および 4 での詳細地形を気象モデルで作成するため、国土地理院 50 m メッシュ数値地図の DEM データを用いた。一方、1 km オーダーの格子幅での計算領域 Domain 1 および 2 での地形作成には、全球 30 秒メッシュ値の GTOPO30 を用いた。図-3-1 から図-3-4 に Domain 1 から 4 でのモデル地形を示す。この地形を用いたシミュレーションをコントロール実験とする。

次に、地形を精緻に表現することによる豪雨の定量的な再現性への効果を把握するため、コントロール実験の対照実験として、Domain 3 および 4 でも GTOPO30 を使ってモデル地形を作成した場合についても調べる。GTOPO30 の空間解像度が 1 km 弱であるため、Domain 3 と 4 での地形はおおよそ 1 km 間隔のデータからそれぞれの格子幅 500 m および 167 m に補間して作成した。GTOPO30 により作成したモデル地形を図-3-5 および図-3-6 に示す。この場合のシミュレーションを地形感度実験とする。図-3-5 と図-3-6 の地形を国土地理院 50 m メッシュ値から作成した地形と比べると、尾根や谷筋・川筋など地形の微細な構造は、50 m メッシュ値から作成した場合のほうがより精緻に表現されていることが分かる。一方、GTOPO30 から補間することで Domain 3 と 4 の地形を作成してしまうと、1 km 未満の空間スケールの微細地形はそもそも表現しえない。

以上のコントロール実験および地形感度実験を実施する。WRF モデルの初期値・境界値に用いる気象データとして、気象庁メソスケールモデル (MSM) 解析値および米国環境予測センター (NCEP) 最終解析値 (Final

Analysis) を用いた。ともに 6 時間間隔のデータを利用する。本研究では、各時刻の解析値 (予報モデルの初期値) のみを用いることとする。そのため、本研究での数値シミュレーションは、予報計算とは異なる。計算の初期時刻は、コントロール実験・地形感度実験ともに 2017 年 7 月 4 日 9 時 (日本時間、以下同様) とした。

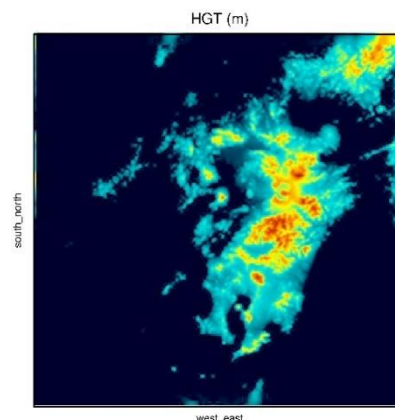


図-3-2 コントロール実験での Domain 2 の地形

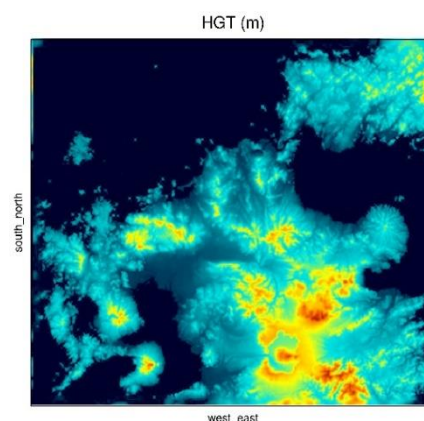


図-3-3 コントロール実験での Domain 3 の地形

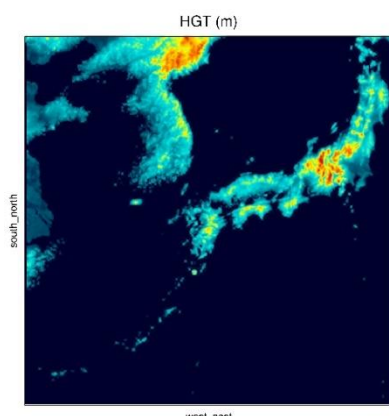


図-3-1 コントロール実験での Domain 1 の地形

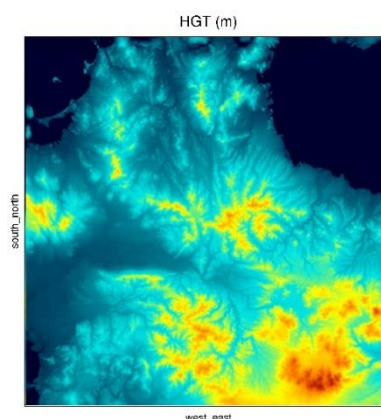


図-3-4 コントロール実験での Domain 3 の地形

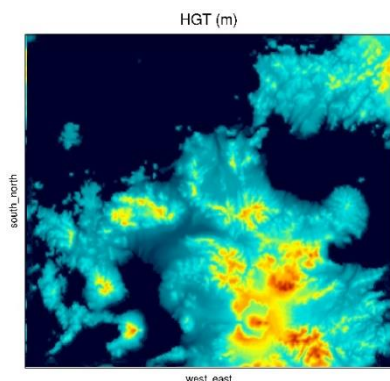


図-3-5 地形感度実験での Domain3 の地形

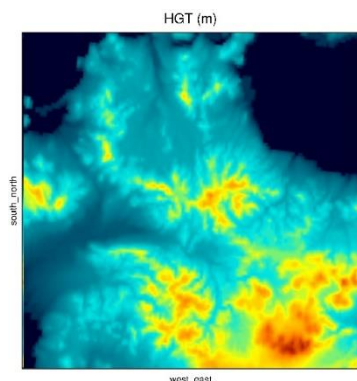


図-3-6 地形感度実験での Domain4 の地形

(3) 数値実験の結果

最初に、コントロール実験により再現された線状の停滞性降水系の振る舞いを図-3-7 に示す。ここでは、2017 年 7 月 5 日 13 時から 18 時までの 1 時間間隔での数値実験結果を示している。また、図-3-8 に気象庁による解析雨量を示す。モデル計算値は、レーダー観測値による降水強度表現と同様とするため、高度 2 km での降水粒子の混合比をレーダー反射強度に換算することにより示した。なお、観測値である解析雨量は、各時刻の前 1 時間の積算降水量に対応することに留意する必要がある。また、モデル計算値と解析雨量とで表示する領域が異なる。コントロール実験の結果を見ると、福岡県南部地域で線状の降水系が東西に伸び、それが図中の期間中に停滞する様子が再現されていることが分かる。対応する時刻の解析雨量と比べると、コントロール実験は、実際に観測された降水系の停滞性と持続性を良好に再現していると言える。メソ降水系の発達の時間推移と空間分布がこのように良く再現されたことで、雨量の定量的な表現も良好であるものと考えられる。

次に、コントロール実験により得られた積算雨量を見える。計算開始時刻から 2017 年 7 月 7 日 9 時までの積算雨量をコントロール実験および解析雨量について図-3-9 に示す。観測された積算雨量と似たような空間パターンを数値実験は良く再現していることが分かる。定量的に見ると、数値実験では積算雨量がピークで 500 mm

程度であるのに対し、解析雨量では 1000 mm を超える値を示している。解析雨量は、レーダー計測値を地上での雨量計により補正して空間的にマッピングしたものであるが、雨量計がない場所ではレーダーによる推定値を表すことになる。そのため、解析雨量の 1000 mm 超という数値が実際に観測されたかどうかは分からないため、数値実験の結果が定量的な再現と言うにはほど遠いというわけではないであろう。朝倉アメダス地点の雨量と比べれば、数値実験の結果は定量的にも良いものだと評価してよい。

以上のコントロール実験の結果を地形感度実験と比べてみる。図-3-10 に、地形感度実験で得られた積算雨量分布を図-3-9 と同様に示す。図-3-10 から、九州北部豪雨が発生した福岡県南部の地域において、積算雨量が 300 mm を超える場所があることが分かり、降水が局地的に集中する様子は地形感度実験でも再現されていると言える。しかし、図-3-10 の結果を図-3-9 と比べると、福岡県南部地域での降水は定量的には地形感度実験のほうが少ないことが分かる。すなわち、地形感度実験では、線状降水系が再現されるものの、その停滞性は弱く、降水強度も弱いのである。コントロール実験と地形感度実験では、Domain 3 と Domain 4 でのモデル地形のみが違うだけであり、それ以外の WRF モデルの設定はすべて同一としている。したがって、図-3-9 と図-3-10 で示される積算雨量の違いは、地形の微細な起伏を精緻に表現するか否かによって現れたものと考えられる。

図-3-11 にコントロール実験および地形感度実験それぞれの Domain 4 で得られた格子点別の期間積算雨量と降水強度の頻度分布を示す。積算雨量で見ると、両実験でどちらかが系統的に雨量が多いという傾向は認められない。Domain 4 の領域サイズは両実験で同じであるため、このことは両実験での水蒸気収束や降水を含めた水収支は全体で評価すれば大きな違いはないことを示唆している。一方、降水強度のほうは、時間雨量 90 mm を超える強い極値側においてコントロール実験での頻度が高くなっていることを示している。

図-3-11 で見られた実験別の降水特性の違いを環境条件の違いから調べてみる。図-3-12 は、両実験での Domain 4 における全格子点の時系列データから対流有効位置エネルギー (CAPE) および対流抑制 (CIN) の頻度分布を示す。CAPE については両実験間でいずれかが大きいという顕著な傾向は見られない。しかし CIN については、数値が 50 程度以上になると、コントロール実験の場合のほうが低頻度となることが見てとれる。つまり、対流活動を抑制する効果が、コントロール実験の場合に軽減する傾向にあることを示している。

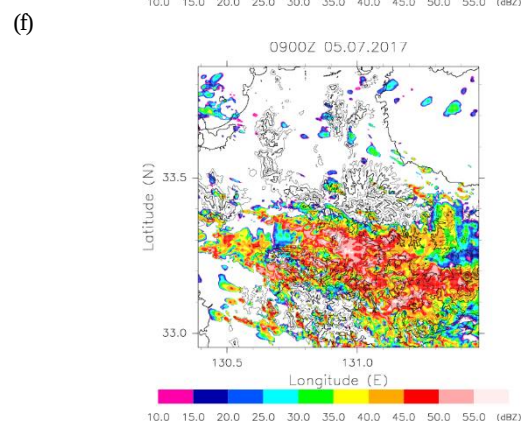
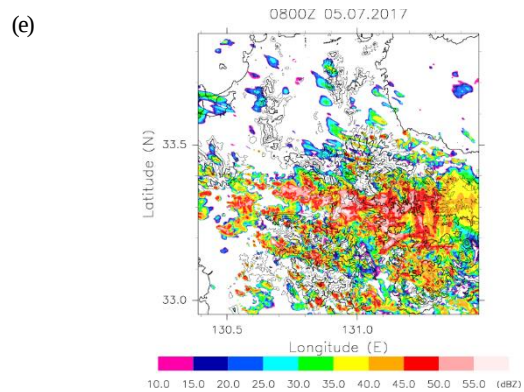
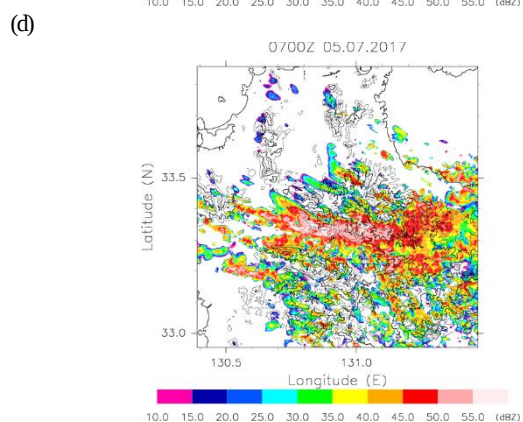
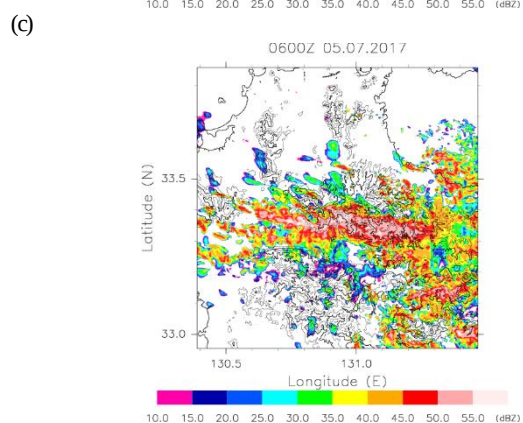
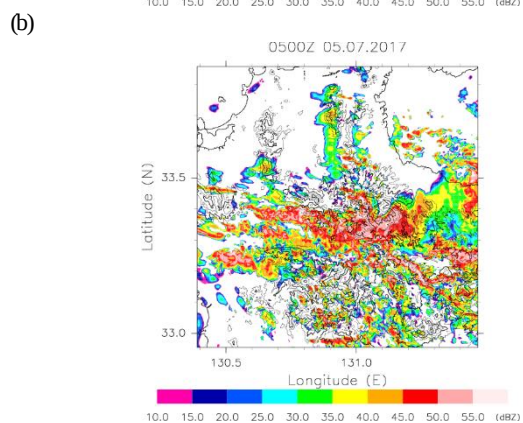
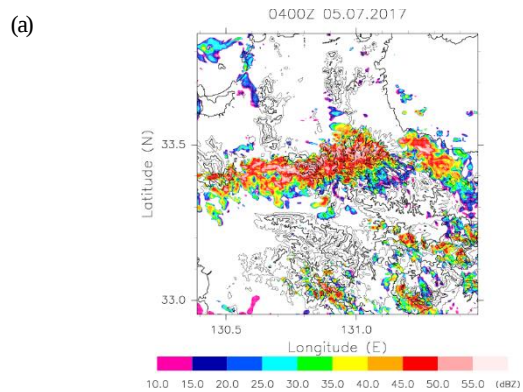


図-3-7 コントロール実験による降水分布. 2017年7月5日
(a)13時, (b)14時, (c)15時, (d)16時, (e)17時, (f)18時の数値

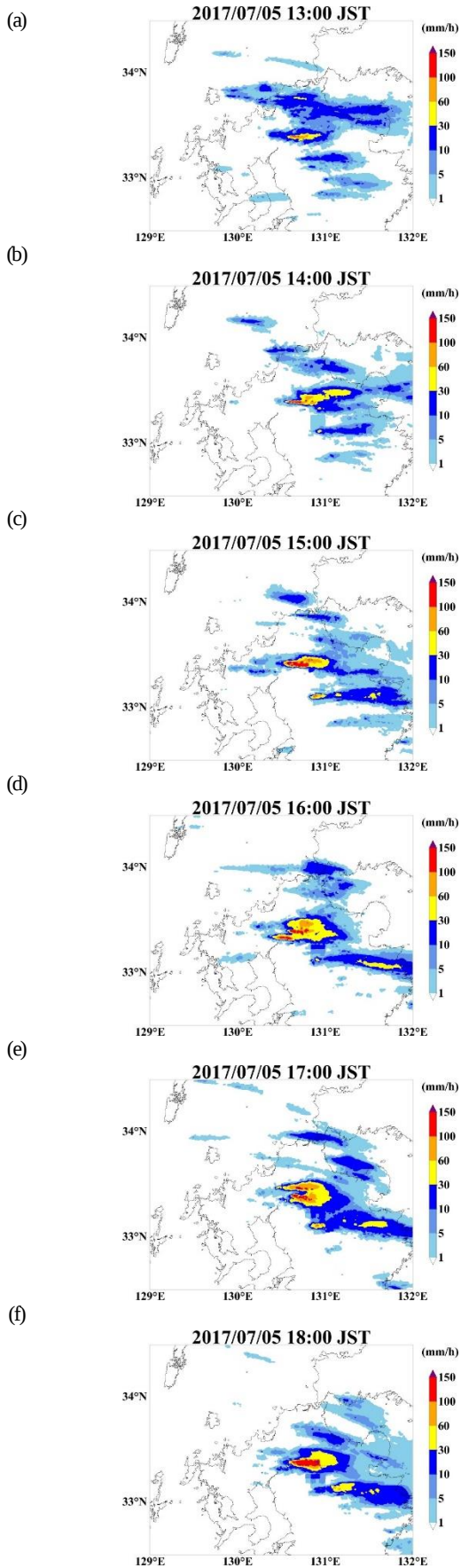


図-3-8 気象庁解析雨量データによる降水分布。
2017年7月5日(a)13時, (b)14時, (c)15時, (d)16時,
(e)17時, (f)18時。

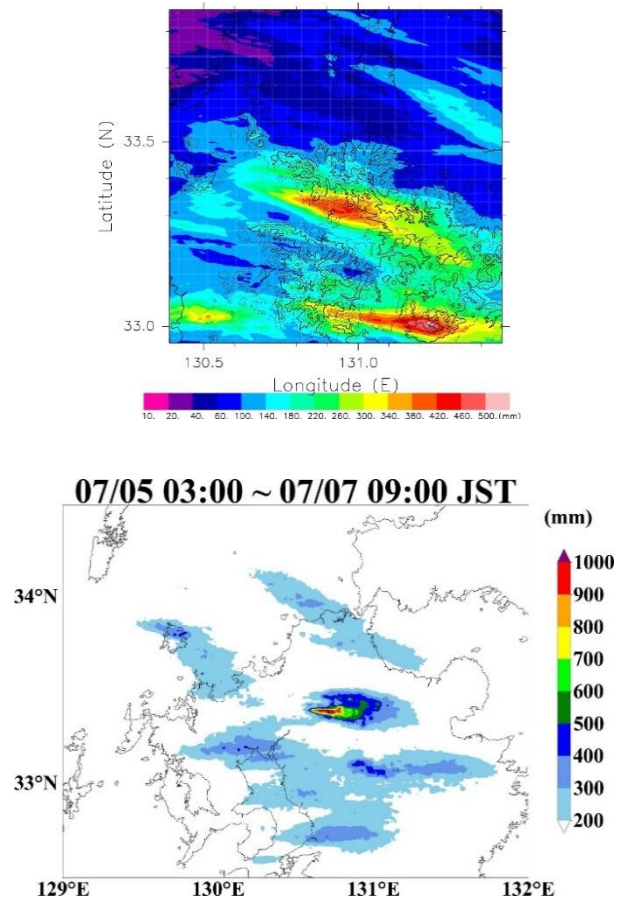


図-3-9 気積算雨量分布. (上) コントロール実験,
(下) 解析雨量

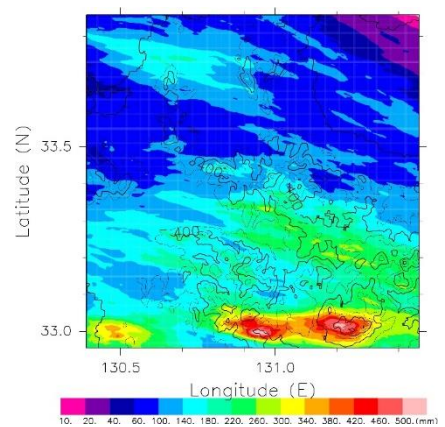


図-3-10 地形感度実験による期間積算雨量

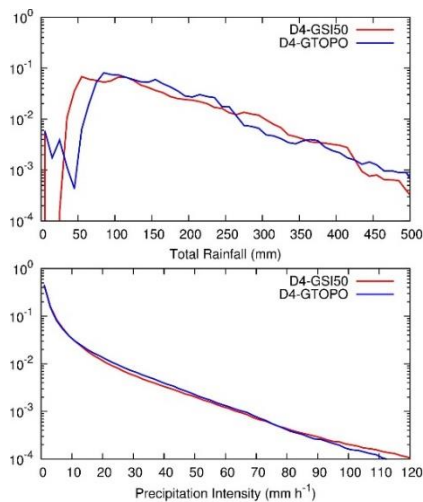


図-3-11 コントロール実験(赤実線)と地形感度実験(青実線)で得られた Domain 4 での格子点別の積算雨量 (上) と降水強度 (下) の頻度分布

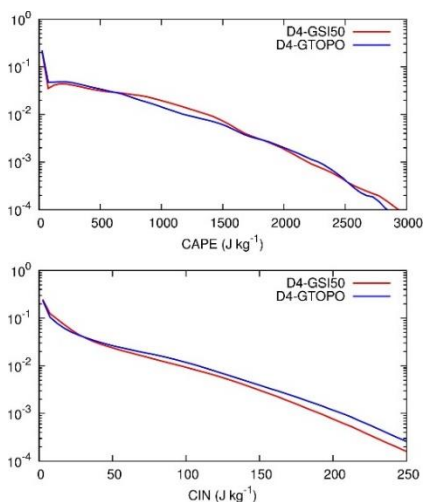


図-3-12 コントロール実験(赤実線)と地形感度実験(青実線)による Domain 4 での CAPE (上) および CIN (下) の頻度分布

(4) まとめ

水平格子幅 167 m という高解像度数値シミュレーションを行い、線状降水系の停滞性と持続性を再現することができ、福岡県南部地域で 500 mm を超える雨量を再現することができた。100 m オーダーの格子幅を設定することで、対流運動を十分に解像することができ、かつ複雑地形の微細構造を気象モデルに再現することができた。この二点が雨量の定量的な再現に繋がったものと考えられる。

同じ解像度でも用いる地形データの分解能が不十分だと地形の微細性が表現されず、相対的に滑らかな地形になってしまう。地形表現の感度を調べる対照実験から、微細地形を精緻に表現することが、線状降水系の停滞性と持続性の再現には必要であると言え、結果として豪雨の極値の再現に必要であることがわかった。このような豪雨の定量表現により、災害影響の評価が可能となると言える。

以上のことから、高解像度シミュレーションする場合には、単に格子幅を細密にして対流運動を詳細に分解するだけでは十分ではなく、地形の微細性をも精緻に再現することが大事であると言える。

本実験で再現された雨量は、解析雨量に比べてかなりの過少評価であった。解析雨量の妥当性の問題もあるとは言え、より正確に雨量を再現することが求められる。このためには、積乱雲内の降水粒子の生成過程や乱流過程など微細規模の物理過程の理解に基づいた確かなモデリングが必要だと考えられる。

4. 過去事例との比較

向川 均・竹見 哲也

(1) 日本における停滞性降水系と平成 29 年 7 月九州北部豪雨

日本の暖候期には、梅雨前線や台風の活動により、しばしば集中豪雨が発生し、ときには甚大な災害に至る。とりわけ梅雨期には、前線の停滞性が高いため、前線活動に伴う降水系も停滞する傾向にある。また、これら停滞性の降水系は線状に組織化することが多く、線状降水帯と呼ばれる¹³⁾。

線状降水帯の組織化のメカニズムや豪雨の発生機構は、これまで主に事例解析による研究がなされてきた。事例解析によって個別事象の詳細な物理機構を理解することができるが、それらを一般化するには事例を多数積み重ねることが重要である。この点で多数事例に基づく統計的な解析が、事例解析と並んで進められるべきであると言える。しかし、統計解析による集中豪雨の研究はこれまで数少なかった。近年、レーダーや衛星による高頻度・高分解能のデータの蓄積が進んだことで、集中豪雨や降水系の統計的な研究がなされるようになってきた。津口・加藤¹²⁾は、1995～2009 年という長期間にわたる期間を対象とし、4～11 月に発生する集中豪雨を解析雨量データから客観的に抽出し、豪雨をもたらす降水系の実態を統計的に調べた。解析の結果、降水系の形状は、抽出された事例の 2/3 程度の場合に線状であることが分かった。このことから、集中豪雨をもたらす降水系の多くは、線状降水帯であると言える。

Unuma and Takemi¹³⁾は、気象庁の全国合成レーダーデータ（1 km メッシュ、1 時間毎）を用いて、2005～2012 年の 8 年間を対象とし、5～10 月の暖候期における停滞または低速で移動する降水系（準停滞性降水系）の特徴と発生環境条件を調べた。図-4-1 は、日本全国での準停滞性降水系の発生頻度を示す。発生頻度の高い地域は、太平洋側、九州地方、中国地方、中部地方内陸部、関東地方内陸部に分布していることが分かる。一方、図-4-2 は、準停滞性降水系のうち線状に組織化したものの割合（百分率）の全国分布を示したものである¹⁴⁾。線状に組織化した準停滞性降水系の割合は全般として高いことが分かり、とりわけ図-4-1 で発生頻度の高い地域では線状降水系の割合も高いことが見てとれる。

図-4-1 および図-4-2 において九州北部地域を見ると、準停滞性降水系の発生頻度は全国的に見ても高く、準停滞性降水系のうち 9 割以上は線状に組織化することが分かる。さらに、線状の準停滞性降水系の走向で最も高い頻度で出現する方位の全国分布を図-4-3 に示す。南西・北東の走向の場合が全国で最も出現頻度が高く、九州北部でも同様の傾向が見て取れる。ただし、九州北部の一

部の地域（福岡県南部）では、西・東の走向の頻度が最も高い。

このように九州北部では、準停滞性降水系の出現頻度が全国でも最も高い地域のひとつであり、準停滞性降水系のほとんどが線状に組織化し、その走向は南西・北東が卓越するものの一部の地域では東西方向の場合も見られる。こういった気候的な背景に基づき、平成 29 年 7 月九州北部豪雨が発生したのである。

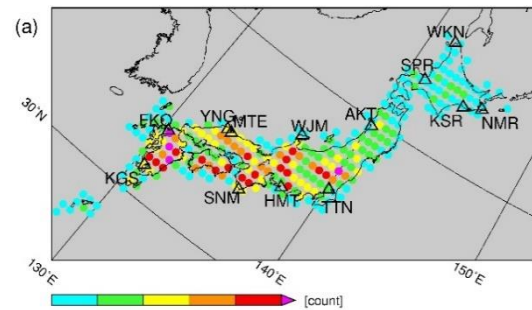


図-4-1 準停滞性降水系の地域別の発生頻度の全国分布 (Unuma and Takemi¹³⁾より)

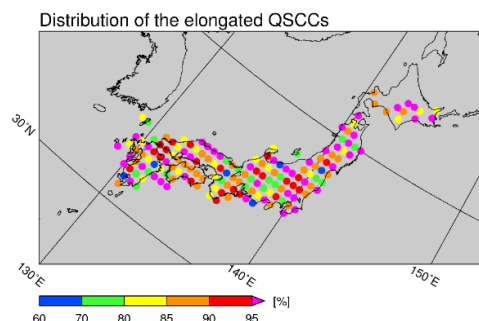


図-4-2 準停滞性降水系のうち線状の割合の全国分布 (Unuma and Takemi¹⁴⁾より)

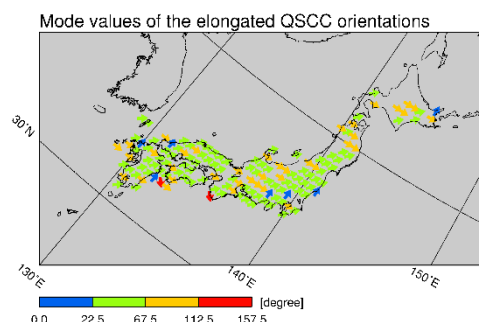


図-4-3 準停滞性降水系の走向の全国分布 (Unuma and Takemi¹⁴⁾より)

(2) 総観気象場の特徴

気象研究所の解析¹⁵⁾によると、2017年7月5～6日における福岡県・大分県での豪雨発生時には、大気下層で東シナ海から九州地方に流入した暖湿流と、対流圏中層で流入した寒気に伴い、大気成層の安定度が低下し、対流性降水が発生しやすい大気状態であったことが指摘されている。

そこで、当時の総観スケールの大気環境場が同時期における過去の状態と比べ、どの程度極端であったのか否かを検証するため、津口¹⁶⁾を参考に、1958年～2017年までの過去60年間の気象庁長期再解析データ（JRA-55）を用いて、対流圏中層の温度、大気下層の暖湿流の強さ、及び大気成層の安定度の年平均偏差について調査した。なお、JRA-55再解析データとして、緯度経度1.25度格子の日平均p-面解析値を用いた。

a) 対流圏中層の温度

まず、豪雨発生時の2017年7月5日における500hPa温度について解析した。その結果、豪雨発生時には、九州付近には -6.4°C の寒気が流入していたことが明らかになった。この寒気に伴う温度偏差は、気候学的標準偏差で規格化すると、九州付近で -1.3 、東シナ海で -1.6 （図-4-4）となり、当時の大気中層の温度は、平年値に比べやや低温ではあるが、さほど極端な低温ではなかったことが分かる。

次に、7月上旬における九州北部（ 33.75°N , 130°E ）での500hPa温度の経年変動を調査した（図-4-5）。その結果、同時期に九州北部には、幾度も -10°C に達する寒気が流入していたことが分かる。従って、2017年7月5日に観測した九州北部付近における対流圏中層の寒気の強さは、さほど顕著ではないことがこの図からも明らかとなった。

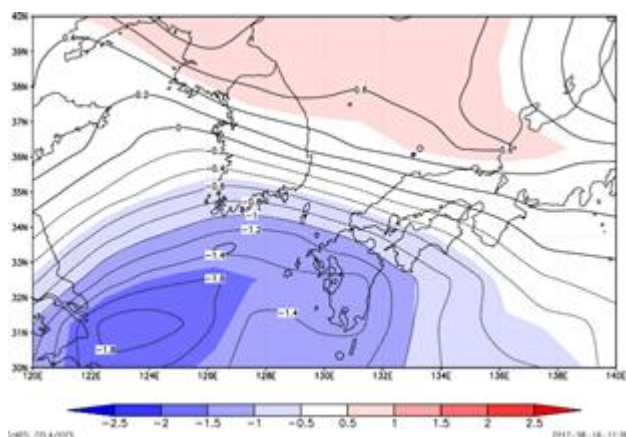


図-4-4 気候学的標準偏差で規格化した2017年7月5日における500hPa温度偏差。

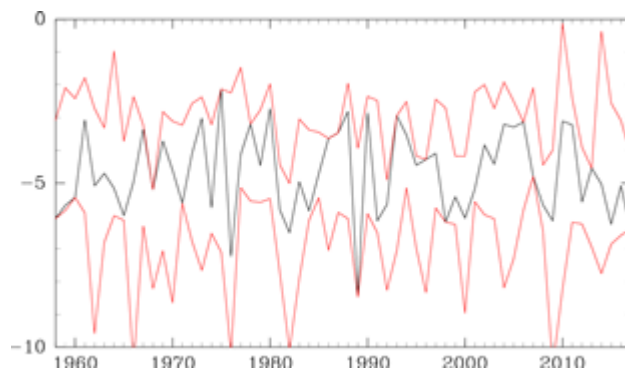


図-4-5 6月30日から7月10日の期間における九州北部（ 33.75°N , 130°E ）での500hPa温度の最高・最低値の経年変動（赤実線）。黒実線は、7月5日の値の経年変動。横軸は年（西暦）。

b) 大気下層での水蒸気流入量

発生した豪雨の影響を受けない大気環境場の特徴を抽出するため、豪雨発生直前の時期（7月4日と5日の2日間での平均値）における豪雨発生域の上流域を解析対象領域として、大気下層での水蒸気流入量について調査した。ここで、解析対象領域を、図-4-6で示された白枠で囲まれた矩形領域（ $31.25^{\circ}\text{N} \sim 33.75^{\circ}\text{N}$, $126.25^{\circ}\text{E} \sim 130.0^{\circ}\text{E}$ ）と定義した。この図から、東シナ海から九州へ大気下層（950hPa）で多量の水蒸気が流入していることが確認できる。また、東シナ海で大気下層の水蒸気量が増加していることから、海面からの水蒸気供給も無視できないことが示唆される。なお、解析対象領域において、7月4日と5日の2日間で平均した500hPa温度の年平均偏差は約 -1.6°C 程度（規格化偏差は -1.4 ）であった。

次に、過去60年間の再解析データを用いて、7月上旬

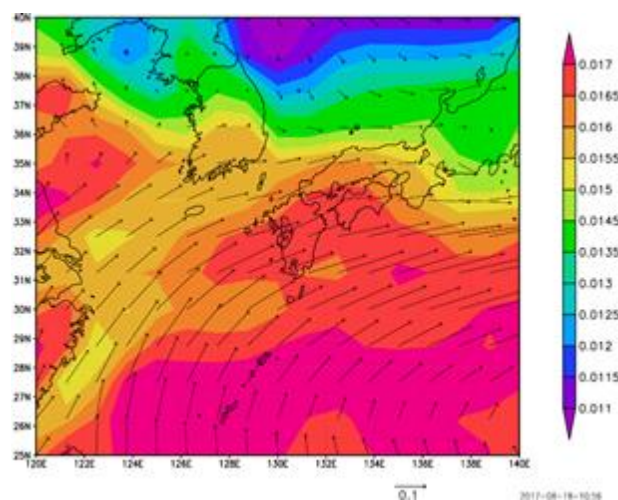


図-4-6 平成29年7月4日と5日で平均した、950hPaにおける水蒸気フラックス（矢印： $\text{kg/kg} \cdot \text{m/s}$ ）と、比湿（色塗り： kg/kg ）。白枠は解析対象領域。

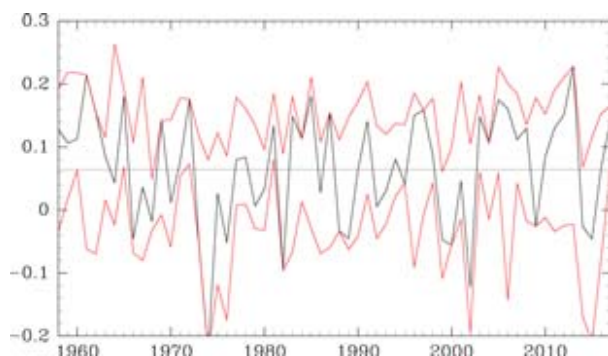


図4-7 6月30日から7月10日の期間における連続した2日間及び、解析対象領域（図-3 参照）で平均した 950hPa 水蒸気フラックスの東向き成分 ($\text{kg/kg} \cdot \text{m/s}$) の最大・最小値（赤実線）の経年変動。黒実線は、7月4日と5日の2日間での平均値。横軸は年（西暦），水平線は平年値。

の解析対象領域における大気下層（950hPa）での水蒸気フラックスの東向き成分 ($\text{kg/kg} \cdot \text{m/s}$) の経年変動について調査した（図4-7）。この図から、2017年の7月上旬に観測した大気下層水蒸気フラックスの東向き成分の大きさは平年値よりも大きく、確かにこの時期としては多量の水蒸気が大気下層で九州北部に流入していたことが分かる。しかし、その偏差は、さほど顕著では無く、同程度の正偏差を持つ暖湿流は、過去にも多数出現していることも明らかである。従って、2017年に観測された大気下層の暖湿流の強さもさほど顕著ではないことが確認できる。

c) 大気の成層安定度

次に、同時期における大気成層の安定度について解析を行った。ここでは、500hPa 飽和相当温位と 950hPa 相当温位の差（前者から後者を差し引いた値）を大気成層

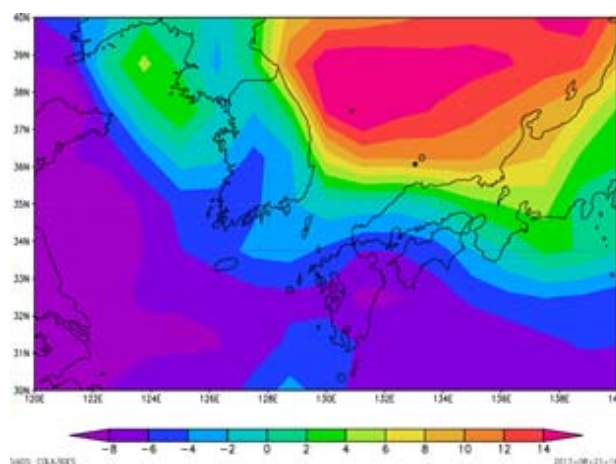


図4-8 2017年7月5日における大気成層の安定度の水平分布。大気成層の安定度は、500hPa 飽和相当温位と 950hPa 相当温位の差 (K) として定義した。白枠は解析対象領域（図-3 と同じ）。

の安定度の指標とした。この値は、950hPa に存在した空気塊を 500hPa に持ち上げたときに空気塊に働く浮力の大きさを示しており、その値が負で大きいほど大気の成層状態は不安定で対流性降水が発生しやすいと考えられる。

図4-8に、2017年7月5日における大気成層の安定度の水平分布を示す。この図から、九州からその西方域にかけて、その値が-6K 以下と大きな負となる領域が広がっており、この時期、九州では大気の成層状態はかなり不安定であったことが分かる。このように、九州北部で大気の成層状態が不安定となったのは、図4-6 で示されたように、大気下層の水蒸気量が大きかったことと、大気中層で寒気が流入していたことが原因である。一方、その他の西日本では、安定度の値が正となる領域が広がっており、大気成層は安定していた。

また、図4-9に、過去60年間の再解析データを用いて、7月上旬の解析対象領域における安定度 (K) の経年変動について調査した結果を示す。この図から、2017年7月上旬における大気の成層状態は、この時期の平均的な状態に比べて不安定ではあるが、さほど極端に成層不安定な状態ではなかったことが分かる。但し、赤実線で示されるように、2017年7月上旬では安定度は常に-4K 程度以下であり、大気成層が持続して不安定な状態であったことは特徴的である。このように大気成層状態が持続的に不安定となったのは、過去60年間で5回程度出現したことも見て取れる。

d) 大気環境場の出現頻度分析

以上の解析から、2012年7月上旬の九州豪雨発生時の大気環境場は、大気下層での暖湿流の存在と、対流圏の中層での寒気に伴う不安定な大気成層状態として特徴付けられることが明らかになった。次に、このような大気環境場の出現頻度に関する解析を行い、豪雨発生時の大気環境場の特異性について吟味する。

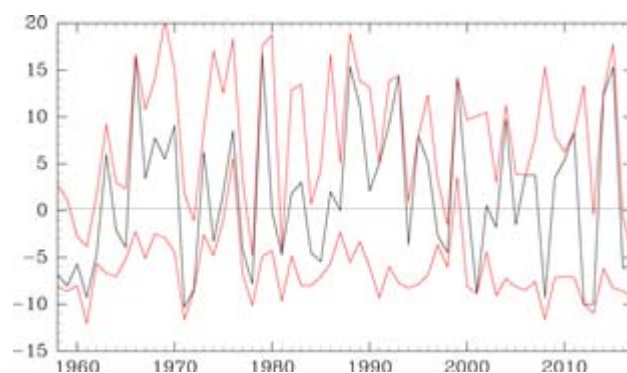


図4-9 6月30日から7月10日の期間において、解析対象領域（図-5 参照）で平均した大気成層の安定度 (K) の最大・最小値（赤実線）の経年変動。水平線は7月5日の平均値。黒実線は7月5日の値の経年変動。横軸は年（西暦）。

図4-10の小さな点は、過去60年間の6月30日から7月10日の期間において、解析対象領域及び連続した2日間で平均した水蒸気フラックスの東向き成分の大きさ（横軸）と、日平均値より求めた大気成層の安定度（縦軸）の年平均偏差の分布を示す。なお、それぞれの値は、気候学的標準偏差で規格化した。また、等値線は、これらのデータ点より、カーネル法¹⁷⁾を用いて推定した出現確率密度関数（PDF）の値を示す。この値の大きい領域に相当する大気状態が7月上旬に九州西方の解析対象領域で出現しやすい。また、赤い星印は、2017年7月5日の値を示す。この図から、赤い星印はPDFが極大となる領域付近に存在していることが分かる。すなわち、2017年7月5日の大気状態は、この時期に、九州西方領域で出現する典型的な大気環境場の状態であったことが明らかになった。

なお、九州北部では、2012年7月中旬（14日）にも豪雨が発生している。このため、7月中旬における大気環境場の状態を、同様の指標を用いて解析した（図4-11）。まず、図4-11と図4-10の比較から、7月中旬は7月上旬に比べ、大気下層での東向き水蒸気フラックスが大きいときに大気成層状態のバラツキが大きくなることや、大気の成層状態が不安定なときに水蒸気フラックス量のバ

ラツキが大きくなることを除くと、両時期におけるPDFはよく似ていることが分かる。また、2012年の場合も、豪雨発生時の大気環境場（赤い星印）は、PDFが極大となる領域に位置しており、やはり、この時期としては典型的な大気環境場の状態であったことが分かる。なお、7月上旬に比べ7月中旬のPDFの分布が広がったのは、7月中旬には九州地方は年によって梅雨明けする場合があります。大気状態の年々変動が梅雨最盛期の7月上旬に比べ大きくなるためと考えられる。

e) まとめ

2017年7月上旬に発生した九州豪雨時の総観スケールでの大気環境場の特徴を吟味するため、過去60年間の気象庁長期再解析データ（JRA-55）を用いた解析を行った。その結果、豪雨発生時には、大気の成層状態は平年に比べやや悪く、東シナ海から流入する水蒸気フラックスが平年に比べやや多い状態であったことが明らかになった。但し、そのような大気環境場の状態は、7月上旬に最も出現しやすいことも明らかになった。従って、今回のような豪雨は、この時期の九州地域ではいつ発生しても不思議ではないことが示唆される。

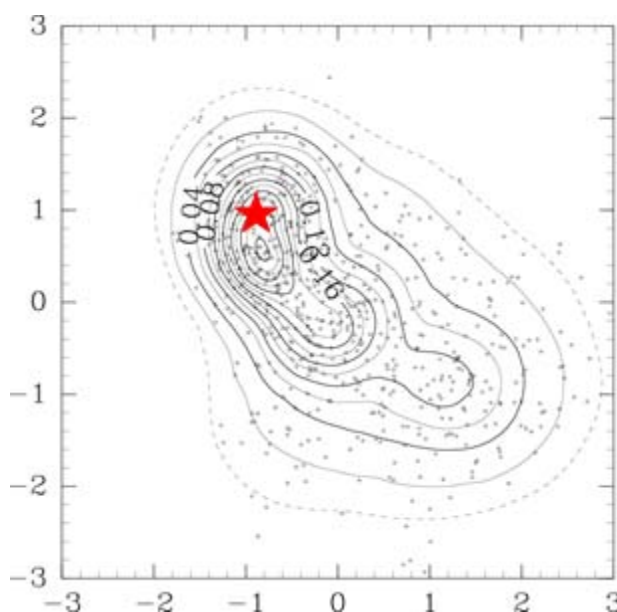


図4-10. 6月30日から7月10日の期間において、解析対象領域で平均した大気成層の安定度（横軸）と、950hPaにおける水蒸気フラックスの東向き成分の大きさ（縦軸）の年平均偏差の分布。それぞれの値は気候学的標準偏差で規格化した。小さな点は過去60年間の解析値、赤い星印は2017年7月5日の値。等値線は、データ点よりカーネル法を用いて求めた確率密度関数（PDF）を示す。この値の大きな領域の大気状態が出現しやすい。

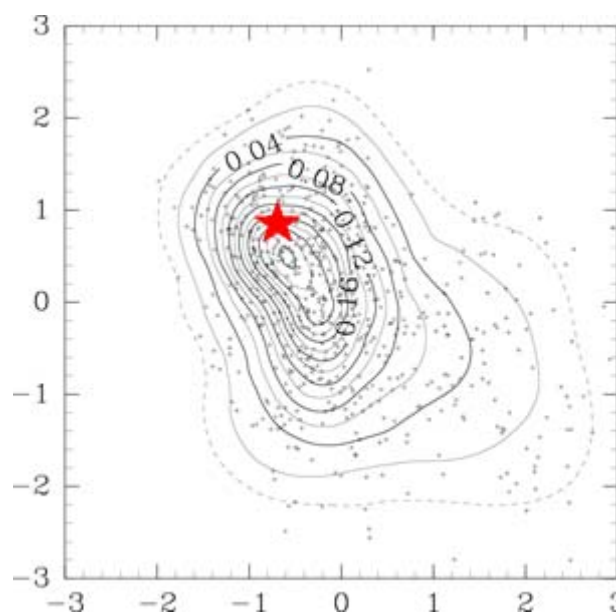


図4-11. 図4-10と同じ。但し、7月6日から7月19日の期間。赤い星は2012年7月14日の解析値。

5. 平成 29 年 7 月九州北部豪雨の温暖化影響評価

竹見 哲也

(1) はじめに

伊勢湾台風級の台風が将来気候に発生したとしたら、その気象外力はどうなるのか？こういった問いに対する回答を与えてくれる手法のひとつが擬似温暖化実験手法である¹⁹⁾。これまで、1959年伊勢湾台風、1991年台風19号、2004年台風18号、2011年台風12号といった過去に甚大な風水害を及ぼした顕著台風のダウンスケール実験および擬似温暖化実験をすることにより、将来の温暖化気候条件下でこういった顕著台風による気象外力がどのように変化するかを調べた。一方、台風起源ではない豪雨災害については、平成26年8月豪雨といった停滞前線活動による豪雨の擬似温暖化実験も試み、梅雨前線や秋雨前線といった停滞前線に伴う集中豪雨の温暖化影響についての今後の方向性を示した。

前線性の集中豪雨について温暖化影響の分析を深化させるため、「平成29年7月九州北部豪雨」を対象として擬似温暖化実験により温暖化影響を探った。

(2) 擬似温暖化実験の手順

ダウンスケール実験には、領域気象モデル WRF を用いた。豪雨をもたらした線状に組織化した降水系を十分に解像するため、ネスティング機能を用いて対象領域の最も細かい解像度が 500 m となるように領域設定した。WRF モデルの計算領域は図-2-1 から図-2-3 の3段階ネストとした。Domain 1 が 4.5 km 格子・2025 km×2025 km 領域、Domain 2 が 1.5 km 格子・450 km×450 km 領域、Domain 3 が 500 m 格子・220 km×200 km 領域である。初期値・境界値の3次元気象データおよび地表面データとして、JRA-55 を用いた。500 m 格子の Domain 3 の地形データの作成には、国土地理院 50 m メッシュ標高データを用いた。擬似温暖化実験のための温暖化差分データは、気象研究所 MRI-AGCM3.2S による現在気候再現実験および RCP8.5 シナリオに基づく将来気候実験のうち CMIP5 モデルアンサンブル平均の SST でドライブしたケース¹⁹⁾の月平均値データ²⁰⁾を用いた。7月に発生した豪雨のため、7月平均の温暖化差分データを利用した。

計算開始時刻を7月3日00 UTC、3日12 UTC、4日00 UTC、4日12 UTC とずらして計算し、初期時刻別のアンサンブルの再現実験および擬似温暖化実験を実施した。

(3) 結果

7月3日00 UTCおよび4日00 UTCを計算初期時刻とした再現実験および擬似温暖化実験の Domain 3 での7月4日18 UTCから7日00 UTCまでの積算雨量の分布を図-5-1 と図-5-2 に示す。再現実験結果から、九州北部豪雨

災害が顕著であった福岡県南部での積算雨量の分布パターンは、初期時刻によらずに似ているものの、定量的には大きな差が生じてしまうことが分かる。4日12 UTC の場合のほうが現実に近い結果である。一方、擬似温暖化実験の結果からは、初期時刻によらず豪雨の空間パターンは似ており、また、定量的にも大きな差はないことが分かる。再現実験と擬似温暖化実験との違いを見ると、3日00 UTCを開始時刻とした場合には温暖化条件で積算雨量が増加しているものの、4日00 UTCを開始時刻とした場合には温暖化条件で雨量が増加していない。このように初期時刻の違いに対して温暖化条件の感度の現れ方が違うという結果となった。

再現実験と擬似温暖化実験との中の積算雨量および時間雨量強度の違いを見るため、Domain 3 全格子点での7月4日18 UTCから7日00 UTCの間の時系列データから、積算雨量および時間雨量の頻度を求めた。その頻度分布を図-5-3 に示す。

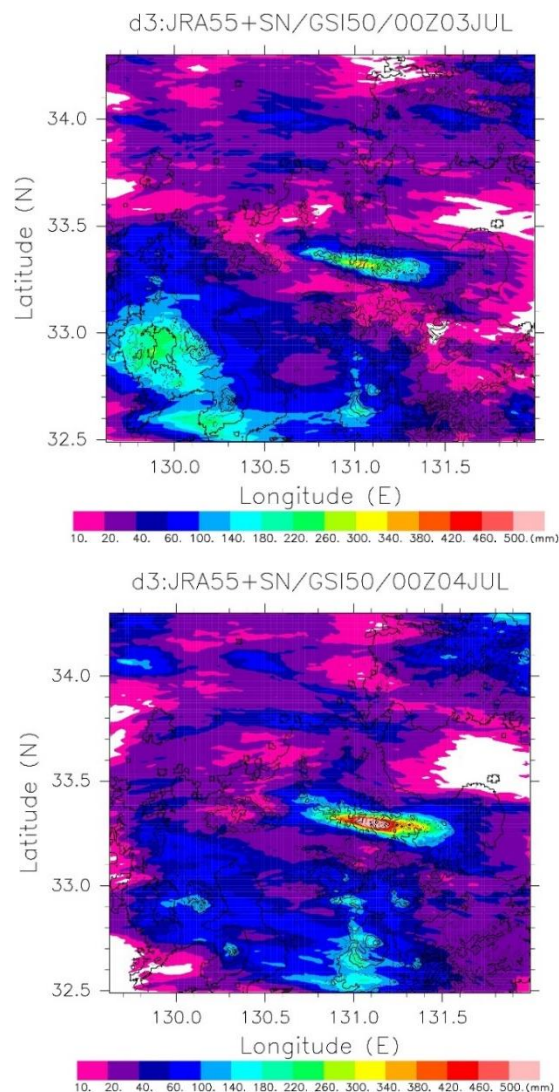


図-5-1 再現実験で得られた7月4日18 UTCから7日00 UTCの期間のDomain 3での積算雨量の分布。計算初期時刻は、上が7月3日00 UTC、下が7月4日00 UTCである。

積算雨量については、計算開始時刻に対する違いはあるものの、おおよそ擬似温暖化実験の場合に積算雨量が多い場合の頻度が増大していることが分かる。一方、時間雨量については、擬似温暖化実験の場合に強い降水強度の頻度が減少している。これまでの理解では、強い降水強度の頻度は温暖化条件で増加と言われてきたため、それと反対の結果を図-5-3は示している。Domain 3での可降水量を見ると温暖化条件で増加しているものの、対流圏の気温減率は温暖化条件で小さくなっている（すなわち大気が安定化している）ことが分かる。可降水量の増加は降水量の増大に繋がるものの、気温減率の低下は対流活動を抑制する作用がある。この相反する効果のいずれが勝るかによって降水の強弱が決まると考えられるため、今回の結果からは気温減率の安定化効果が温暖化条件で現れたと言える。

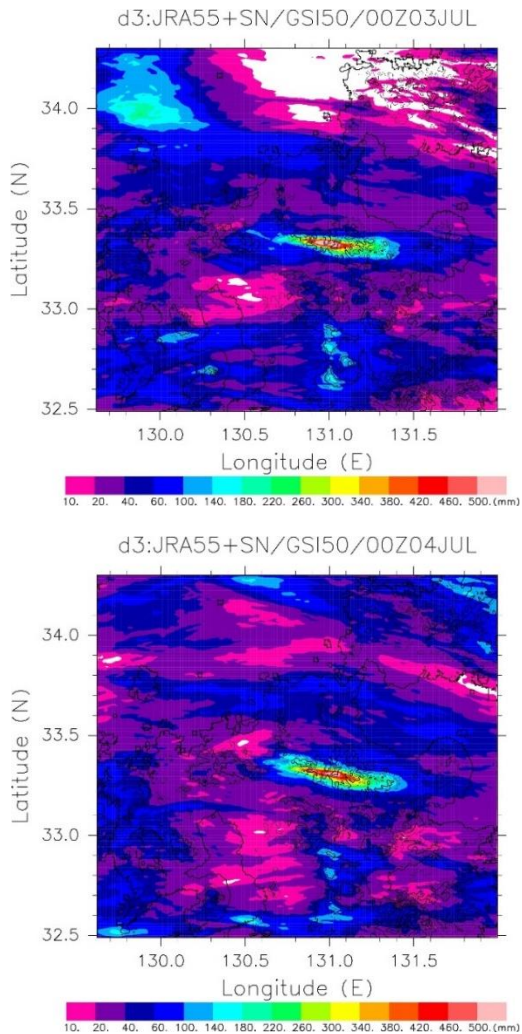


図-5-2 擬似温暖化実験で得られた7月4日18 UTCから7日00 UTCの期間のDomain 3での積算雨量の分布。計算初期時刻は、上が7月3日00 UTCの場合、下が7月4日00 UTCの場合である。

そもそも積乱雲の発達には、弱い強制力の場合には、ランダム性の高い現象である。こういった現象に対して温暖化影響を分析するためには、より緻密なアプローチが求められている。今回の結果は、前線性の集中豪雨、さらには局地的な豪雨といった事象について温暖化影響を分析するための今後の手法開発の必要性を示唆している。

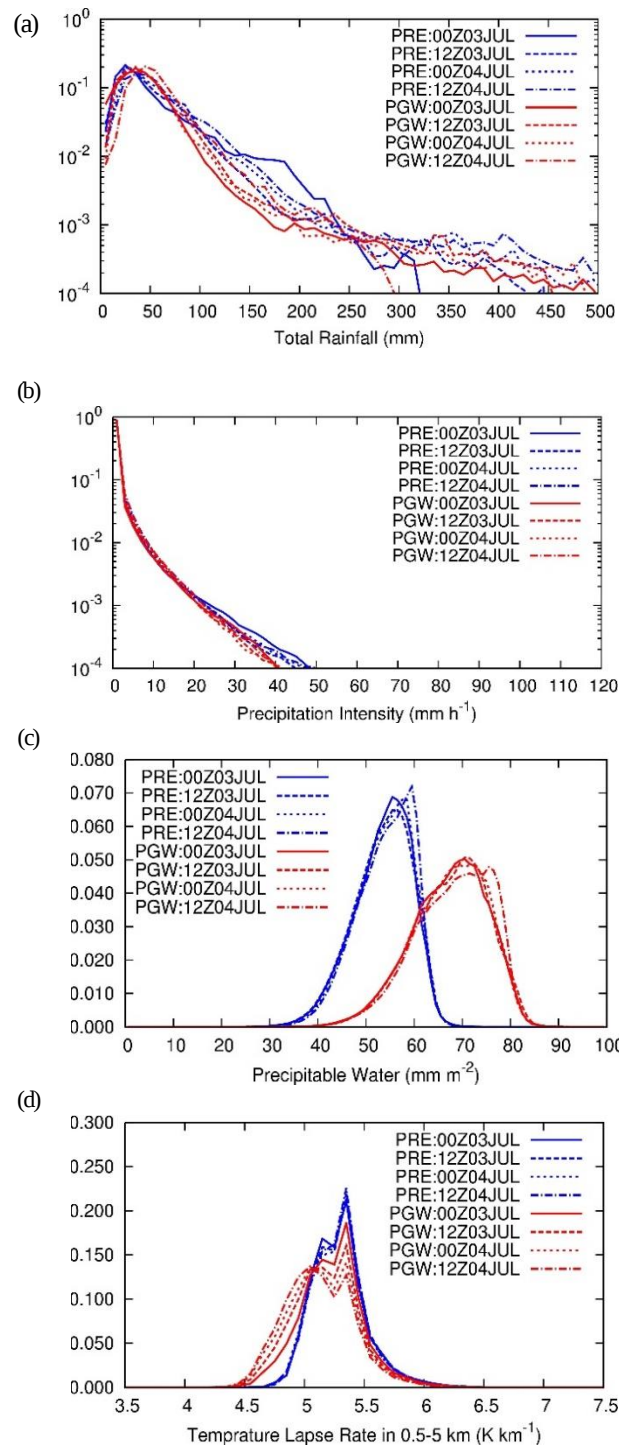


図-5-3 Domain 3での (a) 積算雨量および (b) 時間雨量の頻度分布。図中凡例の PRE は再現実験、PGW は擬似温暖化実験を、時刻は異なる計算開始時刻の数値実験の場合を意味する。また、Domain 3での (c) 可降水量および (d) 対流圏の気温減率も示す。

6. おわりに

中北 英一

今回の豪雨は、梅雨タイプの豪雨、そして土砂や流木流出としては最悪クラス（国土交通省が洪水や高潮外力に用いている Level1, Level2 で言う Level2）に匹敵すると考えられる。気候変動による影響がどれくらいあるかは今後気候変動影響評価研究のなかで明らかにされて行かれる中、日本中で梅雨タイプの豪雨の頻度が増加することは明らかになってきている²¹⁾。またこれまでは九州と東海以東とでは梅雨豪雨をもたらす南方からの水蒸気の流入具合が異なる中、気候変動によって東日本でも九州タイプの梅雨豪雨が生起し出すことも推測されている¹⁾。そういう意味では、今回のような最悪クラスの梅雨豪雨は九州以外でも生起し出す可能性が高い。

したがって、50年後をイメージすると下記のようなことになる。すなわち、気候変動適応になるということも含め、王道でとして降雨予測技術の飛躍的な向上とそのための降雨観測技術のさらなる向上と水蒸気観測技術の飛躍的な向上が実現されていることを期待する。

- 1) 夜中から未明に発生しやすい梅雨豪雨の場合、前日の遅くとも午後9時には、数時間後には梅雨豪雨がどこに発生するという予報が必要である。何故か、逃げるしかないからである。
- 2) そのためには、大気上層の寒気浸潤や下層の水蒸気浸潤が的確に予測される必要がある。
- 3) そのためには、リモートセンシング技術の向上、特に水蒸気の動きを詳細にセンシングできる技術の実現を果たす必要がある。
- 4) また、降水レーダーにより降水粒子はかなりの精度、空間分解能で観測できるようにはなってきたが、それをはるかに凌駕する技術、すなわち、多周波で全天の気流、水蒸気、雲、降水粒子を一瞬に観測できる技術が現業化されているべきである。
- 5) 雲物理プロセスも飛躍的に理解が進んでそれをベースにした大気モデルが開発されているべきである。
- 6) 上記の超理想的なセンシング技術を大気モデル計算の初期情報として利用する技術も必要である。
- 7) そして、それらが現業の実時間手法となるためには、超々スーパーコンピューターが実現している必要がある。
- 8) また、降雨予測情報を的確に利用する技術も発展している必要がある。いくら上記の超理想的なセンシング技術が現業化されても、初期の場にはノイズが存在する。すなわち、一つだけの予報計算だけでは現実に生起する豪雨を予測できない。し

たがって、超多数のアンサンブル計算が必要であるとともに、そのアンサンブル予測情報を避難などの減災にどう実時間で利用するかという考え方、技術が飛躍的に向上している必要がある。

以上が、豪雨の予測技術として実現しておくべきである。

最後に、梅雨豪雨の特徴と減災について触れておく。

梅雨豪雨で我が国の大河川が越水氾濫する危険性は小さい。むしろ、大河川に流れる支川、いわゆる中小河川で洪水や土砂流出が生起する。そして局地的だから故に一旦豪雨があると本川よりいきなりシビアな人的被害を伴う災害になる。このことが長年繰り返されている。中小河川は全国あまたあるからなかなか対策がおぼつかない。しかし、「いきなりシビアな人的被害を伴う災害」である。したがって、中小河川にもしっかりした外力（大気以外の河川や斜面諸量）の観測態勢と減災計画が必要である。このことは気候変動適応にもなる。特に、「いきなりシビアな人的被害を伴う災害」であるが故に、中小河川においても最大クラス想定は極めて重要である。そのためにも、降雨予測技術の飛躍的な向上とそのための降雨観測技術のさらなる向上は大きく役に立つことになる。勿論、気候変動下での最大クラス想定においてもである。

参考文献

- 1) Mori, N., Kato, M., Kim, S., Mase, H., Shibutani, Y., Takemi, T., Tsuboki, K. and Yasuda, T.: Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.41, pp.5106-5113, 2014.
- 2) Mori, N., and Takemi, T.: Impact assessment of coastal hazards due to future changes of tropical cyclones in the North Pacific Ocean, *Weather and Climate Extremes*, Vol.11, pp.53-69, 2016.
- 3) Takemi, T., Okada, Y., Ito, R., Ishikawa, H., and Nakakita, E.: Assessing the impacts of global warming on meteorological hazards and risks in Japan: Philosophy and achievements of the SOUSEI program, *Hydrol. Res. Lett.*, Vol.10, pp.119-125, 2016.
- 4) 宮脇航平, 立川康人, 田中智大, 石井大貴, 市川温, 萬和明, 竹見哲也: 最大クラス台風を想定した淀川流域における洪水流出シミュレーション, 土木学会論文誌 B1(水工学), Vol.72, No.4, pp.I_31-I_36, 2016.
- 5) Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J.G.: A description of the Advanced Research WRF version 3, NCAR Tech. Note, NCAR/TN-47 + STR, 113pp., 2008.
- 6) Weisman, M. L., Skamarock, W. C., and Klemp, J. B.: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.125, pp.527-548, 1997.
- 7) Takemi, T., and Rotunno R.: The effects of subgrid model mixing and numerical filtering in simulations of mesoscale cloud systems. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.131, pp.2085-2101, 2003.
- 8) Bryan, G.: Spurious convective organization in simulated squall lines owing to moist absolutely unstable layers. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.133, pp.1978-1997, 2005.
- 9) Takemi, T.: High-resolution numerical simulations of surface wind variability by resolving small-scale terrain features. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, Vol.57, pp.421-428, 2009.
- 10) Oku, Y., Takemi, T., Ishikawa, H., Kanada, S., and Nakano, M.: Representation of extreme weather during a typhoon landfall in regional meteorological simulations: A model intercomparison study for Typhoon Songda (2004). *Hydrol. Res. Lett.*, Vol.4, pp.1-5, 2010.
- 11) 津口裕茂: 線状降水帯, 天気, Vol.63, pp.727-729, 2016.
- 12) 津口裕茂, 加藤輝之: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析, 天気, Vol.61, pp.455-469, 2014.
- 13) Unuma, T. and Takemi, T.: Characteristics and environmental conditions of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol.142, pp.1232-1249, 2016.
- 14) Unuma, T., and Takemi, T.: A role of environmental shear on the organization mode of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan, *Sci. Online Lett. Atmos.*, Vol.12, pp.111-115, 2016.
- 15) 気象研究所: 平成 29 年 7 月 5-6 日の福岡県・大分県での大雨の発生要因について, 気象研究所報道発表資料
(http://www.jma.go.jp/jma/press/1707/14b/press_20170705-06_fukuoka-oita_heavyrainfall.pdf), 2017.
- 16) 津口裕茂: 集中豪雨が発生する総観～メソ α スケール環境場の統計解析ー7 月(梅雨末期)の九州地方についてー, 気象庁「量的予報技術資料」, Vol. 19, pp.72-83, 2014.
- 17) Silverman, B. W.: *Density estimation for statistics and data analysis*, Chapman and Hall, 1986.
- 18) Takemi, T., Okada, Y., Ito, R., Ishikawa, H., and Nakakita, E.: Assessing the impacts of global warming on meteorological hazards and risks in Japan: Philosophy and achievements of the SOUSEI program. *Hydrological Research Letters*, Vol. 10, pp. 119-125, 2016.
- 19) Mizuta, R., Arakawa, O., Ose, T., Kusunoki, S., Endo, H., and Kitoh, A.: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. *SOLA*, Vol. 10, pp. 167-171, 2014.
- 20) Ito, R., Takemi, T., and Arakawa, O.: A possible reduction in the severity of typhoon wind in the northern part of Japan under global warming: A case study. *SOLA*, Vol. 12, pp. 100-105, 2016.
- 21) 中北英一, 小坂田ゆかり: 気候変動に伴う梅雨期集中豪雨と大気場の将来変化に関するマルチスケール解析, 土木学会論文誌, B1(水工学), pp.139-144, 2018.

謝辞

レーダー情報は、国土交通省 水管理・国土保全局 河川計画課 河川情報企画室よりご提供いただきました。ここに謝意を表します。本研究の 2 章、3 章、4.1 章、5 章の内容は、科学研究費・特別研究促進費「平成 29 年 7 月九州北部豪雨災害に関する総合的研究」(代表:九州工業大学 秋山壽一郎教授)、文部科学省・統合的気候モデル高度化研究プログラム・領域テーマD「統合的ハザード予測」(代表:京都大学 中北英一教授)、科学研究費・基盤研究(S)「ストームジェネシスを捉えるための先端フィールド観測と豪雨災害軽減に向けた総合研究」(代表:京都大学 中北英一教授)の支援を受けて実施されました。