

線状降水帯豪雨予測に向けた 水蒸気のアンサンブル予測情報の更新履歴解析

A New Ensemble Simulation Analysis Considering Water Vapor Update History for Line-Shaped Rainband Heavy Rainfall Forecasting

山口弘誠・黒田奈那・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Nana KURODA and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

For disaster prevention, it is important to predict the duration and the amount of rainfall brought by line-shaped rainbands. We examined a prediction method of ensemble forecast under a hypothesis that ensemble forecasts for hard-to-predict events, such as line shaped rainband heavy rainfall, show two patterns of characteristic changes when the forecasts are updated. The first pattern is that the ensemble mean does not approach reality even if the forecast is updated. The second pattern is that the dispersion of ensemble does not decrease. We conducted an ensemble forecast taking multiple initial time for the northern Kyushu heavy rainfall occurred in 2017, and examined the prediction information of water vapor, which is the physical quantity preceding precipitation. Pattern 1 was strongly observed around Asakura City. Pattern 2 was observed not only around Asakura City but also in areas upstream of water vapor inflow. These characteristics correspond to the time duration of heavy rainfall to some extent. From these analysis, we showed the possibility of utilization of two patterns for the heavy rainfall exceeding the scenario of ensemble forecast.

キーワード: アンサンブル予測, 降水予測, 線状降水帯豪雨, 予測精度, 平成29年7月九州北部豪雨

Keywords: ensemble forecast, rainfall forecast, line-shaped rainband, prediction accuracy, northern Kyushu heavy rainfall occurred in 2017

1. はじめに

昨今、梅雨期の集中豪雨による中小規模河川の氾濫や土砂災害が頻発している。梅雨期の集中豪雨は主にメソ対流系によって発生する。メソ対流系とは水平スケール100kmオーダーの降水システムであり、複数の積乱雲が組織化し、長時間同じ位置で豪雨をもたらす。特に、積乱雲が線状に連なった形で組織化する、線状降水帯は梅雨期の集中豪雨に多く見られる。とりわけ、線状降水帯の移動方向の後端で積乱雲が発生するバックビルディング型のものは、強い降水域が同じ場所に長時間停滞するため、防災上

特に警戒すべき現象である。2012年7月15日に発生した京都・亀岡豪雨や2014年8月20日に発生した広島豪雨、2017年7月5日に発生した平成29年7月九州北部豪雨などは、このバックビルディング型の線状降水帯によるものである。平成29年7月九州北部豪雨は、線状降水帯が福岡県朝倉市周辺に長時間停滞したことにより、最大24時間降水量が福岡県朝倉市では545.5mm、大分県日田市等では370.0mmを観測した。平年の7月の降水量を超える値で、24時間降水量の値が観測史上1位を更新するなど（気象庁，2017），記録的な大雨となった。この豪雨により死者，行方不明者合わせて42名，建物全壊325棟，半壊1108棟の甚

大な被害が発生した（内閣府，2018）．このような豪雨災害の被害を最小限にとどめるためには降雨予測情報の精度を高めていく必要がある．避難情報の提供など防災の観点でいうと，リアルタイムに豪雨の発生，継続，またその雨量を予測することが重要である．しかし，日本においては線状降水帯をはじめとするメソ対流系の予測は難しいとされている．その理由は，国土が急峻な地形を持ち降水システムが複雑化，局所化していることや，国土が海に囲まれており，海域での観測情報が乏しいことがあげられる．

さて，近年ではメソ対流系に対するアンサンブル予測の有用性がいわれている．これは，複数の数値予報の集合（アンサンブル）を統計的に処理して最も確からしい予報を得る手法であり，単独の決定論的な予報よりも多くの有用な情報を得ることができる．アンサンブル予測には，初期値アンサンブル，モデルアンサンブル，境界値アンサンブルといった多種多様な集合の取り方がこれまでに提案されている（気象庁予報部，2006）．原理的にアンサンブル平均予報はランダムな誤差が軽減された中間的な値で，期待値に等しく，各メンバーによる予報のばらつきが大きい時のその予報の確からしさは相対的に低いとみなすことができる（経田ら，2006）．また，アンサンブル予測の最大値や最小値を参照することにより，起こりうる現象の幅を読み取ることができる．現業では台風や低気圧といった総観スケール～メソ α スケールの現象を対象とした一週間程度以上先の予報に，複数の数値予報の集合であるアンサンブル予測が使われている．そして近年ではメソ β スケールを対象としたアンサンブル予測の手法や利用方法が検討され始めており（吉野ら，2011；Niesen and Schumacher, 2016），気象庁でも2019年度からメソアンサンブル予測の配信が予定されている（気象庁，2019）．線状降水帯の予測においてもアンサンブル予測が利用できる状況になってきたといえる．アンサンブル予測からは，様々なシナリオの予測情報が得られるため，防災の分野において有効利用が望まれる．しかし，現在主に利用されているのはアンサンブル平均予報であり，予測の分散も使われるが信頼度といった参考程度の情報というところで，アンサンブル予測情報を十分に利用しているとは言えない状況である．山口ら（2018）は，アンサンブル予測情報の有効利用に関して検討を行うため，平成29年7月九州北部豪雨を対象に，雲解像モデルCReSSを用いて7月5日12:30～21:00の時間で30メンバーによるアンサンブル予測を行った．まず，アンサンブル平均をみると，観測された降水量と比べて，特に大きな被害があった福岡県朝倉市周辺の12:30～21:00の

積算降水量を過小評価していた．また，各メンバーの積算降水量の時間変化を，観測値である朝倉アメダスと比較すると，12:30～15:00の2時間30分間は，観測と同程度の降水を表現していたメンバーが2メンバーあった．しかし，その2メンバーは豪雨がそれ以降も継続することを表現しておらず，12:30～21:00の積算降水量でみるとすべてのメンバーが観測の半分以下であった．防災上このような予測困難な線状降水帯豪雨であっても，発生，継続のリアルタイム予測が必要である．また，アンサンブル予測のシナリオを超える，より危険側の情報作成の重要性もあると考えられる．線状降水帯豪雨という極端現象に対するアンサンブル予測の活用が期待されている．

これらの背景を踏まえ，本研究ではアンサンブル予測情報をより高度に活用して線状降水帯豪雨の発生，継続を予測していくための基礎解析を目的とする．

2. 予測情報解析の着目点

本節では本研究が想定するアンサンブル情報の利用方法を二つの視点から説明する．

一つ目の視点は，降雨だけでなく，水蒸気量のアンサンブル予測情報を用いることである．本研究の将来的な目標としてアンサンブル予測のシナリオを超えるような情報作成を考えているため，雨のポテンシャルともいえる水蒸気量を用いることでより自由度の高い降雨予測情報作成が可能と考えている．加えて，水蒸気は降雨よりも変化の徴候が早く現れると考えられる．さらに，予測困難な豪雨においては水蒸気予測も困難である可能性があるが，降水に比べれば予測が容易であると考えられる．

二つ目の視点は，過去のアンサンブル予測の情報を活用することである．気象予測は時間が進むにつれてモデルに入力する解析値が最新のものになり，予報も新しいものに更新されていく．通常の現象（日常的な現象）に対する予測の場合を[Fig. 1]に示す．予測が更新されると予測精度が良くなっていくと考えられるため，アンサンブル平均はより現実の値（解析値）に近づき，アンサンブルのばらつきはより小さくなると考えられる．

一方，線状降水帯豪雨といった予測困難な極端現象に対しては新しい予測になっても予測精度が必ずしも良くならないと考えられる．本研究ではこのとき，アンサンブル予測に2つの特徴パターンが表れると仮説を立てた．

・パターン1「アンサンブル平均が解析値に近づかない」

この場合の模式図を[Fig. 2]に示す．ここで時刻 $t+\Delta 2t$ に着目すると，最新の予測のアンサンブル平均（茶色の十字印）は，過去の予測（黒の十字印）と比べて現実の値に近づかない（もしくは離れている）．これは，モデルの不完全性や，初期値の誤差による系統誤差によるものであると考えられる．

・パターン2「アンサンブルのばらつきが小さくならない」

この場合の模式図を[Fig. 3]に示す．予測のばらつきに着目すると，時刻 $t+\Delta 2t$ から $t+\Delta 3t$ にかけて，最新のアンサンブル予測のばらつき（緑色の輪の広がり）が，過去のアンサンブル予測のばらつき（黒色の輪の広がり）に比べて小さくならない（もしくは大きくなっている）．これは，小さな差のカオス的成長によるものである．松原ら（2017）など，アンサンブルのばらつきを予測精度の改善に利用する既往研究はあるが，本研究はばらつきの更新履歴を利用するという点で一線を画している．

以上，予測困難な現象に対するアンサンブル予測ではパターン1，パターン2の特徴のうちどちらか一方か，もしくは両方の特徴が表れると仮説として考える．

逆に，アンサンブル予測においてこれらの特徴が表れたとき，将来の予測困難な現象を予測することができるのではないかと考える．本研究では，水蒸気予測情報における2つのパターンの特徴の表れ方を調べる．また，これらの特徴を用いた予測への検討を行う．

3. 対象とする事例の概要と予測実験の設定

3.1 対象事例の特徴と原因

本研究では，平成29年7月九州北部豪雨を対象事例とする．本事例をもたらした要因として，大気下層に，太平洋高気圧の縁をまわるような南西風による大量の水蒸気の流入，また，大気中層に平年よりも約 3°C 低い寒気の流入があったことにより，九州北部地域で大気の状態が潜在的に不安定になっていたことがあげられる．さらに，先行降雨で地表付近の空気が冷やされたことで，地表付近に温度傾度帯ができて上昇流ができやすかったことも一因と考えられている．また，線状降水帯の強化，維持には，背振山地が寄与していたといわれている（気象研究所，2017）．山口ら（2018）は，大気下層では朝倉市付近に流入方向の違う水平風がぶつかることによる収束域が存在しており，この収束は，背振山地[Fig.4]の北側を迂回する風と，南側を迂回する風によって作られたものだとしている．この下層の収束域には上

昇気流があり，下層の湿った気塊が持ち上げられることにより積乱雲が発生・強化されるメカニズムがあった．さらに，[Fig. 4]の降雨強度分布を見ると，背振山地の上で積乱雲が発生している様子も見られることから，背振山地を通過する風も収束域を作る要因の一つであり，この3方向の風の，朝倉市付近での収束，また，水蒸気の流入があったと考えられる．

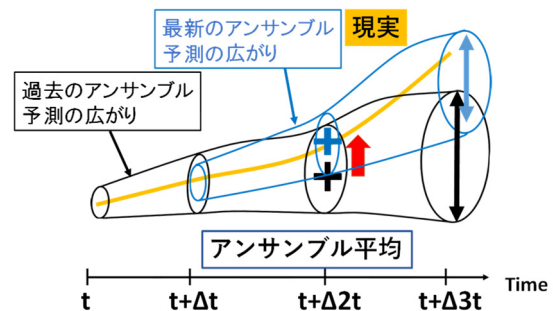


Fig.1 Ensemble forecast for normal phenomena, Δt represent interval of updating. Yellow line represents truth.

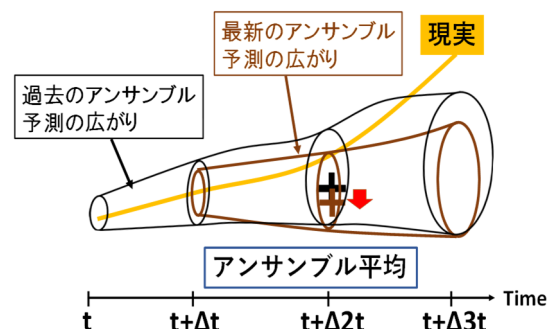


Fig. 2 The characteristic change of ensemble mean for hard-to-predict events (pattern 1).

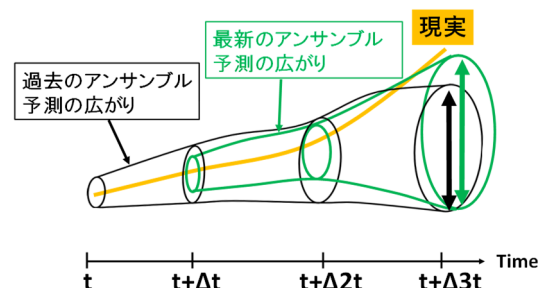


Fig. 3 The characteristic change of ensemble spread for hard-to-predict events (pattern 2).

XRAINによる7月5日12:00~24:00の積算降水量の空間分布を[Fig. 5]に示す。福岡県朝倉市を中心に積算降水量が大きくなっている。[Fig. 5]の領域A(黒枠)内の領域平均降雨強度の時間変化を[Fig. 6]に示す。本研究では降雨強度が大きい12:00~22:00の間を豪雨の起きている時間とした。

3.2 実験設定

平成29年7月九州北部豪雨を対象として、初期時刻を7月5日0時、3時、6時、9時、12時、15時と複数とったアンサンブル予測を、それぞれ7月6日0時まで行

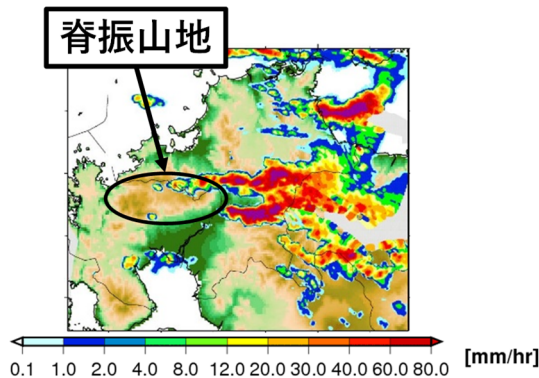


Fig. 4 Rainfall intensity at 16:00, May 5th.

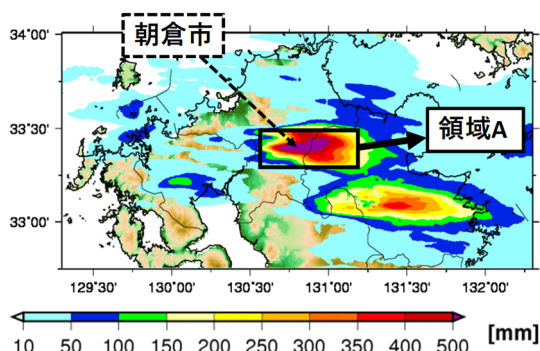


Fig. 5 The total 12h rainfall (12:00~24:00, May 5th) from XRAIN. Area A is indicated by a black frame.

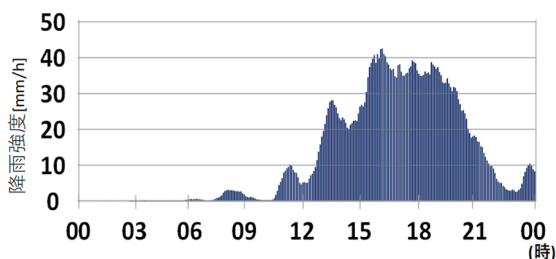


Fig. 6 Area averaged rainfall intensity inside area A from XRAIN.

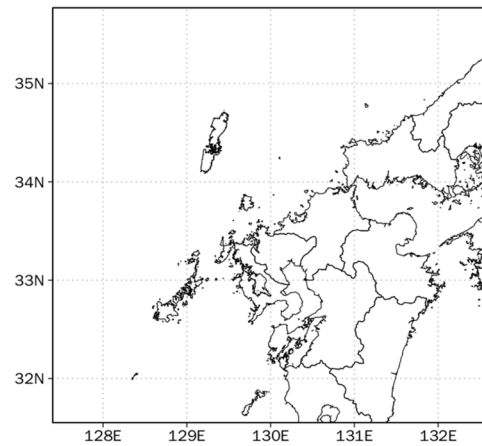


Fig. 7 Calculation area.

った。大気モデルは雲解像モデルCReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2002)を用いる。CReSSは雲スケールからメソスケールの現象に対して高精度なシミュレーションを行うことを目的とした雲解像の非静力学・準圧縮の大気モデルである。

水平解像度は1km、鉛直解像度は平均的に250 m (ただし、下層ほど細かくし、最下層では150 m)として、500×450×61の格子数をとった。計算領域は東経127.4度から132.6度、北緯31.6度から35.7度とし、南または西からの九州北部の大気下層への水蒸気流入を調べる目的で、水蒸気流入の上流側の計算領域を広めに設定した。計算領域を[Fig. 7]に示す。大気の初期値・境界値には気象庁MSMを、海面水温には気象庁NEAR-GOOSをそれぞれ用いた。各初期時刻に対して33メンバー(コントロールランを含む)用意した。すなわち、合計6つの初期時刻×33メンバー=198本の計算を行った。

3.3 アンサンブル初期摂動作成方法

本研究では初期アンサンブル摂動生成手法としてToth and Kalnay(1993,1997)のBreeding of growing modes法(BGM法)を用いる。BGM法とは、過去から予報開始時間までの間に大きさを小さくすることを繰り返しながら発展させた摂動を予報開始時刻の解析値に与えて初期アンサンブルメンバーを作成する手法である。すなわち、前初期時刻の解析値に摂動を足しこんだ予測と足しこまない予測から解析時刻まで計算して得られた予報摂動に対して解析時刻においてスケールダウンを行い、再び摂動を解析値に足しこんで時間発展を計算するという育成サイクルを繰り返す。

[Fig. 8]に12:00初期値を例にしたBGM法の模式図を示す。また、その手順を以下に示す。下記で用いるAとPは全格子の水平風 u , v , 鉛直風 w , 温位 θ , 水蒸気混合比 q_v で構成されるベクトルである。

1. 5日00:00におけるメソ客観解析をダウンスケールした解析値 A_1 と摂動を与えた初期値 P_1 を用意する。 P_1 は4日21:00の解析値からの3時間予測値を用いる。
2. A_1 からの P_1 の摂動を e_1 とする。すなわち、

$$e_1 = P_1 - A_1 \quad (1)$$

の e_1 のノルム ($\|e_1\|$) を A_1 と P_1 の二乗平均誤差から定義する。

3. A_1 と P_1 を3時間予測し、 A_1' と P_1' を作る。さらに $\|e_1'\|$ を計算する。
4. $\|e_1'\|$ を $\|e_1\|$ の大きさまでスケールダウンした摂動を e_2 とする。

$$e_2 = \frac{\|e_1'\|}{\|e_1\|} \times e_1' \quad (2)$$

5. さらに摂動 e_2 を5日03:00の解析値に与え P_2 を作り、 A_2 、 P_2 から3時間予測する。以後これを繰り返して5日12:00の摂動を作る。この育成サイクルによって、特に誤差が成長しやすいモードを優先して成長させている。このサイクルを通じて、過去において非線形モデルの中で成長してきた誤差を摂動とするため、非線形の効果も取り入れることができる。

5日12:00初期値の摂動は、5日00:00, 03:00, 06:00, 09:00からスケールダウンをそれぞれ4回, 3回, 2回, 1回と、行う回数を変えて、異なるものを作成する。また、 P_1 は4日21:00の解析値からの3時間予測値としているが、4日12:00, 15:00, 18:00の解析値から5日00:00までの予測値もそれぞれ使用することで、5日

00:00において P_1 が4種類できる。スケールダウンを始める4つの時間に対して P_1 がそれぞれ4種類あるので、16種類の摂動ができることになる。また、摂動を与えないメンバーを全メンバーの平均に設定するため、1つの摂動に対してプラスに摂動を与えるメンバーの他に、マイナスに摂動を与えるメンバーも作成する。つまり、それぞれの初期時刻に対して32メンバーできる。また、ここでは5日12:00初期値のメンバー作成を例に説明したが、本研究では初期摂動作成の計算の都合上、12:00に5分足した12:05を初期時刻としている。これは、MSMの解析値をCReSSモデルの初期値として計算を始める際、CReSSのほうが格子間隔が狭いことから、MSMの値がCReSSの計算格子になじむのに少し時間がかかるためである。MSMの値がCReSSになじむと考えられる5分後にBGM法で作成した摂動を与えて予測計算を始める。同じように5日00:05初期値, 03:05初期値, 06:05初期値, 09:05初期値, 12:05初期値のアンサンブルメンバーもそれぞれ同様に摂動を与えて予測計算する。また、5分足したことは計算上の都合であり、本研究の、アンサンブル予測の更新履歴を調べるという目的に影響しないとして、今後はそれぞれ0時初期値, 3時初期値, 6時初期値, 9時初期値, 12時初期値, 15時初期値と述べることにする。

3.4 アンサンブル降水量予測結果

ここでは、各初期時刻のアンサンブル予測から算出したアンサンブル平均積算降水量と、XRAINで観測された積算降水量を比較する。[Fig. 9] は、各初期時刻のアンサンブル平均積算降水量である。[Fig. 9](d)の12時初期値予測の積算降水量は前項で述べた

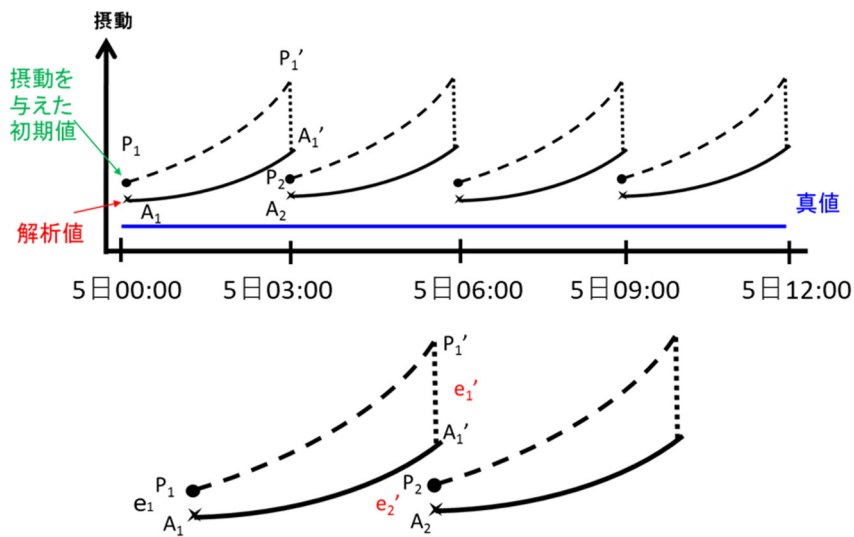


Fig.8 Schematic figure of BGM method. 12:00 initial time is taken up as an example.

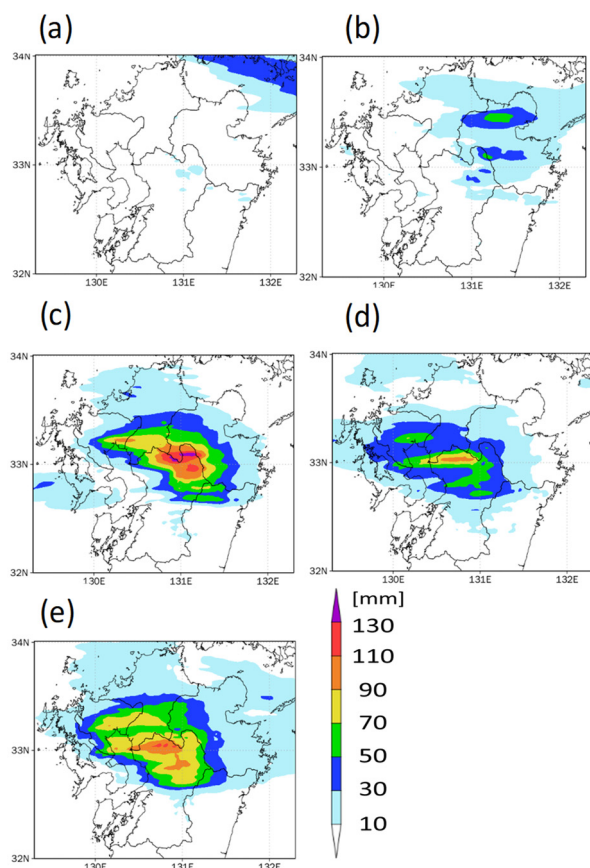


Fig. 9 Total rainfall (12:00~24:00) of each initial time (a): 00:00, (b): 03:00, (c): 06:00, (c): 09:00, (d): 12:00.

初期摂動作成の都合上12:05から積算しているが、便宜上12:00と書き表している。0時初期値の予測では領域A内の降水はほとんど表現しておらず、9時初期値の予測では30mm以下であった。領域A内の積算降水量が比較的多い3時、6時、12時初期値の予測でも最大70mm程度であった。また、[Fig. 5]では、領域Aの降水域の南東（大分県九重町付近）に多いところで350mm以上の降水域がみられる。3時、6時、9時、12時初期値の予測にも、多いところで90mm以上の降水域がみられ、場所は数十キロ程度西にずれているものもあるが、大分県九重町付近の降水域を表現していると考えられる。つまり、いずれの初期値の予測でも、領域A内の降水量については特に過少評価していた。

次に、領域A内の領域平均降雨強度を[Fig. 6]と比較する。各初期時刻のアンサンブル予測平均の領域A内の領域平均降雨強度の推移を[Fig.10](a)に示す。12:00より前では過大予測になっている。一方、12:00頃から22:00ごろまで、どの初期時刻のアンサンブル

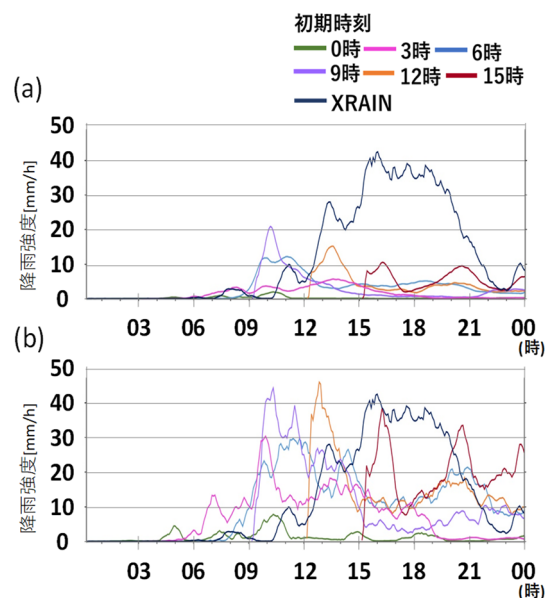


Fig. 10 Rainfall intensity from ensemble forecast and XRAIN, (a): ensemble mean, (b): ensemble maximum.

平均の値も降雨強度を過小に予測していた。

ここで、アンサンブル予測の最大値に着目する。前章で述べたように、本研究ではアンサンブル予測のシナリオを越えるより危険側の情報作成を将来的な目標としているためである。アンサンブル最大予測結果（各時刻において最大の降雨強度を示すメンバーの予測値）を[Fig. 10](b)に示す。初期時刻が進むほどアンサンブル最大予測値がXRAINによる観測値に近くなる傾向がみられるが、15:00~20:00においては、観測値がいずれの予測も上回っていた。本事例のようにアンサンブル予測の最大値さえも超えるような豪雨事例の場合、降水の予測情報のみを使うと、予測の雨に従った情報しか出せないと考えられる。そこで次節以降では、降水のシステムとして雨に先行する水蒸気量のアンサンブル情報に着目する。

4. アンサンブル予測情報の更新履歴解析

本研究では、高度750mの水蒸気混合比を用いて解析する。まず、現実の場合として、MSMによる解析値から得られる高度750mの水蒸気混合比を用いた。GPS可降水量の観測値を用いることも候補として考えたが、大気下層の水蒸気量を見たいという理由と、GPS可降水量の観測点が必ずしも解析したい位置になかったという理由から、今回は用いていない。さて、MSMの解析値は3時間毎にあるため、3時間ごとにおよそ現実の大気場の情報を知ることができる。ここでは、3時間ごとのMSMの解析値をCReSSの空間

解像度に補間した水蒸気混合比の値（以降、解析値と呼ぶことにする）を現実の値とみなした。本研究では朝倉市付近の地点を調べる他に、水蒸気の上流にあたる複数の地点の水蒸気混合比も調べた。調べた地点とその呼称を[Fig. 11]に示す。赤枠で示した領域内でそれぞれ領域平均した水蒸気混合比を用いる。

[Fig. 11] の領域1と領域3はそれぞれ背振山地の北側からと南側から朝倉へ流入する水蒸気を想定して、領域2は背振山地を越えてくる風による水蒸気の流入を想定している。領域4, 5, 6, 7はさらに上流側の領域を想定している。領域4, 5, 6, 7を遠い上流側、領域1, 2, 3を近い上流側と呼ぶことにする。また、領域1から7をまとめて上流側と呼ぶ。

アンサンブル予測結果として、[Fig. 11]の朝倉の領域での高度750mの水蒸気混合比の全メンバーの時

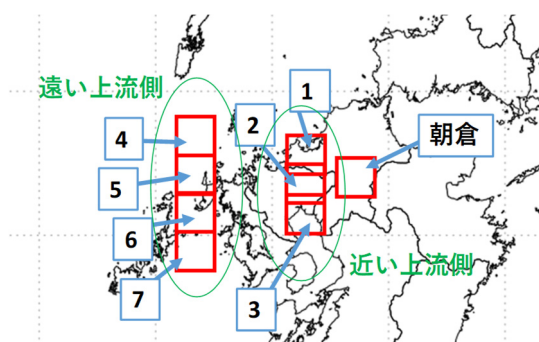


Fig. 11 Analysis area of water vapor mixing ratio. Area 1 to 3 are near upstream area, and area 4 to 7 are far upstream area. Each area is 30km×30km.

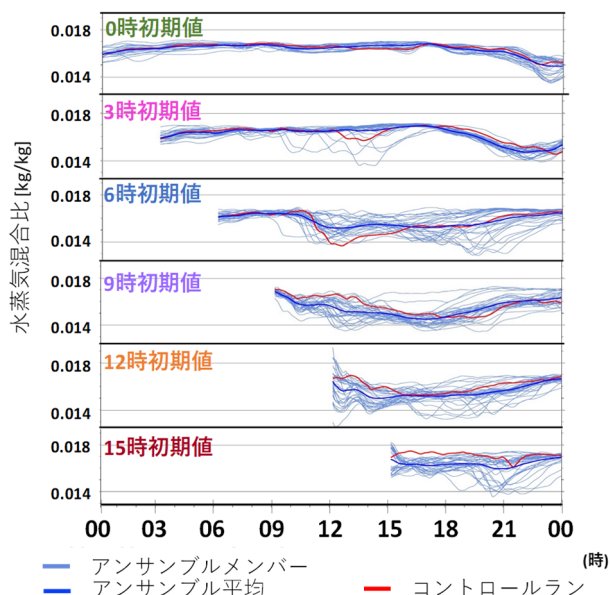


Fig. 12 The time change of are averaged water vapor mixing ratio at “Asakura” of all the ensemble members.

間推移を[Fig. 12]に示す。ここから、パターン1とパターン2の現れ方の特徴を解析する。

4.1 アンサンブル平均に着目した解析

現実の場合からのずれを求め、現実をどの程度予測していたかに着目して解析を行う。ここでは、3時間ごとのMSMの客観解析値 (MANAL) をCReSSの空間解像度に補間した水蒸気混合比の値（以降、解析値と呼ぶことにする）を現実の値とみなした。アンサンブル予測平均の解析値からのずれの時間推移を[Fig. 13]に示す。正の値は予測値のほうが解析値より大きいことを示している。MSMの解析値が得られる時刻に5分足した時刻から計算を始めたため、各初期時刻の3時間後から折れ線グラフを書いている。

朝倉市周辺では、初期時刻が3時、6時、9時と進むごとに解析値から遠ざかっている。これはパターン1の特徴に対応しているといえる。

一方、上流側ではパターン1の特徴は弱かった。近い上流側では朝倉と比べて6時初期値、12時初期値が解析値に近くなっている。遠い上流側では初期時刻が3時、6時、9時と進むごとに解析値に近づいている。

ここでパターン1の特徴がみられる時間について考察する。朝倉では、12:00から21:00まで、0時、3時初期値と比べて他の初期値の予測が解析値から大きく離れていた。実際の豪雨の起きている時間に対応していると考えられる。近い上流側では、パターン1の特徴は21:00にはほとんど見られなくなっている。遠い上流側ではそもそもほとんどみられていない。

以上より、パターン1の特徴が朝倉に近づくほど長く継続し、また強かったといえる。朝倉に近づくほど長く継続するのは、パターン1の特徴も、上流側から朝倉へ移動していると考えられる。朝倉に近づくほど特徴が強く見られるのは、朝倉への水蒸気流入予測が特に悪かったためと考えられる。

また、近い上流側である領域1～3を比較することにより背振山地の北からと南から、さらに山地越えの3通りの水蒸気流入経路によるパターン1の表れ方の違いを見たかったが、場所による大きな差はない。遠い上流側である領域4～7で比較すると、解析値と同程度か、北の方ほどやや過大であった。

ここで、朝倉市周辺と上流でパターン1の特徴の表れ方に差がみられた理由を考察する。アンサンブル予測平均の解析値からのずれの空間分布を[Fig. 14]に示す。12:00～21:00の6時から12時初期値の予測において、九州北部地域で過小予測であ

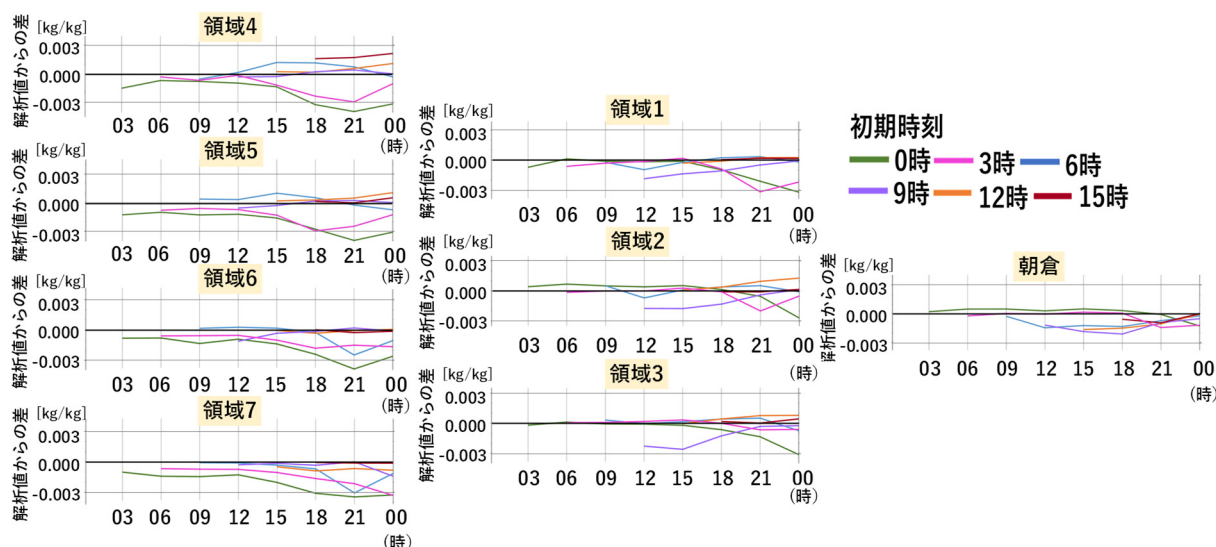


Fig. 13 Time change of the differences between ensemble mean and analytic value of each area.
Positive value means ensemble mean is bigger than analytic value.

る。一方、水蒸気の上流側（九州の西側）では初期値が進んだ予測のほうが解析値に近い傾向にある。ここから、上流の水蒸気量の予測はアンサンブル平均的に良かったものの、朝倉まで水蒸気が流入するという予測が困難であったということが推測される。これが、朝倉を中心にパターン1が表れた原因であると考えられる。

本節を整理する。水蒸気混合比予測のアンサンブル平均に着目すると、パターン1の特徴を確認できた。また、朝倉に近づくほどパターン1の特徴は強く見られ、過小予測であった。水蒸気流入をうまく表現できなかったことが一因と考えられる。

4.2 アンサンブル予測のばらつきに着目した解析

ばらつきの指標として単純に予測の最大幅を表す“アンサンブル最大－アンサンブル最小”を用いた。これは、極端な値を予測するメンバーの情報も取り入れるためである。また、予測の絶対値が大きいほどばらつきも大きくなると考えられるが、正規化して解析したところ大きな差がなかったため、ここでは正規化は行っていない。予測のばらつきの時間推移を[Fig. 15]に示す。

まず、朝倉市付近のばらつきを見る。09:00頃から3時初期値以降のばらつきが急に大きくなり、初期時刻が進んでも小さくならない。これはパターン2の特

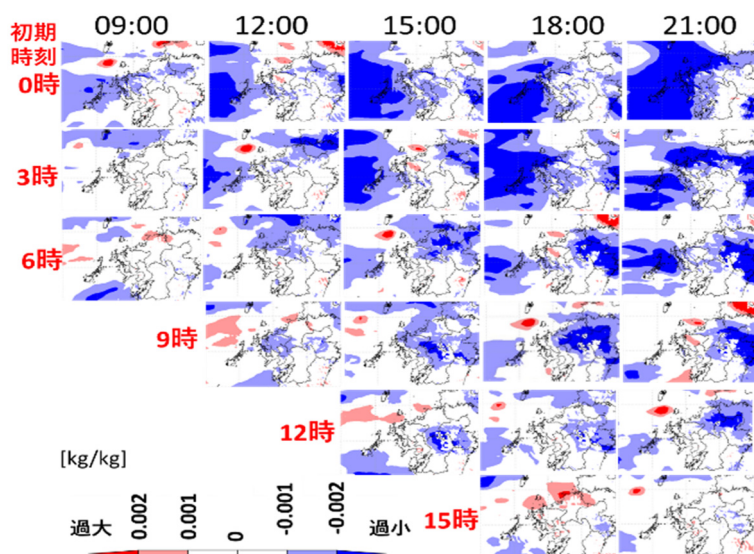


Fig. 14 The spatial distribution of the differences between ensemble mean and analytic value.

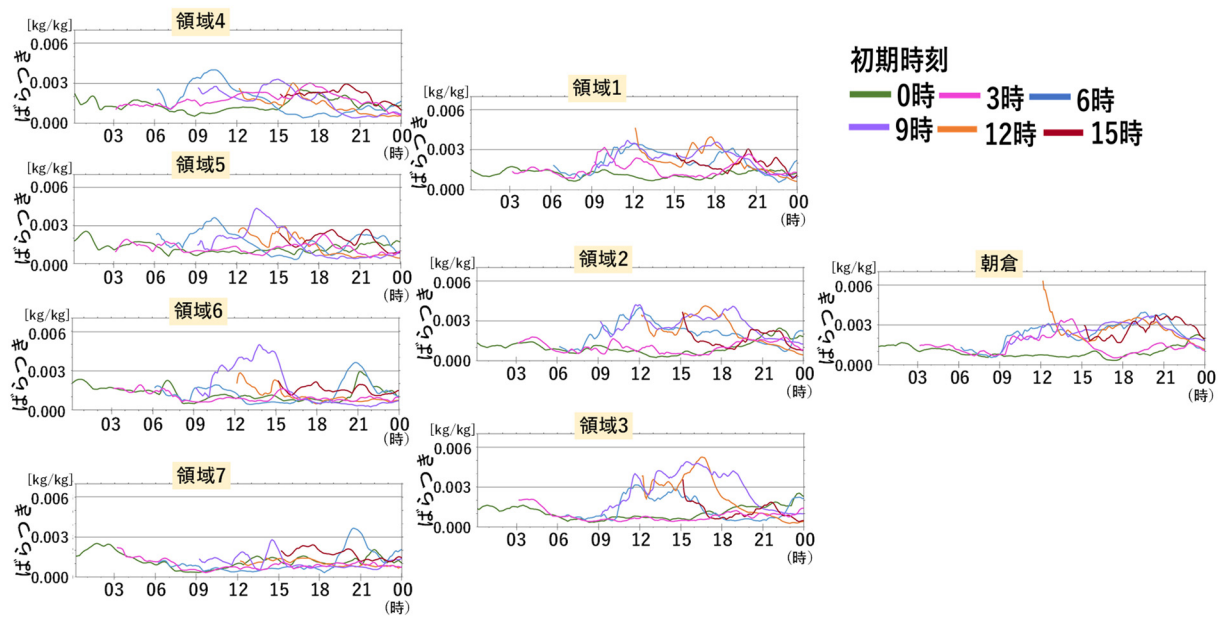


Fig. 15 The time change of ensemble dispersion of each area.

徴であると言える。加えて、12時初期値の予測のばらつきは12:00頃から13:00頃にかけて特に大きくなっている。豪雨の始まるの時間に対応しているといえる。また、6時以降の初期値のばらつきは、初期時刻によって差があるが、19:00頃～22:00頃の間小さくなり始める。豪雨が終わる時間帯におよそ対応している。

次に上流側を見る。領域1, 2, 3に共通して言えることは、6時初期値以降のばらつきは0時初期値、3時初期値のばらつきに比べて大きいことである。これは朝倉で見られた特徴と同じで、パターン2の特徴といえる。また、0時初期値と比べて6時初期値の予測のばらつきが大きくなる時間は、早くて領域2の

08:00頃、そのほかの領域で09:00頃であった。朝倉の領域に比べ1時間程度先行する領域があった。一方、予測のばらつきが小さくなっていく時間は朝倉では19:00頃から22:00頃の間であった。一方、近い上流側の予測の幅が小さくなっていく時間は、初期値によって差があるものの朝倉よりも1, 2時間程度早い。つまり、近い上流側でもパターン2の特徴がみられたが、その特徴が早く始まり早く終わる傾向であった。遠い上流側では、領域4, 5では6時以降の初期値の予測のばらつきは、0時初期値、3時初期値のばらつきに比べて大きく、パターン2の特徴がみられている。一方、領域6, 7では9時初期値を除いては、初期時刻によるばらつきの大きさがあまり変わっていない。

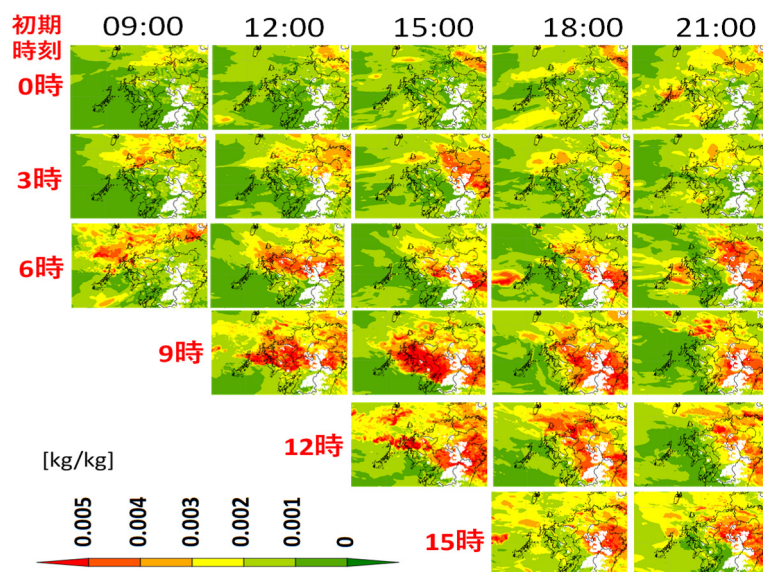


Fig. 16 The spatial distribution of ensemble dispersion of water vapor mixing ratio.

北の方がよりパターン2の特徴がみられたといえる。また、領域4, 5において6時初期値の予測のばらつきが大きくなり始める時刻は07:00頃で、近い上流側よりもさらに1時間程度早くなっていた。また、領域4, 5においてばらつきが小さくなり始める時刻は15:00頃で、近い上流側よりさらに先行していた。また、遠い上流側では南の方はパターン2の特徴があまり見られないが、近い上流側では最も南側である領域3でもパターン2の特徴がよくみられている。北の方ではパターン2の特徴が遠い上流側から表れている一方で、南の方ではパターン2の特徴が遠い上流側よりも下流の場所から表れてきたためと考えられる。領域1~3で比較すると、初期時刻によってばらつきの大きい時間帯が場所により異なるが、パターン1と同様に全体的な傾向として大きな違いは見られなかった。

次に、ばらつきの空間的な分布に着目する。ばらつきの空間分布を[Fig. 15]に示す。実際の豪雨が始まる時間である12:00の分布図には、6時初期値の予測も9時初期値の予測も、水蒸気の上流側にばらつきの大きい領域がみられる。それが15:00, 18:00と時間が進むにつれて小さくなってきている。水蒸気流入が終わりに向かっていくことと対応していると考えられる。実際に朝倉の雨が弱まる21:00にはどの初期値の予測にも、水蒸気の上流側にばらつきが大きい領域が無くなっている。ばらつきの大きい領域がより上流側まで広がっていることと、豪雨が今後も続いていくことの対応がみられた。

本節を整理する。水蒸気混合比予測のばらつきに着目すると、パターン2の特徴を確認できた。また、朝倉だけでなく上流側でもパターン2の特徴は見られた。朝倉の上流のばらつきの大きい領域が、朝倉への水蒸気流入に対応していると考えられる。

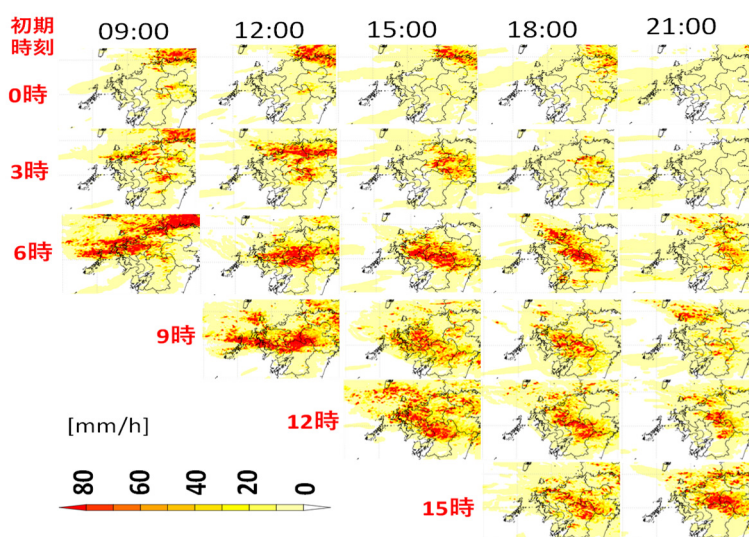


Fig. 18 The spial distribution of spread of rainfall intensity.

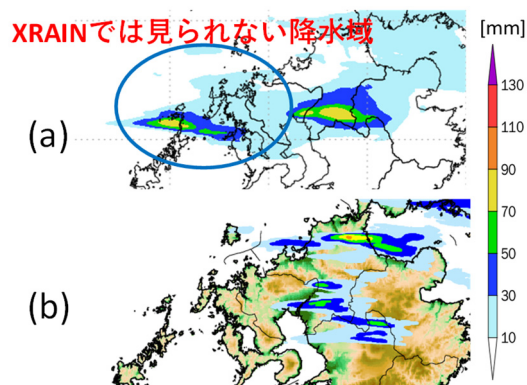


Fig. 17 The total rainfall (10:00~12:00, May), (a): ensemble mean of 9:00 initial time forecast, (b): XRAIN. The area in the circle represents the precipitation area not observed by XRAIN.

4.3 総合的な考察

ここで、朝倉周辺への水蒸気流入が予測困難であり、過小予測、またばらつく原因を考察する。アンサンブル平均予測（9時初期値）とXRAINによる10:00~12:00の積算降水量を[Fig. 17]に示す。朝倉よりも西側において実際の観測（XRAIN）では見られない降水が予測されている。これによって、上流の水蒸気が朝倉に届く前に消費されてしまっていると考えられる。このことが、朝倉市に近づくとも予測が困難になっていく一因であると考えられる。

降雨予測が水蒸気予測に関係していると考えられるため、降雨強度予測のばらつき(“アンサンブル最大-アンサンブル最小”)の空間分布図を[Fig. 18]に示す。ここでは、予測の幅を見るという目的である

ため正規化は行っていない。水蒸気予測のばらつきの空間分布図[Fig. 16]と比較すると、降雨強度のばらつきの大きい領域と水蒸気予測のばらつきの大きい領域が良く対応していた。このことから、上流で降雨を予測しているメンバーとしていないメンバーとの間で、水蒸気が減少する、しないの差が生まれることがばらつきの一因と考えられる。予測がばらつく原因は降雨だけではないと考えられるため、今後ほかの原因も調べていく必要がある。

さらに、パターン1とパターン2の特徴の表れ方の違いに言及する。これまでの解析から、パターン2のほうが特徴が表れやすいといえる。このことは、パターン2[Fig. 15]はパターン1[Fig. 13]と比較し、3時初期値の予測から特徴が表れてきたこと、朝倉市周辺だけでなく上流側にも見られること、長時間継続しているということがいえる。パターン2のほうが表れやすい理由は、パターン1の特徴が表れるためにはメンバー全体の予測が悪くなくてはいけないが、ばらつきは一部のメンバーが異なる値を示すだけで変化するためである。特に“アンサンブル最大-アンサンブル最小”をばらつきの指標として用いたため、少数のメンバーのばらつきにもよく反応していたと考えられる。パターン2の特徴のほうがより早く豪雨の兆候を示すと考えられるが、現実の値と比較していない。ばらつきが小さい場合でも、予測が悪い方に収束しているというケースも考えられる。将来的に予測に利用するにあたっては、ばらつきだけでなく、アンサンブル平均という絶対値の情報も組み合わせた予測をおこなうべきと考える。

5. リアルタイム定量予測に向けての検討

ここでは仮説を立てた特徴パターンの、定量的な

線状降水帯豪雨予測への適用を検討する。具体的には、パターン2で見られた“アンサンブルのばらつきが小さくならない”度合いと降雨強度に相関関係があると考えた。ここでは、予測という観点から、上流側での水蒸気予測と朝倉での実際の降雨強度を用い以下のように解析した。パターン2の特徴が良く見て取れた領域5の予測のばらつきを用いた。初期時刻の異なる予測の中で最も大きいばらつきと最も小さいばらつきの比を、7:30から14:30までの1時間おきに抽出し、パターン2の特徴の度合いとした。サンプルの取り方として、用いた初期値と予測対象時刻の組み合わせを[Table1]に示す。また、朝倉から約130km離れた領域5内に存在する水蒸気が10m/s（本事例において高度750mにおける平均的な風速値）で朝倉まで流入するとして、かかる時間を3時間30分と見積もった。それぞれの時刻におけるパターン2の特徴の度合いと、その3時間30分後の降雨強度（[Fig. 6]の値を用いた）の散布図を[Fig. 19]に示す。パターン2の特徴の度合いが大きいほど、降雨強度が強いと解釈することができる。予測困難な現象に対するアンサンブル予測の特徴から、豪雨の定量的予測ができる可能性があると考えられる。

6. 結論

第1章では研究の背景を述べ、線状降水帯豪雨災害に対するアンサンブル予測の防災利用の重要性について述べた。第2章では本研究の予測情報解析の着目点について述べた。第3章では対象事例である平成29年7月九州北部豪雨の概要と、アンサンブル予測計算の実験設定について述べた。第4章では、解析結果を示した。第5章では解析を踏まえた定量的な線状降水帯豪雨予測への適用を検討した。

Table 1 List of the combination of the time when we examined the time-change of ensemble spread and observed rainfall intensity, and the two forecasts we compared.

Sampling time (forecast dispersion)	Sampling time (observed rainfall)	Compared forecasts of initial time
07:30	11:00	06:00/00:00
08:30	12:00	06:00/00:00
09:30	13:00	06:00/00:00
10:30	14:00	06:00/00:00
11:30	15:00	06:00/00:00
12:30	16:00	12:00/00:00
13:30	17:00	09:00/03:00
14:30	18:00	09:00/06:00

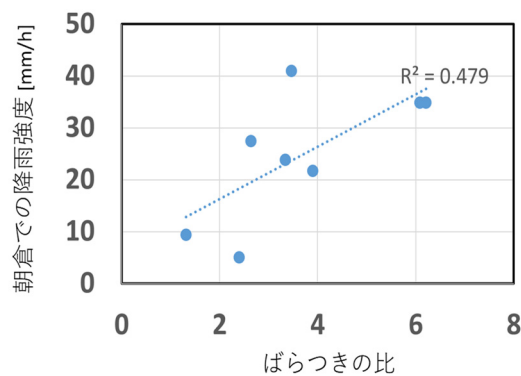


Fig. 19 Scatter plot of the rate of ensemble spread and rainfall intensity in Asakura city.

線状降水帯豪雨予測のような極端で予測困難な現象では、初期時刻が進んでもアンサンブル平均が現実に近い特徴(パターン1)と、初期時刻が進んでもアンサンブルのばらつきが小さくならない特徴(パターン2)の2つのどちらか一方か、もしくは両方が表れるという仮説を立て、平成29年7月九州北部豪雨を対象にアンサンブル予測を行い、水蒸気の予測情報にこの2つの特徴がみられるか調べた。以下に結果をまとめる。

パターン1の特徴は水蒸気の上流側の場所よりも、豪雨があった朝倉で最も強く見られた。パターン2の特徴は、豪雨があった朝倉でも上流側でも見られた。また、朝倉で豪雨のあった時間帯には予測のばらつきの大きい領域が朝倉の水蒸気の上流側に広く分布していた。また、どちらのパターンも豪雨の時間帯との対応がみられていた。特に、豪雨の発生の時間と同じか、先行して特徴が表れ始めていた。また、豪雨の終わりの時間の前後に特徴がみられなくなっていた。つまり、これらの特徴パターンを用いた豪雨の発生、継続の予測の可能性があるといえる。さらに、リアルタイム定量予測の検討を行った。パターン2を用いた予測では、大まかではあるが豪雨の定量的な予測可能性が示された。

本研究では、線状降水帯の発生、継続を予測するために、水蒸気のアンサンブル予測情報の初期時刻が進んだことによる更新履歴が利用できる可能性があることを示した。実際に予測につなげていくためには、特徴の定量的評価や、アンサンブル予測の枠を超える時間帯との対応を解析する必要がある。

大分県での大雨の発生要因について。

気象庁 (2017) : 平成 29 年 7 月九州北部豪雨について。

気象庁 (2019) : 配信資料に関する技術情報第 505 号。

気象庁予報部 (2006) : アンサンブル技術の短期・長期予報への利用。

経田正幸・林久美 (2007) : アンサンブル予報とその利用, 天気, 日本気象学会, Vol. 54, pp. 15-18.

内閣府 (2018) : 6 月 30 日からの梅雨前線に伴う大雨及び平成 29 年台風第 3 号による被害状況等について。

松原隆之・高田望・中北英一 (2017) : 気象庁週間アンサンブル予報と気象庁 GSM を活用した流域雨量の予測精度向上手法の基礎的検討, 土木学会論文集, B1(水工学), Vol. 73, No. 4, pp. 265-270.

山口弘誠・堀池洋祐・中北英一 (2018) : 平成 29 年 7 月九州北部豪雨における線状降水帯豪雨の予測可能性と発達機構の解析, 土木学会論文集, B1(水工学), Vol. 74, No. 5, pp. 277-282.

吉野純・飯田潤士・安田孝志 (2011) : モデルアンサンブル予報による 2010 年 7 月可児豪雨の予測可能性, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 67, No. 4, pp.475-480.

Nielsen, E. R., and R. S. Schumacher (2016): Using Convection-Allowing Ensembles to Understand the Predictability of an Extreme Rainfall Event, Mon. Wea. Rev., Vol. 144, pp. 3651-3676.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2002): Large-Scale Parallel Computing of Cloud Resolving Storm Simulator, High Performance Computing, Springer, pp. 243-259.

Toth, Z. and E. Kalnay (1993):Ensemble Forecasting at NMC:The Generation of Perturbations, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 74, No. 12, pp. 2317-2330.

Toth, Z. and E. Kalnay (1997):Ensemble Forecasting at NCEP and the Breeding Method, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 125, pp. 3297-3319.

(論文受理日 : 2019 年 6 月 17 日)

参考文献

気象研究所 (2017) : 平成 29 年 7 月 5-6 日の福岡県・