

上昇流に着目した線状対流系の組織化指標と 大気場のマルチフラクタル的変動

Organization Index of Linear-shaped Convective Systems Based on Updraft and Multifractal Behaviors in the Atmospheric Variables

大野哲之・山口弘誠・中北英一

Akiyuki ONO, Kosei YAMAGUCHI, and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

This study examines the diagnostic approach of multifractality of 3D atmospheric field for LCSs using a cloud-resolving model (CRM) with 500-m horizontal resolution. Multifractal is defined as power laws of 3D spatial scale for water vapor flux (QVF) and turbulence kinetic energy (TKE). QVF and TKE showed intense multifractality corresponding to convection initiation and the development of a back-building-like convective cluster. To define the period of the organization of LCS, we estimate the temporal variation of convective mass flux (CMF) which is the total volume of upward moisture flux and fractal dimension of updraft (FDU). When the isolated convective clouds initiated FDU showed a gradual increasing tendency. CMF and FDU increase as merging convective clouds and forming LCS and we defined this period as the organization of LCS. Our analyses revealed multifractal signals on QVF and TKE that appeared about 1-h before LCS was organized. We conducted the ensemble forecast experiment of the Kameoka LCS event, indicating increasing FDU and intense multifractal features on QVF and TKE before the organization of LCSs.

キーワード： 線状対流系, マルチフラクタル, 組織化, 雲解像モデル, アンサンブル予報

Keywords: linear-shaped convective systems, multifractal, organization, cloud-resolving model, ensemble forecast

1. 研究の背景

線状対流系は特定の地域で数時間以上持続する長さ 50-300 km, 幅 20-50 km の空間スケールの降水系である。Bluestein and Jain (1985) によるメソ対流系の分類においてバックビルディング型形成に相当する現象であり, 風上側で発生した積乱雲が発達しながら風下側へ移動し, 積乱雲の発生が継続し流域災害を引き起こす恐れがある。Fig. 1 に線状対流系事

例とされる 2012 年京都亀岡豪雨, 2014 年広島豪雨の XRAIN (eXtended RAdar Information Network) 地上降水強度の時空間変化を示す。特定の領域で強い降水を伴う積乱雲が繰り返し発生, 世代交代を続けて帯状の降水域を数時間に渡り維持された。この豪雨により周辺地域では浸水害や土砂災害等の災害が引き起こされた (気象庁 2012; 内閣府 2014)。

2020 年球磨川豪雨を始めとした比較的空間スケールの大きい線状対流系では, 梅雨前線上を東進する

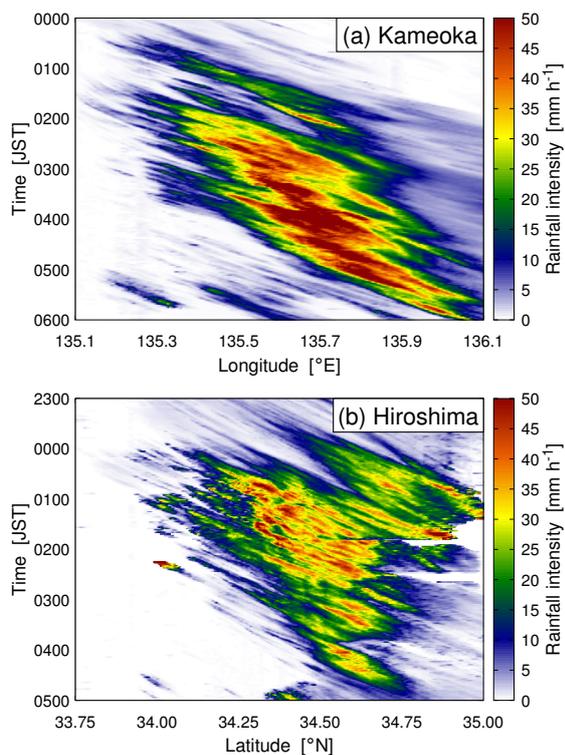


Fig. 1 Hovmöller diagrams of rainfall intensity observed in (a) the Kameoka torrential rainfall event in 2012 and (b) the Hiroshima torrential rainfall event in 2014. Those figures were obtained by eXtended RADar Information Network (XRAIN) managed by Ministry of Land, Infrastructure, and Tourism in Japan. (a) shows the averaged values in the north-south direction (34.6° – 35.2° N), and (b) shows the averaged values in the west-east direction (131.8° – 132.8° E).

メソ低気圧に付随して発生する場合がある。一方で、上述の線状対流系事例ではより局所的な小スケールの要因で発生し、自律的に組織構造を形成していると考えられる。こうした“組織化”が発生する要因の一つは風速場や熱力学プロファイル等の環境場の特徴にあると考えられる。中北ら (2000) は 1998 年 8 月に栃木県那須町を中心に発生した線状対流系事例における 3 次元レーダー観測、並びに AMeDAS 地上風速場と上空の GPV データを結合して推定された大気場を解析した。その結果、線状対流系が発生していた領域で他の場所よりも常に CAPE が高くなっていたこと、バルクリチャードソン数等の大気指標が降水系のタイプと関連性があることを示した (Nakakita et al. 2000)。Unuma and Takemi (2016 a,b) は気象レーダーで観測した雨域の形状から我が国で発生した準停滞性降水系 4133 事例を対象として、ラジオゾンデによる高層観測データから推定した環境場指標を用いた統計的解析を行った。形状が線状・団塊状と

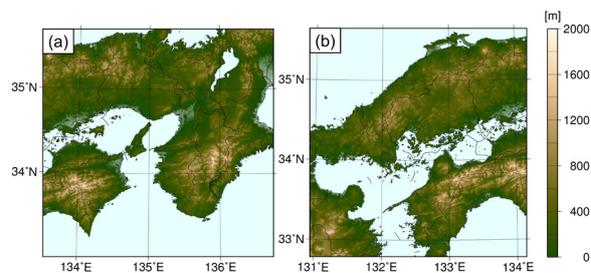


Fig. 2 Computation domain for (a) Kameoka event and (b) Hiroshima event.

判定された降水系の環境場指標より、前者は CAPE が有意に小さく、下層の鉛直シアは後者の方が有意に大きいことが示された。特に線状の降水系はバルクリチャードソン数が平均で 32.8 という値が示されている。このような環境場特性は、梅雨前線帯から離れて発生する孤立局所型の線状対流系に共通してみられる (小坂田・中北 2021; 仲ら 2024)。また Kato (2020) では水蒸気フラックスやストームに相対的なヘリシティ等の 6 条件により、線状降水帯が発生しやすい環境場を特徴づけている。

線状対流系の組織化は、降水エコー同士の併合として捉えられることが多く、サブグリッドスケールの乱流や雲微物理、雲同士の相互作用といった多様なスケールの側面を有している。例えば Takahashi et al. (1996) は、併合現象を説明する仮説として、i) 冷気外出流による上昇流の拡大、ii) 異なる発達段階にある雲が融合することで生じた雲微物理的效果による降雨の増加の 2 つを挙げている。しかし前者は下層が湿潤な環境場であることが多い日本の梅雨期において必ずしも強い冷気外出流が発生するとは限らないことに留意する必要がある。また雲解像モデルを用いたシミュレーションにおいて、雲内部の乱流表現が降水系の組織化、ひいては積算降水量等に影響を与えることが指摘されている (Machado and Chaboureau 2015; Luo and Chen 2015)。大屋・山田 (2024) は XRAIN に基づき線状対流系内部の降水セルを追跡し、発生した降水セルの 3 割程度が併合・発達を続けていたと結論付けている。

以上を総括すると、一般的に線状対流系の組織化は積乱雲の上昇流が併合することと考えられる。その原因は水蒸気フラックスに伴う凝結、凝結に伴う乱流生成、上昇流の発達・併合、降水粒子の蒸発に伴い対流系内部で不安定な成層が維持されるという正のフィードバックとして整理できる。

こうした性質を踏まえると、線状対流系発生や組織化のメカニズム解析、及びリアルタイムでの早期探知に向けて、水蒸気フラックスや乱流を 3 次元的に観測可能な機器の開発が進むことが望ましい。水

Table 1 Experimental configuration

| 実験名 | 2012 年 亀岡豪雨 | 2014 年 広島豪雨 |
|---------------|--|-----------------------|
| 地図投影法 | ランベルト正角円錐図法 | ランベルト正角円錐図法 |
| 基準緯度・経度 | 30°N, 60°N, 135°E | 30°N, 60°N, 130°E |
| 格子解像度 [m] | 500 × 500 × 250 | |
| 格子数 (x, y, z) | 600 × 600 × 61 | 620 × 660 × 81 |
| 最小鉛直解像度 | 150 m | |
| 地形データ / 海面水温 | SRTMGL1 ($\Delta x \sim 30$ m) / MGDSST ($\Delta x = 0.25^\circ$) | |
| 初期値 / 側面境界値 | 気象庁 MSM 解析値, 3 h | |
| 初期時刻 / 予報時間 | 7 月 14 日 21 JST / 9 h | 8 月 19 日 18 JST / 9 h |
| 雲微物理 | 水相を含むバルク法のパラメタリゼーション (混合比と数濃度を予報) | |
| サブグリッドスケール | 1.5 次の TKE クロージャ | |

蒸気フラックスや乱流分布のパターンから線状対流系の“タネ”となる兆候を捉えることができれば、組織化された線状対流系の発生を認知し、早期の防災行動を展開することが可能になると期待される。

定量的なパターン解析手法であるマルチフラクタルは、対象とする分布の値区間ごとに空間的な領域の形状を定量的に評価する枠組みである。降水現象への適用例には、レーダー観測に基づいた層状/対流性降水の判別 (Tchiguirinskaia et al. 2011)、地形性降水の理想実験の解析 (Nogueira et al. 2013)、台風事例のレーダー観測・モデル実験の比較 (Lee et al. 2020)、衛星観測に基づいた南米熱帯域のメソ対流系の解析 (Carvalho et al. 2002) が挙げられる。多くの研究は雲水・雨水等の降水粒子に着目する中で、大野ら (2022) は線状対流系周辺の水蒸気フラックスの 3 次元分布を解析に適用し、対流発生前後で顕著にマルチフラクタルの状態が変化したことを示した。ただしマルチフラクタルのみでは、孤立した積乱雲と積乱雲群の区別は難しいという課題がある。上昇流の観点から定量的に組織化を議論し、マルチフラクタル性との比較を通じて組織化を理解する必要がある。また、線状対流系のような豪雨現象における 3 次元乱流のマルチフラクタル性に関する研究例はない。

本研究では、上昇流域の強度・形状に着目して独自に定義した組織化指標の時系列変化と比較し、マルチフラクタル指標が豪雨発生ないし組織化にどの程度先行して発生しているかを検証する。3 次元非静力学雲解像モデルを用いた線状対流系の再現実験を対象に、組織化指標の検討、並びに水蒸気フラックス、及び乱流の 3 次元分布のマルチフラクタル解析を行う。さらに、摂動を与えた初期値に対して以上の性質がどの程度ロバストに示されるかを検証する

べく、アンサンブル予報実験を用いた解析を行う。

本論文の構成は以下のとおりである。まず第 2 章ではマルチフラクタル解析や組織化指標の定義、雲解像モデルの設定について説明する。第 3 章では組織化指標の時系列変化から線状対流系の組織化の時間帯を定義し、マルチフラクタル的变化の先行性及びその要因について議論する。さらに第 4 章では第 3 章の解析をアンサンブル予報実験へ応用し、線状対流系の早期探知手法への応用可能性を議論する。そして第 5 章では結論と今後の課題を述べる。

なお、本稿は大野ら (2024) に加えて、アンサンブル予報実験の積算降水量やコンジット解析の詳細を追記したものである。

2. 研究手法

2.1 雲解像モデルの設定

本研究では、線状対流系の再現実験を 3 次元非静力学雲解像モデル CReSS を用いて実施した (Tsuboki 2023)。Table 1 に、再現実験の設定の主要な項目を掲載している。計算領域は Fig. 2 に示すように近畿地方、及び中国・四国地方の大部分をカバーする領域を設定した。鉛直方向には平均層厚 250 m であるストレッチングを適用し、地形に沿う座標系を設定した。CReSS に適用した地形データは格子解像度約 30 m の SRTMGL1 (NASA JPL 2013) とし、海面水温には気象庁 NEAR-GOOS 地域リアルタイムデータベースで公開されている MGDSST を用いた (Kurihara et al. 2006)。各実験の初期値・側面境界値には毎 3 時間の気象庁 MSM 解析値を使用した (JMA 2023)。

亀岡豪雨を対象としたアンサンブル予報実験では、側面境界値に MSM 予報値を使用した以外は再現実

験と同一の設定である。初期摂動の作成には、気象現象における非線形的な効果を摂動に反映可能な BGM 法を適用し、計 40 個のアンサンブルメンバーを作成した (Toth and Kalnay 1993; 1997)。

マルチフラクタル解析の対象は、CReSS の予報変数である風速 u, v, w 、水蒸気混合比 q_v を含む水蒸気フラックス (QVF)、及び乱流運動エネルギー (Turbulence Kinetic Energy; TKE) とした。各変数の定義を式 (1), (2) に示す。ただし $\bar{\quad}$ は時間平均量を表し、風速成分の平均量からの偏差量に $''$ を付している (Tsuboki and Sakakibara 2007)。

$$QVF = \rho q_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \quad (1)$$

$$TKE = \frac{1}{2} (\overline{u''^2 + v''^2 + w''^2}) \quad (2)$$

2.2 マルチフラクタル解析

マルチフラクタル解析の具体的な手順は大野ら (2022) に準じた。まず解析対象とする 3 次元分布をサイズ ε を持つ単位ピクセルに分割する。ゼロでない値を持つ各ピクセルについて、領域全体からの相対値である確率測度 $P_i(\varepsilon)$ を算出し、確率測度 $P_i(\varepsilon)$ の $(q-1)$ 次モーメントである分配関数 $Z_q(\varepsilon)$ 、及び一般化次元 D_q を式 (3), (4) のように定義する。

$$Z_q(\varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \{P_i(\varepsilon)\}^q, \quad (3)$$

$$D_q = \frac{1}{q-1} \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\ln Z_q(\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \quad (4)$$

ここで $N(\varepsilon)$ はゼロでない値を持つピクセルの総数である。パラメータ q は任意で設定可能である。例えば $q=0$ の場合は、式 (3) よりゼロでない値を持つピクセルの個数 $N(\varepsilon)$ に等しい。よって式 (4) から、

$$D_0 = - \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\ln N(\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \quad (5)$$

が導出される。式 (5) はゼロでない値を持つ領域のフラクタル次元を表している。実際の解析では、複数のピクセルサイズ ε に対して分配関数を計算し、最小二乗法を用いて D_0 を推定した。

同様に、より大きな値の q を設定することで、式 (3) の和に主に寄与する領域は、より大きな確率測度 $P_i(\varepsilon)$ を持つピクセルの領域に変化する。この性質に基づけば、一般化次元 D_q とはパラメータ q で指定された値区間に対する (広義の) フラクタル次元と考えられる。従って、分布中で同一の D_q を持つ場合はモ

ノフラクタル、 q によって異なる D_q が示される場合はマルチフラクタルと呼ばれる (大野ら 2022)。

一般にマルチフラクタル的な分布では、 q が大きくなるほど D_q の値は小さくなる。これは 3 次元分布中で相対的に大きな値を持つ領域が局在化するためである。以上から、対象とする分布のマルチフラクタル性が強いとは、パラメータ q に対して一般化次元 D_q の値同士が大きな差を持つことと考えられる。例えば水蒸気フラックスにおいてマルチフラクタル性が強いとは、強い上昇流の周辺で局所的に水蒸気フラックスが大きい分布と対応する。本研究ではマルチフラクタル性の強さを表す指標として一般化次元 D_q の差分を適用した (Carpinetti et al. 2024)。具体的には、分布中で相対的に大きな値の部分抽出した D_7 と小さな値の部分抽出した D_1 を用いて、マルチフラクタル指標を式 (6) のように定義した。

$$\Delta D_q = D_1 - D_7 \quad (6)$$

2.3 組織化指標

組織化を定量的に診断するため、本研究では 3 次元の上昇流域の形状及び強度に着目した指標を定義した。具体的には、(i) $w \geq 1 \text{ m s}^{-1}$ を満たす上昇流域の形状を表すフラクタル次元 D_0 (Fractal Dimension of Updraft; FDU)、(ii) 上昇流により輸送される湿潤空気の総量である対流性質量フラックス (Convective Mass Flux; CMF) [kg m s^{-1}] を解析対象とした。前者については式 (5) を上昇流に適用して解析した。また後者は式 (7) のように定義した。ここで、 ρ_m は湿潤空気の密度、 w は鉛直風、 V_u は $w \geq 1 \text{ m s}^{-1}$ を満たす格子の集合である。

$$CMF = \int_{V_u} \rho_m w \, dV \quad (V_u \in w \geq 1 \text{ m s}^{-1}) \quad (7)$$

3. 再現実験の解析結果

3.1 地上降水強度・上空の上昇流域

Fig. 3(a)-(d) に、各再現実験における地上降水強度の分布を示す。亀岡豪雨では六甲山付近及び大阪北部の北摂山地から散発的な雨域が発生していた。これらの雨域は風下側である北東方向に移流しながら拡大し、同時に風上側で新たな雨域が出現し続けることで雨域の併合が進み、北摂山地から京都府南部にかけて帯状の降水域を形成するようになった (Fig. 3(a), (b))。また広島豪雨では、山口県南東部を起点に、広島市付近へ帯状の降水域が拡大しつつ、ゆっくりと北進していく様子が見られた (Fig. 3(c), (d))。

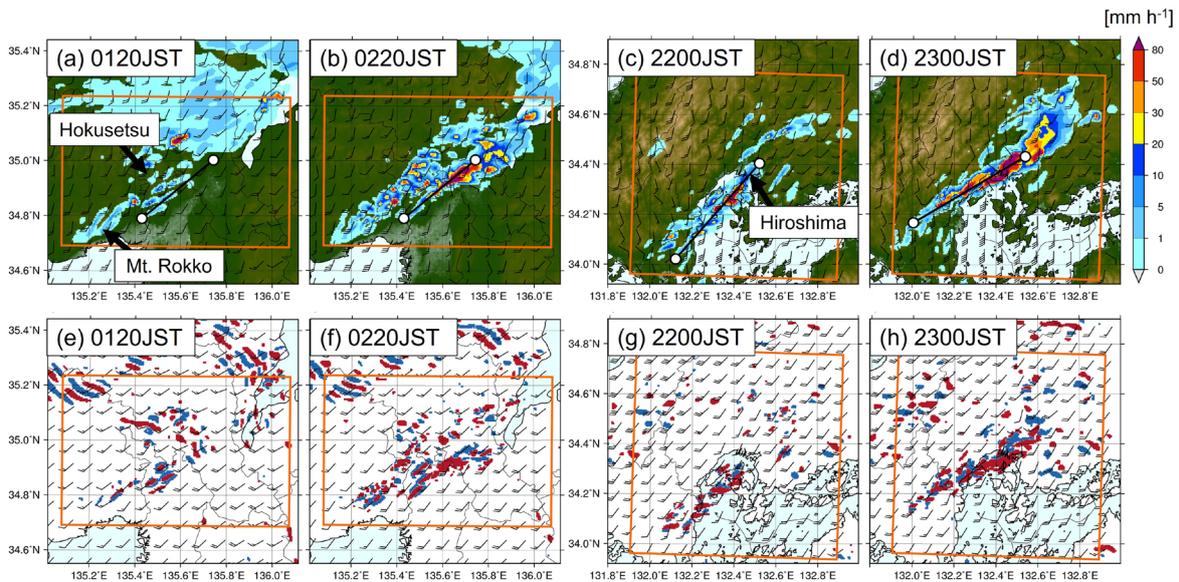


Fig. 3 Rainfall intensity (a) before and (b) after the organization of LCSs in the numerical simulation of the Kameoka event. (c), (d) also shows the results of the Hiroshima event. (e)-(h) shows the updraft (red) and downdraft (blue) at the 1.5 km altitude at the same time as (a)-(d). Long (short) barbs in (a)-(d) correspond to the 2 m s^{-1} (1 m s^{-1}), and those in (e)-(h) correspond to the 5 m s^{-1} (2.5 m s^{-1}). Orange lines indicate the analysis domain. Black solid lines in (a)-(d) show the location of the vertical cross-section as shown in Fig. 6.

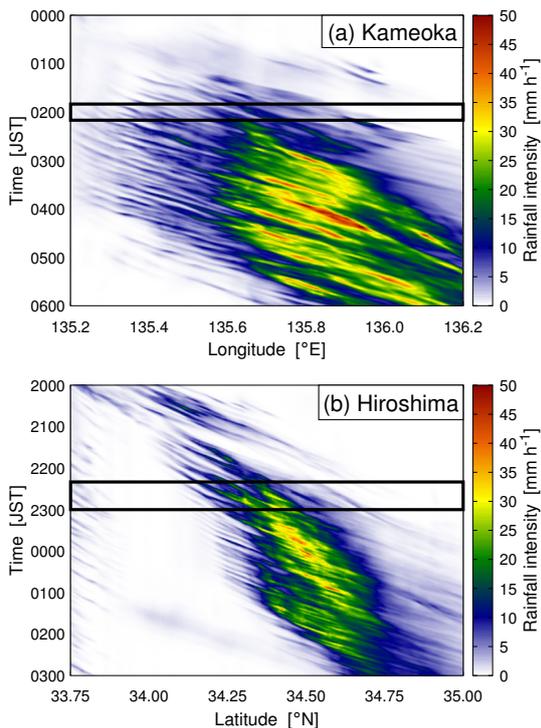


Fig. 4 Hovmöller diagrams of averaged rainfall intensity obtained by the numerical simulations of (a) Kameoka and (b) Hiroshima event. Black solid lines indicate the organization period as shown in Table 2.

どちらの再現実験においても組織化前の高度約 1.5

km における上昇流域は散発的で、その周辺には補償流の下降流が分布していた (Fig. 3(e), (g)). その 1 時間後には、降水強度と共に上昇流域も帯状に併合・拡大していた (Fig. 3(f), (h)). すなわちこの 1 時間の間に線状対流系の組織化が進行したと推測される。

Fig. 4 に各再現実験における平均的な地上降水強度の時空間変化を示す。亀岡豪雨では、Fig. 3 で示した 15 日 0120–0220 JST という時間帯以降に地上降水強度が顕著に増大し、北摂山地に相当する 135.6°E 付近で活発な雨雲が数時間にわたり発生し続けたことがわかる。これに対して広島豪雨では 19 日 2200 JST 以前から、山口県南東部に対応する $34.0^\circ\text{--}34.2^\circ\text{N}$ 付近で降水域が発生し、2300 JST 以降では雨がより強まった (Fig. 3(c), (d)). XRAIN 観測 (Fig. 1) と比較すると、どちらの再現実験においても雨量はやや少なく降水が発生した時間帯にずれがあるものの、ほぼ同じ領域で繰り返し積乱雲が発生し続けるというバックビルディング型の線状対流系の特徴を一定程度表現することに成功したと考えられる。

3.2 組織化指標・マルチフラクタル指標の比較

Fig. 5(a) に、亀岡豪雨の再現実験における組織化指標の時系列変化を示す。ここで解析領域の水平位置は Fig. 3 の橙線で示す (亀岡豪雨では東西 90 km × 南北 60 km × 鉛直 15 km, 広島豪雨では東西 90

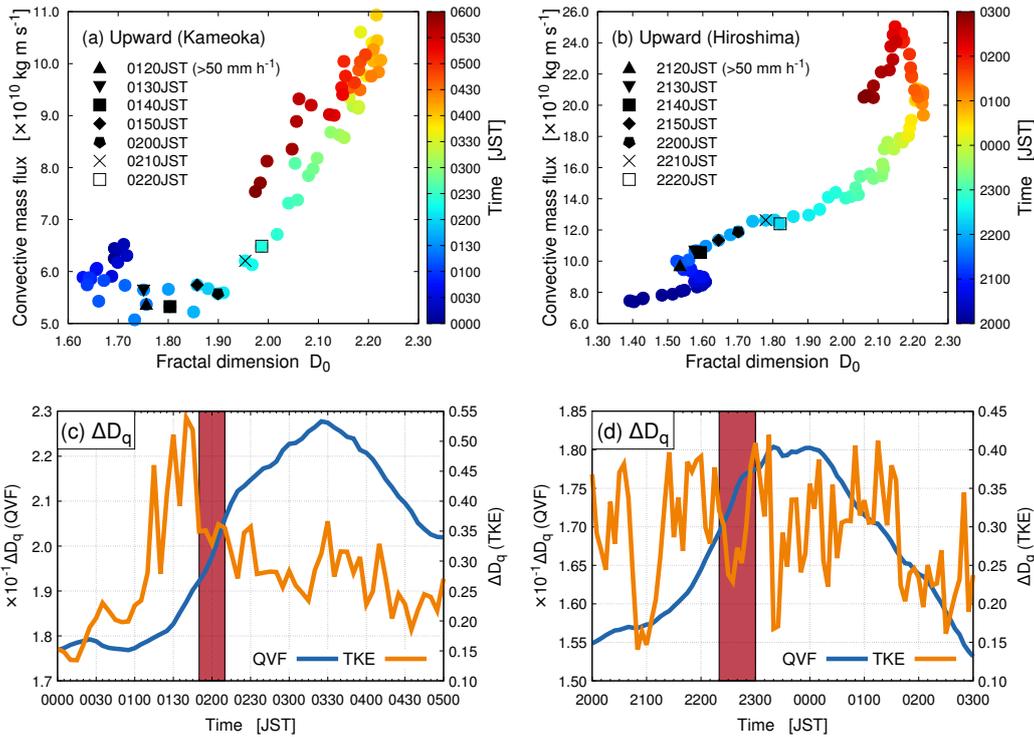


Fig. 5 Temporal variation of CMF and D_0 in (a) Kameoka and (b) Hiroshima event. Each color plots correspond to every 5 min. and black marks show every 10 min. after the rainfall intensity over 50 mm h^{-1} for the first time in each simulation. (c) shows the temporal variation of the multifractal index of QVF (blue) and TKE (orange). Red rectangular indicates the organization period as shown in Fig. 2.

Table 2 Comparison of the time when the multifractal indices turned to increase and the organization periods

| 事例 | 亀岡豪雨 | 広島豪雨 |
|-----|-------------------------------------|--------------------------------------|
| QVF | 15日 0100 JST (−20) | 19日 2055 JST (−25) |
| TKE | 15日 0055 JST (−25) | 19日 2105 JST (−15) |
| 組織化 | 15日 0150–0210 JST (+30 – +50) | 19日 2220–2300 JST (+60 – +100) |

km × 南北 90 km × 鉛直 20 km). 亀岡豪雨では、線状対流系が発生する前に対応する寒色系の時間帯において D_0 , CMF の双方の変化は比較的小さかった. その後 50 mm h^{-1} を超える降水強度が出現し始めた 0120–0200 JST にかけて、 D_0 が 1.76 から 1.90 に増加していた (Fig. 5(a) 上向き三角印, バツ印).

上昇流域のフラクタル次元の増大は、この領域が水平・鉛直方向に拡大していることと対応すると考えられる. 上昇流域が点在する状況から帯状へと変

化する時間帯 (0150–0210 JST) では、それまで D_0 のみが拡大した傾向が CMF も増大する傾向へと変化した. その後も増大傾向は継続し、対流系が衰退に向かう 0430 JST 以降では D_0 , CMF の双方が減少に転じた. 本研究で定義した組織化指標は、線状対流系の組織化を捉えるだけでなく、衰退期に入る兆候を捉える指標としても有効なことが示唆される.

一方で Fig. 5(b) に示した広島豪雨の組織化指標は、組織化された線状対流系が発生する前である 2000–2100 JST において上昇流のフラクタル次元 D_0 が増加した. これは先行して発生した雨雲の上昇流に対応した時間変化と考えられる. D_0 と CMF は一時的に停滞するものの、強雨が開始する 2120 JST 以降で再び D_0 が増大し始めた. 上昇流域の併合が進行した 2220 JST 以降では CMF も顕著に増大し、プロットは右肩上がりの変化を示した. 明瞭な線状対流系が出現した時間帯 (2300 JST 以降) で CMF が顕著に増大した傾向は、亀岡豪雨における傾向と共通していた. 以上の性質に基づき、組織化指標において D_0 , CMF の両方が顕著に増大を始める時間帯を、線状対流系の「組織化の時間帯」と定義する.

Fig. 5(c), (d) に組織化指標に基づき定義された時

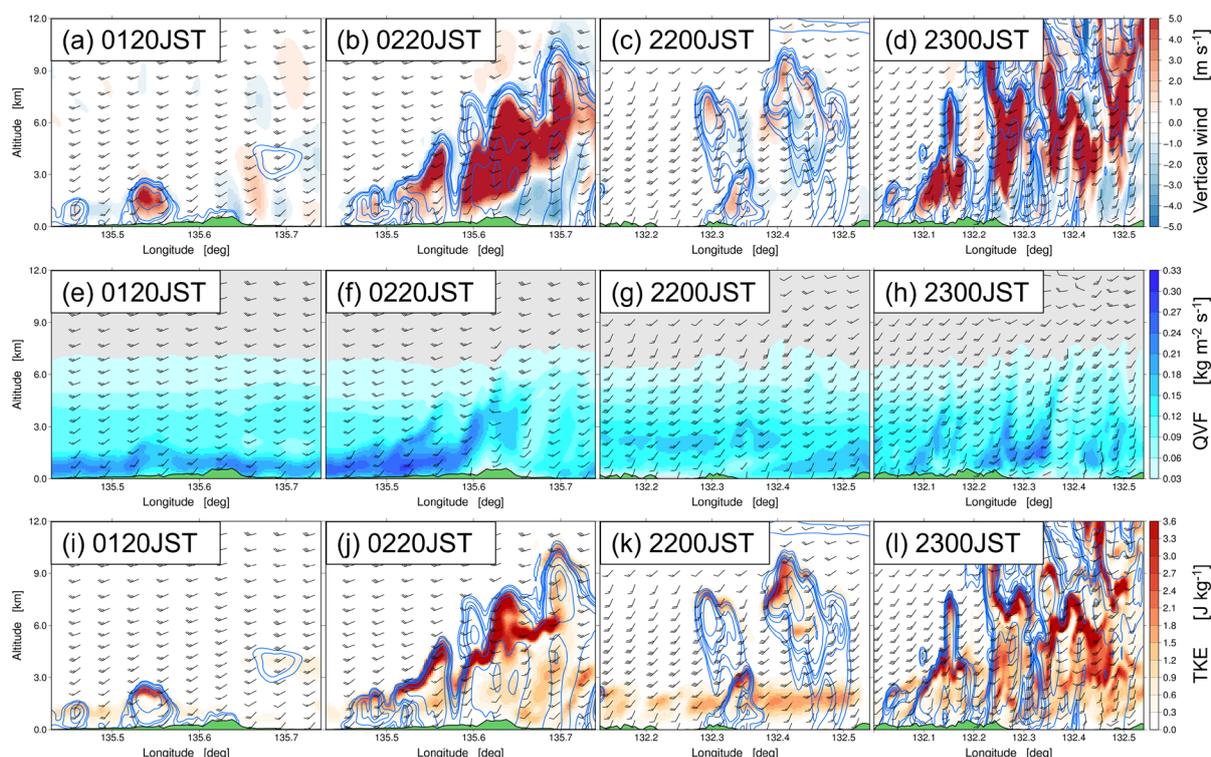


Fig. 6 (a) and (b) illustrates the vertical cross-section of vertical wind (shade), the total amount of precipitation particles (contours), and horizontal wind (barbs) in Kameoka event. (c) and (d) also the same but for Hiroshima event. (e)-(h) show QVF and (i)-(l) show TKE on the same vertical cross-sections. The green area at the bottom of each figure shows the topography in the numerical simulations.

間帯、及びその前後における QVF, TKE のマルチフラクタル指標 ΔD_q の時系列を示す。亀岡豪雨では、0100 JST 以前は 2 つの指標 ΔD_q は比較的小さい値で推移した。その後 QVF の方はマルチフラクタル指標が増大し、組織化の時間帯 (Fig. 5(c) 赤枠) では時間変化率が最大に達していた。組織化された線状対流系が出現していた 0220 JST 以降も ΔD_q の増大は継続し、0320 JST を境に減少に転じていた。この時間帯以降、北摂山地付近での雨雲の発生は次第に沈静化していった。これに対して TKE は QVF に比べて時間変化が大きく、強雨開始時刻にかけて急速にマルチフラクタル性が高まった。これとは対称的に、組織化の時間帯以降は一定の範囲内で推移した。

また広島豪雨の再現実験における時系列 (Fig. 5(d)) でも、QVF のマルチフラクタル指標は組織化の時間帯にかけて時間変化率が最大に達し、その後ピークアウトしていくといった亀岡豪雨と共通した特徴が見出された。一方で TKE の方は全体として時間変化が大きい傾向が解析期間全体に渡り継続した。Fig. 4(b) に示した広島豪雨の再現実験での雨量の時空間変化では、2000 JST から弱い雨域が一時的に発生し衰退していた。こうした雨域に対応して TKE が生

成されたため、2100 JST 以前にマルチフラクタル性が強くなったと考えられる。ただしこの弱い雨域は Fig. 3(d) で示した帯状の降水域の約 3 時間前に発生しており、バックビルディング機構を通じた帯状の雨域への組織化に直接的な影響を与えたとは考え難い。

以上を踏まえ、各再現実験における帯状の降水域の組織化に関連した変化が見られた時刻を Table 2 に掲載した。括弧内の数字は帯状の降水域に関連した 50 mm h^{-1} を超える地上降水強度が確認された時刻との差を分単位で表す。QVF, TKE の ΔD_q は強雨開始の 15–25 分前から、組織化の時間帯に対しては約 1–1.5 時間前から増大し始めていたことがわかる。

3.3 鉛直断面における鉛直流・QVF・TKE 分布

次に、線状対流系の組織化前後における鉛直風、QVF, TKE の空間分布の変化を解析する。Fig. 3(a)–(d) の黒実線で示した水平位置における鉛直断面を Fig. 6 に示す。亀岡豪雨の再現実験において 50 mm h^{-1} を超える降水強度が初めて確認された時刻 (Fig. 6(a)) では、中心付近に最大 5 m s^{-1} 以上の上昇流を伴う単独セルが見られた。またこの単独セルの風上側 (同図の左下) では、新たに発生しつつある

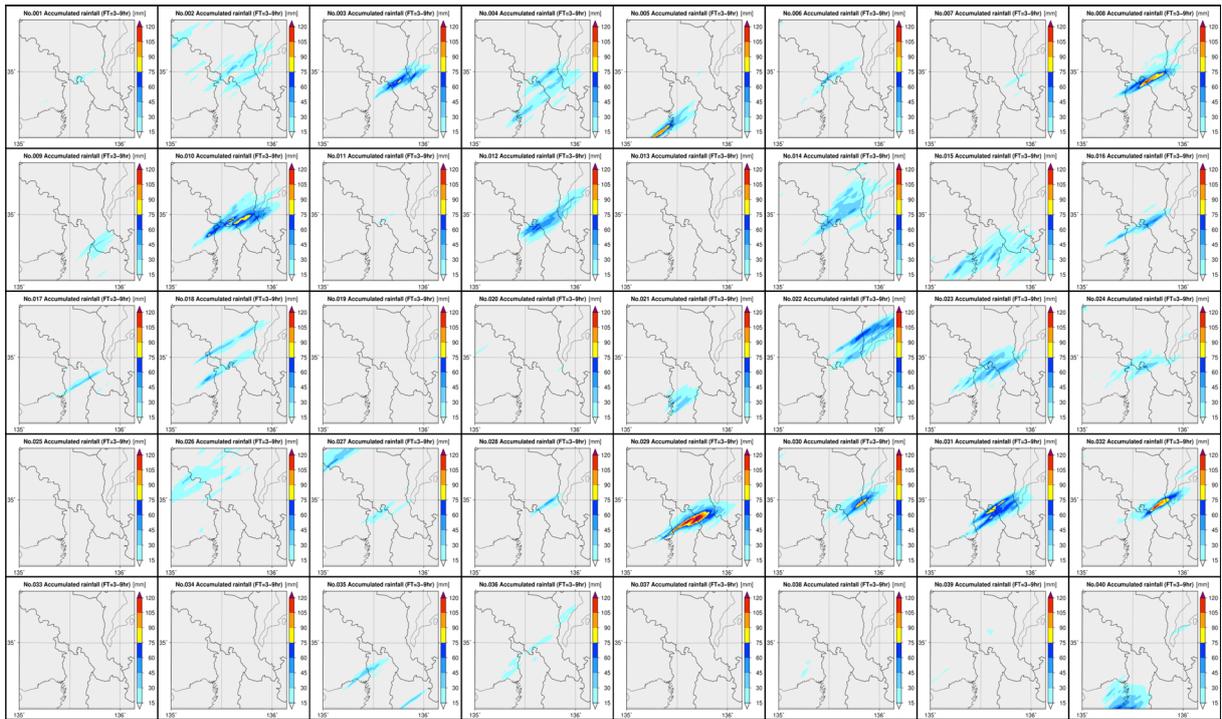


Fig. 7 6-h accumulated rainfall of 40 ensemble members (FT=3-9 h).

対流も確認された。単独セルは風下側（同図の右側）に移動しながら発達し、それと同時に風上側で新たな対流が発生し続けるバックビルディング的な振る舞いを示していた。そして組織化後の時刻（15日 0220 JST）では、複数のセルの上昇流域が併合・拡大し、発達初期のセルから成熟期のセルまでが連なる構造へと変化していた（Fig. 6(b)）。一方で、広島豪雨の再現実験において組織化前に相当する時刻（Fig. 6(c)）では、既に複数のセルの発達が始まっていた。組織化後の時間帯（Fig. 6(d)）では 1 m s^{-1} 以上の上昇流域が水平方向、鉛直方向共に拡大し、数十 km 以上に渡り上昇流域が集合的に振る舞う様子が見られた。

組織化前は発達初期の積乱雲が孤立した状態であり、上昇流域の範囲は狭く強度は弱い。やがて積乱雲が発達しながら風下側へ移動し、風上側で新たな対流が発生した。この段階では、発達した積乱雲の周辺で上昇流域が併合と拡大を見せ、様々な発達段階の積乱雲が存在し帯状の降水域を形成していた。Fig. 5(a), (b) で示した組織化指標は、上昇流域に関わる以上のメカニズムを反映していると考えられる。

また亀岡豪雨では、下層ジェットに対応して比較的大きな値の QVF が高度 1.5 km を中心に分布していた（Fig. 6(e)）。その 1 時間後の様子である Fig. 6(f) では、濃い青で示された QVF の大きい領域が鉛直方向に拡大した。さらに線状対流系の風上側に相当する 135.5°E 周辺の下層でも QVF が増大していた。

式 (1) には風速三成分が含まれていることから、鉛直方向に拡大した QVF の大きい領域は対流コア付近の強い上昇流に伴う流れに対応し、上昇流の補償流として対流系の風上側もまた QVF が大きくなったと考えられる。広島豪雨における QVF 分布の鉛直断面では、組織化前には亀岡豪雨のような明瞭な下層ジェットは見られなかったものの、高度 1-5 km 付近で QVF の大きい領域が鉛直方向に拡大する様子がわかる（Fig. 6(g), (h)）。すなわち、組織化に伴ってより大きな値の QVF が出現することで、限られた領域に大きな QVF が集中した（マルチフラクタル性が強い）分布へと変化したと考えられる。その意味では、下層ジェットに伴う QVF の大きな領域も組織化に伴い強まっていた亀岡豪雨の QVF 分布の方が、広島豪雨のそれと比べて局在度合いがより強かったと考えられる。その結果、Fig. 5(c), (d) において ΔD_q のピーク時の値も亀岡豪雨の方が大きかったと考えられる。

一方で TKE は QVF に比べると組織化前後でより劇的な変化を示していた。組織化前（Fig. 6(i), (k)）では降水粒子を伴った初期対流の上端及び高度 1-2 km 程度で TKE が大きい。TKE 生成の要因は主にシア、浮力に関連しており、初期対流の上端付近では風のシアが、下層では不安定成層に伴う乱流生成が支配的だったと考えられる。一方で、組織化後（Fig. 6(j), (l)）では濃い赤で示された大きな TKE が広い範囲に分布していた。こうした領域は主に上昇流の上

端と対応し、シアに伴う乱流生成が活発だったことが示唆される。また高度 1–6 km における対流系内部でも TKE は組織化前に比べて増大しており、対流により下層の水蒸気が上空へ輸送されることで不安定な成層が保たれ乱流が生成されていたと考えられる。Fig. 5(c), (d) に示したように TKE のマルチフラクタル性は時間的な変動が大きく、その要因には降水粒子の潜熱放出・吸収等の雲微物理過程とサブグリッドスケールの乱流との相互作用があることが示唆される。詳細な解析は将来的な課題とするものの、初期対流の発生・発達に対応して TKE のマルチフラクタル性の増大が生じたと考えられる。

4. アンサンブル予報実験の解析結果

組織化指標、及びマルチフラクタル指標の性質が、摂動を与えた初期値を用いた数値実験において普遍的な性質であるかを検討するため、亀岡豪雨のアンサンブル予報実験を用いた解析を行った。

計算開始後 3–9 時間を解析対象にした各メンバーの 6 時間積算降水量を Fig. 7 に示す。最も多い積算降水量が見られたメンバー (No.29) では最大で約 140 mm であり、XRAIN 観測における積算降水量 (最大で約 180 mm)、SRTMGL1 を用いた再現実験における積算降水量 (最大で約 240 mm) と比べると全体的に降水量を少ない傾向にあった。一方で、京阪神エリアで南西–北東方向に走向を持つ帯状の降水域が見られたメンバーもいくつか存在していた。線状対流系の対流コアを解像するためには少なくとも格子解像度 500 m が必要になること (Kato 2020) を考慮すれば、今回のアンサンブル予報は定量的雨量予測において一定程度の予測精度を有していたと考えられる。

本項では、アンサンブルメンバーの中でも京阪神エリアに比較的多くの積算降水量を示していた 10 メンバー (No.3, 8, 10, 12, 23, 24, 29, 30, 31, 32) を中心に組織化指標、およびマルチフラクタル性の解析を行った。

Fig. 8 は上述のメンバーにおける上向き CMF および上昇流域のフラクタル次元を 5 分ごとに示した図である。6.2 項で解析した亀岡豪雨の再現実験と同様に豪雨開始前後から上昇流域のフラクタル次元が増大し始め、やがて上向き CMF も増加するメンバーがいくつか確認された (Fig. 8(a), (b), (d))。ただし今回のアンサンブル予報実験では必ずしも上向き CMF の顕著な増加が伴った訳ではなかった (Fig. 8(c), (e), (f), (g), (h), (i), (j))。それでも豪雨開始前後の時間帯に上昇流域のフラクタル次元が増大し、対流系の上流部で新たな降水セルが発生しなくなっ

た時間帯ではこのフラクタル次元が縮小に転じる、という振る舞いはほとんどのメンバーで共通していた。メンバー間での上向き CMF の振る舞いが異なる原因は発生場所の地形や大気安定度、水平収束の多寡、乱流等のパラメタリゼーション手法など様々な要因が考えられるものの、どの要因が上向き CMF を決定する上で重要なのかといった詳細な解析は今後の課題とする。

Fig. 9 に同じメンバー群における水蒸気フラックスのマルチフラクタル指標の時系列を示す。アンサンブルメンバー全体の時系列 (緑・灰色線) と比較して、再現実験における時系列 (青破線) は上に位置しており、解析対象とした時間帯において水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強い傾向にあることがわかる。これは発生する対流の空間規模や強度、および下層ジェットの再現性を反映した結果であると推測される。また帯状の降水域が発生していたメンバー群の中に、再現実験における線状対流系の発生時に見られた長いピークを持つといった特徴は現れていなかった。このことは各メンバー内で発生した線状対流系が、再現実験において見られたそれよりも寿命が比較的短かったことと対応すると考えられる。計算開始後 7–9 時間後においてはアンサンブルメンバー全体として ΔD_q が増加傾向を示していた。第 4 章において下層の対流不安定度の時系列を解析した際にも時間とともに対流不安定度が増す傾向にあったことから、この増加傾向は対流系の発生というよりは境界値 (総観場) の影響で下層の水蒸気流入が増加したことの影響を受けたと考えられる。

Fig. 9 に示した帯状の降水域が形成されていたメンバーでは、黒三角印で示した地上降水強度が 50 mm h^{-1} を超えた時刻の前後から ΔD_q が増加していたことがわかった。ただしその増加の度合いはメンバー間でさまざまであった。六甲山付近を起点とした帯状の強雨域が維持されていたメンバー (Fig. 9(d)) では、線状対流系の発生に際して比較的鋭いピークが 0100–0200 JST に見られていた。これに対して六甲山の南側の大阪湾上を起点とした帯状の強雨域が維持されていたメンバー (Fig. 9(g)) では増加のピークは見られたものの Fig. 9(d) と比べると小さかった。前者は対流系の組織化に際して上向き CMF の顕著な増加を見せており (Fig. 8(d))、地形強制力の強さが水蒸気フラックスのマルチフラクタル性の違いの要因の一つであることが示唆される。

Fig. 10 に同じメンバー群における乱流運動エネルギーのマルチフラクタル指標の時系列を示す。水蒸気フラックスの時と異なる点は、まず再現実験の時系列はアンサンブルメンバーと比べて大きな ΔD_q を

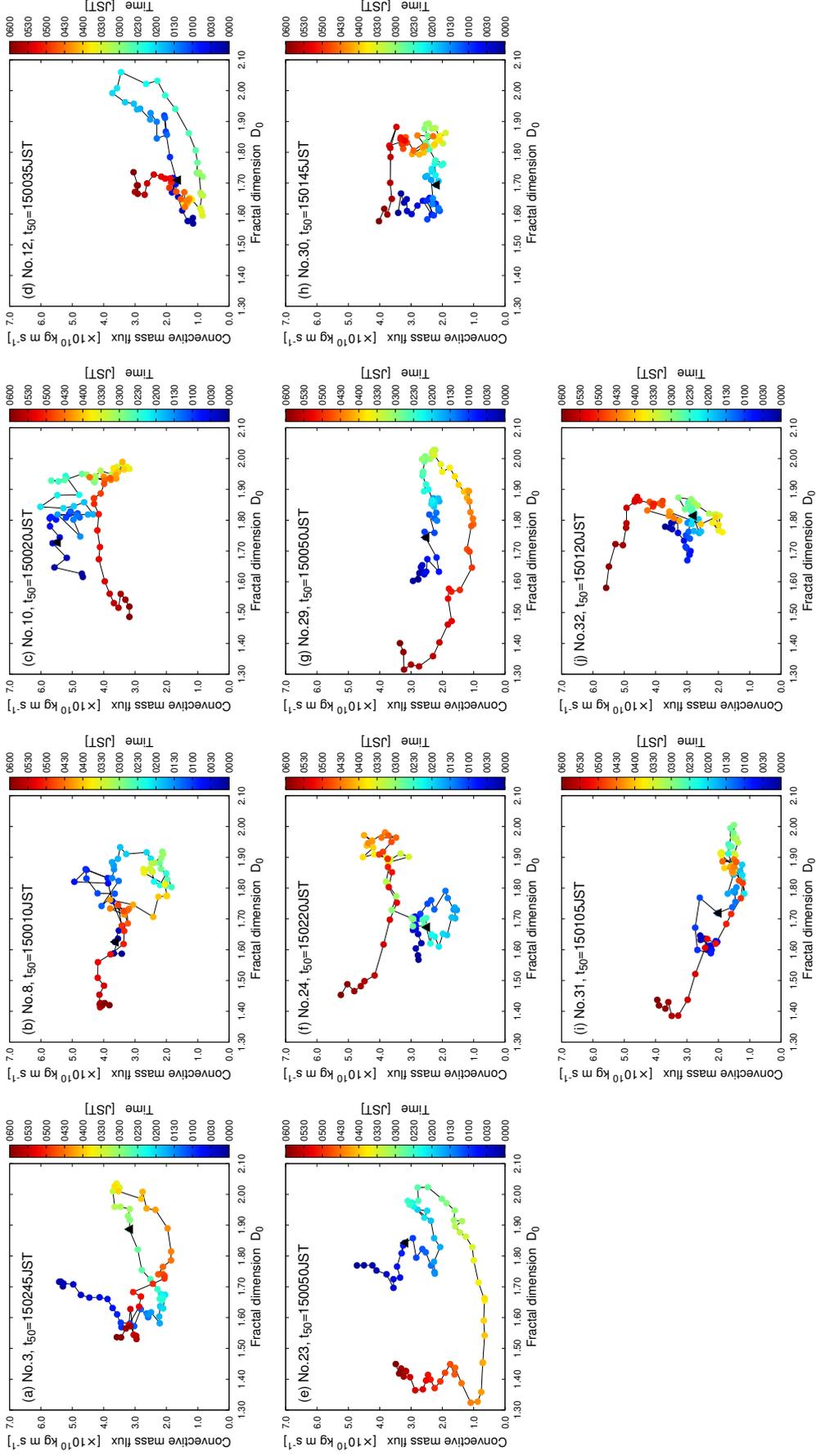


Fig. 8 Temporal variation of CMF and D_0 in the ensemble member which reproduces the line-shaped rainband at Kei-Han-Shin area. Each color plots correspond to every 5 min. and black triangles show when rainfall intensity exceeds 50 mm h^{-1} for the first time.

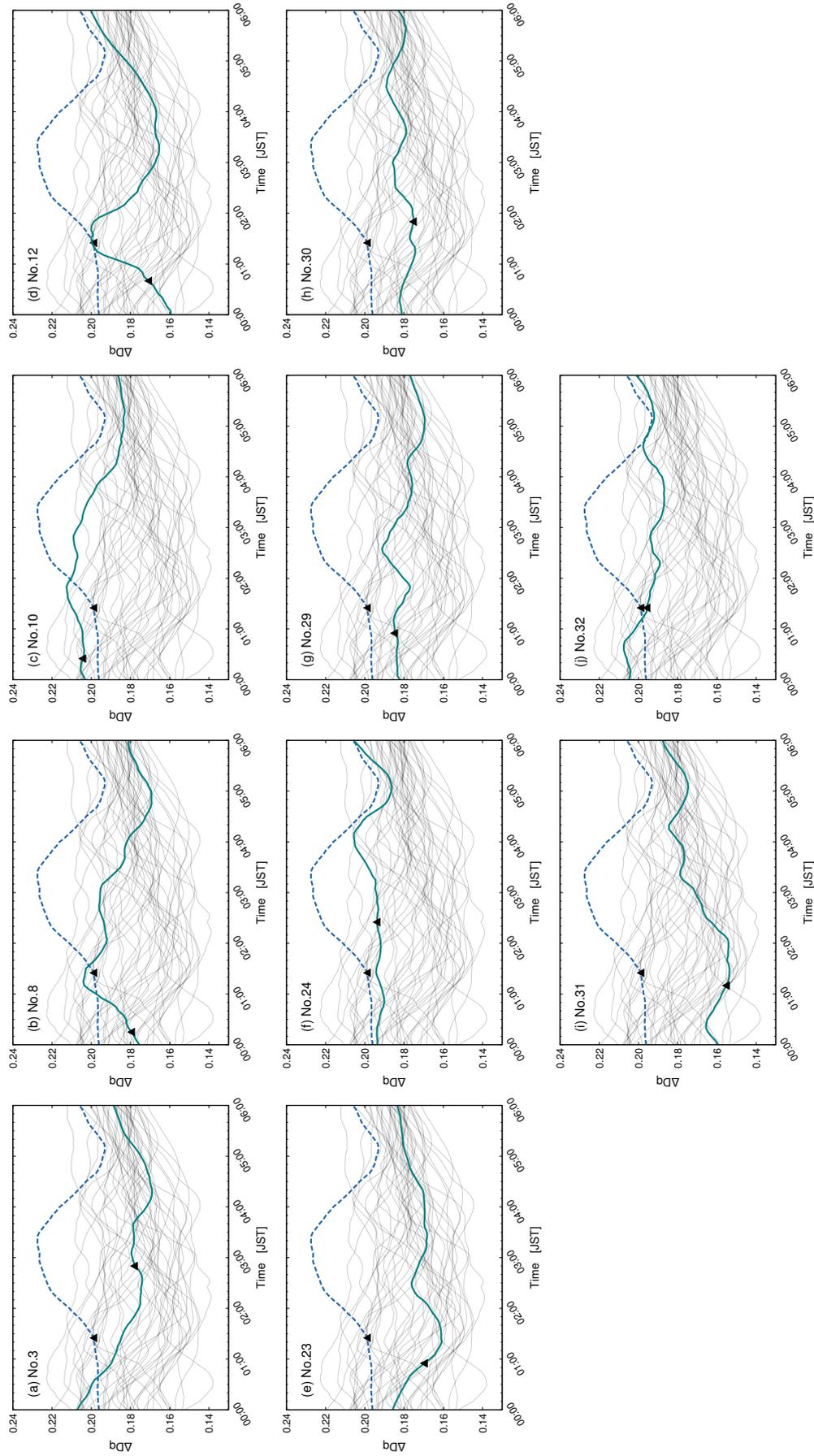


Fig. 9 Temporal variation of the multifractal index for QVF in the ensemble members shown in Fig. 8. Blue dashed lines, green solid lines, and gray lines show the results of the control run, specified ensemble member, and the other ensemble members, respectively. The black triangles indicate when rainfall intensity exceeds 50 mm h^{-1} for the first time in each simulation.

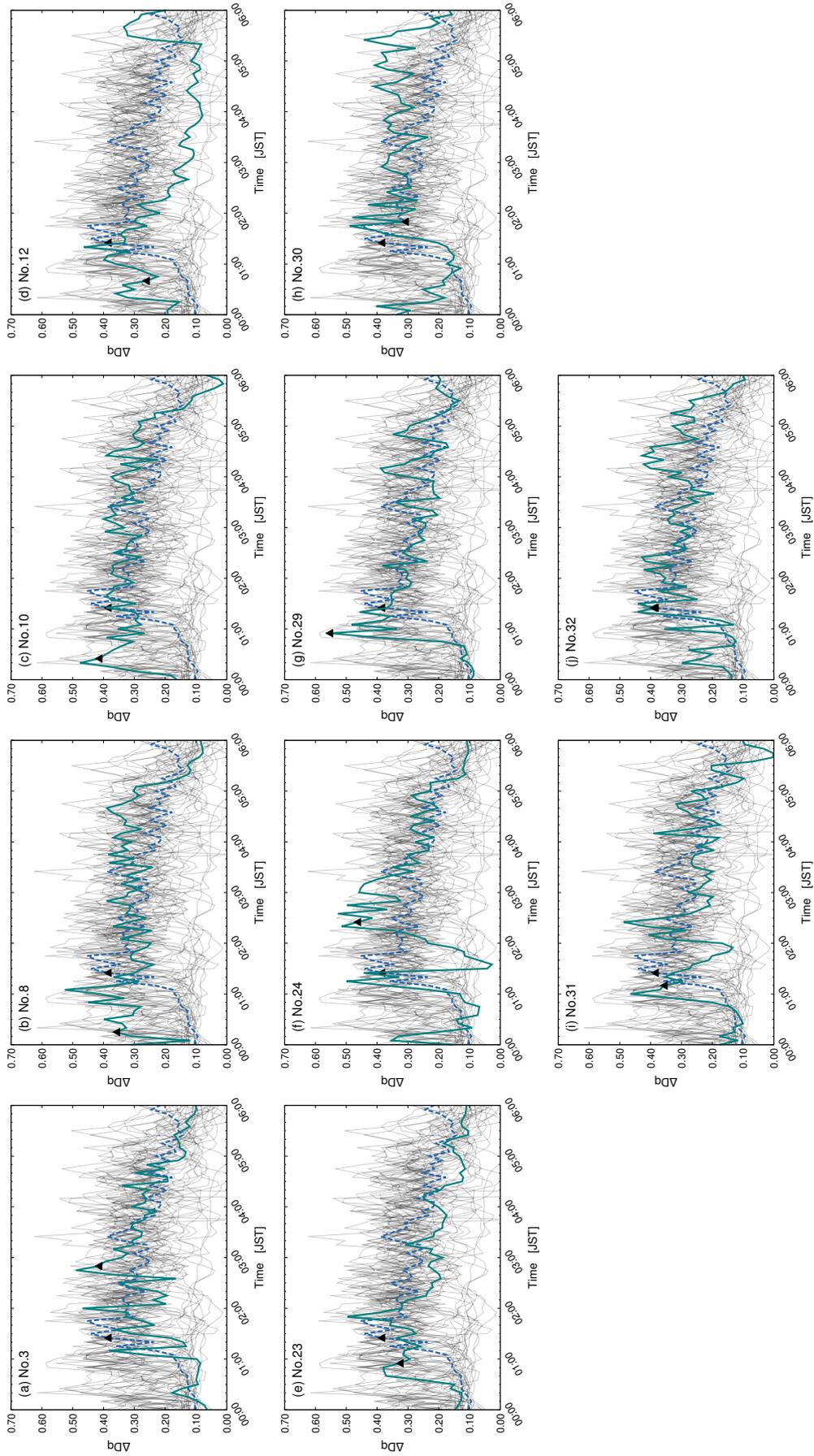


Fig. 10 Same as Fig. 9, but for TKE.

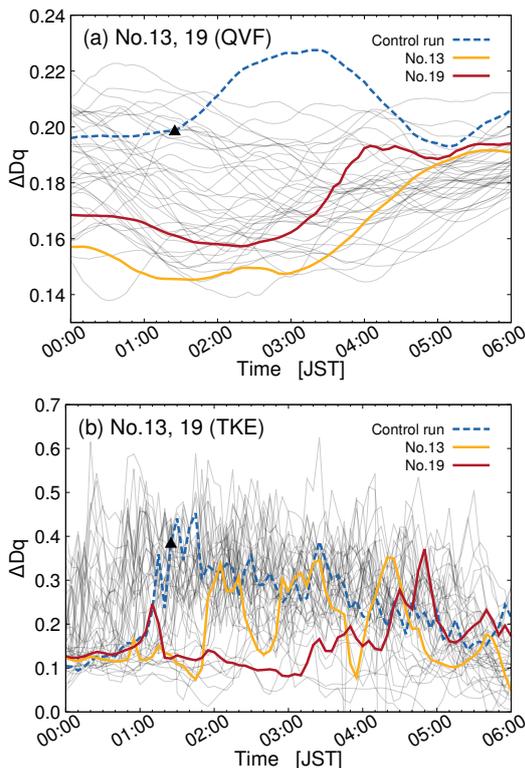


Fig. 11 Same as Fig. 9 and 10 but for the ensemble member No.13 (red) and No.19 (orange). Both members have no line-shaped rainband in Kei-Han-Shin area.

取り続けるのではなく、アンサンブルメンバーの中でも中間的な値を取っているということである。このことは乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性がより強まるということが必ずしも対流系の発生とは結びつかないということを示唆している。言い換えれば、帯状の降水域の形成を伴わなくとも乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性が強くなるという性質が現れることがあるため、線状対流系の発生検出手法への応用の際には留意する必要がある。

それでも ΔD_q が対流発生に感度が高く、帯状の降水域が形成される兆候の検知や対流系の組織化に対応した変動の減少といった性質を見せているメンバーもある。六甲山付近を起点とした帯状の強雨域が形成されていたメンバー (Fig. 10(d)) では豪雨開始時刻の前後で ΔD_q の変動が大きくなり、組織化の時間帯では変動が縮小し、対流系が衰退すると ΔD_q が減少傾向に向かった。六甲山の南側の大阪湾上を起点とした帯状の強雨域が形成されていたメンバー (Fig. 10(g)) では、再現実験の時系列と似たような時間経過を辿っていたことがわかる。

ここで、京阪神地域に帯状の降水域が出現しなかったメンバー (No.13, 19) について各マルチフラクタル指標の時系列を Fig. 11 に示す。QVF ではどちらの

メンバーも 0200 JST 以前には横ばい又は減少傾向を示した。0300 JST 以降ではどちらも増加に転じたものの、どちらのメンバーも弱い雨域が散発的に発生、あるいは解析領域外で発生した弱い雨域が移流して領域内に入ってくるに留まった (Fig. 11(a)).

また TKE の ΔD_q は帯状の降水域がないにも関わらず鋭いピークが示された (Fig. 11(b)). 変動の原因は上述の散発的な弱い雨域と考えられる。このように、マルチフラクタル指標は線状対流系の発生・発達に伴い増加を示す一方で、散発的な雨域等の要因により変化する場合がある。ただし、線状対流系が発生した場合 (Fig. 11(b) 青破線) は、No.12, 19 (Fig. 11(b) 黄・赤線) に比べてピーク後の減少は緩やかで持続的であった。線状対流系として組織化された事例とされなかった事例の差異の検討が今後必要である。

帯状の降水域が出現した 10 メンバーによるコンポジット解析の結果を Table 3 に示す。ここで、各マルチフラクタル指標の顕著な増大が「強雨開始前かつ組織化前」に生じた場合は“good”，「強雨開始後から組織化の間」に生じた場合は“fair”，「組織化後」に生じた場合は“poor”と記している。少なくとも組織化の間までに増大が検知されたのは、QVF のマルチフラクタル指標では 10 メンバー中 8 メンバー、TKE のマルチフラクタル指標では 10 メンバーすべてという結果が示された。すなわち、再現実験で示された組織化指標、マルチフラクタル指標の性質はアンサンブル予報実験においても概ね共通して検出されたと考えられる。一方でマルチフラクタル指標の先行性を示さないアンサンブルメンバーもあるため、鉛直風の強さや水平収束、不安定成層の度合い等の条件について比較検討が必要である。

5. 結論

本研究では 3 次元的な上昇流域の時間変化に着目して、線状対流系の組織化を定量的に診断する手法を検討した。これに基づき組織化が生じた時間帯を規定し、組織化に対する水蒸気フラックス QVF、乱流運動エネルギー TKE の変動の先行性を解析した。

亀岡豪雨の再現実験において、まず散発的な孤立した上昇流域が複数出現し、豪雨開始直後に D_0 が増大していた。この過程はバックビルディング形成や上昇流域同士の併合・拡大に伴い帯状の上昇流域が形成されていく過程に対応していた。上昇流域が帯状に形成されると共に CMF が顕著に増加し、地上においても帯状の強雨域が形成されるようになった。強雨域が持続する時間帯では上向き CMF がさらに増加した一方で、対流系の風上側で新たな降水域が

Table 3 The time when the multifractal indices turned to increase, the organization period, and the precedent properties of the multifractal indices in the 10 ensemble members which represents line-shaped rainfall areas

| メンバー | 3 | 8 | 10 | 12 | 23 |
|--------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| QVF | 0240 JST (-5) | 0000 JST (-10) | 0040 JST (+20) | 0000 JST (-35) | 0125 JST (+35) |
| TKE | 0220 JST (-25) | 0000 JST (-10) | 0000 JST (-20) | 0020 JST (-15) | 0120 JST (+30) |
| 組織化 | 0255-0320 JST (+10 - +35) | 0035-0120 JST (+25 - +70) | 0150-0210 JST (+90 - +110) | 0115-0130 JST (+40 - +55) | 0135-0155 JST (+45 - +65) |
| 先行性 (QVF) | good | good | fair | good | fair |
| 先行性 (TKE) | good | good | good | good | fair |
| メンバー | 24 | 29 | 30 | 31 | 32 |
| QVF | 0315 JST (+55) | 0150 JST (+60) | 0200 JST (+15) | 0205 JST (+60) | 0220 JST (+60) |
| TKE | 0140 JST (-40) | 0035 JST (-15) | 0115 JST (-30) | 0030 JST (-35) | 0035 JST (-20) |
| 組織化 | 0300-0320 JST (+40 - +60) | 0200-0225 JST (+70 - +95) | 0240-0255 JST (+55 - +70) | 0210-0225 JST (+65 - +80) | 0205-0230 JST (+45 - +70) |
| 先行性 (QVF) | poor | fair | fair | fair | poor |
| 先行性 (TKE) | good | good | good | good | fair |

形成されなくなると D_0 , CMF が減少に転じた。

以上の組織化指標の性質から組織化の時間帯を定義し, QVF/TKE のマルチフラクタル指標の時系列と比較したところ, 後者は前者に対して約 1-1.5 時間前から増大していたことが明らかになった。マルチフラクタル指標の増大は初期対流の発生, 発達に対応して見られたと考えられる。以上の性質は広島豪雨の再現実験においても概ね同様に確認された。

さらに摂動を与えた初期値に対して本研究の枠組みがどの程度適用可能かを検討するべく, 40 メンバーで構成されたアンサンブル予報実験を用いた解析を行った。帯状の降水域が現れた 10 メンバーによるコンポジット解析より, 大部分のメンバーで組織化の時間帯に先行してマルチフラクタル指標が線状対流系の組織化に先行して増大を示していた。以上から, マルチフラクタルを用いた線状対流系発生の早期探知手法への応用可能性が示された。水蒸気フラックス, 並びに乱流強度を 3 次元的に観測可能な機器の開発及び実装を進め, リアルタイム観測に基づいた検証と解析を将来的に行うことが期待される。

ここで, 本研究の今後の課題について述べる。まず, 帯状の降水域を伴っていないアンサンブルメン

バーでもマルチフラクタル指標の増大が見られる場合があることが明らかになった。これは, 例えば解析領域外で発生した雨雲が移流してきた際にもマルチフラクタル性の変動として検知する場合は想定される。このように, 線状対流系に関連しない雨域の影響に関する処理は今後検討すべき課題と考えられる。線状対流系事例に加えて, 線状対流系として組織化に至らず豪雨を免れた事例も合わせて解析し, 大気場のマルチフラクタル性及び組織化指標の振る舞いの違いやその原因の分析が必要である。

またマルチフラクタル指標の時間変化率と線状対流系がもたらす積算降水量の多寡の関係性は必ずしも自明ではないことに留意する必要がある。積算降水量の増加には降水強度の増加や降水域の停滞といった要因が含まれ, 対流圏下層の水蒸気量や大気不安程度, 風速場のシア等を考慮に入れる必要がある。

さらに, 本研究では上昇流に着目した組織化指標を構築したものの, 実際の対流系では上昇流と下降流の相互作用が重要な働きをしていると考えられる。今後は組織化指標自体の定義を, 上昇流と下降流の集団的な振る舞いを反映した概念へと発展させていく必要があると考えられる。

参考文献

- Bluestein, H., and M. Jain (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, pp.1711–1732.
- Carpineti, M., Sepe, V. L., Senese, A., Traversa, G., Diolaiuti, G. A., Vailati, A. (2024): Multifractal analysis of the perimeters of glaciers in the Svalbard Archipelago. *Journal of Physics: Complexity*. 5 025025.
- Carvalho, L., D. Lavallée, and C. Jones (2002): Multifractal properties of evolving convective systems over tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 29, pp.33–31.
- Japan Meteorological Agency (2023): Meso-scale Analysis. Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency, JMA.
- Kato, T. (2020): Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named “Senjo-kousuitai”, causing localized heavy rainfall in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 98, pp.485–509.
- Kurihara, Y., T. Sakurai and T. Kuragano (2006): Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations (in Japanese). *Weather Service Bulletin*, 73, pp.s1–s18.
- Lee, J., I. Paz, D. Schertzer, D. Lee, and I. Tchiguirinskaia (2020): Multifractal analysis of rainfall rate datasets obtained by radar and numerical model: The case study of typhoon Bolaven (2012). *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 59, pp.819 – 840.
- Luo, Y., and Y. Chen (2015): Investigation of the predictability and physical mechanisms of an extreme-rainfall-producing mesoscale convective system along the Meiyu front in East China: An ensemble approach. *J. Geophys. Res.*, 120, pp.10,593–10,618.
- Machado, L., and J. Chaboureau (2015): Effect of turbulence parameterization on assessment of cloud organization. *Mon. Wea. Rev.*, 143, pp.3246–3262.
- NASA JPL (2013): NASA shuttle radar topography mission global 1 arc second. NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center, accessed on 20 October 2023, <https://doi.org/10.5067/MEaSUREs/SRTM/SRTMGL1.003>.
- Nogueira, M., A. Barros, and P. Miranda (2013): Multifractal properties of embedded convective structures in orographic precipitation: Toward subgrid-scale predictability. *Nonlinear Process Geophys.*, 20, pp.605–620.
- Takahashi, N., H. Uyeda, K. Kikuchi, and K. Iwanami (1996): Mesoscale and convective scale features of heavy rainfall events in late period of the Baiu season in July 1988, Nagasaki prefecture. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, pp.539–561.
- Tchiguirinskaia, I., D. Schertzer, C. Hoang, and S. Lovejoy (2011): Multifractal study of three storms with different dynamics over the Paris region. Proc. IAHS 12th International Conference on Urban Drainage, Porto Alegre, Brazil.
- Toth, Z., and E. Kalnay (1993): Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, pp.2317–2330.
- Toth, Z., and E. Kalnay (1997): Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, pp.3297–3319.
- Tsuboki, K. (2023): High-Resolution Simulations of Tropical Cyclones and Mesoscale Convective Systems Using the CReSS Model. In: Park, S.K. (eds) *Numerical Weather Prediction: East Asian Perspectives*. Springer Atmospheric Sciences. Springer, Cham.
- Tsuboki, K., and A. Sakakibara (2007): Numerical Prediction of High-Impact Weather Systems. *The Seventeenth IHP Training Course (International Hydrological Program)*, IHP Nagoya/Kyoto Training Course.
- Unuma, T., and T. Takemi (2016a): Characteristics and environmental conditions of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, pp.1232–1249.
- Unuma, T., and T. Takemi (2016b): A role of environmental shear on the organization mode of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. *SOLA*, 12, pp.111–115.
- 気象庁 (2012): 平成 24 年 7 月 15 日の京都市、亀岡市の大雨について。京都地方気象台 気象速報。Accessed on 20 November 2023, https://www.data.jma.go.jp/kyoto/2_data/report/doc/kishousokuhou20120715.pdf.
- 大野哲之・山口弘誠・中北英一 (2022): 線状対流系

における水蒸気フラックス・降水粒子分布のマルチフラクタル特性. 土木学会論文集 B1(水工学), 78(2), pp.319–324.

大野哲之・山口弘誠・中北英一 (2024): 線状対流系豪雨の組織化に先行する大気場のマルチフラクタル的変動. 土木学会論文集 (in press).

大屋祐太・山田朋人 (2024): XRAIN を用いた降水セル追跡手法による線状降水帯内部の降雨時空間特性の定量化. 土木学会論文集, 80(16), 23-16076.

小坂田ゆかり・中北英一 (2021): 線状対流系の擬似温暖化実験に周辺擾乱が与える影響と環境場指標の解析. 土木学会論文集 B1(水工学), 77(2), pp.1255–1260.

中北英一・矢神卓也・池淵周一 (2000): 1998 那須集中豪雨の生起・伝搬特性. 水工学論文集, 44, pp.109–114.

仲ゆかり・福田果奈・中北英一 (2024): 時空間特性を考慮した停滞前線性線状対流系の過去事例におけ

る発生・発達条件の統合的解析. 土木学会論文集, 80(16), 23-16006.

内閣府 (2014): 2014 年 (平成 26 年) 8 月 19 日からの豪雨災害. 内閣府防災情報. Accessed on 20 November 2023, https://www.bousai.go.jp/kaigirep/houkokusho/hukkousesaku/saigaitaiou/output_html_1/pdf/201402.pdf.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP22KJ1845, JP24K22975 (研究代表者: 大野哲之), JST 次世代研究者挑戦的研究プログラム JPMJSP2110 の支援を受けました. XRAIN データは国土交通省から, MSM, 海面水温は気象庁から提供を受けました.

(論文受理日: 2024 年 8 月 30 日)