マルチフラクタルに着目した 線状対流系豪雨の組織化過程解析 及び発生検知手法への応用

### 大野 哲之

#### 論文要旨

線状対流系豪雨は我が国の暖候期に発生し,特定の領域に数時間以上豪雨をもたらして 河川の氾濫や土砂災害を引き起こす恐れのある現象である.発生前から対流系として組織 化するまでの間の大気場パターンを定量的に評価することで線状対流系発生の早期探知 やその兆候を捉える枠組みは、防災対策を実行するリードタイムを大きくするという意味 で重要な課題である.そこで本研究では定量的なパターン解析手法であるマルチフラクタ ル解析を用いて線状対流系の発生・組織化過程における3次元的な大気場を解析した.ま ず雲解像モデル CReSS を用いた線状対流系の再現実験を対象にマルチフラクタル解析を 行った.地上で豪雨が開始する約 20 分前から初期の浅い対流発生に伴い,水蒸気フラック スのマルチフラクタル性が強まる傾向が見られた.また乱流運動エネルギーのマルチフラ クタル性は豪雨開始時に急激に高まり,帯状の降水域の形成とともに時間変動が縮小し, 一定の範囲内で推移するという性質が見られた.以上の変化傾向は線状対流系の発生・発 達に対応することが明らかになった.一方でレーダー立体観測に基づいた降水粒子分布の マルチフラクタル解析から、レーダー観測における降水強度分布と再現実験における雨水 混合比のマルチフラクタル性は類似した時間変化を示すこと,氷相降水粒子分布は深い対 流において質量の大きい降水粒子の発生に伴いモノフラクタルへと変化することが示され た.さらに環境場の特徴が異なる破面型のマルチセル事例との比較から、線状対流系では 対流系の組織化に際して対流圏下層の水蒸気流入が継続し乱流混合の効果が小さいことが マルチフラクタル的変動の要因であることが示唆された.次に線状対流系の再現実験に使 用する数値標高モデルに関する感度実験を行い、地形表現の変化に伴う風速場を始めとし た変化が積算降水量・大気場のマルチフラクタル性に及ぼす影響を解析した.その結果, 高解像度な数値標高モデルを使用した実験の方がより急峻な地形がモデル内に現れ、上昇 流およびその上流側の水平収束を強め積算降水量が増加した.これに伴い水蒸気フラック スのマルチフラクタル性はさらに強まった一方で、乱流運動エネルギーのマルチフラクタ ル性には顕著な変化はなかった.そして線状対流系の組織化をそのメカニズムに根差した 形式で定義するべく、対流系全体の上昇流の和である対流性質量フラックスと上昇流域の フラクタル次元を解析した.豪雨開始前はどちらの指標も時間変化が小さい一方で,豪雨 開始後に上昇流域のフラクタル次元の増大が見られ、上昇流域の拡大とともに対流性質 量フラックスも増大した.この時間帯を組織化と定義したところ,水蒸気フラックス・乱 流運動エネルギーのマルチフラクタル性が強まりを見せる時刻は線状対流系の組織化の 1-1.5 時間前であることが明らかになった.同様の傾向はアンサンブル予報実験において 帯状の降水域を呈したメンバーにおいても確認され、本手法が線状対流系発生の早期探知 ないし対流系としての組織化の兆候を捉える手法として有効であることが示された.

# 目次

	論文要旨	i
	目次	iii
	図目次	vii
	表目次	XV
第1章	序論	1
1.1	線状対流系による水災害................................	1
1.2	国内における気象観測網・数値予報の発展	2
1.3	気候変動に伴う線状対流系の将来変化...............	4
1.4	本研究の意義と特色	5
1.5	本論文の構成	6
	第1章 参考文献	9
第2章	線状対流系の組織化に関する先行研究	11
2.1	線状対流系の構造・環境場に関する先行研究	11
	2.1.1 総観規模的視点	11
	2.1.2 線状対流系の構造に関する研究	12
	2.1.3 観測に基づく線状対流系の解析	14
	2.1.4 複雑な地形と線状対流系の組織化要因に関する研究	15
2.2	マルチフラクタルの水文気象分野への応用に関する先行研究	18
	第2章 参考文献	21
第3章	マルチフラクタル解析の原理	27
3.1	フラクタル次元と統計的拡張	27
3.2	マルチフラクタル解析	29
	3.2.1 特異性指数 $\alpha$ とフラクタル次元スペクトル $f(\alpha)$	29
	3.2.2 分配関数 $Z_q(arepsilon)$ を用いたマルチフラクタルの評価手法	30
3.3	フラクタル次元スペクトル $f(lpha)$ と一般化次元 $D_q$ の関係 $\ldots$	33
	第3章 参考文献	37

第4章	線状対流系のマルチフラクタル解析	39
4.1	背景と目的	39
4.2	豪雨事例の環境場解析と解析に用いるデータ	41
	4.2.1 環境場の比較	41
	4.2.2 再現実験の設定と降水量の再現性	42
	4.2.3 線状対流系事例における XRAIN 立体観測	46
4.3	線状対流系における水蒸気フラックスのマルチフラクタル解析	47
4.4	降水粒子分布のマルチフラクタル特性	50
	4.4.1 観測-モデル間の雨水に関するマルチフラクタル特性の比較	50
	4.4.2 氷相降水粒子分布のマルチフラクタル特性	52
4.5	マルチセルとの比較	55
	4.5.1 水蒸気フラックスのマルチフラクタル性の比較	55
	4.5.2 乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性の比較	59
	4.5.3 考察	61
4.6	まとめ	67
	第4章 参考文献	69
第5章	線状対流系の地形依存性とマルチフラクタル性	73
5.1	背景と目的	73
5.2	解析手法	75
5.3	解析結果	76
	5.3.1 積算降水量	76
	5.3.2 地形に伴う水蒸気輸送	78
	5.3.3 マルチフラクタル解析	81
	5.3.4 ST1 実験における線状対流系の鉛直断面	83
5.4	考察	85
5.5	まとめ.................................	86
	第5章 参考文献	89
第6章	組織化指標に対するマルチフラクタル的状態変化の先行性	93
6.1	背景と目的	93
6.2	線状対流系の組織化指標の検討........................	94
	6.2.1 上昇流域・下降流域・水蒸気フラックス収束	94
	6.2.2 対流性質量フラックス・鉛直風のフラクタル次元	98
	6.2.3 マルチフラクタル指標の組織化指標に対する先行性	102
6.3	アンサンブル予報実験の設定および手法	103

6.4	アンサンブル予報における組織化・マルチフラクタル性の解析	104
6.5	まとめ	110
	第6章 参考文献	113
第7章	結論	115
付録		121
謝辞		129

# 図目次

2.1	(左) 2017 年 7 月九州北部豪雨発生時 (7 月 5 日 12 時) における高度 500 m の	
	水蒸気混合比 (色),水平風速 (矢印).(右) 同時刻における 500 hPa 面の気温	
	分布 (色),水平風速 (矢印).気象庁 (2018)より引用	13
2.2	7月5日15時のレーダー強度(色, $\mathrm{mm}\mathrm{h}^{-1}$ )とAMeDASデータから解析し	
	た地上の気温 (等値線),風 (矢羽根)の分布.気象庁 (2018)より引用	13
2.3	(左)水平解像度 500 m の気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) による数値シ	
	ミュレーションの結果 (初期時刻は7月5日0時).5日12~15時の3時間積	
	算降水量分布 [mm].(右) 左図と同じ.ただし,脊振山地を除去したもの.	
	気象庁 (2018) より引用	15
3.1	Sierpinski のギャスケットのスケール縮小操作回数 $n$ における描像	28
3.2	指数関数 $\varepsilon^{g(lpha)}$ の,極限 $\varepsilon  o 0$ における動向.ここでは $g(lpha) = (lpha - 1)^2$ を仮	
	定している	33
3.3	地上降水強度の解析を例にした、マルチフラクタル解析の一連の流れの概	
	説図	36
4 1	(a) 2012 年 7 月 15 日京都亀岡豪雨 並びに 2014 年 9 月 10 日豊中市付近で	
	※生した真面の再相実験の計算領域。用細実組は順倍を一丸印はそれぞれ	
	光生した家園の再現美歌の計算領域, 黒柚美椒は県現を, 凡田はそれそれ	
	京都府亀岡市,大阪府豊中市の位置を示している.(b),(c)はそれぞれ亀岡	
	豪雨 (15 日 0000-0600 JST),豊中豪雨 (10 日 2100-11 日 0300 JST) において	
	XRAIN で観測された6時間積算降水量を示している.	40
4.2	XRAIN による毎1分地上降水強度観測に基づいた (a) 亀岡豪雨,(b) 豊中豪	
	雨の降水域の時空間的変化.ただし34.6°Nから35.2°Nの区間で平均して	
	いる	41

4.3	(a) 温位 (実線),相当温位 (太線),および飽和相当温位 (破線)の鉛直プロファ	
	イル.青色,赤色はそれぞれ亀岡豪雨,豊中豪雨におけるデータであるこ	
	とを示している.(b), および(c)は亀岡豪雨, 豊中豪雨における水平風速お	
	よびその風向の鉛直プロファイルを示している.短い矢羽根は2.5 m s <sup>-1</sup> ,	
	長い矢羽根は $5 \text{ m s}^{-1}$ ,旗は $25 \text{ m s}^{-1}$ を意味している.以上の図は亀岡豪	
	雨については7月 14 日 1500 UTC,豊中豪雨については9月 10 日 1200 UTC	
	の気象庁メソ客観解析に基づいている...............	43
4.4	(a) 亀岡豪雨,および(b) 豊中豪雨における 1000 hPa 面における相当温位	
	(色),水平風速 (矢羽根).使用したデータの時刻は図 <b>4.3</b> と同じである	44
4.5	亀岡豪雨の計算結果を鉛直補間して得た 15 日 0100 JST,高度 250 m におけ	
	る水蒸気フラックスの分布,および各解析領域の水平位置	45
4.6	(a) 亀岡豪雨,(b) 豊中豪雨の再現実験に基づいた6時間積算降水量(FT=3-9	
	hを対象とした)の比較.緑線は4.5節におけるマルチフラクタル解析の対	
	象とした領域の水平位置を示している..............	46
4.7	雲解像モデル CReSS を用いた再現実験における (a) 亀岡豪雨,(b) 豊中豪雨	
	の降水域の時空間的変化.ただし 34.6° N-35.2° N の区間で平均している.	47
4.8	(a) 近畿地方における国土交通省管轄の X バンド偏波レーダの位置 (黒三	
	角),最大観測範囲(赤丸),(b)XRAIN 観測に基づく15日 0000-0600 JST の積	
	算降水量,および降水粒子分布の解析領域(緑線)	48
4.9	(a) 各解析領域における QVF の一般化次元 D <sub>7</sub> の時系列. 黒破線は 50	
	mm h <sup>-1</sup> 以上の地上降水強度を記録した時刻.(b) 再現実験における 15 日	
	0100 JST の地上降水強度,および (c) 同時刻の QVF 分布を六甲山領域の南	
	東側から俯瞰した図.(d),(e)は豪雨時,15日0230 JST における同様の図.	
	((b), (d)中の白丸は俯瞰の視点位置を示す.)	49
4.10	(a)15 日 0020 JST, 135.4° E に沿った南北-鉛直断面における QVF(色・等値	
	線). ベクトルはQVFの南北-鉛直成分を, A, Bは図4.5(b)中の位置を示す.	
	(b)15 日 0100 JST における六甲山領域の水蒸気フラックス QVF. (c) 六甲山	
	領域の平均的な相当温位 $ heta_e$ (実線),飽和相当温位 $ heta_e^*$ (破線) の鉛直プロファ	
	イル	50
4.11	(a) XRAIN 立体観測に基づいた 3 次元降水強度 [mm h <sup>-1</sup> ] のマルチフラクタ	
	ル性を示す一般化次元 D <sub>7</sub> の時間変化,および (b)CReSS を用いた亀岡豪雨	
	の再現実験における3次元雨水混合比 [kg kg <sup>-1</sup> ].赤色の領域は解析領域内	
	で 50 mm h <sup>-1</sup> 以上を記録した時間帯を示す.	51

- 4.12 (a) 雪片混合比の一般化次元の分散 σ<sup>2</sup>(黒実線),および D<sub>0</sub>(青破線)の時系
   列. (b)-(d) はそれぞれ霰混合比,氷晶混合比,降水強度の解析結果を示している.
- 4.13 (a) 霰混合比の一般化次元の分散の時間変化 (図 4.12(b)の再掲). 青色破線は
   地上降水強度の解析領域における平均値を示している. (b) レーダー反射
   強度で 10 dBZ 以上の領域の被覆率, (c) 霰の被覆率の鉛直プロファイル.
- 4.14 (a) 亀岡豪雨 15 日 0300 JST (FT=6 h), (b) 豊中豪雨 10 日 2300 JST (FT=5 h) 時 点における水蒸気フラックスから算出した分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  とピクセルサイ ズ $\varepsilon$ の両対数グラフ.パラメータ q 毎にプロットを記している.青線はそ れぞれのプロットを基に最小二乗法で推定した直線を示す.(c), (d) は亀岡 豪雨,豊中豪雨における一般化次元  $D_q$ のスペクトル.色付きの曲線は地 上で 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の降水強度が出現した時刻からの相対的な時刻を指す (例えば時刻 +00:30 は地上で 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の降水強度が出現してから 30 分後であることを示している). 55
- 4.15 (a) 亀岡豪雨の時刻 +00:30 における地上降水強度.(b) 水蒸気フラックス QVF(色), 鉛直断面に沿った風速(矢印),雨水混合比(赤等値線),霰混合比 (緑等値線)の分布.鉛直断面の位置は(a)の実線で示している.(c,d)と(e, f)は時刻 +01:00, +01:30 におけるデータを示している.雨水混合比の等値 線は1,3,6,9,10 [×10<sup>-3</sup>kg kg<sup>-1</sup>]の順に,霰混合比の等値線は1,3,6,9,10, 30 [×10<sup>-4</sup>kg kg<sup>-1</sup>]の順に描かれている.

- 4.18 亀岡豪雨の時刻-00:15 における (a) 地上降水強度と (b) 解析領域内の乱流運 動エネルギーの 3 次元分布中で上位 30 % の格子を黄色で示している. (a) 中の丸印,および矢印は (b) の視点位置とその方向を示している. (c, d), (e, f), (g, h), (i, j) はそれぞれ時刻 +00:00, +00:15, +00:30, +00:45 のデータを 記している.

ix

52

53

4.19	豊中豪雨の時刻-00:15 における (a) 地上降水強度と (b) 解析領域内の乱流運	
	動エネルギーの3次元分布中で上位 30 % の格子を黄色で示している.(c,	
	d), (e, f), (g, h), (i, j) はそれぞれ時刻 +00:00, +00:15, +00:30, +00:45 のデー	
	タを記している.	63
4.20	時刻-01:00 から +01:00 を対象とした, (a) 高度 3 km 以下の水平収束, (b) 全	
	層の鉛直風の相対頻度分布............................	64
4.21	(a) 亀岡豪雨,および(b)豊中豪雨における水蒸気フラックスの水平・鉛直	
	成分の相対頻度分布	64
4.22	(a) QVFのマルチフラクタル指標 $\Delta D_q$ の時系列 (黒実線が亀岡豪雨, 灰色線	
	が豊中豪雨を表す) および 500-700 hPa 間の平均的な温位差 Δθ (青線が亀岡	
	豪雨,赤線が豊中豪雨を表す).各再現実験の $\Delta D_q$ 時系列は他の図でも同	
	じデータをプロットしている.黒破線は各再現実験で 50 mm h <sup>-1</sup> を超えた	
	時刻を表している.(b) は (a) と同一の層間での平均的な相当温位差 $\Delta  heta_e$ を	
	示している.(c),(d)は 700-950 hPa 間の対応する時系列を表している.	65
4.23	乱流運動エネルギーの生成・消滅項の平均プロファイル. (a), (b), (c) は亀	
	岡豪雨における浮力項, 散逸項, シア項の時間変化を示している.また (d),	
	(e), (f)は豊中豪雨における各項の時間変化を示している. 図中の破線は地	
	上における降水強度が 50 mm h <sup>-1</sup> 以上に達した時刻を示している	66
5.1	(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水	
5.1	(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水 量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の12 時間	
5.1	(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水 量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間 積算降水量 (JMA 2018).	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d)</li> </ul>	74
5.1 5.2	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイ</li> </ul>	74
5.1 5.2	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広</li> </ul>	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日</li> </ul>	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日 1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは</li> </ul>	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日 1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは</li> </ul>	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた6時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の12時間積算降水量(JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年7月14日1500 UTC,2014 年8月19日1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは 1998 年 8月26日1900 UTC の DSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線(いずれも5 K 毎)を表している.短矢羽根,長矢羽根はそ</li> </ul>	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日 1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは 1998 年 8 月 26 日 1900 UTC の DSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線 (いずれも 5 K 毎) を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup> を意味している.</li> </ul>	74
5.1	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日 1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは 1998 年 8 月 26 日 1900 UTC の DSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線(いずれも 5 K 毎)を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup>を意味している.</li> <li>(a),(b),(c) は亀岡豪雨,広島豪雨,および那須豪雨の再現実験において,</li> </ul>	74
5.1 5.2 5.3	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた6時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の12時間積算降水量(JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年7月14日1500 UTC,2014 年8月19日1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは 1998 年 8月26日1900 UTC の DSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線(いずれも5 K 毎)を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup>を意味している.</li> <li>(a),(b),(c) は亀岡豪雨,広島豪雨,および那須豪雨の再現実験において, モデル内の標高差(ST1 に基づく標高とG30 に基づく標高の差)をプロット</li> </ul>	74
5.1 5.2 5.3	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日 1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは 1998 年 8 月 26 日 1900 UTC の DSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線(いずれも 5 K 毎)を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup>を意味している.</li> <li>(a),(b),(c) は亀岡豪雨,広島豪雨,および那須豪雨の再現実験において,モデル内の標高差(ST1 に基づく標高と G30 に基づく標高の差)をプロットした図.(d),(e),(f) は G30 を適用した実験における積算降水量.(g),(h),</li> </ul>	74
5.1 5.2 5.3	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた6時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の12時間積算降水量(JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年7月14日1500 UTC,2014 年8月19日1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは1998 年8月26日1900 UTC のDSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線(いずれも5 K 毎)を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup>を意味している.</li> <li>(a),(b),(c) は亀岡豪雨,広島豪雨,および那須豪雨の再現実験において,モデル内の標高差(ST1に基づく標高とG30に基づく標高の差)をプロットした図.(d),(e),(f) はG30を適用した実験における積算降水量.(g),(h),(i) は ST1 を適用した実験における積算降水量.ただし亀岡豪雨,広島豪雨</li> </ul>	74
5.1 5.2 5.3	<ul> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた6時間積算降水量.(c) は気象庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の12時間積算降水量(JMA 2018).</li> <li>(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域.(d) は亀岡豪雨における skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル.(e),(f) はそれぞれ広島豪雨,那須豪雨のデータである.亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年7月14日1500 UTC,2014 年8月19日1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した.また,那須豪雨のデータは 1998 年 8月26日1900 UTC の DSJRA55 を参照した.赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線(いずれも5 K 毎)を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup>を意味している.</li> <li>(a),(b),(c) は亀岡豪雨,広島豪雨,および那須豪雨の再現実験において,モデル内の標高差(ST1に基づく標高とG30に基づく標高の差)をプロットした図.(d),(e),(f) は G30 を適用した実験における積算降水量.(g),(h),(i) は ST1 を適用した実験における積算降水量.ただし亀岡豪雨,広島豪雨は6時間積算(FT=3-9 h),那須豪雨は4時間積算(FT=2-6 h)とした.</li> </ul>	74

<u>X</u>\_\_\_\_\_

- 5.4 G30を適用した実験群における地形性水蒸気輸送量.ただし(a) 亀岡豪雨 (FT=6 h), (b) 広島豪雨(FT=6 h), (c) 那須豪雨(FT=4 h) である.(d)-(f) は ST1 を適用した実験群における地形性水蒸気輸送量(表示している予報時刻は 同一).

- 5.7 (a) 図 5.4 の黒実線で示された位置の鉛直断面,時刻 +00:30 における鉛直風 速 [m s<sup>-1</sup>] (色),水平風速 [m s<sup>-1</sup>] (矢羽根),総降水粒子混合比 [kg kg<sup>-1</sup>] (等 値線). (b) は時刻 +01:00 における鉛直断面の様子.緑は地形を表している. 短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup> を表している.
  81
- 5.8 図 5.5 と同一の鉛直断面,時刻 +01:00 における (a) 水蒸気フラックス [m s<sup>-1</sup>]
  (色),水平風速 [m s<sup>-1</sup>] (矢羽根), (b) 気圧偏差 [Pa] (色),総降水粒子混合比 [kg kg<sup>-1</sup>] (等値線).
- 5.9 図 5.5 と同一の鉛直断面,時刻 +01:00 における (a) 乱流運動エネルギー
  [J kg<sup>-1</sup>](色),総降水粒子混合比 [kg kg<sup>-1</sup>](等値線),水平風速 [m s<sup>-1</sup>](矢羽根), (b) 相当温位 θ<sub>e</sub> [K](色).
- 6.1 (a)-(e)はST1を用いた亀岡豪雨の再現実験における時刻5日0100-0220JST までの地上降水強度[mm h<sup>-1</sup>],および風速・風向(矢羽根).(f)-(j)は各時刻 における下から8層目(高度約1.5 km)における上昇流域(赤色),下降流域 (青色),および水平風速・風向(矢羽根).(k)-(o)は各時刻における水蒸気フ ラックス収束の鉛直積算値I<sub>cnv</sub>[kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>].黄色線は解析領域を表す. 95
  6.1 図 6.1(続き):ST1を用いた広島豪雨の再現実験における時刻14日2100-2220
- JST までの同様の図.
   96

   6.1
   図 6.1(続き): ST1 を用いた那須豪雨の再現実験における時刻 27 日 0420-0540

   JST までの同様の図.
   97

xi

78

6.2	広島豪雨の再現実験における 19 日 2300 JST の (a) 地上降水強度 [mm h <sup>-1</sup> ],	
	水平風速・風向 (矢羽根),(b) 下から 8 層目 (高度約 1.5 km) における上昇流	
	域 (赤色),下降流域 (青色),水平風速・風向 (矢羽根),(c) 水蒸気フラックス	
	収束の鉛直積算値 <i>I<sub>cnv</sub>(色</i> )	98
6.3	(a) 亀岡豪雨,(b) 広島豪雨,(c) 那須豪雨における上向き対流性質量フラッ	
	クス・上昇流域のフラクタル次元の時系列変化 (色付丸印, 5分毎).黒色の	
	各種記号は地上降水強度が 50 $\mathrm{mm}\mathrm{h}^{-1}$ を超えた時刻以降のデータを 10 分	
	毎に示している. (d)~(f) は各豪雨事例における下向き対流性質量フラッ	
	クス・下降流域のフラクタル次元の時系列変化を表す.ただし上昇流域は	
	$w \ge 1 \mathrm{m}\mathrm{s}^{-1}$ ,下降流域は $w \le -1 \mathrm{m}\mathrm{s}^{-1}$ をそれぞれ満たす格子とした	100
6.4	(a) 亀岡豪雨, (b) 広島豪雨, および (c) 那須豪雨における水蒸気フラック	
	ス QVF のマルチフラクタル指標の時系列.赤線が ST1 実験群,青線が	
	G30 実験群の結果を示している.(d),(e),(f) は各豪雨事例の乱流運動エ	
	ネルギーのマルチフラクタル指標の時系列.時刻 00:00 は地上降水強度が	
	50 mm h <sup>-1</sup> を初めて超えた時刻であることを意味している (再掲)	101
6.5	BGM 法の概念図 (Toth and Kalnay (1993) に加筆した)	103
6.6	アンサンブル予報における 40 メンバーの 6 時間積算降水量 (FT=3-9 h)	105
6.7	帯状の降水域が見られたアンサンブルメンバーの上向き CMF・上昇流域	
	のフラクタル次元の時間変化. t <sub>50</sub> , および黒三角印は各々のメンバーで	
	50 mm h <sup>−1</sup> を超えた時刻を表している....................	106
6.8	帯状の降水域が見られたアンサンブルメンバーの水蒸気フラックスのマル	
	チフラクタル指標 $\Delta D_q$ の時系列 (緑線).青破線は亀岡豪雨の再現実験にお	
	ける時系列を,灰色線はその他のメンバーの時系列を,黒三角印は当該メ	
	ンバー・再現実験において地上降水強度が $50~\mathrm{mm}~\mathrm{h}^{-1}$ を超えた時刻を示し	
	ている	108
6.9	帯状の降水域が見られたアンサンブルメンバーにおける乱流運動エネル	
	ギーのマルチフラクタル指標 $\Delta D_q$ の時系列 (緑線)	109
A.1	第4章で扱った亀岡豪雨の再現実験における QVF の水平分散スケーリン	
	グ指数の鉛直プロファイルの時間変化 (色). (a) は 1-4 km スケールにおける	
	指数 ( $\beta_S$ ), (b) は 5-30 km スケールにおける指数 ( $\beta_L$ ). (c), (d) は豊中豪雨に	
	おける各指数を表す.黒破線は 50 $\mathrm{mm}\mathrm{h}^{-1}$ 以上の豪雨が開始した時刻を表	
	す.いずれも解析領域は第4章と同一である.	121
A.2	水蒸気混合比 q <sub>v</sub> に関する <b>図 A.1</b> と同一の図	122

A.3 アンサンブル予報実験における各メンバーの6時間積算降水量. .... 123

A.3	図 A.3(続き): ただし (k), (l) は京阪神エリアに帯状の降水域が現れなかった	
	メンバーの例である...........................	124
A.4	アンサンブル予報実験の各メンバー (No.3, 8, 10, 12, 23) における組織化の	
	時間帯での (左) 地上降水強度・地表面での風速・風向,(中)水蒸気フラック	
	ス収束の鉛直積算,(右)下から8層目における上昇流域・下降流域・風速・	
	風向 (矢羽根). 橙線は解析領域を表す	125
A.5	アンサンブル予報実験の各メンバー (No.24, 29, 30, 31, 32) における組織化	
	の時間帯での(左)地上降水強度・地表面での風速・風向,(中)水蒸気フラッ	
	クス収束の鉛直積算,(右)下から8層目における上昇流域・下降流域・風	
	速・風向 (矢羽根)	126
A.6	第6章のアンサンブル予報実験で帯状の降水域が出現しなかったメンバー	
	(No. 13, 19) におけるマルチフラクタル指標 $\Delta D_q$ の時系列 (赤実線). (a), (b)	
	は QVF, (c), (d) は乱流運動エネルギーを表している. 各図の青破線は再現	

実験における同一領域を対象とした時系列を表す. ..... 127

# 表目次

6.1	線状対流系事例の再現実験におけるマルチフラクタル指標および組織化に	
	至った時間帯の比較	102
6.2	帯状の降水域が見られたアンサンブルメンバーにおけるマルチフラクタル	
	性が強まり始めた時刻・組織化の時間帯	111

### 第1章

## 序論

#### 1.1 線状対流系による水災害

メソ対流系 (Mesoscale Convective Systems) は数百 km 程度の空間スケールの,深い対流を 伴った積乱雲群によって構成された現象である.メソ対流系自体は世界各地で発生してい る現象であるものの,特に我が国において特定の地域に帯状の降水域が数時間以上に渡り 維持され土砂災害や河川の氾濫を引き起こし得る現象は,一般的に線状降水帯と呼ばれて いる. Bluestein and Jain (1985) によるメソ対流系のレーダーエコーに基づいた発生形態の 分類によれば,上流側で発生した積乱雲が下流側へ移動しながら発達し,上流側の同様な 箇所で新たな積乱雲が発生を繰り返すことで帯状の降水域を形成されるような系はバック ビルディング型と呼ばれている.先述の「線状降水帯」は降雨域の形状に主眼を置いた名 称であるのに対して,メソスケール程度の空間規模におけるバックビルディング過程によ る対流活動の変化という側面に主眼を置けば「バックビルディング型の線状メソ対流系」, すなわち線状対流系と呼ぶことができる (小倉 2015).本論文では後者の立場に沿って線状 対流系という名称を用いることにする.

個々の積乱雲は10km程度の空間スケール,1時間程度の時間スケールを有している. しかし上述のバックビルディング過程により長さ50-300km,幅20-50kmの空間スケール を有しており,寿命も数時間以上と単独の積乱雲よりも長くなる(Kato 2020).バックビル ディング過程の要因の一つには雨滴の蒸発に伴う冷気外出流,それに伴う地表面付近での 冷気プールの形成,および上流側の下層風の収束が挙げられる.しかし湿潤な環境場で発 生する場合が多い我が国における線状対流系では必ずしも明瞭な冷気プールが形成される とは限らず,様々な要因が存在することが示唆されている(詳細は第2章で説明する).

名称に差異はあれども,我が国において線状対流系と同等の豪雨現象が暖候期に繰り返 し発生し,流域で悲惨な災害を発生させてきた.

1982 年 7 月 23 日,長崎県中部から南部に停滞した梅雨前線の影響で,降り始めから翌 24 日までの総雨量 572 mmの降雨を記録した.特に長与町役場では,我が国での観測史上

最大の1時間で187 mm を記録しており,土石流や山崩れなどが各地で多発し,死者・行方 不明者 299 名,住家被害 39,755 戸という大災害を引き起こした\*1.

1998 年 8 月 26 日から 31 日にかけて,徐々に北上する台風 4 号の東側から日本列島の東 方に位置する高気圧の西縁に沿って,下層の湿潤な縁辺流が湿舌として関東から東北にか けて浸潤し続けた (中北ら 2000). この結果栃木県那須町における AMeDAS の当該期間雨 量は 1254 mm を記録し,特に 26 日午前 8 時-27 日午前 8 時の 24 時間雨量では 535 mm とい う猛烈な雨量を記録した. 500 mm を超える強い雨は那須岳の南東斜面の幅約 5 km,長さ 約 15 km という限定的な領域でのみ記録されており,集中度の高い線状対流系事例であっ たと考えられる (三隅 2001). この事例では栃木県内で死者行方不明者 7 人,負傷者 19 人, 家屋損壊 129 棟,家屋浸水 2848 棟の被害となった (以降那須豪雨と呼称する).

2012 年7月15日未明には京都市・亀岡市付近で6時間積算降水量が180 mm を超える線 状対流系が発生した.この事例では日本海に停滞する梅雨前線に向かって南から暖かく 湿った空気が流れ込み,大気の状態が非常に不安定になっていた(以降亀岡豪雨と称する). この事例においては床上・床下浸水を被る家屋や山林の一部が崩壊する等の被害が発生した(気象庁 2012).

2014 年 8 月 20 日未明には,広島市でバックビルディング型の線状対流系と推測される 局所的な集中豪雨が発生し,安佐北区では 1 時間の雨量が最大 121 mm,24 時間累積で最 大 287 mm と観測史上最大となり,安佐南区においても 1 時間の雨量が最大 87 mm,24 時 間累積で最大 247 mm の雨量が観測された (以降広島豪雨と呼称する).線状対流系の発生 が深夜であり,かつ急傾斜地を中心に土石流 107 箇所,崖崩れ 59 箇所で土砂災害が発生し たため,死者 77 名,負傷者 68 名という大規模な災害につながった (内閣府 2014).

さらに 2017 年 7 月 5 日から 6 日にかけては,対馬海峡付近に停滞した梅雨前線に向かっ て暖かく非常に湿った空気が流れ込んだ影響等により複数の線状対流系が繰り返し発生し た.福岡県朝倉市黒川では 24 時間降水量が 829 mm という猛烈な雨を観測した (2017 年九 州北部豪雨).福岡県,大分県の両県では死者 39 名の人的被害の他,多くの家屋の全半壊 や床上浸水など,甚大な被害が発生した.大規模な土砂災害に伴う大量の流木の発生等に より,水道,電気等のライフラインの他,道路や鉄道,地域の基幹産業である農林業にも 甚大な被害が生じた (内閣府 2017).

#### 1.2 国内における気象観測網・数値予報の発展

線状対流系のメカニズムの理解,および短時間降水予測に関する研究は観測機器や観 測ネットワーク,気象モデル,データ同化および計算機器の発展の歴史とともにある.こ

<sup>\*1</sup> 国土交通省九州地方整備局 HP, https://www.qsr.mlit.go.jp/bousai/index\_c06.html, 2024 年 1 月 19 日閲覧.

こではこれらの要素に関わるすべての歴史を網羅することはできないが,特に気象レー ダーを用いた観測や気象庁 (Japan Meteorological Agency; JMA) が行う数値予報について説 明する.

気象レーダーは降水の状況を空間的に把握する手法として世界的に利用されてきた観 測手法である.特定の周波数帯の電波を発信し,雨滴からの反射強度を始め,視線方向の ドップラー風速等様々な情報を得ることが可能である.

Ogura et al. (1985) は長崎大水害を引き起こした豪雨事例におけるゾンデ観測や気象庁 AMeDAS, 衛星による可視・赤外画像, 仰角0度のレーダー画像から環境場の特性や降水帯 の移動・停滞について解析し, 降水帯が停滞した原因に地形が絡んでいることを示唆した.

地上設置型の雨量計は雨滴の量を直接計測するものの,あくまでも一地点の観測であっ て空間的な情報は他地点との内挿に頼るしかない.また局地的な風等の要因で雨量が左右 される可能性も否定できない.

そこで気象庁では 1988 年以降のデータを対象に気象レーダー観測による空間的な雨量 データと AMeDAS の地点雨量データを組み合わせたレーダーアメダス解析雨量を作成し ている (JMA 2018). これにより, 1988 年以降で国内で帯状の降水域が出現していた頻度等 について全国的に統計的な解析を行うことが可能となった (Hirockawa and Kato 2022).

単偏波の気象レーダーではレーダー反射強度 Z を観測し,降水事例に依存したパラメー タ B,  $\beta$ を用いて関係式  $Z = BR^{\beta}$ に従って降水強度 R を推定している.しかしこれらのパ ラメータ推定のばらつきに起因した降水強度 R の推定誤差が生じるという問題を抱えて いる.そこで 1986 年に建設省土木研究所は直交二偏波のドップラーレーダーを試作した. これにより雨滴粒径の縦横比に関する情報,すなわち降水粒子の扁平度に関する情報を観 測することが可能となった.強雨域では雨滴粒径が増大し空気抵抗を受けることで形が扁 平になる.この性質を利用することで,比較的強い雨において精度改善が見られることが 示された.

国土交通省は 1999 年時点で C バンド単偏波レーダー雨量計 26 基を運用していた.しか し,2008 年に兵庫県都賀川においてゲリラ豪雨に伴う鉄砲水により 5 名の尊い命が犠牲 になる災害が発生したことを契機に,当時のレーダー観測の時間・空間解像度では局地的 豪雨に対応しきれないことが判明した.このためデータ収集・処理に時間を要する地上雨 量計によるオンラインキャリブレーションなしでも安定した精度を確保できる技術とし て,水平/垂直偏波の反射因子差だけでなく偏波間位相差も測定可能な第 2 世代の二重偏波 (MP) レーダーによる Kdp 法を導入することとした (Maki et al. 2005;中北ら 2007).さらに 都市水害スケールに対応可能な X バンドを採用し,順次 X バンド・C バンド二重偏波レー ダー雨量計を導入している (深見ら 2016).2023 年 7 月現在では,X バンド MP レーダー 39 局,C バンドレーダー 26 局で全国的に稠密なレーダー観測網 (eXtended RAdar Information Network; XRAIN) が運用されている. XRAIN が運用開始されて以降のデータを対象に,全国的な線状対流系事例の抽出や短時間降水予測・線状対流系の構造解析への応用が盛んに研究されてきた (山口ら 2017a,b, 2018; 横江ら 2022).

その中でも小坂田ら (2020) では XRAIN 観測に基づいた豪雨事例の発生位置と梅雨前線 との距離から梅雨期集中豪雨を (前線近くで発生する) 前線付随型・(前線から 100 km 以上 南側に離れた) 孤立局所型に分類し,特に後者は前者に比べて強雨継続時間が短いものの 積算雨量が多い傾向にあることを示した.なお上述した那須豪雨・亀岡豪雨・広島豪雨は 必ずしも梅雨前線に関連した線状対流系ばかりではないものの,その発生の特性が梅雨期 と類似性があることから孤立局所型と分類されている.

大気科学の発展,並びに使用可能な計算機資源の増加に伴い気象庁で使用されるモデル も変遷を遂げている.その中でもメソスケール現象の予報に主眼を置いたメソ数値予報 システムについて取り上げる.メソモデル (MSM)の運用当初は静力学過程が用いられて いたものの,2004年9月に気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)が導入された.積雲対流ス キーム等いくつかの点で改良が重ねられ,2017年2月にはJMA-NHMの良いところを引き 継ぎつつ,最先端の知見を取り入れて,データ同化も合わせて効率的な開発を行える現業 数値予報システムを構築することを目的に現業の asuca が MSM として導入された (気象庁 2020).

また短時間降水予測は初期値鋭敏性が本質的な問題であることから, MSM の予測に対 して信頼度・不確実性等の情報を付加することを目的に 2019 年にメソアンサンブル予報シ ステム (MEPS) の本運用を開始した (気象庁 2020).現在は1日4回, 21 メンバーの予報を 配信しており,メソスケール現象の確率的な数値予報への応用が期待されている.

#### 1.3 気候変動に伴う線状対流系の将来変化

近年は人為起源の温室効果ガスによる気候変動,およびそれに伴う異常気象の激甚化 が世界各地で猛威を振るっている.我が国においても例外ではなく,特に線状対流系(降 水帯)の頻度やもたらされる積算降水量も気候変動に伴い増加することが数多くの研究で 指摘されている.例えば Naka and Nakakita (2023)は21世紀末で約4度の気温上昇が生じ る温暖化シナリオである RCP8.5 (Stocker 2014)に基づく境界値を与えた非静力学領域気候 モデル NHRCM05 における梅雨期集中豪雨を統計的に解析し,現在気候に比べて将来気 候では頻度・降水量共に増加することを示した.また,海面水温と気温に温暖化差分を 与えることで線状対流系の疑似温暖化実験を行った.飽和水蒸気圧と気温の関係を表す Clausius-Clapeyron(CC)式によれば,気温が1°C上昇すると飽和水蒸気圧が約7%増加しそ の分降水量が増加すると考えられる.しかし上述の実験の結果,CC式で予想される量の2 倍の降水量増加が見られた.これは将来気候下では(現在気候と比べて)対流圏下層の水蒸 気量が増加し,凝結に伴う潜熱放出量がより増加を見せ,結果として強い上昇流が実現し より多量の降水量を生むことになったことと関連していると考えられる.

また気象研究所では、大規模アンサンブルにより気候変動に伴う気象学・水文学の様々な 現象への影響評価を行うことを可能にするデータセット(database for Policy Decision-making for Future climate change; d4PDF)を作成している.従来のデータセットでは水平解像度が 20 km であり、我が国における複雑な地形が引き起こす局地的短時間豪雨を十分に解像 することが難しいため将来変化を評価するのに不十分であるという指摘がなされてきた. Kawase et al. (2023)は新たな d4PDF として格子解像度を5 km と高解像度化し、上述の現在 気候・将来気候 (RCP8.5)それぞれについて計720年分という大量アンサンブル実験を行っ た.その結果、1年あたりの線状降水帯の発生数が将来気候では増加を見せる傾向にあり、 現在気候では見られなかった最大総降水量が将来気候では出現していたことが示された.

#### 1.4 本研究の意義と特色

線状対流系は(地域により頻度の差はあれども)全国で発生する可能性があり,水災害 のリスクが危惧される現象である(小坂田ら 2020; Hirockawa and Kato 2022). そして以上で 見てきたように,地球温暖化の影響で線状対流系という災害外力が激甚化する恐れがあ り,既にその影響は近年の線状対流系にも現れ始めていると考えられる(Naka and Nakakita 2023). 先述のように短時間降水予測は本質的に初期値問題であり,近年では利用可能な観 測データや計算資源が飛躍的に増加し,データ同化技術も発展を見せている.一方で,線 状対流系の中には総観規模の気象場によって引き起こされるというよりは,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する事例もある.そのような線状対 流系の定量的予測には未だに挑戦的な課題が山積しており,今後各分野における研究の進 展が期待される.また将来的には機械学習・AIベースの予測やデータセットの利用も課題 解決に必要になる可能性がある.

このような現状では、線状対流系豪雨の物理的なメカニズムの理解を深めつつ、観測 データセットや数値予報を利用し効果的な防災対策を講じることの意義は増々大きくなっ てくると筆者は考える.気象予報は大気科学の物理法則に基づいて行われなければなら ず、そのような物理的に意味のある情報を基に線状対流系の発生や対流系の組織化の検 知、ひいては豪雨災害のリスクの注意喚起を行わなければならない.また気象データの ビッグデータ化は、線状対流系を始めとした頻度は比較的低いけれども重大なリスクにな り得る豪雨災害の特性を科学的に抽出し、防災対策を議論する上で重要になる経験知を醸 造する手助けになるに違いない.特にサブキロメートルスケールの格子解像度の雲解像モ デルを用いた線状対流系の数値シミュレーションは対流コアを直接解像可能な解像度を有 しているため、発生メカニズムを詳細に解析することを可能にする.さらに地域によって 異なる地形条件においては線状対流系の特性も異なる点を有する場合があると考えられる.地域毎に発生しやすい豪雨災害の特性を体系化することは,治水対策や避難行動を円 滑に実施することに寄与すると期待される.

以上から本研究では、高解像度雲解像モデルおよびレーダー立体観測を用いて線状対流 系の発生、および積乱雲群の組織化過程を解析する.その際に、3次元的な風速場や水蒸 気場、降水粒子分布、さらにはサブグリッドスケールの乱流場に着目し、マルチフラクタ ルの観点を主軸に解析を行う.マルチフラクタルは対象とする物理量の分布を定量的に 特徴づける強力なパターン解析手法であり、気象学や気候学、水文学を始め様々な研究分 野で応用されてきている.こうした数学的な枠組みは、環境場や地形の起伏が決して同じ ではない線状対流系豪雨事例に普遍的に見られる性質の抽出を可能にすることが期待さ れる.一方でそれらの先行研究では主に時系列データや衛星画像のような2次元的なデー タ、気象イベント全体でのアンサンブル平均場を解析対象としていた.すなわち線状対流 系の3次元的なメカニズムに根差して上述の大気場に対して定量的なパターン解析を逐次 適用し、線状対流系の発生検知や組織化の定義を目指す研究は、本研究以外にない.さら に、対流系の組織化をメカニズムに基づいて定義しようとした試み自体は学術的に、何よ り防災対策のリードタイムを大きくする可能性を秘めているという点で意義の大きい挑戦 である.

ここで筆者が強調しておきたいことは,決して単なる数学的な研究に留まることなく, 抽出した普遍性を豪雨災害に対する防災に資する研究として昇華させようと苦心した点で ある.すなわち,線状対流系にはマルチフラクタル的な側面があるという博物学的な視点 で終わるのではなく,マルチフラクタル的パターンの抽出に加えてその変化の裏にある物 理学と照らし合わせて議論を進めることで,普遍性を有しつつも線状対流系の物理学に裏 打ちされた手法を考案した.その意味で本論文は理学・工学の双方の意味で独創的な視座 を提供するものであり,線状対流系の防災対策に資することを志した試みの軌跡である.

#### **1.5** 本論文の構成

第1章の最後に,本論文の構成を以下に示す.まず第2章では線状対流系のメカニズム, および水文気象分野においてマルチフラクタルを応用した研究について概説する.総観規 模の水蒸気流入や擾乱の影響,メソスケール規模の大気の不安定性,地形の影響,さらに は雲微物理的な現象の効果が雲同士の組織化に影響を与えるなど,実に幅広いスケールの 現象の相互作用が線状対流系の発生・維持に関連していることを概観する.またマルチフ ラクタルを用いることで,先行研究がどのような現象の記述を目指してきたかということ について説明する.

第3章では本研究で使用したマルチフラクタル解析の手法について説明する.フラクタ

ルは小数で表される次元を有する図形という特異な性質を持ち,それらは自然界の様々な 事物に見られる普遍性を持っていることから議論を始める.そしてフラクタルの定義を統 計的に拡張することで現実の対象の解析に向けて有用な定義を得ること,フラクタルは図 形の形状のみならず(一般的に)濃淡を持つ物理量を扱うことができるマルチフラクタルへ 拡張されることを説明する.本章までが本論文の前段である.

第4章では雲解像モデルを用いた 2012 年亀岡豪雨の再現実験を対象にマルチフラクタ ル解析を行う.ここでは水蒸気の3次元的な動きを表す水蒸気フラックス,ならびにサブ グリッドスケールの乱流混合の程度を表す乱流運動エネルギーを対象とした解析を行う. また同時例おいて XRAIN 立体観測から推定された降水強度・氷相降水粒子にもマルチフ ラクタル解析を適用し,観測データに対する応用可能性を議論する.さらに破面型のマル チセル事例 (Bluestein and Jain 1985)におけるマルチフラクタル性と線状対流系のそれを比 較し,マルチフラクタル的な状態変化が対流現象のどのような側面を反映したものである かについて議論する.

次に第5章では1998年那須豪雨,2012年亀岡豪雨,2014年広島豪雨を対象にモデルに 入力する数値標高モデルの解像度を変化させる感度実験を行い,これらの豪雨が地形表現 にどの程度左右されるのか,また風速場を始めとした対流系周辺の大気場が変化すること でマルチフラクタル性にどのような変化が現れるのかを考察する.

そして第6章では以上の章で議論してきたマルチフラクタル的な時間変動が線状対流系の組織化からどの程度先行して発生するものかという問いについて議論する.「対流系の 組織化を規定する指標」という未だかつて取り組まれたことのなかった問題について、本 研究は鉛直流とその3次元的な形状に関する時間変化という観点からアプローチする.さ らに摂動を与えた初期値に対して組織化指標とマルチフラクタル性の枠組みがどの程度ロ バストに線状対流系の発生を検知することができるのかを検討するため、アンサンブル予 報実験を用いた解析へと展開していく.

最後に第7章で本論文の結論と今後の展望を示す.

## 第1章 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, 1711–1732, https://doi.org/10.1175/ 1520-0469(1985)042(1711:FOMLOP)2.0.CO;2.
- Hirockawa, Y., and T. Kato, 2022: A new application method of radar/raingauge-analyzed precipitation amounts for long-term statistical analyses of localized heavy rainfall areas. SOLA, 18, 13–18, https://doi.org/10.2151/sola.2022-003.
- Japan Meteorological Agency, 2018: Radar/raingauge-analyzed precipitation [dataset]. Japan Meteorological Agency, retrieved from https://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/qmws\_2018/ Presentation/3.1/Radar%20Rain%20Gauge-Analyzed%20Precipitation\_revised.pdf.
- Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "Senjo-kousuitai", causing localized heavy rainfall in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485–509, https://doi.org/ 10.2151/jmsj.2020-029.
- Kawase, H., and Coauthors, 2023: Identifying robust changes of extreme precipitation in Japan from large ensemble 5-km-grid regional experiments for 4K warming scenario. J. Geophys. Res., 128, e2023JD038 513, https://doi.org/10.1029/2023JD038513.
- Maki, M., and Coauthors, 2005: Semi-operational rainfall observations with X-band multi-parameter radar. *Atmos. Sci. Let.*, **6**, 12–18, https://doi.org/10.1002/asl.84.
- Naka, Y., and E. Nakakita, 2023: Comprehensive future projections for the line-shaped convective system associated with Baiu front in Japan under RCP scenarios using regional climate model and pseudo global warming experiments. *Front. Earth Sci.*, **11**, https://doi.org/10.3389/feart.2023. 1093543.
- Ogura, Y., T. Asai, and K. Dohi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883–900, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.63.5\_883.
- Stocker, T., 2014: Climate change 2013: The physical science basis, *Working group I contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.

小倉義光, 2015: 日本の天気 その多様性とメカニズム. 東京大学出版会.

- 小坂田ゆかり・中村葵・中北英一,2020: 梅雨期集中豪雨の時空間特性を考慮した強雨継続時間と積算雨量の将来変化の統計分析. 土木学会論文集 B1(水工学), **76**, 7–12, https://doi.org/10.2208/jscejhe.76.2.L.7.
- 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.
- 気象庁, 2020: 数値予報 60 年誌~数値予報課 60 年 (1959-2019) の歩み~. Accessed on 20 November 2023, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/whitep/doc\_1-3-2-1/all.pdf.
- 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.
- 内閣府, 2017: 2017 年(平成 29 年)九州北部豪雨. 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/201701.pdf.
- 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, 109–114, https://doi.org/10.2208/prohe.44.109.
- 中北英一・竹畑栄伸・中川勝広, 2007: 最新型Cバンド偏波レーダを用いた降雨量推定精度の検証.水工学論文集, **51**, 325–330, https://doi.org/10.2208/prohe.51.325.
- 深見和彦・川崎将生・土屋修一・藤巻浩之, 2016: 国土交通省におけるレーダ雨量計開発の 歴史と今後の方向性.土木技術資料, **58-7**, 20–25.
- 三隅良平, 2001: 1998 年北関東・南東北豪雨における降雨の集中機構について. 北関東・南 東北地方 1998 年 8 月 26 日~31 日豪雨災害調査報告, 13-36 pp. Accessed 27 October 2023, https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied\_natural\_disaster/pdf/37/37-02.pdf.
- 山口弘誠・堀池洋祐・中北英一, 2017a: XRAIN のアンサンブル同化によるメソ対流系発生時における大気中下層の解析.京都大学防災研究所年報, **60(B)**, 615–621.
- 山口弘誠・古田康平・中北英一, 2017b: XRAIN を用いたアンサンブル同化による線状降 水帯の維持と発生の予測. 土木学会論文集 B1(水工学), **73**, 211–216, https://doi.org/10.2208/ jscejhe.73.I\_211.
- 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 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), **74**, 277–282, https://doi.org/ 10.2208/jscejhe.74.5 L\_277.
- 横江祐輝・北真人・内田龍彦・河原能久, 2022: XRAIN データを活用した前線性降雨にお ける線状降水帯の予測精度向上.水文・水資源学会誌, **35**, 255–266, https://doi.org/10.3178/ jjshwr.35.1738.

### 第2章

## 線状対流系の組織化に関する先行研究

#### 2.1 線状対流系の構造・環境場に関する先行研究

#### 2.1.1 総観規模的視点

線状対流系が発生しやすい環境場の特徴には、対流圏下層で暖かく湿った空気が一定時 間以上流入し続けることが挙げられる.特に梅雨期<sup>\*1</sup>等の暖候期では、総観規模の風速場 や停滞前線上を移動するメソスケール低気圧に伴う東アジアへの水蒸気流入が顕著になる 場合がある (Nagata and Ogura 1991; Chang et al. 2008; Jeong et al. 2016; Zhao et al. 2020; Araki et al. 2021; Ohara et al. 2021). Kamae et al. (2017) は水蒸気フラックスの鉛直積分を用いて水 蒸気輸送が顕著な帯状の領域を「大気の川 (Atmospheric River)」と定義し、大気の川に関連 した降水と東アジアにおける極端豪雨イベントの気候学的な側面を解析した.強い地形効 果と下層の湿潤な空気の風向が (台風等の擾乱に比べて) 安定しているため、大気の川に関 連した極端な雨量は朝鮮半島および日本列島の西側~南東側斜面で顕著であることが指摘 されている. Zhao et al. (2021) は大気の川に関連して発生したとされる令和2年7月豪雨に ついて、水蒸気の発生源や輸送経路の解析を目的として後方粒子追跡解析を行った.その 結果、水蒸気の主たる発生源として亜熱帯および太平洋高気圧の辺縁流が挙げられ、この 地域からの水蒸気流入が本事例における豪雨発生と関連が深かったことを指摘している.

こうした水蒸気経路は東アジア各地に延長し,梅雨前線帯を始めとした停滞前線の活動 に影響を与え,あるいは前線帯に向かって下層ジェットを形成することがある (Nagata and Ogura 1991; Chen et al. 2000; Ninomiya and Shibagaki 2007; Zhang and Zhang 2012; Jeong et al. 2016). Ninomiya and Shibagaki (2007) は相当温位の鉛直差分移流 (differential advection) を基

<sup>\*1</sup> 我が国では主に 5 月~7 月にわたり見られる曇りや雨の多い時期を梅雨 (つゆ, ばいう) と呼称する一方で, 梅雨は発現時期に時空間的な差異はあるものの東アジア全体で見られる現象である.中国では日本と同じ漢 字「梅雨」を使用するものの発音が"Meiyu (メイユー)"である.台湾では芒種雨と呼ばれることもあり,韓国 では長霖 (Changma, チャンマ) など,使われる呼び名が地域によって異なる.本研究では簡単のためアジア モンスーンにおける雨季を「梅雨」と一括して表記することにする (引用:モンスーンアジアの雨期 駒澤大学 (https://www.komazawa-u.ac.jp/~fumio/k2023/g-tsuyu/h-1.html),2023 年 11 月 6 日閲覧.)

に、本来積雲対流には成層を安定化させる効果を持つにも関わらず、梅雨前線付近の対流 圏下層での水蒸気流入が継続することで下層に対流不安定な成層、中層に湿潤断熱過程に 対して中立な成層が作られ豪雨を維持することを議論している.総観規模における水蒸気 の流入が梅雨前線を活発化させ、西日本を中心に各地で氾濫・土砂災害を引き起こした平 成30年7月豪雨では、比較的長期間にわたり梅雨前線の停滞が見られた.これは等温面に 沿って暖かく湿った空気が断熱的に上昇し、高度約500mで飽和して活発な降水系が発生 したことと関連している.すなわち、降水系の発生に伴い前線面で雨滴の蒸発が生じ、断 熱冷却により前線面の位置が保持され、梅雨前線が北へ後退することを食い止める働きを していた (Ohara et al. 2021).また、対流圏中下層が湿潤であることは下降流 (Shimizu et al. 2001)、および環境場との混合を抑制し (Takemi and Unuma 2019)、メソ対流系の寿命に影響 を与える可能性がある.上述の湿潤な下層という特徴に加えて、対流圏上層で寒気(ある いは乾燥域)が流入してくることも豪雨発生を促す特徴であることが様々な研究・解析で 指摘されている (山口ら 2017;気象庁 2018; Araki et al. 2021). Jeong et al. (2016)では再解析 データから下層ジェットに伴う高相当温位の空気の流入に加えて対流圏上層のトラフ、お よび高層ジェットが対流の発達を拡大させた要因であると指摘している.

#### 2.1.2 線状対流系の構造に関する研究

雲微物理的な要因は上述のような(総観規模である)梅雨前線の振る舞いに影響を与える のみならず,メソスケールの線状対流系が発生・維持される直接的な原因になり得る.空 気塊の飽和に伴う水蒸気の凝結や霰等の氷相降水粒子の生成に伴う潜熱放出(断熱加熱), および雨滴の蒸発に伴う冷気外出流ないしは地表面付近の冷気プールの形成は,多くの線 状対流系事例で見られるバックビルディング機構(Bluestein and Jain 1985)を駆動する要因 の一つと考えられている(Ishihara et al. 1995; Takahashi et al. 1996; Peters and Schumacher 2015; Luo and Chen 2015; Jeong et al. 2016; Zhao et al. 2020; Ohara et al. 2021). Zhao et al. (2020) はメ ソスケール数値気象予測モデルの一つである Weather Research and Forecasting (WRF)を使っ て,梅雨前線に伴うバックビルディング的な対流の発生と積乱雲群のアップスケール的な 組織化構造の再現を試みた.その中で準停滞的な振る舞いの原因は積乱雲からの冷気外出 流と環境場の(暖かく湿った)南西風の絶妙な動的バランスによるものであると結論付けて いる.

以上のような水蒸気流入,寒気の流入,ならびに雨滴の蒸発に伴う地表付近の冷却による線状対流系事例として平成29年7月九州北部豪雨における場を図2.1に示す.この時刻には朝鮮半島南部から山口県,瀬戸内海にかけて梅雨前線が解析されていた.太平洋沖には亜熱帯高気圧が位置し,その辺縁の南西風と水蒸気の多い領域が対応しており,九州北部に大量の水蒸気を運んでいる様子が覗える(図2.1(左)).一方図2.1(右)の500 hPa面では,



図 2.1: (左) 2017 年 7 月九州北部豪雨発生時 (7 月 5 日 12 時) における高度 500 m の水蒸気混合比 (色),水平風速 (矢印). (右) 同時刻における 500 hPa 面の気温分布 (色),水平風速 (矢印). 気象庁 (2018) より引用.



図 2.2:7月5日15時のレーダー強度(色, mm h<sup>-1</sup>)と AMeDAS データから解析した地上の気温 (等値線),風(矢羽根)の分布.気象庁 (2018)より引用.

平年よりも約3°C低い寒気が九州北部に流入していた.このように,九州北部は大気が不 安定な環境場がもたらされていたことがわかる.ここで地上付近の降水強度・気温・風に 目を向けると(図2.2),脊振山地の東側に強雨域が存在し,それに対応して東西方向に地表 の温度傾度帯が出現していたことがわかる.これは強雨域で雨滴の蒸発が生じて気温が下 がったためと考えられる.地表の温度傾度帯がメソスケール規模の前線を生じさせ,南西 から流入してくる暖湿空気が水平収束を起こしたことで積乱雲が継続的に発達したと考え られる.

#### 2.1.3 観測に基づく線状対流系の解析

一方で気象レーダーを始め様々な観測機器の発展を受けて、線状対流系を実際に観測し 対流系の風速場,水蒸気場,ないし熱力学場を理解し降水量予測に応用するための研究が 盛んに行われてきている (Ishihara et al. (1995); Takahashi et al. (1996) など). 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 次元レーダー情 報,ならびに AMeDAS 地上風速場と上空の GPV 情報を結合して推定されるメソαスケー ルの大気場を基にして、地上の収束・発散、高度 6000 m 付近までの鉛直シアー、CAPE、バ ルクリチャードソン数 (CAPE と地上~高度 6 km 間の鉛直シアの比) 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 が相対的に高くなってい たこと、バルクリチャードソン数等の大気指標が降雨システムのタイプと大いに関連性が あることを示した.一方で Maruyama et al. (2004) は甑島列島周辺で発生する線状対流系を 南北で挟むように UHF 境界層ウィンドプロファイラを設置し,対流系の上流部の風速場 構造について解析を行った.この事例では,水平風速の発散層の上に対流系の走向に垂直 な方向の水平収束層が見られており、地形により持ち上げられた空気塊から収束に伴い対 流性の雲を生じさせていた.Unuma and Takemi (2016a,b) は気象レーダーで観測した雨域の 形状から我が国において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・団塊状とそれぞれ判定された降水系の環境場指標を比較したところ, CAPE は前者の 方が有意に小さく,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.このこと から前者のバルクリチャードソン数は平均で 32.8 という値を取り,先行研究でバックビル ディング型の降水系を解析した中北ら (2000)と矛盾しない環境場の特徴, すなわち鉛直シ アの影響により、先行して発生した積乱雲の下降流と後進の積乱雲の上昇流が互いを打ち 消すことなく対流系が維持されやすい場という特徴が浮き彫りになった.

近年では GNSS 可降水量や水蒸気ライダーのように水蒸気量を直接観測する測器の開発 が目覚ましい. Ikuta et al. (2022) は船舶上に設置した測器で観測した可降水量で海上にお ける水蒸気量を観測し、これをデータ同化したところ線状対流系の降水量予測が改善した



図 2.3: (左) 水平解像度 500 m の気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) による数値シミュレーションの結果 (初期時刻は7月5日0時). 5日 12~15時の3時間積算降水量分布 [mm]. (右) 左図と同じ.ただし,脊振山地を除去したもの.気象庁 (2018) より引用.

ことを報告している.また Yoshida et al. (2022) は地上に設置された水蒸気ラマンライダー で観測した水蒸気混合比の鉛直プロファイルを4次元変分法でデータ同化し,モデル内の 水蒸気混合比のプロファイルのみならず水平風速までもが修正されたこと,同化の結果と して前線面の再現性が向上し6時間積算降水量予測がわずかに改善されたことを報告して いる.ただし,水蒸気混合比の鉛直プロファイルの同化には降水量予測に対してよい影響 と悪い影響の双方があり,ドップラーライダーが観測した風速と併せて同化することがよ り良いモデルの初期値推定につながると言及している.

#### 2.1.4 複雑な地形と線状対流系の組織化要因に関する研究

地形は対流系の組織化,ないしは降水量に大きな影響を与える要素である (Houze 2012). 一般的に,浮力を有している大気不安定な流れでは障害物となる斜面を通過する際に降水 を伴う対流が引き起こされることがある.斜面により強制上昇する空気塊が断熱膨張し, 持ち上げ凝結高度 (Lifted Condensation Level; LCL) に達すれば空気塊は飽和し,凝結が生じ る.さらに上昇が生じる場合には空気塊の気温は湿潤断熱減率に従って低下し,環境場の 気温より高くなる高度に達することがある.これが自由対流高度 (Level of Free Convection; LFC)であり,空気塊は浮力を得て自力で上昇することができるため対流を形成すること になる (小倉 1999).線状対流系が発生しやすい環境場の特徴である「下層が湿潤であるこ と」は LCL,および LFC を低下させることになり,地形に伴う強制上昇が対流発生のトリ ガーになり得ると考えられる. バックビルディング型の線状対流系の発生・維持における複雑な地形が及ぼす影響は, 観測および気象モデルを用いた地形の感度実験等により数多くの検証・議論が行われてき た (Ogura et al. 1985; Yoshizaki et al. 2000; 中北ら 2000; Maruyama et al. 2004; 鈴木ら 2008; Zhao 2015). Zhao et al. (2020) はチベット高原に関連した低気圧と梅雨前線によるメソ対流系に ついて観測・WRF による再現実験の双方から解析し,このうち地形に関する感度実験から 四川省付近で発生した対流活動は地形が大きな影響を及ぼしていたことを示した. Ohara et al. (2021) は平成 30 年 7 月豪雨において雨滴の蒸発,および西日本の地形に関する感度実 験を行い,中国地方から近畿中部にかけての豪雨域は地形効果よりも雨滴の蒸発の方が, 四国地方の雨は地形効果の方が支配的な要因であったことを指摘している.平成 29 年 7 月九州北部豪雨の発生要因に地形が寄与する度合いを調べた気象庁 (2018) では,豪雨に襲 われた福岡県朝倉市の西側に聳える脊振山地をモデル内で除去してもしなくとも,同じよ うな領域に帯状の降水域が出現していた (図 2.3). ただし,暖色で示された強雨域に着目す ると脊振山地がある場合である図 2.3 の左図の方がより多くの雨量が計算されており,本 事例において脊振山地が対流系の強化・維持に寄与していた可能性が示唆される.

ただし、気象モデルを用いた降水現象の再現は格子解像度の依存性があることが多くの 研究で指摘されている. 実際, Kato (2020) は線状降水帯 (対流系)の形成や発達過程を再現 するには最低でも2km 解像度が必要であり、線状降水帯の内部コアを正確に再現するに は250~500m解像度が必要になると指摘している.これはバックビルディング型線状対 流系の組織化とは積乱雲群同士の相互作用の過程が本質的に重要であり、これを構成する それぞれの積乱雲がO(10 km)の空間スケールを有しているためである. Zhang and Zhang (2012)は梅雨前線に付随して発生したバックビルディング型の線状対流系の再現実験にお いて複数のネスティングを行い、計算領域の中心部分を444 m 解像度に設定した.彼らは 実験結果を受けて、線状対流系の再現実験には(水平方向が)1km以下の格子解像度が必 要になると指摘している.また、気象モデル内に再現する標高データの精度も現象の再現 性を大きく左右する場合がある. Takemi (2018) は平成 29 年 7 月九州北部豪雨において計 算領域の中心部分の格子解像度を167mで固定し、モデル内の標高データの基となる数値 標高モデル (Digital Elevation Model; DEM)の格子解像度が約1kmのGTOPO30(United States Geological Survey 2018), および約 50 m の国土数値情報データセットという異なる解像度の DEM による感度実験を行った.その結果、後者の実験の方が積算降水量の再現性が良く、 1 km 解像度以下での雲解像モデルにおいて定常的な対流系およびそれによりもたらされ る豪雨を定量的に表現するためには使用する DEM が重要であると指摘した.

上述のように,平成29年7月九州北部豪雨の"発生"においては脊振山地のような地形が 必ずしも重要ではないという意見も挙げられている. Ito et al. (2021)は九州北部の地形を 北側から海-陸(平坦,表面温度が海に比べて5K高い)-海と単純化し,本事例における代 表的な鉛直プロファイルを初期値・境界値として一様に与えた理想実験を行った.その結 果,地形や冷気プール,総観規模場による強制力が無くとも地表面付近にメソスケールの 低気圧が発生し,海風に伴い水平収束が強まり,帯状の降水域が形成された(格子解像度 に関する感度実験の検証の結果,降水量が最大となる位置は解像度に依存すると述べてい る). 雲解像モデルによるアンサンブル予報を用いて同事例の予測可能性を検討した山口ら (2018)においても,約3時間先までの朝倉地域における豪雨が非常に精度よく予測できて いたメンバーでは有明海と玄界灘から風が流入しており,脊振山地の南北から回り込むよ うに風が収束するといった特徴が見られていたと報告している.このように再現実験,ア ンサンブル予報実験,ならびに理想実験のいずれにおいても,線状対流系の発生・維持に は下層の水平収束が顕著にみられるという特徴が挙げられているのは興味深い.

下層収束により持ち上げられた空気塊が凝結し,潜熱放出により対流に必要な浮力を得たとして,なぜ積乱雲群がより大きなスケールへ拡大するような振る舞いをみせるのだろうか.この問いには大いに議論の余地があるが,ここでは(i)サブグリッドスケールの乱流・雲微物理過程,(ii)雲-雲間の相互作用というスケールの異なる2つの視点を紹介する.

組織化するメソ対流系におけるサブグリッドスケールの乱流の役割についてはいくつ かの研究例がある (例えば Balaji and Redelsperger (1996); Lamaakel and Matheou (2022) など). Chang et al. (2008) は梅雨前線に付随して発生したバックビルディング型のメソ対流系の数 値実験を行い,雲底下の層における水物質の収支を解析した.その結果,メソ対流系の発 達において海上・陸上双方で,水平解像度である5kmよりも小さな擾乱に伴う水蒸気の鉛 直輸送が一定程度の寄与をしていたことを明らかにした. Machado and Chaboureau (2015) は3次元乱流の雲内部における混合距離が雲解像モデルによるシミュレーションでの雲の 組織化の表現に大きな影響を及ぼすことを示した. WRF によるネスティングを施した格 子解像度 1.11 km のアンサンブル予報を行った Luo and Chen (2015) は,総観場としては豪 雨が発生しやすい環境場であったにもかかわらず,メソ対流系の有無に関わる程に予測の 精度は初期値に依存していたことを示した.さらに、サブグリッドスケールの現象に対す るパラメタリゼーション (ここでは陸面過程,乱流,雲微物理,および放射) に対する感度 実験も同時に行い,これらの要素がメソ対流系の有無を説明するほどの感度はなかったも のの,積算降水量やその分布形状が大きく変化したと結論付けている.

一方で,線状対流系事例をドップラーレーダーを用いて解析した Takahashi et al. (1996) は,エコー同士の融合現象を説明する仮説として以下の2つを挙げている.すなわち,融 合した雲からの冷気外出流による上昇流の拡大 (Westcott and Kennedy 1989; Tao and Simpson 1989),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効果による降雨の増 加 (Harimaya et al. 1989) である.また,彼らは Ogura et al. (1985) が 1982 年長崎大水害を引 き起こした豪雨事例を解析し,長崎上空の降水系が地形効果により移動が妨げられ、一方 で長崎の西で発生した孤立エコーが東に移動し,降水系と合流したという記述を引用して いる.すなわち,冷気外出流が合流した雲同士の収束を促進し,降水帯の伝播方向を制御 して雲同士の合体に適した条件が作られたと考えられる.

以上のように,線状対流系が組織化する過程では風速場および水蒸気場,ないしはそれ に伴う熱力学的,雲微物理的なプロセスが重要な役割を果たしていると考えられる.ただ し線状対流系を雲解像モデルで十分に解像するために必要な1km以下の解像度では,サ ブグリッドスケールの現象の影響を受け,収束を始めとした雲同士の相互作用を加速させ る過程が存在する.従って,線状対流系の発生を早い段階で検知,あるいは予知するため には,風速場,水蒸気場,熱力学的な場,そして乱流場という様々な側面から現象を捉え る必要がある.

#### 2.2 マルチフラクタルの水文気象分野への応用に関する先行研究

ここで視座を変えて、地球科学分野、殊に気象学、気候学、および水文学分野に跨る非 線形な時間・空間パターンの特徴を理解するために解析やシミュレーションに広く用いら れてきたマルチフラクタルの応用例について見てみよう (Schertzer and Lovejoy 1987; Tessier et al. 1993; Olsson and Niemczynowicz 1996; de Lima and Grasman 1999; Wolfensberger et al. 2017; Paz et al. 2018). マルチフラクタルとは B. B. Mandelbrot が提唱した幾何学的な概念である フラクタルを拡張し、対象とする分布に関する統計量のスケール不変性 (スケールのべき 乗関数で記述される)が、分布中にどの程度多様な性質を有しているかを表す概念である. 手法の詳細な説明は第3章に譲るとして、ここではマルチフラクタルを用いた研究例につ いていくつか紹介する.

時間・空間的に高解像度なデータセットを扱うにあたり,マルチフラクタル解析の長所 の一つはデータの特徴をスケーリング指数 (べき数)のゆらぎとして抽出することができる 点である.大気場の変数のスケーリング指数が推定されるということは,その変数が時間 的,あるいは空間的にスケール不変性を有しているということを意味する.全球規模の気 候学を対象とした観測,あるいはシミュレーションに基づいた先行研究により,運動エネ ルギーや気温,比湿等の変数が独特な水平スケールのべき乗則を有していることが明らか にされている (Nastrom and Gage 1985; Kahn and Teixeira 2009; Kahn et al. 2023). これらの研 究の成果は,全球モデルにおいてサブグリッドスケールのパラメタリゼーションのベンチ マークとなるような統計的性質を提供している.

特に,対象となる分布について単一の代表的なスケーリング指数のみならず,多様なス ケーリング指数が含まれているような分布はマルチフラクタルと呼ばれる.以下ではス ケーリング指数のゆらぎの程度が強いという意味において「マルチフラクタルが強い」と 表現し,反対にゆらぎの程度が小さいことを「モノフラクタル(に近い)」と表現する.

Chigirinskaya et al. (1994) は熱帯の大気構造が安定して存在する裏には、水平風速や気温 における上述の多様さ (不均質性) が重要な役割を果たしていることを指摘している. さら には,彼らは熱帯の大気構造における力学的マルチフラクタル過程には自己組織化臨界的 な構造\*<sup>2</sup>が現れていると結論付けている.同様の振る舞いは他の事例解析においても見ら れている (García-Marín et al. 2008).

Maruyama et al. (2011) は気候レジームシフトをフラクタルの観点から説明することを目 的として,月毎のデータであるエルニーニョ/南方振動指数(NINO3.4),インド洋ダイポー ルモード指数 (DMI),および北大西洋振動 (NAO) 指数の時系列にウェーブレット解析を 適用し、得られたウェーブレット係数についてマルチフラクタル解析を行った. その結 果, 1976-77 年のレジームシフトでは NINO3.4 と DMI が, 1988-89 年のレジームシフトで はNAO指数でマルチフラクタル性からモノフラクタル性への変化が見られたことを示し、 気候レジームシフトは(上述の指数の時間的な)ゆらぎが増大し、マルチフラクタル性が強 まった時に生じていたと結論付けている. Lee et al. (2020) は台風の事例解析として、S バ ンドドップラーレーダーおよび雲解像モデルから得られた3次元降水強度データを時間 平均した場についてマルチフラクタル解析を行った.その結果高度 5 km における双方の データのマルチフラクタル性は類似しており、反対に下層のデータは類似していなかった ことが示唆された.また,降水現象は層状性と対流性が混在した場であることが多いにも 関わらず、マルチフラクタル的な意味合いにおける空間的なスケーリング特性によりレー ダーデータの解釈、そして層状性と対流性の降水を分類することが可能であることが示さ れている (Tchiguirinskaia et al. 2011). Carvalho et al. (2002) は南米熱帯域で発達する MCS の 赤外衛星画像を解析し、マルチフラクタル解析によってマルチフラクタル係数には日変動 が存在し,それは季節内下層循環にしたがって変動しているといった対流スケールの過程 を明らかにした.また Nogueira et al. (2013)は WRF を用いた理想化された場のシミュレー ションから地形に起因する対流性降水における雨、および雲の場をマルチフラクタルの観 点から解析した.彼らは雨・雲分布のマルチフラクタル性は地形の小さな起伏や大気の安 定度,移流の時間スケールによって大きく異なることを示した.このことは統計的マルチ フラクタル診断法を用いて雲・降水のサブグリッドスケールの変動を表現することは、環 境場の特性だけでなく、その場の地理的位置や局所的な大気条件にも依存することを示唆 している.

以上のように、マルチフラクタルは時間的・空間的なパターンを定量的に特徴づけ、パ ターンの根本にある物理学を議論するために積極的に使用されてきた概念である.一方 で、上述の多くの先行研究では時系列データ、あるいは一事例の時間平均場を対象とした

<sup>\*2</sup> 自己組織化臨界は Bak et al. (1988) によって見出された概念である. 簡単に言えば,複数の力がせめぎあうことで 地震や森林火災といった現象の頻度・規模がべき乗則の関係を示し、あらゆる規模の現象が生じ得るような臨界状 態に自然と向かうことである. 同様の性質は自然界や金融,社会現象等様々な組織化において見られることが知ら れている (Buchanan 2009). 線状対流系において厳密に自己組織化臨界を適用することは容易ではないものの,対流 圏下層が湿潤で対流不安定な成層と上層の大気の成層,すなわち「対流を引き起こそうとする力」と「対流を抑制 しようとする力」のせめぎ合いと捉えることは興味深い問題である (参照した URL は以下のとおりである. 砂山く ずしモデル MAS コミュニティ, https://mas.kke.co.jp/model/sand\_model/,2023 年 11 月 8 日閲覧).
解析を行っており,線状対流系発生の早期探知,ないしは組織化過程の解析を目的として 3次元大気場データを対象としたマルチフラクタル解析を適用した研究は,本研究の他に ない.

# 第2章 参考文献

- Araki, K., T. Kato, Y. Hirockawa, and W. Mashiko, 2021: Characteristics of atmospheric environments of quasi-stationary convective bands in Kyushu, Japan during the July 2020 heavy rainfall event. SOLA, 17, 8–15, https://doi.org/10.2151/sola.2021-002.
- Bak, P., C. Tang, and K. Wisenfield, 1988: Self-organized criticality. *Phys. Rev. A*, **38**, 364–374, https://doi.org/10.1103/PhysRevA.38.364.
- Balaji, V., and J.-L. Redelsperger, 1996: Sub-gridscale effects in mesoscale deep convection: Initiation, organization and turbulence. *Atmos. Res.*, 40, 339–381, https://doi.org/10.1016/ 0169-8095(95)00037-2.
- Bluestein, H., and M. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711–1732, https://doi.org/10.1175/ 1520-0469(1985)042(1711:FOMLOP)2.0.CO;2.
- Buchanan, M., 水谷 淳 (訳), 2009: 歴史は「べき乗則」で動く 種の絶滅から戦争までを読み解 く複雑系科学. 早川書房.
- Carvalho, L., D. Lavallée, and C. Jones, 2002: Multifractal properties of evolving convective systems over tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 33–31, https://doi.org/10.1029/ 2001GL014276.
- Chang, L.-C., G.-J. Chen, and K. Cheung, 2008: Mesoscale simulation and moisture budget analyses of a heavy rain event over southern Taiwan in the Meiyu season. *Meteor. Atmos. Phys.*, **101**, 43–63, https://doi.org/10.1007/s00703-008-0286-7.
- Chen, S.-J., W. Wang, K.-H. Lau, Q.-H. Zhang, and Y.-S. Chung, 2000: Mesoscale convective systems along the Meiyu front in a numerical model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **75**, 149–160, https://doi.org/ https://doi.org/10.1007/s007030070002.
- Chigirinskaya, Y., D. Schertzer, S. Lovejoy, A. Lazarev, and A. Ordanovich, 1994: Unified multifractal atmospheric dynamics tested in the tropics: Part I, horizontal scaling and self criticality. *Nonliniear Process Geophys.*, 1, 105–114, https://doi.org/10.5194/npg-1-105-1994.
- de Lima, M., and J. Grasman, 1999: Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semiarid region in Portugal. *J. Hydrol.*, **220**, 1–11, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00053-0.

- García-Marín, A., F. Jiménez-Hornero, and J. Ayuso, 2008: Applying multifractality and the self organized criticality theory to describe the temporal rainfall regimes in Andalusia (Southern Spain).
   *Hydrol. Process.*, 22, 295–308, https://doi.org/10.1002/hyp.6603.
- Harimaya, T., S. Kato, and K. Kikuchi, 1989: On the confluent phenomena of radar echoes. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 8, 323–332.
- Houze, R. A. J., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001, https://doi.org/10.1029/2011RG000365.
- Ikuta, Y., H. Seko, and Y. Shoji, 2022: Assimilation of shipborne precipitable water vapor by global navigation satellite systems for extreme precipitation events. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 148, 57– 75, https://doi.org/10.1002/qj.4192.
- Ishihara, M., Y. Fujiyosi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda, and H. Okamura, 1995: Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988: Its kinematical structure and maintenance process. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 139–163, https://doi.org/ 10.2151/jmsj1965.73.2\_139.
- Ito, J., H. Tsuguchi, S. Hayashi, and H. Niino, 2021: Idealized high-resolution simulations of a backbuilding convective system that causes torrential rain. J. Atmos. Sci., 78, 117–132, https://doi.org/ 10.1175/JAS-D-19-0150.1.
- Jeong, J.-H., D.-I. Lee, C.-C. Wang, and I.-S. Han, 2016: Characteristics of mesoscale-convectivesystem-produced extreme rainfall over southeastern South Korea: 7 July 2009. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 927–939, https://doi.org/10.5194/nhess-16-927-2016.
- Kahn, B. and J. Teixeira, 2009: A global climatology of temperature and water vapor variance scaling from the Atmospheric Infrared Sounder, *J. Climate*, **22(20)**, 5558–5576, https://doi.org/10.1175/ 2009JCLI2934.1.
- Kahn, B., E. Fetzer, J. Teixeira, and Q. Yue, 2023: Two decades of temperature and specific humidity variance scaling with the Atmospheric Infrared Sounder, *J. Geophys. Res.*, **128**, e2023JD039244, https://doi.org/10.1029/2023JD039244.
- Kamae, Y., W. Mei, and S. Xie, 2017: Climatological relationship between warm season atmospheric rivers and heavy rainfall over East Asia. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 411–431, https://doi.org/10. 2151/jmsj.2017-02.
- Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "Senjo-kousuitai", causing localized heavy rainfall in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485–509, https://doi.org/ 10.2151/jmsj.2020-029.
- Lamaakel, O., and G. Matheou, 2022: Organization development in precipitating shallow cumulus convection: Evolution of turbulence characteristics. *J. Atmos. Sci.*, **79**, 2419–2433, https://doi.org/ 10.1175/JAS-D-21-0334.1.

- 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**, 819–840, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0209.1.
- 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, 10,593–10,618, https://doi.org/10.1002/2015JD023584.
- Machado, L., and J. Chaboureau, 2015: Effect of turbulence parameterization on assessment of cloud organization. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 3246–3262, https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00393.1.
- Maruyama, F., K. Kai, and H. Morimoto, 2004: Dual wind profiler observations of a line-shaped convective system in southern Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 725–743, https://doi.org/ 10.2151/jmsj.2004.725.
- Maruyama, F., K. Kai, and H. Morimoto, 2011: Wavelet-based multifractal analysis of the El niño/southern oscillation, the Indian Ocean dipole and the North Atlantic oscillation. *SOLA*, **7**, 65–68, https://doi.org/10.2151/sola.2011-017.
- Nastrom, G. and Gage, K., 1985: A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 950–960, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042(0950:ACOAWS)2.0.CO;2.
- Nagata, M., and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309–1336, https://doi.org/ 10.1175/1520-0493(1991)119(1309:AMCSOI)2.0.CO;2.
- Ninomiya, K., and Y. Shibagaki, 2007: Multi-scale features of the meiyu-baiu front and associated precipitation systems. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 103–122, https://doi.org/10.2151/jmsj.85B.103.
- Nogueira, M., A. Barros, and P. Miranda, 2013: Multifractal properties of embedded convective structures in orographic precipitation: Toward subgrid-scale predictability. *Nonliniear Process Geophys.*, **20**, 605–620, https://doi.org/10.5194/npg-20-605-2013.
- Ogura, Y., T. Asai, and K. Dohi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883–900, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.63.5\_883.
- Ohara, R., T. Iwasaki, and T. Yamazaki, 2021: Impacts of evaporative cooling from raindrops on the frontal heavy rainfall formation over western Japan on 5-8 july 2018. J. Meteor. Soc. Japan, 99, 1351–1369, https://doi.org/10.2151/jmsj.2021-065.
- Olsson, J., and J. Niemczynowicz, 1996: Multifractal analysis of daily spatial rainfall distributions. *J. Hydrol.*, **187**, 29–43, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03085-5.
- Paz, I., and Coauthors, 2018: Multifractal comparison of reflectivity and polarimetric rainfall data from C- and X-band radars and respective hydrological responses of a complex catchment model.

Water, 10, 269, https://doi.org/10.3390/w10030269.

- Peters, J., and R. Schumacher, 2015: Mechanisms for organization and echo training in a flash-flood-producing mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 1058–1085, https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00070.1.
- Schertzer, D., and S. Lovejoy, 1987: Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. J. Geophys. Res., 92, 9693–9714, https://doi.org/ 10.1029/JD092iD08p09693.
- Shimizu, S., H. Uyeda, T. Shinoda, K. Tsuboki, H. Yamada, B. Geng, and T. Kato, 2001: Humidity distribution determining the lifetime of convective cells within mesoscale convective systems, observed near Shanghai during Meiyu period in 2001. system, accessed 30 September 2023, http://rain.hyarc.nagoya-u.ac.jp/paperconf/pdf2003/Wuhan2003Shingo.pdf.
- 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, 539–561, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.74.4\_539.
- Takemi, T., 2018: Importance of terrain representation in simulating a stationary convective system for the July 2017 northern Kyushu heavy rainfall case. *SOLA*, **14**, 153–158, https://doi.org/10.2151/ sola.2018-027.
- Takemi, T., and T. Unuma, 2019: Diagnosing environmental properties of the July 2018 heavy rainfall event in Japan. *SOLA*, **15A**, 60–65, https://doi.org/10.2151/sola.15A-011.
- Tao, W. K., and J. Simpson, 1989: A further study of cumulus interactions and mergers: Threedimensional simulations with trajectory analyses. J. Atmos. Sci., 46, 2974–3004, https://doi.org/ 10.1175/1520-0469(1989)046%3C2974:AFSOCI%3E2.0.CO;2.
- 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, http://www.physics.mcgill.ca/~gang/eprints/eprintLovejoy/ neweprint/IAHS.2011.Tchiguirinskaia\_et\_al.pdf.
- Tessier, Y., S. Lovejoy, and D. Schertzer, 1993: Universal multifractals: Theory and observations for rain and clouds. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 223–250, https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032(0223: UMTAOF)2.0.CO;2.
- United States Geological Survey, 2018: USGS EROS archive -Digital elevation- Global 30 arcsecond elevation(GTOPO30). USGS, retrieved from https://www.usgs.gov/centers/eros/science/ usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30.
- 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**, 1232–1249, https://doi.org/10.1002/qj.2726.

- Unuma, T., and T. Takemi, 2016b: A role of environmental shear on the organization mode of quasistationary convective clusters during the warm season in Japan. *SOLA*, **12**, 111–115, https://doi.org/ 10.2151/sola.2016-025.
- Westcott, N. E., and P. C. Kennedy, 1989: Cell development and merger in an Illinois thunderstorm observed by Doppler radar. J. Atmos. Sci., 46, 117–131, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989) 046%3C0117:CDAMIA%3E2.0.CO;2.
- Wolfensberger, D., A. Gires, I. Tchiguirinskaia, D. Schertzer, and A. Berne, 2017: Multifractal evaluation of simulated precipitation intensities from the COSMO NWP model. *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 14253–14273, https://doi.org/10.5194/acp-17-14253-2017.
- Yoshida, S., T. Sakai, T. Nagai, Y. Ikuta, Y. Shoji, H. Seko, and K. Shiraishi, 2022: Lidar observations and data assimilation of low-level moist inflows causing severe local rainfall associated with a mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **150**, 1781–1798, https://doi.org/ 10.1175/MWR-D-21-0213.1.
- Yoshizaki, M., and Coauthors, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835–856, https://doi.org/ 10.2151/jmsj1965.78.6\_835.
- Zhang, M., and D. Zhang, 2012: Subkilometer simulation of a torrential-rain-producing mesoscale convective system in East China. part I: Model verification and convective organization. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 184–201, https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00029.1.
- Zhao, N., A. Manda, X. Guo, K. Kikuchi, T. Nasuno, M. Nakano, Y. Zhang, and B. Wang, 2021: A lagrangian view of moisture transport related to the heavy rainfall of July 2020 in Japan: Importance of the moistening over the subtropical regions. *Geophys. Res. Lett.*, 48, https://doi.org/10.1029/ 2020GL091441.
- Zhao, Y., 2015: A study on the heavy-rain-producing mesoscale convective system associated with diurnal variation of radiation and topography in the eastern slope of the western Sichuan plateau. *Meteor. Atmos. Phys.*, **127**, 123–146, https://doi.org/10.1007/s00703-014-0356-y.
- Zhao, Y., C. Liu, Y. Wang, and M. Moncrieff, 2020: Quasi-stationary extreme rain produced by mesoscale convective system on the Mei-yu front. *Meteor. Atmos. Phys.*, **132**, 721–742, https://doi.org/10.1007/s00703-019-00717-1.
- 小倉義光,1999:一般気象学〔第2版〕.東京大学出版会.
- 気象庁, 2018: 災害時気象報告平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び 6 月 7 日から 7 月 27 日までの梅雨前線等による大雨等. 災害時自然現象報告書, 220-224 pp. Accessed on 6 November 2023, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji\_2017/saigaiji\_201801.pdf.
- 鈴木 善晴・安部 智昭・碓氷 陽子・長谷部 正彦, 2008:線状対流系における降水場および 風速場に地形形状が及ぼす影響に関する数値実験的研究.水工学論文集, **52**, 337–342,

https://doi.org/10.2208/prohe.52.337.

- 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, 109–114, https://doi.org/10.2208/prohe.44.109.
- 山口 弘誠・堀池洋祐・中北 英一, 2017: XRAIN のアンサンブル同化によるメソ対流系発生時 における大気中下層の解析.京都大学防災研究所年報, 60(B), 615–621.
- 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 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), 74, 277–282, https://doi.org/ 10.2208/jscejhe.74.5 L277.

# 第3章

# マルチフラクタル解析の原理

#### 3.1 フラクタル次元と統計的拡張

一般にフラクタルとは、ある同一の構造が拡大・縮小に依らず入れ子状に分布している 図形、あるいは分布のことを指す.図 3.1 はフラクタル図形の一種である Sierpinski のギャ スケットである.一辺の長さが1の正三角形(図 3.1(a))の各辺の中点を結ぶことで一辺が 1/2の正三角形が4個できる.そのうち真ん中の正三角形を捨てると、一辺1/2の正三角形 3 個からなる図形が得られる(図 3.1(b)).こうした一連のスケール縮小操作を限りなく繰り 返す(図 3.1(c)~(e)に該当)ことで、スケールに依らず各所で自己相似的な構造を持った図 形が描画される(松下 2002).

通常の線分,面,立体にはそれぞれ長さ,面積,体積が定義可能である.しかしフラク タル図形ではそのように考えることができない.実際,Sierpinskiのギャスケットの元の正 三角形の面積を1とすれば,スケール縮小操作をn = 1, 2, 3, ...と増加させた際にその面積 は $(3/4)^n$ となり, $n \to \infty$ の極限ではゼロとなることがわかる.すなわち Sierpinskiのギャ スケットは通常の2次元面ではなく,2次元以下の次元を持つパターンと考えられる.

このように,フラクタルにはそのパターンの粗密や入れ子度合いに差が見られる.この ことを定量的に評価する概念としてフラクタル次元 D が挙げられる.フラクタル次元の 定義にはいくつかの種類が存在するが,ここではスケールをεに変更した際に現れる自己 相似な構造の個数 N(ε)を用いた定義式 (3.1)を考える.

$$D \equiv \frac{\ln N(\varepsilon)}{\ln \frac{1}{\varepsilon}}$$
(3.1)

先の Sierpinski のギャスケットでは、スケールを $\varepsilon = 1/2$  に縮小した際に現れる自己相似 な構造の個数は  $N(\varepsilon) = 3$  となるため、フラクタル次元は式 (3.2) と計算できる (同様に、ス ケール縮小操作のうち「真ん中の正三角形を捨てる」ことを省略すると、次元 D = 2 とい う自明な結果が得られる). このように、フラクタル次元はパターンのスケール不変性に関 する性質を表現する量と捉えることができる.



図 3.1: Sierpinski のギャスケットのスケール縮小操作回数 n における描像.

$$D = \frac{\ln 3}{\ln\left(\frac{1}{\frac{1}{2}}\right)} = \frac{\ln 3}{\ln 2} = 1.58496\dots$$
(3.2)

以上の議論は幾何学的に厳密に成り立つフラクタルに関して有効である.しかし,実際 の自然界におけるフラクタル的構造においてはスケール不変性は一定範囲内のスケールで のみ成立する(例えばリアス式海岸や積乱雲等ではそれらを構成する原子・分子のスケール や全球規模のスケールまでフラクタルとみなすことは無意味である).加えて,Sierpinski のギャスケットで見られたような幾何学的な図形が自然界のパターンの中で自己相似的な 繰り返し構造を有しているとは考えにくい.そこで,実際の解析においては式(3.1)右辺の 分子にある N(ε)の定義を変更することを考える.

まず,解析対象のパターンを含む空間をサイズ  $\varepsilon$  のピクセル (2 次元であれば正方格子, 3 次元であれば立方格子) で分割する.このとき,各ピクセルがパターンを含んでいるか否 かを判定し,パターンを含むピクセルの数を  $N(\varepsilon)$  とする.ピクセルサイズ  $\varepsilon$  を変更して  $N(\varepsilon)$ を調べ,ピクセルサイズのべき乗則,すなわち,

$$N(\varepsilon) \sim \varepsilon^{-D} \tag{3.3}$$

と近似されるようであれば D はパターンのフラクタル次元と考えることができる.式 (3.3)の手法はボックスカウント法と呼ばれ,フラクタルを統計的に拡張した手法であると

捉えることができる.

Lovejoy (1982) は降雨と雲の形状をフラクタル解析により,フラクタル次元が 1.35 であ ることを見出した.小川ら (1993) は九州地方に整備されたレーダ観測に基づき前線性集中 豪雨における降雨の空間分布・時系列を解析し,フラクタル次元の時間変化と対流性から 層状性へ遷移する雨雲の振る舞いの関係を議論した.

#### 3.2 マルチフラクタル解析

### **3.2.1** 特異性指数 $\alpha$ とフラクタル次元スペクトル $f(\alpha)$

以上の研究は対象とする分布の形状をフラクタル次元という定量的な指標で解析し、その物理的なメカニズムについて考察していた.しかし、分布の形状のみならず値の濃淡の 情報まで含めて定量的に解析するためにはフラクタルからマルチフラクタルへと拡張が 必要となる.以下では松下 (2004)の手法を基にマルチフラクタル解析の原理について概説 する.

まず前項同様に,解析対象とする物理量  $\psi(\mathbf{r})$  が定義された解析領域 V をサイズ  $\varepsilon$  のピ クセルで分割することを考える (ただし,本研究におけるピクセルの最小サイズはデータ 自体の格子解像度に等しいものとする). 各ピクセルの領域を v<sub>i</sub> で表すとき,ピクセル毎 の確率測度 (probability measurement,  $P_i(\varepsilon)$ ) は式 (3.4) のように表せる.

$$P_{i}(\varepsilon) = \frac{\int_{v_{i}} \psi(\boldsymbol{r}) d\boldsymbol{r}}{\int_{V} \psi(\boldsymbol{r}) d\boldsymbol{r}}$$
(3.4)

ここで解析領域 V において  $\psi(\mathbf{r}) > 0$  が成り立つものとする. 確率測度  $P_i(\varepsilon)$  は解析領域 全体の物理量の  $\psi(\mathbf{r})$  の総和と各ピクセルにおける  $\psi(\mathbf{r})$  の比, すなわち相対値であるため, 式 (3.5) のように規格化条件が成り立つ.

$$\sum_{i=0}^{N(\varepsilon)} P_i(\varepsilon) = 1$$
(3.5)

ここで、ある点*i*を中心にピクセルのサイズ $\varepsilon$ を小さくしつつその都度確率測度  $P_i(\varepsilon)$ を 計算した際に、式 (3.6)のように確率測度  $P_i(\varepsilon)$  がピクセルサイズ $\varepsilon$ のべき乗則で近似され る (スケーリング則が成り立つ)と仮定する.

$$P_i(\varepsilon) \sim \varepsilon^{\alpha} \quad (\varepsilon \to 0) \tag{3.6}$$

式 (3.6) におけるべき数  $\alpha$  は点 i 近傍における物理量  $\psi(\mathbf{r})$  の分布の様子により値が異なることが予想される.仮に点 iを中心に密集するような分布であればべき数  $\alpha$  は小さくな

り,平坦に近い分布であればべき数αは大きくなる.この意味でべき数αは分布の局所的 な性質を反映した量であり,特異性指数と呼ばれる.言い換えれば,特異性指数αはその 場所における物理量の集中度に応じて様々な値を取ることになる.

ここで,指数  $\alpha$  を有するようなピクセルの総数を  $N_{\alpha}(\varepsilon)$  として,再びピクセルサイズ $\varepsilon$ を小さくしながら  $N_{\alpha}(\varepsilon)$  を調べたとき,式 (3.7)のようなスケーリング則が見られる場合を 考える.

$$N_{\alpha}(\varepsilon) \sim \varepsilon^{-f(\alpha)} \quad (\varepsilon \to 0)$$
 (3.7)

フラクタル次元は統計量のべき数を基に定義されることから,式(3.7)における f(a) は 特異性指数 a を有するピクセルのフラクタル次元を示している.そして,解析対象とする 物理量の分布が単一の特異性指数 a で特徴づけられる場合はモノフラクタル, a が単一で はなく一定の範囲に渡り分布している場合はマルチフラクタルと呼ばれる. f(a) スペク トルを推定することで,対象とする分布がマルチフラクタルか否かを判定すること,マル チフラクタルである場合には各点近傍の分布の特異性がどの程度であるかを判定すること が可能になる.

しかし,現実の分布では特異性指数 α は連続的とみなせるような分布を持つことが多い. その場合では式 (3.7) は α の単位幅当たりの頻度分布 (分布関数) として

$$n_{\alpha}(\varepsilon) \sim \rho(\alpha)\varepsilon^{-f(\alpha)} \tag{3.8}$$

と表される.ここで $\rho(\alpha)$ は特異性指数が $\alpha$ という値を取る頻度を表す密度関数である.解 析対象の分布上で,特異性指数が $\alpha \sim \alpha + \Delta \alpha$ の値にある点の集合に注目する.この点の 総数を $\Delta N_{\alpha}(\varepsilon)$ とすると,これは $\Delta \alpha$ に比例し, $\varepsilon \rightarrow 0$ の極限で式 (3.9)のように表される.

$$\Delta N_{\alpha}(\varepsilon) \simeq n_{\alpha}(\varepsilon) \Delta \alpha \sim \rho(\alpha) \varepsilon^{-f(\alpha)} \Delta \alpha \tag{3.9}$$

ここでは  $\Delta N_{\alpha}$  がピクセルサイズ  $\varepsilon$  にどのようにスケールされるか,すなわちピクセル サイズ  $\varepsilon$  のべき数部である  $-f(\alpha)$  がどのような形状になるか,ということが問題であるた め,密度関数  $\rho(\alpha)$  の具体的な式は問題にならない.

## 3.2.2 分配関数 $Z_a(\varepsilon)$ を用いたマルチフラクタルの評価手法

以上のように,  $f(\alpha)$  は確率測度  $P_i(\varepsilon)$  の分布の特徴を表す関数であることがわかる.し かし,上述した手法により  $f(\alpha)$  を推定することは困難な場合が多い.そこで  $f(\alpha)$  と同等 な関数である分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  と一般化次元  $D_q$  による評価手法を取る ( $f(\alpha)$  と  $Z_q(\varepsilon)$  の関係 性は後で説明する).分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  は確率測度  $P_i(\varepsilon)$  にパラメータ q をべき乗した量の総 和として式 (3.10) のように定義される.

$$Z_q(\varepsilon) \equiv \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \left\{ P_i(\varepsilon) \right\}^q$$
(3.10)

式 (3.10) のパラメータである q を正の大きな値に設定すると、相対的に大きな値を持つ 確率測度  $P_i(\varepsilon)$  のみが右辺の和に寄与することになる.一方で q = 0 に設定した場合は、す べての確率測度が同じ重みで和に寄与することがわかる (Vicsek 1992; 松下 2004).原理的 には q < 0 の場合を定義することが可能であるものの、本研究で対象とする物理量 (水蒸気 フラックス等) では分布中で比較的大きな値の部分の振る舞いに着目するため、解析の対 象外としている.

ここで,確率測度のスケーリング則である式 (3.6) に従い,分配関数が式 (3.11) のような スケーリング則を示す場合を考える.

$$Z_q(\varepsilon) \sim \varepsilon^{\tau_q} \quad (\varepsilon \to 0)$$
 (3.11)

スケーリング指数  $\tau_q$  はパラメータ q が大きくなるほどより大きい値を示すことが予想 される.そこで,指数  $\tau_q$ と因子 q - 1 の比として一般化次元  $D_q$ を式 (3.12)のように定義 する (因子 q - 1 は確率測度の規格化条件より, q = 1 の場合ではピクセルサイズ  $\varepsilon$  によら ず  $Z_{q=1} = 1$ となることに由来している).

$$D_q \equiv \frac{1}{q-1} \lim_{\varepsilon \to 0} \frac{\ln Z_q(\varepsilon)}{\ln \varepsilon}$$
  
=  $\frac{\tau_q}{q-1}$  (3.12)

q = 0 の場合,式 (3.12)の定義に従えば分布そのものの形状に関するフラクタル次元 (式 (3.13)) に等しくなる.

$$D_0 = -\lim_{\varepsilon \to 0} \frac{\ln Z_q(\varepsilon)}{\ln \varepsilon}$$
(3.13)

一般化次元  $D_q$  の定義式 (3.12) は q = 1 の際にはそのまま用いることができない. そこ で、 $q \to 1$  の極限における近似を用いることで一般化次元  $D_1$  を算出することができる.

まず  $q = 1 + \delta$ とし、 $\delta \rightarrow 0$ の極限を考えると式 (3.14)となる.

$$D_{q \to 1} = \lim_{\varepsilon \to 0} \left[ \lim_{\delta \to 0} \frac{1}{\delta} \frac{\ln \sum_{i}^{N(\varepsilon)} \{P_i(\varepsilon)\}^{1+\delta}}{\ln \varepsilon} \right]$$
(3.14)

式 (3.14) において  $X = P_i^{1+\delta}$  とすると, X は式 (3.15) のように変形することができる.

$$\ln X = (1 + \delta) \ln P_i$$
  

$$\Leftrightarrow \ln X - \ln P_i = \delta \ln P_i$$
  

$$\Leftrightarrow \frac{X}{P_i} = \exp(\delta \ln P_i)$$
  

$$\Leftrightarrow X = P_i \exp(\delta \ln P_i)$$
  
(3.15)

ここで式 (3.15) の右辺について  $\delta = 0$  周りの 1 次までの Taylor 展開を考えると,式 (3.16) のように近似される.

$$X \sim P_i (1 + \delta \ln P_i) \tag{3.16}$$

したがって一般化次元 D<sub>1</sub> は次のように近似されることがわかる.

$$D_{q \to 1} \sim \lim_{\varepsilon \to 0} \left[ \lim_{\delta \to 0} \frac{1}{\delta} \frac{\ln \sum_{i}^{N(\varepsilon)} P_{i}(1 + \delta \ln P_{i})}{\ln \varepsilon} \right]$$

$$= \lim_{\varepsilon \to 0} \left[ \lim_{\delta \to 0} \frac{1}{\delta} \frac{\ln \left(1 + \delta \sum_{i}^{N(\varepsilon)} P_{i} \ln P_{i}\right)}{\ln \varepsilon} \right]$$
(3.17)

さらに式 (3.17)の分子にある対数の部分について再び $\delta = 0$ 周りの1次までの Taylor 展開を行うことで,式 (3.18)のように近似される.

$$\ln\left(1+\delta\sum_{i}^{N(\varepsilon)}P_{i}\ln P_{i}\right)\sim\delta\sum_{i}^{N(\varepsilon)}P_{i}\ln P_{i}$$
(3.18)

以上より、一般化次元 D<sub>q</sub> は式 (3.19) のように近似的に計算することが可能である.

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \to 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} P_i(\varepsilon) \ln P_i(\varepsilon)}{\ln \varepsilon}$$
(3.19)

ここで、一般化次元  $D_q$  スペクトルの見方について言及しておく.まず分布中の値によ らず一つのフラクタル次元で表現される (分布がモノフラクタルである) 場合、すべての一 般化次元  $D_q$  は対象とする分布の辺縁のフラクタル次元  $D_0$  に等しくなる (Vicsek 1992). 一 方でマルチフラクタル性が強い場合は、パラメータ q が大きくなるほど一般化次元  $D_q$  の 値が  $D_0$  に比べて小さくなり、曲線のスペクトルになる. q > 0 における一般化次元  $D_q$  と  $D_0$  の差が大きくなるほど、パラメータ q でチューニングされた部分は強い間欠性、すなわ ち、解析領域全体に対してその部分がより局所的に集中して分布していることを示してい る (Tchiguirinskaia et al. 2011).



図 3.2: 指数関数  $\varepsilon^{g(\alpha)}$  の,極限  $\varepsilon \to 0$  における動向. ここでは  $g(\alpha) = (\alpha - 1)^2$  を仮定している.

# 3.3 フラクタル次元スペクトル $f(\alpha)$ と一般化次元 $D_q$ の関係

次に,前述の  $f(\alpha)$  と分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  を用いて定義される一般化次元  $D_q$  の関係について 議論する.確率測度  $P_i(\varepsilon)$  は点 iを中心に  $\varepsilon \to 0$ の極限でその点における特異性指数  $\alpha$  の べき乗則に近似されること (式 (3.4))を利用すると,分配関数は以下のように書き換えるこ とができる.

$$Z_q(\varepsilon) \sim \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \varepsilon^{q\alpha_i} \quad (\varepsilon \to 0)$$
(3.20)

解析対象の分布におけるすべてのピクセルにおける特異性指数  $\alpha$  を考慮することから,  $\alpha$  が連続的に変化すると仮定した場合,式 (3.20)の和は積分に置き換わる.またその被 積分関数は,指数  $\alpha$  の密度関数を  $\rho(\alpha)$  とした式 (3.9)を利用して式 (3.21)のように近似さ れる.

$$Z_q(\varepsilon) \sim \int \rho(\alpha) \varepsilon^{q\alpha - f(\alpha)} \,\mathrm{d}\alpha$$
 (3.21)

図 3.2 に $\varepsilon \to 0$ の極限におけるべき関数 $\varepsilon^{g(\alpha)}(g(\alpha) = (\alpha - 1)^2)$ の動向を示している.赤, 緑,青の線で示された関数の通り、 $\varepsilon$ がゼロに近づくほど $g(\alpha)$ が最小値を取る $\alpha = 1$ 近傍 のピークが鋭くなる様子がわかる.このことは,べき関数を積分する際に主に寄与するの はべき乗部分の最小値近傍のみであることを示している.そこでべき乗部分の関数が最小 値を取る条件(式 (3.22))を考えればよいことになる.

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}\alpha} \{q\alpha - f(\alpha)\} = 0$$

$$\frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}\alpha^2} \{q\alpha - f(\alpha)\} > 0$$
(3.22)

式 (3.22) の条件を満たす特異性指数  $\alpha \in \alpha(q)$  と表記すると、以下のような条件を見出す ことができる.ここで 2 段目の式は  $f(\alpha)$  のスペクトルが上に凸であることを示している.

$$f'(\alpha(q)) = q$$
  

$$f''(\alpha(q)) < 0$$
(3.23)

このように決定される  $\alpha(q)$  を用いて,式 (3.21)の積分は次のように近似できる.

$$Z_q(\varepsilon) \sim \varepsilon^{q\alpha(q) - f(\alpha(q))} \quad (\varepsilon \to 0) \tag{3.24}$$

分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  に関するスケーリング則 (式 (3.11)) との比較から,  $f(\alpha)$  と一般化次元  $D_q$ の関係性が式 (3.25) のように表現される. このことはこれら 2 つの量が同等であることを意味し,一般化次元  $D_q$  を評価すれば対象となる分布のマルチフラクタル性を評価することが可能となる.

$$\tau_q = (q-1)D_q$$

$$f(\alpha(q)) = q\alpha(q) - \tau_q$$

$$\alpha(q) = \frac{\mathrm{d}\tau_q}{\mathrm{d}q}$$
(3.25)

本章の最後に、本研究で行ったマルチフラクタル解析の主な手順について、2次元デー タであるモデル出力の地上降水強度を例に説明する (図 3.3).

まず,解析領域 V 内におけるゼロでない値の降水強度を相対値  $P_i(\varepsilon)$  に変換する. 図 3.3 の Step.1 にオリジナルの地上降水強度と相対値の分布を示す.

次に、パラメータqのべき乗で相対値 $P_i(\varepsilon)$ を重みづけし、分配関数 $Z_q(\varepsilon)$ を算出する. 図 3.3 の Step.2 に示したように、q = 1, 3, 5と値を大きくすると、オリジナルの分布の中で相対的に小さな値から大きな値へと分配関数に寄与する部分が変化していることがわかる.

以上ではある1つのピクセルサイズ $\varepsilon$ に注目してきたが,異なる $\varepsilon$ に対して同様の操作 を行うことで,分配関数 $Z_q(\varepsilon)$ とピクセルサイズ $\varepsilon$ のべき乗則 $\tau_q$ を推定することができる. ここでべき数  $\tau_q$  の推定には gnuplot (version5.4) を用いて、ピクセルサイズ  $\varepsilon$  で重みづけした最小二乗法を行った (図 3.3, Step.3).

そして以上のように推定されたべき数 $\tau_q$ を用いて一般化次元 $D_q$ スペクトルを作成した (図 3.3, Step.4). 上述のように,一般化次元 $D_q$ の値が大きいほど,パラメータqでチュー ニングされた部分が集合的に(あるいは空間的に広く)分布しており,値が小さいほど当該 部分がより狭い領域に集中していることを示している.以上から,一般化次元 $D_q$ スペク トルが一定に近いほどモノフラクタルに近く,qによって値が異なるほどマルチフラクタ ル性が強い分布であると判断することができる.



図 3.3: 地上降水強度の解析を例にした、マルチフラクタル解析の一連の流れの概説図.

# 第3章 参考文献

- Lovejoy, S., 1982: Area-perimeter relation for rain and cloud areas. *Science*, **216**, 185–187, https://doi.org/10.1126/science.216.4542.185.
- 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, http://www.physics.mcgill.ca/~gang/eprints/eprintLovejoy/ neweprint/IAHS.2011.Tchiguirinskaia\_et\_al.pdf.

Vicsek, T., 1992: Fractal Growth Phenomena. 2nd ed., World Scientific Publishing, 48-56 pp.

松下貢,2002:フラクタルの物理(I)-基礎編-. 裳華房.

- 松下貢, 2004: フラクタルの物理 (II) -応用編-. 裳華房.
- 小川進・平野宗夫・森山聡之・安道竜也, 1993: レーダ雨量の時空間分布のフラクタル解析. 水工学論文集, **37**, 21–26, https://doi.org/10.2208/prohe.37.21.

# 第4章

# 線状対流系のマルチフラクタル解析

#### 4.1 背景と目的

線状対流系が発生する大気場に関する先行研究により,梅雨前線帯や総観規模の流れに 伴う水蒸気流入 (Zhao et al. 2021),高い海面水温 (Manda et al. 2014)等は対流不安定な場の 必要条件と考えられている.またメソスケールの降水系における,地形に伴う下層の湿潤 空気輸送に関する研究もされている (Chang et al. 2008).加えて,大気下層〜中層の気温減 率に露点温度を加味した KI等の指標が線状対流系の発生ポテンシャル評価に有効である ことが指摘されている (Takemi and Unuma 2019).これは大気中層が湿潤であることで周囲 の環境場との混合による対流の抑制効果が縮小するためである.

水蒸気に着目した議論と同様に,降水粒子の生成消滅に着目した論点も興味深い.雨粒 の蒸発に伴う断熱冷却により生じる冷気プールは,バックビルディングタイプの線状対流 系の発達に寄与することが様々な研究で指摘されている(例えばJeong et al. (2016)など). 山口ら(2017)はXバンド偏波レーダから推定した氷相降水粒子混合比のデータ同化を行 い,直接的にモデル内の雲の表現を改善するのみならず,環境場の変化を通して間接的に も降水予測精度向上が望めると指摘した.このように水物質の潜熱移動を始めとした雲物 理過程に伴い風速場や熱力学的な場が変化することも線状対流系の組織化の側面の一つと 考えられる.

本章では線状対流系の自己組織化を捉える枠組みとしてマルチフラクタルを提案する. 自己組織化とは深い対流がない水蒸気フラックス場から,外的な介入がなくとも自らの内 的要因により対流が生じ,冷たい雨を含む積乱雲群が組織化された振る舞い(長時間に渡 る帯状の降水域の発生)を見せることである.またマルチフラクタルとは,時間的・空間 的な分布の局所的なスケーリング指数(べき乗則)を推定し,分布全体でのスケーリング指 数のゆらぎ度合いを定量的に評価する概念である.マルチフラクタルは降水現象を始め水 工学が対象とする様々な分野で見出される性質である(Olsson and Niemczynowicz (1996)な ど).また Lee et al. (2020)は台風事例のSバンドレーダの立体観測から推定された降水強



図 4.1: (a) 2012 年 7 月 15 日京都亀岡豪雨,並びに 2014 年 9 月 10 日豊中市付近で発生した豪雨 の再現実験の計算領域. 黒細実線は県境を,丸印はそれぞれ京都府亀岡市,大阪府豊中市の位置 を示している. (b), (c) はそれぞれ亀岡豪雨 (15 日 0000-0600 JST),豊中豪雨 (10 日 2100-11 日 0300 JST) において XRAIN で観測された 6 時間積算降水量を示している.

度のマルチフラクタル性を数値実験の降水強度と比較し,高度別に観測・モデルの雨量分 布の類似性を議論した.このように降水現象のような複雑なパターンを定量的に解析する ツールとしてマルチフラクタルは応用されてきた.しかし降水現象に伴う水蒸気フラック ス,ならびに氷相降水粒子分布のマルチフラクタル性は研究されていない.さらには線状 対流系の自己組織化においても、マルチフラクタルの観点から特有のパターンを示すこと が予想される.積乱雲の発達は3次元空間中で時間発展する現象であるため、3次元かつ 可能な限り時間分解能の高いデータセットを用いた物理量のパターン解析を行う必要があ る.そこで本研究では、線状対流系に伴う水蒸気フラックス、乱流運動エネルギー、およ び氷相を含む降水粒子分布を対象に、線状対流系が自己組織化される前後において見られ るマルチフラクタル特性の事例解析を行う.3次元かつ時間分解能の高いデータセットと して、前者には雲解像モデルを用いた再現実験を、後者にはXバンド偏波レーダの立体観 測に基づいて推定された降水強度・混合比分布を用いた.また、メソ対流系の一種である 破面型のマルチセル (Marwitz 1972; Weisman and Klemp 1982; Bluestein and Jain 1985)の再現 実験を併せて行い、バックビルディング型の線状対流系におけるマルチフラクタル特性と の比較を行った.



図 4.2: XRAIN による毎 1 分地上降水強度観測に基づいた (a) 亀岡豪雨, (b) 豊中豪雨の降水域の時空間的変化. ただし 34.6° N から 35.2° N の区間で平均している.

## 4.2 豪雨事例の環境場解析と解析に用いるデータ

#### 4.2.1 環境場の比較

図 4.1(a) に近畿地方周辺の地図及び標高を示す. バックビルディングタイプの線状対流 系事例として,2012年7月15日に京都府亀岡市付近で発生した京都亀岡豪雨(以下,亀岡 豪雨)を選んだ.またマルチセル(破面型)の対流系事例として2014年9月10日に大阪府豊 中市付近で発生した豪雨事例(以下,豊中豪雨)を選んだ.また図 4.1(b),(c)に亀岡豪雨・豊 中豪雨における XRAINのXバンド偏波レーダ観測に基づいた6時間積算降水量を示す(図 4.1(a)の黒太実線は積算降水量の図の描画領域を示している). XRAIN 観測によれば,亀岡 豪雨では最大で180 mmを超える細長い線状の雨域が六甲山付近から北西方向にかけて分 布していた.これに対して豊中豪雨では,やや丸に近い形の雨域が大阪府周辺に現れ,雨 量の最大値は約226 mmであった.

XRAIN による毎1分の地上降水強度観測に基づいた,それぞれの豪雨における降水域の 時空間特性を図4.2に示す.図4.2(a)の亀岡豪雨では,1530 UTC (JST-9)の135.3°E周辺に 弱雨域が出現し,それらが北東方向へ移流する様子が見られた.その後30 mm h<sup>-1</sup>以上の 降雨を伴う対流活動が約3時間継続した.1900 UTC 以降では,降水域の発生が止まり降水 系全体が衰退に向かった.こうした降水域の振る舞いは亀岡豪雨がバックビルディング型 の線状対流系であることを示唆している (Bluestein and Jain 1985; Kato 2020).

豊中豪雨では 1300 UTC, 135.4° E に 30 mm h<sup>-1</sup> 以上の強雨域が出現した (図 4.2(b)). 亀 岡豪雨と比較すると,豊中豪雨の強雨域の面積は小さく,約2時間ほど維持された後に衰退していった.

図 4.3(a) は気象庁メソ客観解析に基づいた双方の事例における温位  $\theta$ ,相当温位  $\theta_e$ ,お

よび飽和相当温位  $\theta_e^*$  の鉛直プロファイルを示している (Japan Meteorological Agency 2023). ただしデータの時刻はそれぞれの事例の豪雨が発生する直前の時間帯を選んでいる.豊中 豪雨における温位  $\theta$  の鉛直勾配は亀岡豪雨のそれと比べて小さい.このことは豊中豪雨の 方がより不安定な成層を有していることを示している.亀岡豪雨における対流圏下層では 相当温位  $\theta_e$  が比較的大きく、950-700 hPa にかけて相当温位が減少していることから対流 不安定であることがわかる.亀岡豪雨ではほぼ全層に渡り相当温位  $\theta_e$  が飽和相当温位  $\theta_e^*$ に近い値を取っていることから、豪雨開始直前ではほぼ飽和した鉛直プロファイルであっ たことが示唆される.豊中豪雨における対流圏下層でも対流不安定性は見られたものの、 亀岡豪雨の相当温位  $\theta$  のプロファイルと比較すると相当温位はやや小さく水蒸気量は小さ かった.

図 4.3(b), (c) に双方の事例における水平風速,および風向の鉛直プロファイルを示す. 亀岡豪雨において,下層の風向は上空に向かって時計回りに変化していた.このことは線 状対流系が発達しやすい環境場の特徴の一つである対流圏下層の風向シアが存在してい たことを示している (Unuma and Takemi 2016).豊中豪雨では下層の風向シアは比較的小さ かった一方で,対流圏中層〜上層にかけて風速が大きかったことがわかる.

メソ客観解析値における近畿地方周辺の 1000 hPa 面上の相当温位  $\theta_e$ ,および水平風速 を図 4.4 に示す. 亀岡豪雨 (図 4.4(a)) では,351 K 以上の等相当温位線と南寄りの風で示さ れた暖かく湿った空気の流入が,紀伊水道から大阪湾にかけて見られた.一方で豊中豪雨 (図 4.4(b)) では明瞭な湿潤空気の流入は見られなかったものの,兵庫県の内陸側と海側に かけて相当温位の水平勾配が大きく,水平収束で特徴づけられるメソスケールの前線が見 られていた.

以上の環境場の特徴を総括する.まずバックビルディング型の線状対流系である亀岡豪 雨では対流圏下層で強い風向シアと対流不安定な成層が特徴的であった.一方で,豊中豪 雨は下層における局所的な前線に伴う不安定な成層が存在し,このことがマルチセル発達 に重要な役割を果たしていたと考えられる.

### 4.2.2 再現実験の設定と降水量の再現性

豪雨事例の再現実験を行うに際し,名古屋大学地球水循環研究センターが開発した3次 元非静力学雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulater (CReSS)を使用した (Tsuboki and Sakakibara 2002; Tsuboki 2023). 計算期間は亀岡豪雨に対して7月14日 2100 JST-15日 0600 JST,豊中豪雨に対して9月10日 2100 JST-11日 0300 JST とした.

計算領域は豪雨が発生した京阪神エリア,および水蒸気流入が盛んであった紀伊水道 が含まれる図4.1(a)に設定した.水平解像度は500m,鉛直解像度は平均250m,格子数は 水平600×600格子,鉛直61層に設定した.初期値・境界値には気象庁メソ客観解析値



図 4.3: (a) 温位 (実線),相当温位 (太線),および飽和相当温位 (破線)の鉛直プロファイル.青色,赤色はそれぞれ亀岡豪雨,豊中豪雨におけるデータであることを示している.(b),および (c) は 亀岡豪雨,豊中豪雨における水平風速およびその風向の鉛直プロファイルを示している.短い矢 羽根は 2.5 m s<sup>-1</sup>,長い矢羽根は 5 m s<sup>-1</sup>,旗は 25 m s<sup>-1</sup>を意味している.以上の図は亀岡豪雨 については 7 月 14 日 1500 UTC,豊中豪雨については 9 月 10 日 1200 UTC の気象庁メソ客観解 析に基づいている.

の水平風・気温・相対湿度を,海面水温には気象庁 NEAR-GOOS の日平均海面水温を用いた (Kurihara et al. 2006). 雲微物理過程には氷物質の数密度予報を含めた氷相を含むバルク法パラメタリゼーションを使用した (Lin et al. 1983; Cotton et al. 1986; Murakami 1990; Ikawa and Saito 1991; Murakami et al. 1994). サブグリッドスケールの乱流パラメタリゼーション には乱流運動エネルギー (Turbulence Kinetic Energy)を用いた 1.5 次のクロージャを使用した (Deardorff 1980; Tsuboki and Sakakibara 2007). なお上述の使用データ,スキームを含む 実験設定は小坂田・中北 (2021) に準じている.地形に伴う対流発生プロセスを表現するため,地形データとして解像度約1 km の GTOPO30 を適用し地形に沿った座標系を作成した



図 4.4: (a) 亀岡豪雨,および (b) 豊中豪雨における 1000 hPa 面における相当温位 (色),水平風速 (矢羽根). 使用したデータの時刻は図 4.3 と同じである.

#### (United States Geological Survey 2018).

線状対流系周辺域の水蒸気流入の時間変化に着目して解析するために, CReSS の予報変数である水蒸気混合比  $q_v$  [kg kg<sup>-1</sup>],および風速場の成分 u, v, w [m s<sup>-1</sup>] を用いた水蒸気フラックス QVF を式 (4.1) のように定義し,解析変数とした.

$$QVF = q_v \times \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \tag{4.1}$$

図 4.5 に亀岡豪雨の再現実験における水蒸気フラックス QVF をプロットしている.マル チフラクタル解析では等方的なピクセルを仮定しているため,地表から高度約 12 km まで を対象に計算結果 (毎5分出力)を鉛直方向 500 m に補間したデータを用いた.図 4.5 のよ



500m intp. qvflux(z=0250m) 20120715 0100JST

図 4.5: 亀岡豪雨の計算結果を鉛直補間して得た 15 日 0100 JST, 高度 250 m における水蒸気フ ラックスの分布,および各解析領域の水平位置.

うに再現実験では紀伊水道から大阪湾にかけて顕著な下層ジェットが見られ,豪雨が発生 した六甲山より北側にまで達していた.以上の特徴から,QVFに関する解析では豪雨が発 生した六甲山領域 (図 4.5 赤線),およびその上流側である大阪湾領域 (図 4.5 橙線)に分けて 解析を行った.

亀岡豪雨の再現実験における6時間積算降水量(図 4.6(a))を見てみると,最大で約188 mmの帯状の降水域が発生していた.一方で豊中豪雨の6時間積算降水量(図 4.6(b))では観 測された降水域と似た形状の雨域が形成されていたものの,観測における最大降水量(約 174 mm)には及ばない結果となっていた.また,4.5節において線状対流系(亀岡豪雨)とマ ルチセル(豊中豪雨)におけるマルチフラクタル性の相違点に着目するため,図 4.6の緑線 で示した対流が活発に発生していた領域(60 km × 60 km × 15 km)を解析領域に設定した.

図 4.7 に各再現実験における降水域の時空間特性を示す. 亀岡豪雨における 1600 UTC 以降では, 135.3° E-135.7° E にかけて降水域が断続的に発生していたことがわかる. その 降水域には 30 mm h<sup>-1</sup> 以上の強雨域が含まれ,北東方向へ移流する様子が見られた (図 4.7(a)). このように図 4.2(a) で見た観測データと同様な降水域の振る舞いが再現実験にお いても確認され,バックビルディング型の線状対流系が一定程度再現されていることが示 唆された.

一方で亀岡豪雨の再現実験では、図 **4.6**(a)の紫色で示された 160 mm 以上の積算降水量の領域,および図 **4.7**(a)の濃い赤で示された降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の領域が観測に比



図 4.6: (a) 亀岡豪雨, (b) 豊中豪雨の再現実験に基づいた 6 時間積算降水量 (FT=3-9 h を対象とした) の比較. 緑線は 4.5 節におけるマルチフラクタル解析の対象とした領域の水平位置を示している.

べると狭かったことがわかる. Takemi (2018) は線状対流系の再現実験に使用する数値標高 モデル (Digital Elevation Model; DEM) の解像度依存性に関する感動実験を行い,同じ格子 解像度の場合より高い解像度を有する DEM を適用した実験の方が地形強制力が増し,線 状対流系によってもたらされる降水量の再現性が改善されたことを報告している. このよ うな線状対流系の DEM 解像度依存性については第5章で議論する.

豊中豪雨の再現実験 (図 4.7(b)) においては, 強雨域が発生した位置, 時間, そして東に拡 大する振る舞いは観測された降水域の特性 (図 4.2(b)) と類似していた. このような特徴は, 豊中豪雨の対流発生要因が地形強制力よりも静的不安定性の方が支配的だったことを示唆 している.

## 4.2.3 線状対流系事例における XRAIN 立体観測

線状対流系における氷相降水粒子のマルチフラクタル性を解析するため, 亀岡豪雨における XRAIN 立体観測に基づき,空間解像度 250 m, 5 分毎の 3 次元直交座標系データを作成した. 図 4.8(a) に,データ作成に使用した4 つの X バンド偏波レーダの位置 (鷲峰山, 葛



図 4.7: 雲解像モデル CReSS を用いた再現実験における (a) 亀岡豪雨, (b) 豊中豪雨の降水域の時 空間的変化. ただし 34.6° N-35.2° N の区間で平均している.

城,六甲,田口)と観測範囲を示す.主に融解層以下の雨滴分布の解析には,プロダクトの 一つである降水強度 RRR0 [mm h<sup>-1</sup>] を使用した.また融解層より上空の氷相降水粒子の分 布については,各偏波パラメータ,および山口ら(2013)の手法を用いて雪片・霰・氷晶の混 合比を推定し,解析に使用した.解析時刻は7月15日0000-0500 JSTとし,解析領域は図 4.8(b)の緑線で囲まれた領域に設定した.

## 4.3 線状対流系における水蒸気フラックスのマルチフラクタル解析

本項および次項ではマルチフラクタル性の度合いを示す指標として、水蒸気フラックス には一般化次元  $D_7$ を、3 次元降水強度・降水粒子混合比分布には  $0 \le q \le 7$  における一般 化次元  $D_q$  の分散  $\sigma^2$  をそれぞれ採用した。前者はモデルの性質上  $D_0$  が時間によらず一定 であり、 $D_q$  スペクトルの差異が q の大きい領域に現れていたためである。この場合、 $D_7$ が空間の次元である 3 より小さな値を取るほどマルチフラクタル性が強いと判定される。

また後者は降水エコーの形状が時刻で変化するため  $D_0$  も変化する.このため前者のように  $D_7$  の単純な比較ではマルチフラクタル性の評価が難しい.また比較的値の大きい領域に焦点を当てた解析を行うためにも分散  $\sigma^2$  が適当と考えられる.この場合は分散  $\sigma^2$  が大きいほどマルチフラクタル性が強いと判定される.

図 4.9(a) は六甲山領域,大阪湾領域における QVF の一般化次元 D<sub>7</sub> の時間変化を示した 図である.2つの領域を比較すると大阪湾領域の方がより強いマルチフラクタル性を示し ていた.これは下層ジェットの影響により QVF 分布の濃淡がより明瞭だったことが要因 である.六甲山領域では豪雨開始前に QVF がモノフラクタルに近づき,その後豪雨開始 と伴にマルチフラクタルへ傾いた.一方で大阪湾領域では豪雨開始前後でのマルチフラク タル性の変化は比較的小さかった.豪雨開始前後の時間帯における QVF のマルチフラク



図 4.8: (a) 近畿地方における国土交通省管轄の X バンド偏波レーダの位置 (黒三角),最大観測範囲 (赤丸), (b)XRAIN 観測に基づく 15 日 0000-0600 JST の積算降水量,および降水粒子分布の解析領域 (緑線).

タル性の違いは、分布の特徴と対応して考えることができる.図4.9(b),(c)に豪雨開始前の地上降水強度とQVF等値面を示す.特徴的な対流がない豪雨開始前では、QVF等値面の凹凸は少なかった.一方で図4.9(d),(e)のように地上で帯状の降水域が生じる時間帯では、複数のQVF極大域が鉛直方向に伸びた分布がみられた.これはQVFに鉛直風成分が含まれ、上昇流が強化されたことと関連すると考えられる.加えて、図4.9(e)では豪雨開始前に比べてQVF極大域の上流側の大気下層においても値が増加していることが見て取



図 4.9: (a) 各解析領域における QVF の一般化次元 *D*<sub>7</sub> の時系列. 黒破線は 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の地 上降水強度を記録した時刻. (b) 再現実験における 15 日 0100 JST の地上降水強度,および (c) 同 時刻の QVF 分布を六甲山領域の南東側から俯瞰した図. (d), (e) は豪雨時, 15 日 0230 JST にお ける同様の図. ((b), (d) 中の白丸は俯瞰の視点位置を示す.)

れる.この結果は対流が活発化し,下層のQVFの水平収束が強まったこととの対応を示唆 している.

図 4.10(a), (b) に経度 135.4 度線に沿った南北-鉛直断面における豪雨前の QVF 分布を示 す.比較的大きい QVF で特徴づけられる下層ジェットが大阪湾から北へ伸びる様子がわ かる.一方で,六甲山領域の高度 1.0-3.5 km では,40 分の間に QVF が 0.12 [kg kg<sup>-1</sup>m s<sup>-1</sup>] 以上の領域が拡大していた.また高度 5 km 付近の QVF の値も小さくなっていた.六甲山 領域の相当温位の平均的な鉛直プロファイルの時間変化を示した図 4.10(c) では,同時間帯 に下層がより湿潤で,600 hPa 付近が乾燥したため,対流不安定度が増加していた.実際, 同時間帯における六甲山領域の地上降水強度では 1 mm h<sup>-1</sup> 程度の弱雨が確認され,降水 粒子が落下する際の蒸発が下層の湿潤化に寄与したことが示唆された.

マルチフラクタル性の強さが意味するところは、局所的な分布のスケーリング性を表現 するのにより多くの指数を必要とすること、すなわち分布の性質の多様性である (Ivanov et al. 1999). 図 4.9 の大阪湾領域における QVF,そして豪雨時の六甲山領域での QVF が強 いマルチフラクタル性を示すことは、下層ジェットや対流など水蒸気フラックスの大きい 領域とそれ以外の領域では分布の性質が異なる (多様性を持つ)と解釈できる.これに対し て豪雨前の六甲山領域において QVF がモノフラクタルに近づいたことは、水蒸気フラッ クスの性質がより一様に近づいたと解釈できる.同時に下層の湿潤化と中層の乾燥化に伴 い対流不安定が増した状況 (図 4.10) がみられた.以上より水蒸気フラックスにおける自己 組織化パターンとは、流れの性質が一様に近づき、やがて対流の強化と共に多様性を増す 傾向と捉えられる.



**図 4.10:** (a)15 日 0020 JST, 135.4° E に沿った南北-鉛直断面における QVF(色・等値線). ベクト ルは QVF の南北-鉛直成分を, A, B は**図 4.5**(b) 中の位置を示す. (b)15 日 0100 JST における六 甲山領域の水蒸気フラックス QVF. (c) 六甲山領域の平均的な相当温位  $\theta_e$ (実線), 飽和相当温位  $\theta_e^*(破線)$  の鉛直プロファイル.

# 4.4 降水粒子分布のマルチフラクタル特性

# 4.4.1 観測-モデル間の雨水に関するマルチフラクタル特性の比較

図 4.11 は (a)XRAIN 立体観測, (b)CReSS における雨水混合比 q<sub>r</sub> の一般化次元 D<sub>7</sub> の時間 変化を示している.図 4.11(a)の赤色で示した通り, 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の地上降水強度が 15 日



**図 4.11:** (a) XRAIN 立体観測に基づいた 3 次元降水強度 [mm h<sup>-1</sup>] のマルチフラクタル性を示す 一般化次元 *D*<sub>7</sub> の時間変化,および (b)CReSS を用いた亀岡豪雨の再現実験における 3 次元雨水 混合比 [kg kg<sup>-1</sup>].赤色の領域は解析領域内で 50 mm h<sup>-1</sup> 以上を記録した時間帯を示す.

0016 JST に初めて観測された. 15日 0000 JST 以前において一般化次元  $D_7$  は約 2.2-2.5 で経 過していた一方で,それ以降の時間帯では増加に転じた. 15日 0041 JST 以降,地上降水強 度の最大値は断続的に 50 mm h<sup>-1</sup> を超えるようになり, $D_7$  も約 2.8 程度と比較的高い値を 取り続けた. 一方で図 4.11(b) に示した CReSS における雨水混合比  $q_r$  では,50 mm h<sup>-1</sup> 以 上の最大地上降水強度が 15日 0130 JST 以降の時間帯で継続してみられた.  $D_7$  は強雨開始 直後から増加し,約 2.7 程度の値で経過した. 両者の  $D_7$  における時間変化の傾向は概ね一 致していた一方で, CReSS の雨水混合比はやや小さな  $D_7$  を取っていたことがわかった.

以上の結果から雨水の観点から見た線状対流系のマルチフラクタル特性は以下のように 考えられる.まず最初の雨雲が発生する前後の時間帯ではマルチフラクタル性が強い分布 がみられる.そして対流系へ発達する時間帯において雨水の分布はマルチフラクタルから モノフラクタルに変化し,準停滞的な降水が見られる時間帯ではモノフラクタルに近い分 布が見られる.



図 **4.12:** (a) 雪片混合比の一般化次元の分散 σ<sup>2</sup>(黒実線),および D<sub>0</sub>(青破線)の時系列. (b)-(d) は それぞれ霰混合比,氷晶混合比,降水強度の解析結果を示している.

## 4.4.2 氷相降水粒子分布のマルチフラクタル特性

次に,融解層より上空の氷相降水粒子混合比,および雨滴を主に反映した3次元降水強度の分布についてマルチフラクタル解析を行った.図4.12(a),(b)に示した雪片,霰の解析結果において,15日0130 JST以前では分散 $\sigma^2$ の時間的な変動が大きく,分布自身のフラクタル次元 $D_0$ も急速に増加した.このことは同時間帯の各粒子分布のマルチフラクタル性が強く,積乱雲の発達に伴い粒子分布が空間的に拡大したことに対応する.一方で0130 JST以降の時間帯では,一部の例外を除き分散 $\sigma^2$ が小さいモノフラクタルに近づく挙動をみせ, $D_0$ も緩やかな増加あるいはほぼ一定で経過していた.図4.12(c)に示した氷晶混合比は他の2つの氷相降水粒子に比べてマルチフラクタル性がやや強く,時間的な変動も大



図 4.13: (a) 霰混合比の一般化次元の分散の時間変化 (図 4.12(b) の再掲). 青色破線は地上降水強度の解析領域における平均値を示している. (b) レーダー反射強度で 10 dBZ 以上の領域の被覆率, (c) 霰の被覆率の鉛直プロファイル.

きい.一方で0130 JST 以前で変動が大きくなりそれ以降ではモノフラクタルに近づく傾向 は霰,雪片と一致していた.また,図4.12(d)に示した3次元降水強度では,降水が開始し た15日 0000 JST 以降急速に分散 σ<sup>2</sup> が減少し,ゼロに近い状態で経過した.これは3次元 降水強度分布の性質がどの場所でも類似なモノフラクタルに近い状態であることを示唆し ている. 霰混合比のマルチフラクタル性と、領域平均した地上降水強度の双方の時間変化の比較を図 4.13(a) に示す. 霰混合比分布のマルチフラクタル性に大きな変化がみられた 0100-0130 JST では、地上降水強度が急速に増していた. またその水平分布においても同時間帯以降に南西から北東に走向を持つ帯状の強雨域が拡大する様子が確認された. 図 4.13(b) に 10 dBZ 以上のレーダー反射強度領域の、解析領域全体に対する被覆率を示す (Franklin et al. 2016). 15 日 0000 JST 前後に高度 4-5 km を中心に雨雲が拡大したものの 0030 JST 以降に一度領域が縮小し、その後 0130 JST 以降に雨雲が再拡大し対流系へと発達していたことが示唆される. また霰混合比が存在すると判定された格子の被覆率を示した図 4.13(c) においても、ほぼ同じ時間帯に霰の領域が 3 次元的に拡大していったことがわかる.

霰を始めとした氷相降水粒子分布のマルチフラクタル性が大きく変化することは、局所 的に異なる(多様性のある)性質を持つ分布から一様な性質に近い分布に変化することと解 釈できる.この要因の一つとして、対流に伴い下層の湿潤空気や過冷却雲粒が上層に輸送 され、質量の大きい霰等が生成される領域が広がることが挙げられる。特に0100-0130 JST 前後での霰混合比分布は、層状かつ斑状の分布から山形かつ団塊状の分布へと変化してい た.水蒸気フラックスの観点からは、対流の発達に伴いQVFの大きい領域が鉛直方向に拡 大しマルチフラクタル性が強まる時間帯と対応する。複数の物理量のマルチフラクタル性 の関連性が示唆されるものの、その詳細な解析は今後の課題とする。

降水粒子が持ち得る質量にはある程度上限があるため,対流系が発達した後の氷相降水 粒子分布では粒径分布が概ね一定に保たれることでスケーリング性に差異が少ない,比較 的モノフラクタルに近い状態を保つと考えられる.雨粒も同様に,空気抵抗等の影響で取 り得る粒径にも一定の上限があるため,3次元降水強度分布は降水系が形成され始めてす ぐにモノフラクタルへ変化したと考えられる.

氷相降水粒子混合比の推定手法については、実際の線状対流系事例においてビデオゾン デ等の観測機器による粒子濃度測定を用いて精度検証を行う必要性があること、そして対 流性雲において雪片の存在を示す判別結果が過剰に推定されていたことが指摘されている (山口ら 2013).しかし、本研究は氷相降水粒子混合比の絶対値ではなく相対値(濃淡)に着 目しているため、必ずしも精度の高い混合比推定ではなくても対象分布のマルチフラクタ ル性について議論は可能であると考えられる.

一方で,図4.13(a)-(c) に見られるように,0100-0130 JST 以外の時間帯にもマルチフラク タル性が変動する.線状対流系が発達するに従い対流雲だけでなく層状性雲も生じるた め,解析対象とした時間のうち後半部分については層状性雲における氷相降水粒子の混在 状態も考慮に入れて考察する必要がある.また,氷相降水粒子の生成や合体,他の種類の 降水粒子への変換,落下といった雲微物理過程により分布が時々刻々と変化していること が予想される.そして氷相降水粒子を生成させる要因(凝結,昇華,合体など)と消滅させ る要因(変換,昇華,落下など)がせめぎ合う描像を取り入れたモデルを用いてマルチフラ



図 4.14: (a) 亀岡豪雨 15 日 0300 JST (FT=6 h), (b) 豊中豪雨 10 日 2300 JST (FT=5 h) 時点におけ る水蒸気フラックスから算出した分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  とピクセルサイズ  $\varepsilon$  の両対数グラフ.パラメー タ q 毎にプロットを記している.青線はそれぞれのプロットを基に最小二乗法で推定した直線を 示す. (c), (d) は亀岡豪雨,豊中豪雨における一般化次元  $D_q$  のスペクトル. 色付きの曲線は地上 で 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の降水強度が出現した時刻からの相対的な時刻を指す (例えば時刻 +00:30 は 地上で 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の降水強度が出現してから 30 分後であることを示している).

クタル性の変動性を説明できると考えられる.同様の構造を持つモデルは湿潤空気を含む 大気場にも適用され得る.こうした議論を通じて,Bak et al. (1988) で提案された自己組織 化臨界のように,複数の要因(水蒸気場,風速場など)がせめぎ合うことで臨界状態が生じ, 僅かな変化(地形効果,水平収束など)によりそれまでとは大いに異なるメソスケール規模 の状態,すなわち線状対流系を創発させるという新しい視座もたらすことが期待される.

#### 4.5 マルチセルとの比較

### 4.5.1 水蒸気フラックスのマルチフラクタル性の比較

本項では純粋な水蒸気量のフラックスに着目するため、3次元水蒸気フラックス QVF に 乾燥空気の密度 ρを掛けて式 (4.2) のように定義する.
$$QVF = \rho q_v \times \sqrt{u^2 + v^2 + w^2}.$$
(4.2)

図 4.14(a), (b) はそれぞれの豪雨事例における QVF のスケーリング指数の解析結果を示 している.ただし掲載した分配関数  $Z_a(\varepsilon)$  と $\varepsilon$ の両対数グラフは、それぞれの実験内で豪 雨が発生していた時刻のものを選んでいる. q=0から7に変化すると、分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  に 主に寄与する部分が分布中の相対的に小さな値から大きな値へと変化する.そしてどのパ ラメータ q の場合においても概ね直線的にプロットされている様子がわかる.図 4.14(c), (d) にそれぞれの豪雨事例における QVF の一般化次元  $D_q$  のスペクトルを示す.  $D_0$  は解析 領域のフラクタル次元を示し、かつ本項では3次元空間を対象とした解析を行っているた め、 $D_0$ は"3"より小さな値を取ることになる.そしてパラメータqが大きくなるほど $D_q$ の 値は小さくなる.これは分布中で相対的に大きな値を持つ部分が,小さな値を持つ部分に 比べてより狭い領域に集中して分布している(間欠性が強い)ためである.比較的大きな値 の QVF が密集して分布していることを物理的に解釈すれば、下層ジェットや対流コアを 中心に局所的にこれらの値が分布していることと対応していると考えられる. 一般化次元  $D_q$ スペクトルの時間変化は、亀岡豪雨が発生する前の時間帯では小さい一方で、豪雨開 始後(時刻00:00以降)ではスペクトルは全体的に下に緩やかに移動していた.このことは 対流系が発達するにつれて QVFの間欠性が強まることを示唆している (図 4.14(c)).豊中豪 雨の QVF は豪雨開始後に, 亀岡豪雨のそれよりも大きな時間変化がみられた (図 4.14(d)). スペクトルの時間変化の速さは時刻によって異なるものの,豪雨開始直後(00:00~+01:00 頃)が最も顕著であった.

マルチフラクタルを用いた既往研究では高度面毎に水平スケーリング指数を推定し、その高度変化の解析がなされてきた.付録の図 A.1 に Kahn et al. (2023)の手法を用いた、同時間帯における QVF の水平分散スケーリング指数の時間変化を示す.5 km スケール以下では、それ以上のスケールに比べてより急勾配なスケーリング指数が推定された.そのため 1-4 km スケールにおけるスケーリング指数を  $\beta_S$ 、5-30 km スケールのそれを  $\beta_L$  としてそれぞれ推定した. 亀岡豪雨の推定結果を見てみると、豪雨開始前は-2.6 以下の  $\beta_S$  が推定されていた (図 A.1(a)). 一方で豪雨開始後では下層を中心に最大-2.4 程度の指数が推定されるようになった.また同時に、豪雨開始後の  $\beta_L$ においても-2.0 以上の比較的大きい指数が確認されていた (図 A.1(b)). 豊中豪雨においては豪雨開始前の  $\beta_L$  は亀岡豪雨に比べて多少小さい値がみられたものの、 $\beta_S$  および豪雨開始後の  $\beta_L$  は亀岡豪雨と同程度の指数がみられた(図 A.1(c), (d)).

同様の解析を水蒸気混合比  $q_v$  にも適用したところ,豪雨開始後の  $\beta_S$  は QVF の  $\beta_S$  と同 程度の値を取り, $\beta_L$  は-2.0 より大きな値を取っていた (図 A.2(a)-(d)). 先行研究では比湿の 水平スケーリング指数は-2 程度であることが知られており, $\beta_L$  については先行研究の結 果と整合的な値であると考えられる.一方で $\beta_S$  については更なる事例解析によりこうし



図 4.15: (a) 亀岡豪雨の時刻 +00:30 における地上降水強度. (b) 水蒸気フラックス QVF(色),鉛直 断面に沿った風速 (矢印),雨水混合比 (赤等値線),霰混合比 (緑等値線)の分布.鉛直断面の位置 は (a)の実線で示している. (c, d) と (e, f) は時刻 +01:00, +01:30 におけるデータを示している. 雨水混合比の等値線は 1, 3, 6, 9, 10 [×10<sup>-3</sup>kg kg<sup>-1</sup>]の順に,霰混合比の等値線は 1, 3, 6, 9, 10, 30 [×10<sup>-4</sup>kg kg<sup>-1</sup>]の順に描かれている.



図 4.16: (a) 豊中豪雨の時刻 +00:30 における地上降水強度. (b) 水蒸気フラックス QVF(色),鉛直断面に沿った風速 (矢印),雨水混合比 (赤等値線),霰混合比 (緑等値線)の分布.鉛直断面の位置は (a) の実線で示している. (c, d) と (e, f) は時刻 +01:00, +01:30 におけるデータを示している.

たスケーリング指数が普遍的な値であるか,そもそも5kmにおける「スケーリングの破れ」の妥当性に関する検討が今後必要となると考えられる.

いずれにせよ,QVF,および水蒸気混合比の水平スケーリング指数においても豪雨開始 後の対流系発達に伴う変化が生じていた.このことは対流により下層の湿潤空気が上空へ 輸送されることで,対流系周辺における水平方向の分散が小さくなることを示している.

図 4.15(a), (b) に亀岡豪雨における時刻 +00:30 の地上降水強度,および強雨域付近の鉛直 断面を示す.孤立した降雨域 (図 4.15(b) 中の雨水付近の発達段階の対流に該当) は存在し ていたものの,この段階では帯状の降水域はまだ形成されていない.0.15 kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 以上 の QVF 領域は高度 1 km 以下にのみ分布していた.連続した帯状の降水域は時刻 +01:00 に 見られるようになり,中層の霰や比較的大きな値の QVF を伴っていた (図 4.15(c), (d)).準 定常的な帯状の降水域がみられた時刻 +01:30 では大きな値の QVF 領域が下層を中心によ り内陸側に拡大していた (図 4.15(e), (f)). QVF の値自体も増加しており,このことは対流 系が発達するにつれて,3次元的に見て QVF の相対的な濃淡が場所ごとにより明瞭になっ ていたことを示唆している.

図 4.16(a) に示した通り,豊中豪雨における時刻 +00:30 では顕著な強雨域がみられた. 亀 岡豪雨に比べて豊中豪雨における下層の QVF は比較的小さな値であった (図 4.16(b)). 中 間的な青色で示されたやや大きな QVF 領域が上昇流,および降水系の西側の新たに対流 が形成されつつある下層でみられた. 図 4.16(c), (e) の時間帯では,複数のセルで構成さ れた準停滞的な降水域がみられた. また図 4.16(d) の降水系の対流コア付近の鉛直断面で は,強い上昇流に伴い雨水が中層に吹き上げられる様子がみられた. 一方で下層では,質 量の大きい霰が下降流に伴って地上近くまで落下していた. そして下層から中層にかけ て伸びた QVF の大きい領域が,対流系の西側の上昇流部分を中心に形成・維持されてい た (図 4.16(d), (f)). 図 4.14(d) の黄~橙線で示したように,マルチセルの成熟段階である時 刻 +01:00~+01:30 における QVF の一般化次元スペクトルは上昇に転じており,発達段階の 時よりもマルチフラクタル性が小さくなっていたことがわかる.

#### 4.5.2 乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性の比較

次に,乱流運動エネルギーに対して同様にマルチフラクタル解析を行った.サブグリッドスケールの乱流パラメタリゼーションの一つである 1.5 次のクロージャでは,乱流運動エネルギーについての時間発展方程式を用いる.この乱流運動エネルギー E は式 (4.3)のように表される.ただし<sup>---</sup>は時間平均量を表し,各風速成分の平均量の偏差量に"を付している (Tsuboki and Sakakibara 2007).

$$E = \frac{1}{2} \left( \overline{u''^2 + v''^2 + w''^2} \right)$$
(4.3)



図 4.17: (a) 亀岡豪雨 15 日 0300 JST (FT=6 h), (b) 豊中豪雨 10 日 2300 JST (FT=5 h) 時点におけ る乱流運動エネルギーから算出した分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  とピクセルサイズ  $\varepsilon$  の両対数グラフ. (c), (d) は亀岡豪雨,豊中豪雨における一般化次元  $D_q$  のスペクトル.

図 4.17(a), (b) は 2 つの豪雨事例における乱流運動エネルギーの分配関数  $Z_q(\varepsilon)$  のスケー リング指数を、パラメータ q の値ごとに推定した両対数グラフである.また一般化次元  $D_q$  スペクトルも同様に算出した (図 4.17(c), (d)). どちらの事例においても、豪雨開始前の q > 0 の一般化次元  $D_q$  の値はおよそ 2.2-2.5 でほぼ一定であり、乱流運動エネルギー分布 のマルチフラクタル性は似通ったものであったことがわかる.

亀岡豪雨においては, q > 2の一般化次元  $D_q$ の値が時刻-00:10 に急激に減少した. 言い 換えれば,相対的に大きな値の部分が強い間欠性を示していた. 図 4.17(c)の緑線で示した 時刻 +00:30 以降では,一般化次元  $D_q$ スペクトルの時間変化が小さくなり,一定の範囲内 で小さな変動をする様子がみられた. これに対して豊中豪雨における一般化次元  $D_q$ スペ クトル (図 4.17(d))では,まず豪雨開始直後に q > 2の一般化次元  $D_q$ において減少傾向が 見られ,その後増加に転じ,時刻 +01:00~+02:00 では亀岡豪雨に比べてやや大きな値を示 すに至った. これらの振る舞いは,乱流運動エネルギー分布は対流系の成熟段階において ほぼ一定の構造を保つことを示唆している.

図 4.18 に亀岡豪雨における地上降水強度、および同時刻の上空の乱流運動エネルギーの

うち上位 30 % の値を持つ格子を黄色で示している.豪雨開始直後では,複数の孤立した 対流雲と対応する乱流運動エネルギー領域がみられた.時刻-00:15 以降の一般化次元 D<sub>q</sub> スペクトル (図 4.17(c))は、対流の発生により生じた比較的大きな値の乱流運動エネルギー に伴い強い間欠性を示した.帯状の強雨域が形成されていくにつれて (図 4.17(c)-(h)),対流 雲周辺の乱流運動エネルギーが大きい領域の体積 (黄色) が六甲山付近で発生する新たな対 流により拡大し、融合する振る舞いを見せていた.このことは、それぞれの対流雲が組織 化する振る舞いを、乱流運動エネルギーの一般化次元スペクトルにおける時間的変動の縮 小と対応して理解できることを示唆している.

豊中豪雨における地上降水強度と、同時刻の上位 30 % の乱流運動エネルギーを持つ領 域を図 4.19 に示す.豪雨開始前では黄色で示された領域がほぼ平坦に分布していることが わかる (図 4.19(a), (b)). それが豪雨開始後には鉛直方向に伸びた黄色領域が特徴的な対流 がみられた (図 4.19(c)-(f)). そして、マルチセルに伴う強雨域の上空に水平方向・鉛直方向 ともに拡大した黄色領域が出現した (図 4.19(g)-(j)). 乱流運動エネルギーの一般化次元スペ クトルの時間変化 (図 4.17(d))を考慮すると、乱流運動エネルギーが一定以上の領域はマル チセル近傍の対流に伴って拡大したと考えられる.

#### 4.5.3 考察

上述したマルチフラクタル的な性質を物理的に解釈するために,2つの豪雨事例の力学 的・熱力学的性質について解析した.図4.20(a)は時刻-01:00から+01:00までの高度3km 以下の水平収束・発散(収束を正としている)の相対頻度,図4.20(b)は同じ時間帯における 全層の上昇流・下降流の相対頻度を表している.亀岡豪雨に比べて豊中豪雨の方が収束の 頻度が多かった.これは豊中豪雨では下層に局地的な前線が位置し,前線付近での水平収 束が強い上昇流の発生に重要な役割を果たしていたことを示唆している.

水蒸気フラックス QVF の水平成分,および鉛直成分の相対頻度を図 4.21 に示す. 亀岡豪 雨の場合では,QVF の水平成分 ( $\rho q_v V_H$ ,丸印)の相対的に大きな値の頻度が,線状対流系の 発達段階 (-01:00~+01:00)から準停滞的な強雨域を形成していた成熟段階 (+01:00~+02:00) にかけて増加していた (図 4.21(a)).QVF の鉛直成分 ( $\rho q_v |w|$ ,三角印)もまた同じ時間帯で 増加していたものの,増加度合いは鉛直成分よりも水平成分の方が大きかったと考えられ る.この QVF の水平成分の増加傾向は対流系の発達に関連した強い下層ジェットに関連 していると考えられる.以上より,亀岡豪雨における QVF の一般化次元スペクトルの時間 変化 (図 4.14(c))に主たる影響を与えていたのは,この水平成分であったと考えられる.



図 4.18: 亀岡豪雨の時刻-00:15 における (a) 地上降水強度と (b) 解析領域内の乱流運動エネルギー の 3 次元分布中で上位 30 % の格子を黄色で示している. (a) 中の丸印,および矢印は (b) の視点位 置とその方向を示している. (c, d), (e, f), (g, h), (i, j) はそれぞれ時刻 +00:00, +00:15, +00:30, +00:45 のデータを記している.



図 4.19: 豊中豪雨の時刻-00:15 における (a) 地上降水強度と (b) 解析領域内の乱流運動エネルギーの 3 次元分布中で上位 30 % の格子を黄色で示している. (c, d), (e, f), (g, h), (i, j) はそれぞれ時刻 +00:00, +00:15, +00:30, +00:45 のデータを記している.



図 4.20: 時刻-01:00 から +01:00 を対象とした, (a) 高度 3 km 以下の水平収束, (b) 全層の鉛直風の相対頻度分布.



図 4.21: (a) 亀岡豪雨,および (b) 豊中豪雨における水蒸気フラックスの水平・鉛直成分の相対頻 度分布.

頻度分布の同様な変化は豊中豪雨の方でもみられた (図 4.21(b)). QVF の水平成分は発達 段階 (-01:00~+01:00) から成熟段階 (+01:00~+02:00) にかけて若干の増加を見せていた.し かし鉛直成分については明瞭な増加は見せていなかった.豊中豪雨では亀岡豪雨よりも強 い上昇流がみられたこと (図 4.20(b)) を踏まえると,QVF の鉛直成分の時間変化が一般化 次元スペクトルの時間変化に与えていた影響は,亀岡豪雨に比べて大きかったと考えら れる.

ここで各時刻のスナップショットとして解析されてきた QVF のマルチフラクタル性を 1 つの値として診断するため、一般化次元  $D_q$  の差としてマルチフラクタル指標  $\Delta D_q$  を式 (4.4) のように定義する.

$$\Delta D_q \equiv D_1 - D_7 \tag{4.4}$$



図 4.22: (a) QVF のマルチフラクタル指標  $\Delta D_q$  の時系列 (黒実線が亀岡豪雨,灰色線が豊中豪雨 を表す) および 500-700 hPa 間の平均的な温位差  $\Delta \theta$  (青線が亀岡豪雨,赤線が豊中豪雨を表す). 各再現実験の  $\Delta D_q$  時系列は他の図でも同じデータをプロットしている. 黒破線は各再現実験で 50 mm h<sup>-1</sup> を超えた時刻を表している. (b) は (a) と同一の層間での平均的な相当温位差  $\Delta \theta_e$  を示している. (c), (d) は 700-950 hPa 間の対応する時系列を表している.

上記のマルチフラクタル指標  $\Delta D_q$  が大きくなるほど,ある時刻の QVF 分布のマルチフ ラクタル性が大きいと考えることができる.図4.22 にマルチフラクタル指標  $\Delta D_q$  の時系 列,および下層 (700-975 hPa) と中層 (500-700 hPa) 間の平均的な温位差  $\Delta \theta \cdot$ 相当温位差  $\Delta \theta_e$ の時系列を示す. $\Delta \theta$  が小さいほど静的不安定度が強く,また  $\Delta \theta_e$  が小さいほど対流不安 定度が強いと考えることができる.

亀岡豪雨の中層における  $\Delta \theta$ ,  $\Delta \theta_e$ (図 4.22(a), (b) の青線) は解析期間中緩やかな増加を見 せ、この層が環境場の風の流入および対流による湿潤空気の上向き輸送によって安定な方 向へ変化していたことを示している.また同時に対流の発達とともに  $\Delta D_q$  が増加を見せ ていた.一方で下層の  $\Delta \theta_e$  は増加傾向にあり、時間と共に下層の対流不安定度が増してい たことが示唆された.これは亀岡豪雨の発生要因となった下層ジェットによる大量の水蒸 気輸送が原因であると考えられる (図 4.22(c), (d) の青線).

豊中豪雨の中層においては,時刻-00:30から+01:00にかけて $\Delta \theta_e$ が急激に減少し, $\Delta \theta$ の時間変化が小さかった (図 4.22(a), (b)の赤線). これに対して時刻+01:00以降の下層では, $\Delta \theta_e$ のどちらも増加傾向にあった.豊中豪雨のマルチフラクタル指標は豪雨開始直前



図 4.23: 乱流運動エネルギーの生成・消滅項の平均プロファイル. (a), (b), (c) は亀岡豪雨におけ る浮力項, 散逸項, シア項の時間変化を示している. また (d), (e), (f) は豊中豪雨における各項 の時間変化を示している. 図中の破線は地上における降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> 以上に達した時刻を 示している.

を境に急激な増加を見せており、これは図 4.20 の結果と整合的である. すなわち豊中豪雨 は強い上昇流の発生が特徴的であり、それにより下層の不安定な成層が解消されていった と考えられる.

雲解像モデル CReSS における乱流運動エネルギーに関する予報方程式では,生成・消滅 に関する項として位置エネルギーと運動エネルギーの変換を表す「浮力項」,エネルギー の散逸を表す「散逸項」,風のシアに関わる乱流生成を表す「シア項」の3つが含まれてい る (Deardorff 1980; Tsuboki and Sakakibara 2007). 乱流運動エネルギーの生成要因について解 析するために,図4.23 は、2つの豪雨事例の解析領域における浮力項(図4.23(a),(d)),散 逸項(図4.23(b),(e)),およびシア項(図4.23(c),(f))を記した.亀岡豪雨では浮力項,散逸 項で比較的大きな値が高度1 kmを中心に長時間にわたり維持されていた.これはおおむ ね下層の対流雲の発生高度と対応している.シア項はほかの2つの項に比べて小さい値が 主に高度6 km以下に分布していて、下層の鉛直シア,および上昇流が主な要因であるこ とが示唆される.豊中豪雨における浮力項,散逸項は亀岡豪雨のそれと比較して大きな値 を取っていて,そのピーク高度は2-3 kmであった.豪雨開始後、中層で散逸項とシア項が 急速に増加していた.亀岡豪雨における鉛直分布の特徴は下層において水蒸気量が豊富で あったことから,潜熱放出に伴う浮力による潜在的な乱流運動エネルギーの発生源であっ た可能性がある.一方で豊中豪雨では、局地的な前線に伴う強い不安定成層が浮力項を大 きくし,対流の発生に重要な役割を果たしていた.乱流運動エネルギーは各格子点におけ る代表風速からの偏差の大きさとして定義されるため,乱流運動エネルギーが大きいとい うことは鉛直風と上層の強い環境場の風の相互作用による強い混合(エントレインメント) 効果が生じていたと考えられる.

#### 4.6 まとめ

本章ではマルチフラクタルの観点から線状対流系の自己組織化におけるパターンについ て事例解析を行った.2012年亀岡豪雨の再現実験に基づいて対流系が発生した領域とそ の上流側に分けて水蒸気フラックスを解析したところ,前者では対流系の発生前後で特徴 的なマルチフラクタル性の変動を示すことを明らかにした.また XRAIN の立体観測を用 いて降水粒子分布のマルチフラクタル性を解析した.雪片・霰・氷晶の混合比分布ではマ ルチフラクタル性の強さはそれぞれ異なるものの,これらの粒子がモノフラクタルに近づ いた時間帯と帯状の強雨域が拡大し始める時間帯がほぼ一致していたことが明らかになっ た (大野ら 2022a).また観測とモデルにおける雨水に関する物理量のマルチフラクタル特 性を比較したところ,対流系が発達するにしたがってマルチフラクタルからモノフラクタ ルへ変化するという共通の性質が見られることが明らかになった (大野ら 2022b).

さらに,バックビルディング型の線状対流系(亀岡豪雨)と異なる環境場で発生した破面型のマルチセル事例(豊中豪雨)の再現実験と併せてマルチフラクタル解析を行った.積算降水量の分布から対流が活発に発生していた京阪神エリア(60 km × 60 km × 15 km)を解析領域とした.

これらの豪雨事例のマルチフラクタル特性をまとめると以下のようになる.

- 亀岡豪雨では強い下層ジェットと対流不安定な大気場が特徴的であり,豪雨開始後, 水蒸気フラックス QVFの間欠性が緩やかに強まる (マルチフラクタル性が強まる)傾 向が見られた.水蒸気フラックスの鉛直成分よりも水平成分の方が大きい値の頻度 が顕著に増加していたことから,水蒸気フラックスのマルチフラクタル性の時間変 化に主に寄与していたのは水平成分の方であることが示唆された.
- 2. これに対して豊中豪雨の環境場は局地的な前線に伴う大気不安定な成層が特徴的であり、豪雨開始後から水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が急激に強まった. 準停滞的な降水域が形成されていた時間帯(時刻 +01:00~+02:00)では対流コア付近に比較的大きな値の水蒸気フラックスが確認され、かつその間一般化次元 D<sub>q</sub> スペクトルの時間変化は小さかった.不安定成層に伴う強い鉛直風、および水平収束により、マルチフラクタル性の時間変化に主に寄与したのは QVF の鉛直成分であることが示唆された.
- 3. 亀岡豪雨における乱流運動エネルギーの一般化次元 D<sub>q</sub> スペクトルは,帯状の降水

域が形成され始め,維持される時間帯(時刻+00:30以降)で時間的な変動が縮小し一 定の範囲内で推移する振る舞いが見られた.

- 4. 一方で豊中豪雨における乱流運動エネルギーの一般化次元 D<sub>q</sub> スペクトルは亀岡豪 雨のものよりもダイナミックな振る舞いを見せた.まず豪雨開始後に強いマルチフ ラクタル性を示し、その後マルチセル特有の団塊状の対流域を形成する頃には分布 がモノフラクタルに近づき、準停滞的な降水域を形成する時間帯ではそのスペクト ルの時間変動が小さくなった (この点は亀岡豪雨と類似していた).
- 5. 乱流運動エネルギーの生成・消滅項に関する解析から,亀岡豪雨では高度1~6kmにかけて比較的小さな浮力項・シア項が見られた.下層ジェットの存在を考慮すると,次の2点が亀岡豪雨の発生要因であったと考えられる.すなわち,下層で継続的な水蒸気輸送が見られたこと(水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強まったことと対応),および中層で乱流混合が小さく不安定性の解消が抑制された時間が継続したこと(乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性が準停滞的な振る舞いをみせたことと対応)である.
- 6. 豊中豪雨では不安定成層に伴い乱流生成が下層から上層に至るまで活発に行われ、 亀岡豪雨よりも強い上昇流を発生させ、かつエントレインメントが活発になったと 考えられる.

以上から,線状対流系が自己組織化し帯状の降水域を形成していく過程をマルチフラク タルの観点から捉えれば,水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性 が強まることと考えられる.

## 第4章 参考文献

- Bak, P., C. Tang, and K. Wisenfield, 1988: Self-organized criticality. *Phys. Rev. A*, **38**, 364–374, https://doi.org/10.1103/PhysRevA.38.364.
- Bluestein, H., and M. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711–1732, https://doi.org/10.1175/ 1520-0469(1985)042(1711:FOMLOP)2.0.CO;2.
- Chang, L.-C., G.-J. Chen, and K. Cheung, 2008: Mesoscale simulation and moisture budget analyses of a heavy rain event over southern Taiwan in the Meiyu season. *Meteor. Atmos. Phys.*, **101**, 43–63, https://doi.org/10.1007/s00703-008-0286-7.
- Cotton, W., G. Tripoli, R. Rauber and E. Mulvihill, 1986: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor*, 25, 1658–1680.
- Deardorff, J., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary-Layer Meteorol.*, **18**, 495–527, https://doi.org/10.1007/BF00119502.
- Franklin, C. N., N. Protat, D. Leroy, E. Fontaine, 2016: Controls on phase composition and ice water content in a convection-permitting simulation of a tropical mesoscale convective system. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 14253–14273, https://doi.org/10.5194/acp-17-14253-2017.
- Ikawa, M., K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Report*, https://doi.org/10.11483/mritechrepo.28.
- Ivanov, P. C., L. A. N. Amaral, A. L. Goldberger, S. Havlin, M. G. Rosenblum, Z. R. Struzik, H. E. Stanley, 1999: Multifractality in human heartbeat dynamics. *nature*, **399(6735)**, 461–465, https://doi.org/10.1038/20924.
- Japan Meteorological Agency, 2023: Meso-scale Analysis. Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency, JMA, https://www.jma.go.jp/jma/ jma-eng/jma-center/nwp/outline2023-nwp/pdf/outline2023\_02.pdf.
- Jeong, J.-H., D.-I. Lee, C.-C. Wang, and I.-S. Han, 2016: Characteristics of mesoscale-convectivesystem-produced extreme rainfall over southeastern South Korea: 7 July 2009. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 927–939, https://doi.org/10.5194/nhess-16-927-2016.

- Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "Senjo-kousuitai", causing localized heavy rainfall in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485–509, https://doi.org/ 10.2151/jmsj.2020-029.
- Kahn, B., E. Fetzer, J. Teixeira, and Q. Yue, 2023: Two decades of temperature and specific humidity variance scaling with the Atmospheric Infrared Sounder, *J. Geophys. Res.*, **128**, e2023JD039244, https://doi.org/10.1029/2023JD039244.
- 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, s1–s18, https://www.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/pub/ JMA-product/mgd\_sst\_glb\_D/.
- 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**, 819–840, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0209.1.
- Lin, Y., R. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J. Climate Appl. Meteor, 22, 1065–1092, https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022\%3C1065: BPOTSF\%3E2.0.CO;2.
- Manda, A., and Coauthors, 2014: Impacts of a warming marginal sea on torrential rainfall organized under the Asian summer monsoon. *Sci. Rep.*, **4**, 5741, https://doi.org/10.1038/srep05741.
- Marwitz, J., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. part II: Multi-cell storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 180–188, https://doi.org/10.1175/1520-0450(1972)011(0180:TSAMOS)2.0.CO;2.
- Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud -the 19 July 1981 CCOPE cloud-. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 107–128, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.68.2\_107.
- Murakami, M., T. Clark, and W. Hall, 1994: 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**, 43–62, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.72.1\_43.
- Olsson, J., and J. Niemczynowicz, 1996: Multifractal analysis of daily spatial rainfall distributions. *J. Hydrol.*, **187**, 29–43, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03085-5.
- Takemi, T., 2018: Importance of terrain representation in simulating a stationary convective system for the July 2017 northern Kyushu heavy rainfall case. SOLA, 14, 153–158, https://doi.org/10.2151/ sola.2018-027.
- Takemi, T., and T. Unuma, 2019: Diagnosing environmental properties of the July 2018 heavy rainfall event in Japan. *SOLA*, **15A**, 60–65, https://doi.org/10.2151/sola.15A-011.
- Tsuboki, K., and A. Sakakibara, 2002: Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator. *High Performance Computing*, Springer, Berlin,Heidelberg, 243–259, https://doi.org/

10.1007/3-540-47847-7\_21.

- Tsuboki, K., and A. Sakakibara, 2007: Numerical Prediction of High-Impact Weather Systems. *The Seventeeth IHP Training Course (International Hydrological Program)*, IHP Nagoya/Kyoto Training Course, accessed 27 October 2023, http://www.hyarc.nagoya-u.ac.jp/japanese/02activity/ihp/ textbook/17th-Numerical\_Prediction\_for\_High\_Impact\_Weather\_Systems.pdf.
- 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. https://doi.org/10.1007/ 978-3-031-40567-9\_19.
- United States Geological Survey, 2018: USGS EROS archive -Digital elevation- Global 30 arcsecond elevation(GTOPO30). USGS, retrieved from https://www.usgs.gov/centers/eros/science/ usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30.
- Unuma, T., and T. Takemi, 2016: A role of environmental shear on the organization mode of quasistationary convective clusters during the warm season in Japan. *SOLA*, **12**, 111–115, https://doi.org/ 10.2151/sola.2016-025.
- Weisman, M., and J. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520, https://doi.org/10.1175/ 1520-0493(1982)110(0504:TDONSC)2.0.CO;2.
- Zhao, N., A. Manda, X. Guo, K. Kikuchi, T. Nasuno, M. Nakano, Y. Zhang, and B. Wang, 2021: A lagrangian view of moisture transport related to the heavy rainfall of July 2020 in Japan: Importance of the moistening over the subtropical regions. *Geophys. Res. Lett.*, 48, https://doi.org/10.1029/ 2020GL091441.
- 大野哲之・山口弘誠・中北英一, 2022a: 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**, 319–324, https://doi.org/ 10.2208/jscejhe.78.2.L.319.
- 大野哲之・山口弘誠・中北英一, 2022b:線状対流系の発生・発達におけるマルチフラクタル特性-水蒸気フラックスと降水粒子分布の観点から-.京都大学防災研究所年報, 65(B), 298-306.
- 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, 1255–1260, https://doi.org/10.2208/jscejhe. 77.2.L.1255.
- 山口弘誠・古田康平・中北英一, 2017: XRAIN を用いたアンサンブル同化による線状降水 帯の維持と発生の予測. 土木学会論文集 B1(水工学), **73**, 211–216, https://doi.org/10.2208/ jscejhe.73.I\_211.
- 山口弘誠・古田康平・中北英一, 2013: 偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲

アンサンブル同化.京都大学防災研究所年報,56(B),369-377.

### 第5章

# 線状対流系の地形依存性と マルチフラクタル性

#### 5.1 背景と目的

本研究で扱う 1998 年南東北・北関東集中豪雨 (以下,那須豪雨),2012 年京都亀岡豪雨 (以下,亀岡豪雨),2014 年広島豪雨 (以下,広島豪雨) はそうした豪雨事例の一部である.これ らの事例に共通する点は空間スケールが 100 km 程度という,所謂メソ γ スケールの現象 であるということである (図 5.1).小坂田ら (2020) は,梅雨期に発生する集中豪雨 (台風を 除く)を,前線付近で発生する空間スケールが比較的大きい「前線付随型」と,前線からや や離れた場所で発生し空間スケールが比較的小さい傾向にある「孤立局所型」に分類した 解析を行った.本研究で扱う事例群は後者のタイプに該当すると考えられる.このタイプ の豪雨は発生において地形が重要な働きをすることが示唆されている.

一般に複雑な地形は空気塊の強制上昇や水平収束を促しその周辺で降水系を発生させる ことがあると考えられる.中北ら (2000) は那須豪雨において観測されたレーダーエコー 等に基づき,内部重力波の伝播が局所的な降水系の発生に寄与していたことを示唆した. Chang et al. (2008) では地形による水蒸気の上向き輸送をモデル化し,水収支解析を通じて 雲底高度以下におけるメソ対流系 (Mesoscale Convective Systems; MCS) 発達への寄与につい て議論している.こうした地形効果は日本に限らず,風の場の地形的なブロッキングによ り強制上昇や水平収束が生じ,MCS を生じさせる原因になったとする事例も報告されて いる (Zhao 2015). Takemi (2018) は, 2017 年九州北部豪雨を対象に解像度の異なる数値標高 モデル (Digital Elevation Model; DEM) を用いた感度実験を行い,地表面付近の水平収束量 等が変化し積算降水量の大きな差異をもたらすことを指摘した.

一方で地形に誘起された強制上昇ないし水平収束が対流開始,積乱雲群の組織化,そし て積算降水量へどのような影響を与えるか,という問題は自明なものではない.線状対流 系という3次元的な現象を理解する上で,3次元的な特徴量を算出することは,こうした 問題に答えるヒントとなり得ると思われる.そこで対象とする分布の値ごとにフラクタル



図 5.1: (a) 亀岡豪雨, (b) 広島豪雨における XRAIN 観測に基づいた 6 時間積算降水量. (c) は気象 庁レーダーアメダス解析雨量に基づいた那須豪雨の 12 時間積算降水量 (JMA 2018).

次元を算出し定量化する概念であるマルチフラクタルが適用可能と考える.

マルチフラクタルは地球科学分野の様々な分野において非線形的な時空間パターンを特 徴づけるべく研究がなされてきている (Schertzer and Lovejoy 1987; Tessier et al. 1993; Olsson and Niemczynowicz 1996; de Lima and Grasman 1999; Wolfensberger et al. 2017; Paz et al. 2018). 高分解能のデータセットに対してマルチフラクタルを適用する長所は,大気場のデー タの特徴をスケーリング指数の変動として捉えることが可能になるということである. Chigirinskaya et al. (1994) は,不均質性 (マルチフラクタル性が強いことに対応)が熱帯大気 構造の安定性を高めるという重要な役割を果たしていることを指摘した.彼らは,その根 底にある力学的マルチフラクタル過程が自己組織化臨界構造の現れであると結論付けた. Lee et al. (2020) は,ドップラーSバンドレーダで得られた降雨強度データセットのマルチ フラクタル性と雲解像モデルでのそれを比較した.高度5kmのレーダーと数値実験のマ ルチフラクタル性は比較的一致する一方で,それ以下の高度では一致しないことが示唆さ れている.また,層状性と対流性の雨ではデータのマルチフラクタル性が異なるという性 質を利用して事例を分類することが可能とされている (Tchiguirinskaia et al. 2011). Nogueira et al. (2013) は,雲解像モデルによる地形性降雨の理想実験における雲の場に対してマルチ フラクタル解析を行った.

本章では、上述の線状対流系3事例について異なる解像度のDEMを適用した実験を行い、地域毎にモデル内の標高の変化に伴い線状対流系の雨量が変化するメカニズムの解析 を行った.また線状対流系の対流が活発に発生する場所の水蒸気フラックス、乱流運動エ ネルギー(TKE)を対象としてマルチフラクタル解析を行い、対流発生から組織化に至るま での現象を考察した.



図 5.2: (a) 亀岡豪雨, (b) 広島豪雨, (c) 那須豪雨に対する再現実験の計算領域. (d) は亀岡豪雨に おける skew-T プロット,および水平風速の鉛直プロファイル. (e), (f) はそれぞれ広島豪雨,那 須豪雨のデータである. 亀岡豪雨,広島豪雨のデータはそれぞれ 2012 年 7 月 14 日 1500 UTC, 2014 年 8 月 19 日 1500 UTC の気象庁メソ客観解析値を参照した. また,那須豪雨のデータは 1998 年 8 月 26 日 1900 UTC の DSJRA55 を参照した. 赤線,青線は乾燥断熱線,湿潤断熱線 (い ずれも 5 K 毎) を表している. 短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5, 5 m s<sup>-1</sup> を意味している.

#### 5.2 解析手法

数値実験には雲解像モデル CReSS を使用した (Tsuboki and Sakakibara 2002; Tsuboki 2023). 亀岡豪雨の初期値は 2012 年 7 月 14 日 1200 UTC の,広島豪雨については 2014 年 8 月 19 日 0900 UTC の気象庁メソ客観解析値を使用した (Japan Meteorological Agency 2023). また境 界値も,初期時刻以降の客観解析値を利用して与えた.海面水温は気象庁 NEAR-GOOS を 使用した.一方で那須豪雨の初期値,および海面水温は 1998 年 8 月 26 日 1700 UTC におけ る DSJRA55 のデータを与えた (Kayaba et al. 2016).

図 5.2(a)-(c) に各事例の計算領域を示す.いずれの事例も共通して,水平解像度 500 m, 鉛直解像度 250 m(平均) とした.また渦粘性モデルには乱流運動エネルギーを用いた 1.5 次 のクロージャを,雲微物理過程には氷粒子の数濃度予報を含むバルク法パラメタリゼー ションを用いた.ただし格子数は亀岡豪雨: 600 × 600 × 61,広島豪雨: 620 × 660 × 81,那 須豪雨: 700 × 700 × 61 とした.また側面境界スポンジ層数はそれぞれ 20, 100, 70 とした. 図 5.2(d)-(f) にメソ客観解析値,および DSJRA55 における豪雨が開始する直前の時間帯, 位置での鉛直プロファイルを示す.亀岡豪雨,広島豪雨ではほぼ全層で湿潤であり,下層 では上空に向かって風向が時計回りであるため平均的に暖気移流であったことが示唆され る.これは亀岡豪雨では近畿地方の北側に梅雨前線が位置し,それに向かって下層ジェッ トが紀伊半島から大阪湾にかけてみられたこと,広島豪雨では日本海上に停滞した秋雨前 線へ流れ込む水蒸気が豊後水道を通って広島エリアへ供給されたことと対応する(小坂田・ 中北 2021).同時に鉛直シアがみられ,線状対流系が発生しやすい環境場であったことが わかる.一方で那須豪雨の鉛直プロファイル (図 5.2(f))では最下層で相対的に乾燥し,風 向は反時計回りをしている.その上空では湿潤な層が見られることからも,関東北部には 局地的な前線が存在すると考えられる.ただし,降雨の集中した範囲はこの前線よりもス ケールが小さいため,形成された局地前線そのものが那須周辺の豪雨の原因であるとは結 論できない(三隅 2001).

本研究では DEM として, NASA が公開する SRTMGL1(解像度約 30 m, 以下 ST1)(NASA JPL 2013), および GTOPO30(解像度約 1 km, 以下 G30)(United States Geological Survey 2018) の 2 種類を使用した. いずれの DEM を用いた実験においても,モデル内の標高データは 距離の重み付き平均を用いて作成した.

本章では対象とする物理量のマルチフラクタル性の度合いを示す指標として、一般化次元の差 $\Delta D_q = D_2(D_1) - D_7$ を用いる.すなわち、マルチフラクタル指標が大きいほどマルチフラクタル性が強く、小さいほどモノフラクタルに近いと判定することができる.

また、マルチフラクタル解析を行う前に地形に沿った座標系で出力されたデータを 500 m 解像度にアップスケールしてから解析を行っている.これはマルチフラクタル解析に使 用するピクセルが等方性を仮定しているためである.

マルチフラクタル解析の対象変数は,式(5.1)で定義される水蒸気フラックス,および雲 解像モデル CReSS の予報変数の一つである乱流運動エネルギー(TKE)とした.ただし," は平均的な流速からの偏差であることを示している.

$$QVF = \rho q_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2}$$
  

$$E = \frac{1}{2} \left( \overline{u''^2 + v''^2 + w''^2} \right)$$
(5.1)

#### 5.3 解析結果

#### 5.3.1 積算降水量

図 5.3(a)-(c) に,各事例の ST1 実験,G30 実験のモデル標高の差を示す.六甲山付近の南 側斜面で ST1 実験の標高が下がり,山の尾根付近は標高が約 30 m 高くなっていることが わかる.また北摂山地も全体的に標高が高くなる傾向を示した.一方で山口県南東部から 広島県西部にかけては標高が高くなった場所もあれば低くなった場所もあることがわか る.このことから予想されるのは,G30 実験に比べて ST1 実験では山と谷のコントラスト



図 5.3: (a), (b), (c) は亀岡豪雨,広島豪雨,および那須豪雨の再現実験において,モデル内の標 高差 (ST1 に基づく標高と G30 に基づく標高の差) をプロットした図. (d), (e), (f) は G30 を適用 した実験における積算降水量. (g), (h), (i) は ST1 を適用した実験における積算降水量. ただし 亀岡豪雨,広島豪雨は6時間積算 (FT=3-9 h),那須豪雨は4時間積算 (FT=2-6 h) とした.

がより明瞭になり斜面勾配がより急になったということである.さらに栃木県南西部から 北部にかけて標高が高くなっていることがわかる.このことはより急勾配の斜面がモデル 内に出現していることを意味する.

図 5.3(d)-(f) に各事例における G30 実験の,(g)-(i) に ST1 実験の積算降水量を示す. 亀岡 豪雨では主として北摂山地で対流が発生しその北東側の京都市周辺で大雨をもたらして いた.G30 実験では最大で約 190 mm の雨量が見られたのに対して,ST1 実験では 160 mm 以上の領域が拡大し最大値も約 240 mm と増加傾向を示した.広島豪雨の G30 実験では広 島市付近とその西側に 2 本の降水域が見られていた.これは降水系が時間とともに北側へ ゆっくりと移動していたためと考えられる.ST1 実験では両方の降水帯の雨量が増加して



図 5.4: G30 を適用した実験群における地形性水蒸気輸送量.ただし (a) 亀岡豪雨 (FT=6 h), (b) 広島豪雨 (FT=6 h), (c) 那須豪雨 (FT=4 h) である.(d)-(f) は ST1 を適用した実験群における地形 性水蒸気輸送量 (表示している予報時刻は同一).

いた. 図 5.1(b) で見たように, 観測では広島市周辺で強い降水帯が見られていたのに対して, 再現実験 ST1 では降水量のピークが西側にずれていた. いずれの降水帯も山口県南東部の地形の影響を大いに受けているものと考えられる.

那須豪雨では、栃木県西部の山間部とその南東斜面を中心に降水量のピークが見られ た.特に後者は後述のように栃木県付近の風速の不連続線に沿って帯状の降水域が形成さ れていた.標高データをST1に変更したところ、山間部の降水系の雨量はあまり変化が見 られないのに対して斜面側の降水系の雨量が顕著に増加していたことが確認された.ただ し、那須における局所的な降水系は確認されず、帯状の降水域が形成されている時間も他 の2つの事例に比べて短かった.DSJRA55は6時間毎に出力がある再解析データJRA55の ダウンスケーリング計算であるため、再解析データそのものではないことに注意が必要で ある.以上から、亀岡豪雨と広島豪雨については位置ずれが見られるものの降水系を概ね 再現しているのに対して、那須豪雨では観測における主たる降水系の再現性は低いものの 斜面付近の降水系において雨量の増加が見られたという興味深い結果を示した.

#### 5.3.2 地形に伴う水蒸気輸送

地形の起伏が水蒸気の鉛直輸送に与える影響を評価するため式 (5.2) を定義する.



図 5.5: (a) 亀岡豪雨, (b) 広島豪雨, および (c) 那須豪雨における水蒸気フラックス QVF のマルチ フラクタル指標の時系列.赤線が ST1 実験群,青線が G30 実験群の結果を示している. (d), (e), (f) は各実験の乱流運動エネルギーのマルチフラクタル指標の時系列.時刻 00:00 は各実験におい て地上降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> を初めて超えた時刻であることを意味している.

$$M_{\rm orog} = q_v (\boldsymbol{V} \cdot \nabla h) \tag{5.2}$$

ここで、 $q_v$  は水蒸気混合比 [ kg kg<sup>-1</sup>]、V はモデル最下層の水平風 [ m s<sup>-1</sup>]、h は離散化 された標高 [m] である. すなわち水平風から斜面が応力を受けるようなベクトルの向きに ある時に、上向きの水蒸気輸送があると判定することができる.

図 5.4 は各実験の一時刻における水蒸気輸送 *M*<sub>orog</sub> を表している. 亀岡豪雨の計算領域 である図 5.4(a),(d)では六甲山,および北摂山地で正の *M*<sub>orog</sub>が見られた. ただし,G30を 用いた計算である図 5.4(a)よりも ST1を用いた計算図 5.4(d)の方が正負の分布がより明瞭 にみられている.このことは,DEMの解像度が高くなったことでより急勾配の斜面がモ デル内に出現し,地形強制力が増したことを示唆している.また大阪湾周辺の風速を比較 すると,同じ予報時刻でも ST1実験の方の風速が約1ms<sup>-1</sup>大きくなっていることがわか る.ちなみに本稿では予報開始6時間後のみの結果を掲載しているが,分布の大まかな特 徴には時刻によって大きな変化はなかった.次に広島豪雨における水蒸気輸送(図 5.4(b), (e))を見てみると,山口県南東部の斜面で正と負の *M*<sub>orog</sub>が集中している点が特徴的だっ た.モデル内の線状対流系は山口県南東部をゆっくりと北上しながら北東側の広島市周辺 に大雨をもたらしていた.広島豪雨においても ST1実験の方がより大きな地形に伴う水蒸 気輸送が実現していたと考えられる.一方で那須豪雨の計算結果を示す図 5.4(c),(f)を見 てみると,栃木県南西部から北東部にかけて風速場の不連続線が見られる.この前線がモ



図 5.6: (a) 亀岡豪雨において ST1 を使用した実験における,時刻 00:00 の地上降水強度. (b) は同様に時刻 +01:00 での様子を表している. 黄線はマルチフラクタル解析の領域を示している.

デル内の帯状の降水域の要因の一つであったと考えられる.ST1 実験では,南西部の渓谷部における正の上向き水蒸気輸送がより大きくなっている.この領域でG30 実験に比べて強い上昇流が発生し,結果として積算降水量を増加させたと考えられる.以上から,同じ格子解像度でも,与える DEM の解像度の違いが線状対流系の雨量を左右する要因の一つになると言えよう.



図 5.7: (a) 図 5.4 の黒実線で示された位置の鉛直断面,時刻 +00:30 における鉛直風速 [m s<sup>-1</sup>] (色),水平風速 [m s<sup>-1</sup>] (矢羽根),総降水粒子混合比 [kg kg<sup>-1</sup>] (等値線). (b) は時刻 +01:00 にお ける鉛直断面の様子.緑は地形を表している.短矢羽根,長矢羽根はそれぞれ 2.5,5 m s<sup>-1</sup> を表 している.

#### 5.3.3 マルチフラクタル解析

次に,対流系が発生した時刻における大気場の特徴を評価するべく対流系近辺の水平60 km,鉛直約15kmを対象にマルチフラクタル解析を行った.図5.5(a)-(c)は各事例における 水蒸気フラックスの,図5.5(d)-(f)はTKEのマルチフラクタル指標の時系列である.ここ で横軸は,各実験の対象領域において初めて50mm h<sup>-1</sup>を超える降水強度を確認した予報 時刻を基準とした時刻である.

図 5.5(a) に示した亀岡豪雨における水蒸気フラックスのマルチフラクタル指標は, ST1/G30 どちらの実験においても強雨開始約 30 分前から増加に転じている.強雨開始後 30 分までは両者にほぼ差はない一方で,開始後1時間以降では ST 実験の方がより強いマ ルチフラクタル性を示していることがわかった.強雨開始後2時間でピークに達し,その 後マルチフラクタル性が弱まる傾向が続いていた.一方で TKE のマルチフラクタル指標



図 5.8: 図 5.5 と同一の鉛直断面,時刻 +01:00 における (a) 水蒸気フラックス [m s<sup>-1</sup>] (色),水平 風速 [m s<sup>-1</sup>] (矢羽根), (b) 気圧偏差 [Pa] (色),総降水粒子混合比 [kg kg<sup>-1</sup>] (等値線).

の時系列 (図 5.5(d)) を見てみると,強雨開始前後でマルチフラクタル指標が極大に達し, その後一定の範囲内で推移していたことがわかる.ここで,TKEのマルチフラクタル指標 の時刻ごとの変動幅が大きいことは,対流の発達とともにTKE生成・移流・減衰の効果の 結果としてTKE分布の特徴が大きく変動することに対応すると考えられる.

広島豪雨におけるマルチフラクタル指標も亀岡豪雨と同様に強雨開始前から増加傾向が 見られ,水蒸気フラックスは強雨開始後2時間でピークを取り減少に転ずる点が一致して いた.ただし TKE の方の時系列では亀岡豪雨とは異なりマルチフラクタル指標の増大と 減少が複数回にわたって見られるような振る舞いをしていた.この増大と減少が対流の発 生と減衰に対応しているか否かは今後詳細に精査したいと考えている.

那須豪雨におけるマルチフラクタル指標については、スピンアップの影響を鑑みて予報 開始2時間後以降を対象としたため、時系列が強雨開始35分前からプロットされている. 上述した2事例とは異なり、水蒸気フラックスのマルチフラクタル指標は強雨開始後に増 加に転じて、その後減少していた.指標自体の値もG30実験の方が大きい値を示してい



図 5.9: 図 5.5 と同一の鉛直断面,時刻 +01:00 における (a) 乱流運動エネルギー [J kg<sup>-1</sup>] (色),総 降水粒子混合比 [kg kg<sup>-1</sup>] (等値線),水平風速 [m s<sup>-1</sup>] (矢羽根), (b) 相当温位  $\theta_e$  [K] (色).

た.またTKEのマルチフラクタル指標では強雨開始直前でピークを取る点は他の2事例 と共通していた.ただしST1実験の方がその後の時間的な変動が大きかった.

以上から,線状対流系が発生する直前から直後にかけて水蒸気フラックス,TKEのマル チフラクタル性に顕著な変化が現れることがわかった.特に亀岡豪雨,広島豪雨における 水蒸気フラックスでは降水系形成時にST1実験の方がより強いマルチフラクタル性を示し ていたことが示された.

#### 5.3.4 ST1 実験における線状対流系の鉛直断面

前節では再現性の高い亀岡豪雨,広島豪雨の再現実験においてマルチフラクタル性に特 有の変化を伴うことを見た.この変化は線状対流系が組織化する過程に対応したものであ ると期待される.この変化の要因を考察するために,亀岡豪雨のST1実験における線状対 流系を例に鉛直断面を見てみる. 図 5.6 は亀岡豪雨の ST1 実験における降水強度を示している. (a) は対流系に直接関連したセルで初めて 50 mm h<sup>-1</sup> を超えた時刻である. この時刻では 20-30 mm h<sup>-1</sup> 程度の雨域が点在している程度であった.一方でその1時間後の (b) を見てみると,帯状の強雨域が形成されていた. この間の降水強度は孤立していた雨域同士が拡大しながら互いに結びつく「組織化」が見られていた.

図 5.7(a), (b) に線状対流系の鉛直断面における上昇流,総降水混合比,水平風の分布を示す.ただし総降水混合比は雲解像モデル CReSS の予報変数である雲水混合比 q<sub>c</sub>,雨水混合比 q<sub>r</sub>,雲水混合比 q<sub>i</sub>,雪片混合比 q<sub>s</sub>,霰混合比 q<sub>g</sub>の合計である.図 5.7(a) は強雨開始後30分に該当する時間帯である.135.65° E付近に発達した積乱雲が見られ,その風上側に発達途上の積乱雲が見られている.上昇流は135.60° E付近の北摂山地の斜面付近で発達する様子を繰り返していた.その30分後である図 5.7(b) では5 m s<sup>-1</sup>を超える上昇流域が拡大している様子がわかる.135.70° E付近の下層では降水粒子の落下に伴う下降流域が見られ、上流側である135.50° E付近で新たな積乱雲が発達するバックビルディング現象が見られている.このように,線状対流系の組織化は地上降水強度の拡大のみならず3次元的に上昇流域が結びつく現象という側面を有している.

同時刻同断面における水蒸気フラックスの分布を図 5.8(a) に示す.対流系発生前は高度 1 km 付近にのみ水蒸気フラックスの大きい領域が見られていた.これは近畿地方の北方 に位置する梅雨前線に向かって湿潤な空気が流入する下層ジェットに対応するものと考え られる.対流系発生後は上昇流により上向きの水蒸気輸送が生じる.これにより水蒸気フ ラックスの大きい領域が水平方向のみならず鉛直方向にも拡大する.すなわち,対流によ る水蒸気の3次元的な浸潤が,図 5.5 で見たようなマルチフラクタル性の強まりを引き起 こしていると考えられる.

対流が発生することで対流系下層の気圧勾配も生じる.図 5.8(b) は同断面における気圧 偏差である.強雨開始直前から開始後にかけて下層の気圧偏差が高まる振る舞いが見られ た.特に新たな積乱雲が繰り返し発生している 135.50° E 付近では水平方向の気圧偏差勾 配が大きい状態が維持されている様子が見られた.これは対流系の下流側で(気圧偏差の 小さい)上昇流が発達し,その補償流として上流側の下層で気圧偏差勾配が作られ,結果と して水蒸気流入を増加させている過程と対応するものと考えられる.この意味で,水蒸気 フラックスのマルチフラクタル性の変化は線状対流系の自己組織化過程を反映しているも のと捉えられる.

さらに TKE と相当温位  $\theta_e$  の鉛直断面を図 **5.9**(a) に示す. TKE は上昇流域の上端で比較 的大きな値を取っていることがわかる. TKE 生成項の一つである浮力項は, 雲が発生し ている領域では相当温位の鉛直勾配が大きいほど大きな値を示す (Tsuboki and Sakakibara 2007). 対流コア付近では相対湿度が高く湿潤であるため, その上側では相当温位の鉛直勾 配が大きい状態となり, TKE 生成を促す役割を果たしていると考えられる. 強雨開始前後 ではTKEも発達段階の積乱雲内部にのみ分布していた一方で,積乱雲群として組織化を見 せ始める強雨開始後 30 分以降は上昇流上端および対流コア付近で大きなTKE が分布し, 時刻ごとに差異はありつつも一定範囲内でTKE のマルチフラクタル性が推移していた.

#### 5.4 考察

解像度の異なる DEM を用いた実験を比較することで見えてきたことは,我が国の急峻 な地形と風速場の関係が線状対流系がもたらす数時間分の積算降水量に多大な影響を与え る場合があるということである.近年利用可能な計算資源が増えてきたことに伴い,1km より格子解像度の高い気象モデルが適用されることが多くなっている.湿潤な空気が地形 強制力を受けて上昇・凝結し自由対流高度を突破することが対流発生のきっかけとなると 考えられる.対流発生時における上昇流の強度や位置の予測は,線状対流系に伴う雨量を 見積もる上で重要な課題であると考えられる.本研究のような数百mオーダーの格子解像 度の数値実験では,ST1のような高い解像度を持った DEM を使用することで地形強制力 が雨量に与える影響をより現実に近い形で評価することが可能となる.ただし線状対流系 の主たる発生要因は地形だけではないことに注意が必要である.実際梅雨期では梅雨前線 上を移動するメソ低気圧 (mesoscale BFDs) が対流圏下層の水蒸気フラックスを強化する役 割を果たす場合があることが知られている (Araki et al. 2021).

その中でも本研究で扱った亀岡豪雨では,DEM を変更することで対流系上流側の下層 の風速が強まり,積算降水量も増加傾向を示した.このことが示唆するのは,より急峻な 斜面勾配がモデル内に実現することで結果として生じる上昇流や降水粒子も増加したとい うことである.前述のように,地形強制力が増したことで空気塊が自由対流高度を突破し 対流として成長しやすくなったことが考えられる.そしてより強い上昇流が生じることで その上流側では補償流としての水蒸気フラックスの強化が見られたと考えられる.これが 図 5.5 に示したような ST1/G30 実験において水蒸気のマルチフラクタル性のピークに差異 が見られた理由と考えられる.

一方で、TKEでは強雨開始とともにそのマルチフラクタル性がピークに達していた.マ ルチフラクタルは分布中の値ごとに、それがどの程度特異な性質を有しているかを定量的 に評価するという側面がある.対流発生時の場合は、それまで周囲に TKE がほぼゼロで あるような分布をしていたため、対流発生に伴う TKE は特異性が高い分布であったこと を示唆している.その後水蒸気の上向き輸送が活発になり対流の規模が大きくなることで 上昇流の空間的なスケールが広がり、対流雲同士の組織化が進行する.それと同時に TKE の比較的大きい領域も上昇流の上端部分を中心に広がりを持つことになる.TKE が持つこ の性質をマルチフラクタル的に見れば、対流系が維持されている期間では分布の特異性は さほど変化しないものであると推測される.それは上流側での水蒸気フラックス、対流コ アを中心とした凝結の活発な領域,降水粒子の落下に伴う下降流域といったメソスケール 規模での性質が動的に維持されていることと密接な関連があることを示唆している.つま り,本研究で扱う空間的なスケーリング指数は統計的な量でありつつも,対象とする分布 の物理的な性質 (Navier-Stokes 方程式,熱力学的方程式,雲微物理過程等)を色濃く反映さ せた解析手法であると考えられる.

以上の議論を受けて,線状対流系の自己組織化過程をマルチフラクタル的な観点と現象 論的な観点の双方からまとめてみたい.前者の観点では,対流活動が活発になるにつれて 水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強まり,TKE が対流発生と同時にマルチフラ クタル性のピークに達し,その後雲同士の結合が進むにつれてマルチフラクタル性が時 間的に準定常的な振る舞いを見せる.また後者の観点から記述すれば,以下のような正の フィードバックが存在すると考えられる (大野ら 2023).

- 1. 下層ジェットの強まりにより対流不安定度が増す.
- 2. 水蒸気の凝結に伴い潜熱が放出され,雨滴が落下する(地形強制力の影響も在り 得る).
- 3. 空気塊が浮力を得ると同時に、TKE 生成が活発化する.
- 4. 急峻な斜面の周辺で上昇流が強化される.
- 5. 上昇流の補償流として、対流の上流側下層で気圧偏差勾配が発生.
- 6. 下層で水平収束が強まる(落下した雨滴の蒸発の影響を受けて高圧部が生じること も関与).
- 7. 上流側における水蒸気フラックスが強化される.

#### 5.5 まとめ

本研究では実際に発生した線状対流系事例について異なる解像度を有する DEM を用い た実験をそれぞれ行い,モデル内の標高の変化に伴い線状対流系の雨量が変化するメカニ ズムを現象論,そしてマルチフラクタル的な解析を通じて議論した.3つの事例ともに解 像度約30mのST1を使用した実験の方が積算降水量が増加する傾向を示していた.地形 に伴う水蒸気の上向き輸送を比較し,ST1実験の方が地形強制による水蒸気輸送が大きい ことが示唆された.またマルチフラクタル解析の結果,線状対流系が発生・組織化する中 で特徴的な変化を示すことがわかった.特に水蒸気フラックスを対象にした解析ではST1 実験の方がより強いマルチフラクタル性を示し,先述の地形に伴う水蒸気輸送の解析と整 合する結果であった.乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性はST1/G30実験で明瞭な 差異は認められなかったものの,線状対流系が組織化しつつあることを定量的に判定する 手法としての応用可能性が期待される.

ここで本研究の将来的な展望について述べる.上述した線状対流系の組織化における正

のフィードバックは1事例を参考に提案された枠組みであるため、その一般性については 今後事例を増やしながら吟味する必要があると考えられる.マルチフラクタル解析におい ては、那須豪雨に関する解析でも見たように帯状の降水域が形成される時間が短い、ある いはまったく見られない計算の場合は特徴的なシグナルを把握することは困難であると予 想される.こうした課題に取り組むためには、アンサンブル予報のような確率的な手法を 応用することが必要不可欠である.アンサンブル予報を行うことで、線状対流系の組織化 における正のフィードバックのうちどの部分が偶然性に支配された要因なのか、その時に 得られるマルチフラクタル的シグナルとは如何なるものなのかを解析することが可能に なると考えられる.また、本研究ではマルチフラクタル解析の対象変数を水蒸気フラック スと乱流運動エネルギーの2つとした.組織化過程を記述する上でこの2変数以外にどの ような変数を解析すればよいかを検討することも重要な課題の一つである.例えば、霰と いった雲微物理過程を反映し降水強度にも影響を与えうる変数について解析を進めること などが挙げられる.

# 第5章 参考文献

- Araki, K., T. Kato, Y. Hirockawa, and W. Mashiko, 2021: Characteristics of atmospheric environments of quasi-stationary convective bands in Kyushu, japan during the July 2020 heavy rainfall event. SOLA, 17, 8–15, https://doi.org/10.2151/sola.2021-002.
- Chang, L.-C., G.-J. Chen, and K. Cheung, 2008: Mesoscale simulation and moisture budget analyses of a heavy rain event over southern Taiwan in the Meiyu season. *Meteor. Atmos. Phys.*, **101**, 43–63, https://doi.org/10.1007/s00703-008-0286-7.
- Chigirinskaya, Y., D. Schertzer, S. Lovejoy, A. Lazarev, and A. Ordanovich, 1994: Unified multifractal atmospheric dynamics tested in the tropics: Part I, horizontal scaling and self criticality. *Nonliniear Process Geophys.*, 1, 105–114, https://doi.org/10.5194/npg-1-105-1994.
- de Lima, M., and J. Grasman, 1999: Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semiarid region in Portugal. *J. Hydrol.*, **220**, 1–11, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00053-0.
- Japan Meteorological Agency, 2023: Meso-scale analysis. Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency, JMA, 37-44 pp. https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2023-nwp/pdf/outline2023\_02.pdf.
- Japan Meteorological Agency, 2018: Radar/raingauge-analyzed precipitation [dataset]. Japan Meteorological Agency, retrieved from https://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/qmws\_2018/ Presentation/3.1/Radar%20Rain%20Gauge-Analyzed%20Precipitation\_revised.pdf.
- NASA JPL, 2013: NASA shuttle radar topography mission global 1 arc second [data set]. NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center, accessed 20 October 2023, https://doi.org/10.5067/MEaSUREs/SRTM/SRTMGL1.003.
- Kayaba, N., T. Yamada, S. Harada, K. Onogi, S. Kobayashi, K. Yoshimoto, K. Kamiguchi, and K. Yamashita, 2016: Dynamical regional downscaling using the JRA-55 reanalysis (DSJRA-55). SOLA, 12, 1–5, https://doi.org/10.2151/sola.2016-001.
- Lee, J., I. Paz, D. Schertzer, D. Lee, and I. Tchiguirinskaia, 2020: Multifractal analysis of rainfallrate datasets obtained by radar and numerical model: The case study of Typhoon Bolaven (2012). *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **59**, 819–840, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0209.1.

Nogueira, M., A. Barros, and P. Miranda, 2013: Multifractal properties of embedded convective struc-

tures in orographic precipitation: Toward subgrid-scale predictability. *Nonliniear Process Geophys.*, **20**, 605–620, https://doi.org/10.5194/npg-20-605-2013.

- Olsson, J., and J. Niemczynowicz, 1996: Multifractal analysis of daily spatial rainfall distributions. *J. Hydrol.*, **187**, 29–43, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03085-5.
- Paz, I., and Coauthors, 2018: Multifractal comparison of reflectivity and polarimetric rainfall data from C- and X-band radars and respective hydrological responses of a complex catchment model. *Water*, 10, 269, https://doi.org/10.3390/w10030269.
- Schertzer, D., and S. Lovejoy, 1987: Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. J. Geophys. Res., 92, 9693–9714, https://doi.org/ 10.1029/JD092iD08p09693.
- Takemi, T., 2018: Importance of terrain representation in simulating a stationary convective system for the July 2017 northern Kyushu heavy rainfall case. *SOLA*, **14**, 153–158, https://doi.org/10.2151/ sola.2018-027.
- 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, http://www.physics.mcgill.ca/~gang/eprints/eprintLovejoy/ neweprint/IAHS.2011.Tchiguirinskaia\_et\_al.pdf.
- Tessier, Y., S. Lovejoy, and D. Schertzer, 1993: Universal multifractals: Theory and observations for rain and clouds. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 223–250, https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032(0223: UMTAOF)2.0.CO;2.
- Tsuboki, K., and A. Sakakibara, 2002: Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator. *High Performance Computing*, Springer, Berlin,Heidelberg, 243–259, https://doi.org/ 10.1007/3-540-47847-7\_21.
- Tsuboki, K., and A. Sakakibara, 2007: *Numerical Prediction of High-Impact Weather Systems*. The Seventeeth IHP Training Course (International Hydrological Program), IHP Nagoya/Kyoto Training Course, accessed 27 October 2023, http://www.rain.hyarc.nagoya-u.ac.jp/~tsuboki/cress\_html/src\_cress/CReSS2223\_users\_guide\_eng.pdf.
- 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. https://doi.org/10.1007/ 978-3-031-40567-9\_19.
- United States Geological Survey, 2018: USGS EROS archive -Digital elevation- Global 30 arcsecond elevation(GTOPO30). USGS, retrieved from https://www.usgs.gov/centers/eros/science/ usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30.
- Wolfensberger, D., A. Gires, I. Tchiguirinskaia, D. Schertzer, and A. Berne, 2017: Multifractal eval-

uation of simulated precipitation intensities from the COSMO NWP model. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 14 253–14 273, https://doi.org/10.5194/acp-17-14253-2017.

- Zhao, Y., 2015: A study on the heavy-rain-producing mesoscale convective system associated with diurnal variation of radiation and topography in the eastern slope of the western Sichuan plateau. *Meteor. Atmos. Phys.*, **127**, 123–146, https://doi.org/10.1007/s00703-014-0356-y.
- 大野哲之・山口弘誠・中北英一, 2023: 地形に起因する線状対流系の数値標高モデル感度実験-自己組織化構造におけるマルチフラクタル的性質-. 京都大学防災研究所年報, **66B**, 218–229. https://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/nenpo/no66/ronbunB/a66b0p24.pdf.
- 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, 1255–1260, https://doi.org/10.2208/jscejhe. 77.2.L.1255.
- 小坂田ゆかり・中村葵・中北英一,2020: 梅雨期集中豪雨の時空間特性を考慮した強雨継続時間と積算雨量の将来変化の統計分析. 土木学会論文集 B1(水工学), **76**, 7–12, https://doi.org/ 10.2208/jscejhe.76.2.L.7.
- 三隅良平, 2001: 1998 年北関東・南東北豪雨における降雨の集中機構について. 北関東・南 東北地方 1998 年 8 月 26 日~31 日豪雨災害調査報告, 13-36 pp. Accessed 27 October 2023, https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied\_natural\_disaster/pdf/37/37-02.pdf.
- 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, 109–114, https://doi.org/10.2208/prohe.44.109.
### 第6章

### 組織化指標に対する

# マルチフラクタル的状態変化の先行性

#### 6.1 背景と目的

以上の章では,線状対流系の発生域周辺ではマルチフラクタル的に特徴的な変化がある ことを示した.すなわち水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーは,地上での豪雨開始以 前から浅い対流の発生に伴いマルチフラクタル性が強まる傾向を示していた.加えて積乱 雲群が対流系として組織化する時間帯では,水蒸気フラックスのマルチフラクタル性はさ らに強まり,乱流運動エネルギーは一定の範囲内でマルチフラクタル性が推移していた. また DEM に対する感度実験から,地形強制力の違いが上昇流の強さや対流系の上流側で の収束量を変化させ,結果として線状対流系がもたらす積算降水量に大きな影響を及ぼす ことが示された.また対流系周辺の風速場の変化に伴い,水蒸気フラックスのマルチフラ クタルの度合いにも変化することを明らかにした.

さて、本章ではこれまで特に注意を払うことなく用いてきた「線状対流系の組織化」と いう用語に着目したい.組織化を明確に定義した研究は多くはないものの、空間スケー ルが比較的小さい積乱雲同士が併合・アップスケールすることで帯状の降水域を形成す るに至ること、という点では多くの先行研究の間で一致していると考えられる.観測・シ ミュレーションに基づき線状対流系の組織化過程を記述する、あるいはメソ対流系の検知 を試みた研究例は多い (Bluestein and Jain 1985; Nagata and Ogura 1991; Mohr and Zipser 1996; Zhang and Zhang 2012; Peters and Schumacher 2015; Kato 2020). しかし、線状対流系の3次元 的なメカニズムに根差した形で、その組織化を定量的に規定した研究は筆者の知る範疇で は無い.また、第4、5章において大気場のマルチフラクタル性が強まることが自己組織化 過程と対応することを見てきた一方で、マルチフラクタル指標とは異なる視点から線状対 流系の組織化を考察することでマルチフラクタル指標の有用性を議論する必要がある.

そこで本章ではまず,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について検討する.第5章で用いた3つの線状対流系事例の再現実 験を対象に,組織化に至った時間帯をこの手法に基づいて議論することでそして組織化の 時間帯とマルチフラクタル性の時系列変化を比較することが可能になる.さらに,摂動を 与えた初期値に対して以上の枠組みがどの程度適用可能かを検討するべく,アンサンブル 予報を用いた解析を行う.

#### 6.2 線状対流系の組織化指標の検討

#### 6.2.1 上昇流域・下降流域・水蒸気フラックス収束

まず,第5章で用いたモデル内標高を設定するにあたり SRTMGL1 を使用した3つの再 現実験(亀岡豪雨,広島豪雨,那須豪雨)において組織化が見られたと思われる時間帯の現 象を理解すべく,地上降水強度 [mm h<sup>-1</sup>],再現実験の下から8層目(高度約1.5 km)におけ る上昇流域と下降流域,および水蒸気フラックス収束の鉛直積算 [kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>]の観点から 解析を行う.ここで上昇流域は $w \ge 1 \text{ m s}^{-1}$ を満たす格子,下降流域は $w \le -1 \text{ m s}^{-1}$ を満 たす格子の集合と定義した.また水蒸気フラックス収束では地表面付近の気圧  $p_s$ から上 空 $p_t = 700$  hPa までを対象として以下の式(6.1)を用いて算出した.すなわち,700 hPa 以 下の層で水蒸気フラックスの水平成分 $v_{Hqv}$ の収束が大きいほど値が大きくなる.

$$I_{cnv} = \int_{p_s}^{p_t} \nabla \cdot (\boldsymbol{v}_H q_v) \,\mathrm{d}p \tag{6.1}$$

図 6.1 は亀岡豪雨における 20 分ごとの地上降水強度,高度約 1.5 km における上昇流域 と下降流域,水蒸気フラックス収束の鉛直積算値 *I<sub>cnv</sub>* を示している.豪雨開始前の時刻で ある 15 日 0100 JST では六甲山付近に大阪北部に弱雨域および正の *I<sub>cnv</sub>* が大きい領域が見 られるものの,その範囲は限定的であった (図 6.1(a), (f), (k)).豪雨が開始した 0120 JST(図 6.1(b), (g), (l)) では大阪北部付近に孤立した雨域・上昇流域やその補償流と思われる下降流 域,収束に対応する正の *I<sub>cnv</sub>* が見られた.その 20 分後の *I<sub>cnv</sub>*(図 6.1(m))の分布をみると南 西-北東の走行を持つ正の *I<sub>cnv</sub>* 領域が形成されつつあることがわかる.上昇流域も同様に 併合が続き,0200 JST(図 6.1(i)) では明瞭な帯状の上昇流域が形成されていた.地上の強雨 域はその後拡大と併合が続き,0220 JST(図 6.1(e)) では帯状の強雨域が出現していた.以上 のように,亀岡豪雨の再現実験内では始め団塊状で孤立していた上昇流域・水蒸気フラッ クス収束域が併合・拡大を続け帯状に分布するようになり,その後地上でも帯状の強雨域 が出現していた.

同様に広島豪雨,那須豪雨における 20 分ごとの地上降水強度,高度約 1.5 km における 上昇流域と下降流域,水蒸気フラックス収束の鉛直積算値 *I<sub>cnv</sub>* を図 6.1(続き) に示す.広島 豪雨では線状対流系につながる最初の強雨域が出現する前の時間から断続的に雨域が発生 していた.20日 2120 JST には山口県東部付近で上昇流と下降流が混在するような分布が 見られ,水蒸気フラックス収束の増大と帯状域への拡大とともに上昇流域も拡大し,2220





(a) 2100JST (k) 2100JST (f) 2100JST R, ý ۶Û (I) 2120JST (g) 2120JST (b) 2120JST × × S. (m) 2140JST (c) 2140JST (h) 2140JST ų (n) 2200JST (i) 2200JST (d) 2200JST w. (e) 2220JST (o) 2220JST (j) 2220JST e e - 0.4 0.2 10 30 50 80 -1.0 -0.8 -0.6 -0.4 -0.2 20 0 σ



図 6.1(続き): ST1 を用いた那須豪雨の再現実験における時刻 27 日 0420-0540 JST までの同様の図.



図 6.2: 広島豪雨の再現実験における 19 日 2300 JST の (a) 地上降水強度 [mm h<sup>-1</sup>],水平風速・ 風向 (矢羽根), (b) 下から 8 層目 (高度約 1.5 km) における上昇流域 (赤色),下降流域 (青色),水 平風速・風向 (矢羽根), (c) 水蒸気フラックス収束の鉛直積算値 *I<sub>cnv</sub>*(色).

JST では地上の雨域・上昇流域・水蒸気フラックス収束域が帯状の形状へと近づきつつある ものの,それぞれ空隙が散在している状態であった.ただし40分後の各物理量の分布であ る図 6.2 を見てみると,地上の強雨域,および上空の上昇流域,水蒸気フラックス収束域が 明瞭に帯状の形状を示していることがわかる.このように,線状対流系に関連した豪雨開 始時間から線状対流系が組織化するまでの時間は事例によって異なることが示唆される.

図 6.1(続き)の那須豪雨の解析結果に戻ると,栃木県北西部の斜面付近で似通った走向を 持つ降雨域が複数形成され,それらが併合して大きな降水域へとアップスケールしている 様子が見られた.上空の上昇流域も複数のクラスターを形成しながら併合する様子が見ら れた.水蒸気フラックス収束域は孤立した上昇流域に跨るように帯状に分布し,その値は 時間とともに強まる振る舞いを見せていた.ただし,他の2つの豪雨事例と比較すると地 上風・水蒸気フラックス収束場では比較的大きい規模の収束線が見られ,同時多発的に上 昇流域が発生・拡大する様子が見られる等,那須豪雨の再現実験ではバックビルディング 的な対流形成とは異なるタイプの豪雨が出現していた可能性があることに注意すべきで ある.

#### 6.2.2 対流性質量フラックス・鉛直風のフラクタル次元

以上のような線状対流系の組織化過程の特徴を踏まえ、線状対流系の周辺における上昇 流域の強度に着目するべく式(6.2)で表される対流性質量フラックス (Convective Mass Flux; CMF) [kg m s<sup>-1</sup>] を定義した.

$$C_u = \int_{V_u} \rho_m w \, \mathrm{d}V \quad (V_u \in w \ge 1 \,\mathrm{m \, s^{-1}})$$
(6.2)

ただし、 $\rho_m$ は湿潤空気の密度、wは鉛直風、 $V_u$ は $w \ge 1 \text{ m s}^{-1}$ を満たす格子の集合である. 定義式 (6.2) で示したように、上昇流域に対する CMF は湿潤空気の上向き輸送の度合

いを表す量である.同様に下降流域に対する CMF(湿潤空気の下向き輸送の度合いを表す量)を式 (6.3) として定義する.

$$C_d = \int_{V_d} \rho_m w \, \mathrm{d}V \quad (V_d \in w \le -1 \,\mathrm{m \, s^{-1}}) \tag{6.3}$$

解析を行う時間帯は各々の実験で対流系が発生する前から発生後の時間帯とした.具体 的には亀岡豪雨では計算開始後3~9時間,広島豪雨では計算開始後2~8時間,那須豪雨 では計算開始後2~6時間とした.また解析領域は対流系全体を網羅するために,亀岡豪雨 では(東西)90 km×(南北)60 km×(鉛直)15 km,広島豪雨では90 km×90 km×20 km,那須 豪雨では90 km×90 km×15 kmとした.各々の解析領域の水平方向の位置は図6.1 の黄色 線で示している.

図 6.3 に、各再現実験における CMF を縦軸に、上昇流域 (ないし下降流域) のフラクタル 次元 D<sub>0</sub>を横軸に取った時間変化を示す.ここで上昇流域(下降流域)のフラクタル次元が 増大することは、当該領域が水平・鉛直方向に拡大することに対応していることに留意さ れたい.図 6.3(a) は亀岡豪雨の上昇流域に対する解析結果である.地上で豪雨が開始する 前の時間帯に対応する濃い青のプロットが図の左下側に集中している様子が見られた.こ のことは上向き CMF・上昇流域のフラクタル次元に顕著な変化が見られず、停滞している と捉えることができる.地上で豪雨が開始した15日0120 JST 以降の時間帯では CMF はほ ぼ横ばいでフラクタル次元が増大していた.上昇流域のフラクタル次元の増大は図 6.1(g) ~(i)のように上昇流域が点在している状況から帯状へと変化する様子と対応することがわ かる.そして0150~0210 JST にかけてプロットが右上に移動、すなわち CMF・フラクタル 次元の両方が増大している様子が見られた.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 CMF・フラクタル次元の双方が減少に転じた. このことは線状 対流系が衰退期に入る兆候として上昇流域のフラクタル次元が有効であることを示唆して いる.また下降流域に対する解析結果においても、0120 JST 以降のフラクタル次元の増大 傾向は上昇流域対する解析結果と一致していた (図 6.3(b)). ただし下向き CMF が増加に転 じる時間帯は上昇流域のそれに比べて20分程度遅かった.この時間差は上昇流の発生が 活発になり降水粒子が生成され、やがて降水粒子の落下に伴う下降流域の形成が始まると いった過程を鑑みると整合的な結果であると考えられる.

図 6.3(b), (d) は広島豪雨の再現実験における上昇流域,下降流域に対する同様の解析の 結果である.帯状の降水域を形成するに至る最初の積乱雲よりも前の時刻から弱い降水域 が生じていたこともあり,豪雨開始前の時間帯である 19日 2000~2100 JST ではフラクタ ル次元の増大が見られた.その後 CMF・フラクタル次元の双方が停滞する時間帯を迎え, 2120 JST(豪雨開始時刻)を境に上昇流域のフラクタル次元が明瞭な増加傾向に転じた.図 6.2(b) に示したように,帯状の上昇流域が形成された後の時間帯 (2300 JST 以降)で上向き CMF の増加が顕著になっていた.一方で下降流域のフラクタル次元においても先行する



図 6.3: (a) 亀岡豪雨, (b) 広島豪雨, (c) 那須豪雨における上向き対流性質量フラックス・上 昇流域のフラクタル次元の時系列変化 (色付丸印,5分毎). 黒色の各種記号は地上降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> を超えた時刻以降のデータを 10 分毎に示している. (d)~(f) は各豪雨事例における下 向き対流性質量フラックス・下降流域のフラクタル次元の時系列変化を表す. ただし上昇流域は  $w \ge 1 \text{ m s}^{-1}$ ,下降流域は  $w \le -1 \text{ m s}^{-1}$  をそれぞれ満たす格子とした.



図 6.4: (a) 亀岡豪雨, (b) 広島豪雨, および (c) 那須豪雨における水蒸気フラックス QVF のマルチ フラクタル指標の時系列.赤線が ST1 実験群,青線が G30 実験群の結果を示している. (d), (e), (f) は各豪雨事例の乱流運動エネルギーのマルチフラクタル指標の時系列.時刻 00:00 は地上降水 強度が 50 mm h<sup>-1</sup> を初めて超えた時刻であることを意味している (再掲).

降水セルに伴って増大が見られ、下向き CMF と合わせて豪雨開始前から明瞭に増加傾向 を示していた.

那須豪雨における上昇流域に対する解析結果図 6.3(c) においては,豪雨が開始する前の 時間帯から CMF の増加が見られた.豪雨開始後に上昇流域のフラクタル次元も増大した ものの,その後の時間帯での変化は他の豪雨事例にはないほど大きくなっていた.また下 降流域に対する解析結果 (図 6.3(f))を見てみると,豪雨開始前の時間帯の方が CMF が大き く,その後減少している様子が見られた.こうした振る舞いは下層の収束域が全体的に北 西方向に移動し,栃木県北西部の山間部に強雨域が移動したことと関連すると考えられ る.図 6.1(f)~(j)に示したように,栃木県北西部では山岳波と推測される上昇流と下降流 の周期的な構造が見られていた.下層の収束線は始め栃木県の中央部に位置していたも のの,収束帯の南東側の南寄りの風が時間とともに強まることで収束帯が移動していた. 0540 JST では山岳波の一部が解消していることも,図 6.3(c),(f)において縦軸である CMF に大きな変化が生じている要因であると考えられる.

以上の組織化に関する指標の解析結果より,各線状対流系事例の組織化に至った時間帯は, 亀岡豪雨において 15 日 0150-0210 JST,広島豪雨において 19 日 2220-2300 JST,那須豪雨において 27 日 0500-0520 JST と推定した.

表 6.1:線状対流系事例の再現実験におけるマルチフラクタル指標および組織化に至った時間帯の 比較

事例	水蒸気フラックス	乱流運動エネルギー	組織化の時間帯
亀岡豪雨	15 日 0100 JST (-20 分)	15 日 0055 JST (-25 分)	15 日 0150-0210 JST
			(+30 分~+50 分)
広島豪雨	19日 2055 JST (-25分)	19日2110JST (-10分)	19 日 2220-2300JST
			(+60 分~+100 分)
那須豪雨	27 日 0450 JST (+10 分)	27日 0425 JST (-15分)	27 日 0500-0520 JST
			(+20 分~+40 分)

#### 6.2.3 マルチフラクタル指標の組織化指標に対する先行性

ここで,第5章までで議論してきた水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフ ラクタル性に変化が現れ始めた時刻と,組織化指標により推定された時刻を比較する.図 6.4 に第5章で用いたマルチフラクタル指標の時系列を再掲する.図6.4を基に,3つの線 状対流系豪雨事例の (DEM として SRTMGL1 を用いた)再現実験においてマルチフラクタ ル性が強くなる傾向を初めて示した時刻を抽出した.表6.1 にその一覧を示す.ただし括 弧内の数字は地上降水強度が50 mm h<sup>-1</sup>を超えた時刻に対する時間差を表している.

亀岡豪雨では線状対流系に関係する孤立した複数の積乱雲の発生に伴い水蒸気フラック ス・乱流運動エネルギーの分布がマルチフラクタル性の強まりを示した.その後積乱雲群 の上流側で新たな積乱雲が発生を繰り返し,上昇流域が併合・拡大した結果上述の時間帯 に組織化に至った.また広島豪雨では線状対流系に直接の関係を持たないと考えられる先 行する積乱雲群が発生していたとはいえ,水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマル チフラクタル性の変化は豪雨開始時刻前に生じていたことが示された.亀岡豪雨とは異な り広島豪雨では上空で上昇流・下降流が混在するような分布が見られたものの,帯状の上 昇流域が形成されるようになった時間帯(組織化の時間帯)以降では上向き CMF の増加が 顕著になった.以上の2つの事例では時間の差異はあれども,まず初期の対流発生に伴い 水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強まり,上昇流域のフラクタル次元の増大が見 られ,併合が進行し帯状の上昇流域が形成される時間帯以降で上向き CMF の増加が見ら れたという共通点が見られた.

那須豪雨では水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強まりを見せた時刻は豪雨開始 後10分と他の2つの事例とは異なる振る舞いを見せていた.その一方で乱流運動エネル ギーのマルチフラクタル性は豪雨開始前に変化を始め,豪雨開始後数十分で組織化に至る という性質は共通していた.那須豪雨が発生していたのは内陸部であり水蒸気フラックス が他の2つの事例に比べて小さく,顕著なマルチフラクタル性の変化を見せるような対流



図 6.5: BGM 法の概念図 (Toth and Kalnay (1993) に加筆した).

の発生までに時間を要したことが原因と考えられる.ただし収束線に沿う浅い対流の発生 に伴い乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性に急激な変化が生じている.このよう に,乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性を追跡することで線状対流系を発生させ得 る初期対流の特徴を捉えることが可能になると考えられる.

以上の通り,線状対流系豪雨の再現実験において推定されたマルチフラクタル指標は, 対流系の組織化に先行して"マルチフラクタル性が強まる"という形で対流系発生の兆候 を捉えることが可能であることを示唆している.

#### 6.3 アンサンブル予報実験の設定および手法

次に,以上で示した組織化の時間帯に先行するマルチフラクタル性の変化が摂動を与え た初期値に対してどの程度ロバストに見られるのかを検討するために,線状対流系のアン サンブル予報実験を用いた解析を行う.

アンサンブル予報実験の対象事例は亀岡豪雨とし,初期時刻7月14日1200 UTC (2100 JST)から9時間先まで予報した.予報実験に際する境界値には当該時刻の MSM 予報値を 使用した.使用したモデル,計算領域,格子解像度,計算に用いたパラメタリゼーション はすべて第5章で用いた亀岡豪雨の ST1 実験と同一とした.

アンサンブル予報の初期値に与える摂動は Breeding of Growing Modes (BGM) 法を用いて 作成した (Toth and Kalnay 1993, 1997). BGM 法とは,過去のある時刻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,解析値,およ び解析値に摂動を与えた値という2種類の初期値から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与えて時間発展を計算す るという育成サイクルを繰り返し行う.このサイクルを通じて,過去において非線形モデ ル(本章では雲解像モデル CReSS)の中で成長してきた誤差を摂動とするため,気象現象 における非線形的な効果を摂動作成に取り入れることができる(古田 2016;堀池 2018;上嶋 2019;黒田 2021).

これらの手順の概念図を図 6.5 に示す. 下記で用いる  $A \ge P$  は全格子の風速成分 u, v, w, 温位  $\theta$ ,水蒸気混合比  $q_v$  で構成されるベクトルである.

- 1. 14 日 0000 UTC における気象庁メソ客観解析値をダウンスケールした解析値 A<sub>1</sub> と 摂動が与えられた初期値 P<sub>1</sub> を用意する.ここでは 13 日 2100 UTC の解析値からの 3 時間予測値を P<sub>1</sub> として用いることとする.
- A<sub>1</sub>からの P<sub>1</sub>の摂動を e<sub>1</sub>と定義する.すなわち,式(6.4)のように定義する.また, e<sub>1</sub>のノルム(||e<sub>1</sub>||)を A<sub>1</sub>と P<sub>1</sub>の二乗平均誤差から定義する.

$$\boldsymbol{e}_1 \equiv \boldsymbol{P}_1 - \boldsymbol{A}_1 \tag{6.4}$$

- 3. *A*<sub>1</sub> と *P*<sub>1</sub> をそれぞれ雲解像モデル CReSS を用いて 3 時間予測したものを *A*'<sub>1</sub>, *P*'<sub>1</sub> と する. また,上記と同様にノルム ||*e*'<sub>1</sub>|| を計算する.
- 4. ||e'<sub>1</sub>|| を 3 時間前の摂動 ||e<sub>1</sub>|| の大きさまでスケールダウンしたものを、14 日 0300
  UTC における摂動 ||e<sub>2</sub>|| とする.すなわち、式 (6.5) のように計算する.

$$e_2 = \frac{||e_1||}{||e_1'||} \times e_1' \tag{6.5}$$

5. さらに摂動 ||e<sub>2</sub>||を 14日 0300 UTC の解析値 A<sub>2</sub>に与え初期値 P<sub>2</sub>を作り、A<sub>2</sub>と P<sub>2</sub> をそれぞれ雲解像モデル CReSS を用いて 3 時間予測する.以上の操作を繰り返すこ とで 14日 1200 UTC (2100 JST) 時点の摂動を計算した.14日 1200 UTC における解析 値にこの摂動を足した初期値、および解析値から摂動を差し引いた初期値の 2 つを アンサンブルメンバーとした.

以上では *A*<sub>1</sub>, *P*<sub>1</sub> の時刻を 14 日 0000 UTC としていたが, *P*<sub>1</sub> として使用する計算の初期 時刻の変更,スケールダウンの回数,あるいはスケールダウンする時間間隔を 6 時間に変 更する,等の操作により 20 パターンの摂動を作成し,それらから最終的に 40 メンバーを 作成した.

#### 6.4 アンサンブル予報における組織化・マルチフラクタル性の解析

計算開始後 3-9 時間を解析対象にした各メンバーの6 時間積算降水量を図 6.6 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



図 6.6: アンサンブル予報における 40 メンバーの 6 時間積算降水量 (FT=3-9 h).

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),および第5章で見たようにモデルに適用する DEM がより高解像度化す ることで地形強制力が増し積算降水量が増加することを考慮すれば,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.

図 6.7 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 (図 6.7(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 (図 6.7(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



106

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.

図 6.8 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<sub>q</sub>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ものであ ると考えられる.

図 6.8 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<sup>-1</sup> を超えた時刻の前後から  $\Delta D_q$  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 (図 6.8(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 (図 6.8(g))では増加のピークは見られたもの の図 6.8(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 (図 6.7(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.

図 6.9 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  $\Delta D_q$  を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知手法への 応用の際には留意する必要がある.

それでも ΔD<sub>q</sub> 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 (図 6.9(d)) では豪雨開始時刻の前後









で $\Delta D_q$ 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 $\Delta D_q$ 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 (図 6.9(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.

以上で議論してきた水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性が強 まり始めた時刻,および組織化の時間帯を表 6.2 にまとめた.ただし,ここでは組織化の 時間帯は図 6.7 において上昇流域のフラクタル次元の増加の後 CMF が増加に転じた時間 帯とした.また表中の括弧内の時間は地上降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> を超えた時刻との差を 表している.ほとんどのメンバーでは水蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強まり始 めた時刻は組織化の時間帯に先行していることがわかる.ただし必ずしも地上降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> を超えた時刻に先行してマルチフラクタル性が強まる訳ではなく,団塊状の浅 い対流に伴う降水の場合は水蒸気フラックスのマルチフラクタル指標には明瞭な変化が見 られない場合があることが考えられる.また乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性が 強まり始めた時刻は必ずしも組織化につながるような対流系の発生前に関連しているとは 限らないものの,初期対流の発生に伴いマルチフラクタル性が強まる傾向を示していた.

#### 6.5 まとめ

本章では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,組織化に対するマルチフラクタル性の変化の先行性について解析 した.

亀岡豪雨の再現実験においては、まず団塊状の孤立した上昇流域が複数出現し、豪雨開 始直後に上昇流域のフラクタル次元が増大していた.この様子はバックビルディング的な 対流生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ともに湿潤空気の上向き輸送量を表す上向き 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、対流系上流部で新たな降水セ ルが発生しなくなると上向き CMF・上昇流域のフラクタル次元が減少に転じた.このこと は、これらの指標が線状対流系の組織化の一側面を反映しているだけでなく、線状対流系 が衰退する兆候を捉えることが可能であることを示唆している.

広島豪雨の再現実験においては,主たる線状対流系の発生に先行して降水セルが形成されていたこともあり,まず上向き CMF の増加が見られた.その後(線状対流系に関連する雨域における)地上降水強度が 50 mm h<sup>-1</sup> を超えた時刻のあたりから上昇流域のフラクタル次元が増加に転じた.亀岡豪雨に比べると帯状の上昇流域が形成されるまでに時間を要したものの,対流系の組織化が進行した時間帯で上向き CMF が顕著に増加したという性

表 6.2: 帯状の降水域が見られたアンサンブルメンバーにおけるマルチフラクタル性が強まり始め た時刻・組織化の時間帯

メンバー	水蒸気フラックス	乱流運動エネルギー	組織化の時間帯
3	0240 JST (-5 分)	0220 JST (-25 分)	0255-0320 JST
			(+10分~+35分)
8	0000 JST (-10 分)	0000 JST (-10 分)	0035-0120 JST
			(+25 分~+70 分)
10	0040 JST (+20 分)	0000 JST (-20 分)	0150-0210 JST
			(+90 分~+110 分)
12	0000 JST (-35 分)	0020 JST (-15 分)	0115-0130 JST
			(+40 分~+55 分)
23	0125 JST (+35 分)	0120 JST (+30 分)	0135-0155 JST
			(+45 分~+65 分)
24	0315 JST (+55 分)	0140 JST (-40 分)	0300-0320JST
			(+40 分~+60 分)
29	0150 JST (+60 分)	0035 JST (-15 分)	0200-0225 JST
			(+70分~+95分)
30	0200 JST (+15 分)	0115 JST (-30 分)	0240-0255JST
			(+55 分~+70 分)
31	0205 JST (+60 分)	0030 JST (-35 分)	0210-0225 JST
			(+65 分~+80 分)
32	0220 JST (+60 分)	0035 JST (-20 分)	0205-0230 JST
			(+45 分~+70 分)

質は先の事例と共通していた.一方で那須豪雨では豪雨開始後に上昇流域のフラクタル次 元が増大したものの,その後の時間帯での上向き CMF の変動は他の2つの事例に比べて かなり大きいものが見られた.この事例では帯状の降水域が出現したものの,それは数十 km 規模の下層の収束線に沿って複数の上昇流域のクラスターが発生し,それらが併合し ながら北西方向に移動するといった現象が見られていたため,バックビルディング型の線 状対流系と区別して詳細な解析を行う必要があると思われる.

以上の枠組みから線状対流系としての組織化に至った時間帯を推定し,第5章で議論し た水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフラクタル指標において明確な変化が 生じた時刻と照らし合わせたところ,組織化の時間帯,ないし地上で豪雨がもたらされた 時刻に対して 20~25 分ほど先行してマルチフラクタル性の変化が生じていたことが明ら かになった. さらに摂動を与えた初期値に対して上述の枠組みがどの程度適用可能なのかを検討する べく、40メンバーで構成されたアンサンブル予報を用いた解析を行った.積算降水量の観 点から京阪神エリアに帯状の降水域が出現していた10メンバーを選び、コンポジット解析 を行った.その結果ほとんどのメンバーで上昇流域のフラクタル次元の増加が見られ、線 状対流系の組織化を定量的に評価する上でフラクタル次元が有用な指標の1つになる可能 性が示唆された.また同様にマルチフラクタル指標が増加を示した時刻との比較を行い、 (コンポジット解析の対象とした)10メンバー中8メンバーで組織化の時間帯に先行して水 蒸気フラックスのマルチフラクタル性が強まりを見せることが示された.このように、水 蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性を解析することで、対流系初 期の浅い対流の発生や対流系として発達する兆候を捉えることが可能になり、雲解像モデ ルを用いた数値予報の中で線状対流系の発生を早期に探知する手法への応用可能性が示さ れた.

本章で議論したようなメソスケール規模の現象メカニズムに根差してメソ対流系の組織 化を規定するといったアイディアそれ自体が,これまで先行研究で取り組まれていなかっ た新しい着眼点である.これは対流系という集団的な振る舞いを示す現象のメカニズムを 研究する上で重要な視座を与えるという点で理学的に価値のある研究成果である.加えて 組織化が生じる時間帯から数十分前にマルチフラクタル的な状態変化が生じるという知見 は,線状対流系豪雨の予測リードタイムを向上させる可能性を示唆しており,工学的,防 災的に有効な指標として利用することができる.

ここで本手法についていくつかの課題点を述べておく.まず,マルチフラクタル指標の 変化は必ずしも線状対流系に伴う対流の発生や対流系の組織化に応じて発生しているわけ ではなく,例えば解析領域外で発生した雨域が領域内に移流するといった要因でも変化が 生じることがある点に留意すべきである.また 6.4 項のアンサンブル予報実験に対する解 析で示したように,マルチフラクタル指標の変化度合いと積算降水量の多寡は必ずしも一 致しないことがある.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 があり,これらを決定するのは対流圏下層の水蒸気量や大気安定度,風速場のシアといっ た要因である.線状対流系豪雨の発生探知に加えて積算降水量の定量的予測を目指す上 で,上述の要素がせめぎ合う(相互作用する)ようなモデルの構築・指標作りが必要となる だろう.

また本章では便宜上,上昇流域・下降流域と区別したうえで解析を行った.しかし実際 には上昇流と下降流の相互作用が線状対流系を維持する本質的な役割を果たしている.こ の意味で集団的な振る舞いとして線状対流系を捉えるような枠組みを構築することは,学 術的に興味深い問題を内包していると筆者は考える.

## 第6章 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, 1711–1732, https://doi.org/10.1175/ 1520-0469(1985)042(1711:FOMLOP)2.0.CO;2.
- Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "Senjo-kousuitai", causing localized heavy rainfall in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485–509, https://doi.org/ 10.2151/jmsj.2020-029.
- Mohr, K. I., and E. J. Zipser, 1996: Defining mesoscale convective systems by their 85-GHz ice-scattering signatures. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1179–1190, https://doi.org/10.1175/ 1520-0477(1996)077(1179:DMCSBT)2.0.CO;2.
- Nagata, M., and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309–1336, https://doi.org/ 10.1175/1520-0493(1991)119(1309:AMCSOI)2.0.CO;2.
- Peters, J., and R. Schumacher, 2015: Mechanisms for organization and echo training in a flashflood-producing mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 1058–1085, https://doi.org/ 10.1175/MWR-D-14-00070.1.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2317–2330, https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074(2317:EFANTG)2.0. CO;2.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, 3297–3319, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125(3297:EFANAT)2.0.CO;2.
- Zhang, M., and D. Zhang, 2012: Subkilometer simulation of a torrential-rain-producing mesoscale convective system in east China. part I: Model verification and convective organization. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 184–201, https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00029.1.
- 上嶋一樹 2019: 積乱雲発達初期の雲情報データ同化によるゲリラ豪雨予測. 京都大学大学 院工学研究科社会基盤工学専攻修士論文, 102 pp.
- 黒田 奈那 2021: アンサンブル予測の更新に伴う不確実性の増幅を考慮したリアルタイム線 状降水帯予測. 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻修士論文, 132 pp.

古田 康平 2016: XRAIN を用いたアンサンブル同化によるメソ対流系の降水予測精度向上 に関する研究.京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻修士論文,91 pp. 堀池洋祐 2018: 融解層高度以上の降水粒子の同化による線状降水帯の予測及び支配スケー

ルの解析.京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻修士論文,102 pp.

### 第7章

## 結論

本論文は高解像度雲解像モデル・レーダー立体観測を用いて線状対流系の発生・組織化 過程をマルチフラクタルの観点を主軸に解析し,線状対流系豪雨の発生を早期探知する手 法への応用可能性を議論することを目的とした.

第1章では我が国で発生した線状対流系およびそれに関連して発生した水災害の歴史 を振り返った.またこのような気象現象を観測・予測するため用いられている枠組みにつ いて概観した.観測,数値予報等の気象データがビッグデータと形容される程に高解像度 化・大規模化が進む中で,線状対流系の物理的なメカニズムの理解を深めることの重要性 は増々高まっている.そのような理解の下で線状対流系の発生を探知し,治水対策や避難 行動のリードタイムを大きくすることは防災上大切な課題である.数値シミュレーション の観点から言えば,サブキロメートルスケールの格子解像度の雲解像モデルを用いた線状 対流系の再現実験は対流コアを直接解像可能な解像度を有しているため発生メカニズムを 詳細に解析することを可能にすると考えられる.また観測の観点から言えば,我が国にお ける全国的な高解像度レーダー観測網 XRAIN を用いた解析は,上空の降水粒子の状態か ら線状対流系の発生から組織化までを解析することに適していると考えられる.これらの データに対して,定量的なパターン解析手法であるマルチフラクタルを用いることで線状 対流系の発生や組織化を探知することが可能になることが期待される.

第2章では線状対流系の構造やその短時間降水予測,水文気象分野におけるマルチフラ クタルを適用した先行研究について概説した.線状対流系は時空間スケールが様々な現象 の相互作用によって生じることがこれまでの研究で示されている.大気の河や亜熱帯高気 圧の辺縁を流れる南寄りの風が東アジア地域に暖かく湿った空気を輸送する役割を持って いる.こうした要因で対流圏下層が湿潤になり,また上層での寒気流入やトラフの東進と いった要素が加わり,メソスケール規模で大気が不安定な場が作られる.そして帯状の降 水域が準停滞的な振る舞いを見せるためには鉛直シアや対流不安定度が重要な役割を果た していると考えられることを見てきた.こうした環境場は対流が発生した後,雨滴の落下 に伴う下降流が上昇流とぶつからず共存し,かつ冷気外出流により新たな上昇流を発生さ せるバックビルディング型の線状対流系を形成することに有利なためである.また水蒸気 観測をデータ同化することが線状対流系の短時間降水予測の精度を向上させることから, 風速場や水蒸気場が線状対流系で本質的な役割を果たしていると考えられる.さらに我 が国における急峻な地形が対流系の発生・維持に寄与することが考えられるため,サブグ リッドスケールの乱流混合の度合いを示す乱流運動エネルギーにも重要な情報が含まれて いると考えられる.一方でマルチフラクタル解析はこれまでは時系列データやイベント全 体のアンサンブル場に対する解析に使われてきたものの,本研究のようにメカニズムに注 目した線状対流系発生の早期探知を目的とした研究はこれまで行われてこなかった.

第3章ではマルチフラクタル解析の原理について説明した.マルチフラクタルは、少数 で表現されるような半端な次元を持つ特異な図形であるフラクタルを統計的に拡張した概 念である.解析対象となる分布を正方格子のピクセルで分割し、分布中の値を基に分配関 数を計算する.分配関数を異なるピクセルサイズ毎に計算を繰り返し、最小二乗法により 分配関数の(空間的な)べき乗則を推定することでマルチフラクタル性を評価することが可 能になる.このうち分布の位置(値)によりべき乗則が同じ、あるいは差異が小さい場合は モノフラクタル、差異が大きい場合はマルチフラクタルであると考えられる.

第4章では線状対流系の組織化パターンについて,雲解像モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulater) を用いた 500 m 解像度の再現実験,および XRAIN 立体観測による降水粒 子分布のマルチフラクタル性の時間変化を解析した.線状対流系が発生した領域付近にお ける水蒸気フラックスについてマルチフラクタル解析を適用した結果、地上で豪雨が開始 する 20 分ほど前から初期の浅い対流の発生に伴いマルチフラクタル性が強まる傾向が見 られた.この傾向は線状対流系豪雨が形成された時間帯にも継続し、豪雨の衰弱と共にマ ルチフラクタル性が弱まる傾向へと転じた.このことは対流の発達に伴い鉛直風が強化さ れ、水蒸気フラックスが相対的に大きい領域が鉛直方向に拡大することと対応する振る舞 いであることが示唆された.同様にサブグリッドスケールの乱流混合の度合いを表す乱流 運動エネルギーについてマルチフラクタル解析を行った. 豪雨開始時にマルチフラクタル 性が急激に強まり、その後線状対流系豪雨が形成されるとともに時間的な変動が縮小し、 マルチフラクタル性の推移が一定の範囲内に収まるという性質が見られた.すなわち、対 流圏下層の湿潤な成層で乱流生成が活発になり、初期の対流として成長し、解析対象領域 への水蒸気流入と対流の発生が継続する時間帯では乱流運動エネルギーの分布特性の時間 変化が小さくなると解釈することができる.このことは線状対流系豪雨の組織化を判定す る上で重要な指標になることを示唆している.また,バックビルディング型の線状対流系 とは異なる環境場の特徴を持つマルチセル事例の再現実験との比較を行った. 前者は強い 下層ジェットと対流不安定な大気場が特徴的であり,豪雨開始後に水蒸気フラックスのマ ルチフラクタル性が緩やかに強まり、乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性は豪雨開 始時にピークを迎え帯状の降水域の形成とともに時間的な変動が縮小し一定の範囲内で推

移する振る舞いを見せた.このことから,異なるタイプの豪雨事例ではマルチフラクタル 性の時間変動が異なる可能性が示唆された.一方でレーダー立体観測に基づいた降水粒子 分布のマルチフラクタル解析から,観測における降水強度分布と再現実験における雨水分 布のマルチフラクタル性は類似した時間変化を示すこと,観測から推定された氷相降水粒 子分布は深い対流の発生に伴い質量の大きい降水粒子が増加したことでモノフラクタルに 近い分布へと変化することが示された.

第5章では那須豪雨,亀岡豪雨,広島豪雨の3事例を対象に異なる解像度を持つDEMを 用いた感度実験を行い,モデル内の地形表現の変化に伴い線状対流系の雨量が変化するメ カニズムを現象論,そしてマルチフラクタルの視点から解析した.3つの事例共に高解像 度 DEM を用いた方の実験で積算降水量が多く,水蒸気フラックスのマルチフラクタル解 析では豪雨発生時に(低解像度 DEM を用いた実験と比較して)強いマルチフラクタル性を 示した.これは地形に伴う水蒸気輸送の増加がより強い上昇流を発生させ,対流系の上流 側での吸い込み効果が増加し,より強い水平収束を生じさせたことが積算降水量の増加と いう結果につながったためと考えられる.

そして第6章では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,組織化に対する上述のマルチフラクタル的な状態変化の先行 性について解析した.再現実験内の解析領域全体の上昇流の和である対流性質量フラック スと上昇流域全体のフラクタル次元の時間変動を解析した.その結果,豪雨開始前はどち らの指標も時間変化が小さく,豪雨開始後に後者の増大傾向(孤立していた上昇流域同士 が拡大し,帯状の分布へ変化する様子に対応)が見られ,その後対流性質量フラックスも 顕著に増大した.両者が顕著に増大した時間帯を組織化に至ったものとして定義したとこ ろ,水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフラクタル性が強まりを見せた時刻 は,線状対流系が組織化される1時間~1時間半前であることが明らかになった.さらに 同様の傾向は線状対流系豪雨のアンサンブル予報実験において帯状の降水域が見られたメ ンバーにおいても確認され,本研究が提案する手法が線状対流系発生の早期探知を可能に すること,および対流系としての組織化に対して新たな定義を与える手法であることが示 された.

以上から,線状対流系における水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーのマルチフラク タル性を解析することで,対流系初期の浅い対流の発生,および対流系の組織化の兆候を 捉えることが可能になり,雲解像モデルを用いた数値予報を用いた線状対流系の早期探知 手法への応用可能性が示された.また XRAIN 立体観測に基づいた氷相降水粒子分布のマ ルチフラクタル解析より,線状対流系の組織化過程には氷相降水粒子分布がマルチフラク タルからモノフラクタルに近い分布へと変化する様子が見られた.このように現状利用可 能な観測データからもマルチフラクタルに基づいた早期探知手法への応用が期待される.

本研究は線状対流系の3次元的なメカニズムに注目し,連続的に変化する大気場に対し

て定量的なパターン解析手法であるマルチフラクタル解析を適用した初の研究である.マ ルチフラクタルによる水蒸気フラックス・乱流運動エネルギーの分布パターンを定量的に 評価した点,そして対流系の組織化を規定する指標という独創的な視点から組織化現象を 議論した点は,組織化という現象を捉える独創的な視点を与えるとともに,線状対流系に 対する防災へとつながる手法への応用可能性という理学的・工学的に意義の大きい成果で ある.上述の線状対流系におけるマルチフラクタル構造は上昇流域の併合と拡大といった 物理的なメカニズムを反映していると考えられ,マルチフラクタル構造こそが線状対流系 の組織化現象を解釈し,新たな定義を与える鍵となる概念である.

最後に、本研究を通じて見出された課題や今後の展望について言及しておく.

まず,今回扱ったマルチフラクタル解析の結果は線状対流系の再現性と関連性が大きい ことと,帯状の降水域が出現していないような場合においてもマルチフラクタル性の変化 が生じることである.実際に線状対流系が発生しつつある場であるのか,それとも単に解 析領域外の雨域が領域内に移流してきたのかを判断するためには,例えば水蒸気フラック ス収束の鉛直積算といった他の指標で停滞性が見られるか,といった項目を増やす必要が あると考えられる.

また今回取り扱った水蒸気フラックスは絶対値であり,実際の大気場では風速の鉛直シ アといったベクトル量が線状対流系の発生において重要な役割を果たす場合がある.鉛直 シアの役割を議論するために,今後はベクトル量の空間分布を定量的に評価できるような 枠組みへと応用していく必要がある.

本研究は線状対流系の数値シミュレーションの観点から大気場のマルチフラクタル性を 議論したものである.今後観測の高解像度化が進んだ際には観測に基づいたマルチフラ クタル性の検証が必須である.ここでは衛星による3次元的観測やフェーズドアレイレー ダー,ライダー等の高解像度観測の利用が期待される.本論文の執筆時点では水蒸気フ ラックス・乱流運動エネルギーを3次元的に観測可能な装置の利用は困難である.繰り返 すが,これらの3次元分布のマルチフラクタル性が線状対流系の組織化メカニズム理解に 重要である.3次元分布の観測を可能とするような観測機器・システムの開発が重点的な 課題であると筆者は考える.

加えて,組織化の定義については更なる議論が必要となる.本研究で提案した組織化の 定義は数値シミュレーションにおける格子点値に基づく結果である.一方で,実際の対流 系では上昇流・下降流が集団的な振る舞いを見せていることが知られている.本研究で明 らかにした線状対流系のマルチフラクタル構造を基に対流系の集団的な挙動を記述するよ うな枠組みを考案することで,物理的なメカニズムをより精細に反映した組織化の定義の 提案が可能になると期待される.

本研究では、広島豪雨のように線状対流系が発生する地域によっては地形表現が変化することで対流系が発生する位置が変化する場合があることが明らかになった.このことは

地形と風速場の絶妙な関係により線状対流系の発生位置や積算降水量が変化する場合があ ることを示唆している.今後はアンサンブル予報実験およびマルチフラクタル解析の事例 数を増やすことで,地域毎に線状対流系発生の時間的・空間的な不確実性の特徴を体系化 し,治水・避難行動を柔軟に行うための情報を創出したいと考えている.

以上を本研究の結論とする.

## 付録



図 A.1: 第4章で扱った亀岡豪雨の再現実験における QVF の水平分散スケーリング指数の鉛直プ ロファイルの時間変化 (色). (a) は 1-4 km スケールにおける指数 ( $\beta_S$ ), (b) は 5-30 km スケール における指数 ( $\beta_L$ ). (c), (d) は豊中豪雨における各指数を表す. 黒破線は 50 mm h<sup>-1</sup> 以上の豪雨 が開始した時刻を表す. いずれも解析領域は第4章と同一である.



図 A.2: 水蒸気混合比 q<sub>v</sub> に関する図 A.1 と同一の図.



図 A.3: アンサンブル予報実験における各メンバーの6時間積算降水量.



図 A.3(続き): ただし (k), (l) は京阪神エリアに帯状の降水域が現れなかったメンバーの例である.



図 A.4: アンサンブル予報実験の各メンバー (No.3, 8, 10, 12, 23) における組織化の時間帯での (左) 地上降水強度・地表面での風速・風向, (中) 水蒸気フラックス収束の鉛直積算, (右) 下から 8 層目 における上昇流域・下降流域・風速・風向 (矢羽根). 橙線は解析領域を表す.



図 A.5: アンサンブル予報実験の各メンバー (No.24, 29, 30, 31, 32) における組織化の時間帯での (左) 地上降水強度・地表面での風速・風向,(中)水蒸気フラックス収束の鉛直積算,(右)下から8 層目における上昇流域・下降流域・風速・風向(矢羽根).



図 A.6: 第6章のアンサンブル予報実験で帯状の降水域が出現しなかったメンバー (No. 13, 19) に おけるマルチフラクタル指標  $\Delta D_q$  の時系列 (赤実線). (a), (b) は QVF, (c), (d) は乱流運動エネル ギーを表している. 各図の青破線は再現実験における同一領域を対象とした時系列を表す.
## 謝辞

京都大学防災研究所・中北英一教授には,私の修士・博士後期課程の5年間を通じて研究 指導をいただきましたことを心より御礼申し上げます.中北教授からは複雑系科学の視点 を取り入れた気象,そして工学的な研究を実践する上で核となる示唆をいただきました. 豪雨現象の根底にある物理学を丁寧に取り扱うこと,気象に留まらず河川への流出を始め とした水文学の研究フィールドを跨いだ俯瞰的な視野を持って豪雨災害に対する防災研 究を実践することの意義,そして頭を使い尽くすくらいに研究に没頭することの大切さを 教わりました.私は中北教授の背中から,社会に新たな価値を提供するという使命の下, 自身の仕事に真摯に向き合い,他者に敬意を持って交流し輪を広げることが自身の,そし て共同体にとって幸福であるということを学びました.至らぬ点が未だ多いとは存じます が,中北研究室で学んだ経験や哲学を忘れずに今後も精進していく所存でございます.

京都大学防災研究所・山口弘誠准教授には研究の議論や学会発表等様々なご支援をいた だき,感謝申し上げます.自由に研究を発想させていただきつつ,対等な立場から私の考 察が至らない点や今後の研究の進展について多々ご指摘いただいた山口准教授は,私に とって願ってもない相談役の一人でした.また毎夏恒例の神戸観測では自らの手で気象観 測を行う経験を通じて気象現象に対する勘を養生する機会をいただきました.豪雨制御プ ロジェクトの研究会や京都大学アカデミックデイでは,産官学問わず様々な分野の方々と 協働して大きな仕事を創り上げること,研究を一般の方々に向けて発信することの難しさ や面白さを学ばせていただきました.

また本学位論文の審査を引き受けていただきました京都大学防災研究所・田中賢治教授,同研究所・佐山敬洋教授に厚く御礼申し上げます.お二方には学会等の場を含めて非常に示唆に富んだご意見をいただきました.

九州大学大学院比較社会文化研究院・渡部哲史准教授には愛媛県西条市におけるフィー ルドワークの機会をいただき,観測手法の設計やため池,河道断面の測定といった滅多に 得られない経験を得ました.京都大学防災研究所・呉映昕特定准教授には研究ゼミで度々 建設的なご意見をいただきました.また同研究所・仲ゆかり助教には線状対流系のメカニ ズムに関する議論や CReSS を用いた亀岡豪雨の計算結果の提供,並びに計算機等の研究環 境を整備していただきました.名古屋大学宇宙地球環境研究所・坪木和久教授,神戸大学 都市安全研究センター・大石哲教授,梶川義幸特命教授,山梨大学大学院総合研究部・相 馬一義准教授,京都大学防災研究所・萬和明准教授,防災科学技術研究所・大東忠保様,日 本気象協会・増田有俊様から貴重なご意見を賜りました.皆様からいただいた機会や意見 は私自身にとって研究のみならず人生において大きな刺激になりました.

研究室内の事務を始め様々な場面でサポートをいただきました西村由起子様,森本慎子様,飯山円様に厚く御礼申し上げます.故・辻まゆみ様には私が中北研究室に所属する以前より多大なるご支援をいただき,困ったことがあればまず辻様に相談しようと思うくらいに絶大な信頼を寄せておりました.ここに謝意を表し,ご冥福をお祈り申し上げます.

中北研究室で苦楽を共にし,時に激論を交わし笑いの絶えない学生生活を送らせていた だいた高見和弥様(鉄道総合技術研究所),中渕遥平様(東日本旅客鉄道株式会社),松本幸 大様(損害保険料率算出機構),Wendi Harjupa さん(National Research and Innovation Agency), Ginaldi Ari NUGUROHO さん(National Research and Innovation Agency), Fauziana AHMAD さ ん(現・横浜市役所),黒田奈那さん(現・気象庁),高尾充政さん(現・国土交通省),中村葵さ ん(現・三井物産株式会社),Guilherme Mendoza Guimarães さん(現・French National Research Institute For Agriculture, Food and Environment),千賀幹太さん(現・中部電力),西田悠史さん (現・日本経済新聞社),加藤泰樹さん(現・鉄道・運輸機構),原田茉知さん(現・野村不動産 株式会社),村瀨公崇さん(現・国土交通省),岡崎恵さん,神谷太雅さん,河谷能幸さん,前 川智寧さん,酒井良佑さん,西村太一さん,佐藤克哉さん,福田果奈さん,渡辺悠一朗さ ん,岡田睦巳さん,西村将真さんに感謝申し上げます.また京都大学水文グループ,同大 学防災研究所気象・水象災害研究部門,並びに中北研究室合同合宿ゼミの皆様には自由闢 達な議論と愉快な時間を過ごさせていただきました.皆様と出会い,発表講演や研究への 取り組み,人生観に感銘を受け,大いなる学びを得たことをとても誇りに思います.

研究発表と議論の機会をいただきました COBRA 研究会,国土交通省淀川ダム統合管理 事務所,日本気象協会,土木学会,水文・水資源学会及び若手会,日本水文科学会,日本気 象学会,AOGS,ICMCS,京都大学防災研究所研究発表講演会,並びに査読者の皆様にこの 場を借りて御礼申し上げます.皆様から的確な意見を頂戴し,議論させていただいたこと が本研究の発展に与えた影響は計り知れません.

本研究は JSPS 科研費 22KJ1845, 15H05765, 20H02258, 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 による観測データは国土交通省より提 供を受けました.また MSM, SST, ならびにレーダー・アメダス解析雨量は気象庁より提 供を受けました.数値標高モデル GTOPO30 は USGS より, SRTMGL1 は NASA より提供を 受けました.

最後に,私の学生生活をいつも温かく見守っていただいた埼玉,福島,大阪の家族に感 謝申し上げます.