

降雨時列車運転規制への活用のための  
地形性降雨を考慮した短時間降雨予測手法の開発に関する研究

中渕 遥平

## 目次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景と目的	1
1.2 論文の構成	3
参考文献	5
第2章 降雨時の列車運転規制方法とさらなる安全性向上のための研究課題	7
2.1 概説	7
2.2 降雨時の列車運転規制方法	7
2.2.1 降雨量の観測方法	7
2.2.2 列車運転規制等の区分	9
2.2.3 列車運転規制の雨量指標と規制基準値	10
2.2.4 列車運転規制等の発令と解除方法	11
2.3 降雨時の列車運転規制に関する既往研究	11
2.3.1 雨量計による観測方法の改善に関する研究	11
2.3.2 列車運転規制における雨量指標の改善に関する研究	12
2.3.3 列車運転規制へのレーダー雨量の活用に関する研究	12
2.4 さらなる安全性向上のための研究課題	13
参考文献	16
第3章 既存の降雨予測情報による列車運転規制発令予測精度の分析	18
3.1 概説	18
3.2 駅間停車の防止のために必要となる予測のリードタイム	18
3.3 検証に用いる既存の降雨予測情報の選定	20
3.3.1 既存の短時間降雨予測手法	20
3.3.2 気象庁が配信する短時間降雨予測情報	22
3.4 列車運転規制への活用を想定した降雨予測情報の分析	24
3.4.1 検証の対象期間・地点	25
3.4.2 予測雨量の精度検証	25
3.4.3 予測値の補正方法の検討	27
3.4.4 列車運転規制の発令予測精度の検証	31
3.5 移流モデルによる降雨予測の課題	35
3.5.1 予測が適中しない要因	35
3.5.2 気象じょう乱ごとの非適中要因の分析	37
3.6 結語	40
参考文献	41

第4章 Seeder Feeder 効果を考慮した地形性降雨算定手法に関する研究	42
4.1 概説	42
4.2 レーダー情報と地形性降雨算定手法	43
4.2.1 XバンドMP レーダーによる降雨強度データ	43
4.2.2 大気場の推定方法	45
4.2.3 立平モデルを用いた地形性降雨算定手法	48
4.3 分析の対象事例－2019年台風19号－	53
4.3.1 2019年台風19号の概要	53
4.3.2 箱根山周辺におけるレーダー観測降雨の過少推定	55
4.4 地形性降雨算定手法の高解像度化	57
4.4.1 対象領域と入力データ	57
4.4.2 地形性降雨算定手法による降雨の推定状況	58
4.4.3 箱根雨量計観測値との比較による推定精度の検証	60
4.5 レーダー観測情報による捕捉率 $c$ および地上雨量の推定	63
4.5.1 既往の地形性降雨算定手法における捕捉率 $c$ および非地形性降雨 $R_N$ との関係式の推定方法	63
4.5.2 偏波パラメータを用いた捕捉率 $c$ の推定および $c$ - $R$ 関係式の導出	64
4.5.3 レーダー観測情報による捕捉率 $c$ および地上雨量の推定結果	68
4.6 結語	72
参考文献	74
第5章 XRAIN 立体観測データを初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究	75
5.1 概説	75
5.2 地形性降雨算定手法と移流モデルの組合せ方法	75
5.2.1 既往研究における組合せ方法	75
5.2.2 降雨強度 CAPPI データの作成	77
5.2.3 本章で用いた降雨予測の計算方法	78
5.3 地形性降雨を考慮した予測手法の精度検証	79
5.3.1 予測降雨分布と実況降雨分布の比較	79
5.3.2 雨量計観測値との比較による予測精度の検証	81
5.4 立体観測データの活用によるアンサンブル予測の検討	83
5.4.1 複数高度の CAPPI データを入力値としたアンサンブル予測方法の提案	83
5.4.2 列車運転規制へのアンサンブル予測の活用に関する議論	88
5.5 XRAIN 立体観測データを初期値とする場合の課題	88
5.6 結語	92
参考文献	93

第 6 章 CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究	94
6.1 概説	94
6.2 CX 合成雨量を入力値とした地上雨量推定	94
6.2.1 CX 合成雨量の算出方法	94
6.2.2 観測高度を仮定した CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨の算定	95
6.3 CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した降雨予測手法の検討	98
6.3.1 高頻度の $R_N$ 分布推定方法の検討	98
6.3.2 CX 合成雨量を初期値とする場合の地形性降雨算定手法と移流モデルの組み合わせ方法の検討	101
6.3.3 CX 合成雨量を初期値とする場合の地形性降雨算定手法と移流モデルの組み合わせ方法の検討	101
6.4 結語	105
参考文献	106
第 7 章 地形性降雨を考慮した降雨予測手法の運転規制が発令した降雨事例への適用	107
7.1 概説	107
7.2 2019 年台風 19 号を対象とした検証	107
7.2.1 検証の対象領域	107
7.2.2 CX 合成雨量を入力する大気層の設定	109
7.2.3 地表付近の実況雨量推定精度の検証	110
7.2.4 地表付近の雨量予測精度の検証	114
7.2.5 列車運転規制の発令予測精度の検証	116
7.2.6 予測値の補正方法の検討	119
7.2.7 駅間停車が発生した雨量計地点の予測状況	124
7.3 その他の降雨事例の運転規制発令予測手法の検証	125
7.3.1 2019 年台風 15 号	125
7.3.2 令和 2 年 7 月豪雨	128
7.4 結語	131
参考文献	133
第 8 章 結論	134
謝辞	138

# 第 1 章 序論

## 1.1 本研究の背景と目的

日本は、台風や梅雨前線などの影響を受けて世界の中でも降雨の多い国であり、大雨による斜面崩壊、洪水、河川氾濫など多くの降雨災害が発生する。このような環境下にあるため、日本の鉄道は開業以来多くの降雨災害に直面してきた。現在の在来線鉄道の大部分は、明治から昭和の初期にかけて建設されたものである。当時は技術的に施工が困難で、建設期間が長く、建設費の掛かる橋りょうやトンネルの延長ができるだけ短くなるように設計・施工された<sup>[1]</sup>。そのため、在来線では線路延長の 88%が盛土や切取などの土構造物で構成されている<sup>[2]</sup>。盛土や切取は、防災対策が不十分であれば大雨によって土砂崩壊等が発生する構造物であり、日本の鉄道は大雨の影響を受けやすい構造物で主に構成されていると言える。また、日本の国土は地形の起伏に富み、火山地・丘陵を含む山地の面積は国土の約 75%を占める<sup>[3]</sup>ため、鉄道でも山間部を通る路線が多く存在する。山間部では、地形の影響を受けて山の斜面で強い降雨域が発達・停滞する地形性降雨が発生するため、台風の通過時など強い雨が降りやすい。山間部の鉄道沿線では、このような地形性降雨の発生による豪雨に加え、線路と直交する溪流や切取部の背後に広かつ急な自然斜面が存在する場合など降雨に対する弱点となり得る環境条件<sup>[4]</sup>があることで、しばしば規模の大きな土砂災害が発生し、列車運行に影響を与えている。

日本の鉄道事業者はこのような降雨災害に対して、列車の安全で安定した輸送を守るためさまざまな防災・減災対策を講じ、災害に起因する列車事故等の被害を確実に減少させてきた<sup>[5][6]</sup>。降雨災害に対する対策としてまず挙げられるのが、防災強度の不十分な土構造物に対して防護工の設置やのり面工の施工などを行うハード対策である。ハード対策の施工により、土構造物が大雨に曝されたとしても構造物としての機能を保ち、災害となることを防ぐことができる。一方で、自然現象の外力が想定を超える場合もあり、どのような豪雨に対しても災害を防ぐハード対策を施工することは困難である。そこで、ソフト対策として、災害の発生の恐れのある大雨を検知した場合に、列車の運転中止や速度規制などを実施する列車運転規制を行うことで、降雨災害による事故を防止している<sup>[7]</sup>。近年、気候変動の影響により降雨災害の激甚化・頻発化が予想される中で<sup>[8]</sup>、今後は想定外の災害がより発生しやすくなる可能性があり、そのような災害に対して列車運行の安全を確保するためにこの列車運転規制はますます重要になると考えられる。

降雨時の列車運転規制の方法については、国有鉄道時代の 1972 年に統一された 1 時間雨量と連続雨量（降雨が 12 時間以上の中断を伴わずに継続した期間の降雨量の合計）を指標とする方法が長年使用された<sup>[9]</sup>。その後、雨量観測データや災害データの蓄積や近年のレー

ダー観測網の発達に伴い、列車運転規制方法を改良するための様々な研究が行われてきている。大きく分けると降雨量の観測方法の改善に関するもの<sup>[10]</sup>、雨量指標の改善に関するもの<sup>例えば[11][12]</sup>、レーダー雨量の活用に関するもの<sup>例えば[13][14]</sup>がある。それぞれの詳細については2章で述べるが、いずれの研究も雨量計やレーダー雨量の実況値でより適切に危険な大雨を捕捉することを目的としたものであり、列車運転規制に降雨予測情報を活用した研究事例はない。近年では国土交通省 XRAIN (eXtended RAdar Information Network)の CX 合成雨量<sup>[15]</sup>が日本全域で1分間隔・250m メッシュの時空間的に高分解能なレーダー雨量が配信されており、このようなレーダー雨量情報や元となるレーダーの観測情報を活用することで、降雨予測手法の高度化が進んでいる<sup>例えば[16]</sup>。このような背景を踏まえると、列車運転規制にも降雨予測情報を活用することで列車運行の安全性をさらに高められる可能性がある。

そこで本研究では、列車運転規制に降雨予測情報を活用して、降雨時の列車運行の安全性をさらに向上させることを目的として研究に取り組んだ。降雨予測情報の具体的な活用場面として、運転中止発令時の駅間停車の防止に着目した。降雨時の列車運転規制では、降雨量が列車を停車させる基準値(運転中止基準値)に達した場合に、列車の運行を直ちに停止する。これは、走行中の列車に対しても適用される。そのため、輸送指令員は降雨量が運転中止基準値に達する時刻を過去の雨量の推移状況などから経験的・直感的に予想して、列車を駅で停車させる措置を取っている。しかしながら、この予想を誤ると、列車が走行中に運転規制が発令し、駅間に停車することになる。列車が駅間で停車すると乗客は乗り降りができず車内に留められる。駅間には前述した降雨に対する弱点となり得る環境条件を持った箇所が存在する場合がある。もし停車した列車の近傍にそのような箇所がありそこで災害が発生すると応急復旧が完了するまでの長時間にわたり乗客を車内に留めることになる。そこで、降雨予測情報の予測精度が高ければ、輸送指令員が大雨時に事前に駅で停車させるための判断材料としてこれを活用でき、より確実かつ安全に列車を駅で停車させ、駅間停車を防ぐことができると考える。

また本研究では、降雨予測の精度を向上させるためのアプローチ方法として、山間部における地形性降雨の発生を再現する手法を導入することを検討した。この理由として、3章、4章で後述するように、短時間先の降雨予測に適した運動学的予測手法である移流モデル<sup>[17]</sup>の課題として地形性降雨の発達・停滞を再現できないこと、予測の初期値に適した CX 合成雨量は山間部で過少推定となる場合があること<sup>[18]</sup>の2点があり、地形性降雨の発生を再現する手法を導入することでこれらの課題の解決を狙った。また、地形性降雨を考慮した予測方法に関する既往研究<sup>例えば[19][20]</sup>では、予測方法の提案はされているものの、具体的な活用場面を踏まえた精度の評価や現業機関での活用を考慮した予測のアルゴリズムの構築はなされていない。本研究を通して、過去に提案された手法を現業機関で活用可能な一連の予測方法に昇華させることは、工学的に大きな意義があると考ええる。

## 1.2 本論文の構成

本論文の構成を図 1.1 に示す.

第 2 章「降雨時の列車運転規制方法とさらなる安全性向上のための研究課題」では, 現在の降雨時の列車運転規制方法および列車運転規制に関する既往研究について述べる. さらに, 2019 年台風 19 号通過時に発生した駅間停車事象を紹介し, 安全性向上のための研究課題について述べる.

第 3 章「既存の降雨予測情報による列車運転規制発令予測精度の分析」では, 列車運転規制における駅間停車の防止のために必要となる予測のリードタイムについて考察した上で, 現状活用可能な降雨予測情報の予測精度を分析し, 課題について明らかにする.

第 4 章「Seeder Feeder 効果を考慮した地形性降雨算定手法に関する研究」では, 空間分解能の高解像度化およびレーダー観測情報を用いた捕捉率  $c$  の推定という 2 つの切り口で既往の地形性降雨算定手法の改良を行うとともに, 台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象に, 降雨予測に地形性降雨算定手法を導入する有効性を検証する.

第 5 章「XRAIN 立体観測データを初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究」では, XRAIN 立体観測データから作成した一定高度の降雨分布データを入力値として, 地形性降雨算定手法と移流モデルを組み合わせる予測手法について検討し, 複数高度の降雨分布データを入力値としたアンサンブル予測方法について提案する.

第 6 章「CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究」では, 東日本地域の広範囲に適用可能かつ初期時刻 1 分毎の高頻度の予測を可能とする実践的な予測方法として, CX 合成雨量を初期値とした地形性降雨を考慮した降雨予測手法を提案する.

第 7 章「地形性降雨を考慮した降雨予測手法の運転規制が発令した降雨事例への適用」では, 第 6 章で提案した降雨予測手法について 2019 年台風 19 号を対象として東日本の広い範囲に適用し, 列車運転規制の予測精度の検証および補正方法の検討を行う. さらに, 他の降雨事例にも適用し, 地形性降雨を考慮した降雨予測手法の汎用性を確認する.

第 8 章「結論」では, 本研究で得られた成果をとりまとめる.

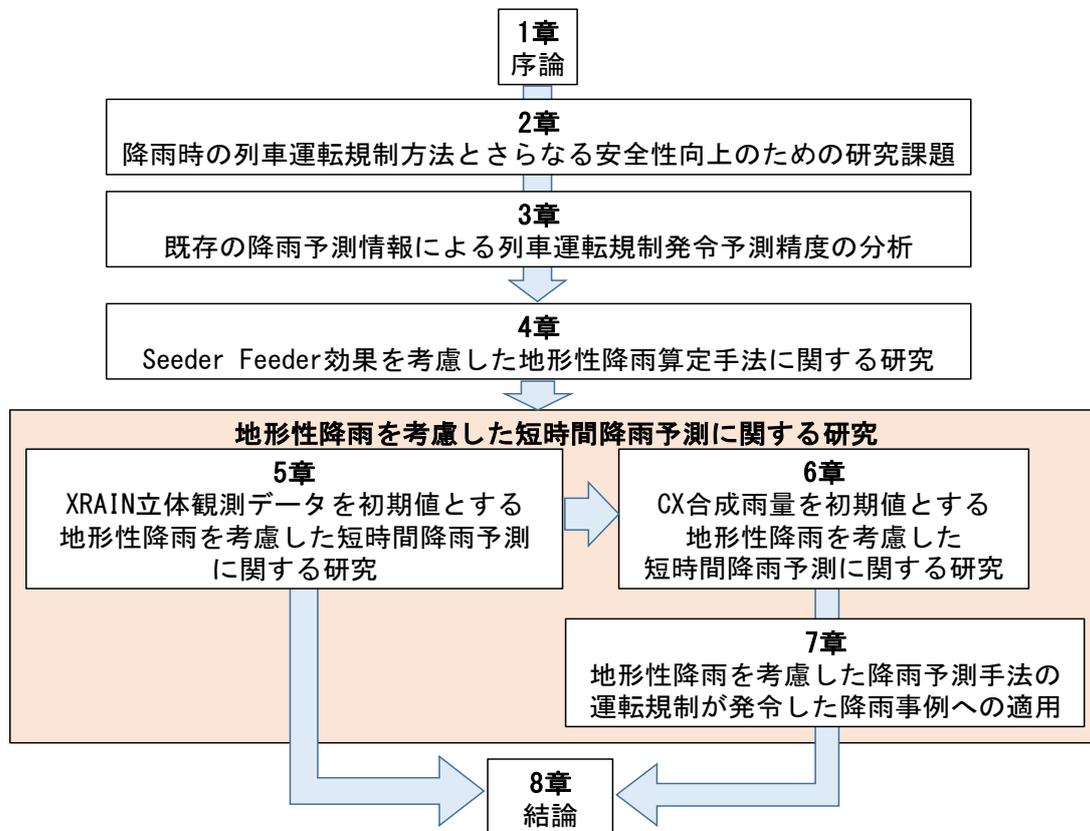


図 1.1 本論文の構成.

## 参考文献

- [1] 鉄道技術発達誌編纂委員会：鉄道技術発達誌，日本鉄道施設協会， p. 963, 1994.
- [2] 建部恒彦編：土木施工法講座 17 卷-1，鉄道防災施工法（上），山海堂 p. 510, 1977.
- [3] 国土地理院：地形分類，[https://www.gsi.go.jp/atlas/archive/j-atlas-d\\_2j\\_02.pdf](https://www.gsi.go.jp/atlas/archive/j-atlas-d_2j_02.pdf)（2023 年 6 月 10 日閲覧）.
- [4] 鉄道総合技術研究所：鉄道構造物等維持管理標準・同解説 土構造物（盛土・切土），丸善，2007.
- [5] 太田直之，杉山友康：災害の推移と今後の防災，日本鉄道施設協会誌，Vol. 47, pp. 453-455, 2009.
- [6] 鈴木博人：降雨時の列車運行の安全性向上に向けた考察－降雨に起因した列車脱線事故の分析－，鉄道工学シンポジウム論文集，Vol. 18, pp. 141-147, 2014.
- [7] 島村誠：降雨・河川増水に対する運転規制方法等の改正，日本鉄道施設協会誌，Vol. 35, pp. 437-440, 1989.
- [8] 国土交通省：気候変動に伴う災害の激甚化，頻発化，国土交通白書 2022, pp. 4-7, 2022.
- [9] 施設局土木課：降雨による運転規制基準作成要領，鉄道土木，Vol. 14, pp.837-840, 1972.
- [10] 鈴木博人，大島竜二，中北英一，高橋日出男：雨量計による大雨の捕捉性能の評価と雨量計の受持ち区間の見直し方法に関する研究，土木学会論文集 B1（水工学），Vol. 71, No. 4, I\_1303-I\_1308, 2015.
- [11] 鈴木修，島村誠：実効雨量による降雨時列車運転規制基準の開発と導入，鉄道力学論文集，Vol. 13, pp.200-203, 2009.
- [12] 林宏樹，大木基裕：降雨時における鉄道盛土の安全率と長期雨量指標との関係性検討，令和 2 年度土木学会全国大会第 75 回年次学術講演会論文集，VI-851, 2020.
- [13] 鈴木博人，中北英一，高橋日出男：レーダー雨量の列車運転規制への活用に関する研究，土木学会論文集 B1（水工学），Vol. 73, No. 3, pp. 54-70, 2017.
- [14] 森泰樹，佐々木良，藤井昌隆，杉山友康，里深好文：土砂流入災害をもたらす降雨の空間分布特性と降雨モニタリングに関する研究，土木学会論文集 B1（水工学），Vol. 75 No. 1, pp. 1-14, 2019.
- [15] 一般財団法人河川情報センター：レーダ雨量の合成，[http://www.river.or.jp/post\\_24.html](http://www.river.or.jp/post_24.html)（2023 年 6 月 10 日閲覧）.
- [16] 中北英一，西脇隆太，山口弘誠：ゲリラ豪雨の早期探知・予報システムの開発，河川技術論文集，Vol.20, pp.355-360, 2014.6.
- [17] 椎葉充晴，高棹琢馬，中北英一：移流モデルによる短時間降雨予測の検討，土木学会水理講演会論文集，No. 28, pp. 349-354, 1984.
- [18] 水田奈緒美，武中英好，佐野哲也，深見和彦：XRAIN 雨量データの現状と品質向上への取り組み，河川情報シンポジウム講演集，2021.
- [19] 中北英一，寺園正彦：地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時

間降雨予測手法, 水工学論文集, 第 52 卷, pp.331-336, 2008.

- [20] 中北英一・吉開朋弘・キム スンミン: 地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測へのエラーアンサンブルの導入, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.67, No.4, I\_619 - I\_624, 2011.

## 第 2 章 降雨時の列車運転規制方法とさらなる安全性向上のための研究課題

### 2.1 概説

日本は、台風や梅雨前線などの影響を受けて世界の中でも降雨の多い国であり、大雨による斜面崩壊、洪水、河川氾濫など多くの降雨災害が発生する。このような環境下にあるため、日本の鉄道は開業以来多くの降雨災害に直面してきた。鉄道事業者は安全で安定した輸送を確保することを最大の使命として、降雨災害に対してさまざまな防災・減災対策を講じ、自然災害に起因する列車事故等の被害を確実に減少させてきた<sup>[1][2]</sup>。具体的には、降雨による斜面崩壊へのハード対策として、鉄道用地内の盛土・切取など人工的に形成された斜面に対するのり面工の施工や排水設備の整備、鉄道用地外の自然斜面に対して土砂止柵等の設置などが進められてきた。このようなハード対策の推進により、線区の防災強度（耐災性能）を向上させることができるが、様々な自然外力による様々な発生形態の災害をすべてハード対策で防ぐことは難しく、経済的観点からも現実的ではない。そこで、ハード対策に加えてソフト対策として、降雨災害の恐れのある大雨が観測された場合に列車を停車（運転中止）、または徐行（速度規制）させる列車運転規制を行うことで列車運行の安全を確保している。気候変動の影響により降雨災害の激甚化・頻発化が予想される中で<sup>[3]</sup>、今後は想定外の災害がより発生しやすくなる可能性があり、そのような災害に対して列車運行の安全を確保するために列車運転規制はますます重要になると考えられる。

本章では、東日本旅客鉄道株式会社（以下、JR 東日本とする）の在来線における降雨時の列車運転規制方法の詳細を述べる。次に、降雨時の列車運転規制に関する既往研究について述べる。さらに、列車運転規制のさらなる安全性向上のための研究課題について、2019 年台風 19 号通過時に発生した駅間停車事象を紹介するとともに述べる。

### 2.2 降雨時の列車運転規制方法

#### 2.2.1 降雨量の観測方法

降雨時の列車運転規制は、鉄道雨量計の観測値に基づいて行われる。鉄道雨量計は、多くの鉄道において、積乱雲の水平方向の広がりや 10km 程度という定性的な理由から、約 10km を標準として設置されている<sup>[4]</sup>。図 2.1 に 2023 年 4 月 1 日時点の JR 東日本の在来線におけ

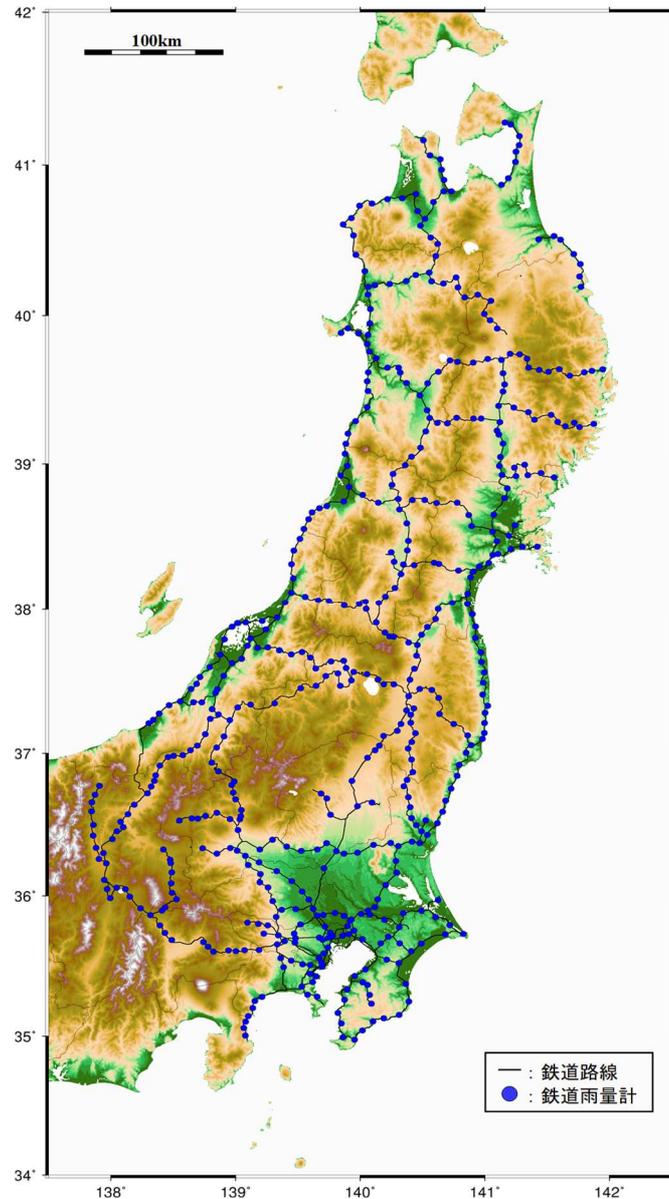


図 2.1 JR 東日本の在来線における鉄道雨量計の設置地点 (2023 年 4 月 1 日時点).

る雨量計の設置地点を示す。全部で 524 基の雨量計があり、この内 513 基の雨量計が列車運転規制に用いられている。JR 東日本の鉄道雨量計では、1 分ごとに 1mm 単位の雨量が記録され、1 分ごとの雨量値に基づいて運転規制発令の判断が行われる。前述したように鉄道雨量計は 10km 間隔で設置されており、個々の鉄道雨量計が受け持つ運転規制区間は、鉄道雨量計地点の両側 5km 程度が一般的である。

## 2.2.2 列車運転規制等の区分

降雨時の列車運転規制等には、警戒、速度規制、運転中止の3つの区分が設けられている。雨量計で観測される降雨量が多くなるのに従って、平常運転から、警戒、速度規制、運転中止となる。速度規制は旅客列車が35km/h、貨物列車が25km/hの徐行運転を実施し、運転中止は列車の運行を停止する。警戒では列車は平常運転のままだが、警備区間に対して警備を実施する。警戒、速度規制、運転中止における災害等の想定内容を表2.1に、線路の安全を確認する目的で実施する警備内容を表2.2に示す。雨量計の観測値が運転中止基準値を超えると、その雨量計が受け持つ区間内のどこかで災害が起こる可能性がある想定されるため、列車が駅と駅（駅間）を走行中であっても直ちにその場で列車を停車させる。

表 2.1 列車運転規制における災害等の想定内容

区分	災害等の想定内容
警戒	雨量が発令基準値に達した場合、災害の発生する恐れはほとんどないが、場所によっては災害の前兆が観測されることがある。
速度規制	雨量が発令基準値に達した場合、過去の経験からは災害が発生したことはないが、場所的・時間的に異常な降雨パターンのもとでは軽微な災害が発生する可能性がある。
運転中止	雨量が発令基準値に達した場合、災害が起こる可能性がある。

表 2.2 列車運転規制等発令時の警備内容

区分	警備内容
警戒	3～4時間の周期であらかじめ定めた警備区間※に対し徒歩等による警備を行う。
速度規制	3～4時間の周期であらかじめ定めた警備区間に対し徒歩等による警備を行うとともに、おおむね2時間の周期で全区間に対し列車による警備を行う。
運転中止	全区間に対し徒歩等による警備を可能な限り行う。

※ひとつの雨量計の受け持ち区間の中で、特に災害に対する危険が高いと考えられる箇所。集中的な警備を行うことにより、災害の発生およびその前兆をより早く発見することを目的に設定。

## 2.2.3 列車運転規制の雨量指標と規制基準値

JR 東日本の在来線では、列車運転規制の発令を判断するための雨量指標として実効雨量を用いている<sup>[5]</sup>。実効雨量とは、降雨により地表に降った雨が、地表面から流出・蒸発したり、地中深くに浸透したりすることによって時間の経過とともに減少する現象を、減少係数（半減期）をパラメータとしてモデル化した雨量指標である。実効雨量は地表に降った雨による土中の水分量の変化を表し、斜面で実際に発生している物理現象をより合理的に反映しており、斜面崩壊の発生と関連性が高いとされる<sup>[6]</sup>。時刻 $T$ における実効雨量 $D(T)$ は、1単位時間前の実効雨量値を $D(T-1)$ 、時刻 $T$ における1単位時間雨量を $R(T)$ 、半減期を $M$ 、減少係数を $\alpha$ とすると、以下の式(2-1)で推定される<sup>[6]</sup>。

$$D(T) = D(T-1)e^{\alpha} + R(T)e^{\frac{\alpha}{2}}$$

$$M = \frac{\ln 0.5}{\alpha} \quad (2-1)$$

JR 東日本では半減期 1.5 時間、6 時間、24 時間の 3 つの半減期の実効雨量を組み合わせた運転規制を導入している（図 2.2）<sup>[7]</sup>。警戒、速度規制、運転中止の発令を判断する際の列車運転規制基準値は、列車運転規制区間ごと、つまり雨量計の受け持ち区間ごとに定められており、これらの値は区間ごとに異なっている。また、各運転規制区分につき 3 種類の実効雨量に対応する基準値がそれぞれ設定されている。

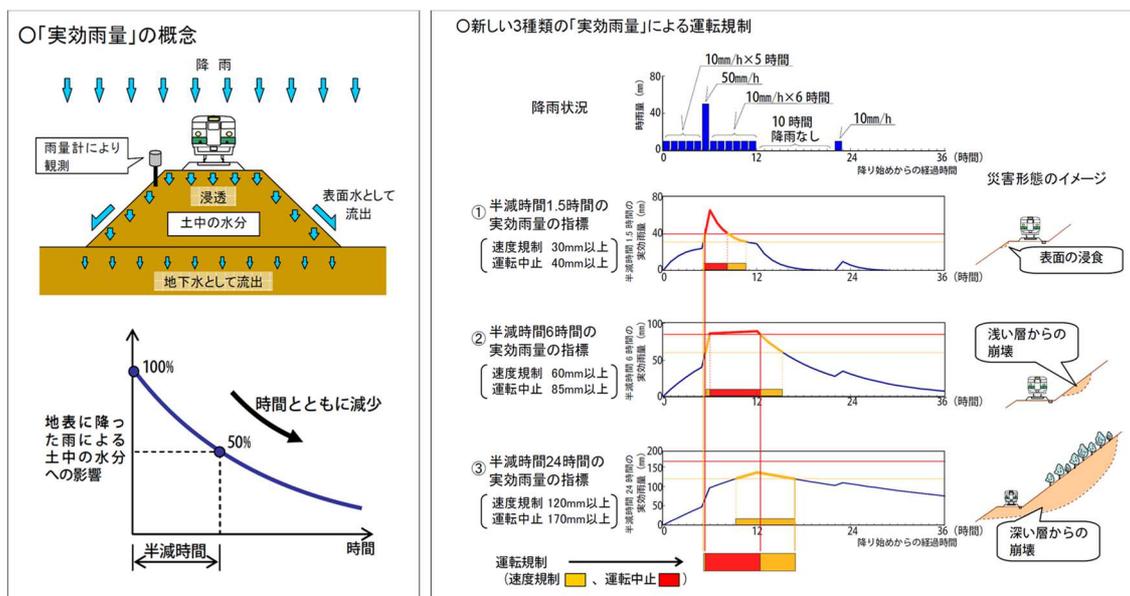


図 2.1 実効雨量を用いた列車運転規制<sup>[7]</sup>。

## 2.2.4 列車運転規制等の発令と解除方法

列車運転規制等は、半減期 1.5 時間、6 時間、24 時間の実効雨量のいずれかの値が警戒、速度規制、または運転中止基準値を超過した場合に発令される。列車運転規制等の解除は、3 種類の実効雨量のすべてが各基準値を下回るとともに、表 2.2 に示す定められた点検を実施して、異常のないことが確認できた場合に解除される。

表 2.3 運転規制等の解除基準

区分	解除基準
警戒	気象情報等で降雨の終息傾向を確認でき、3 種類の各実効雨量値のすべてが警戒基準値を下回る場合。 (警備による安全の確認は不要)
速度規制	あらかじめ定めた警備区間に異常がないことが確認されており、かつ 3 種類の各実効雨量値のすべてが速度規制基準値を下回った後、列車の通過もしくはそれに代わる方法で全区間に以上がないことを確認した場合。
運転中止	3 種類の各実効雨量値のすべてが運転中止基準値を下回った後において、全区間に対して線路点検車等による警備を行い、異常のないことを確認した場合

## 2.3 降雨時の列車運転規制に関する既往研究

列車運行の安全性・安定性の向上のため、降雨に対する列車運転規制方法については近年まで様々な研究や実務における改良が行われている。大きく分けると、雨量計による観測方法の改善に関するもの、雨量指標の改善に関するもの、レーダー雨量の活用に関するものの 3 種類がある。それぞれについて以下に述べる。

### 2.3.1 雨量計による観測方法の改善に関する研究

雨量計による観測方法の改善については、鈴木ら<sup>[8]</sup>の雨量計の受持ち区間の見直し方法に関する研究が挙げられる。鈴木ら<sup>[8]</sup>は雨量計による大雨の捕捉性能についてレーダー雨量を用いた解析を行い、雨量計の受持ち区間端部の地点において列車運転規制基準値以上の大

雨となった場合に、雨量計の地点でも同基準値以上の大雨となる割合、つまり列車運転規制が発令される割合を用いて定量的に評価する方法を提案した。さらに、大雨の捕捉性能の低い雨量計を抽出して、雨量計の受持ち区間の見直しや雨量計を増設することで、雨量計による大雨の捕捉性能を改善する方法を提案した。鈴木ら<sup>[8]</sup>の研究成果をもとに JR 東日本の鉄道雨量計の配置はより大雨の捕捉性能の観点からより最適な配置に改善された。

### 2.3.2 列車運転規制における雨量指標の改善に関する研究

雨量指標の改善に関する研究としては、JR 東日本の実効雨量を雨量指標とした列車運転規制の基となった鈴木・島村<sup>[6]</sup>の研究や、植村ら<sup>[9][10]</sup>や林・大木<sup>[11]</sup>の研究が挙げられる。国有鉄道時代から用いられた 1 時間雨量と連続雨量による方法は、連続雨量が 12 時間以上の降雨の中断を経過しないとその値が減少しないという雨量指標としては不都合な性質をもつことに起因して、列車運転規制の解除が不必要に遅延するという事例がしばしば生じるという問題があった。そこで鈴木・島村<sup>[6]</sup>は、前述したように土中の水分貯留量を表せ、斜面崩壊との関連性の高い実効雨量を列車運転規制の雨量指標として用いる方法を開発した。その後、植村ら<sup>[9][10]</sup>は実効雨量による列車運転規制で捕捉できなかった切取斜面・沢渡り盛土の崩壊事例を対象に、様々な積算時間の雨量や崩壊斜面についての集水域を考慮した雨量で災害を捕捉できないかを検討した。その結果、切取斜面の崩壊については 60 分間積算雨量で災害の発生を評価できる可能性があることや、沢渡り盛土の崩壊については集水域の降雨に対する貯留関数法による流出解析から得られる貯留高を指標とすることが有効であることなどを明らかにした。また林・大木<sup>[11]</sup>は、列車運転規制における長期的な降雨を評価する雨量指標として土壌雨量を用いることを検討した。土壌雨量は気象庁が土砂災害警戒情報や大雨警報の発令などに用いている土壌雨量指数<sup>[12]</sup>と同じ計算モデルを活用した指標である。土壌雨量は、雨の降り止みとともに低下し再び強い降雨があると上昇するという特徴があることから、規制解除のための線路沿線の巡回開始時期や再規制を発令する時期を、この指標を用いて判断することが可能となる。林・大木<sup>[11]</sup>は、降雨時における鉄道盛土の安全率と雨量指標との関係性について検証し、従来の連続雨量と比較して土壌雨量は安全率と高い相関性を示すことを明らかにした。林・大木<sup>[11]</sup>の研究結果から、東海旅客鉄道株式会社では土壌雨量を用いた鉄道雨量計による運転規制を導入している<sup>[13]</sup>。

### 2.3.3 列車運転規制へのレーダー雨量の活用に関する研究

列車運転規制へのレーダー雨量の活用に関しては、近年気象レーダーの観測網の発達が目覚ましいことを背景に、様々な研究・取り組みが行われている。鈴木ら<sup>[14][15]</sup>は、雨量計の地点と災害の発生地点における降雨量の差異を調べ、多くの災害事例において両者の降雨

量に大きな差がなく、鉄道雨量計による観測網で線路沿線の任意の地点における災害を発生させるような大雨を概ね捉えられることを確認した上で、点での観測である雨量計で捕捉しにくい局地的な大雨を捕捉する目的でレーダー雨量を補完的に用いる方法を開発した。具体的には、レーダー雨量から算出される1時間雨量について基準値を様々に変化させ、雨量計による列車運転規制と併用した場合に、列車運行の安全性と安定性の両面から最も適切と考えられる基準値について検討した<sup>[15]</sup>。森ら<sup>[16]</sup>や林・大木<sup>[17]</sup>は、線路から離れた溪流を発生源とする土砂流入や土石流災害を捉えることを目的としたレーダー雨量の活用について検討した。森ら<sup>[16]</sup>は、過去に発生した土砂流入災害の事例等に基づき、溪流の流域面積や線路から流域の最遠部までの距離を明らかにしたうえで、降雨の面的な距離依存性に着目した分析を行い、線路直上のメッシュの降雨量を用いることで災害溪流の流域全体の降雨量を概ね捉えられることを明らかにした。林・大木<sup>[17]</sup>は、線路から離れた場所を発生源とする大規模な土石流が想定される溪流を対象に、レーダー雨量を用いて溪流の流域全体の降雨量から土石流の発生危険度を評価するシステムを開発した。これらの研究開発成果をもとに、鉄道事業者各社は順次レーダー雨量を活用した列車運転規制の導入を進めている<sup>[13][18][19][20]</sup>。

## 2.4 さらなる安全性向上のための研究課題

列車運転規制のさらなる安全性向上のための研究課題として、運転中止発令時の駅間停車の防止方法の検討が挙げられる。以下、詳細と課題の重要性について述べる。

2.2.2 で述べたように、雨量計の観測値が運転中止基準値を超えると、列車が駅間を走行中であっても直ちにその場で列車を停車させる。鉄道における降雨災害の多くは駅間で発生しており、駅間に停車させると列車がそのような災害の影響を受ける可能性があるため、なるべく駅間の走行中に運転中止が発令するより前に、安全な駅で停車させることが望ましい。そのため、輸送指令員は降雨量が運転中止に達する時間を予想して、運転中止の発令前に列車を駅で停車させる措置をとっている。しかしながら、この輸送指令員の予想は、降雨量の時系列グラフを目視で確認して、増加の程度などから経験的に判断する 경우가多く、雨が急に強くなる場合など予想が外れると列車が駅間で停車することになる。

2019年10月の台風19号通過時に運転中止が発令して実際に駅間停車となった事例を紹介する。台風19号は東日本の広い範囲にわたって大雨をもたらし、JR東日本の鉄道沿線では斜面崩壊や土留め擁壁の倒壊、洪水による橋りょうの流出、新幹線車両の浸水などが発生し、多大な被害を受けた<sup>[21]</sup>。図2.3に台風19号通過時の中央本線相模湖雨量計の半減期1.5時間の実効雨量の推移を示す。図2.3に示すように、相模湖雨量計では10月12日7時15分に雨量が基準値に達し、運転中止が発令された。同時刻に、高尾・相模湖間を走行中の上

り列車があり、本列車は駅間で停車した。本列車はその後、駅間で災害の発生を発見した場合でも安全に停車可能な最徐行で移動し、約1時間後に高尾駅に停車した。当該駅間では、台風19号通過後の10月13日の日中に表2.3に示した運転規制解除のための警備を行った際に、線路脇の土留壁が崩壊して土砂が線路内に流入しているのが発見された(図2.4)<sup>[22]</sup>。本災害はおそらく駅間停車となった列車が通過した後に、継続する強い降雨によって引き起こされたものと考えられる。本事例では、列車が直接災害の影響を受けることはなかったが、雨の降り方によっては駅間停車となった列車が最徐行で移動する際に災害に遭遇する

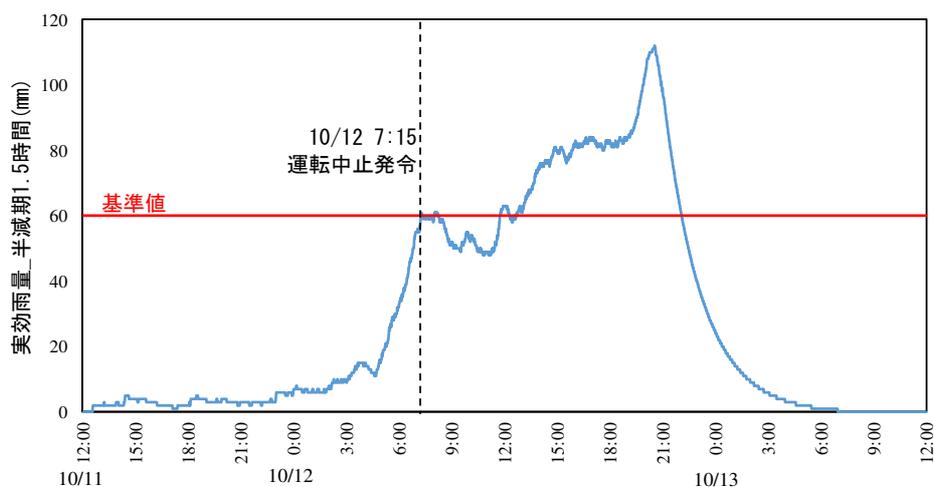


図 2.3 中央本線相模湖雨量計の半減期 1.5 時間の実効雨量の推移。

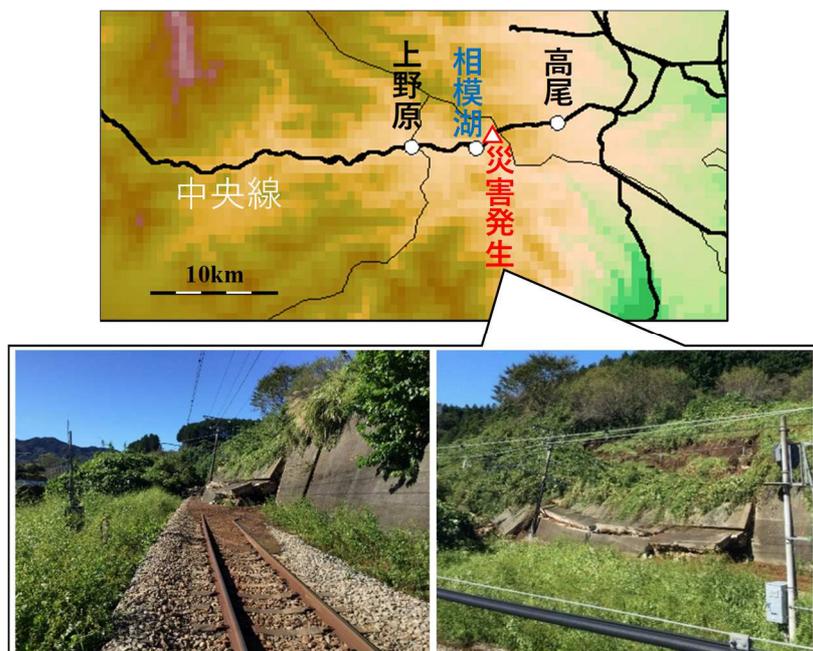


図 2.4 台風 19 号による中央本線高尾・相模湖間の土留壁崩壊の発生状況。

可能性もあったと考えられ、その場合災害の応急対応が完了するまでの長時間にわたって乗客を車内に留めることになる。また、本災害のように駅間は災害が発生する可能性があり、駅間停車した列車の近傍で災害が発生し、列車が土砂等に直接巻き込まれることも起こり得る。

本研究では、列車運転規制における駅間停車を防止するために、降雨予測情報を活用することを検討する。具体的には、降雨予測情報により鉄道雨量計の観測値が基準値を超過する時刻を予測し、事前に手前の駅で列車を停車させる方法の確立を目指す。

2.3 で示したように列車運転規制に関する近年の研究としては、雨量計やレーダー雨量の実況値でより適切に危険な大雨を捕捉することを目的としたものであり、降雨予測情報の活用のための研究事例はない。

本研究では列車運転規制における駅間停車の防止のために適した予測方法の開発および鉄道雨量計の観測値を真値とした予測精度の検証などを行い、安全性・安定性の両面から実践性の高い方法の開発を行う。なお、近年では駅間停車の防止含め乗客の安全確保を最優先とする観点から計画運休の実施も浸透していきているが<sup>[23]</sup>、広範囲かつ長時間にわたって列車運行を取りやめることから、安定性・利便性も考慮すると列車運転規制方法を深度化し、安全性・安定性の両面からその精度を高めることの意義は大いにあると考える。

## 参考文献

- [1] 太田直之, 杉山友康: 災害の推移と今後の防災, 日本鉄道施設協会誌, Vol. 47, pp. 453-455, 2009.
- [2] 鈴木博人: 降雨時の列車運行の安全性向上に向けた考察—降雨に起因した列車脱線事故の分析—, 鉄道工学シンポジウム論文集, Vol. 18, pp. 141-147, 2014.
- [3] 国土交通省: 気候変動に伴う災害の激甚化, 頻発化, 国土交通白書 2022, pp. 4-7, 2022.
- [4] 島村誠: 降雨・河川増水に対する運転規制方法等の改正, 日本鉄道施設協会誌, Vol. 35, pp. 437-440, 1989.
- [5] 鈴木修, 島村誠: 実効雨量による降雨時列車運転規制基準の開発と導入, 鉄道力学論文集, Vol. 13, pp.200-203, 2009.
- [6] 鈴木雅一, 小橋澄治: がけ崩れ発生と降雨の関係について, 新砂防, Vol. 121, pp. 16-25, 1981.
- [7] 東日本旅客鉄道株式会社: 降雨災害との関連性がよい雨量指標「実効雨量」の導入について, <https://www.jreast.co.jp/press/2008/20080601.pdf> (2023年6月10日閲覧), 2006.
- [8] 鈴木博人, 大島竜二, 中北英一, 高橋日出男: 雨量計による大雨の捕捉性能の評価と雨量計の受持ち区間の見直し方法に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 71, No. 4, I\_1303-I\_1308, 2015.
- [9] 植村昌一, 宇治橋康行, 平松晋也, 鈴木博人: 切取斜面の下部に形成された堆積土層の崩壊と降雨の関係—鉄道沿線の崩壊事例に基づく崩壊予測手法の検討—, 地すべり, Vol. 54, No. 3, pp. 79-90.
- [10] 植村昌一, 宇治橋康行, 平松晋也, 鈴木博人: 盛土斜面の崩壊危険度評価手法に関する研究—鉄道における崩壊事例への適用—, 地すべり, Vol. 55, No. 1, pp. 1-12.
- [11] 林宏樹, 大木基裕: 降雨時における鉄道盛土の安全率と長期雨量指標との関係性検討, 令和2年度土木学会全国大会第75回年次学術講演会論文集, VI-851, 2020.
- [12] 気象庁: 土壌雨量指数, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/bosai/dojoshisu.html>, (2023年6月10日閲覧).
- [13] 東海旅客鉄道株式会社: 在来線の新しい降雨運転規制の導入について, [https://jr-central.co.jp/news/release/\\_pdf/000040472.pdf](https://jr-central.co.jp/news/release/_pdf/000040472.pdf) (2023年6月10日閲覧), 2020.
- [14] 鈴木博人, 大島竜二: 雨量計で観測される降雨量と災害の発生地点の降雨量の差異に関する考察, 自然災害科学, Vol. 33, pp. 101-113, 2014.
- [15] 鈴木博人, 中北英一, 高橋日出男: レーダー雨量の列車運転規制への活用に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 73, No. 3, pp. 54-70, 2017.
- [16] 森泰樹, 佐々木良, 藤井昌隆, 杉山友康, 里深好文: 土砂流入災害をもたらす降雨の空間分布特性と降雨モニタリングに関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 75 No. 1, pp. 1-14, 2019.

- [17] 林宏樹, 大木基裕: 土石流発生危険度評価システムの開発, 第 57 回鉄道サイバネ・シンポジウム, 論文番号: 417, 2020.
- [18] 東海旅客鉄道株式会社: 在来線全線区へのレーダ雨量を活用した運転規制の導入について, [https://jr-central.co.jp/news/release/\\_pdf/000036905.pdf](https://jr-central.co.jp/news/release/_pdf/000036905.pdf) (2023 年 6 月 10 日閲覧), 2018.
- [19] 西日本旅客鉄道株式会社: 局地的な大雨に対するさらなる安全性向上, 200924\_00\_anzenseikoujyou.pdf (westjr.co.jp) (2023 年 6 月 10 日閲覧), 2020.
- [20] 東日本旅客鉄道株式会社: 在来線におけるレーダ雨量を活用した新たな運転規制の導入について, [https://www.jreast.co.jp/press/2023/20230606\\_ho03.pdf](https://www.jreast.co.jp/press/2023/20230606_ho03.pdf) (2023 年 6 月 10 日閲覧), 2023.
- [21] 東日本旅客鉄道株式会社: 台風 19 号による JR 東日本管内の設備等の主な被害状況について, [https://www.jreast.co.jp/press/2019/20191013\\_ho01.pdf](https://www.jreast.co.jp/press/2019/20191013_ho01.pdf) (2023 年 6 月 10 日閲覧), 2019.
- [22] 佐々木昭悟: 2019 年度災害の概要 (JR 東日本), 日本鉄道施設協会誌, Vol. 57, p. 404, 2020.
- [23] 河原吉秀: 計画運休に関する国土交通省鉄道局の取り組みー鉄道の計画運休の実施についての取りまとめー, 運転協会誌, Vol. 62, No. 7, pp. 1-9, 2020.

# 第 3 章 既存の降雨予測情報による列車運転規制発令予測精度の分析

## 3.1 概説

降雨予測情報の活用を検討する場合、何時間または何分先の雨量を把握する必要があるか、すなわち予測のリードタイムを明確にしておくことが重要になる。なぜなら、リードタイムによって適した降雨予測手法や活用可能な降雨予測情報が抽出されるためである。本章では、まず列車運転規制における駅間停車の防止のために必要となる予測のリードタイムについて、JR 東日本の在来線における駅間の距離を整理した上で考察する。次に、現状活用可能な降雨予測情報の精度や課題について明らかにするための分析を行う。具体的にはまず、必要なリードタイムを踏まえて既往の降雨予測方法および気象庁が配信する降雨予測情報について本研究の目的と合致するものを選定する。次に、関東地域を対象として、鉄道雨量計を真値とした予測雨量の精度の検証および運転規制の発令予測精度の評価を行い、さらなる改良の方向性について結果の分析・考察を行う。

## 3.2 駅間停車の防止のために必要となる予測のリードタイム

本研究で想定する降雨予測情報を活用した駅間停車の防止方法の概要を図 3.1 に示す。図 3.1 において、通常通りの運行では B 駅・C 駅間を走行中に雨量計の実測値が基準値に達し

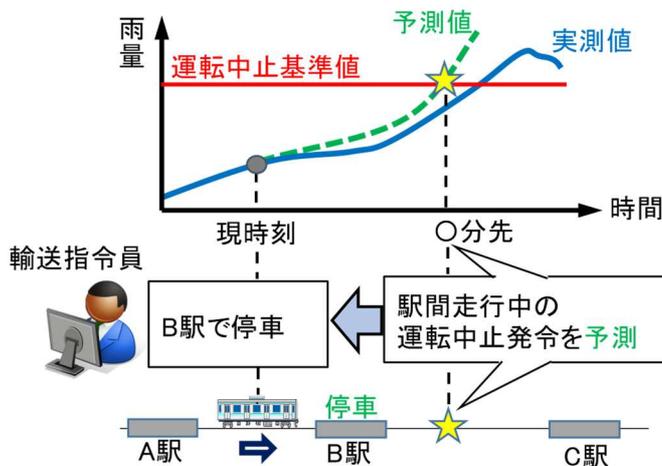


図 3.1 降雨予測情報を活用した駅間停車防止方法。

て駅間停車となる。これに対し、降雨予測情報により手前の A 駅・B 駅間を走行中に B 駅・C 駅間での運転中止の発令を予測できれば、手前の B 駅で停車させることができ、安全の確保および乗客の降車が可能となる。この方法を実践するために必要となる予測のリードタイムについて考えると、ある駅間を通り抜ける前に次の駅間での運転中止の発令を予測できる必要がある。図 3.2 に 2022 年 4 月時点の JR 東日本の在来線の全営業線区間、約 1700 区間における駅間の距離の頻度分布を示す。駅間の距離はほぼ 10km 未満であり、平均値は約 3.6km である。2.2.2 で述べたように列車運転規制では観測される降雨量が大きくなるにしたがって、速度規制、運転中止の順で発令される。速度規制での徐行速度は 35km/h であり、速度規制の発令時に一駅間を走行するのに要する時間は、駅間距離 10km の場合で約 17 分である。したがって、20 分程度先に運転中止が発令されることを予測できればほぼすべての区間で、列車を次の駅まで走行させた上で停車させることができる。さらに、10 分程度先の降雨予測情報でも、全区間の 88%にあたる駅間距離 5.8km までの区間で手前の駅に停車させることが可能となる。

以上から、駅間停車の防止に用いる降雨予測情報に必要なリードタイムは 10 分～20 分程度と結論付けられる。すなわち、10 分～20 分程度のごく短時間先の降雨量を精度高く予測できる手法・情報があれば駅間停車の防止が可能となる。

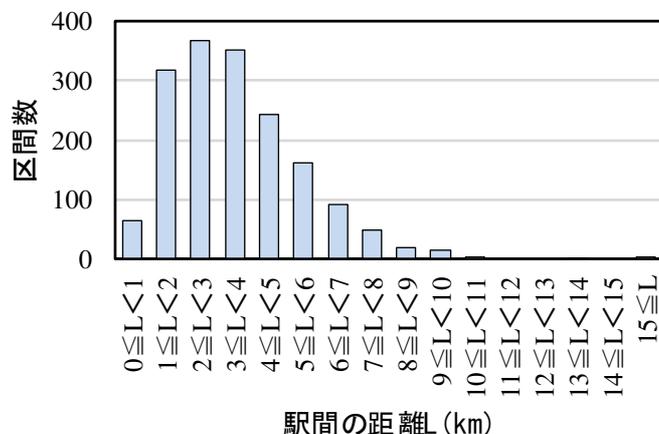


図 3.2 JR 東日本における駅間距離の頻度分布。

### 3.3 検証に用いる既存の降雨予測情報の選定

#### 3.3.1 既存の短時間降雨予測手法

##### (1) 運動学的予測手法

降雨予測手法は、大きく運動学的予測手法と物理的予測手法に分類される。運動学的予測手法は、過去および現在の降雨強度の平面分布の情報などから雨域の移動方向や速度を推定し、将来の降雨強度の平面分布を時間的に外挿することで降雨予測を行う手法である。一方、物理的予測手法は大気現象の物理法則に基づく手法であり、地球全体を計算対象とする全球モデルや全球モデルの計算結果を初期値・境界値として用いて限られた領域を計算するメソスケール局地気象モデルなどが存在する。1時間程度先であれば物理的予測手法よりも運動学的予測手法のほうが予測精度が高いことが知られており<sup>[1]</sup>、本研究で対象とする20分程度先のごく短時間先の降雨予測に適した手法として運動学的予測手法に着目した。

運動学的予測手法としては1970年代から多くの手法が提案されている。主な運動学的予測手法について、各手法の雨域の移動方向・速度の推定方法を表3.1に示す。本研究では、広範囲を対象とした計算が容易にでき、台風、前線、局地的大雨など様々な気象じょう乱で適用できる椎葉らによる移流モデル<sup>[5]</sup>の活用を検討した。

表 3.1 主な運動学的予測手法

提案者	雨域の移動方向・速度の推定方法
立平・牧野(1974) <sup>[2]</sup>	対流圏中層の風向・風速から推定。
Wilk・Gray(1970) <sup>[3]</sup>	降雨域全体の重心の移動傾向から推定。
Austin・Bellon(1974) <sup>[4]</sup>	時刻の異なる2枚の降雨強度分布の相互相関係数により推定（相互相関法）。
椎葉ら(1984) <sup>[5]</sup>	降雨強度面に対して移流方程式を適用することで解析的に推定（移流モデル）。
Dixon・Wiener(1993) <sup>[6]</sup>	個々の降水セルを抽出し、重心を追跡して推定。

##### (2) 移流モデル

椎葉らによる移流モデル<sup>[5]</sup>では、降雨分布の変化を式(3.1)のように表現し、降雨強度分布 $R(x, y)$ を移流ベクトル $(u(x, y), v(x, y))$ に沿って移流させながら $\delta(x, y)$ で発達・衰弱させる。ただし、 $(x, y)$ は位置座標である。

$$\frac{\partial R(x, y)}{\partial t} + u(x, y) \frac{\partial R(x, y)}{\partial x} + v(x, y) \frac{\partial R(x, y)}{\partial y} = \delta(x, y) \quad (3.1)$$

ここで、雨域の移流ベクトル  $u(x, y), v(x, y)$ 、単位時間当たりの発達・衰弱量  $\delta(x, y)$  は、式 (3.2) のように位置の一次式として表現している。

$$\begin{aligned} u(x, y) &= c_1 x + c_2 y + c_3 \\ v(x, y) &= c_4 x + c_5 y + c_6 \\ \delta(x, y) &= c_7 x + c_8 y + c_9 \end{aligned} \quad (3.2)$$

$c_1 \sim c_9$  は推定されるべきパラメータである。  $c_1 \sim c_9$  は時々刻々と得られる観測データをもとに、式 (3.1) と合わせて線形最小二乗推定問題を解くことで得られる。観測データが得られるごとに  $c_1 \sim c_9$  は更新され、それをもとに降雨強度分布の予測値が算出される。図 3.3 に示す予測計算例のように、移流モデルによる予測では初期時刻時点における降雨分布が移流ベクトルに沿って移動する。

本章の分析では、移流モデルの初期値として国土交通省が配信する XRAIN (eXtended RAdar Information Network) の CX 合成雨量<sup>[7]</sup> を用いた。CX 合成雨量は配信間隔 1 分・250m メッシュと時間的・空間的に高分解能であり、配信間隔 10 分・1km メッシュであった気象庁 C バンドレーダーなど従前のレーダーと比較すると、より直近の雨域の変化傾向を精緻に把握できることから、移流ベクトルの推定精度が向上することが期待できる。また、図 3.4 に示すように、XRAIN は二重偏波レーダーである X バンド MP レーダーと C バンド MP レーダーの観測値を組み合わせることで、日本のほぼ全域をカバーしている<sup>[8]</sup>。鉄道は都市部だけでなく山間部や沿岸部など日本国内の至る所に張り巡らされており、全区間に対して降雨予測情報を活用する上で全域をカバーする CX 合成雨量は利点があると言える。予測の初期時刻および過去 5 分間の 1 分毎、6 時刻分の降雨強度分布データを入力値として移流ベクトルを推定し、初期時刻の降雨強度分布を移流ベクトルに沿って予測先時間まで移流させることで予測降雨分布を算出した。また予測の初期時刻間隔は 1 分毎とした。

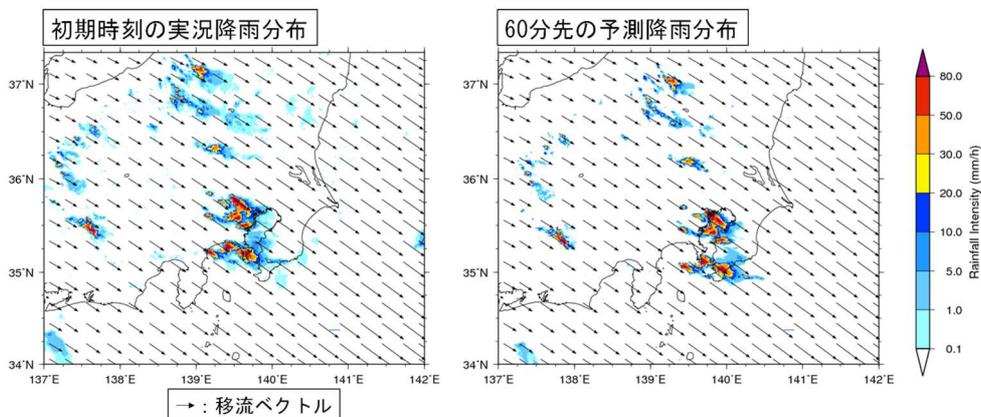


図 3.3 移流モデルによる降雨予測の例。

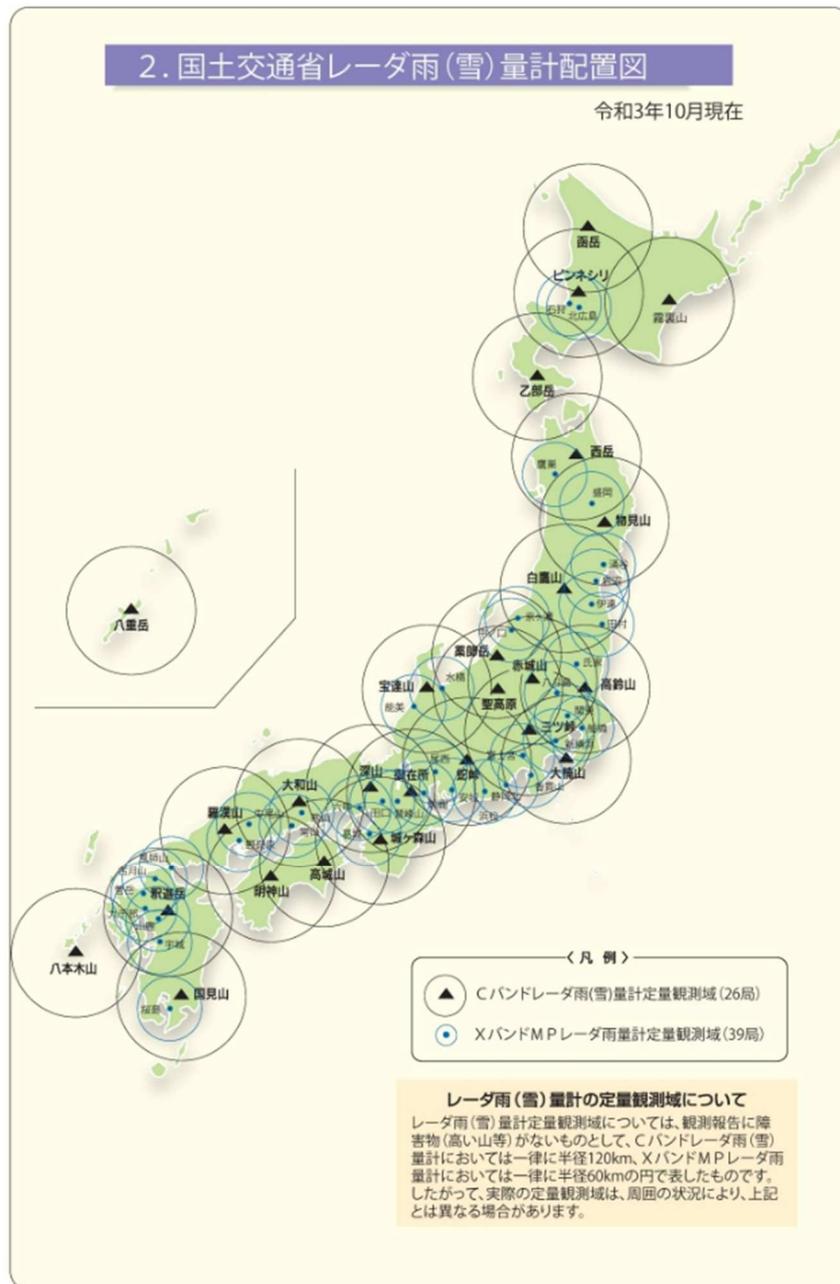


図 3.4 CX 合成雨量の作成に使用されるレーダー雨量計の配置状況<sup>[8]</sup>.

### 3.3.2 気象庁が配信する短時間降雨予測情報

気象庁が配信する降雨予測情報は、情報の入手のしやすさの点から現業機関において扱いきやすい降雨予測情報である。そのため、もし十分に予測精度が高く、列車運転規制におけ

表 3.2 気象庁が配信する短時間降雨予測情報

名称	降水短時間予報	降水ナウキャスト	高解像度降水ナウキャスト	
			5～30 分先	35～60 分先
予測先時間	6 時間	1 時間	30 分	60 分
配信間隔	30 分	5 分	5 分	
空間分解能	1km	1km	250m	1km
時間分解能	1 時間	5 分	5 分	
配信開始時期	2005.7	2011.3	2014.8	

る駅間停車の防止への活用に適していれば時間・費用等のコスト面から有利に実装できる降雨予測情報と言える。そこで、気象庁が配信する短時間降雨予測情報についても、列車運転規制に用いる場合の予測精度を分析し、その精度を把握する。

現在気象庁が配信する降雨予測情報のうち、短時間降雨予測に分類されるものは降水短時間予報、降水ナウキャスト、高解像度降水ナウキャストの3種類がある。各降雨予測情報の仕様等を表 3.2 に示す。3 種類とも日本全国を対象に予測情報が配信されており、WEB 画面での降雨分布の予測状況の配信および予測降雨強度の数値情報の配信が行われている。以下、それぞれの予測手法の概要を述べる。

降水短時間予報は、6 時間先までの比較的予測時間の長い予測情報であり、気象庁の C バンドレーダー情報を用いた運動学的予測手法をベースとした予測情報である<sup>[9]</sup>。雨域の移動方向・速度の推定は、過去 1 時間程度の降雨域の移動や地上・高層の観測データをもとに行っている。予測先時間が 6 時間と長いため、運動学的予測手法のみでは雨域の位置や強さのずれが大きくなる後半では、気象庁気象庁の数値予報モデルである MSM や LFM の予測値を合成することにより予測を行っている。なお、降水短時間予報については 2018 年 6 月から 7 時間から 15 時間先までの予測情報も配信しているが、予測手法が 6 時間先までと異なり、数値予報モデルの予測結果をより重視したものになる<sup>[10]</sup>。

降水ナウキャストは、降水短時間予報における運動学的予測手法と同様の予測手法であるが、1 時間先までのより短時間の予測状況について、5 分毎の時間的に高分解能な予測結果を示すものである<sup>[11]</sup>。

高解像度降水ナウキャストは、降水ナウキャストをより詳細かつ高精度な予測情報とすることを目的に開発されたものである<sup>[12]</sup>。高解像度降水ナウキャストでは気象庁 C バンドレーダーに加え 250m メッシュの国土交通省の X バンド MP レーダーの観測データも活用しているほか、アメダス地上観測データ、高層ゾンデ観測、ウィンドプロファイラ観測のデ

ータを用いて解析値が作成され、それを初期値として予測値が算出される。予測計算の前半は運動学的予測手法により 3 次的に降水分布を追跡する手法で、予測後半にかけて気温や湿度等の分布に基づいて雨粒の発生や落下等を計算する対流予測モデルを用いた予測に徐々に移行する（図 3.5）。また、積乱雲の発生予測も行っており、地表付近の風、気温、水蒸気量から積乱雲の発生を推定する手法と、微弱なレーダーエコーの位置と動きを検出して積乱雲の発生を予測する手法により、積乱雲の発生位置を推定し、対流予測モデルを使って降水量を予測する。高解像度降水ナウキャストでは、60 分先までの 5 分間隔の予測値が、5 分毎に配信される。また、陸上における空間解像度は、5～30 分先までが 250m メッシュ、60 分先までが 1km メッシュである。

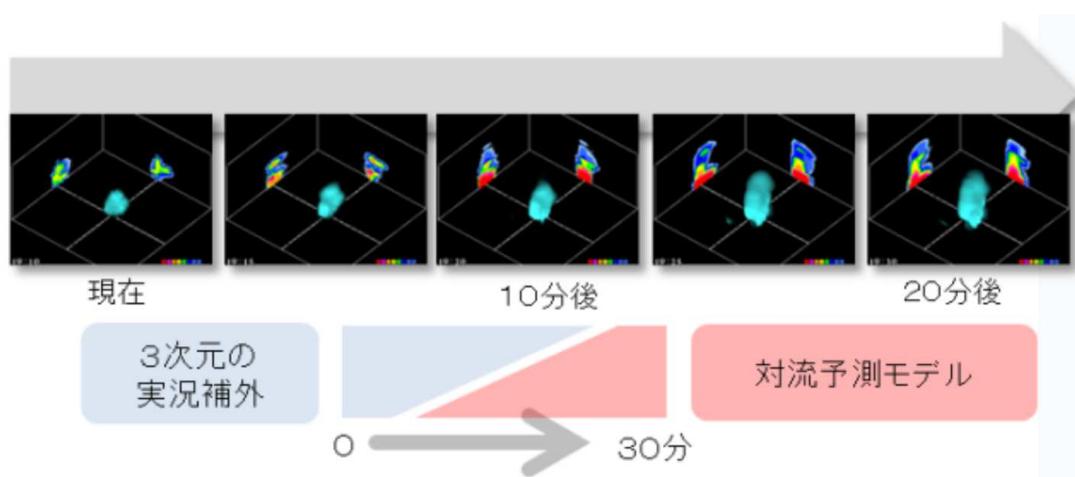


図 3.5 高解像度降水ナウキャストの予測手法の概念図<sup>[13]</sup>。

気象庁が配信する短時間降雨予測情報のうち、本研究の検証対象となる 10 分～20 分程度先の詳細な予測情報が得られるのは降水ナウキャストと高解像度降水ナウキャストであるが、初期値として用いるデータの多様化および予測計算方法の精緻化によって精度の向上が期待できる高解像度降水ナウキャストを分析に用いることとした。以降本文では、高解像度降水ナウキャストを単に「ナウキャスト」と呼ぶ。

### 3.4 列車運転規制への活用を想定した降雨予測情報の分析

3.3 で紹介した国土交通省 XRAIN を初期値とする移流モデルおよび気象庁が配信するナウキャストについて、列車運転規制への活用を想定した分析を行った。具体的には鉄道雨量計の観測値を真値とした予測雨量の精度検証、予測誤差の補正方法を検討した上で列車運転規制における基準値超過時刻の予測精度の検証を行った。

### 3.4.1 検証の対象地点・期間

検証の対象地点は図 3.6 に示す関東全域の鉄道雨量計 178 地点とした。検証の対象期間は CX 合成雨量の配信開始後の 2 暖候期，すなわち 2017 年 7 月から 10 月と 2018 年 5 月から 10 月の 10 ヶ月間とした。

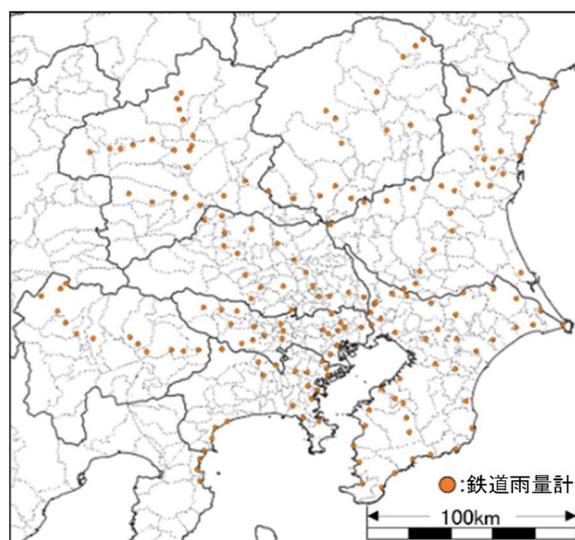


図 3.6 分析対象の鉄道雨量計地点。

### 3.4.2 予測雨量の精度検証

#### (1) 検証方法

予測雨量の精度検証は、鉄道雨量計の観測値と鉄道雨量計地点のメッシュにおける各予測手法から予測値を比較した。検証する予測先時間  $T$  は傾向を確認するため  $T=5\sim 60$  分とし、予測計算の初期時刻から  $T$  分先までの、予測値の  $T$  分間積算雨量と同期間の実測値の  $T$  分間積算雨量を比較した。また、本研究では列車運転規制が発令されるような大雨時の予測精度が重要であるため、大雨の基準値を設け、全降雨データから実測値と予測値の少なくとも一方がその基準値以上のデータを抽出して検証を行った。具体的には、 $T=60$  分、すなわち 60 分積算雨量のときの基準値を気象庁の雨の強さと降り方の定義<sup>[13]</sup>に基づき 30mm とし、 $T=5\sim 55$  分のときの基準値は  $T=60$  分での基準値 30mm 以上で抽出されるデータ数の割合を算出し、 $T=5\sim 55$  分で抽出されるデータの割合がそれと概ね等しくなるように各  $T$  における基準値を設定した。各  $T$  における基準値と抽出されるデータの割合を表 3.2 に示す。

表 3.2 各積算時間  $T$  の基準値と抽出されるデータの割合

積算時間 $T$	基準値 (mm)	データ割合(%)		積算時間 $T$	基準値 (mm)	データ割合(%)	
		移流モデル	ノウキャスト			移流モデル	ノウキャスト
5	5	1.3	2.6	35	21	0.4	1.1
10	8	1	2	40	23	0.4	1.1
15	11	0.7	1.6	45	25	0.4	1
20	14	0.6	1.3	50	27	0.4	0.9
25	17	0.5	1.1	55	28	0.4	0.9
30	19	0.5	1.1	60	30	0.4	0.9

## (2) 検証方法

鉄道雨量計の実測値と各予測手法の予測値を比較検証した結果を図 3.7 に示す。予測値の精度は、RMSE (2乗平均平方根誤差) と回帰係数 (近似直線  $y=ax$  の  $a$ ) で評価した。RMSE の結果から、全体的に予測先時間が長くなるほど誤差が大きくなっておりこの傾向は両予測手法とも変わらない。両予測手法を比較すると、どの予測先時間でも移流モデルのほうが小さく平均的な精度は高いことがわかる。また、回帰係数の結果から、移流モデルは過少予測、ノウキャストは過大予測傾向がある。移流モデルが過少予測となる理由については、初期値として入力する CX 合成雨量が過少推定となっている可能性<sup>[14]</sup>や初期時刻以降に大気不安定となって発生する雨雲による降雨を再現できていない可能性が考えられる。一方ノウキャストが過大予測となる理由については、ノウキャストではレーダー雨量の補正に用いる地上雨量計の観測値に、雨量計の風による捕捉損失を考慮した補正を施しており、強風時に地上雨量計の観測値に比べて過大な実測値・予測値となる<sup>[11]</sup>ことの影響が考えられる。ノウキャストの解析値は、例えば風速 10m/s であれば地上雨量計の降雨量の 3 割増の値を示す<sup>[11]</sup>。

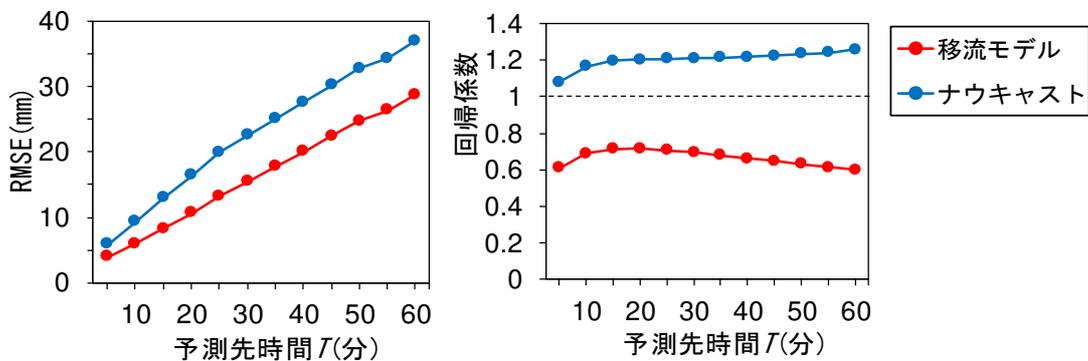


図 3.7 実測値と予測値の積算雨量を比較したときの RMSE と回帰係数。

### 3.4.3 予測値の補正方法の検討

#### (1) 予測値の補正方法の検討

前項の検証結果から、予測値には系統的誤差があることがわかった。系統的誤差は簡易な補正を施すことである程度低減できるため、列車運転規制の発令時刻の予測検証は補正を施した予測値も含めて行うこととした。検討した補正方法について以下に述べる。

##### ・補正(i) 差分による補正

系統的誤差を打ち消すため、全予測値に対して一律に定数を加算して補正する。定数は、誤差量のピーク値をもとめ、その値を打ち消すように設定する。例えば 10 分先予測における誤差量のピーク値は、移流モデルが-5mm 付近、ナウキャストが+5mm 付近であるため、算出される全予測値に対して移流モデルは+5mm、ナウキャストは-5mm を加算することにより補正する。

##### ・補正(ii) 比による補正

誤差の大きさは算出される予測値の大きさ（降雨量）によって異なると考えられる。しかし、補正(i)では予測値の降雨量が数mmのときも数十mmのときも一律に同じ値が加算され、予測値の降雨量が小さいほど補正量が相対的に大きくなる。補正量の相対的な大きさを等しくするため、予測値と実測値の平均的な比から、予測値に対する実測値の平均的な割合を求め、これを予測値に乗じて補正する。具体的には、図 3.7 の回帰係数の逆数を全予測値に対して一律に乗じて補正した。

##### ・補正(iii) エラーアンサンブルによる補正

中北ら<sup>[15]</sup>が短時間降雨予測の補正方法として用いた手法を検討する。この手法は、短時間降雨予測の予測誤差を予測開始時刻まで細かい時間間隔で算出し、誤差の統計的性質を求め、最新の予測値に補正量として反映するアンサンブル予測手法である。この手法は降雨事例や地点ごとに共通する誤差の統計的性質を、現時刻の予測値に反映することができる。とくに CX 合成雨量を初期値とした移流モデルでは初期時刻を 1 分間隔とすることができるため、予測開始時刻の直前の数十分間で多数の予測誤差を集計でき、統計的性質を導くのに適していると言える。

本研究で検討したエラーアンサンブルによる補正方法の概要を図 3.8 に示す。図 3.8 には 10 分先予測の場合を示している。図中の  $\Delta t$  は予測値の計算間隔[分]（本研究では移流モデルは  $\Delta t=1$ [分]、ナウキャストは  $\Delta t=5$ [分]）、 $t$  は補正に用いる初期時刻以前の予測誤差の時間範囲[分]、 $E_n$  は計算時刻毎の予測誤差[mm]を示す。初期時刻毎に直前の  $t$  分間に行われた予測計算の予測誤差を算出し、これらの平均値を算出する。初期時刻の 10 分間積算雨量の

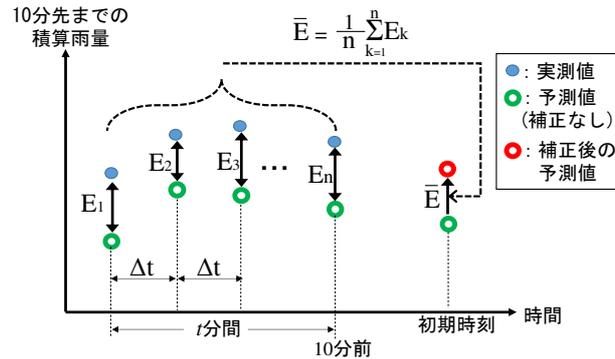


図 3.8 エラーアンサンブルによる補正の概要 (10 分先予測値の場合)。

予測値に対してこの平均値を補正量として加えることで、初期時刻の直近  $t$  分間の統計的誤差を反映した補正を行う。

・補正(iv) 比による補正+エラーアンサンブルによる補正

補正(iii)は予測の初期時刻より前の降雨についての誤差の統計的性質を反映できるが、雨の降り始めなど、予測開始時刻以前に降雨がないときには直近の予測誤差がほとんどの場合 0mm であり、算出される予測値がそのまま適用される。系統的誤差は雨の降り始めにも存在する可能性があり、これを少しでも補正するため、全予測値に対して補正(ii)の比による補正を施した上で、補正(iv)のエラーアンサンブルの導入による補正を施すことを検討した。

## (2) 予測値の補正効果の検証

予測値の補正効果について、補正後の予測値と実測値を比較することで検証した。ここでは例として 10 分先予測を対象に、検証の対象期間・対象地点での補正後の予測値による 10 分間積算雨量と実測値による 10 分間積算雨量を比較した結果を示す。以下では、10 分間積算雨量の予測値、実測値を単に予測値、実測値と呼ぶ。なお、3.4.2 で補正前の精度を検証した手法と同様に、補正後の予測値と実測値の少なくとも一方が 8 mm以上となるデータを抽出して精度を検証した。

まず、全予測値に対して一律に補正を施した補正(i)・補正(ii)の結果を示す。(i)・補正(ii)の予測誤差の頻度分布図と RMSE を図 3.9 に示す。比較のため補正前の結果も記載している。移流モデルは補正(i)・補正(ii)とも補正後は過大な予測値を示す傾向となっている。これは、全予測値を一律に補正したため、補正前に誤差の少ない予測値は誤差がより大きくなるように補正されるが、そのようなデータが、補正により誤差が 0 付近になるデータよりも多くあったためと考えられる。補正(i)と補正(ii)を比較すると、過大な予測値

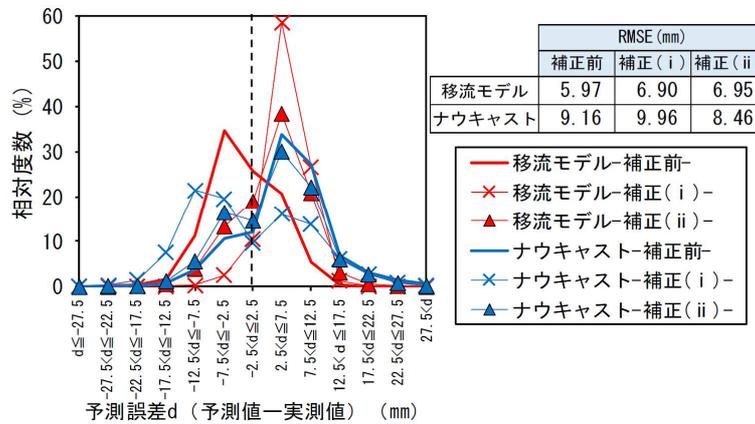


図 3.9 各予測手法の予測誤差の頻度分布図と RMSE.

となるデータの割合は補正(ii)のほうが小さい。これは補正(i)では補正前の予測値の大きさに関わらず 5 mm を加算するため、予測値が 3 mm 以上のデータはすべて補正によりデータ抽出の基準値とした 8 mm 以上となり、このようなデータの割合が大きく、かつ過大な予測となっているためと考えられる。ナウキャストは補正(i)では過少な予測傾向となり誤差のばらつきが大きい。補正(ii)では、過大な予測傾向は補正前と変わらないものの、予測誤差 0 mm 付近のデータは補正前よりも若干増加し、RMSE も補正前よりも低下した。

以上の結果をまとめると、全予測値に定数を加減算する補正(i)よりも、補正係数により予測値の大きさに応じた補正を施す補正(ii)のほうが予測誤差 0 mm 付近のデータの割合は大きくなる。しかし、補正(i)・補正(ii)とも補正後も予測値が過大または過少となる傾向を示し、予測値に対して一律に同じ補正を行う手法では、誤差の低減効果は期待できないと言える。

次に、エラーアンサンブルを用いた補正(iii)・補正(iv)の結果について述べる。補正(iii)・補正(iv)では、補正に用いる初期時刻以前の予測誤差の時間範囲  $t$  [分] を  $t=20$  から  $t=120$  まで 20 分刻みに変化させて検証を行った。補正(iii)・補正(iv)の予測誤差の頻度分布図を図 3.10 に、 $t$  を変化させたときの RMSE の変化を図 3.11 に示す。図 3.10 には  $t=20, 60, 120$  の結果を記載している。補正(iii)について、図 3.10 の結果から、両予測手法とも補正により予測誤差 0 mm 付近のデータ割合が増加し、さらに  $t$  が短いほどその増加割合が大きいことがわかる。また、図 3.11 から、RMSE も  $t$  が短いほど小さい値を示し、平均的な誤差の大きさが減少している。補正(iv)についても、図 3.10 および図 3.11 の結果から、両予測手法とも補正(iii)と同様に  $t$  が短いほど補正効果が向上している。とくに  $t=20$  の移流モデルは、誤差 0 mm 付近にピークのある頻度分布図となっており、誤差のある予測値による空振り・見逃しを少なくするという観点から、バランスの良い予測結果となっている。同じ  $t=20$  の補正(iii)では過少な予測傾向となっていることから、補正(ii)と補正(iii)を組合せたことが効果的

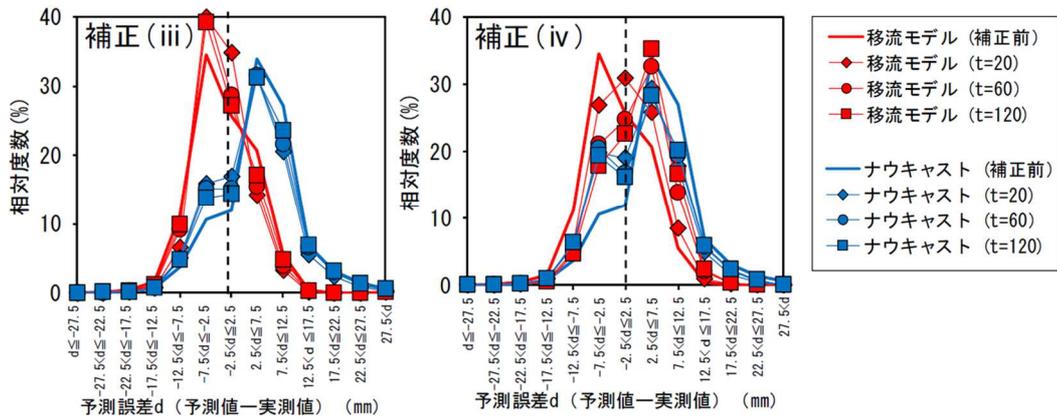


図 3.10 各予測手法の予測誤差の頻度分布図と RMSE.

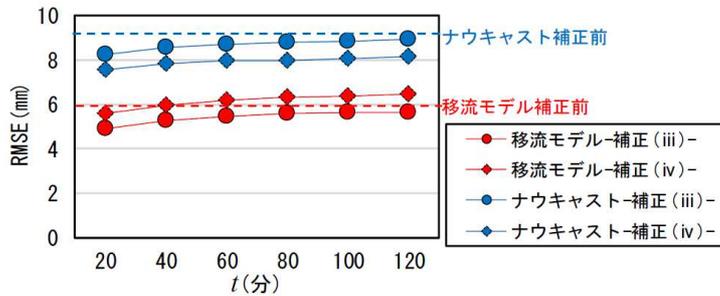


図 3.11 補正 (iii)・補正 (iv)における  $t$  と RMSE の関係.

に働いたと言える．一方で，RMSE の結果から補正 (iii) と補正 (iv) を比較すると，移流モデルは全体的に補正 (iii) の方が誤差が小さく，ナウキャストは全体的に補正 (iv) の方が誤差が小さい．これは，図 3.9 の RMSE の表から，エラーアンサンブルによる補正前の平均的な予測誤差が，移流モデルは補正 (ii) によって大きく，ナウキャストは補正 (ii) によって小さくなっているためと考えられる．しかしながら， $t=20$  では両予測手法の補正 (iii)・補正 (iv) とも図中に点線で示した補正前の RMSE よりも小さな値となっており，補正効果が高いことが分かる．

以上から，全予測値に対して一律に予測バイアスの補正を行う補正 (i)・補正 (ii) よりもエラーアンサンブルを用いた補正 (iii)・補正 (iv) の方が誤差のある予測値が適切に補正され，精度向上効果が高いことがわかった．また，その効果は補正に用いる初期時刻以前の予測誤差の時間範囲  $t$  [分] が短いほど高くなることがわかった．そこで，運転中止発令予測精度の検証は  $t=20$  の補正 (iii)・補正 (iv) を施した予測値を対象として行うこととした．

### 3.4.4 列車運転規制の発令予測精度の検証

#### (1) 検証方法

駅間停車の防止のために有用である 10 分先および 20 分先予測について、補正前および補正(iii)・補正(iv)を施した予測値による列車運転規制の発令予測精度を検証した。検証の手順を以下に示す。

##### ① 実効雨量の予測値の算出

2 章で述べたように、JR 東日本では降雨時の列車運転規制における雨量指標として半減期 1.5, 6, 24 時間の 3 種類の実効雨量を用いている。そのため、列車運転規制の発令予測精度を検証する場合は算出される降雨量の予測値から実効雨量を算出する必要がある。補正前の実効雨量の予測値は、予測計算の初期時刻における実効雨量の実測値と、以降の予測計算から得られる予測値を式(2-1)に代入することで算出した。補正(iii)・補正(iv)のエラーサンプルは、初期時刻毎に直前の  $t$  分間における実効雨量の実測値と予測値の差の平均値をもとめ、これを初期時刻の実効雨量の予測値に加算した。

##### ② 予測値・実測値による運転規制基準値の超過時刻を確認

算出した実効雨量の実測値・予測値が運転規制基準値を超過する時刻（それぞれ実規制時刻、予測規制時刻と呼ぶ）を確認した。予測規制時刻が実規制時刻に対して遅すぎると判断が間に合わず駅間停車となる可能性がある。また、早すぎても不必要に駅での停車時間が長くなり、安定性を損なう。そのため、予測規制時刻と実規制時刻の差（図 3.12 の規制時刻差）は小さいほうが望ましい。本研究では、予測が適中したと見なせる規制時刻差の範囲を仮定し、その範囲内に予測規制時刻がある場合を適中事例とした。具体的には実規制時刻の 15 分前から 5 分後の範囲内に予測規制時刻がある場合を適中とした（図 3.12）。予測規制時刻が 15 分程度早かったとしても安定性への影響は限定的である一方、予測規制時刻の遅れは見逃しにつながるため許容時間を 5 分と短く設定した。

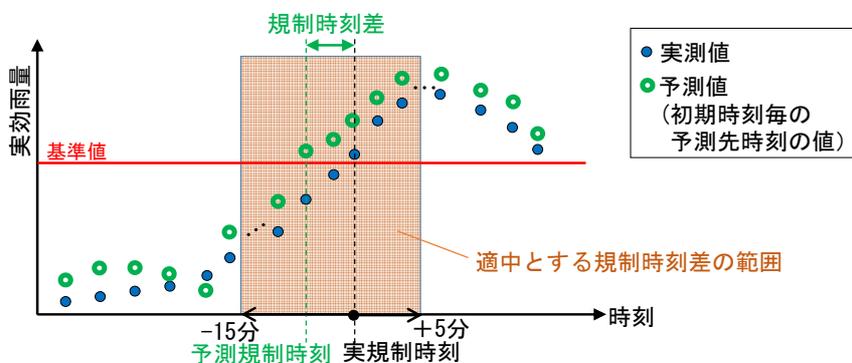


図 3.12 実規制時刻と予測規制時刻および適中とする場合の定義。

なお、基準値については2章で述べたようにJR東日本の降雨時運転規制では、雨量計毎に異なる運転規制基準値が設定されており、本研究ではこれらの値を用いた。

### ③ 捕捉率・適中率を指標として安全性・安定性を評価

予測精度の評価指標には表3.4に示す捕捉率、適中率を用いた。捕捉率は見逃しが少ないほど高い値を示すため安全性を評価でき、適中率は空振りが少ないほど高い値を示すため安定性を評価できる。なお適中率算出時の予測値が基準値を超過した地点の定義は、規制発令ありの地点については前述の予測が適中したとみなす規制時刻差の範囲以前に予測規制時刻がある地点とした。これは、実規制時刻以降の予測で基準値を超過しても規制発令の判断に影響せず適中率の評価事例として適さないためである。このような場合は見逃しとなるため捕捉率によって評価される。図3.13に本検証で見逃しおよび空振りと判定される事例の予測状況イメージを示す。

表 3.4 捕捉率と適中率の定義

評価指標	定義
捕捉率	予測が適中した事例数 / 実測値が基準値を超過した事例数
適中率	予測が適中した事例数 / 予測値が基準値を超過した事例数

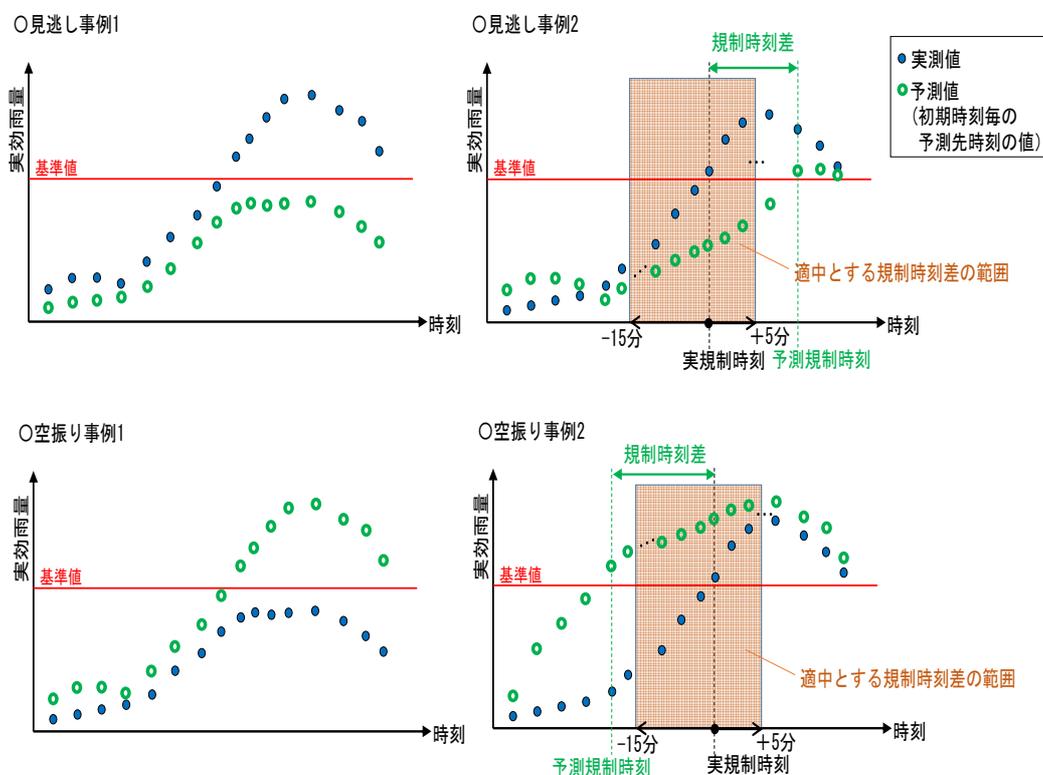


図 3.13 見逃しおよび空振りと判定される事例の予測状況イメージ。

## (2) 検証結果

10分先および20分先予測値を捕捉率・適中率を検証した結果を表3.5に示す。捕捉率の分母はいずれも154となっているが、これは対象期間中に全対象地点で実測値が基準値を超過した、すなわち列車運転規制が発令した事例数が154事例であることを意味する。

10分先予測について移流モデルの捕捉率は補正によって大幅に上昇し、とくに補正(iv)では68%と高い精度を示す。適中率については、補正前は83%と高く空振りが少ないが、これは移流モデルの予測値は過少予測傾向があるため、基準値を超える事例が少なかったことが原因と考えられる。補正(iv)では適中率も7割近く、安定性の面からも高い性能であると言える。一方ナウキャストは、補正前の捕捉率が46%と補正前の移流モデルの捕捉率26%と比較して大きな値を示す。これはナウキャストが過大予測傾向であることが反映された結果と考えられ、適中率は37%と低く空振りが多くあることがわかる。また、ナウキャストは補正後も捕捉率が大きく変わらず、補正による精度向上効果が小さい。

20分先予測では、10分先予測よりも全体的に精度が低下している。移流モデルで最も捕捉率が高い補正(iv)の結果でも捕捉率は47%程度であり、さらに適中率が32%と空振りとなる確率が高いことがわかる。ナウキャストは補正(iii)で捕捉率が最も高くなるが38%と移流モデルの補正後よりも低く、さらに適中率も15%で空振りの多さが目立つ結果となった。

表 3.5 捕捉率・適中率の評価結果

### 【10分先予測】

評価 指標	移流モデル			ナウキャスト		
	補正なし	補正(iii)	補正(iv)	補正なし	補正(iii)	補正(iv)
捕捉率	26% (40 / 154)	59% (91 / 154)	68% (105 / 154)	46% (70 / 154)	46% (70 / 154)	47% (73 / 154)
適中率	83% (40 / 48)	63% (91 / 144)	67% (105 / 158)	37% (70 / 187)	40% (70 / 174)	49% (73 / 150)

※()内は分母・分子の事例数を示す。

### 【20分先予測】

評価 指標	移流モデル			ナウキャスト		
	補正なし	補正(iii)	補正(iv)	補正なし	補正(iii)	補正(iv)
捕捉率	15% (23 / 154)	40% (62 / 154)	47% (72 / 154)	34% (53 / 154)	38% (58 / 154)	29% (45 / 154)
適中率	48% (23 / 48)	32% (62 / 192)	32% (72 / 225)	13% (53 / 402)	15% (58 / 400)	17% (45 / 272)

※()内は分母・分子の事例数を示す。

補正後の移流モデルとナウキャストの結果を比較すると、10分先予測、20分先予測とも移流モデルのほうが捕捉率・適中率とも高くなっており、安全性・安定性の両面から優位性がある。これは、ナウキャストの予測値は配信間隔5分であるのに対し、移流モデルの予測値は1分間隔で得られることの利点が反映された結果と考えられる。2.2.1で述べたようにJR東日本の鉄道雨量計は1分毎の雨量を観測しており、列車運転規制の判断も1分毎の値をもとに行う。そのため、列車運転規制の発令時刻を精度高く予測する場合、1分毎に予測値を得られるほうが、実規制時刻と予測規制時刻が近くなる可能性は高くなる。また、エラーアンサンブル補正において、1分毎に予測値を得られる移流モデルでは初期時刻の直近20分で得られる予測誤差データ数が多くなり、リアルタイムの系統的誤差を安定的にもとめられると考えられる。

以上の検証結果から列車運転規制における駅間停車の防止のために用いる予測手法として、移流モデルが適していると考えられる。しかしながら、20分先予測では最も捕捉率が高い補正(iv)の予測結果でも、捕捉率が5割未満、適中率が3割程度であり、実用化に向けてはより精度を向上させる必要があると言える。

### 3.5 移流モデルによる降雨予測の課題

#### 3.5.1 予測が適中しない要因

移流モデルによる降雨予測について、さらに精度を向上させるための方向性を検討するため、各地点の予測状況を詳細に確認した。その結果、予測が適中しない要因（以下、非適中要因と呼ぶ）として主に以下の3つがあることがわかった。

##### 1) 実況と予測の雨域の位置ずれ

図 3.14 に示す事例のように、予測降雨域の位置や形状が実況と異なることにより予測が適中しない場合がある。とくに環境要因などから雨域が特定の場所に停滞する事例などは、移流モデルで停滞を表現できないため、雨域の移動予測結果が実況と大きく異なり、予測誤差が大きくなる。

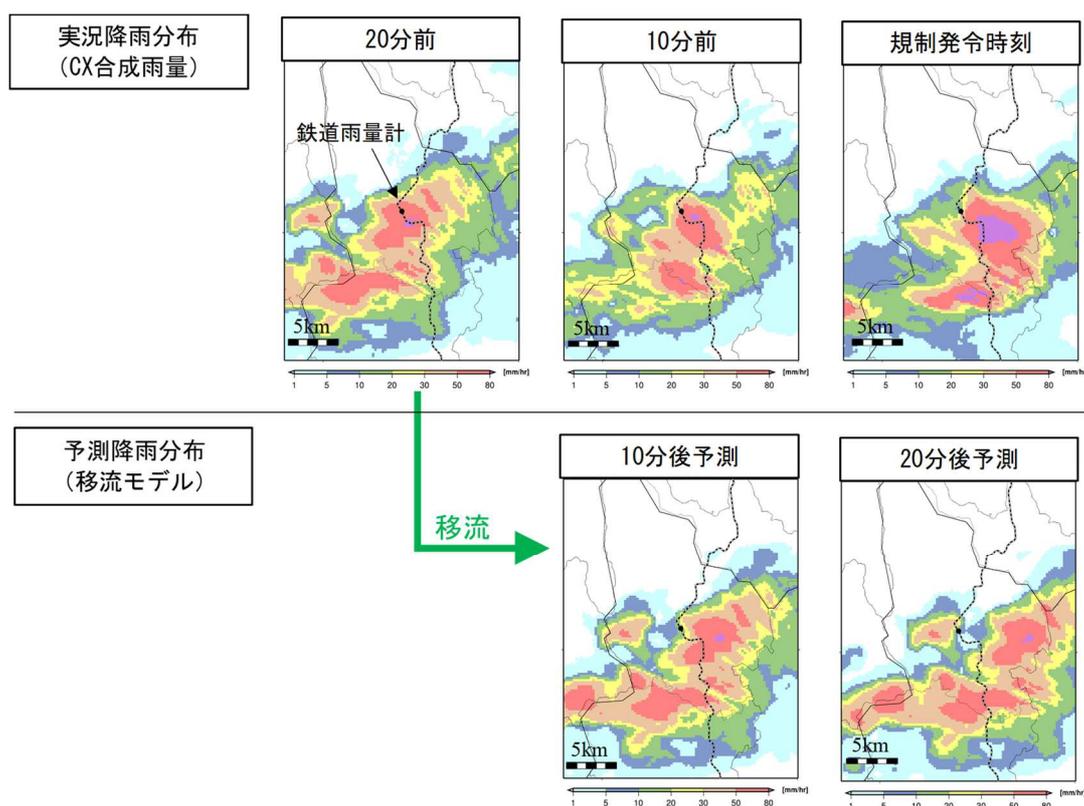


図 3.14 実況と予測の雨域の位置にずれがある事例。

2) 発達・衰弱を再現できていない

図 3.15 に示す事例のように、予測の初期時刻以降の雨雲の発達（または衰弱）を再現できていないために予測が適中しない場合がある。移流モデルでは予測の初期時刻以降の雨雲の発達・衰弱はほとんど再現できないため、このような事例では予測誤差が大きくなる。

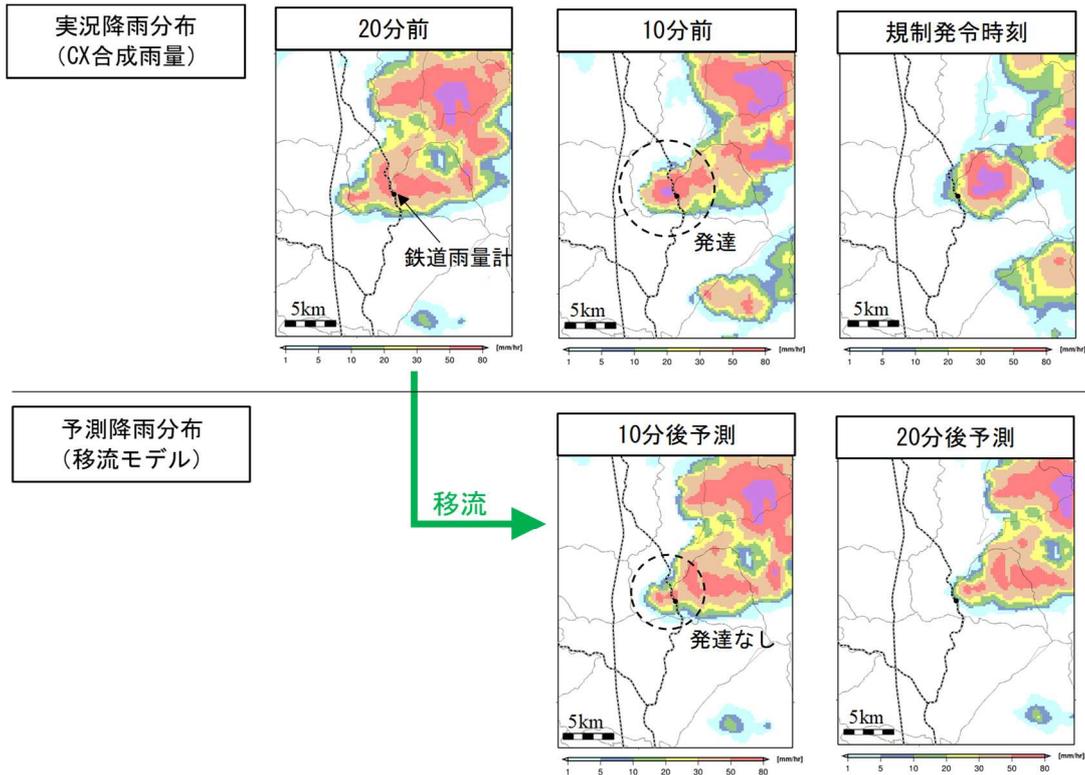


図 3.15 発達を再現できていない事例.

3) CX 合成雨量が鉄道雨量計の観測値よりも過少傾向

図 3.16 に示す事例のように、気象レーダーの観測条件などの影響で雨雲を捉えられず、CX 合成雨量が全体的に小さな値となる場合がある。図 3.16 の事例では、規制発令時刻までの 20 分間の積算雨量について、雨量計観測値が 5mm (降雨強度では 15mm/h) であるの対し、CX 合成雨量は 1~2mm と観測値の半分以下の過少な値となっていた。このような場合は、CX 合成雨量を初期値とする移流モデルの予測も過少な予測値を示す。

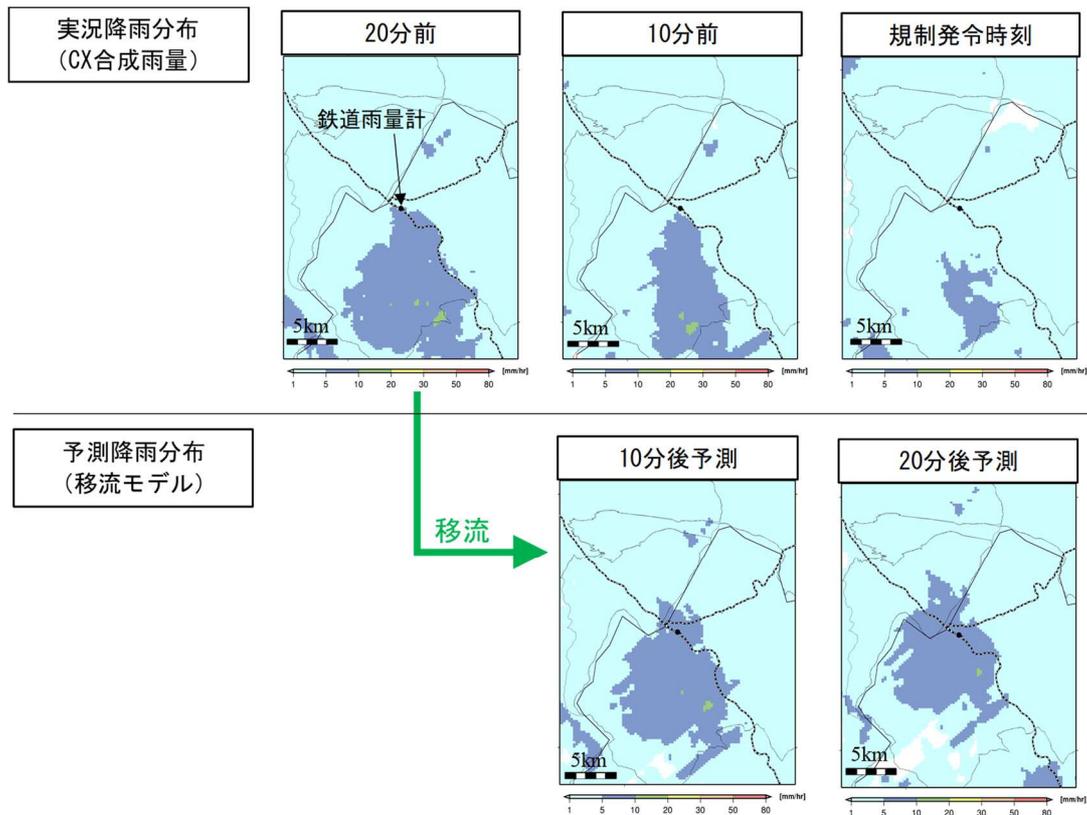


図 3.16 CX 合成雨量が鉄道雨量計の観測値よりも過少傾向となる事例.

### 3.5.2 気象じょう乱ごとの非適中要因の分析

前項で示した 3 つの要因により予測誤差が生じたとしても、誤差量が小さい場合は検討した補正により予測を適中させることができると考えられるが、誤差量が大きい場合は補正でカバーしきれず予測は外れる。そのため、移流モデルによる予測方法そのものを改良し、予測誤差をなるべく小さくすることが精度向上のために重要と考えられる。そこで、20 分先予測について最も高い捕捉率を示した補正(iv)の予測について、どのような気象じょう乱のときにどの要因で予測が適中しなかったかを分析し、移流モデルの改良の方向性を考察する。

20 分先予測の補正(iv)を施した移流モデルで予測が適中しなかった 82 事例について、各事例の気象じょう乱と非適中要因を整理した結果を表 3.6 に示す。なお、実際には不適中要因 1)~3)は複合的に予測結果に影響するが、最も影響していると考えられる要因を選定した。表 3.6 より、いずれの気象じょう乱でも予測される雨域の位置ずれ、および発達・衰弱の再現性が不適中要因となっている事例が多い。また、気象じょう乱については台風事例で

表 3.6 20 分先予測における気象じょう乱と非適中要因の分類結果.

非適中要因	気象じょう乱				計
	台風	大気不安定	前線	温帯低気圧	
1) 予測雨域の位置ずれ	16	6	5	6	33
2) 発達・衰弱の再現性	19	8	7	3	37
3) CX合成雨量が過少	8	2	2	0	12
計	43	16	14	9	82

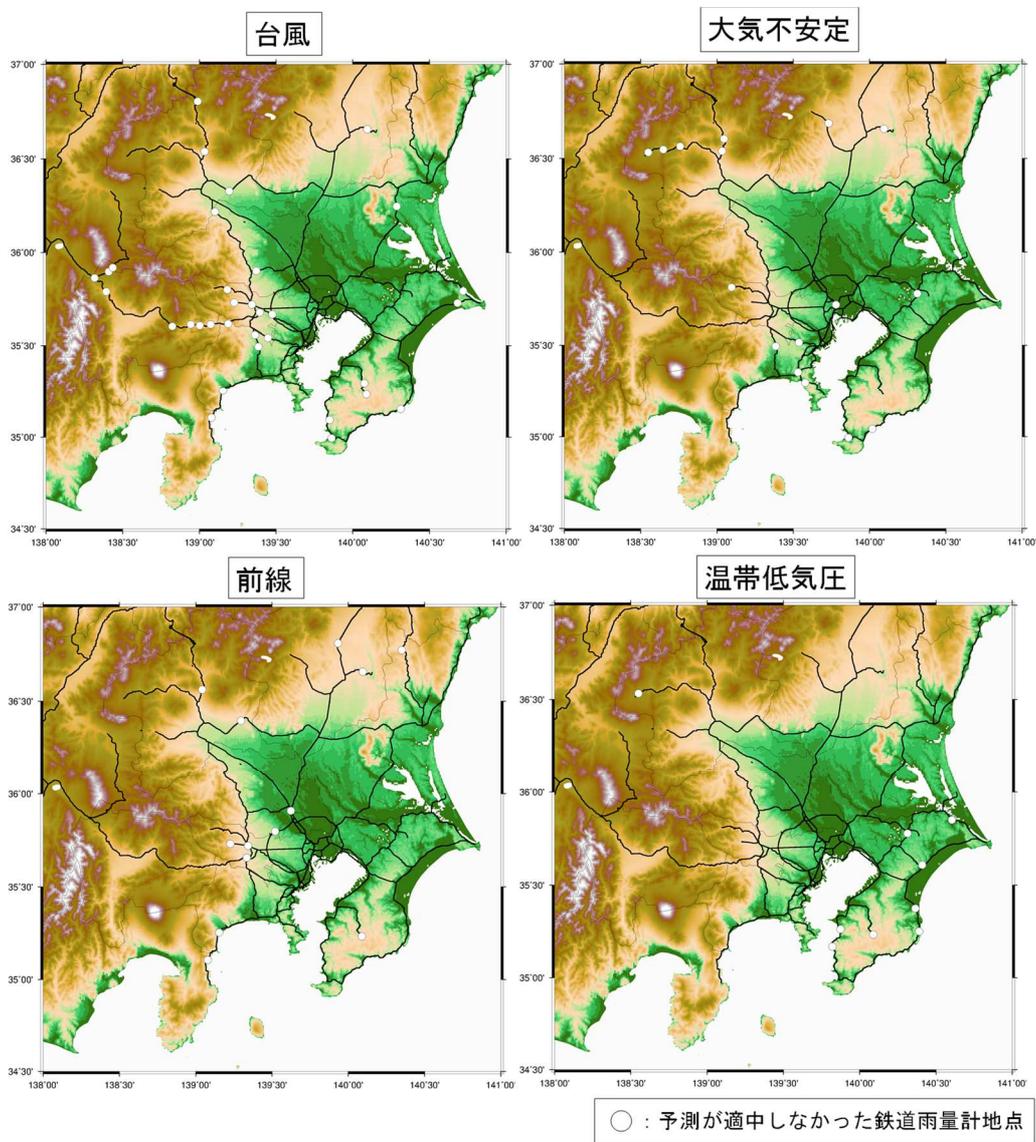


図 3.17 各気象じょう乱における予測が適中しなかった鉄道雨量計地点.

予測が適中しなかった事例数が顕著に多い。これは、台風事例では広範囲で強い降雨となるため列車運転規制が発令する地点が他の気象じょう乱より多くなるためである。言い換えると列車運行の安全性の向上のために台風事例における予測精度を高めることは重要であると言える。不適中要因の傾向についてより詳細に明らかにするため、図 3.17 に示すように気象じょう乱ごとの予測が適中しなかった鉄道雨量計地点について確認した。予測が適中しなかった地点数が最も多い台風事例について、多くの地点が平野部ではなく山間部の雨量計であることがわかる。台風のように風速の大きな降雨事例では、山間部で地形の影響により降雨が強化され大量の雨をもたらす地形性降雨という現象が発生する。地形性降雨は長時間同じ場所に強雨が停滞したり、短時間で急速に発達するなど、移流モデルで再現できない雨の降り方となる場合が多い。また、水田ら<sup>[16]</sup>によると、地形性降雨について CX 合成雨量に用いられる気象レーダーの観測高度よりも下層で降雨が発達すると、気象レーダーで捉えられず CX 合成雨量が地上雨量計の観測よりも過少となることが報告されている。これらの影響により、台風事例の山間部では予測が適中しなかった地点が多くなった可能性が高い。また、他の気象じょう乱の予測が適中しなかった雨量計地点についても山間部の雨量計が散見され、地形性降雨の発生が予測精度に影響している可能性が考えられた。

以上の分析結果から、移流モデルによる予測手法の予測精度をさらに向上させるためには、予測計算において地形性降雨の発生機構を考慮することが有効と考えられる。

### 3.6 結語

本章では、まず列車運転規制における駅間停車の防止のために必要となる降雨予測情報のリードタイムが10分～20分であることを明らかにした。次に20分程度先のごく短時間先の予測に適した降雨予測情報として、CX合成雨量を初期値とする移流モデルと気象庁が配信する高解像度降水ナウキャストを取り上げ、鉄道雨量計の観測値を真値とした検証を行った。得られた結果を以下に示す。

- ・鉄道雨量計の観測値と比較して、移流モデルは過少予測傾向、高解像度降水ナウキャストは過大予測傾向があった。
- ・直近の平均的な予測誤差を現時刻の予測値に反映させるエラーアンサンブル補正を適用することで予測誤差は大きく低減する。
- ・10分先、20分先予測について、補正後の予測値により列車運転規制の発令予測精度の検証を行い、安全性・安定性の両面から評価した結果、補正後の移流モデルによる予測精度が最も高かった。
- ・20分先予測について、最も精度が高い補正後の移流モデルでも、捕捉率47%、適中率32%と実用に向けて改良が必要な精度となった。

予測精度のさらなる向上のための方向性を検討するため、移流モデルによる予測について、予測が適中しなかった要因（非適中要因）を詳細に分析し、以下の結果を得た。

- ・主な非適中要因として、予測される雨域の位置ずれ、発達・衰弱の再現性が低い、初期値となるCX合成雨量が過少推定という3つがあった。
- ・予測が適中しなかった事例としては、台風事例における山間部の雨量計地点が顕著に多かった。

以上の分析結果から、移流モデルによる予測手法の予測精度をさらに向上させるためには、予測計算において地形性降雨の発生機構を考慮することが有効と考えられた。

2章で述べたように、列車運転規制に降雨予測情報を活用するための研究はこれまでになく、本章の分析は鉄道雨量計の観測値を真値として発令予測精度を詳細に検証し安全性・安定性の両面から評価した初めての取り組みである。なお、本章の成果は中瀬ら<sup>[17]</sup>にとりまとめている。

## 参考文献

- [1] 若月泰孝, 日下博幸: 降水短時間予測の現状と課題, *ながれ*, Vol. 37, pp. 41-47, 2018.
- [2] 立平良三, 牧野義久: デジタル化されたエコーパターンの予測への利用, *研究時報*, Vol. 26, pp. 188-199, 1974.
- [3] Wilk, K. E. and Gray, K. C. : Processing and Analysis Techniques Used with the NSSL Weather Radar System, *Proc. 14th Radar Met. Conf.*, pp. 369-374, 1970.
- [4] Austin, G. L., and A. Bellon. : The use of digital weather records for short-term precipitation forecasting, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 100, pp. 658-664, 1974.
- [5] 椎葉充晴, 高棹琢馬, 中北英一: 移流モデルによる短時間降雨予測の検討, *土木学会水理講演会論文集*, No. 28, pp. 349-354, 1984.
- [6] Dixon, M. and G, Wiener : TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting –A radar-based methodology), *J. Atmos.Oceanic Technol.*, Vol.10, pp. 785-797. 1993.
- [7] 一般財団法人河川情報センター: レーダ雨量の合成, [http://www.river.or.jp/post\\_24.html](http://www.river.or.jp/post_24.html) (2023年6月10日閲覧).
- [8] 国土交通省: 技術調査 レーダ雨量計情報, [https://www.mlit.go.jp/tec/tec\\_fr\\_000040.html](https://www.mlit.go.jp/tec/tec_fr_000040.html) (2023年6月10日閲覧).
- [9] 気象庁予報部: 新しい数値解析予報システム, 数値予報課報告, 別冊47号, pp. 36-37, 2000.
- [10] 気象庁予報部: 降水 15 時間予報の提供開始, 配信資料に関する技術情報第 479 号, 2018.
- [11] 気象庁: 降水ナウキャストとは, [https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kotan\\_nowcast.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kotan_nowcast.html) (2023年6月10日閲覧).
- [12] 気象庁技術開発推進本部: 高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について, *測候時報*, 第81巻, pp.55-76, 2014.
- [13] 気象庁: 高解像度降水ナウキャスト, [https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/highres\\_nowcast.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/highres_nowcast.html) (2023年6月10日閲覧).
- [14] 気象庁: 雨の強さと降り方, [https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/yougo\\_hp/amehyo.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/yougo_hp/amehyo.html) (2023年6月10日閲覧), 2020.
- [15] 中北英一・吉開朋弘・キム スンミン: 地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測へのエラーアンサンブルの導入, *土木学会論文集 B1(水工学)*, Vol.67, No.4, I\_619 - I\_624, 2011.
- [16] 水田奈緒美, 武中英好, 佐野哲也, 深見和彦: XRAIN 雨量データの現状と品質向上への取り組み, *河川情報シンポジウム講演集*, 2021.
- [17] 中渕 遥平, 鈴木 博人, 金原 知穂, 遠藤 理, 中北 英一: 列車運転規制への活用のための短時間降雨予測の補正手法の検討, *土木学会論文集 B1(水工学)*, Vol.76, No.2, I\_409 -I\_414, 2020.

## 第 4 章 Seeder Feeder 効果を考慮した地形性降雨 算定手法に関する研究

### 4.1 概説

3 章の分析結果より，移流モデルの予測値による運転規制発令予測精度をさらに向上させるためには，地形性降雨の発生メカニズムを考慮することが有効である可能性が高いことがわかった．地形性降雨の主な発生メカニズムは，Seeder Feeder 効果による降雨強化機構である．Seeder Feeder 効果とは，上層の層状性の雲による降雨が，地形の影響で上昇流が発生することにより下層で発達した浅い対流雲の中で，雲粒を捕捉して，雨滴が成長する現象のことである．立平<sup>[1]</sup>は気塊が地形に沿って上昇することによる水蒸気凝結量（雲水量）の時間変化を表現することで Seeder Feeder 効果をモデル化した．中北ら<sup>[2]</sup>は立平<sup>[1]</sup>のモデルをもとにレーダー観測降雨を地形性降雨と非地形性降雨に分離する手法を考案した．さらに中北・寺園<sup>[3]</sup>は，立平<sup>[1]</sup>のモデルにおける上層からの降雨による雨滴の捕捉率  $c$  について，非地形性降雨量に対する依存性を考慮した推定方法へと改良した．これに加えて近年では，Mendoza<sup>[4]</sup>が中北・寺園<sup>[3]</sup>の手法を実際のレーダービーム通過高度を考慮できる手法へと発展させている．水田ら<sup>[5]</sup>の報告にある山間部における CX 合成雨量の過少傾向の改善や山間部で発達・停滞する雨域の再現のため，移流モデルによる予測計算過程にこの Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法を導入することで予測精度を向上できる可能性がある．しかしながら，Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法は空間分解能 3km のモデルであり，地形性降雨の発生を精度高く予測する上ではより細かな空間分解能が必要と考える．また，捕捉率  $c$  について中北ら<sup>[3]</sup>と同様に非地形性降雨量との経験的な関係式から推定しているが，X バンド MP レーダーから得られる偏波パラメータの情報を用いることで，観測データに基づいた時間的・空間的により正確な捕捉率  $c$  が推定できる可能性がある．

本章では，降雨予測に地形性降雨算定手法を導入する有効性を確認するため，空間分解能の高解像度化およびレーダー観測情報を用いた捕捉率  $c$  の推定という 2 つの切り口で Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法の改良を行い，レーダー観測降雨を入力値とした地形性降雨算定手法による地上雨量の実況値の推定精度を分析した．推定精度の分析は，明瞭な地形性降雨の発生が確認されている，2019 年 10 月の台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象として行った．



トは、半径 80 km を観測範囲として、1 仰角毎に動径方向 150 m、方位角  $1.2^\circ$  の分解能の極座標データとして記録される。本章の分析ではその中の降雨強度データを雨量の入力値として用いた。降雨強度は、図 4.2 のように、算出するメッシュが降雨層、雪層、融解層であるかを判定し、 $Z$ - $R$  関係式、または  $K_{DP}$  関係式から算定される。

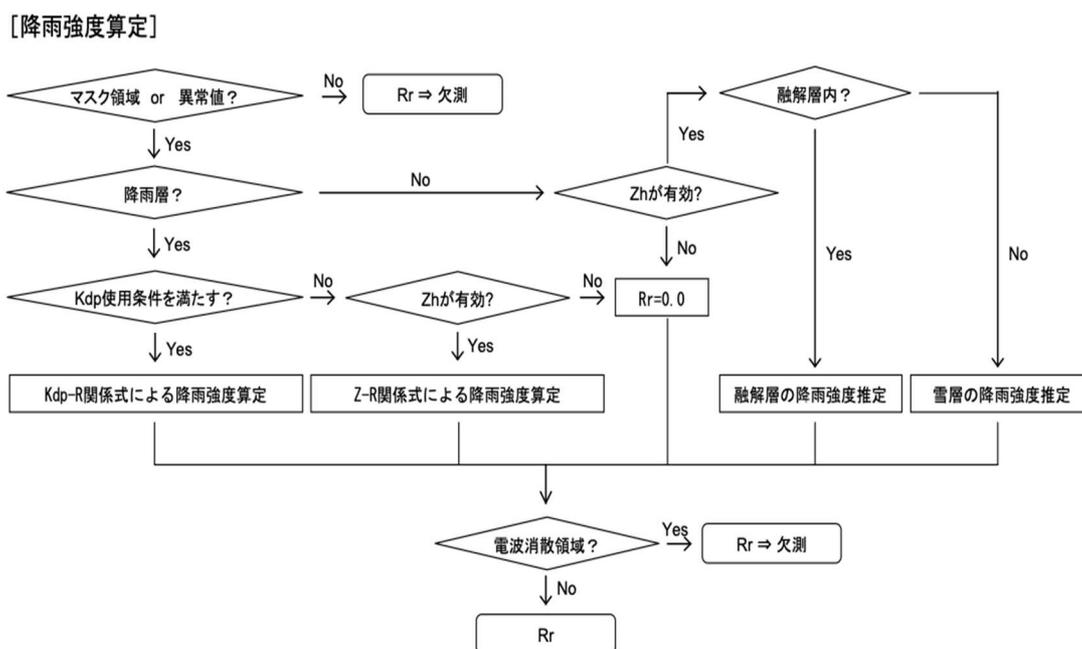


図 4.2 降雨強度算定フロー<sup>[6]</sup>。

降雨層、雪層、融解層の判定については、気象庁より受信した MSM データを加工した  $0^\circ\text{C}$  高度面データから判定する。 $0^\circ\text{C}$  となる高度からその 1.0 km 下層までを融解層として、融解層より上層を雪層、下層を降雨層としている (図 4.3)。

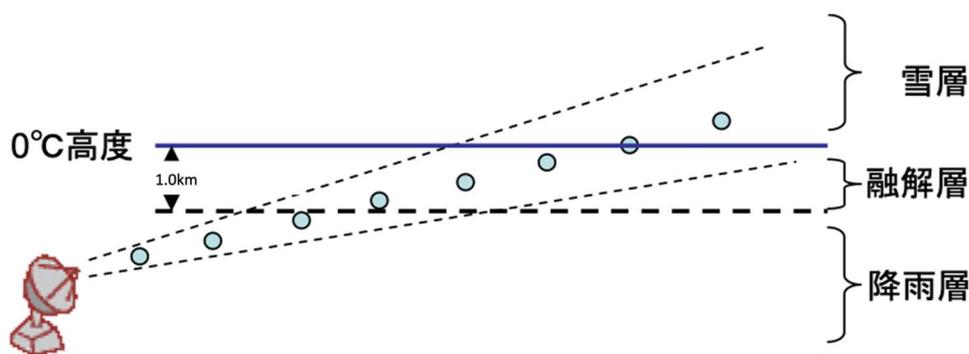


図 4.3 降雨層、雪層、融解層の判定<sup>[6]</sup>。

降雨層と判定された場合は、式(4.1)に示す $K_{DP}$ - $R$  関係式により降雨強度が算定される。

$$R_r = \alpha \times a_1 \times K_{DP}^{0.815},$$

$$\alpha : \text{雨量算定補正係数},$$

$$a_1 = 19.6 + 2.71 \times 10^{-2} \times EL + 1.68 \times 10^{-3} \times EL^2 + 1.11 \times 10^{-4} \times EL^3,$$

$$EL = \text{仰角}[\circ].$$
(4.1)

また、 $K_{DP}$ - $R$  関係式の使用条件を満たさない場合は、降雨層用雨量算定パラメータ( $B, \beta$ )を設定した式(4.2)に示す $Z$ - $R$  関係式により降雨強度が算定される。

$$Z_H = BR_r^\beta,$$

$$Z_H : \text{レーダー反射強度}[\text{dBZ}],$$

$$B, \beta : \text{雨量算定パラメータ}.$$
(4.2)

雪層と判定された場合は、雪層用雨量算定パラメータ( $B, \beta$ )を設定した $Z$ - $R$  関係式により降雨強度が算定される。

融解層と判定された場合は、式(4.3)に示すように降雨用、雪用の $Z$ - $R$  関係式から求めた降雨強度を線形補間して算定される。

$$R_{r\text{melt}} = \frac{R_{r\text{rain}} \times d + R_{r\text{snow}} \times (1.0 - d)}{1.0},$$

$$R_{r\text{melt}} : \text{融解層の降雨強度}[\text{mm/h}],$$

$$R_{r\text{rain}} : \text{降雨用}Z - R\text{関係で求めた降雨強度}[\text{mm/h}],$$

$$R_{r\text{snow}} : \text{雪用}Z - R\text{関係で求めた降雨強度}[\text{mm/h}],$$

$$d : 0^\circ\text{C高度との高度差}[\text{km}].$$
(4.3)

本章の分析では、上記により算出された降雨強度について、単一の観測仰角による面的なデータである PPI(Plan Position Indicator)データを用いた。

## 4.2.2 大気場の推定手法

地形性降雨算定手法では水蒸気量と風向・風速の大気場を入力データとして用いる。本節では、気象庁数値予報 GPV データと AMeDAS 観測値を用いて大気場を推定する手法について述べる。

### (1) 数値予報 GPV

数値予報 GPV (Grid Point Value) とは、気象庁の数値予報モデルにより計算された予測値を格子点値にしたもので、気象庁から配信されている。本研究では、メソ数値予報モデル GPV (MSM) を用いて、水蒸気量と風速を推定する。MSM は、日本とその近海の領域を 5 km の格子間隔で予測したデータである。地上面では海面更正気圧, 地上気圧, 風ベクトル,

気温、相対湿度、降水量、雲量、日射量の物理量を、気圧面（地上から 1000 hPa, 975 hPa, 950 hPa, 925 hPa, 900 hPa, 850 hPa, 800 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa 面）ではジオポテンシャル高度、風ベクトル、気温、上昇流、相対湿度（一部気圧面のみ）の物理量を 39 時間先まで予測し、3 時間毎に配信している。

## (2) AMeDAS

AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) は気象庁が保有する約 1300 箇所の雨量観測点で、約 17 km 間隔で設置されている (図 4.4)。そのうち約 840 箇所 (約 21 km 間隔) は、降水量に加えて、風向・風速、気温、日照時間も観測しており、約 330 箇所では、積雪の深さも観測している。また、それらの物理量は 10 分毎に観測されている。本研究では、風向・風速を観測している観測点のデータを利用した。

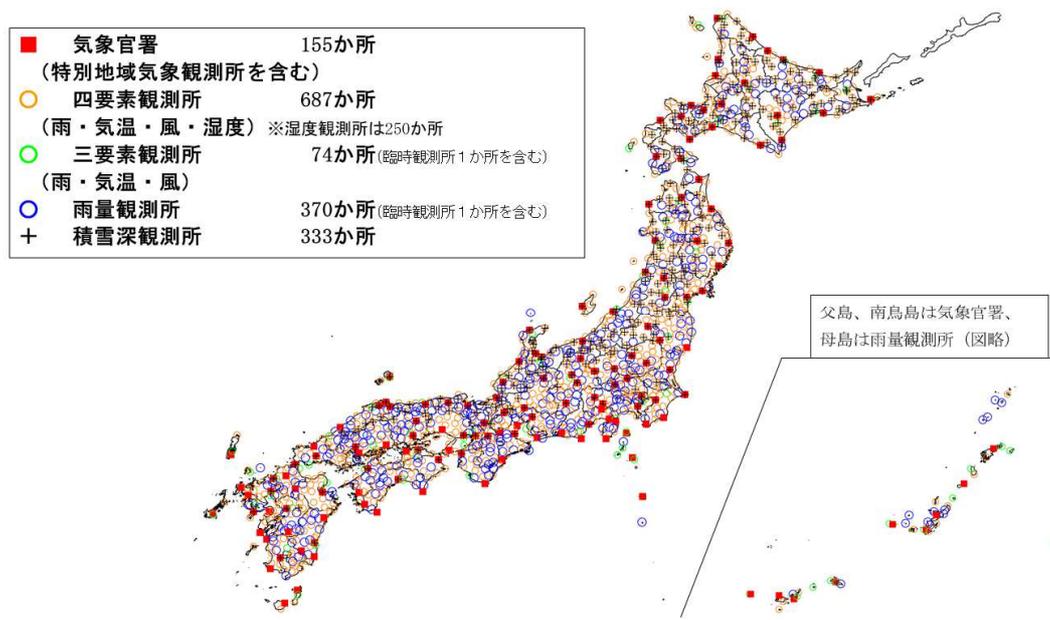


図 4.4 AMeDAS 観測網 (2023 年 1 月 1 日時点) [7].

## (3) GPV と AMeDAS を用いた大気場推定手法

本研究では、中北ら<sup>[8]</sup>の GPV と AMeDAS を用いた格子点上の大気場推定手法を用いた。ここでは、Gauss-Krueger 図法で投影した GPV 格子点値から区分的 2 次元準エルミート補間式により補間して、水平方向 3 km 四方メッシュの各格子点の値を求めている。

まず、鉛直方向にジオポテンシャル高度  $\Phi$ 、気温  $T$ 、気圧  $P$  の関係式、

$$\Phi = A_{xy}(\ln p)^2 + B_{xy}(\ln p) + C_{xy}. \quad (4.4)$$

の仮定と、静力学的釣合式と状態方程式から得られる、

$$T = -\frac{2A_{xy}(\ln p) + B_{xy}}{R}. \quad (4.5)$$

を用いて、 $\Phi$ 、 $T$ 、 $P$ の鉛直分布から地点 $(x, y)$ ごとに $A_{xy}$ 、 $B_{xy}$ 、 $C_{xy}$ を求める。ここで、 $R$ は乾燥大気的气体定数である。次に、下層風速の境界条件や山岳に沿った風速場の算定を容易にするために、高度を表す変数 $z$ の代わりに地形の表面に沿った等高度面を表現する $\sigma$ 座標系を用いて、

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H - h(x, y)}, \quad (4.6)$$

$h(x, y)$  : 地点 $(x, y)$ での地表の高度,

$H$  : 解析対象上端の高度(11km).

を鉛直方向の独立変数とする。ここでは、海上で $z = 0$  m, 10 m, 50 m, 100 m, 200 m, 400 m, 600 m, 800 m, 1000 m, 1200 m, 1500 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m, 6000 m, 7000 m, 8000 m, 9000 m, 10000 m, 11000 mに対応する $s$ 値に格子点を設定している。

三次元風速場は、高度が2000 m ( $\sigma$ 座標系)より上空では、鉛直格子16層で与えられたGPVデータを用いて、鉛直方向に線形内挿した値を各格子点に与える。また、それより低い高度では、GPVデータとAMeDAS観測値を組み合わせて推定する。下端の境界条件として、地上ではAMeDASの風速を、海上では高度が2000 m ( $\sigma$ 座標系)でのGPVデータと高度0 mでの値( $u = v = 0$ )を境界条件として、コリオリ力、摩擦力、気圧傾度力のつりあい式から算定した風速場を用いる。しかし、このままでは陸上部と海上部で風向・風速に多少の差が生じてしまうので、そこで算定した格子点の値を、その格子点を中心とした15 km $\times$ 15 km内の格子点の値で平均したものとすることで、滑らかな分布にする。この空間平滑した風速場を下端の境界条件とする。また、高度が2000 m ( $\sigma$ 座標系)でのGPVデータからの水平補間風速を上端の境界条件として三次元風速場を求めた。

水蒸気量と飽和水蒸気量はGPVデータを用いて、以下のように求める。GPVデータから、相対湿度 $r$ 、気温 $T$ [K]、気圧 $P$ [hPa]を求め、乾燥大気の状態方程式より、

$$\rho_a = \frac{P}{RT}. \quad (4.7)$$

となる。ここで、 $\rho_a$ は乾燥空気の密度、 $R = 287$ [J $\cdot$ kg $^{-1}\cdot$ K $^{-1}$ ]である。半経験式より、飽和水蒸気混合比 $m_s$ は、

$$m_s = \frac{3.8}{p_{00}} \exp \left[ \frac{17.3(T - 273.2)}{T - 35.9} \right]. \quad (4.8)$$

で表されるので、飽和水蒸気量 $\rho_s$ と水蒸気量 $\rho_v$ は、

$$\rho_s = \rho_a m_s, \quad (4.9)$$

$$\rho_v = r\rho_s = r\rho_a m_s. \quad (4.10)$$

となり、水蒸気量の初期値が求まる。ここで、 $p_{00} = 1000[\text{hPa}]$ である。

以上から求められる風速場と飽和水蒸気量、水蒸気量のうち、高度が 200 m, 400 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m ( $\sigma$  座標系) のデータを用いて地形性降雨を算定した。

### 4.2.3 立平モデルを用いた地形性降雨算定手法

#### (1) 立平モデルの概要

本研究では、立平<sup>[1]</sup>によって提案された計算手法を用いる。ここでは中北ら<sup>[3]</sup>に従い、立平モデルと呼ぶ。立平モデルは、気塊が地形に沿って上昇することによる水蒸気凝結量（雲水量）の時間変化を表現するモデル（図 4.5）であり、以下に示す 4 つの特徴がある。

- 1) 地形性上昇風によって山を越えるときに、凝結した水蒸気（雲水量） $L$ から降水 $R$ に転換する。
- 2) 雲粒から雨滴への成長過程も考慮している。
- 3) 気塊が山を迂回せずに上昇すると仮定している。
- 4) 過去に地形性降雨として落下した水蒸気を気塊から逐次取り除く。

雲粒の速度が空気の速度に等しいとすれば、気塊中の雲水量 $L[\text{g}/\text{m}^3]$ の時間変化は、共存する雨滴による捕捉を考慮すると、

$$\frac{dL}{dt} = -cL - a(L - L_c) + WG - WL \left( \frac{\partial \ln \rho}{\partial z} \right). \quad (4.11)$$

と表すことができる。ここで、 $c$ は Seeder Feeder 機構による上空からの降水による雲粒の捕捉率、 $a$ は雲粒自身による降水への成長（Auto Conversion）の割合、 $L_c[\text{g}/\text{m}^3]$ は降水へと転

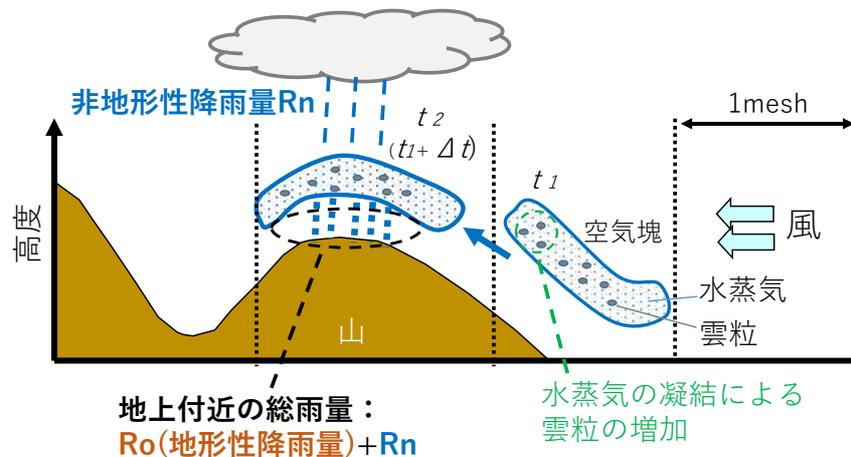


図 4.5 立平モデルの概念図。

換する限界の雲水量,  $W[\text{m/s}]$ は斜面による気塊の上昇速度,  $G[\text{g/m}^4]$ は気塊が単位距離上昇する間の水蒸気凝結による $L$ の増加量,  $\rho[\text{g/m}^3]$ は水蒸気量を表す. 右辺第一項と第二項は, 降水へ転換することによる雲水量の減少を表し, 右辺第三項は気塊の上昇による水蒸気の凝結を, 右辺第四項は大気の圧縮性による見かけ上の $L$ の変化を表す. ただし, 右辺第四項は, 第三項に比べて1オーダー小さく, 方程式を解析的に解くために無視する.

式(4.11)の流れに沿ってラグランジュ積分すると,

$$L_{\text{out}} = \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left( L_{\text{in}} - \frac{WG + aL_c}{c + a} \right) e^{-(c+a)\Delta t}. \quad (4.12)$$

となる. ここで,  $L_{\text{in}}[\text{g/m}^3]$ はメッシュへ流入する雲水量,  $L_{\text{out}}[\text{g/m}^3]$ はメッシュから流出する雲水量である.  $\Delta t$ は気塊が1メッシュを通過する時間[s]であり, 風速 $(u, v)[\text{m/s}]$ とメッシュサイズ $\Delta x, \Delta y[\text{m}]$ から以下の式(4.13)により算定される.

$$\Delta t = \frac{\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}}{\sqrt{u^2 + v^2}}. \quad (4.13)$$

また, 地形性降雨強度 $R_0[\text{mm/h}]$ は, メッシュへ流入する雲水量 $L_{\text{in}}$ , メッシュから流出する雲水量 $L_{\text{out}}$ , メッシュ内を気塊が通過する間に凝結し増加した雲水量 $WG\Delta t$ の収支を考えると,

$$R_0 = \frac{L_{\text{in}} + WG\Delta t - L_{\text{out}}}{\Delta t} \times 3.6 \times H. \quad (4.14)$$

となる. ここで,  $H$ は上下方向に物理量を一様と考える層厚[m]である.

係数 $a$ は,  $L$ の値に応じて次のような値を取る.

$$\begin{aligned} L \leq 0 \quad &\text{のとき} \quad a = 0, \\ 0 < L \leq L_c \quad &\text{のとき} \quad a = 0, \\ L_c < L \quad &\text{のとき} \quad a = 10^{-4}[\text{s}^{-1}]. \end{aligned} \quad (4.15)$$

本研究では, 立平<sup>[1]</sup>にならない,  $L_c$ として $1.0 \text{ g/m}^3$ を使った. これは, 雲水量が $1.0 \text{ g/m}^3$ より大きい場合には降水を伴うことが多いという観測事実に基づくものである. また,  $a$ の値は, 気象条件で大きく変わるものであり, 通常 $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の値が使われている. 暖候期の大雨の場合は, 地形性雲水自体は氷晶を含まないと考えてよいので, 立平<sup>[1]</sup>にならない,  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ を用いた.

気塊が単位距離上昇する間の水蒸気凝結による $L$ の増加量 $G$ は, 飽和水蒸気量を $\rho_s[\text{g/m}^3]$ , 高度 $z[\text{m}]$ をとすると,

$$G = -\frac{d\rho_s}{dz}. \quad (4.16)$$

となる. これより,

$$-\frac{d\rho_s}{dz} = -\frac{d\rho_s}{dT} \frac{dT}{dz} = -\Gamma \frac{d\rho_s}{dT}. \quad (4.17)$$

となる。ここで、 $\Gamma$ は大気的气温減率であり、ここでは、断熱大気的气温減率（断熱減率）

$$\Gamma = 0.98[^\circ\text{C}/100\text{m}] = 9.8[^\circ\text{C}/\text{m}]. \quad (4.18)$$

を用いる。一方、状態方程式より、

$$e_s = \rho_s R_v T. \quad (4.19)$$

である。ここで、 $e_s$ は飽和水蒸気圧[Pa]、 $R_v$ は水蒸気的气体定数であり、 $R_v = 461[\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}]$ である。これを気温で微分すると、

$$\frac{de_s}{dT} = R_v \left( \frac{d\rho_s}{dT} T + \rho_s \right). \quad (4.20)$$

となり、これを变形すると、

$$\frac{d\rho_s}{dT} = \frac{de_s}{dT} \frac{1}{R_v T} - \frac{e_s}{R_v T^2}. \quad (4.21)$$

となる。ここで水蒸気から水への凝結熱を $L_{12} = 2.5 \times 10^6[\text{Jkg}^{-1}]$ とすると、クラジウス・クラペイロンの式より、

$$\frac{de_s}{dT} = e_s \frac{L_{12}}{R_v T^2}. \quad (4.22)$$

であるので、これを式(4.21)に代入すると、

$$\frac{d\rho_s}{dT} = \frac{e_s}{R_v T^2} \left( \frac{L_{12}}{R_v T} - 1 \right). \quad (4.23)$$

となる。この式に、高度が 200 m, 400 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m ( $\sigma$ 座標系)の層における国際標準大気に基づいた気温と飽和水蒸気量の値を与えることで、気塊が単位距離上昇する間の水蒸気凝結による $L$ の増加量 $G$ の値をそれぞれ $7.3 \times 10^{-3}$ ,  $6.8 \times 10^{-3}$ ,  $5.3 \times 10^{-3}$ ,  $3.5 \times 10^{-3}$ ,  $2.5 \times 10^{-3}$ ,  $1.7 \times 10^{-3}$ ,  $1.0 \times 10^{-3} \text{ g/m}^3 \cdot \text{m}$ と算定した。

さらに、実際の計算では水蒸気収支を考慮しており、単位時間あたりに減少する水蒸気密度は、

$$\frac{d\rho_v}{dt} = -WG \quad (\rho_v \geq \rho_s). \quad (4.24)$$

となる。水蒸気が不飽和のときには凝結しないので、

$$\frac{d\rho_v}{dt} = 0 \quad (\rho_v < \rho_s). \quad (4.25)$$

となる。ここで、水蒸気量を $\rho_v[\text{g/m}^3]$ 、飽和水蒸気量を $\rho_s[\text{g/m}^3]$ とする。したがって、メッシュ内で斜面に沿って気塊が時間 $t$ だけ上昇した後の水蒸気量 $\rho_v$ は、

$$\rho_v = \begin{cases} \rho_0 - W G t & (\rho_v \geq \rho_s), \\ \rho_0 & (\rho_v < \rho_s). \end{cases} \quad (4.26)$$

となる。ここで、 $\rho_0$ はメッシュへ流入する水蒸気量である。

また、Mendoza<sup>[4]</sup>は、下降する気塊を考慮し、 $G$ に以下の条件を加えた。

$$G = \begin{cases} G(z) & (\rho_v \geq \rho_s) \text{ and } (W > 0), \\ 0 & (\rho_v \geq \rho_s) \text{ and } (W \leq 0). \end{cases} \quad (4.27)$$

$$G = \begin{cases} 0 & (\rho_v < \rho_s) \text{ and } (W > 0), \\ G(z) & (\rho_v < \rho_s) \text{ and } (W \leq 0) \text{ and } (L_{in} > 0). \end{cases} \quad (4.28)$$

式(4.27)は空気塊が飽和したときの条件, 式(4.28)は空気塊が不飽和のときの条件を示している. ただし,  $G(z)$ は各層における $G$ の値を示す. 初期条件として, 水蒸気量を $\rho_v$ と雲水量 $L$ が風向に沿って凝結と蒸発を起し, Seeder Feeder 効果がないと仮定して計算を行う.

## (2) レーダー観測降雨による地形性降雨の算定

立平モデルでは, 雲水量の変化量から地形性降雨を算定しており, 地形性降雨の算定にレーダー情報を用いない. ここでは, レーダー観測降雨を入力値とする Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法について述べる. 式(4.11)によると, 地形性降雨が非地形性降雨によって増加するのは, 上空からの降雨雲粒捕捉 (Seeder Feeder 機構) によるものである. まず,

$$c = 0.6778R_N^{0.731} \times 10^{-3}, \quad (4.29)$$

$$\frac{dL}{dt} = -cL - a(L - L_c) + WG, \quad (4.30)$$

$$R_O = \frac{L_{in} + WG\Delta t - L_{out}}{\Delta t} \times 3.6 \times H, \quad (4.31)$$

$$R_{\text{radar}} = R_O + R_N. \quad (4.32)$$

の4式を連立することで, 地形性降雨を算定する. 式(4.30)は雲水量の連続式であり, 式(4.32)はレーダー観測降雨が地形性降雨と非地形性降雨の合成であると仮定した式である.

式(4.30)を流れに沿ってラグランジュ積分すると,

$$L_{out} = \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left( L_{in} - \frac{WG + aL_c}{c + a} \right) e^{-(c+a)\Delta t}. \quad (4.33)$$

となる. ここで, 前述したように $\Delta t$ は気塊が1メッシュを通過する時間[s]である. 式(4.33)を式(4.31)に代入すると,

$$R_O = \frac{3.6 \times H}{\Delta t} \left\{ L_{in} + WG\Delta t - \left[ \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left( L_{in} - \frac{WG + aL_c}{c + a} \right) e^{-(c+a)\Delta t} \right] \right\}. \quad (4.34)$$

となる. 式(4.34)を式(4.32)に代入すると,

$$R_{\text{radar}} - R_N = \frac{3.6 \times H}{\Delta t} \left\{ L_{in} + WG\Delta t - \left[ \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left( L_{in} - \frac{WG + aL_c}{c + a} \right) e^{-(c+a)\Delta t} \right] \right\}. \quad (4.35)$$

となる. 式(4.29)を式(4.35)に代入して整理すると,

$$f(R_N) = \frac{3.6 \times H}{\Delta t} \left\{ L_{in} + WG\Delta t - \left[ \frac{WG + aL_c}{\beta R_N^\gamma + a} + \left( L_{in} - \frac{WG + aL_c}{\beta R_N^\gamma + a} \right) e^{-(\beta R_N^\gamma + a)\Delta t} \right] \right\} + R_N - R_{radar} . \quad (4.36)$$

となり、 $R_N$ の関数となる。ただし、 $\beta = 0.6778 \times 10^{-3}$ 、 $\gamma = 0.731$ とする。そして、式(4.36)から Newton-Raphson 法を用いて、 $R_N$ を求める。

Newton-Raphson 法とは、

$$x_{n+1} = x_n - \frac{f(x_n)}{f'(x_n)} . \quad (4.37)$$

に示す式を用いて、推定した関数の解 $x_n$ から新たな解 $x_{n+1}$ を求める操作を繰り返し、 $x_n$ の近似値を求める手法である。式(4.36)から、

$$f'(R_N) = \frac{3.6 \times H}{\Delta t} \left\{ \Delta t \beta \gamma R_N^{\gamma-1} \left( L_{in} - \frac{WG + aL_c}{\beta R_N^\gamma + a} \right) e^{-(\beta R_N^\gamma + a)\Delta t} - \frac{WG + aL_c}{(\beta R_N^\gamma + a)^2} \beta \gamma R_N^{\gamma-1} e^{-(\beta R_N^\gamma + a)\Delta t} + \frac{WG + aL_c}{(\beta R_N^\gamma + a)^2} \beta \gamma R_N^{\gamma-1} \right\} + 1. \quad (4.38)$$

が導き出され、式(4.36)と式(4.28)に Newton-Raphson 法を適用することで、非地形性降雨 $R_N$ を求める。

また、本研究では、高度が 200 m, 400 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m ( $\sigma$ 座標系)における風速, 水蒸気量, 飽和水蒸気量を代表値として、それぞれの層厚を 200 m, 200 m, 600 m, 1000 m, 1000 m, 1000 m, 1000 m とし (図 4.6), 各層ごとに GPV データと AMeDAS 観測値から算定した風速, 水蒸気量を基に、雲水量および地形性降雨を算定した。各層に対応する風速, 水蒸気量, 飽和水蒸気量は、4.2.2 で述べた手法で求めた値を用いた。

Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法の従前の手法にはない特徴として、各メッシュのレーダーの観測高度を考慮した地形性降雨量の推定が挙げられる。PPI 観測によるレーダー観測降雨を入力値とする地形性降雨算定手順を、図 4.7 および以下に示す。

- (1) レーダー観測降雨 $R_{radar}$ をレーダービームの通る層の降雨とし、上述した方法により地形性降雨 $R_{05}$ と非地形性降雨 $R_{n5}$ に分離する。
- (2) (1)で算定された非地形性降雨 $R_{n5}$ は、その直上の層における地形性降雨と非地形性降雨の合成 $R_{t4}$ であるとし、(1)と同じ方法で地形性降雨 $R_{04}$ と非地形性降雨 $R_{n4}$ に分離する。
- (3) (2)の操作を高度が 5000 m の層 (最上層) まで繰り返す。
- (4) レーダー観測降雨 $R_{radar}$ または(1)で算定された地形性降雨 $R_{05}$ と非地形性降雨 $R_{n5}$ の和は、その直下の層における非地形性降雨 $R_{n6}$ であるとし、非地形性降雨 $R_{n6}$ から地形性降雨 $R_{06}$ を算定する。
- (5) (4)の操作を高度が 200 m の層 (最下層) まで繰り返す。
- (6) 最下層の総降雨 $R_{t7}$ を地上の総降雨量として扱う。

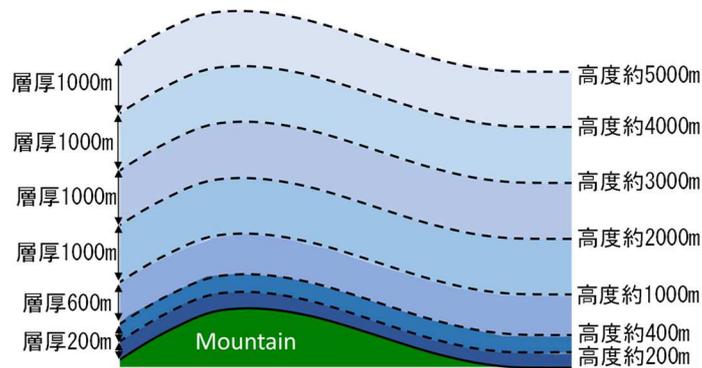


図 4.6  $\sigma$  座標系を用いた複数層の大気の設定.

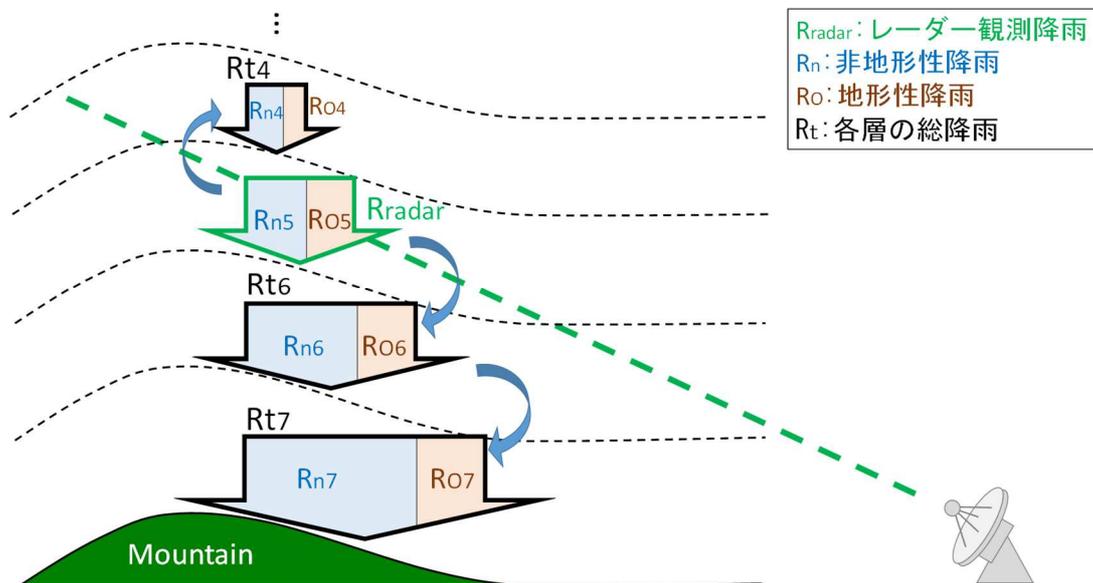


図 4.7 PPI 観測によるレーダー観測降雨データを入力値とした地形性降雨の算定.

### 4.3 分析の対象事例－2019 年台風 19 号－

#### 4.3.1 2019 年台風 19 号の概要

本章の分析に使用する降雨事例として 2019 年 10 月の台風 19 号 (Hagibis) を用いた. 台風 19 号は, 10 月 6 日に南鳥島近海で発生し, 10 月 12 日 19 時前に大型で強い勢力 (中心気圧 960hPa) で伊豆半島に上陸した, その後, 関東地方を通過し, 10 月 13 日 12 時に温帯低気圧に変わった.

台風 19 号の接近，上陸に伴い，台風経路の左側にあたる東日本から東北地方を中心に広い範囲で記録的な大雨が観測された（図 4.8）．具体的には，10 日から 13 日までの総降水量が神奈川県箱根町の AMeDAS 箱根雨量計（以下，箱根雨量計と呼ぶ）で 1000mm に達し，東日本を中心に 17 地点で 500mm を超えた．特に，静岡県や新潟県，関東甲信地方，東北地方の多くの地点で 3, 6, 12, 24 時間降水量の観測史上 1 位を更新するなど記録的な大雨となった<sup>[9]</sup>．風についても，東京都江戸川臨海で最大瞬間風速 43.8m を記録し，観測史上 1 位を更新するなど，関東地方の 7ヶ所で最大瞬間風速 40m を超えた．また，千葉県市原市では，竜巻と推定される突風が発生した<sup>[9]</sup>．

台風 19 号が記録的な大雨となった気象要因として，大型で非常に強い勢力をもった台風の接近による多量の水蒸気の流れ込みや地形の効果などによる持続的な上昇流の形成，台風中心付近の発達した雨雲の直接的影響などが挙げられ，これらの要因によって地形性降雨が発達し，山地の南東から東の斜面となる地域での降水量が明瞭に多くなっていたことが報告されている<sup>[10]</sup>．

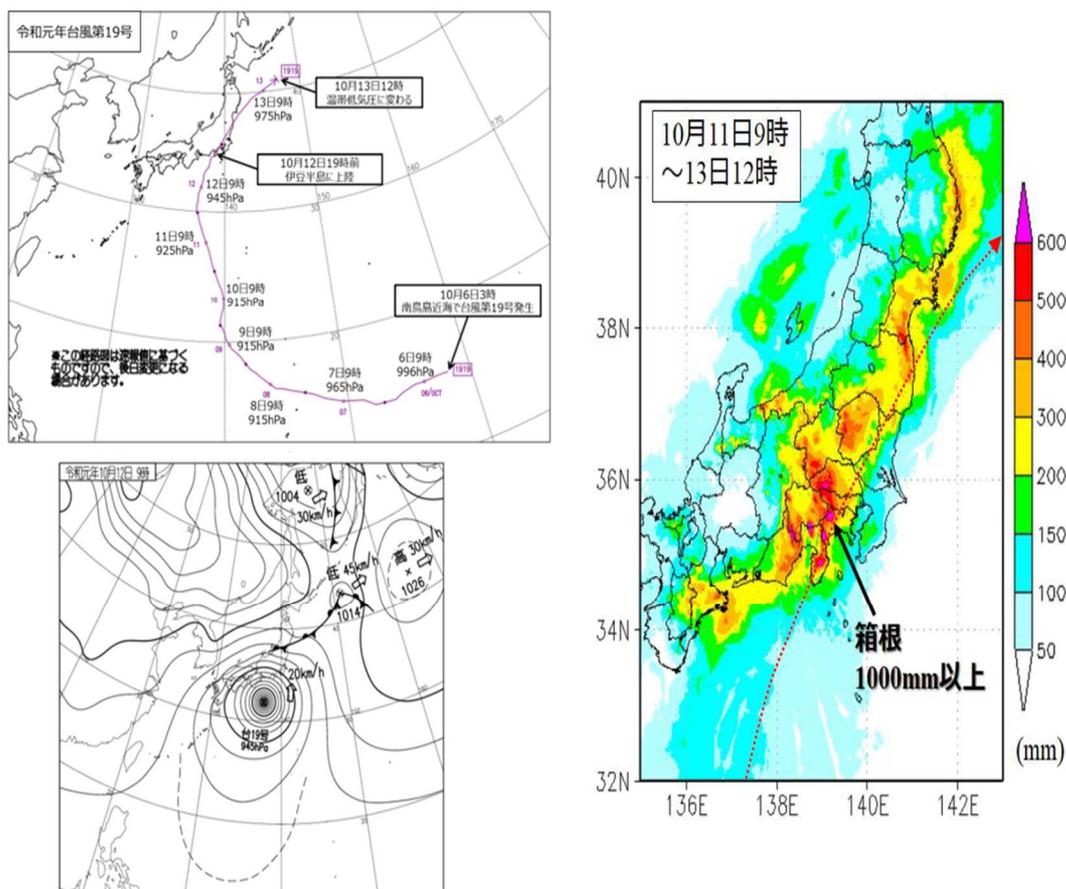


図 4.8 2019 年台風 19 号経路図（左上図）<sup>[9]</sup>，10 月 12 日午前 9 時の地上天気図（左下図）<sup>[9]</sup>，10 月 11 日 9 時から 13 日 12 時までの 51 時間の解析雨量積算値<sup>[10]</sup>（右図，点線は台風中心の経路を示す）．

### 4.3.2 箱根山周辺におけるレーダー観測降雨の過少推定

台風 19 号通過時の箱根山周辺では箱根雨量計で雨量が 1000mm を超えたように山間部で多量の降雨があった。一方で、水田ら<sup>[5]</sup>により、レーダー観測降雨は地上雨量計の観測値よりも過少傾向であったことが報告されている。以下、水田ら<sup>[5]</sup>の報告をもとに降雨状況・レーダー観測状況の詳細を述べるとともに、地上雨量推定に地形性降雨算定手法を導入することで期待される効果について述べる。

図 4.9 に台風 19 号が関東地域を通過した 10 月 12 日における、C オンライン合成雨量と CX 合成雨量の 24 時間積算雨量の分布図を示す。C オンライン合成雨量は、CX 合成雨量と同様に国土交通省が配信するレーダー雨量情報で、全国 26 基の C バンドレーダーによる観測データを、全国約 1 万点の地上雨量計による観測値で補正を行いながら合成したものである。地上雨量計の観測値による補正が施されるため、レーダー観測データのみによる CX 合成雨量よりも正確な地上雨量が推定される。図 4.9 より、主に山間部で、CX 合成雨量は C オンライン合成雨量よりも顕著に小さな値を示すことがわかる。とくに AMeDAS 箱根雨量計地点では、雨量計観測値の 24 時間雨量が 922.5mm であるのに対し、CX 合成雨量は 630.6mm と 3 分の 2 程度の値をとっていた。

この要因について考察するため、箱根山近傍の X バンド MP レーダーである香貫山レーダーによる観測状況を確認する。図 4.10 に香貫山レーダーによる偏波間位相差変化率  $K_{DP}$

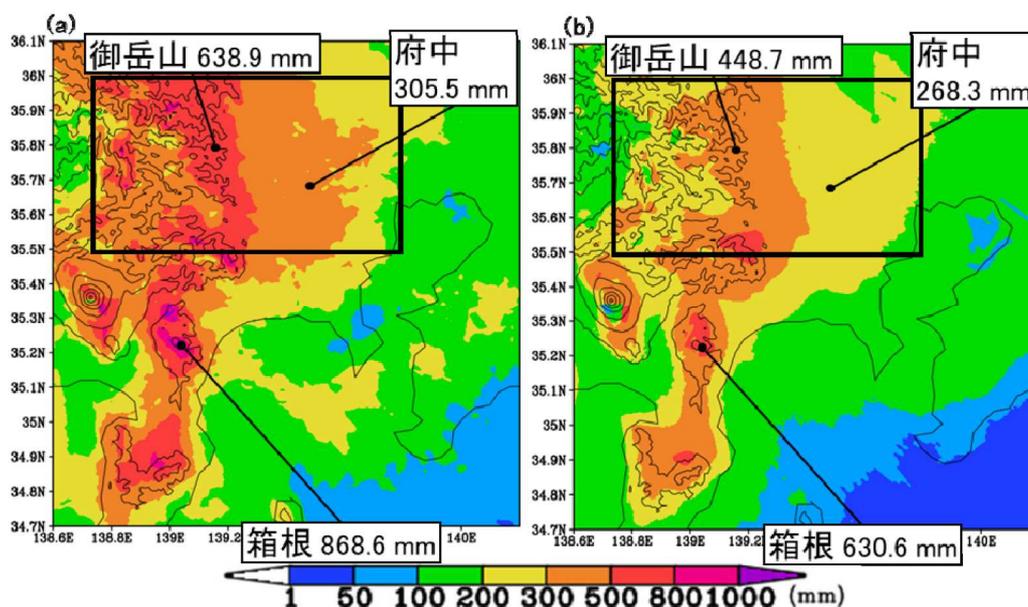


図 4.9 関東地域の 2019 年 10 月 12 日の 24 時間積算雨量分布図<sup>[5]</sup>。左図は雨量計による補正ありの C オンライン合成雨量，右図は雨量計による補正なしの CX 合成雨量の分布を示す。

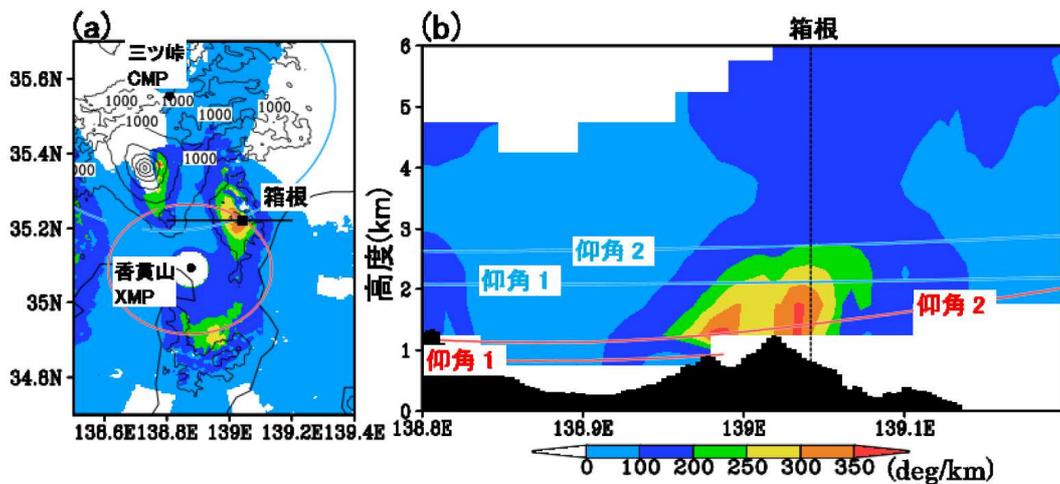


図 4.10 香貫山レーダーの  $K_{DP}$  の時間積算分布 (10月12日0時から21時まで) <sup>[5]</sup>. 左図は高度 1.5km の水平分布, 右図は左図中の黒線部の鉛直分布を示し, 赤線が香貫山レーダーのビーム高度を示す.

の時間積算分布を示す.  $K_{DP}$  は水平偏波と垂直偏波の位相変化率を表し,  $K_{DP}$  の大小は降雨量の大小と対応する. 図 4.10 の箱根山付近の  $K_{DP}$  積算の鉛直分布を見ると, 箱根雨量計が位置する山岳の上空で, 高度 2km 以下に多量の雨が存在する分布であることがわかる. これは, 台風に伴う上空の雨雲から落下する雨滴が山岳で発生した低層雲の雲粒を捉えて成長することによる降雨の増幅, すなわち Seeder Feeder 効果が働いたことによると考えられる. ここで, 図 4.10 に赤線で示した香貫山レーダーのビーム高度に着目すると, 箱根雨量計地点ではビーム高度は山岳上空を通過しており, 地表付近の降雨を捉えられていないことがわかる. 箱根雨量計付近では, Seeder Feeder 効果によりビーム高度よりも下層で地形性降雨がさらに発達していたと考えられ, これを捉えられなかったことが CX 合成雨量の過少推定の一因と考えられる.

本研究で用いた地形性降雨算定手法では, 図 4.7 に示したようにレーダー観測高度より下層で発達する地形性降雨を再現することができる. そのため, 箱根山の事例のようにレーダー観測高度より下層で発達する降雨を捉えられなかったとしても, モデルでこれを再現し, 正確な地上雨量を推定できる可能性がある.

本章の分析では, 前述のように明瞭な地形性降雨が確認された台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象領域として, 地形性降雨算定手法およびこれを改良した手法の有効性について検証を行った.

## 4.4 地形性降雨算定手法の高解像度化

4.1 で述べたように Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法は空間分解能が 3km メッシュであるが、現在の高分解能なレーダー観測網の利点を活かして、より細かな空間分解能でモデル計算を行うことで地形性降雨をより高精度に再現できると考えられる。一方で、あまりにも解像度を細かくすると、計算に時間を要し列車運転規制に活用する際の即時性が損なわれる。そこで本研究では従来の 3km メッシュから 1km メッシュへ変更することとした。

### 4.4.1 対象領域と入力データ

本検証における計算の対象領域は図 4.11 に示す箱根山を中心とする 153km 四方の領域とした。レーダー観測降雨は香貫山レーダーの仰角 2 (EL2) のデータを用いた。空間分解能を 1km に変更するにあたり、レーダー観測降雨は 250m メッシュの元データを 1km メッシュ毎に雨量値を平均してアップスケーリングし、水蒸気量・風向風速は 4.2.2 で述べた大気場の推定方法における補間間隔を 1km メッシュとすることで作成した。図 4.12 に 10 月 12

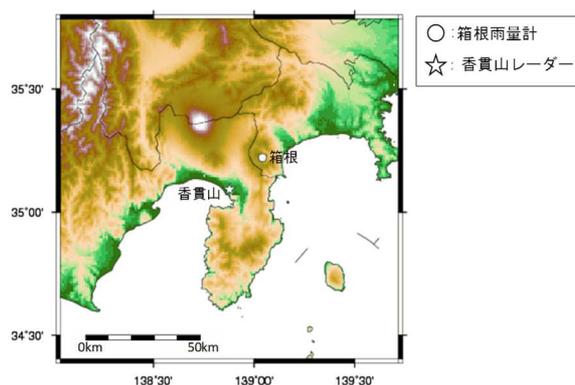


図 4.11 計算の対象領域.

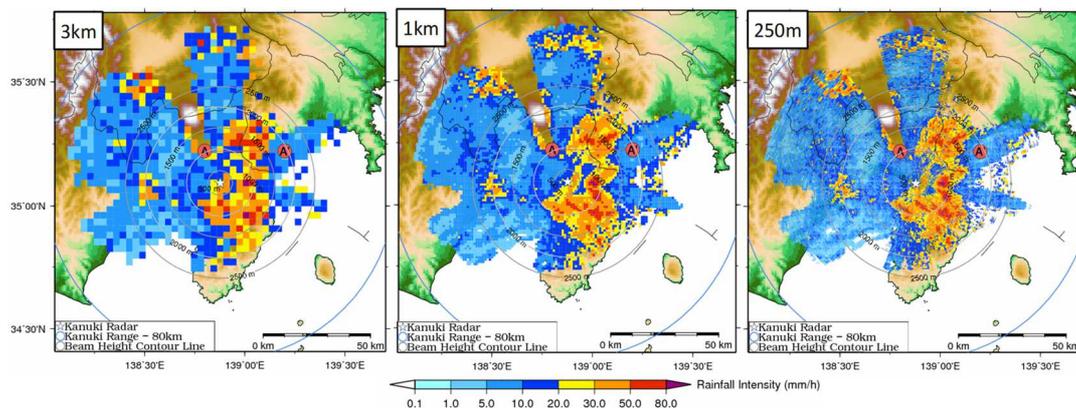


図 4.12 10 月 12 日 12:00 のレーダー観測降雨 (左から空間分解能 3km, 1km, 250m. 250m は観測値, 1km・3km はメッシュ毎に 250m の観測値を平均化した値を図化).

日 12:00 のレーダー観測降雨について、250m メッシュの観測値と 1km, 3km メッシュにアップスケーリングした分布図を示す。3km メッシュはかなり粗く一つ一つの降水セルの判別が難しいが、1km メッシュでは 250m メッシュの観測値とほぼ変わらない精度で降水セルを判別することができる。

#### 4.4.2 地形性降雨算定手法による降雨の推定状況

図 4.13、図 4.14 にそれぞれ香貫山レーダー-EL2 の観測降雨を入力値とした 3km, 1km メッシュの地形性降雨算定手法による 10 月 12 日 0 時から 13 日 0 時までの 24 時間積算雨量の推定結果を示す。24 時間積算雨量は地形性降雨算定の計算を 5 分間隔で行い、それらを積算して算出した。

まず図 4.13 の 3km メッシュの計算結果について、左図は設定した大気層の最下層である高度 200m における総雨量（地形性降雨量  $R_o$  + 非地形性降雨量  $R_n$ ）の分布を示す。図 4.9 に示した同時間帯の CX 合成雨量の積算雨量の分布と比較すると箱根山周辺など山間部の雨量が強化されていることがわかる。図 4.10 の箱根山周辺の鉛直分布と同じ位置を切り取った図 4.13 右側の鉛直分布を見ると、上段に示す各層で推定される総雨量は下層にいくほど大きくなっている。下段の各層で推定される地形性降雨量は、箱根山の頂上付近でとくに大きく、総降雨量の鉛直分布もこの推定結果が反映されたものである。箱根雨量計地点では、レーダービームが通過する高度より下の層で 200~300mm の地形性降雨が発生しており、レーダー観測降雨と地上雨量計の観測値との差異の一因として地形性降雨の発達があることをモデルによる再現結果から確認できる。

図 4.14 の 1km メッシュの計算結果を見ると降雨量が大きくなる箇所の傾向は 3km メッシュと同じだが、より細かな雨域の形状、鉛直構造が確認できる。香貫山レーダーの定量観測範囲である伊豆半島に着目すると、図 4.9 の C オンライン合成雨量の分布に類似した雨量分布を示しており、地形性降雨算定手法によって山間部の降雨量が強化されたことで、地上雨量の推定精度が全体的に向上したことが 3km メッシュの結果よりも明瞭に確認できる。

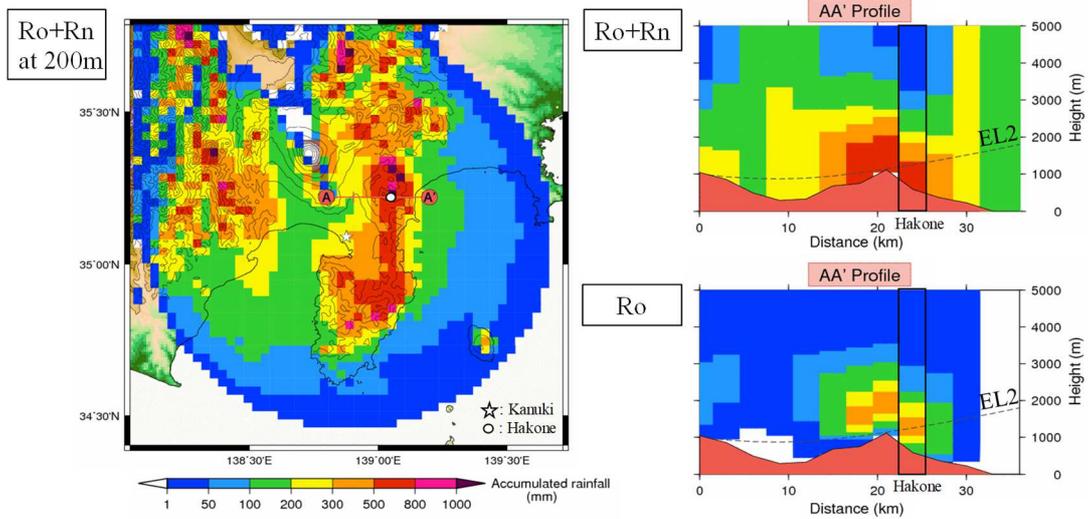


図 4.13 EL2 のレーダー観測降雨を入力値とした 3km メッシュの地形性降雨算定手法による 10 月 12 日 0 時から 13 日 0 時までの 24 時間積算雨量の推定結果. 左図は高度 200m の総雨量 (Ro+Rn), 右図は左図中の AA' 断面における各層で推定される総雨量 (Ro+Rn) および地形性降雨量 (Ro) を示す.

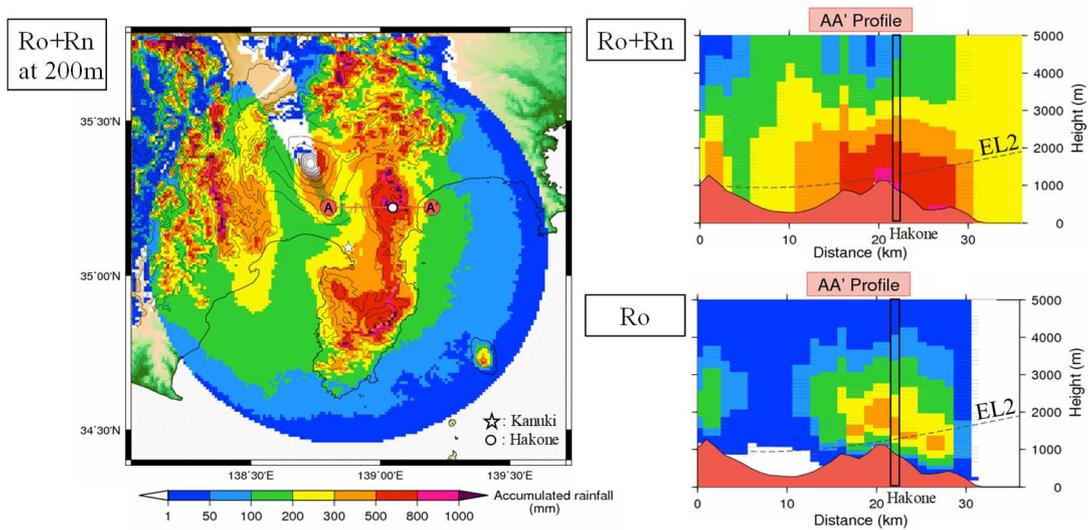


図 4.14 EL2 のレーダー観測降雨を入力値とした 1km メッシュの地形性降雨算定手法による 10 月 12 日 0 時から 13 日 0 時までの 24 時間積算雨量の推定結果. 各図の詳細は図 4.13 に同じ.

### 4.4.3 箱根雨量計観測値との比較による推定精度の検証

地形性降雨算定手法による地上雨量の推定精度および 1km メッシュに高分解能化したことのメリットをより定量的に確認するため、箱根雨量計の観測値との時系列データの比較を行った。ここでは、地上雨量計の観測値と高度 200m における総雨量の推定値を比較した。また、比較にあたり、3km メッシュについては雨量計地点の直上メッシュの値を用いた。一方 1km メッシュについては、台風のように風速の大きな降雨事例では、上空で発達した雨雲からの雨粒が、落下する途中で風によって流され、雨雲の位置と落下地点が大きく離れることを考慮する必要があるため、以下の 4 通りを検討した。

- 1) 雨量計直上メッシュの値を使用
- 2) 雨量計直上 9 メッシュの平均値を使用
- 3) 高度 1000m 層の風速が 30m/s 以上の場合に、直上メッシュの周囲 8 メッシュのうちの風上にあたるメッシュの値を使用
- 4) 直前の計算時刻における雨量計観測値と直上 9 メッシュの推定雨量を比較し、最も誤差が小さかったメッシュにおける現時刻の推定値を使用

3)について高度 1000m 層の風速を用いたのは、図 4.15 に示すように、各層で推定される地形性降雨量を比較すると高度 1000m の層が最も多かったためである。また、実際には風上のメッシュの降雨量と雨量計で観測される降雨量は同じではなく、風向や風速の大きさによって変化すると考えられるため、その影響を簡易に考慮するため 4)として直前の計算時刻における雨量計観測値と推定雨量を比較して現時刻の推定値として用いるメッシュを決める方法を試みた。

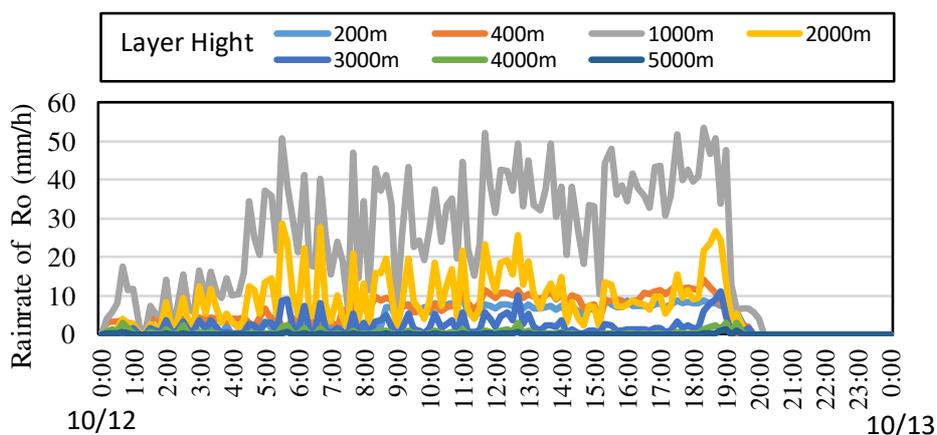


図 4.15 箱根雨量計地点における高度ごとの地形性降雨 Ro (降雨強度) の推移 (3km メッシュモデルの算定結果)

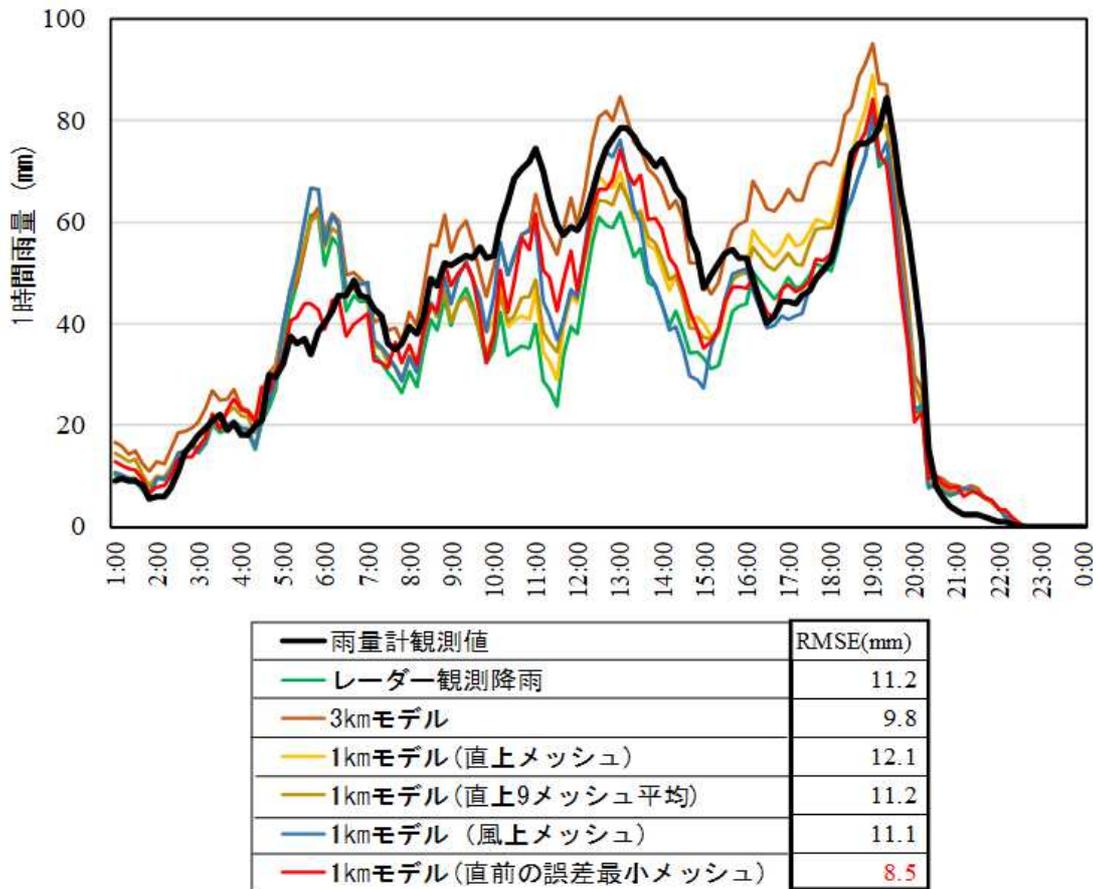


図 4.16 10月12日における箱根雨量計観測値とレーダー観測降雨および地形性降雨算定手法の推定値の時系列変化（箱根雨量計の観測間隔に合わせて10分毎の前1時間雨量の推移を記載）。凡例右側には雨量計観測値とのRMSEを記載。

図 4.16 に検証結果を示す。図 4.16 には箱根雨量計の観測間隔 10 分に合わせて、各ケースの 10 分毎の前 1 時間雨量の時系列変化を示した。雨量計観測値が大きな値を示す 10 時から 16 時の時間帯において、入力値としたレーダー観測降雨は雨量計観測値よりも 20～30mm 程度小さな値を示す。これに対し、3km メッシュの推定値は雨量計観測値に近い値を示しており、図 4.13 で確認したレーダービームよりも下層で発達する地形性降雨を再現したことの効果が表れていると考えられる。しかしながら、5時から7時や16時から20時にかけての時間帯では雨量計観測値よりも 20～30mm 程度大きな値を示しており過大推定となっており、3km という広い範囲を代表させた値を用いていることの影響が考えられる。1km メッシュの推定値について、

- 1) 直上メッシュの値はレーダー観測降雨よりも全体的に大きな値を示し地形性降雨を再現した効果は表れているものの、10時から16時にかけてなど雨量計観測値とは差

がある。

- 2) 直上9メッシュの平均値は直上メッシュの推定値とほぼ同じ推移となっており、単に広い範囲で平均化しても推定精度は向上しないことがわかる。
- 3) 風上側のメッシュの推定値を適用すると、10時から12時にかけて直上メッシュよりも雨量計に近い値となり、16時から20時にかけては過大推定とならずに雨量計観測値に近い値を示す。しかしながら、13時から16時にかけては雨量計観測値よりも30mm程度小さな値となっており時間帯による推定精度のばらつきが大きい。
- 4) 直前の計算時刻（10分前）の推定誤差が最小となるメッシュの推定値を適用すると、地形性降雨の再現によるレーダー観測降雨の強化が確認できるとともに、他のケースで過大推定となっている時間帯における推定精度も高い。さらに図 4.16 下段の凡例に記載した各ケースにおける雨量計観測値と比較した **RMSE** は、本ケースが最も小さい値を示し、統計的に見ても最も精度が高いことが確認できる。

以上の検証結果から、1kmメッシュの推定値を用いる場合、雨量計地点の直上メッシュの値を用いると必ずしも誤差は低減されないが、雨量計観測値との誤差からリアルタイムに適用するメッシュを選択することで3kmメッシュの場合よりも地上雨量の推定精度が向上することがわかった。

## 4.5 レーダー観測情報による捕捉率 $c$ および地上雨量の推定

Mendoza<sup>[4]</sup>の地形性降雨算定手法では、立平<sup>[1]</sup>によって示されている上層からの降水による雨滴の捕捉率  $c$  と非地形性降雨強度  $R_N$  の関係を、中北・寺園<sup>[3]</sup>が最小二乗法でフィッティングした関数（式(4.29)）によって推定している。実現象において、捕捉率  $c$  はある大きさ（直径）の雨滴がどれぐらい存在しているかの分布、すなわち雨滴粒径分布（Drop Size Distribution, DSD）によって変化する。山口ら<sup>[11]</sup>は偏波レーダーによる観測から得られる偏波パラメータを活用して雨滴粒径分布を推定する手法を開発しており、この手法を用いることでレーダー観測情報に基づいたより正確な捕捉率  $c$  を推定することが可能と考えられる。本節ではレーダー観測情報による捕捉率  $c$  の推定方法の検討と、推定される捕捉率  $c$  を用いた地形性算定手法による地上雨量の推定精度について検証する。

### 4.5.1 既往の地形性降雨算定手法における捕捉率 $c$ および非地形性降雨 $R_N$ との関係式の推定方法

立平<sup>[1]</sup>は Marshall and Palmer<sup>[12]</sup>による雨滴粒径分布（以下、Marshall -Palmer 分布）を仮定して捕捉率  $c$  と降雨強度の関係を算定し、離散的にそれを表として示した。以下にその手順を述べる。

降雨の粒径分布を表現するものとして式(4.39)に示す指数分布が知られている。

$$N(D) = N_0 e^{-AD}, \quad (4.39)$$

$D$  : 雨滴の直径,

$N(D)$  : 直径  $D$  の雨滴の密度,

$N_0$  : 分布直線の切片,

$A$  : 分布直線の傾き。

Marshall -Palmer 分布は式(4.39)の一例とみなすことができ、 $N_0$ を定数で $0.08\text{cm}^{-4}$ 、 $A$ を降雨強度の関数 $43R^{-0.22}$  ( $R$  : mm/hr)とした分布である。

一方、直径  $D$  [cm]の雨滴の落下速度 $V_D$  [m/s]は Spilhaus<sup>[13]</sup>により次の式(4.40)で表される。

$$V(D) = 1420D^{1/2}. \quad (4.40)$$

単位体積中の各雨滴が単位時間落下することによってできる円柱の体積の和は、 $N(D)$ と $V(D)$ から計算できる。これに捕捉効率  $E$  を乗じて雲粒捕捉の割合  $c$  が式(4.41)で求められる。

$$c = E \int_0^{\infty} \frac{\pi}{4} D^2 N(D) V(D) dD. \quad (4.41)$$

捕捉効率  $E$  は雨滴の大きさなどによって一定ではないが、近似的に $E = 1$ として計算を進めている。この場合の捕捉率  $c$  と降雨強度の関係が立平<sup>[1]</sup>により表 4.1 の通り示されている。

表 4.1 降雨強度と対応する捕捉率  $c$  の値 (立平<sup>[1]</sup>の表を転記)

降雨強度 (mm/hr)	$c$ ( $10^{-3}\text{sec}^{-1}$ )
0.1	0.125
0.25	0.25
1.0	0.67
4.0	1.87
16.0	5.15

中北・寺園<sup>[2]</sup>が表 4.1 をフィッティングすることによって得られたのが式(4.29)である.

$$c = 0.6778R_N^{0.731} \times 10^{-3} . \quad (4.29) \quad (\text{再掲})$$

4.2.3 で述べたように既往の地形性降雨算定手法ではこの式(4.29)を用いて捕捉率  $c$  の算定を行い、地形性降雨の推定を行っている.

上記の方法は、前提として Marshall-Palmer 分布を仮定している. Marshall-Palmer 分布は層状の降雨にはよく合致することが知られているが、対流性等それ以外の降雨タイプでは合致しない場合がある. レーダー観測情報から粒径分布を推定して捕捉率  $c$  を算定することでこの課題を解決できる可能性がある.

## 4.5.2 偏波パラメータを用いた捕捉率 $c$ の推定および $c$ - $R$ 関係式の

### 導出

本研究で用いたレーダー観測情報から得られる偏波パラメータを用いて捕捉率  $c$  の推定する方法では、まず偏波パラメータから雨滴粒径分布を表すパラメータ (DSD パラメータ) を推定し、次に DSD パラメータから捕捉率  $c$  を推定する. さらに捕捉率  $c$  と降雨強度  $R$  の関係式を解析的に導出し、非地形性降雨  $R_N$  の推定を行う. 各手順について詳細を述べる.

### (1) 偏波パラメータを用いた DSD パラメータの推定

偏波パラメータで DSD パラメータを推定する原理は次のように説明できる. 大気中に落下する雨滴は粒径が大きいほど空気抵抗を受けて水平方向に扁平するため、偏波レーダーによって水平・垂直の 2 つの偏波を送受信することで得られるその両者の反射強度差や位相差を粒径分布と関連づけようとするものである.

雨滴の粒径分布を表す式として式(4.39)の指数分布ほか、より一般化された以下に示す修正ガンマ分布がある.

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D}, \quad (4.42)$$

ここで、 $\mu$  は分布の形状を表すパラメータである。さらに、単位体積中の含水量を示す雲水量  $W[\text{g}/\text{m}^3]$  と粒径分布の中央値  $D_0[\text{mm}]$  を取り入れて変形すると<sup>[14]</sup>,

$$N(D) = N_w \frac{6}{3.67^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu + 4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left(- (3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right). \quad (4.43)$$

となる。ここで、 $\rho_w$  は降水粒子の密度 $[\text{g}/\text{m}^3]$ ,  $\Gamma$  はガンマ関数である。式中の  $N_w[\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}]$  は、切片のような役割をし、以下の式で表される。

$$N_w = \frac{3.67^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_0^4}\right). \quad (4.44)$$

$N_w$ ,  $\mu$ ,  $A$ ,  $D_0$  の4つが推定すべき DSD パラメータであるが、 $\mu$ ,  $A$ ,  $D_0$  の3つは以下の理論式(4.45)で結ばれているため、実質的に未知のパラメータは3つである。

$$D_0 = \frac{\mu + 3.67}{A}. \quad (4.45)$$

偏波パラメータから DSD パラメータを推定する場合、理論的もしくは経験的に得られた偏波パラメータと DSD パラメータの関係式を用いて、まず推定が比較的容易な DSD パラメータを推定し、さらに DSD パラメータ同士の関係式から他の DSD パラメータを推定する。本研究では山口ら<sup>[11]</sup>のレーダー反射強度  $Z_{\text{HH}}$  および位相差変化率  $K_{\text{DP}}$  から DSD パラメータを推定する手法を用いた。山口ら<sup>[11]</sup>の手法は、既往手法<sup>(例えば<sup>[15]</sup>)</sup>では主に水平・垂直偏波間のレーダー強度差  $Z_{\text{DR}}$  から DSD パラメータを推定していたのに対し、 $K_{\text{DP}}$  を用いることで減衰の影響を受けにくく強雨時の推定精度を向上させることに成功している。

具体的な手順としては、まず  $Z_{\text{HH}}$  と  $K_{\text{DP}}$  の値の組合せから  $D_0$  を推定し、次に以下の  $K_{\text{DP}}/N_w$  と  $D_0$  の関係についての近似式から  $N_w$  を推定する。

$$\frac{K_{\text{DP}}}{N_w} = 10^{-5} D_0^{5.1775}. \quad (4.46)$$

また、 $A$  については以下の  $A$  と  $D_0$  の関係についての近似式から推定する。

$$A = 9.600 D_0^{-1.895}. \quad (4.47)$$

最後に、理論式(4.45)から  $\mu$  を推定する。

なお、山口ら<sup>[11]</sup>は弱雨の際は  $K_{\text{DP}}$  による推定精度が著しく低下するため、従来の  $Z_{\text{DR}}$  による手法を用いて推定するフローを採用しているが、本章での検証期間は強雨が継続する期間であるため上記の  $K_{\text{DP}}$  による手法を用いた。

## (2) DSD パラメータを用いた捕捉率 $c$ の推定

本研究で用いた DSD パラメータから捕捉率  $c$  を推定する手法について述べる。式(4.41)を用いて、粒径分布と落下速度の仮定に式(4.39), (4.40)を用いると、

$$\begin{aligned}
c &= E \int_0^{\infty} \frac{\pi}{4} D^2 N(D) V(D) dD , \\
&= 355\pi E \int_0^{\infty} D^{\frac{5}{2}} N(D) dD . \quad (4.48)
\end{aligned}$$

となる．ここで，粒径分布の  $n$  次のモーメント  $m_n$  は以下の式で表される．

$$m_n = \int_0^{\infty} D^n N(D) dD. \quad (4.49)$$

$$m_n = N_0 \frac{\Gamma(n+\mu+1)}{\Lambda^{n+\mu+1}}. \quad (4.50)$$

式(4.48)について式(4.49),(4.50)を用いて変形すると，

$$c = 355\pi E N_0 \frac{\Gamma(3.5 + \mu)}{\Lambda^{3.5+\mu}}. \quad (4.48)$$

となる．

ここで，質量で重み付けした平均粒径  $D_m$  は以下の式で表される．

$$D_m = \frac{m_4}{m_3} = \frac{\int_0^{\infty} D^4 N(D) dD}{\int_0^{\infty} D^3 N(D) dD} = \frac{4+\mu}{\Lambda}. \quad (4.49)$$

$\mu=0$  と近似して，式(4.48)に式(4.49)を代入すると，

$$c = 355\pi E N_0 \Gamma(3.5) \left(\frac{D_m}{4}\right)^{3.5}. \quad (4.50)$$

となる．ここで，粒径分布が  $N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$  で与えられる場合には  $N_w = N_0$ ， $D_o = \frac{3.67}{4} D_m$  となることから以下の式(4.51)が得られる．

$$c = 355\pi E N_w \Gamma(3.5) \left(\frac{D_o}{3.67}\right)^{3.5}. \quad (4.51)$$

式(4.51)中の  $N_w$ ， $D_o$  を(1)に述べた手法で偏波パラメータから推定することで，実際のレーダー観測情報に基づいた捕捉率  $c$  の推定が可能となる．

### (3) $c$ - $R$ 関係式の導出

4.5.1 で述べたように，既往研究の地形性降雨算定手法では Marshall-Palmer 分布の仮定のもと捕捉率  $c$  と降雨強度  $R$  の関係式(4.29)から非地形性降雨量を推定していた．本研究で用いたレーダー観測情報から捕捉率  $c$  を推定する手法では，新たに  $c$ - $R$  関係式を導出する必要がある．

式(4.41)で示した捕捉率  $c$  の算定式と，式(4.52)で得られる降雨強度  $R$  の算定式に式(4.39)，(4.40)で定義される雨滴の密度と落下速度の算定式を代入し，ガウス積分を行うことでそれ

それぞれについて解析的に導出を行った。

$$R = \int_0^{\infty} \frac{\pi}{6} D^3 N(D) V(D) dD . \quad (4.52)$$

その結果得られた式が式(4.53), (4.54)である。

$$c = \frac{355 \times 15}{8} \pi^2 E \frac{N_0}{\Lambda^2} , \quad (4.53)$$

$$R = \frac{355 \times 35}{8} \pi^2 \frac{N_0}{\Lambda^2} . \quad (4.54)$$

式(4.53), (4.54)から  $c$ - $R$  関係式として式(4.55)が得られる。

$$c = \frac{3}{7} E \Lambda R . \quad (4.55)$$

ここで、式(4.55)の  $c$ - $R$  関係式から、これまで捕捉率  $c$  の算出に用いていた式(4.29)がどの程度の精度をもって捕捉率の算定を行っていたかの検証を行った。式(4.55)へ Marshall-Palmer 分布の仮定である  $\Lambda : 43R^{-0.22}$  の関係を代入すると式(4.56)が得られる。

$$c = 0.737 \cdot 10^{-3} \cdot R^{0.78} . \quad (4.56)$$

図 4.17 に式(4.29)と式(4.56)により図化した  $c$ - $R$  関係を示す。両者を比較すると、今回導出した式が従来用いていた式の 1.3~1.4 倍ほど大きな捕捉率  $c$  の値となるものの、曲線形状は類似しており、従来の方法については Marshall-Palmer 分布の仮定の範囲では妥当性のある捕捉率  $c$  の値を算出していたことが確認できた。

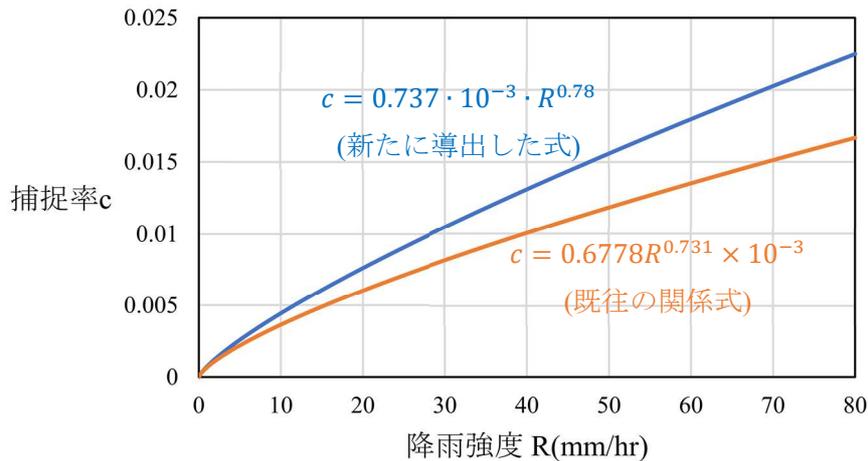


図 4.15 降雨強度  $R$  と捕捉率  $c$  の関係

### 4.5.3 レーダー観測情報による捕捉率 $c$ および地上雨量の推定結果

#### (1) DSD パラメータと捕捉率 $c$ の推定結果

4.4 と同様に 2019 年台風 19 号通過時の箱根周辺を対象として、レーダー観測情報から推定した DSD パラメータおよび捕捉率  $c$  について検証した。特に地形性降雨の発達が顕著であった時刻を対象とし、推定値の空間分布特性について検証した。

図 4.16 に、10 月 12 日 12:00 における観測された降雨強度およびレーダー情報から推定した DSD パラメータ ( $D_0, N_w$ ) の推定結果とこれらから算定した捕捉率  $c$  の空間分布を示す。図 4.16 の左側には香貫山レーダーの EL2 の PPI データによる平面分布、右側には EL2 および EL5~10 の PPI データによる箱根山周辺の AA' 断面の鉛直分布を示す。

DSD パラメータの推定結果について、降雨強度分布の平面分布と比較すると、大きな降雨強度を示す箇所では、DSD パラメータも同様に大きな値を示している。また鉛直分布では、ばらつきはあるものの、 $D_0, N_w$  もも箱根付近において上層から下層に向かって値が大きくなるように推定されている。雨粒が落下する中で雲粒を捕捉して粒径は大きくなっていくため、粒径分布の中央値  $D_0$  が下層に向かって大きくなることは物理現象と整合しており、妥当な推定結果であると言える。一方、切片  $N_w$  については高度が下がるにしたがって大きな値を示す物理的な意味についてはさらに検証が必要で今後の課題と考えている。

捕捉率  $c$  の推定結果も DSD パラメータの推定結果と同様に、降雨強度分布の平面分布で大きな降雨強度を示す箇所では  $c$  が大きくなっており、鉛直分布では箱根付近において上層から下層に向かって大きな値へと変化する。これらの推定結果は、一貫して観測された降雨強度が大きな箇所では捕捉率  $c$  が大きくなる傾向であり、より大きな雨滴粒径が存在する場合に捕捉率が大きな値をとるという物理現象と整合する推定結果と言える。また、式 (4.51) が示す通り、捕捉率  $c$  の算定においては  $D_0$  が  $N_w$  と比較してより大きな影響を及ぼすため、 $D_0$  と同じように下層に向かって大きな値となっている捕捉率  $c$  について一定程度の信頼性があると言えるだろう。

以上の結果から、レーダー観測情報から推定される DSD パラメータおよび捕捉率  $c$  の信頼性を確認することができ、本研究で用いた捕捉率  $c$  の推定方法の妥当性を確認することができた。

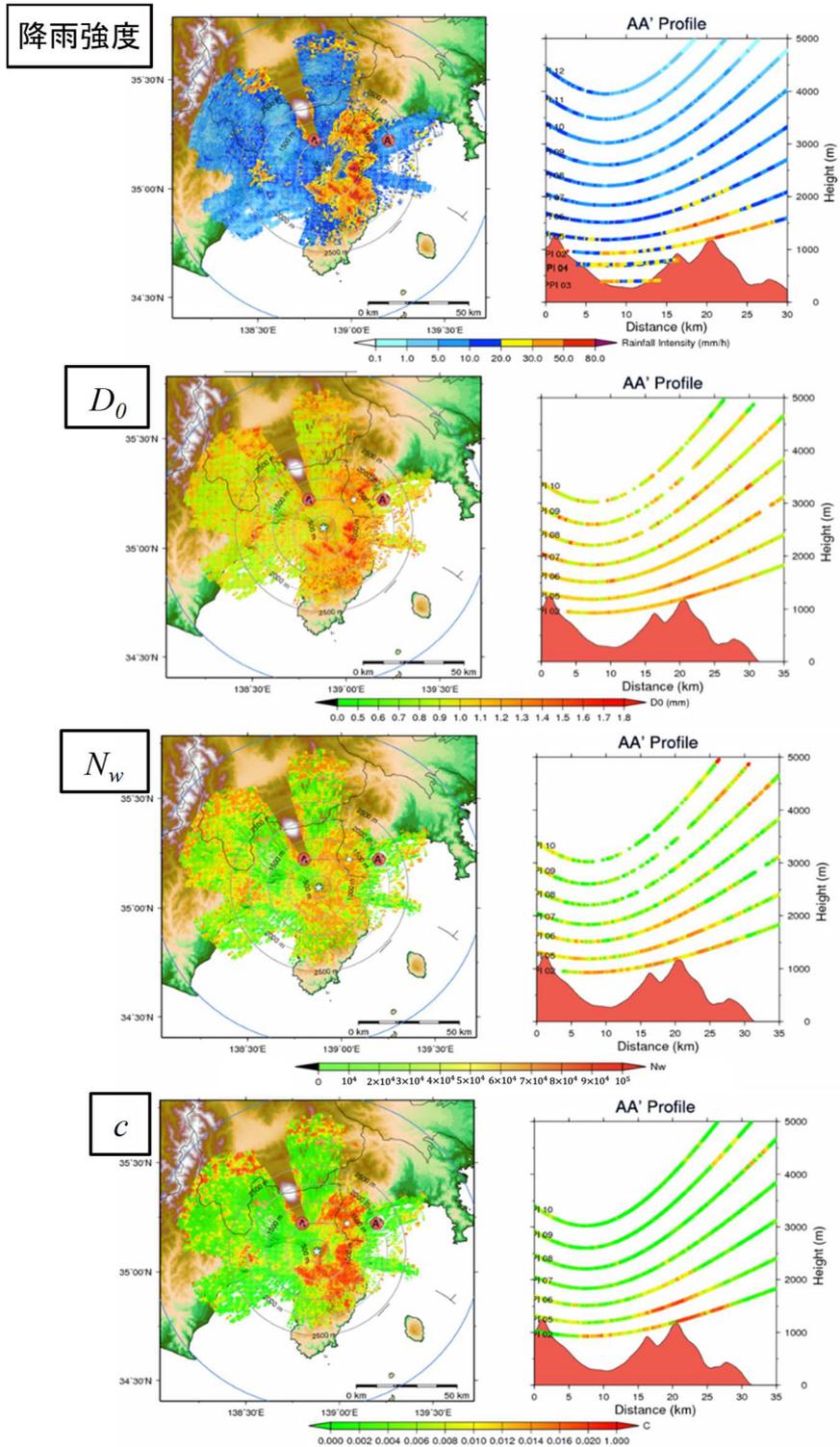


図 4.16 10月12日12:00におけるレーダー観測降雨強度, 粒径分布パラメータ( $D_0$ ,  $N_w$ ), 捕捉率  $c$  の推定値. 左側が EL2 による平面分布, 右側が箱根山周辺の AA'断面における EL2 および EL5~EL10 による鉛直分布を示す.

## (2) DSD パラメータによる捕捉率 $c$ を用いた地上雨量の推定結果

DSD パラメータによる捕捉率  $c$  を用いて、地形性降雨算定手法により地上雨量の推定状況について検証する。地形性降雨算定手法には 4.4 で示した空間分解能 1km のモデルを用いた。

まず、式(4.29)に示した従来の推定式による捕捉率  $c$  と DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  を比較し、傾向を把握した。計算の対象期間は箱根山周辺で顕著な地形性降雨の発達が見られた 10月12日 10:00-18:00 とした。図 4.17 に、箱根雨量計地点の直上の香貫山レーダーEL2 が通過する層における、従来の推定式による捕捉率  $c$  と DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  の時系列変化を示す。図 4.17 より、多くの時間帯で DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  のほうが大きな値を示すことがわかる。レーダー観測情報をもとにした DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  は実際の降雨現象をより正確に反映していると考え、Marshall-Palmer 分布を仮定した捕捉率  $c$  の値がそれよりも小さな値を示すのは、地形性降雨の発達が顕著な箇所では Marshall -Palmer 分布より相対的に粒径が大きく ( $D_0$  が大きく) なっている可能性が考えられた。

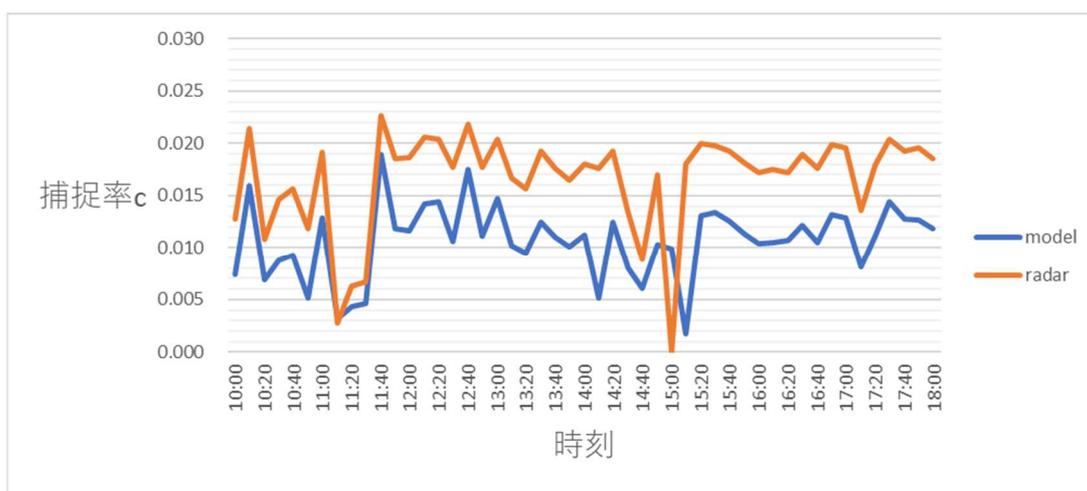


図 4.17 箱根雨量計地点における従来の推定式による捕捉率  $c$  と DSD パラメータによる捕捉率  $c$  の比較。

次に、従来の推定式および DSD パラメータによる捕捉率  $c$  を用いた地形性降雨算定手法による箱根雨量計地点の地上雨量推定状況を検証した。なお、DSD パラメータによる捕捉率  $c$  を用いる際は、EL2 が通過する層で推定された捕捉率  $c$  の値を、それより下層の各層においてそのメッシュでの捕捉率  $c$  の値として用いた。

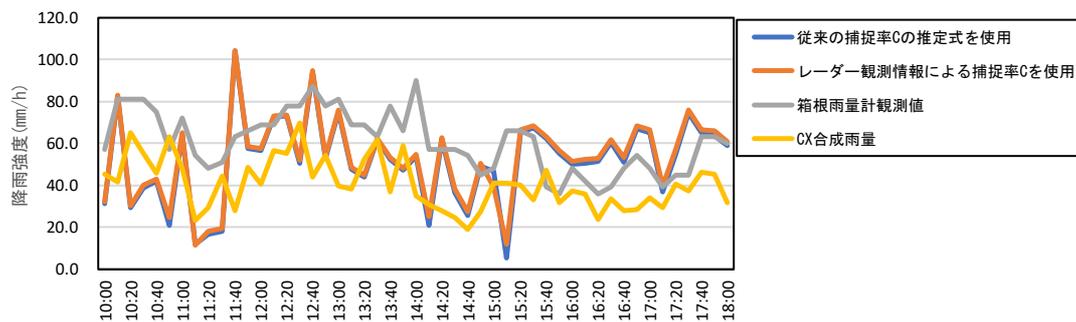


図 4.18 箱根雨量計地点における 2 手法（従来の推定式，DSD パラメータによる推定）の捕捉率  $c$  から算定される地上雨量，CX 合成雨量および箱根雨量計の観測値それぞれの 10 分毎の降雨強度の推移。

図 4.18 に 2 手法の捕捉率  $c$  から算定される地上雨量，CX 合成雨量および箱根雨量計の観測値について 10 分毎の降雨強度の推移を示す。従来の推定式による捕捉率  $c$  を用いた地上推定雨量と，DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  を用いた地上推定雨量は全時間帯を通してほぼ同じ値を示しているが，わずかではあるが後者のほうが雨量計による観測結果に近い結果となっている時刻も存在する。この結果は，レーダー観測情報を用いることの無意味さを表すものではなく，実時間レーダー観測情報から適切な捕捉率  $c$  を推定し，これまでの地形性降雨算定手法と同じ精度で地上雨量を推定することが可能であることを示したことに重要な意味があることを強調したい。

図 4.17 で示したように従来の推定式による捕捉率  $c$  の値とレーダー観測情報から推定した捕捉率  $c$  の値には違いがある。今後の研究課題として，地形性降雨算定手法における捕捉率  $c$  と大気各層の推定雨量 ( $R_n, R_o$ ) などの関係を詳細に分析し，捕捉率  $c$  の違いがより適切に反映されるように地形性降雨算定手法の計算過程を改善することで，レーダー観測情報を活用したより精度の高い地上雨量推定を行うことが可能となると考えられる。

## 4.6 結語

本章では、降雨予測に Seeder Feeder 効果を再現した地形性降雨算定手法を導入する有効性を確認するため、X バンド MP レーダーで地表付近の地形性降雨が捉えられず CX 合成雨量が過少推定となっていた 2019 年 10 月の台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象として、地上雨量の推定精度の検証を行った。その際、既存の空間分解能 3km から 1km への高解像度化を検討した。得られた結果を以下に示す。

- Seeder Feeder 機構を考慮した地形性降雨算定手法により、レーダー観測高度より下層で発達する地形性降雨を再現でき、レーダーのみのよる観測雨量よりも高い精度で山間部の地上雨量を推定できる。
- 地形性降雨算定手法を空間分解能 1km に高分解能化することで、既存の 3km メッシュのモデルよりも詳細に降雨構造を把握できる。
- 1km メッシュの推定値を用いる場合、雨量計地点の直上メッシュの値を用いると必ずしも誤差は低減されないが、雨量計観測値との誤差からリアルタイムに適用するメッシュを選択することで 3km メッシュの場合よりも地上雨量の推定精度が向上できる。

さらに、地形性降雨算定手法における落下する雨滴の捕捉率  $c$  について、レーダー観測情報から推定する方法を検討した。得られた結果を以下に示す。

- レーダー観測情報から推定した雨滴粒径分布を表すパラメータ（DSD パラメータ）を用いて捕捉率  $c$  を算出する手法を開発した。
- 上記手法により捕捉率  $c$  を算出し、降雨強度分布との比較から空間分布特性を確認した結果、より大きな雨滴粒径が存在する場合に捕捉率が大きな値をとるという物理現象と整合する推定結果となり一定の信頼性があることがわかった。
- 地形性降雨算定手法に、従来の推定式による捕捉率  $c$  を用いる場合と DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  を用いた場合で地上雨量の推定精度は同程度となり、実時間レーダー情報から推定した捕捉率  $c$  を用いても妥当な推定結果が得られることがわかった。

本章の検証における、レーダーの観測高度以下で発達する地形性降雨を再現することで、山間部におけるレーダー雨量の推定精度を向上させるというアプローチはこれまでの研究にない新しい視点で、実事例での検証結果から実際に推定精度が向上することを確認できたことは大きな成果であると考えられる。

また、レーダー観測情報から捕捉率  $c$  を推定する試みもこれまでにない研究であり、信頼性のある捕捉率  $c$  を推定できたことは、観測データに基づいて降水現象の一端を明らかに

したという点で大きな意義がある。しかしながら、これを地上雨量の推定精度の向上へと結びつけるためには、地形性降雨算定手法における捕捉率 $c$ と大気各層の推定雨量( $R_N, R_o$ )などの関係を詳細に分析し、地形性降雨算定手法の計算過程を改善するなどさらなる研究が必要と考える。

以上の結果から、以降の章では地形性降雨を考慮するモデルとして 4.4 で述べた空間分解能 1km に高解像度化した地形性降雨算定手法を用いることとし、計算過程における捕捉率 $c$ の推定方法は式(4.29)による既往研究の手法を用いることとした。

## 参考文献

- [1] 立平良三：雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算，天気，Vol.23, No.2, pp.27-32, 1976.
- [2] 中北英一，足立充，北井剛：地形性降雨を導入したレーダー及び GPV 情報を用いた台風性降雨予測手法の開発，水工学論文集，第 51 巻，pp.337-342, 2007.
- [3] 中北英一，寺園正彦：地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時間降雨予測手法，水工学論文集，第 52 巻，pp.331-336, 2008.
- [4] Mendoza Guiãmraes Guilherme : Development of a Scheme for Estimating the Vertical Profile of Orographic Rainfall based on the Seeder-Feeder Mechanism Using Full Volume Scanning Radar Observation, 京都大学大学院修士論文, 2021.
- [5] 水田奈緒美，武中英好，佐野哲也，深見和彦：XRAIN 雨量データの現状と品質向上への取り組み，河川情報シンポジウム講演集，2021.
- [6] 国土交通省 国土技術政策総合研究所：XRAIN 雨量観測の実用化技術に関する検討資料，国総研資料第 909 号，2016.
- [7] 気象庁：地域気象観測システム（アメダス）。  
(<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/amedas/kaisetsu.html> 2023 年 6 月 1 日閲覧)
- [8] Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao: Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and GPV data from numerical weather prediction, Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. D21, pp.26181-26197, 1996.
- [9] 気象庁：台風第 19 号による大雨，防風等 令和元年（2019 年）10 月 10 日～10 月 13 日（速報）。（[https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2019/20191012/jyun\\_sokuji\\_20191010-1013.pdf](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2019/20191012/jyun_sokuji_20191010-1013.pdf) 2023 年 6 月 1 日閲覧）
- [10] 気象庁：令和元年台風第 19 号に伴う大雨の要因について，<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yohokaisetu/T1919/mechanism.pdf>(2023 年 6 月 1 日閲覧)
- [11] 山口弘誠，金原知穂，中北英一：X バンド偏波レーダーを用いた雨滴粒径分布とその時空間構造及び降水量の推定手法の開発，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.68, No.4, I\_367 -I\_372, 2012.
- [12] Marshall, J.S. and W.M.Palmer (1948):The Distribution of Raindrops with size, J.Meteor., Vol.5, pp.165-166.
- [13] Spillhaus, A.F., 1948: Raindrop Size, Shape and Falling Speed, J. Met., 5, 108-110
- [14] V. N. Bringi and V. Chandrasekar.: Polarimetric Doppler Weather Radar. Principles and Applications, Cambridge University Press, 636pp, 2005.
- [15] Brandes, A. E., G. Zhang, and J. Vivekanandan.: Drop size distribution retrieval with polarimetric radar: Model and application, JOURNAL of APPLIED METEOROLOGY, VOL. 43, NO.3, pp. 461-475, 2004.

# 第 5 章 XRAIN 立体観測データを初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究

## 5.1 概説

4 章の検討から Seeder Feeder 効果を再現する地形性降雨算定手法によりレーダー観測高度より下層で発達する地形性降雨を再現することで、レーダー観測降雨の過少推定を補い、地上雨量の推定精度が向上することが確認できた。この地形性降雨算定手法と移流モデルを組み合わせることで、3 章で述べた移流モデルのみによる予測の課題を解決し、予測精度を向上できる可能性がある。地形性降雨算定手法の細部は本研究と異なるものの、山間部で発達する地形性降雨を立平<sup>[1]</sup>のモデルで考慮し、移流モデルによる降雨予測を行った既往研究は複数あり、例えば片岡ら<sup>[2]</sup>、中北ら<sup>[3]</sup>、中北・寺園<sup>[4]</sup>、中北ら<sup>[5]</sup>の研究が挙げられる。本章では後述するように中北・寺園<sup>[4]</sup>、中北ら<sup>[5]</sup>の手法を用いて、地形性降雨算定手法を組み合わせることによる精度向上効果について検証した。

また、4 章で述べたように Mendoza<sup>[6]</sup>の地形性降雨算定手法の従前にはない特徴として、実際のレーダービーム通過高度を考慮できるという点がある。これにより、立体観測によって同じ地点で複数の高度の観測情報がある場合、それぞれの観測データを入力値として複数の地上雨量の推定結果が得ることが可能となる。本章ではこの特徴を応用して、XRAIN 立体観測データを初期値とした地形性降雨と移流モデルの組み合わせによるアンサンブル予測手法を提案し、予測状況についても検証した。なお、本章の検証も前章と同様に 2019 年台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象として行った。

## 5.2 地形性降雨算定手法と移流モデルの組合せ方法

### 5.2.1 既往研究における組合せ方法

地形性降雨算定手法と移流モデルを組み合わせる際の考え方について、既往研究を整理する。前述した片岡ら<sup>[2]</sup>、中北ら<sup>[3]</sup>、中北・寺園<sup>[4]</sup>、中北ら<sup>[5]</sup>の研究はいずれも基本となる考え方は同じである。すなわち、まず、地形性降雨算定手法により、予測計算の初期時刻のレーダー観測降雨を山間部で発達・停滞する地形性降雨成分 (Orographic rainfall,  $R_o$ ) と非地形性降雨成分 (Non orographic rainfall,  $R_N$ ) に分離する。次に、層状の降水構造で風によって流されると想定される  $R_N$  分布のみを予測先時刻まで移流モデルで移流させる。最後に予測先時刻

における  $R_N$  分布から地形性降雨を考慮した地上雨量を推定する. この最後の過程において, 既往研究では 2 種類の推定方法がある. まず片岡ら<sup>[1]</sup>, 北井ら<sup>[2]</sup>は, 地形性降雨  $R_o$  は短時間先までであればその場で停滞すると仮定し, 図 5.1 に示すように予測計算の初期時刻において各メッシュで推定される  $R_o$  と予測先時刻における移流された  $R_N$  を合算することで予測総雨量を推定した. 一方, 中北・寺園<sup>[4]</sup>, 中北ら<sup>[5]</sup>はより実際の物理現象に即した予測計算方法とするため, 図 5.2 に示すように移流された  $R_N$  を入力値として予測先時刻で再度地形性降雨算定手法を適用することで, 予測先時刻ごとに時々刻々と変化する地形性降雨量を再現して予測総雨量を推定した.

本章の検討ではより精緻な予測計算が可能である中北・寺園<sup>[4]</sup>, 中北ら<sup>[5]</sup>の手法を用いた.

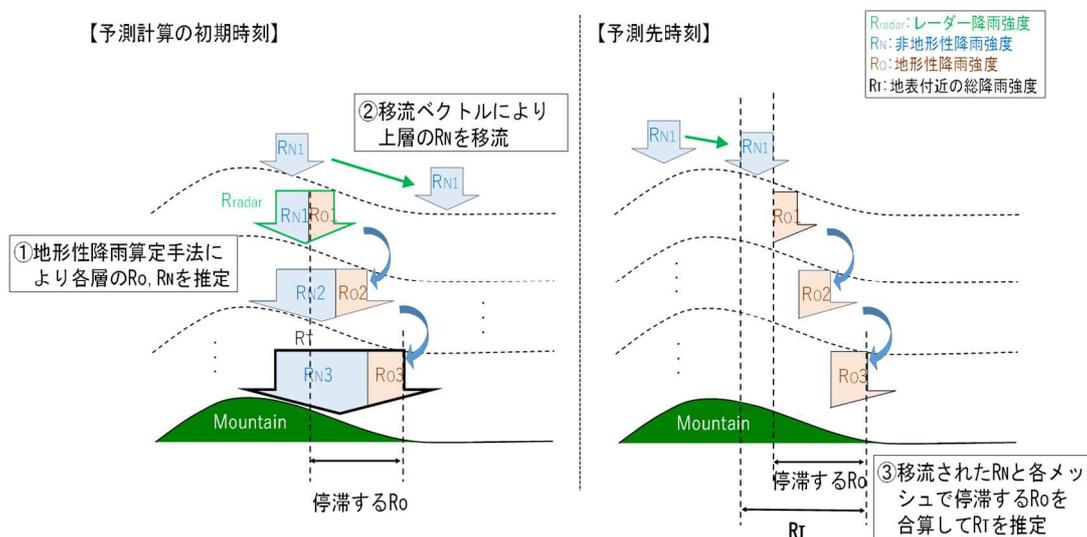


図 5.1 地形性降雨を考慮した予測方法 (地形性降雨  $R_o$  がその場で停滞すると仮定).

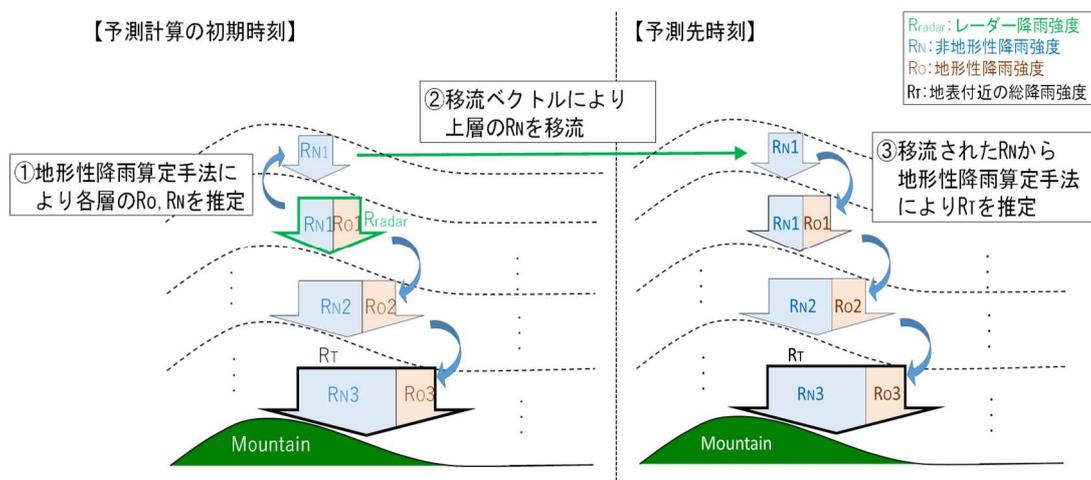


図 5.2 地形性降雨を考慮した予測方法 (移流された  $R_N$  から再度地形性降雨を算定).

## 5.2.2 降雨強度 CAPPI データの作成

移流モデルによる予測では、対象領域内の広範囲の雨量分布を初期値としたほうが、雨域全体の動きの傾向を考慮した移流ベクトルの推定ができ、予測精度の向上につながる。そこで、本章の検討では対象領域内の複数の X バンド MP レーダーから得られたデータもとに降雨強度の CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) データを作成して初期値とした。CAPPI データは、複数の仰角によるレーダーの PPI (Plan Position Indicator) データから、一定高度毎の水平断面のデータを抽出したデータである。本研究の CAPPI データは、4.1.2 で示した手法により得られた降雨強度の PPI データを鉛直方向に線形補間し、水平解像度 250 m、鉛直解像度 500 m で作成した。ただし、同じメッシュ内に複数のレーダーの降雨強度データが存在する場合は、最大値をそのメッシュの降雨強度とした。

図 5.3 に本章の検証に用いた X バンド MP レーダーを示す。4 章でデータを用いた香貫山レーダーに加え、新横浜、富士宮、静岡北レーダーを用いた。いずれのレーダーも、全仰角

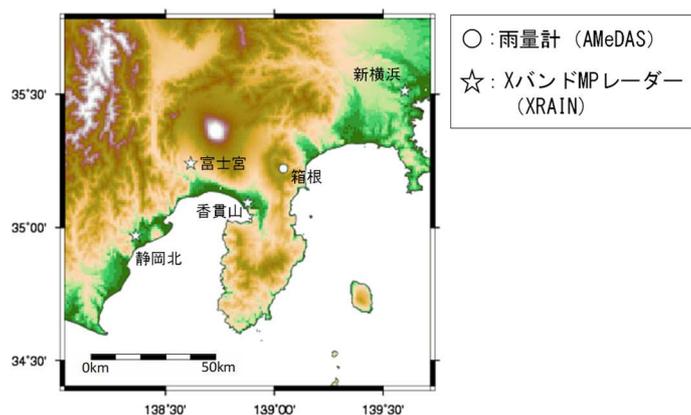


図 5.3 運転規制等の解除基準

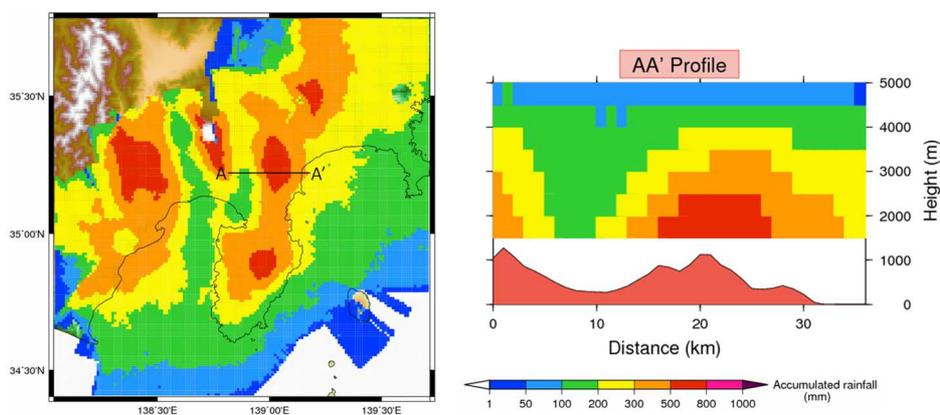


図 5.4 降雨強度 CAPPI データから作成した 10 月 12 日 0:00-24:00 の 24 時間雨量の分布 (左図が高度 1750m の水平分布、右図が AA' 断面における鉛直分布を示す)。

の観測（立体観測）を行うのに約5分要するため、5分毎のCAPPIデータを作成した。レーダーの最低観測高度付近の高度1750mにおけるCAPPIデータを最下層のデータとし、上に向かって500m刻みに、高度4750mまでのデータを作成した。高度4750mまでとした理由は、ブライトバンドの影響を避けるため、融解層よりも下側の観測高度を用いたためである。図5.4に、参考までに10月12日0:00-24:00の期間で作成した各高度の降雨強度CAPPIデータから算出した24時間積算雨量の分布を示す。鉛直分布を見ると、山間部で高度が低くなるにしたがって雨量が増大している傾向が確認できる。

なお、本研究で用いた地形性降雨算定手法の空間解像度は1kmであるため、250mメッシュのデータを1km四方毎に平均化してアップスケーリングしたデータを入力値として用いた。

### 5.2.3 本章で用いた降雨予測の計算方法

本章で用いた降雨予測の計算方法の詳細について述べる。まず、CAPPIデータを入力値として地形性降雨算定手法により各層の $R_0$ ,  $R_N$ を推定する。CAPPIデータは同一高度平面のデータであるが、図5.5に示すように地表面の標高によって該当する層が変化する。CAPPIデータが通過する層を計算の起点として、上層に向かって $R_N$ を算定していく。算定される最上層（5000m層）の $R_N$ を地形性降雨成分が限りなく小さい純粋な $R_N$ とみなし、移流モデルの初期値として用いる。具体的には図5.6に示すように、予測計算の初期時刻とその5分前、10分前の3時刻における $R_N$ から移流ベクトルを推定した。すなわち、移流モデルにおいて降雨分布の変化を表す、

$$\frac{\partial R(x, y)}{\partial t} + u(x, y) \frac{\partial R(x, y)}{\partial x} + v(x, y) \frac{\partial R(x, y)}{\partial y} = \delta(x, y) \cdot \quad (3.1) \text{ (再掲)}$$

の式における、 $R(x, y)$ に3時刻分の最上層の $R_N$ 分布を入力し、移流ベクトルを推定する。次に、予測計算の初期時刻における最上層の $R_N$ 分布を移流ベクトルに沿って予測先時間まで外挿する。図5.6に示すように、外挿された $R_N$ 分布を、予測先時刻における最上層の $R_N$ 分布として、再度地形性降雨算定手法を用いて下層に向かって $R_0$ を算定する。最上層の $R_N$ と各層で算定される $R_0$ の合計が、予測先時刻における地表付近の総降雨強度となる。

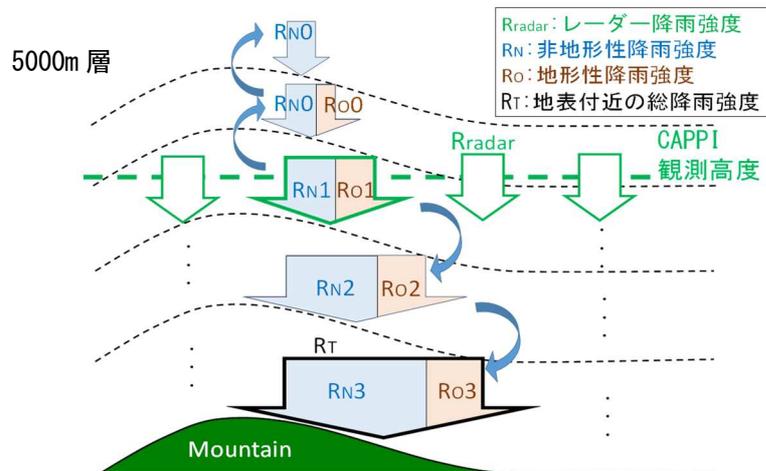


図 5.5 CAPPI データを入力値とした地形性降雨の算定.

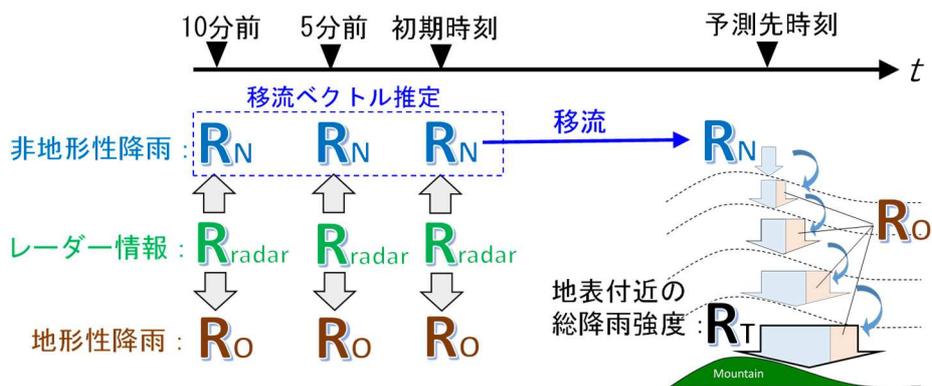


図 5.6 本章で用いた予測計算方法の概要.

### 5.3 地形性降雨を考慮した予測手法の精度検証

地形性降雨を考慮した降雨予測の精度を検証する. ここでは, 最下層のレーダー観測降雨である高度 1750m の CAPPI データを入力値とした. 予測計算は, 10月12日 0:00-24:00 の期間について, 5分毎に1時間先までの5分毎の降雨強度を算出した. 予測先時間までの予測雨量の積算値は推定される5分毎の予測降雨強度を積分することで算出した.

#### 5.3.1 予測降雨分布と実況降雨分布の比較

予測降雨分布と実況降雨分布を比較し, 地形性降雨を考慮することの効果を確認した. 図

5.7に初期時刻14時における1時間先の予測状況を示す。図5.7には入力値である14時の実況降雨分布、1時間先の15時の実況降雨分布、移流モデルのみによる予測降雨分布、地形性降雨を考慮した予測降雨分布の4つを示した。なお実況降雨分布は入力値とした高度1750mのCAPPIデータの分布であり、実況降雨分布では対象領域の北西部の山間部に降雨がないのはレーダーの観測高度より標高が高く、レーダーで直接捉えられていない領域のためである。黒い円で示した箱根雨量計地点の周辺に着目すると、移流モデルのみによる予測では初期時刻における降雨分布のまま北西方向に雨域が移動した予測となっている。15時の実況降雨分布では、14時と変わらず箱根周辺で強い雨域が停滞しており、移流モデルのみによる予測ではこれが表現できていない。一方、地形性降雨を考慮した予測では箱根周辺での強雨域の停滞が予測できている。

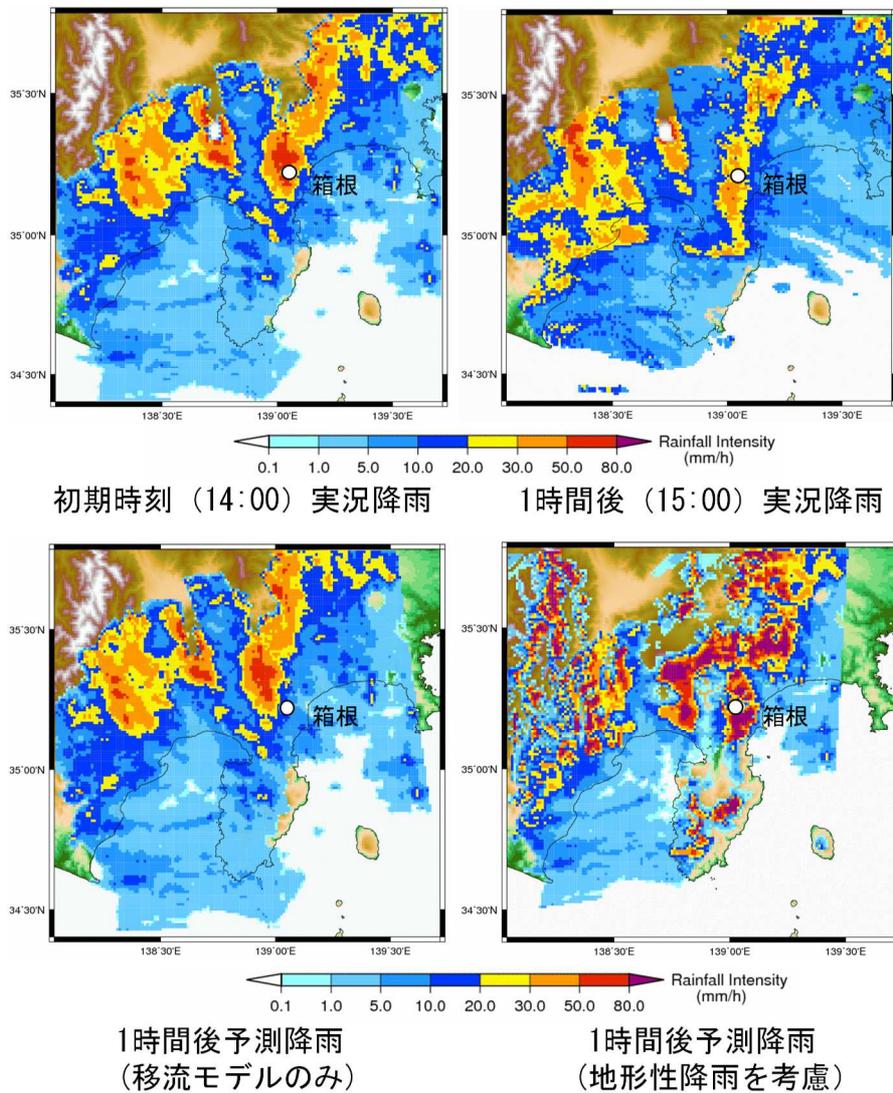


図 5.7 初期時刻14時における1時間先の降雨予測結果と実況降雨分布。

### 5.3.2 雨量計観測値との比較による予測精度の検証

予測結果を定量的に評価するため、箱根雨量計の観測値と比較した。具体的には予測降雨強度から算出した各初期時刻から予測先時間までの期間雨量と、同時間帯の雨量計観測値の期間雨量を比較した。例えば、初期時刻 17:00 の 20 分先までの予測であれば、20 分先までの予測降雨強度から算出した 20 分間雨量と、17:00 から 17:20 までの雨量計観測値の 20 分間雨量を比較する。また、比較する予測値として、雨量計地点の直上メッシュの値と、直上と周囲 8 メッシュの 3x3 メッシュの平均値の 2 通りを用いた。平均値を検討した理由は、1km メッシュという細かな空間分解能で局所的な雨量を予測しようとする場合、わずかな雨域や大気場のずれが予測結果に大きく影響することが考えられたため、ある程度広い範囲の予測結果を平均することで局所的な予測誤差を軽減することを狙った。

図 5.8 に 10 月 12 日における初期時刻毎の予測雨量と観測雨量の推移を示す。図 5.8 には 3.2 で述べた駅間停車の防止のために有用な 10 分先および 20 分先予測値に加え、さらに予測先時間の長い 30 分先予測値の結果を示している。移流モデルのみの予測値は、どの予測先時間でも、多くの時間帯で雨量計の観測値よりも過少となっている。これは図 5.7 で示したように、移流モデルでは山岳部での地形性降雨の停滞を表現できないことが原因と考えられる。これに対して地形性降雨を考慮した予測では、例えば図 5.8 中に赤い点線枠で示した図 5.7 の予測状況に対応する時間帯付近など、雨量計の観測値に近い予測結果となっている。また、雨量計の直上メッシュの予測値は時間帯によって観測値と乖離した過大な予測値を示すが、平均した予測値ではその差が低減し、雨量計の実測値に近い値を示す。以上の結果は地形性降雨を考慮したことによる精度向上効果と考えられる。

しかしながら、緑の点線枠で示した 12:00 から 13:00 の時間帯などは 10 分先から 30 分先と予測先時間が長くなるにつれて雨量計の観測値との乖離が大きくなっている。これは、予測先時間が長くなるほど移流ベクトルによる  $R_N$  分布の移動結果と実際の降雨分布の乖離が大きくなることの影響によるものと考えられる。

各予測先時間での地形性降雨を考慮することによる精度向上効果を定量的に把握するため、対象期間における雨量計の実測値と予測値（雨量計直上 9 メッシュの平均値）を比較し RMSE を算出した。具体的には、初期時刻毎に、予測先時間までの予測雨量と同時間帯の実測雨量を比較し、それらの RMSE を算出した。結果を図 5.9 に示す。60 分先までのすべての予測先時間において地形性降雨を考慮した予測手法のほうが小さな RMSE を示した。また、予測先時間が長くなるほど両予測手法とも RMSE の絶対値は大きくなるものの、相対的な差は大きくなり、地形性降雨を考慮することによる予測精度の向上効果が大きくなることがわかった。

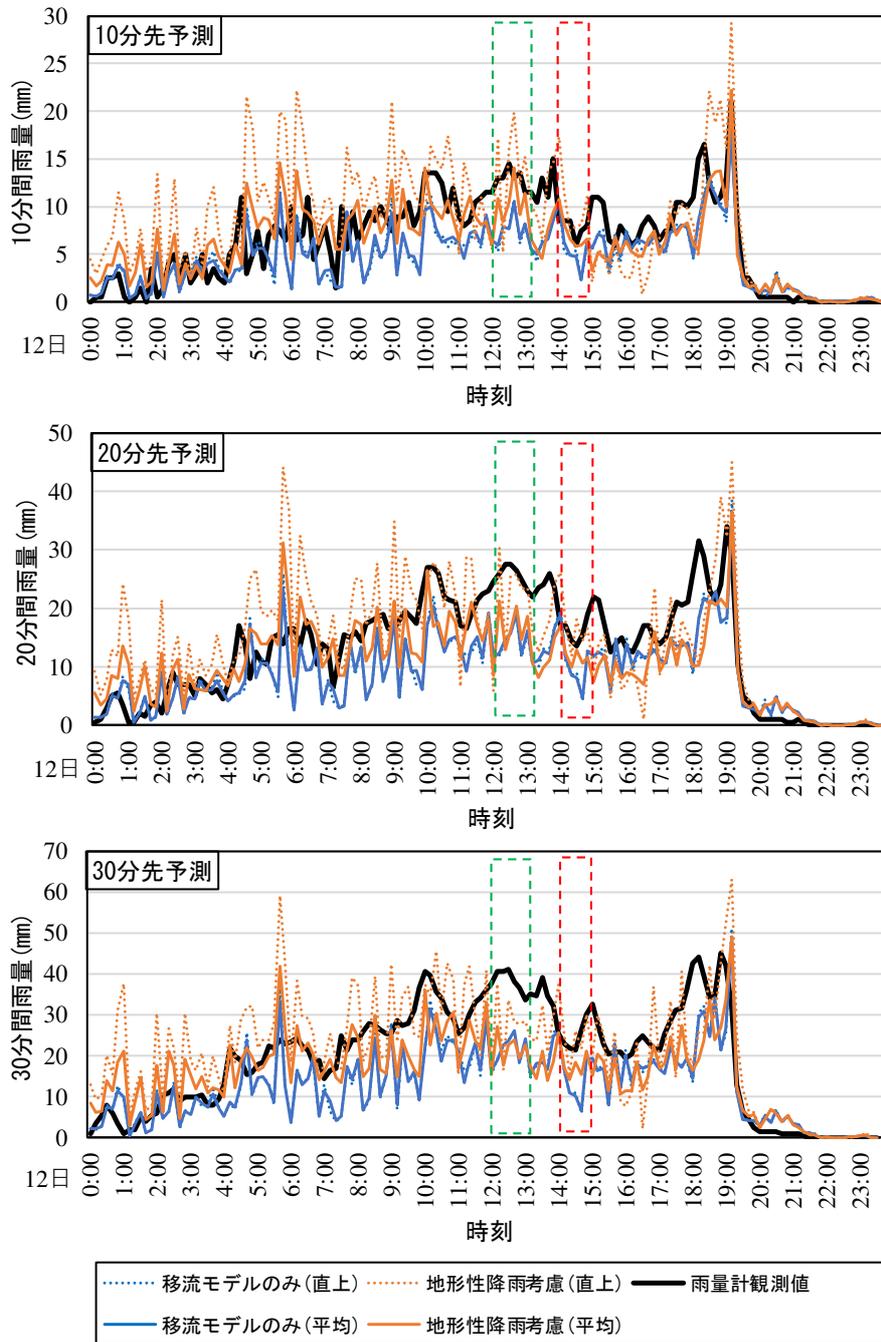


図 5.8 初期時刻 14 時における 1 時間先の降雨予測結果と実況降雨分布.

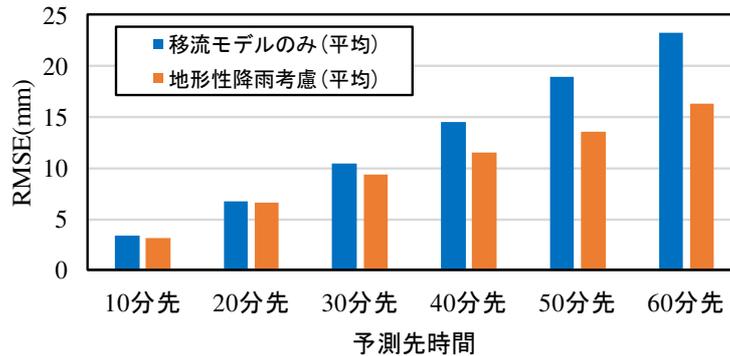


図 5.9 初期時刻 14 時における 1 時間先の降雨予測結果と実況降雨分布.

## 5.4 立体観測データの活用によるアンサンブル予測の検討

### 5.4.1 複数高度の CAPPI データを初期値としたアンサンブル予測

#### 方法の提案

5.3 の検証より、高度 1750m のレーダー情報を用いた場合の平均的な予測精度は、移流モデルのみの場合よりも地形性降雨を考慮したほうが高かった。しかし、時間帯によって雨量計観測値との誤差が大きくなることも確認された。列車運転規制への活用を目的とした降雨予測であることを踏まえると、確定論的にこの予測値を用いた場合、規制の発令を見逃すことも少なからずあることが想定される。そこで、複数の初期値から複数の予測結果を算出し、それらを統計的に扱うことで、起こりうる予測値の幅や確からしさを評価できるアンサンブル予測手法の考え方を応用することを検討した。

5.2.3 で述べたように、本研究で用いた地形性降雨算定手法では、入力するレーダー情報の観測高度によって計算の起点となる層が変化する。CAPPI データの降雨強度分布は高度によって異なるため、分離される最上層の非地形性降雨  $R_N$  も異なる分布となる。これを受けて、移流ベクトルの推定結果も入力する高度によって異なるものとなり、最終的に予測される地表付近の総降雨強度  $R_T$  の分布も異なる結果となる。本研究ではこの特性を活用することを検討した。具体的には、図 5.10 に示すように観測高度 1750m から 4750m までの 500m 刻みの 7 通りの CAPPI データを用いて、7 通りの最上層の  $R_N$  分布の予測を行い、各々から  $R_T$  の予測降雨分布を推定した。得られた 7 通りの  $R_T$  の予測降雨分布から、箱根雨量計地点直上の 9 メッシュの予測値を抽出し、それら 63(9×7)通りの予測値の平均値と標準偏差を予測情報として活用する。

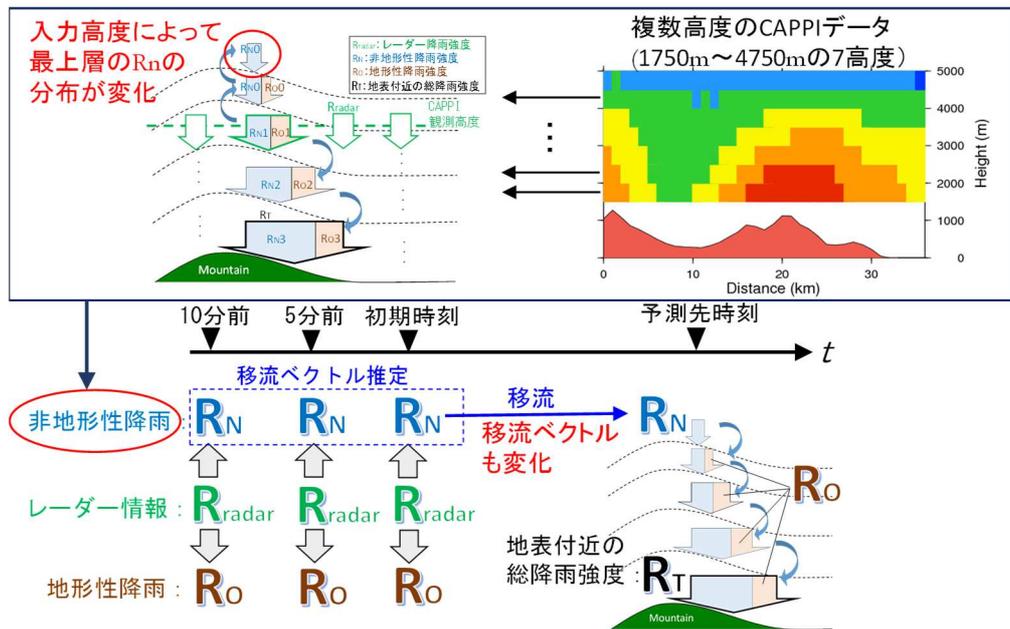


図 5.10 初期時刻 14 時における 1 時間先の降雨予測結果と実況降雨分布.

図 5.11 に初期時刻 10 時 45 分における、各高度の CAPPI データを入力値としたときの分離される最上層の  $R_N$  分布と、推定される移流ベクトルを示す。  $R_N$  分布に着目すると、入力する観測高度が低いほど、伊豆半島北西部や駿河湾周辺など部分的に降雨強度が大きくなる傾向があることがわかる。これは、本算定手法では地形性降雨の発達がない箇所において、観測された降雨強度の値そのものが最上層の  $R_N$  となるため、山間部以外では観測高度が低いほど大きな値を示したと考えられる。次に、推定される移流ベクトルに着目すると、入力される観測高度が高いほど全体的に直線的な移流予測となっている。これは、前述の理由から、観測高度が低いほど局所的に降雨強度の大きな地域が存在する分布となり、それが反映された結果である可能性が考えられる。図 5.12 に各高度の CAPPI データを入力値としたときの、10 分先予測値と雨量計観測値を時系列で比較した結果を示す。予測値はいずれも雨量計の直上 9 メッシュの平均値である。図 5.12 より、入力する観測高度によって予測値の推移は様々に異なるが、入力高度が大きいほど過大予測傾向が強くなるなど高度に依存した一定の傾向は見られず、これらの予測はアンサンブル予測として偏りのない摂動を持った予測であることが確認できる。

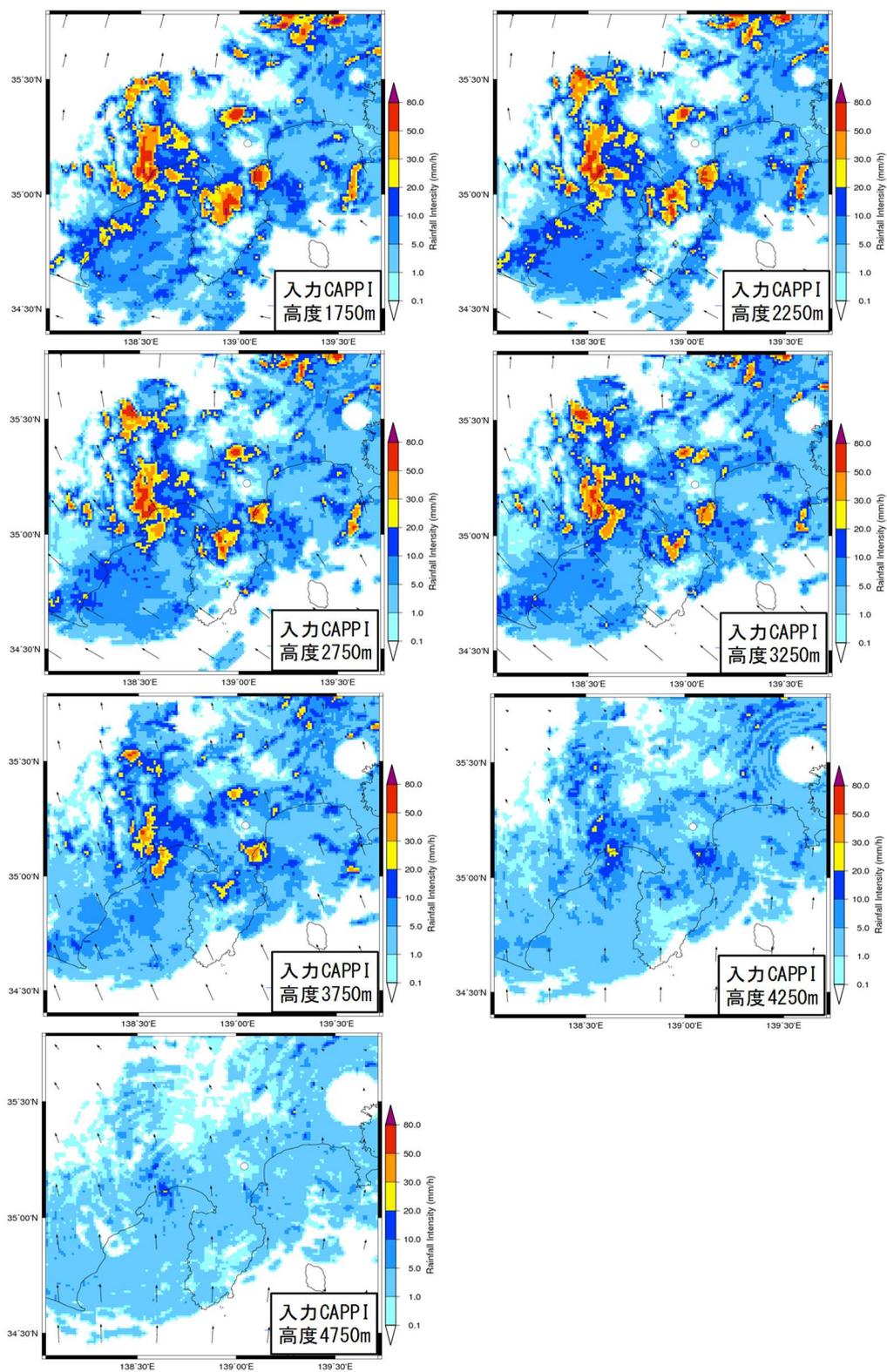


図 5.11 入力 CAPPI データの観測高度毎の算定される  $R_N$  分布と推定される移流ベクトル (初期時刻 10:45).

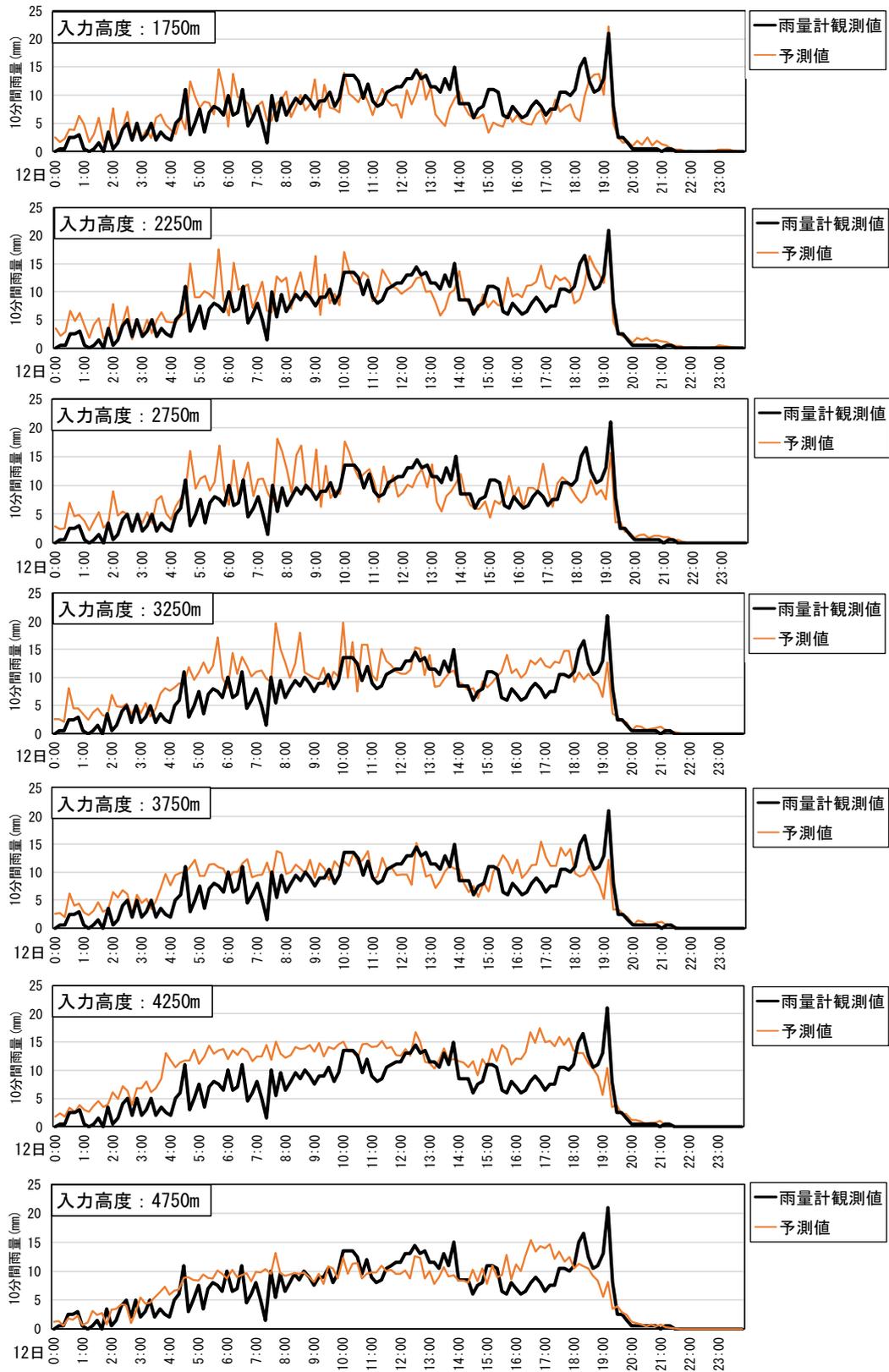


図 5.12 各高度を入力値とした 10 分先予測値の推移。

10分～30分先予測について、前述した63(9×7)通りの予測値の平均値と標準偏差を算出して雨量計観測値と比較した結果を図5.13に示す。どの予測先時間でも平均値は時間帯によって過少または過大な予測となっているが、対象期間全体にわたり平均値 $\pm 1\sigma$ の予測の範囲に観測値が概ね含まれていることがわかる。このことは、本手法で得られる幅のある予測情報を用いることで、地形性降雨による強雨を見逃すことなく予測できる可能性があることを示唆している。

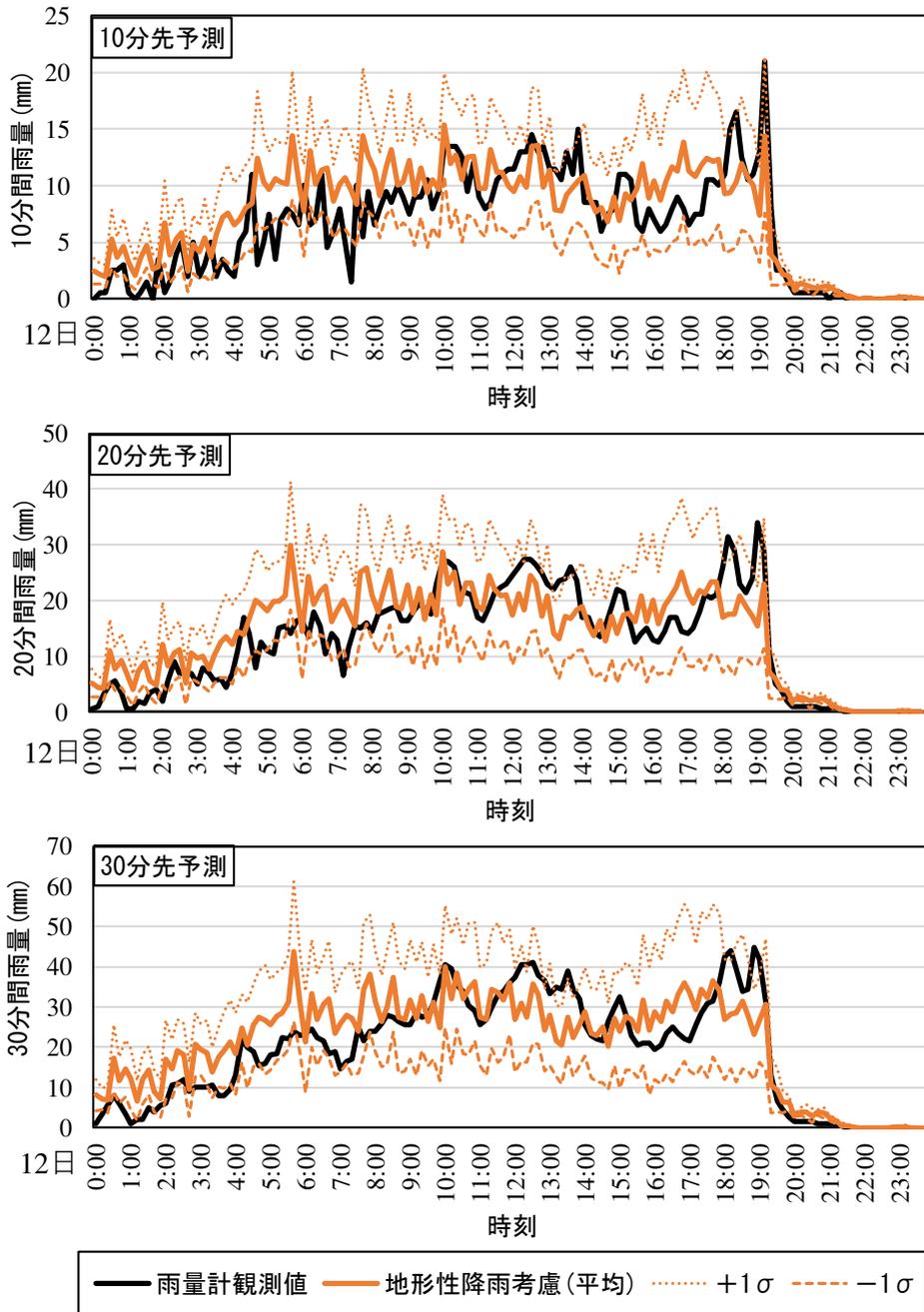


図 5.13 初期時刻 14 時における 1 時間先の降雨予測結果と実況降雨分布。

## 5.4.2 列車運転規制へのアンサンブル予測の活用に関する議論

アンサンブル予測情報を列車運転規制に用いる場合の活用方法について議論する。前述の結果からアンサンブル予測により強雨を見逃すことなく予測できる可能性があることがわかったが、そのためには取り得る可能性が高い予測値の範囲のうちの最大値付近を用いる必要がある。実際の列車運転規制の発令判断にこのような予測値を用いると、空振りとなるケースが少なからず発生することが予想される。この特性を踏まえると、実務への適用にあたっては線区の状態を考慮して幅のある予測情報の用い方を変えるなどの検討が必要になると考える。例えば、図 5.14 に示すように、ある時刻のアンサンブル予測のばらつきが確率分布として表現できるときに、平均値からどの程度余裕を見た予測値を規制発令の判断に用いるかについて定数  $\mu$  を乗じることで調整する手法が考えられる。山間部の線区など災害の発生するリスクが高い線区は定数  $\mu$  を大きめにとって安全性を高め、首都圏の線区などでは定数  $\mu$  を小さくして安定性が損なわれるのを最小限に留めるなどの方策が可能となる。このような手法は強風に対する列車運転規制で予測情報を用いる際に検討された研究事例がある<sup>[7]</sup>。今後の研究課題として、アンサンブル予測を適用するには既往研究も参考にしつつ、安全性・安定性への影響をより詳細に検証して  $\mu$  の適切な設定方法を検討する必要があると考える。

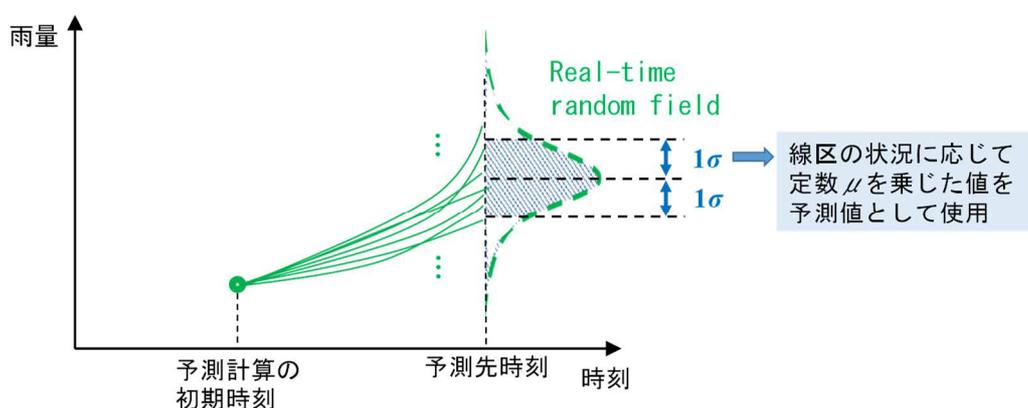


図 5.14 幅のある予測情報の活用方法のイメージ。

## 5.5 XRAIN 立体観測データを初期値とする場合の課題

国土交通省 XRAIN に使用される X バンド MP レーダーでは立体観測、すなわち最低仰角から最高仰角までの全仰角の観測に約 5 分間を要し、初期値に活用可能な立体観測データを得られる頻度は最も多くて 5 分毎となる。このため、本章で用いた予測手法では初期時刻

の降雨分布およびその 5 分前, 10 分前の降雨分布をもとに移流ベクトルを推定した. しかしながら, 数十分程度のごく短時間先の雨域の移動傾向をより精度高く推定する上では, 5 分間隔の降雨分布を入力値とするとこれを正確に推定できない場合がある. 具体的な事例を示して詳細を述べる.

図 5.15 に高度 1750m の CAPPI データを入力値とする, 初期時刻 10:45 における直近 3 時刻の算定される  $R_N$  分布とそれらから推定される移流ベクトルを示す. 移流ベクトルの推定状況を見ると, 対象領域内で東から北へ向かって直角に近いカーブを描くような雨域の動きが予測されている. 図 5.16 には 10:45 から 11:00 までの 5 分毎の CX 合成雨量の降雨分布を示す. 図中に円で示した降水セルに着目するとわかるように, この時間帯の対象領域における実況降雨分布は, 全体的に点線の矢印のように北西に向かって直線的に移動しており, 図 5.15 に示した移流ベクトルでは実際と異なる雨域の移流予測結果となることがわかる.

一方, 図 5.17 には 3 章の分析における移流ベクトルの推定方法と同様に, 初期時刻時点

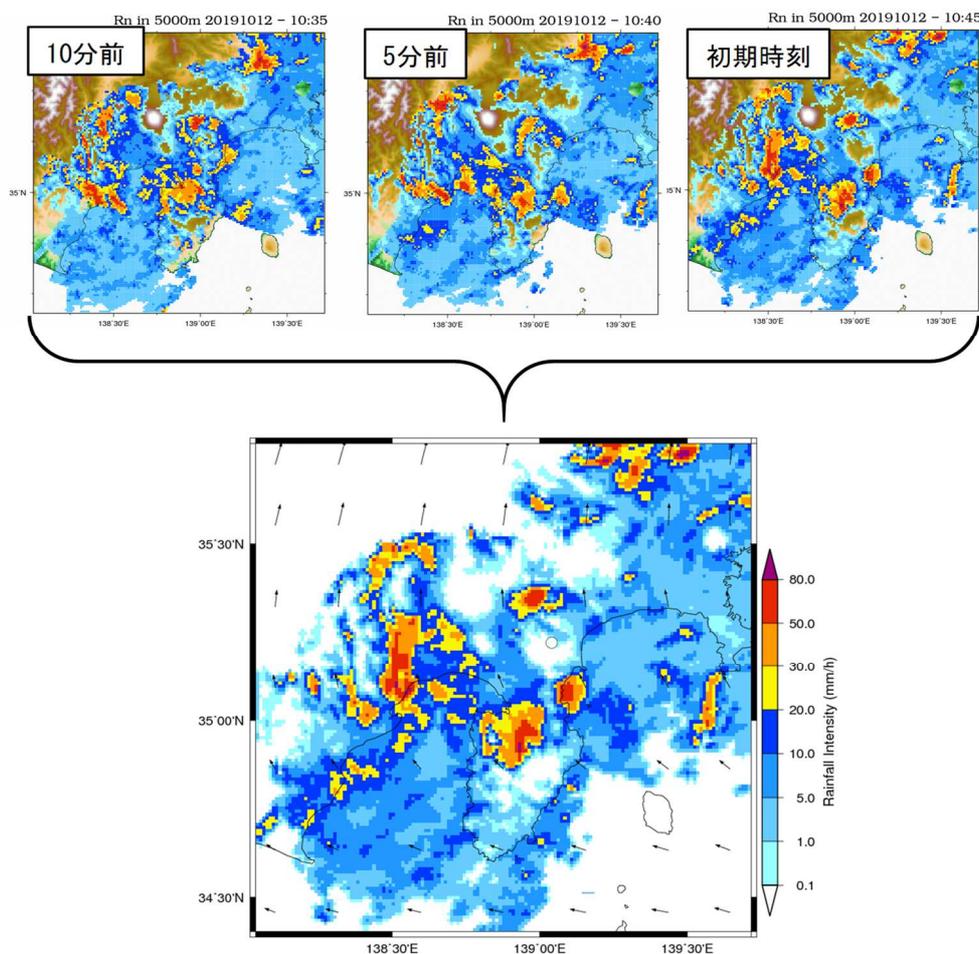


図 5.15 初期時刻 10:45 における直近 3 時刻の  $R_N$  分布と推定される移流ベクトル.

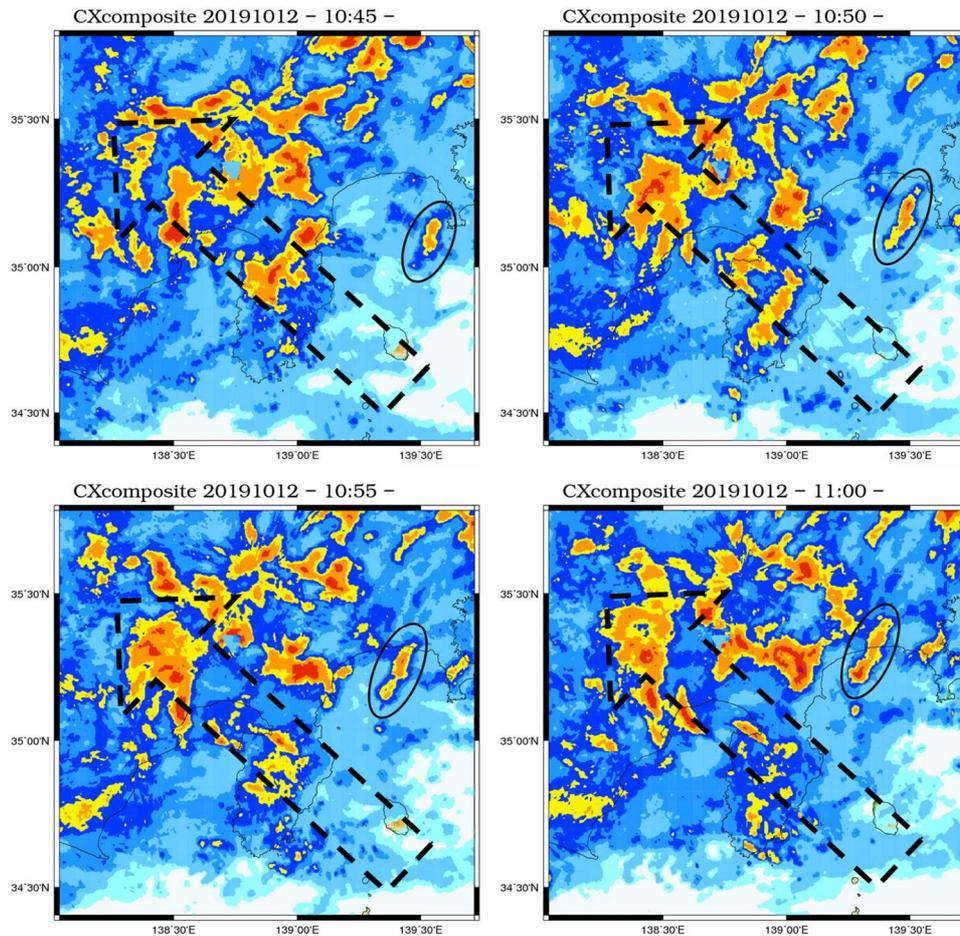


図 5.16 10:45 から 11:00 の 5 分毎の CX 合成雨量の降雨分布。

と前 5 分間の 1 分毎の 6 時刻分の CX 合成雨量の降雨分布から移流ベクトルを推定した結果を示した。図 5.17 では図 5.16 の雨域の移動傾向と類似した、北西に向かって直線的に移動する移流ベクトルの推定結果となっている。以上から、1 分毎の時間分解能の降雨分布を初期値として用いるほうが 5 分毎の場合よりも雨域の移動傾向を正確に推定できることがわかる。

前述したように現状の XRAIN の観測体制では、関東地域では 5 分間隔の立体観測データしか得られない。しかしながら、増田らの研究<sup>[8]</sup>で活用されているように関西地域では複数の X バンド MP レーダーの観測仰角を互い違いになるように操作することで 1 分毎の立体観測データを得ることが可能である。今後関東地域においてもこのような操作を導入することで、1 分毎の立体観測データを得ることが可能になれば、本章で検討した予測手法の精度向上やアンサンブル予測における誤差幅の縮小が期待できる。また、東北地域においても今後 X バンド MP レーダーの観測網が拡充されることでより多くの鉄道路線を対象とした本章の提案手法の検討が可能となり、今後のレーダー観測網の発展に期待したい。

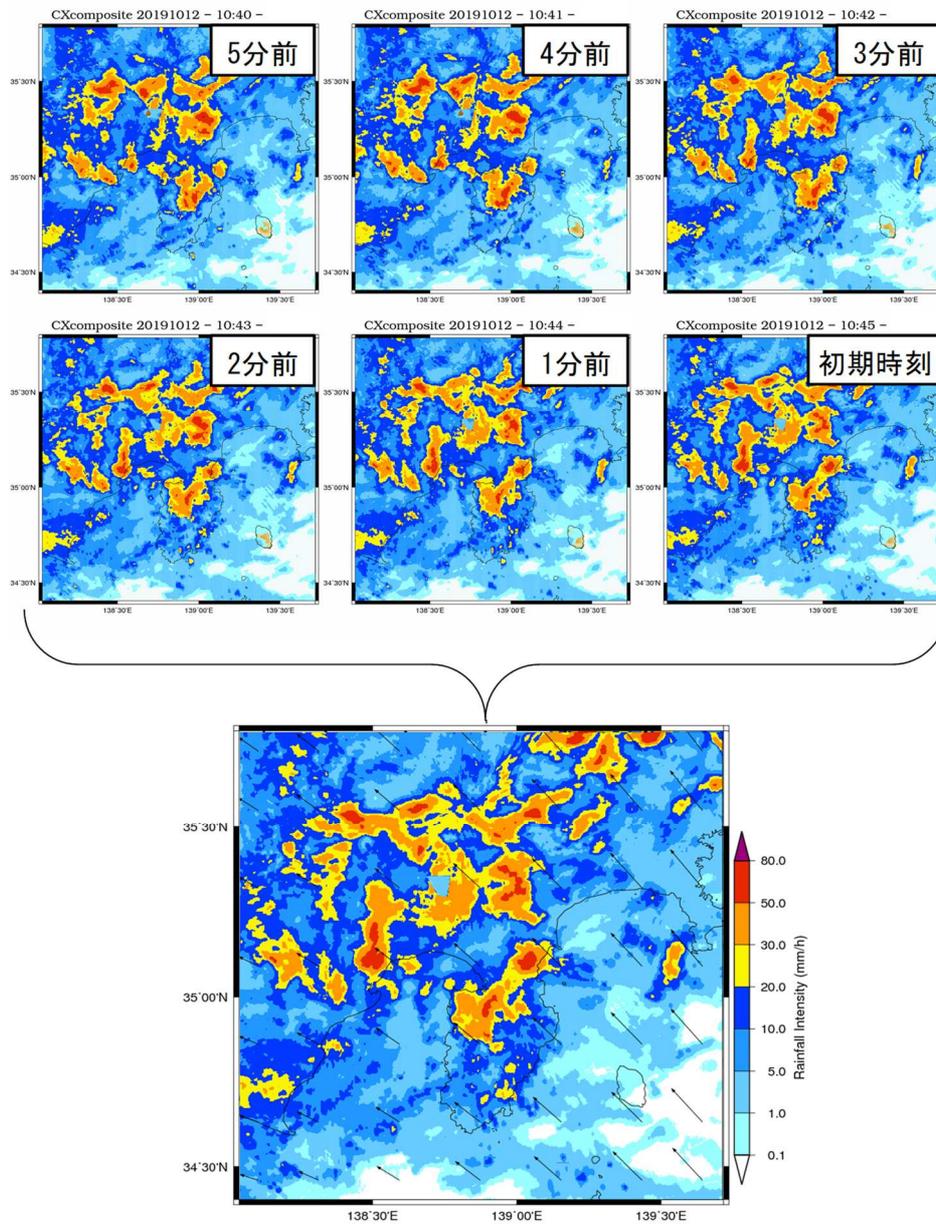


図 5.17 初期時刻 10:45 における直近 6 時刻の CX 合成雨量の降雨分布と推定される移流ベクトル。

## 5.6 結語

本章では、2019 年台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象として、中北・寺園<sup>[4]</sup>、中北ら<sup>[5]</sup>の手法を用いて移流モデルと地形性降雨算定手法を組み合わせることによる精度向上効果について検証した。また、立体観測から得られる複数高度の降雨強度 CAPPI データを入力値として用いるアンサンブル予測手法を提案し、予測状況について検証した。得られた結果を以下にまとめる。

- ・移流モデルと地形性降雨算定手法を組み合わせることで、移流モデルのみでは予測できない山間部における雨域の発達・停滞を予測でき、予測精度が向上する。
- ・複数高度の降雨強度 CAPPI データを入力値とすると、各入力値から算定される最上層の  $R_N$  分布、そこから推定される移流ベクトルは異なったものとなり、得られる予測値からアンサンブル予測を行うことが可能である。
- ・地形性降雨を考慮したアンサンブル予測の取り得る値の範囲を統計的に評価することで、山間部の強雨の可能性を見逃すことなく予測できる可能性がある。
- ・国土交通省 XRAIN の X バンド MP レーダーから立体観測データを得る場合、初期値として活用可能なデータの時間分解能は約 5 分であるため、移流ベクトルの推定精度が損なわれる場合がある。

本章で提案した X バンド MP レーダーから得られる立体観測データを用いて、地形性降雨を考慮したアンサンブル予測を行う手法は、**Seeder Feeder** 効果により下層ほど雨量が大きくなる地形性降雨発達時の現象の特性と、レーダーによる様々な高度の観測値を組合わせたこれまでにない発想である。一方で、本来アンサンブル予測は、正規分布など統計的な確率分布に従う初期値のわずかなばらつきを評価して幅のある予測を行う手法である。本研究で提案したアンサンブル予測手法が統計的なばらつきを評価し得るものであるかは今後さらに多くの事例で検証を行う必要があると考えている。また、現状の X バンド MP レーダーの観測体制では移流ベクトルの推定精度が損なわれる場合があるため、今後のさらなる観測網の発達にも期待したい。なお、本章の成果は中渕・中北<sup>[9]</sup>にとりまとめている。

## 参考文献

- [1] 立平良三：雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算，天気，Vol.23, No.2, pp.27-32, 1976.
- [2] 片岡幸毅，大東秀光，上坂薫，高田望：急峻な山岳域における降雨予測手法の開発，ダム工学，Vol. 11, No. 4, pp. 303-312, 2001.
- [3] 中北英一，足立充，北井剛：地形性降雨を導入したレーダー及び GPV 情報を用いた台風性降雨予測手法の開発，水工学論文集，第 51 巻，pp.337-342, 2007.
- [4] 中北英一，寺園正彦：地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時間降雨予測手法，水工学論文集，第 52 巻，pp.331-336, 2008.
- [5] 中北英一・吉開朋弘・キム スンミン：地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測へのエラーアンサンブルの導入，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.67, No.4, I\_619 -I\_624, 2011.
- [6] Mendoza Guiãraes Guilherme : Development of a Scheme for Estimating the Vertical Profile of Orographic Rainfall based on the Seeder-Feeder Mechanism Using Full Volume Scanning Radar Observation, 京都大学大学院修士論文，2021.
- [7] 島村誠，松沼政明：強風警報システムの開発と実用化，JR East Technical Review, No.13, pp.36-43, 2005.
- [8] 増田有俊，中北英一：X バンド偏波レーダを用いた降水セルのライフステージ判別手法の開発，土木学会論文集 B1 (水工学) ，第 58 巻，pp.493-498, 2014.
- [9] 中瀧遥平，中北英一：XRAIN 立体観測データを初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.78, No.2, I\_355 -I\_360, 2022.

## 第6章 CX合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した短時間降雨予測に関する研究

### 6.1 概説

5章の検討から、XRAIN立体観測データを初期値とした地形性降雨を考慮した短時間降雨予測により、移流モデルのみの予測よりも予測精度が向上すること、アンサンブル予測により強雨の可能性を見逃さずに予測できる可能性があることがわかった。一方で、関東や東北地域では初期値として活用可能な立体観測データが5分間隔であり、これにより移流ベクトルの推定精度が低下するという課題も判明した。また、東北の日本海側などXバンドMPレーダーが未整備の領域が多く、それらの地域では5章で提案した手法を用いることは難しい。なるべく早期に列車運行の安全性向上させるためには、現時点で広範囲の現業機関で活用可能かつ、なるべく配信が高頻度であるレーダー情報を初期値とした予測方法が必要となる。そこで本章では、より実践的な予測方法として、現在現業機関で活用可能なレーダー情報として最も広範囲かつ高頻度に配信されているXRAINのCX合成雨量<sup>[1]</sup>を初期値として地形性降雨を考慮した降雨予測を行う手法について検討する。

### 6.2 CX合成雨量を入力値とした地上雨量推定

#### 6.2.1 CX合成雨量の算出方法

CX合成雨量は、図3.4に示したXバンドMPレーダーとCバンドMPレーダーによる降雨強度を合成して算出される。具体的には、高度5000mまでを観測している複数のレーダーの降雨強度を、図6.1に示すCressman内挿という手法で合成している<sup>[2]</sup>。Cressman内挿では、合成後の各メッシュ（図6.1中の合成雨量データ格子点）の値は複数のレーダーによる降雨強度を様々な条件で重み付けした値の平均値が適用される。重み付けを決める条件としては、観測高度が低いほど、レーダーサイトに近いほど、合成メッシュに近いほど、雨量算定手法が推定誤差の少ない $K_{DP}$ 法の適用範囲内であるほど、重み付けが大きくなる。

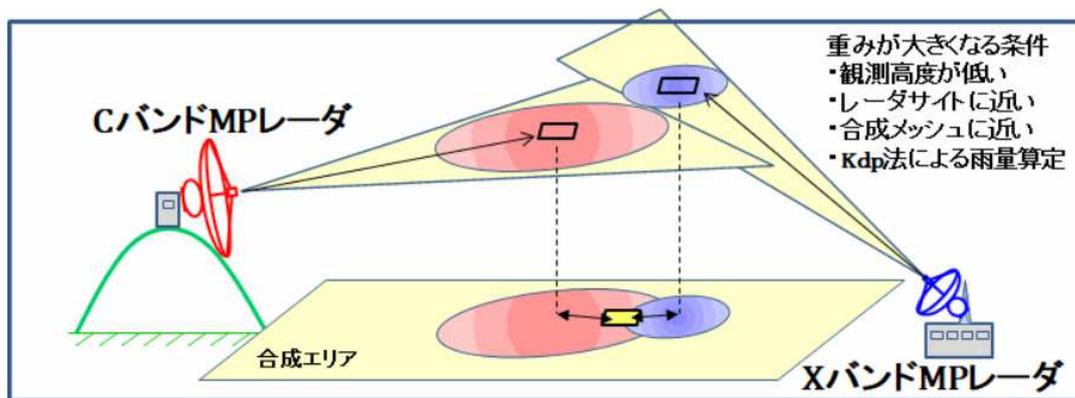


図 6.1 Cressman 内挿の概要<sup>[1]</sup>.

## 6.2.2 観測高度を仮定した CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨

### の算定

前項で述べたように複数レーダーの観測値を重み付け平均して作成される CX 合成雨量は、メッシュ毎に定まった観測高度を持たない。一方で、本研究で用いた地形性降雨算定手法は、各メッシュの観測高度を反映できることが利点の一つである。そこで、観測高度については低いほど重み付けされるという合成時の条件に着目し、対象とする地点や領域の最低観測高度から、モデル内のどの高度の大気層として CX 合成雨量を入力するかを決める手法を検討した。検討は、前章までと同様に台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象とした。

図 4.10 に示したように箱根山周辺では CX 合成雨量に用いられるレーダーのうち、香貫山 X バンド MP レーダーの観測仰角 EL2 が最低観測高度を通過する。一方、図 4.6 で示したように本研究で用いた地形性降雨算定手法は地形に沿った  $\sigma$  座標系で高度 5000m までの 7 つの層を設定し、各層の中で雲水量の収支を計算することで地形性降雨量の算定を行う。箱根雨量計周辺で香貫山レーダーの EL2 がこの 7 つの層のうち、どの層を通過するのかわかを確認した。結果を図 6.2 に示す。箱根雨量計地点および台風 19 号時に風上側にあたり地形性降雨の発生に影響する近傍の東側の斜面は概ね 1000m 層（地上 400m～1000m）に該当することがわかる。そこで、CX 合成雨量を高度 1000m 層の雨量として入力することで地形性降雨の算定を行い、その妥当性を確認した。なお、比較のため CX 合成雨量を高度 2000m 層（地上 1000m～2000m）の雨量として入力した場合の結果も確認した。

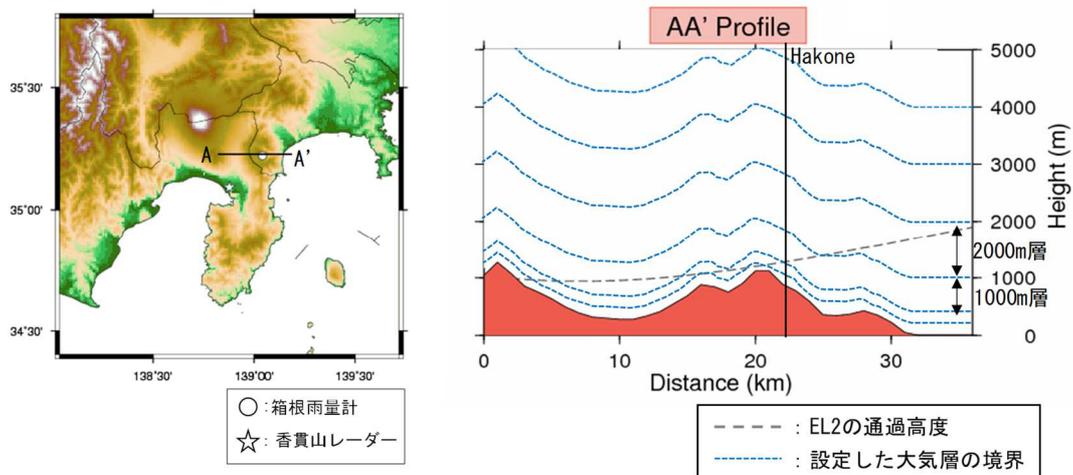


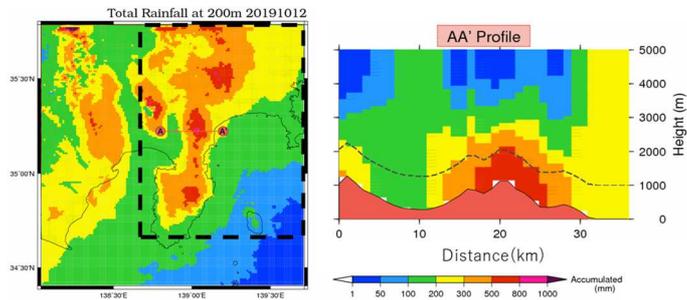
図 6.2 箱根山周辺の香貫山レーダーEL2 の通過高度と設定した大気層。

CX 合成雨量を入力値として地形性降雨算定手法で地上雨量の推定を行った結果を図 6.3 に示す。図 6.3 には CX 合成雨量を高度 1000m, 2000m 層として 10 月 12 日 0:00-24:00 の 24 時間積算雨量の分布を算出した結果および比較のため雨量計による補正を施された C オンライン合成雨量の同分布を示す。図 6.3 より CX 合成雨量を高度 1000m 層として入力した場合は、箱根周辺の地上雨量の推定状況が C オンライン合成雨量の分布を近似しており、ある程度の精度で再現できていることがわかる。一方、高度 2000m 層として入力した場合は C オンライン合成雨量よりも大きな推定値となっている箇所が散見される。これは、下層に向かって雨量が増大する Seeder Feeder 効果を再現するモデルを用いているため、同じ雨量分布を入力値とする場合、高い高度の大気層とするほど下層に向かって雨量が増大する効果が大きくなるためである。

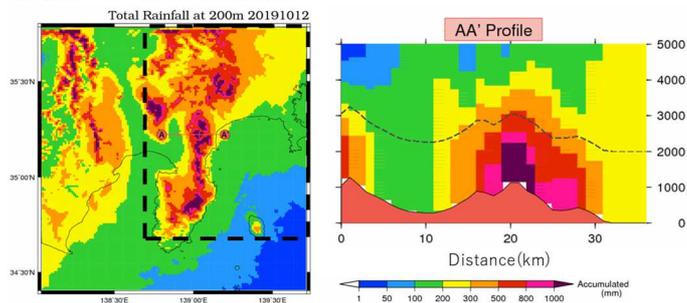
推定精度についてより詳細に確認するため、箱根雨量計観測値との比較を行った。図 6.4 に箱根雨量計観測値、CX 合成雨量、地形性降雨算定手法による 10 分間雨量の推移を示す。図 6.4 より、CX 合成雨量は全体的に雨量計より過少な値で推移しているが、高度 1000m を入力層とした地形性降雨算定手法では雨量計に近い値を示していることがわかる。一方、高度 2000m を入力層とした場合は雨量計観測値よりも大幅に過大な値で推移しており、入力する雨量の観測高度を実際よりも高い高度で設定したために前述した Seeder Feeder 効果の影響が過大に働いていると考えられる。

以上の分析から、CX 合成雨量を地形性降雨算定手法の入力値として用いる場合、最低観測高度が該当する大気層の高度を CX 合成雨量の高度と仮定して入力することで、適切な地上雨量推定ができることがわかった。

a) 高度1000m層として入力



b) 高度2000m層として入力



c) Cオンライン合成雨量 (雨量計による補正あり)

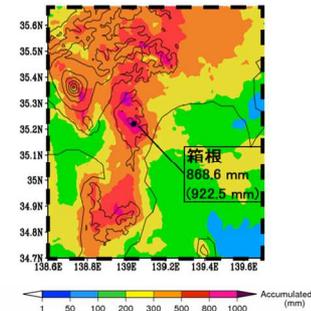


図 6.3 CX 合成雨量を入力値とした地形性降雨算定手法による 10 月 12 日 0:00-24:00 の 24 時間積算雨量の分布。a)高度 1000m 層として CX 合成雨量を入力した結果, b)高度 2000m 層として CX 合成雨量を入力した結果, c)雨量計による補正ありの C オンライン合成雨量の 24 時間積算雨量の分布 (水田ら<sup>[3]</sup>より引用, 一部加筆)。平面分布の黒い点線枠は同一の領域を示す。

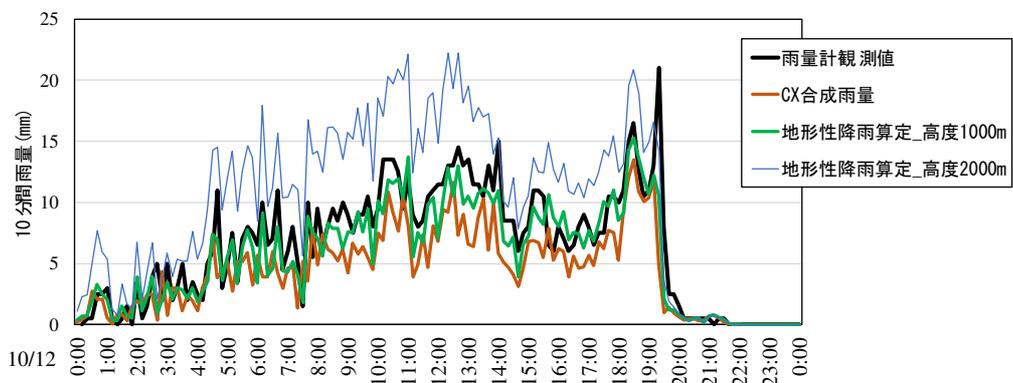


図 6.4 箱根雨量計観測値と地形性降雨算定手法による 10 分間雨量の推移の比較。

## 6.3 CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した降雨予測手

### 法の検討

#### 6.3.1 高頻度の $R_N$ 分布推定方法の検討

5.5 で示したように移流モデルにより雨域の移動を予測する場合、より高頻度の降雨分布を入力値としたほうが移流ベクトルの推定精度は高くなる。CX 合成雨量を入力値とすると、理論的には1分毎に地形性降雨算定手法を適用することで、1分毎の非地形性降雨  $R_N$  の分布が得られ、これを初期値として移流ベクトルを推定することが可能となる。しかしながら地形性降雨の算定計算は計算負荷がある程度大きく、1分毎に時間遅れなく計算し、予測値を配信することは容易ではないと考える。そこで、より簡易に1分毎の  $R_N$  分布を推定する手法について検討する。

ここでは、入力する CX 合成雨量と分離される  $R_N$  の比に着目した。もし、入力される CX 合成雨量と地形性降雨算定手法により分離される  $R_N$  の比が数分間というごく短い時間の中で大きく変わらないのであれば、例えば地形性降雨の算定は5分毎に行い、その間の1分毎の  $R_N$  分布は直近の地形性降雨の算定により得られる各メッシュの CX 合成雨量と分離される  $R_N$  の比を用いることで簡易に推定できることになる。この手法について妥当性を確認するため、ある時刻に地形性降雨算定手法で分離される  $R_o$  と、異なる時刻の地形性降雨算定手法で分離される  $R_o$  と CX 合成雨量の比を用いて同時刻の  $R_o$  分布を推定した結果を比較した。この比較により、どの程度の時間範囲であれば地形性降雨算定手法による分離と比による分離の結果が概ね等しくなるかを検証した。なお、分離される  $R_N$  ではなく  $R_o$  で検証する理由は、平野部や西向きの斜面など地形性降雨の発生がない箇所では地形性降雨の算定状況に関係なく CX 合成雨量と  $R_N$  が同じ値となり、 $R_N$  で比較すると算定手法の違いによる差が表れ難くなるためである。

まず、特定の時刻の検証結果を示す。図 6.5 に箱根山周辺の10月12日13:00を対象として地形性降雨算定手法で分離される  $R_o$  と、異なる時刻の地形性降雨算定手法における CX 合成雨量と  $R_o$  の比を用いて13:00の CX 合成雨量から分離した  $R_o$  の分布を示す。比によって推定した  $R_o$  の分布は13:05、13:30、14:00、すなわち5分、30分、60分後の地形性降雨算定手法による CX 合成雨量と  $R_o$  の分離結果の比を用いている。図 6.5 より、5分後(13:05)の地形性降雨算定結果による比で分離した  $R_o$  の分布は、地形性降雨算定手法によって分離した  $R_o$  分布とほぼ同じ分布をしており、メッシュ毎の値を比較した散布図からも近い値を示すメッシュが多くあることが確認できる。一方で、30分後、60分後と比を算出する時刻が、対象とする時刻から離れるにつれて、地形性降雨算定手法による  $R_o$  分布との差異が大きくなっていくことが確認できる。

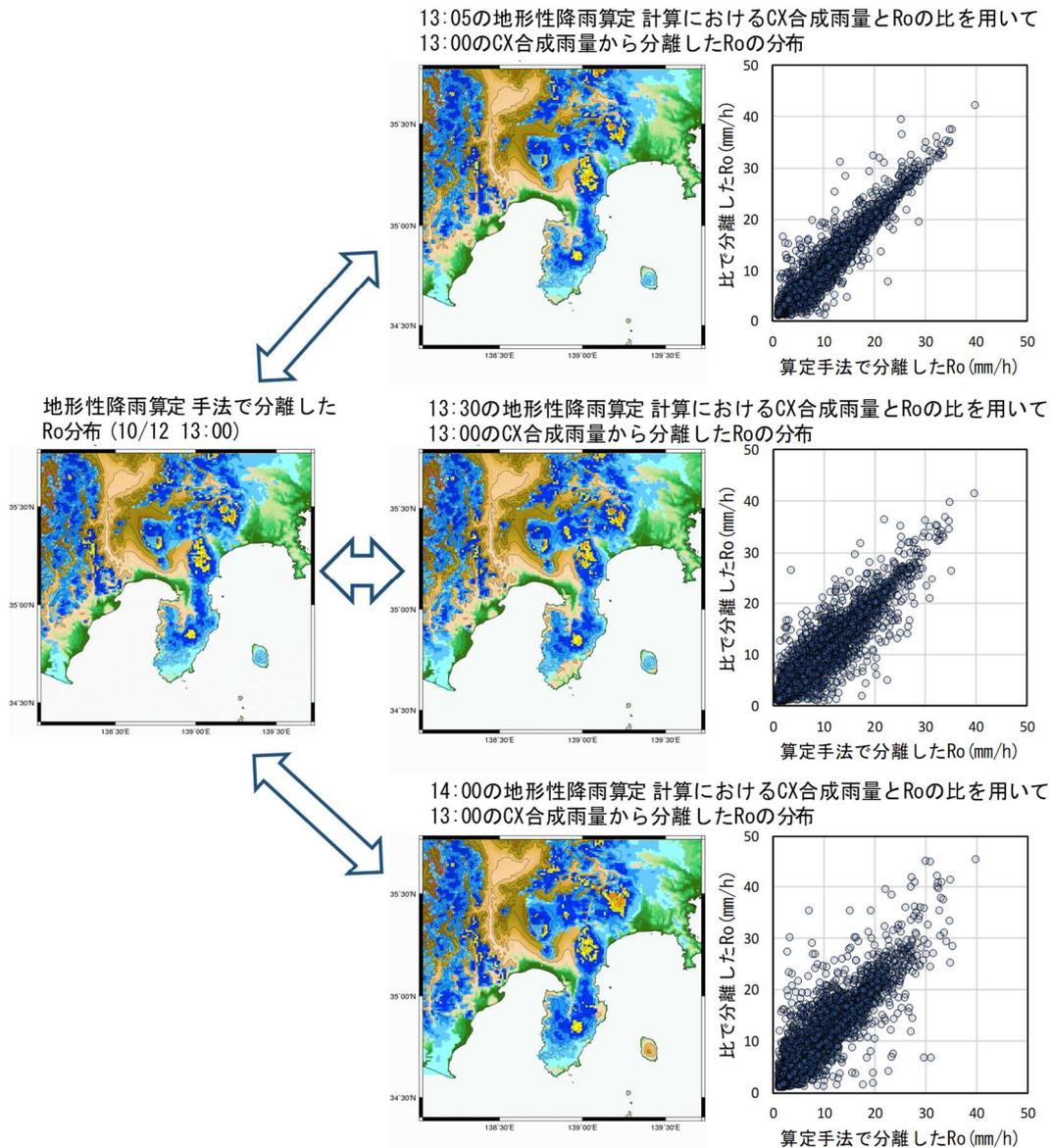


図 6.5 地形性降雨算定手法で分離される Ro と異なる時刻の地形性降雨算定手法における CX 合成雨量と Ro の比を用いて 13:00 の CX 合成雨量から分離した Ro の分布．散布図は両者の各メッシュの値を比較した結果を示す．

この傾向をより統計的、定量的に評価するため、地形性降雨の発達が見られた 10 月 12 日 10:00-15:00 の 5 分毎の地形性降雨算定手法による Ro 分布について、図 6.5 と同様の検証を行った．比を算出する時刻は、比較対象となる時刻の 5 分後から 60 分後までの 5 分刻みの時刻で算出し、地形性降雨算定手法による Ro 分布と比による Ro 分布のメッシュ毎の値の比較を、全対象時刻のデータで行ったときの相関係数と RMSE で評価した．結果を図 6.6 に

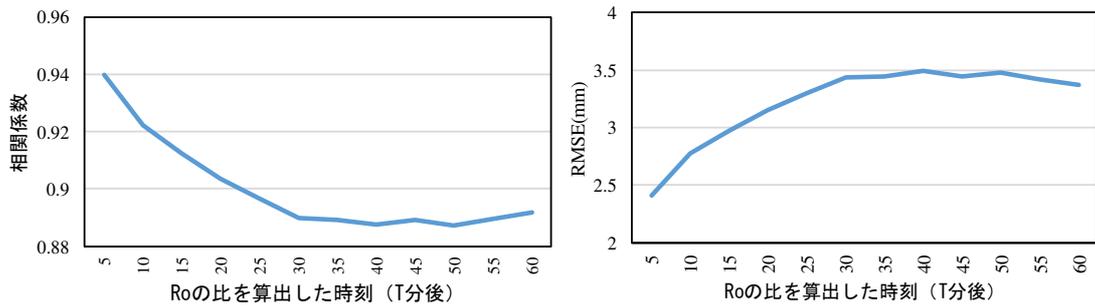


図 6.6 Ro の比を算出した時刻と地形性降雨算定手法による Ro 分布と比による Ro 分布を比較した相関係数, RMSE の関係 (左図が相関係数, 右図が RMSE の結果).

示す. 図 6.6 より, 5 分後の地形性降雨算定計算から得られる比を用いて Ro 分布を推定した場合が相関係数は最も高く, RMSE は最も低くなり, 比による推定精度が最も高くなることがわかる. 比を算出する時刻が 30 分後までは, 比較対象の時刻から離れるほど, 両指標とも推定精度が低下する方向に値は推移していくが, 30 分後以降は同程度の値を示す. 比を算出する時刻が 5 分後の場合は, 相関係数が 0.94 と十分に高く, 降雨強度の RMSE も 2.4mm と小さいため, CX 合成雨量を簡易に Ro と  $R_N$  に分離する手法として 5 分程度異なる時刻の地形性降雨算定結果から得られる比を用いても問題ないと考えられる.

ここまでの検討結果を踏まえた CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した降雨予測の計算フローを図 6.7 に模式的に示す. まず, 5 分毎の地形性降雨の算定結果から得られる比を用いることで 1 分毎の  $R_N$  分布を推定する. 予測計算の初期時刻時点と過去 5 分間

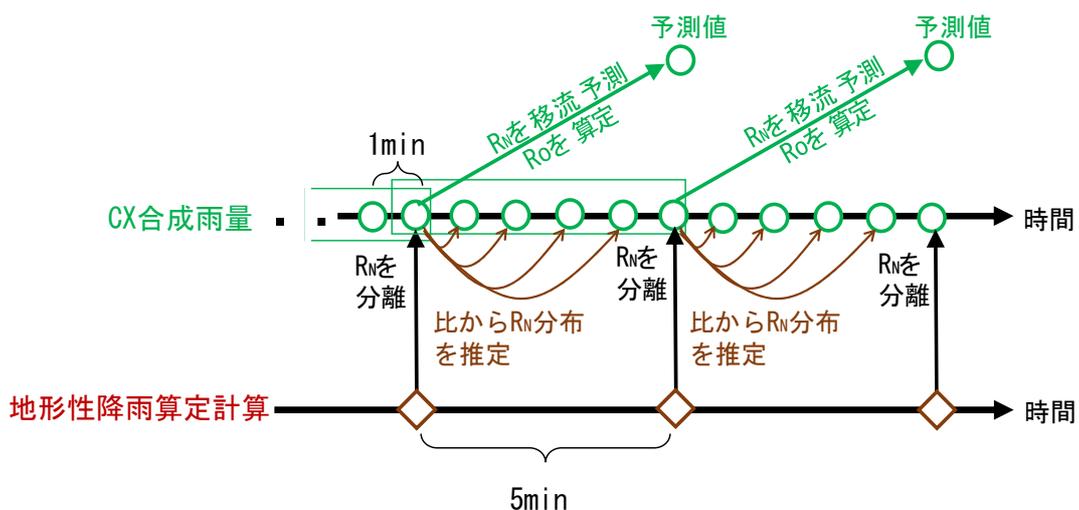


図 6.7 CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した降雨予測の計算フロー.

の 6 時刻分の  $R_N$  分布を用いることで、より精度の高い移流ベクトルの推定が可能となる。なお、図 6.7 は図のわかりやすさのため予測計算の初期時刻の間隔を 5 分として記載しているが、実際には 1 分間隔とすることも可能である。

## 6.3.2 CX 合成雨量を初期値とする場合の地形性降雨算定手法と移流

### モデルの組合せ方法の検討

地形性降雨算定手法と移流モデルの組合せ方法について、XRAIN 立体観測データを用いた 5 章の検討では、図 5.1 および図 5.2 に示した 2 種類の既往研究における手法のうち、より精緻な予測計算が可能で図 5.2 の手法を用いた。すなわち、予測計算の初期時刻時点で地形性降雨算定手法により分離される上層の  $R_N$  を移流ベクトルに沿って移流させ、予測先時間において再度地形性降雨算定手法を適用して地表付近の総雨量を推定する手法である。この手法は実際の物理現象を精緻に再現した手法である一方で、計算負荷の大きさに課題がある。例えば、20 分先までに予測される総雨量を算出するためには、5 分刻みなど細かく予測降雨強度を算出してそれら（5 分、10 分、15 分、20 分先）を積分する必要があるが、そのためには 5 分～20 分先までの予測先時間毎に地形性降雨算定計算を行う必要があり、初期時刻と合わせると計 5 回の地形性降雨算定計算が必要となる。CX 合成雨量を活用することで高頻度の予測計算を行える可能性がある中で、本手法では計算負荷の大きさが配信間隔の制限要素となる可能性がある。

そこで本章では、CX 合成雨量を初期値とした実践的な降雨予測のため、図 5.1 に示した予測計算の初期時刻において各メッシュで推定される  $R_0$  と予測先時刻における移流された  $R_N$  を合算する予測方法の導入を検討する。この手法では地形性降雨の算定計算はレーダー観測降雨を入力値とした初期時刻の 1 回のみで計算負荷が少ない。また本手法は、片岡ら<sup>[4]</sup>、中北ら<sup>[4]</sup>が用いた手法で、地形性降雨が山間部で発達・停滞する性質のものであることから、短時間先までであれば初期時刻時点で算定される  $R_0$  がその場でそのまま停滞しても実現象を表現できるとする仮定に基づいている。本研究で対象とする予測先時間は 10 分～20 分のごく短時間先であり、この仮定が概ね成り立つと考えられることから本手法の導入を検討した。

図 6.8 に、箱根山周辺において 10 月 12 日 12:00 を初期時刻とした  $R_0$  がその場で停滞すると仮定した手法による予測状況を示す。なお、移流ベクトルは前項で検討した 1 分毎の  $R_N$  分布を算定する手法を用いて推定している。図 6.8 の上段の CX 合成雨量の実況降雨分布を見ると箱根山周辺や伊豆半島の東側などの山間部で強い雨域が停滞していることがわかる。初期時刻時点の  $R_0$  分布と移流された  $R_N$  分布を合算した下段の 10 分先、20 分先の降雨予測結果を見ると、山間部の強い雨域の停滞が再現されていることがわかる。

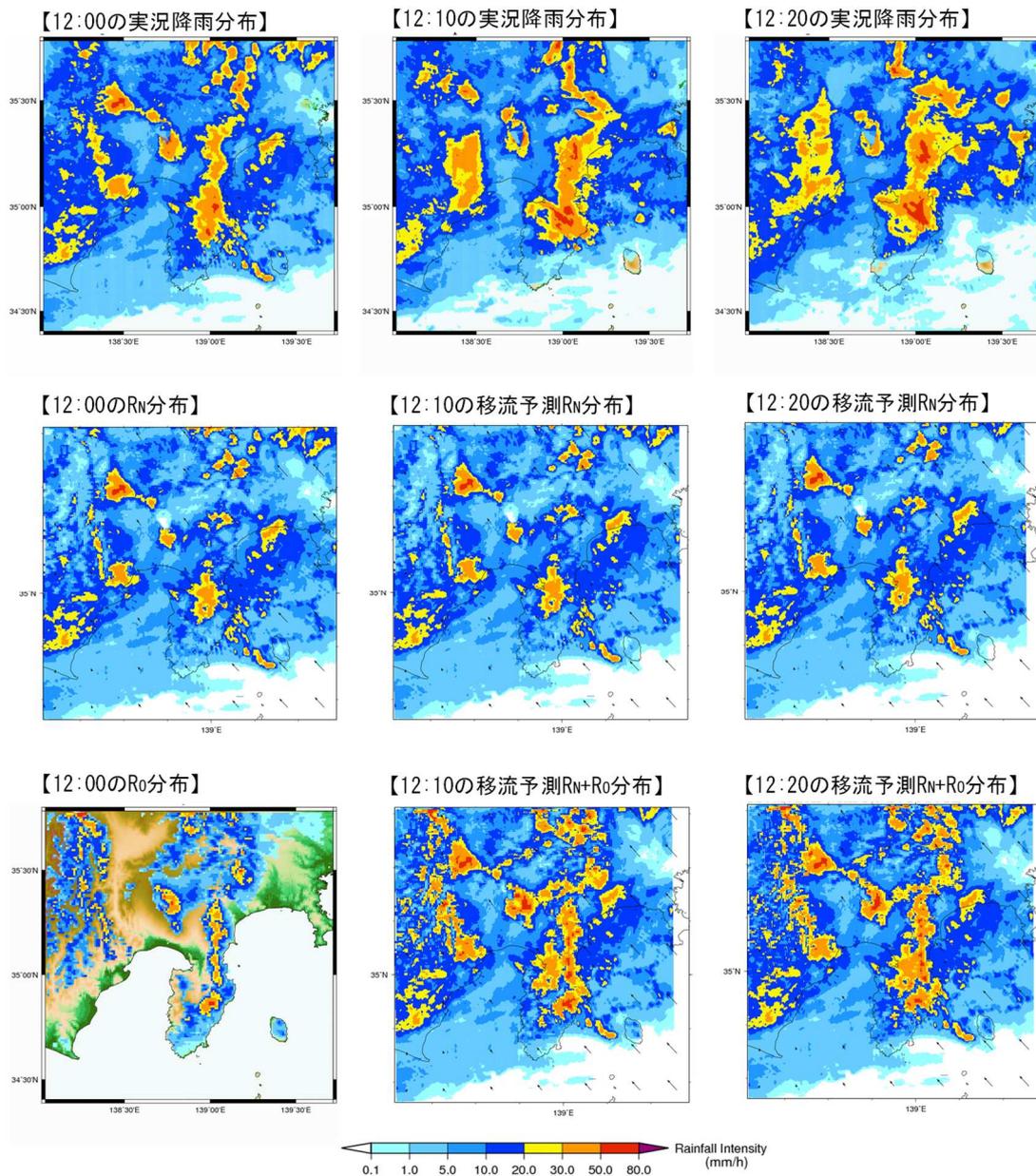


図 6.8 地形性降雨  $R_o$  がその場で停滞すると仮定した予測手法による初期時刻 10/12 12:00 の 10 分先, 20 分先の予測状況. 上段が CX 合成雨量の実況降雨分布, 中段が初期時刻時点の非地形性降雨  $R_N$  の分布および 10 分先, 20 分先に移流予測された  $R_N$  分布, 下段が初期時刻時点の  $R_o$  分布および 10 分先, 20 分先の予測  $R_N$  分布と初期時刻時点の  $R_o$  分布を合算した予測結果を示す.

本手法による雨量の予測精度を箱根雨量計の観測値との比較から検証した。なお、比較のため移流モデルのみの場合と、5章で用いた予測先時刻で地形性降雨算定の再計算を行う手法による予測雨量も算出した。10分先、20分先予測の比較結果を図6.9に示す。なお、10分先、20分先予測とも予測先時刻までの積算雨量の推移を示している。図6.9より、10分先、20分先予測とも移流モデルのみの予測は全体的に過少予測傾向であるのに対し、地形性降雨がその場で停滞すると仮定した予測手法は雨量計観測値にかなり近い値を示していることがわかる。予測先時刻で地形性降雨を再計算する手法の予測値と比較すると、概ね近い値を示すが、16:00から18:00にかけてなど時間帯によっては $R_0$ を停滞させる手法のほうが雨量計に近い値を示す。

以上から、CX合成雨量を初期値として用いる場合の地形性降雨算定手法と移流モデルを組合せ手法として、予測計算の初期時刻において各メッシュで推定される $R_0$ と予測先時刻における移流された $R_N$ を合算する予測方法を用いることの妥当性が確認できた。

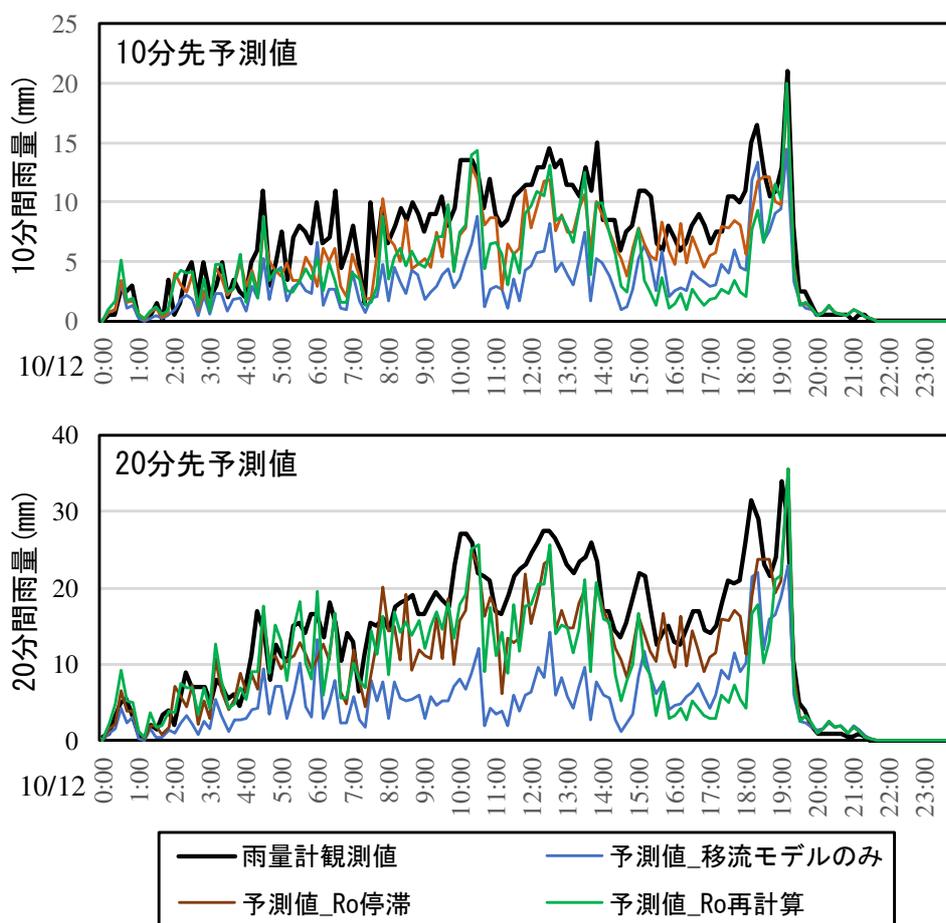


図 6.9 雨量計観測値と3通りの予測手法（移流モデルのみ，地形性降雨がその場で停滞，予測先時刻で地形性降雨を再計算）の予測値の推移（上段が10分先予測，下段が20分先予測の結果を示す）。

### 6.3.3 列車運転規制への活用に適した地形性降雨を考慮した短時間

#### 降雨予測方法の提案

6.3.1 および 6.3.2 の検討結果を踏まえて、CX 合成雨量を初期値とする、列車運転規制への活用に適した地形性降雨を考慮した短時間降雨予測方法について提案する。具体的な降雨予測の計算フローを図 6.10 に示す。CX 合成雨量を入力値とした地形性降雨算定手法による地形性降雨量  $R_O$  と非地形性降雨量  $R_N$  の算出は 5 分毎に行い、そこから得られる各メッシュの CX 合成雨量と分離される  $R_N$  の比を活用して 1 分毎の  $R_N$  分布を推定する。さらに 1 分毎に、初期時刻および直近 5 分間の  $R_N$  分布に移流モデルを適用し、 $R_N$  分布を予測先時間まで移流させる。移流された  $R_N$  分布と直近の地形性降雨算定計算で算出された  $R_O$  分布を合成することで予測先時間における総降雨量  $R_T$  を算出する。また、4.4.3 の検討結果から、直近の地形性降雨算定結果と雨量計観測値の値から予測値を用いるメッシュを判断する方法を取り入れた。具体的には、5 分間隔の地形性降雨算定計算のタイムステップ毎に、雨量計地点の直上 9 メッシュの実況  $R_T$  と観測値を比較し、最も誤差が小さいメッシュの値を次のタイムステップにおける雨量計地点の予測値として用いる。

本降雨予測方法では、地形性降雨算定計算の頻度を 5 分毎として計算負荷を抑えつつ、 $R_O$  と  $R_N$  の算定結果を 1 分毎の予測計算に活用することで、地形性降雨を考慮した高頻度の予測値の配信が可能となっている。3.4.4 で述べたように、列車運転規制の発令時刻を精度高く予測するためには高頻度の予測情報を用いることも重要であるため、本降雨予測方法は列車運転規制への活用に適した手法であると考えられる。

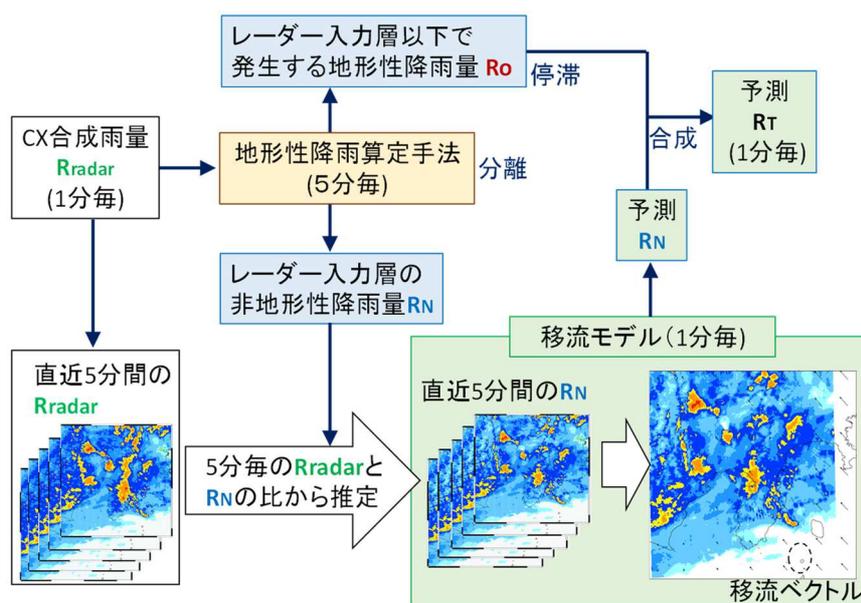


図 6.10 本章で提案する地形性降雨を考慮した短時間降雨予測の計算フロー。

## 6.4 結語

本章では、列車運転規制への活用に向けたより実践的な予測方法として、現在現業機関で活用可能なレーダー情報として最も広範囲かつ高頻度に配信されている CX 合成雨量を初期値として、地形性降雨を考慮した降雨予測を行う手法について検討した。得られた結果以下に述べる。

- ・ CX 合成雨量を地形性降雨算定手法の入力値とする場合、CX 合成雨量の算出に用いられる XRAIN レーダーの最低観測高度が該当する大気層を入力層とすることで妥当な地上雨量の推定結果が得られる。
- ・ CX 合成雨量から簡易に  $R_0$  と  $R_N$  を推定する手法として、5 分程度異なる時刻における地形性降雨算定結果から得られる比を用いて推定することが可能である。また、これにより 5 分毎の地形性降雨算定結果から 1 分毎の  $R_N$  分布を推定することが可能となる。
- ・ 地形性降雨が山間部で発達・停滞する性質のものであることから、短時間先までであれば初期時刻時点で算定される  $R_0$  がその場でそのまま停滞しても実現象を表現できるとする仮定のもと、予測計算の初期時刻において各メッシュで推定される  $R_0$  と予測先時刻における移流された  $R_N$  を合算する予測方法の導入を検討し、10 分～20 先の予測について精度の高い予測結果が得られることがわかった。
- ・ 本章での検討結果をもとに、列車運転規制への活用に適した降雨予測方法として、CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した予測値が 1 分毎に得られる方法を提案した。

予測値を活用してリアルタイムに列車運転規制の発令判断を行う場合、予測値が高頻度に得られることと、なるべく予測値の配信遅れをなくし安定的に予測値が得られることは重要な要素である。本章の検討は、既存の配信情報や予測手法をもとにそれらの活用の仕方を事例の解析結果に基づき工夫することで、より実践的な予測方法を提案したことに大きな意義があると考えられる。次章では本章で提案した予測手法を実際に列車運転規制が発令した事例に適用し、精度の検証や補正方法の検討などさらに深度化する。

## 参考文献

- [1] 一般財団法人河川情報センター：レーダ雨量の合成, [http://www.river.or.jp/post\\_24.html](http://www.river.or.jp/post_24.html) (2023年6月10日閲覧).
- [2] 国総研資料：第909号 XRAIN 雨量観測の実用化技術に関する検討資料, [nilim.go.jp/lab/bcg/siryounn/tnn0909pdf/ks0909.pdf](http://nilim.go.jp/lab/bcg/siryounn/tnn0909pdf/ks0909.pdf) (2023年6月10日閲覧), 2016.
- [3] 水田奈緒美, 武中英好, 佐野哲也, 深見和彦：XRAIN 雨量データの現状と品質向上への取り組み, 河川情報シンポジウム講演集, 2021.
- [4] 片岡幸毅, 大東秀光, 上坂薫, 高田望：急峻な山岳域における降雨予測手法の開発, ダム工学, Vol. 11, No. 4, pp. 303-312, 2001.
- [5] 中北英一, 足立充, 北井剛：地形性降雨を導入したレーダー及び GPV 情報を用いた台風性降雨予測手法の開発, 水工学論文集, 第51巻, pp.337-342, 2007.

# 第 7 章 地形性降雨を考慮した降雨予測手法の運転 規制が発令した降雨事例への適用

## 7.1 概説

6 章では、列車運転規制への活用に向けたより実践的な予測方法として、現在現業機関で活用可能なレーダー情報として最も広範囲かつ高頻度に配信されている CX 合成雨量を初期値として、地形性降雨を考慮した高頻度の予測値が算出可能な降雨予測手法を提案した。本章では提案した降雨予測手法を実際に列車運転規制が発令した降雨事例に適用し、その予測精度を検証するとともに、3 章で用いた鉄道雨量計の観測値との比較によるリアルタイムの誤差の補正の導入についても検討した。

本章ではまず、東日本の広い範囲で大雨をもたらした多くの鉄道雨量計で列車運転規制の基準値を超過した 2019 年台風 19 号を対象に、3 つの解析対象領域を設定した検証を行った。実況の地上雨量の推定状況、予測雨量の推定状況、列車運転規制の発令予測精度について検証し、さらに前述した補正方法の導入についても検討した。台風 19 号での検討結果から列車運転規制の発令予測に用いるのに最も適していると考えられる予測手法を用いて、他の列車運転規制が発令した降雨事例での予測精度の検証も行い、汎用性の高さを確認した。

## 7.2 2019 年台風 19 号を対象とした検証

### 7.2.1 検証の対象領域

図 7.1 に東日本全域の JR 東日本の在来線路線と検証の対象領域および対象領域内の鉄道雨量計の位置を示す。図中に青枠で示した関東平野から山梨県・静岡東部にかけての関東全域、主に茨城県北部・栃木県・福島県からなる東北南部、宮城県北部から岩手県にかけての東北東部の 3 つの領域を解析対象領域とした。各領域の詳細情報を表 7.1 に示す。3 領域とも概ね 200km 四方の領域であり、各領域内に 100 地点程度の鉄道雨量計が存在する。3 領域合わせた 307 雨量計のうち、約 60%にあたる 177 雨量計で雨量が基準値を超えて運転規制が発令した。このことから、台風 19 号により、鉄道沿線でも広範囲で災害の危険性のある大雨が発生したことがわかる。解析期間は、台風 19 号の進行に併せて、関東全域が 10 月 12 日 0 時から 10 月 13 日 0 時、東北南部および東北東部が 10 月 12 日 6 時から 10 月 13 日

6 時のいずれも 24 時間を解析対象とした。なお、運転規制の発令時刻もすべての雨量計でこの期間内である。

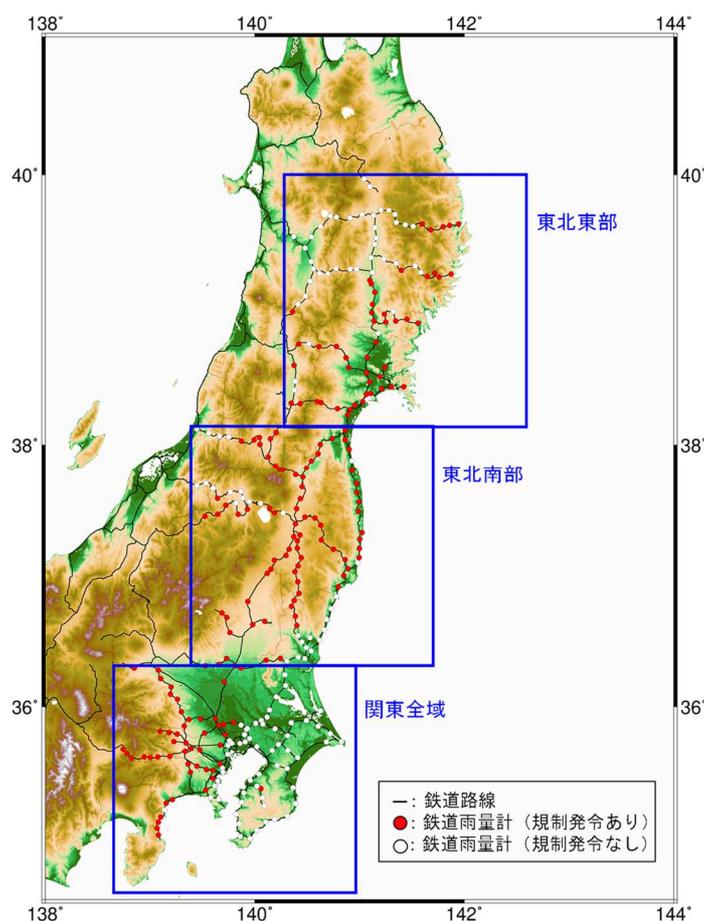


図 7.1 解析対象領域と鉄道雨量計の位置（青枠が解析対象領域を示す）。

表 7.1 各対象領域の詳細情報

		関東全域	東北南部	東北東部	計
領域の 広さ (km)	東西	221	205	191	—
	南北	201	211	199	—
雨量計数	規制発令なし	59	30	41	130
	規制発令あり	49	80	48	177
	計	108	110	89	307
解析期間	開始	10/12 0:00	10/12 6:00	10/12 6:00	—
	終了	10/13 0:00	10/13 6:00	10/13 6:00	—

## 7.2.2 CX 合成雨量を入力する大気層の設定

6.2 で示したように CX 合成雨量を入力値として地形性降雨算定計算を行う場合、大気のどの層を入力層とするかが重要である。本検証では、対象領域内の山間部の雨量計地点において、レーダー観測高度がどの層を通る場合が最も多いかで入力層を決定した。山間部の雨量計地点で判断する理由は、平野部などではそもそも地形性降雨の発生がなく、どの層で入力したとしても算定結果に影響がないためである。図 7.2 に CX 合成雨量の作成に用いられるレーダーの最低観測高度の分布を示す。レーダーサイトとの位置関係や距離、地形の影響で地域毎にレーダーの最低観測高度は異なっていることわかる。この情報をもとに解析対象の雨量計地点上空におけるレーダー最低観測高度を調べ、地上からの高度を確認した結果、平均的なレーダー最低観測高度は 2000m 層（高度 1000m～2000m の層）であったことから、CX 合成雨量を高度 2000m 層のレーダー観測降雨として用いることとした。

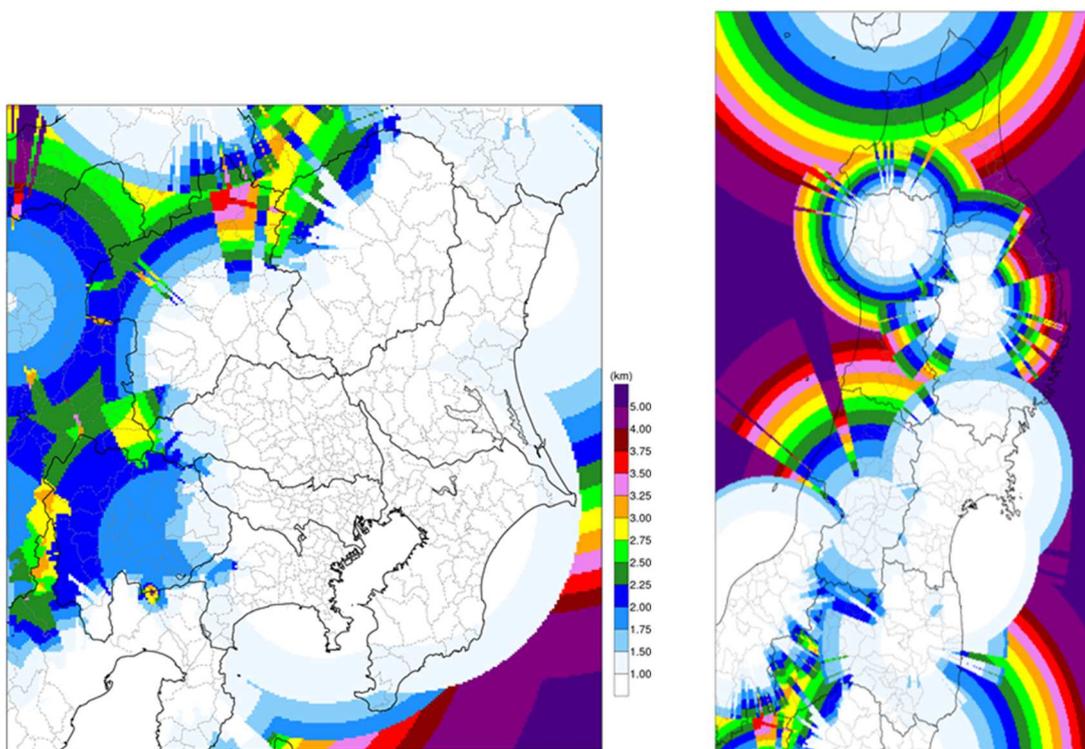


図 7.1 CX 合成雨量の作成に用いられるレーダーの最低観測高度の分布（一般財団法人日本気象協会様より提供）。

### 7.2.3 地表付近の実況雨量推定精度の検証

6章で提案した降雨予測手法では5分毎に地形性降雨算定手法を適用し、初期時刻時点の地形性降雨量を推定する。本章の広範囲にわたる解析対象領域でも地形性降雨算定手法による実況雨量の推定精度が高ければ、地形性降雨を考慮することの妥当性をより確かなものとすることができ、予測雨量の精度向上も期待できる。

#### (1) 24時間積算雨量分布の分析

まず24時間積算雨量の分布状況に着目する。図7.2に、関東全域におけるCX合成雨量と地形性降雨算定手法により推定される地表付近の24時間積算雨量の分布を示す。24時間積算雨量は、解析期間におけるCX合成雨量は1分毎、地形性降雨算定手法は5分毎の降雨強度から算出した。また、図7.2の平面図では鉄道雨量計地点をプロットで示し、鉄道雨量計の観測値の24時間積算雨量をプロット内の色で示す。図7.2の左側に示したCX合成雨量の分布について、破線の円で示した御嶽山・高尾山等の山間部では、鉄道雨量計の観測値と比較してCX合成雨量の24時間積算雨量は小さな値であることがわかる。一方、中央に示した地形性降雨算定手法による推定結果では、山間部の雨量が全体的に増加しており、雨量計の観測値に近づいている。図7.2の右側には、中央の図中のAA', BB'断面における各高度で発生する地形性降雨量 $R_o$ の鉛直分布を示しており、中央の図の破線の円と対応する箇所を同様に示している。この図から、レーダー入力層よりも下層で地形性降雨の発生が再現され、推定される地表付近の総降雨量 $R_T$ の増加に寄与していることがわかる。

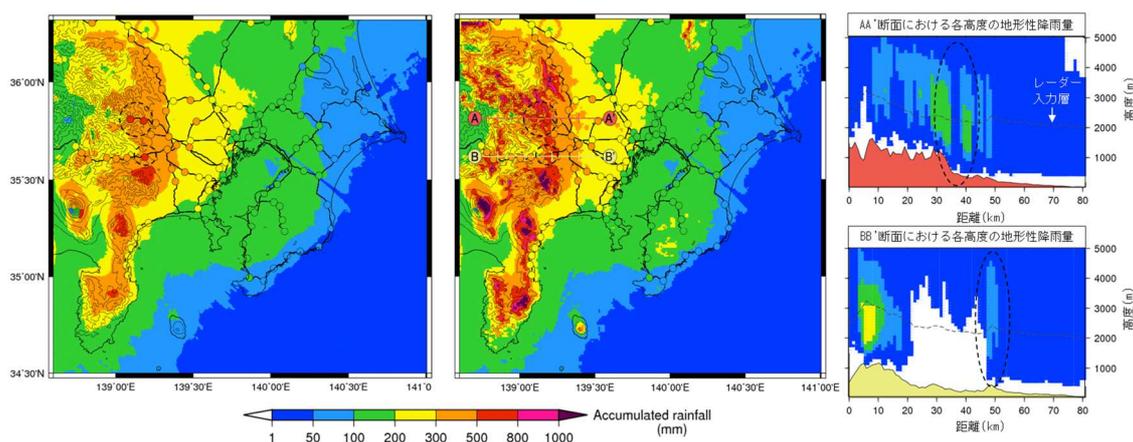


図 7.2 推定される地表付近の24時間積算雨量の分布図（関東全域）。左からCX合成雨量、地形性降雨算定手法による地表付近の24時間雨量分布、中央の図中のAA', BB'断面における各高度で推定される地形性降雨量の鉛直分布を示す。図中のプロットは鉄道雨量計地点を示し、プロット内の色は雨量計で観測された24時間雨量の大きさを表す。

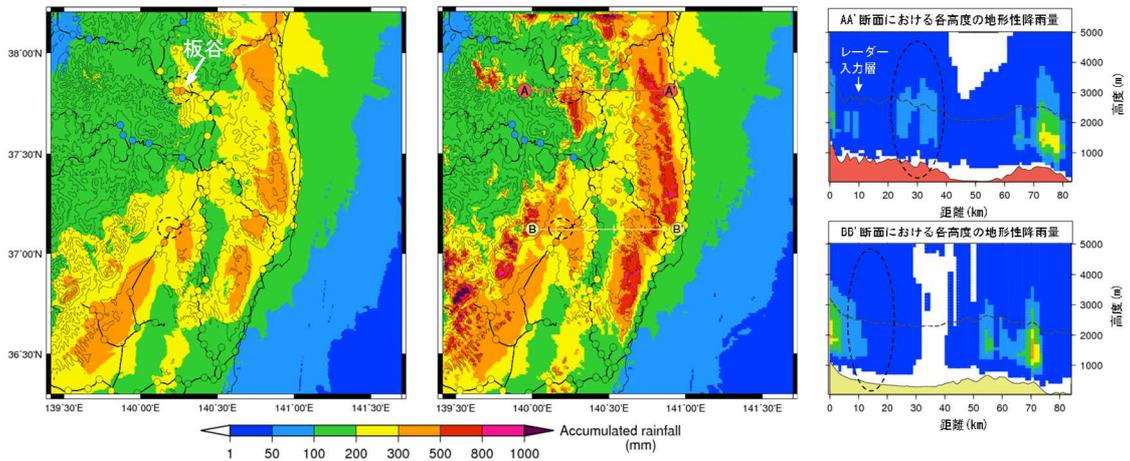


図 7.3 推定される地表付近の 24 時間積算雨量の分布図（東北南部）. 各図の詳細は図 7.2 に同じ.

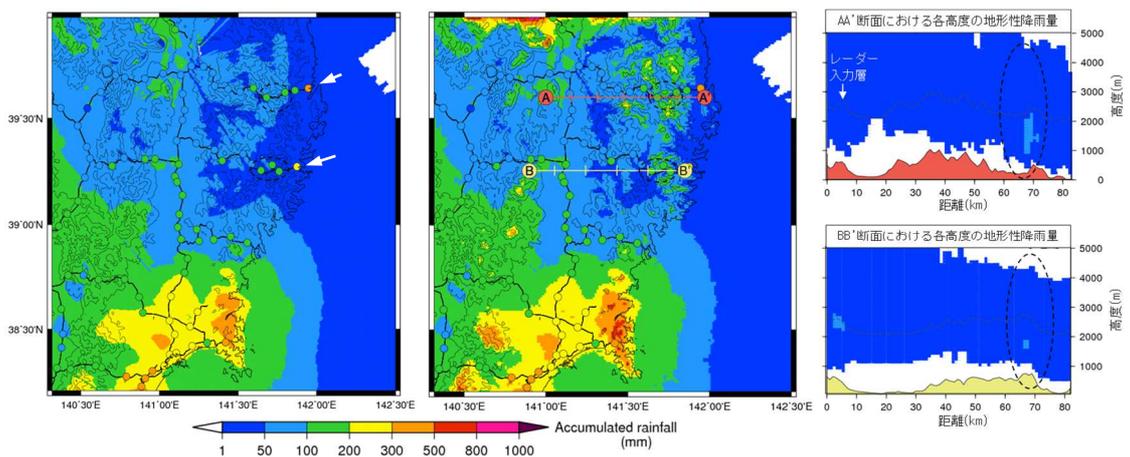


図 7.4 推定される地表付近の 24 時間積算雨量の分布図（東北東部）. 各図の詳細は図 7.2 に同じ.

図 7.3 に東北南部についての 24 時間積算雨量の推定結果を示す. 東北南部でも地形性降雨算定手法により山間部での降雨量の増加が確認できる. 破線の円で示した箇所に着目すると, CX 合成雨量は鉄雨量計の値と比較して小さな値となっている. 一方で, 地形性降雨算定手法では地上雨量計の観測値に近い推定分布となっている. 当該箇所について推定される地形性降雨量の鉛直分布を確認すると, 関東全域での推定結果と同様に, 山間部でレーダー入力層よりも下層での地形性降雨の発生が再現されている. この結果, 山間部での推定結果が CX 合成雨量よりも鉄道雨量計の観測値に近づいたと考えられる.

図 7.4 に東北北部についての 24 時間積算雨量の推定結果を示す. 東北東部では, 破線の

円で示した付近などで地形性降雨算定手法による精度向上効果が確認できるものの、全体的に CX 合成雨量と地形性降雨算定手法の推定結果の差が小さい。図 4.8 に示した台風中心の経路より、東北部通過時点で台風 19 号は陸上から離れた位置にある。これにより、関東全域・東北部通過時よりも陸上で風の強さと水蒸気の流入が弱まったことで地形性降雨が他の領域よりも発達しなかったと考えられる。なお、図 7.4 の左図に白矢印で示した 2 地点は、鉄道雨量計の観測値と CX 合成雨量の値に大きな差がある。これらの地点は、図 3.4 を見るとわかるように X バンド MP レーダーの定量観測範囲外であることの影響と考えられ、以降の雨量に関する検証ではこの 2 地点は検証対象から除外することとした。

## (2) 雨量計地点の標高と精度評価指標の関係の分析

地形性降雨算定手法による地上雨量の推定精度向上効果について精度評価指標を用いて詳細に分析した。精度評価指標には RMSE と回帰係数を用いた。対象 3 領域の 305 雨量計（全 307 雨量計から図 7.4 左図の白矢印の 2 地点を除外）について、5 分毎の時系列データから回帰係数と RMSE を算出し、その傾向を分析した。分析方法として、地形性降雨が発生しやすい山間部での精度向上効果を確認するため、各地点の標高と RMSE および回帰係数の関係に着目した。

まず鉄道雨量計地点毎の分析の例として、東北南部の山間部の鉄道雨量計である奥羽本線板谷雨量計の推定結果を示す。板谷雨量計の位置は図 7.2 左図に白矢印で示しており、標高は 550m である。図 7.5 に板谷雨量計地点における鉄道雨量計の観測値、CX 合成雨量、地形性降雨算定手法による 5 分毎の前 1 時間雨量の推移および散布図による比較結果を示す。前 1 時間雨量の推移を見ると、地形性降雨算定手法による推定雨量は CX 合成雨量よりも全体的に大きな値を示し、その結果鉄道雨量計の観測値に近い値となっている。鉄道雨量計と比較したときの平均的な大きさを示す回帰係数は、CX 合成雨量が 0.77 であるのに対し、地形性降雨算定手法は 0.93 となり 1 に近づく。また、RMSE も後者のほうが小さくなっており、地形性降雨算定手法による精度向上効果が定量的な指標からも確認できる。

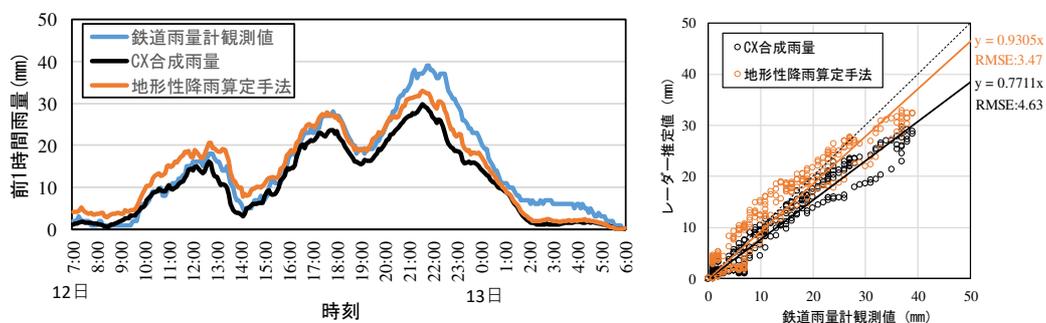


図 7.5 板谷雨量計地点における観測値と CX 合成雨量、地形性降雨算定手法による地上雨量推定の 1 時間雨量の比較（左図：時系列データの比較，右図：散布図による比較）。

図 7.6 に、各鉄道雨量計について、板谷雨量計と同様に雨量計観測値と CX 合成雨量および地形性降雨算定手法による推定値の 1 時間雨量を比較したときの、RMSE・回帰係数を標高毎にプロットした結果を示す。図 7.6 中には参考として板谷雨量計のプロットを破線の円で示しており、右上の表には標高 300m を境界とした各指標の地点平均値を記載した。上段の RMSE の結果について、標高 300m 以上に着目すると多くの地点で CX 合成雨量よりも地形性降雨算定手法のほうが小さな RMSE を示す。平均値から、地形性降雨算定手法による RMSE の減少幅は、300m 以上の地点のほうが 300m 未満の地点よりも全体的に大きい。なお、東北東部の地点は CX 合成雨量、地形性降雨算定手法とも RMSE が小さくなっていく地点が多くあるが、これは東北東部の山間部では前述したように地形性降雨が他の領域よりも発達せず、全体的に降雨量が小さかったためと考えられる。下段の回帰係数の結果についても標高 300m 以上の地点に着目すると、全体的に 1 より小さく過少傾向である CX 合成雨量が、地形性降雨算定により 1 に近づくことがわかる。平均値についても、標高 300m 以上の地点では、地形性降雨算定手法のほうが CX 合成雨量よりも約 1 割大きな値を示し、標高 300m 未満の地点の回帰係数と近い値となっている。

(1) (2) の分析結果から、地形性降雨算定手法を用いることで CX 合成雨量よりも高い精度で山間部の地上雨量を推定できることが広範囲の多数の雨量計で確認でき、本手法の汎用性の高さを確認することができた。

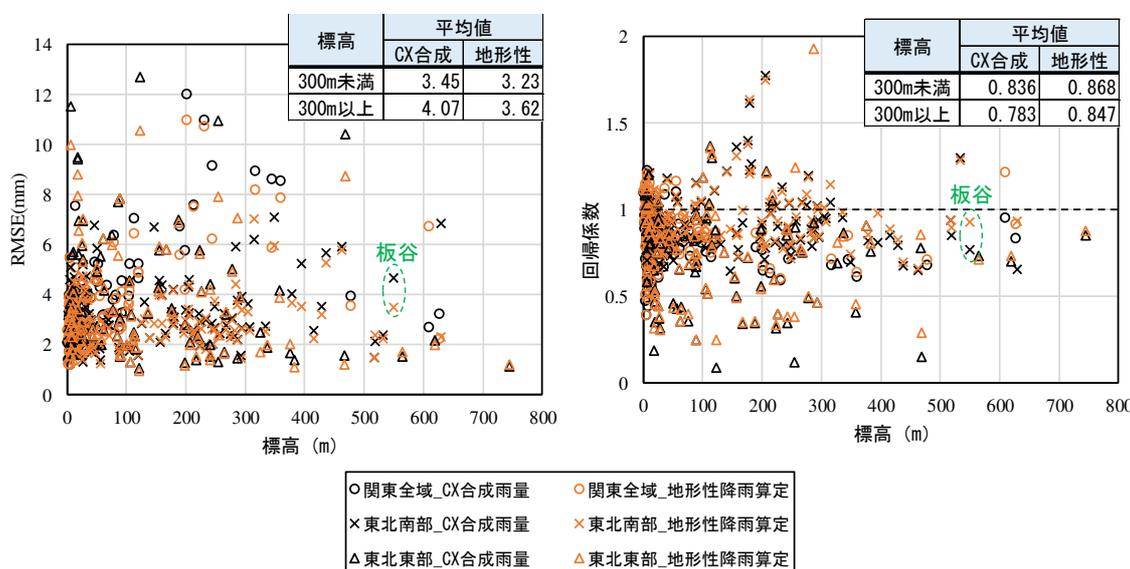


図 7.6 対象 3 領域の鉄道雨量計の標高と観測値と比較した RMSE および回帰係数の関係 (左図 : RMSE の結果, 右図 : 回帰係数の結果)。

## 7.2.4 地表付近の雨量予測精度の検証

ここでは、地表付近の雨量予測精度の検証を行う。図 7.7 に東北東部における初期時刻 16 時 55 分の 20 分先の移流モデルのみの場合と地形性降雨を考慮した場合の予測状況を示す。図 7.7 には実況降雨分布として初期時刻時点と 20 分後の 17 時 15 分における CX 合成雨量も示している。なお、降雨分布はいずれも各時点における降雨強度を示す。図中にプロットした板谷雨量計地点に着目すると、実況降雨分布では初期時刻時点に存在する雨域が停滞・発達し、付近の降雨量が増加している。しかしながら移流モデルのみの予測では、板谷雨量計付近の雨域が西へ移動し、20 分後の実況降雨分布と比較して過少な予測となっている。一方で、地形性降雨を考慮した予測では、雨域の形状は若干異なるものの、板谷雨量計付近で停滞・発達する雨域を再現できていることがわかる。

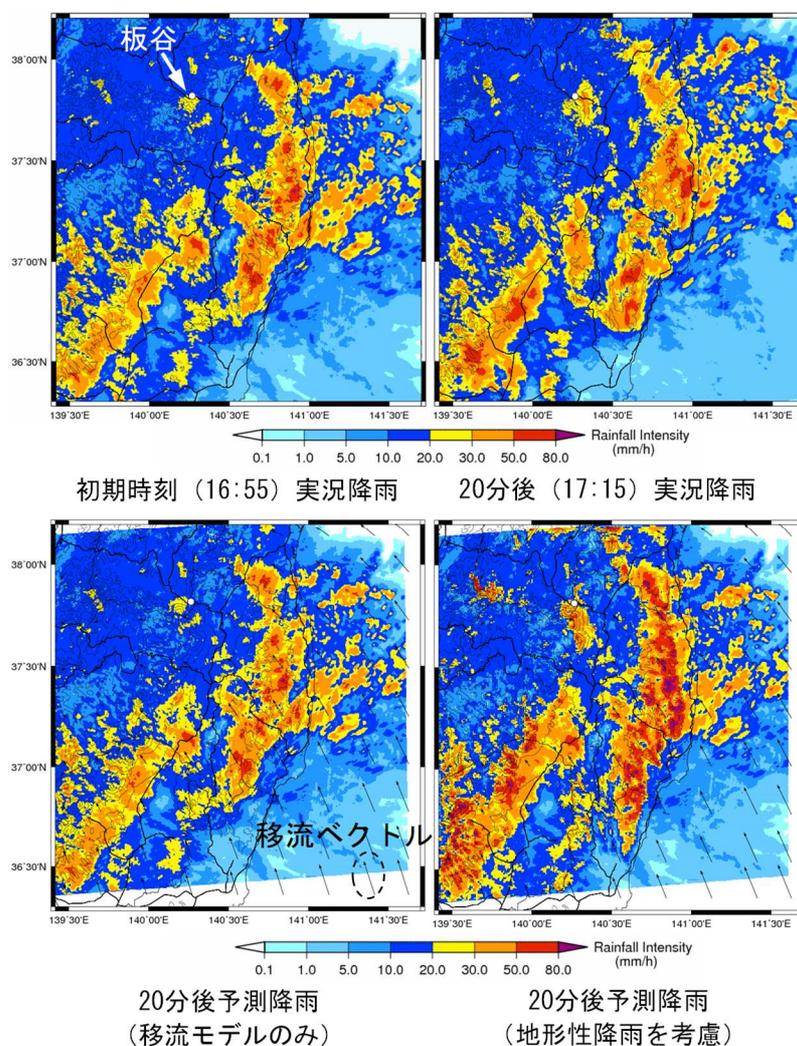


図 7.7 東北東部における初期時刻 16:55 の降雨予測結果.

図 7.8 に、板谷雨量計地点における観測値と 20 分先予測値の 20 分間雨量の推移および散布図による比較結果を示す。20 分間雨量は、予測値については 20 分先までの 5 分刻みの降雨強度から、観測値については同時間帯の 1 分毎の雨量値から算出した。また、初期時刻は観測値・予測値とも 1 分毎の値の推移を示している。20 分間雨量の推移を見ると、移流モデルのみの予測値は鉄道雨量計観測値よりも小さな値となっている時間帯が多くあるのに対し、地形性降雨を考慮した予測値は、ばらつきはあるものの鉄道雨量計に近い値を示す傾向にある。散布図に着目すると、回帰係数より、移流モデルのみの場合の過少予測傾向が、地形性降雨を考慮することで改善していることがわかる。一方で、RMSE は両予測手法でほぼ同じ値となっており、地形性降雨を考慮した予測では、予測結果のばらつきが大きくなっていることが一因と考えられる。

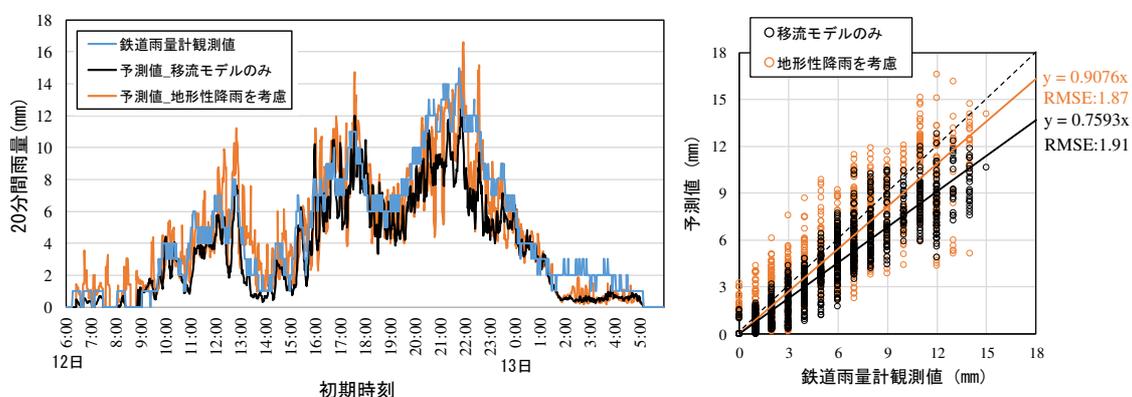


図 7.8 板谷雨量計地点における観測値と 20 分先予測値の 20 分間雨量の比較（左図：時系列データの比較，右図：散布図による比較）。

次に、板谷雨量計と同様の検証を行ったときの各雨量計地点の RMSE、回帰係数の値と雨量計地点の標高の関係を分析した。結果を図 7.9 に示す。上段の RMSE の結果を見ると、平均的には移流モデルのみの予測，地形性降雨を考慮した予測とも標高に関係なくほぼ同じ値を示している。回帰係数についても両者の差異は小さいが、傾向としては地形性降雨を考慮した予測手法のほうが 1 に近い値を示す。7.2.3 で検証した実況雨量の結果と比較すると地形性降雨算定手法の導入による精度向上効果が明瞭ではないが、これは予測雨量については雨域の移動方向を決定する移流ベクトルの推定精度が大きく影響するためと考えられる。しかしながら、図 7.9 を見ると地形性降雨の考慮により RMSE が減少する地点や回帰係数が向上して 1 に近づく地点も散見される。また、図 7.8 の板谷雨量計の検証結果のように時間帯によって予測精度にばらつきがあっても、運転規制が発令するような強雨のときの予測精度が高ければ、発令時刻の予測精度向上が期待できる。

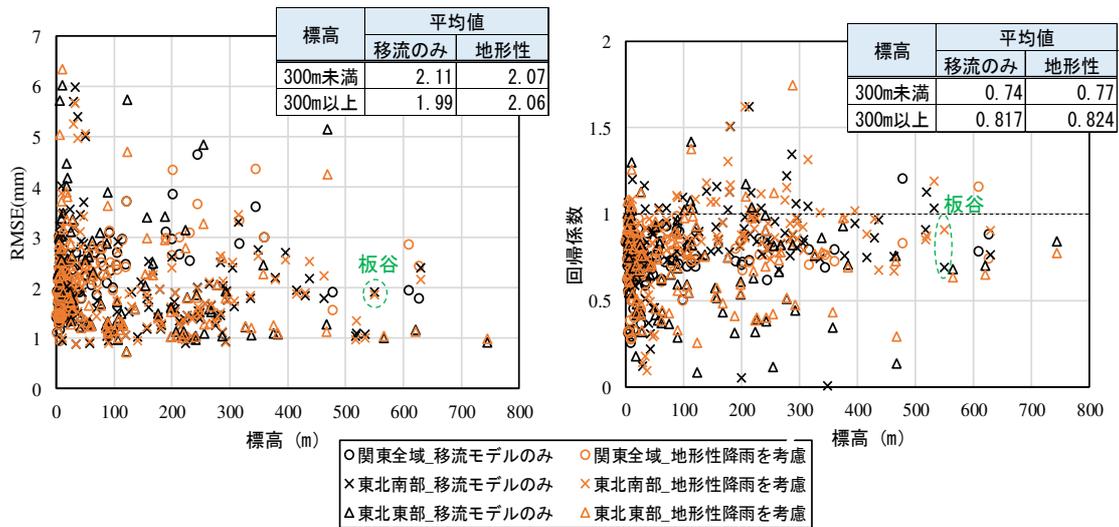


図 7.9 対象 3 領域の鉄道雨量計の標高と観測値と比較した RMSE および回帰係数の関係 (左図 : RMSE の結果, 右図 : 回帰係数の結果).

## 7.2.5 列車運転規制の発令予測精度の検証

地形性降雨を考慮した降雨予測手法による列車運転規制の発令予測精度の検証を行った。検証は 3.4.4(1) で述べたものと同じ手法を用いた。すなわち、①実効雨量の予測値の算出、②予測値・実測値による運転規制値超過時刻の確認、③捕捉率・適中率を指標として安全性・安定性を評価、という手順で行った。

図 7.10 に 10 分先、20 分先予測値について、各地点の雨量計観測値の規制値超過時刻（実規制時刻）と予測値の規制値超過時刻（予測規制時刻）の時刻差を集計した結果を示す。頻度分布は全領域を合算した結果を示しており、図中の破線の枠は規制時刻差が -15 分から +5 分の範囲内となる、予測が適中したとみなす地点を示す。また、表 7.2 には 3 領域の全地点で評価した場合の捕捉率と適中率を示す。

10 分先予測の結果について、図 7.10 を見ると移流モデルのみの場合と地形性降雨を考慮した場合の差は小さく、表 7.2 の捕捉率と適中率についても、両者はほぼ同じ値を示している。この理由として、10 分先という非常に短いリードタイムの予測では、地形性降雨を考慮することによる予測結果の違いが表れにくかった可能性が考えられる。なお、適中率は両予測手法とも非常に高い値を示すが、これは図 7.10 の分布が示すように実規制時刻以降に規制発令となる、すなわち過少予測傾向である地点が半数以上あり、空振りが少なかったためと考えられる。一方、図 7.10 の 20 分先予測の結果を見ると、地形性降雨を考慮した予測のほうが移流モデルのみの予測よりも各領域で予測規制時刻が早めとなる地点が増加し

ている。その結果、予測が適中した地点数も地形性降雨を考慮した場合のほうが移流モデルのみの場合よりも多くなっている。表 7.2 の 20 分先予測値の捕捉率は、地形性降雨を考慮した場合のほうが 6% 高い値を示している。適中率は両手法ともほぼ同じ値であることから、空振りの頻度は同等としつつ、捕捉率が向上しており地形性降雨を考慮することの有効性が確認できる。

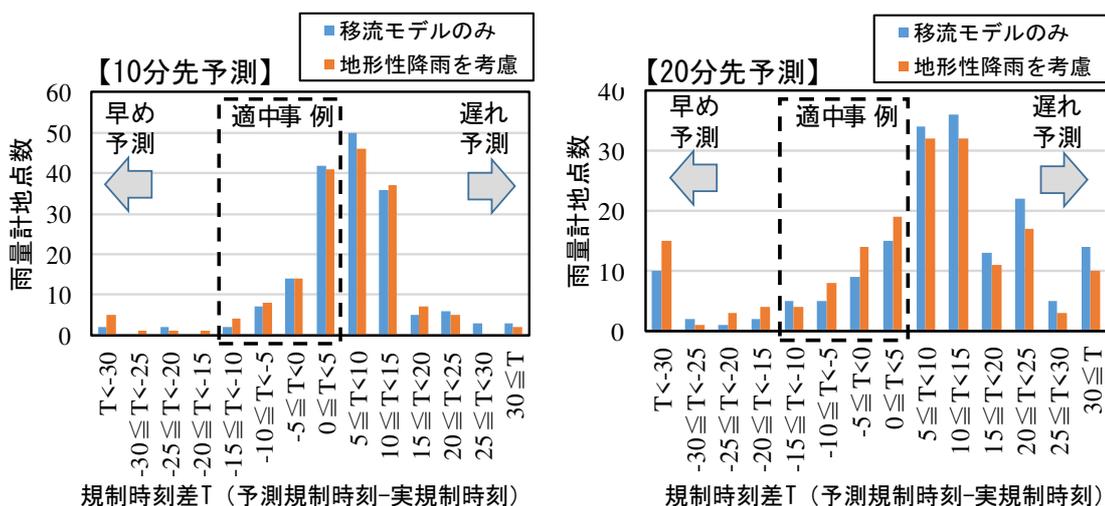


図 7.10 対象 3 領域の全雨量計の実規制時刻と予測規制時刻の差の頻度分布図（左図：10 分先予測の結果、右図：20 分先予測の結果）。

表 7.2 運転規制の発令予測精度評価結果（3 領域の全雨量計地点を対象）

評価指標	10分先予測値		20分先予測値	
	移流モデルのみ	地形性降雨を考慮	移流モデルのみ	地形性降雨を考慮
捕捉率	37% (65/177)	38% (67/177)	19% (34/177)	25% (45/177)
適中率	89% (65/73)	86% (67/78)	62% (34/55)	61% (45/74)

※()内は分母・分子の事例数を示す

表 3.4 捕捉率と適中率の定義（再掲）

評価指標	定義
捕捉率	予測が適中した事例数 / 実測値が基準値を超過した事例数
適中率	予測が適中した事例数 / 予測値が基準値を超過した事例数

ここで、地形性降雨を考慮することの有効性について個別の雨量計地点の予測結果からも確認する。図 7.11 には、関東の山間部にある青梅線御嶽雨量計（標高 244m）の実規制時刻付近の 20 分先の予測状況を示す。図 7.11 には御嶽雨量計の観測値から算出した実況実効雨量と各時刻において 20 分前を初期時刻とする予測実効雨量の推移を示している。移流モデルのみの予測値は全体的に実況値と比較して過少であり、予測規制時刻は実規制時刻の 20 分後となっている。これに対し地形性降雨を考慮した予測では過少傾向が解消されており、ばらつきはあるものの実況値に近い値を示す時刻も散見される。この結果、予測規制時刻は実規制時刻の 5 分前となり予測が適中した。言い換えると、図 7.11 に矢印で示すように、実規制時刻の 20 分以上前から規制発令の可能性を把握できていた。図 7.12 に、地形性降雨を考慮した予測で初めて基準値を超過した初期時刻 6 時 37 分における降雨分布の予測状況を示す。実況降雨分布は CX 合成雨量の分布を示し、初期時刻と予測先時間である 20 分先の降雨分布を示す。プロットで示した御嶽雨量計地点付近に着目すると、移流モデルのみの予測でも雨域の分布状況は実況と近い分布を予測結果であるが、図 7.11 で示したように雨量計の観測値と比較すると過少な予測値であった。これはレーダーの観測高度よりも下の層で発達する地形性降雨量の影響と考えられる。一方、地形性降雨を考慮した予測では、移流した雨域の分布の傾向は移流モデルのみの場合とほぼ同じであるが、山間部の降雨量が強化されており、その結果実況値に近づいたと考えられる。

以上の結果から、地形性降雨を考慮した予測によって運転規制の発令予測精度が向上することが確認できた。

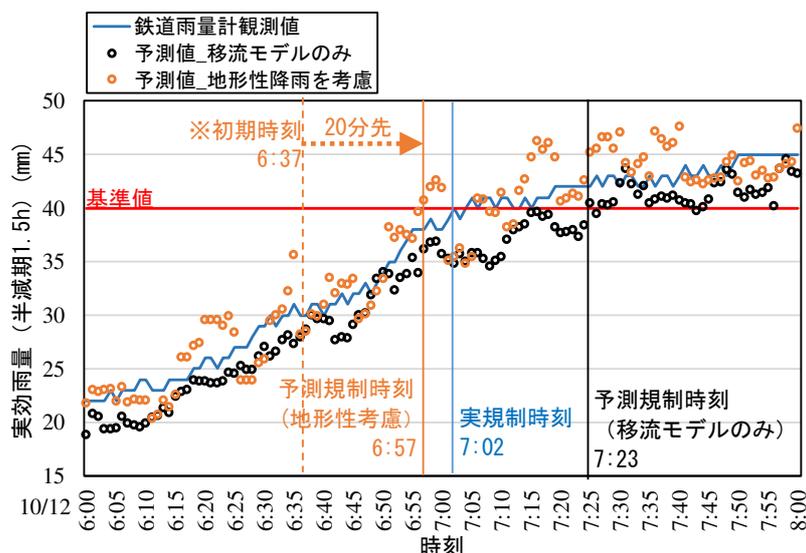


図 7.11 御嶽雨量計における実規制時刻付近の実況値と 20 分先予測の推移。

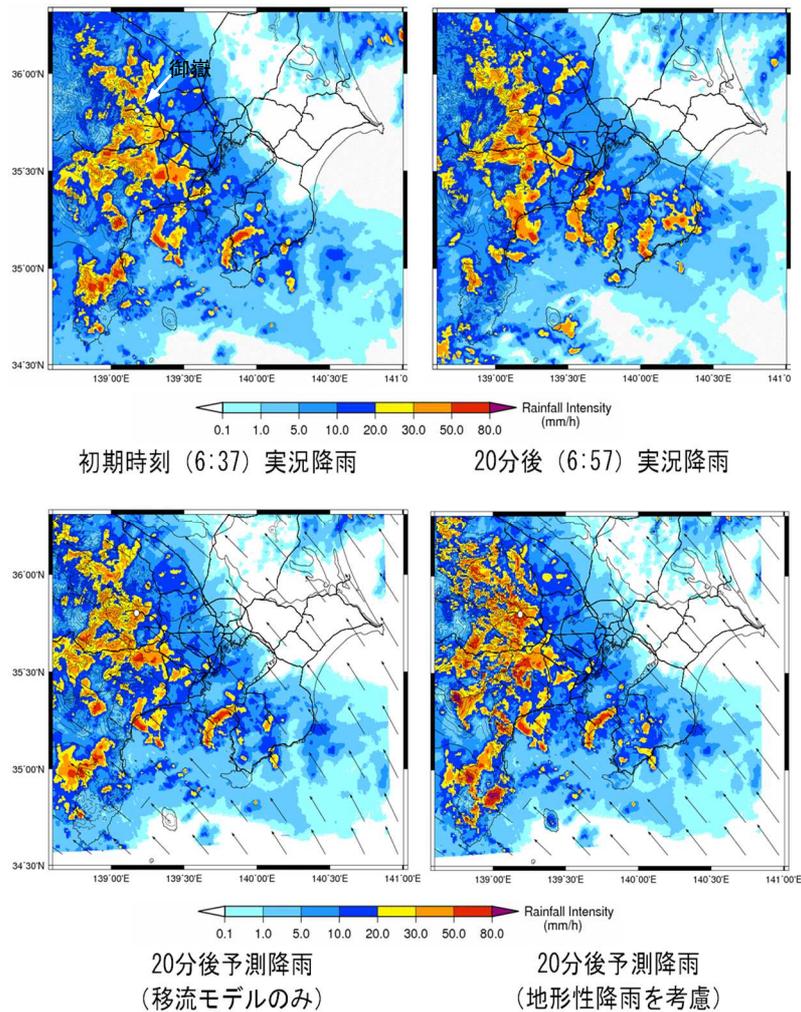


図 7.12 対象3領域の全雨量計の実規制時刻と予測規制時刻の差の頻度分布図（左図：10分先予測の結果，右図：20分先予測の結果）。

## 7.2.6 予測値の補正方法の検討

前項の結果から，地形性降雨を考慮した予測によって運転規制の発令予測精度が向上することが確認できた。しかしながら，表 7.2 に示したように，その精度は 10 分先予測で捕捉率 38%，20 分先予測で捕捉率 25%と低く，列車運行の判断に用いることは難しい。そこで，雨量計の観測値を用いた予測値の補正方法の導入について検討した。

## (1) エラーアンサンブル補正の導入

3章で用いた中北ら<sup>[1]</sup>のエラーアンサンブル補正(図3.7)の導入を検討する。この手法は、短時間降雨予測の予測誤差を予測開始時刻まで細かい時間間隔で算出し、誤差の統計的性質を求め、最新の予測値に補正量として反映するものである。これにより、予測モデルで考慮していない発生機構による降雨に起因する誤差や、気象レーダーから遠方でレーダー雨量の推定精度が低いことによる誤差など、時間的・空間的に共通する系統的誤差を現時刻の予測値に反映することができる。本研究で用いた初期時刻1分間隔の予測手法では、予測開始時刻の直前の数十分間で多数の予測誤差を集計でき、系統的誤差を導くのに適していると言える。

エラーアンサンブル補正を導入するにあたり、補正に用いる直近のデータ期間 $t$ について検討した。 $t$ が長いほど系統的誤差の推定に用いられるデータ数が多くなり統計的に確からしい補正となる一方、初期時刻に近い時刻の誤差の傾向が反映され難くなると考えられる。そこで、全307雨量計を対象に、20分先予測実効雨量について $t=10$ から $t=60$ まで10分刻みに変化したエラーアンサンブル補正を行い、各ケースのRMSEから補正の効果を検証した。移流モデルのみの予測値と地形性降雨を考慮した予測値それぞれについて運転規制に用いる3種類の実効雨量のRMSEを検証した結果を図7.13に示す。RMSEは307地点それぞれについて実況値と比較したRMSEを算出し、それらの平均値を記載している。どのケースも補正前と比較してRMSEが7割程度に減少している。 $t$ の値による変化に着目すると、移流モデルのみの予測、地形性降雨を考慮した予測とも $t$ が短いほどRMSEが小さくなっている。本研究で対象とするごく短時間先の予測値を補正する場合は、なるべく直近の予測誤差を考慮することで補正による精度向上効果が高まると考えられる。以上から、本研究では $t=10$ としてエラーアンサンブル補正を行った。

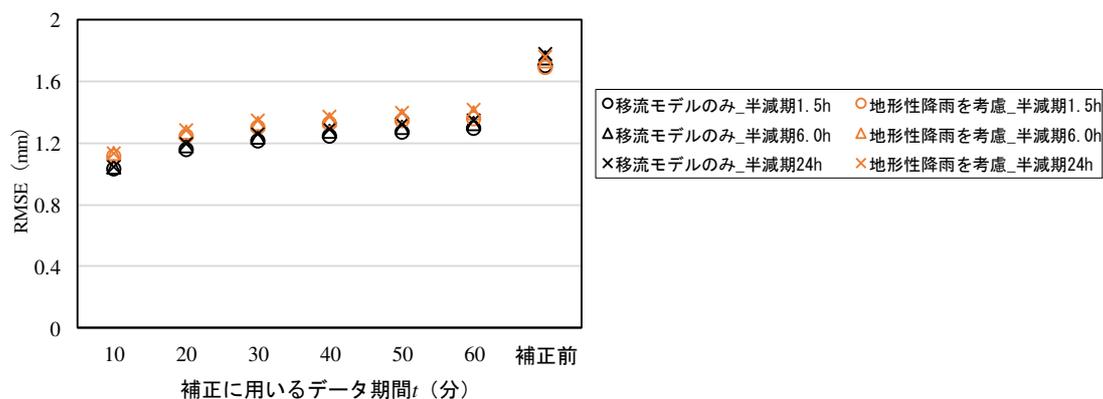


図 7.13 補正に用いるデータ期間 $t$ を変えてエラーアンサンブル補正を行ったときのRMSEの変化(20分先予測実効雨量の結果)。

## (2) 補正した予測値による運転規制発令予測精度の検証

エラーアンサンブル補正後の予測値による列車運転規制の発令時刻予測精度を前項と同じ手法で検証した。図 7.14 に、補正した 10 分先、20 分先予測値で発令予測を行った場合の対象雨量計地点における規制時刻差の頻度分布を示す。図 7.14 には比較のため補正前の結果も斜線の棒グラフで記載した。図 7.14 より、補正前と比較して予測が適中となる地点が大幅に増加しており、補正による精度向上効果の大きさが確認できる。一方で、移流モデルのみの予測と地形性降雨を考慮した予測は概ね同じ分布を示す。表 7.3 に補正後の予測値による捕捉率と適中率の結果を示す。表 7.3 の補正前の予測値による結果と比較すると、10 分先、20 分先予測値とも捕捉率が大幅に向上している。適中率は補正前と同等の高い値を示しており、空振りを防ぎながら高い精度で運転規制の発令を予測できている。捕捉率は、10 分先、20 分先予測値とも両予測手法で近い値となっているが、地形性降雨を考慮した予測のほうがわずかに高い値を示す。以上の結果から、エラーアンサンブル補正を用いることで両予測手法とも運転規制の発令予測精度が大きく向上することがわかった。

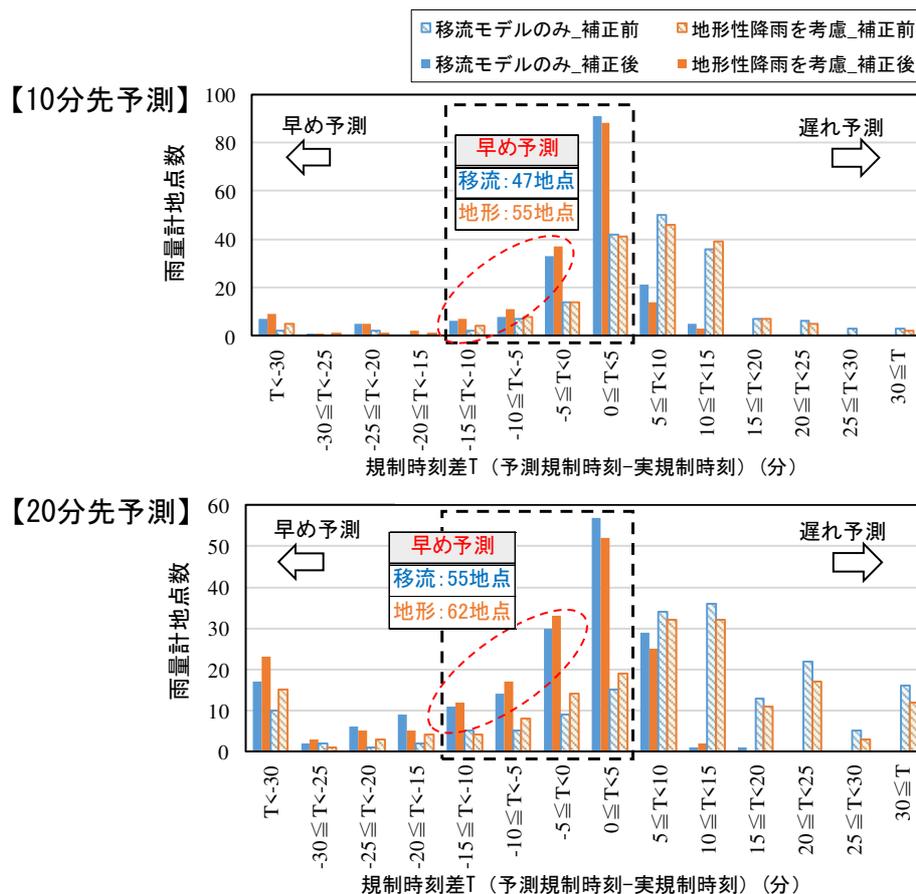


図 7.14 対象雨量計地点における補正前後の規制時刻差の頻度分布（図中の破線の枠は適中事例の範囲を示す）。

表 7.3 補正後の予測値による運転規制の発令予測精度評価結果（3 領域の全雨量計地点を対象）

評価指標	10分先予測値		20分先予測値	
	移流モデルのみ	地形性降雨を考慮	移流モデルのみ	地形性降雨を考慮
捕捉率	78% (138/177)	81% (143/177)	63% (112/177)	64% (114/177)
適中率	88% (138/156)	87% (143/165)	62% (112/152)	61% (114/157)

※()内は分母・分子の事例数を示す

ここで、図 7.14 中に赤い破線の円および表で示した、適中事例の中で早め予測となる地点数に着目すると、10 分先、20 分先予測とも地形性降雨を考慮した予測のほうが、地点数が多いことがわかる。この要因について考察するため、図 7.15 に御嶽雨量計の補正前後の移流モデルのみの 20 分先予測結果を示す。この事例では、移流モデルの予測規制時刻は補正前後とも実規制時刻より 10 分以上遅れた時刻となり、見逃しとなっている。これは、エラーアンサンブルによる補正が不十分なためと考えられる。この原因を確認するため、図 7.15 には実規制時刻 7:01 の 20 分前付近の、6:30、6:35、6:40 の実況降雨分布（CX 合成雨量）を示す。降雨分布図の中央付近に白い円で示した御嶽雨量計周辺の降雨分布を見ると、20mm/h 未満の弱い雨域が通過していることがわかる。レーダーで捉えられている上層の雨域が弱いことからこの時間帯は下層の地形性降雨の発達もなく、地形性降雨を考慮していないことによる誤差がほとんどなかったと考えられる。実際に 6:30~6:40 は予測値と実測値が近い値で推移している。このため、補正量が小さく、実規制時刻である 7:02 付近の予測値も過少な値になったと考えられる。御嶽雨量計付近では、この直後に強い雨域が通過し、雨量計の観測値も基準値に達した。これに対して、地形性降雨を考慮した 20 分先予測では、図 7.11 に示したように予測規制時刻が 6:57 であり予測が適中していた。地形性降雨を考慮した予測では、予測の初期時刻付近で生じる地形性降雨量をモデルで再現できるため、基準値の超過を予測することができたと考えられる。

この事例の解析結果から、次のように考えることができる。移流モデルのみの予測でも直前の時点で地形性降雨が発達しており、これによる予測誤差が生じている場合は現時刻の予測にこれを反映することができる。一方、初期時刻付近で地形性降雨が発達し始めるような場合はこれによる誤差を補正することができず過少な予測値となる。地形性降雨を考慮した予測では、後者の場合も雨量計観測値に近い値を予測することができるため過少予測を防ぐことができる。前述の早め予測の傾向は、この違いが表れた結果である可能性が考えられる。

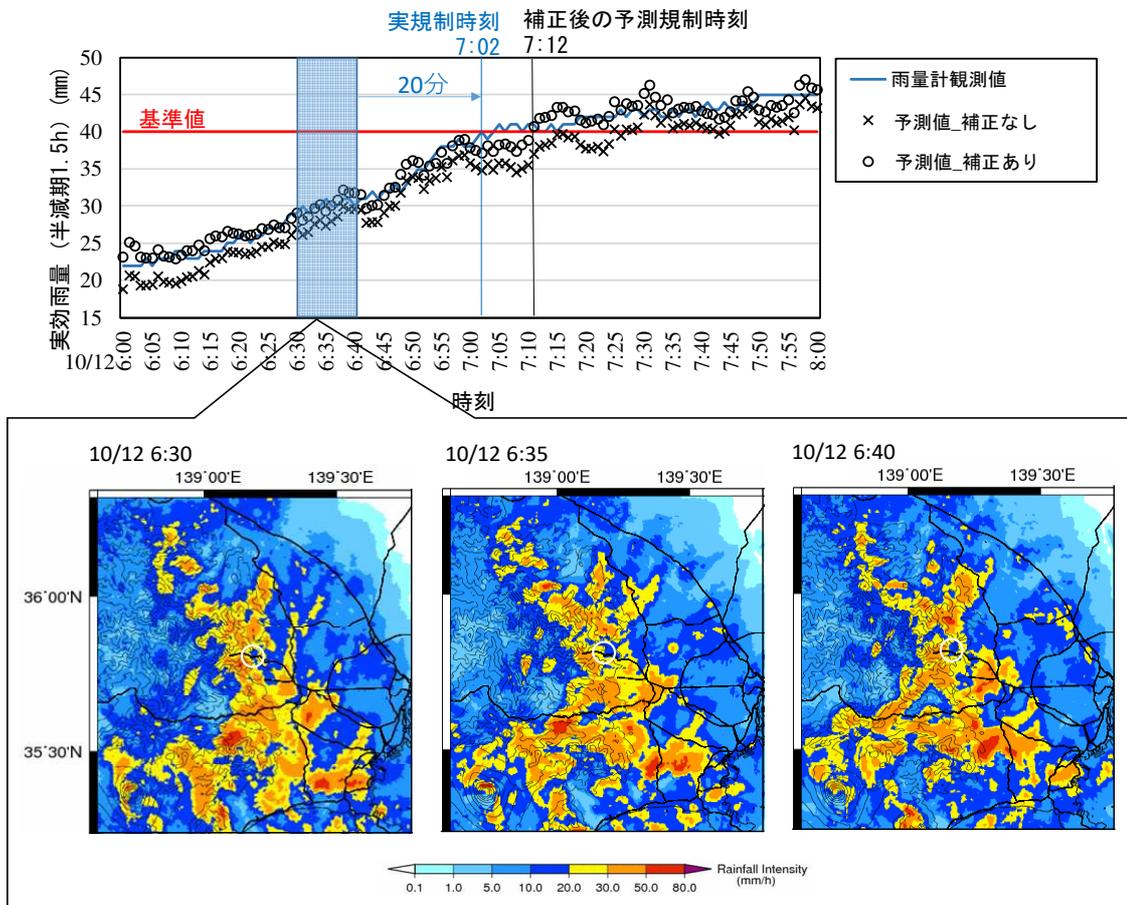


図 7.15 御嶽雨量計における実規制時刻付近の実況値と移流モデルのみによる補正前後の20分先予測値の推移および実規制時刻の20分前における実況降雨分布図（降雨分布図中央付近の白い円が御嶽雨量計周辺を示す）。

両予測手法とも補正を施したとしても多少の誤差が生じるのは止むを得ない中で、予測雨量により駅間停車を防止する場合、早め予測のほうが余裕をもって手前の駅で停車させることができ、確実な安全の確保という観点から優位性があると言える。よって、地形性降雨を考慮した予測値にエラーアンサンブル補正を施す予測手法が、駅間停車防止のために実運用に用いる予測手法として適していると考えられる。

## 7.2.7 駅間停車が発生した雨量計地点の予測状況

地形性降雨を考慮した予測値にエラーアンサンブル補正を施す予測手法について、2.4で紹介した台風19号通過時に高尾・相模湖間で駅間停車が発生した相模湖雨量計地点の予測状況を確認する。図7.15に20分先予測について、相模湖雨量計における実規制時刻付近の実況値と地形性降雨を考慮した予測値、および比較のため移流モデルのみによる予測値の推移を示す。予測値はいずれもエラーアンサンブル補正を施した値を示している。図7.15より、移流モデルのみの場合は実規制時刻よりも9分遅れた予測規制時刻で見逃しとなっているのに対し、地形性降雨を考慮した場合は実規制時刻より14分早い予測規制時刻であり予測が適中していた。地形性降雨を考慮した予測の初期時刻である6:41の時点、すなわち駅間停車となった実規制時刻7:15の34分前の時点で駅間停車の可能性を把握できていたことになり、手前の駅で事前に停車するために十分なリードタイムが確保できていることがわかる。

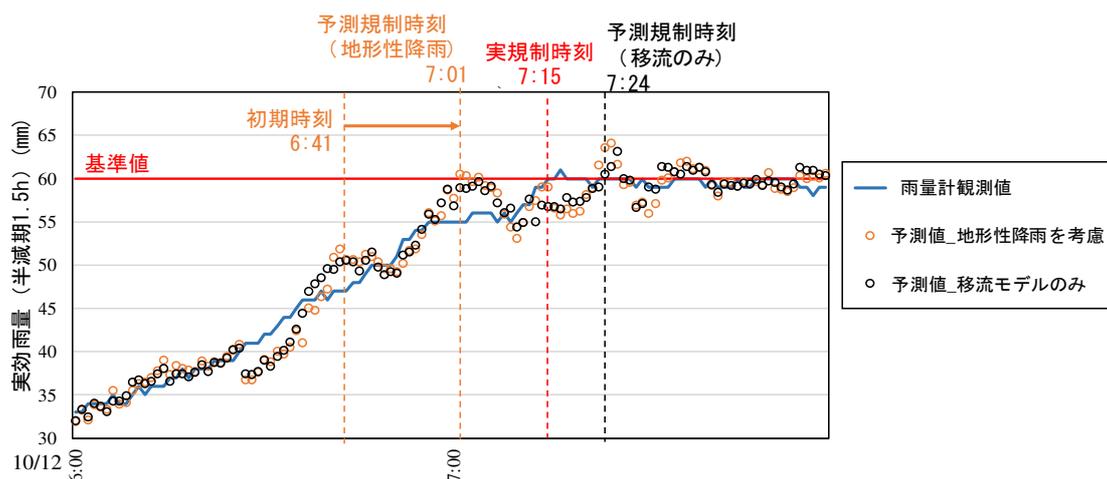


図 7.15 相模湖雨量計における実規制時刻付近の実況値と地形性降雨を考慮した20分先予測値および移流モデルのみによる20分先予測値の推移（予測値はいずれもエラーアンサンブル補正後の値）。

## 7.3 その他の降雨事例での運転規制発令予測精度の検証

2019 年台風 19 号通過時における東日本エリアの広範囲の多数の鉄道雨量計を対象とした検証から、列車運転規制における駅間停車を防止するための予測手法として、地形性降雨を考慮した予測値にエラーアンサンブル補正を施す予測手法が適していることがわかった。本項ではこの手法を他の降雨事例にも適用して、これまでと同様の手法で運転規制発令予測精度を検証しその汎用性の高さを確認する。

### 7.3.1 2019 年台風 15 号

#### (1) 降雨事例の詳細

2019 年 9 月 8 日から 9 日にかけて、台風 15 号の影響により千葉県を中心した関東の広い範囲で猛烈な風が吹き、非常に激しい雨が降った<sup>[2]</sup>。図 7.16 に台風中心の経路と房総半島通過時の 9 日 9 時の天気図と気象衛星赤外面像を示す。台風は 9 日 5 時前に千葉市付近に上陸後、千葉県から茨城県を北東に進み、関東の東の海上に進んだ。この台風は雲域が小さかったため、台風本体の接近時に風や雨が急激に強まる特徴があった。9 月 8 日 10 時から 9 日 24 時までの総降水量は坂畑で 237.5 ミリ、牛久で 221.5 ミリ、大多喜で 212.0 ミリ、鋸南で 211.0 ミリを観測した。また、最大瞬間風速は千葉で 57.5 メートル、木更津で 49.0 メートル、館山で 48.8 メートルを観測し、千葉、木更津、館山で通年の極値を更新した。強風による人的被害や建物等の被害、鉄道の運休や航空機・船舶の欠航、特に広域の停電などによる交通障害やライフラインへの影響があったほか、大雨による鉄道盛土の崩壊<sup>[3]</sup>など鉄道の土木構造物にも被害が出た。

図 7.16 に台風 9 号通過時に関東地域で運転規制基準値を超過して規制が発令した雨量計地点を示す。規制が発令した雨量計は全部で 51 地点あり、房総半島や神奈川県沿岸部に多くあるほか、一部奥多摩や箱根などの山間部の裾野にあたる箇所でも規制が発令した。

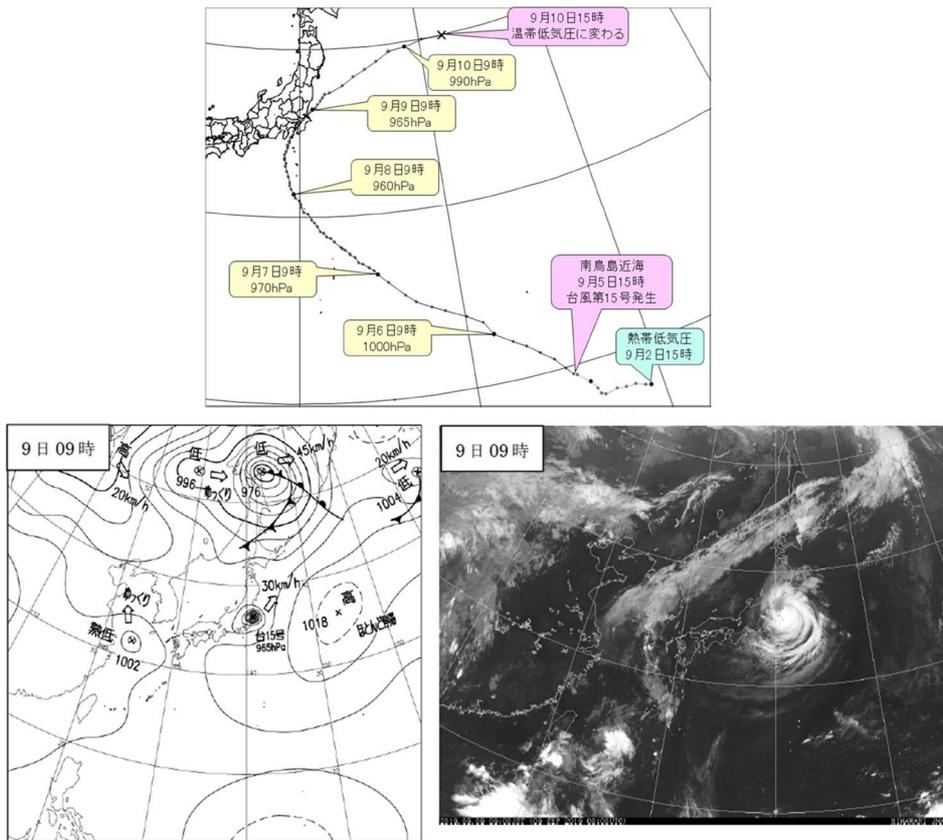


図 7.16 台風中心の経路と房総半島通過時の9日9時の天気図と気象衛星赤外面像<sup>[2]</sup>.

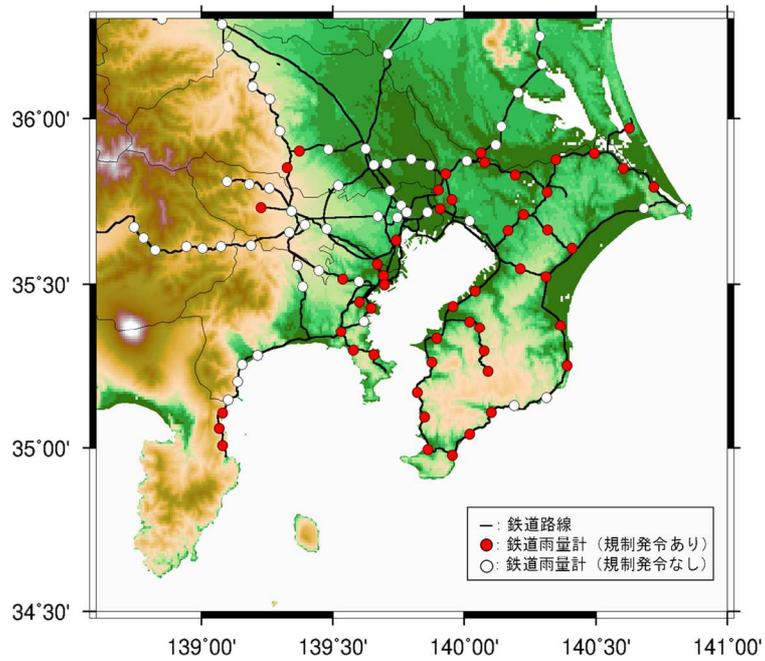


図 7.17 台風9号通過時に基準値を超過した鉄道雨量計地点.

## (2) 列車運転規制の発令予測精度の検証

地形性降雨を考慮した予測値による列車運転規制の発令予測精度の検証した。まず、予測結果を確認する前段として地形性降雨算定手法による地上雨量の推定状況を確認した。図 7.18 に台風 15 号が関東全域を通過した時間帯を含む 9 月 8 日 18:00 から 9 月 9 日 12:00 の積算雨量の各分布を示す。地形性降雨算定手法では奥多摩や伊豆半島の山間部の降雨が強化されているほか、房総半島内陸部の比較的高度の低い山間部の起伏も反映して降雨量が増加していることがわかる。

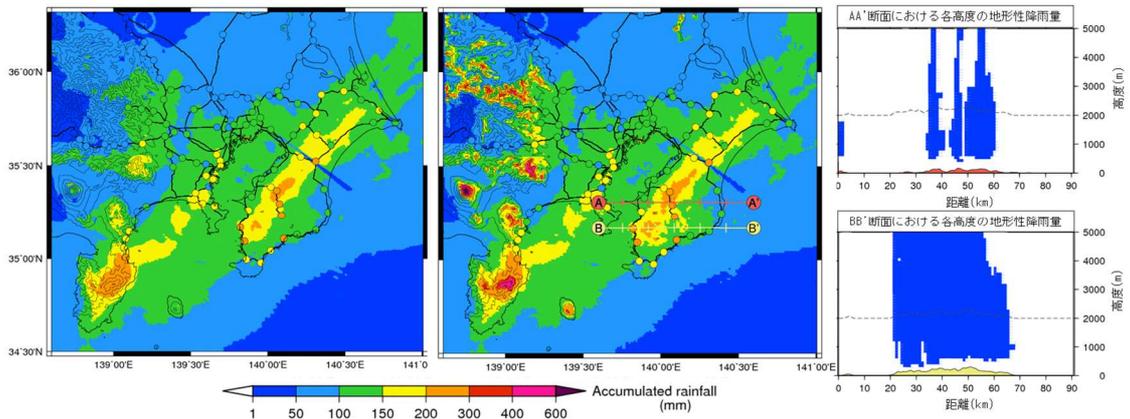


図 7.18 9 月 8 日 18:00 から 9 日 12:00 までの推定される地表付近の積算雨量の分布図。左から CX 合成雨量，地形性降雨算定手法による地表付近の積算雨量分布，中央の図中の AA'，BB'断面における各高度で推定される地形性降雨量の鉛直分布を示す。図中のプロットは鉄道雨量計地点を示し，プロット内の色は雨量計観測値の積算雨量の大きさを表す。

図 7.19 に 10 分先，20 分先予測について台風 19 号と同様に評価した結果を示す。頻度分布図から，10 分先，20 分先予測とも規制が発令した地点の多くで予測が適中していることがわかる。捕捉率は 10 分先予測で 94%，20 分先予測で 75%と高い精度を示しており，安全性の向上が期待できる。また，適中率も高く空振りも少ないことから安定性の面でも問題ないことが確認できる。

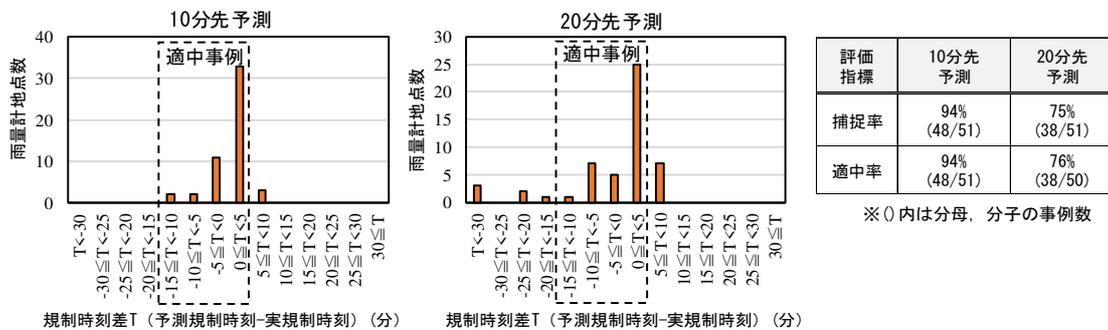


図 7.19 10 分先，20 分先予測の規制時刻差の頻度分布図と捕捉率・適中率の評価結果。

## 7.3.2 令和2年7月豪雨

### (1) 降雨事例の詳細

2020年7月3日から7月31日にかけて、日本付近に停滞した前線の影響で温かく湿った空気が継続して流れ込み、各地で大雨となり、人的被害や物的被害が発生した<sup>[4]</sup>。この大雨により、球磨川や筑後川、飛騨川、江の川、最上川といった大河川での氾濫が相次いだほか、土砂災害、低地の浸水等により、人的被害や物的被害が多く発生した。また、西日本から東日本の広い範囲で大気の状態が非常に不安定となり、埼玉県三郷市で竜巻が発生したほか、各地で突風による被害が発生した。東北地方の日本海側では、7月27日から7月28日にかけて大雨が降った（図7.20）。図7.21にこの大雨により運転規制が発令した鉄道雨量計地点を示す。規制が発令した雨量計は全部で27地点ある。この降雨事例では、山間部を走る米坂線で、今泉雨量計が受け持つ区間内で駅間停車が発生した。

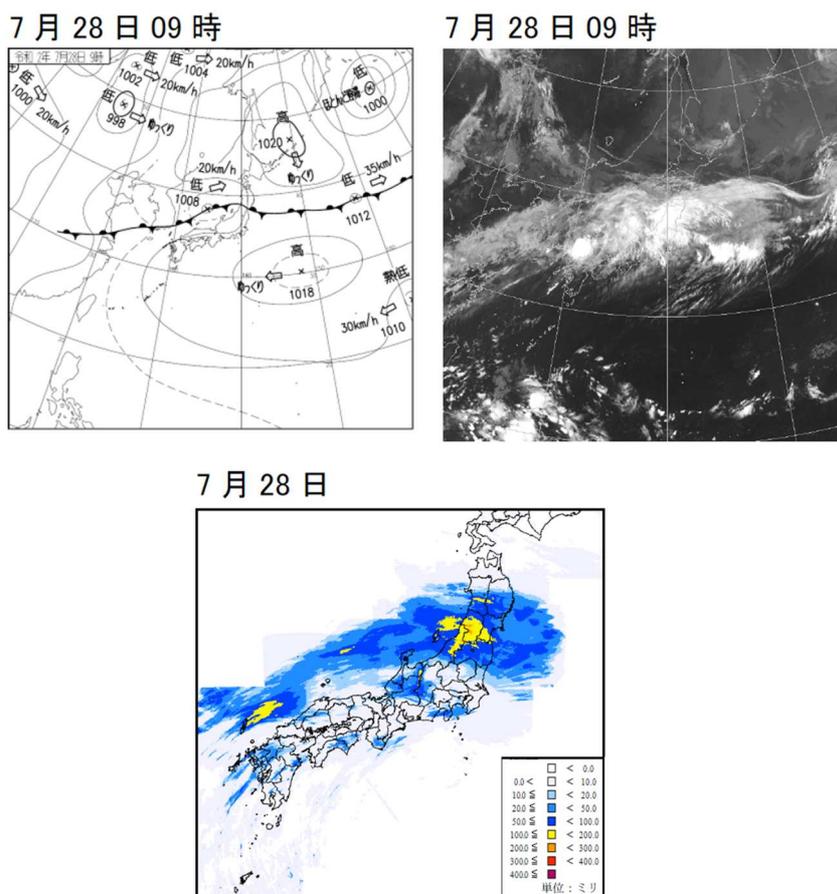


図 7.20 7月28日9時の天気図と気象衛星赤外面像，および解析雨量から算出した7月28日の日雨量<sup>[2]</sup>。

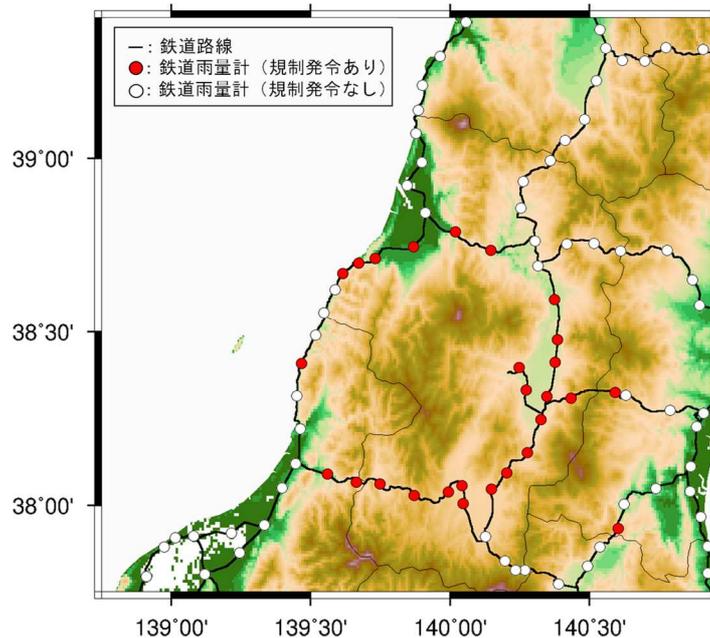


図 7.21 2020 年 7 月 28 日の大雨時に基準値を超過した鉄道雨量計地点.

## (2) 列車運転規制の発令予測精度の検証

台風 15 号と同様に、まず予測結果を確認する前段として地形性降雨算定手法による地上雨量の推定状況を確認した。図 7.22 に 7 月 28 日 0:00-24:00 の積算雨量の各分布を示す。地形性降雨算定手法により奥羽山脈や越後山脈などの山間部の降雨が強化されているが、鉄道沿線では CX 合成雨量の雨量と大きく変わらず、地形性降雨の影響が少ない事例であった可能性が考えられる。

図 7.23 に 10 分先、20 分先予測について列車運転規制の発令予測精度を評価した結果を示す。台風 15 号と同様に予測が適中している地点が多くあることが確認でき、捕捉率は 10 分先予測で 81%、20 分先予測で 89%と高い精度を示しており、安全性の向上が期待できる。本事例で 20 分先予測の精度が 10 分先予測と同等以上に高い理由については以下が考えられる。図 7.24 に示した 13:30、13:40 の実況降雨分布図について、各色の円で示した降水セルの移動傾向を見ると、対象領域全体で雨域が真西から真東へ雨域が移動する傾向があった。この傾向は全時間帯を通して共通して見られた。図 7.24 に示した初期時刻 13:30 の移流ベクトルの推定結果を見ると対象領域全体の真西から真東への移動が再現されている。他の初期時刻でも同様の推定結果となっており、本事例では移流ベクトルの推定状況が実際の雨域を動きよく再現できたことから、雨域の移動予測の精度が大きく影響する 20 分先でも高い予測精度を示せたと考えられる。

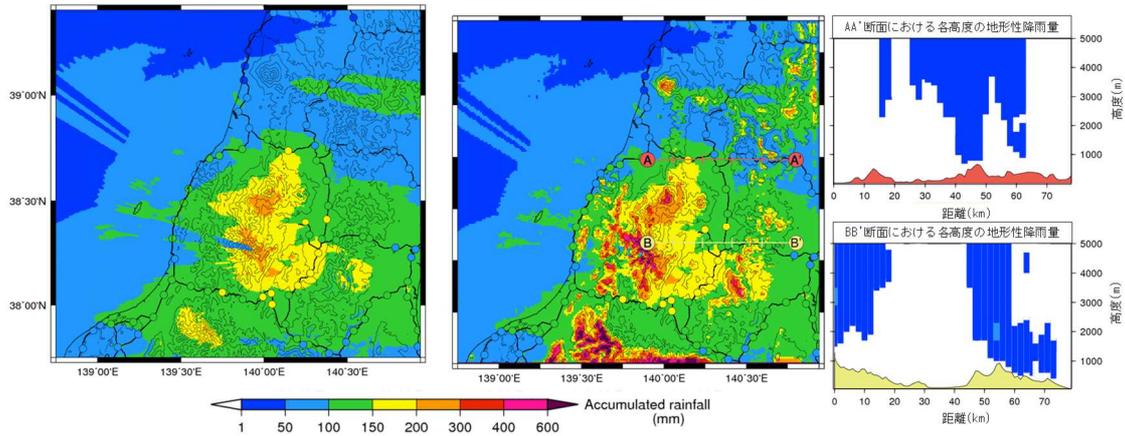


図 7.22 9月8日18:00から9日12:00までの推定される地表付近の積算雨量の分布図。各図の詳細は図7.18に同じ。

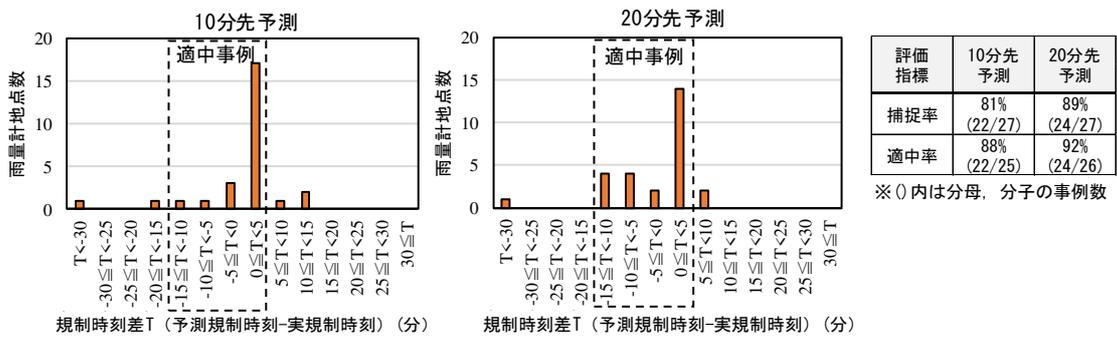


図 7.23 10分先、20分先予測の規制時刻差の頻度分布図と捕捉率・適中率の評価結果。

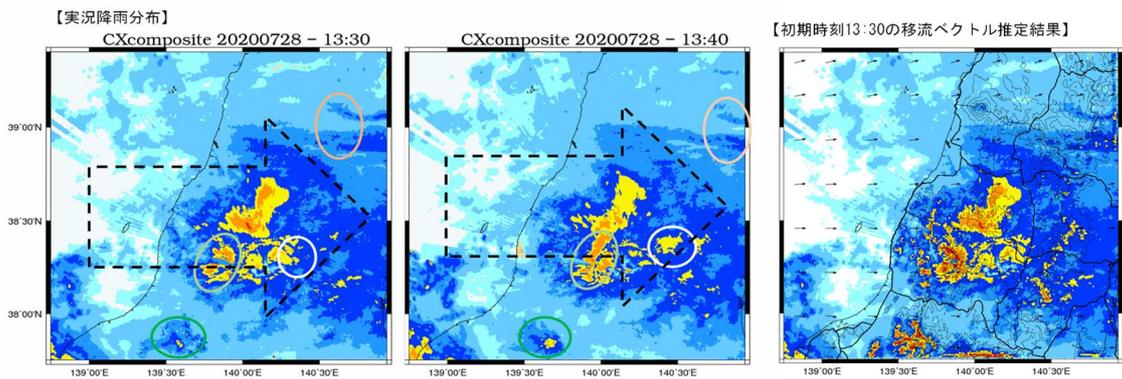


図 7.24 7月28日13:30, 13:40の実況降雨分布および初期時刻13:30の移流ベクトル推定状況(実況降雨分布中の円は対応する降水セルを示す。また、初期時刻13:30の分布は地形性降雨算定後の初期時刻時点の降雨分布を示す)。

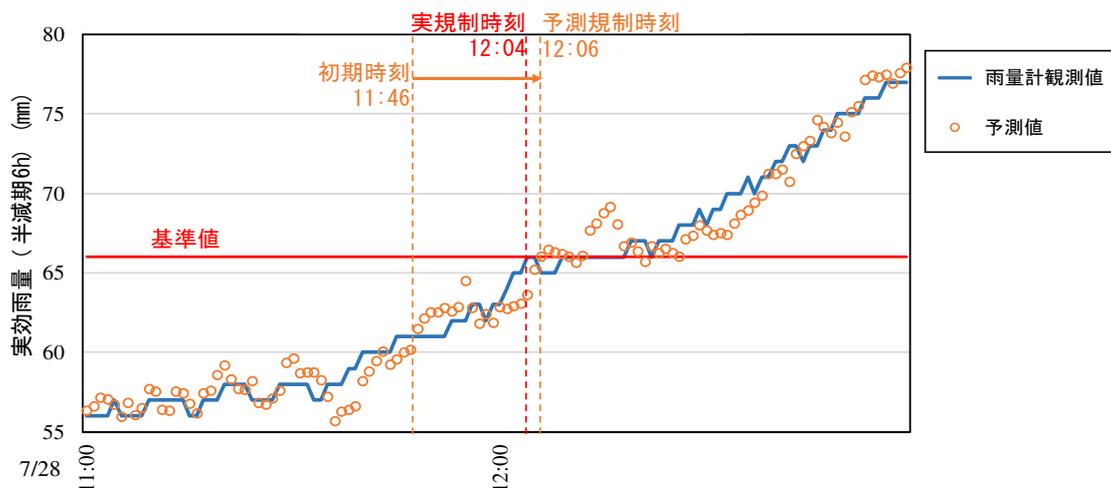


図 7.25 今泉雨量計における実規制時刻付近の実況値と 20 分先予測値の推移。

図 7.25 に本降雨事例で駅間停車が発生した米坂線今泉雨量計の予測結果を示す。実規制時刻 12:04 に対し、予測規制時刻は 12:06 であり高い精度で規制発令時刻を予測できていることがわかる。実規制時刻の 18 分前にあたる初期時刻 11:46 の時点で駅間停車の可能性を把握できていたため、本予測手法により手前の駅で停車させることが十分に可能と考えられる。

## 7.4 結語

本章では 6 章で提案した地形性降雨を考慮した短時間降雨予測手法について、東日本の広い範囲で大雨をもたらした多くの鉄道雨量計で列車運転規制の基準値を超過した 2019 年台風 19 号を対象に、3 つの解析対象領域を設定して、予測精度の検証等を行った。さらに鉄道雨量計の観測値を活用した補正方法の導入についても検討した。得られた結果を以下に述べる。

- ・ 地表付近の実況雨量の推定精度について、CX 合成雨量よりも地形性降雨算定手法を用いて推定した場合のほうが高い精度を示し、精度向上効果は山間部の雨量計で顕著である。
- ・ 予測雨量の推定精度について、移流モデルのみによる予測と地形性降雨を考慮した予測で対象地点の平均的な精度に大きな違いはなかったが、山間部の雨量計など地点によっては明瞭な精度向上効果が確認できた。
- ・ 列車運転規制の発令予測精度について、地形性降雨を考慮した予測のほうが移流モデルのみの予測よりも高い捕捉率を示した。

- ・初期時刻毎に直前の系統的誤差を反映できるエラーアンサンブル補正を，初期時刻 1 分間隔の 20 分先までの予測に適用する場合，直近 10 分間のデータを用いることで予測誤差を小さくできる．
- ・エラーアンサンブル補正により移流モデルのみの予測，地形性降雨を考慮した予測とも 10 分先予測で 80%付近，20 分先予測で 65%付近の高い捕捉率を示した．
- ・エラーアンサンブル補正後の両予測手法の適中状況に着目すると，地形性降雨を考慮した予測のほうが実規制時刻よりも早めの発令を予測する地点が多く，確実に安全を確保するという観点から優位性がある．
- ・地形性降雨算定手法では，エラーアンサンブル補正の効果が出にくい初期時刻付近で地形性降雨が発達し始めるような場合でも，雨量計観測値に近い値を予測することができるため過少予測を防ぐことができる．

さらに，台風 19 号での検証から駅間停車の防止のために最適と考えられる，地形性降雨を考慮した予測値にエラーアンサンブル補正を施す手法を用いて他の降雨事例（2019 年台風 15 号，2020 年 7 月梅雨前線）での列車運転規制の発令予測精度を検証し，いずれの事例でも高い精度で運転規制の発令を予測できることを確認した．

以上の結果から，列車運転規制における駅間停車を防止するための短時間降雨予測手法として，本研究で開発した CX 合成雨量を初期値として地形性降雨算定手法と移流モデルを組合わせた 1 分毎の降雨予測を行い，さらに予測値にエラーアンサンブル補正を施す手法が有効であることがあきらかになった．今後の課題として，さらに検証事例を追加し手法の妥当性をより確かなものとするとともに，広範囲の多数の事例の検証結果から，予測精度の地域性の有無・特徴についても明らかにすることが重要と考えている．また，より実運用を見据えた課題としては予測システムを配信間隔 1 分で安定的に稼働させるためのシステム構築の検討や，予測値が基準値を超過した場合の輸送指令での判断フローの具体化などの検討も必要と考えている．なお，本章の成果は中渕・中北<sup>[5]</sup>にとりまとめている．

## 参考文献

- [1] 中北英一・吉開朋弘・キム スンミン: 地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測のエラーアンサンブルの導入, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.67, No.4, I\_619 -I\_624, 2011.
- [2] 銚子地方気象台: 令和元年(2019年)台風第15号に関する千葉県気象速報, [https://www.data.jma.go.jp/obd/bsdb/data/files/sg\\_history/12000/2019/12000\\_2019\\_1\\_10\\_1.pdf](https://www.data.jma.go.jp/obd/bsdb/data/files/sg_history/12000/2019/12000_2019_1_10_1.pdf) (2023年6月10日閲覧), 2019.
- [3] 佐々木昭悟: 2019年度災害の概要(JR東日本), 日本鉄道施設協会誌, Vol. 57, p. 404, 2020.
- [4] 気象庁: 災害をもたらした気象事例ー令和2年7月豪雨ー, [https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun\\_sokuji20200703-0731.pdf](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun_sokuji20200703-0731.pdf) (2023年6月10日閲覧), 2020.
- [5] 中渕遥平・中北英一: 列車運転規制のための地形性降雨を考慮した地上雨量推定と短時間降雨予測に関する研究, 土木学会論文集(投稿中), 2023.

## 第 8 章 結論

本論文では、列車運転規制における駅間停車の防止を目的とした、地形性降雨を考慮した短時間降雨予測の開発と活用について述べてきた。

第 1 章では、本研究の背景として鉄道の降雨災害に対する防災対策の現状と課題、本研究の目的とアプローチ方法、本論文の構成について述べた。第 2 章では研究の背景と目的をさらに明確にするために、現在の降雨時の列車運転規制方法および列車運転規制に関する既往研究について述べ、2019 年台風 19 号通過時に発生した駅間停車事象を紹介し、安全性向上のための研究課題について述べた。

第 3 章では、まず列車運転規制における駅間停車の防止のために必要となる降雨予測情報のリードタイムが 10 分~20 分であることを明らかにした。次に 20 分程度先のごく短時間先の予測に適した降雨予測情報として、CX 合成雨量を初期値とする移流モデルと気象庁が配信する高解像度降水ナウキャストを取り上げ、鉄道雨量計の観測値を真値とした検証を行った。さらに、予測精度の向上のための検討の方向性を明確化するため、移流モデルによる予測について、予測が適中しなかった要因（非適中要因）を詳細に分析した。得られた主な結果は、次のとおりである。

- ・ 10 分先、20 分先予測について、エラーアンサンブル補正後の予測値により列車運転規制の発令予測精度の検証を行い、安全性・安定性の両面から評価した結果、補正後の移流モデルによる予測精度が最も高かった。
- ・ 予測が適中しなかった事例としては、台風事例における山間部の雨量計地点が顕著に多く、移流モデルによる予測手法の予測精度をさらに向上させるためには、予測計算において地形性降雨の発生機構を考慮することが有効と考えられた。

第 4 章では、降雨予測に Seeder Feeder 効果を再現した地形性降雨算定手法を導入する有効性を確認するため、X バンド MP レーダーで地表付近の地形性降雨が捉えられず CX 合成雨量が過少推定となっていた 2019 年 10 月の台風 19 号通過時の箱根山周辺を対象として、地上雨量の推定精度の検証を行った。その際、既存の空間分解能 3km から 1km への高解像度化と地形性降雨算定手法における落下する雨滴の捕捉率  $c$  について、レーダー観測情報から推定する方法を検討した。得られた主な結果は、次のとおりである。

- ・ Seeder Feeder 機構を考慮した地形性降雨算定手法により、レーダー観測高度より下層で発

達する地形性降雨を再現でき、レーダーのみのよる観測雨量よりも高い精度で山間部の地上雨量を推定できる。

- 地形性降雨算定手法を空間分解能 1km に高分解能化することで、既存の 3km メッシュのモデルよりも詳細に降雨構造を把握できる。
- レーダー観測情報から推定した雨滴粒径分布を表すパラメータ (DSD パラメータ) を用いて捕捉率  $c$  を算出する手法を開発し、降雨強度分布との比較から空間分布特性を確認した結果、より大きな雨滴粒径が存在する場合に捕捉率が大きな値をとるという物理現象と整合する推定結果となり一定の信頼性があることがわかった。
- 地形性降雨算定手法に、従来の推定式による捕捉率  $c$  を用いる場合と DSD パラメータから推定した捕捉率  $c$  を用いた場合で地上雨量の推定精度は同程度となり、実時間レーダー情報から推定した捕捉率  $c$  を用いても妥当な推定結果が得られることがわかった。

本章の検証における、レーダーの観測高度以下で発達する地形性降雨を再現することで、山間部におけるレーダー雨量の推定精度を向上させるというアプローチはこれまでの研究にない新しい視点で、実事例での検証結果から実際に推定精度が向上することを確認できたことは大きな成果であると考ええる。

また、レーダー観測情報から捕捉率  $c$  を推定する試みもこれまでにない研究であり、信頼性のある捕捉率  $c$  を推定できたことは、観測データに基づいて降水現象の一端を明らかにしたという点で大きな意義がある。しかしながら、これを地上雨量の推定精度の向上へと結びつけるためには、地形性降雨算定手法における捕捉率  $c$  と大気各層の推定雨量 ( $R_N, R_0$ ) などの関係を詳細に分析し、最適化手法の導入による地形性降雨算定手法の改善などさらなる研究が必要と考える。

第 5 章では、XRAIN 立体観測データを初期値として、移流モデルと地形性降雨算定手法を組み合わせることによる精度向上効果について検証した。また、立体観測から得られる複数高度の降雨強度 CAPPI データを入力値とするアンサンブル予測手法を提案し、予測状況について検証した。得られた主な結果は、次のとおりである。

- 移流モデルと地形性降雨算定手法を組み合わせることで、移流モデルのみでは予測できない山間部における雨域の発達・停滞を予測でき、予測精度が向上する。
- 複数高度の降雨強度 CAPPI データを入力値とすると、各入力値から算定される最上層の  $R_N$  分布、そこから推定される移流ベクトルは異なったものとなり、得られる予測値からアンサンブル予測を行うことが可能である。
- 地形性降雨を考慮したアンサンブル予測の取り得る値の範囲を統計的に評価することで、山間部の強雨の可能性を見逃すことなく予測できる可能性がある。

- ・国土交通省 XRAIN の X バンド MP レーダーから立体観測データを得る場合、初期値として活用可能なデータの時間分解能は約 5 分であるため、移流ベクトルの推定精度が損なわれる場合がある。

本章で提案した X バンド MP レーダーから得られる立体観測データを用いて、地形性降雨を考慮したアンサンブル予測を行う手法は、Seeder Feeder 効果により下層ほど雨量が大きくなる地形性降雨発達時の現象の特性と、レーダーによる様々な高度の観測値を組合せたこれまででない発想である。

一方で、アンサンブル予測として本提案手法で予測値の取り得る値の確率分布を統計的に評価し得るのかを明らかにするためには、さらに多くの事例で検証を行う必要があると考えている。また、現状の X バンド MP レーダーの観測体制では移流ベクトルの推定精度が損なわれる場合があるため、今後のさらなる観測網の発達に期待するとともに、アンサンブル予測の実運用に向け、1 分毎の立体観測データを用いた予測方法について研究をさらに進めることが重要と考える。

第 6 章では、列車運転規制への活用に向けたより実践的な予測方法として、現在現業機関で活用可能なレーダー情報として最も広範囲かつ高頻度に配信されている CX 合成雨量を初期値として、地形性降雨を考慮した降雨予測を行う手法について検討した。得られた主な結果は、次のとおりである。

- ・CX 合成雨量から簡易に  $R_0$  と  $R_N$  を推定する手法として、5 分程度異なる時刻における地形性降雨算定結果から得られる比を用いて推定することが可能である。また、これにより 5 分毎の地形性降雨算定結果から 1 分毎の  $R_N$  分布を推定することが可能となる。
- ・地形性降雨が山間部で発達・停滞する性質のものであることから、短時間先までであれば初期時刻時点で算定される  $R_0$  がその場でそのまま停滞しても実現象を表現できるとする仮定のもと、予測計算の初期時刻において各メッシュで推定される  $R_0$  と予測先時刻における移流された  $R_N$  を合算する予測方法の導入を検討し、10 分～20 先の予測について精度の高い予測結果が得られることがわかった。

本章での検討結果をもとに、列車運転規制への活用に適した降雨予測方法として、CX 合成雨量を初期値とする地形性降雨を考慮した予測値が 1 分毎に得られる方法を提案した。既存の配信情報や予測手法をもとにそれらの活用の仕方を事例の解析結果に基づき工夫することで、より実践的な予測方法を提案したことに工学的な意義があると考えられる。

第 7 章では、第 6 章で提案した地形性降雨を考慮した短時間降雨予測手法について、多

くの鉄道雨量計で列車運転規制の基準値を超過した降雨事例を対象に、予測精度の検証やエラーアンサンブル補正の導入検討などを行った。得られた主な結果は、次のとおりである。

- ・地表付近の実況雨量の推定精度について、CX 合成雨量よりも地形性降雨算定手法を用いて推定した場合のほうが高い精度を示し、精度向上効果は山間部の雨量計で顕著である。
- ・エラーアンサンブル補正により移流モデルのみの予測、地形性降雨を考慮した予測とも 10 分先予測で 80% 付近、20 分先予測で 65% 付近の高い捕捉率を示した。
- ・エラーアンサンブル補正後の両予測手法の適中状況に着目すると、地形性降雨を考慮した予測のほうが実規制時刻よりも早めの発令を予測する地点が多く、確実に安全を確保するという観点から優位性がある。
- ・地形性降雨算定手法では、エラーアンサンブル補正の効果が出にくい初期時刻付近で地形性降雨が発達し始めるような場合でも、雨量計観測値に近い値を予測することができるため過少予測を防ぐことができる。
- ・提案手法について複数の降雨事例での列車運転規制の発令予測精度を検証し、いずれの事例でも高い精度で運転規制の発令を予測できることを確認した。

以上の結果から、列車運転規制における駅間停車を防止するための短時間降雨予測手法として、本研究で開発した CX 合成雨量を初期値として地形性降雨算定手法と移流モデルを組合わせた 1 分毎の降雨予測を行い、さらに予測値にエラーアンサンブル補正を施す手法が有効であることがあきらかになった。今後の課題として、さらに検証事例を追加し手法の妥当性をより確かなものとするとともに、広範囲の多数の事例の検証結果から、予測精度の地域性の有無・特徴についても明らかにすることが重要と考えている。また、より実運用を見据えた課題としては予測システムを配信間隔 1 分で安定的に稼働させるためのシステム構築の検討や、予測値が基準値を超過した場合の輸送指令での判断フローの具体化などの検討も必要と考えている。

本研究を通して、気候変動による災害の激甚化や頻発化を背景に、今後ますます重要になると考えられる列車運転規制による降雨災害対策の安全性向上のため、降雨予測によって駅間停車を防ぐ具体的な手法を提案できた。さらに予測精度向上のためのアプローチとして、地形性降雨という山間部での豪雨を引き起こす重要な気象現象を、物理的なモデルで評価して降雨予測に反映する実践的な手法を構築できた。本研究の成果により、列車運行のさらなる安全性向上が 1 日も早く実現するよう、引き続き研究に取り組んでいく。

## 謝 辞

本論文の執筆にあたり、多くの方々のご協力・ご支援をいただきましたので、ここに記して御礼を申し上げます。

本研究を進めるにあたり、京都大学防災研究所所長 中北英一教授には、ご多忙にもかかわらず終始変わらぬご指導・ご鞭撻を賜りました。ここに、深く御礼申し上げます。中北教授には、筆者が勤務する東日本旅客鉄道株式会社での共同研究を通して初めてご指導をいただきました。降雨予測の難しさ、奥深さを熱心に教えていただいたことが、今回社会人博士課程に挑戦してみようと思ったきっかけになりました。ここに重ねて御礼申し上げます。

また、学位審査の副査をお引き受けいただきました京都大学防災研究所 田中賢治教授、佐山敬洋教授に厚く御礼申し上げます。

京都大学大学院 立川康人教授には、大変お忙しい中にも関わらず本研究内容をご説明させていただくお時間を頂戴し、本論文をまとめるにあたり貴重なご指導・ご助言をいただきました。ここに、深く御礼申し上げます。

京都大学防災研究所 山口弘誠准教授には、研究室のゼミ等において貴重なご指導やご助言をいただきました。多面的な視点で、検証方法・発想の広がりにつながるコメントを多くいただき、研究内容をより深めることができました。ここに、厚く御礼申し上げます。また、仲ゆかり助教には研究室のゼミ等を通してご助言をいただくとともに、研究室の計算機の使い方など遠方のため指導がし難い部分があったにもかかわらず、懇切丁寧に教えていただき研究を進めることができました。ここに、厚く御礼申し上げます。

中北研究室 OB（現、独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構）の加藤泰一さん、現 M1 の佐藤克也さんとは、地形性降雨算定手法を通じて一緒に研究を進める機会をいただきました。さらに、日々のゼミを通して学生の皆様の研究からも多くを学ぶこ

とができました。学生の皆様の柔軟性のある発想に刺激を受け、私自身の研究内容をより良いものにすることができたと考えております。ここに、深く御礼申し上げます。

また、辻まゆみ様はじめ中北研究室秘書の方々には、事務手続きに関して多大なるご協力をいただくとともに、遠方からの学生である私を慮ってたくさんのお気遣いをいただきました。ここに、深く御礼申し上げます。

博士課程への進学・通学にあたっては、勤務先である JR 東日本の多くの皆様に多大なるご支援・ご協力をいただきました。鈴木博人防災研究所前所長（現、政策研究大学院大学教授）には、博士課程への進学について悩んでいた私の背中を押していただきました。堀込順一防災研究所前所長（現、建設塗装工業株式会社常務取締役）、四宮卓夫防災研究所所長には、業務と研究を並行して進められる環境を整えていただきました。大学進学中の多くの期間で直属の上司であった佐藤大輔前主幹研究員には、業務に関して格別のご配慮をいただき、安心して研究を進めることができました。職場の同僚の皆様にも、ご迷惑をかけることが多々あったかと思いますが、厚いご支援をいただき、無事に本論文をまとめることができました。ここにお世話になったすべての方々のお名前を挙げることができず大変恐縮ですが、JR 東日本の関係者の皆様に、深く御礼申し上げます。

一般財団法人日本気象協会の金原知穂様には本研究で用いた移流モデルのプログラムについて、懇切丁寧に教えていただきました。ここに、厚く御礼申し上げます。

最後に、業務と研究の両立のため多大な負担をかけたにもかかわらず、いつも温かく応援してくれた妻 麻由香と、博士課程進学期間中に生まれ、苦境を乗り越える活力をくれた長女 春乃に心より感謝し、本論文を締めたいと思います。