線状対流系における降水場および風速場に地形形状が及ぼす影響に関する数値実験的研究

NUMERICAL EXPERIMENT ON THE RELATIONSHIP BETWEEN THE FORM OF TOPOGRAPHY AND THE FIELDS OF PRECIPITATION AND WIND VELOCITY IN LINEAR CONVECTIVE SYSTEMS

鈴木 善晴[1]・安部 智昭[2]・碓氷 陽子[3]・長谷部 正彦[4]

Yoshiharu SUZUKI, Tomoaki ANBE, Yoko USUI and Masahiko HASEBE

[1]正会員 工博 宇都宮大学助教 工学部建設学科建設工学講座 (〒 321-8585 宇都宮市陽東 7-1-2)

[2]非会員 福島県庁 (〒 960 － 8670 福島県福島市杉妻町 2 － 16)

[3]非会員 さくら市役所 (〒 329 － 1392 栃木県さくら市氏家 2771)

[4]正会員 工博 宇都宮大学教授 工学部建設学科建設工学講座 (〒 321-8585 宇都宮市陽東 7-1-2)

The current study conducted some investigations into the relationship between the form of topography and the fields of precipitation and wind velocity in linear convective systems, through a physically-based numerical approach using a mesoscale meteorological model with virtually-created atmospheric conditions. In order to clarify the mechanism of localized torrential precipitation, sensibility analysis of precipitation systems was conducted by modifying the form of topography at the point where convective cells were mainly generated by orographic trigger effects. The results show that the modification of topography tends to affect the organization of convective cells, which leads to the formation of a linear convective system. Areal maximum precipitation from a linear convective system largely fluctuates by around ±20 % with the modification of topography and can be decreased in some cases as the topographic elevation increases, although areal average precipitation shows a slight change of -5 to 5 %. A streamline analysis of the wind field shows that the decrease of maximum precipitation can be attributed to greater temporal fluctuations of the wind field caused by the modification of topography.

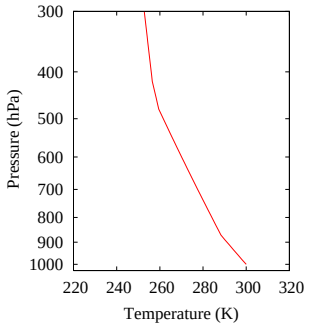
Key Words : *linear convective system, localized torrential precipitation, topographic elevation, wind field, mesoscale meteorological model*

1. はじめに

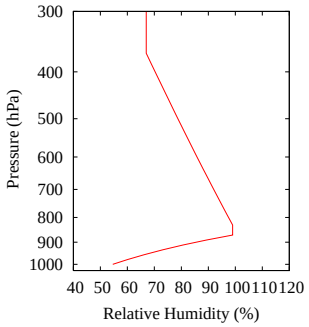
近年，局地的集中豪雨の多発や水資源の偏在化による旱魃など，地球温暖化に起因すると思われる異常気象災害が地球規模で年々深刻になりつつある．我が国においても，毎年のように集中豪雨による被害が発生しており，数値モデルベースの豪雨予測に基づいた警戒避難システム構築など，様々な防災対策が試みられている．しかしながら，これらの予測計算を高精度に実行するためには，時空間的に密な気象観測を行い，詳細な初期・境界条件を得ることが必要不可欠であり，今後，数値モデルの改良を繰り返したとしてもその予測精度向上には自ずと限界があると考えられる．

また，さらに懸念すべきは，仮に集中豪雨の予測精度が劇的に向上したとしても，豪雨による被害を未然に防ぐことはおそらく容易ではないという点である．近年の温暖化傾向が継続・進展した場合，従来の安全基準で整備された都市社会システムにおいて豪雨による被害がさらに拡大するであろうことは容易に想像される．30 年後あるいは今世紀末における気象災害の規模や頻度の定量的評価を目的とした大規模な研究プロジェクト[1)]がすでにスタートしており，その成果が期待されるものの，温暖化が我々の生活に及ぼす影響に対して人々の関心や不安が年々高まってきている．

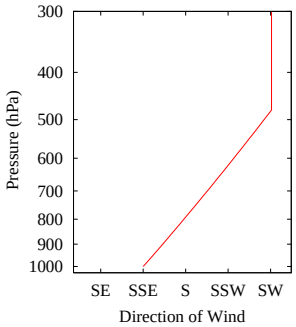
集中豪雨に関しては，例えば中北ら[2)3)]が 1998 年 8 月に福島・栃木両県境付近で発生した豪雨（那須豪雨）を対象に解析を行っている．3 次元降雨レーダー情報や GPV 情報などを利用して豪雨の発生伝播の特徴やそのときの環境の場を力学ベースの様々な角度から解析し，リチャードソン数や CAPE，鉛直シアーといった力学指標が集中豪雨の発生・維持機構に深く関連していることを示すとともに，大気環境場の僅かな違いが降水システムの挙動（移流や停滞など）に大きな変化をもたらすことを明らかにしている．これら数多くの研究によって，集中豪雨のメカニズムに対する理解は近年飛躍的に向上し，その予測技術も実務に耐えうるレベルに達しているが，より有効な防災対策を構築するためさらなる研究の進展が求められている．



(a) 気温（K）



(b) 相対湿度（%）



(c) 風向（風速 10m/s）

図-1 初期・境界条件に用いた大気の鉛直プロファイル

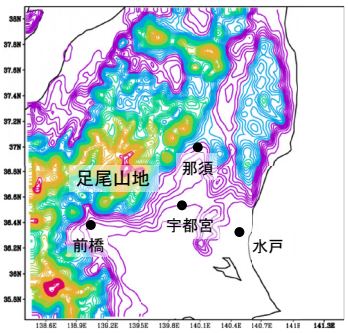


図-2 計算領域とその地形標高

一方，Hoffman[4]をはじめとする海外の研究機関においては，近年の気象災害多発を受けて，ハリケーンや大規模降水システムの発達抑制・挙動制御を目的とした気象力学的手法の検討が開始されている．例えば，生分解性のオイルをハリケーンの進路にあたる海面に散布することを想定して，ハリケーンのエネルギー源である海面からの水蒸気フラックスを抑制することがハリケーンの発達や挙動にどの程度のインパクトを持つかなど，数値実験をベースに様々な観点から気象制御手法の検討が行われている．

本研究においても，将来的にこのような気象制御に関する研究に取り組むことを念頭に，数値モデルを用いた感度分析という観点から集中豪雨のメカニズム解明を試みる．すなわち，外部から与えられた擾乱に対して降水システムがどのような挙動を示すかを明らかにすることによって，集中豪雨の発生・維持機構に関する新たな基礎的知見を得ることを目指す．外部擾乱を与える手段として，本研究では特定地域の地形形状を人工的に変化させるという方法を採用した．ただし，あくまでも降水システムの感度分析が目的であるため，地形形状の変化が実現可能なものであるかどうかについては考慮していない．

また本研究では「線状対流系」と呼ばれる組織化された対流システムに着目する．1時間程度のライフサイクルを持つ複数の対流セルが次々と発生・発達し，それらがライン上に組織化されることでライフサイクルの比較的長い対流システム（線状対流系）が誕生する[5]．さらに，同システムがある条件下において特定の地域に長時間停滞したとき集中豪雨がもたらされる．那須豪雨をはじめ我が国における集中豪雨では，線状対流系の停滞がその発生要因の一つとなっている．

2. メソ気象モデル MM5 とその計算条件

本研究では，過去に線状対流系が頻繁に発生している北関東とその周辺部を対象として，メソ気象モデル MM5 を用いた数値シミュレーションを行う．同地域では，足尾山地をトリガーとして複数の対流セルが発生して線状対流系を形成することが多く，那須豪雨のような甚大な被害をもたらすことはないまでも局地的な大雨が度々観測されている．降水システムに対する山岳効果が MM5 により再現可能であることは鈴木ら[6]等により確認されている．

(1) モデルの特徴とオプションの設定

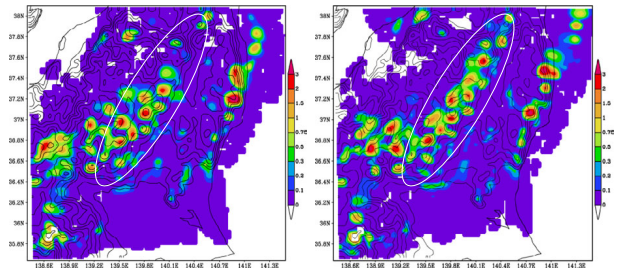
メソ気象モデル MM5（The Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model）は，メソスケールの大気現象を対象とした完全圧縮，非膨張系の 3 次元非静力学モデルで，多方面の分野において数多くの利用実績を有している．様々な物理過程オプションを選択できるが，本研究では，雲物理過程として，0 ℃以下での過冷却水や 0 ℃以上での融解しない雪が表現できる Mixed Phase を用いた[7]．格子間隔よりも小さなスケールの積雲対流活動を表現するために用いられる積雲パラメータオプションは設定せず，大気境界層には MRF PBL，放射過程には Cloud-Radiation Scheme，地表面過程には Five-Layer Soil Model を用いた[8]．また，積雲対流を本質的に捉えるためには数百 m の解像度で計算することが理想であるが，本研究では便宜的に格子間隔を 3 km，計算時間ステップを 9 秒と設定した．

(2) 初期・境界条件および計算領域の設定

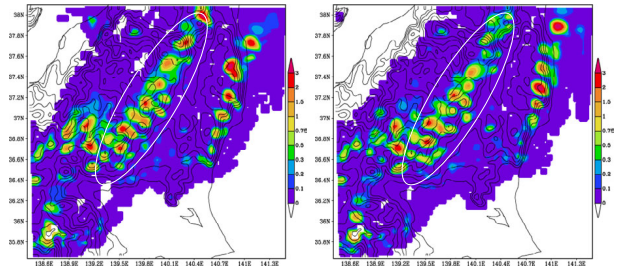
本研究では，線状対流系がより発生しやすい条件をモデルに与えるため，実際に線状対流系が発生した際の GPV 情報をもとに等圧面一様の人工的な大気条件を作成し，モデルの初期・境界条件として用いた．使用した大気の鉛直プロファイル（気温，相対湿度，風向）を**図-1** に示す．風速は一律 10 m/s とし，風向には右図に示すような鉛直シア（地表で南南東，上空で南西の向き）を与えている．

地形標高データには，USGS（U.S. Geological Survey）提供の緯度・経度 30 秒（約 0.925 km）の分解能を持つ DEM データ（GTOPO30）を用いた．モデル内では，同データに対してある程度の平滑化処理が行われたうえでモデル地形が設定される[8]．計算領域は，**図-2** に示すように，北緯 36.87 度，東経 139.95 度を中心として足尾山地を取り囲む形で格子数 90 × 90 の領域を設定した．

本研究では，モデルのスピンナップの問題や固定境界条件を用いる影響（計算開始後しばらくするとモデ



(a) 時刻 0:00　(b) 時刻 2:00



(c) 時刻 4:00　(d) 時刻 6:00

図-3　積雲対流活動の時間変化（各時刻の 794 hPa 面における雨水混合比 (g/kg)）

ル内の対流活動がほぼ定常状態となることによる影響）を避けるため，上記の設定条件のもとで 9 時間のシミュレーションを実行し，開始直後の 3 時間を助走期間として残りの 6 時間を対象に解析を行う．

3.　モデルによる線状対流系の発生状況と地形形状の変化方法

本節では，はじめにモデルによる線状対流系の発生状況を確認するとともに，感度分析の対象となる降水システムを選定する．次に，選定された降水システムに対して効果的に影響を及ぼすことができると考えられる地形形状の変化方法や変化を与える場所についての検討を行う．

(1)　モデルによる線状対流系の発生状況

はじめに，モデルによりシミュレートされた積雲対流活動の様子を**図-3** に示す．同図は 794 hPa 面（標高約 2000 m）における雨水混合比の時間変化を示しており，積雲の発生・発達の様子が見て取れる．以下では，計算開始から 3 時間後を時刻 0:00 として考察を行う．

同図より，どの時刻においても，山岳をトリガーとして無数の対流セル（積雲）が発生しており，それらが発達しながら上空の風向に沿って風下側へ移流していくことが分かる．また，時刻 4:00 や 6:00 になると積雲がライン上に組織化されて，複数の非常に明確な線状対流系を形成している．積雲の主な発生地点としては，領域中央の足尾山地南東斜面や領域東側の阿武隈高地南斜面，領域南西端の山岳などが確認できるが，これらの特定の地点からほぼ一定の時間間隔（およそ 30〜40 分）で積雲が発生している．

なかでも足尾山地南東斜面を起点とする線状対流系は，那須豪雨をもたらした線状対流系とよく似た形態

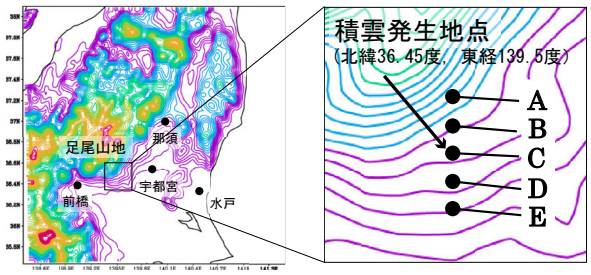
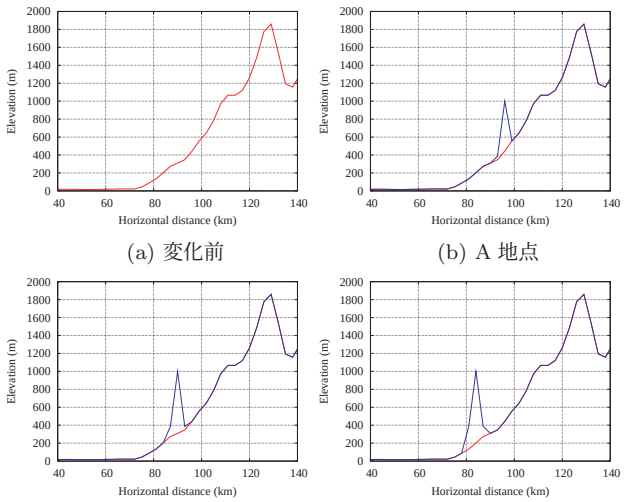


図-4　積雲の発生地点と人工山岳の設置地点（3 km 間隔）



(a) 変化前　(b) A 地点

(c) C 地点　(d) E 地点

図-5　人工山岳（標高 1000 m）の設置による地形標高の変化（南北方向の鉛直断面，平滑化処理前）

をしており，同地域における地上降水量は多いところでは 6 時間で 150 mm 前後に達するなど，降水システムの感度分析の対象として適当であると判断した．積雲の発生地点は厳密には時間とともに微妙に変化するものの，以下では，便宜的に北緯 36.45 度，東経 139.50 度を積雲の発生地点とみなして解析を行う．

(2)　地形形状の変化方法および変化地点

一般に，山岳をトリガーとして発生した個々の積雲は，自立的に発達しながら環境場の風に流される形で風下側へ移流していく．したがって，地形形状の変化が降水システムに対してより顕著な影響を及ぼすのは，積雲の発生地点付近に変化を与えた場合であると考えられる．そこで，本研究では，上記で確定した積雲の発生地点を中心として南北に 3 km 間隔で配置した 5 地点に対して，半径 5 km の円錐形の人工山岳を設置するという方法で地形形状の操作を行った．積雲の発生地点と人工山岳の設置地点（風下側から A〜E 地点とする）を**図-4** に示す．

人工山岳の標高は，500 m から 1500 m まで 250 m 間隔の 5 ケースとし，元の山岳斜面と置き換える形で設置する．一例として，標高 1000 m の山岳を A，C，E の各地点に設置した場合の地形標高の様子を**図-5** に示す．ただし，同図はモデル内で平滑化処理が行われる前の地形標高を示しており，実際のモデル計算で使

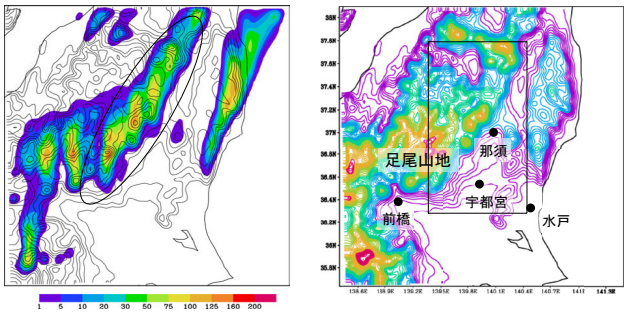


図-6 6 時間積算降水量（地形変化なし）の空間分布（左図）と解析対象領域（右図，黒枠内）

用される地形条件はより滑らかな形状を持つことに注意が必要である．

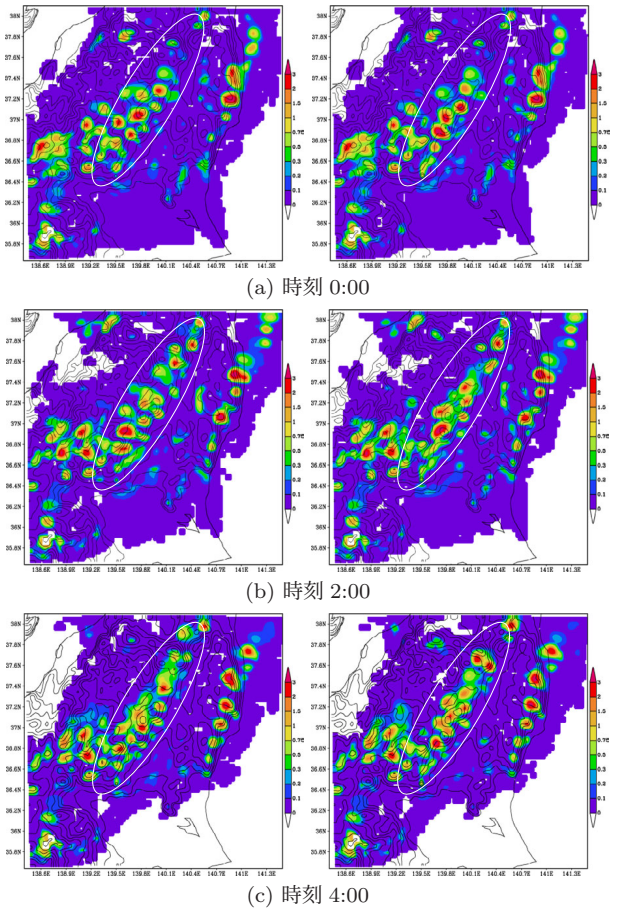
4. 地形形状が集中豪雨の発生・維持機構に与える影響

本研究では，上記のように，人工山岳の設置位置 5 ケース，標高 5 ケースの計 25 ケースについてシミュレーションを行い，降水システムの挙動を地形変化前と比較することでその影響を明らかにする．特に，領域平均降水量や領域最大降水量の変化に着目することで，地形形状が降水システムに及ぼす影響を定量的に評価する．ただし，平均降水量や最大降水量を求める際には，**図-6** に示すように，足尾山地を起点とする線状対流系とその雨域の大部分を含む領域（同右図の黒枠内）を対象とする．また，以下では，地形変化前のシミュレーションを Case-O とし，地形変化後のシミュレーションは，例えば C 地点に標高 750 m の人工山岳を設置したケースを Case-C750 などと表現する．

(1) 積雲対流の発生状況の変化

はじめに，積雲対流の発生状況に対する地形変化の影響について動画を用いた調査を行ったところ，線状対流系の明確さ（積雲の組織化の程度）がケースによって異なることが見て取れた．例えば，Case-C750 および Case-C1250 における積雲対流活動の比較からは，時間の経過とともに後者においてより明確な線状対流系が形成されていく様子が見られ，また Case-O（地形変化なし）との比較からも，Case-C750 では線状対流系近辺における積雲のばらつきが相対的に大きくなるという特徴が見られた．参考までに，両ケースにおける積雲対流活動の様子を**図-7** に示す．同図からは両ケース間の明確な差異は確認できないものの，線状対流系における組織化の程度に若干の変化が見て取れる．

動画をさらに詳しく見ると，Case-O や Case-C750 では，北北東方向のライン上に形成された線状対流系とは別に，北よりのライン上にも規模の小さい線状対流系が形成されており，これが積雲のばらつきをもたらす要因の一つとなっていると考えられる．さらに，Case-C1250 ではこの二つの対流系が一体化することで積雲の組織化が強化され，よりシャープな線状対流系の形



(a) 時刻 0:00

(b) 時刻 2:00

(c) 時刻 4:00

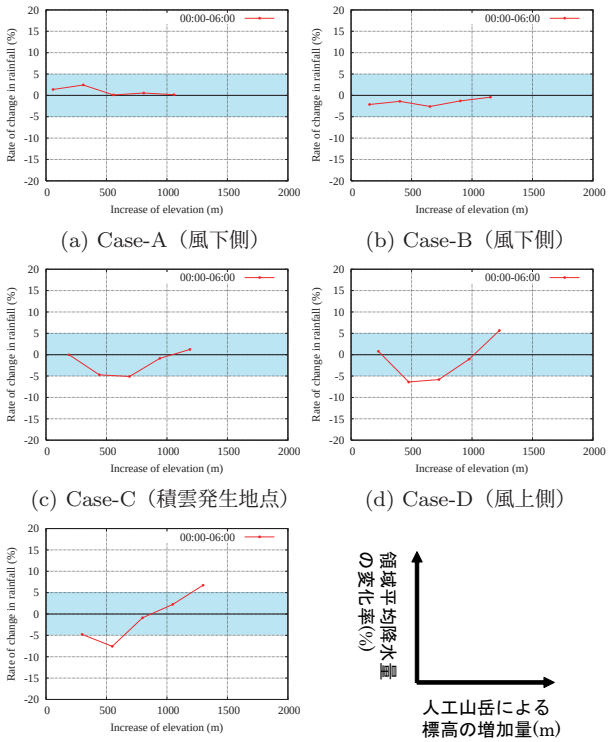
図-7 Case-C750（左図）および Case-C1250（右図）における積雲対流活動（794 hPa 面における雨水混合比 (g/kg)）

成をもたらしていることが分かった．同様に他のケースの結果からも，地形形状の変化が積雲の組織化を強化あるいは弱化させる様子が確認された．

(2) 平均降水量・最大降水量の変化

次に，地形形状の変化が積雲の組織化に及ぼす影響を定量的に評価し，どのようなケースでその強化や弱化が生じるのかを明らかにするため，領域平均降水量および領域最大降水量の変化に着目して解析を行う．解析対象領域における 6 時間雨量を対象として求めた全 25 ケースにおける平均降水量の変化率と，人工山岳による標高の増加量との関係を示したグラフを**図-8** に示す．また同様に，標高の増加量と最大降水量の変化率との関係を**図-9** に示す．

まず両者を比較すると，平均降水量の変化率は ±5 %程度と比較的小さいのに対して，最大降水量の変化率はおよそ −20 %〜70 %とかなり大きな値を示している．このことは，降水システムが領域全体にもたらす「雨の量」に対する影響はそれほど大きくないが「空間的な降水の集中度」に対する影響が大きいことを意味しており，前節で述べた地形変化が積雲の組織化に及ぼす影響の考察と一致する結果となっている．また，どちらのグラフにおいても，積雲発生地点（C 地点）の風下側に山岳を設置したケース（Case-A および Case-B）よ

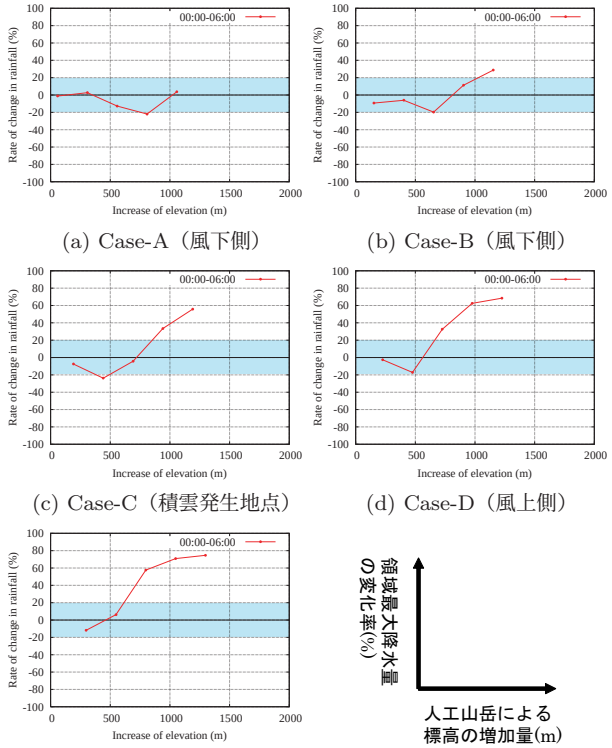


(a) Case-A（風下側）　(b) Case-B（風下側）

(c) Case-C（積雲発生地点）　(d) Case-D（風上側）

(e) Case-E（風上側）

図-8　人工山岳による標高の増加量と領域平均降水量の変化率との関係



(a) Case-A（風下側）　(b) Case-B（風下側）

(c) Case-C（積雲発生地点）　(d) Case-D（風上側）

(e) Case-E（風上側）

図-9　人工山岳による標高の増加量と領域最大降水量の変化率との関係

りも風上側に設置したケース（Case-C および Case-D）の方が変化率が大きくなっており，風上側における地形形状の変化の方がより降水システムに与える影響が顕著であることが分かる．降水の変化率と標高変化量との関係を概念的に表した図を**図-10** に示す．

また，注目すべき点として，人工山岳による標高の増加に比例して平均降水量や最大降水量が単調に増加するのではなく，どちらも標高の増加に対して一度減少する傾向を示してから増加に転じるという特徴が見て取れる．このように，標高の増加が降水を強化するトリガーとなるだけでなく，降水を抑制する効果を持つこともあるというのは非常に興味深い点である．さらに，**図-9** を見ると，最大降水量の変化率が最低を示すとき（変化率が減少から増加へ転じるとき）の標高増加量は，山岳の設置地点が風下側（A，B 地点）から風上側（D，E 地点）へ行くほど小さな値を示しており，降水の抑制という観点からは，風上側の地形変化ほどより小さな変化量で大きな効果をもたらすことを意味する結果となっている（**図-11** に概念図を示す）．

なお，解析領域内で実際に最大の降水量を示す地点はケースによってまちまちであり，地形変化の影響を受けてどのような変化傾向を示すのかについては現在のところ明らかでない．

(3)　風速場の変化

前節では，ある程度の標高変化量において最大降水量が減少するケースが存在することが明らかとなったが，本節ではそのメカニズムについて風速場の観点から考察を行うため，積雲発生地点（C 地点）の上空 2000 m を起点とする風速の流跡線を求めた．最大降水量減少時（Case-C750）および増加時（Case-C1250）における流跡線の時間変化を**図-12** に示す．

両者を比較すると，前者の流跡線において時間的な変化が大きくなっていることが見て取れる．特に時刻 1:00 および 2:00 における前者の流跡線では強い収束が見られるのに対して，後者の流跡線ではどの時刻においてもそのような収束は生じていない．一般に，風の収束は降水の強化をもたらすが，前者の風速場では常に風の収束が生じているのではなく，収束の強化・弱化が繰り返し起きることで，結果として降水の集中度が緩和されたと考えられる．

すなわち，最大降水量が減少するケースにおいては，風速場の時間的な乱れが生じており，降水システムが特定の地域に安定的に留まることができないため，積雲の組織化が抑制され，降水の集中度が緩和される．このことが，Case-C750 などのケースにおいて最大降水量が減少する主な要因の一つとなっていると推察される．

5.　まとめ

本研究では，線状対流系を対象として地形形状を変化させる実験的な数値シミュレーションを行い，外部から与えられた擾乱に対して降水システムがどのような挙動を示すかを検討した．その結果，地形形状の変化が積雲の組織化を強化あるいは弱化することで，領域内の降水の増減をもたらすことが示された．増減の

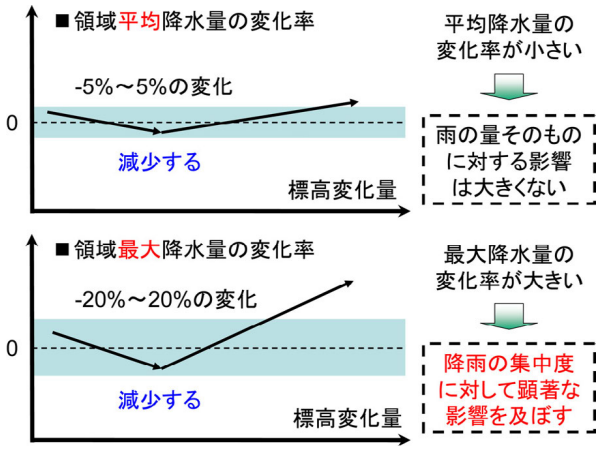


図-10 降水量の変化率の比較に関する概念図

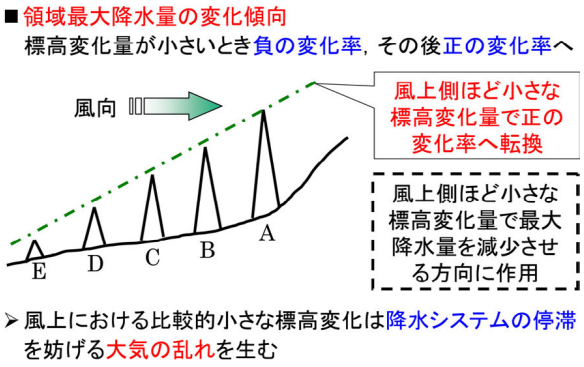


図-11 領域最大降水量の変化傾向に関する概念図

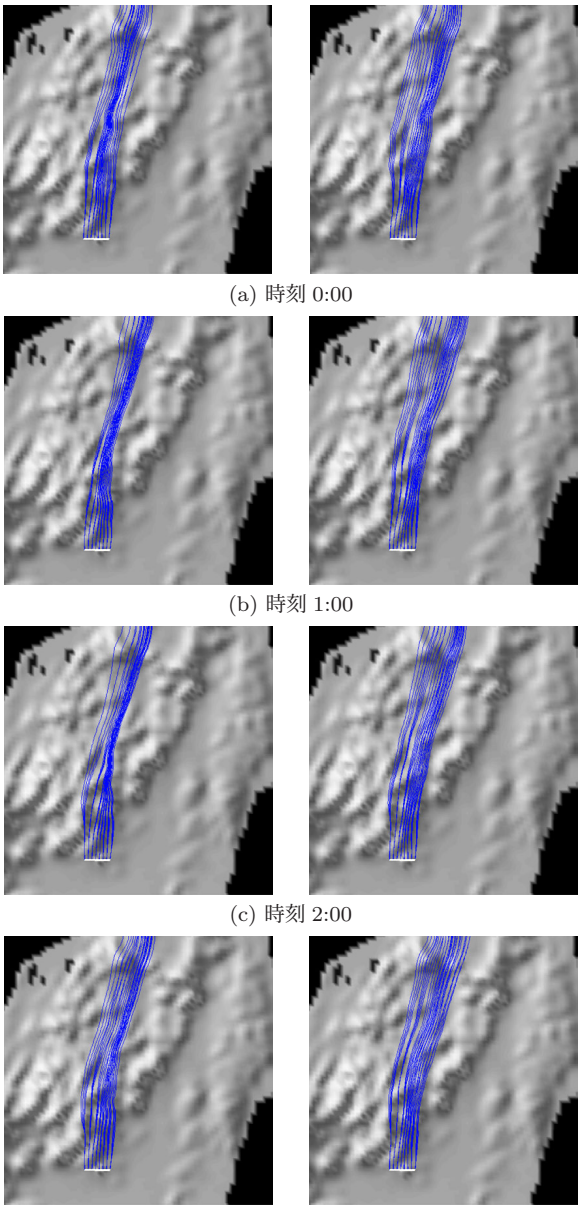
程度は地形変化を与える場所や変化の大きさによって異なり，積雲発生地点やその風上側に変化を与えた場合は，比較的小さな標高の増加でも領域内の最大降水量に ±20 %程度の変化をもたらす．領域内の水蒸気量は一定であるため，地形変化が雨の総量に与える影響は小さいが，空間的な降水の集中度が地形変化によって大きく変化することが分かった．

また，地形標高の増加によって最大降水量が減少するケースでは，流跡線解析によって風速場に時間的な乱れが生じていることが示された．風速場の変動が降水システムの停滞を妨げ，降水の集中度が緩和されることによって最大降水量が減少したと考えられる．

今後は，本論文で得られた知見の一般性や特異性を見極めるため，異なる大気条件や他の領域でも同様の結果が得られるかを検討するとともに，地形形状の変化がもたらす降水の増減がどのようなメカニズムで生じているかをさらに詳細に検討する必要がある．

参考文献

1) 「21 世紀気候変動予測革新プログラム」ホームページ，http://www.kakushin21.jp/jp/index.html
2) 中北英一，矢神卓也，鈴木善晴，池淵周一：南東北・北関東集中豪雨の生起・伝播特性，京都大学防災研究所年報，第 42 号 B-2，pp.153-168，1999.
3) 中北英一・矢神卓也・池淵周一：1998 那須集中豪雨の生起・伝播特性，水工学論文集，第 44 巻，pp.109-114，2000.



(a) 時刻 0:00

(b) 時刻 1:00

(c) 時刻 2:00

(d) 時刻 3:00

図-12 領域最大降水量減少時（左図）および増加時（右図）における流跡線の時間変化

4) Hoffman, R. N.: Controlling The Global Weather, Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, pp.241-248, 2002.
5) 小倉義光：メソ気象の基礎理論，東京大学出版会，1997.
6) 鈴木善晴，宮田昇平，中北英一，池淵周一：メソ気象モデルによる数値シミュレーションに基づいた降雨-地形関係の解析，水工学論文集，第 47 巻，pp.73-78，2003.
7) Reisner, J., R. J. Rasmussen, and R. T. Bruintjes: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124, pp.1071-1107, 1998.
8) Dudhia, J., D. Gill, Y. R. Guo, K. Mannning, J. Michalakes, A. Bourgeois, W. Wang and J. Wilson: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide, NCAR Technical Note, 2001.

(2007．9．30 受付)