

山岳をトリガーとする風速場の変動が集中豪雨の発生・維持機構に及ぼす影響に関する研究

THE INFLUENCE OF WIND FIELD FLUCTUATIONS TRIGGERED BY MOUNTAINS ON THE GENERATION AND MAINTENANCE MECHANISM OF TORRENTIAL RAINS

郷 祐美子¹・鈴木 善晴²・長谷部 正彦³

Yumiko GO, Yoshiharu SUZUKI and Masahiko HASEBE

¹学生会員 宇都宮大学大学院 博士前期課程 1 年 工学研究科地球環境デザイン学専攻

²正会員 工博 宇都宮大学大学院 助教 工学研究科地球環境デザイン学専攻

³正会員 工博 宇都宮大学大学院 教授 工学研究科地球環境デザイン学専攻

In order to clarify the generation and maintenance mechanism of localized torrential rains, the current study conducted experimental numerical simulations of linear convective systems using a mesoscale meteorological model with multiple modified conditions of topography. The results show that areal maximum rainfall fluctuates by around $\pm 20\%$ with topographic modification, and varies with similar tendencies even under different atmospheric conditions. In addition, the cause of the decrease in areal maximum rainfall was examined through frequency analysis of the convergence generation in the wind field, with the result that the development of clouds or organization of linear convective systems was found to be hindered by temporal fluctuations of the convergence positions in the wind field triggered by the topographic modification, which can lead to the relaxation of rainfall concentration, i.e., the decrease in areal maximum rainfall.

Key Words : *wind field, linear convective system, torrential rain, mesoscale meteorological model*

1. はじめに

近年、地球温暖化起因と思われる異常気象災害が地球規模で深刻化しており、温暖化とそれに伴う気候変動に対する人々の関心は年々高まっている。特に、今後の温暖化進展により、集中豪雨の発生頻度増加とそれに伴う被害の拡大が懸念されており、早急な被害対策と同時に将来的な適応策の構築が求められている。集中豪雨に関しては、これまでの数多くの研究（例えば中北ら¹⁾）により、そのメカニズムに対する理解は近年飛躍的に向上し、予測技術も実務に耐えうるレベルに達している。しかし、現在でも豪雨災害を未然に防ぐことは難しく、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る。

一方、海外の研究機関においては、ハリケーンや大規模降水システムの発達抑制・挙動制御など、気象災害の軽減を目的とする気象力学的手法の検討が行われており（例えば Hoffman²⁾）、その成果が期待される。本研究においても、将来的に集中豪雨を対象とした気象制御の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、集中豪雨の発生・停

滞のメカニズムに関する検討を行った。

これまでに著者ら³⁾は、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など、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ため、線状対流系を対象とした実験的な数値シミュレーションを行っている。これまでの解析からは、外部擾乱として与えた地形形状の変化が領域内の降水の増減をもたらすこと、その増減の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 $\pm 20\%$ 程度の変化をもたらすことなどが示されるとともに、地形変化により生じた風速場の時間的な乱れが降水の増減を左右している可能性が指摘されている。

そこで、本研究ではこれらの結果を受けて、はじめに異なる大気条件の下で地形変化による降水量への影響がどのように変化するかを検討し、著者ら³⁾の得た知見が他の条件下でも成立しうるかどうかを確認する。また、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明らかにするため、風速場の変動に着目した更に詳細な解析を行う。

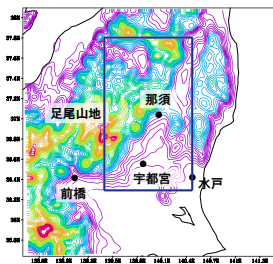


図-1 計算領域および解析対象領域（青枠）

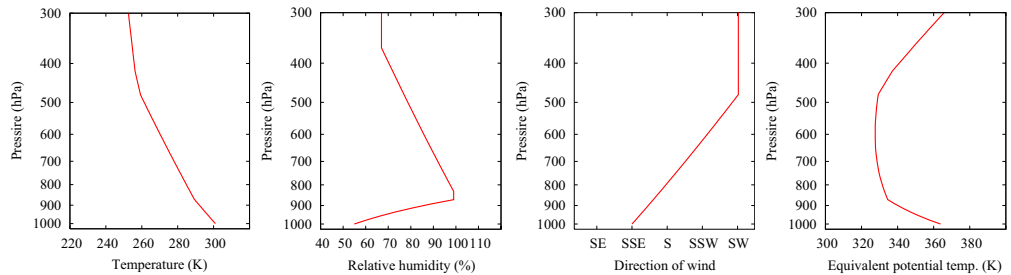


図-2 初期・境界条件に用いた大気鉛直プロファイル（大気条件 II）

風速場については、降水システムに直接的に影響を及ぼす重要な要素の1つとして、降水に関する多くの研究で解析が行われており、豪雨発生時には多くの事例で雨域周辺にメソスケールの収束場が検出されている（例えば Watanabe⁴⁾）。また、下層空気の収束は、積雲を発生させるトリガーとなるとともに、降水システムの発達・維持に寄与する役割があり、これらの効果についてもこれまでに多くの研究が行われている⁵⁾⁶⁾。例えば藤部⁷⁾は、短時間強雨の発生に先立つ風系や降水系の関係について統計的なアプローチから検討しており、10～20 km スケールの風の収束域が、その後の降水系の発達場所と対応していることを示している。

本研究でも、このような風の収束現象に着目し、地形変化によって風速場にどのような影響が生じるかを解析することで、線状対流系における降水の集中・分散のメカニズム解明を試みる。ただし、本研究におけるこれらの解析目的を考慮して、風の収束現象が持つ上記2つの役割については特に区別せずに、同現象が降水現象に与える影響の検討を行う。

2. メソ気象モデル MM5 とその計算条件

本研究の数値シミュレーションには、降水システムに対する山岳効果の再現性が確認されているモデルとして⁸⁾、メソ気象数値モデル MM5 を用いる。また、対象地域は、鈴木ら³⁾と同様の北関東とその周辺部とする。同地域では、足尾山地がトリガーとなり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、局地的な大雨が度々観測されている。

(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⁹⁾。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⁹⁾。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様の人工的な大気条件（詳細は次節で述べる）を作成し、モデルの初期・境界条件として用いた（境界近傍に 4 グリッド分の緩衝領域を設定⁹⁾）。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⁹⁾。計算領域は、図-1 に示すように、北緯 36.87 度、東経 139.95 度を中心とし、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、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. 大気条件の違いが降水の増減傾向に与える影響

本研究では、鈴木ら³⁾による一連の数値実験を、大気条件の一部を変更して再度行った。本節では、2種類の大気条件を使用した数値実験結果を比較し、地形変化前後における降水システムの挙動の違いを比較することで、著者らの得た知見の一般性（異なる条件下でも成立しうるかどう）を確認する。

(1) 大気条件と線状対流系の発生状況

本研究で使った大気条件を図-2 に示す。本研究では、鈴木らの用いた大気条件を基準に地上付近の気温を 1℃上昇させ、上層の気温は変化しないよう気温減率を調整することで、大気的不安定度を増加させた。ただし、線状対流系の発生を確保するため、湿度、風向・風速は鈴木らと同一の条件とし、風速は一律 10 m/s、風向には同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）を与えることとした。以下では、鈴木らの用いた大気条件を「大気条件 I」、本研究で導入した大気条件を「大気条件 II」とする。

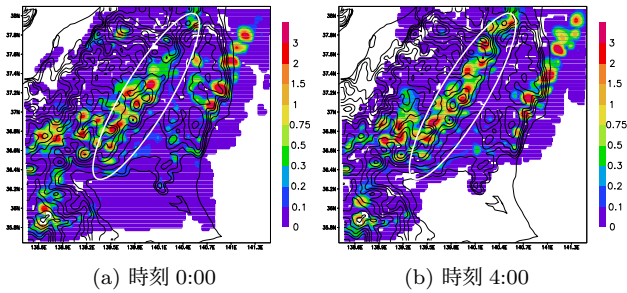


図-3 大気条件 II における積雲対流活動の時間変化 (794 hPa 面における雨水・雲水混合比 (g/kg))

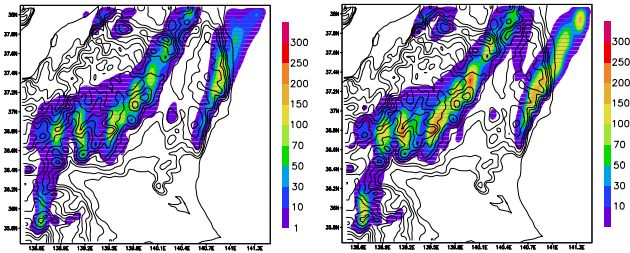


図-4 大気条件 I (左図) および II (右図) における 6 時間積算降水量 (mm) の空間分布

まず、大気条件 II を用いてシミュレーションを行った場合 (地形変化なし) の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と雲水混合比の和を示しており、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 とする。

同図およびその動画を用いて検討したところ、山岳をトリガーとして多数の対流セル (積雲) が発生し、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様子が見て取れ、本研究で導入した大気条件 II の下でも線状対流系が発生していることが確認できた。また、大気条件 I による結果 (図は割愛) と比較すると、大気条件 II の下で発生した線状対流系では、相対的に個々の積雲が高い混合比の値を示しており、大気条件の変更に伴って積雲対流活動がより強くなっている様子が見て取れた。一方で、線状対流系の発生域および積雲の発生地点に大きな違いは見られなかった。そこで、本研究でも鈴木ら³⁾と同様に、足尾山地南東斜面を起点とする領域中央の線状対流系を解析対象とし、北緯 36.45 度、東経 139.50 度を積雲の発生地点とした。

次に、大気条件 I および II における降水の分布状況を図-4 に示す。同図は、6 時間積算降水量の空間分布を示している。両図を比較すると、大気条件 II (右図) では領域全体で降水量が増加していることが分かる。多い地点で約 81 %、領域平均では約 61 % の降水量の増加が確認され、これは、大気不安定度が増したことで積雲対流活動が活発化したためと考えられる。

(2) 地形形状の変化方法

本研究では、鈴木ら³⁾の用いた手法に従って、感度分析のための地形操作を行った。すなわち、半径 5 km の円錐形の人工山岳を、特定の地点に設置することによ

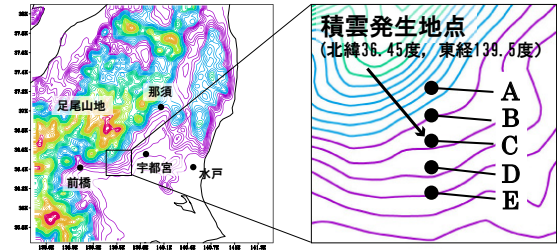


図-5 積雲の発生地点と人工山岳の設置地点 (3 km 間隔)

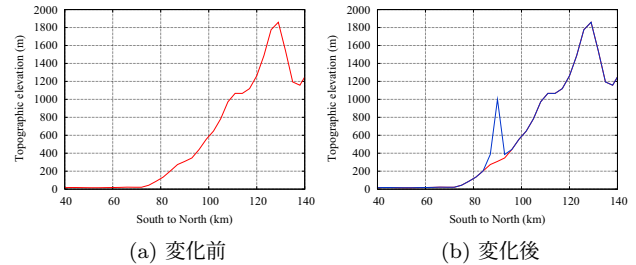


図-6 人工山岳 (C 地点、標高 1000 m) の設置による地形標高の変化 (南北方向の鉛直断面、平滑化処理前)

て地形形状を変化させた。設置地点は、上記で設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 ケース (風下側から A~E 地点とする、図-5 参照)、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した。一例として、標高 1000 m の山岳を C 地点に設置した場合の地形標高の様子を図-6 に示す。

したがって、本研究では、上記の計 25 ケースについて、地形形状を変化させた実験的なシミュレーションを行った。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。

(3) 地形形状の変化による降水量の変動

次に、シミュレーション結果に基づいて地形変化による降水システムへの影響を評価するため、鈴木ら³⁾と同様に、領域平均降水量および領域最大降水量の増減に着目した解析を行った。平均降水量や最大降水量を求める際に対象とする領域は、降水の空間分布に大きな違いが見られなかったことから、鈴木らと同様の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 (図-1 の青枠内、格子数 56×32) とした。

対象領域における 6 時間積算降水量に対して求めた、領域最大降水量の変化率と、人工山岳による標高の増加量との関係を図-7 および図-8 に示す。前者は大気条件 I、後者は大気条件 II における Case-B、Case-C、Case-D の結果を示している。両図より、どちらの大気条件においても、地形変化による最大降水量の変化率はおよそ $\pm 20\%$ 以上と比較的大きいことが分かる。これに対し、平均降水量の変化率 (図は割愛) は全てのケースでおよそ $\pm 5\%$ 程度であった。また、人工山岳の設置地点別に見ると、積雲発生地点 (C 地点) の風下側 (Case-B) に設置したケースよりも風上側 (Case-D) に設置した

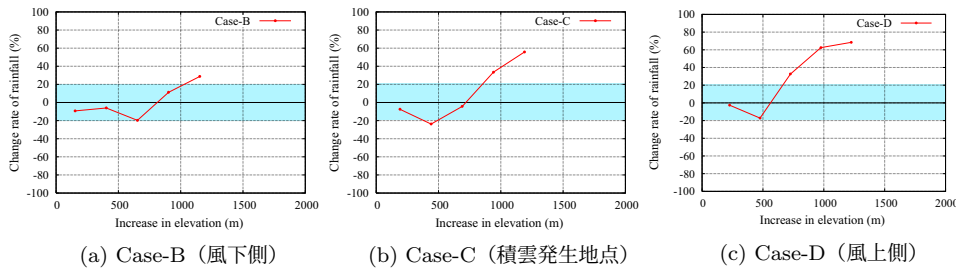


図-7 大気条件 I における領域最大降水量の変化率（縦軸）と人工山岳による標高の増加量（横軸）との関係

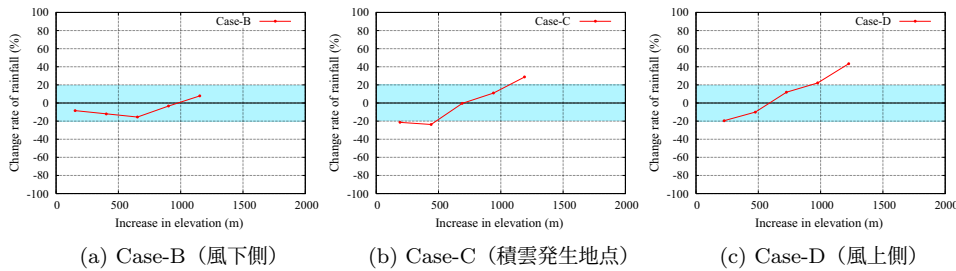


図-8 大気条件 II における領域最大降水量の変化率（縦軸）と人工山岳による標高の増加量（横軸）との関係

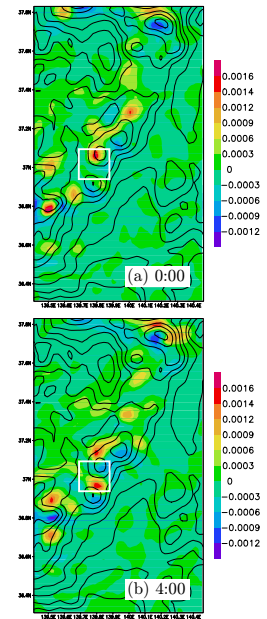


図-9 風の収束発散量の一例（単位 s^{-1} , Case-O）

ケースの方が変化率が大きくなっている。

さらに、両図からは、標高の増加に伴って最大降水量が一旦減少し、その後増加に転じるという傾向が見て取れる。Case-A や Case-E の結果（図は割愛）を含めて見ると、この最大降水量の変化率が減少から増加へ転じる箇所の標高増加量は、山岳の設置地点が風上側であるほど小さな値をとる傾向があるが、その傾向は大気条件 I においてより顕著であった。

一方、最大降水量の増加率に着目すると、大気条件 I では増加率が 70 % を超える場合もあるのに対し、大気条件 II では最大でも 40 % 程度と変動が小さくなっている。前述のように、大気条件 II におけるシミュレーション（地形変化なし）では大気条件 I と比較して降水量が増加したが、ある大気状態における可降水量は一定であるため、地形変化による降水量の更なる増加が一定レベル以下に抑えられたものと推察される。

以上で得られた知見の普遍性や有意性を明らかにするためには、さらに多くの異なる条件下でシミュレーションを実施する必要があるが、その検討は今後の課題とし、次節では、人工山岳の標高増加によって最大降水量が減少するケースに着目して、風速場の観点からそのメカニズムの解明を試みる。

4. 地形変化に伴う風速場の変動が降水量増減に及ぼす影響

鈴木ら³⁾は、最大降水量が減少したケースの特徴として風速場における流線の時間的な乱れを指摘した。しかし、この風速場の乱れがどのように最大降水量の増減に関係するのか、その詳細なメカニズムについては明らかとなっていない。そこで、本研究では積雲の発生・維持機構に直接影響を及ぼす「風の収束発散」に

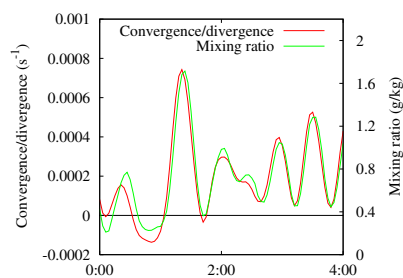
着目して解析を行った。なお、以下では、大気条件 I における数値実験結果を解析対象とし、794 hPa の等圧面上で求めた収束発散量を用いるものとする。

(1) 解析要素および評価方法

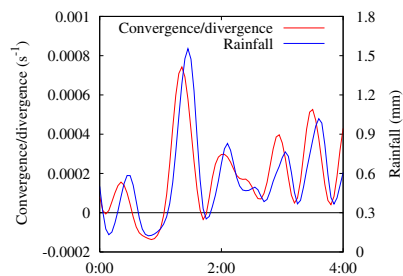
まず、シミュレーション結果から算出した風の収束発散量の一例として、Case-O（地形変化なし）の時刻 0:00 および 4:00 における値を図-9 に示す。通常、発散量は正、収束量は負の物理量として表されるが、本研究では便宜的に正負を逆転させて扱うこととする。同図より、線状対流系が形成されている南西から北東にかけてのライン上に、複数の収束域の発生が確認される。

また、同図の白枠で示した領域（格子数 5×5 ）における収束発散量、雨水・雲水混合比（794 hPa 面）および降水量を平均し、それらの時間変化を比較した（3 分間隔のモデル出力を使用）。一例として、Case-O における変化の様子を図-10 に示す。同図からは、風の収束が発生した数分後に積雲が発生し（雨水・雲水混合比が上昇、同図 (a)）、さらに数分遅れて降水量が増加する（同図 (b)）という 3 者の対応関係が見て取れる。

ここで、他のケースについても同様に収束発散量を求めたところ（図は割愛）、その値にはケースによる顕著な違いが見られなかった。そこで本研究では、（収束量の大小ではなく）風の収束の発生頻度や発生場所に着目し、風速場における時間的な変動の観点から降水量増減のメカニズム解明を試みる。ここでは、15 分間隔のモデル出力を使用して、解析時間（6 時間）の間に各地点の収束量がある閾値を超えた回数をカウントし、これを収束の発生頻度と定義した（ただし、連続して閾値を超えた場合は 2 回とカウントする）。また、本研究では、3 ケースの閾値（0.0003, 0.0005, 0.0007 s^{-1} ）を用いて、それぞれの結果について検討を行った。



(a) 風の収束発散量と雨水・雲水混合比



(b) 風の収束発散量と降水量

図-10 線状対流系の発生領域における風の収束発散量、雨水・雲水混合比および降水量の時間変化の一例 (図-9 白枠内の平均値, Case-O)

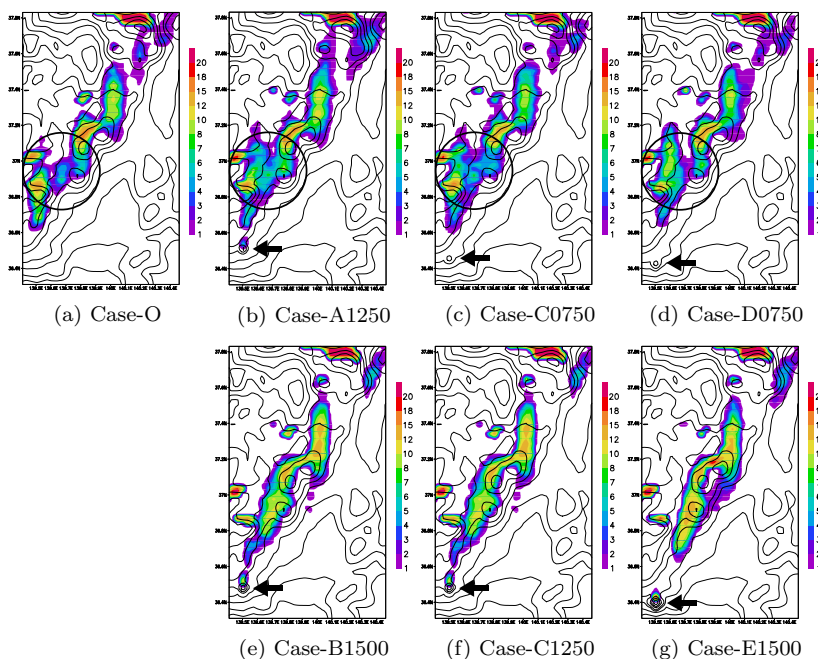


図-11 風速場における収束の発生頻度(回数)の空間分布(最大降水量が減少したケース(b)~(d)および最大降水量が増加したケース(e)~(g), 矢印は地形変化地点を示す, 閾値 0.0005 s^{-1})

(2) 地形変化が収束の発生頻度に及ぼす影響

ここでは、全 25 ケースのシミュレーションのうち、最大降水量が顕著に減少または増加したケースをそれぞれ 3 ケースずつ取り上げ (山岳の設置地点が異なるように選択)、収束の発生頻度の状況を地形変化前と比較することで、最大降水量が増減した要因を探る。閾値 0.0005 s^{-1} を使用して求めた収束の発生頻度の空間分布を図-11 に示す。

同図より、線状対流系の発生領域に沿う形で風の収束が発生しており、多いところで 20 回前後の発生回数(赤色)を示していることが分かる。また、最大降水量減少ケース(b)~(d)では、若干であるが地形変化前(a)よりも分布の空間的広がりが見られる。特に、地形変化地点の北側(図中の円領域)における青色の分布(発生回数 3~6 回程度)の広がりが大きく、そこから北東方向へ進んだ領域ではあまり大きな変化は見られない。一方、最大降水量増加ケース(e)~(g)を見ると、地形変化地点から北東方向へ進んだ領域で分布の局所性がより強くなっている。また、収束の発生頻度が高い黄色~赤色の領域の増加も確認できる。これらのことは、地形変化前後で、収束発生領域の空間的集中度が変化していることを示している。

そこで、図-11 において、風の収束発生が 1 回以上(紫色~赤色)の領域面積(グリッド数)を Area1、10 回以上(黄色~赤色)の領域面積を Area2 として、発生領域の集中度を比較したところ、図-12 に示す結果となった。ここで、Area1 は風の収束位置のばらつきの大きさを表し、逆に、Area2 は収束発生領域の局所性の強さを表している。

同図からは、図-11 に関する上記の考察とよく対応した結果が得られている。最大降水量が減少した 3 ケース

(青色)では、地形変化前よりも Area1 が増加し、Area2 が減少する傾向が見られる。つまり、このケースでは、地形変化によって風の収束がより広い範囲に分散して発生するようになったことが分かる。このことが降水の集中度を低下させ、最大降水量の減少をもたらしたと考えられる。一方、最大降水量が増加した 3 ケース(赤色)に着目すると、こちらは逆に Area1 が減少し、Area2 が増加する傾向にある。これは、風の収束が狭い領域に集中して発生していることを示しており、それによって降水が強化され、最大降水量が増加したと考えられる。なお、収束発生回数をカウントする際の閾値を 0.0003 s^{-1} や 0.0007 s^{-1} とした場合も、上記とほぼ同様な結果となった。

以上より、最大降水量が減少したメカニズムについて考察すると、その要因は地形変化によって風速場が乱され、風の収束位置が時間的に大きく変動したことにあると推察される。一般に下層空気は局所的な大気的不安定をもたらす、積雲を発生・発達させる直接的な原因となる。したがって、風の収束位置が時間的に変動すれば、それに伴って個々の積雲の発生位置も同様に変動する。この積雲のばらつきにより線状対流系の組織化が抑制され、降水の集中度が低下し、結果として最大降水量が減少したと考えられる。

(3) 風速場の変動と最大降水量増減の関係

ここでさらに、風速場の変動と最大降水量増減の関係について検討するため、全 25 ケースのシミュレーション結果を用いて、領域面積 Area1 および Area2 と、それらの地形変化前(Case-O)に対する変化率を求めた。このときの、両変化率と最大降水量の変化率との関係

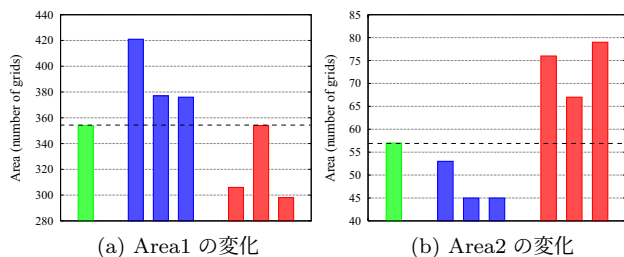


図-12 地形変化による Area1 と Area2 の変化傾向（緑：地形変化前，青：最大降水量減少ケース，赤：最大降水量増加ケース，縦軸はグリッド数を表す）

を図-13 に示す．図中には，線形近似により求めた回帰直線と，相関係数の値を示してある．

同図から，Area1 または Area2 の変化率と最大降水量の変化率との間には，負または正の強い相関があることが分かる．最大降水量が減少するケース（変化率 0 % 以下）のみに着目するとある程度ばらつきは大きくなるが，全体としては，風の収束位置の時間的変動（Area1）が小さい（大きい）ほど，あるいは収束発生領域の局所性（Area2）が大きい（小さい）ほど，最大降水量が増加（減少）する傾向にあることを示している．

また，同図の回帰直線からは，最大降水量の変化率が負のときに，概ね，Area1 の変化率は正，Area2 の変化率は負となることが分かるが，この対応関係に完全に当てはまらないケース（Area1 の変化率が負かつ Area2 の変化率が正のケース）は，最大降水量が減少した 12 ケースのうち 2 ケース（Case-B0500 と Case-E0500）のみで，逆に，対応関係が上記と完全に一致するものは 8 ケースあり，そのうち最大降水量が増加するのは 2 ケース（Case-B1250 と Case-E0750）であった（詳細は割愛）．これらいくつかのケースにおいて回帰直線と傾向が異なる原因は明らかでないが，同図の結果は，概ね前節の考察を裏付けるものとなっており，風の収束位置の時間的変動の大小が，最大降水量増減の主要因の 1 つであると考えられる．

5. まとめ

本研究では，集中豪雨の発生・停滞のメカニズムを明らかにするため，線状対流系を対象として，地形形状を段階的に変化させた実験的な数値シミュレーションを行った．その結果，領域内の最大降水量は，人工山岳による地形変化によって $\pm 20\%$ 程度の変化を示し，増減傾向は大気条件によって若干異なるものの，人工山岳の標高増加が，2つの大気条件のどちらにおいても「降水を抑制する効果」を持ちうることを確認された．

また，最大降水量減少のメカニズムを明らかにするため，風速場における収束の発生頻度について調査したところ，地形変化によって生じた収束位置の時間的変動が積雲の発生や線状対流系の組織化を阻害し，降水の集中度の緩和（すなわち最大降水量の減少）をもたらした可能性が高いことが分かった．

今後は，地形形状の変化により，どのようにして風

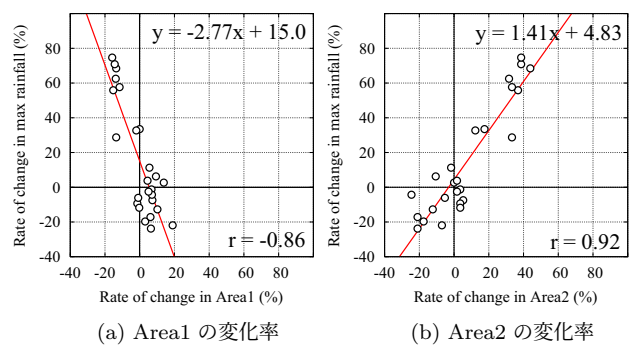


図-13 全 25 ケースにおける Area1 および Area2 の変化率と最大降水量の変化率との関係

速場の時間的変動が生じるのか，また，領域内で最大の降水量を示す場所は風速場の変動とどのように対応しているかなど，降水の集中・分散のメカニズムについてさらに詳しく解析を行う予定である．

謝 辞

本研究は，文部科学省・科学研究費補助金（若手研究（B），課題番号：20760321）の助成を受けたものである．

参考文献

- 1) 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.
- 2) Hoffman, R. N.: Controlling The Global Weather, Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, pp.241-248, 2002.
- 3) 鈴木善晴，安部智昭，碓氷陽子，長谷部正彦：線状対流系における降水場および風速場に地形形状が及ぼす影響に関する数値実験的研究，水工学論文集，第 52 巻，pp.337-342，2008.
- 4) Watanabe, H. and Y. Ogura: Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation : A case study., J. Atmos. Sci., 44, pp661-675, 1987.
- 5) Chen, C.-H. and H. D. Orville: Effects of mesoscale convergence on cloud convection, J. Appl. Meteor., 19, pp256-274, 1980.
- 6) Tripoli, G. J. and W. R. Cotton: A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over south Florida, J. Appl. Meteor., 19, pp1037-1063, 1980.
- 7) 藤部文明，坂上公平，中鉢幸悦，山下浩史：東京 23 区における夏期高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴，天気，vol.49，pp395-405，2002.
- 8) 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.
- 9) Dudhia, J., D. Gill, Y. R. Guo, K. Manning, J. Michalakes, A. Bourgeois, W. Wang and J. Wilson: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide (MM5 Modeling System Version 3), NCAR Technical Note, 2001.

(2009. 9. 30 受付)