

マルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダーを用いた
ダウンバーストを発生させる積乱雲の力学的構造の解析
Analysis of dynamical structure of a downburst-producing cumulonimbus cloud system
using multi-parameter phased array weather radar

小野 有紀^{*1}, 濱田 篤^{*2}, 安永 数明²

Yuki ONO, Atsushi HAMADA, and Kazuaki YASUNAGA

Dynamical structure and mechanism of a downburst-producing cumulonimbus cloud system in Tokyo on August 27, 2018, is examined using a state-of-the-art multi parameter phased-array weather radar. Before the outbreak the downburst, three characteristics that are considered to be precursors of the downburst were observed in the cumulonimbus cloud; (1) a precipitation core descended from above 5 km toward the ground surface 4 min before the outbreak, (2) a reflectivity notch deepened at 4–5 km, and (3) a strong horizontal convergence appeared at 3–4 km. Corresponding to these precursor regions, there are vortex pairs with positive and negative vertical vorticity, respectively, and the downdraft was distributed across the vortex pairs. These results suggest that the horizontal vortices of the background wind may have been raised by the downdrafts in the cumulonimbus cloud to form vertical vortex pairs and contribute to the generation of the downburst.

2018年8月27日に東京都練馬区から杉並区にかけて発生したダウンバーストをもたらした積乱雲群について、最新の気象レーダーであるマルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダーによる観測を用いて力学的構造を解析し、発生メカニズムを検証した。ダウンバースト発生前に、積乱雲内でその前兆と考えられる3つの変化が見られた；(1) 19時35分に5 kmより上空にあった降水コアが19時40分にかけて降下し、(2) 高度4~5 kmにおいてエコーのくぼみが深まり、(3) 高度4~3 kmに強い水平収束域が現れた。これらのくぼみや収束域に対応するように、正負それぞれの鉛直渦度を持つ渦対が存在しており、渦対をまたぐように下降流が分布していた。これらの結果は、背景風が持つ水平渦が積乱雲内の下降気流によって立ち上がって渦対を形成し、ダウンバーストの発生に寄与した可能性を示唆する。

1. はじめに

2018年8月27日19時40分頃、東京都練馬区から杉並区にかけてダウンバースト (downburst; DB) による突風災害が発生した。この突風災害では19時25分から20時頃にかけて発達した積乱雲が観測され、長さ約9.6 km、幅約3.3 kmの範囲で倒木等の被害が報告された (東京気象管区気象台現地災害報告書 2019)。このようにDBは、数km~数十kmといった比較的小さな現象にも関わらず、数十分で人命に関わる大きな被害を引き起こすこともあり、正確な予測が重要である。DBの正確な予測には、その前兆を適切にとらえ

ることが重要であり。これまでの研究により、降水コアの下降、中層のレーダーエコーに現われるくぼみ、中層での収束増加といった特徴があることが分かってきた (例えば-Robert and Wilson 1986)。

しかし、現在主要なXバンドMPレーダーなどの従来型の気象レーダーは降水を隙間無く立体観測することが難しいことや、ボリュームスキャンに数分以上を要することなどにより、急速に発達する積乱雲などに伴う前兆を十分に捉えることが難しい。2012年に運用を開始したフェーズドアレイ気象レーダーにより30秒間隔という短い時間間隔で降水を隙間無く立体観測できるようになっ

1 富山大学大学院理工学研究科 m22c1308@ems.u-toyama.ac.jp

Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama, Japan

2 富山大学学術研究部

Faculty of Sustainable Design, University of Toyama, Japan

た。さらに2017年には、二重偏波機能を加えたマルチパラメータ・フェーズドアレイ気象レーダー (MP-PAWR ; Takahashi et al. 2019) が埼玉大学に設置され、試験的に運用されている。MP-PAWR を用いることで、従来よりも詳細に時空間スケールの小さい現象を追うことが可能となり、DB の発生メカニズムのより詳細な解析が期待される。本研究では、2018年8月27日に発生したDBをもたらしした積乱雲群を対象に、MP-PAWR 観測データを用いたDBの前兆の確認と発生メカニズムの検証を目的とした事例解析を行った。

2. 解析手法

埼玉大学に設置されているMP-PAWRを使用した。MP-PAWRによる仰角数114、観測時間間隔30秒のボリュームスキャンデータを、水平鉛直ともに250m間隔の直交格子系に内挿して用いた。MP-PAWR観測データのうち、レーダー反射強度とドップラー速度を使用した。解析期間は19時34分~20時の約30秒毎であり、解析領域は首都圏を中心とした図1に示す黒枠の領域である。

本研究では、Gao et al. (2006)の手法を元に、3次元変分法によって3次元風速場を推定した (Appendix 参照)。この手法は、レーダーエコーを3次元的に追跡することで、単一ドップラーレーダーでも3次元風速場を推定可能としたものである。背景場には気象庁メソ数値予報モデル(MSM)のデータを使用した。水平分解能0.1度×0.125度、鉛直17層の09 UTCと12 UTCのデータを、MP-PAWR観測時間・格子に内挿して用いた。

3. 結果

2018年8月27日のDB被害をもたらしたとされる積乱雲は、50 dBZ以上の強い降水域を伴いながら降水系全体として南東へ移動していた。DBは降水系の南東域で発生したとみられ、ドップラー速度 (図2) は北緯35.8度、東経139.6度付近において、19時35分から19時50分頃まで遠ざかる成分が卓越していた。さらに3次元変分法により推定した風速場から高度0.25kmにおける発散を計算したところ、ドップラー速度の遠ざかる成分が卓越する領域とほぼ同じ領域に強い発散が確認できた (図2)。このことから3次元風速場の推定結果は妥当であると判断し、図2に表す黒枠内での鉛直構造を解析した。

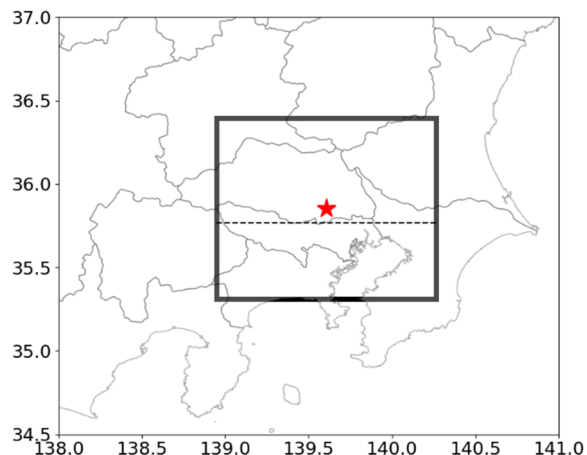


図1 解析領域とMP-PAWRの位置。赤の星印はMP-PAWRの位置を表す。黒枠は北緯35.313度-36.394度、東経138.950-140.263度の領域である。破線は北緯35.767度を示す。

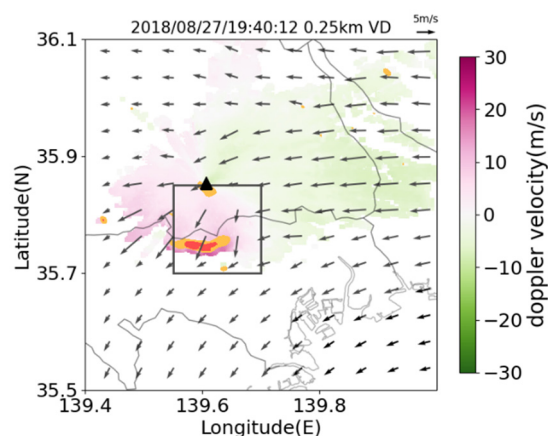


図2 MP-PAWRで観測されたDBの発生領域。黒三角はMP-PAWRの位置を示す。カラーシェードはドップラー速度を表し、ベクトルは3次元変分法により推定された水平風を表す。オレンジと赤はそれぞれ $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上、 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上の水平発散領域を表す。

3.1 ダウンバーストの前兆現象

3.1.1 降水コアの下降

DBをもたらしした積乱雲の鉛直構造を知るために図1に示した黒枠のうち破線で示した北緯35.767度における緯度高度断面図を作成した (図3)。

19時35分に40 dBZ以上の強い降水コアが高度5kmより上空に確認でき、DBの発生が報告された19時40分頃にかけて降下している様子が確認できた。

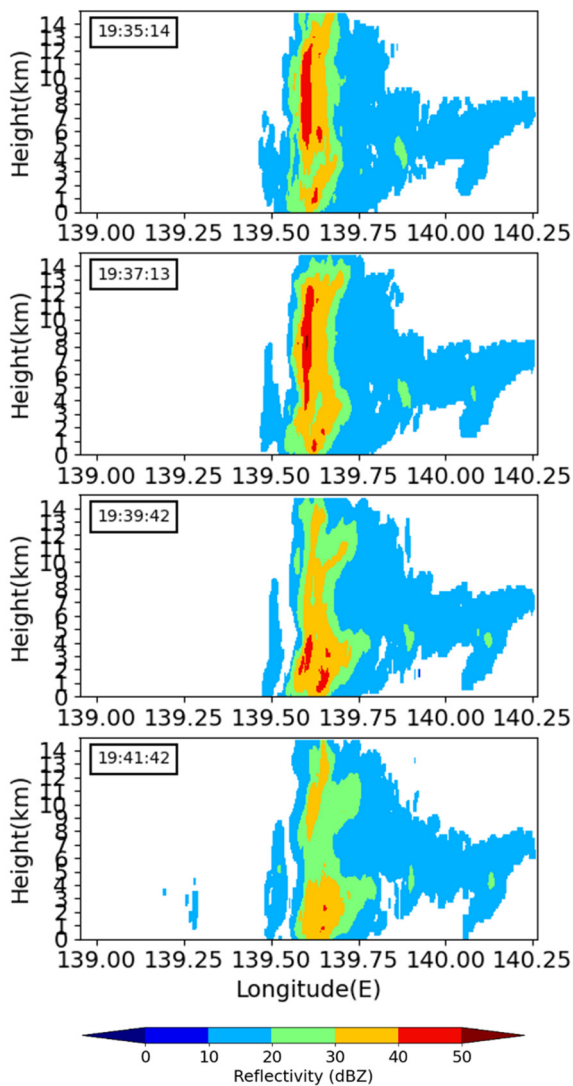


図3 北緯35.767度におけるレーダー反射強度の緯度高度断面図。断面は南から降水をみたものであり、上からおおよそ2分毎の様子を表している。

3.1.2 中層におけるエコーのくぼみ

図2に示した黒枠の領域について、高度4kmにおけるレーダー反射強度の水平断面を描画した(図4)。レーダー反射強度は20 dBZ以上の領域を5 dBZごとのgrayscaleで示している。19時35分の時点で北側に凸状となるようなくぼみが確認できる(赤バツ印)。このくぼみは19時38分13秒にかけて深まる様子が見られた後、不明瞭となった。

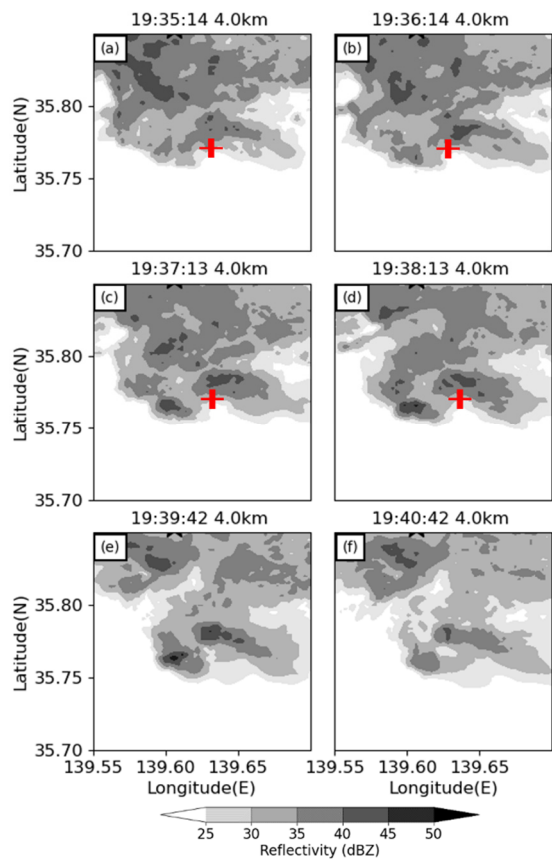


図4 高度4kmにおけるくぼみの時間変化。レーダー反射強度は20dBZから5dBZごとのgrayscaleで表し、19時35分14秒から19時40分42秒までおよそ1分毎の時間変化を表す。赤のバツ印はくぼみの位置を示す。

3.1.3 中層の収束の増加

くぼみ付近における風の間と水平収束の様子を確認するため、高度4kmにおける水平風偏差と3次元変分法によって推定された東西風、南北風から水平発散を計算した(図5)。くぼみが深まるとともに強い収束領域が増加し、周囲よりも強い南風がくぼみに向かって吹き込むような様子が確認できた。

3.2 くぼみの形成メカニズム

3.1節で述べた前兆のうち、特に中層エコーのくぼみの形成メカニズムについて、Lee et al. (1992)は次の様な過程によって形成されるという仮説を提唱した：

- (1) 環境場において鉛直方向に水平シアが存在し、そこへ積乱雲が形成される
- (2) 水平シアにより水平渦が形成される
- (3) 積乱雲からの下降気流により水平渦が折れ曲がる

(4) 折れ曲りにより、正負の渦対が形成される

(5) 渦対が周囲の乾燥空気を取り込む

この仮説では (1) ~ (5) の過程により、周囲から取り込まれる乾燥空気により降水粒子が蒸発や融解し、くぼみが形成される。

本研究ではこれらの過程を、渦対の分布と下降気流との位置関係を確認することで検証した。

図4のくぼみに対して推定された風速場から水平渦度を計算し、くぼみに対して正負の渦対が形成されているのか確認した(図6)。くぼみに向かって西側に正渦、東側に負渦が分布しており、くぼみをまたぐような渦対が見られた。

また、Lee et al. (1992)の仮説では下降気流が水平渦を折り曲げることにより渦対が形成されることを示唆しており、下降気流と渦対の位置関係について調べたところ、得られた渦対の正渦側と正渦と負渦の境界付近に強い下降流域が分布していた(図6)。したがって本研究で対象としたDB事例でも、渦対が下降気流により形成された可能性がある。

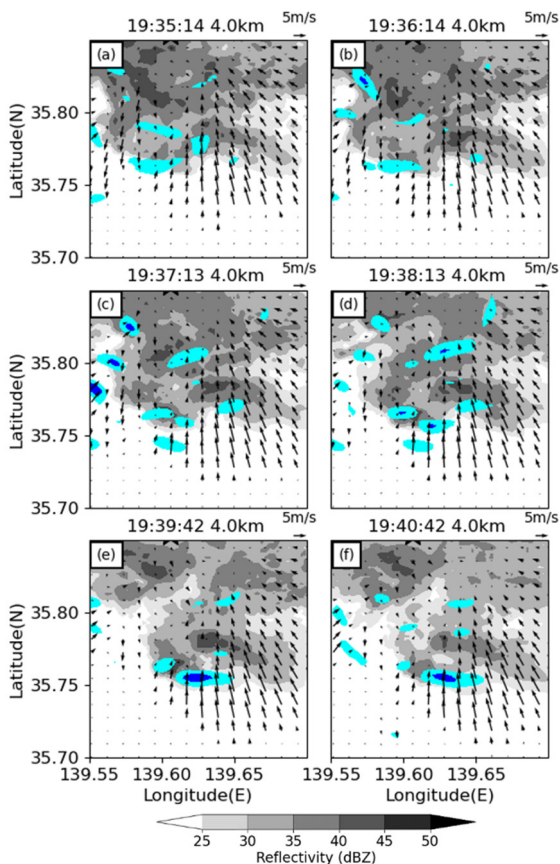


図5 高度4 kmのくぼみ周辺における収束領域と水平風偏差の時間変化。図4に示したくぼみに収束と水平風偏差を重ねている。水色と青色はそれ

ぞれ $6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上、 $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上の収束領域を表す。

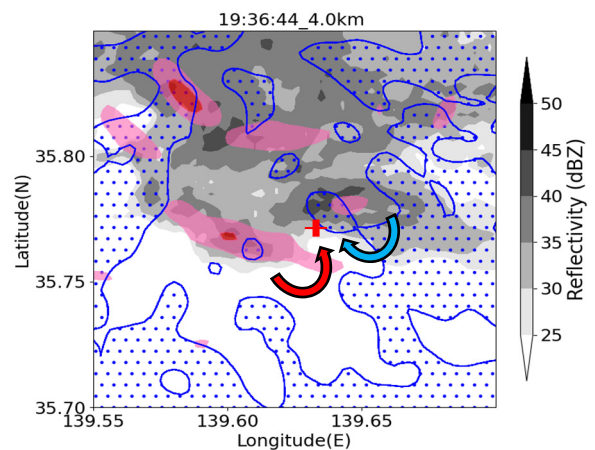


図6 19時36分44秒の高度4 kmにおけるくぼみの上に水平渦度と下降流域を重ねた図。青色のドット領域は負渦度領域を表している。赤とピンクの領域はそれぞれ 12 m/s 以上、6 m/s 以上の下降流域を表す。

4. まとめ

2018年8月27日のDB事例についてMP-PAWRで観測したデータを用い、前兆の確認と収束発散や渦度の計算により、中層エコーのくぼみの形成メカニズムの検証を行った。先行研究で明らかにされた3つの前兆現象についてより詳細な鉛直構造を30秒間隔で確認することができた。さらに本研究では、前兆現象の力学的構造を明らかにするために、中層のエコーのくぼみがどのように形成されたかについて着目した。くぼみの形成メカニズムについて先行研究は、鉛直シアによる水平渦度が下降気流により立ち上がって渦対を形成し、周囲の乾燥空気を取り込むことでくぼみが形成されることを示唆している。本研究ではこの仮説について渦度の分布と下降流との位置関係を確認することで検証を行った。検証の結果、くぼみの東西で正と負の渦対を確認することができ、渦対の境界および正渦域で強い下降気流が存在していることがわかった。この結果は先行研究の仮説と概ね整合的であり、水平渦の立ち上がりは下降気流によるものであることの根拠となり得るものであった。しかし、先行研究で提唱された仮説がDBの発生に対してどのような影響を及ぼすのかについて調べるためには、渦対とDBとの時間関係や、初期の発生環境などについてより詳細に解析を行

う必要がある。また今回使用した3次元変分法の精度についても検討をすすめる必要がある。

謝 辞

名古屋大学宇宙地球環境研究所の高橋暢宏教授には本研究で使用したMP-PAWRのデータを快く提供してくださいました。心より御礼申し上げます。本研究はJSPS科研費20K05026, およびJAXA EO-RA3の支援を受けて実施されました。

参 考 文 献

- 東京気象管区气象台, 2018: 一現地災害報告書 平成30年10月24
- Adachi, T., K. Kusunoki, S. Yoshida, K. Arai, and T. Ushio, 2016: High-speed volumetric observation of a wet microburst using X-band phased array weather radar in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3749-3765.
- Gao, J., M. Xue, S. Y. Lee, A. Shapiro, Q. Xu, and K. K. Droegemeier, 2006: A three-dimensional variational single-Doppler velocity retrieval method with simple conservation equation constraint., *Meteorol. Atmos. Phys.*, **94**, 11-26, doi:10.1007/s00703-005-0170-7.
- Lee, W. C., R. M. Wakimoto, and R. E. Carbone, 1992: The evolution and structure of a “bow-echo-microburst” event. Part II: The bow echo. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2211–2225.
- Ohno, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, M. Yoshizaki, N. Hasegawa, Y. Tanaka, Y. Muramatsu, and Y. Ogura, 1994: Okayama downburst on 27 June 1991: Downburst identifications and environmental conditions. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 197–222.
- Roberts, R. D., and J. W. Wilson, 1989: A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar. *J. App Meteor.*, **28**, 285–303.
- Takahashi, N., T. Ushio, K. Nakagawa, F. Mizutani, K. Iwanami, A. Yamaji, T. Kawagoe, M. Osada, T. Ohta, and M. Kawasaki, 2019: Development of Multi-Parameter Phased Array Weather Radar (MP-PAWR) and early detection of torrential rainfall and tornado risk. *J. Disaster Res.*, **14**, 235–247.

Appendix

本研究で用いた3次元変分法の評価関数は次の通りである。

$$J = J_E + J_{Vr} + J_B + J_D + J_S \quad (1.1)$$

(1.1)式の右辺第1項 J_E は水物質のラグランジュ的な保存性を評価するものであり, (1.2)式と(1.3)式で定義される。

$$J_E = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_E(E_n)^2 \quad (1.2)$$

$$E_n = \frac{1}{2 \Delta t} (\eta_{ob}^{n+1} - \eta_{ob}^{n-1}) + \left(u_m \frac{\partial}{\partial x} + v_m \frac{\partial}{\partial y} + w_m \frac{\partial}{\partial z} \right) \eta_{ob}^n - (k_H \nabla_H^2 + k_v \nabla_v^2) \eta_{ob}^n - F_m \quad (1.3)$$

ここで i, j, k, n はそれぞれ緯度, 経度, 鉛直, 時間方向の格子番号, Δt はレーダースキャン間隔である。 N は計算を行う総格子数, η_{ob} はレーダー反射強度である。 W_E は評価関数における J_E の重み係数である。

(1.1)式の右辺第2項 J_{Vr} は, 風速3成分の推定値から計算されるドップラー速度と観測されたドップラー速度との差を評価するものであり, 次式で定義される。

$$J_{Vr} = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_r(V_r - V_{rob}^n)^2 \quad (1.4)$$

ここで V_{rob} は観測されたドップラー速度である。 W_r は J_{Vr} の重み係数である。

(1.1)式の右辺第3項 J_B は, 風速3成分の推定値と背景風との差を評価するものであり, 次式で定義される。

$$J_B = \frac{1}{2} \left[\sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_{ub}(u_m - u_b)^2 + \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_{vb}(v_m - v_b)^2 + \right.$$

$$+ \left. \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_{wb} (w_m - w_b)^2 \right] \quad (1.7)$$

ここで u_b, v_b, w_b はそれぞれ背景風の東西風, 南北風, 鉛直風である。本研究では背景風には MSM データを内挿したものを使用した。 W_{ub}, W_{vb}, W_{wb} は風速 3 成分それぞれにおける J_B の重み係数である。

(1.1)式の右辺第 4 項 J_D は、非弾性近似の連続の式による補正を行うものであり、次式で定義される。

$$J_D = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_D D^2 \quad (1.6)$$

$$D = \frac{\partial \bar{\rho} u_m}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v_m}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w_m}{\partial z} \quad (1.7)$$

ここで $\bar{\rho}$ は各高度における水平平均密度であり、本研究では MSM データの気温および気圧から求めた。 W_D は J_D の重み係数である。

(1.1)式の右辺第 5 項 J_S は、風速 3 成分の推定値の空間平滑化を行うものであり、次式で定義される。

$$J_S = \frac{1}{2} \left[\sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_{us} (\nabla^2 u_m)^2 + \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_{vs} (\nabla^2 v_m)^2 + \sum_{i,j,k,n}^{N-1} W_{ws} (\nabla^2 w_m)^2 \right] \quad (1.8)$$

W_{us}, W_{vs}, W_{ws} は風速 3 成分それぞれにおける J_S の重み係数である。

本研究では(1.2), (1.4), (1.5), (1.6), (1.8)式の重み係数を Gao et al. (1992)を参考とし、

$W_E = 1.0 \times 10^4$, $W_{V_r} = 1.0$, $W_{ub} = 1.0$, $W_{vb} = 1.0$, $W_{wb} = 1.0$, $W_D = 1.0/(5.0 \times 10^{-4})^2$, $W_{us} = 1.0 \times 10^{10}$, $W_{vs} = 1.0 \times 10^{10}$, $W_{ws} = 1.0 \times 10^{10}$ とした。