

黄土高原南部における局地循環と積雲発生に関する数値実験

*西川 将典¹・檜山 哲哉²・坪木 和久²・福嶋 義宏³

1: 名古屋大学 大学院環境学研究科

2: 名古屋大学 地球水循環研究センター

3: 総合地球環境学研究所

1. はじめに

乾燥地や半乾燥地における積雲の発生は、地形に起因した局地循環や、地表被覆のコントラストが重要な要因であると考えられている。例えば、モンゴル南部において、大規模な山岳地形の存在が、積雲の発生に重要な役割を果たすことが指摘されている [Sato *et al.*, 2007]。

黄土高原南部における大気境界層 (Atmospheric Boundary Layer, 以下 ABL) 高度の季節進行過程の解析から、我々は、大気水蒸気量が増加する 4 月から 7 月にかけての 4 ヶ月間を通じて、積雲が頻繁に発生したことを示した [西川ほか, 2007; 本報告書]。下面境界が水平・平坦な条件下での積雲発生に関する感度実験 [高橋ほか, 2007; 本報告書] において、地表面の乾湿や大気水蒸気量の大小が積雲発生に大きな影響を与えることが明らかとなった。一方で、黄土高原特有の浸食谷を有する台地状の地形も積雲発生に影響を与える可能性が考えられる。そこで、黄土高原に特有の地形が ABL の発達や積雲発生に与える影響を評価することを目的に、雲解像モデルの CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) [Tsuboki and Sakakibara, 2003] を用いて感度実験を行った。本研究では地形の有無による ABL の発達や積雲発生の差異とともに、積雲発生の際に起こる局地循環のスケールについて調べた。

2. 方法

感度実験は表 1 に示したように、下面境界を水平・平坦にした場合と実地形の場合の計 2 通り、蒸発効率を 0.05 と 0.2 の計 2 通り、合計 4 通りの設定で行った。蒸発効率は実測値 [Li *et al.*, 2008] を参考に、乾燥した場合を想定して 0.05、湿潤な場合を想定して平均値の 0.2 に設定した。

図 1 に下面境界に設定した実地形の標高を示す。緑色で塗った部分は、標高 1200~1224 m の台地面に相当する。台地面は北西から南東方向に延びており、台地の南北に深さ約 200 m の谷が存在する。領域中心点は、台地面上の長武試験地の位置に相当するように設定した。水平・平坦とは、下面境界を台地面上の長武試験地の標高 1224 m の平面にした設定を指す。

下面境界に実地形を設定した場合の数値実験の概要を表 2 に示した。下面境界に実地形を設定したために、高橋ほか [2007; 本報告書] による下面境界を水平・平坦にした場合の条件設定から次のように変更した。側面条件は放射境界条件に設定し、広くバッファ領域を取るために 50 km×50 km の計算領域で計算し、20 km×20 km の中心領域のみを解析に使用した。また、計算の破綻を防ぐために、計算のタイムステップを 0.5 s と小さく取った。

3. 結果及び考察

3.1 ABL の特徴

はじめに実地形と水平・平坦な場合の ABL の特徴を示す。図 2 に領域平均した地表面フラ

ックスの日内変化を示す。実験 2, 4 の実地形の場合と実験 1, 3 の水平・平坦な場合に関係なく、蒸発効率が同じ条件であれば領域平均した顕熱フラックスと潜熱フラックスの日内変化はほぼ変わらなかった。実験 1, 2 の蒸発効率を 0.05 とした場合、日最大顕熱フラックスは約 300 W/m^2 、日最大潜熱フラックスは約 250 W/m^2 であった。また、実験 3, 4 の蒸発効率を 0.2 とした場合、日最大顕熱フラックスは約 150 W/m^2 、日最大潜熱フラックスは約 500 W/m^2 であった。

図 3 に領域中心点における温位と水蒸気混合比の時間高度断面図を示す。水蒸気混合比のコンターが混んでいる高度が ABL 高度に相当する。蒸発効率が 0.05 の場合、最大 ABL 高度は約 2.8 km、蒸発効率が 0.2 の場合、最大 ABL 高度は約 2 km となった。実地形の場合には、水平・平坦な場合と比較して、ABL が発達し始める時間が遅く、ABL 高度は急な立ち上がりを示した。また ABL 内の温位が低くなった。これは、実地形の場合、谷内部の加熱に顕熱フラックスが使われたためと考えられる。水平・平坦な場合、ABL 内の水蒸気混合比はよく混合されるため、ABL の発達とともに減少していった。しかし、実地形の場合、地表面付近の ABL 内の水蒸気混合比が次第に増加した。この水蒸気混合比の増加は、実地形に起因した局地循環が関わっている可能性が考えられた。

次に実地形と水平・平坦な場合の積雲発生を示す (図 4)。図でシェードは雲水混合比を表し、積雲の発生を表す。水平・平坦な場合、ほとんど積雲が発生しなかったが、実地形の場合、午後に積雲が発生した。積雲はサーマルに伴う上昇流の上端付近に発生した。発生した積雲の量やその分布を調べるために、全計算時間について雲水混合比を鉛直積算し、図 5 にその分布を示した。図 5 より、同じ下面境界のもとで蒸発効率を 0.05 から 0.2 にする (実験 1→実験 3, 実験 2→実験 4) と、雲水混合比は増加した。また、同じ蒸発効率のもとで下面境界を水平・平坦から実地形にした場合 (実験 1→実験 2, 実験 3→実験 4)、雲水混合比は非常に増加した。ここで、後者の場合の方が雲水混合比の増加量は多くなった。雲水混合比の分布に着目すると、実地形の場合、台地の縁辺部で雲水混合比が多くなった。この傾向は実験 4 で顕著であった。ABL 高度付近の風向は、初期条件において南東方向であり、風上側の斜面や台地の縁の部分で積雲は多く発生したことが明らかとなった。

3.2 鉛直循環の特徴

実地形の場合、台地の縁辺部で積雲が多く発生したのは局地循環の影響による可能性を考え、鉛直循環について解析を行った。図 6 に実験 1, 2 のサーマルが良く発達した 13:20 北京標準時 (Beijing Standard Time; BST) の鉛直風速の水平断面図を示す。実験 1 と 2 で上昇流や下降流は同程度であったが、分布に違いが見られた。実験 1 の水平・平坦な場合では、サーマルの発達に伴う上昇流はベナール・レイリー型の対流セル構造をもつ規則的な分布を示し、上昇流の周囲で補償下降流が現れた。一方、実験 2 の実地形の場合では、サーマルの発達に伴う上昇流は台地の縁辺部でより多く、補償下降流は谷部でより多く現れた。よって、台地の縁辺部でサーマルが発達し、その上端付近に積雲が発生したため、図 5 に示したような雲水混合比の分布になったことが明らかとなった。

実験 2 の実地形の場合における詳細な鉛直循環の構造を調べるため、図 7 に領域中心点を中心とした東西断面図を示す。領域中心点の西 1 km から先 (-2.5~-1 km) は台地の斜面となるが、残りの部分はほぼ台地面である。風向は地上から標高 5 km まで、東風であった。

領域中心点 (0 km) 付近でサーマルの発達に伴う上昇流が発達し、その周囲で補償下降流が現れた。上昇流の上端付近 (標高約 3.5~4.2 km) において、積雲が発生した (図 4)。この上昇流の風上側 (1 km 付近) の標高 3 km 付近で、弱い東向きの反流が現れ、局地循環が発達した。補償下降流が乾燥した自由大気を取り込むため、下降流場における ABL 高度付近の水蒸気混合比は小さくなった。局地循環のスケールは、鉛直方向に約 2 km であり、水平方向に約 2 km であった。これらのスケールは ABL 高度のスケールとほぼ等しく、サーマルの発達に伴って、ABL 高度スケールの局地循環が発達し、上昇流域で積雲が発生したことが明らかとなった。

4. まとめ

黄土高原特有の地形が ABL の発達や積雲発生に与える影響を評価することを目的に、雲解像モデル (CReSS) を用いて感度実験を行った。実地形の場合を水平・平坦な場合と比較すると、午前中に ABL 高度は急な立ち上がりを示し、ABL 内の温位は低くなった。台地上における ABL 内の水蒸気混合比は、時間の経過とともに増加した。また、実地形の場合、台地の縁辺部に積雲が発達しやすくなった。

水平・平坦な場合、上昇流はベナール・レイリー型の対流セル構造をもつ規則的な分布を示したが、実地形の場合、上昇流が台地の縁辺部に発達しやすくなった。また、サーマルの発達に伴う局地循環が発達した。局地循環の鉛直方向のスケールは約 2 km (ABL 高度のスケール) であり、水平方向のスケールも約 2 km であった。

本研究より、実地形の場合、積雲が発生しやすい理由として、以下のプロセスが考えられた。実地形の場合、風上側の斜面や台地の縁の部分でサーマルは発達しやすくなるため、サーマルの発達に伴って ABL スケールの局地循環が発達し、台地表面上に水蒸気が集められる。サーマルは台地面付近に集まった水蒸気を持ち上げ、その上端付近に積雲が発生する。積雲発生に対して蒸発効率 (地表面の乾湿) よりも地形の方が大きな感度を有し、積雲発生には地形が大きな役割を果たすことが、感度実験の結果から明らかとなった。2005 年 4 月~7 月は大気水蒸気量が増加する時期であり、全期間を通じて積雲が発生した [西川ほか, 2007; 本報告書] のは、積雲発生が地表面の乾湿よりも黄土高原の地形に起因しているためであることが感度実験の結果から示唆された。

参考文献

- Li, W., T. Hiyama, A. Takahashi, M. Nishikawa, N. Kobayashi, A. Higuchi, W. Liu and Y. Fukushima (2008), Seasonal variations in the surface fluxes and surface parameters over Loess Plateau in China, *Hydro. Process.*, revised.
- Louis, J. F., M. Tiedtke and J. F. Geleyn (1981), A short history of operational PBL parameterization at ECMWF. *Workshop on the Planetary Boundary Layer Parameterization*, 59-79.
- 西川将典・檜山哲哉・高橋厚裕・李薇・藤波初木・樋口篤志・福嶋義宏 (2007), 黄土高原南部における総観場と地表面状態および大気境界層の季節進行過程, 黄河研究会報告書 2007 年 10 月 (石川), (本報告書).
- Sato, T., F. Kimura, and A. Hasegawa (2007), Vegetation and topographic control of cloud activity

over arid/semiarid Asia, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2006JD008129, in press.

高橋厚裕・檜山哲哉・西川将典・福嶋義宏 (2007), 黄土高原南部における地表面状態の変化が大気境界層と積雲発生に及ぼす影響—数値実験による考察—, 黄河研究会報告書 2007年10月 (石川), (本報告書).

Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2003), Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, 243-359, Springer.

表1 数値実験の概要

実験名	実験 1	実験 2	実験 3	実験 4
下面境界	水平・平坦	実地形	水平・平坦	実地形
蒸発効率	0.05	0.05	0.2	0.2

表2 下面境界に実地形を設定した場合の数値実験の諸条件 (実験対象日 2005年6月19日)

モデル	CRSS 2.1 [Tsuboki and Sakakibara, 2003]
乱流過程	1.5 次 TKE
雲物理過程	Warm rain
地表面過程	バルク法 [Louis et al., 1981] 地温の計算 0.1 m×30 層
領域	水平 500×500 (50 km×50 km) 鉛直 110 層 (11292.3 m)
解像度	水平 100 m 鉛直 50 m、4.2 km 以上は tanh でストレッチング
タイムステップ	0.5 s 間隔、計 36000 s (10 時間), 600 s ごとに出力
側面条件	放射境界条件
上面境界	固定壁境界条件
下面境界	実地形*
外力	短波放射の日変化
初期条件	下層 (地上~6.7 km): MR+WPR, 上層 (6.7 km 以上): Pingliang の 00Z (8BST) のラジオゾンデ
アルベド	0.156
蒸発効率	0.05, 0.2 [Li et al., 2008]
地表面粗度	0.47 m
最下層の地温	293.0 K
土壌の熱容量	$2.3 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$
土壌の熱拡散係数	$7.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

*<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

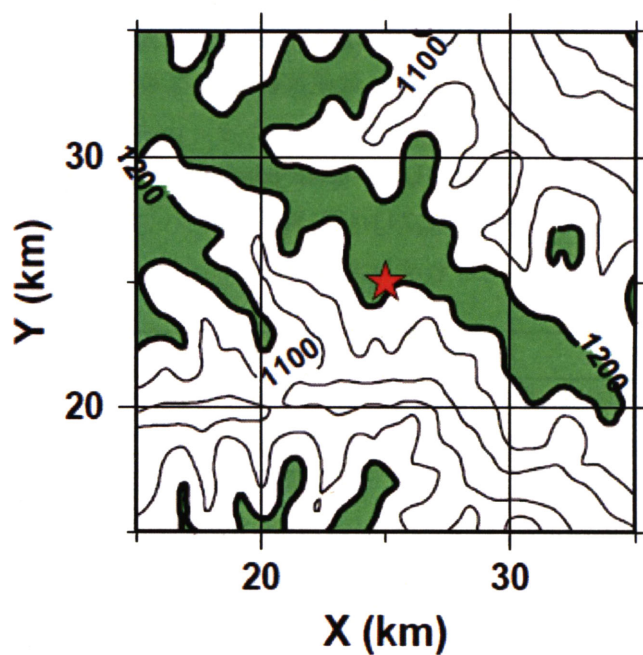


図1 下面境界に設定した実地形の標高。緑色で塗った部分は、標高 1200~1224 m の台地面に相当する。星印 (赤) は領域中心点 (長武試験地) を示す。

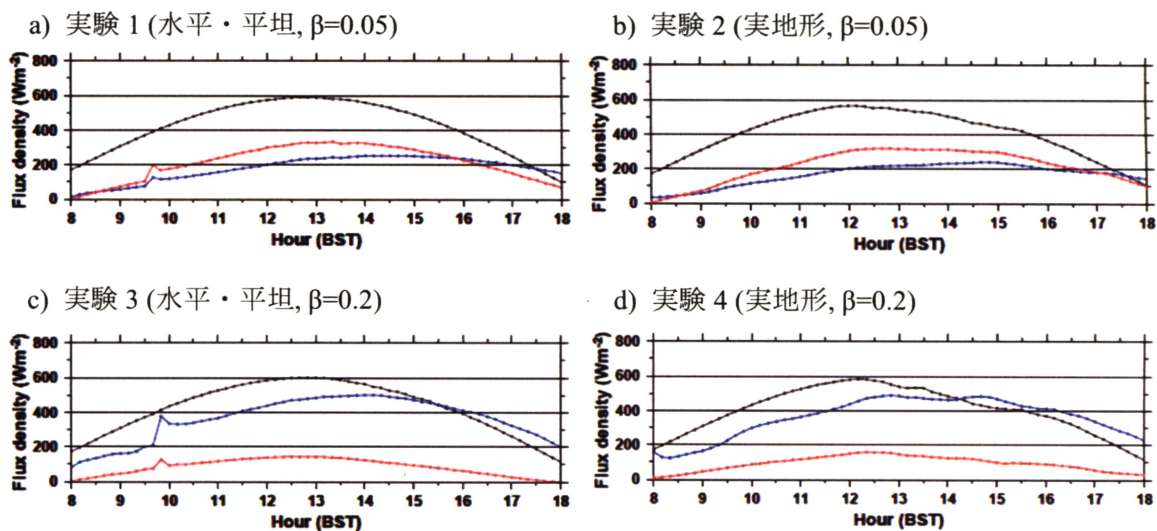


図2 領域平均した地表面フラックスの日内変化。黒は正味放射量、赤は顕熱フラックス、青は潜熱フラックスを示す。

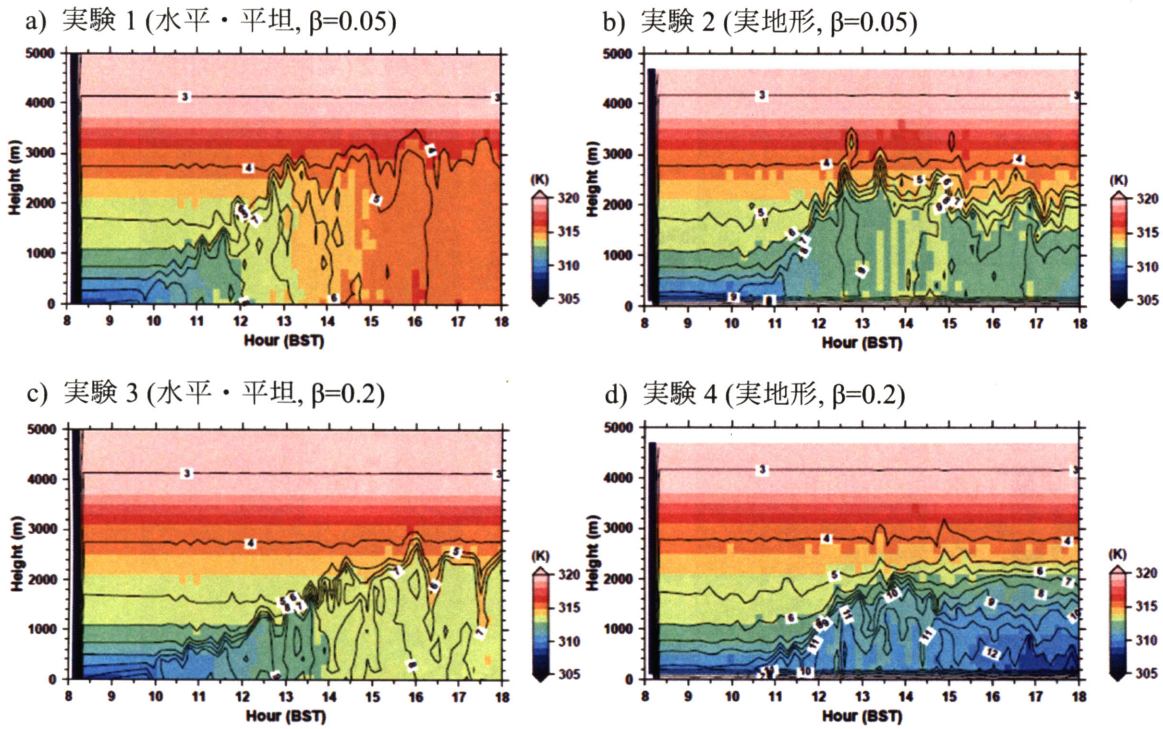


図3 領域中心点における温位と水蒸気混合比の時間高度断面図。シェードは温位、コンターは水蒸気混合比を表す。縦軸の高度は台地面（標高 1224 m）からの高さを表す。

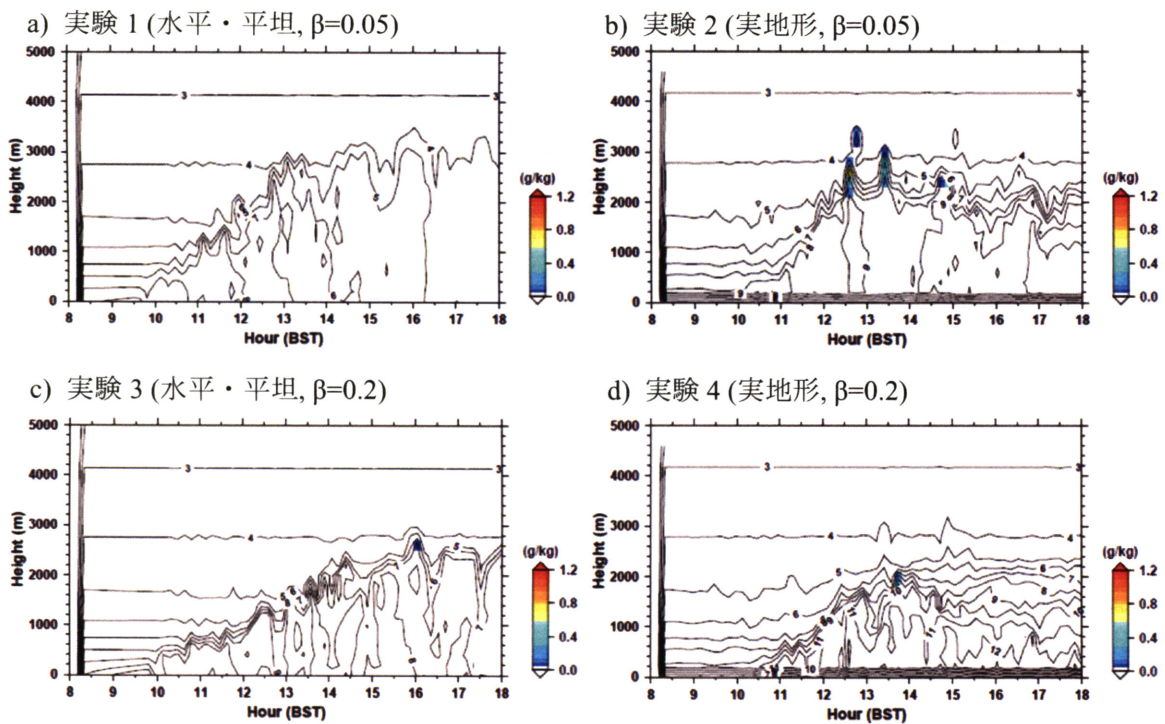


図4 領域中心点における雲水混合比と水蒸気混合比の時間高度断面図。シェードは雲水混合比、コンターは水蒸気混合比を表す。縦軸の高度は台地面（標高 1224 m）からの高さを表す。

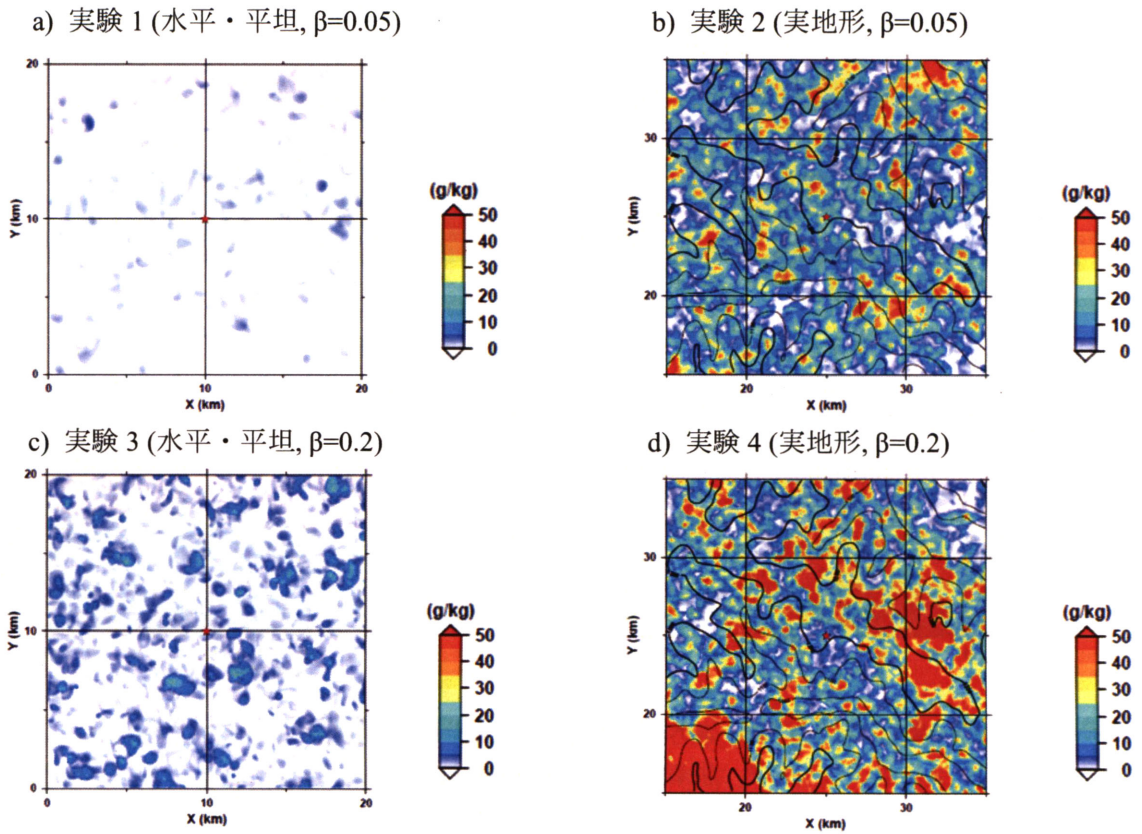


図 5 全計算時間において鉛直積算した雲水混合比の分布。シェードは雲水混合比を示す。下面条件を実地形にした実験 2 および実験 4 の図 (b および d) 中の黒線は、100 m 毎の標高を表す。台地面に相当する標高 1200 m を太線で示した。

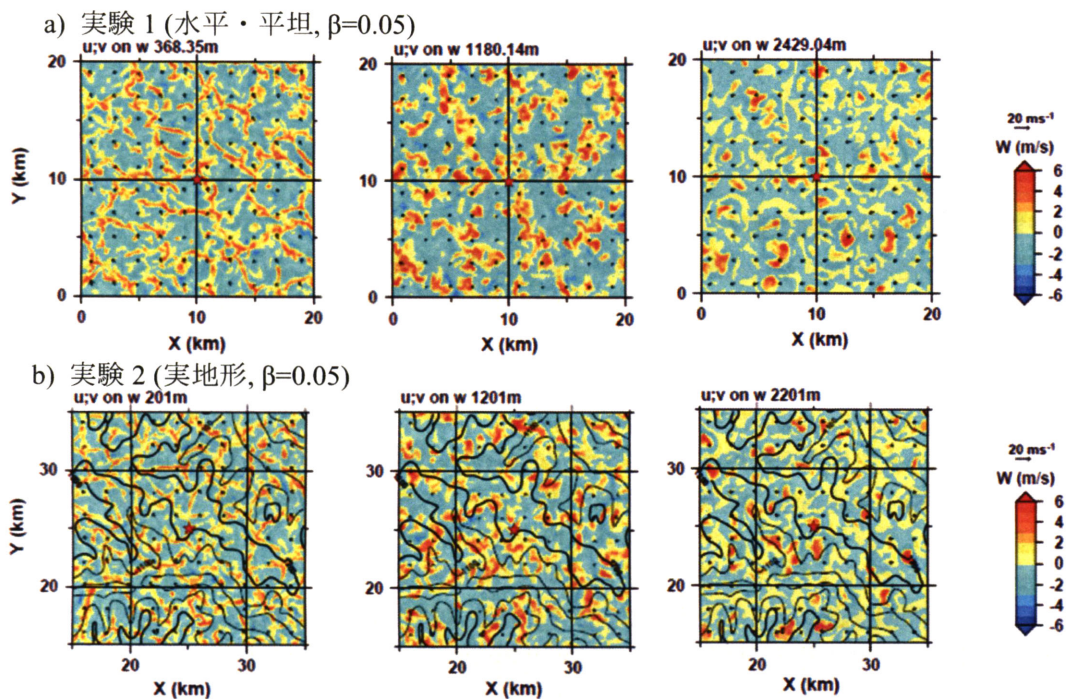


図 6 13:20 BST における鉛直風速と水平風の水平断面図 a) 実験 1, 左図: 高度 368.35 m, 中図: 高度 1180.14 m 右図: 高度 2429.04 m, b) 実験 2, 左図: 高度 201 m, 中図: 高度 1201 m 右図: 高度 2201 m。シェードは鉛直風速、ベクトルは水平風を表す。各高度は台地面 (標高 1224 m) からの高さを表す。a, b ともに左図は ABL 下層、中図は ABL 中層、右図は ABL 上層の高度に相当する。

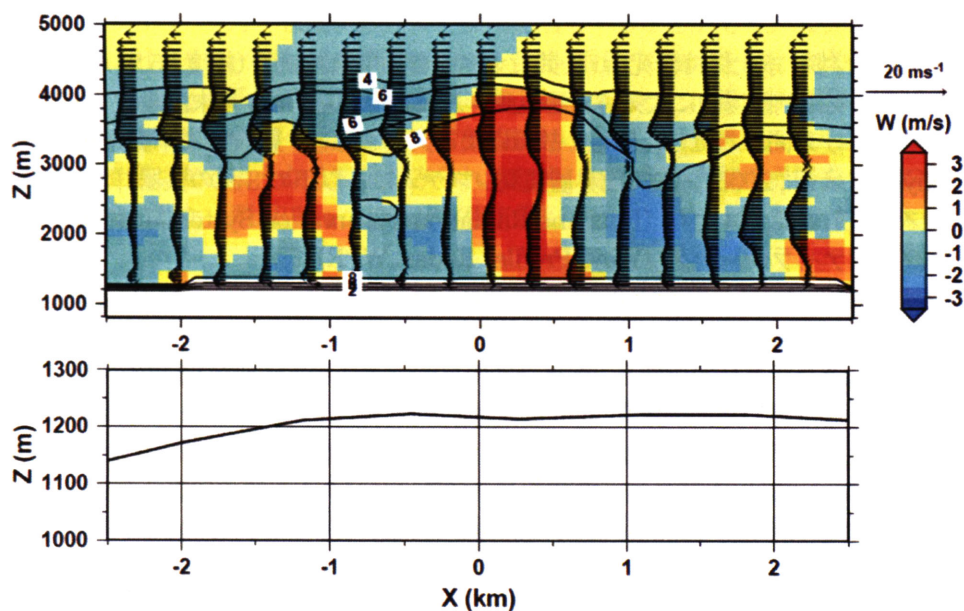


図 7 実験 2 の 13:20 BST 鉛直風速と水平風の東西断面図 (上) とその標高 (下)。東西断面図のシェードは鉛直風速、ベクトルは東西風を、コンターは 2 g/kg 毎の水蒸気混合比を表す。X 軸の 0 km は領域中心点であり、領域中心点から東西に 2.5 km (東方向を正、西方向を負)、計 5 km の領域の断面図である。Z 軸は台地面からの高さではなく、海拔高度を表す。