

令和 2 年度 修士論文

ロシア沿海州の山脈が冬季日本海上の 気団変質と降雪雲に及ぼす影響

北海道大学大学院 環境科学院 地球圏科学専攻

大気海洋物理学・気候力学コース 大気陸面相互作用分野

河本 光司

令和 3 年 1 月 28 日提出

要旨

冬季、ユーラシア大陸からの寒気の吹き出しに伴い、多数の降雪雲が日本海上で発達し、日本列島の日本海側には多量の降雪がもたらされる。降雪雲の発生・発達には大陸東岸の地形が大きな影響を与えることが古くから報告されている (Tsuchiya and Fujita 1967; 浅井 1988)。特に、極東ロシア沿海州に存在する長さ約 1000 km におよぶ長大なシホテアリニ山脈は日本海北部での小低気圧の発達 (Tamura and Sato 2020) や、北海道西岸に局地的な大雪をもたらす太い筋雲の発生 (Muramatsu 1979; Ohtake et al. 2009)、筋状降雪雲の蛇行 (村松 1978; 織田 2019 年度修士論文) に関わっていることが明らかになっている。織田 (2019) は、寒気吹き出し時にはシホテアリニ山脈風下斜面でおろし風とそれに伴うハイドロリックジャンプ (跳水現象) が長時間発生していたことを示した。ハイドロリックジャンプは寒冷な地上付近の大気を強制的に上空に運ぶことで、下層大気の安定度を減少させ、暖かい日本海上での対流混合層の発達以前に鉛直混合を引き起こすと考えられる。この現象が日本海上での気団変質や降雪雲の発達へ及ぼす影響を明らかにすることは、北日本における降雪の理解を深めるために重要だと考えられる。

本研究では、寒気吹き出し事例を再現した数値実験と、山脈の標高を改変した実験を行い、両者の結果を比較することで山脈の地形が気団変質と降雪雲の発生・発達に与える影響を調べた。2018 年 11 月 22 日から 24 日にかけて発生した寒気吹き出しを対象とし、大気モデルには領域気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting model) Ver. 3.7.1 を使用した。日本海北部を中心とした水平格子間隔 18, 6, 2 km の領域を設定し、双方向ネスティングで計算を行った。

実験結果の解析から、おろし風とハイドロリックジャンプは山脈のすぐ風下での大気境界層の発達に影響を与えていることがわかった。再現実験では、おろし風に伴う強風により沿岸部では大きな顕熱・潜熱フラックスが生じ、ジャンプに伴う鉛直混合により、沿岸付近で 1.5 km 程度の厚さのほぼ中立な成層が形成した。この中立成層の効果により、海上での降雪雲の鉛直方向への発達は促進され、山脈に沿った方向に平均した吹き出し期間を通じた海上での降雪は、沿海州沖 160 km 付近で極大を示した。降水は沿海州沖に向かって一旦減少し、その後単調に増加した。山脈の標高を元の 50%, 25% に減少させた感度実験でもおろし風、ハイドロリックジャンプは生じたが、その期間は短くなり、おろし風の弱化により沿岸での顕熱フラックス・潜熱フラックスも弱く、海上での対流混合層も薄くなった。また、降雪雲の鉛直方向への発達も遅れ、海上での降水も遅れて始まった。一方、北海道沿岸の山岳部での降水はシホテアリニ山脈の標高を低くした感度実験の方がやや弱くなった。これは、標高を低くした実験では内陸の低温の空気が流出しやすくなることで北海道沿岸付近での気温がより低くなり、北海道沿岸の山岳で持ち上げられる空気が含む水蒸気量が小さくなるためと推測される。また、シホテアリニ山脈の地形を平滑化した実験では、海上で生じる筋状降雪雲の数が増え、再現実験に比べ、降雪雲が山脈に沿って一様に分布していた。

目次

第 1 章 背景	1
1-1 降雪雲に対する地形の影響	1
1-2 山脈風下でのおろし風とハイドロリックジャンプ	3
1-3 研究目的	5
第 2 章 研究手法	6
2-1 シミュレーション設定	6
2-2 地形改変	7
第 3 章 対象事例	9
3-1 寒気吹き出し事例の詳細	9
3-2 対象期間の気象	10
第 4 章 結果と考察	11
4-1 再現実験 (MT100)	11
4-2 山脈の標高を減少させた感度実験 (MT50, MT25)	14
4-3 山脈標高の影響についての考察	29
4-4 小規模な山岳の効果に関する感度実験 (MTSM)	30
第 5 章 まとめ	43
謝辞	45
参考文献	46

第1章 背景

1-1 降雪雲に対する地形の影響

冬季，ユーラシア大陸からの寒気吹き出しに伴い，日本海上では多数の降雪雲が発達し，日本列島の日本海側に多量の降雪がもたらされる．海上で形成される雲の初期形成点は季節風の強さと，風上側の山の高さに強く影響していること (Tsuchiya and Fujita 1967) や，朝鮮半島の長白山脈の分流効果により，日本海寒帯気団収束帯 (Japan Seapolar Airmass Convergence Zone : JPCZ) が形成され(浅井 1988)，北陸や山陰地方にかけて豪雪をもたらす等，大陸東岸の地形が大きな影響を与えていることが古くから報告されている．特に，極東ロシア沿海州に存在する長さ約1000 kmに及ぶシホテアリニ山脈においても日本海北部での降雪雲の発生・発達や北海道西岸地方への降雪に対し影響を与えていることが明らかになっている．Tamura and Sato (2020) では日本海北部で頻繁に発生する小低気圧 (Polar MesoCyclones; PMCs) の発生・発達にシホテアリニ山脈が関わっており，山脈が大陸からの季節風をブロックすることで，日本海上の水平風シアの強化によるPMCの形成や，PMCが発達しきる前の北海道への上陸を防いでいるという結果が明らかになっている．また，北海道西岸地方の岩見沢に局地的な大雪をもたらす太い筋雲 (図1) の初期形成点はシホテアリニ山脈のある特定の山の風下に固定されているという報告がある (Muramatsu 1979)．Ohtake et al. (2009) では数値実験からこの太い降雪雲の形成メカニズムについて調べ，寒気吹き出し時に山脈内の特定の山の風下に形成される収束帯が筋雲の形成点を決めること，南西側で低く北東側で高い山脈の標高により山脈を乗り越える空気に温度差ができ，海上で前線帯が形成することで降雪雲を発達させると結論付けた (図2)．

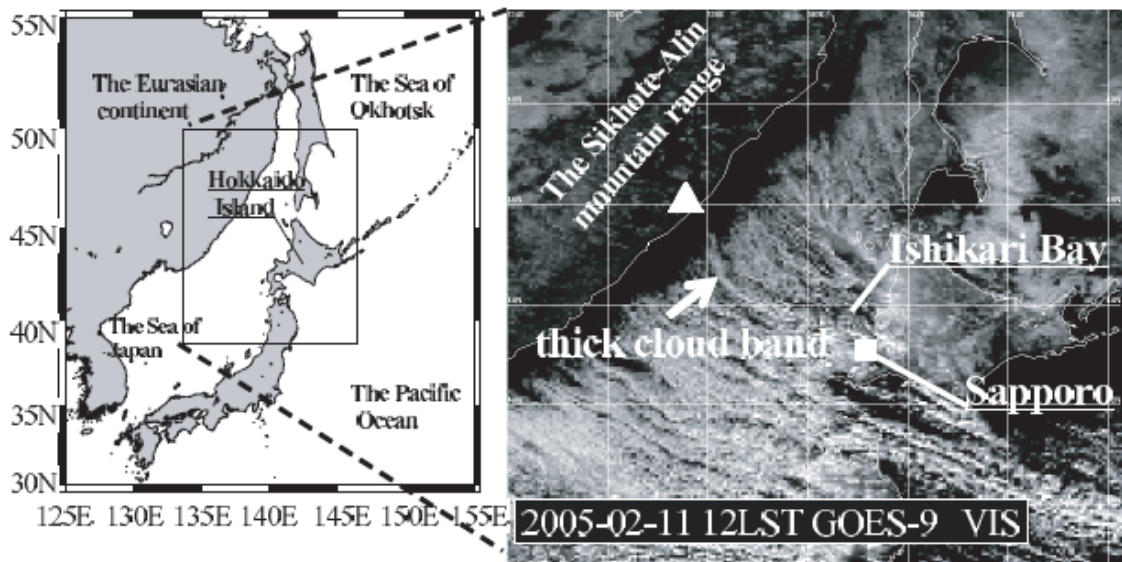


図 1：シホテアリニ山脈風下に形成される太い筋状降雪雲(Ohtake et al.2009 より引用)

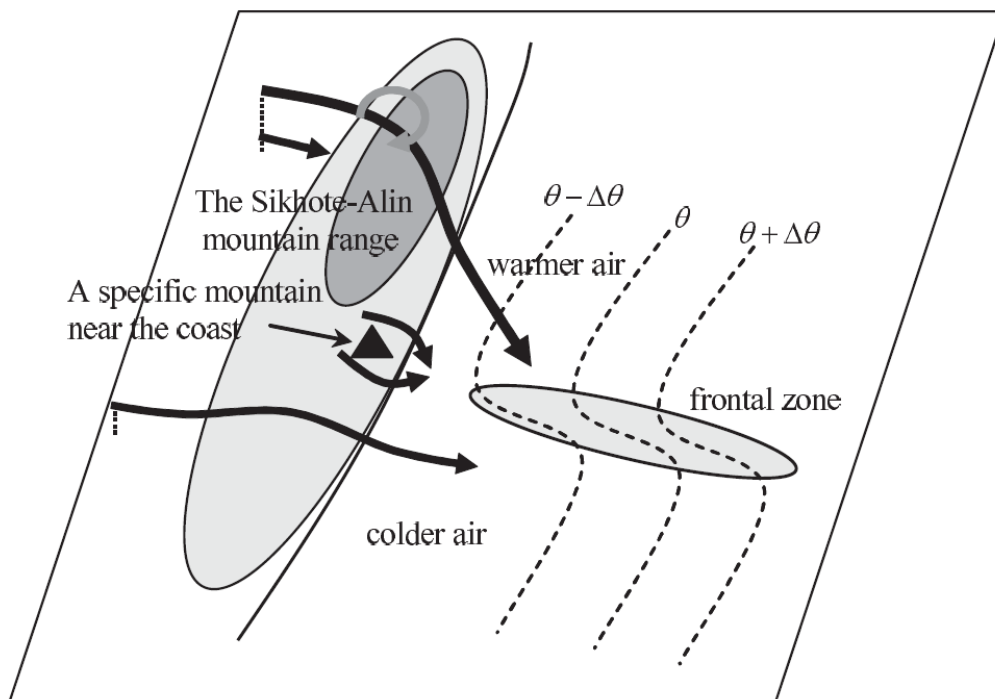


図 2：太い筋状降雪雲の形成メカニズム(Ohtake et al.2009 より引用)

1-2 山脈風下でのおろし風とハイドロリックジャンプ

寒気吹き出し時にシホテアリニ山脈風下で発生する筋状降雪雲はしばしば蛇行することがある。1972 年 12 月 21～22 日に石狩平野に日降雪量 80 cm を越す帯状の降雪があり、集中的に降雪があった岩見沢では降雪量に約 8 時間の周期性が見られた(図 3)。村松(1978)ではレーダエコーを使用した解析から先述の太い筋状降雪雲が蛇行していたことが要因であると論じた(図 4)。織田 (2019 年度修士論文) は 2018 年 11 月 22～24 日に発生した寒気吹き出し事例を対象とし、数値実験により筋状降雪雲の蛇行メカニズムについて調べた。蛇行は特定の太い筋雲のみの現象ではなく、山脈風下の多数の筋雲について一様に起きている現象であり、山脈に沿った方向に空間平均を行い解析を行った。その結果、寒気吹き出し期間中、シホテアリニ山脈風下では大規模なおろし風とハイドロリックジャンプ(跳水現象)が発生しており、ハイドロリックジャンプの開始および終了時に顕著な筋雲の蛇行が起こることを示した。Ohtake et al. (2009) と同様に気柱の収縮によるポテンシャル渦度の保存によって風下斜面でのおろし風が時計回りに偏向され、山脈風下で南西向きの風が発生する。ハイドロリックジャンプにより南西向きの風が上空に持ち上げられると、その先端部で水平風シアが発生し、雲が屈曲する。これが風下に伝搬することにより筋状降雪雲の蛇行が生じると結論付けた(図 5)。

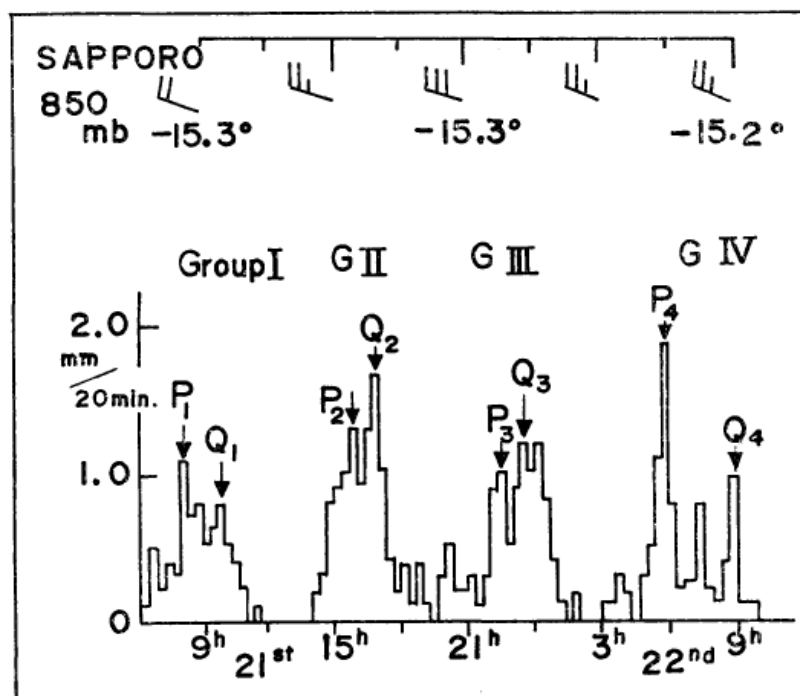


図 3: 1972 年 12 月 21～22 日の岩見沢における降雪量の変化及び札幌 850 mb 高度の風向、風速(村松 1978 より引用)

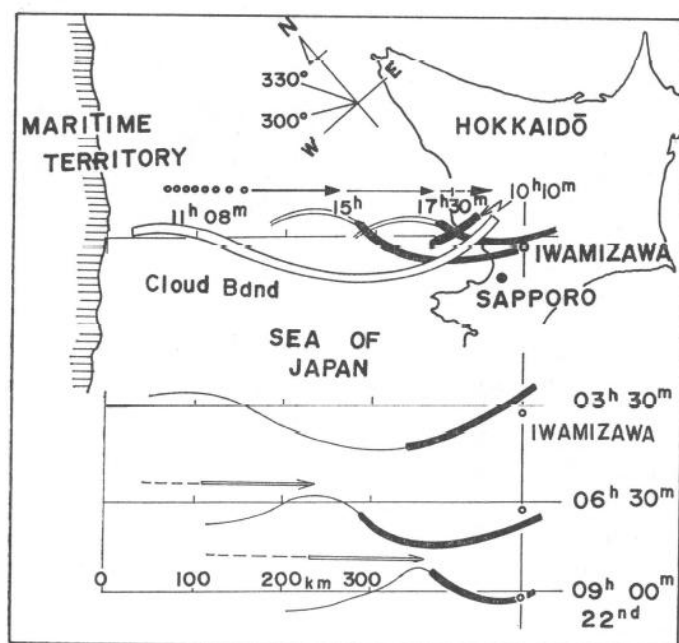


図 4 蛇行する降雪雲とレーダエコーの合成図 黒塗りはエコー部分を表す(村松 1978 より引用)

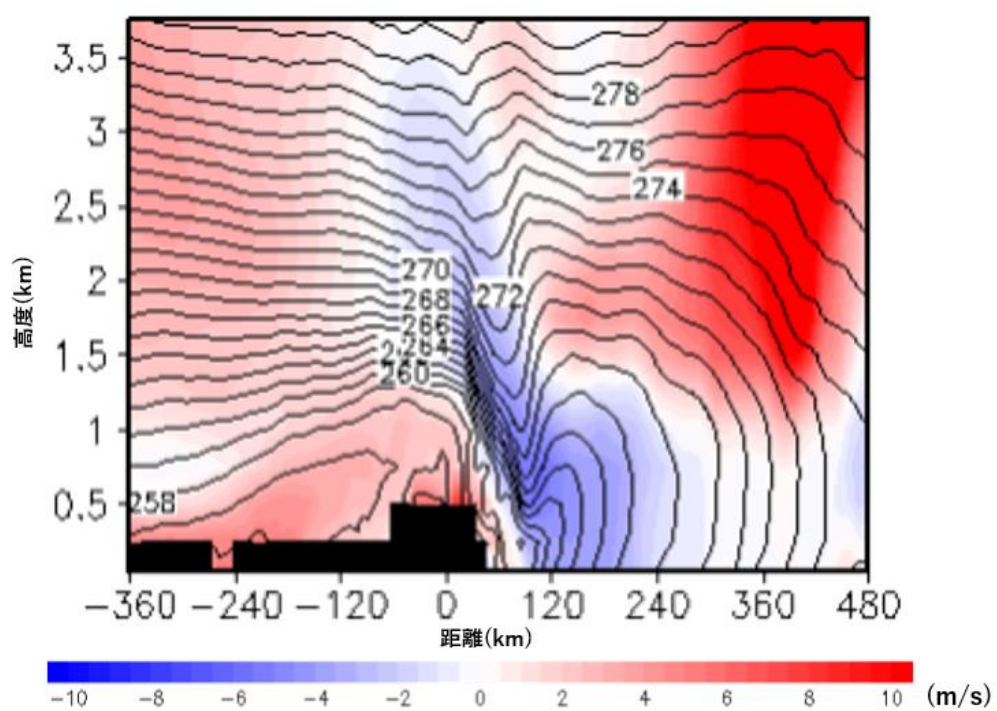


図 5 : 2018 年 11 月 23 日 0300UTC の山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分 (m/s, 陰影) と温位 (K, 等値線) の鉛直断面図 (織田 2019 より引用).

1-3 研究目的

織田(2019)は、寒気吹き出し時にはシホテアリニ山脈風下斜面で長時間おろし風とハイドロリックジャンプが発生していたことを示した。おろし風はその強風により、沿岸域における顕熱・潜熱フラックスを増加させ、またハイドロリックジャンプは地上付近の寒冷的な空気塊を強制的に上空に持ち上げることで、大気下層の安定度を減少させ、温暖な日本海上での対流混合層の発達以前に鉛直混合を引き起こしていると考えられる。この現象が日本海上での気団変質や降雪雲の発達へ及ぼす影響について明らかにすることは、北日本における降雪の理解を深める上で重要だと考えられる。本研究では、寒気吹き出し時に山脈風下でハイドロリックジャンプの発生が確認できた事例について数値実験を行った。本研究は、この再現実験とシホテアリニ山脈の地形を変更した感度実験の結果を解析、比較することで山脈の地形がおろし風・ハイドロリックジャンプを通して日本海上での気団変質や降雪雲の発達へ与える影響を明らかにすることを目的とする。

第2章 研究手法

2-1 シミュレーション設定

本研究は領域気象モデル WRF (The Weather Research and Forecasting Model) Ver. 3.7.1 を用いて数値実験を行い，地形を改変させていない再現実験と地形を改変させた感度実験との比較によりおろし風，ハイドロリックジャンプの影響を調査した．計算領域を図6に示す．水平格子間隔はそれぞれ Domain1 (D1) で 18 km, Domain2 (D2) で 6 km, Domain3 (D3) で 2 km とし．鉛直格子数はいずれの領域でも 51 層で，間隔は下層は細かく (50m 程度)，上層は粗くとり，モデル上端は 50 hPa とした．物理過程等，モデルの設定の詳細は表1に示す．D1 は 2018 年 11 月 20 日 0000UTC に計算を始め，D2 は D1 開始の 12 時間後，D3 は D1 開始の 24 時間後にそれぞれ計算を開始し，すべての領域で 24 日 1200UTC まで計算を行った．また海面水温 (SST) を含む初期値，境界値は NCEP Final Analysis (水平解像度 1° , 6 時間間隔) から与えた．

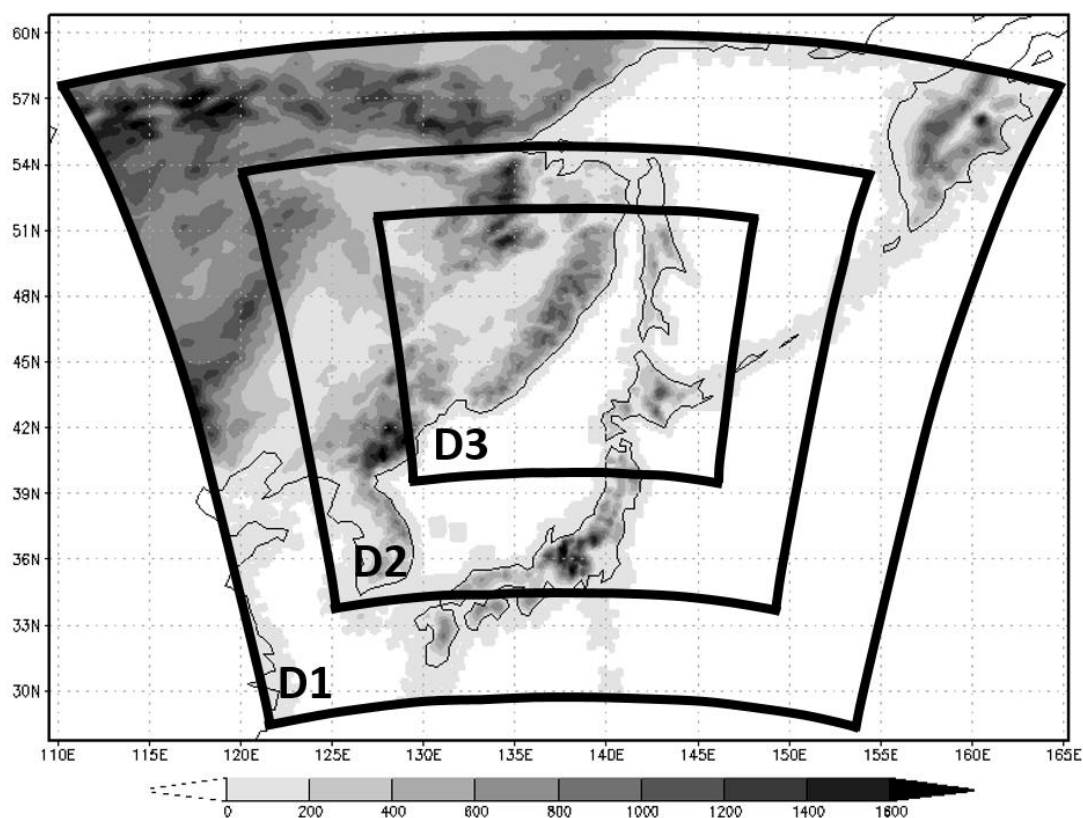


図 6 : 数値モデルの計算領域

表 1.数値モデルの設定

計算領域	Domain1(D1)	Domain2(D2)	Domain3(D3)
水平格子間隔	18 km	6 km	2 km
開始日時	2018年11月20日 0000UTC	2018年11月20日 1200UTC	2018年11月20日 0000UTC
終了日時	2018年11月24日 1200UTC		
雲微物理スキーム	WSM 6-Class Scheme Hong and Lim 2006 水蒸気,雲水,雨,雪,雲氷,霰		
放射スキーム	RRTMスキーム (長波,短波)		
接地層スキーム	Monin-Obukhov(Janjic Eta)		
地表面スキーム	Noah Land-Surface Model		
境界層スキーム	Mellor-Yamada-Janjic		
積雲スキーム	Kain-Fritsch		

2-2 地形改変

本研究では地形の影響を調査するため、感度実験としてシホテアリニ山脈の標高を約 50 %に減少させた実験 (MT50) と約 25 %に減少させた実験 (MT25) に加え、D1 で用いる地形 (地形の解像度：1/6 度) をそのまま D2, D3 の計算に適用することで、細かな山岳の効果が表現されなくした実験 (MTSM) を行った。図 7, 図 8 にそれぞれ MT100, MT50, MT25 で用いた地形と、MTSM で用いた地形を示す。MT50, MT25 で使用する地形は、以下の式で改変した。

$$Hm = Ho \times \left[1 - rf \times \exp \left\{ - \left(\frac{\frac{1}{\sqrt{2}}(dx(x - x_0) + dy(y - y_0))}{radx} \right)^2 - \left(\frac{\frac{1}{\sqrt{2}}(dx(x - x_0) - dy(y - y_0))}{rady} \right)^2 \right\} \right]$$

ここで、 Ho は元の標高、 rf は標高の減少率、 dx, dy は格子サイズ、 x_0, y_0 は改変する領域の中心座標、 $radx, rady$ は半径を表しており、緯度線から 45° 傾き、 x_0, y_0 を中心とした半径 $radx, rady$ の楕円内を中心からの距離に応じて標高を減少させるようになっている。そのため中心から十分離れた地点は元の標高から変化がないようになっている。

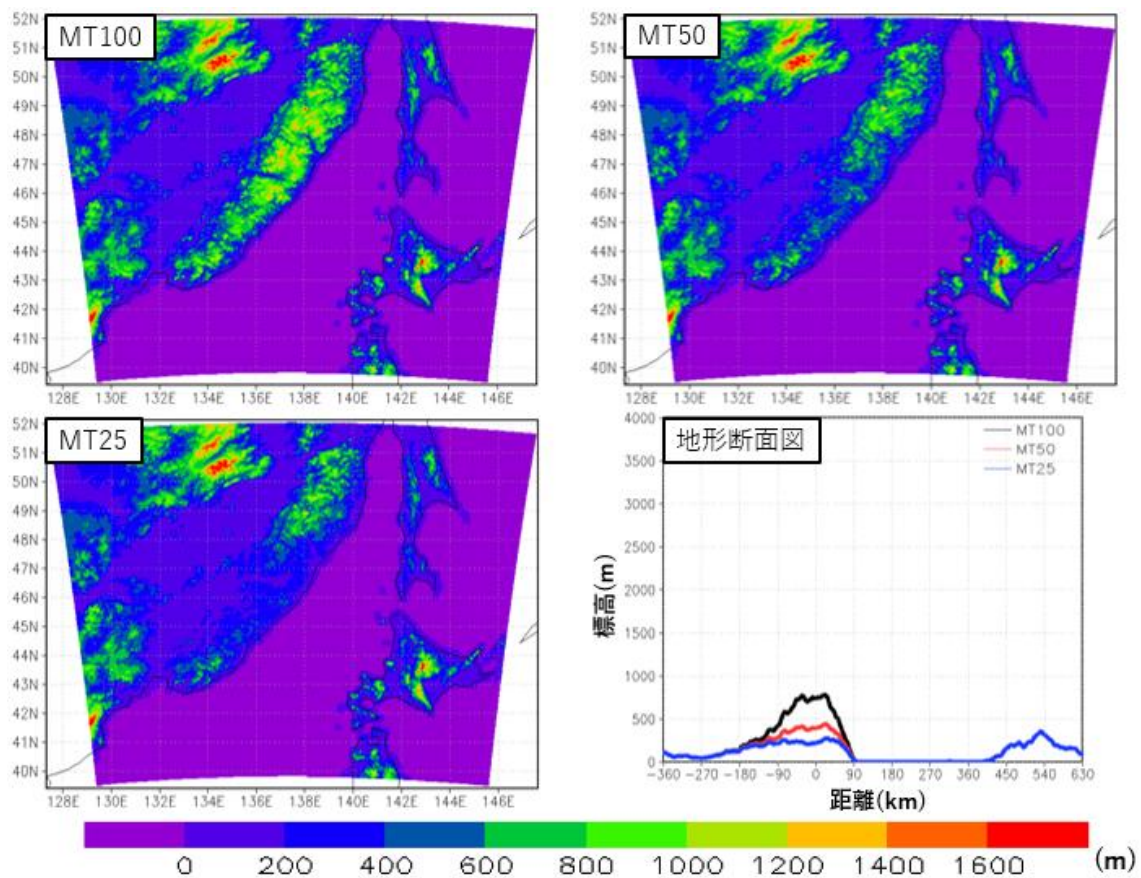


図 7 : MT100, MT50, MT25 で用いた地形の標高と、山脈に沿って平均した標高の比較図

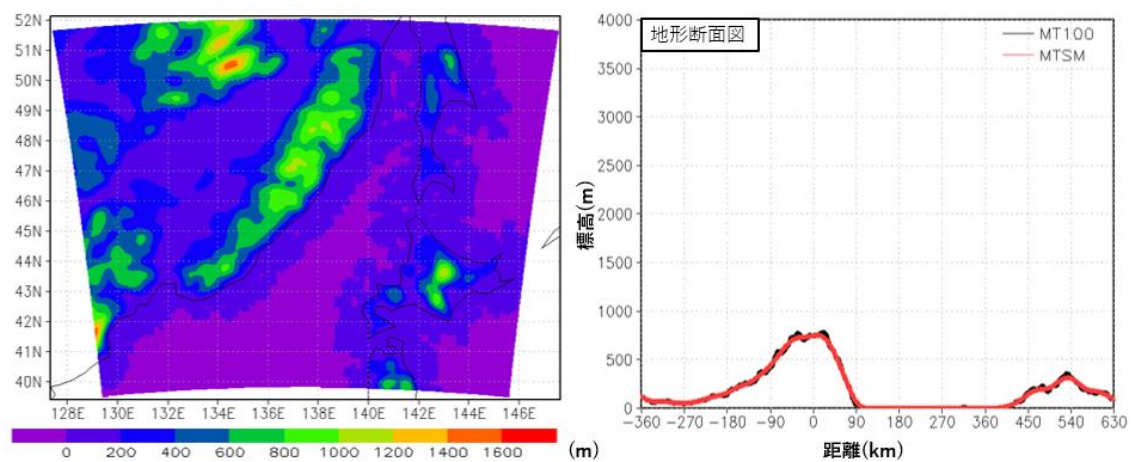


図 8 : MTSM 実験で用いた地形の標高と、山脈に沿って平均した標高の比較図

第 3 章 対象事例

3-1 寒気吹き出し事例の詳細

本研究では織田（2019 年度修士論文）で用いられた事例である 2018 年 11 月 22 日から 24 日にかけて発生した寒気吹き出し事例を対象とした。これを対象とした理由は先述の研究からハイドロリックジャンプの発生が確認されている点や，研究で行われた水平格子間隔 6 km での実験でも再現性が良かったことから，今回の実験においても再現性が期待できる点が挙げられる。図 9 に気象衛星ひまわり 8 号から得られた赤外輝度温度（波長： $10.6\ \mu\text{m}$ ）を示す。寒気吹き出しは 11 月 22 日 0730UTC 頃から発生し，24 日 0900UTC 頃に終了した。また 22 日 1730UTC 頃から 23 日 0500UTC 頃まで山脈風下で発生している筋雲が赤道側に曲率を描いており，織田(2019)からハイドロリックジャンプが発生していたことがわかる。

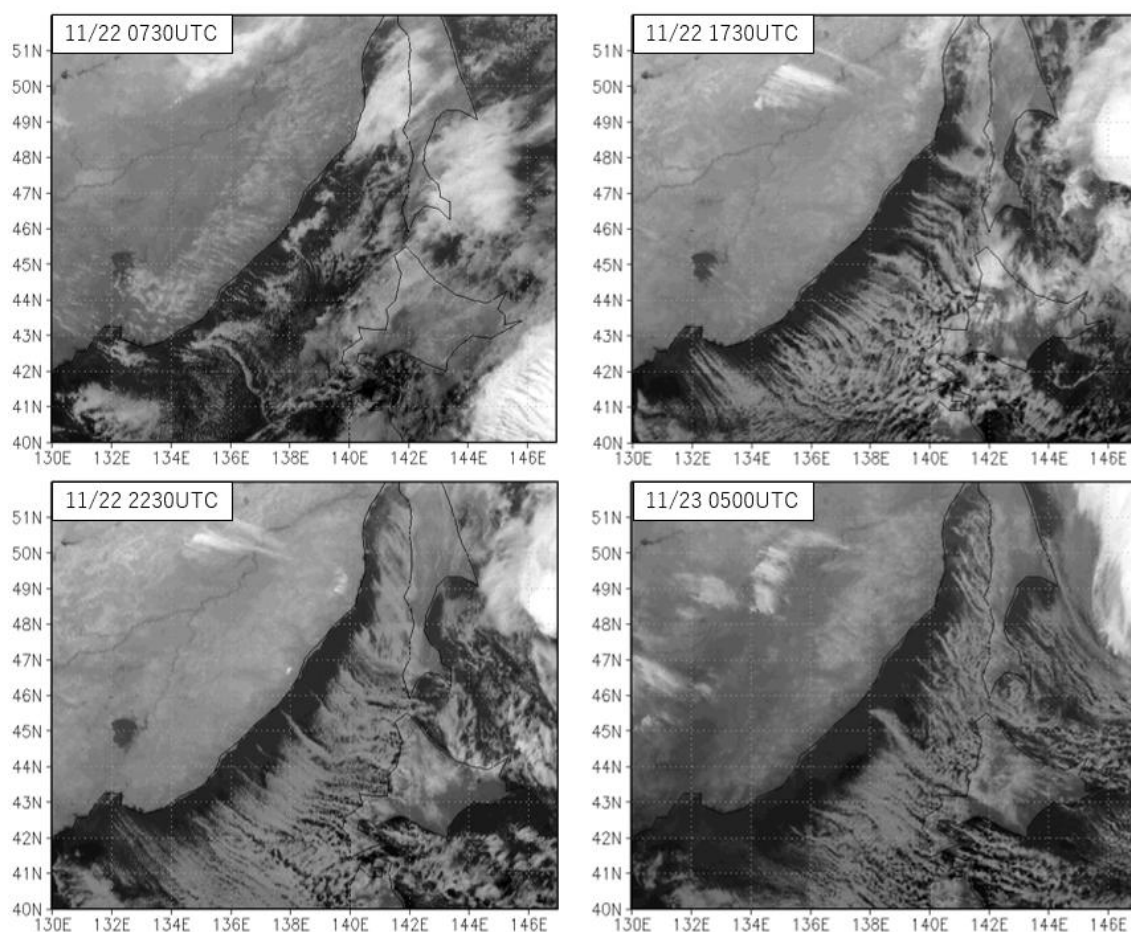


図 9：2018 年 11 月 22～23 日のひまわり 8 号から得られた赤外画像

3-2 対象期間の気象

図 10 に対象期間の日本周辺の天気図を示す。22 日から 23 日を通して全体的に大陸側に高気圧が、太平洋及びオホーツク海付近に低気圧が存在し、寒気吹き出しが発生する条件に適していた。24 日になるとオホーツク海上に存在した低気圧が消滅し、大陸上にあった高気圧は日本海上に移動した。22 日での降雪は夕張市で 16 cm、23 日には夕張で 41 cm、岩見沢で 16 cm、24 日には岩見沢で 30 cm であった（気象庁 HP より引用）。

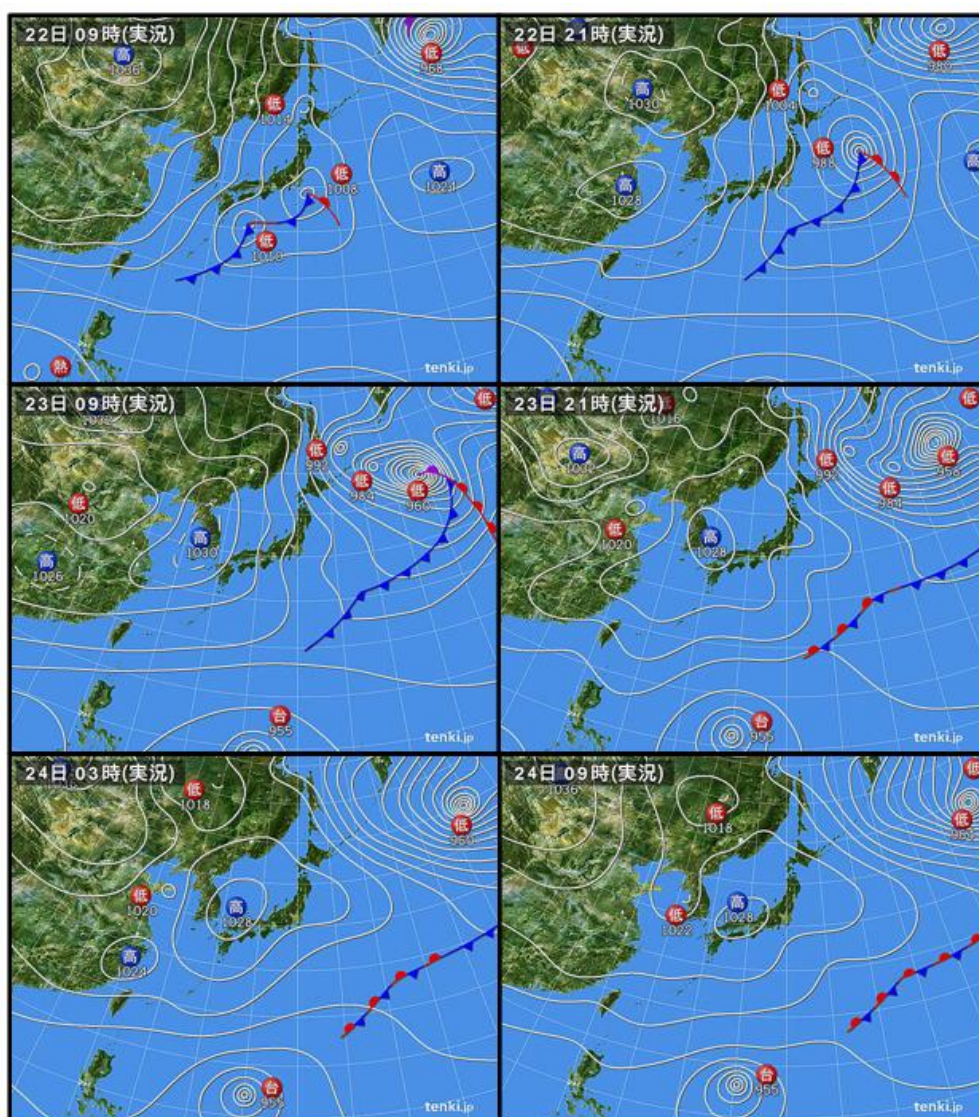


図 10 : 2018 年 11 月 22～24 日の実況天気図(tenki.jp より引用)

第 4 章 結果と考察

4-1 再現実験 (MT100)

数値実験の結果と実際の衛星画像の比較を行うため、図 11 に気象衛星ひまわり 8 号の赤外輝度温度(左)と数値実験から得られた赤外輝度温度 (右)を示す。数値モデルで出力される上向き赤外放射 (OLR) から、輝度温度 (TBB) を求める式は Stefan-Boltzmann の法則より、

$$TBB = \left(\frac{OLR}{5.67 \times 10^{-8}} \right)^{\frac{1}{4}}$$

である、衛星画像と数値実験を見比べると雲の動きや寒気吹き出しの開始・終了のタイミングや筋雲の蛇行がよく再現できていた。

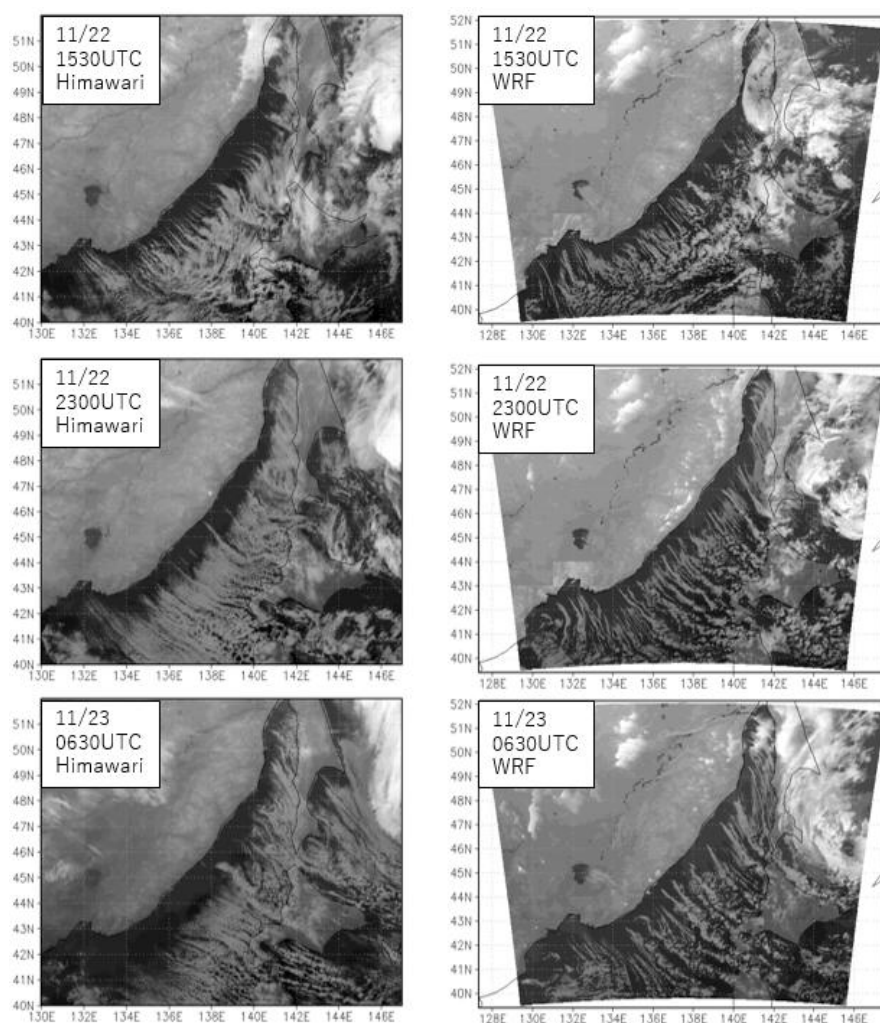


図 11: ひまわり 8 号の赤外輝度温度(左)と数値実験から得られた赤外輝度温度(右)

また図 12 に 11 月 22 日 0900JST での札幌における気象庁による高層観測と再現実験から得られた温位鉛直プロファイルを示す。緑の線が高層観測、黒の線がシミュレーション結果を表しており、高層観測の上端と下端は線形補完で求められている、両者を比べても大きな差はないことから再現は十分できていると考えられる。

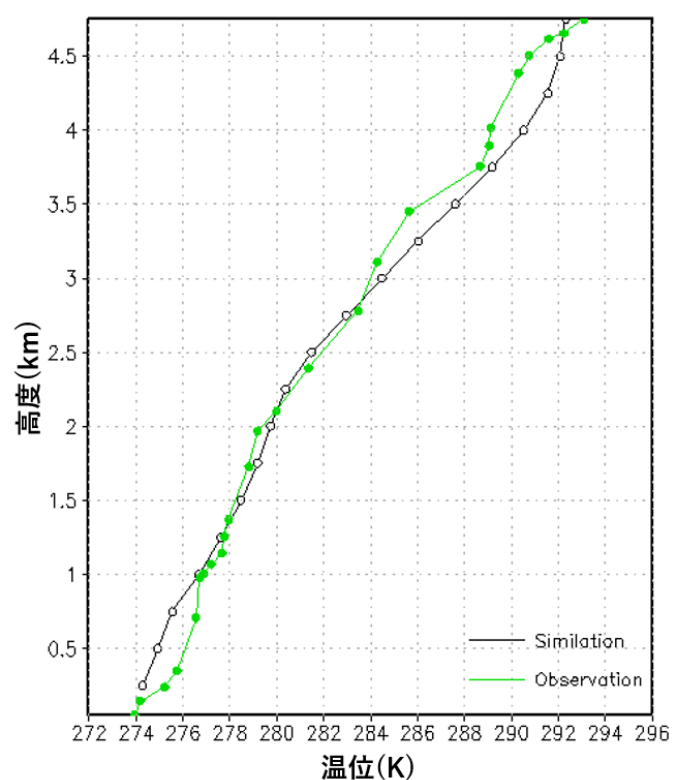


図 12 : 2018 年 11 月 22 日 0900JST の札幌における高層観測から求められた温位 (緑) と数値実験から得られた温位 (黒) の鉛直プロファイル

山脈の影響を調査するにあたり、個々の筋雲などに対応した小規模な時空間変動を除去するため、図 13 に示された範囲を解析領域とし、出力値を図中の Y 軸に沿って空間平均した。また、ジャンプが定常状態を保っていた期間である 11 月 22 日 1600UTC から 23 日 1230UTC までの時間平均も行った。

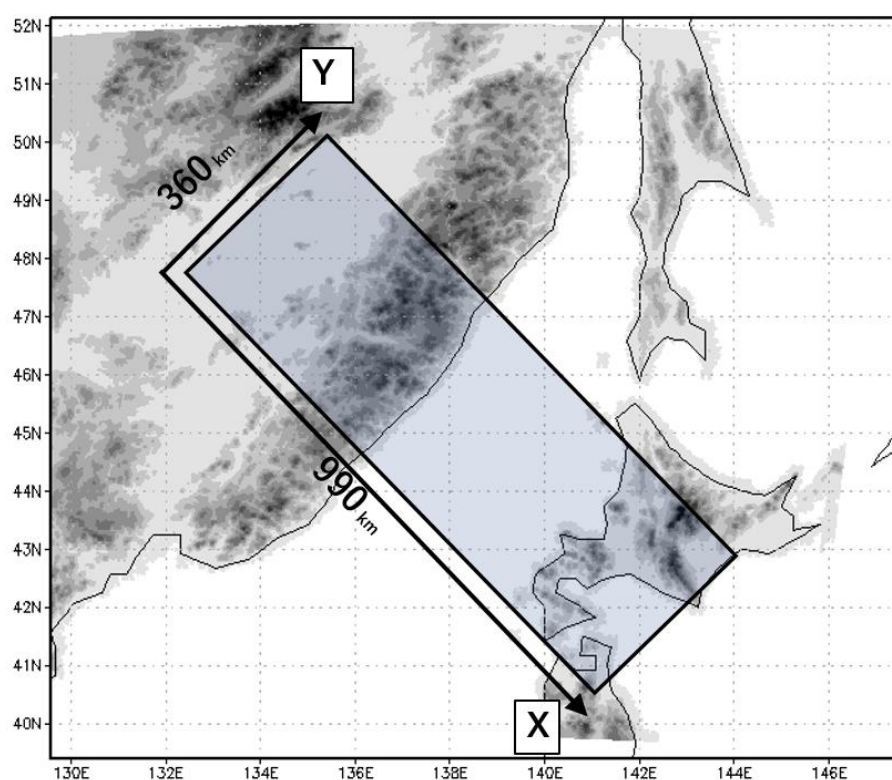


図 13 : 解析領域 (黒枠)

4-2 山脈の標高を減少させた感度実験 (MT50, MT25)

おろし風・ハイドロリックジャンプの発生は山岳の標高に依存していることから、これらの現象の影響を評価するために、2-2 で述べた山脈の標高を 50 %, 25 % 減少させた感度実験を行った。

図 14 に MT100 実験, MT50 実験, MT25 実験の山脈に沿った方向に空間平均を行ったモデル最下層の風速のホフメラー図を示す。MT100 (図左上) の 22 日 0600UTC 頃から 1200UTC 頃にかけて風速が急に増加する領域が山脈風上から風下に移動しているが、これは前線の通過に対応する。図中の 90km 付近は山脈の風下斜面の麓にあたり、各図の中心付近にある暖色の領域はおろし風を表している。図左上の MT100 実験では風速 14 m/s 以上を示す領域が 22 日 1100UTC 頃から 23 日 1100UTC 頃まで継続しているが、図右上の MT50 実験では、22 日 1200UTC 頃から 23 日 0500UTC 頃までと、おろし風の継続時間が短くなったことが分かる。また図下 MT25 実験では風下斜面において図の中央付近が暖色をして示しているが、風速が 14m/s 以上を示す領域は 22 日 1030UTC 頃から 2330UTC までであった。このことからいずれの実験でもおろし風は発生していたが、感度実験では MT100 と比べると期間は短くなっていたことがわかった。一方で、海上での風速は標高が低くなるにつれ強くなっていた。これは再現実験ではブロックされていた日本海へ吹き出す風が、標高減少により遮られずに海上へ吹き出したためと考えられる。

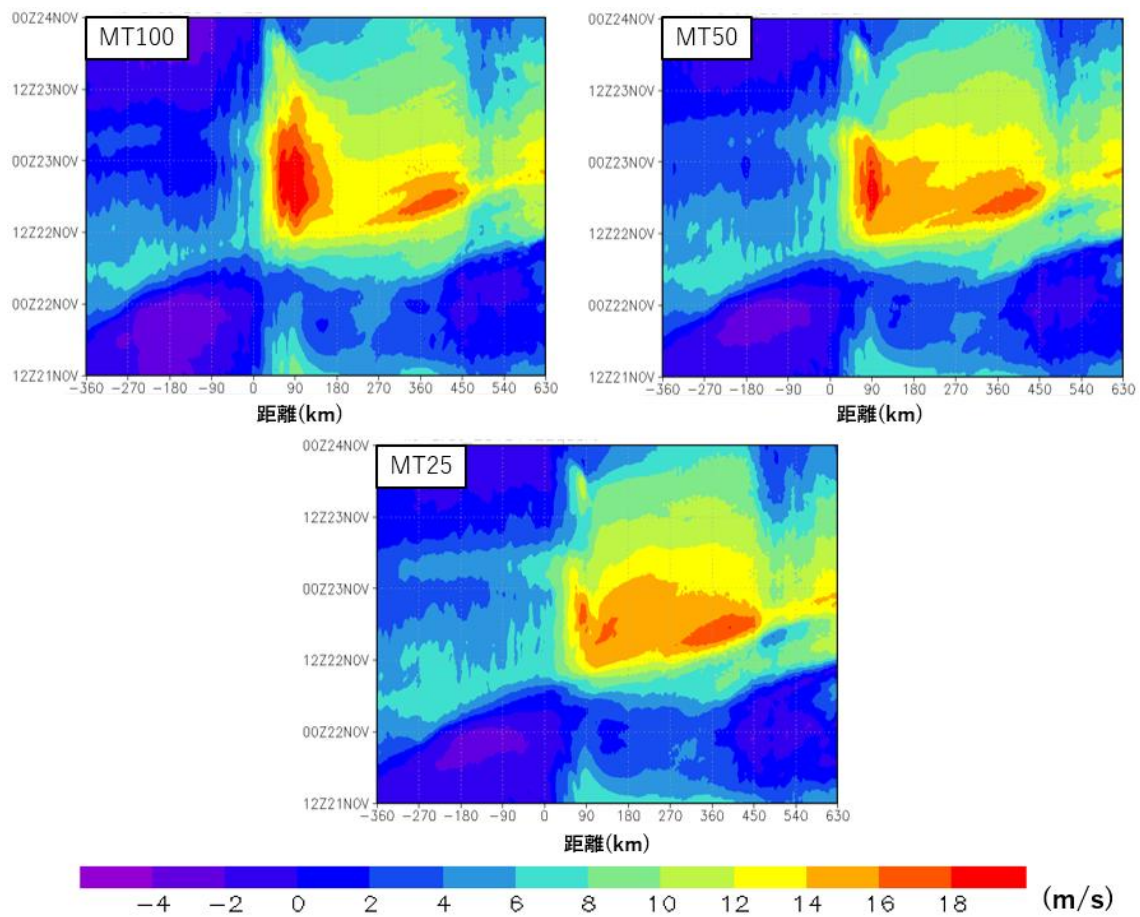


図 14 : MT100, MT50, MT25 実験での山脈に沿った方向に空間平均したモデル
最下層の風速 (山脈に直交する成分) のホフメラー図

図 15 に MT100, MT50, MT25 の山脈に沿った方向に空間平均を行った各実験の温位鉛直断面図の 11 月 22 日 1800UTC からの 6 時間毎のスナップショットを示す．図中の山脈風下斜面に見られる等温位線の急激な下降と跳ね上がりはおろし風とハイドロリックジャンプに対応している．なお，山脈に沿った方向に平均を取っているため，等温位線は斜め上方に跳ね上がっているが，局所的にはどの場所でもほぼ垂直に跳ね上がりが起きている．MT100 実験では 22 日 1300UTC に風下斜面でジャンプが起き始め，1600UTC にジャンプが定常になり，23 日 1300UTC にジャンプの形が崩れ始め，1730UTC には完全に終了した．一方 MT50 実験でもハイドロリックジャンプは発生していたが，22 日 1430UTC にジャンプが起き始め，1730UTC に定常になり，23 日 0430UTC に形が崩れ始め，0530UTC に終了していた．MT25 においても 22 日 1530UTC にジャンプが起ころし始め，1730UTC に定常状態に，23 日 0030UTC に崩れ始め，0130UTC には終了していた．このことから MT50, MT25 では MT100 と比べハイドロリックジャンプの期間が短くなっていたことがわかった．

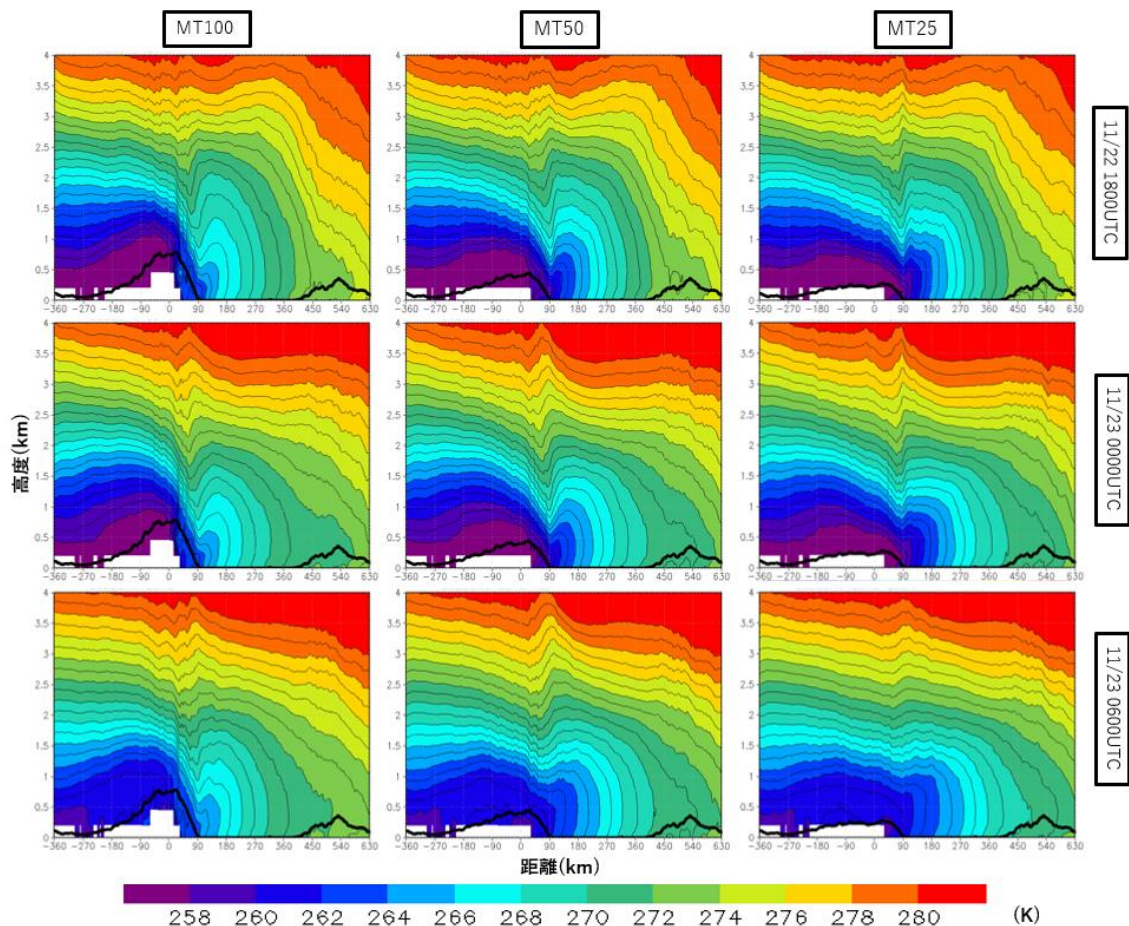


図 15 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均した温位鉛直断面スナップショット．陰影は 2 K 間隔，等値線は 1 K 間隔，太い黒線は空間平均した地形の標高．

次に山脈風下での温位や大気混合の違いについて解析を行った。

図 16 に MT100, MT50, MT25 の山脈に沿って空間平均, MT100 におけるジャンプ期間 (22 日 1600UTC~23 日 1230UTC) で時間平均を行った各実験の温位鉛直断面図と両実験の温位の差 (MT100-MT50, MT100-MT25) を示す。図右側 (温位の差) の赤い領域は MT100 の温位が MT50, MT25 よりも高いことを表している。山脈上では MT100 の方が温位が低く、これは下層の低温位の空気が高い山により持ち上げられていることを示すが、山脈の風下では MT100 の方が高い温位を示している。これは MT100 では山によって遮られていた大陸内の低層の冷たい空気が、MT50, MT25 では山脈の標高を減少させたことにより山脈を乗り越えて風下に流出するようになったためと考えられる。

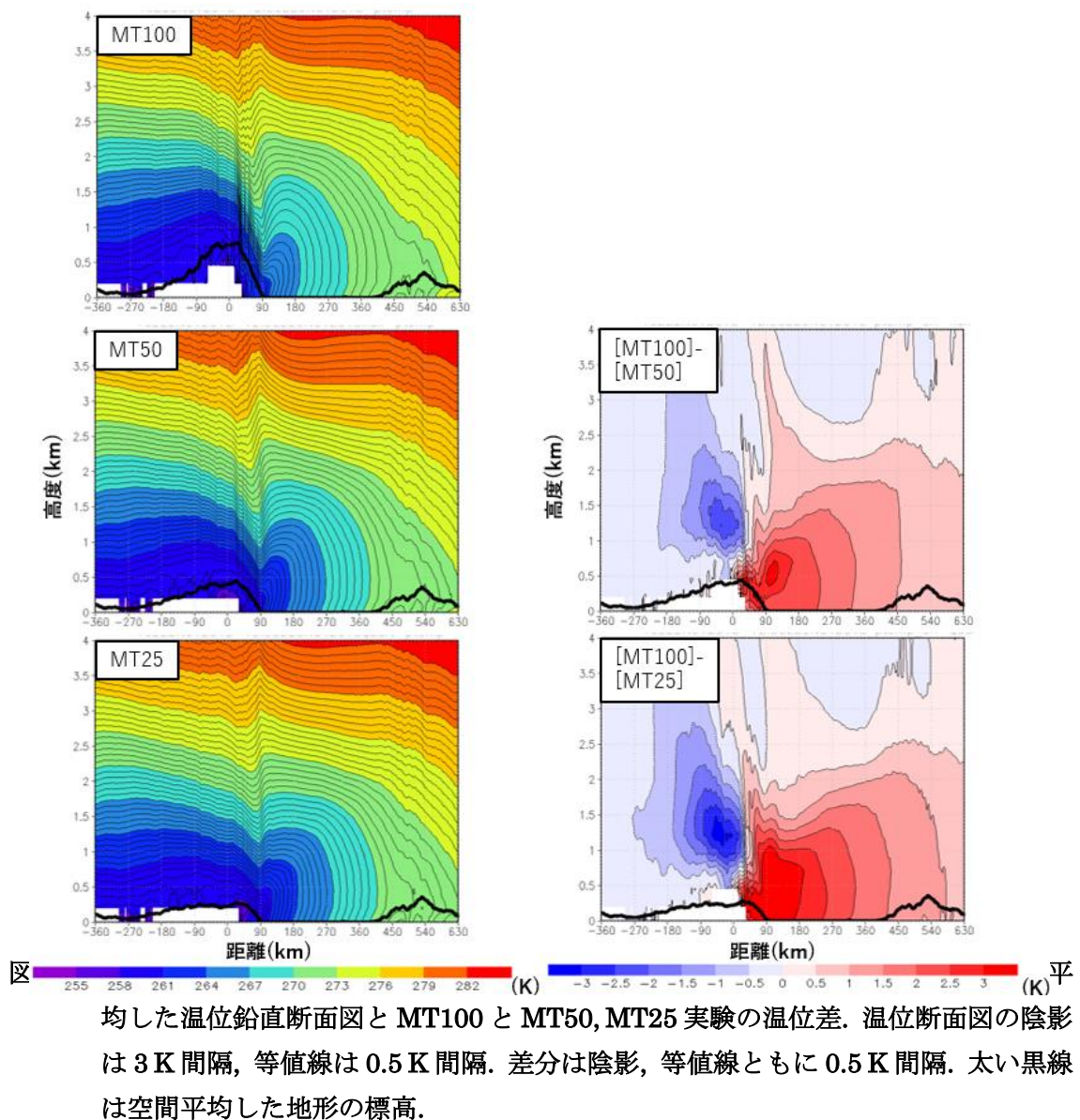


図 17 に MT100, MT50, MT25 の山脈に沿って空間・MT100 におけるジャンプ期間で時間平均を行った各実験の温位の鉛直プロファイルを示す．先述の低層の寒気の流出により MT50, MT25 では MT100 と比べ温位が全体的に下がっている．また 240 km より山脈に近い地点では, MT50, MT25 と比べ, MT100 の方が温位の鉛直傾度が小さい層が厚かった．これは低層の寒気が山脈風下でのハイドロリックジャンプによって高い高度に持ち上げられ, 大気層が不安定になり, 鉛直混合が発生したことにより混合層が発達したものであるが, MT100 ではジャンプが長い時間継続していたことから, MT50, MT25 と比べ混合層が発達したと考えられる．

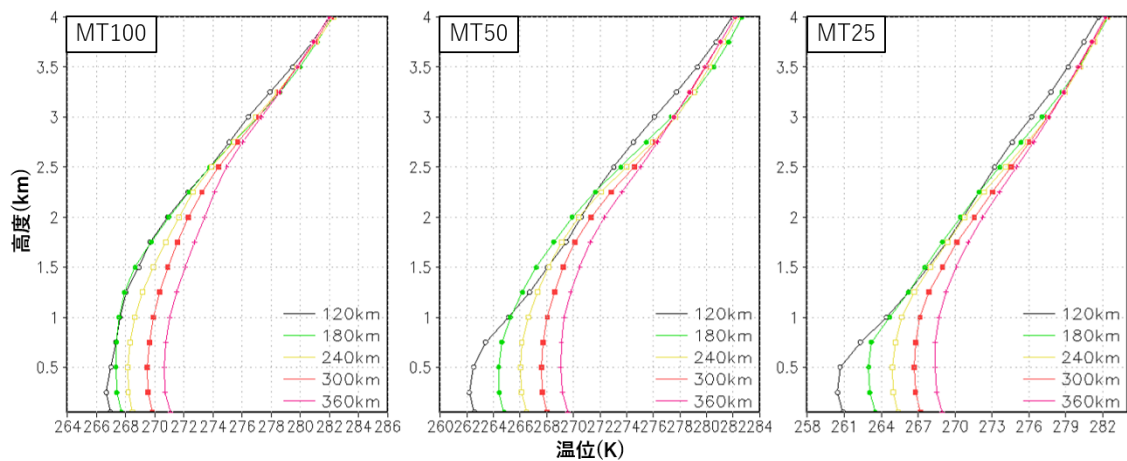


図 17 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した温位の鉛直プロファイル

図 18 に MT100, MT50, MT25 の空間・時間平均した、顕熱フラックスと潜熱フラックスを示す。黒が MT100, 赤が MT50, 青が MT25 をそれぞれ表している。北海道沿岸 (450 km 付近) での顕熱, 潜熱フラックスは両者ともに実験間の差が殆どなかった。一方で, 山脈風下斜面の麓 (90 km 付近) における極大値は MT100 では, 顕熱が約 790 W/m^2 , 潜熱が約 600 W/m^2 を示していたのに対し, MT50 ではそれぞれ約 640 W/m^2 , 約 440 W/m^2 , MT25 ではそれぞれ約 530 W/m^2 , 約 400 W/m^2 を示しており, 山脈の風下すぐでは標高が低くなるにつれ, フラックスが弱くなる反応を示していた。これは顕熱・潜熱フラックスの大きさが SST と共に風速とほぼ比例する量であり, 図 14 に示されたように感度実験と比べ MT100 では山脈風下で発生するおろし風が強く, 長時間続いていたためといえる。一方, より沖側では顕熱・潜熱それぞれ MT100 では両者とも約 300 W/m^2 , MT50 では約 360 W/m^2 , MT25 では約 400 W/m^2 , 約 390 W/m^2 を示しており, 山脈の麓とは逆に山脈の標高が低くなるにつれ, 顕熱・潜熱フラックスが強くなっていた。これは海上では MT50, MT25 の方が風速が大きく (図 14), また図 16 と後の図 20 に示すように大気下層の気温, 水蒸気量ともに低いことと対応している。また, 図中の 90 km 地点から 450 km 地点を空間平均した積算の顕熱・潜熱フラックスはそれぞれ MT100 では 367.321 W/m^2 , 382.506 W/m^2 , MT50 では 400.665 W/m^2 , 390.363 W/m^2 , MT25 では 425.45 W/m^2 , 405.247 W/m^2 であり, MT50 では MT100 と比べ顕熱は約 9 %, 潜熱は約 2 % 上昇し, MT25 では顕熱は 16 %, 潜熱は 5 % 上昇していた。これは, 海上全体での風速は感度実験の方が強かったため, 全体的な顕熱・潜熱フラックスが強化されたと考えられる。

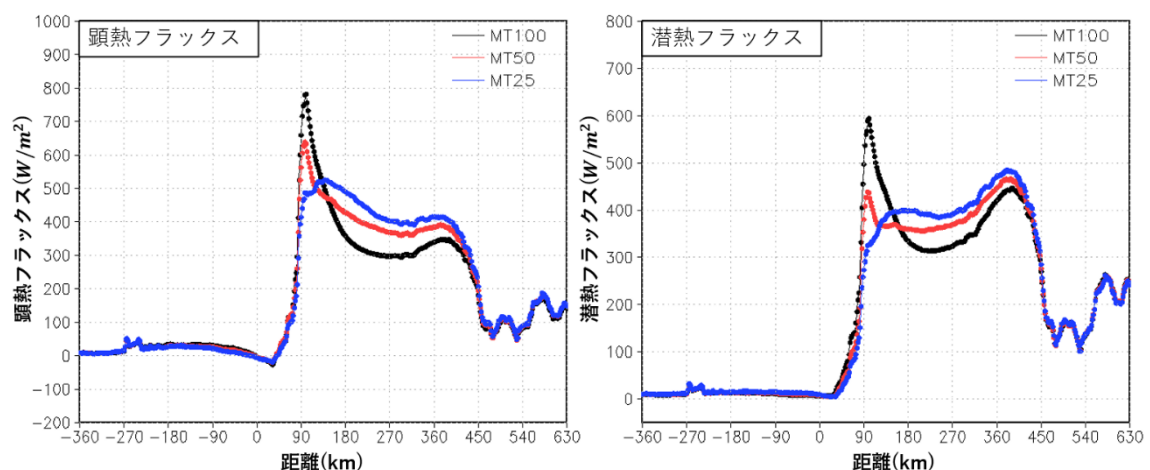


図 18 : MT100, MT50, MT25 の山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した顕熱・潜熱フラックス。黒が MT100, 赤が MT50, 青が MT25。

図 19 に MT100, MT50, MT25 について空間・時間平均した大気境界層高度 (Planetary Boundary Layer Height; PBLH) とその差を示す. なお, PBLH は境界層スキームで診断される TKE の分布から求められる. 360 km 地点より風下では大きな差はないが, 山脈のすぐ風下 (90 から 180 km 付近) では MT50, MT25 では PBLH が約 1100 m, MT100 では 1500 m に達しており, MT100 の方が感度実験と比べ高い高度まで混合層が発達していることがわかった. また MT50 と MT25 を比べると山脈のすぐ風下での PBLH の極大値に大きな差はないが, MT25 は極大に達した距離が MT50 と比べ風下側にずれ, 極小値から極大値までの傾きも MT50 と比べ緩やかになっていた.

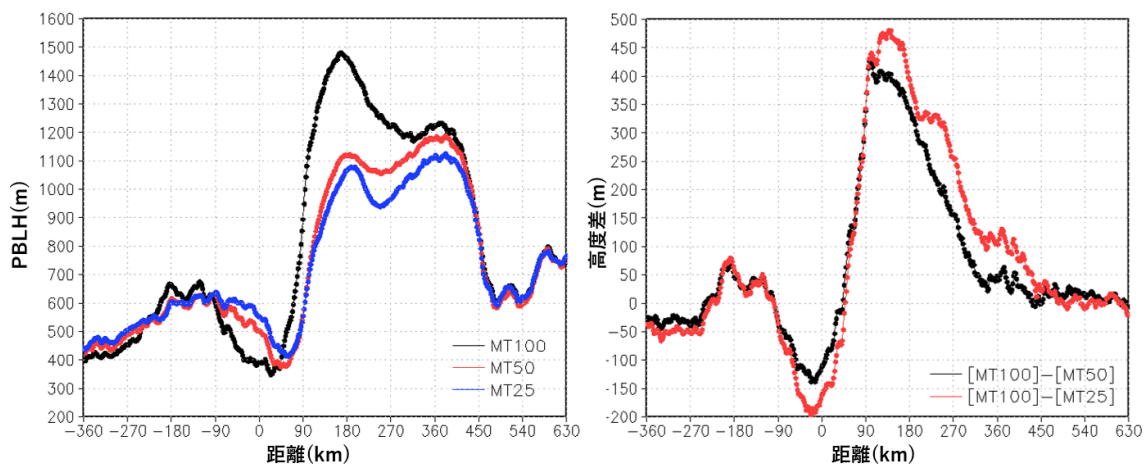


図 19 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した MT100, MT50, MT25 実験の大気境界層高度 (PBLH) (左) と MT100 と MT50, MT25 実験との差 (右).

次に雲や降水に関わる物理量の解析を行った。

図 20 に MT100, MT50, MT25 の空間・時間平均を行った水蒸気混合比と各実験の差を示す。各実験の差 (図右) から山脈風下での水蒸気混合比はどちらも MT100 の方が多くなっていた。しかし、風下になるにつれて MT100 との差は小さくなっていた。これは、山脈風下での水蒸気の蒸発量は感度実験の方が多ことを示している。また、MT100 では感度実験と比べると山脈のすぐ風下で水蒸気が高い高度まで分布していた。これは長時間のハイドロリックジャンプによって下層の水蒸気が上空まで運ばれたことが原因と考えられる。

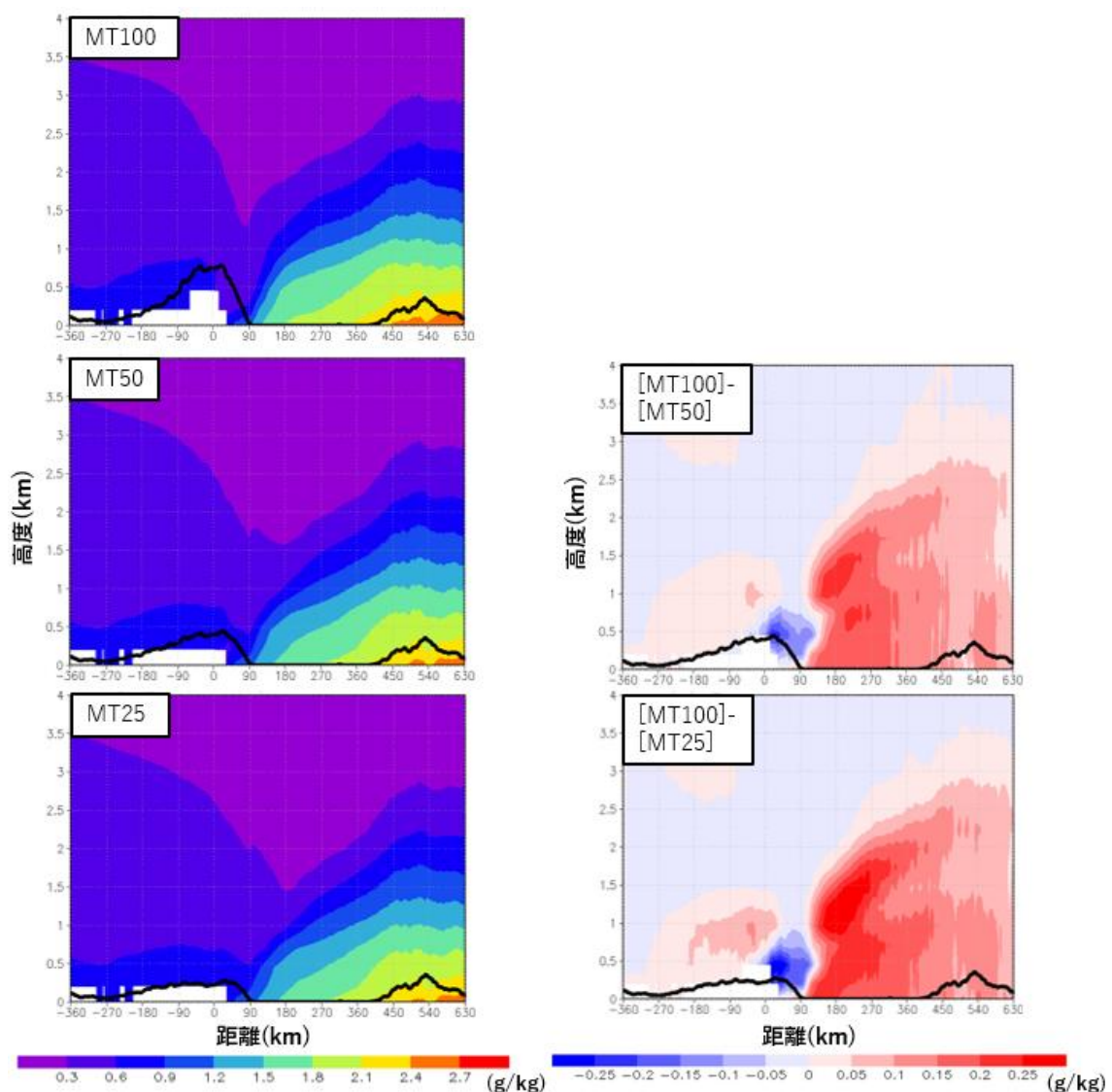


図 20 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した水蒸気混合比 (QV) 鉛直断面図と MT100 と MT50, MT25 実験との差。QV 断面図の陰影は 0.3 g/kg 間隔, 差分は 0.05 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形。

図 21, 22 に MT100, MT50, MT25 の空間・時間平均を行った雲水混合比と各実験の差, 雲氷混合比と各実験の差をそれぞれ示す. 各実験の差 (図右) から山脈風下で生じる雲の高さは MT100 の方が高かったことが分かる. これは大気下層の中立成層が MT100 の方が厚かったため, 海上での顕熱・潜熱による不安定化で生じる筋雲がより高く発達しやすかったためと考えられる (図 18).

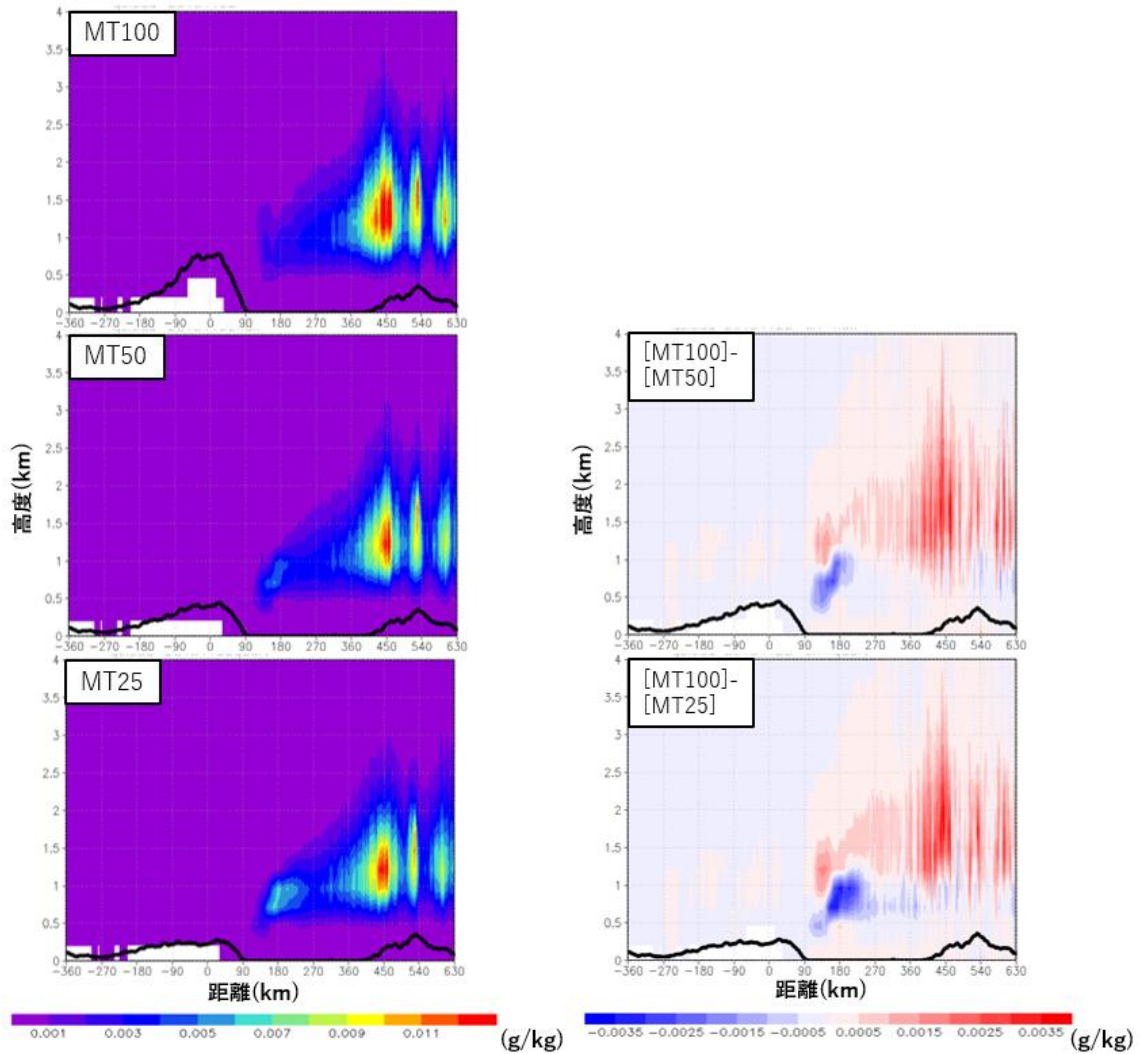


図 21 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した雲水混合比 (QC) 鉛直断面図と MT100 と MT50, MT25 実験との差. QC 断面図の陰影は 0.001 g/kg 間隔, 差分は 0.0005 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

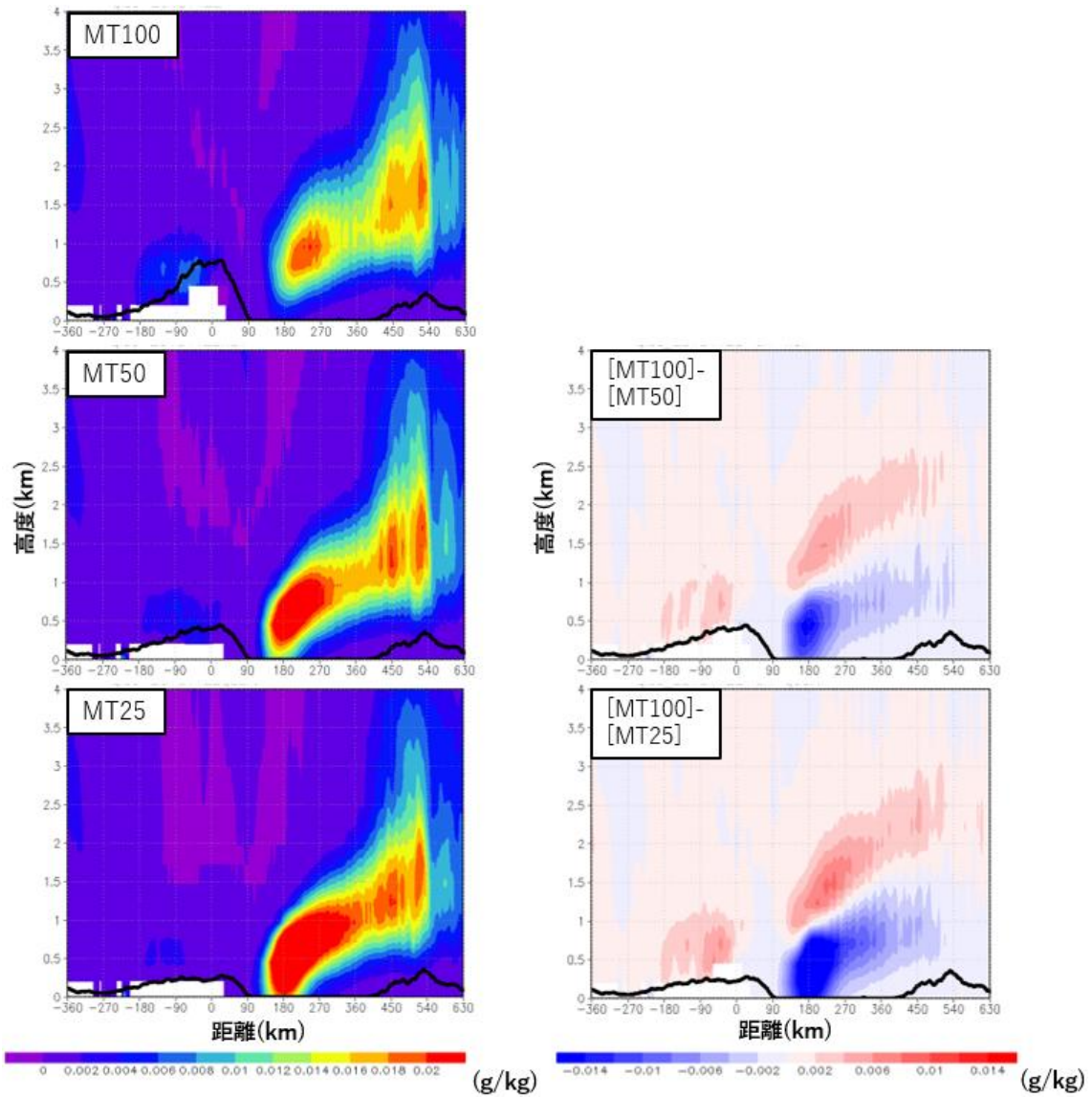


図 22 : MT100, MT50, MT25 実験での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した雲氷混合比 (QI) 鉛直断面図と MT100 と MT50, MT25 実験との差. QI 断面の陰影は 0.002 g/kg 間隔, 差分は 0.002 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

次に落下する粒子（雪と霰）の分布について見ていく．図 23, 24 に雪と霰について混合比と各実験の差を示す．雪（図 22）について見ると，いずれの感度実験でも MT100 と比べ混合比が多い領域の高度が下がっていた．また，地上降水が始まる場所は MT100 の方が大陸に近いが，さらに風下では MT100 の方が海上での降水は弱くなっていることが分かる．霰（図 23）は北海道の西岸で多く存在するが，MT100 に比べ，MT50, MT25 の混合比は小さくなった．MT100 の方が霰が多いのは図 20 で雲水混合比が多いことと整合的である．

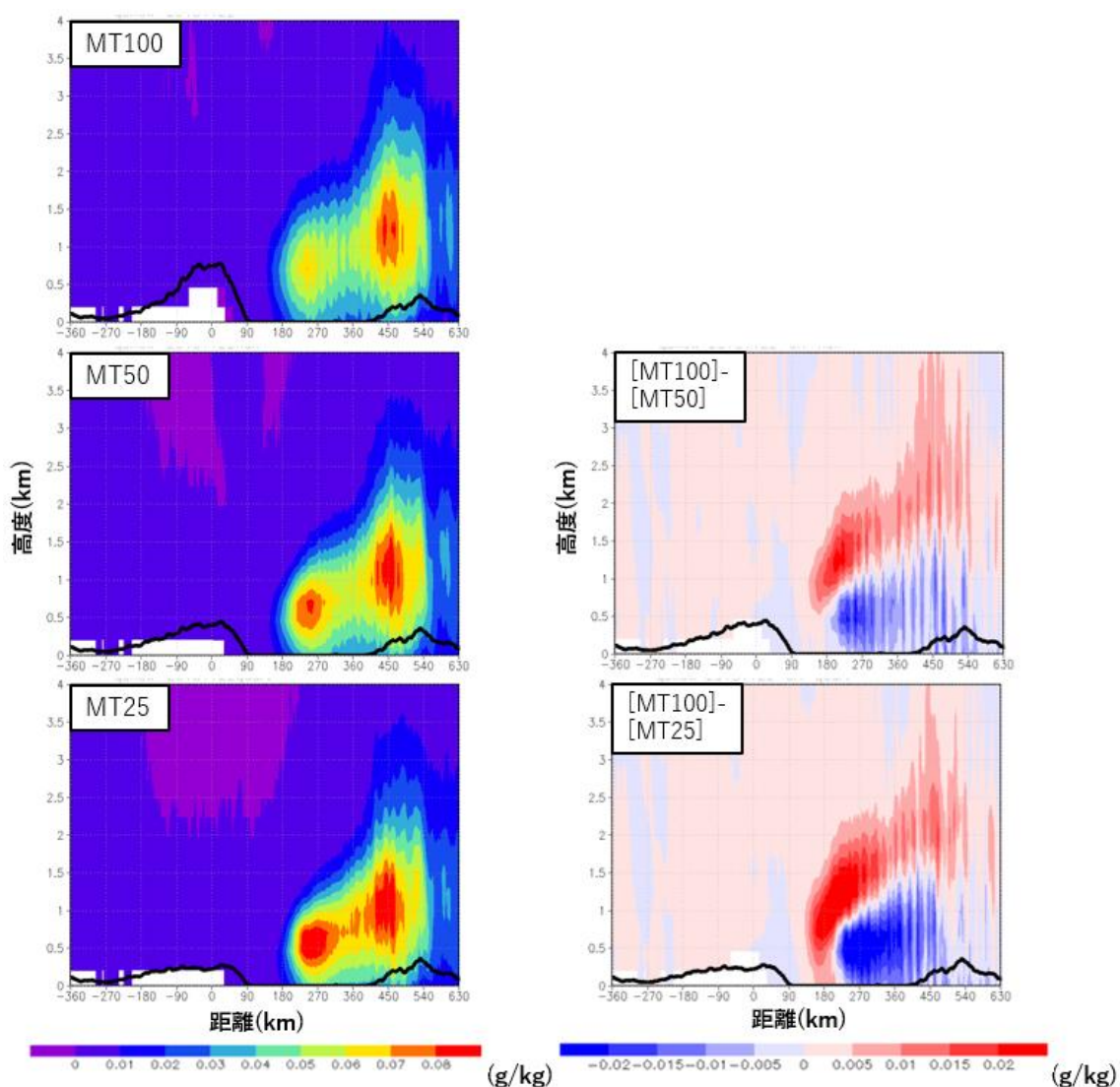


図 23 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した雪混合比 (QS) 鉛直断面図と MT100 と MT50, MT25 実験との差. QS 断面図の陰影は 0.01 g/kg 間隔, 差分は 0.05 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

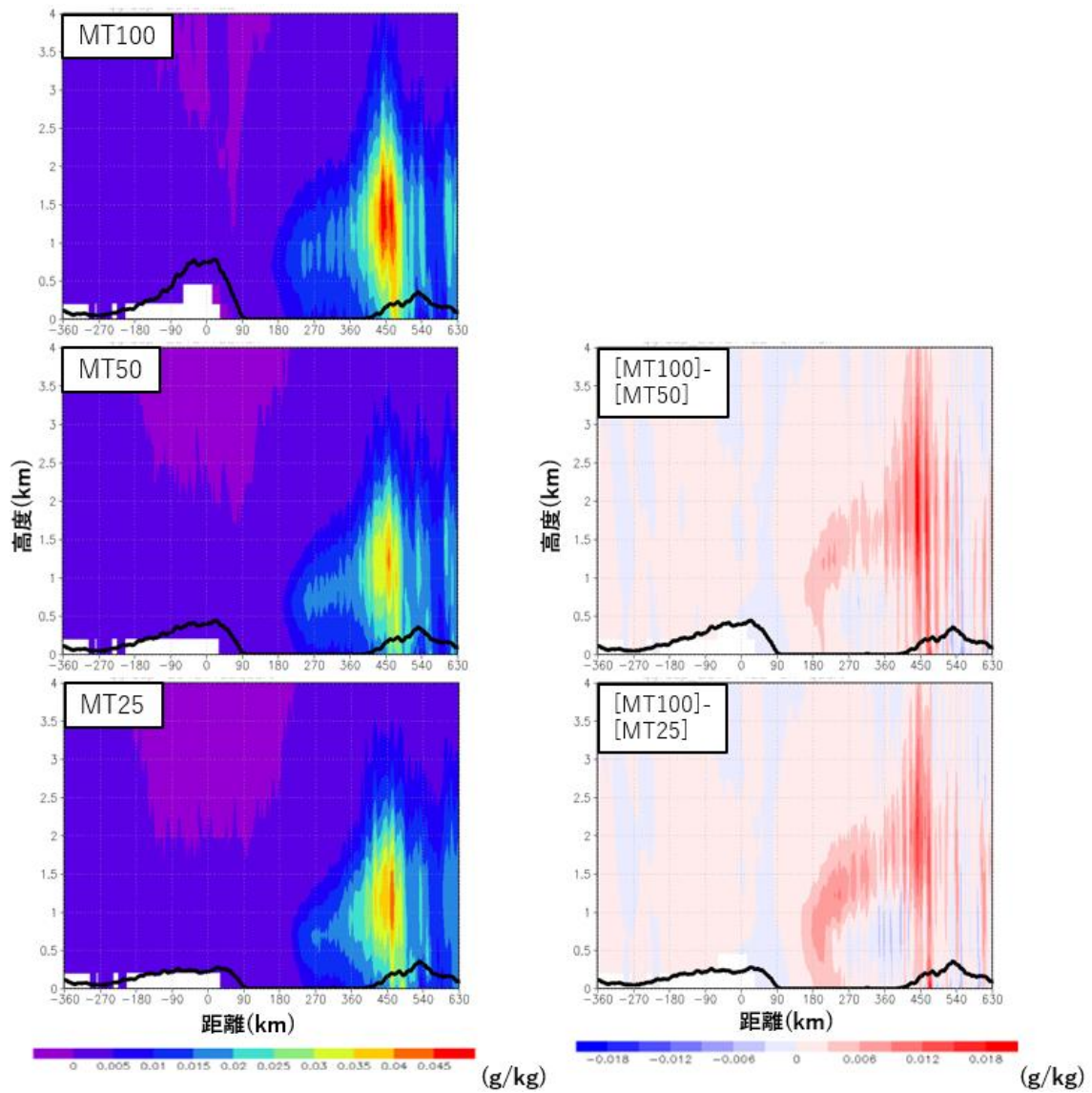


図 24 : MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した霰混合比 (QG) 鉛直断面図と MT100 と MT50, MT25 実験との差. QG 断面図の陰影は 0.005 g/kg 間隔, 差分は 0.003 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

図 25 に MT100, MT50, MT25 の空間平均した, 22 日 1600UTC から 24 日 0600UTC までの積算降水量と各実験の差を示す. 各実験の差 (図右) から感度実験では北海道沿岸部 (450 km 付近) での降雪は MT100 と比べやや減少していた. これは感度実験での温位の低下により, 北海道沿岸部の地形によって持ち上げられる空気中の水蒸気量が少なくなったことが原因と考えられる. また, MT100 において日本海上の積算降水量の極大値が 250 km 付近に位置しているが, MT50 では 270 km 付近, MT25 では 280 km 付近に位置していた. これは感度実験では混合層の発達が MT100 と比べて弱かったため, 降水の極大値が風下にシフトしたと考えられる. すべての実験において極大を示した後, 降水は一旦減少し, その後北海道に上陸すると単調に増加していた.

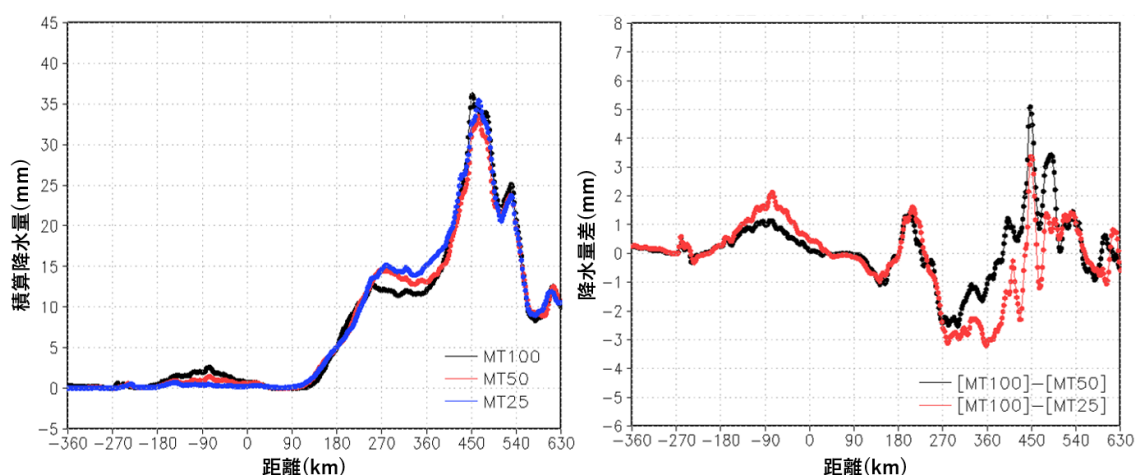


図 25: MT100, MT50, MT25 での山脈に沿って空間平均, 22 日 1600UTC~24 日 0600UTC 間の積算降水量 (左) と MT100, MT50, MT25 実験との差 (右).

図 26 に MT100, MT50, MT25 の 22 日 1600UTC から 24 日 0600UTC までの積算降水量の分布と各実験の差を示す。各実験の差 (図右) から日本海上において感度実験と比べ MT100 の方が降水が大陸に近い場所に分布していた。また、図 27 は MT100, MT50 での解析領域の X 軸における 22 日 2330UTC の 180 km 地点での山脈に平行な鉛直風速と温位の断面図である。MT100 と MT50 を見比べると MT100 の方が鉛直流や等温位を保っている混合層が高い位置まで発達していた。これらは感度実験ではおろし風、ハイドロリックジャンプの期間が短く、混合層の発達が進まずに降雪雲の発達が遅れていることが原因と考えられる。また、図 26 において MT100 では海上の降水帯はいくつかにまとまって分布し、沿海州の近くでも大きな降水を示すものがあつたが、感度実験では山脈に沿って比較的一様に分布していた。

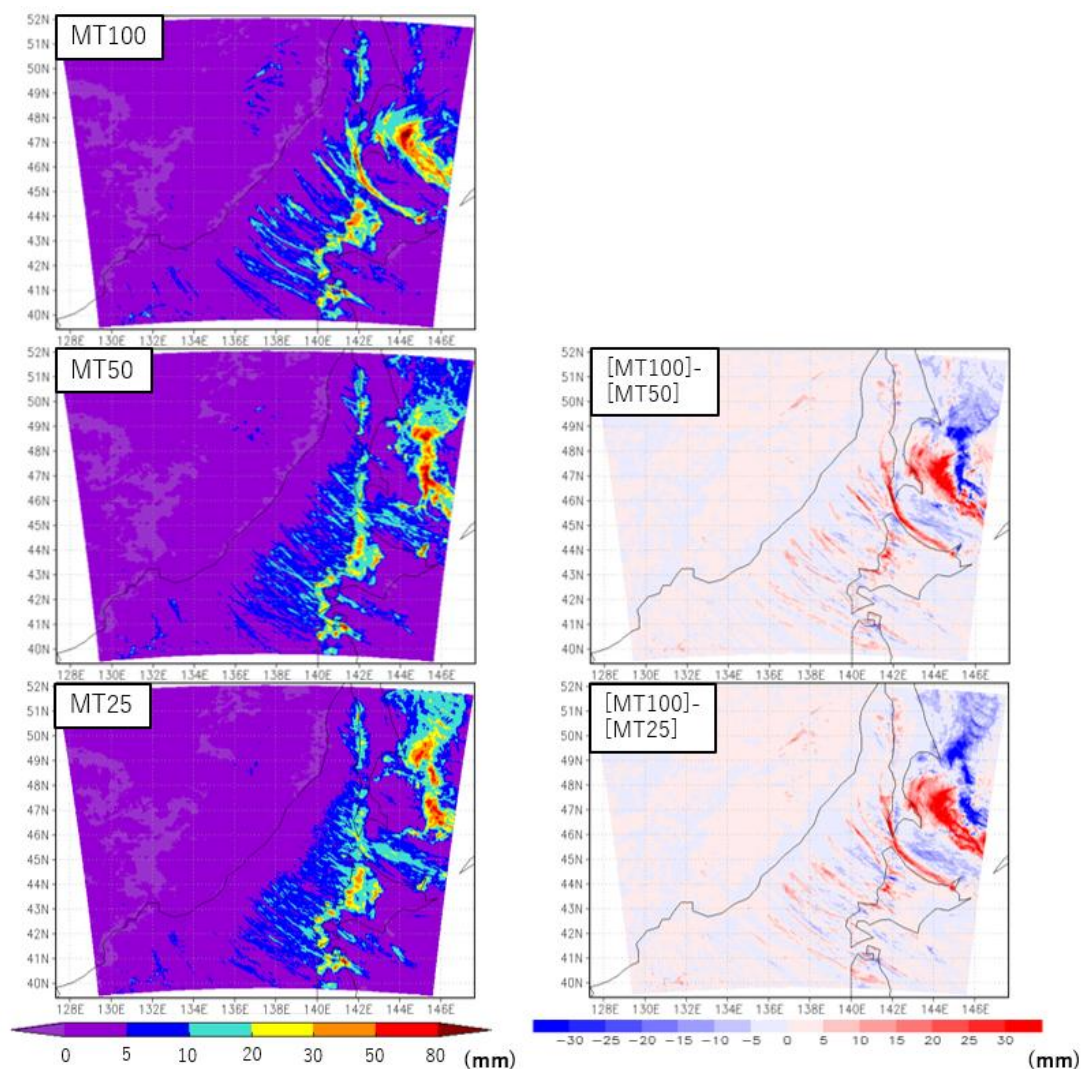


図 26 : 22 日 1600UTC~24 日 0600UTC 間の積算降水量分布と MT100, MT50, MT25 実験との差.

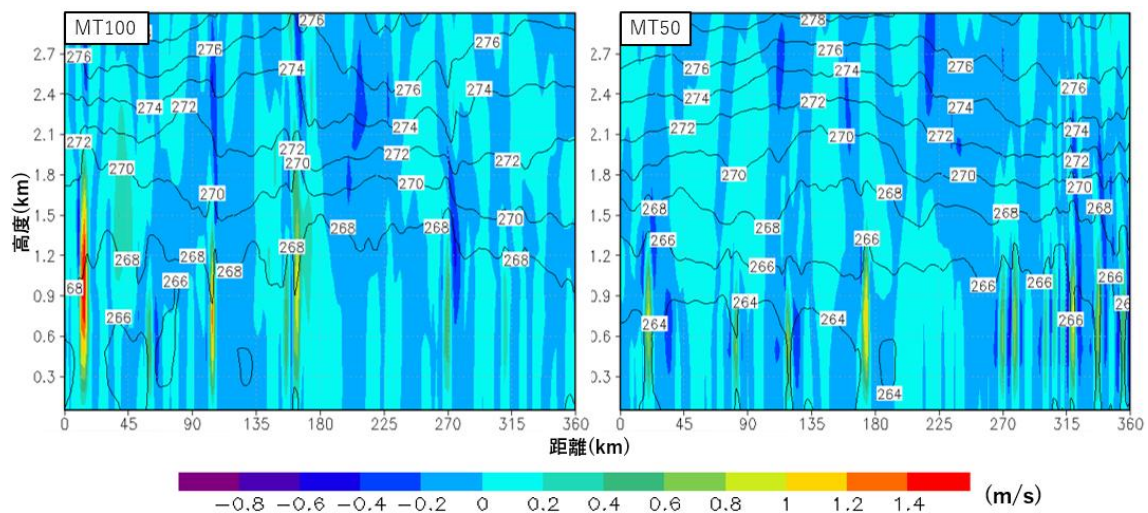


図 27 : MT100, MT50 での 22 日 2330UTC における 180 km 地点での鉛直風速と温位の鉛直断面図. 鉛直風速の陰影は 0.2 m/s 間隔, 温位の等値線は 2 K 間隔.

4-3 山脈標高の影響についての考察

表 2 に標高減少実験での結果のまとめを示す。前節での実験結果の解析から、山脈の地形によるおろし風・ハイドロリックジャンプは、日本海上での対流混合層の発達に影響を与えていることがわかった。再現実験では、ジャンプに伴う鉛直混合により、沿岸付近で 1.5 km 程度の厚さのほぼ中立な成層が形成され、降雪雲が高い高度まで発達しやすい状況になっていた。山脈の標高を元の 50%、25%に減少させた感度実験でもハイドロリックジャンプは生じたが、その期間は短くなった。加えて海上全体での風速が強かったため、海上全体での積算の顕熱・潜熱フラックスは強くなっていたが、おろし風の期間は短くなったことで、山脈すぐ風下での顕熱フラックス・潜熱フラックスは弱くなった。このため、時間平均した山脈の風下の対流混合層（境界層高度）は再現実験と比較して薄くなり、海上での降雪雲の鉛直方向の発達は遅れ、海上での降水はより風下で始まった。また、日本海上の温位、水蒸気混合比はシホテアリニ山脈の標高を低くした感度実験の方がやや弱くなった。これは、標高を低くした実験では内陸の低温の空気が流出しやすくなるため、またそれに応じて飽和混合比も低くなる影響もあるためと考えられる。このため、北海道沿岸の山岳性の降水もシホテアリニ山脈の標高を低くした実験の方が少し弱くなった。

表 2：標高減少実験の結果のまとめ

	混合層	降雪の開始	海上での降水量	北海道沿岸での可降水量
MT100	厚	早	少	多
MT50	中	中	中	中
MT25	薄	遅	多	少

4-4 小規模な山岳の効果に関する感度実験 (MTSM)

4-2 での図 26 において, MT100 では降雪帯がまとまって存在していたのに対し, MT50, MT25 では山脈に沿って一様に存在していた. この降雪分布の変化に対する山脈を構成する小規模な山岳の効果について明らかにするため, 2-2 で述べたすべての計算領域で, 解像度の低い D1 の地形を適用した実験 (MTSM) を行い, MT100 との比較を行った.

実験間のおろし風・ハイドロリックジャンプの違いについて解析を行った. 図 28 に MT100, MTSM の山脈に沿った方向に空間平均を行った地表面の山脈に直交する風速と両実験の差を示す. MTSM (図右) の中央のおろし風を示す領域は, MT100 のものよりもやや広く強いが, ほぼ MT100 と同じ時間帯でおろし風が発生していたことが分かる.

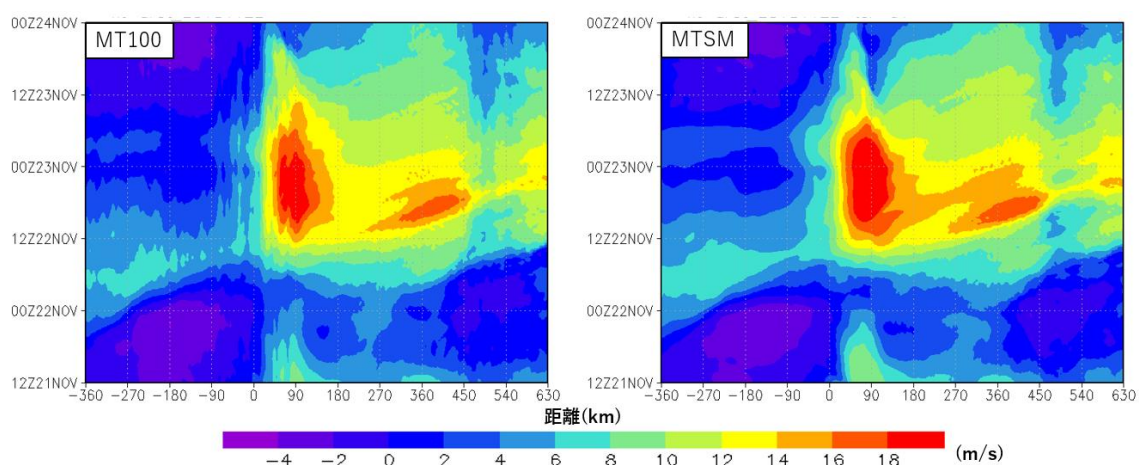


図 28 : MT100, MTSM 実験での山脈に沿った方向に空間平均したモデル最下層の風速 (山脈に直交する成分) のホフメラー図

図 29 に MT100, MTSM の山脈に沿った方向に空間平均を行った温位鉛直断面図の 22 日 1600UTC からの 12 時間毎のスナップショットを示す. MT100 でのハイドロリックジャンプは 22 日 1300UTC から始まり 23 日 1700UTC に終了したが, MTSM では 22 日 1600UTC に始まり, 1930UTC に定常状態になり, 23 日 1330UTC にジャンプが崩れ始め, 1430UTC に終了していた. ジャンプの開始と終了にずれが生じていたのは, MTSM では山脈を平滑化したことにより, 山脈全体でジャンプの開始時間と終了時間のずれが少なくなっていたが, MT100 では個々の山によってジャンプの開始と終了がずれているため, 空間平均を行うと, 平滑化された MTSM よりもジャンプの期間が長くなったと考えられる.

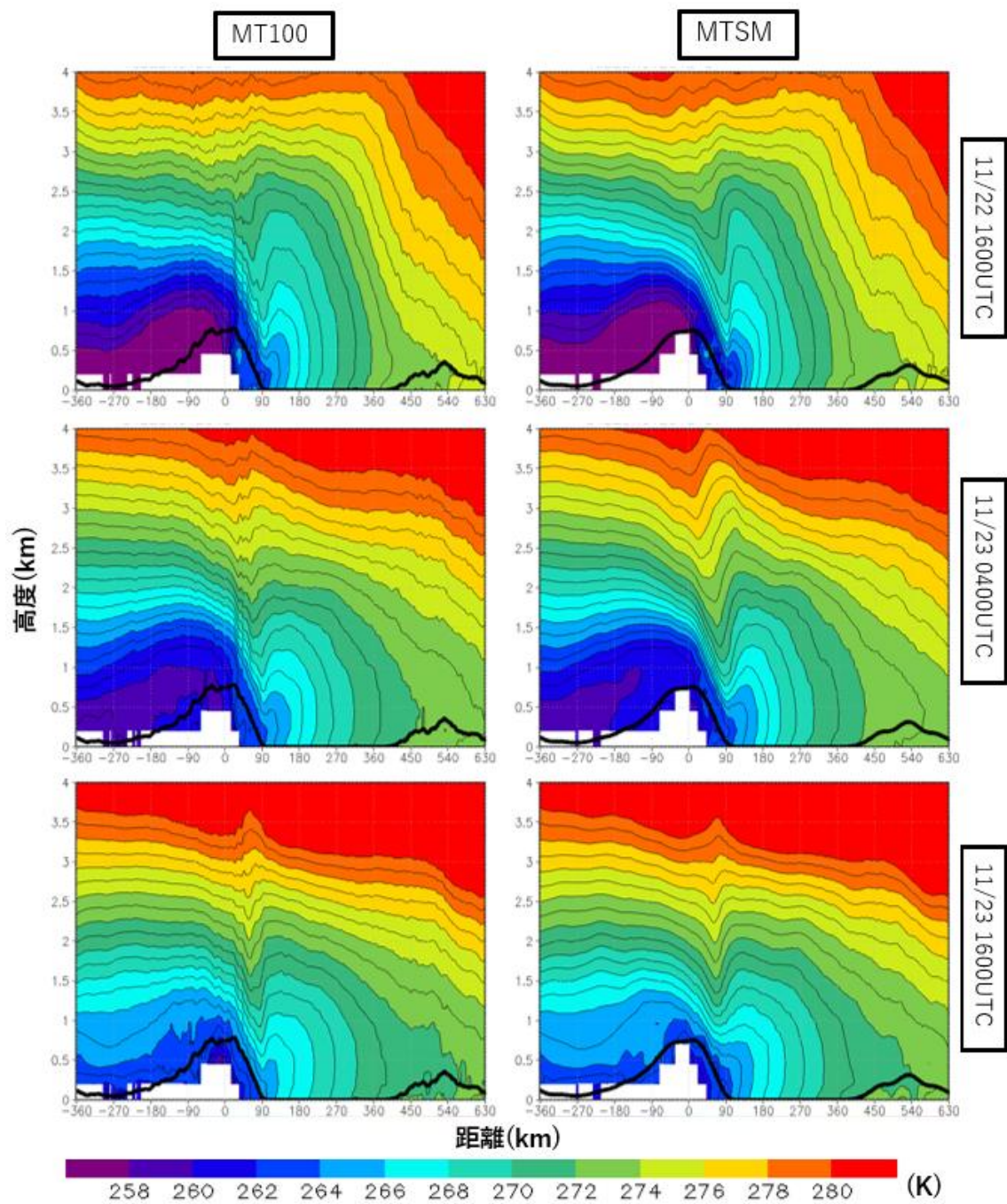


図 29 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均した温度の鉛直断面. 陰影は 2 K 間隔, 等値線は 1 K 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

次にジャンプが起きていた期間について平均した温位や大気混合の違いについて解析を行った。図 30 に MT100, MTSM の山脈に沿った方向の空間平均, MT100 におけるジャンプ期間で時間平均を行った温位と両実験の差を示す。各図の差 (図下) を見ると, 山脈の標高を変えた MT50, MT25 のような大きな差はないが, 山脈風下の 90 km から 225 km 付近まで MT100 の温位が高く, さらに風下では MTSM の方が温位が少し高かった。

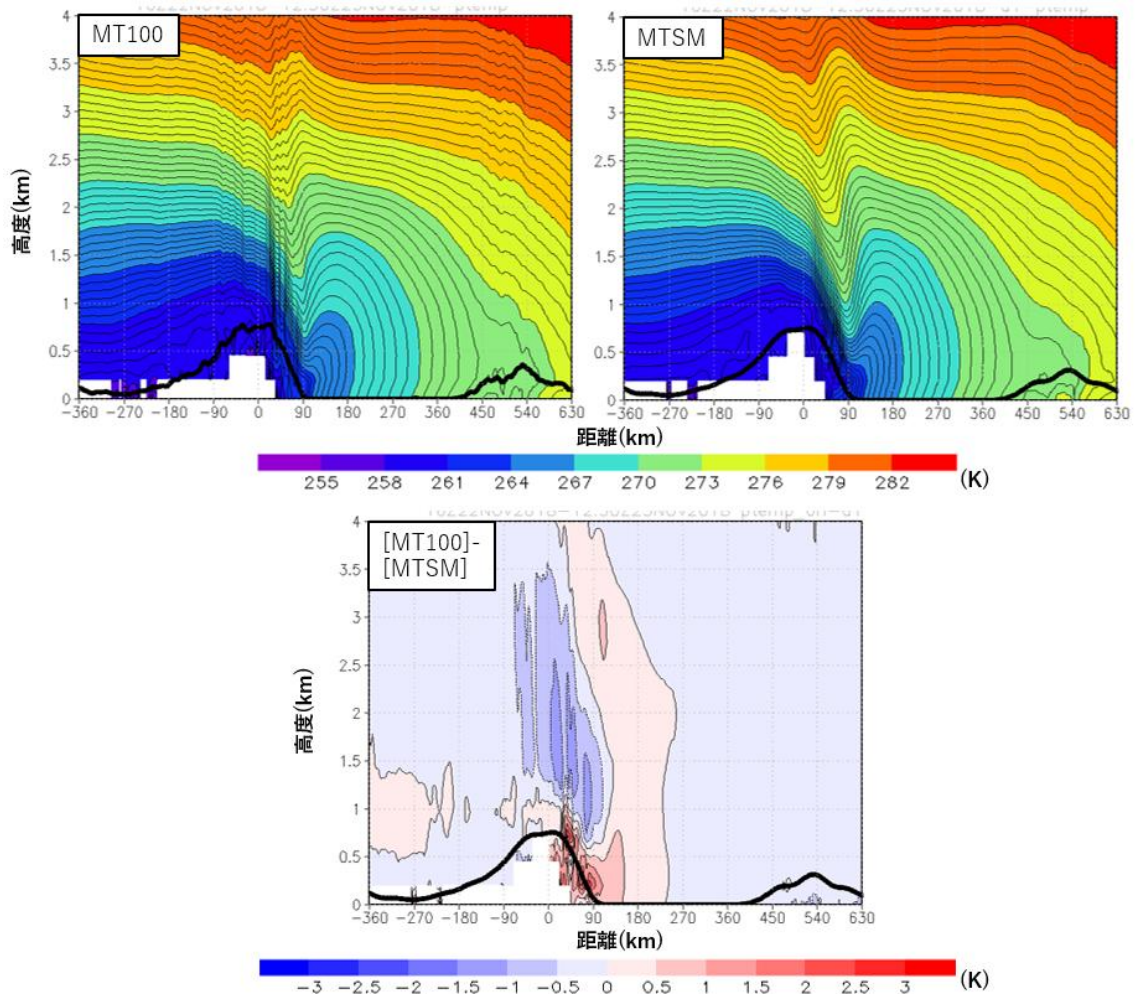


図 30 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した温位鉛直断面図と MT100 と MTSM 実験の温位差. 温位断面図の陰影は 3 K 間隔, 等値線は 0.5 K 間隔. 差分は陰影, 等値線ともに 0.5 K 間隔. 太い黒線は空間平均された地形.

図 31 に MT100, MTSM の空間・時間平均した, 顕熱フラックスと潜熱フラックスを示す. 黒が MT100, 赤が MTSM をそれぞれ表している. 北海道沿岸 (450 km) は図 18 と同様に殆ど差はないが, 山脈風下斜面の麓 (90 km 付近) における極大値は MTSM では, 顕熱が約 930 W/m^2 , 潜熱が約 670 W/m^2 といずれも MT100 よりも高い値を示していた. また, さらに沖側においても, 顕熱・潜熱それぞれ約 340 W/m^2 , 約 350 W/m^2 と MT100 よりも高い値を示していた. これは MTSM の方が山脈沿岸および海上での風速ともにやや強いことと対応する.

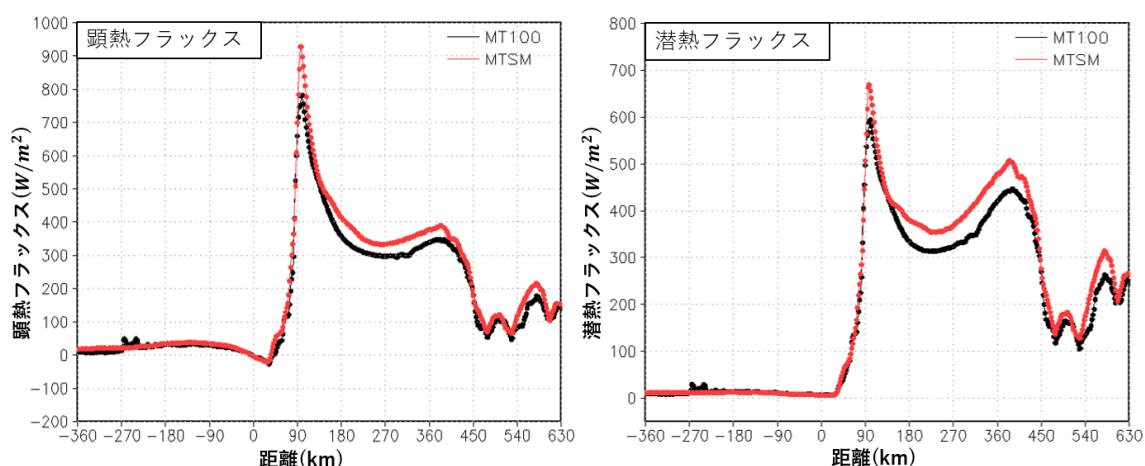


図 31 : MT100, MTSM の山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した 顕熱・潜熱フラックス. 黒が MT100, 赤が MTSM.

図 32 に MT100, MTSM の空間・時間平均を行った大気境界層高度(PBL Height)と両実験の差を示す. 両実験ともに 360 km 付近ではあまり差がないが, 山脈のすぐ風下での PBLH は MT100 の方が 200 m 程度高かった. これは, 山脈全体を平均したとき MT100 の方がハイドロリックジャンプが長く続いたことが原因と考えられる.

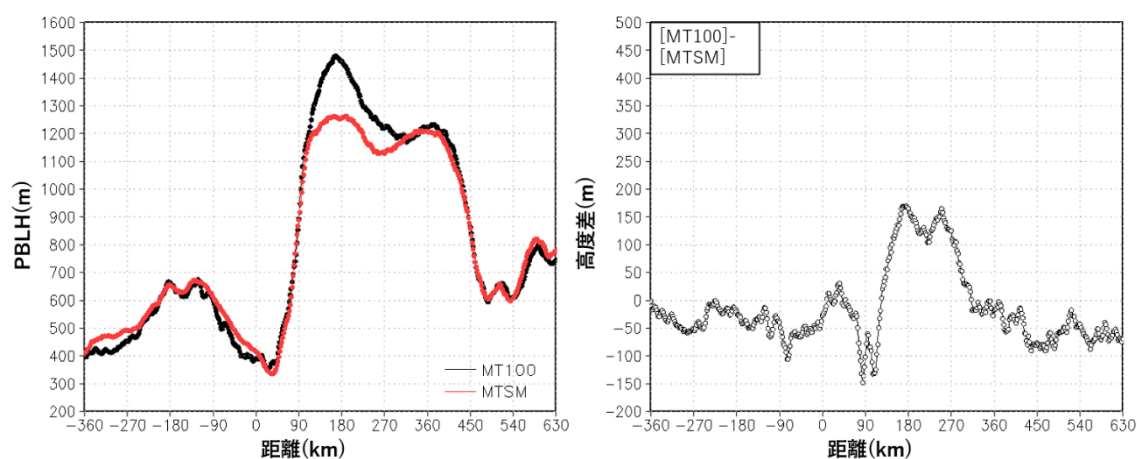


図 32 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した大気境界層高度 (PBLH) (左) と MT100 と MTSM 実験との差 (右).

次に降水に関わる物理量について解析を行った。

図 33 に MT100, MTSM の空間・時間平均を行った水蒸気混合比と両実験の差を示す。両実験の差 (図下) から風下斜面の麓の上空約 1 km から 2km の領域は、MT100 ではハイドロリックジャンプが局所的に高いところまで到達しているため、沿岸近くでは MT100 の方が上空で水蒸気混合比が多くなっていたが、その差は小さかった。

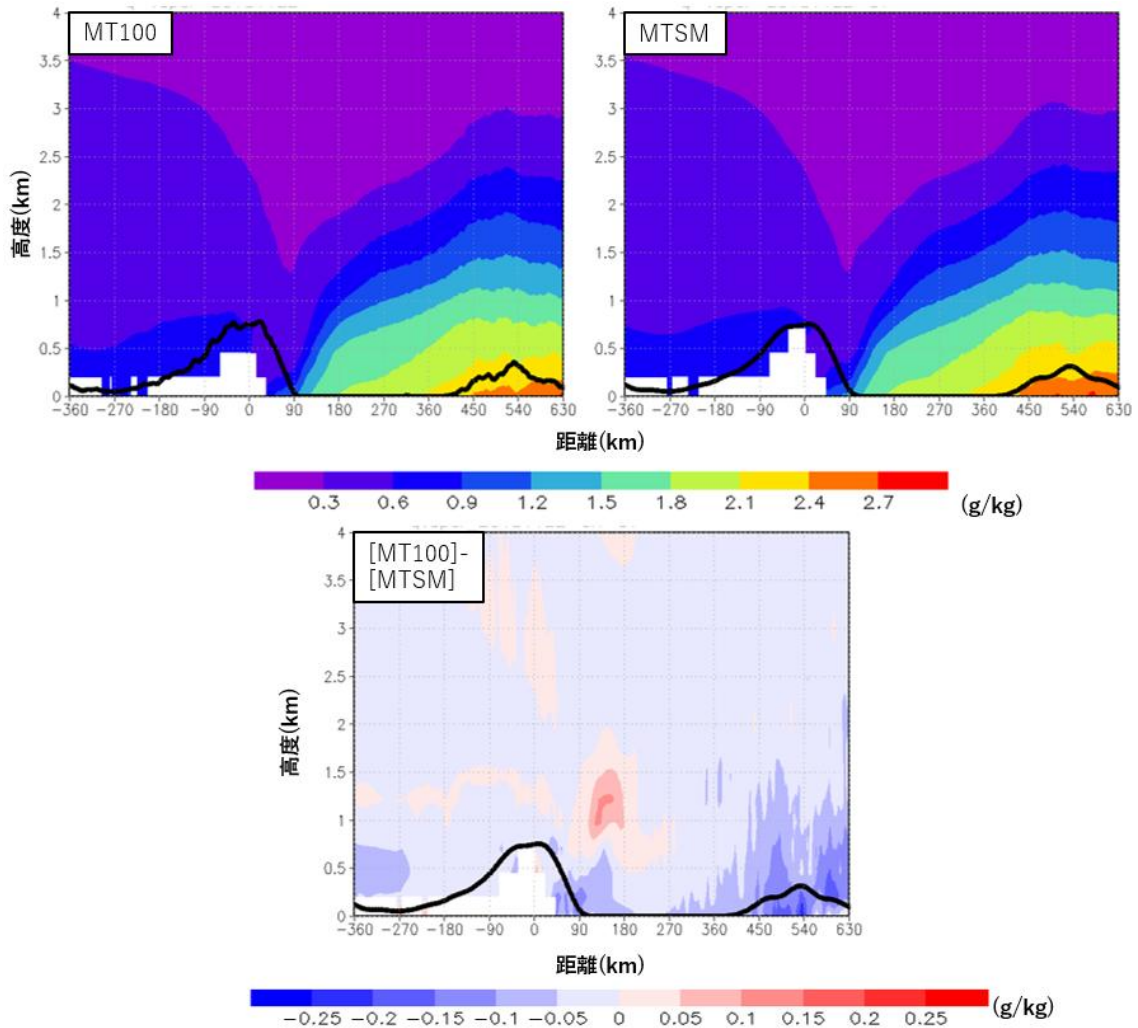


図 33 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した水蒸気混合比 (QV) 鉛直断面図と MT100 と MTSM 実験との差. QV 断面図では陰影は 0.3 g/kg 間隔, 差分は 0.05 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形。

図 34 に MT100, MTSM の空間・時間平均を行った雲水混合比と両実験の差を示す。両者の差 (下) から、北海道上空の一部を除き、ほとんどの領域で MTSM の方が雲水混合比が多い状態になっていた。MTSM では、山脈に近い場所で MT100 よりも混合比が高い領域 (図 34 右, 140km 付近) が見られた。この傾向は MT50, MT25 でも見られている。同様の違いは雲氷混合比についても見られ (図 35), 200km 付近で MTSM の方が雲氷混合比は高い値を示していた。これは、小規模な地形がなくなったことにより、MT100 で発生していた地形性の下層収束にともなう成層不安定の解放が起こりにくくなり、大陸から一定の距離で不安定性が一挙に解消されるようになるためと考えられる。

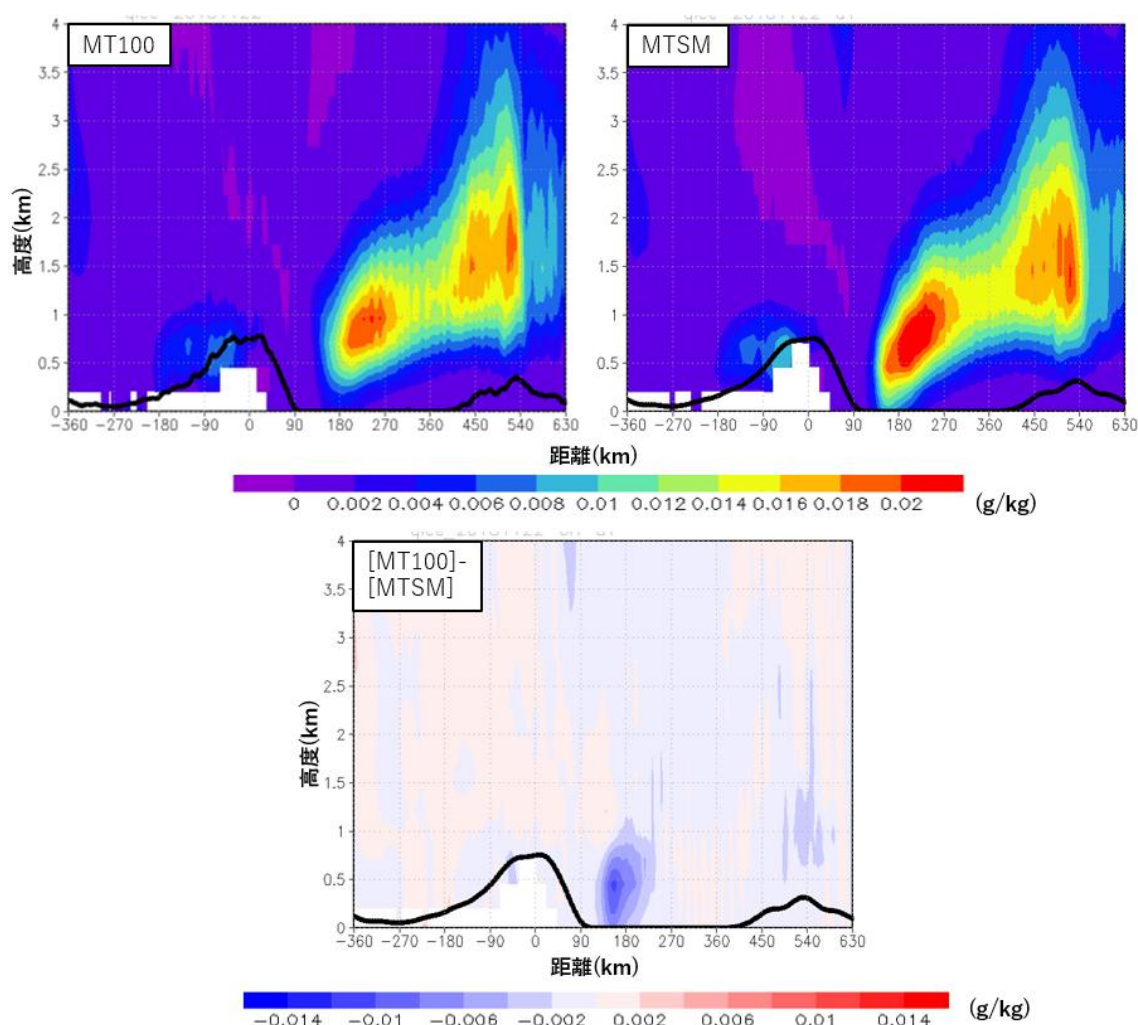


図 34 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した雲水混合比 (QC) 鉛直断面図と MT100 と MTSM 実験との差. QC 断面図では陰影は 0.001 g/kg 間隔, 差分は 0.0005 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

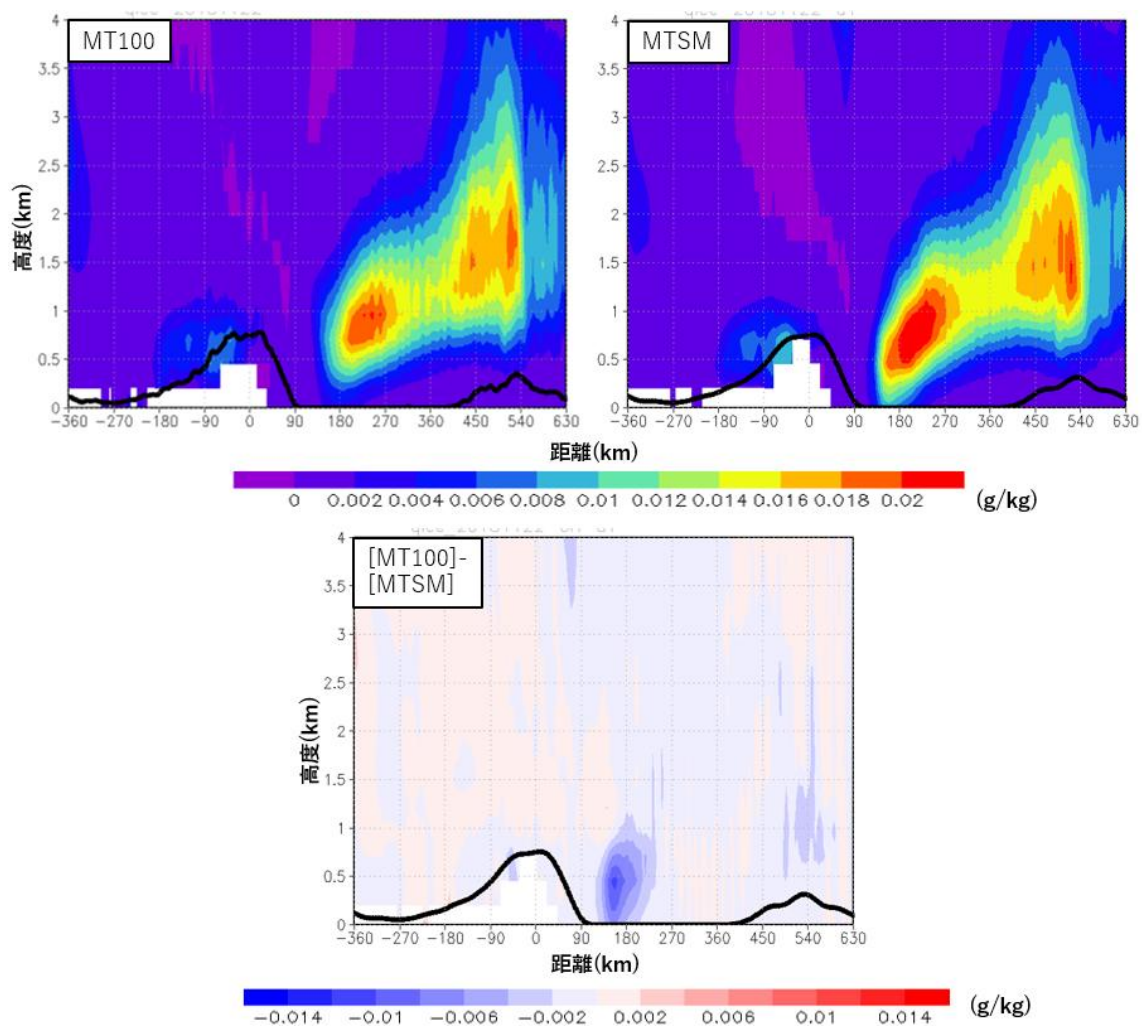


図 35 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した雲氷混合比 (QI) 鉛直断面図と MT100 と MTSM 実験との差. QI 断面図では陰影は 0.002 g/kg 間隔, 差分は 0.002 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

同様の図を雪と霰について図 36, 37 にそれぞれ示す。雪、霰ともに MTSM(図右)の方が海上の中央部 (250km 付近) で MT100 よりも大きくなっている。これは雲氷・雲水で見られた差と対応しており、雲氷・雲水から雪・霰への変換には時間がかかるため、ピークの位置は風下側にずれる。両者の差 (図下) から風下の殆どの領域で MTSM の方が混合比が多くなっていた。また、雲水混合比と同様に MTSM (図右) の 135 km 付近で混合比が多くなっている領域があった。

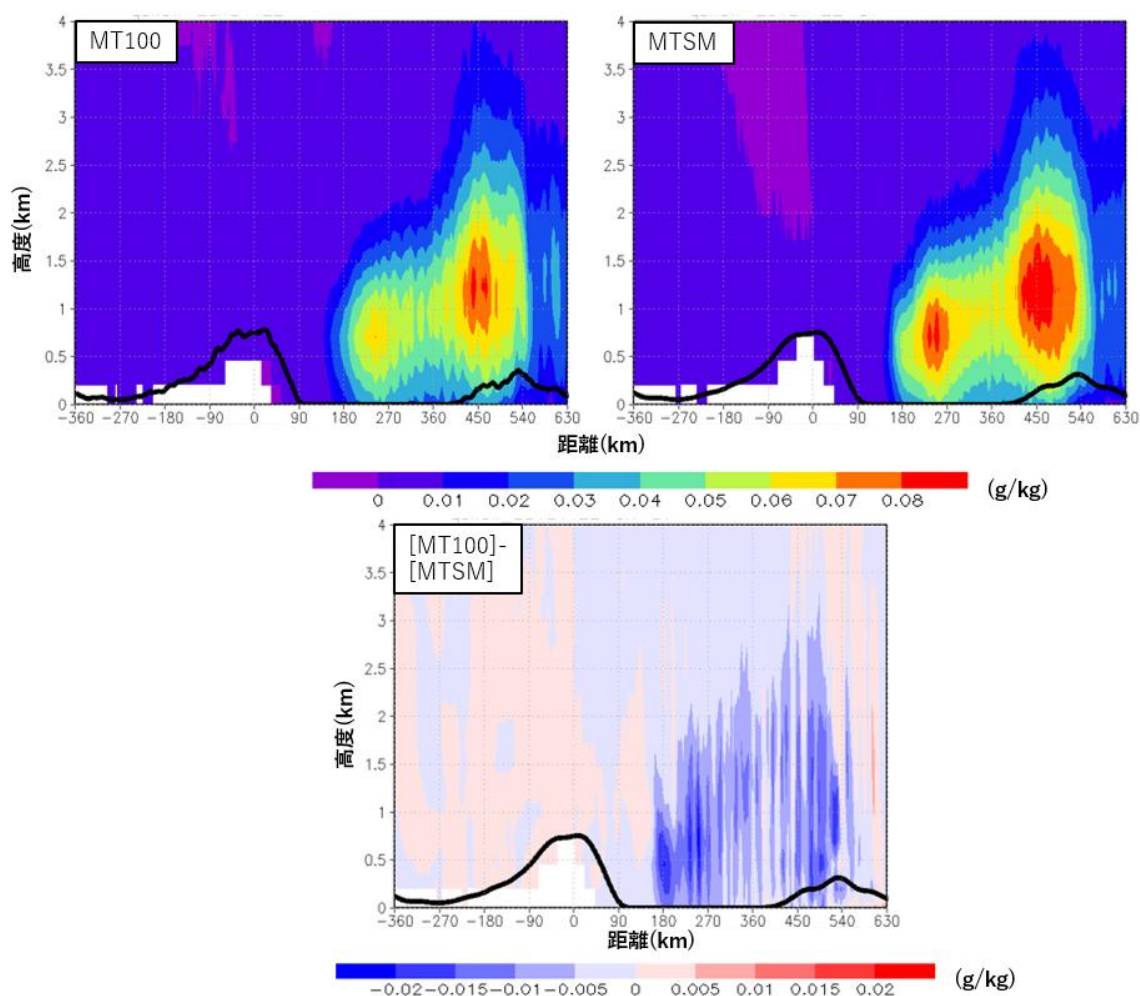


図 36 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均した雪混合比 (QS) 鉛直断面図と MT100 と MTSM 実験との差. QS 断面図では陰影は 0.01 g/kg 間隔, 差分は 0.05 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

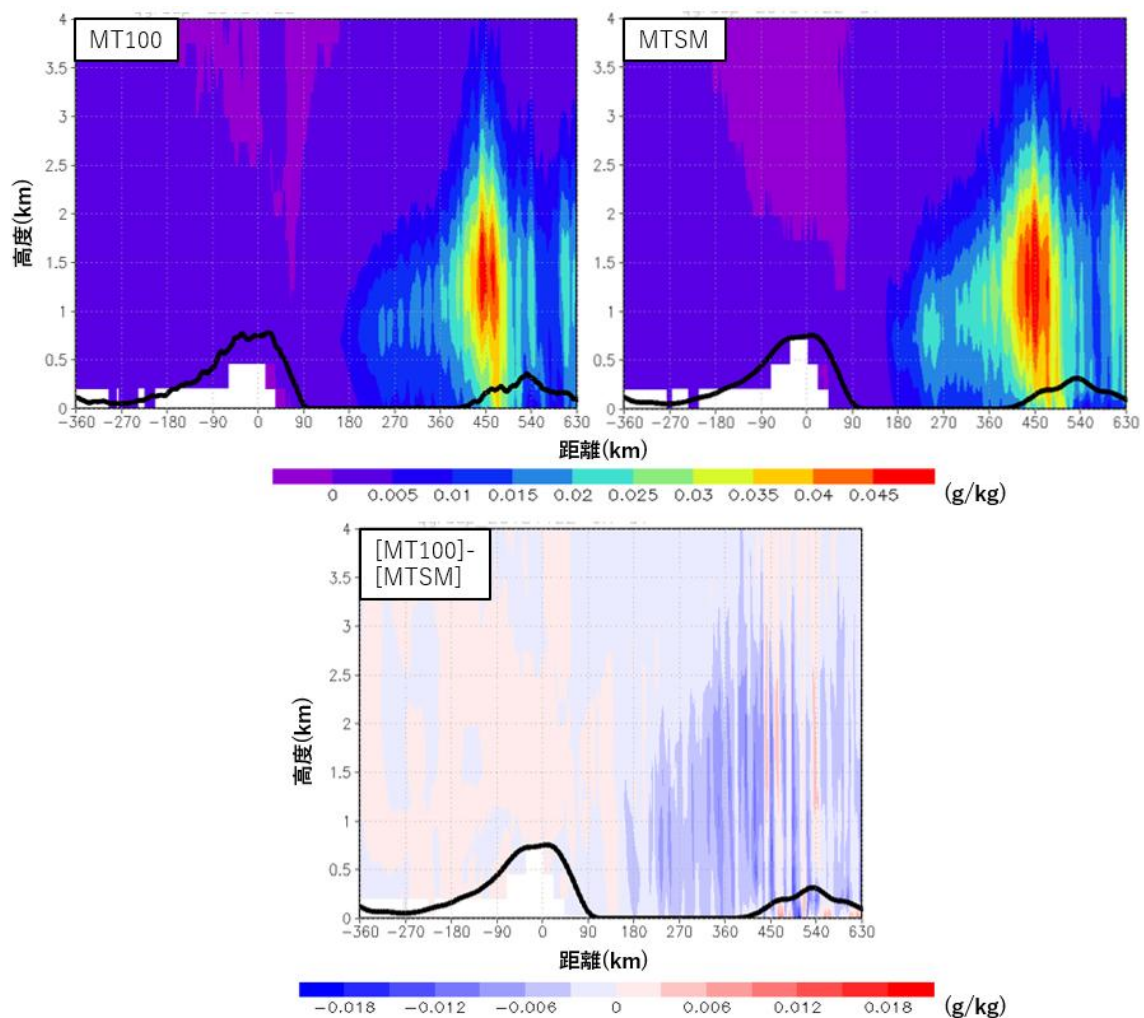


図 37 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, MT100 のジャンプ期間で時間平均し
 霧混合比 (QG) 鉛直断面図と MT100 と MTSM 実験との差. QG 断面図では陰影は
 0.005 g/kg 間隔, 差分は 0.003 g/kg 間隔, 太い黒線は空間平均された地形.

図 38 に MT100, MTSM の空間平均した, 22 日 1600UTC から 24 日 0600UTC までの積算降水量と各実験の差を示す. 両者の差から日本海上 (90~405 km) での降水は MTSM の方が多かったことが分かる.

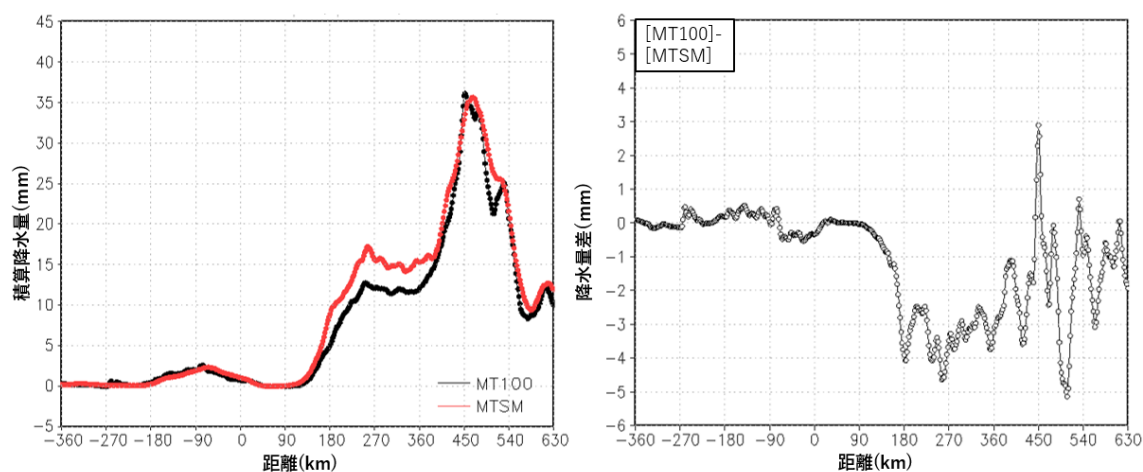


図 38 : MT100, MTSM での山脈に沿って空間平均, 22 日 1600UTC から 24 日 0600UTC 間の積算降水量と MT100, MTSM 実験との差.

図 39 に MT100, MTSM の 22 日 1600UTC から 24 日 0600UTC までの積算降水量と各実験の差を示す。MT100 は MTSM に比べ、山脈風下、日本海上での降水帯が少なく、より集中しており、小規模な地形が強制的に降雪雲を作る効果が表れていると考えられる。また、追加で実施した MTSM の標高を 50 %減少させた実験 (MTSM50) においても、本節冒頭で述べた、図 26 と同様の変化が見られた (図示せず)。MTSM50 では標高を減少させることにより MTSM と比べ地形の起伏が少なくなり、海上での降雪帯がより一様に分布していた。

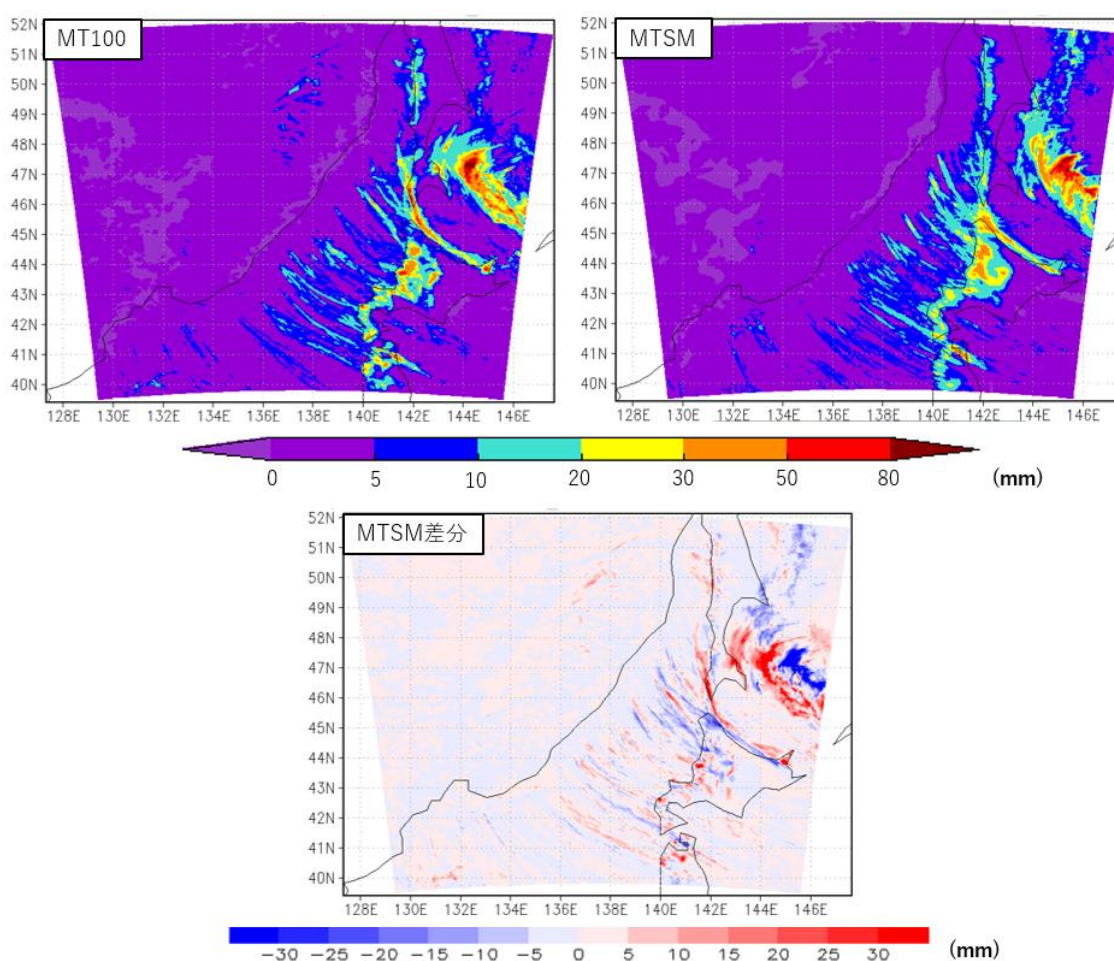


図 39 : 22 日 1600UTC から 24 日 0600UTC 間の積算降水量分布と MT100, MTSM 実験との差.

第5章 まとめ

本研究では2018年11月22日から24日に発生した寒気吹き出し事例を対象に、領域気象モデルWRFを用いた再現実験と、山脈に地形を改変した感度実験を行い、ロシア沿海州のシホテアリニ山脈の地形が冬季日本海上の気団変質、降雪雲に及ぼす影響を調査した。衛星画像から寒気吹き出しは11月22日0730UTC頃から発生し、24日0900UTC頃に終了していた。再現実験においては、寒気吹き出しの発生と終了のタイミングや雲の動き、ハイドロリックジャンプによる筋雲の蛇行、22日0900JSTの札幌における温位鉛直プロファイル等から十分に再現ができていた。

実験結果の解析から、シホテアリニ山脈の風下で発生するおろし風とハイドロリックジャンプは、山脈のすぐ風下での大気境界層の発達を促進していたことがわかった。再現実験では、おろし風に伴う風速の増加により、沿岸で大きな顕熱・潜熱フラックスが生じていた。また、ハイドロリックジャンプが発生し、低層の冷たく重い空気塊が上空に持ち上げられることにより鉛直混合が発生。大陸沿岸付近で厚さ1.5 km程度の中立な成層が形成された。これらの効果により、沿岸近くでの筋状降雪雲の鉛直方向への発達は促進され、山脈に沿って空間平均・22日1600UTCから24日0600UTCまで時間平均された日本海上の降雪は山脈の中央部から250 km (大陸沿岸から160 km) 地点付近で極大を示していた。山脈の標高を50 %、25 %まで減少させた感度実験では、山脈風下でのおろし風、ハイドロリックジャンプは発生していたが、その期間は再現実験と比べ短くなり、生じた中立成層の厚さも1.1 km程度であった。また、山脈のすぐ風下でのフラックスも減少していた。そのため、日本海上での降雪の極大は、50%減少実験では270 km 付近、25 %減少実験では280 km 付近と再現実験と比べより風下に位置し、降雪の開始は遅れていた。その分、風下での海上の降水は標高を低くした実験の方がやや多くなった。一方で、北海道沿岸の山岳部での降雪は再現実験と比べ標高を低くした感度実験の方がやや減少していた。これは山脈の標高を減少させたことにより、再現実験ではブロックされていた大陸内部の下層の低温の空気が山脈の乗り越え、日本海に流出しやすくなることで山脈風下の気温が下がり、風下全体の飽和水蒸気量が減少することが原因と推測される。

また山脈を構成する個々の山の影響を調査するため、水平格子間隔18 kmの領域1の地形を、解析を行う領域3に適用した感度実験を行った。その結果、再現実験では個々の山の風下で起きる強制的な不安定性の解消により、筋状降雪雲の初期形成点が固定され、まとまった降雪帯が見られたことに対し、平滑化実験では山脈の二次元性が向上し、個々の山による強制がなくなったため、海上で発生した筋状降雪雲の数が増え、降雪帯が山脈に沿って一様に分布していた。

本研究では、寒気吹き出し時にシホテアリニ山脈風下の地形が気団変質・降雪雲へ与える影響を調査するため、織田(2019)によりおろし風、ハイドロリックジャンプの発生が確認されている事例をもとに解析を行った。北海道沿岸における寒気吹き出しは1季に20

回以上発生しており、今後の課題として他の事例についても解析を行うことで、本研究の結果をより一般化することができると考えられる。また、今回の実験では、**おろし風・ハイドロリックジャンプの強さや**、純粋なハイドロリックジャンプの効果と、顕熱・潜熱フラックスの増加の効果、山脈による寒気の堰き止め効果を分離した議論できなかったが、結果の解釈が行いやすい理想化した設定で数値実験・感度実験を行うことで、地形の効果が気団変質・降雪雲へ与える影響をより正確に理解できると考えられる。

謝辞

本研究を遂行するにあたり，北海道大学低温科学研究所の川島正行助教には優しく丁寧なご指導をしていただき，大変お世話になりました．この場を借りて厚くお礼申し上げます．またゼミや本論文の副査において，渡辺力教授，下山宏助教，堀之内武教授，佐藤友徳准教授にはご指摘やアドバイスを頂き深く感謝いたします．最後に，先輩，同期，後輩の方々のおかげで楽しく充実した大学院生としての生活を送ることができました．誠にありがとうございました．

参考文献

浅井富雄, 1988: 昭和 62 年度日本気象学会秋季大会シンポジウムー「”どか雪”ー日本海における中小規模じょう乱」の報告 5. 日本海豪雪の中小規模的様相. 天気, 35, 156-161.

Hong, S., J. J. Lim, 2006: The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 129-151.

村松照男, 1978: 蛇行した雲バンドによる 8 時間周期の降雪量の変動. 天気, 25, 199-207.

Muramatsu, T., 1979: The cloud line enhanced by upwind orographic features in winter monsoon situations. *Geophys. Mag.*, 38, 1-15.

織田将太, 2019 年度修士論文: 寒気吹き出しに伴う沿海州風下における雲バンドの蛇行について.

Ohtake, H., M. Kawashima and Y. Fujiyoshi, 2009: The Formation Mechanism of a Thick Cloud Band over the Northern Part of the Sea of Japan during Cold Air Outbreaks. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87, 289-306.

Tamura, K., and T. Sato, 2020: Responses of Polar Mesocyclone Genesis to Topographic Forcing along the Eastern Coast of Eurasian Continent. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 98, 1261-1277.

Tsuchiya, K., and T. Fujita, 1967: A Satellite Meteorological Study of Evaporation and Cloud Formation over the Western Pacific under the Influence of the Winter Monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 45, 232-250.