

令和3年度 修士論文

寒気吹き出しに直交する走向を持つ 日本海上の筋状降雪雲の研究

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

川村 容明

令和4年1月27日提出

要旨

冬季、ユーラシア大陸からの寒気吹き出し時には、日本海上では多数の積雲が線状に組織化された筋状雲列が発生する。このような筋状雲についてはこれまで多くの研究が行われており、対流が水平風の鉛直シアの方向に組織化され、水平ロール状の循環を形成することによるものであると知られている (Asai,1970ab および 1972)。実際に衛星画像で日本海上における寒気吹き出し時の様子を見ると、下層の寒気吹き出しに平行な筋雲と、直交する筋雲が現れており、前者は Longitudinal mode(L モード)、後者は Transverse mode(T モード) とそれぞれ呼ばれている。特に T モード降雪雲は日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) 北東側や北海道西岸によく現れることが知られている。T モード降雪雲の構造について八木 (1985,1986) は観測的な研究により、L モード降雪雲と同じ水平風の鉛直シアに平行な対流雲であると説明した。一方、Hozumi and Magono (1984) や Arakawa et al.(1988) は、南西側の発達した対流雲帯の上部から北東側にかけて伸びる層状雲であると提案し、見解が分かれていた。近年、高解像度のモデルを用いてバンドの詳細な構造や形成メカニズムについて調べた研究 (Eito et al. , 2010) が行われ、シア流方向にロール軸を持つ対流雲であることが明らかになった。だが、JPCZ 北東側や北海道西岸といった特定の場所で主風向に直交する鉛直シアができる理由は解明されていない。

本研究では領域大気モデルを用いて寒気吹き出し事例の数値実験を行い、主風向と鉛直シアの方向が直交する場を形成する要因を明らかにすることを目的とする。衛星画像により T モード降雪雲が明瞭に確認できる 2020 年 12 月 14~20 日の間における寒気吹き出しを対象事例とし、モデルは WRF-ARW Ver.3.7.1 を用いた。

JPCZ は朝鮮半島付け根にある長白山脈を迂回する流れの海上での収束により生じることが知られているが、山脈の東側は標高が低く、地表付近の寒気がそのまま吹き出すのに対し、西側では下層の寒気が山脈によりブロックされる。これにより、JPCZ の北東側は相対的に温位が低くなっていた。この温位勾配に伴って生じる鉛直循環により、JPCZ の北東側では寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアが生じると分かった。長白山脈の標高を全体にわたって低くした感度実験を行ったところ、JPCZ に伴う温位勾配が弱くなり、鉛直循環も弱まった。

一方、北海道西岸の T モード雲域の形成には、ロシア沿海州に存在する北東-南西方向の走向を持つシホテアリン山脈に伴う山岳波が影響していることが実験結果から示唆された。寒気吹き出し時、二次元的なシホテアリン山脈の風下には北海道西岸付近まで及ぶ準定常な山岳波が生じるが、コリオリ力の効果により、山脈に沿う成分の水平風速擾乱も生じる。これにより、寒気吹き出しに直交する鉛直シアが強化され、T モード降雪雲が発生すると考えられる。

目次

第1章	はじめに	1
1.1	背景	1
1.1.1	日本海上の降雪雲	1
1.1.2	JPCZの研究	2
1.1.3	Lモード雲の研究	3
1.1.4	Tモード雲の研究	4
1.2	本研究の目的	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	対象事例の概要	9
3.1	対象期間の衛星画像	9
3.1.1	JPCZ 北東側	9
3.1.2	北海道西岸	11
3.2	対象期間の総観場の様子	12
第4章	結果と考察	13
4.1	JPCZ 北東側	13
4.1.1	鉛直シアの形成位置	13
4.1.2	長白山脈の標高を減少させた感度実験	15
4.1.3	長白山脈風下における温位勾配	18
4.1.4	赤外輝度温度の比較	21
4.2	北海道西岸	23
4.2.1	鉛直シアの形成位置	23
4.2.2	シホテアリン山脈の標高を減少させた感度実験	25
4.2.3	Tモード雲域形成についての考察	31
4.2.4	赤外輝度温度の比較	31
第5章	まとめ	33

第 1 章 はじめに

1.1 背景

1.1.1 日本海上の降雪雲

冬季、冷たく乾いた北西季節風がユーラシア大陸から吹き出し、日本海上を通過するとき、積雲や積乱雲が線状にみられる。このような雲についてはこれまで多くの研究が行われており、特徴的なものについて以下のように分類される。図 1 で示す朝鮮半島付け根から日本列島に達する顕著な雲域については、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ : Japan Sea Polar air-mass Convergence Zone) と呼ばれる帯状対流雲である (岡林,1972 ; 内田, 1979)。一方、図 1 で示した北西季節風に沿った雲列については、Longitudinal mode clouds (L モード雲) と呼ばれる。また、図 1 の日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) の北東側に見られるような北西季節風に直交する雲列は、Transverse mode clouds (T モード雲) と呼ばれる。上記の L モード雲と T モード雲はともに多数の積雲が線状に組織化された筋状雲列である。

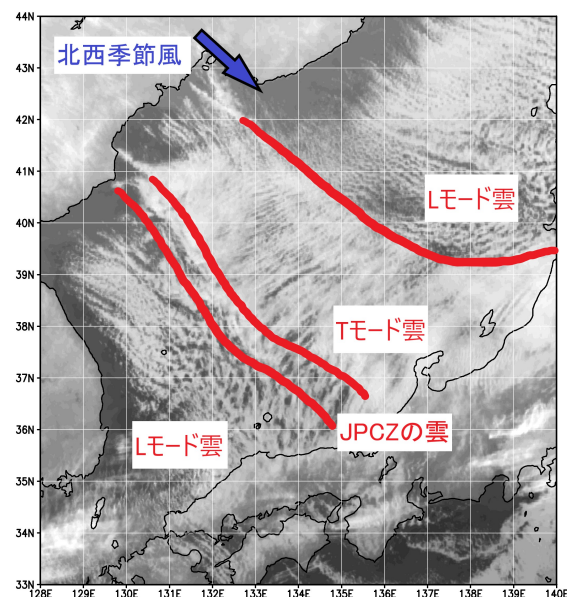


図 1 2020 年 12 月 14 日 0700UTC の気象衛星ひまわりの赤外画像

1.1.2 JPCZ の研究

JPCZ の成因について、Nagata et al.(1986) は朝鮮半島と日本海の家陸の熱的コントラストや北緯 40 度付近における顕著な海面水温の南北傾度により形成されると述べた。さらに朝鮮半島付け根に存在する長白山脈の影響により上流で分流された流れが山脈風下で収束することにより、積雲対流が活発化し帯状に組織化されると指摘している (図 2 参照)。Nagata(1991) は日本海上における収束雲帯の形成についての数値実験について追加研究を行い、下層の収束帯の発生に対して山岳がどのように影響を及ぼすか調べ、山岳による大陸側からの寒気のプロッキング効果が寄与していると指摘した。

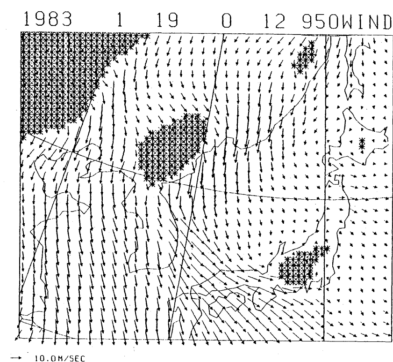


図 2 数値モデルで再現された長白山脈を迂回する流れと収束域. 950 hPa の風ベクトルを示す (Nagata 1986 より)

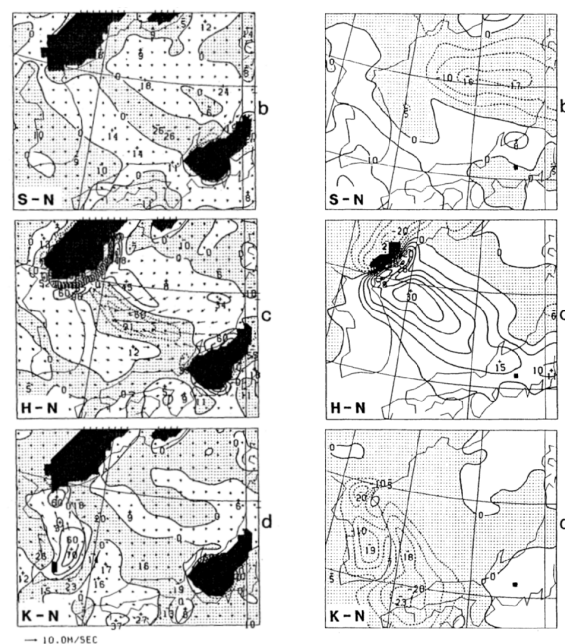


図 3 (Nagata, 1991)

1.1.3 Lモード雲の研究

Lモード雲のような筋状雲の成因については, Asai(1970a, b) および Asai(1972) による鉛直シアの影響を受けた熱的不安定性の線形理論で説明することができる. これは対流が水平風の鉛直シアの方向に組織化され, 水平ロール状の循環を形成することによるといったものであり (図4および図5参照), このような筋状雲は日本海のほか北米の五大湖やバレンツ海などでも発生することが知られている.

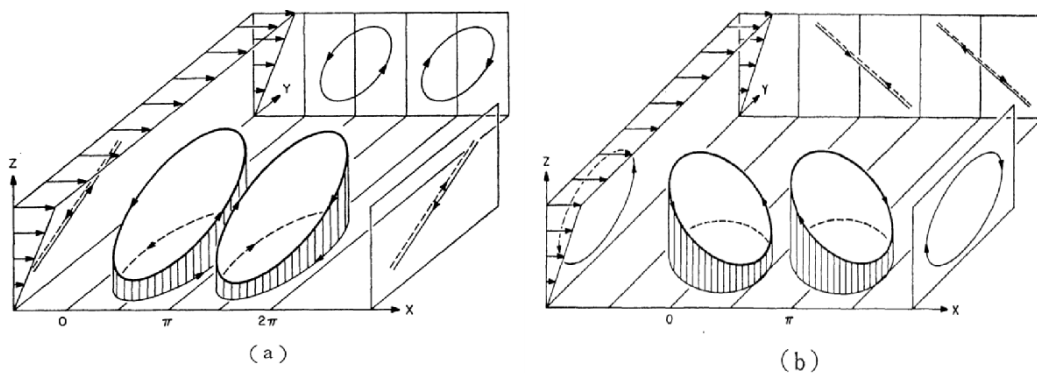


図4 対流の代表的な流線の模式図であり, (a) は直交型ロール, (b) は平行型ロールを表す (Asai, 1970)

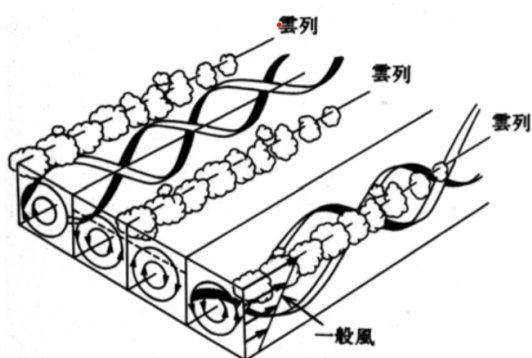


図5 平行型ロール渦による雲の縞模様形成の模式図 (浅井, 1996)

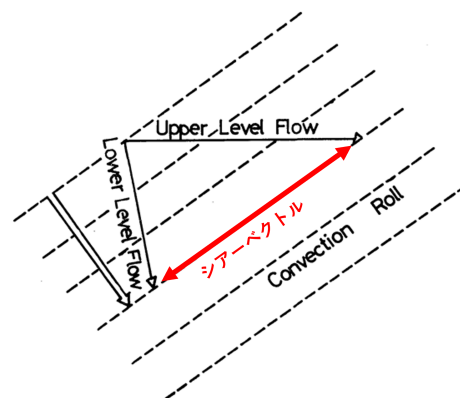


図6 高さとともに風速のみならず風向も変わる鉛直シアのある風系中におけるロール状対流の軸の走向 (Asai, 1972 より引用・加筆)

1.1.4 Tモード雲の研究

Tモード雲については、古くは Tsuchiya and Fujiya (1967) の研究により、主風向に対して直交する方向の筋状雲の存在が記述されている。八木 (1985,1986) は高層観測や気象レーダー、衛星画像のデータ解析などを用いて雲の構造や成因について調べた結果、Lモード雲と同じ水平風の鉛直シアに平行な対流雲であると説明した。一方、Hozumi and Magono (1984) や Arakawa et al.(1988) は、南西側の発達した対流雲帯の上部から北東側にかけて伸びる層状雲であると提案し、見解が分かれていた。近年、高解像度のモデル(水平分解能 1km の非静力学雲解像モデル)を用いてバンドの詳細な構造や形成メカニズムについて調べた研究 (Eito et al. , 2010) が行われ、シア流方向にロール軸を持つ対流雲であることが明らかになった (図 7 参照)。このような T モード雲域は日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) 北東側や北海道西岸によく現れることが知られている (図 8 参照)。

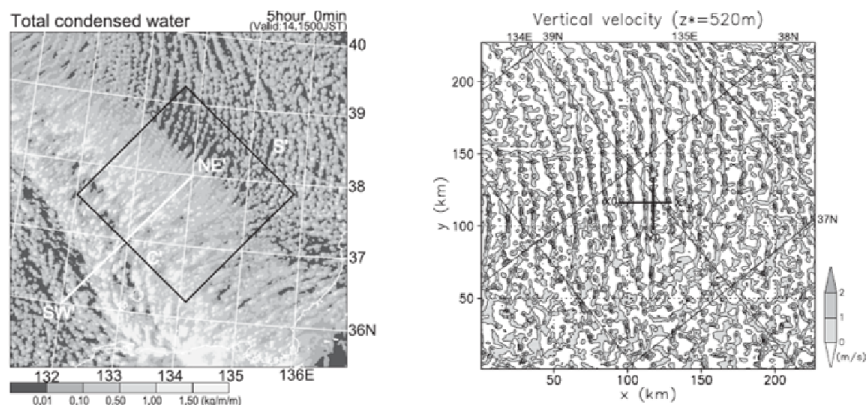


図 7 雲解像モデルで再現された JPCZ に伴う T モード降雪雲。(左) 鉛直積分総凝結水量, (右) 高度 520m の鉛直風速。(Eito et al., 2010 より)

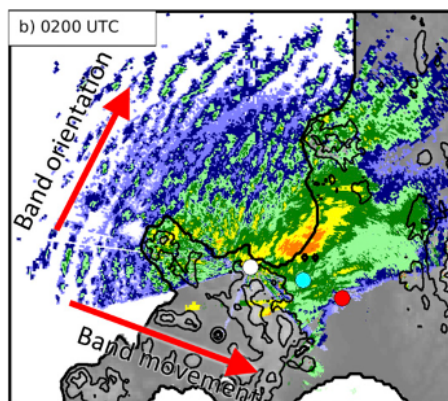


図 8 北海道石狩湾で観測された T-モード降雪雲のレーダー画像 (Campbell et al., 2018 より)

1.2 本研究の目的

冬季、日本海上において下層の寒気吹き出しに対して直交する筋状列雲に関する研究は、その構造や形成メカニズムについては、前述の通り鉛直シアのシア流方向にロール軸を持つ対流雲であることが既に明らかになっている。しかし、これまで知られているような日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) 北東側や北海道西岸といった特定の場所において、主風向 (寒気の吹き出し方向) に対して直交する鉛直シアが形成される理由は解明されていない。このような研究は日本海側における降雪を理解するために重要であるといえる。本研究では、主風向に対して直交する雲列が見られた事例について数値実験を行った。この実験により、主風向と鉛直シアの方向が直交する場を形成する要因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

本研究では領域大気モデル WRF(The Weather Research and Forecasting Model)-ARW Ver.3.7.1 を用いて数値実験を行い，対象領域内における風向風速や温位などの水平方向および鉛直方向の鉛直構造や時間変化を調べる．モデルの計算領域は図 9 に示したとおりである．水平格子間隔は最も外側の Domain1(D1) で 18km となっており，Domain2(D2) が 6km，Domain3(D3) は 2km となっている．Domain2 や Domain3 については，JPCZ 北東側や北海道西岸の領域を適宜設定し計算するため，図 9 には図示していない．鉛直格子数は 59 層で，最下層の鉛直格子間隔は約 50m とし，上層にかけその間隔を増加させ，モデル上端は 50hPa とした．モデルの設定内容については表 1 に示す．D1 は 2020 年 12 月 10 日 0000UTC～21 日 0000UTC までの期間で計算を行った．また初期値，境界値を与えるデータとして NCEP Final Analysis(水平解像度 1°，6 時間間隔)を用いる．

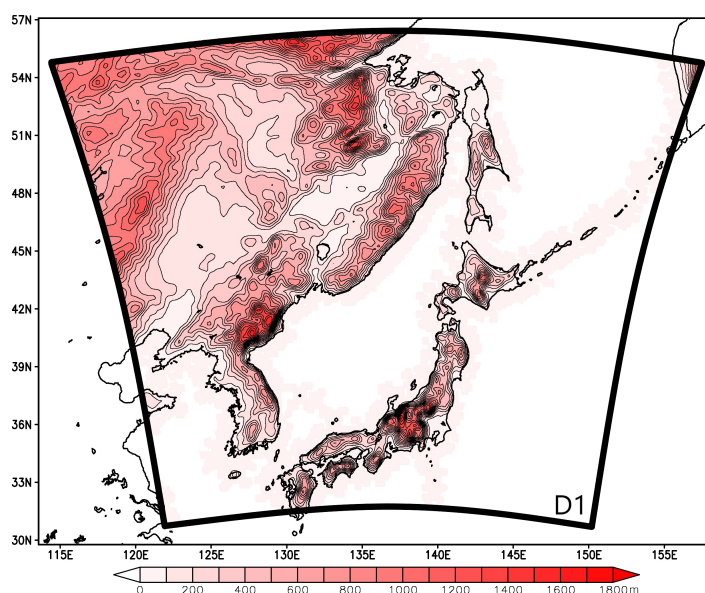


図 9 数値実験の計算領域 (Domain1)

表 1 数値実験の設定

モデル	WRF V3.7.1		
初期条件,境界条件	NCEP-FNL		
計算領域	Domain1(D1)	Domain2(D2)	Domain3(D3)
水平格子間隔	18km	6km	2km
開始日時	2020年12月10日 0000UTC	2020年12月10日 0000UTC	2020年12月10日 0000UTC
終了日時	2020年12月21日0000UTC		
雲微物理スキーム	Thompson,Field,Rasmussen and Hall(2008,MWR)		
放射スキーム	RRTMG(長波、短波)		
接地層スキーム	Monin-Obukhov(MM5 scheme)		
地表層スキーム	Noah land-surface model		
境界層スキーム	Yonsei University scheme(Non-local scheme)		
積雲スキーム	Kain-Fritsch		

今回の実験では、鉛直シアが寒気吹き出しに対して直交する場の成因を調べるため、計算負荷が小さく、また解析の妨げとなる細かなスケールの擾乱が出にくい $18^{\circ}\text{E}3^{\circ}\text{N}$ 格子のみで行った計算結果を主に使用する。Domain 2, Domain 3 を双方向ネストして行った実験結果は T モード雲を再現し、観測と比較する際に用いる。

2.2 地形改変

本研究では、地形が環境場に及ぼす影響を調べるため、地形を改変する感度実験を行った。詳細については後述するが、JPCZ 北東側と北海道西岸の T モード雲域の形成には、長白山脈とシホテアリン山脈というそれぞれ異なる山脈の影響が考えられる。そのため感度実験としてそれぞれの山脈の標高を約 50% 減少させた実験 (MT50)、山脈をほぼ取り去った実験 (MT0) を行った。それぞれの実験に用いた地形の標高は第 4 章の図 16 および図 27 に示す。MT50, MT0 で使用する地形は、以下の (1) 式

$$Hm = H_0 \times [1 - rf \times \exp\left\{-\left(\frac{rad(dx(x-x_0) + dy(y-y_0))}{radx}\right)^2 + \left(\frac{rad(dx(x-x_0) + dy(y-y_0))}{rad y}\right)^2\right\}] \quad (1)$$

を用いる．ここで H_0 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 は改変する中心座標， $radx$ ， $rady$ は半径を表す． rad は経度線からの回転角を表しており，長白山脈については 45° なので，シホテアリン山脈については 30° と設定した．また， x_0 ， y_0 を中心とした半径 $radx$ ， $rady$ の楕円内を中心点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では元の標高から変化がないようになっている．

第 3 章 対象事例の概要

本研究では、2020 年 12 月 14～2020 年 12 月 20 日までの期間における寒気吹き出しを解析対象事例とする。この期間を選んだ理由は、衛星画像により JPCZ 北東側と北海道西岸の両方において T モード降雪雲が明瞭に確認できるためである。JPCZ 北東側の T モード雲については、2020 年 12 月 14 日 0000UTC～17 日 0000UTC の間に顕著に現れているため、主にこの 3 日間の解析を中心とする。北海道西岸の T モード雲については、2020 年 12 月 18 日 1500UTC～19 日 0600UTC の間に現れているため、この期間の解析を中心とする。

3.1 対象期間の衛星画像

3.1.1 JPCZ 北東側

図 10 で示した気象衛星ひまわりの赤外画像を見ると、13 日から 14 日にかけて前線が通過することに伴う雲に覆われているため、JPCZ 北東側の T モード雲域は形成され始める時刻が正確には不明であるが、(a) を見ると 2020 年 12 月 14 日 0000UTC 頃には確認することができる。以降は JPCZ の雲域の北東側に定常的に見られ、寒気吹き出しが一旦弱まりだす 17 日頃まで継続していた。

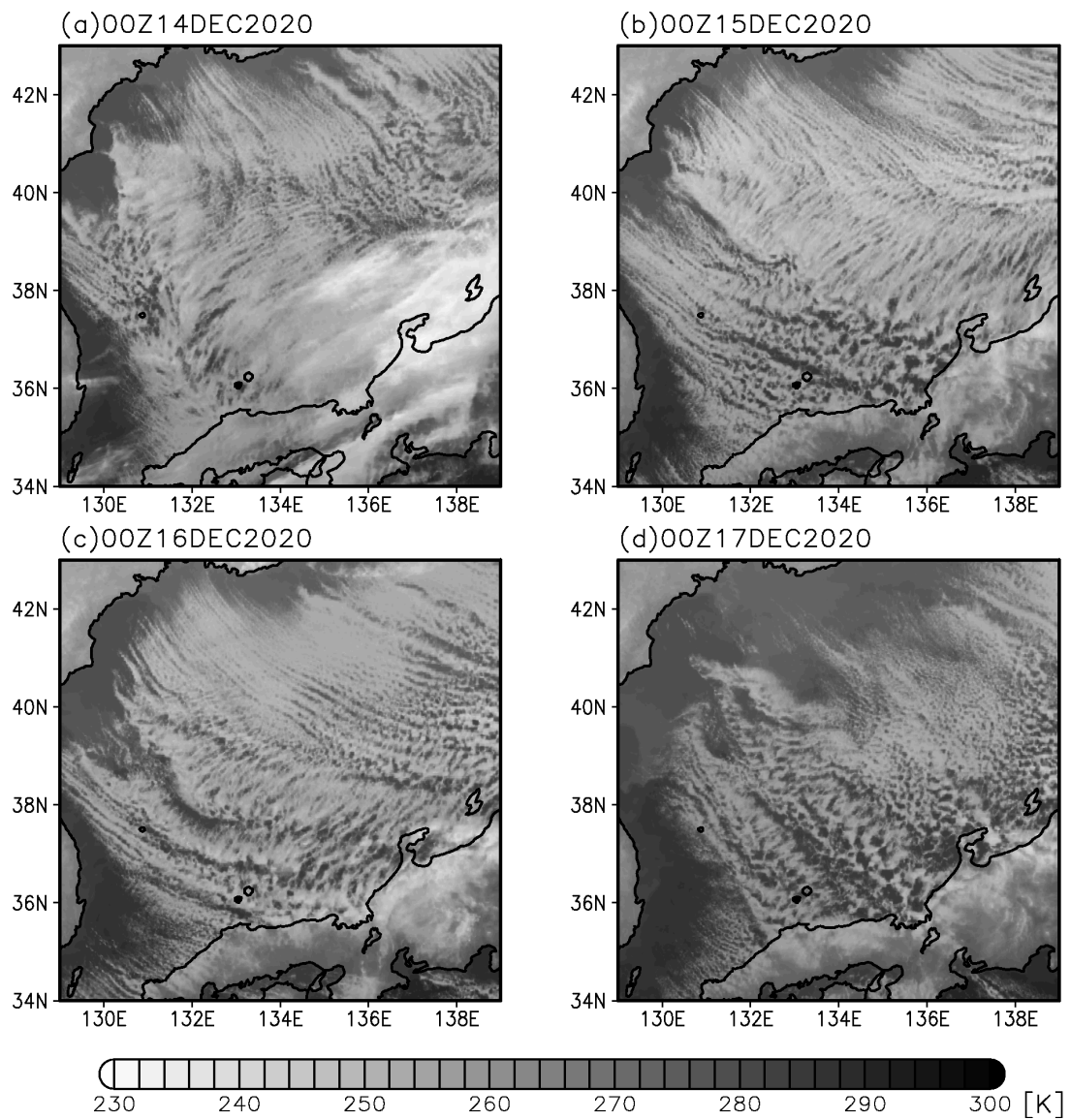


図 10 2020 年 12 月 14 日 0000UTC~17 日 0000UTC における気象衛星ひまわりから得られた赤外輝度温度

3.1.2 北海道西岸

北海道西岸の T モード雲域は JPCZ 北東側の T モード雲域と比較すると小規模であるが、赤外面像や可視画像でも判別できる．図 11 で示した赤外輝度温度の画像を見ると、(a) の 18 日 0000UTC にはまだ T モード雲は見られないが、19 日 0000UTC になり寒気吹き出しの強まりとともに形成されていることがわかる．(c) は (b) より 4 時間後の 19 日 0400UTC の北海道西岸をさらに拡大した図であるが、L モード雲列の間に T モード雲が確認できる．(d) は (c) と同じ時刻の赤外輝度温度をカラーで表示したものであるが、T モード雲がおおよそ寒気の吹き出しに直交する方向に伸びている．

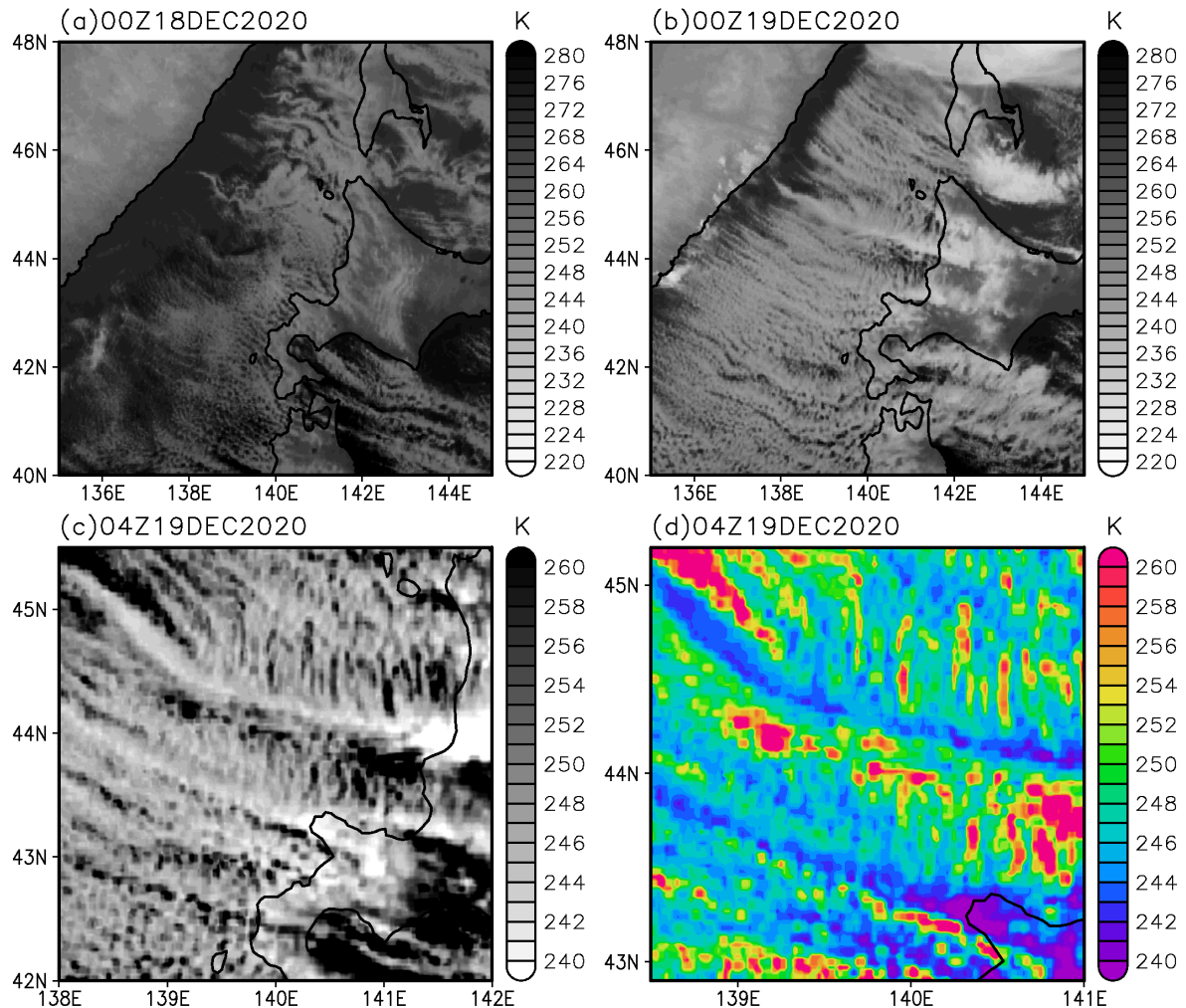


図 11 2020 年 12 月 18 日 0000UTC~19 日 0000UTC における気象衛星ひまわりから得られた赤外輝度温度 (左上, 右上) と、2020 年 12 月 19 日 0400UTC における北海道西岸を拡大した赤外輝度温度 (左下, 右下)

3.2 対象期間の総観場の様子

2020 年 12 月 14 日には寒冷前線が本州付近を通過し、西高東低の冬型の気圧配置が強まった。15 日以降も冬型の気圧配置が継続し、山陰以北の各地で記録的な大雪となった。18 日はいったん寒気が緩むが、日本海上を進む低気圧により日本海側では曇りや雪となった。19 日には低気圧が千島近海まで進み、再び冬型の気圧配置が強まった。(図 12 参照)

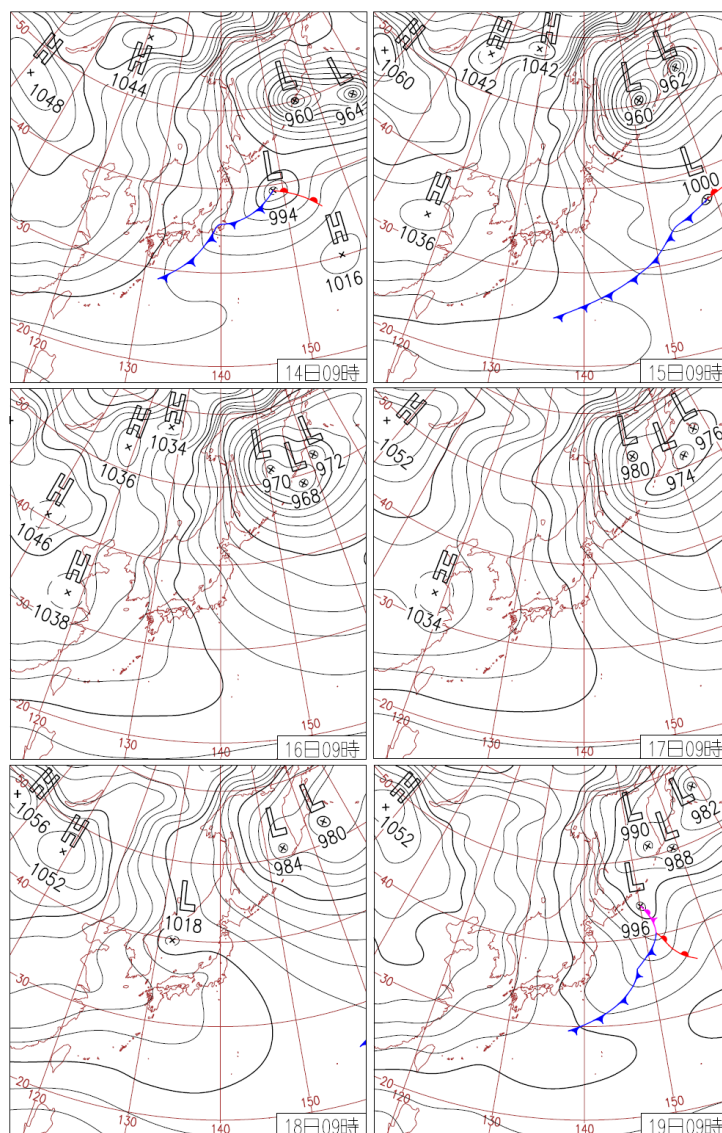


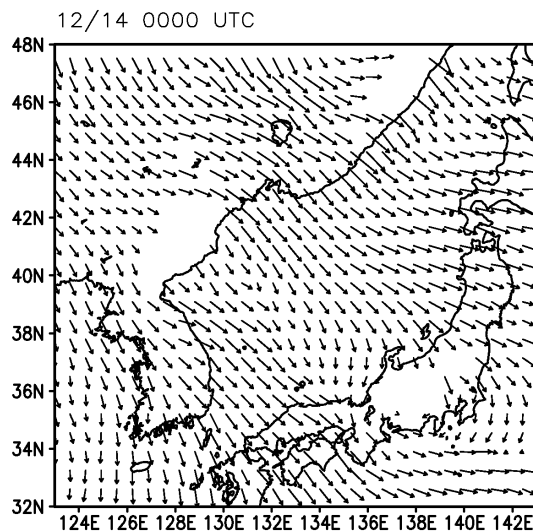
図 12 2020 年 12 月 14 日 0000UTC～19 日 0000UTC の地上天気図 (気象庁 HP より引用・抜粋)

第 4 章 結果と考察

4.1 JPCZ 北東側

4.1.1 鉛直シアの形成位置

図 13 に 2020 年 12 月 14 日 0000UTC における JPCZ 周辺の下層 (高度 0.8km) の水平風速ベクトルを示す。JPCZ の主な形成要因である長白山脈を迂回する流れがあることがわかる。次に、JPCZ 北東側の T モード雲域において、どの程度の高度で鉛直シアが形成されているか調べるため、図 10 の (b) で T モード雲が見られる一部を水平方向に空間平均した東西風と南北風および温位の鉛直プロファイルを図 25 に示す。図 15 は高度～2.0km における鉛直シアベクトルを 12 月 14 日 0000UTC～15 日 0000UTC まで時間平均した図であるが、T モード雲域では鉛直シアベクトルが大陸からの寒気吹き出しに直交する方向 (おおむね北東-南西方向) に向いていることが見てとれる。これらの結果は先行研究で得られた結果と矛盾がないことを示している。



20

図 13 JPCZ 付近における 0.8km 高度面の水平風速ベクトル

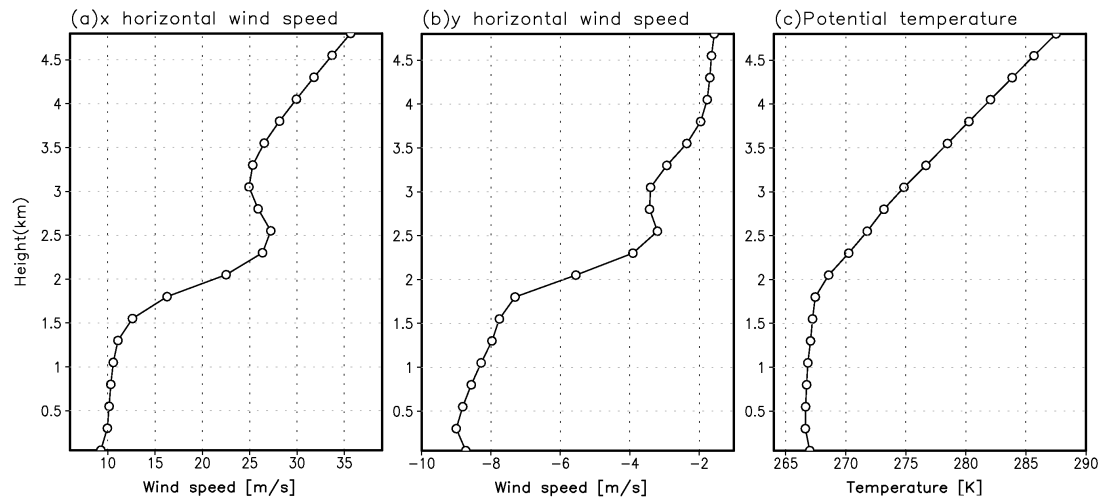


図 14 JPCZ 北東側における東西風 (左) と南北風 (中央) および温位 (右) の鉛直プロファイル

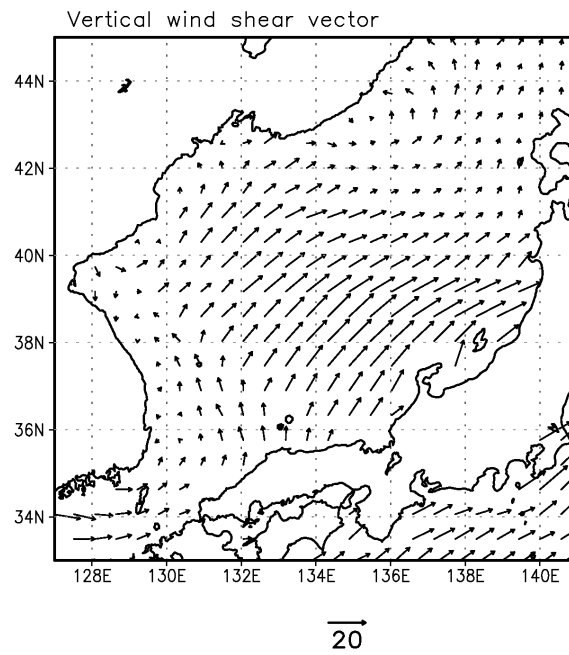


図 15 JPCZ 北東側における T モード雲域の鉛直シアベクトル (高度 0.05~2.0km 間)

4.1.2 長白山脈の標高を減少させた感度実験

JPCZ 北東側の鉛直シアが寒気吹き出しに直交する場の形成に対する長白山脈の影響をより詳しく調べるため、長白山脈全体の標高を減少させた感度実験を行う。図 16 は再現実験と感度実験に用いた地形を示す。(a) は再現実験 (MT100) であり、(b) は長白山脈全体の標高を約 50% 減少させた実験 (MT50)、(c) は山脈をほぼ取り去った実験 (MT0) である。地形改変にあたって用いた式は 2.2 に記述した通りとなる。また、山脈風下における T モード雲域の鉛直構造を見るため、図 17(右) の領域を設定した。図 17(左) は設定した領域を Y 軸方向に一部空間平均した地形の鉛直断面図である。解析期間は 2020 年 12 月 14 日 0000UTC~15 日 0000UTC とした。

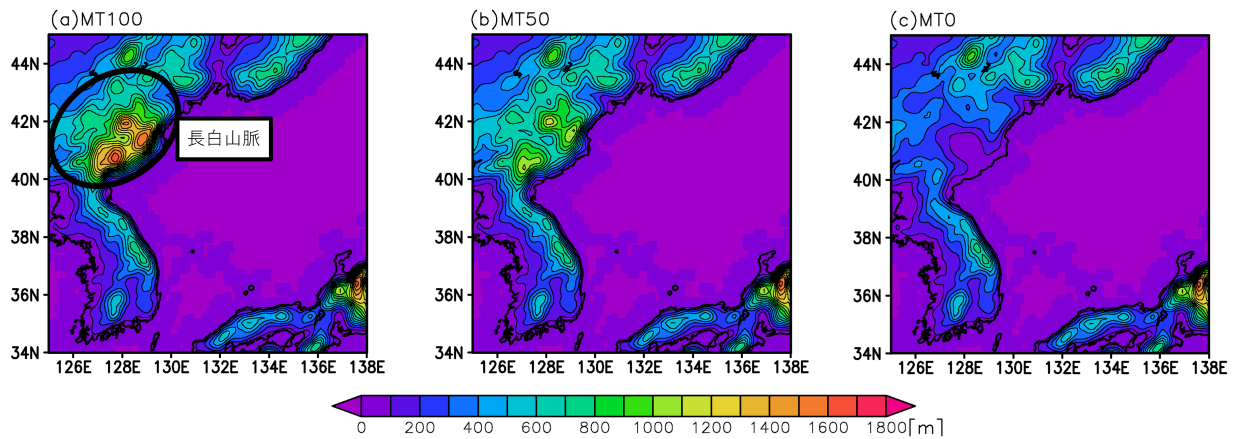


図 16 MT100, MT50, MT0 で用いた地形の標高

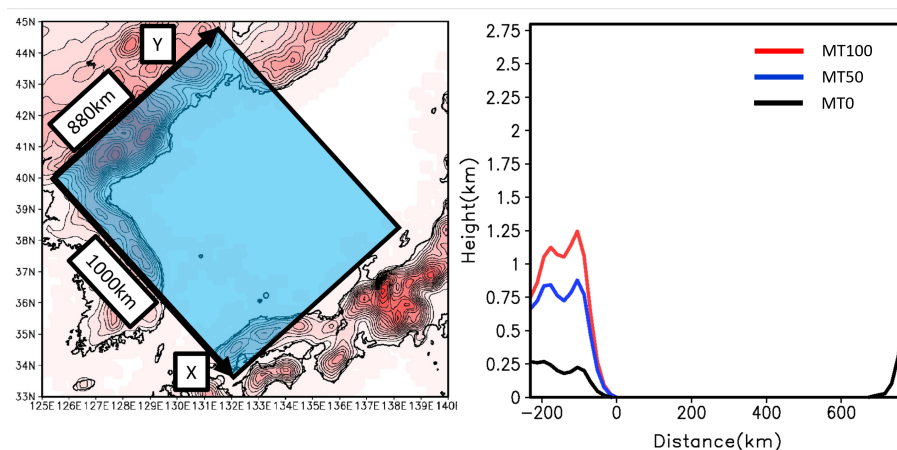


図 17 MT100, MT50, MT0 で用いた解析領域 (左) と、Y 軸に沿った一部を空間平均した X 軸方向の地形断面 (右)

図 18 に長白山脈を減少させた MT50，山脈を取り去った MT0 における 0.05～2.0km 高度間の鉛直シアベクトルを示す．再現実験における鉛直シアベクトル (図 15 参照) と比較すると，MT50 では寒気吹き出しに直交する鉛直シアの形成される領域が大陸側に近い地点を中心に全体的に減少しているように見える．MT0 では，日本列島により近い山陰沖から能登半島西側や東北地方西側の日本海上の一部に寒気吹き出しに直交する鉛直シアの見られる領域が残るものの，再現実験の結果と比較すると減衰傾向であるように見える (この理由として予想されることについては 4.1.3 に記述する)．この結果から長白山脈の地形の標高は，JPCZ 北東側の T モード雲の形成にある程度寄与していると示唆される．

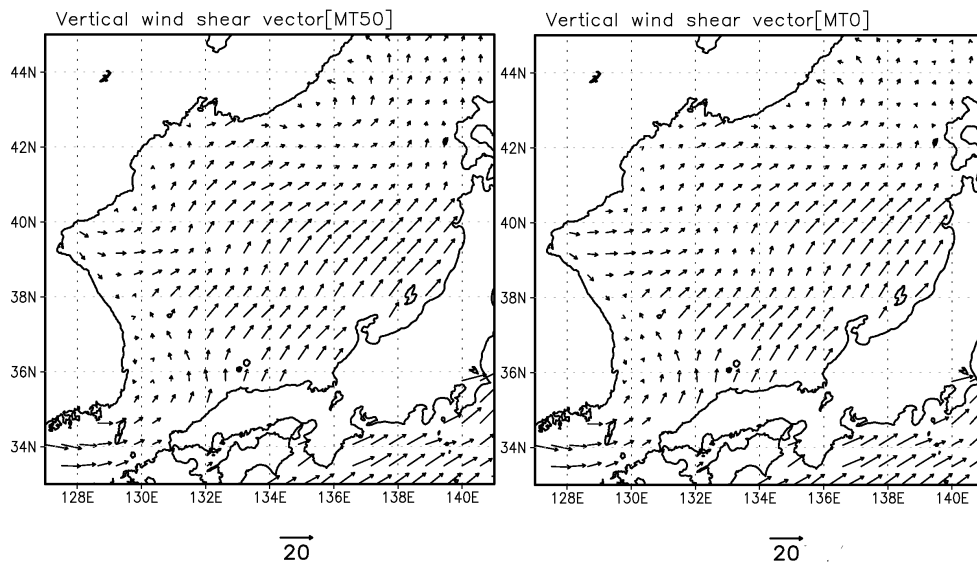


図 18 MT50(左) と MT0(右) での 2020 年 12 月 14 日 0000UTC～15 日 0000UTC まで時間平均した高度 0.05～2.0km 間の鉛直シアベクトルを表す．青い円は寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアが顕著に見られる領域を示す．

図 19 に MT100, MT50, MT0 の高度 0~2.75km における温位 (破線) を示す. この実験結果は, 解析期間の 24 時間を時間平均し, さらに長白山脈の標高が高くなっている南西側的一部分 (図 17 の Y 軸に沿った約 70~250km の間) で Y 軸に沿って空間平均している. 各実験結果を比較すると, MT50 や MT0 と比べ MT100 の方が山脈風下の海上における温位が高くなっていることがわかる. これは MT100 では長白山脈により大気下層における大陸側からの寒気がブロックされているのに対して, MT50, MT0 と山脈の標高を低くすることで, 寒気が山脈を乗り越えやすくなったと考えられる. 温位の鉛直構造については, 次の小節で議論する.

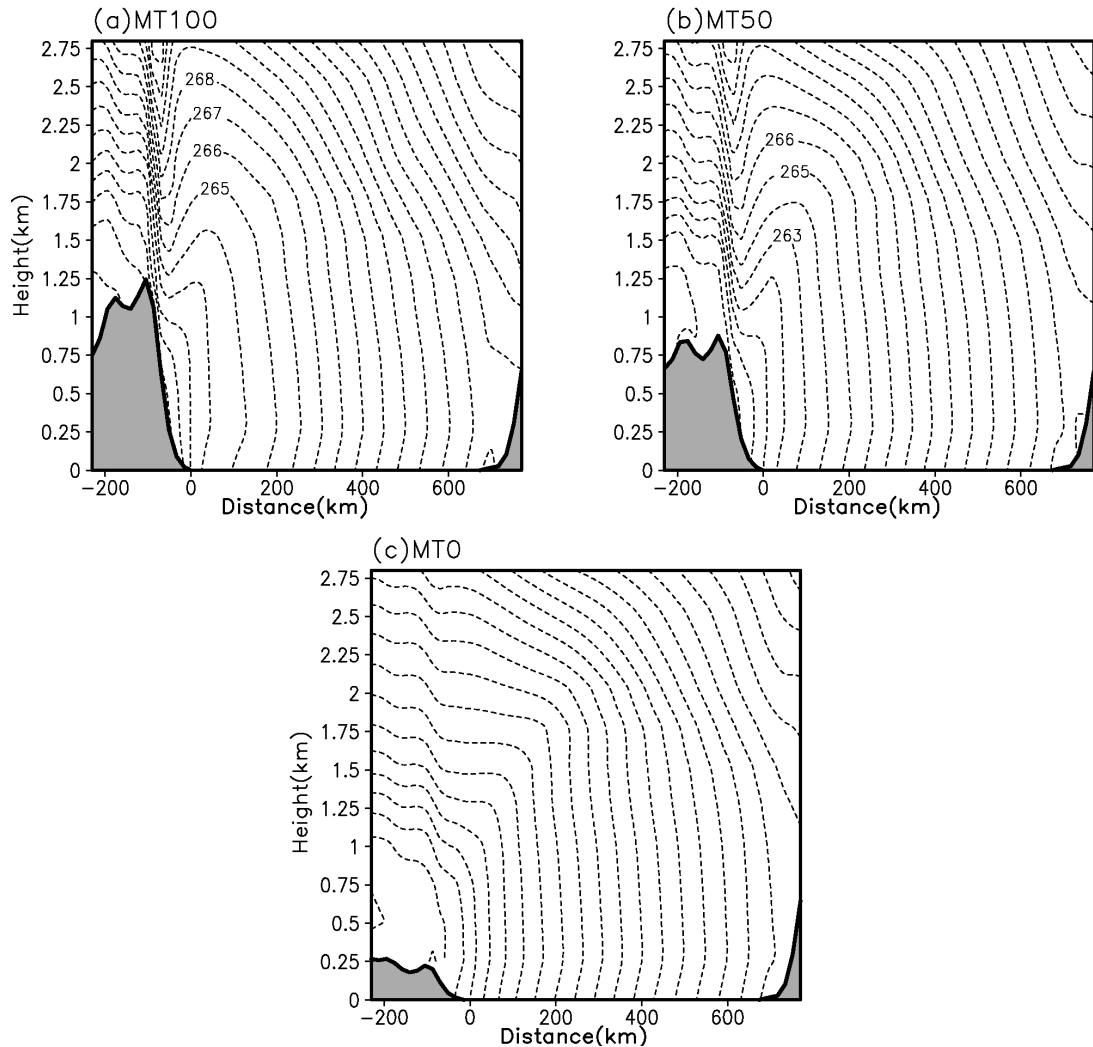


図 19 2020 年 12 月 14 日 0000UTC~15 日 0000UTC の期間を時間平均した MT100, MT50, MT0 の温位 (K)

4.1.3 長白山脈風下における温位勾配

(i) 水平面

JPCZ は長白山脈の南北を迂回する流れが山脈風下の日本海上で収束することにより発生する．先行研究からも JPCZ の南北で温位勾配が生じていることが知られている．図 20 に山脈の標高を変えた各実験での 0.55km 高度面の温位 (破線コンター) と気圧 (実線) を示す．(a) の再現実験の結果から，JPCZ の発生域では北東側の温位が南西側と比較して相対的に低くなっている．これは長白山脈が南西側の標高に比べ北東側の標高が低くなっている (図 16 参照) ため，地表付近の寒気が流れ出しやすいが，南西側は山脈の障壁効果が大きいことにより，寒気がブロックされると考えられる．山脈全体の標高を全体に低くする実験結果 (MT50, MT0) から，障壁効果が弱まり寒気がほぼ一様に吹き出すようになるため，北東-南西間での温位勾配も弱まることが示唆される (図 20(b), (c) 参照)．

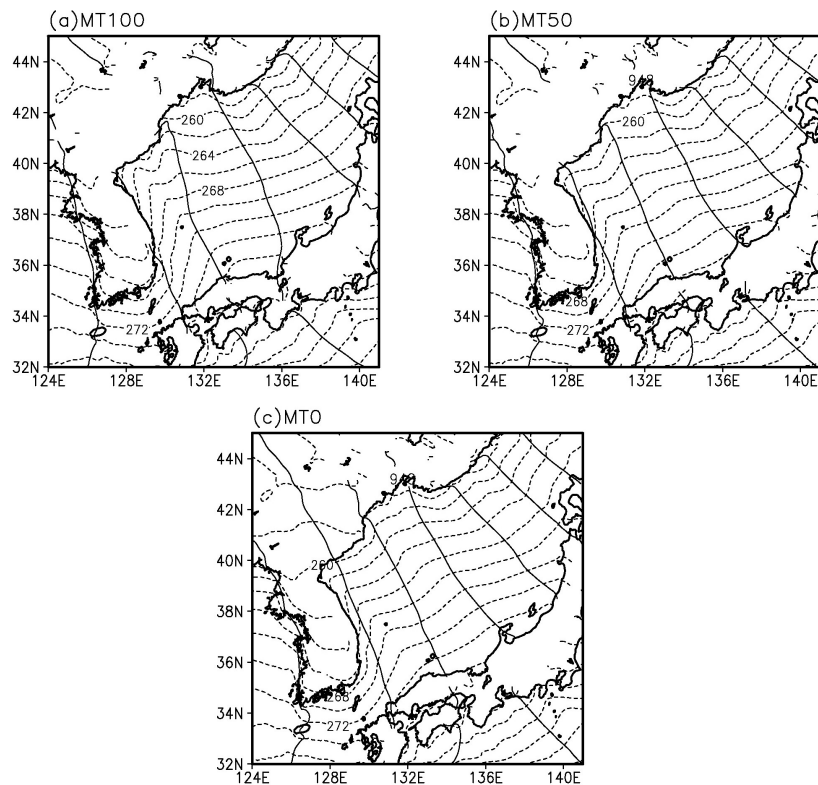


図 20 2020 年 12 月 14 日 0000UTC~15 日 0000UTC まで時間平均した MT100, MT50, MT0 の 0.55km 高度面における温位と気圧．破線のコンターは温位 (K)，実線のコンターは気圧 (hpa) を表す．

図 21 に 2020 年 12 月 14 日 0000UTC~15 日 0000UTC まで時間平均した MT100 の温位から MT0 の温位を引いた差を示す。MT100 では長白山脈風下直下から山陰地方、さらに日本列島の太平洋側海上にかけて温位が高くなっている (高い場所では 2.5K 以上)。一方、長白山脈とロシア沿海州に存在するシホテアリン山脈南端の間における標高が低くなっている地域の風下では温位が低くなっていることがわかる。この相対的な温位差の効果についてさらに詳しく調べるため、図 21 に示す A-B 間での温位の鉛直構造について (ii) で議論する。

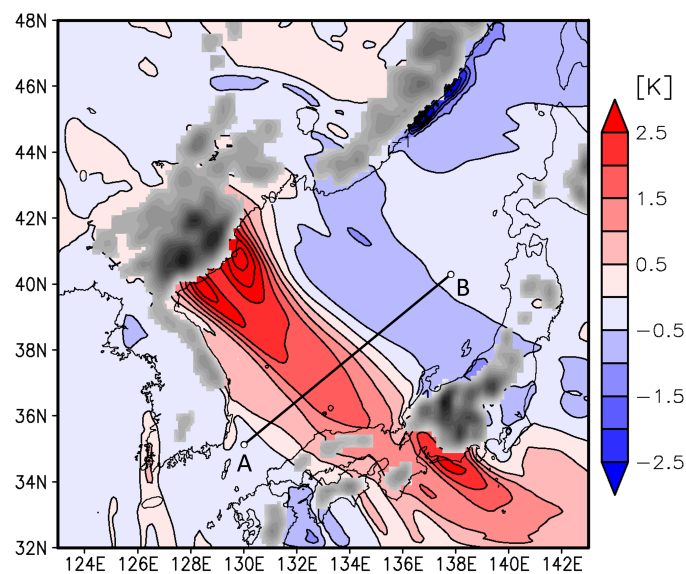


図 21 2020 年 12 月 14 日 0000UTC~15 日 0000UTC まで時間平均した MT100 と MT0 の 0.55km 高度面の温位差。黒い濃淡は地形の標高を表しており、色が濃いほど標高が高くなっている。標高は 0.8km 高度以上の地形が描画されている。

また、4.1.2 の山脈を取り去った実験 (MT0) で日本列島に近い山陰沖から能登半島西側や東北地方西側の日本海上の一部に寒気吹き出しに直交する鉛直シアベクトルの見られる領域が残る理由については、日本海と朝鮮半島の高陸分布による影響や、長白山脈を北側から迂回する流れの方が南西側からの流れと比較して速度が遅く、海上の吹走時間が長くなるため気団変質を受けやすいことが影響していると予想される。

(ii) 鉛直面

図 22(a), (b), (c) に 2020 年 12 月 14 日 0700UTC における MT100, MT50, MT0 の温位 (コンター) と寒気吹き出しに直交する Y 軸方向の風速 (シェード) の鉛直断面を示す. (a)MT100 の高度 1.5km 以上を見ると A-B 間で南北に温位勾配が生じていることがわかる. また, 寒気吹き出しに直交する Y 軸方向の風速が右向きに強くなっている領域が図中心部分の高度 2km にある一方, 下層では左向きになっていることが読み取れる. 長白山脈の標高を低くした実験結果と比較すると, (a) で見られる温位勾配が弱くなっている (図 22(b), (c) 参照). (d) の MT100 と MT0 の差から, JPCZ の北東部分で温位勾配に伴って鉛直循環が生じていることが確認できる. この鉛直循環によって, JPCZ の北東側で, 寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアが強められるといえる.

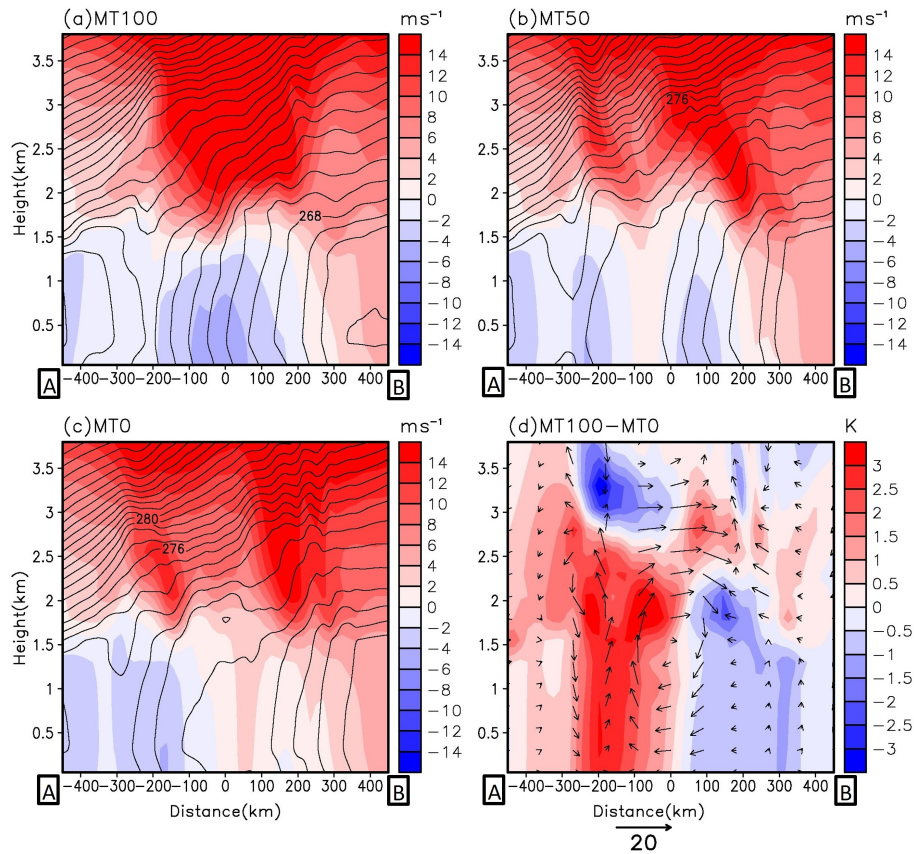


図 22 (a), (b), (c) は 2020 年 12 月 14 日 0700UTC における MT100, MT50, MT0 の温位 (コンター) と寒気吹き出しに直交する Y 軸方向の風速 (シェード) の鉛直断面. (d) は MT100 の温位と YZ 面の風速から MT0 を引いた差を表す. (d) のシェードは温位, 矢印は風速ベクトルを表す.

4.1.4 赤外輝度温度の比較

図 23 に解析対象期間中の 2020 年 12 月 14 日 1200UTC, 1800UTC, 15 日 0000UTC における気象衛星ひまわり 8 号の赤外輝度温度 (左列) と再現実験の MT100(中央列) および感度実験 (MT0) で得られる外向き長波放射 (OLR) から計算した赤外輝度温度を示す. ここで, 雲の射出率は 1.0 と仮定している. この数値実験の結果 (MT100, MT0) には水平格子間隔 2km の領域 (Domain 3) をネストした実験の結果を使用した. その理由としては, Domain3 は Domain1 に比べ地表の細かい地形を表現することが可能であることや, 筋状雲の幅 (狭い場所では数 km 程度) まである程度再現できることが期待されるためである. MT100 と MT0 の両方で, 領域の北半分では, 北西-南東の走行を持つ筋状雲に直交する, 規則的な細かな波状の構造がみられる. この構造の間隔は 2 格子分に対応しており, その間隔は数値的に出たもので, 物理的には意味がないものと考えられる. 領域の南半分では, MT100 において, より間隔の広い JPCZ に直交する走向をもつ T モード雲が確認できる. MT0 ではこのような雲は不明瞭である. 衛星画像と MT100 を比較すると, おおよそ各時間で T モード雲域が形成されていることがわかる. 一方, MT0 の結果を見ると T モード雲の発生は抑制されているように見える.

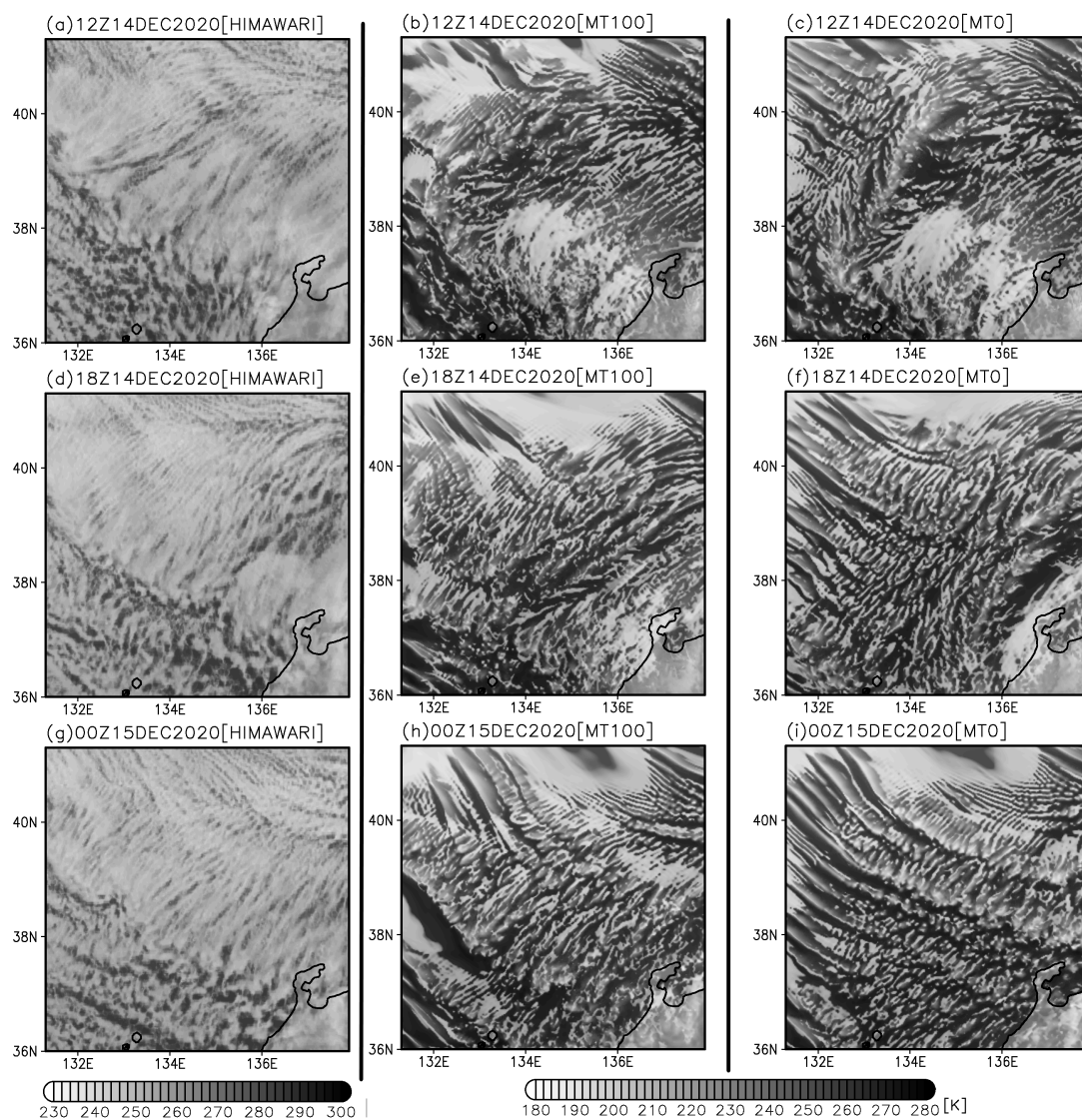


図 23 2020 年 12 月 14 日 1200UTC, 1800UTC, 15 日 0000UTC における気象衛星ひまわりの赤外輝度温度 (左列) とモデル実験 (MT100, MT0) の赤外輝度温度 (中央列, 右列)

4.2 北海道西岸

4.2.1 鉛直シアの形成位置

図 24 に 2020 年 12 月 19 日 0000UTC における北海道西岸の 0.8km 高度面水平風速ベクトルを示す。北海道西岸の T モード雲域は JPCZ 北東側の T モード雲域とは異なり顕著な収束などは見られず、北西～西からの風が一様に吹いているが、3.1.2 の衛星画像 (図 11) から分かる通り実際に T モード雲列が並んでいる。次に、T モード雲域の見られる 1 地点 (140.8°E, 43.8°N) における同時刻の東西風と南北風および温位の鉛直プロファイルを図 25 に示す。温位に着目すると、高度 0～1.7km まで対流混合層があることがわかる。図 26 に高度 0.05～2.0km 間における北海道西岸の鉛直シアベクトルを示す。図中の青い円は、寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアが顕著に見られる領域を表す。図 11 と比較すると、積丹半島以北の北海道西岸からロシアの沿岸 (青い円で囲んだ領域内) では寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアがあることが読み取れる。

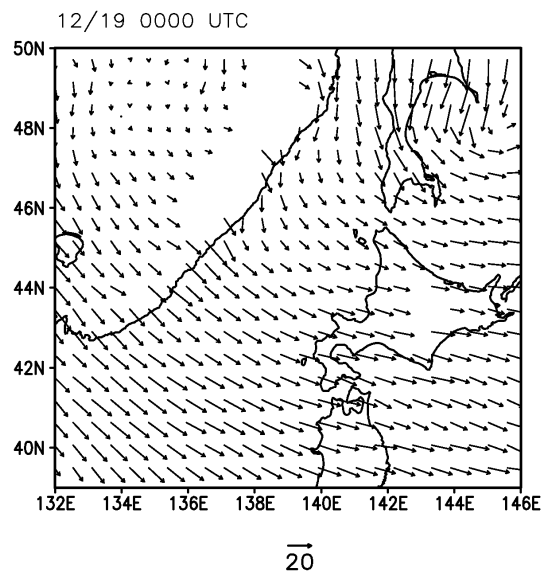


図 24 北海道西岸付近における 0.8km 高度面の水平風速ベクトル

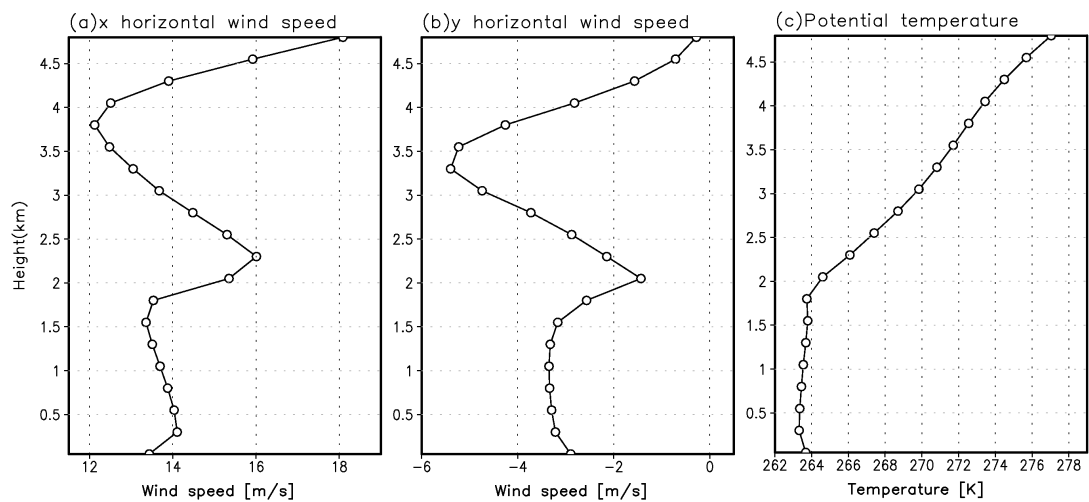


図 25 2020 年 12 月 19 日 0000UTC における北海道西岸 (140.8°E, 43.8°N) の東西風 (左) と南北風 (中央) および温位 (右) の鉛直プロファイル

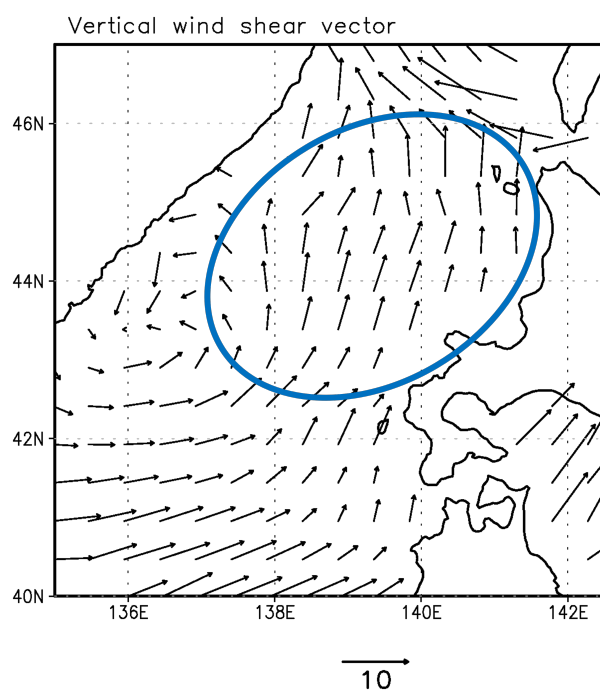


図 26 2020 年 12 月 18 日 1800UTC~19 日 0300UTC まで時間平均した北海道西岸の鉛直シアベクトル (高度 0.05~2.0km 間)

4.2.2 シホテアリン山脈の標高を減少させた感度実験

日本海上の降雪雲の発生・発達に影響を及ぼす主要な要因の一つとして、大陸側の地形の効果があることが知られている。北海道西岸の寒気吹き出しに対しては、ロシア沿海州に存在するシホテアリン山脈の地形による作用が考えられる。北海道西岸における鉛直シアが寒気吹き出しに直交する場の形成に対して、シホテアリン山脈の及ぼす影響をより詳しく調べるため、山脈の標高を減少させた感度実験を行う。図 27 には再現実験と感度実験に用いた地形を示す。(a) は再現実験 (MT100) であり、(b) はシホテアリン山脈全体の標高を約 50% 減少させた実験 (MT50)、(c) は山脈をほぼ取り去った実験 (MT0) である。地形改変の手順は 4.1 の実験と同様である。また、山脈風下における T モード雲域の鉛直構造を見るため、図 28(右) の領域を設定した。図 28(左) は設定した領域内で Y 軸方向に一部分 (270km) を空間平均した地形の鉛直断面図である。解析期間は 2020 年 12 月 18 日 1800UTC~19 日 0300UTC とした。以下の実験結果では、解析期間の 9 時間を時間平均し、さらに Y 軸方向に空間平均している。

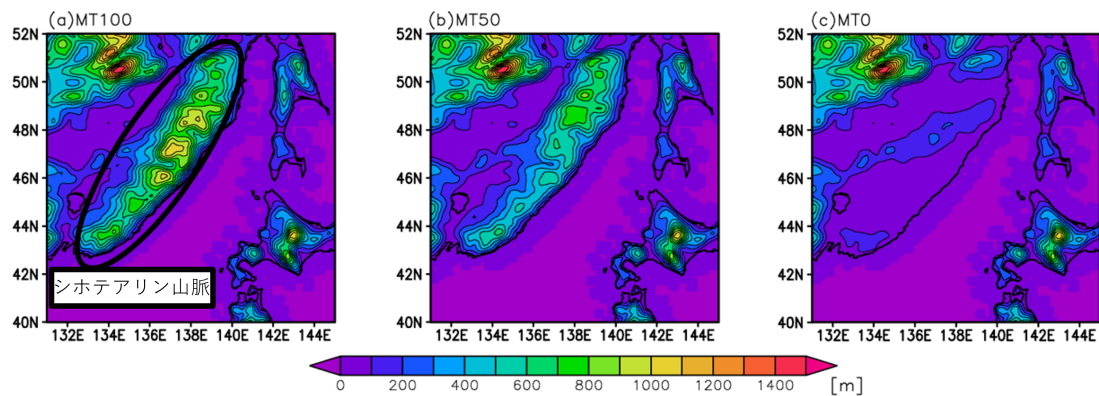


図 27 北海道西岸における MT100, MT50, MT0 で用いた地形の標高

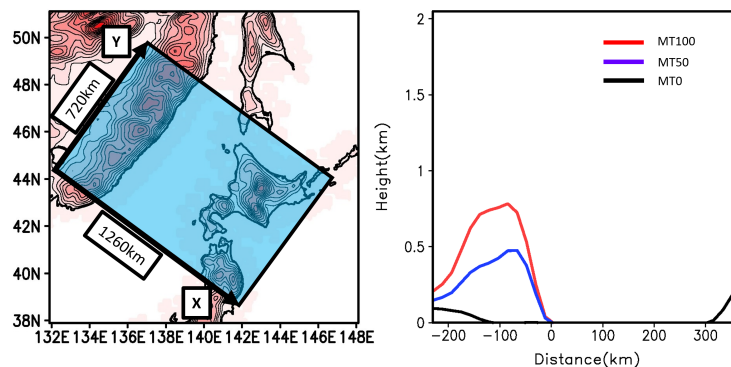


図 28 北海道西岸における MT100, MT50, MT0 で用いた解析領域 (左) と、Y 軸に沿った一部を空間平均した X 軸方向の地形断面 (右)

図 29 にシホテアリン山脈を減少させた各実験 (MT50, MT0) における, 2020 年 12 月 18 日 1800UTC~19 日 0300UTC まで時間平均した高度 0.05~2.0km 間の北海道西岸の鉛直シアベクトルを示す. 図 29 と再現実験の結果 (図 26) と比較すると, 山脈の標高を低くした数値実験の結果 (MT50, MT0) では寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアの弱くなっていることがわかる. このことから, シホテアリン山脈の効果により, 寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアが形成しているといえる.

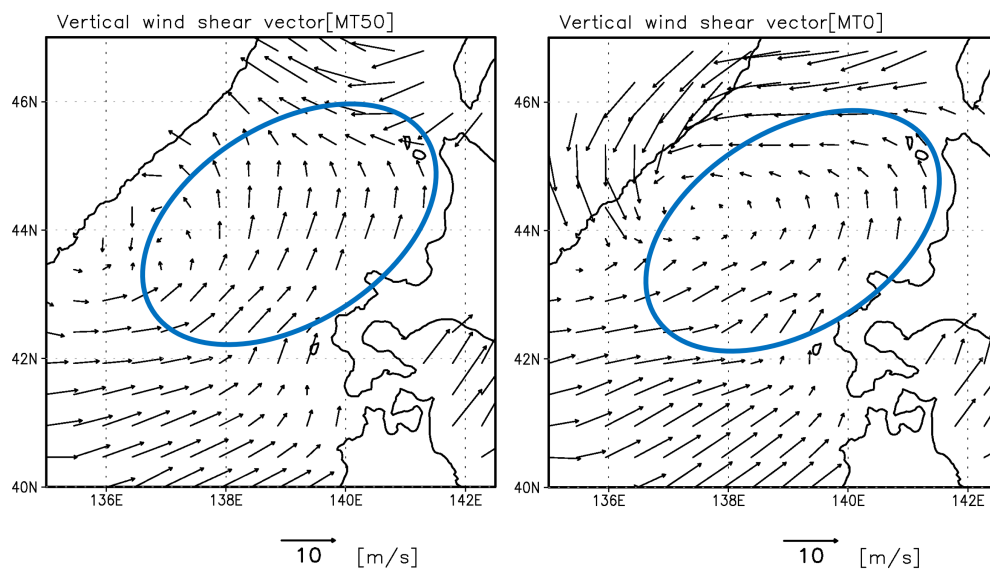


図 29 MT50(左) と MT0(右) での 2020 年 12 月 18 日 1800UTC~19 日 0300UTC まで時間平均した高度 0.05~2.0km 間の鉛直シアベクトルを表す. 青い円は寒気吹き出しに直交する方向の鉛直シアが顕著に見られる領域を示す.

図 30 は北海道西岸の各実験における鉛直風速と温位を示す．(a) の MT100 では山脈表面沿いに 30cm/s 以上の強い下降流があり，さらにその上方に上昇流と下降流が交互に存在する．これは山岳波の特徴が明瞭に表れていることを示している．山脈の標高を減少させた実験結果を見ると，山岳波が弱まっていることが読み取れる．また，温位に着目すると，山脈を低くするにつれて日本海上の温位も低くなることが分かる．これは MT100 ではシホテアリン山脈によってブロックされていた下層の寒気が，山脈を低くすることで流れ出しやすくなったと考えられる．次に，図 31 に北海道西岸における各実験での X 軸に平行な水平風速成分 (urot) を示す．urot も鉛直風速同様に山岳波が表れていることが確認できる．図 31(b), (c) の結果から，山脈を低くすると海上での下層の風速が強まることがわかる．

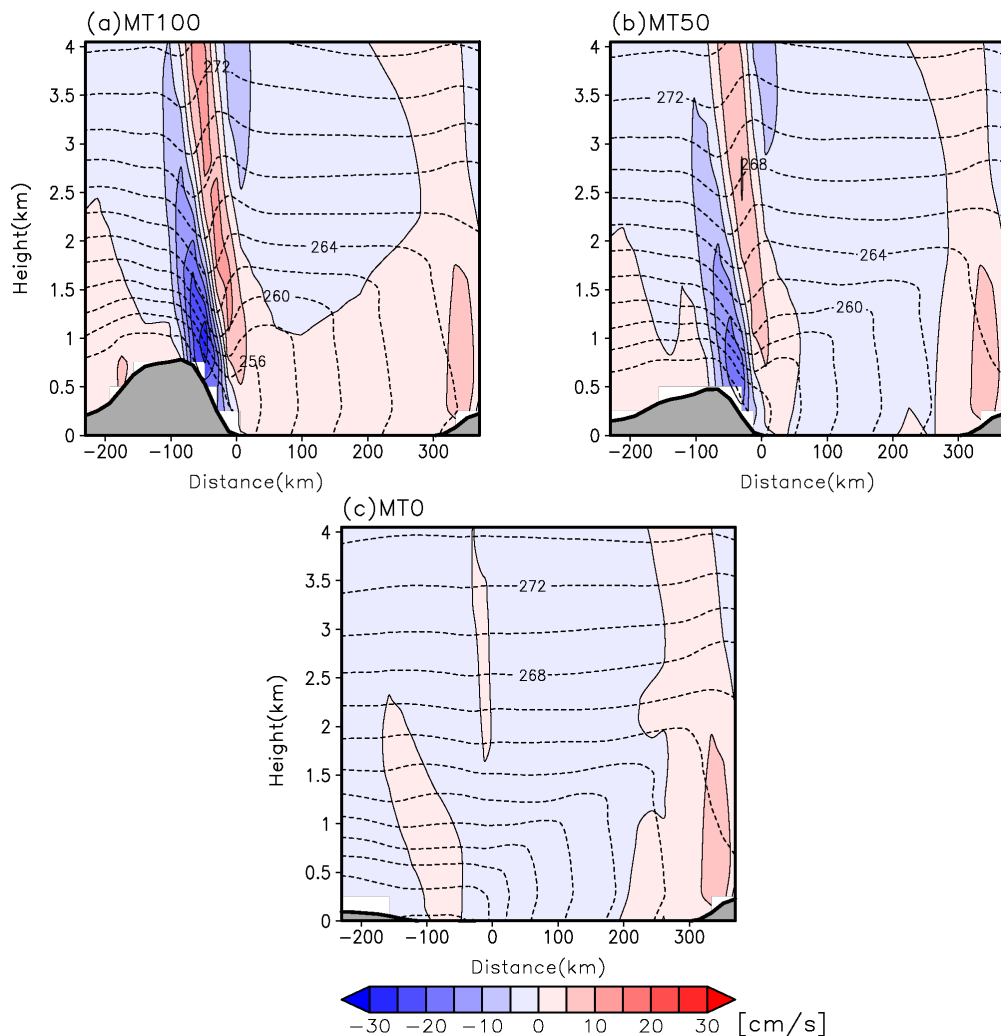


図 30 北海道西岸における (a)MT100, (b)MT50, (c)MT0 の鉛直風速 (シェード) と温位 (破線コンター)

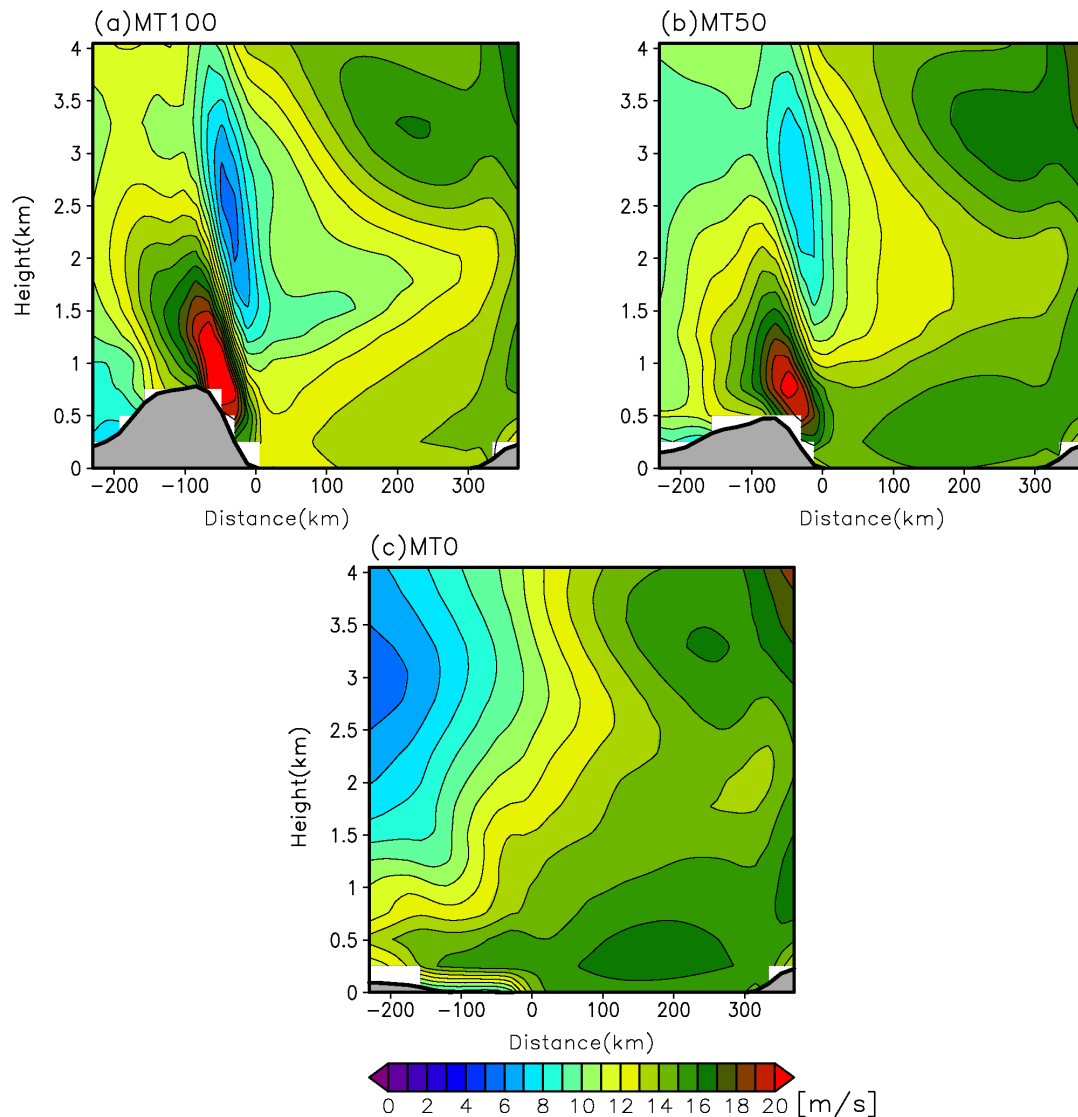


図 31 北海道西岸における (a)MT100, (b)MT50, (c)MT0 の X 軸に平行な水平風速成分

次に、Y 軸に平行な水平風速成分 (以下 v_{rot} と呼ぶ) を図 32 に示す．ここで図中の負の領域 (青いシェード) は奥から手前に向かう風向を表しており、逆に正の領域 (赤いシェード) は手前から奥へ向かう風向を表している．(a)MT100 の再現実験結果を見ると、シホテアリン山脈の標高が最も高い地点から風下に傾いて伸びているような領域では手前側に向かう流れが存在する一方、東側では奥に向かう流れがあることがわかる．この山脈手前に向かう流れが強くなっている領域は図 30, 31 で山岳波の構造が見られる領域と一致している．(c)MT0 のシホテアリン山脈を取り去った実験結果では、(a) で見られるような構造は見られなくなっていることが確認できる．

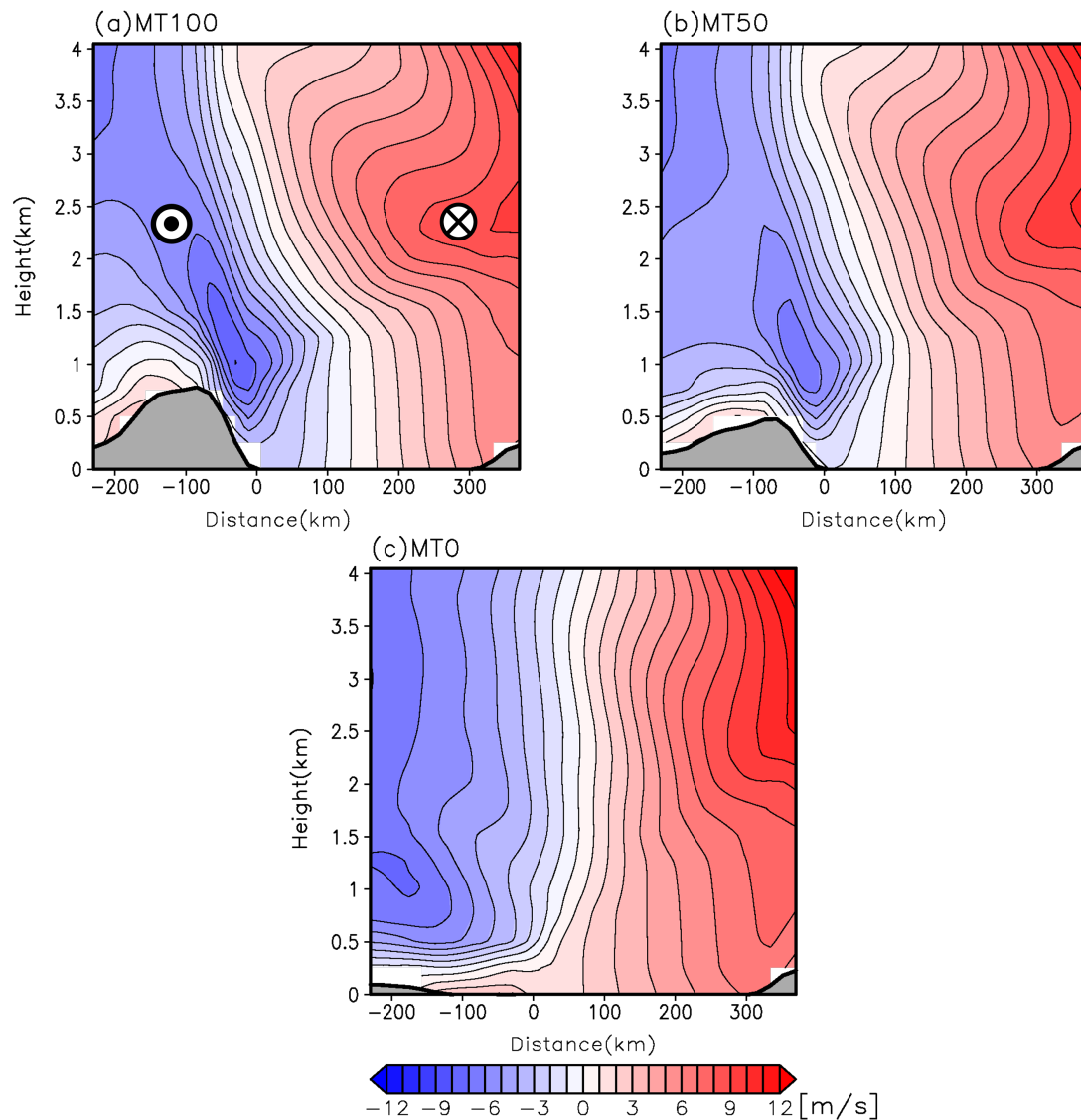


図 32 北海道西岸における (a)MT100, (b)MT50, (c)MT0 の Y 軸に平行な水平風速成分

図 33 に v_{rot} と u_{rot} から算出した各々の鉛直シアを示す。MT100 の u_{rot} と v_{rot} の鉛直シアを比較すると、日本海上の対流混合層と自由大気の境界に対応する高度 1.0km(風上)～1.5 km (風下)の層では、山脈に平行な成分の鉛直シア(図 33a)が、山脈に直交する成分の鉛直シア(図 33 b)より強いことがわかる。山脈の標高を下げた実験では、 v_{rot} の鉛直シアが弱くなっている。この鉛直シアはシホテアリン山脈の山岳波の影響を受けたことによって生じると考えられる。シホテアリン山脈によって励起される山岳波とに山脈に沿った方向の鉛直シアについては次節で考察する。

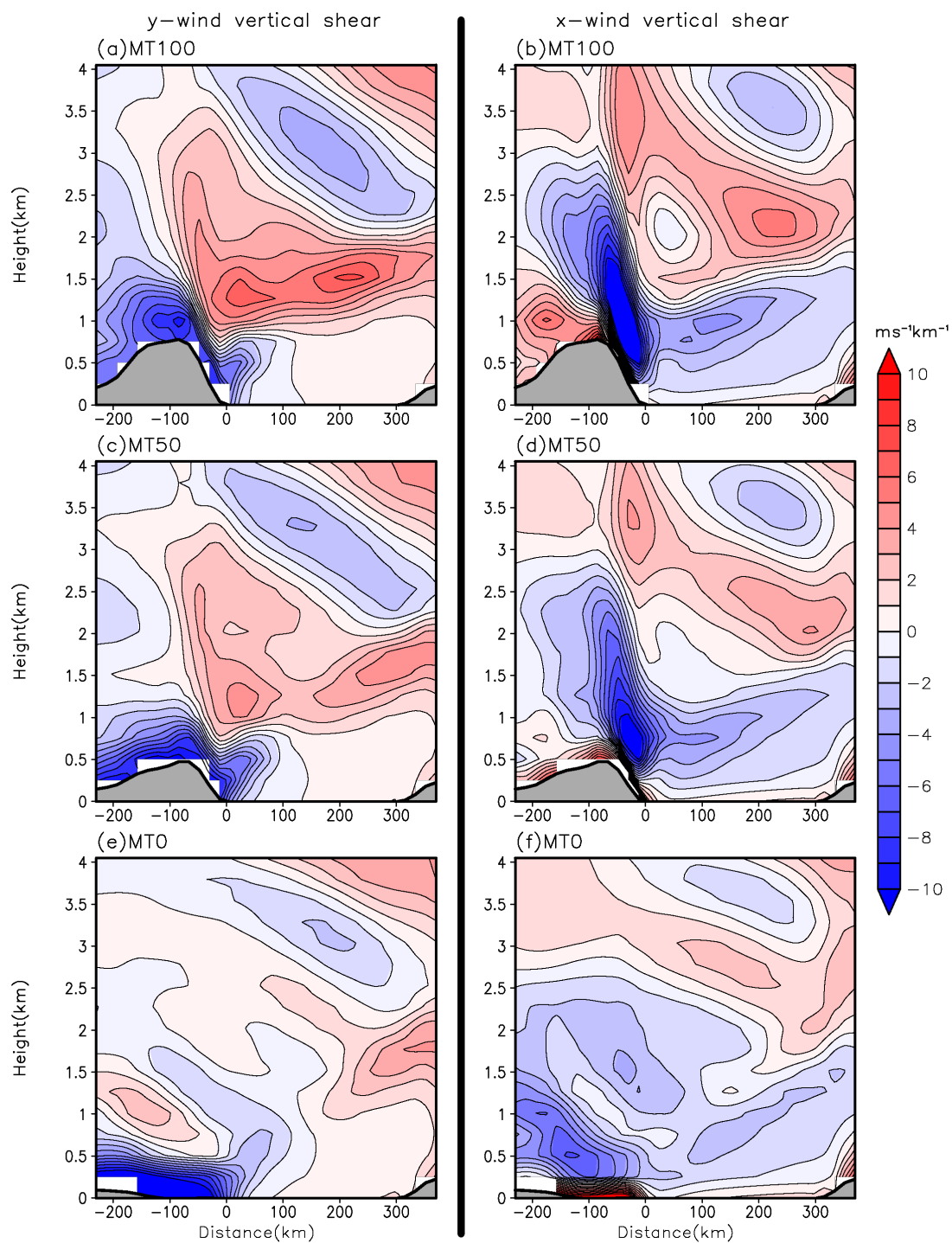


図 33 MT100, MT50, MT0 の Y 軸方向の鉛直シア (左列) と X 軸方向の鉛直シア (右列)

4.2.3 T モード雲域形成についての考察

4.2.3 の結果で示したとおり，北海道西岸における T モード雲域の形成には，ロシア沿海州の北東-南西方向に長く伸びるシホテアリン山脈によって励起される山岳波が影響していることが示唆される．山岳波が発生する条件として，基本場の風速や大気安定度，山岳の形状などが重要である．特に山岳の規模や形状は，山岳波の波長や伝搬に及ぼす影響が大きい．シホテアリン山脈はロシア沿海州沿いに北東-南西方向に長さ約 900km，幅約 200~250km の規模で存在する二次元的な山脈であり，寒気吹き出し時には，この山脈によって北海道西岸まで影響を及ぼす準定常的な山岳波が生じる．図 31 に示したように，対流混合層の上側の自由大気中には，風上に位相の傾いた山岳波に伴う北西風擾乱が確認できる．コリオリ力が働くことで，寒気吹き出しに直交する成分の風速擾乱が生じる（図 32(a)）．これにより，対流混合層の上部では強い寒気吹き出しに直交する成分の鉛直シアが強化され（図 33(a)），その影響で T モード雲域が生じると考えられる．

4.2.4 赤外輝度温度の比較

図 34 に解析対象期間中の 2020 年 12 月 18 日 2100UTC，19 日 0000UTC，0300UTC における気象衛星ひまわり 8 号の赤外輝度温度（左列）と再現実験の MT100（中央列）および感度実験（MT0）から得られた赤外輝度温度を示す．数値実験の設定や輝度温度を求める式は 4.1.4 と同様である．衛星画像から得られた赤外輝度温度と MT100 の結果を比較すると，MT100 では衛星画像と同じような大陸側から吹き出す寒気に平行な筋状列雲と，それに直交するように北東-南西方向に伸びる雲列が再現されている．シホテアリン山脈を取り去った結果である MT0 では寒気吹き出しに平行な筋状列雲（L モード雲）がより顕著になっているのに対し，MT100 で見られるような T モード雲列はこの範囲においては減衰しているといえる．

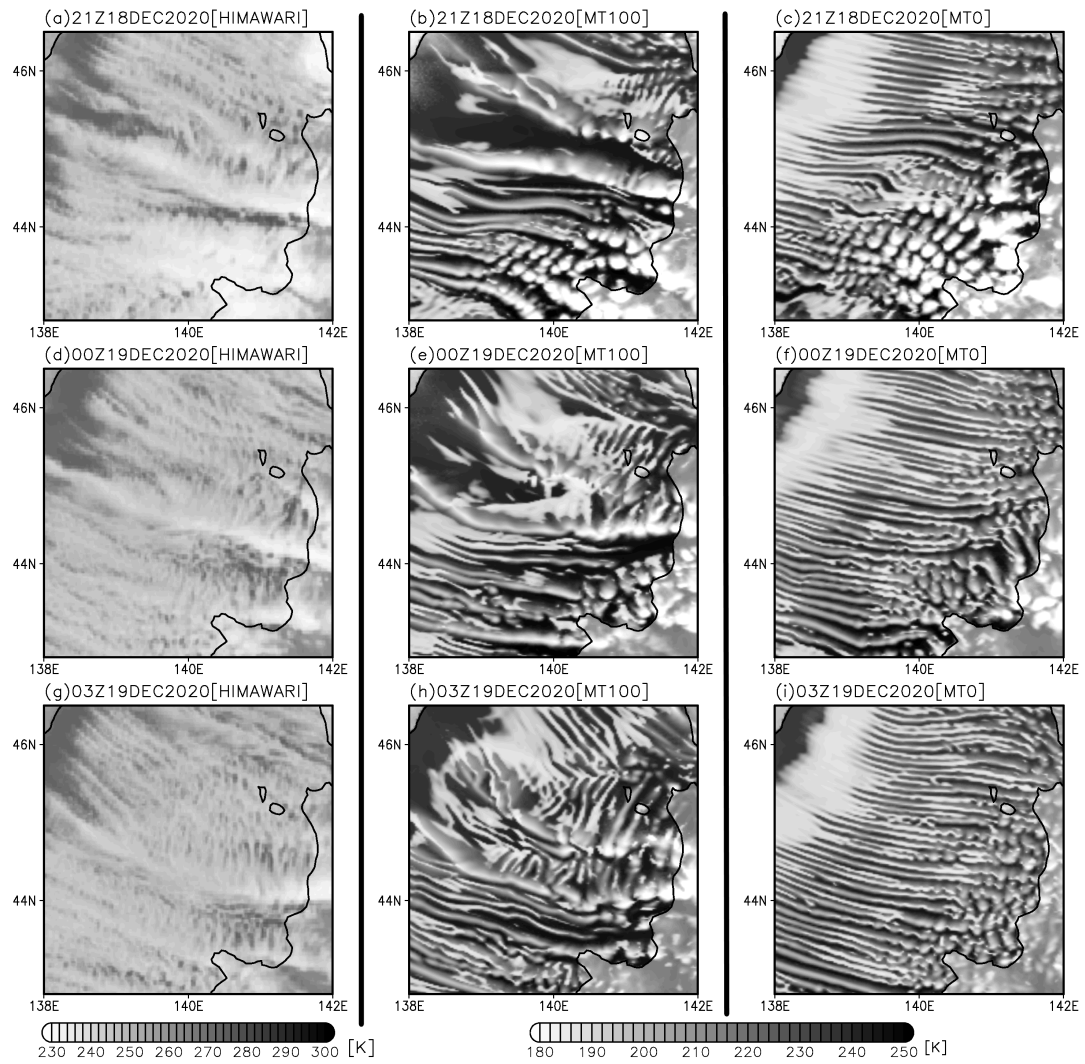


図 34 2020 年 12 月 18 日 2100UTC, 19 日 0000UTC, 0300UTC における気象衛星ひまわりの赤外輝度温度 (左列) とモデル実験 (MT100, MT0) の赤外輝度温度 (中央列, 右列)

第 5 章 まとめ

本研究では、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) 北東側や北海道西岸といった特定の場所において、寒気の吹き出しに対して直交する方向の鉛直シアが形成される要因について調査した。対象とした寒気吹き出し事例は、2020 年 12 月 14 日～20 日にかけて発生した事例を対象とし、領域大気モデル WRF-ARW Ver.3.7.1 を用いた再現実験と、地形の標高を改変した感度実験を行った。気象衛星ひまわりから得られた赤外面像により、寒気吹き出しに対して直交する鉛直シアが形成される領域で見られる T モード雲列の発生時刻と終了時刻を調べたところ、JPCZ 北東側では 14 日 0000UTC～17 日 0000UTC 頃、北海道西岸では 18 日 1800UTC～19 日 0600UTC 頃であることが確認できた。再現実験を行ったところ、それぞれの T モード雲発生域と高度約 0～2.0km で寒気吹き出しに直交する鉛直シアの顕著な領域が一致することが確かめられた。

実験の結果、JPCZ 北東側の T モード雲域については、朝鮮半島付け根に存在する長白山脈 (最高峰 2744m) によって、山脈の標高が高い南西側ではユーラシア大陸側からの寒気がブロックされ、山脈風下では温位が高くなる一方、山脈の標高が低い北東側では相対的に温位が低くなっていた。北東-南東方向の断面をとり鉛直構造を見たところ、温位勾配に伴って生じる鉛直循環により、JPCZ の北東側では寒気吹き出しに直交する鉛直シアが強化されることが分かった。長白山脈の標高を 50% 減少させた感度実験 (MT50) と山脈をほぼ取り去った実験 (MT0) を行ったところ、再現実験と比較して山脈風下における北東-南西間の温位勾配に伴う鉛直循環が弱まることで、寒気吹き出しに直交する鉛直シアも弱まることが示された。

北海道西岸の T モード雲域については、ロシア沿海州に存在するシホテアリン山脈により発生する山岳波の効果が寄与していることが実験結果から示唆された。シホテアリン山脈はロシア沿海州に沿って長さ約 900km、幅約 250km にわたって存在する二次元的な山脈であり、この山脈によって励起される準定常的な山岳波に対してコリオリ力が働くことにより山脈に沿った北東-南西方向の水平風速擾乱が生じた結果、対流混合層の上部では強い寒気吹き出しに直交する成分の鉛直シアが強化されと考えられる。シホテアリン山脈についても山脈の標高を減少させた実験と、ほぼ完全に取り去った実験を行ったところ、山岳波が弱まることが確認され、下層での寒気吹き出しに直交する (山脈に沿った方

向) 鉛直シアも弱まることがわかった。

また、気象衛星ひまわりから得られた赤外輝度温度と数値実験から得られた外向き長波放射 (OLR) から計算した赤外輝度温度を比較したところ、JPCZ 北東側と北海道西岸の両方において、山脈をほぼ取り去った実験では T モード雲が抑制され、代わりに寒気吹き出しに平行な筋状雲 (L モード雲) が優勢になっていた。

今回の実験では、対象として取り扱った事例は 1 事例のみであったが、それぞれの T モード雲域では寒気吹き出しの強弱により多少差異はあるものの、他事例においてもほぼ同じような領域で T モード雲が見られるため、” 寒気吹き出しに直交する鉛直シアが特定の場で形成される要因を明らかにする” という本研究の目的としては、ある程度一般性を持った結論であると考えられる。ただし、実際に他事例でも同様の解析を行い確かめることで、より正確な議論を行うことが可能になるといえる。また、JPCZ 北東側の T モード雲域については、山脈を取り去った感度実験でも寒気吹き出しに直交する鉛直シアが日本列島に近い場所に若干残っていたことから、長白山脈の標高以外にも寒気吹き出しに直交する鉛直シアを強化する要因が他にも存在することが示唆される。そのため長白山脈以外の地形を変更する感度実験など行うことにより、寒気吹き出しに直交する鉛直シアの場の形成について詳細な理解が得られると考えられる。