

令和 7 年度 修士論文

日本海寒帯気団収束帯（JPCZ）の日変動

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

小野澤 健人

令和 7 年 1 月 28 日提出

要旨

冬季モンスーン時、大陸から吹き出した寒気は日本海上で大量の顕熱と潜熱を受け、多数の筋状の降雪雲が発生し、日本海側の地域に大量の降雪をもたらすことが知られている。日本海北西部においては、朝鮮半島北部の長白山脈により分流された寒気の合流・収束が起こることで、豪雪をもたらす擾乱として知られている日本海寒帯気団収束帯 (Japan-sea Polar airmass Convergence Zone; 以下 JPCZ) が生じる。日射の変動に起因する、海陸風や山谷風などの局地循環や雲・降水の日変動は、気象・気候における重要かつ普遍的な構成要素である。特に低緯度の沿岸地域では、海陸熱コントラストの日変動に起因した、風速や気温、降水などの日変動が生じ、そのシグナルが沖向きに伝播することが多くの研究で報告されている。大陸から日本海に流出する寒気も日射の変動の影響を受け、JPCZも何らかの日変動を示すことが予想されるが、これまでに JPCZの日変動について調べた研究は行われていない。そこで、本研究は、衛星データの解析からJPCZの日変動特性を把握し、領域大気モデルデータの解析をすることで、日変動のメカニズムを解明することを目的とした。

まず、気象衛星ひまわりの赤外データと天気図を用いて、2017年-2023年の12月-2月において、典型的な冬型の気圧配置時に、JPCZが1日以上継続して発生している日を抽出した。その結果、特に大陸に近い日本海上では、JPCZおよびその周辺の筋雲が、南西-北東方向に規則的な1日周期の振動を示すことが、殆どの事例で確認された。寒気吹き出しの強さによりその振幅には違いが見られ、寒気吹き出しが比較的弱いときに、振幅が大きくなった。また、いずれの事例でも、大陸に近い場所では JPCZ は午前中に南西向き、午後に北東向きに移動し、朝方および夕方それぞれ南西側、北東側への最大の変位が見られた。また、複数の事例で、JPCZの振動が日本の沿岸部まで伝播していることが確認できた。

次に、2023年1月および2020年12月の2事例について、領域大気モデル WRF Version 3.9.1を用いて数値実験を行った。初期値・境界値には、時間解像度6時間、空間解像度1°のNCEP FNLを用いた。これにより、観測と同様の JPCZ やその周辺の筋状降雪雲の1日周期の振動が再現された。解析から、深夜から未明にかけ、大陸からの寒気流が強まり、海上でこの流れが東寄りの風に風向を変えることにより、午前中に JPCZ が南西向きに変位することが分かった。夕方には寒気流および東寄りの風が弱まり、JPCZ の北東向き変位が起きた。日本海へ流出する寒気の日変動および JPCZ の振動は、北西風が比較的弱いときに顕著で、これは、背景風が弱いときに内陸のアムール盆地における気温の日較差が大きくなり、この空気塊が長白山脈の東側にあるウラジオストク周辺の低地を抜けて流出するためと考えられる。この風向・風速および気温の偏差、および JPCZ の変位は平均背景風と同程度の速さで日本付近まで伝播することが確認できた。また、JPCZ の振動に寄与する海上の南西風擾乱は、境界層における熱力学場とほぼ地衡風バランスしていた。

目次

第1章 はじめに	1
1. 1 背景	1
1. 1. 1 日本界寒帯気団収束帯 (JPCZ)	1
1. 1. 2 雲・降水の日変動	3
1. 2 研究目的	4
第2章 研究手法	5
2. 1 データ解析	5
2. 2 数値シミュレーション	6
第3章 結果	7
3. 1 観測データ解析	7
3. 2 数値シミュレーション解析	13
3. 2. 1 観測との比較	12
3. 2. 2 各物理量の日変動	16
3. 2. 3 JPCZ期間の日平均値から日偏差	20
3. 2. 4 擾乱の伝播	21
3. 3 考察および今後の課題	27
第4章 結論	28
参考文献	29
謝辞	31

第1章 はじめに

1. 1 背景

1. 1. 1 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ)

冬季モンスーン時、大陸から吹き出した寒気は日本海上で大量の顕熱と潜熱を受け、降雪雲が発生し、日本列島の日本海側に大量の降雪をもたらすことが良く知られている。この降雪は安定した水資源となる一方で、豪雪被害による交通障害や自然災害を引き起こし、私たちの生活に大きな影響を及ぼす。このため、日本では、古くから冬季日本海上で発生する筋状の降雪雲や収束帯、メソスケール低気圧などの気象擾乱について、多くの研究が行われてきた (Higuchi 1963; Magono et al., 1966; Steenburgh and Nakai, 2020 など)。

日本海北西部においては、朝鮮半島北部の長白山脈により、寒気の流れが起これ、海上で合流・収束することで、日本海寒帯気団収束帯 (Japan-Sea Polar-airmass Convergence Zone; 以下JPCZ ; 浅井1988) とよばれる収束帯が生じ、北陸から山陰にかけしばしば豪雪をもたらすことが知られている。JPCZの主な形成要因として、長白山脈の存在の他に、日本海と半島との熱的コントラスト、極海洋前線があると考えられている (Nagata et al 1986) 。Nagata (1991) は、大気モデルを用いた数値実験を行うことで上記3つの要因の相対的な寄与を評価した。図1は、各要因を変えた数値実験間の、850hPaにおける気温差を示す。全ての要因を入れた標準実験ではJPCZに対応した領域で非断熱加熱に伴う高温域が生じる (図は省略) 。図1はこれらの要素を入れた実験と、全ての要因を排除した実験 (Exp. N) の850hPaにおける気温差である。図1aは全ての要素を入れた実験(Exp.C)とExp.Nの差で、JPCZに対応した、非断熱加熱に伴う高温偏差が示されている。それぞれの要素を入れた実験とExp.Nの差 (図1b～d) から、上記3つの相対的な寄与は互いに同等であることが示唆された。Shimizu et al. (2017) は、長期シミュレーションにより抽出したJPCZ事例について、モデル地形を変えた感度実験を行うことで長白山脈の地形効果によるJPCZの発達を示した。図2は、長期シミュレーションにより抽出したJPCZ事例について、修正地形実験により地形変更して得られた12時間降水量と地形変更せずに得られた12時間降水量の合成差を示す。この図から、長白山脈がない場合は、JPCZの場所に相当する日本海上において、降水量が大幅に減少していることがわかる。一方、日本の沿岸域における長期間平均した降水は、長白山脈がない方が多くなっていることがわかる。このことから、長白山脈は平均降水量を減少さ

せる一方で、降水を時間・空間的に集中化させる働きをもつことが示唆される。

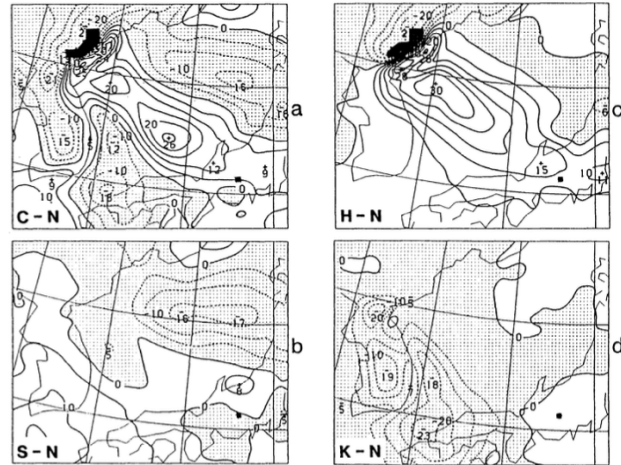


図1 850hPaにおける実験間の気温差（図中の数値に0.1を掛けたものが気温差になる）(Nagata 1991). 実験は、Exp. C（標準実験）：朝鮮半島、長白山脈、極海洋前線に伴う特徴的な海面水温分布の影響を含む、Exp. S：特徴的な海面水温分布のみ影響を含む、Exp. H：長白山脈のみ影響を含む、Exp. K：朝鮮半島のみ影響を含む、Exp. N：いずれの影響も含まない。(a) Exp. C - Exp. N、(b) Exp. S - Exp. N、(c) Exp. H - Exp. N、(d) Exp. K - Exp. N. 等高線間隔は0.5Kであり、負の差（寒冷域）は薄い陰影で示されている。

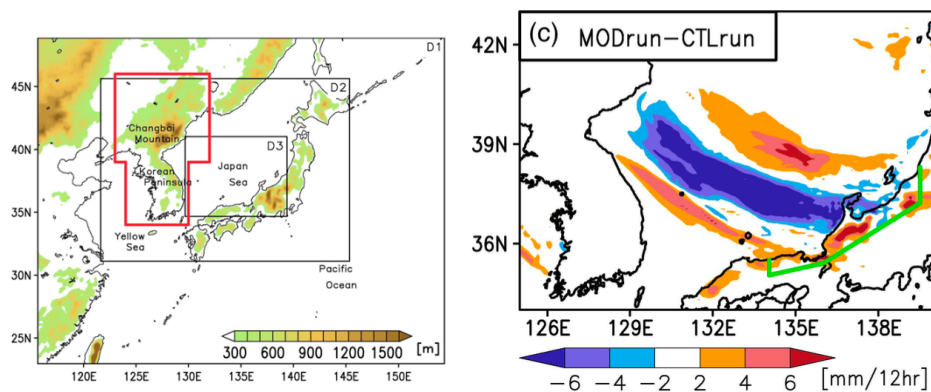


図2（左）朝鮮半島付近の地形と計算領域（D1、D2、D3）。陰影は海面からの高さ（m）を示す。赤い四角は、山の標高を0mに変更した領域を示す。（右）CTL（地形変更しない実験）とMOD（地形変更した実験）の12時間降水量の差（MOD - CTL）。Shimizu et al. (2017)より。

1. 1. 2 雲・降水の日変動

日射に起因する、海陸風や山谷風などの局地循環や雲・降水の日変動は、気象・気候における重要かつ普遍的な構成要素である。特に低緯度域では、海陸コントラストの日変動に起因した、風速や気温、降水などの日変動シグナルが沿岸部から沖向きに伝播することが多くの研究で報告されている (Yang and Slingo 2001 ; Mapes et al 2003; Du and Rotunno 2015; Fang and Du 2022 など) 。 Du and Rotunno (2015) は、領域大気モデルによる数値実験と線形海陸風モデルによる応答実験から、初夏の中国南東部では、海陸の熱コントラストの日変動によって生じる低層風の日変動が東シナ海上を東へ伝播することを示した (図 3) 。

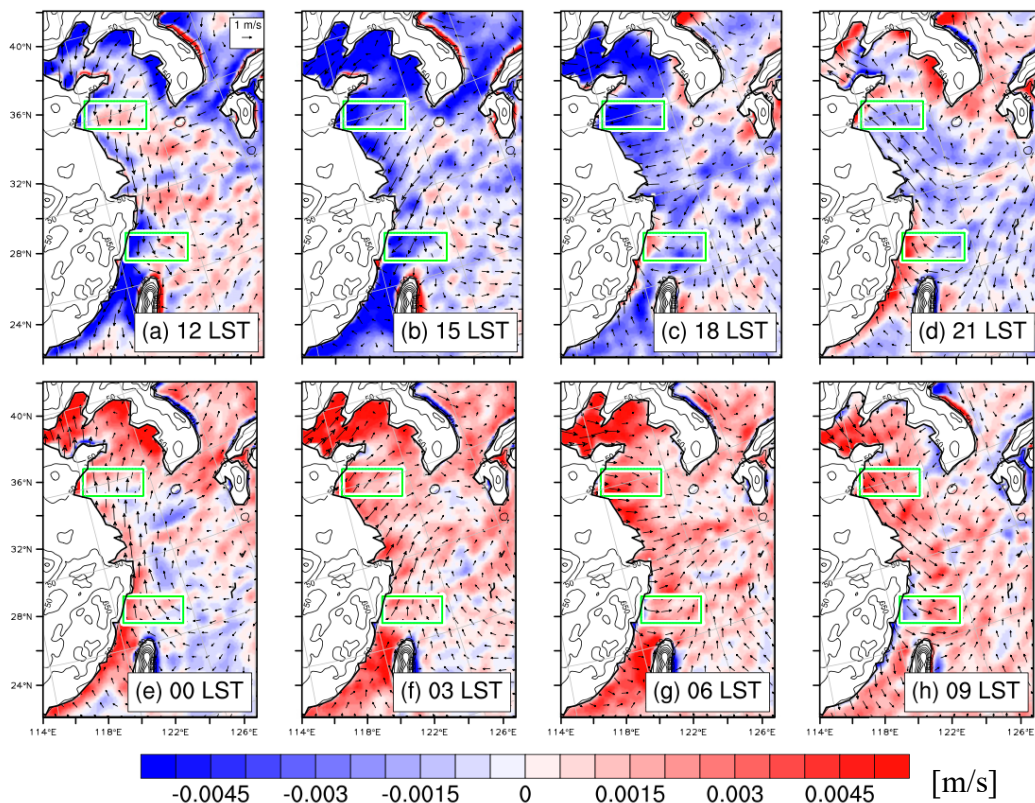


図3 領域モデルの解析から得られた950 hPaにおける水平風擾乱と鉛直風速（陰影）の日変動。2006 - 2011年の6月の平均値. Du and Rotunno (2015)より。

中高緯度の寒候期の雲・降水の日周期変動に関する研究は少ないが、日本では、冬の北西風卓越時、日本海側の降雪は明瞭な日変化を示し、早朝に強まるという報告が古くからある（宮沢 1957; 岡林 1966; 斎藤・清水 1971）。高野 (2024, 修士論文)は、気象衛星ひまわりのデータを用いて、寒気吹き出し時の日本海上の雲の日変動について調べ、早朝に赤外輝度温度 (Tbb) が低く、日中から夕方にかけてTbbが高くなることや、海上で雲ができ始める位置は顕著な日変動を示すことを示した。また、川島ほか (2024) は、ロシア沿海州の風下にあたる日本海北東部では、日変動の高調波成分としての半日周期シグナルの沖向き（南東向き）伝播が顕著で、これにより筋雲の半日周期の振動が起こることを示した。

1. 2 研究目的

大陸上の大気境界層の日変動に伴い、日本海に流出する寒気の強さ、風速は日変動する。これを受け、JPCZ も何らかの日変動を示すと予想されるが、これまでにJPCZの日変動について研究した例はない。そこで、本研究は、衛星データの析から JPCZ の日変動特性を把握すること、さらに領域大気モデルの出力を解析することで、そのメカニズムを解明することを目的とした。本研究は、日本海沿岸の降雪雲の数時間～1日スケールの変動の理解を深めるものと位置づけられる。

第2章 研究手法

2. 1 データ解析

データ解析には、気象衛星ひまわり8号の赤外輝度温度 (TBB) データ（波長 $10.4\ \mu\text{m}$, $0.02^\circ \times 0.02^\circ$, 10分毎）、および気象庁AMeDASデータを用いた。

2017年12月から2023年2月の冬季（12月・1月・2月）を対象期間と設定し、この期間から、冬型の気圧配置時に、JPCZが1日以上継続して発生している日を抽出した。まず、北西季節風が卓越する寒気吹き出し日を抽出するため、札幌-福岡間の地上気圧差（福岡-札幌）が $10\ \text{hPa}$ 以上の日を抽出した。それらの抽出日の中には、日本海上に低気圧があり、それに伴う背の高い雲が確認できる日もある。そのような雲の移動により生じる変動を除外するため、天気図および気象衛星ひまわりの画像を確認し、低気圧が日本海上にある日は除外した。このように抽出を行った結果、44件のJPCZ事例が確認できた。

また、得られた44件の事例について、寒気吹き出しの強さによる分類を行った。JPCZの発生する日本海西部において寒気吹き出し（北西季節風）が強い事例と弱い事例に分類するため、秋田-福岡間の地上気圧差（福岡-秋田）が $12\ \text{hPa}$ 以上の日を吹き出しが強い事例、 $12\ \text{hPa}$ 以下の日を吹き出しが弱い事例とした。強い事例は27事例、弱い事例は17事例であった。

2. 2 数値シミュレーション

上記の事例のうち、比較的長期間寒気吹き出しが持続した3事例について、領域大気モデル WRF (The Weather Research and Forecasting Model) Ver. 3.9.1 (Skamarock et al. 2008) を用いて数値シミュレーションを行った。計算領域を図4に示す。水平格子間隔は Domain 1 (D1) で9 km、Domain 2 (D2) で3 kmとし、双方向ネスティングの設定で計算を行った。どちらの領域も鉛直格子数は65層とし、上層ほど鉛直格子間隔を広げ、モデル上端は50 hPaとした。用いた主要な物理過程のパラメタリゼーションと積分期間を表1に示す。初期値、境界値はNCEP FNL ($1^\circ \times 1^\circ$ 、6 時間間隔) のデータを用いた。

事例1と3は北西季節風が比較的弱い事例、事例2は寒気吹き出しが強い事例である。事例1と3は寒気吹き出しの強さやJPCZの変動がよく似ていたため、本論文では事例1と2について説明する。

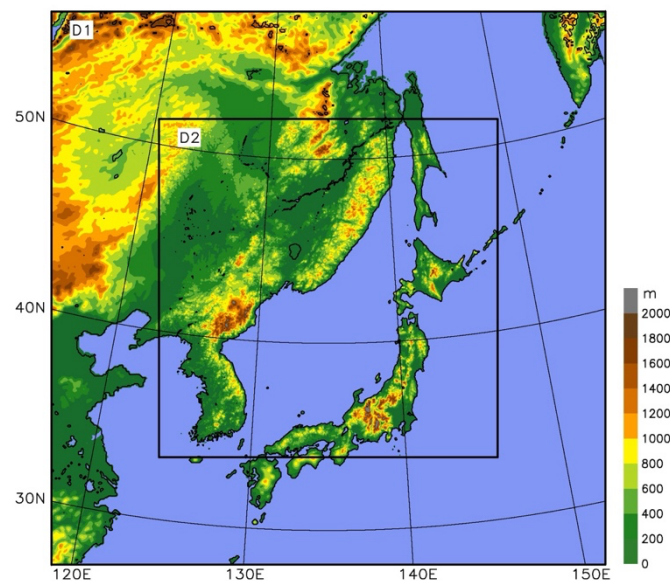


図4 数値モデルの計算領域

表1 数値モデルの設定

計算領域		Domain 1 (D1)	Domain 2 (D2)
水平格子間隔		9 km	3 km
水平格子数		361 × 361	661 × 661
事例1	開始日時	2022 年 12 月 30 日 9 時 (LT)	
	終了日時	2023 年 1 月 7 日 9 時 (LT)	
事例2	開始日時	2020 年 12 月 11 日 9 時 (LT)	
	終了日時	2020 年 12 月 18 日 9 時 (LT)	
事例3	開始日時	2020 年 12 月 30 日 9 時 (LT)	
	終了日時	2021 年 1 月 7 日 9 時 (LT)	
雲微物理スキーム		Thompson et al. (2008)	
放射スキーム		RRTMG (長波, 短波)	
積雲スキーム		Kain – Fritsch (domain 1)	
境界層スキーム		YSU (Yonsei Univ.)	
接地層スキーム		Monin-Obukhov similarity	

第3章 結果

3. 1 観測データ解析

図 5, 6 に、2023 年 1 月上旬、2020 年 12 月上旬の事例について、気象衛星ひまわり 8 号で観測された日本海西部の TBB の水平分布と、南西-北東方向の線上における時間-距離断面図を示す。以降、時刻は全て日本標準時 (LST) で示す。2023 年 1 月上旬は、日本海西部における北西季節風が比較的弱い事例で、日本海東部では筋状の雲が顕著であるが、西部ではあまり顕著でない。JPCZ に伴う雲は、長白山脈風下の海岸が南東側に張り出した場所を起点として生じる。時間-距離断面では、JPCZ に伴う雲の位置が、南西-北東方向に 1 日周期で、規則的に振動していることが確認できる。

2020 年 12 月の事例 (図 6) は、日本海西部において比較的寒気吹き出しが強い事例で、JPCZ に伴う雲の周辺に多くの筋雲が発生している。この事例では、朝鮮半島に近い場所の筋雲 (図 6b の距離 100-200 km) と JPCZ に伴う低 TBB の雲の縁 (距離 300 km 付近) に 1 日程度の周期の振動が確認でき、12 月 14 日の 16 時頃、12 月 15 日の 18 時頃に北東向きの変位のピークが確認できる。しかし、2023 年 1 月の事例と比べると振動は顕著でなかった。いずれの事例でも、大陸に近い場所では JPCZ は深夜から午前中にかけて南西向きに、昼から午後にかけて北東向きに移動し、朝および夕刻にそれぞれ南西側、北東側への最大の変位が見られた。

図 5b, 6b 中の矢印で示した時刻についての雲の分布を、それぞれ図 7, 8 に示す。筋雲の走向は、基本的に海上の対流混合層中の風と平行になると考えられる。JPCZ の南西側 (朝鮮半島の近く) の筋雲に着目すると、夕方に風の東向き成分が強く、朝方には、比較的朝鮮半島の沿岸に沿った方向の風となっていることが読み取れる。

また、より風下の位置における時間-距離断面図を図 9, 10 に示す。これらの図においても、JPCZ に伴う雲の振動が確認でき、振動は日本の沿岸部まで伝播していることが確認できる。また、図 5, 6 との比較から、風下に向かうにつれて振動の位相が遅れていることが読み取れる。

以上の JPCZ に伴う雲帯の振動は、ほとんどの寒気吹き出し事例で確認された。寒気吹き出しの強さにより振幅に違いが見られ、比較的弱いときに、振幅が大きくなった。特に寒気吹き出しが弱かった事例、特に強かった事例それぞれ 5 事例ずつ取り上げ、それぞれの事例について、図 5a, 6a の線上における JPCZ に伴う雲の変位が最大となる時刻および変位の幅 (peak-to-peak) について調べたまとめたものを表 2, 3 に示す。寒気吹き出しの強さに関わらず、北東

側への変位のピークは 18:00 (LST) \pm 3h に、南西側への変位のピークは 6:00 (LST) \pm 4h に起きていた。一方、変動幅に関しては、寒気吹き出しが弱い事例では約 100 ~ 200 km に及ぶが、寒気吹き出し強い事例では約 70 km 以下であった。ただし、図 6 からわかるように寒気吹き出しが強い場合、日変動が把握しづらく、特に変位の時刻について見積もりの誤差は大きい。

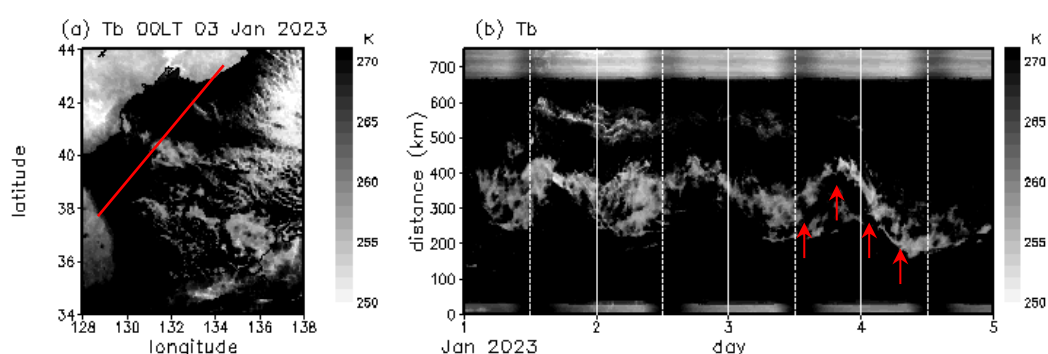


図5 気象衛星ひまわり8号で観測された、寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度（波長10.4 μ m）（寒気吹き出しが弱い事例）. (a) 2023年1月3日00時（日本時間）, (b) (a)の線上における時間-距離断面図. JPCZに伴う雲の南西側の境界を矢印で示す.

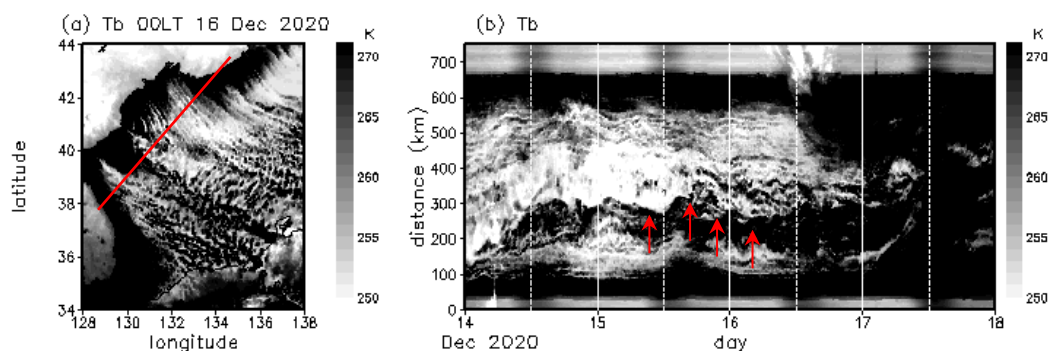


図6 気象衛星ひまわり8号で観測された、寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度（波長10.4 μ m）（寒気吹き出しが強い事例）. (a) 2020年12月16日00時（日本時間）, (b) (a)の線上における時間-距離断面図. JPCZに伴う雲の南西側の境界を矢印で示す.

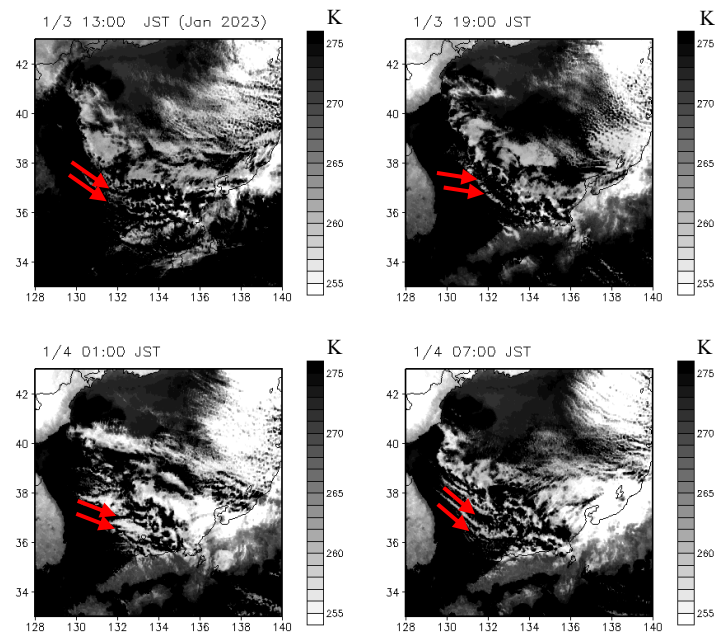


図7 気象衛星ひまわり 8 号で観測された寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度のスナップショット．左上から、2023 年 1 月 3 日 13 時（日本時間）, 1 月 3 日 19 時, 1 月 4 日 01 時, 1 月 4 日 07 時. 矢印は風向を示す.

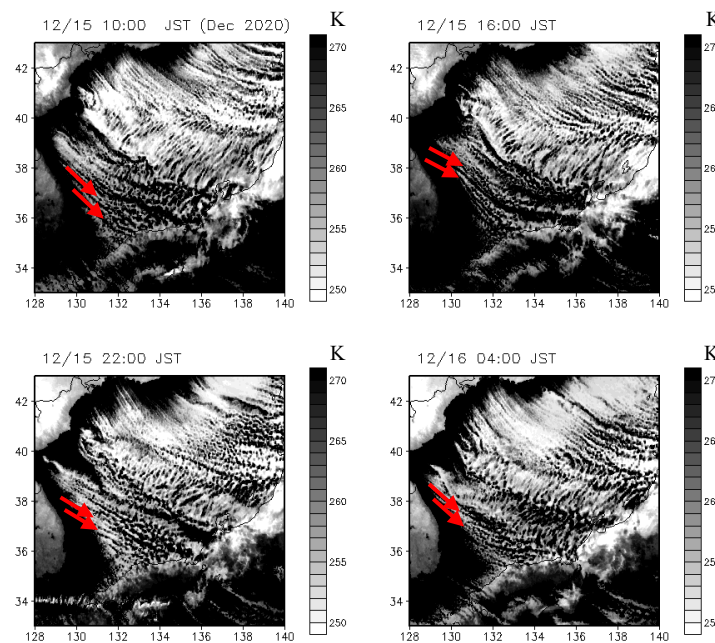


図8 気象衛星ひまわり 8 号で観測された寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度のスナップショット．左上から、2020 年 12 月 15 日 10 時（日本時間）, 12 月 15 日 16 時, 12 月 5 日 22 時, 12 月 6 日 04 時. 矢印は風向を示す.

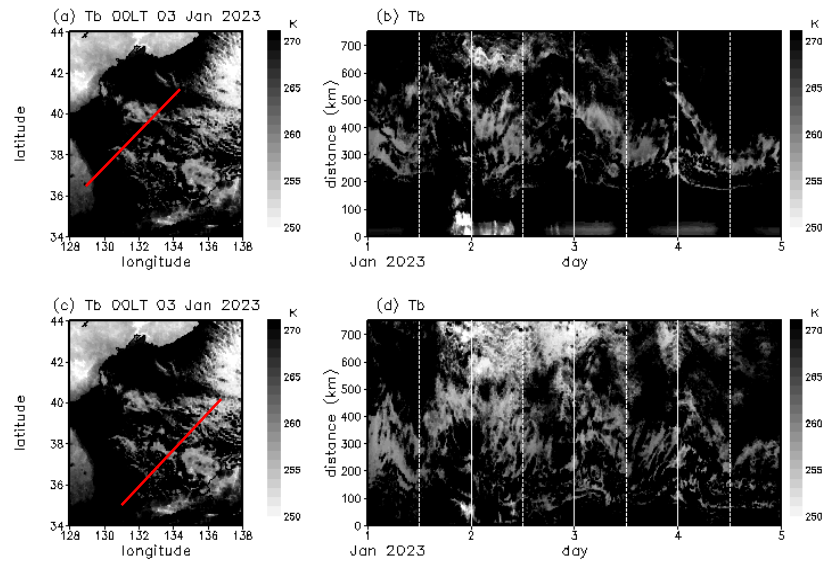


図9 気象衛星ひまわり8号で観測された寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度 (波長 $10.4\ \mu\text{m}$) . (a), (c) 2023年1月3日00時 (日本時間) , (b) (a)の線上における時間-距離断面, (d) (c)の線上における時間-距離断面.

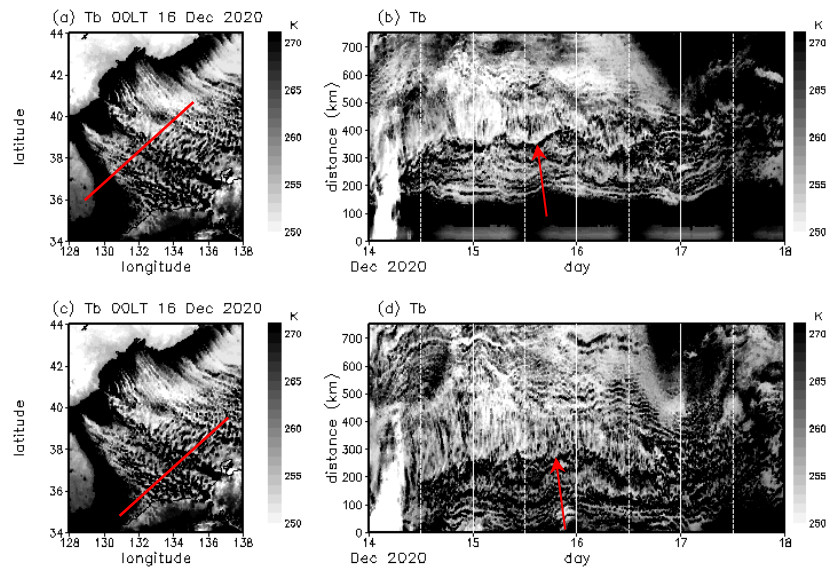


図10 気象衛星ひまわり8号で観測された寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度 (波長 $10.4\ \mu\text{m}$) . (a), (c) 2020年12月16日00時 (日本時間) , (b) (a)の線上における時間距離断面, (d) (c)の線上における時間距離断面. JPCZに伴う雲の南西側の境界を矢印で示す.

表2 寒気吹き出しが弱い事例

	2023 年 1 月 1～5 日	2021 年 1 月 2～6 日	2022 年 12 月 14～17 日	2018 年 1 月 9～13 日	2017 年 1 月 10～14 日
変位ピーク時刻 (北東方向)	16:00～19:00	22:00～23:00	17:00～18:00	21:00～22:00	15:00～16:00
変位ピーク時刻 (南西方向)	7:00～10:00	10:00～11:00	6:00～7:00	9:00～10:00	4:00～5:00
変動幅 (peak to peak)	150～200 km	180 km	150 km	90～120 km	120 km

表3 寒気吹き出しが強い事例

	2020 年 12 月 14～18 日	2021 年 1 月 6～11 日	2021 年 12 月 25～28 日	2018 年 2 月 5～6 日	2018 年 1 月 23～28 日
変位ピーク時刻 (北東方向)	15:00～16:00	14:00～16:00	14:00～16:00	21:00～22:00	14:00～18:00
変位ピーク時刻 (南西方向)	0:00～2:00	2:00～3:00	22:00～2:00	8:00～11:00	0:00～4:00
変動幅 (peak to peak)	20～30 km	50～60 km	30～70 km	20～30 km	20～40 km

3. 2 数値シミュレーション解析

3. 2. 1 観測との比較

図 5 に示した寒気吹き出し事例を再現した結果を図 11 に示す。衛星画像との比較のため、モデルで計算された大気上端での外向き長波放射(OLR)を用いて、有効射出率を全域 1.0 と仮定して、Stefan-Boltzmann の法則により赤外輝度温度を求めた。細かな点は異なるが、期間を通した時間変化はよく再現されている。この図から、2023 年 1 月上旬の寒気吹き出しでは、図 5 と同様の 1 日周期振動が卓越していることがわかる。さらに、図 12 の破線 1~3 において数値シミュレーションにより得られた時間-距離断面を図 13, 14 に示す。風下の日本の沿岸付近でも 1 日周期振動が確認できる。

図 13 は、2023 年 1 月、図 14 は、2020 年 12 月中旬の事例の結果である。これらの図から、図 11 と同様に期間を通した時間変化はうまく再現されていることがわかった。

以上から、筋状降雪雲の振動をもたらす大気場の変動は、モデル中でも再現されていると考えられる。

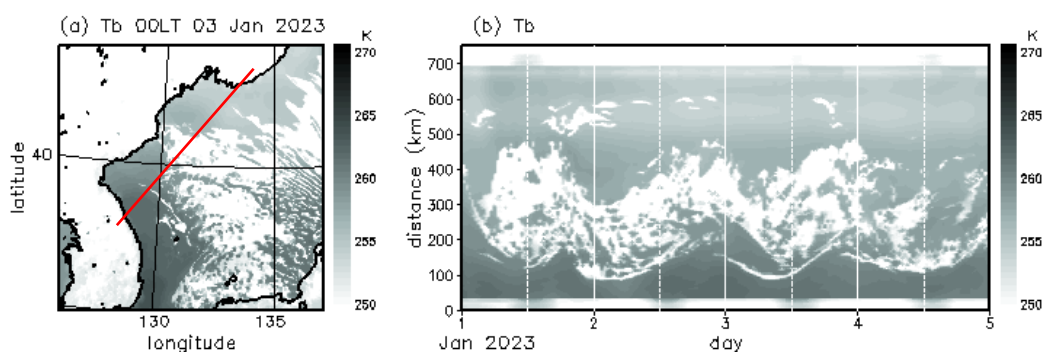


図 11 領域大気モデルで得られた外向き長波放射から計算した、日本海北西部における赤外輝度温度. 2023 年 1 月上旬の事例. スナップショットの時刻および時間-距離断面の図の位置と期間は図 5 と同じ.

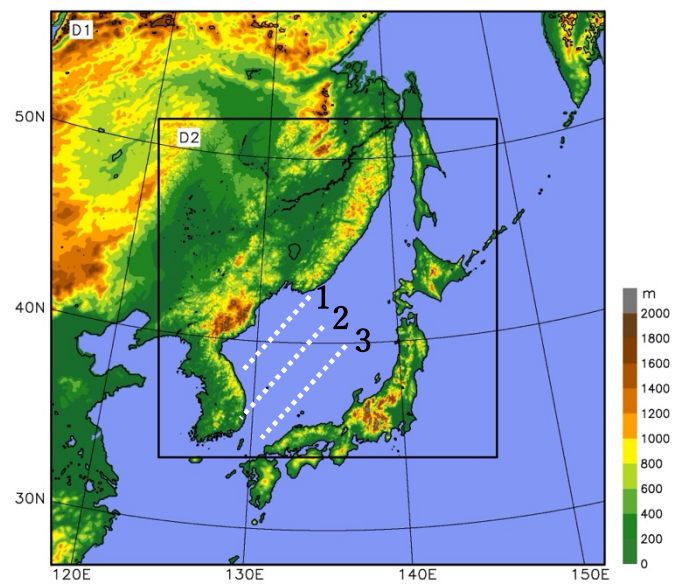
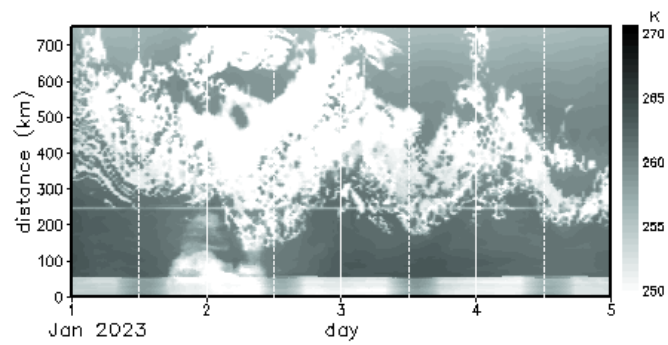


図 12 破線 1～3 は距離-時間断面図の作成に使用した領域を表す.

(a) 位置 2



(b) 位置 3

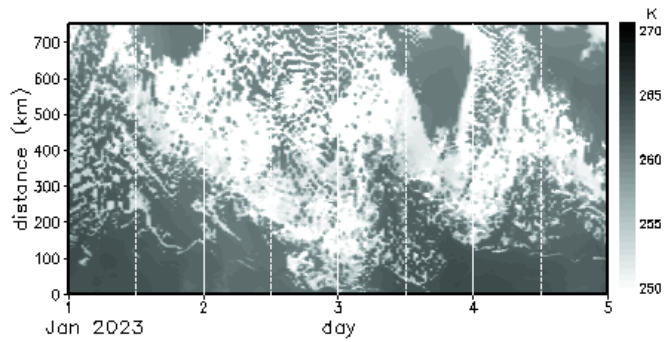
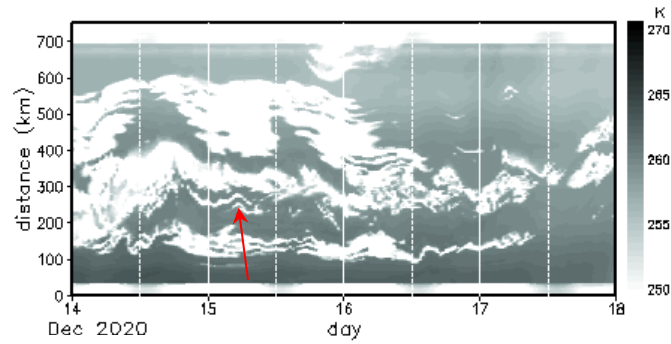
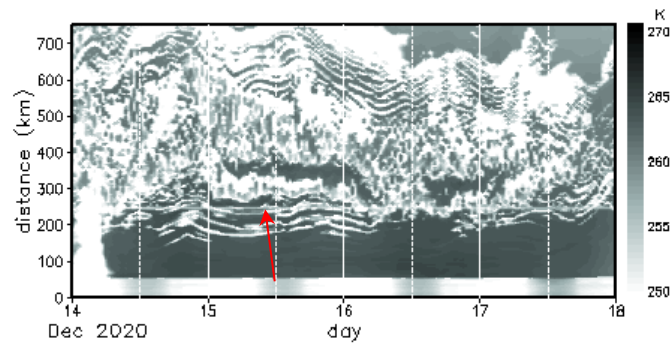


図 13 図 12 の線 2, 3 における赤外輝度温度. 期間は図 5 と同じ.

(a) 位置 1



(b) 位置 2



(c) 位置 3

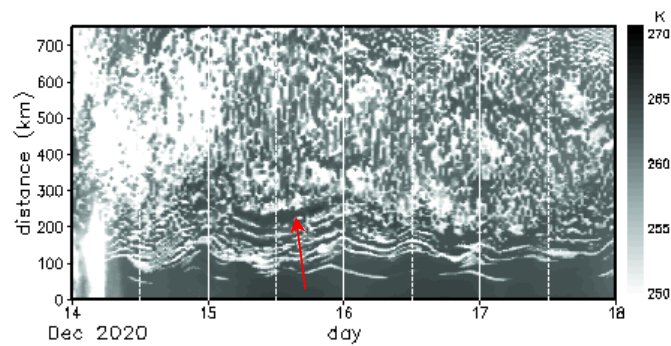


図 14 図 12 の線 1, 2, 3 における赤外輝度温度. 2020 年 12 月中旬の事例. 期間は図 6 と同じ.
JPCZ に伴う雲の南西側の境界を矢印で示す.

3. 2. 2 各物理量の日変動

モデル出力を用いて、水平風速、温位などの物理量についても、図 12 の破線 1~3 において同様の時間-距離断面図を作成した。2023 年 1 月の事例を図 15~17、2020 年 12 月の事例を図 18~20 に示す。

図 15 から、北西風成分、南西風成分、温位、地上降水強度は 1 日程度の周期の振動が確認できる。JPCZ は距離 200km 付近にあり、南西-北東方向に振動するが、これは JPCZ の北西側における南西風成分 (図 15b) の変動と直接対応する。この事例では、JPCZ の南西側に比べ、北東側の温位の方が低く、JPCZ の場所で大きな温位傾度があることがわかる。気圧場については半日大気潮汐に伴う変動が卓越するため、上記のような振動は見られなかった。また、風下においても同様の変動が見られた (図 16, 17)。

図 19 では、北西風成分、南西風成分、温位、地上降水強度において、JPCZ に伴う低 Tbb の雲の縁 (距離 300km 付近) と朝鮮半島に近い場所 (図の距離 100-200km) とに 1 日程度の周期の変動が確認でき、12 月 14 日の 16 時頃、12 月 15 日の 18 時頃に北東向きの変位のピークが確認できる。しかし、2023 年 1 月の事例と比べると日変動は顕著でなかった。また、JPCZ を挟んだ温位コントラストも小さかった。

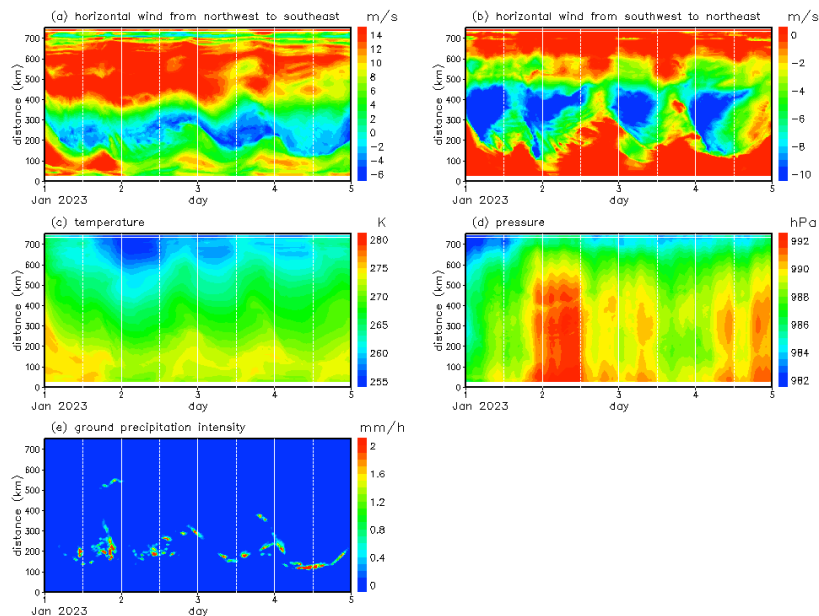


図 15 2023 年 1 月上旬における図 12 の線 1 上での物理量の変動. (a)北西風成分, (b)南西風成分, (c)温位, (d)気圧, (e)地上降水強度. 高度 300 m ((e)は除く). 期間は図 5 と同じ.

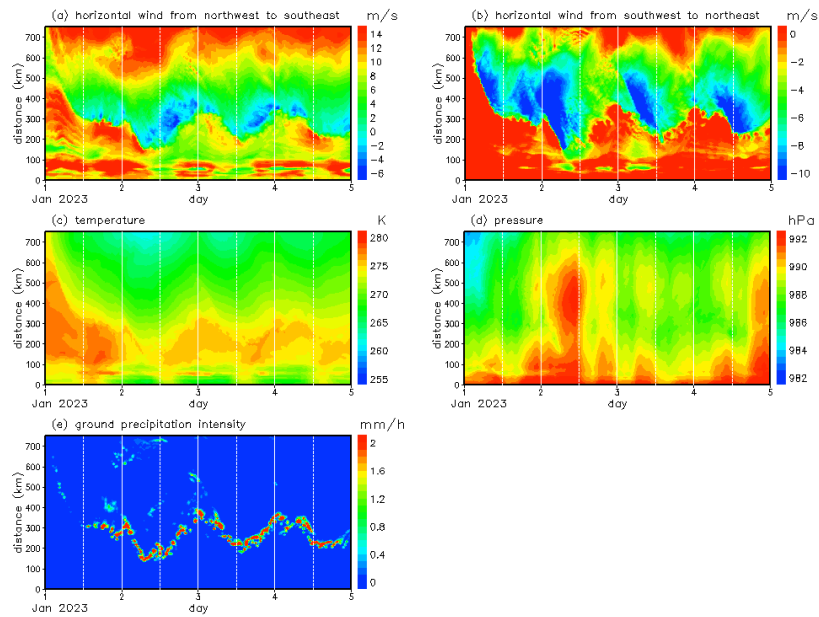


図 16 2023 年 1 月上旬における図 12 の線 2 での北西-南東方向の物理量の変動. (a)北西風成分, (b)南西風成分, (c)温位, (d)気圧, (e)地上降水強度. 期間、高度は図 15 と同じ.

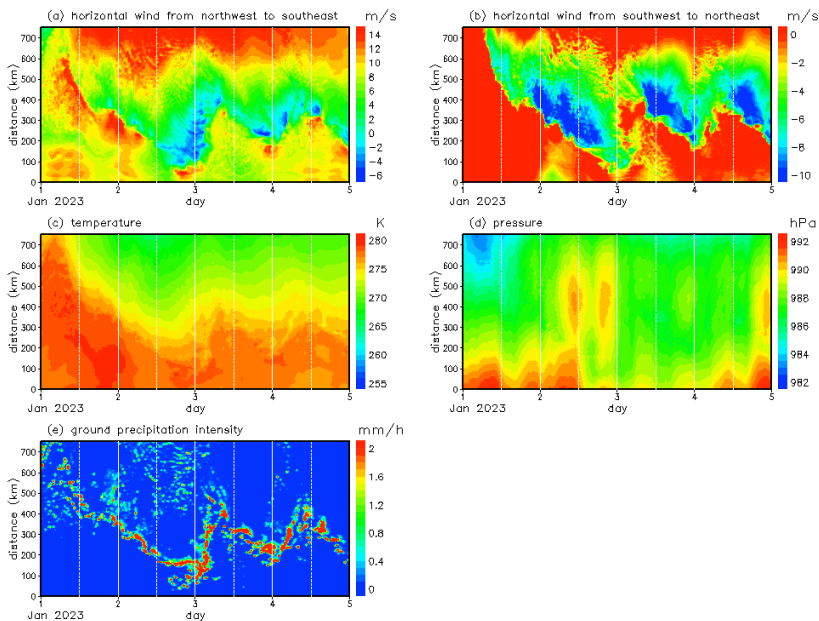


図 17 2023 年 1 月上旬における図 12 の線 3 上での物理量の変動. (a)北西風成分, (b)南西風成分, (c)温位, (d)気圧, (e)地上降水強度. 期間、高度は図 15 と同じ.

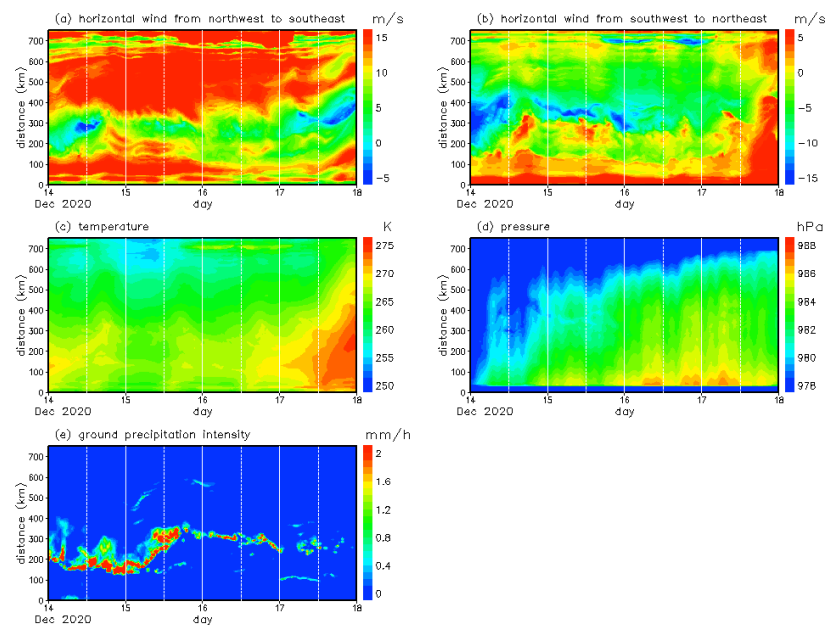


図 18 2020 年 12 月中旬における図 12 の線 1 上での物理量の変動. (a)北西風成分, (b)南西風成分, (c)温位, (d)気圧, (e)地上降水強度. 高度 300 m ((e)は除く). 期間は図 6 と同じ.

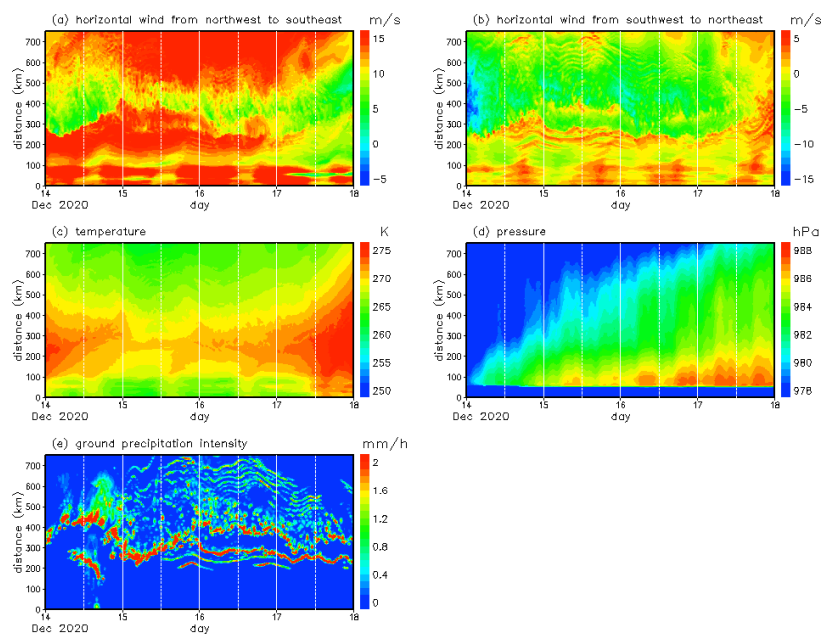


図 19 2020 年 12 月中旬における図 12 の線 2 上での物理量の変動. (a)北西風成分, (b)南西風成分, (c)温位, (d)気圧, (e)地上降水強度. 期間、高度は図 18 と同じ.

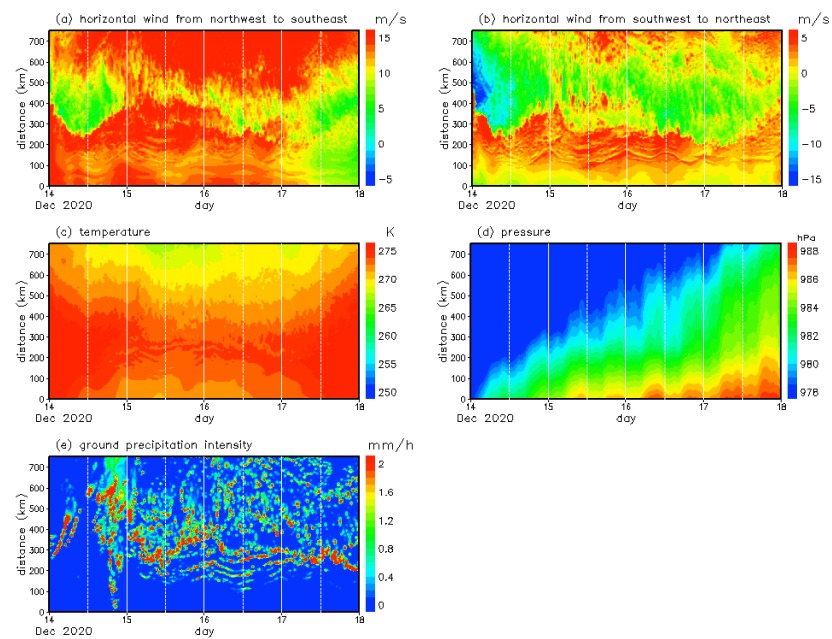


図 20 2020 年 12 月中旬における図 12 の線 3 上での物理量の変動. (a)北西風成分, (b)南西風成分, (c)温位, (d)気圧, (e)地上降水強度. 期間、高度は図 18 と同じ.

3. 2. 3 JPCZ 期間の日平均値からの日偏差

JPCZ 期間における水平風・温位の日平均値からの偏差場の時間・空間変動を調べることで、JPCZ の振動と周辺地形の関係を調べた。2023 年 1 月上旬、2020 年 12 月中旬それぞれの事例に関して、比較的規則正しい周期性の見られた、1 月 2 日~4 日の 3 日間、12 月 15 日~16 日の 2 日間について、日平均値および日平均からの変動成分を求めた。

図 21 に水平風・温位の日平均値を示す。長白山脈の沿岸部に着目すると、日本海西部における北西風が強い 2020 年 12 月中旬（図 21b）は、海上の風向は比較的一様で、JPCZ の北東側でも北西-南東方向の風が卓越している。一方、2023 年 1 月上旬の場合は JPCZ の北東側では南西方向の風が卓越している。この平均風の違いが JPCZ の振動の大きさに影響を与えていると考えられる。また、図 15~20 からわかるように、JPCZ を挟んだ南西-北東方向の温位コントラストは 2023 年 1 月上旬の方が大きかった。図 22, 23 に日平均値からの温位・風速の偏差の時間変化を示す。これらの図から、深夜から未明にかけて、大陸からの寒気流が強まり、海上でこの流れが東寄りの風に風向を変えることにより、午前中に JPCZ が西向きに変位することが分かった。夕方には寒気流および東寄りの風が弱まり、JPCZ の東向き変位が起きた。2023 年の事例では、アムール盆地および長白山脈の東側にあるウラジオストク周辺の低地、ウラジオストク沖で温位と下層風速の変動が顕著であった。この風速および気温偏差は日本付近まで伝播することが確認できた。一方、2020 年 12 月の事例では、温位変動は比較的小さく、海岸線に沿って比較的一様であった。

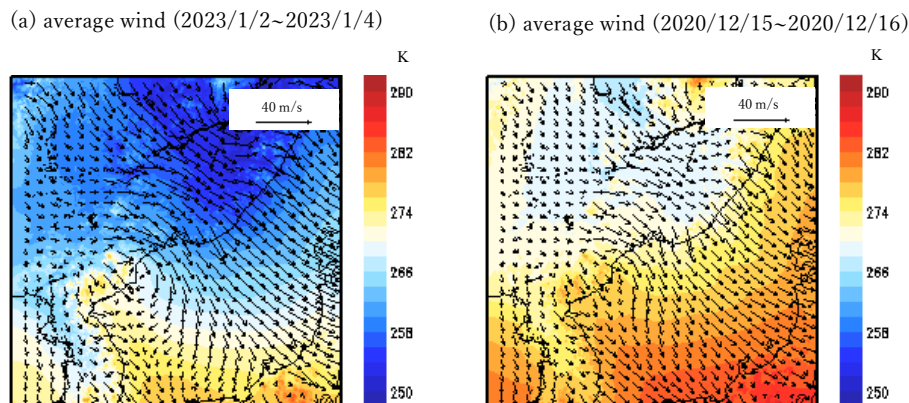


図 21 地表からの高度 200 m における平均風および平均温位. (a) 2023 年 1 月 2 日~4 日, (b) 2020 年 12 月 15 日~16 日.

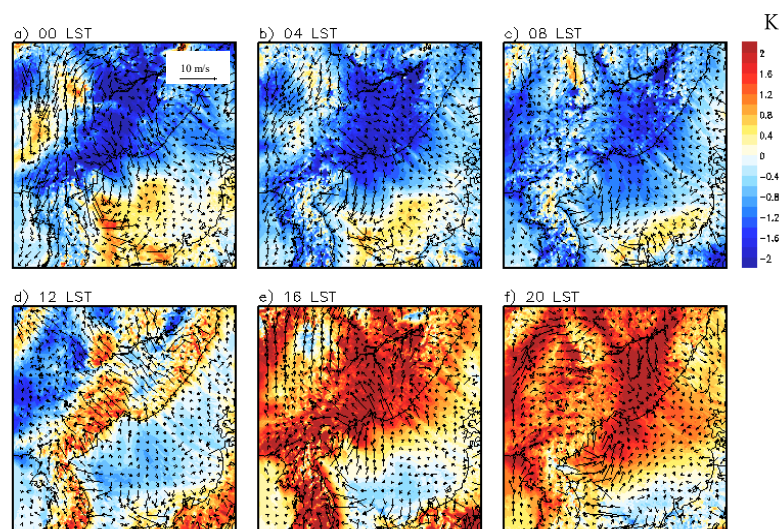


図 22 地表からの高度 200 m における水平風および温位（陰影）の日平均値からの偏差. 2023 年 1 月上旬の事例.

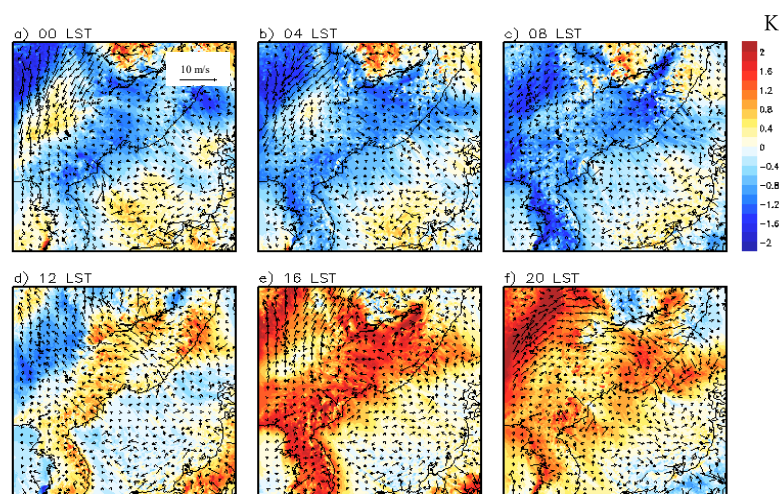


図 23 地表からの高度 200 m における水平風および温位（陰影）の日平均値からの偏差. 2020 年 12 月中旬の事例.

3. 2. 4 擾乱の伝播

各物理量が風上から風下にかけてどのような日変動を起こしているのかを確認するために、図 24 の長方形 A の南西-北東方向（幅 330 km）に平均した場について見ていく。図 25, 26 に、2023 年 1 月の事例について、長方形の長辺方向の風速成分 u （北西風成分）、短辺方向の風速成分 v （南西風成分）の距離-時間断面図、および温位の距離-時間断面図を示す。これらの図から、水平風および温位の 1 日周期変動は海上（ $0 < x < 300$ ）で顕著である。高度 1000 m に達するとそれまで見られていた風速成分の日変動が見られなくなることから、JPCZ の境界層は高度約 1000 m であることがわかる。海上における風速成分および温位の位相は、この領域の平均北西風速（約 7 m/s）と同程度の速度で風下に伝播する。

図 27, 28 に、2020 年 12 月の事例について図 25, 26 と同様な距離-時間断面図を示す。風速成分の変動は 2023 年 1 月の事例に比べると不規則であるが、海上（ $0 < x < 300$ ）では、風速成分 v について 1 日程度の周期変動が確認できる。海上における風速および温位の位相は、この領域の平均北西風速（約 12 m/s）と同程度の速度で風下に伝播する。

次に、長方形 A 内での海上（距離 50~600km）において、JPCZ の振動に寄与する南西風擾乱に働く南東向きのコリオリ力（ f_v ）と南東向きの水平気圧傾度力についての距離-時間断面図を示す。図 29 は 2023 年 1 月、図 30 は 2020 年 12 月の事例である。また、図 31 は、図 29, 30 の距離 300-350km について平均したコリオリ力と水平気圧傾度力の時間変化である。先に述べたように、気圧の時間変動においては半日潮汐に伴う変動が卓越するが、水平気圧傾度力に対する潮汐の寄与は小さく、下層の水平気圧傾度力の変動は主に境界層大気の気温変動に伴い生じる。コリオリ力と水平気圧傾度力の変動の大きさは同程度で、その符号は逆になっている。これは、2023 年 1 月の事例で特に顕著であった。以上から、JPCZ の振動に寄与する海上の南西風擾乱は、熱力学場とほぼ地衡風バランスしているといえる。

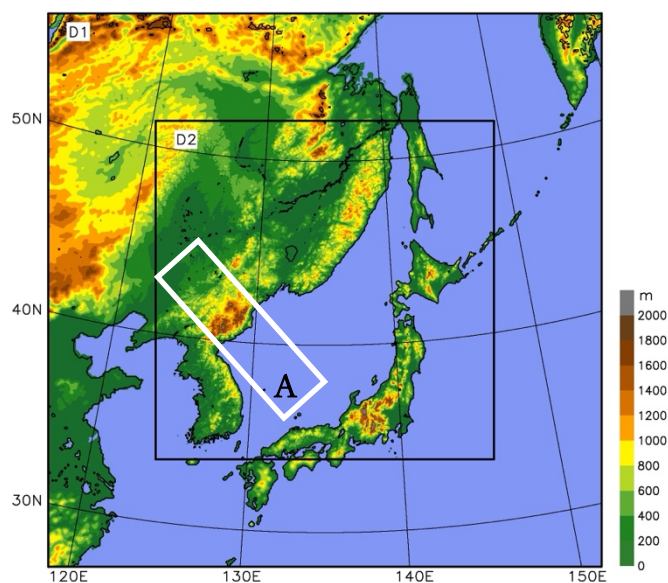


図 24 領域大気モデルの計算領域と標高. 長方形 A は距離時間断面図の作成に使用.

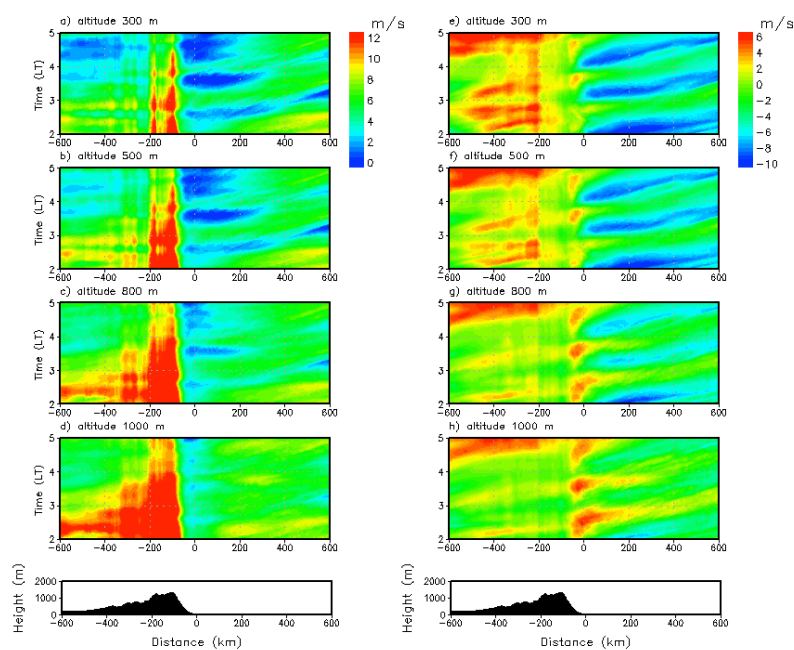


図 25 図 24 の長方形 A の短辺方向（南西-北東方向, 幅 330 km）について平均した、（左）長辺方向の風速成分 u （北西風成分）、（右）短辺方向の風速成分 v （南西風成分）の距離-時間断面図. 上から順に、地表面からの高度 300, 500, 800, 1000 m. 距離 0 は平均した大陸の海岸線の位置に対応する. 縦軸の数字は日で、2023 年 1 月 2 日 00 LT か 1 月 5 日 00 LT までの 3 日間を示す. 図の下に平均した標高を示す.

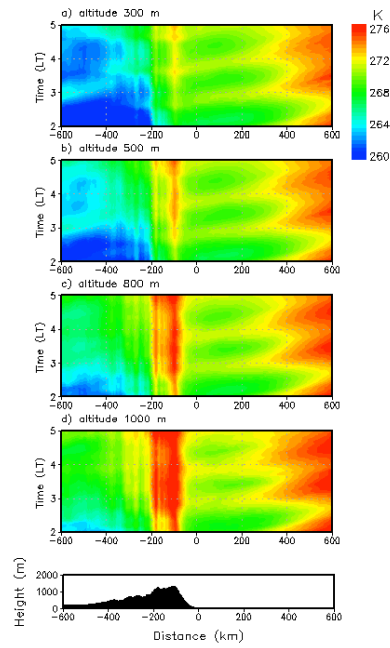


図 26 図 25 に同じ、ただし温位 (0.5 K 間隔) の距離-時間断面図.

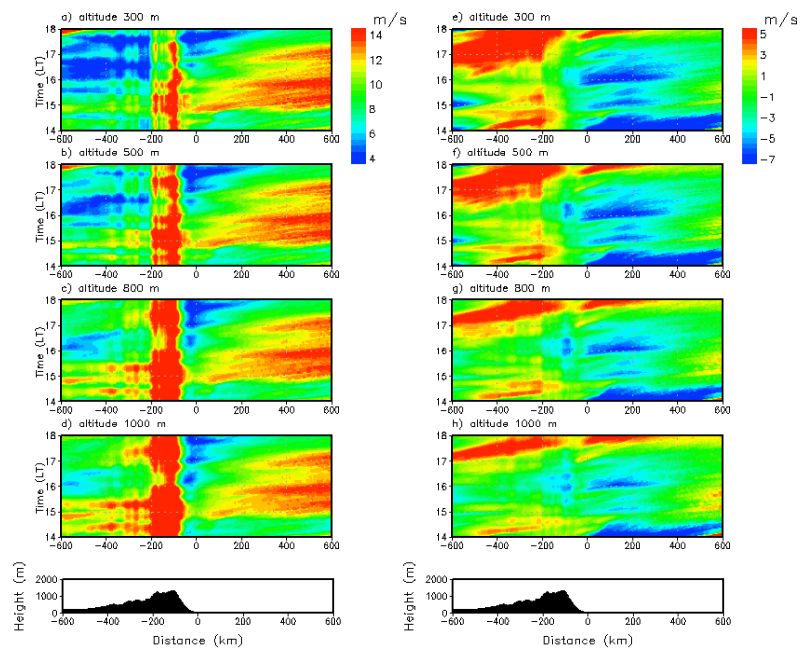


図 27 図 25 に同じ、ただし 2020 年 12 月の事例. 縦軸の数字は日で、2020 年 12 月 14 日 00 LT か 12 月 18 日 00LT までの 4 日間を示す.

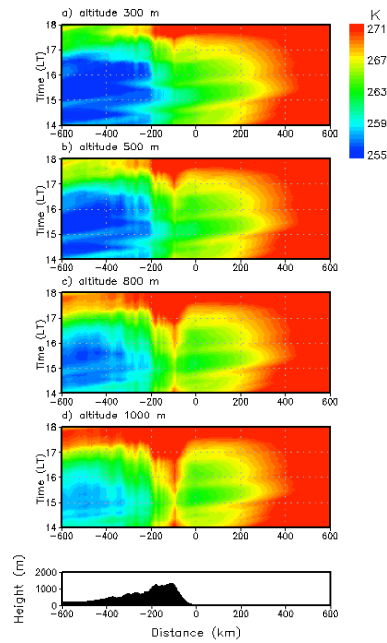


図 28 図 26 に同じ，ただし 2020 年 12 月の事例.

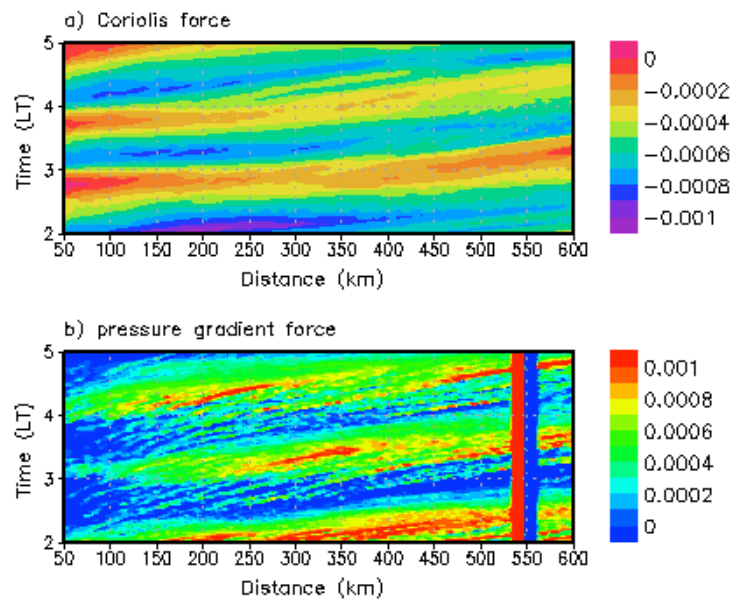


図 29 図 24 の長方形 A の短辺方向（南西-北東方向，幅 330 km）について平均した、(a) 長辺方向のコリオリ力 f_v （南東向き成分）、(b) 長辺方向の気圧傾度力（南東向き成分）の距離-時間断面図. 高度 300 m. 横軸は、大陸の海岸線からの距離. 縦軸の数字は日にちで、2023 年 1 月 2 日 00 LT か 1 月 5 日 00 LT までの 3 日間を示す.

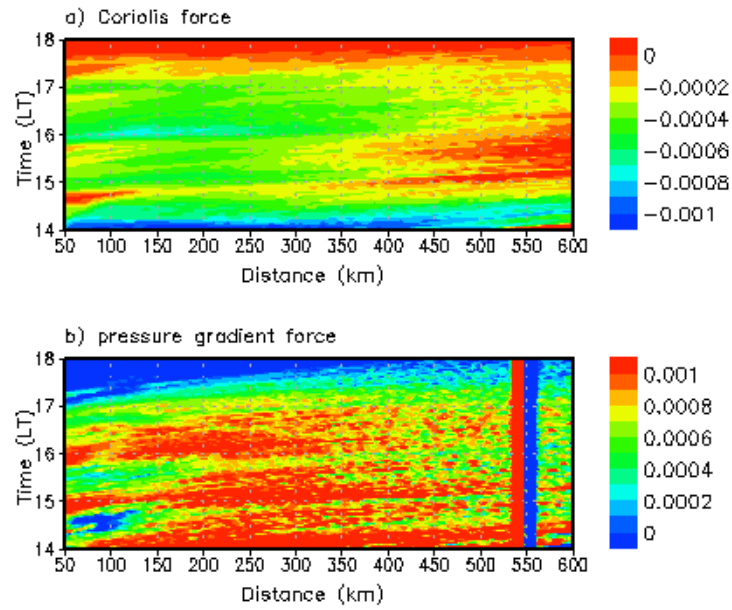


図 30 図 29 に同じ. ただし、2020 年 12 月中旬の事例.

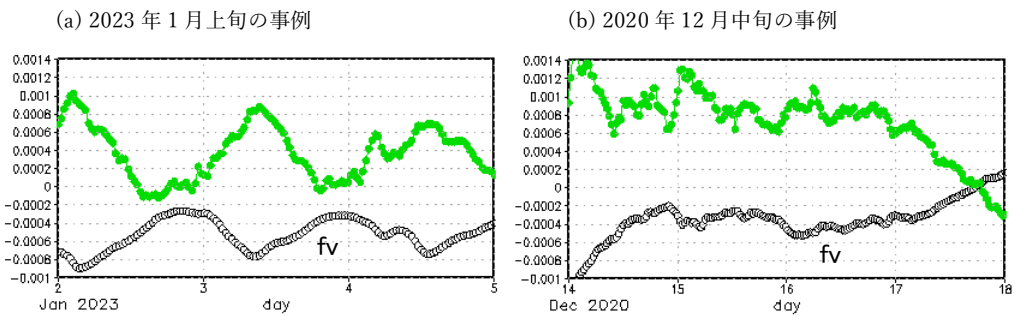


図 31 図 29, 30 の距離 300 km ~ 350km について平均した、南東方向のコリオリ力 f_v (黒線) と南東方向の気圧傾度力 (緑線) (a) 2023 年 1 月 2 日 ~ 5 日, (b) 2020 年 12 月 14 日 ~ 18 日. 高度 300 m.

3. 3 考察および今後の課題

南西-北東方向の線上におけるTbbの日変化から、JPCZに伴う雲の1日程度の周期の振動が確認でき、寒気吹き出しの強さに関わらず、大陸に近い場所ではJPCZは深夜から午前中にかけて南西向きに、昼から午後にかけて北東向きに移動し、朝および夕刻にそれぞれ南西側、北東側への最大の変位が見られた。観測結果から、北西季節風の強さにより振幅に違いが見られ、季節風が比較的弱いときに、振幅が大きくなった。今後、北西季節風の強さとJPCZの振幅の大きさの相関関係を調べる必要がある。

モデル出力を用いて南西-北東方向の線上における物理量の日変動から、JPCZに直交する南西風成分が1日程度の周期で変動し、これによりJPCZの変位が起こることがわかった。JPCZの変位や風速・気温変動は背景風と同程度の速度で日本付近まで伝播し、JPCZの振動に寄与する海上の南西風擾乱は、境界層における熱力学場とほぼ地衡風バランスしていることが確認された。

日本海へ流出する寒気の日変動およびJPCZの振動は、北西風が比較的弱いときに顕著であった。この事例ではアムール盆地における気温の日較差が大きく、この下層大気が長白山脈の東側にあるウラジオストク周辺の低地を抜けて海上に流出することで、JPCZの振動が起こる。

本研究では、2023年1月上旬と2020年12月中旬の2事例について中心に、データ解析および数値シミュレーションの結果を示したが、今後はより多くの事例の調査、大陸の地形などの要素を変えた感度実験により、JPCZの日変動のメカニズム検証を行う必要がある。

また、JPCZ上ではしばしばメソスケールの渦や小規模低気圧が生じ、風下の日本海沿岸域で強風・豪雪災害をもたらすことが知られている。そのような擾乱の発生・発達に対しても、先に述べた日変動が何らかの影響を与えていると予想されるため、この点に関しても今後研究を行う必要がある。

第4章 結論

本研究では、2017年~2023年の12月~2月の冬季期間を対象とし、衛星データの解析から JPCZ の日変動特性を把握し、領域大気モデルデータの解析をすることで、日変動のメカニズムについて調査した。

衛星データの解析から、特に大陸に近い日本海上では、JPCZ およびその周辺の筋雲が、南西-北東方向に規則的な1日周期の振動を示すことが、殆どの事例で確認された。ただし、その振幅には違いが見られ、東西気圧傾度が比較的小さく、北西季節風が比較的小さいときに、振幅が大きくなった。また、いずれの事例でも、大陸に近い場所では JPCZ は午前中に南西向き、午後に北東向きに移動し、朝方および夕方にそれぞれ南西側、北東側への最大の変位が見られた。また、複数の事例で、JPCZ の振動が日本の沿岸部まで伝播していることが確認できた。

2023年1月および2020年12月の2事例について、領域大気モデルにより、観測と同様の JPCZ やその周辺の筋状降雪雲の1日周期の振動が再現された。解析から、深夜から未明にかけ、大陸からの寒気流が強まり、海上でこの流れが東寄りの風に風向を変えることにより、午前中に JPCZ が南西向きに変位することが分かった。夕方には寒気流および東寄りの風が弱まり、JPCZ の北東向き変位が起きた。大陸からの寒気流の日変動は、平均北西風が弱い2023年1月の事例において、長白山脈の東側にあるウラジオストク周辺の低地とその沖で特に顕著で、これにより、JPCZ の顕著な1日周期振動が起きたと推測される。この風向・風速および気温の偏差は平均北西風と同程度の速さで日本付近まで伝播することが確認できた。また、JPCZ の振動に寄与する海上の南西風擾乱は、境界層における熱力学場とほぼ地衡風バランスしていることが分かった。

参考文献

- Du, Y., and R. Rotunno, 2015: Thermally driven diurnally periodic wind signals off the east coast of China. *J Atmos Sci*, **72**, 2806–2821, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0339.1>.
- Fang, J., and Y. Du, 2022: A global survey of diurnal offshore propagation of rainfall. *Nat. Commun.*, **13**, 7437, <https://doi.org/10.1038/s41467-022-34842-0>.
- Higuchi, K., 1963: The band structure of snowfalls. *J. Meteor. Soc. Japan*, **41**, 53–70.
<https://doi.org/10.2151/jmsj1923.41.1.53>.
- Magono, C., K. Kikuchi, T., Kimura, S. Tazawa, and T. Kasai, 1966: A study on the snowfall in the winter monsoon season in Hokkaido with special reference to low land snowfall. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7*, **11**, 287–308.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, and M. Xu, 2003: Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore. *Mon Weather Rev*, **131**, 830–844, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2)
- Nagata, M., Ikawa, M., Yoshizumi, S. and Yoshida, T. (1986) On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: numerical experiments. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **64**, 841–855, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.64.6_841
- Nagata, 1991: Further Numerical Study on the Formation of the Convergent Cloud Band over the Japan Sea in Winter. *M. Nagata*, **69**, 419–428,
https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1965/69/3/69_3_419/_article/-char/ja/
- Shimizu, H., Kawamura, R., Kawano, T. and Iizuka, S., 2017: Dynamical modulation of wintertime synoptic-scale cyclone activity over the Japan Sea due to Changbai Mountain in the Korean Peninsula. *Advances in Meteorology*, 2017, 6216032, <https://doi.org/10.1155/2017/6216032>
- Steenburgh, W. J., and S. Nakai, 2020: Perspectives on sea- and lake-effect precipitation from Japan's "Gosetsu Chitai". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **101**, E58–E72,
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0335.1>.
- Yang, G.-Y., and J. Slingo, 2001: The Diurnal Cycle in the Tropics. *Mon Weather Rev*, **129**, 784–801,
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2)
- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模の様相. *天気*, **35** (3), 156–161.
- 岡林俊雄, 1966: 西海岸の降雪について(第4報). *北部管区気象研究会誌*, 21–23.
- 川島正行, 織田将太, 下山 宏, 渡辺 力 2024: 日本海北東部の筋状降雪雲の半日周期振動. *低温科学*, **82**, 183–194.
- 斎藤博英, 清水増治郎, 1971: 長岡における降雪の日変化. *国立防災科学技術センター 研究報告*, **5**, 25–31

- 宮沢清治, 1957 : 長野地方における強雨（雪）の出現時刻について. 気象庁研究時報, 9, 570－574.
- 斎藤博英, 1969 : 赤外線を利用した降雪強度計の研究. 防災科学技術総合研究報告, 21, 21－42.
- 高野茉依, 2024: 日本海上における筋状降雪雲の日変動, 北海道大学大学院環境科学院 修士論文, 令和 5 年度修士論文. 26pp.

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員として多大なる時間を割いて様々なご助言と丁寧なご指導をいただきました川島正行助教に深く感謝申し上げます。大気陸面相互作用分野の渡辺力教授、下山宏助教には、ゼミの際に多数のご意見、ご助言を賜りました。また、本論文審査の副査である藤原正智教授には発表等の機会において様々なご助言をいただきました。心より感謝申し上げます。研究室の先輩の山之内さん、高野さんには、研究内容のみならず学生生活全般において様々なアドバイスをいただきました。鈴木さんにはゼミの準備をはじめとした研究室での活動で協力的に支えていただきました。大変ありがとうございました。最後に、金銭面、精神面で長きにわたる学生生活を支えてくれた家族に感謝します。