

令和元年度 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

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

織田 将太

令和2年2月12日提出

## 要旨

寒気吹き出し時には、沿海州のシホテアリニ山脈の特定の山岳の風下に太い筋状降雪雲（以下雲バンド）が発生し、北海道の西岸地方に局所的な大雪を降らせることが古くから知られている。この雲バンドはしばしば蛇行することがあり、その蛇行が風下側へ伝播することで北海道西岸の降雪量に 8 時間程度の周期性が見られることがある（村松 1978）。この雲バンドの形成メカニズムは数値実験により明らかにされているが（Ohtake et al. 2009）、雲バンドの蛇行が起こるメカニズムについては明らかにされていない。雲バンドの蛇行のメカニズム、発生条件を明らかにすることは、北海道西岸地域における豪雪の予報の観点からも重要である。

本研究では、雲バンドの蛇行が見られた事例について数値実験を行い、結果を解析することで蛇行のメカニズムについて調べた。対象とした雲バンドは、2018 年 11 月 22 日 14 時ごろ沿海州のシホテアリニ山脈上を前線が通過し、その後日本海へ寒気が吹き出した期間中に発生した。衛星画像では、22 日 15 時ごろに雲バンドが形成し始め、23 日 0 時から 12 時にかけて大きく 1 度波打ち、24 日 9 時ごろに消滅した。過去の研究ではこの雲バンドの蛇行が注目されていたが、山脈風下の広い範囲で、周辺の筋雲も同様の蛇行をしていたことが分かった。領域大気モデル（Weather Research and Forecasting model）を用いた数値実験でも、観測とほぼ同じタイミングで雲バンドと周辺の筋雲の蛇行が起こり、蛇行のスケールや周期も観測と整合的であった。

実験結果の解析から、寒気吹き出しに伴い、シホテアリニ山脈の風下でハイドロリックジャンプ（跳水現象）が広範囲でほぼ同時に発生することで、雲バンドと筋雲の蛇行が生じたことが明らかになった。前線通過の直後は、山脈に直交する風速が大きく、山脈風上の気塊は厚さを保ったまま山脈を乗り越えた。その後、風速が減少し、23 日 0 時ごろに山脈の風下沿岸部の広い範囲でおろし風による強風とハイドロリックジャンプ（跳水）が発生した。おろし風に伴う下層風速の増加に伴い、コリオリ力の効果によって山脈に沿う南西成分の風が強められる。この南西成分の運動量を持った下層の空気塊がハイドロリックジャンプによって上空（高度 1~2 km）に持ち上げられ、空気塊の先端付近では周囲の空気との間で、雲バンドに直交する風の顕著な水平風シアが発生した。この水平風シアによって雲が曲がることで、蛇行が生じたと考えられる。ジャンプはその後長時間持続したが、顕著な水平風シアが生じるのはジャンプにより持ち上げられた空気塊の先端付近だけなので、十分時間が経過すると雲バンドは直線的になった。また、山脈全体の標高を半分にして行った感度実験では、寒気吹き出しの期間を通してハイドロリックジャンプは起こらず、雲バンドの蛇行も起きなかった。また、雲バンドの蛇行は寒気吹き出しがその後弱まり、それまで継続していたハイドロリックジャンプが終わるタイミングでも起こった。他の寒気吹き出し事例について衛星画像から確認してみると、本研究の事例と同様、寒気吹き出しの初期段階と、吹き出しの終盤に雲バンドおよび周辺の筋雲の蛇行が起きる傾向があることが確認できた。以上のことから、寒気吹き出しの風速の変化に伴い山越え気流のレジームが変わり、ハイドロリックジャンプが発生する際、継続していたハイドロリックジャンプが終了する際に雲の蛇行が生じることがわかった。

## 目次

### 第1章 はじめに

1.1 降雪量の周期性	1
1.2 沿海州風下の雲バンドの形成メカニズム	3
1.3 研究目的	4

### 第2章 研究手法

2.1 使用した数値モデルとデータ	5
2.2 地形改変	6

### 第3章 対象事例

3.1 衛星からみた雲バンドの特徴	7
3.2 対象期間の気象状況	8

### 第4章 結果

4.1 再現実験	9
4.1.1 雲バンド形成前の水平・鉛直構造	12
4.1.2 雲バンド蛇行期間の水平・鉛直構造	16
4.2 シホテアリニ山脈上の標高を半分にした感度実験	20

### 第5章 考察

5.1 雲バンドの蛇行のメカニズム	27
5.2 シホテアリニ山脈	33

### 第6章 まとめ

謝辞	35
----	----

参考文献	36
------	----

## 第1章 はじめに

### 1.1 降雪量の周期性

冬季、ユーラシア大陸から寒気の吹き出しに伴い、日本海上には降雪雲が発達し日本海側地方に多量の降雪をもたらす。日本海上での降雪雲の発生・発達には大陸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。大陸の海岸から雲の発生点までの距離が、風上側の山の高さとし季節風の強さとの密接に関係していることが報告されている (Tsuchiya・Fujita 1967)。また、長白山脈の分流効果により、日本海寒帯気団収束帯 (Japan Sea Polar Airmass Convergence Zone: JPCZ) と呼ばれる収束帯が形成し (浅井 1988)、それに伴い降雪などの気象現象を引き起こすことから多くの研究がされてきている (Nagata 1991)。特に北陸から山陰にかけしばしば豪雪をもたらすことが良く知られている。ロシア東部の沿海州に位置するシホテアリニ山脈の風下でも、周囲の筋状降雪雲に比べひととき太い雲バンドがしばしば形成され、札幌を含む北海道の西岸部に強い降雪をもたらすことが古くから知られている。この太い雲バンドは蛇行することがあり、その蛇行が風下へ伝播することで北海道西岸地域の降雪量の変動に約8時間の周期があることが知られている (村松 1978)。村松 (1978) の事例では、シベリア大陸に  $-20^{\circ}\text{C}$  以下の寒気核があり、日本海北部はオホーツク海に中心を持つ低気圧の循環内で、北西または西北西流で強い寒気気流の場にあった。北海道の岩見沢の観測点で8時間前後の周期変動で降雪量のピークが4回あることが発見された (図1)。村松 (1978) の事例の衛星画像を図2に示す。30 mm以上降った範囲は幅15 kmという非常に局所的な豪雪であった。レーダーエコーデータを使用した解析から、雲バンドの蛇行が要因であると結論付けた (図3)。観測点上を雲バンドが蛇行することで北東から南西、南西から北東へと2度通過することで4回のピークがあることがわかった。雲バンドの波長は約400 km、位相速度はエコー系の動きから約45 km/hrと推定すると、周期が8~9時間という結果が得られ、降雪量の変動とほぼ一致した。降雪と雲バンドの関係は、蛇行の谷の位相の部分では一般流の低気圧性曲率に一致、帯状のエコーが発達。峯の位相の部分では高気圧性曲率に一致し、雲バンドの発達が抑制されて線状のエコーとして観測された。そのため、雲バンドの蛇行軸より南側で局所的な大雪を降らしていたことがわかった。

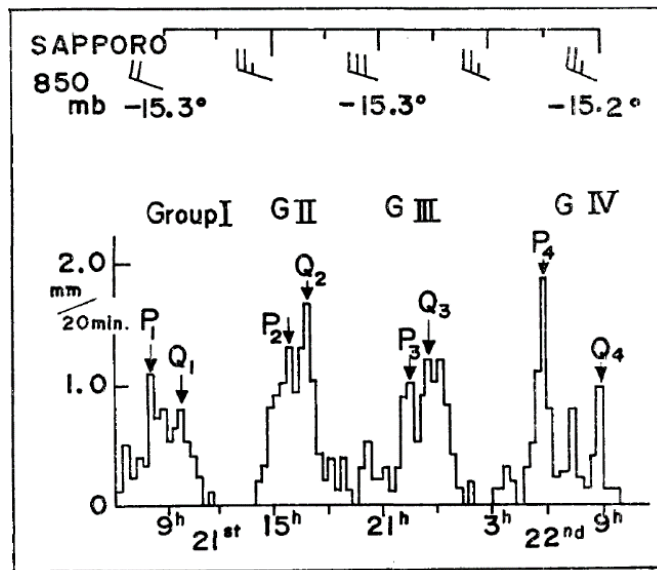


図 1：村松(1978)の事例. 岩見沢における 20 分間降雪量の変化  
および札幌 850mb の温度，風速の変化.



図 2：村松(1978)の事例の衛星画像

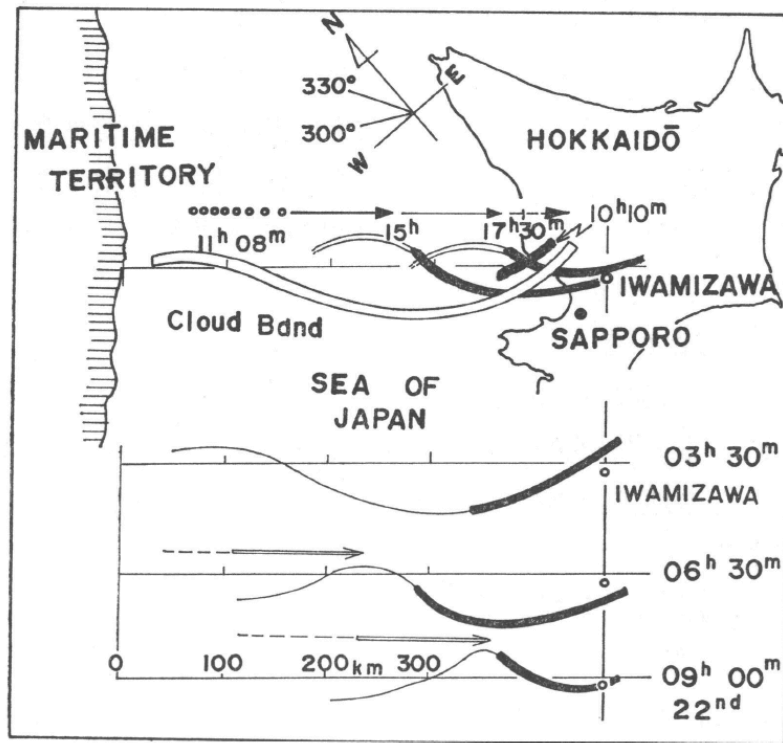


図 3：蛇行する雲バンドとレーダエコーとの合成図(黒塗りはエコー部分).  
(村松(1978)より)

## 1.2 沿海州風下の雲バンドの形成メカニズム

沿海州風下の太い雲バンドは、特に寒気吹き出しが弱いとき、周辺の筋雲の発達が弱くなるため、衛星画像でより明瞭に現れる。Ohtake et al. (2009)は比較的寒気吹き出しが弱い期間に発生した太い雲バンドの数値実験を行い、その形成メカニズムについて調べた(図 4)。シホテアリニ山脈は、全体として北東側が比較的標高が高く、南西側は比較的低い。このため、北東側では下層の寒気が山脈を越えることができず、上層の高温位の空気が日本海へ流出するのに対し、南西側では下層の寒気がそのまま山脈を越えることができる。また、北東側の山脈を気流が越える際の気柱の収縮・伸張に伴い、ポテンシャル温度の保存による風向の変化が起きることで、北東側の暖かい北北西の風と南西側の北西の風が山脈中部の風下に前線構造をもった収束域が作られる。この比較的大きなスケールの収束場に、山脈沿岸にある特定の山岳が作る収束場が重なることで、この特定の山岳の風下で太い雲バンドが発生・発達すると論じた。

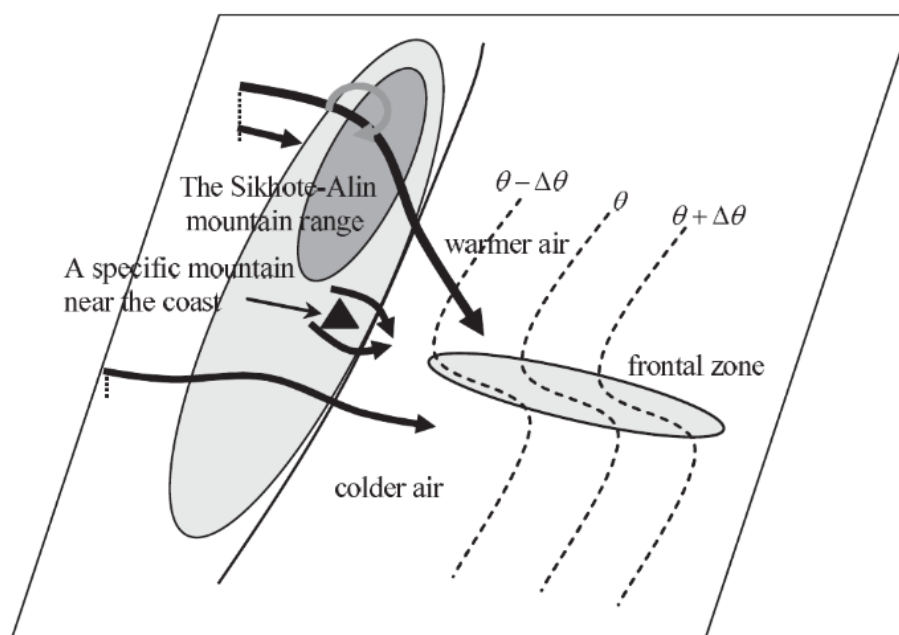


図 4：沿海州風下の太い雲バンドの形成メカニズムの模式図（Ohtake et al. 2009 より）

### 1.3 研究目的

雲バンド自体の形成メカニズムは Ohtake et al. (2009)の数値実験によって明らかにされている。しかし、雲バンドの蛇行が起こるメカニズムについてはまだ明らかにされていない。雲バンドの蛇行のメカニズム、発生条件を明らかにすることは、北海道西岸域の豪雪予報の観点からも重要である。本研究では、雲バンドの蛇行が見られた事例について数値実験を行った。実験結果を解析することで雲バンドの蛇行のメカニズムを明らかにすることを本研究の目的とする。

## 第2章 研究手法

### 2.1 使用した数値モデルとデータ

本研究は、数値実験に領域気象モデル WRF(The Weather Research and Forecasting Model) Ver. 3.7.1 を使用し、対象領域の風速や温位などの水平・鉛直構造や時間変化を調べた。計算は双方ネスティングにより行った。計算領域を図 5 に示す。水平格子間隔は Domain1(D1)が 18km, Domain2(D2)が 6km, 鉛直層数はどちらも 51 層に設定した。鉛直格子間隔は下層ほど細かくとり、モデルの上端は 50hPa とした。モデルの設定内容については表 1 に示す。D1 は 2018 年 11 月 20 日 00 UTC を初期値として計算を開始し、D2 は 12 時間後に開始して 24 日 00 UTC まで積分を行った。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  $1^\circ$  , 6 時間間隔)を用いた。

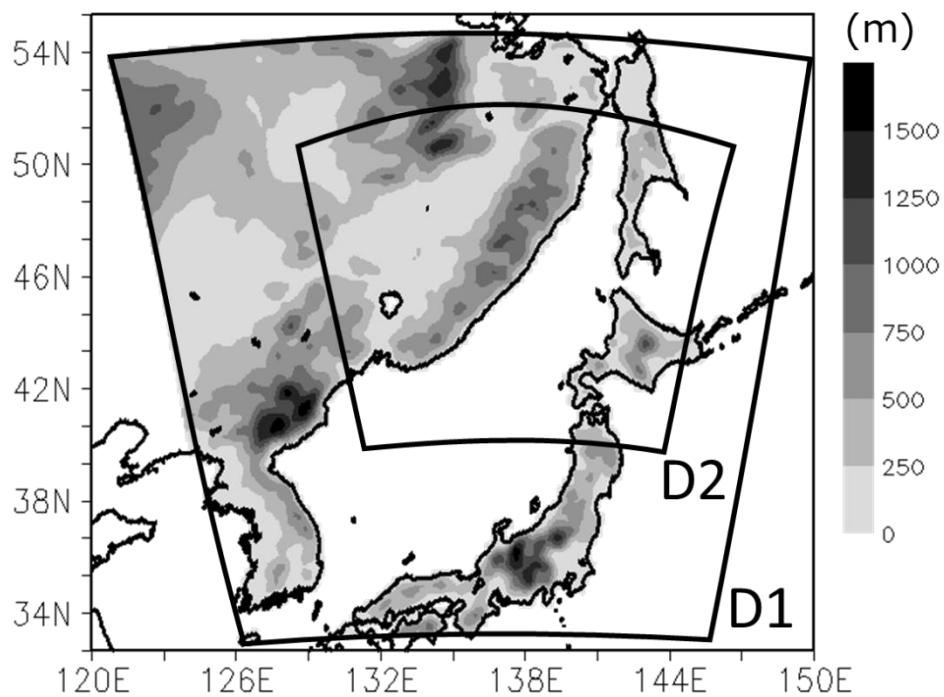


図 5：数値モデルの計算領域



表 1：数値モデルの設定内容

計算領域	Domain1(D1)	Domain2(D2)
水平格子間隔	18km	6km
格子数	109x127x51	196x196x51
開始日時	2018年11月20日 0時(UTC)	2018年11月20日 12時(UTC)
終了日時	2018年11月24日0時(UTC)	
雲微物理過程	Thompson 2008 水蒸気,雲水,雲氷,雨,雪,霰	
接地層	Monin-Obukhov (Janjic Eta)	
大気境界層	Mellor-Yamada-Janjic	
地表面過程	Noah Land Surface model	
放射過程	RRTMG(長波、短波)	
積雲スキーム	Kain-Fritsch	

## 2.2 地形改変

本研究では、シホテアリニ山脈全体の標高を半分にした感度実験を行った。その際に使用した数式は、

$$H_m = H_o \times \left\{ 1 - rf \times \exp \left( - \left( \frac{x - x_0}{radx} \right)^2 - \left( \frac{y - y_0}{rady} \right)^2 \right) \right\}$$

で、 $H_o$ は元の標高、 $rf$ は標高の減少率、 $radx$ 、 $rady$ は長さスケールであり、座標  $A(x_0, y_0)$  を中心に、 $A$  からの距離に応じて地形の標高を下げるようにしている。点  $A$  からの距離が十分離れたところでは、元の標高と変わらないようになっている。

### 第3章 対象事例

#### 3.1 衛星からみた雲バンドの特徴

本研究は、過去 5 年間の衛星画像を調べ、最も大きく蛇行していた事例である 2018 年 11 月 22 日～24 日にシホテアリニ山脈上を通過した前線によって発生した雲バンドを対象とした。以降時刻は日本時間とする。図 6 に気象衛星ひまわり 8 号の赤外（波長  $10.6\mu\text{m}$ ）輝度温度を示す。雲バンドは 11 月 22 日の 15 時ごろにシホテアリニ山脈風下の  $137.8\text{E}$ ,  $45.6\text{N}$  付近で形成し始め、23 日 00 時から 12 時にかけて大きく 1 度波打ち、24 日 09 時ごろ消滅した。過去の研究ではこの雲バンドの蛇行が注目されていたが、シホテアリニ山脈の風下の広い範囲で雲バンド周辺の筋雲も同様の蛇行をしていたことがわかった。

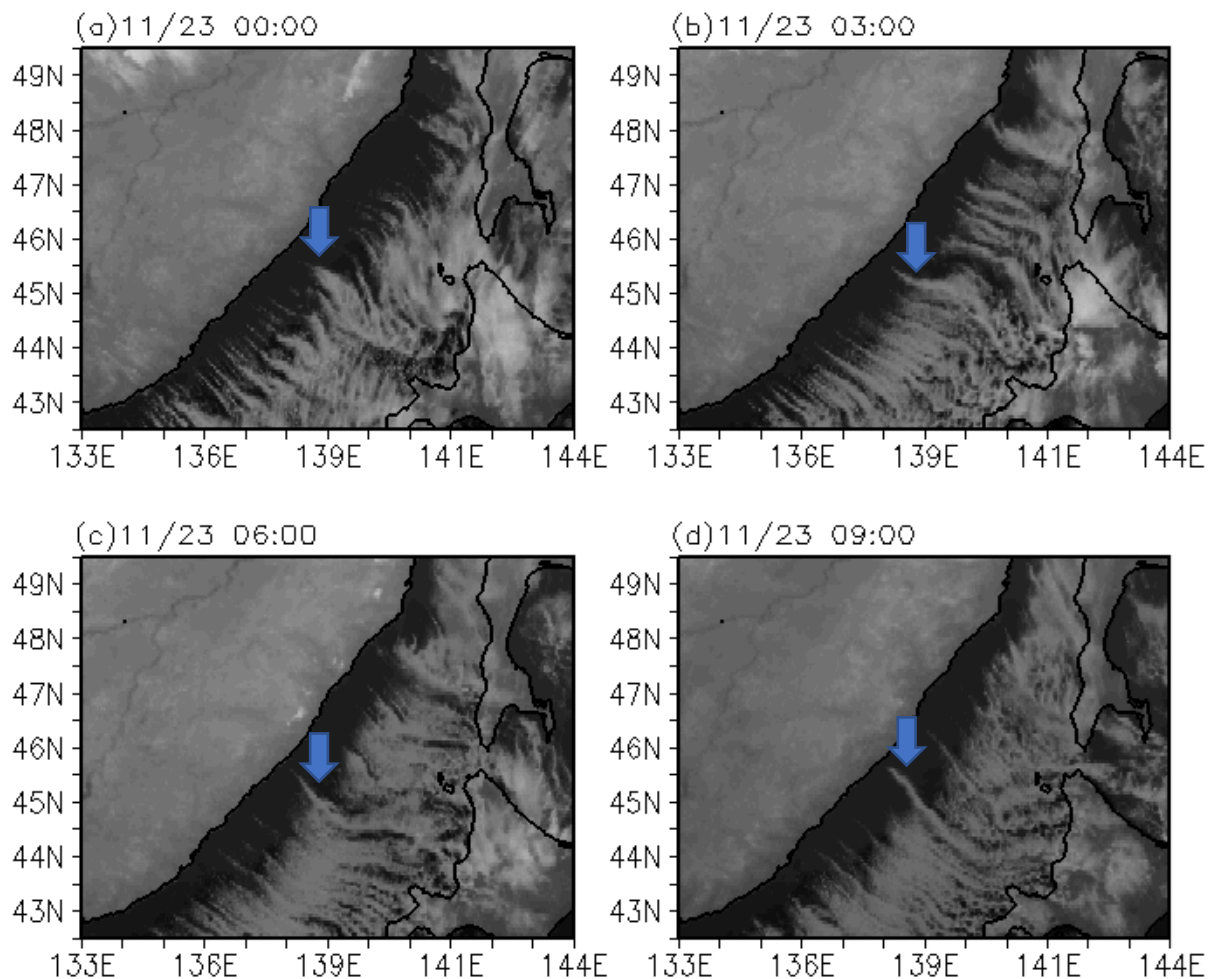


図 6: 気象衛星ひまわりの赤外画像. 2018 年 11 月 23 日 0000UTC～0900UTC.  
太い雲バンドを矢印で示す.

### 3.2 対象期間の気象状況

図 7 に日本周辺の天気図を示す。22 日から 23 日にかけて日本では全体的に西高東低の気圧配置になり寒気が吹き出しやすい条件となっていた。日本海北部では 22 日の 18 時と 21 時に北海道の北西側に低気圧があり、その低気圧は 23 日 03 時にはオホーツク海上へ移動していた。気象庁 HP の日々の天気によると、22 日は低気圧や前線、寒気の影響で全国的に曇りや雨のぐずつく天気となって、北日本では雪のところもあった。23 日は真冬並みの強い寒気で上空約 5500m で  $-30^{\circ}\text{C}$  以下の寒気が東北北部まで南下し、山陰以北の日本海側を中心に雨や雪が降った。北海道夕張では日降雪量 41 cm であった。

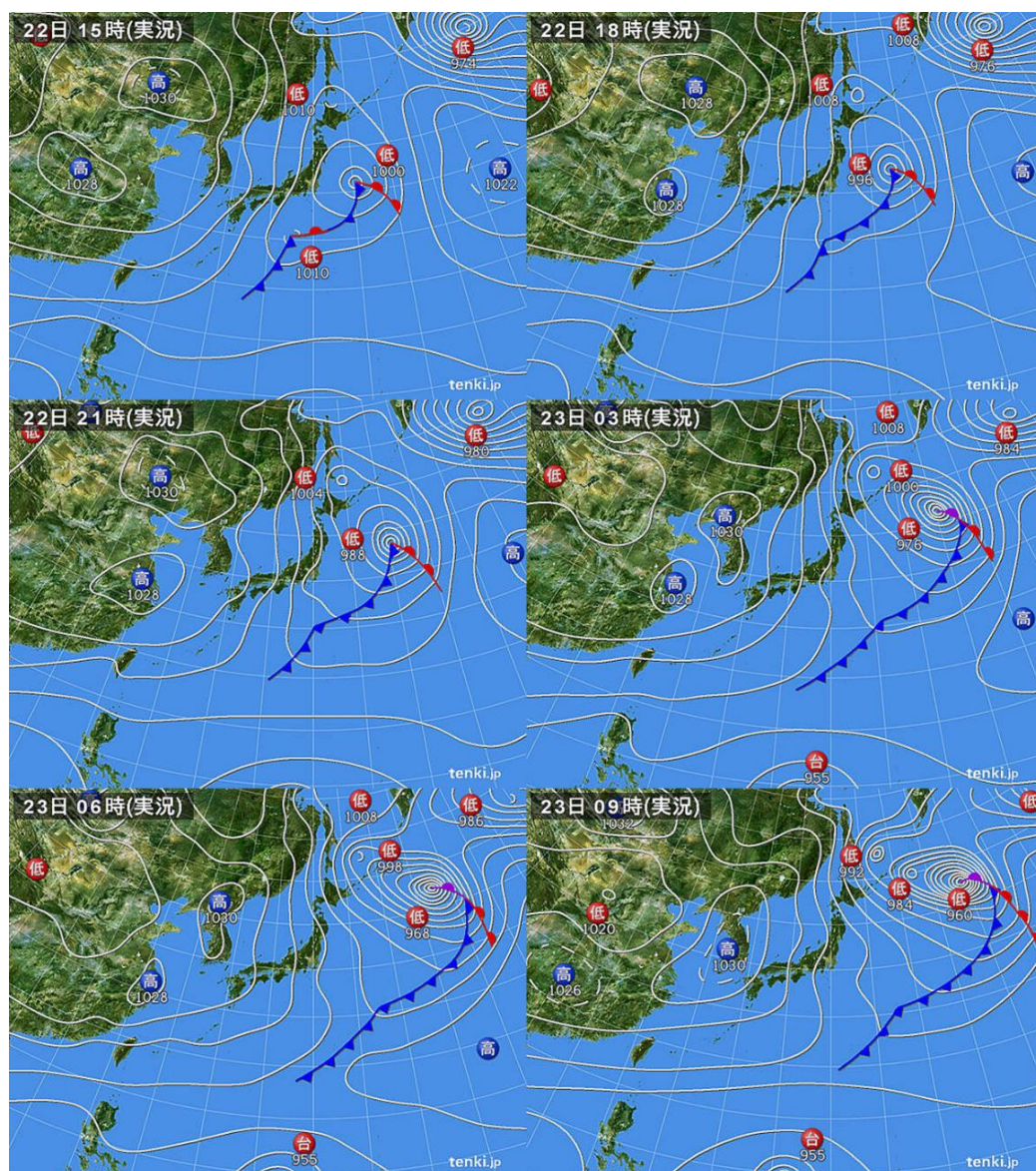


図 7：日本周辺の天気図(Tenki.jp より)

## 第4章 結果

### 4.1 再現実験

数値実験の結果と衛星画像の比較するために，図9にひまわりの赤外輝度温度と実験結果から求めた赤外輝度温度を示す．数値実験の輝度温度は，モデルの放射スキームで計算される領域上端での外向き赤外放射（OLR）から，Stefan-Boltzmann の法則を用いて計算した．Ohtake et al.(2009)に示された太い雲バンドの形成初期位置(137.6° E, 45.2° N)，蛇行の形と上手く再現できていた．また，雲バンド周辺の筋雲の蛇行も再現されていた．

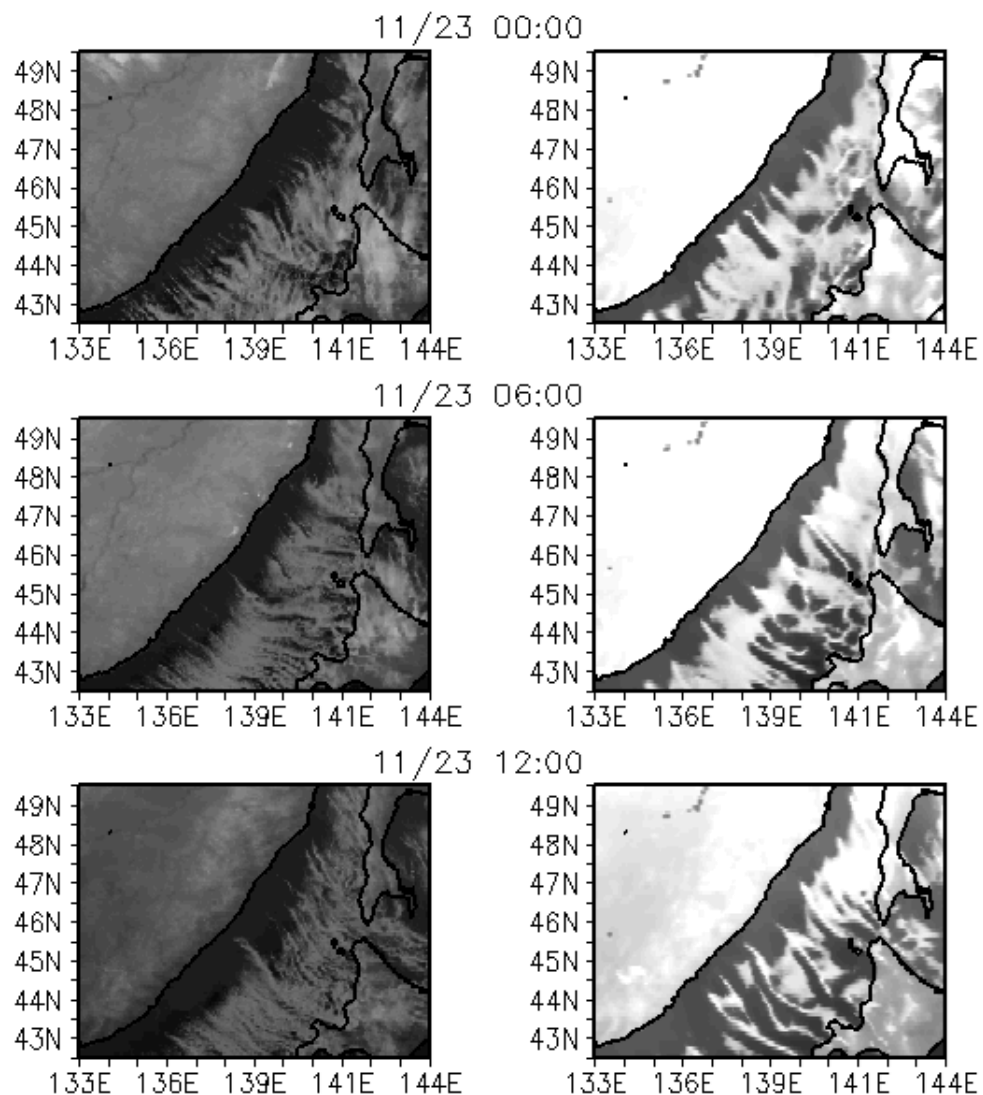


図9：ひまわり8号の赤外輝度温度(左)と実験結果から求めた赤外輝度温度(右)



太い雲バンド周囲の筋雲も、太い雲バンドと同調して蛇行をしていたことから、蛇行現象は基本的には山脈に沿った方向に一樣な現象であると言える。そこで、この蛇行現象を代表しない小規模な時空間変動を除去するため、解析にあたっては、特定の範囲について南西-北東方向で空間平均した値を多く用いて水平・鉛直構造を調べた。空間平均した範囲は図10の黒枠の短辺 360km で平均した。また、平均しない鉛直断面図を描くにあたって赤線 AB を代表とした。

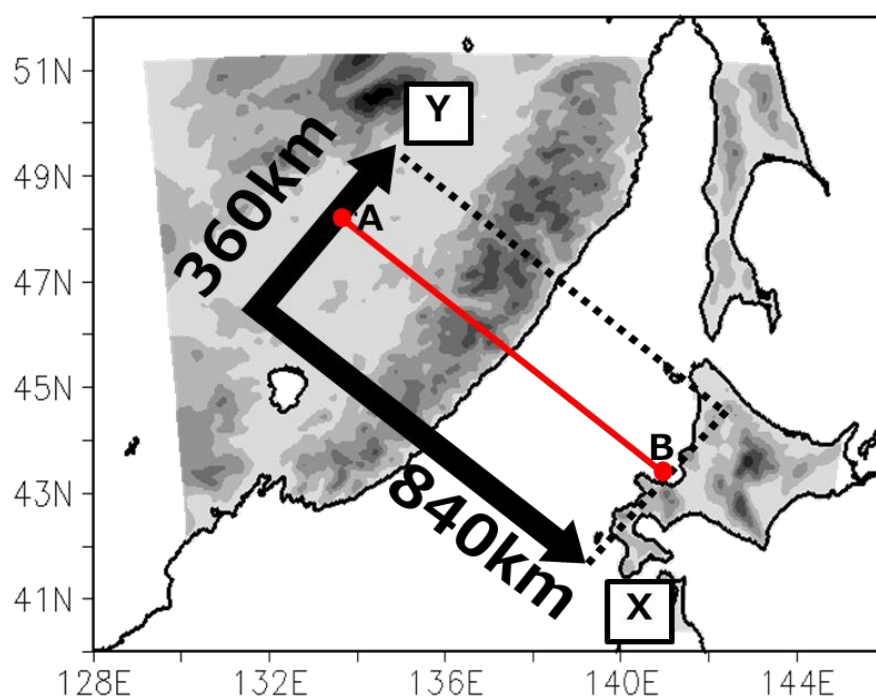


図 10：解析範囲(黒枠). 赤線 AB は鉛直断面図を描く際の代表線.

図 11 に高度 1000m における山脈に平行な風速成分を平均した値の空間一時間断面図(ホフメラー図)を示す。山脈風上は全体的に正(北東向き)の値で、風下は 22 日 12 時ごろから 23 日 18 時ごろまで負(南西向き)の値が優勢であった。22 日 12 時ごろ風下 240 km 付近でできた正負の対は小規模な低気圧が通過したことによるものである。シホテアリニ山脈上で 22 日の 14 時ごろに風向が変わる箇所があり、前線が通過したことがわかる。その後、23 日 00 時~03 時の風下 100km のところに南西向き成分の風速が極大の箇所が生じ、極大周辺の南西成分の風速域が周期的に風下へ伸びた。これにより、風下 240 km 付近では北東向きの成分と南西向きの成分が交互に入れ替わっていた。山脈に沿った風速は雲バンドにほぼ直交するため、この風速変動に伴い、雲バンドの蛇行が起き、蛇行が風下に伝播していたことが確認できた。また、蛇行の周期は 8 時間程度、波長は約 380 km であり、村松(1978)とほぼ一致することがわかった。

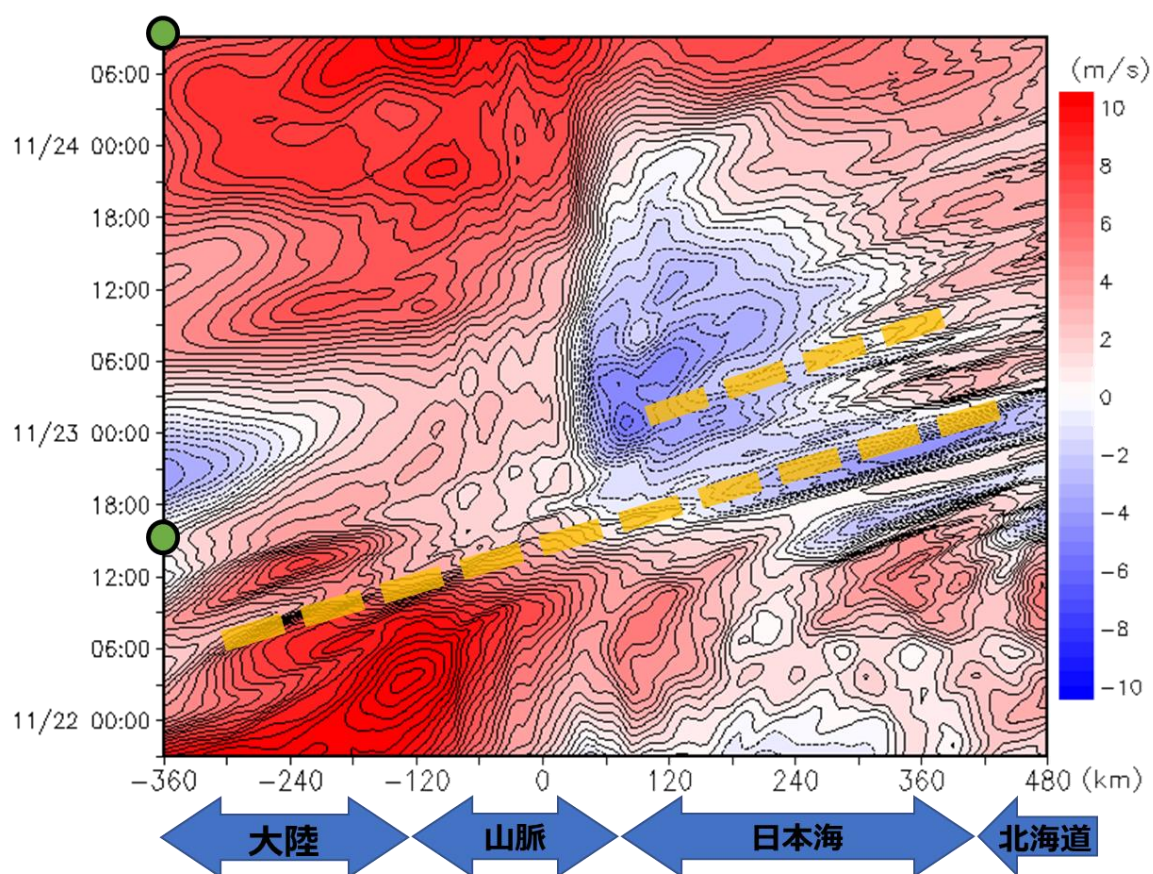


図 11：高度 1000m における山脈に平行な風速成分を平均した値のホフメラー図。  
黄色い破線は前線(下)，雲バンドの蛇行(上)に対応する。

#### 4.1.1 雲バンド形成前の水平・鉛直構造

前線が通過して寒気が吹き出し始めて日本海上に雲ができ始める期間(11月22日)の水平・鉛直の構造をみていく。

図12に高度1000mにおける上昇流の強さを示す。(a)10時,(b)14時で日本海上に渦のような箇所があり、低気圧があることがわかる。前線は、(b)14時の山脈の風上、(c)18時の138E,44.5N付近、(d)22時の140E,44N付近にみられる北東-南西方向に長い上昇流の強い箇所に。また、(d)22時では、海岸線沿いに強い上昇流域があることがわかった。

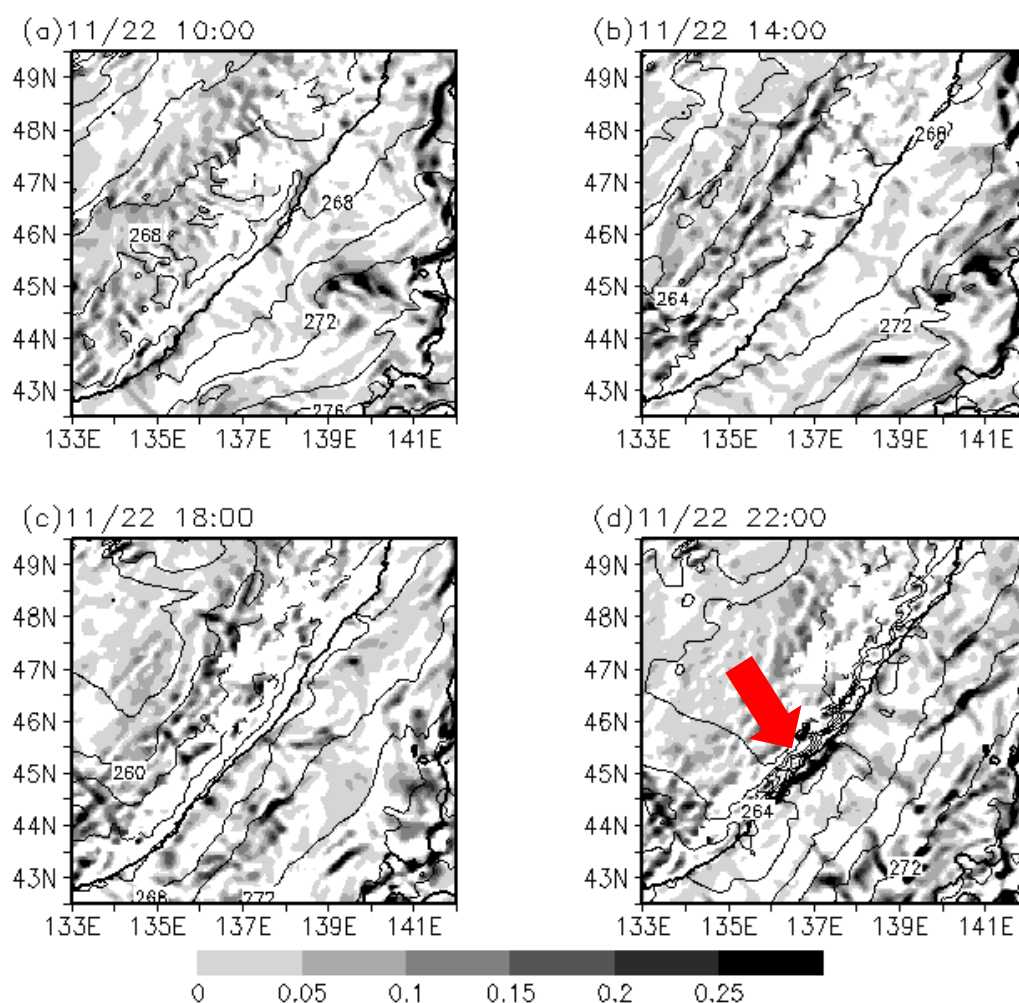


図12：高度1000mにおける鉛直風(m/s, シェード), 温位(K, コンター).  
白い箇所は地形, 赤い矢印は強い上昇流の箇所.

高度 1000m における温位の水平図を図 13 に、山脈に沿って空間平均した温位の鉛直断面図 AB を図 14 に示す。両図から大陸側から徐々に寒気が近づいてきて、22 時には日本海上へ流れ出ていることがわかる。図 13 d から日本海上へ吹き出した寒気は北東と南西で温位差があった。これは、Ohtake et al. (2009)の雲バンドの形成メカニズムである山脈の北東部と南西部の標高差によって下層の寒気が北東側は越えづらく山脈を越える空気に温位差があるという条件と一致した。また、22 時には山脈の海岸線に沿って、それまでなかった周囲より高い温位の箇所が生じていることが分かる。この局所的な高温位域は、図 14 d に示すように山岳波の振幅が増大し、顕著なおろし風とハイドロリックジャンプが起こることにより生じていたことがわかった。

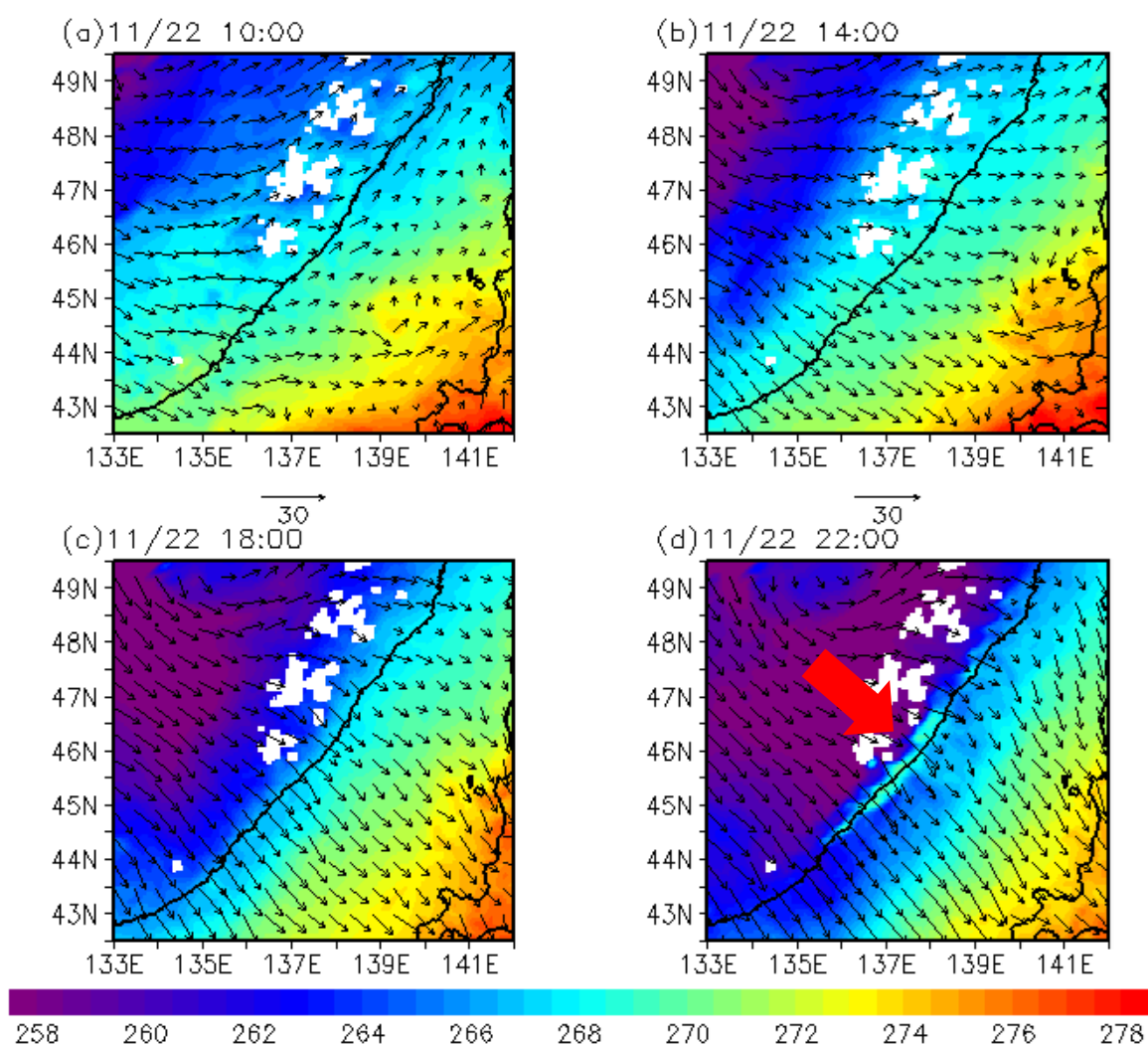


図 13：高度 1000m における温位(シェード，K)と水平風(ベクトル)。

白い箇所は地形。赤い矢印は局所的な高温位域。



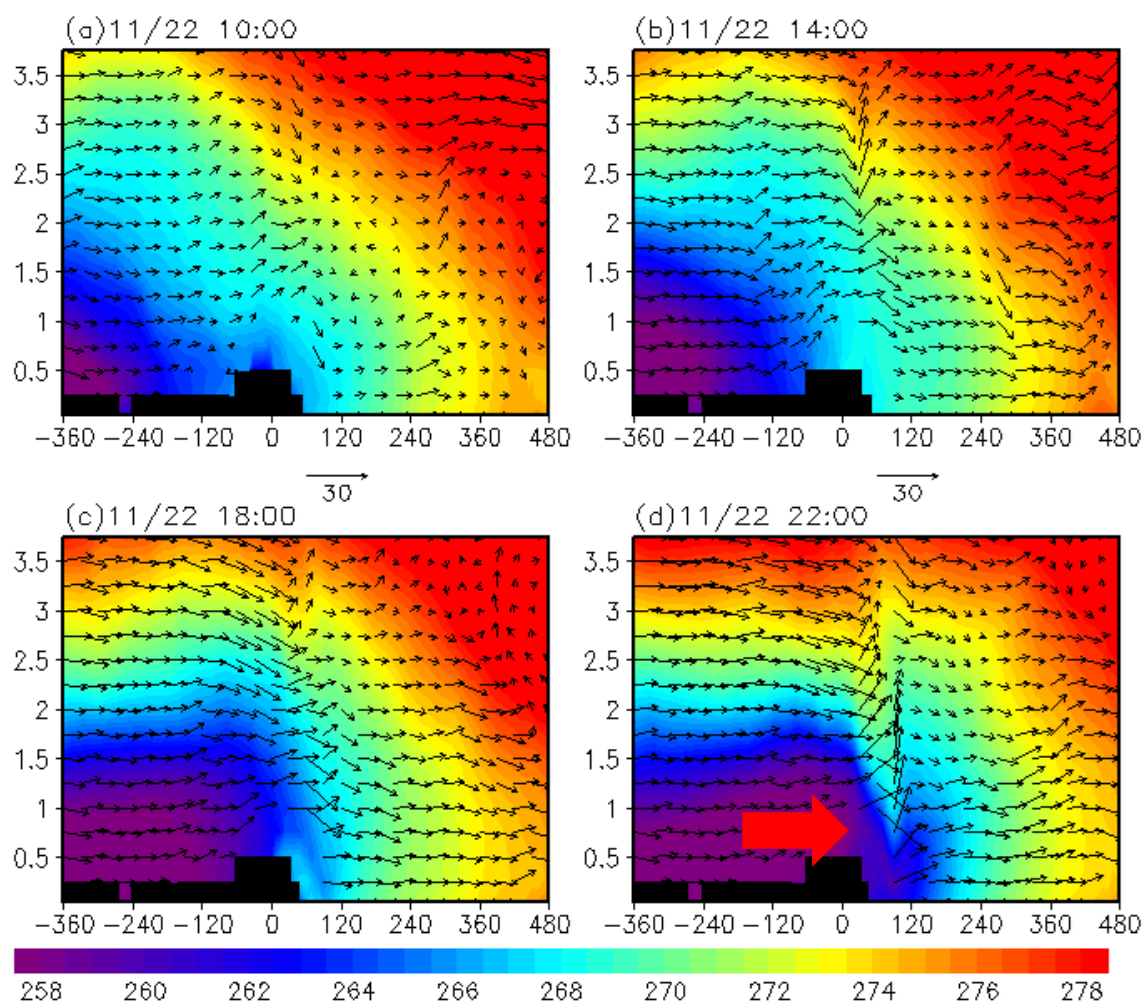


図 14：山脈に沿って空間平均した温位(K, シェード), 風速(ベクトル)の鉛直断面図  
 黒い箇所は地形, 赤い矢印はおろし風とハイドロリックジャンプが起きている箇所.

山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分の鉛直断面図を図 15 に示す．(a)10 時,(b)14 時,(c)18 時の風下 240 km 付近から 360 km 付近へ移動している南西向きの成分は通過した低気圧の影響である．(c)18 時の風下 120~240 km 付近にある南西向きの成分は前線の影響で，(d)22 時では 360 km 付近まで進んだ．前線が通過することで，全体的に北東向きの成分であったのが，山脈風下で南西向きの成分が優勢となった．これはおろし風に伴い南東向きの風速が増加することで，それに働く南西向きのコリオリ力が増加するためと考えられる．(c)18 時に風上 360 km 付近の上空にある南西向きの成分域は山脈を通過する際に風下の下層へ移動していた．

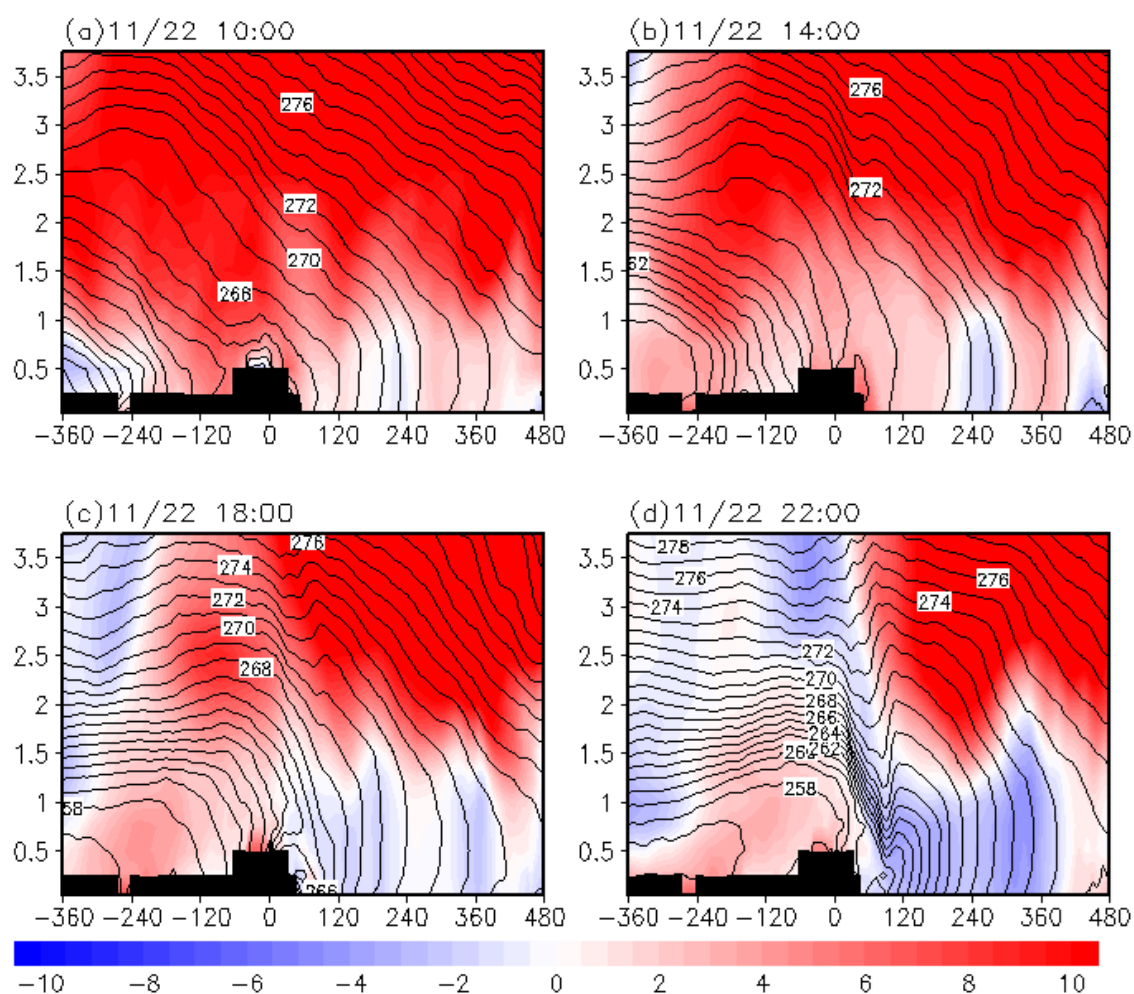


図 15：山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分(m/s, シェード),  
山脈に沿って空間平均した温位(K, コンター)の鉛直断面図 AB.

#### 4.1.2 雲バンド蛇行期間の水平・鉛直構造

雲バンドが形成され，蛇行する期間(11月23日00時～12時)の水平・鉛直構造をみていく．

雲バンドが蛇行する期間の高度 1000m における上昇流の水平図を図 16 に示す．時間が経つにつれて上昇流が強い箇所が日本海上へのびているのがわかる．(b)03 時，(c)06 時では日本海上で上昇流が強い帯状の箇所から蛇行が確認できる．これは雲バンドの蛇行と対応していた．また，山脈の風下側では海岸線に沿って海上に上昇流の強い箇所があり，雲バンドが消滅する 24 日 09 時まで続いていた．

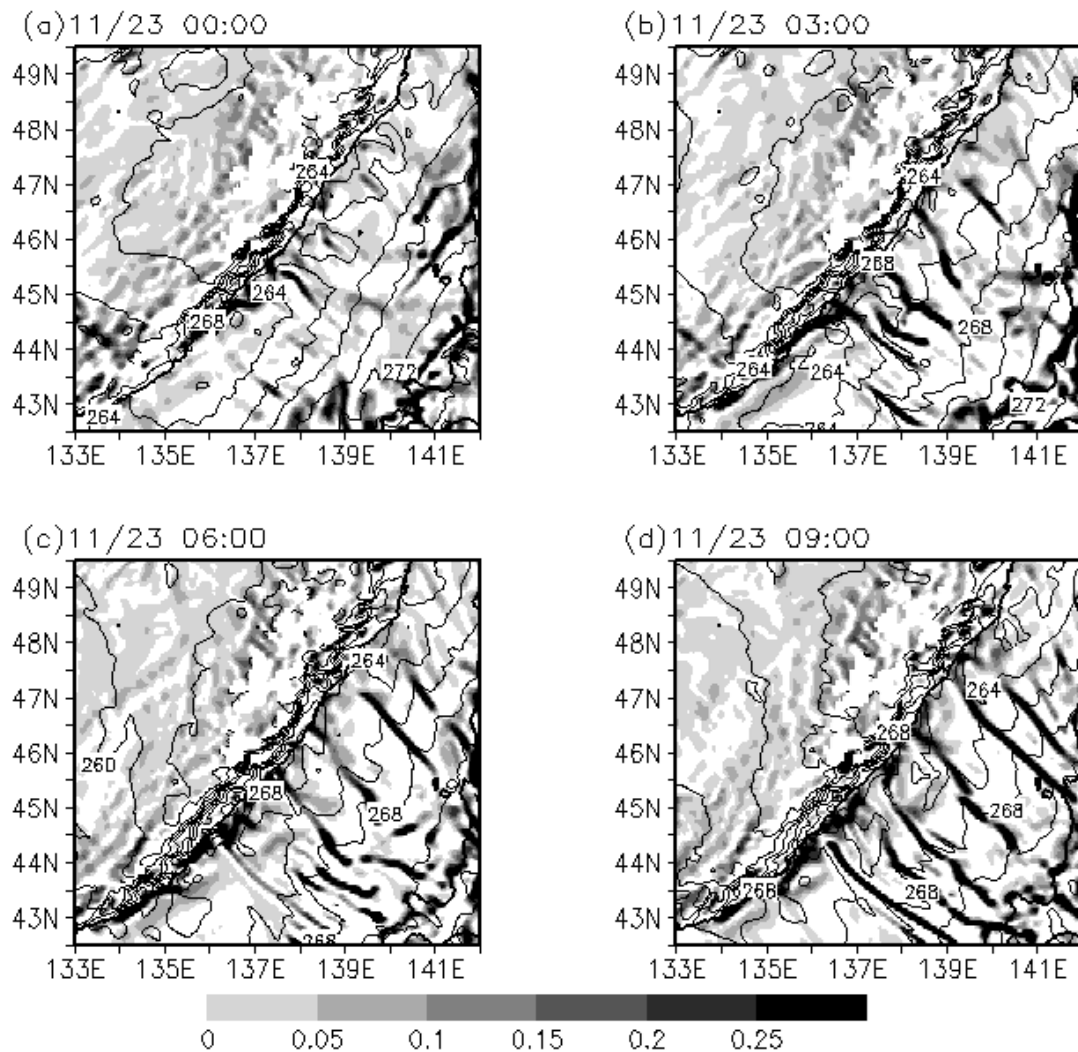


図 16：高度 1000m における鉛直風(m/s, シェード)，温位(K, コンター)．  
白い箇所は地形．

高度 1000m における温位の水平図を図 17 に，山脈に沿って空間平均した温位の鉛直断面図を図 18 に示す．図 17 から北東側と南西側の温位差は徐々になくなっていることがわかった．海上に周囲より高い温位が帯状にあらわれていた．また，山脈の海岸線沿いにも周囲より高い温位が定在的に示されており，図 18 からハイドロリックジャンプが継続していることが分かる．図 16 の海岸線に沿った海上の上昇流の強い箇所と同時に消滅した．(c) 06 時，(d)09 時に海上に水平シアがあり，時間が経つにつれて風下へ移動していることがわかる．

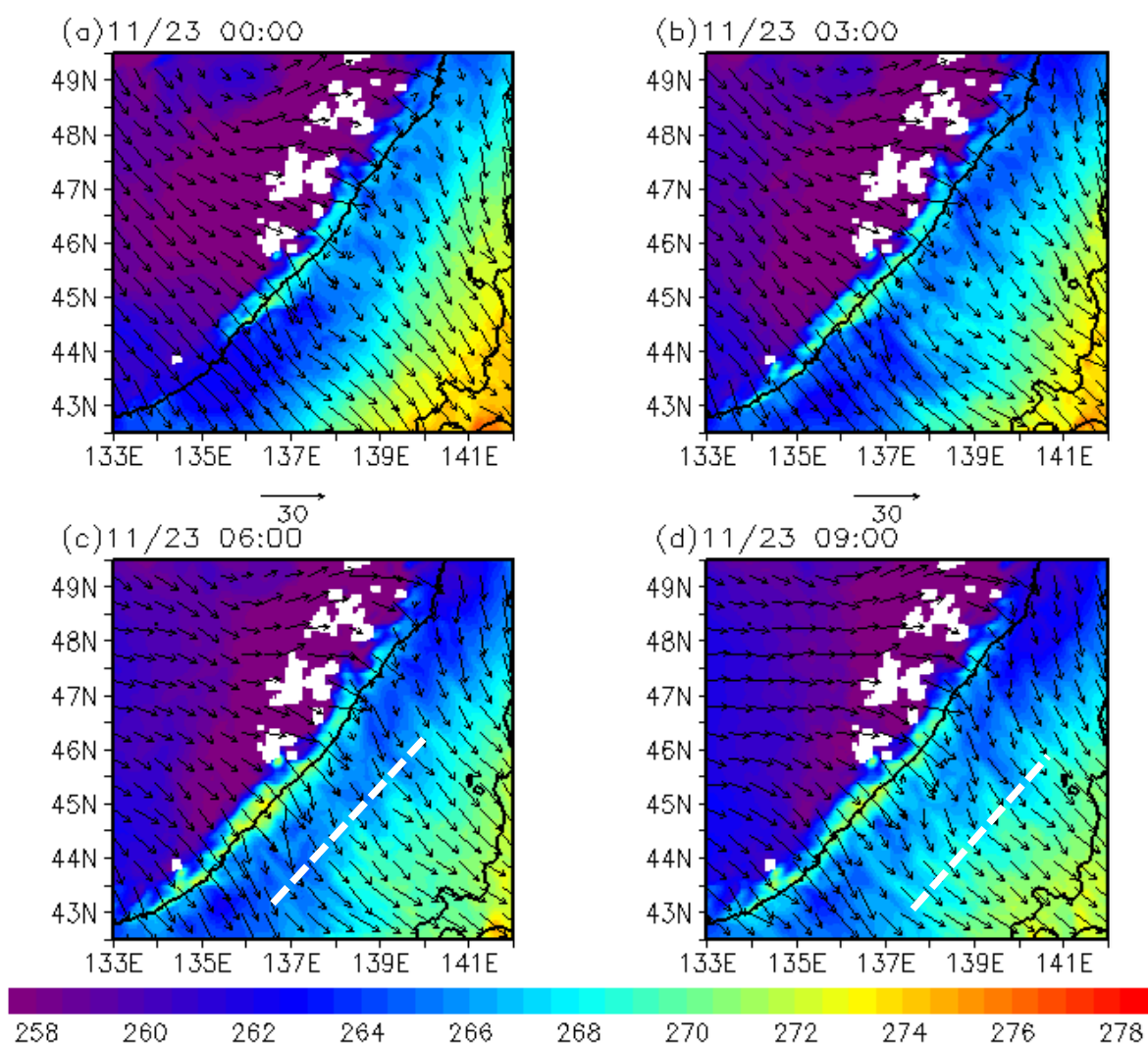


図 17：高度 1000m における温位(K, シェード)と水平風(ベクトル)．  
白い箇所は地形，白い破線は水平シアの箇所．

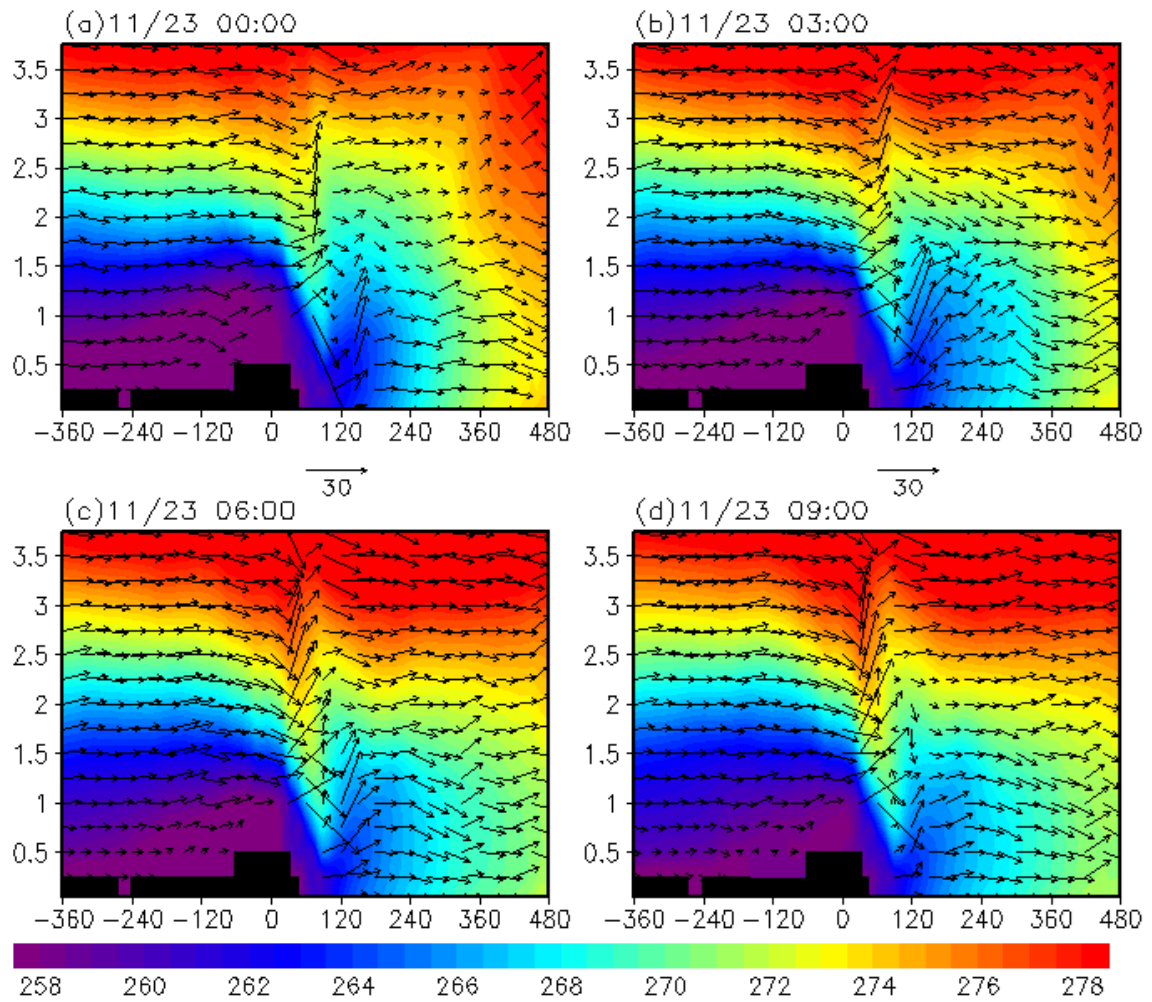


図 18：山脈に沿って空間平均した温位(K, シェード)と風速(ベクトル)の鉛直断面図 AB. 黒い箇所は地形.



山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分の鉛直断面図を図 19 に示す。(a) 23 日 00 時をみると、前線が風下 360 km まで進み、(b) 03 時には風下 480 km をこえていた。前線通過に伴い、風下 360 km 付近では北東方向の成分が弱まり、(c) 06 時の時点では南西方向の成分が優勢となっていた。南西方向の成分と北東方向の成分の境目は高度 1250m 付近であった。1500m より高いところの南西方向の成分は時間が経つにつれて北東方向の成分に変化していた。23 日 0 時には前線の位置に山脈に沿った風速の顕著な水平シアがあるが、その後方、120~200 km 付近の高度 1000~1500m 付近でも、風速 = 0 となる白い線が傾いており、水平シアがあることが分かる。この領域は風下に伝播し、23 日 03 時は 240 km 付近に、23 日 06 時には 360 km 付近に示されている。先に高度 1000m のホフメラー図(図 11) に示した、前線通過後に見られた風下に伝播する山脈に沿った風向の変動は、これに対応している。

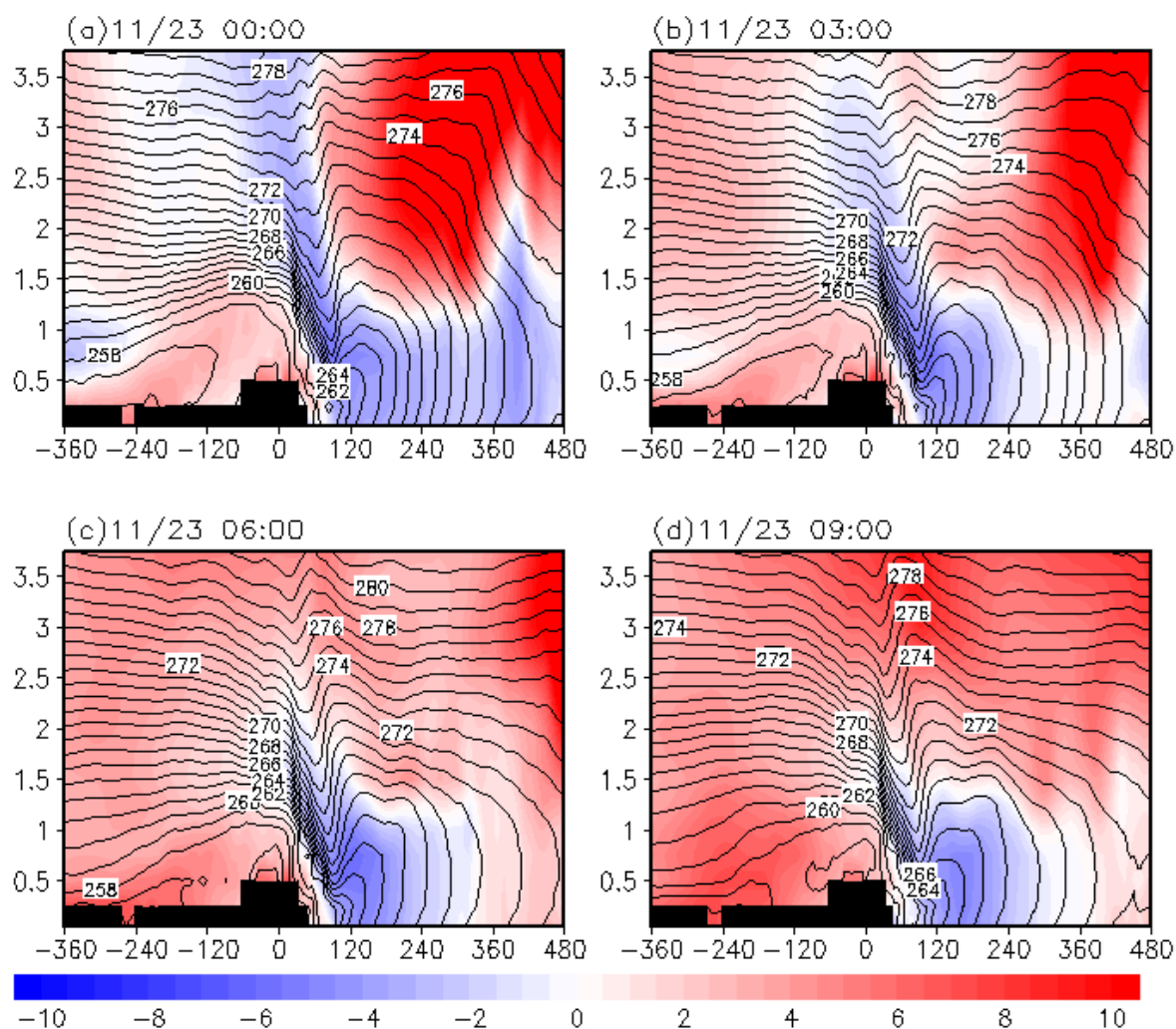


図 19：山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分(m/s, シェード),  
山脈に沿って空間平均した温位(K, コンター)の鉛直断面図 AB.

## 4.2 シホテアリニ山脈の標高を半分にした感度実験

シホテアリニ山脈全体の標高を半分にした感度実験を行った。図 20 に基準となる実験の地形の標高と、シホテアリニ山脈の標高を半分にしたモデル地形を示す。

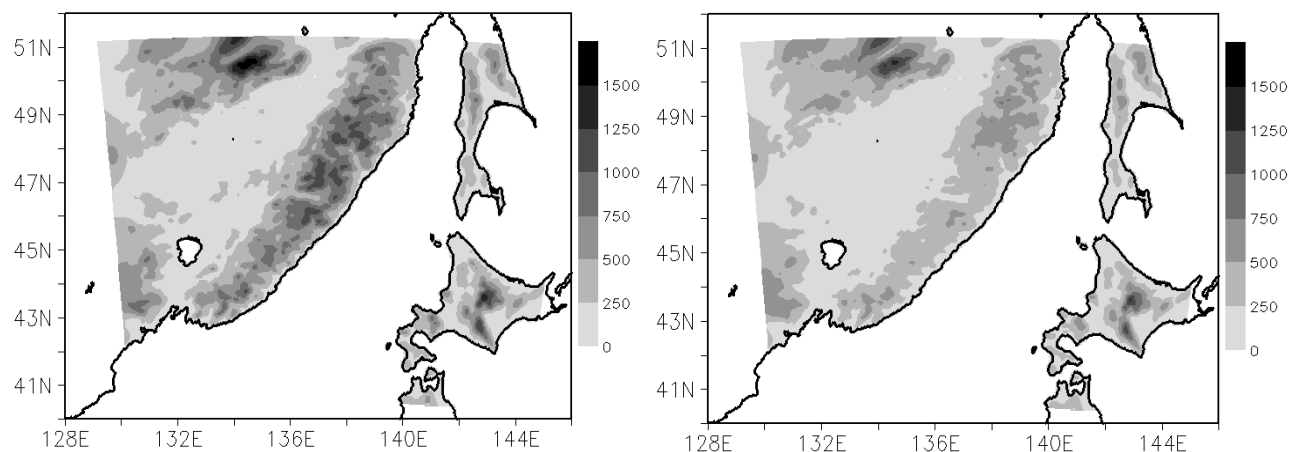


図 20: 基準実験のモデル地形(左), シホテアリニ山脈の標高を半分にしたモデル地形(右)

基準実験の輝度温度と山脈の標高を半分にした実験の輝度温度を比較した図を図 21 に示す。シホテアリニ山脈の地形を半分にした結果、山脈風下で全体的に雲が広がり、太い雲バンドと周囲の筋状雲の蛇行は起こらなかった。高度 1000m における山脈に平行な風速を平均した値のホフメラー図(図 22)をみると、山脈風上である大陸側と前線通過前は標高を半分にする前(図 7)と似た分布をしていた。前線通過後の南西方向の成分の極大域が山脈を半分にした地形の結果では約 6 時間ほど遅い箇所にできていた。また、風下 240 km 付近で図 7 のように風速が入れ替わるようなこともなく、ホフメラー図からも蛇行は確認できなかった。

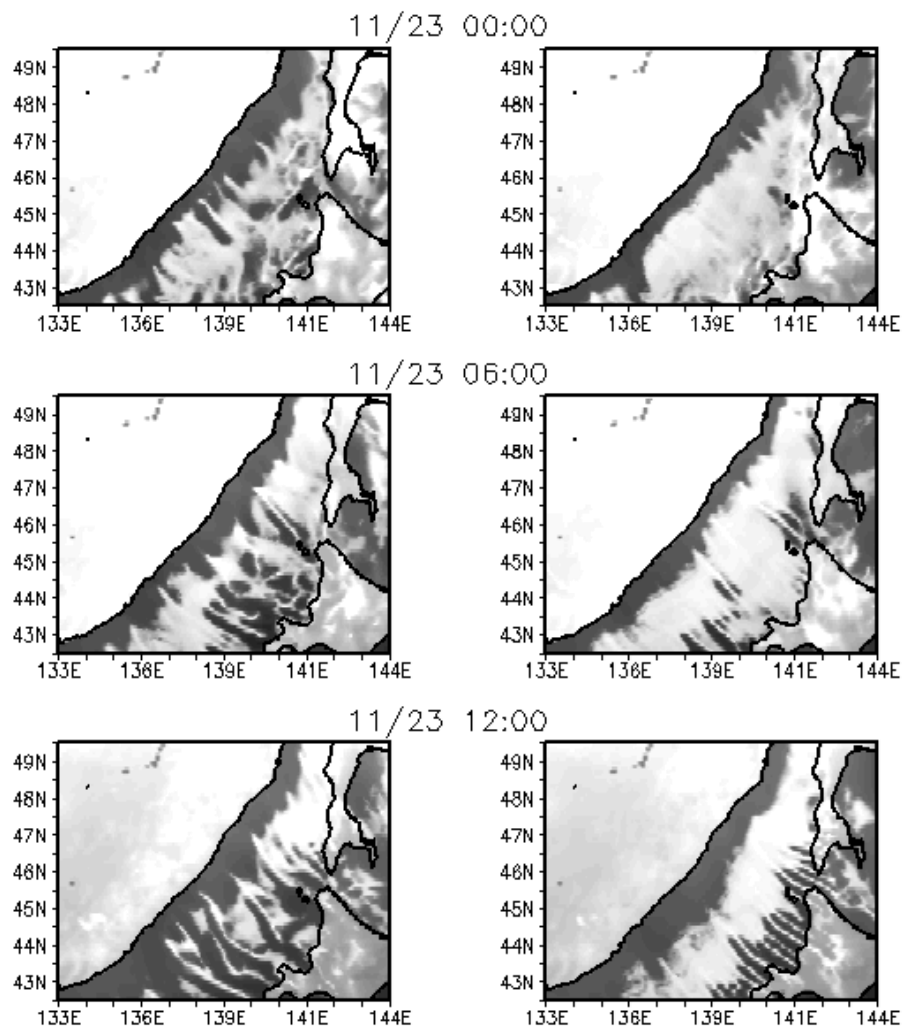


図 21：再現実験結果から求めた輝度温度(左)，  
シホテアリニ山脈の標高を半分にした感度実験結果から求めた輝度温度(右)



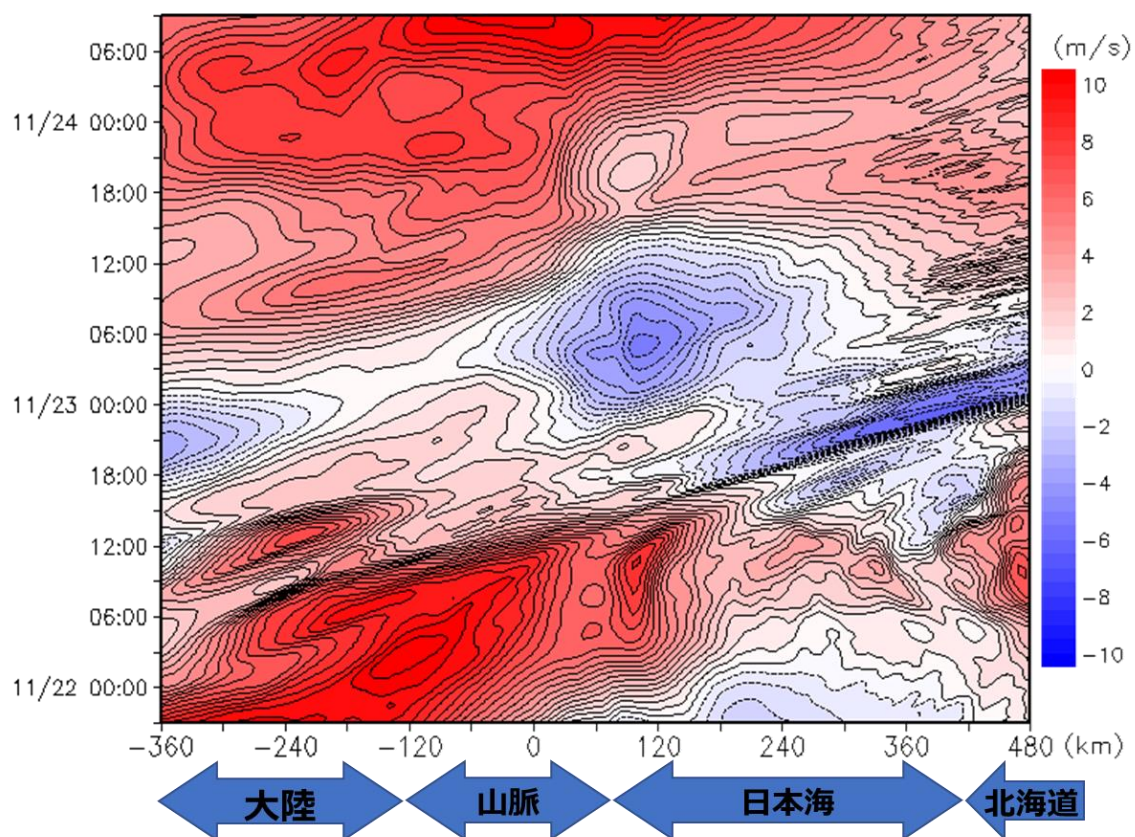


図 22：高度 1000m における山脈に平行な風速成分を平均した値のホフメラー図  
(シホテアリニ山脈の標高を半分にした実験結果).

高度 1000m における上昇流の平面図を図 23 に示す。標高を半分にする前(図 16)と比べると、海岸線沿いに上昇流の強い箇所ができていたが 23 日 09 時には弱まっていた。図 16 の 03 時と 06 時でみられた蛇行はみられず真っすぐの状態が続いていた。全体的に海上の帯状の上昇流の強いところは図 12 より比較的細かった。

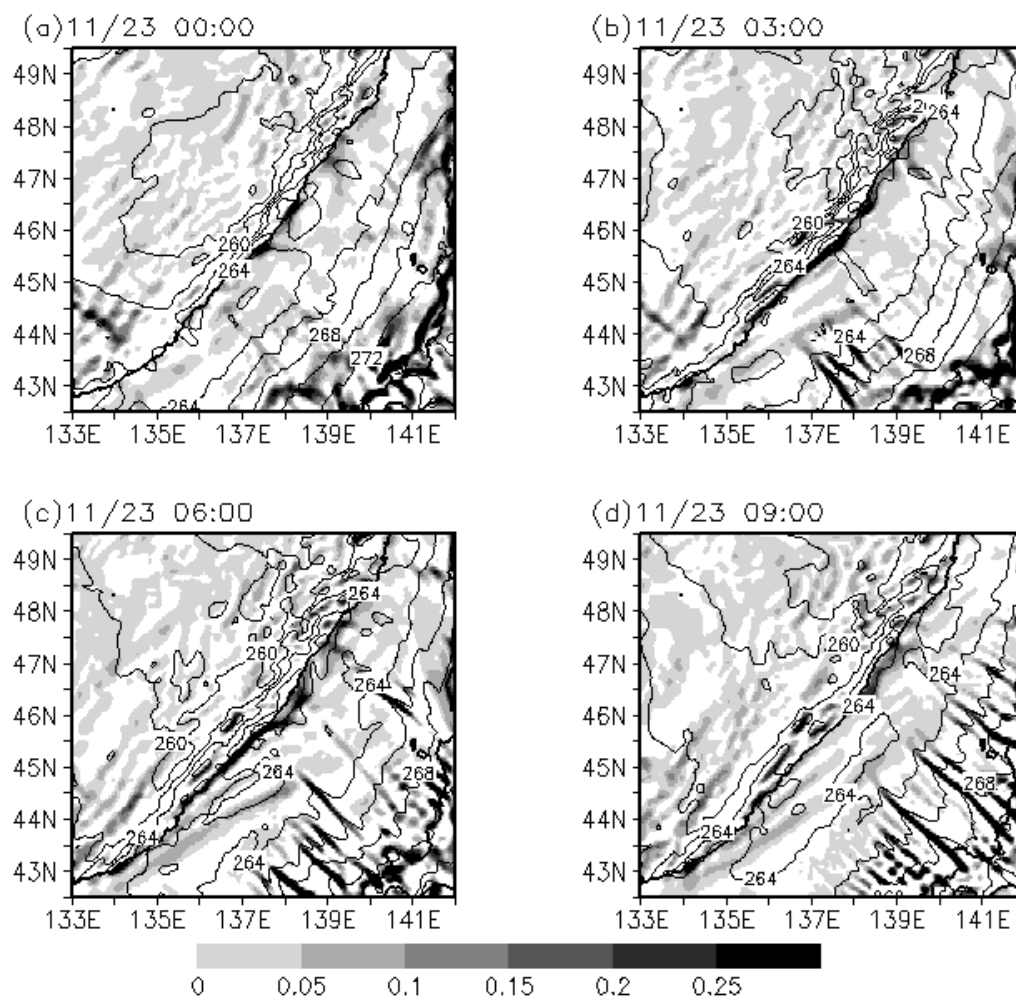


図 23：高度 1000m における鉛直風(シェード, m/s),  
温位(コンター, K). 白い箇所は地形.

高度 1000m における温位の水平図を図 24 に、山脈に沿って空間平均した温位の鉛直断面図を図 25 に示す。山脈の標高を半分にする前と同様、寒気が吹き出していることがわかる。海上へ吹き出した温位は地形変更前より低く、南西側と北東側の温位差も小さかった。海岸線に沿って周囲より高温位の箇所は現れたが、図 17 ほど明瞭ではなかった。鉛直断面図をみるとおろし風およびハイドロリックジャンプが基準実験に比べ弱く、上空の高い温位が下りてきていないことが分かった。

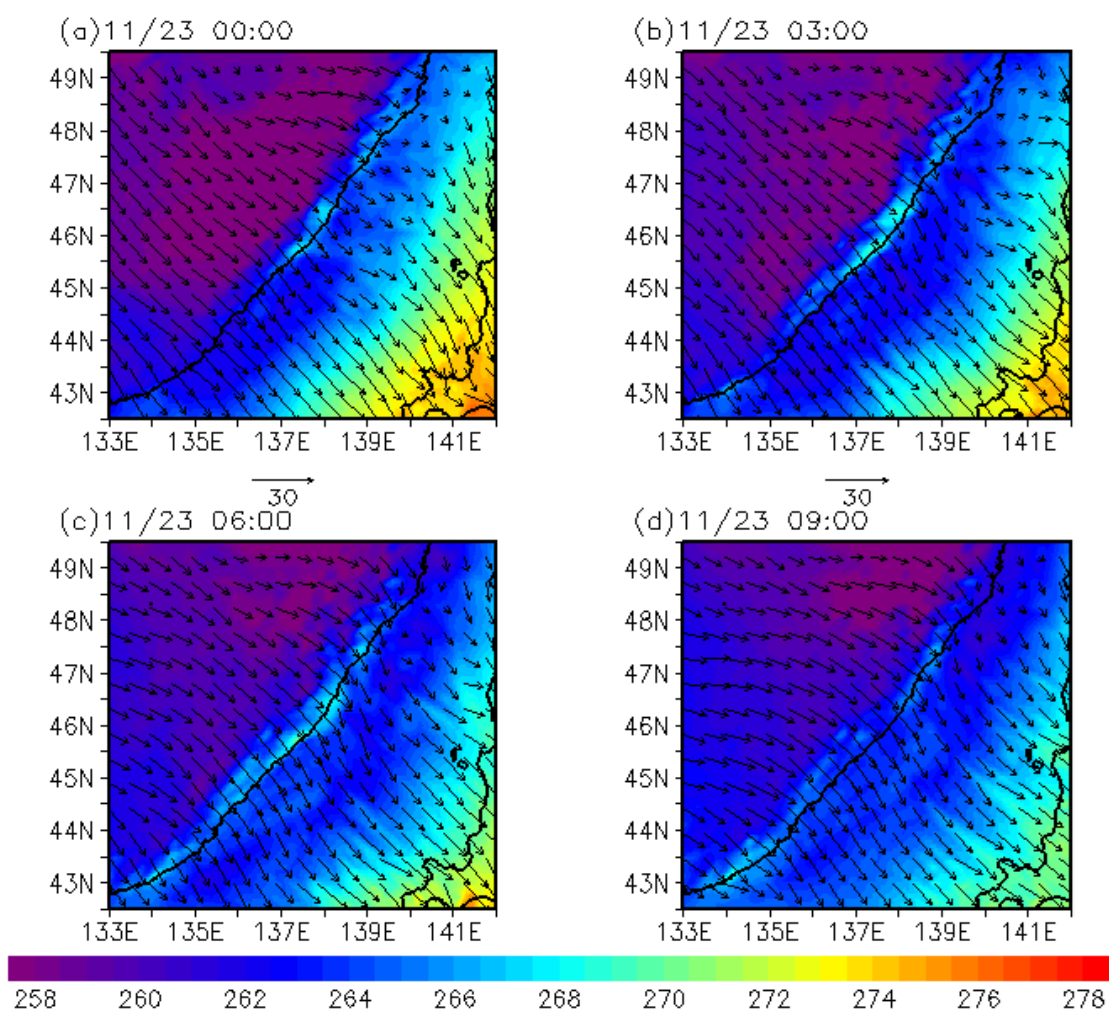


図 24：高度 1000m における温位(K, シェード)と水平風(ベクトル).

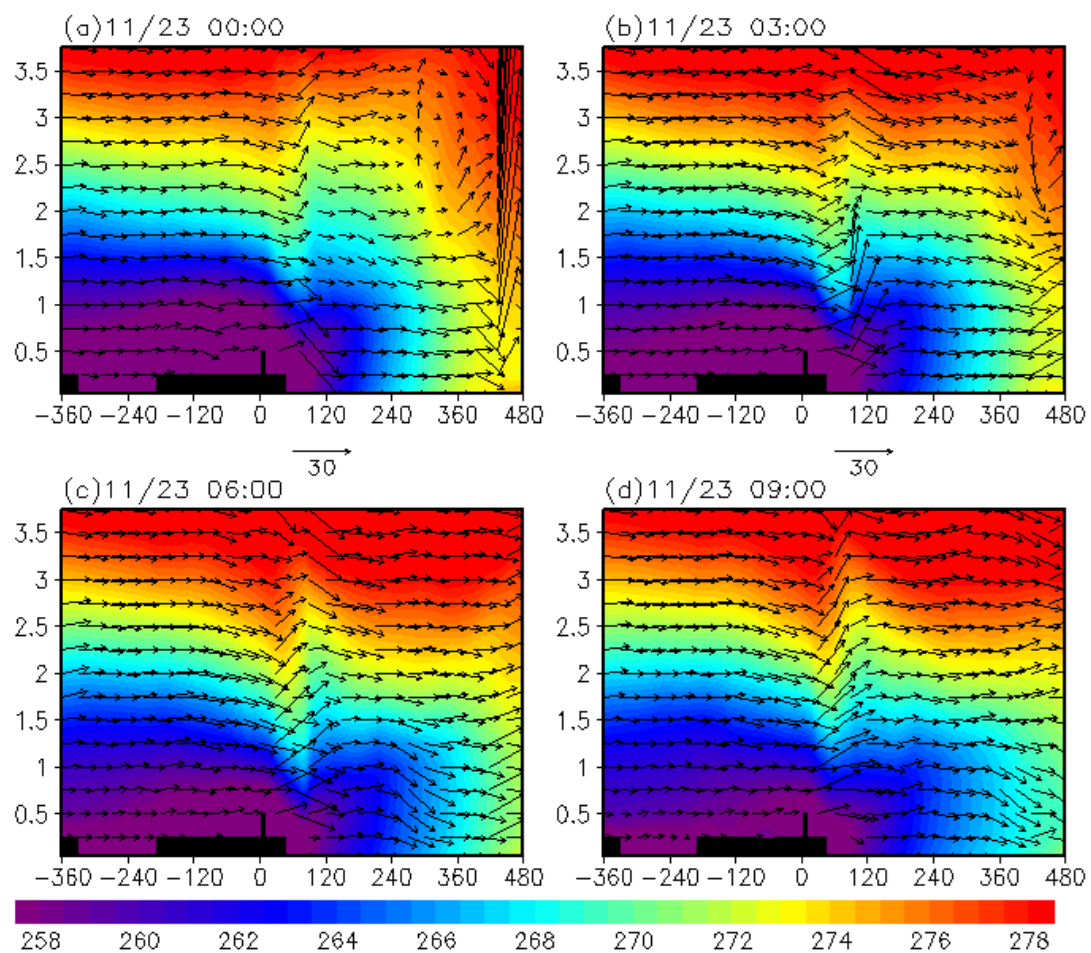


図 25：山脈に沿って空間平均した温位(K, シェード)と風速(ベクトル)の鉛直断面図 AB. 黒い箇所は地形.

山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分の鉛直断面図を図 26 に示す。地形変更前(図 19)と同様、(a)00 時では前線が風下 360 kmまで進み、(b)03 時には風下 480 kmをこえていた。地形変更後では前線通過に風下 360 km付近では北東方向の成分が弱まらず優勢の状態が続いていた。南西方向の成分と北東方向の成分の境目は地形変更前より低く、高度 1000m 付近であった。

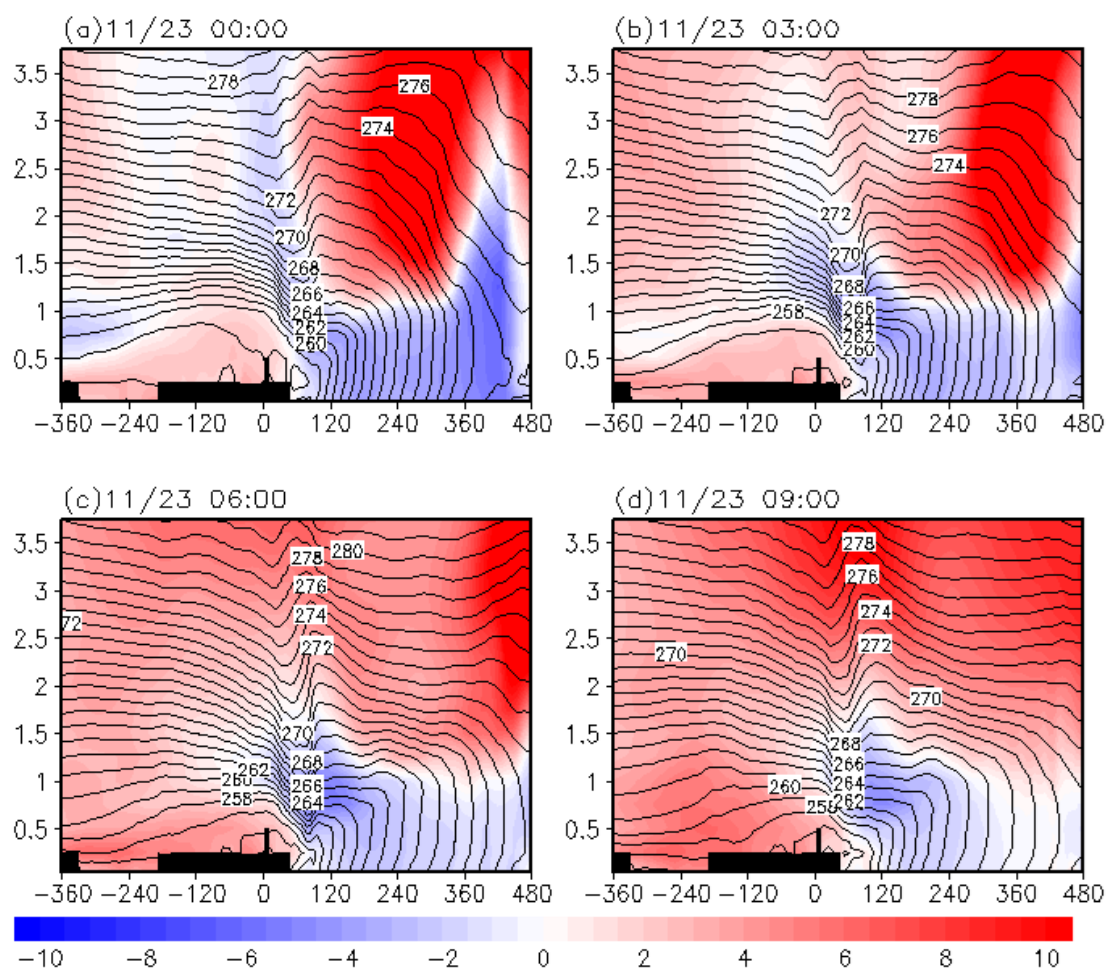


図 26：山脈に沿って空間平均した山脈に平行な風速成分(m/s, シェード),  
山脈に沿って空間平均した温位(K, コンター)の鉛直断面図 AB.



## 第5章 考察

### 5.1 雲バンドの蛇行のメカニズム

沿海州風下の雲バンドは22日15時ごろ発生し始め、23日の00時から始まり12時にかけて大きく1度波打ち、24日09時ごろ消滅した。雲バンドが形成され始める前まではシホテアリニ山脈の風下では、山脈に沿う成分（北東向き成分）の風速は正であった。寒気吹き出しによって下層の冷たい空気が山を越えて、シホテアリニ山脈風下の下層では山脈に沿う成分は負となった。これにより、山脈に沿う方向、すなわち雲バンドに直交する成分の風には高度1250m付近に顕著な鉛直シアができた。

図27にモデル層の下から5層目（地表面から400m程度）の山脈に直交する、吹き出し方向の風速のホフメラー図を示す。図11で見たように、前線は山脈（距離=0）を22日の14時ころに通過するが、前線通過後の数時間は山脈の風上、海上（100km～480km）でともに風速が大きくなっていることが分かる。その後、風上の風速は弱まるが、山脈の風下斜面および沿岸部（100km付近）では、22日の22時以降、風速が前線の通過直後よりも大きくなっていることが分かる。これは、おろし風が発生したことに対応する。

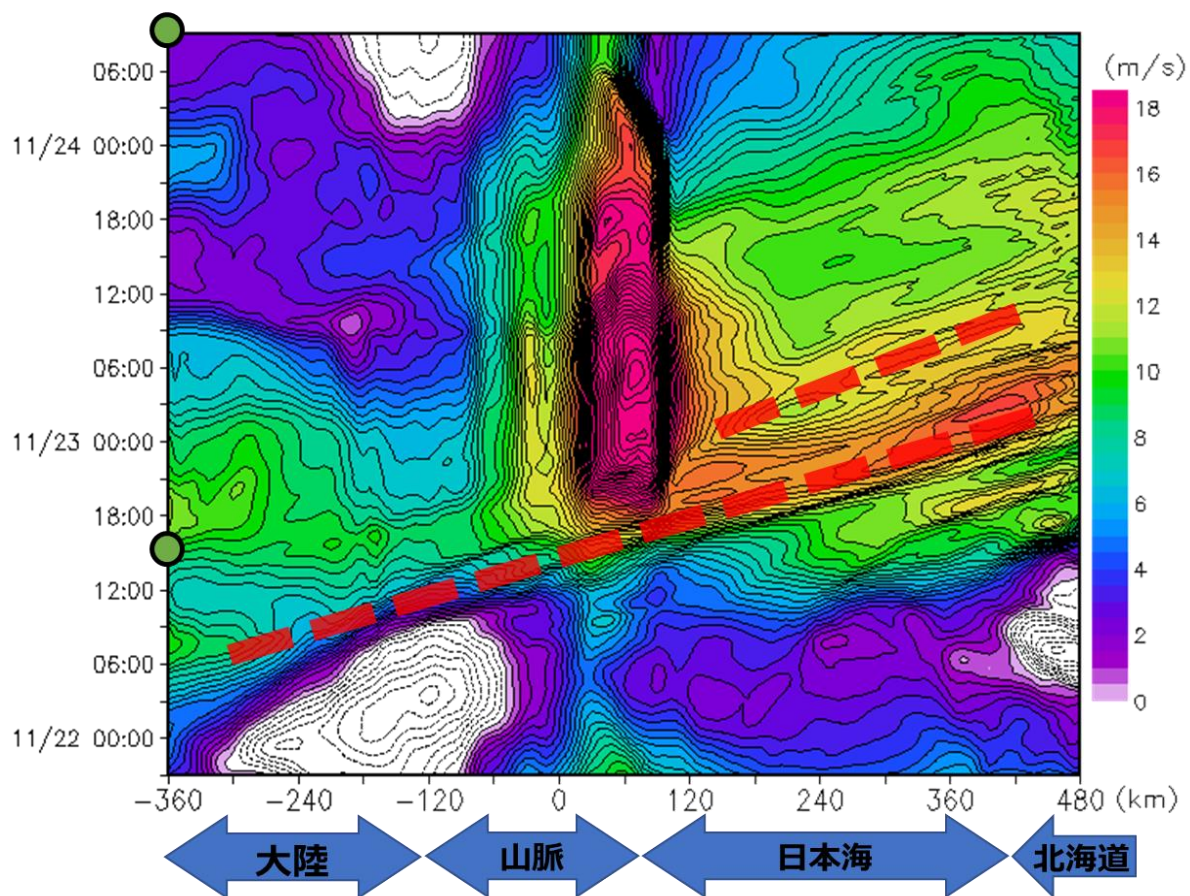


図27：図7モデルレベルの5層目（地表面からの高度400m付近）の山脈に直交する風速のホフメラー図。赤い破線は前線(下)、雲バンドの蛇行(上)に対応する。

図 28 に山脈の風上の平地におけるフルード数  $Fr=U/Nh_m$  の時間変化を示す。ここで  $h_m$  は、風上の平地の標高(約 0.2 km)と山脈の標高(約 1.0 km)の差の平均値で 0.8 km としている。U, Nはこの 0.8 km の層における山脈に直交する風速, 浮力振動数の平均値である。前線の通過直後の風速の増加に伴い,  $Fr$  は急激に増加し, 1 を大きく超える値を示す。この期間は, 図 14 b, c に示すように, 山脈風上の寒気は厚さをあまり変えずに山脈を乗り越えており, super critical なレジーム(斎藤 1994)に相当する流れ(図 29,③)になっていると考えられるが, その後風速の減少により  $Fr$  は 1 を下まわり, 変動はあるものの 24 日 06 時くらいまで 1 前後の値を取る。この期間は, おろし風およびハイドロリックジャンプが起きている期間と対応している。その後の風速および  $Fr$  の減少により, subcritical なレジーム(図 29,①)に移行し, ハイドロリックジャンプが終了したと考えられる。

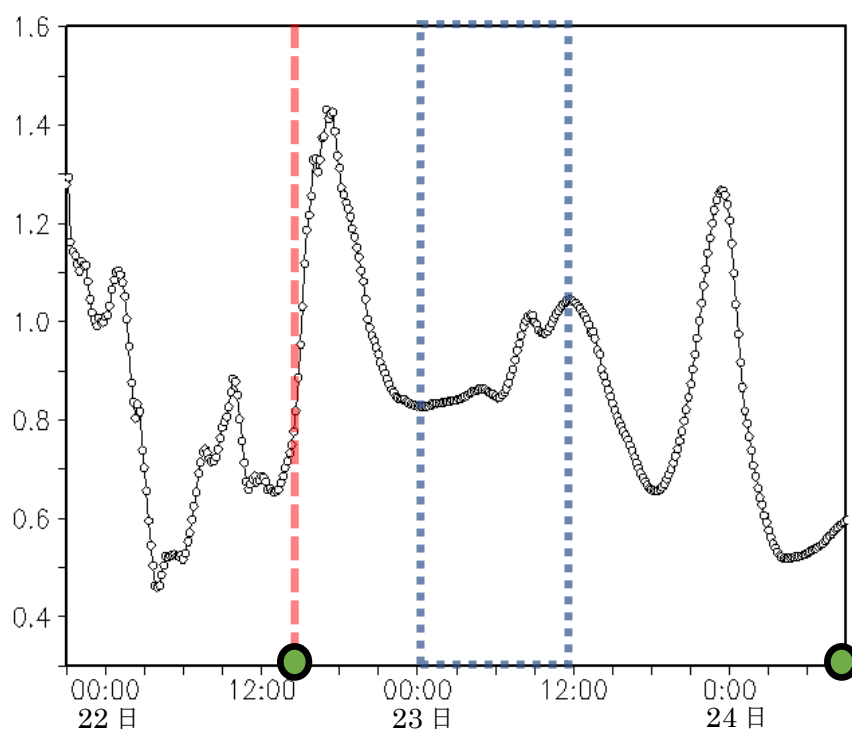


図 28：山脈の風上の平地におけるフルード数 ( $Fr$ ) の時間変化。

赤い破線は山脈上を前線が通過, 青い破線の枠は雲バンドが蛇行した時間に対応する。

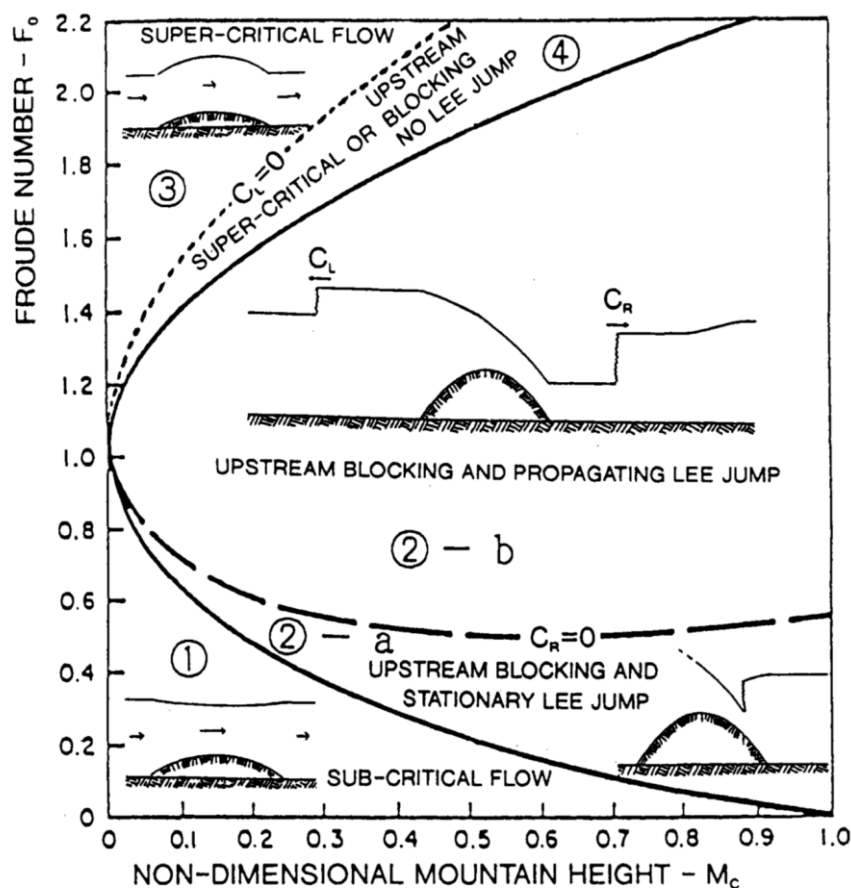


図 29：山を越える浅水流のレジーム図（斎藤 1994 より）.

おろし風が生じると、風下斜面では山脈に直交する風速の増加に対応し、コリオリ力の増大により吹き出しに直交する風速（南西方向）成分が増大する。図 11 に示したように、おろし風に伴うジャンプによって南西成分の運動量を持った下層の寒冷な空気塊が上空へ持ち上げられる。持ち上げられた空気塊は風下へ伝播していくが、環境場の風は上空ほど北東成分の風が強くなっているため、持ち上げられた空気塊の先端では風下の空気との間に、雲バンドに直交する方向の水平シアが発生していた。この水平シアにより、南西側に凸となる雲バンドの蛇行が生じることがわかった。ジャンプはその後長時間持続するが、顕著な水平風シアが生じるのはハイドロリックジャンプの開始時に持ち上げられた空気塊の先端付近だけなので、十分時間が経過すると蛇行部分は日本に上陸し、海上の雲バンドは直線的になった。また、モデル結果の上昇流を見ると、雲バンドに対応する上昇流の蛇行は



寒気吹き出しが弱まり、それまで継続していたハイドロリックジャンプが終わるタイミング（24日09時頃）でも起きていたことが確認できた。これは、それまで上空に運ばれていた南西成分の風が、北東成分と入れ替わる際にできる水平シアによってできる蛇行だと考える。この蛇行は、衛星画像ではあらわれていなかったが、モデルの上昇流には明瞭に見られた。水平シアの向きは最初の蛇行時と逆向きになるため、雲バンドは初期の蛇行とは反対の北東に凸であった(図30)。

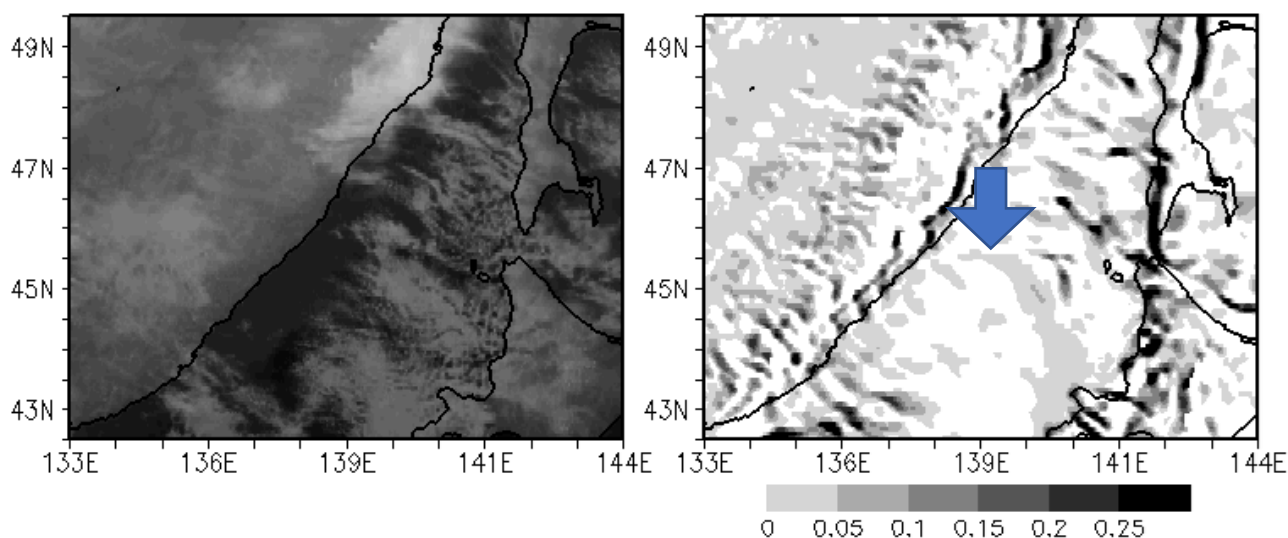


図30：11月24日9時の衛星画像(左)と上昇流(m/s)(右).  
矢印は北東に凸な蛇行をしている箇所.

この事例では、寒冷前線背後の非常に強い吹き出しが弱まり、おろし風とハイドロリックジャンプが始まる際と、さらに寒気吹き出しが弱まり、おろし風とハイドロリックジャンプが終了する際に蛇行が発生したと考えられる。他の寒気吹き出し事例について衛星画像から確認してみると、本研究の事例と同様、寒気吹き出しの初期段階と、吹き出し終盤に雲バンドおよび周辺の筋雲の蛇行が起きる傾向があることが確認できた。その1例として、2017年2月1日から3日にかけて発生した雲バンドの衛星画像を図31に示す。1日の18時・21時から蛇行、2日の1時に直線的、3日の7時には消滅する際の北東側に凸の蛇行が確認できる。

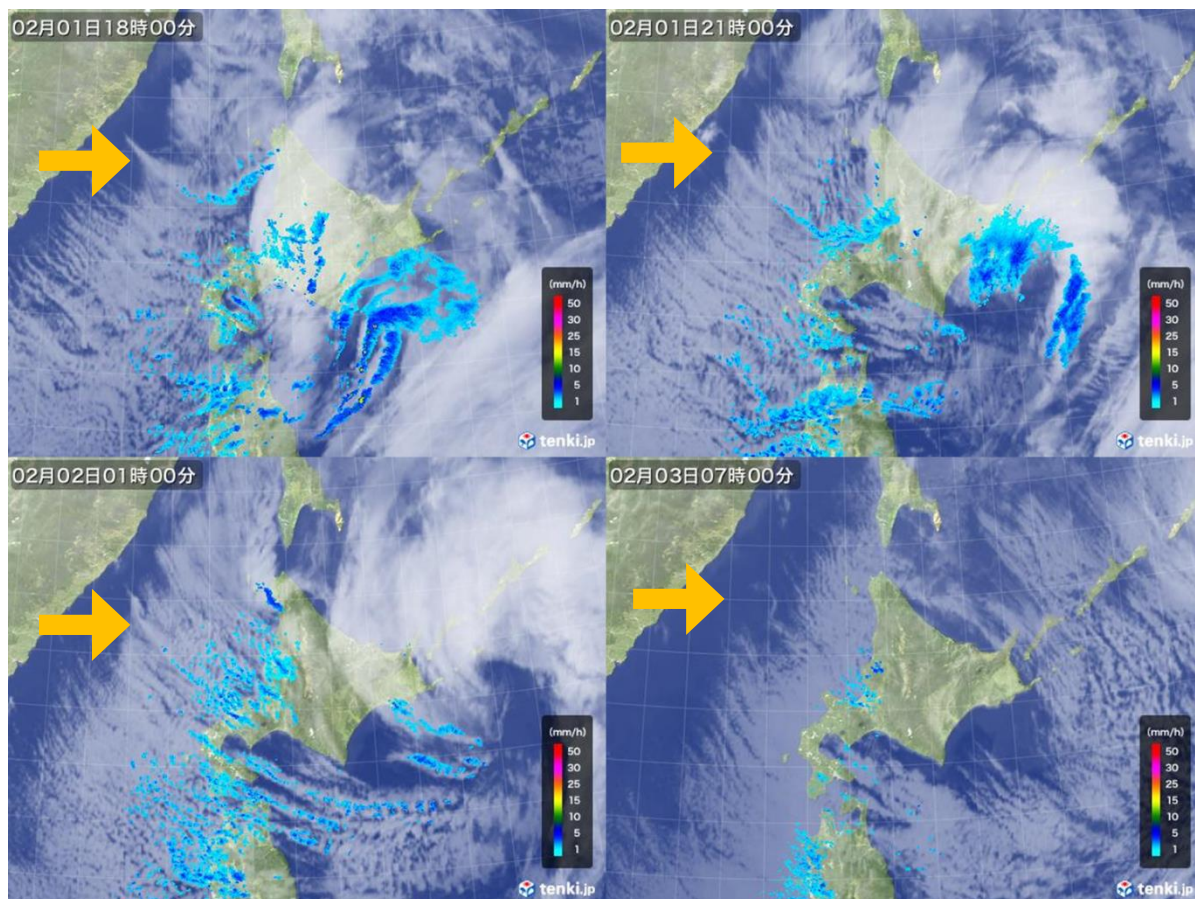


図 31：2017 年 2 月 1 日～3 日にかけて発生した雲バンドの衛星画像(tenki.jp より).  
矢印は雲バンド，カラーは雨雲.

以上のことから，雲バンドおよび周辺の筋雲の蛇行は，山脈風下のハイドロリックジャンプによって持ち上げられた下層の空気が，風向の異なる上空の空気との間に水平シアを作り(図 32)，この水平シアが風下に伝播するために生じると考えられる．顕著な水平シアが作られるのは，ハイドロリックジャンプの開始時(図 33)，もしくは終了時(図 34)であるため，寒気吹き出しが強まる段階，弱まる段階で雲の蛇行が起こると考えられる．

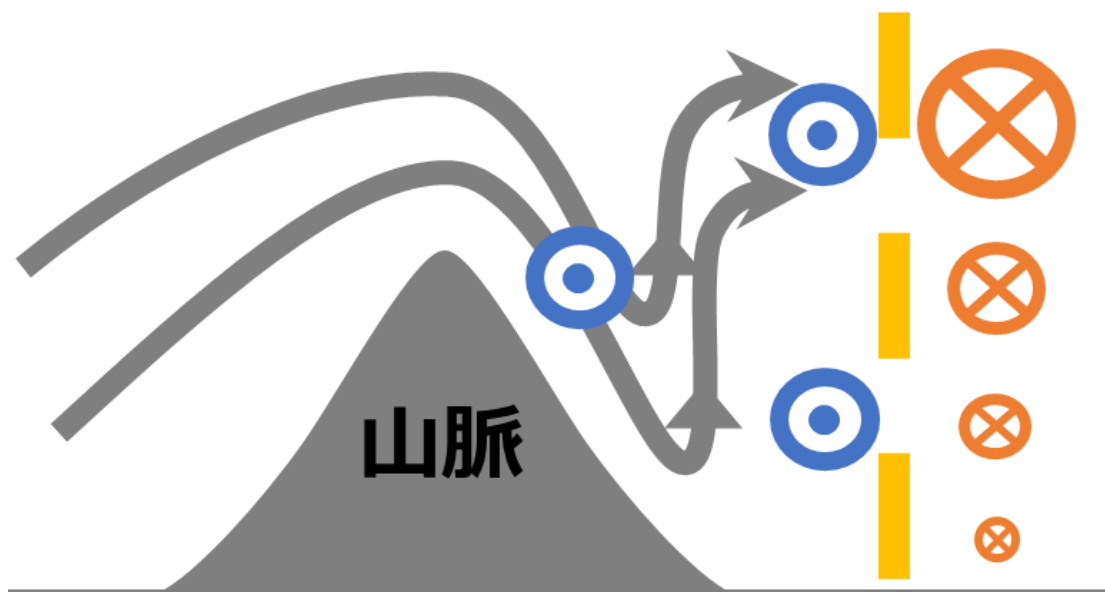


図 32：雲バンド蛇行のメカニズムの模式図(断面図)

灰色の線は流線，黄色い破線はシアをあらわす

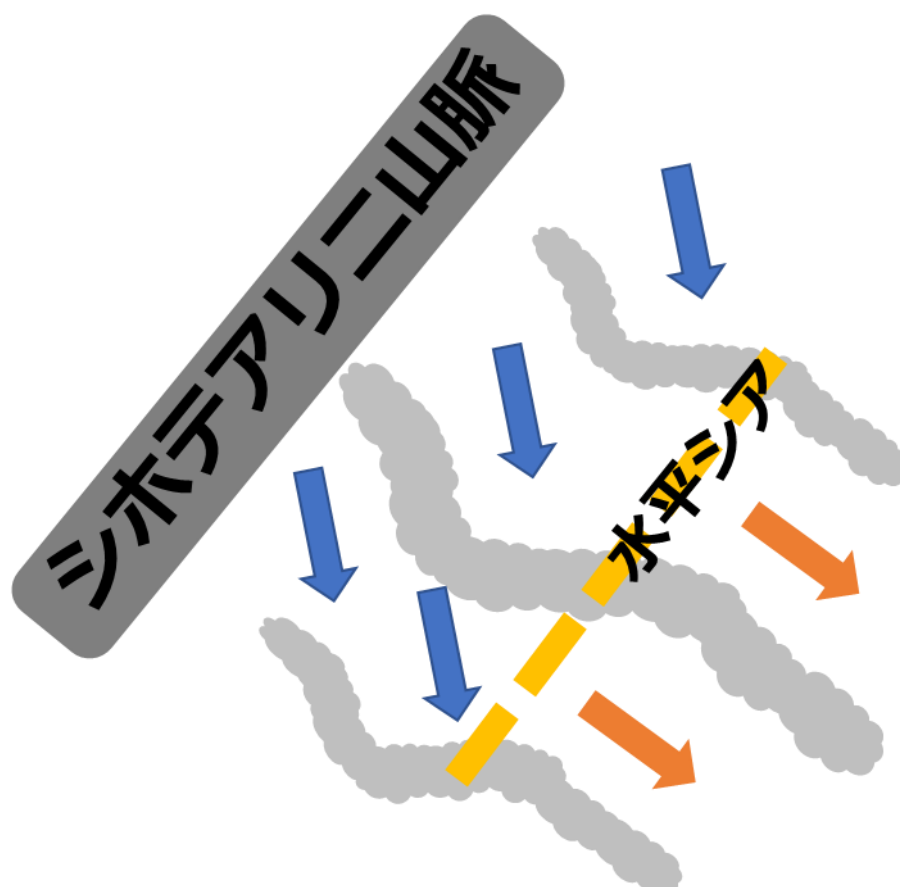


図 33：寒気吹き出しが強まる段階の雲バンド蛇行のメカニズム(水平図).

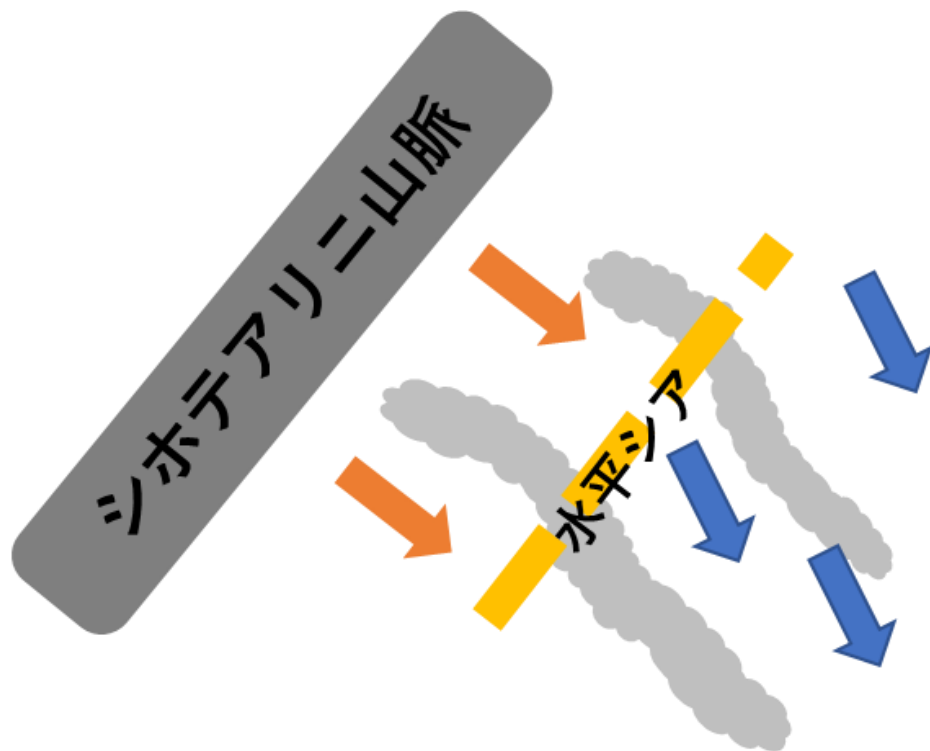


図 34：寒気吹き出しが弱まる段階の雲バンド蛇行のメカニズム(水平図).

## 5.2 シホテアリニ山脈

シホテアリニ山脈の標高を半分にした感度実験では地形変更前より山脈風下で全体的に雲が広がり、筋状雲の数が増えた(図 21). また、雲バンドと周囲の筋雲の蛇行が起らなかった. このことから、雲バンドの蛇行現象は風上側に位置するシホテアリニ山脈の地形の効果によって起きたと考えられる. 上昇流の強い箇所が地形変更前より全体的に下流側でできており、Ohtake et al.(2009)に示された雲バンド形成初期位置( $137.6^{\circ}$  E,  $45.2^{\circ}$  N)が風下側に変化していた. これは、Ohtake et al.(2009)の特定の山岳の標高を半分にする感度実験と似た結果であった. 寒気吹き出しによる約 265K の温位の位置で収束域、雲バンドと対応しており、山脈を半分にしたことによって下層の寒冷な空気が山を越えやすくなったため、風下の温位が地形変更前より低くなり、雲バンド形成初期位置が変わる、日本海上の空気との温位差が大きくなり雲が増えたのだと考える.

また、山脈の標高を半分にすることでハイドロリックジャンプが弱くなっていた. そのため、山越え気流によってできる下層の南西成分を持つ気流が持ち上げられず、上空で水平シアができないことで蛇行が起きなかったと考える. この実験からも、シホテアリニ山脈風下のハイドロリックジャンプが雲の蛇行の原因であると言える.

## 第6章 まとめ

本研究では、2018年11月22日～24日にシホテアリニ山脈上を通過した前線によって沿海州の風下で発生した雲バンドについてWRFを用いた数値実験を行い、雲バンドの蛇行のメカニズムについて調べた。衛星画像をから雲バンドは23日0時から12時にかけて大きく1度蛇行していることが確認できた。数値実験でも、太い雲バンドの形成初期位置、雲バンドおよび周辺の筋状雲の蛇行の形と上手く再現できていた。

実験結果の解析から、寒気吹き出しに伴ってシホテアリニ山脈の風下でハイドロリックジャンプが広範囲でほぼ同時に発生することで、太い雲バンドと周辺の筋雲の蛇行が生じたことがわかった。雲バンドに直交する山脈に平行な風速の変動から約8時間周期で雲バンドが蛇行していたことが確認できた。シホテアリニ山脈上を前線が通過後、山脈に直交する風速は大きくなり、風上の気塊は厚さを保ったまま山脈を乗り越えた。その後、風速が小さくなったため、23日0時ごろに山脈風下の沿岸部の広範囲でおろし風による強風と、それに伴うハイドロリックジャンプが発生した。また、おろし風による下層風速の増加でコリオリ力の効果による山脈に沿った南西成分の風が強まった。この南西成分の運動量を持った空気塊はハイドロリックジャンプによって持ち上げられて、先端では周囲の北東成分の優勢な空気との間に顕著な水平風シアが発生した。この水平風シアが雲バンドを曲げ、風下に伝搬することで蛇行が生じたことがわかった。顕著な水平風シアは寒気吹き出しが弱まり、継続していたハイドロリックジャンプが終わるタイミングでもあらわれた。南西成分の風と北東成分の風が入れ替わるタイミングなので、最初の蛇行時とは逆向きである北東側に凸な蛇行が発生した。また、山脈全体の標高を半分にした実験ではハイドロリックジャンプは弱くなり、下層の南西成分の空気塊が持ち上げられなかったため、水平シアができず、雲バンドの蛇行は起きなかった。以上のことから、シホテアリニ山脈風下のハイドロリックジャンプが雲バンドの蛇行に関与していることがわかった。

本研究では、寒気吹き出し時に沿海州風下で発生する雲バンドの蛇行について、過去5年間の衛星画像から調べ、最も大きく蛇行していた事例を選択して解析を行っている。1季に10回程度雲バンドは発生し、本研究では衛星画像のみで別事例の検証を行った。そのため、別の事例についても数値実験で検証することで本研究の結果をより一般化することができる。

本研究の雲バンドの蛇行の周期は村松(1978)の周期とほぼ一致していた。帯状な雲のため局所的な降雪になるが、北海道西岸域の降雪量に周期性は見られなかったため、雲バンドと降雪量の関係はより調べる必要がある。また、本研究と気圧配置が似ており、同じメカニズムで蛇行したと考えられる。

## 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に指導していただき大変お世話になりました．厚くお礼を申し上げます．また，渡辺力教授，下山宏助教には大気陸面相互作用グループのゼミなどで，ご指摘やアドバイスをいただき深く感謝いたします．最後に，先輩や同期，後輩の方々のおかげで過ごしやすく楽しい環境で研究に励むことができました．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.

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.

斎藤和雄, 1994: 山越え気流について(おろし風を中心として), 天気, 41, 731-750.

Nagata, M., 1991: Further numerical study on the formation of the convergent cloud band over the Japan Sea in winter. J. Met. Soc. Japan., 69, 419-428.

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, J. Met. Soc. Japan, 87, 289-306.

Thompson, G., P. R. M. Rasmussen, and W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. Mon. Wea. Rev., 136, 5095-5115.

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, J. Met. Soc. Japan, 45, 232-250.