



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

이학석사 학위논문

태백산맥 풍하측 강풍의 종관규모 유형과 중규모 메커니즘 연구

A Study on Synoptic Patterns and Mesoscale
Mechanisms for Downslope Windstorms
in the Lee of Taebaek Mountains

2023년 2월

서울대학교 대학원

지구환경과학부

신예원

태백산맥 풍하측 강풍의 종관규모
유형과 중규모 메커니즘 연구

A Study on Synoptic Patterns and Mesoscale
Mechanisms for Downslope Windstorms
in the Lee of Taebaek Mountains

지도교수 김 정 훈

이 논문을 이학석사 학위논문으로 제출함
2022년 10월

서울대학교 대학원
지구환경과학부
신 예 원

신예원의 이학석사 학위논문을 인준함
2023년 1월

위 원 장 _____ 백 종 진 (인)

부위원장 _____ 김 정 훈 (인)

위 원 _____ 손 석 우 (인)

초 록

풍하측 강풍은 한반도에서는 태백산맥의 동쪽인 영동 지역에서 빈번하게 발생한다. 이 연구는 1979년부터 2019년까지 총 41년간 속초 또는 강릉에서 관측된 일 최대 순간 풍속이 20 m s^{-1} 이상인 경우를 태백산맥 풍하측 강풍 사례로 선정하였다. 다음으로, 총 668개 사례에 대한 NCEP-DOE 재분석 자료의 해면기압 배치를 기계학습 알고리즘인 Self-Organizing Map을 이용하여 8개 군집으로 분류하였다. 이를 크게 남고북저형, 서고동저형, 저기압 통과형 3가지 중규모 유형으로 묶어 분석하였다. 남고북저형은 봄철에 강한 남서풍이 불고 온난이류로 인해 기온이 상승할 때, 서고동저형은 겨울철에 강한 북서풍이 불고 한랭이류로 인해 기온이 하강할 때, 저기압 통과형은 발달한 경압성 저기압이 한반도 북부를 통과할 때 발생한다. 지상 관측 자료 분석 결과, 풍하측에서 공기가 고온건조해지는 썬 현상은 남고북저형에서 가장 뚜렷하게 나타난다. ERA5 자료를 이용하여 유형별 풍상측 흐름의 차이를 분석하였다. 그 결과, 남고북저형은 바람이 약하고 안정도는 대류권 하부에서 크고 중부에서 작으며, 서고동저형은 바람이 강하고 안정도는 대류권 하부에서 작고 중부에서 크며, 저기압 통과형은 바람이 강하고 안정도가 작다. 이로 인해 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘이 유형에 따라 달라진다. 물뿔은 서고동저형, 산악파의 부분 반사는 대부분의 사례, 산악파의 임계고도 반사는 남고북저형에서 자주 발생한다. 유형별 대표 사례를 선정하여 수치실험을 통해 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘을 분석하였다. 남고북저형에 속하는 2019년 4월 4일 사례는 Froude 수가 약 0.7로 유입되는 흐름이 비선형 효과로 인해 가속되는 효과가 크고, 풍하측에서 파동 파괴가 나타나며, 물뿔,

산악파의 부분 반사, 산악파의 임계고도 반사로 인해 발생한다. 서고동저형에 속하는 2016년 1월 19일 사례는 Froude 수가 약 1.1로, 유입되는 흐름이 물뿔으로 인해 가속되어 발생한다. 저기압 통과형에 속하는 2012년 11월 12일 사례는 Froude 수가 약 1.6으로, 유입되는 강한 흐름이 풍하측으로 전파하는 산악파에 의해 가속되어 발생한다.

주요어 : 풍하측 강풍, 산악파, 종관규모 유형, 중규모 메커니즘, 태백산맥, Self-Organizing Map

학 번 : 2021-27533

목 차

1. 서론.....	1
2. 자료 및 방법.....	5
2.1. 풍하측 강풍 사례 선정.....	5
2.2. 종관규모 유형 분류.....	5
2.3. 지상 기상 요소의 특징 분석.....	12
2.4. 중규모 메커니즘 분석.....	14
2.5. 수치실험 설계.....	17
3. 결과.....	19
3.1. 종관규모 유형.....	19
3.2. 지상 기상 요소의 특징.....	25
3.3. 풍상측 흐름과 중규모 메커니즘.....	30
3.4. 대표 사례의 중규모 메커니즘.....	40
3.4.1. 사례 1 (2019년 4월 4일).....	47
3.4.2. 사례 2 (2016년 1월 19일).....	55
3.4.3. 사례 3 (2012년 11월 12일).....	61
4. 요약 및 결론.....	69
참고문헌.....	72
Abstract.....	78

그림 목차

- 그림 1. 대한민국의 지형(색). 태백산맥(Taebaek Mountains)과 영동 지역(Yeongdong region)은 각각 파란 실선과 빨간 상자로, 속초(SC), 강릉(GN)은 빨간 점으로, 인제(IJ), 대관령(DGL)은 파란 점으로, 춘천(CC), 원주(WJ)는 검은 점으로 표시되어 있음. 4
- 그림 2. ECV(빨간 실선)와 $d^2(\text{ECV})/dN^2$ (파란 점선)을 군집 개수 N에 대해 나타냄. 검정 세로 점선은 $N = 8$ 을 나타냄. 10
- 그림 3. TE (초록 실선)를 군집 개수 N에 대해 나타냄. 검정 세로 점선은 $N = 8$ 을 나타냄. 11
- 그림 4. 1979년부터 2019년까지 속초(왼쪽)와 강릉(오른쪽)에서 측정된 기온(위)과 상대습도(아래)의 매월, 매시간 평균. 가로축은 하루 중 시간을 나타내며, 각각의 곡선은 다른 월을 나타냄. 13
- 그림 5. M-Fr 평면에 모든 곳에서 임계이하 흐름인 영역(왼쪽 하단), 모든 곳에서 임계초과 흐름인 영역(왼쪽 상단), 풍상 측에서 흐름이 완전히 막히는 영역(오른쪽 하단), 물뿔 영역(중앙, 회색)을 나타냄. Fr과 M의 식을 오른쪽 상단에 나타냄..... 16
- 그림 6. 수치모델의 등지격자체계 영역 1을 지도로, 영역 2, 3을 검정색 상자로 나타냄. 북쪽과 남쪽의 보라색 별표는 각

- 각 속초와 강릉의 위치를 나타냄..... 18
- 그림 7.** SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 평균 해면기압 아노말리(색). 검정색 점은 p값이 0.01 이하인 영역을 나타냄. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함..... 22
- 그림 8.** SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 풍하측 강풍 사례의 월 분포. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함..... 23
- 그림 9.** SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 평균 850 hPa 온도 이류(색), 지위고도 아노말리(양의 아노말리에 대해 실선, 음의 아노말리에 대해 점선), 수평 바람 아노말리(화살표). 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함..... 24
- 그림 10.** (위) 춘천(검정색), 인제(파란색), 속초(빨간색), (아래) 원주(검정색), 대관령(파란색), 강릉(빨간색)에서 관측된 지상 기온 아노말리를 강풍 발생 전후 24시간에 대해 나타냄. 굵은 실선은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 중앙값, 음영은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 5-95% 범위를 나타냄. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함..... 28
- 그림 11.** (위) 춘천(검정색), 인제(파란색), 속초(빨간색), (아래) 원주(검정색), 대관령(파란색), 강릉(빨간색)에서 관측된 지상 상대습도 아노말리를 강풍 발생 전후 24시간에 대해

나타냄. 굵은 실선은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 중앙값, 음영은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 5-95% 범위를 나타냄. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함..... 29

그림 12. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 평균 풍상측 흐름의 산맥을 가로지르는 바람의 속도(U) (왼쪽), 정적 안정도(N^2) (오른쪽)의 연직 구조. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집의 곡선을 빨간색, 파란색, 초록색으로 나타냄..... 34

그림 13. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 역전층이 존재하는 사례의 비율(빨간 막대)과 Houghton and Kasahara (1968)의 기준에 따라 물뿔이 발생한 사례의 비율(파란 막대). 35

그림 14. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 Froude 수(Fr)가 0.3과 0.6 사이(분홍색 막대), 0.6과 1.12 사이(하늘색 막대), 1.12 이상(파란색 막대)인 사례의 비율. Fr 이 0.6과 1.12 사이로 물뿔이 발생한 사례의 비율을 숫자로 나타냄. 36

그림 15. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 U , N , Froude 수(Fr) 분포의 상자 그림. 주황색 선은 중앙값, 상자는 25-75% 범위, 막대 끝은 각각 5, 95% 값을 나타냄. 37

그림 16. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 산악파의 부분 반사가 발생한 사례의 비율을 산악파의 수평 파장이 5-50

km인 경우에 대해 나타냄.....	38
그림 17. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 산악파의 임계고도가 존재하는 사례의 비율(파란색), 그리고 그 근처에서 Richardson 수(R_i)가 1(초록색), 0.25(주황색), 0(빨간색)보다 작은 사례의 비율을 나타냄.....	39
그림 18. 사례 1(위), 2(가운데), 3(아래)에 대한 10 m 풍속(색), 해면기압(파란 실선), 수평 바람(바람깃) (왼쪽), 850 hPa 기온(색), 지위고도(파란 실선), 수평 바람(바람깃) (오른쪽).....	43
그림 19. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC (빨간색), 사례 2의 2016년 1월 19일 0000 UTC (파란색), 사례 3의 2012년 11월 12일 0000 UTC (초록색)에 대해 풍상층의 산악을 가로지르는 바람의 속도(U) (왼쪽), 정적 안정도(N^2) (오른쪽)의 연직 구조.....	44
그림 20. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC (위), 사례 2의 2016년 1월 19일 0000 UTC (가운데), 사례 3의 2012년 11월 12일 0000 UTC (아래)에 대해 AWS 지점에서 관측된 1분 최대 지상 풍속(왼쪽), 수치모델이 모의한 10 m 풍속(오른쪽).	45
그림 21. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC (위), 사례 2의 2016년 1월 19일 0000 UTC (가운데), 사례 3의 2012년 11월 12일 0000 UTC (아래)에 대해 AWS 지점에서 관측된 기온(왼쪽), 수치모델이 모의한 2 m 기온(오른쪽).	

.....	46
그림 22. 사례 1에 대해 속초(위)와 강릉(아래)에서 관측된 1분 최대(초록색), 1분 평균(하늘색), 10분 평균(파란색) 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속(빨간색)의 시계열.	
.....	50
그림 23. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC에 고도 1000 m (위), 6000 m (아래)의 수평 단면에 연직 속도(색), 수평 바람(바람깃), 지형(검정 실선)을 영역 3에서 나타냄. 빨간 실선은 그림 24의 속초 중심으로 연직 단면을 자른 부분을 나타냄.	51
그림 24. 사례 1의 2019년 4월 4일 0900(위), 1200(가운데), 1500(아래) UTC에 그림 23의 빨간 실선을 따라 속초 중심으로 자른 연직 단면. 단면에 나란한 바람의 속도(색, 왼쪽), 연직 속도(색, 오른쪽)를 온위(검정 실선)와 함께 나타냄. 왼쪽 그림에서 Richardson 수가 0.25, 0보다 작은 곳을 각각 파란색, 빨간색으로 표시함.	52
그림 25. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC에 풍상측 흐름으로부터 계산된 Scorer parameter (I^2)의 연직 구조를 나타냄. 검정 세로선은 오른쪽부터 수평 파장 5, 10, 20, 50, 100 km에 대응되는 수평 파수의 제곱을 나타냄.	53
그림 26. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC에 연직 속도의 파워 스펙트럼 밀도를 수평 파장과 고도에 대해 나타냄.	
.....	54

- 그림 27.** 사례 2에 대해 속초(위)와 강릉(아래)에서 관측된 1분 최대(초록색), 1분 평균(하늘색), 10분 평균(파란색) 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속(빨간색)의 시계열.
..... 57
- 그림 28.** 사례 2의 2016년 1월 18일 2030 UTC에 고도 1000 m (위), 5000 m (아래)의 수평 단면에 연직 속도(색), 수평 바람(바람깃), 지형(검정 실선)을 영역 3에서 나타냄. 빨간 실선은 그림 30의 속초 중심으로 연직 단면을 자른 부분을 나타냄. 58
- 그림 29.** 사례 2의 2016년 1월 18일 2030 UTC에 풍상측 흐름으로부터 계산된 Scorer parameter (I^2)의 연직 구조를 나타냄. 검정 세로선은 오른쪽부터 수평 파장 5, 10, 20, 50, 100 km에 대응되는 수평 파수의 제곱을 나타냄.
..... 59
- 그림 30.** 사례 2의 2016년 1월 18일 2030 UTC에 그림 28의 빨간 실선을 따라 속초 중심으로 자른 연직 단면. 단면에 나란한 바람의 속도(색, 위), 연직 속도(색, 아래), 온위(검정 실선)를 나타냄. 위의 그림에 Richardson 수가 0.25, 0보다 작은 곳을 파란색, 빨간색으로 표시함. ... 60
- 그림 31.** 사례 3에 대해 속초(위)와 강릉(아래)에서 관측된 1분 최대(초록색), 1분 평균(하늘색), 10분 평균(파란색) 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속(빨간색)의 시계열.
..... 64

그림 32. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 고도 1000 m (위), 10000 m (아래)의 수평 단면에 연직 속도(색), 수평 바람(바람깃), 지형(검정 실선)을 영역 3에서 나타냄. 빨간 실선은 그림 33의 강릉 중심으로 연직 단면을 자른 부분을 나타냄..... 65

그림 33. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 그림 32의 빨간 실선을 따라 강릉 중심으로 자른 연직 단면. 단면에 나란한 바람의 속도(색, 위), 연직 속도(색, 아래), 온위(검정 실선)를 나타냄. 위의 그림에 Richardson 수가 0.25, 0보다 작은 곳을 파란색, 빨간색으로 표시함. ... 66

그림 34. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 풍상측 흐름으로부터 계산된 Scorer parameter (I^2)의 연직 구조를 나타냄. 검정 세로선은 오른쪽부터 수평 파장 5, 10, 20, 50, 100 km에 대응되는 수평 파수의 제곱을 나타냄. 67

그림 35. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 연직 속도의 파워 스펙트럼 밀도를 수평 파장과 고도에 대해 나타냄. 68

1. 서론

풍하측 강풍은 흐름이 산악을 넘어가며 풍하측에서 가속되는 현상을 말한다. 풍하측 강풍은 돌풍을 일으켜 시설물을 파괴하거나, 난류를 발생시켜 항공기의 안전한 운항을 위협하거나, 산불이 발생했을 경우 이를 빠르게 확산시켜 진압을 방해하는 등 큰 피해를 불러올 수 있다.

풍하측 강풍의 대표적인 세 가지 발생 메커니즘은 물뿔, 산악파의 부분 반사, 산악파의 임계고도 반사이다. 첫 번째로, 물뿔은 풍상측에서 유입되는 임계이하 흐름이 풍하측에서 임계초과 흐름으로 가속되는 것을 의미한다. Long (1954)과 Houghton and Kasahara (1968)에 따르면, 천수(shallow-water) 이론을 바탕으로 풍상측 흐름의 Froude 수(Fr)가 임계이하이면서 너무 작지 않고, 산악의 높이가 흐름의 두께에 비해 너무 낮지 않을 때 물뿔이 발생할 수 있다. 물뿔은 연속적으로 성층화된 흐름에서도 발생할 수 있다. Lin and Wang (1996)은 풍상측 흐름의 Fr 을 기준으로 산악에 의한 흐름을 분류하였고, 그 중 Fr 이 0.6과 1.12 사이일 때 물뿔이 발생할 수 있다고 하였다. Smith (1985)는 물뿔이 발생할 때, 풍하측에서 파동 파괴로 인해 풍속이 작은 난류층이 형성되고, 그 아래에서는 흐름이 가속되어 유입되는 흐름이 분리된다고 한다.

두 번째로, 연직 위로 전파하는 산악파의 에너지는 배경 대기의 정적 안정도 또는 산악파의 연직 파수가 급변하는 고도에서 부분적으로 연직 아래로 반사될 수 있다(Klemp and Lilly 1975). 이때, 산악파의 연직 파장이 최적의 조건을 만족하면, 연직 위와 아래로 전파하는 산악파가 중첩되어 지상 풍속이 증가할 수 있다.

세 번째로, 연직 위로 전파하는 산악파는 산악을 가로지르는 바람의 방향이 반대로 바뀌는 임계고도를 만나면 그보다 위로 전파할 수 없다.

이때, 임계고도 근처의 Richardson 수(Ri)가 0.25보다 작으면, 연직 위로 전파하는 산악파의 에너지는 임계고도에서 흡수되지 않고 연직 아래로 반사된다. 이때, 산악파의 연직 파장과 임계고도 높이의 관계가 특정 조건을 만족하면, 연직 위와 아래로 전파하는 산악파의 보강 간섭에 의해 지상 풍속이 크게 증가할 수 있다(Clark and Peltier 1984).

한반도에서는 서풍 계열의 바람이 유입되는 조건에서 태백산맥의 풍하측이 되는 태백산맥의 동쪽인 영동 지역(그림 1)에서 풍하측 강풍이 빈번하게 발생한다. 태백산맥 풍하측 강풍에 대해서는 많은 연구가 이루어져 왔는데(Kim and Chung 2006; Jang and Chun 2010; Cho et al. 2015; Lee et al. 2020), 주로 봄철에 남고북저형 해면기압 배치에서 강한 남서풍 또는 서풍을 따라 따뜻한 공기가 유입되고, 산 정상 고도 근처에 역전층이 형성되었을 때 발생한다고 알려져 있다. 하지만 Cho et al. (2015)에 의하면, 태백산맥 풍하측 강풍은 가을이나 겨울에 다른 해면기압 배치에서 발생할 수도 있다. 그리고 Park et al. (2022)은 2018년 2월 14일에 저기압이 한반도 북부를 통과할 때 태백산맥 동쪽에서 발생한 풍하측 강풍 사례의 메커니즘을 분석하기도 하였다.

태백산맥 풍하측 강풍은 이처럼 다양한 종관규모 흐름에서 발생할 수 있으나, 그 유형을 분류하고 유형별 차이를 분석하는 연구는 없었다. 따라서 본 연구는 최근 41년간 발생한 태백산맥 풍하측 강풍의 종관규모 유형을 객관적으로 분류하고, 유형별 풍상측 흐름의 차이와 이로 인한 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘의 차이를 분석한 Shin et al. (2022)에서 출발한다.

그러나 이 연구는 장기간의 많은 사례의 유형을 분류하기 위해, 중규모 기상 현상을 나타내기에는 충분하지 않은 공간 해상도의 재분석 자료를 이용하여 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘을 분석하였다는 한계가

있었다. 따라서 본 연구는 Shin et al. (2022)을 확장하여, 유형별 대표 사례의 수치실험을 통해 중규모 기상 현상인 산악파를 모의함으로써 풍상측 흐름이 어떻게 산악파를 형성하였는지, 그리고 산악파와 파동 파괴가 어떻게 풍하측 강풍을 발생시켰는지 이해하려고 한다. 이를 통해 태백산맥 풍하측 강풍의 중규모 유형에 따른 중규모 메커니즘의 차이를 밝히려고 한다.

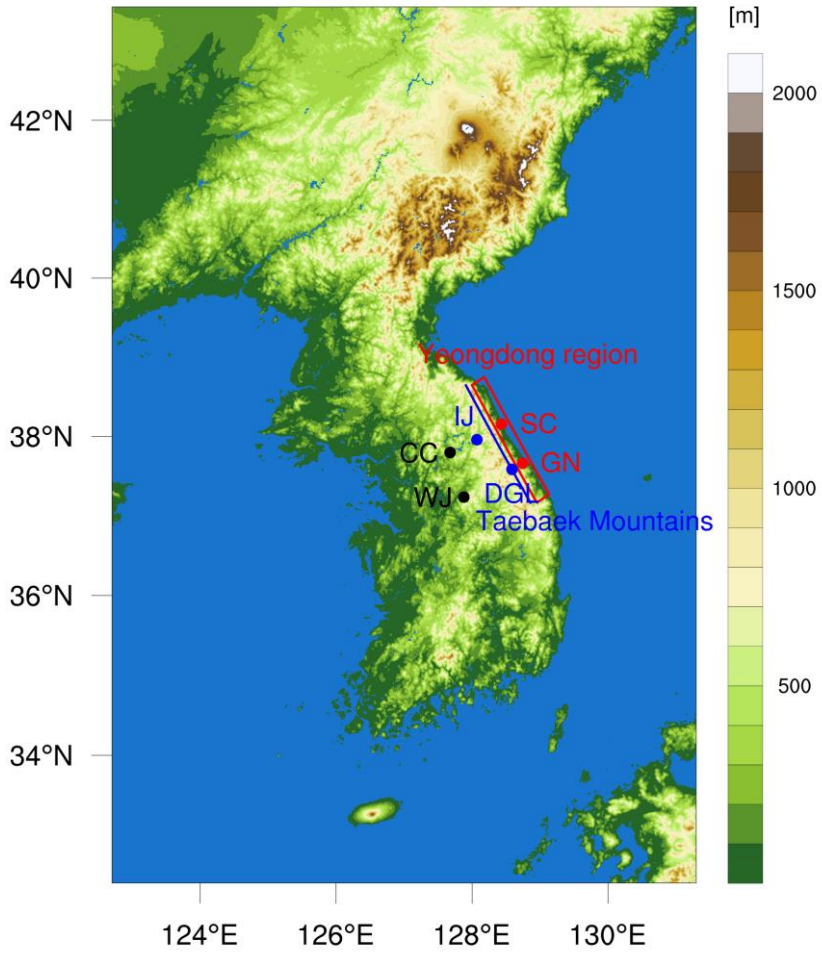


그림 1. 대한민국의 지형(색). 태백산맥(Taebaek Mountains)과 영동 지역(Yeongdong region)은 각각 파란 실선과 빨간 상자, 속초(SC), 강릉(GN)은 빨간 점으로, 인제(IJ), 대관령(DGL)은 파란 점으로, 춘천(CC), 원주(WJ)는 검은 점으로 표시되어 있음.

2. 자료 및 방법

2.1. 풍하측 강풍 사례 선정

1979년부터 2019년까지 속초 또는 강릉의 ASOS (Automated Surface Observing Systems) 자료로부터 얻은 일 최대 순간 풍속이 20 m s^{-1} 이상인 경우를 태백산맥 풍하측 강풍 사례로 선정하였다. 이때 일 최대 순간 풍속이 관측되었을 때의 풍향이 180° 와 360° 사이로 서풍 계열이고, 한반도 근처로 태풍이 지나가지 않았는지를 추가로 고려하였다. 그 결과, 41년간 총 668개 사례를 수집하였다.

2.2. 종관규모 유형 분류

태백산맥 풍하측 강풍 사례에 대해 NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction-Department Of Energy) 재분석 자료를 수집하였다. NCEP-DOE 재분석 자료는 6시간마다 제공되는 위도 2.5° , 경도 2.5° 의 격자 자료이다. 종관규모 유형을 분류하기 위해 해면기압을 이용하였으며, 유형별 종관규모 흐름의 차이를 분석하기 위해 850 hPa 등압면의 지위고도, 기온, 수평 바람을 이용하였다.

종관규모 유형을 객관적으로 분류하기 위해 기계학습 기법 중 하나인 Self-Organizing Map (SOM)을 사용하였다. SOM은 기계학습 알고리즘 중 비지도 인공신경망 알고리즘에 속하며, 차원 축소를 통해 주어진 자료의 특성을 요약하여 나타내고, 그 결과를 이용하여 주어진 자료를 군집으로 분류할 수 있다(Kohonen 1995). SOM은 다음과 같은 방식으로 설계되어 있다. SOM은 정해진 배열의 노드로 구성되어 있으며, 각 노드의 길이는 주어진 자료 하나와 같다. 우선 주어진 자료 x_i 와 각

노드 m_j 사이의 Euclidean 거리 E_{ij} 를 아래 식으로 계산한다.

$$E_{ij} = \sqrt{\sum_k [x_i(k) - m_j(k)]^2} \quad (1)$$

다음으로, 자료 x_i 에 대해 모든 노드 m_1, \dots, m_N 과 계산한 Euclidean 거리 E_{i1}, \dots, E_{iN} 중 가장 작은 값 E_{ic} 를 만드는 노드 m_c 를 선택한다. 그리고 m_c 와 배열에서 m_c 와 인접한 노드에 주어진 자료 x_i 와 비슷해지는 방향으로 가중치를 더해준다. 이 과정을 모든 자료에 대해 수행하는 것이 1회 훈련이며, 이 훈련을 여러 번 반복하면서 SOM은 최적의 결과로 수렴하게 된다. 또한 이런 훈련 과정을 거치면, SOM에서 가까운 곳에 위치한 노드는 서로 비슷한 특성의 결과를 나타내며, 멀리 떨어진 노드는 서로 크게 다른 특성의 결과를 나타내게 된다.

SOM의 설정 변수는 다음과 같이 선택하였다. Kohonen (2013)에 따르면, 일괄 훈련(batch training) 알고리즘이 단계적 재귀(stepwise recursive) 알고리즘에 비해 빠르고 안정적으로 결과에 수렴하므로, 일괄 훈련 알고리즘을 선택하였다. 노드를 선형적인 방법으로 초기화하였다. 노드의 모양을 직사각형으로 설정하여 각 노드에 인접할 수 있는 노드의 개수를 최대 4개까지 허용하였다. 그리고 노드 배열을 평면으로 설정하였다. 노드 m_c 와 m_j 사이의 관계를 나타내는 이웃함수 h_{cj} 는 Liu et al. (2006)을 따라 Epanechnikov 함수로 선택하였다.

$$h_{cj} = \max\{0, 1 - (d_{cj}/r)^2\} \quad (2)$$

여기에서 d_{cj} 는 노드 배열에서 m_c 와 m_j 사이의 거리를 나타낸다. r 은 이웃 반경으로, m_c 와 함께 가중치를 더해줄 m_j 의 범위를 결정한다. 훈련 과정은 두 단계로 이루어져 있는데, 첫 번째 단계에서는 노드 개수의 500배, 두 번째 단계에서는 노드 개수의 1000배 반복하여 SOM을 훈련한다. 이때 r 은 훈련 횟수에 따라 선형적으로 감소하는데,

첫 번째 단계에서는 $\max\{n_r, n_c\}$ (n_r, n_c 는 각각 노드 배열의 행과 열의 개수)에서 1로, 두 번째 단계에서는 3에서 1로 감소한다.

SOM에 입력하는 자료는 태백산맥 풍하측 강풍 사례의 NCEP-DOE 재분석 자료의 위도 20–60°N, 경도 100–150°E의 해면기압 아노말리이며, 이때 아노말리는 각 격자점에서 41년 전체 평균 해면기압에 대해 계산되었다.

SOM을 이용하여 유형을 분류할 때 가장 중요한 문제는 자료를 몇 개의 군집으로 분류할 것인지이다. 자료를 너무 적은 수의 군집으로 분류하면 자료에 담긴 세부적인 특성이 나타나지 않으며, 너무 많은 수의 군집으로 분류하면 결과를 해석하기 어렵다는 문제가 있다. 또한 각 군집에 수십 개 이상의 사례가 포함되어 있어야 각 군집 내 평균이나 중앙값 등이 통계적으로 의미 있다. 따라서 적절한 방법으로 군집 개수를 선택하는 것이 중요하다.

군집 개수를 선택하는 데에는 Explained Cluster Variance (ECV)와 Topographic Error (TE)를 이용하였다. 첫 번째로, ECV는 각 군집에 포함된 사례를 군집 내 평균이 얼마나 잘 설명하는지를 나타내는 양으로, 아래 식으로 계산된다.

$$ECV = 1 - \frac{WSS}{TSS} \quad (3)$$

여기에서 WSS (Within-cluster Sum of Squares)는 다음 식으로 계산된다.

$$WSS = \sum_{j=1}^N \sum_{i \in C_j} \sum_k [x_i(k) - \bar{x}_j(k)]^2 \quad (4)$$

이때, x_i 는 주어진 자료, \bar{x}_j 는 j 번째 군집 내 평균, C_j 는 j 번째 군집에 포함되는 i 의 집합, N 은 군집 개수이다. TSS (Total Sum of Squares)는 $N = 1$ 일 때의 WSS를 의미한다.

ECV는 0과 1 사이의 값으로, 높을수록 각 군집에 포함된 사례를 군집 내 평균이 잘 설명함을 의미한다. 일반적으로 ECV는 N이 커질수록 증가하며, ECV의 증가율은 N이 커질수록 감소한다. 이때 elbow 방법을 이용하여 군집 개수를 정할 수 있다. 어떤 군집 개수 N에 대해, 그보다 적은 수의 군집을 사용했을 때에 비해서는 ECV가 크게 증가한다. 하지만 그보다 많은 수의 군집을 사용하면 ECV가 크게 증가하지 않는다. 이 경우, 군집 개수를 N으로 선택할 수 있다.

그림 2는 노드 배열의 행이 2개일 때, 군집 개수 N에 대한 ECV와 이를 N에 대해 2번 미분한 양인 $d^2(\text{ECV})/dN^2$ 을 나타낸 것이다. ECV가 N이 커질수록 천천히 증가해 포화되는 것을 확인할 수 있으며, $N < 8$ 일 때는 N이 증가할수록 ECV가 크게 증가하나, $N > 8$ 일 때는 군집 개수가 증가할수록 ECV가 크게 증가하지 않는다. 이것을 $d^2(\text{ECV})/dN^2$ 으로부터 확인할 수 있다.

$$\frac{d^2(\text{ECV})}{dN^2} \approx \frac{(\text{ECV}_{N+\Delta N} - \text{ECV}_N) - (\text{ECV}_N - \text{ECV}_{N-\Delta N})}{(\Delta N)^2} \quad (5)$$

$\text{ECV}_{N+\Delta N}$ 과 ECV_N 의 차이가 ECV_N 과 $\text{ECV}_{N-\Delta N}$ 의 차이에 비해 많이 작을 때, 즉 ECV가 증가하는 속도가 갑자기 줄어들 때, 군집 개수를 N으로 선택한다. 그림 2에서 $N = 8$ 일 때 $d^2(\text{ECV})/dN^2$ 이 극소적으로 최소가 되므로, 8개 군집으로 분류하기로 결정하였다.

두 번째로, TE는 SOM의 결과가 공간적으로 배열되는 특성을 이용한 지표이다. 각 자료 x_i 에 대해 Euclidean 거리 E_{ij} 를 가장 작은 값인 E_{ic} 로 만드는 노드 m_c 와 두 번째로 작은 값인 $E_{ic'}$ 으로 만드는 노드 $m_{c'}$ 을 찾을 수 있다. 이때, 두 노드 m_c 와 $m_{c'}$ 이 서로 인접하여야 SOM의 결과가 공간적으로 잘 배열되어 있다고 말할 수 있다. TE는 전체 사례에 대한 그렇지 않은 사례의 비율로, 작을수록 SOM의 결과가 공간적으로 잘 배열되어 있음을 의미한다. 그림 3은 노드 배열의 행이

2개일 때, 군집 개수 N 에 대한 TE를 나타낸 것이다. TE는 $N = 8$ 일 때 국소적으로 최소가 되므로, 8개 군집으로 분류하기로 결정하였다. 이때 노드 배열의 행은 2개, 열은 4개이다.

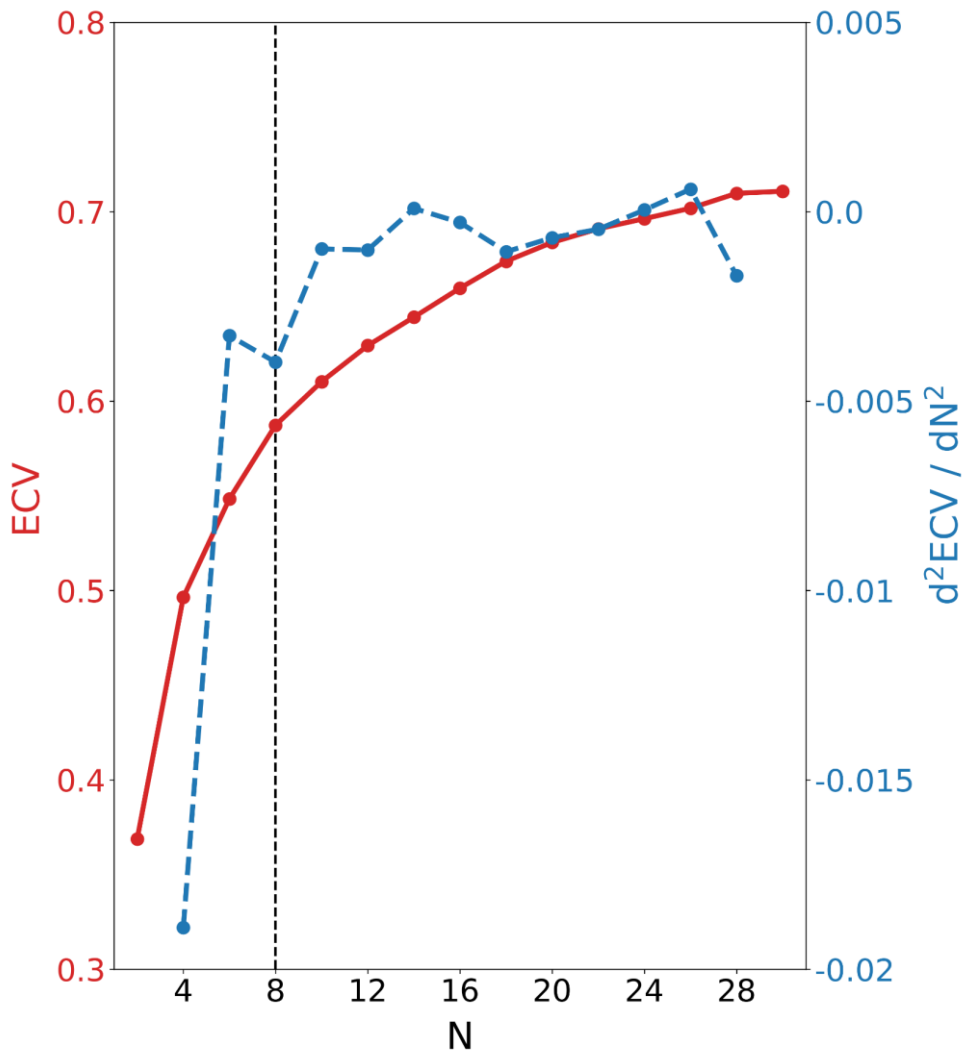


그림 2. ECV(빨간 실선)와 $d^2(ECV)/dN^2$ (파란 점선)을 군집 개수 N에 대해 나타냄. 검정 세로 점선은 $N = 8$ 을 나타냄.

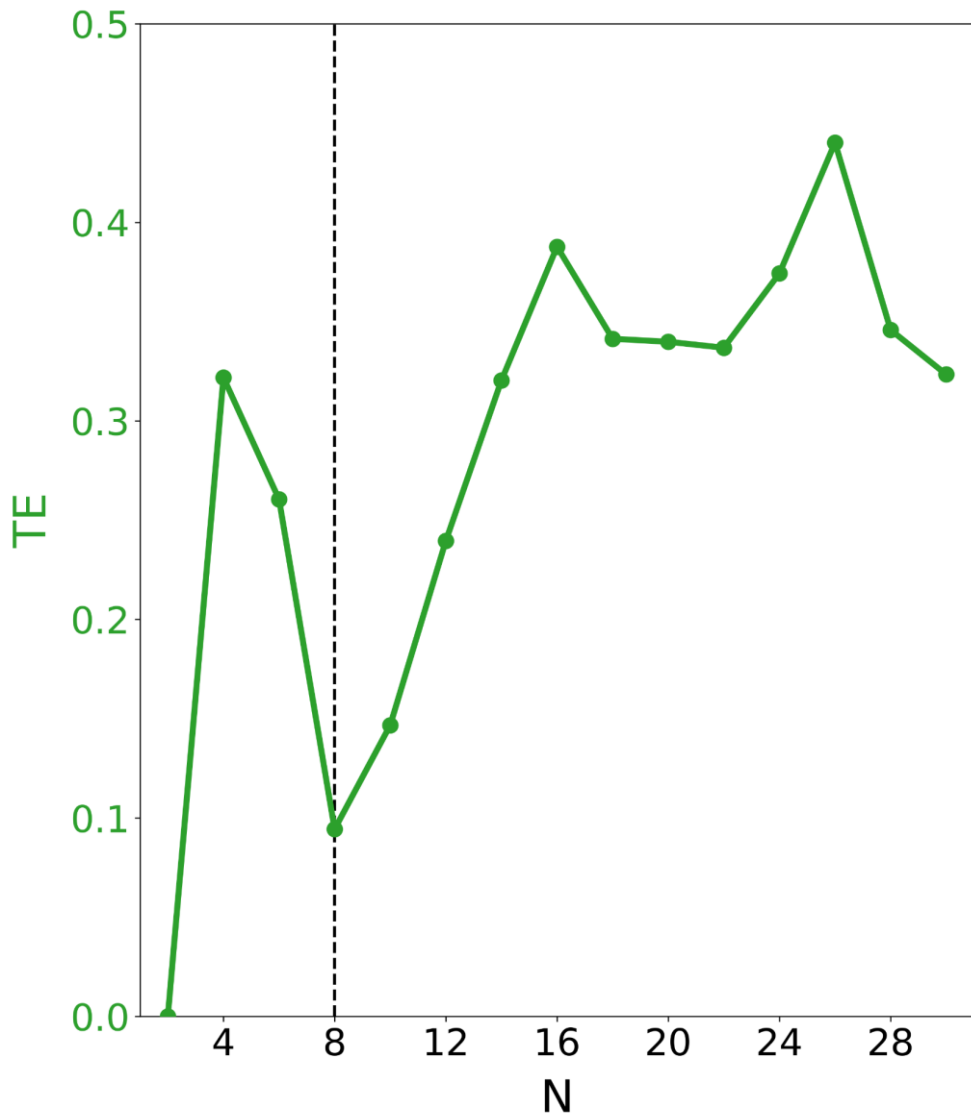


그림 3. TE (초록 실선)를 군집 개수 N에 대해 나타냄. 검정 세로 점선은 N = 8을 나타냄.

2.3. 지상 기상 요소의 특징 분석

중관규모 유형에 따른 태백산맥 풍하측 강풍의 지상 기상 요소의 특징을 분석하기 위해, 속초, 인제, 춘천, 그리고 강릉, 대관령, 원주의 1시간 간격 ASOS 자료를 이용하였다. 이때, 산의 풍상측에 비해 풍하측에서 공기가 고온건조해지는 편 현상을 분석하기 위해, 풍상측에 위치한 춘천, 원주와 풍하측에 위치한 속초, 강릉, 그리고 그 사이에 위치한 인제, 대관령의 기온과 상대습도를 비교하였다. 각 관측소의 위치는 그림 1에 나타나 있다.

기온과 상대습도에서 계절성과 일변화의 영향을 제거하고, 풍하측 강풍이 발생했을 때의 변화를 집중적으로 분석하였다. 각 지상 관측소에서 1979년부터 2019년까지 매월, 매시간 측정된 기온과 상대습도의 평균을 구하고, 각각의 값이 측정된 월과 시간에 해당되는 평균값을 빼서 아노말리를 계산했다. 예를 들어, 어떤 관측소에서 어느 해 4월 어느 날 20시에 측정된 기온과 상대습도가 있다면, 그 관측소에서 4월 20시에 측정된 모든 기온과 상대습도의 평균을 빼서 아노말리를 계산한 것이다. 그림 4는 분석에 이용한 지상 관측소 중 속초와 강릉의 평균 기온과 상대습도를 예시로 보여주고 있으며, 각 지점에서의 매월 기온과 상대습도의 평균 일변화로 볼 수 있다.

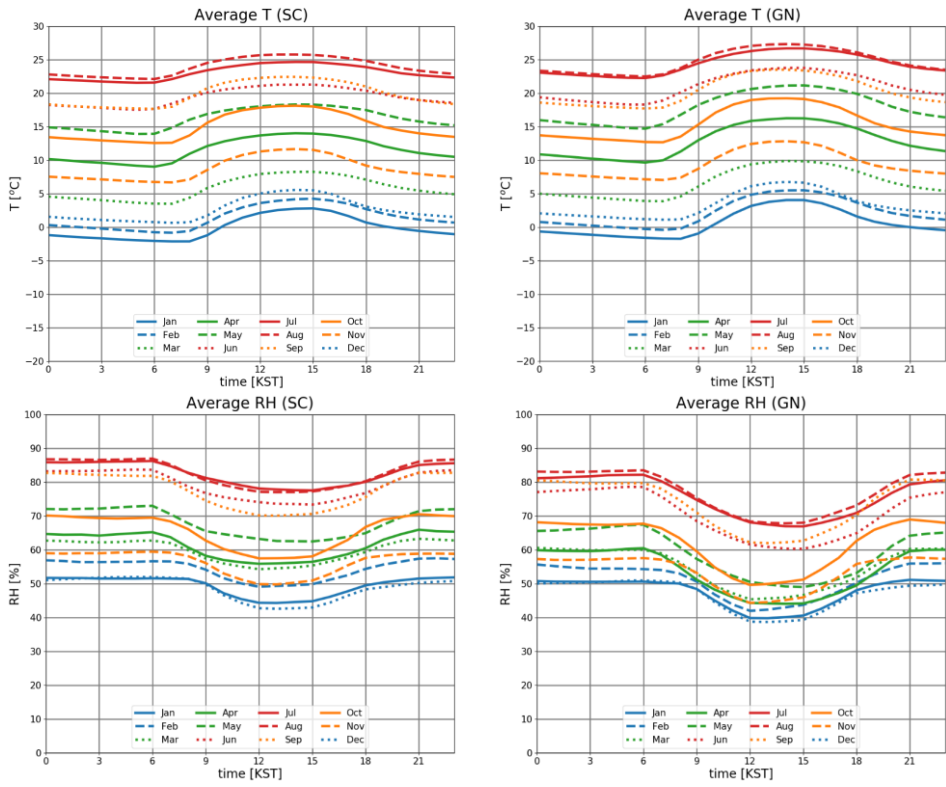


그림 4. 1979년부터 2019년까지 속초(왼쪽)와 강릉(오른쪽)에서 측정된 기온(위)과 상대습도(아래)의 매월, 매시간 평균. 가로축은 하루 중 시간을 나타내며, 각각의 곡선은 다른 월을 나타냄.

2.4. 중규모 메커니즘 분석

SOM을 이용하여 분류된 중규모 유형에 따른 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘의 차이를 ERA5 (The 5th generation of the European centre for medium-range weather forecasts ReAnalysis) 자료를 이용하여 분석하였다. ERA5 자료는 1시간 간격으로 제공되며, 위도 0.25°, 경도 0.25°의 격자 자료이다. 1000 hPa부터 100 hPa까지 등압면 위의 지위고도, 기온, 수평 바람을 한반도 영역에서 이용하여, 태백산맥의 풍상측 흐름의 특성을 분석하고 풍하측 흐름에서 산악과의 임계고도가 나타났는지를 파악하였다.

각 사례를 풍하측 강풍의 세 가지 메커니즘 물뿔, 산악과의 부분 반사, 산악과의 임계고도 반사 중 어떤 것으로 설명할 수 있는지를 분석하였다. 첫 번째로, 다음 두 가지 방법을 이용하여 물뿔을 분석하였다. Houghton and Kasahara (1968)에 의하면, 천수 이론을 바탕으로, 역전층이 존재하는 경우 Fr 과 무차원화된 흐름의 두께 M 을 다음 식으로 계산할 수 있다.

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g \frac{\Delta\theta}{\theta_0} h}} \quad (6)$$

$$M = \frac{H}{h} \quad (7)$$

여기에서 U 는 지면과 역전층 꼭대기 사이에서 평균된 산악을 가로지르는 바람의 속도, g 는 중력가속도, $\Delta\theta$ 는 역전층 내 온위의 차이, θ_0 은 지면과 역전층 꼭대기 사이 평균 온위, h 는 지면으로부터 역전층 꼭대기의 높이, H 는 산악의 높이이다. U , θ 는 태백산맥 풍상측 영역에서 평균되었다. 그림 5의 M - Fr 평면에 나타낸 점 (M , Fr)이 회색 영역에 포함되면 물뿔이 발생한다.

Lin and Wang (1996)에 의하면, 연속적으로 성층화된 흐름에서 Fr 을 아래 식으로 계산할 수 있다.

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (8)$$

여기에서 U 는 산악을 가로지르는 바람의 속도, N 은 정적 안정도이며, 태백산맥 풍상측 영역의 지면과 1500 m 사이에서 평균되었다. 이때, Fr 이 0.6과 1.12 사이일 때 물뿔이 발생할 수 있다.

두 번째로, 산악파의 부분 반사가 일어났는지를 판단하였다. Scorer parameter l^2 는 다음 식으로 계산된다.

$$l^2 = \frac{N^2}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (9)$$

여기에서 U 와 N 은 태백산맥 풍상측 영역에서 평균된 산악을 가로지르는 바람의 속도와 정적 안정도의 연직 분포이다. 이때 산악파의 연직 파수 m 과 수평 파수 k 에 대해 $l^2 = m^2 + k^2$ 이며, $m^2 < 0$ 이면 산악파는 연직으로 전파하지 못한다. 따라서 $m^2 < 0$ 인 고도가 있으면 산악파의 부분 반사가 발생하는 것으로 고려하였다 (Jang and Chun 2008).

세 번째로, 산악파의 임계고도인 $U < 0$ 인 점이 산 정상부터 풍하측 영역의 상공에 존재하는지를 파악하였다. 이때, 산악파의 임계고도 근처에서 $Ri < 0.25$ 인 경우 산악파의 임계고도 반사가 발생한 것으로 보았다.

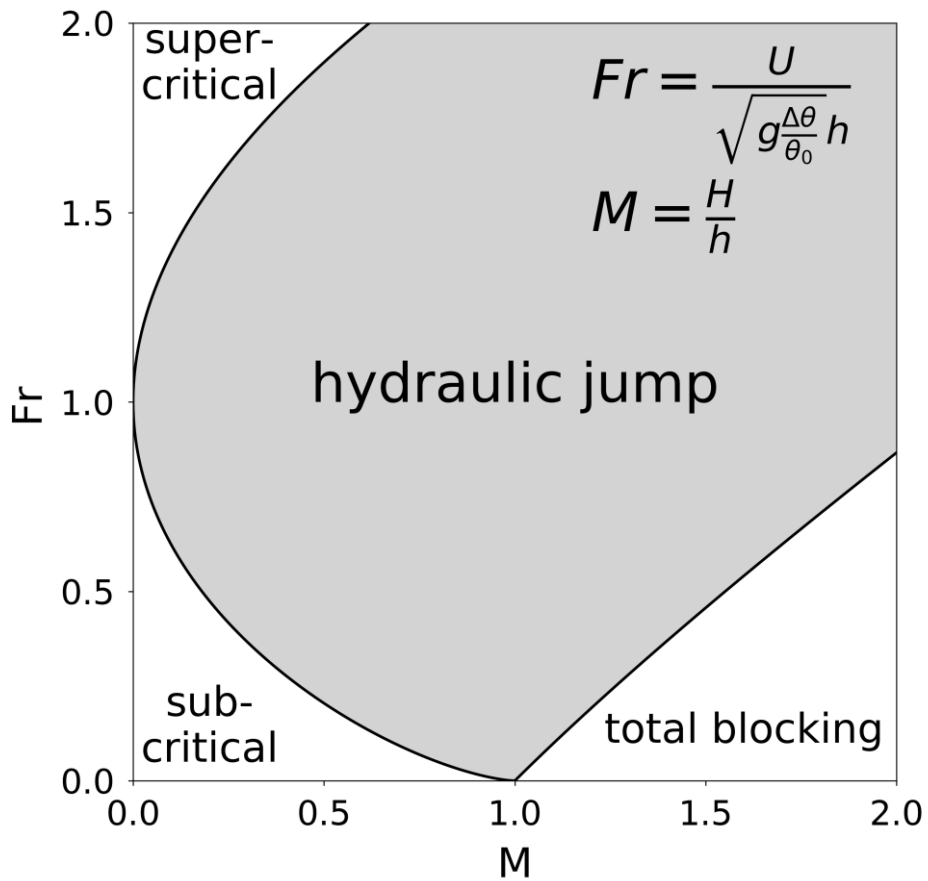


그림 5. M-Fr 평면에 모든 곳에서 임계이하 흐름인 영역(왼쪽 하단), 모든 곳에서 임계초과 흐름인 영역(왼쪽 상단), 풍상측에서 흐름이 완전히 막히는 영역(오른쪽 하단), 물뿔 영역(중앙, 회색)을 나타냄. Fr과 M의 식을 오른쪽 상단에 나타냄.

2.5. 수치실험 설계

중규모 유형에 따른 태백산맥 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘의 차이를 분석하기 위해, 중규모 수치모델을 이용하여 유형별 대표 사례에서 형성된 풍하측 강풍과 산악파, 파동 파괴를 모의하였다. 이때 수치모델은 풍하측 강풍(Lee et al. 2020; Park et al. 2022)과 산악파 난류(Kim and Chun 2010)의 수치연구에서 많이 사용된 WRF (Weather Research and Forecasting) 모델 버전 4.3.3 (Skamarock et al. 2021)을 사용하였다. 수치모델에서 등지격자체계 영역 3개를 사용하였고 (그림 6), 각 영역의 수평 격자 간격은 9, 3, 1 km이다. 대류권 하부에서는 지형을 따르지만, 대류권 중상부부터는 등압면을 따르는 혼합 연직 좌표계(Park et al. 2013)를 사용하였다. 102개의 연직층을 사용하였으며, 가장 높은 연직층은 30 hPa 등압면이다. 초기 및 경계조건으로는 수온을 제외한 변수에 대해서는 1시간 간격의 ERA5, 수온에 대해서는 1일 간격의 OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) 자료를 이용하였다. 사용된 물리 모수화 방안은 다음과 같다. 미세물리 과정은 WSM6 (WRF Single-Moment 6-class) 방안(Hong and Lim 2006), 적운 모수화는 영역 1에서만 Kain-Fritsch (Kain 2004) 방안, 장파 및 단파 복사는 각각 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) (Mlawer et al. 1997)과 Dudhia (Dudhia 1989) 방안, 대기경계층 모수화는 MYJ (Mellor-Yamada-Janjić) (Mellor and Yamada 1982; Janjić 2001), 지표층 모수화는 Monin-Obukhov (Monin and Obukhov 1954; Janjić 2001) 방안을 이용하였고, Unified Noah 지면 모델(Tewari et al. 2004)을 사용하였다. 산악 중력과 향력(Kim and Arakawa 1995; Choi and Hong 2015; Beljaars et al. 2004; Tsiringakis et al. 2017)을 영역 1에서만 모수화하였다.

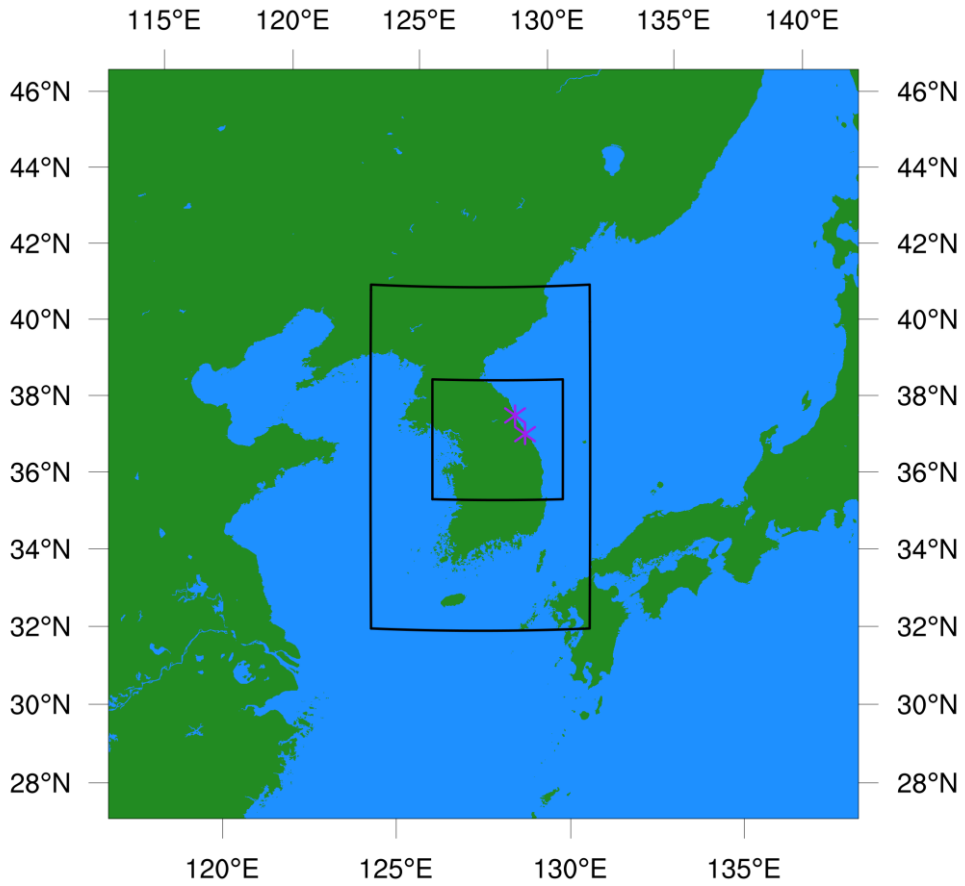


그림 6. 수치모델의 등지격자체계 영역 1을 지도로, 영역 2, 3을 검정색 상자로 나타냄. 북쪽과 남쪽의 보라색 별표는 각각 속초와 강릉의 위치를 나타냄.

3. 결과

3.1. 종관규모 유형

그림 7은 SOM을 이용하여 분류된 태백산맥 풍하측 강풍의 각 군집 내 평균 해면기압 아노말리이다. SOM의 특성에 따라, 행 2개와 열 4개로 구성된 노드 배열에서 서로 가까운 노드는 비슷한 결과를, 서로 멀리 떨어진 노드는 크게 다른 결과를 보여준다. 노드 배열 중 왼쪽에 위치한 첫 번째와 두 번째 열의 노드에서는 한반도 남쪽에 고기압, 북쪽에 저기압이, 오른쪽에 위치한 세 번째와 네 번째 열의 노드에서는 한반도 서쪽에 고기압, 북쪽에 저기압이 있는 경향을 보인다. 또한 위보다 아래 행에 위치한 노드에서 저기압이 한반도에 더 가까이 있어 저기압의 영향을 더 많이 받을 것으로 보인다.

SOM을 이용하여 분류된 8개 군집을 해면기압 배치에 따라 다음과 같이 크게 세 가지 유형으로 묶을 수 있다. 유형 1에는 군집 1, 2, 5가 속하며, 한반도 남쪽에 고기압, 북쪽에 저기압이 있는 남고북저형 해면기압 배치를 보여준다. 유형 2에는 군집 3, 4, 8이 속하며, 한반도 서쪽에 고기압, 동쪽에 저기압이 있는 서고동저형 해면기압 배치를 보여준다. 유형 3에는 군집 6, 7이 속하며, 저기압이 한반도 북동쪽을 통과하는 저기압 통과형으로 볼 수 있다.

같은 유형에 속한 군집 사이에도 차이가 있다. 유형 1 남고북저형 중 군집 2는 군집 1, 5에 비해 저기압이 한반도에서 더 멀리 떨어져 있고, 고기압은 강하며 한반도에 더 가까이 위치한다. 유형 2 서고동저형 중 군집 3은 군집 4, 8에 비해 고기압이 약하며, 군집 4, 8과 달리 고기압이 한반도 북서쪽보다는 남서쪽에 위치한다. 고기압뿐만 아니라 저기압의 강도와 위치도 군집마다 조금씩 다른데, 군집 8에서는

비교적 작은 규모의 저기압이 동해에 위치하지만, 군집 3, 4에서는 비교적 큰 규모의 저기압이 일본 북동쪽에 위치한다. 유형 3 저기압 통과형에서는 고기압이 군집 6보다 7에서 강하다.

그림 8은 각 군집 내 태백산맥 풍하측 강풍 사례의 월 분포를 나타낸다. 군집 1, 2, 5가 포함된 유형 1 남고북저형은 봄철인 4-5월에 집중되어 발생하고, 군집 3, 4, 8이 포함된 유형 2 서고동저형은 겨울철인 12-2월에 집중되어 발생한다. 유형 1 남고북저형에서 군집 2는 군집 1, 5에 비해 11-3월 발생 빈도가 높고, 유형 2 서고동저형에서 군집 3은 군집 4, 8에 비해 3월 발생 빈도가 높다는 차이점이 있다. 유형 3 저기압 통과형 중 군집 6은 봄철에 비교적 많이 발생하며, 군집 7은 겨울철에 비교적 많이 발생한다. 이것은 군집 6은 유형 1에 포함되는 군집 1, 2, 5에, 군집 7은 유형 2에 포함되는 군집 3, 4, 8에 가까이 위치해 군집 6은 유형 1과, 군집 7은 유형 2와 비슷한 특성을 보이기 때문이다.

그림 9는 각 군집 내 평균 850 hPa 온도 이류, 지위고도 아노말리, 수평 바람 아노말리를 나타낸다. 군집 1, 2, 5가 포함된 유형 1 남고북저형에서는 한반도에 강한 남서풍이 불고 있으며, 온난이류로 인해 기온이 상승한다. 온난이류의 크기는 군집 1에서 가장 크고, 군집 5에서는 저기압의 영향으로 남서풍보다는 서풍이 불고 있으며, 약한 한랭이류가 있다. 군집 3, 4, 8이 포함된 유형 2 서고동저형에서는 한반도에 강한 북서풍이 불고 있으며, 한랭이류로 인해 기온이 하강한다. 군집 3에서 고기압이 가장 약해 기압 경도의 크기가 가장 작으므로 한랭이류의 크기가 가장 작고, 군집 8에서 동해에 위치한 저기압의 영향으로 기압 경도의 크기가 크므로 한랭이류의 크기가 가장 크다. 군집 6, 7이 포함된 유형 3 저기압 통과형에서는 한반도 북동쪽의 저기압 중심 주위로 반시계방향 순환이 뚜렷하며, 전면과 후면에 각각

온난이류와 한랭이류가 있으므로, 중위도에서 발달한 경압성 저기압이라는 것을 알 수 있다. 한반도에는 강한 서풍이 불고 있으며, 한랭이류로 인해 기온이 하강한다. 한랭이류의 크기는 유형 2에 가까운 군집 7이 유형 1에 가까운 군집 6보다 크다.

정리하면, 유형 1 남고북저형에는 군집 1, 2, 5가 속한다. 북태평양 고기압이 확장하거나 대륙성 고기압이 남동쪽으로 이동해 그 성질이 변질되었을 때 한반도 남쪽에 고기압이 위치하게 된다. 이때 한반도 북쪽으로 저기압이 통과하거나(군집 1, 5) 일본 북동쪽에 위치한 저기압으로부터 남쪽으로 기압골이 발달하며(군집 2) 남고북저형 해면기압 배치가 형성된다. 한반도를 중심으로 동서로 나란한 등압선이 조밀하게 형성되어 강한 남서풍 또는 서풍이 불고, 온난이류로 인해 기온이 상승한다. 이 유형은 주로 봄철인 4-5월에 집중되어 발생한다.

유형 2 서고동저형에는 군집 3, 4, 8이 속한다. 한반도 서쪽으로 대륙성 고기압이 확장하고, 일본 북동쪽(군집 3, 4)이나 동해(군집 8)에서 저기압이 발달하여 서고동저형 해면기압 배치가 형성된다. 이때 한반도를 중심으로 남북으로 나란한 등압선이 조밀하게 형성되어 강한 북서풍이 불고, 한랭이류로 인해 기온이 하강한다. 이 유형은 주로 겨울철인 12-2월에 집중되어 발생한다.

유형 3 저기압 통과형에는 군집 6, 7이 속하며, 한반도 북동쪽으로 저기압이 통과하고 있다. 강한 저기압이 통과하며 등압선이 조밀하게 형성되었고, 이 저기압의 영향을 받는 한반도에는 강한 서풍이 불고, 한랭이류로 인해 기온이 하강한다. 저기압 중심 주위로 강한 반시계방향 순환이 형성되었으며, 전면과 후면에 각각 온난이류와 한랭이류가 있어, 중위도에서 발달한 종관규모 경압성 저기압이 한반도 북부를 통과하였음을 알 수 있다. 이 유형의 경우 군집 6은 봄철, 군집 7은 겨울철에 비교적 빈번하게 발생한다.

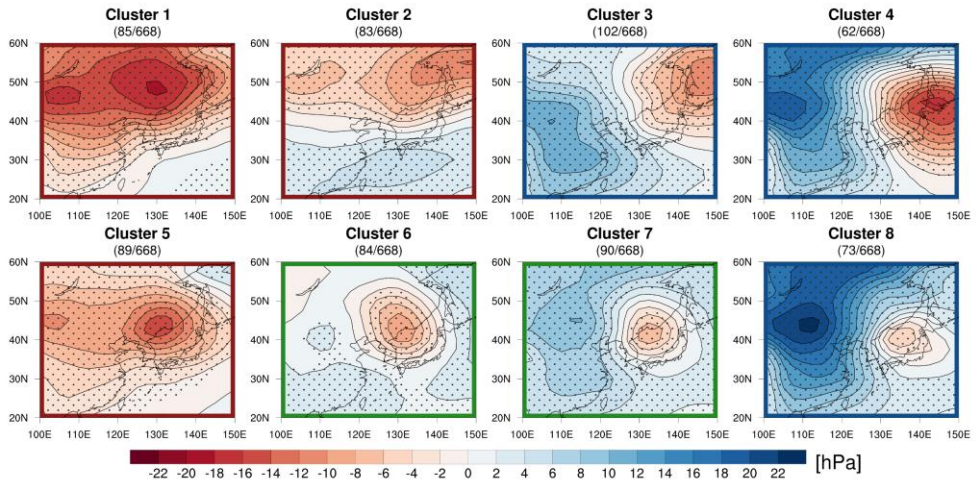


그림 7. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 평균 해면기압 아노말리(색). 검정색 점은 p값이 0.01 이하인 영역을 나타냄. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함.

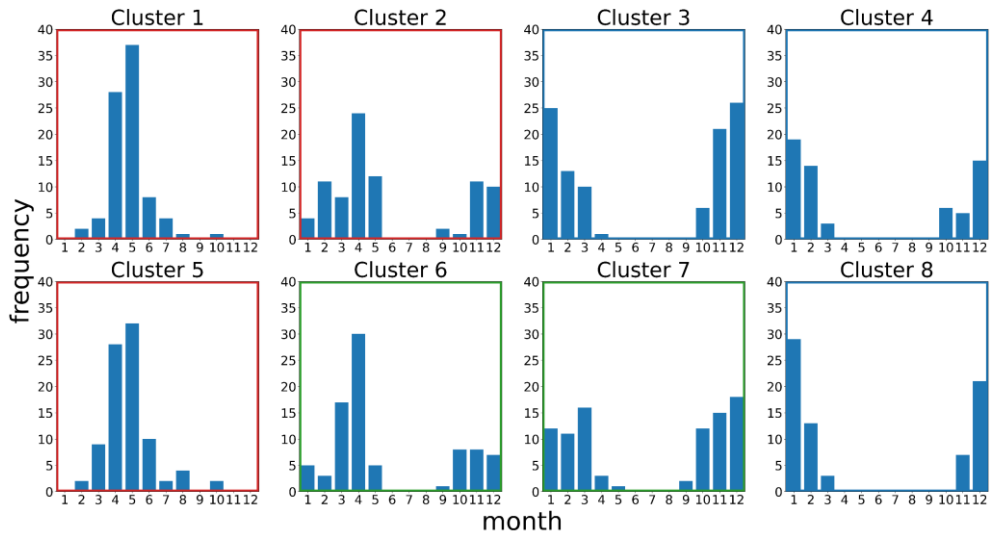


그림 8. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 풍하측 강풍 사례의 월 분포. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함.

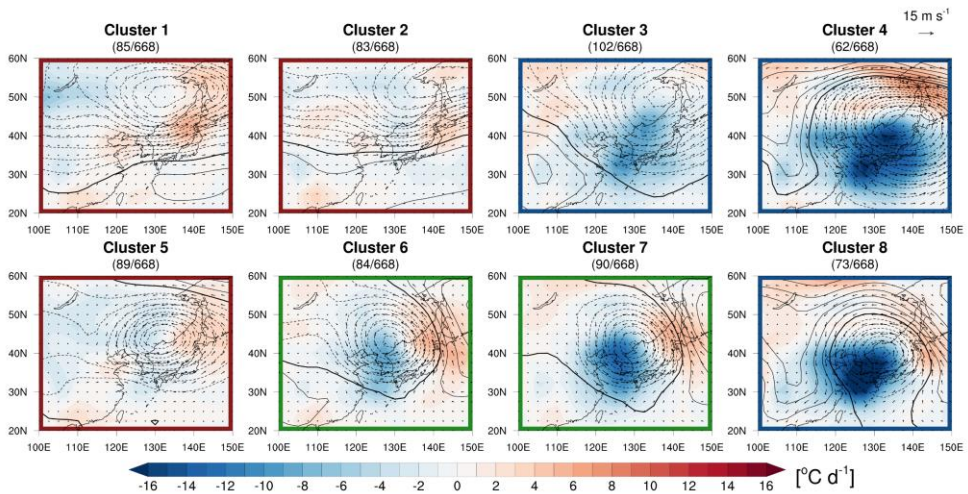


그림 9. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 평균 850 hPa 온도 이류(색), 지위고도 아노말리(양의 아노말리에 대해 실선, 음의 아노말리에 대해 점선), 수평 바람 아노말리(화살표). 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함.

3.2. 지상 기상 요소의 특징

중관규모 유형에 따른 편 현상의 차이를 분석하기 위해, 각 군집 내에서 강풍 발생 전후 24시간 동안 관측된 지상 기온과 상대습도 아노말리를 그림 10, 11에 나타냈다. 이때 각 군집에 포함된 사례의 절반을 임의추출하여 지상 기온과 상대습도 아노말리의 평균 시계열을 계산하는 것을 1000번 반복하였고, 그 중 평균 시계열의 중앙값을 굵은 실선으로, 5~95%에 해당되는 영역을 음영으로 나타냈다.

그림 10에 나타난 지상 기온 아노말리의 변화에 그림 9에 나타난 중관규모 온도 이류가 반영되어 있음을 알 수 있다. 한반도에 온난이류가 있는 유형 1 남고북저형의 경우, 강풍 발생 시각에 가까워지면서 모든 지점에서 기온 아노말리가 상승한다. 하지만 한반도에 한랭이류가 있는 유형 2 서고동저형과 유형 3 저기압 통과형의 경우, 강풍 발생 시각이 가까워지면서 모든 지점에서 기온 아노말리가 하강한다. 기온 아노말리의 상승 및 하강 정도는 중관규모 온도 이류의 크기가 큰 군집에서는 크고, 작은 군집에서는 작은 경향을 보인다.

태백산맥 풍상측과 풍하측에 위치한 지점의 기온 아노말리 변화를 비교해보면, 봄철에 자주 발생하는 군집 1, 2, 5, 6과 겨울철에 자주 발생하는 군집 3, 4, 7, 8 사이의 차이점을 확인할 수 있다. 유형 1 남고북저형에 포함되는 군집 1, 2, 5, 그리고 유형 3 저기압 통과형 중 군집 6은 춘천, 인제보다 속초에서, 그리고 원주, 대관령보다 강릉에서 기온 아노말리가 높다. 이것은 태백산맥을 넘어가며 흐름의 온도가 상승하는 편 현상이 발생해, 풍상측보다는 풍하측에서 기온이 높은 것을 의미한다. 반면 유형 2 서고동저형에 포함되는 군집 3, 4, 8, 그리고 유형 3 저기압 통과형 중 군집 7은 춘천, 인제, 속초의 기온 아노말리가

거의 비슷하며, 원주, 대관령, 강릉 또한 마찬가지이다. 이것은 태백산맥을 넘어가며 흐름의 온도가 상승하지 않아, 풍상측과 풍하측에서 기온에 차이가 거의 없음을 의미한다.

유입되는 흐름이 태백산맥을 넘어가면서 풍하측 경사면을 따라 하강기류가 발생해 단열기온감률을 따라 온도가 상승할 수 있다. 그러므로 군집 3, 4, 7, 8에서도 태백산맥 위에 위치한 대관령보다는 강릉에서 기온 아노말리가 높다. 하지만 강릉과 대관령의 기온 아노말리 차이가 군집 1, 2, 5, 6에서 훨씬 크다. 풍하측 강풍에 의한 단열승온 효과가 겨울철에 자주 발생하는 군집 3, 4, 7, 8보다는 봄철에 자주 발생하는 군집 1, 2, 5, 6에서 더 크다는 것을 확인할 수 있다.

그림 11에 나타난 지상 상대습도 아노말리의 변화를 살펴보면, 모든 군집에서 모든 지점의 상대습도 아노말리가 강풍 발생 시각이 가까워지면서 감소하여 음수가 되는 경향을 보인다. 따라서 풍하측 강풍이 발생할 경우 풍상측과 풍하측 모두 평상시보다 공기가 건조해짐을 알 수 있다.

태백산맥 풍상측과 풍하측에 위치한 지점의 상대습도 아노말리 변화를 비교해보면, 기온 아노말리와 마찬가지로 봄철에 자주 발생하는 군집 1, 2, 5, 6과 겨울철에 자주 발생하는 군집 3, 4, 7, 8 사이의 차이점을 확인할 수 있다. 유형 1 남고북저형에 포함되는 군집 1, 2, 5, 그리고 유형 3 저기압 통과형 중 군집 6은 춘천, 인제보다 속초에서, 그리고 원주, 대관령보다 강릉에서 상대습도 아노말리가 낮다. 이것은 태백산맥을 넘어가며 공기가 건조해졌음을 의미한다. 반면 유형 2 서고동저형에 포함되는 군집 3, 4, 8, 그리고 유형 3 저기압 통과형 중 군집 7은 춘천, 인제, 속초의 상대습도 아노말리가 거의 비슷하며, 원주, 대관령, 강릉 또한 마찬가지이다. 이것은 태백산맥을 넘어가며 공기가 건조해지지 않았음을 의미한다.

따라서, 겨울철에 자주 발생하는 군집 3, 4, 7, 8보다는 봄철에 자주 발생하는 군집 1, 2, 5, 6에서 태백산맥을 넘어가며 공기가 고온건조해지는 편 현상이 뚜렷하게 나타난다. 풍하측 강풍이 발생할 때 산불이 발생하면 큰 피해로 이어질 수 있다. 특히 봄철에 자주 발생하는 군집 1, 2, 5, 6의 경우, 풍하측에서 공기가 고온건조해지는 것 때문에 산불이 쉽게 발생하고 확산될 수 있어 이로 인한 피해를 크게 입을 것으로 예상된다.

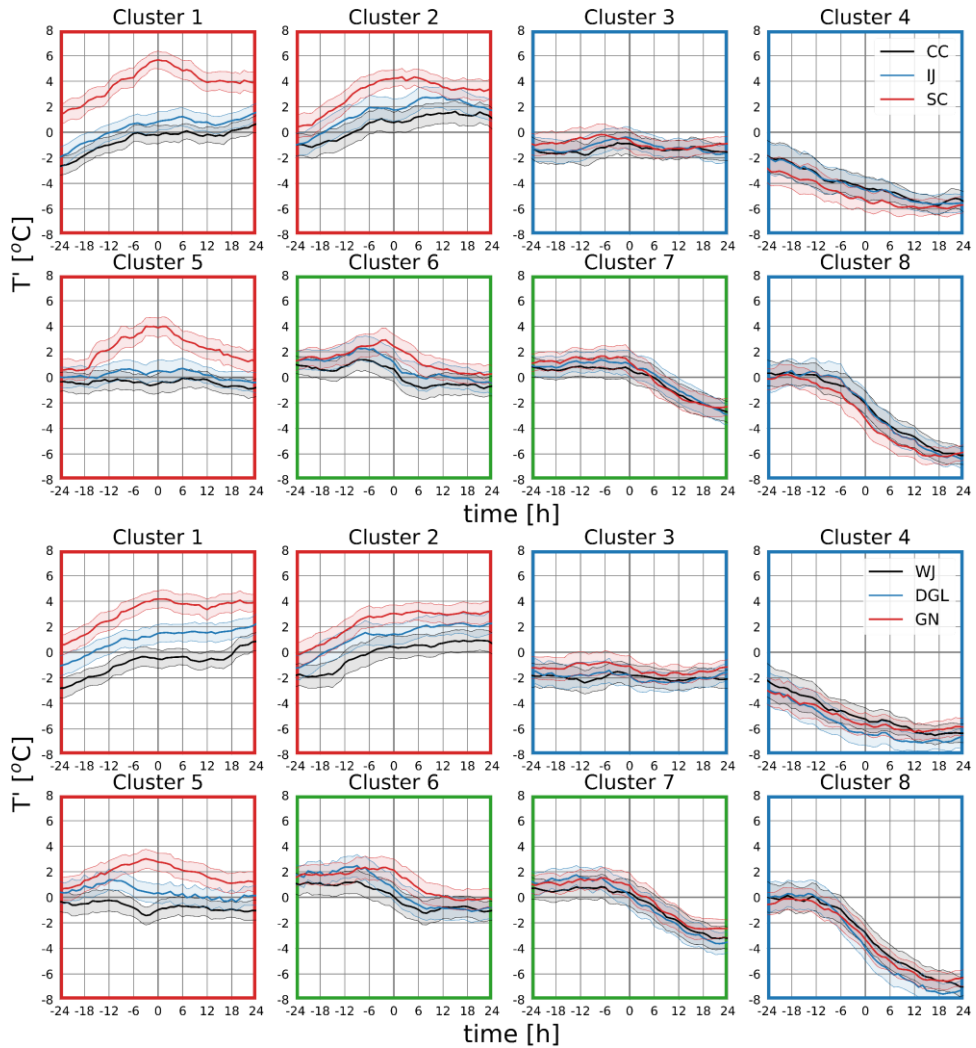


그림 10. (위) 춘천(검정색), 인제(파란색), 속초(빨간색), (아래) 원주(검정색), 대관령(파란색), 강릉(빨간색)에서 관측된 지상 기온 아노말리를 강풍 발생 전후 24시간에 대해 나타냄. 굵은 실선은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 중앙값, 음영은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 5-95% 범위를 나타냄. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함.

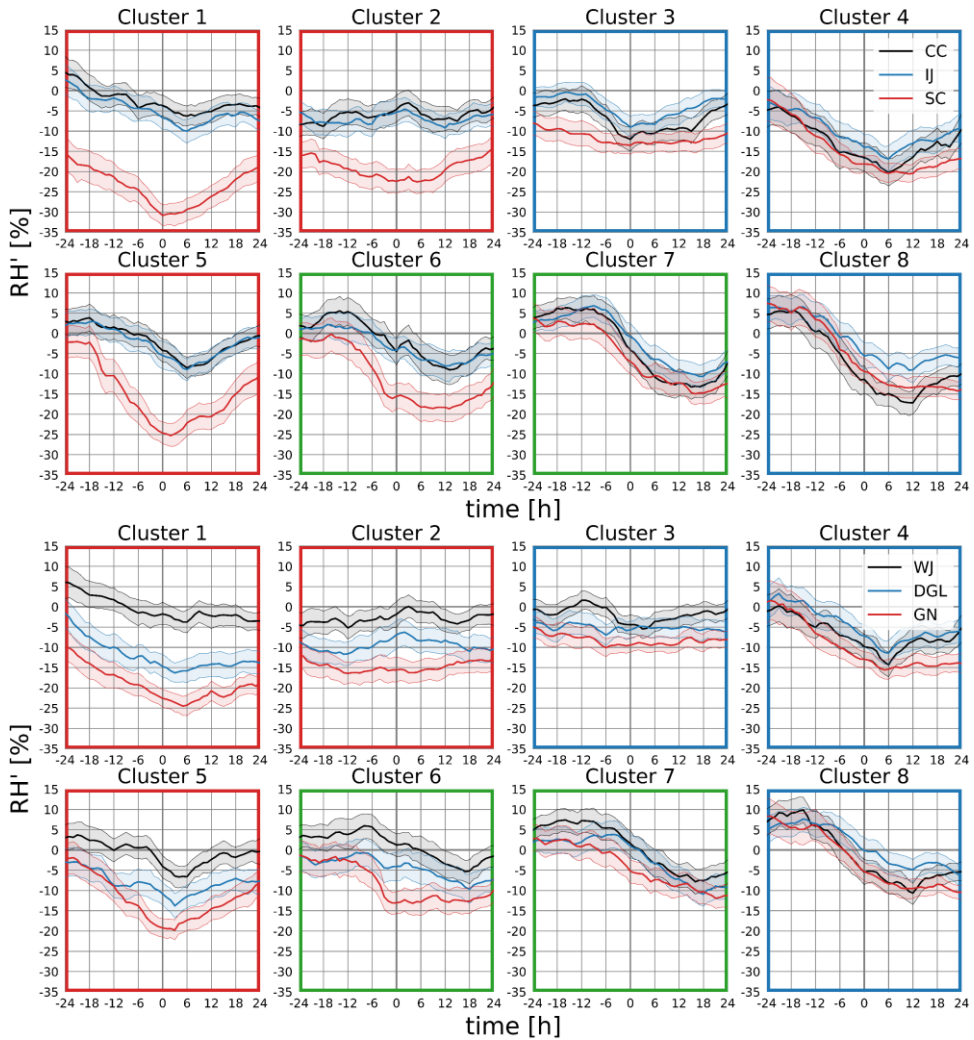


그림 11. (위) 춘천(검정색), 인제(파란색), 속초(빨간색), (아래) 원주(검정색), 대관령(파란색), 강릉(빨간색)에서 관측된 지상 상대습도 아노말리를 강풍 발생 전후 24시간에 대해 나타냄. 굵은 실선은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 중앙값, 음영은 반복하여 임의추출된 평균 시계열의 5-95% 범위를 나타냄. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집을 각각 빨간색, 파란색, 초록색 테두리로 표시함.

3.3. 풍상측 흐름과 중규모 메커니즘

그림 12는 태백산맥 풍상측 영역에서 평균된 산맥을 가로지르는 바람의 속도(U)와 정적 안정도(N^2)의 연직 구조이다. U 는 대류권 전체에서 유형 2 서고동저형, 유형 3 저기압 통과형, 유형 1 남고북저형 순서대로 큰 경향이 있다. 유형 1 남고북저형 중에서는 군집 2의 경우 군집 1, 5에 비해 대류권 상부-성층권 하부에서 U 가 더 크다. 그리고 유형 2 서고동저형 중에서는 군집 3의 경우 군집 4, 8에 비해 대류권 하부 및 중부에서 U 가 더 작다. 유형 3 저기압 통과형에 속하는 군집 6, 7의 U 는 대류권 전체에서 거의 비슷하다.

N^2 의 경우, 유형 1 남고북저형에서는 대류권 하부에서 크고 중부 및 상부에서 작고, 유형 2 서고동저형에서는 대류권 하부에서 작고 중부 및 상부에서 크다. 유형 3 저기압 통과형에서는 다른 유형과는 달리 대류권 전체에서 안정도가 큰 층이 나타나지는 않는다. 유형 1 남고북저형 중 군집 2는 군집 1, 5에 비해 대류권 하부와 중부 사이에서 N^2 가 더 크다. 그리고 유형 2 서고동저형 중 군집 3은 군집 4, 8에 비해 대류권 중부에서 N^2 가 더 작다. 유형 3 저기압 통과형에서는 군집 7이 군집 6에 비해 대류권 전체에서 N^2 가 약간 더 크다.

이러한 유형별 풍상측 흐름의 연직 구조의 차이가 산악파의 형성, 연직 전파, 파괴 특성의 차이로 이어질 수 있다. 이로부터 풍하측 강풍의 발생 메커니즘인 물뿔, 산악파의 부분 반사, 산악파의 임계고도 반사의 차이를 분석한다.

첫 번째로, 각 풍하측 강풍 사례를 물뿔으로 설명할 수 있는지를 분석하였다. 먼저 Houghton and Kasahara (1968)를 따라, 풍상측 흐름에 역전층이 존재하는 사례에 대해서만 물뿔이 발생할 수 있는지를 살펴보았다. 그림 13은 각 군집에서 역전층이 존재하는 사례의 비율과

물뿔이 발생한 사례의 비율을 나타내고 있다. 역전층 형성 비율과 물뿔 발생 비율이 모든 군집에서 거의 비슷하므로, 역전층이 존재하는 대부분 사례에서 물뿔이 발생한다. 종관규모 유형별 차이를 살펴보면, 역전층 형성 비율과 물뿔 발생 비율은 유형 2 서고동저형의 군집 3, 4, 8에서 가장 높다. 그 다음으로 유형 1 남고북저형 중 군집 2에서 높으며, 유형 1 남고북저형의 군집 1, 5와 유형 3 저기압 통과형의 군집 6, 7에서 가장 낮다. 유형 2 서고동저형의 풍상측 흐름의 연직 구조를 살펴보았을 때, 안정도가 대류권 하부에서 낮고 중부 및 상부에서 크기 때문에, 그 경계에서 안정도가 급격하게 증가하는 역전층이 형성되기 쉽다. 유형 1 남고북저형 중에서는 군집 2에서 군집 1, 5에 비해 안정도가 대류권 하부에서 중부 사이에서 크게 증가하므로, 역전층이 상대적으로 자주 형성되는 것으로 보인다. 따라서 유형 2 서고동저형은 역전층이 가장 자주 형성되어 물뿔이 발생하기 가장 쉬운 것으로 나타났다.

다음으로 Lin and Wang (1996)을 따라, 풍상측 흐름으로부터 계산된 Froude 수(Fr)를 기준으로 물뿔이 발생할 수 있는지를 분석하였다. 그림 14는 각 군집에서 Fr 이 0.3과 0.6 사이, 0.6과 1.12 사이, 1.12 이상인 사례의 비율을 나타내고 있다. 물뿔은 Fr 이 0.6과 1.12 사이일 때 발생할 수 있으므로, 그 비율이 높은 유형 2 서고동저형의 군집 3, 4, 8에서 다른 유형에 비해 물뿔이 더 자주 발생할 수 있다.

유형 1 남고북저형의 군집 1, 2, 5에서는 Fr 이 0.3과 0.6 사이인 비율이 다른 유형보다 높으므로, 유입되는 흐름이 산악을 넘어가 물뿔으로 풍하측 강풍을 발생시키기에는 약한 경향이 있다. 유형 3 저기압 통과형의 군집 6, 7에서는 Fr 이 1.12 이상인 비율이 다른 유형보다 높으므로, 유입되는 흐름 자체가 강한 것 때문에 풍하측에서도 강풍이 발생할 수 있어 물뿔에 의해 풍하측 강풍이 발생했다고 보기에는

어렵다.

그림 15는 각 군집의 U , N , Fr 의 분포를 상자 그림으로 나타낸 것이다. U 는 군집 4, 6, 7에서 가장 크고, 그 다음으로 군집 5, 8에서 크며, 군집 1, 2, 3에서 가장 작다. 그러므로 유형 3 저기압 통과형, 유형 2 서고동저형, 유형 1 남고북저형 순서대로 큰 경향이 있다. N 은 군집 4, 6, 7에서 가장 작고, 그 다음으로 군집 3, 8에서 작으며, 군집 1, 2, 5에서 가장 크다. 그러므로 유형 3 저기압 통과형, 유형 2 서고동저형, 유형 1 남고북저형 순서대로 작은 경향이 있다. Fr 은 U 에 비례하고 N 에 반비례하며, 군집 4, 6, 7, 8에서 가장 크고, 그 다음으로 군집 3, 5에서 크며, 군집 1, 2에서 가장 작다. 그러므로 유형 3 저기압 통과형, 유형 2 서고동저형, 유형 1 남고북저형 순서대로 큰 경향이 있다. 따라서 유형 2 서고동저형에 물뿔으로 풍하측 강풍이 발생하는 중간 정도의 Fr 이 가장 빈번하게 나타난다.

두 번째로, 각 풍하측 강풍 사례를 산악파의 부분 반사로 설명할 수 있는지를 분석하였다. 그림 16은 각 군집에서 산악파의 부분 반사가 발생하는 사례의 비율을 나타낸다. 수평 파장이 20 km 이하인 산악파의 부분 반사가 발생하는 비율은 모든 군집에서 0.85 이상이므로, 대부분의 풍하측 강풍 사례에서 산악파의 부분 반사가 발생한다. 유형별 차이를 살펴보면, 수평 파장이 40 km보다 짧은 산악파의 부분 반사에 대해서는 유형 1 남고북저형의 군집 1, 2, 5와 유형 2 서고동저형의 군집 4, 유형 3 저기압 통과형의 군집 6에서 다른 군집에 비해 산악파의 부분 반사 발생 비율이 높다. 반면 수평 파장이 40 km 이상인 산악파의 부분 반사도 고려하면, 유형 1 남고북저형의 군집 1, 2, 5와 유형 3 저기압 통과형의 군집 6에서 산악파의 부분 반사 발생 비율이 높다.

세 번째로, 각 풍하측 강풍 사례에 대해 산악파의 임계고도가 존재하는지, 그리고 그 근처의 Richardson 수(Ri)가 1, 0.25, 0

이하인지를 분석하여 산악파의 임계고도 반사 가능성을 살펴보았다. 그림 17은 각 군집에서 산악파의 임계고도가 존재하는 사례의 비율과 그 근처의 R_i 가 1, 0.25, 0 이하인 사례의 비율을 나타낸다. 산악파의 임계고도가 존재하는 사례는 산악파의 부분 반사가 발생하는 사례에 비해 더 적다. 그리고 산악파의 임계고도가 존재하는 사례와 그 근처의 R_i 가 1, 0.25, 0보다 작아 산악파의 임계고도 반사가 발생하는 사례 모두 유형 1 남고북저형의 군집 1, 5에서 가장 빈번하게 발생한다.

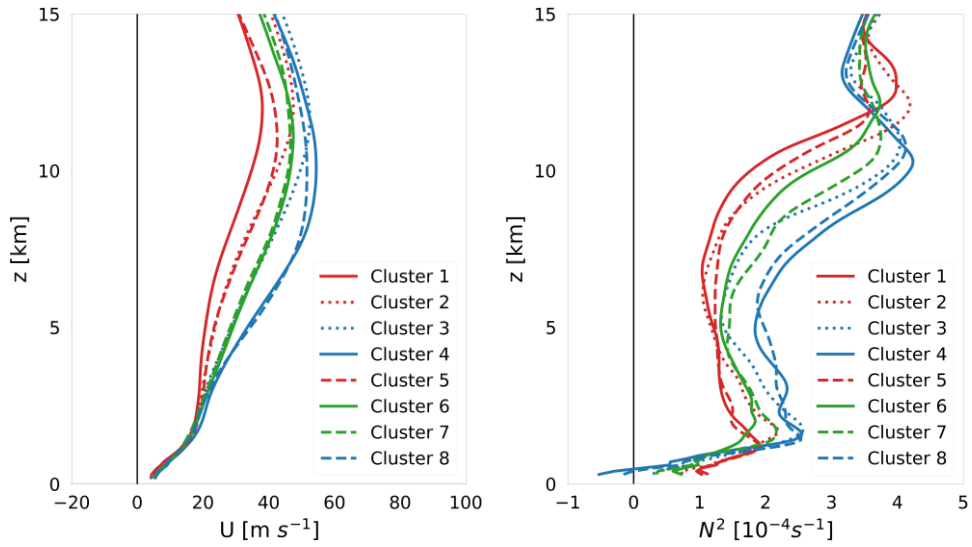


그림 12. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 평균 풍상측 흐름의 산맥을 가로지르는 바람의 속도(U) (왼쪽), 정적 안정도(N^2) (오른쪽)의 연직 구조. 유형 1, 2, 3에 속하는 군집의 곡선을 빨간색, 파란색, 초록색으로 나타냄.

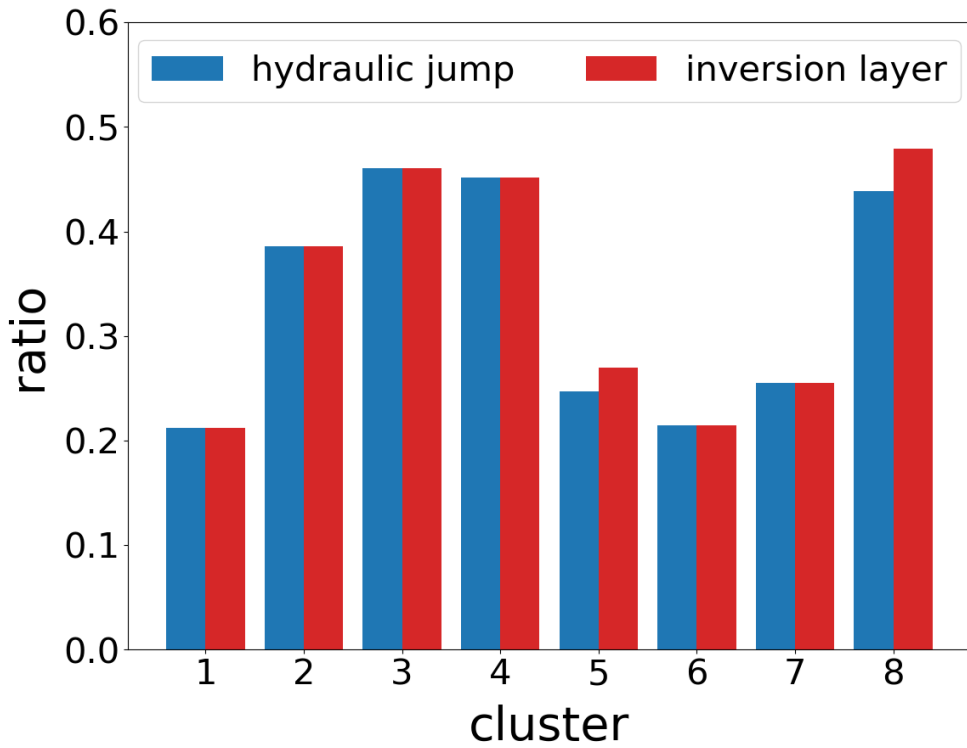


그림 13. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 역전층이 존재하는 사례의 비율(빨간 막대)과 Houghton and Kasahara (1968)의 기준에 따라 물뿔이 발생한 사례의 비율(파란 막대).

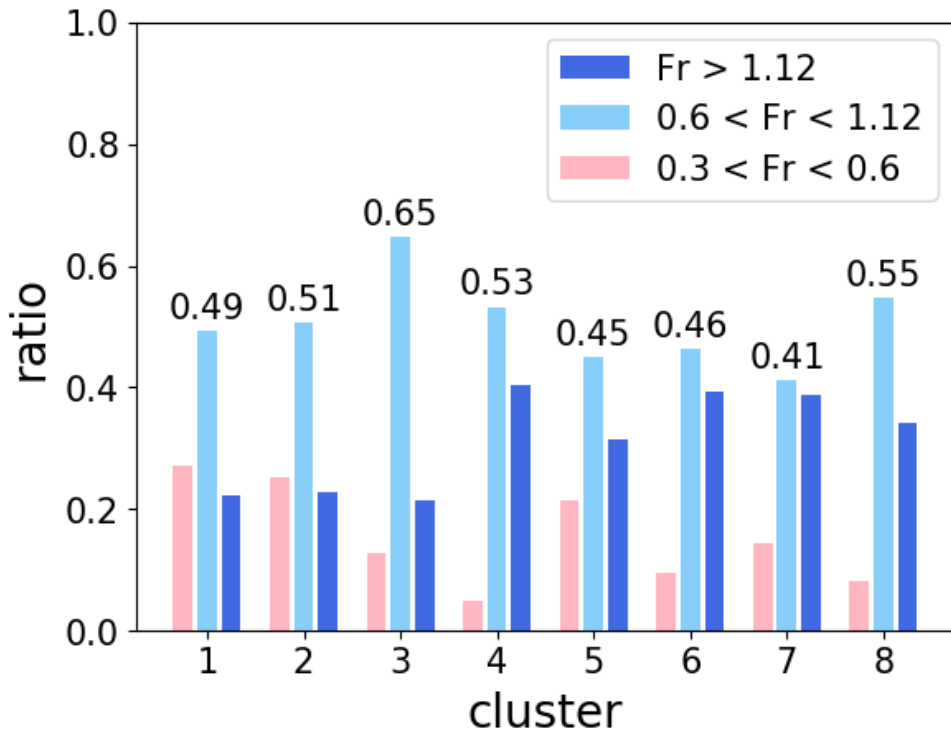


그림 14. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 Froude 수(Fr)가 0.3과 0.6 사이(분홍색 막대), 0.6과 1.12 사이(하늘색 막대), 1.12 이상(파란색 막대)인 사례의 비율. Fr이 0.6과 1.12 사이로 물뿔이 발생한 사례의 비율을 숫자로 나타냄.

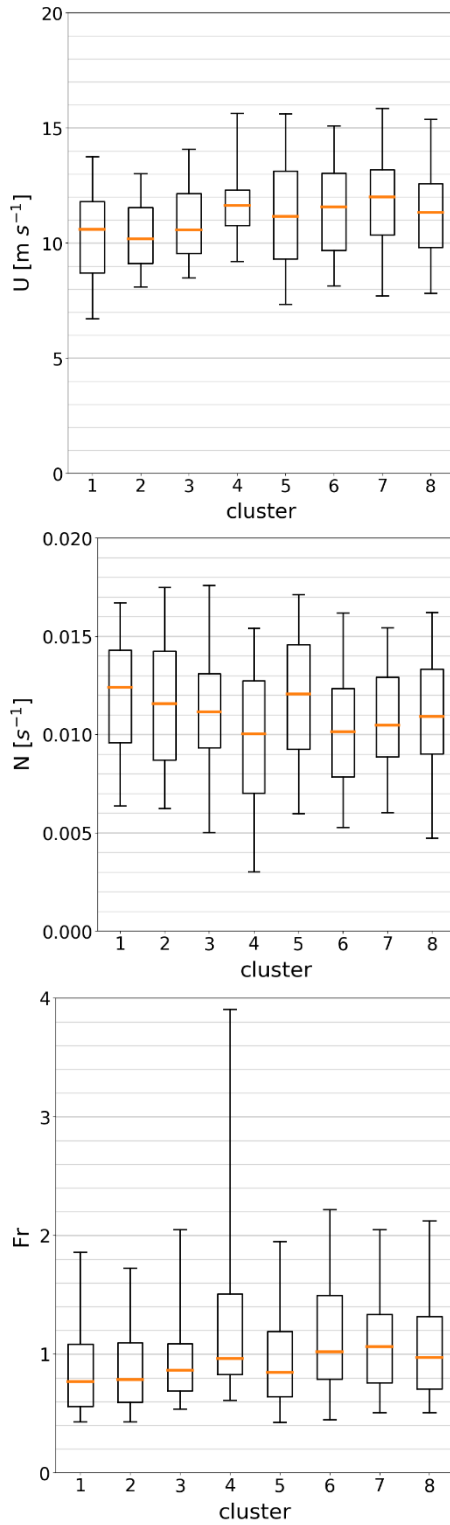


그림 15. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 U , N , Froude 수(Fr) 분포의 상자 그림. 주황색 선은 중앙값, 상자는 25-75% 범위, 막대 끝은 각각 5, 95% 값을 나타냄.

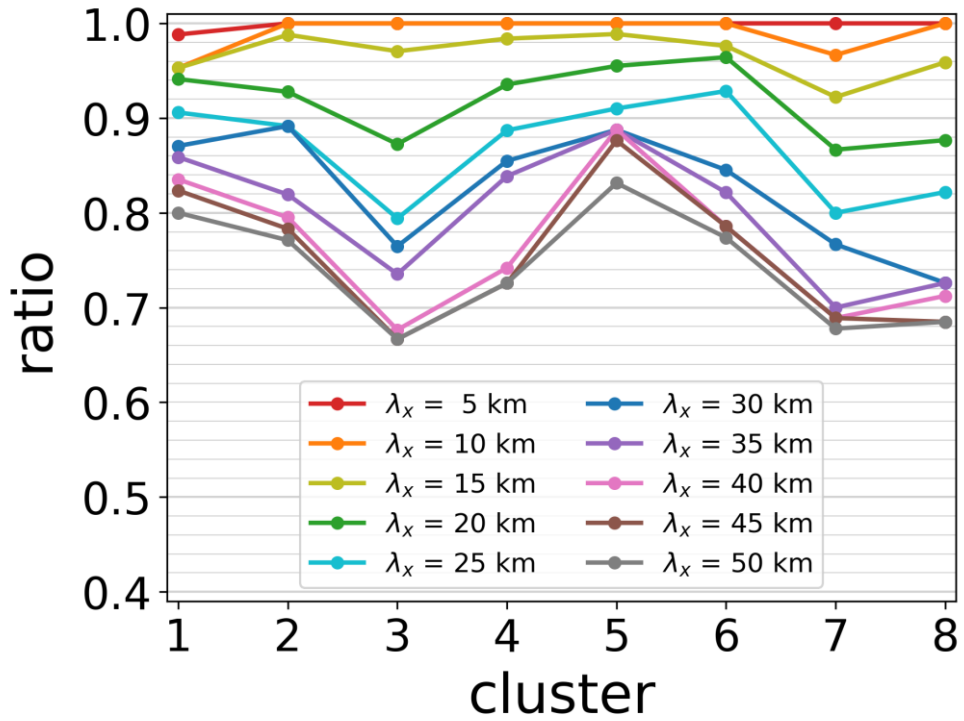


그림 16. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 산악파의 부분 반사가 발생한 사례의 비율을 산악파의 수평 파장이 5-50 km인 경우에 대해 나타냄.

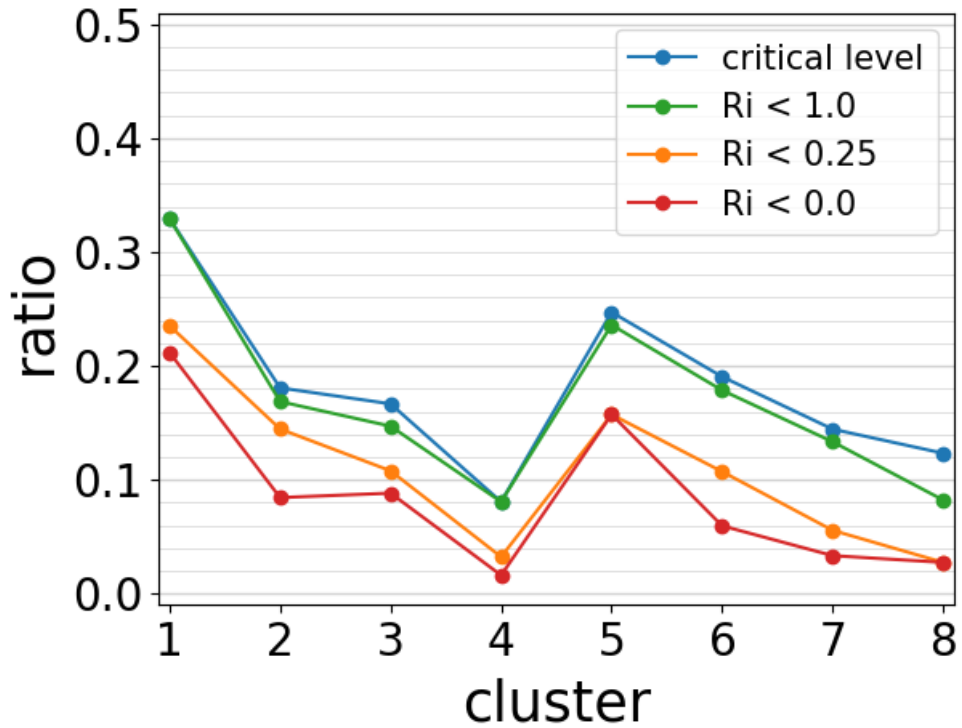


그림 17. SOM을 이용하여 분류된 각 군집 내 산악파의 임계고도가 존재하는 사례의 비율(파란색), 그리고 그 근처에서 Richardson 수(R_i)가 1(초록색), 0.25(주황색), 0(빨간색)보다 작은 사례의 비율을 나타냄.

3.4. 대표 사례의 중규모 메커니즘

중규모 유형별 대표 사례를 선정하고, 각 사례의 중규모 메커니즘을 수치실험을 통해 분석하였다. 사례 1은 남고북저형 중 군집 2에 속하며, 2019년 4월 4일에 발생하였다. 이때 속초와 강릉에서 관측된 일 최대 순간 풍속은 각각 20.4 m s^{-1} , 17.1 m s^{-1} 이다. 사례 2는 서고동저형 중 군집 8에 속하며, 2016년 1월 19일에 발생하였다. 이때 속초와 강릉에서 관측된 일 최대 순간 풍속은 각각 20.0 m s^{-1} , 16.5 m s^{-1} 이다. 사례 3은 저기압 통과형 중 군집 7에 속하며, 2012년 11월 12일에 발생하였다. 이때 속초와 강릉에서 관측된 일 최대 순간 풍속은 각각 19.9 m s^{-1} , 20.5 m s^{-1} 이다.

그림 18은 수치실험을 통해 모의된 세 가지 사례의 중규모 흐름이다. 사례 1의 경우, 한반도 남쪽으로 고기압, 북쪽으로 저기압이 통과하고 있으며, 이로 인해 남고북저형 해면기압 배치가 만들어진다. 지상에서 강한 남서풍, 850 hPa에서 강한 서풍이 불고 있다. 고도가 높아질수록 풍향이 시계방향으로 변하고 한반도 서쪽 기온이 높은 것으로 보아 한반도에 온난이류가 있음을 알 수 있다. 사례 2의 경우, 한반도 서쪽으로 대륙성 고기압이 확장하고 있으며, 동쪽에서 중규모보다 작은 규모의 저기압이 발달하고 있어, 서고동저형 해면기압 배치가 만들어진다. 지상과 850 hPa에서 강한 북서풍이 불고 있으며, 한반도에 한랭이류가 있음을 알 수 있다. 사례 3의 경우, 한반도 북부로 발달한 저기압이 통과하고 있으며, 이로 인해 지상과 850 hPa에서 강한 서풍이 불고 있다. 세 가지 사례는 그림 7과 9에 보인 유형별 중규모 흐름의 특징을 잘 나타내고 있다.

그림 19는 세 가지 사례에 대해 풍상측 U 와 N^2 의 연직 구조를 비교하였다. 대류권 전체에서 U 는 사례 1, 2, 3 순서대로 작으며, 사례

3의 경우 대류권 중상부에 강한 제트가 존재한다. N^2 의 경우, 사례 1에서는 대류권 하부에서 크고 중상부에서 작으며, 사례 2에서는 대류권 하부에서 작고 중상부에서 크며, 사례 3에서는 대류권 전체에서 작다. 그림 12에서 보인 종관규모 유형별 풍상측 흐름의 차이가 세 가지 사례에서 잘 나타난다.

그림 20은 AWS 지점에서 관측된 1분 최대 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속을 비교한 것이다. 전반적으로 수치모델이 관측에 비해 풍속을 과대 모의하고 있다. 이것은 수치모델에서 지면 근처 풍속을 직접 모의하지 않고 지표층 모수화 방안으로 진단하거나, AWS 지점에서 지상 풍속이 고도 10 m가 아닌 다른 고도에서 관측되었을 수 있기 때문이다. 태백산맥 풍상측인 서쪽과 풍하측인 동쪽의 풍속을 비교하면, 모든 사례에서 풍상측보다 풍하측에서 풍속이 더 높으므로, 풍하측 강풍이 발생했다고 할 수 있다. 그런데 각 사례에 대해 풍상측 풍속을 비교해보면, 사례 1에서 가장 작은 것을 알 수 있다. 따라서 사례 1은 풍하측에서 흐름이 가속되는 효과가 가장 크다.

이것은 세 가지 사례에 대해 계산된 Fr 을 통해 설명할 수 있다. 사례 1, 2, 3에 대해, 고도 1500 m 이하에서 평균된 U 는 각각 11.697, 15.640, 17.760 $m\ s^{-1}$ 이고, 고도 1500 m 이하에서 평균된 N 은 각각 0.0151, 0.0126, 0.00985 s^{-1} 이다. 이를 이용하여 계산된 Fr 은 각각 0.691, 1.110, 1.613이다. 사례 1은 U 가 가장 작으며, N 이 가장 높아, Fr 이 가장 작다. 따라서 사례 1의 경우 유입되는 흐름이 비선형 효과로 인해 풍하측에서 가속되는 정도가 가장 크다.

그림 21은 AWS 지점에서 관측된 지상 기온과 수치모델이 모의한 2 m 기온을 비교한 것이다. 수치모델은 태백산맥 풍상측에서는 관측과 비슷하게 기온을 모의하지만, 풍하측에서는 관측보다 낮게 기온을 모의한다. 풍하측 강풍이 발생할 때 풍하측 경사면을 따라 공기가

하강하면서 풍하측에서 기온이 증가할 수 있다. 이러한 현상을 수치모델이 모의하는 데에 한계가 있는 것으로 보인다. 세 가지 사례에서 풍상측과 풍하측의 기온 차이를 비교해보면, 저기압 통과형에 속하는 사례 3의 경우 풍상측과 풍하측에서 기온 차이가 거의 없고, 남고북저형에 속하는 사례 1과 서고동저형에 속하는 사례 2는 풍상측보다 풍하측에서 기온이 높다. 그런데 그 차이는 사례 1이 사례 2에 비해 크다. 그림 10에서 나타났듯이, 봄철에 자주 발생하는 남고북저형에서 겨울철에 자주 발생하는 서고동저형보다 췌 현상이 뚜렷하게 나타나는 것으로 보인다.

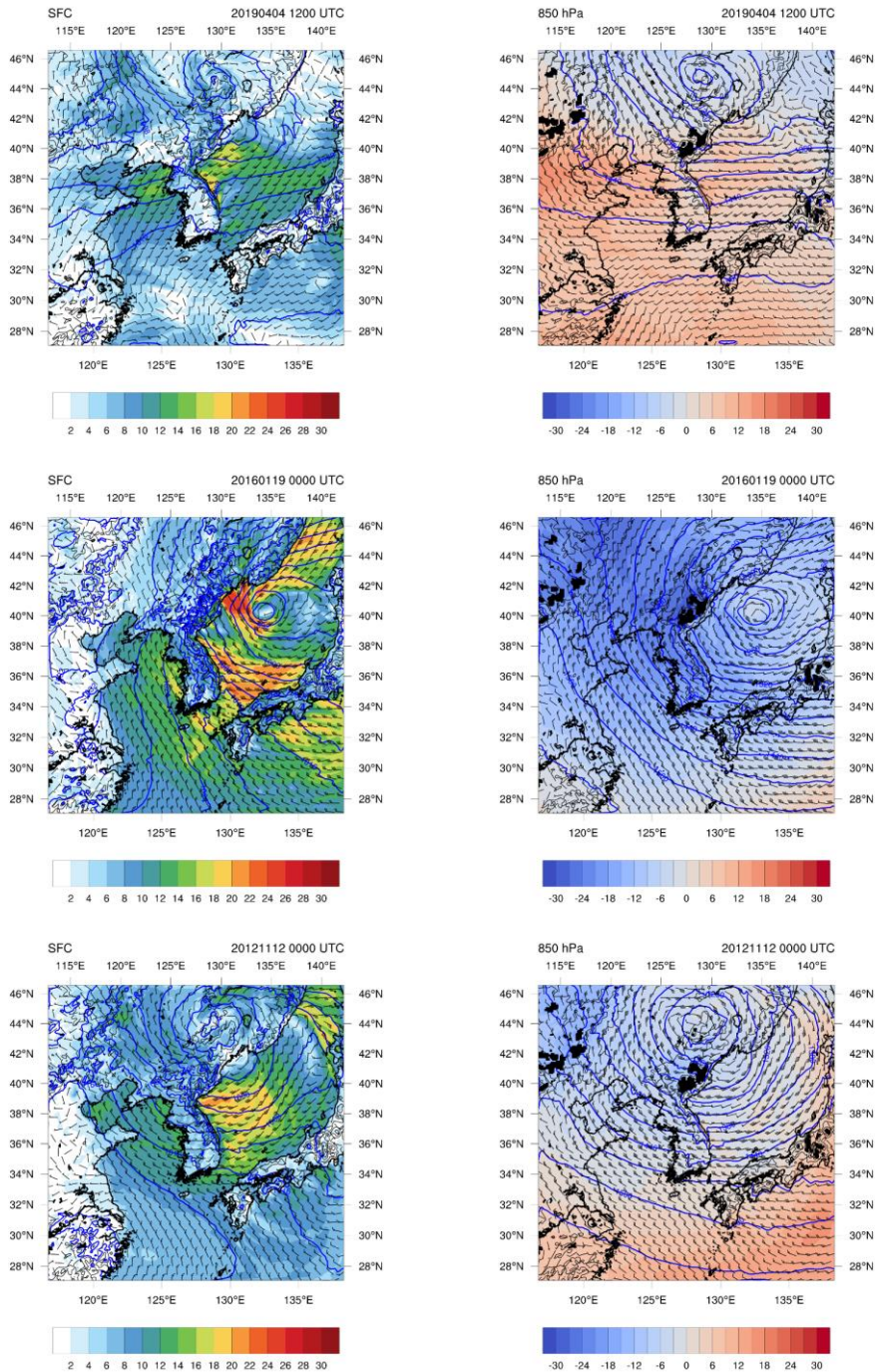


그림 18. 사례 1(위), 2(가운데), 3(아래)에 대한 10 m 풍속(색), 해면기압(파란 실선), 수평 바람(바람깃) (왼쪽), 850 hPa 기온(색), 지위고도(파란 실선), 수평 바람(바람깃) (오른쪽).

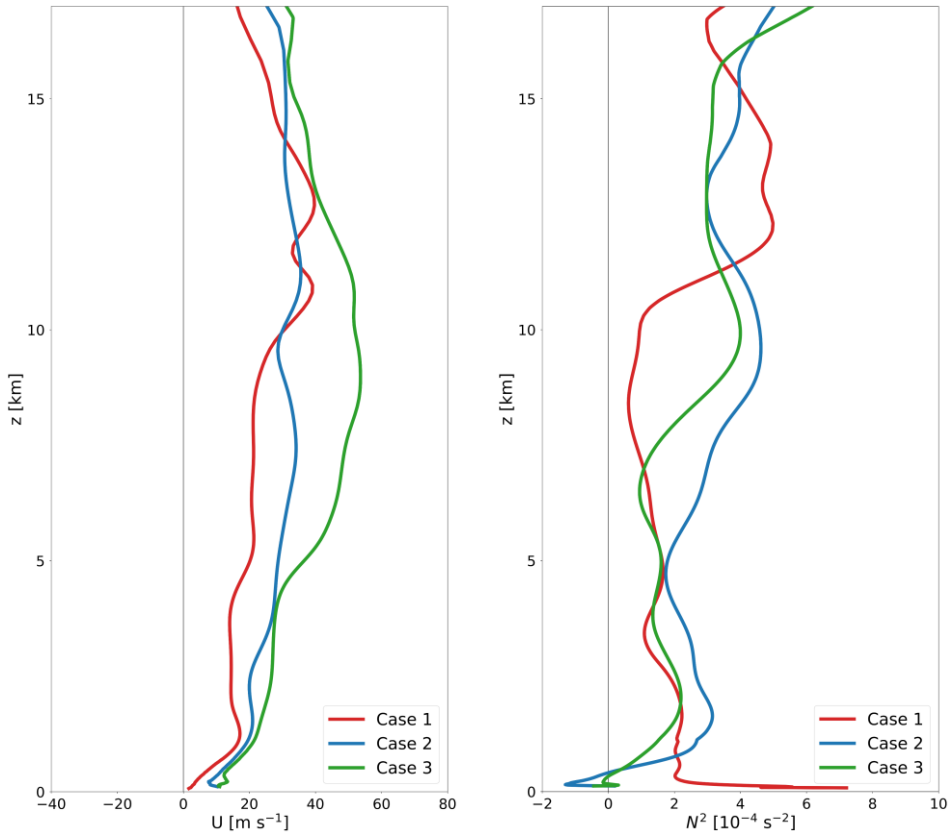


그림 19. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC (빨간색), 사례 2의 2016년 1월 19일 0000 UTC (파란색), 사례 3의 2012년 11월 12일 0000 UTC (초록색)에 대해 풍상층의 산악을 가로지르는 바람의 속도(U) (왼쪽), 정적안정도(N^2) (오른쪽)의 연직 구조.

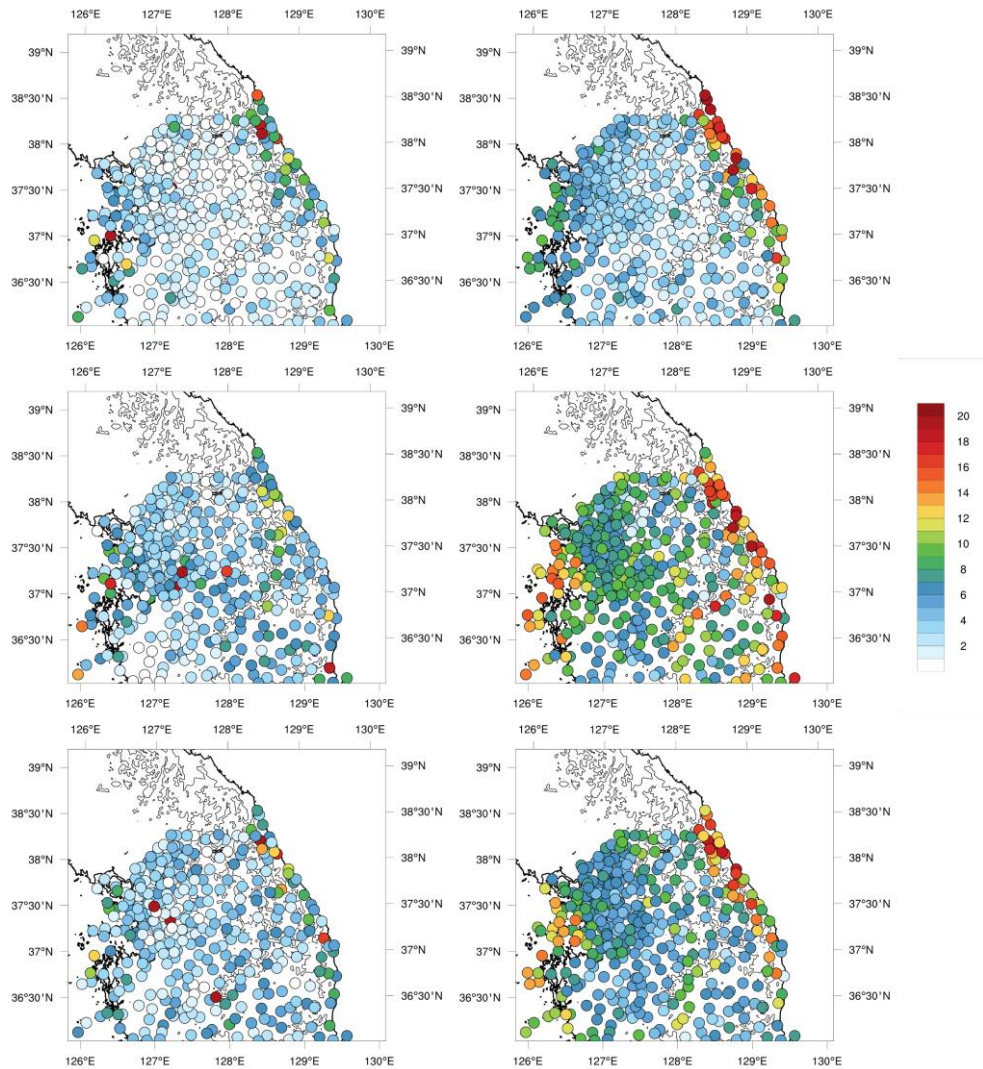


그림 20. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC (위), 사례 2의 2016년 1월 19일 0000 UTC (가운데), 사례 3의 2012년 11월 12일 0000 UTC (아래)에 대해 AWS 지점에서 관측된 1분 최대 지상 풍속(왼쪽), 수치모델이 모의한 10 m 풍속(오른쪽).

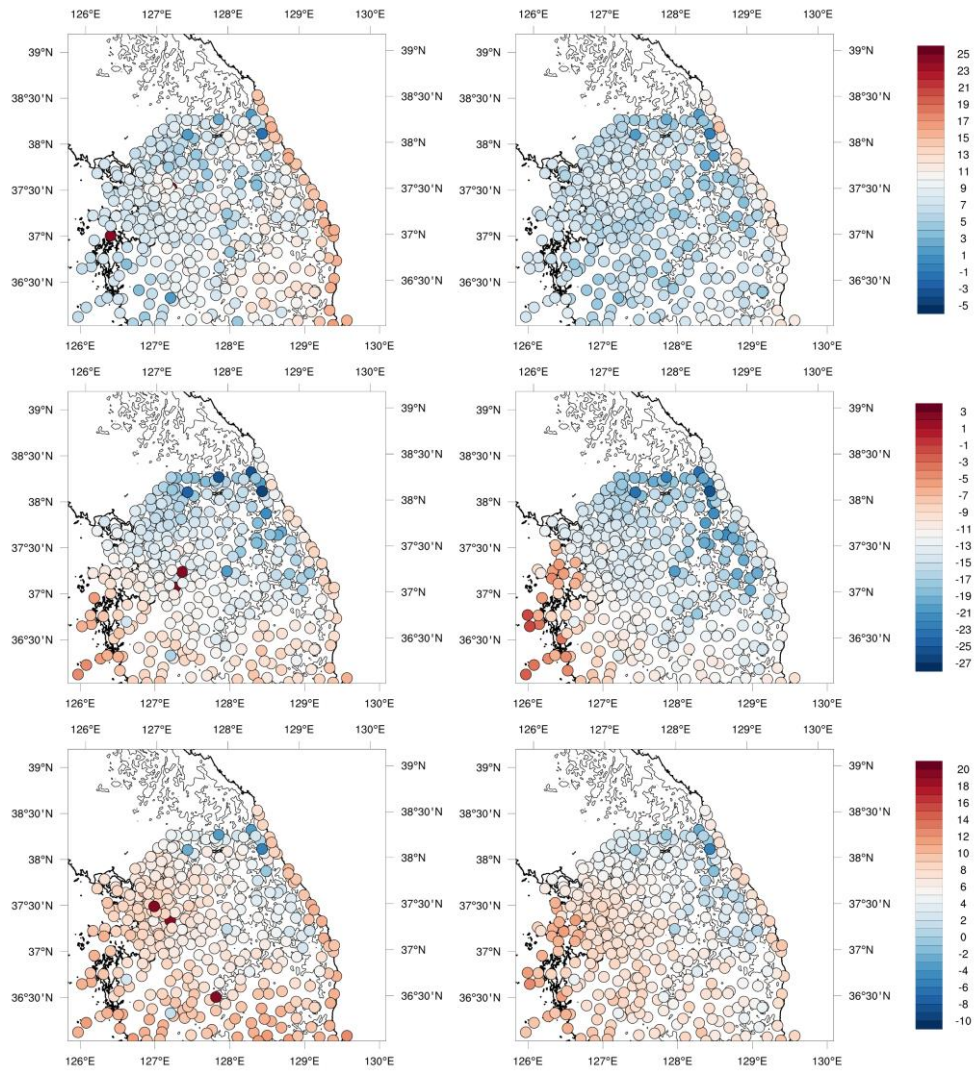


그림 21. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC (위), 사례 2의 2016년 1월 19일 0000 UTC (가운데), 사례 3의 2012년 11월 12일 0000 UTC (아래)에 대해 AWS 지점에서 관측된 기온(왼쪽), 수치모델이 모의한 2 m 기온(오른쪽).

3.4.1. 사례 1 (2019년 4월 4일)

첫 번째로, 남고북저형에 속하며, 2019년 4월 4일에 발생한 사례 1의 메커니즘을 분석한다. 그림 22는 속초와 강릉에서 관측된 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속의 시계열이다. 수치모델이 모의한 10 m 풍속은 관측된 1분 최대 지상 풍속과 비슷하거나 그보다 약간 크다. 또한 수치모델은 관측된 강풍의 시간에 대한 변동성을 모의할 수 있으나, 속초와 강릉에서 모두 풍속이 최대가 되는 시점을 관측에 비해 1시간 가량 이르게 모의하였다. 사례 1의 경우, 강릉보다 속초에서 일 최대 순간 풍속이 크기 때문에, 속초를 중심으로 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘을 분석하였다.

그림 23은 수평 단면에 연직 속도와 수평 바람을 나타내고 있으며, 이를 통해 형성된 산악파의 특성을 분석할 수 있다. 고도 1000 m에서 남서풍이 태백산맥에 유입되고 있으며, 태백산맥의 풍하측 경사면을 따라 하강기류가 형성되었다. 또한 고도 6000 m에서 태백산맥에 의해 산악파가 형성되었으며, 산악파가 풍하측으로 전파하기도 한다. 여기에서 영동 지역 내에서도 위치에 따라 지형 등의 차이로 인해 산악파가 다른 모습으로 형성되는 것을 알 수 있고, 이로 인해 풍하측 강풍이 발생하는 시간대나 그 강도가 다르다. 정리하자면, 사례 1에서는 연직으로 전파하는 진폭이 큰 산악파가 형성되었고, 이로 인해 풍하측 강풍이 발생하였을 것이다.

그림 24는 그림 23의 빨간 실선을 따라 자른 연직 단면 위에 단면에 나란한 풍속과 연직 속도를 나타내고 있다. 수치모델이 모의한 속초의 풍속이 가장 큰 1200 UTC에 그림 23에 나타난 풍하측 경사면의 하강기류와 연직으로 전파하는 진폭이 큰 산악파를 확인할 수 있다.

시간대별로 살펴보면, 0900 UTC에 풍하층 고도 2-5 km에서 온위가 연직으로 감소하여 Ri 가 0보다 작으므로, 산악파가 파괴되었음을 알 수 있다. 파동 파괴로 인해 형성된 풍속이 약한 난류층 아래로 흐름이 가속되어, 유입되는 흐름이 분리되면서 풍하층 강풍이 발생하였다(Smith 1985). 사례 1의 경우 Fr 이 0.691이므로 물뿔이 발생할 수 있다(Lin and Wang 1996).

1200 UTC에는 풍하층 고도 2-5 km뿐만 아니라 14-16 km에서도 산악파가 파괴되어, $U < 0$ 인 산악파의 임계고도가 형성되고, 그보다 위로 산악파가 전파하지 못한다. 또한 그 근처의 Ri 가 0.25보다 작아, 산악파가 아래로 반사되어 보강 간섭에 의해 산악파의 진폭이 커져 풍하층 강풍이 발생할 수 있다(Clark and Peltier 1984). Clark and Peltier (1984)는 산악파의 연직 파장 λ_z 와 임계고도의 높이 z_c 가 $z_c/\lambda_z = n + 0.75$ ($n = 0, 1, 2, \dots$)를 만족하면, 연직 위로 전파하는 산악파와 연직 아래로 반사된 산악파가 보강 간섭을 일으켜 풍하층 강풍이 발생할 수 있다고 하였다. 이 사례에서 λ_z 는 약 10 km, z_c 는 약 14 km로 위의 관계가 만족되지는 않는다. 하지만 고도에 따라 U 와 N^2 가 일정하지 않아 λ_z 를 정확히 알기 쉽지 않으며, 고도 2-5 km에서도 파동이 파괴된다. 이상적인 대기를 가정한 수치실험에 비해 실제 대기에서는 상황이 더 복잡해 Clark and Peltier (1984)의 결과가 그대로 적용되지 않을 수 있다. 그렇지만 성층권 하부에 산악파의 임계고도가 형성되지 않은 0900 UTC에 비해, 1200 UTC에는 대류권에서 연직으로 전파하는 산악파의 진폭이 크게 증가하였다. 따라서 산악파의 임계고도 반사가 산악파를 증폭시켜 풍하층 강풍을 강화하였을 가능성이 있다.

1500 UTC에는 풍하층 상공에서 파동 파괴가 나타나지 않아, 물뿔과 산악파의 임계고도 반사 모두 영향을 미치지 않는다. 따라서

풍하층 지면 근처에서 풍속이 감소한다.

그림 25는 Scorer parameter (l^2)의 연직 구조를 나타내고 있다. 고도 4 km 이하에서 고도에 따라 l^2 가 감소하고, 이로 인해 수평 파장이 10 km 이하인 산악파는 연직으로 전파하지 못해, 고도에 따라 에너지가 감소하고 아래로 반사될 수 있다. 또한 고도 9 km 근처에서 l^2 가 0보다 작기 때문에, 이곳에서 모든 수평 파장의 산악파 에너지가 고도에 따라 감소하고 일부 아래로 반사될 수 있다. 그림 26은 연직 속도의 파워 스펙트럼 밀도를 수평 파장과 고도에 따라 나타내고 있다. 수평 파장이 10 km 이하인 에너지는 고도 4 km 이하에서 고도에 따라 감소하며, l^2 가 0보다 작은 고도 9 km 근처에서 모든 파장의 에너지가 고도에 따라 감소한다. 따라서 산악파의 부분 반사로 인해 풍하층 강풍이 발생할 수 있었다(Klemp and Lilly 1975).

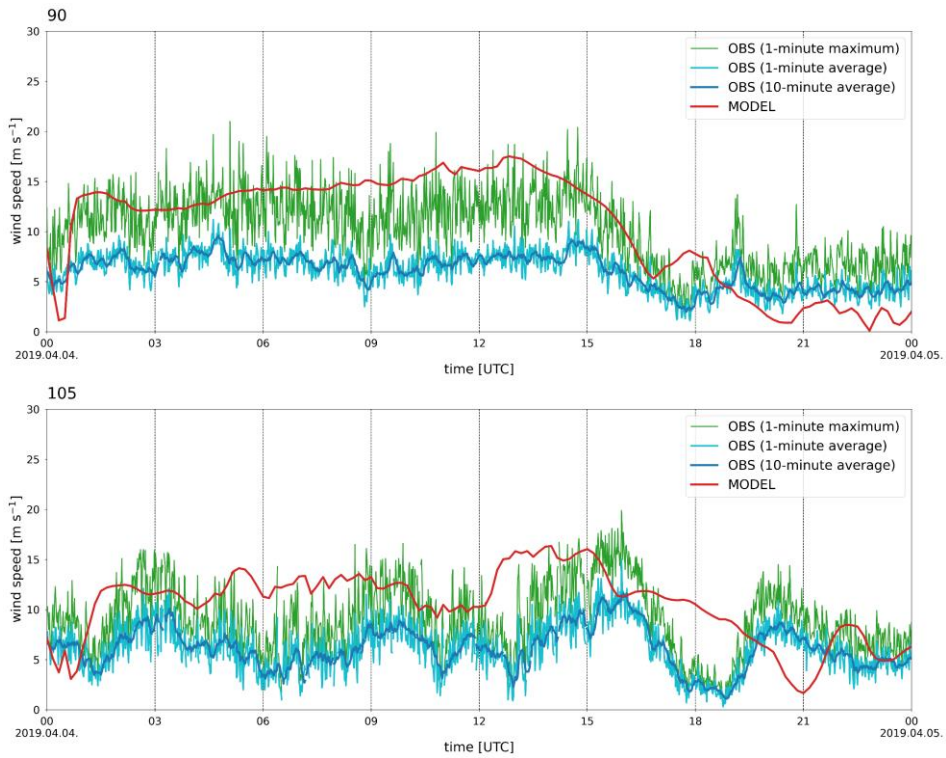


그림 22. 사례 1에 대해 속초(위)와 강릉(아래)에서 관측된 1분 최대(초록색), 1분 평균(하늘색), 10분 평균(파란색) 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속(빨간색)의 시계열.

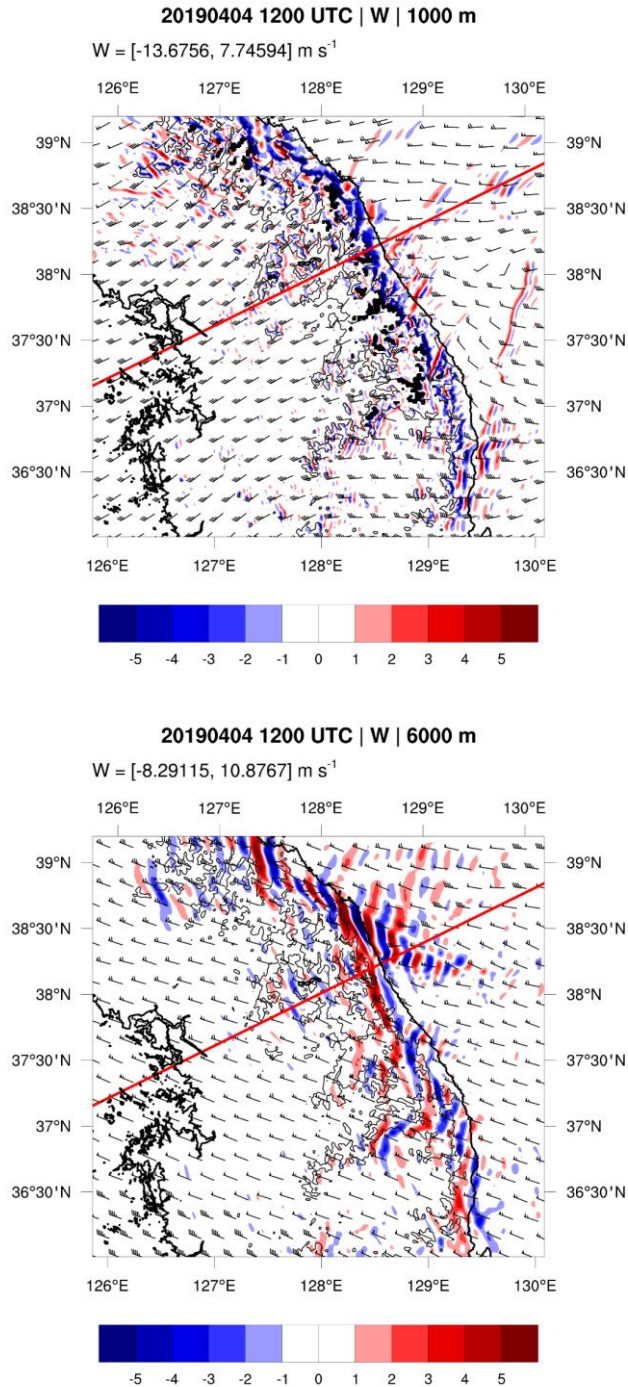


그림 23. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC에 고도 1000 m (위), 6000 m (아래)의 수평 단면에 연직 속도(색), 수평 바람(바람깃), 지형(검정 실선)을 영역 3에서 나타냄. 빨간 실선은 그림 24의 속초 중심으로 연직 단면을 자른 부분을 나타냄.

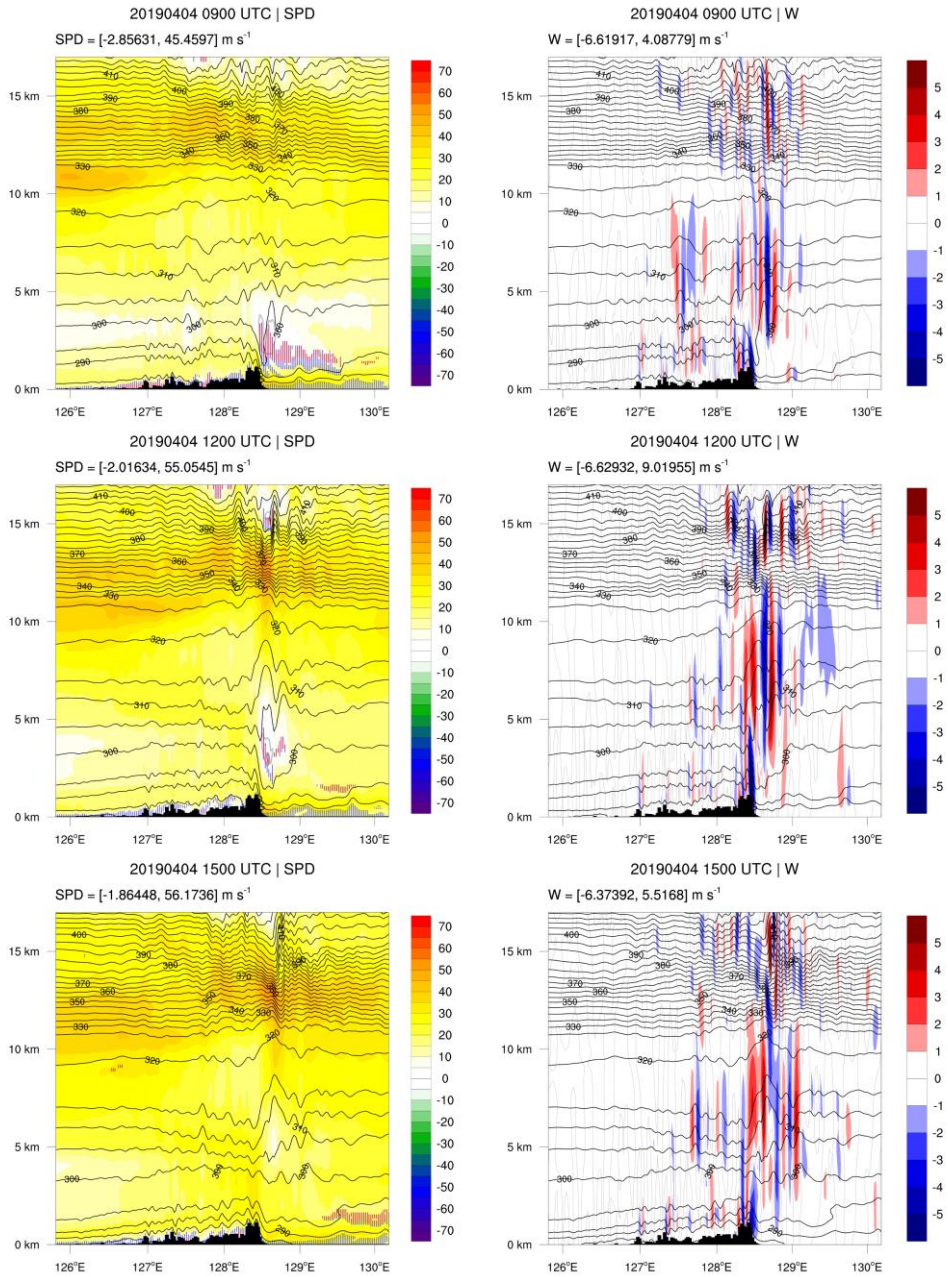


그림 24. 사례 1의 2019년 4월 4일 0900(위), 1200(가운데), 1500(아래) UTC에 그림 23의 빨간 실선을 따라 속초 중심으로 자른 연직 단면. 단면에 나타난 바람의 속도(색, 왼쪽), 연직 속도(색, 오른쪽)를 온위(검정 실선)와 함께 나타냄. 왼쪽 그림에서 Richardson 수가 0.25, 0보다 작은 곳을 각각 파란색, 빨간색으로 표시함.

20190404 1200 UTC | l^2

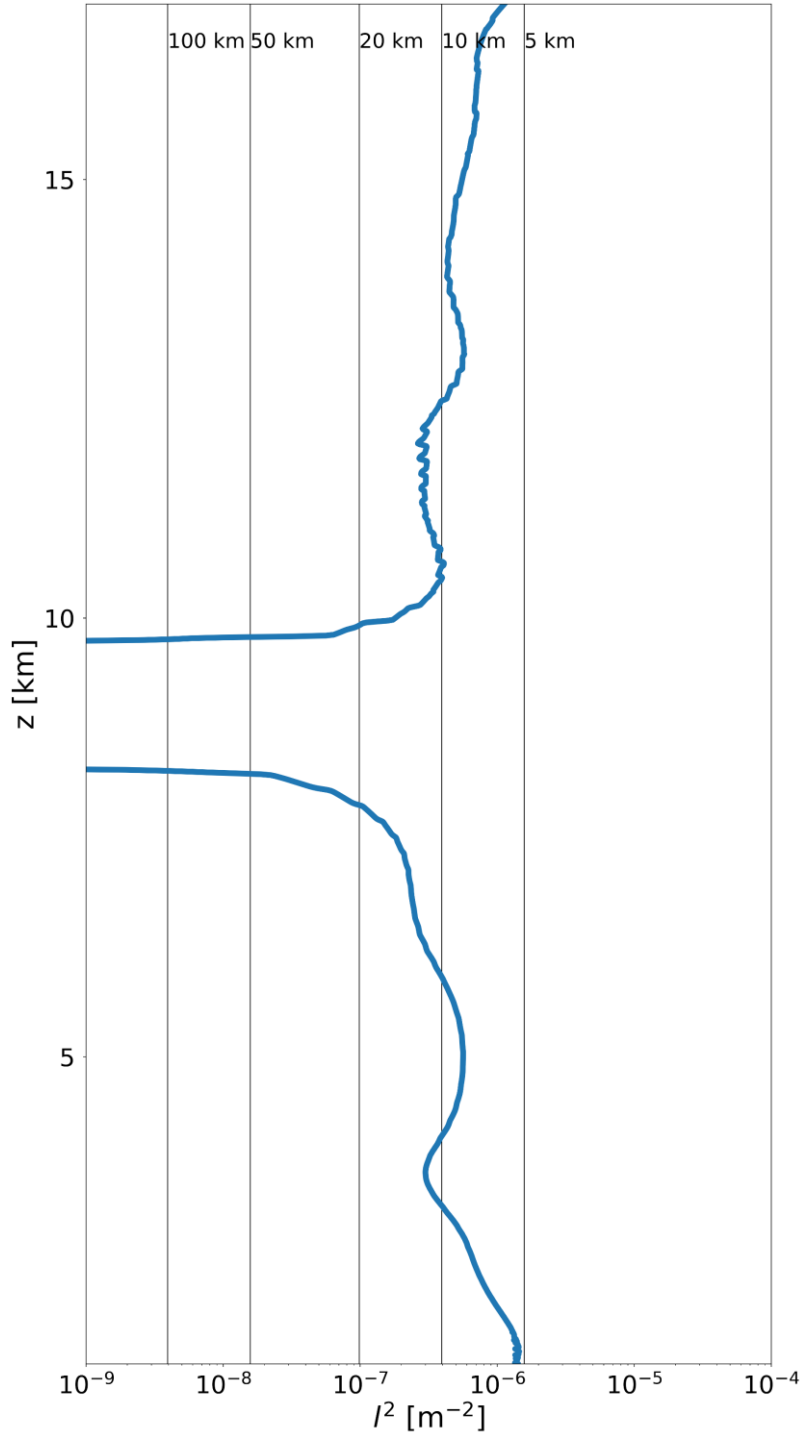


그림 25. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC에 풍상측 흐름으로부터 계산된 Scorer parameter (l^2)의 연직 구조를 나타냄. 검정 세로선은 오른쪽부터 수평 파장 5, 10, 20, 50, 100 km에 대응되는 수평 파수의 제곱을 나타냄.

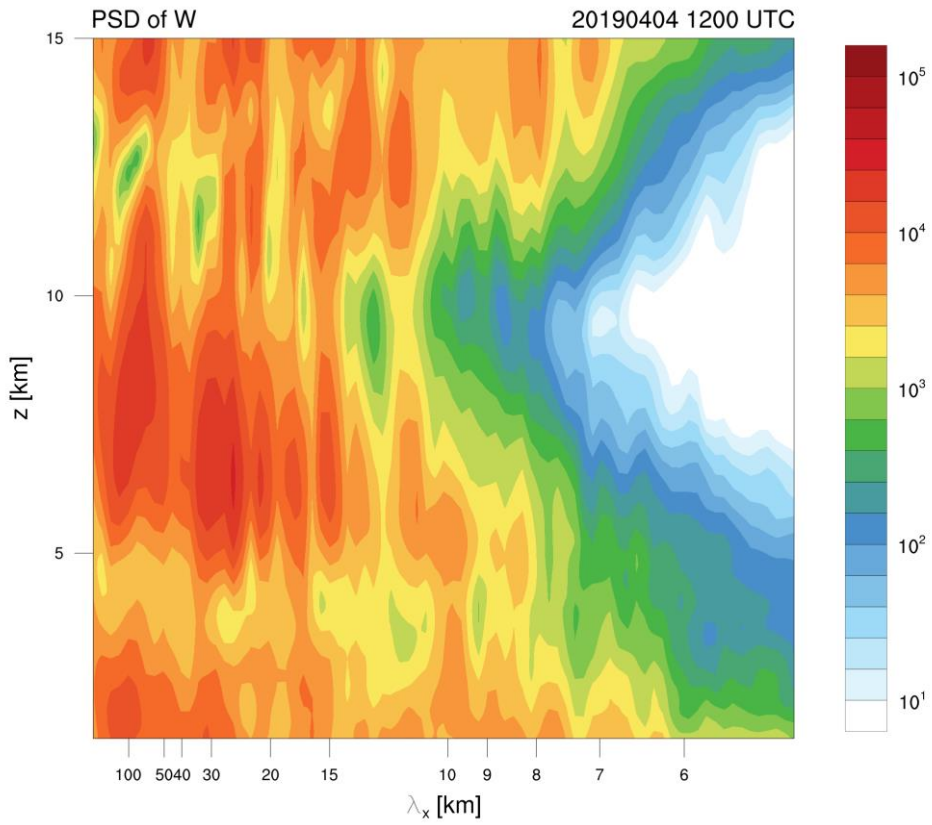


그림 26. 사례 1의 2019년 4월 4일 1200 UTC에 연직 속도의 파워 스펙트럼 밀도를 수평 파장과 고도에 대해 나타냄.

3.4.2. 사례 2 (2016년 1월 19일)

두 번째로, 서고동저형에 속하며, 2016년 1월 19일에 발생한 사례 2의 메커니즘을 분석한다. 그림 27은 속초와 강릉에서 관측된 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속의 시계열이다. 수치모델이 모의한 10 m 풍속은 강릉에서는 관측된 1분 최대 지상 풍속과 비슷하나, 속초에서는 관측된 1분 최대 풍속보다 크다. 또한 수치모델은 관측된 강풍의 시간에 대한 변동성을 모의할 수 있으며, 강릉에서는 18일 21 UTC 이후 풍속이 커지는 시점을 비교적 정확히 모의한다. 하지만 속초에서는 풍속이 변하는 주기를 관측에 비해 길게 모의하고, 19일 00 UTC에 관측된 일 최대 순간 풍속만큼의 강풍을 모의하지는 못했다. 사례 2의 경우, 강릉보다 속초에서 일 최대 순간 풍속이 크기 때문에, 속초를 중심으로 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘을 분석하려고 한다.

그림 28은 수평 단면에 연직 속도와 수평 바람을 나타내고 있으며, 이를 통해 형성된 산악파의 특성을 분석할 수 있다. 고도 1000 m에서 태백산맥에 유입되는 바람의 방향이 태백산맥에 가까워지면서 북서풍에서 서풍으로 바뀌고 있으며, 이 흐름이 태백산맥을 넘어가 풍하측 경사면을 따라 하강기류가 형성되었다. 또한 고도 5000 m에서 연직으로 전파하는 산악파가 형성되었으나, 대류권 내에서 북서풍이 불고 있기 때문에, 북서-남동 방향의 태백산맥보다는 북동-남서 방향의 태백산맥 풍상측에 위치한 산악에 의해 산악파가 형성되었다. 따라서 사례 2의 경우, 연직으로 전파하는 산악파보다는 대류권 하부에서 서풍을 따라 태백산맥에 유입되는 흐름이 더 중요할 것으로 보인다. 그림 29는 풍상측 Scorer parameter (l^2)의 연직 구조를 나타내고 있는데, 대류권 중상부의 N^2 가 크기 때문에 l^2 또한 커서, 수평 파장이 15 km보다 긴 산악파는 모두 연직으로 전파할 수 있다. 그리고 앞서

설명하였듯이, 북동-남서 방향의 태백산맥에 의해서는 연직으로 전파하는 진폭이 큰 산악파가 형성되지 않았다. 따라서 산악파의 부분 반사에 의해 풍하층 강풍이 발생하지는 않았을 것이다.

그림 30은 그림 28의 빨간 실선을 따라 자른 연직 단면에 각각 단면에 나란한 풍속과 연직 속도를 나타내고 있다. 그림 28에 나타난 풍하층 경사면의 하강기류와 태백산맥 풍상층 지형에 의해 형성된 연직으로 전파하는 산악파를 확인할 수 있다. 또한 풍하층 고도 1-2 km의 얇은 층에서 파동이 파괴되어 그 아래로 흐름이 가속된다. 그리고 풍하층 경사면의 강한 하강기류와 파동 파괴가 나타난 층 동쪽의 상승기류로부터 물뿔이 발생하였음을 확인할 수 있다. Fr이 1.110으로 1보다 커 유입되는 흐름이 다소 선형적이지만, Lin and Wang (1996)에 의하면 물뿔을 발생시킬 수 있는 범위에 포함된다. 따라서 사례 2에서는 물뿔에 의해 풍하층 강풍이 발생하였다.

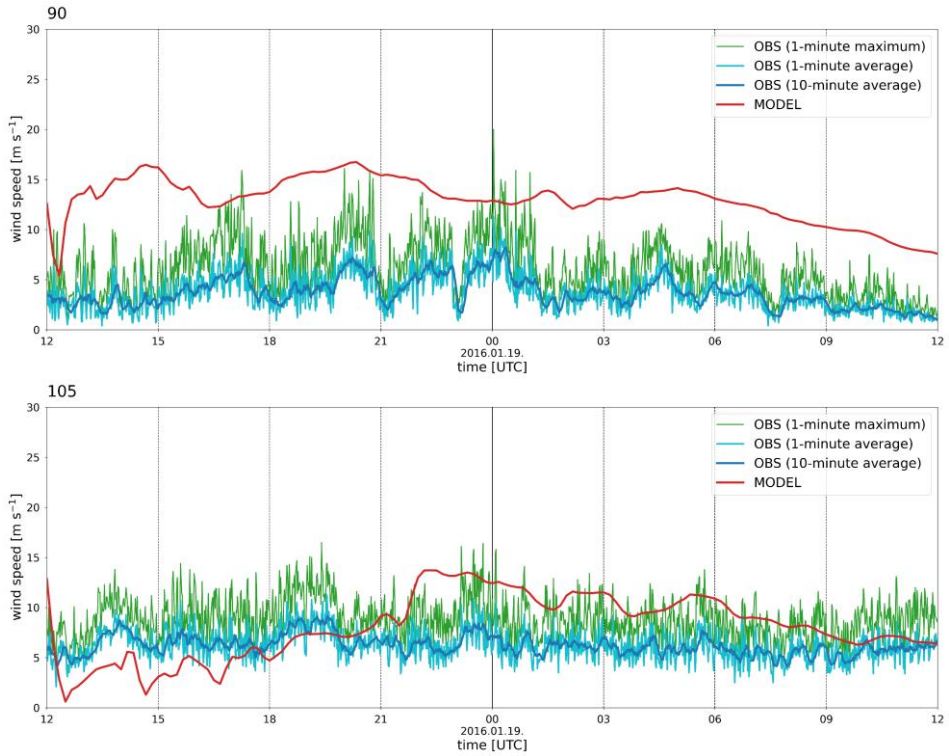


그림 27. 사례 2에 대해 속초(위)와 강릉(아래)에서 관측된 1분 최대(초록색), 1분 평균(하늘색), 10분 평균(파란색) 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속(빨간색)의 시계열.

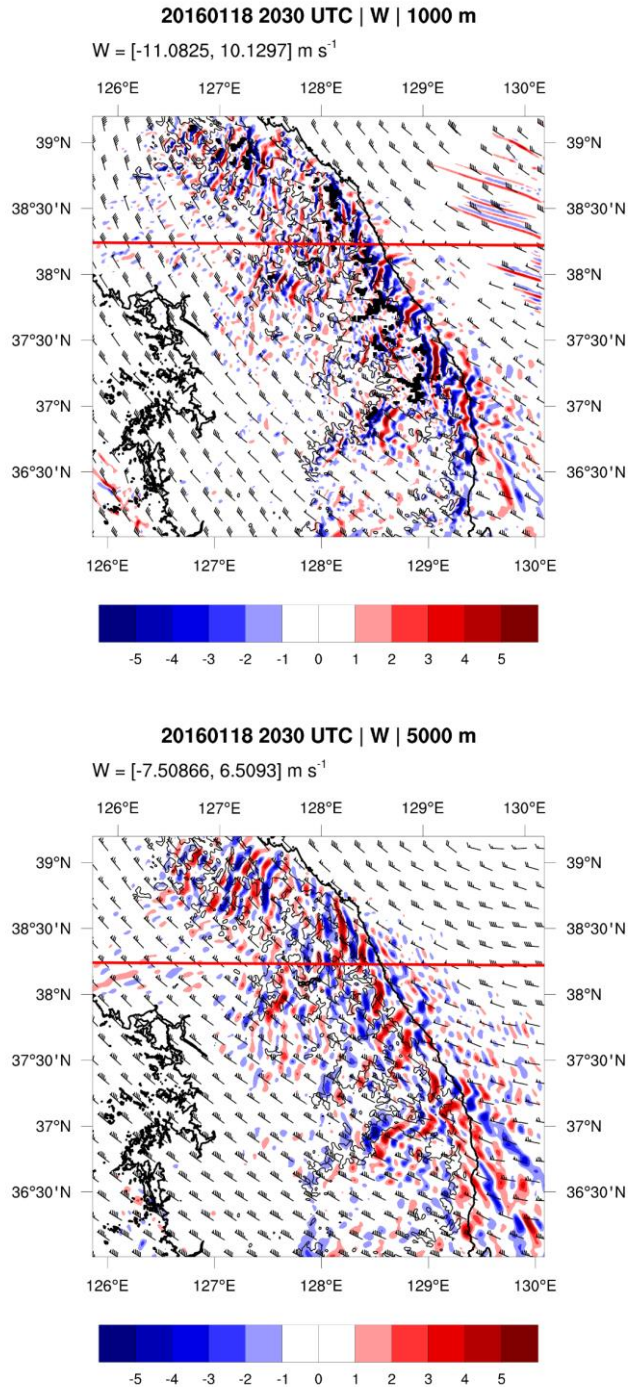


그림 28. 사례 2의 2016년 1월 18일 2030 UTC에 고도 1000 m (위), 5000 m (아래)의 수평 단면에 연직 속도(색), 수평 바람(바람깃), 지형(검정 실선)을 영역 3에서 나타냄. 빨간 실선은 그림 30의 속초 중심으로 연직 단면을 자른 부분을 나타냄.

20160118 2030 UTC | l^2

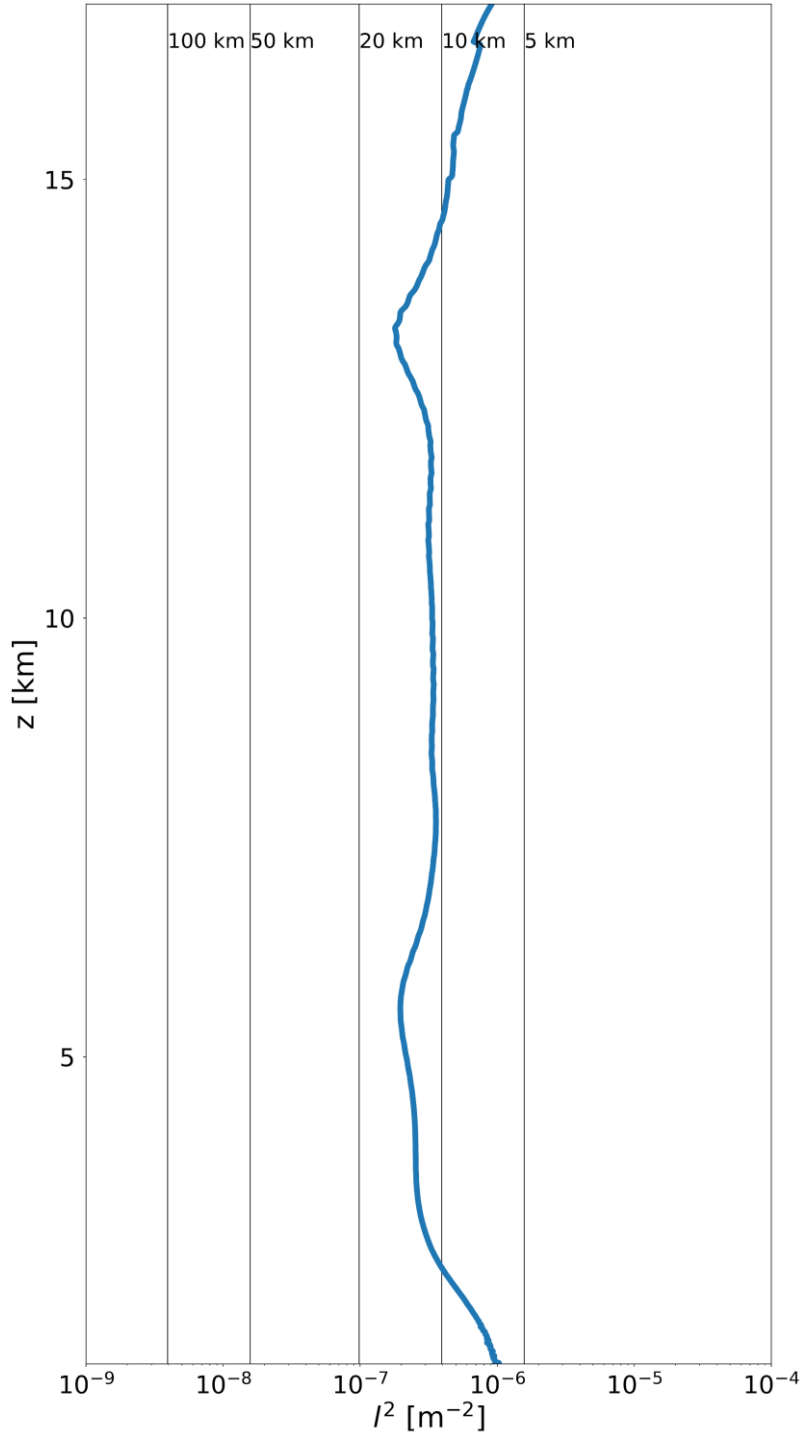


그림 29. 사례 2의 2016년 1월 18일 2030 UTC에 풍상측 흐름으로부터 계산된 Scorer parameter (l^2)의 연직 구조를 나타냄. 검정 세로선은 오른쪽부터 수평 파장 5, 10, 20, 50, 100 km에 대응되는 수평 파수의 제곱을 나타냄.

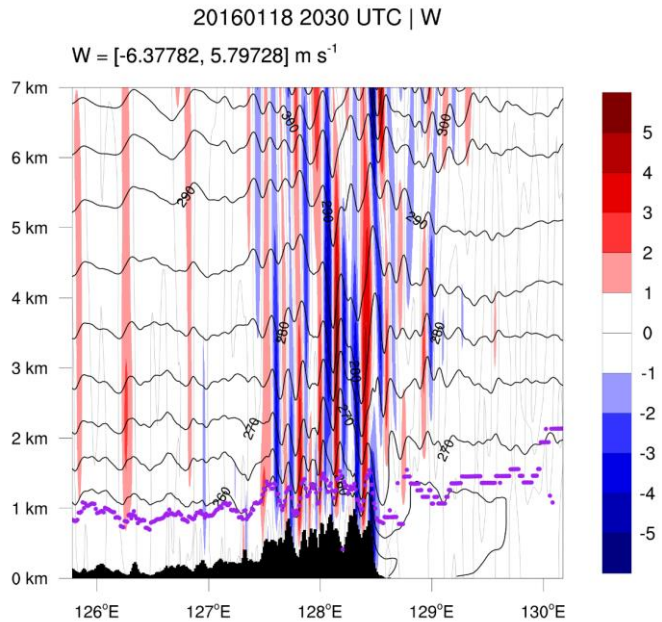
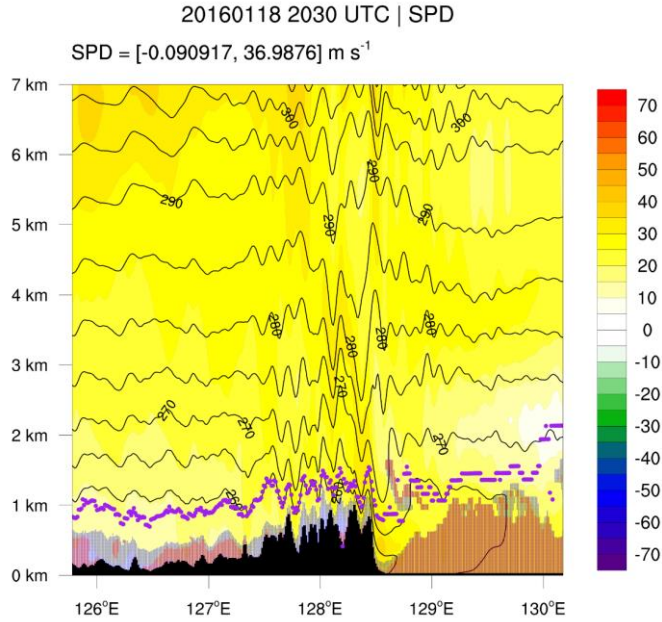


그림 30. 사례 2의 2016년 1월 18일 2030 UTC에 그림 28의 빨간 실선을 따라 속초 중심으로 자른 연직 단면. 단면에 나란한 바람의 속도(색, 위), 연직 속도(색, 아래), 온위(검정 실선)를 나타냄. 위의 그림에 Richardson 수가 0.25, 0보다 작은 곳을 파란색, 빨간색으로 표시함.

3.4.3. 사례 3 (2012년 11월 12일)

세 번째로, 저기압 통과형에 속하며, 2012년 11월 12일에 발생한 사례 3의 메커니즘을 분석한다. 그림 31은 속초와 강릉에서 관측된 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속의 시계열이다. 수치모델이 모의한 10 m 풍속은 관측된 1분 최대 지상 풍속과 크기가 비슷하다. 또한 수치모델은 관측된 강풍의 시간에 대한 변동성을 모의할 수 있고, 속초에서 관측된 풍속이 강해지고 약해지는 시점을 비교적 정확히 모의한다. 강릉에서도 마찬가지로, 11월 22 UTC에 관측된 최대 풍속을 1시간 가량 늦게 모의한다. 사례 3의 경우, 속초보다 강릉에서 일 최대 순간 풍속이 크기 때문에, 강릉을 중심으로 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘을 분석하려고 한다.

그림 32는 수평 단면에 연직 속도와 수평 바람을 나타내고 있으며, 이를 통해 형성된 산악파의 특성을 분석할 수 있다. 고도 1000 m에서 서풍이 태백산맥에 유입되고 있으며, 태백산맥에 의해 형성된 산악파가 풍하측으로 전파하고 있다. 또한 고도 10000 m에서 태백산맥에 의해 형성된 산악파가 풍하측뿐만 아니라 연직으로도 전파하였음을 알 수 있다. 이 사례에서도 영동 지역 내 위치에 따라 지형 등의 차이로 인해 풍하측으로 전파하는 산악파가 다른 모습으로 형성된 것을 알 수 있으며, 이로 인해 풍하측 강풍이 발생하는 시간대나 그 강도가 다르다.

그림 33은 그림 32의 빨간 실선을 따라 자른 연직 단면 위에 각각 단면에 나란한 풍속과 연직 속도를 나타내고 있다. 이 사례의 경우, 풍하측 상공에 파동 파괴가 나타나지 않는다. Fr이 1.613으로 1보다 훨씬 커 유입되는 흐름이 선형적이기 때문에 물뿔에 의해 풍하측 강풍이 발생하는 것은 아니기 때문이다(Lin and Wang 1996). 풍상측 흐름 자체가 강하기 때문에 풍하측에서도 강풍이 발생할 수 있는데,

풍상측보다는 풍하측에서 바람이 더 강하므로, 산악파로 인해 풍하측에서 흐름이 가속되었을 것이다.

그림 33에서는 그림 32에서 나타난 풍하측으로 전파하는 진폭이 큰 산악파를 대류권 하부에서 확인할 수 있으며, 이로 인해 지면 근처에서 풍속이 증가하고 감소하는 구역이 반복되어 나타난다. 따라서 풍하측으로 전파하는 산악파가 풍하측 강풍 발생에 큰 영향을 미쳤을 것이다. 이때, 수평 파장이 비교적 짧은 산악파에 의해, 서쪽에 상승기류, 동쪽에 하강기류가 있는 곳에서는 지면 근처에서 풍향이 반대로 바뀌고, 풍속이 줄어드는 난류층이 형성된다. 이런 층을 풍하측으로 전파하는 산악파에 의한 rotor라고 한다. 11일 23 UTC에는 수평 파장이 짧은 산악파가 강릉보다 풍하측으로 멀리 떨어진 곳에서 발생하였기 때문에, rotor가 풍하측으로 멀리 떨어진 곳에서 형성되어 강릉에서는 강풍이 발생할 수 있었다. 따라서 사례 3의 경우, 풍하측으로 전파하는 산악파에 의해 풍하측 강풍이 발생하였다.

그림 34는 Scorer parameter (l^2)의 연직 구조를 나타내고 있다. 고도 5 km 근처에서 l^2 가 0보다 작기 때문에, 이곳에서 모든 수평 파장의 산악파 에너지가 고도에 따라 감소한다. 따라서 풍하측으로 전파하는 산악파가 대류권 하부에 갇힌 것처럼 나타난다. 하지만 l^2 가 0보다 작은 층의 두께는 약 1 km 정도이므로, 대류권 하부에서 연직으로 전파하는 산악파 에너지가 모두 소산되지 않고 보다 높은 고도에 전파할 수도 있어, 대류권 상부 및 성층권 하부까지도 전파한 산악파를 확인할 수 있다.

이렇게 l^2 가 0보다 작은 층을 지나는 산악파 에너지는 일부 아래로 반사될 수도 있다. 그림 35는 연직 속도의 파워 스펙트럼 밀도를 수평 파장과 고도에 따라 나타내고 있다. 수평 파장이 15 km 이하인 에너지는 고도에 따라 감소하는 것을 확인할 수 있으며, l^2 가 0보다

작은 고도 5 km 근처에서 모든 파장의 에너지가 고도에 따라 감소한다. 따라서 산악파의 부분 반사로 인해 풍하측 강풍이 발생할 수 있다(Klemp and Lilly 1975).

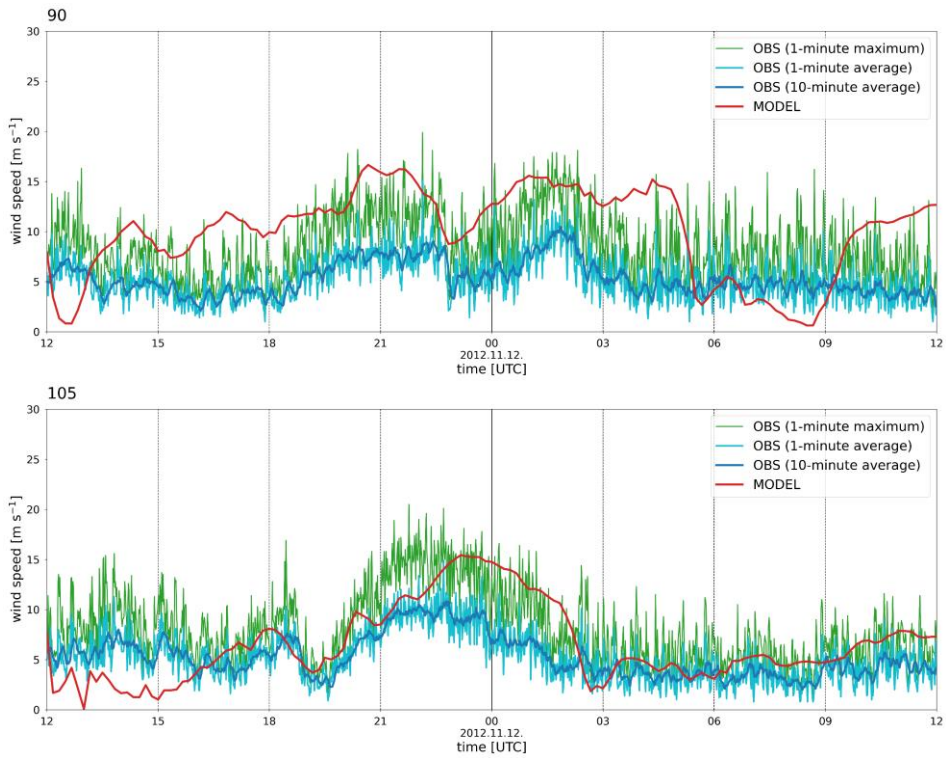


그림 31. 사례 3에 대해 속초(위)와 강릉(아래)에서 관측된 1분 최대(초록색), 1분 평균(하늘색), 10분 평균(파란색) 지상 풍속과 수치모델이 모의한 10 m 풍속(빨간색)의 시계열.

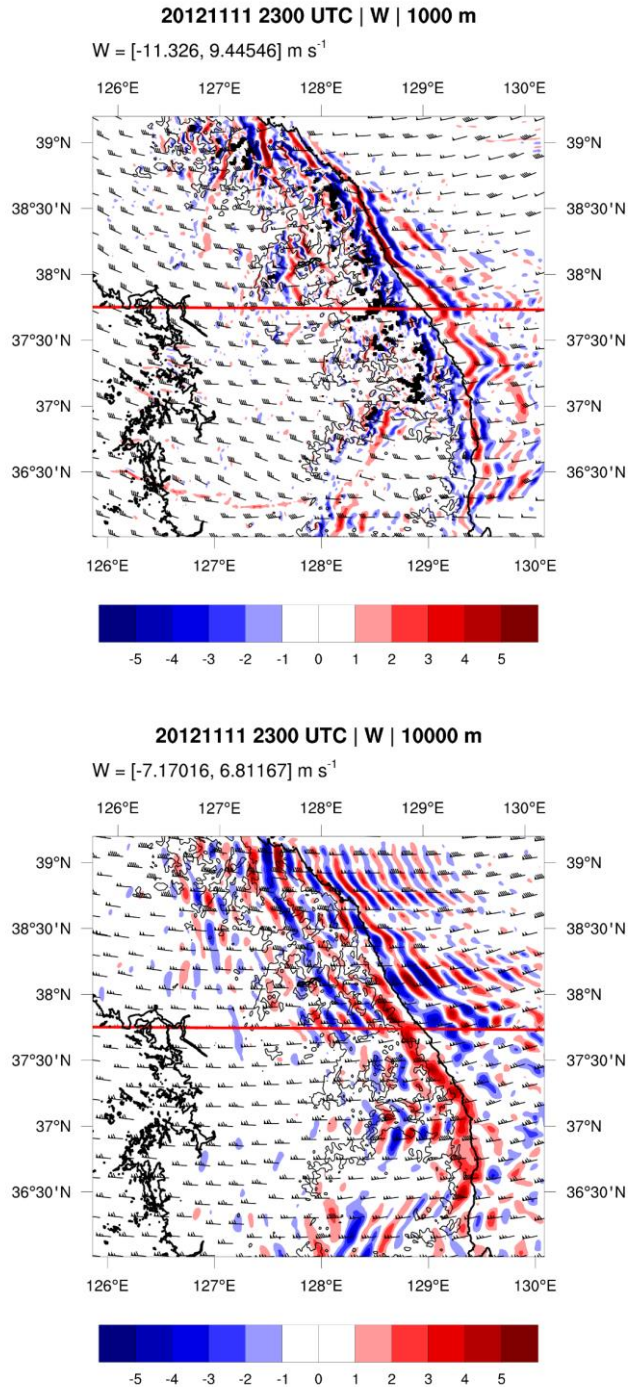


그림 32. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 고도 1000 m (위), 10000 m (아래)의 수평 단면에 연직 속도(색), 수평 바람(바람깃), 지형(검정 실선)을 영역 3에서 나타냄. 빨간 실선은 그림 33의 강릉 중심으로 연직 단면을 자른 부분을 나타냄.

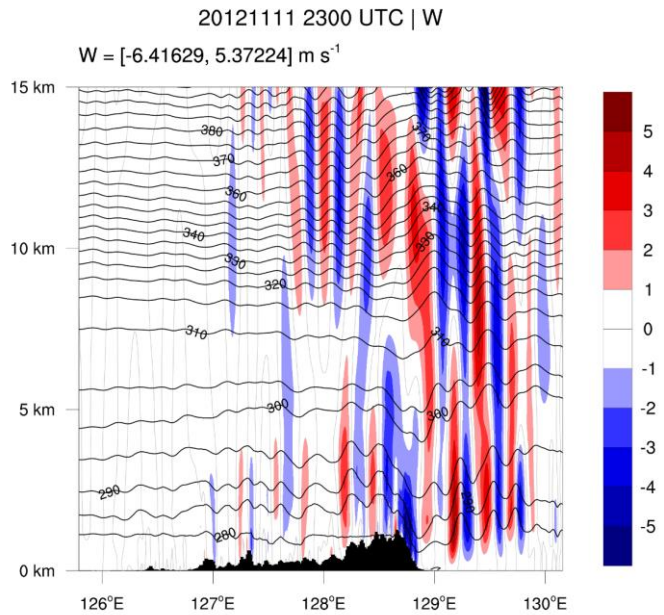
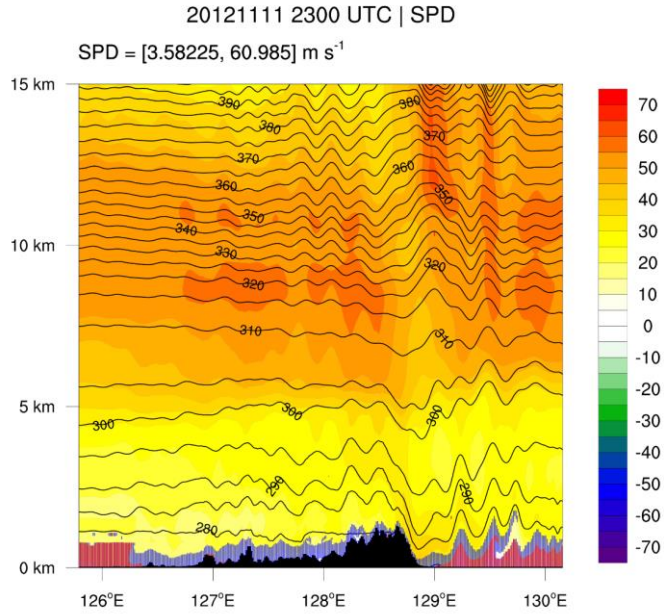


그림 33. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 그림 32의 빨간 실선을 따라 강릉 중심으로 자른 연직 단면. 단면에 나란한 바람의 속도(색, 위), 연직 속도(색, 아래), 온위(검정 실선)를 나타냄. 위의 그림에 Richardson 수가 0.25, 0보다 작은 곳을 파란색, 빨간색으로 표시함.

20121111 2300 UTC | l^2

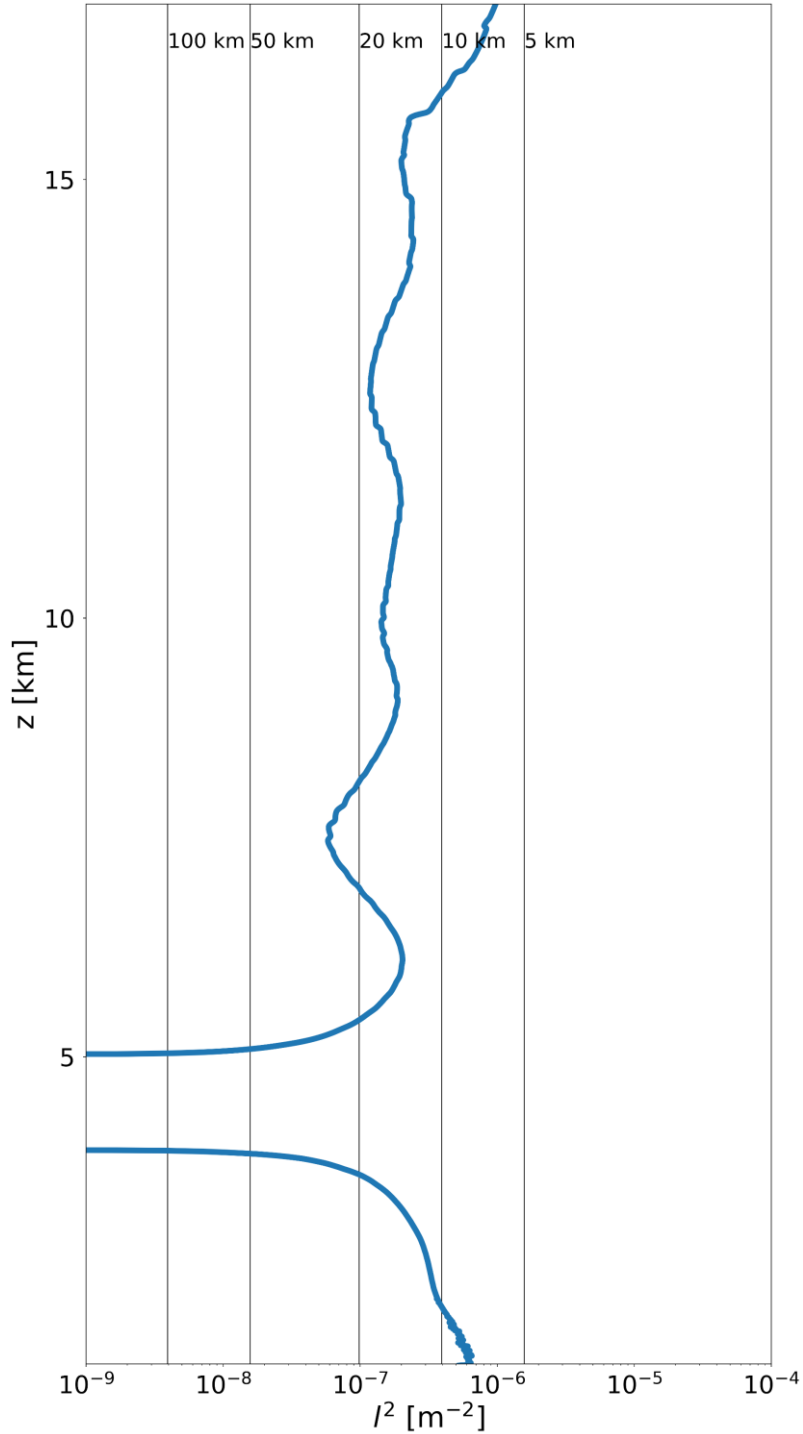


그림 34. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 풍상측 흐름으로부터 계산된 Scorer parameter (l^2)의 연직 구조를 나타냄. 검정 세로선은 오른쪽부터 수평 파장 5, 10, 20, 50, 100 km에 대응되는 수평 파수의 제곱을 나타냄.

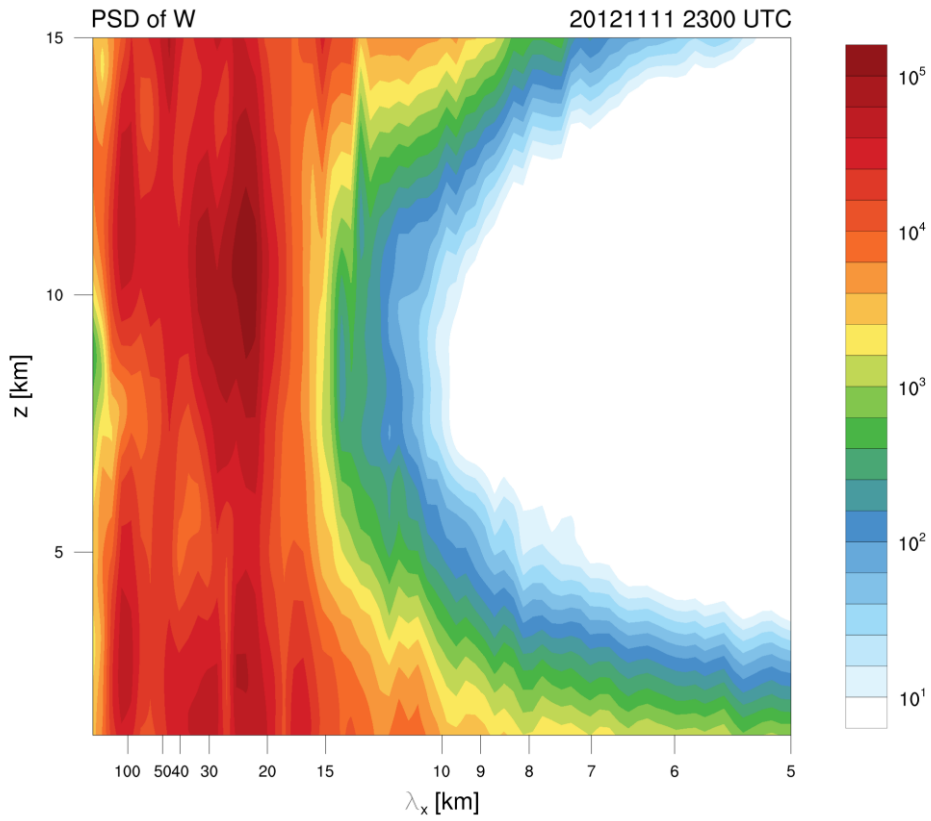


그림 35. 사례 3의 2012년 11월 11일 2300 UTC에 연직 속도의 파워 스펙트럼 밀도를 수평 파장과 고도에 대해 나타냄.

4. 요약 및 결론

풍하측 강풍은 흐름이 산악을 넘어가며 풍하측에서 가속되는 현상을 말하며, 대한민국에서는 서풍 계열의 바람이 유입될 때 태백산맥의 동쪽인 영동 지역에서 자주 발생한다. 태백산맥 풍하측 강풍은 주로 봄철에 남고북저형 해면기압 배치에서 자주 발생하는 것으로 알려졌으나, 가을이나 겨울에 다른 해면기압 배치에서 발생하기도 한다. 하지만 태백산맥 풍하측 강풍을 발생시키는 다양한 종관규모 흐름의 유형 및 유형별 풍하측 강풍과 중규모 메커니즘의 차이에 대해서는 알려진 바가 없었다.

Shin et al. (2022)은 1979년부터 2019년까지 총 41년간 태백산맥의 동쪽인 영동 지역에서 발생한 풍하측 강풍 사례 668개를 수집하여, 기계학습 알고리즘 중 하나인 SOM을 이용하여 객관적으로 종관규모 해면기압 유형을 분류하였다. 그 결과, 남고북저형은 한반도에서 봄철에 강한 남서풍이 불어 온난이류에 의해 기온이 상승할 때, 서고동저형은 한반도에서 겨울철에 강한 북서풍이 불어 한랭이류에 의해 기온이 하강할 때, 저기압 통과형은 중위도에서 발달한 경압성 저기압이 한반도 북부를 통과할 때 발생한다.

종관규모 유형에 따른 풍상측 흐름의 차이를 분석하였다. 산악을 가로지르는 바람의 속도는 저기압 통과형, 서고동저형, 남고북저형 순서대로 컸다. 정적 안정도는 남고북저형의 경우 대류권 하부에서 크고 중상부에서 작았으며, 서고동저형의 경우 대류권 하부에서 작고 중상부에서 컸으며, 저기압 통과형의 경우 대류권 전체에서 크지 않았다. 이로부터 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘의 차이를 분석하였다. 물뿔은 서고동저형에서 가장 빈번하게 발생하였고, 산악과의 부분 반사는 대부분 사례에서 발생했으나 남고북저형에서 조금 더 빈번하게

발생하였으며, 산악파의 임계고도 반사는 남고북저형에서 주로 발생하였다.

중관규모 유형별 대표 사례를 선정하여 수치실험을 통해 풍하측 강풍의 중규모 메커니즘을 분석하였다. 남고북저형에서는 2019년 4월 4일에 발생한 사례 1, 서고동저형에서는 2016년 1월 19일에 발생한 사례 2, 저기압 통과형에서는 2012년 11월 12일에 발생한 사례 3을 선택하였다. 세 가지 사례 모두 각 유형별 중관규모 흐름과 풍상측 흐름의 특징을 잘 나타내고 있었다. 또한 풍상측보다 풍하측에서 지상 풍속이 강했는데, 풍상측의 대류권 하부 흐름을 살펴보았을 때, 사례 1에서 풍속이 가장 작고, 안정도는 가장 높아, Fr이 가장 낮았다. 따라서 사례 1에서 유입되는 흐름이 비선형 효과에 의해 풍하측에서 가속되는 정도가 가장 컸다.

사례 1에서는 연직으로 전파하는 진폭이 큰 산악파가 형성되었다. 또한 풍하측의 대류권 하부와 성층권 하부에서 파동 파괴가 나타났다. 대류권 하부의 파동 파괴와 그 아래에서 가속된 흐름으로부터 물뿔으로 인해 풍하측 강풍이 발생하였음을 알 수 있다. 그리고 성층권의 파동 파괴와 그로부터 형성된 R_i 가 0.25보다 작은 산악파의 임계고도로부터 임계고도 반사로 인해 풍하측 강풍이 발생하였음을 알 수 있었다. Scorer parameter가 대류권 하부에서 고도에 따라 감소하므로 수평 파장이 짧은 산악파 에너지는 아래로 반사된다. 그리고 대류권계면 아래에서 Scorer parameter가 0보다 작아지므로, 모든 수평 파장의 산악파 에너지는 일부 아래로 반사된다. 따라서 산악파의 부분 반사도 풍하측 강풍 발생에 영향을 미쳤다.

사례 2에서는 북서풍이 불기 때문에 태백산맥에 의해 연직으로 전파하는 산악파가 형성되지는 않았다. 산 정상 근처에서 서풍이 유입되고 풍하측 경사면을 따라 하강기류가 형성되므로 대류권 하부의

흐름이 풍하측 강풍 발생에 중요한 역할을 하였다. 풍하측 대류권 하부에서 산악파가 파괴되고, 그 아래로 흐름이 가속되었으므로, 물뿔에 의해 풍하측 강풍이 발생하였다.

사례 3에서는 태백산맥에 의해 형성된 진폭이 큰 산악파가 연직 및 풍하측으로 전파한다. 유입되는 흐름 자체가 선형적이므로 물뿔에 의해서 풍하측 강풍이 발생하지는 않는다. 풍하측으로 전파하는 진폭이 큰 산악파에 의해 지면 근처에서 풍속이 강해지는 구역이 형성된다. 또한 대류권 하부에서 Scorer parameter가 0보다 작은 층이 존재하기 때문에, 수평 파장이 짧은 산악파 에너지는 일부 아래로 반사되어 풍하측 강풍을 발생시킨다. 따라서 풍하측으로 전파하는 산악파와 산악파의 부분 반사에 의해 풍하측 강풍이 발생하였다.

태백산맥 풍하측 강풍을 발생시키는 종관규모 유형은 여러 가지이며, 종관규모 유형에 따라 풍상측 흐름이 다르기 때문에 풍하측 강풍이 서로 다른 중규모 메커니즘을 통해 발생한다. 따라서 종관규모 유형에 따른 태백산맥 풍하측 강풍 특성의 차이를 고려하여 현상을 분석하고 예보하는 것이 중요하다.

참 고 문 헌

- Beljaars, A. C., Brown, A. R., & Wood, N., 2004: A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599), 1327–1347. <https://doi.org/10.1256/qj.03.73>
- Cho, Y.-J., Kwon, T.-Y., & Choi, B.-C., 2015: Characteristics of meteorological variables in the leeward side associated with the downslope windstorm over the Yeongdong region. *Journal of the Korean Earth Science Society*, 36(4), 315–329. <https://doi.org/10.5467/JKESS.2015.36.4.315>
- Choi, H.-J., & Hong, S.-Y., 2015: An updated subgrid orographic parameterization for global atmospheric forecast models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(24), 12445–12457. <https://doi.org/10.1002/2015JD024230>
- Clark, T. L., & Peltier, W. R., 1984: Critical level reflection and the resonant growth of nonlinear mountain waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41(21), 3122–3134. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<3122:CLRATR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<3122:CLRATR>2.0.CO;2)
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077–3107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)
- Hong, S.-Y., & Lim, J.-O. J., 2006: The WRF single-moment 6-

- class microphysics scheme (WSM6). *Asia–Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 42(2), 129–151.
- Houghton, D. D., & Kasahara, A., 1968: Nonlinear shallow fluid flow over an isolated ridge. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 21(1), 1–23.
<https://doi.org/10.1002/cpa.3160210103>
- Jang, W., & Chun, H.–Y., 2008: Severe downslope windstorms of Gangneung in the springtime. *Atmosphere*, 18(3), 207–224. (In Korean with English Abstract).
<https://www.koreascience.or.kr/article/JAKO200828839767228.page>
- Jang, W., & Chun, H.–Y., 2010: A numerical study on severe downslope windstorms occurred on 5 April 2005 at Gangneung and Yangyang, Korea. *Asia–Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 46(2), 155–172. <https://doi.org/10.1007/s13143-010-0015-2>
- Janjić, Z. I., 2001: Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model. National Centers for Environmental Prediction Office Note No. 437.
<https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/11409>
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170–181.
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)
- Kim, J.–H., & Chun, H.–Y., 2010: A numerical study of clear–air turbulence (CAT) encounters over South Korea on 2 April 2007.

Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49(12), 2381–2403. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2449.1>

Kim, J.-H., & Chung, I.-U., 2006: Study on mechanisms and orographic effect for the springtime downslope windstorm over the Yeongdong region. *Atmosphere*, 16(2), 67–83. (In Korean with English Abstract). <https://www.koreascience.or.kr/article/JAKO200628839765653.page>

Kim, Y.-J., & Arakawa, A., 1995: Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(11), 1875–1902. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<1875:IOOGWP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1875:IOOGWP>2.0.CO;2)

Klemp, J. B., & Lilly, D. R., 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 32(2), 320–339. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1975\)032<0320:TADOWID>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0320:TADOWID>2.0.CO;2)

Kohonen, T., 1995: Self-organizing maps. *Springer-Verlag*.

Kohonen, T., 2013: Essentials of the self-organizing map. *Neural networks*, 37, 52–65. <https://doi.org/10.1016/j.neunet.2012.09.018>

Lee, J., Seo, J. M., Baik, J.-J., Park, S.-B., & Han, B.-S., 2020: A numerical study of windstorms in the lee of the Taebaek Mountains, South Korea: Characteristics and generation mechanisms. *Atmosphere*, 11(4), 431. <https://doi.org/10.3390/atmos11040431>

- Lin, Y.-L., & Wang, T.-A., 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(1), 139–158. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<0139:FRATDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<0139:FRATDO>2.0.CO;2)
- Liu, Y., Weisberg, R. H., & Mooers, C. N. K., 2006: Performance evaluation of the self-organizing map for feature extraction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C5). <https://doi.org/10.1029/2005JC003117>
- Long, R. R., 1954: Some aspects of the flow of stratified fluids: II. Experiments with a two-fluid system. *Tellus*, 6(2), 97–115. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1954.tb01100.x>
- Mellor, G. L., & Yamada, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Monin, A. S., & Obukhov, A. M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151(163), e187.
- Park, J.-R., Kim, J.-H., Shin, Y., Kim, S.-H., Chun, H.-Y., Jang, W., Tsai, C.-L., & Lee, G., 2022: A numerical simulation of a strong

- windstorm event in the Taebaek Mountain Region in Korea during the ICE-POP 2018. *Atmospheric Research*, 272, 106158. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106158>
- Park, S.-H., Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Fowler, L. D., & Duda, M. G., 2013: Evaluation of global atmospheric solvers using extensions of the Jablonowski and Williamson baroclinic wave test case. *Monthly Weather Review*, 141, 3116–3129. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00096.1>
- Shin, Y., Kim, J.-H., Chun, H.-Y., Jang, W., & Son, S.-W., 2022: Classification of synoptic patterns with mesoscale mechanisms for downslope windstorms in Korea using a self-organizing map. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(6), e2021JD035867. <https://doi.org/10.1029/2021JD035867>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D., & Huang, X.-Y., 2021: A description of the Advanced Research WRF model version 4.3. No. NCAR/TN-556+STR. <http://dx.doi.org/10.5065/1dfh-6p97>
- Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42(23), 2597–2603. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042<2597:OSDW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<2597:OSDW>2.0.CO;2)
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M. A., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., & Cuenca, R. H., 2004: Implementation and verification of the unified Noah land surface model in the WRF model. Proceedings of the 20th Conference on

Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on
Numerical Weather Prediction, Seattle, WA, USA, Vol. 14.

Tsiringakis, A., Steeneveld, G. J., & Holtslag, A. A. M., 2017: Small-scale orographic gravity wave drag in stable boundary layers and its impact on synoptic systems and near-surface meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(704), 1504–1516. <https://doi.org/10.1002/qj.3021>

Abstract

A Study on Synoptic Patterns and Mesoscale Mechanisms for Downslope Windstorms in the Lee of Taebaek Mountains

SHIN Yewon

School of Earth and Environmental Sciences

The Graduate School

Seoul National University

Downslope windstorms have occurred frequently in the Yeongdong region, which is the eastern side of Taebaek Mountains in Korea. This study selected a total of 668 downslope windstorm cases in the lee of Taebaek Mountains for 41 years (1979–2019), and classified their sea level pressure patterns into eight clusters using Self-Organizing Map. The eight clusters could be grouped into three types, which are south-high and north-low (Type 1), west-high and east-low (Type 2), and low-passing (Type 3) patterns. Type 1 occurred when there was a warm advection along the prevailing southwesterly in the springtime, while Type 2 occurred when there was a cold advection along the prevailing northwesterly in the wintertime. Type 3 occurred when a well-developed baroclinic cyclone passed through the northern side of the Korean peninsula. Also, the differences in the mesoscale mechanisms of downslope

windstorms in each synoptic pattern were investigated from the analysis on the upstream flow using the reanalysis data. As a result, hydraulic jumps often occurred in Type 2, partial reflection of mountain waves occurred in the most cases, and critical-level reflection of mountain waves often occurred in Type 1. In addition, numerical simulations of three representative cases were conducted using a WRF model in order to investigate the generation mechanisms of downslope windstorms and the role of mountain waves and their breaking. Case 1 in Type 1 showed the lowest Froude number around 0.7 and mountain wave breaking in the downstream, so occurred due to a hydraulic jump, partial and critical-level reflection of mountain waves. Case 2 in Type 2 showed the intermediate Froude number around 1.1 and occurred due to the lower-tropospheric inflow accelerated by a hydraulic jump. Case 3 in Type 3 showed the highest Froude number around 1.6 and occurred because the inflow was strong and it accelerated due to the large-amplitude lee waves.

Keywords : downslope windstorms, mountain waves, synoptic patterns, mesoscale mechanisms, Taebaek Mountains, Self-Organizing Map

Student Number : 2021-27533