

해수면 온도변화에 따른 제주도 후면 흐름구조 변화에 관한 수치연구

이순환^{1,*} · 박광순²

¹조선대학교 아시아몬순기후환경연구센터, 501-759 광주광역시 동구 서석동 375번지

²장영실과학고등학교, 611-810 부산광역시 연제구 연산9동 3-5

Numerical Studies on the Variation of Flow Structure Due to Sea Surface Temperature at the Lee Side of Jeju Island in the Korean Peninsula

Lee, Soon-hwan^{1,*} and Park, Gwang-soon²

¹Center for Asia Monsoon & Climate Environment Research, Chosun University, Seseok-dong Dong-gu Gwangju 501-759, Korea

²Jang Young Sil Science High School, Yeonsan 9-dong, Yeonje-gu 611-810, Busan, Korea

Abstract: Numerical studies on the influence of interaction between atmosphere and ocean on the variation of Karman vortex at the lee side of Jeju Island were carried out. Karman vortex tends to be occurred at limited height associated with Hanla mountain. And we can find clear Karman vortex at 900 hPa height in this study. One big vortex cell occurred at lee side of Jeju Island in the begging stage of its development and the cell was divided into three small cells as time goes by. And the strength and lifetime of small vortexes depend on the distribution of SST (Sea Surface Temperature). Weak gradient of SST makes long-lasting Karman vortex but produces weak potential vorticity at lee side of Jeju-do in comparison with the vortex under strong SST gradient. Strong SST gradient also increases not only the mixing depth but also the mixing ratio at lower level of troposphere. And the increased atmospheric mixing decreases the mechanical forcing due to isolated topography. Then the strength of Karman vortex at the lee side of Jeju Island becomes weak under strong gradient of SST. Thus the evolution of Karman vortex is closely related to distribution of SST around the isolated island.

Keywords: Karman vortex, atmosphere/ocean interaction, Jeju Island, sea surface temperature, numerical model

요약: 대기-해양의 상호작용과 제주도 후면에서 발생하는 카르만소용돌이행렬의 상관관계를 수치실험을 통하여 분석하였다. 카르만 소용돌이는 한라산의 제한된 높이에서 형성되는 경향을 가지고 있다. 그리고 본 연구에서는 900 hPa 고도에서 카르만 소용돌이가 뚜렷이 생성되었다. 카르만소용돌이행렬의 발생초기에는 하나의 소용돌이세포가 나타나고 시간이 경과함에 따라 소용돌이는 이류를 한다. 이때 작은 소용돌이로 분리되는 경향이 있다. 분리된 소용돌이의 강도와 지속시간은 해수면 온도 분포와 밀접한 관계를 가진다. 즉 약한 해수면의 온도경도는 카르만 소용돌이의 지속 시간을 길게 하며, 산 후면의 소용돌이도를 감소시킨다. 강한 해수면 온도경도는 혼합층과 대기하층 수증기량을 증가시키고, 강화된 하층대기 혼합은 산악에 의하여 형성되는 기계적 응력을 감소시키는 경향이 있다.

주요어: 카르만소용돌이, 대기/해양상호작용, 제주도, 해수면온도, 수치모델

서론

산을 넘는 기류에 의하여 만들어지는 대기요란현상은 행성규모로부터 아주 작은 규모의 요란까지 다양

하게 나타난다. 이러한 요란의 규모와 형태의 대표적인 인자로는 장애물의 크기와 모양, 풍속 및 풍속의 연직분포 그리고 대기의 안정도 등이 있다(Atkinson, 1981). 장애물의 존재는 기압장의 변동을 초래하고 평균장과 요란장을 변형시키며, 수평풍속의 일부를 연직풍속성분으로 전환시킨다. 그러므로 장애물의 후면에서는 다양한 형태의 흐름이 발생한다. 지형효과에 의한 연직적인 열과 운동량 수송을 다루는 산악

*Corresponding author: leesh@chosun.ac.kr

Tel: 82-62-230-7714

Fax: 82-62-230-7915

파와 더불어 수평적인 관점에서 카르만소용돌이(Karman vortex) 역시 유체역학적인 관점에서 연구가 이루어져 왔다. 산악파와 카르만소용돌이는 대기의 상태 등에 의하여 상호 가역적으로 변환이 가능하다.

Hubert and Krueger(1962)는 소용돌이의 형성 메커니즘에서 낮은 고도의 역전층을 수반한 연직 중력파가 중요한 역할을 한다고 지적했다. Yagi et al.(1987)은 선형 해를 이용해 연구했고 카르만소용돌이가 수평적 쉬어흐름의 경압불안정의 결과로 형성됨을 보였다. 얕은 흐름(Shallow-flow) 수치모델을 사용해 풍하층에 카르만소용돌이 생성이 마찰이 없이도 가능하다고 제시했다. Smolarkiewize and Rotuno(1989)는 3차원 비정수모델을 가지고 고립된 산을 넘어가는 성층화된 흐름을 연구했다. 그들은 카르만소용돌이가 지표 마찰 없이도 생길 수 있고 형성 메커니즘이 중력파의 역할과 연관됨을 발견했다. Kang(1997)은 고립된 산의 이상적인 조건에서의 수치실험을 통하여 마찰이 카르만소용돌이의 형성에 절대적인 요소가 아님을 보였고, 이순환 등(1999)은 수치적인 연구를 통하여 정역학과 비정역학적인 과정에서의 소용돌이 형성 및 중력파의 차이를 분석하여, 수치실험에서의 재현 가능성을 분석하였다. 류찬수 등(2004)은 복잡한 한반도 남서해안 지형의 영향으로 난류가 형성되며, 이러한 난류는 대규모 순환장 생성과 발달에 영향을 미친다고 보고하였다.

이러한 독립지형에 의해서 형성되는 흐름에 관한 연구는 많이 이루어졌다. 특히 제주도는 세계적으로 카르만소용돌이행렬(Karman vortex street)의 형성지로 유명하며, 제주도를 대상으로 한 지형후류에 관한 연구도 많이 이루어졌다(이종용, 2002; 이순환과 박광순, 2004).

대부분의 연구는 독립지형에 의해서 형성되는 지형 강제력에 주요점을 두고 카르만소용돌이행렬 등을 연구하여 왔다. 그리고 독립지형후면의 흐름은 근본적으로 지형강제력에 의하여 형성된다고 밝혔다. 그리고 지형에 의하여 형성된 흐름의 시간 및 공간적인 변화를 살펴보는 것도 매우 중요하다. 형성된 흐름의 변질은 대기-육면, 대기-해양의 상호작용에 의하여 결정된다. 특히 대기-해양의 상호작용은 대기시스템에서 매우 중요하게 작용한다.

대기와 해양은 열과 운동량을 상시 교환하고 있다. 이러한 대기-해양상호 작용은 특히 기후시스템에서 매우 중요시된다. 대기시스템은 해양시스템으로 복사

에 의한 열, 바람에 의한 운동량, 강수에 의한 염분도의 변화를 제공하고 있으며, 반대로 해양은 대기시스템으로 해수면 증발에 의한 잠열에너지, 반사도 변화에 의한 복사에너지 변화 등의 변화량을 제공한다. 이러한 상호교환이 장기적이고 광역적으로 이루어지는 기후변화시스템에서는 매우 중요한 역할을 한다. 그리고 대규모 기상현상에서도 해양의 잠열에너지 분포는 매우 중요한 역할을 한다(Kang, 1998; 이용희 등, 2000). 하지만 이러한 독립지형 후면의 대규모적인 흐름이 대기-해양의 상호작용에 의하여 변질되는 정도에 대한 연구는 매우 부족하다. 이 연구에서는 해수면 온도변화에 의하여 형성되는 대기-해양간의 상호 작용에 의하여 제주도 후면에 형성되는 흐름의 변화를 살펴보고 흐름의 변화 메커니즘을 수치실험을 통하여 살펴보고자 한다.

실험설계

본 연구의 실험대상 영역은 한반도 남단의 제주도 주변역으로 정했다. Fig. 1은 제주도의 위치와 지형도를 나타낸 것이다. 제주도는 동경 126°08'~126°58', 북위 33°06'~34°00'에 위치하고, 제주도는 하나의 한라산체로 이루어진 섬으로 평면도상의 모양은 장축이 단축보다 2.4배나 긴 타원에 가까운 형태이며 장축이 위도에 대하여 북동방향에서 남서방향으로 약 15도 가량 기울어진 모습이다. 이러한 지형 특성 때문에 산악은 주간에 해풍과 곡풍을 결합하여 해륙풍 순환을 강화시키며 상층 되돌이 기류도 강하게 하는 역할을 한다. 또한 산악은 야간에 육풍을 섬 전체에서 나타나게 하는 효과를 주며 섬의 동쪽과 서쪽에서 강한 육풍을 발달시킨다. 산악에 의해 강화된 수렴은 하층의 저기압성 와동을 변형시킨다. 또한 산악은 되돌이 기류에 의해 생성된 고기압성 와동의 위치를 변화시키고 지속시키는 역할도 한다(현종훈과 이동규, 1990).

본 연구에 사용한 수치모형은 현재 한국 기상청에서 대규모 현업모형으로 사용하고 있는 MM5(The Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model)이다. MM5는 미국 펜실베이니아 주립대와 미국 대기과학연구소가 공동으로 개발한 모델이며, 본 모형의 특징은 다중 네스팅 능력, 비정역학, 4차원 동화시스템, 즉 다양한 외부자료 이용, 여러 가지 계산기구의 적용성 및 다양한 물리과정 옵션 등을 들 수 있다.

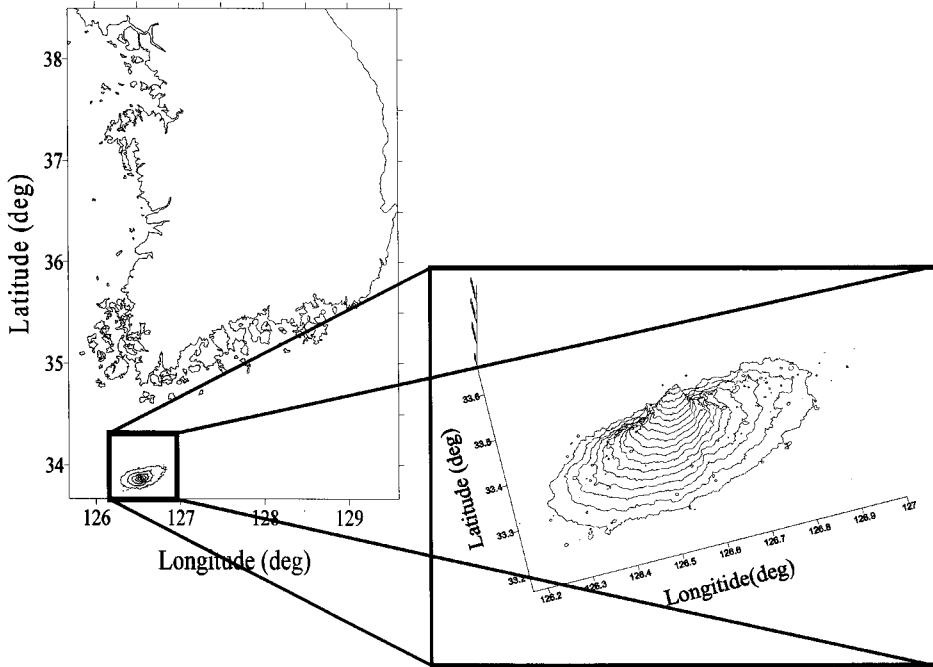


Fig. 1. Location and topography of Jeju island, Korea.

MM5 병렬버전을 통하여 열수지변화가 실제 와열의 형성에 미치는 영향을 보았다. 제주지역의 중규모의 국지기상 모의와 전산용량을 고려하여 Table 1과 같이 3영역으로 구분된 등지격자체계로 구성하였다. 그리고 모의 영역은 Fig. 2와 같이 나누었으며 각 영역의 격자는 27, 9, 3 km로 설정하였다. Fig. 2는 2, 3번째 등지영역을 나타낸 것이다. 제1영역과 제2영역은 거의 비슷한 영역을 나타낸다. 각 영역간 측면 경계자료는 27 km 영역은 RDAPS(Regional Data Assimilation Prediction System) 3시간 간격의 예측자

료를, 9, 3 km 영역은 어미영역의 자료만 사용하는 일방 등지화 기법(one way nesting)을 적용하였다. 여기에서 27 km 영역은 초기추정 및 경계자료로 제공되는 RDAPS의 해상도인 30 km와 중복되지만, 이 연구에서 사용된 MM5의 물리과정과 일치하지 않아 모형 적분시간이 길어지면 발생하는 경계치 문제를 최소화하기 위하여 27 km 영역을 추가로 설정하였다 (Dudhia et al., 2000). 27 km 영역의 격자 간격은 격자 간격이 크므로 이 영역에서 적분에 소요되는 시간은 3 km 영역에 1/9 이하임으로 영역 1의 추가에

Table 1. The configuration of MM5

domain	domain 1	domain 2	domain 3
grid size	27 km	9 km	3 km
domain size	57×51	100×100	100×121
vertical size	33 layer (model top: 100 hPa)		
cumulus scheme	Grell		no
explicit moisture scheme	Mixed-Phase(Reisner)		
planetary boundary layer	MRF		
soil model	5 layer soil temperature model		
radiation	interaction cloud and clear air		
shallow convection		On	Off
topo/landuse data	global 30second data supported by USGS		
initial data	Assimilated by LAPS		
lateral boundary	(RDAPS/30 km)	mother domain (1 way nesting)	
prediction length	48 hour		

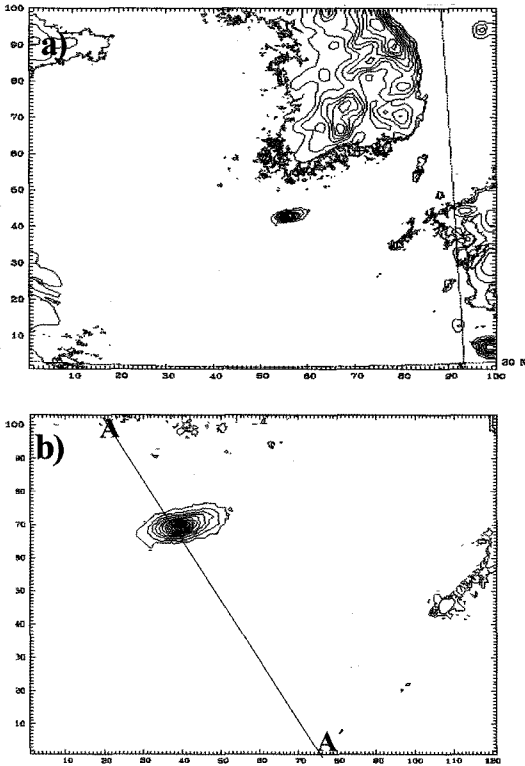


Fig. 2. The topography of (a) the second and (b) the third nested model domains used in numerical study. Solid line (A-A' in b) indicates cross-section line for vertical analysis.

따른 연산시간은 문제가 되지 않는다. 그리고 카르만 소용돌이를 관찰하기 위한 기본 격자크기가 3 km이기 때문에 30 km 격자의 초기조건에서 급격한 네스팅은 계산을 불안정하게 하는 원인이 된다. 그러므로 이러한 계산 불안정을 해소시키고, 실제상황과 같은 조건을 재현하기 위하여 2영역을 제1영역과 비슷하게 설정하였다.

지형지표자료는 USGS(United State Geological Survey)의 30초 자료를 이용하였다. 습윤물리과정은 27 km 영역에서만 10-30 km 격자에 적합한 Grell 적운모수화 방안과 Mixed-Phase(Reisner) 명시적 습윤물리 과정을 적용하였으며 9, 3 km 영역에서는 Mixed-Phase(Reisner)만 적용하였다. 현재 적운모수화 방안은 10-20 km 이상 격자에서는 적극적으로 사용하며 3 km 이하 격자에서는 사용하지 않는 것이 일반화되어 있으나 이 사이 구간이 3-10 km 구간에서는 아직 명확한 권고 기준이 제시되고 있지 않다(Dudhia et al., 2000). 경계층 물리과정은 MRF, 지표물리과정은

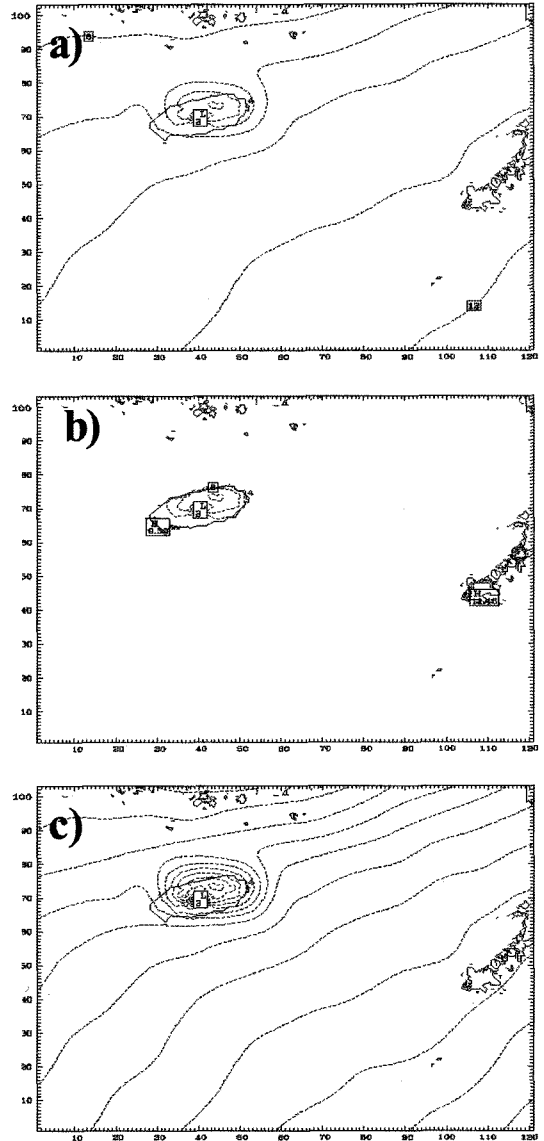


Fig. 3. Initial sea surface temperature used in (a) CASE 1, (b) CASE 2, and (c) CASE 3. Contours interval is 1 K.

5층 토양모형을, 복사과정은 구름-복사 상호작용을 적용하였다. 측면 경계조건은 무경도 조건을 주어 내부과장의 원활한 이동을 고려하였으며, 상층 경계에서는 대기 현상의 이류가 원활하고 중력파가 모델 내부로 반사되는 것을 효과적으로 막기 위해 레일리(Rayleigh) 감쇄층을 연직 15 km부터 설정하였다. 모델의 지형은 30초 간격의 지형 자료로 산출하였고 평활을 위하여 Barnes 방법을 이용하였다.

초기자료는 RDAPS의 자료를 초기자료로 사용하

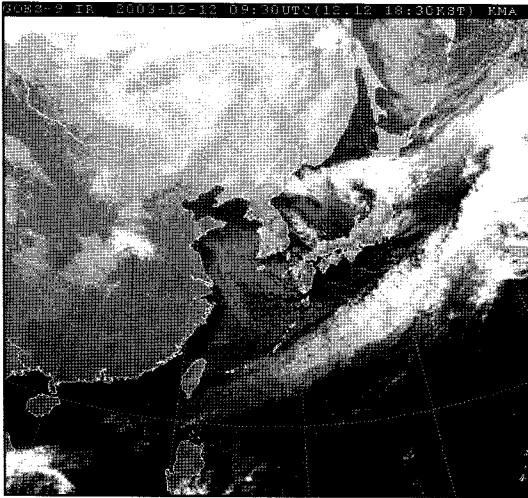


Fig. 4. Infrared image detected by Geostationary Observation Satellite (GEOS) at 12 December 2003.

였으며, 해양표면의 열적 변화에 따른 카르만소용돌이행렬의 변화를 보기 위하여 3가지 수치실험을 실시하였다. 해수면온도로 기후치 자료를 사용한 수치실험을 CASE 1, SST를 일정하게 둔 것을 CASE 2, CASE 1의 경도를 제주도의 북쪽 해안선을 기준으로 2배 크게 한 것을 CASE 3으로 설정하였다. 계산적 분시간은 48시간으로 하고 두 번째 날 24시간을 분석에 이용하였다. 각각의 초기 해수면 온도분포는 Fig. 3과 같다. 그림상 제주도 내부의 온도변화는 전산상의 문제이며, 계산상에는 동일한 값이 들어간다. 제주도후면에서 발생하는 와열의 변화를 보기 위한

실제 2003년 12월 12일 발생한 제주도후면의 기류를 대상으로 분석하였다. Fig. 4는 대상일의 제주도후면에 형성된 카르만소용돌이행렬의 적외선 영상이다. 제주도후면에 카르만소용돌이행렬이 잘 형성되고 있으며, 소용돌이행렬와열의 구름이 일본 큐슈지방까지 나타나고 있다. 그리고 일본의 남쪽 해양상에 전선성 구름이 길게 나타난다.

Fig. 5는 대상일의 지상 및 500 hPa 종관장을 나타낸 것이다. 먼저 지상일기도를 보면, 고기압이 화북과 화중지방으로 길게 자리하고 있으며, 약한 저기압이 일본 중부지방에 나타나고 있다. 그리고 986 hPa의 상대적으로 강한 저기압이 일본 동쪽해상에 위치하고 있는 전형적인 서고동저형의 기압패턴을 나타내었다. 이러한 기압패턴상에서 북서풍이 제주도 지방으로 강하게 유입되고 있으며, 차가운 대륙성기단에 의하여 해양상에는 많은 L모드의 구름들이 나타난다. 상층 500 hPa의 종관장을 보면, 동해안에서 강한 기압골이 나타나면서 제주도 상공의 경우 서북서의 기류가 우세하지만 전체적으로 서풍이 강하게 나타나고 있다. 그러므로 대상일의 연직 바람상에서 강한 연직 풍향시어가 나타나고 있으며, 북서풍의 차가운 대륙성기류가 제주도에 유입되어 카르만구름의 형성이 용이한 대기상태를 나타내고 있다.

분석결과 및 토의

대기와 해양의 상호 열교환이 카르만소용돌이행렬 형성에 미치는 영향을 보기위하여, 실제 카르만소용

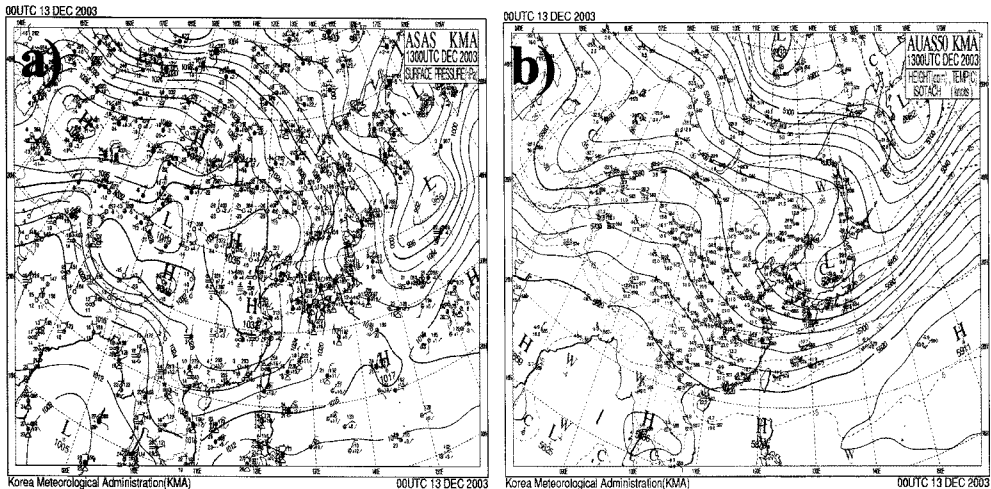


Fig. 5. Synoptic chart at (a) surface, and (b) 500 hPa in 00 UTC 13 December 2003.

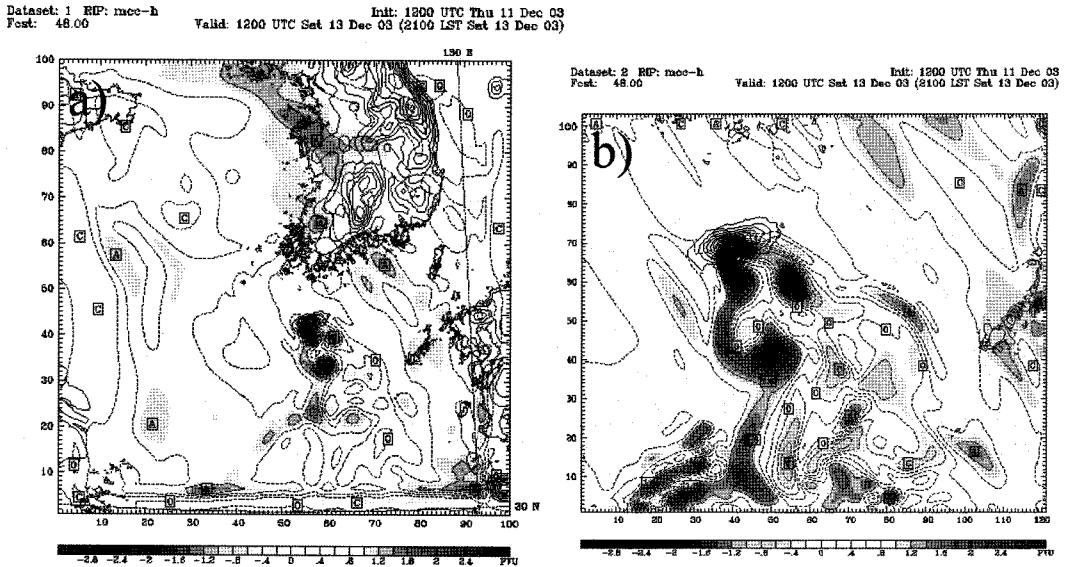


Fig. 6. Distribution of potential vorticity simulated at (a) domain 2 and (b) domain 3. The interval of contours is $0.2 \times 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Numbers of x and y axis indicate grid numbers of each domains.

돌이행렬이 형성된 2003년 12월 13일을 대상으로 수치실험을 실시하였다. 전절에서 설명하였다시피 대기와 해양의 열교환을 대표하는 해수면 온도가 다른 세 가지 경우를 대상으로 수치실험을 수행하였다.

Fig. 6은 제 2 등지와 제 3 등지 격자의 계산 48시간 후의 잠재소용돌이도를 나타낸 것이다. 전체적인 외류의 형태는 매우 유사하다. 그러나 정확한 소용돌이도의 강도는 제 3 등지격자에서 강하게 나타난다. 일반적으로 수치모형에서 계산된 물리값은 격자크기의 평균장을 의미한다. 그러므로 격자크기가 작을수록 즉 분해능이 높을수록 작은 규모의 현상을 잘 해석할 수 있으며, 반대의 경우 작은 규모의 현상이 평활화 되어 계산상에서 과소평가 된다. 그러므로 해상도가 상대적으로 낮은 제 2 등지 격자에서 소용돌이도가 낮게 나타난 것이다. 그리고 제주도후면의 카르만소용돌이행렬은 중규모 β - γ 규모이기 때문에 9 km의 격자보다 3 km 격자 계산이 더욱 현실적인 재현이 가능하다. 그러므로 이후의 해석은 제 3 등지격자 모형결과를 중심으로 실시하였다.

Fig. 7은 해수면 온도가 동일한 실험에서 계산된 33시와 48시의 고도별 잠재소용돌이도를 나타낸 것이다. 이것은 각각 카르만소용돌이도의 발달 초기와 발달 후기를 나타낸 것이다. 그림의 a, b, c와 d, e, f는 각각 33시와 48시의 800, 900, 1000 hPa의 잠재

소용돌이도이다. 발달 초기인 33시의 경우 800 hPa에서 강한 소용돌이도장이 바람장과 같은 방향으로 나타나고 있다. 900 hPa의 경우 산의 바로 후면에서만 소용돌이도가 나타난다. 1000 hPa 고도에서는 소용돌이도가 거의 나타나지 않는다. 이것은 산 후면의 흐름은 발달 초기 상대적으로 높은 고도 즉 제주도 한라산의 최고 높이에서 가장 강하게 나타나고 있으며, 이것은 레이놀즈가 제안한 유체 박리가 발달하는 장애물의 반경 즉 산의 반경과 관련된 것이다. 대상일 대기 상태에서는 800 hPa와 1000 hPa의 고도보다는 900 hPa 고도에서 유체박리가 강하게 발생하고 있다. 이것은 900 hPa 고도 즉 높이 1300 m의 한라산의 폭이 유체 박리가 발생하는 가장 적합하다는 것을 의미한다. 48시가 되면 이전시간에 가장 강한 800 hPa 고도의 소용돌이도는 거의 소산되어 나타나지 않는다. 전시간에 박리현상이 가장 뚜렷이 나타난 900 hPa 고도의 소용돌이도는 더욱 성장하여 완전한 카르만소용돌이행렬의 형태를 나타낸다. 그리고 최하층인 1000 hPa고도의 소용돌이도는 전시간과 마찬가지로 전체 영역에서 거의 동일하게 나타난다. 그러므로 독립지역 후면의 소용돌이행렬 발생은 중심소용돌이도의 생성구역이 하강하면서 나타나고, 최종적으로 산의 중간고도에서 계속적으로 소용돌이도의 소산과 생성이 반복되는 것을 알 수 있다. 그러나 카르만소용

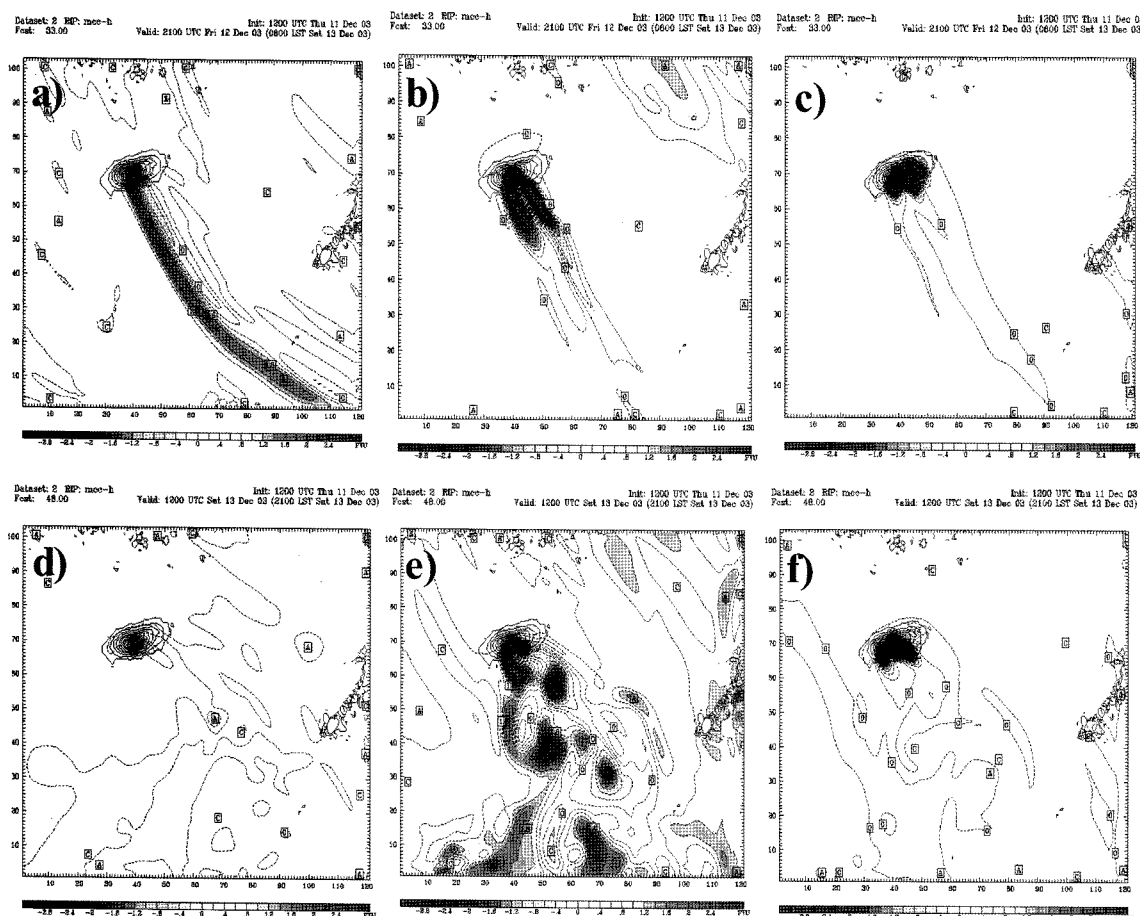


Fig. 7. Time evolution of Karman vortex development at different height in CASE 2. (a), (d), (b), (e), and (c), (f) are potential vorticity at 800 hPa, 900 hPa, and 1000 hPa, respectively. The interval of contours is $0.2 \times 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Numbers of x and y axis indicate grid number of third model domain.

돌이가 발달하는 고도는 대기의 상태 특히 풍속과 지표상태에 따라 달라질 수 있다(이순환과 박광순, 2004).

Fig. 8은 제 2 등지 격자의 2003년 12월 13일 2100 LST의 900 hPa의 잠재소용돌이도를 나타낸 것이다. 제주도 바로 후면의 경우는 세 경우의 차이가 크게 나타나지 않으나, 약 40 km 이후의 잠재소용돌이도는 큰 차이를 나타낸다. 잠재소용돌이도의 크기를 보면 CASE 2의 경우가 가장 강하게 나타나고, CASE 3이 가장 약하게 나타난다. 이것은 해양의 현열플럭스에 의하여 카르만소용돌이행렬의 입체구조가 변형이 되었음을 나타낸다. 즉 카르만소용돌이행렬의 평균 수평축은 해수면온도분포에 직접적으로 영향을 받는다. 해수면온도가 일정할 경우 카르만소용돌이행렬의 수평축은 해수면과 평행을 이루려는 경향이 있으나, 해

수면온도의 경도가 급할수록 카르만소용돌이행렬의 수평축이 풍하측에서 상승하게 된다. 그러므로 외열의 잠재소용돌이도는 해수면 온도경도가 크면 클수록 동일 기압면의 풍하측의 잠재소용돌이도가 감소한다. 그러나 잠재소용돌이도 보존에 의하여 낮은 기압면의 잠재소용돌이도는 증가한다.

Fig. 9는 각 실험에서 계산된 잠재소용돌이를 Fig. 2에 있는 A-A'선의 연직단면으로 나타낸 것이다. 이 그림은 해수면온도변화가 카르만소용돌이행렬의 연직 구조에 미치는 영향을 나타낸다. 각 실험에서 나타난 연직 잠재소용돌이도의 가장 큰 차이점은 산후면의 연직소용돌이도의 강도이다. 연직 잠재소용돌이도의 강도를 보면 수평 해수면온도가 없는 CASE 2가 가장 작고, 수평온도경도가 가장 큰 CASE 3이 가장 크게 나타난다. 이것은 제주도 후면의 높은 해수면

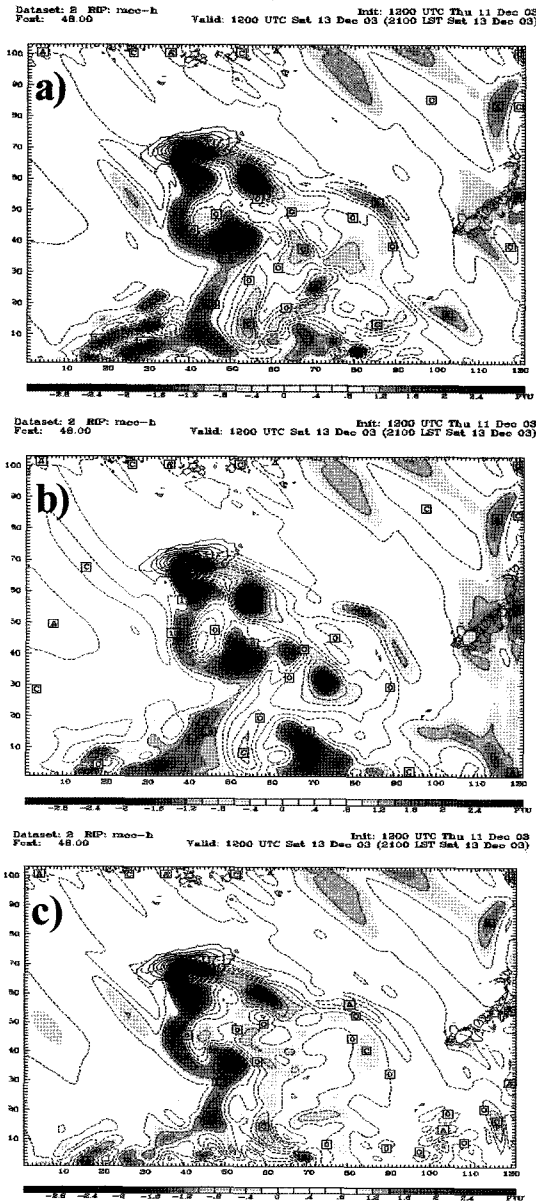


Fig. 8. Potential vorticity calculated under different sea surface temperature at 900 hPa in (a) CASE 1, (b) CASE 2, and (c) CASE 3. Numbers of x and y axis indicate grid number of third model domain.

온도경도에 의하여 연직방향 상승류가 증가하여 형성된 것이다. 제주도 후면 200 Km지점의 연직류를 보면 반대로 CASE 2가 가장 강하게 나타나고 CASE 3이 가장 약하게 나타난다. 이것은 Fig.8과 잘 일치한다. 강한 해수면 온도경도는 제주도의 가까운 후면의 잠재소용돌이도를 증가시키는 반면 제주도에서 멀어

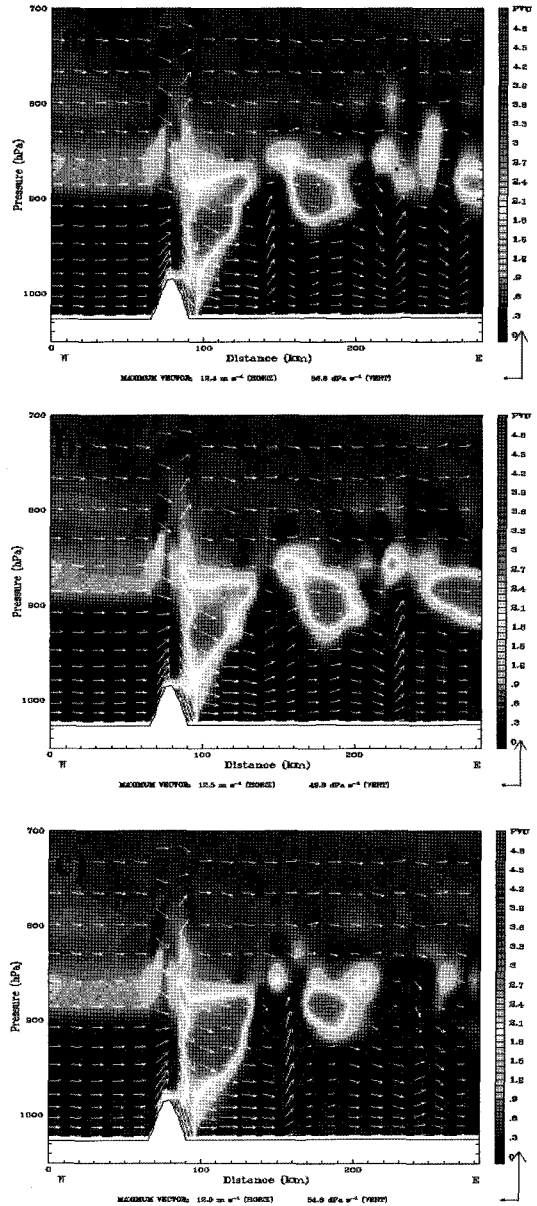


Fig. 9. Vertical cross section of potential vorticity and wind vector calculated by (a) CASE 1, (b) CASE 2, and (c) CASE 3.

질수록 약화되는 것을 의미한다. 즉 강한 해수면 온도 경도에 의하여 발생하는 강한 연직류는 공기를 혼합시키고, 이류가 진행될수록 운동량의 혼합에 의하여 소용돌이도가 감소하여 나타난 것이다. 해수면의 수온 경도가 강할수록 세포의 생존 시간이 감소하는 경향을 나타낸다. 그리고 강한 온도 경도와 혼합에 의하여 전체적인 세포의 수평중심축이 풍하측으

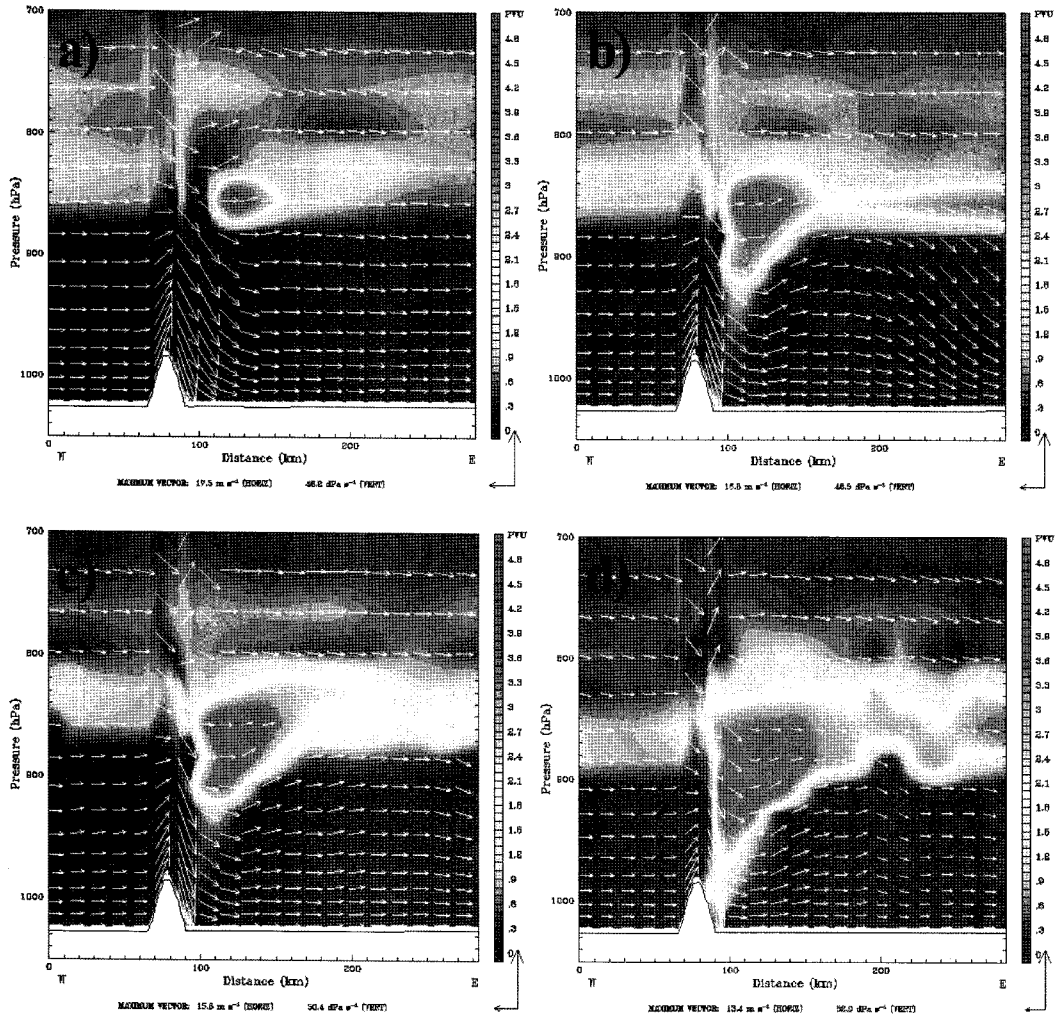


Fig. 10. Time series of vertical cross section of potential vorticity and wind vector calculated by CASE 1 along the A-A' line indicated at Fig. 2. The times are (a) 0000 LST, (b) 0300 LST, (c) 0600 LST, (d) 0900 LST, (e) 1200 LST, (f) 1500 LST, (g) 1800 LST, and (h) 2100 LST.

로 갈수록 상승하는 경향을 나타낸다.

Fig. 10은 잠재소용돌이도의 24시간 시간변화를 나타낸 것이다. 시간 간격은 3시간이며 연직 바람장도 같이 표현하였다. 제주도에 의한 카르만소용돌이행렬의 발생초기인 0000 LST(Fig. 9a)의 경우 산의 정상 후면에 약한 와류가 나타난다. 한라산에 의한 중력과 나타나고 있으나 멀리까지 전달되지 못하고 있다. 시간이 경과함에 따라 산후면의 중심소용돌이도는 점점 강해지고 있다. 그리고 산후면의 제한된 영역에서 강하게 나타나는 저기압성소용돌이도는 점점 산의 후면 전체로 확대된다. 0900 LST(Fig. 9d)의 경우 산의 후면 전체가 저기압성와동을 나타내고 있다. 이때에

는 상대적으로 큰 규모의 1개의 세포만이 뚜렷이 나타난다. 그러나 1200 LST가 되면 작지만 후면에 작은 규모의 또 다른 와류세포가 보인다. 이것은 0900 LST에 나타난 세포의 일부가 이류에 의하여 분리된 것이다. 1500 LST의 경우 작은 규모의 세포는 등지 격자 밖으로 이류하여 나타나지 않고, 산악 바로 후면에 위치한 큰 규모의 와류는 세 개의 세포로 분리된다. 이것은 수평방향의 와동에 의하여 생성된 것으로 추정할 수 있다. 즉 산악후면의 큰 1개의 연직 저기압성 와동이 한라산에 의하여 형성되어지나, 수평방향의 카르만소용돌이행렬의 침입에 의하여 1개의 세포가 수개의 작은 세포로 분리된다. 이렇게 분리된

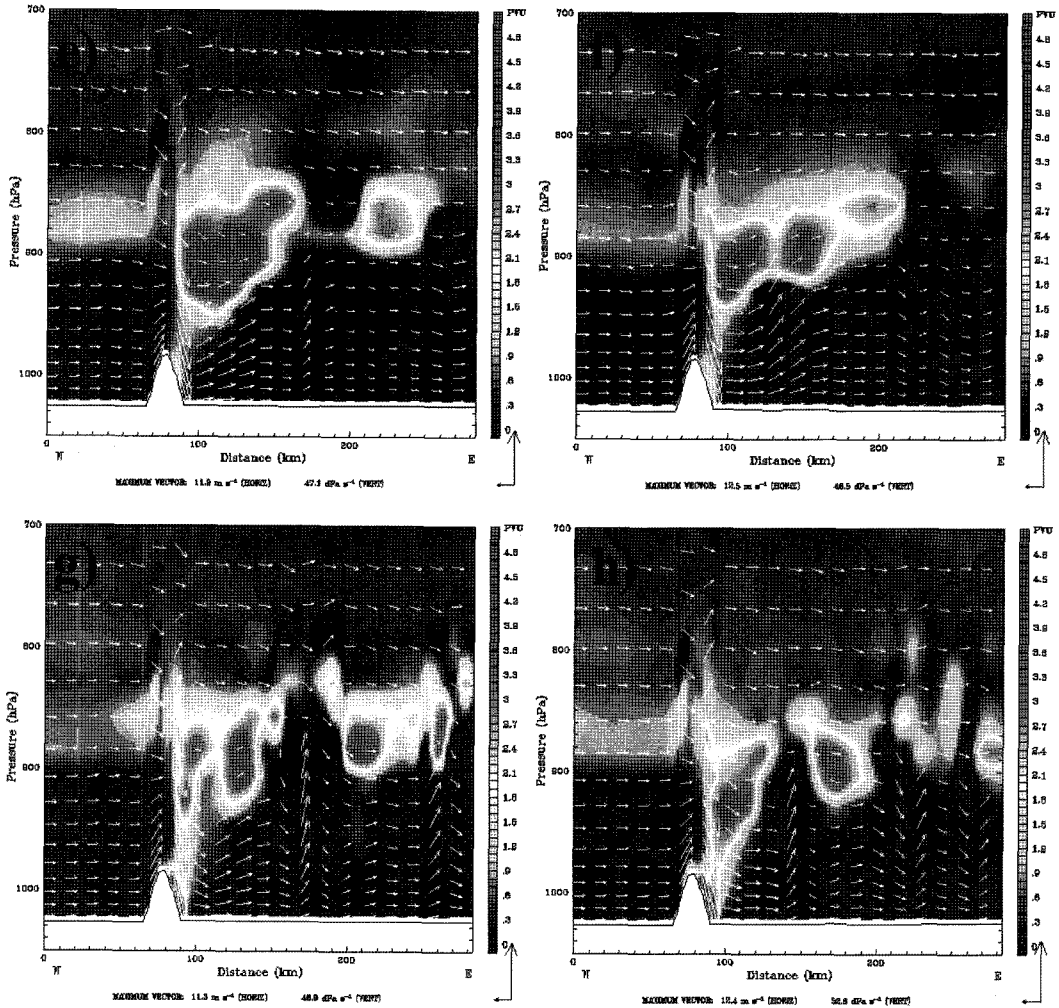


Fig. 10. Continued.

세포는 시간이 경과함에 따라 이류하고 풍하방향으로 이동한다. 2100 LST 경우 산 바로 후면에서 소용돌이도가 다시 강화되고 있다. 이것은 다시 성장하여 큰 세포로 성장한다. 이 세포는 다시 수평의 카르만소용돌이에 의해 분리되고 이류한다. 이러한 과정을 반복하면서 카르만소용돌이행렬이 유지된다.

Fig. 11은 각 실험에서 계산된 연직 온위단면을 나타낸 것이다. 모든 경우 산의 정상인 1.5 km 높이에 강한 안정층이 나타나고 있다. 이것은 카르만소용돌이행렬 형성의 기본적인 요소로 이전 연구에 의하여 밝혀진 내용이다. 그러나 안정의 강도는 해수면 온도 분포에 따라 달라진다. 해수면의 온도 경도가 강할수록 그리고 온도가 높을수록 안정층이 약해지고 있으며, 상대적인 안정층고도가 풍하측으로 갈수록 상승

한다. 강한 안정층의 파동형태도 카르만소용돌이행렬의 세포의 이동과 깊은 관련을 나타낸다.

결론

대기-해양의 상호작용이 독립된 도서지형인 제주도 후면에 발생하는 흐름변화에 미치는 영향을 수치실험을 통하여 조사하였다. 제주도의 한라산에 의하여 발생하는 후류는 일정한 고도에서 제한적으로 발달하며, 1000 hPa 이하의 고도에서는 산악에 의한 요란이 나타나지 않는다. 그리고 산의 반경에 따른 반응성도 다르게 나타난다. 한라산의 높이가 900 hPa 고도 즉 1300 m의 산악 반경이 카르만소용돌이행렬을 발생시키는 데 가장 유리하게 작용한다.

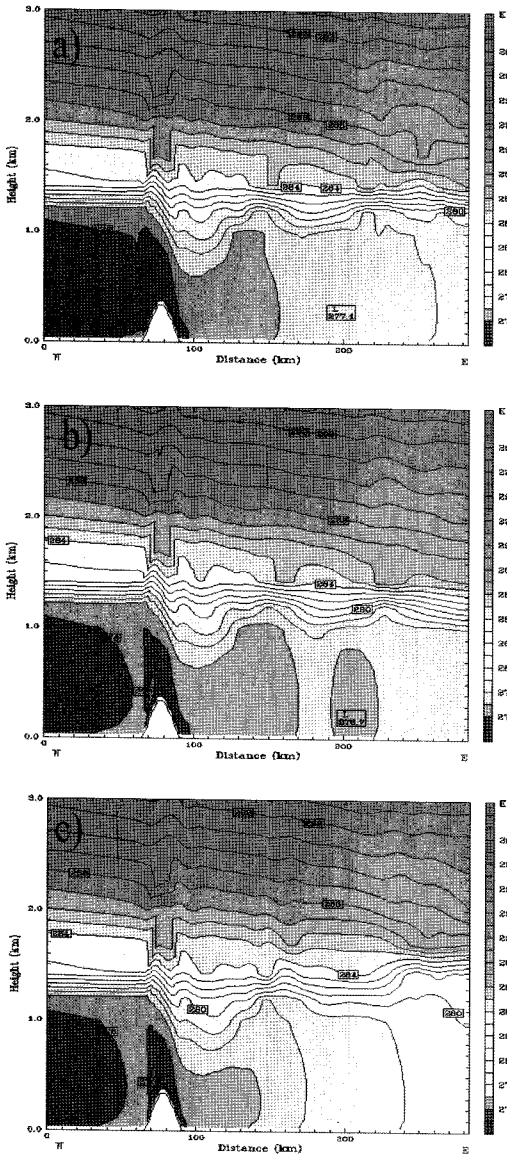


Fig. 11. Vertical cross section of potential temperature calculated by (a) CASE 1, (b) CASE 2, and (c) CASE 3. Its interval of contours is 1K.

연직적인 잠재소용돌이도 분석을 통한 와류의 시간 변화를 보면, 최초 산악뒤에서 발생한 와류는 고도가 하강하면서 강한 1개의 세포로 발달한다. 발달한 세포는 이류를 통해 이동하면서 몇 개의 작은 세포로 분리된다. 그리고 산악후면에서는 계속적으로 강한 와류세포가 형성되면서 흐름을 유지한다.

해수면온도에 따른 카르만소용돌이행렬의 변화를 보면, 해수면 온도경도가 약할 때 카르만소용돌이행

렬이 멀리까지 이동하는 경향을 나타내고 있으며, 해수면 온도경도가 큰 경우 산악 바로 후면의 세포는 강화시키는 경향이 있으나 풍하측의 분화 세포의 발달이 약화되는 경향을 가진다. 이것은 풍하측에 강한 혼합이 발생하고 이에 따라 잠재소용돌이도 에너지가 분산되기 때문이다. 그리고 안정층의 고도가 풍하측으로 갈수록 높아지는 경향을 가지고 있으며, 해수면 온도변화에 따른 열적인 외력에 의한 영향력이 장애물의 간접적인 변화를 가져오는 구조로 발전한다. 해수면온도경도의 증가는 대류권 하부 혼합층의 깊이를 증가시켜 대기의 침강역전층의 하부경계를 상승시킨다. 상승된 하부경계는 간접적으로 카르만소용돌이행렬의 형성에 필요한 장애물을 감소시키는 역할을 하였으며, 이에 따라 풍하측에 형성되는 카르만소용돌이행렬의 공간규모가 감소되었다.

감 사

본 연구는 기상청에서 시행하는 기상지진기술개발 사업의 하나인 “국지기상에측기술개발 과제”에서 수행된 것입니다. 그리고 심사를 맡아주신 익명의 심사 위원들께도 감사를 전합니다.

참고문헌

류찬수, 신유미, 이순환, 2004, 해안지형 복잡성이 중규모순환장에 미치는 영향에 관한 수치실험. 한국기상학회지, 40(1), 71-86.

이순환, 박광순, 2004, 독립된 산악지형에 의하여 형성되는 중규모소용돌이 발달에 관한 연구, 한국기상학회지, 40(2), 191-202.

이순환, 이화운, 김유근, 1999, 대기환경모형에 대한 지형성 난류 의존성에 관한 연구. 한국환경과학회지, 8, 653-660.

이용희, 김용상, 최준태, 오재호, 2000, 고해상도 지상 - 해수면 자료가 지역규모의 국지순환 예측에 미치는 영향 - 제주청 한라 단시간 예측시스템, 한국기상학회 봄 학술발표집, 56-59.

이종용, 2002, 지역대기모형을 이용한 제주도 배후의 Karman Vortex Street현상의 산정. 성균관대학교 석사학위논문, 89 p.

현종훈, 이동규, 1990, 3차원 중규모 모델을 이용한 제주도에서의 해륙풍 모의. 한국기상학회지, 26(2), 121-136.

Atkinson, B.W., 1981, Meso-scale Atmospheric Circulation. Academic Press, 495 pp.

Dudhia, J., Gill, D., Guo, Y.-R., Manning, J., and Wang, W., 2000, PSU/NCAR Mesoscale Modeling System

- Tutorial Class Notes and Users' Guide (MM5 Modeling System Version 3), Mesoscale and Micro. NCAR-Technical Note, 90p.
- Hubert, L.F. and Krueger, A.F., 1962, Satellite Pictures of Mesoscale eddies. *Monthly Weather Review*, 90, 457-463.
- Kang, S.-D., 1997, A Numerical Study on the Mesoscale Disturbance in the Lee of an Isolated Mountain. Ph.D. Thesis, University of Tsukuba. 150p.
- Smolarkiewicz, P. K. and Rotunno, R., 1989, Reply. *Journal of Atmosphere Science*, 46, 3614-3617.
- Yagi, S., Kimura, F., and Takahashi, T., 1987, Karman Vortex in the Atmosphere: Analysis, Consideration and Numerical Experiment with Two-Layer Model(in Japanese). *Proceeding of Annual Meeting of Japan Meteorological Society*, Oct, 1987.

2005년 10월 14일 접수
2005년 12월 5일 수정원고 접수
2005년 12월 6일 원고 채택