

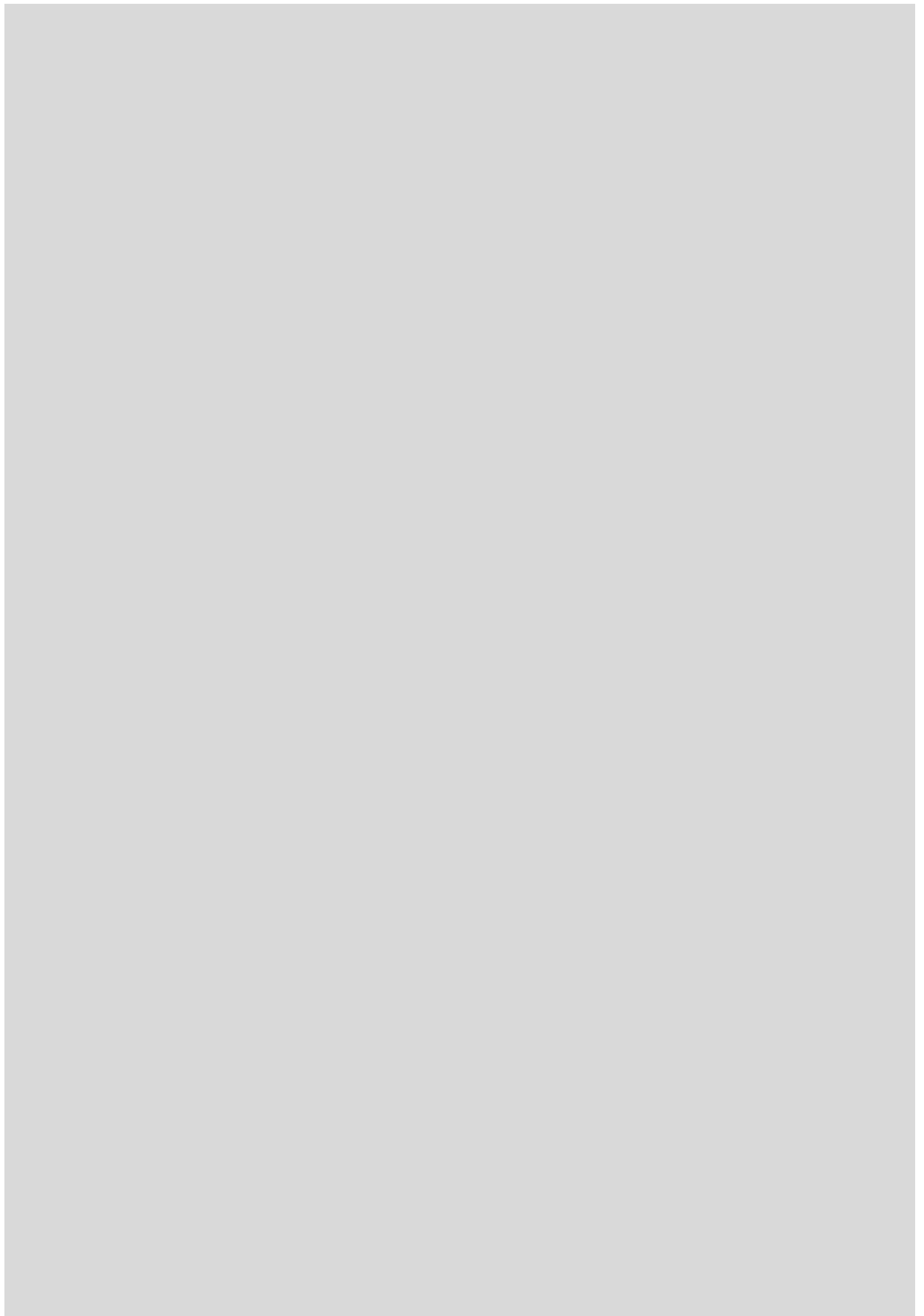
예보관 훈련용 기술서

대기분석 및 예보



목차

- 1장. 대기의 구조
- 2장. 기단
- 3장. 종관 기상학
- 4장. 전선과 온대저기압
- 5장. 비전선성 기압계
- 6장. 수송대 개념 모형
- 7장. 장마와 몬순
- 8장. 중규모대류계와 집중호우
- 9장. 등온위면 일기도
- 10장. 기상 요소별 예보



1장. 대기의 구조

- 1.1 대기의 주요 층
- 1.2 대류권의 대규모 구조
- 1.3 대류권의 연직 모형



학습목표

- 대기의 주요 층들의 종류와 특징에 대해서 이해한다.
- 대류권에서 발생하는 대규모 운동에 대해서 이해한다.
- 연직 모형을 토대로 대류권의 연직 구조에 대해서 이해한다.

1.1 대기의 주요 층

1.1.1 대기의 조성

대기(Atmosphere)라는 말은 희랍어의 수증기를 뜻하는 Atmos와 구(球)를 뜻하는 'Sphaira'에서 유래되었다. 그러므로 대기란 지구를 둘러싸고 있는 공기의 층이라 할 수 있으며, 지구의 중력에 의해 지구표면에 밀착되어 지구와 더불어 서에서 동으로 회전하고 있는 기체의 총칭이다. 지구 표면은 대기가 존재함으로써 태양의 직사광선에도 무한히 가열되지 않고, 야간에도 극단적인 저온으로 떨어지지 않는다. 따라서 인류를 비롯한 많은 생물들은 대기의 존재로 인해 유성이나 우주선, 태양의 미립자, 자외선 등 고에너지 입자의 침입으로부터 보호되고 있으며, 보다 근본적으로는 호흡할 수 있는 맑은 공기를 공급 받고 있다.

현재 우리가 살아가고 있는 지구의 대기는 수십억 년의 진화과정을 거쳐서 형성된 것이다. 행성은 생성 이후 성숙이 이루어짐에 따라서 행성을 둘러싸고 있는 대기의 구조는 점점 변화된다. 현재 지구대기는 3차례의 진화과정을 거쳐 오늘에 이르고 있는 것으로 연구되었다. 지구가 생성되는 시기의 대기(1차 원시대기)는 수소와 헬륨이 주를 이루는 두터운 대기층이 지구 행성을 휘감고 있었던 것으로 추정된다. 1차 원시대기 시대에는 태양풍의 강도가 현재보다 훨씬 강했기 때문에 태양과의 거리가 가까운 지구형 행성의 경우 대기 입자들이 태양풍의 영향으로 받아 큰 운동에너지를 보유하고 있었다. 즉, 지구 대기 입자의 평균 속도가 현재보다 커서 지구를 이탈하기가 더 용이했던 것이다. 이러한 원인으로 1차 원시대기의 주성분인 수소는 짧은 기간 동안에 소멸되어 버렸다. 1차 대기의 주성분을 잃고 난 원시행성은 미행성과의 잦은 충돌로 고온상태를 지속하게 된다.

지질학자들의 견해에 의하면 이 시기의 지표면은 마그마 상태일 가능성이 높으며, 행성의 내부로부터 현재의 화산 가스와 비슷한 성분의 기체들이 방출되었을 것으로 추정하고 있다. 화산 가스에는 온실기체인 수증기와 이산화탄소가 포함되어 있는데, 이러한 온실기체는 후에 미행성과의 충돌이 줄어들 즈음에 행성의 온도 형성에 결정적인 역할을 한 것으로 보인다. 지구는 이때 방출된 수증기의 응결로 원시 바다가 생성되었으며, 대량으로 방출된 이산화탄소의 대부분은 이 원시바다에 용해되었다. 원시바다에 용해된 이산화탄소는 몇 단계의 화학 반응을 거쳐 석회암을 형성해나가게 됨에 따라 현재와는 비교할 수 없을 만큼의 적은 이산화탄소만이 지구상에 존재하고 있었다.

1.1 대기의 주요 층

지구상의 화산활동과 미행성 충돌이 줄어들면서 점차 대기는 현재 대기의 모습에 접근하게 된다. 현재 대기가 원시 대기와 구분되는 가장 큰 기준은 대기 중에는 생물에게 필수요소인 산소가 포함되어 있다는 것이다. 최초의 산소는 대량의 수증기가 자외선에 의해 광해리 됨으로써 생성된 것 보인다. 화학반응을 거쳐 어느 정도 생성된 산소는 오존을 형성함으로써 자외선을 감소시키는 역할을 하게 되었다. 생명체에 유해한 자외선의 감소로 원시 해양으로부터 생겨난 생물들이 살아갈 수 있게 되었으며, 이 생명체들의 광합성을 통해 대기 중 산소량이 증가하게 된다. 이러한 과정이 오랜 기간 진행되면서 현재와 같은 지구대기가 생성되었다.

표 1.1에서 현재의 대기 주성분은 질소(78%)와 산소(21%)이며, 그 외에 약 1%는 아르곤, 수증기, 이산화탄소 등 수많은 미량기체들로 구성되어 있다.

[표 1.1] 대기의 조성

성분	분자식	분자량	체적비	구성비율 (%)
질소	N ₂	28.01	780,840 ppmv	78.084%
산소	O ₂	32	209,460 ppmv	20.946%
아르곤	Ar	39.94	9,340 ppmv	0.9340%
이산화탄소	CO ₂	44.01	394.45 ppmv	0.039445%
일산화탄소	CO	28.01	0.1 ppmv	0.00001%
네온	Ne	20.18	18.18 ppmv	0.001818%
헬륨	He	4	5.24 ppmv	0.000524%
메탄	CH ₄	16.05	1.79 ppmv	0.000179%
아산화질소	N ₂ O	44.02	0.325 ppmv	0.0000325%
수소	H ₂	2.02	0.55 ppmv	
오존	O ₃	48	0.0 to 0.07 ppmv	
수증기	H ₂ O	18.02	가변	

1.1 대기의 주요 층

대기가 대부분 질소와 산소로 구성되어 있지만 미량원소인 이산화탄소, 오존, 수증기의 역할도 매우 중요하다. 기상학에서는 수증기를 완전히 제거한 공기를 건조 공기(Dry Air)라 하고 수증기를 포함하는 공기를 습윤공기(Moist Air)라 한다. 수증기의 90%는 지표면에서 수 km까지의 층에 밀집해 있고 지표 부근의 공기는 건조 공기의 각 성분 이외에 소량이지만 늘 수증기를 포함하고 있다. 습윤공기 중에 포함된 수증기는 적은 양이지만 상이 변화하면서 잠열을 방출 또는 흡수하여 기상현상에 가장 중요한 역할을 한다.

이산화탄소는 식물의 호흡 작용에 의해 소비되거나 동물의 호흡으로 배출되기도 하고 연소나 화산작용에 의해 생성되기도 하므로 그 양은 장소와 계절에 따라서 변한다. 또한 물은 이산화탄소를 용해하는 성질이 있기 때문에 지표의 약 3/4을 점유하고 있는 해양에는 많은 양의 이산화탄소가 용해되어 있고 이것은 대기 중의 이산화탄소량 변화에 큰 영향을 주기도 한다. 이 이산화탄소는 적외복사를 잘 흡수하여 이른바 '온실 효과(Greenhouse Effect)'에 의해서 대기의 온도를 조절한다. 바다 속에는 대기 중 이산화탄소의 약 60배가 녹아 있으며, 그리고 퇴적암의 일종인 셰일이나 석회암 속에 포함되어 있다. 석회암은 주로 열대지방의 얕은 바다에 퇴적되는데 이는 얕은 바다의 수온이 높아져서 이산화탄소의 탈출이 쉽게 일어나 탄산칼슘(CaCO_3)이 침전하기 때문이다. 산업혁명 이후에는 산업 발달에 따른 화석 연료 사용 증가로 대기 중의 이산화탄소는 증가하는 경향을 보이고 있다. IPCC가 규정한 6가지의 온실가스 중에서 이산화탄소가 차지하는 비율이 약 80%로 지구온난화의 주범으로 여겨지고 있으며 도쿄의정서에 의해 이산화탄소 배출량을 줄여야하는 선진국과 후진국 사이에서 많은 의견이 충돌하고 있다. 최근의 연구에서 이산화탄소와 함께 강력한 온실가스로 작용하는 것으로 알려진 것이 메탄이다. 메탄은 주로 음식물이나 동물의 배설물과 호흡을 통해서 대기 중에 배출되는 것으로 알려져 있는데, 그 양은 이산화탄소에 비해서 매우 작지만 온실효과가 이산화탄소에 비해서 약 20배 정도 높기 때문에 지구온난화에 미치는 영향이 15~20%에 이르는 것으로 알려져 있다. 또 다른 지구온난화와 관련된 오존은 1.1.2.2의 성층권에서 다루기로 하겠다.

대기는 여러 가지 기체의 혼합물이다. 대기의 하층에서는 공기의 운동에 의하여 상하의 공기가 잘 혼합되므로 상당한 높이까지 조성비가 일정하다. 여러 고도에서 공기를 채취하여 분석한 결과 이산화탄소와 오존을 제외하고 대략 80km까지는 표 1.1에 나타난 여러 기체가 지구상 어디서나 일정하게 분포되어 있다. 이 층을 균질권(Homosphere)이라 한다.

1.1 대기의 주요 층

균질권은 대류권, 성층권, 중간권을 포함하는 대기층을 말한다. 단 CO_2 , O_3 , H_2O 등의 미량성분은 상당한 변동이 있다. 한편, 중간권계면 위의 대기는 태양 복사에너지를 흡수하여 광해리작용을 하거나 확산분리 작용에 의하여 그 분포가 불균일해진다. 이와 같은 대기층을 비균질권(Heterosphere)이라 하며 열권 및 전리권과 거의 일치된다. 인공위성관측에 의하면 대기는 지상 80km까지 주로 질소와 산소로 되어 있고, 80~120km층은 질소와 산소의 분자로, 120~1,000km층은 산소원자로, 1,000~2,000km층은 헬륨으로, 그 이상 10,000km까지는 수소로 되어 있어 조성별로 성층을 이루고 있음이 밝혀졌다.

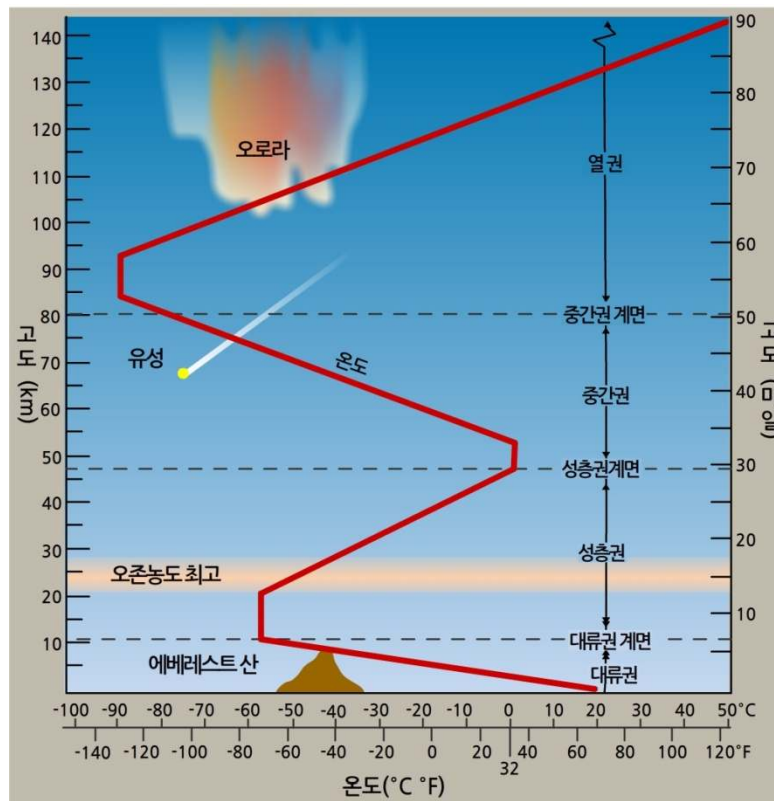
1.1.2 대기의 주요 층

보통 지상에서 북극으로 갈수록 온도가 크게 낮아지고, 수평운동에 의해서 다양한 기상현상들이 나타나는 사실 때문에 예보관들이 연직구조에 대해서는 크게 관심을 가지지 않는 경우가 많다. 그러나 지구대기는 변화 규모에 있어서 수평에 비해서 수직으로 더 큰 변화 경향을 가진다. 이러한 기상요소의 변화 경향에 따라 대기의 층을 구분할 수 있는데, 일반적으로는 고도별 온도분포를 기준으로 대류권, 성층권, 중간권, 열권으로 나눌 수 있다. 그림 1.1은 대기권의 연직 온도와 주요한 대기의 층들을 보여주고 있다. 대기의 밀도와 기압은 지표에서 가장 크고 상공으로 올라갈수록 지수함수적으로 감소된다.

1.1.2.1 대류권(Troposphere)

대류권은 대기 질량의 대부분을 차지하며, 고도가 증가함에 따라 기온이 감소하는 층으로 보통 1km에 6.5℃씩 하강하며 평균하여 약 11km의 두께를 갖는 층이다. ‘Tropo’라고 하는 것은 ‘돌다’ 또는 ‘섞이다’라는 의미의 그리스어이다. 대류권은 중력, 기압, 태양복사가 중요한 층으로 태양복사가 지면에서 흡수된 후, 장파로 다시 복사되므로 대류권의 하층부는 기온이 높게 되고 상층으로 갈수록 복사 냉각되어 기온은 낮아진다. 따라서 대류권 내에서는 공기의 대류가 일어나게 되고 이때 각종 기상현상이 일어나므로 대류권은 불안정한 층이라 할 수 있다.

1.1 대기의 주요 층



[그림 1.1] 온도의 연직 분포와 대기의 주요 층

중위도 지역에서의 대류권의 구조는 다시 아래와 같이 상세하게 구분할 수 있다.

- 1) 최저층(Bottom Layer) : SFC~2m로 미기상학이 적용된다.
- 2) 지표층(Ground Layer) : 2m~2km로 지표의 마찰이 바람에 영향을 미치며 기온은 고도에 따라 감소하고 습도는 일변화의 영향을 받는다.
- 3) 이류층(Advection Layer) : 2~8km로 기온감률은 $0.5\sim 0.7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 이며 수평운동이 탁월하고 풍속은 고도와 더불어 증가한다. 마찰의 영향이 없으나 지구복사와 대류작용으로 인해 가열된다.

1.1 대기의 주요 층

대류권의 일반적인 특징을 정리하면 아래와 같다.

- 1) 온도는 고도에 따라 일정한 율로 감소하는 기온감률(Lapse Rate)을 갖는다 [건조공기:10°C/km, 포화공기:5°C/km, 실제공기(습윤공기):6.5°C/km].
- 2) 대기 중에서 가장 불안정한 층으로 기상현상의 대부분이 이곳에서 일어난다. 지표면에서 복사냉각과 가열이 제일 심하기 때문에 기온감률이 크며, 수증기와 응결핵의 대부분이 대류권에 집중해 물의 순환이 일어난다는 점이 중요하다. 난류나 대류작용으로 인한 수직운동이 왕성하기 때문에 강수와 같은 기상현상을 비롯해서 온대저기압, 전선, 태풍 등 일기변화를 초래하는 거의 모든 대기운동이 이 대류권내에서 일어난다.

대류권의 상부한계는 성층권과의 경계면인 대류권계면(Tropopause)으로 그 높이는 계절과 위도, 대기요란에 따라서 변한다. 대류권계면은 기온감률이 2°C/km 이하 되는 층이 적어도 2km 이상 되는 층의 최저고도를 말한다. 단순히 권계면이라 하면 대류권계면을 의미한다. 중위도에서 권계면의 평균온도는 -55°C이고 고도는 여름에 15km, 겨울에 9km 정도 된다. 권계면은 적도에서 극까지 연속된 하나의 면으로 나타나지 않고 대개 3층으로 분리되어 불연속적으로 출현하여 위도에 따라 열대 권계면, 중위도 권계면, 극 권계면(한대 권계면)으로 분류된다. 그리고 이 불연속인 고도에서는 풍속의 극대인 제트기류(Jet Stream) 지역이 출현한다. 권계면의 특징은 표 1.2에 잘 나타나 있다. 권계면의 고도는 고위도로 갈수록 낮아지지만, 온도는 열대지방으로 갈수록 낮아지고 있는 것이 특징이다. 이것은 활발히 상승하는 공기들의 단열팽창 때문에 적도 상공이 저온을 보이기 때문이다. 또한 권계면 고도는 여름에 높아지고 겨울에 낮아진다.

[표 1.2] 대류권계면의 종류와 그 특징

권계면 \ 내용	위 치	평균 고도	온 도	평균 온위	특징
극 권계면	47° 이북	8km (300hPa)	겨울:-55°C 여름:-45°C	310K	고도는 최저, 온도는 최고
중위도 권계면	35°~47°	11km (200hPa)	평균 -55°C	350K	권계면 경사가 가장 크며 제트기류 활동과 관련
열대 권계면	40° 이남	18km (100hPa)	-75°C	390K	고도는 최고, 온도는 최저

1.1 대기의 주요 층

1.1.2.2 성층권(Stratosphere)

대류권계면과 고도 50km 정도인 성층권계면 사이의 온도가 거의 일정하거나 서서히 증가하는 층을 성층권이라고 부른다. 성층권은 고도에 따른 온도 변화율에 따라 등온층(Isothermal Layer)과 온난층(Warm Layer)으로 나뉘어진다.

- 1) 등온층 : 통상적으로 대류권계면~35km까지를 말하며, 기온이 높이와 무관하게 거의 일정하다.
- 2) 온난층 : 35km~성층권계면까지의 고도를 말하며, 고도에 따라 기온이 서서히 증가한다.

성층권의 주요 특징을 정리하면 아래와 같다.

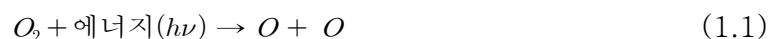
- 1) 등온층에서 대기는 안정하고 불순물이 적어서 일반적으로는 구름이 없으나, 가끔 하층에 권운이나 진주모운이 나타나기도 한다.
- 2) 오존층이 존재하며 고도에 따라 기온이 거의 일정하다가 서서히 증가한다. 따라서 그림 1.1과 같이 고도 50km에서 온도는 극대가 된다. 이는 오존이 태양광선으로부터 자외선을 흡수하기 때문이다.
- 3) 겨울에서 초봄으로 계절변화에 따라 25km 고도의 기온이 약 2일 동안에 -80°C 에서 -40°C 정도로 급격히 상승한다. 이를 돌연승온(Sudden Warming)이라 하는데 겨울철에 일사가 없기 때문에 특히 오존층이 냉각되어 강한 저온의 극야소용돌이(Polar Night Vortex)가 생기고 겨울을 지나 여름철로 옮겨갈 때 파괴되면서 발생한다. 발생장소는 극야소용돌이 주변과 저위도에 한정된다. 저위도에서 발생하는 승온은 그 승온역이 유럽 상공으로 이동해 가는 것과 미국 상공으로 이동하는 것의 두 가지 형태가 있다. 전자는 대류권 내에 저지현상(Blocking)을 동반하고 있다. 최후에 발생해서 극야소용돌이를 파괴하여 순환이 여름형으로 바뀌었을 경우를 최종승온이라고 한다. 승온역은 상층에서 시작되어 하층으로 전파되어 온다.
- 4) 적도 부근의 18~30km 고도에서는 12~13개월 동안 편동풍이 불고 그 뒤 12~13개월 동안은 편서풍이 부는 약 2년간의 변화가 나타난다. 원인은 오존의 분포와 수송에 기인한 현상으로 추정되고 있다.
- 5) 성층권에서 발생하는 현상이 대류권의 기온과 순환의 변화에 어떤 영향을 주는지에 대한 연구는 최근 기상학의 주요 과제중의 하나이다.

1.1 대기의 주요 층

대부분의 기상현상은 대류권에서 발생하지만 성층권내에서도 다음과 같은 특이한 기상 현상이 발생하기도 한다.

- 1) 진주모운(Mother-of-pearl-cloud) : 주로 스코틀랜드와 스칸디나비아에서 Föhn 현상이 있고 구름이 없을 때 잘 나타나는 섬세한 렌즈형의 녹색색 구름으로 일종의 지형성 구름이며 생성 고도는 20~30km 이고 서서히 이동하거나 움직이지 않는다.
- 2) 음파의 이상전파(Abnormal Propagation): 화산 폭발이나 대포의 소리가 음원으로부터 멀어져 감에 따라 점점 작아져서 50km 쯤에서는 들리지 않게 된다. 그런데 훨씬 더 멀리 떨어진 100km 이상의 거리에서 다시 들리는 구역이 출현하는 일이 흔히 있다. 이러한 현상을 음파의 이상전파라 한다. 이는 내청역, 무음역, 외청역의 존재를 나타낸다. 음속 c 는 매질의 절대온도(T)의 제곱근에 비례($c=20\sqrt{T}$)한다. 따라서 고도에 따라 기온이 하강하다가 상층에 고온층이 있다면 음파의 진행방향이 굽어져서 다시 지상에 도달하여 외청역을 형성하게 된다. 이것으로 성층권에는 상층 50km 부근에 고온층이 있음을 알 수 있다.

성층권을 대표하는 것이 오존층(Ozone Layer)이다. 오존은 ‘냄새가 나다’라는 의미의 그리스어에서 유래되었다. 오존층은 10~50km에 위치하며, 그 양은 20~25km의 고도에서 가장 많이 분포한다. 그러나 표 1.1에서 알 수 있듯이 공기 중의 오존의 절대량은 미소량이며 이 적은 양의 오존이 지구상의 생명체를 태양 자외선으로부터 보호하고 있는 것이다. 그 전량을 해면에서의 표준기압으로 환산하면 약 3mm의 두께가 되나 그 농도는 공간적, 시간적으로 크게 변화한다. 일반적으로 위도증가와 함께 증가하고 고기압 상공에서 적고, 저기압 상공에서 많다. 여기서는 오존의 생성과 소멸의 주기를 알아보기로 하자. 중간권이나 열권에서도 산소분자가 일사 중의 파장 $0.24\mu\text{m}$ 이하의 자외선을 흡수하여 광화학적 작용으로 2개의 산소원자로 분열하는 성질이 있다. 이렇게 태양에너지를 받아 화학변화를 일으키는 것을 광해리라 한다.

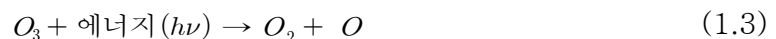


1.1 대기의 주요 층

점차 하층으로 감에 따라 자외선의 양도 줄어들어 산소분자의 분열도 줄어 든다. 따라서 중간권이나 성층권에서는 산소분자와 원자가 섞여 있게 된다. 이러한 상태에서 O_2 와 O 의 결합은 촉매의 역할을 하는 물질 M 의 도움을 받아 오존(O_3)이 생성된다. 실제의 대기에서는 N_2 나 O_2 가 그 역할을 한다. 결국 다음과 같은 3체 충돌의 결과로 오존이 생긴다.



충돌이 일어날 기회는 각 성분 O_2 , O , M 의 수가 많을수록 크다. O_2 나 M 의 수는 하층으로 갈수록 많다. 반대로 성층권이나 중간권에서는 위로 갈수록 O 의 수가 많다. 그러므로 충돌의 기회가 많은 곳은 고도 25km 근처가 된다. 그런데 온도의 극대는 고도 약 25km가 아니고 약 50km이다. 이것은 오존층의 자외선 흡수에 의한 주위온도 상승이다. 태양자외선이 대기 중을 통과할 때 상층의 오존에 먼저 흡수되고 점차 약화되면서 하층에 도달하기 때문에 가열률이 극대가 되는 곳은 오존밀도가 극대인 고도보다 위가 된다. 또한 단위체적당 대기의 열용량은 공기의 밀도에 비례하기 때문에 고도와 더불어 급격히 감소하고 있다. 가열률이 극대가 되는 상층에서 오존이 태양의 자외선을 흡수하게 되면 주위에는 열용량이 작은 공기를 빠르게 데우게 된다. 따라서 온도의 극대는 오존의 극대보다 훨씬 높은 50km 부근에 나타나는 것이다. 이렇게 하여 오존이 생성되는데, 그대로라면 오존량은 계속 증가할 것이다. 그러나 원래 오존은 불안정한 구조를 띠고 있어 1.1 μm 이하의 가시광선이나 0.35 μm 이하의 자외선을 흡수하면 광해리를 일으켜 원래의 O 와 O_2 로 분열하는 성질이 있다.



위 식과 O_3 의 생성식인 3체 충돌식을 합쳐보면 O_3 의 증감은 없다는 것을 알 수 있다. 오존이 생성되는 양은 일사량에 의존한다. 일사량은 여름이 봄보다 많다. 또 저위도일수록 태양광선이 연직에 가까운 방향에서 입사하기 때문에 대기 속에 보다 깊이 입사되어 열대지방의 상공에서 주로 형성될 것이다. 그러나 실제의 분포는 봄에 최대, 가을에 최소이고, 중·고위도일수록 많은 양이 존재한다. 마지막으로 오존은 지표부근에서 소멸한다. 봄에는 남극에서 최소치가 나타나는데 이를 보통 남극의 오존홀이라 부르며, 이는 인간 활동에 의해 생성된 염소화합물로 인해 촉진된 오존의 파괴에 기인된 것이다. 최대 오존 농도가 오존의 생성원 밖에서 나타난다는 사실로 미루어 볼 때, 대기의 운동이 지구의 오존 수지를 결정하는데 중요한 역할을 함을 알 수 있다.

1.1 대기의 주요 층

오존의 전량은 권계면의 높이와 밀접한 관련이 있어 오존이 증가하면 권계면은 내려오고, 감소하면 반대로 높아진다. 이와 같은 오존의 변화는 태양 활동과도 밀접한 관계를 가지고 있어서 태양활동의 변화 → 오존의 변화 → 권계면 높이의 변화 → 대기대순환의 변화와 같이 태양활동을 기상변화에 결부시키는 매우 중요한 매개물로 되어 있다. 성층권계면(Stratopause)은 고도 약 50km에 존재하는 온도극대가 나타나는 층으로, 성층권과 중간권의 경계가 된다. 그 온도는 0℃ 이상 되는 경우도 있다.

1.1.2.3 중간권(Mesosphere)

성층권계면과 고도 약 80km의 중간권계면 사이의 층으로 고도에 따라 기온이 감소하는 층을 중간권이라고 부른다. 중간권의 구조와 특징은 아래와 같이 정리할 수 있다.

- 1) 기온이 고도에 따라 감소하여 고도 80km의 기온은 -90℃ 정도이나 -130℃까지 내려가기도 한다. 중간권계면의 기온이 낮은 이유는 파장 0.2~0.3 μm 의 태양자외선 에너지가 중간권 대기에서 흡수되지 않기 때문이다.
- 2) 기압은 50km 고도에서 1hPa 정도, 80km 고도에서 0.01hPa 정도이다.

중간권에서는 기상현상이라기 보다는 대기현상이 가끔 발견된다.

- 1) 유성(Meteor) : 지구의부로부터 반경 $10^{-2}\sim 10^{-1}$ cm 정도의 우주먼지라 부르는 미립자가 대기 중에 돌입하여 1~2초 동안 1등성 정도의 밝기로 빛을 내며 소산되는 현상이다. 완전히 타지 않고 지상에 떨어진 것은 운석이다. 유성의 소멸고도는 70km와 48km 부근에서 극대이다.
- 2) 야광운(Noctilucent Clouds) : 고위도 지방의 상공에 기온이 극소를 나타내는 고도인 74km~92km 중간권계면 부근에 여름철 일출 전 또는 일몰 후에 나타나는 털 모양의 은색구름이다. 야광운의 입자는 얼음의 얇은 막을 가진 유성먼지의 입자가 태양의 빛을 산란시켜 빛나는 것으로 추측되고 있다.

중간권계면(Mesopause)은 고도 약 80km에서 온도 극소 지역이 나타나는 층으로 중간권과 열권의 경계가 된다. 열권의 하부와 중간권계면 근처에서는 흡수하여야 할 0.1 μm 이하의 자외선은 거의 남아 있지 않다.

1.1 대기의 주요 층

또한 공기는 적외복사로 열을 잃고 있기 때문에 중간권계면에서 온도가 극소가 된다. 어느 정도의 온도가 유지되고 있는 것은 주로 중간권을 통하여 열이 위쪽으로 옮겨지고 있기 때문이다.

1.1.2.4 열권(Thermosphere)

열권은 80~300km의 대기로서 온도권이라고도 하며 초고층 대기가 시작되는 층이다. 열권은 또한 대기조성비로 분류할 때의 비균질권과 대기입자가 이온으로 존재하는 전리권이 시작되는 고도와 대체로 일치한다. 열권은 이름 그대로 온도가 높다. 이것은 주로 파장이 0.1 μm 이하의 자외선을 열권에 있는 질소나 산소원자가 광전리로 흡수하기 때문이다. 태양으로부터의 복사에너지 중 자외선이 차지하는 양은 10만분의 1 정도 밖에 안 된다. 그러나 열권에 있는 공기의 양도 또한 대기 총량의 10만분의 1 정도 밖에 안 된다. 따라서 미량의 자외선이라도 열권의 온도를 충분히 높일 수 있다. 열권은 고온이며 공기는 매우 희박하다. 따라서 인간이 이곳에 있다 하더라도 우리의 피부에 충돌하는 분자나 원자의 수가 적으므로 뜨겁다고 느끼지 않을 것이다. 또한 분자나 원자가 서로 충돌하는 경우도 적어지고 어느 고도에서 한번 충돌하면 그 다음 충돌까지 매우 먼 거리를 날아갈 수가 있다. 열권의 상부에는 이와 같이 그 하층에서 한 번의 충돌로 온 분자나 원자가 대부분이다. 결국 하층에 있을 때의 온도를 그대로 유지한 채 상층으로 온 것이므로 열권의 상부는 대체로 등온이다. 충돌에 의한 이동은 없으며 태양의 자외선을 흡수한 결과로 열권은 고온이다. 따라서 열권의 온도는 그때그때의 자외선 강도에 직접 지배되기 때문에 낮과 밤의 온도차가 수백 도나 될 때도 있다. 또한 태양활동이 커서 자외선 강도가 큰 해에는 약 2000K나 되는데 태양활동이 적은 해에는 약 700K 밖에 되지 않는다. 열권 내에서 관측되는 대표적인 대기현상은 다음과 같다.

- 1) 델린저 현상(Dellinger Phenomenon) : 열권은 전리층의 일부이다. 전리층은 태양의 활동에 예민하게 반응한다. 특히 태양면의 폭발(Solar Flare)이 일어날 때는 파장이 0.1 μm 이하의 자외선이나 X선의 강도가 증가하여 열권내의 전리층인 E층이나 D층의 전리도 증가한다. 그 결과 D층에서의 전파의 흡수도 증가하여 전리층 전파를 이용하는 단파의 국제통신이 일시적으로 두절되는 경우도 있다. 이를 델린저 현상이라 한다. 그러나 최근의 국제통신은 전리층의 영향을 받지 않는 짧은 파장의 전파를 통신용 정지위성을 이용하여 중계하고 있는 경우가 많기 때문에 이 현상의 영향이 줄어들게 되었다.

1.1 대기의 주요 층

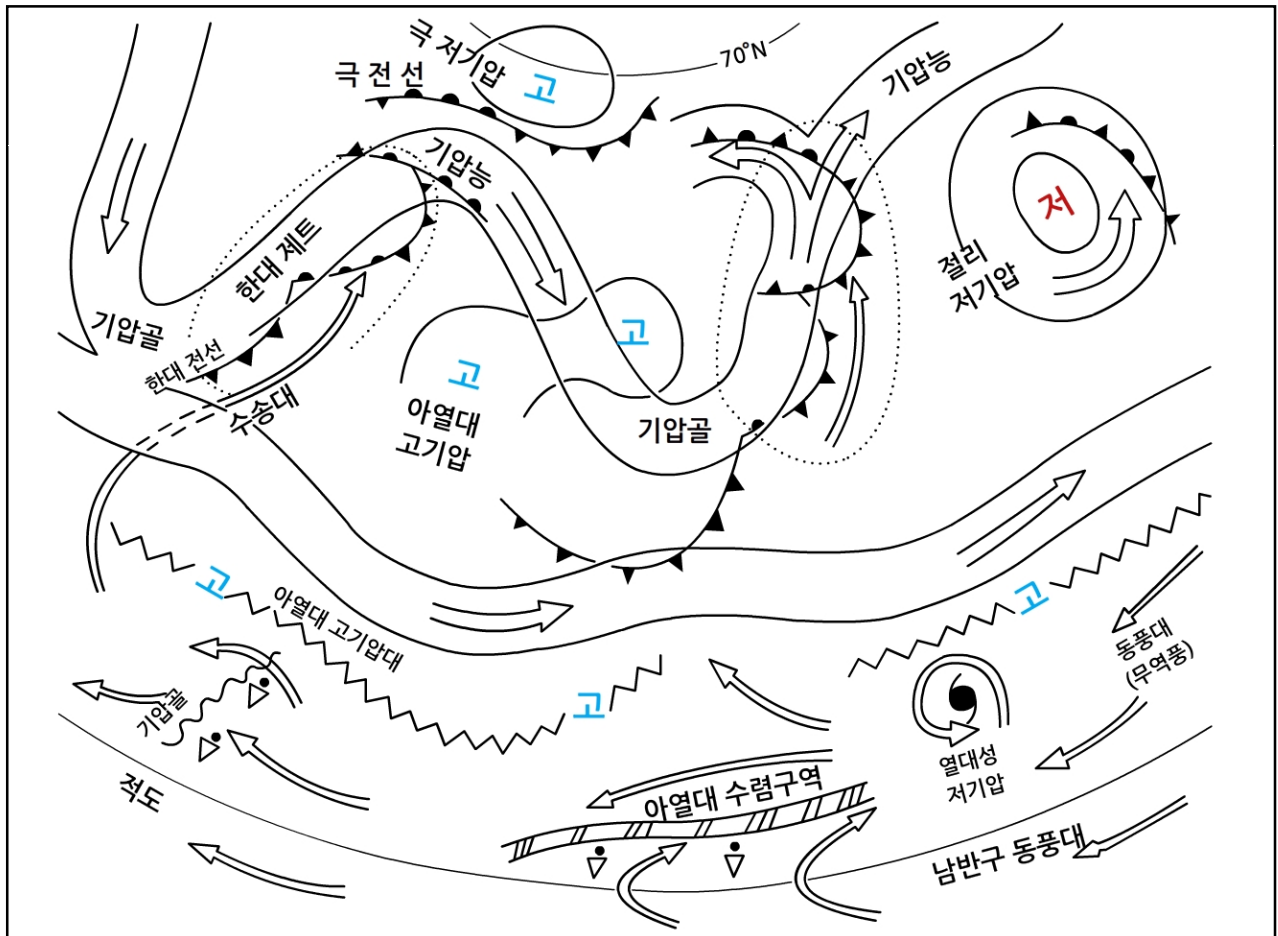
- 2) 야광(Night Sky Light, Airglow) : 달이 없는 캄캄한 밤이라도 하늘이 아주 어둡지는 않은데 이는 대부분이 초고층 대기의 기체에서의 복사에 의해 나타나는 현상이다. 출현고도는 200~300km이며 그 원인은 주간에 빛을 흡수하여 에너지 상태가 높아진 Ne , N_2 , O_2 , O 등 공기분자나 원자의 일부가 야간에 원래의 안정상태로 되돌아 갈 때 방출하는 빛이라고 추정하고 있다.
- 3) 극광(Polar Aurora) : 극지방의 밤하늘에 아름다운 색채로 나타나는 빛이다. 대부분(94%)이 90~130km 부근에서 나타난다. 색은 녹색, 암적색, 적백색, 자색 등이 있으며 밝기는 만월정도까지 밝을 때도 있다. 원인은 태양으로부터 날아오는 입자에 의하여 발생하므로 태양활동과 밀접한 관계가 있다. 또 같은 원인으로 일어나는 자기폭풍과도 밀접한 관계가 있다. 가장 많이 관측되는 곳은 자극을 중심으로 20~25°의 대상지역이다.

기온은 300~600km까지 고도에 따라 증가하나 그 이상에서는 등온층이 되며 그 고도를 열권계면(Thermopause)이라 한다. 열권계면 위쪽의 등온층의 기온은 시간에 따라 크게 변하여 주간에는 야간보다 100℃ 이상 높게 나타나고 또 태양활동에 따라 1000℃ 이상 변화한다. 열권계면 위의 등온층은 약 2,000~3,000km까지 뻗어 있다고 추측된다.

초고층대기의 상부를 외기권(Exosphere)이라고 부르는데, 열권 위에 있으며 대기의 물리량은 고도에 따라 연속적으로 변화하고 있으므로 열권과 외기권의 경계가 어디인지 엄밀하게 말할 수는 없지만 보통 500km 이상을 외기권으로 하고 있다. 여기에는 중성의 산소원자, 산소이온, 수소 등이 희박하게 존재하고 기체법칙이 성립하지 않고, 가벼운 헬륨 같은 기체는 분자 충돌 때 외계로 나갈 수도 있으며 그에 상당하는 양이 외계로부터 들어올 수도 있다. 외기권에서는 분자나 원자들이 충돌할 기회가 극히 드물기 때문에 개개의 분자, 원자는 지상에서 발사된 탄환처럼 궤도를 그리면서 돌고 있다. 그 중에는 속도가 빨라서 이탈속도(Escape Velocity) 이상의 속도를 가지면 지구의 인력을 벗어나 우주로 탈출하는 것도 있다.

1.2 대류권의 대규모 구조

대기권에서 주요 층들은 열적 분류에 의해 분류되는 반면에 대류권내에서의 현상들은 순환 패턴에 의해서 분류된다. 대기의 운동에 기초를 둔 분류는 대류권의 역학적 구조를 보여주고 기상 현상과 과정에 대한 물리학적 해석을 이끌어 낸다. 예보관이 자기의 예보 지역에서의 정확한 예보를 위해서는 대류권 내에서의 대규모 구조에 대해서 충분히 이해하고 있어야 한다. 그림 1.2는 복잡해 보이기 는 하지만 그 동안의 대기과학적 관측과 연구를 통해서 대류권에서 발견된 주된 역학적 구조를 나타내는 개념 모델을 형상화 한 것이다. 이 그림은 대략 70°N 과 10°S 사이에 있는 위도를 포함한다. 화살표는 전형적인 공기의 흐름을 나타낸다. 한대와 아열대 제트는 보다 상층의 대류권에 존재한다. 아열대 고기압은 전체 대류권으로 확장된다. 운반띠(Conveyor Belt)는 지구 표면 근처에서 시작되어 대략 300hPa까지 올라간다. 그림 1.2에서 그 밖에 개념 모델들은 현상들이 지구 표면에 나타날 때의 것을 개략적으로 보여준다.



[그림 1.2] 대류권내 대기의 역학적 구조 개념도(Dusan Djuric, 1994)

1.2 대류권의 대규모 구조

1.2.1 편서풍, 편동풍, 그리고 대기 대순환

대류권 내의 대규모 운동은 중위도에서의 편서풍(Westerlies)과 열대 지역에서의 편동풍(Easterlies)의 특징으로 기술된다. 이러한 상황은 각각의 지역에 사는 사람들에게 뚜렷하게 나타난다. 기상 변화는 주로 중위도에서는 서쪽에서부터 발생하고, 열대지방에서는 동쪽에서부터 발생하는 것이 잘 알려진 사실이다. 우리가 잘 아는 대상풍(Zonal Wind)은 1492년 크리스토퍼 콜럼버스의 첫 항해 때 발견되었다. 그는 대략 위도 20°N에서 아메리카로 바람을 따라 항해했고 대략 위도 40° N에서 항해하여 스페인으로 돌아왔다. 다른 탐험가나 무역상인들 또한 편동풍을 따라 아메리카로 여행하였다. 이러한 이유로 편동풍은 무역풍(Trade Winds)으로도 불려 지게 되었다. 편동풍과 편서풍은 대략 위도 25°N과 25°S에서 아열대 고압대에 의해서 분리된다. 이러한 대규모 온난한, 그리고 동적인 고기압은 대류권 전체로 확장되고 성층권까지 달한다. 세계 도처에 있는 사막의 대부분은 이와 같은 아열대 고압대에 위치하고 있다. 이러한 고기압은 편서풍과 편동풍이 지구 자전에 의한 전향력의 영향으로 유지되기 때문에 “역학적”이라고 한다. 아열대 고압대는 그림 1.2에서 고기압 중심을 연결한 톱니 모양의 선(기압마루의 경우)으로 표시되어 있다. 편서풍, 편동풍, 아열대 고압대, 그리고 이들을 발생시키는 기본기구는 일반적 대기 대순환(General Atmospheric Circulation)으로 설명된다.

1.2.2 각 운동량 보존

편서풍과 편동풍의 형성은 회전체에서의 각 운동량 보존의 법칙에 기인한다. 이 법칙에 대해 빈번히 설명되는 예는 회전하는 아이스 스케이트를 타는 사람이다. 이와 똑같은 법칙이 지구와 같이 회전하는 대기에 적용된다. 적도로부터 멀어지는 물체는 지구의 자전축에 다가간다. 적도에 다가가는 물체는 지구의 자전축으로부터의 거리가 멀어진다. 그 결과 북쪽으로 움직이는 물체는 동쪽으로 움직이려는 성질을 얻게 되고 남쪽으로 움직이는 물체는 서쪽으로 움직이려는 성질을 얻게 된다.

대기는 지구의 불균형 가열에 의해 얻어진 에너지를 혼합하는 성질이 있기 때문에 다른 위도에서 발생하는 수많은 공기 덩어리들이 있다. 고위도로부터 이동해온 공기 덩어리(또는 기단)는 중위도에서 발견된다. 이와 유사하게 저위도에서 중위도 공기를 발견할 수 있다(북극대기는 질량과 운동량을 교환하는데 있어 불리한 점이 있다. 왜냐하면 그곳 대기의 부피가 다른 지역들의 부피보다 작기 때문이다.).

1.2 대류권의 대규모 구조

또한, 새로운 위도에서 고유의 공기 덩어리들과 혼합될 지라도 최근에 이동한 공기의 덩어리들이 그들의 각 운동량을 보존하려는 경향이 있다. 그 결과 중위도에서 편서풍이 발생하고 저위도에서는 편동풍이 발생한다.

각 운동량 보존의 정량적인 표현은

$$ur = \text{const}$$

이다. 여기서 u 는 대상 운동 성분(바람과 지구 운동의 합)이고, r 은 지구 자전축으로부터의 거리이다. 그러므로 공기가 적도로부터 떨어져 자전축에 다가갈 때 r 은 점점 작아지고 u 는 증가하게 된다. 지구의 운동은 이러한 영향을 받지 않지만 바람은 영향을 받는다. 이것이 바로 편서풍을 형성하는 주된 메커니즘이다. 편동풍에 대한 설명도 유사하다. 중위도에서 비로트된 공기 덩어리는 지구의 회전을 따라가는 데 느리다. 이러한 공기 덩어리는 동풍으로 나타난다. 각 운동량 보존의 법칙은 대기에서 순수한 형태로 나타나지 않는다. 많은 영향들이 마찰, 큰 소용돌이(저기압과 고기압) 그리고 흐름의 불안정성과 같은 작용을 변경시킨다.

또한, 공기 덩어리는 다른 공기 덩어리를 어떤 방식을 따라서 밀어낸다. 그래서 그들의 운동은 “수학적” 균일성에 따라 진행되지 않는다. 그러므로 $r=0$ 인 극 지방에서는 막대한 토네이도가 없다. 지리학적 평행선을 가로지르는 공기의 수송에 요인이 되는 과정은 흐름의 불안정, 해들리 순환, 고기압 발생을 포함한다. 이러한 동역학적인 과정의 대부분은 단지 동역학에서만 설명된다.

1.2.3 전선과 제트

대기 운동의 기본적인 특성은 격렬하고 비교적 좁은 경압대(Baroclinic Zones)의 발생이라 할 수 있다. 이러한 것들은 전선대(Frontal Zones)이다. 전선대의 가장 경압 구역은 경사진 안정한 층인 전선(Fronts)이다. 상층 대류권에서 전선대 위쪽에는 제트기류(Jet Streams) 혹은 제트(Jets)가 있다. 북반구와 남반구 각각 상층 대류권에서는 두 가지의 주된 편서 제트 기류가 있다. 이들은 한대 제트 기류(Polar Jet Streams)와 아열대 제트 기류(Subtropical Jet Streams)이다.

한대 전선(Polar Front)은 종종 대류권 전체에 확장된다. 그림 1.2는 단지 점 또는 원형의 선으로 묘사된 전형적인 지상 위치를 보여준다.

1.2 대류권의 대규모 구조

종종 한대 전선은 상층 대류권에서만 발달되거나 하층 대류권에서만 발달된다. 대략 300hPa에서 한대 전선은 한대 제트 기류의 측면에 위치한다.

한대와 아열대 제트 기류는 가끔 1000km에서 5000km의 거리에서 합류한다. 겨울에 그러한 상황은 몇일 동안 지속되지 않는다. 즉, 합류된 후에 얼마되지 않아 두 개의 제트기류로 분리된다. 합류된 제트 기류는 여름에 더 흔한데, 수 주간 지속되기도 한다. 아시아의 동부나 북아메리카의 부근의 평균 상층 한대 제트의 골에서 가장 흔히 발생한다.

편서풍에서 제트 기류는 그림 1.2에서 핵을 따라 화살표로 표시된 파동 모양의 띠로 나타난다. 한대 제트에서 파동은 아열대 제트에서의 파동보다 더 두드러지게 나타난다. 증폭된 파동은 종종 큰 와도로 분리된다. 그러한 저기압성 와도(절리 저기압)는 그림 1.2의 동쪽 부분에서 나타난다.

편동풍 내에서의 바람은 거의 제트 속력을 내지 못한다. 단지 남아시아에서 거의 직선의 제트인 열대 편동 제트가 150hPa에서 형성된다. 열대 편동 제트 내에서 바람의 속력은 거의 45m/s에 달한다. 이 제트는 단지 여름철의 인도양 몬순 기간 동안에 형성된다.

1.2.4 제트 기류에서의 파동

대부분의 중위도(Extratropical) 흐름 패턴은 역학적으로 제트 기류의 저기압성 또는 고기압성 곡률과 관계가 있다. 최대 저기압성 곡률이 나타나는 주위의 지역은 골(Trough)이고 최대 고기압성 곡률이 나타나는 지역은 마루(Ridge)이다(그림 1.2). 역학적 기상학은 연직 운동과 기상 발달이 기압골(Trough)과 기압마루(Ridge) 사이에서 매우 다르게 나타난다는 것을 보여준다.

- 1) 활성 지역은 정상적으로 상승하는 공기 운동이 있는 골에서부터 흐름의 아래쪽(풍하)에 있다. 이곳 활성 지역은 저기압 발생, 전선 발생, 구름 형성 및 강수 발생이 용이한 곳이다. 두 개의 활성적인 지역은 그림 1.2에서 점으로 표시된 타원형으로 동그라미가 쳐져 있다.
- 2) 비활성 지역은 중위도의 고기압, 지표 부근에서의 전선 소멸 및 구름 소산이 있는 골의 위쪽 흐름(풍상)에 있다.

1.2 대류권의 대규모 구조

중관 규모의 저기압과 중규모의 뇌우는 활성 지역에서 발달한다. 이 활성 지역은 한대 전선이 발생하거나 수렴과 바람 쉬어(Wind Shear)로 인해 지표 근처에서 강화된다. 이 활성 지역은 아열대 지역으로부터의 온난, 습윤한 열대 공기를 중위도 편서풍으로 운반하는 중요한 남쪽 공기 흐름인 수송대(Conveyor Belt)에 알맞은 위치에 있다. 이 흐름은 열대 범위 밖의 저기압 근처에서 생기며 결국 한대 제트 기류와 합류된다.

대부분의 중위도 강수는 수송대(Conveyor Belt)가 상승하는 지점에서 발생한다(상세한 내용은 6장 수송대 개념 모형에서 다루도록 하겠다.). 수송대(Conveyor Belt)의 위쪽 흐름이 있는 부분은 종종 하층 제트에서 나타나는 넓은 공기 흐름이 있다. 하층 제트에서 최대풍은 대략 지상에서 1km인 곳에 나타난다. 하층 제트에서의 풍속은 보통 25~30m/s이다.

대기가 정적으로 안정할 때 비는 활성 지역에서 계속 내린다. 이때 비를 내리게 하는 구름은 난층운(Nimbostratus)이다. 이렇게 안정된 상승은 전선이 일반적으로 그 지역에서 존재하기 때문에 전선 상승(Frontal Up-gliding)이라 말한다. 전선 발생이 용이한 지역은 종종 비 생성에도 적합하기 때문에 전선과 비 사이에 물리적인 관련이 있다. 대류성 비와 뇌우는 열적 불안정(Thermal Instability)인 경우에 활성 지역에서 나타난다. 심한 뇌우는 한대와 아열대 제트가 서로 흘러 나가는 지점인 활성 지역에서 형성되며 제트 기류 고도에서 가장 강한 와도 이류 지역이다. 아열대 제트 기류에서 활성적인 지역들은 또한 골의 아래 흐름 방향에서 발달한다. 아열대 활성 지역은 아열대 제트 굴곡이 극제트 보다 적게 발생하기 때문에 덜 빈번하게 발생한다. 지상에서 기상 현상과 전선 위치는 종종 한대와 아열대 제트의 활성 지역에서와 유사하다.

1.2.5 중위도 저기압

전선대에서 편서풍의 흐름은 불안정하다. 특히 제트 기류 내에서 강한 풍속에서 불안하다. 이것은 띠 흐름 내에서 파동이 증폭되고 와도를 증가시키는 경압 불안정(Baroclinic Instability)이다. 저기압성으로 회전하는 와도는 비와 폭풍을 가져오는 중위도 저기압이다. 또한 이 중위도 저기압은 열대 저기압과 구별하기 위해 온대 저기압(Extratropical Cyclones)이라고 부른다. 기상 문헌의 많은 부분이 저기압을 다루는데, 온대 저기압(Extratropical Cyclones)에 대한 다른 이름들 또한 사용된다(온대 저기압은 4장 전선과 온대저기압에서 상세하게 다루도록 하겠다.).

1.2 대류권의 대규모 구조

기압은 주변 지역보다 저기압 내에서 상대적으로 낮기 때문에 Depression과 Low라는 용어가 사용된다. 종종 저기압 내에서 한대 전선에 파동이 있다. 그러한 저기압을 파 저기압(Wave Cyclone) 또는 전선 저기압(Frontal Cyclone)이라 한다. 때때로 한대 제트 기류의 파는 같은 전선 부분에서 여러 저기압들을 포함하고 있다. 이러한 일련의 저기압들은 저기압 군(Family of Cyclones)이라 하고 제트 기류와 관련된 파동은 장파(Long Wave)이다. 제트 기류에서 파가 단 한 개의 저기압도 포함하기에 너무 짧을 때는 단파(Short Wave)라고 한다.

1.2.6 고기압

편서풍(Westerlies)내에서 고기압성으로 회전하는 와도는 고기압(Anticyclones)이다. 고기압은 다음과 같은 세 가지 종류가 있다(상세한 내용은 3.4.3 고기압 참조).

- 1) 온난 고기압(Warm Anticyclone)의 높이는 대략 10km이다. 일반적인 위치는 편서풍과 편동풍 사이의 아열대에 위치한다. 제트 기류의 마루와 고기압성 와도의 중위도(40~60°)에서 나타난다.
- 2) 한랭 고기압(Cold Anticyclone)은 대기의 가장 낮은 1~3km 지점 내에 한정되어 있다. 종종 적도를 향해 움직이는 한랭 공기 또는 북극 공기와 일치한다.
- 3) 이동성 고기압(Transitional Anticyclone)은 한대 전선과 관련되어 있고 중위도에서 빠른 기상 변화에 관여한다. 그러한 편서풍 내에서 고기압은 결합된(온난과 한랭) 형태를 가진다. 이동성 고기압은 전형적으로 그림 1.2의 중간에 나타난 것처럼 두 개의 중심을 가지고 있다. 동쪽 중심은 상층의 기압골 아래 한랭 공기 내에서의 한랭 고기압(Cold Anticyclone)이다. 서쪽의 중심은 온난 고기압(Warm Anticyclone)이다. 제트 기류 층에서 마루(Ridge)는 항상 이 중심 위에 위치한다. 한대 전선은 항상 그러한 고기압의 지상 근처에서 소산된다(그러나, 중간 및 상층 대류권에서 두드러지게 나타난다.).

1.2 대류권의 대규모 구조

1.2.7 비활성 전선(Passive Front)

한랭 기단의 남쪽 범위는 편서풍 내 기압골 지역에서 저위도에 달한다. 이 위도에서의 한랭 기단은 자체의 무게로 인해서 중력이 작용하는 방향으로 이동한다. 한랭 기단은 아래에 있는 지상으로부터 가열되고 전선을 가로질러 온도차는 줄어든다. 전선이 위도 20° 나 30° 에 도달할 때 종종 한랭 기단과 온난 기단 사이의 경계보다 시어 선(Shear Line)이 더 유사하게 나타난다. 이 위도에서 한랭 전선은 항상 제트 기류보다 더 멀리 확장한다. 때때로 대류운(위성영상에서 로프 구름)의 좁은 선은 전선을 따라서 나타난다. 또 다른 형태의 비활성 전선인 극전선(Arctic Front)은 주로 겨울철에 한랭 고기압의 가장 자리에서 발생한다. 극전선 후면의 극기단은 항상 대략 1km에서 3km 높이에 있다. 그림 1.2에 북위 60° 부근에 나타나 있다. 극전선은 항상 한랭 제트 기류의 극에 가까운 면에서 나타난다. 이런 전선은 한랭 제트 기류의 주요 경압 전선대와 구조적으로 관련이 없다.

1.2.8 열대지경의 기상현상들

1.2.8.1 편동풍

편동풍의 띠 내에서 나타나는 눈에 띄는 현상의 대부분은 기압골(Troughs), 열대 저기압(Tropical Cyclones)과 열대 수렴대(Intertropical Convergence Zone)이다. 기압 마루(Ridge)는 편동풍 내에서 기압골 사이에 위치한다. 그러나, 중요한 기상 현상의 원인으로 전혀 기술되지 않기 때문에 위에서 언급한 현상에서 생략된다. 편동풍 내에서 기압골과 기압 마루를 가진 파(Wave)가 편서풍 내에서의 파(Wave)와 유사하다는 것을 알고 있다. 편동풍 내에서 풍속은 전형적으로 대략 5m/s이고 편서풍 내에서보다 훨씬 약하다. 편동풍 내에 기압골에는 종종 넓게 퍼져 있는 대류성 비가 발생한다. 커다란 대류운(Convective Clouds) 집단은 기압골 동쪽 편(위쪽으로 흐르는 방향)에 형성된다. 북반구의 편동풍과 남반구의 편동풍 사이의 수렴 지대를 열대 수렴대(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)라고 부른다.

1.2 대류권의 대규모 구조

1.2.8.2 해들리 순환(Hadley Circulation)

시간평균 편동풍은 정확하게 동쪽 방향을 보여주지는 않는다. 어느 지역에서는 남동 무역풍(멕시코 만, 중국)이고 다른 지역에서는 북동 무역풍(북서 아프리카)이라 한다. 편동풍 내에서 바람 역시 동서 평균되어 있을 때, 비교적 작기는 하지만 중요한 평균 자오상의 바람 성분이 감지된다. 북반구와 남반구에서 공기는 저층 대류권에서는 적도에 접근하고, 상층 대류권에서는 적도로부터 멀어진다. 이러한 자오상 순환은 적도 부근에서의 상승과 아열대 지역에서 하강과 직접적인 열적 순환이 되도록 결합한다. 적도 부근의 온난한 공기는 상승하고 아열대 고기압에서의 찬 공기는 하강한다. 이것이 해들리 순환(Hadley Circulation)이다. 해들리 순환은 직접적으로 강수 형태와 관련되어 있다. 해들리 순환에서 상승하는 부분은 적도 우림 지대 내에서 비의 형성을 유발하게 한다. 해들리 순환에서 하강하는 부분은 건조한 날씨가 지배적인 아열대 고기압 지대 내에 있다. 북반구와 남반구에서 해들리 순환은 열대 수렴대나 적도 부근에서 만난다. 두 반구에서 해들리 순환의 수렴은 하층 대류권에서 이류를 촉진시킨다.

1.2.8.3 몬순 순환(Monsoon Circulation)

어떠한 지역에서 편동풍은 적도를 가로지르는데, 그것은 여름 반구에서 열적 저기압이 저위도 대륙에서 발달하기 때문이다. 적도를 가로지르는 기단은 점차적으로 기단이 도착하는 반구 내에 코리올리 힘(Coriolis Force)과 기압경도력(Pressure Force)사이의 균형을 이룬다. 이런 균형은 편서풍을 필요로 한다. 이것은 적도 편서풍(Equatorial Westerlies)의 기원이다. 적도 편서풍(Equatorial Westerlies)은 다른 계절에 무역풍에 의해서 차지되던 지역의 한 부분을 차지한다. 같은 반구에서 적도 편서풍과 남아 있는 무역풍 사이의 경계 또는 전환 구역은 적도로부터 떨어져 나타나는 열대 수렴대(Intertropical Convergence Zone)이다. 열대 수렴대(Intertropical Convergence Zone)와 적도 사이의 기단은 항상 동쪽의 무역풍 기단보다 일반적으로 더 차다. 전선 접촉면은 적도 편서풍의 적도 기단과 편동풍의 열대 기단사이에서 발달하게 된다. 이 접촉면이 열대 전선(Intertropical Front)이다. 계절별 적도 편서풍의 출현은 아시아, 아프리카, 오스트레일리아의 몬순인 여름철 강우를 의미한다. 적도를 가로지르는 가장 눈에 띄는 기류는 동아프리카 제트(East African Jet)이다. 이것은 북쪽의 여름철 동안에 인도양 서부에서 불어오는 강한 편남 하층 제트이다.

1.2 대류권의 대규모 구조

이러한 흐름에서 기단은 아라비아 해를 가로질러 몬순 순환이 있는 인도에 들어간다. 적도 편서풍은 단 한번에 적도의 한 부분에 나타난다. 이것은 항상 적도의 여름 쪽에서 나타난다. 북반구에서 적도 편서풍은 항상 단지 남미와 인접 열대 해양에서 나타난다.

1.2.8.4 열대 플룸(Tropical Plume)

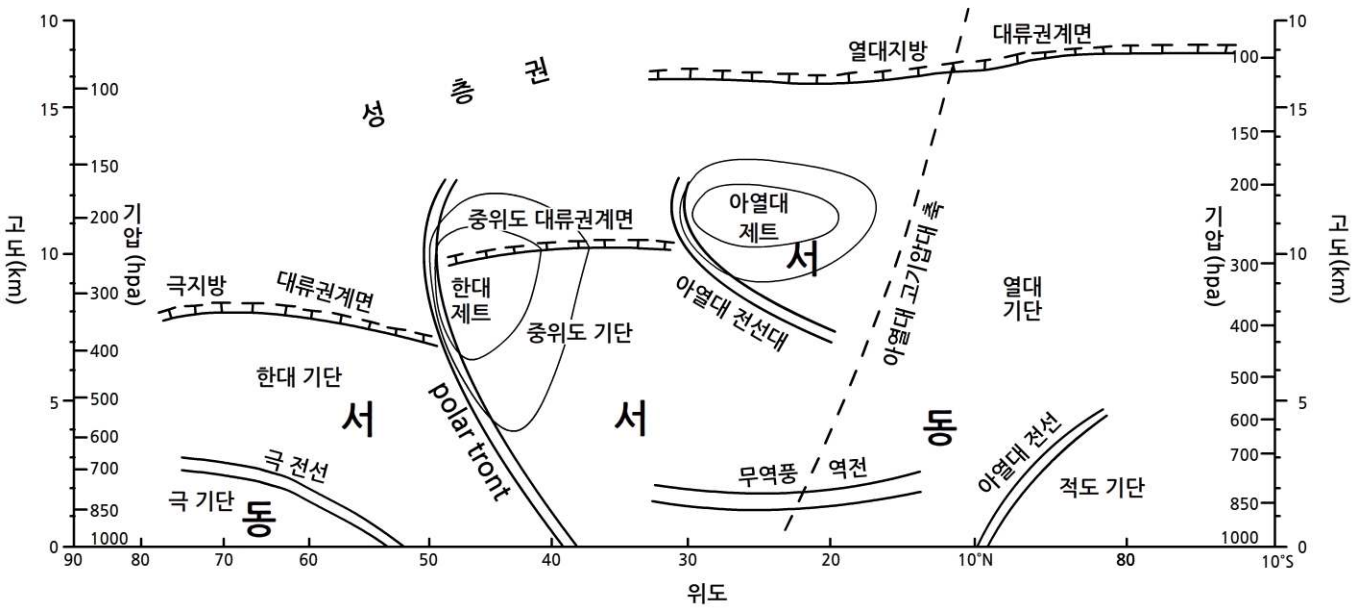
가장 눈에 띄는 열대 공기 흐름은 열대 플룸(Tropical Plume)에서 발생한다. 위성 영상은 열대 수렴대로부터 분리되고 중위도로 펼쳐진 거대한 구름으로서 열대 구름집단을 나타낸다. 이러한 현상은 아열대 제트 내에서 기압골이 적도에 도달한 후에 일어난다. 상당한 양의 열대 기단은 적도로부터 떨어져 나온 제트 가지에서 극 쪽으로 부풀어 오른다. 이 구름집단은 적도에서 중위도까지 수 천 km까지 확장된다. 거대한 구름의 모양, 그리고 수증기의 이류에 의해 열대 구름집단은 수송대(Conveyor Belt)와 비슷하다. 열대 구름집단과 수송대는 대개 구름의 기원에 의해 서로 다르다. 열대 구름집단에서 구름은 키가 큰 열대 적란운의 정상에서 기원한다. 수송대에서 구름은 단지 중위도 폭풍에서 하층 편동풍에서 시작되고 상층 대류권으로 통과하는 공기에서 형성된다.

1.2.8.5 열대성 저기압

편동풍 내에 있는 몇 개의 기압골은 열대성 저기압으로 발달한다. 이 열대성 저기압은 해수 온도가 27°C 이상인 해양에서 발생한다. 열대성 저기압은 최대 풍속에 따라 열대 저압도(Depressions), 열대 폭풍(Tropical Storms), 그리고 허리케인(Hurricane)으로 분류된다. 세계 여러 지역에서 허리케인(Hurricane)은 여러 개의 다른 이름을 가지고 있다. 아시아와 호주 부근 태평양에 나타나는 열대 사이클론은 태풍(Typhoon)이라고 하고, 인도양에서는 사이클론(Cyclone)이라고 한다. 열대성 저기압은 5.5절에서 상세하게 기술하기로 하겠다.

1.3 대류권의 연직 모형

대류권의 연직 구조는 그림 1.3과 같은 모형으로 설명할 수 있다. 다음에 이어지는 해설은 단지 기상 분석에서의 적용에 대한 힌트로만 사용하고 모델들에 대한 완전한 설명은 하지 않고 상세한 내용들은 이어지는 2장 기단, 3장 중관 기상학, 4장 전선과 온대저기압, 5장 비전선성 기압계에서 다루도록 하겠다.



[그림 1.3] 자오선 단면에서 대류권 대기의 주요 구조. 탁월풍 방향은 E와 W로 표시

편서풍(Westerlies): 대략 위도 20°에서 극쪽으로의 대기는 대부분 서풍이 우세하다. 편서풍의 존재는 기후학적 평균 바람 분포에서 뚜렷하다. 이러한 대기의 성질은 두드러져서 우리가 “표준”이라고 말할 수 있다. 결론적으로 우리는 때때로 요란(Disturbances) 또는 심지어 서쪽 흐름으로의 모든 편차에 대해 예외라는 용어를 사용한다.

편동풍(Easterlies): 적도에서 대략 위도 20°까지의 평균 그리고 가장 빈번한 공기의 흐름이 편동풍이다. 지구 표면 근처에서 이러한 편동 흐름은 무역풍이다. 동풍 흐름과의 편차는 열대요란(Tropical Disturbances)이라 불린다. 열대요란은 보다 높은 위도에서 서풍 흐름의 요란과 유사하다.

아열대 고기압(Subtropical High): 일시적인 고기압과 저기압은 그림 1.3에 포함되지 않았다. 그러나 위도 20°근처에서 아열대 고기압대의 준 영구적인 성질은 대기의 주요 요소들 사이에 포함된 것을 입증한다. 아열대 고기압은 그림 1.3에서 점선으로 표시된 것과 같이 기울어져 있다.

1.3 대류권의 연직 모형

아열대 무역풍 역전(Subtropical Trade Wind Inversion): 아열대 고기압의 영구적인 특징인 아열대 무역풍 역전은 침강 역전이다. 침강 역전은 아열대 지역 전체를 덮고 있다. 그리고 무역풍 지역으로 확장한다. 그러므로 아열대 무역풍 역전으로 명명한다.

대류권(Troposphere): 대류권계면 밑의 대기를 대류권이라고 한다. 대류권에서 대기의 안정도는 일반적으로 성층권에서보다 훨씬 더 낮다. 낮은 안정도는 대류권에서 연직 운동과 관련 기상 현상을 촉진시킨다.

대류권계면(Tropopause): 보다 덜 안정한 대류권에서 보다 더 안정한 성층권으로의 변화가 특징인 대류권 최상층이 대류권계면이다. 대류권계면의 높이는 주된 기단에서는 전형적이고 제트 기류 부근에서 갑자기 변한다. 그러므로 일반적인 세 개의 주요 기단인 한대, 중위도, 그리고 열대 기단으로 구별된다. 그림 1.3에서 대류권계면은 작은 T가 붙은 굵은 선으로 나타나 있다.

극 대류권계면(Polar Tropopause): 한대 대류권계면은 한대 공기 위에 한대 제트 기류의 극쪽으로 우세한 지역에 있다. 한대 대류권계면의 고도는 전형적으로 6km와 8.5km 사이에 있거나 450hPa와 300hPa 사이에 있다. 이러한 대류권계면은 기압골과 중위도 저기압에서는 더 낮은 층(400~450hPa)까지 내려온다.

중위도 대류권계면(Middle Tropopause): 중위도 대류권계면은 두 개의 상층 대류권 제트 기류 사이에 있는 지역에서 고도 9.5km와 11km(210~270hPa)사이에 전형적으로 나타난다. 때때로 심한 뇌우가 있는 지역에서는 대략 13~15km까지 이른다.

열대 대류권계면(Tropical Tropopause): 북반구와 남반구에서 아열대 제트 기류 사이 지역에 이르는 열대 대류권계면의 고도는 대략 17km(120~80hPa)이다. 약 20km고도에 있는 대류권계면은 인도네시아에서 종종 강한 뇌우가 존재한다. 열대 대류권계면은 때때로 아열대 제트 기류를 넘어 중위도 대류권계면 지역으로 확장되어 있다. 그러한 경우에 아열대 제트 기류의 극 쪽 부분으로 두 개의 대류권계면이 존재한다. 두 개의 대류권계면은 또한 이차(Secondary) 열대 대류권계면(Secondary Tropical Tropopause)이 200~250hPa부근에서 흔히 나타나는 열대지역에 빈번하게 있다. 이차 열대 대류권계면(Secondary Tropical Tropopause)은 주요 대류권계면보다는 두드러지게 나타나지 않는다.

1.3 대류권의 연직 모형

기단(Air Masses): 다소 일정한 물리학적 성질을 가지고 있는 거대한 공기 덩어리인 기단은 전선의 존재에 의해서 서로 구별된다. 전선이 약해질 때 (Frontolysis) 기단 사이의 차이는 줄어들는다. 세 개의 주된 기단은 한랭전선의 극 쪽으로 향하는 한대 기단(Polar Air), 한대와 아열대 기단 사이에 있는 기단인 중위도 기단(Middle-latitude Air), 아열대 전선의 적도면에 있는 기단인 열대 기단(Tropical Air)이 있다. 이들 기단 외에도 두 개의 또 다른 기단인 극기단(Arctic Air)과 적도 기단(Equatorial Air)은 계절에 따라 발견된다.

극기단(Arctic Air): 앞에서 언급했던 바와 같이 극기단은 극야의 기단이다. 겨울에 눈으로 덮인 넓은 지역에서 복사 역전이 발달하여 짧은 낮 시간 동안에 사라지지 않는다. 이러한 역전 아래에 있는 공기의 층은 극기단이 되는데, 큰 규모(연직으로 1~3km)에 달하고, 수평적으로 대략 1000km 이상 더 넓은 지역으로 퍼져 있다. 극기단은 겨울에 지상과 850hPa에서 규칙적으로 발견되어진다. 극기단은 더 높은 고도에는 거의 나타나지 않는다. 거대한 겨울 폭풍이 발달될 때 극기단은 종종 사이클론의 회전에 들어가고 멀리 남쪽으로 이동한다. 극전선은 종종 한대 전선에 도달한다. 그러한 경우에 두 개의 전선은 지상 일기도와 일치한다. 두 개의 전선은 여전히 연직 구조에서 개별적으로 확인할 수 있다. 편동풍 성분을 가지고 남쪽으로 퍼져 있는 극기단 내에 한대 편동풍(Polar Easterlies)을 확인할 수 있다. 한대 편동풍을 기후학적인 평균에 포함하고 있다.

적도 기단(Equatorial Air): 적도 편서풍의 기단으로 적도 기단은 다른 반구 내에 있는 열대 기단과 구별할 수 없는데, 그 이유는 남북 양 회귀선 사이의 전선이 적도의 한쪽 면에서만 나타나기 때문이다. 적도 기단은 대류권의 가장 낮은 하층의 몇 킬로미터에서 적도 편서풍과 같이 나타난다. 이것은 특히 몬순(Monsoon)이 발생하는 지역에서 몬순(Monsoon)기간 동안에 우세하게 나타난다.

전선(Fronts): 대기에서 발달하는 불연속적인 면이나 층에서 전선은 수렴 공기 흐름을 형성한다. 많은 기상 현상은 전선과 관련되어 있다. 그러므로 기상 분석은 전선의 위치와 매우 밀접한 관련이 있다. 전선은 정상적으로 보다 차가운(보다 밀도가 높은) 공기 쪽으로 기울어진다. 전선을 가로질러 온도와 밀도 차이가 사라지는 제트 기류 고도에서 연직 전선은 가장 극단적인 경우이다. 전선 사이의 구별은 기단, 제트와 대류권계면과의 구조상의 관련에 의해서 되어진다.

1.3 대류권의 연직 모형

열대 전선(Intertropical Front): 열대 전선은 한 쪽 반구에서의 열대 기단과 다른 반구에서 적도를 가로지르는 열대 기단사이에서 발달한다. 종종 이 전선은 특히 적도로부터 위도 10°내에서 쉽게 구별할 수 없다. 많은 경우에 이 전선은 북쪽과 남쪽 무역풍사이의 커다란 이동 지역까지 확장된다. 이것은 열대 수렴대(Intertropical Convergence)로 기술된다.

한대 전선(Polar Front): 한대기단과 중위도 기단 사이에 있는 층이 한대 전선이다. 편서풍의 경압성은 대개 한대 전선의 전선 층에 집중되어 있다. 한대 제트 기류는 구조상으로 편서풍의 경압대와 연결되었기 때문에 한대 전선은 또한 한대 제트 기류와 연관되어 있다.

아열대 전선(Subtropical Front): 아열대 전선은 열대와 중위도 기단을 분리시킨다. 해들리 순환(Hadley Circulation)의 상층 극 쪽에서 온도 차이를 증가시키는 수렴 수렴이 있다. 결과적으로 경압성, 전선 발생, 그리고 온도 풍은 수렴 지역 내에서 촉진된다. 아열대 전선은 500hPa 아래에서는 좀처럼 관측되지 않는다. 이것은 하층에서 열대 기단과 중위도 기단을 구별하는 것을 어렵게 한다. 아열대 전선은 여러 개의 전선으로 구성되어 있다. 적은 온도 차이에 의해서 등압선 차트에서 아열대 전선을 발견하기란 어려운 일이다. 아열대 전선은 보통 연직 구조에서 쉽게 찾을 수 있다.

극전선(Arctic Front): 극전선은 극기단과 한대 기단의 나머지 부분 사이의 경계에 있다. 평상시 이 전선은 구조상으로 제트 기류와 관련되어 있지 않다. 남반구 내에 있는 전선은 남극 전선(Antarctic Front)이다.

무역풍 역전(Trade Wind Inversion): 아열대 고기압이 지배하고 있는 영역에서 지표 근처의 혼합층에 대류를 이루고 있는 잘 발달된 역전이 있다. 이 무역풍 역전은 열대 수렴대의 온난한 구역에서 멀리 북쪽으로 퍼져있다. 대기가 잠재적으로 불안정할 때 항상 나타난다.

제트 기류(Jet Streams): 제트 기류는 거의 직선이거나 파동과 같은 흐름을 가진 강한 바람이 부는 지대이다. 상층 대류권 제트에서 굽이치는 부분은 강력한 와도(고기압과 저기압)로 분리된다. 제트 기류의 와도는 열대 저기압과 쉽게 구별되어진다. 왜냐하면 제트 기류에서 최대풍은 대류권계면에 있고 열대 사이클론에서 최대풍은 지표 부근에 있기 때문이다.

1.3 대류권의 연직 모형

한대 제트(Polar Jet) 또는 한대 전선 제트(Polar Front Jet): 한대 전선은 구조상으로 한대 전선과 극 대류권계면과 중간 대류권계면 사이의 단절과 관련된 중위도의 제트 기류이다. 이 제트에서의 최대풍은 300hPa 근처에 있고, 이 제트의 폭은 1000km이다. 한대 제트는 아열대 제트보다 연직적으로 두꺼운 층을 차지하고, 500hPa와 200hPa 사이의 고도에서 쉽게 확인할 수 있다.

아열대 제트(Subtropical Jet): 아열대 제트는 열대와 중위도 기단 사이에 아열대 전선과 연관된 제트이다. 이 제트에서 최대풍은 평상시 고도 11km 근처나 대략 250hPa에 있다. 이 제트는 항상 한대 제트보다 얇아서 표준 고도 300hPa과 200hPa 사이에서 숨겨져 있다. 그러한 경우에 아열대 제트는 이러한 제트를 통과하는 바람 탐측을 통해서 발견된다. 아열대 제트는 대개 위도 25°와 30°사이에서 발견된다. 한대 제트보다 사행이 심하지 않으나 드문 경우에 더 멀리 북위 60°에도 관찰된다.

위에 제시된 현상과 구조들은 또한 남반구에도 존재한다는 증거는 많이 있다. 하지만 아시아에서 여름에 열대 동풍 제트는 예외이다. 그러한 아열대 동풍 제트 형성을 촉진시키기에는 남반구에 광대한 대륙이 없다. 이러한 모든 구조들은 모델들과 아주 다르게 변경된 형태로 나타날 수 있다. 이러한 구조들은 존재할 거라고 예상되는 상당한 부분의 대기에서 때때로 사라진다. 지상에서 대략 -60 °C 정도의 매우 낮은 온도가 있는 극야 동안에, 기온은 성층권까지 지속적으로 올라간다. 그러한 경우에 대류권은 확인될 수 없다.

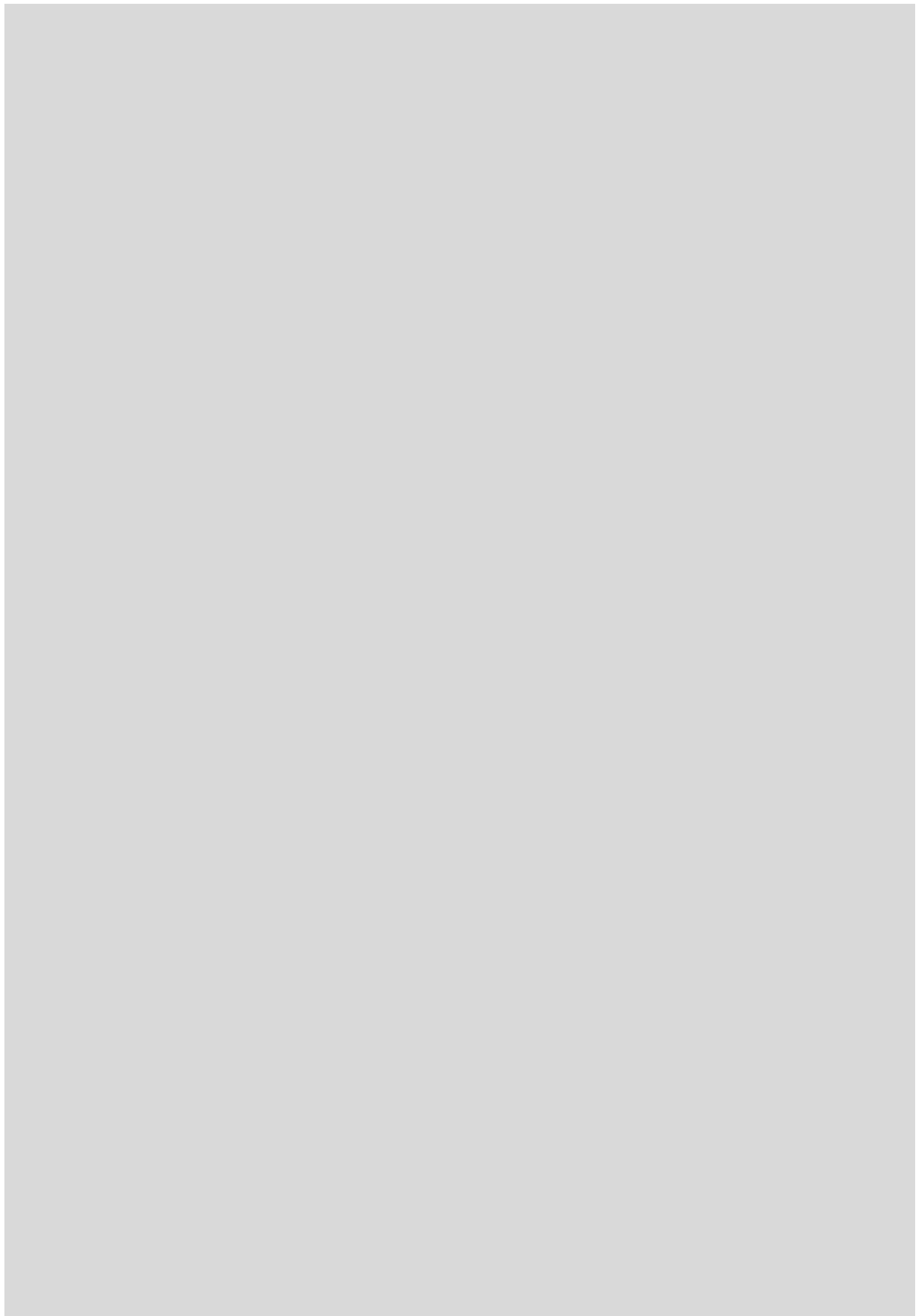
기상 분석에서 흔히 발견되는 어려운 점은 기단과 대기의 현상이 서로 서로 변형시킨다는 것이다. 한 현상이 정지하고 다른 현상이 시작되는 시간 또는 장소에 대한 정확한 한계를 결정하기란 어렵거나 불가능하다. 그러한 환경은 기상 분석을 어렵게 하고, 또한 더욱 힘들게 한다. 모델들은 예외가 없는 수학 정리처럼 적용될 수 없다. 자연 과학의 모든 법칙처럼 개념적인 모델은 몇 가지 예외를 가지고 있다. 어떠한 예외도 발견되지 않은 극소수의 과정 등은 자연의 법칙, 또는 더욱 명확하게 물리학 법칙으로 설명되어 질 수 있다.

연습문제

1. 대류권의 특성에 대해서 약술하시오.
2. 오존층의 농도가 성층권 20 ~ 25km 부근에서 최대가 되는 이유를 설명하시오.
3. 대류권의 대규모 구조 중 해들리 순환에 대해서 설명하시오.

참고문헌

1. 공군73기상전대, 2011 : 기상총감
2. 교문사, 1999, : 일반기상학
3. 기상청, 2011, 일반기상학(기상대학 교재)
4. 시그마프레스, 2006 : 대기과학개론
5. 시그마프레스, 2001 : 환경대기과학
6. Prentice Hall, 1994, Weather Analysis



2장. 기단

- 2.1 기단의 개념
- 2.2 기단의 분류와 특성
- 2.3 기단의 보존성과 변질
- 2.4 우리나라 부근의 기단



학습목표

- 기단의 개념에 대해서 이해한다.
- 기단을 구분하는 기준과 기단 별 특성을 이해한다.
- 기단이 변질되는 과정을 이해한다.
- 우리나라 주변의 기단과 기상 특성들에 대해서 이해한다.

2.1 기단의 개념

2.1.1 기단의 정의

기단(Air Mass)이란 공간적으로(수평 방향으로 수천 km, 수직 방향으로 수 km) 물리적인 성질(특히 기온, 수증기량 등)이 균일하거나, 그 변화가 매우 완만한 공기 덩어리를 의미한다. 넓은 대륙의 얼어붙은 설원이나 사막, 대양 등과 같이 지표면의 성질이 거의 균일한 곳에 대기가 오랫동안(수일~수주일) 정체하고 있으면 공기는 점차로 그 아래에 있는 지표면의 고유한 성질을 받아들여지게 된다. 즉 지면의 경계층을 통해 대기로 복사에너지, 열, 수증기 등이 공급됨으로써 기단의 기본적인 특성이 결정되는데, 이 때 위도, 지표면의 성질 등이 중요한 역할을 한다. 기상 예보에 있어서 가장 먼저 고려해야 할 요소가 예보 기간 동안 지역을 지배할 기단이 어떤 것인지 결정하는 것이다. 한 지역을 덮고 있는 기단의 종류에 따라 온도, 습도 등과 같은 기상 요소의 특성이 결정되고 이에 따라 기상현상도 특징적으로 나타나기 때문이다. 또한 4장 전선과 온대저기압에서 다루겠지만 다양한 기상현상이 발생하고 강수, 바람, 온도 등의 변화가 급하게 발생하는 지역인 전선은 다른 물리적 열역학적 성질을 가지는 기단의 경계면을 의미하며, 그 전선을 따라 발생하는 기상 현상의 강도는 양 기단 사이의 물리적 열역학적 성질의 차이에 좌우된다.

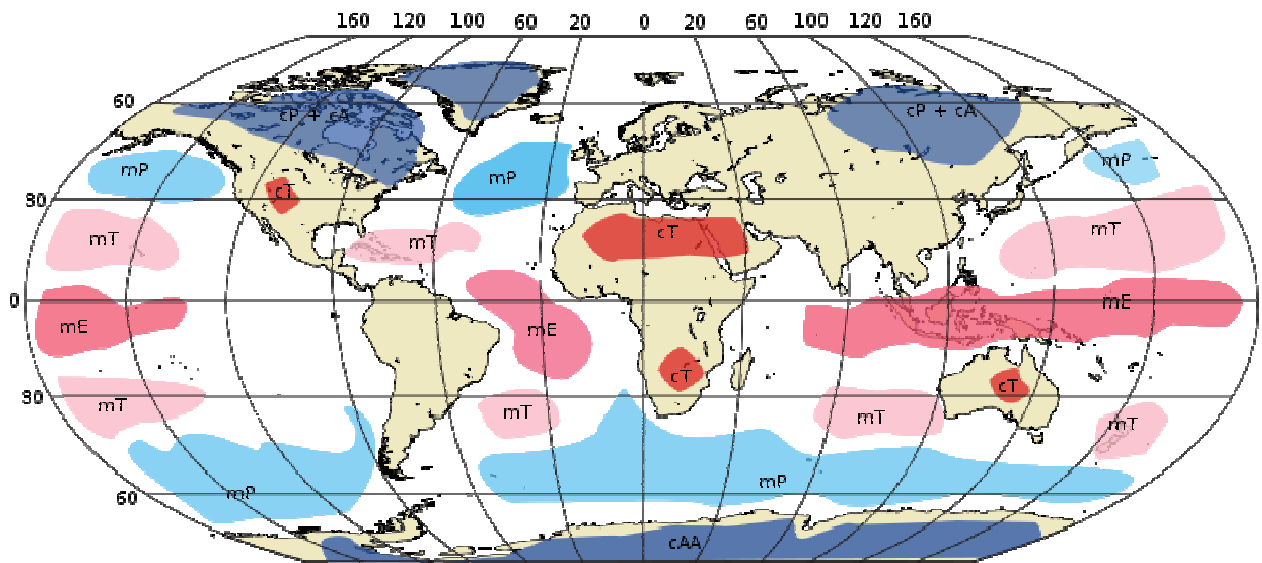
2.1.2 기단의 발원지

온난하고 한랭한 공기의 발원은 공기가 차가워지거나 따뜻해지는 것이 지표면의 온도에 의하여 좌우된다는 것을 이해한다면 쉽게 알 수 있다. 온난 기단은 따뜻한 지표면, 반대로 한랭기단은 차가운 지표면 근처에서 계속 접촉하여 형성된다. 이때 공기를 데우거나 차게 하는 열 수송 과정은 서서히 일어난다. 예를 들면, 보통 대륙권의 공기를 10℃ 높이기 위해서는 거대한 공기덩어리가 한 지역에 가라앉은 상태에서 일주일 또는 그 이상의 시간이 소요된다. 공기가 밑으로 가라앉아 오래 정체하여 지표면의 특성을 서서히 얻을 수 있는 지구의 일부 지역을 발원지(Source Region)라고 한다. 따라서 주요 발원지는 바람이 약한 아열대(열대기단)와 극 주변(한대기단)의 고기압 벨트이다(그림 2.1 참조). 기단이 기온, 습도 등의 특성을 획득하게 되는 지역을 기단의 발원지라고 하는데, 기단의 이상적인 발원지는 일반적으로 다음의 조건들을 만족한다.

2.1 기단의 개념

- 가. 넓은 범위에 걸쳐 지표면의 성질이나 상태가 균일해야 한다.
- 나. 공기덩어리가 상당히 장시간 같은 지표면 상에 정체하고, 넓은 범위에 걸쳐 바람이 약해야 한다.

이 같은 조건을 만족시키는 지역은 거의 한정되어 있는데, 바람이 비교적 약한 고위도 및 저위도 지방의 대륙과 해양이다. 일반적으로 기단 발생의 최적지는 눈이나 얼음으로 덮인 극지방, 열대 해양, 사막 지역 등이다. 북위 30° 부근의 중위도 지방은 편서풍이 강하고 저기압이나 전선 등과 같은 요란의 통로이므로 고기압이 발생해도 이동성이어서 기단은 형성되기 어렵다. 한편, 기단의 생애는 기단이 발원지로부터 온도와 습도 등의 주요 특성을 획득하는 단계, 기단이 통과해가는 지역의 특성에 따라 변질되는 단계, 마지막으로 기단이 본래의 발원지로부터 멀어짐에 따라 본래의 특성을 잃게 되는 단계 등으로 나누어진다.



[그림 2.1] 전세계 기단의 발원지

2.2 기단의 분류와 특성

기단은 발원지의 위도, 지표면의 성질 등에 의해 구분된다.

2.2.1 위도에 따른 구분

- 1) 극 기단(A; Arctic Air Mass): 극지방의 대단히 한랭한 기단으로서, 일반적으로 시베리아와 캐나다 북부에서 발생
- 2) 한대 기단(P; Polar Air Mass): 한대 지방의 찬 기단
- 3) 열대 기단(T; Tropical Air Mass): 열대 지방의 따뜻한 기단
- 4) 적도 기단(E; Equatorial Air Mass): 적도 지역의 따뜻한 기단

여기서 극 기단과 한대 기단, 열대 기단과 적도 기단 사이에 그 차이는 별로 없으며, 다만 상대적으로 조금 더 차거나 따뜻할 뿐이다. 한반도 기상 예보에 있어서 한대 기단과 열대 기단은 중위도 기상학을 결정짓는 요소로 대단히 중요하다.

2.2.2 지표면의 성질에 따른 구분

- 1) 대륙성 기단(C; Continental): 발원지가 상대적으로 균질한 지표면이므로 상대적으로 수증기량이 적어 응결이 쉽지 않다.
- 2) 해양성 기단(M; Maritime): 발원지가 상대적으로 균질한 해양으로 수증기량이 많아 응결이 용이하다.

이상의 기준에 따라 기단을 분류하면 다음 [표 2.1]과 같이 cA, cP, cT, mP, mT, mE 등이 되며 mA, cE는 거의 나타나지 않는다. 이 밖에도 고기압권 내에서는 상공에서 하강해 오는 공기덩어리에 의하여 지표면의 성질과는 전혀 무관한 기단이 대기 중에 형성되는 경우가 있는데 이것을 상층 기단(Superior Air Mass)이라 한다. 상층 기단이 지표면까지 내려오는 일은 거의 없고 하강 기류에 의해 생성되는 것이므로 기단의 온도는 건조단열적으로 상승하여 하층은 고온 건조한 것이 특징이다. 이 기단은 아열대 고기압의 북부에서 중위도 편서풍 영역의 남부에 이르는 구역에 존재하며, 이 기단과 하층에 있는 기단과의 경계에 뚜렷한 기온 역전층이 나타난다. 이 기단이 상공에 나타나면 일기는 좋아지고, 야간 복사로 방열이 커지므로 기온의 일변화는 크게 된다. 특징은 사막 지방의 대륙성 열대 기단과 유사하다는 점이다.

2.2 기단의 분류와 특성

[표 2.1] 기단의 분류

명칭	기호	성질
북극 기단 (Arctic Air Mass)	cA	극히 저온·건조 (여름철, 높은 상대습도)
대륙성 한대 기단(Continental Polar Air Mass)	cP	저온·건조(남하 시 온난)
해양성 한대 기단(Maritime Polar Air Mass)	mP	저온·다습(남하 시 온난)
대륙성 열대 기단(Continental Tropical Air Mass)	cT	고온·건조
해양성 열대 기단(Maritime Tropical Air Mass)	mT	고온·다습
적도 기단(Equatorial Air Mass)	mE	극히 고온·다습
상층 기단(Superior Air Mass)	S	비교적 고온·건조

2.2.3 열역학적 특성에 따른 구분

기단 발원지의 위도와 지표의 상태뿐만 아니라 기단 고유의 열역학적 특성에 따라서도 기단을 구분할 수 있다. Talphas Bergeron은 발원지의 위도와 지표면의 성질에 따른 분류와 기단의 열역학적 특성(또는 상대적 안정도)까지 고려하여 w, k의 기호를 추가하였다. w는 기단이 하부의 지면 또는 수면보다 따뜻할 때, k는 기단이 하부의 지면 또는 수면보다 차가울 때 사용하는데, 각 기단별 특성은 다음 (표 2.2)와 같다.

[표 2.2] 열역학적 특성에 따른 기단의 분류

기단 \ 기상요소	w 기단	k 기단
바람상태	양호	난류(지상~10,000ft)
안정도	안정	불안정
시정	도시, 산업 지대 부근 악시정	양호(강수현상 시 제외)
구름형태	층운형 구름, 안개	적운형 구름
강수형태	안개비	소낙비

2.3 기단의 보존성과 변질

2.3.1 기단의 보존성

기단을 물리적 성질이 비슷한 커다란 공기 덩어리라고 정의한다면 비록 긴 거리를 이동한다고 하더라도 일정기간 동안 그 고유한 특성들이 유지되는데 이를 보존성이라고 부른다. 기단 내부의 특정한 열역학적 요소들은 대기 중에서 공기덩어리들의 수평, 수직적 이동경로를 추적하는데 유용하다. 보통 일반적인 상황 하에서는 이러한 목적을 위해 보존성이 있는 기상 요소를 이용한다. 물론 기단은 출입이 자유로운 공기 덩어리기 때문에 열역학적 물리적 성질이 일정한 기간 동안 완전하게 보존성을 가지지는 못한다. 그렇지만 일반적으로 기단의 지표 부근의 열역학적 성질은 짧게는 6시간에서 12시간 정도의 보존성을 가지는 것으로 알려져 있다.

지표면 부근의 직접적인 복사나 지형, 지표 성질의 변화에 거의 영향을 받지 않는 3km(700hPa) 고도 이상의 기단은 12시간에서 24시간 이상의 보존성을 갖는다. 한편, 열역학적 기상 요소 중에서 자유대기의 온도는 복사에 대해서 24시간 동안 1~2°C 정도의 변화만을 가지는 보존성을 가지며, 온위(θ), 혼합비와 비습은 건조단열과정에 대해서 보존성을 가진다. 열역학적 기상 요소 중에서 특히 주목해서 관찰해야 하는 요소는 상당온위(θ_e)와 습구온위(θ_w)인데 이들 요소는 건조 및 습윤 단열과정 모두에서 보존성을 가진다.

상당온위와 습구온위는 포화 여부에 관계없이 항상 일정하지만, 실제로 비습이나 혼합비만큼 유용하지 못하는데, 그 이유는 대기의 상당한 부분에 있어서, 또는 수평적으로 상당한 거리에 있다 하더라도 그 값이 고도에 따라 거의 일정하기 때문이다. 이것은 공기덩어리가 본래의 위치에서 다른 곳으로 이동한다 하더라도 주위의 공기에 대해 특징적으로 구별되는 값을 갖지 못한다는 것을 의미한다.

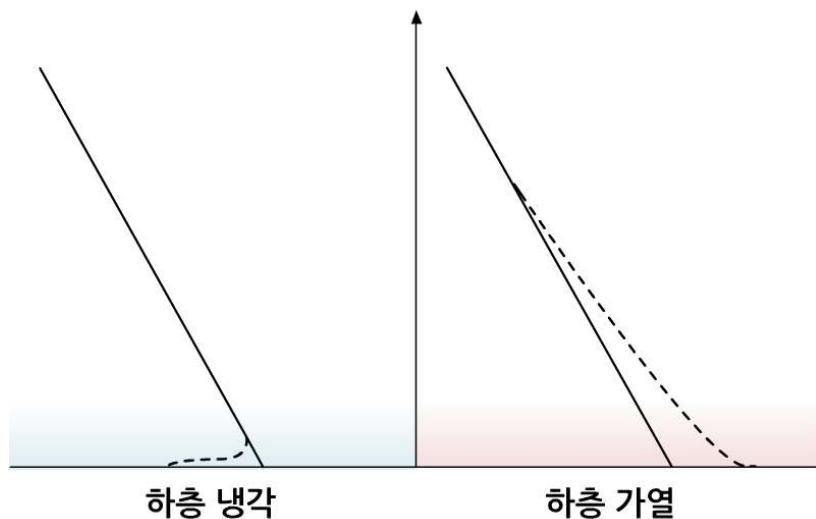
반면에 비습이나 혼합비는 일반적으로 불균질한 분포를 보이기 때문에 공기덩어리가 본래의 위치에서 다른 곳으로 이동하면 보다 쉽게 구별된다. 서로 다른 발원지로부터 오는 기단들은 보존성이 있는 성질들의 수직적인 분포를 추적함으로써 구별될 수 있기 때문에 기단 내의 보존성을 갖는 성질들이 중요시되고 있다.

2.3 기단의 보존성과 변질

2.3.2 기단의 변질

기단이 발원지를 떠나 이동하면 지표면의 상태나 성질이 변하므로 기단의 하층으로부터 변질되기 시작하여 난류나 대류에 의해 점차로 상층까지 전해진다. 이때 기단의 변질 정도는 발원지의 성질과 통과하고 있는 이동 경로 상의 지표면의 성질과의 차이와 이동 속도 및 발원지를 떠난 시간 등에 의해 결정 된다. 발원지의 지표면 특성에 따라 기단은 한랭하거나 온난할 수 있고, 건조하거나 습윤할 수도 있다. 그리고 기단의 안정도도 추론할 수 있다. 열대공기는 하층으로부터의 가열 때문에 불안정한 반면, 한대공기는 하층으로부터의 냉각 때문에 안정하다. 기단은 발원지에서 떠나 움직이기 때문에 지면의 자연적인 변동으로 변질된다. 즉, 움직이는 기단은 독립적으로나 동시에 아래 두 가지 과정들로 인하여 변질될 수 있음을 의미한다.

해양으로 이동하는 기단은 해수의 증발로 인하여 특히 접지층의 수분 함량이 증가하게 될 것이다. 상대적으로 길쭉한 육지나 대륙을 이동하는 기단은 비교적 건조할 것이다. 발원지에서 떠나 따뜻한 지표면을 이동하는 한랭기단은 하층에서부터 가열되어 접지층의 공기가 불안정해진다. 그리고 찬 지표면을 이동하는 온난기단은 하층에서부터 냉각되어 접지층의 공기가 안정하게 될 것이다(그림 2.2 참조). 특히 하층으로부터의 가열효과는 대기의 높은 층까지 퍼진다.



[그림 2.2] 변질된 열대기단(좌)과 한대기단(우)의 전형적인 연직 온도 프로파일

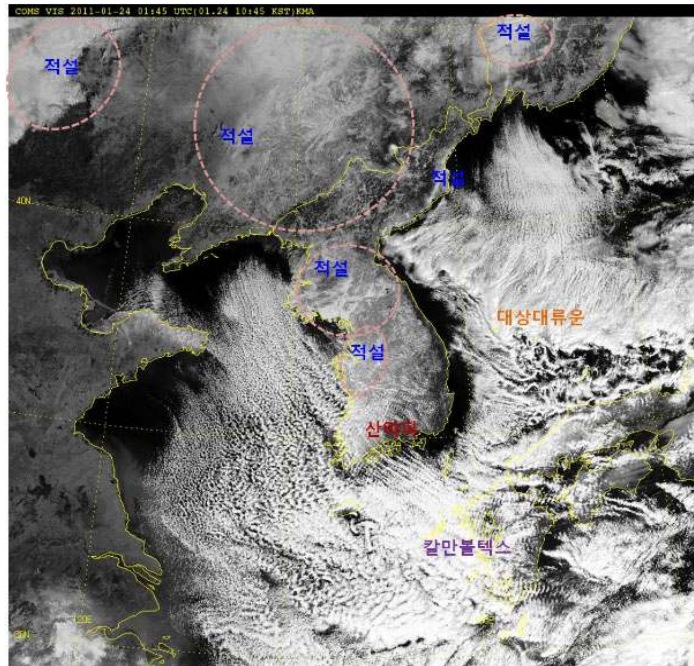
2.3 기단의 보존성과 변질

기단의 변질을 유도하는 요소로는 열역학적 요소와 역학적 요소를 들 수 있다. 열역학적 요소의 가장 대표적인 경우는 기단이 가진 온도 보다 따뜻한 지표면으로 이동하면서 발생하는 하부가열과 태양의 지표 가열에 의한 하부가열이 발생하는 경우이다. 또한 기단보다 보다 찬 지표면으로의 이동에 의한 하부 냉각과 지표면의 복사냉각에 의한 하부 냉각이 발생하는 경우가 있을 수 있다.

그 밖에 지표면이나 다른 기단의 접촉에 의한 수증기 공급 혹은 제거가 발생할 수 있는데, 물, 얼음, 눈 표면이나 습한 땅으로부터의 수증기 증발이나 상층에서 떨어지는 빗방울이나 다른 강수 형태로부터의 증발에 의해서 수증기가 공급될 수 있다. 반면, 기단 내부의 상승운동에 의해서 응결이나 강수가 발생할 경우 기단에서 수증기가 제거될 수 있다. 기단의 변질을 확연하게 확인할 수 있는 현상이 호수 효과(Lake Effect)이다. 일반적인 경우 겨울철에 상대적으로 차가운 육지로부터 이동하는 한랭한 기단이 상대적으로 따뜻한 수면을 지나면서 하층 대기와 표면의 접촉으로 인한 증발의 결과로 구름과 강수가 발생하는데 이 과정에서 기단의 물리적인 특성인 온도와 수증기량이 변하게 된다.

우리나라에서도 겨울철에 기단의 변질에 의한 일기변화가 종종 목격되는데, 서해안과 동해안, 울릉도, 독도, 제주도 등의 풍상측 지방에 한파와 함께 내리는 눈이 그 대표적인 예이다(그림 2.3). 이는 북서쪽의 차고 건조한 공기가 상대적으로 따뜻한 바다를 이동해오면서 하층에서부터 따뜻해지고, 이로 인하여 하층부가 불안정해지고, 다량의 수증기도 흡수하여 습도가 높은 상태에서 육지의 지형에 의해 상승 응결된 결과이다.

2.3 기단의 보존성과 변질



[그림 2.3] 겨울철 호수 효과에 의한 시베리아 기단의 변질 예시(2011년 1월 24일 천리안위성)

기단의 변질은 열역학적 요소뿐만 아니라 대규모 운동에 의한 역학적인 요소에 의해서도 발생할 수 있다. 역학적인 요소로는 ① 대규모 에디(Eddies)와 대류(Convection)에 의한 난류 혼합, ② 상층 발산 혹은 유출과 하층 수렴에 의한 단열 냉각과 승온에 의한 기단 내부의 기온 감률의 변화, ③ 기단 내부의 침강이나 수평 발산, 상층의 한랭 기단으로부터의 하강, 고지에서 낮은 지면으로의 하강과 같은 대규모 하강 운동에 의한 변질, ④ 찬 기단 위를 따라 상승하거나 수평 수렴을 보상하기 위한 상승, 고지를 따라 상승하는 상승 운동에 의한 변질, ⑤ 강한 바람시어에 의해서 발생하는 새로운 성질의 상층 공기 이류 등을 들 수 있다.

기단의 변질은 어느 한 가지 열역학적 요소나 역학적인 요소의 단독적인 작용에 의해 이루어지는 것이 아니라, 보통 두 가지 이상의 과정들이 혼합되어 기단의 특성을 변화시키기 때문에 경우에 따라서는 상당히 복잡하게 된다.

2.4 우리나라 부근의 기단

2.4.1 계절별 지배 기단의 종류

우리는 앞의 2.2절 기단의 분류와 특성을 통해서 대표적인 7개의 기단을 구분하였다. 그리고 한반도가 위치한 중위도 부근에서는 편서풍과 균질한 지표가 넓은 지역에 분포하기 힘들기 때문에 기단이 발생하기 어렵다는 사실도 살펴보았다. 따라서 한반도에 영향을 미치는 기단들은 계절의 변화에 따라 다양하게 변화하게 된다. 기단 분류 기준에 따라 우리나라에 영향을 미치는 기단은 봄철과 늦가을에 주로 영향을 미치는 대륙성 열대기단(cT)에 해당하는 양쯔강 기단, 여름철에 영향을 미치는 해양성 열대기단(mT)에 해당하는 북태평양 기단, 겨울철에 영향을 미치는 대륙성 한대기단(cP)에 해당하는 시베리아 기단, 초여름과 초가을에 주로 영향을 미치는 해양성 한대기단(mP)에 해당하는 오호츠크해 기단, 여름철 태풍의 내습에 따라 일시적으로 영향을 미치는 적도 기단(mE) 등으로 구분할 수 있다.

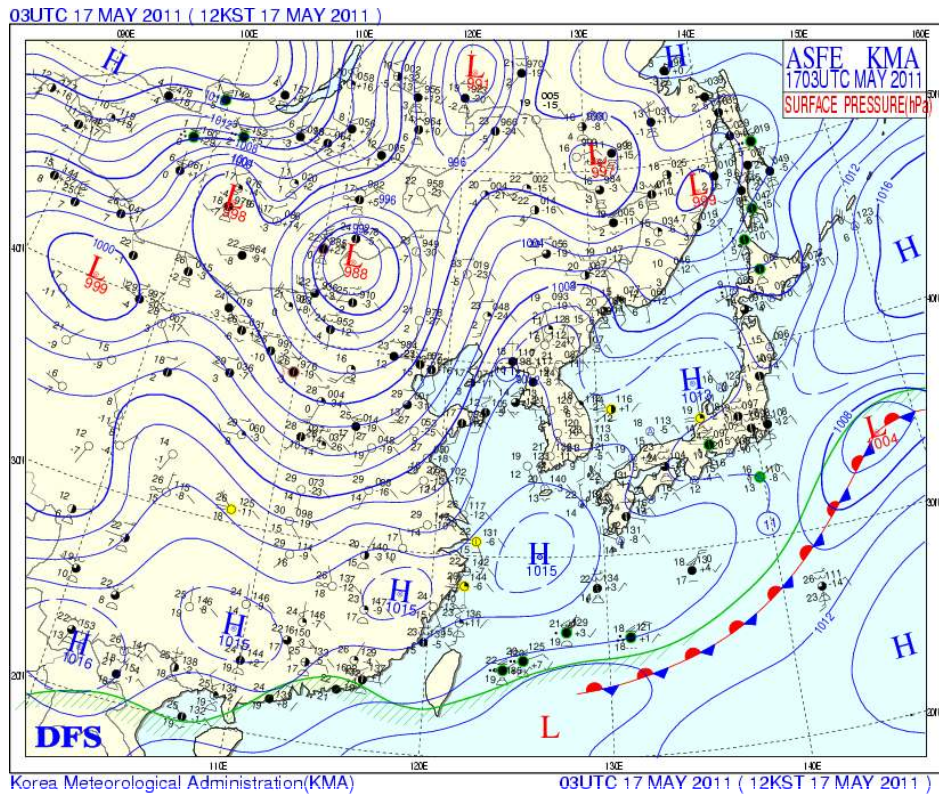
2.4.1.1 양쯔강 기단

대륙성 열대 기단인 양쯔강 기단은 중국의 양쯔강 이남 지역의 평야에서 발생되고 있다. 이곳에는 흔히 시베리아 고기압에서 분리된 고기압이 머물러 있는 곳이기도 하다. 이 기단은 비교적 불안정한 기단이나, 워낙 건조하기 때문에 기단 내에서는 구름이 생기고 비가 내리는 일이 없다. 따라서 이 기단의 공기가 이동성 고기압과 더불어 우리나라로 이동해 오면 온난하고 건조한 맑은 날씨가 나타난다.

현재 이 기단에 대해서는 여러 가지 이론이 있는데, 일부 학자들은 양쯔강 이남 지방이 기단의 발원지로서 부적합하기 때문에 시베리아 기단이나 북태평양 기단이 변질된 것으로 보기도 한다.

양쯔강 기단은 3~4일 간격을 두고 이동성 고기압의 형태로 우리나라에 다가온다(그림 2.4 참조). 초기에는 불안정하지만 너무 건조하기 때문에, 남·서해상을 지나면서 수분을 공급 받아도, 우리나라에 유입될 경우 온난하고 건조한 날씨를 보인다. 때때로 고기압 주변이나 저기압 이동시에 충분한 수분이 공급되어 상승하면, 소나기나 뇌우가 발생하기도 한다.

2.4 우리나라 부근의 기단



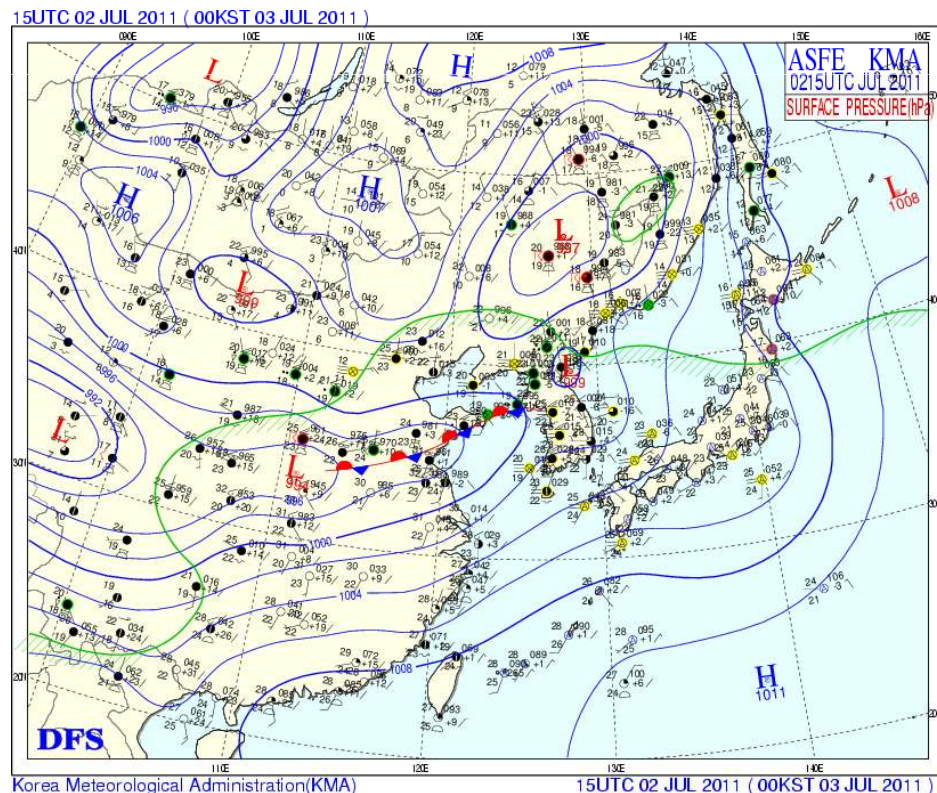
[그림 2.4] 양쯔강 기단이 한반도를 지배하는 전형적인 종관 일기도 예시

또한, 양쯔강 기단과 시베리아 기단 사이에서 강하게 발달한 기압골이 통과하는 경우에는 중국 서부나 몽골 등에 분포하고 있는 광대한 사막과 황토지대의 작은 모래나 황토, 또는 먼지가 날아와 시정 장애와 다양한 피해를 입히는 황사가 발생하기도 하고, 동쪽으로 이동한 기압골의 이동이 늦어지는 상태에서 남쪽으로 고기압이 접근하는 일명, 서고동저형(엄밀히 말하면 남서쪽 고기압, 북동쪽 저기압 배치) 기압 배치가 한반도 부근에 형성되면 강한 기압경도력에 의해서 국지적인 돌풍을 동반하는 강풍이 자주 발생하기도 한다. 영동지역에 봄철에 주로 발생하는 ‘양간지풍’이 그 대표적인 예가 될 수 있다. 기후학적 통계에서 우리나라에 평균 풍속이 가장 높은 시기가 3월에서 5월까지 봄철이라는 사실이 이를 잘 반증하고 있다.

2.4 우리나라 부근의 기단

2.4.1.2 오호츠크해 기단

늦은 봄에서 이른 여름에 걸쳐 오호츠크해의 수온이 주위보다 낮아지면서 고기압이 형성된다. 이 고기압 내에서 발생하는 기단이 오호츠크해 기단으로, 비교적 한랭하고 수증기를 많이 포함한다. 초여름 한반도에 영향을 미치는 오호츠크해 기단과 관련된 가장 큰 기상 현상은 장마전선의 형성이다. 초여름에 오호츠크해 고기압이 남쪽으로 확장되면서 열대 해양성 기단인 북태평양 기단과 만나 전선을 형성하며, 이 전선은 동서 방향으로 뻗어 있어 동서 방향보다는 남북 방향으로 진동을 하며 비교적 장기간 정체성을 보이는 장마 전선을 형성한다(그림 2.5 참조). 계절풍이 변화하는 과정에서 대륙 기단과 해양 기단 사이에 형성되는 정체전선 혹은 불연속 구역을 몬순(Monsoon)이라고 부르고 아시아 대륙의 동단에 위치한 한반도는 계절풍의 영향권 내에 위치하기 때문에 몬순 지역에 속해 있지만, 4월 말에서 6월 중순까지 중국과 일본에 영향을 미치는 매우(梅雨, 일본 발음 Bai-u, 중국 발음 Mei-yu)와 우리나라의 장마는 역학적으로 훨씬 복잡한 구조를 가진다.



[그림 2.5] 장마전선이 한반도를 지배하는 전형적인 종관 일기도 예시

2.4 우리나라 부근의 기단

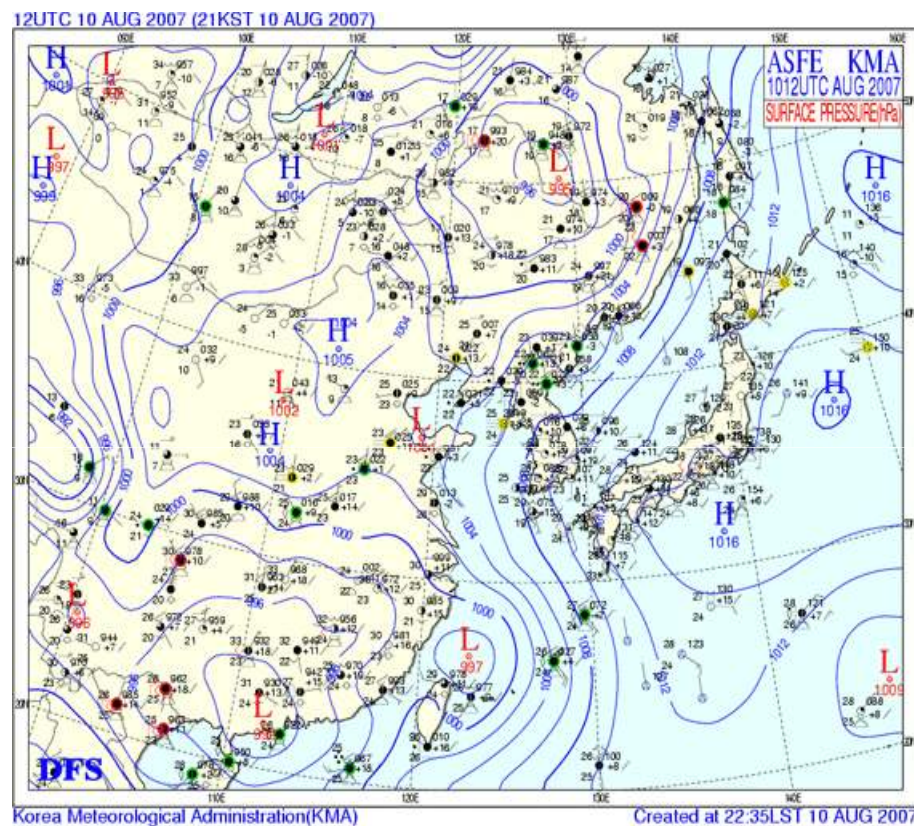
우리나라의 장마 전선은 때로는 오호츠크해 기단과 북태평양 기단에 의한 전선이라 볼 수 있고, 때로는 시베리아 기단과 북태평양 기단에 의한 전선이라고도 볼 수 있는데, 근본적으로 우리나라의 장마전선은 따뜻한 열대 기단과 찬 해양성 한대 기단에 의해 형성되는 것으로 보는 것이 바람직하다. 오호츠크해 기단은 우리나라의 장마 초기에 한랭다습한 일기를 초래하며, 장기간 우리나라를 덮고 있으면 장마가 늦어지고, 영동 지역에 냉해가 발생되기도 한다.

오호츠크해 기단은 일반적으로 7월 중순 이후 북태평양 고기압이 한반도를 지배하면서 북동쪽으로 물러나게 되지만, 7월 말에서 9월 중순 사이에 한반도에서 발생하는 집중호우 현상에 있어서 매우 중요한 역할을 수행한다. 주로 북태평양 고기압의 연변의 대기 불안정 구역에서 발생하는 중규모대류계(MCS; Mesoscale Convective System, 8장 참조)에 의한 집중호우를 야기하는 복합 구름층은 한랭한 공기 즉 오호츠크해 기단이 북동쪽에서 한반도 북부까지 뻗어있는 중관 환경에서 강하게 발달하는 경향을 가진다.

2.4 우리나라 부근의 기단

2.4.1.3 북태평양 기단

겨울이 지나 태양 고도가 높아짐에 따라 중위도 고압대가 북상하게 되면 북태평양의 따뜻한 열대 바다는 기단의 좋은 발원지가 된다. 따라서 북태평양 기단은 온난다습한 기단이며 열대의 특성인 조건부 불안정을 가지진다. 북태평양 기단은 보통 저위도에서 남풍 또는 남서풍이 북태평양 고기압 주변을 따라 불어온다(그림 2.6).



[그림 2.6] 북태평양 기단이 한반도를 지배하는 전형적인 일기도 예시

북태평양 기단은 본래 최하층부가 온난 습윤하여 불안정하고, 한랭한 바다를 이동할 때에는 공기는 안정화되고 포화가 멈춘다. 우리나라에 접근한 경우, 따뜻한 육지를 만나 기온 감률이 증가하여 공기는 더욱 불안정해지고, 쉽게 변질된다. 특징은 수증기의 흐름 방향에 의존하며, 지역마다 크게 차이가 나고 짧은 시간에 온화해진다. 우리나라의 남쪽에서의 해양성 열대 기단은 노령산맥과 소백산맥에 의한 상승응결 효과가 결부되어 강한 폭우를 유발하기도 한다. 서쪽에서는 서해상의 하층에서 온난 습윤한 공기와 상층의 한기유입으로 인한 뇌우를 동반한 집중호우가 발생하기도 한다.

2.4 우리나라 부근의 기단

때때로 강한 일사로 인한 적운 또는 적란운이 발달하여 좁은 지역에서 수 시간 내에 뇌우를 동반한 집중호우를 발생시키기도 한다. 북태평양 기단이 한반도를 지배하는 시기는 장마 종료 이후부터 9월 초순 사이로, 이 기단이 강력하게 우리나라를 덮고 있을 때는 전선이 형성될 수 없으며, 따라서 저기압도 우리나라에 접근할 수 없으므로 폭염과 한발이 나타나는 것이 일반적이다. 보통 최고 기온이 전국적으로 30℃를 넘으며, 밤에는 15~20℃ 사이의 평균적인 기온 분포를 보이지만, 북태평양 고기압이 최성기에는 최저 기온이 25℃를 넘는 열대야가 자주 발생한다.

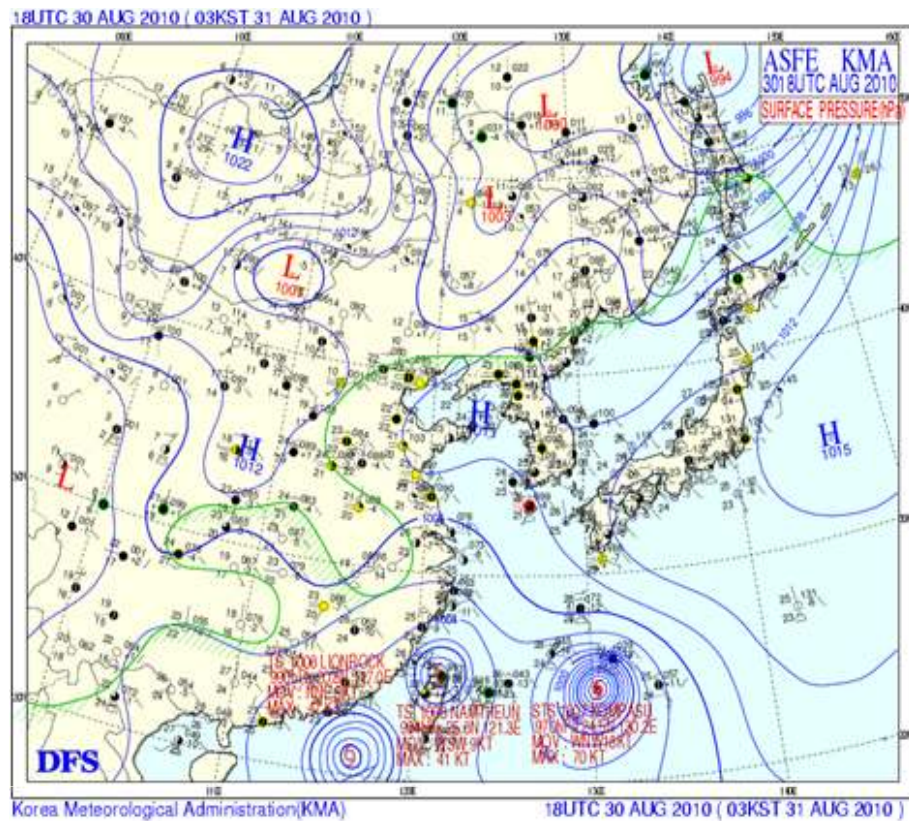
최근 기후변화의 결과로 국지적 집중호우의 발생이 급증하고 있다. 특히 7월 말에서 9월 중순 사이에 발생하는 집중호우는 북태평양 고기압의 연변에서 발생하는 경향이 높다. 따라서 기상 예보에 있어서 북태평양 고기압이 지배하는 시기에는 반드시 대기의 불안정도를 참고해서 불안정도가 일정 수준 이상이면 집중호우 발생 가능성에 대비해야 한다. 또한 태풍의 경우에도 그 진로가 북태평양 고기압의 연변을 따라 흘러가는 경우가 대부분이므로 진로결정에 참조해야 한다.

2.4.1.4 적도 기단

적도 지방에서 생기는 이 기단은 장마기에 중국 남부까지 남서무역풍으로 그 영향을 미치고 있으나, 이 기단의 공기가 어떻게 우리나라까지 이동해 오는지에 대해서는 잘 알려져 있지 않다. 적도 기단의 발생 구역은 겨울에는 남으로, 여름에는 북으로 약간씩 이동한다. 적도 기단은 해양성 열대 기단인 북태평양 기단에 비하여, 하부의 습윤층이 깊고, 고온다습하여 연변화가 작다.

열대 지방에 자주 나타나는 스콜(Squall) 현상은 이러한 적도 기단의 특성에 기인한 것이다. 하층이 따뜻하므로 성층이 불안정하며, 비교적 두꺼운 층에서 대류불안정성을 갖는다. 그렇지만 일반적인 기상 요소 분석만을 통해서도 해양성 열대 기단과 큰 차이가 없어 적도 기단을 북태평양 기단과 구별하기란 매우 어렵다. 적도기단은 열대기단 중 주로 해양의 열대저압대에서 활발한 대류활동에 의하여 상층까지 다습해지고 불안정한 기단을 말한다. 한반도는 위도상 적도 기단이 직접 영향을 미치는 것이 불가능한 위치에 놓여있기 때문에 적도 기단은 태풍 북상 시에 동반되어 한반도까지 밀려올라 오는 경우가 대부분이다 (그림 2.7 참조).

2.4 우리나라 부근의 기단



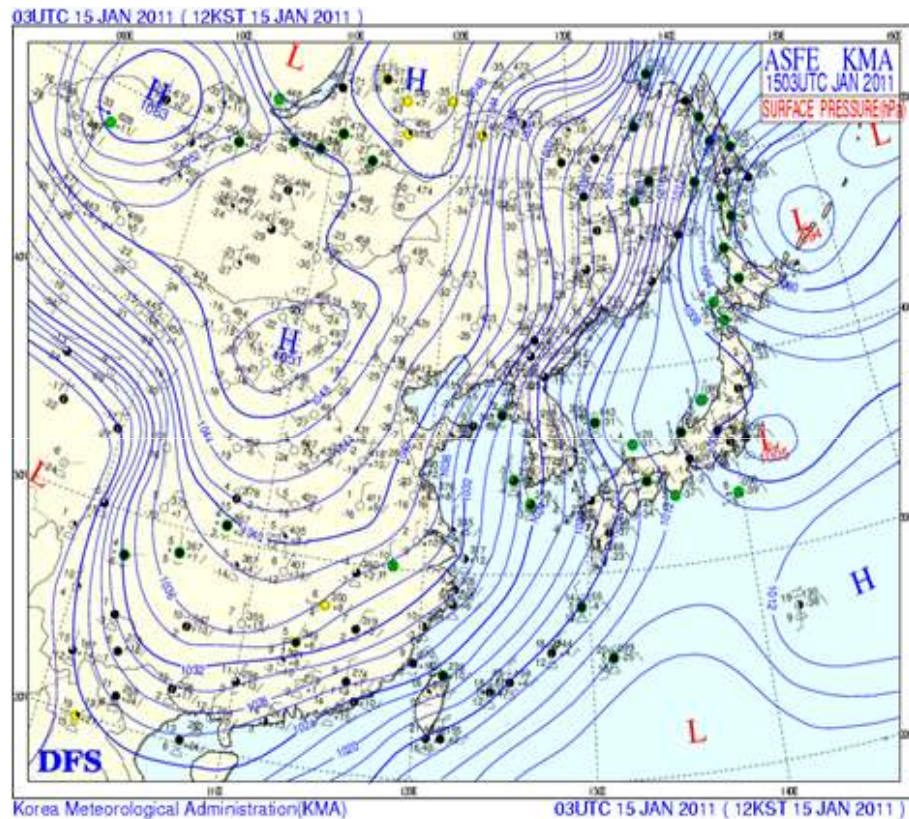
[그림 2.7] 태풍의 북상에 따른 적도 기단의 북상 예시

한반도는 연평균 2~3회 적도 기단의 특성을 가지는 태풍의 직간접적인 내습을 받는다. 조건부 대류불안정과 깊은 습윤층이 지배하는 적도기단이 한반도에 접근하면 태풍 그 자체 뿐만 아니라 태풍 중심 부근에서 길게는 1,000km 이상 떨어진 지역에서도 강한 대류성 구름대가 만들어져 집중호우를 야기할 수 있으므로 예보 생산시 반드시 참고하여야 할 것이다.

2.4 우리나라 부근의 기단

2.4.1.5 시베리아 기단

시베리아 기단은 대륙성 한대기단의 대표적인 예로 고위도의 광대한 시베리아 지역이 발원지다. 여름에는 대륙이 너무 데워지기 때문에, 이 기단은 겨울철에만 우리나라 일기에 영향을 미친다. 시베리아 기단이 우리나라에 확장해 올 때의 기압배치는 아시아 대륙에 고기압이 넓게 위치한 전형적인 겨울철의 북풍 또는 북서풍이 강한 서고동저형이다(그림 2.8).



[그림 2.8] 서해상과 동해상에 강설을 동반하는 시베리아 기단 장출 예시

본래 시베리아 기단은 강한 북서풍을 동반하는 매우 한랭건조한 기단으로, 전반적으로 맑고 기온이 낮다. 그러나 시베리아 기단은 한반도로 확장하면서 주로 확장하는 방향에 따라서 다양한 기상현상을 유발할 수 있다. 시베리아 기단이 서쪽으로 장출하여 한반도 부근에 이르게 되면 강한 기압경도력과 경도풍의 영향으로 해안과 산악지역에 강풍을 동반하는 경우가 일반적이며, 서해상의 상대적으로 따뜻한 해수면과 작용하여 강풍을 동반한 강한 강설을 충청, 호남 서해안 지역까지 동반한다. 시베리아 고기압이 남쪽의 강한 기압골 막혀서 동쪽으로 장출하여 한반도에 북동풍에서 북서풍 계열의 바람을 형성되면 동해상과 태백산맥 동쪽 부근에 강한 강설을 포함한 구름을 생성하기 시작한다.

2.4 우리나라 부근의 기단

일반적으로 12월에서 1월까지는 시베리아 기단이 서해안 지역으로 장출하는 것이 특징으로 이 시기에 서해안 지역에는 많은 눈이 내리게 된다. 반면 영동 지역을 중심으로 하는 대설은 2월 중순에서 3월 중순 사이에 시베리아 고기압이 동쪽으로 장출하면서 발생한다. 위 그림 2.8의 일기도와 같이 한반도의 서쪽과 북동쪽으로 동시에 장출하는 경우에는 그림 2.3에서 보는 것과 같이 서해상과 동해상에 동시에 강한 강설을 동반하기도 한다. 시베리아 기단은 시베리아 고기압의 5~7일 주기의 발달 및 쇠퇴 현상에 따라 이동 경로와 이동 속도가 다르며, 이때 우리나라는 겨울철 삼한사온 현상이 나타나기도 한다. 한겨울 시베리아 기단은 필리핀 북부까지 남하하나, 봄이 되면서 그 범위는 줄어들게 된다.

2.4.2 기단 유형별 주요 기상 현상들

우리나라를 지배하는 기단은 온도, 습도, 안정도, 기상현상 등과 같은 기상 요소를 통해서 그 특징을 구분할 수 있는데 이를 간략하게 정리한 것이 아래 표 2.3이다.

2.4 우리나라 부근의 기단

[표 2.3] 우리나라를 지배하는 기단의 기상 요소별 특성

기단	대륙성 열대기단 (양쯔강 기단)
계절	봄, 가을
온도	온난
습도	건조
안정도	불안정(이동후, 하층 안정)
일기	날씨가 변화가 잦은 가운데 온화하고 맑은 날씨, 안개, 황사
기단	해양성 열대기단 (북태평양 기단)
계절	여름
온도	고온
습도	다습
안정도	불안정
일기	폭염, 열대야, 때때로 적(란)운 발생, 뇌우를 동반 소나기
기단	대륙성 한대기단 (시베리아 기단)
계절	겨울
온도	한랭
습도	건조
안정도	안정(이동후, 하층 불안정)
일기	맑고 혹한 (때때로 눈), 삼한사온, 영동 지방 폭설(뽕)
기단	해양성 한대기단 (오호츠크해 기단)
계절	초여름(장마기), 가을
온도	한랭
습도	다습
안정도	안정(이동후, 하층 불안정)
일기	흐리고 장맛비, 영서 지방 가뭄(뽕)
기단	적도기단
계절	태풍 발생시
온도	고온
습도	다습
안정도	불안정
일기	강풍 동반한 태풍, 집중호우

2.4 우리나라 부근의 기단

그림 2.9는 예보 생산시 고려해야 할 우리나라 기단 유형별 주요 기상현상들을 시간의 흐름에 따라 정리한 것이다.



[그림 2.9] 기단 유형별 주요 기상현상

한랭 건조한 시베리아 기단이 지배하는 겨울철에는 폭설과 한파의 발생 여부에 유의하여야 하며, 온난 건조한 양쯔강 기단이 지배하는 봄철에는 낮은 고저기압 통과로 인한 강풍과 황사 발생 가능성에 주목해야 한다. 겨울철과 봄철에 전국적으로 건조한 날씨가 지속되면서 화재가 자주 발생하는 것은 우리나라를 지배하는 기단이 대륙에 중심을 둔 건조한 기단이라는 사실과 무관하지 않다.

우리나라 여름은 각종 자연재해의 종합체라고 부를 만큼 다양한 악기상 현상들이 발생할 수 있다. 본격적인 여름이 시작되기 전인 6월에는 한랭 다습한 오호츠크해 기단의 영향을 받아 상대적으로 온화한 기상을 보인다. 그러나 오호츠크해 기단이 지배하기 시작하면 태백산맥 서쪽 지역의 기상은 양호하지만 동해안 지역은 지속적인 강수와 구름으로 인한 저온 현상이 발생할 수 있으므로 유의해야 한다.

2.4 우리나라 부근의 기단

오호츠크해 기단과 고온 다습한 북태평양 기단이 세력을 겨루기 시작하는 6월 중순에서 7월 중순까지 우리나라는 남북으로 진동하는 장마 전선의 영향을 받는다. 장마 전선대가 한반도 주변에 놓여있는 상태에서 상하층 기압골이 서쪽에서 접근하면 장마전선이 활성을 띄면서 집중호우와 뇌우를 동반하는 경우가 많으므로 유의해야 한다.

북태평양 기단의 지배를 받는 시기에는 태풍과 무더위 그리고 국지성 집중호우를 예보 중점으로 삼아야 한다. 무더위의 경우에는 단순한 기온의 변화뿐만 아니라 불쾌지수를 포함한 각종 생활/산업지수의 예보에도 관심을 기울여야 한다.

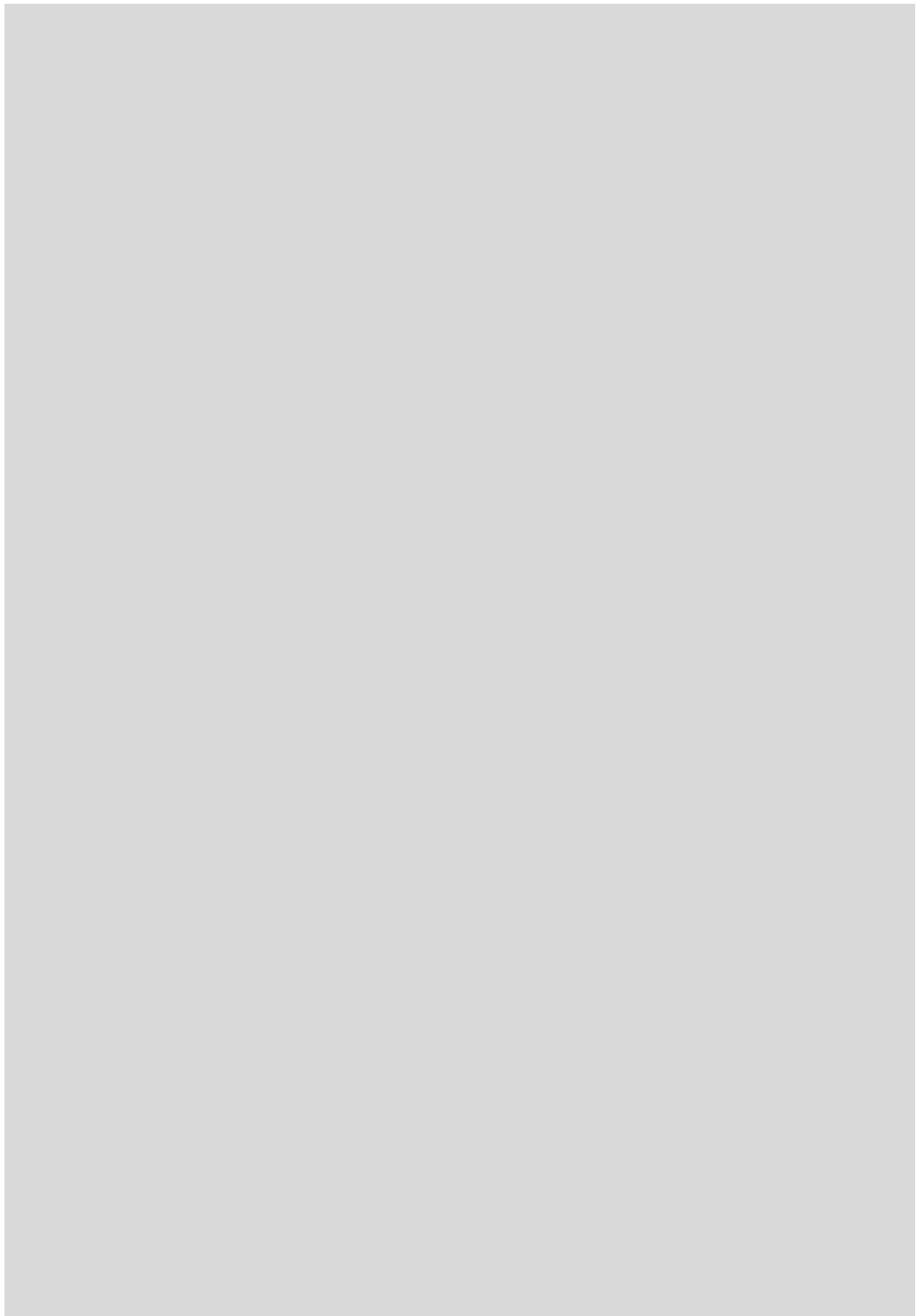
태풍과 호우는 대표적인 중규모 기상현상으로 중관규모 기상분석을 통해 그 가능성과 진로에 대해서 심도있게 분석하고, 실제로 태풍의 접근이나 집중호우의 발생에 유리한 중관 환경이 조성되면 레이더, 위성, 국지 일기도, 단열선도 등을 세심하게 분석하여 구체적인 영향 지역과 기상 현상들을 예측하는 노력을 기울여야 한다.

연습문제

1. 기단의 발원지가 될 수 있는 조건에 대해서 약술하시오.
2. 기단을 위도와 지표면이 성질에 따라 분류하시오.
3. 우리나라 주변의 기단 중 오호츠크해 기단의 역할에 대해서 약술하시오.

참고문헌

1. 공군73기상전대, 2011 : 기상총감
2. 교문사, 1999, : 일반기상학
3. 기상청, 2011, 일반기상학(기상대학 교재)
4. 시그마프레스, 1999 : 대기과학개론
5. Cengage Learning, 2012 : 대기환경과학
6. Prentice Hall, 1994, Weather Analysis



3장. 종관기상학

- 3.1 종관기상학의 개념
- 3.2 종관기상학의 중요성
- 3.3 종관기상학에 사용되는 용어들
- 3.4 종관기상 현상의 현업예보 활용 예



학습목표

- 중관 규모 기상의 개념을 이해한다.
- 예보 생산에 있어서 중관 기상학의 중요성을 이해한다.
- 중관 규모에서 발생하는 기상현상과 일기 예보와의 관계를 이해한다.

3.1 중관기상학의 개념

3.1.1 중관기상학의 정의

일반적으로 기상 예보업무의 순환 주기는 기상 관측 → 자료 수집 → 일기도 기입 및 분석 → 예보 및 전파의 순으로 이루어진다. 최근은 대부분의 예보가 수치예보 자료를 중심으로 이루어지는 경우가 많지만 기상 예보의 기초는 이전 예보시간에서부터 현재까지의 대기 상하층의 상태를 정확하게 분석하는 것에서 시작된다. 중관기상학은 기상 요소들을 분석하고 예측하는 것에 중점을 둔 학문이라고 할 수 있다. 따라서 일기 예보 업무는 중관기상학 그 자체라고 할 수 있다.

중관기상학은 중관규모기상학(Synoptic-scale Meteorology)을 줄여서 부르는 말이다. 대기과학에서 기상 요소는 시간적, 공간적 크기에 따라 나누는데 이를 규모라고 부른다. 중관규모의 공간적인 크기는 약 1,000km에서 25,000km의 범위를 가지며, 시간적으로는 12시간에서 일 단위의 운동까지의 범위를 가진다. 북반구 일기도를 제외하고 기상예보 업무에서 분석하는 일기도의 규모와 약 48시간까지의 예보 범위가 중관기상학에서 다루는 범위가 일치한다고 보면 정확하다. 현업 예보 업무와 직접 관련되어 있다는 점에서 중관기상학이 다른 이론 기상학과 확연히 구분되는 기준이 된다.

중관기상학(기상 예보의 관점에서)은 여러 기상관측소에서 지정된 시간에 관측한 기상요소를 통보받아 일정한 양식에 따라 일기도에 기입하여 일기도를 작성한 후에 시간적·공간적 기상상태를 분석 종합하여 일기변화의 법칙을 연구하는 귀납적(歸納的) 기상학이다. 중관기상학은 대기운동과 대기열역학 등의 물리법칙을 다루는 이론기상학과 서로 연관시켜 일기예보의 기초가 된다.

중관이란 용어는 그리스어에서 유래되었으며, syn은 ‘종합’ 또는 ‘동시’ 등의 의미를 지니고 있고, optic은 ‘눈의’ 또는 ‘시각의’라는 의미를 지니고 있다. 그러므로 많은 요소를 동시에 관찰한다는 의미를 가지고 있다. 이와 같이 중관기상학은 일기도를 중심으로 주로 기단, 전선, 고기압, 저기압 등을 주된 연구내용으로 하고 있다.

3.1 종관기상학의 개념

결론적으로 고기압, 저기압, 전선, 제트기류 등 일기도 상에 나타나는 여러 현상과 그 동향을 분석하여 대기의 상태를 종합적으로 연구해서 밝히는 기상학의 한 분야로 종관기상학을 총관(總觀)기상학이라고도 부르는 이유가 여기에 있다. 앞에서 언급했듯이 일기현상들은 특유의 공간적 크기와 수명을 가지는데 그 연구의 하나를 예로 든다면, 각지에서 관측한 다양한 기상요소를 한 장의 지도로 가능한 한 기입하여 종합적으로 다루는 분야이다. 이와 같이 넓은 범위에 걸친 같은 시각의 대기상태를 나타낸 지도를 R. 피츠로이는 종관일기도(Synoptic Chart)라고 불렀다.

이 종관기상학의 기본적인 기법이 나온 뒤 반세기 이상 지나서 노르웨이학파의 저기압모델과 기단이론이 나왔다. 이것은 일기계의 구조에 관한 최종적인 답이라기보다는 종관관측값을 체계적으로 처리하는 논리적인 방법을 처음으로 제시했다는 점에 의미가 있으며, 관측된 기상요소의 모든 것이 논리정연하게 하나의 3차원 개념 속에 자리 잡게 되었다.

이에 대하여 S.P. 크로모는 “종관일기도를 낱짜에 따라 해석하면 시간과 함께 변화하는 일기에 대하여 어떤 개념을 얻을 수 있다. 이 일기도에 의하여 기단·전선·대기요란상태의 과거에서부터 현재까지의 경과가 추적되며, 원하는 장소의 일기를 일정한 확실성으로 예측할 수 있다”고 정의했다. 그리고 편서풍대의 역학의 발달은 종관도, 특히 고층일기도가 나타내는 대기상태의 역학·열역학적 해석을 가능하게 했으며, 수치예보의 발달은 종관기상학과 대기역학의 차를 최소로 하는 노력을 촉구하기에 이르렀다.

오늘날 종관기상학은, 어떤 역학 이론을 전제로 하여 종관상황 속에서 가장 중요한 특징을 찾아내어 대기의 여러 과정을 체계적으로 기술하려고 시도하고 있다. 새가 높은 곳에서 넓은 구역을 내려다보듯이, 또 대규모적으로는 기상위성이 지구의 넓은 구역을 내려다보듯이 어떤 시점의 대기 모습을 한 장의 그림으로 그려 이를 끊임없이 늘어놓음으로써 대기의 동태를 비치어 나가는 기상학 특유의 방법을 종관법이라 한다.

예를 들면 종관법은 영화적 기법이라고 할 수도 있다. 정지한 물체라면 이를 비치어 내는 데에 한 장의 사진으로도 족하나, 움직이는 물체의 모습을 나타내려면 영화의 기법을 빌려야만 한다. 즉 우리가 일상에서 익숙하게 보아 나가고 있는 일기도라든지 위성사진은 필름의 한 장면에 상당하는 것이지만, 계속 이어지는 시점 시점마다 각 장면의 일기도를 만들어, 그것을 늘어놓고 관찰함으로써 일기의 동태를 파악할 수 있는 것이다.

3.2 종관기상학의 중요성

기상 예보는 대기과학적 이론과 다양한 기술을 적용하여 주어진 장소에서의 미래의 대기 상태를 예측하는 것이다. 인간이 기상 현상들을 예측하기 위한 노력은 인간의 문명이 시작되면서부터 시작되었다고 할 수 있지만 과학적 접근을 통해 정확한 미래의 상태를 예측하기 위한 공식적인 노력은 대기가 일정한 법칙에 따라서 움직인다는 사고가 다양한 관측 실험들을 통해서 증명된 이후인 19세기에 이르러 시작되었다고 할 수 있다.

기상예보는 대기의 현재 상태에 대한 정량적인 자료들을 수집하여 기상 흐름에 대한 과학적인 이해를 바탕으로 대기가 어떻게 움직일 것인지 예측하는 것이라고 할 수 있다. 최근 일기예보에서 기상역학에 기반을 둔 수치예보 모델이 기압 변화, 구름과 강수의 변화 등에 대한 객관적인 정보를 제공하고 있지만 모든 현업 예보기관에서 기상예보 정확도 향상을 위한 가장 기본적인 요소로 예보관의 전문성을 제시하고 있다는 점을 주목해야 한다.

예보관들의 전문성은 기상 패턴을 해석하는 기술, 다양한 규모 기상현상들 사이의 상관관계, 수치예보 모델들의 장단점 등에 대한 이해 정도를 의미한다. 대기의 흐름이 비록 일정한 법칙에 따라서 움직이는 것처럼 보이지만 그 내부에 역학 모델로는 도저히 풀어낼 수 없는 카오스적 운동을 포함하고 있기 때문에 예보관의 다양한 경험과 분석 능력이 반드시 필요하다. 따라서 종관기상학의 중요성은 종관규모 기상 분석이 기상 예보 생산의 시발점이라는 데에서 찾을 수 있다.

3.2 중관기상학의 중요성

집중호우, 태풍, 뇌우, 돌풍, 중규모대류계 등과 같이 자연재해와 직접 관련 되는 기상 현상은 주로 중규모 기상현상이지만, 이러한 중규모 기상현상들은 대기불안정과 같은 열역학적 요소와 상하층 기압계와 같은 중관규모 환경이 적절하게 주어지지 않으면 발생하기 어렵다. 결국 중관규모 기상 현상들에 대한 정확한 이해와 분석이 선행되지 않은 상태에서 기상예보의 정확성을 기대하는 것은 불가능 한 것이라고 할 수 있다.

중관규모 환경과 중규모 기상현상 사이의 관계는 나무를 다듬는 과정에서 「망치와 끌」의 관계로 설명할 수 있다. 나무로 조각을 만드는 것을 상상해 보자. 나무에 정교한 모양을 내기 위해서는 날카로운 끌이 필요하다. 그렇지만 끌 자체만으로는 나무에 깊은 모양을 낼 수 없고 반드시 망치로 원하는 모양이 나오도록 두드려 주어야 한다. 이를 기상 예보에 적용하면 망치는 중규모 기상현상들을 예측하도록 가이드를 제공하는 역할로 끌을 보다 정교한 중규모 현상에 대한 예보하는 도구로 본다면 중관규모 환경에 대한 정확한 분석과 이해를 전제하지 않으면 제대로 된 기상 예보를 할 수 없다는 것을 의미한다. 그리고 여기에서 놓치지 말아야 하는 것이 사람의 눈이다.

망치와 끌을 이용해서 정확한 모양을 내기 위해서는 이를 다루는 사람의 눈이 정확해야 한다. 이것이 바로 중관기상학과 중규모기상학에 대한 예보관의 전문적인 지식과 능력을 의미한다.

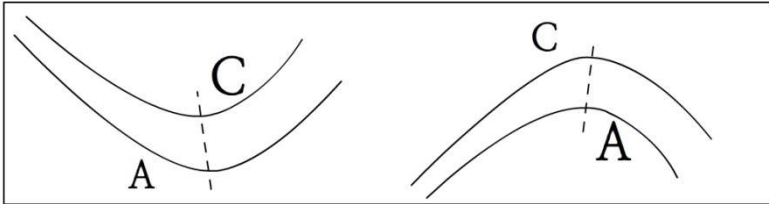
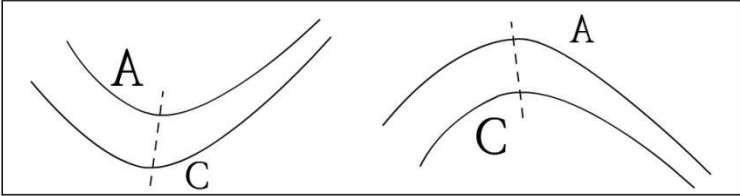
3.3 종관기상학에 사용되는 용어들

일반적으로 사용되는 관련 용어들과 간단한 설명을 아래 (표 3.1)에 정리하였다.

[표 3.1] 종관기상학에서 사용되는 주요 용어들

용어	설명
◇ 대상류(Zonal Flow)	◇ 동에서 서로 흐르는 대상순환을 말하고, 특히 동서 이동성분이 탁월하고 남북이동 성분이 매우 약한 흐름이며, 대상류와 관련된 지상 현상들은 빠르게 동진함
◇ 높은 대상지수(High Zonal Index)	◇ 높은 대상지수는 위도권에 따른 대상류의 강도가 클 때를 나타냄
◇ 자오면류(Meridional Flow)	◇ 남북이동 성분이 특히 탁월한 기류를 말하며, 어떤 흐름의 경도(남북)성분을 가리키는 경우도 있음
◇ 낮은 대상지수(Low Zonal Index)	◇ 낮은 대상지수는 위도권에 따른 대상류의 강도가 약할 때를 나타냄
◇ 장파(Long Wave) ◇ 로스비파(Rossby Wave)	◇ 대규모 기압골/마루 패턴의 진폭을 설명하는데 사용됨 ◇ 개개의 고·저기압의 규모보다는 크고, 지구를 둘러싸고 편서풍대에 있는 파동으로, 그 파수가 최소 2~3 즉 2,000km이거나 보통 4~6 정도인 파장 6,000km 가량임
◇ 단파(Short Wave)	◇ 로스비파보다 작은 진폭을 가진 기압골/마루를 설명하는데 사용됨. 저기압 규모의 파동으로 구를 둘러싼 파수가 7~12 정도를 차지하는 파동을 말함
◇ 증폭(Amplification) ◇ 확장(Extension)	◇ 파동 패턴이 남북 방향으로 확장하는 것 ◇ 통상적으로 마루는 증폭, 골은 확장으로 표현함
◇ 완화(Relaxation) ◇ 쇠퇴(Declining)	◇ 확장의 반대개념임 ◇ 통상적으로 마루는 쇠퇴, 골은 완화로 표현함
◇ 분열(Disruption)	◇ 대상류가 대규모 기압골/마루의 목 부분을 가로지르기 때문에, 자오면 패턴이 닫힌 저기압성이나 닫힌 고기압성 소용돌이로 분리될 때를 의미하며, 저지현상의 발달을 좌악하는데 유리함
◇ 분리/절리(Cut off)	◇ 대기 상층에 있는 위도권 길이의 1/7 ~ 1/3 정도의 파장을 가진 행성파가 그 진폭이 발달하여 기압골/마루가 있는 곳에서 고기압이나 저기압이 분리되어 독립된 소용돌이를 만드는데 새롭게 형성된 고기압이나 저기압은 분리/절리 현상으로 일컬음
◇ 저지(Blocking)	◇ 때때로 패턴이 종관 현상의 동쪽에서의 진행이 멈춤으로써 찌그러지게 되는데, 동쪽에서의 이동이 방해를 받으면 고기압과 저기압이 한 자리에서 오랜 기간 길게는 일주일 정도 유지되도록 함 ◇ 유출저지(Effluent Block) 또는 오메가 저지(Omega Block)가 대표적임

3.3 중관기상학에 사용되는 용어들

용어	설명
◇ 경압(Baroclinic)	◇ 등밀도면과 등압면이 일치하지 않는 상태를 가리키며, 수평 온도/습도의 경도(기울기)가 강한 지역으로 이런 큰 기울기는 전선 경계와 연관이 있을 때가 많음
◇ 순압(Barotropic)	◇ 등밀도면이 동시에 등압면과 같은 상태를 의미하며, 수평 온도/습도의 경도가 약한 지역임. 이들 지역은 전선으로부터 훨씬 멀리 떨어져 있음
◇ 분류곡(Diffluent Trough) 분류능(Diffluent Ridge)	<p>◇ 분류곡/능은 동쪽에서의 지균티류 강도가 서쪽보다 약할 때 나타나는 증현상</p> <p>◇ 북반구에서 기압골 축은 남서/북동쪽의 경사를 가지는 경향이 있음</p> 
◇ 합류곡(Confluent Trough) 합류능(Confluent Ridge)	<p>◇ 합류곡/능은 후면보다 전면에서의 지균티류 강도가 강할 때 나타나는 상현상</p> <p>◇ 북반구에서 기압골 축은 북서/남동쪽의 경사를 가지는 경향이 있음</p> 
◇ 강제 상승(Forced Ascent)	<p>◇ 상승의 강제력으로 기압골축의 전면의 지상 저기압 발달, 하강의 강제력으로 후면의 고기압 발달이 있을 때를 말함</p> <p>◇ 모든 기압골/마루에 대한 상승 강제력은 하강 강제력에 비해 평균적으로 동일하거나 반대임</p> <p>◇ 기압골에서 상승/하강에 대한 강제력의 크기는 수렴/발산의 증가로 평균이상 증가할 것임</p>
◇ 전파(Propagate)	◇ 기류를 따라 흐르는 제트기류 전체의 이동을 설명할 때 활용되는데, 이동 방향을 따라 앞으로 확장될 때를 말함

3.3 중관기상학에 사용되는 용어들

용어	설명
◇ 제트기류(Jet Streams)	◇ 대류권 상부 또는 권계면 부근의 좁은 영역에 집중된 강한 기류임 ◇ 제트기류는 수 km 깊이, 수백 km의 폭, 수천 km 길이를 차지하기 때문에 리본 모양의 빠르게 이동하는 공기(Ribbon of Fast Moving Air)로 불림
◇ 제트 스트리크(Jet Streak)	◇ 제트기류 내에 존재하는 아주 강한 바람의 핵을 가리킴 ◇ 하나의 제트기류에 다른 크기의 몇 개의 스트리크가 존재할 수 있음

3.3.1 대상류(Zonal Flow)

대상류(Zonal Flow)는 상층대기에서 지배적인 서쪽에서 동쪽으로 부는 서풍 흐름을 설명하는데 사용되는 용어이다. 그 흐름이 대부분 동서로 있을 때, 이를 이동성(Mobile)이라고 한다. 그림 3.1에서 대기의 흐름은 화살표가 가리키는 방향으로 서쪽에서 동쪽으로 흐르고 있음을 보여주고 있다.

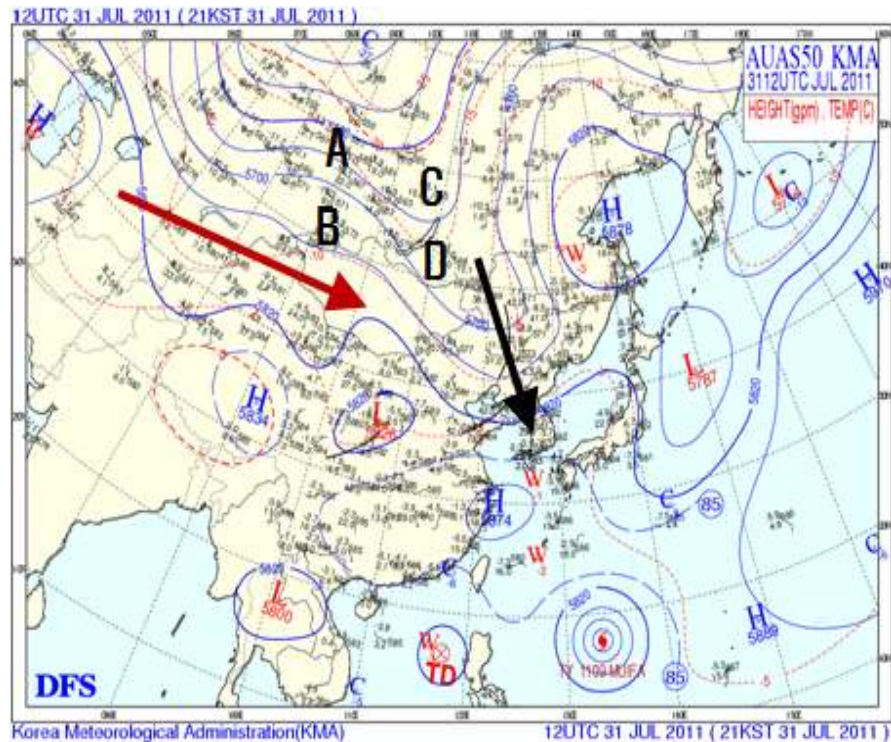
3.3.2 대상지수(Zonal Index)

대상지수는 두 위도선 사이에서의 서풍 흐름의 강도를 나타낸다. 이 지수는 위도 상에서 두 곳의 평균 등고선을 계산하고, 남북 간의 차이를 나타냄으로써 측정된다. 그림 3.1의 경우, A~B 사이의 대상지수가 C~D 사이보다 큰 것을 확인할 수 있다.

3.3.3 자오면류(Meridional Flow)

대상류는 기압골과 마루의 형성 때문에 종종 그 방향을 바꾼다. 그 중 강한 북풍이나 남풍이 발달할 수 있는데, 이를 자오면류라고 한다. 보통 기류가 완전히 남북은 아니지만, 그림 3.1의 흑색 화살표 지역에서는 남북성분이 동서성분보다 강하다.

3.3 중관기상학에 사용되는 용어들



[그림 3.1] 500hPa 일기도에서의 대상류(주황색 화살표)와 자오면류(흑색 화살표)

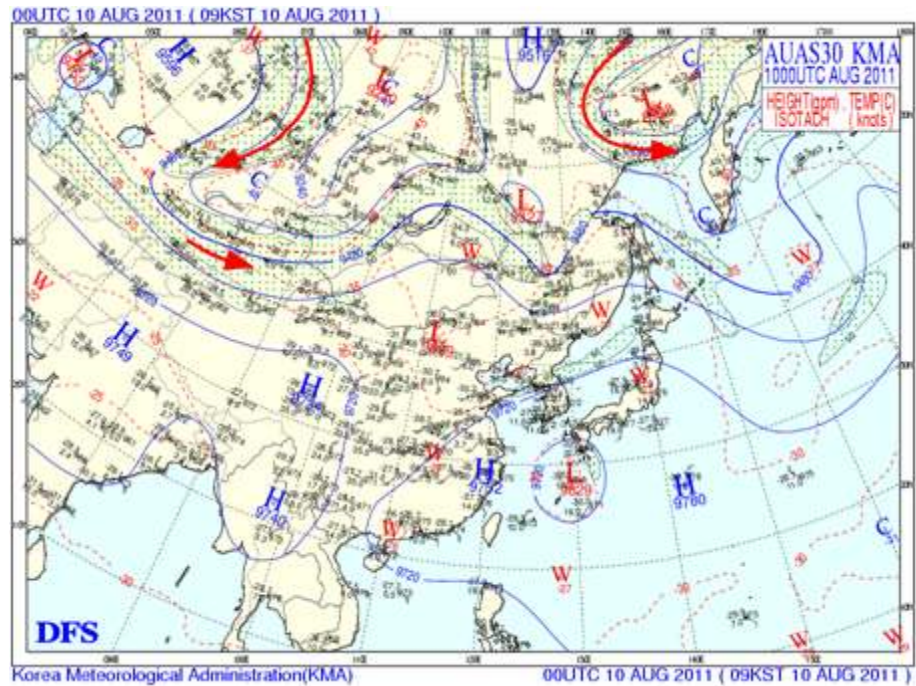
3.3.4 장파 또는 로스비파(Long Wave, Rossby Wave)

그림 3.2와 같이 중위도대의 상층 대기에서 파동 형태의 흐름을 장파라고 한다. 또한, 이것은 상층대기 가운데 길고 진폭이 큰 파동으로 지구를 둘러싼 대규모적인 상층의 흐름으로 C. A. Rossby에 의해 발견되어, 로스비파라고도 한다. 이는 제트기류의 축에서 발달하여 차가운 극지방의 공기와 따뜻한 열대지방의 공기를 분리해주는 역할을 하는 커다란 대칭적인 진동파로, 종종 고정된 위치에서 머무르기도 하지만 보통 일주일 정도의 주기로 서쪽에서 동쪽으로 움직여 간다. 로스비파의 패턴은 국지적인 날씨에 큰 영향을 주지는 않지만, 파동의 흐름의 변화가 기압의 발산과 수렴을 야기하기 때문에 중관 기상학에서 상당히 중요하다.

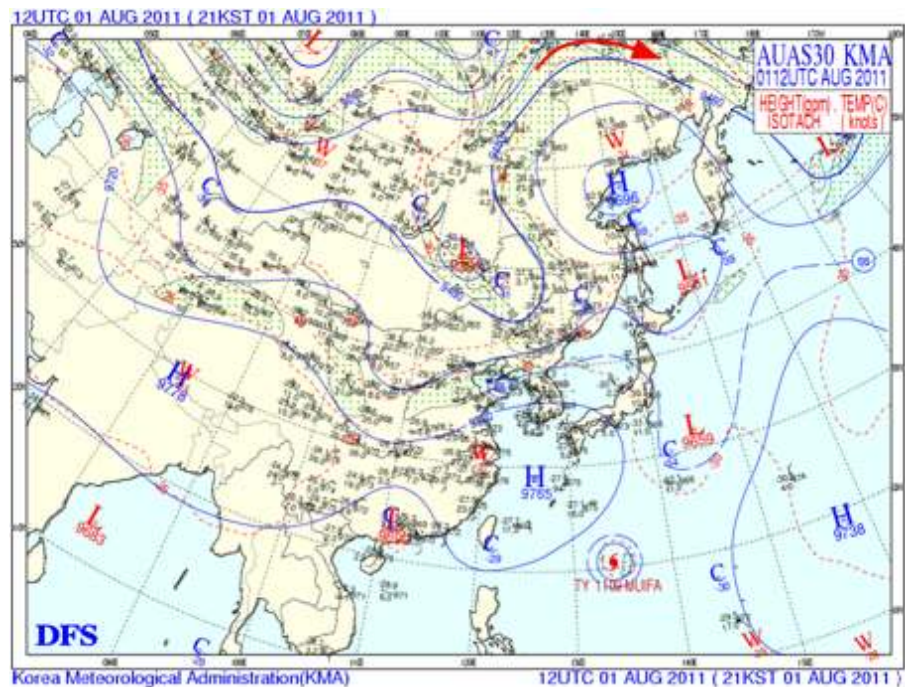
3.3.5 단파 기압골과 기압마루(Short Wave Trough and Ridges)

단파 기압골과 마루는 빨리 이동하며, 기압마루, 기압골, 그리고 전선과 같이 빠르게 이동하는 작은 규모의 지상기압계와 관련이 있다. 그림 3.3은 몇 개의 단파 기압골과 기압마루를 가진 300hPa 일기도에서의 전형적인 상층 흐름을 보여준다.

3.3 중관기상학에 사용되는 용어들



[그림 3.2] 장파 또는 로스비파 보여주는 상층 일기도(300hPa)

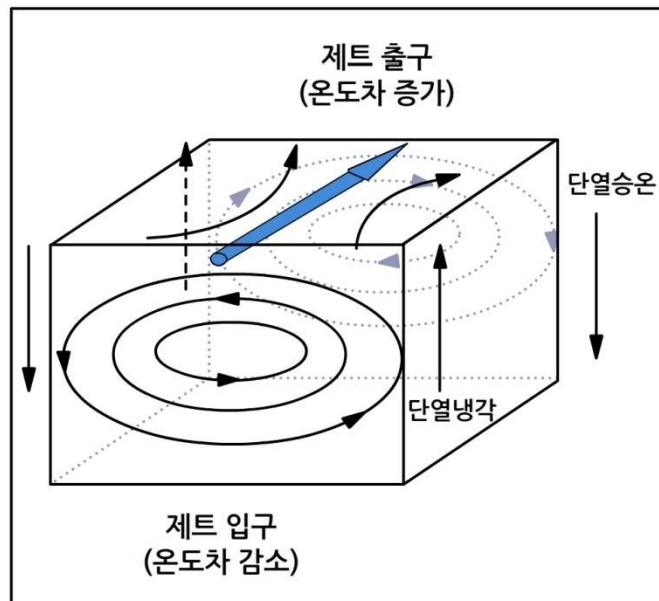


[그림 3.3] 단파골과 마루를 보여주는 상층 일기도(300hPa)

3.3 종관기상학에 사용되는 용어들

3.3.6 제트기류 전파(Jet Propagation)

서풍 제트기류는 보통 서쪽에서 동쪽으로 전파되고, 이는 비지균(Ageostrophic) 효과로 설명된다. 그림 3.4는 제트기류의 구조도를 보여준다. 제트의 입구와 출구를 지나는 흐름에 의해 연직 운동이 생기는 것을 고려해보자. 입구에서 제트의 따뜻한 쪽에서 찬 쪽으로 가로지르는 곡선 흐름은 한랭한 쪽에서 수렴/하강하고, 따뜻한 쪽에서 발산/상승한다. 하강하는 공기는 단열 승온(Adiabatic Warming)으로 평균 온도가 상승한다. 반대로 따뜻한 쪽의 상승하는 공기는 단열 냉각(Adiabatic Cooling)되어 평균 온도가 하강한다. 다시 말하면, 한랭한 쪽의 온난화와 온난한 쪽의 한랭화는 제트 입구에서의 온도 경도를 감소시켜서, 제트가 약해진다. 제트의 출구에서는 비지균 영향으로 반대 효과가 있다. 즉, 한랭한 쪽의 상승에 의한 온도 하강과 온난한 쪽의 하강으로 인하여 온도 상승이 일어나, 출구에서는 온도 경도는 증가하여 결과적으로 제트는 강해진다. 그러므로 제트는 하향(Downstream) 전파되는 경향이 있다.

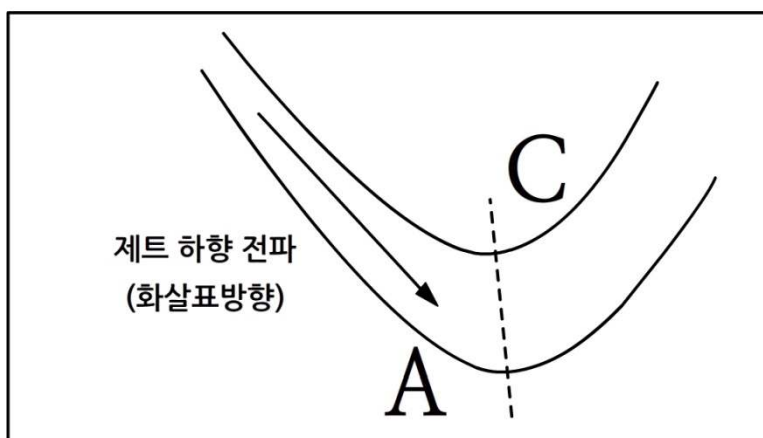


[그림 3.4] 유입과 유출 지역을 보여주는 제트코어의 구조도. 넓은 원통의 화살표는 제트 핵을 가리키고, 양쪽에 있는 두 개의 흰 화살은 수평 지균풍 흐름을 나타냄. 입구와 출구의 완전한 유선은 제트를 횡단하는 비지균 흐름을 나타냄

3.3 중관기상학에 사용되는 용어들

3.3.7 유출, 기압골 확장과 기압마루 증폭 (Diffluence, Trough Extension and Ridge Amplification)

제트가 하향 전파된다는 사실로부터, 우리는 유출 마루와 골에서 제트의 전파 효과를 확인해 볼 것이다. 3.2절의 유출에 대한 정의에서 마루나 골 축의 서쪽에서 바람이 강함을 유념해야 한다(그림 3.5). 남쪽과 동쪽으로 확장되는 제트는 자오면의 확장을 유도하는 경향이 있다. 이는 다음의 두 가지 효과를 가진다.



[그림 3.5] 제트의 이동 방향을 보여주는 유출곡

1. 골의 아래쪽이 굴곡이 크기 때문에 제트류가 가속하여 지균풍을 증가시킨다.
2. 강한 유출은 골 쪽으로 흐르는 제트류를 감속시킨다. 1과 2의 효과는 C에서 A로 등고선을 가로지르는 이탈을 증가시키고, 등고선을 가로지르는 이 흐름의 증가는 한기 쪽의 골 전면에 발산을 증가시킨다. 발산의 증가가 클수록 상층의 강제력을 증가시켜 상층골의 전면에 지상저기압 발달을 용이하게 한다.

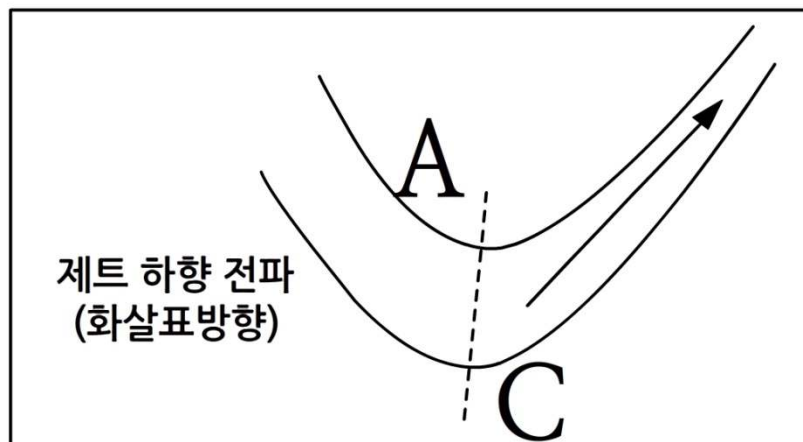
동일한 근거가 상층 마루의 증폭을 설명하는데 활용될 수 있다.

3.3 종관기상학에 사용되는 용어들

3.3.8 유입, 기압마루 쇠약과 기압골 완화
(Confluence, Ridge Declining and Trough Relaxation)

제트류 주위에 전파되어 골의 기저에서 최대풍속이 있을 때 자오면 확장은 그 한계에 도달한다. 추가적인 전파는 골 축의 동쪽에 최대풍의 제트가 있을 때까지 진행되고, 최종 전파는 매우 빠르게 일어난다. 3.2절에서 유입 골과 마루에 대해서는 이미 설명한바 있으며, 그림 3.6은 유입 마루를 나타낸다. 제트는 골이 남쪽에서 완화되도록 하는 화살표 방향에서 하향 전파가 계속 진행된다. 이는 다음의 두 가지 효과를 가지게 된다.

1. 골 아래쪽의 굴곡이 작아지는 것은 제트류가 감속되어, 결과적으로 지균풍류의 이탈을 저감시킨다.
2. 유입 효과를 줄이는 것은 가속에 의한 지균풍류의 이탈을 저감시킨다. 골이 그림 3.6에서 A로 표시된 지상고기압 발달 영역(제트의 왼쪽 입구)을 이끌어내는 강한 강제력을 완화시키고 약화시키기 때문에, 결과적으로 이 A 영역은 사라지게 될 것이다.



[그림 3.6] 제트의 이동방향을 보여주는 유입 마루

3.3 종관기상학에 사용되는 용어들

3.3.9 분열(Disruption)

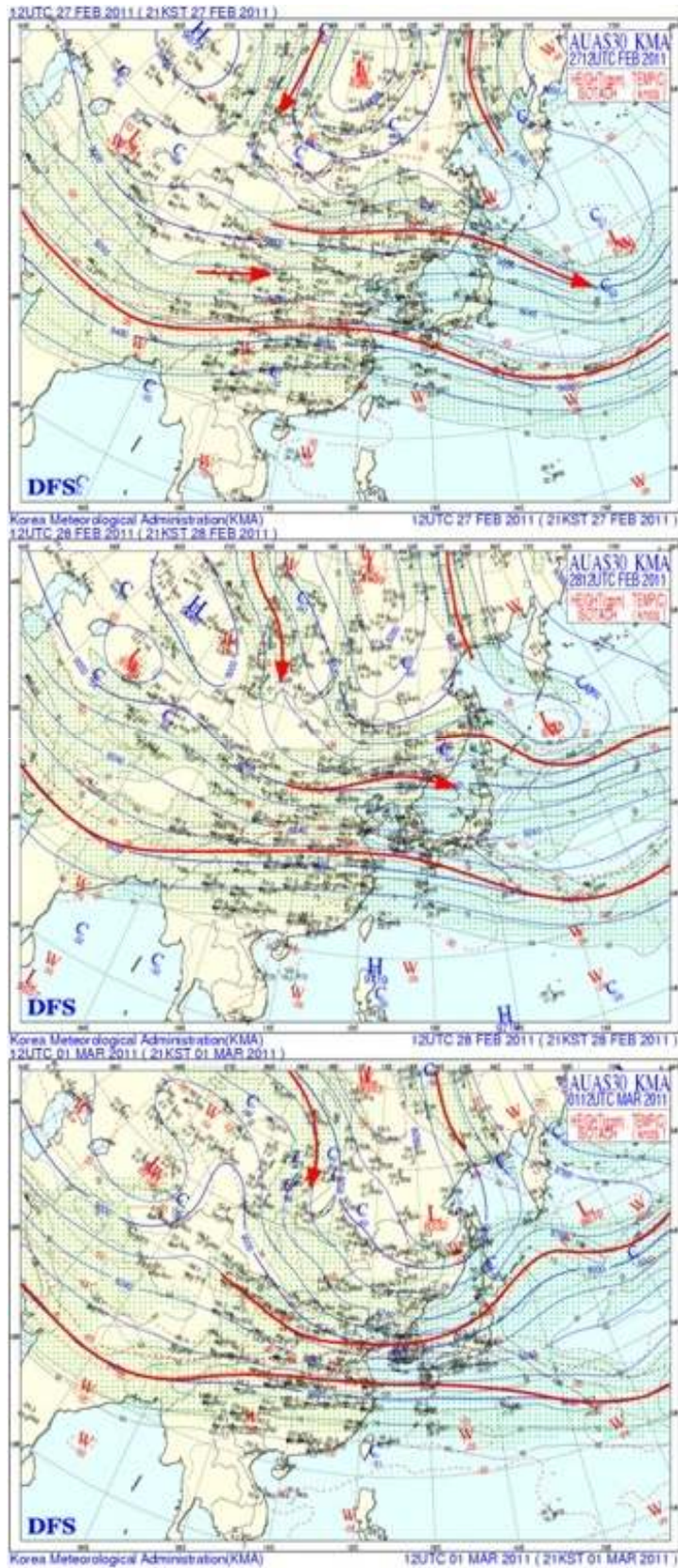
기압골 쪽으로 강한 자오면 확장이 있을 때, 상층대기에서 기압골의 분열이 일어난다. 이는 강한 대상류가 남쪽으로 분리저기압을 남기는 기압골의 가는 부분을 절단하면서 일어난다. 이러한 현상은 수치예보 모델에서는 잘 묘사되지 않는 특이현상이다. 그림 3.7은 기압골 분열이 일어나는 3단계 과정을 보여준다. 대부분의 경우, 대상류는 그림 3.7의 예시보다 더 강하게 흐른다. 맨 위 그림은 기압골 축의 서쪽과 동쪽으로 강한 자오면류를 동반한 기압골 단계이고, 가운데 그림(12시간 후)은 강한 대상류가 기압골의 가는 부분을 가로질러 동쪽으로 미치는 단계이며, 맨 아래 그림(다음 12시간 후)은 기압골 기저에 분리저기압이 있고, 흐름이 더욱 북쪽에서 보다 큰 대상류 상태로 남아 있는 단계이다.

3.3.10 저지(Blocking)

일반적으로 발생하는 저지(Blocking) 패턴에는 자오면 확장으로 생긴 오메가 저지(Omega Block)와 유출 저지(Diffluent Block)가 있다. 저지패턴은 대개 봄철에 발생하는데, 여름철에 발생하는 경우도 있다. 이들은 저지고기압의 북쪽 또는 남쪽으로 저기압의 효과를 가지며, 1주일 또는 그 보다 조금 더 오래 유지된다.

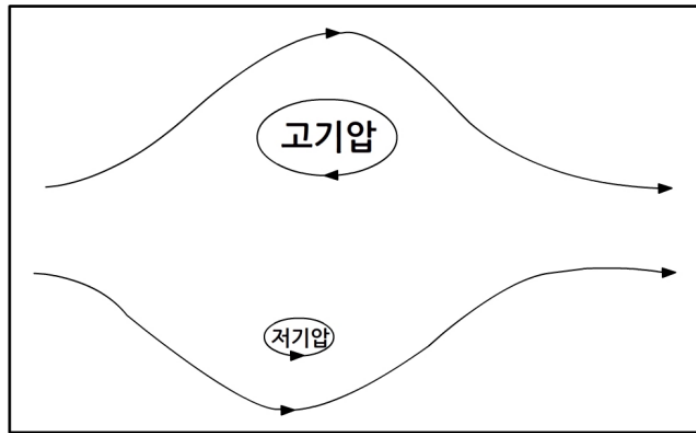
유출 저지는 분리형으로 분리저기압을 동반하며, 강한 저지 현상은 북측에 닫혀있는 고기압 중심과 남측에 닫힌 저기압 중심을 가진다(그림 3.8). 오메가 저지는 남북형으로 분리저기압을 동반하지 않는다(그림 3.9). 앞서 언급한 바와 같이, 저지는 1주일 이상 지속될지라도, 결국은 분열된다. 이들은 상층고기압과 지상고기압이 북쪽에서 형성된 대상류를 동반하고 남동진할 때, 충돌하기도 한다.

3.3 종관기상학에 사용되는 용어들

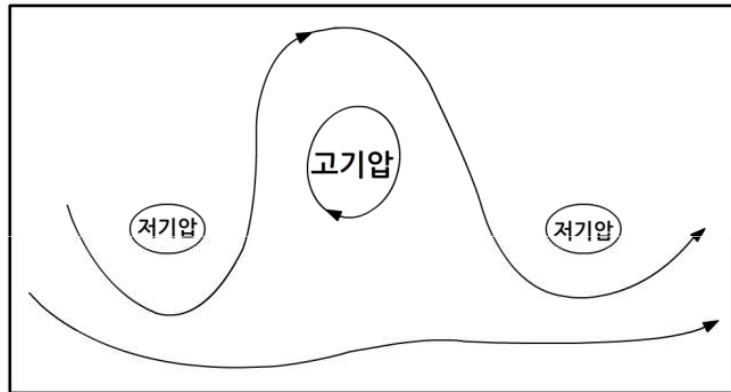


[그림 3.7] 기압골 분열 3단계(300hPa)

3.3 중관기상학에 사용되는 용어들



[그림 3.8] 유출 저지의 개념도



[그림 3.9] 오메가 저지의 개념도

3.4 종관기상 현상의 현업예보 활용 예

3.4.1 전선의 이동과 발달

3.4.1.1 전선의 이동

전선 시스템은 이류(Advection)와 연속성(Continuity)을 종합하여 이해하여야 한다. 수평 방향의 이류만을 고려하면, 전선은 전선 쪽으로 부는 바람(지균풍)의 평균풍속과 거의 같은 속도로 이동한다. 이동 속도는 마찰력으로 인해 아래 [표 3.2]와 같이 다양하다.

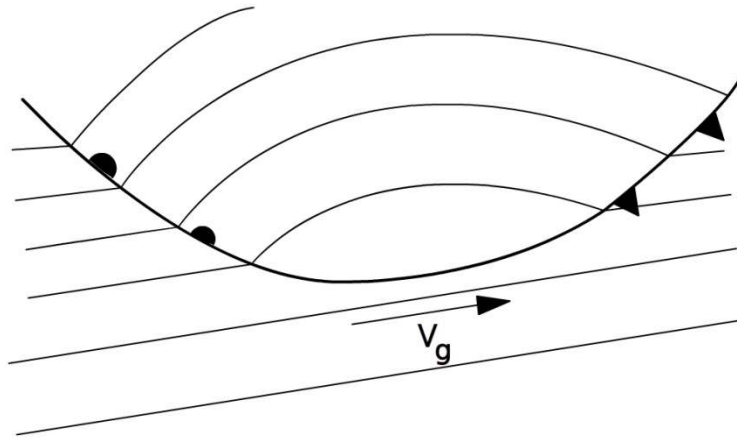
[표 3.2] 전선계의 이동 속도

전선의 유형	이동 속도
온난전선 (Warm Fronts)	- 육지: 지균풍의 2/3 - 해상: 지균풍의 5/6
한랭전선 (Cold Fronts)	- 육지와 해상: 지균풍속과 같음.
폐색전선 (Occlusions)	- 한랭전선과 같은 속도의 한랭 폐색전선 - 온난전선과 같은 속도의 온난 폐색전선

전선을 따라 등압선의 간격이나 기압 경도는 전선의 이동속도와 직접적으로 관련이 있으며, 시간이 지남에 따라 변한다. 즉 강화되는 저기압처럼 기압 경도를 나타내는 등압선의 간격이 조밀하다면, 그 전선의 이동속도가 빨라지고, 등압선의 간격이 느슨해지고 열리면 전선의 이동속도는 느려진다. 온난전선이 한랭전선보다 더 빨리 이동하는 것은 아주 드물기 때문에, 온난역은 보통 시간이 지남에 따라 좁아진다. 전선시스템에 관련된 기압의 변화가 클 경우, 등기압변화 효과(Isallobaric Effect)는 매우 중요하다.

예를 들어, 한랭전선 후면에서 기압의 큰 상승은 전선이 초지균풍적(Super Geostrophic)으로 이동하는데 기여한다. 때때로 기압경도가 전 전선시스템에서 약해지기도 한다. 이 경우, 기압경도의 약화 이후 일어나는 운동은 등기압변화 효과만으로 일어난 것이다. 전선은 특히 1000-500hPa 층후값이나 300hPa 등고선과 관련이 있다. 그러므로 전선의 이동은 관련된 등고선의 이동 예측을 통해 전망할 수 있다. 전선시스템의 방향 전환점은 한랭전선이 온난전선으로 바뀌는 변환점이며, 일반적으로 지균풍속으로 움직이는 온난공기에서 등압선을 따라 이동한다(그림 3.10).

3.4 중관기상 현상의 현업예보 활용 예



[그림 3.10] 전선 전환점에서의 이동속도

3.4.1.2 전선의 발달

전선발생(Frontogenesis)은 전선대의 강화나 발달을 의미한다. 이는 수평적 온도경도의 강화에 좌우되고, 강우띠의 확대나 강우가 세지고 오래 지속되는 현상으로부터 알 수 있다. 위성영상에서는 전선발생을 전선대에서 구름 정상(꼭대기)의 온도 냉각으로 알 수 있다. 전선발생은 다음과 같을 때 일어난다.

전선의 골이 깊어지면서 전선의 양쪽에서 기압이 떨어질 때이다.
 두 개의 수렴하는 풍속대가 만날 때 이다.
 전선이 고지대를 이동할 때이다.

이 효과는 특히 온난전선을 동반하고 산맥의 풍상측에서 현저한 강화를 보인다.

전선소멸(Frontolysis)은 전선발생과 반대로 전선대의 약화를 의미한다. 이것은 수평 온도경도의 약화에 좌우되고, 강우띠가 좁아지거나 때때로 비가 금방 그치는 현상으로부터 알 수 있다. 위성영상에서는 전선소멸을 전선대의 구름 정상의 온도가 상승하는 것으로 알 수 있다. 전선소멸은 다음과 같을 때 일어난다.

전선의 양쪽에서 기압이 상승할 때이다.
 발산하는 바람장이 있을 때이다.
 지형효과가 풍하측에서 전선을 약화시킬 때이다.

3.4 중관기상 현상의 현업예보 활용 예

3.4.2 저기압

다음의 규칙은 저기압의 이동과 발달에 유용한 정보를 제공한다.

1. 이동성 저기압은 오래 머물고 천천히 움직이는 준정체성 고기압이나 저기압 쪽으로 휘어지는 경향이 있다.
2. 저기압이나 파동들이 닫힌 순환이 없고 더 이상 발달하지 않는다면, 이들은 온도풍이나 시스템의 정상에서 부는 300hPa 바람 방향으로 움직인다. 경험적으로, 이들의 이류속도는 약 $1/2 V_{thermal}$ 또는 $1/3 V_{300}$ 정도이다.
3. 열린파 저기압(Open-wave Depression)은 $4/5 V_g$ 으로 온난역 등압선 방향으로 움직이며, 이 단계에서 저기압은 일반적으로 강화될 것이다.
4. 저기압은 등기압변화 저기압(Isallobaric Low)의 전면에서의 최대기압 하강과 등기압변화의 고기압(Isallobaric High) 후면에서의 최대기압 상승을 이은 선의 방향으로 이동하게 된다. 그러나 이런 경우에는 이동 속도를 정량화할 방법은 없다.
5. 온난역에서 기압하강은 저기압이 강화되는 것을 가리킨다.
6. 파동저기압은 만약 그들이 주된(Main) 저기압에서 한랭전선을 따라 최소 600km에 있지 않으면 강화되지 않는다.
7. 한랭 공기가 저기압의 후면에서 남쪽으로 향할 때 저기압은 강화된다. 한랭 공기가 저기압의 우측에 있을 때 기압은 회복될 것이다.
8. 저기압은 폐색과정이 시작한 이후 6~12시간 동안 기압 하강이 계속된다. 그 후에는 기압강화가 멈추고, 느려지며, 보통 저기압의 본래 이동 경로의 왼쪽으로 회전한다.
9. 오래 지속된 저기압(Old Low)은 대부분 거의 이동이 없고 아주 서서히 움직이며, 저기압 중심으로부터 분리되어 폐색이 진행되면서 서서히 약화된다.

3.4 중관기상 현상의 현업예보 활용 예

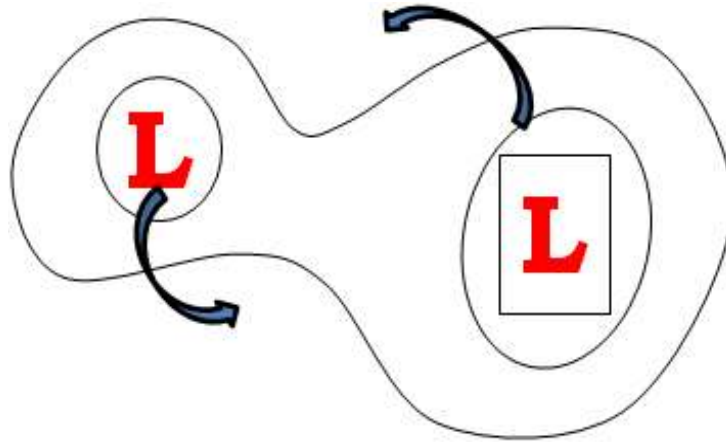
10. 상대적으로 서서히 움직이게 되는 오래된 저기압은 그림 3.11과 같이 저기압 주변에서 최대풍속의 풍향으로 움직일 것이다. 이 흐름은 점차 저기압 주변에서 전파되어 저기압의 경로는 휘어지게 됨을 기억하자. 이런 저기압은 12시간에 위도 1~2° 이상 이동하는 것이 어렵다.



[그림 3.11] 강한 기류를 만난 오래된 저기압의 이동

11. 복잡한 저기압 시스템에서, 두 개의 쌍을 이룬 저기압은 서로 주변에서 아령(Dumb-bell)의 형태를 보이는 경향이 있다(그림 3.12). 이들의 이동에 대한 상세한 예측은 어렵다.
12. 저기압의 이동을 예상하기 위해서는 연속성(Continuity)에 기초하여 저기압의 과거 기록을 이용해라.
13. 만약 이동성 저기압 전면에서의 기압 하강이 후면에서의 기압상승보다 더 크면, 저기압은 강화된다. 그리고 반대의 경우, 저기압은 약화된다.

3.4 종관기상 현상의 현업예보 활용 예



[그림 3.12] 쌍 저기압의 '아령(Dumb-bell)' 효과

3.4.3 고기압

고기압의 이동을 고찰하기 이전에 우선 다음의 네 가지 고기압 시스템을 정의하는 것이 필요하다.

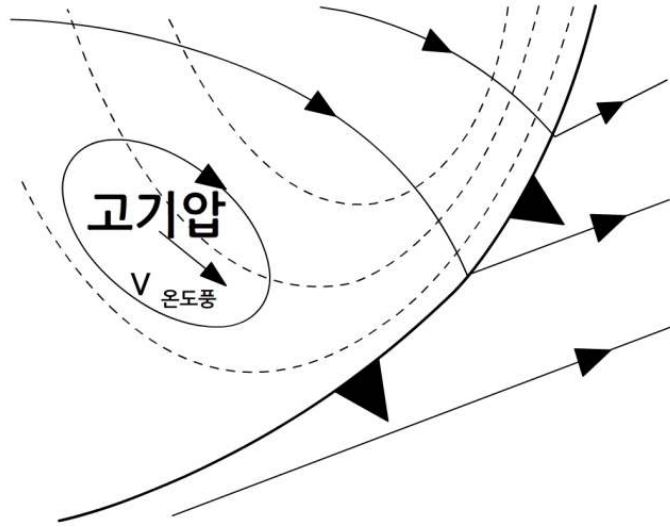
- 한랭하고 서서히 움직이는 고기압(Cold, Slow-moving Highs)
- 온난하고 서서히 움직이는 고기압(Warm, Slow-moving Highs)
- 한랭 이동고기압(Cold, Mobile Highs)
- 온난하고 서서히 움직이는 고기압으로 변하는 한랭 이동고기압(Cold, Mobile Highs Becoming Warm Slow-moving Highs)

처음 두 가지는 반영구적인 현상으로, 이들은 서서히 움직이고 일주일 정도 지속된다. 이들의 상층 바람 순환은 200hPa 정도의 고도에서 확인되며, 이들 주변의 작은 현상들은 고기압쪽으로 편향되는 경향이 있다.

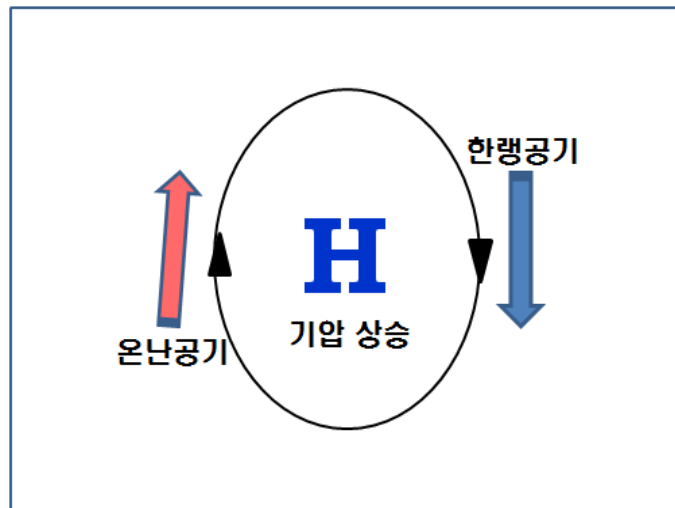
한랭한 이동성 고기압은 보통 한랭전선 통과 후에 발달한다. 그들은 상대적으로 얇은 대기에서의 현상으로, 700hPa 일기도에서 분명한 패턴을 확인하기 어려우나, 보통 온도경도(Thermal Gradient)는 뚜렷하다. 이 고기압은 비록 온도경도의 온난한 쪽인 온도풍 방향으로 이동하는 경향이 있다. 이동속도는 전형적으로 $4/5 V_{thermal}$ 이다(그림 3.13). 서쪽으로 강한 온난이류가 있고 동쪽으로 한랭이류가 있는 공기를 가진, 이동고기압은 아주 서서히 형성될 것이다. 온난공기가 고기압 주변 오른쪽으로 이류할 때, 고기압은 형성되어 온난하고 서서히 움직이는 고기압이 된다. 그리고 고기압은 약화되기 시작할 것이다(그림 3.14).

3.4 중관기상 현상의 현업예보 활용 예

기압 경향을 아는 것 외의, 고기압 시스템의 발달과 약화를 정량화하는 경험적인 규칙은 없다. 고기압은 전면에서 기압이 상승하더라도 만약 중심에서 기압이 하강하면 쇠약해진다.



[그림 3.13] 온도풍에 의해 휘어진 한랭전선 후면의 한랭 이동 고기압



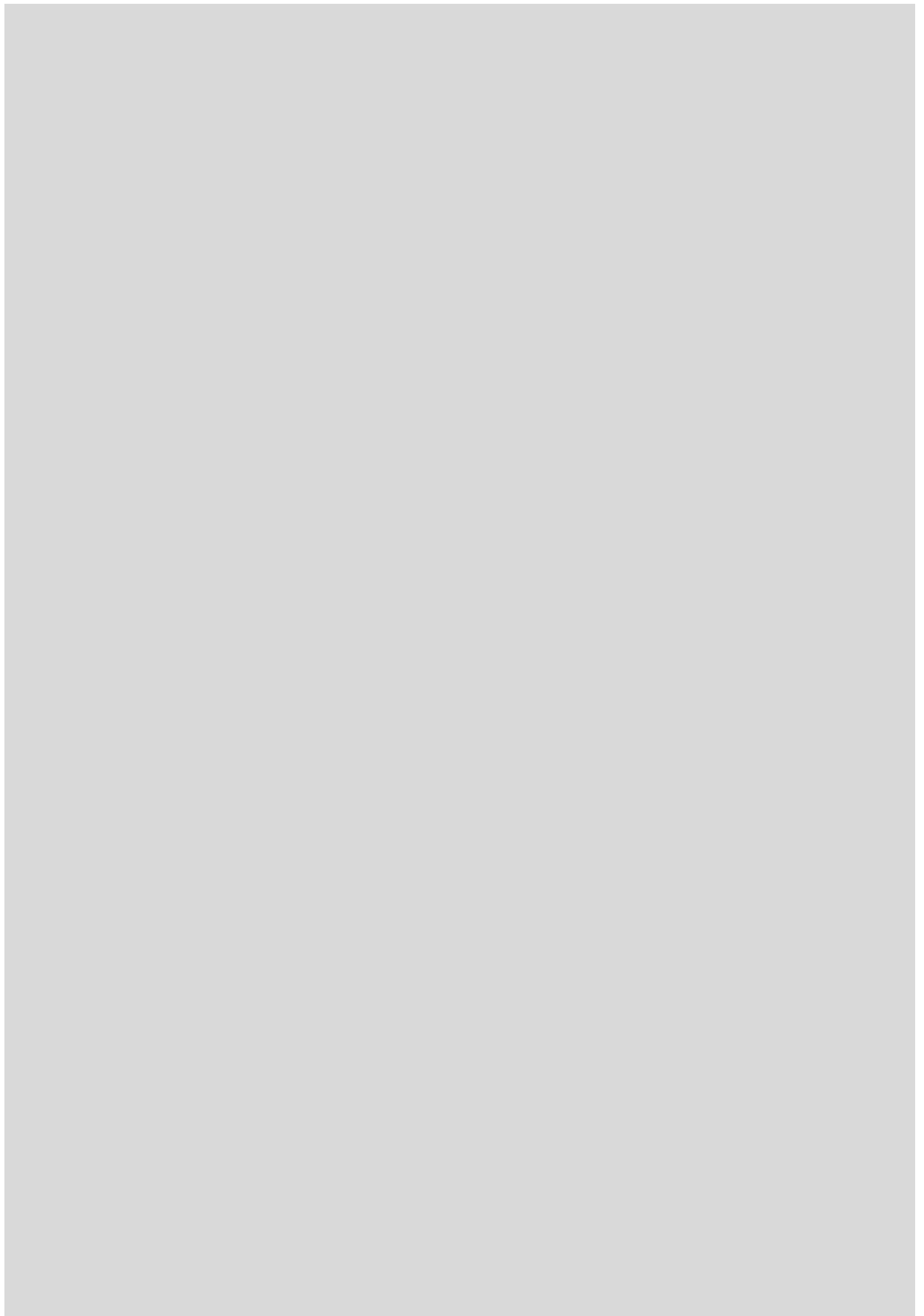
[그림 3.14] 온도이류에 의해 형성되는 고기압의 형태

연습문제

1. 예보과정에 있어서 종관 규모와 중규모 사이의 상관 관계를 예를 들어 설명하시오.
2. 종관기상 현상들 중에서 대상류와 자오면류 그리고 대상 지수에 대해서 약술하시오.

참고문헌

1. 교학연구사, 2003 : 기상분석과 일기예보
2. 시그마프레스, 1999 : 대기역학
3. Cengage Learning, 2012 : 대기환경과학
4. Oxford USA, 1992 : Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol II



4장. 전선과 온대저기압

4.1 전선

4.2 온대 저기압의 일생

4.3 온대 저기압의 3차원 구조

4.4 한대 전선 제트



학습목표

- 전선의 정의와 전선 주변 기상 요소 불연속에 대해서 이해한다.
- 온대 저기압의 생애와 3차원 구조에 대해서 이해한다.
- 한대 제트 주변의 연직 구조를 이해한다.

4.1 전선

중위도 지역에 위치한 한반도에서 계절에 무관하게 가장 변화가 심한 기상 현상을 유도하는 요소가 전선과 온대저기압이다. 특히 일반인의 기준에서 온도 변화, 바람, 강수 현상, 안개 등 직접 몸으로 체험할 수 있는 다양한 현상들이 전선과 온대저기압에 동반된다는 점에서 정확한 기상정보의 제공 요구도가 높으므로 특히 예보관들은 전선과 온대저기압에 대해서 잘 이해하고 있어야 한다. 전선을 동반하는 온대저기압과 제트기류는 중위도 지역에서의 기상현상을 역학적으로 설명하는데 매우 중요한 요소이다.

4.1 전선

4.1.1 전선의 정의

일반적으로 기상학에서 전선은 온도, 밀도 등 물리적 성질이 다른 두 개의 기단 사이, 또는 같은 기단 내에서도 변질된 기단과 덜 변질된 기단의 사이에 형성되는 경계선을 의미한다. 유체인 두 개의 기단이 접촉하게 되면 수직으로 나란하게 서는 것이 아니라 기단의 성격에 따라 연직방향으로 기울어지게 되는데, 지표면에서 연직방향으로의 연장선을 전선면(Frontal Surface) 혹은 전선지역(Frontal Zone)이라고 부른다.

사실상 기단, 전선대, 전선은 상대적인 개념으로 이해하는 것이 좋다. 왜냐하면 전선이라고 해서 수학적인 하나의 선이 아니라 실제로는 어느 정도의 폭을 가진 물리적 성질이 다른 두 기단의 전이층(Transition Layer)로 보는 것이 좋다. 일반적으로 종관규모에서 전선대는 1,000km x 100km, 전선은 1,000km x 10km 내외의 수평 규모를 가진다. 따라서 기단 규모 이상의 공간적인 범위를 가지는 지상 일기도에서 전선은 하나의 선으로 표현할 수 밖에 없다.

4.1 전선

최근 컴퓨터를 이용한 분석기술이 크게 발달하여 등압선, 등고도선, 등온선, 등풍속선 등과 같은 분석 요소들은 자동으로 분석되지만 전선만큼은 전문가의 손길을 거친 이후에야 일기도에 그려지는 것은 그 만큼 전선의 분석에 세심한 검토가 필요하고 예보에 있어서 중요한 요소라는 것을 방증하고 있다.

종관규모에서 전선은 1,000km 정도의 수평 규모를 가지지만 중규모로 내려오면 그 규모는 1km 이하로 까지 내려온다. 뇌우의 하강기류에 동반되어 나타나는 돌풍전선(Gust Front)이 그 좋은 예가 될 수 있다. 또한 많은 경우에 일기도 상에서 뚜렷하게 전선으로 구분하여 분석할 수 없을 만큼 전이층의 범위가 좁은 경우도 나타난다. 따라서 예보학에서는 전선을 기단 사이의 물리적 성질의 차이 뿐만 아니라 경계(Boundary)의 개념으로 해석하는 경우가 많다.

작은 규모의 운동은 큰 기단 사이의 차이가 아니라 육지와 해양, 강수 비강수 지역, 평지와 산악 등과 같이 환경적인 경계에 따라서도 급격하게 발달할 수 있기 때문에 예보 업무에 있어서 특히 중규모 기상현상을 분석함에 있어서 이러한 경계의 존재 여부를 신중하게 고려해야 한다.

4.1 전선

4.1.2 전선 주변의 기상 요소의 불연속

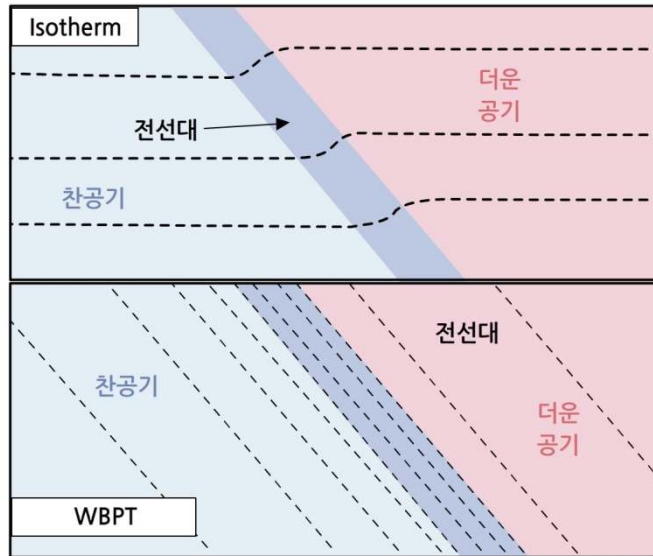
4.1.2.1 기온의 불연속

기온은 전선을 가로지를 때 가장 쉽게 인지되는 불연속 중에 하나이다. 지표면 부근에서 전선이 통과할 때 보통 현저한 기온 변화가 일어난다. 특히 한랭전선을 경계로 기온의 차이가 크게 나타난다. 항공기가 전선대를 가로질러 비행하는 경우 조종사들은 낮은 고도에서 급격한 기온변화를 경험할 수 있다. 기온의 변화의 양과 변화율은 전선의 강도에 따라 각기 다르게 나타난다. 강한 즉 폭이 좁은 전선에서는 급격하고도 큰 온도 변화가 나타나는 데 반해서, 약하거나 경계가 불분명한 전선에서는 점진적이고도 작은 정도의 변화만 나타난다.

그림 4.1은 등온선과 습구온위(θ_w)선으로 표시된 전선의 연직분포를 나타낸 것이다. 습구온위(θ_w)선은 교차하지 않고 전선과 나란히 놓여 일직선을 이루며, 수평 경도가 큰 부분은 전선대를 나타낸다. 두 기단을 분리하는 전선은 그림 4.1과 같이 찬 공기 쪽으로 기울어져 있다. 그러나 전선의 기울기는 실제보다 과장되어 가파르게 묘사되었음에 유의하여야 한다.

실제 전선의 기울기는 1:100 정도이다. 따뜻한 공기와 찬 공기는 밀도가 다르기 때문에 두 공기는 서로 섞이지 않고, 보통 따뜻하고 가벼운 공기가 차갑고 무거운 공기 위로 올라가는 상승 운동이 존재한다. 이러한 상승 운동은 팽창과 단열냉각을 이끌고, 순차적으로 응결, 구름의 형성, 그리고 비를 내리게 한다. 전선이 이동하여 지표면의 찬 공기를 따뜻한 공기로 교체하는 전선을 온난전선(Warm Front)이라고 한다. 반대로 따뜻한 공기를 찬 공기로 교체하는 전선이 한랭전선(Cold Front)이라고 불린다. 비록 온난전선과 한랭전선이 서로 다른 특징을 보이지만, 두 전선 사이에 열적 구조가 다른 것은 아님을 기억해야 한다. 예를 들어, 그림 4.1의 전선이 온난전선인지 한랭전선인지 구분하여 말하는 것은 불가능하다.

4.1 전선



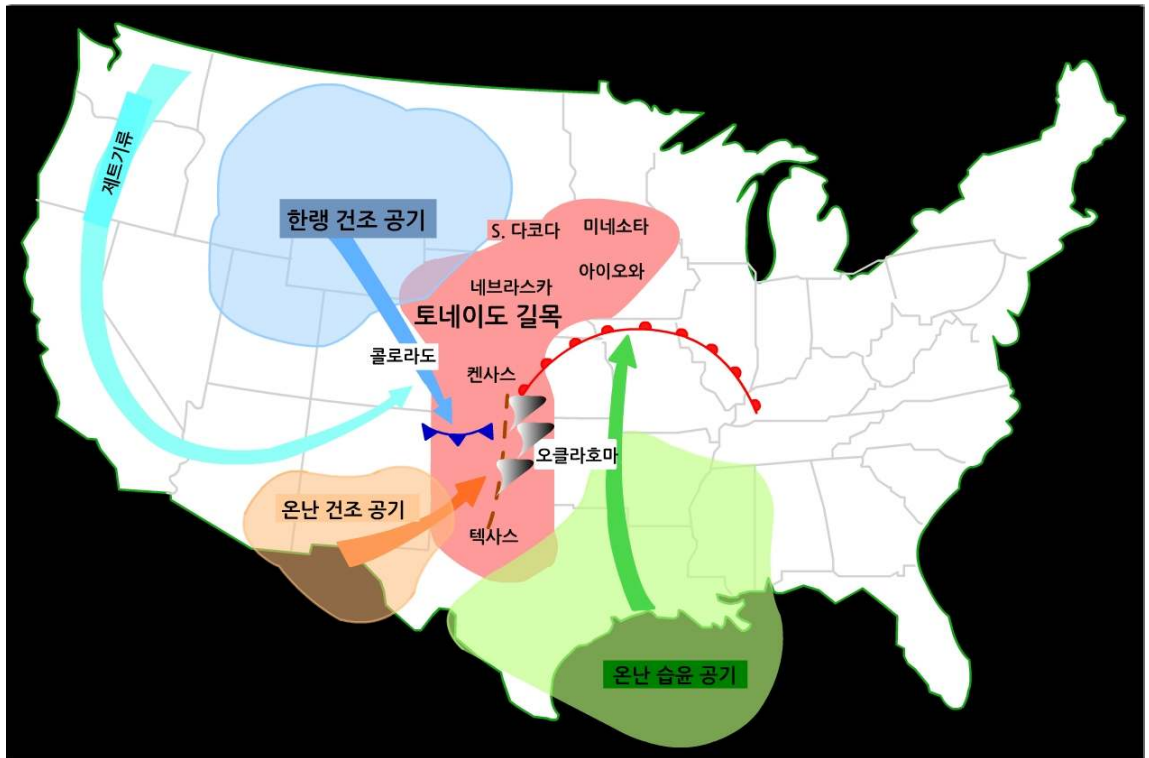
[그림 4.1] 등온선(위)과 등 θ_w 선(아래)으로 표시된 전선 부근의 기온 변화

4.1.2.2 노점온도의 불연속

일기도 상에서 온도 불연속이 작게 나타나는 경우에도 습도의 차이에 따라서 중규모 악기상들이 발생할 수 있다. 이러한 점에서 노점 온도의 차이를 분석하는 것도 매우 유용하다. 일반적으로 찬 공기는 따뜻한 공기보다 건조하기 때문에 노점 온도는 따뜻한 공기보다 찬 공기에서 낮게 나타난다. 북미 대륙이나 인도 대륙 부근에서 주로 봄철에 해양으로부터 유입되는 기류와 대륙으로부터 이동하는 기류가 경계를 이루는 경우가 발생하는데, 이 경우에는 기온이 차이는 거의 구별하기 힘들다.

이때 두 기단의 경계를 구분할 수 있도록 도움을 주는 것이 노점 온도 차이이다. 이렇게 노점온도가 뚜렷하게 차이를 보이는 지역을 연결한 선을 건조선(Dry Line) 혹은 노점선(Dew Point Line)이라고 부른다. 그림 4.2는 미국 대평원 지역에서 강한 대륙성 스톱과 토네이도를 야기하는 종관 환경을 보여주고 있다.

4.1 전선



[그림 4.2] 봄철 미국 대평원에서 강한 대류활동과 관련된 건조선(갈색 점선) 분석 예

그림 4.2에서 뚜렷한 기온 차이를 보이는 기단들의 경계인 한랭전선이나 온난전선과는 별도로 온난 건조한 공기와 온난 다습한 공기가 미국 중부 지역에서 만나고 있는 것을 볼 수 있다. 동일한 기온에서 온난 건조한 공기의 밀도는 온난 다습한 공기에 비해서 높기 때문에 마치 한랭전선에서의 형태와 같이 온난 건조한 공기가 온난 다습한 공기를 파고들어서 강제 상승력을 만들어 내게 되고 그 결과 강한 대류활동이 발생하는 것이다.

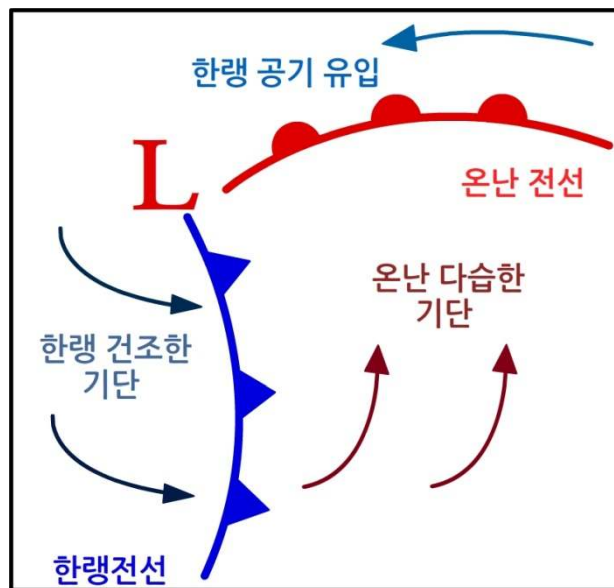
특히 토네이도를 포함하는 강한 대류성 스톰들이 건조선 주변에서 발생하고 있는데, 미국의 텍사스, 오클라호마, 캔자스 지역에서 발생하는 늦은 봄에서 초여름 사이의 강한 대류성 스톰들은 멕시코 만으로부터 공급되는 온난다습한 공기와 남서쪽 사막지역으로부터 유입되는 공기가 충돌할 때 발생한다.

이러한 형태의 전선은 미국뿐만 아니라 아시아 지역에서도 나타나는데 몬순 활동의 영향을 주로 받는 인도 북서부와 중국 남부지방에서의 초여름 강한 대류성 스톰들의 발생도 건조선이 중요한 역할을 수행한다.

4.1 전선

4.1.2.3 바람의 불연속

지표면 부근의 저기압은 지표면과의 마찰력의 영향으로 등압선을 가로질러 중심을 향해서 바람이 불어 들어가는 형태를 보이는 경우가 많지만, 이를 유선 형태로 분석하면 일반적으로 바람은 등압선을 따라서 나란하게 부는 것이 일반적이며, 특히 상층으로 갈수록 지균풍에 가까워지기 때문에 이러한 특성은 더욱 뚜렷하게 나타난다. 그림 4.3은 가장 일반적인 전선 부근의 풍향의 분포를 보여주고 있다.



[그림 4.3] 전선 부근의 풍향 변화 예시

북반구 중위도의 경우 한랭전선은 한랭 건조한 기단과 온난 습윤한 기단 사이에서 발생하며 이때 바람은 한랭전선 후면에서는 북서에서 서풍 계열이 한랭전선 전면에서는 남서 계열의 바람이 불며, 온난전선의 전면에서는 동풍 계열의 바람이 부는 것이 일반적이다.

이러한 전선부근의 바람 변화는 예보관이 일기도 상에서 전선의 위치를 직관적으로 파악하는데 매우 유리하다. 특히 기압과 온도에 대한 정보가 많지 않은 해양이나 관측소가 부족한 대륙에서 개략적인 전선의 위치는 바람의 변화를 통해서 파악할 수 있다. 북반구 중위도의 바람은 상층으로 갈수록 서풍계열로 바뀌는 경우가 대부분이다.

4.1 전선

따라서 한랭전선의 경우에는 지표면에서 상층으로 갈수록 바람의 방향이 반시계 방향으로 바뀌는 반전(Backing) 현상이, 온난전선의 경우에는 바람이 시계방향으로 바뀌는 순전(Veering) 현상이 일반적이다. 다만, 중규모 운동의 경우에는 강한 대류성 스톰의 주변에서는 돌풍전선을 따라 바람이 순전하면서 스톰을 향한 상대적인 유입기류가 형성되는 경우가 많다.

4.1.2.4 기압의 불연속

전선은 보통 기압골을 따라 존재하기 때문에 전선의 양쪽에서의 기압은 전선면 보다 높게 나타나는 것이 일반적이다. 따라서 전선이 관측소를 향해서 접근하고 있을 때 기압은 감소하고 전선이 통과하고 난 후에는 급격히 증가하는 것이 일반적이다. 전선을 가로질러 비행하는 경우에는 이러한 기압 변화에 따라 고도계를 수정해 주어야 하기 때문에 항공기상정보를 제공하는 예보관은 항공기가 항로상에서 전선을 통과할 것으로 예상될 경우에는 그 개략적인 위치를 브리핑에 포함시켜야 한다.

일반적으로 전선은 많은 구름과 강수를 동반하기 때문에 일반적으로 기압이 떨어진다는 것과 악천후의 접근을 서로 연관시켜 왔다. 그렇지만 예보를 생산함에 있어서 이러한 규칙은 조심스럽게 적용해야 한다. 왜냐하면 모든 전선이 주기압골에 존재하는 것은 아니기 때문이다. 기압골은 가끔 전선으로부터 떨어진 곳에서 존재하며, 뚜렷한 기압차 없이 수렴되어 상승할 때 발달하기도 하기 때문이다.

4.1.3 전선의 분류

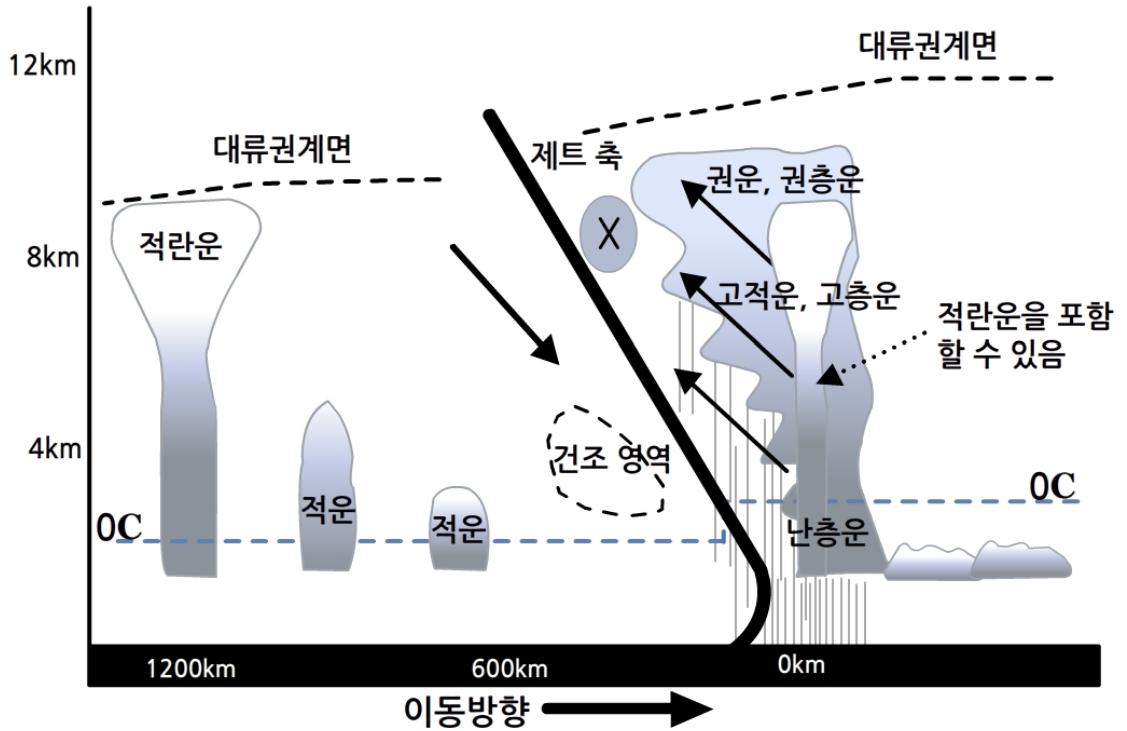
전선은 기단의 종류에 따라 북극 전선(Arctic Front), 한대 전선(Polar Front), 열대 전선(Tropical Front) 등으로 분류할 수 있고, 기단의 운동에 따라 온난 전선(Warm Front), 한랭 전선(Cold Front), 폐쇄 전선(Occluded Front), 정체 전선(Stationary Front) 등으로 분류할 수 있으며, 전선의 활동 여부에 따라 활성 전선(Active Front), 비활성 전선(Inactive Front)로 분류할 수 있다.

마지막으로 전선면을 따라 난기의 상승 여부에 따라 활승 전선(Ana Front) 관 활강 전선(Kata Front)로 분류할 수 있다.

4.1 전선

4.1.3.1 한랭전선

온대저기압의 후면부에 있으며, 한랭한 공기가 온난한 공기 쪽으로 이동해 파고들면서 온난습윤한 공기를 강제로 상승시키는 형태의 전선을 말한다(그림 4.4 참조). 한랭전선은 한랭한 공기가 온난한 공기 속을 썬기 모양으로 진행되는 전면에 위치한다. 한랭전선은 일반적으로 느리게 이동하는 형과 빠르게 이동하는 형으로 나눌 수 있다. 느리게 이동하는 한랭전선은 다시 안정한 온난공기를 상승시키는 경우와 불안정한 온난공기를 상승시키는 경우로 나누어진다.



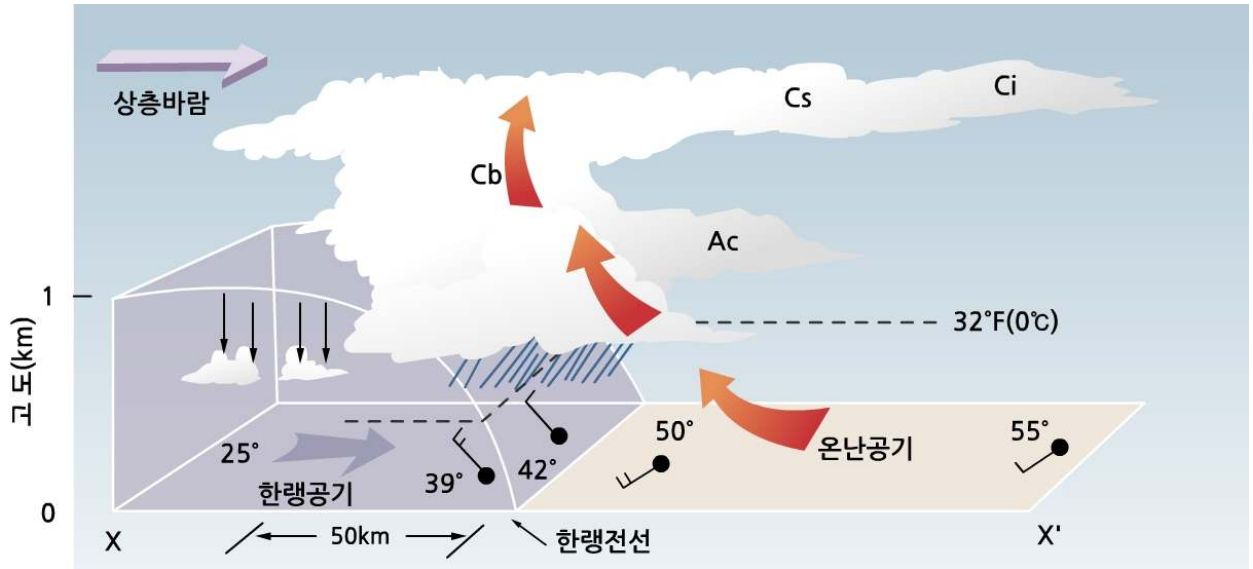
[그림 4.4] 한랭전선의 연직단면 모식도

1) 빠르게 이동하는 한랭 전선

빠르게 이동하는 한랭전선은 그림 4.5와 같이 전선을 경계로 하여 활동적이며, 기압 변화가 크게 나타난다. 전선의 이동 속도가 빨라서 전선의 기울기가 크며, 전선 부근에서는 온난한 공기의 급격한 상승으로 적란운이 주로 생성되나, 그 범위는 다소 협소하다. 전선이 통과하면 날씨는 좋아지나 강한 돌풍성의 바람은 전선 통과 후에도 상당히 오랜 시간 동안 지속되기도 한다. 한랭공기의 속도는 빠르고 급하게 증가하므로 전선면의 바로 하층에는 빠른 속도로 지표면을 향해 불어 내려가는 기류가 있다. 이 기류는 단열 승온되므로 전선 양쪽의 본래 기온차가 해소되어 버린다.

4.1 전선

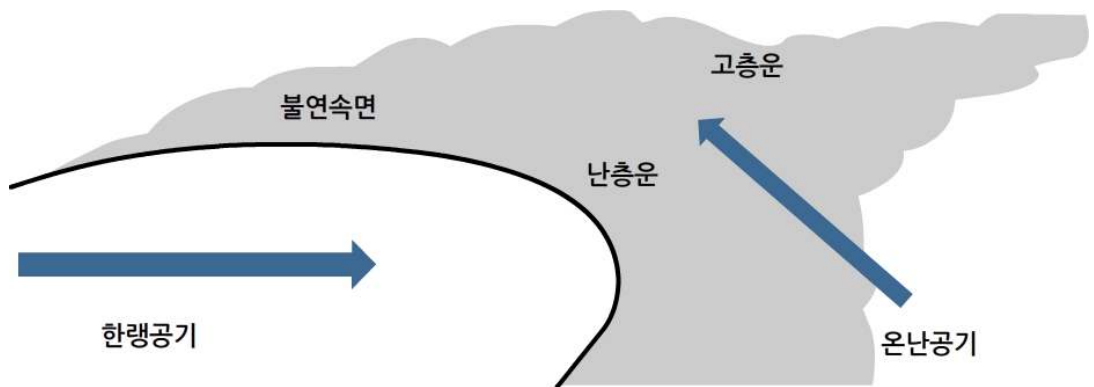
그래서 기온의 급격한 하강은 한랭전선의 뒤쪽 400~500km되는 곳에 나타나는데, 풍향의 변화는 없어도 기온의 불연속이란 점에서 볼 때 이것도 전선이라 할 수 있다. 그러나 같은 기단 내에서 형성되므로 이것은 위전선(False Front, Pseudo Front)이라고 한다.



[그림 4.5] 빠르게 이동하는 한랭 전선 모식도(대기환경과학)

2) 느린 한랭전선과 안정한 온난공기

느리게 이동하는 한랭전선에 있어서의 기상 현상은 빠르게 이동하는 한랭전선에서 일어나는 기상 현상과는 다르다. 그림 4.6과 같이 만일 온난한 공기가 안정하다면 난층운은 전선의 바로 위에 형성될 것이고, 전선이 통과한 후에도 한랭기단을 통하여 비가 내릴 것이다. 한랭전선이 쇠약하다면 비도 구름도 형성되지 않을 것이다.

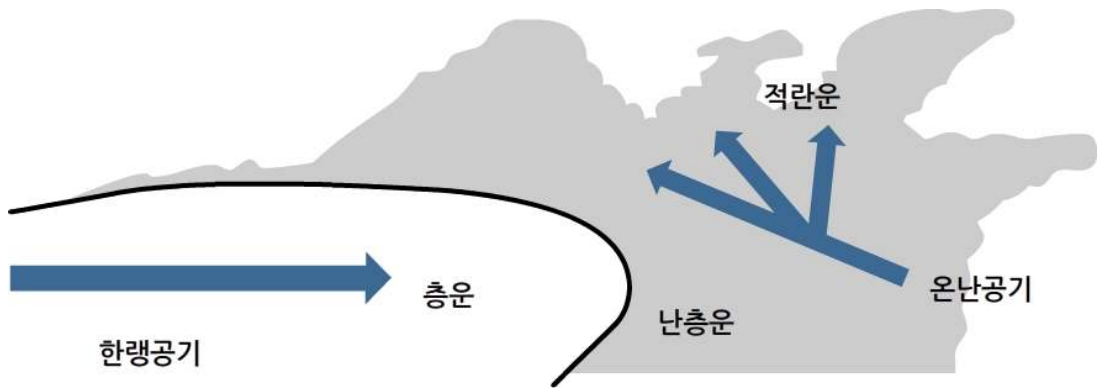


[그림 4.6] 안정한 온난공기 쪽으로 느리게 이동하는 한랭 전선의 예

4.1 전선

3) 느린 한랭전선과 불안정한 온난공기

한랭 전선이 상대적으로 느리게 움직이고 있다고 하더라도, 한랭전선 위로 불안정하고 대단히 습윤한 공기가 밀려올라 간다면 그림 4.7과 같이 적란운이 형성되어 소낙성 비가 내리며, 이 때 비의 대부분은 전선이 통과한 후에 한랭기단을 통하여 내릴 것이다. 전형적으로 하층에 생기는 난층운에서 내리는 줄기찬 폭우와 그 위에 탐상으로 솟아오르는 적란운에서 내리는 호우가 번갈아 나타난다.



[그림 4.7] 불안정한 온난공기 쪽으로 느리게 이동하는 한랭 전선의 예

4.1 전선

4) 한랭 전선 주변의 주요 기상 현상

일반적으로 한랭 전선은 서로 접촉하고 있는 기단의 물리적 성질 차이가 크기 때문에 스콜선, 강한 뇌우, 집중호우, 착빙, 돌풍, 우박 등과 같은 비교적 위험한 기상현상이 자주 발생한다. 아래 [표 4.1]은 한랭 전선 주변의 주요 기상 현상을 정리한 것이다.

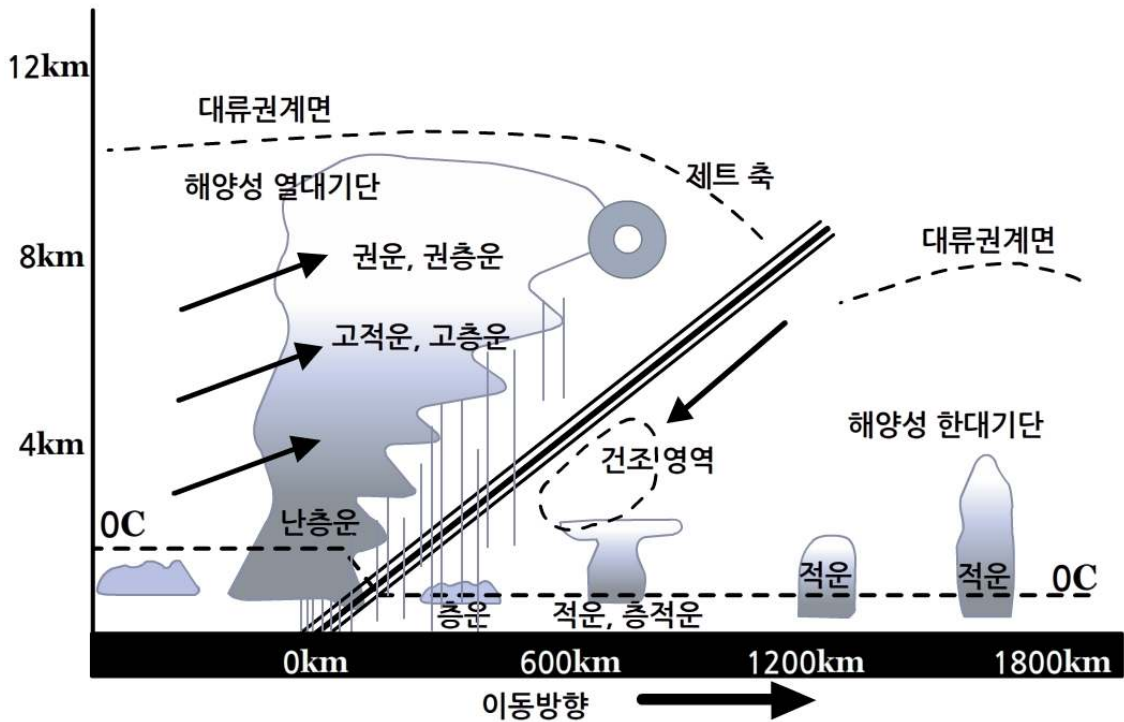
[표 4.1] 한랭 전선 주변의 주요 기상 현상 변화

경 사	보통 1:30~1:100 정도이고, 활동성 전선일수록 경사가 더 가파름
	평균 1:70 정도임
구 립	층운(<i>Str</i>)의 두꺼운 층. 몇몇 활동성 한랭전선은 가끔 적란운(<i>Cb</i>)을 포함하고, 몇몇은 주로 대류성 구름으로 구성됨. 전선 후면에는 대류성이고 부서진 구름이 위치함
기 상	지상전선 주변에 아주 좁은 강우띠(<i>Rain Band</i>)가 위치하여 전선에서 소나기가 내림. 적란운(<i>Cb</i>)이 존재할 때에는 우박이나 뇌우의 위험도 있음
온 도	보통 온도는 하강함. 그러나 전선 통과 후 맑은 곳에서는 일사 때문에 상승할 수도 있음
이 슬 점	전선이 통과할 때, 하강함
시 정	강수 중에는 보통이고, 전선 통과 후에는 급격히 향상되어 좋아짐
기 압	전선이 접근함에 따라 기압이 하강하고, 전선 통과 시나 후에는 급격히 상승함
지 상 풍	풍향은 전선 통과 전에 약간 반전(<i>Backing</i>) 통과할 때 급격히 순전(<i>Veering</i>)
상 층 풍	지상전선 통과 후 고도가 높아짐에 따라 풍향은 반전
이 동	시속 35~50km 정도

4.1 전선

4.1.3.2 온난전선

온대저기압의 전면부에 있으며, 온난한 공기가 한랭한 공기 쪽으로 이동해 가는 전선을 말한다(그림 4.8 참조). 온난전선이 통과할 때의 기압, 기온 및 바람 등의 변화는 한랭전선만큼 뚜렷하지 않을 때가 많다. 이것은 전선면의 기울기가 일반적으로 완만하기 때문이다. 즉, 온난공기 아래에 있는 한랭공기의 두께는 전선 부근에서 대단히 얇아서 지표면 근처의 가열·증발 및 강수 등에 의하여 변질이 쉽게 일어나므로 전선을 경계로 양쪽 기단의 성질 차이가 작아지기 때문이다.



[그림 4.8] 온난전선의 연직단면 모식도

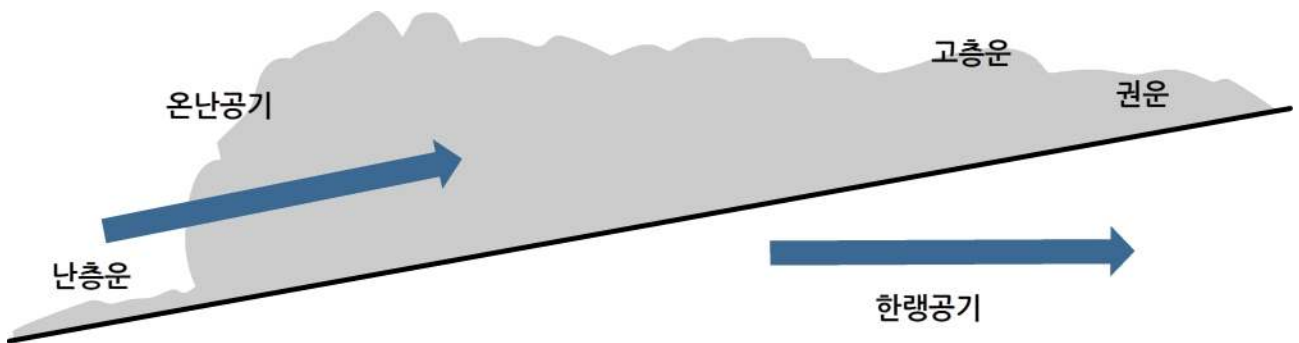
1) 온난 전선과 안정한 온난공기

온난전선이 진행함에 따라 한랭한 공기 위로 상승하는 온난한 공기는 층운형의 구름을 생성한다. 이는 공기의 상승이 서서히 일어나고, 안정한 공기 중에서 요란이 일어나지 않기 때문이다. 공기는 상승하면서 냉각되어 층운(Stratus), 난층운(Nimbostratus), 고층운(Altostratus), 권층운(Cirrostratus), 권운(Cirrus)의 순서대로 형성한다. 상승의 초기에는 강수가 심하지만, 점차 감소하여 6km 또는 그 이상의 고도에서는 비교적 건조한 권운이 형성된다. 그림 4.9는 안정한 온난공기에 의해 발생하는 온난전선에서 생성되는 구름을 보인 것이다.

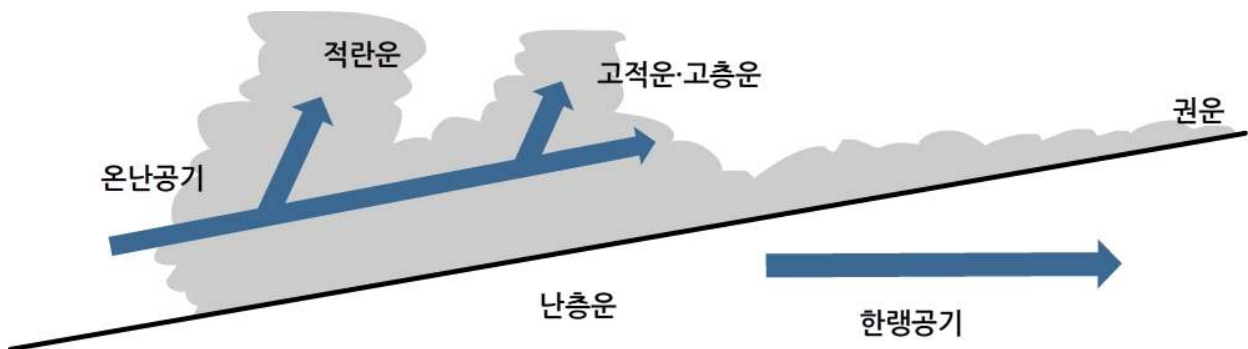
4.1 전선

2) 온난 전선과 불안정한 온난공기

불안정한 온난공기는 한층 격렬한 기상을 초래한다. 요란이 심해지고, 불안정한 공기는 상승기류를 일으켜 전선의 전방에 적란운과 뇌우를 발생시킨다. 따라서 강수는 한결같지 않고 세찬 폭우와 안개비가 교대로 내리며, 동시에 뇌우도 발생한다. 그림 4.10은 불안정한 온난공기에 의해 발생하는 온난전선에서 생성되는 구름을 보인 것이다.



[그림 4.9] 안정한 온난공기에 의한 온난전선에서 생성된 구름의 예



[그림 4.10] 불안정한 온난공기에 의한 온난전선에서 생성된 구름의 예

4.1 전선

3) 온난 전선 주변의 주요 기상 현상

온난전선 전면의 광범위한 강수대는 하층에 층운이나 안개를 자주 발생시킨다. 이 경우, 강수는 한랭한 공기에 수증기를 공급하여 포화상태에 이르게 하므로 수천km²의 넓은 지역에 걸쳐 저고도 실링Ceiling과 악시정을 일으키기도 한다. 만일 이 때 한랭공기의 온도가 어는점 이하인 경우 강수는 어는 비나 얼음싸라기의 형태로 나타난다.

불안정한 온난한 공기가 동반된 온난전선이 통과할 때 하절기에는 뇌우 발생확률이 높으며, 동절기에는 심한 착빙이 발생하여 매우 위험한 기상을 초래하기도 한다. 하층 바람시어(Low-level Wind Shear)는 온난전선의 전방에서 6시간 이상 지속되기도 하므로 오랜 기간 동안 악기상이 유지되는 경우도 있다. [표 4.2]는 온난 전선 주변의 주요 기상 현상을 정리한 것이다.

[표 4.2] 온난 전선 주변의 주요 기상 현상 변화

경 사	보통 1:100~1:200이고, 활동성 전선일수록 경사가 더 가파름
	평균 1:150 정도임
구 립	상층 운량이 증가, 전선에 접근함에 따라 두껍고 낮음. 지상전선의 800 km 전방에서 상층 구름의 가장자리가 먼저 접근함
기 상	지상전선의 약 200~400 km 전방에서 약한 비가 내리고, 지상전선 부근에서는 보통의 비가 내리며, 통과 후에는 비가 그침. 온난역에서는 약한 비나 이슬비(Drizzle)가 산발적으로 발생할 수 있음
온 도	전선이 통과할 때 온도는 상승하나, 비가 내리면 온도가 낮아지기 때문에 반드시 상승하는 것은 아님
이슬 점	전선이 통과하기 전에 상승하기 시작하고, 전선이 통과할 때 푹 떨어짐
시 정	전선이 통과하기 전에 좋고, 강수 중에는 보통이었다가 온난역에서는 가깝나쁨
기 압	전선이 접근함에 따라 기압이 점점 더 하강. 일반적으로 기압은 온난역에서 크게 변하지 않으나, 저기압이 강해질수록 계속적으로 하강할 수 있음
지 상 풍	전선이 통과하기 전에 반전이고 풍속이 증가함. 통과할 때 순전
상 층 풍	지상전선의 전면에서는 고도가 높아짐에 따라 풍향은 순전
이 동	시속 25~35km 정도(한랭전선의 절반정도)

4.1 전선

4.1.3.3 폐색 전선

온대저기압이 발달하는 과정의 마지막 단계로, 보통 35km/h의 이동 속도를 보이는 한랭전선이, 25km/h의 이동 속도를 보이는 온난전선을 추월하여 합쳐짐으로써 폐색상태가 된 전선을 말한다(그림 4.11 참조).

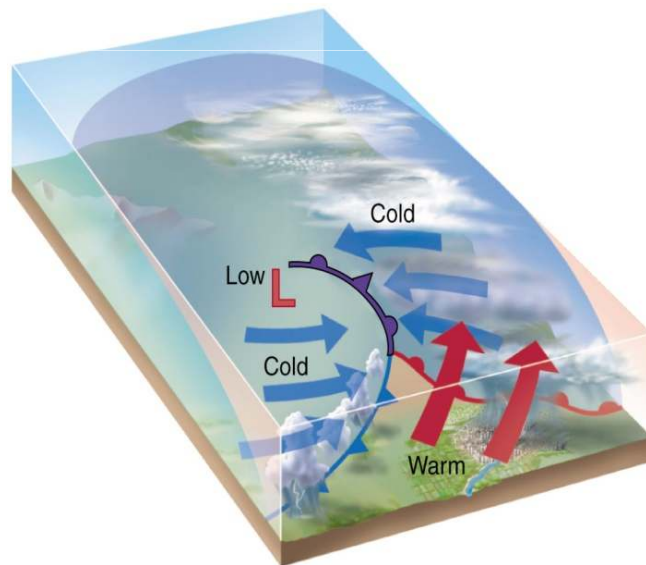
저기압 주위에서 한랭전선이 온난전선보다 빨리 진행하는 경우, 온난전선은 그림과 같이 상공으로 밀려 올라간다. 이 때 폐색전선에서는 매우 높은 곳에 구름이 생겨 산맥 등에 강한 비를 내리게 하는 일도 있다. 한랭전선과 온난전선의 양쪽에서 기온차가 상당히 크게 나타나므로 이것으로 전선을 찾아낼 수 있으나, 폐색전선에서는 전선 양쪽의 기온차가 그리 크게 나타나지 않는 것이 보통이다.

4.1 전선

지상에서 보면, 전선의 폐색이 일어나면 따뜻한 공기는 저기압 중심으로부터 떨어져(폐색) 나오게 된다. 이때 폐색 전선과 온난 전선 그리고 한랭전선이 만나는 점을 삼각점이라고 부른다. 폐색은 온난 폐색과 한랭 폐색으로 나눌 수 있는데, 폐색과정에서 한랭전선 후방의 공기가 보다 차기 때문에 전방의 찬 공기 밑으로 파고들 때는 한랭 폐색 전선이 생기고, 반대로 온난전선 전방에 보다 찬 공기가 있을 때는 온난 폐색전선이 생긴다.

완전한 폐색 상태가 이루어지면 저기압 주변은 찬 공기로 둘러싸여 저기압 중심은 점점 매몰된다. 폐색전선에서의 기상 현상은 한랭전선과 온난전선의 기상 현상이 혼합되어서 나타난다.

즉, 한랭전선의 특징인 스콜선 및 뇌우, 온난전선의 특징인 낮은 구름이 겹쳐서 나타난다. 게다가 강한 바람은 폐색전선의 북쪽 끝에 있는 강한 저기압 주위에서 나타난다. 따라서 예보관들은 폐색전선에서 기상 상태가 급격히 변하고, 폐색전선의 발달 초기에 악화된다는 사실에 유의해야 한다.



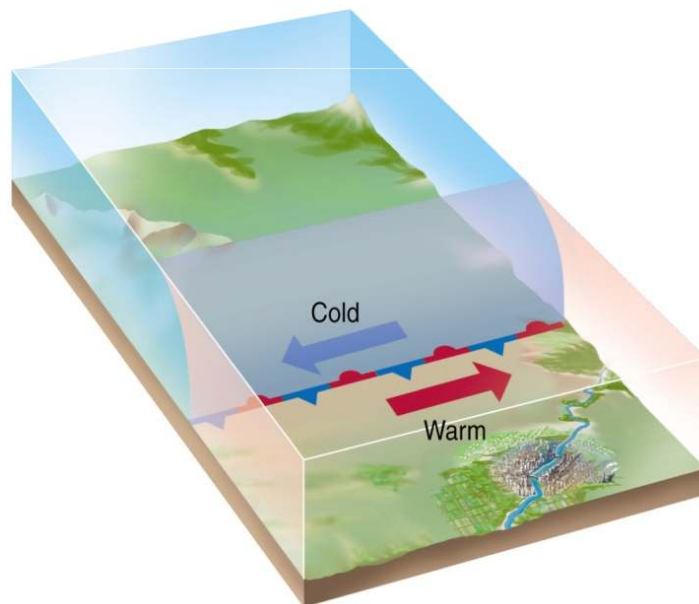
[그림 4.11] 폐색 전선의 3차원 모식도

4.1 전선

4.1.3.4 정체 전선

그림 4. 12와 같이 정체전선은 온대저기압의 초기 단계나 2개의 기단이 균형을 이루어서 어느 한 기단이 다른 기단을 침투하지 못하고 경계면이 위도와 거의 평행하게 길게 형성되어 균형을 이루고 있는 상태에서 발생하며 비교적 긴 시간 동안 그 형태를 유지한다. 이 전선의 특징은 동서 방향으로 이동보다는 남북으로 진동하는 일이 많으며, 어떤 때는 온난전선과 같은 성질을 나타내고, 어떤 때는 한랭전선과 같은 성질을 나타낸다.

보통 5kts 이하로 이동하며 이 전선을 정체전선이라고 부른다. 일반적으로 정체전선에 동반된 날씨는 온난전선과 비슷하여 한랭기단 쪽이 나쁘고 대체로 그 강도는 약하다. 정체전선이 동반되면 비행에 위험한 기상조건이 한 지역 내에서 여러 날 동안 계속된다. 정체전선 상에는 약한 저기압이 여러 개 연결되어 있는 일이 많으며, 대표적으로 우리나라 여름철 장마전선은 이와 같은 정체전선의 일종이다.



[그림 4.12] 정체 전선의 3차원 모식도

4.1 전선

4.1.3.5 활승 전선과 활강 전선

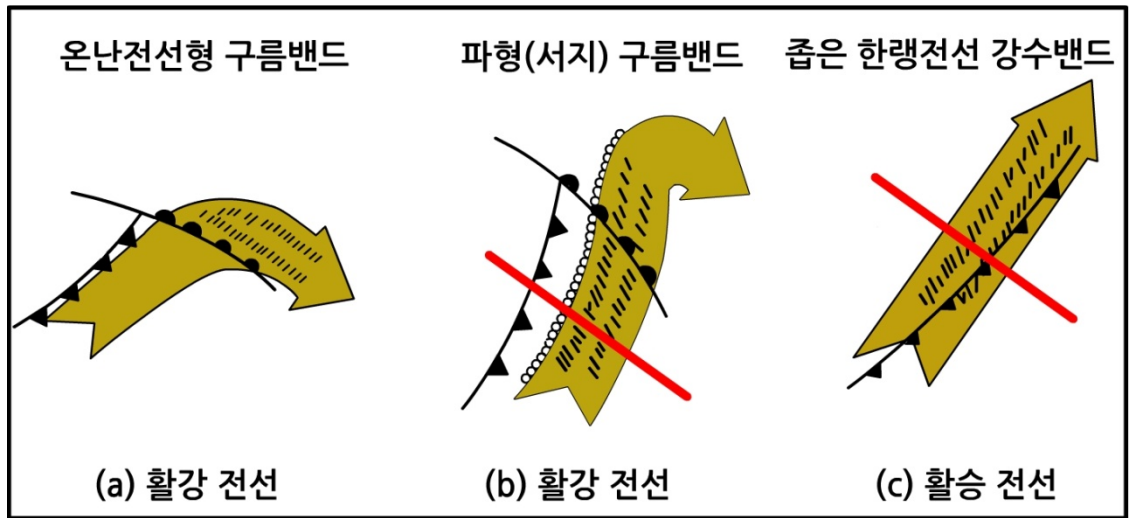
전선면 부근에서의 온난한 공기가 하강하거나 상승하는 정도에 따라 활승 전선(Ana Front)과 활강 전선(Kata Front)으로 구분한다.

1985년 Browning에 의해서 제시된 이 전선 개념에 따르면, 중위도 온대 저기압의 구름과 강수 형태는 등온위 공기면 위를 움직이는 스톱-상대 운동의 결과로 발생하는 것으로 본다.

컨베이어 벨트 모델에 입각한 이 전선 이론은 상층 기압골의 전면에서 발생하는 경압불안정에 의한 상승 구역 내의 “온난 컨베이어 벨트”와 관련된 구름의 형태 분석을 통해서 발견된 것이다(컨베이어 벨트 모델은 6장에서 상세하게 다루기로 하겠다.).

온난 컨베이어 벨트 속의 공기는 한랭 전선의 길이를 따라 흘러가며 이 기류 중에 일부는 지상 전선의 전면에서 저고도 제트 역할을 수행하게 된다. 대부분의 기류가 한랭 전선을 따라 흘러가게 되지만 적은 양의 기류는 한랭 전선을 가로질러 흘러가면서 전선의 구조를 유지하는데 매우 중요한 역할을 수행한다. 그림 4.13은 컨베이어 벨트 이론에 따른 강수 밴드와 관련된 활승 전선과 활강 전선의 모식도이다.

4.1 전선

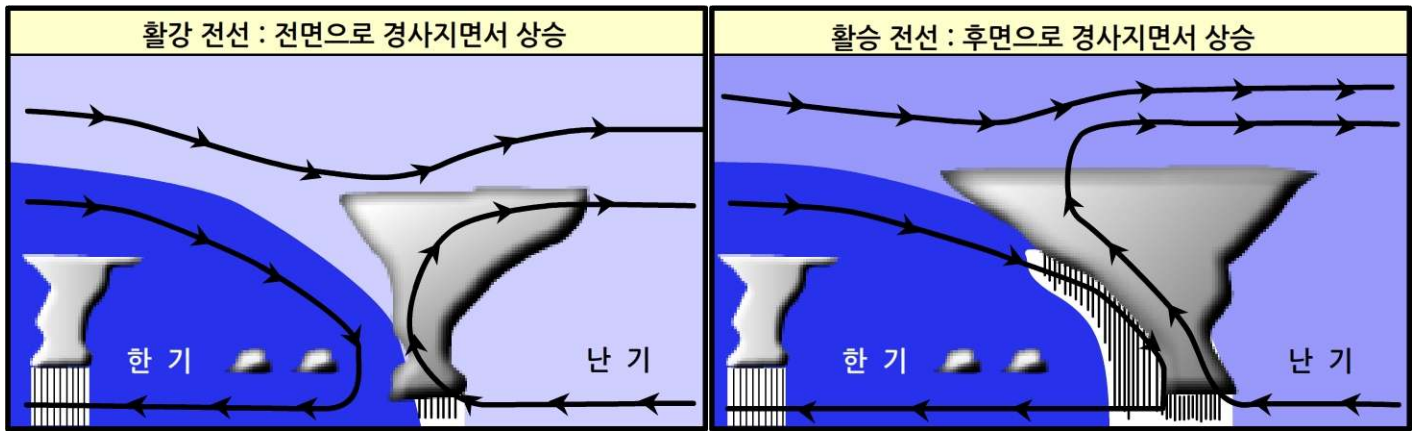


[그림 4.13] 컨베이어 벨트에 의한 활강 전선((a),(b))과 활승 전선(c) 형성 모식도

황색으로 채워진 화살표 지역은 등온위면에 대한 상대적인 온난 컨베이어 벨트의 흐름을 보여주며 화살표 지역 내에 빗금 친 부분은 강수 밴드의 위치를 보여주고 있다. 전선에 상대적인 흐름은 활강 전선의 경우에는 전선의 전면부에 위치하고, 활승 전선의 경우에는 전선(특히 한랭전선)의 후방에 위치한다. 이러한 형태의 온난 컨베이어 벨트가 형성되면 한랭전선을 가로질러 2차 순환이 발생하고 독특한 형태의 활강 및 활승 전선이 형성된다.

그림 4.14는 그림 4.13의 적색 선을 따라 컨베이어 벨트 지역과 한랭 전선을 가로지른 연직 단면도이다.

4.1 전선



[그림 4.14] 활강 전선(좌)과 활승 전선(우)을 가로지는 상대기류의 모식도

온난 컨베이어 벨트 내의 공기가 한랭 전선의 이동에 대해 상대적으로 전 방향으로 움직이는 운동 벡터 즉 유입 기류 요소를 가지면 강한 한랭 공기를 따라 급하게 상승하게 되고, 한랭 전선의 전면의 비교적 좁은 지역에서 상승 운동과 강한 강수 현상이 발생하게 하는데 이러한 전선을 활강 전선(Kata Front)라고 부른다.

이와 반대로 온난 컨베이어 벨트에 동반되는 기류가 한랭전선에 동반된 공기와 충돌한 후 바로 전방을 향하지 않고 한랭 전선의 후방을 향하는 상승 운동 성분을 가지는 경우를 활승 전선(Ana Front)이라고 부른다.

따라서 활승 전선과 활강 전선은 기류 그 자체에 의해서 결정되는 것이 아니라 한랭 전선에 상대적인 기류의 방향에 따른 상승 운동의 크기에 따라서 결정되기 때문에 온난 컨베이어 벨트뿐만 아니라 한랭 전선의 이동 벡터도 활승/활강 전선의 형성과 강도에 영향을 미친다.

4.1 전선

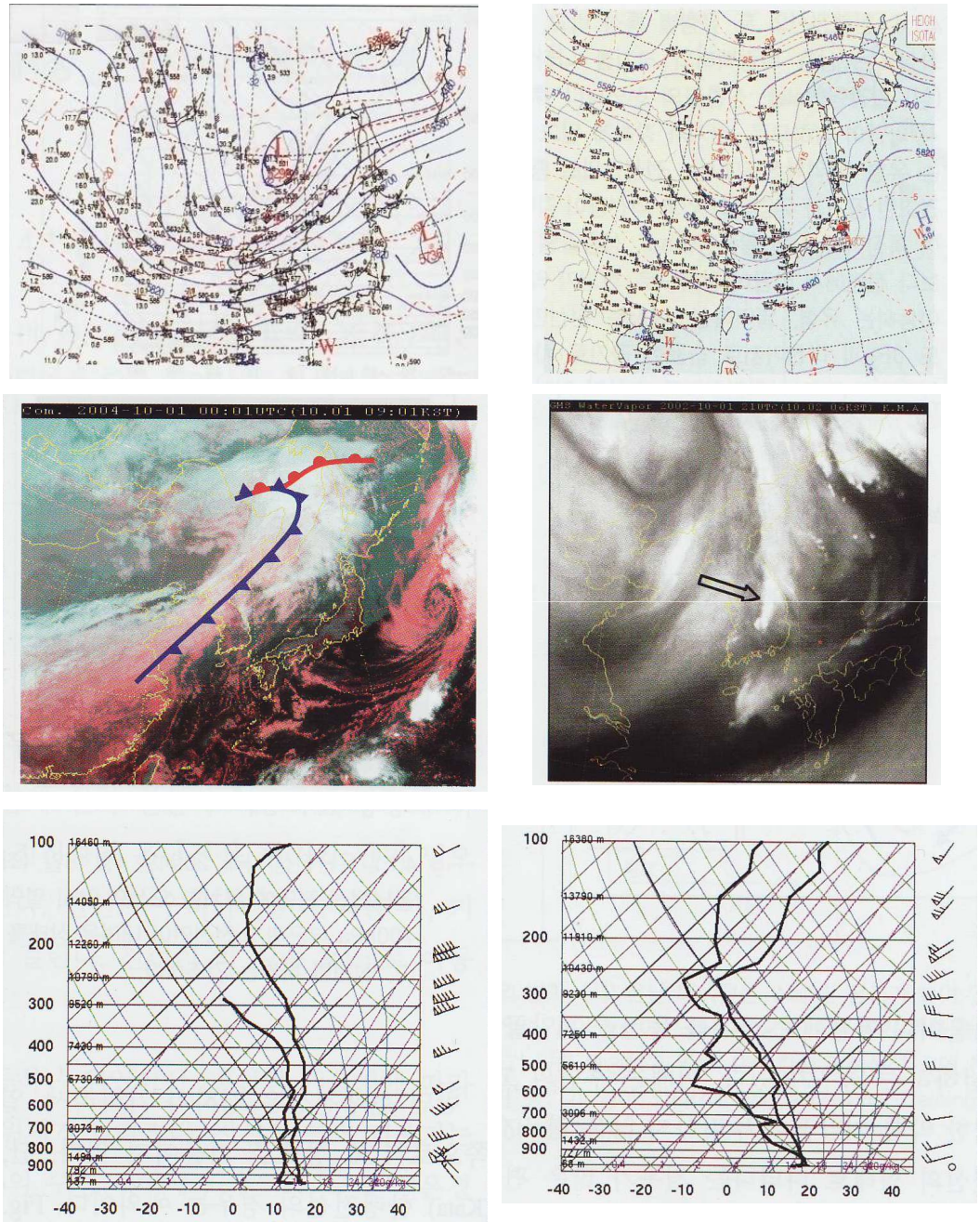
실제 많은 예보관들은 전선면에 동반된 등온위면에 대한 상대적인 기류의 연직 분포를 직접 작성해 볼 수 없기 때문에 실제 예보 업무에서 활승/활강 전선을 분석하기는 힘들다.

기상 위성 분석을 예보에 많이 활용하는 영국이나 미국의 경우에는 위성 영상의 형태와 일기도 분포를 종합하여 활승/활강 전선 지역을 구분하고 있다.

활승전선은 대류권 전체에서 전선면의 온난한 쪽에서의 상승 운동과 상층까지의 공기 포화가 특징인 반면, 활강전선의 경우에는 대류권 중·상층의 공기가 가라앉기 때문에 연직운동이 약해지며, 비단열적으로 공기가 온난하고 건조해지는 경향이 있다. 이때 중·상층운의 광범위한 층이 없어지고, 대신에 이 층은 약 3~4km까지 층적운(Sc)과 낮은 고적운(Ac) 층으로 구성된다. 이 얇은 구름은 따뜻한 공기에 머물기 보다는 전선대 어느 한 쪽으로 넓게 퍼지고 약한 강수를 내린다.

4.1 전선

그림 4.15는 활강 전선과 활승 전선을 동반하는 일기도, 위성영상, 그리고 연직 온도 프로파일을 보인 것이다.

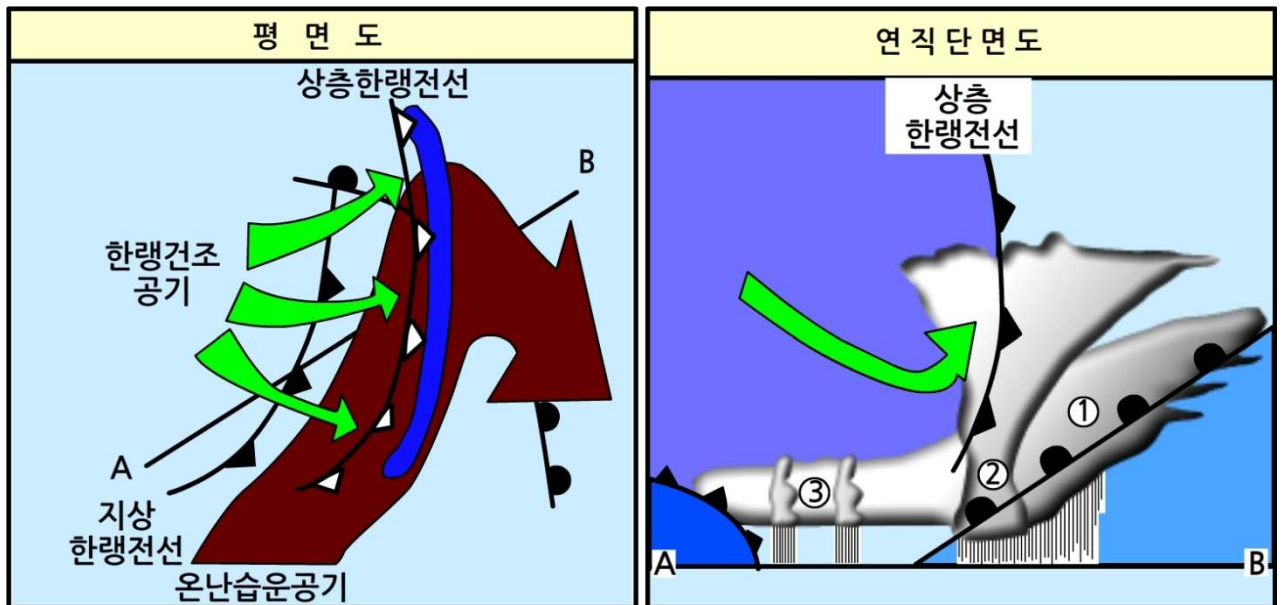


[그림 4.15] 활승 전선(좌)과 활강 전선(우)의 예

4.1 전선

4.1.3.6 분리형 한랭 전선

상층의 건조하고 낮은 습구온위 값을 가지는 공기의 전단면이 지상의 한랭 전선을 넘어서 진출하는 경우 지상 한랭 전선의 전면부 상층에 뚜렷한 상층 한랭 전선이 형성되는데 이러한 형태의 상층 한랭 전선을 분리형 한랭 전선(Split Cold Front)라고 부른다. 따라서 기단의 등온위면에 따른 상대적인 기류의 흐름에 의해서 형성되기 때문에 많은 경우 분리형 한랭 전선은 활승/활강 전선의 일종으로 보는 경우가 많다. 그림 4.16은 분리형 한랭 전선의 평면도(좌)와 연직 모식도(우)를 보인 것이다.



[그림 4.16] 분리형 한랭 전선의 평면도(좌)와 A-B선을 가로지른 연직 단면 모식도

그림 4.16의 평면도에서 상층 한랭 전선(UCF)이 지상 한랭 전선(SCF)의 전면부에 형성되어 있음을 볼 수 있다. 적색으로 채워진 화살표는 온난 컨베이어 벨트를 의미하며, 녹색 화살표는 낮은 흑구 온위를 가지는 한랭 건조한 공기가 분리형 한랭 전선의 후면으로 유입되고 있음을 보여주고 있다. 그리고 파란 색으로 칠해진 부분은 분리형 한랭 전선의 전면부에 형성되는 좁은 강수 구역을 보여주고 있다.

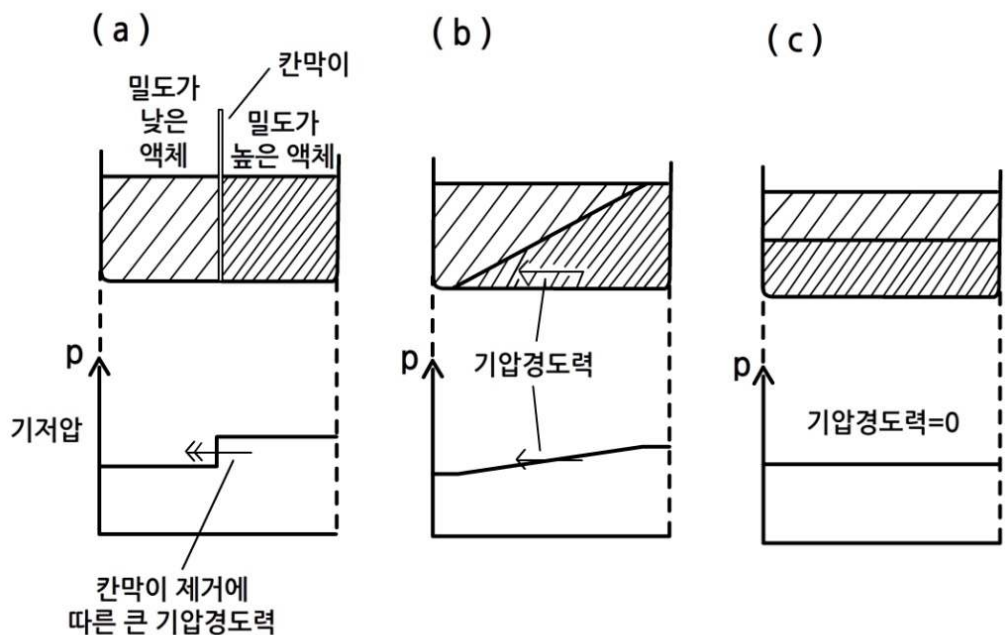
분리형 한랭 전선에 동반되는 한랭 건조한 낮은 습구 온위 공기가 하층의 습윤한 공기 위를 통과하면서 잠재 불안정이 형성되고 그 결과 좁은 지역에 강한 상승 운동이 만들어진다. 따라서 분리형 한랭 전선은 일반적인 상층 한랭 기압골과 수평 규모에서 크게 구분되는 중규모 기상현상의 하나라고 할 수 있다.

4.1 전선

그림 4.16의 우측 연직단면도를 보면 지상 한랭 전선이 하층에 남아있는 상태에서 상층의 분리형 한랭 전선이 선행하는 지상 온난 전선에 따라 붙어서 이동하는 것을 볼 수 있다. 상층의 분리형 한랭 전선을 따라 강하게 형성된 대류성 구름을 따라 높은 강수 효율을 가지는 지역이 ② 구역에서 관측된다. 그리고 온난 전선의 상승 운동에 의해서 만들어진 비교적 온화한 강수구역이 ① 구역에서 보인다. 그리고 얇은 대류성 구름들이 지상 한랭 전선의 전면인 ③ 구역에서 관측되기도 한다. 강한 대류 운동을 유도하는 한랭 건조한 공기의 흐름(녹색 화살표)이 아주 잘 표현되고 있음을 알 수 있다.

4.1.3.7 수평 바람시어와 전선의 안정도

그림 4.17에서 보이는 것과 같이 밀도가 다른 액체가 얇은 연직 칸막이로 분리되어 그릇에 담겨 있다고 가정하자(a 단계). 기압경도력(Pressure Gradient Force)은 밀도가 큰 곳에서 작은 곳으로 작용하기 때문에 이 칸막이를 제거할 때 밀도가 큰 액체가 밀도가 작은 액체를 차지한다(b 단계). 밀도가 큰 액체가 위에 있고 수평 기압경도력이 0이 될 때인 c 단계에서는 평형이 이루어진다. 이 과정을 실제 대기에 적용하면, b 단계는 지구의 자전 때문에 차라리 c 단계보다 안정적이라고 할 수 있으며, 다음과 같이 설명할 수 있다.

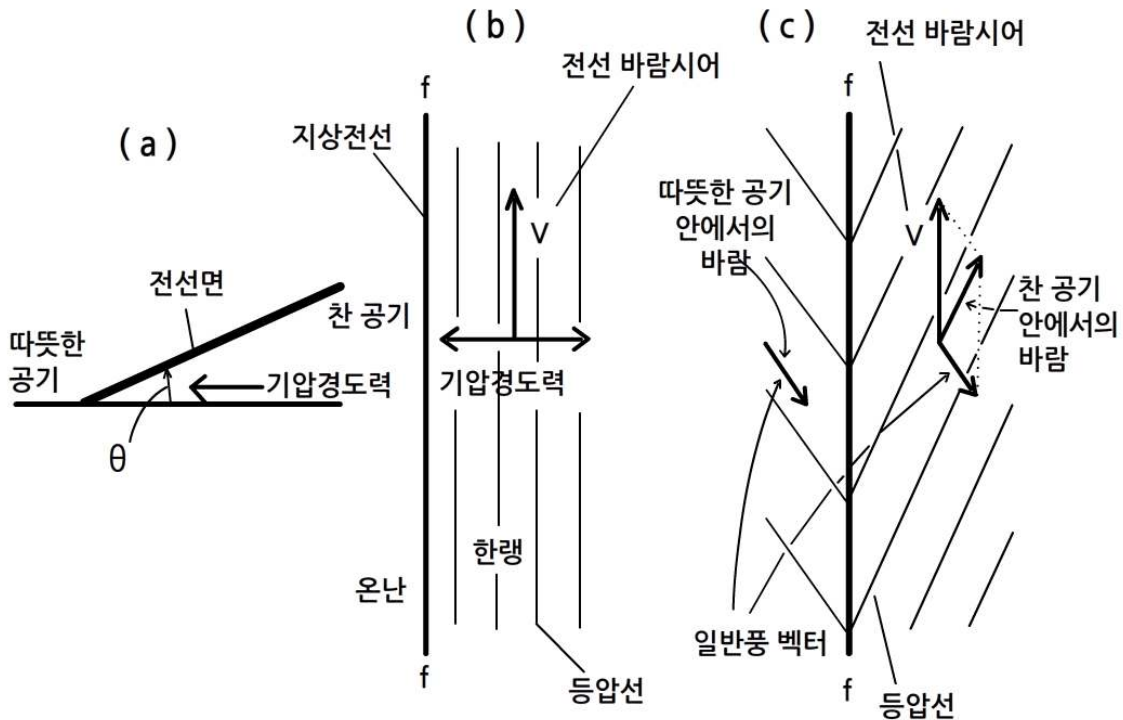


[그림 4.17] 밀도가 다른 유체의 안정도.
 a) 칸막이 분리 b) 칸막이가 제거될 때 불안정 c) 안정

4.1 전선

그림 4.18(a)과 같이, 온난기단에서 수평 기압경도력이 작용하지 않고 (그러므로 등압선이 없음) 따뜻한 공기덩어리와 찬 공기덩어리가 서로 가까이 있다고 가정하자. 그림 4.18의 예시와 마찬가지로, 찬 공기의 무거운 무게 때문에 기울어진 전이대 아래에 기압경도력이 작용한다. 이에 유발된 지균훈운동으로 코리올리 힘(Coriolis Force)이 기압경도력과 평형을 유지한다. 이는 그림 4.18(c)처럼 찬 공기가 완전히 온난한 공기 아래에 놓이는 것을 저지한다. 그 결과로 찬 공기에서의 지균훈(Geostrophic Flow)은 수평 바람시어가 전선면에 걸쳐서 존재한다는 것을 의미한다. 어떤 일반풍이 두 기단에서 방향성을 갖고 불더라도, 전선의 바람 시어와 같은 기단들의 상대적인 운동(Relative Motion)은 변하지 않는다(그림 5.8(c)).

전선에 나란한 찬 공기의 상대적인 운동에서 바람 시어는 북반구에서 바람이 왼쪽으로 불게 한다. 이와 동시에 따뜻한 공기는 전선 좌측을 떠나 찬 공기로 움직이는 것처럼 보이게 된다. 이런 이유로 전선의 통과 후에 바람은 순전하고, 이는 기압골을 따라서 놓이려는 경향이 있다. 평형을 유지하기 위해 전선에 필요한 두 기단 사이의 바람시어는 전선대에서 일정량의 저기압성 회전 또는 와도를 일으킨다. 이는 전선대가 저기압 발생에 대한 잠재력이 있다는 것이다.



[그림 4.18] 기울어진 전선면의 안정도. a) 연직단면. b) 지균훈 평형을 만족하는 전선의 바람 시어. c) 전선 양쪽에 일반풍 벡터 포함

4.2 온대 저기압의 일생

4.2.1 온대 저기압의 정의

중위도 저기압(Mid-latitude Cyclones) 혹은 파동 저기압(Wave Cyclones)이라고 불리기도 하는 온대 저기압(Extratropical Cyclones)은 열대나 극지방의 기상특성을 가지지 않는 중위도 지방에서 발생하는 저기압 시스템이라고 정의할 수 있다. 온대 저기압은 고기압과 함께 일기도에 매일 나타나는 중규모 현상으로 단순한 구름이나 바람 변화에서부터 집중 호우나 뇌우까지 포함하는 극심한 기상 현상들을 포함한다.

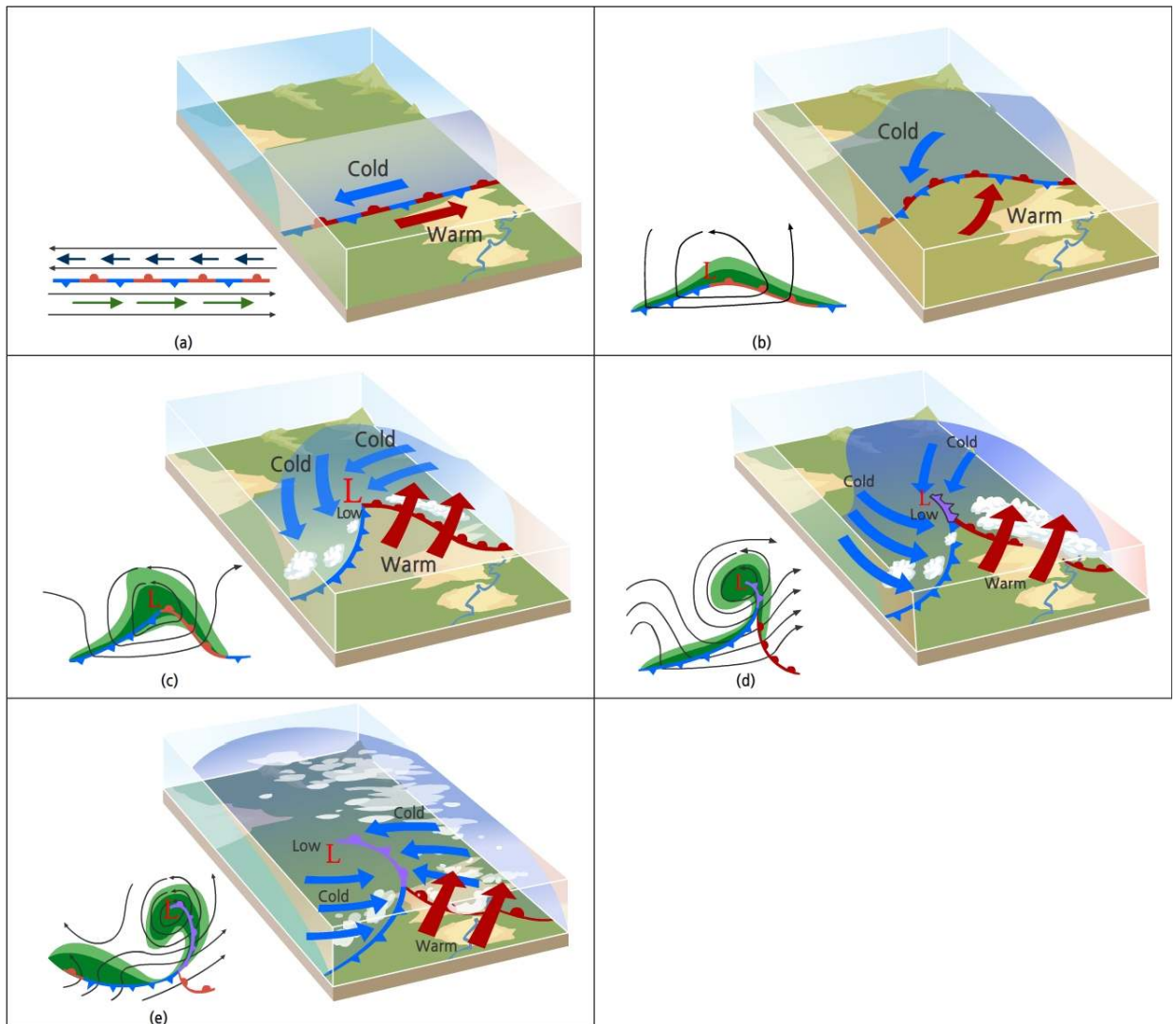
온대 저기압은 보통 전선을 동반하며 강한 온도 경도와 노점 온도 경도를 가지는 경압불안정 구역에서 주로 발생하는데, 위도 상으로는 북반구에서는 30°N ~ 60°N 사이에서 남반구에서는 30°S ~ 70°S 사이에서 주로 발생하는데 이러한 사실은 곧 제트 기류와 관련되어 있음을 알 수 있다. 단위 면적당 태양 에너지 차이에서 기인하는 적도에서 극지방까지의 온도 경도는 고도에 따라서 증가하게 되고 남북 온도 경도가 가장 큰 대기의 상층에 강한 서풍기류인 제트 기류가 형성되는데 이 지역이 중위도에 해당한다.

제트 기류의 남북 진동에 의한 상층의 수렴과 발산은 하층의 고기압과 저기압을 유도하게 되며, 지상 부근의 저기압성 순환은 차가운 공기는 남쪽으로 더운 공기는 북쪽으로 이동시키는 역할을 수행하는데, 온대 저기압의 역할 중 가장 중요한 것 중에 하나가 대기 하층에서 에너지의 남북 수송을 유도하는 것이다. 온대 저기압의 발생에서 소멸까지의 과정은 1918년 노르웨이 학파인 J. Bjerknes 의해서 제시된 개념 모델이 시초가 되었고 다양한 관측 활동을 통해서 조금씩 수정되어 왔다.

4.2.2 온대 저기압의 생애

그림 4.19는 일반적으로 중위도에서 발생하는 중위도 저기압의 생애를 지상 일기도 상의 기압배치, 강수 구역과 3차원 모식도를 보여주고 있다.

4.2 온대 저기압의 일생



[그림 4.19] 온대 저기압의 생애 (a) 정체기, (b) 발생기, (c) 발달기, (d) 최성기, (e) 쇠퇴기

이 개념 모델에서 온대 저기압의 발생기(a)에는 북쪽의 차가운 공기와 남쪽의 따뜻한 공기가 경계면 혹은 전선을 중심으로 나뉘어져 있으며 전체적인 기류는 남쪽에서는 서풍 계열이 북쪽에서는 동풍 계열이 주를 이룬다. 지상 일기도 상에서 등압선은 동서로 나란하게 분포하는 준-정체 전선(Quasi-stationary Front)의 형태를 보인다. 여기에서 각 기단의 바람이 바람 시어의 조건을 만족함을 유념하자.

이후 지상 저기압의 상공으로 상층의 제트기류에 동반된 상층 요란이 형성되면 파동이 발달하면서 등압선은 전선을 중심으로 꺾이기(Kink) 시작한다. 이때가 되면 지표면 전선 부근의 상승 운동에 의해서 구름이 형성되며 좁은 강수 구역이 나타나고 비교적 강한 비(짙은 녹색)가 내리는 구역도 생긴다. 이러한 현상을 저기압발생(Cyclo-genesis)이라고 부른다.

4.2 온대 저기압의 일생

저기압발생이 시작되면 전선을 따라 저기압성 회전 때문에 생긴 섭동을 나타낸다. 이는 준정체전선의 일부가 전선을 따라 어느 한 점에서 회전하게 되는 원인이 되며 전선파(Frontal Wave)라고 알려져 있다. 그 파동의 끝 쪽으로 등압선의 뒤틀림이 있음을 주목하자.

이것은 지상에 따뜻하고 밀도가 낮은 공기가 차고 밀도가 큰 공기로 교체되는 곳에서 기압이 하강하기 때문에 발생한다. 여기서 잠시, 그림에서 저기압이 왜 찬 공기 위에 생기는지 궁금할지도 모른다. 이것은 한랭기단이 더 낮은 고도에서 따뜻한 대류권계면을 갖고 있기 때문이다. 그래서 성층권 공기가 온난기단 위에 있는 것보다 한랭기단 위에서 더 따뜻하고 밀도가 낮다. 즉 이는 밀도가 높은 대류권의 공기를 더 많이 대체하므로 기압이 하강하기 쉽게 된다.

파동이 강화됨에 따라 차가운 공기는 남쪽으로 따뜻한 공기는 북쪽으로 향하는 정도가 강해짐에 따라 저기압 중심으로부터 각각 한랭 전선과 온난 전선이 발생한다(c). 이때부터 강수 구역은 점차 확대되며 강한 비가 내리는 구역도 북쪽으로 확대된다. 전선은 온난기단에서의 바람(15 ~ 20m/s)과 거의 유사한 속도로 한대전선을 따라 동쪽 또는 북동쪽으로 이동한다.

만약 전선파동이 그 모양을 그대로 유지하고 확대되지 않는다면, 그저 한대전선을 따라 이동하는 일시적인 요란으로서 전선파동은 하루에 1500km를 이동할 수 있다. 이러한 형태로 일어나는 전선파동은 안정파(Stable Wave)가 되었다고 말한다.

그러나 몇몇 파동들은 불안정하고 파장이 길어지고 진폭이 커진다. 이런 파동요란의 발달이론은 복잡하고, 한대전선 지역에서의 경압성(수평 온도 경도), 섭동의 파장, 위도와 연직 바람 시어에 의존한다. 특히 600~4000km 파장에서 파의 진동이 불안정하게 되고 증폭된다는 것이 밝혀졌다. 파동이 불안정하면 그림 4.19(b) 단계 이후로 발달할 가능성이 높다. 이러한 발달 현상을 경압 불안정(Baroclinic Instability)이라고 한다.

4.2 온대 저기압의 일생

그림 4.19(c)는 그림 4.19(b)보다 약 하루 늦게 일어나는 단계이다. 따뜻한 공기에서 찬 공기 쪽으로의 밀림이 증가한 것을 볼 수 있다. 다시 말하면 파동이 증폭되었다. 기존의 저기압성 회전과 함께 따뜻한 공기에 의해 찬 공기가 대체되는 닫힌 순환이 형성되며 파동의 끝에서 기압이 크게 감소하는데, 이는 열린 파동 저기압(Open Wave Depression)이라고 알려져 있다.

적도 쪽으로 이동하는 한랭전선과 극 쪽으로 이동하는 온난전선 사이에 있는 지역은 저기압의 온난역(Warm Sector)으로 알려져 있다. 온난역에서 등압선은 약간 뒤에 있고, 저기압 시스템은 온난기단의 바람으로 이동하기 때문에 저기압은 반시계 방향으로 회전하기 시작한다. 일단 저기압이 온난역 단계에 도달하면 보통 계속 발달한다. 저기압의 온난역은 진폭이 증가하고 좁아진다. 파동이 점차 발달함에 따라 온난 저기압은 점차 최성기인 폐색 단계(d)에 도달하게 된다.

폐색은 한랭 전선이 빠르게 이동하여 온난 전선을 따라 잡으면서 발생한다. 그 결과로 한랭 전선과 온난 전선의 접촉면에서 형성되는 전선을 폐색 전선이라고 부른다. 온난 저기압은 일반적으로 이런 폐색과정이 시작된 이후 6~12시간 동안에 가장 강하다. 저기압 중심이 한랭기단과 온난기단의 지면 충돌로 점점 희미해지기 때문에, 강한 경압성대와의 접촉이 줄어들다. 온난 저기압계는 점점 더 반시계 방향으로 회전하고 속도가 느려진다.

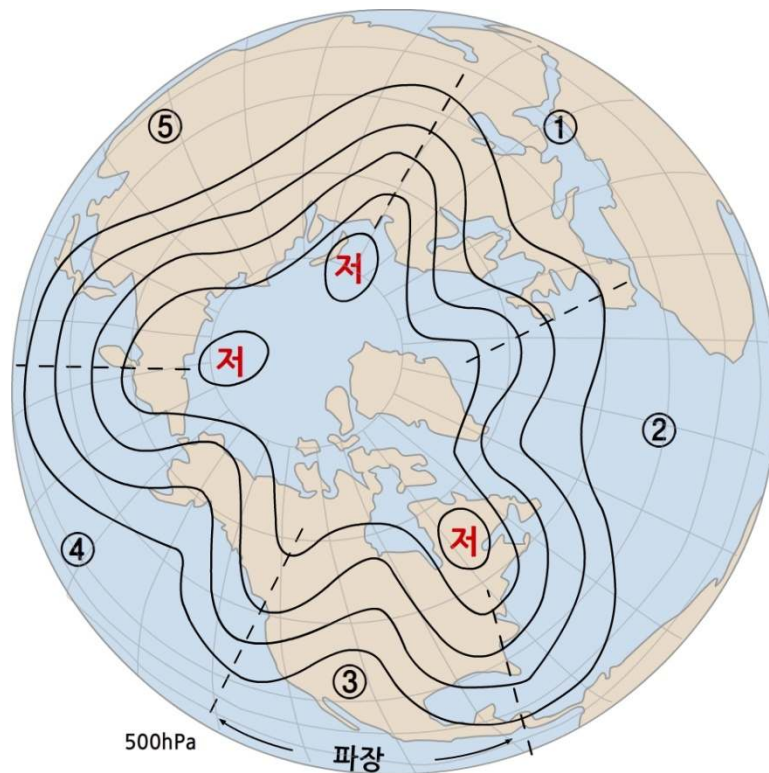
그림 4.19(e)는 소멸하는 저기압(Decaying Depression)을 나타낸다. 이 단계에서 폐색전선 전면에서 새로운 저기압 중심이 나타나고 이 저기압 중심은 점점 북쪽으로 이동하면서 점차 소멸되는 단계에 도달하게 된다. 즉 중위도 지역의 경압불안정(수평 온도 경도)이 해소된 것이다.

4.2 온대 저기압의 일생

4.2.3 온대 저기압의 발달과 경압 불안정

다음 그림 4.20은 북반구 500hPa의 평균 고도장을 보여주고 있다. 여기에서 주목해야 할 것은 북반구 중위도 지역을 중심으로 4개에서 6개 정도의 반영구적인 상층 기압골이 형성되어 있다는 점이다.

이들 반영구 기압골은 남북 온도 경도에 의한 경압불안정과 파동 불안정의 결과로 하층에 요란이 발생할 경우 온난 저기압으로의 발달을 유도한다. 상층 기압골에 동반되는 발산은 하층의 수렴에 비해서 강하기 때문에 하층에서 상층으로 이동하는 기류가 강해지고 지상의 온난 저기압의 중심 기압은 점점 떨어지게 된다. 온난 저기압은 뚜렷한 연직 바람시어와 온도/노점온도 경도가 큰 선형 밴드를 따라서 형성된다. 따라서 온난 저기압은 경압성 저기압으로도 부를 수 있다.



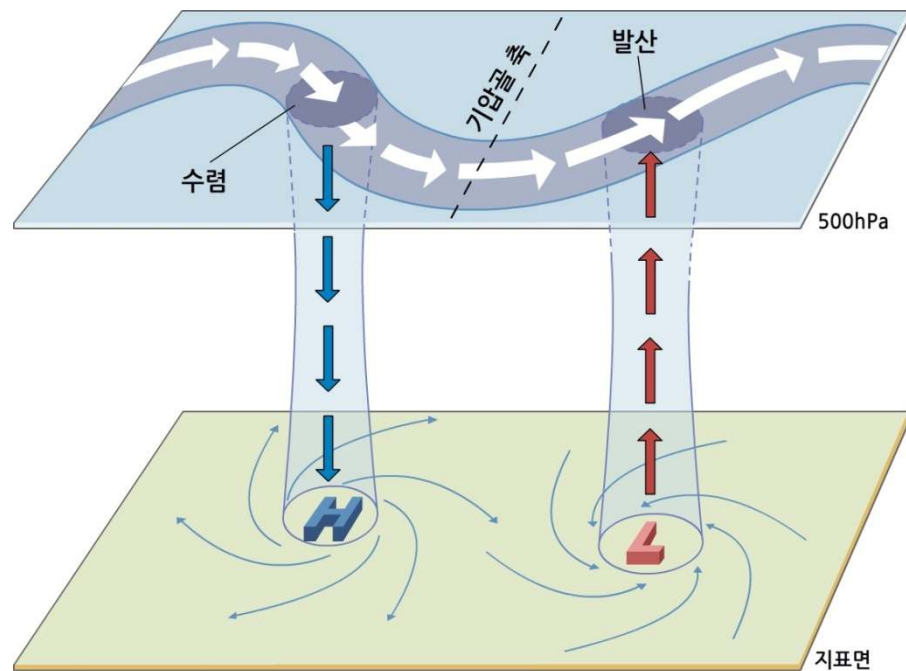
[그림 4.20] 북반구 500hPa 평균 고도장

4.2 온대 저기압의 일생

경압성 저기압 이론의 핵심은 그림 4.21에서 보는 것과 같이 상층 단파와 발산 구역이 하층의 저기압과 연결되면 대기 하층의 북쪽으로 부터의 한기 이류를 강화하게 되고, 하층의 한기 난류는 다시 상층의 기압골 주변의 발산을 강화시켜 상층 기압골을 강화시키는 상호작용을 하게 된다.

상층의 최대 수렴과 발산은 기압골과 기압능의 사이에서 발생하는데 이렇게 상층의 기압골이 하층의 저기압에 비해서 서쪽으로 기울어져 있는 상태가 되면, 지상 저기압의 서쪽에서는 남쪽으로 한랭 이류가 발생하고 이에 따라 단열 냉각 효과가 더해져 상층 기압골과 지상 저기압이 동시에 강화되게 된다. 일반적으로 저기압의 발생 혹은 저기압의 형성은 상층 제트기류의 풍속이 최대가 되는 소위 제트 스트리크의 오른쪽 후방과 왼쪽 전방 분면의 상층 발산이 최대가 되는 전선 지역을 따라 형성된다.

하층의 저기압이 고도에 따라 서쪽으로 기울어져서 상층의 발산 구역과 연결되는 공기 기둥은 하층 수렴을 강화시키고 이에 따라 상승 운동도 강화된다. 강한 상승 운동은 지상 기압의 하강을 유도하고 상승하는 공기의 운동은 온난 저기압을 더욱 발달시키게 된다. 결국 지상 온난 저기압이 발달함에 따라 기압골 중심의 후방에 위치한 한랭 전선이 형성되어 차가운 공기를 저위도 부근으로 이동시키는 역할을 한다.



[그림 4.21] 상층 수렴/발산과 지상기압계 발달

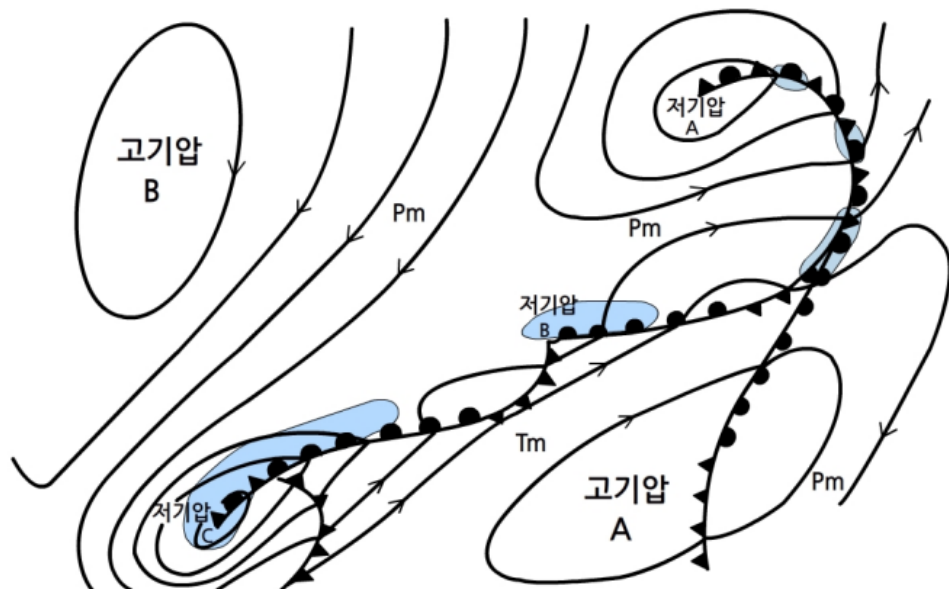
4.2 온대 저기압의 일생

4.2.4 2차 저기압

동일 기단 내에 생기는 전선으로, 발달한 저기압에 수반되는 한랭전선 후면의 찬 공기 내에서 침강.승온한 공기와 수평 운동을 한 공기 사이에 온도 차이가 생기는 등 동일한 기단의 변질 과정의 차이에 의해 생긴다. 그 과정을 살펴보면, 파동이 발달함에 따라 중심 기압은 더욱 낮아지면서 풍속이 강화되고, 이에 따라 상대적으로 빠른 속도를 가진 한랭전선이 온난역의 면적을 줄여가다가 결국은 온난전선을 추월하게 된다.

그런데 추월을 시작한 시점이 바로 저기압이 가장 강성한 시기로서 풍속, 강우, 구름 구역이 최대로 나타난다. 이후 한랭전선, 온난전선 그리고 폐색전선이 만나는 교차점(Triple Point)은 저기압 중심으로부터 좀 더 이동함에 따라 중심의 오른쪽으로 구부러지는 경향이 있으며 저기압이 소멸될 때까지 나타난다. 폐색 단계에서는 온난역이 다시 나타나는데, 이 온난역을 중심으로 하여 다시 저기압이 발달하면 이를 2차 저기압이라 한다.

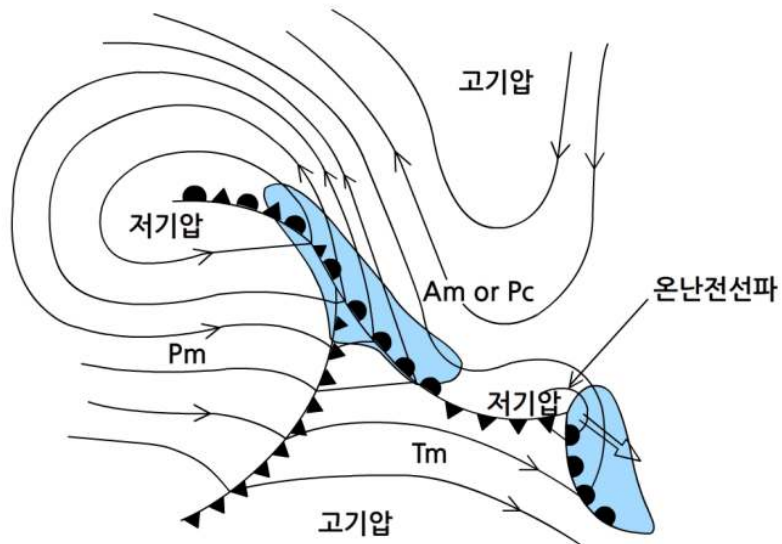
저기압들은 종종 이동하는 한랭전선을 따라 형성되는데, 저기압이 강해지고 진폭이 커지기 전에 초기에는 파동으로 나타난다. 이런 과정은 한대전선을 따라 연속적인 저기압 가족을 이끌 수 있다(그림 4.22 참조).



[그림 4.22] 발달 단계가 다른 저기압 가족. 어두운 지역은 강수 구역을 나타냄

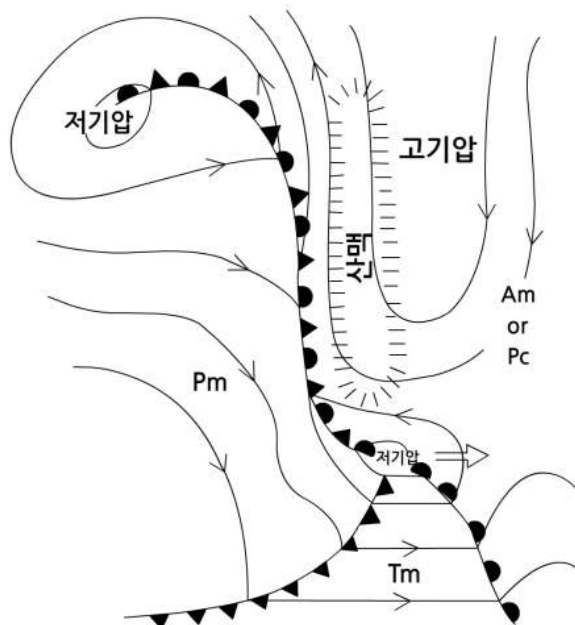
4.2 온대 저기압의 일생

가끔 파동이 온난전선에서 형성되고 저기압으로 발달할 수 있다. 이것은 해양성 열대공기가 대륙성 한대기단 위에 영향을 끼칠 때 일어나며, 전선을 따라 경압성이 커지면 저기압이 발생하기 쉬운 환경이 된다(그림 4.23).



[그림 4.23] 온난 전선파에서의 저기압 형성

경우에 따라서는 주요 저기압 중심이 고지대 경계(산맥)에서 저지되었을 때, 교차점에서 이탈(Break-away) 저기압이 형성될 것이다(그림 4.24).



[그림 4.24] 폐색점에서의 이탈(Break-away) 저기압

4.3 온대 저기압의 3차원 구조

대기의 수평 온도 차이가 없다면, 상층류는 마찰층 위의 하층류와 정확하게 같을 것이고, 저기압과 고기압의 구조는 대기권 전 범위에서 동일할 것이다. 반면에, 지상에서 수평 기압경도가 없고 온도 차이만 존재한다면, 아래와 같은 이유로 고층에서는 기압경도력이 존재할 것이다.

정역학 방정식(Hydrostatic Equation)에서 입증된 바와 같이, 따뜻하고 밀도가 낮은 기단에서는 고도가 높아짐에 따라 기압은 서서히 하강하고, 차고 밀도가 높은 기단에서는 고도가 높아짐에 따라 기압은 급격히 하강하기 때문에, 저기압의 골은 한랭공기 상공에 존재한다.

대류권에서는 높이 올라갈수록 기온이 기압에 미치는 영향이 커지고, 열적으로 발생된 상층기압 패턴은 고도가 높아짐에 따라 더 분명해진다. 물론 실제 대기에서는 지상 기압차와 수평 온도차가 모두 존재한다.

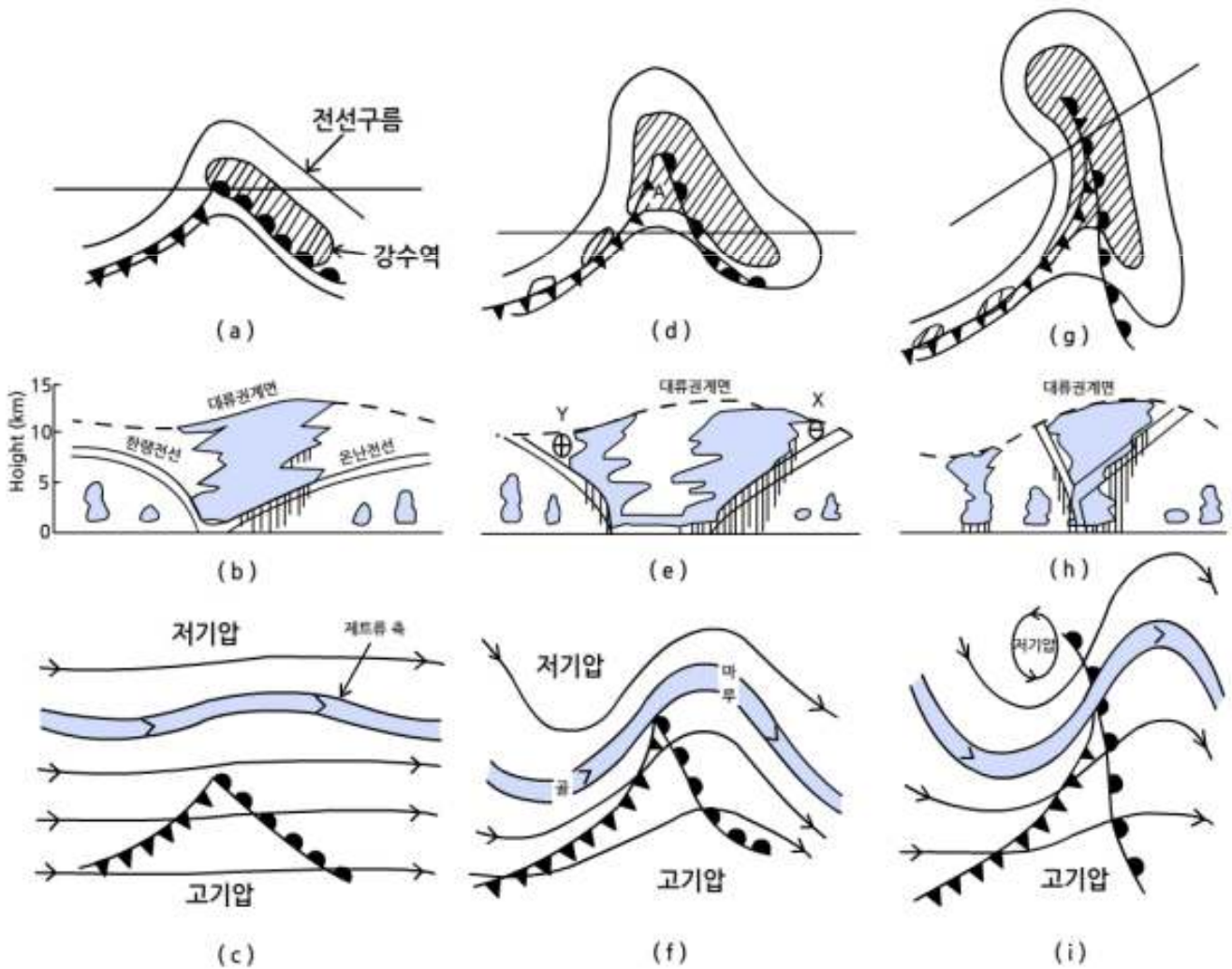
온난역 밑에 있는 지상 기압골(Surface Trough)은 연직으로 올라갈수록 한기 쪽으로 편향되어 점진적으로 서쪽으로 배치되고, 그곳의 기압은 급격히 하강한다. 즉, 같은 방법으로 시스템 전면에 있는 고기압의 지상 마루(Surface Ridge)는 고도가 높아짐에 따라 온난역을 구성하는 따뜻한 공기의 마루를 향하여 점진적으로 서쪽으로 배치하게 된다(그림 4.24 참조).

결과적으로 상층의 등고선 패턴은 그림 4.25에서 보인 것과 같다. 지상저기압은 상류(Upstream)의 골과 하류(Downstream)의 마루 사이에 놓인다. 한기는 저위도 쪽으로 밀고 난기는 고위도 쪽으로 밀기 때문에 상류 골과 하류 마루의 진폭은 커진다.

4.3 온대 저기압의 3차원 구조

온난과 한랭기단은 고도에 따른 기압 감률이 서로 다르기 때문에 상층에서는 강한 기압경도력이 발생한다. 이는 대류권계면 1km 아래에 중심을 둔 전선대 위에서 강풍의 제트(Jet)를 발생시킨다. 제트는 왼쪽에 더 낮은 기압(더 찬 공기)을 동반하고 분다.

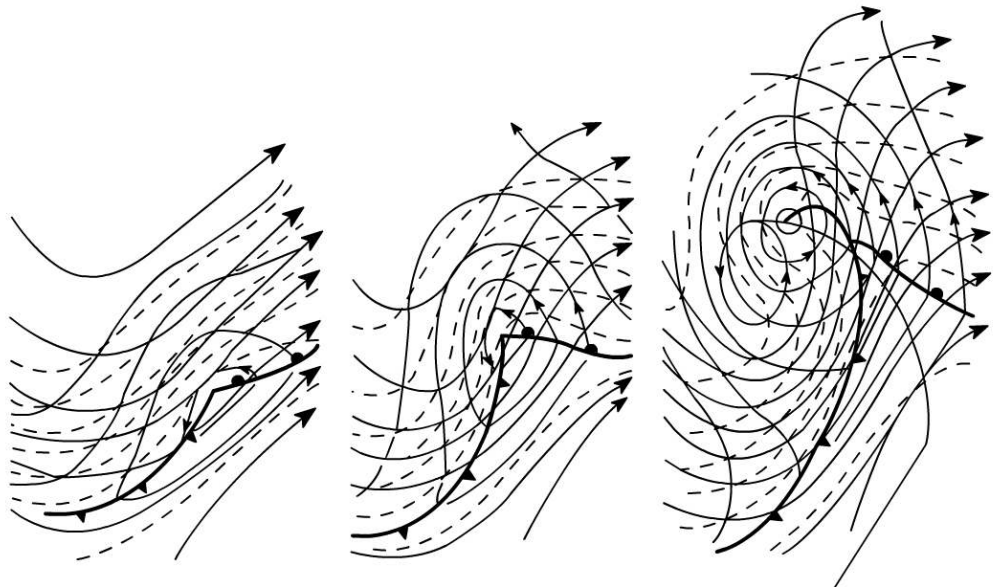
비록 평면에서는 제트 중심핵(Jet Core)이 찬 공기에 있는 것처럼 보이지만 이는 실제 전선대 위쪽인, 상층의 난기 위에 놓여있음을 기억해야 한다. 즉, 제트 중심핵은 지상 온난전선의 전면에 위치하나, 한랭전선의 후면에 더 가깝다. 제트 중심핵은 한랭, 온난, 그리고 폐색전선의 지상 교차점을 지난다.



[그림 4.25] 폐색저기압 모형의 3차원 구조. (상) 전선구름의 수평분포. (중) 전선구름에서 그은 직선의 단면. (하) 300hPa에서의 유선

4.3 온대 저기압의 3차원 구조

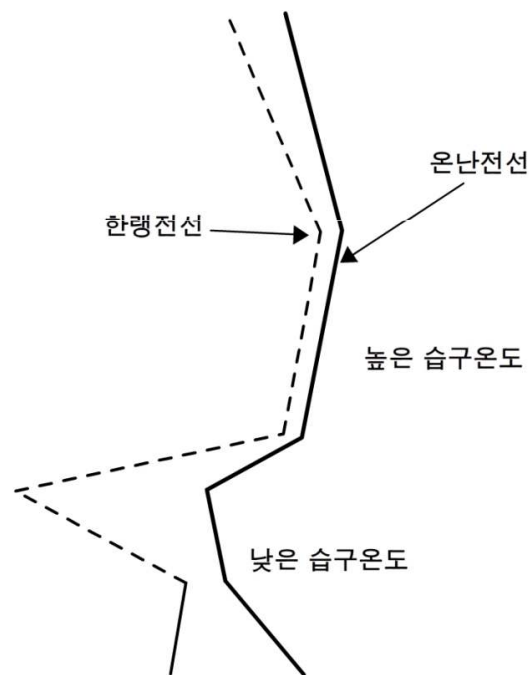
북반구에서는 온난전선이 접근 시, 바람이 고도가 높아짐에 따라 순전(Veer)하고, 한랭전선 후면에서는 고도가 높아짐에 따라 반전(Back)한다. 이것은 그림 4.26에서 분명하게 볼 수 있다. 일반적으로 중위도 종관 현상들과 관련된 온도 패턴은 지상의 기압 패턴과 반대이다. 예를 들어, 지상 골은 온난기단의 온도 마루 아래에 위치하고, 지상 기압마루는 한랭공기의 온도 골 아래에 위치한다. 이는 고도가 높아짐에 따라 서쪽으로 기울어진 구조를 만드는 효과가 있을 뿐만 아니라, 상층의 등고선 패턴을 부드럽게 한다. 그 근거로 300hPa에서 닫힌 저기압과 고기압 순환이 그리 많지 않고, 폭이 넓은 골과 마루의 이어짐이 많다는 것을 (예로) 들 수 있다.



[그림 4.26] 온대저기압의 3 가지 단계. 얇은 실선은 지표기압을 나타내고, 굵은 실선은 500 hPa의 고도선을 나타내며, 점선은 1000-500hPa 층후의 평균온도를 나타내는 등치선임. 높은 값일수록 그림의 아래 쪽으로 놓여있음

4.3 온대 저기압의 3차원 구조

지상 온난전선의 전면을 관측한 연직 사운딩(Sounding)으로부터 기입된 단열선도는 지상 한랭전선 후면을 관측한 연직 사운딩에서 기입된 것과 유사하다. 둘 다 하층의 찬 기단에서는 습구온위(θ_w)가 낮고, 고도가 높아짐에 따라 증가한다. 가끔 건조대(Dry Zone)가 더 한랭한 기단의 전선면 부근에서 명확하게 보인다. 이것은 전선대 부근에서 하강하여 비단열적으로 따뜻해지고 건조해진 공기에서 기인한 것이다. 때때로 이 공기는 성층권에서 나와서 제트주변에서 대류권으로 유입되기도 한다. 이런 연직 사운딩에서 전선이 온난형인지 한랭형인지를 알 수 있는 한 가지 방법은 전선면을 지나는 연직 풍향의 변화이다. 북반구에서 만약 풍향이 순전하면 온난전선이 있다는 것이고, 풍향이 반전하면 한랭전선이 있다는 것이다. (그림 4.27 참조)



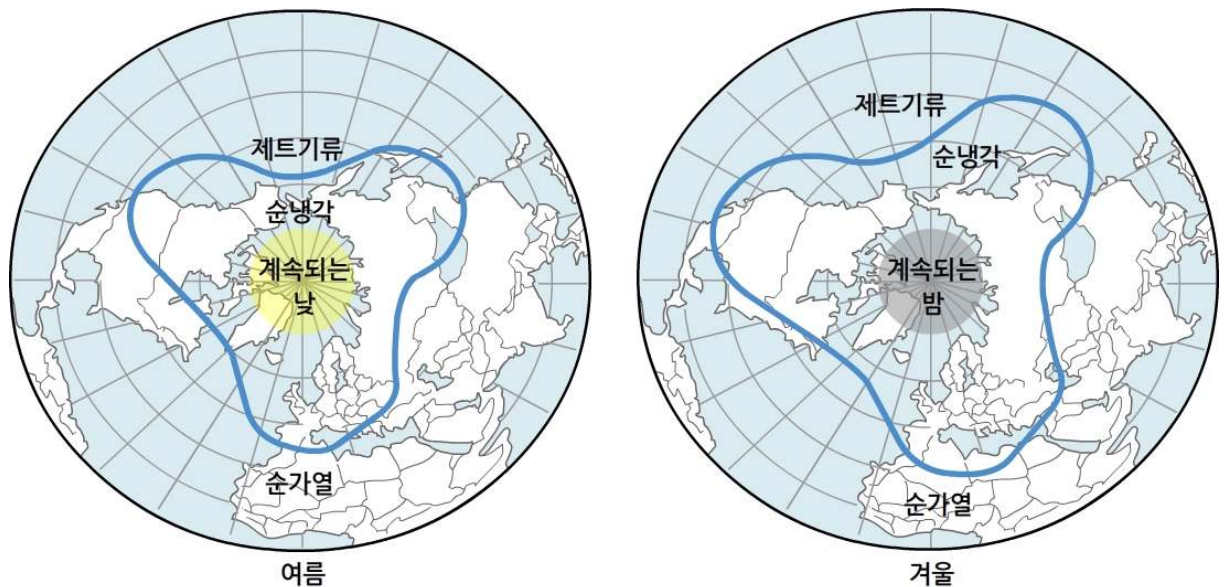
[그림 4.27] 온난전선 전면과 한랭전선 후면을 관측한 연직 습구온도(θ_w) 분포

4.4 한대 전선 제트

4.4.1 제트 기류

1944년의 어느 맑은 날 미국의 폭격기 B-29가 일본을 공격하기 위하여 고도 약 9km로 태평양 상공을 날고 있을 때 이상한 현상을 발견하게 되었다. 비행도중 조종사가 스로틀(Throttles)을 다 열어서 엔진을 전속력으로 회전시켰음에도 불구하고 가끔 비행기가 전진하지 못하고 정지 상태에 빠진 일이 있었던 것이다. 기계에는 아무런 고장도 없는데 이상하기 짝이 없는 일이었다. 이 보고를 받은 미국의 기상학자들은 그 원인을 밝히기 위한 연구를 시작하였고, 많은 관측 자료를 수집하여 분석한 결과, 고도 약 9km되는 상공의 어떤 부분에서 약 80m/s나 되는 놀라운 풍속의 기류가 서쪽에서 동쪽으로 큰 강과 같이 흐르고 있음을 알게 되었다.

그림 4. 28과 같은 이 공기의 흐름을 제트기류(Jet Stream)라 하였다. 제트기류의 위치와 속도는 태양복사와 관련되어 있다. 여름 동안에는 북극에 에너지가 계속적으로 공급됨으로써 적도와 온도차가 작아진다. 반면에 겨울 동안에는 북극에 에너지가 공급되지 않으므로, 적도와 온도 차가 더 커진다. 이로 인해, 겨울 동안 제트기류는 남하하고 그 속도도 커진다.



[그림 4.28] 한대전선 제트기류의 계절별 위치

제트기류에 대한 일반적인 정의는 다음과 같다. 제트기류는 대류권 상부 또는 권계면 부근의 좁은 영역에 집중된 강한 기류로서, 큰 수평 및 연직 시어를 가지며, 하나 또는 그 이상의 최대풍속이 나타나는 것이 일반적이다. 제트기류는 수천km의 길이와 수백km의 폭 및 수백m의 두께를 가지고 있는 것이 보통이나, 겨울철 최성기에는 전 지구를 휘감는 경우도 있다.

4.4 한대 전선 제트

제트기류 부근은 풍속의 변화가 심하여 연직방향으로 1km당 10~20kts, 수평방향으로 는 100km당 10kts 정도의 비율로 풍속이 변한다. 상층일기도를 분석할 때 제트기류의 최저풍속은 50kts이다. 따라서 최대풍속이 50kts 이상인 강한 등풍속선은 모두 제트기류에 속하게 되며, 특히 그 중 풍속이 강한 곳을 제트 핵(Jet Core)이라 한다.

4.4.2 한대 전선 제트 기류

보통 상층일기도에는 위도 25°부근에 있는 아열대 제트기류(Subtropical Jet Stream), 중위도에 있는 한대 전선 제트기류(Polar Front Jet Stream)의 2개의 제트기류가 나타난다.

한대전선 제트기류는 한대 전선의 상공에 존재하며, 전선과 같은 구조를 가지고 있고, 아열대 제트기류는 아열대 고기압의 북쪽을 따라 분다. 한대 전선 제트기류는 아열대 제트기류의 풍속이 극대인 곳에서 아열대 제트기류와 합류하는 경향이 있다.

북반구에서 겨울철의 제트기류는 대륙과 해양에 의해 커다란 온도차가 나타나는 아시아 대륙과 북미 대륙의 동쪽 해안에서 강하며, 태평양과 대서양의 동부에서는 약하게 나타난다. 한편 여름철에는 캐나다 연안과 지중해 상공에서 가장 강하게 나타난다.

남반구는 큰 대륙이 없고 주로 해양으로 이루어져 있어 온도차에 의한 강력한 경압 불안정 특정 지역에 나타나는 일이 없고, 북반구의 제트기류에 비하여 규칙적이고 정상적인 양상을 보인다. 아열대 제트기류와 마찬가지로, 한대 제트기류의 동력원 역시 태양복사의 반구 분포에서 비롯된다. 한대 전선 제트기류가 일단 운동하면, 그것의 운동량과 에너지는 더 작은 규모의 소용돌이 발생과 유지에 기여한다.

제트기류의 계절별 위치와 속도는 태양복사와 직접적으로 관련되어 있다. 한대 전선 제트기류의 평균위치는 계절에 따라 변하는데, 이것은 지축이 태양에 대해 기울어졌기 때문이다. 여름에는 가열된 따뜻한 공기의 경계면이 북쪽으로 움직이므로 한대전선 제트기류도 북쪽으로 움직인다. 마찬가지로 겨울에는 따뜻한 공기의 경계면이 남쪽으로 움직이므로, 한대전선 제트기류도 남쪽으로 움직인다. 따라서 북반구에서 제트기류의 평균위치는 여름에 50°N 부근에 위치하고, 겨울에는 남하하여 35°N 부근에 위치한다.

4.4 한대 전선 제트

제트기류의 고도는 약 10~12km로서 대류권계면 바로 하부에 위치한다. 한대전선 제트기류는 종종 특정한 주기를 가진다. 이 주기의 첫째 단계는 북반구의 중위도를 서쪽에서 동쪽으로 가로지르는 일정한 공기의 흐름이 생기는 것이다. 다음 단계는 제트기류 내에 작은 굴곡이나 장파가 발생하는 것이다. 제트기류 내에 존재하는 장파는 지역에 따라 저기압성 곡률을 이루기도 하고, 고기압성 곡률을 이루기도 한다.

지표의 온도장은 제트기류와 거의 나란하게 배열된다. 일반적으로 따뜻한 공기는 제트기류의 남쪽에 위치하고, 찬 공기는 제트기류의 북쪽에 위치한다. 제트기류는 기단의 이동에 영향을 미치기 때문에 어느 정도 기단의 경계를 결정한다. 위도에 따른 불균등 가열과 관련하여 발생한 한대전선 제트기류의 강한 풍속은 이동하는 기단에 에너지와 운동량을 전달하고, 중위도 저기압이나 토네이도같이 비교적 작은 대기 순환을 일으키는데 중요한 역할을 한다.

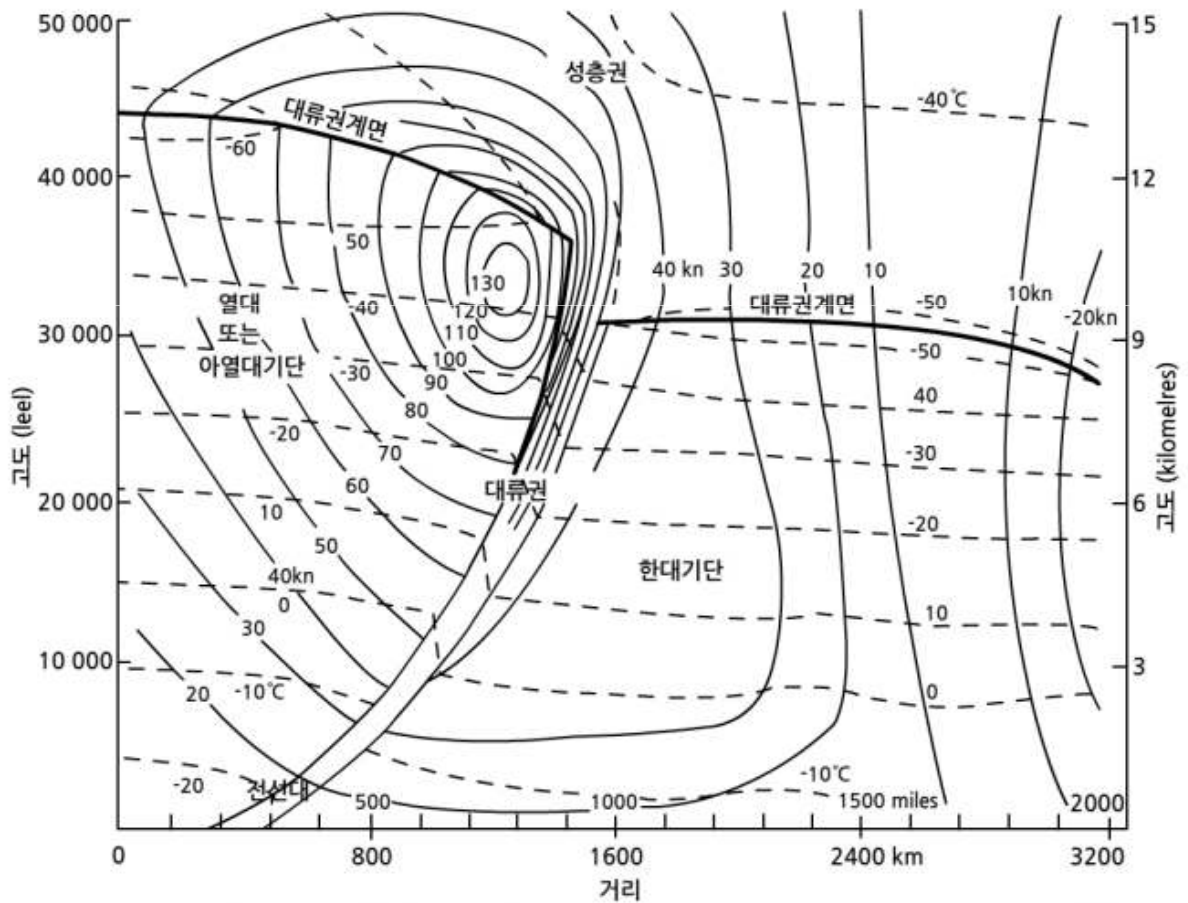
북쪽의 찬 공기와 남쪽의 따뜻한 공기를 동반한 한대전선 제트기류가 여러 단계를 지나는 동안 굴곡이 커지면 찬 공기덩어리는 거대한 저기압성 굴곡에 의해 고립되어 남쪽 방향으로 힘을 받는다. 이와 동시에 따뜻한 공기덩어리는 거대한 고기압성의 굴곡에 의해 북쪽 방향으로 힘을 받는다. 결국 흐름 패턴이 곡선으로 바뀌면 굴곡은 제트기류에 의해 잘린다. 이후, 비정상적인 온도를 가진 공기덩어리가 남쪽과 북쪽으로 이동하여 분리저기압과 분리고기압을 형성한다. 그런 후에 제트기류는 또다시 이런 순환 과정을 되풀이 하며, 하나의 주기가 완성되는데 보통 한 달 또는 그 이상의 기간이 소요된다.

제트기류 내의 거대한 저기압성 굴곡은 순환 에너지를 공급함으로써 거대한 중위도 저기압을 일으킨다. 중위도 저기압은 차례로 뇌우나 토네이도와 같은 더 작은 폭풍을 일으킨다.

4.4 한대 전선 제트

이런 폭풍은 규모면에서는 매우 작아 토네이도의 경우 평균 직경은 300m 미만이다. 중위도 저기압의 직경이 800km 이상인 것에 비해, 이로 인해 발생한 뇌우의 직경은 30km 정도이다.

제트기류 내에서 저기압성 곡률의 직경은 매우 크다. 그러므로 한대전선 제트기류는 지상의 날씨와 기후에 큰 영향을 미친다. 겨울 동안 북극은 에너지 부족 현상이, 적도 지방은 에너지 과잉 현상이 일어나 남북 간의 공기의 밀도 차이가 커진다. 밀도 차는 기압차를 유발하여 그림 4.29와 같은 연직 구조를 유도한다.



[그림 4.29] 한대전선제트류의 단면. 실선은 등풍속선(kt), 점선은 등온도선(°C)

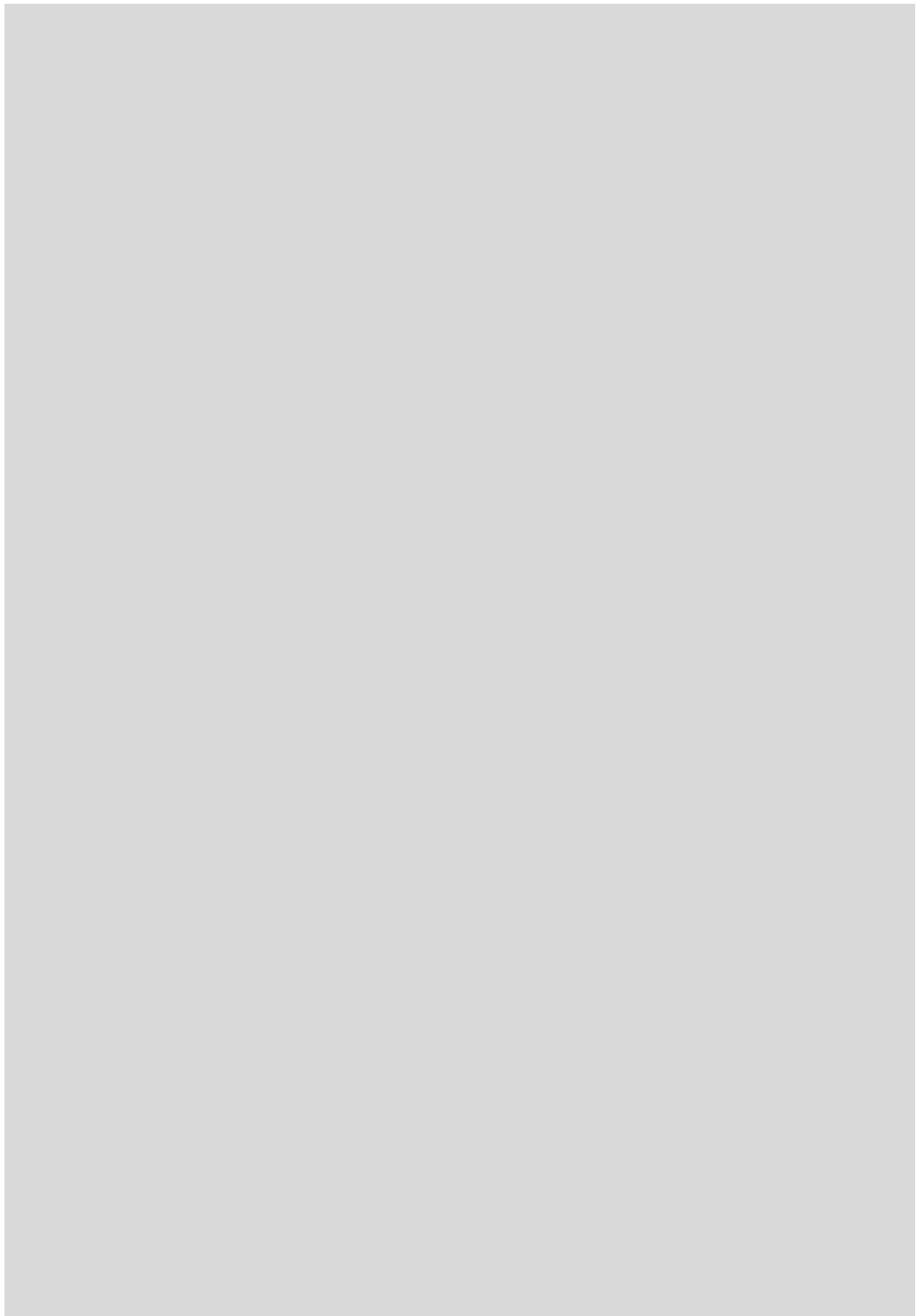
연직 바람 시어는 1km 당 5~10m/s 정도이고, 측면 바람 시어는 100km 당 5m/s 정도이다. 제트는 연직운동을 증가시키기 때문에 제트를 따라 가속과 감속이 아주 크다. 그래서 일기의 발달에 영향을 준다.

연습문제

1. 전선의 정의에 대해서 쓰시오.
2. 기상전선 주변의 불연속 기상요소들에 대해서 약술하시오.
3. 전선의 일반적인 분류에 대해서 약술 하시오.

참고문헌

1. 공군73기상전대, 2011 : 기상총감
2. 교학연구사, 2003 : 기상분석과 일기예보
3. 시그마프레스, 1999 : 대기역학
4. Cengage Learning, 2012 : 대기환경과학
5. Oxford USA, 1992 : Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol II



5장. 비전선성 기압계

5.1 비전선성 기압계의 개념

5.2 비전선성 저기압

5.3 열 저기압

5.4 지형 저기압

5.5 열대 저기압

5.6 극 저기압

5.7 고기압

5.8 기타 종관규모 기압 패턴

학습목표

- 비전선성 기압계와 전선성 기압계의 차이를 이해한다.
- 비전선성 기압계의 종류에 대해서 학습한다.

5.1 비전선성 기압계의 개념

기압계란 해면기압의 분포를 보여주는 지상 일기도 상에서 기압이 상대적으로 가장 높거나 가장 낮은 지역을 의미한다. 지금까지 관측자료를 토대로 하면 가장 낮은 저기압의 중심기압은 870hPa, 가장 높은 고기압의 중심기압은 1085.7hPa로 알려져 있다. 고기압과 저기압은 기본적으로 대기 온도의 변화에 기인한 것이라고 할 수 있는데, 지표면 부근의 대기 온도 변화는 해양과 호수에서의 기온과 수온의 차이, 상층 기압골이나 단파골의 영향, 해당 지역의 태양 복사와 지구복사량의 차이 등에 의해서 결정된다.

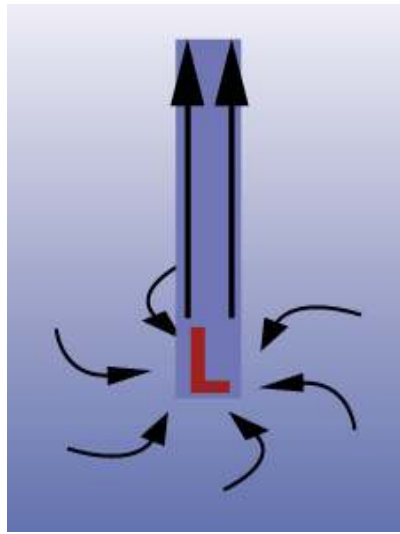
비전선성 기압계는 국지적인 기상현상의 일변화를 지배하는 경우가 많은데, 저기압은 구름과 강수를 동반하며 온도의 일변화가 작은 반면 고기압은 맑은 날씨를 보이는 대신 태양 복사와 지구 복사가 활발하게 발생함에 따라 기온의 일변화가 크게 나타난다. 일기예보에 활용되는 중위도 지역의 지상 일기도와 상층 일기도를 보면 중위도 저기압은 전선을 동반하는 경우가 대부분이지만, 저기압이 발생하는 시기 혹은 저기압이 최성기를 지나 소멸하는 경우에는 전선을 동반하지 않는 경우가 많다. 또한 고기압은 그 발생 특성 상 전선을 동반하지 않는다.

우리가 4장에서 온대 저기압 혹은 중위도 저기압을 파동 저기압의 일종으로 열대 혹은 극지방의 특성들을 포함하지 않는 기압계로 전선을 동반하며, 경압불안정이라고 부르는 온도 혹은 노점온도의 수평 경도가 큰 지역을 동반하는 것으로 정의하였다. 따라서 비전선성 기압계는 이러한 온대 저기압의 일반적인 특성을 포함하지 않는 종관 규모 혹은 중규모 기상현상과 관련된 기압계라고 정의할 수 있겠다.

이러한 정의를 토대로 비전선성 기압계에는 비전선 저기압, 열적저기압, 지형저기압, 열대저기압, 극저기압 그리고 고기압 및 기타 기압 패턴으로 크게 분류할 수 있다.

저기압은 주변에 비해서 상대적으로 기압이 낮은 지역이므로 기압이 낮아지게 하는 가장 기본적인 운동은 하층 수렴에 의한 상승 운동이라고 할 수 있다(그림 5.1 참조).

5.2 비전선성 저기압



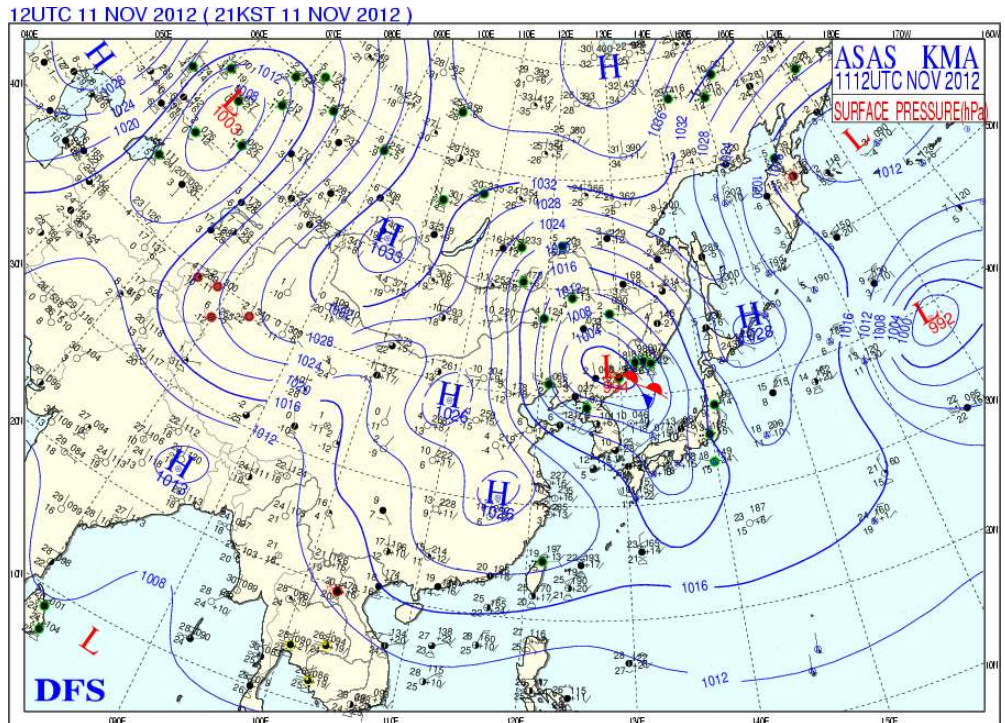
[그림 5.1] 저기압성 순환

폐색 전선저기압이 오래 지속될 때, 저기압 순환내의 기단은 변질되어 점점 그들의 고유 특성을 잃는다. 결과적으로 폐색전선은 잘 정의되지 않는다. 만약 기압이 더 이상 하강하지 않으면, 저기압은 전선의 특성 없이 순환을 하게 된다. 비록 성숙한 전선저기압만큼 활동적이지 않더라도, 이 저기압은 불안정하고 수렴하기 때문에 상승운동이 지속적으로 발생하고 여전히 비나 소나기가 내리는 곳이 있다.

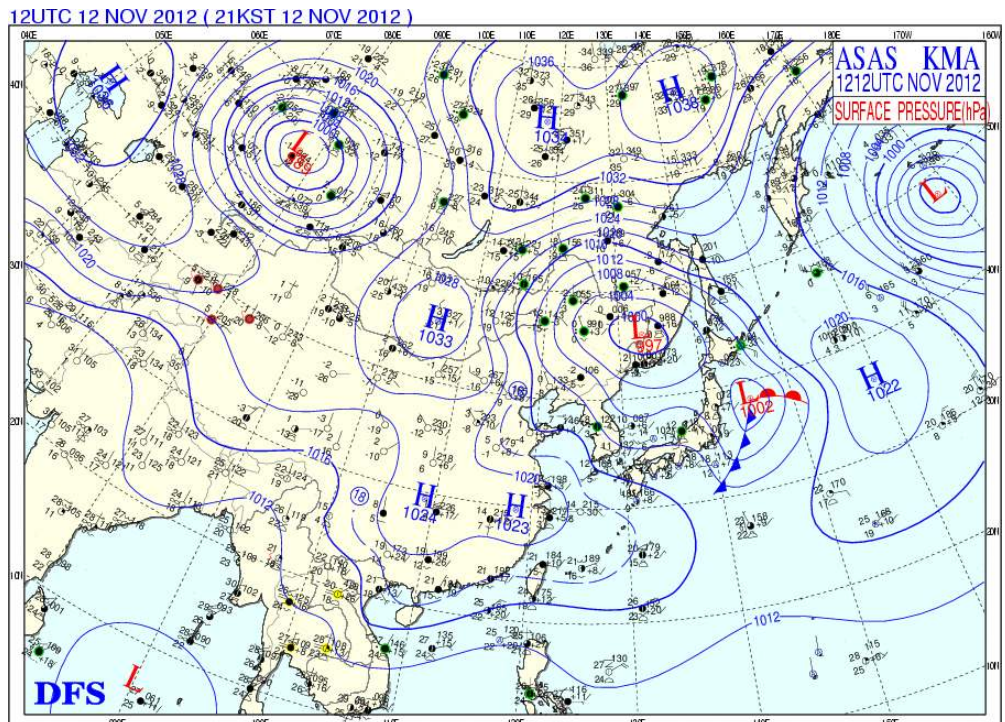
이는 그림 5.2의 지상 일기도를 통해서 확인할 수 있다. 00UTC 일기도(상)에서 일본 홋카이도 부근에서 전선을 가지고 있던 온대 저기압이 12시간 후(하)에는 점차 폐색되어 전선대는 동진한 반면 전선대에서 떨어져 나온 저기압이 중심을 가지고 북서쪽으로 움직이고 있는 모습을 볼 수 있다. 이 저기압은 비록 전선을 동반하고 있지 않지만 여전히 초록색으로 표시된 강수 구역을 가지고 있음을 알 수 있다.

이 저기압과 별도로 몽고지역을 중심으로 대상으로 뻗어있는 고기압대의 후면에서 새로운 저기압이 형성되어 발달하고 있는 모습을 볼 수 있다. 아직까지 한랭전선을 동반하고 있지 않은 이 저기압의 전면 즉 고기압과 저기압 중심의 기압 경도가 증가한 지역에 구름과 강수가 형성되어 있는 것을 알 수 있다. 이러한 형태의 저기압의 순환은 대류권 전체에 존재한다. 저기압의 이동은 느리고 다소 불규칙해지는 경향이 있다. 그리고 저기압은 주변 흐름 중 가장 강한 흐름 쪽으로 향하고, 그 상태로 수일 동안 지속될 수도 있다. 이로 인하여 또 다른 유동적 특징이 저기압 주변에서 발생할 수 있다.

5.2 비전선성 저기압



Korea Meteorological Administration(KMA) 12UTC 11 NOV 2012 (21KST 11 NOV 2012)



Korea Meteorological Administration(KMA) 12UTC 12 NOV 2012 (21KST 12 NOV 2012)

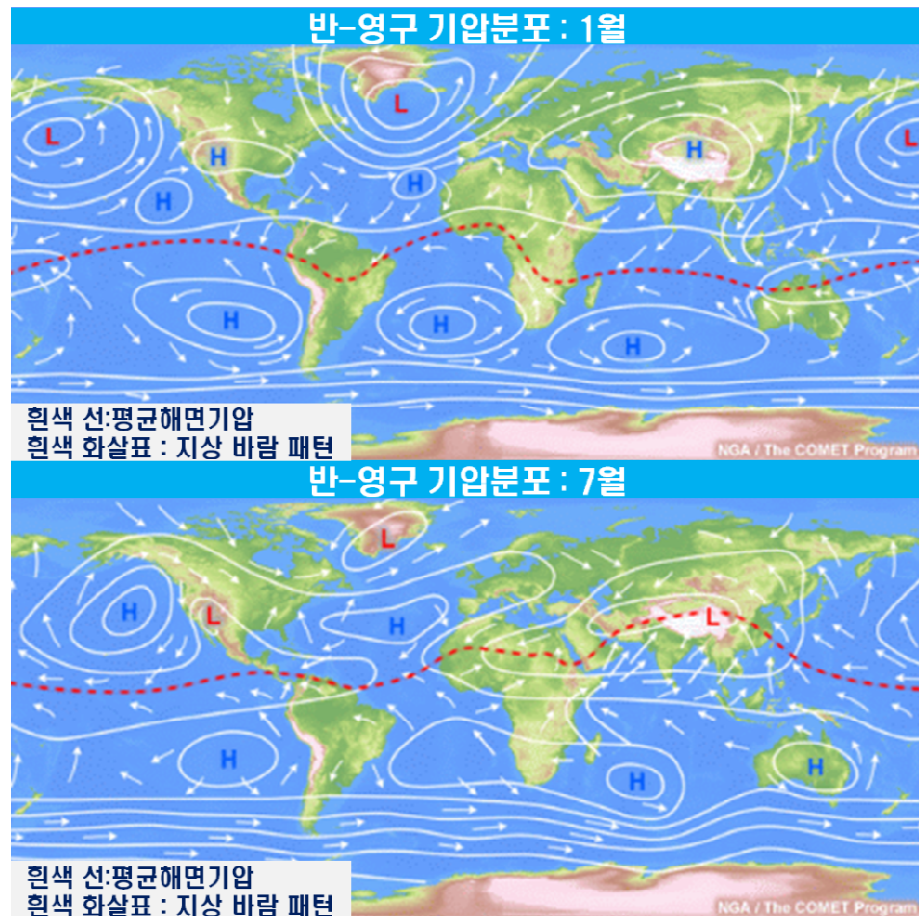
[그림 5.2] 비전선성 저기압의 예시
(2012년11월11일 12UTC와 11월 12일 12UTC 지상 일기도)

5.3 열 저기압

열 저기압(Thermal Lows) 혹은 가열 저기압(Heat Lows)은 기본적으로 상대적으로 태양 복사에 의한 직접 가열이 일정한 기간 동안 지속되어 상대적으로 뜨거워진 공기가 상승하면서 지상 부근의 기압이 낮아지는 형태의 저기압을 말한다. 따라서 열 저기압은 그 규모가 몬순 순환과 같은 종관규모 이상의 규모가 될 수도 있으며, 해양과 육지 사이의 차등 가열에 의해서 발생하는 중규모 순환에 의한 중규모 저기압의 규모를 가질 수도 있다.

5.3.1 종관규모/지구규모 열 저기압

남반구와 북반구 아열대 지역에는 대규모 산맥과 사막들이 산재하고 있다. 사하라 사막, 멕시코 고원, 북서 아르헨티나, 아라비아 반도, 티베트 고원 등은 여름철 강한 일사의 영향으로 주변에 비해서 기압이 낮은 저기압대가 광범위하게 분포하게 된다. 그림 5.3을 보면 겨울철(1월)에는 북반구 중위도 부근에 고기압이 동서로 이어져 있는 반면, 적도 부근으로 상대적인 저기압 영역(붉은 점선) 구역이 대상으로 분포하고 있는 것을 알 수 있다.



[그림 5.3] 겨울철(위)과 여름철(아래) 반영구적 지상 기압 풍향 배치도

5.3 열 저기압

여름철(7월)에는 저기압 구역이 아열대 지역에 분포한다. 특히 여름철 아열대 지역에 분포하고 있는 저기압 구역은 종관 규모 혹은 지구 규모 열 저기압과 관련되어 있다. 강하고 빠른 일사가 지표면을 가열하게 되면 그 에너지가 지표면 부근의 대기로 전달되게 되고 이로 인해 데워진 공기는 주변의 상대적으로 차가운 공기에 비해서 밀도가 낮아져서 상승하게 되어 결과적으로 저기압 영역이 만들어지는 것이다.

7월 아시아 대륙의 티베트 고원과 북미 대륙 로키 산맥 부근에 중심을 가진 저기압이 나타나는데, 이 지역은 태양의 일사로 인해서 상대적으로 빠르게 지표 부근의 온도가 상승해서 같은 높이의 주변 대기에 비해서 기온이 크게 높아지기 때문에 열 저기압의 강도가 강화되기 때문이다. 지표면 부근의 가열에 기인하는 열 저기압의 순환은 연직으로 점점 증가해서 최대 3km 고도까지 성장할 수 있다. 따라서 북미의 서부와 남부, 북 아프리카, 남동 아시아 지역의 열 저기압은 문순 운동을 유도할 만큼 강해지게 된다.

사막 지역에서는 지표면 부근에 식물이나 수분이 부족하기 때문에 태양 복사가 공기의 최하층을 빠르게 데운다. 이렇게 형성된 뜨거운 공기는 주변의 공기에 비해서 낮은 밀도를 가지게 되고 공기가 상승하면서 열 저기압을 만들어 내게 되는 것이다. 이러한 형태의 열 저기압은 적어도 한 계절 동안 지속되기 때문에 평균적으로는 정체되어 있으며 약한 저기압성 순환을 하는 것이 일반적이다. 열 저기압은 지표면 부근에서 가장 낮은 기압값을 가지고 상층에 안정되고 온도가 낮은 공기를 가진 구조를 가지는데 이러한 형태를 온난 핵 열 저기압이라고 부르고 주로 아열대 사막지역에서 형성된다. 특히 북 아프리카 지역의 열 저기압은 여름철 동안 아프리카에서 중동 지역으로 흐르는 강한 하층 서풍 제트기류를 만들어 이 지역이 더욱 건조해지도록 유도한다.

계절에 따른 반영구적인 열 저기압대의 형성과 이동은 문순(계절풍)을 유도하는데 중요한 역할을 한다. 계절풍의 변화는 해양과 대륙의 차등 가열의 결과인데, 해수면 부근의 열은 바람이나 부력에 의한 난류 등에 의해서 만들어진 약 15m 규모의 혼합층에 하층으로 깊게 섞이게 된다. 이에 반해 육지 지표면의 열전도는 느리게 일어나고 그 깊이도 수 m에 불과하다. 따라서 해양이 육지에 비해 더 많은 열에너지를 포함하게 된다. 또한 액체의 비열량은 육지에 비해서 매우 크다. 이에 따라 해양에서의 계절별 강수량의 변화가 대륙에서의 변화보다 크게 발생하는 반면 해수 온도의 변화는 상대적으로 작게 일어난다.

5.3 열 저기압

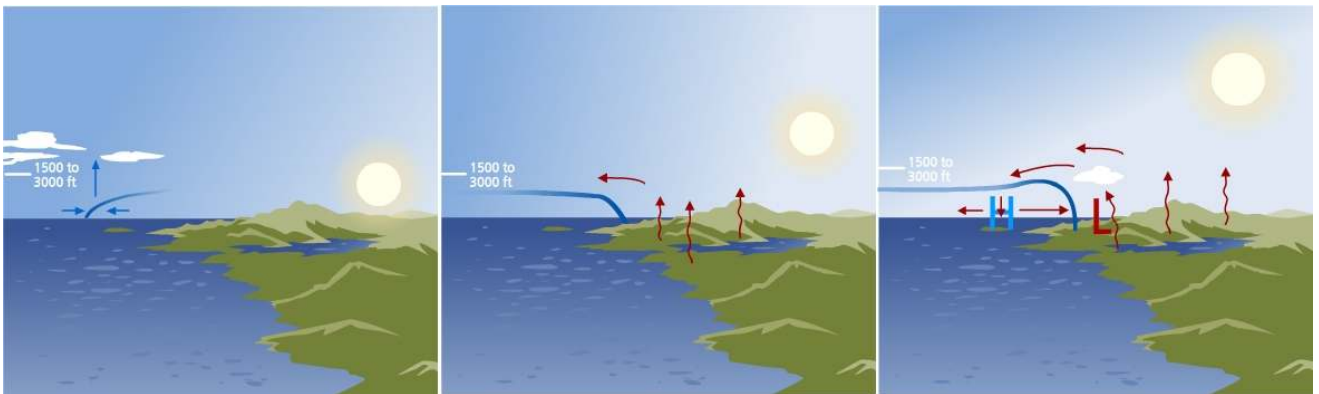
여름철에 육지의 지표면은 해양에 비해서 더 빠르게 가열되고 상승하기 때문에 저기압이 형성되고 지표면 부근에서는 대양에서 육지로 향하는 계절풍이 형성되고 겨울철에는 반대로 육지에서 해양으로 향하는 계절풍이 형성되게 된다.

5.3.2 중규모 열 저기압

해양과 육지의 비열량 차이에 따른 대륙과 육지 사이의 온도 차이에서 기인한 열 저기압이 지구 규모 계절풍 변화를 유도하는 메커니즘과 비슷하게 해안선 부근에서는 극지적인 해륙풍(Land-sea Breeze) 순환에 의해서 중규모 열 저기압이 형성된다.

그림 5.4에서 5.6은 중관 규모 강제력이 약한 상태에서 발생하는 전형적인 해안선 부근의 해풍 순환(Sea Breeze Circulation) 일변화와 이에 따른 열 저기압의 형성 소멸 과정을 보여주는 것이다. 이러한 형태의 순환은 바다와 육지뿐만 아니라 일정한 규모 이상의 호수나 강에서도 관찰할 수 있다.

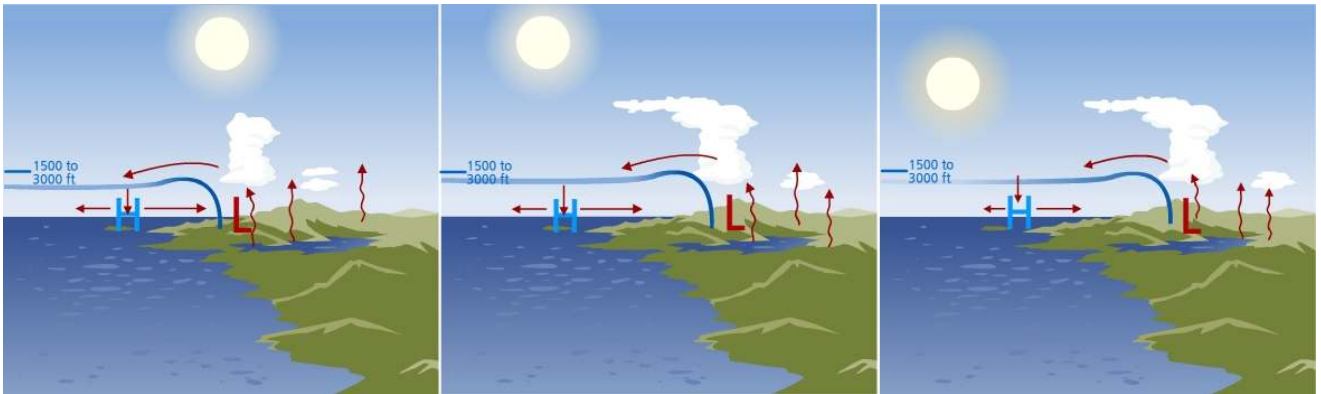
그림 5.4는 오전 중에 해안선 부근에서 열 저기압과 관련된 해풍 순환이 발생하는 과정을 보여주고 있다. 일출 전 상대적으로 따뜻한 해안에서는 약한 상승기류가 남아있는 상태에서 태양에 의한 일사가 시작되면 육지의 기온이 해양에 비해서 약 3~6℃ 높은 상태가 만들어지고 육지에서는 일사에 의해서 밀도가 낮아진 공기가 상승하면서 열 저기압이 해안선 부근에 만들어지게 된다. 이에 따라 상대적으로 기압이 높은 고기압이 해상에 형성되고 고기압에서 저기압으로 향하는 기류가 만들어진다. 보통 해륙풍 순환은 연직으로 1.5~3km 까지 형성되는데 순환의 강도는 해양과 육지의 온도차에 의해서 결정된다.



[그림 5.4] 오전 해풍 순환과 열 저기압의 형성 과정 모식도

5.3 열 저기압

해안으로부터 육지로 향하는 기류와 상승기류가 부딪치면서 형성된 해륙풍 전선에 의해서 적운형 구름이 발생하기 시작한다. 해륙풍이 형성되기 시작하는 시기는 해안선 부근에서 야간 사이에 안개와 층운이 소산되는 시기와 잘 일치하는 경향을 보이고 있다.

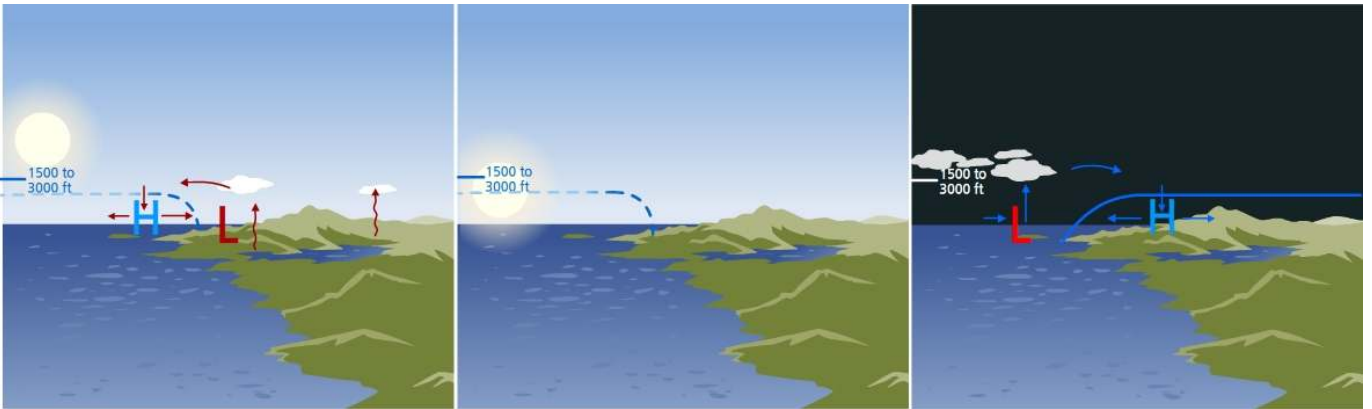


[그림 5.5] 오후 해풍 순환과 열 저기압의 형성 과정 모식도

태양에 의한 일사가 최대가 되는 오후가 되면(그림 5.5 참조) 해륙풍 순환은 최성기에 이르게 된다. 오전 중반 이후부터 해상에 위치한 고기압에서 육지의 저기압 사이에 형성된 기압경도력에 의해서 바다에서 육지로 향하는 약 150m 두께의 지상풍이 불어오게 되는데 이때 풍속은 보통 5~10m/s에 이른다.

이때부터 해풍과 상승 운동이 만나서 해풍 전선이 만들어 지는 지역이 지표면 부근의 유출 기류 경계층, 수렴선 혹은 다른 해풍 전선과 일치하게 되면 강한 대류 운동이 형성되고 대류운이 높게 발달한다. 늦은 오후로 갈수록 해풍 순환은 점점 약화되기 시작한다(그림 5.6 참조). 보통 해풍 순환은 일몰 이후 1시간에서 2시간 사이에 소멸된다. 일몰 이후 상대적으로 복사 냉각이 강한 육지에 상대적 열 고기압이 형성되고 온도 변화가 거의 없는 해상에 열 저기압 주간 동안 일어났던 해풍 순환과 반대의 순환인 육풍 순환이 형성되어 24시간 동안의 해안선 부근 해륙풍 순환이 완성된다.

5.3 열 저기압



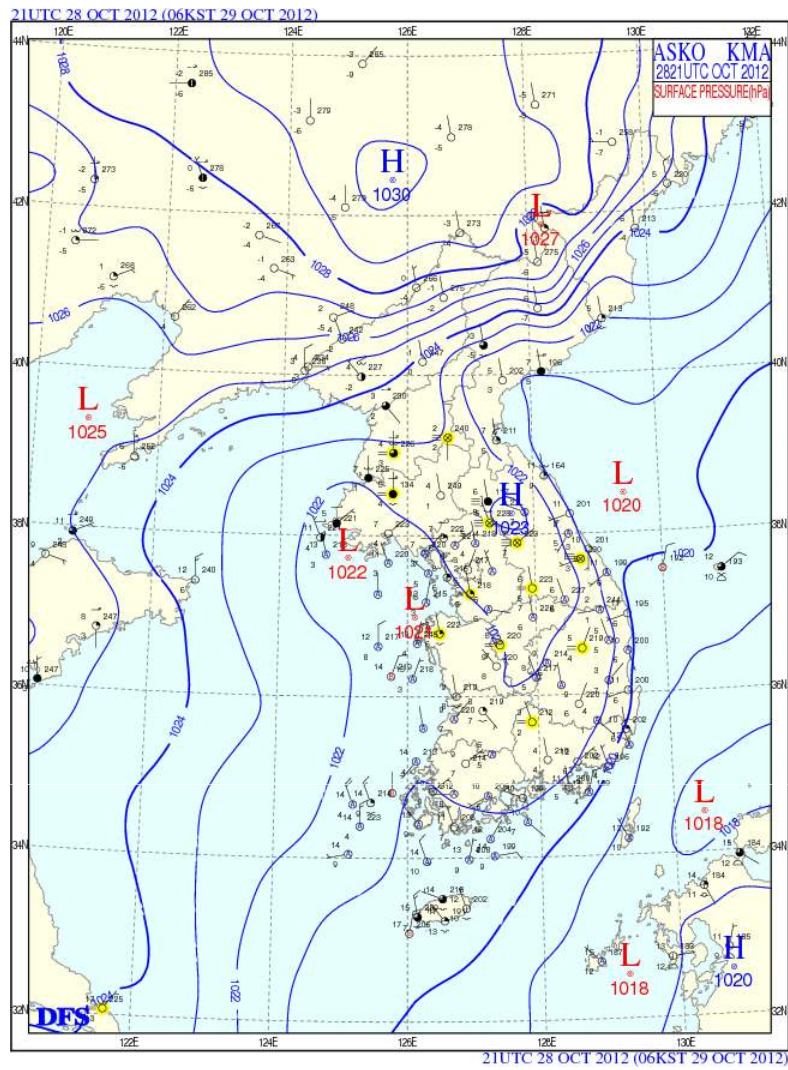
[그림 5.6] 야간 해풍 순환과 열 저기압의 형성 과정 모식도

이러한 해륙풍 순환에 의한 열 저기압의 형성이 자주 잘 관측되는 곳은 대서양과 걸프 지역으로 부터의 해풍 충돌이 잦은 미국 플로리다 반도 부근과 북미 대륙 서부 해안으로 강풍과 대류성 구름이 자주 발생한다. 우리나라의 경우에는 미국에 비해서 종관 규모 강제력이 강하기 때문에 해륙풍에 의한 열 저기압의 형성을 자주 목격하기 힘들다.

우리나라에서 이런 기압차는 일반적으로 2hPa 정도일 뿐이고, 저녁에 기온이 떨어짐에 따라 금방 사라진다. 즉, 그 효과는 대규모 기압 패턴으로 가려진다. 그 예로 그림 5.7은 오후 2시경 전라도 지방에 육지와 해상의 온도차이로 인해 발생한 열 저기압을 보여준다.

이처럼 뚜렷한 열 저기압은 오후 늦게 형성되어 유지되고, 한 밤중에 약해지는데 완전히 사라지는 것은 아니다. 열 저기압에서의 날씨는 대체로 맑고 건조하다. 지상 일기도의 바람도 풍속이 2~3m/s 내외로 미국의 경우에 비해서 3배 이상 약한 것을 알 수 있다. 대기가 불안정하면, 하층 수렴과 해륙풍 순환이 결합하여 강한 상승 운동을 야기할 수 있고 강풍과 대류성 구름 그리고 심한 경우에는 뇌우와 소나기가 내리기도 하지만 우리나라에서 이러한 현상을 관측하기는 매우 어렵다.

5.3 열 저기압



[그림 5.7] 한반도 열 저기압 예

5.4 지형 저기압

5.3절 열 저기압에서 살펴 본 것처럼 지상 부근의 기상현상을 지배하는 것은 종관 규모 환경에 있다는 것은 명백한 사실이지만 무시할 수 없는 요소가 바로 지형 효과이다. 특히 산맥과 같은 대규모 지형은 종관규모 흐름에 작용하여 지형 효과에 의한 국지적인 고저기압을 형성한다. 지형 저기압(Orographic Depression)은 풍하측 저기압(Lee-side Trough(Low))라고도 부르는데 일반적으로 대규모 흐름이 록키 산맥이나 알프스 산맥과 같이 높은 산맥을 넘어갈 때 풍하측에 형성되는 저기압을 의미한다. 지형 저기압의 형성 과정을 이해하기 위해서는 잠재와도 보존에 관해서 먼저 이해해야 한다. 등온위 잠재와도는 다음 식 5.1과 같이 정의 할 수 있다.

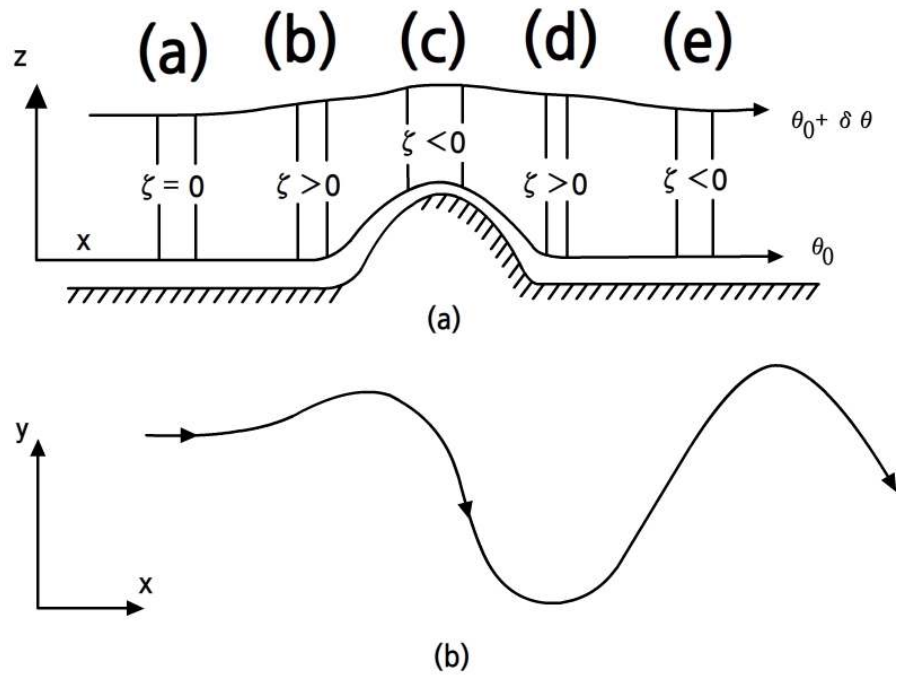
$$P \equiv (\zeta_\theta + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (\text{식 5.1})$$

만약 대기가 균질하고 비압축성을 가지면 식 5.1은 다음 식 5.2과 같이 단순화할 수 있다.

$$P = (\zeta_z + f) / h = \text{constant} \quad (\text{식 5.2})$$

식 5.2를 보면 소용돌이의 깊이가 대기의 운동에 따라 달라진다면 잠재와도를 보존하기 위해서 절대와도가 따라서 변해야 한다는 것을 알 수 있다. 절대와도가 보존되기 위해서는 상대와도가 증가하면 지구와도가 감소하고 상대와도가 감소하면 지구와도가 증가한다. 등위도면을 따라 움직이는 공기 기둥의 연직으로 확장되면 잠재와도를 보호하기 위해서는 지구와도가 0이기 때문에 상대와도가 증가해야 한다. 다음은 그림 5.8과 같이 높은 산맥을 넘는 기류의 경우를 상상해 보자.

5.4 지형 저기압



[그림 5.8] 산맥을 타고 넘는 서풍기류의 깊이 변화(위)와 동쪽으로 움직이는 공기 덩어리의 남북 운동 궤적(아래)

산맥에 도달하기 전 풍하측(a)에 위치한 공기 기둥의 깊이 변화가 없기 때문에 상대와도 $\zeta = 0$ 이 된다. 공기가 산맥에 도달하게 되면 산맥을 따라 상승하는 등온위면에 의해서 깊이 h 가 증가하게 되고 절대와도가 증가해야 하기 때문에 공기기둥은 반시계 방향으로 저기압성 순환을 한다. 이때 공기 덩어리의 궤적은 약간 북쪽으로 움직이게 된다. 공기가 산맥의 정상에 도달하게 되면 h 가 감소하게 되고 절대 와도가 감소해야 하기 때문에 $\zeta < 0$ 이 되고 공기 덩어리의 궤적은 남쪽으로 향하게 된다. 공기가 산맥의 아래에 도달하게 되면 h 가 급격하게 증가하게 되고 $\zeta > 0$ 으로 증가하게 되고 공기 덩어리의 궤적은 북쪽으로 향하게 된다. 여기에서 산맥 아래 풍하측(d)에 도달한 공기 덩어리의 궤적이 저기압성 순환을 가지게 된다는 것을 알 수 있다.

즉 풍하측 기압골(Lee-side Trough)이 형성된 것이다. 동시에 공기 기둥이 풍하측을 따라 내려가면서 늘어나게 되면 상대와도가 증가하면서 상층에 발산이 발생하게 되고 하층의 저기압성 순환과 맞물려 저기압이 발생하는 것이다. 이러한 지형성 저기압이 발생하는데 가장 좋은 기류의 방향은 산맥과 수직이고 풍속은 강할수록 유리하다. 따라서 강한 하층 제트기류가 산맥을 가로질러 타고 넘을 때 지형 저기압 발생에 유리하다.

5.4 지형 저기압

그런데 열역학적으로 접근하면 내용은 조금 더 복잡해지는 양상을 가진다. 왜냐하면 산맥을 따라 하강하는 기류는 건조단열적으로 승온하게 되고, 하강하는 바람은 상대 습도가 줄어들고 안정화되어 연직 운동이 제한을 받게 된다. 이러한 조건들은 저기압이 발생하기에 불리한 조건이다.

그럼에도 불구하고 풍하측 지형 저기압이 발생하는 이유에 대한 이론은 다양하다. 먼저 약 5km 고도의 중고도 바람은 높은 지형을 만나면 갑자기 마찰력이 증가하게 되고 지균풍의 바람 벡터가 비지균풍의 영향으로 남쪽으로 약간 변화하게 되면서 단파를 만들어 낸다. 산맥을 넘은 기류는 더 이상 마찰의 영향을 받지 않게 되기 때문에 산맥 상공에서 만들어진 상층 단파골이 풍하측에서 지형 저기압을 만들어 내는 과정으로 설명하는 이론이 있다.

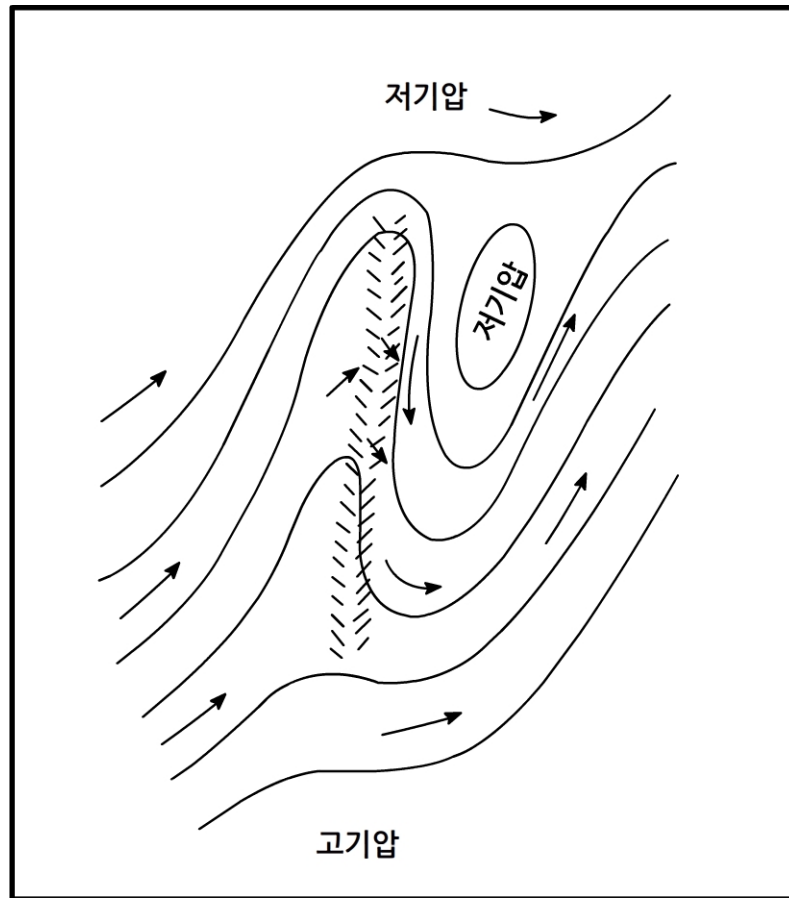
이와 함께 비록 산맥을 따라 하강하는 공기가 건조단열적으로 승온한다고 하더라도 여전히 주변 공기에 비해서 여전히 차가울 경우(활강풍) 차가운 공기가 따뜻한 공기 아래로 파고들면서 기존 공기를 연직으로 들어 올리게 되면 상층의 단파골과 결합되어 강한 지상 저기압이 형성될 수 있다.

지금까지 알려진 지형 저기압 중에서 가장 자주 나타나고 잘 분석되는 것은 로키 산맥 서쪽의 콜로라도 주에서 발생하는 콜로라도 저기압(Colorado Low)이다. 보통 지형 저기압이 소규모이고 영향을 미치는 범위가 아주 작지만 콜로라도 저기압은 걸프 만으로부터 불어오는 강한 남서 기류와 만나면 며칠 동안 북서쪽으로 이동하면서 넓은 지역에 강한 뇌우를 동반한 집중호우를 만들어 내는 경우도 발생한다.

우리나라의 경우에는 태백산맥의 높이가 비교적 낮기 때문에 지형 저기압의 발생이 잦지는 않다. 봄철에 대기가 안정된 상태에서 강한 남서기류가 태백산맥을 넘을 경우에 바람은 고지대에서 고기압성으로 휘는 경향이 있고, 풍하측에는 저기압성으로 휘는 경향이 있다. 이는 산이나 언덕 위에 기압마루, 또는 풍하측에 기압골을 만든다(그림 5.9 참조).

보통 고지대에서 풍하측으로 향하는 하강류는 공기가 단열적으로 온난하고 건조하기 때문에 악기상을 일으키는 경우는 드물고 흔히 양간지풍(양구와 간성 사이에서 부는 봄철 가을철 강풍 현상)이라고 불리는 지형성 강풍이 발생한다.

5.4 지형 저기압



[그림 5.9] 양간지풍을 만들어 내는 태백산맥 주변의 지형 저기압 예시

5.5 열대 저기압

5.5.1 열대 저기압의 정의

열대 저기압(Tropical Cyclone)은 태양으로부터 오는 열은 지구의 날씨를 변화시키는 주된 원인이다. 지구는 자전하면서 태양의 주위를 돌기 때문에 낮과 밤, 계절의 변화가 생기며, 이로 인해 지구가 태양으로부터 받는 열량의 차이가 발생한다.

또한 대륙과 바다, 적도와 극지방과 같이 지역 조건에 따른 열적 불균형이 일어난다.

태풍은 적도 지방이 극지방보다 태양열을 더 많이 받기 때문에 발생하는 열적 불균형을 해소하기 위한 하나의 과정으로, 저위도 지방의 따뜻한 공기가 바다로부터 수증기를 공급받으면서 강한 바람과 많은 비를 동반하며 고위도로 이동하는 현상이다.

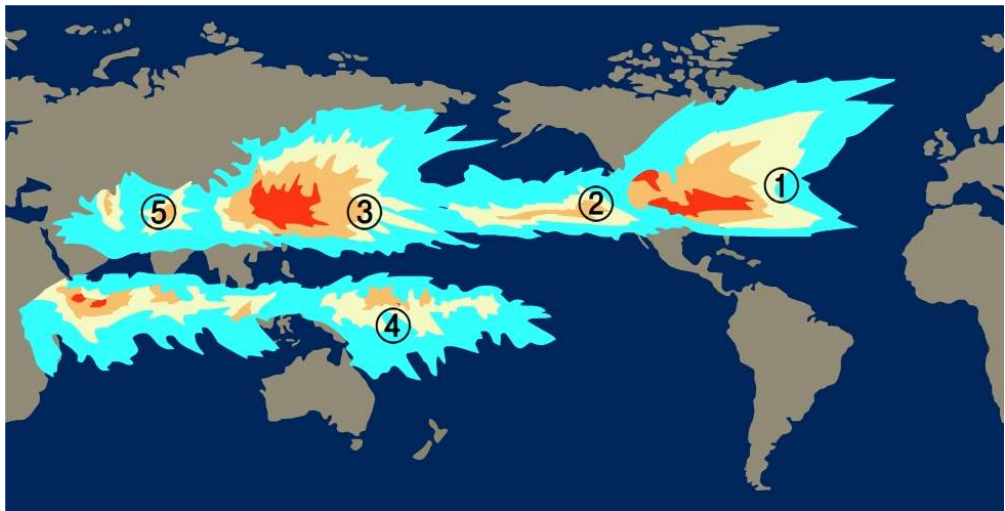
태풍은 열대성 저기압 중에서 중심 최대 풍속 17m/s 이상의 폭풍우를 동반하는 현상으로 정의되며, 지구상에서 연간 80개 정도의 열대성 저기압이 발생하고, 그 중 서태평양 부근에서는 30개 정도가 발생하여 우리나라를 포함한 아시아에 영향을 주고 있다.

5.5 열대 저기압

5.5.2 발생 위치에 따른 열대성 저기압 분류

태풍이 발생하는 해역별로 명칭은 아래 그림 5.10과 같다. 북태평양 170°E의 서쪽에서 남중국해(③)에서 발생하는 것을 태풍(Typhoon), 북대서양 서부, 서인도제도 부근(①)과 북태평양 동부, 멕시코 앞바다(②)에서 발생하는 것을 허리케인(Hurricane), 마다가스카르에서 90°E까지 및 오스트레일리아 북서부, 즉, 인도양 남부(④)에서 발생하는 것을 사이클론(Cyclone)이라 부른다.

단, 호주 부근 남태평양 해역에서 발생하는 것을 지역주민들은 윌리윌리(Willy-willy)라고 부르기도 한다. 비록 발생 횟수는 적으나, 벥골 만과 아라비아 해(⑤)에서 발생하기도 한다. 일반적으로 허리케인과 태풍은 7~10월에 많이 발생하며 사이클론을 포함하여 인도양 인근에서는 4~6월과 9~12월에 많이 발생한다.



[그림 5.10] 열대성 저기압의 발생 위치 분포

5.5 열대 저기압

5.5.3 최대 풍속에 따른 열대성 저기압 분류

세계기상기구는 열대 저기압을 최대 풍속에 따라 아래 [표 5.1]과 같이 4 등급으로 분류하고 있다. 우리나라와 일본은 열대 폭풍 이상을 태풍이라 부른다.

[표 5.1] 풍속에 따른 열대성 저기압 분류

중심 최대 풍속		17m/s 미만	17~24m/s	25~32m/s	33m/s 이상
구분	세계 기상 기구	열대 저압부(TD) Tropical Depression	약한 열대 폭풍(TS) Tropical Storm	강한 열대 폭풍(STS) Severe Tropical Storm	태풍(TY) Typhoon
	한국 일본	열대 저압부	태풍		

5.5.3.1 열대요란(Tropical Disturbance)

태풍은 열대 요란(Tropical Disturbance)에서 시작된다. 열대 요란은 저기압 지역 부근에 약한 강수와 구름을 동반하며, 바람도 강하지 않고 등압선도 폐곡되어 있지 않고, 주로 무역풍대의 편동풍과 내에서 존재한다. 이 열대 요란 중에서 일부가 열대 저압부(Tropical Depression)라 불리는 다음 단계로 발달한다.

5.5.3.2 열대 저압부(Tropical Depression)

열대 저압부는 저기압 중심 부근에서 기압이 하강하면서 계속 발달하여 적어도 한 개 이상의 폐곡된 등압선을 갖는다. 태풍으로 발달하는 단계로 풍속은 지속적으로 증가하고, 중심 기압 또한 계속 하강하지만 바람은 17m/s(34kts)를 넘지 않는다.

5.5.3.3 열대폭풍(Tropical Storm)

열대 저압부 중에서 지속적으로 발달하여 풍속은 17~32m/s(35~65kts)까지 발달한 것을 열대 폭풍이라 부른다. 열대 폭풍 중심 부근에 여러 개의 폐곡된 등압선이 존재하며, 바람은 저기압성 회전을 보여준다. 열대성 폭풍은 풍속에 따라 약한 열대폭풍과 강한 열대폭풍으로 다시 구분하기도 한다.

5.5 열대 저기압

5.5.3.4 태풍(Typhoon)

태풍의 중심 부근에서는 강력한 저기압성 회전이 나타나며, 풍속은 33m/s(64kts) 이상이다. 태풍은 중위도 저기압보다 크기는 작지만, 더 강력하며 매우 강력한 소용돌이를 발생시킨다.

5.5.3.5 크기에 따른 열대 저기압 분류

열대 저기압은 초속 15m/s 이상의 풍속이 미치는 영역에 따라 다음 [표 15.2]와 같이 분류한다.

[표 5.2] 크기에 따른 열대 저기압 분류

크기	풍속 15m/s 이상 반경
소형	300km 미만
중형	300km 미만 ~ 500km 미만
대형	500km 미만 ~ 800km 미만
초대형	800km 이상

5.5 열대 저기압

5.5.4 열대 저기압의 특징

5.5.4.1 태풍의 일반적 특징

태풍은 여러 가지 구별되는 특징을 갖고 있다. 태풍은 해수면 온도가 27°C 이상인 해역에서 발달하므로 우리나라에 영향을 미치는 태풍은 그림 5.10에서 보는 바와 같이 대체로 110°~180°E, 5°~20°N의 구역에서 발생한다. 태풍은 중위도 저기압과는 달리 전선을 동반하지 않으며, 등압선과 바람은 저기압 중심 부근에서 원형을 보여준다. 태풍이 성숙하면 보이는 태풍 눈은 구름이 없으며, 비도 거의 내리지 않는다. 저위도 지방에서는 뚜렷하게 나타나, 중위도 지방으로 북상하게 되면 점차 희미해진다.

눈의 직경은 20~200km 정도로, 일반적으로 발생기에는 크고, 발달됨에 따라 점차 작아진다. 형태는 보통 원형이나 때로는 타원형이 될 때도 있다. 눈이 발생하는 원인에 대해서는 완전히 규명되지는 않았지만, 각운동량 보존 법칙을 이용해 설명할 수 있다. 태풍 중심을 향하여 원운동을 하면서 휩쓸려 들어온 공기덩이가 각운동량을 보존하고 있다면 중심에 가까워질수록 풍속이 증가하면서 공기덩이에 작용하는 원심력도 현저히 증가한다.

결국 공기덩이는 더 이상 중심부로 들어가지 못하고 기압경도력과 원심력이 평형을 이루는 위치에서 상승하여 태풍 눈을 형성시킨다. 이론적 계산에 의하면 태풍의 주위와 중심 사이의 기압차가 클수록 눈의 범위는 좁고, 북상할수록 넓어진다. 태풍의 크기는 중위도 저기압보다 작다. 전형적인 태풍의 직경은 600km이며, 중위도 저기압은 거의 2,000km를 덮는다. 그러나 태풍의 풍속은 매우 강하여 중위도 저기압보다 더 큰 피해를 입힌다.

전형적인 태풍의 풍속은 45m/s이지만, 80m/s 이상인 강한 태풍도 있다. 태풍의 특징은 적도 부근에서는 발달하지 않는다는 것이다. 적도 부근의 해수면 온도는 태풍이 발달할 만큼 높은 온도를 보이나, 적도를 중심으로 남북으로 약 500km(위도 5°) 이내에서는 발생하지 않는다. 그 이유는 지구 자전으로 인한 전향력 때문으로, 적도 부근에서 전향력은 0으로 나타나기 때문에 저기압 중심으로 들어오는 공기는 회전을 하지 않게 되어 등압선이 원형인 태풍은 발생하지 않는 것이다.

5.5 열대 저기압

5.5.4.2 태풍의 진로

태풍 예보에서 가장 중요한 것은 예상 진로의 예보이다. 기후학적으로는 고위도로 향하며 편동풍대 속을 서진하여 대륙에서 소멸하는 것과 전향하여 편서풍대 속을 북동진하는 것이 있다. 저위도에서 발생한 태풍의 전형적 진로는 초기에 북서쪽으로 진행한다. 왜냐하면 태풍은 지표와 상층 대기 사이의 평균 순환과 무역풍에 의해 인도되기 때문이다.

태풍이 고위도로 움직여 제트 기류 지역으로 들어오면 상층 편서풍의 영향을 받기 시작한다. 이 지점에서 태풍은 그 진로를 북동쪽으로 바꾸어 전향하기 시작한다. 태풍의 전향 여부는 전향 시작 1~2일 전의 상층 바람장의 변화와 아열대 고압부의 위치와 관련이 있으며, 태풍 전향과 관련된 운동량 수송은 전향하기 24시간 전부터 전향시점 사이에 동서방향으로 크게 증가하는 것으로 알려져 있다. 계절적으로 보면 정상 진로는 6월에는 서진 또는 북서진하고, 7~10월에는 아열대 고기압의 발달로 북동진하는 것이 많다.

우리나라에는 태풍이 주로 7~8월에 영향을 주는 경우가 많고, 9월로 접어들면서 아열대 고기압의 쇠퇴로 점차 일본으로 향하며, 10월 이후에는 북태평양으로 빠져나간다. 바람이 약한 여름철에는 불규칙하게 이상 진로를 밟기도 한다. 이상 진로를 보이는 태풍은 2년에 1회 정도 발생하고, 진로는 발생 시의 환경과는 관계없이 그 당시 조건에 따라서 바뀌는 것이 보통이다.

또한 태풍은 관성 진동 때문에 굴절하며 이동하는 경우가 있는데, 이러한 불규칙한 이동주기는 저위도에서 35~46시간, 우리나라 부근에서 20시간 정도이다.

5.5 열대 저기압

5.5.4.3 태풍의 이동 속도와 풍속

태풍이 서쪽으로 이동하는 편동풍대에 있는 동안의 평균 속도는 20km/h 정도이지만, 전향할 때는 늦어지고, 전향 후에는 급속히 속도가 증가하여 40km/h, 때로는 80km/h 이상 되기도 한다. 이동 속도는 각각의 태풍과 계절에 따라 다르다. 태풍의 이동 속도는 일반적으로 지속성이 있으므로 특별한 경우를 제외하고, 반일~1일 정도이면 과거의 이동 속도를 그대로 답습하는 경우가 많으므로, 장래의 위치를 어느 정도 예상할 수 있다 태풍이 이동할 때 지표 바람은 태풍 진행 방향의 양쪽에서 다른 풍속을 갖는다.

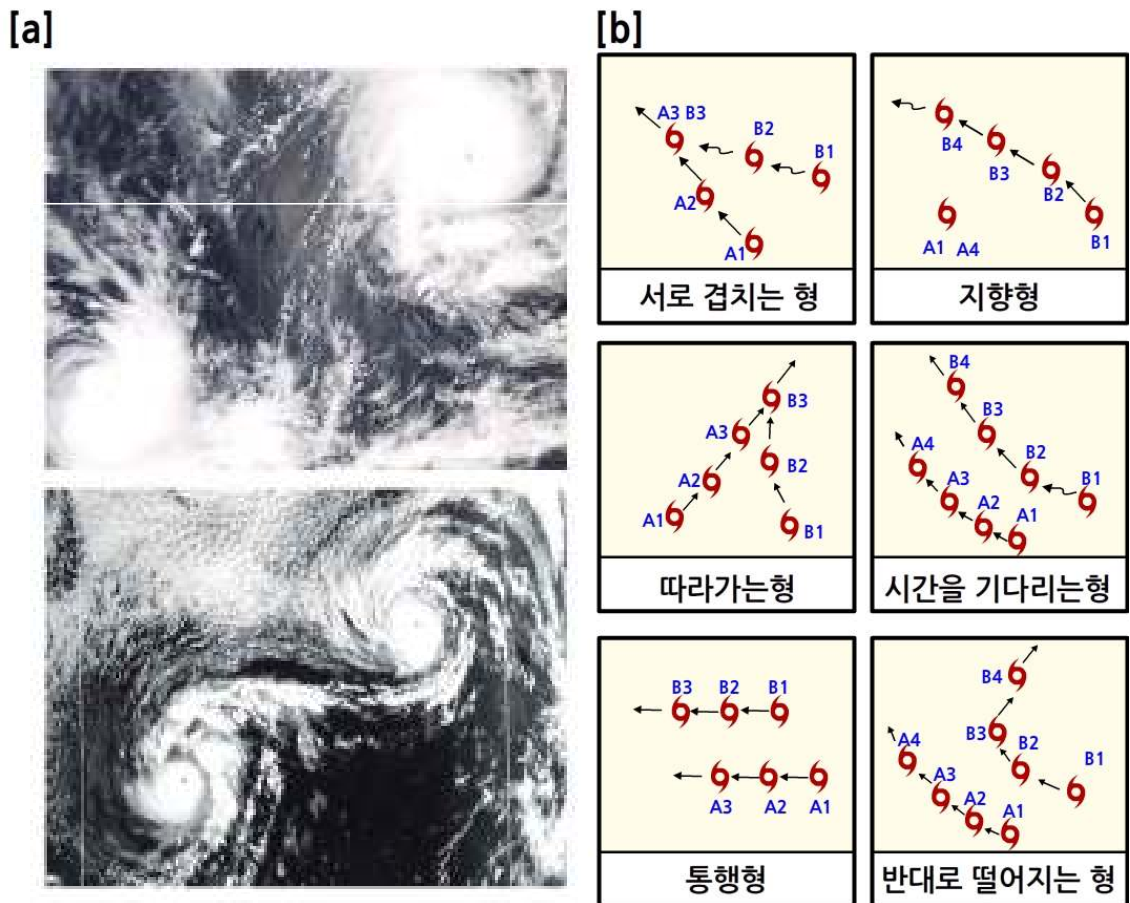
태풍이 북서쪽으로 이동하는 경우, 최대 풍속은 진행 방향의 우측에서 발생한다. 이것은 태풍의 진행 속도와 바람의 회전 속도가 합해진 결과이다. 대칭적인 구조를 갖는 태풍이 정지해 있을 때 풍속이 130km/h이라면 풍속은 눈의 모든 측면에서 같을 것이다.

그러나 태풍이 30km/h의 속도로 움직이면 태풍 진행 방향의 우측에서 풍속은 태풍의 진행 속도와 눈 주위에서 회전하는 바람의 속도가 합해진 결과가 될 것이다. 이렇게 되면 진행 방향의 우측에서는 160km/h가 될 것이고, 좌측에서는 30km/h가 감소된 100km/h가 될 것이다. 이때 태풍 진행 방향의 우측(160km/h)을 위험반원이라 하고, 좌측(100km/h)을 가항반원이라 하며, 풍속 차이는 파괴력의 관점에서 매우 커다란 차이를 나타낸다. 바다에서 항해자들은 태풍에 조우했을 때 강풍을 피해기 위해서 태풍 진행 방향의 좌측과 우측에서 풍속이 다르다는 사실을 오래전부터 이용해왔다.

5.5 열대 저기압

5.5.4.4 후지와라 효과(Fujiwhara Effect)

2개의 태풍이 일정한 거리 이내에 나란히 있을 때, 태풍은 서로의 영향을 각각 받아 서로 다른 방향으로 움직이는 현상으로, 일본의 기상학자 후지와라 사쿠헤이가 발견하여, 그 이름을 따 후지와라 효과라 한다. 후지와라 현상으로 인해 서로 인접한 두 태풍은 서로 반시계 방향으로 회전하거나, 동행하는 등 여러 가지 운동 형태를 가지게 된다. 후지와라 효과가 나타나기 위해서는 열대 저기압의 강도나 세기에 따라 다르지만, 대체로 1,000km 이내에 들어야 한다. 이렇게 가까운 거리에 열대 저기압이 2개 이상 존재하는 현상은 대서양이나 인도양에서는 별로 나타나지 않고, 그림 5.11(a)와 같이 대부분 태평양, 특히 북서 태평양에서 많이 볼 수 있다. 후지와라 효과는 다음의 6개의 유형으로 그림 5.11(b)와 같이 분류할 수 있다.



[그림 5.11] 태풍 후지와라 효과 위성영상(a)와 6가지 형태의 후지와라 효과(b)

5.5 열대 저기압

서로 겹치는 형: 약한 열대 저기압이 근처에 있는 강한 열대 저기압에 세력을 빼앗겨 급속도로 약해지는 유형이다.

지향형: 한쪽의 열대 저기압만 간섭을 받고 다른 한쪽의 열대 저기압의 주위를 따라가는 것처럼 보이는 유형이다.

따라가는 형: 한쪽의 열대 저기압이 먼저 이동하고, 그 뒤를 다른 한쪽의 열대 저기압이 뒤쫓아 가는 유형이다.

시간을 기다리는 형: 동쪽에 있는 열대 저기압이 먼저 북상하고, 그 열대 저기압이 사라진 뒤에 서쪽에 있는 열대 저기압이 북상하는 유형이다.

동행형: 2개의 열대 저기압이 함께 이동하는 유형이다.

반대로 떨어지는 형: 동쪽에 있는 열대 저기압이 속도를 올려 빨리 북동쪽으로 이동하면, 서쪽에 있는 열대 저기압은 속도가 떨어지면서 서쪽으로 이동하는 유형이다.

[표 5.3] 열대 저기압과 온대 저기압 특성 비교

항목	열대저기압	온대저기압
발생 지역	열대지방의 해상	중위도(온대/한대) 지방
발생 시기	여름과 가을에 발달하여 중위도 지방으로 이동한다.	연중, 겨울에 가장 많고 봄에도 많이 발생한다.
바람	눈의 바깥쪽이 폭풍우역이다.	풍향이 전선에서 급변, 폭풍역은 불규칙하게 분포
온도분포	중심에 대하여 대칭적이다.	전선을 경계로 하여 불연속적으로 변한다.
등압선	중심에서 원대칭	비대칭인 타원형
전선	전선이 없다.	전선(온난 및 한랭)이 따른다.
강수분포	중심 전방에 많고 대칭적이다.	중심 및 전선 부근 분포
이동	아열대 고기압의 바깥쪽을 시계 방향으로 회전한다.	편서풍대에서 발생하고 북동진한다.
에너지원	응결 잠열	위치에너지 및 응결 잠열
규모	직경 600km 정도	직경 2,000km
눈	중심에 눈을 가진다.	없다.

5.6 극 저기압

극 저기압(Polar Low)은 북반구(남반구)의 극전선의 북극(남극)쪽 부분에 위치한 해상에서 발생하는 규모가 작고, 생애가 짧은 저기압을 말한다. 극 저기압은 극 중규모 와도, 극 허리케인, 극 저기압, 한기 저기압 등으로 불린다. 극 저기압의 규모는 1,000km를 넘지 않고 생애도 며칠을 넘지 못한다. 따라서 일부에서는 극 저기압을 중규모 기상현상의 일부로 구분하기도 한다.

극 저기압은 재래식 기상 관측을 통해서 확인하기 힘든 반면 항해, 17m/s 이상의 강풍과 강한 비와 눈을 동반하기 때문에 해상 시추 작업 등에 큰 피해를 입히는 특성을 가지고 있다. 1960년대 이후에 기상위성을 통한 관측이 가능해지면서 고위도 지방에 중규모 구름 소용돌이 영상이 포착되었고 이것이 극 저기압의 존재를 보여주는 결정적인 증거가 되었다(그림 5.12 참조).

가장 강한 극 저기압들은 겨울철 동안 북극이나 남극 주변의 얼음이 없는 노르웨이 해, 바렌츠 해, 래브라도 해, 알래스카 만 등에서 주로 발견된다.



[그림 5.12] 바렌츠 해 부근에서 발생한 극 저기압 위성 영상

5.6 극 저기압

극 저기압은 육지에 상륙하면 빠르게 약화된다. 남극 지역의 극 저기압은 북극 지역의 극 저기압에 비해서 약한데 그 이유는 남극 지역은 대륙과 해수의 온도차가 작기 때문이다. 위성 영상에 나타난 극 저기압은 다양한 형태를 가지지만, 구름의 형태는 크게 2가지 형태로 분류할 수 있다.

먼저, 많은 층운형 구름 밴드들이 저기압 중심을 둘러싸고 중심을 향해 형성되는 원형 형태이다. 그림 5.12에서 볼 수 있듯이 극 저기압의 형태는 대류성 구름이 중심을 향해 분포하고 있는 열대 저기압의 형태와 비슷하게 눈 형태의 중심을 향해 층운형 구름들이 둘러싸고 있다. 이런 이유로 강한 극 저기압을 가끔 ‘극 허리케인’ 이라고 부른다.

두 번째 형태는 콤파 형 형태로 대부분의 극 저기압이 이 형태를 가지며 한대 저기압의 전선과 크게 구분이 되지 않는다. 극 저기압은 수평 온도 경도가 강한 경압 불안정 구역에서 발생하며 작은 전선 저기압과 함께 나타난다. 극 저기압이 강하게 발달하는 경우에는 적운형 구름을 가지기도 하는데 이는 대류권 상층의 콜드 풀과 관련되어 있다. 겨울철 동안 대류권 중층의 온도가 -45°C 이하인 기류가 얼음이 없는 해상을 지나면 깊은 대류성 구름을 가지는 극 저기압이 발생할 수 있다.

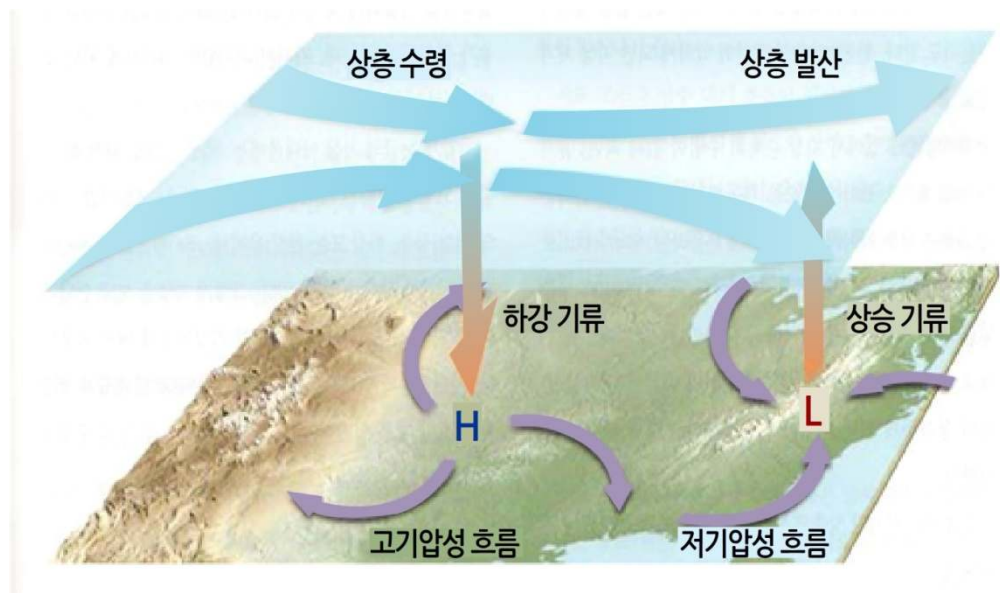
극 저기압은 유라시아 북극 지역에서 1년에 15회 정도 관측되는 것으로 알려져 있다. 극 저기압은 재래식 기상 예보 방식으로는 예보하기가 곤란하기 때문에 대기 중층의 기류를 추적하는 초단기 예보 방식이나 고해상도 수치 예보 모델을 통해서 예측하는 것이 보통이다.

5.7 고기압

고기압(Anticyclone)은 중심이 주변보다 기압이 높고, 그 주변의 바람이 지구 자전방향과 반대로 분다. 지구자전과 같은 방향으로 순환하는 저기압(Cyclone)과 반대개념이다.

저기압과 고기압은 근본적으로 몇 가지 차이점이 있다. 일반적으로 고기압이 크고, 느리게 움직이며, 저기압보다 지속 시간이 길다. 고기압은 중심 가까이에서 기울기가 아주 작기 때문에 중심에서 바람이 약하고 기울기의 변화가 큰 특성이 있다. 대개 저기압은 그들 각각의 일생(Life-cycle)이 독립적인 반면에, 새롭게 생성된 고기압은 대부분 기존의 고기압의 연장을 통해 생성되며 결국에는 기존 고기압을 대체한다.

우세한 고기압의 가장 중요한 특징은 공기가 넓게 퍼져 서서히 가라앉는 현상인 침강(Subsidence)이다. 침강은 떠오르는 공기와 관련 있는 저기압과는 직접적인 차이가 있다. 공기가 포함하는 물의 양은 일정하나 침강하는 공기는 단열 압축(Adiabatic Compression)되어 1km 낮아질 때마다 10℃ 정도 데워지기 때문에 이 공기가 포함하는 물의 양은 일정하다. 그래서 공기가 가라앉을수록 상대습도는 낮고, 공기는 따뜻해진다(그림 5.13 참조).



[그림 5.13] 지상 고저기압과 관련된 상층 대기의 흐름 모식도

5.7 고기압

침강은 대류권 중층에서 가장 잘 나타나는데, 대류권 하층에서는 고기압의 침강률이 점점 줄어들어서 지면 1km 이내에서는 아주 작다. 지면 효과 때문에 위로 생기는 난류(Turbulence)에 의한 혼합이 공기의 온도를 낮추고, 주로 겨울철 해상에서 층운(St), 층적운(Sc)을 형성한다. 그러므로 고기압 지역은 맑거나 구름이 끼는데, 특히 이는 겨울철 예보에 어려움이 될 것이다. 가라앉는 따뜻한 공기의 근처에서 나타나는 침강역전(Subsidence Inversion)은 고기압에서 관측된 연직 사운드링(Sounding)에서의 특징이며, 이는 대류(Convection)의 높이를 제한한다.

또한 침강역전은 하층 대류권의 덮개 역할을 하고, 산업지대에서의 생성된 오염원이 퍼져나가는 것을 막으며, 연무(Hazy) 상태를 만든다. 저기압이 따뜻해지는 공기로부터 생기는 것과 마찬가지로, 고기압은 찬 공기의 영역과 관련이 있다. 그러나 전 대류권이 평균 이하의 온도로 더 찬 공기인 지역을 말하는 것은 아니다. 저온인 영역은 두 개의 뚜렷한 층의 한 곳에서 발생하는 경향이 있고, 이에 따라 다음의 두 가지 고기압 유형으로 구분된다.

한랭 고기압(Cold Anticyclone): 차고 밀도가 높은 공기가 대류권(2km) 하층에 넓게 모여 있을 때 발생. 2km 이상의 층에서 온도는 거의 보통임.

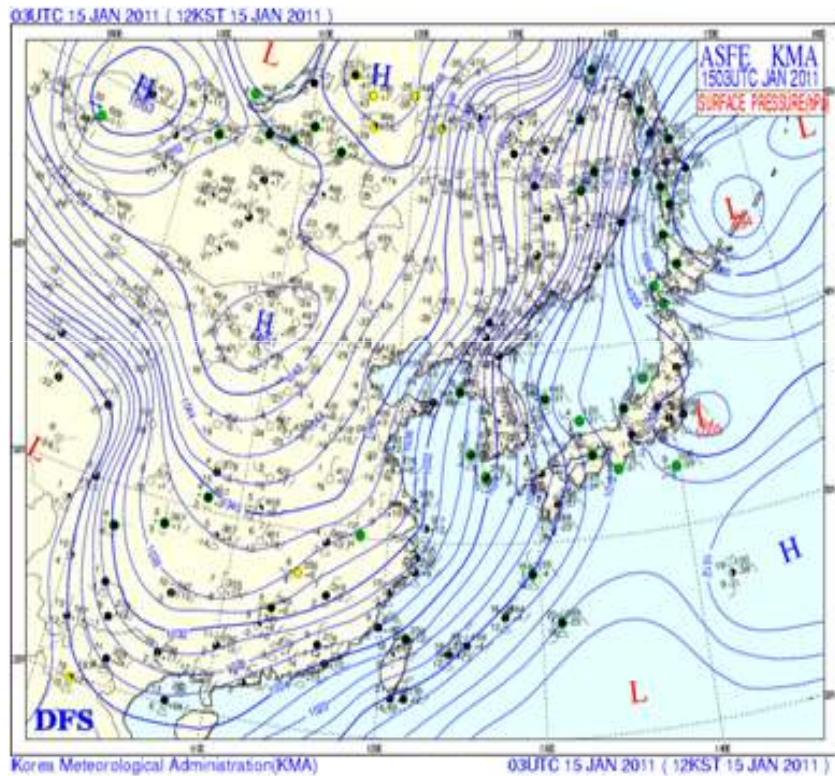
온난 고기압(Warm Anticyclone): 차고 밀도가 높은 공기가 대류권 상층과 성층권 하층 사이에 넓게 모여 있을 때 발생. 대류권 중·하층은 보통보다 더 따뜻함.

즉, 한랭 고기압과 온난 고기압은 대류권 하층부의 온도로 구분될 수 있다.

5.7 고기압

5.7.1 한랭 고기압

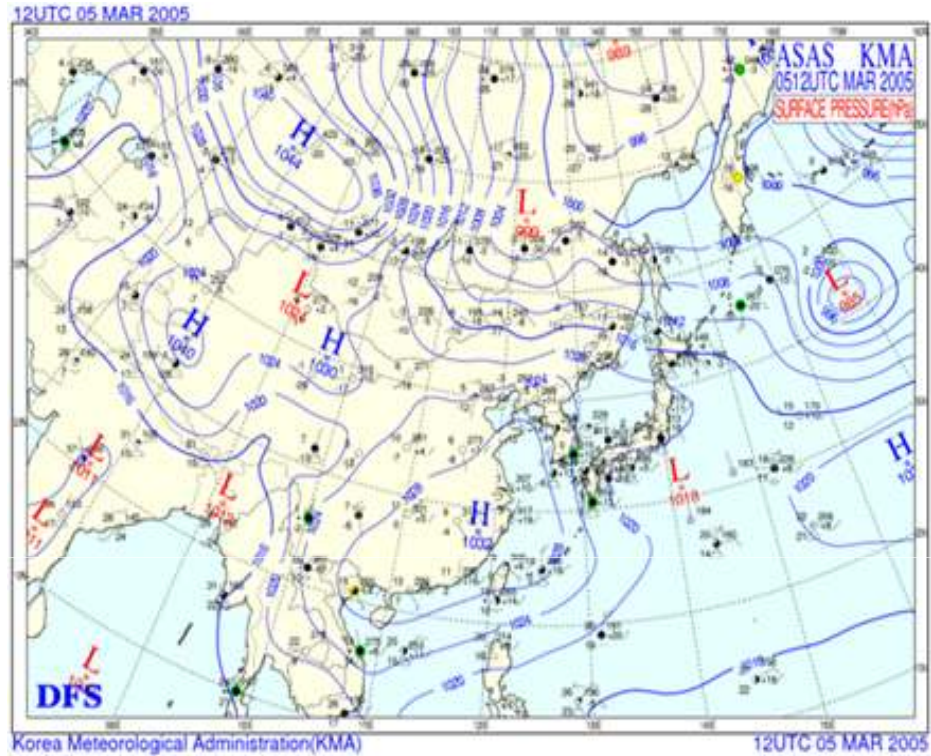
겨울철, 시베리아나 캐나다와 같이 광범위한 대륙의 기단 하층에서 오래 지속된 복사냉각은 거대하고 느리게 움직이는 한랭 고기압을 형성한다. 차고 밀도가 높은 공기는 고도가 높아짐에 따라 기압이 더 빨리 낮아지기 때문에, 고기압은 고도가 높아질수록 발견되기 어렵고 2~3km 고도에서는 사라져버린다. 이런 특징이 있을 때 최대 지상기압이 기록된다. 그림 5.14는 겨울철 우리나라에 영향을 미치는 시베리아 고기압이 한랭고기압의 대표적인 예이다.



[그림 5.14] 한랭 고기압 예시

5.7 고기압

다른 형태의 한랭 고기압은 두 개의 연속된 저기압 사이에 기압이 증가하여 생긴다. 이런 형태는 이동성이고, 저기압과 비슷한 속도로 움직이는 경향이 있다. 이런 유형의 고기압은 '이동성(Migration)' 고기압이라 불린다. 주로 봄과 가을에 우리나라를 통과한다(그림 5.15 참조).

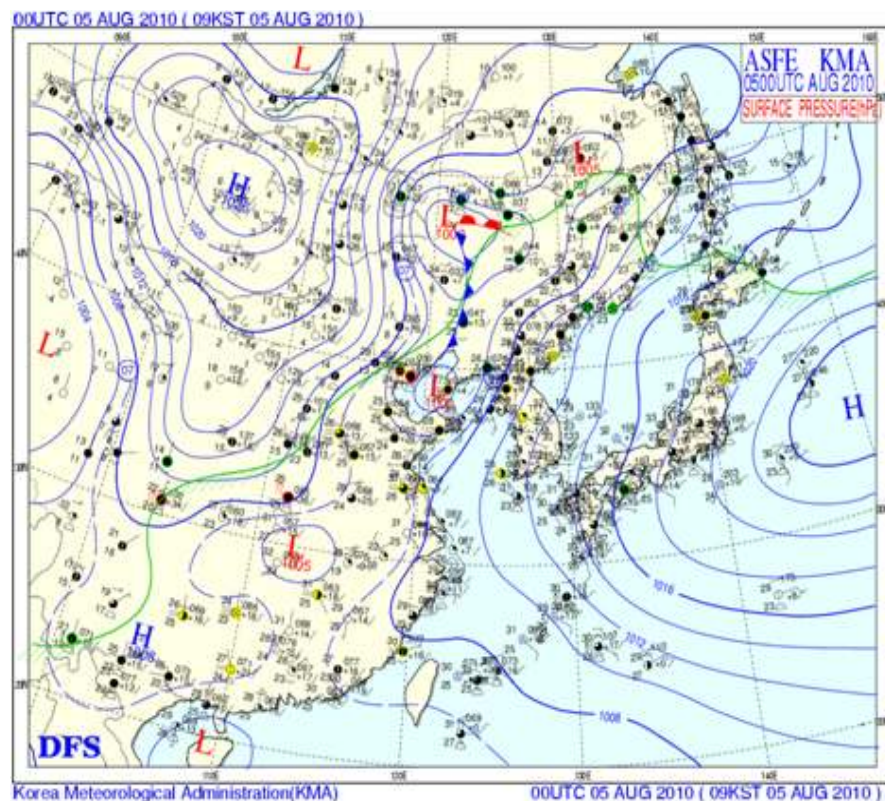


[그림 5.15] 이동성 한랭 고기압의 예시

5.7 고기압

5.7.2 온난 고기압

온난 고기압의 순환은 대류권 중하층에서 고도가 높아짐에 따라 연직으로 강해진다. 이 지역에서의 공기는 따뜻하고 고도가 높아질수록 기압은 서서히 하강한다. 이런 과잉 지상기압은 대류권계면에서 일어난다. 즉 대류권계면 부근에서의 발산이 원활하지 않아 권계면과 지표 사이에 하강기류가 발생하는데, 대류권 하층의 공기는 상층의 공기보다 상대적으로 따뜻하게 된다. 우리나라에 영향을 미치는 대표적인 온난 고기압은 북태평양 고기압이 있다. 북태평양 고기압이 계속 확장하여 우리나라 상공에 상층까지 고기압이 강하게 세력을 떨치면, 무더위가 이어진다(그림 5.16). 모든 고기압이 명백하게 그 유형이 구분되어지는 것은 아니다. 모든 고기압의 최대 해수면 기압(1070hPa 초과)은 예외적으로 하층에서 한기가 평균 대류권계면보다 높은 곳에서의 한기와 합쳐질 때 나타난다. 이동성 한랭 고기압은 저층의 공기가 따뜻해지고 대류권계면이 상승함에 따라 온난 고기압으로 전환될 수 있다. 대개 이들은 아열대고기압 쪽으로 이동하여 아열대 고기압과 합쳐진다. 일반적으로, 고기압의 서측에서는 난기가 북쪽으로 이류되고, 동측에서는 한기가 남쪽으로 이류될 때 고기압이 형성된다. 난기가 고기압을 에워싸면, 고기압들은 약해지는 경향이 있다.



[그림 5.16] 온난 고기압의 일종인 북태평양 고기압의 예시

5.7 고기압

5.7.3 저지 고기압

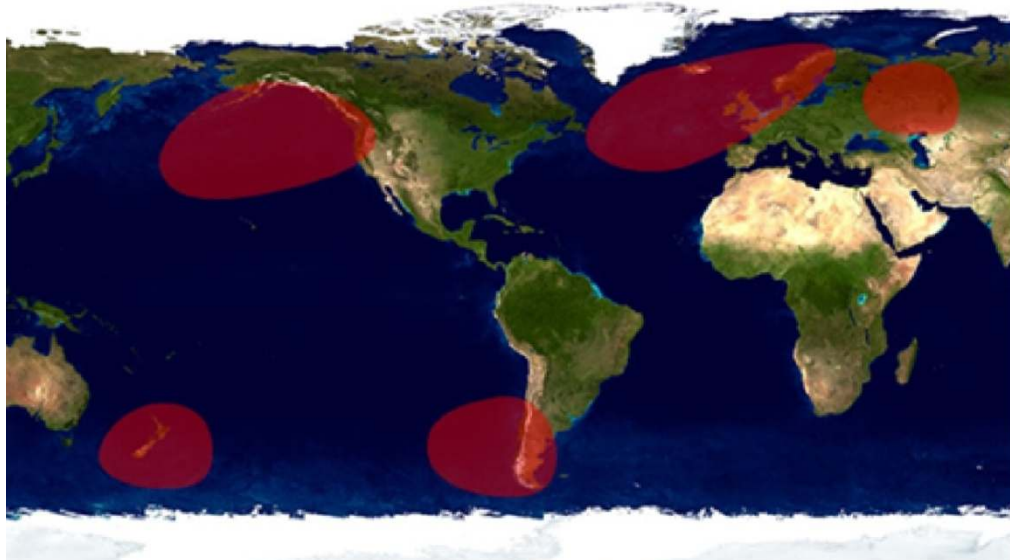
5.7.3.1 저지 현상의 개념과 판단

대기과학에서 저지(Blocks)란 대기의 대규모 기압장 패턴이 거의 정체되어 저기압의 이동을 저지하거나 방향을 변화시키는 현상을 의미한다. 이러한 작용을 하는 고기압을 저지 고기압(Blocking Highs or Blocking Anticyclones)이라고 한다.

저지 현상은 한번 발생하면 영향을 받는 지역에서는 수일에서 길게는 수 주 동안 거의 동일한 기상 현상이 반복된다. 저지 현상은 대류권 상층의 바람 패턴이 비정상적으로 흐른 것으로도 볼 수 있는데, 동서 흐름이 약화되고 남북 흐름이 강화되면서 기압계 중심이나 중심의 서쪽에 강한 남북 변형 장을 형성하여 전체적인 종관 운동을 준-정체, 정체 혹은 후진시키기도 하는 특징을 가진다.

그런데 계절적으로 저지 현상을 발달시키는 특정한 종관 규모 강제력이 무엇인지는 아직까지 명확하게 밝혀지고 있지 않다. 다만 기후학적으로 저지 현상이 자주 발생하는 지역은 북반구에서는 유럽 대서양, 우랄 산맥 근처, 중앙 태평양, 북미 대륙 서부 해안으로 알려져 있고, 남반구에서는 남미 대륙 서부 해안, 뉴질랜드 인근 등으로 알려져 있다(그림 5.17 참조).

저지(블로킹) 다발지역 기후학적 분포도



[그림 5.17] 기후학적 저지 현상 다발 지역(붉은 색칠 지역)

5.7 고기압

예보관들은 저지 현상의 발생 여부를 명확하게 인지하고 있어야 한다. 왜냐하면 저지 현상이 발생하면 일정한 기간 동안 비슷한 기상 현상이 유지될 것이라는 것을 예단할 수 있기 때문에 기상 현상에 예보 초점을 맞출 것인지 결정하는데 중요한 정보를 제공하기 때문이다.

저지 현상을 정확하게 인지하고 있으면 수치 모델 결과 자료의 유효성을 판단하는데 유리하다. 보통 중규모 모델의 경우에는 저지 현상과 같은 비역학적 기상 현상들에 대해서 명확한 예측 알고리즘을 가지고 있지 못하기 때문에 저지 현상의 형성 과정을 너무 느리게 모의는 반면 저지 현상의 해소는 너무 빠르게 모의하는 경향을 가지고 있어서 상층 대기 흐름에 대해서 부정확한 정보를 제공할 수 있다는 사실을 예보관들은 인식하고 있어야 한다.

저지 현상의 존재 여부를 직관적으로 판단하는데 좋은 정보를 제공하는 것이 전구 수증기 위성 영상이다. 수증기 영상은 약 700hPa에서 400hPa 사이의 상층 대기 패턴을 수증기 추적을 통해서 보여주기 때문에 분리된 고도 별로 분석되어지는 단일 상층 일기도에서 찾기 힘든 저지 현상의 존재 여부를 판단하는데 좋은 정보를 제공한다. 수증기 영상을 연속적으로 관찰하면 상층의 종관적인 대기의 흐름을 파악할 수 있고, 상층의 와도 중심, 변형 지역, 제트 중심축의 위치를 판별하는데도 유리하기 때문에 직관적으로 저지 현상의 발생 여부를 판단할 수 있다.

수증기 영상과 함께 등온위 잠재 와도(IPV)도 저지 현상 여부를 가시적으로 판단하는데 도움을 주는 것으로 알려져 있지만, 일반적으로 예보관들이 등온위 분석 일기도에 익숙하지 않고 사용 빈도도 떨어지기 때문에 많이 활용되고 있지는 않다.

5.7 고기압

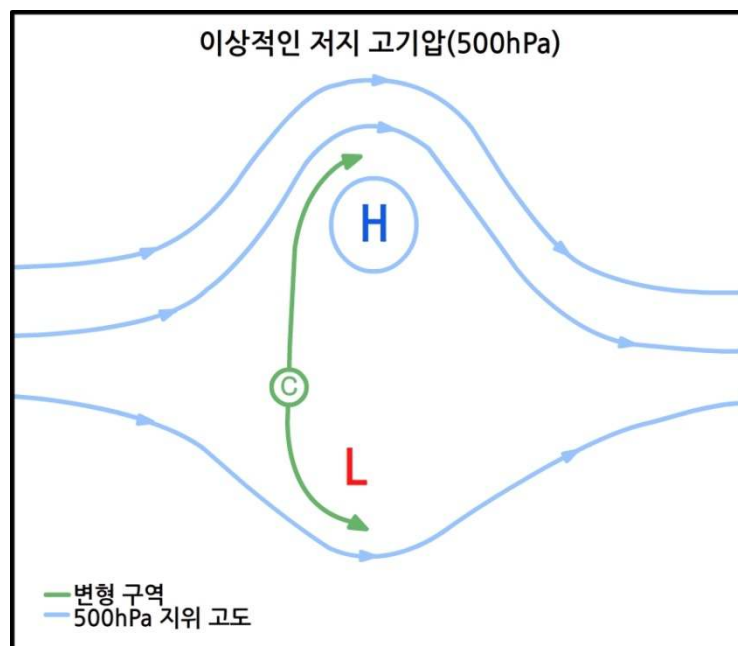
5.7.3.2 저지 현상의 종류

저지 현상은 저지 고기압, 절리 저기압, Rex형 저지, Omega형 저지로 분류할 수 있다.

1) 저지 고기압

상층 절리형 저지 고기압은 동서 방향으로 이동하는 상층 기류가 느린 속도로 북쪽으로 전향되면서 형성되는 기압능 속에서 만들어진다. 저지 현상에 의해 기압능이 형성되면 기류를 따라 기압능의 서쪽에서 뚜렷한 온난 이류가 발생하고 기존의 종관규모 흐름에서 고기압 중심이 떨어져 나와 그림 5.18과 같은 저지 고기압을 형성 한다. 저지 고기압은 수증기 영상 동화를 통해 강한 고기압성 순환이 발생하면서 동시에 남북 변형 구역이 형성되는 지역을 찾으면 쉽게 인지할 수 있다. 남북 변형 구역은 동서 방향의 상층 흐름이 갑자기 남북으로 나누어지는 구역으로 이 구역에서 저지 현상이 발생한다.

저지 고기압이 형성되면 넓은 구역에 비교적 긴 기간 동안 온난 건조하고 청명한 날씨가 지속된다. 그렇지만 저지 고기압이 강하게 형성되어 수 주 이상 지속되면 기압능의 영향을 받는 지역에서 비정상적으로 온도가 높고 건조한 날씨가 유도할 수 있다. 우리나라 봄철에 1주일 이상 강풍을 동반한 건조한 날씨가 발생하는 경우가 잦는데 이 경우는 대부분 저지 고기압과 관련되어 있다.



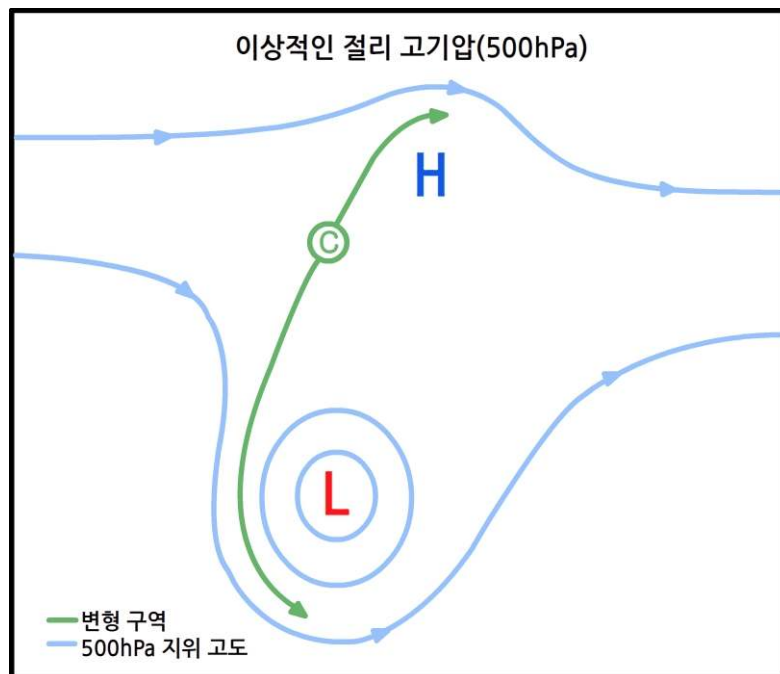
[그림 5.18] 전형적인 저지 고기압 예시. 녹색선 변형 구역, 청색선 500hPa 등고도선

5.7 고기압

2) 절리 저기압

절리 저기압(Cut-off Lows)은 상층 대기의 흐름이 저지 고기압과 반대로 형성될 때 발생한다. 절리 저기압은 동서 방향으로 이동하는 상층 기류가 느린 속도로 남쪽으로 전향되면서 형성되는 기압골 속에서 만들어 진다. 저지 현상에 의해 기압골이 형성되면 기류를 따라 기압능의 서쪽에서 뚜렷한 한랭 이류가 발생하고 기존의 종관규모 흐름에서 저기압 중심이 떨어져 나와 그림 5.19와 같은 절리 저기압이 형성 된다. 절리 저기압은 수증기 영상 동화를 통해 강한 저기압성 순환이 발생하면서 동시에 남북 변형 구역이 형성되는 지역을 찾으면 쉽게 인지할 수 있다.

남북 변형 구역은 동서 방향의 상층 흐름이 갑자기 남북으로 나누어지는 구역으로 이 구역에서 저지 현상이 발생한다. 절리 저기압이 형성되면 넓은 지역에서 일정한 기간 동안 한랭 건조한 날씨가 지속된다. 절리 저기압이 강한 경우에는 상층 기압골과 지상 저기압이 상호 작용하여 국지적인 집중 호우 현상을 유도한다. 장마철에 한반도 북동쪽에 절리 저기압이 일정기간 형성되어 있는 상태에서 하층의 기압골이 이 지역으로 접근하면 비교적 긴 기간 동안 많은 비가 내리는 경우를 쉽게 발견할 수 있다.



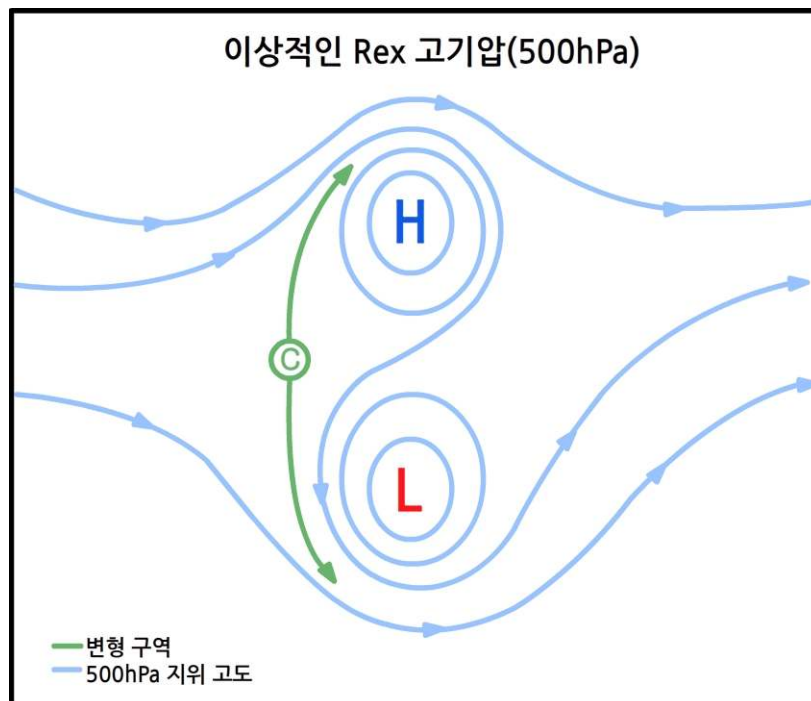
[그림 5.19] 전형적인 절리 저기압 예시. 녹색선 변형 구역, 청색선 500hPa 등고도선

5.7 고기압

3) Rex형 저지

Rex형 저지는 그림 5.20에서 볼 수 있듯이 상층 대기 순환 속에서 서로 반대 방향의 흐름을 가지는 고기압과 저기압 중심이 형성되고 점점 강화되는 형태의 저지 현상을 의미한다. 수증기 영상을 통해서 관측되는 Rex형 저지는 동에서 서로 흐르는 강한 제트기류가 나타나고, 제트의 서쪽 끝에서 분리 현상이 발생하면서 강한 남북 변형 구역이 길게 형성되어 저기압과 고기압 중심이 더욱 강한 순환을 가지는 것이 특징이다.

Rex형 저지는 거의 정체된 형태를 유지하는데 이 정체가 풀리기 위해서는 고기압이나 저기압 중 하나의 강도가 약화되거나, 북고남저 형 등고도선 패턴이 깨어지거나, 남북 변형 구역이 사라지기 전까지 유지된다. Rex형 저지는 동일한 경도 상에 고기압과 저기압 중심을 동시에 가지기 때문에 고기압과 저기압 중심 사이에 위치한 구역에서 갑작스럽게 동풍이 강화된다. 고저기압의 중심 서쪽에서는 기류의 분리현상이 동쪽에서는 합류 현상이 발생하는데 두 지역 모두 동서 기류가 강화되기 때문에 상대적으로 긴 기간 동안 덥고 건조한 날씨가 유지된다.



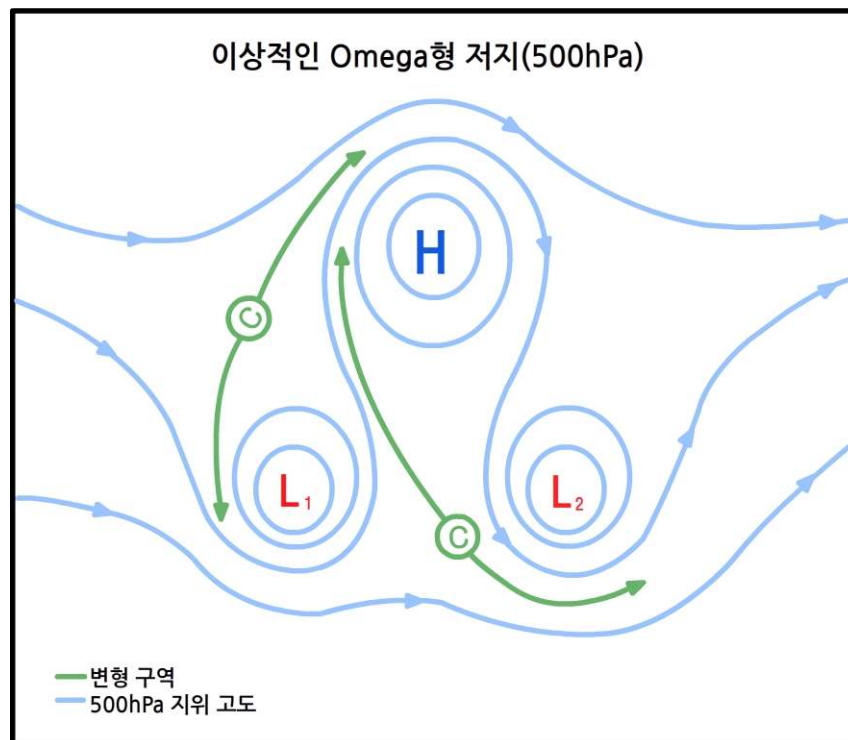
[그림 5.20] 전형적인 Rex형 저지 예시. 녹색선 변형 구역, 청색선 500hPa 등고도선

5.7 고기압

4) Omega형 저지

Omega형 저지는 그림 5.21에서 보는 바와 같이 1개의 북쪽 중앙에 위치한 저지 고기압을 중심으로 남쪽 서쪽과 동쪽에 절리 저기압이 형성되어 그리스 문자 (Ω)를 닮은 등고도선 패턴을 보이며 기류의 동서 흐름 보다는 남북 흐름이 더욱 강화되어 있는 것이 특징이다. Omega형 저지는 먼저 동서 순환 기류의 분리와 남북 변형 구역의 확대에 따라 저지 고기압과 1차 절리 저기압(L_1)이 형성되고, 절리 고기압의 동쪽에서 남쪽으로 향하는 기류가 다시 북쪽으로 전향되어 2차 절리 저기압(L_2)가 형성되는 과정을 거쳐 완성된다.

Omega형 저지가 상층에 형성되면 대기의 동서 이동이 제한되기 때문에 절리 저기압 지역에서는 지속적인 강수 현상과 구름이, 저지 고기압 지역에서는 맑고 건조한 날씨가 지속되는 특성을 가진다.

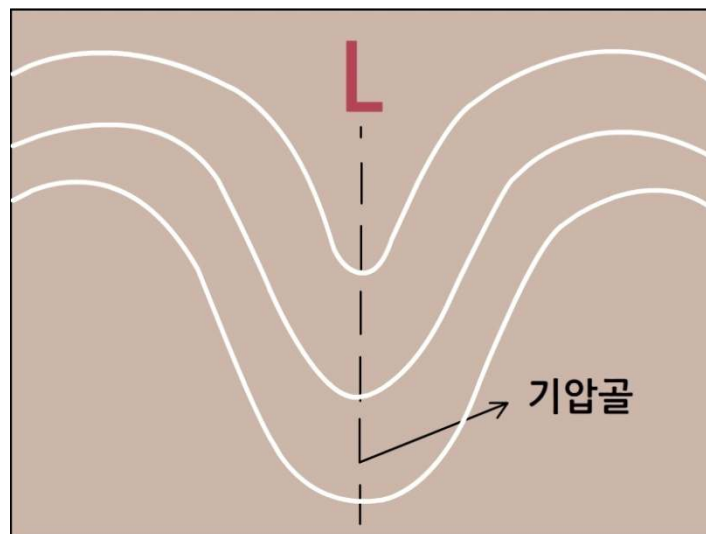


[그림 5.21] 전형적인 Omega형 저지 예시.
녹색선 변형 구역, 청색선 500hPa 등고도선

5.8 기타 종관규모 기압 패턴

5.8.1 기압골

기압골(Trough)은 저기압성으로 구부러진 등고선의 영역이다(그림 5.22 참조). 이는 저기압의 연장된 영역으로 발생하고, 전선을 통과할 때나, 불안정한 한대기단에서 그 특징이 보다 명확하고 쉽게 정의된다. 명확한 비전선 기압골은 강한 대류선과 때때로 지속적인 강우로 나타난다. 잘 발달된 기압골은 기압골을 지나는 상대적인 지균풍으로 한랭전선과 유사하게 움직일 것이다.

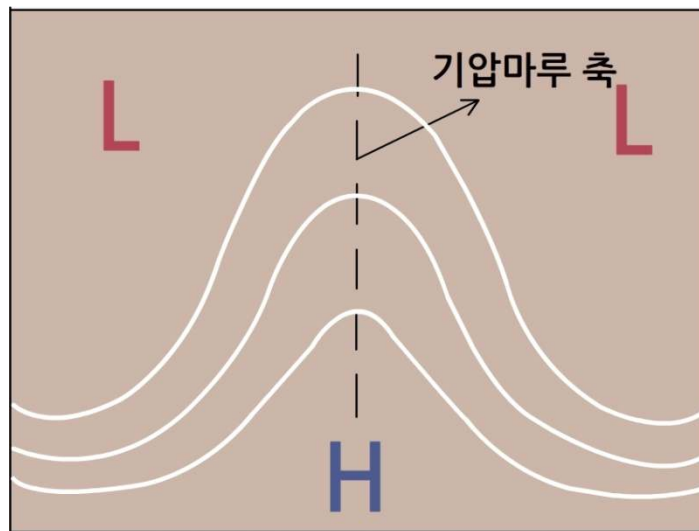


[그림 5.22] 기압골 예시

5.8 기타 종관규모 기압 패턴

5.8.2 기압능(마루)

기압능(Ridge)은 닫힌 순환계를 동반하지 않고 고기압성으로 구부러진 지역이다(그림 5.23 참조). 예를 들어, 고기압 마루는 온난 고기압이 확장하거나, 고기압 중심이 형성되지 않을 때 이동성 저기압 사이의 영역에서 확인된다. 따라서 기압능이 발생하는 지역은 고기압 구역과 비슷한 맑고 구름 없는 날씨가 많고, 상층의 기압능과 결합하면 상층 수렴, 하층 발산이 형성되어 단열 승온으로 인한 온도 상승이 나타나기도 한다.

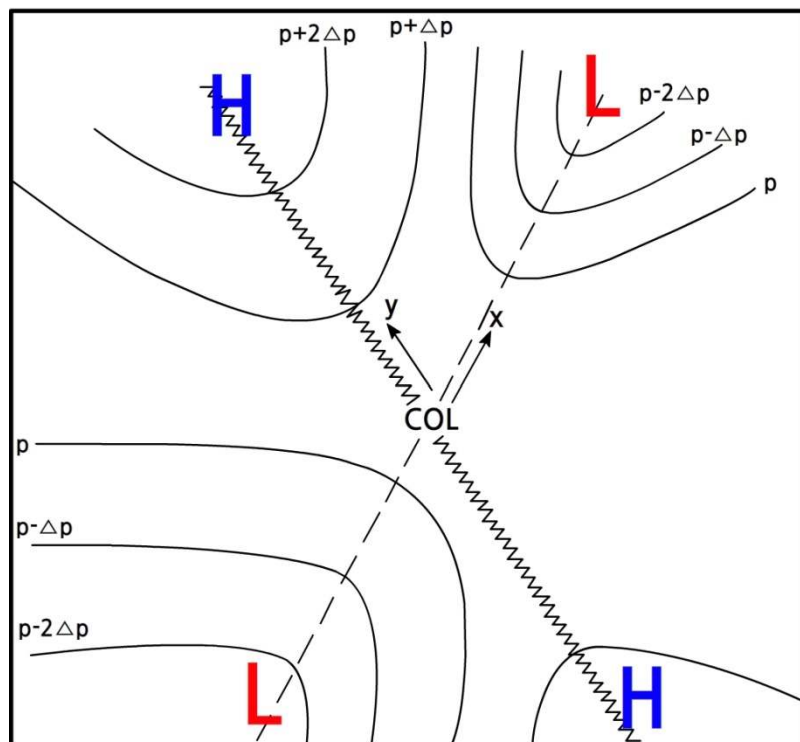


[그림 5.23] 기압골 예시

5.8 기타 종관규모 기압 패턴

5.8.3 안장부

안장부(Col)는 각각 두 개의 고기압과 저기압 사이에 형성된 약한 기압의 영역을 의미한다(그림 5.24). 안장부 지역은 고기압이나 저기압의 지배를 받지 못하는 중립 지역에 해당하는 곳으로 고기압과 고기압, 저기압과 저기압이 마주 보는 지역을 의미한다. 안장부 지역에 위치하면 바람은 약하지만, 연관된 수렴 영역이 구름과 각종 기상현상을 동반한 전선의 발생으로 이어질 수 있다.



[그림 5.24] 일기도 상의 안장부 예시

5.8 기타 종관규모 기압 패턴

이 장에서는 기단의 이동에서 밀도가 다른 두 기단의 경계(전선)에서 일어나는 저기압 시스템(전선기압계) 외에, 지표면의 차등가열, 지형, 그리고 공기의 수렴 또는 발산 등에 의한 다양한 고·저기압 시스템(비전선 기압계)에 대하여 알아보았다.

비전선 기압계에는 지표부근의 차등 가열에 의한 공기의 밀도 차에 의하여 생기는 열 저기압과 극저기압, 산맥의 바람이 부는 아래쪽이 기압이 낮아져 생기는 지형 저기압이 있다. 그리고 복사냉각이 강하여 지표부근의 공기의 밀도가 쪼여서 생기는 키 작은 한랭고기압, 대기 순환 중에서 공기가 막혀 수렴으로 공기가 퇴적되어 그 지표에 형성되는 키 큰 온난고기압, 그 외에 한대전선을 따라 이동하는 저기압과 고기압의 흐름이 통상의 흐름을 벗어나 불규칙한 흐름을 보이는 저지고기압 등이 있다.

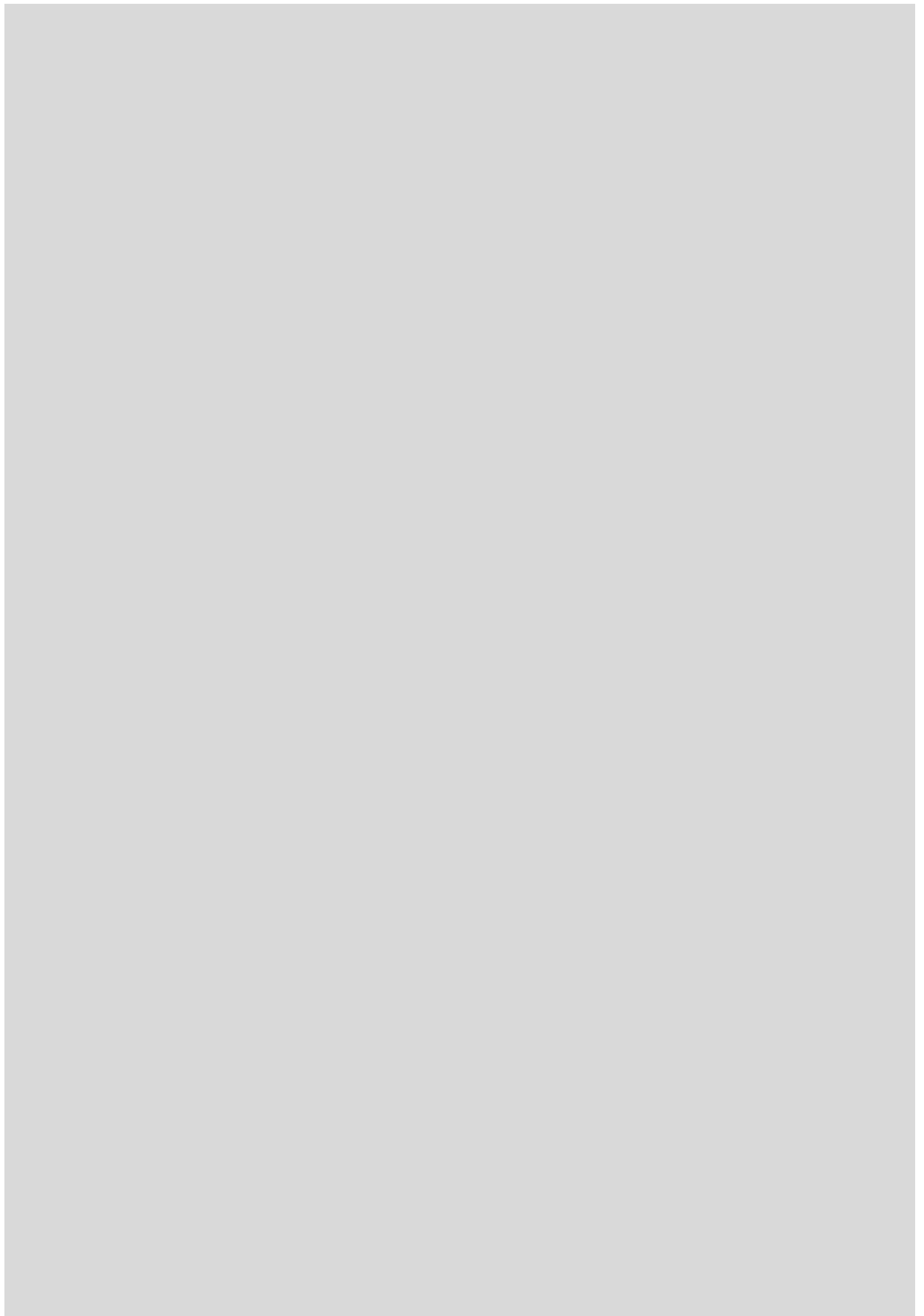
또한 저기압과 고기압처럼 닫힌 순환계가 아닌 저기압과 고기압의 연장선 영역에 존재하는 기압골과 기압마루, 그리고 두 고기압, 저기압 사이에 형성되는 안장부가 있다. 이들 기압계 및 기압패턴은 각기 종관 규모특징이 다르므로 주의하여 기억할 필요가 있겠다.

연습문제

1. 열대성 저기압을 강도에 따라 분류하시오.
2. 열대성 저기압과 온대 저기압의 차이를 표로 보이시오.
3. 저지(Blocking) 현상에 대해서 약술하시오.

참고문헌

1. 공군73기상전대, 2011 : 기상총감
2. 기상청, 2011, 일반기상학(기상대학 교재)
3. 시그마프레스, 1999 : 대기역학
4. Cengage Learning, 2012 : 대기환경과학
5. Oxford USA, 1992 : Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol II



6장. 수송대 개념 모형

6.1 수송대 개념 모형 개요

6.2 수송대 개념 모형의 유형



학습목표

- 수송대 개념 모형에 대해서 이해한다.
- 수송대 개념 모형을 바탕으로 한 전선 발달과 구름 형태에 대해서 이해한다.
- 수송대 개념 모형 유형에 대해서 학습한다.

6.1 수송대 개념 모형 개요

6.1.1 수송대 개념 모형 도입 배경

20세기를 지나는 동안 대기과학 분야를 지배해 온 저기압/전선 발달에 관한 이론은 1918년 Bjerknes를 중심으로 하는 노르웨이 학파에 의해서 제안된 노르웨이 저기압 모형이었다(그림 6.1 참조).

전선을 두 개의 물리적 성질이 다른 기단의 접촉면으로 인식하고 전선 주변의 기류의 흐름을 구름과 강수와 연계하여 3차원적으로 설명하고 있는 노르웨이 저기압 모형은 여전히 많은 교과서에서 저기압/전선의 발달을 설명하는데 활용되고 있다. 오랜 기간 동안 이 저기압 모형이 대기과학 분야에서 거의 완벽한 저기압 모형으로 받아들여진 것은 오랜 기간 동안의 실제 관측을 통해서 만들어졌기 때문에 저기압의 발달과 이동에 따른 구름과 강수 구역의 위치가 현실과 거의 일치했고, 한랭전선을 중심으로 기류의 흐름과 온도의 변화 과정을 매우 잘 설명해 줄 수 있기 때문이다.

그렇지만 라디오존데, 위성, 레이더 등 현대적인 3차원 관측 연구와 수치예보 모델링 기술을 활용한 연구가 활발하게 진행되기 시작한 1970년대 이후 노르웨이 저기압 모형이 몇 가지 문제점을 내포하고 있다는 사실이 밝혀지기 시작했다.

먼저 해양에서의 저기압/전선과 산맥과 같은 대규모 지형의 영향을 받는 지역에서의 저기압/전선의 구조와 발달 과정에는 뚜렷한 차이를 가지고 있다. 북해를 건너서 유럽 지역으로 진출하는 저기압의 형태는 노르웨이 저기압 모형의 형태를 그대로 유지하는 경우가 대부분이겠지만, 티베트 고원이나 로키산맥이 저기압/전선의 운동에 크게 영향을 미치는 아시아와 북미 대륙에서의 저기압은 노르웨이 저기압 모형을 그대로 적용할 수 없는 경우가 대부분이다.

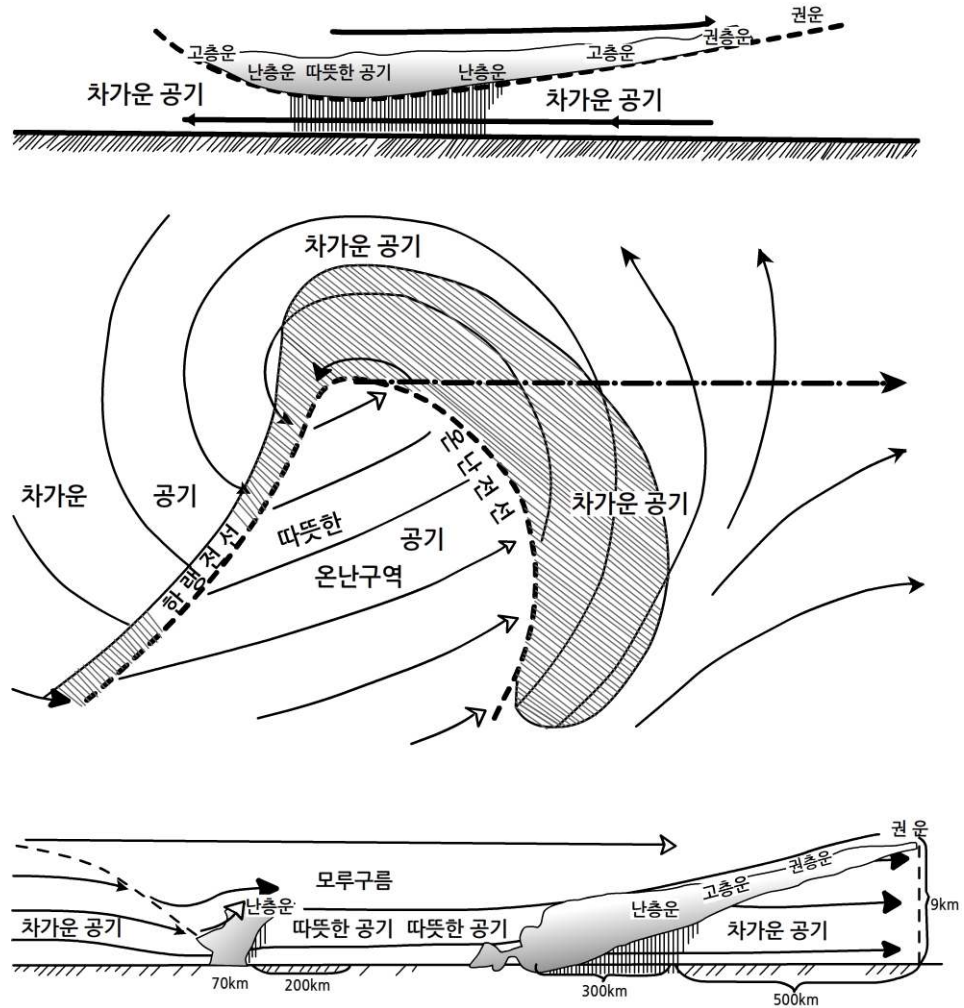
6.1 수송대 개념 모형 개요

또한 노르웨이 저기압 모형은 지상에서의 관측과 직관을 토대로 만들어진 것이기 때문에 대류권 중간과 상층의 기류나 상층 단파골이 저기압/전선의 발달과 유지에 미치는 영향에 대해서는 충분한 고려가 없었다. 특히 노르웨이 저기압 모형의 한계가 드러나는 부분은 저기압이 발생해서 충분히 발달하여 폐색되기 시작하는 과정에서 발생하는 온도와 안정도의 변화를 제대로 설명해 주지 못하는데 있다.

지상 관측을 토대로 한 저기압/전선 주변의 바람과 온도 변화에 중점을 둔 구조학적 접근으로는 상층 관측을 통해서 밝혀지기 시작한 기류(Air Flows)의 흐름과 역학들 제대로 설명하지 못하는 한계를 극복하기 위해서 제시된 것이 등온위면 분석(Isentropic Analysis)을 기반으로 한 상대적인 기류(Relative Flow)를 통해서 저기압과 전선의 발달 그리고 그 주변에서 발생하는 다양한 구름의 형태를 설명하는 수송대(Conveyor Belt) 개념 모형이다.

6.1 수송대 개념 모형 개요

수송대 개념 모형은 저기압계 그 자체를 정적인 상태의 시스템으로 가정하고 등온위면을 따라서 움직이는 시스템 상대 기류(System Relative Flow)의 수평 및 연직 운동을 가시적으로 표현해서 운동 역학에 대한 이해를 높이는 개념 모형이다.

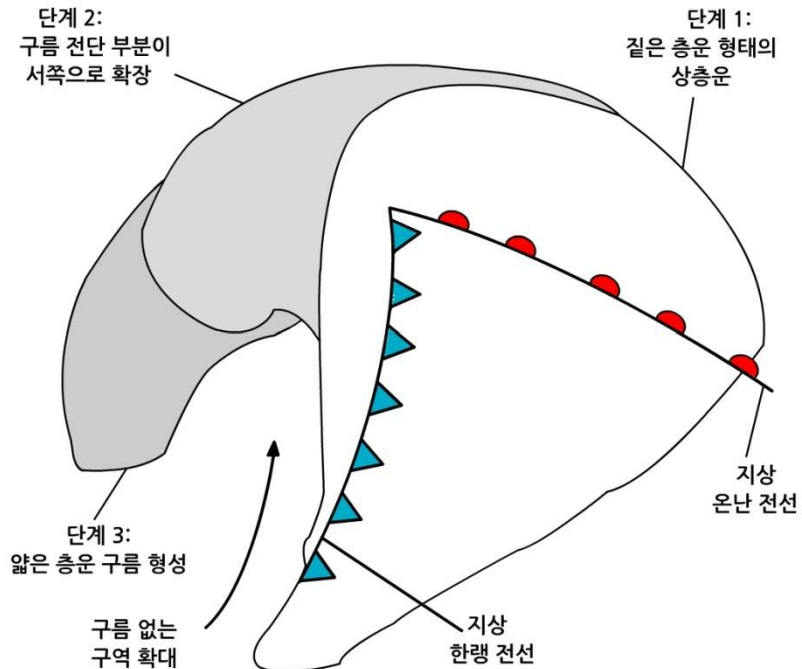


[그림 6.1] 노르웨이 저기압 모형에서의 기류, 구름, 3차원 모식도

6.1 수송대 개념 모형 개요

6.1.2 수송대 개념 모형 발전 과정

대기에서 발생하는 저압부 혹은 저기압은 다양한 규모를 가지게 된다. 일반적으로 저기압성 순환이 발생하거나 강화되는 단계를 저기압 발생(Cyclogenesis)라고 하고 저기압이 형성되어, 깊어지고, 폐색된 후 다시 예전의 상태로 돌아가는 과정을 생애(Life Cycle)라고 부른다. 저기압 발생과 생애에 관한 연구가 획기적으로 발달하는데 큰 기여를 한 것이 위성영상의 활용이다. 위성영상에 나타난 구름의 구조적 변화를 연속적으로 관찰함으로써 저기압 발생에서 소멸까지의 생애 전체를 설명할 수 있게 된 것이다.



[그림 6.2] 발달하는 저기압 부근에서의 구름 분포 변화 과정

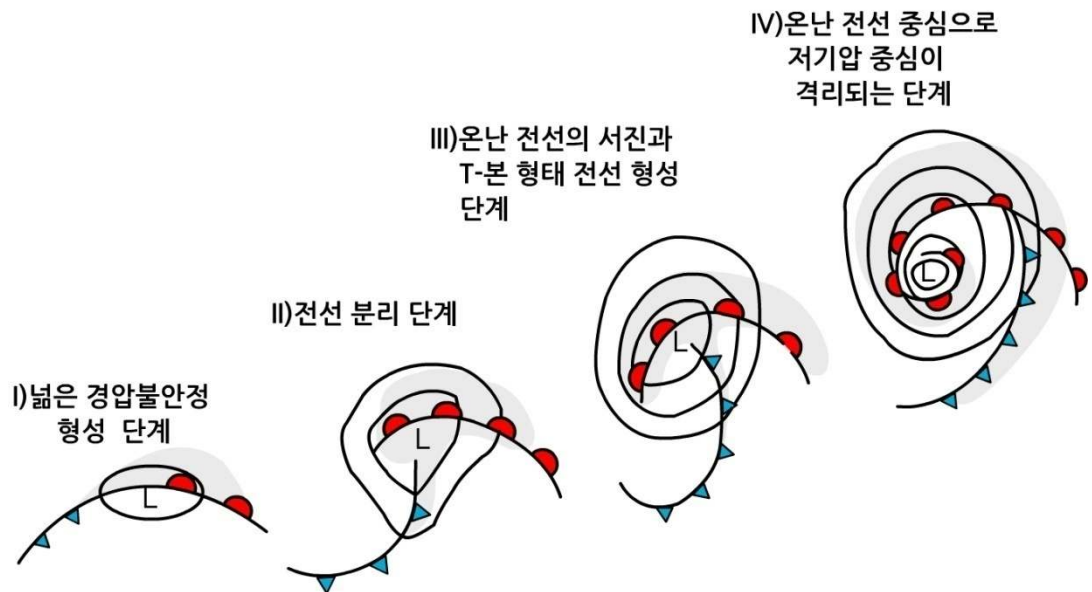
그림 6.2는 발달하고 있는 저기압 부근에서의 구름의 구조적 형태 변화를 개념적으로 보여주고 있다. 단계 1에서 보는 것과 같이 저기압/전선 주변의 구름의 발달은 먼저 초승달-모양(Crescent-shaped)의 짙은 층운형태의 상층운과 중층운이 지상 한랭 전선과 온난 전선 주변에서 발생하는 것에서 시작된다.

단계 1에서 발생하는 구름은 전선의 따뜻한 구역으로부터 상승하는 공기에 의해서 만들어 지는 것으로 주로 층운 형태를 가지며 강수는 주로 온난 전선의 북쪽 면에서 많이 발생한다. 저기압이 발달하면서 지상 저기압의 중심으로부터 서쪽과 남서쪽 방향으로 구름 차폐가 확대되기 시작한다(그림 6.2 단계 2 참조). 이 단계부터 전체적인 구름의 형태는 콤마 형(Comma-shape Cloud)으로 발달하게 된다.

6.1 수송대 개념 모형 개요

저기압이 발달이 지속되어 단계 3에 도달하면 구름의 전단이 남서쪽까지 발달하여 대기 경계층 부근에서 얇은 층운형 구름이 만들어지게 되는데 이와 동시에 지상 저기압 중심부와 층운형 구름 구역 사이에 구름이 없는 구역이 형성되기 시작하는데 이 과정에 도달하게 되면 지상 저기압 중심 부근에서부터 한랭 전선과 온난 전선의 구분이 모호해 지면서 폐색단계에 도달한다.

그러나 그림 6.2에서 보여준 저기압의 발달과 관련된 구름의 분포만으로는 제대로 된 저기압 모형을 명확하고 직관적으로 보여주지 못하는 한계를 가지고 있다. 더욱 세부적인 분석과 관측 연구 결과를 토대로 저기압의 발생에서 폐색되는 과정을 직관적으로 보여주기 위한 저기압/전선 발달 과정에 관한 새로운 모형(Shapiro-keyser Model, 이하 S-K 모형)이 1990년대에 제시되었다.



[그림 6.3] Shapiro-Keyser에 의해 제안된 저기압 발달 개념 모형

그림 6.3에서 보이는 것처럼 S-K 모형은 저기압 발생에서 발달에 이르는 생애를 4 단계로 구분하여 연속적으로 보여 줌과 동시에 각 단계별 기류와 구름 형태를 보여주고 있다.

6.1 수송대 개념 모형 개요

1 단계는 연속적으로 넓은 구역에서 나타나는 경압성 전선 단계로 한랭 전선과 온난 전선이 동서로 위치한 가운데 강수구역을 포함하는 구름이 밴드 형태로 넓게 분포한다.

2 단계에 이르면 저기압 중심 부근에서 온난 전선이 서쪽으로 이동하고 한랭 전선은 남동쪽으로 이동하면서 전선의 분리가 발생한다. 구름의 형태는 한랭 전선 부근에 좁고 강한 대류성 구름이 만들어지고 층운형 구름이 온난 전선 구역을 따라 넓게 분포하여 콤팩트형 구름이 만들어진다.

3 단계는 저기압 중심이 더욱 깊어지면서 온난 전선이 더욱 깊게 침범해서 호를 그리고 한랭 전선은 남북으로 서는 형태를 가지는데, 전체 구름 구조를 보면 티-본(T-bone) 형태를 보인다.

마지막 4 단계에 이르면 따뜻한 공기가 온난 전선으로 둘러싸이게 되고 저기압 중심이 서쪽으로 이동하여 완전한 폐색 단계에 도달하게 된다. S-K 개념 모형이 저기압의 발생에서 최성기에 이르는 단계에 대한 이상적인 모습을 보여주고 있는 것은 사실이지만 저기압 내부에서의 복잡한 기류의 흐름과 3차원 구조를 완벽하게 보여주지 못하는 한계를 가지고 있다.

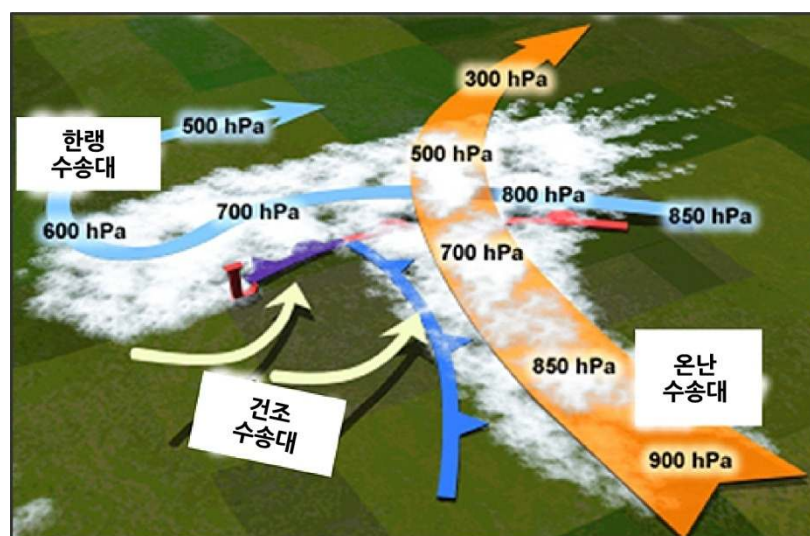
저기압 주변의 복잡한 기류 분포와 상세한 저기압 발달에 관한 종합적이고 직관적인 모습을 기압계 발달에 작용하는 근본적인 물리적 운동과 구조를 바탕으로 단순화 시켜서 가시화 하는 것이 개념 모형의 목적이라고 한다면, 그 목적에 가장 부합되는 것이 수송대 개념 모형이라고 할 수 있다. 1980년 Carlson 등에 의해서 제시된 수송대 개념 모형은 등온위면을 따라 움직이는 기압계에 대한 상대적인 기류의 3 차원 구조와 운동을 통해서 저기압/전선의 발달에 대한 명확하고 직관적이며 단순한 모습을 잘 표현하고 있다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

그림 6.4는 저기압의 발달 단계에의 전선, 구름 분포, 그리고 저기압 시스템에 대해서 상대적으로 움직이는 온난 수송대와 한랭 수송대 그리고 건조 수송대의 위치와 구조를 순간 포착(Snap-shot)으로 보여주고 있다. 온난 수송대는 저기압 중심의 남동쪽 하층(900hPa)에서 유입되기 시작해서 한랭 전선을 따라 북쪽으로 이동하면서 점차 상승해서 온난 전선 부근에서 대기 중층(500hPa) 고도까지 상승한 후 북동쪽으로 방향을 바꾸어 대기 상층으로 빠져 나가는 경로를 가지고 있음을 보여주고 있다. 온난 수송대와 구별되는 한랭 수송대는 저기압 중심의 동쪽 대기 하층(850hPa) 고도에서부터 온난 전선을 따라 동쪽으로 이동하면서 점차 상승하는 것을 모습을 가진다.

그렇지만 한랭 수송대는 온난 수송대에 비해서 연직 운동이 대기 중층(500hPa)으로 제한되고 있음을 볼 수 있다. 구름의 구조에서 주목해야 할 것은 온난 수송대와 한랭 수송대가 교차하는 지역에서 발생하는 대류성 구름이다. 그리고 마지막으로 폐색 전선과 한랭 전선 사이에서 발생하는 건조 수송대가 나타난다.

건조 수송대는 모든 저기압의 발달에서 나타나는 것은 아니다. 앞 절에서도 지속적으로 언급되었지만 수송대 개념 모형을 이해하기 위해서는 저기압 시스템에 상대적인 기류에 대한 이해가 우선 되어야 한다. 본 절에서는 기압계 상대 기류의 개념, 온난 수송대, 한랭 수송대 그리고 건조 수송대의 형성 과정과 저기압 발달에 미치는 영향에 대해서 상세하게 알아보기로 한다.



[그림 6.4] 저기압/전선 발달 단계에서의 수송대(Conveyor Belt) 개념 모형 모식도

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.1 기압계 상대 기류의 이해

공기가 단열적으로 상승하거나 하강하면 그 온위(Potential Temperature)는 보존된다. 따라서 상승하거나 하강하는 공기의 운동은 등온위면(θ , Isentropic Surfaces)을 따라 기압계에 상대적으로 움직이는 공기의 흐름과 동일한 것으로 간주 할 수 있다. 등온위면을 따라 운동하는 공기 덩어리의 궤적을 추적하기 위해서는 포화되어 있는 공기는 등습구온위면(θ_w , Wet Bulb Potential Temperature Surfaces)을 따라 움직이는 흐름으로 간주하고, 건조한 공기는 등온위면을 따라 움직이는 것으로 간주하고 분석하여야 한다. 구름은 등습구온위 혹은 등온위면의 경사를 따라 상승하는 기류 부근에서 형성되는 것으로 이해할 수 있다.

등온위면 분석을 바탕으로 하는 수송대 개념 모형에서 구름과 강수 구역을 정확하게 이해하기 위해서는 기압계를 따라 이동하는 좌표계를 따라 등온위면 분석이 이루어진다는 사실을 명심하고 있어야 한다. 기압계를 따라 이동하는 좌표계는 기압계의 운동 벡터의 속도와 형태가 일정하게 유지되는 것을 가정하기 때문에 등온위면 분석을 통해서 얻어진 기류의 운동 벡터에서 시스템 운동 벡터를 빼서 기압계에 상대적인 기류를 얻어내는 방식을 선택하게 된다.

이러한 기압계-상대 분석 구조(System-relative Framework)를 ‘상대 기류 등온위면 분석(Relative Flow Isentropic Analysis)’라고 부른다. 따라서 수송대(Conveyor Belt)라는 용어는 기압계-상대 분석 구조 내에서 등온위면을 따라 움직이는 공기의 대규모 운동을 3 차원 적으로 설명하는데 사용된다.

수송대의 깊이는 대기 하층에서 상층까지 이어져 있는 등온위면의 구조에 따라 결정되며 비록 고도에 따라 기류의 흐름의 크기는 다양하겠지만 일반적으로 하나의 큰 3차원적인 공기의 흐름으로 보아도 무방하다. 일반적으로 중위도 저기압에서의 수송대의 수직적인 깊이는 1~3km, 넓이는 200~300km이며 길이는 수천 km에 이른다. 수송대의 온도 폭은 전선 구역과 관련되어 있는데 수송대를 구성하는 공기의 온도에 따라서 온난 수송대와 한랭 수송대로 구분되며, 특이하게 습도에 따라 상대적으로 건조한 공기의 유입과 관련된 건조 수송대도 중요한 역할을 한다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.2 온난 수송대

온난 수송대(WCB; Warm Conveyor Belt)는 중위도 저기압에서 구름을 형성하는 가장 중요한 기류이다. 온난 수송대는 중위도 저기압계의 한랭 전선 전면에서 방대한 양의 열과 수증기 그리고 운동량을 극지방과 연직으로 수송하는 기류를 의미한다.

온난 수송대의 습구 온위는 여름에는 $\theta_w \approx 17\sim 19^\circ\text{C}$, 겨울에는 $\theta_w \approx 10\sim 11^\circ\text{C}$ 분포를 보이는데, 특이한 경우 극전선과 관련되어 있는 경우에는 $\theta_w < 6^\circ\text{C}$ 인 경우도 존재한다. 그러나 모든 경우에 온난 수송대의 상대적인 온도는 저기압 전체와 뚜렷하게 구별될 정도로 높은 값을 가진다. 온난 수송대는 저기압의 남단 대류권 하층에서 북단의 대류권 상층으로 상승하는 구조를 가진다. 이러한 운동은 열적·직접 순환의 일부분으로 따뜻한 공기를 상승시키고 차가운 공기를 하강시키는 역할을 한다. 기류는 상승하면서 점차 가속되어 대기 상층에서 제트 기류의 최대풍을 만들어 낸다.

상승 기류의 흐름이 매우 빨라서 빠르게 포화되면 강수의 강도가 증가하게 되는데 보통 온난 수송대 구역의 대류권 하층과 중층에서 뚜렷한 강수가 발생한다. 따라서 온난 수송대는 하층운과 중층운을 주로 만들어 내고 북단에 도달하면 권운 띠를 형성한다.

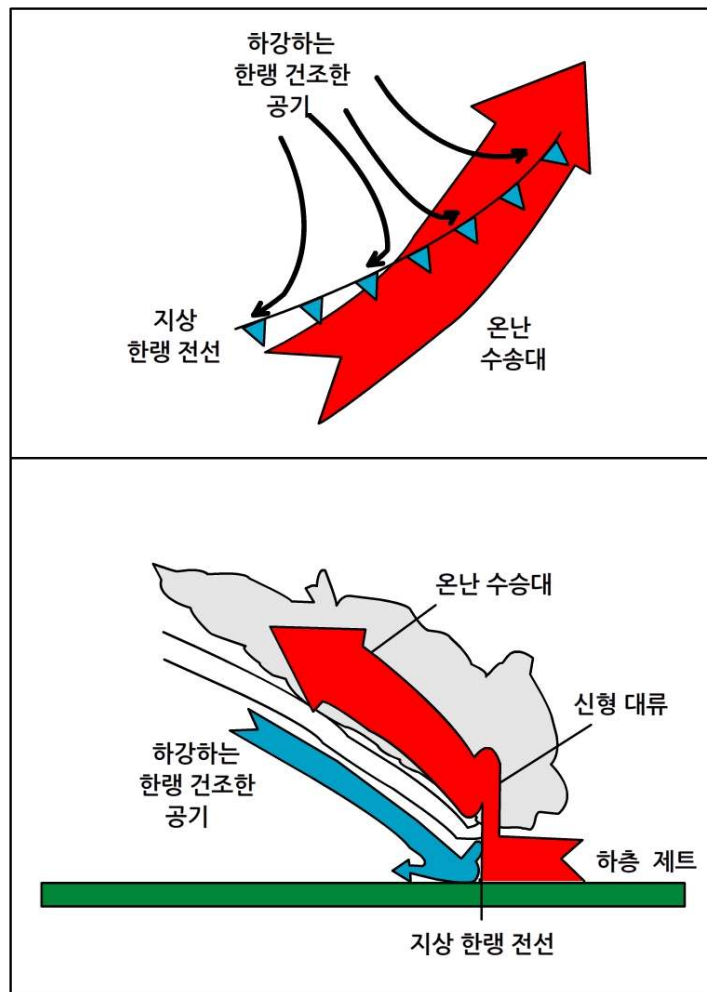
온난 수송대와 관련된 구름 띠들은 수송대의 서쪽과 극 방향에 뚜렷한 끝단을 가지는 상층운으로 구분된다. 구름의 뚜렷한 끝단은 대류권 상층이나 성층권 하부로 부터의 하강 운동에 대응하는 역할을 하는 온난 수송대의 진출에 의해서 상대적으로 형성되는 변형 구역의 형성 결과로 만들어진 것이다. 이러한 이유 때문에 변형 구역은 온난 수송대 내에서 최대 풍속 구역과 일치하게 된다.

온난 수송대의 왼쪽 끝단의 뚜렷한 구름 경계는 지상 한랭 전선의 바로 뒤쪽이거나 전면에 형성되는데 이것은 온난 수송대의 기류가 한랭 전선에 상대적으로 후방을 향하는지(활승 한랭 전선 : Ana Cold Front) 혹은 전방을 향하는지(활강 한랭 전선 : kata Cold Front)에 따라서 구분된다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.2.1 온난 수송대의 후방 상승

온난 수송대의 공기가 지상 한랭 전선의 운동에 비해서 상대적으로 후방(극방향)으로 향하는 성분을 가지게 되면 온난 수송대의 공기는 상대적으로 차가운 한랭 전선 부근의 공기 위로 상승하게 되는데(그림 6.5 참조), 이것은 4장에서 설명한 전형적인 활승 한랭 전선의 구조와 잘 일치한다.



[그림 6.5] 온난 수송대 후방 상승에 의한 활승 한랭 전선 평면(위)와 한랭 전선에 수직한 연직 단면도(아래)

6.2 수송대 개념 모형의 유형

온난 수송대를 이루는 공기 중에서 지표면과 접촉되어 있는 부분은 지상 한랭 전선의 바로 전면에서 하층 제트와 같은 역할을 수행하게 된다.

이러한 하층 제트의 최대 풍속은 30m/s (강한 경우 40m/s 이상) 부근이고 약 900hPa 고도에서 발생한다. 따라서 온난 수송대와 관련되어 나타나는 하층 제트는 지상 한랭 전선의 전면의 좁은 영역에서 7m/s 이상의 상승 운동을 유도한다. 이 강한 상승 운동은 지상 한랭 전선을 따라서 수직으로 발달하는 선형 대류 구역을 만들고 강한 강수의 발생을 유도한다. 수직으로 선 대류선의 약 $2\sim 3\text{km}$ 후방에는 0.2m/s 내외의 상승 속도를 가지면서 기지 후방으로 한랭 전선 후방에 쇄기 모양으로 형성되어 있는 한랭 공기 경사면을 따라 기울어진 경사면을 따라 상승하는 기류가 형성된다.

온난 수송대 내부의 대부분의 수증기가 일찍 제거되기 때문에 한랭 공기 경사면을 따라 이동하는 온난 수송대와 관련된 구름은 층운 형태를 가지는 경우가 많으며 강수 강도도 매우 약한 특성을 가진다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.2.2 온난 수송대의 전방 상승

온난 수송대의 전방 상승 운동은 그림 6.6와 같이 대기 중층 공기가 빠르게 이동해서 지상 한랭 전선을 지나 중층 공기의 전단이 온난 수송대로 넘어 들어온 경우에 발생한다. 온난 수송대를 침범한 공기는 매우 건조하기 때문에 낮은 습구 온위(θ_w)를 갖는 특성을 가진다.

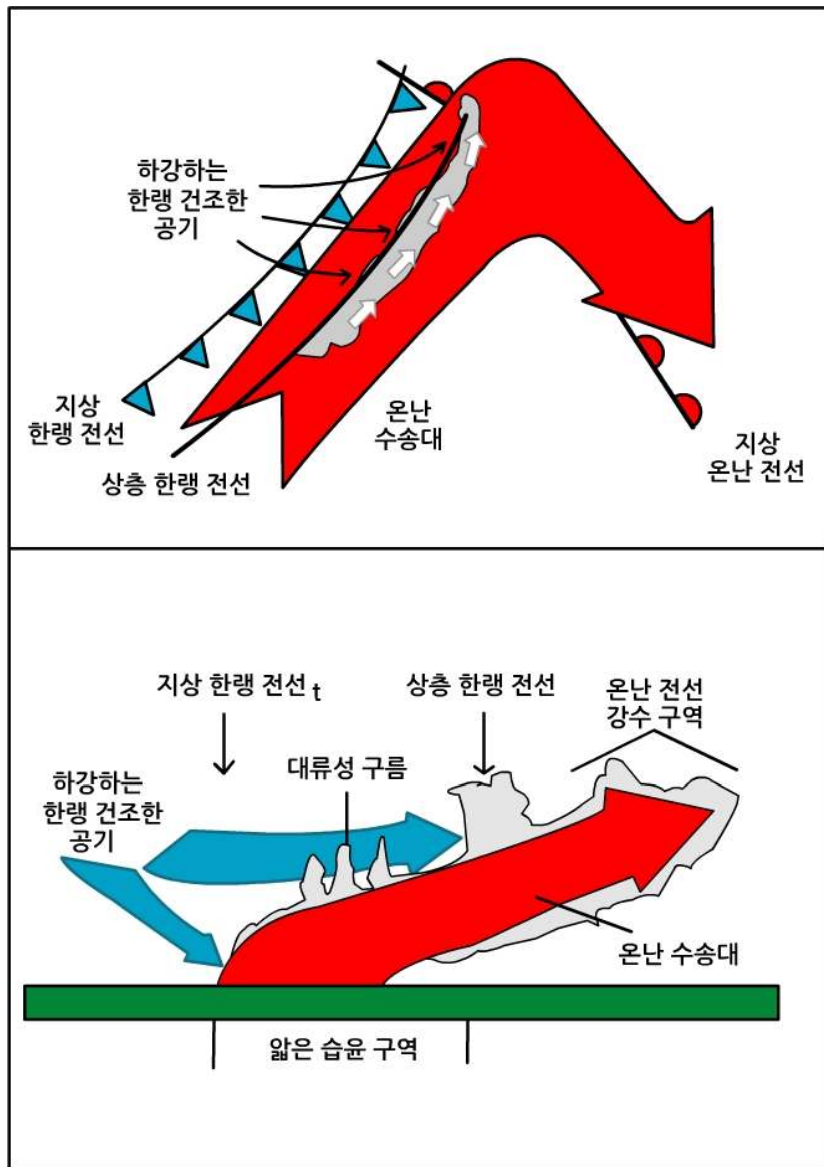
그러나 습윤 온위가 낮다는 것이 온난 수송대에 비해서 실제 온도가 낮다는 것을 바로 의미하지는 않는다. 왜냐하면 건조한 공기가 하강하면서 단열 승온해서 더워질 수 있기 때문이다. 대류권 중층의 공기가 온난 수송대의 공기 위를 덮으면 수송대 지역은 잠재 불안정 상태에 놓이게 되어 온난 수송대의 따뜻한 공기가 충분히 불안정해져서 한랭한 공기 위로 충분히 들어 올려 질 수 있게 된다.

충분한 역학적 강제력이 주어지게 되면 낮은 습구 온위(θ_w)를 가지는 공기층 상부에 대류 발생에 유리한 조건이 형성되게 되고 결과적으로 지상 한랭 전선의 전면에 강한 강수 구역이 형성된다. 대류 활동이 발생하는 지역은 건조한 습구 온위(θ_w)의 전단 구역이 되고 '상층 한랭 전선'을 형성하게 된다. 이 상층한랭 전선은 지상 한랭 전선과 뚜렷하게 구분되고 지상 한랭 전선의 약 100km 전방에 형성되는 경향을 가진다.

이 상층 한랭 전선은 뚜렷한 습도 차이를 가지기 때문에 '상층 습도 전선'이라고 부르기도 한다. 상층 한랭 전선의 후방에는 전형적으로 얇은 습윤 구역(Shallow Moist Zone)이 형성되는데 이 지역에서는 산발적인 비나 이슬비가 내리고 지표면 부근에는 하층운이나 시정 저하가 발생한다.

온난 수송대에서 이러한 형태의 운동을 유도하는 구조를 가지면 이것을 활강 한랭 전선(Kata Cold Front)이라고 부른다. 활강 한랭 전선은 정상적인 경우 그 전면에 지상 온난 전선이 위치하게 되는데 상층 한랭 전선의 이동 속도가 충분한 경우에는 지상 온난 전선을 지나치는 경우도 드물게 발생한다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

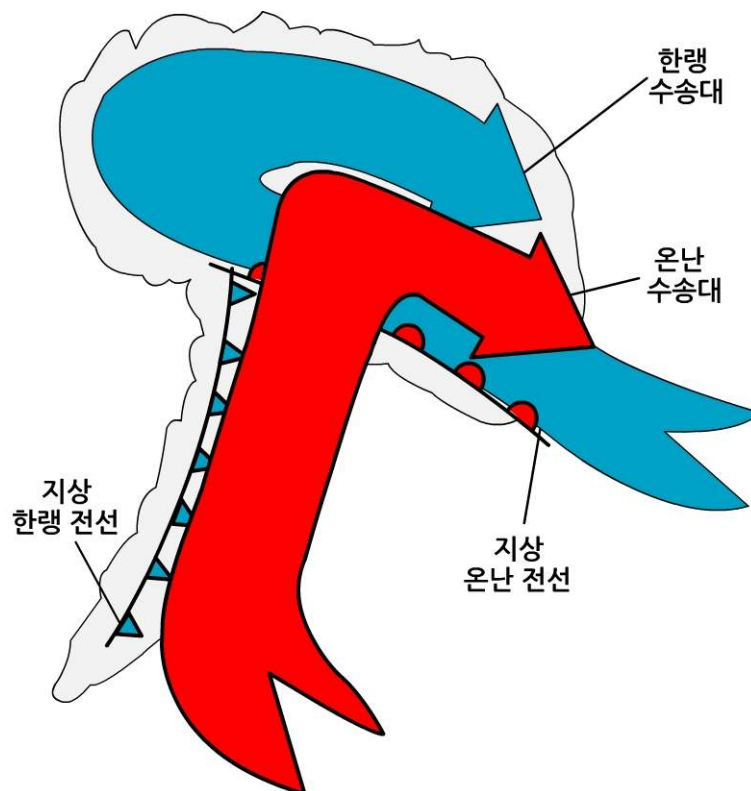


[그림 6.6] 온난 수송대 전방 상승에 의한 활강 한랭 전선 평면(위)와 한랭 전선에 수직한 연직 단면도(아래)

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.3 한랭 수송대

한랭 수송대(CCB; Cold Conveyor Belt)는 발달하는 저기압의 북동쪽으로 침강하는 차가운 공기의 움직임에서 기인하며, 전형적으로 온난 수송대에 비해서 약간 낮은 온도를 가지는 것이 특징이다. 한랭 수송대는 지상 온난 전선 전면의 하층에서 시작되어 서쪽으로 이동하면서 온난 수송대를 가로질러 극 방향으로 이동하는 수송대를 의미한다(그림 6.7 참조).



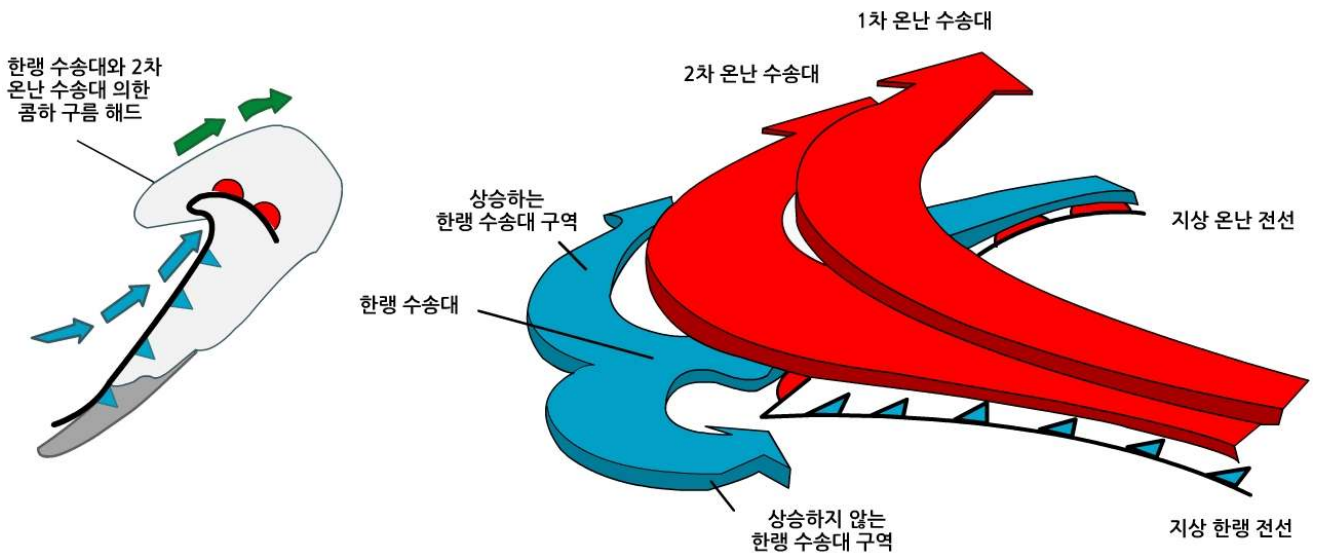
[그림 6.7] 저기압 부근에서의 온난(붉은색) 수송대와 한랭 수송대(푸른 색) 모식도

수송대는 이동하는 과정에서 한랭 수송대는 지표면과 접촉하거나 온난 수송대에 의해서 형성되어 떨어지는 강수로부터 수증기를 얻게 된다. 이러한 과정을 통해서 한랭 수송대는 기압계 내에서의 수증기의 재분포에 기여한다. 한랭 수송대가 계속해서 서쪽으로 이동하는 동안 온난 수송대에 비해서 상대적으로 낮은 값을 가지는 등온위면을 따라 지상 저기압의 북쪽으로 빠져 나갈 때 까지 천천히 상승한다. 한랭 수송대가 계속해서 상승하면 결국은 고기압성 순환을 하며 오른쪽으로 기울어지게 되는데, 이것은 온난 수송대가 상층 바람에 의해서 오른쪽으로 기울어지는 현상과 합쳐져서 결국은 한랭 수송대와 온난 수송대가 나란하게 이동하게 된다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

상승하는 한랭 수송대와 관련된 구름은 주로 하층운과 중층운이 되는데 그 고도는 온난 수송대와 관련되어 형성되는 구름 띠 보다는 낮은 곳에 위치하게 된다. 그러나 한랭 수송대와 함께 두 개의 기단이 접근하면서 대류권 상층으로부터 하강하는 공기는 한랭 수송대의 서쪽 끝단에 합류 구역을 형성하게 되는데 이 경우 한랭 수송대와 관련된 구름도 상대적으로 높은 고도까지 발달할 수 있다. 만약 한랭 수송대가 온난 수송대의 서쪽으로 벗어나게 되면 저기압 중심 부근의 합류 구역에서 고기압성 순환을 하면서 상승하는 부분과 저기압성 순환을 하며 하강하는 두 개의 한랭 수송대로 분리된다.

이러한 과정을 통해서 콤마 형태의 구름의 머리 부분의 발달을 유도하고 저기압 발생이 진행되게 된다. 콤마 구름이 발달하면 온난 전선 전면과 하부의 차가운 공기는 기압계-상대 좌표계 내에서 서쪽으로 이동하게 된다. 이 차가운 공기가 한랭 수송대를 발달시키게 되고 결과적으로 구름 밴드의 서쪽으로 빠져나가게 된다. 한랭 수송대가 서쪽으로 흘러가면서 약 500hPa 고도까지 등온위면을 따라 올라가서 지상 저기압의 북쪽과 온난 수송대의 서쪽으로 빠져 나가게 되면 상승하는 한랭 수송대는 두 개로 나뉘게 된다 (그림 6.8 참조).



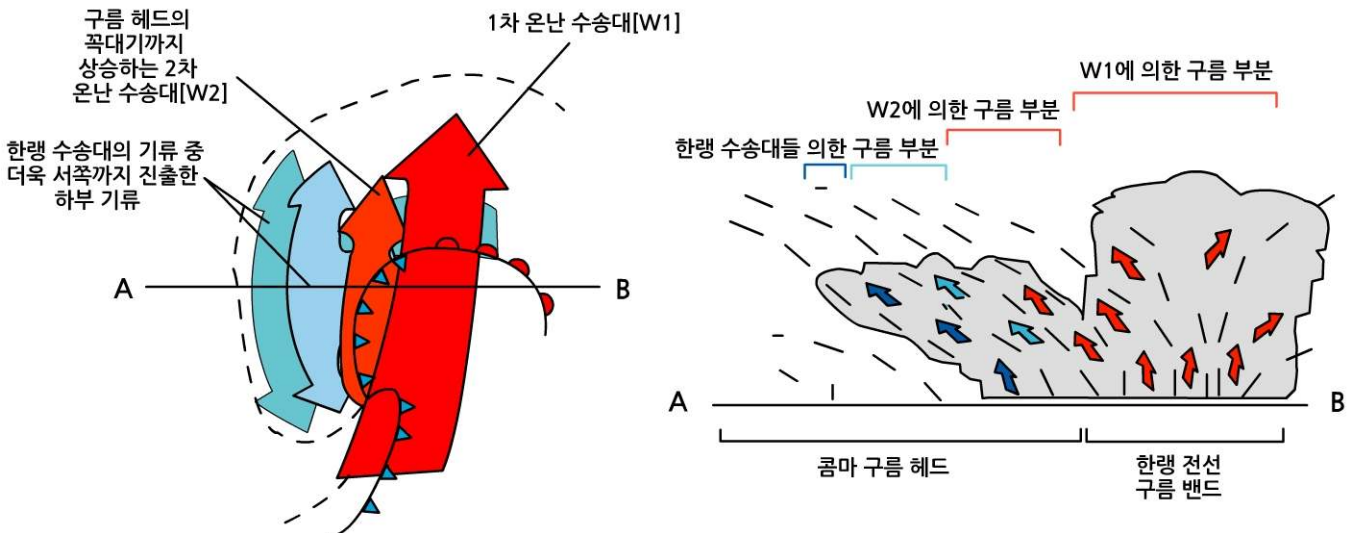
[그림 6.8] 발달하는 콤마형 구름에서의 온난 수송대와 한랭 수송대의 모식도

6.2 수송대 개념 모형의 유형

두 개로 나누어진 2개의 한랭 수송대는 북쪽 가지와 남쪽 가지로 나뉘는데 콤파 구름을 만드는 과정에서 다음과 같은 역할을 수행한다. 한랭 수송대의 북쪽 가지는 400hPa 이상의 고도까지 상승하면서 고기압성 순환을 하면서 결국 온난 수송대와 합쳐지게 된다.

결과적으로 한랭 수송대와 관련되어 나타나는 가장 높은 구름은 한랭 수송대의 북쪽 가지가 움직이는 위치와 일치한다. 한랭 수송대의 남쪽 가지는 500hPa 고도 근처에서 상승 운동을 멈추고 저기압 중심을 향해 저기압성 순환을 하게 되는데 어떤 경우에는 오히려 하강하는 운동을 하기도 한다. 저기압이 더욱 발달하게 되면 이 저기압성 순환이 증가하게 되고 결과적으로 한랭 수송대의 남쪽 이동을 강화시킨다.

한랭 수송대의 하층부는 대기 경계층과의 마찰로 인해 저지될 가능성이 높기 때문에 지상 저기압의 이동 방향에 상대적으로 후방을 향하는 성분이 증가하게 된다. 따라서 한랭 수송대의 하부는 공격적인 낮은 습구 온위(θ_w)를 가지는 공기가 되고, 한랭 수송대의 상부는 상대적으로 높은 습구 온위(θ_w)를 가지게 된다. 하층의 기류가 위쪽의 온난 기류로부터 벗어나게 되면 상승하여 구름 헤드의 꼭대기까지 상승할 수 있게 된다(그림 6.9 참조).



[그림 6.9] 한랭 수송대의 하부 상대 기류가 대기 경계층의 마찰 저항의 결과로 서쪽까지 도달해서 구름 헤드를 만드는 모식도

6.2 수송대 개념 모형의 유형

그림 6.9에서 점선으로 표시된 구름 헤드는 2차 온난 수송대(W2)와 한랭 수송대 기류에 이해서 만들어진다. 그리고 이 시기에 한랭 전선이 뒤쪽으로 구부러져 있는 것을 볼 수 있다.

단면도에서는 가장 서쪽의 한랭 수송대 흐름이 구름 헤드의 상부까지 도달하고 있는 것을 볼 수 있다. 한랭 수송대의 움직임은 콤마 구름의 형성을 설명하는데 매우 중요한 정보를 제공한다. 2차 온난 수송대(W2)는 기본적으로 중층운의 사출과 관련되어 있었지만 시간에 따라 발달하면서 구름 헤드의 최상부에 까지 도달하게 된다.

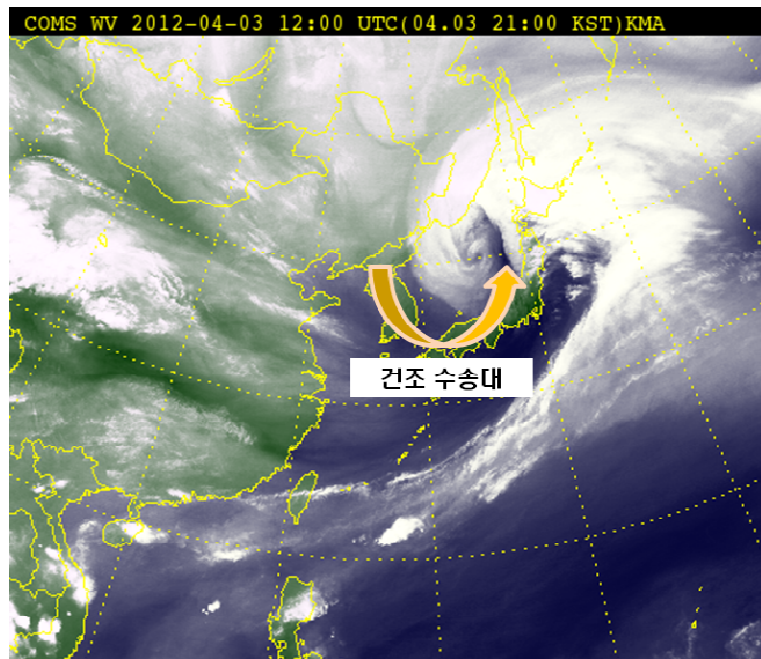
6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.4 건조 수송대

보통 수증기 영상에서 어두운 부분은 대류권 상층이 건조한 지역을 나타낸다. 그림 6.10의 수증기 영상을 보면 동해에 중심을 두고 발달하고 있는 저기압의 서쪽에서부터 저기압 중심을 향해 한랭전선과 나란하게 유입되고 있는 건조 공기 구역(검은 색)을 뚜렷하게 구분할 수 있다.

건조 공기 구역은 대류권 상층에서 건조한 공기 덩어리가 하강하는 기류가 존재하는 영역을 의미하는데 이를 건조 수송대(Dry Conveyor Belt)라고 부르고 넓게 분포하는 건조 통로(Dry Slot)이라고 부른다. 지상 기압계가 최성기에 도달하는 경우 대류권계면 부근의 건조한 공기가 지상 저기압 중심의 서쪽에서 하강하기 시작한다.

명심해야 할 것은 대기의 상승 운동이 저기압 중심 부근에서 이루어지기 때문에 상승 구역에서 조금 떨어진 서쪽에서 하강 운동이 발생한다는 것이다. 공기가 하강하면, 건조한 공기는 반시계 방향으로 순환하면서 저기압 주변을 감싸게 되고 구름을 소산시키는 역할을 한다. 대류권 상층으로부터 하강하여 저기압성 순환을 하면서 저기압 중심 방향으로 이동하는 저기압 상대기류를 건조 수송대라고 부른다.

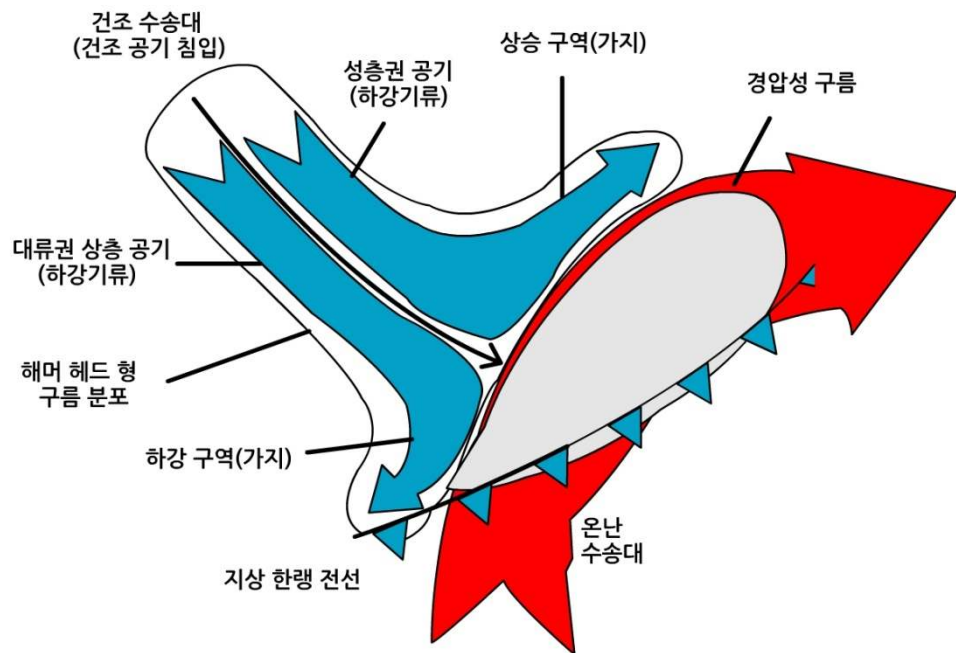


[그림 6.10] 수증기 영상에 포착된 건조 수송대 예시

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.4.1 건조 수송대와 경압성 구름의 발달

만약 상층골 풍상측의 제트 기류(J1)가 극 전선 구름 밴드를 침범해 들어오면 구름은 극 방향으로 볼록하게 부푼 형태(Convex-poleward Bulge)로 발달해서 극 방향의 구름이 S자 형태를 가지는 길게 늘어진 층운형 구름을 의미하는 경압성 구름(Baroclinic Leaf Cloud)을 형성하게 된다(그림 6.11 참조).



[그림 6.11] 경압성 구름 주변의 수송대 분포 모식도

이 모양의 경압성 구름은 상층 기압골 전면부에 풍상측 제트기류(J1)와 평행한 방향으로 형성되며, 형태는 대체로 이 모양이지만 제트 기류의 방향에 따라서 변형적인 형태를 가지기도 한다. 풍상측의 제트기류(J1)에 의해서 경압성 구름이 형성되는 동안 상층 기압골의 풍하측에 형성되는 제트기류(J2)에 동반되는 건조 수송대(건조공기 침입)가 접근해서 경압성 구름의 후방까지 도달하게 된다.

이때 건조 수송대는 하강 기류의 형태를 가지며 경압성 구름에 도달한 후에는 제트 출구에서 양쪽으로 분리되는 형태를 가진다. 제트 출구의 왼쪽에 위치한 공기는 저기압성 순환을 하면서 약 4hPa/h의 비율로 상승하게 된다. 이 상승 운동은 한랭 이류 지역에서의 강한 양의 와도 이류에 의한 강제력에 의해서 이루어진다. 제트 축의 북쪽에 해당하는 이 기류는 원래 성층권에 근원을 두고 하강하던 기류이다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

반면 제트 출구의 오른쪽에 위치한 공기는 고기압성 순환을 하며 7hPa/h의 비율로 하강하는데 음의 와도 이류 구역에 놓인 결과로 분석된다. 제트 축의 남쪽에 해당하는 이 기류의 근원은 대류권 상층으로 알려져 있다. 건조 수송대와 관련된 기류의 분리는 망치 머리(Hammer-head) 형태의 구름을 형성하는데 보통 경압성 구름의 형태가 완성된 이후에도 수 시간 동안 존재할 수 있는 것으로 관측되고 있다.

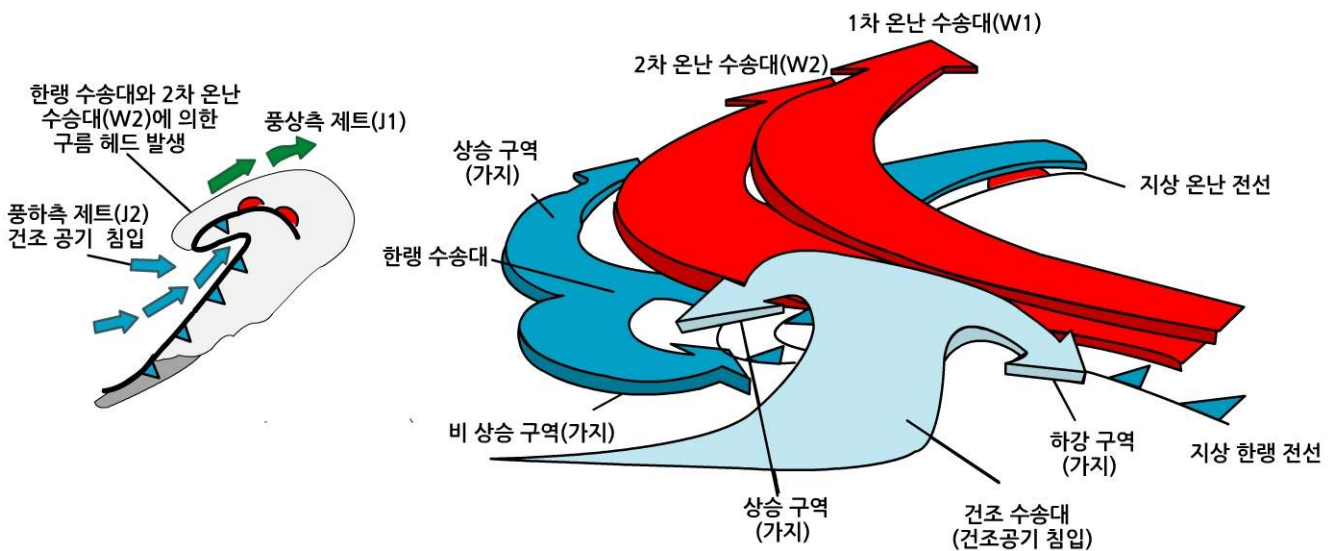
건조 수송대가 발달하는 기압골의 후면에 건조 공기를 침입시키는 정도는 기압골 발생 시기에 상층 기압골의 풍상측 제트(J1)와 풍하측의 제트(J2)의 강도가 얼마나 강했는지에 의해서 결정된다. 빠르게 발달하는 저기압은 보통 저기압 발생 초기 단계에서부터 건조 수송대를 따라 건조 공기 침입이 시작된다. 따라서 저기압 발생 초기에 두 개의 제트기류의 상대적인 강도를 통해서 저기압 발달 단계에서의 악성 정도를 추정할 수 있다.

온난 수송대가 발달하는 동안 500hPa 고도의 와도 중심이 경압성 구름의 차가운(좌측) 구역에 위치하게 되면 구름 밴드는 소용돌이 치는 형태를 가지게 된다. 지상 저기압은 경압성 구름의 하부에 위치하게 되는데 보통 경압성 구름의 따뜻한(우측) 구역에 놓이게 된다. 상층 단파골과 관련되어 형성되는 2차 경압 불안정 구역을 따라 작은 규모의 경압성 구름이 형성되는 경우도 발생한다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

6.2.4.2 건조 수송대 발달과 전선 분열

콤마 형태 구름이 더욱 발달하기 위해서는 풍하측 제트(J2)의 존재가 필수적이다. 일반적으로 풍상측 제트에 의존하는 전선 파동 저기압은 개념 모형들에서 제시하는 형태의 저기압으로 발달하기에는 역학적으로 강제력이 부족한 것으로 알려져 있다. 풍하측 제트(J2)가 존재하는 곳에서 한랭 전선이 후방으로 구부러지는 형태로 발달한다. 한랭 전선이 후방으로 구부러진 단계에서도 한랭 전선의 북단은 온난 전선 그리고 상층 제트(J2)의 남동 구역에 붙어있는 형태를 유지한다(그림 6.12 좌측 참조).



[그림 6.12] 전선 분열 단계에서의 온난, 한랭, 건조 수송대 위치와 건조공기 침입 모식도

이러한 전선 분리(Frontal Fracture)가 발생하는 저기압은 지상 저기압이 뚜렷한 형태를 가지고 그 주변에서는 온난 수송대와 관련되어 선형 대류가 발생한다. 전선 분리가 발생함에 따라 저기압성 순환은 더욱 강화되고 건조 공기 침투를 유도하는 풍하측 제트(J2)는 저기압 중심부를 향해 빠르게 하강한다.

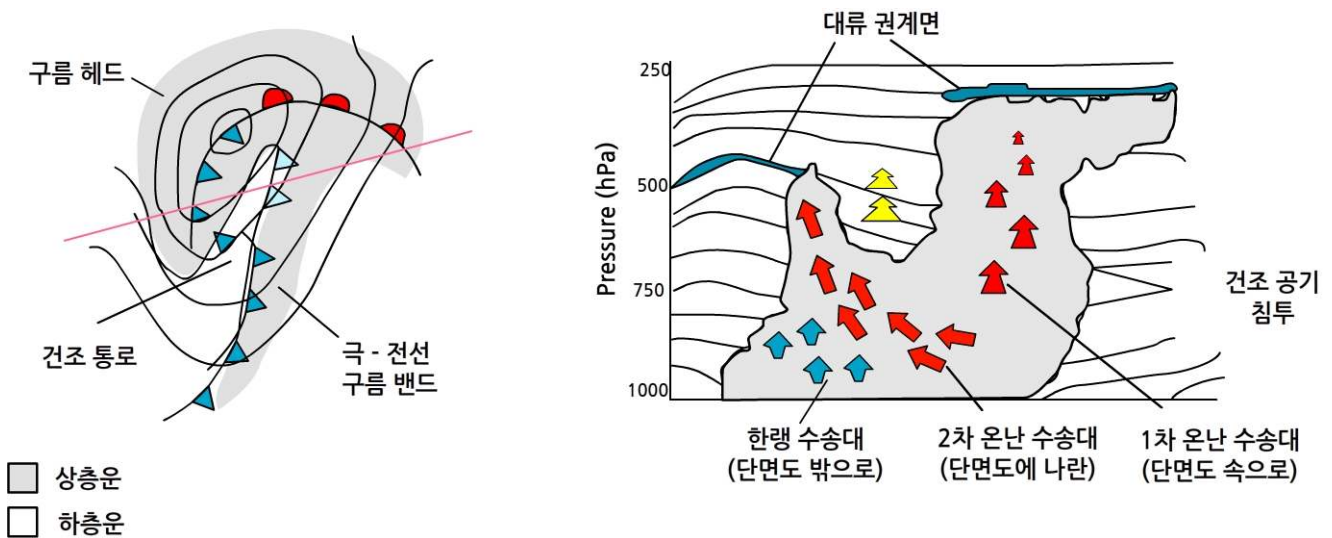
이 건조 공기 침투의 효과에 의해서 저기압 중심을 향하는 순환은 깊어지고 콤마 구름 헤드와 콤마 구름 꼬리 사이에는 구름이 없는 지역이 발생하는데 이를 '건조 통로(Dry Slot)' 혹은 '건조 혀(Dry Tongue)'라고 부른다.

6.2 수송대 개념 모형의 유형

그림 6.12의 오른쪽 그림은 콤팩트 형태 구름 내부에서의 3개의 수송대에 상대적인 건조 공기 침입을 잘 묘사해 주고 있다. 건조 통로는 건조 수송대의 상승 구역의 전단부의 위치를 가리키는데 그림 6.12에서 좌측 출구(J2)를 따라 움직이는 기류를 나타내며, 이 기류는 전선 분리가 발생하는 지역에서 구름 헤드를 극-전선 구름 밴드로부터 분리시킬 만큼 발달할 수 있다(그림 6.13 참조).

건조 통로의 전단은 상층 한랭 전선의 위치를 보여준다. 그림 6.13의 오른쪽 그림은 좌측 그림의 붉은 선을 따라 콤팩트 형태 구름을 가로지르는 연직 단면에서의 온난, 한랭, 건조 수송대의 3차원 분포를 보여주고 있다.

수송대들은 포화된 상태에서 등온위선(검은 실선)을 가로질러 습윤 등온위면을 따라 상승하게 된다. 구름 헤드는 한랭 수송대와 2차 온난 수송대(W2)의 에너지 공급에 의해서 만들어지는 반면 콤팩트 형태 구름의 본체는 1차 온난 수송대(W1)에 의해서 만들어진다. 건조 통로는 콤팩트 구름 덮개 속으로의 건조 공기 침투에 의해서 만들어진 것이다.



[그림 6.13] 전선 분열 단계에서의 온난, 한랭, 건조 수송대 위치와 건조공기 침입 모식도

6.2 수송대 개념 모형의 유형

건조 수송대를 따라 침투한 건조 공기는 저기압성 순환을 가지며 더욱 깊어저 곧 전선 분리 지역을 가로지르게 된다. 이 지역에서는 건조 공기 침투의 오른쪽 끝이 극 전선 구름 밴드의 상층운을 뚫고 지나가 지상 한랭 전선의 북쪽에 상층 한랭 전선을 형성한다. 따라서 이 상층 한랭 전선은 그림 6.6에서 설명한 활강 한랭 전선 모형처럼 온난 수송대에 동반되는 습윤한 공기를 지상 한랭 전선 부근의 공기가 타고 넘어서 형성되는 것이 아니라, 침투하는 건조 공기의 전면(풍하측 전선, J2)에서 형성되고 있음을 보여주고 있다.

이 경우 낮은 습구 온위(θ_{W})를 가지는 건조한 공기가 한랭 수송대와 2차 온난 수송대에 동반된 상대적으로 높은 습구 온위(θ_{W})를 가지는 공기 위를 덮는 상황이 벌어지게 되고 그 결과 잠재 불안정이 발생하여 대류운이 만들어지기도 한다. 이러한 잠재 불안정에 의한 대류 활동은 수송대들에 의해서 운반된 공기들이 혼합을 가져와 강한 뇌우를 발생시키기도 하고 빠른 저기압 발생을 유도하고 대류운이 건조 통로 지역 전체를 채우는 결과를 초래하기도 한다.

수송대 개념 모형의 장점은 매우 세부적인 흐름을 무시해도 무방한 종관 규모 저기압과 전선 부근의 운동을 3개의 주요한 기류의 흐름을 통해 분석함으로써 저기압의 발생에서 소멸하는 과정을 직관적으로 이해하는데 큰 도움을 준다. 또한 저기압 주변의 운동이 전선 경계면과 관련되어 있다는 관념으로부터 벗어나서 3차원 기류의 흐름을 통해 대규모 기압계의 구조와 운동 역학의 이해에 큰 도움을 준다. 또한 위성 영상, 상층 관측의 결과를 통해 이를 쉽게 적용해 볼 수 있다.

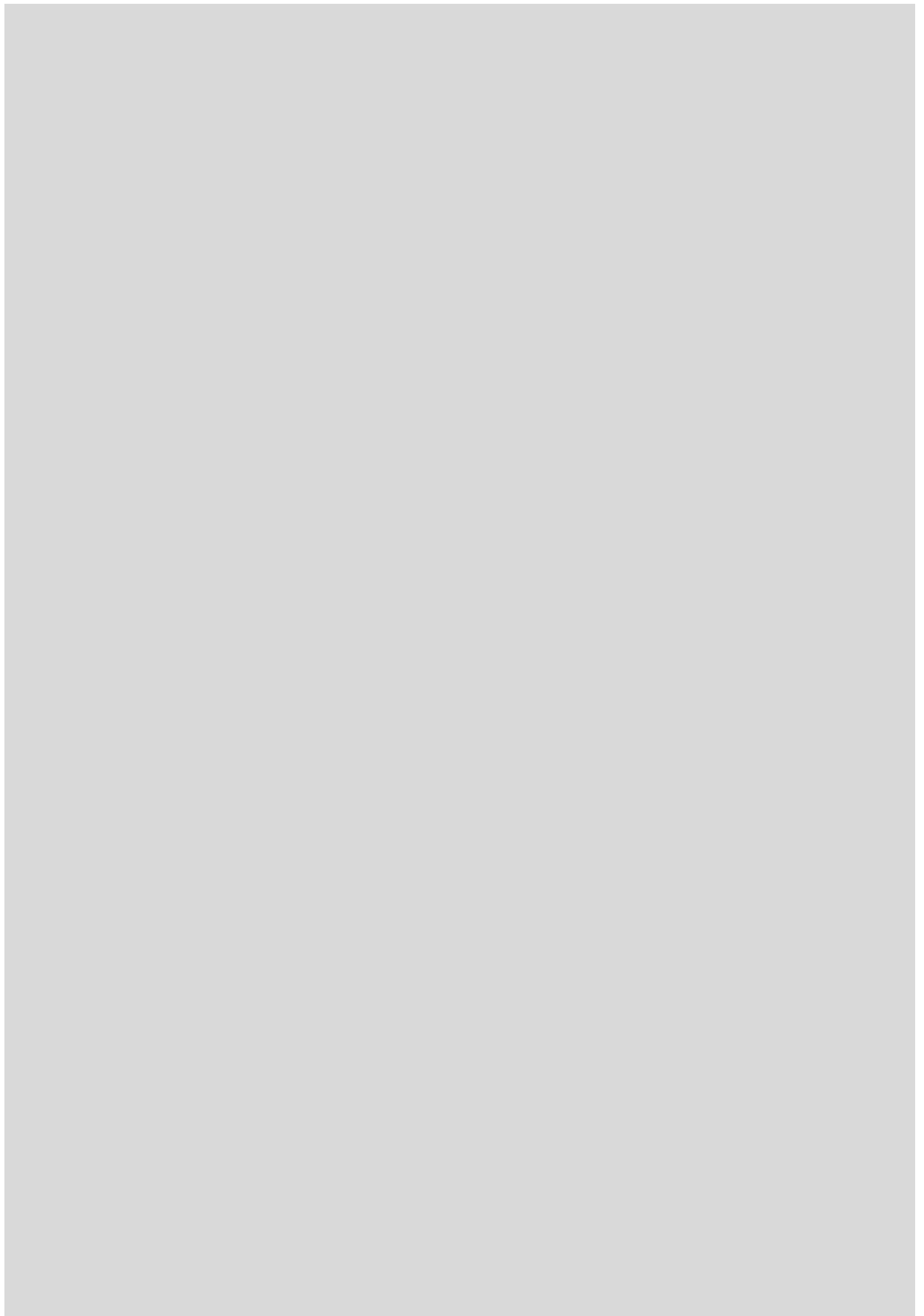
그렇지만, 수송대 개념 모형이 저기압의 생애에 대한 넓은 시각을 제시해주는 장점에도 불구하고 모든 운동을 3개의 기류를 통해서 설명하려 한다는 단점을 가지고 있다. 실제로 종관 규모 기압계라고 하더라도 실제 발생하는 다양한 기상 현상들은 종관 규모 운동, 중규모 운동, 지형, 경계층 운동과 같은 다양한 규모의 역학이 복합적으로 작용한 결과로 나타난다. 따라서 수송대 개념 모형은 저기압 부근의 운동을 너무 단순화해서 이러한 중요한 요소들을 등한시 할 가능성을 내포하고 있다.

연습문제

1. 수송대의 개념과 특징에 대해서 약술하십시오.
2. 수송대의 종류에 대해서 약술하십시오.
3. 수송대의 개념 모형의 장단점에 대해 약술하십시오.

참고문헌

1. Pen State University, 2012 : METEO 101: Understanding Weather Forecasting (인터넷 주소 : https://www.e-education.psu.edu/course_prog/course_info/meteo101)
2. UK Meteorological Office/Joint Centre for Mesoscale Meteorology, 1998 : Conceptual Models of Cyclogenesis
3. University of Oklahoma, 2007 : Reexamining the Cold Conveyor Belt(인터넷 주소 : <http://www.cimms.ou.edu/~schultz/ccb/ccb.shtml>)



7장. 장마와 몬순

- 7.1 장마의 일반 특성
- 7.2 전구 몬순의 관점에서 본 장마
- 7.3 장마 기간 일반 강수 분포
- 7.4 장마의 시종과 변동성
- 7.5 장마와 자연재해

학습목표

- 몬순 시스템의 일부로써 장마를 이해한다.
- 장마기간 우리나라 강수 분포와 변동성에 대해서 이해한다.
- 장마의 시작과 종료 결정에 관한 지식을 함양한다.
- 장마 기간 집중호우에 대해서 이해한다.

7.1 장마의 일반 특성

7.1.1 장마의 정의

장마란 오랜 기간 지속되는 비를 일컫는 말로, 1500년대 중반 이후부터 ‘오랜’의 한자어인 ‘장(長)’과 비를 의미하는 ‘마(雨)’를 합성한 ‘당마(唐雨)’로 표현되다가 1700년대 후반 ‘장마’로 표기, 일제강점기 이후에 ‘장마’로 변한 것으로 보인다.

장마의 어원에 따르면 장마란 단순히 오랜 기간 지속되는 비를 의미하지만 현재 통용되고 있는 장마의 의미는 두 가지 관점에서 나뉜다.

첫 번째는 여름철 일정한 기간 지속되는 비를 의미하는 것으로 일반인이 사용하는 장마의 개념이다. 반면, 두 번째는 기상학적인 개념으로 정체전선의 일종인 장마전선이 한반도에 영향을 미치면서 내리는 비를 의미 한다.

일반적으로 기상청과 같은 기상 관서에서는 두 번째 관점에 따라 장마의 시점을 공표하기 때문에 일반인들이 느끼는 시점과 차이가 생길 수 있다.

특히 2000년대 이후 일반적으로 알려진 장마 기간 이후에 집중호우를 동반한 많은 비가 내리는 현상을 두고 장마의 연장 혹은 우기로 볼 것인지에 대한 논쟁이 발생했고, 한때 기상청에서는 장마의 시작과 종료를 예보하지 않겠다는 발표를 하기도 한다. 그러나 장마는 예보관의 관점에서 볼 때 매우 중요한 기상 현상이기 때문에 일반적인 장마의 특성에 대해서 충분히 이해하고 있어야 한다.

7.1 장마의 일반 특성

이번 장에서 설명하는 장마는 장마전선과 몬순의 관점에서 기술한다. 장마(Changma)는 우리나라의 주요 강수시기로, 동아시아 몬순(East Asian Monsoon) 시스템의 일부로 보는 것이 일반적이다. 여름철에 접어들면서 한반도를 포함하는 동아시아 지역은 남쪽의 온난습윤한 열대성 기단과 북쪽의 한랭습윤한 한대성 기단이 만나서 형성되는 정체전선의 영향권에 놓이게 된다(그림 7.1 참조).

기후학적으로 6월 하순 우리나라 주변으로 상층 제트 기류가 북상하여 강한 경압불안정이 형성되고, 북태평양 고기압의 본격적인 발달과 더불어 하층 남서풍에 의한 습윤한 공기 유입이 강화되면서 장마가 시작 된다.

이러한 중관규모 환경에서 정체전선이 걸쳐 있는 지역 강한 남서풍에 따른 습윤한 공기의 유입량이 증가하고, 상층 기압골의 주기적인 발달, 북쪽 한기와 남쪽 난기 사이에서 발생하는 대류 불안정 등이 복합적으로 작용하면서 비교적 오랜 기간 동안 많은 양의 비가 내리게 된다. 이러한 현상을 우리나라는 장마, 중국은 메이유(Meiyu), 일본은 바이우(Baiu) 라고 부른다.



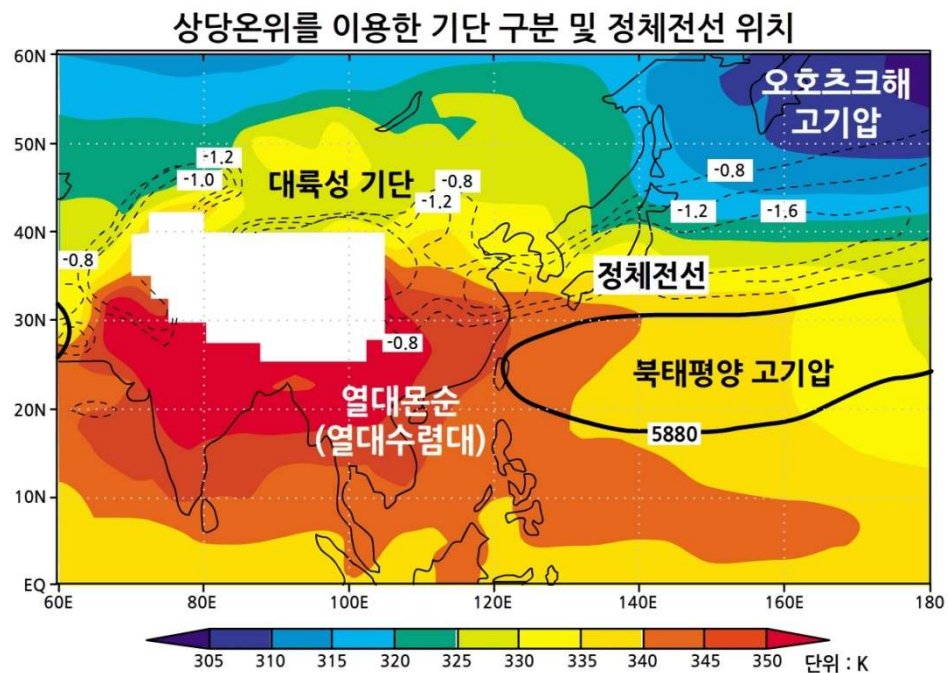
[그림 7.1] 장마 기간 동안 구름띠, 정체전선, 북태평양 고기압, 하층 수증기 유입 및 상층 제트 분포

7.1 장마의 일반 특성

7.1.2 장마 기간 기단 배치

장마의 정확한 이해를 위해서는 장마전선 형성에 영향을 주는 열역학적 성질이 서로 다른 기단들에 대한 이해가 필수적이다. 온도와 습도를 동시에 고려하는 상당온위의 분석을 통해 장마 형성에 영향을 주는 기단들의 배치 및 그에 따른 정체전선의 위치를 파악할 수 있다.

그림 7.2는 상당온위를 통한 기단의 분포를 통해 장마 전선(정체 전선)의 상대적인 위치를 보인 것으로 보통 장마 기간으로 알려져 있는 6월 하순에서 7월 중순 사이의 30년 평균 자료를 이용하여 그린 것이다. 장마 기간 동안 한반도에 영향을 미치는 기단으로는 열대수렴대의 서쪽 끝부분 및 우리나라 남서쪽에 위치한 고온 다습한 열대몬순 기압골과 관련된 기단, 한반도 남동쪽에 위치한 온난한 기단으로, 열대 몬순 기단보다는 절대 수증기량이 적은 북태평양 고기압과 관련된 기단, 한반도 북동쪽에 위치한 한랭습윤한 오호츠크해 기단, 한반도 북서쪽에 위치한 상대적으로 고온건조한 대륙성 기단 등을 들 수 있다.



[그림 7.2] 장마 기간 동안 (6월 하순 ~ 7월 중순) 850-hPa 고도의 상당온위 (색, K) 및 상당온위 남북경도 (점선), 500-hPa 고도의 5880 gpm 선 (굵은 실선)

7.1 장마의 일반 특성

그림에는 표시되어 있지 않지만 한대 제트 기류가 일시적으로 남하할 경우 영향을 미치는 한반도 북쪽 고위도의 한대성 극기단도 주요한 기단에 포함시킬 수 있겠다. 그림 7.2에서 점선으로 나타난 상당온위의 남북 경도가 큰 지역이 중국에서부터 한반도와 일본을 거쳐 북태평양 까지 연결되어 있는 모습을 볼 수 있다.

몬순에 관한 다양한 연구 결과에 따르면 일반적으로 중국의 메이유는 열대 몬순과 대륙성 기단 사이에서 발달하며, 일본의 바이우는 주로 열대 몬순 및 북태평양 고기압과 오호츠크 기단 세력에 영향을 받는다.

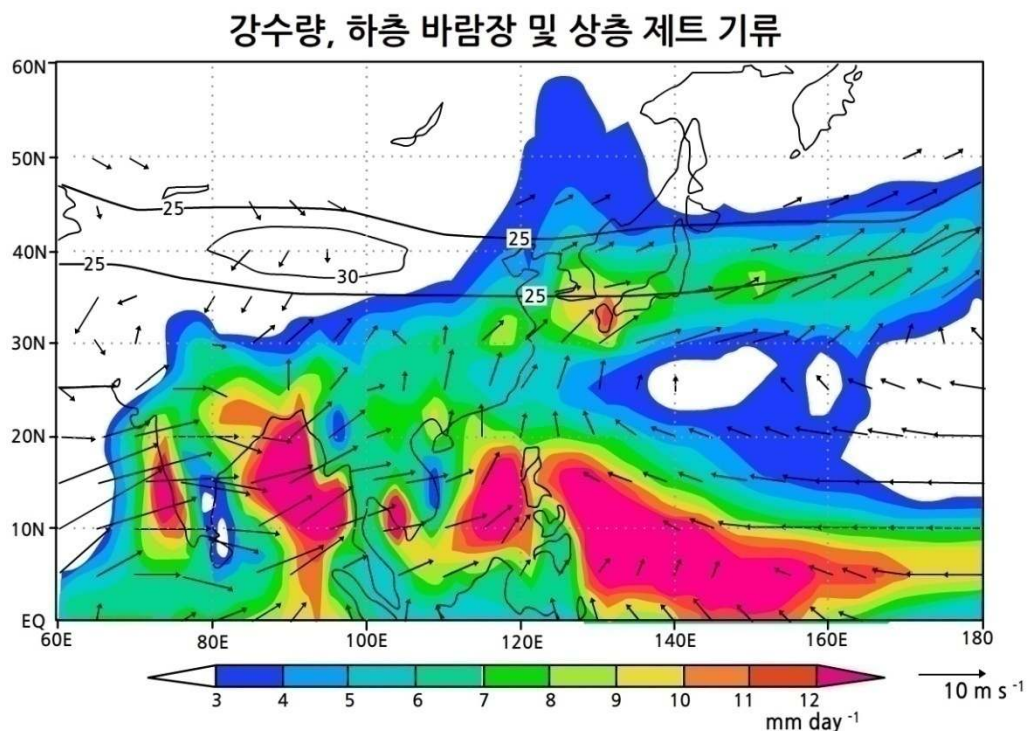
이에 반해 대륙과 해양의 경계에 위치하고 또한 제트 기류와 경압 불안정을 동반하는 중위도 기압골 빈번하게 지나가는 경로에 놓이는 경우가 많아서 그림 7.2에서 보이는 모든 기단의 영향을 받기 때문에 더욱 복잡한 특성을 보인다.

기후학적으로 보면 장마 기간 동안 한반도가 북태평양 고기압과 오호츠크 기단의 대치에 크게 영향을 받는 해가 있는 반면, 열대 몬순 기압골과 대륙성 기단 혹은 열대 몬순 기압골과 오호츠크기단의 대치의 영향이 더 큰 해도 있다. 또한 강한 북극진동과 연관된 한대 대륙성 기단이 한반도의 장마에 영향을 강하게 미치는 시기도 있다. 따라서 장마는 해마다 정체전선의 형성 및 위치, 장마의 시종, 기간, 강도가 큰 폭으로 변화를 가질 수 있기 때문에 기후 모델 결과와 통계적인 분석을 통해서 발표한 장마의 시작과 종료, 장마 기간의 강수량 등이 실제와 크게 다르게 나타나는 경우도 많다.

7.1 장마의 일반 특성

7.1.3 장마에 영향을 미치는 대규모 대기 순환

그림 7.3은 6월 하순부터 7월 중순 사이의 30년 평균 강수량과 하층 바람 벡터, 그리고 상층 제트 기류의 위치를 보여주고 있다. 장마 기간 동안 한반도 주변의 대기 하층부에서는 해양에서 대륙으로의 습윤한 공기 유입이 매우 활발하게 일어난다. 한반도는 북태평양 고기압의 가장자리를 돌아 불어오는 남서/남동 기류와, 멀리 인도 벵골만과 동남아시아를 거쳐 중국 동해안을 거쳐 불어오는 해양성 남서기류의 영향을 동시에 받게 된다.



[그림 7.3] 장마 기간 동안 (6월 하순 ~ 7월 중순) 강수량 (색), 하층 바람장 (벡터), 그리고 상층 제트 기류 (검정 실선)

때로는 인도양 쪽에서 불어오는 남서기류가 북태평양 고기압을 따라 부는 남서기류와 합류하여 한반도 장마에 영향을 준다. 북태평양 고기압 세력의 변화는 장마 전선의 지속과 활동에 직접적인 영향을 미친다.

7.1 장마의 일반 특성

북태평양에 중심을 잡은 고기압이 동아시아 대륙이 있는 서쪽으로 세력 확장을 할 경우 고기압 가장자리의 바로 북쪽에 놓여있는 장마 전선이 더 잘 유지가 되고 전선의 위치도 한반도를 걸치는 경우가 많다. 그러나 북태평양 고기압 세력이 약화될 경우 장마 전선 지역으로의 습윤한 공기 유입이 약하여 장마 전선이 일시적으로 소멸하기도 한다. 또한 전선이 한반도 이남으로 크게 남하하여, 한반도 지역이 전선의 영향권 밖에 머무르는 경우가 발생하기도 한다. 장마 전선의 유지에는 상층의 역할도 크다.

한반도 상공의 서쪽에서 동쪽으로 부는 제트기류는 아시아 여름 몬순이 활발할수록 더 강해지는 경향이 있으며, 이는 제트기류의 강도가 티베트 고원 지대의 가열과 깊은 관련성이 있기 때문이다. 태양 일사에 의한 티베트 고원 지대의 가열이 활발해지면 대기 연직층이 더욱 두꺼워지고, 이로 인해 티베트 고원 지대와 그 북쪽 지역은 강한 기압경도차가 발생하여 서쪽에서 동쪽으로의 강한 상층류가 불 수 있는 조건을 갖추게 된다.

상층기류가 통과 할 때 한반도는 상층 기압골의 동쪽에 놓이는 경우가 많다. 대기 운동 이론에 근거 할 때 상층 기압골의 동쪽은 공기가 흩어지는 발산 지역으로 이를 보충하기 위해 상승류가 하층으로부터 올라간다. 즉, 한반도로 불어 온 해양성 습윤 기류가 상승하여 응결과 강수 과정으로 이어져 많은 비가 내리게 된다.

7.2 전구 몬순의 관점에서 본 장마

7.2.1 아시아 해륙 분포 및 티베트 고원의 영향

몬순은 대륙과 해양 지역의 비열의 차이로 인해 대륙과 해양 사이에 발생하는 계절풍 현상을 의미한다. 따라서 대륙과 해양의 분포가 몬순 시스템을 형성하는 데 주요한 영향을 미친다. 그림 7.4는 유라시아 대륙과 서북태평양 및 인도양의 분포, 그리고 산맥의 분포를 나타낸다.

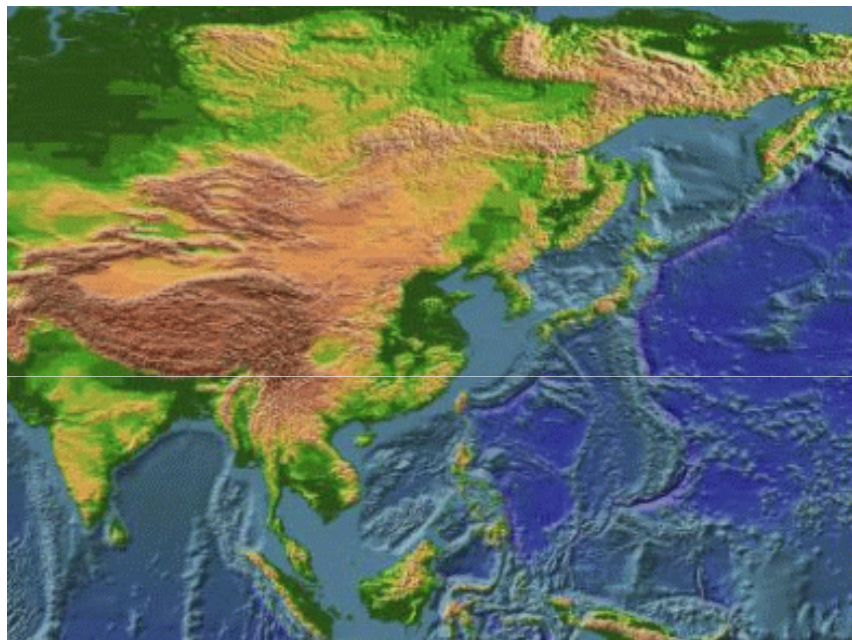
여름의 경우 같은 양의 일사량이 대륙과 해양에 주어 졌을 때, 비열이 작은 대륙은 빨리 데워져서 대기의 밀도가 감소하여 저기압이 형성되고 상승 기류가 생기는 반면, 비열이 상대적으로 큰 해양 지역은 느리게 가열 되면서 대륙 지역에 비해 상대적으로 대기의 밀도가 큰 고기압이 형성된다.

이러한 기압배치는 하층부 대기에 해양에서 대륙 방향으로의(고기압 지역에서 저기압 지역으로) 바람 유입을 가져오며 해양의 습윤한 공기가 저기압의 대륙으로 수송되는 현상이 여름철 동안 지배적으로 나타난다. 이러한 기압배치와 풍향 패턴은 겨울철에는 반대가 된다. 비열이 상대적으로 작은 대륙이 겨울에 빨리 냉각되면서 상대적으로 해양에 비해 고기압이 형성되기 때문이다.

티베트 고원과 히말라야 산맥은 거대한 아시아 여름철 몬순 시스템을 조절하는 주요한 열적·역학적 원천이다. 티베트 고원의 최고 높이는 대륙권 중층에 해당하는 4,400m에 이른다. 그에 따라 열적인 측면에서 티베트 고원의 가열이 아시아 대륙과 해양 사이의 열적 차를 증가시키고, 역학적 측면에서 가파른 산사면이 공기의 치올림을 증가시켜 몬순 순환을 강화시킨다. 또한 강수 전선이 대륙 경계 해양에서 아시아 대륙 쪽으로 이동되며, 여름철 몬순 기간 총 강수량이 증가 된다. 특히 이들은 동아시아 몬순 형성에 결정적인 역할을 하는 티베트 상층 고기압과 북태평양 고기압의 발달에 큰 영향을 미친다. 티베트 고원과 히말라야 산맥은 2억에서 5억 만년 전 지각 변동에 의해 융기 되었으며, 그 이후로 대륙-해양 분포는 현재까지 거의 동일하게 유지되고 있다.

7.2 전구 몬순의 관점에서 본 장마

많은 지질-기후학 모델링 연구들이 이와 같은 산맥의 용기가 대륙-해양의 열적 차를 심화 시키고 몬순 기후를 더욱 강화시켰다는 점을 지지하고 있다. 산맥 용기 비율을 조절한 대기-해양 접합 모형 실험들에 의하면, 티베트 고원과 히말라야 산맥의 용기가 없을 경우 장마를 포함하는 동아시아 몬순은 형성되지 않았을 가능성이 높다. 현재와 같은 산맥의 용기가 없는 경우 몬순 강수는 아열대 지역에 한정되며, 산맥의 용기가 현재와 비슷할 때 동아시아 몬순이 현재의 관측과 유사하게 형성되는 것으로 모의되고 있기 때문이다.



[그림 7.4] 아시아 몬순 시스템 형성에 결정적인 역할을 하는 해륙 및 산맥의 분포

7.2 전구 몬순의 관점에서 본 장마

7.2.2 전구 몬순 지역 분포

장마는 열적·수문학적으로 전 지구 대기 순환과 물수지를 조절하는 전구 몬순 시스템의 일부분이다. 앞서서도 언급했듯이 몬순은 계절에 따른 바람장의 변화로 정의할 수 있지만, 최근 수십 년 동안 전 지구 몬순은 태양 에너지의 연 변동에 의한 대기-해양-지표 상호작용의 반응이라는 새로운 개념이 대두되고 있다.

이에 따르면 몬순 지역의 구분은 강수량을 이용하는 것이 원래 몬순의 정의인 바람(즉, 계절풍)을 이용하는 것 보다 더 적합한 것으로 보여준다. 이러한 관점에서 몬순 강수 영역은 여름철과 겨울철 강수량의 차이가 일정 임계값을 넘는 지역으로 정의할 수 있는데, 이에 따라 전구 몬순 강수 영역을 토대로 그림 7.5와 같이 동아시아 몬순, 북태평양 몬순, 인도 몬순, 서아프리카 몬순, 남아프리카 몬순, 호주 몬순, 북미 몬순, 남미 몬순 등 8개의 지역으로 나누어질 수 있다.

동아시아와 북태평양 몬순은 인도차이나반도, 필리핀, 중국, 한국과 일본을 포함하는 넓은 지역에 영향을 미친다. 이 지역의 몬순은 온난 습윤한 여름 몬순과 한랭 건조한 겨울 몬순으로 특징지을 수 있다. 여름 몬순 동안의 강수는 중국 내륙에서 일본까지 이어지는 아주 좁은 동서 강수 밴드에 의해서 발생한다. 동아시아 여름 몬순은 5월 초순 중국 남부와 대만 부근에서 시작되는 몬순-전 강수(Pre-monsoonal Rain)가 전조가 된다. 5월부터 8월까지 동아시아 몬순과 관련된 강수 밴드는 5월 인도차이나에서 남중국해, 6월 양자강에서 일본, 7월 중국 중부에서 한반도까지 건조기와 강수기가 연속적으로 반복되면서 북쪽으로 이동하는 특징을 가진다.

7.2 전구 몬순의 관점에서 본 장마

인도 몬순의 시기도 6월에서 9월로 동아시아 몬순과 비슷하다. 타르 사막과 인도 대륙이 가열되기 시작하면서 이 지역에 저기압이 형성되고 상승된 공기를 채우기 위해서 인도양으로부터 온난 다습한 공기가 유입된다. 이 공기들이 히말라야 산맥에 도달하면 상승기류가 만들어져 강한 비구름을 만들고 지속적인 강수 밴드가 형성되면서 10,000mm 이상의 강수가 이 기간 동안 집중된다. 이 강수량은 인도 전체 연강수량의 80%에 해당하는 것으로 전체 GDP의 25% 정도가 이 기간의 강수량에 의해서 좌우될 만큼 사회 경제적 영향력이 크다.

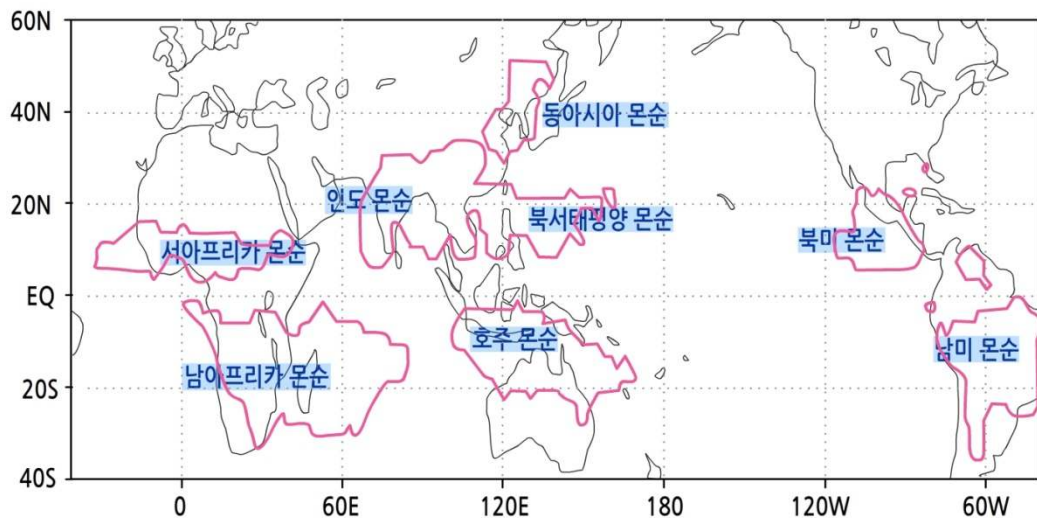
아프리카 몬순은 계절에 따른 사하라 사막과 적도 부근 대서양의 온도와 습도 차이 때문에 아열대수렴대(ITCZ; Intertropical Convergence Zone) 변화에서 기인한다. 2월경에 적도 대서양에 위치하던 ITCZ는 점점 북상해서 6월 말에 최성기에 도달한 후 다시 남하하기 시작해서 9월에는 제자리를 찾아간다. 건조한 북동기류인 무역풍대가 ITCZ의 북상과 함께 갑자기 북쪽으로 밀려올라가면서 여름철 동안 서아프리카 지역에 많은 강수량을 가져온다.

북미 몬순은 6월 말에서 7월 초에 시작되어 9월에 종료되는데 주로 멕시코 만으로부터 유입되는 남서기류와 대평원을 지나 로키 산맥을 넘어가는 과정을 거친다. 다만 북미 몬순은 정체전선을 형성하여 일정한 기간 동안 지속적인 강수를 가져오는 경우가 자주 발생하지 않기 때문에 크게 주목을 받지 못하다가 최근 들어 대규모 홍수나 가뭄의 원인의 하나로 지목되어 연구가 강화되고 있다.

7.2 전구 몬순의 관점에서 본 장마

호주 몬순은 인도-호주 몬순으로 알려져 있는데, 주로 북반구의 겨울에 해당하는 9월에서 2월 사이에 발생한다. 호주 몬순의 가장 큰 에너지원은 직접 가열에 의한 해들리 순환이다. 북반구의 시베리아 고기압이 발달하는 시기가 되면 태양에 의한 가열이 북반구보다 남반구가 더 강해지게 된다. 이때부터 보르네오 섬 부근에서 북동기류가 북서 혹은 서풍 기류로 바뀌면서 저기압성 순환이 강화되게 된다. 보르네오 섬 부근에서 발생한 저기압성 순환이 북반구로부터 확장하는 한기와 합쳐지면서 발생한 대류 불안정에 의해서 호주 대륙에 강한 저기압을 형성하게 된다. 호주 몬순은 베트남과 말레이 반도(9월)에서 시작되어 보르네오와 필리핀(10월), 인도네시아와 자바(11월)를 거쳐 남쪽으로 이동하면서 12월에는 마침내 호주 대륙 북단에 까지 도달하는 과정을 거친다.

남아프리카 몬순과 남미 몬순은 몬순 지역으로 구분이 되어 있지만, 북반구에서 발생하는 몬순에 비해서 그 피해 정도나 변화의 정도가 강하지 못하다. 왜냐하면 남반구의 경우에는 바다가 차지하는 비율이 대륙이 차지하는 비율에 비해서 월등하게 강하기 때문에 연중 해양과 대륙 사이의 비열 차이에 의한 열적 불균형이 크게 발달하기 못하기 때문이다.

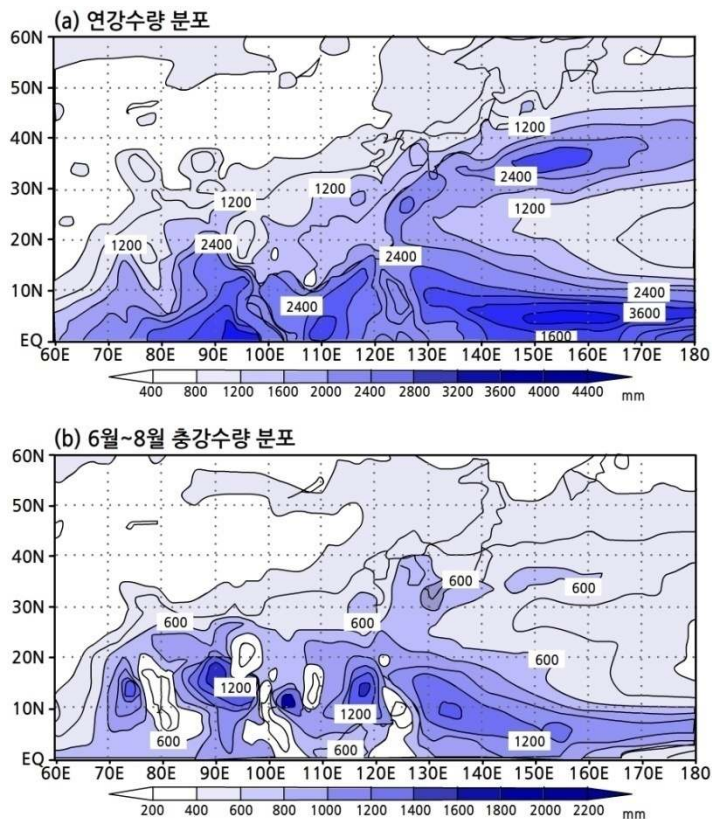


[그림 7.5] 전구 몬순 지역 구분

7.3 장마 기간 일반 강수 분포

7.3.1 장마를 포함하는 동아시아 몬순 강수량

한반도는 여름철 동아시아 몬순 시스템과 겨울철 북태평양 폭풍 경로 (Storm Track)에 속하기 때문에 같은 위도대 다른 지역에 비해 많은 양의 연강수량을 나타낸다. 세계 강수량의 많은 부분이 열대 해양 수렴대 (3000mm 이상)와 열대 몬순 지역(2400mm 이상)에 집중되어 나타난다. 하지만 한반도를 포함하는 동아시아 몬순 지역의 연강수량 역시 1200~2400mm 범위를 나타내며 전 세계 물수지 균형에 중요한 역할을 한다(그림 7.6 참조). 한반도의 연총강수량은 1200~1600 mm 범위를 나타낸다. 이러한 수치는 같은 위도대의 아시아 내륙 연 총강수량에 비해 상당히 많은 양이다 일반적으로 동아시아 몬순 지역의 연총강수는 여름철 몬순 시기에 집중되는 경향이 있다. 그림 7.6(b)에서 볼 수 있듯이 인도 몬순 지역(인도 대륙과 벵갈만), 북서태평양 몬순 지역(남지나해, 필리핀 해와 북서태평양), 동아시아 몬순 지역(중국 남동부, 한국, 일본)을 포함하는 동아시아 몬순 지역은 대부분의 몬순 지역에서 여름철(6월~8월) 동안의 강수량이 연 총강수량의 50% 이상을 차지한다. 우리나라의 경우도 장마 기간을 포함한 여름에 내리는 강수는 연총강수량의 50~60%를 차지한다. 반면, 열대 해양 수렴대는 계절에 따른 강수량의 변화가 크게 나타나지 않는다.

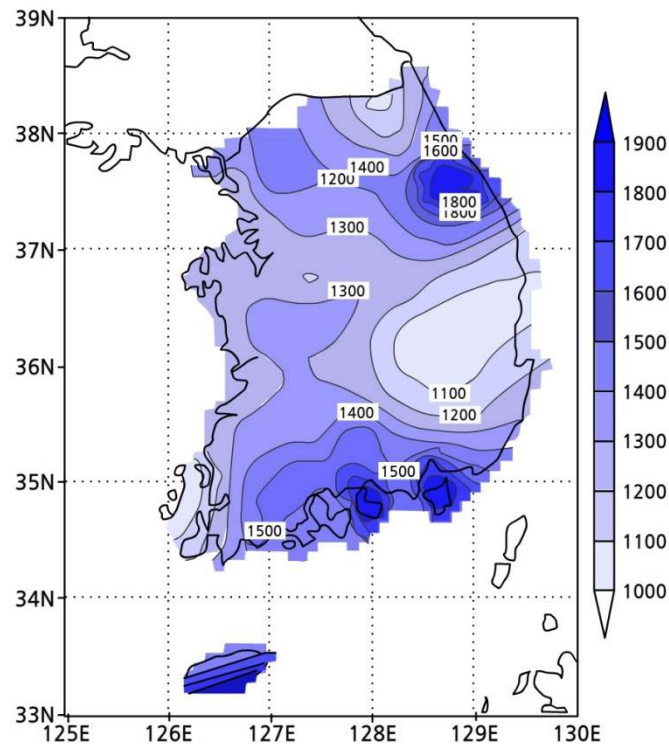


[그림 7.6] 30년 기후평균 (1981~2010) 아시아 (a) 연강수량 분포와 (b) 6월~8월 총강수량 분포 (mm)

7.3 장마 기간 일반 강수 분포

7.3.2 한반도 연총강수량 및 장마 기간 강수량의 지역적 분포

한반도는 동서 방향으로 좁고, 남북방향으로 긴 대륙의 형태와 태백산맥 및 소백산맥 등 지형의 영향으로 그림 7.7과 같이 매우 특징적인 강수량 분포를 나타낸다. 기후학적으로 제주도와 남해안 지역 및 강원도 지역에서 1600mm 이상의 많은 강수가, 대구를 포함하는 분지 지역에서 1100mm 이하의 적은 강수가 나타낸다. 또한, 서울 및 경기 지역 연강수량의 범위는 1300~1500mm 이다. 한반도를 포함하는 동아시아 몬순의 강수는 앞에서 설명한 바와 같이 여름철에 집중된다.

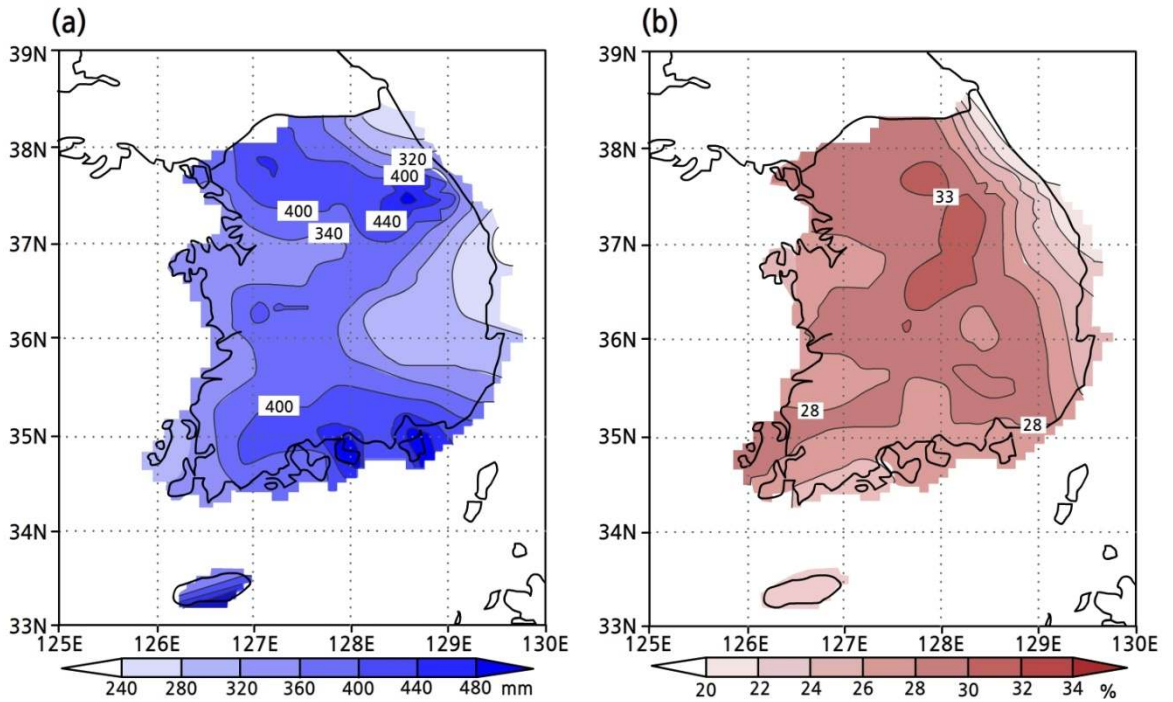


[그림 7.7] 우리나라 기후 평균 (1981~2010) 연강수량 분포(mm)

그림 7.8은 최근 30년 기후평균 장마 기간 강수량 및 연총강수량에 대한 장마 기간 강수량 비의 지역 분포이다. 중부 지방 및 내륙 지역에서는 장마로 정의 되는 1차 우기가 연강수량의 많은 부분을 설명하는 경향이 있다. 특히 서울 및 경기 지역에서는 기후학적으로 약 한달 정도 되는 장마 기간 동안 연강수량의 30%에 달하는 비가 내린다. 제주도, 남해안 지역 및 동해안 지역에서는 주기적인 기압골 통과와 동풍 기류에 의한 지형적인 영향이 크기 때문에 연강수량에 대한 장마 기간 강수량의 기여도가 상대적으로 낮다.

7.3 장마 기간 일반 강수 분포

30년 평균 14개 주요 도시의 30년 평균 장마 기간 강수량을 살펴보면, 서귀포 지역이 가장 많은 장마 기간 강수량(650.6mm)을 포항 지역이 401.3mm로 가장 적은 강수량을 보이고 있다. 서울 지역은 632.1mm로 두 번째로 많은 양의 장마 기간 강수량을 기록하고 있다.



[그림 7.8] 기후평균 (1981~2010) (a) 장마기간 (6월말 ~ 7월말) 강수량 분포와 (b) 연총강수량에 대한 장마기간 강수량의 비율

7.4 장마의 시종과 변동성

7.4.1 장마 시종의 일반적 정의

[표 7.1] 30년 평균 지역별 장마 시작, 종료일, 지속기간, 장마기간 최소/최대 강수량 분포

지역	시작일	종료일	지속기간(일)	강수량(mm)
중부지방	6.24~25	7.24~25	31~32	103~785
남부지방	6.23	7.23~24	31~32	73~653
제주지방	6.19~620	7.20~21	31~32	102~1167

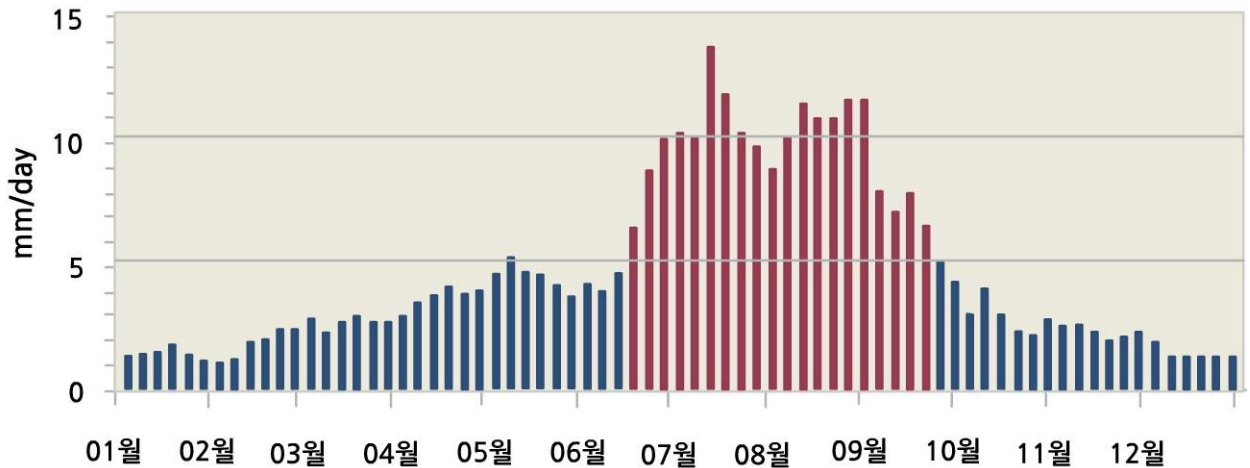
최근 30년 기후 평균으로 보면 중국의 메이유와 일본의 바이우는 6월 중순에 시작되며, 장마는 6월 19일에 제주도에서 시작된다(표 7.1 참조). 남부지방에서는 6월 23일 경, 중부 지방에서는 6월 24일 경에 장마가 시작되어 약 32일간 지속되다가 정체전선이 한반도 북쪽으로 북상하면서 7월 25일 경 종료 된다. 제주도를 제외한 남부지방과 중부지방은 사실상 장마의 시작과 종료일에 큰 차이가 없음을 알 수 있다.

그 이유는 한반도 부근에 형성되어 있는 장마전선이 활성화되기 위해서는 서쪽에서부터 접근하는 경압불안정을 동반한 중위도 기압골이 반드시 필요기 때문이다. 보통 중위도 기압골이 한반도를 통과하는 경우에 영향 범위가 남한 전체에 미치는 경우가 많기 때문에 남부지방과 중부지방에서 장마가 동시에 시작되는 경우가 대부분이다. 장마전선이 한반도 북쪽으로 이동하면서 장마가 종료되는데 결정적인 영향을 미치는 것이 태풍이라는 사실도 예보관들은 잘 인지하고 있어야 한다. 강한 중위도 저기압이나 열대 저기압의 영향과 무관하게 북태평양 기단 자체의 북상에 의해서 장마전선이 북쪽으로 이동하는 경우는 거의 찾을 수 없다.

장마가 종료된 후에는 북태평양 고기압 세력 하에 강수 휴지기에 놓이게 되며 무더위가 기승을 부린다. 한반도 북쪽으로 북상하면서 약해졌던 정체전선은 8월 중순경 다시 강화되면서 남하하게 되고, 이에 따라 우리나라는 9월 중순까지 2차 우기를 경험하게 된다.

7.4 장마의 시종과 변동성

기후평균 강수 시계열 (1981-2010)



[그림 7.9] 기후평균 (1981-2010) 및 5일 평균 한반도 평균 강수량 시계열(60개 관측소 평균)

그림 7.9는 우리나라 60개 관측소 평균 및 5일 평균 강수량 시계열 (최근 30년 기후평균)이다. 일반적으로 5일 평균 6mm/day 이상 비가 내릴 때 우리나라 장마를 포함하는 동아시아 몬순의 시작으로 정의할 수 있기 때문에, 그림 7.8에 보였듯이 한반도 연강수량의 50~60% 이상이 장마를 포함하는 여름철에 집중되어 있다는 사실과 시계열(그림 7.9)이 일치하고 있음을 알 수 있다.

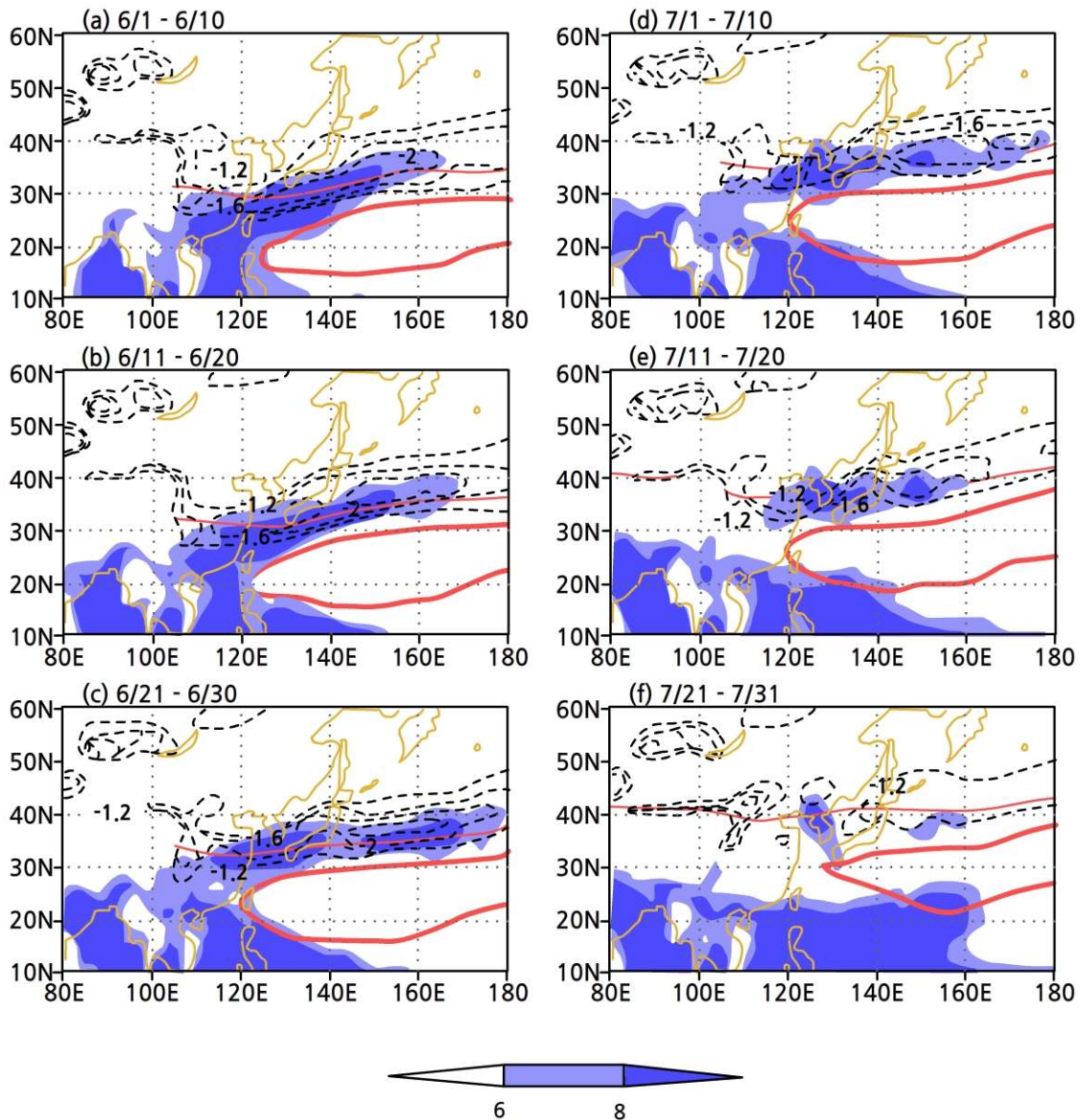
여름철을 제외하고 5일 평균 동안 6mm 이상의 강수량이 발생하는 경우는 존재하지 않는 반면, 특히 장마철에는 일 강수량이 10mm를 넘는 날이 급증하고 있는 것을 볼 수 있다. 이 시계열 또한 한반도 강수의 여름철 그것도 장마 기간 집중도를 잘 보여주고 있다. 대규모 관점에서 장마의 시작은 한반도가 동아시아 몬순을 형성하는 대규모 순환장의 영향을 받는 시점으로 볼 수 있다.

기후학적으로 동아시아 몬순은 남중국해에서 5월 중순경에 시작된다. 이후 북서태평양 고기압의 확장(혹은 북상)과 더불어 6월 중순에는 중국의 메이유와 일본의 바이우가, 6월 말에는 장마가 시작된다. 즉, 우리나라 주변으로 상층 제트 기류가 강화되어 강한 경압불안정이 형성되고, 북태평양 고기압의 북상과 더불어 하층 남서풍에 의한 습윤한 공기의 유입이 강화되어 많은 양의 강수가 발생할 때를 장마의 시작으로 볼 수 있다. 한편, 북태평양 고기압이 우리나라 쪽으로 확장되면서 장마전선이 북쪽으로 급격히 이동될 때 장마가 종료 된다.

7.4 장마의 시종과 변동성

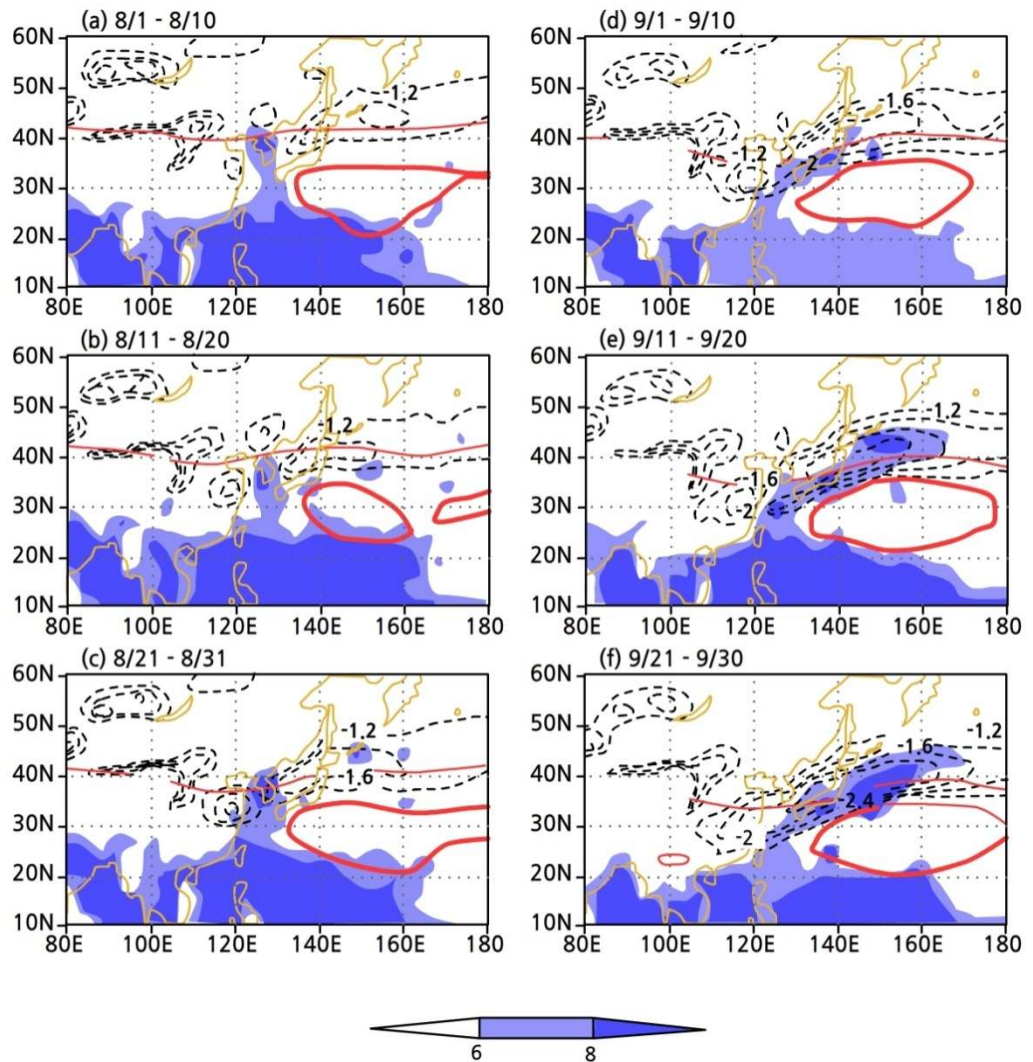
7.4.2 장마전선의 남북 운동 특성

6월부터 9월까지 정체전선과 몬순 기압골은 시기에 따라 대규모 순환장과 함께 북상하였다가 남하하는 특성을 보이며, 그에 따라 동아시아 지역 몬순의 시작과 종료의 결정되어 진다. 그림 7.10과 7.11에서 상당온위 남북경도의 최소값은 온난다습한 열대 기단(대체로 상당온위가 335 K 이상)과 한랭건조한 한대 기단(상당온위 335 K 이하)의 경계를 나타내며, 일반적으로 5820gpm의 위치와 일치하며, 상반된 기단들의 대치로 인해 정체전선이 형성되고 많은 양의 비가 내리게 된다.



[그림 7.10] 6월부터 7월까지 10일 간격 강수량 (색, mm/day), 850-hPa 상당온위 남북경도 (흑색 점선, 단위 10^{-4} K m^{-1}), 500hPa 5820gpm (적색 얇은 실선)과 5880gpm (적색 굵은 실선)

7.4 장마의 시종과 변동성

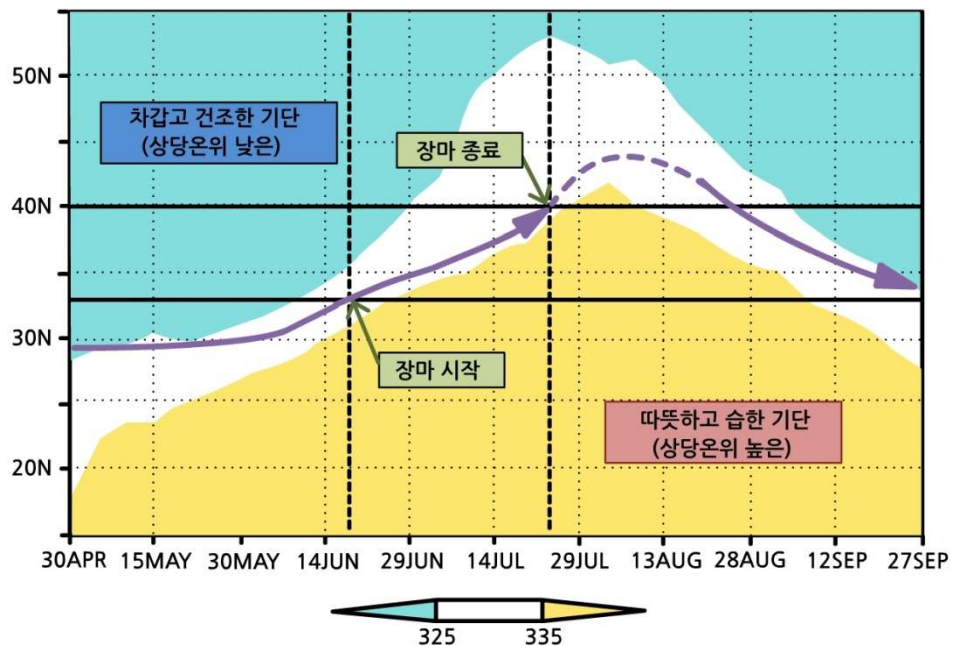


[그림 7.11] 8월부터 9월까지 10일 간격 그림. 자세한 사항은 7.10과 같음

500hPa 고도의 5880gpm은 북태평양 고기압의 위치를 나타내며, 아열대 지역에서 6mm/day 이상의 강수를 보이는 지역은 열대몬순 기압골 (혹은 열대 수렴대)을 나타낸다. 정체전선은 6월 초에 중국 남부와 일본 남쪽에 위치하다가 시기에 따라 북상한다. 6월 중순에는 중국 메이유와 일본 바이우가 시작되고, 6월 말에 한반도 장마가 시작된다. 한반도 위의 정체 전선은 7월 중순까지 유지되다가 7월말에 약해지면서 한반도 북쪽으로 이동한다. 이 시기에는 열대 기단과 한대 기단의 차이가 약화되면서 정체전선이 약화되거나 소멸된다. 한반도는 8월 중순까지 북태평양 고기압의 영향으로 무더운 날씨가 지속된다. 이 기간 동안 강수 현상이 간헐적으로 나타나는 경향이 있는데, 이는 정체전선 보다는 태풍이나 국지성 집중호우에 의한 것이다.

7.4 장마의 시종과 변동성

8월말부터 9월초에 오호츠크해 고기압 세력이 북사냉각으로 강화되면서 그 남쪽 경계면이 남하한다. 그로 인해 다시 열대 기단과 한대 기단 세력의 차이가 커지면서 정체전선이 강화되고, 우리나라 쪽으로 남하할 때 2차 우기가 시작된다. 2차 우기는 가을장마라 불리기도 하며, 이 시기에는 전선성 강수뿐만 아니라 태풍이나 국지성 집중호우에 따른 강수도 나타난다. 우리나라 부근 지역에서 정체전선(혹은 몬순 기압골)의 시간에 따른 평균적인 진행 구조를 보면(그림 7.12 참조) 위에서 기술한 바와 같이 5월 중순 정도에 위도 약 27.5°N 부근에 위치하던 정체전선은 6월 19일 경에 제주도로 북상하며 장마가 시작된다. 장마는 7월 24일까지 지속되다가 이후 정체전선이 한반도 북쪽 40°N 위로 북상하면서 종료된다. 이와 같은 장마의 시종 시기는 기상청 정의에 의한 시기와 일치한다.



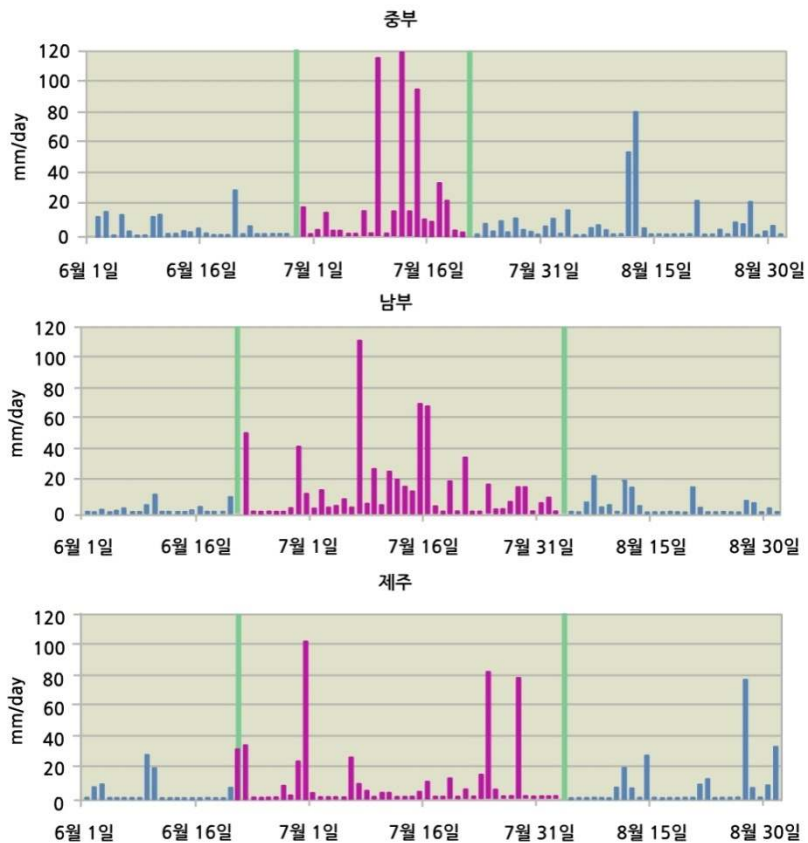
[그림 7.12] 120°~140°E 지역 평균한 상당온위 (색) 및 정체전선 (화살표)의 이동과 그에 따른 장마의 시종, 점선은 전선이 약화되는 시기를 의미

이후 우리나라 지역은 북태평양 고기압 세력의 영향을 받으며 무더위가 시작된다 ([그림 2-6]에서 노란색의 고온 지역이 한반도를 모두 덮음). 한반도 북쪽으로 북상하면서 약해졌던 정체전선은 8월 중순경에 다시 강화되면서 한반도 쪽으로 남하하게 되고, 이에 따라 9월 중순까지 2차 우기가 시작된다.

7.4 장마의 시종과 변동성

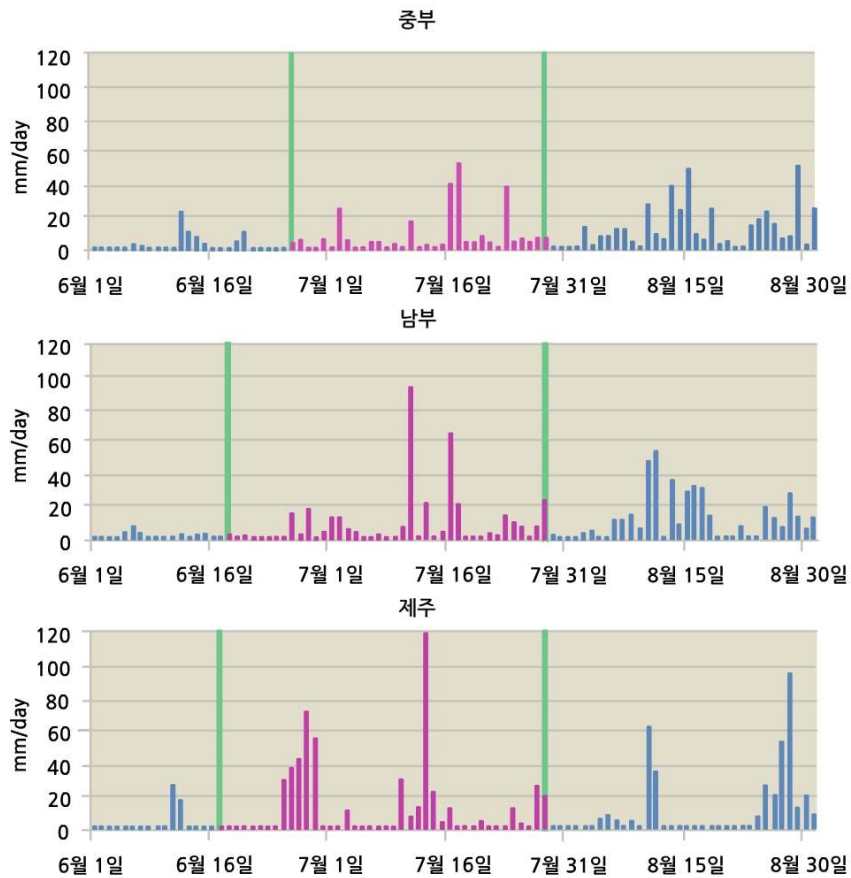
7.4.3 장마 시종 결정의 어려움

기상청은 공식적인 장마의 시작과 종료를 사후에 발표하게 되는데, 그 이유는 장마의 시작과 종료를 단순한 중관 기상 배치나 위성 영상만으로 판단할 경우 오류를 범할 수 있기 때문이다. 기상청이 장마의 시작과 종료를 결정하는 요소로 한반도 부근의 하층 수분속 영향 유무, 200hPa 지위고도와 850hPa 바람장을 이용한 순환지수인 장마지수 분석, 지상일기도에서 장마 전선의 형성 유무 및 500hPa 고도의 5820gpm과 5880gpm 선의 위치 변화, 강수량 및 지표 기온, 일사량, 일조 시간의 3일 이동평균 분석 등을 활용하고 있다. 기후 평균 장마의 시종은 비교적 명확하게 정의 된다. 하지만 매년 장마의 시종을 결정하는 것은 쉽지 않다. 해마다 장마 시종 시점이 매우 큰 폭으로 변할 뿐 아니라, 장마 시종 결정에 고려되는 여러 요소들 사이의 불일치가 발생할 가능성이 높기 때문이다. 즉, 대규모 순환장의 관점에서 장마가 시작되었지만, 하층의 수분속이 충분하지 않거나 다른 이유로 인해 강수가 발생하지 않는 경우가 종종 발생한다. 반대로, 대규모 순환장의 관점에서 장마가 시작되지 않아도, 많은 양의 강수가 지형적 요인에 의해 국지적으로 발생할 수도 있다.



[그림 7.13] 2009년 중부, 남부, 제주 지역 일평균 강수량 시계열과 기상청이 결정한 각 지역의 장마 시작 및 종료 시점 (녹색선)

7.4 장마의 시종과 변동성



[그림 7.14] 2010년 중부, 남부, 제주 지역 일평균 강수량 시계열과 각 지역의 장마 시작 및 종료 시점 (녹색선)

2009년(그림 7.13)과 2010년(그림 7.14)은 장마의 시작을 결정하는 데 뚜렷한 차이를 보인다. 2009년은 장마전선 발달과 강수 시작 시점이 일치해서 비교적 시작과 종료가 명확히 정의된다. 제주도와 남부에서는 6월 21일에, 중부에서는 일주일 뒤인 6월 28일에 장마가 시작되었다. 장마 종료 시점은 제주도와 남부에서 8월 3일, 중부에서 7월 21일었다.

장마 기간 강수는 우리나라 전 지역에 걸쳐서 평년보다 많았다. 2009년에는 제주도를 비롯한 한반도 전체가 장마 전선의 영향을 받기 전에 일정한 기간 동안 건조한 날씨가 유지되다가 장마 시작일을 기점으로 강수량이 급증하고 장마 기간 내내 일정한 수준의 강수 강도가 유지되는 가운데 집중호우성 강수가 산발적으로 발생하는 일반적인 장마 기간 특성을 잘 보여주고 있다.

7.4 장마의 시종과 변동성

이에 반해 2010년은 2009년과 확연한 차이를 보인다. 전선의 발생과 호우 시작 날짜가 많은 차이를 보인다(그림 7.14). 기상청에서는 전선이 제주도 지역에 위치한 시기인 6월 17일을 장마의 시작으로 정의하였으나, 실제로 많은 호우는 26일부터 시작하였다. 위성 영상과 일기도에서는 6월 17일 경에 제주도를 포함하는 지역에 정체전선이 발생한 것으로 보이지만 제주도 관측소에서는 적은 양의 강수가 관측되었다.

제주도의 경우에는 장마 기간 동안 일정한 수준 이상의 강한 비가 주기적으로 발생하였으나 그 강수 시계열을 보면 정체 전선에 의한 지속적인 강수보다는 국지적 집중호우에 의한 것이었음을 유추할 수 있다. 남부지방과 중부 지방의 경우에는 장마라는 말이 무색할 정도로 기상청에서 공식적으로 발표한 장마 기간 동안 강수량이 평년에 비해서 30%에도 미치지 않는 수준에 머물렀음을 알 수 있다.

특이할 점은 남부지방과 중부지방에 장마의 종료가 선언된 이후인 8월부터 장마 기간 보다 많은 비가 지속적으로 내렸다는 사실이다. 따라서 일반인들의 시각에서 보면 장마 예보가 틀렸다는 인식을 가지기에 충분한 것이었음을 알 수 있다. 이렇듯 장마의 시종은 단순한 장마 지수와 같은 요소만으로 결정할 수 없는 것임을 알 수 있다. 따라서 예보관들은 장마가 가지는 사회경제적인 중요성을 충분히 인식하고 신중하게 장마의 시작과 종료를 발표해야 할 것이다.

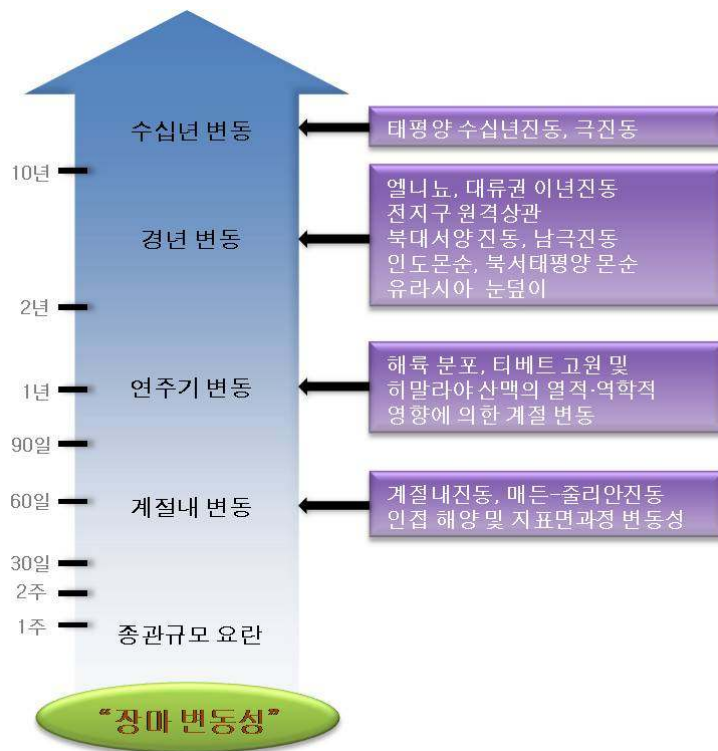
7.4 장마의 시종과 변동성

7.4.4 장마의 변동 특성

장마의 시작과 종료 시점, 기간, 그리고 강수량은 매년 큰 폭으로 변한다. 매년 30~80일 간격의 특징적인 계절내 변동에 의해 장마의 시종과 2차 우기의 시종 시점은 상당히 달라진다. 또한, 장마 기간 강수량은 현저한 경년 변동(2년~9년 주기)뿐만 아니라 장주기 변동(10년 이상)을 나타낸다.

장마를 포함하는 동아시아 몬순은 엘니뇨, 대류권 이년 주기변동, 전지구 원격상관, 극진동, 북서태평양 몬순, 인도 몬순, 유라시아 대륙의 지표 상태, 티베트 고원의 열적 강제력, 인접 해양 변동성 등과 같은 다른 기후 시스템과 다양한 시간 규모에서 상호작용 한다(그림 7.15 참조).

그에 따라서 특징적인 계절내(Intraseasonal), 연주기(Annual), 경년(Interannual) 및 장기(Decadal) 변동 특성을 나타낸다.

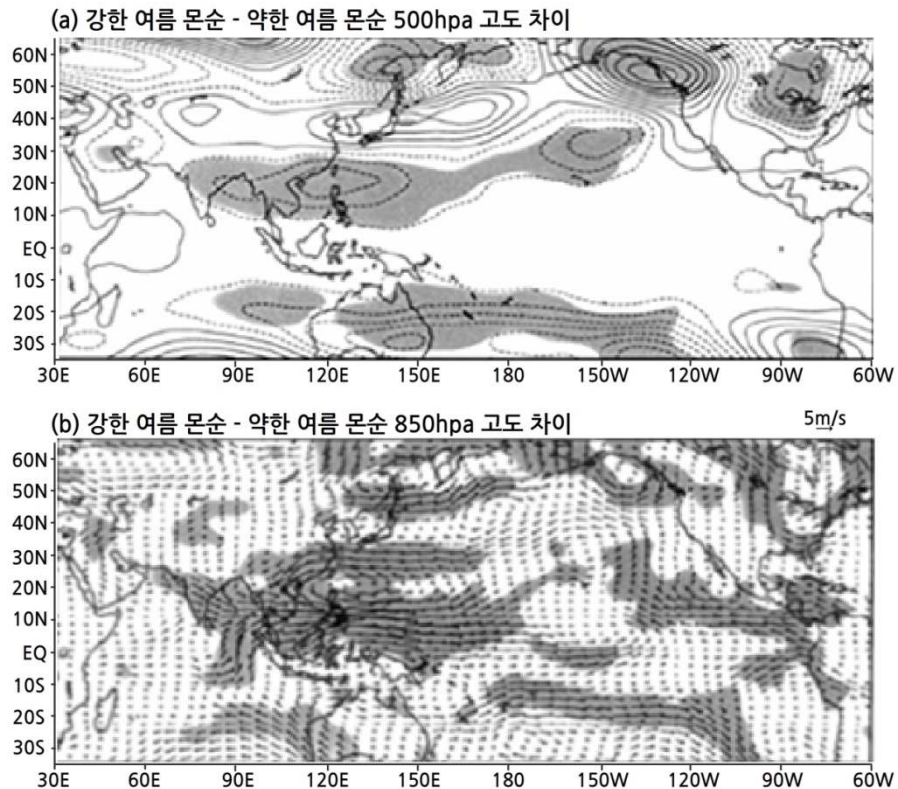


[그림 7.15] 장마를 포함하는 동아시아 몬순 시스템의 고유한 변동 요소 및 다른 기후 시스템과의 상호작용

7.4 장마의 시종과 변동성

7.4.4.1 북서태평양 몬순과 장마의 관련성

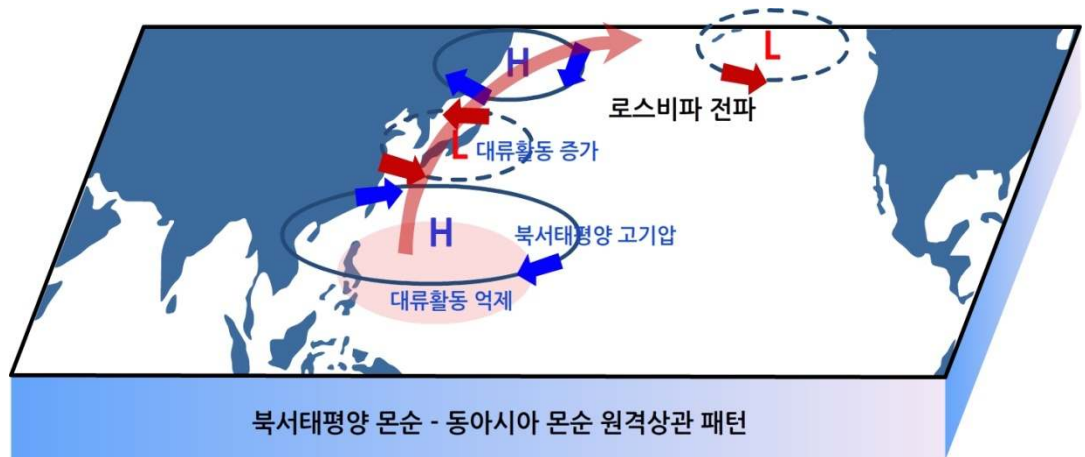
북서태평양 몬순과 장마를 포함하는 동아시아 몬순은 서로 음의 상관관계를 가진다. 이러한 관련성은 북서태평양-동아시아 몬순 원격상관, 혹은 태평양-일본(P-J) 원격상관이라고 알려져 있다. 북서태평양-동아시아 원격상관 패턴은 북서태평양 지역의 활발한 대류 활동에 의해 발생하는 대기의 순압 불안정(Barotropic Instability) 모드이거나 로스비 파동의 전파 과정에 의해 형성되는 것으로 알려져 있다. 여름철 북서태평양 지역에 대류활동이 강화되고 강수가 증가하면(북서태평양 몬순의 강화), 로스비 파동이 발생되고, 그 전파에 의해 원격상관 패턴이 나타난다(그림 7.16 참조). 위도 20°N 부근에 동서방향으로 길게 뻗은 저기압이 존재하고, 35°N 근처에 우리나라 서해에서부터 날짜 변경선까지 길게 뻗은 고기압이 나타난다. 위도 50°N 근처에서는 고기압성흐름이 나타나고, 이러한 파동 패턴은 북미 대륙까지 연결되어 나타난다. 우리나라의 경우 고기압성 흐름의 영향을 받기 때문에 강수량이 감소하게 된다. 반대로 북서태평양에서 대류활동이 약화되어 강수량이 감소하는 경우에는 우리나라가 저기압성 흐름의 영향을 받게 되고, 장마 강수량이 증가하게 된다.



[그림 7.16] 강한 북서태평양 여름몬순과 약한 북서태평양 여름몬순의 합성도 편차. (a) 500-hPa 등고선, (b) 850-hPa 바람. 음영된 부분은 95% 신뢰구간

7.4 장마의 시종과 변동성

그림 7.17은 북서태평양 몬순과 장마와의 상관관계가 발생하는 과정을 나타내는 모식도이다. 이와 같은 북서태평양-동아시아몬순 원격상관 패턴은 뒤에서 설명될 엘니뇨현상과 관련되어 있다. 일반적으로 엘니뇨가 소멸하는 여름철 북서태평양 지역에 고기압성 흐름이 발달하고 그에 따라 북서태평양 몬순이 약화된다. 이는 장마를 포함하는 동아시아 몬순을 강화시키는 역할을 하게 된다.



[그림 7.17] 북서태평양 몬순-동아시아 몬순 원격상관 모식도

7.4 장마의 시종과 변동성

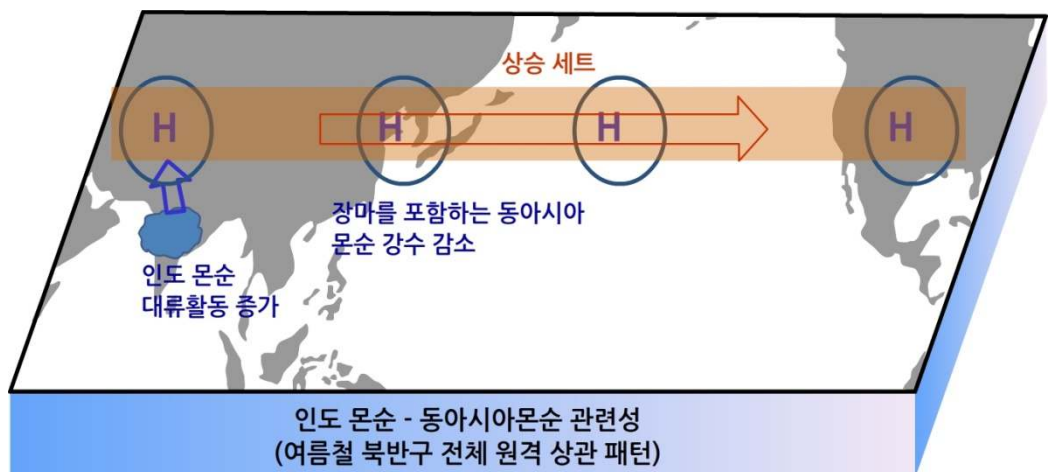
7.4.4.2 인도 몬순과 장마의 관련성

인도 몬순과 동아시아 몬순은 여름철 북반구 전체 원격상관 패턴에 의해 연관된다고 알려져 있다. 인도 몬순 지역(특히 인도 대륙)의 활발한 대류활동에 의해 유라시아 대륙부터 북미까지 연결되는 여름철 북반구 전체 원격상관 패턴이 만들어 질 수 있다.

인도 몬순 지역에서 평년보다 더 활발한 대류 활동이 있을 경우 티베트 고원 서쪽에 강한 상층 고기압성 흐름이 만들어지며, 이에 따라 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역 상층에 강한 고기압성 흐름이 유도된다. 따라서 한반도와 동아시아 지역은 상대적으로 강수량이 감소하고 지표 온도는 평년보다 증가하는 경향을 가진다.

반대로 인도 몬순이 평년 보다 약한 경우, 티베트 고원 서쪽에 저기압성 흐름이 발현되고, 이에 따라 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역 상층에 저기압성 흐름이 유도되어 동아시아 몬순 강수량이 증가하고 지표 온도가 평년보다 감소하는 경향이 있다.

이와 같은 인도 몬순-동아시아 몬순의 연관성은 그림 7.18과 같이 도식화할 수 있다. 인도 몬순 강수량의 경년 변동은 엘니뇨/라니냐와 밀접한 관련을 가진다. 일반적으로 엘니뇨가 발달하는 여름철에 인도 몬순 강수량이 감소되며, 라니냐가 발달하는 여름에는 인도 몬순 강수량이 증가된다.



[그림 7.18] 여름철 북반구 전체 원격 상관 패턴에 의한 인도 몬순-동아시아 몬순 관련성

7.4 장마의 시종과 변동성

인도 몬순과 동아시아 몬순의 연관성 및 인도 몬순과 엘니뇨/라니냐의 연관성은 2009년과 2010년 여름철에 두드러지게 나타났다. 2009년 여름철의 경우 발달하는 엘니뇨와 더불어 인도 몬순이 약화되었고, 그에 따라 티베트 고원 서쪽과 한반도 주변에 저기압성 흐름이 형성되었으며, 한반도 및 주변 해양 지표 기온이 낮아지고 강수가 증가되었다.

그와 반면 2010년 여름철의 경우 발달하는 라니냐와 더불어 2009년 여름철과 반대 되는 기후 편차를 나타냈다. 즉, 2009년과 2010년은 엘니뇨 발달과 인도 몬순 사이의 음의 상관, 인도 몬순과 동아시아 몬순 사이의 음의 상관, 그리고 엘니뇨 발달과 동아시아 몬순 사이의 양의 상관을 전형적으로 보여준 해라고 할 수 있다.

7.4.4.3 엘니뇨/라니냐와 한반도 장마 연관성

엘니뇨/라니냐는 대기-해양의 상호작용에 의해 열대 태평양의 해수면 온도가 2-7년 주기로 변동하는 현상이다. 엘니뇨/라니냐는 열대 태평양 기후뿐만 아니라 전지구 기후 시스템을 변동시키는 가장 강력한 기후 현상이다. 특히, 엘니뇨/라니냐 현상은 아시아 몬순 순환의 변동과도 밀접한 연관성을 가지는 것으로 알려져 있다.

그러나 몬순의 영향을 받고 있는 아시아의 여러 지역들에 미치는 영향은 지역에 따라 다르게 나타나고 있다. 동태평양의 해수면 온도가 상승/하강하는 엘니뇨/라니냐 현상이 한반도 기후에 얼마나 많은 영향을 미치는지에 대해서는 아직 논란의 여지가 있다. 일부 전문가 들은 엘니뇨/라니냐가 한반도와 거리가 먼 열대 태평양 현상이기 때문에 의미 있는 영향을 주기 힘들다고 주장한다.

한반도 기후는 엘니뇨/라니냐뿐만 아니라, 다른 기후 요소들에 의해서도 크게 영향을 받기 때문에, 제한된 기간의 관측 자료만으로는 의미 있는 관련성을 찾기가 힘들 수 있다. 하지만, 다른 전문가들은 의미 있는 연관성을 제시하고 있다. 선행 연구에 따르면, 엘니뇨/라니냐와 한반도 기후와의 상관성은 계절에 따라 크게 달라진다.

7.4 장마의 시종과 변동성

대부분의 연구에서 한반도 겨울철 기온은 엘니뇨/라니냐와 밀접한 관련성이 있다고 알려져 있다. 특히 초겨울에는 한반도 기후는 엘니뇨 시기에는 따뜻하고, 라니냐 시기에는 상대적으로 추운 경향이 나타났다. 겨울철 기온이 엘니뇨/라니냐와 상대적으로 높은 상관성을 보이며, 대부분의 연구에서 비슷한 결론을 제시하는데 반하여, 여름철 강수에 대한 상관성은 현재까지 연구 결과마다 상이한 관련성을 제시하고 있다.

일부 연구는 엘니뇨가 발달하는 여름철 강수량의 전반적인 경향은 “평년 비슷 또는 많음으로 분류하였고, 라니냐에는 특별한 상관성이 없는 것으로 보고한 반면, 다른 연구는 우리나라의 강수에 대해서는 엘니뇨시기에 계절별로 뚜렷한 경향성을 찾기 힘들지만, 라니냐 발생시기에는 강수량이 전반적으로 감소하는 경향을 보인다는 상반된 결과를 제시하고 있다.

이렇듯, 엘니뇨/라니냐 현상과 우리나라 여름철 강수, 장마와의 상관 관계는 엘니뇨/라니냐 현상의 정의, 분석 기간에 따라 서로 상이한 결과를 나타내었다. 특히, 여름철 강수는 분석 시기와 방법에 따라 관련성이 매우 다르게 나타날 수 있다. 대부분의 엘니뇨와 라니냐는 봄철에 발달하기 시작하여 여름, 가을철에 성장하여 겨울철에 절정기에 도달한다. 절정기 이후 해수면 온도가 소멸되며, 그 이듬해 여름철 까지 지속되기도 한다.

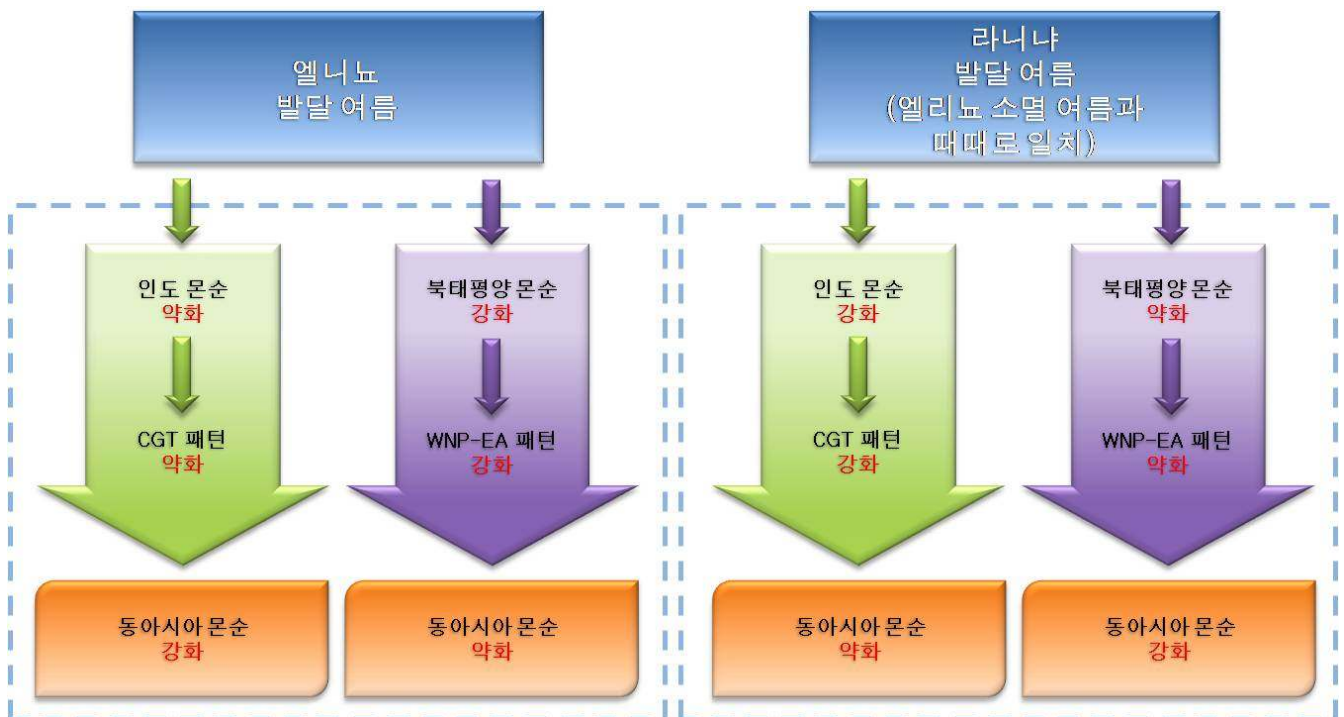
엘니뇨(라니냐)가 발달하는 시기의 여름철과 소멸하는 시기의 여름철 열대태평양의 해수면 온도 패턴은 유사하지만, 이와 연관된 대기 순환 패턴은 매우 큰 차이를 보인다. 따라서 같은 엘니뇨 시기라도 엘니뇨의 영향은 매우 다르므로, 발달기와 소멸기를 나누어서 분석해야 한다. 또한 엘니뇨는 동태평양의 해수면 온도가 주로 상승하는 엘니뇨(동태평양 엘니뇨)와 중태평양에서 주로 상승하는 엘니뇨(중태평양 엘니뇨)로 구분되며, 그 형태에 따라 장마를 포함하는 동아시아 몬순에 미치는 영향이 달라진다. 일반적으로 동태평양 엘니뇨가 서태평양 엘니뇨 및 라니냐보다 한반도 강수량 변동에 미치는 영향이 크다.

동태평양 엘니뇨가 발달하는 시기에 6-7월의 강수는 감소하는 경향을 보이고, 9-10월에도 감소하는 경향을 보이나, 초겨울(11 ~ 12월)에는 강수가 증가하는 경향을 보인다. 동태평양 엘니뇨가 소멸하는 봄(4월)에는 강수가 증가하는 경향을 나타내었다. 한편 중태평양 엘니뇨의 경우는 한반도 강수량에 큰 영향을 미치지 않는 것으로 보인다.

7.4 장마의 시종과 변동성

라니냐 시기에는 동태평양 엘니뇨와 반대로 9월 강수가 증가하는 경향이 있으며, 12월에는 강수가 감소하는 경향이 있다. 위에서 살펴본 바와 같이 엘니뇨/라니냐는 매우 복잡한 과정을 통해 장마에 영향을 미친다(그림 7.19 참조). 장마는 북서태평양 몬순과 인도 몬순을 통해서 엘니뇨의 영향을 받게 된다. 엘니뇨/라니냐 발달 여름에 인도 몬순과 북태평양 몬순 중 어느 쪽이 우세하냐에 따라 장마를 포함하는 동아시아 몬순에 미치는 영향이 달라지게 된다.

엘니뇨가 발달하는 여름 인도 몬순이 약화되는 경우 북반구 중위도 전체 원격상관 패턴(CGT 패턴)은 음의 값을 가지며, 이에 따라 동아시아 몬순은 강화되는 경향이 있다. 반면, 북서태평양 몬순이 강화되는 경우 북서태평양-동아시아 몬순 원격상관 패턴(WNP-EA 패턴 : 북서태평양-동아시아 패턴 혹은 P-J 패턴)은 양의 값을 가지며, 이에 따라 동아시아 몬순은 약화되는 경향이 있다. 라니냐가 발달하는 혹은 엘니뇨가 소멸하는 여름철에는 그와 반대이다.



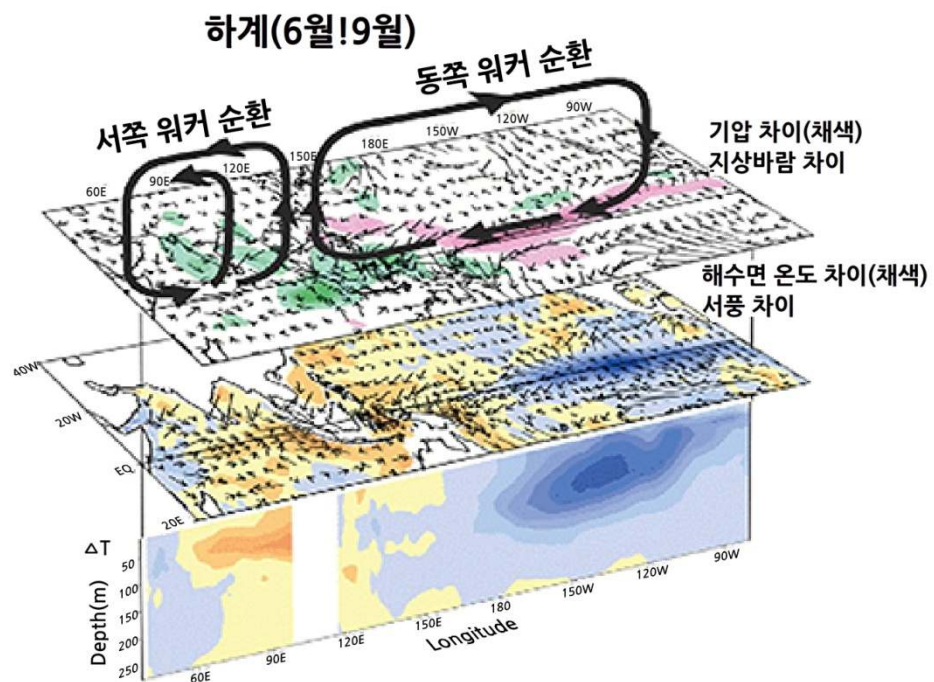
[그림 7.19] 엘니뇨/라니냐가 발달하는 여름에 동아시아 몬순(장마 포함)과 인도 몬순 및 북서태평양 몬순 관련성

7.4 장마의 시종과 변동성

7.4.4.4 대류권 2년 주기 진동 (TBO)과 장마의 관련성

동아시아 몬순을 포함하는 아시아-호주 몬순 (Asian-Australian Monsoon) 시스템은 일반적으로 강한 몬순 해와 약한 몬순 해를 반복적으로 나타내는 경향이 있는데, 이는 대류권 2년 주기 진동 (Tropospheric Biennial Oscillation, TBO)라고 부른다. 대류권 2년 주기 진동은 열대 해수면 온도와 그에 따른 워커 순환 (Walker Circulation)의 고유한 이년 주기 변동에 기인하는 것으로 알려져 있다.

열대 중·동태평양 해수면 온도가 음의 편차(라니냐 형태)를 보이는 시기에는 열대 인도양 및 서태평양 해수면 온도가 양의 편차를 보이는 경향성이 있으며, 이에 따라 인도양 몬순을 포함하는 남아시아 몬순 지역에 대류 활동이 강화되어 몬순 강수가 증가되고 북서태평양 몬순 강수는 약화되는 경향을 나타낸다. 북서태평양 몬순의 약화에 의해 동아시아 몬순은 강화되고 장마도 강화되며 이듬해에는 그와 반대의 패턴을 보인다.



[그림 7.20] 북반구 여름철 (6월부터 9월까지) 대류권 2년주기 진동의 고유한 패턴

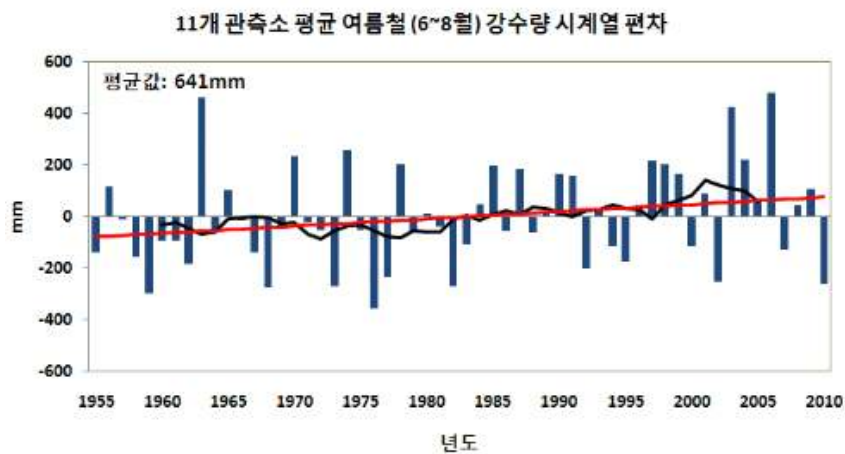
7.4 장마의 시종과 변동성

7.4.4.5 유라시아 적설 면적과 장마의 관련성

아시아 여름 몬순의 경년 변동성은 유라시아 대륙의 지면 과정의 영향을 받는다. 최근 20년간 유라시아 적설 면적과 장마 세기와 상관관계가 높아지는 경향이 있다. 이는 지구 온난화로 인해 적설 면적이 감소하면서 1970년대 이후 적설 면적의 변화에 장마의 세기가 민감하게 반응하기 때문으로 해석된다. 특히 2월과 3월 적설 면적과 동아시아 몬순 사이에 양의 상관 관계가 높게 나타난다. 그러나 인도 몬순 강수는 적설 면적과 음의 상관성을 갖는다. 봄철 유라시아 적설 면적은 경년 변동 시간 규모에서 두 가지 특징적인 변동 모드를 나타내며, 그 중 동서 지역에서 서로 다른 방향으로 변동하는 두 번째 모드가 우리나라 여름철 강수와 밀접한 관련성이 있다. 즉, 유라시아 전 지역에 적설면적의 변화가 일정하게 변동할 경우에는 우리나라 여름철 강수량에 미치는 영향이 적다. 반면, 봄철 유라시아 서쪽 적설 면적의 변화가 평년보다 많고, 동쪽에는 평년보다 적을 경우, 우리나라 여름철 강수가 증가하며, 반대의 경우 감소하는 경향이 있다.

7.4.4.6 한반도 장마 평균 변동 경향

위에서 자주 언급했듯이 매년 장마는 주어진 환경의 변화와 양의 혹은 음의 상관관계를 가지며 다양한 형태로 나타나기 때문에 일정한 변동 법칙을 찾기는 곤란하다. 그렇지만 통계분석을 통한 기후 연구 결과를 보면 여름철(장마 포함) 강수량은 꾸준히 증가하는 추세를 가질 뿐만 아니라 수십 년 주기의 현저한 장주기 변동을 나타낸다(그림 7.21 참조).



[그림 7.21] 북반구 여름철(6월부터 9월까지) 대륙권 2년주기 진동의 고유한 패턴

7.4 장마의 시종과 변동성

우선 한반도 11개 관측소 평균 여름철 강수는 1954년부터 2010년 동안 증가하는 경향이 있다. 추세 경향은 약 28mm/10년이다. 또한 11년 이동 평균 그림에서는 약 10년 이상의 장주기 변동을 보이고 있다. 1990년대 후반에서 2000년대 중반까지 강수량은 이전에 비해서 상당량 증가하였다가 2005년 이후 다소 감소하는 경향을 보인다.

여름철 평균 강수량 뿐만 아니라 장마의 시종 시점 및 강수량도 장주기 변화를 나타내고 있는 것으로 알려져 있다. 기존 연구에 의하면 우리나라 강수량의 변동 특성은 1970년대 중반과 1993/1994년을 경계로 뚜렷한 변화를 하였다. 1977~1999년 기간 동안 장마의 시작은 1954~1976 기간에 비해 5~10일 정도 빨라졌으며, 6월달 강수가 상당량 증가하였다.

또한 2차 우기 시작 시점은 15일 정도 빨라지고, 8월 강수량이 많이 증가하였다. 반면 7월 초와 9월 초·중반 강수는 감소하였다. 장마의 특징은 1993/94를 기점으로도 상당한 차이를 나타낸다. 1994~2010년 기간 동안 장마의 시작일은 1979~1993에 비해 큰 차이가 없다. 하지만 6월 하순의 강수가 증가하고, 7월 초순 강수가 감소하였고, 장마의 종료는 약 7일 정도 빨라졌다.

반면, 2차 우기의 시작이 빨라지면서 8월 초순의 강수가 전 기간 보다 상당량 증가하였다. 2차 우기의 종료 시점도 빨라졌으며, 9월 초순 강수가 상당량 감소하였다. 전반적으로 1994~2010년 시기에는 장마의 세기가 2차 우기의 세기와 비슷해지는 경향이 있다. 반면, 7월 말~8월 초에 뚜렷하게 나타나던 건기가 최근 줄어들어오는 경향을 보이고 있다.

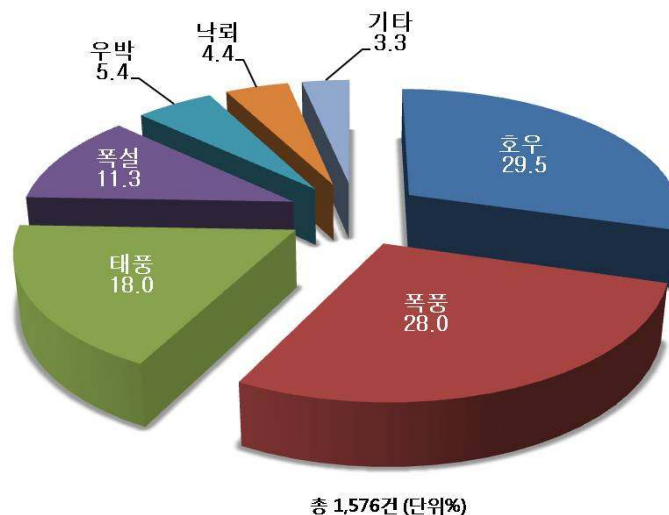
7.5 장마와 자연재해

7.5.1 장마와 자연재해 관련성

소방방재청 통계에 의하면 장마 기간 동안 발생하는 기상재해는 집중호우로 인한 홍수, 하천 제방이나 댐 제방 붕괴로 인한 가옥과 농경지 침수, 택지 조성지/건설현장의 가설구조물 파손 및 건축물과 저지대 시설물의 침수와 파손, 도로 및 철도의 유실, 교량의 붕괴, 절개 사면의 붕괴로 인한 도로 차단, 관광객의 조난 등을 들 수 있으며 돌발성, 의외성, 국지 소규모성, 동시다발성 등이다. 최근 집중호우가 가져온 많은 인명피해와 재산피해는 시설물의 침수나 붕괴사고에서 주로 발생하였다.

산업의 발전 속도와 규모에 따라 위험에 대한 노출량도 비례적으로 증가하여 재해의 규모가 커지고 그 피해가 점점 확산되고 있다. 또한 레저 시설의 증가와 산간 도로망의 확대, 자동차 인구의 급증 등은 새로운 재해 발생의 원인을 제공하고 있다.

1904~2009년(106년간)에 발생한 기상재해의 종류별 발생빈도를 보면 대부분의 재해가 7~9월에 집중되어 있으며, 그 중에서 호우로 인한 재해가 많은 것을 알 수 있다(그림 7.22 참조).



[그림 7.22] 유형별 기상재해 구성비(1904년~ 2009년)

7.5 장마와 자연재해

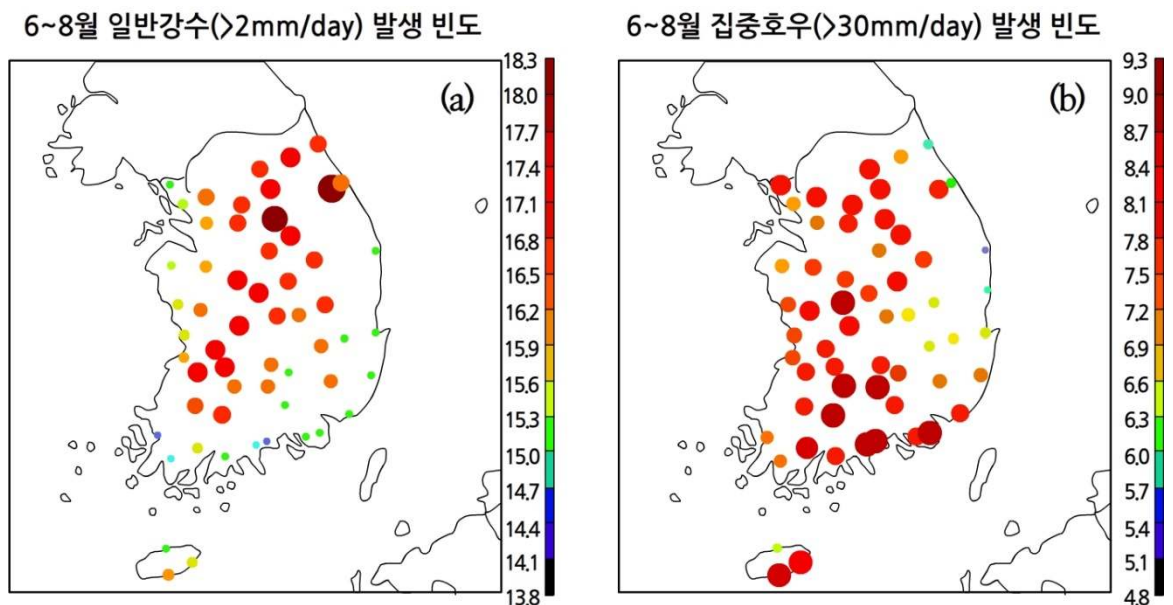
재해 통계 자료를 토대로 한 여름철 재해의 특징을 요약하면 다음과 같다.

- 우리나라는 여름철 악기상으로 인해 최근 10년간 (2000년 ~ 2009년) 연평균 140여명의 인명피해(사망·실종)와 1조 7260여억 원의 재산피해를 입고 있다.
- 최근 10년간 발생한 풍수해는 총 161회이며, 그 중 호우로 인한 피해는 약 30%로 많은 비중을 차지하고 있다.
- 호우로 인한 재해의 연평균 발생빈도는 5회 정도이고, 태풍에 의한 피해를 제외한 가장 많은 호우 피해를 가져온 해는 1998년으로 2만 4천여명의 이재민과 324명의 인명피해, 1조2900여억 원의 피해를 가져왔다. 한편, 호우재해가 한 차례도 발생하지 않았던 해는 1940년 이전인 1905년, 1913년, 1915년, 1923년, 1939년 이었다.
- 연대별 발생빈도는 1930년대 이전에는 평균 2.2회로 낮았고, 1940년대부터 1970년대까지는 5.3회, 1980년대는 8.8회, 1990년대는 6.6회, 2000년대는 9.7회로 점차 증가하는 추세이다.
- 최근 10년간(2000년~2009년) 호우피해가 가장 많이 발생한 지역은 동해안을 따라 많이 발생하고 있으며, 강원도와 충청북도, 경상북도와 경상남도, 전라남도 일부 지역에서 8회 이상을 기록하였다.

7.5 장마와 자연재해

7.5.2 장마 기간 집중호우 발생 빈도 변화

우리나라의 여름철 강수량은 한반도 물수지에 중요한 요소로, 농업용수, 공업용수, 그리고 식수의 중요한 공급원으로 작용하고 있다. 하지만, 장마기간에 발생하는 정체전선과 동반된 깊은 대류운 시스템에 의해 종종 집중호우가 발생하여 많은 인명과 재산피해를 야기한다. 그렇기 때문에, 한반도의 집중호우 발생 빈도와 강도 분석은 중요하다. 한반도 자동 기상 관측 시스템의 여름철 강수 자료에서 나타난 일반강수(2mm/24hr)와 집중호우(30mm/24hr) 빈도의 특성은 그림 7.23과 같다.



[그림 7.22] 1981~2010년 동안 우리나라 여름철(6~8월)에 발생한 호우의 빈도.
(a) 일반강수 (>2mm/day), (b) 집중호우 (>30mm/day)

- 일반강수 빈도는 전체적으로 해안지방보다 내륙에서 높게 나타난다. 이는 여름에 불안정한 대기 조건에서 국지적으로 흔히 발생하는 잦은 대류성 강수 발달에 기인한 것으로 추정된다.
- 특히 영동 지방 부근의 일반강수 빈도가 대략 연 18회로 가장 높게 발생하고 있으며, 집중호우 또한 약 8회 정도로 나타난다.
- 수도권 지역의 일반강수 빈도는 일년에 약 16회 발생하고, 집중호우의 빈도는 약 8회로 나타나는데, 이러한 특징은 영동지방과 비슷하다.

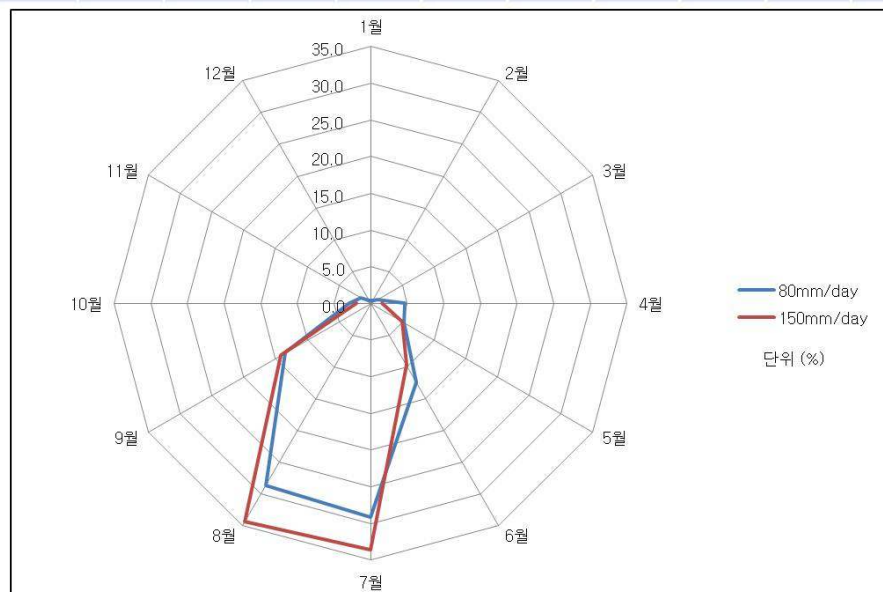
7.5 장마와 자연재해

- 남해안 지역의 일반강수 빈도는 일년에 14~15회로 다른 해안 지역에 비해 적게 나타나고 있지만, 집중호우 빈도는 약 9회로 비교적 높다. 이러한 특징은 이 지역이 해양으로부터 많은 수증기 공급을 받고 있기 때문이다. 즉, 중부지방보다 남부지방에서 일반강수 대비 집중호우가 차지하는 빈도가 더 크다.
- 경상북도 지역은 전체적으로 일반강수와 집중호우의 발생빈도가 다른 지역에 비해 적게 나타나고 있다. 이는 경상북도 지역이 전체적으로 산으로 둘러싸여 있고 한반도 동편에 위치하는 지리적 특징 때문에 전선에 대한 민감도가 작기 때문이다.
- 제주도의 경우 일반강수는 일년에 15회 정도 발생하고, 집중호우 빈도는 약 7회로 발생하고 있다. 이는 집중호우와 이보다 적은 강수율의 강수 빈도가 비슷하게 나타나는 것이다.

7.5 장마와 자연재해

집중호우 발생 빈도는 지리적 공간 특성과 밀접한 관련이 있으며, 집중호우에 대한 위험도가 남부지방이 중부지방 보다 크게 나타난다. 따라서 시·공간적으로 다양한 통계분석과 종관적 특징에 대한 이해를 높여, 집중호우로 초래되는 수해와 많은 인명피해를 줄여야 할 것이다. 한편, 그림 7.24는 일강수량 80mm 와 150mm 이상의 호우가 내린 날에 대한 과거 30년간의 기후학적인 통계 분석을 나타낸 것으로 그 특성은 다음과 같이 정리할 수 있다.

강수량		1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	계
일강수량 ≥80mm 발생일수	평균	0.1	0.1	0.3	1.3	1.5	3.4	8.1	7.9	3.7	0.8	0.4	0.1	27.8
	비율(%)	0.4	0.5	1.1	4.6	5.3	12.4	29.1	28.6	13.4	2.9	1.6	0.4	100
일강수량 ≥150mm 발생일수	평균	—	—	—	0.1	0.4	0.9	3.0	3.1	1.3	0.2	—	—	9.0
	비율(%)	—	—	—	1.5	4.9	9.7	33.6	34.3	14.2	1.9	—	—	100



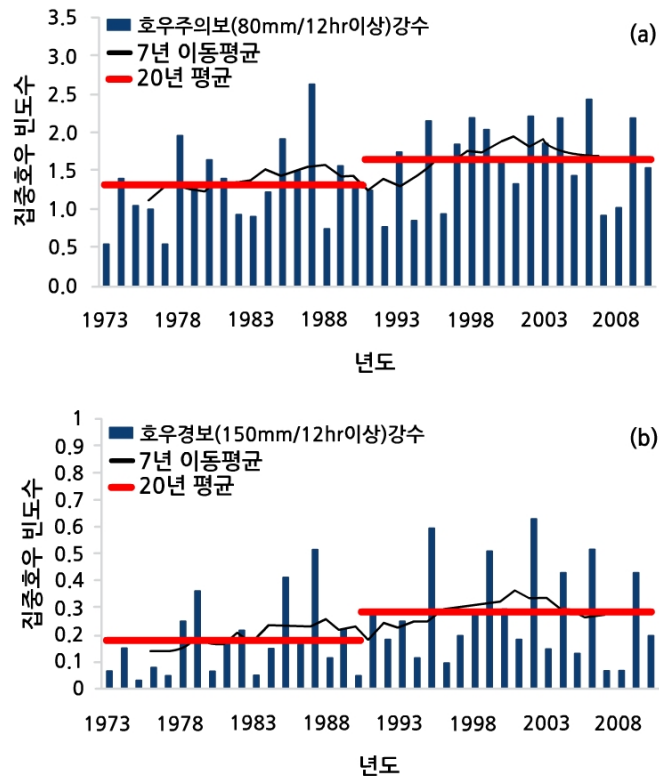
[그림 7.24] 월평균 호우 발생일수(1981년~2010년)(위)와 월 평균 호우 발생일수 비율(1981년~2010년)

- 우리나라는 일강수량 80mm 이상의 호우가 내린 날이 연평균 27일 정도 이나(즉, 하나의 관측소라도 측정된 날이 27일 정도), 많은 해는 44일(1998년) 발생한 해도 있다.
- 일강수량 150mm 이상의 강한 호우는 연평균 9일 정도이며, 많은 해는 17일(1999년) 발생한 해도 있었다.
- 호우는 1년 강수량의 약 84%가 6~9월중에 발생하고 있으며, 그 중 장마 및 태풍의 영향을 많이 받는 7~8월에 집중적으로 발생하고 있다.

7.5 장마와 자연재해

그림 7.25는 1973년에서 2010년 사이의 관측소 강수량을 사용하여 기상청의 공식적인 호우주의보 및 호우경보 발령에 해당하는 기준인 12시간 누적 강수량 80mm 이상과 150 mm 이상인 경우에 해당하는 호우 횟수를 60개 관측소로 평균하여 나타낸 것이다. 강수가 80mm 이상 내리는 빈도수가 많으면 150mm 이상의 경우도 많은 것을 볼 수 있는데, 두 경우 모두 1990년대 중반이전보다 그 이후의 기간에서 더 큰 발생 빈도를 보여, 전체적으로 최근 15년 정도의 강수 강도가 이 이전보다 증가한 것을 알 수 있다. 80mm/12hr 이상과 150mm/12hr 모두 7년 이동평균을 보면, 집중호우 빈도가 1970년대부터 꾸준히 증가하는 모습을 보인다.

하지만 집중호우 빈도수는 1980년대 후반에서 1990년대 초까지 잠시 줄어드는 경향을 보인 후 다시 2010년까지 증가한다. 이러한 모습은 간단하게 1990년을 기준으로 과거 20년과 최근 20년을 평균한 모습에서도 볼 수 있는데, 최근 20년 동안이 과거보다 호우 주의보에 해당하는 강수 빈도는 25%, 호우 경보에 해당하는 강수 빈도는 60% 증가하였다. 따라서 호우 주의보나 경보가 최근 들어 더 많이 발령되는 상황으로, 집중호우에 의한 재산피해가 증가할 수 있으므로 각별한 주의와 대처가 필요하다.



[그림 7.25] 60개 관측소 평균 12시간 누적 강수량 (a) 80 mm 이상, (b) 150 mm 이상인 집중호우 발생 빈도

7.5 장마와 자연재해

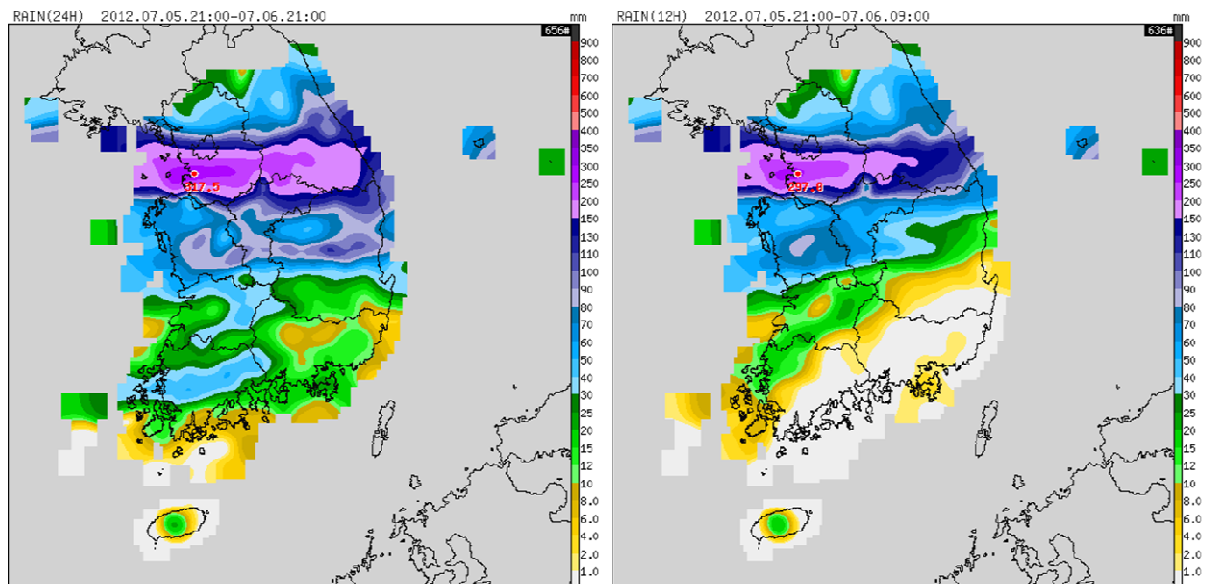
7.5.3 장마 기간 중 집중호우 사례

이번 절에서는 장마 전선에 동반된 집중호우 사례를 통해서 예보관들이 현업 업무에서 예보를 생산하고 주의보와 경보를 발표해야 하는 상황에서 관심을 기울여야 할 사항들에 대해서 논의해 보기로 하겠다.

7.5.3.1 집중호우 사례 개관

그림 7.26에서 볼 수 있듯이 2012년 7월 5일 21시부터 6일 21시 사이에 한반도 중부 지방을 중심으로 AWS 24시간 누적 강수량이 317mm에 이르는 집중호우가 발생하였다. 24시간 누적 강수량 317mm는 장마철 평균 강수량이 400~500mm 내외 인 점을 감안할 때 장마기간 전체 강수량의 60~80%에 해당하는 강수량이 하루 사이에 집중되었다는 것을 의미한다.

특히 누적 강수량에서 주목해야 할 점은 강수가 시작된 2012년 7월 5일 21시부터 7월 6일 09시 사이의 12시간 누적 강수량이 297mm로 실제로 강한 강수는 아주 짧은 시간 동안 집중되었다는 점을 잘 보여주고 있다. 특히 예보관들이 주목해야 할 것은 강한 강수 밴드가 중부지방을 중심으로 약 100km의 좁은 지역에 집중되어 나타나고 있다는 점이다.

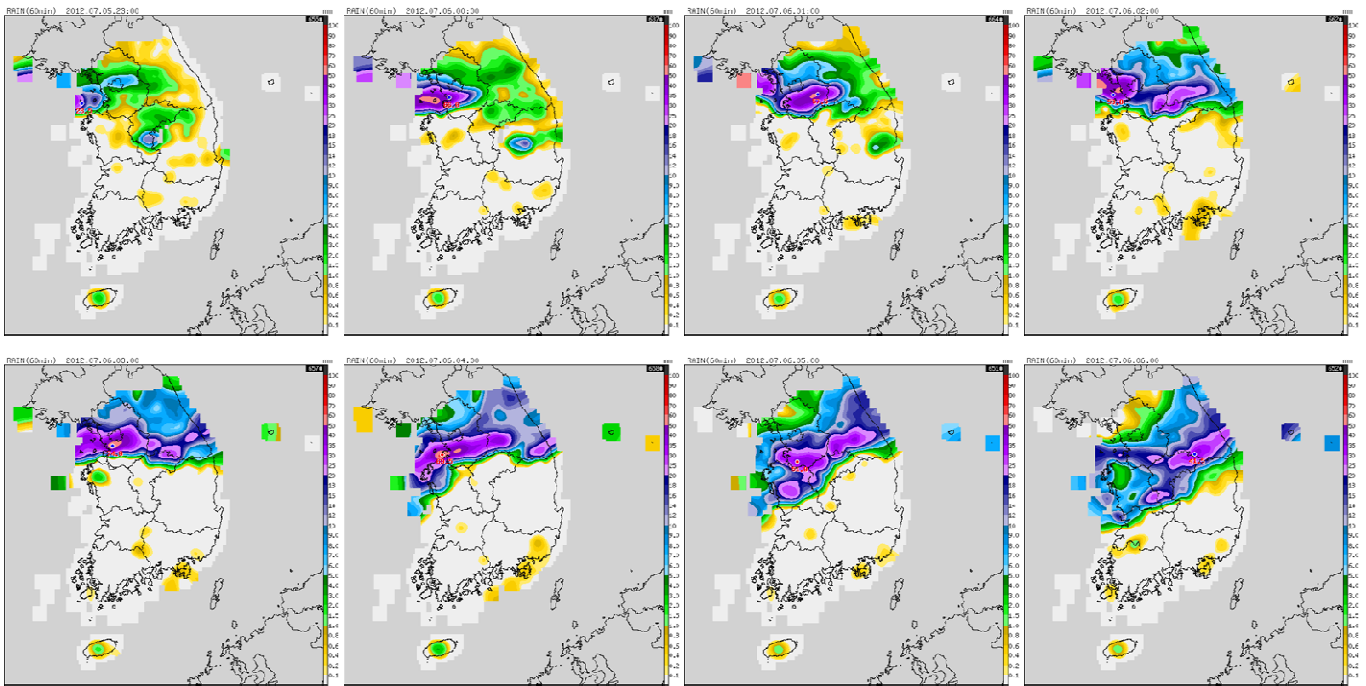


[그림 7.26] 2012년 7월 5~6일 집중호우 사례 24시간(좌), 12시간(우) AWS 누적강수량 분포

7.5 장마와 자연재해

이러한 형태의 강수는 장마철 중규모대류계(MCS; Mesoscale Convective System)에 동반된 전형적인 집중호우였음을 명확하게 보여주고 있다(중규모대류계에 동반되는 집중호우는 8장에서 상세하게 다루기로 하겠다).

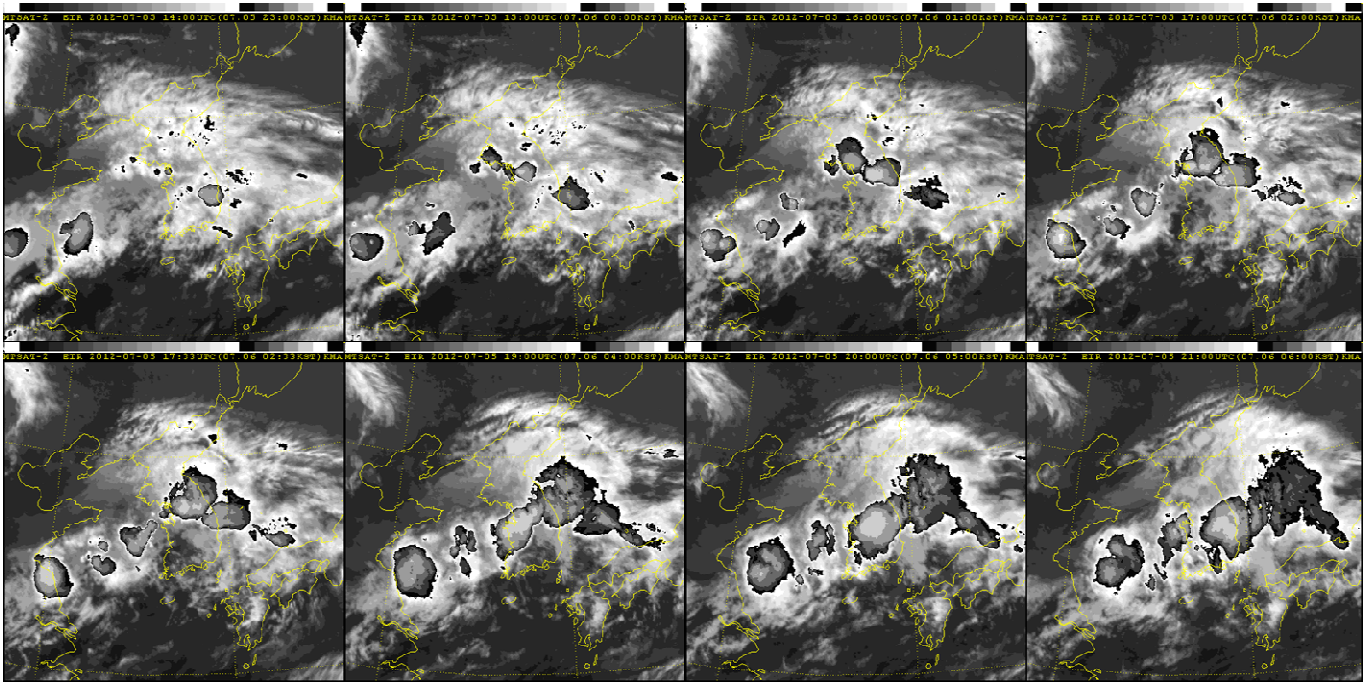
보다 상세한 강수 집중도를 보기 위해서 1시간 누적 강수량 분포를 살펴볼 필요가 있다(그림 7.27 참조).



[그림 7.27] 1시간 누적 강수량(2012년 7월 5일 2300LST~7월 6일 0600LST)

7.5 장마와 자연재해

5일 23시 서해안에서부터 시작된 20mm/hr의 강도를 가진 집중호우를 동반한 강수 지역을 보면 집중호우를 가져온 중규모대류계 내부의 중규모 대류 스름(Mesoscale Convective Storm)들의 규모가 meso- β 혹은 meso- γ 규모이었음을 의미한다. 이러한 추론은 같은 시간대의 강조적외 영상을 통해서 쉽게 확인할 수 있다(그림 7.28 참조).

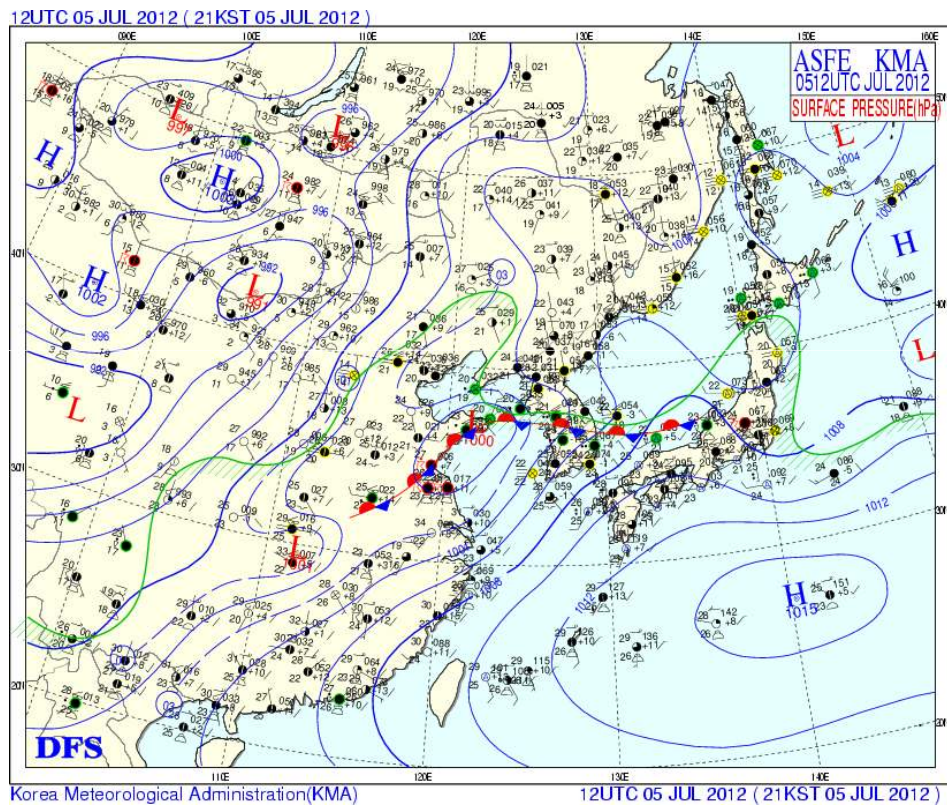


[그림 7.28] 1시간 간격 적외강조영상(2012년 7월 5일 2300LST ~ 7월 6일 0600LST)

7.5 장마와 자연재해

7.5.3.2 집중호우 종관 분석

최근 기상청을 비롯한 현업 기관의 예보관들이 예보를 결정하고 지원하는 과정에서 가장 많이 의존하고 있는 것이 수치예보 모델 자료라고 할 수 있다. 수치예보 모델이 대기역학을 충분히 반영하고 있고 유용한 정보를 제공한다는 사실은 무시할 수 없지만, 예보관이 종관 규모에 대한 정확한 이해와 장마 전선에서 발생하는 집중호우가 가지는 특성을 정확하게 이해하기 위해서 가장 우선적으로 분석해야 할 정보는 대기 상하층의 과거와 현재의 상태를 보여주는 일기도라는 것은 명백한 사실이다.

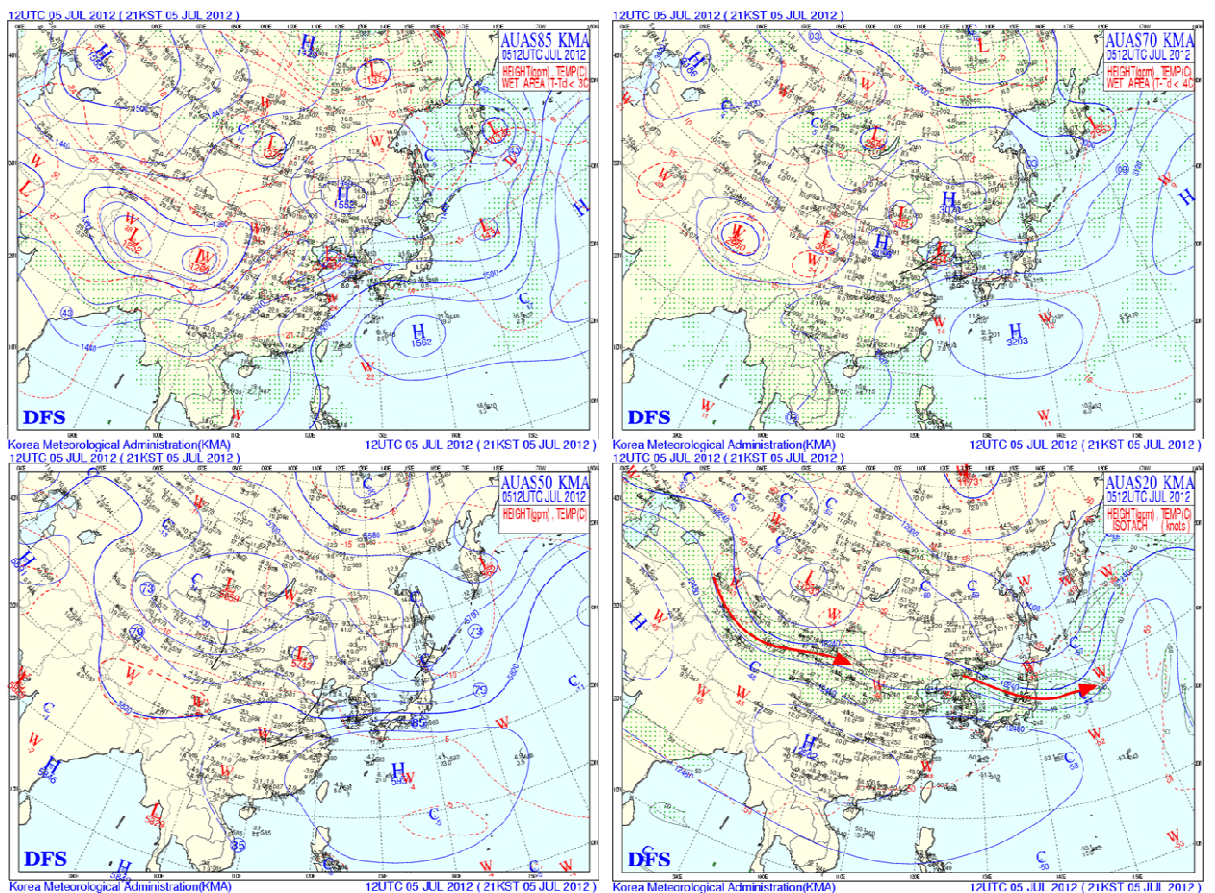


[그림 7.29] 2012년 7월 5일 2100LST 지상일기도

그림 7.29는 집중호우가 발생하기 약 2시간 전인 7월 5일 21시 지상 일기도를 보인 것이다. 양자강 부근에서 서해안을 걸쳐 일본까지 길게 장마전선이 형성되어 있고, 뚜렷한 중심을 가진 저기압이 산둥반도 동쪽에 위치하고 있다. 예보관은 장마 기간 동안 발생하는 집중호우는 종관 규모 중위도 저기압에 의한 경압불안정이 중요한 역할을 한다는 점을 인식하고 있어야 한다. 오호츠크 기단과 북태평양 고기압 사이의 습도 경계에서 형성되는 장마전선이 활성을 띄기 위해서는 서쪽에서부터 접근하는 파동 저기압이 반드시 필요하다.

7.5 장마와 자연재해

따라서 장마 기간 동안 지상 일기도 분석에서는 기압골의 발달 가능성 여부를 상세하게 살펴야 한다. 이 지상일기도에서 또 하나 놓치지 말아야 할 것은 동해에서부터 한반 국경을 지나 요동반도까지 이어져 있는 기압능의 존재이다. 이 기압능과 동풍을 따라 유입되는 한랭한 공기와 남서쪽에서 유입되는 온난 습윤한 공기가 만나는 구역에서는 강한 대류불안정이 발생하는데 장마 기간 동안에 발생하는 대부분의 집중호우는 이와 비슷한 형태의 기압 배치를 가진다.

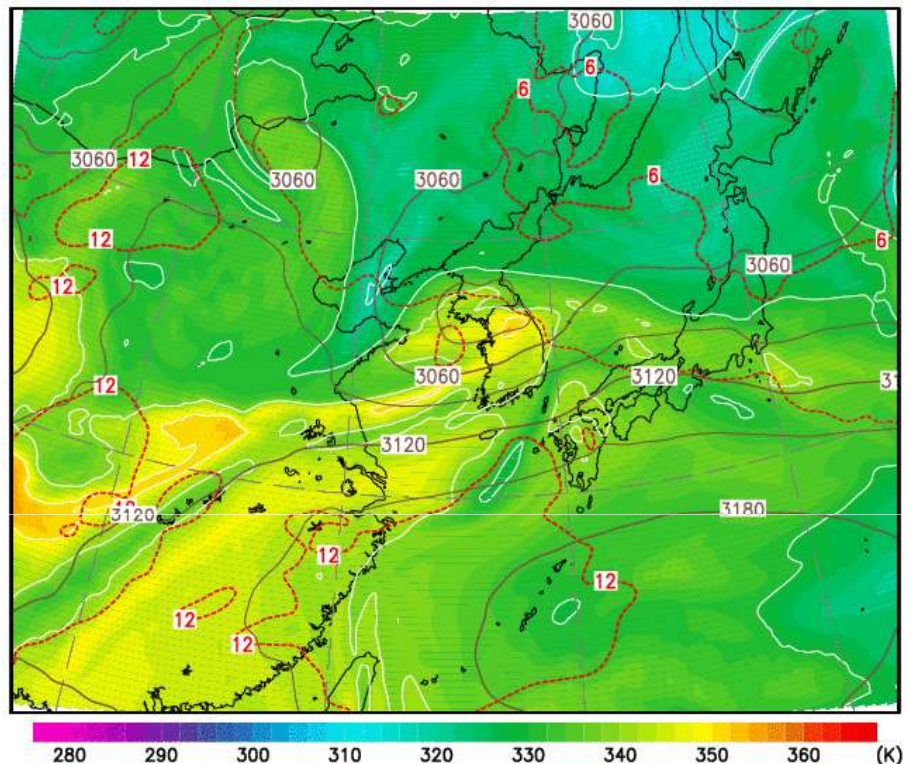


[그림 7.30] 2012년 7월 5일 2100LST 상층일기도

그림 7.30 상층 일기도를 보면 850hPa에서부터 700hPa 까지 뚜렷한 중심을 가진 저기압이 형성되어 있고 상층으로 갈수록 그 중심이 서쪽으로 놓여 있고, 기압골의 중심이 북동쪽에서 확장하는 한랭한 기류와 남서쪽에서 확장하는 온난습윤한 기류에 의해서 둘러싸여 있다는 사실에서 한반도 서쪽에서 강한 경압불안정을 가진 잘 조직화된 기압골이 접근하고 있다는 것을 인지할 수 있다. 구체적으로 강한 대류 불안정이 발생할 구역은 어디가 될까를 결정하기 위해서 700hPa의 상당온위 분석도를 활용할 것을 권장한다.

7.5 장마와 자연재해

700hPa 고도는 지표면 마찰의 영향을 거의 받지 않는 고도로 등온위 분석을 통해 한반도 주변의 기단의 움직임을 파악하는데 매우 유용한 정보를 제공한다. 그리고 등압면에 표시된 상당온위 값들의 수평 경도는 대류불안정의 정도를 나타내기 때문에, 좁은 지역에서 강한 수평 수평 경도를 가지는 지역이 곧 강한 대류불안정이 발생하는 구역임을 의미한다.



[그림 7.31] 2012년 7월 6일 0300LST 700hPa 등온위(채색), 등고도선(실선), 등온선(적색 점선)

그림 7.31에서 집중호우가 발생하고 있는 한반도 중부지방에 높은 상당온위를 가진(상대적으로 온난습윤한) 공기가 집중되어 있는 반면 북쪽과 북동쪽에 한랭한 공기가 파고들면서 강한 상당온위 수평 경도가 형성되어 있음을 볼 수 있다. 즉, 이 구역에서 강한 대류불안정이 존재하고 있기 때문에 작은 방아쇠 작용만 존재하더라도 강력한 대류 활동이 발생할 수 있다는 사실을 의미한다.

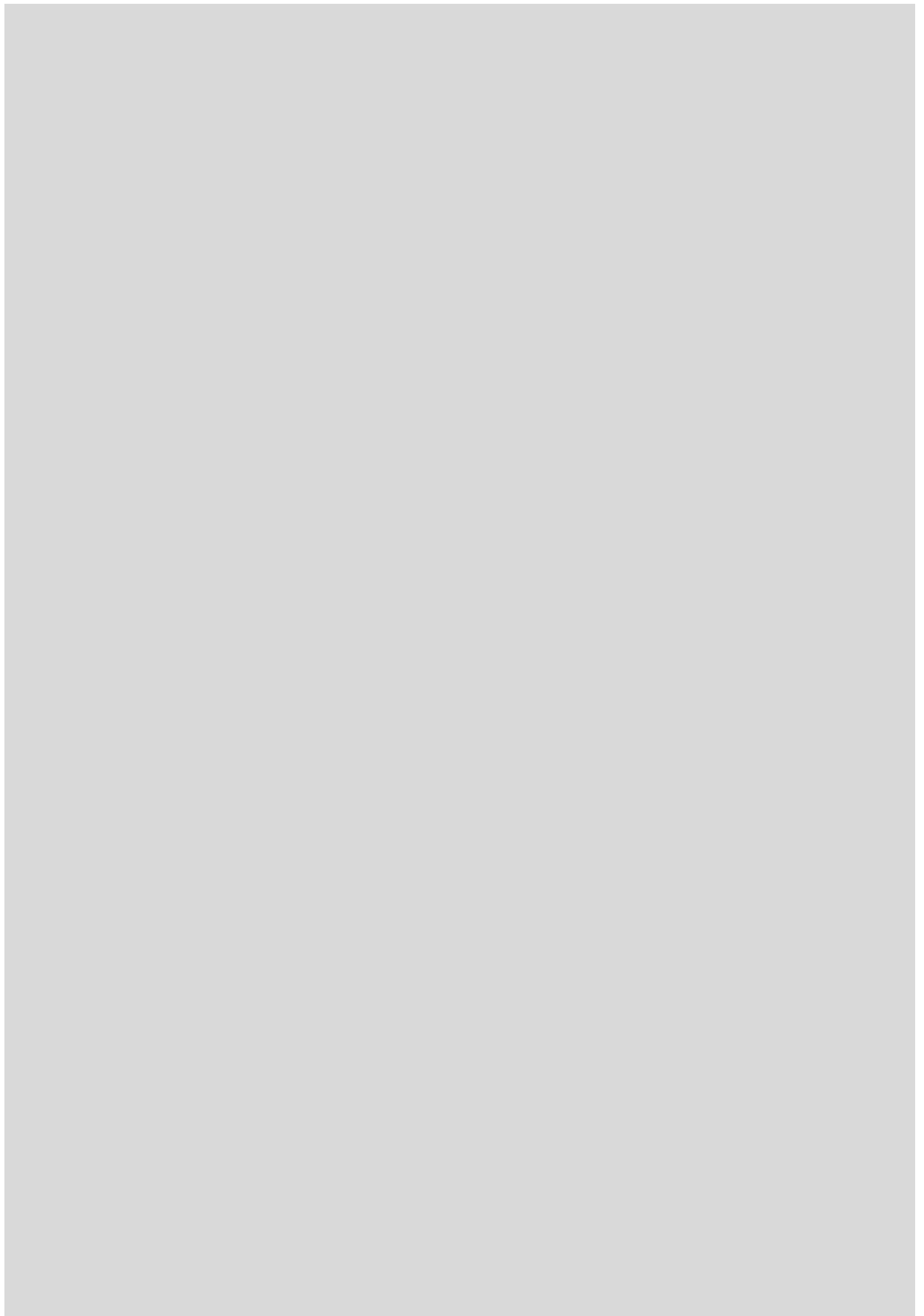
장마와 몬순은 분명히 전구 혹은 적어도 지역 규모 이상의 현상이다. 그렇지만 실제로 많은 피해를 야기하는 집중호우와 같은 기상재해는 중규모 환경과 중규모 활동의 복합적인 상호관계의 결과이다. 따라서 예보관들은 장마의 특성에 대한 정확한 이해와 아울러 장마 전선에 동반되는 중규모 기상현상들에 대해서도 충분한 지식을 겸비하고 있어야 한다.

연습문제

1. 장마전선의 형성 과정을 동아시아 몬순의 관점에서 설명하시오.
2. 기상청에서 공식적으로 장마의 시종을 결정하는 요소에 대해 설명하시오.
3. 장마 기간 동안의 한반도 집중호우의 지역별 특성에 대해서 약술하시오.

참고문헌

1. 기상청, 2012 : 손에 잡히는 예보기술 제 15호 장마전선의 특징과 분석 방법
2. 대기 Vol.21 No.1, 2011: 장마의 재조명(A New Look at Changma)
3. 부산대학교 대기환경과학과 기후대기역학 실험실
4. (인터넷 주소 : <http://climate.atmos.pusan.ac.kr/changma/index.php>)
5. 시그마프레스, 2006 : 대기과학개론



8장. 중규모대류계와 집중호우

- 8.1 중규모대류계의 개념
- 8.2 중규모대류계에 동반된 현상들
- 8.3 중규모대류계와 집중호우
- 8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성



학습목표

- 중규모대류계의 정확한 개념에 대해서 이해한다.
- 중규모대류계에서 발생하는 주요 기상현상들에 대해서 이해한다.
- 중규모대류계와 집중호우의 관련성에 대해서 이해한다.
- 한반도에서의 중규모대류계에 의한 집중호우 특성을 이해한다.

8.1 중규모대류계의 개념

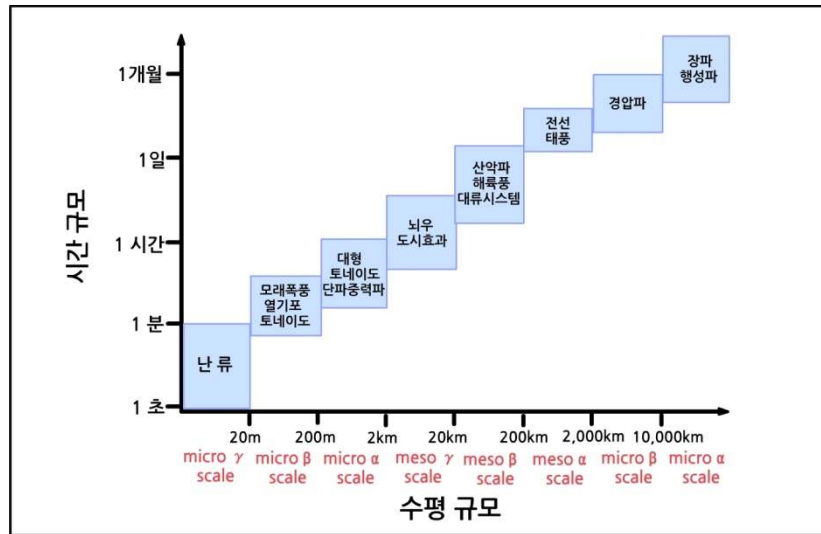
8.1.1 중규모대류계의 정의

한반도에서 발생하는 자연 재해 중에서 가장 큰 피해를 주는 요소들 중에서도 하나가 집중호우다. 레이더, 위성 등과 같은 원격탐사 기술의 발달과 수치예보 모델의 개선에 따라 한반도에서 발생하는 집중호우의 발생기구나 발달 과정에 관한 다양한 연구들이 진행되어 왔으며, 한반도에서 집중호우를 야기하는 대표적인 형태학적(Morphological) 인자로 제시되는 것이 중규모대류계(MCSs; Mesoscale Convective Systems)이다.

MCS라는 용어는 1980년대 이후 미국에서부터 사용되기 시작되었고, 우리나라 현업기관에서 언급되기 시작한 것은 1990년대 후반이다. 미국의 경우 1950년대 기상레이더가 현업 기상 관서에서 활용되기 시작하면서 대평원을 중심으로 자주 발생하는 뇌우, 토네이도 등과 같은 중규모 기상현상의 구조와 발생 환경에 관한 관측 연구가 활발하게 시작되었다. 특히 1960년대 이후 기상위성과 도플러 레이더가 활용되면서 좀 더 넓은 규모에서 발생하는 중규모 기상현상들에 대한 3차원 관측 연구가 더욱 촉진되었고 기상레이더나 위성 영상 분석을 통해서 다양한 기상 현상들에 대한 형태학적 정의들이 제시되었는데, 중규모대류계(MCSs)도 이러한 연구의 결과를 통해서 완성된 개념이라고 할 수 있다.

중규모대류계(MCSs)에 대한 다양한 정의가 존재하지만 일반적으로 가장 많이 활용되는 정의는 『복합적인 뇌우(Thunderstorm Complex)와 지속적인 강수가 나타나는 지역이 연결되어 수평 규모가 한 방향으로 최소한 100km 이상의 규모를 가지는 구름계(Cloud System)로써, 깊은 습윤 대류(Deep-Moist Convection)활동이 지속적으로 발생하거나 중규모 연직 순환(Mesoscale Vertical Circulation)이 대류 활동에 의해서 발생하는 현상』으로 미국 기상학회와 대부분의 중규모 연구에서 일반적으로 받아들여지고 있는 정의이다. 보다 상세한 이해를 위해서 위의 정의에서 언급된 중규모(Mesoscale), 뇌우(Thunderstorm), 대류계(Convective System) 등에 대해서 자세 하게 알아보기로 하자.

8.1 중규모대류계의 개념



[그림 8.1] 시간규모와 수평 규모에 따른 기상현상 분류(COMET(meted.ucar.edu) 1975년 Orlandski 규모 구분에서 차용)

그림 8.1에서 볼 수 있듯이 중규모(Mesoscale) 기상현상은 시공간적 규모가 다양하게 나타나는데 일반적으로 작은 공간 규모를 가지는 현상이 짧은 시간 규모를 가지는 특성을 가지고 있다.

기상 현상 중에서 가장 작은 규모인 난류와 모래 회오리, 열 기포, 소형 회오리는 그 수평규모가 200m 이하이고 시간 규모가 1분 이하이기 때문에 일반적인 기상 관측을 통해서만 탐지할 수 없는 규모로 미규모(Micro)로 분류한다. 이에 반해 200m에서 200km까지의 규모를 가지는 대형 토네이도에서 대류계(Convective System) 까지를 중규모(Mesoscale)로 분류한다. 물론 그 규모가 최대 2,000km에 달하는 태풍과 같은 열대성 저기압을 중규모 기상현상에 포함시키는 것이 일반적이지만 본 장에서는 태풍은 중규모대류계와 구분되는 대형 기압계로 분류하기로 하겠다.

“중규모”라는 용어는 1951년 Ligda가 논문에서 레이더 영상을 통해서 관측된 기존의 종관규모 관측이나 현상으로는 해석이 불가능하고 난류와 같은 측정 불가능한 미규모가 아닌 중간에 위치한 수 km 혹은 이하의 수평 규모를 가지는 현상을 설명하기 위해서 “중규모”라는 용어를 사용 한데서 기인한 것으로 알려져 있다. 레이더의 관측 범위 한계에 따라 중규모의 범위가 수십km 이하에 머무는 것으로 알려져 있었던 중규모의 범위가 점차 확대되기 시작되고 세부화 되기 시작한 것은 기상위성의 활용과 지상 관측의 밀도가 점차 높아지면서 기존 종관규모 역학으로 해석이 불가능한 다양한 현상들의 실체가 드러나기 시작했기 때문이다.

8.1 중규모대류계의 개념

앞으로 본 장에서 개략적인 설명이 이루어질 뇌우(Thunderstorms), 스콜선(Squall Lines), 활 에코(Bow Echoes), 중규모대류복합체(MCC; Mesoscale Convective Complexes) 등은 모두 레이더와 위성 영상 분석을 토대로 이름 붙여졌다는 사실을 인지하고 있어야 한다(본 대기분석 및 예보 과목에서는 아주 개략적인 설명만 이루어질 것이다. 이들 현상들에 대한 보다 상세한 역학이나 발달 기구에 대한 내용은 원격탐사_레이더 과목을 참고할 것을 권한다.). 중규모에 대한 일반적인 분류는 아래 [표 8-1]과 같다.

[표 8.1] 중규모 기상현상 구분

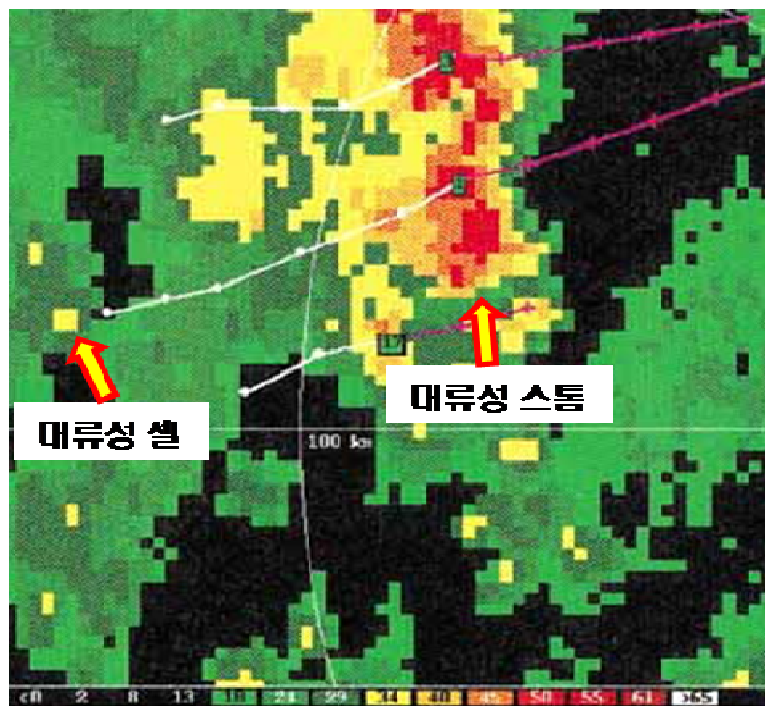
구분	수평 규모	시간 규모	전형적인 기상현상
Meso- α	200 ~ 2,000km	6시간 ~ 2일	제트기류, 소규모 열대저기압, 약한 고기압
Meso- β	20 ~ 200km	30분~6시간	국지풍, 산악풍, 해륙풍, MCSs, 대형 뇌우
Meso- γ	2 ~ 20km	3분 ~ 30분	대부분 뇌우, 대형 적란운, 초대형 토네이도

1975년 Orlanski에 의해서 제안된 이 구분에 따르면, 이번 장에서 다룰 중규모대류계는 Meso- β 규모의 현상으로 100km 규모와 수 시간의 규모를 가지고 있음을 알 수 있다. 예보관들은 본 장에서 앞으로 사용될 셀, 스톰, 대류계와 같은 용어에 대해서 이해할 필요가 있다(그림 8.2 참조).

- 셀(Cell) : 일반적으로 대기과학에서 ‘cell’을 ‘세포’라는 용어로 사용하지만 본장에서는 직관적인 이해를 돕기 위해서 ‘셀(Cell)’을 그대로 사용하기로 한다. 레이더 반사도 값에서 주변과 구분되는 대류성 스톰(Convective Storm)을 구성하는 최소한의 규모로 레이더의 해상도에 따라 수십 m에서 수백 m의 규모를 가지는 강한 상승운동과 하강 운동을 포함하고 있는 운동이 발생하는 구역을 의미한다. 현재 레이더 기상 분야에서 최소한의 단위인 대류성 셀(Convective Cell)을 구분하기 위해서 가장 많이 사용되고 있는 알고리즘인 SCIT(Storm Cell Identification and Tracking)에서는 스톰 내부의 다른 구역과 뚜렷하게 구분되는 35dBZ 이상의 반사도 값을 가지는 반사도 영역이 최소한 2개 이상의 고도각에서 관측될 경우 이것을 대류성 셀(Convective Cell)로 정의한다.

8.1 중규모대류계의 개념

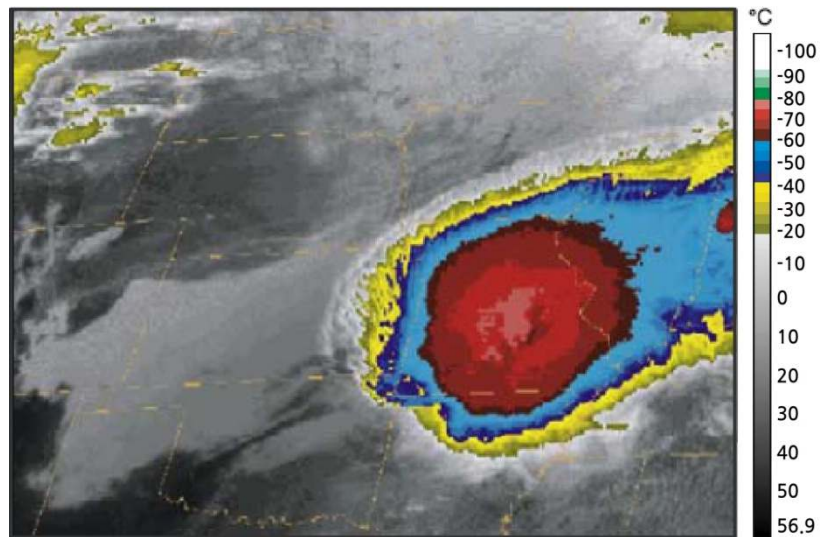
- 대류성 스톰(Convective Storm) : 일반적으로 대기과학에서 'Storm'을 '폭풍우'라는 용어로 사용되지만 본 장에서는 직관적인 이해를 돕기 위해서 '스톰(Storm)'이라는 용어를 그대로 사용하기로 하겠다. 일반적으로 대류성 스톰(Convective Storm)은 레이더 반사도 영상에서 대류성 셀(Convective Cell)들이 결합하여 반사도 값이 35dBZ가 넘는 영역이 1~10km의 수평 규모를 가지며 50dBZ 이상의 반사도 값을 가지는 중심부를 가지는 대류 활동 구역을 의미한다.



[그림 8.2] SCIT 알고리즘에 의한 대류성 셀과 스톰 구분 예

8.1 중규모대류계의 개념

- 대류계(Convective System) : 대류계(Convective System)는 지속적인 강수 현상을 가진 구름계(Cloud System)로 최소한 100km 이상의 강한 대류 활동을 포함하고 있는 기상현상으로 정의하기도 한다.



[그림 8.3] 최성기 중규모대류계에 동반된 구름 분포

그림 8.3은 위성 영상에서 관측된 전형적인 중규모대류계(MCSs)의 모습이다. 위성 영상에서 -70°C 이하인 구름의 영역이 100km^2 보다 넓은 것을 확인할 수 있다.

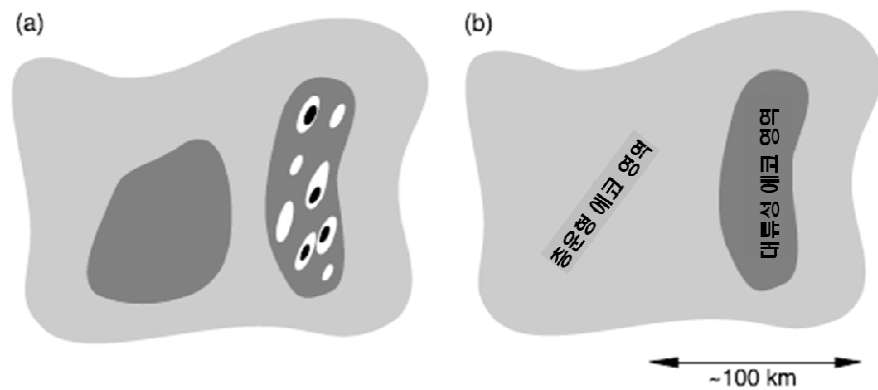
일반적으로 높게 발달한 강한 대류성 스톰(Convective Storm)의 구름이 차지하는 영역에 비해서 2~3배 넓은 것을 알 수 있다. 그리고 강수가 나타나는 영역도 구름의 영역과 비슷하게 100km^2 에 도달하고 있다. 이 정도의 강수 규모는 일반적인 독립적인 대류 활동에 의한 강수에 비해서 매우 넓은 반면 종관규모 구름에 동반된 강수 영역에 비해서는 약 1/10 규모임을 알 수 있다.

8.1 중규모대류계의 개념

중규모대류계(MCSs)의 정의에 의하면 지속적인 강수가 발생하는 구역이 100km² 이상인데, 레이더 관측을 결과들은 강수 구역이 뚜렷하게 대류성 강수 (Convective Precipitation) 구역과 층운형 강수 (Stratiform Precipitation) 구역으로 뚜렷하게 구별됨을 알 수 있다. 대류성 강수 (Convective Precipitation) 구역은 강하고 연직으로 높게 발달한 형태를 보이는 반면 층운형 강수(Stratiform Precipitation) 구역은 일반적으로 일정한 형태를 가지고 있으며 강수 강도가 약한 특성을 가지고 있다(그림 8.4 참조).

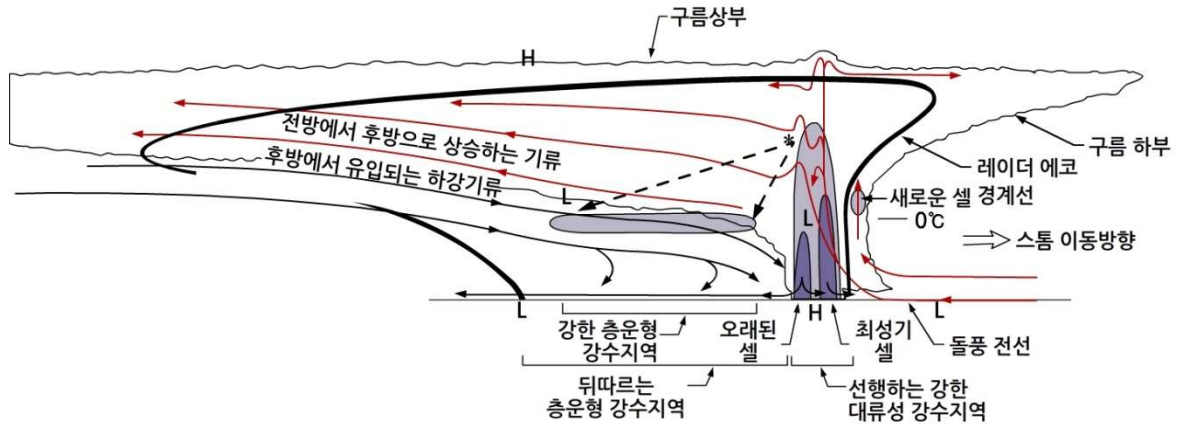
층운형 강수(Stratiform Precipitation) 구역은 일반적으로 34dBZ 이하의 영역으로 발생한지 오래된 대류운이 소산되는 단계에 있거나 넓게 분포하는 상승 운동의 결과로 나타난다.

그리고 우측의 강한 반사도를 가지는 대류성 강수 영역 후면에 두 번째 높은 반사도를 가지는 영역이 나타나는데 이것은 전방의 강한 상승기류에 따라 빙결고도 보다 훨씬 높은 대류권계면 부근까지 상승하면서 형성된 빙정들이 후방으로 이동하면서 하강하면서 빙결고도 부근에서 녹으면서 발생하는 이른바 '밝은 띠(Bright Band)' 구역으로 반사도는 35dBZ 이상으로 대류성 구역과 비슷하게 높지만 강수는 층운형 구름에서 내리는 것과 비슷하게 안정된 형태를 가지는 것이 특징이다.



[그림 8.4] 중규모대류계의 레이더 반사도 영상(a)과 대류성 영역과 층운형 영역 구분(b)
(Houze, R. A., Jr. (2004), Mesoscale convective systems, Rev. Geophys.)

8.1 중규모대류계의 개념



[그림 8.5] 최성기에 달한 중규모대류계의 스팀 이동 방향에 수직으로 자른 연직단면도 (COMET(meted.ucar.edu), 1989년 Houze에 의해서 제안된 이상적인 MCSs의 운동학적, 역학적 구조도)

모든 중규모대류계(MCSs)에 동반되는 레이더 에코의 형태가 모두 이런 형태를 가지는 것은 아니지만 중위도에서 발생하는 최성기에 달한 중규모대류계(MCSs)의 운동역학, 구름물리 분석, 레이더 에코와 위성 영상 분석을 통해서 이상적인 중규모대류계(MCSs)의 연직 구조를 구할 수 있다(그림 8.5 참조). 그림 8.5에서 반사도 35dBZ 이상인 구역을 회색으로 50dBZ 이상인 구역을 검은 색으로 채색하고 전체적인 반사도 구역(Radar Echo Boundary)은 두꺼운 선으로 보여주고 있고 구름 영역(Cloud Base)은 얇은 선으로 나타내고 있다.

잘 발달된 대류선을 가진 중규모대류계의 전면에는 돌풍전선(Gust Front)이 형성되고 약 10km 후방에 좁고 높게 발달한 대류활동 구역(Mature Cell)이 형성되게 된다. 대류성 셀(Convective Cell)의 바로 후방에는 쇠퇴하는 셀(Cell)이 형성되고 그 전면에 새로운 셀(Ccell)이 발달하게 된다. 또한 전면의 대류 활동에 의해서 대기 상층으로 이동했던 빙정들이 하강하면서 두 번째 높은 반사도 영역인 '밝은 띠(Bright Band)'가 대류계의 중층에 형성되고 있음을 볼 수 있다.

이때 대류성 강수가 강하게 내리는 지역에서는 중규모 고기압(H) 구역과 저기압(L) 구역이 형성되게 된다. 기류의 흐름을 살펴보면 대류선의 전면에서 유입되는 기류는 강한 대류에 따라 대기 상층으로 이동하면서 전방으로 되돌아오는 기류와 전면에서 후방으로 향하는 상승기류(Ascending Front-to-rear Flow)와 중규모대류계의 후방에서 전방의 대류 영역으로 파고드는 하강기류(Descending Rear Inflow)가 존재한다.

8.1 중규모대류계의 개념

8.1.2 중규모대류계와 뇌우

다시 중규모대류계(MCSs)의 정의로 돌아가서 정의 속에 ‘복합적인 뇌우(Thunderstorm Complex)와 지속적인 강수를 포함하고 있는 지역’라는 부분에 초점을 맞추어 보자. 위성 영상에서 운정온도가 -50°C 보다 낮은 지역이 100km^2 이상이고 레이더 영상에서 대류성 에코(Convective Echo) 부분이 존재한다고 하더라도 실제로 뇌우를 포함하고 있지 중규모대류계(MCSs)로 분류하는 것은 불가능하다.

뇌우(Thunderstorm)는 적란운에 동반되어 강한 바람(Gust Winds)과 집중호우(Heavy Rainfall), 우박(Hail) 등을 포함하고 있는 경우가 많으며 특히 번개와 뇌성을 동반해야 한다. 뇌우는 온난 습윤한 공기가 빠르게 상승하면서 발생한다. 온난 습윤한 공기가 상승하면서 냉각되고 응결하기 시작하면 적란운을 형성하고 높게 발달할 경우에는 대류권계면을 넘어서 20km 고도까지 도달할 수 있다. 그렇다면 어떻게 적란운 속에서 천둥과 번개가 발생하는 것일까? 적란운 속에서 뇌우가 형성되는 과정에 대한 가설들은 구름 입자들의 충돌에 의해서 발생한다는 이론과 강수입자 내부의 분극화(Polarization)에 의해서 발생한다는 이론으로 나누어 설명할 수 있다.

구름 입자 충돌 가설은 구름 내부의 얼음 알갱이들이 서로 충돌하면서 부서진 작은 얼음 알갱이들이 서로 다른 전하를 가지고 분리된다는 이론이다. 보통 $-10^{\circ}\text{C} \sim -40^{\circ}\text{C}$ 사이의 구름 속에서 과냉각 상태에 있는 수적들이 얼음 알갱이와 충돌하여 부드럽고 얼음과 물이 공존하는 싸라기(Graupel)를 형성하게 되고 강한 상승 기류와 하강 기류에 의해서 이들 싸라기와 얼음 알갱이가 충돌하면서 분리되어 나오는 작은 얼음 알갱이들은 양의 전하를 가지고 싸라기들은 음의 전하를 가지게 된다는 이론이다.

강한 상승기류가 작은 얼음 알갱이들을 계속해서 구름 상부로 이동시키게 되면서 적란운의 상부에 전반적으로 양의 전하 구역이 형성되게 되고, 중력에 의해서 하부로 이동한 싸라기들이 구름의 하부에 음의 전하 구역을 발달시키게 되는데 이러한 과정이 지속되면 전기적인 불안정이 형성되고 이를 해소하기 위한 방전이 구름 내부, 구름과 구름 사이, 구름과 지상 사이에서 발생하면서 번개가 형성되고 강한 전기 흐름이 대기를 통과하면서 강한 음파인 천둥이 발생하게 된다.

8.1 중규모대류계의 개념

분극화 가설은 여전히 연구가 진행되고 있는데, 하강하는 얼음과 수적들이 지구의 자기장을 통과하면서 전기적으로 분극화 된다는 이론으로 이 과정에서 충돌하거나 튕겨져 나오는 구름 입자들이 서로 반대의 전하로 충전되며 점차 전기적인 불안정이 커져서 번개와 천둥을 형성하는 것으로 알려져 있다.

뇌우(Thunderstorm)는 지구 어느 곳에서도 발생할 수 있지만 일반적으로 광범위하게 발생하는 구역은 차가운 공기와 따뜻한 공기가 충돌하는 중위도 지방으로 알려져 있다. 뇌우는 다양한 강한 하강기류에 의한 강풍(Gust Winds), 우박(Hail), 집중호우(Heavy Rainfall)에 의한 돌발 홍수(Flash Flood) 등과 같은 다양한 악기상을 포함하는데 심한 경우에는 토네이도(Tornado)와 용오름(Water Spout)과 같은 현상들도 동반할 수 있다.

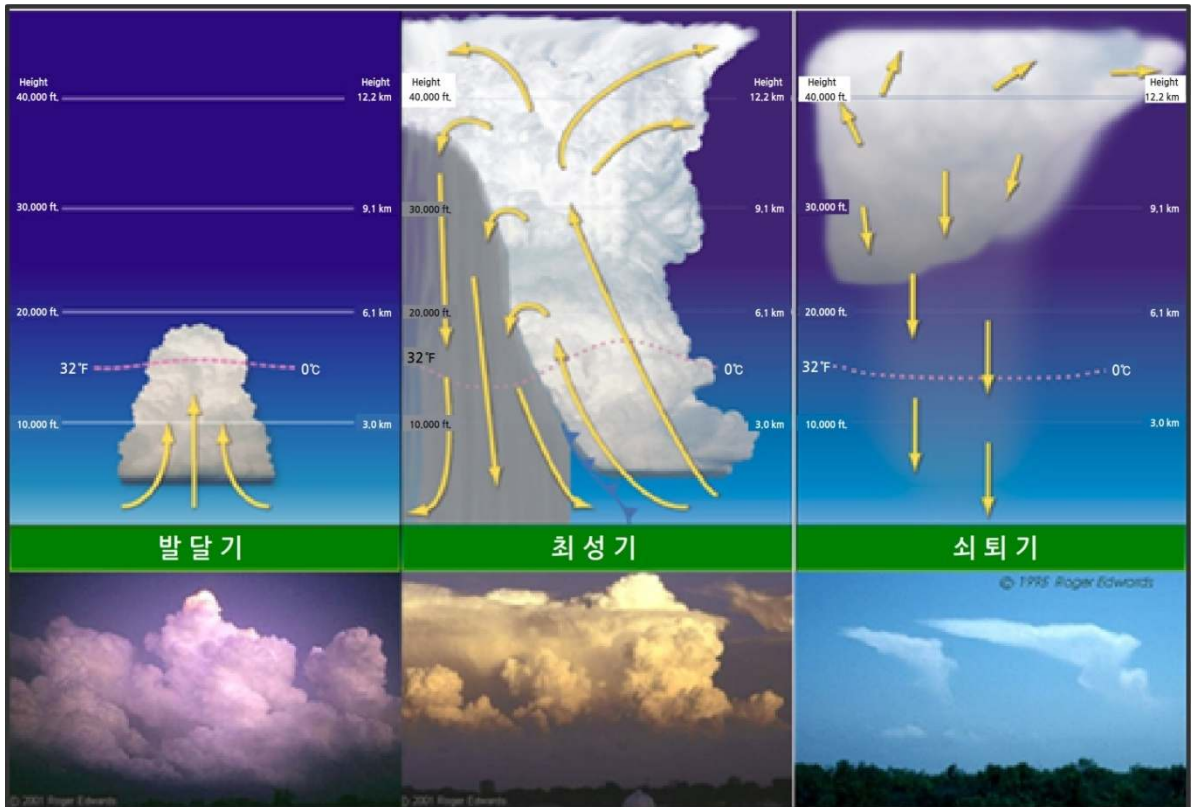
뇌우의 강도가 어느 정도인지에 대한 정량적인 비교 연구 결과에 따르면 단일 뇌우(Single Thunderstorm) 하나의 강도를 폭탄의 강도로 치환하면 히로시마 원자폭탄 50개의 규모와 같은 것으로 알려져 있다. 온난한 공기는 차가운 공기에 비해서 상대적으로 낮은 밀도를 가지게 되는데 구름은 상대적으로 따뜻한 공기가 상승해서 냉각되면서 발생한다.

이 과정에서 습윤한 공기가 상승하게 되면 응결되는데 수증기에서 액체로 상변화를 하는 과정에서 잠열을 방출하게 되고 주변 공기에 비해서 상대적으로 온도가 높아 지속적인 상승이 가능하게 된다. 이때 대기가 충분히 불안정해지면 구름은 적란운의 형태까지 발달할 수 있게 되고 천둥과 번개까지 형성될 만큼 충분한 상승 하강 운동이 구름 내부에서 형성되게 된다. 일반적으로 뇌우(Thunderstorm)가 형성되기 위해서는 습기(Moisture), 불안정한 기단(Unstable Air Mass), 상승 운동(Vertical Motion)이 동반되어야 한다.

8.1 중규모대류계의 개념

8.1.3 뇌우의 생애

모든 뇌우(Thunderstorm)는 형태와 무관하게 발달기, 최성기, 쇠퇴기 3단계를 생애를 가진다(그림 8.6 참조). 독립적인 뇌우는 평균 24km 정도의 크기와 대기의 불안정 정도에 따라 다르겠지만 발달기에서 쇠퇴기까지 평균적으로 30분 정도의 시간이 걸리는 것으로 알려져 있다.



[그림 8.6] 발달기(적운), 최성기, 쇠퇴기로 구분한 뇌우의 일생 모식도(위)와 구름(아래)
(COMET(meted.ucar.edu) Mesoscale Convective System의 정의)

8.1 중규모대류계의 개념

8.1.3.1 발달기(Developing Stage)

뇌우의 생애는 탑상 적운이 발달하기 만들어지기 시작하는 발달기에서부터 시작된다. 발달기에는 습윤한 공기 덩어리가 대기 중에 상승하게 되는데 상승 운동에 대한 방아쇠 작용을 하는 것은 지면의 가열에 의한 열기포(Thermal), 수렴에 의한 상승 운동, 지형을 따라 움직이는 바람에 의한 강제 상승 등이 있다. 습윤한 공기는 상승하면서 응결하여 수적을 형성하게 되고 적운이 발생하기 시작한다. 수증기가 액체로 바뀌면서 잠열이 방출되게 되고 주변 공기에 비해서 밀도가 낮아진 공기는 계속해서 상승 운동을 하게 되는데 이러한 대기의 연직 운동을 수평 운동인 이류(Advection)와 구별되는 대류(Convection)이라고 부른다. 보통 뇌우로 발달하는 대류운 속에는 평균적으로 약 $5 \times 10^8 \text{kg}$ 의 수증기가 포함되어 있는 것으로 알려져 있다.

8.1.3.2 최성기(Mature Stage)

뇌우가 최성기에 도달하면 따뜻한 공기는 강한 상승기류에 따라 계속해서 상승하지만 대류권계면에 도달하면 더 이상 상승하지 못하게 되고 구름의 상부는 대류권계면을 따라 옆으로 퍼져 나가서 모루구름(Anvil Cloud)을 형성하게 된다. 지속적인 상승 운동의 결과로 구름 내부의 수적이 점차 성장하게 되고 점차 무거워진 과냉각 수적은 마침내 중력이 상승 운동을 이기는 종말 속도(Terminal Speed)에 도달하게 된다. 하강하는 강수 입자들은 충돌과 병합 과정을 거치면서 점차 성장하게 되고 결국 밀도가 높고 차가운 강한 하강기류와 함께 집중호우가 내리게 된다.

보통 여름철에 발생하는 뇌우의 경우 레이더 관측을 해 보면 강한 반사도를 가진 구역이 빙결고도 보다 낮은 스톱의 하부에 형성되어 있는 것을 볼 수 있는데 이러한 형태의 구조를 가지게 되면 충돌과 병합 과정을 거치는 따뜻한 비(Warm Rain) 구조를 가지기 때문에 강수 강도가 매우 큰 특성을 가지게 된다. 최성기에는 강한 상승 운동과 하강 운동이 구름 내부에 동시에 존재하기 때문에 강풍, 우박, 뇌우, 토네이도 등과 같은 국지적인 악기상 현상들이 발생하게 된다. 최성기에 도달한 뇌우가 얼마나 오랜 기간 동안 그 강도를 유지하는가는 주변 공기의 수직 바람 시어의 크기에 따라서 결정되는 것으로 알려져 있다. 강한 풍향 혹은 풍속의 연직 시어가 형성되면 하강 기류와 상승 기류의 분리가 지속적으로 발생하게 되고 이에 따라서 최성기가 수 시간 동안 유지되어 다중-셀(Multi-cell) 혹은 슈퍼-셀(Super-cell) 뇌우로 발달하기도 한다.

8.1 중규모대류계의 개념

8.1.3.3 쇠퇴기

쇠퇴기에 도달하게 되면 뇌우 구름 속에는 하강 기류만 남게 되고 뇌우는 20분에서 30분 내에 소산되게 된다. 쇠퇴기에 도달하는 뇌우의 경우 강수가 거의 종료되고 안정된 형태를 가지지만 하강 기류가 강해서 지표면까지 도달하게 되면 마이크로버스트(Microburst)라고 불리는 매우 위험한 하강 기류를 만들어 내게 되는데 이 하강 기류는 일반적인 관측을 통해서 관측하기 힘들고 하층에서의 바람 급변을 만들어 내기 때문에 이착륙 중인 항공기에 매우 위험한 상황을 초래할 수 있다. 또한 대기 불안정이 완전히 해소되지 못한 경우에 쇠퇴기에 형성된 하강기류에 의해서 새로운 강제 상승이 형성되어 연속적으로 새로운 뇌우를 발생 시키는 역할을 하기도 한다.

8.1.4 뇌우의 형태

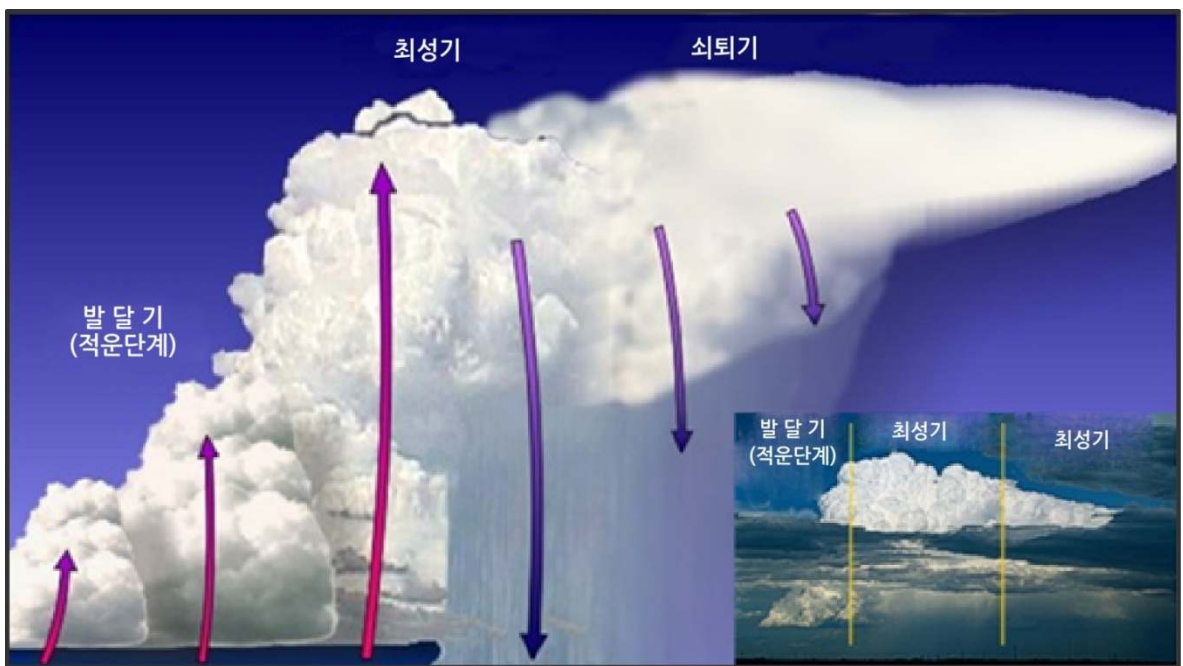
8.1.4.1 일반적인 셀(Ordinary Cell) 뇌우

이름에서 알 수 있듯이 일반적인 셀 뇌우는 단독 셀을 가진 뇌우를 말하며 발달에서 쇠퇴까지의 단일 생애를 가지는 뇌우를 의미한다(그림 8.6 참조). 발달기에 도달한 뇌우는 빗방울들이 충분히 성장해서 중력을 이기지 못하는 단계에 까지 발달하게 되고 하강하는 빗방울들이 상승기류를 지우면서 지상으로 떨어지게 되고 상승기류가 존재하던 구역에서 하강기류가 존재하게 된다. 일반적으로 단독 셀 뇌우는 30분 내외의 짧은 생애를 가지기 때문에 강한 우박이나 돌풍 전선을 만들어 내지는 못한다. 그렇지만 주변 대기의 불안정도가 매우 높은 경우에는 단독 셀 뇌우도 70kts 이상의 강풍과 약한 토네이도를 만들어 내기도 하는 것으로 알려져 있으며 아주 좁은 지역에 시간당 30mm 이상의 강수를 쏟아내서 국지적인 돌발 홍수를 야기하기도 한다.

8.1 중규모대류계의 개념

8.1.4.2 다중-셀 무리(Multi-cell Cluster) 뇌우

독립적인 일반 셀(Ordinary-cell) 뇌우의 경우에는 새로운 셀(Cell)들이 만들어지기 전에 소산되는 경우가 대부분이지만, 뇌우 구름이 소산되면서 새로운 셀들을 만들어 내고 다양한 생애를 가지는 셀들이 무리(Cluster)를 형성하는 경우가 만들어지기도 한다. 이렇게 발달기, 최성기, 쇠퇴기의 다양한 셀들이 병합되어 무리를 이루는 뇌우를 다중-셀 무리(Multi-cell Cluster) 뇌우라고 부른다(그림 8.7 참조).



[그림 8.7] 다중-셀 무리 뇌우의 모식도
(COMET(meted.ucar.edu) Mesoscale Convective System의 정의)

다중-셀 무리(Multi-cell Cluster) 뇌우의 경우에 독립적인 일반-셀(Ordinary-cell) 뇌우들이 모여서 이루어지지만 레이더나 위성 관측 결과에 따르면 하나의 셀처럼 움직이는 경우가 대부분이다. 주변 대기의 불안정이 여전히 해소되지 못하고 있는 경우에는 첫 번째 셀이 최성기에 도달하게 되면 하강기류와 강한 강수가 발생하게 되고 첫 번째 셀의 후방에서 새로운 셀들이 발생하여 그 자리를 채우게 된다.

8.1 중규모대류계의 개념

따라서 다중-셀 무리(Multi-cell Cluster) 뇌우 전체의 이동 속도에 따라서 해당 지역의 강수량과 강수 영역이 크게 차이가 발생할 수 있다. 이동 속도가 느리면서 다양한 셀들이 지속적으로 발달하면 국지적인 집중호우에 의한 돌발홍수가 쉽게 발생할 수 있다. 왜냐하면 이전에 발생했던 셀들의 경로를 그대로 따라서 새로운 셀들이 채워지면서 동일한 경로를 따라서 이동하기 때문이다. 레이더 기상학에서 이러한 형태의 에코 이동을 ‘연속 에코(Training Echoes)’라고 부른다.

연속 에코를 가지는 다중-셀 무리(Multi-cell Cluster) 뇌우를 ‘백-빌딩(Back Building)’ 뇌우라고도 하는데 예보관들은 레이더 영상에서 몇 개의 강한 대류성 셀들이 자신의 지역을 지날 것인지 정확하게 예측할 수 있어야 얼마나 많은 강수량을 가져올 것인지, 얼마나 오랫동안 뇌우가 지속될 것인지 예보할 수 있다.

첫 번째 셀의 이동 방향과 속도를 따라서 새로운 셀들이 지속적으로 만들어져서 이동해 오기 때문에 마치 레이더 에코 덩어리가 정체되어 있는 것처럼 보이거나 에코가 후진하는 것처럼 보일 수 있다. 그러나 천체적인 뇌우 무리의 이동이 정체되어 있는 것처럼 보인다고 하더라도 위성 영상이나 합성 레이더 영상 등을 통해서 무리 뇌우의 전체 체적의 시간적인 변화를 지속적으로 관찰하고 그 내부의 독립적인 셀들의 발생 추세에 대해서 신중하고 세밀한 분석을 통해서 자신의 관심을 가지고 있는 지역에 얼마나 영향을 미칠 것인지 혹은 언제 빠져 나갈 것인지 예측할 수 있다. 아울러 주변 대기의 불안정이 얼마나 해소되고 있는지 관측 자료를 통해서 계산하고 예보에 활용할 수 있어야 한다.

8.1 중규모대류계의 개념

8.1.4.3 다중-셀 선형(Multi-cell Line) 뇌우

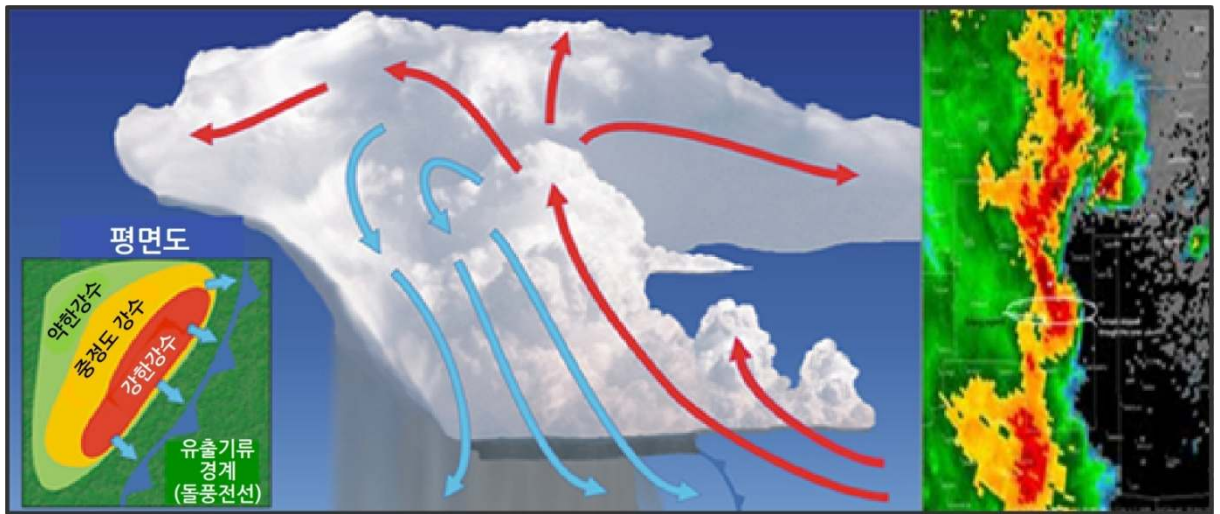
레이더 영상에서 뇌우는 때때로 100km가 넘게 길게 늘어선 선형 에코(Line Echo)를 동반하는 뇌우를 형성하기도 한다(그림 8.8 참조).

보통 ‘스콜 선(Squall Line)’이라고 불리는 이 다중-셀 선형(Multi-cell Line) 뇌우들은 수 시간 동안 유지되면서 강한 바람과 우박, 그리고 국지적인 집중호우를 야기한다. 다중-셀 선형(Multi-cell Cluster) 뇌우는 그 전단에서 비 에코 지역과 뚜렷하게 구분되는 50dBZ 이상의 강한 반사도 구역이 길게 늘어선 모습을 가지는데 에코가 없는 지역과 대류성 에코(Convective Echo)가 존재하는 지역이 뚜렷하게 구별되며 그 후방에 층운형 에코(Stratiform Echo)가 넓게 분포하고 있는 모습을 가진다.

강한 상승기류가 선형 에코의 전방에서 유입되어 대류성 에코를 따라 강하게 상승하는 반면 강수입자에 동반된 강한 하강 기류가 선형 에코의 전면에서 발생하면서 돌풍 전선(Gust Front)을 형성하게 되고 이 돌풍 전선을 따라서 지속적인 상승 운동이 만들어지면서 강한 대류 에코들이 연속적으로 발생하거나 대류 에코의 생명이 연장되면서 그 강도를 유지하게 된다.

일반적으로 다중-셀 선형(Multi-cell Line) 뇌우들은 우박과 토네이도와 같은 국지적인 돌풍을 만들어 낸다. 한반도의 경우에는 미국에 비해서 대류 가용잠재에너지(CAPE; Convective Available Potential Energy)가 약하기 때문에 다중-셀 선형(Multi-cell Line) 뇌우에 의한 토네이도(Tornado)나 직선 바람(Straight-line Wind)이라고 불리는 최대 50m/s에 달하는 강풍이 발생하는 일은 드물게 발생하지만 돌풍을 동반한 우박으로 인한 피해가 종종 보고되기도 한다.

8.1 중규모대류계의 개념



[그림 8.8] 다중-셀 선형 뇌우의 모식도와 레이더 에코 영상 예시 (COMET(meted.ucar.edu) Mesoscale Convective System의 정의)

레이더 영상(그림 8.8 오른쪽 참조)에서 선형 에코의 전면이 활처럼 휘어져 있고 그 전면에 아주 얇은 선반 구름(Shelf Cloud)라고 불리는 반사도가 낮은 지역을 가지고 있는 경우가 발생할 수 있는데 선반 구름(Shelf Cloud)은 차갑고 밀도가 높은 유출 기류가 중규모 운동에서 한랭전선이 온난전선 주변의 더운 공기를 강제로 상승시키는 것과 같은 방식으로 더운 공기를 강제 상승시키면서 형성되는 것으로 강한 대류활동이 지속될 것임을 암시한다.

8.1.4.4 슈퍼셀(Supercell) 뇌우

슈퍼셀(Super-cell) 뇌우는 단독 셀(Ordinary-cell) 뇌우가 수 시간 동안 지속되는 아주 특별한 형태의 뇌우를 의미한다(그림 8.9 참조). 슈퍼셀(Super-cell) 뇌우는 주로 미국 본토나 대륙 지방에서 발생하며 강한 토네이도와 골프공 크기의 우박을 가져오기도 한다.

레이더에서는 아주 넓은 원형에 가까운 단일 에코(Single Echo)의 형태를 가진다. 구름은 아주 높게 발달한 적란운(CB)과 모루구름(Anvil Cloud) 그리고 대류권계면을 뚫고 성층권 하부까지 발달(Overshooting Top)하기도 한다. 구름 전체가 강한 소용돌이처럼 회전하면서 강한 하강기류와 강수 입자의 증발에 의한 구름 벽(Wall Cloud)과 측면 선형구름(Flanking Line)을 가진다.

8.1 중규모대류계의 개념

슈퍼셀(Super-cell) 뇌우는 강풍과 국지적인 돌발 홍수를 야기한다. 슈퍼셀(Super-cell) 뇌우는 일반적인 대기의 상승운동의 1000배가 넘는 50m/s 이상의 강한 상승 운동과 하강 운동을 포함하고 있기 때문에 강한 우박과 강풍을 만들어 많은 인명 피해와 재산 피해를 유도한다.

슈퍼셀(Super-cell) 뇌우는 강한 강수를 포함하는 다우(HP; High Precipitation) 슈퍼셀(Super-cell) 과 비교적 강수량이 작은 소우(LP; Light Precipitation) 슈퍼셀(Super-cell)로 구분할 수 있다.



[그림 8.9] 슈퍼셀 뇌우에 동반된 구름의 형태 모식도
(COMET(meted.ucar.edu) Mesoscale Convective System의 정의)

8.1 중규모대류계의 개념

슈퍼셀(Super-cell)이 상대적으로 작은 강수량을 가지는 경우는 뇌우 속의 바람이 고도에 따라서 순전(시계방향)하는 환경에서 형성된다. 고도에 따라 바람이 순전한다는 의미는 뇌우 구름의 하부에는 남풍이 구름의 중층에는 서풍이 분다는 것을 의미하며 이렇게 연직 시어가 순전하는 형태에서는 구름 내부에 스톰-규모(Storm-scale) 회전 운동이 형성되기 때문에 뇌우 구름 전체가 저기압성 순환을 하게 되고 강수에 동반된 강한 하강 기류가 이들 상승 기류에 의해서 제한되게 되고 따라서 강수의 강도가 약해진다.

이에 반해 다우 슈퍼셀(HP Super-cell)은 연직 시어가 상대적으로 약하거나 반전하는 형태를 가져서 강한 상승 기류와 하강 기류가 공존하는 형태를 가지는데, 특히 강한 상승운동이 슈퍼셀(Super-cell)의 전면에서 형성되고 하강기류가 후면에서 발생하는 형태가 유지되면 국지적인 집중호우가 발생하는 다우 슈퍼셀(HP Super-cell) 형성된다.

중규모대류계에 동반된 현상들은 레이더와 위성 관측을 통한 형태학적 분류에 따라서 스콜선(Squall Line), 활 에코(Bow Echo), 중규모대류복합체(MCC) 등으로 나눌 수 있다.

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

8.2.1 스콜선

중규모대류계(MCSs)에서 관측되는 가장 일반적인 현상은 강한 대류성 에코들이 전면에 선형으로 형성되고 그 후면에 층운형 에코가 따르는 스콜선(Squall Line)일 것이다(그림 8.10 참조). 스콜선(Squall Line)은 어떤 특정한 정의가 있는 것이 아니라 레이더 에코가 선형으로 길게 늘어선 현상으로 볼 수 있다.

따라서 선형 에코(Line Echo)의 길이는 수십 km 규모일 수도 있고, 대륙의 경우에는 1,000km에 달하는 대형 스콜선이 형성되기도 한다. 스콜선(Squall Line)은 대류성 셀(Convective Cell)과 스톰 규모 순환(Storm-scale Circulation)이 선형 에코 주변에서 유지되는 특성을 가진다.

스콜선(Squall Line) 주변의 순환을 제대로 분석하기 위해서는 도플러 레이더의 시선속도(Radial Velocity) 분석과 3차원 구조 해석과 같은 복잡한 과정이 필요하다. 스콜선(Squall Line)은 다양한 방식으로 형성된다. 스콜선 흠어져 있던 대류성 셀들이 일정하게 늘어서 있고 새로운 셀들이 그 사이에 채워져서 완전한 선형을 구성하는 경우도 있고 처음부터 완전한 선형으로 시작되어 점점 범위가 넓어지는 경우도 있다. 후자의 경우는 한랭전선과 같은 강한 종관규모 혹은 중규모 경계와 같은 중규모 강제력이 존재하고 있는 경우에 잘 발생한다.



[그림 8.10] 스콜선 레이더 반사도 영상 예시

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

그림 8.11은 1985년 Bluestein과 Jain이 미국 오클라호마 지역에서 발생하는 스콜선을 그 형태에 따라서 구분한 것이다. 깨진 선형(Broken Line)은 일렬로 늘어선 대류성 스톱들의 사이에 새로운 대류성 스톱들이 채워지면서 뚜렷한 스콜선(Squall Line)을 만드는 형태가 가장 일반적이다, 스콜선(Squall Line)은 선형하는 대류 스톱의 후면에서 새로운 스톱이 발생해서 선형 에코를 형성하는 경우도 있고(Back Building), 일정한 영역에 여러 개로 흩어져 있던 독립적인 스톱들이 뭉쳐져서 비교적 넓은 선형 에코를 형성하는 경우(Broken Areal)도 있다.

또한 조금은 특이한 경우이지만 넓은 층운형 에코가 분포한 상태에서 그 내부에서의 스톱 규모 순환에 의해서 선형 에코가 발생하는 경우(Embedded Areal)도 있다. 스콜선(Squall Line)은 동반되는 악기상의 유무에 따라 격렬한(Severe) 스콜선과 격렬하지 않은(Non-severe) 스콜선으로 구분할 수 있는데 관측 연구 결과에 따르면 스콜선의 격렬성 정도는 대류가용잠재에너지(CAPE)와 연직 바람시어에 따라서 결정되는 것으로 알려져 있다. 대류가용잠재에너지가 얼마나 강한 대류성 스톱이 발생할 수 있는지에 대한 정보를 제공해 준다면, 연직 바람 시어는 주어진 대류가용잠재에너지에서 스콜선(Squall Line)이 얼마나 강하고 오랫동안 유지될 것인지를 결정한다.

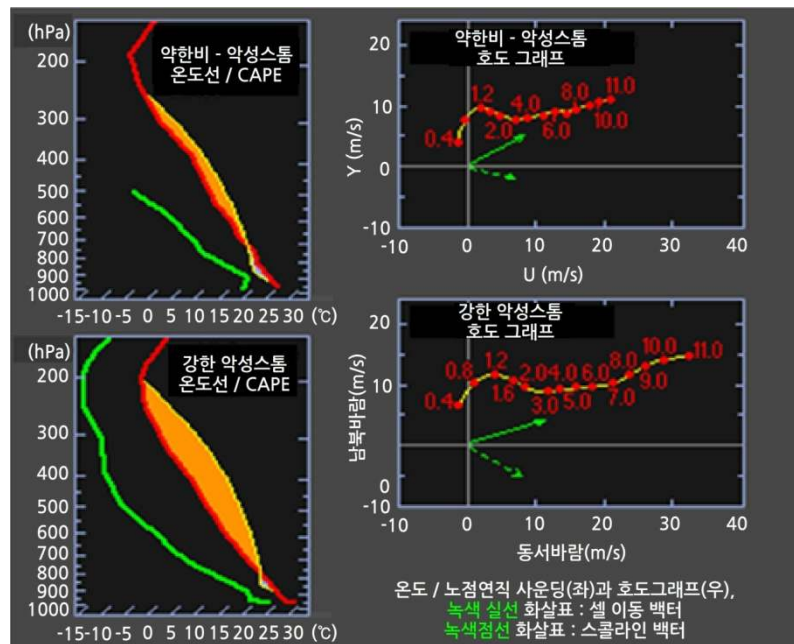
깨진선형 (14개 사례)			
후방 생성형 (백빌딩) (13개 사례)			
깨진 영역형 (8개 사례)			
영역 내포형 (8개 사례)			
	t=0	t=n+1	t=n+2

[그림 8.11] 스콜선 형태 분류
(COMET(met.ed.ucar.edu) 1985년 Bluestein & Jain 논문 재구성)

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

그림 8.12는 스콜선의 악성 정도와 주변 환경의 상관관계를 보여주고 있다. 대류가용잠재에너지(CAPE)가 약한 경우에는 연직 바람 시어(Vertical Wind Shear)가 크더라도 스콜선(Squall Line)은 강하게 발달하지 못하는 반면 일정한 크기 이상의 대류가용잠재에너지가 있는 상황에서 연직 바람 시어가 큰 경우에 악성 정도가 높아짐을 알 수 있다. 특히 대기 하층에서의 연직 바람 시어가 고도에 따라 45° 이상(호도그래프에서 오른쪽으로 반구를 그리면서 회전하는 형태)인 경우가 악성 스콜선 형성에 유리한 것으로 알려져 있다.

미국의 경우에 격렬한 스콜선과 격렬하지 않은 스콜선을 구분하는 대류가용잠재에너지(CAPE)의 값은 평균적으로 2,260J/kg과 1,372J/kg인 것으로 알려져 있는데, 한반도의 경우에는 전선 혹은 열대성 저기압과 같은 강한 중규모 환경이 중규모대류계 형성에 영향을 미치는 경우에는 대류가용잠재에너지가 1,000J/kg에 훨씬 못 미치더라도 강한 스콜선이 형성되기도 한다. 반면 중규모 환경 보다는 중규모 환경에 의해서 중규모대류계가 형성되는 경우에는 보통 1,500J/kg 이상의 값을 가지고 강한 경우는 4,000J/kg 이상인 경우도 있다. 스콜선이 일단 형성되면 스콜선은 강한 대류성 셀이 좁고 길게 늘어서 있다가 시간에 따라서 점점 넓어지다가 결국은 소산되는 형태를 가진다.

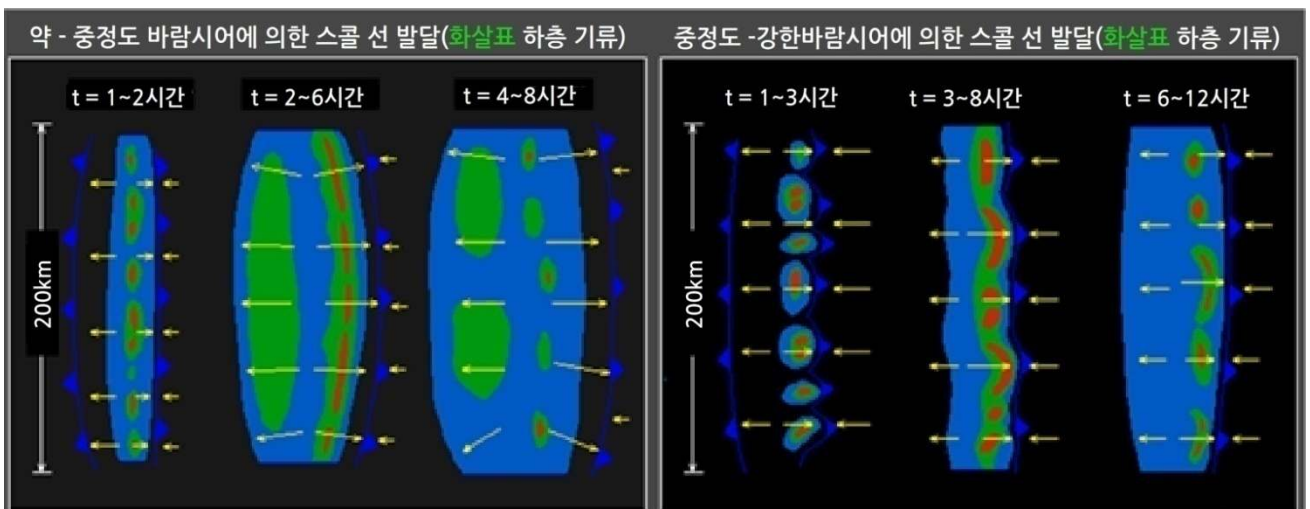


[그림 8.12] 대류가용잠재에너지와 연직 바람시어에 따른 스콜선의 강도 구분 (COMET(meted.ucar.edu) Mesoscale convective systems의 종류)

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

그런데 스콜선(Squall Line)의 생애는 그림 8.13에서 볼 수 있듯이 스톱 하층의 연직 바람 시어의 크기에 따라서 형태와 유지 시간이 다르게 나타난다. 연직 바람 시어가 작은 경우에는 1~2 시간 정도 좁고 강한 대류성 스톱들이 유지한 후에 2~6시간 사이에 전방 대류선의 후면에서 층운형 에코 구역이 나타난 후에 점차 스콜선이 넓어지면서 소산되는 생애를 가진다.

반면 하층의 연직 바람 시어가 큰 경우에는 대류선이 빠르게 형성되지 못하지만 전방에 활 에코 모양이 연결된 대류선이 형성되면 그 대류선이 적어도 3~6시간 정도 강한 상태를 유지되고 후방에 층운형 에코가 발달하지 않는 특성을 가진다. 그리고 스콜선도 소산되는 단계까지 비교적 좁은 영역을 가지면서 상대적으로 긴 생애를 가진다.



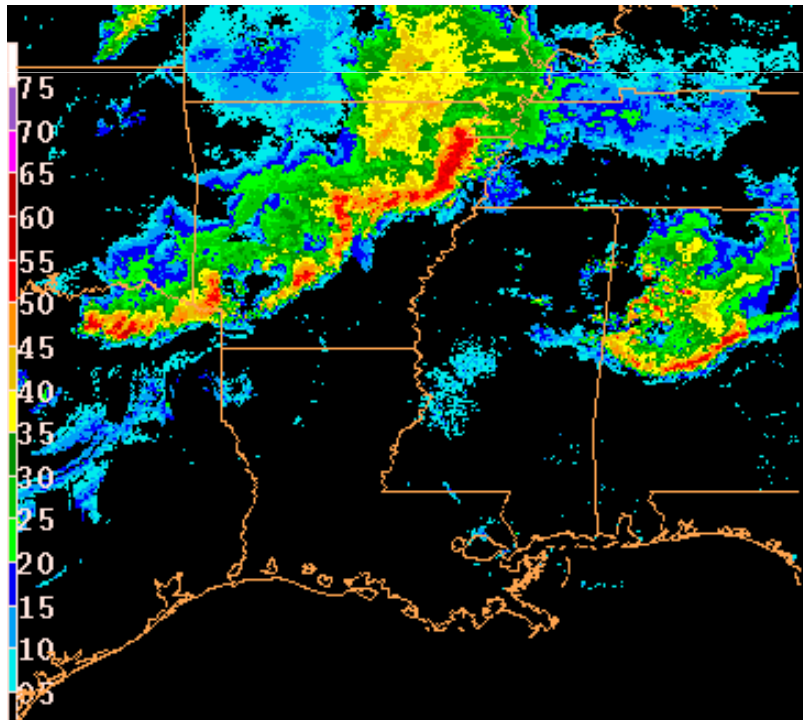
[그림 8.13] 연직 바람 시어의 강도에 따른 스콜선의 유지와 형태 변화

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

8.2.2 활 에코(Bow Echo)

일반적으로 스콜선(Squall Line) 과 활 에코(Bow Echo)는 길게 늘어진 대류선이라는 관점에서 볼 때 따로 분리할 수 없고 활 에코를 스콜선의 하부로 분류할 수도 있다(그림 8.14 참조). 그런데 활 에코(Bow Echo)를 별도로 중규모대류계에 동반되는 특이한 현상으로 분리하는 이유는 그 형태와 동반되는 기상현상이 특이하기 때문이다.

활 에코(Bow Echo)는 대류성 스톱 에코가 20~120km 정도의 크기를 가지는 활처럼 휘어진 형태를 가지고 있는데 주로 지표면 부근에서 좁은 지역에 강한 돌풍을 야기하는 것으로 알려져 있다. 스콜선의 가장 일반적인 형태는 그림 8.14에서 보이는 것과 같이 활-모양(Bow-shaped)의 에코들이 연속적으로 이어져 있는 선형에코파형(LEWP; Line Echo Wave Pattern)일 것이다. 이러한 파형 선형 에코(LEWP)가 발생하는 지역에서는 강한 집중호우와 강풍과 같은 악기상 현상을 동반하는 경우가 대부분이다.



[그림 8.14] 활 에코로 이루어진 스콜선의 예시

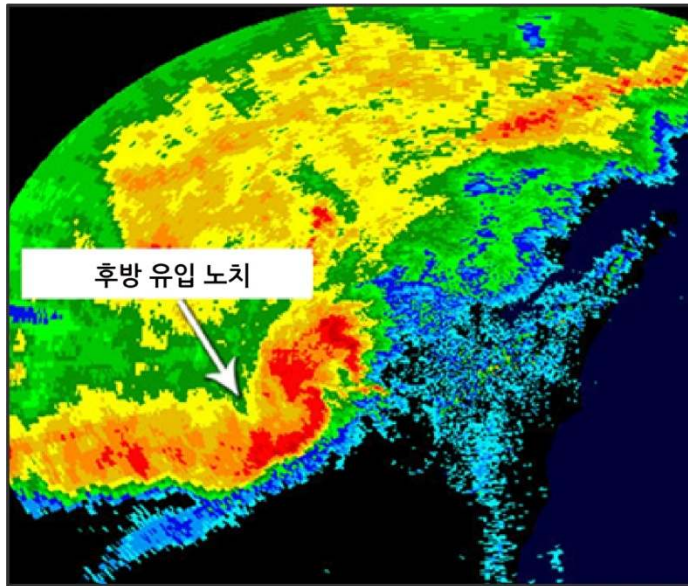
8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

활 에코(Bow Echo)에 의한 선형에코파형과 함께 레이더 영상에서 자주 관찰되는 현상이 후방유입노치(RIN; Rear Inflow Notch, 그림 8.15 참조)와 북엔드와류(Bookend Vortices, 그림 8.16 참조)이다. 강한 활 에코(Bow Echo)가 발달하면 후방에 반사도가 약한 지역이 V자 형태로 나타나는데 이를 후방유입노치(Rear-inflow Notch)라고 부르는데, 후방에서 유입되어 전면으로 향해 하강하는 후방-유입 제트(Rear-inflow Jet)가 전방 활 에코(Bow Echo)의 전단까지 도달했다는 것을 의미하며 아주 좁은 지역에 강한 돌풍을 일으키기도 하고 하강 제트의 북쪽에 약한 토네이도를 만들기도 한다.

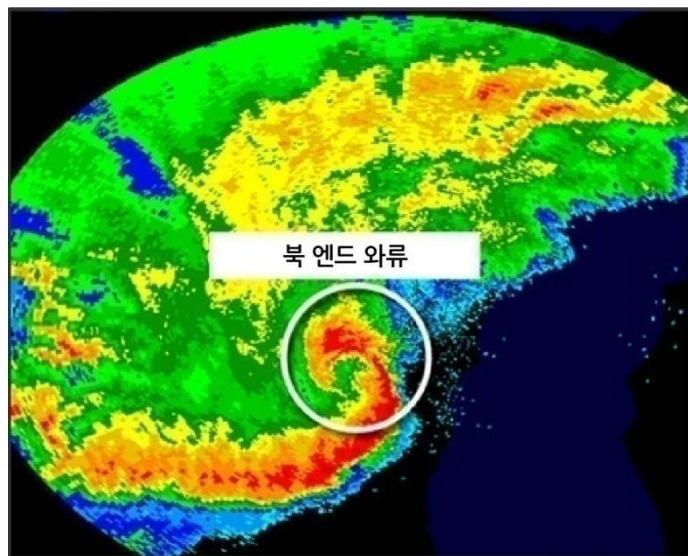
활 에코(Bow Echo)는 다양한 형태로 발달하는데 가장 잘 알려진 형태가 독립된 대류성 셀이나 작은 대류선이 점점 휘어져 콤마형태를 가지는 경우가 있는데 이를 북엔드 와류(Bookend Vortices)라고 부른다. 북엔드 와류(Bookend Vortices)의 북쪽에는 저기압 형태가 남쪽에는 고기압 형태로 말리는 모양을 가진다.

일반적인 형태는 그림 8.16에서 보이는 것과 같이 북쪽에서 저기압성 소용돌이를 가지는 형태이다. 북엔드 와류(Bookend Vortices)는 후방유입노치가 아주 강하게 발달된 형태로 볼 수 있다. 북엔드 와류가 나타나는 지역에서는 강한 돌풍이 발생하기도 하고 강한 대류활동이 일정한 지역에 연속적으로 발생하기 때문에 바람과 강수로 인한 인적 물적 피해가 크게 발생하기도 한다.

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들



[그림 8.15] 레이더에 관측된 후방유입노치



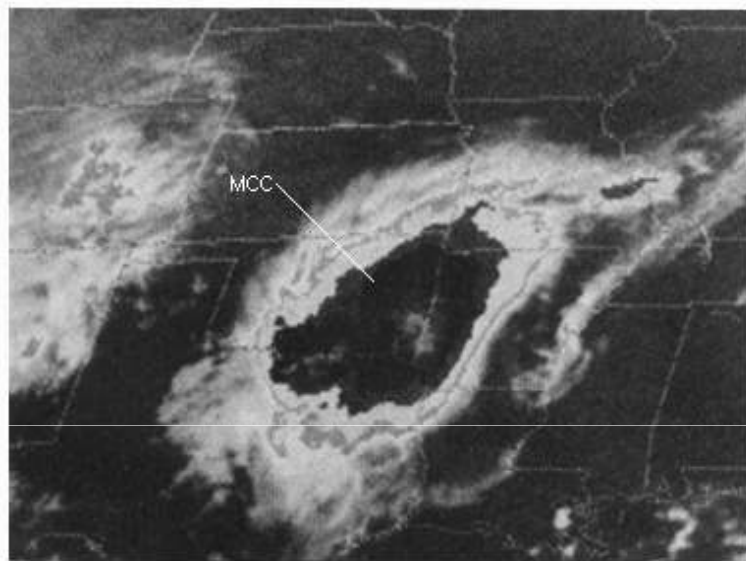
[그림 8.16] 레이더에 관측된 북엔드와류

8.2.3 중규모대류복합체

중규모대류복합체(MCC; Mesoscale Convective Complexes)는 중규모 대류계 현상 중에서 비교적 큰 규모를 가지고 있어서 레이더 관측 보다는 위성 영상을 통해서 관측이 가능하다(그림 8.17 참조).

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

실제로 중규모대류복합체는 1982년 Maddox가 적외 영상의 운정온도 분석을 통해서 [표 8-2]에서 정한 범주에 드는 현상을 중규모대류계(MCSs)와 구분되는 중규모대류복합체(MCC)로 정의하면서 관심을 받기 시작했다. 기본적으로 중규모대류복합체로 정의되기 위해서는 대류권계면 고도까지 높게 성장해서 퍼져나간 대류운 최상부의 운정온도가 정해진 영역 이상이고, 그 유지 기간이 6시간 이상이며, 원형에 가까워야 한다는 비교적 세부적인 조건에 부합되어야 한다.



IR satellite image for 1200 UTC 7 July 1982.

Modified from Menard and Fritsch, 1989

[그림 8.17] 전형적인 중규모대류복합체의 위성 영상
(Houze, R. A., Jr. (2004), Mesoscale convective systems, Rev. Geophys.)

[표 8.2] 중규모대류복합체의 정의

구분	특성
크기 조건	A : 위성 영상에서 구름 최상부 운정온도가 -33°C 이하인 영역이 10^5 km^2 이상의 크기를 가짐 B : 운정온도 -33°C 이하인 부분 내부에 -52°C 이하인 영역이 $0.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ 의 크기를 가짐
발생	크기 조건 A와 B가 처음으로 만족 할 때
기간	크기 조건 A와 B가 6시간 이상 지속
최성기	운정온도 -33°C 이하인 구름층의 크기가 최대에 도달할 때
형태	최성기에 도달했을 때의 최대축과 최소축 사이의 이심률이 0.7 이상으로 원형에 가까울 것
소멸	크기 조건 A와 B가 더 이상 충족되지 못할 때

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

중규모대류복합체(MCC)는 대류 활동의 역학적 발달기구, 중규모복합체 자체의 운동 특성 등에 따라 크게 2가지 형태로 분류 할 수 있다.

첫 번째 형태는 전선대나 경합 불안정 구역과 같은 중규모 강제력에 의해서 하층의 중규모 잠재 불안정 상태의 공기 덩어리가 상층으로 상승하면서 발생하는 중규모대류복합체를 나타낸다.

두 번째 형태는 순압 불안정 구역에서 지표면 부근에 중심을 둔 콜드 풀(Cold Pool)과 연직 바람 시어의 복합 작용으로 지표면 부근의 습윤한 공기가 상승하면서 발생한 대류 활동과 대류운 내부의 역학 작용에 의해서 연직으로 강하게 발달하는 중규모대류복합체를 의미한다. 따라서 첫 번째와 두 번째 중규모대류복합체를 구분하는 기준은 중규모대류복합체를 만들어 내는 강한 대류활동의 강제력이 중규모 혹은 대규모 강제력에 의한 것인지 아니면 중규모 운동과 대류운 내부의 물리과정에 의한 것인지에 따라서 구분된다고 할 수 있다.

중규모대류복합체(MCC) 는 전 세계 어디에서나 관측되는 현상이기는 하지만 일반적으로 육지에서 주로 발생하고, 동서로 길게 늘어져 있는 편서풍 혹은 편동풍 구역에서 주로 발생하며, 남북으로 길게 늘어 선 산맥의 풍하측에서 자주 발생한다는 특성을 가지고 있다. 따라서 깊은 습윤 대류에 의해서 뚜렷한 형태를 가지는 중규모대류복합체가 주로 발생하는 지역은 스킨의 발생이 잦은 미국 남동부와 아마존 강 부근으로 대표될 수 있다.

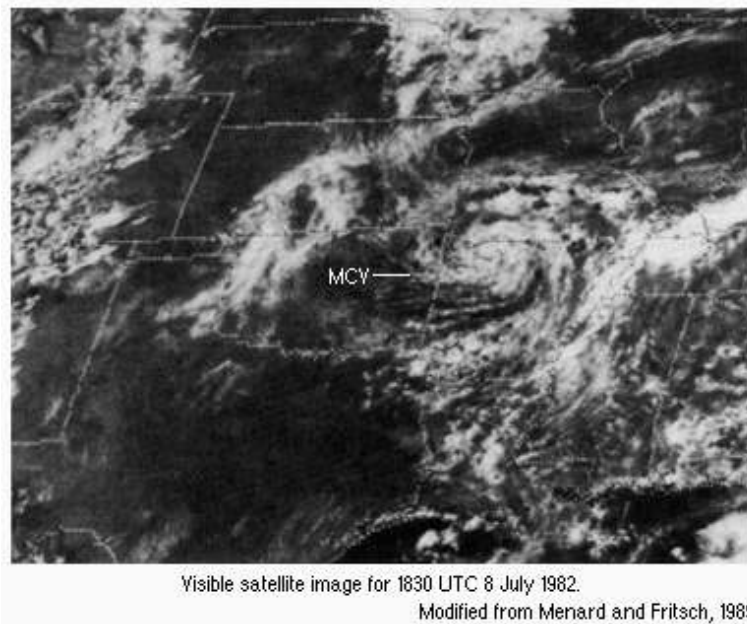
8.2 중규모대류계에 동반된 현상들

한반도 상공에서 중규모대류복합체(MCC)가 형성된 것을 관측했다는 주장을 하는 경우가 종종 있지만 가끔 중국 동해안이나 서해상에서 원형에 가까운 강한 대류운이 관측되기는 하지만 이들 구름들은 한반도에 상륙하면 그 형태나 강도를 급격하게 잃어버리기 때문에 완전한 형태의 중규모대류복합체라고 할 수 없다.

중규모대류복합체(MCC)의 또 다른 중요한 특성은 대부분의 중규모대류복합체가 야간 사이에 발생한다는 것이다. 뇌우 구름이 처음 발생하는 시기는 주로 오후 중반이나 늦은 오후이지만 중규모대류복합체의 정의에 부합할 정도로 성장하는 시기가 주로 야간이고 야간 사이에 유지된 이후에 주간에 들면서 점차 소산되는 특성을 가진다. 이러한 특성이 나타나는 것은 야간 동안 구름 최상부에서의 복사 냉각이 활발하게 발생하는 반면 구름 하부에서는 지구 복사의 흡수에 의해서 가열이 발생하면서 구름 상하부 사이의 정적 안정도가 깨어지기 때문인 것으로 알려져 있다.

중규모대류복합체가 소산되는 단계에서는 스콜선과 마찬가지로 넓은 층운형 강수 구역을 포함하는 형태로 바뀌게 된다. 중규모대류복합체가 쇠퇴기에 접어드는 단계에서는 지표면 부근과 모루구름 부근에서는 발산하는 고기압성 순환이 발생하고, 중층에서는 수렴하는 저기압성 순환이 발생한다. 마치 레이더 영상에서 나타나는 북엔드 와류와 비슷한 형태의 구름이 위성에서 관측되는데 이러한 대기 중층의 저기압성 순환을 중규모대류소용돌이(MCV; Mesoscale Convective Vortex)라고 부른다(그림 8.18 참조).

8.2 중규모대류계에 동반된 현상들



[그림 8.18] 그림 8.17의 MCC가 소산된 이후에 그 지역에서 발생한 MCV 위성 영상 (Houze, R. A., Jr. (2004), Mesoscale convective systems, Rev. Geophys.)

집중호우(Heavy Rainfall)에 대한 명확한 정의는 확립되어 있지 않지만 일반적으로 한 시간에 30mm 이상이나 하루에 80mm 이상의 비가 내릴 때, 또는 연강수량의 10%에 상당하는 비가 하루에 내리는 정도를 집중호우라고 말한다. 레이더 기상학에서 반사도와 시간당 강수량에 관한 계산식에 사용되는 상수의 선택에 따라 차이가 나겠지만 한 시간에 30mm 이상의 강수가 내리기 위해서는 적어도 45dBZ 이상의 반사도를 가진 대류성 스톰(Convective Storm)들이 발생해야 한다.

8.3 중규모대류계와 집중호우

비교적 좁은 지역에 집중호우를 일으킬 수 있을 정도의 기상 현상은 전선, 태풍, 불안정 등 다양한 원인이 환경으로 작용한다고 하더라도 좁은 지역에 강한 가진 대류성 스톰(Convective Storm)들이 일정한 시간 이상 영향을 미쳐야 한다는 것을 의미하고 풍부한 수증기 공급, 대기 불안정, 강한 상승 운동, 느린 이동 속도 등과 같은 필요충분조건을 모두 만족시킬 수 있는 기상현상은 중규모대류계 밖에 없다고 할 수 있다. 특히 한반도와 같은 좁은 지역에서 돌발적으로 발생하는 집중호우는 강한 선형 대류를 동반하는 중 규모 대류계와 관련되어 있지 않은 경우가 거의 없다고 할 수 있다.

8.3.1 집중호우 결정 요소들

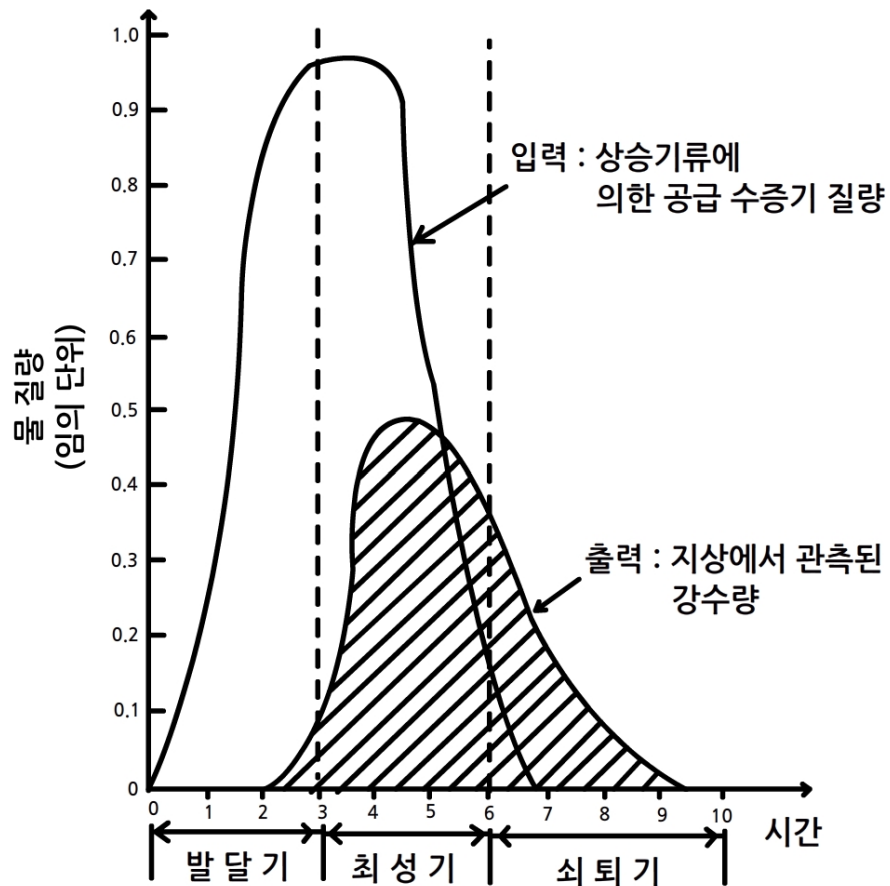
중규모대류계와 집중호우와의 상관관계를 강수량과 강수 강도와 기간과의 관계식을 통해서 살펴보기로 하겠다. 일반적으로 강수량(P ; Precipitation Amounts)은 강수 강도(R ; Rate)와 지속 시간(D ; Duration)의 곱셈의 식 ($P = RD$)에 의해서 결정된다. 즉 집중호우가 위해서는 일정한 강도 이상의 비가 일정한 시간 이상 동안 내려야 한다는 것을 의미한다. 강수 강도를 결정하는 요소로는 스톰 발달 단계에서 스톰 내부의 상승기류에 동반되어 강수를 만들어줄 수증기량과 스톰의 구조 그리고 강수 과정 등을 들 수 있고, 지속 시간은 전체 시스템의 상대적인 이동 방향과 전파 벡터 등에 의해서 결정된다.

8.3.1.1 공급 수증기량

강수 강도(R) 결정하는 요소 중에서 가장 먼저 고려해야 할 요소가 대류성 스톰이 만들어지는 과정에서 공급되는 수증기 질량이다. 그림 8.19는 공급 수증기량과 지표면에 떨어지는 강수량의 상관 관계를 보여주는 그래프이다. 중규모대류계 내부의 대류성 스톰들이 발달하는 단계에서 강한 상승기류를 따라 많은 수증기가 공급되게 된다. 물론 이 단계에서 대류성 스톰 내부에는 상승기류만 존재할 가능성이 높기 때문에 지표면에 떨어지는 강수량은 거의 없을 것이다.

8.3 중규모대류계와 집중호우

대류성 스톱이 최성기에 도달하게 되면 상승기류에 의해서 공급된 많은 수증기가 수적으로 변해서 하강기류와 함께 지표면에 많은 비를 내리게 한다. 쇠퇴기에서 더 이상 수증기 공급은 없지만 강수의 강도는 하강기류가 완전히 사라지기 전까지 일정한 기간 동안 유지되게 된다. 그림 8.19에서 초기 공급되는 수증기의 양이 많으면 많을수록 지표면에 도달하는 강수 입자의 양이 많음을 알 수 있다.



[그림 8.19] 공급 수증기 질량과 지표면 강수량 관계 그래프

8.3 중규모대류계와 집중호우

8.3.1.2 대류성 스톰의 구조와 강수 과정

두 개의 가진 대류성 스톰(Convective Storm)의 절대적인 높이가 비슷하더라도 그 스톰의 전체적인 무게 중심이 하부에 있는지 상부에 있는지에 따라서 강수의 강도는 차이가 발생하게 된다.

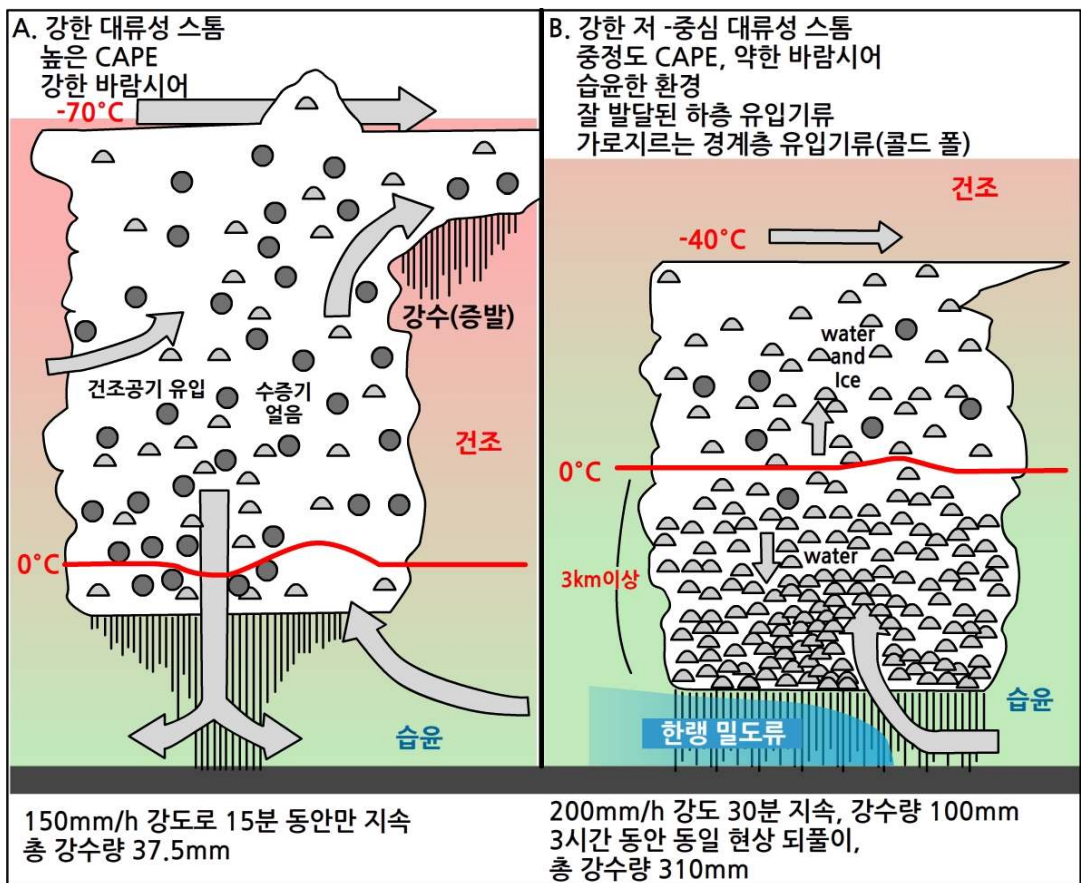
그림 8.20의 좌측 스톰 단면도는 높은 대류가용잠재에너지와 큰 연직 바람 시어에 따라 대류성 스톰이 연직으로 강하게 성장하면서 스톰의 최하층이 지상으로부터 일정한 높이에서 시작된 일명 ‘상승 대류(Elevated Convection)’의 전형적인 모습을 보여주고 있다. 이것은 보통 미국 본토에서 늦은 봄과 초여름에 자주 발생하는 형태의 스톰을 높은 대류가용잠재에너지가 있고 많은 수증기를 함유하고 있다고 하더라도 자유대류고도(LFC; Level of Free Convection)가 높기 때문에 일정한 규모 이상의 강한 수렴이 필요하다.

또한 대류성 스톰(Convective Storm)의 하부에서 빙결고도 까지 충분한 공간을 확보하고 있지 못하게 때문에 상대적으로 많은 얼음 알갱이를 포함하고 있게 되고, 대류성 스톰(Convective Storm)의 주변 대기로부터 건조한 공기가 유입됨과 동시에 상층의 증발에 의해서 절대 강수 입자의 질량이 구름 내부에서 감소하게 된다. 이렇게 연직으로 강하게 발달하는 대류성 스톰(Convective Storm)의 경우에는 순간적인 강수 강도는 높더라도 지속 시간이 짧기 때문에 실제적인 강수 강도 즉 효율성이 크게 떨어지는 약점을 가지고 있다

8.3 중규모대류계와 집중호우

반면 그림 8.20의 오른쪽 대류성 스톰(Convective Storm)의 경우에는 지표면에서 가까운 곳에 스톰의 최하층이 존재하고 있기 때문에 스톰 최하층과 빙결 고도 사이에 충분한 공간이 확보되어 있고 상대적으로 상승기류가 약하기는 하지만 대기 하층의 수증기가 충분히 공급될 수 있는 장점을 가지고 있다. 따라서 구름 내부에는 다양한 크기의 강수 입자들이 높은 밀도를 가지고 존재할 수 있는 조건을 가지게 된다.

또한 일단 하강기류에 동반되어 강수가 시작된 이후에도 차갑고 밀도가 높은 공기 덩어리가 콜드 풀(Cold Pool)을 형성해서 스톰 방향으로 지속적으로 수증기를 공급할 수 있기 때문에 상대적으로 오랜 시간 동안 강수 현상이 유지될 수 있기 때문에 강수의 강도 즉 효율성이 증가하게 된다. 이러한 형태의 연직 구조는 곧 강수 과정의 차이를 유도한다.

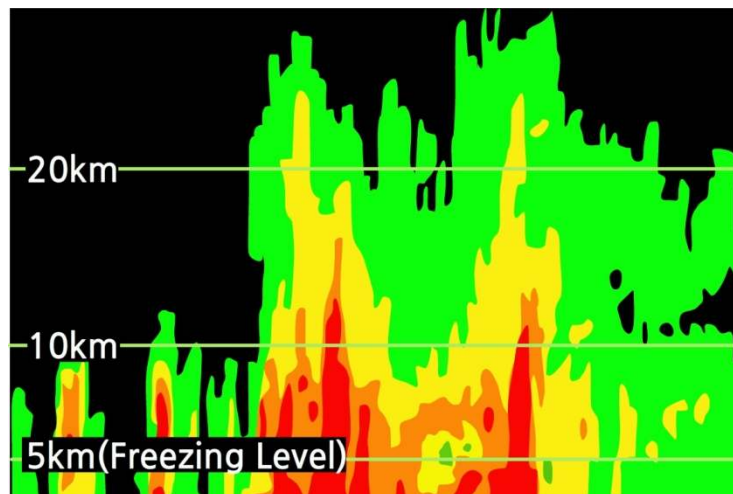


[그림 8.20] 높은 무게 중심을 가지는 대류성 스톰(좌)과 낮은 무게 중심을 가지는 대류성 스톰(우)에서의 강수량 차이

8.3 중규모대류계와 집중호우

그림 8.21은 상승대류에 의해서 연직으로 강하게 발달한 대류성 스톰(Convective Storm)의 레이더 반사도 연직 단면도이다. 강한 상승 기류에 의해서 연직 20km 고도 이상으로 발달한 대류성 스톰 내부의 셀들을 관찰할 수 있다. 또한 대부분의 대류성 스톰(Convective Storm)의 중심이 빙결고도 보다 높은 곳에 위치하고 있음을 알 수 있다.

따라서 빙결고도 이상의 높은 반사도 구역은 강수 입자에 의한 것이라고 보다는 비와 얼음 알갱이 혼합물에 의해서 나타나는 것이라고 할 수 있다. 이렇게 대류성 스톰(Convective Storm) 전체의 질량 중심이 대기 상부에 위치하고 있으며 대부분의 강수 과정이 차가운 비(Cold Rain) 과정에 의해서 형성되고, 상대적으로 높은 반사도를 가진다고 하더라도 구름 내부 수적의 밀도가 낮기 때문에 강수 효율이 떨어지는 결과를 초래한다.

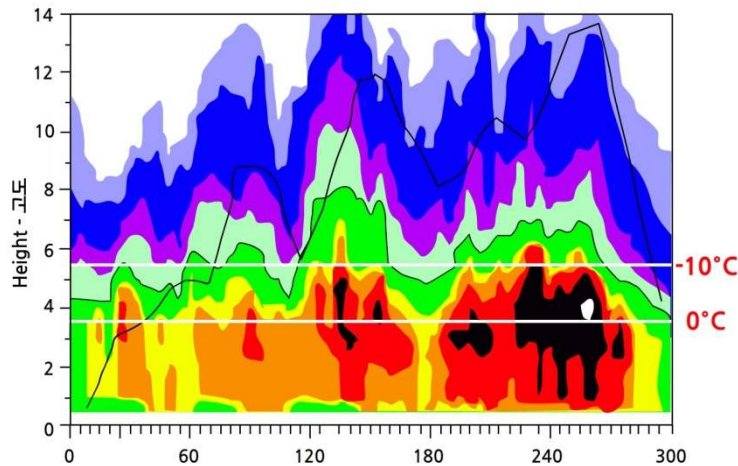


[그림 8.21] 높은 무게 중심을 가진 대류성 스톰 단면도 예시

8.3 중규모대류계와 집중호우

반면 그림 8.22의 경우에는 대부분의 강한 반사도를 가지는 구역이 빙결고도 이하에서 적어도 -10°C 고도 이하에 위치하고 있는 것을 알 수 있다. 이렇게 연직으로 구름 내부의 온도가 영상인 따뜻한 구름 층이 3~4km 이상 분포하고 있으면 구름 내부에는 구름 물량의 농도가 아주 높게 나타나게 되고 구름 입자의 크기 분포가 다양하기 때문에 강수 과정이 따뜻한 비(Warm Rain) 과정의 충돌과 병합(Collision-coalescence)을 통해서 강수 입자가 충분한 크기로 성장할 수 있어서 강수 효율이 아주 높은 특성을 가지게 된다.

예보관들은 중규모대류계에 동반된 강한 대류성 스톰이 자신의 관할 지역으로 유입되는 경우에 반사도의 연직 분포와 스톰의 질량 중심의 위치를 적절히 파악해서 실제 지상으로 떨어지는 강수의 강도를 적절히 판단하고 대처할 필요가 있다.



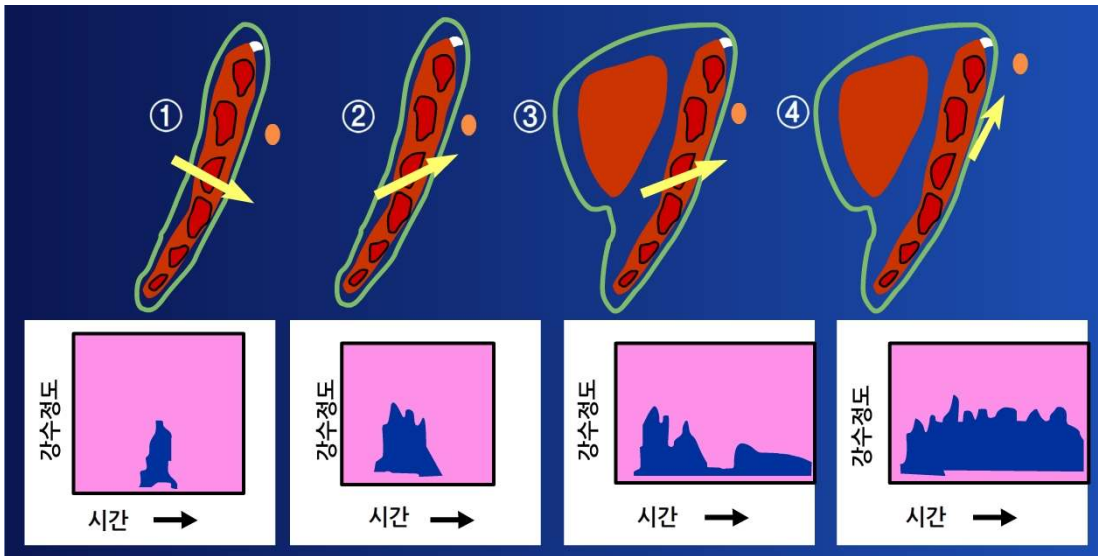
[그림 8.22] 낮은 무게 중심을 가진 대류성 스톰 단면도 예시

8.3.1.3 대류성 스톰의 이동 방향과 전파 벡터

강수 강도 못지않게 한 지점의 총 강수량을 결정하는 요소가 전체 대류계의 이동 방향이다. 그림 8.23은 거의 동일한 형태의 스콜선을 가지는 중규모대류계가 관측 지점(노란색 점)을 지나 이동하는 형태에 따른 누적 강수량 분포를 보인 것이다.

8.3 중규모대류계와 집중호우

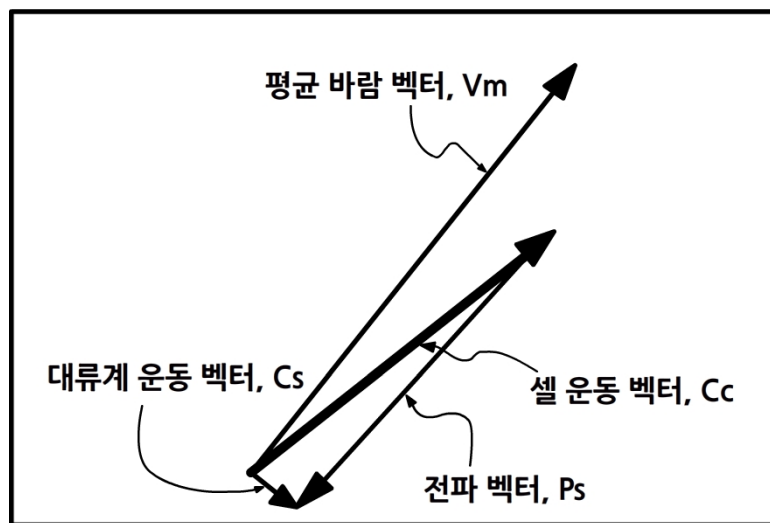
전면의 대류성 스톱 구역의 강도가 비슷하다고 가정할 때,
 ①의 경우에는 강한 대류성 강수가 아주 짧은 시간 동안 관측소를 통과하기 때문에 전체 강수량은 큰 피해를 야기할 정도는 아니다.
 ②의 경우 또한 대류성 스톱이 관측소를 지나가는데 걸리는 시간이 ①에 비해서는 상대적으로 길기 때문에 상대적으로 많은 강수량이 관측되겠지만 크게 위험하지는 않을 것이다.
 ③번의 경우는 전방에 발달한 대류성 스톱 구역이 존재하고 그 후방에 층운형 강수 구역이 위치하는 전형적인 스콜선에서의 강수 에코 구조를 보여주고 있다. 그런데 아래의 강수량 분포를 보면 전체 강수 지속시간에 비해서 총 강수량이 많지는 않은 것을 알 수 있다.
 가장 위험한 경우가 ④와 같이 중규모대류계의 이동방향이 관측지점과 나란해서 대류성 스톱들이 지속적으로 유입되는 경우로 집중호우로 인한 돌발 홍수 발생 가능성이 매우 높은 경우에 해당하게 된다.
 중규모대류계의 단순한 이동뿐만 아니라 예보관들이 중규모대류계에 의한 집중호우 가능성을 판단할 때 놓치지 말아야 할 요소가 대류계의 전파(Propagation) 벡터 방향에 대한 정확한 인식이다.



[그림 8.23] 중규모대류계의 이동 방향과 강수량 분포
 (1995 Deswell, Sever Convective Storms, AMS)

8.3 중규모대류계와 집중호우

그림 8.24의 왼쪽 위성 영상은 한반도 중부지방에 집중호우를 야기한 중규모 대류계를 연속적으로 보여주고 있다. 처음 경기만 부근에서 발생한 중규모 대류계가 발달한 후면에 연속적으로 새로운 중규모대류계가 발생하고 결국은 여러 개의 중규모대류계가 병합되어 큰 선형 구름 무리를 형성하면서 천천히 남쪽으로 이동하는 과정을 잘 보여주고 있다. 같은 시간 레이더에서 관측된 50dBZ 이상의 대류성 스톱 영역(채색)은 전체적인 대류선이 남쪽으로 이동하는 과정에서도 지속적으로 동쪽으로 이동하고 있는 형태를 잘 보여주고 있다.



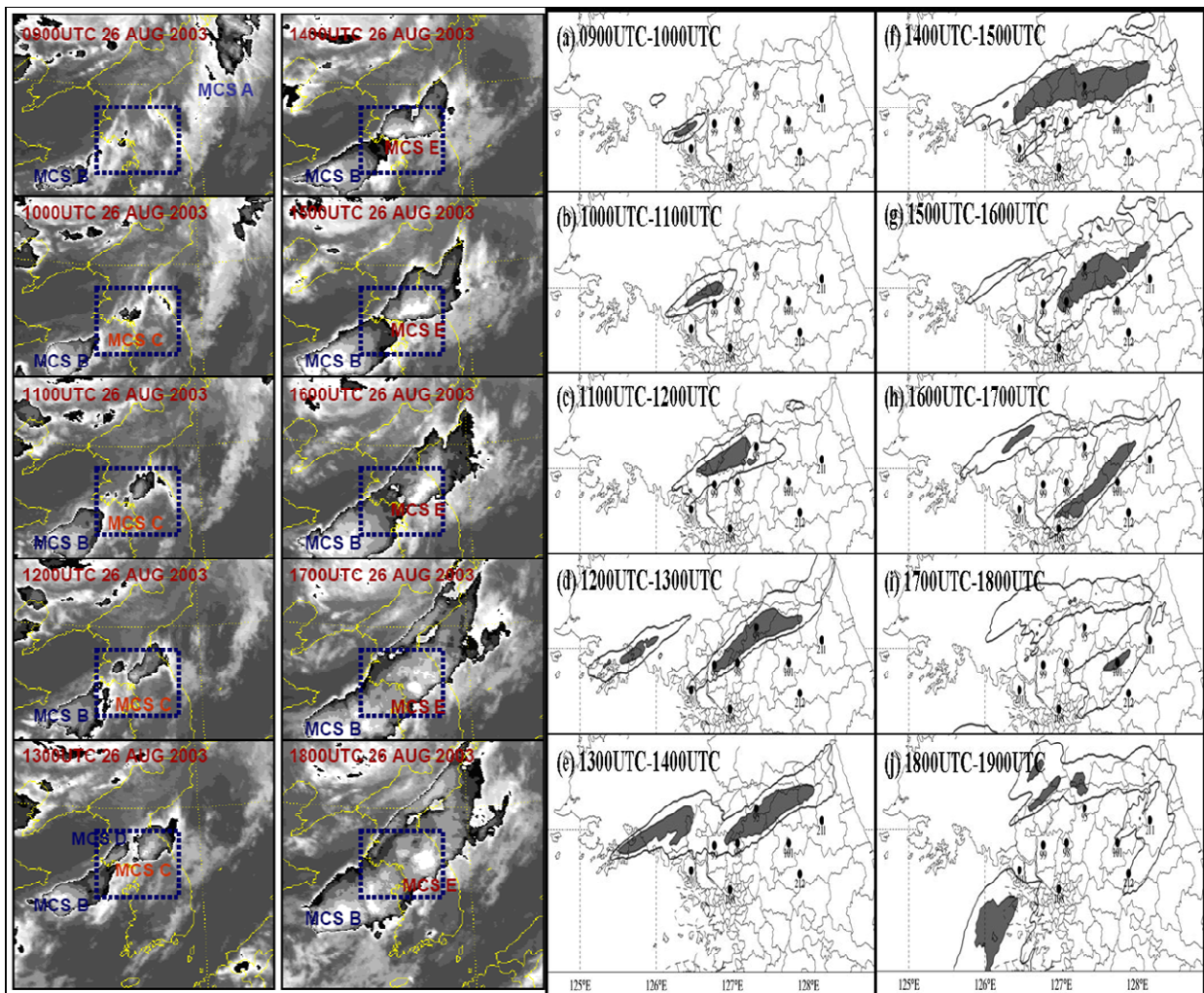
[그림 8.24] 스톱 전파 벡터 개념도

그림 8.25와 비슷하게 위성 영상과 레이더 에코 영상을 통해 중규모대류계를 구성하는 각각의 대류성 셀들의 이동 벡터 방향(C_c)은 동쪽으로 향하는 반면 전체 시스템이 남쪽으로 이동(C_s)하는 상황에서 두 개의 벡터 차이를 스톱 전파 벡터(P_s)라고 부른다. 스톱 전파 벡터의 방향은 중규모 스톱에 대한 상대적인 유입 기류의 방향과 새로운 스톱 셀이 발생하는 위치가 어느 방향인지에 관한 정보를 제공한다. 전체 위성 영상과 레이더 에코의 이동을 보지 않아도 예보관들은 앞의 몇 시간 동안의 각 벡터들의 이동 방향을 통해서 새로운 스톱들이 연속적으로 중규모대류계의 후방에서 연속적으로 발생할 수 있음을 인지할 수 있어야 한다.

집중호우를 야기하는 중규모대류계에서 전파 벡터의 방향이 집중호우와 어떤 상관관계를 가지는지 그림 8.26을 통해서 알아보기로 하자. 집중호우를 야기하는 중규모대류계가 형성되는 초기(좌측)에는 대류성 스톱의 전방에 중규모 수렴구역이 형성되면서 연속적으로 새로운 스톱이 발생하는 전형적인 전방 전파(Forward Propagation) 형태를 가지고 있다.

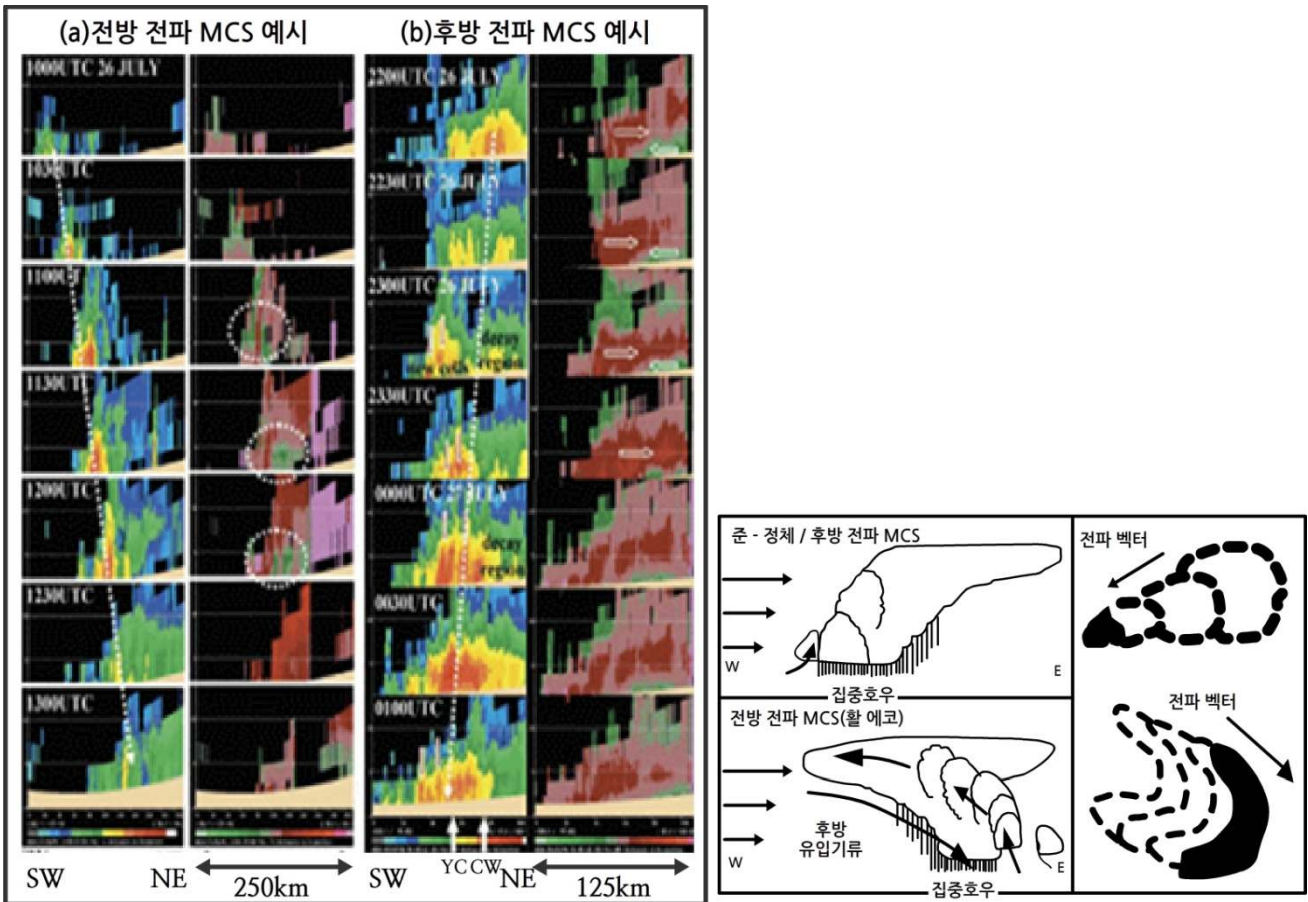
8.3 중규모대류계와 집중호우

전방 전파 형태는 상대적으로 이동 속도가 빠르고 새로운 지역에 대류성 스톰들을 형성하기 때문에 국지적인 집중호우가 발생하기 힘들다. 이에 반해 중규모대류계가 일정하게 발달해서 선형 대류계를 형성한 이후(우측)에는 새로운 스톰들이 이전에 발생한 스톰의 후방에서 연속적으로 발생해서 동일한 지역(YC, CW)에 지속적인 강한 대류성 강수를 유도하고 있는 모습을 잘 보여주고 있다. 이러한 형태의 스톰 전파를 준-정체(Quasi-stationary) 혹은 후방 전파(Backward Propagation)라고 부르며 동일한 지역에 지속적인 집중호우를 유도하는데 유리한 형태이다. 중규모대류계와 집중호우의 상관 관계를 정확하게 이해하기 위해서는 중규모대류계를 형성하는 스톰들에 유입되는 수증기량과 스톰의 구조 그리고 강수 과정 등에 대한 이해와 대류계 전체의 이동 방향과 전파 벡터의 방향에 대한 종합적인 이해가 필요하다.



[그림 8.25] 집중호우 동반 중규모대류계의 위성 영상(좌)과 레이더 에코 분포(우)
(HW Kim, DK Lee - Weather and forecasting, 2006)

8.3 중규모대류계와 집중호우



[그림 8.26] 전방 전파(좌)와 준-정체/후방 전파(우) 형태를 가지는 중규모대류계의 레이더 반사도 영상과 전파 개념도(오른쪽 하단)

HW Kim, DK Lee - Weather and forecasting, 2006 - journals.ametsoc.org

8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성

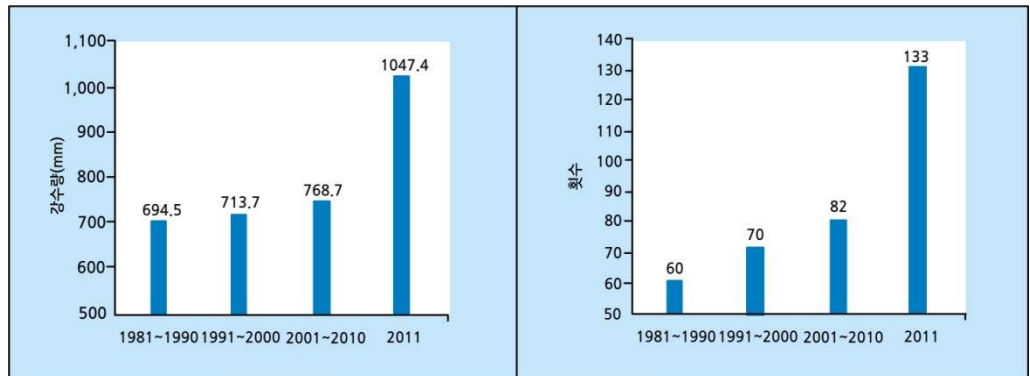
그림 8.27에서 볼 수 있듯이 한반도에서 여름철 강수량이 2000년대 이후 점차 증가하고 있는 가운데, 2011년 이후 급격하게 여름철 강수량이 증가하는 모습을 보이고 있다. 또한 한반도에서 시간당 30mm 이상의 집중호우가 발생하는 빈도도 매우 급하게 늘어나고 있는 모습을 볼 수 있다. 이러한 강수량 변화와 집중호우 발생 빈도의 증가는 중규모대류계의 발생 빈도의 증가와 일치하고 있다.

2012년 기상청에서 발표한 최근 20년 간 가장 큰 피해를 가져온 집중호우 10 가지 모두 여름철 중규모대류계와 관련되어 있음을 잘 보여주고 있다 (최근 20년 사례에서 배운다. 집중호우 Top 10, 2012, 기상청 참조). 또한 2003년에서 2005년 사이에 한반도에서 발생한 집중호우를 야기하는 중규모대류계를 분석한 서울대학교의 연구 결과에 따르면 하계(6월~9월) 한반도에서 발생하는 집중호우를 유도하는 중규모대류계는 장마전선을 포함하는 전선형 중규모대류계(Changma/frontal MCSs), 태풍에 동반되는 열대저기압형 중규모대류계(Tropical MCSs), 그리고 약한 종관환경 중규모대류계(WSE MCS; Weak Synoptic Environment MCSs)로 구분할 수 있다.

이들의 발생 빈도를 보면 전선형 중규모대류계가 45%를 차지하고, 약한 종관 환경 중규모대류계가 40%, 열대저기압형 중규모대류계가 15%의 빈도를 차지한다.

이것은 미국에서 이루어진 연구 결과에서 약한 종관 환경 중규모대류계 76%, 전선형 중규모대류계 31%, 열대성저기압형 중규모대류계 9%와 큰 차이를 보이는데 한반도에서 발생하는 집중호우를 야기하는 중규모대류계에서 장마전선/전선형이 차지하는 비중이 미국에 비해서 높게 나타나는 것은 한반도가 뚜렷한 하계 몬순의 영향을 받는 반면 미국의 경우에는 뚜렷한 하계 몬순 활동이 발생하지 않기 때문으로 분석되며, 약한 종관 환경 중규모대류계에 의한 집중호우가 미국에서 잦은 이유는 로키산맥 동쪽의 대평원에서의 강한 대류 활동, 멕시코 난류의 유입에 의한 잠재 불안정이 크게 작용한 반면 한반도에서는 장마가 종료된 이후 북태평양 고기압의 연변에서 발생하는 중규모 불안정에 의한 중규모대류계의 발생이 주로 발생하기 때문인 것으로 볼 수 있다.

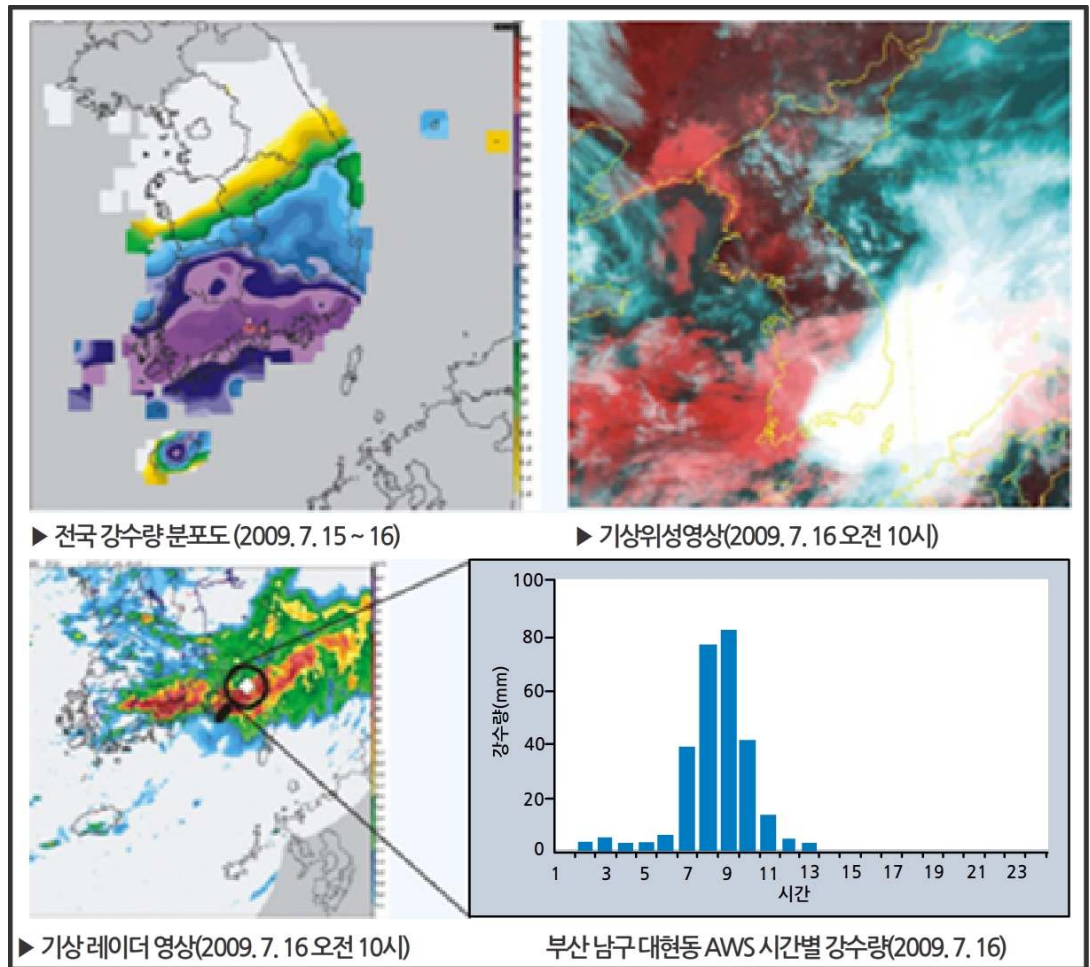
8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성



[그림 8.27] 한반도 여름철 강수량(좌)과 집중호우 발생 빈도(우) 변화 경향
(최근 20년 사례에서 배운다. 집중호우 Top 10, 2012, 기상청)

장마전선을 포함한 전선형 중규모대류계(그림 8.28 참조)는 상층제트, 상층골, 하층제트, 대규모 하층 수렴, 높은 상당온위 공기의 공급, 대기 중층상대와의 중심 접근 등과 같이 중규모대류계를 유도할 만큼 강한 상승 운동을 만들어 낼 수 있는 종관규모 강제력이 거의 완벽하게 형성된 과정에서 발생하는 특성을 가지고 있다. 이러한 형태의 중규모대류계는 종관규모 강제력이 뚜렷하기 때문에 일반적인 기상 분석과 중규모 수치예보 모델에서 비교적 잘 모의하기 때문에 예보하기가 상대적으로 쉬운 장점을 가지고 있다.

8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성



[그림 8.28] 장마전선에 동반된 전선형 중규모대류계 예시 (최근 20년 사례에서 배운다. 집중호우 Top 10, 2012, 기상청)

8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성

또한 열대성 저기압에 동반되는 중규모대류계(그림 8.29 참조)의 경우도 태풍의 진로 예보에 크게 좌우되는 경향을 보이기는 하지만 최소한 24시간 전에는 어느 지역에서 강한 중규모대류계가 형성되고 집중호우가 발생할 가능성이 높은 지에 대한 충분한 정보를 얻을 수 있다.

이에 반해서 약한 종관 환경 중규모대류계(그림 8.30 참조)는 상대적으로 뚜렷한 종관규모 강제력에 대한 분석과 판단을 위한 정보가 부족하고 국지성이 매우 크기 때문에 중규모 수치예보 모델에서도 사전에 정확하게 예측하기 곤란해서 예보관들에게 큰 도전 과제가 되는 현상이다.

그림 8.30은 2011년 7월 26일에서 27일 사이에 서울지역을 중심으로 발생한 집중호우로 ‘백년 만의 홍수’라고 불릴 정도로 시간당 강수량이 100mm를 넘고 약 20km의 아주 좁은 지역에는 총 강수량이 400mm가 넘는 반면 나머지 지역에서는 100mm 내외의 강수량에 머무르는 등 국지성이 매우 강했다. 실제로 현업 기관들에서 강수 가능성은 예보하였지만 이렇게 강한 집중호우가 발생할 것이라고는 예측하지 못하였으며, 수치예보 모델에서도 강수량과 강수 구역이 큰 오차를 보였다. 그렇다면 어떤 요소를 통해서 중규모대류계에 의한 집중호우를 적절하게 예측할 수 있을까?

종관규모 강제력이 중규모대류계를 일으킬 정도로 강한 정도는 아니라고 하더라도 종관규모 분석을 통해서 충분히 중규모대류계가 발생할 가능성에 대한 정보는 유추할 수 있다. 종관규모 분석에서 예보관들이 중규모 불안정 여부를 쉽게 판별할 수 있는 일기도가 850hPa 혹은 700hPa 상당온위 분석도와 예상도이다.

8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성

상당온위의 절대적인 값이 얼마인지가 중규모 불안정 정도에 대한 정보를 제공하는 것이 아니기 때문에 얼마나 좁은 지역에 상당온위의 수평 경도가 형성되어 있는지 면밀하게 분석하여야 한다. 좁은 지역에 높은 상당온위 수평 경도가 형성되면 이 지역에 잠재 불안정이 강화되고 있음을 인지할 수 있다. 종관규모 분석에서 중규모 불안정이 형성될 가능성이 높은 것으로 분석되었다면 면밀히 분석해야 할 요소가 중규모 불안정 요소들이다(그림 8.31 참조).

중규모 불안정 여부를 판단하기 위해서 면밀히 분석해야 할 요소들은 대류가용잠재에너지(CAPE), 대류억제에너지(CIN), Showalter 안정도 지수(SSD), 상승응결고도(LCL), 자유대류고도(LFC), 지표에서 500hPa 까지의 평균 습도 등이 있다. 그림 8.31에서 먼저 한반도에서 집중호우를 야기하는 중규모대류계와 관련된 대류가용잠재에너지 값의 분포에 대해서 충분히 이해해야 한다. 먼저 장마전선/전선형과 열대저기압형 중규모대류계의 경우에는 대류가용잠재에너지 값이 500J/kg을 넘는 경우가 거의 없다는 점이다.

반면 약한 종관 환경 중규모대류계의 경우에는 평균값이 1500J/kg을 넘어서고 있다. 이 정도 값 분포는 미국에서의 연구 결과와 잘 일치하고 있다. 따라서 장마철 이후에 북태평양고기압 연변에서 발생하는 불안정에 의한 중규모대류계의 강도를 예측하는 예측 인자로 대류가용잠재에너지를 유용하게 활용할 수 있다.

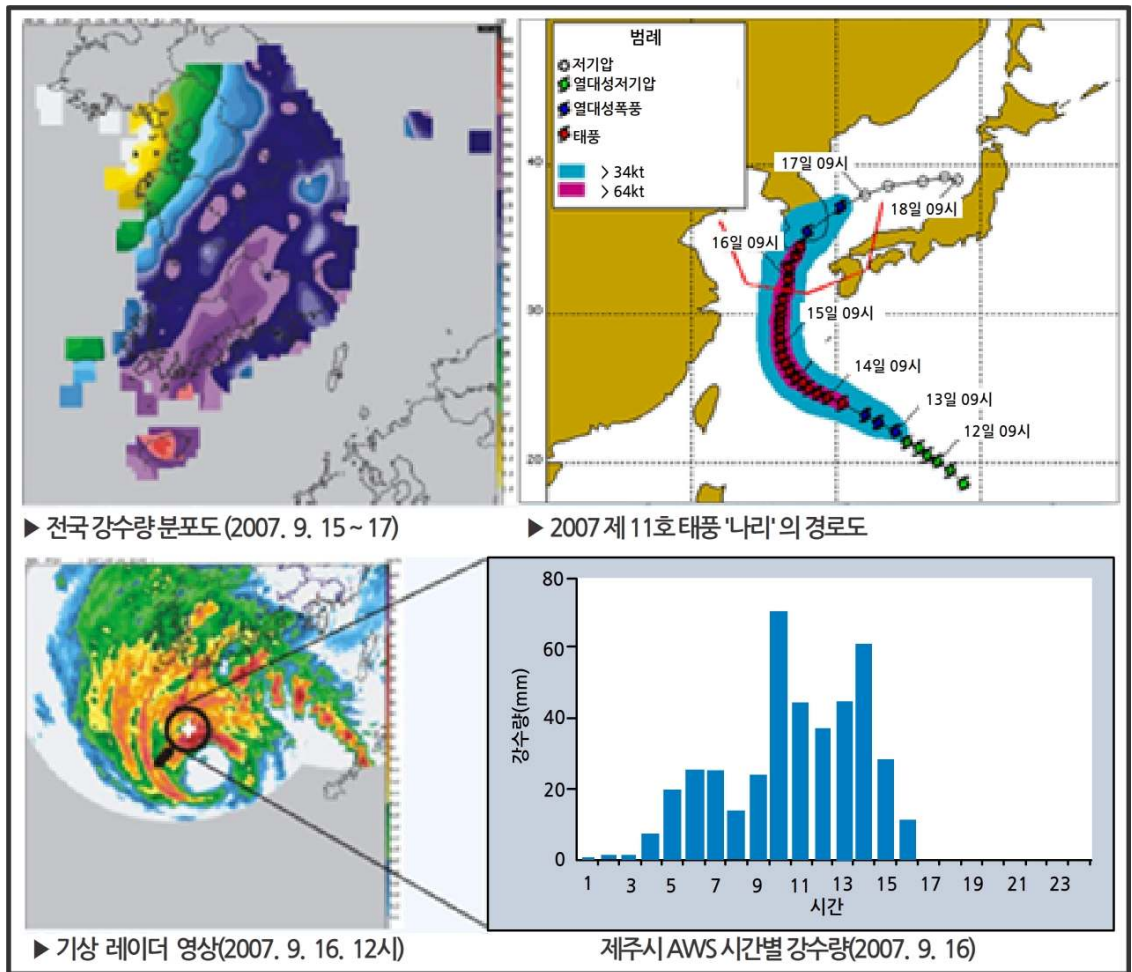
8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성

반면 대류억제에너지는 거의 관측되고 있지 않은데, 미국의 경우에는 이 값이 높아서 강한 지표면 부근에서 강한 중규모 수렴이나 일사에 의한 강제 상승 운동이 중규모대류계의 격렬성을 강화하는데 도움을 주는 것으로 알려져 있지만 한반도에서는 큰 의미가 없는 것으로 분석된다. Showalter 안정도 지수는 모든 경우에 불안정한 영역에 값들이 모여있기 때문에 뚜렷한 판단 인자로 활용하기 곤란한 것으로 보인다.

마지막으로 주목해야 할 요소가 자유대류고도의 높이와 지표에서 500hPa 사이의 상대습도 분포이다. 특히 약한 중관 환경 중규모 대류계의 경우에 자유대류고도의 높이가 300m 부근에 머물러 있다는 점에 주목해야 한다. 미국에서 평균적으로 1.5km 정도의 자유대류고도 분포를 보이는 것과 비교할 때 약한 지표면 부근의 수렴활동과 경계, 지형에 의한 강제 상승 등에 의해서 공기가 조금만 들러 올려지면 아주 강한 대류로 발달할 수 있음을 보여준다.

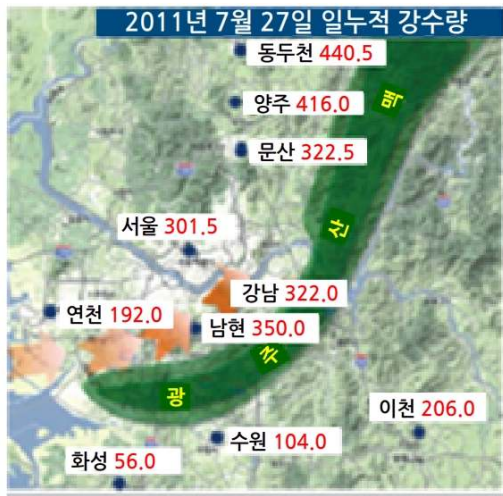
또한 이와 함께 대기 하층에서 중층까지 거의 포화되어 있는 상태이기 때문에 상승운동이 시작된 공기는 쉽게 포화 상태에 이를 수 있고 잠열 방출에 따라 주변 공기 보다 상대적으로 온난하고 밀도가 낮기 때문에 지속적인 상승 운동과 큰 강수 효율을 보일 수 있음을 알 수 있다. 중규모대류계는 정확한 발생 시점과 지역을 예측하기 곤란하기 때문에 예보관들은 모든 가용 자료를 동원해서 면밀하게 분석하고 중규모대류계가 발생할 가능성이 높은 기압 배치에 대해서 지속적인 연구를 통해 스스로 예보척을 만들어 갈 필요가 있다.

8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성

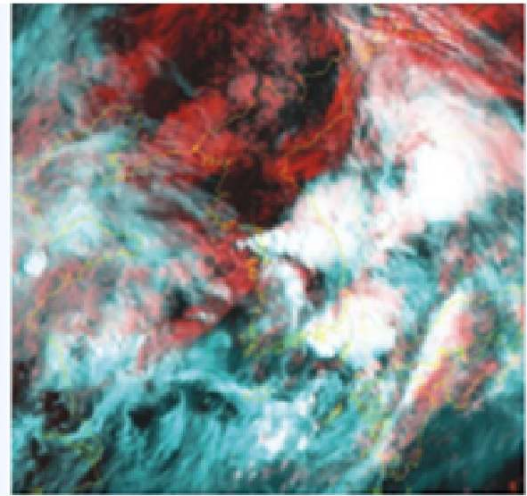


[그림 8.29] 열대성 저기압에 동반된 열대저기압형 중규모대류계 예시 (최근 20년 사례에서 배운다. 집중호우 Top 10, 2012, 기상청)

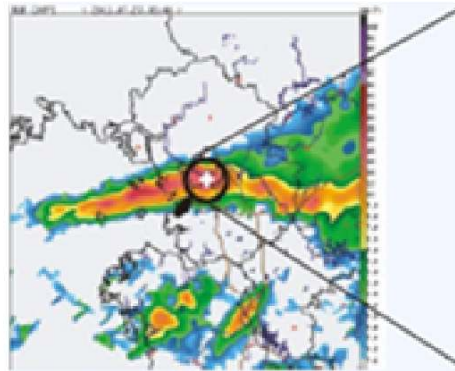
8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성



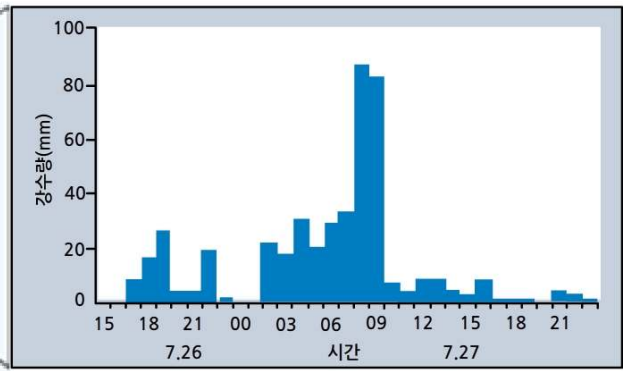
▶ 서울지역 집중호우모식도



▶ 기상위성영상(2011.7.27 오전 08시 45분)



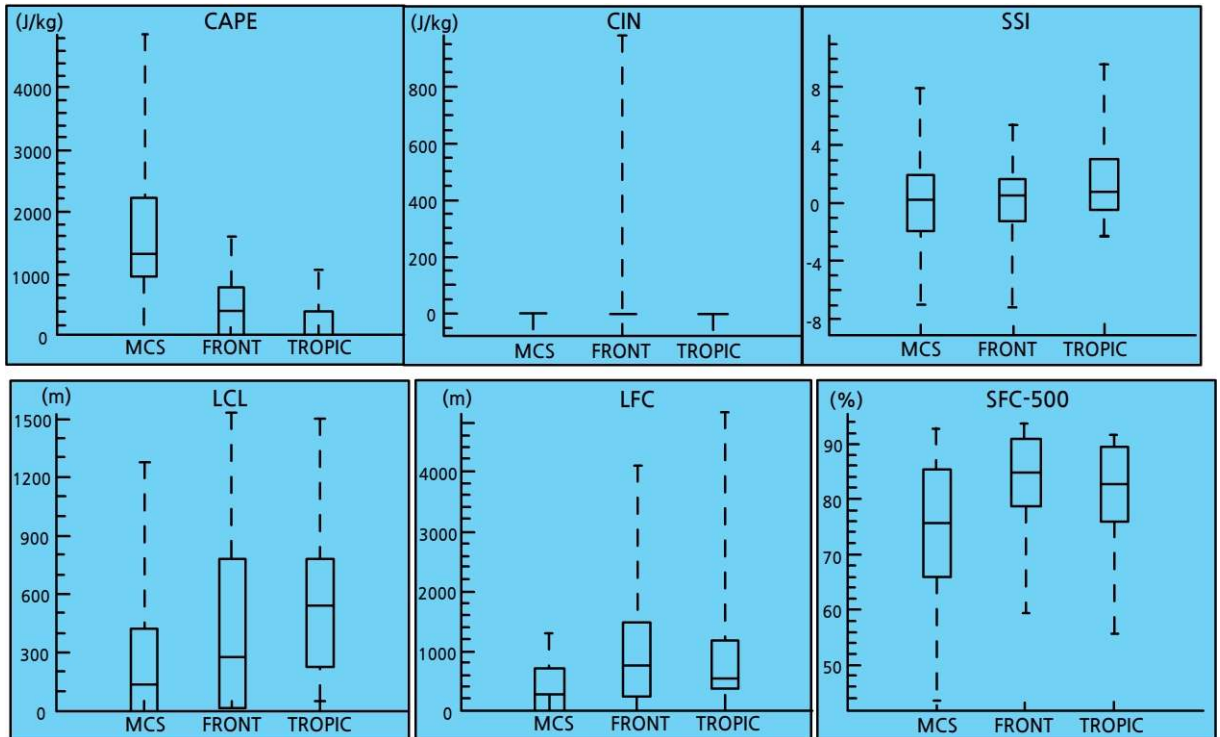
▶ 기상레이더영상(2011.7.27. 오전 8시 40분)



서울 관악구 남현동 AWS 시간별 강수량(2011.7.26 15시~27, 23시)

[그림 8.30] 약한 증관 환경 중규모대류계 예시
(최근 20년 사례에서 배운다. 집중호우 Top 10, 2012, 기상청)

8.4 중규모대류계와 관련된 한반도 집중호우 특성



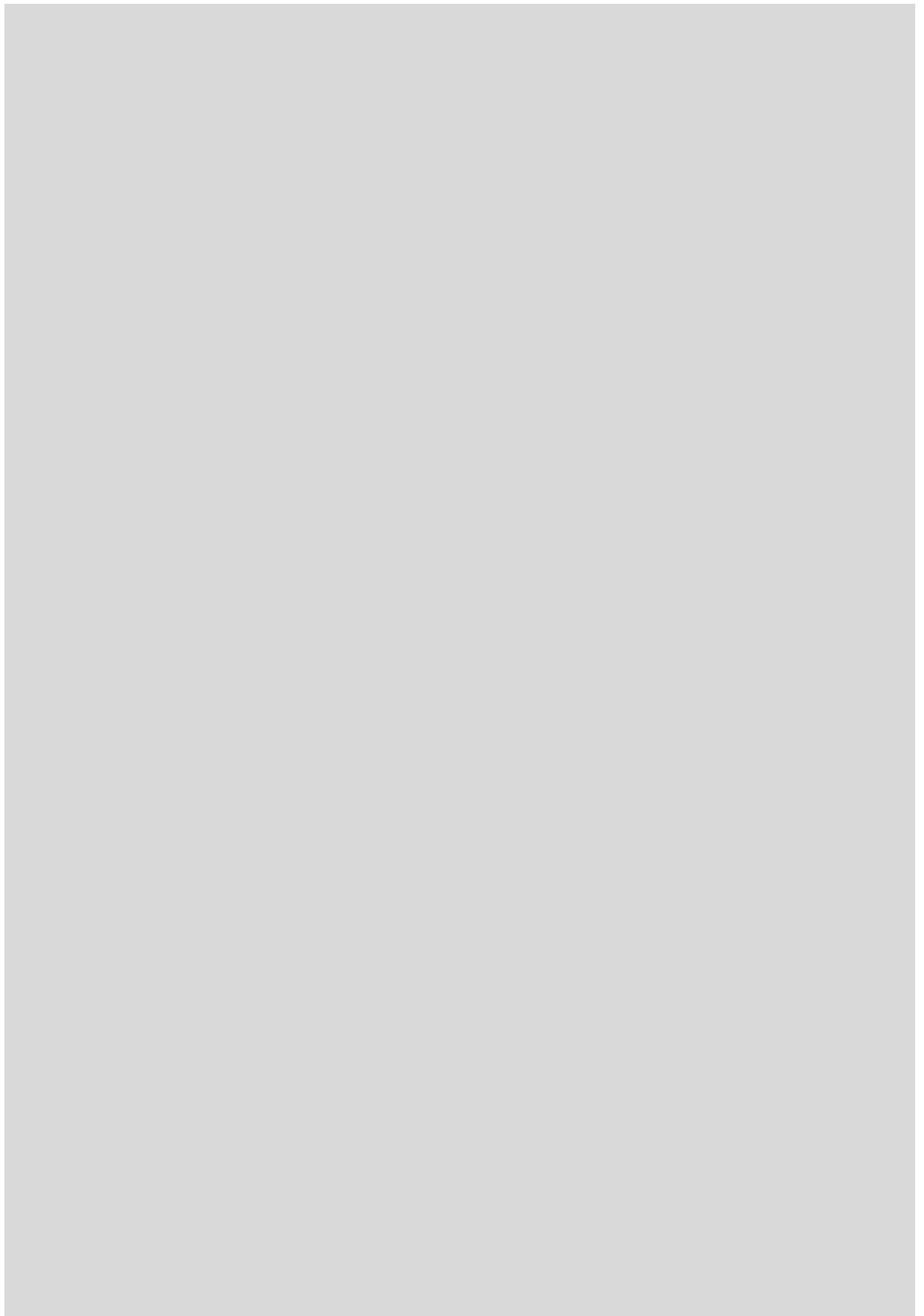
[그림 8.31] 한반도 집중호우를 동반하는 중규모대류계 사례의 중규모 불안정 지수
(2010, 김형우, 서울대학교 박사학위 논문)

연습문제

1. 중규모대류계를 정의하시오.
2. 다중-셀(Multi-cell Line) 뇌우에 대해서 약술하시오.
3. 한반도에서 발생하는 중규모대류계에 의한 집중호우의 특성을 자유대류고도와 상대습도를 통해 설명하시오.

참고문헌

1. 기상청, 2012 : 최근 20년간 사례에서 배우다-집중호우 Top 10
2. 서울대학교, 2010 : 한반도 집중호우를 야기하는 MCS 내부의 대류성 스톰의 발달기구 연구
3. 시그마프레스, 2006 : 대기과학개론
4. AMS, 2001 : Severe Convective Storms
5. Oxford USA, 1992 : Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol II



9장. 등온위면 일기도

- 9.1 등온위면 일기도 개관
- 9.2 등온위면 일기도의 이해
- 9.3 등온위면 일기도 활용 사례



학습목표

- 등온위면을 따라 움직이는 기류의 특성에 대해서 이해한다.
- 등온위면 일기도의 장점에 대해서 이해한다.
- 기상청에서 제공되는 등온위면 일기도를 활용할 수 있다.

9.1 등온위면 일기도 개관

9.1.1 등온위면 일기도 활용 배경

1940년대 초 기압 좌표계로 바뀌기 전 까지 등온위면 분석은 기상현상을 진단하고 예보하는데 광범위하게 사용되었다. 그 이후 등온위 좌표계의 장점과 등온위면 분석 기법은 대학이나 기상관련 관서 모두에서 무시되어 왔다. 1960년대와 70년대에 접어들면서 기상 연구 분야에서 등온위면 분석이 다시 유행하기 시작하였고, 등온위면 분석은 종관규모와 중규모 운동에서의 대기의 흐름을 연구하는데 아주 적합한 것으로 알려지기 시작하였다.

이번 장에서는 실제 현업 부서에서 쉽게 활용이 가능하도록 등온위면 관점과 진단 기법을 소개하도록 하겠다. 등온위면 분석이 현재 광범위하게 사용되고 있는 등압면 분석을 완전히 대체하는 것은 불가능하겠지만 예보자들이 강수 시스템과 관련된 3차원적 흐름을 진단하고 예측하는 보조적인 수단으로 활용 될 수 있기를 기대한다.

종관규모 기압계 연구에서 등온위면 분석의 부침과 재탄생의 역사는 매우 흥미롭게 전개되어왔다. 1930년대 라디오존데의 발명과 함께 상층 관측이 시작되면서 연직 좌표계로 어떤 기상변수를 사용할 것이 기상분석과 예보에 유용한 것인가에 대한 논쟁 또한 가열되었다. 이 시기에 독일 대기과학자들과 일부 유럽국가에서 등압 좌표계를 영국과 미국에서는 등고도 좌표계를 선호하는 경향이 나타나기 시작한다. 그런 가운데 이러한 흐름에 반하여 Rossby와 Namias와 같은 저명한 대기과학자들이 등온위 좌표계의 사용을 강하게 주장하기 시작한다. 그들의 주장의 핵심은 ‘종관규모에 있어서 연직 좌표계를 사용하는 일기도들에 비해서 등고도면 일기도가 실제 공기의 운동을 정확하게 묘사할 수 있고’, ‘온도와 습도 분석을 통해 대기의 요란과 연직 구조를 제대로 파악하는데 등온위면 일기도가 유리하다’라는 것이었다.

Spilhaus는 1938년 미국 기상학회지(Bulletin of the American Meteorological Society)에 발표한 논문에서 조종사가 등온위면을 따라 비행할 수 있도록 “등온위계(Thetameter)를 사용할 필요가 있다는 주장을 제기하였고 이에 따라 미국 기상청은 기상 전보망을 통해서 등온위면 분석에 필요한 정보를 송신하기 시작하였다. 그러나 1940년대 중반에 접어들면서 등온위면 분석에 필요한 정보의 제공은 중단되었고 등압 좌표계가 표준으로 사용되기 시작하였다.

9.1 등온위면 일기도 개관

등압 좌표계가 광범위하게 표준으로 자리 잡게 된 첫 번째 배경에는 2차 세계대전이 있었다. 전쟁이 진행되면서 연합군들 사이에서 공통으로 사용될 연직 좌표계와 분석 절차에 대한 표준을 만들 필요성이 강하게 제기되었고 항공 기상 분야에서 기압고도계가 광범위하게 사용되고 등온위면 바람 분석 요구가 더해지면서 등압 좌표계가 표준으로 굳어지게 된다.

또한 이 시기에는 컴퓨터가 발명되지 않았기 때문에 예보자들은 제한된 예보 시간 내에 등온위면 일기도를 분석하는 것이 어렵고 시간이 많이 걸리는 어려움에 봉착하게 된다. 더욱이 등온위면에서의 지균히름을 정의하는 몽고메리 유선함수가 잘못 계산되어 등온위면에서는 지균히름 법칙이 성립되지 않는다는 사실이 밝혀지면서 등온위면 일기도는 현업 기관에서 더 이상 사용하지 않게 되었다.

그렇지만 등온위면 분석이 가지는 장점이 완전히 사라진 것은 아니었으며 몽고메리 유선함수를 계산하는 과정에서의 오류가 밝혀지면서 등온위면 분석은 1960년대 이후 대기 진단과 예측 모델에서 새롭게 유용성이 드러나게 된다.

다양한 연구를 통해서 얻어진 등온위면 분석의 유용성의 예를 들어보면 (1) 대류권과 성층권 사이의 상호작용 연구에서 대류권계면 "끊김(Breaks)"이나 "접힘(folds)" 구역을 쉽게 분석할 수 있고, (2) 위성 영상에서 나타나는 열대성 저기압의 전형적인 구름 패턴과 관련된 기류의 흐름을 분석하는데 유리하고, (3) 제트 중심부에서의 라그랑지안(Lagrangian) 연직 운동과 비지균히름을 진단하는데 등온위면 궤적이 유용하며, (4) 진단 과정이나 수치예보 모델 초기화 과정에서 지표면 상부의 전선 지역 부근에서 바람과 습도 분석에 등온위면 분석이 유용하다는 사실이 밝혀지고, (5) 수치예보 모델에서 연직 좌표계로 등온위면 좌표계의 활용성이 확장되었으며, 전선 발생 과정에서 무점성, 단열 흐름을 설명하는데 등온위면 분석의 장점이 잘 나타나게 되었다.

9.1 등온위면 일기도 개관

9.1.2 온위의 정의와 등온위면 좌표계의 일반 특성

등온위면 좌표계의 활용에 앞서서 먼저 약 1m³의 체적을 가지는 공기 덩어리가 단열(Adiabatic)과정을 통해서 움직인다는 가정을 먼저 염두에 두어야 한다. 공기 덩어리가 단열 과정을 가지고 움직이게 되면 공기 덩어리와 주변 공기와의 열 교환이 없기 때문에 공기 덩어리는 열을 얻거나 뺏기지 않게 된다. 이것을 열역학 제 1법칙으로 표현하면 식 (9.1)과 같이 쓸 수 있다.

$$dh = 0 = C_p dT - \alpha dP \quad (9.1)$$

여기에서 $\alpha = RT/P$ 이므로 식 (9.1)을 다시 쓰면 다음 식 (9.2)와 같다.

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dP}{P} \quad (9.2)$$

식 (9.2)를 온도 T 와 기압 P 에 대해서 적분해서 기압이 1000hPa일 때의 온도 θ 는 식 (9.3)과 같이 나타낼 수 있다.

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^\kappa \quad \text{where, } \kappa = R/C_p \quad (9.3)$$

식 (9.3)과 같이 공기 덩어리를 원래 위치에서 1000hPa 까지 단열적으로 압축하거나 팽창시켰을 때 공기 덩어리가 가지게 되는 온도를 물리적으로 온위(Potential Temperature, θ)라고 정의한다. 온위는 태양복사나 지구복사, 외부 공기와의 혼합, 잠열 가열, 증발 냉각 등과 같은 과정을 통해서 열의 교환이 일어나지 않게 때문에 보존되는 변수라고 할 수 있다. 비록 종관 규모 운동에서 비단열(Diabatic) 가열이나 냉각의 비중을 무시할 수 없다는 한계를 가지고 있다고 하더라도 그 규모가 중규모로 줄어들게 되면 그 중요성은 여전하다고 할 수 있다. 공기 덩어리의 엔트로피 ϕ 를 온위의 함수로 표현하면 식 (9.4)와 같이 쓸 수 있다.

$$\phi = C_p \ln \theta + const \quad (9.4)$$

따라서 건조 단열적으로 움직이는 공기 덩어리는 온위가 보존될 뿐만 아니라 그 엔트로피도 보존되게 되므로 온위가 같은 덩어리를 둘러싸고 있는 표면은 등엔트로피 혹은 등온위면으로 볼 수 있다.

9.1 등온위면 일기도 개관

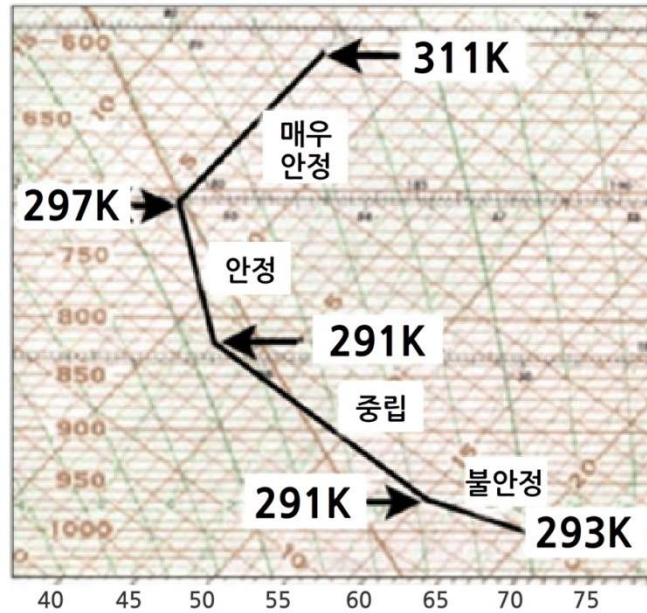
열역학에서 엔트로피는 계의 무질서 정도를 측정하는 것으로 실제 현업 예보에서는 많이 사용되는 개념이 아니다. 따라서 대기과학에서는 등엔트로피보다는 등온위면 개념을 더 많이 사용하게 된다.

대류권 내에서 평균적인 대기는 안정된 상태라고 할 수 있다. 평균적인 대기의 기온감률(γ_{envir})은 $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ 로 만약 공기 덩어리가 건조공기에 가까운 $9.5^\circ\text{C}/\text{km}$ 의 기온 감률을 가지고 있다고 하면 평균 대기의 기온감률에 비해서 기온감률이 커기 때문에 안정되어 있다고 할 수 있다. 이러한 대기에서 온위(θ) 식 (9.5)에서 보이는 것과 같이 고도에 따라서 증가하게 된다.

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{(\Gamma_d - \gamma)}{T} \quad (9.5)$$

식 (9.5)에서 Γ_d 는 건조단열감률을 γ 는 실제 공기 덩어리 혹은 주변 공기의 기온감률을 의미한다. 안정된 상태는 $\gamma < \Gamma_d$ 의 상태로 $\partial\theta/\partial Z > 0$ 이 되어 고도에 따라 온위가 증가한다는 것을 의미한다. 만약 $\gamma = \Gamma_d$ $\partial\theta/\partial Z = 0$ 는 중립인 상태로 온위가 고도에 따라 일정하다는 것을 의미하며, $\gamma > \Gamma_d$ 의 상태는 초단열감률로 고도에 따라 온위가 감소하는 특수한 상태를 의미한다.

9.1 등온위면 일기도 개관



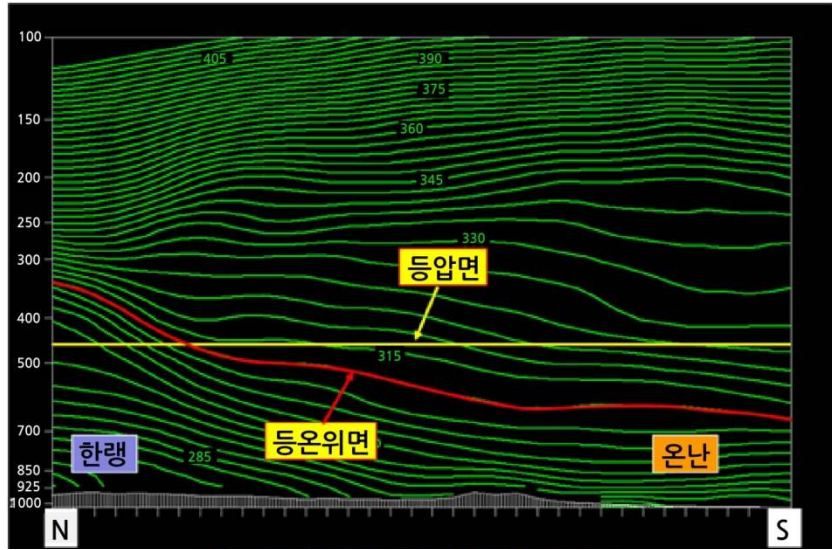
[그림 9.1] 온위의 연직분포와 안정도 예
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.1은 단열선도에 나타낸 온위의 연직분포와 이에 따른 각 층별 공기의 안정도를 표시한 것이다.

100hPa에서 970hPa 부근까지의 온위의 연직 분포는 고도에 따라 온위가 하강하는 모습으로 이 층의 공기가 불안정하다는 것을 의미하며, 970hPa 부근에서 825hPa까지는 온위의 변화가 없으므로 안정도가 중립을 보인다.

그리고 825hPa에서 700hPa 고도까지는 고도에 따라 온위가 증가하는 상태로 안정된 상태를 의미한다. 그리고 그 상부에서는 온위가 고도에 따라 더 빠르게 상승하는 고도로 매우 안정된 층이 존재하고 있음을 보여준다. 온위의 연직 분포선의 모습이 고도에 따라 왼쪽으로 급하게 기울어지면 불안정하거나 중립적인 상태를, 거의 수직으로 급한 기울기를 가지거나 오른쪽으로 기울어져 있으면 안정되거나 매우 안정된 상태라는 사실을 직관적으로 알 수 있다.

9.1 등온위면 일기도 개관



[그림 9.2] 온위의 연직분포를 보이는 남북 단면도
 (COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.2에서 볼 수 있듯이 온위는 위도가 남쪽으로 갈수록 건구온도와 같은 비율로 상승하는 것을 알 수 있다. 따라서 대류권 내에 위치한 대부분의 등온위 공기층은 차가운 극지방으로부터 따뜻한 아열대 지역 방향으로 기울어진 모습을 가지게 된다.

그림 9.2의 붉은 색 실선은 312K 등온위선의 분포를 노란색 선은 500hPa 등압선의 분포를 보인 것으로 등온위선과 등압선이 서로 다른 방향으로 기울어져 있으며 등온위선의 기울기가 주어진 온도 경도에서 더 급하게 남쪽으로 기울어져 있는 모습을 잘 보여주고 있다. 또한 고도가 대류권에서 성층권으로 증가할수록 상층의 공기는 매우 안정적인 형태를 띠게 되는데 성층권에 이르면 등온위면은 연직으로 압축되는 형태를 가지게 된다.

이러한 형태는 상층의 안정된 전선 구역이나 상층 제트 중심부의 위치를 찾는 데 매우 유용하게 활용할 수 있다. 따라서 안정적으로 성층화된 대기에서의 온위는 아주 훌륭한 연직 좌표계로 활용할 수 있음을 보여준다. 특히 온위는 상층으로 갈수록 증가하는 특성을 가지기 때문에 상층으로 갈수록 하강하는 기압에 비해서 연직 좌표계를 활용한 계산과 이해를 용이하게 도와준다. 단열과정을 가지는 공기의 경우에 상승하거나 하강하는 도중에도 등온위면을 따라 움직일 때에는 혼합비와 비습이 보존되기 때문에 대기 중의 수증기의 수평 운동과 수직 운동을 3차원적으로 해석할 수 있는 장점도 가지고 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

9.2.1 등온위면 분석의 장점

기존의 다양한 연구들에 의하면 대기의 흐름을 등온위면 관점에서 진단할 때의 장점은 다섯 가지 정도로 분류할 수 있다.

(1) 종관규모 이상의 시간적 공간적 규모의 운동에 있어서 등온위면은 마치 “물체의 표면(Material Surfaces)”과 같이 작용한다.

이 말은 지구복사나 태양복사, 잠열 가열이나 증발 냉각, 지표면과의 현열 교환 등과 같은 비단열 과정이 없는 상태에서 등온위면을 따라서 움직이는 공기 덩어리는 마치 액체가 고체 표면을 움직이는 것과 같이 등온위면을 따라서 움직인다는 의미로 등온위면의 연직 분포에 따라 공기의 상하 운동이 표현된다는 것을 의미한다. 온위와 같이 물체의 표면처럼 작용하는 열역학적 표면은 잠재 온위와 습구 온위가 있는데 이들은 각각 건조 공기와 습윤 공기 덩어리에 대해서 보존되는 성질을 가진다. 그렇지만 이들 변수들은 기압에 비해서 일반적으로 다변수 값을 가지고 연직으로 접히는 문제점들이 있기 때문에 대기 상태 진단에는 크게 활용되지 못하고 있다. 등온위면도 주변 공기의 안정도가 중립이거나 불안정할 경우에는 기압에 대해서 단일 변수가 아닌 경우가 발생하고, 포화된 공기의 상승과 같이 잠열 방출이 중요한 대기 과정에서는 그 한계를 가지고 있다. 또한 행성 경계층 부근에서는 복사의 일변화가 뚜렷하게 주변 공기에 영향을 미치기 때문에 등온위면이 밤낮으로 오르내려서 일관성을 잃는 한계를 보이기도 한다. 따라서 대류권에서의 등온위면의 분석은 경계층 이상의 고도에서 적절한 등온위면을 선택하여 실시하는 것이 바람직하다.

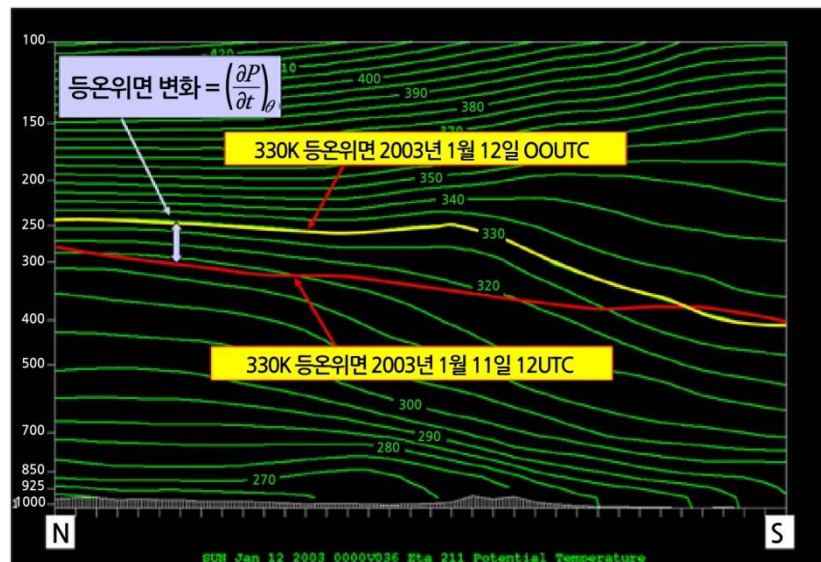
(2) 등온위면은 고도와 기압의 대응해서 다양하게 분포할 수 있다.

따라서 등온위면을 따라 움직이는 “수평” 기류는 단열 과정에서 발생할 수 있는 수직 운동을 포함하고 있다. 이것은 고도 좌표계나 등압 좌표계를 활용할 때 별도로 수직 운동을 계산해 주어야 하는 불편함을 해소할 수 있게 한다. 따라서 등온위면에서 상승 운동이 어떻게 나타나는지 이해하는 것이 매우 중요하다. 등온위면 좌표계에서 기압에 대한 연직 운동 ($\omega = \frac{dP}{dT}$)은 다음 식 (9.6)과 같이 표현된다.

$$\omega = \left[\frac{\partial P}{\partial t} \right]_{\theta} + \underbrace{\vec{V}}_B \cdot \nabla_{\theta} P + \underbrace{\frac{\partial P}{\partial \theta}}_C \frac{d\theta}{dt} \quad (9.6)$$

9.2 등온위면 일기도의 이해

등온위면에서의 연직운동 ω 가 양의 값을 가지면 시간에 따라 기압이 상승하는 즉 공기 덩어리가 하강 운동을 함을 의미하고, 음의 값을 가지면 시간에 따라 기압이 하강하는 즉 공기 덩어리가 상승운동을 하고 있음을 의미한다. 식 (9.6)의 첫 번째 항(A)은 국지기압변화경향(Local Pressure Tendency), 두 번째 항(B)은 등온위면 상의 기압 이류(Advection of Pressure on the Isentropic Surface), 세 번째 항(C)은 단열가열/냉각에 의한 연직운동(Vertical Motion due to Diabatic Heating/Cooling)을 의미한다. A항($\left[\frac{\partial P}{\partial t} \right]_{\theta}$)은 주어진 지점(x, y)에서 등온위면에서의 기압의 시간 변화 경향을 나타낸다. 만약 등온위면이 상승했다면 A항은 음의 값을 가지게 되고 이것은 주어진 지점에서 등온위면에서의 기압이 시간에 따라 하강하였음을 의미하며, 등온위면이 하강했다면 기압이 시간에 따라 상승하였다는 것을 의미한다.



[그림 9.3] 등온위면의 시간 변화에 따른 국지기압경향 변화 예시 (COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

9.2 등온위면 일기도의 이해

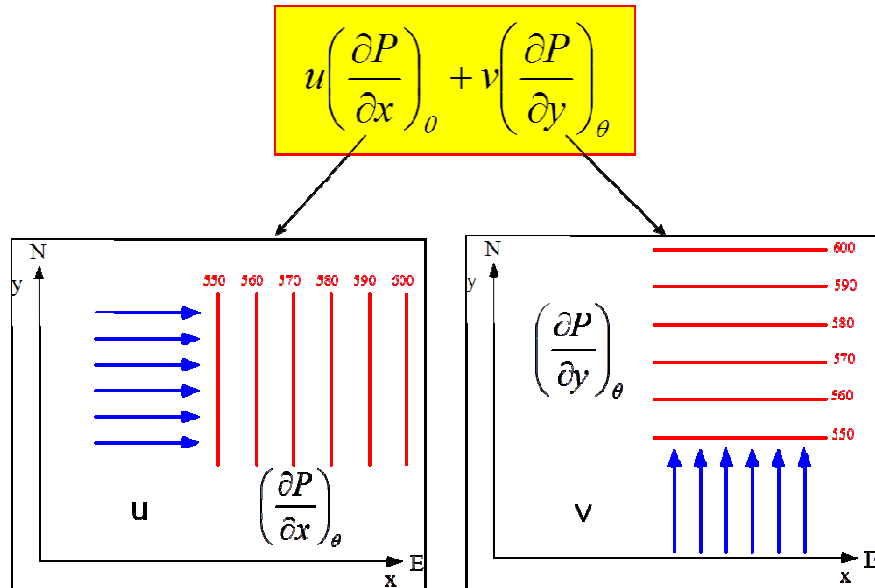
그림 9.3은 2003년 1월 11일 12UTC와 12일 00UTC 사이의 등온위면 변화에 따른 국지 기압변화 경향을 보여주고 있는데 12시간 동안 등온위면이 연직으로 상승하였음을 볼 때 공기 덩어리가 상승하여 국지 기압이 하강하였음을 보여주고 있다. 다만 실제 12시간 단위의 라디오존데 자료들을 보면 등온위면의 일변화 경향이 나타나는 경우가 많기 때문에 대규모 운동의 진단에 있어서 전체 상승운동의 변화에 미치는 영향은 크지 않다고 할 수 있다.

B항($\vec{V} \cdot \nabla_{\theta} P$)은 등온위면에서의 기압이류 항으로 바람이 등압면을 어떤 식으로 가로질러 흘러가는지에 따라 결정되는 값으로,

$\vec{V} \cdot \nabla_{\theta} P = u \left[\frac{\partial P}{\partial x} \right]_{\theta} + v \left[\frac{\partial P}{\partial y} \right]_{\theta}$ 로 다시 표현할 수 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

앞의 항은 동서 바람에 의한 상승 운동 효과를 뒤의 항은 남북 바람에 의해서 의한 상승 운동 효과를 의미하는데, 만약 등온위면 일기도에서 바람이 고기압에서 저기압 방향으로 등압선을 가로질러 불면 $\omega > 0$ 이 되어 공기가 하강하고 있다는 것을 보여주며 바람이 저기압에서 고기압 방향으로 등압선을 가로질러 불면 $\omega < 0$ 이 되어 공기가 상승하고 있다는 것을 진단할 수 있다. 그림 9.4의 경우에는 서풍(남풍)이 저기압 방향에서 고기압 방향으로 등압선을 가로질러 흘러가고 있는 것을 볼 수 있다. 따라서 풍향과 등압선 분포가 모두 양의 값을 가지므로 $\omega > 0$ 이 되어 하강 운동이 발생함을 알 수 있다.



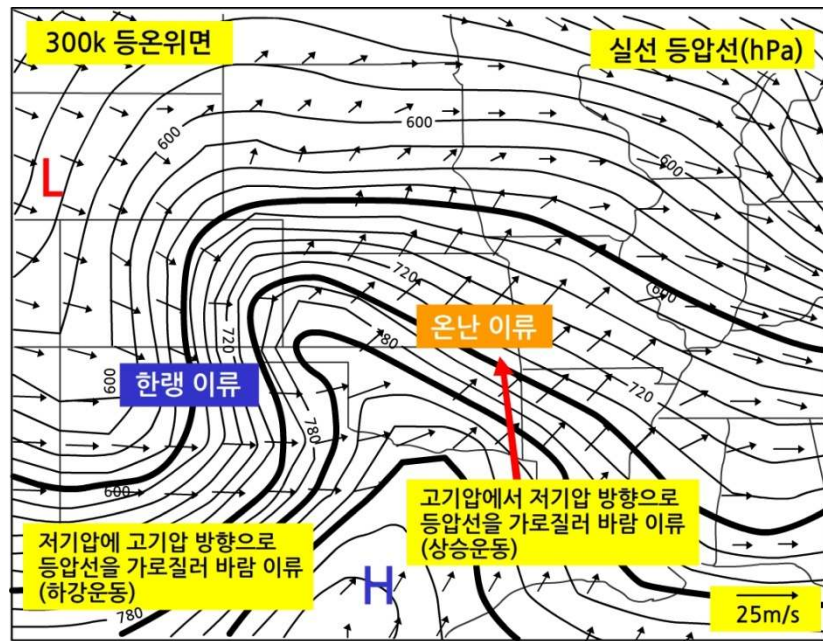
[그림 9.4] 등압선을 가로지르는 바람에 의한 상승운동 변화 예시 (COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.4 왼쪽의 그림은 대륙에서 한반도로 차가운 서풍 기류가 유입되면 하강 운동이 발생하는 사실과 잘 일치한다. 또한 일반적으로 여름철의 경우에 한반도 주변에서는 북쪽으로 갈수록 저기압이 발달하므로 남풍이 불면 바람 성분은 양의 값을 기압 성분은 음의 값을 갖게 되어 $\omega < 0$ 의 값을 가지면서 주변에서 기압계가 조밀해 지면서 강한 상승 운동을 유도한다는 사실과도 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 식 (9.3)에서 온위 θ 을 다음과 같이 정의하였다.

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^\kappa, \quad \kappa = R_d / C_p$$

9.2 등온위면 일기도의 이해

만약 등온위면(θ)에서의 등압선(P)을 고려해 보면 등압선을 따라 P 와 θ 가 상수이므로 온도(T) 또한 상수가 된다. 한 단계 더 나아가 상태 방정식 $P = \rho RT$ 를 고려하면 P 와 T 가 상수이므로 밀도(ρ)도 상수가 되어야 한다. 따라서 등온위면에 그려지는 등압선은 등온선임과 동시에 등밀도선이라고 할 수 있다.



[그림 9.5] 실제 등온위면 일기도에서의 기압/온도 이류
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.5는 간단한 등온위면에서의 등압선과 바람 분포를 통해서 상승운동 구역과 한랭 혹은 온난 공기의 이류와의 관계를 잘 보여주고 있다. 그림 9.5에서 북서풍이 저기압에서 고기압 방향으로 불어 들어온 후에 다시 남서풍으로 전환되어 저기압 방향으로 등압선을 가로질러 불어나가는 모습을 볼 수 있다.

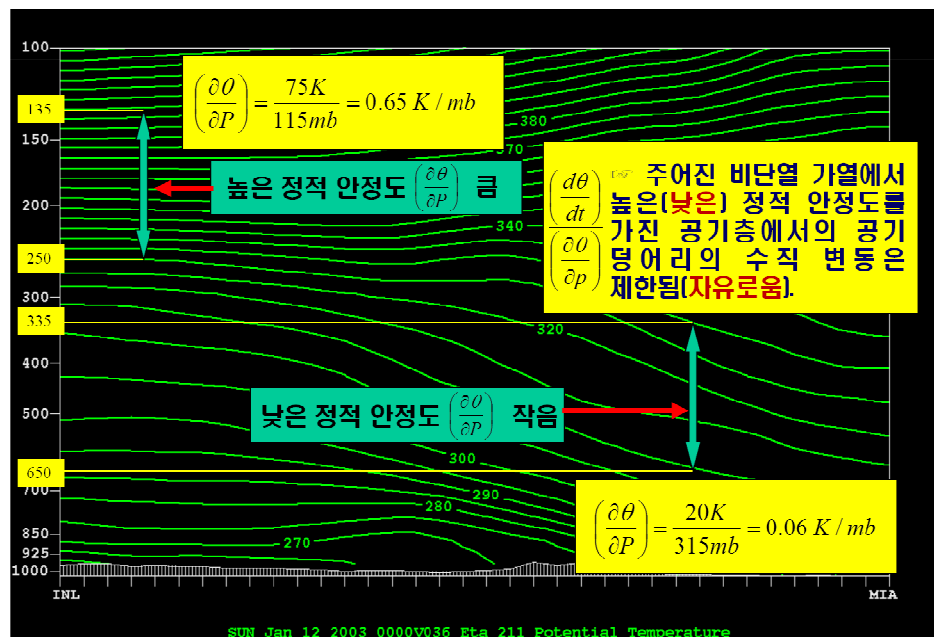
그림 9.4에서 설명한 바와 같이 저기압 방향에서 고기압 방향으로 등압선을 가로질러 북서풍이 이류하면 하강 운동이 발생하고 있는 모습과 고기압에서 저기압 방향으로 등압선을 가로질러 남서풍이 이류하면서 상승 운동을 유도하는 모습을 잘 볼 수 있다. 그리고 앞에서 설명했듯이 등온위면에서의 등압선은 등온선과 등밀도선의 역할을 수행하므로 고기압의 중심으로 서쪽에서는 한랭 이류가 동쪽에서는 온난 이류가 발생하고 있는 모습도 잘 보여주고 있다. C항($\frac{\partial P}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt}$)는 비단열 과정에 의한 연직 운동에 기여하는 잠열 방출과 같은 비단열 가열/냉각 항이다. C항은 아래 식 (9.7)과 같은 형태로 전환해서 검토해 볼 수 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

$$\frac{\left(\frac{d\theta}{dt}\right)}{\left(\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)} = \frac{\text{공기의 움직임에 의한 온위 변화율}}{\text{고도에 따른 국지적 온위 변화율}} = \frac{\text{비단열 가열율}}{\text{정적 안정도}} \quad (9.7)$$

비단열 가열율은 공기 덩어리가 응결이나 어는 과정에서 잠열을 방출하거나, 증발이나 승화 과정에서 열을 뺏기거나 복사 냉각 혹은 가열에 의해서 결정된다. 비단열 가열율이 정해진 상태에서 결국 C항은 정적 안정도에 의해서 결정된다는 사실을 알 수 있는데 C항의 값이 0이 아니면 공기 덩어리는 등온위면으로부터 떨어져 나간다는 것을 의미한다. 정적 안정도는 0보다 작을 수가 없기 때문에 C항은 비단열 과정에 의해서 정해진다고 할 수 있다.

따라서 비단열 가열은 등온위면으로부터 공기 덩어리가 상승하게 만드는 반면 비단열 냉각은 하강 운동을 유도한다. 여기에서 잊지 말아야 할 것은 이 연직 운동이 등온위면에 상대적인 운동이라는 사실이다.



[그림 9.6] 비단열 과정과 정적 안정도에 따른 연직 운동 예시 (COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

9.2 등온위면 일기도의 이해

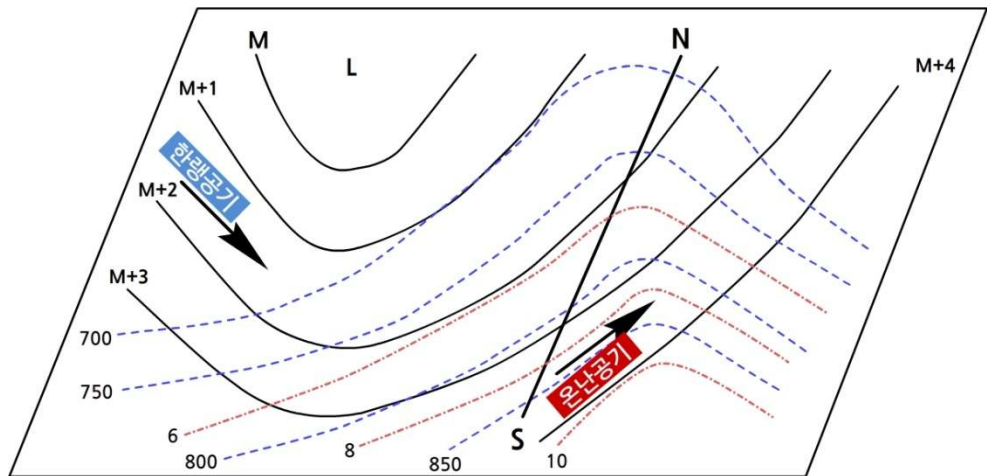
그림 9.6은 비단열 가열과 정적 안정도에 의한 연직 운동의 상관관계를 보여주는 것이다. 왼쪽에 상부에 보이는 대류권 상층에서의 연직 정적 안정도는 0.65K/hPa 로 큰 반면 대류권 하층에서의 연직 정적 안정도는 0.06K/hPa 로 10배 정도 낮은 것을 알 수 있다.

따라서 비단열 가열이나 냉각에 의한 온위의 변화가 일정하다고 가정하면 정적 안정도가 낮은 대기 하층에서는 공기의 연직 변동이 크게 나타날 수 있지만 정적 안정도가 높은 대류권계면 부근에서는 공기의 연직 변동이 크게 제한될 수 있음을 의미한다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

연직운동 $w = dT/dt$ 는 연직 운동을 등고도면에 대한 상대적인 운동으로 측정하는 것과 마찬가지로 등온위면에서의 연직 운동($w = dP/dt$)은 등온위면에 대한 상대적인 운동을 측정하는 것이다. 그렇지만 실제 현업 업무에서 시간 변화율을 정확하게 계산하는 것은 매우 어려운 일이다. 다행스러운 것은 C항은 종관규모나 강한 대류성 스톰이 발달하기 전 단계에서는 무시할 수 있는 수준이므로 연직 운동을 고려할 때 크게 신경쓰지 않아도 된다는 사실이다.

(3) 등온위면을 따라 이동하는 수분의 수송 성분에는 등압 좌표계에서는 무시되는 연직 운동 성분을 포함하고 있다. 특히 수분의 추적에 많이 활용되는 850hPa이나 700hPa 일기도에 비해서 등온위면 분석은 수분의 이동과 연직 수송에 대한 정확한 정보를 얻을 수 있다. 그 이유는 단열 운동을 하는 공기 덩어리는 비습이나 혼합비를 보존하기 때문에 이들 값의 분포를 통해서 건조선(Dryline)이나 습설(Moist Tongue) 구역을 쉽게 구분할 수 있도록 도움을 준다.

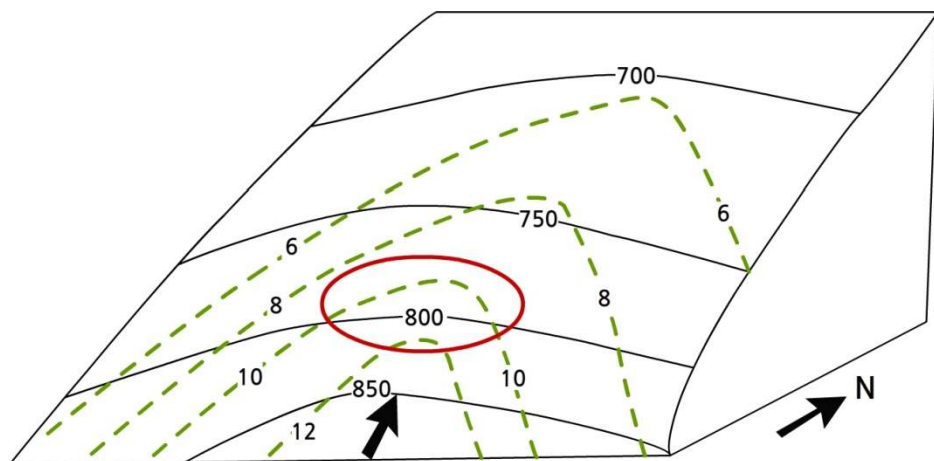


[그림 9.7] 305K 등온위면의 몽고메리 유선함수, 등압선, 등혼합비선 분포 예시 (COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.7을 보면 북서쪽에는 기압골이 남동쪽에는 기압능이 분포하고 있음을 알 수 있다. 북서쪽에서는 기압골 후면으로 부터 유선함수를 따라 차가운 공기가 북서쪽에서 남서쪽으로 등압선을 가로질러 이류하고 있는 반면 남서쪽에서는 기압능에 나란하게 온난 이류가 이루어지고 있음을 볼 수 있다. 여기에서 주목해야 할 것은 기압능의 전면(서쪽)에서 등혼합비선이 북쪽으로 확장되어 등압선을 가로질러 나타나고 있다는 사실이다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

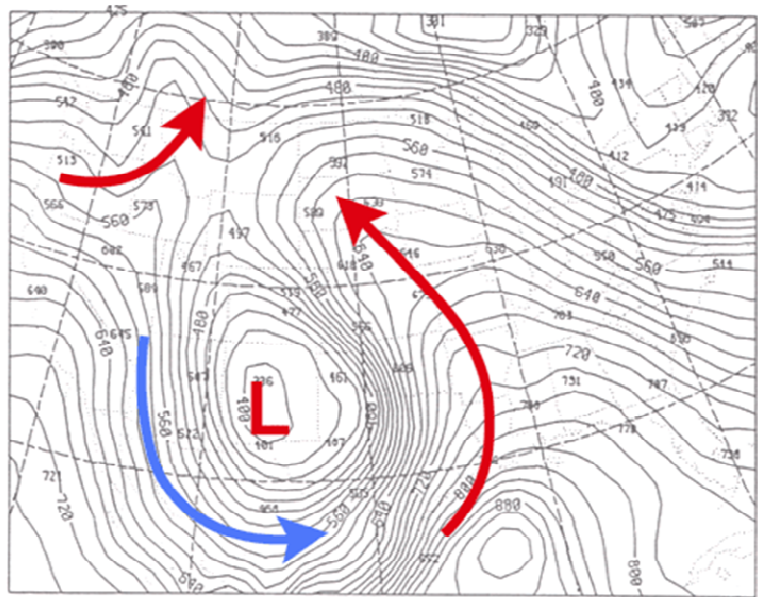
그림 9.7의 선(N-S)을 따라 연직 단면도를 그리면 그림 9.8과 같은 형태를 가지고 있다(그림 9.2에서 온위가 북쪽으로 갈수록 점점 높아지는 경사를 가지고 있음을 상기하자). 등온위면이 북쪽으로 갈수록 기울어져 있는 가운데 등혼합비 값이 12g/kg인 선이 900hPa에서 850hPa 고도까지 확장되어 있고, 10g/kg 등혼합비선은 800hPa 등압선을 가로질러 나타나고 있다. 따라서 등온위면을 따라 남쪽에서 북쪽으로 이동하는 단열 공기 덩어리는 북쪽으로 이동할 수록 점차 연직으로 들러 올라가게 되는 것이다. 그렇지만 등압선은 남북으로 큰 변화가 없거나 북쪽으로 갈수록 약간 낮아지는 경향(그림 9.2 참조)을 가지기 때문에 습도의 남북 수송 과정에서의 수증기의 연직 수송에 대한 정보를 제공해 줄 수 없는 한계를 가지게 된다. 비슷하게 전선 후면이나 제트 중심부의 2차 순환에 의한 공기 덩어리의 건조화 과정도 등온위면 일기도를 통해서 잘 표현할 수 있다.



[그림 9.8] 등온위면을 따라 북쪽으로 이동한 수증기의 연직 수송 모식도
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.9에서 9.11을 통해 실제 기압골이 강화되는 구역에서의 등온위면(305K) 일기도를 통해서 등온위면 분석이 얼마나 유용하게 저기압 부근에서의 중심의 위치, 공기의 이류, 수증기의 분포 등을 잘 설명 줄 수 있는지 살펴보기로 하자. 등압선 분포를 통해 저기압의 중심이 잘 표현되어 있고, 온위의 정의에 의해서 등압선이 곧 등온선과 같은 의미를 가지고 있으므로 저기압 중심 부근에 한랭 중심(Cold Core)이 위치하고 있음을 알 수 있다. 몽고메리 유선함수는 등압선에 나란히 흘러 갈 것이기 때문에 저기압의 서쪽에서는 한랭 이류가, 저기압의 동쪽에서는 온난 이류가 발생하며 전체적으로 저기압성 순환을 하는 모습을 보이고 있다. 그리고 저기압 중심의 북서쪽에서 새로운 단파 기압골이 형성되고 있음도 볼 수 있다.

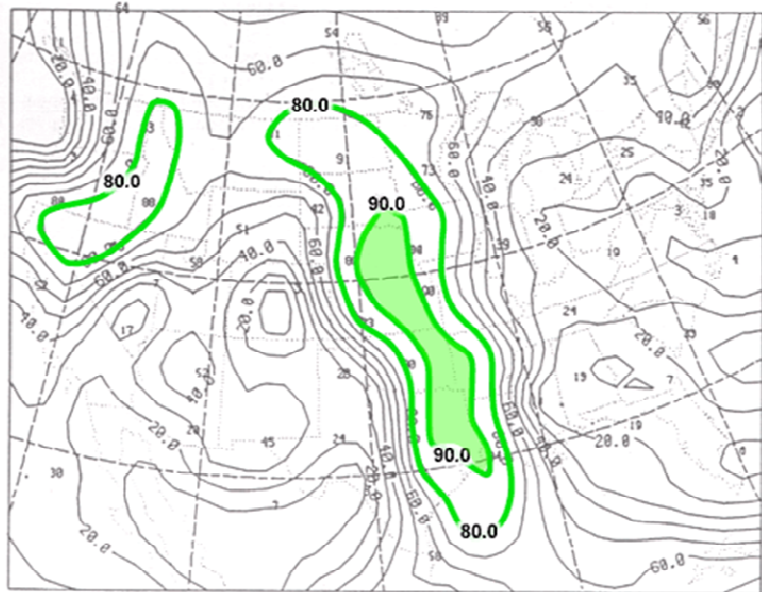
9.2 등온위면 일기도의 이해



[그림 9.9] 305K 등온위면 기압 분포
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.9에서 9.11을 통해 실제 기압골이 강화되는 구역에서의 등온위면 (305K) 일기도를 통해서 등온위면 분석이 얼마나 유용하게 저기압 부근에서의 중심의 위치, 공기의 이류, 수증기의 분포 등을 잘 설명 줄 수 있는지 살펴보기로 하자. 등압선 분포를 통해 저기압의 중심이 잘 표현되어 있고, 온위의 정의에 의해서 등압선이 곧 등온선과 같은 의미를 가지고 있으므로 저기압 중심 부근에 한랭 중심(Cold Core)이 위치하고 있음을 알 수 있다. 몽고메리 유선함수는 등압선에 나란히 흘러 갈 것이기 때문에 저기압의 서쪽에서는 한랭 이류가, 저기압의 동쪽에서는 온난 이류가 발생하며 전체적으로 저기압성 순환을 하는 모습을 보이고 있다. 그리고 저기압 중심의 북서쪽에서 새로운 단파 기압골이 형성되고 있음도 볼 수 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해



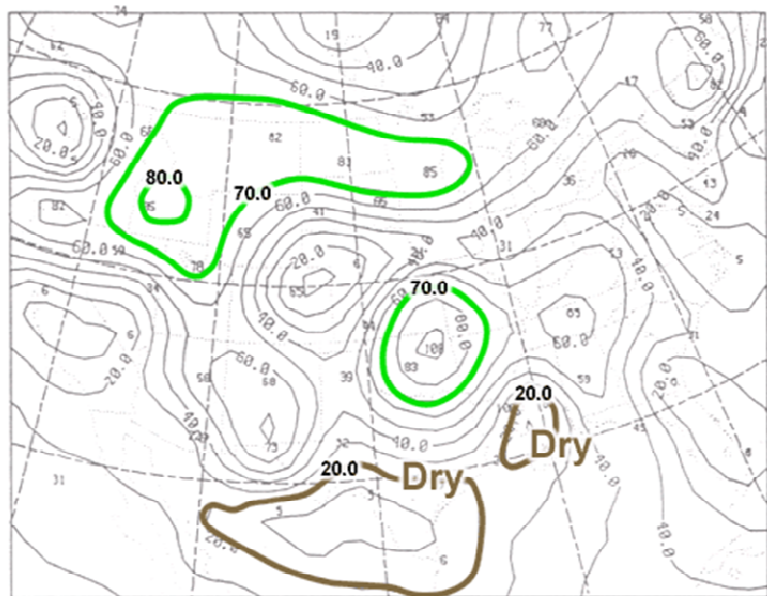
[그림 9.10] 305K 등온위면 상대습도 분포(COMET(meted.ucar.edu)
Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

그림 9.10은 305K 등온위면을 따라 분석된 상대습도 분포로 80% 이상은 초록색 선으로 90% 이상은 초록색으로 채워져 있다. 상대습도의 분포를 보면 저기압 중심의 동쪽에서 강한 온난 이류와 함께 남북으로 좁고 길게 높은 습도 구역이 분포하고 있음을 알 수 있다. 그림 9.8에서 설명했듯이 이러한 상대습도의 분포는 온난 이류에 의한 습기의 남북 수송과 함께 연직 수송이 기압골의 동쪽 구역에서 활발하게 발생해서 강한 대류활동과 강수의 발생 가능성을 잘 보여주고 있다. 또한 북서쪽의 단과 골의 발생 지역에서 좁지만 높은 상대습도 구역이 나타나고 있는 것으로 이 지역이 곧 상층의 전선 발생 구역과 연결되어 있음을 알 수 있다.

반면 그림 9.11의 500hPa 일기도에서는 이러한 특성이 잘 나타나지 않는다. 남북으로 길게 늘어서 있던 상대습도가 높은 구역이 아주 좁은 원형 구역으로 한정되어 나타나는 반면 북서쪽의 단과 골과 관련된 습도가 너무 높고 넓게 분포하고 있음을 알 수 있다. 또한 온난 이류가 발생하는 지역에는 오히려 건조 구역이 형성되어 나타나고 있음을 볼 수 있다. 등온위면 일기도와 등압면 일기도의 단순한 비교만을 통해서도 습도의 남북 수송과 연직 이동 지역 판단에 등온위면 일기도가 얼마나 유용한지 잘 알 수 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

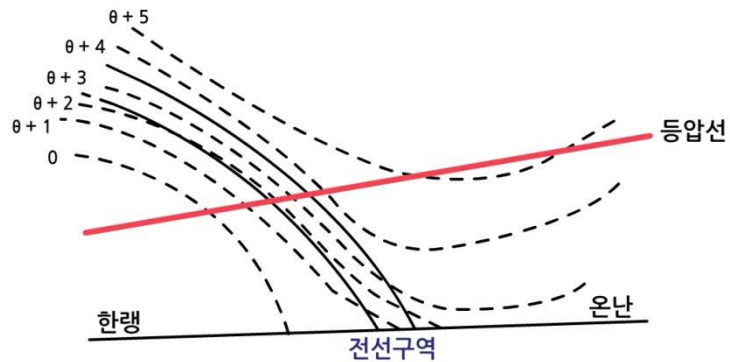
반면 그림 9.11의 500hPa 일기도에서는 이러한 특성이 잘 나타나지 않는다. 남북으로 길게 늘어서 있던 상대습도가 높은 구역이 아주 좁은 원형 구역으로 한정되어 나타나는 반면 북서쪽의 단파 골과 관련된 습도가 너무 높고 넓게 분포하고 있음을 알 수 있다. 또한 온난 이류가 발생하는 지역에는 오히려 건조 구역이 형성되어 나타나고 있음을 볼 수 있다. 등온위면 일기도와 등압면 일기도의 단순한 비교만을 통해서도 습도의 남북 수송과 연직 이동 지역 판단에 등온위면 일기도가 얼마나 유용한지 잘 알 수 있다.



[그림 9.11] 500hPa 상대습도 분포
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

(4) 등온위면 일기도에서는 등압면 일기도에서 쉽게 찾을 수 있는 전선 지역에서의 기상 변수들의 불연속이 실제로 존재하지 않는다. 왜냐하면 등온위면에서 전선 지역은 등온위면과 나란하게 분포하는 경향을 가지기 때문이다(그림 9.12 참조).

9.2 등온위면 일기도의 이해

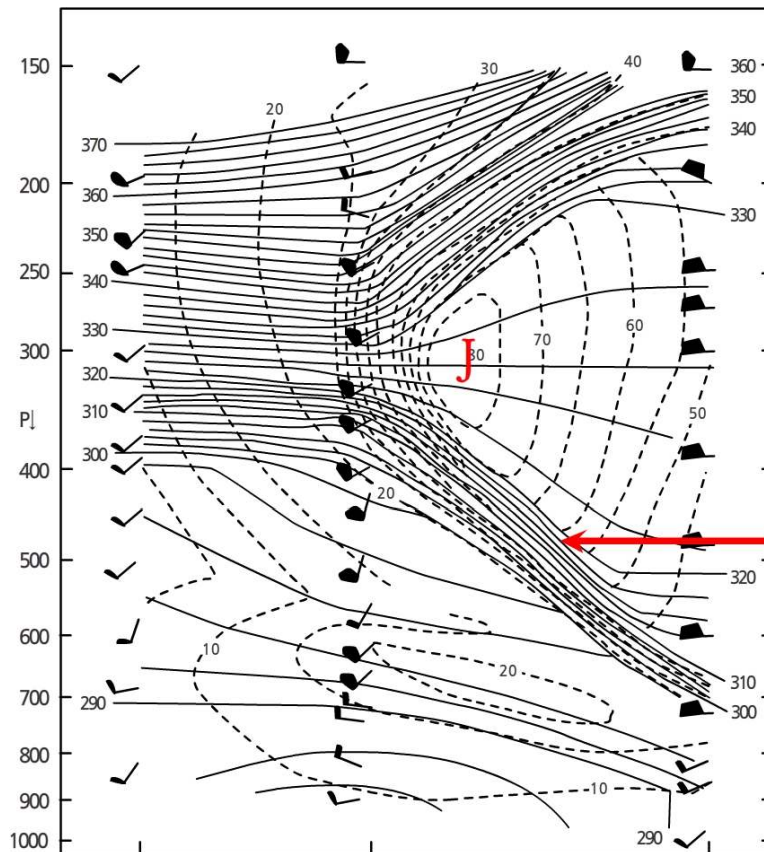


[그림 9.12] 전선 주변 등온위면 분포 모식도
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

이러한 성질이 곧 등온위면 분석이 경압 불안정 구역과 같은 전선 지역에서의 운동역학적 진단에 매우 유용하도록 만든다. 등온위면은 전선 구역과 나란히 분포하기 때문에 바람, 습도, 온도와 같은 기본 변수들은 전선 구역을 따라서 천천히 변화하는 경향을 가진다. 등압면은 사실상 전선 구역을 가로질러 지나가기 때문에 종관규모 이하의 규모에서는 전선 구역 주변에서의 기상 변수들은 매우 급하게 변화하는 경향을 가진다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

그림 9.12에서 볼 수 있듯이 등온위면의 3차원 구조는 연직으로 북쪽으로 기울어져 있기 때문에 등압면을 따라 나란히 잘라서 대기를 분석하는데 익숙한 예보관들에게는 익숙하지 못한 단점을 가지고 있는 것처럼 보이지만, 사실상 여러 층의 일기도를 분석해야 알아낼 수 있는 전선구역 분석을 단순한 방법으로 찾아낼 수 있다는 점이 큰 장점으로 작용할 수 있다.



[그림 9.13] 전선구역 주변의 등온위선, 풍속, 연직분포 모식도
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

9.2 등온위면 일기도의 이해

그림 9.13에서 볼 수 있듯이 종관규모 이하의 규모에서는 전선구역의 분석이 뚜렷하지 않다고 하더라도 종관규모 이상의 전선구역 특성은 3차원 단면도를 통해서 한눈에 뚜렷하게 확인할 수 있다. 대류권 상층의 제트기류를 중심으로 상층에서 하층으로 연결되어 있는 좁은 등온위선 밀집 구역이 곧 전선구역을 의미하며 이 지역을 중심으로 강한 연직 바람 시어가 발생하고 있음을 알 수 있다(붉은색 화살표).

이는 종관규모 전선이 강한 경압불안정 구역에서 발생한다는 사실을 잘 보여주고 있다. 이미 등압면 일기도 분석에 익숙해져 있는 예보관들에게 있어서 등온위면 분석을 통한 전선 분석은 어색하게 받아들여지겠지만 시간을 가지고 차분하게 분석하면 점점 보다 빠른 시간에 직관적으로 전선 구역과 강도를 분석해 낼 수 있는 능력을 가질 것이다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

(5) 연속적인 등온위면의 연직 분리의 정도를 통해 정적 불안정 정도를 측정할 수 있다. 정적 불안정 정도를 파악할 수 있는 가장 적합한 방법은 연직 단면도를 통해서 등온위면이 서로 붙어있는(떨어져 있는) 구역을 강한(약한) 정적 안정도 구역으로 판단하는 것이다. 이 방법은 상층 전선 구역, 역전, 안정도의 연직 변화 지역의 위치를 찾아내는데 유용하다. 정적 안정도($\partial P/\partial \theta$)는 등온위면 분석에서 활용되는 연속 방정식에 의해서 해당 층에서의 발산과 수렴 구역을 찾는데 활용할 수 있다. 발산은 정적 안정도가 증가하는 지역에서 수렴은 안정도가 낮아지는 지역에서 발생한다. 중요한 사실은 등압면 분석에서의 수렴과 발산은 공기의 상승과 하강과 관련되어 있지만 등온위면 분석에서는 연속되는 두 개의 등온위면 사이의 질량 교환이 발산과 수렴에 관련되어 있다는 사실이다.

(6) 등온위면의 연직 기울기는 온도풍과 직접 관련되어 있다. 기압 고도계에서 계산되는 온도풍의 세기는 해당 층에서의 층후나 온도의 경도에 비례하기 때문에 좀 더 복잡한 과정을 거쳐서 계산되어야 한다. 등온위면의 연직 기울기는 강한 온도 차이가 존재하는 지역을 직접적으로 보여준다. 기울기가 강하게 나타나는 지역에서는 등압선과 등온선이 조밀하게 분포하게 된다(그림 9.13 참조). 따라서 등온위면이 상층으로 기울어져 있거나 하층으로 기울어져 있다는 것은 이 지역이 전선 구역이고 동시에 풍속과 풍향이 고도에 따라 크게 변화하고 있다는 것을 의미한다. 따라서 바람에 대한 정보가 제공되지 않는 연직 단면도에서도 연직 바람시어가 강한 구역과 약한 구역을 구분해 낼 수 있다. 준-순압 대기에서는 등온위면이 준-수평으로 분포할 것이기 때문에 온도풍이 매우 약할 것이라는 것도 유추할 수 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해

앞에서 여섯 가지의 장점을 제시하고 있지만 등온위면 분석이 장점만을 가지고 있는 것이 아니다. 등온위면 분석이 가지는 대표적인 단점으로는 그림 9.14에서 볼 수 있듯이 온위 감률이 중립이거나 초단열 상태에 있는 지역에서는 한 개의 등압선이 여러 개의 등온위선과 만날 수 있다는 것이다. 또한 중립에 가까운 감률을 가지게 되면 그 지역에서는 전선 구역이 뚜렷하게 분석되지 않는 반면 안정된 지역에서는 전선 구역이 매우 뚜렷하게 나타난다는 것이다.

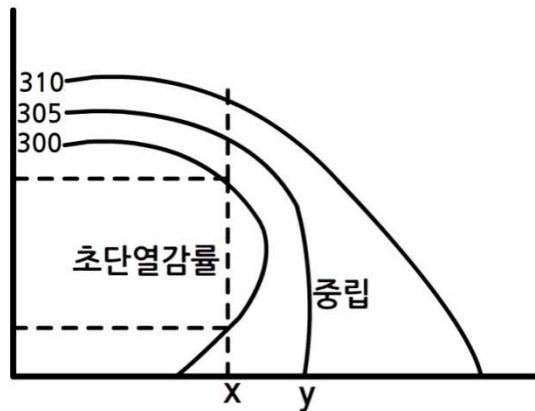
그림 9.15에서 보는 것과 같이 지표면에서 가까운 곳에서는 잠열 가열, 증발 냉각, 태양 복사, 지구복사 등과 같은 비단열 과정들이 등온위면의 연속성을 심각하게 흔들어 놓을 수 있다는 점을 들 수 있다. 이는 동일한 등온위선이 시간에 따라 다양한 등압면과 교차하게 되기 때문에 안정된 대기 현상의 진단과 예측에 한계를 가져오게 된다.

또한 적절한 등온위면을 선택하는 것이 그렇게 쉬운 일이 아니라는 사실도 명확하게 인지하고 있어야 한다. 일반적으로 등압면 분석은 시기나 지역에 무관하게 정해진 상하층 일기도를 분석하는 방식을 택하지만 등온위면 분석은 연중 시기와 장소에 따라 한 개 혹은 두 개의 등온위 값을 정해서 분석하는 방식을 택한다. 1940년 Namias가 제안한 적절한 등온위 값인 겨울철 290~295K, 봄철 295~300K, 여름철 310~315K, 가을철 300~305K가 여전히 활용되고 있다.

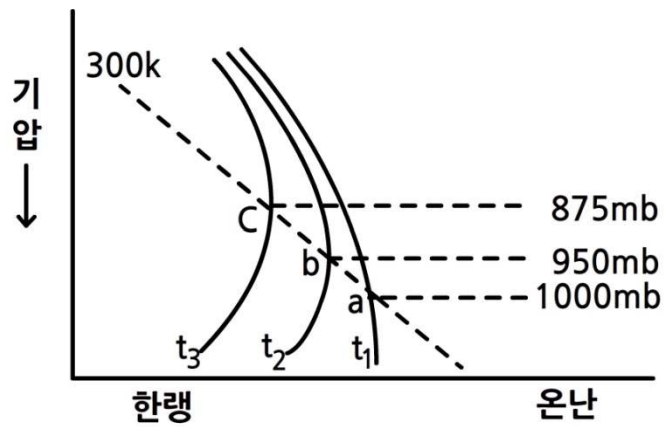
봄철에서 여름철로 넘어가는 과정에서 분석 값이 갑자기 크게 증가하는 것은 여름철 대류 활동의 강화에 따라 자유 대기의 온도가 급격하게 올라가기 때문이다. 비록 Namias의 제안이 비교적 적절한 값이라고 하더라도 등온위의 변화가 심한 중위도 지역에서 적절한 등온위 값을 선택하기 위해서는 먼저 해당 지역 주변의 연직 단면도에 온위, 바람, 혼합비 등을 함께 그린 후에 결정하는 것이 적절하다.

연직 분석을 통해서 제트 중심의 위치, 습설, 건조선, 전선 구역 등을 분석한 후에 이러한 현상들을 적절하게 진단하고 예측할 수 있는 온위 값을 결정하는 것이 가장 좋은 방법이라고 할 수 있다.

9.2 등온위면 일기도의 이해



[그림 9.14] 전선구역 주변의 등온위선, 풍속, 연직분포 모식도
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)



[그림 9.15] 비단열 가열에 의한 지표면 부근 등온위 선 변화
(COMET(meted.ucar.edu) Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts)

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

9.3.1 기상청 제공 등온위면 일기도 소개

기상청에서는 내부 기상전산망(COMIS)를 통해 전구 모델과 지역 모델 분석 및 예측 결과를 보여주는 등온위면 일기도를 제공하고 있다. 기상청에서 현재 제공하고 있는 등온위면 일기도는 등온위 잠재와도(IPV; Isentropic Potential Vorticity), 등압선, 5K 간격의 등온위면에 대한 바람 벡터 등을 제공하고 있다. 9.3.1절과 9.3.2절의 내용은 기상청에서 2011년 발간한 ‘손에 잡히는 예보기술’ 중 등온위면 일기도 활용법의 내용을 준용한 것이다.

9.3.1.1 등온위면 일기도에서의 바람벡터와 등압선

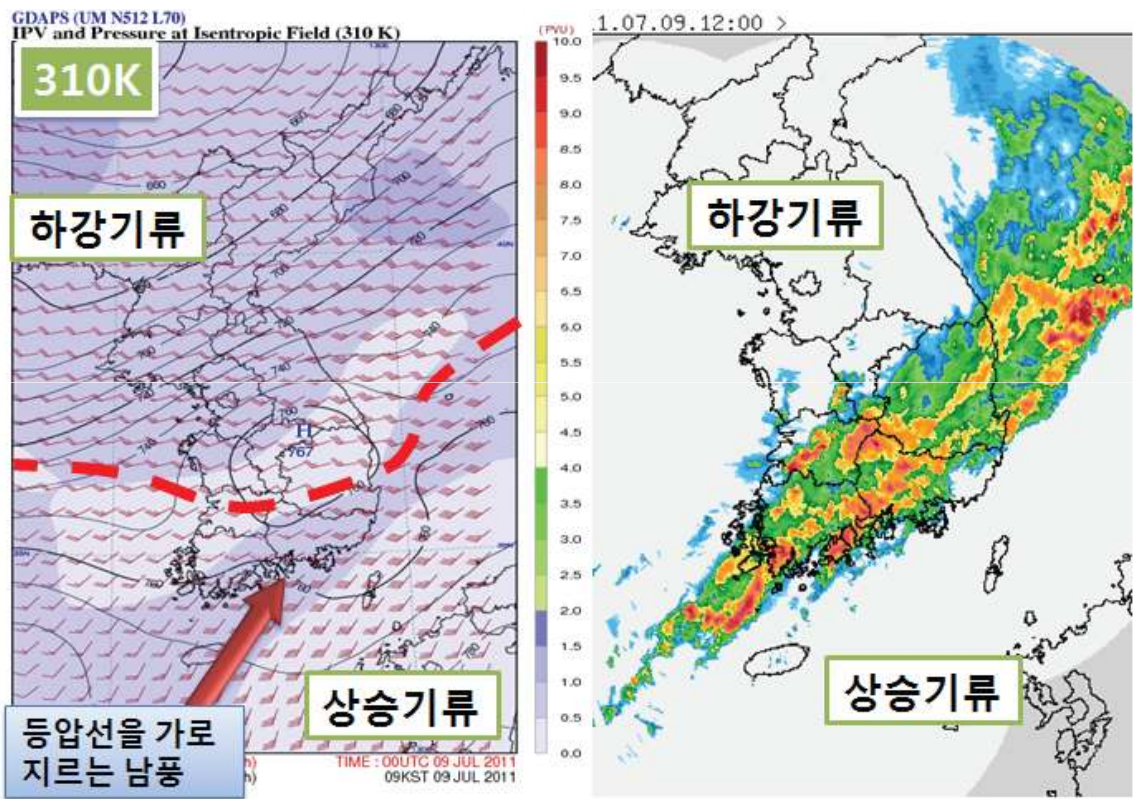
그림 9.16은 2010년 1월 4일 중부 지방을 중심으로 폭설이 발생된 사례에 대한 등온위면 바람벡터와 등압선을 보인 것이다. 그림 9.5에서 설명되었듯이 등온위면에서 등압선을 가로질러 이동하는 공기는 연직 운동을 한다고 생각할 수 있다. 그림 9.16에서 고기압에서 저기압 방향으로 남풍이 강하게 유입되고 있는 것을 알 수 있는데 이 지역에서 상승운동과 온난 이류가 발생하고 있는 것을 알 수 있다. 이 바람은 지상에서 700hPa 부근까지 상승하는 기류로써, 같은 시각 오산 단열선도를 보면 약 800~925hPa 사이에 포화된 상태에서 난역의 침투로 인한 역전층이 발견된다. 제주에서 오산까지 약 400km 거리를 횡단하면서 지상에서 800hPa까지 약 2km의 고도를 상승한 경우로서 일반적인 온난전선의 기울기인 1/200와 비슷하다. 280K 등온위면에서 붉은색 파선으로 그려진 구역의 오른쪽은 상승기류가 활발한 지역으로 레이더 영상의 강수대는 이 지역 내로 한정됨을 알 수 있다.



[그림 9.16] 2010년 1월 4일 9시(KST) 280K 등온위면(왼쪽), 오산 단열선도(가운데), 레이더 영상(오른쪽)

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

그림 9.17은 2011년 7월 9일 남부지방에 발생된 호우사례이다. 310K 등온위면 3시간 예측장을 보면 우리나라가 남서류의 영향을 받고 있지만, 등압선을 가로질러 이동하는 기류를 분석하면 기압이 높은데서 낮은 데로 이동하는 상승기류는 붉은색 점선의 남쪽으로 한정된다. 북쪽지역은 남서풍이지만 기압이 낮은데서 높은 데로 이동하는 하강기류를 의미하며, 강한 강수구역은 Potential Vorticity Unit(PVU)값이 높은 남부지방을 중심으로 위치하는 것을 확인할 수 있다. 따라서 강한 강수지역은 저기압성 와도와 함께 상승기류가 강한 지역임을 알 수 있다.



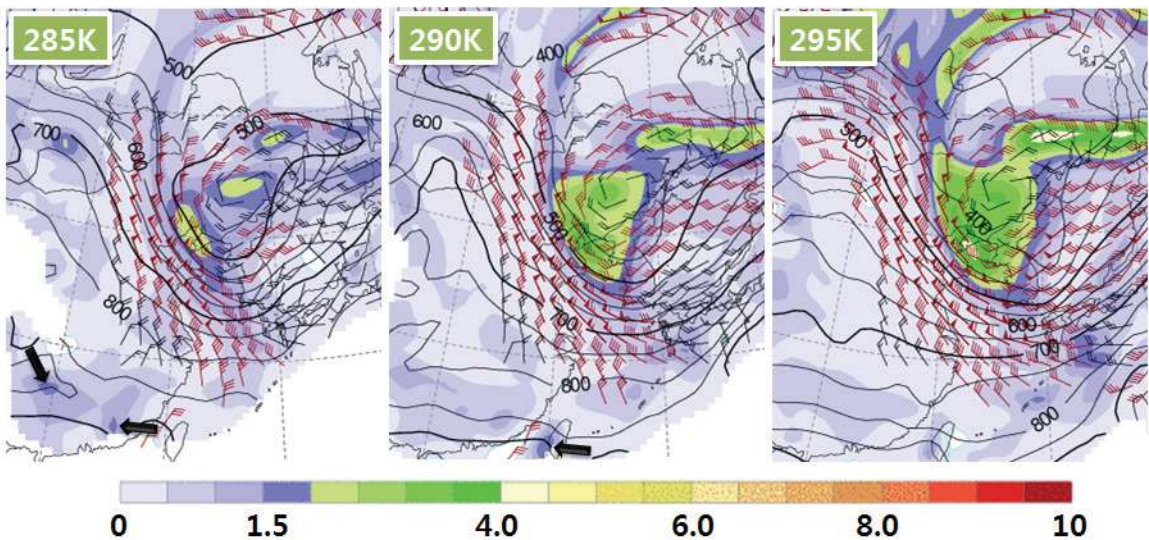
[그림 9.17] 2011년 7월 9일 12시(KST) 310K 등온위 예상(+3H)도(왼쪽), 레이더 영상(오른쪽)

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

9.3.1.2 등온위면 일기도에서의 등온위 잠재와도

등온위 잠재와도는 $P = -g(\zeta_\theta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 로 표현한다. 이 식에서 중력가속도(g)가 일정하다면, 결국 절대와도 항(상대과도(ζ_θ) + 코리올리(f))의 변화와 기압의 변화량에 대한 온위의 변화($\partial \theta / \partial p$)의 변화가 중요하다. 따라서 저기압성 순환은 잠재와도의 절대값을 증가시키고, 고도에 따른 기압의 변화는 마이너스 항으로서 온위 값을 증가시킨다. 간단하게 등온위 잠재와도 변화량(P) = 와도변화 X 온위변화 로 요약할 수 있다. 등온위 잠재와도의 변화량을 계산하는 단위 식은 $P = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1} = 1 PVU$ 로 사용하고 있다. 대류권계면 값으로 여러 연구에서 1~3PVU 값을 사용하고 있으나 1.5PVU 값을 통상적으로 권계면 값으로 사용한다. 1.5보다 값이 클 경우는 성층권으로 해석 할 수 있는데, 대류권계면 고도부터 고도상승(기압감소)에 따라 기온이 상승하기 때문에 온위 값은 급격하게 커진다. 1.5 PVU는 온위 값의 증가율이 급격하게 커지기 시작하는 대류권계면 고도이다.

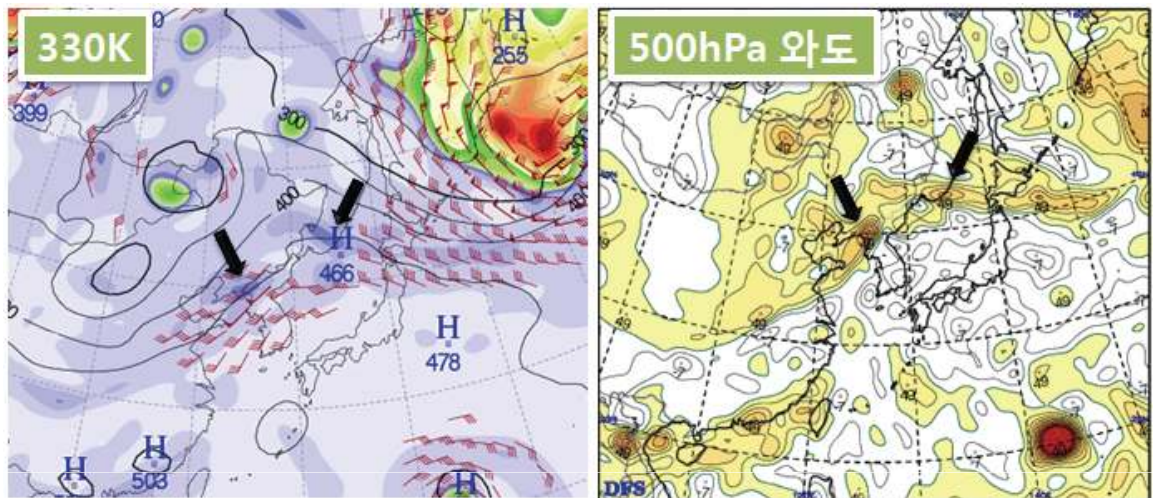
반면, 대류권계면 이하에서는 고도감소에 따라 PVU도 감소한다. 성층권에서 대류권으로 공기가 침투하면서 권계면 접힘(Tropopause Folding)현상이 발생하는데, 이는 하부 성층권의 높은 와도값이 대류권으로 침투하기 때문이다. 이때 권계면 고도가 낮아지면서 상층 파동이 발달한다. 파동이 발생하면 저기압 발생 및 발달에 중요한 원인을 제공하므로, 1.5PVU 이상의 잠재와도값을 중요시하여 분석할 필요가 있다.



[그림 9.18] 2011년 2월 11일 21시(KST) 등온위면 분석

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

그림 9.18은 2011년 2월 11일 285~295K 등온위면 분석을 통해 권계면접힘 현상이 발생한 사례이다. 285K에서 295K로 등온위면 고도가 상승할수록 PVU값이 증가하고 범위도 넓어지는 것을 확인 할 수 있다. 그렇지만, 높은 PVU값이 나타났더라도 상층 등온위면의 PVU가 증가하지 않다면 권계면 접힘 현상이 아니라 대류권 내 저기압성 와도가 발달한 것으로 해석할 수 있다.



[그림 9.19] 2011년 7월 15일 09시(KST) 330K 등온위면 분석장과 500hPa 와도장

그림 9.19는 330K 등온위면에서 압록강과 연해주 부근에 1.5PVU 이상의 값이 분포하고 있다. 이 값은 500hPa 와도와 정확하게 일치한다. 이 지역의 높은 PVU는 저기압성 와도가 강화되어 나타난 것이다. 330K 등온위면에서 오호츠크해 부근에 높은 PVU값은 성층권을 의미하며 그 주위의 기류를 따라 1.5PVU 값으로 상층제트가 위치하고 있다고 해석할 수 있다. 여름철 동아시아 대기는 기온이 높아 대류권계면 접힘이 겨울철만큼 잘 표현되지 않는다.

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

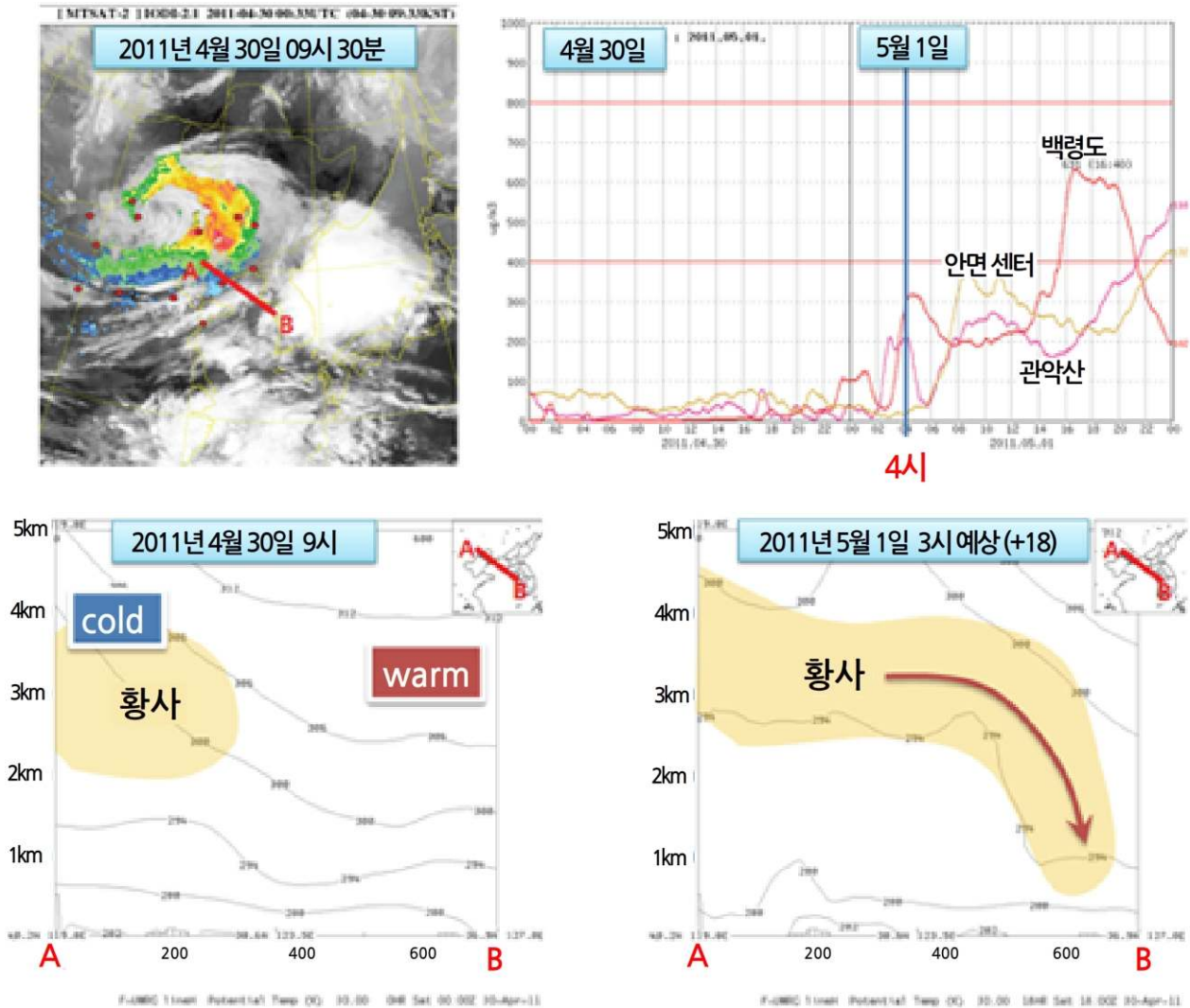
9.3.1.3 등온위면 연직분포를 이용한 황사분석

등온위면의 연직분포를 이용하면 공중에 부양된 황사가 언제 우리나라에 도달할지 가늠할 수 있다.

우선, 그림 9.20과 같이 이 위성영상에서 황사가 나타났다면, 기류와 일기 패턴 분석을 통해 황사구역의 이동경로를 파악하는데 활용할 수 있다. 다음으로, 예측한 이동경로로 연직 온위분포를 분석하면, 급격하게 등온위가 하강하는 구역이 발견되는데, 이 때 황사가 지면과 하층대기로 하강할 수 있는 시점이다.

그림 9.20의 하단 그림은 이런 연직 온위 분포를 보여준다. A는 위성영상에서 황사가 탐지된 발해만 부근이고 B는 태안반도이다. 등온위값이 약 3km 고도에서 1km 고도로 급격하게 하강하는 시간대에 우리나라 서쪽지방에 위치한 백령도, 안면 센터, 관악산 등지에서 황사농도 값이 급격히 상승하기 시작했음을 볼 수 있다. 바람장 분석(상승·하강기류 파악)과 일기패턴 분석(시스템의 이동경로 파악)이 동시에 이루어지면 정확성을 높일 수 있다. 연직 등온위분포는 리눅스 FAS를 이용해서 분석 할 수 있다. 이 외에도 전선, 대기안정도, 파동 분석 등 여러 다양한 방면에서 온위·등온위면 분석도가 이용되고 있다.

9.3 등온위면 일기도 활용 사례



[그림 9.20] 2011년 5월 1일 발생한 황사사례. 2011년 4월30일 09시 30분 위성영상(좌상단), 4월 30일부터5월 1일까지 주요 3지점의 PM10 농도 시계열 그래프(우상단), UM-RDAPS 예측장을 이용한 2011년 4월 30일 09시(좌하단), 2011년 5월1일 03시(우하단) 연직 온위분석

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

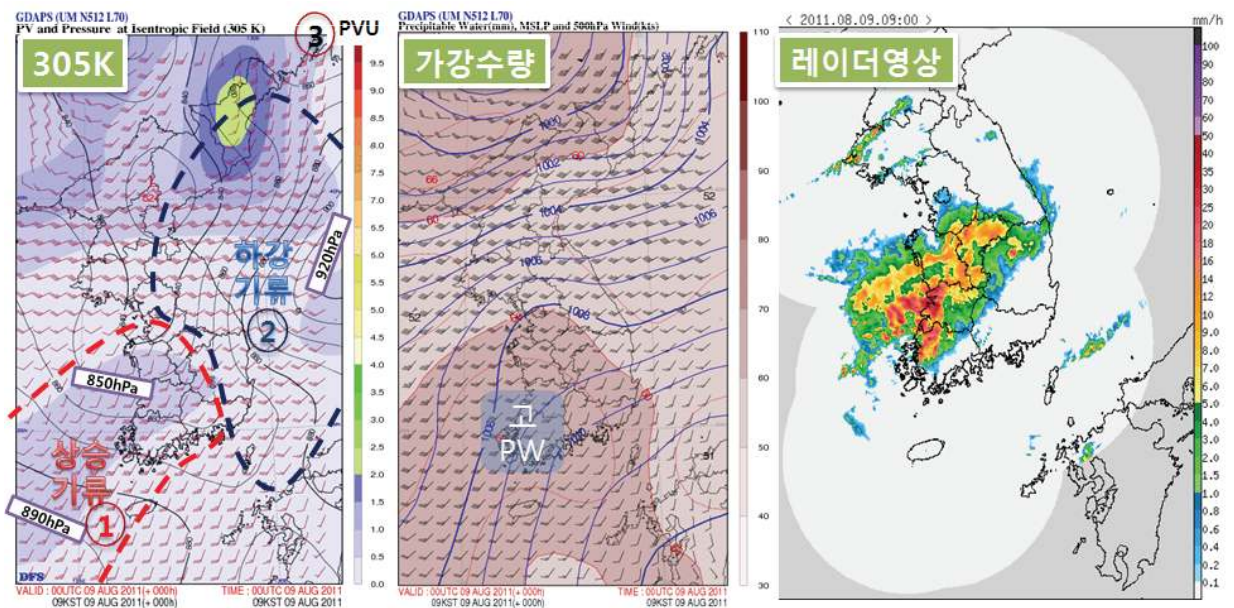
9.3.2 등온위면 일기도를 활용한 악기상 분석 사례

9.3.2.1 집중호우 사례

우리나라의 여름철 305K 등온위면에서 남서류의 바람은 900~800hPa 등압선을 가로지르고, 310K 등온위면에서 800~700hPa 등압선을 가로지른다. 따라서, 하층대기의 남서기류와 하층제트에 의해 발생하는 여름철 호우 분석은 대기하층(700hPa이하)에 해당하는 305~310K 등온위면 분석이 유용하다.

1) 전라북도 집중호우 사례

그림 9.21의 305K 등온위면(왼쪽)에서 붉은색 파선으로 표시된 남서류는 약 900hPa 등압선이 제주 남서 해상부터 850hPa 등압선이 놓인 서해안까지 나타난다. 이 상승류는 높은 가강수량(Precipitable Water : PW)지역을 통과하는데(중앙), 레이더 영상(오른쪽)에서 강한 강수대가 위치한 지역과 상승기류가 나타나는 지역, 그리고 높은 가강수량 지역은 일치한다.



[그림 9.21] 2011년 8월 9일 9시 305K 등온위면(왼쪽), 가강수량(중앙), 레이더 영상(오른쪽). 왼쪽의 등온위면에서 붉은색 파선과 파란색 파선은 각각 상승기류와 하강기류 지역을 의미함

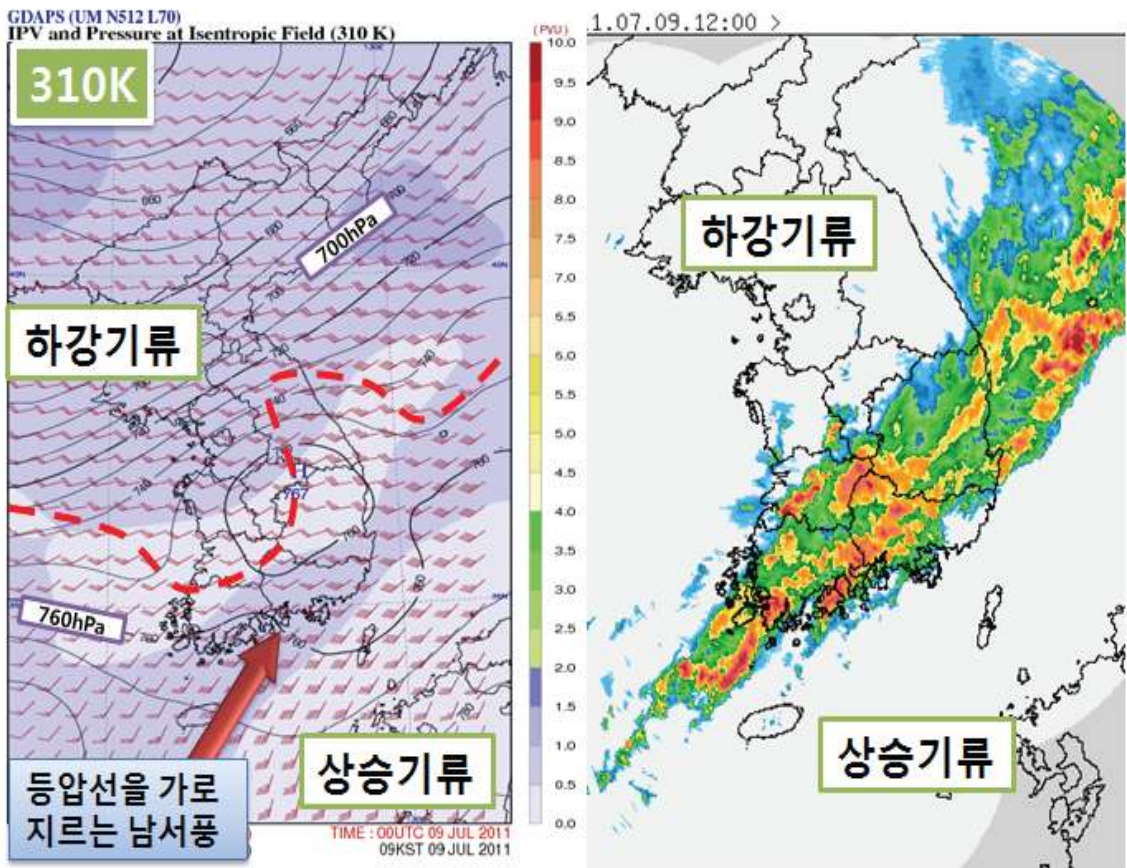
파란색 파선 내에 위치한 우리나라 동쪽과 동해상은 남서류의 바람이 부는데도 불구하고 이동하는 기류는 약 840hPa부터 920hPa로 향하는 하강기류다. 이 지역은 상대적으로 적은 가강수량을 보이며 레이더 영상에서도 뚜렷한 강수에코가 없다.

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

등온위면 분석을 통해 동일한 남서류라 할지라도 상승과 하강운동 지역을 구분할 수 있다. 와도와 온위의 변수로 구성된 잠재와도량 PVU(Potential Vorticity Unit)는 등온위면에서 와도의 변화에 따라 그 값도 변한다. 따라서, PVU가 높다는 것은 저기압성 와도가 크다고 할 수 있으며, 저기압성 순환이나 수렴에 의한 강수대는 그림 1과 같이 PVU 값이 큰 지역에 위치한다. 따라서 그림 1의 2011년 8월 9일에 발생한 전라북도 호우의 경우 등온위면 분석을 통해 상승운동, 높은 가강수량, 상대적으로 높은 PVU, 이 세 가지 요소가 모두 일치하는 지역을 호우구역으로 판단할 수 있다.

2) 남해안 집중호우 사례

이번 사례는 310K 등온위면을 이용하였다. 그림 9.22의 왼쪽 310K 등온위면에서 붉은색 파선을 기준으로 남쪽은 상승기류, 북쪽은 하강기류가 분포한다. 특히, 제주도 부근에서 남해안에 위치한 바람은 등압선과 큰 각을 이루는 남서류다. 레이더 영상에서 남부지방에 강한 강수대가 위치하며 비슷한 위치에 등온위면에서도 상대적으로 높은 PVU가 분포한다(그림 9.22의 오른쪽).

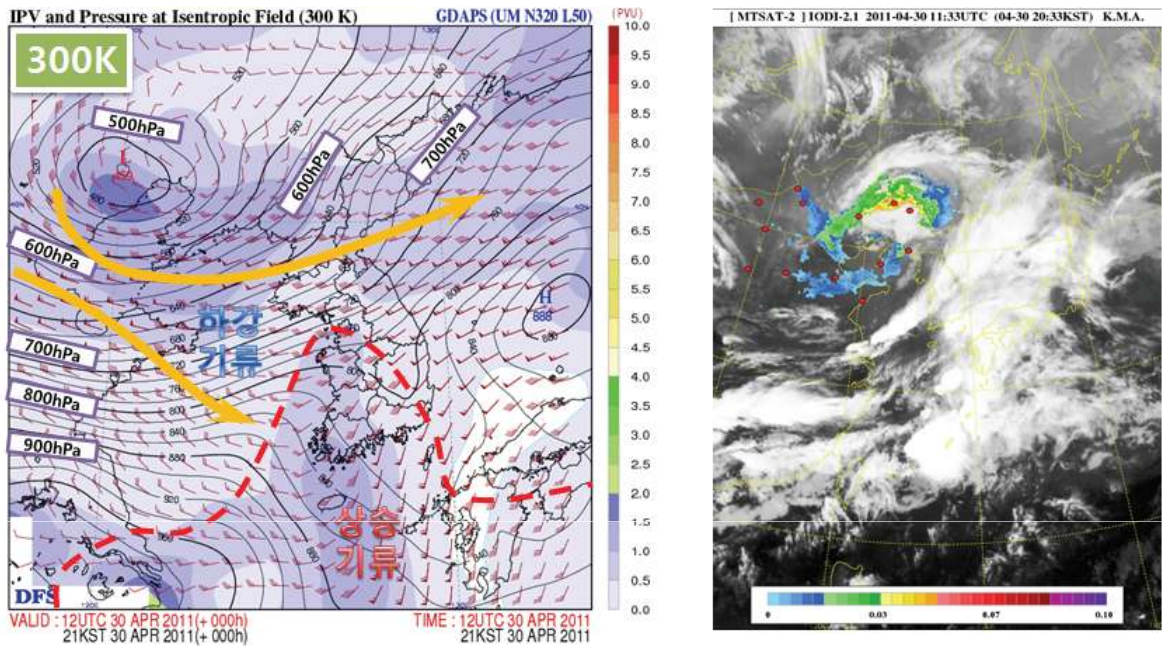


[그림 9.22] 2011년 7월 9일 12시 310K 등온위면(왼쪽), 레이더 영상(오른쪽). 등온위면에서 붉은색 파선은 상승기류와 하강기류를 구분하는 선임

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

9.3.2.2 황사 분석 사례

2011년 5월 1일에서 3일 사이에 우리나라 전역에 발생한 황사가 발생하였다. 호우, 대설 등 강수 분석 및 예측에는 상승기류와 저기압성 순환(수렴)을 찾아내는데 초점을 두지만 황사는 하강기류 분석이 중요하다.



[그림 9.23] 2011년 4월 30일 21시의 300K 등온위면(왼쪽)과 20시 33분 적외영상(오른쪽). 왼쪽 등온위면에서 주황색 화살표는 기류의 진행 방향을 의미하며, 오른쪽 적외영상의 범례는 MTSAT-적외광학 두께지수를 의미함

2011년 4월 30일 21시 300K 등온위면에서 상승기류는 우리나라 중부지방 남쪽으로 분포하며(그림 9.23 참조), 서해상과 발해만 부근에 강한 하강기류가 보인다. 발해만에서 동해북부해상으로 이동하는 기류는 약 500hPa에서 750hPa까지 하강하는 기류이며, 산둥반도 부근에서 서해남부해상으로 이동하는 기류는 약 650hPa에서 850hPa까지 하강하는 기류이다. 즉, 서에서 동으로 이동하는 하강기류보다 발해만에서 우리나라 방향으로 이동하는 기류가 지표 근처로 내려오는 기류라고 할 수 있다.

반면, 우리나라는 상대적으로 높은 PVU와 상승기류가 보이며, 위성영상에서 강수가 동반된 구름대가 보인다. 기류의 이동 경향을 볼 때, 위성영상에서 포출된 발해만 부근의 황사는 하강기류와 함께 우리나라의 하층대기로 유입될 가능성이 높은 상태다.

9.3 등온위면 일기도 활용 사례

등온위면과 일기 분석을 통해 우리나라로 황사가 유입될 가능성이 높다고 판단이 되면, 기류 추적을 통해 예상 도달 시각을 가늠해 볼 수 있다. 북서류의 기류 방향을 따라 발해만 부근에서 태안반도로 황사가 진행할 것으로 예상할 수 있다.

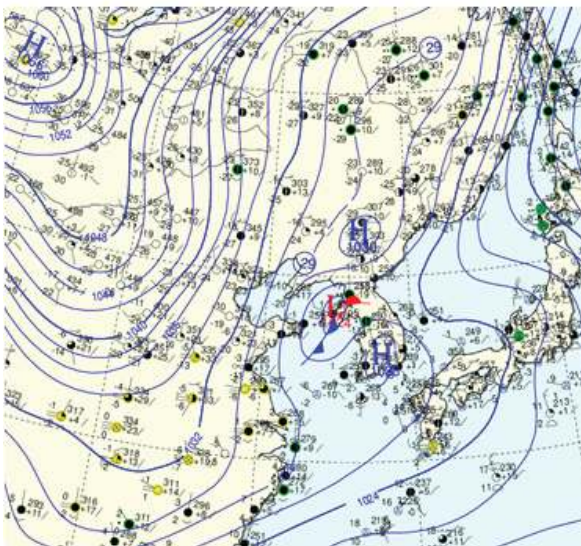
UM-RDAPS 분석장(2011년 4월 30일 9시)을 이용하여, 발해만(A)부터 태안반도(B)까지 온위의 연직단면도를 분석해 보면(그림 9.20 좌상단 A-B), 발해만에서 서해 중부해상까지 등온위가 낮아지는 모습을 볼 수 있다. 18시간 후인 5월 1일 3시 예측자료(그림 9.20 우하단)로써, B(태안반도)지점의 인근 서쪽으로 약 3km고도에서 1km 고도로 급격하게 등온위선이 하강한다. 우리나라 서해안에 위치한 황사관측 3개 지점의 PM10시계열을 보면(그림 9.20 우상단), PM10 농도는 5월 1일 4시부터 증가하기 시작했다. 이후 우리나라로 강한 하강기류에 동반된 황사가 유입되어 5월 1일에서 3일까지 전국에 황사 특보가 발표되었다.

9.3.2.3 대설 분석 사례

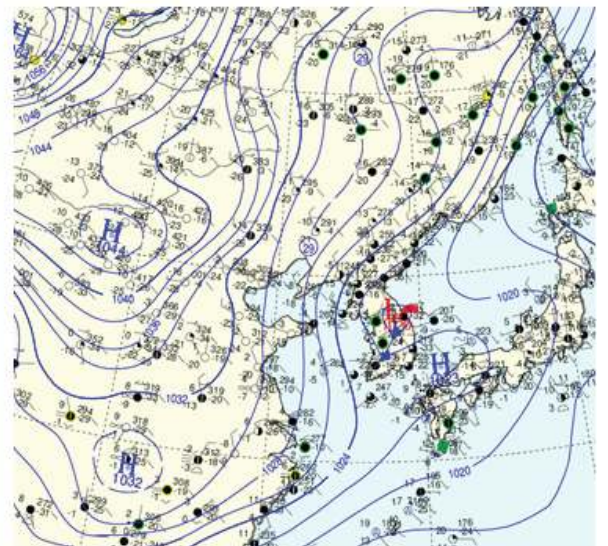
1) 한랭 전선형 대설 사례

그림 9.24는 2011년 1월 23일 한반도 중부지방에 발생한 한랭전선에 동반된 대설 사례에 대한 지상 일기도를 보여주고 있다. 일기도를 통해 2011년 1월 23일 9시와 15시에 한랭전선이 서울·경기 지방을 통과하면서 중부지방에 눈을 내린 것임을 알 수 있다.

(a) 2011년 1월 23일 9시

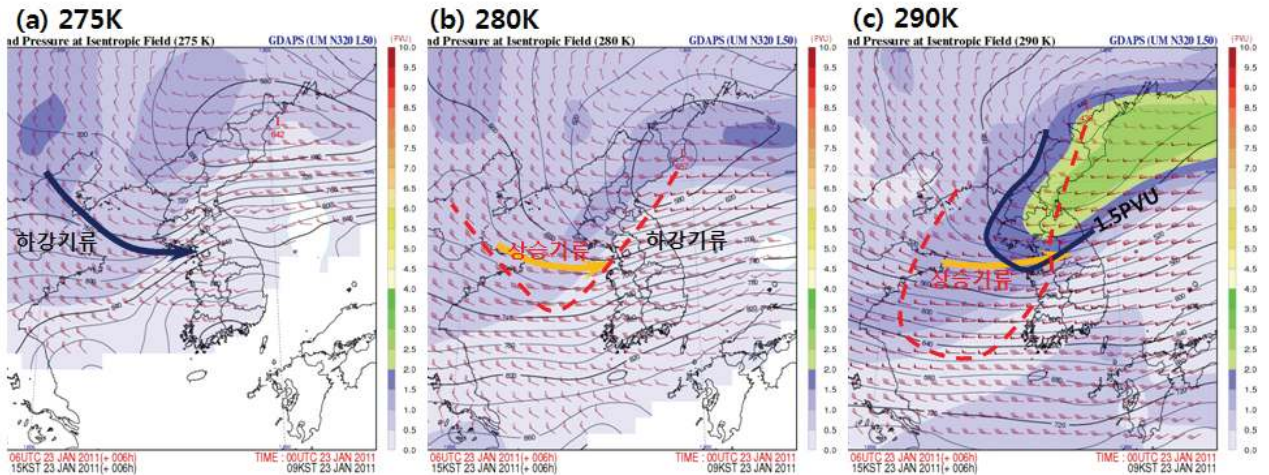


(b) 2011년 1월 23일 15시



[그림 9.24] 2011년 1월 23일 (a) 9시, (b) 15시 지상일기도

9.3 등온위면 일기도 활용 사례



[그림 9.25] 2011년 1월 23일 9시에 생산된 15시(+6시간) UM-GDAPS (a)275K, (b)280K, (c)290K 등온위면 예측장. 붉은색 파선은 상승기류와 하강기류를 구분하는 선임

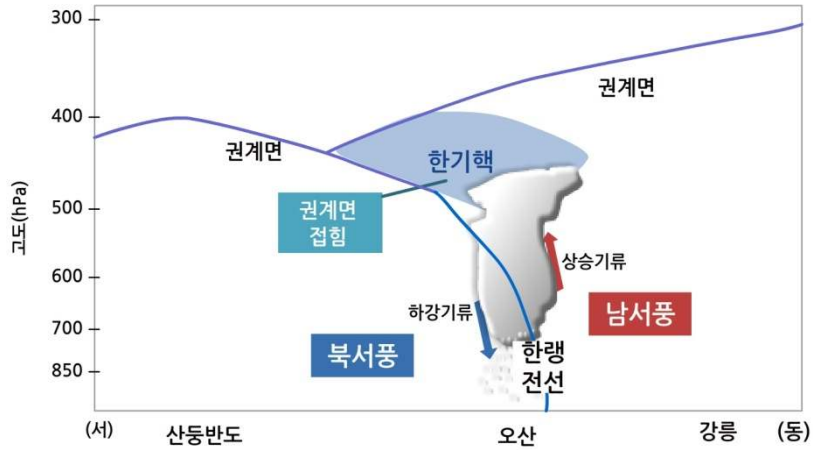
그림 9.25(a)의 275K 등온위면에서 화살표가 나타내는 것은 발해만 부근인 약 750hPa에서 서울 근처 850hPa로 진행되는 하강기류를 의미한다. 그림 9.25(b)의 280K 등온위면에서 한반도는 하강기류가 나타나며, 산동반도에서 경기만으로 약 700~650hPa 등압선을 따라 상승기류가 존재한다. 그림 9.25(c)의 290K 등온위면에서 500hPa 등압선이 오산 부근에 있으며, 오산 상공과 서해상에 상승기류가 존재한다.

따라서 오산 부근을 기준으로 하층대기에서는 하강기류가, 중·상층대기에서는 상승기류가 동반되어 지상에서 상층으로 갈수록 서쪽으로 기울어진 한랭전선 형태를 보인다.

또한 그림 9.25(c)의 290K 등온위면에서 1.5PVU 이상 지역이 오산 부근에 위치한다. 1.5PVU는 대류권계면을 의미하며, 그림처럼 비정상적으로 1.5PVU 이상 값이 남쪽으로 내려온 것은 성층권 공기의 침강이나 극공기의 남하로 발생하는 대류권계면 접힘 현상으로 알려져 있다. 그림 9.26은 이상의 분석을 요약한 모식도이다.

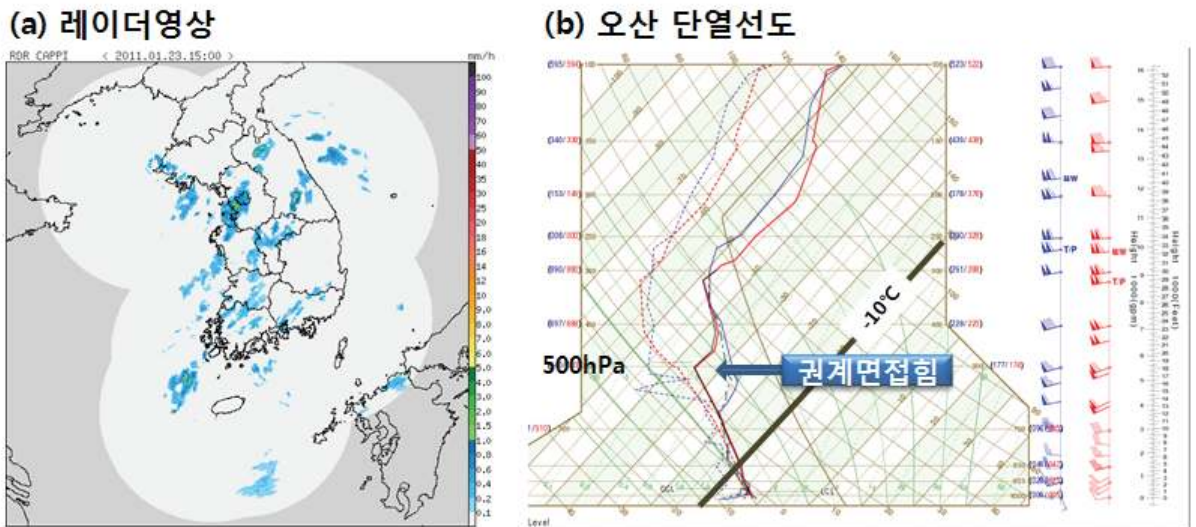
9.3 등온위면 일기도 활용 사례

그림 9.26은 이상의 분석을 요약한 모식도이다.



[그림 9.26] 2011년 1월 23일 한랭전선에 의한 대설사례의 모식도

그림 9.27은 같은 시각(15시) 오산 단열선도와 레이더 영상이다. 그림 9.27(a)을 보면, 우리나라에 산발적인 강수에코가 분포하며, 서울·경기 서해안에 발달한 에코가 보인다. 이 발달한 에코는 남동쪽으로 움직이면서 서울은 14시부터 16시까지 2.7cm, 수원은 15시부터 17시까지 5.1cm 적설을 기록했다. 오산 단열선도에서 15시에 관측된 붉은색의 온도선과 노점 온도선 분포를 살펴보면, 지상에서 500hPa까지 포화된 것을 확인할 수 있다. 500hPa 고도에서는 온도선의 모습이 권계면 형태(고도상승에 따라 기온역전)를 보여주는데, 이는 그림 9.25(c)의 290K 등온위면에서 1.5PVU 값이 이 지역에 위치한 것과 일치한다.



[그림 9.27] 2011년 1월 23일 15시 (a) 오산 단열선도와 (b) 레이더 영상

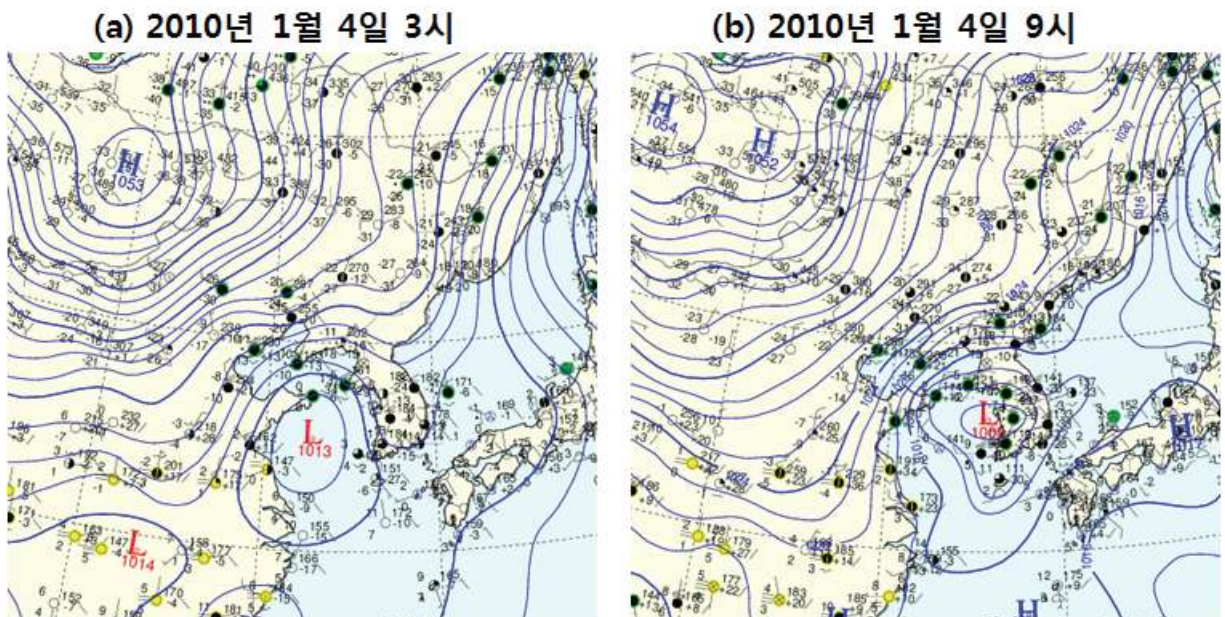
9.3 등온위면 일기도 활용 사례

2) 온난 전선형 대설 사례

그림 9.28에서 보이는 것과 같이 2010년 1월 4일 지상저기압 중심이 충청 지방을 통과하면서 저기압 동쪽과 북쪽에 위치한 서울·경기 지역에 대설이 발생하였다. 그림 9.16(a)의 280K 등온위면에서 등압선을 가로지르는 남풍의 기류는 제주 부근에 위치한 900hPa 등압선부터 북한에 위치한 700hPa 등압선까지 이동할 수 있다. 그림 9.16(b)의 오산 단열선도 약 925~800hPa 고도에서 난기 유입에 의한 지상과의 역전층이 보이는데, 상승하는 남서기류의 영향으로 많은 눈이 발생하였다.

온난전선 부근의 강수지역 특징처럼 지표부근은 비교적 한랭하고 상층대기로 온난·다습한 공기가 유입되어 층운형 강수가 나타났다. 온난전선 북쪽과 동쪽은 폭넓은 강수대가 분포하고 있어 지속시간이 길어 대설로 발생하기 쉬운 형태지만 따뜻한 대기에서 발생하므로 눈으로 내리기가 쉽지 않다.

그림 10(c)의 레이더 영상에서 강수 에코의 분포는 그림 9.16(a)의 상승기류 지역과 동일하게 나타난다. 온난전선형 대설은 지상저기압 중심의 북쪽과 동쪽에서 발생하나 대기의 기온이 충분히 낮아야 하며, 지표부근을 제외한 대기 전 층으로 난기가 유입되므로 지상의 기온은 반드시 영하이어야 한다.



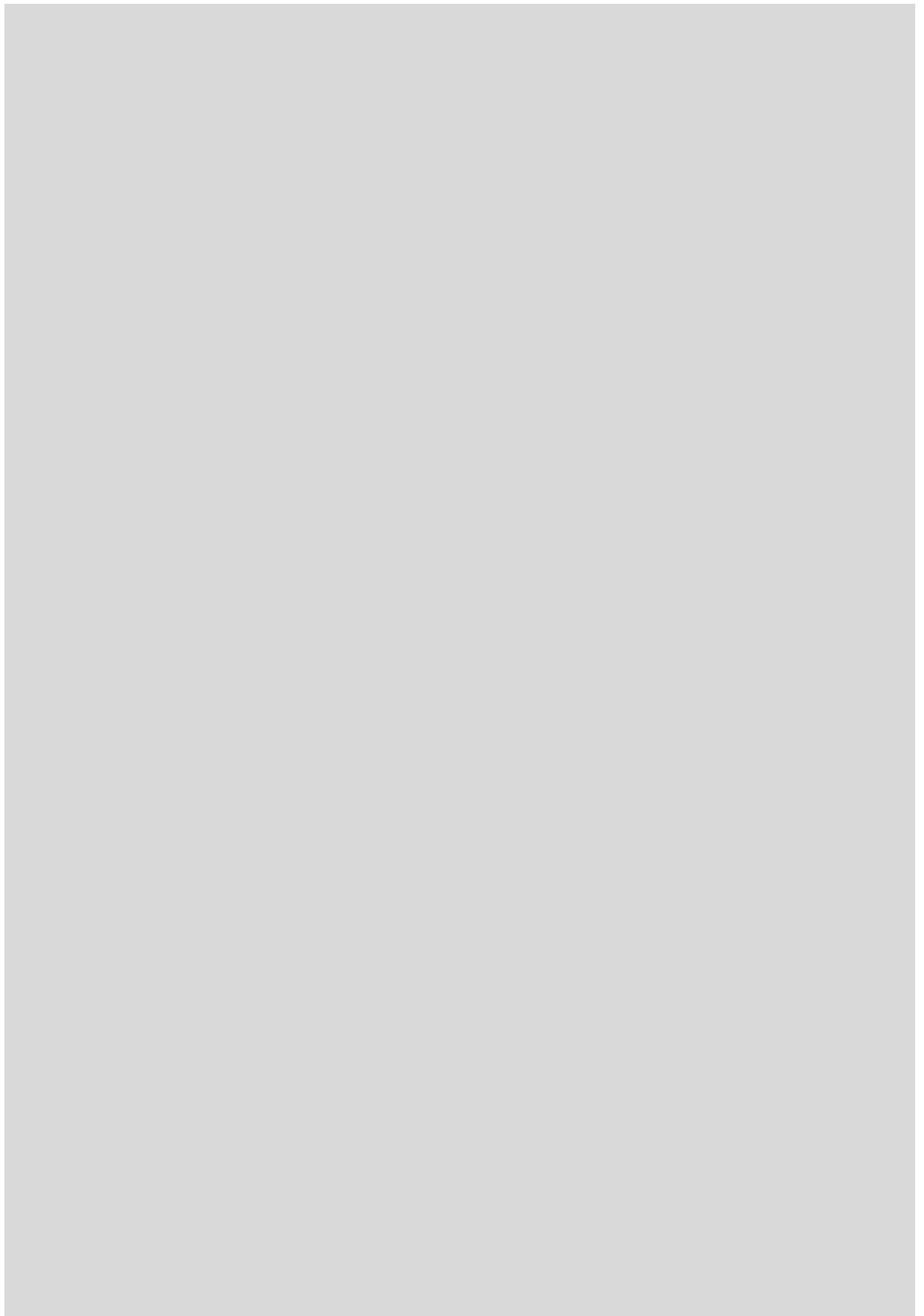
[그림 9.28] 2010년 1월 4일 (a) 3시, (b) 9시의 지상일기도

연습문제

1. 온위를 정의하시오.
2. 등온위면 일기도에서 상승 운동과 하강 운동을 구분하는 방법에 대해서 설명하시오.
3. 한반도 집중호우 분석에 있어서의 등온위면 일기도의 장점에 대해서 설명하시오.

참고문헌

1. 기상청, 2011 : 손에 잡히는 예보기술(통합본)-실전 등온위면 분석
2. Saint Louis University, 1999, Isentropic Analysis Techniques: Basic Concepts
3. Oxford USA, 1992 : Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol II
4. Prentice Hall, 1994, Weather Analysis



10장. 기상 요소별 예보

10.1 바람 예보

10.2 기온 예보

10.3 구름 예보

10.4 강수 예보

10.5 황사 예보



학습목표

- 바람예보 기법에 대해서 이해한다.
- 기온예보 과정에 대해서 이해한다.
- 강수예보의 중요한 고려 요소에 대해서 설명한다.
- 황사예보 시 고려 사항들에 대해서 이해한다

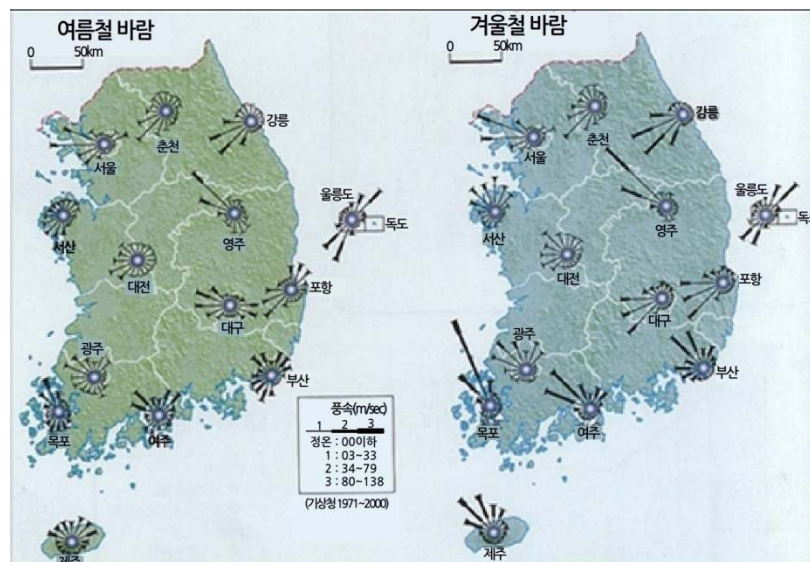
10.1 바람 예보

10.1.1 지상풍 예보 영향 요소와 기법

10.1.1.1 기후

해당 예보 구역에 대한 기후 분석은 바람 예보의 가장 먼저 고려해야 할 요소라고 할 수 있다. 기후 자료는 해당 지역의 시간별 계절별 탁월한 풍향과 풍속에 대한 중요한 정보를 포함하고 있기 때문에 예보에 필요한 시간대의 탁월풍(Prevailing Wind)의 방향과 강도를 예측하는데 유용하다. 탁월풍 혹은 기후풍은 해륙풍, 산곡풍, 열적 대류에 의한 국지풍 등에 의해서 결정되기 때문에 예보관들은 해당 예보 지역의 중규모 혹은 미세 규모 기상 현상에 대한 기후학적 이해가 전제되어 있어야 한다.

탁월풍 이외에도 다양한 기후학적 풍계가 발생하는 것은 고기압, 저기압, 전선과 같은 이동성 기상계가 작용한 결과라고 할 수 있다. 기후 분석 자료는 기상 관서 자체에서 보유한 기후 분석 자료와 기상청 기후국에서 지역 단위 혹은 전국 단위로 재분석한 기후자료 등을 주로 활용하는 것이 좋다. 예보 부서에서는 해당 지역에서 월별 혹은 주별 기후학적 탁월풍과 기타 바람의 변화 경향을 한 눈에 확인할 수 있는 풍배도 혹은 바람장미(Windrose)를 그려서 활용할 필요가 있다.



[그림 10.1] 우리나라 계절별 바람장비 분포

10.1 바람 예보

10.1.1.2 주변 지형

주변 지형은 지상풍의 풍속과 풍향을 결정하는데 매우 중요한 영향을 미친다. 지형과의 마찰에 의해서 풍속이 줄어들기도 하고 풍향이 급하게 변하기도 한다. 산맥의 풍상측에서는 풍속이 줄어들거나 이동이 저지당하는 현상이 발생하는 반면 풍하측에서는 아주 강한 내리 바람이 형성되기도 한다. 우리나라 봄철 영동지방에서 발생하는 강한 양간지풍이나 영서, 충청 지역에서 발생하는 높새 바람은 지형이 공기의 흐름에 작용하여 발생하는 바람의 일종이다. 기상대는 상세한 지형 정보가 표시된 지도를 구비하고 관심을 가져야 하는 지점들을 지도에 표시할 필요가 있으며, 예보관들은 기상대를 둘러싸고 있는 산, 언덕, 계곡, 강, 호수와 같은 주요한 지형의 위치와 그것들이 예보 지역의 바람 형성에 미치는 영향에 대해서 충분히 인지하고 있어야 한다.

10.1.1.3 기상 지형

만약 강한 기단이나 기압계가 해당 예보 지역에 영향을 미치지 않을 것으로 예상되는 경우에는 국지적인 경향성을 단기 예보에 반영할 필요가 있다. 특히 해류풍이나 산곡풍 등과 같은 국지풍의 영향을 주로 받는 지역에 위치한 기상대는 풍향이 변화하는 시간과 풍속이 증가하기 시작하는 온도 등을 지속적으로 기록한 경향성 표를 유지하고 일일 예보에 반영할 필요가 있다.

10.1.1.4 지균풍

바람을 예보할 때 지균풍의 방향과 속도에 마찰력의 효과를 적용하면 비교적 쉽게 지상 바람에 대한 단기 예보 생산이 가능하다. 지균풍은 기압장의 변화에 매우 민감하기 때문에 24시간 이상의 바람 예보에는 부적합하고 등압선이 심하게 변하는 지역에서는 적용이 어려운 한계를 가지고 있지만 2시간에서 3시간 정도의 바람 예보 생산에는 무난하게 적용할 수 있다. 일사가 최대로 발생하는 낮 시간 동안 지상풍의 평균 풍속은 지균풍의 약 2/3 수준으로 예측할 수 있는데 만약 지균풍속이 7m/s 미만인 경우에는 지상풍이 지균풍의 영향 보다는 국지적인 순환에 의해서 더 크게 영향을 받기 때문에 적용이 곤란하다. 지균풍에 대한 지상풍의 평균 풍향은 북반구에서는 해양의 경우에는 지균풍으로부터 약 10°, 산악과 같은 거친 지형의 경우에는 50° 까지 벗어날 수 있는데 이것도 해당 기상대의 자료를 충분히 확보하여 평균적인 편차를 구해서 적용할 필요가 있다.

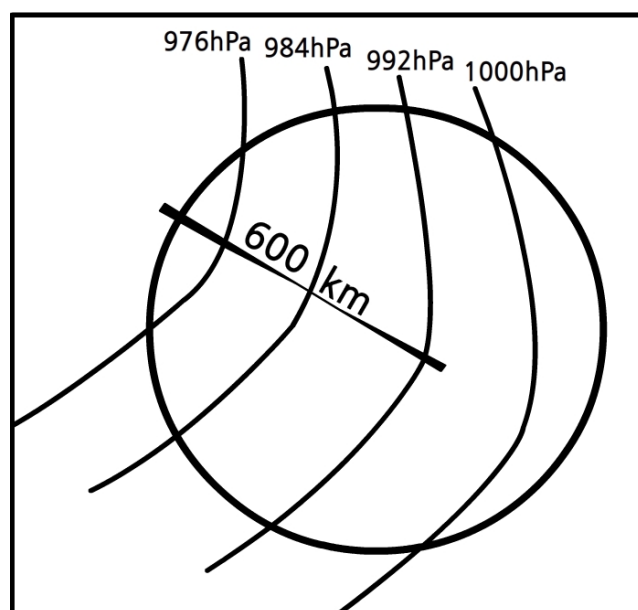
10.1 바람 예보

지균풍을 지상풍 예보에 활용하지 말아야 할 경우는 강한 대류 활동이 있거나, 전선이 통과하는 경우, 역전층이 존재하는 경우, 저기압 중심으로부터 300km 이내에 기상대가 위치하고 있는 경우로 국지적인 바람의 변화가 심하기 때문에 지균풍을 활용하는 것은 부적절하다고 할 수 있다.

10.1.1.5 경도풍

경도풍은 등압선이 많이 휘어지는 중위도 지역에서 실제 지상풍을 예측하는데 유용하게 활용할 수 있는데 이때 마찰력 효과를 풍향과 풍속 결정에 감안해 주어야 한다. 그림 10.2와 같이 예보 지역으로부터 위도 6° ($\approx 600\text{km}$) 정도 반지름을 가지는 원을 그린 다음 예보지점과 기준 지점의 기압 차이를 구한다. 그림 10.2에서는 $1000\text{hPa} - 976\text{hPa} = 24\text{hPa}$ 의 차이가 난다. 이 기압차를 토대로 경도풍을 $24\text{kts}(12\text{m/s})$ 로 계산할 수 있다. 이후 평균 지상풍의 방향은 등압선에 나란하고 평균 풍속은 계산된 경도풍 풍속의 절반인 6m/s 로 정할 수 있다.

만약 예보 시간이 예보 지역에서 일중 최대풍이 나타나는 시간과 일치한다면 경도풍의 90% 수준까지 풍속을 높여 주는 방법을 사용한다. 이 방법을 적용할 때 먼저 지균풍의 풍속을 살펴서 지균풍이 25m/s 를 넘어서는 경우에는 경도풍보다 지균풍을 지상풍 예보에 적용하는 것이 더 정확하며 경도풍은 위도가 증가하거나 공기의 밀도가 높은 경우에는 풍속이 더 증가할 수 있음을 인지하고 있어야 한다.



[그림 10.2] 경도풍 결정 원

10.1 바람 예보

10.1.1.6 기온 일변화

지상풍의 변화는 온도의 일변화와 직접 관련되어 나타나며 온도의 변화는 하층 온도 역전층의 형성과 소산을 통해 국지적인 순환에 영향을 미친다. 일반적으로 지상풍의 최대와 최소는 지상 기온의 최대 최소와 각각 관련되어 있다. 기온의 일변화가 지상풍에 영향을 미치는 영향은 기압 경도력이 약한 환경에서 두드러지게 나타난다.

야간 기온 하강과 함께 지상 부근에 역전층이 형성되면 상층과의 혼합이 제한되어 지상풍도 최소로 줄어들게 되며 역전층이 유지되는 기간 동안 바람의 증가는 발생하지 않고 역전층이 소산된 이후 자유 대기와의 혼합이 활발하게 발생하는 시점부터 점차 증가하는 추세를 보인다. 국지풍의 영향을 받는 지역도 아침 최저 기온으로부터 일정한 온도가 상승한 이후부터 풍향의 변화와 풍속의 증가가 나타난다.

예를 들어 해륙풍이나 산곡풍의 경우에 아침에서 오전 중에 발생하는 육풍이나 산맥으로부터 불어오는 바람의 경우 풍속이 2m/s 이하로 약하게 유지되는 경우가 대부분이며 기온이 상승하면서 풍향이 반전된 이후부터 5m/s 이상으로 증가하는 추세를 보인다. 기온의 변화가 지상풍에 영향을 미치는 정도를 판단하는데 주로 사용되는 자료가 단열선도(Skew-T log-P)이다.

먼저 단열선도를 통해 지상 부근에 역전층이 존재하는지 확인하고 역전층이 소산되는 온도가 발생하기 전까지는 풍향과 풍속에 변화가 없는 것으로 판단하는 것이 좋다. 다음으로 5,000ft(1.5km) 이하에 역전층이 존재하고 고도에 따라 바람이 증가하고 있는 추세를 가진다면 일중 최대풍은 일사가 가장 강한 시기로 판단하고 1.5km 고도 바람의 80% 수준에서 풍속을 결정하는 것이 바람직하다. 만약 상층으로 갈수록 바람의 증가가 뚜렷하지 않으면 지상 최대풍은 1.5km 고도의 40~70% 수준에서 월별 통계치를 참조하여 결정한다.

예보관들은 위에서 제시된 기준에 집착하지 말고 국지적인 지형 특성과 기상대 통계치를 참고하여 독자적인 가중치를 마련할 필요가 있다. 또한 최대풍의 발생이 최대 일사 시간이 아니라 하층의 역전이 깨지는 시간대에 발생하기도 한다는 사실 또한 인지하고 있어야 한다.

10.1 바람 예보

남서풍의 경우에는 850hPa 고도의 풍속의 70% 정도로 부는 경우가 대부분이고 가장 심한 경우에도 이 풍속을 넘어서는 경우는 거의 발생하지 않는다. 그렇지만 북서풍의 경우에는 한랭 이류를 동반하는 경우가 많기 때문에 오히려 지상풍이 850hPa 고도의 풍속을 넘어서는 경우도 발생할 수 있다는 사실 또한 인지하고 있어야 한다.

10.1.1.7 수치예보 기법

최근 들어 수치예보가 예보 생산의 중심으로 자리 잡으면서 수치예보 모델 산출자료통계(MOS; Model Output Statistics)가 지상풍 예보의 중심 도구로 사용되고 있다. MOS 자료는 수치예보 모델에서 다른 기상변수들과 통계를 고려한 객관적인 자료로 특정 지점에 대한 풍향과 풍속 변화 경향에 대한 정보를 제공한다. 따라서 MOS를 통해서 제공되는 지점이 아닌 곳에 대한 지상풍 예보는 적절한 내삽 기법을 통해서 예보관이 판단하여 결정하여야 한다.

수치예보 자료가 객관적이고 연속적인 예측 자료를 제공한다고 하더라도 모델에서 생산 계산되는 바람은 지상풍 바람 자체가 아니라 모델 최하층의 값을 일정한 프로파일을 따라 지상으로 내삽한 결과이고, 모델에서 사용되는 지형의 해상도가 실제 해상도에 비해서 크게 떨어지며, 국지적인 영향보다는 모델 자체에서 만들어진 온도, 기압, 습도, 바람 정보 등을 토대로 가공된 바람 정보이기 때문에 수치예보 자료를 그대로 지상풍의 풍향과 풍속 예보에 적용하는 것은 한계를 가지게 된다.

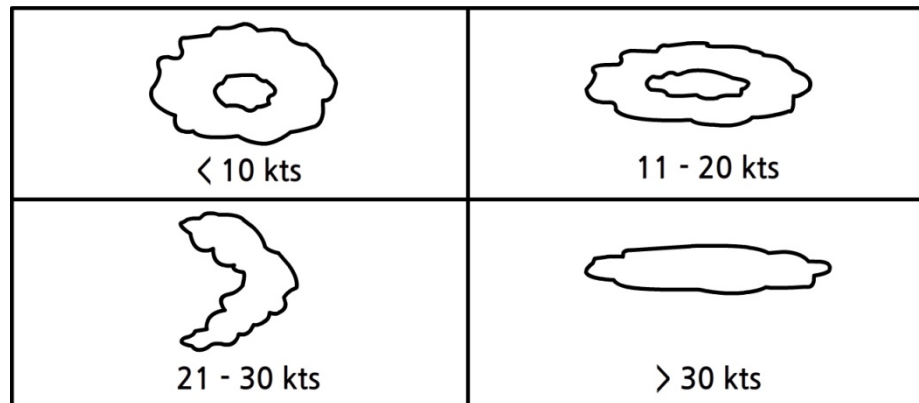
따라서 결국은 예보관들의 주관적인 경험과 일정한 기간 동안 축적된 기상대 자체의 통계치를 적절히 혼합하여 예보에 활용하는 것이 바람직하다. 최근 들어 많이 활용되기 시작한 윈드프로파일러, 레이더 바람 등과 같은 자료도 국지적인 바람 변화의 진단과 예측에 있어서 좋은 정보를 제공해 줄 수 있다.

10.1 바람 예보

10.1.1.8 위성 영상

고해상도 가시영상과 적외영상과 같은 위성 영상에 나타난 하층운의 형태도 관측 자료가 부족한 해상에서의 바람을 예보하는데 보조적으로 활용할 수 있다. 그림 10.3은 위성 영상에 나타나는 전형적인 하층운인 열린-세포형 적운(Open-cell Cumulus) 형태가 구름층 고도의 풍속에 따라 어떤 형태를 보이는지 개략적으로 보여주고 있다(위성 영상에 나타나는 구름의 특성은 구름 편람을 참조하는 것이 바람직하다).

지상풍과 구름이 형성되는 고도의 바람이 일치하지는 않는 것이 보통이지만 하층운이 형성되는 고도의 바람과 지상풍의 풍속과 풍향이 큰 차이가 나지 않는 경우가 많으므로 참고할 가치가 있겠다. 열린-세포형 적운은 저기압성 기류나 선형 기류와 관련되어 발생하는데 도넛 형태에 중앙에 구멍을 가지고 있으면 구름층의 풍속은 5m/s 미만이며, 옆으로 길게 늘어난 도넛 형태를 가지고 있으면 6~10m/s의 풍속을, 활 모양을 가지고 있으면 11~15m/s의 풍속을 가지고 있고, 일자로 길게 늘어진 두꺼운 구름은 15m/s 이상의 강풍 상태에서 발생한다.



[그림 10.3] 열린-세포형 적운의 풍속에 따른 형태 변화

10.1 바람 예보

닫힌-세포 층적운(Closed-cell Stratocumulus)은 고기압성 순환과 관련되어 있는데 일반적으로 구름 그 자체만으로 풍향을 결정하는 것은 불가능하며 풍속도 10m/s를 넘는 경우가 드물다. 선형 층적운은 해상의 해안선 부근에서 만들어지는데 우리나라의 경우에는 겨울철에 강한 한기가 동서해상으로 장출할 때 발생한다. 이때 바람은 선형 층적운의 방향과 나란하게 불어오며 주로 10~13m/s 이상의 강풍을 동반한다. 위성 영상에서 가끔 연기, 화산재, 먼지(황) 등이 관측되기도 하는데 풍상측과 풍하측 분석과 시간 변화를 통해 풍향과 풍속을 개략적으로 유추할 수도 있다.

10.1.1.9 국지 영향 요소들

위에서 언급한 예보 기법들을 사용해서 개략적인 지상풍 풍속과 풍향을 결정한 이후 예보관들은 바람에 영향을 미칠 수 있는 다음과 같은 기상 요소들을 검토하여 보다 정밀한 바람 예보를 생산하여야 한다.

1) 배수 바람(Drainage Wind)

이 바람은 복사 냉각이 강하고 기압 경도가 약한 밤에 지형이 복잡한 경우 좁은 지역에서 지표면의 냉각이 불균등하게 발생하여 차가워진 공기가 따뜻한 공기 지역으로 흘러 내려오면서 발생하는데, 이때 지형의 높이가 70m 이내이고 풍속은 1~2m/s에 불과하다.

2) 산바람(Mountain Breeze)

산바람은 산악 지역에서 발생하는 배수 바람이라고 할 수 있는데 야간에 산 정상 부근의 복사 냉각이 계곡에 비해서 빠르게 진행되고 이렇게 형성된 차갑고 밀도가 높은 공기가 낮은 지역이나 계곡 방향으로 쏟아져 내리면서 발생하는데 이때 풍속은 5~6m/s에 달하며 그 두께는 100m 내외가 된다.

3) 치내림 바람(Fall Wind)

치내림 바람은 산악 지역이 눈으로 덮여 있고 고기압에 의해서 강한 복사 냉각이 존재하는 환경에서 발생한다. 눈으로 덮여 있는 산악지역의 공기가 충분히 차가워지면 산 아래로 내려 불면서 단열승온이 발생하더라도 여전히 낮은 지역의 공기에 비해서 차가운 상태를 유지하게 되는데, 이 차갑고 밀도가 높은 바람은 산악과 계곡 사이에서 국지적으로 발생한 기압경도력과 복합적으로 형성되어 강한 경우에는 최대 20m/s가 넘는 강풍이 발생하기도 한다.

10.1 바람 예보

4) 계곡바람(Valley Breeze)

위에서 설명한 산바람과 반대로 낮 동안 일사를 받는 산악 부분의 공기가 가열되어 상승하면서 그 자리를 채우기 위해서 계곡에서 산 정상 방향으로 불어 올라가는 바람으로 평균적으로는 5~6m/s 정도의 강도를 가지며 일사의 강도에 따라 그 세기가 달라진다.

5) 해륙풍(Land and Sea Breezes)

해양과 육지의 비열 차이에 의해서 발생한 비균질 가열의 결과로 유도되는 온도 차이에 의해서 만들어지는 국지 순환인 해륙풍은 낮에선 바다에서 육지로 밤에는 육지에서 바다 방향으로 형성된다. 하층의 해륙풍의 상층에선 이에 반대되는 방향을 가지는 보상 성분이 형성되게 된다. 해풍은 열대 지역에서는 연중 계속해서 중위도 지역에서는 주로 여름철에 탁월하며 일출 후 3~4시간 후에 형성되고 최대풍은 오후에 형성되며 풍속은 매우 다양한 분포를 가진다. 해풍은 주로 해안선 부근에서의 수렴에 의해서 약화되지만 발달한 경우에는 약 40km 내륙까지 진출하기도 한다.

해륙풍 순환 고리는 지표면에서 약 1km 사이에 형성되며 기압 경도가 약하고 맑은 날 주로 발생한다. 만약 해수면의 온도가 주변 공기에 비해서 상대적으로 많이 낮으면 안개나 층운이 형성되기도 한다. 해풍이 내륙까지 유입되면 국지적인 수렴과 대류 활동(해풍 전선)이 만들어지기도 한다. 육풍은 해풍에 비해서 훨씬 약하며 순환의 수직 수평 규모도 해풍에 비해서 작은 편이며 야간 늦게부터 시작되어 일출 직전에 강도가 최대에 이른다. 이러한 요소들 이외에 고도에 따른 기압과 밀도의 감소에 기인해서 약 700m 씩 올라갈수록 풍속은 평균 0.5~1m/s 정도 증가한다.

기온 예보는 보통 최고 기온과 최저 기온 예보에 집중된다. 그 이유는 기온은 최저 기온에서 최고 기온까지 거의 선형적으로 변화하고 최고 최저 기온이 나타나는 시각이 특별한 경우를 제외하고는 거의 비슷하기 때문이다. 기상 정보를 중심으로 다양한 사회 활동이 이루어지기 때문에 겨울철에 기압골이 통과한 이후의 체감 온도나 여름철 온도 지수들에 대한 관심도 매우 높은 편이다. 실제 예보 과정에서 온도는 가장 마지막에 결정되는 변수라고 할 수 있다. 그것은 온도 예보가 바람, 구름, 안개, 강수, 식생, 도시화, 지형 등에 따라 민감하게 변화할 수 있는 종속 변수의 하나이기 때문이다. 결국 온도 예보가 정확하다는 것은 다른 기상 변수에 대한 예보가 모두 정확했다는 것을 의미하기 때문이다.

10.2 기온 예보

10.2.1 온도 예보 영향 요소와 기법

10.2.1.1 기후

기후 정보는 온도 예보에 일반적으로 사용되는 방법이다. 대부분의 경우 예상되는 온도가 얼마나 기후 값에서 많이 벗어날 것인지 살펴보고 다른 기상 경향이 어떨 것인지를 검토한 후에 최저 최고 기온 값을 결정한다. 보통 기상 관서에서는 일일, 주간, 월별, 년 기후 값을 게시해 놓고 그 변화 경향을 읽어 평년에 비해서 얼마 정도의 기온 변화 경향을 가지는지 기록하고 지원한다.

기온에 대한 기후 정보가 중요한 이유는 기온이 바람의 방향, 구름의 양, 계절에 따라 변화율이 크기 때문에 명확한 기준 값을 가지고 있어야 하기 때문이다. 또한 오늘 내일의 단기 예보가 아니라 장기적인 계획이 필요한 경우에 기온의 변화 경향은 전체적인 계획의 방향을 결정하는 요소가 될 수도 있다.

10.2.1.2 모델산출자료 통계(MOS)

MOS에서 제공되는 온도 정보는 해당하는 지역에 대한 온도 예보 생산에 큰 도움을 주는 도구이다. MOS는 과거 수치예보 모델 자료와 해당 지역의 기후 값 사이의 상관 관계를 구해서 그 정보를 토대로 보다 현실에 가까운 예보가 가능하도록 정보를 제공한다. 보통 MOS에서 제공되는 기온 관련 정보는 24, 36, 48 시간 동안의 최고 최저 기온 정보와 3시간 단위 혹은 6시간 단위의 지상 2m 부근 온도 정보를 포함한다. 그런데 MOS를 활용해서 기온 예보를 생산하는 과정에서 신중하게 고려해야 할 요소들이 있다.

만약 종관규모 환경이 예년에 비해서 비정상적인 흐름을 가지고 있다고 하면 MOS에서 제공되는 기온 정보는 기후 값에 더 많이 치우친 결과를 제공할 것이다. 다시 말하면 수치예보 모델에서 제공되는 온도 정보는 극심한 혹은 기록을 갱신할 정도의 기온 값을 제공해 주는 경우가 없다는 것을 의미한다.

10.2 기온 예보

만약 겨울철 한파가 예년에 비해서 강하게 영향을 미치거나 여름철 무더위가 예년에 비해서 극심한 경우에는 MOS는 전체적인 경향성은 제시해 줄 수 있을 수는 있어도 그 값을 그대로 예보에 반영할 정도로 큰 변동성을 가지지는 않는다는 것이다. 일반적으로 키 작은 한랭 기단이 자리를 잡는 겨울철에는 온난 편차(Warm Bias)가 발생하는 경우가 더욱 잦게 발생한다. 또한 보통 MOS 값들은 복잡한 지형이나 산악 지역의 경우에는 겨울철에 온난 편차가 여름철에 한랭 편차(Cold Bias)가 나타나는 경향성을 가진다. MOS가 가지는 여러 가지 오차들을 보정하기 위해서 제안되는 몇 가지 방법들이 있다.

- (1) MOS는 야간에 온난 이류가 발생하는 환경에서 최저 기온을 너무 낮게 모의하는 경향을 가지는데 특히 이러한 오차는 온난 전선이 접근하는 과정에서 더 자주 발생한다. 이 경우 오차는 3℃에서 5℃ 정도로 종관 환경을 충분히 고려해서 최저 기온 예보를 결정하는 단계에서 보정해 주어야 한다.
- (2) 수치예보 모델들은 한랭 전선이 접근할 때에는 온도 하강 정도를 너무 과도하게 모의하는 경향을 가지는데 한랭 전선이 접근한다고 하더라도 전면에 좁은 온난 공기 층이 존재하는 경우가 많기 때문에 한랭 전선이 접근하는 전면에서 기온이 급격히 감소하지는 않는다. 따라서 이 경우에는 1℃에서 4℃ 정도의 기온을 더해서 실제 온도 예보를 보정해 주어야 한다.
- (3) 최소 기온 예보에 있어서 구름이 없는 맑은 날씨가 바람이 없는 상태에서 너무 높은 값을 제공하는 경우가 빈번하다. 이것은 모델이 가지고 있는 복사 물리과정의 한계에서 기인한 것으로 MOS 값에서 약 2℃에서 4℃ 사이의 값을 빼서 최저 기온으로 삼는 것이 좋다.
- (4) 겨울철에 강한 시베리아 고기압이 장출해서 하층에 한기가 지배적인 환경에서 MOS는 최고 기온을 높게 제시하는 경향을 가진다. 이러한 환경에서 예보를 생산할 때는 MOS 값 보다 단기 예보 모델에서 제시된 값 자체를 사용하는 것이 더욱 효과적일 수도 있다.

10.2 기온 예보

- (5) 지표면 부근의 비정상적인 상태도 온도에 영향을 미친다. 여름철에 일사와 무더위가 지속되면 지표면 부근이 건조하게 되고 실제로 관측되는 기온이 MOS에 비해서 크게는 5℃ 가까이 높게 나타나는 경우가 발생하기도 한다. 반대로 지표면 부근이 젖어 있을 경우에는 2℃ 정도 MOS가 높게 예보하는 경향을 가진다. 이러한 오차는 겨울철에 눈이 내려서 지표면 부근에 많은 적설이 유지되고 있는 경우에는 2℃에서 3℃ 정도의 한랭 편차의 형태로 나타난다. 이것은 모델 초기 과정에서 충분히 지표면 상태를 반영해 주지 못한 결과로 과거에 비해서 많이 개선되기는 했지만 여전히 오차는 남아있는 상태이다.
- (6) 최근 기후변화의 부작용으로 오히려 가변 기상의 발생 폭이 확대되고 있다. 따라서 최고 최저 기온 기록이 갱신되는 경우가 자주 발생하게 되는데 예보관들은 MOS는 이러한 극심한 경우에 적절한 정보를 제공하지 못한다는 사실을 명확하게 인지하고 있어야 한다.
- (7) 예보 기간이 길어질 수록 MOS는 기본적으로 기후 값에 수렴하는 경향성을 가지게 된다. 그런데 비정상적인 무더위나 한파가 지속되는 상황에서 주간 예보 이상의 장기 예보를 생산 할 때는 이러한 MOS의 한계를 고려해서 최고 최저 기온의 변동 폭을 조정해 주어야 한다.

10.2.2 최고 기온 예보법

10.2.2.1 단일 기단 내에서의 최고 기온 결정

단일 기단의 지배를 계속 받는 중관 환경 하에서 최고 기온 예보를 결정할 때는 다음과 같은 단계를 따르는 것이 좋다.

단계 1. 최신 분석장과 예보 자료들을 토대로 현재 지배하고 있는 기단이 얼마나 더 예보 지역을 지배할 것인지 면밀히 검토한다. 만약 24시간 동안 계속해서 지배할 것이라고 판단되는 경우에는 그 기단이 24시간 전에 지나온 경로 상에 있는 지역에서의 최고 기온 분포를 확인한다.

단계 2. 해당 기상대와 예보하고자 하는 지역의 고도 차이를 고려해서 단열 과정에서의 온도 값들을 보정한다.

10.2 기온 예보

단계 3. 해당 지역에서의 구름의 양을 결정한다. 구름과 강수는 다른 어떤 요소에 비해서 기온에 영향을 많이 미친다. 특히 구름이 하늘을 덮는 정도에 따라서 최고 기온과 최저 기온은 최대 5℃의 오차를 가지기도 한다. 따라서 중국 내륙에서의 운량과 운형 정보를 충분히 검토해서 일사량의 변화가 얼마나 될 것인지 결정한다. 이러한 과정을 거쳐 기온의 일변화 곡선을 조절하고 최고 기온을 결정한다.

10.2.2.2 단열선도를 이용한 최고 기온 결정

단열선도(Skew-T log P) 정보를 일일 최고 기온 예보 결정에 활용하는 방법이 있다. 기상대 부근에서 이른 아침에 관측된 라디오존데 자료를 확보하고 최고 기온이 형성되는 기간 동안 기단의 변화가 없을 것인지 확인한 후에 다음 단계를 거쳐 최고 기온을 결정한다. 만약 확보한 라디오존데 자료가 전선의 통과나 운량의 변화, 상층 역전 등으로 인해서 더 이상 대표성을 확보하지 못다는 상황이 발생하면 보조적인 수단으로 모델에서 예측된 단열선도 자료를 활용하는 것도 유용하다.

1) 구름이 없거나 운량이 4/10 이하인 경우

단계 1. 850hPa(850hPa 고도보다 높은 곳에 위치한 기상대는 700hPa 사용) 혹은 5,000ft(1,500m) 온도를 건조 단열선을 따라 지상 기압 고도까지 내린다.

단계 2. 850hPa의 공기 덩어리를 건조 단열적으로 지표면까지 내렸을 때의 기온이 구름이 거의 없는 상태에서는 오후 최고 기온이 될 가능성이 매우 높으므로 그 값을 최고 기온으로 결정한다. 다만, 이 방법은 중위도 지역에서는 봄에서 여름철 사이에서 유용성을 가진다.

2) 구름이 5/10 이상이거나 완전히 구름이 하늘을 가리는 경우

단계 1. 850hPa(850hPa 고도보다 높은 곳에 위치한 기상대는 700hPa 사용) 혹은 5,000ft(1,500m) 온도를 습윤 단열선을 따라 지상 기압 고도까지 내린다.

단계 2. 850hPa의 공기 덩어리를 습윤 단열적으로 지표면까지 내렸을 때의 기온이 구름이 많거나 흐린 날씨에 오후 최고 기온이 될 가능성이 매우 높으므로 그 값을 최고 기온으로 결정한다. 다만, 이 방법은 중위도 지역에서는 봄에서 여름철 사이에서 유용성을 가진다.

10.2 기온 예보

3) 온난전선 접근 시

단계 1. 850hPa 고도의 온도 이류를 고려하여 850hPa 고도의 온도를 먼저 예측한다.

단계 2. 예측된 850hPa 고도의 온도를 건조 단열선을 따라 지표면 까지 내린다.

단계 3. 이때의 온도를 읽어 오후 최고 기온으로 삼는다.

4) 하층 역전 존재 시

이 방법은 늦은 봄이나 초가을에 구름이 없거나 구름이 약간 있는 날씨에 적용하는 것이 적합하다.

단계 1. 단열선도에서 야간 지상 역전이 꼭대기(역전층의 온도가 가장 높은 곳)를 결정한다.

단계 2. 건조 단열선을 따라 지표면 고도까지 내린다.

단계 3. 이때의 온도를 읽어 오후 최고 기온으로 삼는다.

10.2.3 최저 기온 예보법

10.2.3.1 단열선도를 이용한 최저 기온 예보법

단열선도를 이용해서 최저 기온을 예보할 때 가장 많이 사용하는 방법은 일출 후에 관측된 라디오존데 자료의 850hPa 노점 온도를 습윤 단열선을 따라 지표면 고도까지 내렸을 때의 온도를 야간 최저 기온으로 삼는 것이다. 이 방법은 단열선도에 기입된 고층 관측 자료가 관측된 기단과 예보 시간에 해당 지역을 지배할 기단이 동일하다는 가정이 성립될 때 활용이 가능하다. 만약 기단의 변화가 예상될 경우에는 기존 관측 자료를 그대로 활용하는 것보다는 수치예보 자료나 관측 자료의 외삽을 통해서 만들어진 예측 단열선도를 활용하는 것이 바람직하다.

10.2 기온 예보

10.2.3.2 노점온도를 이용한 최저 기온 예보법

지상 기온이 최고일 때 관측된 노점 온도를 이용하여 다가오는 밤의 최저 기온으로 선택하는 방법으로 하늘이 맑고 바람이 없으면 최저 기온은 오후에 관측된 노점온도 보다 2℃에서 4℃ 정도 낮은 값을 가지는 것이 보통이다. 이 방법은 9월부터 3월까지 주로 가을철과 겨울철에 산악 고지대가 아닌 일반적인 기상대에서 활용이 가능한 방법이며 이 방법 또한 기단이 변화하지 않는다는 가정 하에서 적용이 가능하다.

10.2.3.3 한랭전선 통과 후 최저 기온 예보법

한랭 전선이 통과한 후 통과 당일 보다는 둘째 날 새벽에 기온이 가장 많이 떨어진다는 사실은 이미 많이 알려져 있다. 전형적인 한랭 전선이 오후에 해당 지역을 통과하면 바람이 북서풍으로 바뀌면서 한랭 이류가 시작된다. 이때 시작된 한랭 이류는 야간 동안 지속되며 다음날 까지 지속된다. 따라서 한랭 전선이 통과한 날 야간에는 북서풍의 풍속은 점차 줄어들겠지만 어느 정도 그 세력을 유지하기 때문에 야간 복사에 의한 냉각 효과가 이류에 의해서 약화되기 때문에 기온의 하강이 급하게 발생하지는 않는다. 한랭전선이 통과한 다음날에는 낮 동안 차가운 기온이 유지되고 야간에는 고기압 중심이 점차 접근하기 때문에 바람이 거의 없고 구름도 거의 없는 상태가 된다. 따라서 야간 복사 효과가 가장 극대화 되어 한랭전선 통과 후 둘째 날 아침에 극 최저 기온이 나타나는 것이다. 그리고 일반적으로 고기압이 장출한 후 삼일 째가 되면 점차 변질되어 두 번째 날 아침보다는 약간 높은 최저 기온을 가지는 것이 특징이다.

10.2.3.4 Craddock 최저 기온식

1950년대 영국의 J.M Craddock과 D. Pritchard가 최저 기온과 안개 예보 능력 향상을 위해서 개발한 방법으로 여러 기관에서 활용하면서 하나의 경험식으로 정립된 최저 기온 예보법이 Craddock 최저 기온식이다.

$$T_{\min} = 0.32 T + 0.55 T_d + 2.12 + C$$

where: T = 1200 UTC 온도

T_d = 1200 UTC 노점 온도

C = [표10-1]의 구름 변수

2.12 = 경험적 상수

10.2 기온 예보

[표 10.1] Craddock 최저기온 온도 변수(화씨, °F)

예상 평균 지상풍속	예상 평균 운량			
	0 ~ 2	3	4 ~ 5	6 ~ 8
5m/s 미만	-3	-2	-1	0
5m/s 이상	-1	0	0	1

Craddock 최저 기온식은 야간 복사냉각에 영향을 가장 많이 미치는 바람과 구름의 운량을 최저 기온 예보에 반영하였고, 오랜 기간 동안 여러 현업 기관에서 활용하면서 만들어진 경험식으로 그 예측 성능이 우수한 것으로 알려져 있다. 다만, 우리나라에서 온도 관측의 표준으로 사용하는 섭씨(°C)가 아니라 화씨(°F)를 사용한다는 점에서 예보관들이 익숙하게 사용하기 위해서는 온도 변화표를 활용할 필요가 있다.

10.2.3.5 기타 최저기온 예보법

1) 제한된 자료를 이용한 최저기온 예보

앞에서도 언급했듯이 기온의 예보는 대기 상하층의 모든 기상 요소를 고려해야 하기 때문에 많은 정보가 필요하며 해당 기상대와 지역의 기후자료와 지형 정보와 같은 복잡한 물리 과정에 대한 복합적인 이해가 필요하다. 그렇지만 어떤 경우에는 자료가 현장에서 관측되는 정보로 한정되는 경우가 발생할 수 있다. 그런 경우에는 다음과 같은 방법을 사용해서 제한되지만 어느 정도 활용이 가능한 최저기온을 예보할 수 있다.

- 종이에 x-축에는 시간을 y-축에는 온도와 노점 온도를 기록하는 도표를 그린 후 매 시간 관측된 온도와 노점 온도를 기록해서 온도와 노점의 일변화 경향 커브를 그린다. 며칠 동안 일변화 경향 커브를 지속적으로 그려서 평균하면 특정한 패턴을 만들 수 있고 이것은 아주 훌륭한 온도 예보 도구가 될 수 있다.
- 하늘이 맑고 기단의 변화가 없다는 가정 하에 최고 기온이 나타나는 시간의 노점 온도를 다가오는 야간의 최저 기온으로 결정한다. 일정한 기간 동안 이 방법으로 최저 기온을 예보하고 실제 관측 값과의 차이를 보정값으로 사용하면 비교적 합리적인 최저 기온 예보를 할 수 있다.

10.2 기온 예보

- 토양의 수분이나 건조도가 지표면의 가열에 영향을 미칠 수 있다. 태양 복사는 지표면을 데우기 전에 지표면 부근의 수분을 먼저 증발 시키게 된다. 따라서 일정한 시간 동안 복사가 지속된다고 하더라도 최고 기온은 높게 올라가지 못한다. 젖어 있는 지표면은 건조한 지표면에 비해서 지상 온도의 변화량이 작다.
- 지표가 적설로 덮여 있으면 대부분의 태양복사가 반사되기 때문에 지표면은 거의 가열되지 않는다. 따라서 지표면의 온도 상승으로 인해 지표 근처의 기온이 올라가는 효과를 기대할 수 없기 때문에 최고 기온의 상승이 제한된다. 기단이 적설 지역을 이루하면 지표 부근의 기온이 점점 낮아지게 된다.
- 바람이 약하면 난류에 의한 혼합 효과가 커지기 때문에 낮 동안 기온이 많이 오른다. 반면 바람이 강하면 이류 효과가 강해져서 낮 기온의 상승이 제한을 받는다. 바람이 5m/s 이상인 경우 최고 기온이 예상 보다 1℃ 이상 낮아질 수 있고, 17m/s 이상이면 3℃ 이상 낮아지는 효과가 있다.
- 습기는 온도의 일변화를 제한한다. 예를 들어 일중 습도가 90%가 넘는 열대 우기의 기온 일변화는 3℃에서 5℃에 머물지만, 건조한 사막에서의 일교차는 28℃가 넘는다. 우리나라의 경우에도 여름철에 장마철에는 일교차가 거의 나지 않지만 건조한 봄철이나 가을철에는 심한 경우 20℃에 가까운 일교차가 나기도 한다.

2) 강한 바람과 냉각

야간 동안의 강한 바람은 기온의 하강을 제한하는데 이것은 바람에 의해서 난류 혼합 효과가 야간에도 지속되기 때문이다. 날씨가 맑아 야간 복사가 강하게 일어난다고 하더라도 지표면 부근의 차가워진 공기가 상층의 상대적으로 따뜻한 공기와 쉽게 섞여버리기 때문에 지상 기온의 하강이 제한을 받는 것이다. 야간에 5m/s 이상의 바람이 지속될 것으로 예상될 경우에 최저 기온은 예상치보다 1℃ 이상 높게 예보하는 것이 바람직하다. 만약 바람이 15m/s 이상 강하게 지속되면 최저기온은 3℃ 이상 높게 예보하여야 한다.

10.2 기온 예보

3) 습도와 냉각

상대습도가 80% 이상으로 높은 경우에는 지표면 부근에서의 냉각이 제한을 받는다. 그 이유는 수증기가 지구 복사열을 효과적으로 잡아두는 역할을 하기 때문이다. 따라서 습도가 매우 높은 날을 건조한 날에 비해서 야간 최저 기온이 3℃ 이상 높게 나타나는 경우가 많다. 특히 이러한 현상은 대규모 호수를 끼고 있는 지역에서의 야간 최저 기온 예보 생산에 중요한 도구로 활용할 수 있다.

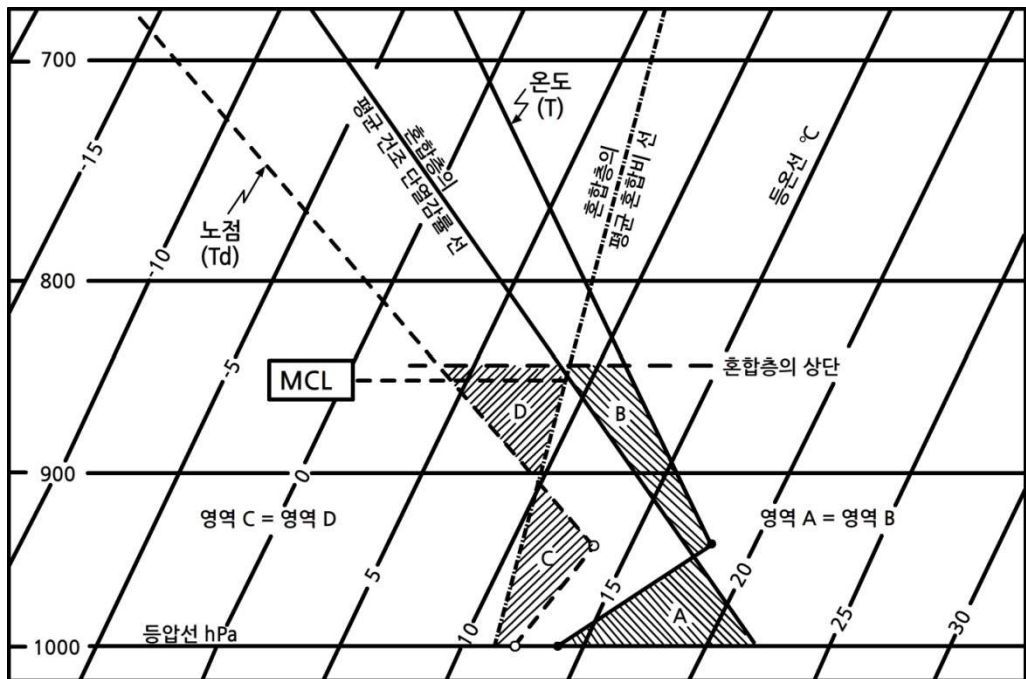
구름 예보는 일반 예보관들에게는 생소한 분야일 수 있다. 일반 기상정보를 활용하는 사람들에게 있어서 구름 예보는 흐림, 맑음, 구름 조금 정도의 정성적인 수준이면 충분하다. 그러나 정확한 구름 예보 없이는 정량적 강수량 예측이나 정확한 온도 예보 등을 기대할 수 없으며 특히 항공기상 분야에 종사하는 예보관들은 큰 도전에 직면하게 될 것이다. 수치예보가 예보의 중심 도구로 떠오르기는 했지만 여전히 구름 예보는 전통적인 방식이 더 좋은 효과를 보이는 것으로 알려져 있다. 구름 예보는 형성되거나 유입되는 구름이 하층운인지 중층운인지 상층운인지 구분해 내는 것에서 시작되며, 나아가서는 구름의 양이 하늘을 어느 정도 덮을 것인지 정량적으로 예보하는 것으로 마무리 된다.

10.3 구름 예보

10.3.1 운저 고도 결정법

10.3.1.1 단열선도 이용법

혼합응결고도(MCL; Mixing Condensation Level)는 바람에 의해서 한 층의 공기가 혼합되는 가장 낮은 고도를 의미하며, MCL은 층운(ST; Stratus)과 차가운 공기가 따뜻한 수면위를 지나면서 만들어지는 층적운(SC; Stratocumulus)의 운저 고도를 결정하는 중요한 도구로 이용된다. 그림 10.4는 MCL을 결정하는 과정을 그림으로 보여주고 있다.



[그림 10.4] 단열선도에서의 혼합응결고도(MCL)의 결정 방법

10.3 구름 예보

단계 1. 혼합층(바람, 지형 거칠기 길이, 기존 단열선도 등으로부터 주관적으로 결정이 가능함)의 상단의 높이를 결정한다. 차가운 기단이 자리 잡고 있는 기상대 주변에서는 자연스럽게 야간에 하층 역전이 형성되는데 역전층의 상단을 혼합층의 상단 높이로 결정할 수 있다.

단계 2. 혼합층 내의 평균 온도와 평균 노점 온도를 동일 영역(Equal Area) 방법을 통해서 결정한다.

단계 3. 평균 온도(T)를 건조 단열선을 따라 상승시키고 평균 노점(Td)은 혼합비 선을 따라 상승시켜 다시 자신들의 연직 프로파일과 만나는 지점을 결정하는데 이 높이를 MCL가 되고 층운이나 층적운의 운저 고도로 정할 수 있다.

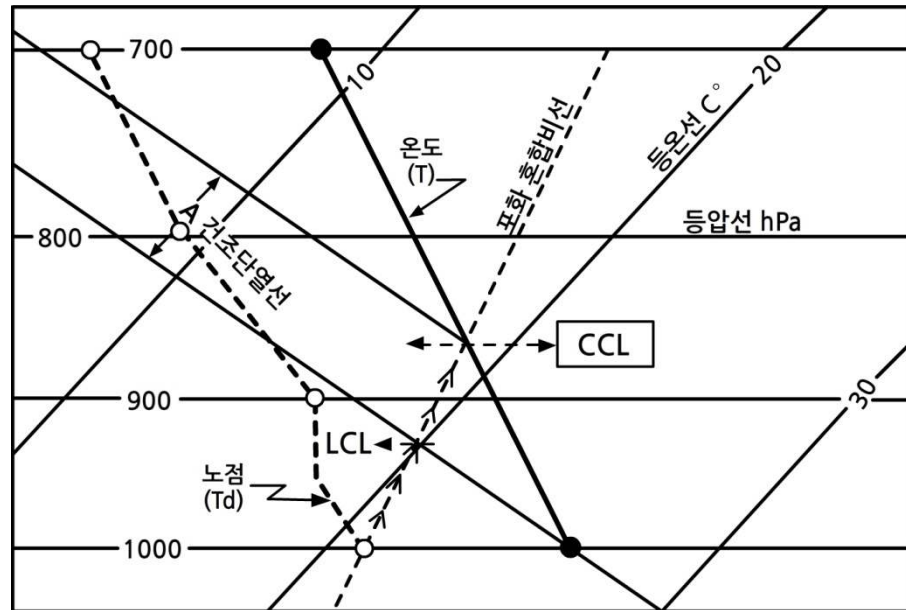
강수를 포함하고 있지 않은 적운의 운저 고도는 보통 대류응결고도(CCL; Convective Condensation Level)로부터 25hPa 상공에 위치하는 경우가 대부분이다. CCL은 공기 덩어리가 하부로부터 충분히 가열되어 연직으로 단열적으로 상승하여 포화되어 응결이 시작되는 고도를 의미한다. 대부분의 경우 CCL은 독립적으로 형성되는 적운들의 운저 고도가 된다. 많은 경우에 지표면의 노점 온도가 CCL을 계산하는데 사용되는데 지표면 근처의 공기의 수증기 함유량은 층에 따라 다양하게 분포하기 때문에, 대기 하층의 평균 습도 값을 지표면-공기덩어리 습도 값으로 사용한다(이 방법을 습기층(Moist Layer) 방법이라고 부른다).

CCL 고도를 정확하게 정하기 위한 방법들이 발달된 배경에는 보다 정확하게 대류성 악기상을 예보하기 위해서 대기 하층의 습기층을 활용하는 것이 보다 유용한 것으로 알려져 있기 때문이다. CCL 고도를 결정하는 방법은 다음과 같다.

1) 공기 덩어리 방법(Parcel Method)

이 방법은 CCL 고도를 매우 용이하게 계산할 수 있도록 도움을 준다. 단열선도에서 지표면의 노점 온도를 포화 혼합비선을 따라 상승시켜 온도 프로파일과 만나는 지점을 CCL로 결정하는 방식으로 그림 10.5가 그 과정을 보여주고 있다.

10.3 구름 예보



[그림 10.5] 공기 덩어리 방법을 이용한 대류응결고도(CCL) 결정

2) 습기층 방법(Moist Layer Method)

“습기”라고 정의되는 층은 모든 층의 상대습도가 65% 이상인 고도들을 의미한다. 실제 현업에 있어서 습기층은 단열선도의 하단으로부터 150hPa(예를 들면 최하층의 기압이 100hPa이면 850hPa 고도) 높이까지 존재하지는 않는다. 습기층의 깊이를 결정한 다음에는 이 층에서의 평균 혼합비를 구한다. 평균 혼합비 선을 따라 지상에서부터 상승해서 다시 온도 프로파일과 만나는 지점을 CCL로 정한다.

10.3 구름 예보

10.3.1.2 노점 온도차를 이용한 적운 운저 고도 추정

적운의 운저고도는 최근에 관측되거나 예측된 지표면의 노점온도차(DPD; Dew Point Depression)를 (표 10.2)의 값들을 통해서 구할 수 있다. 이 표는 산악 지역에서는 활용이 불가능하고 대류 활동이 지표면 부근에서 시작되는 지역에서 주로 활용할 수 있다. 그리고 지표면 기온이 영하로 떨어지면 노점온도가 부정확해지기 때문에 그대로 적용하는 것은 부적절하다.

[표 10.2] 지상 노점온도차를 이용한 적운 운저 고도 추정

노점온도차(°C)	적운운저고도(ft/m)		노점온도차(°C)	적운운저고도(ft/m)	
0.5	200	60	1.0	400	120
1.5	600	180	2.0	800	240
2.5	1000	300	3	1200	360
3.5	1400	420	4	1600	480
4.5	1800	540	5	2000	600
5.5	2200	660	6	2400	720
6.5	2600	780	7	2800	840
7.5	3000	900	8	3200	960
8.5	3400	1020	9	3600	1080
9.5	3800	1140	10	4000	1200
10.5	4200	1260	11	4400	1320
11.5	4600	1380	12	4800	1440
12.5	5000	1500			

10.3.1.3 상대습도와 연직 속도를 이용한 실링 가능성 추정

상승 운동은 불안정과 운량과 관련되어 있으며 하강 운동은 맑은 날 주로 발생한다. 그림 10.6은 주어진 연직 속도와 상대습도(RH)를 통해서 구름이 실링(4 옥타 이상)이 걸릴 가능성을 보여주는 표이다. 연직속도와 평균 상대습도는 주로 수치예보 모델 결과 자료를 활용해서 구할 수 있다. 모델에서 값들이 구해지면 다음과 같은 단계를 거쳐 실링 가능성을 추정할 수 있다.

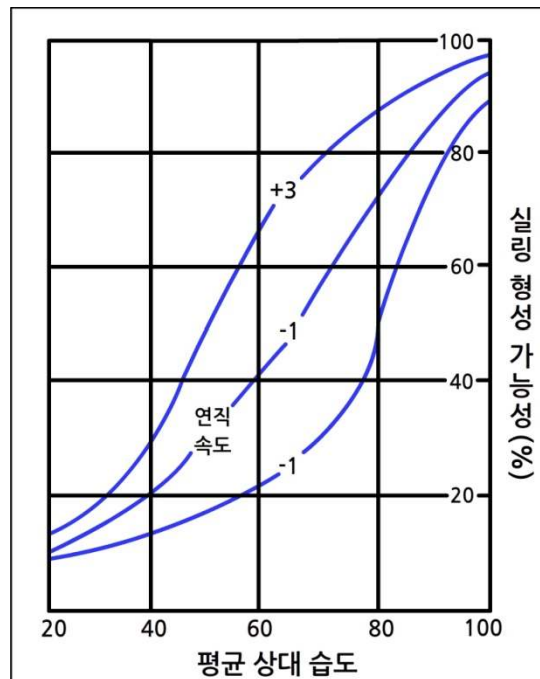
10.3 구름 예보

단계 1. 예보 지역에 대한 평균 상대 습도를 구한다.

단계 2. 예보 지역에 대한 연직 속도를 구한다.

단계 3. 그림 10.6을 이용하여 아래 축에서 평균 상대습도 값을 구하고, 위로 올려서 해당하는 연직 속도 곡선과 만나는 점을 구한다.

단계 4. 단계 3에서 구해진 점에서 오른쪽으로 이동하여 해당 고도에서 실림이 걸릴 가능성을 구한다.



[그림 10.6] 상대습도와 연직속도를 통한 실림 가능성 예측

10.3 구름 예보

10.3.2 운량 결정법

10.3.2.1 노점온도차 이용법

최근 혹은 예측된 해당 층의 노점온도차를 표 10-3에 입력하면 해당 층에서의 운량을 구할 수 있다. 이 기법은 모든 층에서 잘 맞아떨어지는 장점을 가지고 있지만 특정한 지역이나 계절에 따라 약간의 차이가 날 수 있기 때문에 예보에 활용하기 전에 사례 분석을 통해서 적절하게 보정해 주어야 한다. 예를 들어 700hPa 고도에서의 노점온도차가 2.5℃라고 가정하면 700hPa 고도에 운저를 두는 구름이 유입되어 거의 실링이 걸릴 가능성이 높다는 것을 의미한다.

[표 10.3] 노점온도차와 운량 예측 도표

노점온도차(해당 층)	운량 예측
0 ~ 2	OVC(8/8)
2 ~ 3	BKN(5/8) ~ SCT(4/8)
3 ~ 4	SCT(4/8 ~ 3/8)
4 ~ 5	SCT(3/8) ~ FEW(2/8)
5 이상	CLR(1/8 ~ Clear)

10.3.2.2 700hPa 변수들을 활용한 구름 예보법

대기 중층의 구름의 위치와 운량을 결정하는데 700hPa 고도의 기상 변수들을 많이 참고한다. 고도장과 등온선의 형태가 전선에 나란하게 위치하고 있으면 넓은 영역에 걸쳐서 중층운이 형성되고 전선을 수직으로 가로질러 위치하고 있으면 좁은 구름 밴드를 가질 가능성이 높다. 유선 함수가 저기압성 순환을 하면 구름이 광범위하게 존재하고 고기압성 순환을 하면 구름이 거의 발생하지 않는다. 700hPa이 기압능이 한랭 전선의 전면에 위치하고 있으면 하층운과 중층운이 동시에 존재한다. 만약 700hPa 기압골이 한랭 전선이 통과한 후에 접근하면 하층운과 중층운이 동시에 소산되기 시작한다.

10.3 구름 예보

10.3.3 낮은 층운의 형성, 이동, 소산 예보법

공기가 차가운 지표면에 닿으면 바람에 의해서 만들어진 난류 혼합에 의해서 에너지가 상층으로 전달된다. 얼마나 높은 고도까지 냉각에 진행될 것인지는 대기의 안정도와 풍속 그리고 지표면의 거칠기에 의해서 좌우된다. 관측 연구들에 의하면 난류층의 평균 깊이는 풍속이 8m/s까지 지상풍의 바람이 0.5m/s 증가할수록 60m(200ft)씩 높아진다고 알려져 있다. 풍속이 10m/s를 넘어서게 되면 난류층의 깊이는 풍속에 무관해 지면서 이른 아침에는 평균적으로 1,066m(3,500ft) 정도의 깊이를 가지고 온도가 상승하는 낮에는 1,200m(4,000ft) 까지 깊어진다고 알려져 있다. 구름이 없더라도 대기의 하층이 초기에 안정되어 있으면, 난류층에서의 실제 난류의 혼합은 아주 얇은 지역에 머물러 있을 수밖에 없다. 또한 냉각도 아주 낮은 고도에 제한되기 때문에 아주 낮은 층운이나 안개가 형성되게 된다.

10.3.3.1 풍속의 역할

풍속은 안개 혹은 낮은 층운의 형성 여부를 결정하는 중요한 인자가 된다. 그렇지만 아직까지 어느 정도의 풍속이 안개나 층운의 형성을 위한 기준이 될 수 있는지에 대한 일반화된 기준은 제시되지 못하고 있다. 국지적인 지형도 층운 형성에 영향을 미치는데, 내륙에 위치한 기상대에서는 야간 복사 냉각에 의해서 지균풍이 7~10m/s 정도 불어도 안개나 층운이 형성될 수 있는 반면 해안가에 위치한 기상대에서는 바람이 5~7m/s 이상 불면 복사 냉각에 의한 안개나 층운의 형성이 어려운 것으로 알려져 있다. 물론 깊은 계곡에 위치한 기상대의 경우에는 지균풍이 15m/s 이상 불어도 층운이나 안개가 형성될 수 있다.

10.3 구름 예보

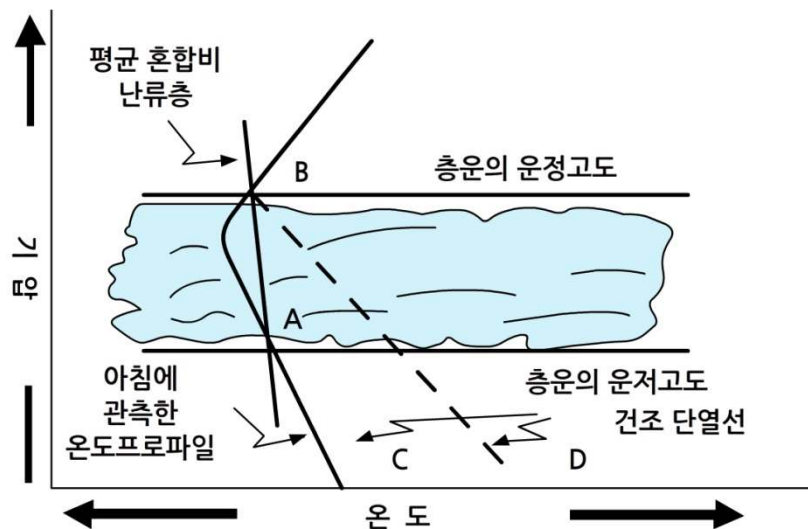
10.3.3.2 경험적 낮은 층운 예보법

층운이 형성되는 높이는 풍속과 국지적인 지형에 의해서 주로 결정되지만 실제로 구름의 높이는 온도와 습도에 의해서도 결정될 수 있는 복합적인 요소이기 때문에 모든 요소들을 동시에 고려해서 예보하여야 하는데 많은 경험적인 예보법들이 제시되고 있다.

- (1) 층운이 형성되는 높이는 풍속에 20에서 25를 곱해서 m 단위로 결정할 수 있다. 예를 들어 풍속이 10m/s라고 하면 층운의 형성 높이는 200m에서 250m로 결정할 수 있다는 것이다.
- (2) 해양으로부터 유입되었던 이류성 층운이 아침에 깨끗하게 소산되었다면, 그 온도가 야간에 다시 해안으로부터 층운이 이류해 육지로 유입되기 시작하는 온도로 볼 수 있다.

10.3.3.3 혼합비와 온도를 이용한 층운 소산 예보법

이른 아침에 관측한 라디오존데 자료를 활용한 단열선도는 층운의 소산 시간을 예보하는데 아주 유용한 도구로 활용될 수 있다. 그림 10.7을 통해 층운이 소산되기 시작하는 온도와 완전히 소산되는 온도를 결정하는 과정에 대해서 알아보기로 하자.



[그림 10.7] 혼합비와 온도를 활용한 층운 소산 예보 과정

10.3 구름 예보

단계 1. 지표와 역전층 하부 사이의 평균 혼합비선을 결정한다.

단계 2. 평균 혼합비선과 온도 프로파일이 만나는 점을 찾는다. 두 개의 선이 교차하는 지점인 (A)와 (B)가 각각 층운의 운저와 운정 고도가 된다.

단계 3. 온도선과 혼합비선이 처음으로 교차한 (A)로부터 건조 단열선을 따라 지표면 까지 내려서 지표면과 만나는 점(C)을 층운이 소산되기 시작하는데 필요한 온도로 결정한다.

단계 4. 두 번째 온도선과 혼합비선이 만나는 지점인 (B)로부터 지표면까지 건조 단열적으로 내려와서 지표면과 만나는 점(D)을 층운이 완전히 소산되는데 필요한 온도로 결정한다.

10.3.4 강수에 의한 구름의 변화

강수가 지속적으로 유지되면 구름의 하부는 그 형태를 유지하기 보다는 지속적으로 아래로 내려오는 경향을 가지게 되므로 층운형태의 하층운이 갑자기 광범위하게 분포하게 된다. 눈이 기온이 0℃ 이상인 공기층을 통과하면 눈송이가 녹기 시작하는데 만약 지표면의 건조 혹은 습구 온도가 영하이면 눈송이는 녹지 않고 지표면까지 도달하게 된다.

눈이 지표면 부근에 까지 도달하게 되면 지표면 부근은 0℃에 가까운 등온층을 형성되게 된다. 그렇게 되면 등온층 주변의 공기들도 습구 온도보다 차가워지게 되고 과포화 상태가 발생하게 된다. 이러한 과포화에 의해서 층운들이 지표면에 거의 붙은 상태에서 발생하게 된다. 비가 내릴 때 강수 입자의 온도가 주변 공기의 습구 온도에 비해서 따뜻한 상태를 유지하면 낙하하면서 증발하여 주변 공기가 과포화 되면서 구름이 만들어지도록 한다. 이때 구름이 형성되기 시작하는 층의 높이는 온도의 감률이 감소하거나 음의 값을 가지기 시작하는 곳이 될 것이다.

10.3 구름 예보

10.3.5 기타 구름예보 경험칙들

다음에 제시되는 경험칙들은 현업 기관에서 다양한 사례들을 분석하고 예보하는 과정에서 자연스럽게 형성된 규칙으로 현업에서 그대로 활용하기 보다는 예보하는 지역의 특성을 반영하여 보정해서 사용할 필요가 있다.

- (1) 구름 하부층의 온도가 0°C 이상인 구역은 단열선도나 관측에서 해당 고도의 노점온도차가 2°C 이하로 줄어드는 구역이다.
- (2) 구름 하부층의 온도가 0°C 에서 -10°C 구역은 노점온도차가 단열선도나 관측에서 해당 고도의 노점온도차가 3°C 이하로 줄어드는 구역이다.
- (3) 구름 하부층의 온도가 -10°C 에서 -20°C 구역은 노점온도차가 단열선도나 관측에서 해당 고도의 노점온도차가 4°C 이하로 줄어드는 구역이다.
- (4) 구름 하부층의 온도가 -25°C 이하인 구역은 노점온도차가 단열선도나 관측에서 해당 고도의 노점온도차가 6°C 이하로 줄어드는 구역이 해당이 되는데 때로는 15°C 까지 존재할 수 있다.
- (5) 두 개의 인접한 공기층에서 하층의 노점온도차의 감소가 상층의 노점온도차 감소에 비해서 급하게 발생하면 구름의 하부는 노점온도차가 급하게 하강하기 시작하는 고도로 판단할 수 있다.
- (6) 구름의 운정 고도는 노점온도차가 급하게 증가하는 높이를 통해서 결정할 수 있다. 운저 고도를 결정한 후에 고도에 따른 노점온도차를 지속적으로 추적해서 급하게 증가하기 시작해서 높은 노점온도차가 유지되기 시작하는 고도가 운정 고도가 된다. 만약 예측장에서 500hPa 의 노점온도차가 4°C 이하이면 중층운이 완전히 덮일 것임을 예보할 수 있다.

10.4 강수 예보

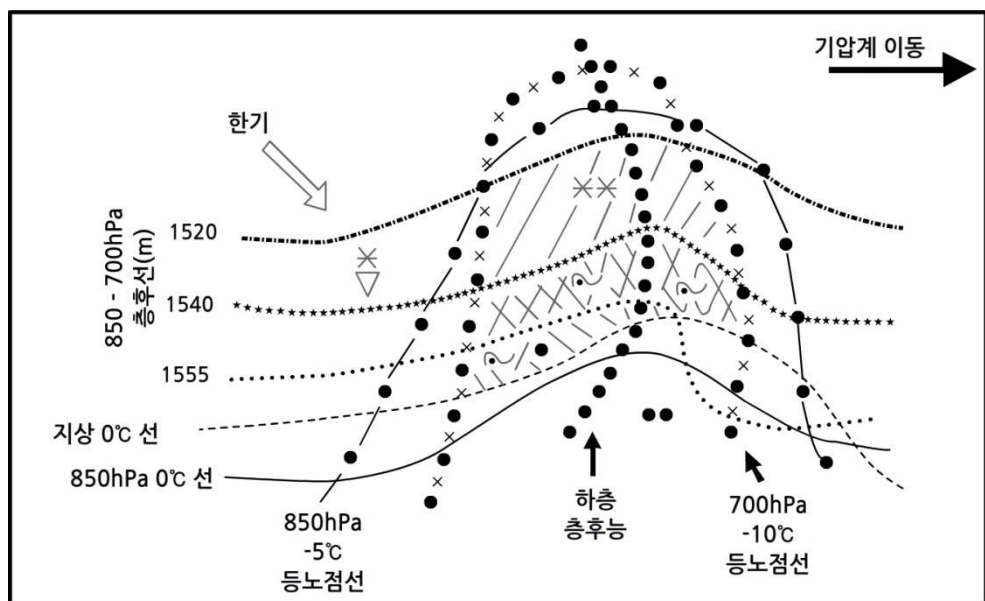
10.4.1 강수 형태 결정법

10.4.1.1 층후 이용법

층후는 강수 형태를 결정하는데 가장 많이 사용되는 예측인자이다. 층후는 두 개의 등압면 사이가 얼마나 떨어져 있는지를 나타내는 것으로 온도의 함수이다. 따라서 따뜻한 공기 일 수록 층후가 두껍게 나타난다. 가장 많이 사용하는 층후는 1000-500hPa 층후로 중위도에서는 540(5,400m) 층후선을 눈과 비를 구분하는 기준선으로 사용한다. 1000-500hPa 층후와 함께 많이 사용되는 예측인자는 850hPa 고도의 0°C 등온선이다. 세 번째로 많이 사용되는 예측인자는 850-700hPa 층후값으로 1,530선을 비와 눈을 구분하는 기준선으로 사용한다.

1) 층후 패턴 종합 분석법

층후 패턴 분석을 통해서 비와 눈을 구분하기 위해서는 대기 하층과 대기 중층의 층후값이 필요하다. 층후를 이용해서 강수의 형태를 예보하기 위해서는 하나의 일기도에 다양한 층의 정보들을 종합적으로 그려 넣고 분석하는 과정을 거쳐야 한다. 층후 패턴 분석법을 이용하기 위해서 일기도에 그려져야 하는 요소는 대기 중층 층후(850-700hPa)선, 대기 하층 층후(1000-850hPa)선, 700hPa 등고도선, 700hPa 등노점선, 850hPa 등노점선, 지상 0°C 등온선, 850hPa 0°C 등온선 등이다. 중층 층후값 1,520과 1,540선을 분석하고 850hPa의 5°C 등온선과 700hPa -10°C 등온선을 분석한다.



[그림 10.8] 강수 형태 분석을 위한 예측인자 종합도 예시

10.4 강수 예보

그림 10.8을 보면 중위도 층후값 1540을 중심으로 북쪽에는 눈이나 소낙 눈 지역이 남쪽에는 비가 내리는 지역으로 구분이 된다. 그리고 850hPa의 -5°C 등노점선과 700hPa의 -10°C 등노점선이 겹치는 지역이 강한 강설이 내릴 수 있는 지역임을 알 수 있고 이 지역은 하층 층후능의 서쪽에 위치하게 된다.

1000-850hPa 층후는 1,300, 1,340, 1,380선이 주로 기준 선으로 사용되는데 층후선들은 보통 3,000ft(900m) 고도의 풍속의 100% 속도로 풍향에 따라 움직여 나가는 경향을 가지는데 층후능이 이동하는 속도는 단파의 이동 속도와 관련되어 있다. 아주 강한 경압불안정이 형성되어 있는 환경에서 이 층후는 500hPa 바람장에서 약간 왼쪽으로 치우쳐서 50% 속도로 움직인다. 우리나라의 경우 각 층별 층후값들을 토대로 (표 10.4)와 같은 경험적 강수 형태 구분법을 주로 사용하고 있다.

[표 10.4] 한반도에서 강수 형태를 판단하기 위해 경험적으로 사용되는 기준 층후선들

층후(hPa)	눈 가능성 90%(m)	열 비 가능성 50% (m)	비 가능성 90%(m)
850-700	< 1,420	1,540	> 1,555
850-500	< 4,050	4,050	> 4,050
1000-850	< 1,300	1,300	> 1,325
1000-700	< 2,800	2,840	> 2,870
1000-500	< 5,340	5,400	> 5,490

1000-850hPa 층후는 1,300, 1,340, 1,380선이 주로 기준 선으로 사용되는데 층후선들은 보통 3,000ft(900m) 고도의 풍속의 100% 속도로 풍향에 따라 움직여 나가는 경향을 가지는데 층후능이 이동하는 속도는 단파의 이동 속도와 관련되어 있다. 아주 강한 경압불안정이 형성되어 있는 환경에서 이 층후는 500hPa 바람장에서 약간 왼쪽으로 치우쳐서 50% 속도로 움직인다.

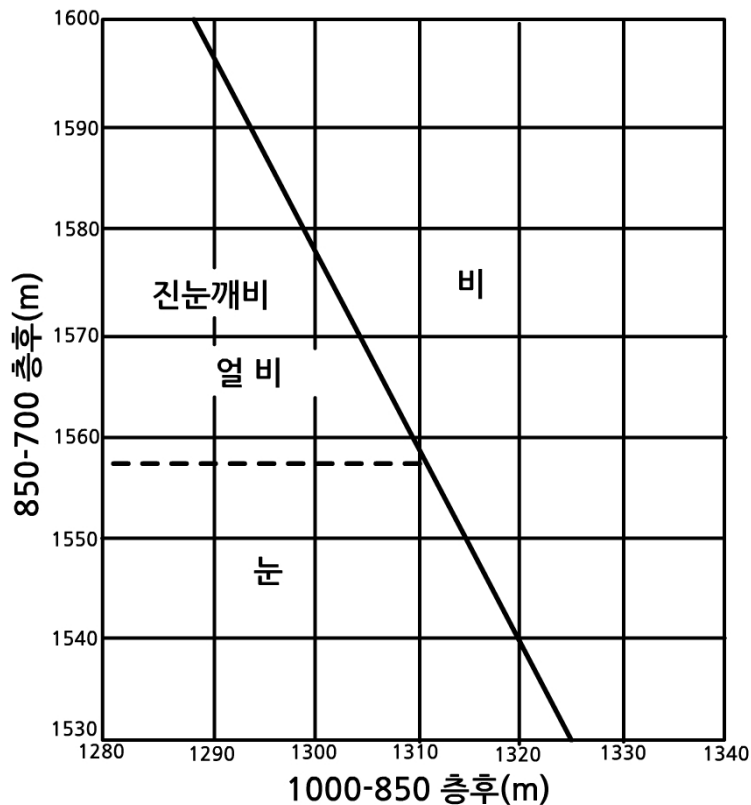
10.4 강수 예보

2) 노모그램 이용법

층후와 습도와 관련된 예측 인자들을 하나의 일기도 위에 종합도 형태로 그려서 강수의 형태를 예보하는 방법과 함께 많이 사용되어지는 것이 노모그램(Nomogram)을 이용하는 방법이다.

그림 10.9는 겨울철 강수 형태 예보에 주로 사용되는 노모그램의 한 예이다. 관측 혹은 예측된 대기 하층(1000-850hPa)의 층후값을 읽어서 표시하고 이어서 대기 중층(850-700hPa)의 층후값을 읽어서 표시한다. 이어서 하층 층후는 위쪽으로 층후값에 나란하게 올리고 중층 층후는 오른쪽으로 층후값에 나란하게 움직여서 서로 만나는 지점이 비, 눈, 얼 비, 진눈깨비 구역에 해당하면 이에 상응하게 강수 형태를 예보하게 한다.

그런데 층후를 통해서 강수의 형태를 예측하기 위해서는 반드시 층후의 이류에 대해서도 인식하고 있어야 한다. 층후의 이류 속도와 발달에 관한 내용도 충분히 예보에 반영해야 비로 시작해서 눈으로 바뀌거나 눈으로 시작되어 비로 바뀌는 형태의 강수 예측도 정확하게 할 수 있게 된다.



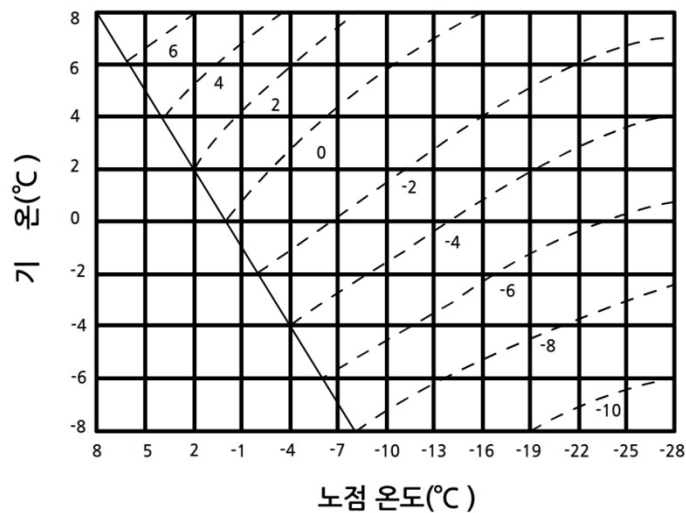
[그림 10.9] 강수형태 예보를 위한 노모그램 예시

10.4 강수 예보

10.4.1.2 온도 이용법

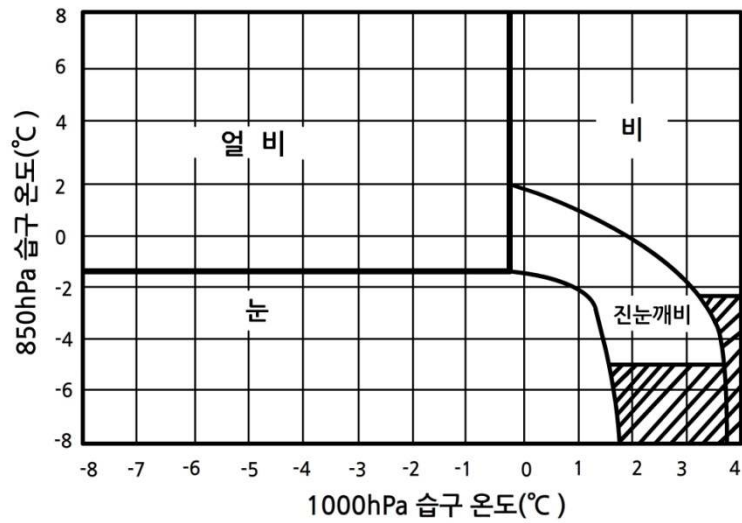
미국과 유럽에서 이루어진 약 1000 가지 강수 사례 관측 연구에 의하면 강수의 형태는 대부분 지상 기온과 직접 관련되어 있다는 사실이 밝혀졌다. 이 연구에 의하면 지상 기온이 3℃ 이상에서도 비와 눈이 내릴 가능성은 각각 50%정도 인 것으로 밝혀졌다. 따라서 지상 기온 3℃를 기준으로 기온이 더 내려가면 그 만큼 눈 형태로 강수가 내릴 가능성이 높아진다는 것을 알 수 있다.

지상 기온이 1℃에서 눈이 내릴 가능성은 95% 정도에 달하고, 6℃에서도 약 5%는 눈 형태로 강수가 내리기도 한다고 한다. 실제로 지상에 도달하는 강수의 형태는 지상 기온 그 자체에만 의존하지 않기 때문에 지상 기온만으로 강수 형태 예보의 예측 인자로 사용하기는 곤란하다. 따라서 좀 더 확고한 예보법이 만들어지기 위해서는 1000hPa과 850hPa의 습구 온도를 동시에 활용하는 것이 유용하다. 습구 온도는 증발과 응결이 발생하더라도 보존되는 값이기 때문에 강수 예보에 있어서 활용성이 높으며 온도와 노점 온도 정보만으로도 바로 계산이 가능하다는 장점을 가진다.



[그림 10.10] 기온과 노점온도를 이용한 습구 온도 환산 그래프

10.4 강수 예보



[그림 10.11] 1000hPa과 850hPa 습구 온도를 고려한 강수 형태 예보

단계 1. 이 방법은 그림 10.10과 10.11의 그래프를 활용한다. 먼저 그림 10.10의 그래프에 예보된 온도와 노점 온도를 기입하여 850hPa과 1000hPa 에서의 습구온도를 재빨리 구한다.

단계 2. 그림 10.11에 그림 10.10에서 계산된 850hPa과 1000hPa의 습구 온도 값을 기입하여 강수의 형태를 결정한다. 이 방법은 기상대가 위치한 위도나 지형, 고도에 따라 크게 다른 결과를 초래할 수 있기 때문에 다양한 사례들에 적용하여 해당 기상대에 맞게 보정을 취하고 수치예보자료, 층후 이용법 등과 같은 객관적인 자료들과 통합적으로 사용하는 것이 유리하다.

10.4 강수 예보

10.4.2 강수량 예보 결정법

10.4.2.1 상층 기압골 이용법

다음에서 제시되는 방법은 예보 기간 동안 내리는 강수량의 예보와 관측 오차를 크게 줄일 수 있는 것으로 알려진 고전적이 방법으로 850hPa 기압골의 위치와 기상대의 위치 사이의 관계식을 토대로 만들어진 경험적 예보식이다. 비록 이 방법이 정량적인 강수 예보법의 하나로 사용될 수 있다고 하더라도 실제 접근하는 기압골이 전체적으로 함유하고 있는 수증기 량이나 강한 중규모 대류활동의 동반 여부에 따라 강수량이 크게 차이가 날 수 있기 때문에 그대로 적용하기 보다는 기압계의 성격이나 해당 기상대의 강수 특성 등을 적절하게 보정 과정을 거쳐야 한다.

1) 0 ~ 12시간 예보 적용

단계 1. 확대된 일기도에 향후 12시간 내에 강수가 발생할 수 있는 구역을 그린 후 850hPa과 700hPa의 현재 기압골 축을 그린다.

단계 2. 예보된 강수구역으로 유입되는 850hPa의 최대 온난이류 축을 그린다.

단계 3. 단계 1과 2에서 그려진 기압골 축과 최대 온난이류 축을 따라 850hPa의 노점 온도 분포를 찾는다.

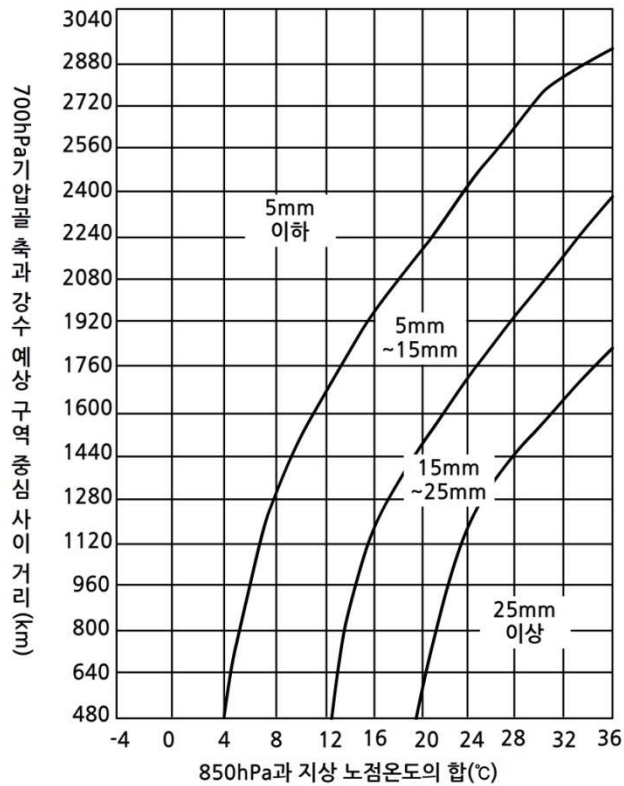
단계 4. 같은 방법으로 지상 노점 온도를 찾는다.

단계 5. 850hPa 노점온도와 지상 노점 온도를 더한다.

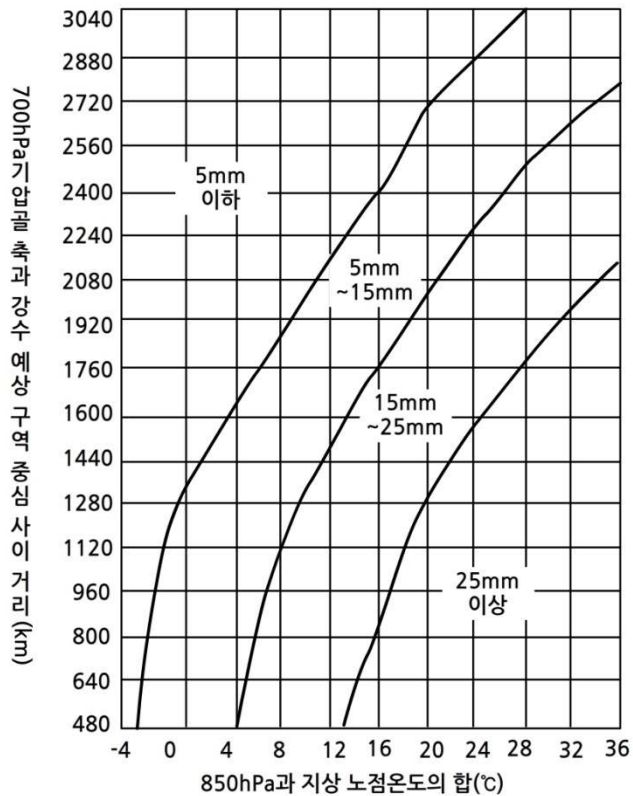
단계 6. 700hPa 기압골 축과 강수가 예상되는 지역의 중심까지의 거리를 km 단위로 구한다.

단계 7. 단계 5와 6을 통해서 구해진 값들을 그림 10.12에 적용하여 통해서 향후 12시간 동안 예상되는 최대 강수량을 구한다

10.4 강수 예보



[그림 10.12] 12시간~24시간 최대 누적 강수량 추정 그래프



[그림 10.13] 12시간~24시간 최대 누적 강수량 추정 그래프

10.4 강수 예보

2) 12 ~ 24시간 예보 적용

단계 1. 확대된 일기도에 향후 12시간에서 24시간 내에 강수가 발생할 수 있는 구역을 그린 후 850hPa과 700hPa의 현재 기압골 축을 그린다.

단계 2. 예보된 강수구역으로 유입되는 850hPa의 최대 온난이류 축을 그린다.

단계 3. 단계 1과 2에서 그려진 기압골 축과 최대 온난이류 축을 따라 850hPa의 노점 온도 분포를 찾는다.

단계 4. 같은 방법으로 지상 노점 온도를 찾는다.

단계 5. 850hPa 노점온도와 지상 노점 온도를 더한다.

단계 6. 700hPa 기압골 축과 강수가 예상되는 지역의 중심까지의 거리를 km 단위로 구한다.

단계 7. 단계 5와 6을 통해서 구해진 값들을 그림 10.13에 적용하여 향후 12시간~24 동안 예상되는 최대 강수량을 구한다.

10.4.2.2 집중호우 예보

1) 기상레이더 영상 이용법

돌발 홍수를 동반하는 집중호우를 감시하고 강수량을 예측하는데 가장 좋은 도구로 활용되는 것이 기상레이더이다. 기상레이더 영상의 지속적인 분석을 통해서 다음과 같은 현상들이 레이더 영상에서 발견 될 경우 집중호우 발생 가능성이 높으므로 집중적인 감시와 명확한 판단이 필요하다.

- 빠르게 성장하는 에코, 느리게 움직이는 에코, 한 지역에 오래 머무르는 에코, 연속적으로 동일한 지역에 새로운 에코들이 차례로 접근하는 연속 에코, 열대성 저기압에 동반된 에코, 선형 에코, 돌풍과 집중호우 발생 가능성이 높은 파형으로 분포하는 선형 에코(LEWP; Line Echo Wave Patterns), 에코나 선형 스톰의 병합

10.4 강수 예보

2) 위성 영상 이용법

위성영상도 집중호우 발생 가능성을 포착하는데 중요한 단서들을 제공한다. 다음과 같은 현상들이 레이더 영상에서 발견 될 경우 집중호우 발생 가능성이 높으므로 집중적인 감시와 명확한 판단이 필요하다.

- 전체 대류계는 거의 정체되어 있는 가운데 지속적으로 새로운 스톰들이 발생해서 동일한 지역으로 유입되는 준-정체 뇌우를 포함한 대류계, 적외영상에서 모루구름이 빠르게 수평으로 퍼져나가는 상태, 연직으로 강하게 발달하는 대류계, 적외영상에서 -62°C 구역이 확장할 때, 대류계들이 대류권계면을 뚫고 뚜렷하게 상승하는 형태를 가질 때, 대류계의 병합, 중규모대류복합체(MCC)의 발달, 뇌우구름이 성장하고 있는 주변에서 강한 하강 기류로 인해서 깨끗한 구역이 빠르게 나타날 때, 모루구름들이 상층 기류와 나란하게 길게 늘어지기 시작할 때 등과 같은 현상들은 집중호우를 야기할 가능성이 높으므로 집중적인 감시와 호우 경보 발표를 위한 과감한 판단이 필요하다.

3) 집중호우 체크리스트 활용

다음 (표 10.5)는 여름철에 집중호우 발생 가능성을 예측하는데 유용하게 활용할 수 있는 체크리스트 중에 하나이다. 여름철 집중호우는 공급되는 수증기의 양, 중규모 수렴구역의 존재, 중규모대류계가 발생하기 쉬운 환경, 발생한 대류성 스톰의 전파 방향의 영향을 받는다.

10.4 강수 예보

[표 10.5] 여름철 집중호우 발생 가능성 체크리스트

집중호우 발생 가능성 체크 리스트
1. 예보 지역에 강한 경계 구역이나 수렴 구역이 존재하거나 예보 되는가 ?
2. 호도그래프와 단열선도에서 연직 바람시어가 순전하면서 존재하고 복사 역전층 상부의 풍속이 12m/s 이하인가 ?
3 1000-500hPa 층후의 값이 집중호우를 야기하는 국지적인 변수 값의 범위 이내이거나 넘어서는가?
4. 단열선도에서 분석되거나 수치예보에서 예상하는 가장수량이 평균에 비해서 150% 이상의 수준인가?
5. 기상대 주변에서 과거 12시간 내에 25mm 혹은 24시간 내에 50mm 강수량이 기록되어 대기의 하층과 토양이 젖어있는 상태인가?
6. 기단과 구름의 형태가 따뜻한 비(Warm Rain) 과정을 통해서 강수가 형성되는 형태이거나, 대류의 높이가 대류권계면까지 도달해서 대류계의 상부에는 차가운 비(Cold Rain) 과정을 가지고 있는가?
7. 중규모대류계의 전파 경향이 후방 전파 혹은 준-정체 형태를 가지고 있는가?
8. 중규모 분석에서 경합 불안정, 상층 와도, 하층 수렴 상층 발산, 상층 기압골 등과 같이 중규모대류계를 동반할 가능성이 높은 변수들이 예보 지역으로 유입될 가능성이 높은가?
9. 예보 구역 주변의 대기의 불안정도(잠재불안정 포함)가 정해진 기준 이상으로 높은가?

10.4.2.3 대설 예보

사회·경제적 영향력을 고려할 때 겨울철 강설량 예보도 여름철 강수량 예보 못지않게 중요한 예보 인자라고 할 수 있다. 대설을 예보하기 위한 다양한 수단들이 존재하지만 여기에서는 일반적인 경험칙들에 대해서 알아보기로 하겠다.

- 지표면에서 500hPa 고도까지의 평균 상대습도가 70~80% 정도의 가치고 있고, 중규모 저기압계가 접근하면 대설 가능성이 높다.
- 5cm 이상의 대설은 보통 온난 이류, 양의 상대와도 구역, 적절한 습수 플릭스 등이 예보 구역으로 유입될 때 발생한다.
- 대설은 수치예보 모델에서 대기 하층의 상대습도가 80% 이상으로 모의할 때 자주 발생한다.
- 850hPa의 -5℃ 등온선이 대설이 지속되는 기간 동안 대설 예상 구역으로 계속해서 위치한다.

10.4 강수 예보

- 대설은 보통 850hPa의 0°C 등온선 북쪽, 850hPa의 -5°C 등노점선 남쪽, 700hPa의 -10°C 등노점선의 남쪽의 서로 겹치는 구역에서 발생한다.
- 보통 눈은 700hPa 기압능이 예보 구역을 통과하는 시점에서 주로 시작되고 700hPa 기압골이 통과한 이후에 종료된다. 대설은 500hPa 기압능의 통과와 기압골의 통과 시점을 대설의 시작과 종료 시점으로 보는 것이 타당하다.

다음 (표 10.6)은 겨울철 종관규모 기압계에 동반되는 대설의 예보칙을 정리한 것이다.

[표 10.6] 종관규모 기압계에 동반된 대설 예보칙

850hPa과 지상 분석	지표면 0°C 등온선의 이동이 강설이 지속되는 동안 거의 없고, 850hPa 고도까지 거의 포화되어 있으며, 지상저기압 북서쪽의 노점온도가 -4° and 0°C를 보일 때
700hPa 분석	가장 강한 눈은 중심이 분리된 700hPa 기압골 중심을 따라 발생하며 강설은 기압골이 통과한 후 종료됨. 가장 강한 강설은 700hPa의 노점 온도가 -10°에서 -5°C 사이인 습윤한 공기에서 발생함. 대설은 700hPa 고도에서 온난한 남서기류와 한랭한 북서 기류가 수렴될 때 강해짐. 한랭 이류의 중심이 어느 지역으로 이동하는지도 대설 현상의 유지와 종료를 판단하는데 중요한 인자임.
500hPa 분석	기압골에 동반되는 공기의 온도가 -20°C이하 일 때. 지상의 대설은 보통 500hPa 기압골 축에서 600km에서 1300km 정도 떨어진 곳에서 많이 발생함. downstream from the trough axis.
가강수량 분석	12시간 최대 강설량은 [가강수량X10]으로 계산할 수 있음.
평균 상대습도 분석	지상에서 500hPa까지의 평균 상대습도가 80% 이상일 때.
하층 층후 분석	1000-850hPa 층후값이 1,300m 이하, 850-700hPa 층후값이 1,555m 이하일 때.

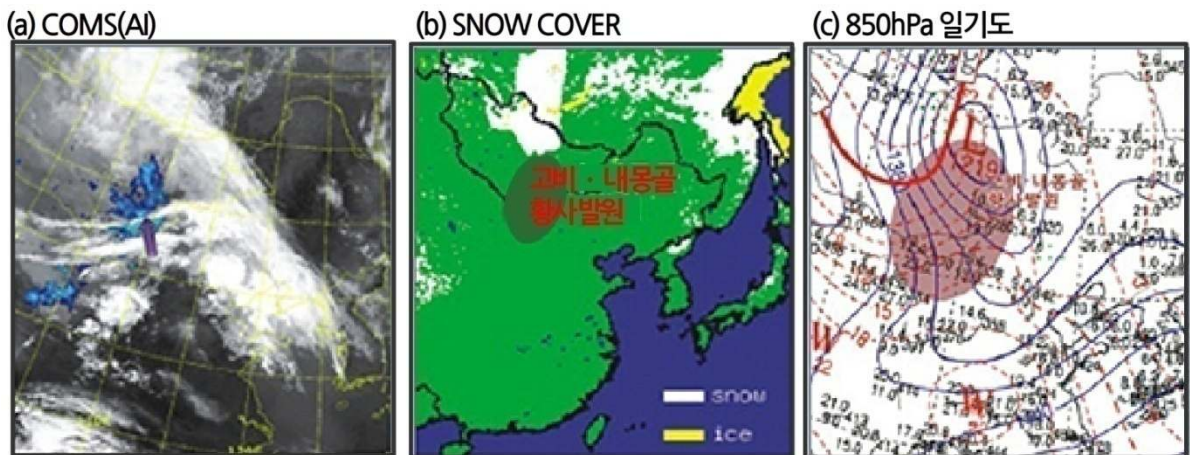
지난 30년간의 관측 자료를 보면 우리나라는 1년에 평균적으로 5.9회의 황사가 관측되며 그 중에 5.1회가 봄철에 주로 관측된 것으로 나타났다. 특히 최근 10년 동안에는 1년에 평균 8.4회의 황사가 관측되어 황사가 점차 증가하는 추세에 있음을 알 수 있다.

10.5 황사 예보

기상청을 비롯한 현업 기관에서는 ‘황사로 인해 1시간 평균 미세먼지(PM10)의 농도가 $400\mu\text{g}/\text{m}^3$ 이 2시간 이상 지속될 때’ 황사주의보를, 1시간 평균 미세먼지 농도가 $800\mu\text{g}/\text{m}^3$ 이 2시간 이상 지속될 때 ‘황사 경보를 발표한다. 황사의 정확한 예보를 위해서는 황사의 발원에서 이동, 우리나라에 영향을 미치는 과정에 대해서 충분히 인지하고 있어야 한다. . 10.5.1절의 황사예보칙은 기상청에서 2011년 발간한 ‘손에 잡히는 예보기술’ 중 황사 예보 가이드선의 내용을 준용한 것이다.

10.5.1 황사의 발원과 이동

황사의 발원여부를 알기 위해서는 발원지에 위치한 관측소의 미세먼지 농도와 황사일기도를 확인하는 방법이 가장 우선이며, 위성의 황사탐지영상을 이용하여 황사의 발원과 범위를 확인하는 과정을 거친다. 정확한 황사 발원을 파악하기 위해서는 황사가 발생하여 이동하기 쉬운 일기 패턴을 이해하는 것도 매우 중요하다.

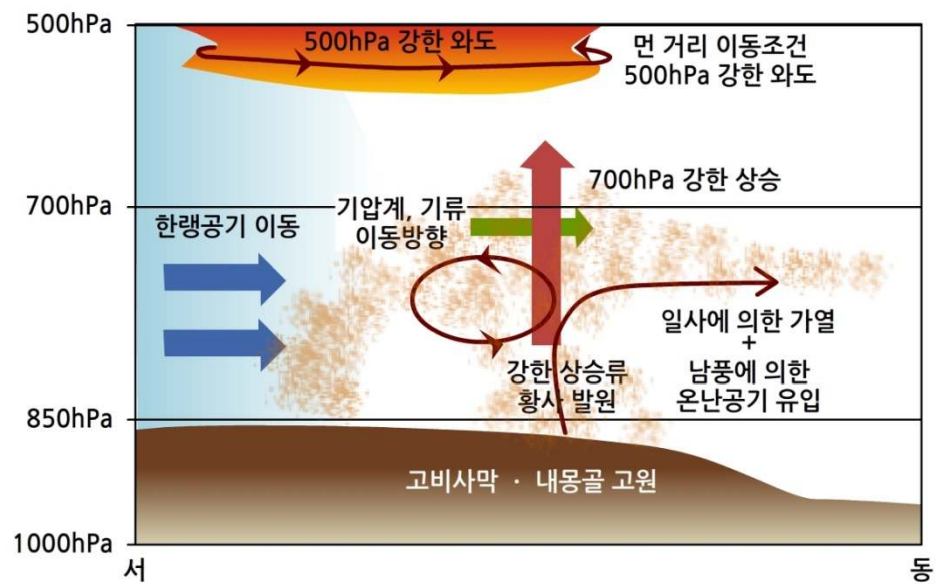


[그림 10.14] 황사 발원여부 분석 참고자료들(2011년 4월 29일 00UCT)

그림 10.14의 천리안 위성의 황사 영상을 보면 고비사막과 내몽골 고원에 황사가 분석되고 있다. 지상관측자료와 위성영상에서 황사가 나타나면 이 지역에 적설이 있는지 확인할 필요가 있다. 만약 적설 지역에서 황사가 관측되었다면 이것은 황사가 아니거나 먼 거리를 이동하지 않고 소멸하는 국지적인 모래폭풍일 가능성이 높으므로 주의해야 한다.

10.5 황사 예보

봄철의 경우 눈이 녹고 충분한 가열이 있어야 지표 토양이 건조해져서 먼지 입자가 공중으로 쉽게 부양할 수 있기 때문에 850hPa 일기도에서 발원 지역의 기온이 0℃ 이상인지 확인할 필요가 있다. 상대적으로 겨울철의 경우 발원지의 토양이 말라 있어서 0℃ 이하의 온도에서도 황사의 발생이 가능하다. 지상 일기도보다는 850hPa 일기도를 활용하는 이유는 황사발원지 부근의 해발고도가 850hPa 부근이어서 850hPa이 지표부근에 해당되기 때문이다. 또한 황사 예측 모델들의 결과나 위성 영상의 연속적인 분석도 지속적으로 비교 검토하여야 한다.



[그림 10.15] 황사의 발생과 이동에 필요한 기상조건 모식도

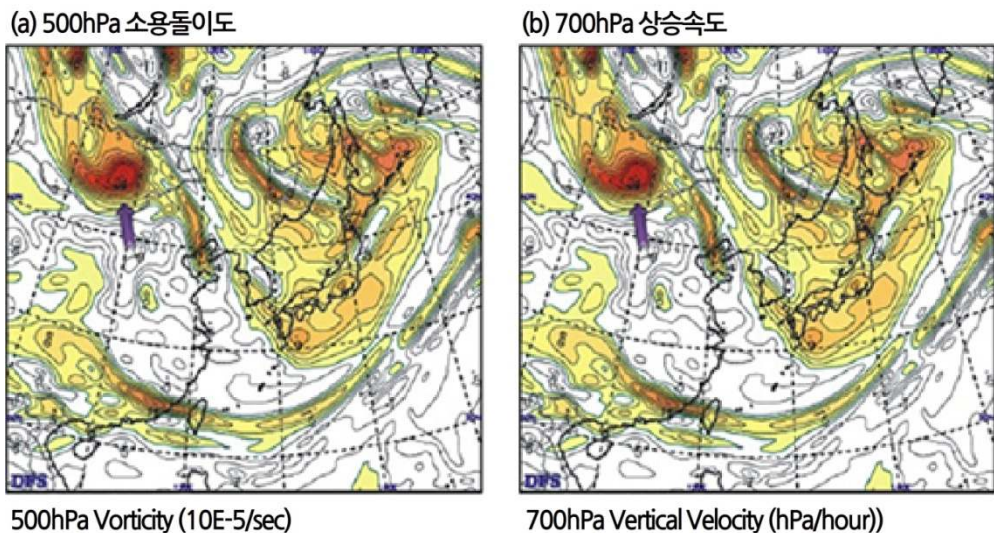
그림 10.15는 황사 발원지에서의 황사 발생 모식도를 보인 것이다. 미세한 먼지로 이루어진 사막 지대인 고비사막과 내몽골 고원이 지속적인 고기압과 일사에 의해서 건조한 상태에 있고, 강한 일사에 의한 대류활동이 활발해지면 강한 상승류를 타고 황사가 수직적으로 이동해 나가게 된다.

10.5 황사 예보

이때 중관규모 저기압계가 이곳을 지나게 되면 강제상승운동이 더욱 강화되고 상층 기압골 순환 구역이 이 지역에 도달하게 되면 경계층 부근에 머물러 있던 황사 입자들이 강한 상승기류를 타고 700hPa 고도 이상까지 진출하게 된다. 또한 기압골 후면의 한랭 기류가 이루어지면서 상승된 황사 입자들이 저기압의 후면을 따라 서쪽으로 이동하게 된다.

그리고 저기압계가 강한 경압불안정을 가지고 있으며 지상 고기압의 상층인 500hPa 부근에는 강한 와도를 가지는 상층 기압골이 위치하고 있기 때문에 연직으로 수송된 황사 입자들이 전체 저기압계가 최성기에서 소멸기에 도달하기 전까지 500hPa의 와도의 중심을 따라 원거리에 위치한 한국이나 일본까지 수송되는 과정을 거친다.

황사가 발원했다면, 이 황사가 우리나라에 영향을 미칠 것인가를 검토할 필요가 있다. 앞에서 황사의 발원에서 언급했듯이 황사가 먼 거리를 이동해 오기 위해서는 대기 중층(500hPa)에 깊게 발달된 기압골이나 절리저기압이 존재하고 있어야 한다. 중층대기에 발달한 기압골은 한랭 공기를 동반하고 가열된 황사발원지 상공에 접근하게 되고 700hPa 고도의 강한 상승류와 지표면 부근의 대류 활동의 결과로 부양된 황사 입자들을 대기 상층까지 이동시킨 후 이들을 품고 동쪽으로 이동하게 된다.



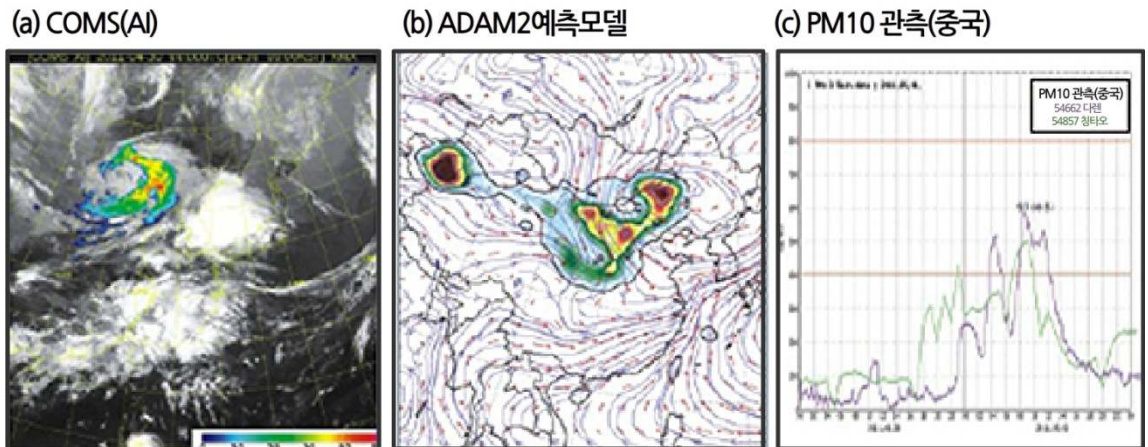
[그림 10.16] 황사의 발원과 이동 가능성 여부를 분석하기 위한 500hPa 소용돌이도와 700hPa 상승속도 분석도(2011년 4월 29일 00UTC)

10.5 황사 예보

10.5.2 황사의 이동 경로 추적

황사는 기본적으로 발달한 기압계의 강한 상승구역에 동반되어 동쪽으로 이동한다. 이때 미세 먼지의 분포 농도가 가장 높은 고도는 850hPa 부근이고 700hPa 이상 고도까지 나타나기도 한다. 황사의 수직 분포는 9장에서 설명한 등온위면 단면도를 통해서 예측할 수도 있다. 부유한 황사 입자들은 중층 대기의 지향류 방향에 따라 서에서 동으로 혹은 북에서 남으로 이동하고 일부 입자들은 빠르게 이동하는 한랭전선 후방에서 강수와 함께 낙하해서 흩비를 내기도 한다.

황사의 이동경로는 그림 10.17과 같이 위성영상과 관측 자료를 이용하여 수치예측 모델과의 비교를 통해 현재의 황사 농도와 이동 경로를 예측할 수 있다. 그렇지만 예측모델과 현재 황사먼지의 위치가 비슷하더라도 그대로 모델의 예측 경로를 따라 이동한다고 100% 신뢰할 수 없다. 왜냐하면 황사 예측 모델이 비록 황사가 중간에 소멸되는 과정을 포함하고 있다고 하더라도 황사가 실제로 복잡한 지형을 통과하면서 소멸되거나 농도가 감소하는 과정을 모두 모의할 수는 없기 때문이다.

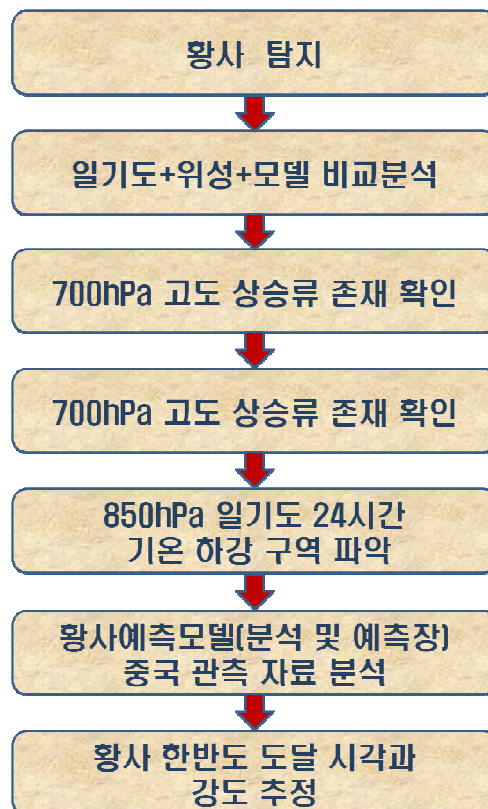


[그림 10.17] 황사 이동경로 예측 참고자료. 2011년 4월 30일 00UTC 위성영상 (a), 황사예측모델영상(b), 중국내 미세먼지 관측자료(c)

10.5 황사 예보

또한 황사 입자들이 빠르게 이동하는 지상의 한랭전선을 따라 이동하면서 강수와 함께 침착되어 지상에 도달할 수도 있기 때문이다. 따라서 황사 예보 시에는 황사 모델을 맹신하기 보다는 상하층 일기도 분석, 위성 영상 분석을 통해서 지속적으로 황사의 위치를 추적함과 아울러 우리나라 서쪽에 위치한 중국의 주요 지점들에서 관측되는 미세먼지 농도의 변화 경향을 충실하게 분석하여야 한다.

황사의 이동경로가 우리나라 까지 이동해 오기 위해서는 저기압의 상승기류가 계속해서 유지되어야 하기 때문에 700hPa 상승속도 일기도를 지속적으로 검토하여야 하며, 아울러 한랭전선이 통과한 지역을 확인하기 위해서 850hPa 고도의 24시간 기온변화 경향도 참고하여야 한다. 또한 500hPa 상대와도 중심의 이동 방향은 황사의 이동 방향과 거의 일치하기 때문에 지속적으로 감시하여야 한다. 그림 10.18은 황사의 이동 경로 예측 순서를 모식도로 나타낸 것이다.



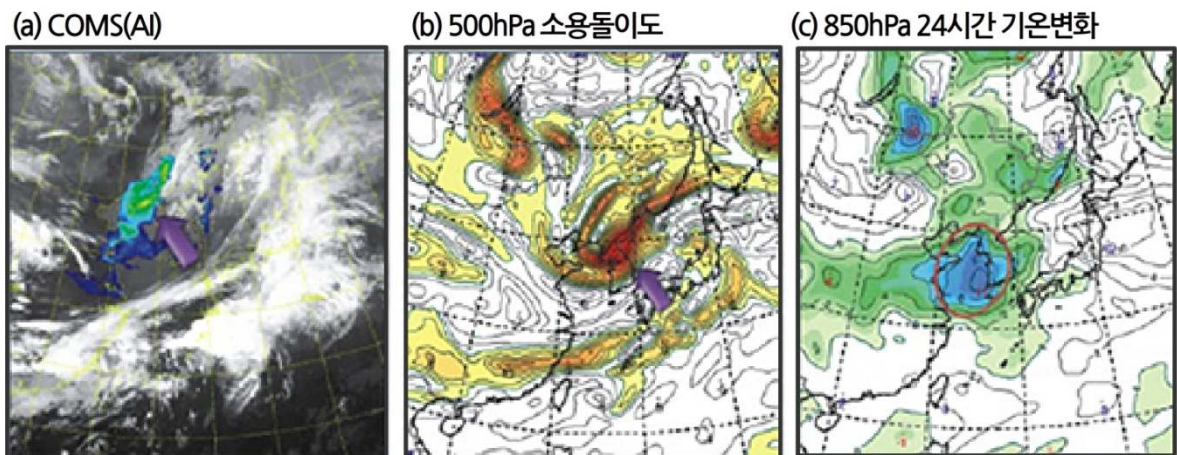
[그림 10.18] 황사이동경로 예측과정 모식도

10.5 황사 예보

10.5.3 황사 도달 예측

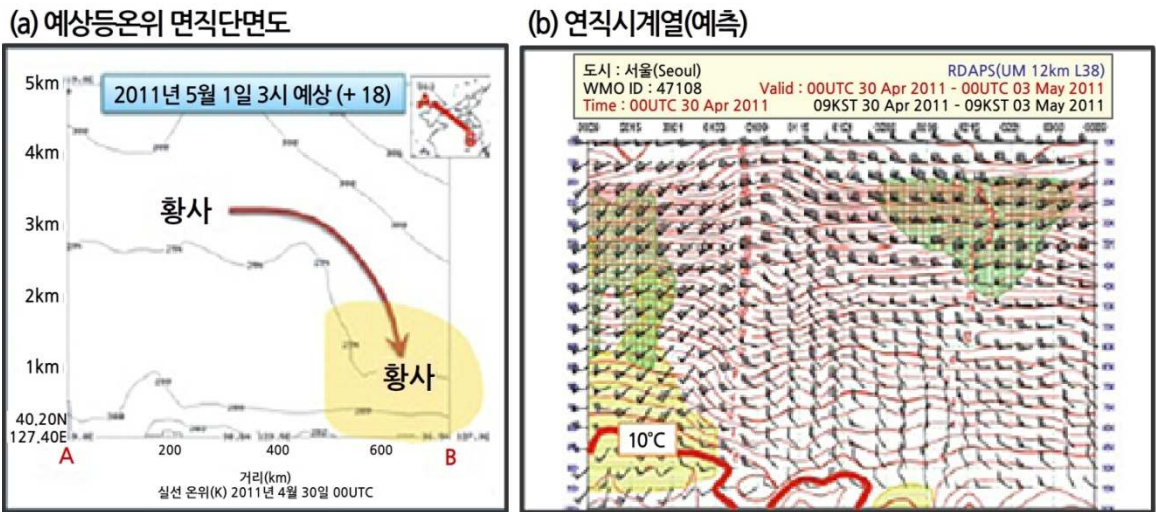
발원 분석에서 경로 추적 과정을 통해 황사가 우리나라로 유입될 가능성이 높은 것을 확인되면 그림 10.19와 같이 황사 영사, 500hPa 상대와도, 850hPa 기온변화선도를 이용하여 실제로 황사가 우리나라에 유입되는 경로와 강도를 기압 분석장으로 유추하는 과정을 거친다. 보다 정확한 미세 먼지 농도의 추정을 위하여 우리나라 서쪽에 위치하고 현재 황사가 나타나 는 것으로 분석되어 지는 지역에 위치한 지역의 미세 먼지 농도(PM10)를 확인하여야 한다.

만약 현재 중국에서 관측되고 있는 미세 먼지의 농도가 우리나라 황사주의 보나 경보 기준을 넘어서고 있고, 그 황사가 상층의 흐름을 따라 우리나라 로 이동해 올 가능성이 거의 확실하다면 황사 관련 예비 특보를 발령해서 미리 하도록 하여야 한다. 보다 정확한 황사 이동 경로와 영향을 주는 지역 을 판단하기 위해서 활용되는 자료가 등온위면 연직 단면도와 수치예보 시 계열도이다(그림 10.20 참조).



[그림 10.19] 우리나라 황사 도달 예측 참고 자료. 2011년 5월 1일 00UTC 위성영상(a), 500hPa 소용돌이도(b), 850hPa 24시간 기온변화 경향

10.5 황사 예보



[그림 10.20] 황사 도달 시각 예측 참고 자료. 2011년 4월 30일 24시간 예상 등온위 연직단면도 예측자와 수치예보 지점별 연직 시계열 자료

등온위면 연직단면은 기류의 이동방향과 동일하게 설정해서 등온위의 기울기가 급격하게 기울어지고 등온위선의 경도가 증가하는 지역으로 황사가 이동해 갈 것이라는 사실을 확인한다. 또한 연직 시계열도를 활용해서 북서기류가 유입되고 850hPa 이하의 온도가 급격히 하강하는 시기 즉 한랭공기가 본격적으로 이류하기 시작하는 시점을 황사가 영향을 미치는 시기로 판단하면 된다.

황사의 농도는 낮과 밤이 다를 수 있는데 만약 낮 동안에 우리나라에 최대 황사 구역이 도달한다고 하더라도 실제 농도는 낮을 수 있는데 그 이유는 지표면 부근의 강한 일사로 인해서 지표면 부근에 강한 상승 운동이 발생할 수 있기 때문이다. 물론 강한 한랭 이류가 동반되면 이러한 상승 운동에 의한 농도의 감소는 무시될 수 있을 정도의 수준일 것이다.

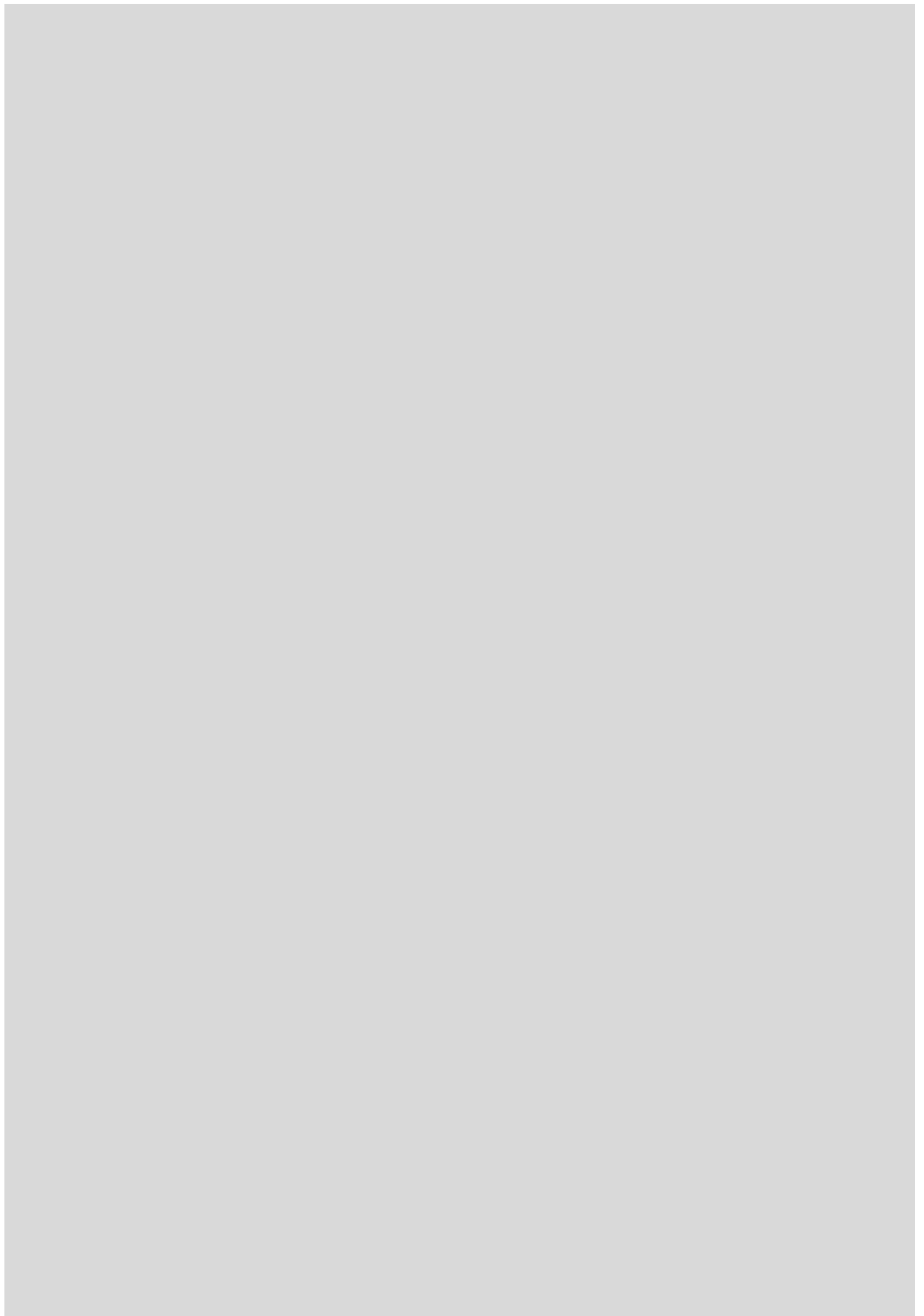
야간에 복사 냉각과 한랭 기류의 유입이 더해지면 하강 기류에 의해서 상층의 황사 입자들이 더 많이 지상으로 이동할 수 있으므로 지표면 부근에서의 황사 농도가 급격하게 증가할 수 있다는 점도 명심하여야 한다. 황사의 종료는 상층 기압골의 중심이 완전히 우리나라에서 빠져나가서 동해에 위치하고 850hPa에서의 기온이 점차 상승하는 시점으로 잡는 것이 타당하다.

연습문제

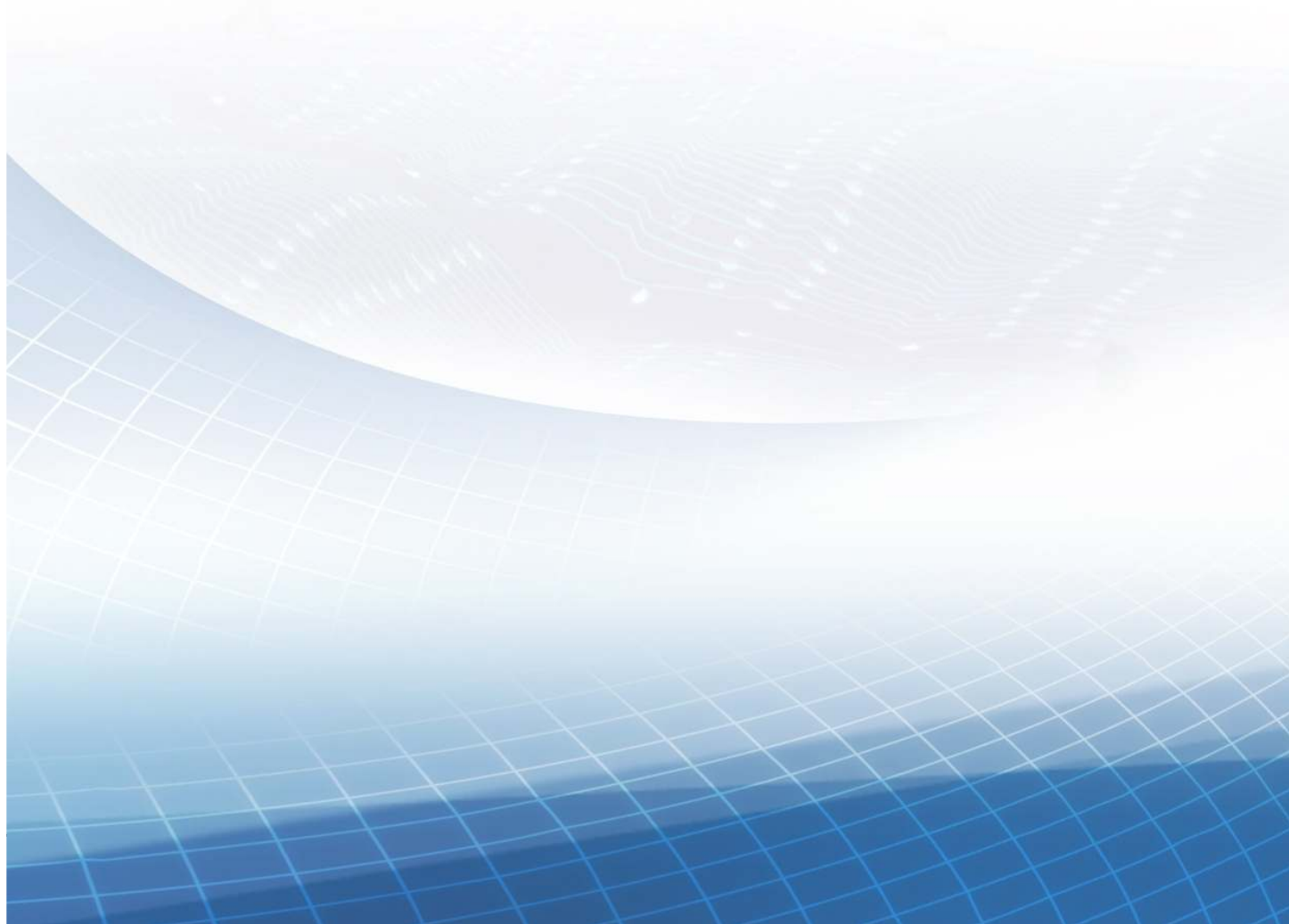
1. 바람 예보에 있어서 주변 지형의 중요성에 대해서 설명하시오.
2. 기온예보에 있어서 모델통계기법(MOS)의 오차 경향에 대해 약술하시오.
3. 구름의 운저 고도를 결정하는 혼합응결고(MCL)을 정의하시오.
4. 집중호우 발생 가능성 점검 항목들에 대해서 설명하시오.
5. 황사의 발원과 이동을 예보하는 방법에 대해서 설명하시오.

참고문헌

1. 교학연구사, 2003 : 기상분석과 일기예보
2. MET Office, 2002 : Met Office College - Course Notes
3. US Air Force Weather Agency, 1998 : Meteorological Techniques
4. US Air Force Weather Agency, 2000 : Air Force Weather Qualification Training Package Analysis and Prognosis Trainee Workbook



바로 무엇. 연습문제 해설



1장 연습문제

1. 대류권의 특성에 대해서 약술하시오.

해설: 대류권은 대기 질량의 대부분을 차지하며, 고도가 증가함에 따라 기온이 감소하는 층으로 보통 1km에 6.5℃씩 하강하며 평균하여 약 11km의 두께를 갖는 층이다. 대류권은 지구 대기권 내에서 가장 불안정한 층으로 대류가 활발하고 수증기가 집중되어 있어 구름, 강수 등과 같은 대부분의 기상현상이 대류권에서 발생한다.

2. 오존층의 농도가 성층권 20 ~ 25km 부근에서 최대가 되는 이유를 설명하시오.

해설: 오존층은 10~50km에 위치하며, 그 양은 20~25km의 고도에서 가장 많이 분포한다. 중간권이나 열권의 산소분자 자외선을 흡수하여 2개의 산소원자로 광해리하고, 점차 하층으로 감에 따라 자외선의 양도 줄어들어 산소분자의 분열도 줄어든다. 따라서 중간권이나 성층권에서는 산소분자와 원자가 섞여 있게 되는데, 이때 산소 분자와 산소 원자가 매개체(M)의 도움을 받아 3체 충돌의 결과로 오존을 형성한다. 이러한 3체 충돌이 발생할 기회가 가장 많은 곳은 산소분자, 산소 원자, 매개체의 농도가 최대가 되는 고도가 되는데 이 고도가 20 ~ 25km 고도이다

3. 대류권의 대규모 구조 중 해들리 순환에 대해서 설명하시오.

해설: 편동풍 내에서 바람 역시 동서 평균되어 있을 때, 비교적 작기는 하지만 중요한 평균 자오면상의 바람 성분이 발생한다. 북반구와 남반구에서 공기는 저층 대류권에서는 적도에 접근하고, 상층 대류권에서는 적도로부터 멀어진다. 이러한 자오상 순환은 적도 부근에서의 상승과 아열대 지역에서 하강과 직접적인 열적 순환이 형성되어, 적도 부근의 온난한 공기는 상승하고 아열대 고기압에서의 찬 공기는 하강하는데 이것이 해들리 순환(Hadley Circulation)이다.

해들리 순환은 직접적으로 강수 형태와 관련되어 있다. 해들리 순환에서 상승하는 부분은 적도 우림 지대 내에서 비의 형성을 유발하고 하강하는 부분은 건조한 날씨가 지배적인 아열대 고기압 지대 내에 있다.

2장 연습문제

1. 기단의 발원지가 될 수 있는 조건에 대해서 약술하시오.

해설: 기단이 형성되기 위해서는 첫째, 넓은 범위에 걸쳐 지표면의 성질이나 상태가 균일해야하며, 둘째, 공기덩어리가 상당히 장시간 같은 지표면 상에 정체하고, 넓은 범위에 걸쳐 바람이 약해야 한다. 이 같은 조건을 만족시키는 지역은 거의 한정되어 있는데, 바람이 비교적 약한 고위도 및 저위도 지방의 대륙과 해양이다. 일반적으로 기단 발생의 최적지는 눈이나 얼음으로 덮인 극지방, 열대 해양, 사막 지역 등이다.

2. 기단을 위도와 지표면이 성질에 따라 분류하시오.

해설: 위도에 따른 분류는

- 1) 극 기단(A; Arctic Air Mass) : 극지방의 대단히 한랭한 기단으로서, 일반적으로 시베리아와 캐나다 북부에서 발생
 - 2) 한대 기단(P; Polar Air Mass) : 한대 지방의 찬 기단
 - 3) 열대 기단(T; Tropical Air Mass) : 열대 지방의 따뜻한 기단
 - 4) 적도 기단(E; Equatorial Air Mass) : 적도 지역의 따뜻한 기단
- 지표면의 성질에 따른 분류는
- 1) 대륙성 기단(C; Continental) : 발원지가 상대적으로 균질한 지표면이므로 상대적으로 수증기량이 적어 응결이 쉽지 않다.
 - 2) 해양성 기단(M; Maritime) : 발원지가 상대적으로 균질한 해양으로 수증기량이 많아 응결이 용이하다.

2장 연습문제

3. 우리나라 주변의 기단 중 오호츠크해 기단의 역할에 대해서 약술하시오.

해설: 초여름 한반도에 영향을 미치는 오호츠크해 기단과 관련된 가장 큰 기상 현상은 장마전선의 형성이다. 초여름에 오호츠크해 고기압이 남쪽으로 확장되면서 열대 해양성 기단인 북태평양 기단과 만나 전선을 형성하며, 이 전선은 동서 방향으로 뻗어 있어 동서 방향보다는 남북 방향으로 진동을 하며 비교적 장기간 정체성을 보이는 장마 전선을 형성한다.

오호츠크해 기단은 우리나라의 장마 초기에 한랭다습한 일기를 초래하며, 장기간 우리나라를 덮고 있으면 장마가 늦어지고, 영동 지역에 냉해가 발생되기도 한다. 오호츠크해 기단은 일반적으로 7월 중순 이후 북태평양 고기압이 한반도를 지배하면서 북동쪽으로 물러나게 되지만, 7월 말에서 9월 중순 사이에 한반도에서 발생하는 집중호우 현상에 있어서 매우 중요한 역할을 수행한다. 주로 북태평양 고기압의 연변의 대기 불안정 구역에서 발생하는 중규모대류계에 의한 집중호우를 야기하는 복합 구름층은 한랭한 공기 즉 오호츠크해 기단이 북동쪽에서 한반도 북부까지 뻗어있는 종관 환경에서 강하게 발달하는 경향을 가진다.

3장 연습문제

1. 예보과정에 있어서 종관 규모와 중규모 사이의 상관 관계를 예를 들어 설명하시오.

해설: 종관규모 환경과 중규모 기상현상 사이의 관계는 나무를 다듬는 과정에서 「망치와 끌」의 관계로 설명할 수 있다. 나무로 조각을 만드는 것을 상상해 보자. 나무에 정교한 모양을 내기 위해서는 날카로운 끌이 필요하다. 그렇지만 끌 자체만으로는 나무에 깊은 모양을 낼 수 없고 반드시 망치로 원하는 모양이 나오도록 두드려 주어야 한다. 이를 기상 예보에 적용하면 망치는 중규모 기상현상들을 예측하도록 가이드를 제공하는 역할로 끌을 보다 정교한 중규모 현상에 대한 예보하는 도구로 본다면 종관규모 환경에 대한 정확한 분석과 이해를 전제하지 않으면 제대로 된 기상 예보를 할 수 없다는 것을 의미한다. 그리고 여기에서 놓치지 말아야 하는 것이 사람의 눈이다. 망치와 끌을 이용해서 정교한 모양을 내기 위해서는 이를 다루는 사람의 눈이 정확해야 한다. 이것이 바로 종관기상학과 중규모기상학에 대한 예보관의 전문적인 지식과 능력을 의미한다.

2. 종관기상 현상들 중에서 대상류와 자오면류 그리고 대상 지수에 대해서 약술하시오.

해설: 대상류(Zonal Flow): 동에서 서로 흐르는 대상순환을 말하고, 특히 동서 이동성분이 탁월하고 남북이동 성분이 매우 약한 흐름이며, 대상류와 관련된 기상현상들은 빠르게 동진한다.
자오면류(Meridional Flow): 남북이동 성분이 특히 탁월한 기류를 말하며, 어떤 흐름의 경도(남북)성분을 가리키는 경우도 있다.
대상지수가 높다는 것은 위도대를 따라 동서로 움직이는 대상류의 강도가 크다는 것을 의미하며 대상지수가 낮다는 것은 동서 지수에 대한 남북 지수의 강도가 증가하여 대상류의 강도가 약하다는 것을 의미한다.

4장 연습문제

1. 전선의 정의에 대해서 쓰시오.

해설: 일반적으로 기상학에서 전선은 온도, 밀도 등 물리적 성질이 다른 두 개의 기단 사이, 또는 같은 기단 내에서도 변질된 기단과 덜 변질된 기단의 사이에 형성되는 따라 연직방향으로 기울어지게 되는데, 지표면에서 연직방향으로의 연장선을 전선면(Frontal Surface) 혹은 전선지역(Frontal Zone)이라고 부른다.

2. 기상전선 주변의 불연속 기상요소들에 대해서 약술하시오.

해설: 전선 주변에서는 온도, 노점온도, 바람, 기압 등과 같은 기상요소들이 불연속을 이루는데 가장 큰 불연속 요소는 온도로 특히 한랭전선의 전면과 후면에서 차이가 많이 나며, 노점 온도의 불연속은 일기도 상에서는 잘 안 나타나지만 대류활동에 발달에 작용하며, 바람은 온난 전선 전면에서부터 한랭 전선 후면까지 남동-남서-북서 형태로 변한다. 기압도 불연속을 갖는데 기압은 전선의 전면과 후면이 전선에 비해서 높는데 일반적으로 전선이 접근하면 기압이 하강하고 통과한 이후에는 빠르게 상승한다.

3. 전선의 일반적인 분류에 대해서 약술 하시오.

해설: 전선은 기단의 종류에 따라 북극 전선(Arctic Front), 한대 전선(Polar Front), 열대 전선(Tropical Front) 등으로 분류할 수 있고, 기단의 운동에 따라 온난 전선(Warm Front), 한랭 전선(Cold Front), 폐색 전선(Occluded Front), 정체 전선(Stationary Front) 등으로 분류할 수 있으며, 전선의 활동 여부에 따라 활성 전선(Active Front), 비활성 전선(Inactive Front)로 분류할 수 있다. 마지막으로 전선면을 따라 난기의 상승 여부에 따라 활승 전선(Ana Front)과 활강 전선(Kata Front)로 분류할 수 있다.

5장 연습문제

1. 열대성 저기압을 강도에 따라 분류하시오.

해설: 열대요란(Tropical Disturbance)은 저기압 지역 부근에 약한 강수와 구름을 동반하며, 바람도 강하지 않고 등압선도 폐곡되어 있지 않고, 주로 무역풍대의 편동풍과 내에서 존재한다.

열대저압부(Tropical Depression)는 저기압 중심 부근에서 기압이 하강하면서 계속 발달하여 적어도 한 개 이상의 폐곡된 등압선을 갖는다. 태풍으로 발달하는 단계로 풍속은 계속 증가하고, 중심 기압 또한 계속 하강하지만 바람은 17m/s(34kts)를 넘지 않는다.

열대 저압부 중에서 지속적으로 발달하여 풍속은 17~32m/s(35~65kts)까지 발달한 것을 열대폭풍(Tropical Storm)이라 부른다. 열대폭풍 중심 부근에 여러 개의 폐곡된 등압선이 존재하며, 바람은 저기압성 회전을 보여준다.

태풍의 중심 부근에서는 강력한 저기압성 회전이 나타나며, 풍속은 33m/s(64kts) 이상이다. 태풍은 중위도 저기압보다 크기는 작지만, 더 강력하며 매우 강력한 소용돌이를 발생시킨다.

5장 연습문제

2. 열대성 저기압과 온대 저기압의 차이를 표로 보이시오.

해설:

항목	열대저기압	온대저기압
발생 지역	열대지방의 해상	중위도(온대/한대) 지방
발생 시기	여름과 가을에 발달하여 중위도 지방으로 이동한다.	연중, 겨울에 가장 많고 봄에도 많이 발생한다.
바람	눈의 바깥쪽이 폭풍우역이다.	풍향이 전선에서 급변, 폭풍역은 불규칙하게 분포
온도분포	중심에 대하여 대칭적이다.	전선을 경계로 하여 불연속적으로 변한다.
등압선	중심에서 원대칭	비대칭인 타원형
전선	전선이 없다.	전선(온난 및 한랭)이 따른다.
강수분포	중심 전방에 많고 대칭적이다.	중심 및 전선 부근 분포
이동	아열대 고기압의 바깥쪽을 시계 방향으로 회전한다.	편서풍대에서 발생하고 북동진한다.
에너지원	응결 잠열	위치에너지 및 응결 잠열
규모	직경 600km 정도	직경 2,000km
눈	중심에 눈을 가진다.	없다.

5장 연습문제

3. 저지(Blocking) 현상에 대해서 약술하시오.

해설: 저지 현상은 한번 발생하면 영향을 받는 지역에서는 수일에서 길게는 수 주 동안 거의 동일한 기상 현상이 반복된다. 저지 현상은 대류권 상층의 바람 패턴이 비정상적으로 흐른 것으로도 볼 수 있는데, 동서 흐름이 약화되고 남북 흐름이 강화되면서 기압계 중심이나 중심의 서쪽에 강한 남북 변형 장을 형성하여 전체적인 종관 운동을 준-정체, 정체 혹은 후진시키기도 하는 특징을 가진다.

6장 연습문제

1. 수송대의 개념과 특징에 대해서 약술하시오.

해설: 기압계를 따라 이동하는 좌표계는 기압계의 운동 벡터의 속도와 형태가 일정하게 유지되는 것을 가정하기 때문에 등온위면 분석을 통해서 얻어진 기류의 운동 벡터에서 시스템 운동 벡터를 빼서 기압계에 상대적인 기류를 얻어내는 방식을 선택하게 된다. 이러한 기압계-상대 분석 구조(System-relative Framework)를 ‘상대 기류 등온위면 분석(Relative Flow Isentropic Analysis)’라고 부른다. 따라서 수송대(Conveyor Belt)라는 용어는 기압계-상대 분석 구조 내에서 등온위면을 따라 움직이는 공기의 대규모 운동을 3차원적으로 설명하는데 사용된다.

수송대의 깊이는 대기 하층에서 상층까지 이어져 있는 등온위면의 구조에 따라 결정되며 비록 고도에 따라 기류의 흐름의 크기는 다양하겠지만 일반적으로 하나의 큰 3차원적인 공기의 흐름으로 보아도 무방하다. 일반적으로 중위도 저기압에서의 수송대의 수직적인 깊이는 1~3km, 넓이는 200~300km이며 길이는 수천 km에 이른다.

6장 연습문제

2. 수송대의 종류에 대해서 약술하시오.

해설: 수송대의 온도 폭은 전선 구역과 관련되어 있는데 수송대를 구성하는 공기의 온도에 따라서 온난 수송대와 한랭 수송대로 구분되며, 특히 하계 습도에 따라 상대적으로 건조한 공기의 유입과 관련된 건조 수송대도 중요한 역할을 한다.

온난 수송대(WCB; Warm Conveyor Belt)는 중위도 저기압에서 구름을 형성하는 가장 중요한 기류이다. 온난 수송대는 중위도 저기압계의 한랭 전선 전면에서 방대한 양의 열과 수증기 그리고 운동량을 극지방과 연직으로 수송하는 기류를 의미한다.

한랭 수송대(CCB; Cold Conveyor Belt)는 발달하는 저기압의 북동쪽으로 침강하는 차가운 공기의 움직임에서 기인하며, 전형적으로 온난 수송대에 비해서 약간 낮은 온도를 가지는 것이 특징이다. 한랭 수송대는 지상 온난 전선 전면의 하층에서 시작되어 서쪽으로 이동하면서 온난 수송대를 가로질러 극 방향으로 이동하는 수송대를 의미한다. 건조 공기 구역은 대류권 상층에서 건조한 공기 덩어리가 하강하는 기류가 존재하는 영역을 의미하는데 이를 건조 수송대(Dry Conveyor Belt)라고 부르고 넓게 분포하는 건조 통로(Dry Slot)이라고 부른다.

6장 연습문제

3. 수송대의 개념 모형의 장단점에 대해 약술하시오.

해설: 수송대 개념 모형의 장점은 매우 세부적인 흐름을 무시해도 무방한 종관 규모 저기압과 전선 부근의 운동을 3개의 주요한 기류의 흐름을 통해 분석함으로써 저기압의 발생에서 소멸하는 과정을 직관적으로 이해하는데 큰 도움을 준다. 또한 저기압 주변의 운동이 전선 경계면과 관련되어 있다는 관념으로부터 벗어나서 3차원 기류의 흐름을 통해 대규모 기압계의 구조와 운동 역학의 이해에 큰 도움을 준다. 또한 위성 영상, 상층 관측의 결과를 통해 이를 쉽게 적용해 볼 수 있다. 그렇지만, 수송대 개념 모형이 저기압의 생애에 대한 넓은 시각을 제시해 주는 장점에도 불구하고 모든 운동을 3개의 기류를 통해서 설명하려 한다는 단점을 가지고 있다. 실제로 종관 규모 기압계라고 하더라도 실제 발생하는 다양한 기상 현상들은 종관 규모 운동, 중규모 운동, 지형, 경계층 운동과 같은 다양한 규모의 역학이 복합적으로 작용한 결과로 나타난다. 따라서 수송대 개념 모형은 저기압 부근의 운동을 너무 단순화해서 이러한 중요한 요소들을 등한시 할 가능성을 내포하고 있다.

7장 연습문제

1. 장마전선의 형성 과정을 동아시아 몬순의 관점에서 설명하시오.

해설: 장마(Changma)는 우리나라의 주요 강수시기로, 동아시아 몬순(East Asian Monsoon) 시스템의 일부로 보는 것이 일반적이다. 여름철에 접어들면서 한반도를 포함하는 동아시아 지역은 남쪽의 온난습윤한 열대성 기단과 북쪽의 한랭습윤한 한대성 기단이 만나서 형성되는 정체전선의 영향권에 놓이게 된다. 기후학적으로 6월 하순 우리나라 주변으로 상층 제트 기류가 북상하여 강한 경압불안정이 형성되고, 북태평양 고기압의 본격적인 발달과 더불어 하층 남서풍에 의한 습윤한 공기 유입이 강화되면서 장마가 시작 된다. 이러한 중관규모 환경에서 정체전선이 걸쳐 있는 지역 강한 남서풍에 따른 습윤한 공기의 유입량이 증가하고, 상층 기압골의 주기적인 발달, 북쪽 한기와 남쪽 난기 사이에서 발생하는 대류 불안정 등이 복합적으로 작용하면서 비교적 오랜 기간 동안 많은 양의 비가 내리게 된다. 이러한 현상을 우리나라는 장마, 중국은 메이유(Meiyu), 일본은 바이우(Baiu)라고 부른다.

2. 기상청에서 공식적으로 장마의 시종을 결정하는 요소에 대해 설명하시오.

해설: 기상청이 장마의 시작과 종료를 결정하는 요소로 한반도 부근의 하층 수분속 영향 유무, 200hPa 지위고도와 850hPa 바람장을 이용한 순환지수인 장마지수 분석, 지상일기도에서 장마 전선의 형성 유무 및 500hPa 고도의 5820gpm과 5880gpm 선의 위치 변화, 강수량 및 지표 기온, 일사량, 일조 시간의 3일 이동평균 분석 등을 활용하고 있다. 기후 평균 장마의 시종은 비교적 명확하게 정의 된다. 하지만 매년 장마의 시종을 결정하는 것은 쉽지 않다. 해마다 장마 시종 시점이 매우 큰 폭으로 변할 뿐 아니라, 장마 시종 결정에 고려되는 여러 요소들 사이의 불일치가 발생할 가능성이 높기 때문이다. 즉, 대규모 순환장의 관점에서 장마가 시작되었지만, 하층의 수분속이 충분하지 않거나 다른 이유로 인해 강수가 발생하지 않는 경우가 종종 발생한다. 반대로, 대규모 순환장의 관점에서 장마가 시작되지 않아도, 많은 양의 강수가 지형적 요인에 의해 국지적으로 발생할 수도 있다.

7장 연습문제

3. 장마 기간 동안의 한반도 집중호우의 지역별 특성에 대해서 약술하시오.

해설:

- 일반강수 빈도는 전체적으로 해안지방보다 내륙에서 높게 나타난다. 이는 여름에 불안정한 대기 조건에서 국지적으로 흔히 발생하는 잦은 대류성 강수 발달에 기인한 것으로 추정된다.
- 특히 영동 지방 부근의 일반강수 빈도가 대략 연 18회로 가장 높게 발생하고 있으며, 집중호우 또한 약 8회 정도로 나타난다.
- 수도권 지역의 일반강수 빈도는 일년에 약 16회 발생하고, 집중호우의 빈도는 약 8회로 나타나는데, 이러한 특징은 영동지방과 비슷하다.
- 남해안 지역의 일반강수 빈도는 일년에 14~15회로 다른 해안 지역에 비해 적게 나타나고 있지만, 집중호우 빈도는 약 9회로 비교적 높다. 이러한 특징은 이 지역이 해양으로부터 많은 수증기 공급을 받고 있기 때문이다. 즉, 중부지방보다 남부지방에서 일반강수 대비 집중호우가 차지하는 빈도가 더 크다.
- 경상북도 지역은 전체적으로 일반강수와 집중호우의 발생빈도가 다른 지역에 비해 적게 나타나고 있다. 이는 경상북도 지역이 전체적으로 산으로 둘러싸여 있고 한반도 동편에 위치하는 지리적 특징 때문에 전선에 대한 민감도가 작기 때문이다.
- 제주도의 경우 일반강수는 일년에 15회 정도 발생하고, 집중호우 빈도는 약 7회로 발생하고 있다. 이는 집중호우와 이보다 적은 강수율의 강수 빈도가 비슷하게 나타나는 것이다.

8장 연습문제

1. 중규모대류계를 정의하시오.

해설: 중규모대류계에 대한 다양한 정의가 존재하지만 일반적으로 가장 많이 활용되는 정의는 『복합적인 뇌우(Thunderstorm)와 지속적인 강수가 나타나는 지역이 연결되어 수평 규모가 최소한 한 방향으로 100km 이상의 규모를 가지는 구름계(Cloud System)로써, 깊은 습윤 대류(Deep, Moist Convection)활동이 지속적으로 발생하거나 중규모 연직 순환(Mesoscale Vertical Circulation)이 대류 활동에 의해서 발생하는 현상』으로 미국 기상학회와 대부분의 중규모 연구에서 일반적으로 받아들여지고 있는 정의이다.

2. 다중-셀(Multi-cell Line) 뇌우에 대해서 약술하시오.

해설: 레이더 영상에서 뇌우는 때때로 100km가 넘게 길게 늘어선 선형 에코를 형성하기도 한다. 보통 ‘스콜 선(Squall Line)’이라고 불리는 이 선형 에코들은 수 시간 동안 유지되면서 강한 바람과 우박, 그리고 국지적인 집중호우를 야기한다. 선형 에코는 그 전단에서 비 에코 지역과 뚜렷하게 구분되는 50dBZ 이상의 강한 반사도 구역이 길게 늘어선 모습을 가지는데 에코가 없는 지역과 대류성 에코가 존재하는 지역이 뚜렷하게 구별되며 그 후방에 층운형 에코가 넓게 분포하고 있는 모습을 가진다. 강한 상승기류가 선형 에코의 전방에서 유입되어 대류성 에코를 따라 강하게 상승하는 반면 강수입자에 동반된 강한 하강 기류가 선형 에코의 전면에서 발생하면서 돌풍 전선을 형성하게 되고 이 돌풍 전선을 따라서 지속적인 상승 운동이 만들어지면서 강한 대류 에코들이 연속적으로 발생하거나 대류 에코의 생명이 연장되면서 그 강도를 유지하게 된다. 일반적으로 다중-셀 선형 뇌우들은 우박과 토네이도와 같은 국지적인 돌풍을 만들어 낸다.

8장 연습문제

3. 한반도에서 발생하는 중규모대류계에 의한 집중호우의 특성을 자유대류고도와 상대습도를 통해 설명하시오.

해설: 주목해야 할 요소가 자유대류고도의 높이와 지표에서 500hPa 사이의 상대습도 분포이다. 특히 약한 종관 환경 중규모 대류계의 경우에 자유대류고도의 높이가 300m 부근에 머물러 있다는 점에 주목해야 한다. 미국에서 평균적으로 1.5km 정도의 자유대류고도 분포를 보이는 것과 비교할 때 약한 지표면 부근의 수렴활동과 경계, 지형에 의한 강제 상승 등에 의해서 공기가 조금만 들러 올려지면 아주 강한 대류로 발달할 수 있음을 보여준다. 또한 이와 함께 대기 하층에서 중층까지 거의 포화되어 있는 상태이기 때문에 상승운동이 시작된 공기는 쉽게 포화 상태에 이를 수 있고 잠열 방출에 따라 주변 공기 보다 상대적으로 온난하고 밀도가 낮기 때문에 지속적인 상승 운동과 큰 강수 효율을 보일 수 있음을 알 수 있다.

9장 연습문제

1. 온위를 정의하시오.

해설: 공기 덩어리를 원래 위치에서 1000hPa 까지 단열적으로 압축하거나 팽창시켰을 때 공기 덩어리가 가지게 되는 온도를 물리적으로 온위 (Potential Temperature)라고 정의한다. 온위는 태양복사나 지구복사, 외부 공기와의 혼합, 잠열 가열, 증발 냉각 등과 같은 과정을 통해서 열의 교환이 일어나지 않게 때문에 보존되는 변수라고 할 수 있다. 비록 중규모 운동에서 비단열(Diabatic) 가열이나 냉각의 비중을 무시할 수 없다는 한계를 가지고 있다고 하더라도 그 규모가 중규모로 줄어들게 되면 그 중요성은 여전하다.

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^\kappa \quad \text{where, } \kappa = R/C_p$$

2. 등온위면 일기도에서 상승 운동과 하강 운동을 구분하는 방법에 대해서 설명하시오.

해설: 간단한 등온위면에서의 등압선과 바람 분포를 통해서 상승운동 구역과 한랭 혹은 온난 공기의 이류와의 관계를 알 수 있다. 등압면 일기도에서 바람이 등압선을 가로질러 흐르는 경우를 발견하기는 힘들지만 등온위면 일기도에서는 전선 주변에서는 북서풍이 등압선을 가로질러 저기압에서 고기압 방향으로 불어 들어온 후에 다시 남서풍으로 전환되어 저기압 방향으로 등압선을 가로질러 불어 나가는 형태를 가진다. 이때 저기압에서 고기압 방향으로 등압선을 가로질러 북서풍이 이류하면 한랭이류로 하강 운동이 발생하고, 고기압에서 저기압 방향으로 등압선을 가로질러 남서풍이 이류하면 온난이류로 상승 운동을 유도한다.

9장 연습문제

3. 한반도 집중호우 분석에 있어서의 등온위면 일기도의 장점에 대해서 설명하시오.

해설: 우리나라의 여름철 305K 등온위면에서 남서류의 바람은 900~800hPa 등압선을 가로지르고, 310K 등온위면에서 800~700hPa 등압선을 가로지른다. 따라서, 하층대기의 남서기류와 하층제트에 의해 발생하는 여름철 호우분석은 대기하층(700hPa이하)에 해당하는 305~310K 등온위면 분석이 유용하다. 305K 등온위면에서 남서기류가 등압선을 가로질러 흘러가면서 강한 상승기류를 형성하는 지역과 가강수량이 높은 지역이 만나는 곳에서 강한 대류활동을 동반한 집중호우가 발생할 가능성이 높다

10장 연습문제

1. 바람 예보에 있어서 주변 지형의 중요성에 대해서 설명하십시오.

해설: 주변 지형은 지상풍의 풍속과 풍향을 결정하는데 매우 중요한 영향을 미친다. 지형과의 마찰에 의해서 풍속이 줄어들기도 하고 풍향이 급하게 변하기도 한다. 산맥의 풍상측에서는 풍속이 줄어들거나 이동이 저지당하는 현상이 발생하는 반면 풍하측에서는 아주 강한 내리 바람이 형성되기도 한다. 우리나라 봄철 영동지방에서 발생하는 강한 양간지풍이나 영서, 충청 지역에서 발생하는 높새 바람은 지형이 공기의 흐름에 작용하여 발생하는 바람의 일종이다.

2. 기온예보에 있어서 모델통계기법(MOS)의 오차 경향에 대해 약술하십시오.

해설: 수치예보 모델에서 제공되는 온도 정보는 극심한 혹은 기록을 갱신할 정도의 기온 값을 제공해 주는 경우는 없다. 만약 겨울철 한파가 예년에 비해서 강하게 영향을 미치거나 여름철 무더위가 예년에 비해서 극심한 경우에는 MOS는 전체적인 경향성은 제시해 줄 수 있을 수는 있어도 그 값을 그대로 예보에 반영할 정도로 큰 변동성을 가지지는 않는다는 것이다. 일반적으로 키 작은 한랭 기단이 자리를 잡는 겨울철에는 온난 편차(Warm Bias)가 발생하는 경우가 더욱 잦게 발생한다. 또한 보통 MOS 값들은 복잡한 지형이나 산악 지역의 경우에는 겨울철에 온난 편차가 여름철에 한랭 편차(Cold Bias)가 나타나는 경향성을 가진다.

3. 구름의 운저 고도를 결정하는 혼합응결고(MCL)를 정의하십시오.

해설: 혼합응결고도(MCL; Mixing Condensation Level)는 바람에 의해서 한 층의 공기가 혼합되는 가장 낮은 고도를 의미하며, MCL은 층운(ST; Stratus)과 차가운 공기가 따뜻한 수면위를 지나면서 만들어지는 층적운(SC; Stratocumulus)의 운저 고도를 결정하는 중요한 도구로 이용된다.

10장 연습문제

4. 집중호우 발생 가능성 점검 항목들에 대해서 설명하시오.

해설:

- 예보 지역에 강한 경계 구역이나 수렴 구역이 존재하거나 예보 되는가?
- 호도그래프와 단열선도에서 연직 바람시어가 순전하면서 존재하고 복사 역전층 상부의 풍속이 12m/s 이하인가?
- 1000-500hPa 층후의 값이 집중호우를 야기하는 국지적인 변수 값의 범위 이내이거나 넘어서는가?
- 단열선도에서 분석되거나 수치예보에서 예상하는 가장수량이 평균에 비해서 150% 이상의 수준인가?
- 기상대 주변에서 과거 12시간 내에 25mm 혹은 24시간 내에 50mm 강수량이 기록되어 대기의 하층과 토양이 젖어있는 상태인가?
- 기단과 구름의 형태가 따뜻한 비(Warm Rain) 과정을 통해서 강수가 형성되는 형태이거나, 대류의 높이가 대류권계면까지 도달해서 대류계의 상부에는 차가운 비(Cold Rain) 과정을 가지고 있는가?
- 중규모대류계의 전파 경향이 후방 전파 혹은 준-정체 형태를 가지고 있는가?
- 종관규모 분석에서 경합 불안정, 상층 와도, 하층 수렴 상층 발산, 상층 기압골 등과 같이 중규모대류계를 동반할 가능성이 높은 변수들이 예보 지역으로 유입될 가능성이 높은가?
- 예보 구역 주변의 대기의 불안정도(잠재불안정 포함)가 정해진 기준 이상으로 높은가?

10장 연습문제

5. 황사의 발원과 이동을 예보하는 방법에 대해서 설명하시오.

해설: 황사의 발원여부를 알기 위해서는 발원지에 위치한 관측소의 미세먼지 농도와 황사일기도를 확인하는 방법이 가장 우선이며, 위성의 황사탐지영상을 이용하여 황사의 발원과 범위를 확인하는 과정을 거친다. 정확한 황사 발원을 파악하기 위해서는 황사가 발생하여 이동하기 쉬운 일기 패턴을 이해하는 것도 매우 중요하다.

황사가 발원했다면, 이 황사가 우리나라에 영향을 미칠 것인가를 검토할 필요가 있다. 황사가 먼 거리를 이동해 오기 위해서는 대기 중층(500hPa)에 깊게 발달된 기압골이나 절리저기압이 존재하고 있어야 한다. 중층대기에 발달한 기압골은 한랭 공기를 동반하고 가열된 황사발원지 상공에 접근하게 되고 700hPa 고도의 강한 상승류와 지표면 부근의 대류 활동의 결과로 부양된 황사 입자들을 대기 상층까지 이동시킨 후 이들을 품고 동쪽으로 이동하게 된다.