

초급 예보관 훈련용 교재

원격탐사



목차

1장. 대기복사 기초

2장. 위성기상학 기초

3장. 레이더기상학 기초

1장. 대기복사 기초

- 1.1 서론
- 1.2 용어 및 단위
- 1.3 흑체복사
- 1.4 빈의 변이 법칙
- 1.5 대기공기분자에 의한 흡수 및 방출
- 1.6 스테판-볼쯔만 법칙
- 1.7 흡수 및 산란
- 1.8 태양복사
- 1.9 지구복사
- 1.10 전지구 복사 수지

학습목표

- 복사량을 정의하는 다양한 용어들을 이해한다.
- 대기복사에서 다양한 법칙을 이해한다.
- 대기 기체, 구름 및 에어러솔에 의한 대기복사의 산란, 흡수를 이해한다.
- 지구복사 수지를 이해한다.

1.1 서론

열이 한 곳에서 다른 곳으로 전달되는 과정이 3가지 있다(전도, 대류, 전자기 복사).

- 전도란 직접적인 접촉이 일어나 원자나 분자의 운동 에너지가 이동하는 현상이다.
- 대류란 유체의 물리적 변위에 의해 열이 이동하는 현상이다.
- 전자기 복사는 전기장과 자기장이 동시에 변화하는 전자기 파동이 한 물체에서 다른 물체로 에너지를 전달하는 현상이다.

전자기 에너지는 진공 상태에서 빛의 속도 $c \approx 3.00 \times 10^8 \text{ms}^{-1}$ 로 직선으로 (매질 안에서의 불균일성은 무시함) 이동한다.

복사의 파장은 λ (L차원)로 표시하며 파동의 마루에서 다음 마루까지의 거리를 말한다. 복사는 특정 지점에서 파동의 마루가 통과하는 비율인 주파수 ν (T^{-1} 차원)로도 나타낸다. 파장과 주파수는 다음 공식으로 나타낼 수 있다.

$$\lambda\nu = c \quad (1.1)$$

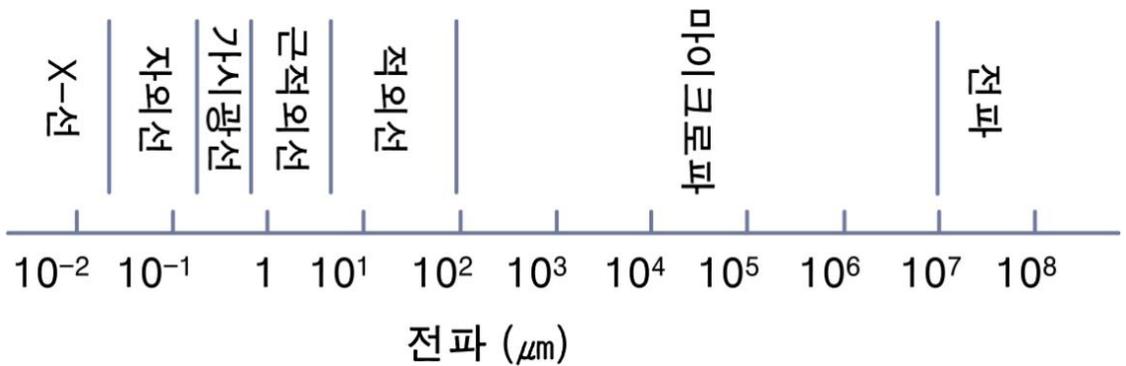
1.1 서론

과장의 전 범위를 전자기스펙트럼이라 부르고, 스펙트럼의 각기 다른 과장대에 위치하는 복사는 어떤 표면이나 물질과 상호작용하는 방식에 따라 분류할 수 있다. 예를 들어, 사람의 망막 세포는 가시광이라고 부르는 좁은 과장 영역 내에서 일어나는 복사에 민감하다. 이 영역 내를 색상으로 정의되는 여러 개의 세부 영역으로 구별할 수 있다.

표 1.1은 가시광선 스펙트럼과 이에 상응하는 과장대를 나타낸 것이고, 그림 1.1은 보다 넓은 전자기 스펙트럼의 세부 영역의 이름을 나타낸다.

[표 1.1] 과장대와 색상

색상	과장 구간 (μm)
보라색	0.390 - 0.455
짙은 파란색	0.455 - 0.485
밝은 파란색	0.485 - 0.505
녹색	0.505 - 0.550
황록색	0.550 - 0.575
노란색	0.575 - 0.585
주황색	0.585 - 0.620
빨간색	0.620 - 0.760

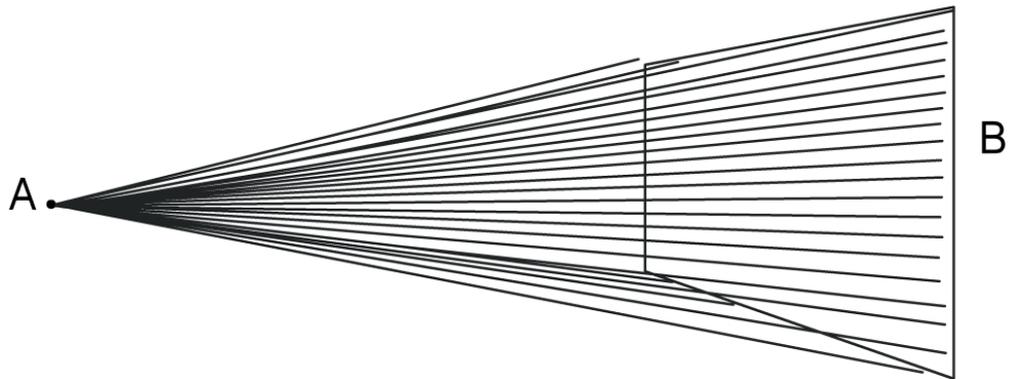


[그림 1.1] 전자기 스펙트럼의 일부. 엑스레이 / 자외선 / 가시광선 / 근적외선 / 적외선 / 마이크로파 / 전파

1.2 용어 및 단위

복사량에 대한 정의에는 여러 가지가 있다. **복사 플럭스(Radiant Flux)**란 에너지 출력의 양을 나타내며, 단위는 단위시간당 에너지, 와트 [W]이다. 복사 플럭스를 복사 플럭스가 통과하는 면적으로 나누면 복사조도 (Irradiance or Radiant Emittance), F 가 주어지고, 단위는 $[Wm^{-2}]$ 이다. 아래에 태양이 방출하는 복사와 연관지어 개념을 잘 나타내고 있다.

태양과 같이 원거리의 원천에서 오는 복사조도는 편의상 평행 광선, 동일한 방향에서 오는 복사라고 가정한다.



[그림 1.2] 확산 복사

그림 1.2에서와 같이 입체각의 일정 크기의 호에 마주 대하는 원천에서 오는 복사를 확산복사(Diffuse Radiance)라고 한다. 확산복사는 많은 상이한 방향에서 오는 복사로 이루어지며, 이것은 복사체 표면의 다양한 지점으로부터 나오는 복사에너지 때문이다.

입체각의 무한히 작은 호(Infinitesimal Arc)로부터 즉, 특정 방향에서 입사하는 복사조도를 구별하기 위하여, 복사휘도(Radiance, N)를 단위 입체각당 복사조도로 정의하고, $[Wm^{-2}sr^{-1}]$ 로 나타낸다. 이때 스테라디안(sr)은 입체각의 단위로, 반지름의 제곱에 해당하는 표면의 한 부분과 구의 중심에 마주 대하는 입체각으로 정의한다.

단색 복사는 λ 또는 ν 의 특정 극소 간격 내에 한정되는 복사를 말한다. 단색 복사휘도($N\lambda$)는 한 개의 특정 파장에서 일어나는 복사휘도로 $[Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}]$ 혹은 $[Wm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}]$ 이다.

그림 1.2는 확산복사를 나타낸 그림으로 아래와 같이 두 가지로 해석할 수 있다.

1.2 용어 및 단위

- a) 물체 A는 점광원으로, A 물체에서 B 물체로 입사하는 복사를 나타낸다. A 물체와 B 물체는 먼 거리로써, B 물체 모든 지점이 A 물체로부터 근사적으로 평행하게 복사를 받는다.
- b) B 물체 또한 복사에너지의 원천으로, B 물체에서 A 물체로 입사하는 복사를 나타낸다. 이 복사 또한 여러 방향으로 발산하는 확산복사이다.

1.2.1 태양의 복사플럭스와 복사조도

태양의 복사 플럭스는 3.9×10^{26} (W) 이다. 태양의 반지름이 7×10^8 (m)이고 구의 표면적은 $4\pi r^2$ 으로 주어지므로, 표면에서의 태양복사조도는

$$\frac{3.0 \times 10^{26}}{4\pi(7 \times 10^8)^2} = 6.34 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2} \text{ 이다.}$$

한편, 태양과 지구 사이 평균 거리는 1.5×10^{11} (m)이므로, 위에 주어진 이론적인 태양복사조도 값을 사용하여 구한 지구 대기에서의 태양복사조도는

$$\frac{3.9 \times 10^{26}}{4\pi(1.5 \times 10^{11})^2} = 1379 \text{ Wm}^{-2} \text{ 이다.}$$

1.3 흑체복사

19세기 중후반, 독일과 오스트리아 물리학자들이 다수의 복사 법칙들을 정립하였다. 이들을 살펴보기 전에 몇 가지 용어를 소개한다.

흡수란 전자기 복사가 물체의 표면에 입사될 때 일어나는 현상으로, 전자기 복사 에너지는 표면에 흡수된다.

방출이란 외부로 나아가는 전자기 복사의 생성에 의해 표면에서 에너지가 손실되는 것을 말한다. 원자와 분자에 의한 흡수와 방출에 대한 자세한 사항은 1.5절에 기술한다.

흑체란 모든 파장의 복사 에너지를 흡수하고 방출하는 가상의 물체로써, 입사하는 복사에너지를 모두 흡수하고 최대 가능한 방출이 전 파장에 걸쳐 일어난다.

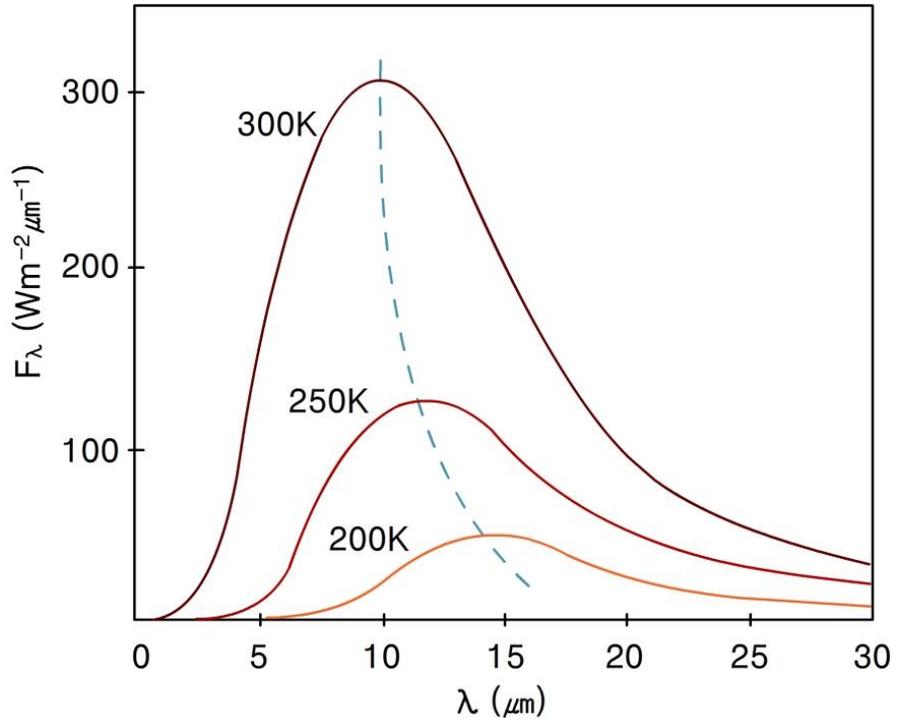
1900년에 독일 물리학자 Max Planck(1858-1947)는 흑체가 방출하는 단색 복사 (B_λ) [$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$]의 반-경험적 방정식을 얻었다.

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp(hc/k\lambda T) - 1]} \quad (1.2)$$

여기서 c 는 빛의 속도($2.998 \times 10^8 \text{ms}^{-1}$), h 는 플랑크 상수($6.6262 \times 10^{-34} \text{Js}$), k 는 볼츠만 상수($1.38 \times 10^{-23} \text{JK}^{-1}$)이다.

그림 1.3은 위의 수식에서 유도된 대기에서 각기 다른 온도에서 일어나는 흑체 복사 에너지 곡선이다. 곡선은 모두 동일한 특징을 나타낸다. λ 가 증가할수록 최대점까지 가파른 기울기로 증가하며 최대점을 지나면 서서히 그 기울기가 감소한다.

1.3 흑체 복사



[그림 1.3] 여러 온도(200, 250, 300 K)에서 파장에 따른 흑체 복사조도

1.4 빈의 변이 법칙

1893년에 Wilhelm Wien(1864-1928)은 최대로 에너지를 방출하는 파장 ($\lambda_{m \text{ ax}}$)과 방출체의 온도와 관계를 나타내는 이론을 발전시켰다.

$$\lambda_{m \text{ ax}} = \frac{2897}{T} \quad (1.3)$$

여기서 T는 절대온도 (K)이고 λ 는 파장(μm)이다. 분자의 상수는 단위 (μmK^{-1})를 가진다. 온도가 높아질수록 최대 에너지 방출 파장이 단파장 쪽으로 옮겨가는 것을 볼 수 있다(그림 1.3). 이 결과는 다음과 같이 요약된다.

“온도가 높은 물체일수록 흑체가 방출하는 복사에너지의 최대 파장은 짧다.”

1.5 대기공기분자에 의한 흡수 및 방출

원자는 핵과 그 주위를 공전하고 있는 다수의 전자궤도로 구성되어 있다. 각각의 전자는 에너지 준위라고 하는 전자가 차지하는 궤도에 따라 일정량의 에너지를 가진다.

양자역학에서는 무한개의 전자궤도가 존재하는 것이 아니라, 전자궤도의 특정한 구성만이 가능하며 이로 인하여 특정한 불연속한 에너지 준위만을 가질 수 있다고 보고 있다. 분자 내 평균 위치에 대한 원자의 진동과 관련된 에너지와 질량 중심에 대한 분자의 회전과 관련된 에너지가 있다. 또한, 특정 진동 주기와 회전률만이 허용되므로, 전체 에너지 변화는 양자화(Quantization) 또는 불연속한 단위로 구성되어야만 한다.

전자기 복사는 파동적인 특성뿐만 아니라 광자라고 불리는 단위로 존재하는 것으로 생각할 수 있다. 하나의 광자와 관련된 복사 에너지량은 다음과 같이 주어진다.

$$E = h\nu \quad (1.4)$$

여기서 h 는 플랑크 상수, 6.626×10^{-34} Js이다. 따라서 복사의 주파수가 높을수록, 즉 파장이 짧을수록 광자에 포함되는 에너지는 크다.

고립된 분자는 불연속한 에너지만을 흡수하고 방출할 수 있기 때문에 특정 파장의 복사만을 흡수하거나 방출할 수 있다.

1.5 대기공기분자에 의한 흡수 및 방출

태양으로부터 지구 대기에 도달하는 입사복사는 통과하는 가스의 종류에 따라 선택적 감쇠가 일어난다. 일반적으로, X-선, 자외선, 가시역의 단파복사의 고 에너지는 전자궤도의 변화와 관련이 있다.

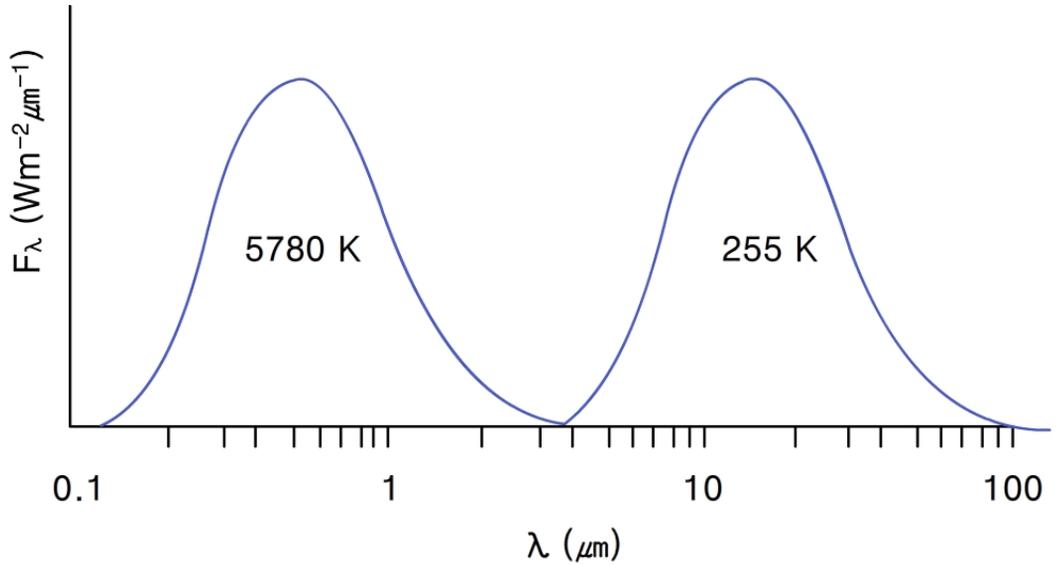
나트륨이 연소하면서 방출하는 독특한 노란색의 빛은 이들 흡수선/방출선 중 하나에 의해 만들어 진다. 반면, 진동으로 인한 변화는 근적외선 파장과 관련이 있고, 회전변위는 적외선과 마이크로파 영역에서 일어나는 경향이 있다.

3원자 분자(예 : CO_2 , H_2O , O_3)는 진동과 회전 변화가 동시에 일어날 수 있는 구조를 지녔으며, 이로 인하여 흡수선/방출선은 좁은 간격으로 밀집해 있다. 한편, 대칭적인 전하 분포를 보이는 2원자 분자(예 : O_2 , N_2)는 진동이나 단순한 회전에 의한 분광선이 나타나지 않고 가시역과 단파장에서만 상호 작용한다.

개별 분자끼리의 충돌은 도플러 효과처럼 선폭확대를 초래한다. 충돌이 더 잘 발생하는 높은 압력하에서 충돌에 의한 선폭확대가 잘 일어나는 반면, 도플러 선폭확대는 개별 분자의 속도와 연관되어 온도가 높을수록 크게 나타난다.

액체나 고체 상태에서는 분자 간 거리가 가까워서 많은 수의 분자간 상호 작용에 따른 에너지 준위를 갖게 한다. 그러므로, 액체와 고체에서는 광범위하고 연속적인 스펙트럼 영역에서 방출과 흡수가 일어날 수 있다.

1.5 대기공기분자에 의한 흡수 및 방출



[그림 1.4] 태양(왼쪽)과 지구(오른쪽)복사의 흑체 스펙트럼

이 같은 결과를 태양 표면에 적용시키면 태양복사의 최대 방출 파장은 $0.474\mu\text{m}$ 이며, 색온도(Color Temperature) 즉, 빈의 변위법칙으로 추론한 온도는 $2897/0.475=6100\text{K}$ 이다.

태양과는 반대로, 지구 표면에서의 온도에 해당하는 최대 방출 파장은 약 $10\mu\text{m}$ 이다.

그림 1.4는 지구에서 태양과 지구 복사의 복사조도를 나타낸다(x축은 로그 스케일로 두 곡선의 실제 모양은 그림 1.4와 다르다). 지구 대기에서 우주 공간으로 방출되는 복사량은 태양으로부터 흡수하는 복사량과 같기 때문에, 이들 두 곡선아래의 면적은 동일하다.

또한, 이들 두 스펙트럼은 태양과 지구 모두에서 비슷한 복사량을 보이는 $\lambda=4\mu\text{m}$ 근처를 제외하고는 잘 분리되어 있다. 이러한 두 스펙트럼 간 명확한 분리는 복사 전달과 관련된 문제를 둘로 분리하여 다룰 수 있게 한다.

1.6 스테판-볼츠만 법칙

1879년에 오스트리아 물리학자인 Josef Stefan(1835-1893)은 실험적으로 흑체 복사조도가 다음과 같이 주어짐을 증명했다.

$$F(T) = \sigma T^4 \quad (1.5)$$

단위는 단위 면적당 파워이며, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ (Wm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{)}$ 이다.

1894년, 또 다른 오스트리아 물리학자인 Ludwig Boltzmann(1844-1906)이 이 법칙을 열역학적 관점에서 증명해 보였다.

이 법칙을 사용하여 태양의 흑체 온도를 복사조도로부터 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$(6.34 \times 10^7 / 5.67 \times 10^{-8})^{1/4} = 5780K$$

태양이 흑체가 아니기 때문에 이 값은 정확하게 같지는 않지만, 색온도와 유사하다.

1.7 흡수 및 산란

1.7.1 키르히호프의 법칙

흑체 복사는 주어진 온도에서 물질이 방출할 수 있는 복사량의 상한을 나타낸다. 주어진 파장에서의 방출률 (ϵ_λ)는 다음과 같이 정의된다.

$$\epsilon_\lambda = \frac{N_\lambda}{B_\lambda(T)} = \frac{\text{실제복사휘도}}{\text{흑체복사휘도}} \quad (1.6)$$

그러므로 방출률은 특정 파장에서 물체가 복사 방출을 얼마나 효율적으로 하는지를 나타내는 척도라고 할 수 있다. 이에 대응하는 흡수율(a_λ)은 다음과 같이 정의한다.

$$a_\lambda = \frac{\text{파장}\lambda\text{에서흡수되는복사휘도}}{\text{파장}\lambda\text{에서전체입사되는복사휘도}} \quad (1.7)$$

정의에 따르면, 흑체의 흡수율과 방출률은 전 파장에서 '1'이 된다.

1855년에 독일 과학자 Gustav Kirchhoff(1824-1887)는 열적 평형 상태에 있는 물체에 대해 다음과 같은 관계를 발견했다.

$$a_\lambda = \epsilon_\lambda \quad (1.8)$$

이것을 키르히호프의 법칙이라 하며, 다음과 같이 정리할 수 있다.

"주어진 파장에서 흡수가 잘 일어나는 물체는 방출 또한 잘 일어나며, 주어진 파장에서 방출이 약한 물체는 흡수 또한 약하다."

1.7.2 알베도

불투명한 표면으로 입사되는 단파복사는 흡수되거나 반사된다. 즉, $a_\lambda + \alpha_\lambda = 1$ 이다.

여기서 α_λ 는 알베도 또는 표면의 반사도이다. 표 1.2는 태양복사 에너지 파장 내에서 여러 선택된 표면이 가지는 알베도 값이다.

1.7 흡수 및 산란

[표 1.2] 여러 형태의 지면에 대한 태양 복사의 알베도 값

황무지	0.1-0.25
모래, 사막	0.25-0.4
초원	0.15-0.25
숲	0.1-0.2
깨끗한 건조한 눈	0.75-0.95
축축하고 더러운 눈	0.25-0.75
해수면(태양 고도>25도)	<0.1
해수면(낮은 태양 고도)	0.1-0.7

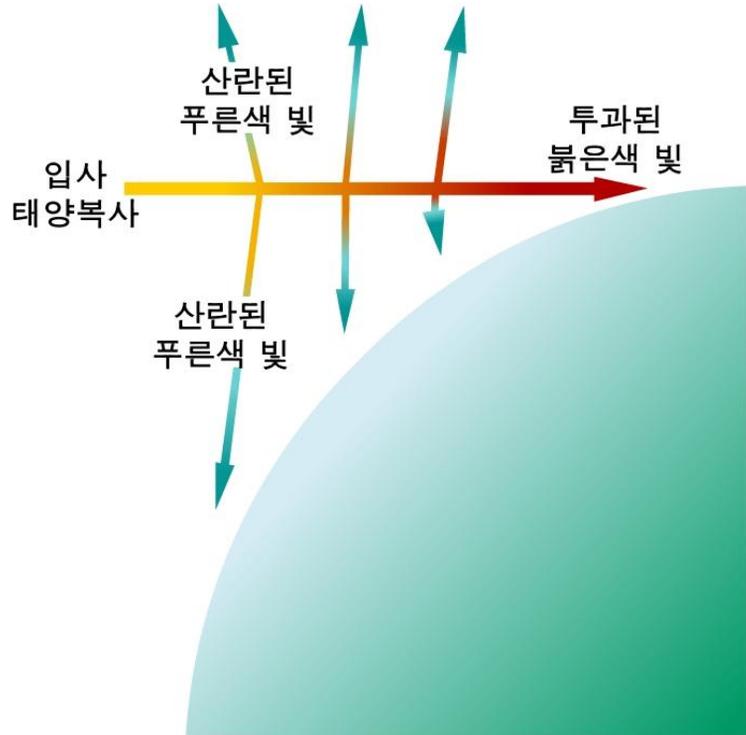
1.7.3 산란

물체를 통과하는 빛은 흡수만큼이나 산란에 의해 감소될 수 있다. 그러나 흡수와는 다르게 산란은 복사에너지를 열 에너지로 변환시키는데 관여하지 않는다. 산란입자와의 상호작용으로 복사에너지의 방향이 바뀔 수 있다. 평행하게 대기에 입사하는 태양복사 에너지는 측면과 후면으로 부분적으로 산란된다. 따라서, 지구에 도달할 때 그 강도가 약해진다.

산란 이론에 따르면 복사에너지가 지구 대기를 통과할 때, 단파복사가 장파복사보다 산란이 훨씬 더 효과적으로 일어난다. 이것이 태양에서 멀리 떨어진 곳을 볼 때 하늘이 푸르게 보이는 이유이다. 우리는 대부분 산란된 단파로 구성된 복사를 보는 것이다.

태양의 고도가 낮을 때 태양 복사는 대기권 내 긴 거리를 통과하면서 단파는 대부분 산란되어 없어지고 우리 눈에 도달할 때의 복사 에너지는 장파로 구성된 붉은 색을 나타낸다(그림 1.5). 다른 중요한 예는 기상 레이더로 강우를 관측할 때 빗방울에 의한 마이크로파의 산란을 측정하는 것이다.

1.7 흡수 및 산란



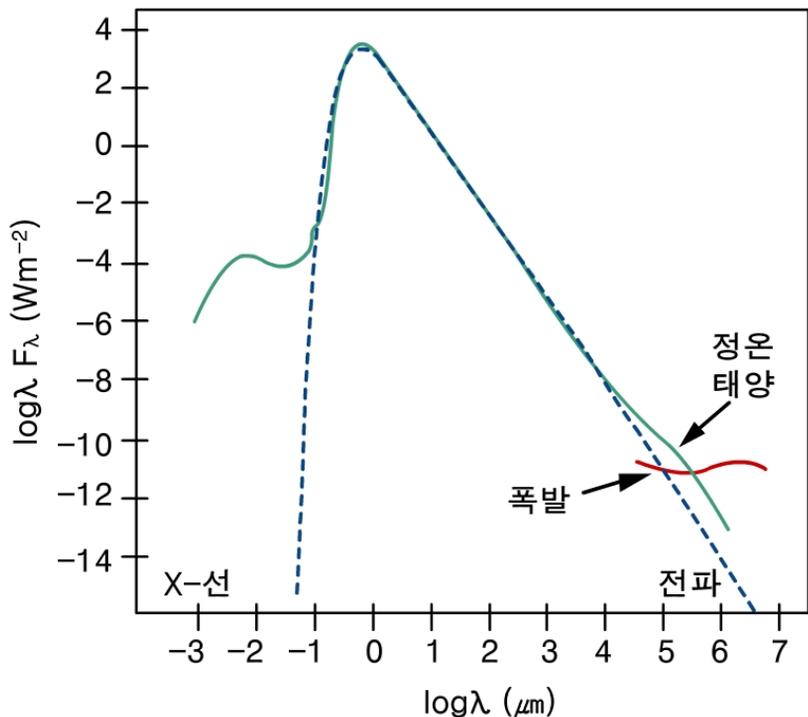
[그림 1.5] 입사하는 태양복사는 스펙트럼의 파란색 부분에서 더 효과적으로 산란되며, 하늘을 푸르게 보이도록 함. 일출이나 일몰 때에는 대기층의 투과 경로가 길어 파란색 빛은 거의 대부분 산란되고 스펙트럼의 붉은색만 남기 때문에 하늘이 붉게 보임

1.8 태양복사

1.8.1 태양

대기에서 일어나는 모든 과정은 궁극적으로 태양에 의해서 일어나며, 태양은 핵융합으로 수소가 헬륨으로 전환되는 과정에서 대규모의 에너지를 방출한다. 수소 핵 4개의 질량은 헬륨 핵 1개의 질량보다 약 1% 정도 더 크다. 이 핵융합의 결과로, 아인슈타인 방정식 $E=mc^2$ 에 따라 여분의 질량이 에너지로 전환된다.

태양의 색온도는 흑체 온도와 다르다. 태양이 전 스펙트럼을 통틀어 흑체와 같은 방출을 함에도 불구하고 그림 1.6과 같이 자외선/X-레이 영역과 마이크로파/라디오파 영역에서 흑체와 차이가 있음을 볼 수 있다. 99%의 태양복사가 $0.15\sim 4.0\mu\text{m}$ 사이에 위치하며, 태양 활동의 변화에도 불구하고 이 영역에서의 복사방출은 시간에 따라 일정한 것처럼 보인다.



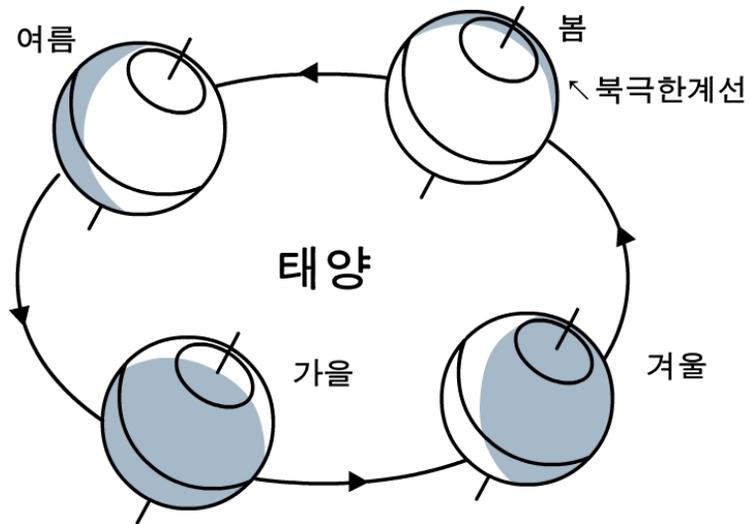
[그림 1.6] 태양의 스펙트럼 (실선)과 온도가 5780K인 흑체의 스펙트럼 (점선)
(Q.J.R. Meteorol. Soc. 84, 311)

1.8 태양복사

1.8.2 태양복사의 지형 및 계절적 분포

태양에 대한 지구의 공전 궤도는 거의 원형이다. 태양과 지구 간 평균 거리는 $1.4968 \times 10^{11}\text{m}$ 이지만, 지구 공전 궤도의 이심률로 인해 1월 1일의 평균 거리는 1.67% 더 짧아지고, 7월 1일의 평균 거리는 1.67% 더 길어진다. 복사강도는 거리의 역 제곱에 비례하기 때문에, 태양 에너지의 입사율은 평균 값의 $\pm 3.37\%$ 범위 내에서 변한다.

이 평균값은 태양상수를 태양 광선에 수직인 평면상에 약 1360Wm^{-2} 의 값은 가진다. 공전 궤도면에서 $23^{\circ}27'$ 기울어진 지구 자전축의 경사는 궤도 주기에 따른 계절적 변화(그림 1.7)를 야기한다. 반면 지구의 자전은 밤/낮이 교대로 나타나게 한다.



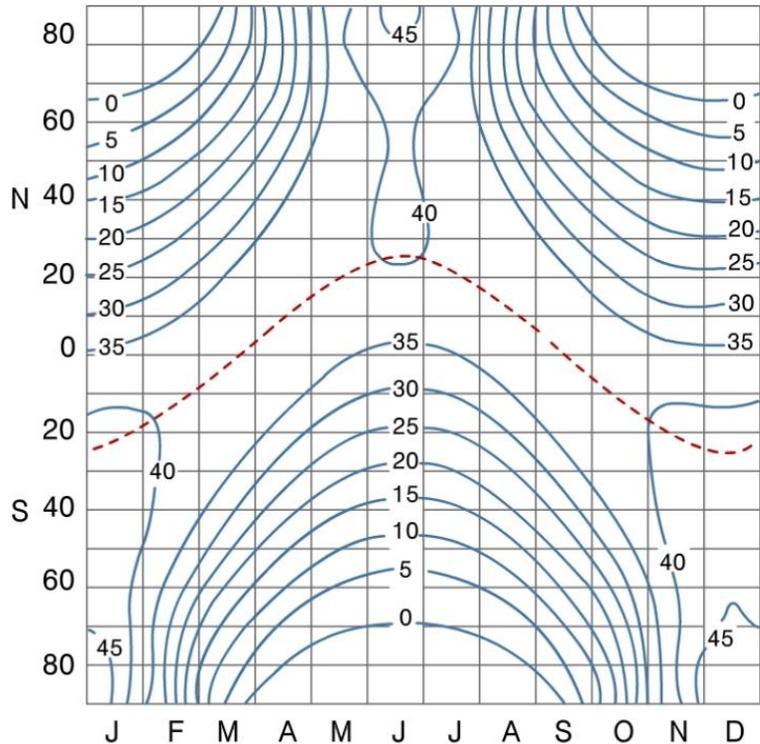
[그림 1.7] 지구 자전축의 경사로 인해 결정되는 계절적 변화. 북극권과 남극권의 위도는 $90^{\circ}-23^{\circ}27'=66^{\circ}33'$ 으로 주어짐. 이 위도대 극 쪽의 모든 곳에서 겨울의 특정 기간 동안에는 24시간 밤이 지속되고, 여름철 특정 기간 동안에는 24시간 낮이 지속되는 현상이 일어남. 두 극에서는 6개월간 밤이 지속되고 6개월간 낮이 지속됨

1.8 태양복사

그림 1.8은 날짜와 위도에 따른 입사태양복사의 변동을 나타낸다. 춘분과 추분(3월 21일, 9월 21일)의 낮의 길이는 전 위도에서 동일하고 일사량은 위도의 코사인 값에 비례한다.

반구가 여름일 때 극지방으로 갈수록 낮이 길어지고 태양각은 낮아진다. 따라서 낮은 태양각을 길어진 낮이 보상하여 태양복사량의 위도에 따른 변화가 작다(극에서는 약한 최대값이 나타난다).

겨울인 반구에서 극지방으로 갈수록 낮이 짧아지는 현상과 태양각이 낮아지는 현상이 함께 일어나 일사량이 급격하게 감소하여 극야(Polar Night)의 가장자리에서 일사량이 영이 된다.



[그림 1.8] 날짜와 위도에 따른 대기 상부의 단위 수평면에 입사하는 태양복사. 단위는 $\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 임. 점선은 태양의 적위를 나타냄. (Meteorological Tables, Smithsonian Institute, Washington, D.C. (1951), p.417.)

이와 같은 두 반구 간의 약간의 비대칭은 지구 공전궤도의 이심률 때문이다. 이 패턴은 대기의 부분적인 방출을 포함하면 바뀐다. 지표면에서의 일사량의 최대는 위도 35° 에서 한여름 낮에 발생하고, 극에 나타난 최대값은 태양 고도가 낮을 때 통과해야 하는 대기층의 투과 경로가 길어져서 없어진다.

1.8 태양복사

1.8.3 대기기체에 의한 태양복사 산란 및 흡수

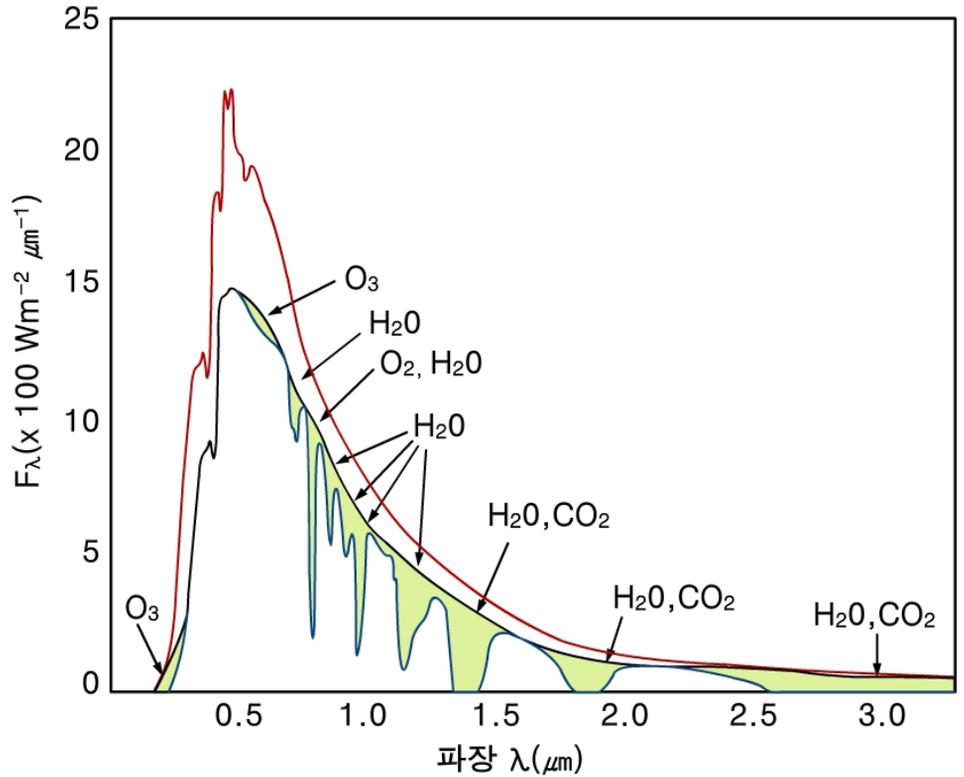
대기기체에 의한 태양복사의 산란은 태양 복사 스펙트럼의 단파 부분에서 가장 효과적이다. 대기 수직층을 보면, 입사하는 태양복사가 근적외선 영역에서는 1%보다 적은 양이 산란되는 반면, 자외선 영역 근처에서는 약 40%가 후방 산란으로 흩어진다. 그림 1.9을 살펴보면 가시광과 자외선 파장대에서 훨씬 더 많은 양의 복사가 흡수보다는 산란됨을 알 수 있다. 지구 대기로 입사하는 태양복사의 평균 약 13%가 산란되는데, 이 중 대략 절반 정도가 지표면에 확산복사로 도달하며 나머지 절반은 우주 공간으로 되돌아간다.

산란과는 반대로, 태양복사의 흡수는 주로 흡수체인 O_3 (오존), O_2 (산소), H_2O (수증기), CO_2 (이산화탄소)에 의해 특정 파장대역에서 뚜렷하게 일어난다(그림 1.9). $0.1\mu m$ 보다 짧은 파장대에서는 아주 적은 양의 태양복사가 광전리된 N_2 (질소), O_2 (산소분자), O (일원자산소)에 의해 흡수된다. 여기에는 분자에서 전자를 떼어낼 수 있을 만큼 충분히 에너지가 강한 광자가 관여하게 되는데, 이 현상은 90km보다 높은 대기층에서 일어난다. $0.1\sim 0.2\mu m$ 의 파장대역에서의 복사는 실질적으로 다음과 같은 광해리 반응으로 모두 흡수된다.



그 결과로 일원자산소는 100km 상공의 주요 대기 구성요소가 된다. 또한, 쉽게 O_2 와 결합해 O_3 를 형성하는 반응이 일어나는 저층 대기에서 추적 물질이 된다. 오존은 광해리 반응을 통해 $0.2\sim 0.3\mu m$ 파장대의 모든 복사에너지를 흡수하는데 굉장히 효과적이다.

1.8 태양복사



[그림 1.9] 태양복사 스펙트럼. 위의 곡선은 대기 상층부에서 측정된 값이고, 아래 굵은 곡선은 평균적인 대기 상태의 지표면에서 측정된 값임. 빛금 친 영역은 기체 구성 요소에 의해 흡수되는 부분을 나타냄

일원자산소는 빠르게 이원자 산소분자와 재결합하여 오존을 형성한다. 이 같은 방법으로 오존은 잠재적으로 위험한 요소인 자외선 복사를 걸러내는 차폐막 역할을 한다.

0.7 μm 보다 긴 파장대, 즉, 적외선 영역에서는, 태양복사에 의해 대류권이 직접적으로 가열되는데 주요 원인이 되는 수증기에 의한 흡수선이 나타난다.

1.8 태양복사

1.8.4 구름 및 에어러솔 입자에 의한 태양복사 산란 및 흡수

구름에 의한 효과를 고려하면 복사량을 계산할 때 문제가 상당히 복잡해진다. 전형적인 구름입자의 직경은 $10\mu\text{m}$ 이고, 구름입자에 의한 태양복사의 산란은 기하광학으로 설명할 수 있다. 산란의 정도는 구름입자 크기분포의 함수로 나타나며 구름에 따라 다르다.

지표면의 약 50%는 구름으로 덮혀 있다. 구름에 입사하는 태양복사는 구름 내에 흡수, 구름을 통해 방출, 또는 구름 밖으로 다시 산란되어 나간다. 구름 밖으로 산란되는 입사복사의 비율을 구름의 알베도라고 하고, 얇은 권운은 약 20%, 얇은 층운은 30%까지, 두꺼운 층운과 난층운은 60-70%, 적란운은 90% 정도로 그 값이 변화한다. 이러한 값들은 태양 천정각에 따라 굉장히 큰 차이가 있다.

평균적인 구름에서는, 입사복사의 약 50%가 후방 산란(즉, 반사)되고, 약 30%가 방출되며, 약 20%가 구름 내에 흡수된다.

지표면 혹은 구름에서 상향 반사되는 복사를 고려하면 구름에 의한 태양복사의 산란은 매우 복잡해진다. 대기 중 대부분의 수증기가 위치한 곳보다 고도가 높은 구름은 태양복사가 수증기를 만나기 전에 이를 우주 공간으로 반사시킴으로써 태양복사의 흡수를 감소시킨다. 반면, 고도가 낮은 구름은 태양에너지를 습윤 대기와 오존 밀도가 높은 성층권으로 반사함으로써 맑은 하늘에서의 값보다 대기의 태양복사 흡수율을 높인다.

1.8 태양복사

대기 중에는 많은 양의 에어러솔 입자가 존재한다(해양 10^3cm^{-3} , 내륙 10^5cm^{-3} 이상). 이들 에어러솔 입자는 다음과 같이 주로 두 가지 방법으로 생성된다.

- (1) 인간의 활동, 화산, 산불 등에 의해 생성된 먼지, 꽃가루, 검댕이, 해염 입자 등이 직접 대기 중으로 유입
- (2) SO_2 가 H_2SO_4 또는 황산염으로 전환되는 것과 같이 기체가 반응하여 고체로 변하는 화학반응에 의한 생성

이들 에어러솔 입자의 반지름은 $10^{-4}\mu\text{m}$ 에서 $10\mu\text{m}$ 이상까지 다양하며, 작은 에어러솔이 많다.

작은 에이트켄 핵보다 수밀도가 낮지만 반지름이 $0.1\mu\text{m}$ 이상인 에어러솔은 대기를 혼탁하게 하거나 연무를 발생시키는 원인이 된다. 이는 이들의 수밀도는 에이트켄 핵보다 낮지만, 단면적의 합은 에이트켄 핵의 단면적 합보다 더 크기 때문이다. 연무 상태에서는 관찰자를 향하는 빛이 산란되어 이미지가 번져 보이므로 뒷 배경과의 구분이 힘들다.

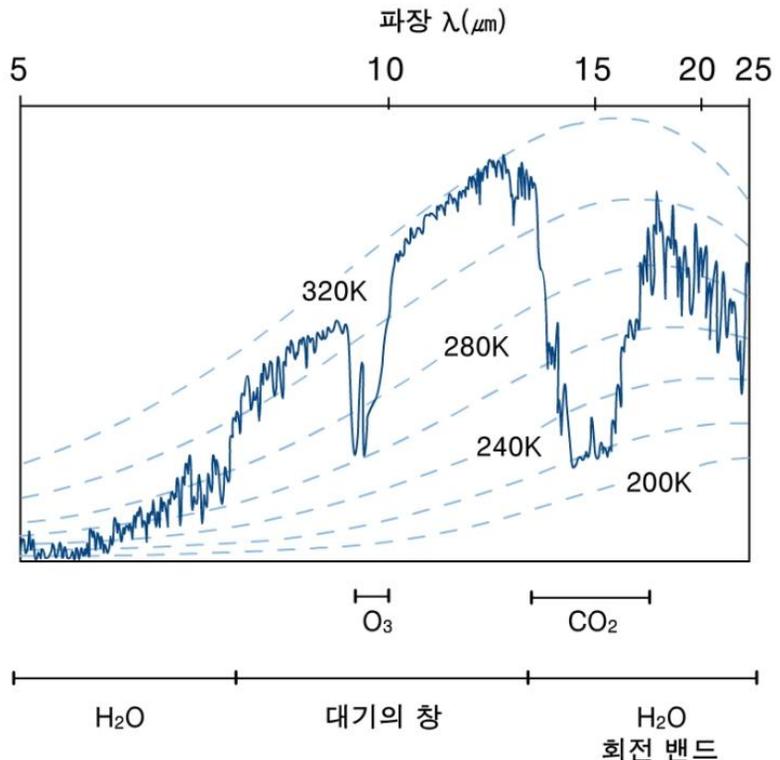
대기 하층부의 에어러솔은 태양복사를 직접적으로 흡수해 대류권을 가열시키지만, 에어러솔의 후방 산란에 의하여 대기의 알베도를 증가시킴으로써 지표면에 도달하는 태양복사량을 감소시키기도 한다.

1.9 지구복사

지표면은 거의 흑체와 마찬가지로 최대 방출 파장에서 복사에너지를 방출한다. 빈의 변위법칙을 이용하고 지표면의 평균온도를 290K라고 하면, 지표면에서의 최대 방출 파장이 약 $10\mu\text{m}$ 인 것을 알 수 있다. 또한 지표면에서의 태양복사 스펙트럼이 지구복사 스펙트럼과 아주 일부분 겹치기 때문에 이들 두 스펙트럼을 구분하여 다룰 수 있다.

1.9.1 대기기체에 의한 지구복사의 흡수

수증기, 이산화탄소, 오존은 대기의 장파복사 전파에 영향을 미치는 3가지 주요 기체이다. 수증기에 의한 흡수는 주로 대류권에서 이루어지는데, 특히 수증기량이 가장 많은 대류권 하부에서 이루어진다. 이산화탄소는 고도에 따라 혼합비가 일정하여, 수증기의 혼합비가 매우 작은 성층권 냉각에 주도적인 역할을 한다.



[그림 1.10] Nimbus 4 위성이 사하라 사막 위에서 측정한 대기 흡수 스펙트럼

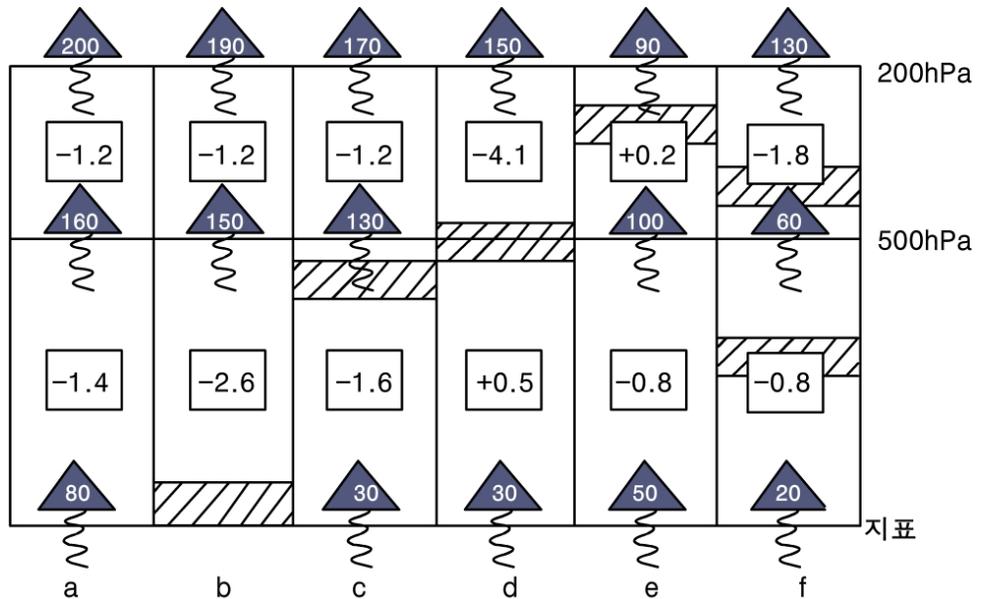
수증기는 $6.3\mu\text{m}$ 를 중심으로 지구복사 스펙트럼의 넓은 부분에 걸쳐서 복사 에너지를 흡수한다(그림 1.10). $8\mu\text{m}$ 와 $13\mu\text{m}$ 사이에 ‘대기의 창’이 존재하는데 이것을 통해 지구복사가 우주 공간으로 방해받지 않고 빠져나갈 수 있다.

1.9 지구복사

1.9.2 구름 및 에어러솔입자에 의한 지구복사의 흡수

태양복사에 대한 구름의 효과는 산란에 의해 좌우된다. 그러나 구름이 지구복사(장파) 파장대역에서 지구복사를 효과적으로 흡수하기 때문에, 구름과 지구복사의 상호작용을 고려할 때는 이 상황은 반대가 된다. 밀도가 높고 낮은 고도에 위치한 구름은 입사되는 지구복사를 두께 50m 내에서 90% 이상 흡수하므로 구름을 흑체로 간주할 수 있다.

그림 1.11은 대기의 적외선 냉각(Infrared Cooling)에 대한 구름층의 효과를 나타낸 것이다. 이때 대기는 전형적인 수증기량과 온도 프로파일을 가진다고 가정한다. 각각의 열(Column)을 차례대로 설명하면 다음과 같다.



[그림 1.11] 적외선 냉각에 구름의 분포가 미치는 영향. 화살표는 순 복사조도 (Wm^{-2})을 나타내고, 사각형은 평균 적외선 복사 온도 변화 ($^{\circ}Cday^{-1}$)를 나타낸다. 구름은 방출률이 1이라고 가정함

첫째 열(a)은 구름이 없는 상태의 맑은 하늘을 나타낸다. 플럭스 발산으로 인해 대류권의 상부와 하부에서 냉각이 일어남을 보여준다.

둘째 열(b)는 지표면 근처의 구름이 지표로부터 방출되는 복사플럭스를 효과적으로 차단하는 것을 보여준다. 구름이 복사를 잘 방출하지만, 구름의 온도가 지표면의 온도보다 낮고, 대기 하부에서의 순 복사플럭스 발산이 훨씬 더 증가하면서 냉각이 더 잘 일어난다. 이 그림은 대류권 냉각이 최대로 일어나는 경우를 보여준다.

1.9 지구복사

셋째 열(c)는 지표면에서 대류권 하부로 일어나는 상향 플럭스가 감소함을 보여주는데, 이것은 구름이 지구로 복사를 재방출하기 때문이다. 또한, 대류권 상·하부 간의 플럭스도 감소하는데 이는 구름이 대류권 하부에서 발산되는 복사를 흡수하기 때문이다. 따라서, 대류권의 냉각은 맑은 하늘과 비교해 아주 약간 더 크게 일어난다. 열(b)와 (c)는 대류권 하부에 있는 구름이 대류권 상부에서 일어나는 현상에 미치는 효과가 적음을 나타낸다.

넷째 열(d)와 같이 대류권 상·하부 경계면에 위치한 구름은 두 층간의 플럭스를 차단한다. 지표면으로부터의 플럭스는 지표면을 향해 재방출되는 복사에 의해 감소되지만, 여전히 대류권 하부를 가열시키는 순 플럭스의 수렴이 존재한다. 한편, 동시에 대류권 상부에서는 플럭스 발산이 증가하여 현저한 냉각효과와 함께 대류권 안정도를 감소시킨다.

다섯째 열(e)는 지표면과 대류권 하부로부터의 상향 플럭스가 대류권 상부의 구름에서 하향 재복사로 인해 감소하는 것과 대류권 하부의 냉각이 맑은 하늘에서 나타나는 값보다 감소하는 것을 보여준다. 대류권 상부에서 우주 공간으로 나가는 플럭스는 감소하는데, 이는 구름이 대류권 하부에서 방출되는 복사를 훨씬 더 많이 흡수하는 것과 낮은 온도에서 재방출하기 때문이다. 플럭스 수렴의 결과로 인해서 대류권 상부에는 미미한 가열효과가 나타난다. 전반적으로 이 경우는 대류권 냉각이 가장 낮게 일어난다.

여섯째 열(f)는 구름에 의한 상향 플럭스의 감소를 보여주지만 여전히 상당한 냉각효과를 보이는 플럭스 발산이 존재한다. 특히나 대류권 상부에서 맑은 하늘과 비교해 더 크게 냉각이 일어난다.

따라서, 고도가 높은 단일층 구름에서 대류권 냉각이 가장 적게 일어나는 반면, 고도가 낮은 단일층 구름에서 대류권 냉각이 가장 크게 일어난다.

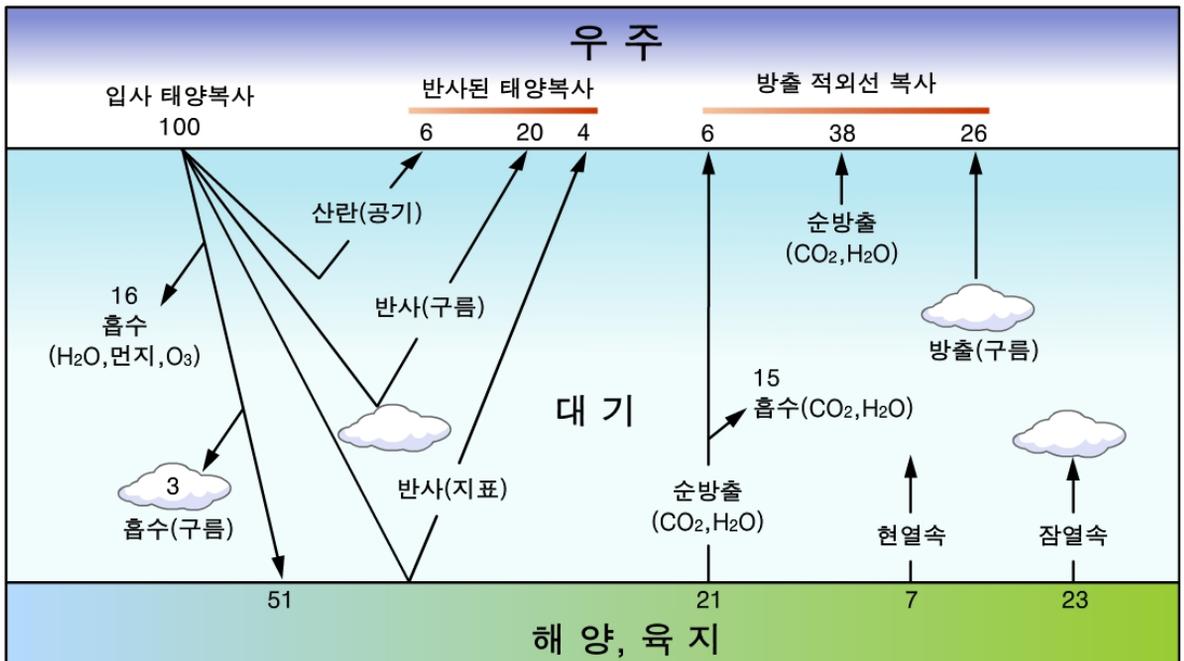
1.10 전지구 복사 수지

그림 1.12는 지구-대기권에서 일어나는 복사작용 중 상대적 중요도와 현열과 잠열 플럭스의 역할을 동시에 나타낸 전지구 복사 수지이다. 복사는 태양상수의 % 단위로 표현하였고 그림의 중요한 특징은 아래와 같다.

우주 공간으로 재반사되는 태양복사의 30% 중, 6%는 대기 중 입자에 의해서 후방 산란된다. 지구 표면의 약 50% 정도가 구름으로 덮여있고, 구름의 평균 알베도가 0.5%라고 가정했을 때, 구름에 도달하는 태양복사의 약 25%가 반사된다. 이 중 약 20%가 대기 상부에 도달한다. 나머지 4%는 지표면에서 반사되어 대기 상부에 도달하는 양이다. 따라서 $(6 + 20 + 4) = 30\%$ 가 지구 알베도 값이 된다.

대기와 구름 그리고 대기 입자에 의해 흡수되는 19%를 포함하여, 대기권 상부에 도달하는 태양복사 중 평균 51%만이 지표면에 도달한다.

지표면에 도달하는 51% 중 21%는 복사 방출된다. 이 숫자는 지표면으로부터의 상향 장파 플럭스와 대기와 구름으로부터의 하향 장파 플럭스를 합한 결과이다. 이러한 21% 중, 15%는 온실가스라는 대기 성분에 의해 흡수되고, 나머지 6%가 10 μm 근처의 ‘대기의 창’을 통하여 장파 복사의 형태로 우주 공간으로 빠져 나간다. 적외선 영상 라디오미터계를 탑재한 위성이 적외선 영상을 얻기 위해 측정하는 복사가 바로 이 영역이다.



[그림 1.12] 전지구 평균 단위 면적당 열 플럭스로 나타낸 지구-대기권의 에너지 수지. 단위는 평균 태양복사조도의 %로 나타냄

1.10 전지구 복사 수지

지구 표면에서 복사 플럭스와 마찬가지로 현열과 잠열 플럭스도 지표면에서 방출된다. 현열이란 수 mm 높이의 대기가 열 전도에 의해 데워져 대기 경계층의 난류와 자유 대류에 의해 대기 상부로 퍼지는 것을 말한다.

한편, 지표에서 흡수된 열은 물이 수증기로 증발할 때 사용되고 이후 수증기는 대기 중으로 혼합되고 구름으로 응결되어 대기권에 잠열을 재 방출한다. 육지에서의 현열과 잠열 플럭스는 일반적으로 규모면에서 비교 가능한 반면, 해양에서의 잠열 플럭스는 현열 플럭스보다 대략 10배 정도 더 크다.

지표면에서 복사, 현열, 잠열 플럭스와 단파 흡수량에 따라 가열된 대기는 38%의 복사 에너지를 우주 공간으로 방출하는데, 이 중 대부분은 온실가스(이산화탄소, 수증기 등)에 의해 이루어진다. 온실가스는 지구 복사를 흡수하고 낮은 온도에서 재 방출함으로써 온실가스가 없는 경우에 비해 복사 평형 온도를 더 높게 만든다.

시스템이 평형 상태에 있기 때문에 51%만큼의 복사 에너지가 지표면에 도달하고 51%만큼은 우주 공간으로 나간다. 70%가 장파 복사 플럭스로 대기를 떠나고, 반사되는 단파 복사 30%를 더하면, 들어오는 100%와 평형이 된다.

대기권만을 살펴보면, 태양복사 중 19%(16+3)와 지표면으로부터의 에너지 45%(23+7+15)를 흡수한다. 이 64%는 수증기, 이산화탄소, 구름으로부터 방출되는 복사(26+38)와 균형을 이룬다. 장파복사(14)와 단파복사(16)에서 대기 중으로 흡수되는 복사량은 매우 비슷하다.

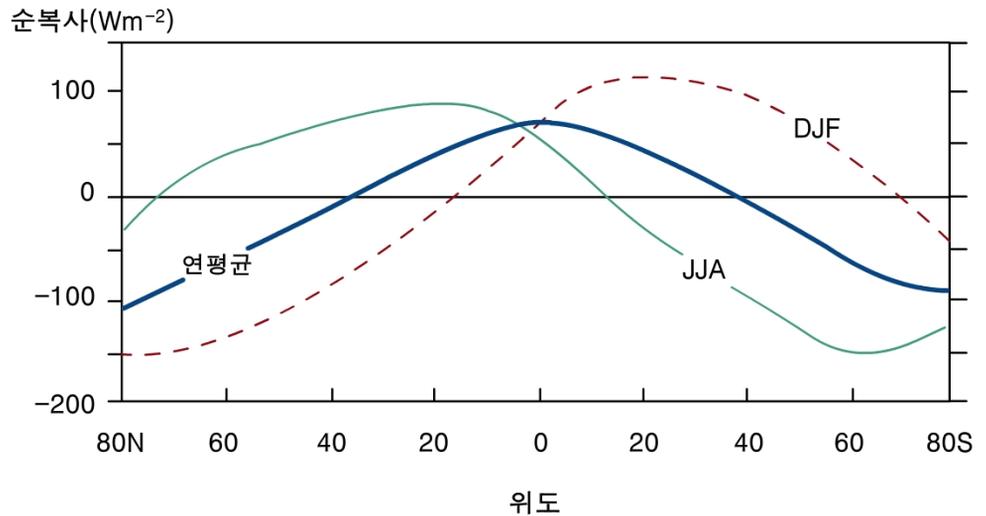
대기 상부에 도달하는 전 지구 평균 복사조도는 238Wm^{-2} 이지만, 수지의 각 요소들의 규모에는 커다란 공간적인 편차가 존재한다.

1.10 전지구 복사 수지

그림 1.13은 대기 상층부에서의 위도에 따른 순 복사 가열(흡수하는 태양 복사 - 방출하는 지구복사)을 나타낸 것이다. 연평균을 나타낸 선을 보면, 북반구와 남반구의 위도가 약 40°인 지점과 극지방 사이에 복사 에너지 부족이 나타나는 것을 볼 수 있다.

또한, 계절적 변화도 큰 데, 겨울일 때의 복사 에너지를 측정한 선을 보면 복사 에너지 부족이 위도 15°까지 확장되고, 여름일 때는 복사 에너지 과잉이 북반구와 남반구에서 위도 약 70°까지 도달한다.

JJA(6, 7, 8월)와 DJF(12, 1, 2월) 곡선 간 비대칭성도 존재한다. DJF 기간 동안 남반구의 복사에너지 과잉은 JJA 기간 동안 북반구의 복사에너지 과잉보다 최대점이 훨씬 높다. 이것은 1월에 지구와 태양 간 거리가 가장 가깝고 남반구 해양의 알베도가 낮기 때문일 것으로 추측된다.



[그림 1.13] 대기 상부에서 동서 평균 순 복사조도(Wm^{-2})의 위도별 프로파일

1.10 전지구 복사 수지

극-적도 간 복사가열 경도는 지표면에서 훨씬 더 큰데, 이는 고위도에서의 대기 투과 거리가 더 길어 더 많은 복사 에너지가 지표면에 도달하기 전에 흡수되기 때문이다. 이러한 복사조도 분포가 가져오는 불균형을 바로잡기 위해서는 극지방으로의 에너지 수송이 이루어져야 한다.

전 지구 순환 관점에서 본다면, 위와 같은 복사 강제력의 분포는 극-적도 간 온도경도(중위도 지방에서 최대)를 불러온다. 온도경도는 경압 불안정을 야기시키고, 결과로 생성된 저기압은 따뜻한 공기를 극지방으로, 찬 공기를 적도 지방으로 수송한다.

해양 또한 균형을 잡는데 중요한 역할을 하는데, 멕시코만류(Gulf Stream)와 쿠로시오 해류(Kuroshio Current) 같은 난류는 저위도에서 고위도로 열을 수송한다.

1.10 전지구 복사 수지

1.10.1 대기 온실효과

지구/대기권의 평균 알베도를 0.3이라고 하면, 지표면이 흡수하는 태양복사의 양은 다음과 같이 주어진다.

$$(1 - 0.3) \times (\pi r^2 / 4\pi r^2) \times 1360 \text{ Wm}^{-2}$$

πr^2 은 태양복사 (1360 Wm^{-2})를 받는 지구 단면적을 나타내고, $4\pi r^2$ 은 지구가 받은 태양복사를 배포하는 지구 표면 전체의 면적이다.

위의 식으로부터 238 Wm^{-2} 의 평균 일사량을 구할 수 있다. 긴 시간 동안 지구가 크게 따뜻해지거나 차가워지지 않았기 때문에 지구/대기권을 복사 평형이 이루어진 것으로 가정하면, 지구는 238 Wm^{-2} 만큼의 장파 복사를 방출한다.

또한, 지구/대기권이 흑체복사를 한다고 가정하고 슈테판-볼츠만 법칙을 적용하면, 다음과 같은 식이 성립한다.

$$\sigma T_e^4 = 238 \text{ Wm}^{-2}$$

여기서 T_e 는 지구의 유효 복사 온도이다. 위의 식으로부터 평균 지표면의 온도 ($T_{\text{sfc}}=288\text{K}$)와 비교되는 $T_e=255\text{K}$ 또는 -18°C 라는 지구 유효 복사 온도를 얻을 수 있다. 그러나 평균 지표면 온도와 지구 유효 복사온도에는 큰 차이가 존재하고 그 차이를 ΔT 로 나타낼 수 있다. 따라서 평균 지표면의 온도는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$T_{\text{sfc}} = T_e + \Delta T \quad (1.10)$$

여기에서 ΔT 는 대기의 온실효과로 볼 수 있다. 온실효과는 이산화탄소와 수증기 같은 특정기체가 태양복사보다 지구복사를 더 잘 흡수하기 때문에 일어난다. 따라서 지표면에서 방출되는 장파복사는 이들 온실가스에 의해 흡수되어 낮은 온도 즉, 낮은 비율로 재 방출되는 반면, 지표에서 단파복사가 열에 대한 효과는 미미하다.

장파의 대기 광학 두께가 클수록, 중력의 복사중심은 높아지고 온실효과는 커진다.

연습문제

1. 동해의 표면온도가 7°C 이다. 동해를 흑체로 가정하였을 때 총 복사조도와 복사조도가 최대인 파장을 계산하시오.
2. 태양을 반경 $7 \times 10^5 \text{km}$, 표면온도 $5,800\text{K}$ 를 가지는 구형 흑체로 가정하고 지구가 태양을 중심으로 반경 $1.5 \times 10^8 \text{km}$ 의 구형궤도를 따라 공전할 때 대기 상부에서 복사에 수직인 단위면적당 입사태양복사의 파워(Wm^{-2})와 입사 복사가 최대값을 가지는 파장을 계산하시오.
3. 지구의 반경이 $6,000\text{km}$ 이고 모든 파장에서 알베도를 0.3 으로 가정한다. 만약 지구에 대기가 존재하지 않을 때 지구표면 평균 온도는 얼마인가? 지구에 입사하는 태양복사는 태양상수 $1,360\text{Wm}^{-2}$ 로 주어진다.

2장. 위성기상학 기초

2.1 기상위성 기초이론

2.2 가시·적외영상 해석

2.3 수증기영상 해석

학습목표

- 기상위성의 관측원리를 이해한다.
- 기상위성에서 사용하는 특정 파장대 위성채널의 특징을 이해한다.
- 위성영상을 이용하여 구름의 종류, 범위 및 고도를 추정한다.
- 위성영상을 이용하여 구름의 패턴과 저기압, 전선, 제트 등과의 연관성을 분석한다.

2.1 기상위성 기초이론

2.1.1 서론

최초의 인공위성은 1957년 소비에트 연방에서 발사한 스푸트닉(Sputnik) 1호였다. 이 인공위성의 기능은 지구로 라디오 신호를 재전송하는 것이었지만, 미국으로 하여금 위성을 개발하는 노력을 배가시키는 촉매제로 작용했다. 그리고 최초의 기상위성은 반가드(Vanguard) 2호로 미국에서 1959년 발사되었다. 그러나 불행하게도, 흔들림 현상이 생겨 선명한 영상을 얻는데 실패하고 말았다. 1960년 4월 1일, 미국 타이로스(TIROS, Television and Infrared Observation Satellite) 1호 기상위성이 성공적으로 발사되었다. 타이로스는 텔레비전과 적외선 관측 위성의 약자로, 이름이 뜻하는 것과 같이 영상을 얻기 위해 텔레비전 카메라를 사용했고, 이 영상들은 지구로 실시간으로 보내어졌다.

타이로스는 구름의 영상을 얻는 목적으로 제작되었으며, 수신되는 자료는 기상 분석에 매우 귀중한 정보를 제공해 주었다. 타이로스의 성공 이후 미국을 비롯한 다른 나라에서도 기상위성 프로그램이 시작되었다. 그리고 오늘날, 기상위성은 대기 구조의 영상과 자료를 제공하는 일상적인 자료원으로 자리매김하게 되었다.

2.1.2 전지구 위성시스템

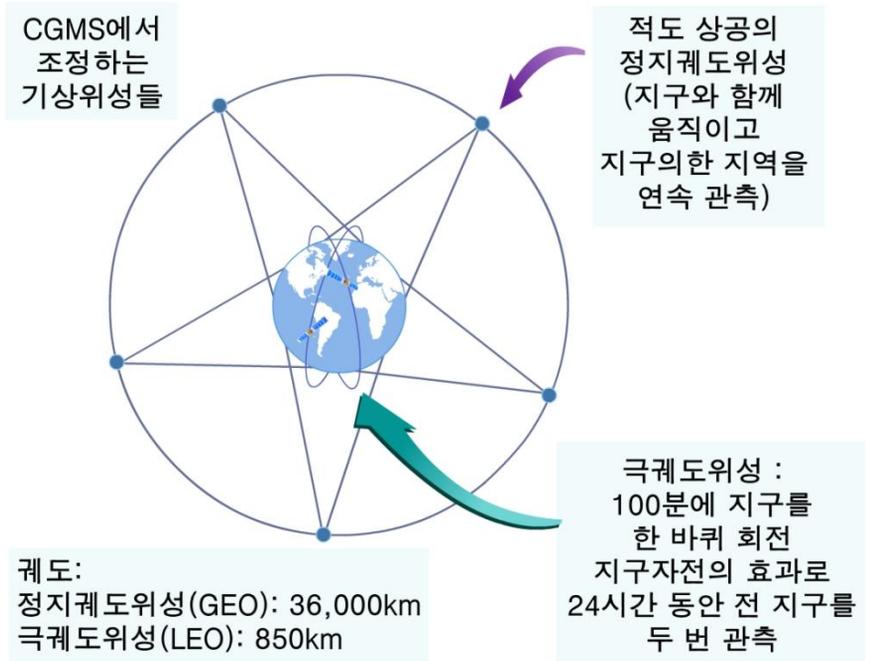
기상위성 운영국들은 1년에 한번씩 기상위성조정그룹회의(CGMS, Co-ordination Group for Meteorological Satellites)를 개최한다. 이 회의에서는 운영되고 있는 기상위성의 활동 전반에 관한 내용을 논의한다. 1972년에 처음으로 개최된 이래, 점차 확장되어 다음과 같은 여러 기관들을 포함하고 있다.

- 유럽기상위성개발기구(EUMETSAT, European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites)
- 유럽우주기구(ESA, European Space Agency)
- 일본 기상청(JMA, Japan Meteorological Agency)
- 일본 우주항공개발 기구(JAXA, Japan Aerospace Exploration Agency)
- 중국 기상청(CMA, China Meteorological Administration)
- 중국국가우주국(CNSA, China National Space Administration)
- 프랑스 국립우주연구센터(CNES, Centre National d'Etudes Spatiales)
- 러시아 연방항공우주청(ROSCOSMOS, Russian Federal Space Agency)

2.1 기상위성 기초이론

- 러시아 연방수문기상환경국(ROSHYDROMET, Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environment Monitoring)
- 미국 항공우주국(NASA, National Aeronautics and Space Administration)
- 미국해양대기청(NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration)
- 한국 기상청(KMA, Korea Meteorological Administration)
- 인도 기상국(IMD, India Meteorological Department)
- 프랑스 정부 간 해양학위원회(IOC/UNESCO, Intergovernmental Oceanographic Commission)
- 세계기상기구(WMO, World Meteorological Organization)

CGMS를 통해 현재와 같은 극궤도 위성과 정지궤도 위성의 구성이 결정되었다(그림 2.1).



[그림 2.1] 전지구 위성 시스템

2.1 기상위성 기초이론

2.1.2.1 위성의 궤도 유지 방법

지구 중력을 극복하고 위성을 궤도에 올리기 위해서는 엄청난 가속도가 필요하다. 그러나 이론적으로는 궤도에 안착시킨 위성은 다음의 설명과 같이 지구와의 거리 유지를 위해 그 어떤 힘도 필요로 하지 않는다.

1. 원운동을 하는 물체는 회전 중심을 향한 가속도가 필요하다. 그렇지 않으면, 뉴턴의 제1운동 법칙에 따라 직선운동을 지속할 것이다.
2. 위성과 지구 사이에 작용하는 만유인력에 의해 물체에 작용하는 구심 가속도는 다음과 같이 주어진다.
3. 한편 원운동을 하는 물체의 원심가속도는 $\omega^2 r$ 로 주어진다. 여기서 ω 는 물체의 회전각속도이고, r 은 회전중심까지의 거리이다(그림 2.2).
4. 위성의 고도가 높을수록 (r 이 큼), 주어진 원심가속도에 필요한 각속도 ω 의 값은 작아진다.

$$\frac{G \times M}{r^2}$$

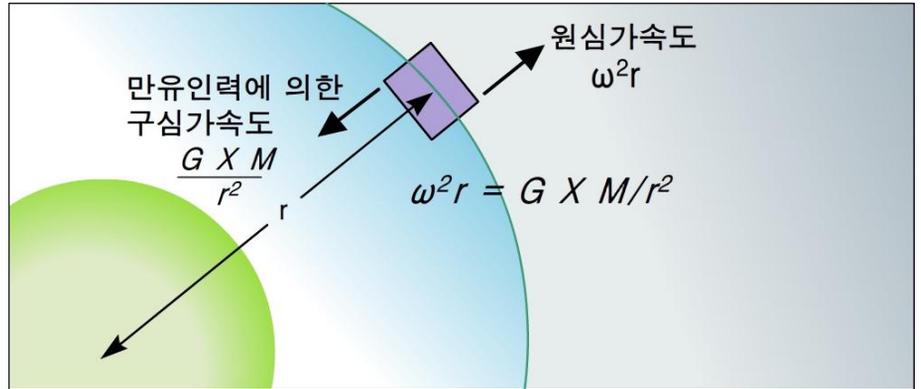
여기에서 G 는 만유인력 상수로 6.67×10^{-11} ($\text{Nm}^2\text{kg}^{-2}$), M 은 지구의 질량으로 5.977×10^{24} (kg), 그리고 r 은 지구중심까지의 거리이다.

원심가속도를 구심가속도와 동일하다고 놓으면(그림 2.2) 아래와 같은 식을 얻는다.

$$\begin{aligned} \omega^2 r &= \frac{G \times M}{r^2} \\ \therefore r &= \sqrt[3]{\frac{G \times M}{\omega^2}} \end{aligned} \quad (2.1)$$

예를 들어, 만약에 위성이 지표면에 대해 상대적으로 정지한 상태를 유지해야 한다면, 이 위성에 필요한 고도는 ω 에 지구의 회전각속도, 7.29×10^{-5} ($\text{radian} \cdot \text{s}^{-1}$)을 대입하여 구할 수 있다. 이를 통해 구한 r 의 값은 42,174.636km이다. 여기서, 지구의 반지름 6,370km를 빼면, 위성의 궤도가 가지는 고도는 지표면으로부터 약 35,800km이다.

2.1 기상위성 기초이론

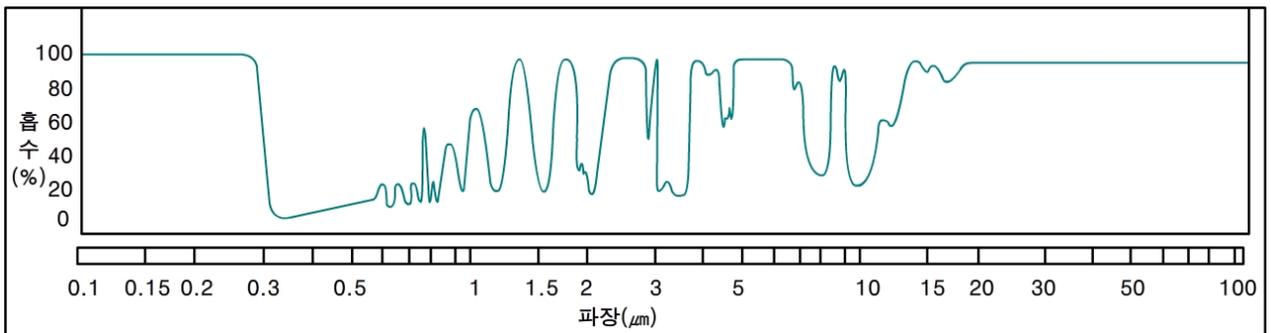


[그림 2.2] 궤도상의 위성에서 중력에 의해 주어지는 구심가속도(원심가속도 : 지구에서 멀어지는 방향)

2.1.3 위성의 응용

2.1.3.1 가시영상, 적외선영상, 수증기영상

기상위성은 전자기 복사의 파장대역에 따라 민감도가 다른 장비를 탑재하고 있다. 이들 중에 영상복사계는 지표면 내부에서 방출되거나 반사되는 복사를 관측한다. 경우에 따라 관측하는 파장을 선택한다. 예를 들어 ‘대기의 창’이라 불리는 파장대는 전자기 복사가 대기에 의하여 흡수되지 않고 투과된다. 그림 2.3은 파장에 따라 대기에 의한 흡수가 얼마나 다양하게 나타나는지를 보여주며 대기의 창에서는 흡수율이 낮다. 위성에서는 0.5 μm 의 가시영역, 약 10-11 μm 의 적외선영역의 두 대기의 창 영역을 활용한다. 습도나 온도탐측과 같은 위성응용 분야는 관측하려는 파장에서 대기에 의한 흡수율이 높고, 대기를 구성하는 물질들이 방출하는 복사를 탐지하는 위성이 필요하다.



[그림 2.3] 대기의 흡수 스펙트럼

2.1 기상위성 기초이론

가시복사계가 영상을 관측하기 위해서는 반사되는 태양복사가 필요하다. 이 영상은 육안으로 보는 것 보다 더 좁은 파장대역을 탐지하지만 마치 우주공간에서 흑백 사진을 찍어서 보는 것과 유사하다.

적외선복사계는 10-11 μm 의 파장대에서 구름과 해양, 육지가 방출하는 복사를 탐지한다. 적외선 영상은 기본적으로 지표와 구름 표면의 온도지도(Temperature Map)라고 할 수 있다. 표현 방법은 따뜻한 표면이 방출하는 높은 복사값은 어둡게, 차가운 표면이 방출하는 낮은 복사값은 밝게 코드화하는 것이다. 이것은 표면이 반사하는 높은 복사값을 흰색으로, 흡수가 강하게 일어나는 지표면의 복사값은 검은색으로 표현하는 가시복사계와는 정반대되는 것이다.

수증기복사계는 약 6-7 μm 파장대의 수증기 흡수 대역에서 일어나는 복사를 측정한다. 수증기영상은 수증기의 분포와 상층운을 관측하는데 적합하며, 300-600hPa 면에서의 복사가 주로 측정된다. 수증기영상의 밝은 영역은 대류권 상부의 습도가 높은 것을 나타낸다.

현재 사용되고 있는 복사계에는 천리안위성(COMS), 미국 GOES, 일본 MTSAT의 기상영상기(Meteorological Imager : MI), NOAA와 Metop 위성 탐재된 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)과 Meteosat 위성 탐재된 SEVIRI(Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager), 그리고 Terra와 Aqua 위성 탐재된 MODIS(MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer)가 있다.

위성영상은 화소(픽셀)로 구성되며, 측정된 복사강도에 따라 회색톤으로 주어진다. 위성의 분해능은 픽셀 크기로 측정 가능하다. 픽셀이 더 작을수록 영상이 더 자세하게 나타난다.

2.1.3.2 탐측 자료

위성 탐측 장비는 적외선과 마이크로파 파장대역의 대기가 방출하는 복사를 측정한다. 따라서 이들은 고도 범위 내에서 온도와 대기 구성 성분(예, 습도와 오존량)에 대한 정보를 제공한다. 적외선(IR)탐측은 대기의 온도와 수증기 구조에 대한 정보를 제공하기 위해 CO₂와 H₂O의 스펙트럼 흡수대역을 이용한다. 그러나 구름이 적외선 대역에서는 불투명하므로 마이크로파 주파수에서 보다 완전한 영상을 제공한다.

2.1 기상위성 기초이론

수 mm 대의 마이크로파 영역에서는 구름이 반투명하다. 3-10cm의 파장 대역에서는 구름에 의한 효과를 완전히 무시할 수 있지만, 이들 파장대에는 의미가 있는 스펙트럼 선 또한 없다. 0.5cm 대역에는 온도 측정에 사용될 수 있는 산소에 의한 흡수밴드가 있다. 이 파장에서 얼음으로 구성된 구름은 무시할 수 있으나, 물방울에 의한 효과는 무시할 수 없다. 산소에 의한 흡수가 강하게 일어나는 곳을 측정함으로써 대기 상층의 온도를 측정할 수 있고, 산소에 의한 흡수가 약하게 일어나는 곳을 측정함으로써 대기 하층의 온도를 측정할 수 있다. 이와 동일한 기술이 수증기를 비롯하여 오존(O₃), 이산화탄소(CO₂), 염화불화탄소(CFCs) 같은 다른 대기 구성물질을 측정하는데 적용될 수 있다.

20여개의 복사계 채널이 있는 고해상도 적외선 사운더(HIRS)는 대기의 온도 및 수증기 구조에 대한 정보를 제공한다. 마이크로파 장비인 AMSU-A와 MHS와 함께, HIRS는 ATOVS 탐측시스템(NOAA와 Metop 위성에서)을 구성한다. 이들 ATOVS시스템은 수치예보의 위성 자료 동화에 핵심 요소이다. 또한 Metop 과 같은 차세대 위성은 8,000여개 채널의 IASI(Infrared Atmospheric Sounding Interferometer)와 같은 고분해 분광 탐측 장비를 탑재하고 있다.

2.1.3.3 능동 탐지(Active Sensing)

능동 탐지는 위성 혹은 지상 장비에서 송신되는 인공적으로 생성된 복사를 사용한다. 이러한 복사는 지구의 대기나 지표면과 상호작용하며, 기상 정보를 이러한 관측으로부터 유도할 수 있다.

산란계(Scatterometer)란 해양에 의해 후방산란되어 전달되는 에너지 레벨을 측정하는 저궤도 위성에 탑재된 레이더 시스템이다. 후방산란은 바람에 의해 생성되는 5-20cm 크기의 파동계에 의해 일어난다. 이들 작은 파동은 바람 방향에 수직으로 놓이는 경향이 있기 때문에, 측풍(Crosswind) 방향에 비해 풍상,하측에서 후방산란이 더 크게 일어난다.

풍속이 증가함에 따라 파동의 진폭과 이에 의한 후방산란 또한 증가한다. 주어진 기하학적 평면에서 바람벡터 및 후방산란을 관계짓는 실험모델로부터 해양 표면에 근접한 풍속과 풍향을 유도할 수 있다. 또한, 지표면(육지)이 절연체 특성이 수분량에 따라 다르게 나타나기 때문에, 산란계는 육지에서 토양수분을 나타내는 척도가 될 수 있다.

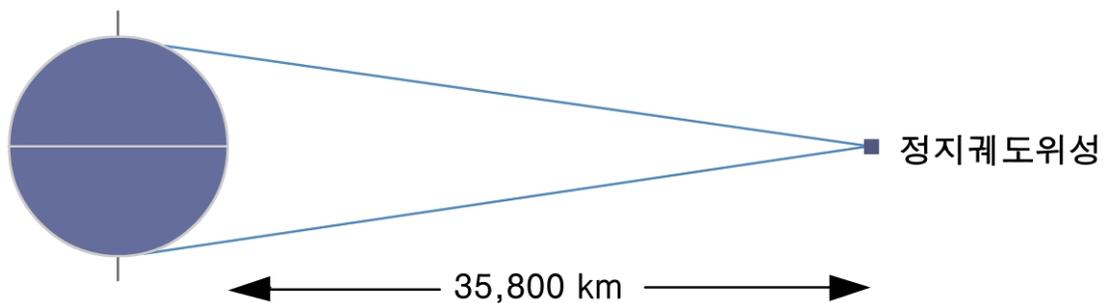
2.1 기상위성 기초이론

능동탐지의 또 다른 응용분야는 GPS(Global Positioning Satellite)에서 송신된 신호가 대기에서 굴절되는 경로를 조사하여 대기 중의 수증기 프로파일을 산출하는 것이다.

도플러 바람 라이다(DWL, Doppler Wind Lidar)는 대기 공기분자, 구름입자, 에어러솔에 의해 후방산란되는 빛의 도플러 변이를 관측하기 위해 라이다(Light Detection And Ranging)를 이용하는 신기술이다. 도플러편이는 라이다 빔의 시선방향에서 풍속과 직접적으로 관련이 있다. 수직풍속이 상대적으로 작기 때문에 도플러 바람 라이다는 라이더 빔 방향에서 풍속을 효과적으로 관측한다. 서로 다른 방위각에서 두 개 이상의 라이다 빔을 이용하면 풍속과 풍향을 얻을 수 있다.

2.1.4 정지위성

지표면에 대하여 고정된 위성직하점(SSP, Sub-satellite Point)을 유지하는 위성을 정지궤도 위성이라고 한다. 이들 정지궤도 위성은 지구를 하루에 한번 공전하기 위해 35,800km의 고도에 위치해야 한다. 또한 위성의 궤도면은 적도면과 동일해야 하며, 위성직하점은 적도상에 위치한다(그림 2.4). 이같은 궤도는 지표면의 넓은 영역을 지속적으로 관찰하는데 좋은 이점을 가지고 있다. 정지궤도 위성은 대개 15-30분 마다 새로운 영상을 전송한다. 이들 정지궤도 위성은 넓은 시야를 확보하고는 있지만, 지구 중심으로부터 약 55°각도에 상응하는 반지름을 가지는 위성직하점 주위의 원의 바깥쪽 영역에서는 시야각이 커짐으로 인해 영상이 점점 더 왜곡 될 수 있다. 그러나 컴퓨터 처리와 원시영상(Raw Image)의 이중투영법으로 이러한 효과를 줄일 수 있으며, 위성직하점에서 65° 지점까지는 고화질의 영상 자료를 생성한다.



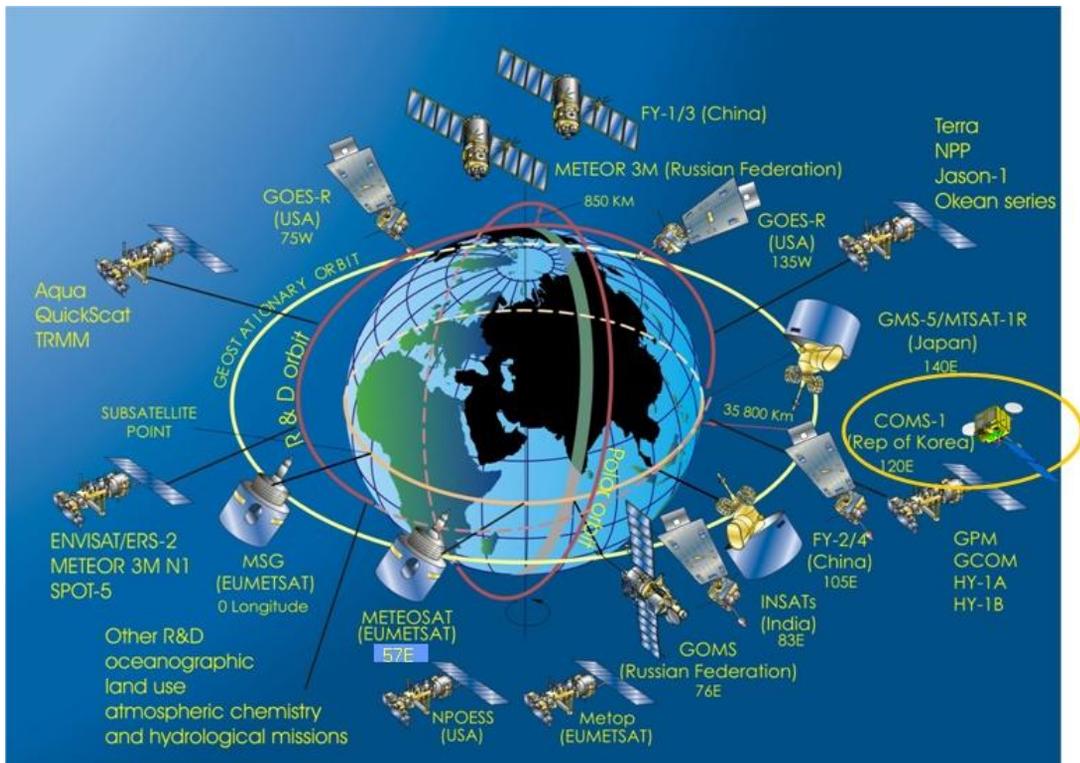
[그림 2.4] 정지궤도 위성의 관측 시야

2.1 기상위성 기초이론

그림 2.5는 기상위성조정그룹(CGMS)에서 제공하는 전지구위성관측망도이다.

정지궤도 위성인 GOES(Geostationary Operational Environmental Satellites) 시리즈는 미국해양대기청(NOAA)에서 운영하는 것으로 서태평양과 대부분의 태평양을 지속적으로 감시하고 있다. Meteosat이란 유럽 위성 시리즈에서 나온 이름으로 유럽기상위성개발기구(EUMETSAT)에서 운영하고 있다.

MTSAT은 일본 기상청(JMA)이 운영하고 있으며 서태평양연안을 관측한다. 75°E 지점에서 관측하는데 어려움이 있는데, 인도의 INSAT 위성이 74°E와 93°E 지점에 위치하고 있지만 자료의 질과 현업 사용을 위한 가용성이 충분하지 않아, Meteosat-8 위성이 이 지역을 관측한다. 중국에서도 FY-2 위성 두 대를 2006년부터 운영해 오고 있고, 이들 위성은 100°E 근처에 자리하고 있다. 우리나라는 2010년 통신해양기상위성(COMS)을 발사하여 128.2°E 적도상공에 안착시켜 고해상도의 위성영상을 제공하고 있다. 세계 주요 위성의 발사역사는 표 2.1과 같다.



[그림 2.5] 세계기상위성관측망

2.1 기상위성 기초이론

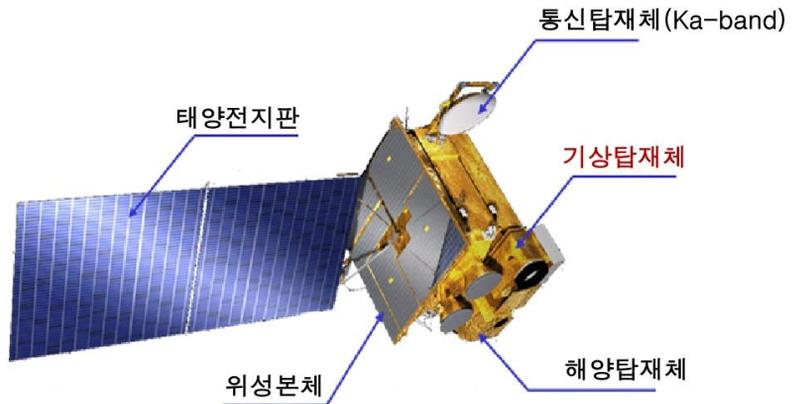
[표 2.1] 주요 기상위성의 발사 역사

발사일	위성명	주요 특징	국가
1960. 4. 1	TIROS-1	최초의 지구환경위성	미국
1966. 2. 3	ESSA-1	최초의 현업용 기상위성	미국
1966. 12. 6	ATS-1	최초의 정지궤도 기상위성으로 동일지점의 관측주기를 단축시킴	미국
1974. 5. 17	SMS-1	최초의 현업용 정지궤도 기상위성	미국
1977. 7. 14	GMS-1	일본 최초의 정지궤도 기상위성 발사	일본
1977.11. 23	Meteosat-1	유럽 최초의 정지궤도 기상위성으로 대기의 수증기량 탐사기술 소개	ESA
1981. 4. 10	Insat-1	인도최초의 정지궤도 다목적 위성 발사	인도
1988. 9. 7	FY-1A	중국 최초 극궤도기상위성 FY-1A 발사	중국
1994. 4. 13	GOES-8	영상과 대기 연직 탐측을 동시에 수행하는 최초의 정지궤도 기상위성 발사	미국
1994. 10.31	GOMS-1	러시아 최초의 정지궤도 기상위성 발사	러시아
1997. 6. 10	FY-2A	중국 최초 정지궤도 기상위성 발사	중국
2002. 8. 28	Meteosat-8 (MSG-1)	Meteosat의 2세대 정지궤도 현업위성 발사	유럽
2004. 10. 19	FY-2C	중국 현업용 정지궤도 기상위성 발사	중국
2005. 2. 26	MTSAT-1R	일본 차세대 정지기상위성(MTSAT-1R) 발사	일본
2005. 5. 20	NOAA-18	극궤도 기상위성	미국
2006. 2. 18	MTSAT-2	일본 차세대 정지기상위성(MTSAT-2) 발사	일본
2006. 5. 24	GOES-13	미국 정지기상위성(GOES-N) 발사 성공	미국
2006. 10. 19	METOP	유럽최초의 극궤도기상위성(METOP-1) 발사	유럽
2010. 6. 27	COMS	우리나라 최초의 기상위성	한국
2011. 10. 28	NPP	미국 차세대 극궤도 기상위성 발사	미국

2.1 기상위성 기초이론

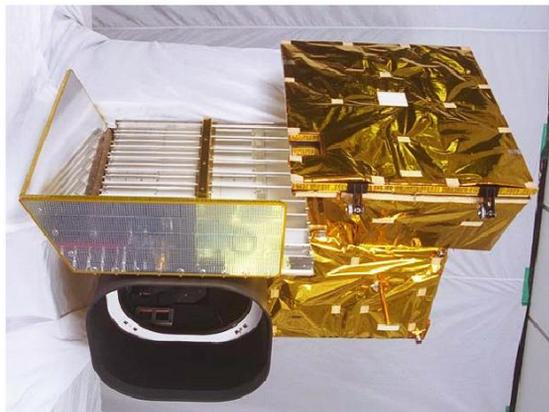
2.1.4.1 천리안 위성(COMS)

천리안은 국내 최초의 정부주도로 개발된 상용 정지궤도복합위성으로 기상관측, 해양관측, 통신중계를 위한 3개의 탑재체를 보유하고 있다(그림 2.6). 2010년 6월 프랑스령인 기아나의 꾸르우주센터에서 아리안5 로켓으로 발사되었다. 총 중량 2,500kg으로 동경 128.2°의 적도상공 35,800km에 위치하고 있다. 발사 후 시험운영기간을 거쳐 2011년 4월부터 정규 위성자료 서비스를 실시하고 있다.



[그림 2.6] 천리안 위성

천리안은 기상관측 탑재체(그림 2.7)는 1개의 가시광선 관측채널과 4개의 적외선 관측채널(표 2.2)을 보유하고 있다. 이는 현재 운영중인 미국 정지궤도기상위성 GOES 및 일본 정지궤도기상위성 MTSAT과 동일한 성능이다. 해상도는 1km의 가시채널을 제외한 모든 채널에서 4km의 분해능을 가진다. 상세 성능 및 파장대는 표 2.2에 기술하였다.



[그림 2.7] 천리안위성 기상탑재체 형상

2.1 기상위성 기초이론

[표 2.2] 천리안 위성의 채널 및 주요 성능

채널	중심파장 (μm)	파장대 (μm)	복사성능 정확도	해상도 (km)
가시	0.675	0.55~0.80	<5%	1
근적외	3.75	3.50~4.0	<1K	4
수증기	6.75	6.5~7.0	<1K	4
적외1	10.8	10.3~11.3	<1K	4
적외2	12.0	11.5~12.5	<1K	4

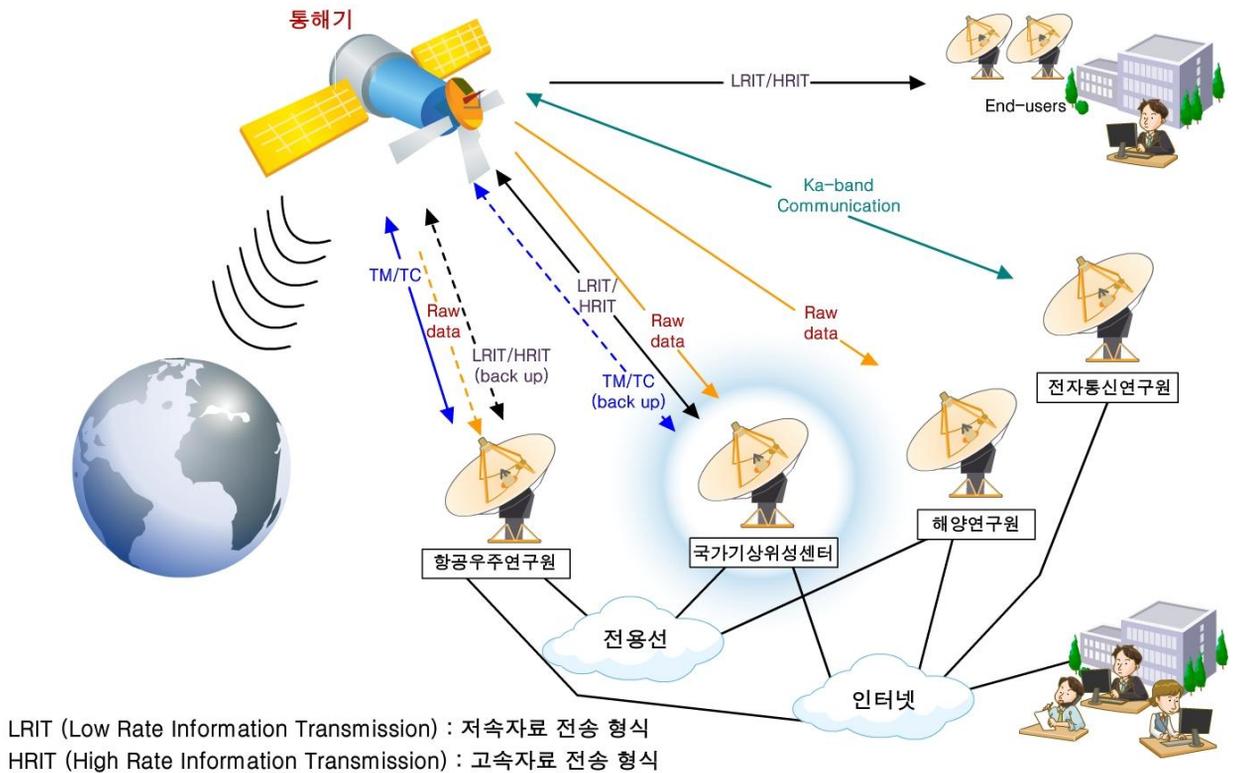
천리안은 전지구를 관측하는데 약 27분이 소요되고 독자적인 관측스케줄 운영을 통한 동아시아 및 한반도 집중관측이 가능하다. 아시아 지역, 한반도 주변을 중심으로 위성에서 보이는 지구 반구면 상의 임의의 지역 관측이 가능하며 한반도는 1시간 8회 관측, 동아시아 지역은 15분 간격의 관측 자료를 확보할 수 있다.

또한 위험기상 발생시 한반도 지역에 대한 강화된 집중관측을 수행할 수 있어 위험기상예방에 활용도가 높다.

2.1 기상위성 기초이론

천리안 위성은 국가기상위성센터의 항공우주연구원에서 원시자료를 획득하여 지형보정/복사보정 등의 전처리 과정을 거친 후 LRIT/HRIT 전송형식을 통해 아·태 지역에 분배하고 있으며, 기상산출물 생산 및 활용 업무를 국가기상위성센터에서 수행한다(그림 2.8).

또한 이상 시를 대비하여 위성 관제의 백업 임무를 담당하고 있다.



[그림 2.8] 천리안 위성의 자료 수신 및 통신 체계도

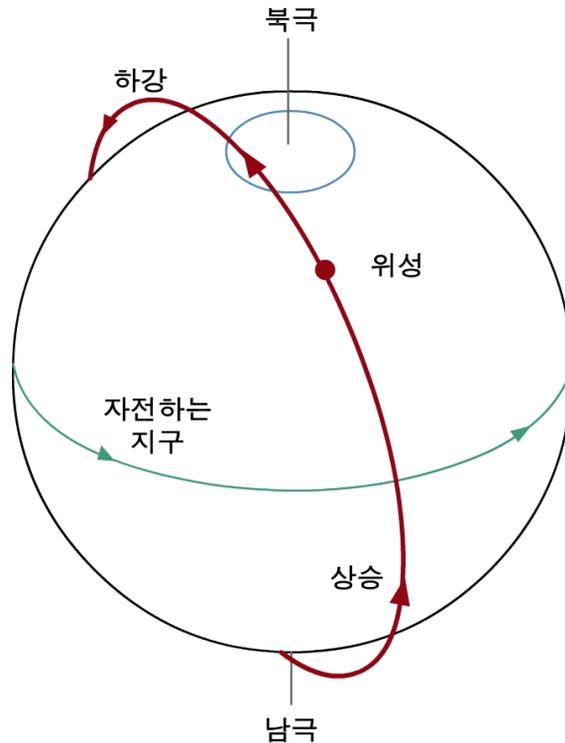
2.1 기상위성 기초이론

2.1.5 극궤도위성

극궤도위성은 극지방 근처를 도는 위성이다. 또한 극궤도위성은 태양동기궤도 즉, 위성의 궤도가 태양에 대해 고정되어 있고 위성 아래에서 지구가 자전한다. 극궤도위성은 궤도면과 지구-태양을 잇는 선 간의 고정각도를 유지한 채 극지방 근처를 통과한다.

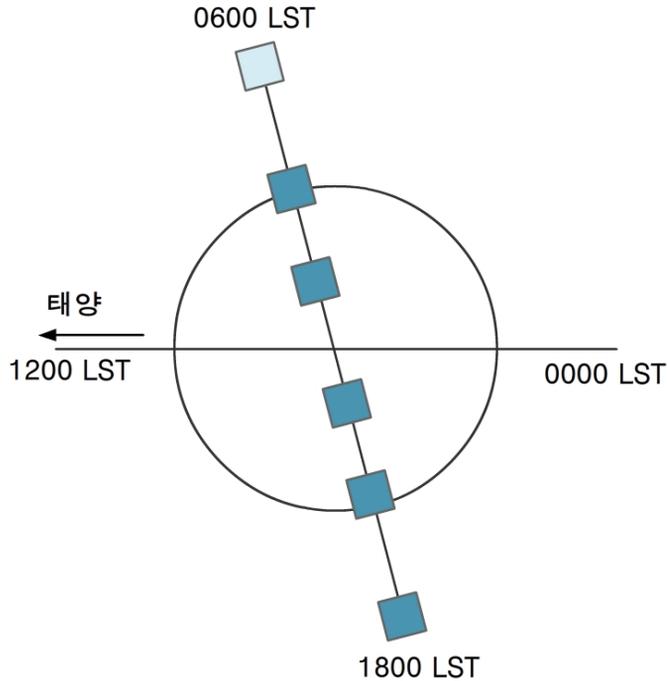
그림 2.9와 그림 2.10에 궤도면과 지구-태양을 잇는 선 간에 90° 각도를 유지하는 태양동기궤도가 나타나 있다. 이것은 극궤도위성이 한 방향으로 1800LST에 머리 위를 지나는 것을 의미한다. 이를 남향 하강점이라 하고, 지구 반대쪽에는 0600시에 위성이 지나가는 북향 상승점이 있다.

극궤도위성이 지나가는 지방시(Local Time)는 거의 일정하며 하강점과 상승점 사이에는 12시간의 간격이 있다. 만약 위성이 매일 정확한 수의 궤도를 채우면 적도를 통과하는 경도는 항상 일정할 것이다.



[그림 2.9] 극궤도

2.1 기상위성 기초이론



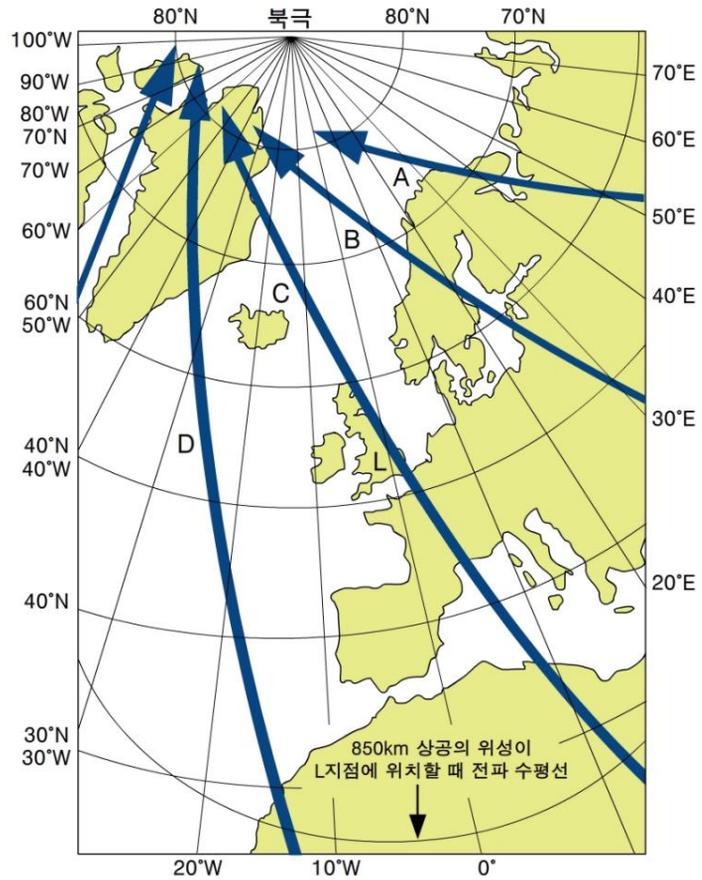
[그림 2.10] 북극 또는 남극 상공에서 바라본 태양동기극궤도

2.1.5.1 극궤도위성 NOAA/METOP 시리즈

NOAA 시리즈로 알려진 미국 극궤도위성의 현재 시리즈는 단체기구 간 협약의 일부분으로써 2006년 EUMETSAT의 METOP-A 위성과 함께 운영되고 있다. 이들 위성의 평균 고도는 약 850km이며 궤도주기는 101분이고 이는 하루에 14.2번의 궤도에 해당한다.

이것은 완전한 숫자가 아니므로 위성이 적도를 가로지르는 경도의 위치는 하루에 약 4.5°씩 동쪽으로 이동하며, 위성이 통과하는 지역에서 지방시는 하루에 10-20분 가량 빨라진다. 적도 교차 시간을 일정하게 유지하기 위하여 위성 위치제어를 주기적으로 시행된다. 지구가 한 시간에 15° 회전하기 때문에(즉, 24시간에 360°), 이들의 교점은 25.4° 만큼 증가한다. 즉, 각각의 연속하는 적도교차점은 25.4°, 즉, 2,850km만큼 서쪽으로 이동한다.

2.1 기상위성 기초이론



[그림 2.11] 극궤도위성의 연속하는 궤도

대부분의 위성센서들은 대개 3,000km 넓이의 시야를 확보하면서 진행 방향에 수직하게 좌우로 스캔한다. 그러므로 적도에 위치한 모든 지점에서는 적어도 두 번의 연속한 관측이 가능하다. 이 숫자는 위도가 증가할수록 커지는데, 중위도 지역은 3개~4개의 궤도가, 고위도 지역은 이보다 많은 숫자의 궤도가 지나간다(그림 2.11). 850km 고도는 지상 관측소의 전파수평선까지 대략 6,000km의 지름이 주어진다. 또한, 가시역역과 적외선영역에서의 영상 센서 해상도는 위성직하점에서 1.1km이다.

만약, 태양동기위성이 특정 시간에 머리 위를 지난다면, 지구가 위성의 궤도 안에서 180° 회전하기 때문에 약 12시간 후 머리 위를 다시 지나는데 12시간 전과는 반대 방향(상승 또는 하강)으로 지나갈 것이다. NOAA/EUMETSAT 프로그램에서는 항상 두 개의 극궤도위성을 사용한다. 2008년 11월에 NOAA-18와 METOP-A이 주요쌍이며, NOAA-15와

2.1 기상위성 기초이론

NOAA-16이 보조쌍으로 운영되었다. 이들의 궤도면은 서로에 대해 약 90°로 6시간 마다 지나가기 때문에 NOAA-18이 오후 시간대에 적도를 지나면 METOP-A이 아침 시간대에 적도를 지난다.

영상 전송은 실시간으로 지속적으로 이루어지며 두 가지의 형태로 전송된다. 첫 번째는 저속영상전송 (LRPT, Low-Rate Picture Transmission)으로, 이것은 디지털 형식으로써 상대적으로 단순한 수신 시스템에서 전송받기 쉽다. 표준 가시영상과 적외선영상이 낮은 해상도와 좁은 영상폭으로 LRPT를 통해 전송된다.

고분해능영상전송 (HRPT, High Resolution Picture Transmission)이란 1.1km의 해상도와 스캔 폭을 유지하는 디지털 전송형식이다. 그러나 위성을 추적하기 위한 지향성 안테나가 있어야 한다. HRPT 통신을 통하여 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)의 가시, 적외 채널들 5개의 채널값을 모두 받을 수 있다. AMSU(Advanced Microwave Sounding Unit) 등 ATOVS 탐측기 자료들도 HRPT를 통하여 받을 수 있다.

진천에 위치한 국가기상위성센터에서는 3개의 극궤도 위성 수신안테나가 있으며 NOAA 위성, 중국의 FY1-D, Terra/Aqua 위성을 수신 중이며 미국의 차세대 극궤도 위성인 NPP위성의 수신 준비가 완료되었다.

표 2.3은 극궤도위성과 정지궤도위성의 장점과 단점을 요약한 것이다.

2.1 기상위성 기초이론

[표 2.3] 기상위성 종류에 따른 비교

요소	정지궤도위성	극궤도위성
관측 범위	자료가 부족한 영역을 커버하는데 적합 위도 70° 이상 지역은 관측 범위를 벗어남	모든 위도가 관측 범위에 해당 궤도가 겹치는 극지방 주변을 관측하는데 가장 적합
시야	넓은 시야, 넓은 관측범위에 적합	상대적으로 좁은 관측 범위 넓은 범위 관측을 위해 여러 번의 관측이 요구됨
해상도	곡률효과로 인해 고위도 지역의 해상도가 상대적으로 낮음	전 위도에 걸쳐 해상도가 높음 중규모 대기 관측에 적합
궤도주기	매 15분 혹은 그 이하 기상이 악화되는 모습을 지속적으로 관측 가능	100분마다 서쪽으로 궤도 이동 궤도 간 최대 6시간 차이
자료전송	영상과 다른 자료 형식 가능	위성이 라디오지평선에 위치해 있을 때만 가능

2.1.6 위성자료처리

자료 처리는 극평사도법 혹은 메카토르도법으로 특정지역의 이미지를 재투영하는 절차를 거친다. 극궤도 자료의 경우, 이 과정은 영상의 지리적인 위치에 대한 정확한 계산이 요구된다. 이러한 계산은 매우 작은 값으로 끊임없이 변화하는 궤도의 특징에 대한 세부사항을 고려하여야 한다.

적외선 자료는 밝기온도, 즉 흑체와 같이 복사방출한다고 가정하는 지표면의 온도로 변환한다. 또 다른 가정은 수증기나 대기 중 에어러솔에 의한 복사의 흡수/방출이 일어나지 않는다는 것이다. 실제로 이러한 복사의 흡수/방출은 수°C 정도 밝기 온도를 줄일 수 있다.

2.1 기상위성 기초이론

원시 가시 영상의 밝기는 반사체표면의 반사도(알베도) 및 태양각에 의존한다. 자료 처리과정에서 원시영상을 반사도 측정값으로 변환한다. 먼저 이 과정에서는 태양, 위성, 지표면의 지정학적 위치를 고려하고 각각의 픽셀 위에 태양이 위치한다고 가정하고 이들이 가지는 밝기를 계산한다.

이후 이 밝기값은 항공기 관측값과 위성관측 자료를 비교하는 실험을 통해 얻어진 실험적 상관관계를 이용하여 반사도 측정값으로 변환한다. 최종 결과는 낮과 밤의 경계에서 원시 가시 영상에 나타난 어두워지는 현상을 제거하여 얻어진다.

이 방법은 위성을 향하는 대기에 의한 가시광의 산란은 고려하지 않는다. 산란은 태양각이 낮을 때 대기를 통과하는 경로가 훨씬 길어지기 때문에 증가한다. 이와 같은 결과는 낮이 밤으로 바뀌는 지역에서 영상이 예외적으로 밝아지게 한다. 또한, 이례적인 밝아짐은 태양각이 낮을 때 키가 큰 대류운의 옆면이 밝을 때 일어날 수도 있다. 이러한 결과는 위성 자료 처리 시스템이 모든 구름을 평평한 표면이라고 가정하기 때문이다.

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.1 서론

위성 영상은 위성에 의한 수많은 복사 휘도 측정값의 조합으로 만들어진다. 이들 자료는 정량적으로 사용할 수도 있지만 (예 : 해수면 온도 값 얻기), 이들 값들은 복사휘도에 해당하는 회색톤으로 코드화 될 때 강조되며 영상으로 사람에게 의해 주관적으로 해석된다.

사람의 뇌는 시각적인 영상을 보면서 연관된 위치, 지역적 범위, 질감 등을 추론할 수 있도록 발달되어 있다. 또한, 특성의 이동 및 발달, 소멸에 관한 정보를 추정할 수 있는데 이는 기본 물리 과정에 대한 이해를 돕는다.

영상 해석은 다음과 같이 두 가지로 나뉜다.

- 기초적인 것은 영상 해상도의 식별력과 영상을 구성하는 요소가 가지는 밝기, 대비, 질감을 포함한 정보를 이용하여 구름의 종류, 범위, 고도 등을 추정하는 것이다.
- 고급해석은 구름의 패턴이 저기압, 전선, 제트와 같은 특성과 관련된 정보를 도출하는 것이다. 고급해석을 통하여 이들의 정성적 특성을 기술하고, 가능성이 높은 위치를 추정할 수 있게 한다. 특징을 나타내는 뚜렷한 영상신호는 고전/신개념 모델과 함께 사용되어 중규모와 중관 규모에서의 대기 변화를 파악하는데 활용된다.

위성 영상을 분석할 때, 다음의 몇 가지 사항을 고려하여야 한다.

- 영상의 날짜와 시간
- 특정 지역의 지형
- 센서 해상도
- 센서 종류(IR, VIS)

2.2 가시·적외영상 해석

날짜와 시간을 고려하여야 한다. 이는 온도 상태(예 : 열대기단/극기단)와, 지표면의 종류(예 : 눈/얼음)를 결정하는데 도움을 준다. 궁극적으로 날짜와 시간은 안개 형성 혹은 대류와 같은 특정 물리적 과정의 발생 유무에 관한 정보를 제공한다.

위성영상에서 보여지는 지역의 지리학적인 정보 또한 영상을 해석하여 결론을 내리는데 중요하다. 예를 들어, 해상안개와 층운이 해안선을 따라 분포하는 것과는 달리, 복사안개가 산등성이보다 계곡에서 발생하는 것을 종종 볼 수 있다.

2.2.2 센서 분해능

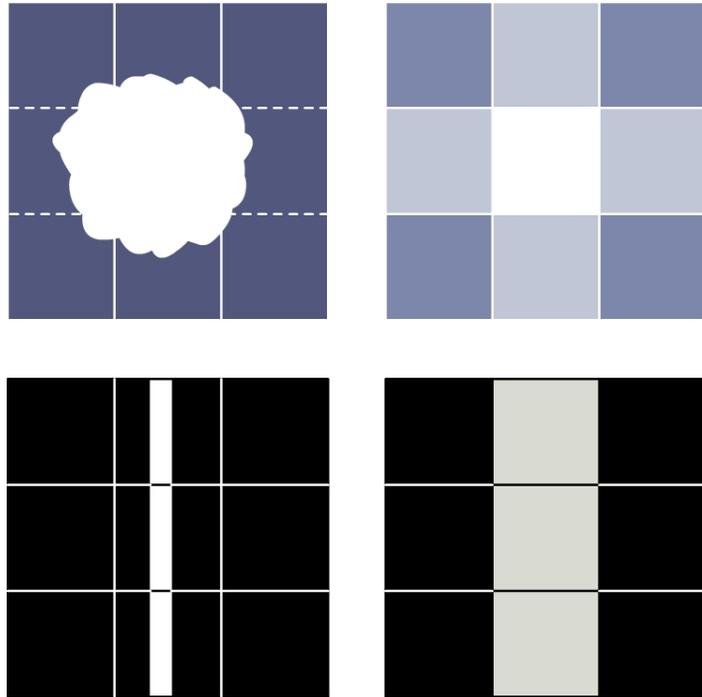
센서 해상도는 식별 가능한 가장 작은 특성의 크기를 결정한다. 그러나, 기술한 것만큼 관계가 간단하지 않다.

그림 2.12(상단)에는 어두운 배경에 보이는 적운과 픽셀크기의 정보로 전환되어 나타나는 위성영상에서 어떻게 나타나는지를 보인다.

구름의 수평 규모가 픽셀 크기보다 더 크지만, 위성영상에서 보여지는 모양은 잘 분해되지 않고 대략적인 크기만을 나타낸다. 배경 픽셀은 부분적으로 포함된 구름의 기여로 인하여 밝기가 바뀐다.

2.2 가시·적외영상 해석

그림 2.12(하단)에는 배경과 잘 대비되는 가늘고 긴 모양의 구름이 나타나 있다. 픽셀의 크기보다 더 좁은 폭을 가지는 구름임에도 불구하고, 밝기가 충분하여 특성이 위성영상으로 나타난다. 그러므로 픽셀 크기보다 작은 폭을 지나는 비행기의 비행운이나 강의 영상을 상황에 따라 볼 수 있다.



[그림 2.12] 전체 해상도에서 특성(왼쪽)과 픽셀 크기로 나타낸 위성 영상(오른쪽)

2.2.3 가시영상

가시 영상에서 나타나는 지표면의 밝기는 태양고도, 센서 시야각, 해당 과정에서 지표면 반사도(알베도), 영상 시스템의 해상도에 의존한다. 영상 처리에서 픽셀 각각의 밝기를 픽셀의 평균 알베도에 비례하도록 만들기 위해 영상을 표준화 한다.

이 과정에서 최종 영상을 만들기 위해 특정한 가정이 상황에 따라 적용되는데 이 가정에 의해 최종 산출물이 비현실적일 수 있다. 예를 들어, 태양 고도각이 낮을 때 키가 큰 대류운의 측면에서 빛이 비칠 때와 낮-밤 경계가 예외적으로 밝은 경우가 있다.

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.3.1 알베도

태양고도를 고려하는 것을 제외하고, 가시 영상은 표면의 알베도 지도로 생각할 수 있다. 구름의 알베도는 구름의 두께, 구성 성분, 입자 크기 분포로 결정된다. 다음의 일반적인 특징을 가진다.

1. 두꺼운 구름이 얇은 구름보다 반사도가 크다.
2. 물방울로 구성된 구름이 얼음으로 구성된 구름보다 반사도가 크다.
3. 구성입자가 작은 구름이 구성입자가 큰 구름보다 반사도가 크다.

구름의 알베도를 결정짓는 이들 세 가지 주요 조건은 서로 반대로 작용할 수 있다. 예를 들어 적란운의 경우 운정은 얼음으로 구성되어 있고, 두께가 두껍다. 구름의 두께가 주된 고려사항이 되어 적란운은 알베도의 값이 높다. 세 번째 고려사항 역시 알베도의 규모를 결정짓는데 중요한 요소이다. 대체로, 강한 상승기류에 의한 젊은 적란운은 구름 상부에서 커다란 얼음 입자(반경 20-100 μm)를 생성시킨다. 그러나 시간이 지남에 따라 이들 얼음 입자가 떨어지고 작은 입자를 남기면서 반사도 값은 더 커질 것이다.

이와 유사하게 발달하는 웅대적운은 같은 두께의 얼음으로 이루어진 적란운보다 알베도 값이 크다. 운정이 얼음으로 되어 있지 않더라도 시간이 지나면서 구름입자가 응결 후 병합으로 인해 더 커지므로 구름의 알베도는 감소한다. 그러나 구름 하부에서 새롭게 상승한 공기덩이를 포함한 운정은 더 밝게 보일 것이다.

층운과 안개는 두께가 두껍지 않음에도 정반사지점에서 알베도 값이 매우 클 수 있다. 얇은 구름처럼 운정이 응결고도보다 매우 높은 곳에 있지 않으면 구름의 상부에 있는 공기덩이는 과냉각 과정을 거치지 않고 입자의 크기 또한 작다(대부분 반경 5 μm 이하).

대체적으로 해양성 구름은 내륙에서 생성된 구름보다 응결핵이 적어 평균 구름입자의 크기가 크다. 그러므로 내륙에서 생성된 구름은 해양에서 생성된 구름보다 더 밝아야 하지만, 해양의 어두운 배경이 이를 측정하기 어렵게 한다.

2.2 가시·적외영상 해석

표 2.4은 전형적인 알베도 값을 요약한 것으로, 이들 값은 특히, 구름의 알베도는 크게 변할 수 있다.

[표 2.4] 다양한 표면의 전형적인 알베도 값

표면	알베도(%)
큰 적란운	92
작은 적란운	86
다층 전선 구름	74
대륙성 적운 및 층적운	69
해양성 층운 - 0.5km 두께	64
해양성 층적운	60
눈 - 수목한계선 위에서 3~7일 오래됨	59
권운 - 내륙	36
모래	27
침엽수림	12
해양(평균)	8

2.2.3.2 명암

알베도의 절대값이 영상에 나타난 특성을 식별하는데 반드시 좋은 지표는 아니다. 특성이 주변지역으로부터 얼마나 잘 두드러지는 지를 나타내는 밝기의 공간적인 대비가 좀 더 쉽게 특성을 식별할 수 있게 한다.

해양은 알베도의 값이 낮고 (태양반짝임(Sunglint)의 경우 제외) 일반적으로 가시영상에서 검게 나타남으로써 좋은 대비가 나타난다. 따라서 알베도 값이 낮은 구름도 해상에서는 선명하게 나타날 수 있다. 육지의 지표면, 특히 사막 혹은 눈이나 얼음으로 덮힌 지역은 해양보다 반사도가 높다. 이와 같은 배경에서 구름을 식별하는 것은 쉽지 않다. 특히 권운과 같이 반투과성의 두께가 얇고 희미한 구름의 경우, 구름 하부로부터의 반사된 복사를 통과시켜 원래부터 낮았던 대비를 더 흐릿하게 만든다.

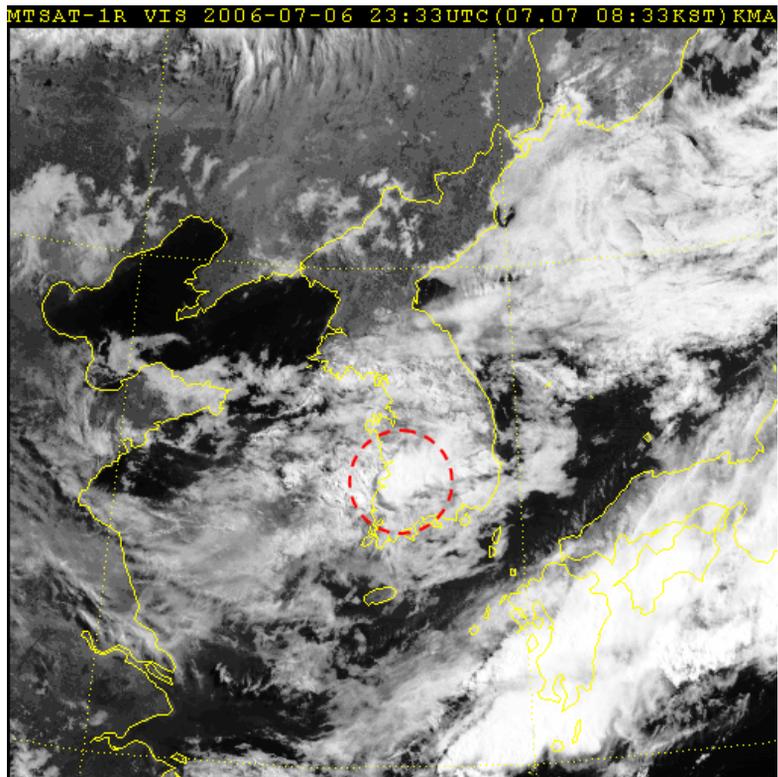
이렇게 구름을 통과하여 위성에 도달하는 복사는 때때로 오염복사라고 부른다.

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.3.3 질감

구름 표면의 질감이 작을수록 구름의 평평함 정도가 더 크다. 상세한 구름 질감은 구름의 두께와 구름입자 크기의 스펙트럼의 변화에 의한 알베도의 공간변동에 의해 결정된다. 태양각이 낮을 때 잘 일어나는 약한 강조와 그림자 효과의 조합에 의해 빈번하게 구름 표면의 질감이 발생한다.

태양각이 낮을 때에도 평평한 구름운정은 역전층 상태의 층운형 구름에서 전형적으로 나타나고, 종종 전선 층운형 구름의 표면에서 줄무늬가 보인다. 이러한 권운의 꼬리구름(Fallstreaks)과 같은 줄무늬는 주어진 층에서 두 고도간의 바람차인 온도풍에 따라 정렬된다. 대류운은 세포의 모습을 보이며, 넓은 층 내에서의 덩어리진 모습은 그 안에서 대류 활동이 일어나는 것을 보여준다(그림 2.13). 가느다란 모습을 보이는 구름은 전형적인 권운형 구름이다.

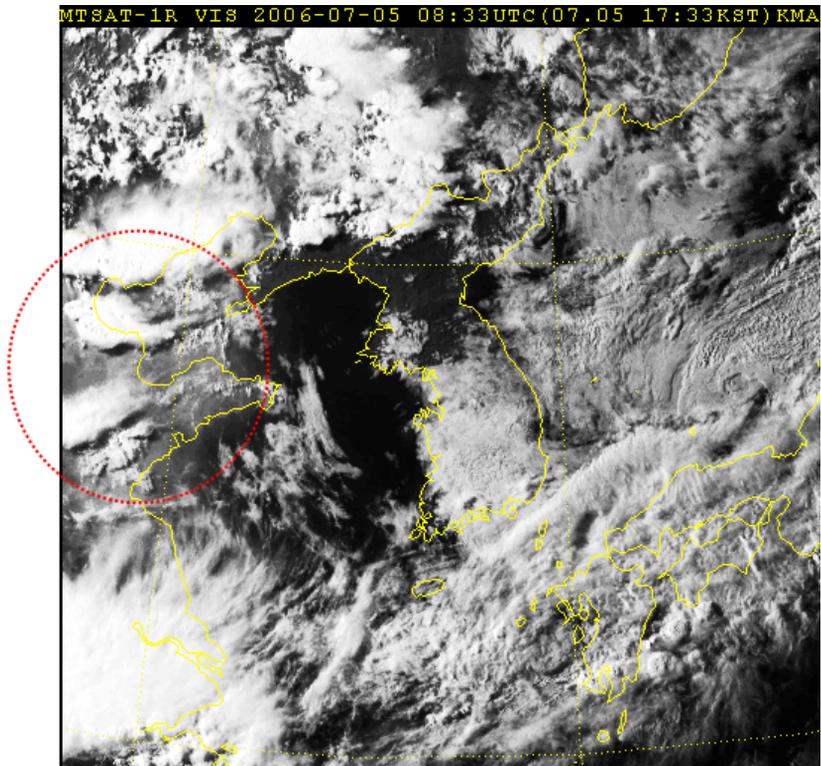


[그림 2.13] MTSAT-1R로 관측한 가시영상. 영상의 중심부에 강한 적란운이 나타남

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.3.4 그림자와 밝게 보이는 부분

구름의 조직은 가시영상에서 대개 3차원 형태를 나타낸다. 특히 가시영상에 밝은 부분과 그림자가 잘 표현되어 있다(그림 2.14). 이러한 영상은 태양각이 낮을 때 가장 잘 나타나고, 다른 고도에서 부분적으로 중첩되어 있는 구름 덩이를 구별하는데 도움을 준다. 이러한 영상은 태양 고도각이 높을 때는 잘 구별할 수 없다. 그림자는 대부분 다른 구름층에서 쉽게 볼 수 있지만, 또한 태양반짝임을 나타내는 지표면이나 해양에 위치할 수도 있다. 그림자를 생성하는 구름의 고도가 높을수록, 태양각이 낮을수록 그림자가 더 크게 표현될 것이다.

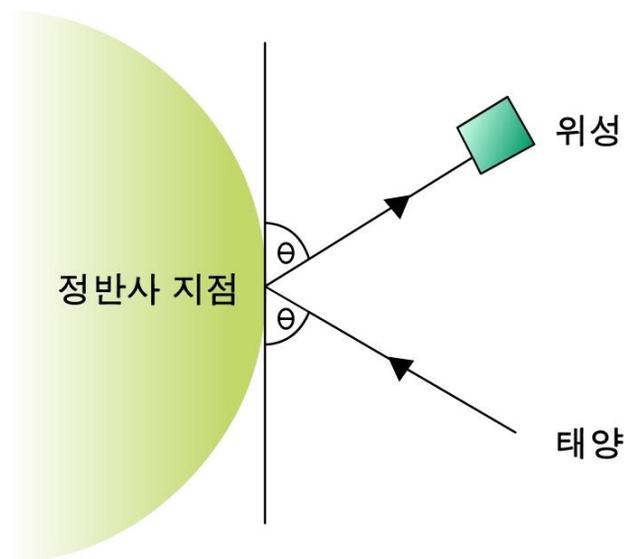


[그림 2.14] 가시영상에 나타난 구름의 그림자

주어진 반사표면에서, 가장 강한 반사는 산란태양복사보다는 직달태양복사가 위성을 향해 반사되는 정반사지점 부근에서 일어날 것이다. 이 정반사지점은 태양광선의 입사각이 위성을 향해 반사되는 각과 동일한 지점인 위성직하점과 태양직하점 사이에서 나타난다(그림 2.15). 마치 거울과 같이 완벽하게 반사될 경우 태양의 영상이 나타나는 위치이다.

2.2 가시·적외영상 해석

정지궤도 위성의 경우, 정반사지점이 언제나 적도 지역 부근에 위치하며, 매일 동쪽에서 서쪽으로 이동하고, 계절변화에 따라 적도의 한쪽에서 다른 쪽으로 이동한다. 극궤도위성의 경우, 영상은 위성 아래의 지역을 선을 따라 스캔하여 만들어진다. 각각의 선은 합쳤을 때 정반사선을 형성하는 정반사지점을 포함하고 있다. 이러한 선은 태양이 위성의 동쪽에 있을 때(오전) 위성직하점의 동쪽에 놓여 있다. 그리고 태양이 위성의 서쪽에 있을 때(오후) 위성직하점의 서쪽에 놓여 있다. 그림 2.14는 위성의 정반사지점이 위성트랙의 서쪽에 위치할 때에 북반구를 내려다보는 모습으로 생각할 수 있다.



[그림 2.15] 태양복사의 입사각이 위성을 향하는 반사각과 동일한 정반사지점

수면에 의한 비산란태양복사의 반사를 태양 반짝임이라고 한다. 수면이 매끄러울 때, 태양 반짝임 영역은 정반사지점 근처에 강하게 집중된다. 풍속이 증가함에 따라 이에 상응하는 수면의 거칠기 또한 증가하면서, 해양은 수많은 작은 거울로 작용하며 이들 중 소수만이 태양광선을 직접적으로 반사하게 한다. 정반사지점에서 멀리 떨어져 있는 잔물결의 단면들이 태양복사를 위성으로 반사시키기 때문에, 이것은 반사강도를 줄이는 동시에 반사하는 지역을 증가시키는 역할을 한다.

바다의 알베도는 일반적으로 매우 낮지만 확산된 태양 반짝임은 바다가 넓은 영역에서 회색으로 보이게 하여 바다와 위의 구름 사이 명암을 줄인다. 해상에 나타나는 구름에 의한 그림자는 집중 또는 확산된 태양 반짝임을 제외하고는 일반적으로 구분이 어렵다.

2.2 가시·적외영상 해석

태양 반짝임은 태양의 남중고도가 위치한 위도쪽으로 밝기를 증가시킨다. 따라서 북반구 중위도에서는 남쪽으로 갈수록 밝아지고(해양은 동등하게 평평하다고 가정) 겨울보다 여름에 더 밝다.

구름은 정반사지점 부근의 밝기를 증가시키는 경향이 있다. 극궤도위성의 경우, 부위성 경로와 거의 평행하게 도는 더 밝은 구름대를 만들 수 있다. 강과 같은 내륙의 운하로부터 일어나는 정반사지점 근처의 반사는 픽셀크기보다 훨씬 더 크기가 작아도 충분히 볼 수 있을 만큼 알베도를 증가시킨다(그림 2.16).

때때로 산능선의 축이나 곳에 의해 바람이 심하지 않은 수면과 같은 무풍 지역의 경우는 태양 반짝임 대(帶) 중에서 매우 뚜렷한 어두운 부분으로 나타낼 것이다. 이는 정반사선에서 벗어난 태양 반짝임이 작은 잔물결에 의해 일어나기 때문이다. 평평하고 고요한 해양에서는 잔물결이 없으므로 태양 반짝임이 없다. 이와 같은 지역이 정반사선을 따라 발생한다면, 매우 밝고 집중된 태양 반짝임 대(帶)가 나타날 것이다.



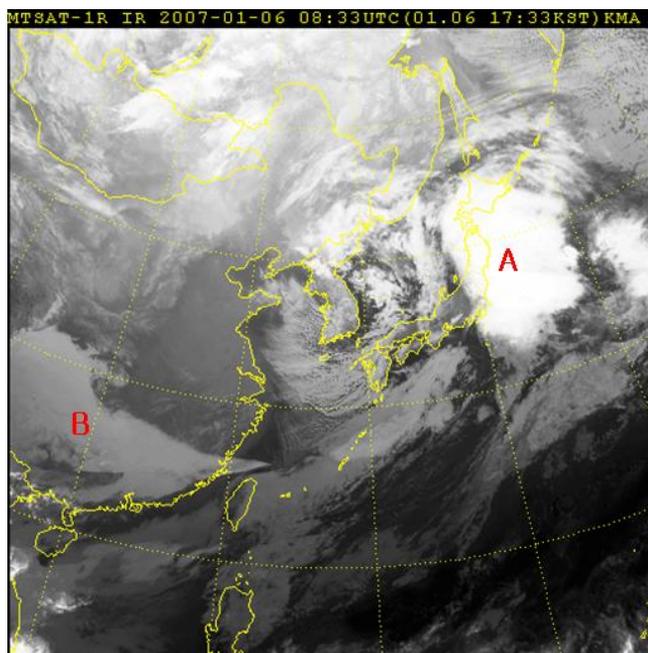
[그림 2.16] 1989년 7월 19일 09:07Z NOAA 위성으로 관측한 가시 영상. 영상의 중심부에 강, 호수가 정반사에 의해 뚜렷하게 나타남

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.4 적외영상

적외선 영상은 가시 영상에 비해 낮 뿐만 아니라 밤에 촬영한 영상을 볼 수 있다는 이점이 있다. 적외선 영상의 화소 밝기를 해석하는 것은 가시 영상을 해석하는 것보다 더 간단하다. 영상의 백색 정도가 간단하게 방출표면의 차가운 정도를 나타낸다. 온정 온도의 변화로 인해 일부 질감이 적외선 영상에 잘 드러날 수도 있지만, 일반적으로 적외선 영상에서는 그림자와 밝기 특성이 결여되어 가시 영상에서 보여지는 것보다 훨씬 더 평평한 2차원 형태를 나타낸다. 상층운은 지표면과 큰 대조를 이루는 온도 때문에 쉽게 구분된다. 가시 영상과는 다르게 입사되는 모든 적외선 복사는 수증기와 얼음에 의해 흡수되고 따라서 픽셀이 불완전하게 채워진 상황을 제외하고는 낮은 표면에서의 오염이 발생하지 않는다.

온대 기후가 나타나는 위도에서는, 하층운은 전형적으로 어두운 회색으로 나타나고 중층운이 밝은 회색으로, 상층운이 흰색으로 표현된다. 그림 2.17에서 A 구름역은 온정온도가 낮은 구름으로, B는 온정온도가 높은 구름으로 판별할 수 있다. 지표면이 차가운 고위도에서는, 기단이 고도에 따른 온도 변화가 상대적으로 거의 없는 안정한 상태를 띄는 경향이 있다. 이러한 경향은 상층운과 하층운 간에 대비가 낮게 하고, 적외선 뿐만 아니라 가시 채널에서도 차가운 눈이나 혹은 얼음으로 덮힌 표면 위의 구름을 판별하는데 어렵게 한다.



[그림 2.17] 적외영상에서의 온정온도 판별

2.2 가시·적외영상 해석

문제는 적외선 영상에서 하층운과 안개 지역을 판단할 때 일어난다. 이는 운정 온도가 뚜렷한 대비없이 지표면의 온도와 상당히 비슷하기 때문이다.

2.2.4.1 적외선 영상과 가시 영상 활용

적외선 영상은 종종 구름 시스템의 형태 측면에서 가시 영상과 일치하는 공통점이 있다. 그러나 적외선 영상은 구름 시스템에 관한 보완적인 자료를 제공한다. 낮 시간 동안, 적외선 영상과 수증기 영상을 함께 사용하는 것은 영상에 무엇이 표현되는지에 관한 이해를 좀 더 완벽히 하는데 도움을 준다.

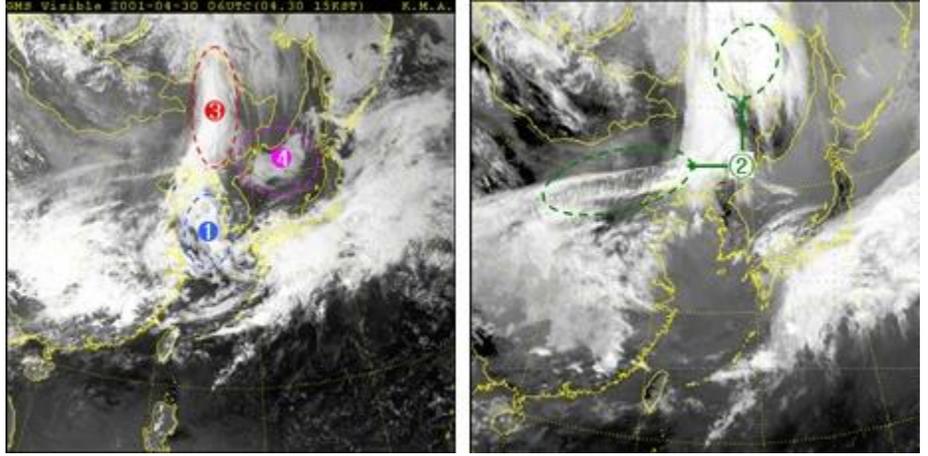
예를 들어, 태양고도가 높을 때 복잡한 구름 사례의 경우, 가시 영상에서는 구름 요소가 차이점이 거의 없는 반면, 적외선 영상에서는 상층의 회색톤의 변화로 훨씬 더 상세한 정보를 밝힐 수 있다.

구름이 가시영상에 나타나지만 적외선영상에서 희미하거나 보이지 않는 경우 층운이나 안개일 가능성이 높다. 반면, 적외선영상에는 있으나 가시 채널에서는 거의 식별할 수 없는 구름은 권운이다.

그림 2.18은 GMS로 관측한 가시영상(좌)과 적외영상(우)으로 구름의 종류에 따라 서로 다른 특성을 나타낸다.

남해와 서해에 위치한 ① 영역의 구름은 가시영상에서만 나타나고 적외영상에는 운정 온도가 높아 어두운 회색으로 나타나므로 하층운에 해당한다. ② 영역은 적외영상에서만 뚜렷하게 나타나므로 상층운으로 판단할 수 있다. 만주지역에서 남북으로 위치하는 ③ 영역의 구름은 가시영상 및 적외영상 모두에 나타나므로 상/하층운이 두껍게 있음을 알 수 있다. 동해북부의 ④ 영역은 가시영상에만 뚜렷하게 나타나는 하층운이다.

2.2 가시·적외영상 해석



[그림 2.18] 가시영상(좌)과 적외영상(우)의 비교(2001. 4. 30. 06UTC)

그림 2.19는 구름/표면의 종류와 가시/적외 복사회도의 관계를 나타내는 조건표이다.

↑ 적외복사 감소 IR ↓	흰색			CI	CS, 두꺼운 CI	CB, 두꺼운 AS+CS
	밝은 회색			AC	AS	큰 CU
	회색	온대 해양	↑	작은 CU	SC 눈, 얼음	↑
	어두운 회색	따뜻한 해양	↓	얇은 안개/ST	두꺼운 안개/ST	강한 태양 반짝임
	검은색	열대 숲	↓	확산 태양 반짝임	사막	↓
		검은색	어두운 회색	회색	밝은 회색	흰색
	VIS					
	← 가시복사 증가 →					

[그림 2.19] 구름과 표면의 종류에 따른 전형적인 복사회도를 나타내는 조건표

2.2 가시·적외영상 해석

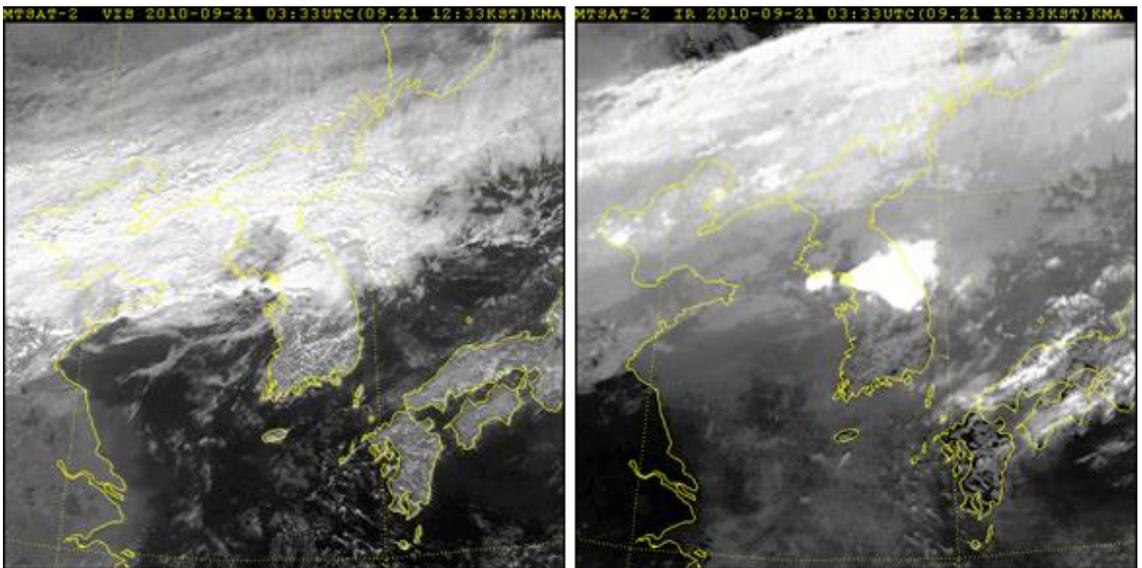
2.2.5 구름형태 분류

2.2.5.1 적운형 구름

픽셀 간 구름 수밀도의 차이로 적운형 구름의 느낌을 받을 수 있지만, 일반적으로 소규모 적운을 정확하게 구분해 내기란 쉽지 않다. 적외선영상보다 가시영상이 더 밝게 나타나기 때문에 이러한 적운을 더 잘 분석해 낼 수 있다.

구름이 발달하면, 적외선영상이 회색톤의 변동을 이용하여 수직으로 발달 정도를 더 잘 제공하며 구름을 더 잘 분석할 수 있다. 만약 적외선영상에서 어떤 이미지가 좀 더 선명하게 나타난다면, 적란운은 가시영상과 적외 영상 모두에서 매우 하얗게 나타난다. 윈드시어가 거의 없는 지역에서는 구름은 거의 원형인 세포형태로 나타난다.

그림 2.20은 경기만에서 서울 경기도에 동서로 발달하는 적란운으로 가시 영상(왼쪽)과 적외선영상(오른쪽)에서 특징적인 원형의 모습을 나타내고 있고 계속되는 적란운 발달로 서울 서쪽지역에 돌발홍수를 야기하였다. 적외선영상에서 더 밝고 뚜렷이 구분되는 적란운이 가시영상에서는 적란운 북쪽 하층운이 두드러져 나타나면서 적란운은 상대적으로 덜 발달한 것처럼 보인다.



[그림 2.20] 경기만 지역에서 원형으로 발달하는 적란운. (좌) 가시영상, (우) 적외영상

2.2 가시·적외영상 해석

윈드시어가 있는 지역에서는 구름이 운저와 운정 사이의 시어 방향을 따라 정렬되는 경향이 있다. 운저의 구름 가장자리는 선명하고, 권운이 펼쳐진 곳은 가장자리가 흐릿한 모습이다. 시어가 있는 환경에서 발달하는 대규모 적란운 무리는 하층 구름을 가리는 광범위한 방패권운을 만든다.

1) 내륙에 나타나는 적운형 구름의 패턴

위성영상으로 낮 동안 내륙으로 침투해 들어오는 해풍을 볼 수 있다. 차가운 바다 공기가 대기 하층으로 유입되는 지역에서 대류형 구름이 나타나지 않는 영상으로 나타난다(그림 2.21). 유사하게, 내륙풍이 해양으로 침투해 나갈 때도 대류형 구름이 나타나지 않는 영상을 볼 수 있다. 이는 열대 지역에서 가장 잘 나타나는 현상이다. 바람이 약한 환경에서는 적운이 발달하기에 좋은 지역(고지대, 기압골과 관련된 곳, 해풍이 수렴하는 지역)이 존재하지만 대부분의 적운형 구름은 그 위치가 무작위로 분포하는 경향이 있다.



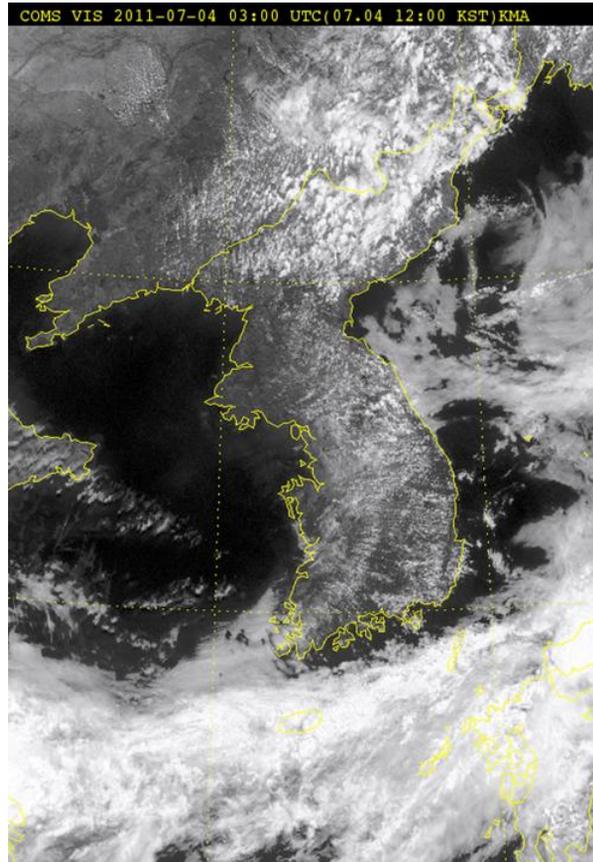
[그림 2.21] 2009년 6월 24일 12:50UTC 고해상도 가시영상. 내륙으로 침투하는 해풍에 의하여 구름이 내륙으로 침투함

바람이 더 강한 조건에서는 (지상 바람이 10노트 이상인 경우) 대류성 구름이 선형으로 조직화 되어 나타난다. 지형 강제력은 바람의 수렴지역을 형성하여 풍하측으로 발달하는 소낙성 대류 구름을 발달시킬 수 있다.

2.2 가시·적외영상 해석

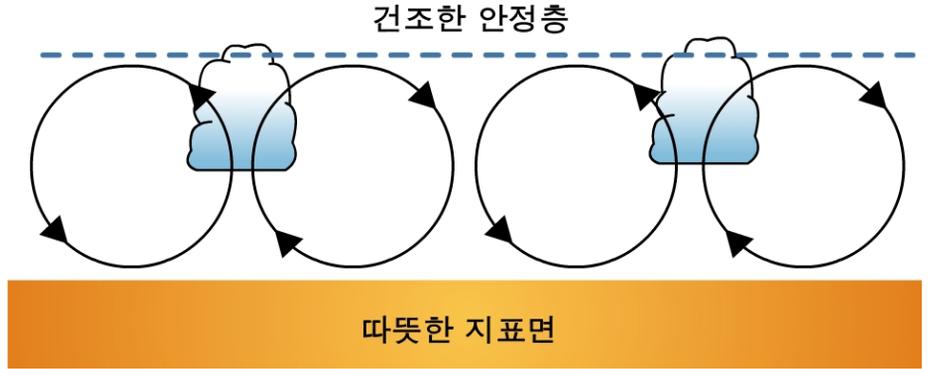
좁은 간격에 상대적으로 얇은 적운형 구름이 평행한 선으로 나타나는 구름 줄(Cloud Street)은 특이한 현상이 아니다. 그림 2.22는 충청도, 경상도, 전라도 내륙지방에 발달한 적운형 구름줄을 나타낸다. 이 경우 저층 바람이 서북서방향에서 불어오는 것을 추론할 수 있다.

대부분 2-8km 정도의 구름 두께의 약 3배의 간격을 가지며 구름 꼭대기의 최대 높이는 3,000m 정도이다. 구름줄 내에서는 상승기류가 나타나지만, 이들 사이에 침강이 존재하며 구름 발달을 억제하고 형태를 유지한다(그림 2.23). 구름줄은 바람시어를 따라 정렬되는 경향이 있다. 또한 구름줄이 단일방향 시어가 나타나는 환경에서 가장 흔히 일어나는 현상이기 때문에, 이들의 방향은 대부분 경계층 상부의 하층기류를 따른다. 건조한 공기가 위쪽에 위치하면서 구름의 높이를 제한하는 역전층이 종종 나타나기도 하는데, 이는 지속적인 증발로 층적운으로 퍼지는 것을 저지한다.



[그림 2.22] 내륙에서 나타나는 적운형 구름줄.
2011년 7월 4일 03UTC 가시영상

2.2 가시·적외영상 해석



[그림 2.23] 기류를 따라 보여지는 구름줄과 관련된 순환 단면. 도식에 나타난 바람의 성분은 나선형 궤도를 보임

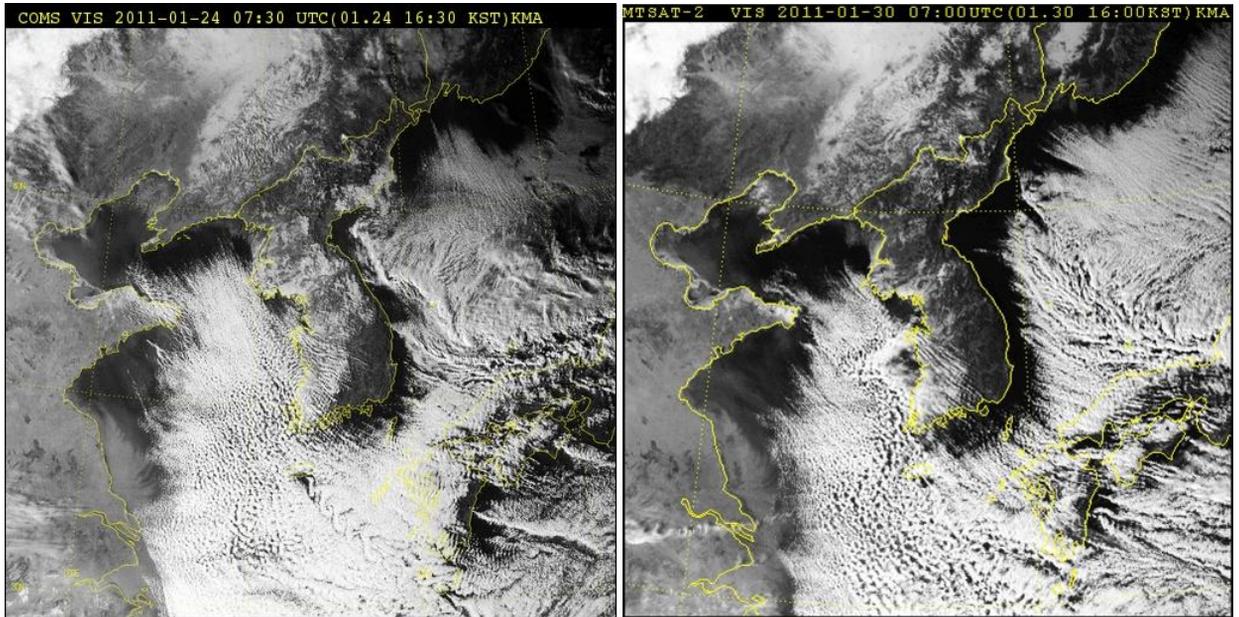
2) 해상에 나타나는 적운형 구름의 패턴

해상에서 발달하는 구름줄은 간격이 좀 더 넓게 나타난다. 먼 바다에서 특히 흔한 현상은 아니지만, 변질되지 않고 강한 찬기류를 동반하는 육지기단의 풍하측에서 발생한다. 이들 해양성 구름줄은 종종 따뜻한 해수면에서 수증기가 대류로 인하여 상승하여 생성되고 역전층 아래에 갇히게 된다.

따뜻한 해수면에 노출이 되면서, 강한 대류가 역전층을 서서히 소멸시키고 구름은 점점 더 대류성으로 변한다. 육지에서 발생하는 구름줄과 같이 선간의 거리는 대류두께와 관련이 있다. 두께가 두꺼울수록 구름줄 간 거리는 멀어진다. 내륙의 구름줄과 같이, 해양의 구름줄의 방향은 하층 풍향의 좋은 지표가 된다.

그림 2.24는 우리나라 서해와 동해에서 차가운 육지기단의 확장에 의하여 발생하는 해양성 구름줄을 나타낸다. 내륙으로 침투하는 북서풍은 해상에서 발생한 구름줄을 충청도와 전라도지방의 넓은 지역에 걸쳐 유입시킨다.

2.2 가시·적외영상 해석



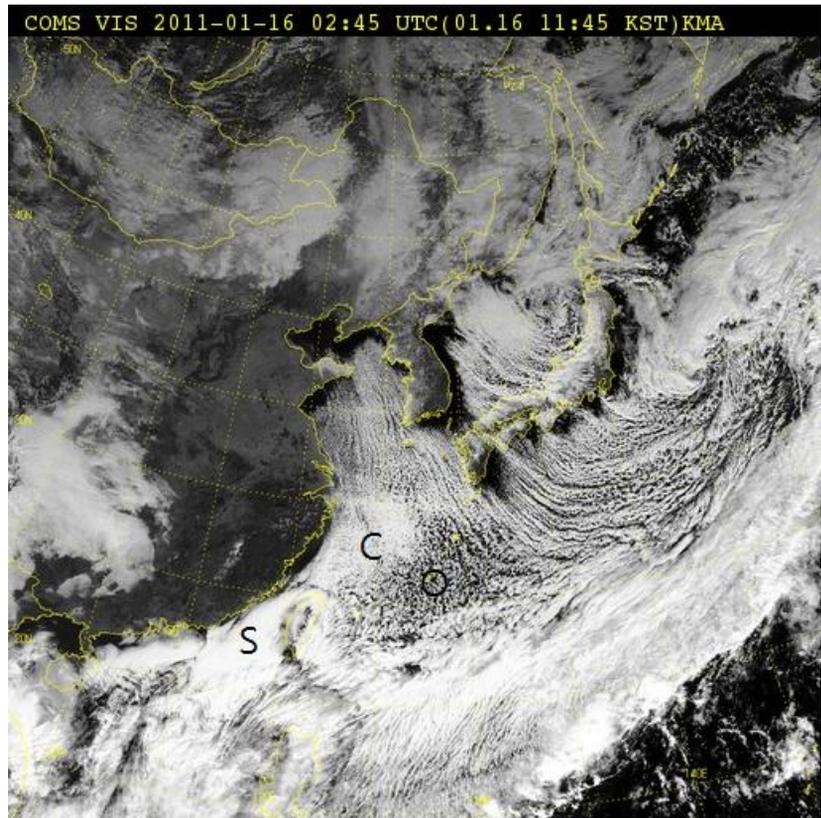
[그림 2.24] 서해 및 동해에서 발달하는 해양성 구름줄. (좌) 2011년 1월 24일 07:30UTC COMS 가시영상, (우) 2011년 1월 30일 07:00UTC MTSAT-2 가시영상

해양의 대류성 구름은 자주 세포형태로 배열된다. 이는 내륙과는 달리 해양이 온도가 동일한 표면을 형성하기 때문일 것이다. 두 개의 뚜렷한 세포 형태(개방형 세포와 폐쇄형 세포)가 판별될 수 있다(그림 2.25).

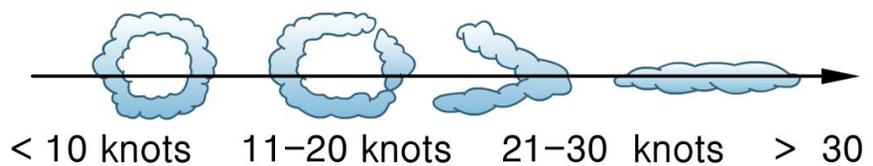
개방형 세포는 두꺼운 층에서 불안정, 해양과 대기 간 큰 온도 차이, 하층 저기압 흐름, 소규모 수직바람 쉬어와 관련이 있다. 20노트 이하의 바람에서는 세포가 다각형 형태를 나타내고, 바람이 매우 약할 때에는 육각형 형태를 띤다. 20노트 이상에서는 주위를 둘러싼 원형이 깨어지고 바람의 세기가 증가할수록 세포는 더 커지며 불규칙성이 증가한다(그림 2.26). 또한, 세포의 크기는 대류의 깊이와 관계가 있다. 세포의 지름과 대류층 깊이의 제안된 비율은 30:1이다. 개방형 세포의 크기는 종종 따뜻한 해양에서의 안정도가 감소함에 따라 풍하측에서 증가한다.

2.2 가시·적외영상 해석

폐쇄형 세포는 불안정 층이 대류 구름의 운정을 평평하게 하는 안정 층이나 역전층에 갇힌 곳에서 형성된다. 이들 운정은 적운위에 층적운 층을 형성하기에 충분하게 펼쳐지지만, 일반적으로 구름의 대류 특성이 위성영상에 증거로 남게 된다. 이와 같은 패턴은 일반적으로 침강 역전층 아래의 고기압성 하층 기류의 특징이다. 충분히 강한 역전층이 상층에 존재하면, 폐쇄형 세포 패턴이 해양-대기 간 온도 차가 클 때 형성될 수 있으나, 대부분 20노트 이하의 하층 바람과 함께 약한 대류가 일어나는 지역에서 발견된다.



[그림 2.25] 한랭전선의 서쪽에 나타나는 개방형 세포(O)와 폐쇄형 세포(C) 대류. 'S'지역에 대규모의 층적운 구름면이 나타나 있음. 2001년 1월 16일 02:45UTC COMS 가시영상



[그림 2.26] 상이한 바람 환경에서의 개방형 세포 형태

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.5.2 층적운

층적운에는 종종 대류성분이 존재한다. 운정은 복사로 인해 냉각되어 하강하여 아래쪽으로부터 상승하는 공기로 대체된다. 이와 같은 이유로 가시채널에서 폐쇄형 대류 세포가 나타나는 것과 비슷하게 폐쇄형 세포 모습이 나타나는 것이 특이한 것은 아니다(그림 2.25 'S' 지역). 가시영상에서는 밝은 회색이나 가끔씩 흰색으로, 적외영상에서는 짙은 회색에서 밝은 회색으로 나타난다.

센서 해상도는 각각의 세포를 구분해 내기에 적합하지 않을지 모르나, 구름의 두께나 구름입자의 크기의 변화로 인하여 반점 형태가 나타날 수 있다. 반대로, 구름의 두께가 다를지라도 층적운의 운정이 역전층으로 인해 균질한 고도로 나타나는 경향이 있기 때문에 적외선영상은 일반적으로 특성이 없는 회색톤으로 나타낸다.

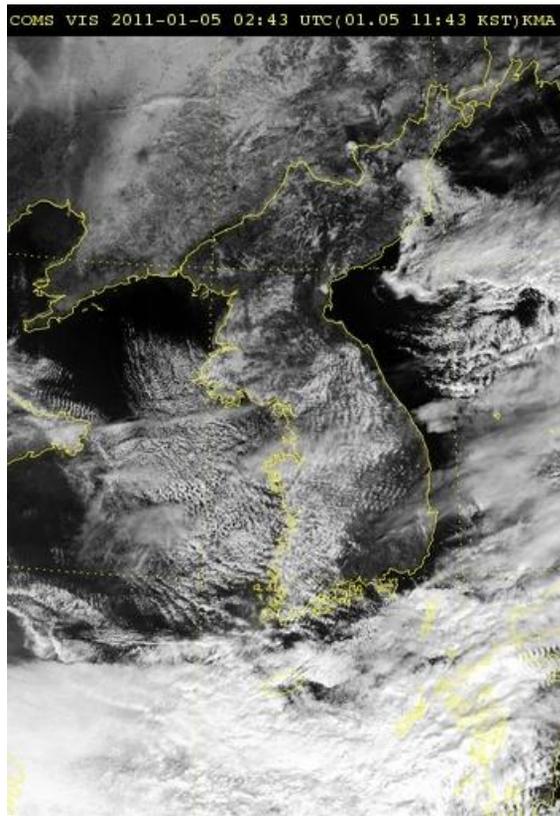
때때로, 가시영상에서도 매우 특징없는 형태로 보일 수 있으나, 안개 혹은 층운에서 나타나는 균질한 형태로 나타나는 것은 매우 드물다.

2.2 가시·적외영상 해석

1) 파형구름

풍하파가 형성되기에 적절한 조건이 갖추어졌을 때, 마루에서의 풍속이 15 노트 이상일 경우, 층적운 면들이 고지대 위를 지나면서 파동 패턴을 형성한다. 파동이 형성되기에 적합한 환경은 방향 윈드시어가 없고 풍속이 일정하거나 고도에 따라 증가할 때, 고지대의 상부에 역전층이나 안정층이 있을 때이다. 파동은 기류에 수직으로 정렬되고 모래사장 위에 남겨진 파동 패턴을 가진다(그림 2.27).

이는 파의 마루에 구름이 존재할 경우에 가장 잘 보이나, 전체 파동형태가 구름 층에서 보일 수도 있다. 또한, 풍하파는 고적운과 권운형 구름에서 확연히 드러난다. 전선 구름에 나타날 경우, 이것은 전선의 이동속도가 느리다는 것을 뜻한다. 이는 고도에 따라 풍향이 일정하다면 열 이류가 일어나지 않을 수 있기 때문이다.



[그림 2.27] 서북서 기류에 의해 경기도, 경상북도, 산둥반도 동쪽해상에 형성된 산악파. 2011년 1월 5일 02:43 UTC COMS 가시영상

2.2 가시·적외영상 해석

가파르고 고립된 산악 지형의 섬은 활 형태의 파(Bow Wave)로 알려진 다른 종류의 파를 형성할 수 있다(그림 2.28). 풍하파에서 요구되는 비슷한 환경적인 조건이 필요하지만 30노트 정도의 강한 풍속이 필요하다.



[그림 2.28] 2011년 7월 2일 04:43UTC AQUA MODIS 영상. 거제도 남쪽해상에 발생한 보우파

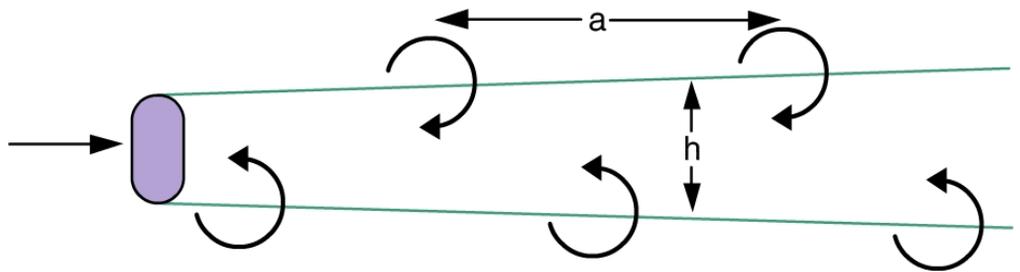
2.2 가시·적외영상 해석

2) 소용돌이 방출과 풍하뿔들이

고립된 산악지형의 섬에서는 소용돌이 방출이라고 알려진 현상이 일어날 수 있다. 섬의 주된 고도 아래에 강한 역전층과 이 역전층 아래에 덜 안정한 층이 존재할 때, 장애물 양쪽으로 교차하는 갈만의 소용돌이 두 줄이 형성되며 풍하측으로 퍼져나간다. 이렇게 생성된 와도는 반대쪽의 와도를 향해 각각 다른 방향으로 순환한다(그림 2.29).

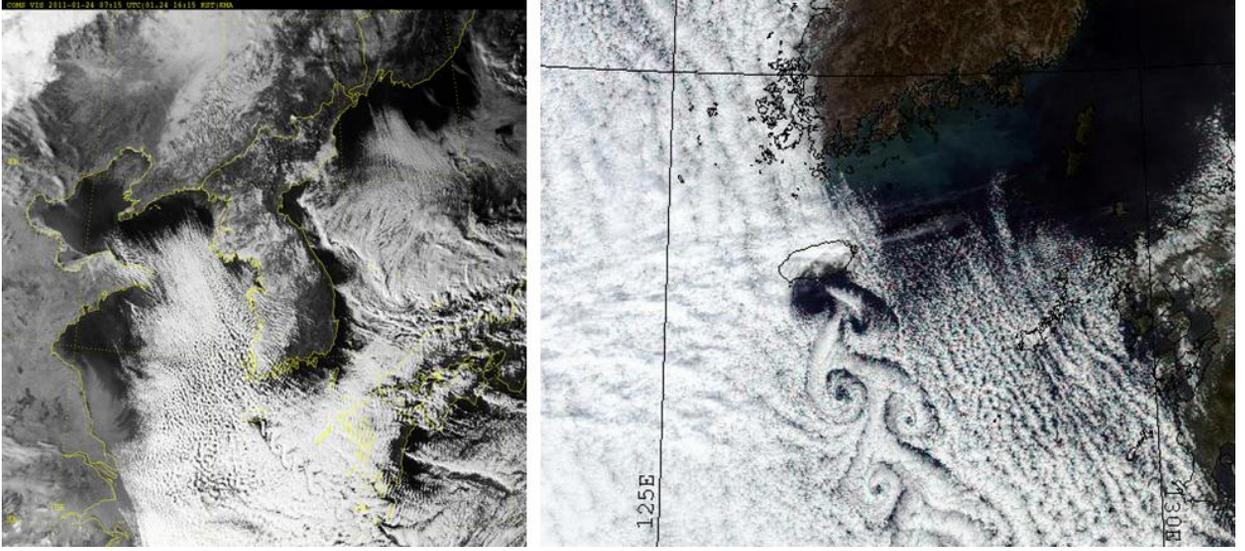
소용돌이가 생성되기 위해서는 10-30노트 바람이 고도에 따라 일정하게 유지되어야 한다. 그림 2.30에 보여지는 것처럼 와류가 가장 잘 나타나는 것은 층적운이 있을 때이다. 연속하는 와류 간 거리는 기류를 가로지르는 방향으로 측정한 섬 폭의 2-3배인 것으로 나타났다. 한국에서는 주로 제주도에서 이러한 소용돌이가 나타난다.

또한, 공기 덩이가 높은 장벽 주위에서 방향을 전환할 때, 층적운 면에서는 풍하 소용돌이가 잘 나타난다. 산악지형으로 유발된 수평윈드시어는 풍하 뿔뿔이를 형성하고, 때때로 중규모 와류와 비슷한 소용돌이가 나타날 수 있다.



[그림 2.29] 파른 섬의 소용돌이 방출

2.2 가시·적외영상 해석



[그림 2.30] 제주도 남동쪽에 발상하는 칼만 소용돌이(Kalman Vortex). (좌) 2011년 1월 24일 07:15UTC 천리안 가시영상, (우) 2009년 12월 26일 01:33UTC AQUA MODIS 영상

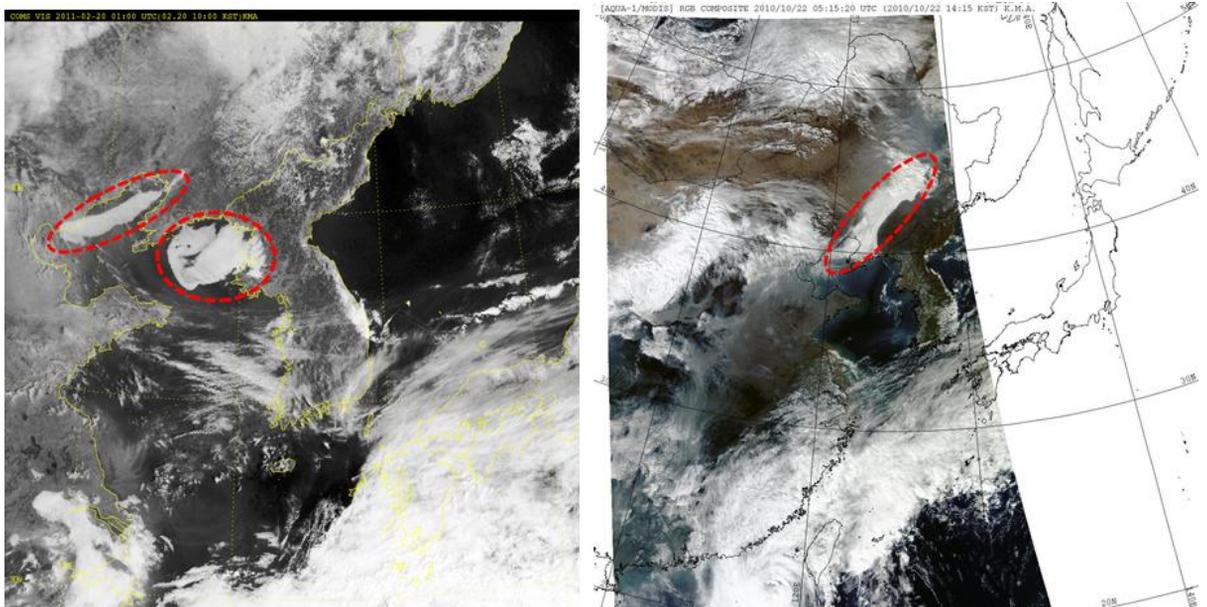
2.2 가시·적외영상 해석

2.2.5.3 층운과 안개

층운과 안개는 위에서 내려다 볼 때 서로 구분하기가 불가능하기 때문에, 같이 다루어진다. 지표면 관측과 종관 현상에 대한 지식이 두 현상을 구분하는데 도움이 될 수 있다.

가시영상에 나타나는 층운/안개의 이미지는 운정이 평평하고 균일한 질감을 가지고 흰색 또는 밝은 회색으로 표현된다(그림 2.31). 경계는 일반적으로 선명하게 나타나고, 해안과 계곡과 같은 지형적인 특징과 잘 일치한다.

적외선영상에서, 층운/안개는 층적운과 비슷하게 균일한 회색장으로 나타나지만, 지표면과의 대비는 더 적다. 사실상, 층운/안개는 특히나 그 두께가 얇을 경우, 적외선영상에서 구분하기가 어려운 것으로 알려져 있다. 대부분의 상황에서 운정 온도는 아래 지표 온도보다 약간 더 낮고, 이같은 온도 차이를 감지할 수도 있다. 그러나 야간 냉각에 의한 강한 역전층이 형성된 경우, 때때로 운정 온도가 지표면 온도보다 높거나 같다. 이와 같은 상황에서는, 구름이 있는 지역이 지표면보다 약간 더 어둡게 보인다.

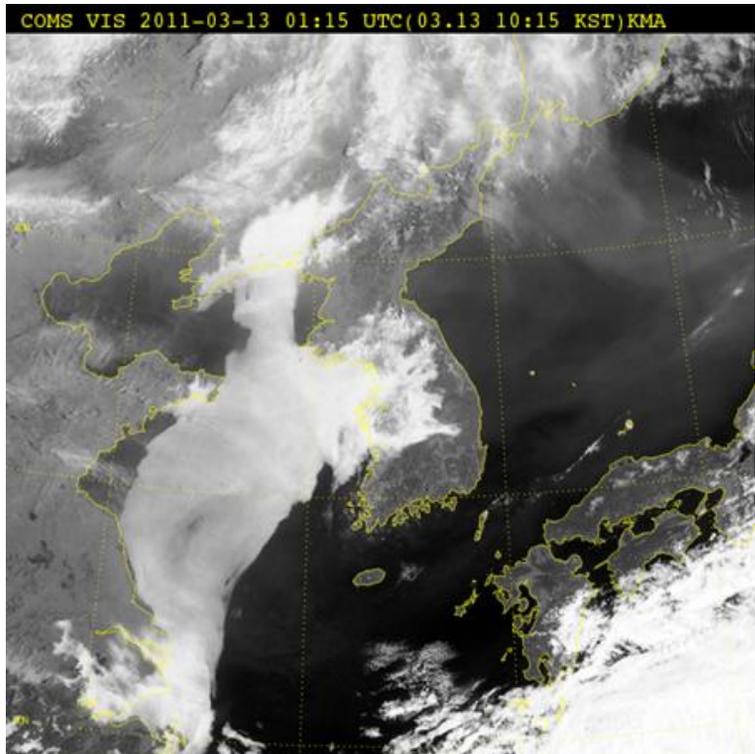


[그림 2.31] 안개 사례(붉은 점선으로 표시). (좌) 2011년 2월 20일 01:00UTC 천리안 가시영상, (우) 2010년 10월 22일 05:15UTC AQUA MODIS 영상

2.2 가시·적외영상 해석

층운과 층적운은 종종 같이 나타나며, 이들은 가시영상에 나타난 상세한 특징으로 구분할 수 있다. 적외선영상만 존재할 경우, 층적운과 연관된 더 밝은 색 또는 층운과 연계된 직선의 구름 가장자리가 층운과 층적운을 구분하는데 도움이 된다. 만약 해양에 위치한 구름의 가장자리가 해안선을 따라 나타난다면, 이는 대개 층운/안개라는 확실한 증거가 될 수 있다(그림 2.32).

안개는 해양에서 직선의 잘 정의된 가장자리가 나타나고 해안선을 따라 발생하기도 한다. 그러나 이와 비슷한 상황처럼 보일 수 있는 태양반짝임의 상황에 주의하여야 한다. 층적운과 관련 있는 비슷한 와도 패턴이 가끔씩 층운/안개 장에서 보이기도 한다.



[그림 2.32] 안개 예시. 안개가 서해상과 중부지방에 넓게 위치함.
2011년 3월 13일 01:15UTC COMS 가시영상

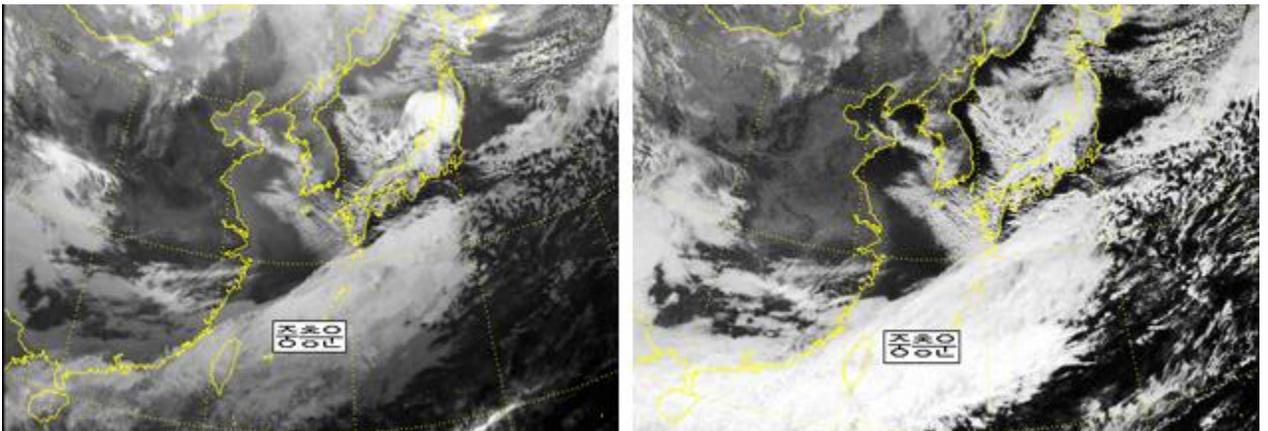
2.2 가시·적외영상 해석

2.2.5.4 중층운

중층운은 가시영상에서 하얗고 부드러운 영상으로 나타난다(그림 2.33). 대개 전선 구름과 연관되어 발생하며 두꺼운 권층운과 구별이 쉽지 않다. 사실상 가시영상에서 전선구름의 연직 발달 정도를 추정하는 것은 어렵다. 태양고도각이 낮거나 두 구름 덩어리 사이 고도 차이가 클 때 권층운에서 고층운으로의 변화는 그림자에 의해 구분한다.

한편 태양고도각이 클 때에는 개별 구름층은 적외 영상만을 통하여 구분할 수 있다. 이때에는 고층운은 옅은 회색으로 나타난다. 가시 영상에서 아래 구름이 없는 얇은 고층운은 옅은 회색으로 나타나지만 아래에 구름이 존재하면 더 하얗게 보일 것이다.

고적운은 가시 및 적외 영상 모두에서 고층운과 구별하는 것이 어렵다. 이는 개별 구름들이 너무 작아 위성 센서로 구분하는 것이 어렵기 때문이다. 그러나 풍하파(고적운 렌즈구름)의 능에서 생성되는 개별 고적운은 명확히 확인할 수 있다. 층적운 내 풍하파에서 구름들은 흐름에 수직하게 정렬되고 밴드 간 km 단위의 거리를 ms^{-1} 단위의 풍속으로 치환할 수 있다. 중층 불안정과 연관된 대류요소들은 (고적운 탐모양 구름) 적운과 유사하게 나타나지만 비슷한 크기의 지상 대류운보다는 더 밝은 적외 영상을 생성한다.



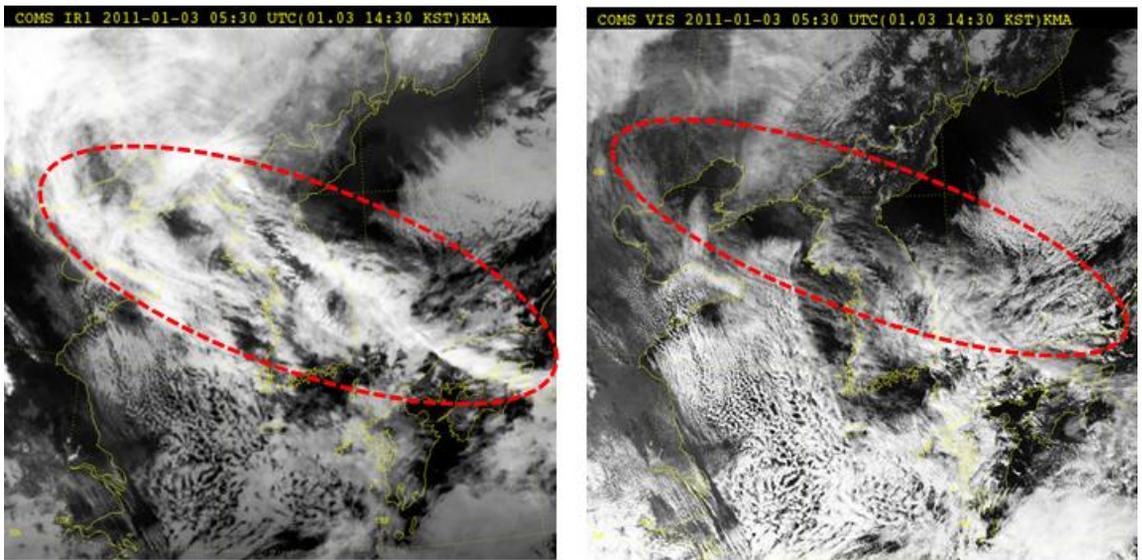
[그림 2.33] 중층운 예시. 2004년 2월 5일 0300UTC (좌) 적외영상, (우) 가시영상

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.5.5 상층운

권운형 구름은 일반적으로 가시영상에서 중간이나 밝은 회색으로 나타난다. 그러나, 얇은 권운은 반투과성 특징으로 인해서 감지하기 어렵다. 또한, 아래 지표면의 알베도와 구름의 알베도가 섞이는 현상은 지표면이 밝은 곳에서 권운이 거의 보이지 않게 한다. 그러나, 같은 구름이라도 적외선영상에서는 잘 나타난다(그림 2.34).

권운 두께의 증가는 점진적으로 더 하얀 가시영상을 제공하고, 전선과 관련한 권층운 방패는 매우 하얗게 나타난다. 적외선영상에서는 매우 얇고 점형태의 권운 섬유상이나 줄무늬가 있는 형태로 나타날 수 있다. 하지만 적외선 복사가 얼음에 의해 매우 효과적으로 흡수되기 때문에 얇은 권운이라도 광범위하게 형성되었을 경우에는 연속적으로 넓게 나타날 수 있다.



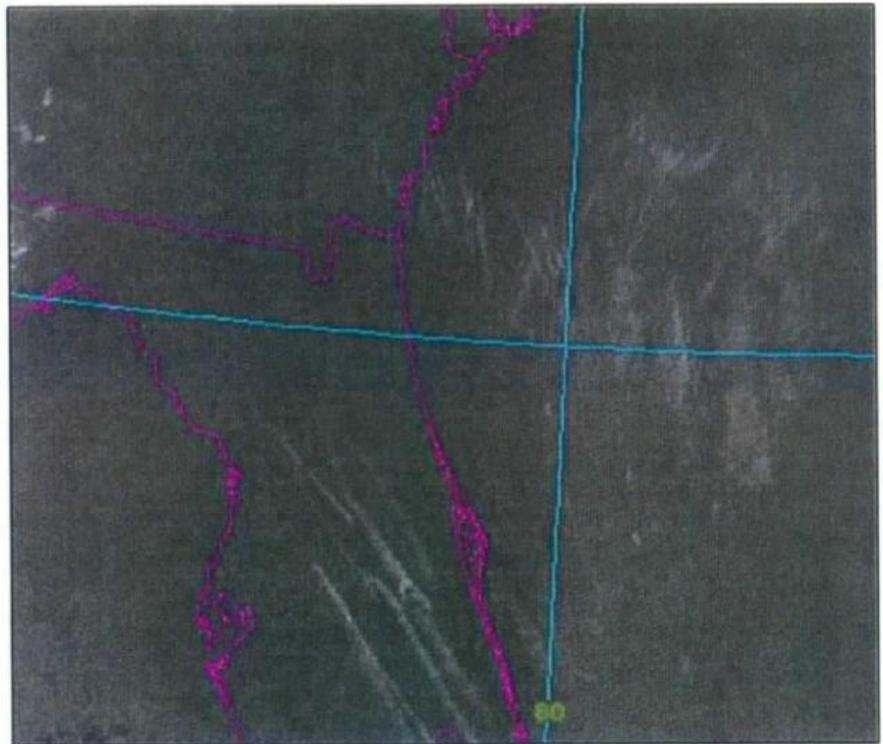
[그림 2.34] 상층운 예시. 2011년 1월 3일 05:30UTC COMS로 관측한 (좌) 적외영상, (우)가시영상

2.2 가시·적외영상 해석

1) 비행운

비행운은 흡습성 에어러솔과 수증기가 풍부하다. 만약 대기 중 습도가 너무 낮지 않다면, 지속적으로 권운을 형성하고 이들이 넓어서 영상에 나타날 때까지 측면으로 확산된다. 비행운은 픽셀보다 작은 폭을 가지지만 구분되기에 충분할 정도로 전체 픽셀에 영향을 준다.

비행운은 뒤 배경의 지표면과의 온도 차이가 좋은 대조를 보여주기 때문에 (그림 2.35) 가시영상보다 적외선영상에서 더 잘 관측된다. 가시영상에서는, 때때로 비행운이 하층 구름에 뚜렷한 그림자를 드리우기도 한다. 비행운이 관측될 때, 가늘고 거의 직선 형태이면서 가끔씩은 무작위한 각도의 십자 형태의 모습을 띤다.



[그림 2.35] 상층운 예시 2003년 1월 9일 NOAA 16 적외선 영상. 미국 남동부에 나타난 비행운

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.6 기타 관측영상

2.2.6.1 적설 및 얼음

적설은 몇 가지 중요 요소에 따라 가시 채널에서 하안색에서 열린 회색으로 나타나며, 다음은 주요 특징이다.

- 반사도는 태양각이 지표면에 대해 45° 이하로 떨어질 때 급격히 감소한다.
- 오래된 적설일수록 반사도가 낮다.

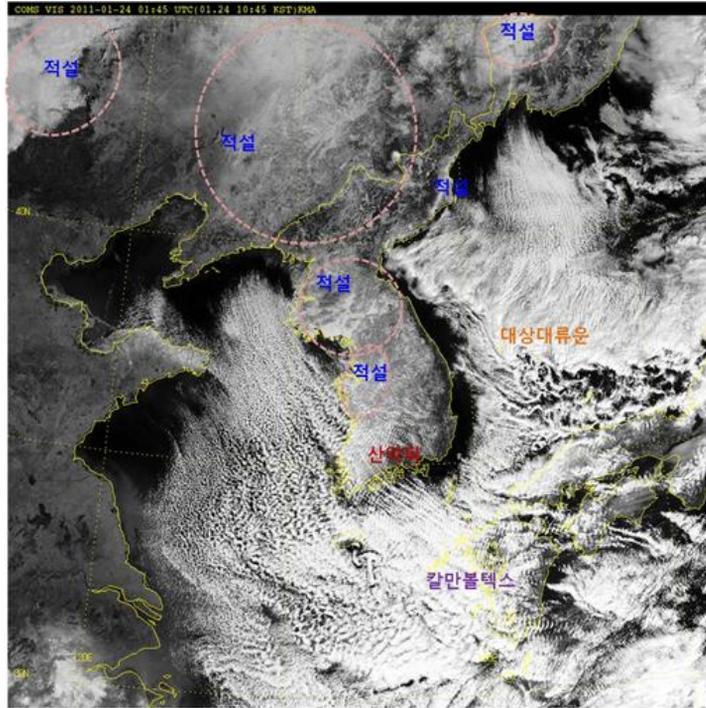
오래된 적설의 알베도 값이 70% 이하인데 반해, 태양각이 높을 때 새로 쌓인 눈은 알베도가 85%~90%를 보인다.

또한, 눈 아래의 초목과 지표면의 종류가 알베도에 영향을 미칠 수 있다. 평평한 지역에 쌓인 눈은 그 깊이가 얕더라도 균일한 밝기의 선명한 영상을 나타낸다.

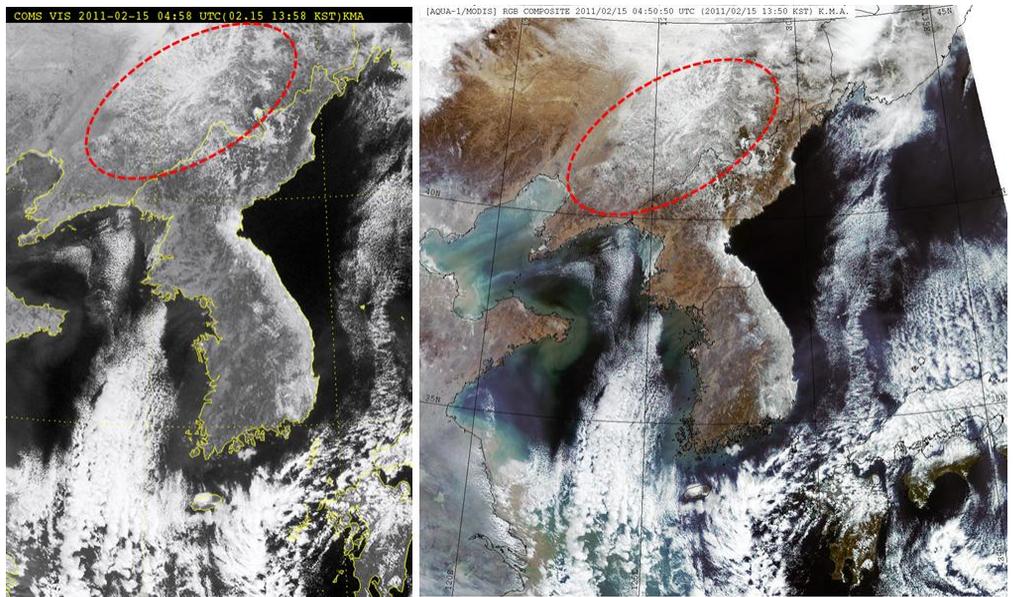
그림 2.36은 천리안 기상위성이 촬영한 동아시아 지역에 대한 가시영상에는 몽골 전역, 내몽골, 중국 북동지역, 그리고 만주 지역에 걸쳐 폭넓게 덮여 있는 적설지역이 잘 구분된다. 1월 23일 내린 많은 눈들이 요동반도 북쪽지방을 비롯하여 용진반도, 강원영서지방, 태안반도 등 넓은 지역에 쌓여 있다. 숲이 있는 지역은 반점 형태로 나타난다.

언덕이나 산악 지역에서 눈이 쌓이지 않은 계곡 같은 곳은 나뭇가지 모양의 영상이 나타난다(그림 2.37). 그림 2.38은 눈덮힌 백두산을 나타낸다.

2.2 가시·적외영상 해석

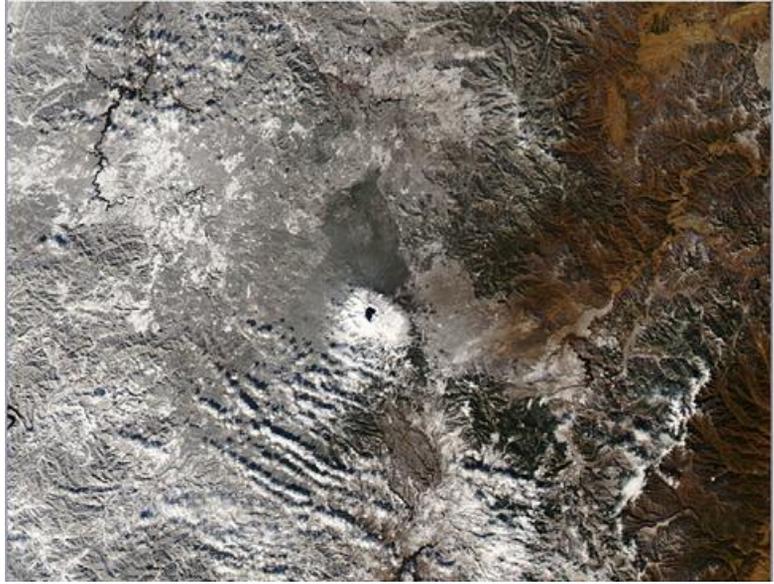


[그림 2.36] 적설의 예시. 2011년 1월 24일 01:45UTC COMS 가시영상



[그림 2.37] 산악지역에서 적설 촬영 영상. (좌) 2011년 2월 15일 04:58UTC COMS 가시영상, (우) 2011년 2월 15일 04:50UTC MODIS 영상

2.2 가시·적외영상 해석



[그림 2.38] 눈덮힌 백두산. 2010년 11월 22일 04:32UTC Aqua MODIS RGB 합성영상

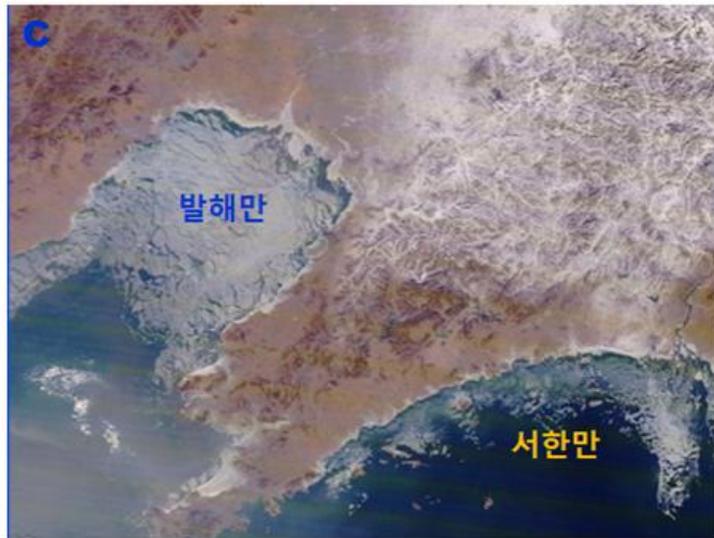
균일한 적설로 덮힌 지역은 가시영상에서 구름과 구별하기가 어렵다. 다음과 같은 요소들이 판별시 도움이 된다.

- 적설 지역은 시간이 지남에 따라 그 변화가 적고, 이동이 없다.
- 뚜렷한 대비가 없어 적설 지역 상공의 구름은 파악하기 쉽지 않지만, 적절한 태양각에서 그림자가 나타난다.
- 적설 지역의 가장자리는 명확한 가장자리가 존재하지만 구름은 그렇지 않다(안개나 층운 제외).
- 온도 대비가 작은 경향이 있기 때문에 적외선 영상에서 적설 지역 상공에서 구름을 구별하기는 어렵다.

2.2 가시·적외영상 해석

얼음으로 덮힌 지역은 얼은 회색에서 하얀색으로 나타나며, 오래된 적설과 비슷하게 알베도 값이 약 70%에 달한다. 해빙은 마치 자갈이 깔린 듯한 모습을 보이며 균열이 보일 수도 있다(그림 2.39).

지속적인 연안 바람이 얼음을 깨고 먼 바다로 이동시킨다. 이 현상은 바닷물이 보이는 연안선을 따라 평행한 검은 띠처럼 보일 수도 있다. 눈으로 덮힌 지표면 위의 구름을 관별해 내는 것의 많은 문제점들이 얼음에도 적용된다.



[그림 2.39] 발해만 및 서한만에 위치하는 해빙. 2011년 1월 17일 02:03UTC (11:03KST) Terra MODIS영상

2.2 가시·적외영상 해석

2.2.6.2 선박운

선박운은 저위도 지방에 주로 나타나는 현상으로 고기압과 연관되어 침강 역전층 아래에 습윤 공기가 갇혀 나타난다. 배가 배출하는 배기가스에 의해 생성되는 흡습성의 에어러솔과 수증기는 때때로 수백 킬로미터에 이르는 가는 선과 같은 구름을 형성하기도 한다(그림 2.40).

또한, 선박운은 기존에 구름이 있는 곳에도 나타날 수 있다. 배기가스에 의해 형성된 구름에는 응결핵이 많아 주위 구름 지역보다 구름방울이 더 많다. 알베도 값은 구름방울 수밀도에 의해 일정 부분 결정되기 때문에 선박운은 구름 내부에서 길게 뻗은 밝은 지역으로 나타난다.

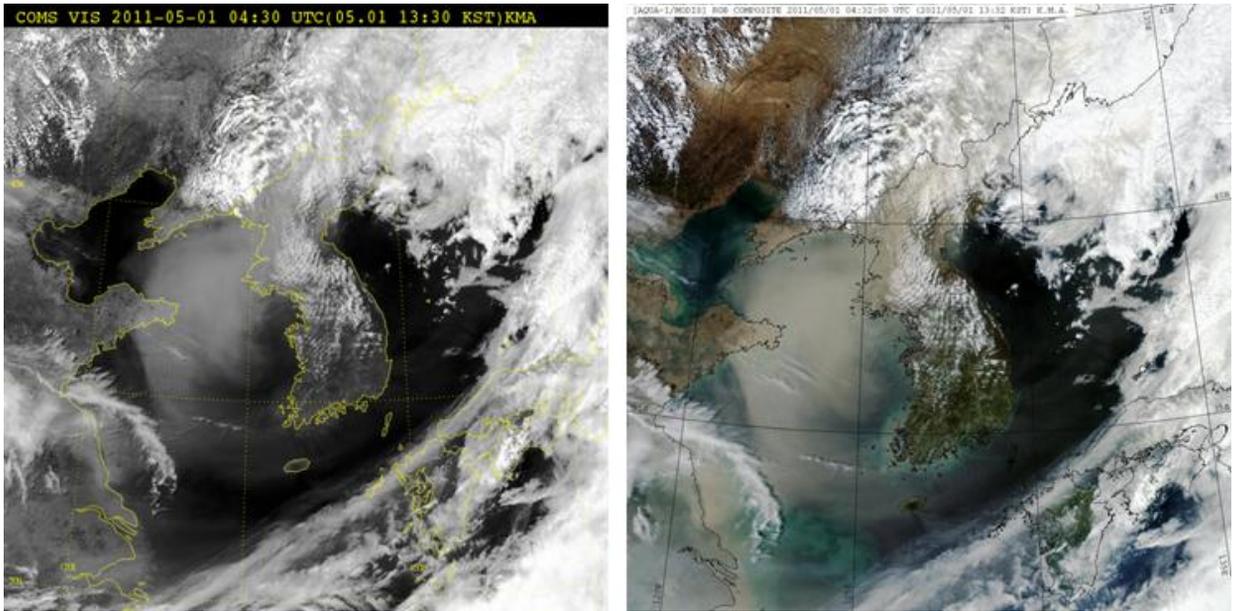


[그림 2.40] 선박운 예시

2.2 가시·적외영상 해석

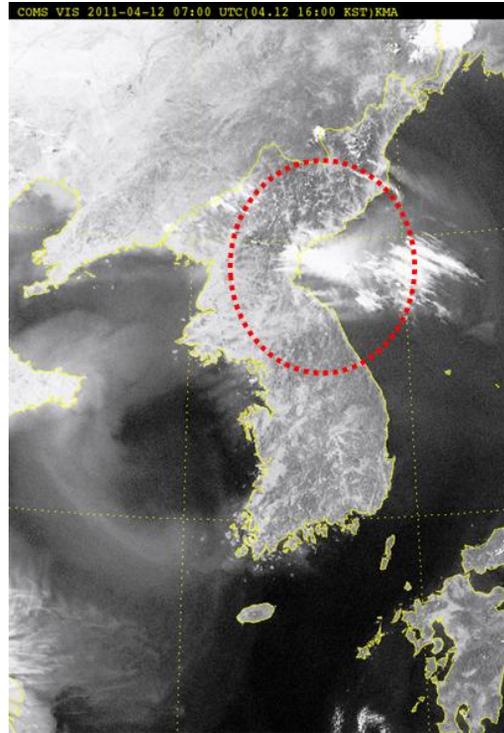
2.2.6.3 먼지 구름과 연기 플룸

사막 지역의 먼지나 모래 폭풍은 가시영상을 흐리게 보이는 역할을 한다. 어두운 바다 표면과의 대비로 인하여 먼지가 해상위로 움직일 때 명확하게 구분할 수 있다(그림 2.41). 대형 화재(그림 2.42)나 화산(그림 2.43)으로 인한 연기플룸은 가시 영상에서 탐지 가능하며 특히, 고해상도 영상에서 잘 나타난다.

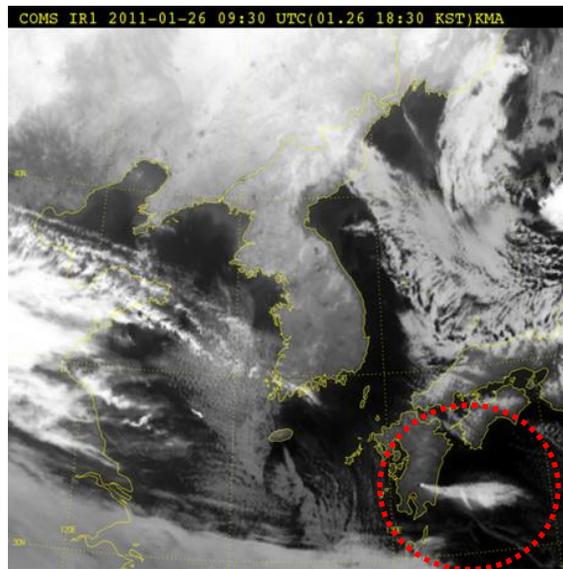


[그림 2.41] 황사 예시 영상. (좌) 2011년 5월 1일 04:30UTC 천리안 가시영상, (우) 같은날 04:32UTC AQUA MODIS 합성영상

2.2 가시·적외영상 해석



[그림 2.42] 산불 예시 영상. 2011년 4월 12일 16:00KST COMS 가시영상



[그림 2.43] 일본 일본 신모에산 화산 관측 영상. 2011년 1월 26일 09:30UTC 천리안 적외영상

2.3 수증기영상 해석

2.3.1 서론

수증기영상은 현재 천리안 정지궤도 위성에 탑재된 센서 채널 중 $6.75\mu\text{m}$ 근처 파장대의 복사를 감지한다. 수평 분해능은 4km 이다.

가시 채널과 적외선 채널에 비해 수증기 채널이 나타내는 영상에는 중요한 근본적인 차이점이 있으며, 영상의 심도 깊은 해석이 필요하다. 수증기 영상은 대류권 상부의 흐름과 습도의 역학적인 이해를 보다 용이하게 할 수 있으며, 기상현상의 분석과 검증 작업에 매우 중요한 도구가 된다. 또한, 수증기 영상은 가시 영상, 적외선 영상 및 기타 다른 도구와 더불어 대규모/소규모 현상을 탐지·감시 및 예측하는데 효과적으로 사용될 수 있다.

수증기 영상을 매우 효과적으로 활용하기 위해서는 수증기 영상이 어떻게 얻어지는지에 대한 이해가 필요하다. 본 절의 주요 목적은 수증기 영상을 효과적으로 사용하기 위한 충분한 정보를 제공하는 것이다.

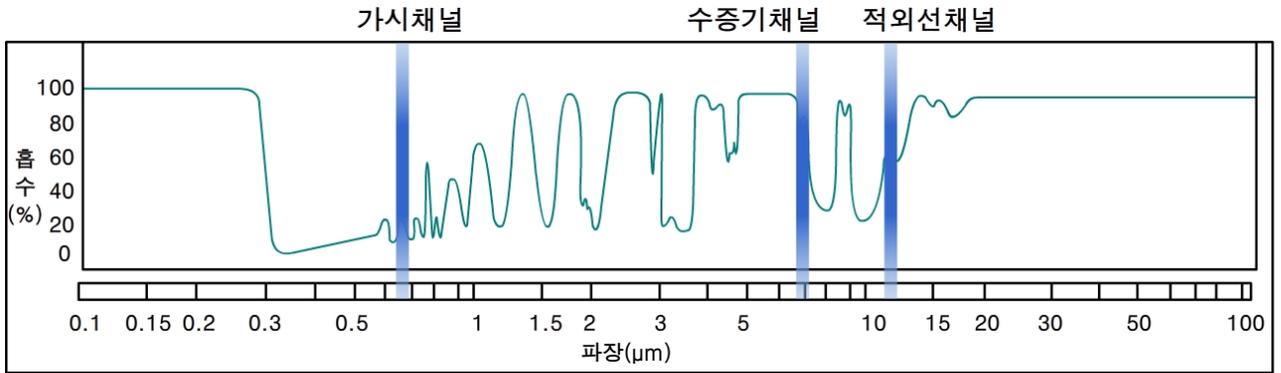
이 절에서는 수증기 채널에 대한 기본 물리를 다루고 수증기 영상을 설명한다. 또한, 영상의 실제 적용 사례를 예제를 들어 설명할 것이다. 이 절은 예보에 수증기 영상을 활용하기 위한 기본적인 지식을 제공하며, 더 자세한 사항은 참고문헌을 참고하기 바란다.

2.3.2 수증기영상 이론

수증기 영상은 $6.75\mu\text{m}$ 을 중심으로 한 파장대의 복사를 탐지하여 얻어진다. 가시 영상과 적외선 영상과는 달리, 이 파장대의 전자기적인 스펙트럼은 대기의 창에 해당하지 않고 그림 2.44와 같이 강한 흡수대에 해당한다. 따라서, 이 파장대의 복사가 통과할 때 대기는 ‘불투명 창’으로 생각할 수 있다.

구름 혹은 지표면에서 반사되거나 방출되는 복사는 대류권을 통해 위쪽으로 통과할 때 대기 구성성분에 의해 강하게 흡수될 것이다. 수증기는 이 파장대의 복사를 매우 잘 흡수하고 방출한다. 또한, 대류권 내에서 그 변동성이 매우 크다. 따라서 대기 중 수증기의 양은 우주 공간으로 빠져나가는 복사의 양에 크게 영향을 미친다.

2.3 수증기영상 해석



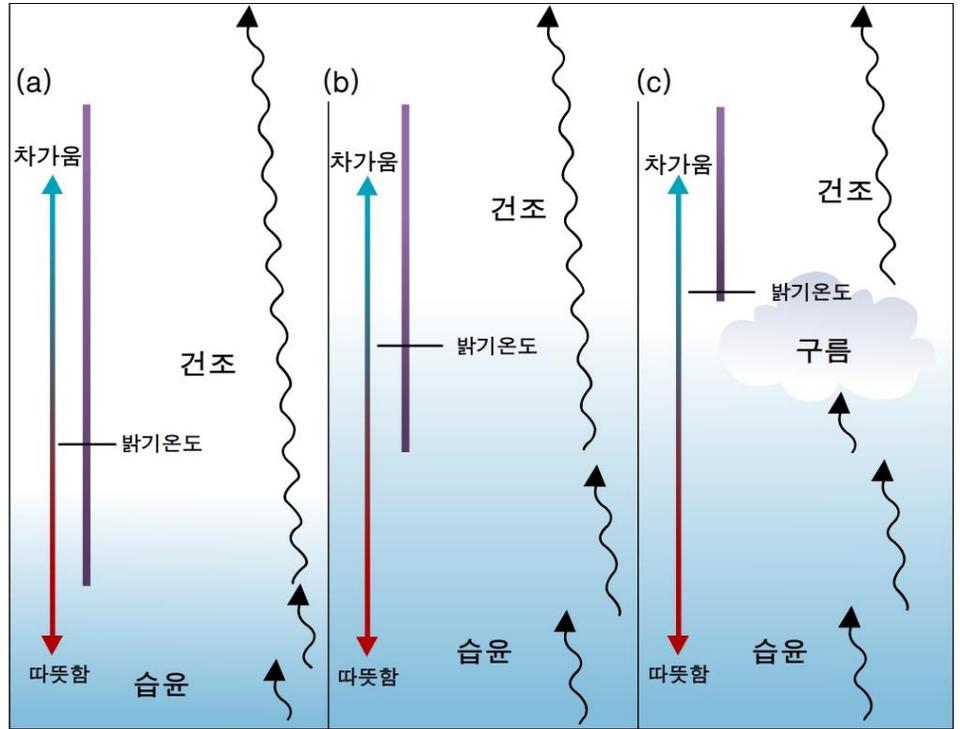
[그림 2.44] 흡수 스펙트럼. 100% 흡수가 일어나는 영역 근처에 6.75 μm 파장대 수증기 채널이 위치함. 가시 채널과 적외선 채널은 각각 0.675 μm 와 10.8~12 μm 의 ‘흡수장’에 나타남

대기 중 가스, 액체, 얼음의 형태로 존재하는 물은 6.7 μm 파장대에서 거의 흑체와 같은 성질을 보인다. 이는 위성이 탐지하는 복사의 강도가 ‘밝기 온도’라 불리는 온도와 직접적으로 연관되어 있음을 의미한다. 그러므로, 낮은 복사 강도는 대류권 상부의 차가운 수증기에서 기인하고 밝기 온도는 낮다. 반면, 대류권 하부의 따뜻한 수증기에서 탐지되는 높은 복사 강도는 밝기 온도가 더 높다. 이같은 원리는 적외선 채널에도 동일하게 적용된다.

성층권 하부 영역에서는 복사의 방출이나 흡수가 거의 일어나지 않는다. 이는 수증기가 거의 존재하지 않고, 다른 흡수기체의 밀도도 낮기 때문이다. 이와는 반대로, 지표면 근처의 상대적으로 따뜻하고 습윤한 공기는 이 파장대에서 강한 복사를 방출한다. 하지만 이들 중 대다수는 수증기나 다른 기체들에 의해 흡수되거나 재방출되므로, 대류권 최하층부의 직접적인 기여는 매우 낮다. 실제로, 예외적으로 아주 건조한 대류권 중·상층부라 하더라도 700hPa 이하에서 탐지되는 복사는 거의 없다. 이와 같은 요인들로 인해 위성에 도달하는 복사는 600~200hPa 사이에서 방출되는 것이다. 픽셀 영역 내 서로 다른 구름과 수증기 프로파일이 매우 다양한 상대적인 기여를 할 것이다.

적외선 영상과는 달리, 복사의 총량과 밝기 온도는 두꺼운 대기층에서 나오는 복사의 합성물이다. 하층부에서 방출된 후 재흡수되는 강한 복사와 흡수가 거의 일어나지 않는 상층부의 낮은 복사 강도는 분명히 균형을 이룬다. 세 가지 구별되는 예제들이 그림 2.45에 있다.

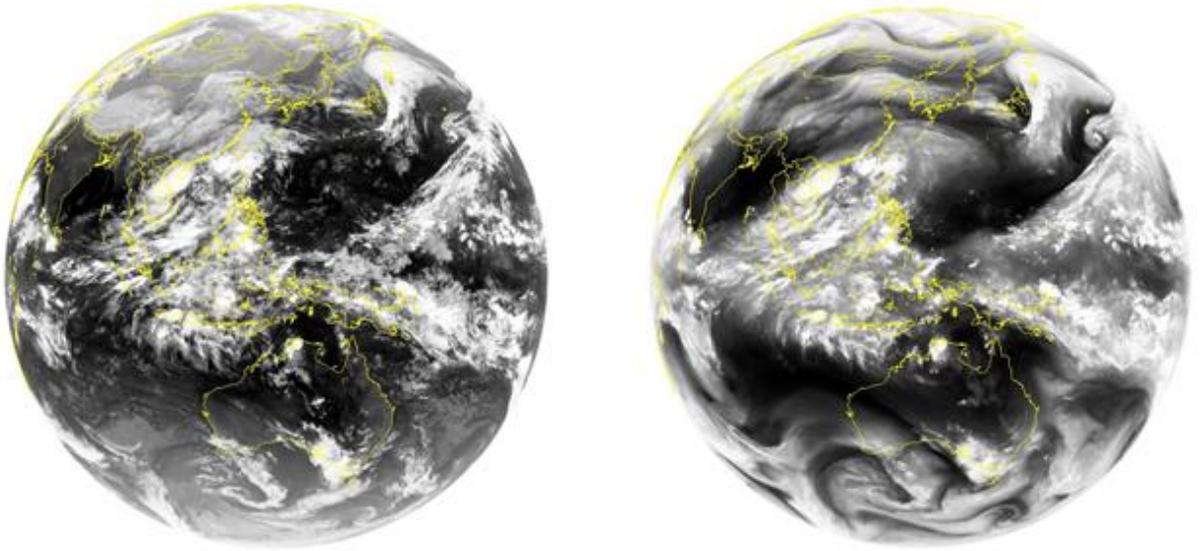
2.3 수증기영상 해석



[그림 2.45] 대류권 습도와 밝기 온도와의 상관관계. 굵은 선은 위성이 감지할 수 있는 복사를 방출하는 범위이고, 전체 밝기 온도는 수평선으로 나타냄. (a) 건조한 중·상층에 의한 높은 밝기 온도 - 어두운 이미지 (b) 대류권 상부가 건조하여 중층의 수증기에 의한 복사가 관측되어 중간 범위 밝기 온도 - 회색 이미지 (c) 구름이 많은 양의 복사를 방출함. 하층의 수증기 효과는 잘 나타나지 않아 매우 낮은 밝기 온도 - 흰색 이미지

일반적으로, 상층부가 건조할수록 따뜻한 하층 수증기에서 방출되는 더 많은 복사량이 위성에 도달하고, 밝기 온도도 더 높아진다. 우리가 보는 흑백 수증기 영상에는 차가운 수증기가 흰 부분, 따뜻한 수증기가 회색이나 검은 부분으로 나타난다. 이것은 적외선 영상에서도 마찬가지이다. 이들 두 영상을 비교한 것이 그림 2.46에 나타나 있다.

2.3 수증기영상 해석



[그림 2.46] 2011년 11월 07일 14:15UTC 천리안 (좌) 적외영상, (우) 수증기영상

구름이 존재하는 곳에서는, 수밀도가 높은 액체수가 매우 효과적으로 복사를 방출하므로 총 복사량에 주로 기여하는 것은 구름이다. 그러나 중층운과 하층운에서 방출되는 복사는 재흡수될 것이다. 상층운의 경우, 하층 수증기로부터의 복사가 차가운 구름에 강하게 흡수 및 재방출되고 이는 영상에 밝고 하얀 영역으로 표현된다. 따라서 상층운이 존재하면 수증기 및 적외영상은 비슷하게 보인다. 적외선 영상은 구름이 없는 지역에서 지표면의 정보를 선명히 보여주지만, 이는 수증기 영상에서는 보이지 않는다.

회색 부분은 대류권의 여러층에 존재하는 수증기에 의해 감지되는 복사의 결과이며, 하층부의 정보는 거의 없다. 그러므로 수증기 영상은 구름이 없는 영역일지라도 대류권 중·상층부의 수증기 구조에 대한 정보를 담고 있다. 이 특성이 예보에 수증기 영상을 활용하는 근거이다.

2.3 수증기영상 해석

2.3.3 수증기영상의 특성

적외선 영상 하나만으로 추론하는 것보다 수증기 영상을 이용하면 구름이 없는 영역에서 상층 공기의 패턴 구조를 더 잘 파악할 수 있다. 그러나 영상에 나타나는 색이 대기의 특정층과 직접적으로 연관되는 것이 아니라 대기의 두께를 통한 ‘탐측’에서 형성되기 때문에 수증기 영상을 해석할 때에는 고려해야 할 여러 가지 효과들이 있다.

2.3.3.1 위도 효과

현재 수증기 채널은 정지궤도 위성에만 탑재되어 극지방의 자료는 사각 효과로 인해 신뢰도가 떨어진다. 수증기 영상은 극지방에 가까울수록 더 하얗게 보이는 경향이 있다. 이 밝은 영역은 밝기 온도가 낮은 것과 차가운 수증기를 의미한다. 복사를 방출하는 수증기가 대기의 중·하층부에 있다 하더라도, 극지방은 지표면 근처도 매우 춥기 때문에 중위도와 열대지방의 상층 수증기만큼이나 밝게 나타난다. 이로 인해, 정지궤도 위성이 보여주는 영상에서 북극과 남극에 가까운 지역에서 수증기 공급원의 고도가 과대측정되는 경향이 있다. 또한, 영상에 나타난 모든 지역에 수증기가 보이는 것처럼 나타나고 밝기온도의 범위는 저위도 지방에서 보다 작다.

열대 지방에서는 반대 현상이 일어난다. 대기의 어느 층에서나 많은 양의 수증기가 존재할 수 있고, 대류권계면의 고도가 높기 때문에 밝기 온도의 범위가 크다. 한 가지 전형적인 사항은 건조지역에 나타나는 매우 어두운 픽셀과 활발한 대류가 일어나는 밝은 픽셀 사이에 강하게 나타나는 대비이다. 따뜻한 공기 기둥의 상부에 많은 양의 수증기가 존재하는 곳은 높은 밝기 온도 때문에 수증기 영상이 예상했던 것보다 더 어둡게 나타난다.

2.3.3.2 계절적 효과

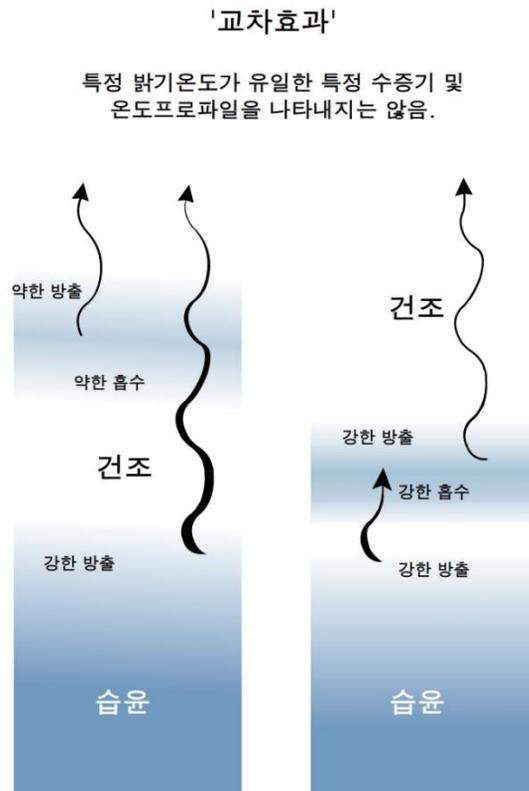
위도 효과와 더불어, 중위도 지역의 겨울에는 대류권계면의 고도가 낮아지면서, 주어진 고도에서 낮은 밝기 온도가 관측된다. 또한, 밝기 온도의 범위가 겨울철에는 줄어든다. 여름에는 대류권계면의 고도와 수증기 프로파일의 훨씬 더 다양하기 때문에 대비와 밝기 범위가 수증기 영상에서 더 크게 나타난다.

2.3 수증기영상 해석

2.3.3.3 교차 효과

일반적으로 밝기 온도나 수증기 영상에 나타난 색으로 대류권 중·상층부의 수증기 프로파일을 해석할 수 있지만, 구름이나 수증기가 있는 층이 건조영역에 의해 나뉘는 곳에서 위성이 탐지하는 전체 복사강도는 특정층에서 균일한 수증기 함량을 가지는 프로파일과 비슷할 수도 있다는 사실을 알아야 한다. 이것은 한 층에서 방출되는 복사강도와 이것이 위성에 도달할 가능성 간의 균형 효과이다.

그림 2.47에 서로 다른 두 개의 수증기 프로파일이 위성에 비슷한 복사 강도를 나타내도록 하는 '교차효과(Crossover Effect)'를 나타낸다. 전체적인 효과는 대류권 중층에서 구름/습윤 층이 흡수가 더 긴 거리에서 일어남에도 불구하고 일반적으로 대류권 상층에서 구름보다 복사에 더 기여함을 보여준다.



[그림 2.47] 주어진 복사 강도가 공기 기둥에서 유일한 수증기 프로파일을 반영하지 못함을 보여주는 교차 효과의 모식도

2.3 수증기영상 해석

2.3.4 수증기영상과 위치소용돌이도(PV)

지금까지는 수증기 영상이 대류권 중·상층부와 성층권 하부의 온도 및 수증기 프로파일에 관해 의미있는 정보를 제공하는 것을 살펴보았다.

대류권과 성층권에 존재하는 대부분의 수증기가 대류권계면에 국한되어 있기 때문에, 대류권계면에서의 뚜렷한 습도 변화는 수증기 채널에서 성층권의 공기에 의한 복사 방출을 훨씬 더 적게 한다. 또한, 수증기 채널의 주요 복사는 대류권 중간층부터 성층권 하부에서 발생하기 때문에, 대류권계면의 고도 변화가 수증기 영상에서 뚜렷한 효과를 보인다.

대류권계면의 고도 변화가 가장 심한 중위도 지역에서는 이 효과가 매우 뚜렷하게 나타난다. 상층 대류권이 균일하게 습윤한 경우, 대류권계면의 변동은 밝기온도의 변화를 야기한다. 이것은 물분자가 복사를 방출하는 높이가 변화하기 때문이다. 그러므로, 수증기 영상에 대류권계면의 고도가 높은 곳은 밝게, 낮은 곳은 어둡게 나타난다.

이같은 대류권계면의 급격한 변화는 위치소용돌이도 값에서도 볼 수 있다. 위치소용돌이도는 공기덩이의 열적/역학적 특징을 잘 나타내 주는 값으로, 밀도(ρ), 절대소용돌이도(ξ_a), 정적안정도($\partial\theta/\partial z$)에 따라 변화한다. 위치소용돌이도 공식은 다음과 같이 표현할 수 있다.

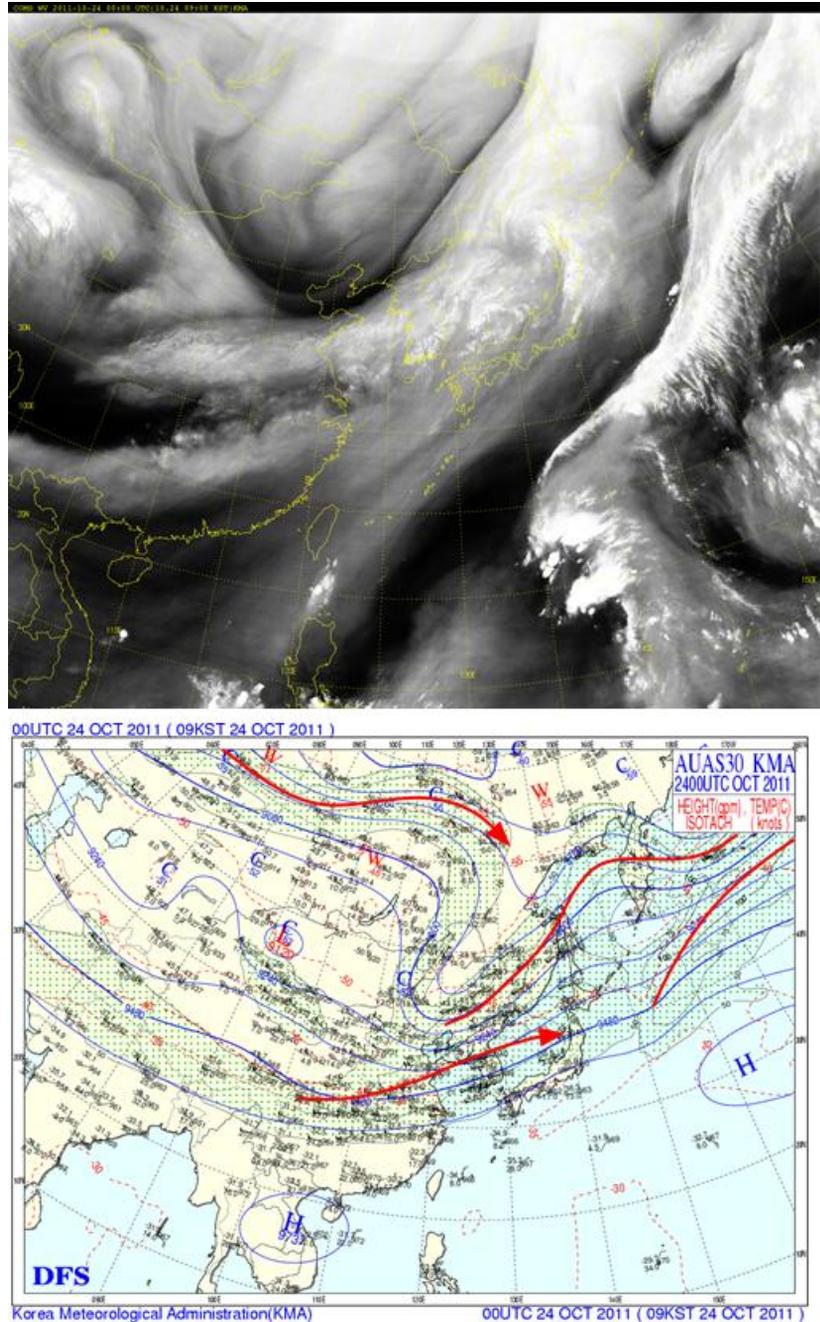
$$PV \approx \frac{1}{\rho} \zeta_a \cdot \frac{\partial\theta}{\partial z} \quad (2.2)$$

대류권의 위치소용돌이도 값은 1.5를 거의 넘지 않는다. 반면, θ 간의 수직 간격이 훨씬 작은 성층권 대기의 위치소용돌이도 값은 3 이상이다. 정적안정도는 대류권보다 성층권에서 훨씬 더 크므로, 대류권계면에서의 위치소용돌이도 값은 고도에 따라 급격히 증가한다. 위치소용돌이도 값이 2인 곳이 대류권계면을 나타낸다고 볼 수 있다.

이런 이유로 대류권계면의 고도 변화가 다양한 곳에서는 ‘역학대류권계면’의 고도를 나타내는 등고선면의 변동을 볼 수 있다. 고도가 높게 나타나는 곳은 대류권계면의 고도가 높고 차가우며, 대류권계면이 낮고 따뜻할수록 위치소용돌이도 값은 낮아진다. 제트핵을 가로지르는 곳과 같이 대류권계면 고도의 급격한 변화는 고도 값의 급격한 경도로 나타난다.

2.3 수증기영상 해석

수증기 영상에서는 이와 동일한 효과가 강한 색깔 대비로 나타난다. 이 효과는 그림 2.48의 예시로 알 수 있다. 그림에서 만주지역을 통과하는 300hPa 제트류와 수증기 영상의 어두운 영역이 잘 일치한다. 중위도 지역에 가장 잘 적용되는 이 연관성은 수치예보 검증에서 수증기 영상을 활용하는 근거가 된다.

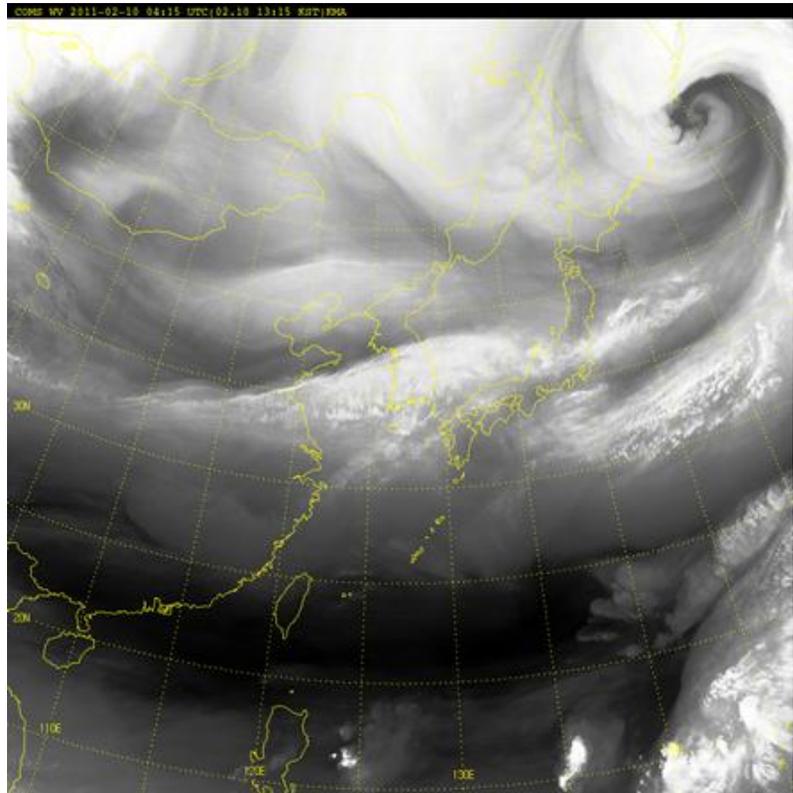


[그림 2.48] (위) 2011년 10월 24일 00UTC 수증기 영상, (아래) 2011년 10월 24일 00UTC 300hPa

2.3 수증기영상 해석

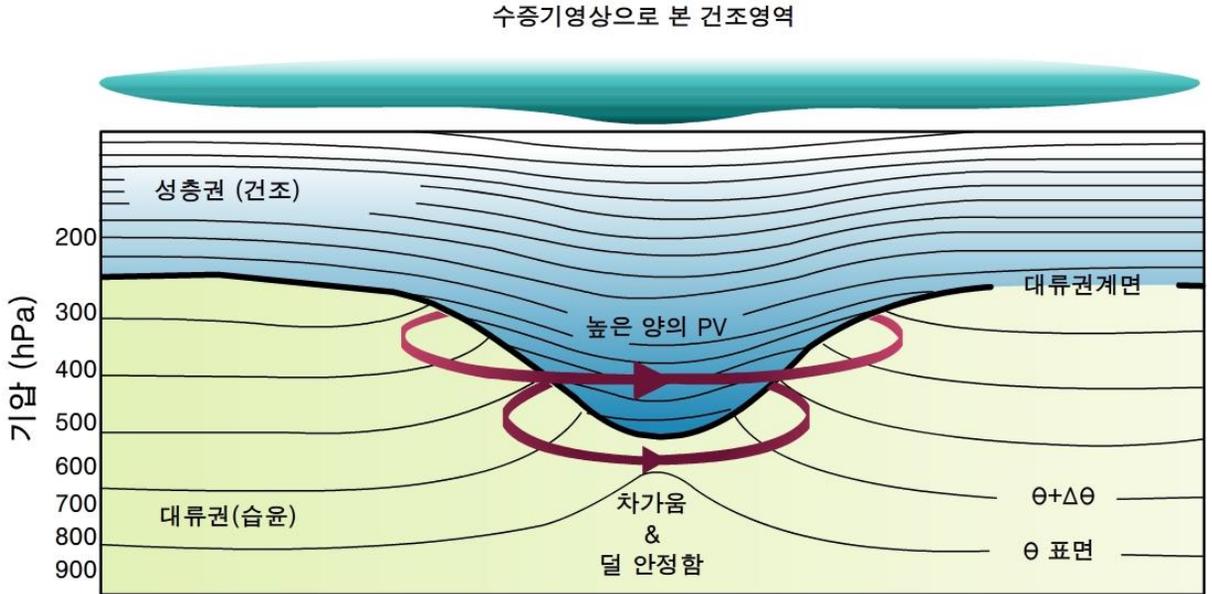
수증기 영상에서 아종관규모의 어두운 영역이 나타나는 것은 흔한 현상이다. 자주 보이는 특성의 하나는 원형 혹은 타원형이며 크기가 수백 km에 이르는 건조하거나 어두운 ‘눈’이다(그림 2.49).

이들은 종종 대류권계면 고도가 국지적으로 낮아지고 성층권의 공기(높은 위치소용돌이도)를 대류권 공기로 둘러싸인 고도로 끌어내린 곳이다. 이는 그림 2.50에서 보여지는 바와 같이 대기 상층부에서 양의 위치소용돌이도 이상으로 나타날 수 있다. 이들 상층부에서 요란은 중위도 지방과 열대지방 모두에서 하층 날씨에 현저한 효과를 미칠 수 있다. 이것은 다음장에서 설명한다.



[그림 2.49] 2011년 2월 10일 04:15UTC 수증기 영상. 겨울철 쿠릴 열도 부근에서 발달한 저기압

2.3 수증기영상 해석



[그림 2.50] 대기 상층부의 양의 위치소용돌이도 이상의 단면도. 수증기 영상에서 낮아진 대류권 고도와 이에 상응하는 어두운 영역이 나타남

2.3.5 수증기영상의 날씨예보 응용

지금까지는 수증기 영상이 구름이 있는 지역과 없는 지역에서 지표면 근처 복사의 영향이 없이 대류권 중·상층부의 온도와 수증기 프로파일에 관한 정보를 제공하는 것을 살펴보았다. 예보관과 연구자들은 많은 기상학적 현상들의 구조와 양상에 대한 정보를 얻기 위하여 수증기 자료를 활용하는 수많은 방법을 발전시켜왔다.

2.3.5.1 광범위한 흐름 패턴

수증기 채널은 구름의 존재 여부에 상관없이 수증기에 민감하게 반응하므로, 대기 상층부의 역학적인 흐름을 쉽게 감지할 수 있다. 대류권 상부의 수증기는 대기 흐름의 '추적자'와 같은 역할을 한다. 따라서 회색 또는 하얀색을 따르는 흐름은 대기 흐름의 방향을 나타낸다. 상층부의 대기 흐름은 거의 지균풍을 따르므로, 기압골과 기압능, 상층 고/저기압의 패턴을 쉽게 볼 수 있다. 기압골은 등고선이 낮고 기압능보다 더 어둡게 나타나는데, 이는 상층 수증기가 차갑고 밝은 영역으로 나타나기 때문이다.

2.3 수증기영상 해석

따라서, 다음의 밝거나 어두운 흐름의 가장자리를 따라가며 대기 상층부 흐름의 특징적인 형태, 위치, 방향을 알 수 있다. 그림 2.48은 비교를 위한 대기 상층부의 등고선(제트류)이 함께 나타나 있는 수증기 영상이다.

역학적 과정에 의해 유도된 수직운동 또한 거리와 시간에 따른 수증기의 변화를 야기한다. 이로 인해 큰 규모에서 하강이 발생하는 지역에서는 공기덩이의 건조효과가 발생하여, 영상을 어둡게 만든다. 반대로, 역학적으로 공기덩이가 상승하는 지역은 수증기가 대기 하층에서 위쪽으로 이동하므로 회색 또는 흰색으로 나타난다. 연속된 시간의 수증기 영상을 보면 수직운동이 발생하는 곳에서 어둡거나 밝아지는 현상이 나타날 것이다.

더 작은 규모의 어두운 부분이나 줄무늬는 대류권계면 고도에 국지적으로 낮아지거나 건조하거나 하강하는 공기덩이가 있는 지역에 상응한다. 이와 같은 대기 흐름의 이상은 대개 고위도 지역에서 일어나고 건조한 성층권 공기를 대기 하층부로 가져온다.

이러한 이상은 역학적인 요인에 의한 대류 발달에 중요한 요소임이 보여진 바 있다. 이는 대기 중층에서 잠재불안정의 발달 때문이다. 고위도에서 작은 온도 변화를 고려하면, 이같은 특성은 중위도로 진행될 때에야 비로소 발견할 수 있다.

2.3.5.2 제트류 판별

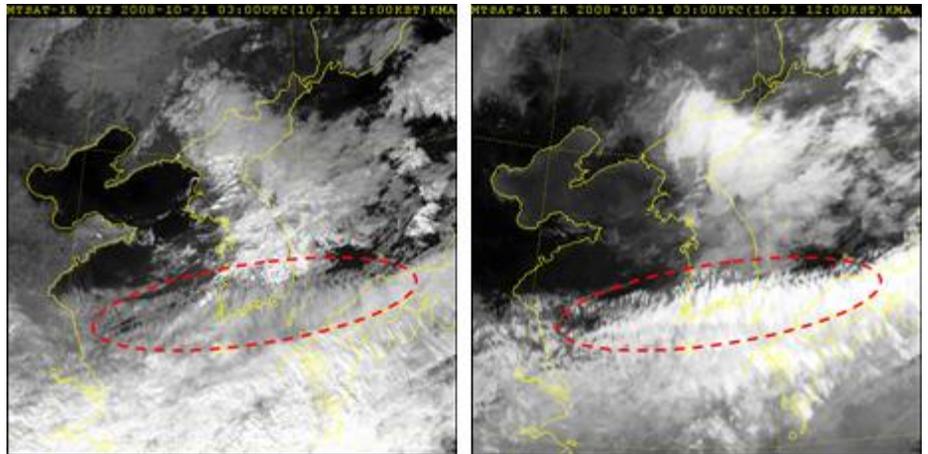
제트류는 대기 상층부에서 강한 열적 대비가 일어나는 곳에서 발생한다. 제트의 차가운 쪽은 대류권계면이 낮고 공기덩이가 하강한다. 이 두 현상은 건조한 상층 대기와 수증기 이미지에서 어두운 영상으로 나타난다. 제트의 따뜻한 쪽은 고도가 올라간 대류권계면으로 인해 더 높은 고도까지 더 습윤한 수증기 프로파일을 생성한다.

제트핵은 수증기 영상에서 대기를 차가운 쪽과 따뜻한 쪽으로 나누며 가장 대비가 큰 선으로 나타나 쉽게 판별할 수 있다. 이는 특히, 따뜻한 쪽에 구름이 거의 없을 경우 적외선 영상보다 수증기 영상에서 더 쉽게 볼 수 있다. 그림 2.48는 제트류가 나타난 수증기 영상이다.

2.3 수증기영상 해석

제트류의 강도는 대비가 보여지는 정도에 의해 주관적으로 판단할 수 있다. 제트의 강도가 시간에 따라 강해진다면, 수직운동이 제트축을 따라 일어나며, 수증기 영상에 보여지는 대비는 더욱 강화된다. 또한 이러한 수직운동에 의해 가시 및 적외 영상에 뚜렷한 가로구름선이 나타난다(그림 2.51). 그러므로, 강한 제트류는 강한 대비 선을 보여준다. 강도가 약해지는 제트류는 시간이 지남에 따라, 수증기와 온도, 대류권계면 고도의 차이가 줄어들면서 수증기 영상에서 그 대비가 줄어들 것이다

그러나 제트류가 약화되거나 소멸된 후에라도 대비의 흔적이 수증기 영상에 선명히 남아 있을 수 있다. 시간에 따른 대비가 어떻게 변화하는지 연속적인 영상을 보는 것이 중요하다.



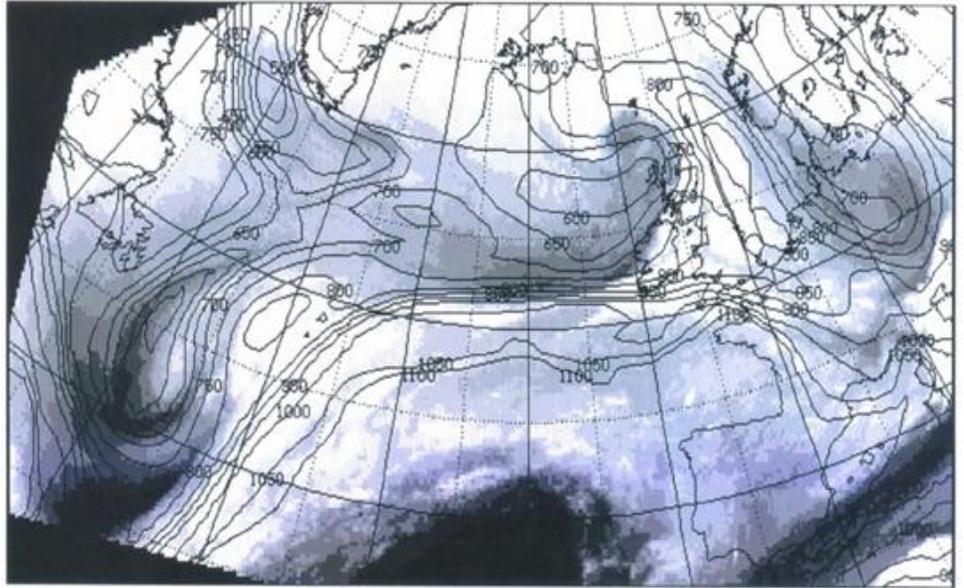
[그림 2.51] 2008년 10월 31일 03UTC에 (좌) 가시영상, (우) 적외영상에 나타난 가로구름선

2.3 수증기영상 해석

2.3.5.3 수치예보 검증

수증기 영상은 대류권계면 변화와의 밀접한 관계와 넓은 영역에서의 관측으로 인하여 대규모 상층 대기 흐름 패턴을 검증하는데 이상적인 자료이다. 상층 대기의 특징과 발달을 실제와 비교하기 위해서 모델장과 수증기 영상을 일상적으로 함께 사용할 수 있다. 모델이 생성하는 위치소용돌이도 장은 이 과정에서 아주 중요하다.

그림 2.52는 중위도 지역에서 위치소용돌이도 장과 수증기 영상의 비교이다. 불일치가 일어나는 곳은 모델 위치소용돌이도장을 수증기 영상 정보에 더 가깝도록 수치모델 분석 장을 조정할 수 있다. 조정된 위치소용돌이도 장은 영향을 받은 지역에서 모델 역학장에 변화를 반영한다. 그 결과로 분석장이 향상되고 일관성을 가지게 된다.



[그림 2.52] 위치소용돌이도 값이 2인 면(역학적 대류권계면)의 고도를 나타내는 등고선과 수증기 영상. 그림의 중심부에 존재하는 어두운 지역은 낮은 고도와 대비선을 따라 나타나는 강한 기울기와 상응함

2.3 수증기영상 해석

이 기술을 사용할 때에는, 구름 층과 위도/계절적 효과에 따른 영상 해석의 한계를 염두에 두어야 한다. 결과적으로 수증기 영상의 사용은 간단한 단순비교가 아니다. 예를 들어, 대류권 상부가 건조하다고 가정하면, 수증기 영상에는 훨씬 더 아래층에서 일어나는 수증기 변화가 감지되고, 위치 소용돌이도 값과의 관계는 매우 약해질 것이다.

예보관에게 보다 중요한 점은, 모델에 나타내는 상층 대기 흐름과 영상을 비교하는 것이 분석 단계나 초기 예보 단계에서 대기 상부 특성의 위치, 형태 및 운동에 대한 보다 쉬운 평가를 가능하게 한다는 것이다.

이들 특성이 부정확하게 모델링되었다면, 예보관들은 실제 상황에 대한 보다 명확한 대기 상태를 파악할 수 있고 예보에 있어 차이점을 고려할 것이다. 그러나 지표면 날씨에 미치는 영향은 상층 대기변화가 대기 하층부 발달과 어떻게 연관되어 있는지에 대한 예보관의 배경지식으로 추론된다.

시간에 따른 발달이 가장 중요한 관심사이며, 이는 수증기 영상의 톤이나 색상의 차이점을 이용해 대기 흐름의 강화 및 약화를 알 수 있다. 그러므로, 대기의 완전한 역학적인 모습을 얻기 위해서는 일련의 영상을 사용하는 것이 매우 유용하다.

2.3 수증기영상 해석

2.3.5.4 종관규모 응용

1) 중위도 시스템

종관규모나 아종관규모의 특성을 볼 때, 시스템 구조에 대한 정보는 어두운 영역의 형태와 위치, 작용 등에서 얻을 수 있다.

익숙한 기압골-기압능 패턴은 수증기 영상에서 쉽게 판별할 수 있다. 적외선 영상과 함께, 기압골 축의 뒤에 위치하는 대기 흐름의 형태와 강도는 활발한 전선 시스템이나 앞쪽에 있는 따뜻한 컨베이어보다 덜 명확한 경향이 있다. 수증기 영상에 가장 어두운 톤이 전선운의 가장자리를 따라 늘려지거나 기압골의 안쪽 경계 주위에 종종 나타나는데, 이것은 건조공기의 현저한 하강을 의미한다. 기압골 안쪽 지역은 일반적으로 어두운 정도가 덜하고, 대기가 습하며 차가운 것을 뜻한다.

밝은 전선운과 기압골 뒤쪽 사이에 매우 선명한 가장자리가 보인다면, 이는 전형적인 한대전선이나 뒤쪽으로 기울어진 컨베이어(그림 2.48)에서와 같이, 아래로 파고 내려가는 건조공기와 약화된 상층운이 있음을 말한다. 어두운 영역은 또한, 부분적으로 대류권계면이 하강한 결과이기도 하다. 다른 상황에서는, 건조 공기가 충분한 힘을 가지고 있어 상층 따뜻한 컨베이어를 가로질러 나아가 전면으로 기울어진 분리 전선을 형성한다. 이것은 밝고 흰 상층 전선운과 지표면 근처 습윤층 위에 공기의 하강과 건조해지면서 형성되는 어두운 영역으로(회색) 수증기 영상에 명확히 표현될 수 있다.

저기압이 성숙함에 따라, 적외선 영상과 유사하게 소용돌이 형태가 잘 나타난다. 하지만 대류권 상층의 공기가 저층으로 하강하여 중·하층을 건조하게 하는, 저기압 중앙으로 건조공기의 뚜렷한 침투가 보다 명확하게 나타난다. 예가 그림 2.49에 있다.

2.3 수증기영상 해석

2) 단파골

대규모 패턴내에 포함된 소규모 기압골은 대기의 주요 흐름과 함께 움직이는 어두운 영상으로 보인다. 몇몇 저기압 순환은 연속된 영상으로 볼 수 있다. 이와 연관된 동적 활동의 국부적 증가는 주요 흐름 내에서 발달을 강화시키거나 앞쪽 가장자리에서 대류를 유도할 수 있다.

이같은 특성은 다른 채널보다 수증기 영상에서 훨씬 더 일찍 탐지할 수 있다. 이는 수증기 영상에서는 주요 구름의 발달 이전에 나타나기 때문이다. 이들 특성은 종종 너무 작거나 너무 빠르게 움직이기 때문에 모델에서 정확하게 표현하기에는 쉽지 않다. 따라서 수증기 영상을 이용한 탐지는 예보에 있어서 매우 유용하다.

2.3 수증기영상 해석

2.3.5.5 대류

대류가 유리한 조건이 대규모에서 존재할지라도, 대류를 일으키는 소규모의 지표면 특성이나 효과가 일반적으로 모델에서는 잘 묘사되지 않는다. 종관규모나 중규모에서 상층 역학 강제력에 의해 발생하는 대류는 잘 조직화되고 예측성이 높다.

이러한 효과를 유도하는 특성은 수증기 영상에 잘 나타나는 건조공기이상이다. 이러한 건조공기이상은 건조한 성층권 대기가 상대적으로 낮은 층에 존재하는 고위도 지역에 가장 흔히 나타나며, 대류권 공기와 상호작용하기 위해 남쪽으로 내려온다. 수증기 영상에서 매우 어두운 톤이나 검은 색이 나타나는 부분은 대류권 중·상층의 대기가 건조함을 뜻한다. 이와 연관된 낮은 습구온위(Θ_w)를 가지는 공기가 따뜻하고 높은 습구온위(Θ_w)를 가지는 공기가 존재하는 저층으로 이동할 때 잠재불안정 영역이 형성된다.

어두운 '눈'이나 줄무늬가 장파골의 흐름을 따라 남쪽을 향해 길게 뻗어 있다면, 습구온위(Θ_w)의 수직 경도가 증가하여 더 활발한 대류가 발생할 가능성이 더 높아진다. 존재하는 잠재불안정도는 장파골의 축의 전면과 같이, 동적 상승이 일어나는 지역을 통과할 때 방출된다. 잠재소용돌이 이상이 존재하는 곳의 전면에서 위로 기울어진 Θ 면은 지형 및 지표효과와 마찬가지로 대류를 유발시킨다. 이 상승은 산악과 지표면 영향을 받아 대류를 일으키는데 기여할 것이다. 대류를 일으키는 대기 상층부의 건조 지역이 그림 2.52에 있다.

2.3 수증기영상 해석



[그림 2.52] 상층 건조공기에 의한 길게 늘어선 어두운 영역의 전면에 나타난 넓은 대류 영역. 잠재불안정도는 역학 및 산악 치울림에 의해 방출됨

잠재소용돌이 이상은 일반적으로 이와 관련된 거대한 구름이 없어 적외선 영상으로는 탐지할 수 없다. 이러한 이상은 대류 발생 수 시간 전에 나타날 수 있다. 만약 비가 내리고 있다면 수증기 영상에서 어두운 색으로 나타나는 지역은 이미 내리는 강수를 더 강화시킬 수 없다.

그러므로 예보관은 이러한 특성들을 감시하고 필요시 예보를 조정하기 위하여 수증기 영상을 사용한다. 앞에서 언급한 바와 같이, 특성의 규모는 모델이 대류를 과소평가하고 있음을 나타낼 수 있으며 발달에 관한 가능성을 판단하는 것은 예보관의 몫이다.

2.3 수증기영상 해석

2.3.5.6 열대지방에서 수증기 영상의 활용

앞에서 논의하였듯이, 수증기 영상에 나타난 대비의 변화는 열대지방에서 크게 나타난다. 그러므로 대류권의 수증기와 이것이 수증기 영상에 나타난 것과의 관계는 매우 민감하며, 대기 중·상층에서 요란에 관한 매우 유용한 정보를 제공할 수 있다. 이러한 요란은 열대지방에서 날씨를 유발하는 매우 중요한 현상이다.

열대 공기는 종종 여름철에 ‘따뜻한 플룸’으로 중위도 지방으로 부상하고, 수증기 영상에서 매우 어둡게 나타난다. 습윤 공기 기단이라 하더라도, 중위도 지역의 공기와 비교했을 때, 높은 온도는 복사가 더 강하게 일어남을 의미하고, 수증기 영상에서 어둡게 나타난다. 플룸이 실제보다 더 건조하게 나타나는 것이다.

중위도 시스템과 유사하게, 비교적 비슷한 색의 대기 흐름을 따라가면 대류권 중·상층의 공기 흐름을 알 수 있다. 소용돌이 모양의 흐름은 대류권 상부의 순환을 뜻하며, 여러 가지 다양한 현상에 의해 발생할 수 있다. 열대 폭풍과 저기압과 같이, 대류권 상부에 소용돌이가 종종 생성되고, 이는 수증기 영상을 이용하여 탐지할 수 있어 지표에 미치는 효과를 예측하는데 활용할 수 있다.

고립세포나 순환 또는 파상 시스템으로 형성된 매우 깊은 대류는 가장 높은 운정이 형성된 곳에서 가장 밝은 흰색으로 나타난다. 종종 공기가 하강하는 곳에서 어두운 띠로 분리되기도 한다. 대규모 고기압은 수증기 영상에서 공기가 하강하고 대류권 중층에서 건조해지는 곳이 어두운 톤의 넓은 지역으로 나타난다. 이러한 효과는 그림 2.47에서 볼 수 있다.

수증기 영상의 활용은 이제 잘 정립되어 있으며, 이것의 응용은 더 많은 자료의 역량에 따라 증가할 수 있다. 해상도 향상, 시간 간격이 짧은 영상들과 수많은 채널의 증대가 대류권의 습도와 온도에 대한 보다 정확한 정보를 제공한다. 운정고도와 같이 위성 영상 자료와 수치모델 결과를 결합하여 산출물 또한 예보관들에게 가용하다.

요약

수증기 채널에서 대기의 흡수 특성은 현재 가용한 다른 채널로부터 추론할 수 없는 대류권 중·상층부의 습도 및 온도에 관한 정보를 제공한다. 특히 상층운이 없는 지역, 즉 적외선 영상과는 확연히 다른 곳에서 강점을 지닌다. 700hPa 이하에서는 추론할 수 있는 정보가 없기 때문에, 수증기 영상은 상층 대기 흐름 및 수증기 프로파일에 미치는 수직 운동과 매우 높은 상관관계가 있다.

수증기 영상은 모델 분석과 발달의 검증 및 감시에 널리 활용되고 있다. 수증기 영상에 접근이 가능한 예보관은 기상 현상의 발달을 판별, 감시, 예측하는데 사용 가능한 실시간 자료를 광범위한 영역에서 가지고 있다. 수증기 영상의 일기예보에 응용하는 원칙은 다음과 같이 요약할 수 있다.

- 대류권 습윤한 곳에서는 수증기 영상에 나타난 변화는 특히 중위도 지역에서 대류권계면의 높이와 밀접한 관계가 있다. 수증기 영상은 또한, 대류권계면 근처 위치소용돌이도 값과도 관련 있으며 모델 자료를 수정하는 근거로 활용할 수 있다.
- 제트핵은 핵을 가로질러서 나타나는 대류권계면의 높이, 온도 및 수직 운동의 대비로 인하여 수증기 영상에서 특히 잘 구별된다.
- 시간에 따른 수증기 영상이 밝아지는 현상은 공기의 상승과 수증기량의 증가를 나타낸다. 한편, 어두워지는 현상은 대기 중·상층부의 하강과 건조함을 뜻한다.
- 수증기 영상에 나타난 상층 대기 흐름 속에 퍼져있는 짙은 색상이 나타내는 특성은 대류운이 나타나기 전 역학적으로 일으키는 대류의 가능성을 나타낸다.
- 시간에 따른 수증기 영상이 어두워지는 영역은 습윤한 저층 혹은 지표면 층을 가로지르는 습구온위(θ_w)가 낮은 공기에 의해 잠재불안정도의 발달을 나타낸다. 밝은 구름 꼭대기는 불안정도가 방출되면 볼 수 있을 것이다.

연습문제

1. 위성과 레이더를 이용한 기상현상 관측 시 관측상의 차이점을 기술하시오.
2. 지구의 반경이 지금의 2/3로 감소하였다고 가정할 때 정지궤도위성의 궤도는 지구표면에서 어느 정도의 높이에 위치하여야 하는가? 지구내의 밀도는 균일하다고 가정한다.
3. 지구가 현재와 같은 질량을 유지하지만 지구의 자전 각속도가 지금의 두 배로 증가할 경우 정지궤도위성의 궤도는 지구표면에서 어느 정도의 높이에 위치하여야 하는가?
4. 대기의 창(Atmospheric Window)에 대하여 기술하시오
5. 적란운, 육지 위의 적운, 권운, 해양을 알베도가 높은 순으로 나열하시오
6. 서해상에 겨울철에 나타나는 구름 줄무늬를 천리안 위성으로 관측하였다. 천리안 위성의 각 채널에 나타난 구름 줄무늬의 특징을 기술하시오.

3장. 레이더기상학 기초

3.1 기상레이더 기초이론

3.2 레이더 강수추정

3.3 레이더 시선속도 해석

학습목표

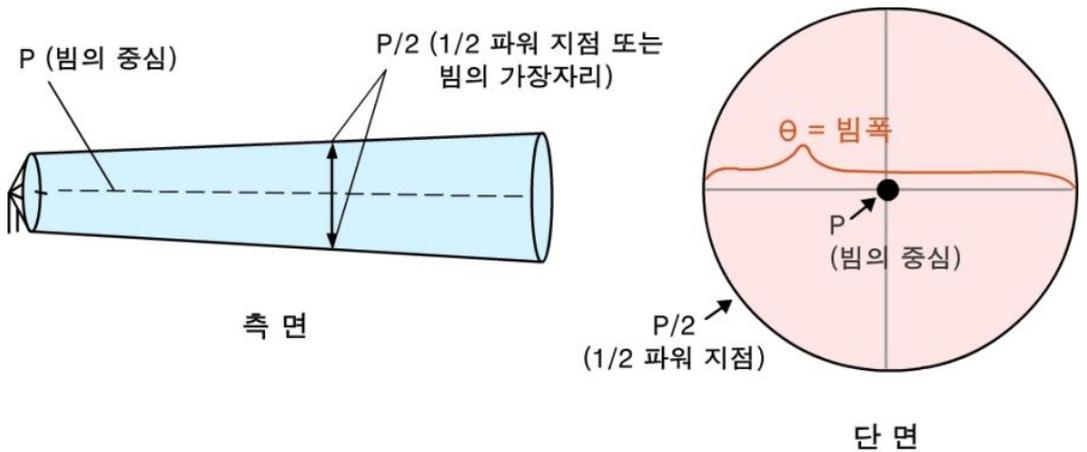
- 기상레이더에 관한 기초 지식을 습득한다.
- 레이더 관측 자료에 내재하는 다양한 오차들을 이해한다.
- 레이더를 이용한 강우추정의 이론 및 한계점을 이해한다.
- 도플러 시선속도의 관측 원리를 이해한다.
- 도플러 시선속도를 이용하여 기상현상의 역학적 특징을 분석할 수 있는 기초 지식을 습득한다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.1 전자기파의 전파 및 펄스부피

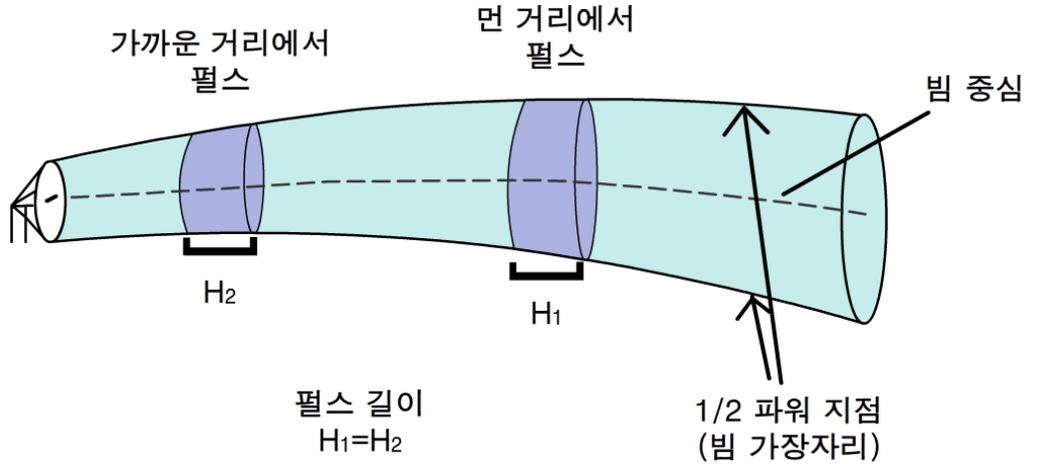
기상레이더는 안테나로부터 빛의 속도에 가깝게 전파되어 멀어지는 이산 펄스로 전자기파 에너지를 송신한다. 개별 펄스의 부피는 감지 가능한 목표물의 양을 결정한다. 즉 펄스 볼륨은 얼마나 많은 에너지가 레이더로 되 돌아오는지를 직접적으로 결정한다. 펄스의 부피와 모양은 레이더 안테나의 모양, 방출되는 에너지의 파장(λ), 레이더 송신시간의 길이에 의해 결정된다.

기상레이더는 좁은 원뿔모양의 펄스 빔을 방출하는데 각각의 펄스는 잘려진 원뿔 모양과 닮았다. 레이더 펄스부피는 그림 3.1에 묘사되어있다. 최대 출력은 빔의 중앙에서 송신되고 바깥쪽으로 갈수록 출력이 약해진다. 레이더 빔의 각폭(θ) 또는 빔폭은 최대 방출에너지의 $1/2(-3\text{dB})$ 이 되는 경계지역까지로 정의된다.



[그림 3.1] 빔 중앙의 최대출력의 절반[빔 중앙보다 3dB적은 부분]으로 정의된 빔폭(θ)

3.1 기상레이더 기초이론



[그림 3.2] 레이더 빔의 기하학적 모양과 펄스 부피. 두 펄스의 길이 H 가 같지만 펄스 1이 펄스 2보다 부피가 더 크다.

대부분의 기상청 S-밴드 레이더에서 출력이 절반이 되는 부분(Half Power Points)은 1° 이다. 즉, 빔폭이 1° 이다. 또한 실제 빔의 넓이는 거리가 멀어질수록 증가하지만, 실제 길이는 그대로 유지된다. 따라서 펄스 부피도 레이더로부터 거리가 멀어질수록 증가하게 된다. 송신량이 고정되어 있기 때문에 레이더 펄스의 출력밀도는 거리가 멀어질수록 감소하게 된다. 또한 펄스형태의 송신은 목표물의 거리 정보를 알 수 있게 한다.

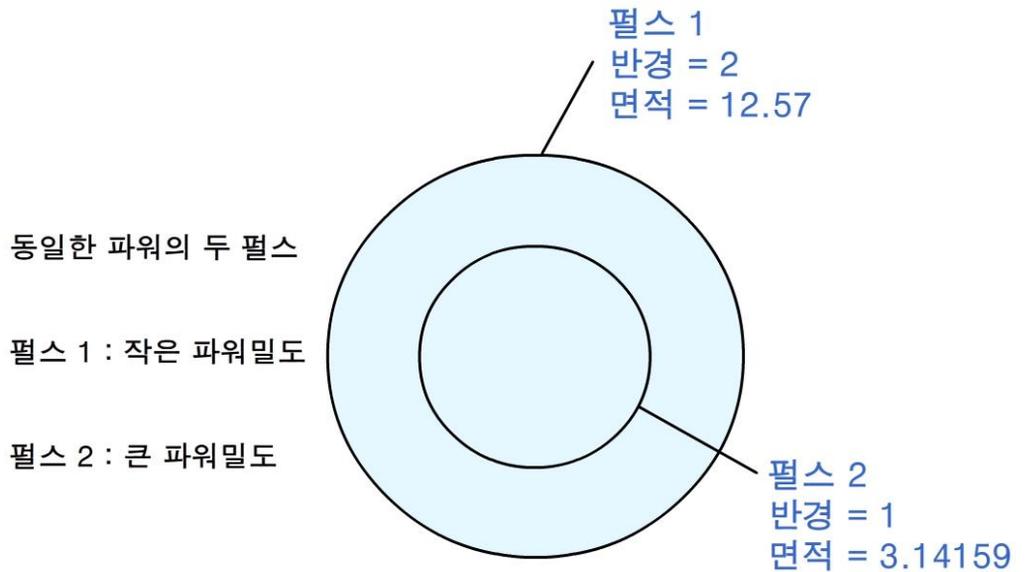
미국 NEXRAD 레이더의 빔폭은 레이더 안테나가 정지해 있을 때 0.87° 에서 0.96° 사이 값을 가진다. 그러나 현업 운영 중에는 안테나가 회전하면서 레이더 빔이 퍼지게 된다. 물리적인 빔폭에 대비하여 이러한 퍼짐 현상이 포함된 빔폭을 유효빔폭(Effective Beamwidth)이라 부른다. 이 유효빔폭의 효과는 뒷장에서 다시 설명한다.

3.1.2 파워밀도

출력밀도는 얼마나 많은 에너지가 목표물에 의해서 흡수되며 안테나 방향으로 반사 또는 후방산란 될지를 결정 한다. 그림 3.2는 레이더로부터 다른 거리에 있는 두 펄스를 나타낸다. 오른쪽 펄스(펄스 1)가 레이더로부터 더 멀리 있기 때문에 왼쪽 펄스(펄스 2)보다 더 큰 부피와 낮은 출력 밀도를 가진다.

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.2에 있는 펄스의 실제 길이(H)는 레이더가 에너지를 송신할 때 시간길이 또는 펄스 지속시간(Pulse Duration)에 의해 결정된다. 기상청 레이더는 1, 2, 2.5, 4.5 μ s를 사용한다. 미국 WSR-88D의 펄스지속시간은 짧은 펄스운용 모드일 때(Short Pulse Mode) 1.57 μ s이고 긴 펄스모드일 때는 4.7 μ s이다. 또한 원뿔 모양의 주방사부(Main Beam)에서 빔 중심에 대한 수직 단면은 원이다. 출력밀도를 표현하는 다른 방법으로 단면의 단위면적당 출력을 이용한다. 그림 3.3에서는 펄스 1의 단면적이 펄스 2보다 4배 더 크다. 두 펄스에서 첫 송신 에너지는 같으므로 펄스 2는 펄스 1보다 4배 더 큰 펄스 밀도를 가진다.



[그림 3.3] 펄스의 끝에서 본 펄스부피와 출력밀도 차이의 예

만약 두 개의 레이더가 같은 양의 초기 출력을 방출했지만 다른 빔폭을 가지고 있다면 더 좁은 빔폭을 가지는 레이더가 더 큰 출력밀도 때문에 더 좋은 감도를 가진다. 이는 빔폭이 작은 레이더가 더 먼 거리에서 작은 목표물을 감지할 수 있음을 의미한다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.3 후방산란에너지

레이더 빔 안의 펄스부피(Pulse Volume)가 목표물에 부딪히면 에너지는 모든 방향으로 산란된다. 이 때 매우 작은 양의 에너지만이 레이더 방향으로 후방 산란된다. 후방산란의 정도나 양은 목표물의 다음과 같은 요인에 의해 결정된다.

- 1) 크기 (레이더 단면적) $\alpha = 2\pi r/\lambda$
- 2) 모양 (구형, 타원형, 평면 등)
- 3) 상태 (액체, 고체, 혼합, 건조, 습윤 등)
- 4) 수 농도, 단위 부피당 입자 수

후방산란에서는 레일라이(Rayleigh)와 비레일라이(Non-rayleigh)의 두 종류로 구분된다. 레일라이(Rayleigh) 산란은 목표의 지름이 출력된 전자기파의 파장보다 16배 보다 작은 경우에 발생한다(Doviak and Zrnic 1984, Battan 1973). 기상청에서 사용하는 S-밴드 레이더의 파장은 대략 10cm로 입자가 7mm이하 일 때 레일라이 산란이 발생한다. 7mm이상의 강수입자는 드물기 때문에 S-밴드 레이더에서 강수는 모두 레일라이 산란으로 가정한다.

대부분의 우박은 직경이 크기 때문에 레일라이 산란이 성립하지 않는다. 한편 S-밴드 레이더로 관측되는 대부분의 목표물은 강수입자크기 보다 작거나 비슷하기 때문에 레이더 반사도(Radar Reflectivity)는 레일라이 가정에 의해 계산된다.

3.1.4 Probert-Jones 레이더 방정식

대부분의 기상 레이더는 좁은 빔에 집중된 에너지를 가지는 펄스를 특정 시간간격으로 방출한다. 각각의 펄스는 특정한 양의 에너지를 가지고 대기 중으로 전파되거나 다양한 크기의 목표물에 의해 산란된다. 레이더로 되돌아오는 에너지는 매우 작고 ($\sim 10^{-8} \sim 10^{-4} w$) 방출된 최대 출력보다 10^{-20} 만큼 작은 값이다.

3.1 기상레이더 기초이론

Probert-Jones의 레이더 반사도 공식은 펄스화된 전자기파 에너지와 목표물 감지의 한계를 설명하기 위해 물리적 양을 정량화 하는데 도움을 준다. P-J공식은 다음과 같다.

$$P_r = \left[\frac{P_t G^2 \theta^2 H \pi^3 K^2 L}{1024 (\ln 2) \lambda^2} \right] * \frac{Z}{R^2} \quad (3.1)$$

P_r = 목표물로부터 레이더로 돌아온 출력(watts)

P_t = 송신 출력의 최대값(watts)

G = 안테나 이득

θ = 빔폭

H = 펄스 길이

π = 원주율(3.141592)

K = 물리상수(목표의 물리적 특징)

La = 감쇠와 수신기 감지시 신호감소인자

Z = 목표의 반사도

λ = 출력 에너지의 파장

R = 목표까지의 거리

기상레이더의 경우 오직 수신파워(P_r)와 반사도(Z), 감쇠인자(Attenuation Factor, La) 그리고 거리(R)이 고정되어 있지 않다. 따라서 고정되어있는 변수들을 하나의 상수로 표현하면 이를 레이더 상수(Radar Constant, C_r)라 부른다. 변수와 레이더 상수를 합치면 다음과 같은 간단한 식이 유도된다.

$$P_r = \frac{C_r Z L_a}{R^2} \quad (3.2)$$

C_r 은 레이더 상수이다. Z에 대해 풀어쓰면

$$Z = \frac{P_r R^2}{C_r L_a} \quad (3.3)$$

위의 식에서 수신파워와 거리(시간에 기초한)를 알면 목표의 반사도를 추정할 수 있다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.4.1 상당반사도(Equivalent Reflectivity)와 반사도

우리는 기술적으로 샘플 부피 내 모든 목표물의 물리과정과 우적크기 분포를 알 수 없기 때문에 레이더 학자들은 레이더 반사도(Z)를 상당 반사도(Equivalent Reflectivity, Z_e)로 나타낸다. 이는 곧 모든 후방산란에너지가 레일라이 근사를 만족하는 액체 목표물로부터 온다는 것을 가정한다. 직경이 크고 물로 표면이 덮인 우박이 샘플 부피 내에 있을 경우 레일라이 가정이 맞지 않음을 알 수 있다. 따라서 상당반사도(Equivalent Reflectivity)를 실제 반사도 대신 쓰는 것이 적절하다. 그러나 일반적으로 대부분의 레이더에서는 모든 후방산란이 레일라이 산란을 하는 목표물로부터 온다는 가정과의 일관성을 위해서 반사도 Z 가 사용된다.

3.1.4.2 반사도와 반사도의 데시벨

거리로 정규화된 반사도 Z 의 범위는 많은 차수에 걸쳐있다. 따라서 큰 범위의 값을 작은 범위로 축소하기 위해 $Z [mm^6 m^{-3}]$ 를 Z 의 데시벨 단위인 [dBZ]로 나타낸다. 편이성과 혼돈을 피하기 위하여 Z 의 데시벨 값을 dBZ 표시한다. 또한 Z 에서 dBZ로 전환은 다음과 같다.

$$dBZ = 10 \log_{10} Z \quad (3.4)$$

예를 들어 $Z=4000 mm^6 m^{-3}$ 이면 $dBZ=10 \log_{10} 4000 \sim 10 \times 3.6=36$ dBZ이다. 표 3.1에 dBZ 값을 $Z [mm^6 m^{-3}]$ 로 표현한 것이다.

감도가 뛰어난 기상레이더는 청천대기 관측모드에서 -32dBZ까지 관측할 수 있다. 음의 값은 Z 가 $0 \sim 1 mm^6 m^{-3}$ 일 경우 $\log_{10} Z$ 는 음수가 되고 따라서 음의 dBZ 값을 가진다. 매우 작은 반사도 값은 매우 작은 크기의 입자가 존재함을 의미한다(재, 먼지 등). 0dBZ보다 작은 반사도는 브래그 산란(Bragg Scattering)으로 알려진 굴절계수의 정도의 결과이다. 브래그 산란과 0dBZ보다 작은 반사도가 관측되는 예는 유출경계(Outflow Boundaries), 돌풍전선(Gust Front), 중규모의 한랭전선(Cold Front)이 있다.

또한 기상레이더는 95dBZ까지 반사도를 측정할 수 있다. 예를 들어 $1 m^3$ 의 부피에 38.3mm의 직경을 가지는 물로 코팅된 우박이 있다고 하면 반사도 값은 대략 95dBZ이 된다. 실제 큰 우박 사례에 관측되는 최대 반사도는 대부분 70dBZ이다. 이렇게 우박의 반사도가 작게 나오는 것은 목표물이 레일라이 가정을 만족하지 못함을 나타낸다.

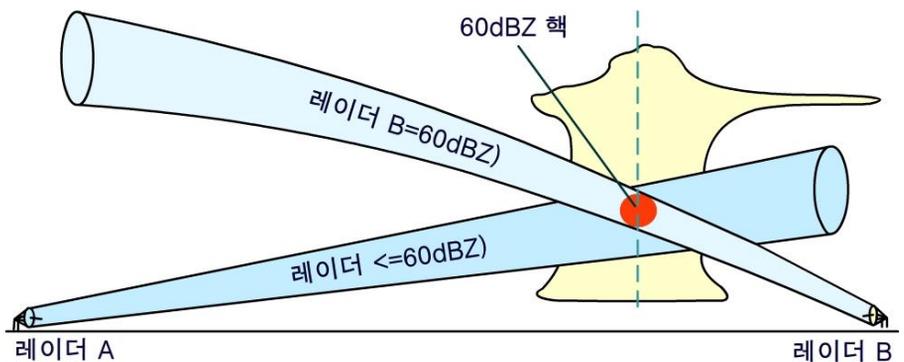
3.1 기상레이더 기초이론

[표 3.1] 반사도 값의 [mm^6m^{-3}]과 [dBZ] 단위 비교의 예

dBZ	Z(mm^6m^{-3})
-32	0.000631
-28	0.001585
-10	0.1
0	1
5	3.162
18	63.1
30	1,000
41	12,589
46	39,810
50	100,000
57	501.187
95	3,162,277,660

3.1.4.3 빔의 채워짐(Beam Filling)과 반사도 차이

균일한 강수 사례에 샘플 부피로부터 돌아오는 신호의 파워는 거리가 멀어질수록 작다. 이는 거리가 멀어지면서 펄스부피가 증가하고 파워밀도가 작아지기 때문이다. 한편 간략화된 레이더 방정식을 표현한 그림 3.4에서는 이러한 효과가 식의 분자에 있는 거리에 (R^2)에 의해 반사도 Z가 정규화 되어 있다. 이는 가까이 위치한 약한 뇌우가 멀리 있는 뇌우보다 반사도가 강하게 관측되는 것을 방지해 준다. 이러한 반사도의 거리에 따른 정규화는 레이더 빔이 상응하는 우적크기 분포로 완벽하게 채워졌을 때만 사용할 수 있다.



[그림 3.4] 두 개의 레이더가 다른 거리에서 뇌우의 핵을 측정하고 있다.

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.4에서 너우의 핵에서 우적크기 분포는 반사도 60dBZ에 해당한다. 점선으로 표시된 부분에 높은 반사도의 핵이 있고 두 빔이 지나간다. 그러나 오직 레이더 B의 빔만이 60dBZ로 가득 채워져 있다. 반면 더 먼 거리에 있는 빔 A의 경우 60dBZ 코어와 그보다 약한 주변 에코를 포함한다. 따라서 빔 부피에 대한 평균효과에 의하여 60dBZ 보다 작은 반사도가 A에서 관측된다. 이와 같이 빔이 완전히 채워지지 않을 경우 종종 같은 고도를 관측하는 두 레이더가 서로 다른 반사도를 나타낸다.

3.1.5 펄스반복주기(Pulse Repetition Frequency, PRF), 최대관측거리(R_{max}), 최대관측속도(V_{max})

3.1.5.1 펄스반복주파수(Pulse Repetition Frequency, PRF)

펄스반복주파수는 레이더에 의해 초당 송신되는 펄스의 수를 말한다. 이것의 역수는 펄스 반복 시간(Pulse Repetition Time, PRT)이라 부르며 하나의 펄스를 송신한 후 다음 펄스를 송신할 때 까지 시간간격을 말한다. PRF는 기상레이더에서 최대 측정 거리(Maximum Unambiguous Range, R_{max})와 최대 도플러 시선속도(Maximum Doppler Velocity, V_{max})를 결정하는 중요한 변수이다. 표 3.2는 PRF와 PRT의 관계를 나타낸다.

[표 3.2] PRF와 PRT

PRF (s^{-1})	PRT (msec)
250	4.0
500	2.0
750	1.3
1000	1.0
1250	0.80
1500	0.67

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.5.2 최대 측정 거리(Maximum Unambiguous Range, R_{max})와 PRF의 관계

전자기파를 주어진 시간 간격을 가지는 펄스파를 이용하는 가장 주된 이유는 이를 통한 거리측정이다. 수신시간(Listening Period)은 첫 번째 펄스 송신 이후에서 두 번째 펄스를 발사하기 전까지의 시간을 나타낸다. 이 기간에 의하여 첫 번째 펄스가 전파되어 수신될 때까지 가능한 왕복 최대 거리가 결정된다. 이 거리를 2로 나누어 산출한 것이 최대 측정 거리(R_{max})이다. R_{max} 는 수학적으로 다음과 같이 표현된다.

$$R_{max} = \frac{c\tau}{2} \quad (3.5)$$

이때 c 는 빛의 속도, τ 는 수신시간이다. 펄스 지속시간(Pulse Duration, μs)이 $PRT(ms)$ 에 비해 매우 작기 때문에 R_{max} 는 τ 대신 PRT 나 PRT 로 전환해서 나타낼 수 있고 다음과 같다.

$$R_{max} = \frac{c}{2PRF} \quad (3.6)$$

$$R_{max} = \frac{cPRT}{2} \quad (3.7)$$

$PRF(s^{-1})$ 는 펄스반복 주파수, $PRT(s)$ 는 펄스반복 시간이다.

즉 $PRT = \frac{1}{PRF}$ 이다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.5.3 최대 측정 속도(Maximum Unambiguous Velocity, V_{max})와 PRF의 관계

R_{max} 가 PRF에 의존할 뿐만 아니라 최대 측정 속도 또한 PRF에 의존한다. 모호하지 않음(Unambiguous)은 기상레이더가 가장 큰 도플러속도를 정확하게 결정할 수 있는 성능을 나타낸다. V_{max} 와 PRF의 관계는 수학적으로 다음과 같이 표현한다.

$$V_{max} = \frac{\lambda PRF}{4} \quad (3.8)$$

$$V_{max} = \frac{\lambda}{4PRT} \quad (3.9)$$

이때 PRF는 펄스 반복 주기(s^{-1}), PRT는 펄스 반복 시간=1/펄스반복주기(s)이다. PRF가 1000펄스/s이고 (PRT=0.001s) 파장이 10.5cm(λ)는 송신파의 파장일 때 V_{max} 는 26.25m/s(51kt)이다.

3.1.5.4 도플러 딜레마

R_{max} 와 V_{max} 둘 다 PRF에 의존하지만 의존정도가 다르다. 다음 두 식에서 R_{max} 는 PRF와 역의 의존성을 가지고 V_{max} 는 직접적인 의존성을 가진다.

$$R_{max} = \frac{c}{2PRF} \quad (3.10)$$

$$V_{max} = \frac{\lambda PRF}{4} \quad (3.11)$$

R_{max} = 최대 탐지 거리

V_{max} = 최대탐지속도

λ = 파장 (S-밴드 10cm)

PRF = 펄스반복주파수

3.1 기상레이더 기초이론

PRF가 증가하면 R_{max} 는 감소하는 반면 V_{max} 는 증가한다. 또한, PRF가 감소하면 R_{max} 는 증가하지만 V_{max} 는 감소한다. 높은 V_{max} 가 높은 PRF를 가져야 하기 때문에 관측최대 거리 R_{max} 가 짧아진다. 높은 PRF는 짧은 R_{max} 를 가지고 다중착에코(Multiple Trip Echo)의 확률을 증가시킨다. 도플러 딜레마는 R_{max} 와 V_{max} 둘 다 최대로 하는 하나의 PRF는 없음을 나타낸다. 표 3.3은 다양한 현업용 PRF와 상응하는 R_{max} 와 V_{max} 값을 나타낸다. PRF가 조절가능하기 때문에 R_{max} 와 V_{max} 의 PRF에 대한 의존성은 레이더 운영자에게 매우 중요하다.

낮은 PRF는 관측거리와 출력에 있어 바람직한 반면 높은 PRF는 목표물의 속도 관측에 필수적이다. 하나의 PRF에 대해 두 가지 모두 만족시킬 수 없는 것을 도플러 딜레마(Doppler Dilemma)라 부른다.

[표 3.3] 여덟개의 PRF와 R_{max} , V_{max}

PRF#	PRF	R_{max} (nm)	V_{max} (kts)
1	322	252	16
2	446	181	22
3	644	126	32
4	857	95	43
5	1014	80	51
6	1095	74	55
7	1181	69	59
8	1282	63	64

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.6 거리의 문제

3.1.6.1 펄스 지속시간(Pulse Duration), τ

펄스 지속시간, τ 는 펄스가 송신되는 시간의 길이(μsec)이다. 짧은 펄스 모드에서 많이 사용하는 펄스 지속시간은 $1\mu\text{s}$ 이다. 펄스 지속시간에 빛의 속도($c=3\times 10^8$ m/s)를 곱하면 짧은 펄스모드에서 펄스 길이, H, $\sim 300\text{m}$ 를 산출할 수 있다. 긴 펄스모드에서는 펄스지속시간이 $4.5\mu\text{sec}$ 이고 펄스 길이는 $\sim 1,350\text{m}$ 이다.

긴 펄스 모드에서, 주어진 목표물로부터 받는 총 전력은 짧은 펄스 모드에서의 총 전력에 4.5배한 것과 비슷하다. 그 결과, 기상레이더가 긴 펄스 모드에서 작동할 때 짧은 펄스 모드에서 보다 더 민감하다. 긴 펄스와 짧은 펄스를 펄스 반복 진동수(Pulse Repetition Frequency, PRF) 또는 펄스 반복 주기(Pulse Repetition Time, PRT)와 혼동하면 안 된다.

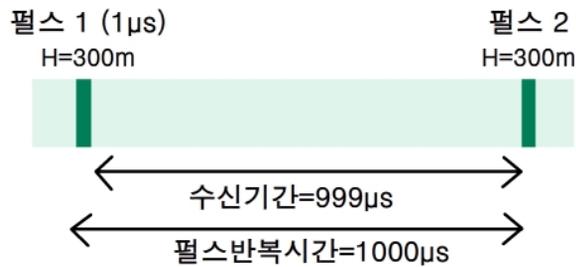
펄스 지속시간은 PRF(or PRT)에 독립적이고 레이더가 펄스를 송신하고 있는 시간을 나타내고 반면에 PRF(or PRT)는 얼마나 자주 레이더가 펄스를 송신하는가를 결정한다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.6.2 수신시간(Listening Period)

만약 PRT는 한 펄스의 시작으로부터 다음 펄스의 시작까지의 시간이고, t 는 송신하는데 걸리는 시간이면, 수신시간 $\tau = \text{PRT} - t$ 이다. 예를 들어, 그림 3.5에서, 기상레이더가 짧은 펄스 모드로 작동하고 PRT가 $1000 \mu\text{s}$ (0.001s or 1ms)이면, 수신시간은 $\tau = \text{PRT} - t = 1000 - 1 = 999 \mu\text{s}$ (or 0.999ms)이다(그림 3.5).

그 결과, 이 PRT로 작동하는 레이더는 1시간 동안, 오직 약 3.6초를 송신하는데 보낸다. 이 기상레이더의 경우 99.9% 시간이 반환 신호를 수신하는 시간임을 의미한다. 긴 펄스($4.5 \mu\text{s}$)에서 레이더는 매 시간마다 16초 송신하고, 99.5%를 수신하는 시간으로 소비한다.



[그림 3.5] 펄스지속시간, t 와 수신시간, τ . x 축은 시간, 그리고 빛의 속도, c 를 곱하면, 물리적인 펄스 폭, H 가 됨

3.1.6.3 목표물 거리 결정(Target Range Determination)

펄스가 레이더에서 송신되면, 목표물의 거리는 첫 번째 수신된 펄스가 송신된 시간과 수신된 시간 사이의 총 경과시간에 의해 결정된다. 이 값에 빛의 속도를 곱하고 2로 나누면 목표물까지의 거리가 된다. 1/2 인자는 펄스의 왕복을 고려한 것이다. 방정식의 형태로 표현하면 다음과 같다.

$$\text{목표물 거리} = \frac{cT}{2} \quad (3.12)$$

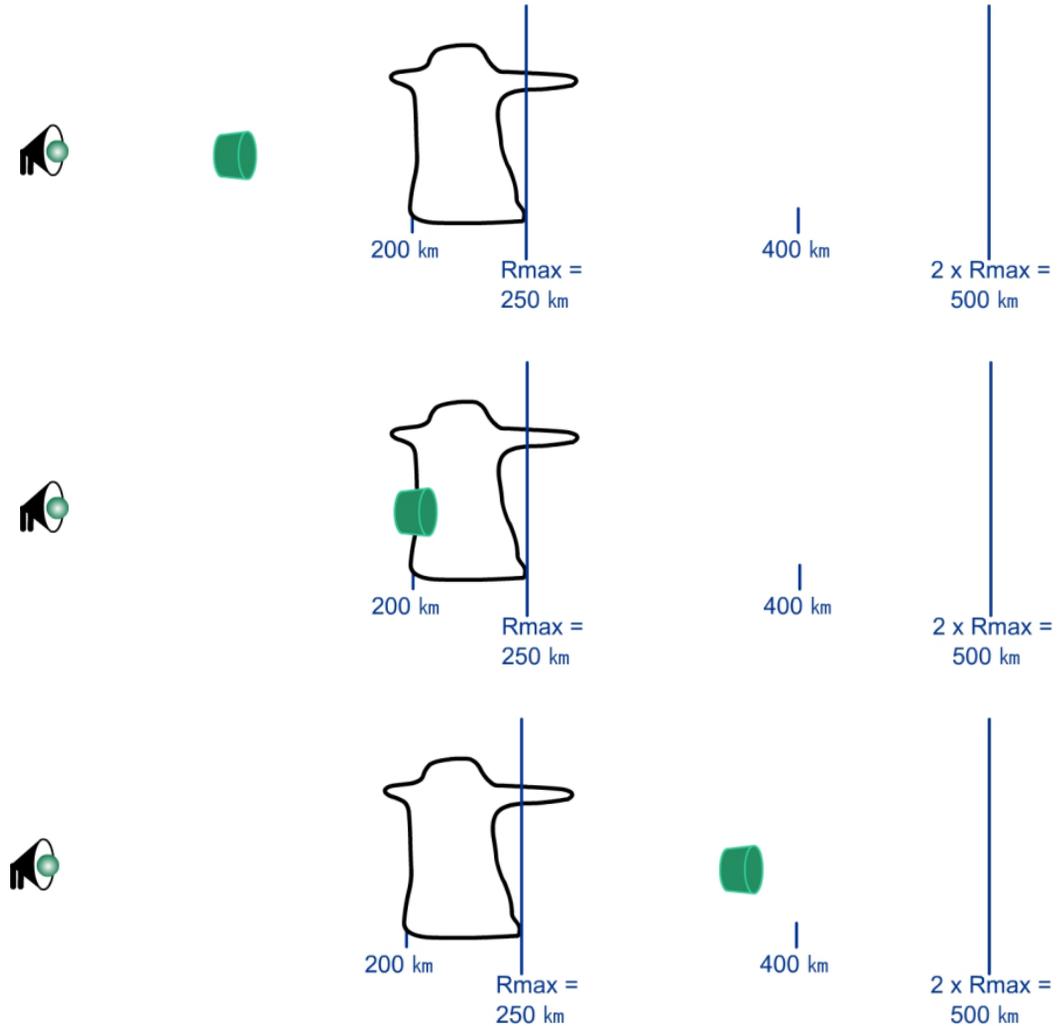
여기서 $c =$ 빛의 속도 ($\sim 3 \times 10^8 \text{ m}^{-1}\text{s}$), $T =$ 관측된 펄스의 송신시간과 수신시간의 차이를 나타낸다.

위 방정식은 R_{\max} 범위 안에 있는 목표물들에 적용된다. 범위 R_{\max} 밖에 있는 목표물들은 레이더와 너무 가까운 거리에 부정확하게 나타난다. 이 현상을 거리 접힘(Range Folding)이라고 하고 정확한 속도 정보를 관측하기 위하여 사용하는 높은 PRF에서 주로 발생한다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.6.4 거리접힘(Range Folding)

거리 접힘은 레이더에서 방위각은 정확하지만, 잘못된 거리에 에코를 위치하게 하는 것이다. 이 현상은 목표물이 최대관측거리, R_{max} 에서 벗어났을 때 발생한다.

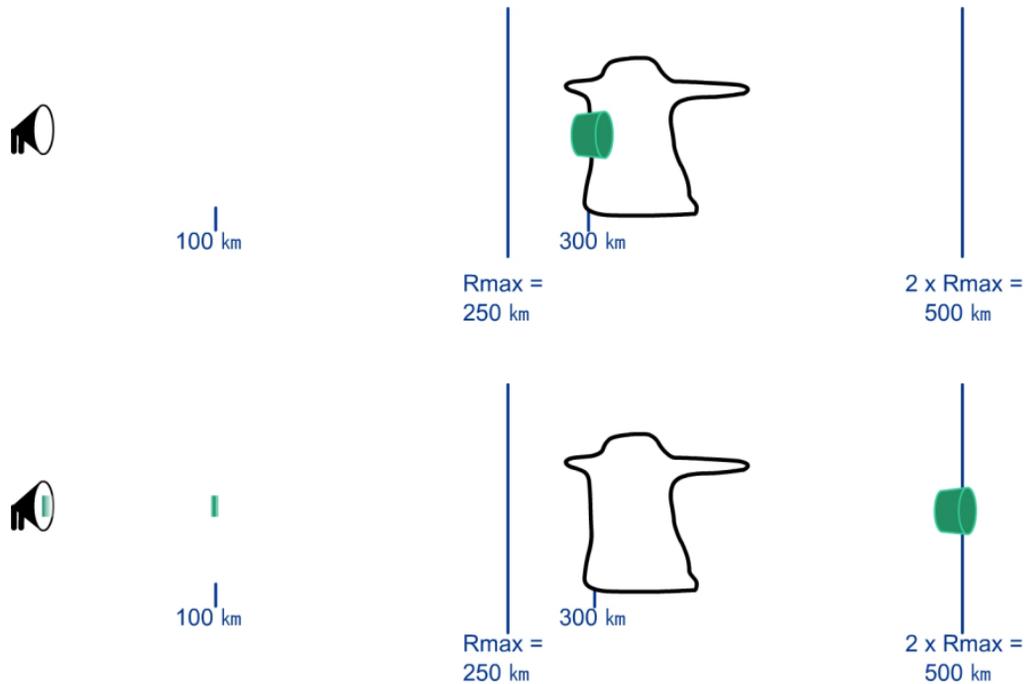


[그림 3.6] R_{max} 범위 안에 있는 하나의 목표물에 대한 예. 펄스가 이동하고 200km에 위치한 목표물의 가장자리와 상호작용. 펄스는 계속해서 레이더로부터 멀어지고 반면에 작은 에너지 일부는 후방 산란되어 두 번째 펄스가 송신되기 전에 레이더로 도착.

그림 3.6은 거리접힘이 발생하지 않는 에코의 예이다. 실제 목표물 거리는 200km인 반면 $R_{max} = 250$ km이다. 주어진 R_{max} 는 펄스가 다음 펄스가 송신되어지기 전에 최대 500km 만큼 이동할 수 있는 것을 의미한다.

3.1 기상레이더 기초이론

펄스가 200km에 위치한 목표물에 산란될 때, 펄스의 대부분의 에너지는 계속해서 같은 방향으로 이동하는 반면에 에너지의 일부는 목표물에 의해 반사되어진다. 반사된 에너지는 총 400km($2 \times 200\text{km}$) 거리를 이동하고, 반면에 나머지 에너지는 레이더로부터 계속 멀어진다. 두 번째 펄스는 아직 송신되지 않기 때문에 레이더는 정확하게 목표물의 위치를 200km로 정한다.

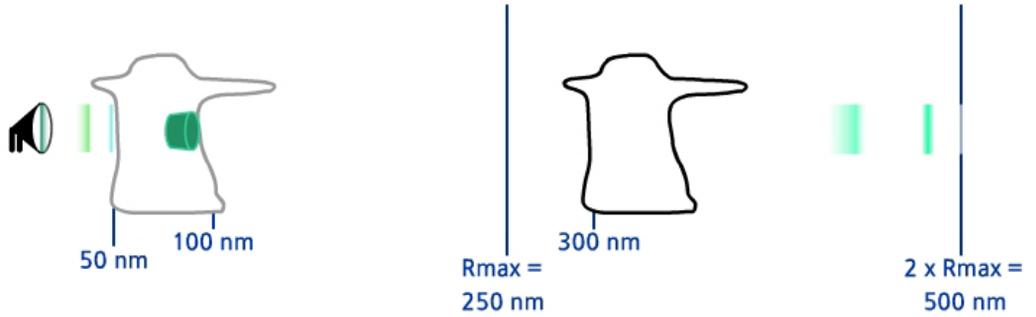


[그림 3.7] R_{max} 범위를 벗어난 하나의 목표물에 대한 예. 펄스가 300km에 있는 목표물의 가장자리와 상호작용한다. 첫 번째 펄스는 계속해서 레이더로부터 멀어지는 방향으로 이동하는 반면 후방 산란된 적은 양의 에너지는 다음 펄스가 송신되기 직전에 100km에 도달한다.

그림 3.7에서 $R_{max}=250\text{km}$ 이고 실제 목표물의 위치는 300km로, R_{max} 로부터 50km 벗어나 있다. 펄스 1은 300km에서 목표물과 부딪히고 그것의 일부 에너지는 반사되어져 레이더로 돌아오고, 나머지 에너지는 계속해서 밖으로 향한다. 또 하나의 펄스가 송신되기 전에 각 에너지는 500km 또는 $2 \times R_{max}$ 만큼 이동한다.

밖으로 움직이는 에너지가 500km에 도달하면 동시에 반사되어 레이더를 향해 돌아오는 에너지가 200km만큼 되돌아온다(레이더로부터 100km거리와 같다). 그러나 다음 펄스 2가 송신된다. 즉, 펄스 1로부터 반사된 에너지는 레이더로 되돌아오지 않았지만 레이더가 펄스 2를 송신할 때 이것을 고려하지 않는다.

3.1 기상레이더 기초이론



[그림 3.8] R_{max} 를 벗어난 하나의 목표물에 대한 예. 첫 번째 펄스로부터 후방 산란된 에너지가 600nm를 이동하여 레이더로 되돌아오는 반면 다음 펄스는 100nm에 도달. 레이더는 후방 산란된 에너지를 두 번째 펄스로부터(첫 번째 펄스가 아니라) 오는 것처럼 해석, 그리고 부정확하게 목표물이 50nm에 위치한 것으로 해석

그림 3.8에서, 펄스 2가 목표물이 위치해 있지 않은 100km에 도달할 때, 펄스 1로부터 후방 산란된 에너지가 레이더에 도달한다. 그러나 펄스 2는 이미 송신되어졌기 때문에, 레이더는 되돌아온 신호를 펄스 2로부터 오는 것처럼 간주하고 그것이 펄스 1의 이차에코(Second Trip Echo)이고 목표물이 300km에 위치해 있음을 알지 못한다. 레이더는 펄스 1이 300km에 위치해 있는 목표물에 의해 후방 산란된 것이 아니라 펄스 2가 50km에 위치한 목표물에 의해 후방 산란되어 오는 에너지를 받은 것으로 간주할 것이다.

만약 목표물이 R_{max} (또는 R_{max} 의 배수)로부터 특정 거리만큼 벗어나 있다면, 그것은 레이더로부터 같은 거리만큼 떨어져 있는 것으로 잘못 나타날 것이다. 만약 R_{max} 가 250 km이면, 0 km부터 250 km까지의 범위 안은 일차(First Trip)이고 정확한 거리에 위치해 있을 것이다. 251km부터 500km까지의 범위는 이차(Second Trip)이다. 실제 550km에 있는 목표물은 50km에 위치해 있는 것으로 레이더에 감지될 것이다.

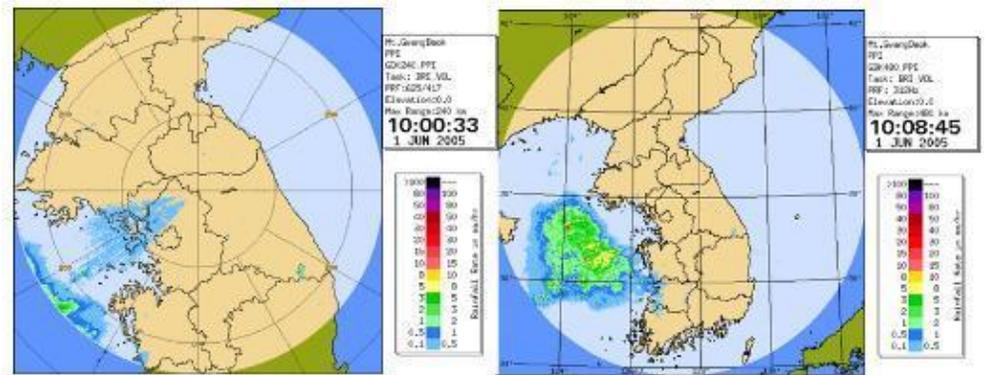
또 하나의 예는 R_{max} 가 80km(전형적인 도플러 모드의 R_{max})이고 목표물의 실제 거리가 30km, 110km, 190km에 있는 경우이다. 그 결과 레이더는 3개의 목표물로부터 동시에 펄스를 받는다. 그리고 3개의 목표물들은 동일한 겉보기(Apparent) 거리 30km에 위치한다.

3.1 기상레이더 기초이론

이착에코는 레이더 관측 영상에서 다음과 같은 특징을 갖는다.

- 에코가 레이더 빔 방향으로 가늘고 길게 나타남
- 에코 모양이 고깔형태로 나타나고 에코의 강도가 전반적으로 약함
- 원거리의 기상정보를 관측한 것이므로 고도에 따라 에코가 급격히 약해지거나 사라짐
- 연직 단면상에서 에코 꼭대기가 불규칙하게 나타남

그림 3.9는 광덕산 레이더로 2005년 6월 1일에 관측한 이착에코 사례이다. 비교를 위하여 비슷한 시기에 광덕산 레이더로 관측한 480km 반사도 영상을 오른쪽에 나타내었다. 480km 영상에서 서해상에 강한 강수대가 위치하고 있다. 이 강수대가 240km 영상(왼쪽)에서 레이더 영상의 남서쪽 가장자리에 관측되었다. 이 강수대와 레이더 사이에 부채꼴의 불규칙적이고 약한 강수가 위치한다. 이는 서해상에 위치한 강수대의 이착에코이다. 영상에서 쉽게 알 수 있는 것과 같이 이착에코의 강도가 약하고 에코의 모양이 방위 각방향으로 압축이 된 것처럼 보인다.



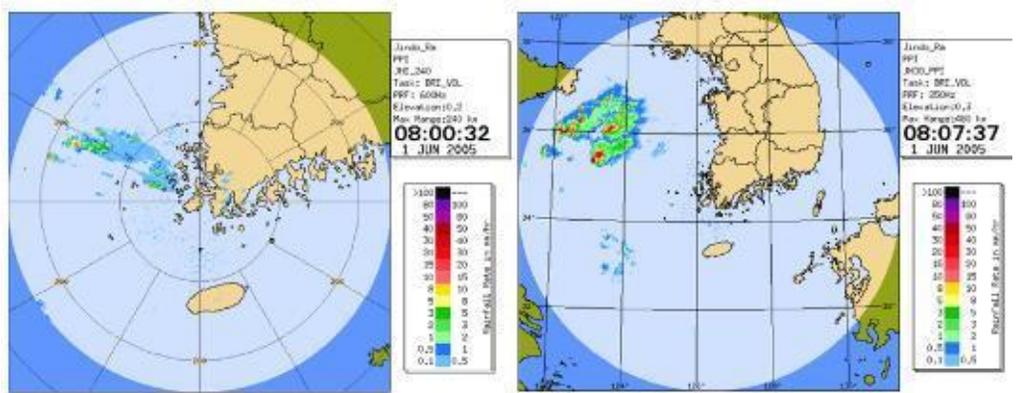
[그림 3.9] 광덕산 레이더의 이착 에코 사례 : 최대관측거리 (좌) 240km, (우) 480km

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.10은 진도 레이더로 관측한 이착에코 사례이다.

그림 3.9와 유사하게 240km와 480km 영상을 함께 나타내었다. 480km영상에서 산둥반도 방향으로 서해상에 강한 강수에코가 존재하는 것을 알 수 있으며 240km영상에서는 북서 방향으로 약한 이착에코가 관측되었다.

이러한 이착에코들은 가까이 있는 실제 강수에코들과 중첩이 되지 않아 비교적 구별이 용이하다.



[그림 3.10] 진도 레이더의 이착 에코 사례 : 최대 관측거리 (좌) 240km, (우) 480km

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.7 레이더 빔 특성

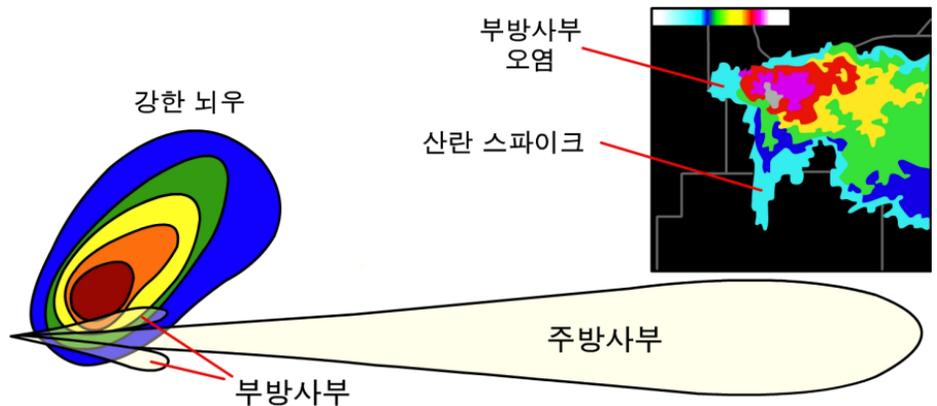
3.1.7.1 부방사부 오염(Side Lobe Contamination)

부방사부 오염은 주방사부에서 벗어난 부방사부로부터 돌아온 수신신호의 결과이다. 주방사부안에서 송신된 전력은 부방사부 송신전력보다 훨씬 더 크다. 목표물로부터 기상레이더의 가장 강한 부방사부는 주방사부로부터 오는 전력보다 보통 ~30dB 낮은 신호를 수신한다. 따라서, 주방사부와 부방사부 둘 다 강수지역을 관측할 때, 부방사부로부터 되돌아오는 전력은 무시할 수 있다.

그러나 강한 기온 역전층이 존재(과대굴절 조건)할 때 낮은 고도각을 관측하면 부방사부오염에 의하여 이상전파에코가 관측된다.

대부분의 부방사부 오염은 가까운 거리의 강한 대류에 의해 발생하는 경향이 있다. 만약 반사도 경도가 충분히 크면, 주방사부는 청천을 관측하는 반면, 부방사부는 뇌우를 관측한다(그림 3.11). 이 경우, 낮은 반사도가 주방사부와 일치하는 방위각 방향에서 나타난다. 부방사부 오염은 안테나가 시계방향으로 회전하는 경우 시계방향으로 낮은 반사도가 퍼져(Smearing)서 나타난다.

그림 3.11의 레이더 영상은 레이더가 강수의 북동쪽에 위치하고 시계반향으로 안테나를 회전하는 경우이다. 부방사부에 의한 오염이 강수에코에서 안테나가 돌아가는 방향(시계방향)에 나타난다.



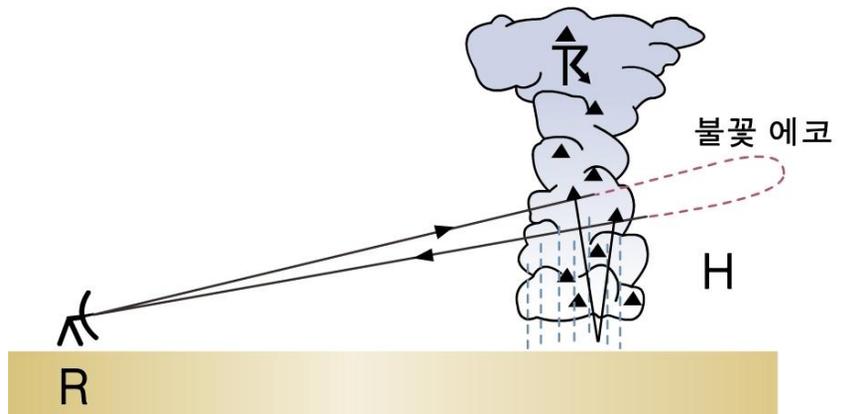
[그림 3.11] 부방사부 오염의 예. 강한 반사도 경도는 주방사부가 아니라 부방사부가 목표물과 상호작용한다. 오른쪽 위의 그림은 2003년 5월 4일 실제 관측 자료이다. 이 거대세포(Supercell)의 반사도 핵(core)의 값은 70 dBZ보다 크고, 시선 방향으로(핵의 남쪽) 세 개의 물체에 의한 산란 스파이크(Three-body Scatter Spike)가 있고, 또한 방위각 방향으로(핵의 서쪽) 부방사부 오염이 나타남

3.1 기상레이더 기초이론

기상레이더의 빔 패턴을 고려하면 부방사부 오염은 주방사부에서 $5\sim 10^\circ$ 벗어난 방사부로부터 발생할 것이다. 그러므로, 부방사부 오염은 적어도 5° 방위각에서 10dBZ radial^{-1} 의 반사도 경도가 존재하여야 발생할 수 있다.

그림 3.11에서는 부방사부에 의한 오염 뿐만 아니라 다중산란에 의한 산란 스파이크(우박썰기) 또는 불꽃에코(Flare Echo)를 나타낸다.

이러한 불꽃에코는 그림 3.12에서와 같이 우박과 지표면으로부터 다중 반사를 통하여 되돌아오는 경로가 길어지기 때문이다. 신호가 돌아 올 때까지 걸리는 추가시간으로 인하여 레이더에서 더 먼 거리에 있는 에코처럼 해석되고, 강한 에코에서부터 멀어지면서 확장하는 시선방향의 썰기처럼 나타난다.

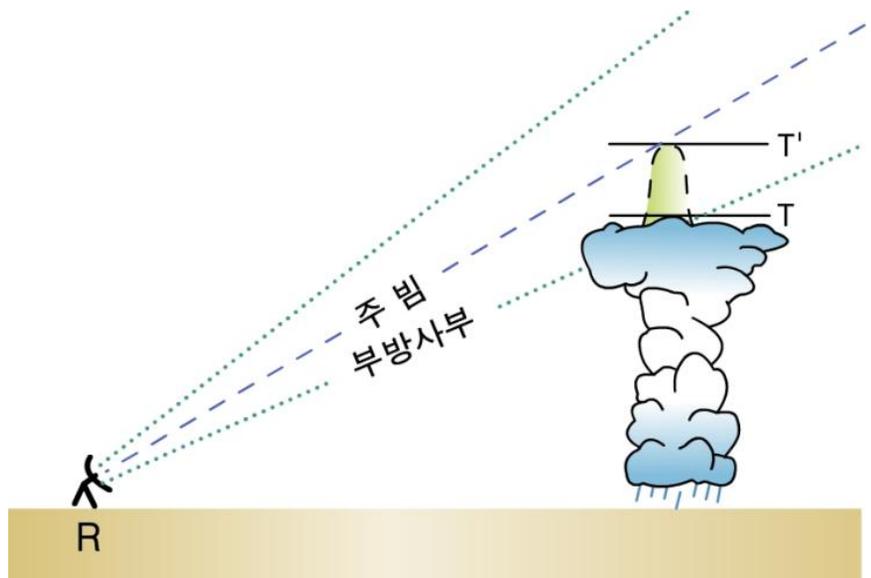


[그림 3.12] 불꽃에코가 발생하는 모식도

3.1 기상레이더 기초이론

부방사부 오염에 의한 다른 효과로는 강한 뇌우의 꼭대기에서 관측되는 썩기모양의 에코이다. 그림 3.13은 멀리 있는 적란운에 대한 관측 예를 보여 준다(주빔이 실제 에코 꼭대기 위를 통과한다).

그러나 부방사부에서 송신된 파워가 구름 속의 우박 기둥과 부딪치게 되면, 결과적으로 생성된 에코가 레이더의 주빔에 의한 에코로 해석될 수 있다. 따라서 주빔 고도까지 ‘썩기(Spike)’처럼 보이고, 실제 에코 탑 위치를 과대 추정할 것이다.



[그림 3.13] 주빔은 구름 꼭대기 위를 지나고 부방사부는 우박 기둥에 의해 반사됨. 구름의 실제 높이는 T이지만 관측은 T'로 됨

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.7.2 레이더 빔 굴절(Radar Beam Refraction)

기상 레이더에서는 표준 대기를 가정하고 레이더 빔의 중앙선 높이를 계산한다. 만약 대기가 표준 굴절 조건으로부터 벗어나면, 레이더 빔 또한 가정된 일반적인 전파 경로로부터 벗어난다. 즉, 다른 매질을 통과하는 빛처럼 레이더 빔이 굴절 되거나 휘어 과소굴절 또는 과대굴절이 일어날 수 있다. 그림 3.14는 다양한 빔 전파 경로들을 나타낸다. 그림 3.15는 표준 대기 조건에서 거리에 따른 빔의 중앙선 높이를 나타낸다.

3.1.7.3 빔 전파 방정식(Beam Propagation Equation)

그림 3.15에서 거리와 높이 그림은 표준 굴절 조건을 가정한 거리 높이 방정식을 기반으로 계산되었다. 아래 방정식은 빔의 높이(H) 곡선을 얻기 위해 사용된 수학적 표현이다. 빔의 중심 높이는 일반적으로 다음 방정식을 사용한다:

$$H = SR \times \sin \text{PHI} + (SR \times SR) / (2 \times IR \times RE) \quad (3.13)$$

여기서, H = 레이더 빔의 중앙선 높이 (km)

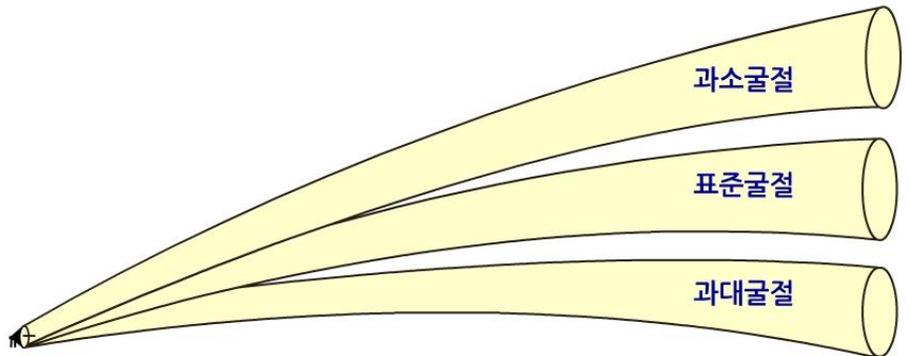
SR = 경사 거리 (km)

PHI = 고도각 (°)

IR = 굴절률 (=1.21)

RE = 지구 반지름 (=6371km)

산출물 생성에서, 미터단위(km)를 nm와 kft로 전환하였다. 이 방정식을 이용하여 고도각에 따른 빔의 높이를 계산할 수 있다.

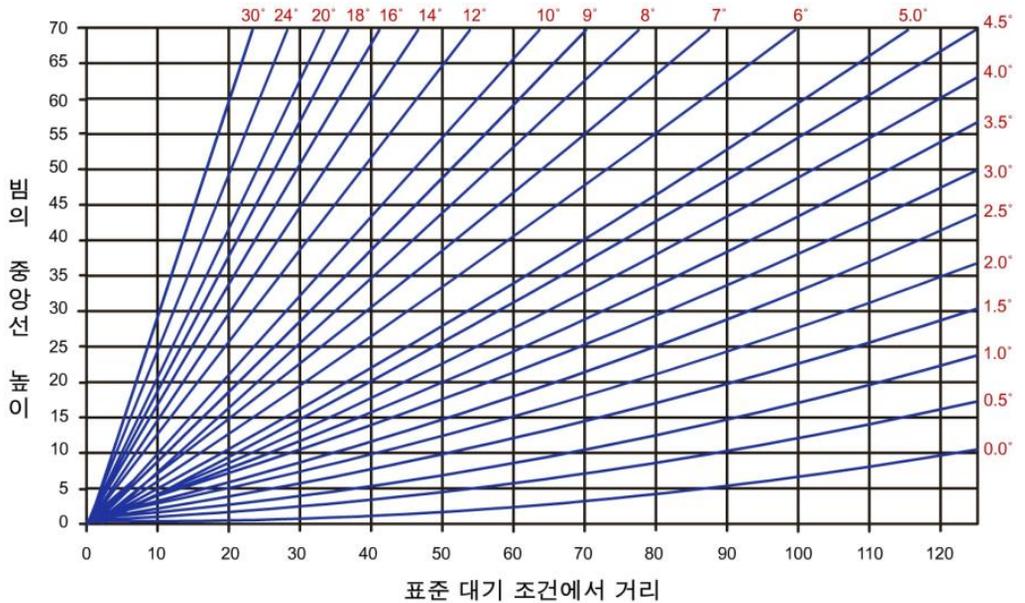


[그림 3.14] 다양한 대기 굴절률 조건에 대한 빔의 전파 경로

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.7.4 과소굴절(Subrefraction)

빔이 표준 대기에서 특정한 양만큼 굴절한다고 가정한다. 만약, 빔이 일반적인 경우보다 적게 굴절되면, 이것을 과소굴절(Subrefraction)이라고 부른다. 빔은 표준대기에서 계산된 높이보다 더 높을 것이고 목표물의 높이는 과소 추정될 것이다. 110nm 거리와 1.5 고도를 예로 들어, 그림 3.15에서 빔의 중앙선은 ~26000ft이다. 과소굴절 조건에서, 에코의 꼭대기가 26,000ft일 때 레이더 빔은 그 위를 지나가게 되고 에코는 감지되지 않는다. 에코의 상단은 더 낮은 고도각에서 감지될 것이다.



[그림 3.15] 표준 굴절 조건으로 가정하였을 때 고도각에 따라 다양한 거리에 대한 빔 중앙선 높이

과소굴절은 대기의 기온 감률이 건조 단열감률로 접근하고 수증기가 고도에 따라 증가할 때 발생한다. 일반적인 시나리오는 상층에 습한 층이 있는 'Inverted-V' 대기상태이다, 과소굴절의 경우 에코 높이 과소추정 이외에 이 현상은 저층에서 지형에코를 줄이는 경향이 있다.

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.7.5 과대굴절(Superrefraction)

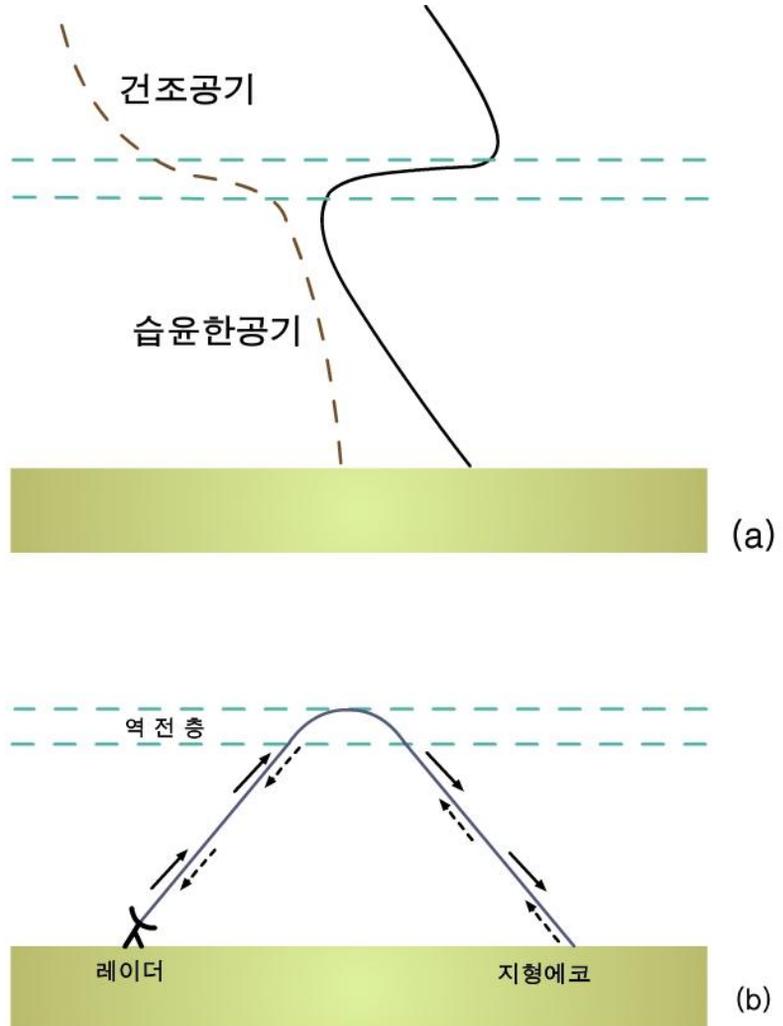
반대 상황인 과대굴절은 레이더 빔이 표준보다 더 굴절될 때 발생한다. 이 빔은 표준대기에서 보다 더 낮을 것이고 목표물 높이는 과대 추정될 것이다. 이러한 과대 굴절은 에코 높이의 과대 추정뿐만 아니라, 과대굴절은 낮은 고도의 지형에코를 증가시킨다. 이것은 우리가 일반적으로 언급하는 이상전파(Anomalous Propagation, AP) 에코들의 원인이다.

예를 들어, 90nm와 1.5 고도를 사용하면, 그림 3.15에서 빔 중앙선 높이는 ~19,000ft이다. 과대 굴절 조건에서 에코 꼭대기가 19,000ft이면 레이더 빔이 그 아래를 지나가게 된다. 에코의 꼭대기는 높은 고도각에서 감지될 것이다.

과대굴절은 주로 상층 또는 하층의 온도 역전에서 발생하고, 지구복사, 침강, 뇌우의 확장흐름(Outflow), 전선 뒤의 한랭 이류 등에 기인할 수 있다.

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.16은 과대굴절(이상전파)가 발생할 전형적인 온도 및 수증기 분포를 나타낸다. 1-2km 사이의 고도에서 강한 온도 역전과 습도의 급격한 변화를 보여주는 전형적인 연직 구조이다. 역전층 내에서, 레이더 빔은 초기 경로에 대해 상대적으로 아래쪽으로 굴절되며, 이때 예외적으로 증가한 지형에코가 관측된다.



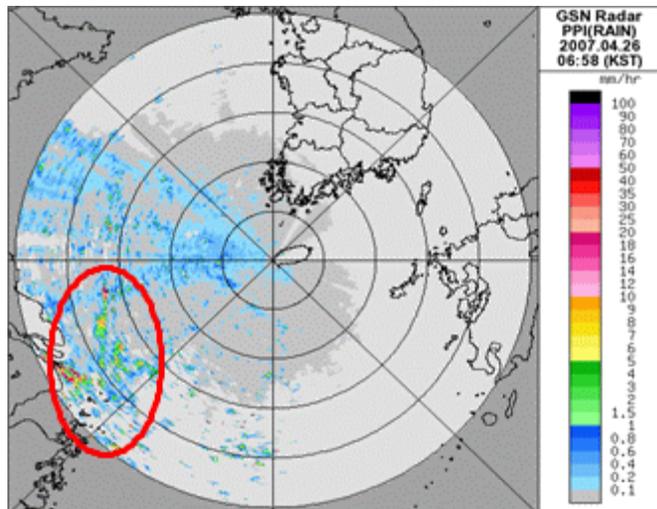
[그림 3.16] (상) 이상전파와 연관된 전형적인 연직 분포구조, 및 (하)이때 레이더 빔의 전파 경로.

3.1 기상레이더 기초이론

육지 위에서 이상전파는 급격한 강도의 변화로 인해 공간적으로 매우 불규칙한 에코를 만든다. 해양에서 이 효과가 일반적으로 약하지만, 거친 바다에서는 육지만큼 강한 이상전파가 생긴다. 이상전파는 고기압성 상황이거나 지표에서부터 100-200m 정도의 깊은 야간 역전이 있을 때 흔히 발생한다. 후자의 경우, 특히 역전층이 생성하거나 소멸하는 동안 이상전파의 나타남과 사라짐이 급격하게 이뤄진다.

연속적인 이미지 표출로 고정 또는 불규칙적 영상으로 이상전파를 식별하는데 도움이 될 수 있다. 그러나 경우에 따라서 이상전파에 의한 에코가 실제 강수처럼 조직적으로 움직일 수 있다. 높은 고도각의 PPI 혹은 높은 고도의 CAPPI는 보통 이상전파가 나타나지 않아 단일 레이더 표출로부터 생긴 문제를 제거하는데 효과적이다. 또 네트워크에서, 레이더의 겹친 부분에서 관측된 에코의 차이로 이상전파를 구별할 수 있을 것이다.

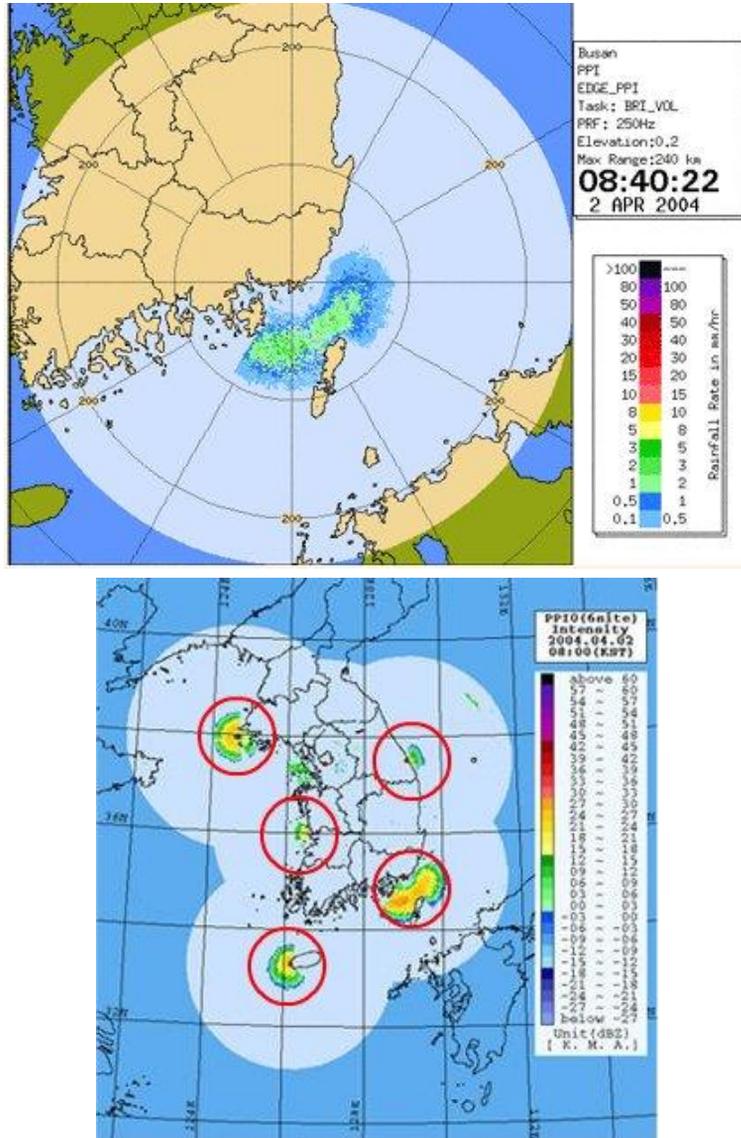
그림 3.17은 2007년 4월 26일 고산레이더로 관측한 이상전파(파랑에코)의 레이더영상이다. 남서에서 북서 방향으로 파랑에코가 넓게 분포하고 있으며 특히 남서쪽에서는 강한 파랑에코가 존재한다.



[그림 3.17] (상) 이상전파와 연관된 전형적인 연직 분포구조 및 (하)이때 레이더 빔의 전파 경로

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.18는 2004년 4월 2일 구덕산 레이더 및 합성도 상에서 관측한 파랑에코 사례이다. 레이더를 기준으로 남서~북동쪽 50km 부근 해상에 파랑에코가 띠모양으로 뚜렷하게 보인다. 이러한 파랑에코는 레이더 빔이 표준대기보다 해상으로 더 휘어 발생하는 현상이다. 이 경우 레이더 빔은 표준대기에서 관측하는 고도보다 낮은 고도를 관측한다.



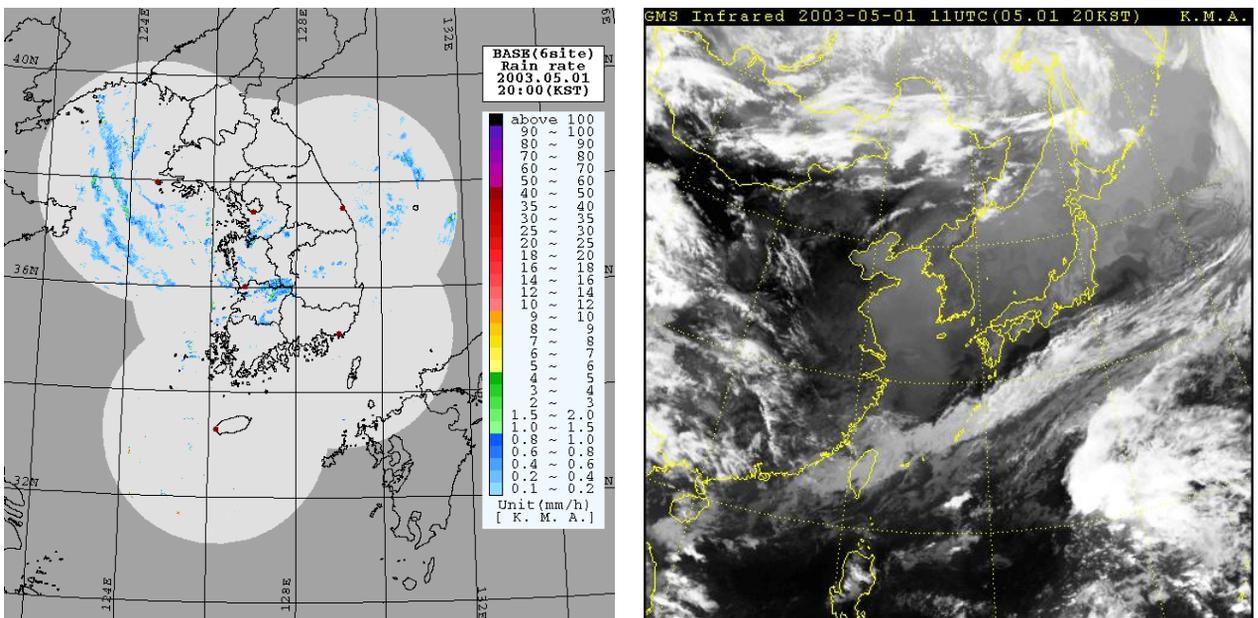
[그림 3.18] (상)부산 구덕산레이더 관측한 파랑에코, (하) 합성도 상에 나타난 해안 근처에 위치한 레이더로 관측한 파랑에코

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.7.6 빙 간힘(Ducting)

빙 간힘은 과대굴절의 특별한 조건으로 안정층이나 기온 역전층에서 레이더 빔이 갇히는 것이다. 이것은 빔이 일반적인 경우보다 더 아래로 구부러지는 원인이 되지만 빔은 드물게 지면에 접촉한다. 빙 간힘은 R_{max} 를 벗어난 목표물을 감지할 수 있게 하는 과대굴절의 극한 사례이다.

그림 3.19는 2003년 5월 1일 합성 영상으로 서해상에서 띠모양의 에코가 관측되었다. 이 에코는 빙간힘에 의하여 빔이 해상으로 휘어져서 해상이 관측되고 해상에서 빔이 레이더파의 진행 방향으로 반사되어 전파되면서 빙 간힘에 의하여 다시 해상으로 휘어 해상이 관측된 사례이다. 띠모양의 에코가 시선방향으로 연속하여 3번 나타난다.



[그림 3.19] (좌)2003년 5월 1일 레이더 합성영상. 백경도 레이더에서 관측한 서해상의 강한 파랑에코가 관측됨. (우)같은 사례에 대한 적외 위성영상

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.7.7 거리 분해능(Range Resolution)

레이더의 거리분해능은 거리빈(Range Bin)과 거리게이트(Range Gate)에 의해 결정된다. 레이더 자료의 생산은 레이더로부터 같은 거리로부터 수신된 여러 개의 펄스를 조합하여 레이더 자료가 생산된다.

즉, 하나의 레이더 모멘트 자료(반사도, 시선속도, 스펙트럼폭)는 여러 개의 펄스 수신신호를 처리하여 생산된다. 따라서, 펄스의 길이가 거리방향으로 독립적인 펄스 샘플로부터 모멘트 자료를 생산할 수 있는 최소 거리를 결정한다. 예를 들어 $1\ \mu\text{s}$ 의 펄스길이에 대한 거리 방향으로 독립적인 샘플로 생성된 모멘트의 최소 분해능은 150m이다.

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.20은 왜 두 목표물이 적어도 반지름 방향의 펄스 길이의 1/2일 때 분리되어지는지를 나타낸다. 목표물 A에 부딪힌 레이더 펄스(녹색막대기로 표시된 송신펄스)의 에너지 중 일부(녹색 막대기로 표시된 수신신호)가 레이더를 향하여 후방 산란된다.

송신 펄스가 목표물 B에 도달할 때까지 펄스는 계속 이동하고 에너지는 목표물 A로부터 계속해서 반사된다. 펄스가 목표물 B에 부딪혀 목표물로부터 에너지가 후방 산란하기 시작한다(오렌지색으로 표시된 수신신호).

목표물 A로부터 반사된 에너지(녹색 막대기)는 펄스가 전파할 때 계속해서 레이더를 향해서 산란한다. 목표물 A와 B의 거리가 펄스길이의 1/2일 경우 목표물 A로부터 수신신호의 뒤쪽 끝과 목표물 B로부터 수신신호의 앞쪽 끝이 정확하게 일치한다. 만약 목표물들이 펄스 폭의 1/2보다 더 가까이 있으면, 후방 산란된 에너지는 겹쳐진다. 이때 레이더는 두 목표물을 구별할 수 없으며 두 조각의 정보가 하나의 긴 에코로 결합된다.

이러한 최소 분해능을 거리빈이라 한다. 그러나 수신된 아날로그 신호를 디지털 신호로 전환하는 티지타이저의 종류에 따라 독립적이지 않은 샘플에 의한 분해능은 이 값보다 더 좋아질 수 있다. 자료의 잡음을 제거하고 자료의 저장을 용이하게 하기 위하여 거리빈을 여러 개 평균하여 거리게이트에서 값을 산출한다.



[그림 3.20] 이 그림은 관측 가능한 최대 거리 분해능의 예임. 두 물체는 적어도 펄스 길이의 1/2일 때 분리되어질 수 있음. 위쪽의 녹색 막대기는 송신펄스, 아래쪽의 녹색과 오렌지색 막대기는 목표물 A와 B에 의한 수신신호

3.1 기상레이더 기초이론

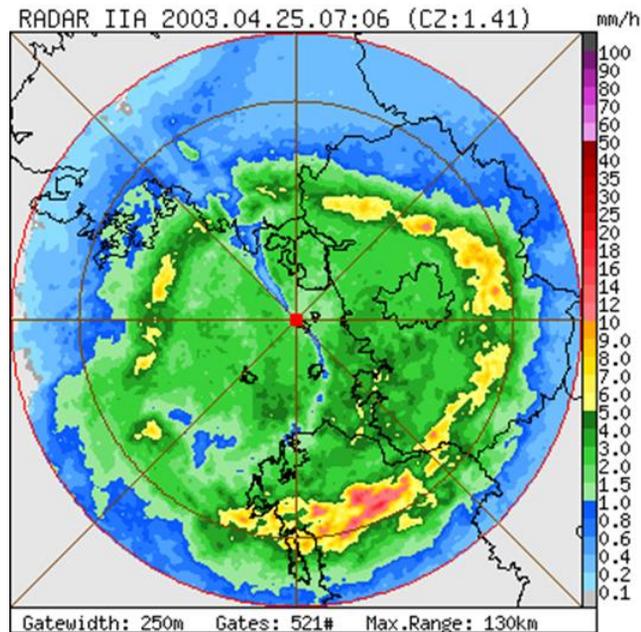
3.1.8 레이더 표현 자료

레이더 자료의 표현에는 PPI(Plan Position Indicator), RHI(Range Height Indicator), CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)가 주로 이용된다.

3.1.8.1 PPI(Plan Position Indicator)

PPI는 레이더 자료의 가장 일반적인 표출방법이고, 레이더 이미지의 다수가 이 형태로 표출되어져 있다. PPI를 이용한 레이더 반사도 표출 예시가 그림 3.21에 있다. 레이더가 영상의 중심에 위치하고 레이더 자료를 거리 및 방위각의 정보로 2차원상에 투영하여 나타난다.

즉, 레이더빔의 주어진 고도각 자료가 평면으로 투영된다. 따라서, 가까운 거리의 자료는 지표와 가까운 높이에서 왔고, 먼 거리에 있는 자료는 높은 고도로부터 온 것이다.

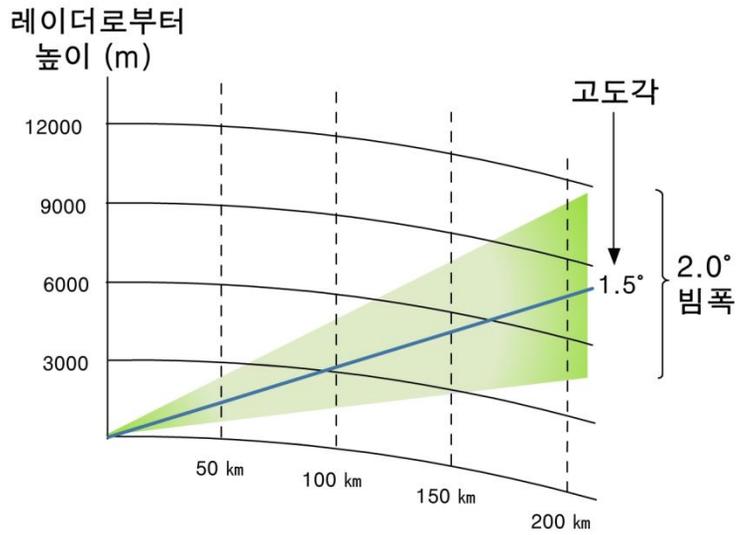


[그림 3.21] 이 그림은 인천 영종도 레이더로 2003년 4월 25일에 관측한 고도각 1.41도에서 반사도의 PPI 영상임. 최대 관측 거리는 레이더로부터 130km임. 밝은 띠의 높이 변화를 확인할 수 있음.

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.22는 거리에 따라 빔의 높이가 어떻게 변하는지 보여준다. 빔의 높이는 지구곡률과 굴절률에 의해 결정된다.

많은 레이더는 산의 정상 또는 높은 지역에 위치하기 때문에 레이더에 근접한 지역에서부터 멀어질수록 지표면에서 빔 높이는 그림 3.22에서 보는 것 보다 더 높아지게 된다. 여러 개의 PPI 즉 여러개의 고도각 PPI를 하나로 묶어서 부피자료라 부른다.



[그림 3.22] 고도각 1.5°에서 거리에 따른 레이더 빔의 높이 및 폭의 변화

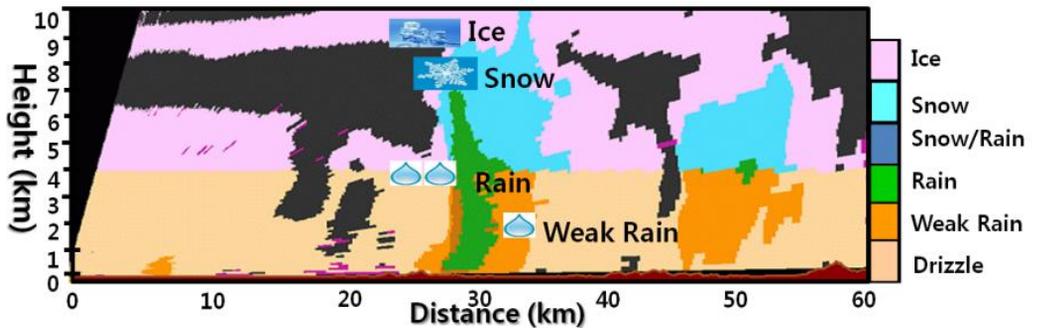
3.1 기상레이더 기초이론

3.1.8.2 RHI(Range Height Indicator)

RHI 표출은 레이더 안테나를 특정한 방위각에서 위아래로 움직여가며 만든 대기의 연직단면이다. 이 표출 형식은 구름시스템 안의 강수요소와 미세 물리과정의 연직형태를 보여준다. 예를 들면, 녹는 층은 ‘밝은 띠’라고 알려진 젖은 눈(Wet Snow)으로부터 돌아오는 강한 파워로 인해 쉽게 탐지될 수 있다.

또 강수 사례를 층운형, 대류형 혹은 강한폭풍 종류로 분류하는데 반사도의 연직패턴을 사용할 수 있다.

그러나 이러한 RHI 관측은 현업용 레이더에서는 흔히 사용되지 않고 주로 연구용 레이더 관측에 주로 많이 사용된다. 그림 3.23은 국립기상연구소의 X밴드 이중편파레이더로 관측한 반사도의 RHI 영상으로 강수의 연직 발달을 쉽게 확인할 수 있다.



[그림 3.23] 국립기상연구소의 X밴드 이중편파레이더로 관측한 대류형 강수에 대한 강수유형 구분

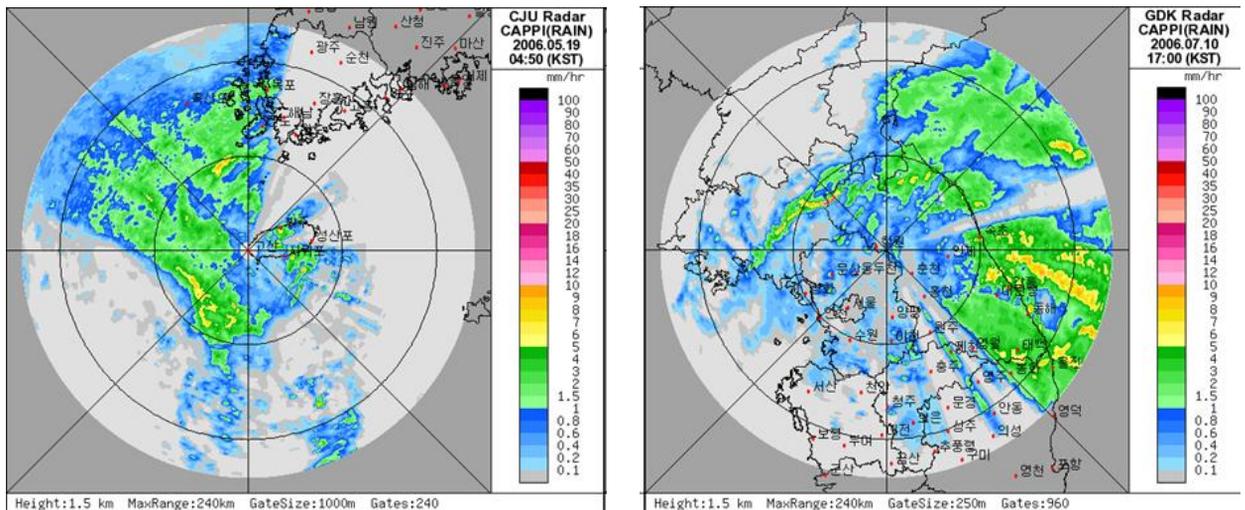
3.1 기상레이더 기초이론

3.1.8.3 CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)

PPI 및 RHI는 단일 고도에서의 영상을 나타내지 못한다. 즉 해발고도 1.5km에서의 영상은 PPI 관측자료에서 얻어지지 않는다. 따라서 여러 개의 PPI 자료를 활용하여 일정고도에서의 PPI 영상을 생성할 수 있고 이러한 표출을 CAPPI라 부른다. CAPPI를 생산하기 위해서는 각각의 고도각에서 레이더로부터 동일한 거리를 나타내는 원형 자료들로 구성한다.

즉, 원거리에서 낮은 고도각, 근거리에서 높은고도각 자료를 이용하여 CAPPI를 생산한다. 따라서 빔 중심은 레이더 사이트 위에서 거의 같은 고도를 가지게 되고, 정해진 특정고도에서 강우강도를 구할 수 있다.

그림 3.24는 제주도 고산 레이더와 광덕산 레이더로 관측한 부피자료를 이용하여 생산한 해발 1.5km 고도에서의 CAPPI 영상을 나타낸다. 두 영상에서 빗차폐의 효과가 잘 나타난다.



[그림 3.24] 이 그림은 기상청에서 운영하는 고산(좌) 및 광덕산(우) 레이더로 관측한 부피자료를 이용하여 생산한 1.5km 고도에서 CAPPI의 예시. 고산레이더의 경우 북동쪽, 광덕산 레이더의 경우 동북동과 남동 방향에서 빗차폐가 나타남

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.9 도플러 효과

3.1.9.1 도플러 효과

도플러 효과는 관측자와 에너지원이 상대적으로 움직일 때 관측자에게 도달하는 에너지원의 주파수 변화로 정의된다. 도플러 효과나 편이는 파원이 움직이지 않고 샘플링 되는 목표물이 움직이거나 정지하고 있을 때 쉽게 알 수 있다. 주파수 편이는 목표물이 에너지원에 가까워지거나 멀어짐에 따라 발생한다.

전파되는 전자기에너지의 속도, 그 에너지의 주파수와 파장 사이의 관계는 다음과 같다.

$$c = f\lambda \quad (3.14)$$

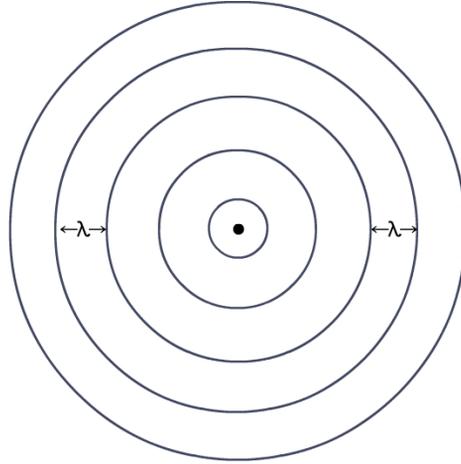
c 는 빛의 속도(상수로 가정), f 는 주파수, λ 는 에너지의 파장이다. c 가 상수일 때, f 와 λ 는 반비례 관계를 갖는다. 예를 들면, λ 가 증가하면, f 는 감소한다. 반대 경우도 같다.

만약 식 (3.14)이 기상 레이더에 의해 샘플링 된 목표물의 도플러 움직임을 나타내는 데 사용된다면, 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$V_r = f_{dop}\lambda \quad \text{or} \quad f_{dop} = \frac{V_r}{\lambda} \quad (3.15)$$

V_r 은 목표의 시선 속도, f_{dop} 은 레이더와 가까워지거나 멀어지는 목표물의 움직임에 의해 발생하는 도플러 주파수 편이이다. 그리고 λ 는 전파된 에너지의 파장이다. 멈춰있는 목표물의 경우, 파장이나 주파수는 변하지 않는다. 그림 3.25에서 원 가장자리에 위치한 레이더는 어느 곳에서도 주파수 편이를 관측할 수 없다.

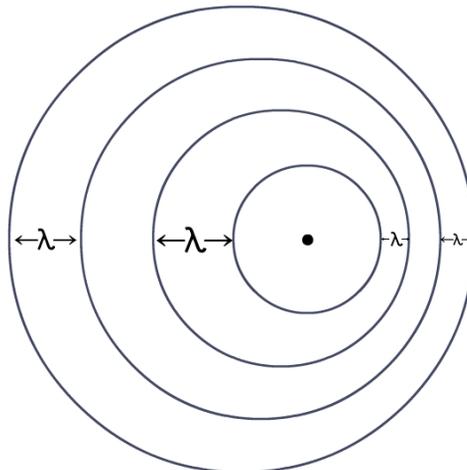
3.1 기상레이더 기초이론



[그림 3.25] 정지된 목표물은 주파수 편이가 없음

목표물이 서쪽에서 동쪽으로 이동하는 경우(그림 3.26), 레이더에서 멀어지거나 가까워지면서 발생한 주파수 편이는 부호가 다를 뿐 그 양은 같다.

- 레이더가 동쪽 가장자리에 위치할 경우, 목표물이 레이더 쪽으로 움직이므로 편이는 양의 부호를 갖는다(λ 는 감소하는 반면 f_{dop} 는 증가한다).
- 레이더가 서쪽 가장자리에 위치할 경우, 목표물이 레이더에서 멀어지므로 편이는 음의 부호를 갖는다(λ 는 증가하는 반면 f_{dop} 는 감소한다).



[그림 3.26] 움직이는 목표물은 주파수 편이가 있음

그러나 식 (3.15)는 목표물의 실제 시선 속도를 이끌어 내지는 못한다. 기상 도플러 레이더의 경우, 식은 다음과 같다.

$$f_{dop} = \frac{-2V_r}{\lambda} \quad (3.16)$$

3.1 기상레이더 기초이론

주파수가 두 배가 되는 물리적 이유는 두 가지로 볼 수 있다. 1) V_r/λ 과 같은 양만큼 목표물의 전기적 진동 주파수(Electric Vibrational Frequency)가 증가하는 것과 2) 레이더 수신기 방향에서 목표물의 복사장의 주파수가 V_r/λ 양만큼 증가하는 것이다. 음의 부호는 목표물 움직임이 레이더에서 가까워지거나 멀어지는 것에 대한 설명을 포함하고 있다(예를 들어, 음의 V_r 은 양의 f_{dop} 를 나타낸다. 반대로 같다).

주어진 레이더에서 λ 가 상수이므로, 식 (3.16)은 도플러 주파수 편이와 시선속도 사이의 직접적인 관계를 설명한다.

3.1.9.2 도플러 효과와 음파

도플러 효과는 일반적으로 음파를 이용하여 설명한다. 예를 들면 구급차가 사이렌을 울리며 당신에게 상당히 빠른 속도로 움직이고 있다고 하자. 사이렌 음조(주파수)의 증가는 음파의 압축(더 짧은 파장)에 의해 일어난다. 구급차가 당신에게서 멀어질 때, 음파의 팽창(더 길어진 파장)때문에 음조(주파수)는 감소한다.

일반적인 음파의 주파수는 $1 \times 10^4 \text{ Hz}$ (10,000 Hz)이다. 파원이 수신기로부터 50 노트로 가까워지거나 멀어지는 경우, 발생하는 도플러 주파수 편이는 $\sim 800 \text{ Hz}$ 정도이다. 편이된 주파수의 양은 원래 전송된 주파수의 $\sim 8\%$ 정도이다. 이는 사람의 귀로도 쉽게 측정할 수 있다.

3.1.9.3 도플러 효과와 레이더 펄스

레이더에 의해 전송되는 전자기파는 음파보다 훨씬 높은 고주파이고 빛의 속도로 나아간다. $\sim 10.5 \text{ cm}$ 대의 파장을 사용하는 도플러 레이더에서, 전송 주파수는 $\sim 2.85 \times 10^9 \text{ Hz}$ (28억 5천만 Hz)다. 목표물이 시선 방향으로 50 노트로 움직이면 487 Hz의 도플러 주파수 편이가 발생한다. 이는 원래 전송된 주파수의 $\sim 2 \times 10^{-5}\%$ (0.00002%)에 불과하다. 이 값은 측정하기에는 매우 작은 주파수 편이이다.

따라서 레이더는 목표물의 시선 속도를 결정하기 위해 직접 주파수 편이를 관측하기 보다는 되돌아온 연속 펄스들 사이의 펄스 간 위상차(Pulse-to-pulse)의 변화를 이용한다. 위상차는 더 쉽게 측정되며 이 기술을 ‘펄스 쌍 처리(Pulse Pair Processing : PPP)’라 부른다. 각각의 전송된 펄스에 대한 초기 위상 정보와 수신된 펄스의 위상은 알 수 있다. 따라서 연속하여 수신된 펄스의 위상을 비교하여 도플러속도를 측정한다.

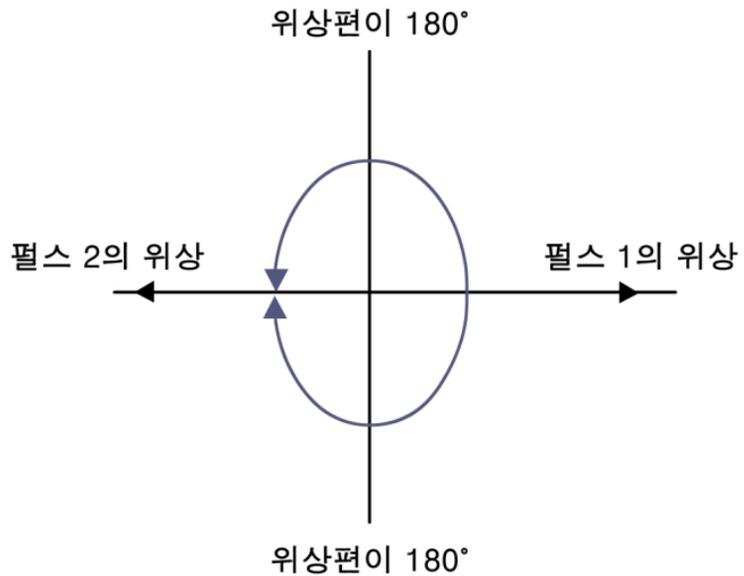
3.1 기상레이더 기초이론

3.1.9.4 레이더 시선속도 계산 및 최대 탐지속도

레이더 시선속도는 연속하여 돌아온 펄스 사이의 위상 변이의 양과 직접적인 연관이 있다. 또한 레이더가 관측할 수 있는 한 펄스에서 다음 펄스까지 위상차의 최대 양은 180° 이다. 목표물이 펄스 간에 너무 멀리 움직이면 참값의 위상 편이가 180° 를 초과하고 180° 보다 작은 위상 편이가 할당된다.

따라서 180° 이상의 실제 위상 변이는 모호성을 가진다(그림 3.27). 180° 를 초과하는 위상편이가 180° 보다 작은 위상 편이로 측정되고 이로 인하여 도플러 시선속도가 반대의 부호를 가지게 된다.

이러한 현상을 도플러 시선속도의 접힘이라 한다. 속도 접힘은 목표물의 속도가 관측 가능한 속도 범위를 벗어날 때 발생한다.



[그림 3.27] 180° 이상의 위상 변화는 모호성을 만들어 냄

3.1 기상레이더 기초이론

레이더가 관측하는 최대 위상차는 180° 이므로, 이와 연관된 최대 속도가 있다. 이를 최대 탐지 속도, V_{max} 라 부르고, 180° 의 최대 펄스 쌍 위상편이에 해당한다.

목표물의 속도를 결정하는 과정은 두 개의 연속하는 되돌아온 펄스의 위상 각이 결정되면 상대적으로 간단하다. 첫 번째 돌아온 펄스의 위상과 두 번째 돌아온 펄스의 위상을 얻고 이들의 차이(펄스 쌍 위상 편이)를 계산한다. 펄스 쌍 위상 편이는 180° 의 최대 관측 가능한 위상 편이와 비교되어지고 위상 편이 비율에 V_{max} 를 곱한다.

펄스 쌍 위상 편이와 시선 속도는 다음의 식으로 표현된다. 펄스 쌍 위상 편이와 시선 속도는 다음의 비율로 연관되어 진다.

$$\frac{P.S.}{180^\circ} = \frac{|V_r|}{|V_{max}|} \quad (3.17)$$

여기에서 P.S.는 펄스 쌍 위상 편이의 양이고, $|V_r|$ 은 목표물의 시선 속도, 그리고 $|V_{max}|$ 는 최대 관측 가능 속도 (V_{max} 의 크기)다. 주어진 모든 V_{max} 에 대해, 목표물의 속도는 발생한 펄스 쌍 위상 편이의 양에 직접적으로 비례한다.

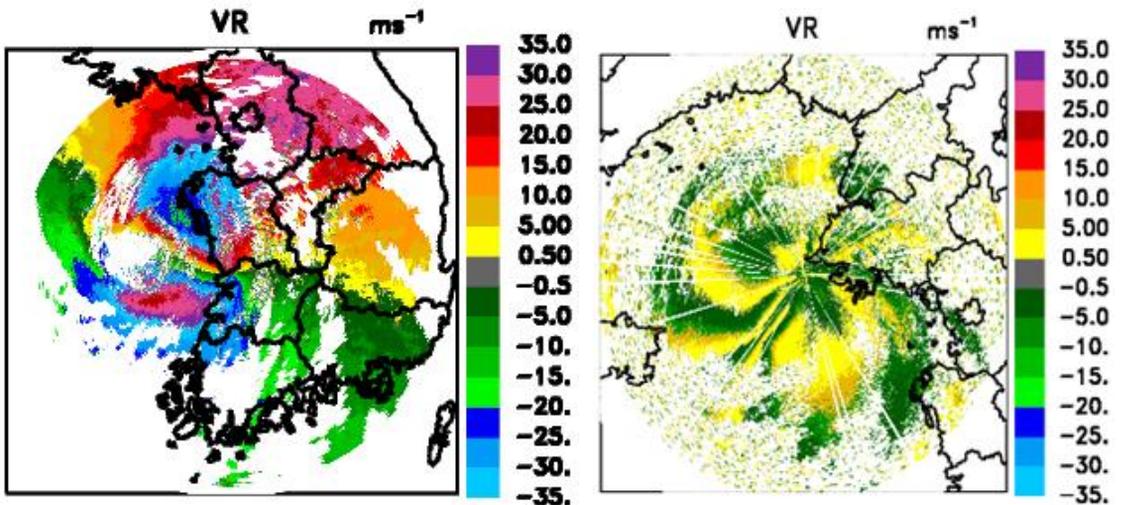
3.1 기상레이더 기초이론

3.1.9.5 속도 접힘 및 접힘풀기

최대 탐지속도 또는 나이퀘스트 속도는 레이더 과장과 PRF에 비례한다. 장과장의 레이더에서 높은 PRF를 사용하면 최대 탐지속도를 증가시킬 수 있다. 이러한 최대 탐지속도는 펄스사이 위상편이가 180° 일 때 나타나고 목표물이 더 빠른 속도로 움직이면 위상편이가 180° 를 초과하여 접힌 속도값이 관측된다.

그림 3.28은 오성산 및 백령도 레이더로 관측한 시선속도 영상을 나타낸다. 오성산 레이더 영상의 경우 레이더의 북서쪽과 서쪽에서 시선속도가 접혀서 나타나고 백령도 레이더는 단일 PRF를 사용하기 때문에 2~3회의 접힘이 나타난다.

이러한 접힘은 실제 바람과는 반대의 풍향을 나타내고 이러한 자료를 이용한 바람장 산출은 부정확한 결과를 야기한다. 따라서 시선속도 자료의 활용에 앞서 접힘풀기가 선행되어야 한다.



[그림 3.28] 시선속도 접힘을 나타내는 예시 영상. (좌) 2009년 09월 02일 0300 LST에 오성산레이더 관측한 시선속도 영상, (우) 2011년 08월 08일 0900 LST에 백령도레이더 관측한 시선속도 영상

3.1 기상레이더 기초이론

속도접힘 풀기는 4단계의 과정을 거친다. 이러한 여러 단계의 과정은 중저기압, 폭풍 꼭대기 발산 등과 같은 작은 규모에서 발생하는 접힘뿐만 아니라 넓은 지역에서 나타나는 접힘도 함께 풀어주기 위해서이다. 다음의 각 단계를 나타낸다.

1 단계 : 시선방향 연속성 검사

거리 빈에서 추정속도의 접힘여부를 판단하기 위하여 이 값과 시선을 따라 레이더 방향으로 검색하여 같은 시선방향에서 가장 가까운 유효한 속도와 비교한다. 만약 추정속도가 이 주변 값의 임계치내가 아니면, 접힌 것으로 표시한다. 만약 이들 중 하나가 임계치 내라면, 이 값은 보존된다.

2 단계 : 9 지점 평균

만약 1단계가 실패하면, 시선방향으로 레이더 쪽의 4지점 값들과 이전 시선 방향의 5지점 값의 평균 속도를 계산한다. 추정 속도와 평균값을 비교하여 임계치 내가 아니면, 접힌 속도 값으로 체크한다. 만약 이들 중 하나가 임계값 이내 값이라면, 이 값은 그대로 유지된다.

3 단계 : 확장된 검색

만약 2 단계가 실패하면, 같은 시선 방향에서 레이더 방향으로 30개 빈과 이전 시선 방향에서 레이더에서 먼 방향으로 15개 빈을 이용한다. 추정속도를 이 주변 값과 비교하여 임계치보다 크면 접힘으로 표시한다. 만약 이 값이 임계치 이내라면 이 값은 유지된다.

1 ~ 3 단계의 유효성

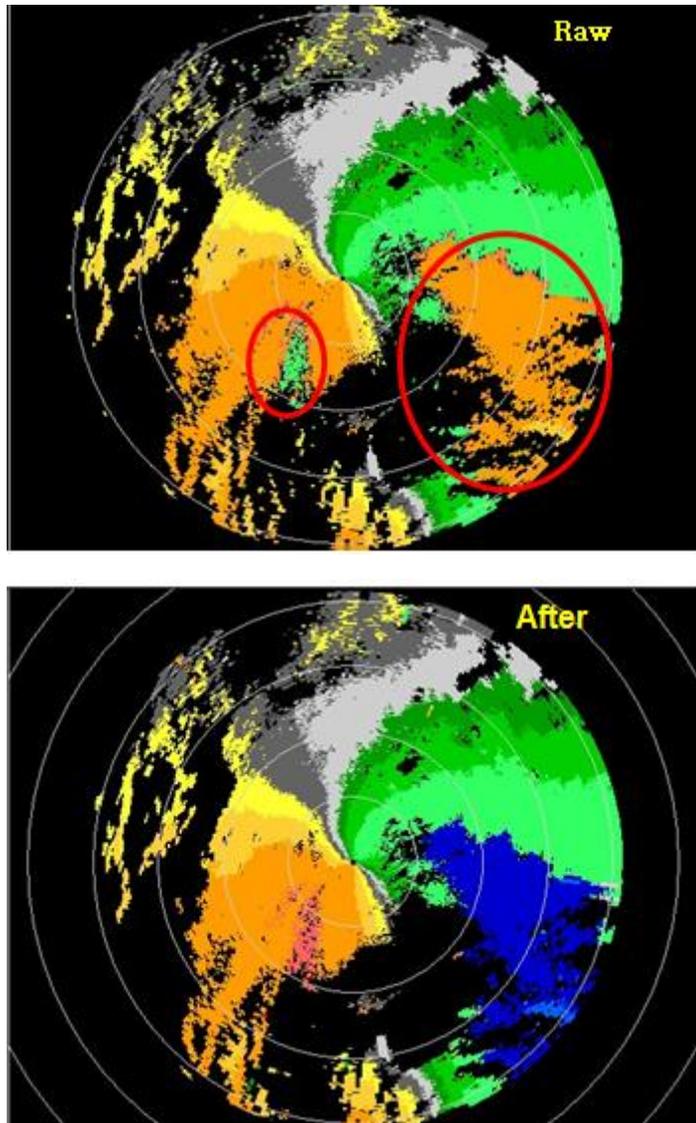
첫 세 단계는 추정 속도를 이미 처리된 주변의 유효한 속도와 비교하는 것이 일반적인 목적이다. 각 단계는 추정속도에서 조금 멀리 떨어져 있는 자료를 사용한다.

4 단계 : 주변 바람

마지막 단계는 주변 바람을 이용하는 것이다. 이 주변 바람은 지상에서 시작하여 1000ft 간격으로 70,000ft까지의 평균 바람을 나타낸다. 주변바람과 추정속도를 비교하여 접힘을 확인한다.

3.1 기상레이더 기초이론

만약 첫 세 단계가 비교를 위한 유효한 주변 속도 찾기에 실패하면, 첫 번째 추정 속도는 주변 바람에서 얻어진 속도와 비교된다. 만약 추정속도가 주변 바람 값의 임계치를 벗어나는 경우, 이 값은 접힘으로 표시되고, 임계치 이내이면, 이 값은 보존된다. 만약 추정 속도와 접힘이 풀린 속도가 주변 바람 값의 임계치 내에 들어가지 않으면, 추정치는 지워지고 ‘자료 없음’으로 할당된다.



[그림 3.29] (상) 시선속도 접힘을 나타내는 예시 영상. (하) 시선속도 접힘이 풀린 영상

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.10 레이더 기본자료 산출

단일 펄스에서 수신된 신호를 이용한 레이더 변수의 추정은 통계적인 불확실성이 너무 커서 기본 자료를 산출하기에 어렵다. 그러므로 충분한 자료 품질을 얻기 위해서는 많은 수의 펄스를 처리해야 한다. 펄스수가 증가할수록 통계적 불확실성은 줄어든다. 실제 펄스수는 안테나 회전속도, PRF에 따라 바뀐다. 안테나 회전이 느릴수록, PRF가 클수록 펄스수가 증가하여 통계적 불확실성이 작아진다.

3.1.10.1 반사도 자료

거리빈으로부터 되돌아온 파워(P_r)의 양이 측정되면 레이더 방정식을 통해서 레이더 반사도(Z)를 간접적으로 결정한다. 되돌아온 파워의 평균정보는 기상청 레이더의 경우 대부분 각 0.25km 거리 빈에서 생성된다. 계산에 사용된 펄스 수는 레이더의 스캔전략에 따라 변한다.

작은 PRF를 사용할 때 먼 거리까지의 반사도 자료를 얻을 수 있다. 작은 PRF는 펄스 간의 휴지시간을 증가시키고 R_{max} 를 증가시키기 때문이다. 긴 R_{max} 는 다중 접힘에코(Multiple Trip Echo)의 가능성을 줄인다. 한편 큰 PRF는 속도 자료 수집에서 필요하며, 많은 수의 펄스를 사용하여 속도관측 오차를 줄인다.

3.1.10.2 평균 시선속도 자료

도플러 속도 정보는 PPP(Pulse Pair Processing)로 얻어진다. PPP는 주어진 거리 빈에 대한 연속적인 펄스 사이의 평균 위상차를 결정한다. 같은 거리빈을 가지지만 연속적인 회전에 의하여 아주 작은 방위각 값의 차이를 가지는 시선방향에서의 펄스를 PRT 간격으로 수집하여 이들 레이더 원시 신호의 지연 자기상관관계를 도출하여 시선속도를 산출한다. 펄스 간의 휴지시간을 줄이고 R_{max} 를 줄이는 높은 PRF를 사용하면 최적의 안정한 속도 자료를 얻을 수 있다.

3.1.10.3 스펙트럼 폭 자료

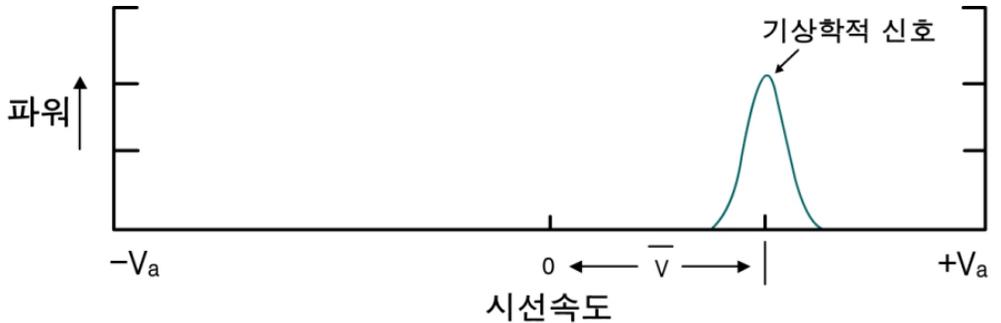
스펙트럼 폭은 거리 빈 안의 속도 분산의 양을 나타낸다. 스펙트럼 폭은 수학적으로 거리 빈 안의 풍속과 풍향의 변동에 비례한다. 속도는 평균 흐름을 나타내기 때문에 스펙트럼 폭이 큰 지역에서는 속도를 추정하는 것이 무의미 할 수 있다.

3.1 기상레이더 기초이론

큰 스펙트럼 폭과 관련된 기상학적 특징이나 조건은 다음과 같다.

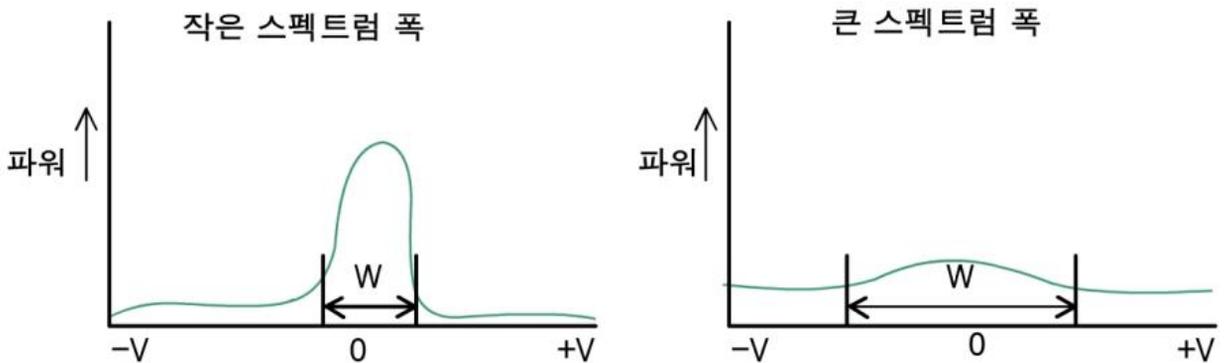
- 전선, 너우의 유출류, 해풍 등과 같은 경계
- 너우, 시어 지역, 난류, 바람 시어

스펙트럼 폭 추정은 통계적 기법인 시선속도와 유사하게 지연 자기상관관계(Autocorrelation)를 이용하여 구한다. 이것은 되돌아온 연속적인 펄스의 신호 변동을 측정하는 방법이다. 이 방법에서는 도플러 파워스펙트럼(그림 3.30)이 가우시안 분포를 가진다고 가정한다. 여러 개의 펄스로부터 얻은 파워와 속도 정보는 스펙트럼 계수(Spectral Coefficients)로 바꾼다. 종모양 곡선(그림 3.30)은 이러한 계수에 맞춘 것이고 이 곡선의 폭은 스펙트럼 폭의 크기에 비례한다.



[그림 3.30] 기상학적 물체로부터 되돌아온 파워의 가우시안 분포

스펙트럼 폭의 크기는 매우 다양하다. 속도 값은 파워에 가중치를 적용하여 구해지므로 파워 분포는 스펙트럼 폭에 크게 영향을 준다. 그림 3.31은 큰 파워를 가지면서 스펙트럼 폭이 좁은 경우와 파워가 낮고 스펙트럼 폭은 넓은 경우의 차이를 나타낸다.



[그림 3.31] 높은 파워 신호에 의한 좁은 스펙트럼 폭(좌)과 낮은 파워 신호에 의한 넓은 스펙트럼 폭(우)

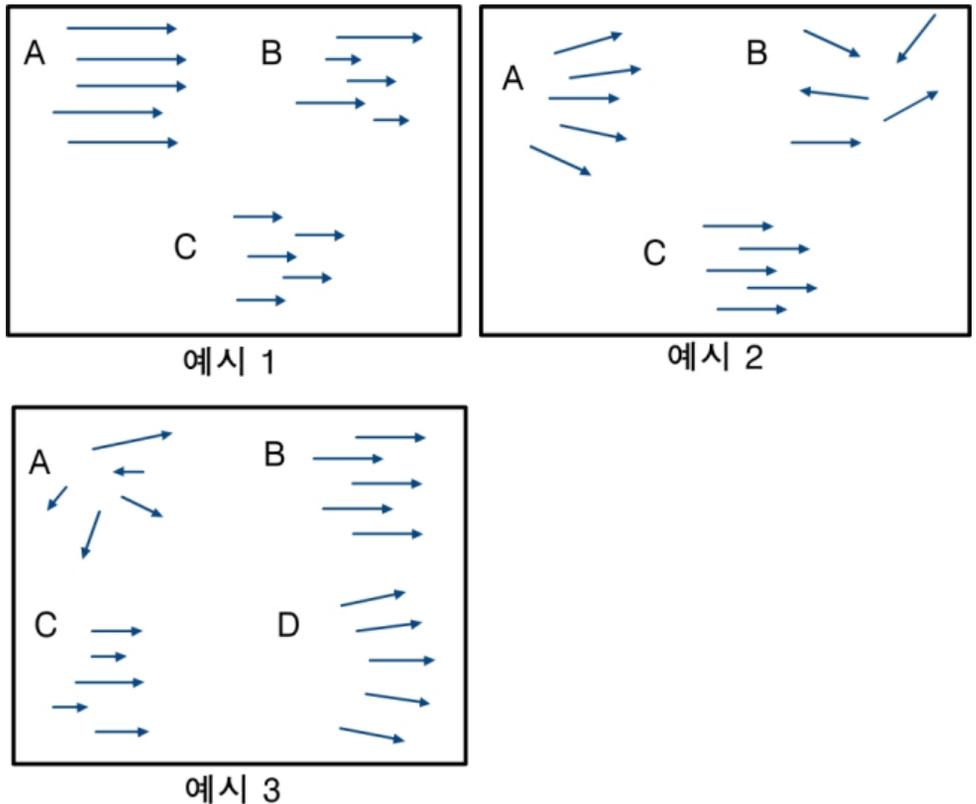
3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.32에서 스펙트럼 폭이 큰 그룹이 어느 것인지 알아보자. 화살표의 길이는 풍속을 나타내고, 방향은 거리 빈 안의 산란체의 운동 방향을 나타낸다. 되돌아온 파워는 모든 산란체에서 같다고 가정한다.

예시 1에서는 B가 가장 큰 스펙트럼 폭을 가진다. A, B의 경우 방향시어와 속력시어 모두 존재하지만 B의 경우는 속력시어가 존재한다.

예시 2에서는 B가 가장 큰 스펙트럼 폭을 나타낸다. A, B, C 모두 속력시어는 존재하지 않는다. C는 방향시어가 없고 A는 작은 방향시어를 나타낸다. 그러나 B는 가장 큰 방향시어를 가진다.

예시 3에서는 A가 가장 큰 스펙트럼 폭을 나타낸다. B는 속력 및 바람시어 모두 영이다. C는 속력 시어, D는 방향시어만을 가진다. 이에 반하여 A는 속력 및 방향시어 모두 크게 나타난다.



[그림 3.32] 스펙트럼 폭의 비교를 위한 세 가지 예시

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.11 레이더 지형에코 및 이상전파

지형에코는 자료의 품질을 저하시킨다. 따라서 레이더 자료를 이용하여 지형에코를 판단하는 것은 자료해석에 선행하여 고려하여야 하는 매우 중요한 과정이다.

3.1.11.1 지형에코

지형에코는 움직이지 않는 비기상학적 물체로부터 되돌아온 신호가 걸러지지 않고 기본자료 계산에 포함될 때 발생한다. 기본 자료로부터 모든 산출물이 생산되고 알고리즘이 적용되기 때문에, 지형에코는 기본자료와 구해진 산출물의 품질을 떨어뜨린다. 지형에코 제거는 기본자료를 생성하기 전에 레이더자료 신호처리에서 적용하거나 자료 생산 후 레이더 에코의 시공간적인 특성을 이용하여 제거할 수 있다.

지형에코에는 표준대기 조건에서 발생한 일반적인 지형에코(Normal Ground Clutter)와 과대굴절 대기상태에서 일시적으로 발생하는 이상굴절 에코(Anomalous Propagation : AP)가 있다. 일반적인 지형에코부터 먼저 설명한다.

1) 지형에코의 일반적 특징

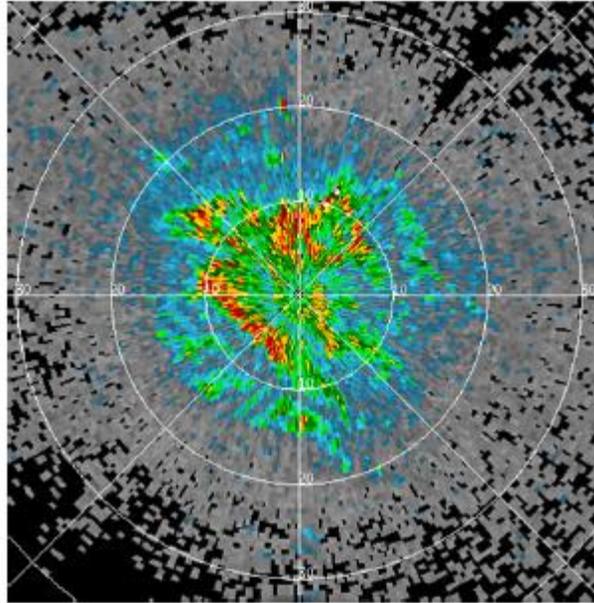
지형에코의 일반적인 특징은 다음과 같다.

- 지형에코는 일반적으로 낮은 고도각에서 생긴다.
- 지형에코는 레이더와 가까운 거리에서 발생한다. 그러나 다양한 거리에서 높은 산에 레이더 빔이 부딪혀 발생하는 경우도 있다.
- 특정한 고도각에서, 지형에코는 서로 다른 시간대에 관측된 부피주사 (Volume Scan) 자료에서 거의 변화하지 않으며 거의 모든 시간에 존재한다.

3.1 기상레이더 기초이론

- 반사도 산출물에서 지형에코의 특징

지형에코가 제거되지 않으면 지형 목표물은 강한 파워와 강한 반사도를 나타낸다. 필터에 의해 걸러지지 않은 지형에코는 지형이나 건축물에 의하여 반사도 자료에 나타나며 인접하는 거리 게이트에서 큰 차이를 보인다.

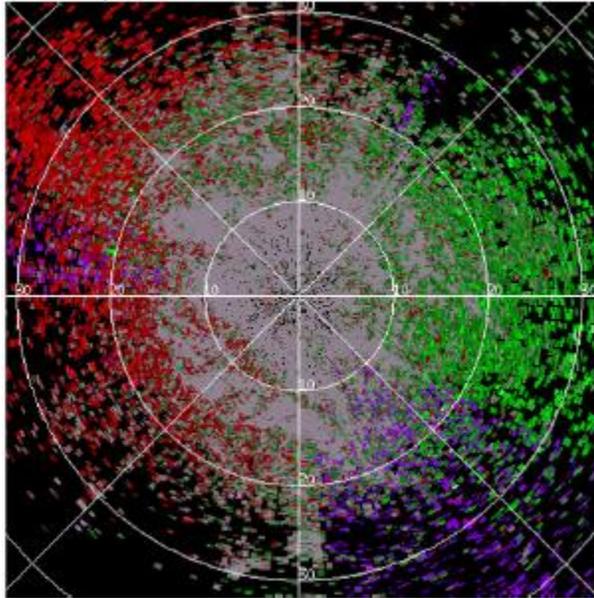


[그림 3.33] 걸러지지 않은 지형 에코 반사도 자료 예시

3.1 기상레이더 기초이론

- 평균 시선속도 산출물에서 지형에코의 특징

지형 목표물은 대부분 움직이지 않기 때문에 영에 가까운 시선속도 값이 나타나지만 예외는 있다. 흔들리는 나뭇잎, 파도, 자동차, 풍력발전기 등은 영이 아닌 시선속도 값을 가진다. 평균시선속도 산출물에서의 걸러지지 않은 지형에코는 거의 영의 시선속도를 가지는 넓은 영역 안에 영이 아닌 값이 고립적으로 나타나는 특성을 가진다.

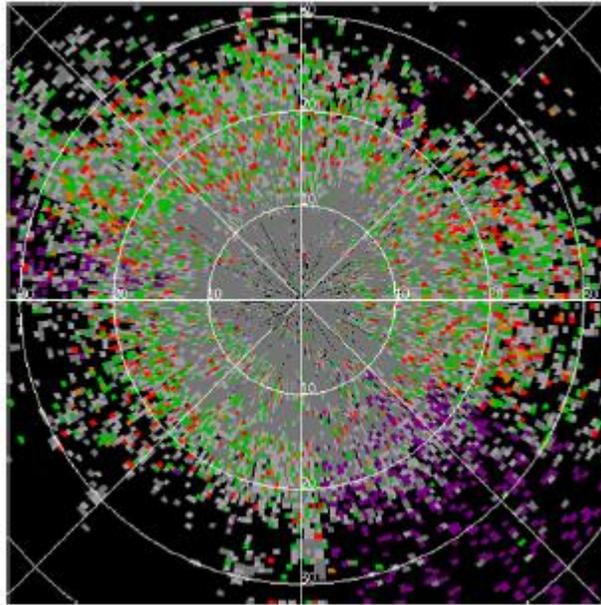


[그림 3.34] 걸러지지 않은 지형 에코 시선속도 자료 예시

3.1 기상레이더 기초이론

- 스펙트럼 폭 산출물에서 지형에코 특징

일반적으로 지형 목표물의 속도 변동은 작으며 스펙트럼 폭 또한 작다. 평균시선속도 산출물에서와 같이 예외가 있다. 흔들리는 나뭇잎, 고속도로의 차 등에서 큰 스펙트럼 폭 값이 나온다. 스펙트럼 폭 산출물에서 걸러지지 않은 지형에코는 낮은 스펙트럼 폭을 가지는 넓은 영역 내에 큰 값의 스펙트럼 값을 가지는 영역이 포함되어 나타난다(그림 3.35).



[그림 3.35] 걸러지지 않은 지형 에코 기본 스펙트럼 폭 자료 예시

3.1 기상레이더 기초이론

2) 이상전파에코의 일반적인 특징

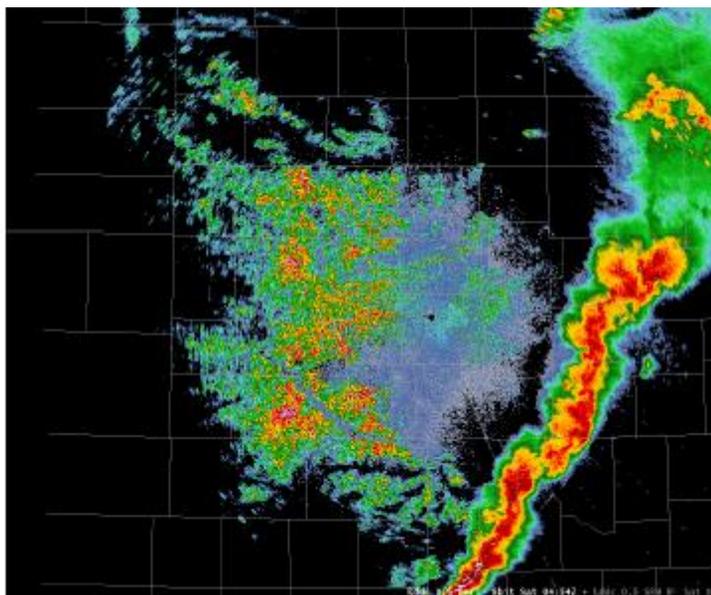
이상전파 에코는 대기상태에 의존하기 때문에 시,공간에서 일시적으로 나타난다. 레이더 산출물에서 지형으로부터 되돌아온 이상전파 에코는 발생 일, 시간, 부피주사에 따라 달라진다. 일시적인 이상전파 에코와 항상 존재하는 일반적인 지형에코를 구별하는 것은 중요하다.

이상전파에코의 일반적인 특징은 다음과 같다.

- 이상전파에코는 일반적으로 가장 낮은 고도각의 산출물에서 가장 잘 나타난다.
- 이상전파에코는 레이더로부터의 다양한 거리에서 나타난다.
- 과대굴절은 고도에 따라 온도가 증가하거나 수증기가 고도에 따라 감소하거나, 두 조건이 동시에 발생할 때 나타난다.

- 반사도 산출물에서 이상전파의 특징

반사도 자료에서 이상전파에코는 넓은 영역에서 다양한 값으로 얼룩덜룩하게 보인다. 이상전파에코에서 지형에 의한 불규칙한 모습은 매우 뚜렷하게 나타난다. 반사도 값은 매우 높고 인접한 게이트에서 급격하게 변화한다. 이상전파에 의한 반사도 경도는 기상학적 에코와 같은 완만한 형태를 보이지 않는다(그림 3.36).

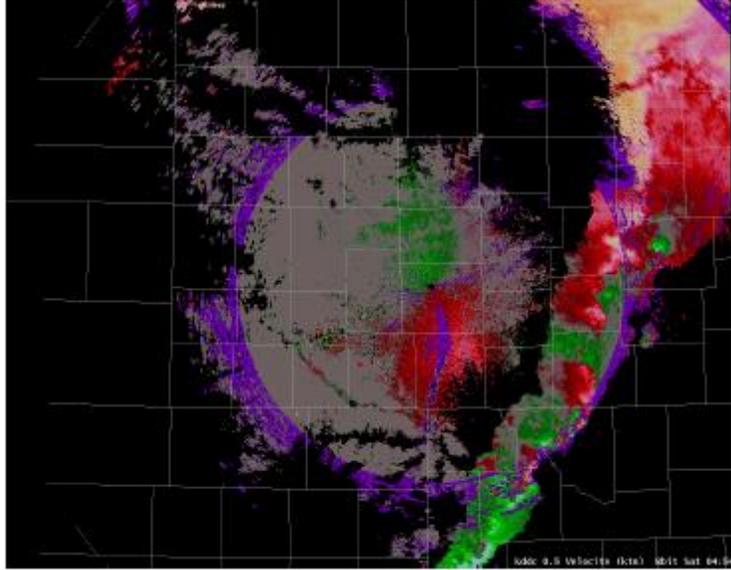


[그림 3.36] 스킨선 뒤의 걸러지지 않은 광범위한 이상전파에코. 이상전파에코와 스킨선의 차이점이 뚜렷하게 보임

3.1 기상레이더 기초이론

- 평균 시선속도 산출물에서 이상전파의 특징

이상전파에코의 속도 값은 몇몇 예외를 제외하고 보통 영에 가깝다. 흔들리는 나뭇잎, 파도, 차 등은 영이 아닌 값으로 나타난다. 평균 시선속도 산출물에서 걸러지지 않은 이상전파는 영의 값을 가지는 넓은 영역 내의 고립된 영이 아닌 좁은 영역이 나타나는 특징을 보인다.



[그림 3.37] 스킨선 뒤의 걸러지지 광범위한 이상전파에코의 속도자료. 광범위한 영역에서 속도가 거의 영을 나타냄

- 스펙트럼 폭 산출물에서 이상전파의 특징

이상전파에코의 속도 퍼짐은 보통 작아서 스펙트럼 폭 값 또한 작다. 평균 시선속도 자료에서와 같이 예외가 있다. 흔들리는 나뭇잎, 파도, 차 등에서 큰 스펙트럼 폭 값이 나타난다. 스펙트럼 폭 산출물에서 걸러지지 않은 이상전파에코는 큰 값을 포함하는 넓은 영역에서의 작은 스펙트럼 폭으로 나타난다.

3.1 기상레이더 기초이론

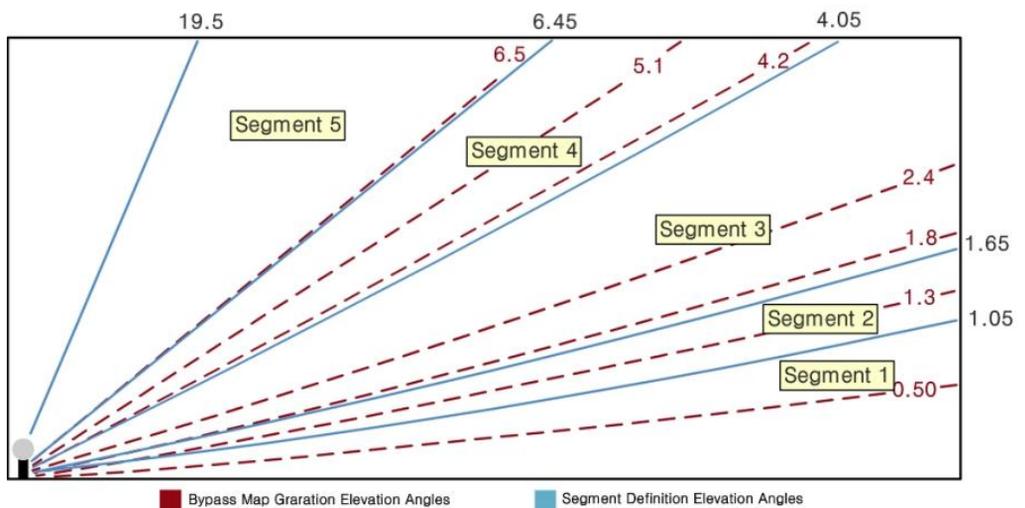
3.1.11.2 지형에코 제거 알고리즘

현재 기상청 레이더에 활용되는 품질관리 알고리즘은 미국 NSSL에서 개발한 퍼지알고리즘을 국내 실정에 맞게 수정한 것이다. 반사도, 시선속도, 스펙트럼폭의 공간 변동을 계산하고 이를 퍼지 소속값을 환산 및 조합하는 알고리즘이다. 도입 초기에는 반사도의 수평 변동(TDBZ), 반사도의 연직차(VDZ)의 두 퍼지 변수를 사용하였으나 반사도의 연직차값이 가장 효과적이라는 연구결과에 따라 현재는 반사도의 연직차만을 활용한다. 두 퍼지 변수는 다음과 같이 정의한다.

$$TDBZ = \frac{\sum_{j=-Ngates/2}^{Ngates/2} (Z_{i,j} - Z_{i,j})^2}{N} \quad (3.18)$$

$$VDZ = \frac{Z_{i,j,k} - Z_{i,j,ref}}{H_{i,j,k} - H_{i,j,ref}} \quad (3.19)$$

여기에서 i 는 방위각 방향의 인덱스, j 는 게이트 인덱스, k 는 고도각 인덱스이다. 따라서 TDBZ는 특정 레이더 픽셀을 중심으로 반사도의 차이를 나타낸다. VDZ 계산에서 ref는 해당 게이트, 방위각에서 기준 고도(3~4km)에 해당하는 고도각에서 반사도이다. 그림 3.38은 기준고도에서 반사도 값을 도출하기 위한 고도각 결정의 모식도를 나타낸다. 200km 이상의 거리에서는 VDZ를 이용한 비강수에코의 제거는 어렵다. 각 레이더 픽셀에서 계산한 VDZ값이 임계값(20)을 초과하면 비강수에코로 제거한다.

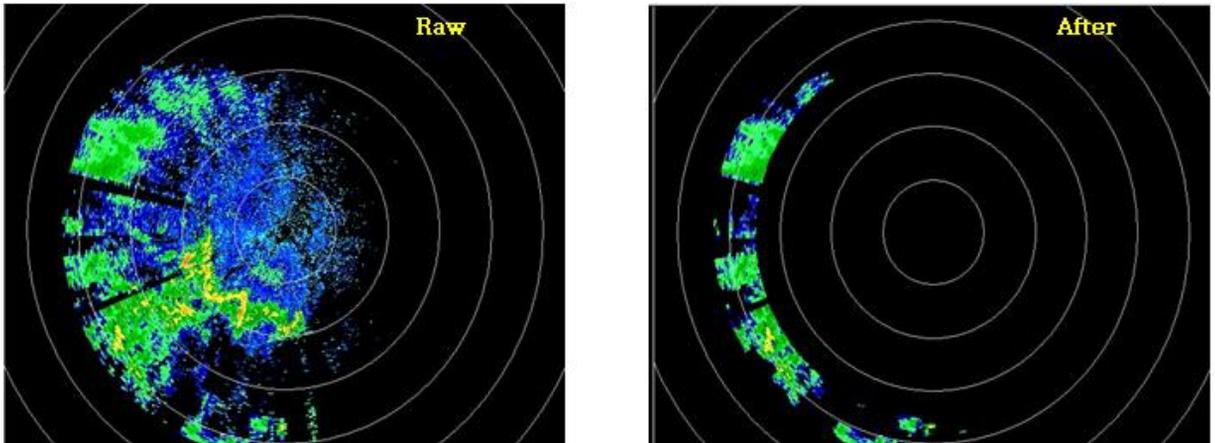


[그림 3.38] 5개의 지형에코 고도범위(파란선이 경계)와 정적보조지도의 기본 고도각

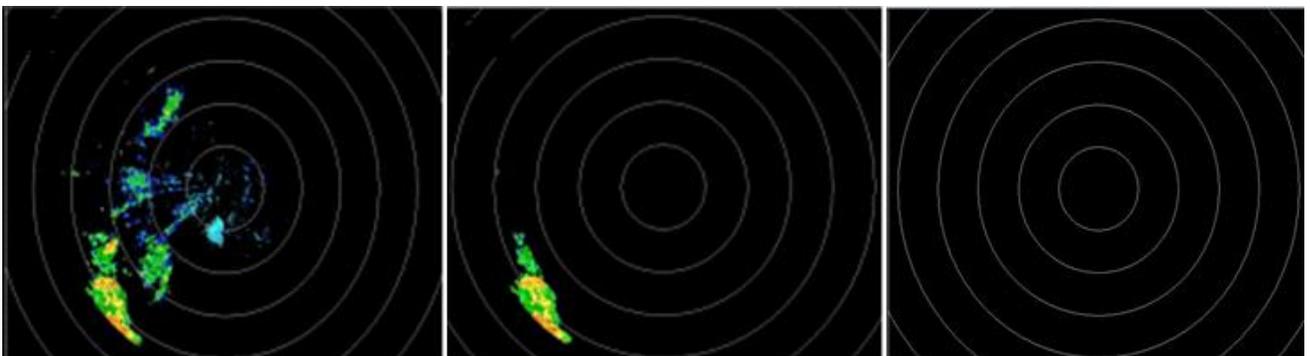
3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.39는 소개된 품질관리 알고리즘을 이용하여 이상전파에코를 제거한 사례이다. 170km 이내에서는 모든 이상전파가 제거되었지만 원거리에서는 이상전파에코가 그대로 존재한다. 이는 원거리에서 VDZ가 효율적이지 못함을 나타낸다.

그림 3.40도 유사하게 근거리에서는 이상전파가 효과적으로 제거된 반면 원거리에서는 제거되지 않았다. 두 경우 모두 기준 고도를 2.5km를 사용한 경우이며 2.5km의 고도에 해당하는 원거리서는 2.5km 고도에서 값 대신 다음 고도각을 사용할 경우 원거리에서도 이상전파가 제거되었다(그림 3.40 오른쪽).



[그림 3.39] 품질관리 알고리즘 적용 전(좌)과 후(우)의 반사도 영상. 이상전파 사례임



[그림 3.40] 품질관리 알고리즘 적용 전(좌)과 후(중간)의 반사도 영상. 이상전파 사례임. 오른쪽 그림은 원거리에서 기준고도각 반사도 대신 위 고도각의 반사도를 이용함

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.12 거리 접힘 풀기 알고리즘

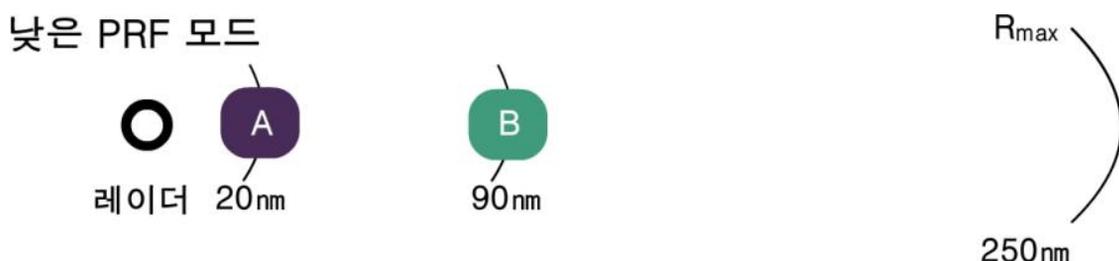
3.1.12.1 비 중첩 에코 사례

기상청에서는 거리접힘풀기 알고리즘이 존재하지 않아, 미국 ROC(레이더 운영센터)에서 활용하고 있는 알고리즘을 설명하도록 한다. 높은 PRF 모드가 사용되고 R_{max} 가 짧을 때, 첫 번째 왕복에서 같은 겹보기 거리를 차지하는 에코가 없는 것처럼 시선 방향을 따라 에코를 위치시킨다.

1 단계 : 진짜 거리와 가능한 거리

낮은 PRF로 원거리 자료가 수집되고 나면, 각 목표물의 거리와 되돌아온 강도를 알게 된다. 그러나, 속도값은 작은 최대 관측속도를 나타낸다. 낮은 PRF로 관측한 자료를 이용하여 각 에코의 위치를 참고한다.

그림 3.41은 낮은 PRF 관측하였을 때 레이더 에코가 각각 20, 90nm에 위치한다.



[그림 3.41] 시선 방향을 따라 각 목표물의 거리와 강도는 낮은 PRF 모드에서 관측 됨

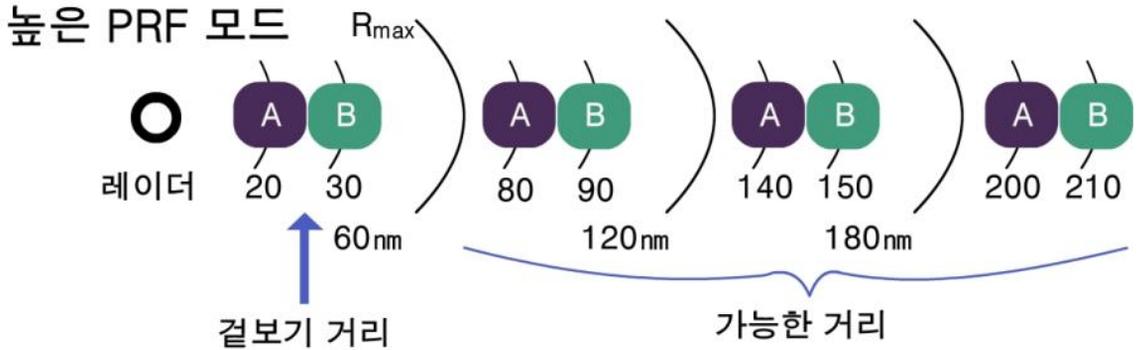
낮은 PRF로 관측 자료를 이용하여 같은 시선방향에서 높은 PRF 모드가 사용될 때 각 목표물이 가지는 겹보기 거리를 계산한다. 이 경우, 높은 PRF는 60nm의 R_{max} 를 가진다. 두 목표물에 대한 겹보기 거리는 R_{max} 내에 있다 (그림 3.42).



[그림 3.42] 높은 PRF 모드에서 각 목표물의 계산된 겹보기 거리

3.1 기상레이더 기초이론

높은 PRF에서 계산된 자료를 이용하여 가능한 다착에코(Multiple Trip Echoes)의 거리를 계산한다(그림 3.43). 이렇게 미리 계산된 자료와 실제 관측 자료를 비교할 수 있다.



[그림 3.43] 높은 PRF 모드에서 각 목표물의 걸보기 및 가능한 거리. 거리들은 높은 PRF 자료를 수집하기 전에 결정되어짐

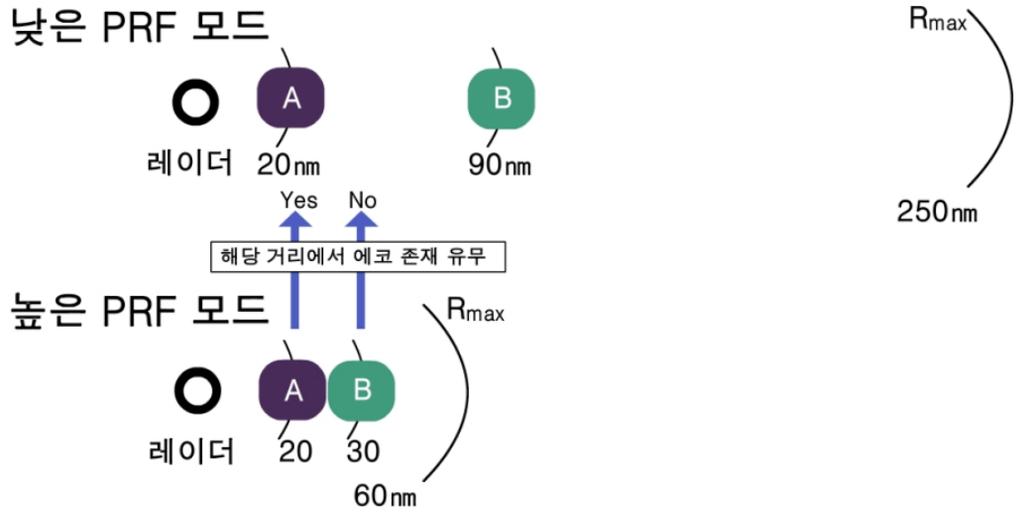
2 단계 : 강도 비교

높은 PRF가 사용되어진 경우, 만약 어떤 에코가 같은 거리 bin에서 ‘접혀’ 있는지의 유무를 계산한다. 만약 접혀있다면 두 개 혹은 여러 개 에코들의 수신된 강도를 비교한다. 이 경우, 에코들은 같은 bin으로 접히지 않고, 따라서 에코 중첩도 없다.

3 단계 : 접힘 풀기

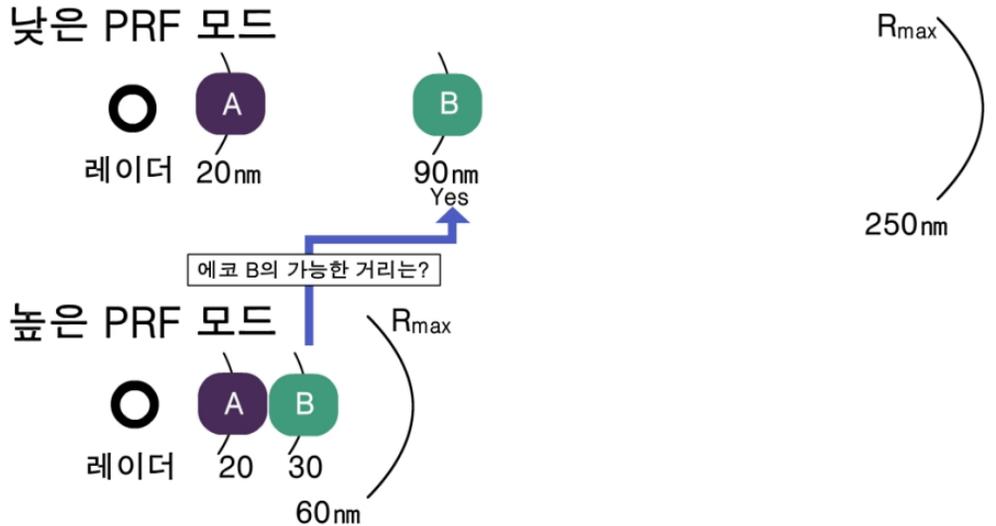
높은 PRF 자료가 수신되면 속도 자료는 정확하겠지만, 짧은 R_{max} 로 인해, 어떤 에코는 첫 왕복에서 R_{max} 를 넘어서서 접히게 될 것이다. 접힘 풀기 단계에서는 높은 PRF 자료(속도와 스펙트럼 폭 값)와 낮은 PRF 자료(강도와 거리)를 매 bin마다 대조한다. 높은 PRF 자료에서 속도 값의 걸보기 거리는 낮은 PRF 자료에서 같은 거리를 확인함으로써 검증된다(그림 3.44).

3.1 기상레이더 기초이론



[그림 3.44] 높은 PRF 자료의 속도 값의 겹보기 거리는 낮은 PRF 자료의 해당되는 거리와 비교됨

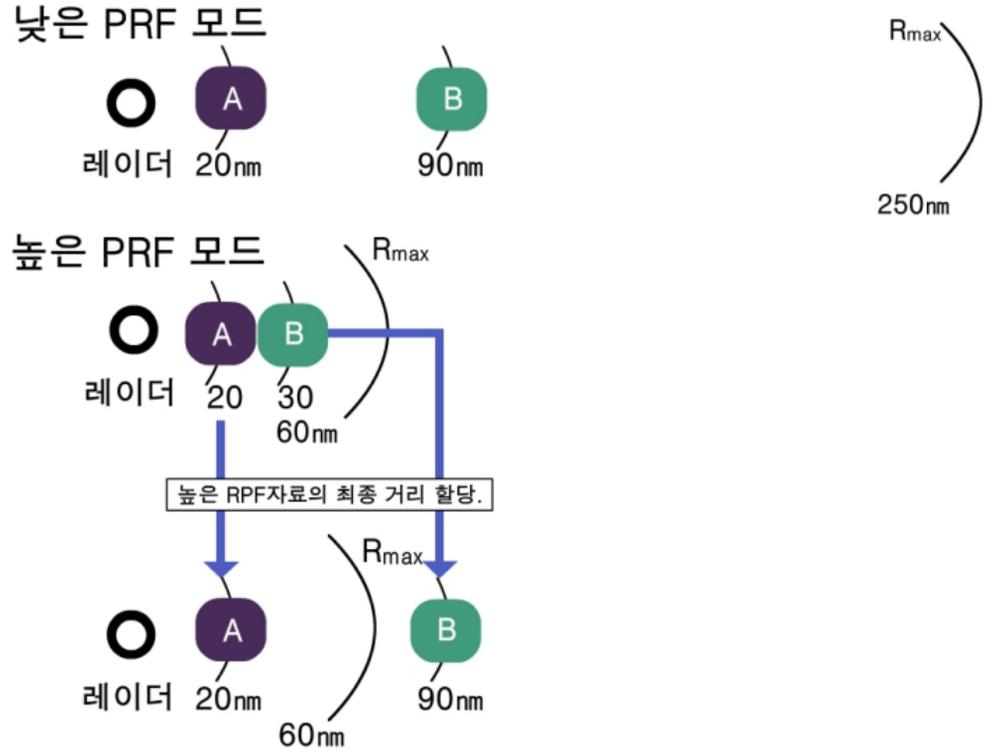
목표물 A의 경우, 낮은 PRF 자료의 동일한 거리에서 에코가 존재하기 때문에 목표물 A는 20nm의 거리에 배정된다. 낮은 PRF 자료에서 30nm에 목표물이 없기 때문에, 목표물 B의 가능한 거리는 60nm를 더하여 낮은 PRF 자료와 비교한다(그림 3.45).



[그림 3.45] 높은 PRF 자료의 속도 값의 겹보기 거리는 낮은 PRF 자료의 그 같은 거리와 비교됨

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.46은 목표물 A와 B의 최종 거리 할당을 나타낸다. 거리점침풀기 알고리즘은 낮은 PRF와 높은 PRF 자료에서 이러한 빈과 빈의 비교를 수행하여 높은 PRF 자료에 적절한 거리를 할당할 수 있다.



[그림 3.46] 기본 속도와 기본 스펙트럼 폭 자료의 거리 할당

3.1 기상레이더 기초이론

3.1.12.2 중첩된 에코 사례

이 경우에, 시선 방향을 따라 높은 PRF 모드에서 같은 거리 bin에서 접힌 에코와 목표물이 동시에 존재한다.

단계 1 : 진짜 거리와 가능한 거리

이전 경우처럼 낮은 PRF 자료가 한번 수집 되면 시선 방향을 따라 각 목표물에 대한 강도와 거리 정보는 알 수 있다. 그림 3.47은 낮은 PRF로 관측한 경우로 각각 20, 90nm에 에코가 존재한다.

낮은 PRF 모드



[그림 3.47] 시선 방향을 따라 낮은 PRF 모드에서 각 목표물의 거리를 확인함

이 경우 목표물 A와 B의 겹보기 거리는 높은 PRF의 R_{max} 를 기반으로 계산한다. 그림 3.48의 경우 $R_{max} = 70nm$ 이므로 실제거리가 20nm와 90nm인 A와 B의 경우 20nm의 겹보기 거리를 가진다.

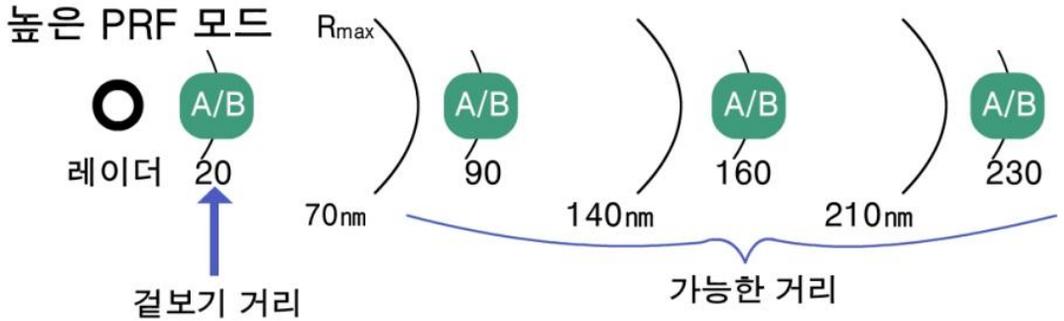
높은 PRF 모드



[그림 3.48] 높은 PRF 자료가 수집되기 전에 계산된 높은 PRF 모드에서 계산된 겹보기 거리, 에코 A와 B가 중첩됨에 주의

3.1 기상레이더 기초이론

또한 각 목표물에 대한 다차에코의 가능한 거리를 계산한다. 이 계산 결과를 이용하여 높은 PRF 자료를 수집하는 경우 모든 가능한 목표물 거리는 사전에 확인할 수 있다(그림 3.49).



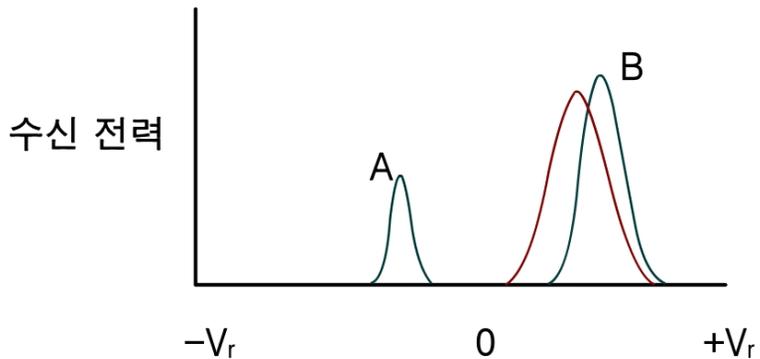
[그림 3.49] 각 목표물의 높은 PRF 모드에서 결보기 거리 및 가능한 거리. 거리는 높은 PRF 자료를 수집하기 전에 결정되어진다. 반복된 에코 중첩을 주의

높은 PRF 모드로 자료를 수집할 때, 20nm의 결보기 거리에 있는 자료값은 목표물 A와 B 모두에서 수신된 신호로 구성된다. 두 목표물로부터 펄스가 동시에 안테나에 도달하였다. 관측된 속도값은 강도에 가중치를 두고 계산한다. 따라서 중첩 에코와 관련된 속도 자료는 훨씬 큰 강도를 가지는 에코의 대표값으로 주어진다.

3.1 기상레이더 기초이론

그림 3.50에서, 목표물 A와 B는 독립적인 신호로 표시된다. 하지만 이는 오직 우리의 이해를 위한 것이다. 신호 처리기는 서로 다른 두 목표물에서 수신된 사실을 모르고, 거리 bin에서 가용한 모든 펄스를 분석한다. 파란 곡선은 거리 bin에서 관측 자료이며, 관련된 속도값은 A보다 B를 더 대표한다.

이는 목표물 B가 A보다 훨씬 더 높은 강도를 나타내기 때문이다. 속도값은 강도에 가중치가 있기 때문에 다른 것보다 훨씬 더 큰 강도를 가지는 목표물에 ‘혼합된’ 또는 관측된 속도 값을 할당하는 것은 상당히 정확한 값을 제공한다. 그러나, ‘큰 강도’라는 용어는 정량화되어야 한다.



[그림 3.50] 목표물 A와 B에서의 펄스가 동시에 레이더로 돌아오기 때문에 하나의 신호(파란 곡선)로 분석됨

2 단계 : 강도 비교

낮은 PRF 자료에서, 두 에코의 수신 강도는 알고 있다. dB단위로 강도비(낮은 것 분의 높은 것)를 다음과 같이 계산한다.

$$dB = 10 \log \left(\frac{P_{high}}{P_{low}} \right) \quad (3.20)$$

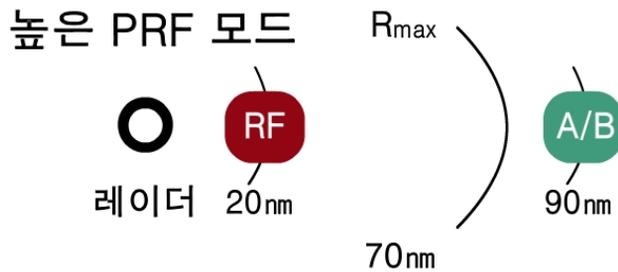
- 강도비가 임계치(기본 값이 5dB이며 바꿀 수 있는 매개 변수)를 초과하면, 속도 자료는 더 큰 강도로 돌아온 에코에 할당될 것이고 동시에 다른 것은 거리접힘에 할당된다.
- 강도비가 임계치를 넘지 못하면, 중첩된 에코 모두 거리접힘(RF)에 할당된다.

3.1 기상레이더 기초이론

3 단계 : 접힘 풀기

높은 PRF 자료가 수집되면 비 중첩 에코의 예와 같이, 높은 PRF 자료의 겹 보기 및 가능한 거리는 낮은 PRF 자료의 실제 거리와 비교된다.

이 예시에서, 목표물의 파워비(A/B)가 임계치를 초과한다고 가정한다. 두 에코의 거리는 알고 있기 때문에, 혼합된 속도값은 90nm의 B에 할당될 것이고, 거리접힘은 20nm의 A에 할당될 것이다(그림 3.51). B의 거리에 할당된 속도값은 A에 의한 수신에 의해 약간 편향된다는 것에 주의하라.



[그림 3.51] 에코 중첩이 발생한 거리 bin에서 낮은 PRF에서 관측된 두 에코의 비와 임계치의 비율에 의하여 속도값을 B에 할당하거나 A에 거리접힘(RF)을 나타냄

거리 접힘 풀기 알고리즘의 장점

거리 접힘 풀기 알고리즘은 높은 PRF에 의하여 최대 거리를 초과하는 거리에서 속도와 스펙트럼 폭 자료의 적절한 거리를 할당한다. 에코 중첩이 있을 때, 중첩된 에코의 하나는 강도비가 임계치를 초과한다면 속도와 스펙트럼 폭 자료가 할당되고, 다른 하나는 거리접힘에 할당되어 질 것이다.

거리접힘풀기 알고리즘을 사용하는 것은 낮은 PRF 모드로 목표물 거리를 제대로 결정하고 높은 PRF 모드로 속도와 스펙트럼 폭을 더 정확하게 측정할 수 있게 한다.

거리 접힘 풀기 알고리즘의 단점

특정 기상조건은 다른 조건보다 거리 접힘에 더 큰 도움을 준다. 시선 방향을 따라 정렬된 다수의 에코가 존재하는 경우에는 에코 중첩이 극대화되고, 따라서 거리 접힘 자료 또한 최대가 된다.

에코가 중첩되었을 때, 강도비가 임계치를 초과하지 않으면 속도와 스펙트럼 폭 자료는 사용할 수 없다. 이 에코들은 거리접힘에 할당된다.

3.2 레이더 강수추정

이 절에서는 레이더를 이용한 강수 추정의 기초에 대해서 설명한다. 상세 목표는 다음과 같다.

- 반사도(Z)와 강우강도(R)의 우적크기분포에 대한 의존성과 R과 Z관계의 한계를 파악하고자 한다.
- 레이더를 이용한 강수량추정과 관련된 10가지 잠재적인 오차들을 파악한다.

3.2.1 레이더 반사도(Z)와 강우강도(R)

3.2.1.1 레이더 반사도(Z)

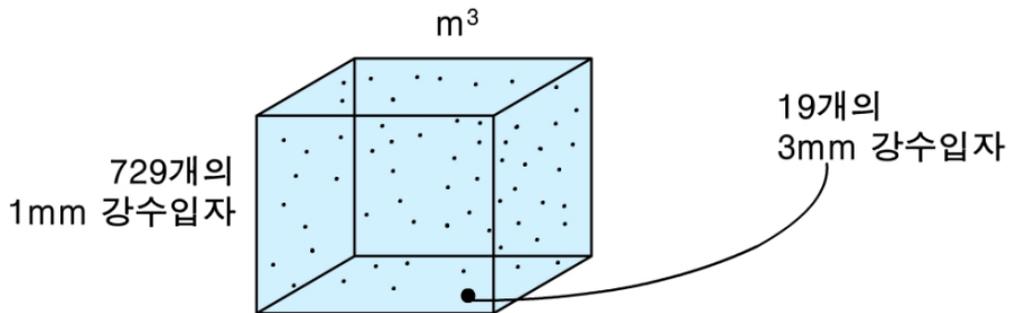
반사도(Z)는 돌아오는 파워로 추정하지만 우적크기분포를 알고 있다면 직접 계산할 수 있다. 반사도는 식(3.20)과 같이 우적크기분포에 의존적이다.

$$Z = \int N(D)D^6 dD \quad (3.21)$$

여기에서, $Z[\text{mm}^6\text{m}^{-3}]$ 는 반사도 인자, $D[\text{mm}]$ 는 우적직경, $N(D)[\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}]$ 는 단위부피(1m^3)내의 주어진 우적크기 간격에 대한 우적의 개수를 나타낸다. 식에 의하며 Z는 우적크기분포의 6번째 적률, 즉 우적 직경의 6승에 의존한다.

3.2.1.2 계산의 예

레이더가 1mm의 강수입자 729개와 3mm의 강수입자가 1개를 포함하고 있는 단위부피(1m^3)를 관측한다(그림 3.52). 위의 식을 사용하여 Z를 다음과 같이 구한다.



[그림 3.52] Z계산 예시

3.2 레이더 강수추정

$$\begin{aligned} Z &= (729 \text{ drops}/m^3)(1\text{mm})^6 + (1\text{drop}/m^3)(3\text{mm})^6 \\ &= 729\text{mm}^6/m^3 + 729\text{mm}^6/m^3 \\ &= 1458\text{mm}^6/m^3 \end{aligned}$$

$Z = 1458\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ 이다.

3.2.1.3 Z를 dBZ로 변환

Z (mm^6/m^3)값의 범위는 매우 크게 나타나기 때문에 선형 값(mm^6/m^3) Z 는 현업에서 거의 사용하지 않는다. 대신 다음의 식을 이용하여 dBZ로 전환하여 사용한다.

$$dBZ = 10\log Z \quad (3.22)$$

따라서 위 예시에서 dBZ값은 $10\log 1458 \approx 10(3.2) \approx 32\text{dBZ}$ 와 같이 나타낸다.

1mm 강수입자 729개와 3mm 강수입자 1개의 반사도 기여도는 동일하다. 이것은 Z 값의 강수입자 직경의 6승에 대한 의존성을 잘 나타낸다. 강수입자 직경의 작은 변화는 매우 큰 값의 반사도를 변화하게 한다.

3.2.1.4 Z추정

레이더는 수신되는 파워만을 측정한다. 수신된 파워와 Probert-Jones 레이더 방정식을 이용하여 반사도 Z 를 추정한다. 다른 우적크기 분포들이 동일한 Z 값을 나타낼 수 있기 때문에 문제가 발생하고, 이것은 강우량 추정의 정확도에 영향을 미친다.

3.2 레이더 강수추정

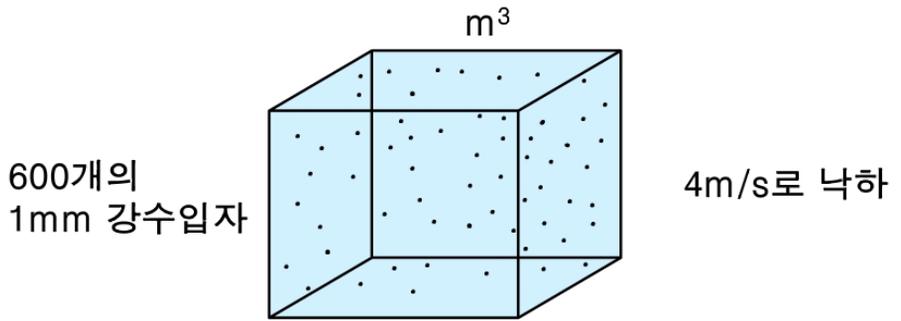
3.2.1.5 강우강도(R)

강우강도(R)은 Z와는 다른 형태로 우적크기분포에 의존한다. R은 강수입자의 직경에 따른 낙하속도(V_f)에 의존적이며 관계식은 식(3.22)과 같다.

$$R = \frac{\pi}{6} \int N(D) D^3 V_f(D) dD \quad (3.23)$$

여기에서, R[mmhr⁻¹]은 강우강도, D[mm]는 강수입자의 직경, N(D)[m⁻³mm⁻¹]는 단위부피(1m³)내의 주어진 우적크기 간격에 대한 우적의 개수, V_f(D)[ms⁻¹]는 직경에 따른 낙하속도를 나타낸다. R은 우적직경의 3승과 입자의 낙하속도에 비례한다.

3.2.1.6 R 계산의 예



[그림 3.53] R계산 예시

$N(D) = 600 \text{drops m}^{-3}$, $D = 1 \text{mm}$, $V_f = 4 \text{ms}^{-1}$ 일 때, 위식을 이용하여 강우강도 R을 계산하면 아래와 같다.

$$\begin{aligned} R &= (\pi/6)(600/m^3)(1 \text{mm}^3)(4 \text{ms}^{-1}) \\ &= (\pi/6)(600/10^9 \text{mm}^3)(1 \text{mm}^3)(4000 \text{mms}^{-1}) \\ &= (0.004)\pi(\text{mms}^{-1}) \\ &\approx 0.00127 \text{mms}^{-1} \end{aligned}$$

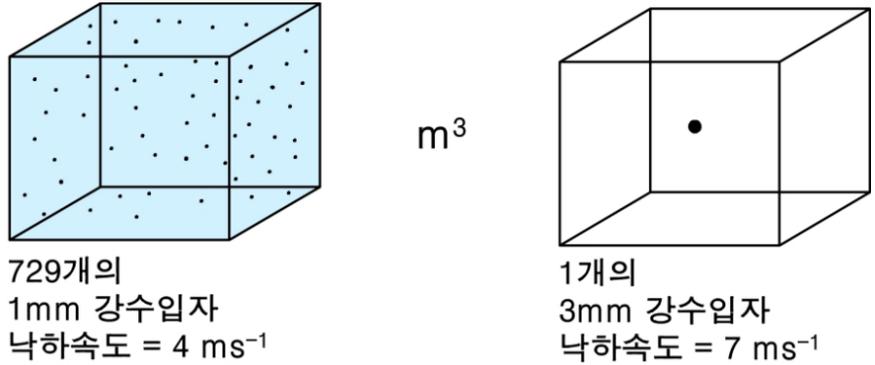
단위를 mmhr⁻¹로 전환하면,

$$\begin{aligned} &= (0.00127 \text{mm/s})(3600 \text{s/hr}) \\ R &= 4.57 \text{mmhr}^{-1} \end{aligned}$$

3.2 레이더 강수추정

3.2.1.7 같은 반사도, 다른 강우강도 사례

반사도는 같지만 강우강도가 다른 아래 두 부피를 살펴보자.



[그림 3.54] 같은 반사도, 다른 강우강도 예시

그림에서 첫 번째 부피 안에는 낙하속도 4 ms^{-1} , 직경 1mm의 강수입자가 729개 존재한다. 반사도 계산 결과에 의하면 $Z_1 = 729 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ 이고 이것을 dBZ로 변환하면 29dBZ가 된다.

첫 번째 부피의 강우강도(R_1)는 5.59 mmhr^{-1} 이다. 두 번째 부피는 낙하속도 7 ms^{-1} 을 가지는 직경 3mm의 강수입자 하나가 존재한다. 반사도는 $Z_2 = 729 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ 이며 29dBZ로 앞의 결과와 동일하다. 그러나 강우강도(R_2)는 0.25 mmhr^{-1} 이다.

Z 는 동일하지만 강우강도(R)은 두 관측부피에서 크게 다르게 나타난다.

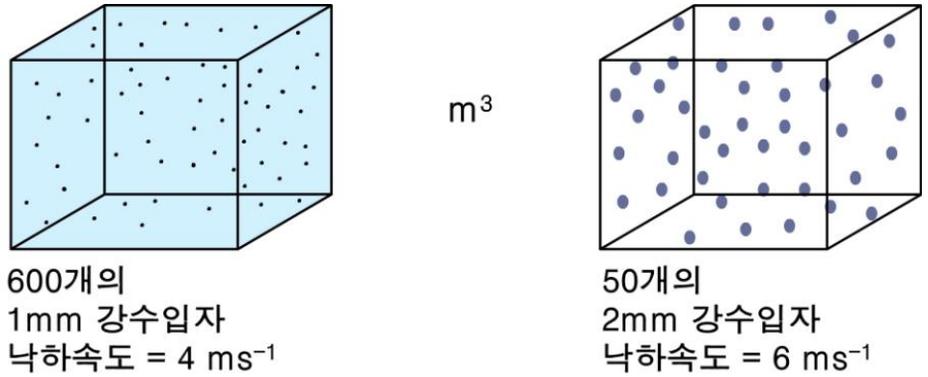
3.2.1.8 같은 강우강도, 다른 반사도 사례

반대로, 두 부피는 동일한 강우강도지만, 반사도가 다르게 나타날 수도 있다.

다음의 그림에서 첫 번째 부피는 낙하속도가 4 ms^{-1} 인 직경 1mm의 강수입자가 600개를 포함하고 있다.

$R_1 = 4.57 \text{ mmhr}^{-1}$ 이고 $Z_1 = 600 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ (28dBZ) 이다. 두 번째 부피는 낙하속도가 6 ms^{-1} 인 직경 2mm 강수입자가 50개이다. $R_2 = 4.57 \text{ mmhr}^{-1}$ 이고 $Z_2 = 3200 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ (35dBZ)이다. 이는 두 번째 부피가 첫 번째 부피보다 5배나 높은 반사도 값을 나타낸다.

3.2 레이더 강수추정



[그림 3.55] 같은 강우강도, 다른 반사도 사례

3.2.1.9 유일하지 않은 Z-R 관계식

Z는 강수입자직경의 6승에 비례하고, R은 직경의 3승에 비례한다. 하나의 Z값에 따라 여러 가지 R값이 존재하기 때문에 Z-R 관계식은 단 하나의 식으로 표현되지 않는다. 유사하게 하나의 R값에 대하여 여러 가지 Z값이 존재한다.

3.2.1.10 Z-R 관계식

거리빈에서 반사되어 돌아오는 파워의 평균을 계산하고 레이더 방적식을 사용하여 이 값에서 반사도를 계산한다. R은 관측된 Z로부터 Z-R관계식을 통하여 구한다.

강우의 종류에 따라 다르게 사용할 수 있는 여러 개의 Z-R관계식이 있다. Z-R관계식에 매개변수를 바꾸어 필요로 하는 다른 Z-R관계식을 사용할 수 있다. 어떤 Z-R관계식을 선택하여도 액체강수율(강우율)을 평가한다.

1) 대류 Z-R 관계식

대류성 강수에는 2개의 Z-R 관계식을 사용할 수 있다. 첫 번째는 여름철 심층 대류뿐만 아니라 일반적인 비열대성대류를 위한 것이다. 이 관계식은 다음과 같다.

$$Z = 300R^{1.4} \quad (3.24)$$

두 번째 대류성강수의 식은 직경이 작은 입자들을 많이 포함하고 있는 열대와 아열대 사상에 대한 것이다. 이 관계식은 다음과 같다.

$$Z = 250R^{1.2} \quad (3.25)$$

3.2 레이더 강수추정

2) 층운형 Z-R관계식

층운형 강수에는 세 가지 Z-R관계식이 있다. 첫 번째는 모든 일반 층운형 강수를 위한 것이다. 이는 Marshall-Palmer의 Z-R 관계식으로 잘 알려져 있다.

$$Z = 200R^{1.6} \quad (3.26)$$

남은 두 층운형 강수의 Z-R관계식은 겨울철 강우와 지형성강우를 위한 것이다. 첫 번째 겨울 층운형 Z-R관계식은 다음과 같다.

$$Z = 130R^{2.0} \quad (3.27)$$

두 번째 지형성 강우 Z-R관계식은 다음과 같다.

$$Z = 75R^{2.0} \quad (3.28)$$

적절한 Z-R 관계식의 선택은 강우추정 정확도를 향상 시킬 수 있다. 그러나 이러한 Z-R 관계식 이외에도 여러 가지 오차 원인이 존재한다.

3.2.2 강우추정의 오차원인

몇몇 잠재적인 오차는 R의 추정에 영향을 줄 수 있다. 본 절에서는 다양한 오차를 세 유형으로 분류하여 설명한다. 세 유형의 오차는 Z 추정 오차, Z-R관계식과 관계된 오차, 그리고 빙 전파 효과에 의한 오차이다.

3.2.2.1 Z추정 오차

1) 지형에코(Ground Clutter)

필터로 지형에코를 제거하지 않고 Z-R 관계식의 입력자료로 이용하면 지형에코가 있는 지역은 강우를 과대추정 할 것이다. 그리고 필터링이 지형에코가 없는 지역에 적용될 경우 기상에코의 일부가 제거되어 그 지역은 강우를 과소추정 할 수 있다. 따라서 지형에코 지역은 필터를 적용하고 기상신호를 복원하여 필터에 의한 효과를 최소화하고 기상에코지역은 필터를 적용하지 않아야 한다.

3.2 레이더 강수추정

2) 이상전파 에코(Anomalous Propagation Clutter)

이상전파에코가 필터링 되지 않을 경우, 강수량을 과대추정 한다. 이상전파가 존재하지 않는 부분에 필터링이 적용될 경우 그 부분은 강우가 과소추정 된다. 지형에코와 유사하게 정확한 강수 추정을 위해서는 이상전파에코는 필터링을 적용하고 기상에코는 필터링이 적용되지 않아야 한다.

3) 부분 빔 채워짐

일반적으로 부분 빔 채워짐은 레이더로부터 멀리 있는 기상에코에서 발생한다. 레이더 방정식의 가정 중 하나는 레이더 빔을 대기수상체가 균일하게 채우고 있다는 것이다. 그러나 레이더 빔이 레이더로부터 거리가 멀어질수록 넓어지기 때문에 이 조건을 충족시키기 어렵다.

따라서 멀리 떨어져 있는 빔보다 좁은 목표물은 실제보다 크게 나타난다. 이러한 작은 목표물로부터 돌아오는 파워는 전체 빔폭에서 평균되어 과소추정 한다. 부분 빔 채워짐의 결과는 강우강도를 과소추정하고 강우지역을 과대추정 한다.

4) 젖은 레이돔

레이돔이 강한강수 또는 부분적으로 언비로 인하여 젖어있으면 레이돔에 의하여 빔의 감쇠가 일어나기 때문에 강우를 과소추정 할 수 있다. 목표물에 대하여 낮게 측정된 파워는 반사도와 강우강도의 과소추정을 야기한다.

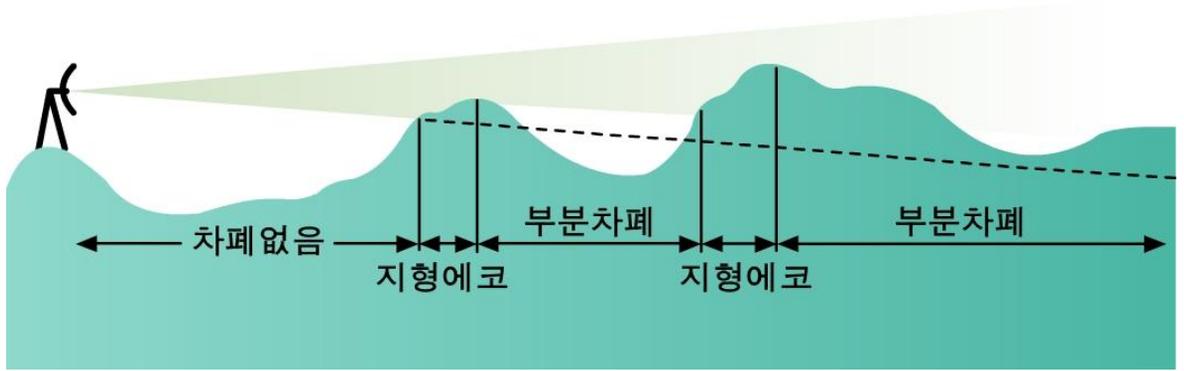
5) 하드웨어의 보정

하드웨어 보정 오차는 강우추정에 상당한 오차를 야기한다. 레이더는 매 볼륨스캔에 대해서 보정을 수행함으로써 정확한 반사도와 강우추정을 할 수 있다. 보정 값은 일반적으로 dB로 나타낸다. 이 값이 +/- 2dB가 되면, 하드웨어에 이상이 발생하였다고 판단하고 정비를 수행하는 것이 바람직하다. 볼륨스캔 사이에 보정값이 크게 변하면 하드웨어 오작동을 나타낸다. 이때 Z와 R은 과대·과소 추정 된다.

6) 언덕에 의한 강수 차폐

언덕에 의한 강수 차폐 혹은 엄폐는 그림 3.56에 나타난 것처럼 고지대 바깥쪽에 있는 지역의 강우강도를 과소 추정한다. 부분차폐가 발생하면 지형 구조를 상세하게 파악하여 언덕에 의해 가로막히는 총 빔의 비율을 계산하여 강우강도의 보정을 통상적으로 적용할 수 있다.

3.2 레이더 강수추정



[그림 3.56] 레이더빔을 가로막는 언덕에 의한 효과

3.2.2.2 Z-R관계식 오차

1) 우적크기분포의 변동성

사용되는 Z-R관계식과 관계된 우적크기 분포의 변동은 강우의 과대·과소 추정의 원인이 된다. 다른 우적크기가 동일한 Z값을 나타낼 수 있으나 사용된 Z-R관계식에 따라 계산된 R의 값과 실제 강우강도는 많은 차이가 있다. 예를 들어 Z-R관계식은 가정하는 것 보다 큰 빗방울의 비율이 많은 적란운의 경우에 실제 강우강도보다 과대 추정하는 경향이 있다. 마찬가지로, 가정된 것보다 작은 입자들을 포함하는 층운형 구름의 경우에 강우강도는 과소 추정된다.

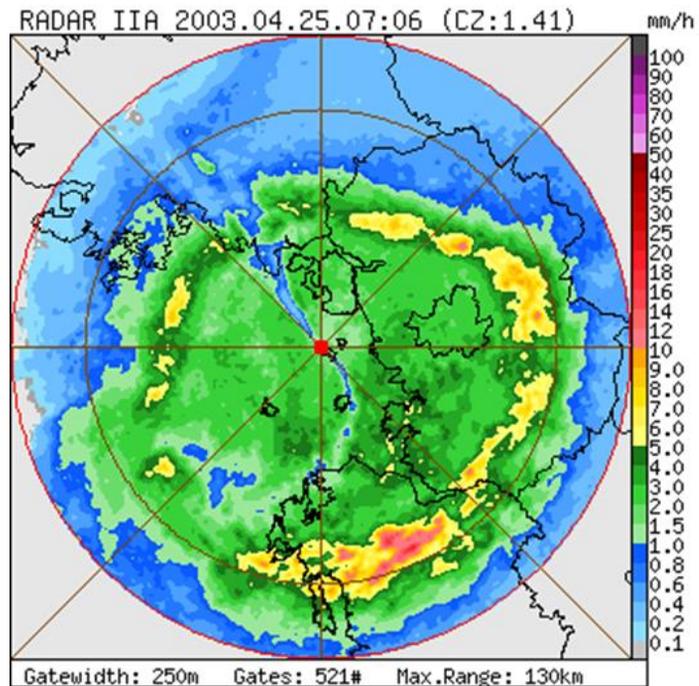
2) 눈, 얼음, 혼합강우

우박, 눈, 진눈깨비와 혼합된 강우는 큰 반사도 값을 가지게 되고 이는 강우강도의 과대추정 원인이 된다.

눈입자와 얼음 입자의 굴절지수와 낙하속도는 빗방울과 현저하게 다르다. 눈에 대해 확립된 Z-R 관계식은 비의 관계식과는 다르다. 전형적인 관계식은 $Z = 2000R^2$ 이다. 이 관계식은 10cm 과장으로 운영되는 레이더가 약한 강설에 민감하지 않다는 것을 암시한다. 또 많은 강설과 관련된 천층 구름 관측시 가장 좋은 결과를 얻기 위해서는 매우 민감하고 좁은 빔 폭을 가지는 3cm 레이더가 유리하다

3.2 레이더 강수추정

온화한 기후에서, 빗방울의 형태로 지면에 도달하는 대부분의 강수입자는 원래 구름 속 높은 고도에서 얼음이나 눈입자로 형성된 것이다. 얼음이 녹는 고도로 떨어질 때 얼음은 외부표면이 녹기 시작한다. 녹는 고도(0℃) 바로 아래의 물로 쌓여진 얼음 입자들은 반사가 강해져 강한 레이더 신호를 발생시킨다. 이를 밝은 띠(Bright Band)라 부른다. PPI표출에서 밝은띠는 비정상적인 강한 강우령 형태로 보여지며 광범위한 층운형 지역에서 빈번히 관측된다(그림 3.57).



[그림 3.57] 관악산 레이더 2003년 4월 25일에 관측한 밝은띠 사례. 밝은띠의 높이가 변함을 알 수 있음

적란운 안의 우박은 그 크기가 매우 커질 수 있다. 특별히 표면이 물로 덮힌 일부 우박들은 매우 큰 반사도를 가질 수 있다. 이러한 신호는 예보관들에게 악기상 발생에 관한 매우 중요한 신호를 제공한다.

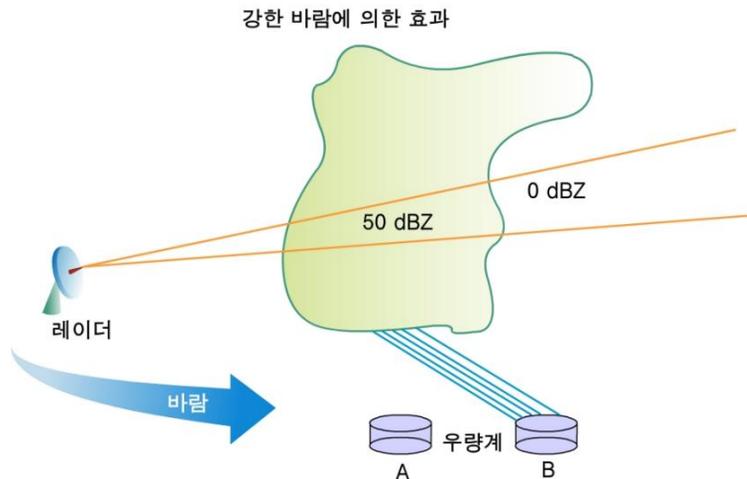
그러나 우박은 강우강도를 구하는데 있어서 좋은 지표는 아니다. 큰 우박에 의하여 레이더 빔의 미산란이 발생하여 작업입자에서 적용되는 레일라이 산란을 따르지 않게 된다. 우박 발생시 보통정도의 강우량을 생성하지만 반사도에 대한 특별한 보정이 없다면 레이더는 강우강도를 과대 추정한다.

3.2 레이더 강수추정

3.2.2.4 빔전파효과 오차

1) 강한 수평바람

구름 아래에서 강한 수평바람은 자료가 관측된 지점 아래의 지상지점이 아닌 떨어진 지점에 강수를 내리게 한다. 아래의 그림에서 지상우량계 A 위의 스톱중심에서 레이더 반사도는 50dBZ이다. 강한 수평바람이 구름아래에 존재할 경우 A 지점 위에 있는 강우는 바람에 의하여 풍하측에 위치하는 우량계 B에 떨어진다. 그러나 우량계 B지점 위에서 관측된 레이더 반사도는 0dBZ이다. B지점 위의 영역에서 레이더 추정강우는 0이지만 실제 많은 비가 내린다.



[그림 3.58] 레이더 빔 아래 강한 수평바람의 효과

2) 레이더 빔 아래에서 강수의 증발과 성장

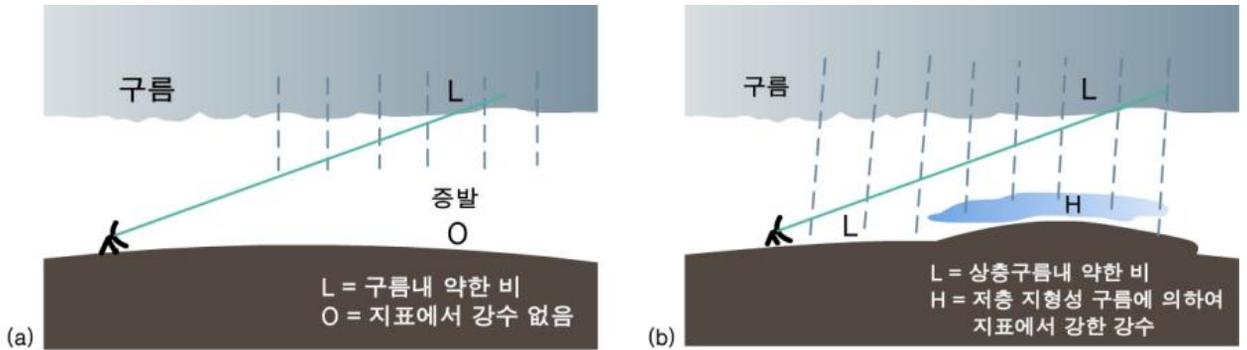
레이더 빔고도가 가장 낮을 때 지표 강우강도를 정확하게 추정할 수 있다. 그러나, 그림 3.59(a)에 나타난 것처럼 가장 낮은 고도각일지라도 구름 안에서(L지역) 탐지된 약간의 강수는 빔 고도 아래의 건조한 공기에 의해 증발될 수 있다. 이것은 지표면 0에서 강우강도의 과대추정을 야기한다.

극단적인 예로 꼬리구름(Virga)이 있고 이때 구름에서 레이더 강수추정은 비교적 정확하지만, 지상에서는 비가 내리지 않거나 아주 적게 나타난다. 이 증발의 실질적인 결과는 특별히 온난전선의 앞쪽 가장자리에서 지표강수의 시작시간에 대한 1~2시간의 예보오차이다. 이 효과는 레이더 빔이 지표위로 수 킬로미터 떨어진 원 거리에서 가장 분명하게 나타난다.

3.2 레이더 강수추정

이것과 반대의 효과를 보이는 과정이 그림 3.59(b)에 있다. 레이더 빔 아래 쪽에서 강수의 저고도 강화는 흔히 풍상측 사면에 나타난다. 약한비(L지역)가 상층구름에서 생성되어 매우 습하고 구름이 많은 지표근처를 통과하면, 낮은 고도(H지역)에서 강우강도가 크게 증가할 수 있다.

이것이 강수량 증대의 ‘Seeder-feeder’기작이다. 레이더 빔 아래고도에서 발생하는 이러한 병합은 주로 열대 지역에서 많이 나타나지만 한국의 여러 지역에서도 나타난다. 열대 기단의 많은 작은 물방울들이 병합하여 지상으로 떨어지기 때문에 레이더는 강우를 과소추정 한다. 이러한 현상은 지형에 코 효과를 피하기 위해 빔을 높이 송신할 경우 탐지가 어렵다. 또한 원거리에서 가장 낮은 고도각 스캔일지라도 스톰의 중심 부분 위를 지날 수 있다.



[그림 3.59] 상층구름 아래에서 강우강도의 변화. (a) 레이더 빔 아래에서 증발, (b) 레이더 빔 아래에서 지형효과에 의한 강우량 증가

3.2 레이더 강수추정

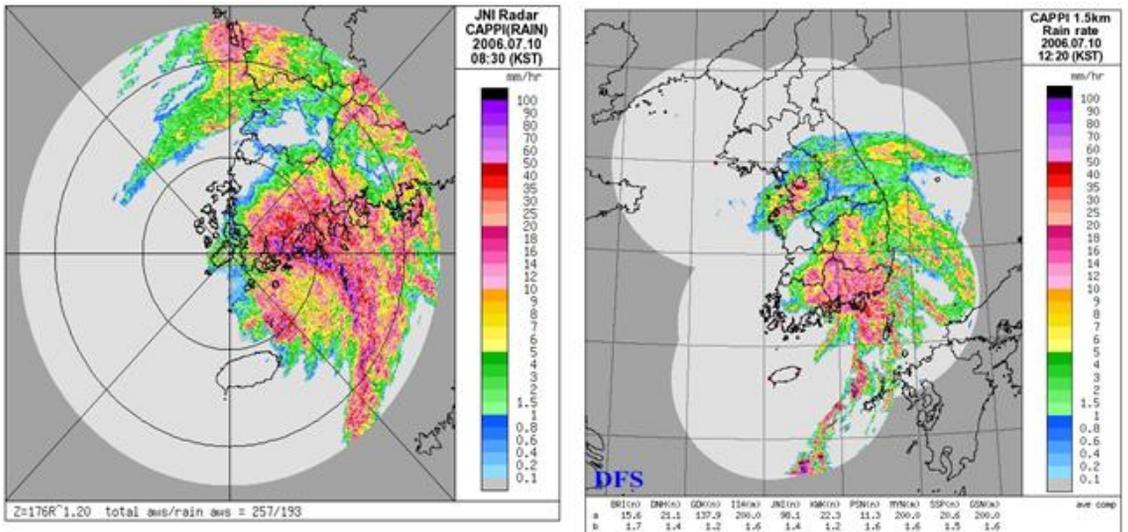
3.2.3 우량계를 사용한 레이더 강수량 추정의 보정

레이더를 이용한 강수량추정은 앞 절에서 언급한 오차원인들에 의해 쉽게 영향을 받는다. 따라서 관련된 우량계 값과 이 추정값을 비교하여 추정강우의 정확도를 향상하여야 한다. 기상청에서는 RAR(Radar-AWS Rainrate)을 사용하여 레이더 추정강우를 조정한다.

RAR시스템은 레이더 관측 주기인 매 10분마다 새로운 Z-R 계수를 결정하여 강우강도를 추정한다. RAR 산출 시스템의 구성은 레이더 반사도 자료 처리, 우량계 강수량 자료 처리와 강우강도 추정으로 크게 세 부분으로 구성되어 있다.

먼저 관측된 반사도 자료의 품질관리를 수행한 후 1km의 분해능을 가지는 1.5km CAPPI를 생성한다. 기상청에서 운영한 실시간 우량계자료는 TRMM-GSP 알고리즘을 이용하여 강우강도(mmh^{-1}) 자료로 변환한다. 마지막으로 각 레이더에서 Z-R 계수를 결정하고 강우강도를 추정한다.

그림 3.60은 진도레이더 반사도 자료에 RAR를 적용하여 생성한 개별레이더 RAR 강우 영상과 기상청 레이더의 합성 RAR 강우영상을 나타낸다.



[그림 3.60] RAR를 이용하여 산출한 개별레이더 강우(좌) 및 합성 강우(우) 영상

3.3 레이더 시선속도 해석

이 절에서는 1) 시선속도 신호를 판별하는데 사용되는 기본원리, 2) 속도 표출과 연직 바람 프로파일의 상관성, 3) 레이더 속도 산출물에서 속도 해석원리를 적용하는 법을 설명한다. 관측된 시선속도의 해석을 통하여 다음의 다양한 정보를 획득할 수 있다.

- a. 들어오는 흐름, 나가는 흐름
- b. 일정한 풍속과 풍향
- c. 바람의 연직프로파일
- d. 속도의 최대값
- e. 합류(Confluence)과 분류(Diffluence)
- f. 연직 불연속
- g. 경계면

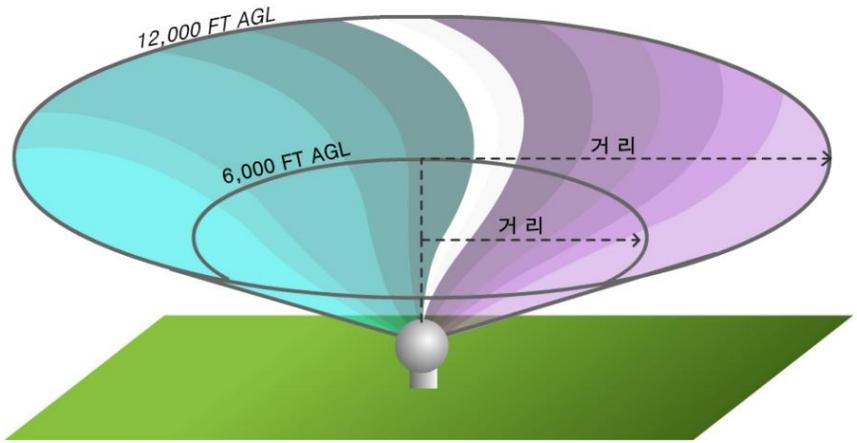
3.3.1 대규모 도플러 속도패턴

이 절에서는 청천대기 뿐 아니라 강우가 넓게 퍼진 사례에서 큰 규모의 속도 신호를 해석할 것이다. 다음 절에서는 대류 스톱과 관련된 속도신호에 중점을 둔다. 먼저 속도 신호를 해석하기에 앞서 유의할 사항은 다음과 같다.

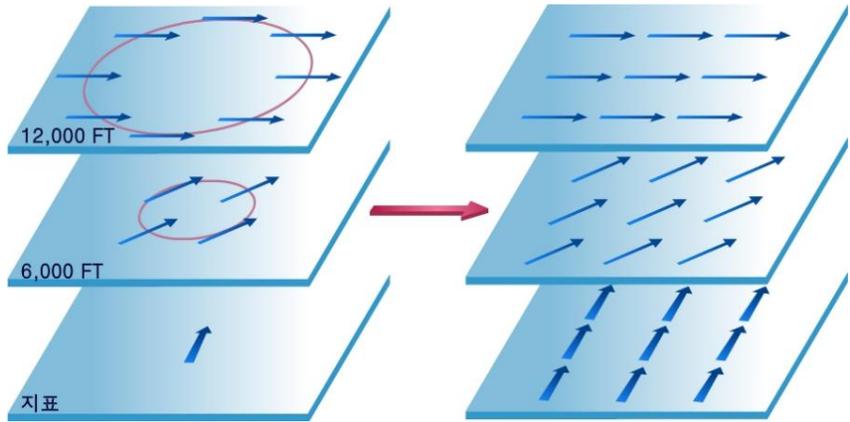
- 속도 산출물을 해석할 때 실제속도가 아닌 시선속도가 표출 된다.
- 부적절하게 접힘이 풀린 속도와, 거리 접힘은 속도 해석을 방해 할 수 있다.

속도 PPI영상을 해석할 때, 우리는 위에서 콘을 바라보고 있는 것이다(그림 3.61). 따라서 레이더 중심에서부터 멀어질수록 고도가 높아진다. 이 원리를 이용하여, 우리는 하나의 고도각에서 얻어진 속도 PPI로부터 3차원 바람장을 추정할 수 있다(그림 3.62). 속도 산출물을 볼 때, 실제로 2차원 표출 상에서 3차원 바람의 흐름을 보는 것이다. 따라서 표출시 각 경사거리에 해당하는 높이를 기록해 놓으면 도플러 속도를 해석하기 쉽다

3.3 레이더 시선속도 해석



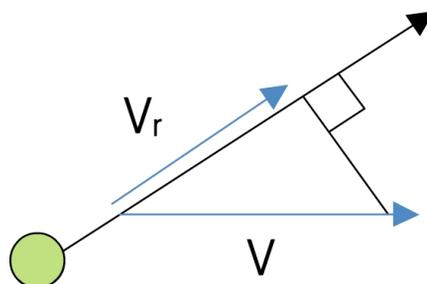
[그림 3.61] 디스플레이 가장자리에서의 경사 거리는 지상위의 높이에 해당함



[그림 3.62] 도플러 레이더 자료로부터 얻어진 삼차원 흐름

3.3.1.1 시선속도

시선속도(V_r)은 물체의 운동 성분 중 레이더 시선(방위각)방향과 평행한 방향의 성분으로서 정의된다. 이것은 실제 속도 성분 중 레이더의 시선방향을 따라 다가오거나 멀어지는 성분이다(그림 3.63, 그림 3.64).



[그림 3.63] 시선속도에 대한 모식도

3.3 레이더 시선속도 해석

도플러 시선속도에 관련하여 기억해야 할 중요한 원리는 다음과 같다.

1. 시선속도는 항상 실제 목표물의 속도와 같거나 작다.
2. 시선속도는 목표물의 움직임이 레이더 시선방향과 일직선으로 다가오거나 멀어질 때 실제 목표물의 속도와 같다.
3. 시선속도 0 값은 목표물의 움직임이 시선방향과 수직이거나, 목표물이 움직이지 않을 때 관측된다.

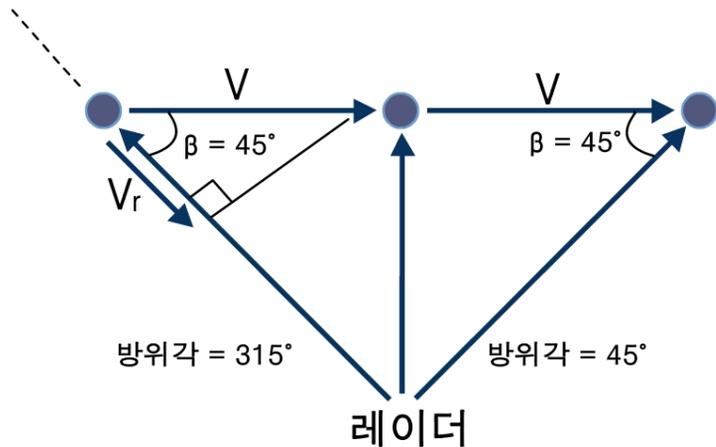
큰 규모의 대기흐름을 관측할 때, 레이더에 나타난 대부분의 시선속도는 실제 대기의 움직임보다 작게 나타난다. 이것은 레이더로부터 멀어지거나 다가오는 순환의 요소만이 실제로 감지되기 때문에 스톱 규모의 회전성 흐름에도 적용된다.

3.3.1.2 시선속도 방정식

목표물의 실제 속도와 레이더로 관측된 시선 속도사이의 관계는 시선속도 방정식을 이용하여 수학적으로 표현할 수 있다.

$$|V_r| = |V| \cos \beta \quad (3.29)$$

여기서 V_r 는 시선속도, V 는 실제 속도, β 는 실제 속도 V 와 시선속도 사이의 작은 각, \cos 는 코사인이다. 각 β 는 레이더가 바라보는 각(즉 레이더 시선방향 또는 방위각)과 실제 표적의 속도벡터(V) 사이의 두 각 중 작은 값이다.



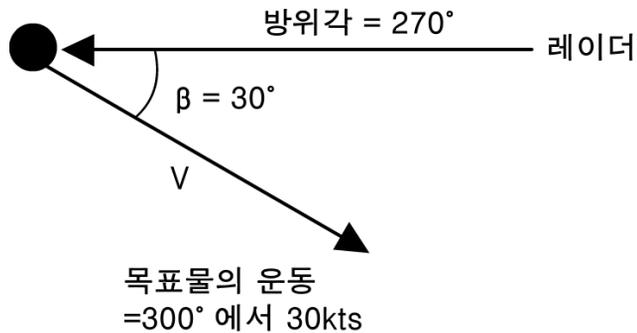
[그림 3.64] 표적의 움직임이 레이더 빔과 직교할수록(수직과 멀어질수록), β 값은 증가(감소)한다. 목표물의 움직임이 레이더 빔과 완전히 직교할 때, β 는 90도 이고, 시선속도는 0의 값을 가짐

3.3 레이더 시선속도 해석

β 가 0° 일 때, 목표물의 움직임은 레이더의 빔과 평행하고, $\cos\beta$ 가 1이다. 목표물의 시선속도($|V_r|$)은 실제 목표물의 속도($|V|$)와 같다.

β 가 90° 일 때, 목표물의 움직임은 레이더 빔 방향과 수직이고, $\cos\beta$ 는 0이 된다. 시선속도($|V_r|$)는 0이고, 목표물의 움직임에서 레이더를 향해 움직이거나 멀어지는 요소는 없다.

방정식 (3.28)을 통해 속도가 계산되면, 레이더로 다가오는지 멀어지는지에 대한 방향이 결정되어야 한다. 시선방향에 대한 실제 바람 성분의 방향으로 결정된다. 그림 3.64에서, 시선 성분, V_r 은 레이더로 다가오는 방향이다. 따라서 시선 속도는 -26kts 가 된다.

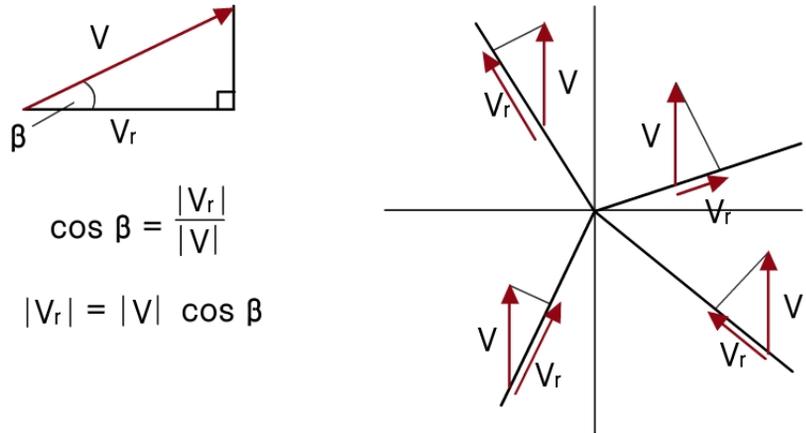


[그림 3.65] 시선속도 계산 예시

다가오는 속도(차가운 색)가 음수가 되고, 멀어지는 속도(따뜻한 색)가 양수가 되는 이유는 처음 도플러 레이더가 연직을 향하는 형태여서, 하강기류(음의 속도 운동)는 레이더를 향하는 방향이었기 때문이다. 산출물을 해석하기 전에 항상 산출물과 관련된 색깔규모(Color Scale)를 참고해야 한다.

그림 3.66은 방정식 (3.29)이 삼각법에서 어떻게 나오는지 보여준다. 여기서 실제 바람 벡터, 레이더 시선방향과, 수직인 성분은 직각 삼각형을 이룬다. 또한 그림 3.66에서 실제 바람은 남풍이다. 레이더 방위각은 각 사분면에서 선택되었고, 실제 바람 벡터는 레이더와 평행한 요소와 수직인 요소로 분해하였다. 비록 크기는 다르지만, 남쪽의 두 사분면에서 시선속도는 다가오는 방향이고, 북쪽 두 사분면에서는 멀어지는 방향이다.

3.3 레이더 시선속도 해석



[그림 3.66] 실제 속도에서 시선 방향 요소의 방향 결정

목표물의 속도와 레이더 방위각 사이의 각도가 커질수록, 관측된 표적의 실제 속도와, 속도산출물 사이의 백분율은 작아진다.

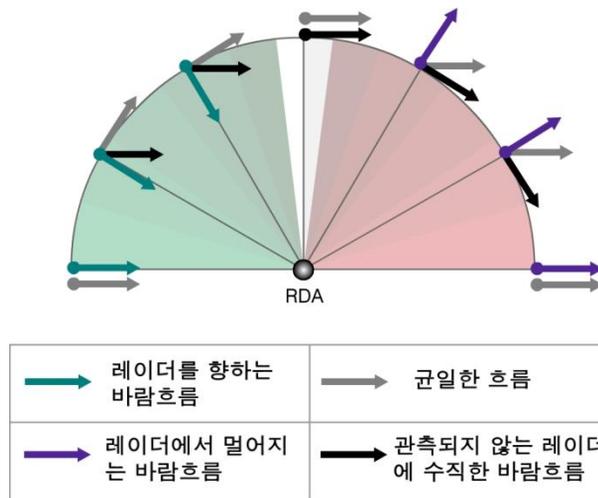
표 3.4는 β 와 관측된 실제 목표물의 속도와 백분율을 나타낸 것이다. 이것은 코사인 함수이기 때문에 선형관계를 가지지 않는다. 예를 들면, β 가 45° (0° 와 90° 의 반)이면 실제 속도의 50%가 아니라 대략 70%가 시선속도가 된다.

[표 3.4] 관측된 표적 속도의 백분율

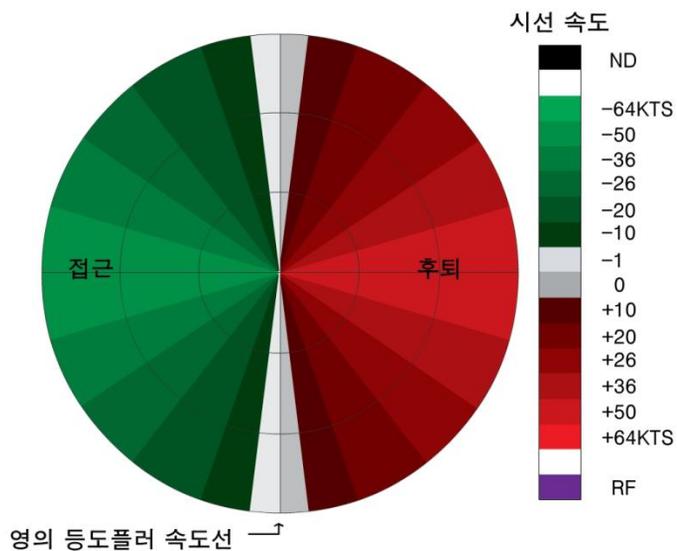
β [degree]	$\cos \beta$	백분율
0	1	100
5	0.996	99.6
10	0.985	98.5
15	0.966	96.6
30	0.866	86.6
45	0.707	70.7
60	0.5	50
75	0.259	25.9
90	0	0

3.3 레이더 시선속도 해석

그림 3.67은 레이더의 속도 관측 능력과, 균일한 서풍 흐름에서 관측자가 관측할 수 있는 시선속도를 나타낸다. 바람이 시선방향과 평행하게 불 때, 바람의 전체 성분이 관측된다. 시선방향이 실제 바람에 대해 수직이 될수록, 시선 성분은 감소한다. 시선방향이 바람과 수직일 때 레이더는 시선속도는 0으로 표시한다. 그러나 실제 속도는 변하지 않는다. 이것이 실제 바람 방향/속도에서 멀어질수록 색깔이 변하거나, 속도가 감소하는 것처럼 보이는 이유이다(그림 3.68).



[그림 3.67] 회색 화살표는 실제바람, 녹색과 빨간 화살표는 시선방향으로 관측된 요소를 나타낸다. 검은 화살표는 레이더에서 관측되지 않는 시선 방향에 수직인 성분이다.



[그림 3.68] 균일한 서풍에 대한 시선 속도 패턴

3.3 레이더 시선속도 해석

3.3.1.3 풍향결정

풍향 결정에 유의한 몇 가지 용어를 정의한다.

영의 속도 : 실제 속도가 영 또는 풍향이 빔과 수직인 도플러(시선)속도

등속도선(Isodop) : 일정한 도플러(시선)속도의 선

영의 등속도선 또는 등도플러속도선(Zero Isodop) : 도플러(시선)속도값이 영인 지점을 연결한 선

영의 등도플러속도선은 풍향을 결정하는데 사용한다. 한 쪽에서 불어오는 방향, 다른 쪽에서 불어나가는 방향을 가지는 영의 등도플러속도선은 바람이 레이더 빔에 수직임을 나타낸다. 영상에서 가로지르는 직선의 등도플러속도선은 보통 모든 층에서 균일한 방향의 흐름을 나타낸다.

바람 방향이 고도에 따라 변할 때 등도플러속도선을 사용하면 바람 방향을 결정하는데 도움을 줄 수 있다. 다음은 영의 등도플러속도선을 이용하여 풍향을 결정하는 방법이다.

1. 레이더로부터 등도플러속도선의 한 점을 향해 레이더로부터 시선방향으로 선을 그린다.
2. 시선방향을 따르는 선과 수직인 화살표를 그린다. 불어오는 방향에서 나가는 방향으로 화살표를 가리켜야 한다.
3. 균일한 흐름을 가정하면 이 화살표는 특정 거리(고도)에서의 바람 방향을 나타낸다.

3.3 레이더 시선속도 해석

충분한 관측 영역을 가진 경우 방향을 결정하기 위해 일정한 거리(고도)에서의 최대 접근/후퇴 속도를 이용할 수 있다.

위에서 설명한 방법이 적용되지 않는 경우가 많이 있을 수 있다. 이 경우 다음의 두 가지 방법을 결합하여 사용하여야 한다.

특정거리(고도)에서의 풍속이 균일한 흐름이라면 도플러 속도가 가장 큰 값으로 풍속을 결정한다. 가장 큰 도플러 속도는 일반적으로 영의 등도플러속도선으로부터 $\pm 90^\circ$ 근처에서 찾을 수 있다.

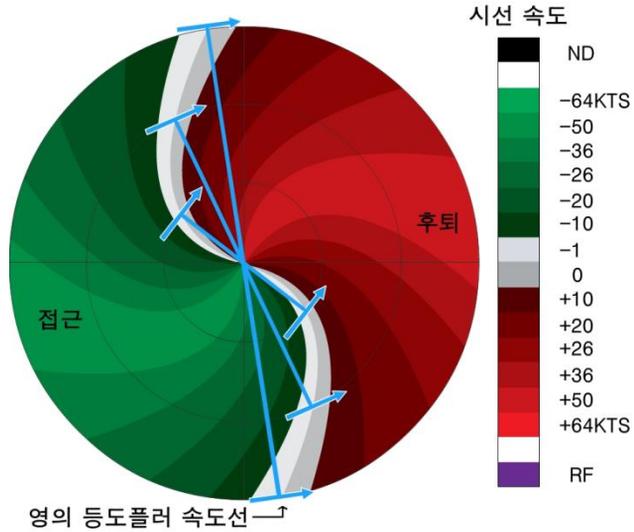
앞에서 설명한 영의 등도플러속도선 방법을 사용함으로써, 임의의 거리(고도)에서 바람방향도 결정할 수 있다. **영의 등도플러속도선 그 자체가 아니라, 레이더(시선방향)로부터 그은 직선에 수직인 화살표를 그리는 것이 매우 중요하다.**

그림 3.69는 레이더로부터 그려진 직선과, 방향을 나타내는 화살표를 보여준다.

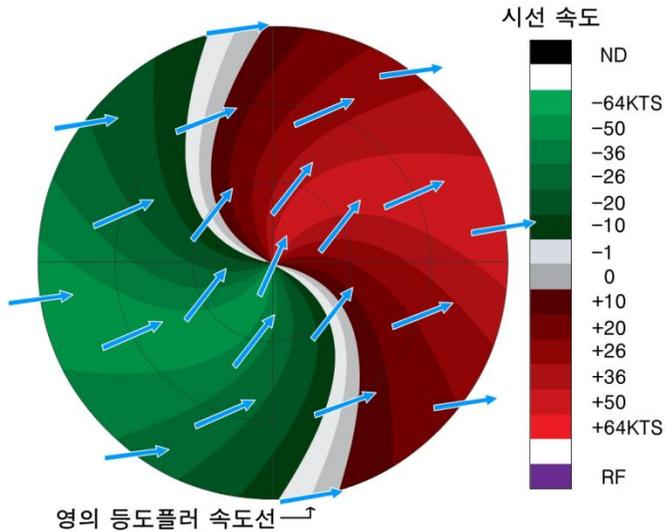
그림 3.70은 영의 등도플러속도선 분석을 기초로 하여 전체 영상에 계산된 바람장을 보여준다.

3.3 레이더 시선속도 해석

모든 보여진 레이더 시선속도의 영상에서 레이더는 중심에 위치한다. 이 영상에서 거리링과 관련하여, 첫 번째 거리링은 저층의 속도, 두 번째 거리링은 중층의 속도, 표출의 가장자리는 고층의 속도를 나타낸다. 거리링을 볼 때 레이더로부터 각 링의 거리와, 각 거리링의 평균 고도각을 알아야 한다. 레이더로부터의 거리 및 고도각에 따라 각 거리링의 높이가 결정된다.



[그림 3.69] 레이더로부터 영등도플러속도선을 그림. 그리고 그 지점에서 시선방향과 수직한 화살표를 그림

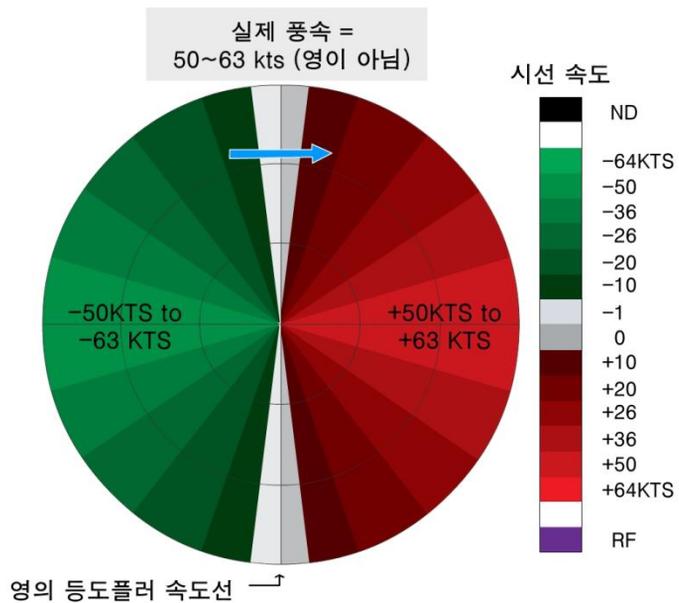


[그림 3.70] 화살표는 각 거리링에서의 흐름을 나타냄

3.3 레이더 시선속도 해석

1) 고도에 따라 일정한 방향

그림 3.71에서, 영의 등도플러속도선은 표출을 가로지르는 흰색 직선이다. 직선인 영의 등도플러속도선은 일정한 방향을 나타낸다. 이 경우 풍향은 지표면에서 영상의 가장자리 까지 동쪽으로 부는 균일한 서풍이다. 이 예는 레이더에서 모든 영의 등도플러속도선이 모인다. 이것은 풍속이 항상 일정함을 나타낸다. 특정 거리(고도)에 대해서, 같은 최대값의 불어 들어오는 흐름과 나가는 흐름이 존재한다.



[그림 3.71] 균일한 서풍 흐름에서 시선속도 패턴. 직선의 영의 등도플러속도선은 일정한 방향을 나타내고, 레이더에서 수렴하는 영의 등도플러속도선은 일정한 속력을 나타냄

2) 바람 최대값

바람 최대값은 최대속도 값 근처에 닫힌 등도플러선에 의해 찾을 수 있다. 그림 3.72는 첫 번째와 두 번째 거리링(서쪽에서 동쪽) 사이에서 최대 속도를 나타내는 닫힌 등도플러선을 보여준다. 영의 등도플러선 보다 큰 값은 또한 레이더에서 모인다. 영상에서 가장자리로 갈수록 풍속이 줄어들며 가장자리에 해당하는 높이에서는 바람이 없다.

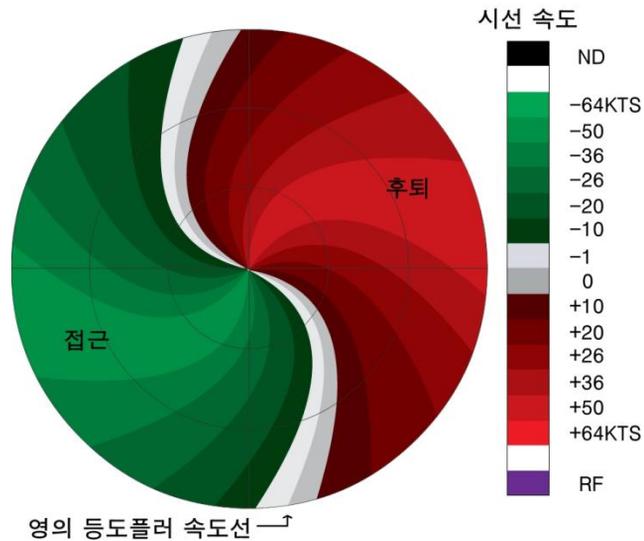
그림 3.73은 동에서 서쪽으로 직선에 가까운 영의 도플러속도를 가지는 예이다. 이 경우 시선속도 최대값 주위에 작은 값의 시선속도 값을 가지는 저층 최대 바람이 존재한다. 저층의 바람은 레이더 근처에서 대략 15kts이며 반면 멀어질수록 30-35kts로 증가한다. 그러나 시선방향으로 레이더로부터 계속 멀어질수록 속도가 감소하기 시작한다.

3.3 레이더 시선속도 해석

3) 'S' 모양

영의 등도플러선의 곡률은 고도에 따라 풍향이 바뀌는 의미를 가진다. 그림 3.74는 영의 등도플러선이 'S' 모양을 가진다. 방향은 레이더에서는 남풍, 첫 번째 거리링에서는 남서풍, 영상의 가장자리에서는 서풍으로 변한다. 속도는 지표에서부터 최대 표출된 고도까지 36-49kts로 일정하다.

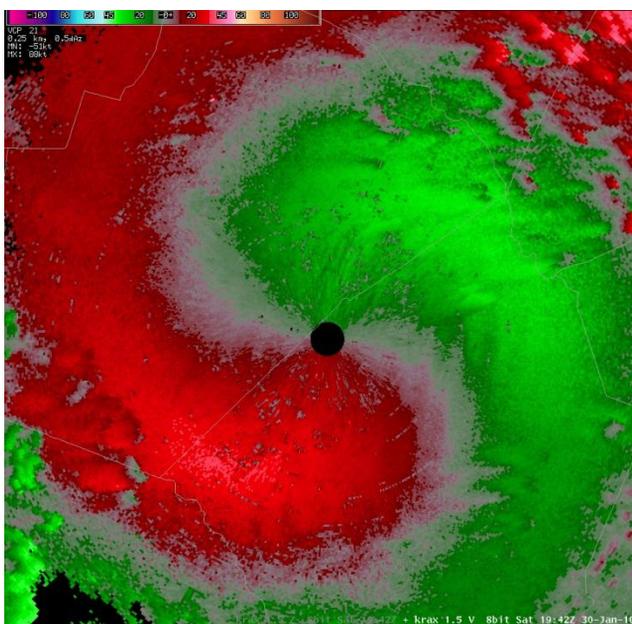
이러한 연직 바람 프로파일은 바람이 고도에 따라 시계방향으로 회전함을 나타낸다. 기상학적인 용어로 이것을 순전이라 한다. 순전은 전형적으로 온난이류를 나타낸다.



[그림 3.74] 바람이 고도에 따라 순전하는 'S' 모양의 영등속도선 패턴

그림 3.75는 바람이 고도에 따라 순전하는 실제 예이다. 레이더에서는 북-북동풍, 표출의 가장자리로 갈수록 남풍으로 풍향이 바뀌는 'S' 형태의 영의 등도플러선을 가진다. 따라서 바람은 전체 층에서 고도에 따라 순전한다. 또한 바람의 최대값이 저층에 존재함을 알 수 있다.

3.3 레이더 시선속도 해석

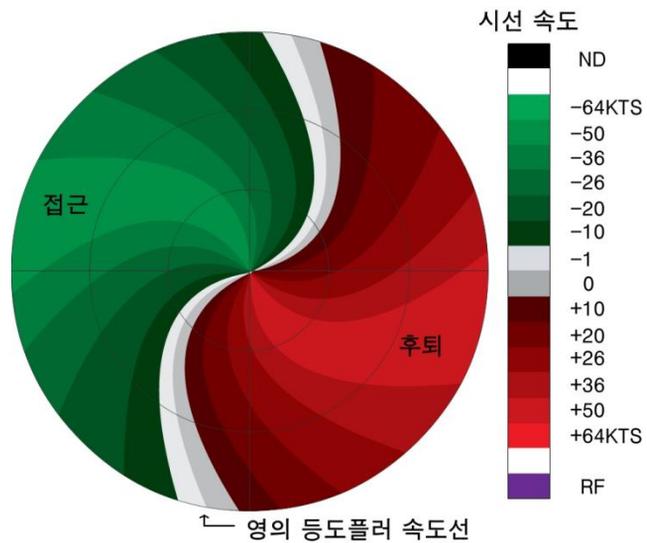


[그림 3.75] 바람이 고도에 따라 순전하는 'S' 형태의 영등도플러선 패턴을 가지는 실제 대기 예시

3.3 레이더 시선속도 해석

4) 역 'S' 형태

그림 3.76에서 영의 등도플러선은 고도에 따라 방향이 변함을 나타내는 곡률을 보이고 있다. 바람은 레이더에서 남풍, 첫 번째 거리링에서는 남동풍, 그리고 표출의 가장자리에서는 동풍이다. 연직 바람 프로파일은 바람이 지표에서부터 표출의 최고 고도각까지 갈 때 반시계 방향으로 돌고 있음을 나타낸다. 기상학적인 용어로 이것을 반전이라 하며, 주로 한랭 이류가 나타난다.



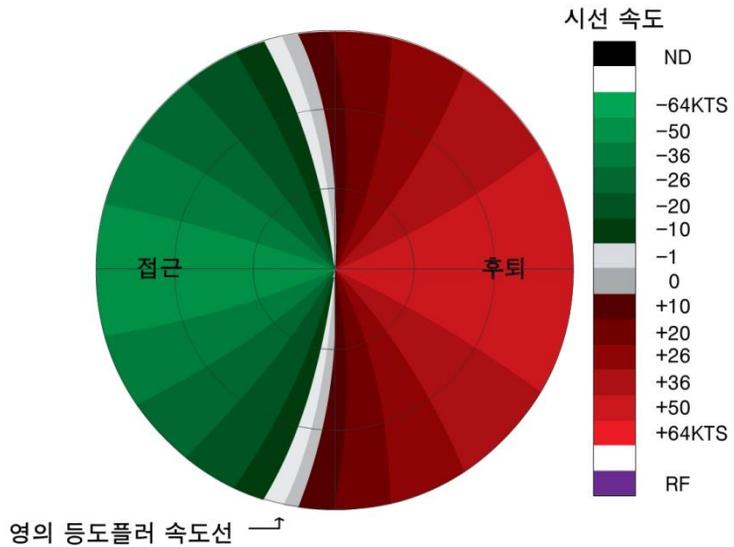
[그림 3.76] 바람이 고도에 따라 반전함을 나타내는 역 'S' 형태의 영등도플러속도 패턴

3.3 레이더 시선속도 해석

5) 분류(Diffluence)

그림 3.77에서, 수평바람이 모든 층에서 분류한다. 이 경우 표출을 두 부분(위의 반쪽과 아래의 반쪽)으로 나누어 해석하는 것이 더 쉽다.

위의 반쪽에서 방향은 표면에서 서풍, 표출의 가장자리에서는 남서풍으로 변한다. 아래 반쪽에서 방향은 표면에서는 서풍, 가장자리에서는 북서풍으로 변한다. 이와 같은 패턴은 레이더를 통과하면서 공기가 퍼져나가는 것을 보여준다. 영의 등도플러선이 '활' 형태를 가지고 활 안쪽에 불어들어 오는 흐름이 존재한다.



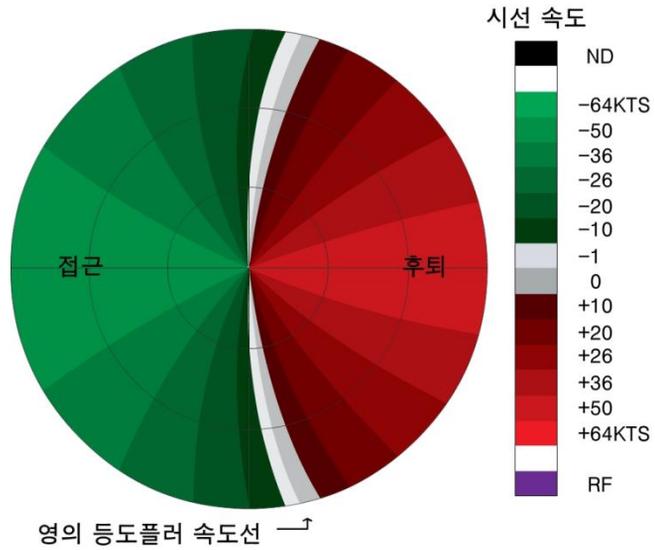
[그림 3.77] 활 형태의 영등도플러선과 활 안쪽에 불어 들어오는 바람을 가지는 분류 패턴

6) 합류(Confluence)

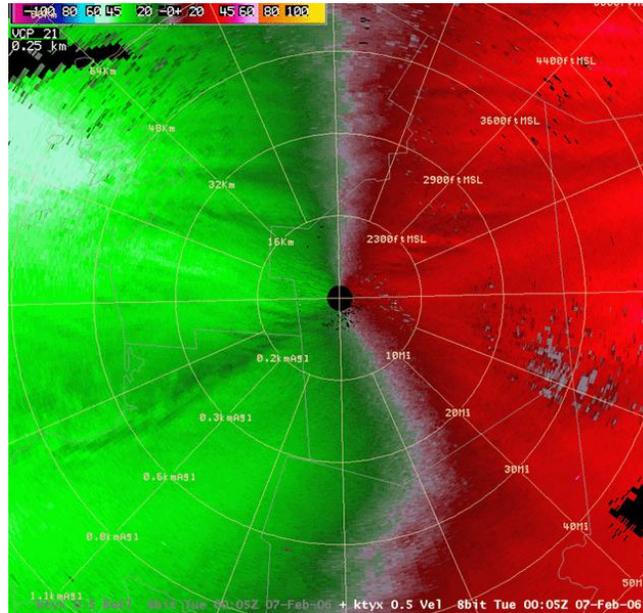
그림 3.78에서 흐름은 모든 층에서 합류한다. 불어나가는 바람이 '활'모양의 등도플러선의 안쪽에 있는 것에 주의해야 한다.

합류지역의 한 예로 그림 3.79를 볼 수 있다. 호수 효과에 의한 눈 밴드가 남서에서 북동으로 레이더를 통과한다. 불어나가는 바람이 영의 등도플러선의 왼쪽에 존재한다.

3.3 레이더 시선속도 해석



[그림 3.78] 영등도플러선이 활 형태를 가지고, 붙어가는 바람이 활의 안쪽에 있는 합류패턴

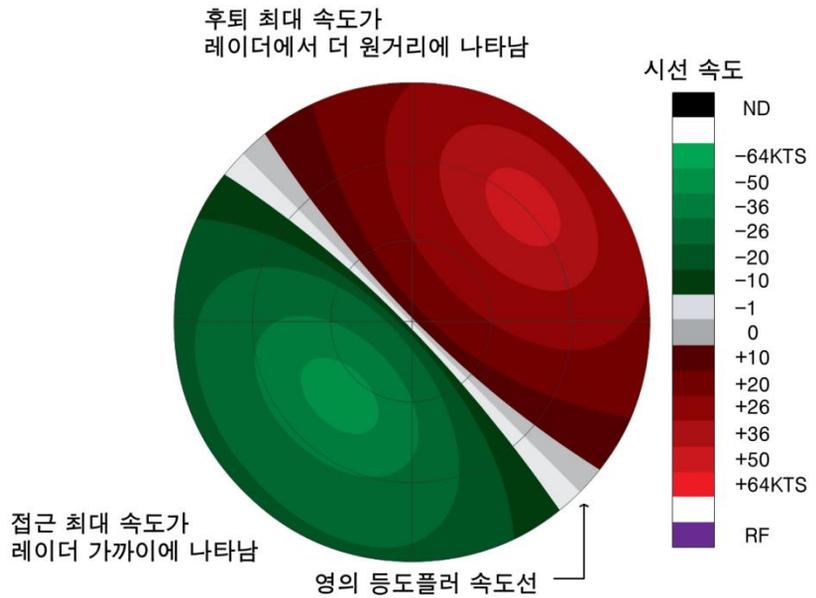


[그림 3.79] 레이더 사이트를 통과하는 호수효과 눈 밴드를 포함하는 합류패턴의 예

3.3 레이더 시선속도 해석

7) 기울어진 바람 최대값

그림 3.80은 남서쪽에서 북동쪽으로 영상을 가로지르는 바람을 보여준다. 불어오는 방향과 나가는 바람의 최대값의 위치에 주목하자. 불어오는 최대값은 첫 번째와 두 번째 거리링 사이에 있고 흘러나가는 최대값은 두 번째와 세 번째 거리링 사이에 있다. 이것은 바람 최대값이 영상을 가로지르면서 고도에 따라 증가함을 나타낸다.

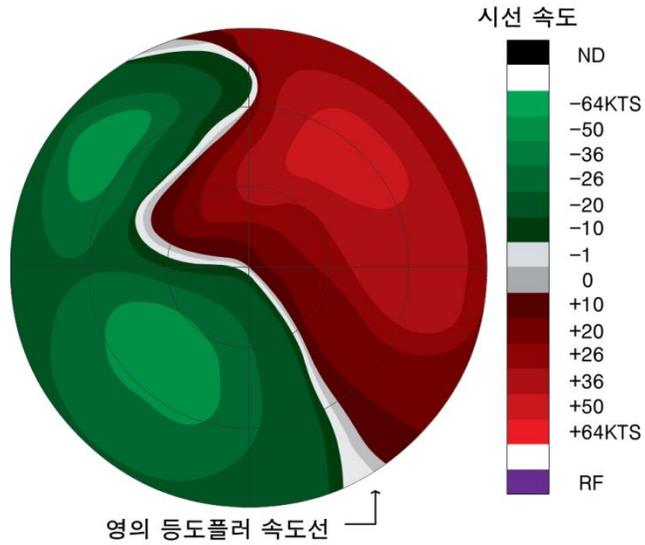


[그림 3.80] 바람 최대값이 기울어진 형태의 시선속도 패턴. 들어오는 방향과 나가는 방향의 최대값이 레이더로부터 서로 다른 거리에 있음. 따라서 최대값이 다른 고도에 존재함

8) 수평 불연속/전선

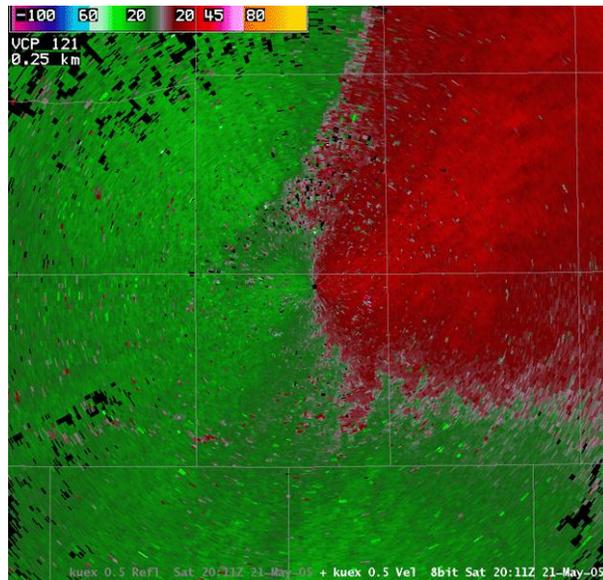
그림 3.81에서 레이더의 북서쪽에 전선 경계가 존재한다. 영의 등도플러선이 표출의 남동쪽 2/3 위에 'S' 형태로 나타난다. 속도 최대값은 레이더의 남서쪽과 북동쪽에 위치해 있다. 전선 뒷면 북서쪽에 또 다른 최대값이 존재한다. 북서쪽의 최대값은 다른 최대값들과 '연결'되어 있지 않음을 알아야 한다. 그림 3.82 역시 레이더의 북서쪽에 전선 경계를 가지고 있다. 실제 기상현상에서, 특히 하나의 볼륨스캔에서, 전선 경계를 보는 것은 항상 쉽지 않다.

3.3 레이더 시선속도 해석



[그림 3.81] 레이더의 북서쪽에 위치한 전선

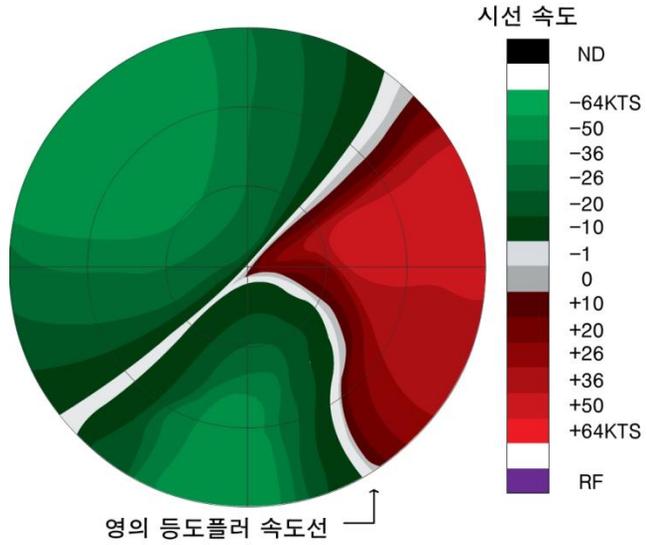
전선 앞쪽에 바람은 남-남서에서부터 불어 들어온다. 이것은 영상의 북쪽 반을 통해 불어나가는 바람과 연결 지을 수 있다. 전선의 위치는 레이더의 북서쪽에서 불어 들어오는 바람과, 레이더에서 불어나가는 바람 사이에 분리된 선을 따라 발견 할 수 있다. 이 경계는 상층에서 발견된다.



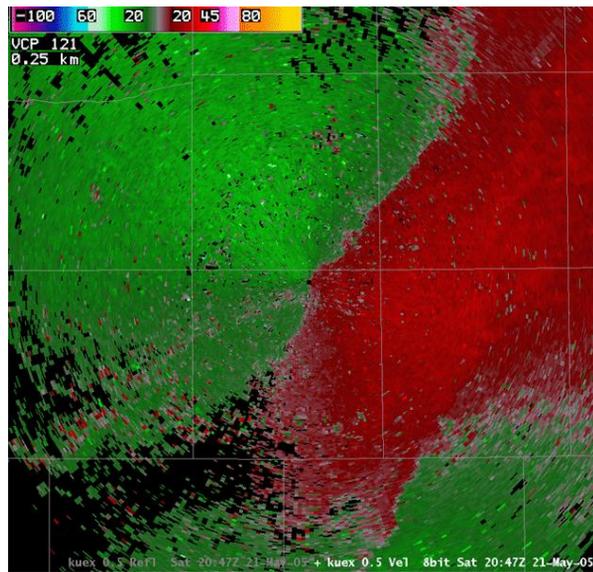
[그림 3.82] 레이더의 북서쪽에 존재하는 전선의 예

3.3 레이더 시선속도 해석

그림 3.83에서 전선 경계는 레이더 위에서 남서쪽에서 북동쪽으로 위치해 있다. 바람은 전선후면에서 북서풍, 전선 전면에서는 남서풍이 불어온다. 그림 3.84는 레이더 위쪽에 위치해 있는 전선 경계를 포함하는 속도 그림의 예이다. 불어 들어오는 바람은 레이더의 남쪽과 서쪽에 위치해 있다. 풍속의 급격한 변화는 경계의 위치를 나타낸다.



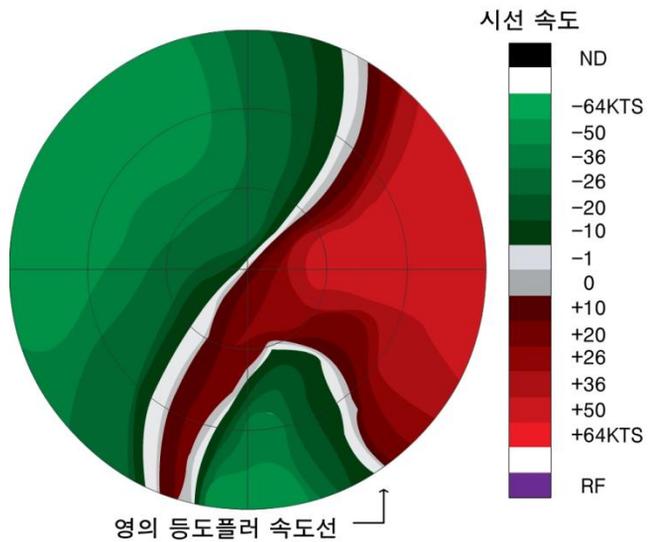
[그림 3.83] 레이더 위에 전선이 존재함



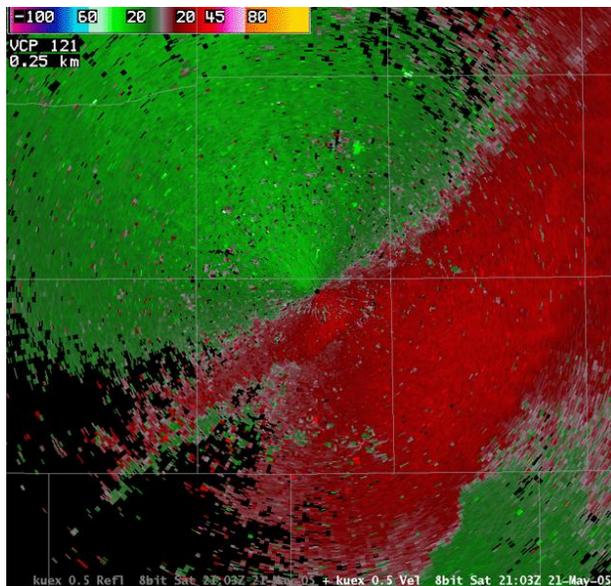
[그림 3.84] 레이더 위의 전선의 예

3.3 레이더 시선속도 해석

그림 3.85에서 전선은 레이더의 남동쪽에 위치한다. 전선 전면의 바람은 여전히 남서쪽에서 불어오고 있다. 전선 경계는 레이더의 남쪽에 남-남서에서 북-북서 방향의 영의 등도플러속도선을 따라 위치하고, 영상의 북동사분면에 계속된다. 바람은 레이더의 중앙에 위치한 영의 등도플러속도선의 역 'S' 형태 패턴으로 보아, 전선 후면에서 반전하고 있다. 그림 3.86은 레이더의 동쪽에서 불어나가는 바람의 앞쪽 가장자리를 따라 위치하는 전선을 나타낸다. 전선은 이제 영상을 가로지르는 남서의 직선에 뻗어있다.



[그림 3.85] 전선은 레이더의 남동쪽에 위치함



[그림 3.86] 레이더의 남쪽에 있는 전선의 예

3.3 레이더 시선속도 해석

3.3.1.4 요약

시선속도 영상을 볼 때 상층에서 위쪽이 북쪽인 콘을 보고 있다.

바람의 전체 요소는 오직 시선방향과 평행할 때만 관측된다.

바람이 시선방향과 수직일 때 시선속도는 영이 된다.

불어오는 바람은 음수이고 차가운 색으로 정해진다.

불어나가는 바람은 양수이고 따뜻한 색으로 정해진다.

만약 균일한 흐름장이라면, 특정 거리(고도)에서의 풍속은 그 고도에서 가장 큰 도플러 속도로 결정된다.

일반적인 'S' 형태의 영의 등도플러선은 시계방향으로 회전하는 연직 바람 프로파일(순전)을 보이고, 일반적으로 온난이류를 나타낸다.

역 'S' 형태의 영의 등풍속선은 반시계 방향으로 회전하는 연직 바람 프로파일(반전)을 보이고, 일반적으로 한랭이류를 나타낸다.

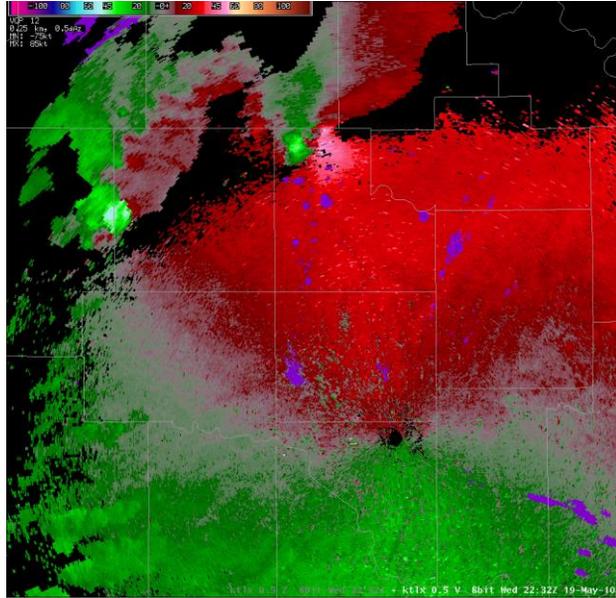
불어오는 바람이 안쪽에 있는 활 모양의 영의 등풍속선은 발산을 나타낸다. 불어나가는 바람이 안쪽에 있는 활모양의 영의 등풍속선은 수렴을 나타낸다.

3.3.2 스톰규모 도플러 속도패턴

지금까지 살펴본 속도 사례들은 대규모 시스템이다. 이 절에서는 스톰-규모의 속도 상에서 수렴 및 발산 구별법과 스톰-규모의 속도 상에서 저기압 및 고기압성 순환 구별법을 설명한다. 또한 식별된 속도 패턴과 연관된 중규모 기상 조건 및 위험요소를 파악한다.

이러한 작은 규모의 현상들은 일반적으로 겨우 수 개의 거리 게이트 내에 나타나므로, 상대적으로 고도각에서 변화가 작다(그림 3.87).

3.3 레이더 시선속도 해석



[그림 3.87] 작은 규모 및 큰 규모의 속도 패턴, 레이더 근방의 큰 규모의 영 등도플러 속도선 패턴과 레이더 북쪽과 북서쪽의 개별 스톰에 주목하라.

3.3.2.1 레이더의 위치

작은 규모에서 자료를 조사할 때, 레이더에 대해 현상이 어디에 나타났는지를 파악하는 것이 중요하다. 작은 규모의 회전이나 수렴/발산 형태를 알아보기 위해 현업자는 확대 기능을 사용하는데, 이 경우 표출상에서 레이더의 위치는 중심이 아니거나 영상에 나타나지 않을 수 있다. 다음의 세 가지 사항들을 단독 또는 복합적으로 사용하여 레이더의 위치를 유추할 수 있다.

- 1) 레이더가 중심인 극 좌표계 격자를 속도 산출물에 겹쳐 나타냄으로써 확대된 영역의 방위각/거리 정보를 보여줌
- 2) 원하는 위치에 마우스 커서를 놓고 왼쪽 버튼을 누르면 레이더로부터 해당 위치의 방위각과 거리가 표시됨
- 3) 레이더로부터 거리가 멀어질수록 인접하는 게이트 간의 폭이 증가함

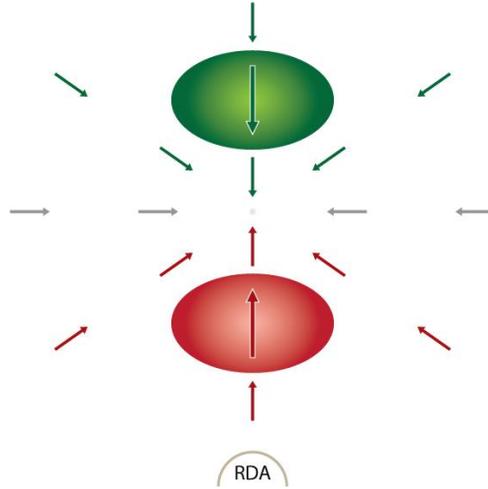
3.3.2.2 수렴/발산

순수 발산이나 수렴 패턴을 해석할 때, 속도의 양/음의 최대값들이 동일한 방위각 방향에서 나타난다. 이때 속도 패턴이 수렴인지 발산인지는 어떤 최대값이 레이더와 가까운지에 따라 알 수 있다. 다음의 예시에서 레이더는 속도장의 남쪽에 위치한다.

3.3 레이더 시선속도 해석

- 수렴

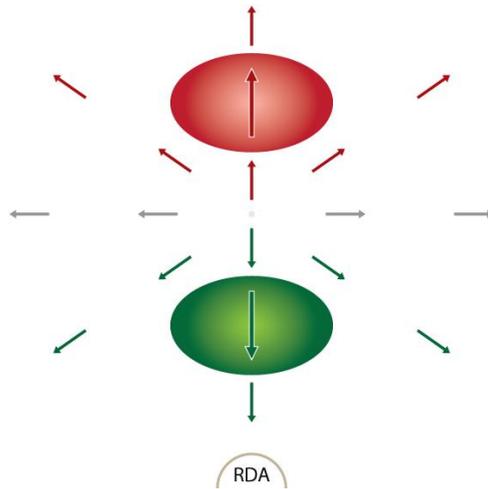
양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 후퇴하는 속도의 최대값이 레이더 가까이 나타난다(그림 3.88).



[그림 3.88] 순수 수렴만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

- 발산

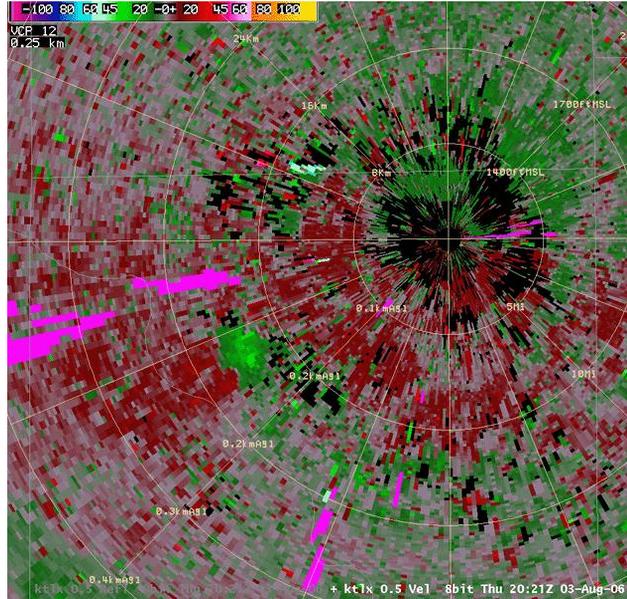
양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 접근하는 속도의 최대값이 레이더 가까이 나타난다(그림 3.89).



[그림 3.89] 순수 발산만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

3.3 레이더 시선속도 해석

그림 3.90은 발산의 실제 사례로, 지면에 도달한 뇌우의 다운버스트 바로 후면의 순환성 방출흐름 패턴과 관련이 있다. 이 경우 최대 접근 속도가 최대 후퇴 속도보다 레이더에 더 가까이 나타난다.



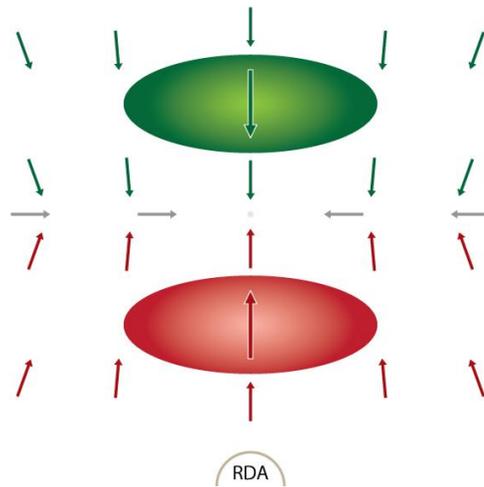
[그림 3.90] 레이더의 남서쪽에 작은 발산이 존재함

3.3 레이더 시선속도 해석

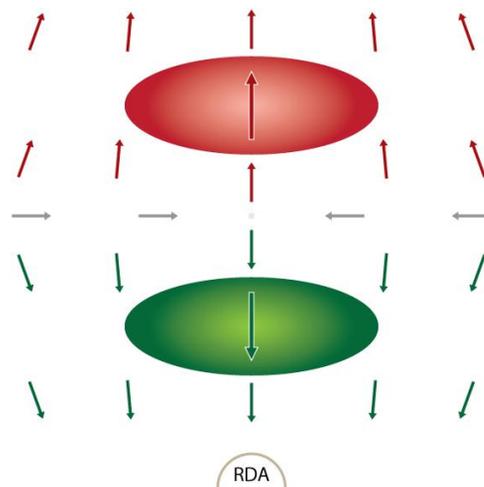
3.3.2.3 선형 수렴과 발산

그림 3.88과 3.89는 공간상의 특정 지점에 나타나는 순수 수렴과 발산의 개념 모델을 나타낸다. 한 예로 그림 3.89의 모델은 단일 스톱의 다운버스트를 가장 잘 묘사하며 원형 발산을 유발한다(이것은 그림 3.90의 실제 사례에서도 잘 나타난다).

그러나 수렴이나 발산 영역은 직선 형태로 나타나기도 한다. 그림 3.91을 보면, 선형 경계를 따라 넓은 후퇴 속도 영역에 수렴하는 넓은 접근 속도 영역이 나타나있다. 그림 3.92에는 접근 속도와 후퇴 속도가 선형의 경계를 따라 발산한다.



[그림 3.91] 순수 선형의 수렴만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임



[그림 3.92] 순수 선형의 발산만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

3.3 레이더 시선속도 해석

그림 3.93의 사례를 보면 레이더의 서쪽에 불룩하게 나온 선형의 수렴이 나타나는데 이것은 강한 선형대류에 동반되는 돌풍전선을 따라 발생한 것이다. 이 경우 수렴영역이 남-북으로 길게 늘어져 나타난다.



[그림 3.93] 레이더의 서쪽에 나타난 선형 수렴 형태

3.3.2.4 회전

순수 회전 패턴을 해석할 때, 양과 음의 속도 최대값들이 레이더로부터 동일한 거리에 나타난다. 접근 최대값이 속도장의 왼쪽/오른쪽에 위치하느냐에 따라 저기압성/고기압성 회전인지 구분할 수 있다. 다음의 예시에서 레이더는 영상의 남쪽에 위치한다.

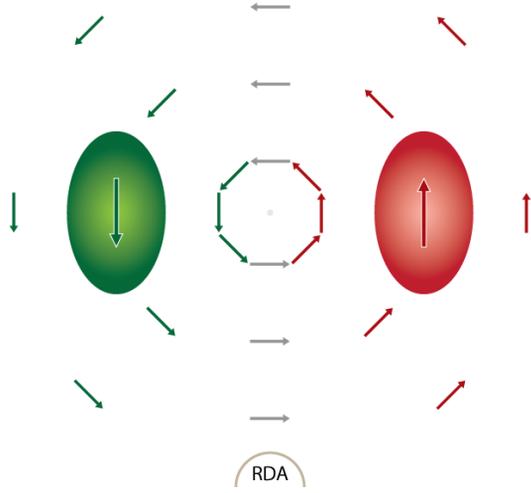
- 저기압성 회전

레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다(그림 3.94).

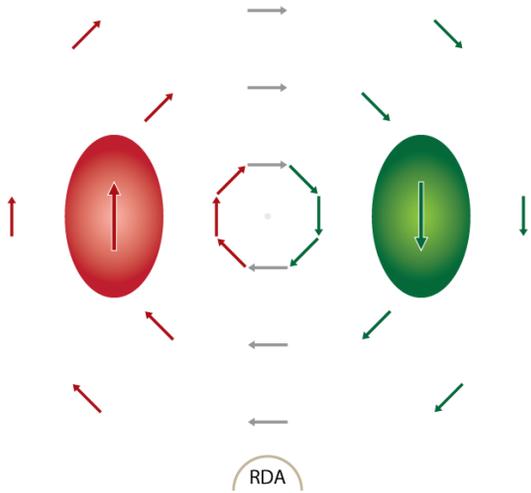
- 고기압성 회전

레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다(그림 3.95).

3.3 레이더 시선속도 해석



[그림 3.94] 순수 저기압성 회전의 경우 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임



[그림 3.95] 순수 고기압성 회전의 경우 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

3.3 레이더 시선속도 해석

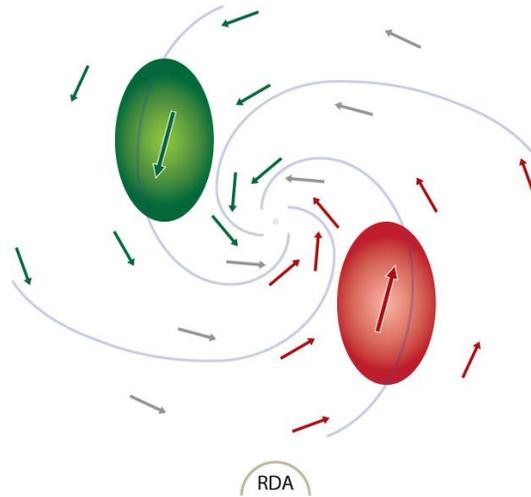
3.3.2.5 조합

다음의 예시에서 레이더는 속도장의 남쪽에 있다. 레이더의 위치에서 본 속도의 최대값이 나타나는 위치를 파악하여 수렴 또는 발산, 저기압성 또는 고기압성 회전을 알아낼 수 있다. 예시에서 양과 음의 최대 속도는 레이더로부터 등방위각 방향, 등거리에 위치하지 않는다.

앞서 수렴과 발산에 대해 논의한 바와 같이, 다음의 영상들은 스톰 규모의 선형 특징에 초점을 맞춰 볼 수 있다. 그러나 여기서 나타난 예시들은 공간상의 한 지점에 초점을 맞춘 예이다.

- 저기압성 순환

그림 3.96을 보면 후퇴 속도 최대값이 레이더에 가깝고(수렴), 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다(저기압성).

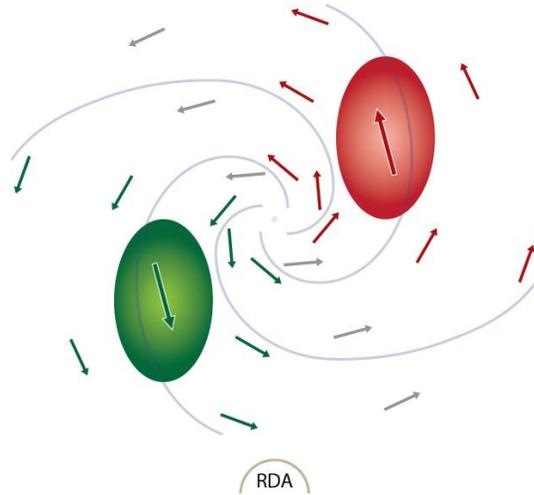


[그림 3.96] 저기압성 수렴에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

3.3 레이더 시선속도 해석

- 저기압성 발산

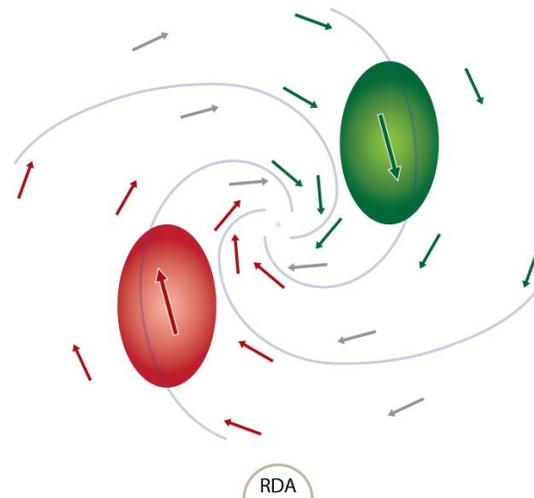
그림 3.97을 보면 접근 속도 최대값이 레이더에 가깝고(발산), 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다(저기압성).



[그림 3.97] 저기압성 발산에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

- 고기압성 수렴

그림 3.98을 보면 후퇴 속도 최대값이 레이더에 가깝고(수렴), 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다(고기압성).

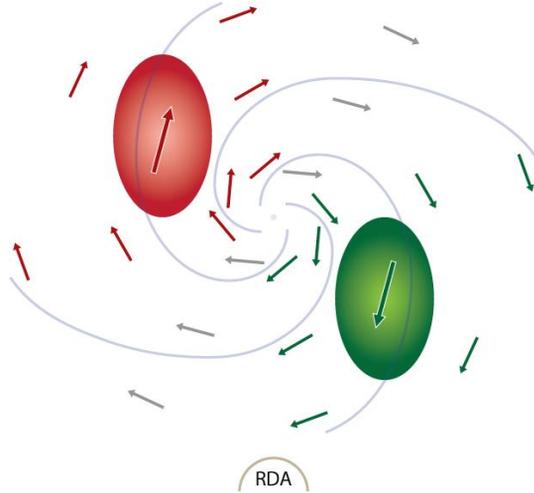


[그림 3.98] 고기압성 수렴에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

3.3 레이더 시선속도 해석

- 고기압성 발산

그림 3.99를 보면 접근 속도 최대값이 레이더에 가깝고(발산), 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다(고기압성).



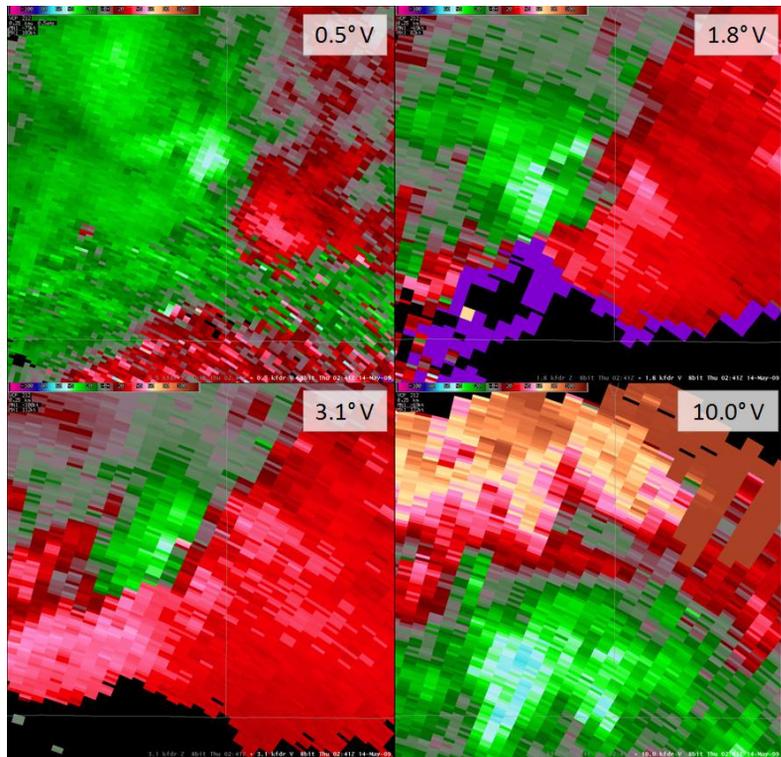
[그림 3.99] 고기압성 발산에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

3.3 레이더 시선속도 해석

3.3.2.6 단일 스톰 내 스톰 규모 회전 사례

그림 3.100에서 레이더는 각 패넬의 남남서에 위치한다. 상단 왼쪽 패넬 (0.5°)에는 저기압성 수렴이 나타나며, 상단 오른쪽 패넬 (1.8°)과 하단 왼쪽 패넬 (3.1°)은 순수한 저기압성 회전에 가깝다. 하단 오른쪽 패넬 (10.0°)은 스톰 꼭대기에서 나타나는 발산으로 보인다. 또한 고도가 높아지면서 넓은 영역의 순환의 축이 기울어지는 것과 자료 질 문제(1.8° 영상의 거리 접힘과 10.0° 영상의 부적절하게 접힘이 풀린 속도)를 볼 수 있다.

스툼에 대한 상대적 평균 시선속도 산출물을 이용하면 기본 속도에서 스톰의 운동에 의한 성분이 제거되기 때문에 한 스톰 내의 순환 및 꼭대기의 발산을 더 쉽게 파악할 수 있다.



[그림 3.100] 한 스톰을 관측하였을 때, 서로 다른 네 고도각에 대한 4분면 영상. 레이더는 영상의 남남서에 위치하며, 작은 규모 특징들은 고도에 따라 변화함

3.3 레이더 시선속도 해석

3.3.2.7 요약

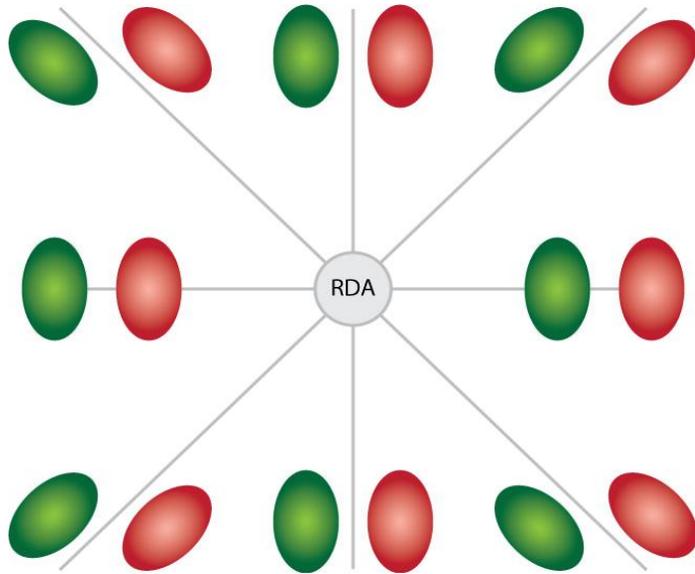
수렴 : 양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 후퇴 속도 최대값이 레이더 가까이 나타난다.

발산 : 양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 접근 속도 최대값이 레이더 가까이 나타난다.

저기압성 회전 : 레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다.

고기압성 회전 : 레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다.

그림 3.101을 이용하여 레이더의 위치에 따라 레이더 속도의 특성이 어떻게 변하는지 살펴 볼 수 있다.



[그림 3.101] 레이더 방위각이 변함에 따라 작은 규모의 특징이 어떻게 바뀌는지 보여주는 예

연습문제

1. 레이더 강우추정시 영향을 미치는 오차원인들을 기술하시오
2. 대기 중 1m^3 를 가지는 부피 내에서 관측한 강우 입자의 분포가 다음과 같이 3개의 입자직경에서 강우입자가 존재할 때 강우 강도(mmh^{-1}) 및 레이더 반사도 (dBZ) 값을 계산하시오.

$$N(D=1\text{mm}) = 500\text{m}^{-3}$$

$$N(D=2\text{mm}) = 200\text{m}^{-3}$$

$$N(D=3\text{mm}) = 50\text{m}^{-3}$$
3. 우량계로 관측한 강우강도가 5mm/h 이고 레이더로 관측한 레이더 반사도값이 34dBZ 일 때 관계식 $Z=210R^{1.47}$ 을 이용하여 레이더 강우를 추정 시 추정오차(mm/h)는 얼마인가?
4. 레이더의 빔 폭이 1도 일때 레이더에서 30km , 60km , 120km 떨어진 지점에서 이 레이더 빔의 폭을 km 단위로 나타내시오.
5. R-Z 관계식이 다음의 세 가지 $Z = 100R^{1.5}$, $Z = 500R$, $Z = 300R^{2.0}$ 를 보일 때 레이더 반사도 보정 오차 2dB 때문에 발생할 수 있는 강수 추정 상대오차를 구하시오.
6. S-밴드 레이더에서 $\text{PRF} = 1200\text{Hz}$ 로 강수를 관측하였다. 최대관측거리와 최대관측 속도(나이퀴스트 속도)를 계산하시오.

연습문제

7. 아래의 4개의 PPI영상에 해당하는 바람의 연직프로파일을 그리시오. 이때 영상의 가장자리에서 관측고도는 6km이다. 또한 초록색 계통의 색깔은 레이더로 접근, 붉은색 계통의 색깔은 레이더로부터 멀어지는 현상을 나타낸다.

