

예보관 훈련용 기술서

위성기상학



목차

- 1장. 대기복사 기초
- 2장. 천리안위성 및 기상산출물
- 3장. 구름분석
- 4장. 바람
- 5장. 가강수량
- 6장. 강우강도
- 7장. 안개
- 8장. 에어로졸
- 9장. 태풍
- 10장. 지면정보

1장. 대기복사 기초

- 1.1 서론
- 1.2 용어 및 단위
- 1.3 흑체복사
- 1.4 복사법칙 빈의 변이 법칙
- 1.5 복사전달
- 1.6 흡수, 방출, 산란 및 반사
- 1.7 태양복사
- 1.8 지구복사
- 1.9 전지구 복사 수지

학습목표

- 원격탐사의 기본이 되는 전자기 파(이하 복사)의 특성을 이해한다.
- 복사를 정의하는 다양한 용어들을 이해한다.
- 복사 관련 법칙들을 이해한다.
- 복사와 대기(기체, 구름, 에어로졸)간의 상호작용(산란, 흡수)을 이해한다.
- 지구복사 수지를 이해한다.

1.1 서론

기상위성이나 레이더는 관측물체와 직접 접촉을 하지 않은 상태에서 관측 대상의 상태를 관측한다. 이와 같이 물체와 직접 접촉하지 않고 관측하는 것을 총칭해서 원격탐사(Remote Sensing)라 하며 이 때 사용하는 도구가 다양한 파장대의 전자기파(Electromagnetic Wave/복사: Radiation)이다. 전자기 복사(이하 복사)는 열을 전달하는 3가지(전도, 대류, 복사) 과정중의 하나로 다른 두 과정과 달리 매질이 없는 상태(진공)에서도 열 전달이 가능한 특성이 있다. 복사의 이러한 특성이 바로 지구상 36,000km상공에서도 지구를 관측할 수 있게 하는 것이다. 여기서는 원격탐사에서 가장 기본이 되는 전자기 파(복사)의 특성에 대해 간략하게 살펴본다.

- 전자기 파는 전기장과 자기장으로 이루어지는데 일반적으로 전기장의 세기가 자기장보다 매우 강하기 때문에 전기장만으로 파의 특성을 설명할 수 있다.
- 전자기 파의 마루(골)와 마루(골) 사이의 길이를 파장이라 하며 일반적으로 λ 로 표시하며 단위로는 주로 μm 를 사용한다.
- 또한 특정 지점에서 단위 시간당 전자기파의 마루(골)가 통과하는 개수를 진동수라 하며 ν (s^{-1})로 표시한다.
- 전자기 파는 진공에서 파장에 관계없이 빛의 속도(c)인 30만 km/s 로 이동하기 때문에 다음 식이 성립한다.

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

- 단위 길이당 파의 수를 파수(ω)라 하며 단위는 cm^{-1} 이다.
- 빛은 파동처럼 행동하지만 다른 한편으로는 입자의 성질을 갖고 있는데 이러한 입자를 광자(Photon)라 한다. 광자들은 빛의 속도로 이동하며 그 에너지는 다음과 같다.

$$E = h\nu \quad (1.2)$$

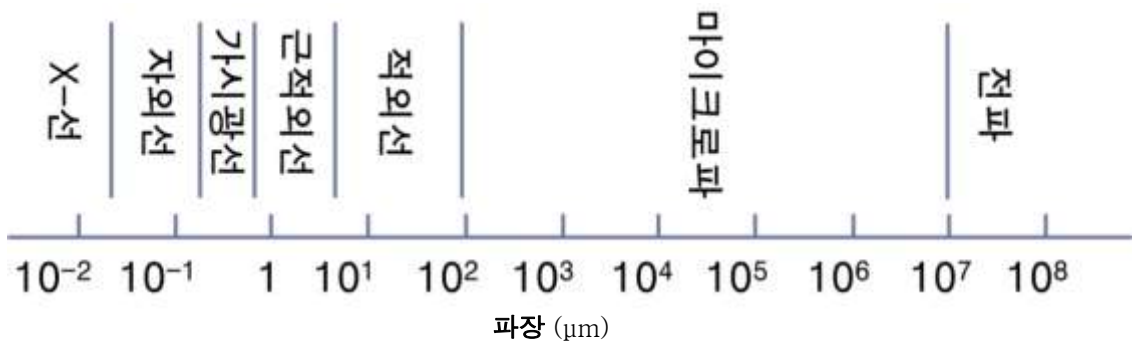
여기서 h 는 플랑크 상수로 $6.6262 \times 10^{-34} \text{Js}$ 이다. 식(1.1)에서 보는 바와 같이 주파수는 파장에 반비례하므로 광자가 갖는 에너지는 파장이 짧을수록 크다. 이러한 이유로 자외선의 에너지가 가시광선이나 적외선의 에너지보다 강한 것이다.

1.1 서론

전자기파의 파장의 전 범위($0 \sim \infty$)를 전자기스펙트럼이라 부르는데, 파장에 따라 에너지의 강도뿐만 아니라 대기나 지표면과 같은 물체들과의 상호작용(산란, 흡수, 방출...)하는 방식이 상이하므로 전자기스펙트럼 주요 파장역으로 분류한다. 예를 들어, 사람의 눈 망막 세포가 민감하게 반응하는 파장역($0.390 \sim 0.760 \mu\text{m}$)을 가시광이라 하며 표 1.1에서와 같이 파장별로 색상이 구분된다(그림 1.1). 현재 위성에서 주로 활용하는 파장대는 가시광선, 근적외선, 적외선 그리고 마이크로 파이다. 하지만 파장이 상대적으로 긴 마이크로파는 에너지가 약하기 때문에 현재 정지궤도 위성에는 활용이 되지 못하고 있다.

[표 1.1] 가시광선역에서의 파장대와 색상

색상	파장 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 스펙트럼에서 파장별 명칭

1.2 용어 및 단위

물체가 받는 복사에너지량은 물체의 면적, 에너지를 받는 시간, 빛의 파장 및 입사방향 등의 함수로 주어진다. 복사에너지량과 관련된 용어 및 단위는 표 1.2와 같다. 여기서 복사에너지가 방향의 함수임은 태양복사에너지의 일 및 계절변화에서 쉽게 이해할 수가 있다. 복사에너지의 단위는 다른 에너지와 같이 J이다. 단위시간당 복사에너지 양을 복사 속(Radiant Flux)이라 하며 단위는 와트 [W: J/s]이다. 단위시간 및 단위면적당 복사에너지 양을 복사조도(Irradiance or Radiant Emittance)라 하며 단위는 [W/m²]이다.

여기서 복사에너지가 방향의 함수임으로 입사 또는 방출하는 방향(입체각 - Steradian: sr)을 고려한 것을 복사휘도(Radiance)라 하며 단위는 [W/m²/sr] 이다. 최종적으로 파장을 고려한 단위를 단색복사휘도(Monochromatic Radiance)라 하며 단위로는 [W/m²/sr/μm] 이다. 이 단색복사휘도는 특정파장에서의 복사휘도를 의미하며 위성 및 레이더에서 기본적으로 활용되는 단위이다. 센서에 탐지된 단색복사휘도를 플랑크 방정식에 대입하면 물체의 온도(휘도온도, 흑체를 가정한 온도)를 구할 수 있다.

복사에너지는 2차원 평면이 아닌 3차원 공간에서 다루어야 한다. 따라서 2차원 좌표상에서의 각이 아닌 3차원 공간상에서 방향을 고려해야 하는 데 이 때 3차원 공간상에서의 각을 입체각(Solid Angle)이라 한다. 또한 물체의 겉보기 크기는 거리의 함수이다. 여기서 입체각이란 구 중심으로부터 임의의 거리 r에 위치한 물체의 표면과 구의 중심을 잇는 모든 선들이 단위 거리의 구에 투영된 각도로 정의할 수가 있다. 방위각과 천정각이 각각 ϕ , θ 이고 중심으로 부터의 거리 r에 위치한 물체의 면적($d\sigma$)은 다음과 같이 나타낼 수가 있다.

$$d\sigma = r d\theta \times r \sin\theta \times d\phi \quad (1.3)$$

따라서 물체의 입체각은 $d\sigma$ 를 중심으로부터의 단위거리상($r=1$)의 구에 투영된 면적(각도)을 나타냄으로 위의 면적을 r^2 으로 나누어 주면 된다.

$$d\omega = d\sigma/r^2 = \sin\theta \times d\theta \times d\phi \quad (\text{단위가 없으며 sr 로 표시}) \quad (1.4)$$

1.2 용어 및 단위

[표 1.2] 복사에너지와 관련된 용어 및 단위

	기호	단위
복사에너지(Radiant Energy)	dE	J (Joules): N.m
복사속(Radiant Flux)	dE/dt	J/sec (W)
복사조도(복사속밀도: Irradiance)	$dE/dt/dA$	W/m^2
복사휘도(Radiance)	$dE/dt/dA/d\omega$	$W/m^2/sr$
단색복사휘도 (Monochromatic Radiance)	$dE/dt/dA/d\omega/d\lambda$ or $dE/dt/dA/d\omega/d\nu$	$W/m^2/sr/\mu m$ or $W/m^2/sr/cm^{-1}$

1.3 흑체복사

19세기 중·후반, 플랑크, 스테판, 볼츠만 등 독일과 오스트리아 물리학자들이 다수의 복사 법칙들을 정립하였다. 복사법칙들을 상세히 살펴보기 전에 관련 용어를 먼저 소개한다.

흡수란 전자기 복사가 물체의 표면에 입사될 때 일어나는 현상으로, 전자기 복사 에너지의 일부 또는 전부가 표면에 흡수되는 현상을 의미하며 뒤에서 상세히 설명하겠지만 흡수는 파장의 함수이다.

방출이란 외부로 나아가는 전자기 복사의 생성에 의해 물체의 표면에서 에너지가 손실되는 것을 말하며 이 또한 파장의 함수이다. 원자와 분자에 의한 복사에너지의 흡수와 방출에 대한 자세한 사항은 1.5절에서 기술한다.

흑체란 모든 파장의 복사 에너지를 흡수하고 방출하는 가상적인 물체로써, 입사하는 복사에너지를 모두 흡수하고 전 파장에 걸쳐 최대 가능한 방출을 하는 물체이다.

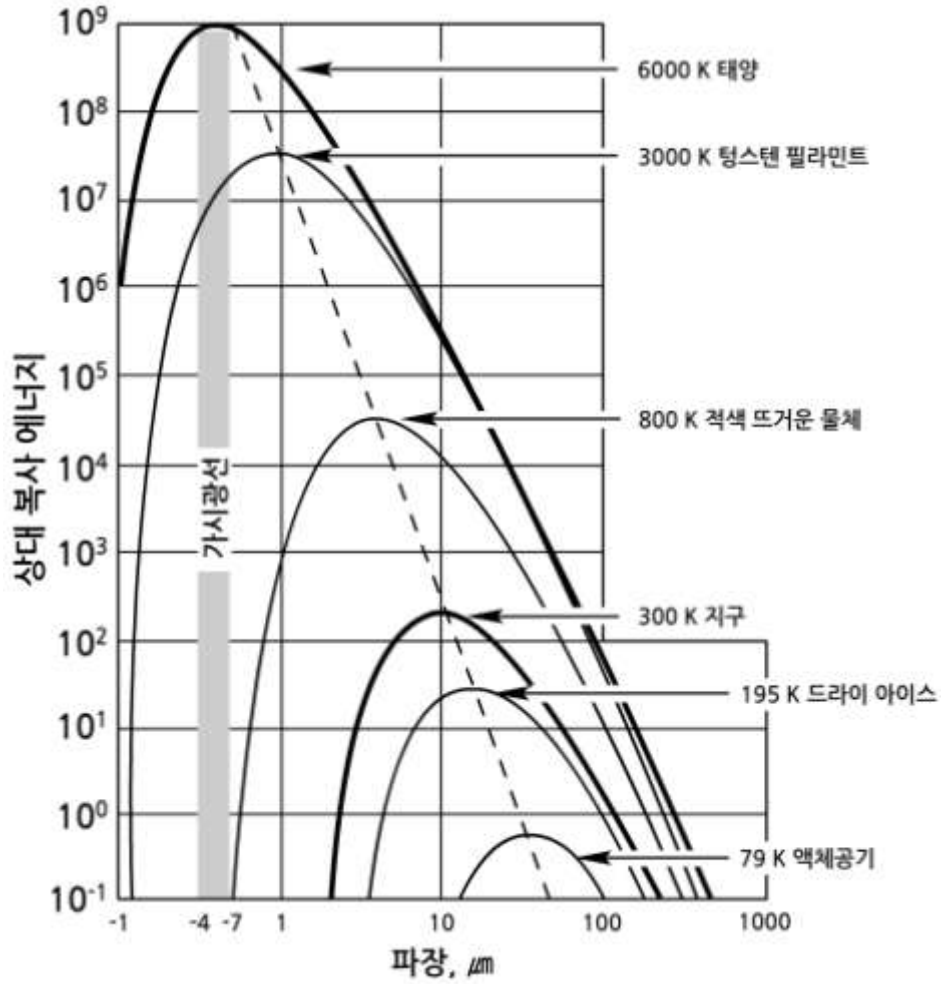
독일 물리학자 Max Planck(1858-1947)는 1900년에 주어진 온도에서 흑체가 방출하는 단색 복사휘도(B_λ) [$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$]에 대해 다음과 같은 식을 반-경험적으로 유도하였다.

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp(hc/k\lambda T) - 1]} \quad (1.5)$$

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 1.2는 흑체를 가정한 상태에서 위의 수식으로 계산된 각 파장별 단색 복사조도를 온도별로 나타낸 것이다. 이 그림에서 우리는 온도가 높아질수록 방출되는 복사에너지의 양이 급격히 증가함과 함께 방출 에너지가 최대 되는 파장이 짧아지는 점 그리고 λ 가 증가할수록 방출에너지가 최대점까지 강하게 증가하다가 최대점을 경계로 감소폭이 약하게 일어나는 점(비대칭)을 알 수가 있다. 이러한 특성에 대해서는 뒤에 상세히 설명한다.

1.3 흑체복사



[그림 1.2] 흑체를 가정한 상태에서 플랑크 방정식으로 계산된 각 온도별 단색 복사조도

1.4 복사법칙 빈의 변이 법칙

1.4.1 빈의 변이 법칙

우리는 그림 1.2에서 온도가 높아질수록 복사에너지가 최대로 방출되는 파장이 짧아짐을 보았다. 이러한 특성을 처음으로 인식한 Wilhelm Wien(1864-1928)은 1893년에 에너지가 최대로 방출되는 파장 (λ_{max})과 방출체의 온도와의 관계를 나타내는 이론을 발전시켰다.

$$\lambda_{max} = \frac{2897}{T} \quad (1.6)$$

여기서 T는 절대온도 (K)이고 λ 는 파장(μm)이다. 분자의 상수는 단위 (μmK^{-1}) 를 가진다. 온도가 높아질수록 최대 에너지를 방출하는 파장이 짧아짐을 볼 수 있으며 이를 빈의 변위법칙이라 한다(그림 1.2). 태양복사의 경우 온도를 6000K로 할 경우 λ_{max} 는 약 $0.5\mu\text{m}$ 이고 지구의 경우 온도를 300K로 하면 λ_{max} 는 약 $10.0\mu\text{m}$ 이다.

1.4 복사법칙 빈의 변이 법칙

1.4.2 스테판-볼츠만 법칙

앞의 그림 1.2에서 온도가 높아질수록 흑체가 복사하는 총 복사에너지 량(복사조도)이 급격히 증가됨을 알 수가 있다. 즉, 각 온도별 단색복사조도 선 아래의 면적이 급격히 증가되고 있음을 알 수가 있는데 이를 처음 인식한 오스트리아 물리학자인 Josef Stefan(1835-1893)은 1879년에 실험적으로 흑체 복사조도가 다음과 같이 주어짐을 증명했다. 또 다른 오스트리아 물리학자인 Ludwig Boltzmann(1844-1906)이 1894년에 이 법칙을 열역학적 관점에서 증명해 보였다.

$$P(T) = \sigma T^4 \quad (1.6)$$

복사조도의 단위는 Wm^{-2} 이며, $\sigma=5.67 \times 10^{-8} (Wm^{-2}K^{-4})$ 이다. 즉, 절대온도 T 를 갖는 흑체표면의 단위면적에서 단위시간당 방출되는 전파장의 복사에너지(흑체의 전 복사조도)는 절대온도의 4승에 비례하며 이를 스테판-볼츠만의 법칙이라 한다.

이 법칙을 사용하여 태양의 흑체 온도를 태양의 복사조도($6.34 \times 10^7 Wm^{-2}$)로부터 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.

1.4 복사법칙 빈의 변이 법칙

1.4.3 키르히호프의 법칙

흑체 복사는 주어진 온도에서 물질이 방출할 수 있는 복사에너지의 상한을 나타낸다. 흑체는 지구상에 존재하는 물체가 아닌 가상의 물체임으로 지구상에 존재하는 물체들은 흑체보다 적은 복사에너지를 방출하게 되는데 흑체에서의 복사에너지에 대한 일반 물체의 복사에너지의 비를 방출율이라 하며 주어진 파장에서의 방출률(ϵ_λ)은 다음과 같이 정의된다.

$$\epsilon_\lambda = \frac{W_\lambda(T)}{W_\lambda(T)} = \frac{\text{실제복사휘도}}{\text{흑체복사휘도}} \quad (1.8)$$

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

$$\alpha_\lambda = \frac{\text{파장}_\lambda \text{에서 흡수되는 복사휘도}}{\text{파장}_\lambda \text{에서 전체 입사되는 복사휘도}} \quad (1.9)$$

정의에 따르면, 흑체의 흡수율과 방출률은 전 파장에서 '1.0'이 된다.

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

$$\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda \quad (1.10)$$

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."

1.4 복사법칙 빈의 변이 법칙

지구표면이나 구름과 같이 불투명한 물체에 복사에너지가 입사하면 일부는 흡수되고 나머지는 반사된다. 이 때 흡수율과 같이 반사율(r_λ)을 정의할 수 있다.

$$r_\lambda = \frac{\text{파장 } \lambda \text{ 에서 반사되는 복사휘도}}{\text{파장 } \lambda \text{ 에서 전체 입사되는 복사휘도}} \quad (1.11)$$

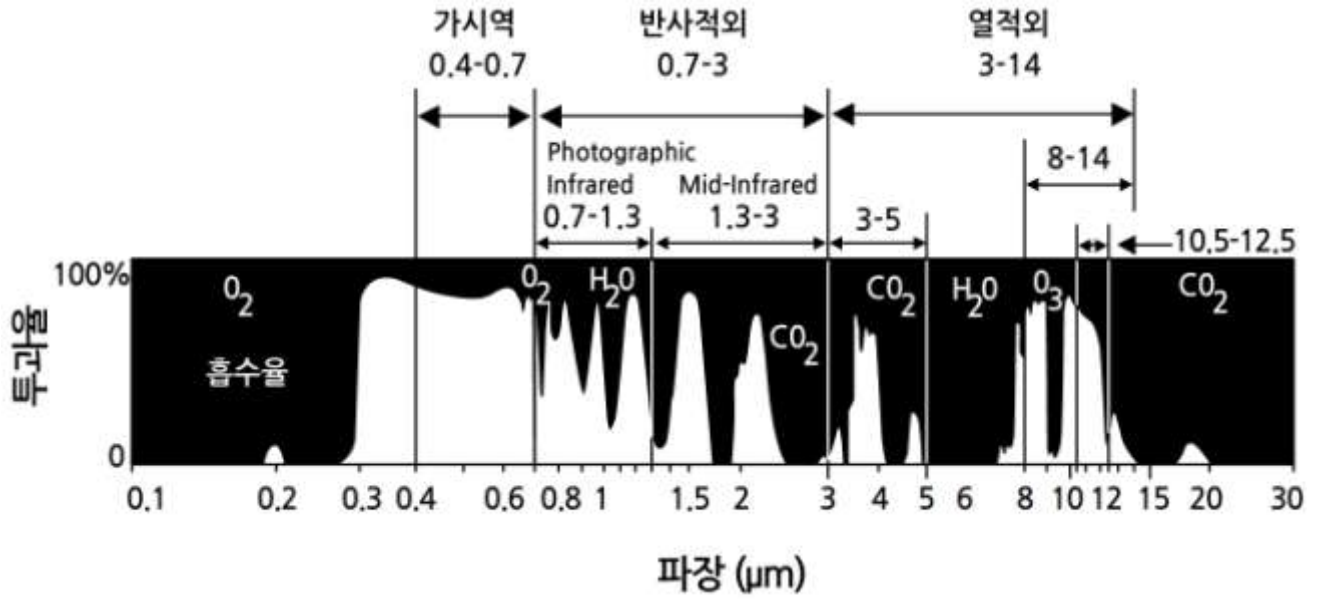
또한 매질이 대기와 같이 불투명하지 않을 경우에는 입사된 복사에너지는 매질을 통과하면서 흡수되거나 통과하게 된다. 이 때 전체 입사된 복사에너지 중 매질을 통과한 에너지의 비율을 투과율(τ_λ)이라 하며 다음과 같이 정의된다.

$$\tau_\lambda = \frac{\text{파장 } \lambda \text{ 에서 투과되는 복사휘도}}{\text{파장 } \lambda \text{ 에서 전체 입사되는 복사휘도}} \quad (1.12)$$

투과율이 0에 가까운 물체를 불투명체라 하며, 대기 중에서 투과율이 높은 파장대를 우리는 대기의 창이라 한다.

그림 1.3은 각 파장별 투과율과 주요 흡수기체를 나타낸 것이다. 자외선영역에서는 오존에 의한 흡수로 투과율이 거의 0에 가까우며 가시광선영역과 8-12 μm 파장영역에서는 투과율이 매우 높음을 알 수 있다. 우리는 이 8-12 μm 파장대를 대기의 창이라 부른다. 각 흡수기체들의 선택적 흡수는 원격탐사에서 매우 중요하다. 예를 들어 9.6 μm 오존 흡수대를 이용하면 대기중 오존 농도를 측정할 수 있으며 11과 12 μm 에서의 수증기에 대한 흡수차를 이용하면 대기중 수증기량을 측정할 수 있다. 위성에 탑재할 센서의 목적에 따라 파장대를 선정하게 되는데 지표면의 특성을 측정하고자 할 때는 주로 대기의 창 파장대를 사용하고 수증기, 오존, 메탄과 같은 흡수기체의 농도를 측정하고자 할 때는 각 흡수기체에 민감한 파장대를 이용한다.

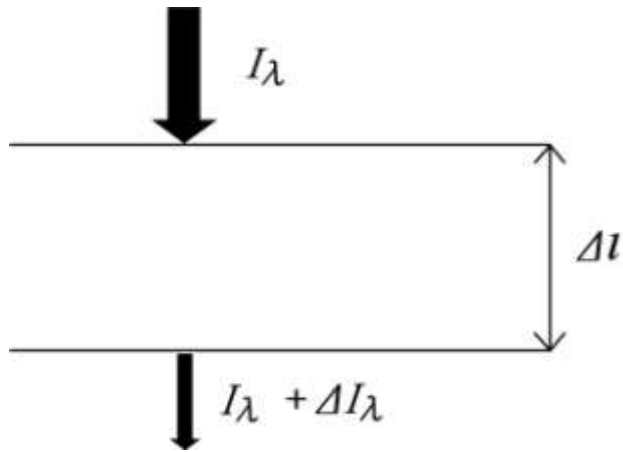
1.4 복사법칙 빈의 변이 법칙



[그림 1.3] 파장별 투과율 및 주요 흡수기체

1.5 복사전달

자연현상에서 에너지(열)가 전달되는 방법은 복사, 대류, 전도로 3가지 방법이 있다. 이 세 가지 방법 중에서 매질이 없이도 열이 전달 될 수 있는 방법이 복사이다. 복사는 태양에너지가 거의 진공상태인 우주공간을 지나 지구에 도달할 수 있게 하고, 우주공간의 궤도상에서 임무를 수행하는 기상 위성에 전자기파 형태의 각종 신호가 도달할 수 있는 것 또한 가능하게 한다. 하지만 복사형태로 전달되는 에너지는 대기층을 통과하는 동안 대기를 구성하는 물질에 의해 흡수, 산란 및 방출이 일어나 에너지의 재분배가 발생한다. 이러한 대기층 내에서의 일련의 과정을 계산하여 기상위성의 산출 정확도를 높이는 과정이 필요하다. 그림 1.4는 복사에너지가 임의의 두께의 대기층을 통과할 때 대기에 의한 복사에너지 감쇠를 나타내는 그림이다.



[그림 1.4] 대기층에 의한 복사에너지의 감쇠

1.5 복사전달

위 그림과 같이 임의의 파장 λ 를 가지는 복사조도 I_λ 가 임의의 두께 Δl 을 갖는 대기층을 통과 한 후의 에너지를 $I_\lambda + \Delta I_\lambda$ 로 나타낼 수 있다. 일반적으로 ΔI_λ 는 기층의 두께 Δl , 기체의 밀도 ρ , 그리고 투과 전 복사조도 I_λ 에 비례한다. 수식으로 표현하면,

$$\Delta I_\lambda = - I_\lambda k_\lambda \rho \Delta l \quad (1.13)$$

와 같다. 위 식에서 k_λ 는 복사에너지가 흡수에 의해 감쇠되는 비율을 의미하며 흡수계수라고도 한다. 만약 기체의 고도(두께)가 Z 일 경우 식 1.9를 적분 하면,

$$I_\lambda(Z) = I_\lambda(0) \exp\left(- \int_0^Z k_\lambda \rho \, dl\right) \quad (1.14)$$

와 같다. 이 때 식 (1.10)과 같이 주어지는 관계를 비어의 법칙(Beer's Law) 이라고 한다. 이는 단색복사조도가 질량흡수계수($k_\lambda \rho$)와 광행로의 곱에 지수적으로 감소하는 것을 나타낸다. 한편 복사에너지의 진행방향이 대기 층과 θ 의 각을 이루고 있을 때(태양 또는 위성천정각), 식 (1.13)과 식 (1.14) 은 각각

$$\Delta I_\lambda = - I_\lambda k_\lambda \rho \sec \theta \Delta l \quad (1.15)$$

$$I_\lambda(Z) = I_\lambda(0) \exp\left(- \sec \theta \int_0^Z k_\lambda \rho \, dl\right) \quad (1.16)$$

와 같이 된다.

1.5 복사전달

식 (1.13)의 $k_{\lambda} \rho d l$ 또는 식 (1.16)의 $\int_0^z k_{\lambda} \rho d l$ 를 흡수 광학 두께 (Absorption Optical Thickness)라고 한다. 이는 매질의 흡수계수 k_{λ} 뿐만 아니라, 복사에너지 투과경로의 길이 및 매질의 밀도가 복사에너지의 감쇠에 영향을 미치는 것을 의미한다. 여기서 입사된 복사에너지와 투과된 복사에너지간의 비율로써 계산되는 흡수율 a_{λ} 는,

$$a_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}(0) - I_{\lambda}}{I_{\lambda}(0)} = 1 - \exp(-k_{\lambda} \rho Z) \quad (1.17)$$

이다. 흡수계수 k_{λ} 를 비교해보기 위해, 복사에너지가 광학적두께가 얇은 대기 층에 대하여 연직으로 입사한다고 가정하면, 테일러 근사에 의해 식 (1.18)와 같이 나타낼 수 있다.

$$a_{\lambda} = k_{\lambda} \rho Z \quad (1.18)$$

즉, 흡수율 a_{λ} 와 흡수계수 k_{λ} 는 서로 비례하는 것을 알 수 있다.

흡수계수는 대기를 구성하고 있는 성분과 고려하는 파장에 따라 다르다. 때문에 기상위성을 이용하여 특정 기상요소에 대한 정보를 얻고 싶을 때, 해당 기상요소에 대해서만 민감하게 반응하는 채널과 어느 것에도 민감하지 않은 채널(대기의 창 영역)을 동시에 사용한다면, 두 개의 차에 의해서 특정 기상요소의 광학적 두께를 산출할 수 있다. 가장 대표적으로 분리대기창 방법을 이용하여 가강수량, 에어로졸을 산출하는 것이 있으며 이는 각각 5장, 8장에서 상세하게 다룬다.

한편 매질에 입사한 빛은 구성입자에 의한 산란으로 복사조도가 감소되기도 하는데, 식 (1.9)~식 (1.16)에 흡수계수 k_{λ} 대신 산란계수 σ_{λ} 를 넣어 산란광학두께(Scattering Optical Thickness)를 계산 할 수 있다. 매질에 의한 빛의 흡수와 산란이 동시에 서로 독립적으로 발생한다면, 흡수계수와 산란계수를 더할 수 있으며 이 때의 값을 감쇠계수(Extinction Coefficient) $\sigma_{\lambda}^{\text{ext}}$ 라고 한다.

$$\sigma_{\lambda}^{\text{ext}} = k_{\lambda} + \sigma_{\lambda} \quad (1.19)$$

1.5 복사전달

이 감쇠계수를 이용하여 임의의 대기 층(s,S) 내에서 흡수와 산란에 대한 총 광학두께(Optical Thickness)를 정의하면,

$$\begin{aligned} \tau_{\lambda}^{ext}(s, S) &= \int_s^S \delta_{\lambda}^{ext} ds' \\ &= \tau_{\lambda}^{abs}(s, S) + \tau_{\lambda}^{scat}(s, S) \end{aligned} \quad (1.20)$$

와 같다. 즉, 복사에너지가 투과하는 경로상의 매질의 흡수 및 산란정도, 투과경로의 길이, 매질의 밀도에 따라 광학두께가 결정되고, 이 값은 기상위성을 이용한 기상요소 산출을 위한 복사전달 및 복사에너지 계산에 있어서 가장 핵심적인 변수이다.

1.6 흡수, 방출, 산란 및 반사

복사에너지와 매질 사이의 상호작용은 크게 흡수, 방출, 산란 및 반사 등 4가지로 이루어진다. 즉, 물체에서의 방출이 없다고 가정하면 에너지 보존 법칙에 의해 하나의 매질에 입사된 복사조도(I_{\downarrow})는 반사, 투과, 그리고 흡수과정의 합으로 설명될 수 있다.

$$I_{\downarrow} = \alpha_{\lambda} I_{\downarrow} + r_{\lambda} I_{\downarrow} + \tau_{\lambda} I_{\downarrow} \quad (1.21)$$

양변을 I_{\downarrow} 로 나누면

$$1 = \alpha_{\lambda} + r_{\lambda} + \tau_{\lambda}$$

여기에서 α_{λ} 는 흡수율, r_{λ} 는 반사율, τ_{λ} 는 투과율이다.

흑체는 흡수율이 1이므로 투과율 및 반사율은 모두 0이다. 또한 투과율이 1(0)이 물체는 반사율과 흡수율의 합이 0(1)이다. 여기서 투과율이 0인 불투명체에서는 흡수율 + 반사율 = 1의 관계임을 알 수 있다.

Kirchoff의 법칙을 적용하면 위의 식에서 흡수율(α_{λ}) 대신 방출율(ϵ_{λ})을 적용할 수 있다.

공기분자(원자)에 의한 복사에너지의 흡수는 주로 광해리, 운동에너지와 양자에너지의 변화에 의해 이루어진다. 여기서 양자에너지란 분자들의 진동, 회전 그리고 전자궤도 천이에 의한 에너지를 의미하며 이들은 운동에너지와 달리 각 분자/원자마다 고유한 값을 갖기 때문에 불연속적인 값을 갖는다.

분자의 광해리나 전자궤도 천이 등에는 강한 에너지가 요구되는 반면 분자들의 진동이나 회전에너지에는 상대적으로 약한 에너지만으로도 가능하다. 따라서 오존과 같은 분자의 광해리나 원자의 궤도 천이에는 자외선과 같은 짧은 파장에서만 발생한다. 반면 에너지 강도가 약한 적외선이나 마이크로 파에서는 주로 분자들의 운동-진동-회전과 같은 에너지 준위의 변화를 통해서 흡수가 발생한다.

1.6 흡수, 방출, 산란 및 반사

1.6.1 공기분자에 의한 흡수 및 방출

대기는 질소, 산소, 이산화탄소, 오존 등 다양한 분자와 원자로 구성되어 있다. 여기서 원자는 핵과 그 주위를 공전하고 있는 다수의 전자로 구성되어 있다. 전자들은 각각의 궤도에 따라 에너지 준위라고 하는 일정량의 에너지를 가진다.

양자역학에서는 전자궤도가 연속적으로 존재하는 것이 아니라, 특정한 전자궤도의 구성만이 가능하며 이로 인하여 불연속적인 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, 각 분자(원자)별로 특정 진동 주기와 회전률만이 허용되므로, 전체 에너지 변화는 양자화(Quantization) 또는 불연속적 단위로 구성되어야만 한다.

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

$$E = h \nu \quad (1.22)$$

여기서 h 는 플랑크 상수, 6.626×10^{-34} Js 이다. 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.

1.6 흡수, 방출, 산란 및 반사

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 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.

1.6 흡수, 방출, 산란 및 반사

1.6.2 알베도

어떤 면에 입사된 일사(복사조도)에 대한 반사된 일사의 비율(0~100%)을 알베도라고 한다. 알베도와 반사율 또는 반사능과의 가장 큰 차이점은 알베도는 특정 파장에 대한 개념이 아니고 전 파장에 대한 평균값을 의미하는 점이다. 불투명한 표면으로 입사되는 단파복사는 흡수되거나 반사된다. 즉,

$$\alpha_{\lambda} + \alpha_{\lambda} = 1$$

이다. 여기서 α_{λ} 는 알베도 또는 표면의 반사도이다. 대기과학에서는 주로 지표면과 구름의 알베도에 관심을 갖는다. 지구표면의 알베도는 특히 구성물질에 크게 영향을 받는데 지구표면의 2/3를 차지하는 바다에서는 매우 작지만 적설지역이나 빙하에서는 매우 크다. 표 1.3은 지표면 구성물질에 따른 알베도를 나타낸 것이다. 또한 지구의 약 반(50%)은 항상 구름으로 뒤덮혀 있는데 구름의 종류, 두께, 운상 등에 따라 알베도가 크게 달라진다. 이들을 종합한 지구의 평균 알베도는 결국 지구복사수지에 대단히 큰 영향을 미치게 됨으로 이들의 알베도를 정확히 추정하는 것은 온실기체에 의한 복사수지 변화 그리고 태양상수의 변동을 정확히 관측하는 것과 함께 매우 중요하다. 최근에는 위성탐사의 기술이 발달됨에 따라 태양상수, 알베도 등을 위성으로 관측해오고 있다.

표 1.3은 태양복사 에너지 파장 내에서 여러 선택된 표면이 가지는 알베도 값이다.

[표 1.3] 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
건조하고 깨끗한 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

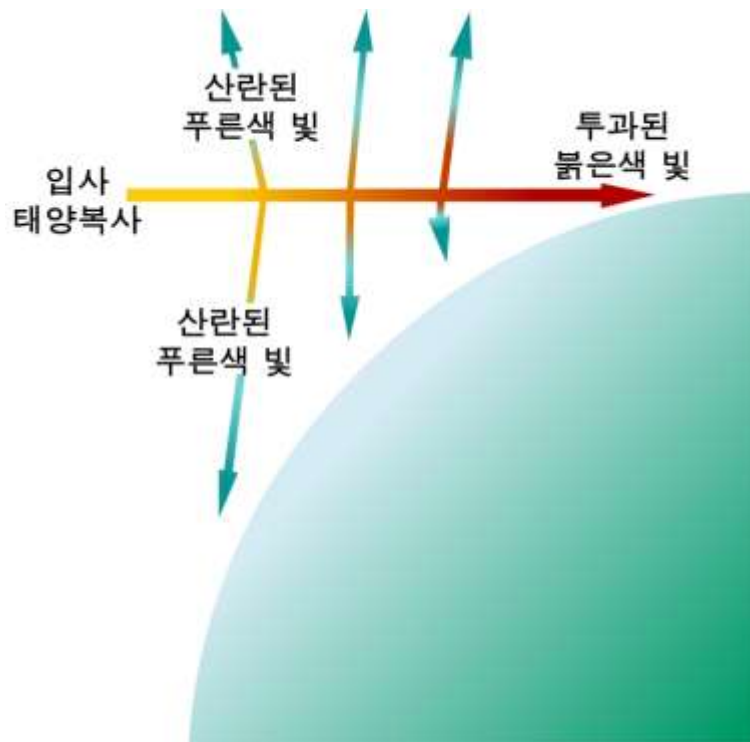
1.6 흡수, 방출, 산란 및 반사

1.6.2 알베도

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 태양복사에너지가 지구 대기를 통과할 때, 파장이 짧을수록 산란이 훨씬 더 효과적으로 일어난다. 이것이 태양에서 멀리 떨어진 곳을 볼 때 하늘이 푸르게 보이는 이유이다. 우리가 보는 하늘의 색은 산란광의 색을 보는 것이다.

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



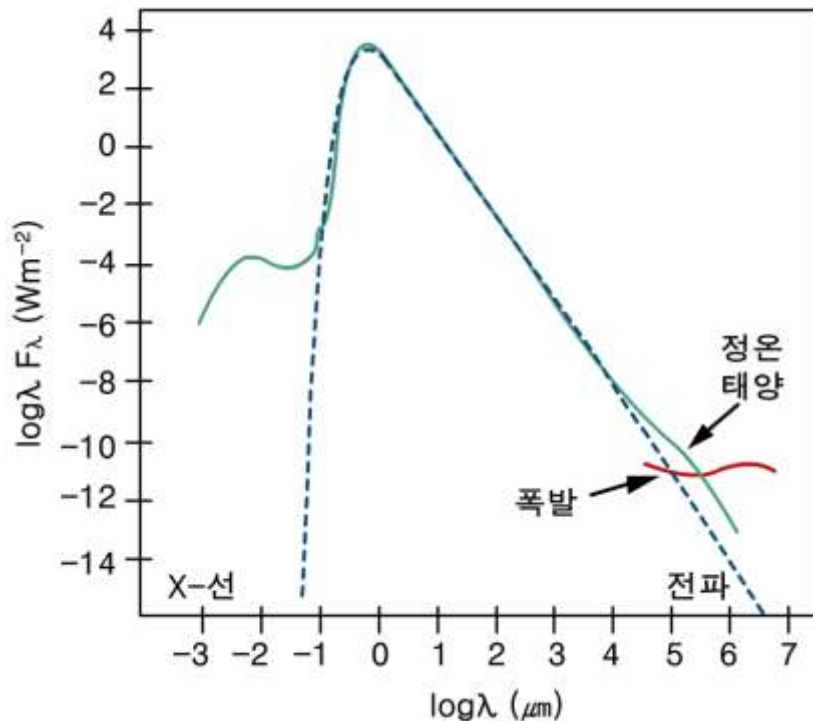
[그림 1.5] 입사하는 태양복사는 스펙트럼의 파란색 부분에서 더 효과적으로 산란되며, 하늘을 푸르게 보이도록 함. 일출이나 일몰 때에는 대기층의 투과 경로가 길어 파란색 빛은 거의 대부분 산란되고 스펙트럼의 붉은색만 남기 때문에 하늘이 붉게 보임

1.7 태양복사

1.7.1 태양

대기에서 일어나는 모든 과정은 궁극적으로 태양에너지에 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. 태양복사의 99%가 0.15~4.0 μm 사이에 위치하며, 태양 활동의 변화에도 불구하고 이 영역에서의 복사방출은 시간에 따라 일정한 것처럼 보인다.



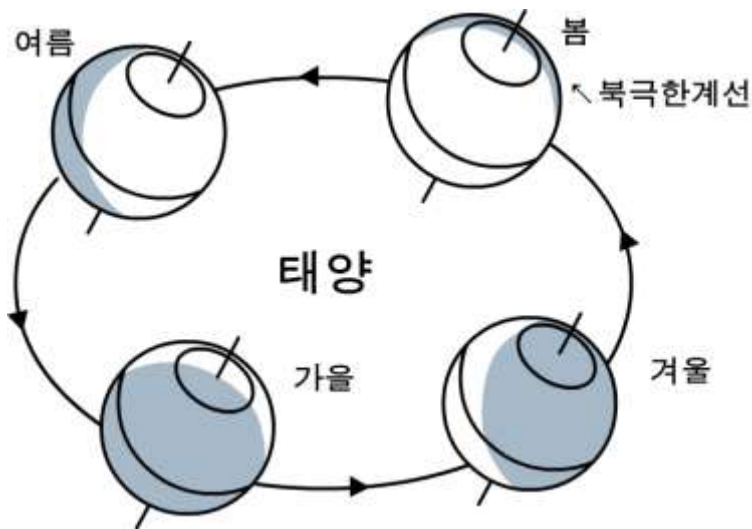
[그림 1.6] 태양의 스펙트럼 (실선)과 온도가 5780K인 흑체의 스펙트럼 (점선)
(Q.J.R. Meteorol. Soc. 84, 311)

1.7 태양복사

1.7.2 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. 복사조도는 거리의 역 제곱에 비례하기 때문에, 태양복사 에너지의 입사율은 평균 값의 $\pm 3.37\%$ 범위 내에서 변한다.

지구대기 상단에서 태양광선에 수직인 단위면적에 단위시간당 입사하는 태양복사에너지를 태양상수라 하는데 이 값은 약 1360Wm^{-2} 이다. 공전 궤도면에서 $23^{\circ}27'$ 기울어진 지구 자전축의 경사는 궤도 주기에 따른 계절적 변화(그림 1.7)를 야기한다. 그 결과 북반구(남반구)에서는 지구와 태양간의 거리가 가장 먼(가까운) 여름철(겨울철- 북반구 기준)에 태양복사 에너지를 가장 많이(적게) 받게 된다. 즉, 지구 자전축의 경사는 단위면적당 입사하는 태양복사량과 일조시간에 영향을 주어 기온의 계절변화를 일으키게 된다. 반면 지구의 자전은 밤/낮이 교대로 나타나게 한다. 따라서 가시광선을 이용하는 센서는 야간에는 지구를 관측할 수가 없게 된다.



[그림 1.7] 지구 자전축의 경사로 인해 결정되는 계절 변화. 북극권과 남극권을 나타내는 위도는 $90^{\circ}-23^{\circ}27'=66^{\circ}33'$ 으로 주어지며, 이 위도대로부터 극 쪽에 위치한 곳에서는 겨울의 특정 기간 동안에 24시간 밤이 지속되고, 여름철 특정 기간 동안에는 24시간 낮이 지속되는 현상이 일어남. 두 극에서는 6개월간 밤이 지속되고 6개월간 낮이 지속됨

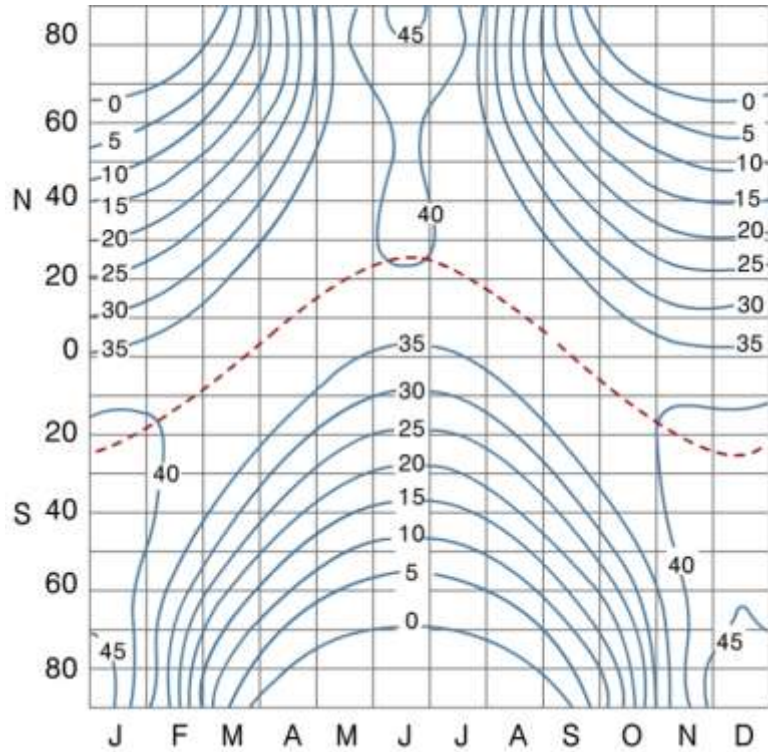
1.7 태양복사

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

반구가 여름일 때 극지방으로 갈수록 낮 시간은 길어지지만 태양의 고도각은 낮아진다. 따라서 낮은 태양 고도각을 길어진 낮 시간이 보상하여 태양복사에너지의 위도에 따른 변화가 작다(극에서는 약한 최대값이 나타난다). 따라서 여름에는 남북 방향의 온도 차가 작아진다.

하지만 겨울 반구에서는 극지방으로 갈수록 낮 시간이 짧아지는 현상과 태양 고도각이 낮아지는 현상이 동시에 일어나 고위도로 갈수록 일사량이 급격하게 감소하여 극야(Polar Night)의 가장자리에서 일사량이 0이 된다. 그 결과 남북방향으로 입사태양복사 에너지 차가 증가하게 되어 온도 차가 커지게 된다.

1.7 태양복사



[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.)

그림과 같은 두 반구 간의 약간의 비대칭은 지구 공전궤도의 이심률 때문이다. 이러한 패턴은 대기에 의한 하향 방출을 포함하면 바뀐다. 지표면에 입사하는 일사량의 최대는 위도 35° 에서 한여름 낮에 발생하고, 극에 나타난 최대값은 태양 고도가 낮을 때 통과해야 하는 대기층의 투과 경로가 길어져서 없어진다.

1.7 태양복사

1.7.3 대기기체에 의한 태양복사 산란 및 흡수

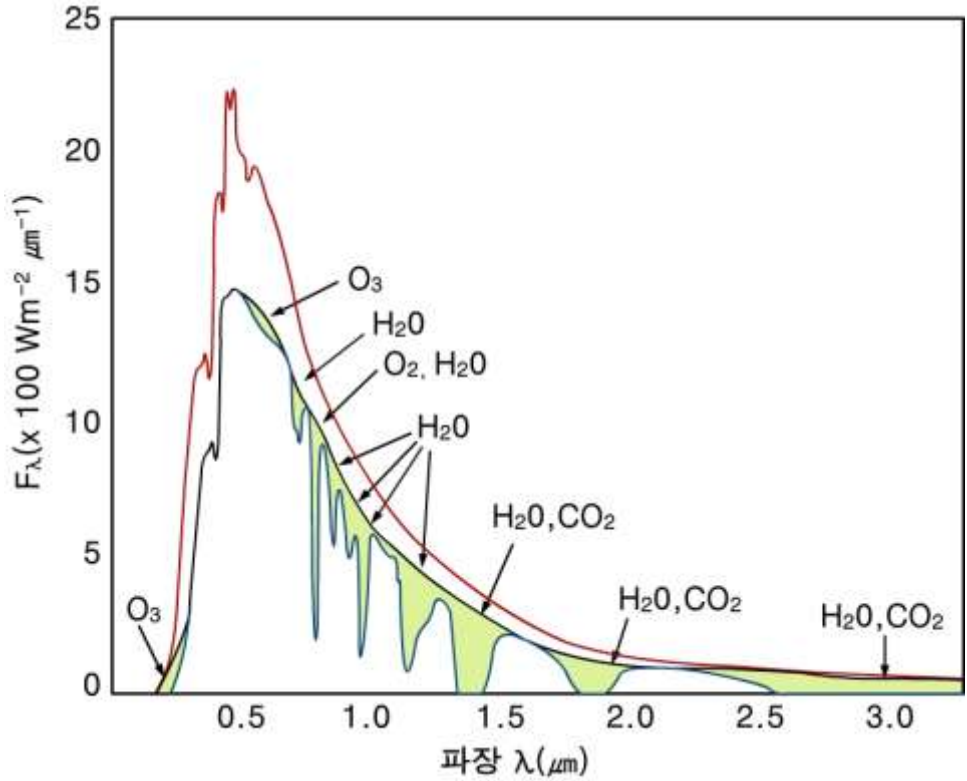
대기기체에 의한 태양복사의 산란은 태양 복사 스펙트럼의 단파 부분에서 가장 효과적이다. 대기 수직층을 보면, 입사하는 태양복사가 근적외선 영역에서는 1%보다 적은 양이 산란되는 반면, 자외선 영역 근처에서는 약 40%가 후방 산란으로 흩어진다. 그림 1.9를 살펴보면 가시광과 자외선 파장대에서 훨씬 더 많은 양의 복사가 흡수보다는 산란됨을 알 수 있다. 지구 대기로 입사하는 태양복사의 평균 약 13%가 산란되는데, 이 중 대략 절반 정도가 지표면에 확산복사로 도달하며 나머지 절반은 우주 공간으로 되돌아간다.

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). $0.1\mu\text{m}$ 보다 짧은 파장대역에서는 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. $0.1\sim 0.2\mu\text{m}$ 의 파장대역에서의 복사는 실질적으로 다음과 같은 광해리 반응으로 모두 흡수된다.



그 결과로 산소원자는 100km상공의 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 $0.2\sim 0.3\mu\text{m}$ 파장대의 모든 복사에너지를 흡수하는데 굉장히 효과적이다.

1.7 태양복사



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

산소원자는 빠르게 산소분자와 재결합하여 오존을 형성한다. 이같은 방법으로 오존은 잠재적으로 위험한 요소인 자외선 복사를 차단하는 차폐막 역할을 한다.

$0.7\mu\text{m}$ 보다 긴 파장대, 즉, 적외선 영역에서는, 태양복사에 의해 대류권이 직접적으로 가열되는 주요 원인인 수증기에 의한 흡수선이 나타난다.

1.7 태양복사

1.7.4 구름 및 에어로졸 입자에 의한 태양복사 산란 및 흡수

구름에 의한 효과를 고려하면 복사에너지를 계산할 때 문제가 상당히 복잡해진다. 전형적인 구름입자의 직경은 $10\mu\text{m}$ 이고, 구름입자에 의한 태양복사의 산란은 기하광학으로 설명할 수 있다. 산란의 정도는 구름입자 크기 분포의 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.

1.7 태양복사

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

- (1) 인간의 활동, 화산, 산불 등에 의해 생성된 먼지, 꽃가루, 해염입자 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 에어로졸 입자의 반지름은 $10^{-4}\mu\text{m}$ 에서 $10\mu\text{m}$ 이상까지 다양하며, 작은 에어로졸이 많다.

작은 에이트켄 핵보다 수밀도가 낮지만 반지름이 $0.1\mu\text{m}$ 이상인 에어로졸은 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.

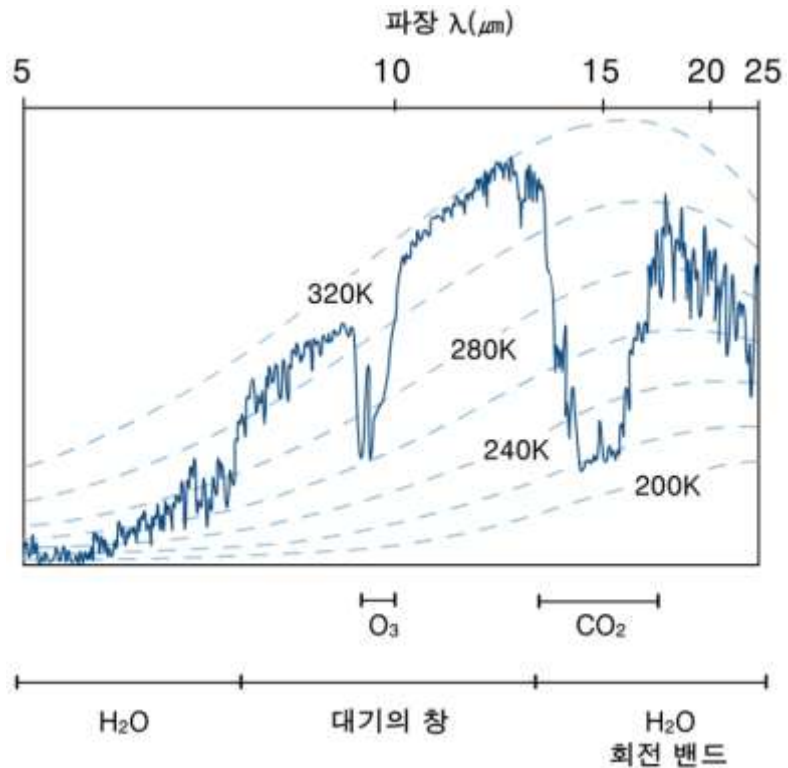
대기 하층부의 에어로졸은 태양복사를 직접적으로 흡수해 대류권을 가열시키지만, 에어로졸의 후방 산란에 의하여 대기의 알베도를 증가시킴으로써 지표면에 도달하는 태양복사 에너지를 감소시키기도 한다.

1.8 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.

1.8.1 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

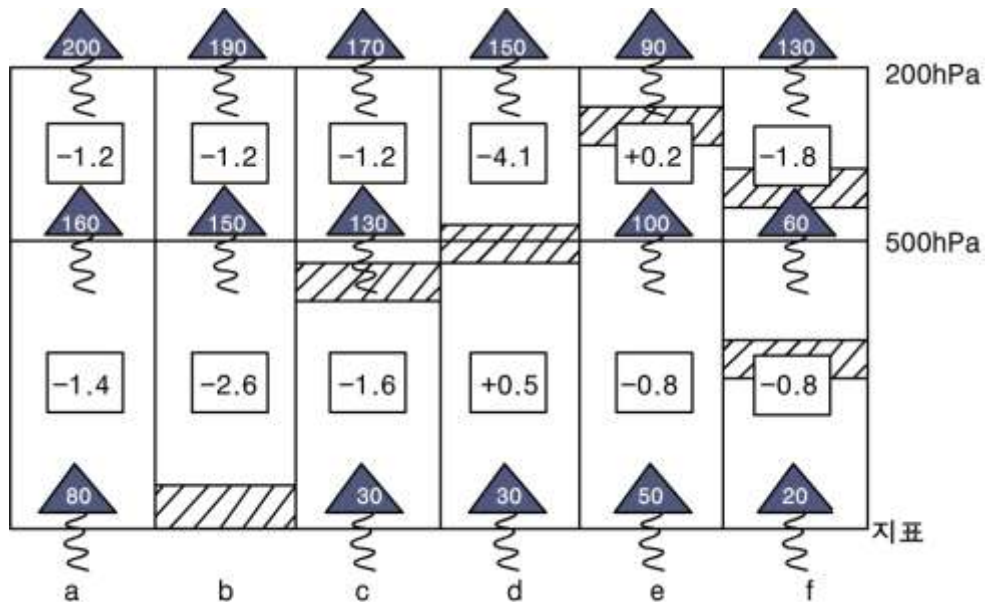
1.8 지구복사

수증기는 $6.3\mu\text{m}$ 를 중심으로 지구복사 스펙트럼의 넓은 부분에 걸쳐서 복사 에너지를 흡수한다(그림 1.10). $8\mu\text{m}$ 와 $12\mu\text{m}$ 사이에 ‘대기의 창’이 존재하는데 이것을 통해 지구복사가 우주 공간으로 방해 받지 않고 빠져나갈 수 있다.

1.8.2 구름 및 에어로졸입자에 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 ($^{\circ}\text{Cday}^{-1}$)를 나타낸다. 구름은 방출률이 1이라고 가정함

1.8 지구복사

첫째 열(a)는 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.

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.

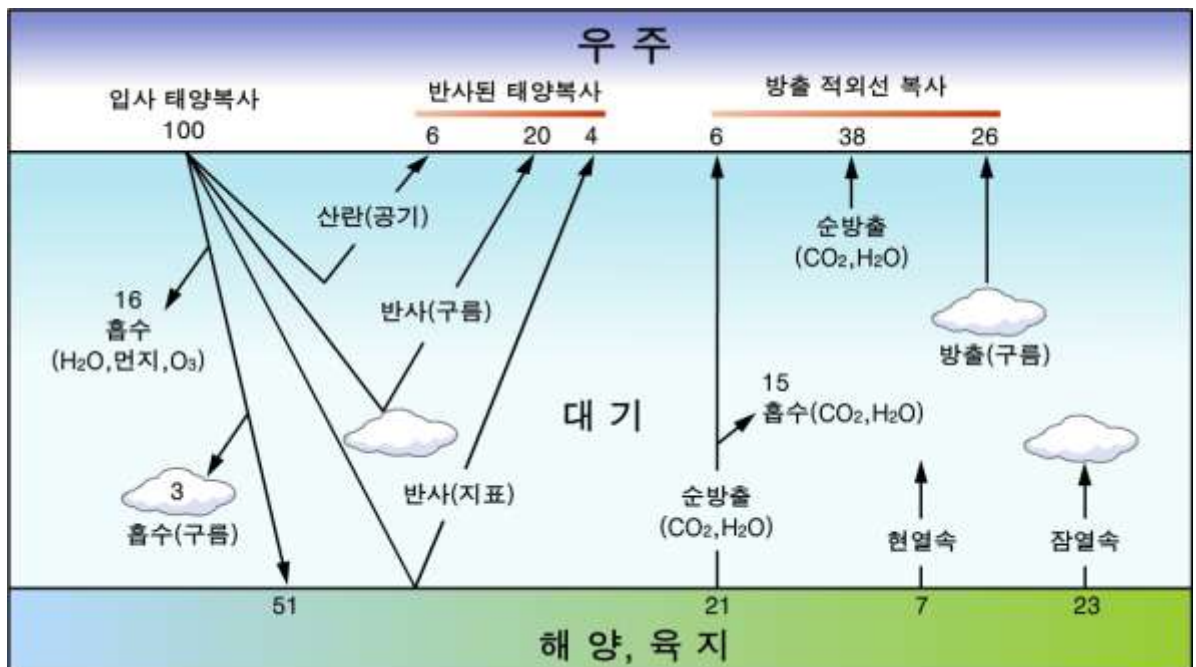
1.9 전지구 복사 수지

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 $10\mu\text{m}$ 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

1.9 전지구 복사 수지

지구 표면에서 복사 플럭스와 마찬가지로 현열과 잠열 플럭스도 지표면에서 방출된다. 현열이란 수 mm 높이의 대기가 열 전도에 의해 가열되어 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.

지구 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(5)와 단파복사(16)에서 대기 중으로 흡수되는 복사에너지는 매우 비슷하다.

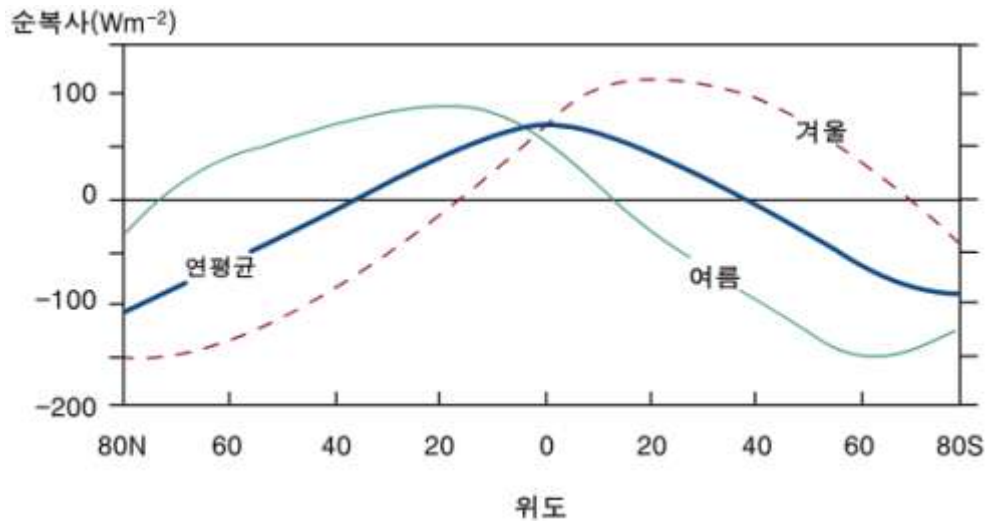
대기 상부에 도달하는 전 지구 평균 복사조도는 238Wm^{-2} 이지만, 수지의 각 요소들의 규모에는 커다란 공간적인 편차가 존재한다.

1.9 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.

여름(6, 7, 8월)과 겨울(12, 1, 2월) 곡선 간 비대칭성도 존재한다. 겨울동안 남반구의 복사에너지 과잉은 여름 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

1.9 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. 즉, 해들리 셀과 같은 자오면 상의 순환이 발달하게 된다.

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. 대기대순환 및 해류 외에도 태풍에 의해서 남북간의 온도경도가 일정 수준 이상으로 증가하지 않게 된다.

1.9 전지구 복사 수지

1.9.1 대기 온실효과

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

$$(1 - 0.3) \times (\pi r^2 / 4 \pi r^2) \times 1360 \text{ W m}^{-2} \quad (1.24)$$

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

위의 식으로부터 238 W m^{-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 W m^{-2} 만큼의 장파 복사를 방출한다.

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

$$\sigma T_e^4 = 238 \text{ W m}^{-2} \quad (1.25)$$

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.

$$T_{\text{sfc}} = T_e + \Delta T \quad (1.26)$$

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.

요약

1. 복사는 열을 전달하는 3가지(복사, 전도, 대류) 방법 중의 하나로 다른 두 과정과 달리 매질이 없는 상태에서 열전달이 가능한 특성이 있고, 이러한 특성을 이용하여 우주공간에서 기상위성을 이용하여 지구를 관측할 수 있음.
2. 복사에너지는 파장대별로 각각 서로 다른 특성을 가지고 있고, 크게 자외선, 가시광선, 적외선, 마이크로파로 나눌 수 있음.
3. 흑체란 모든 파장의 복사에너지를 흡수하고, 흡수한만큼 방출하는 이상적인 물체임.
4. 지구상의 모든 물체는 일부는 흡수하고 나머지는 반사하는 회색체임.
5. 절대 0 도(0 K) 이상의 온도를 가지고 있는 모든 물체는 에너지를 발산하며 이와 관련된 방정식이 플랑크 방정식임.
6. 물체의 온도가 높을수록 최대 에너지를 방출하는 파장대는 짧음(빈의 변위법칙).
7. 지구보다 약 20배(켈빈온도) 뜨거운 태양의 복사에너지 방출량은 지구의 방출량에 비해 압도적으로 크지만, 태양과 지구 사이의 거리, 입사면적(항상 지구의 절반만 태양에너지가 입사) 등을 고려할 때, 지구의 에너지 수지 균형에 지구복사에너지가 미치는 영향을 무시할 수 없음.
8. 지구의 대기를 구성하고 있는 물질들은 물질별 특정 파장에 대해 복사에너지를 흡수하나, 대기 구성물질로부터 흡수되지 않는 파장대가 존재함. 이 파장대를 대기의 창 영역이라고 하며 대표적인 파장대는 적외창 영역이라고 불리는 $10.8\mu\text{m}$ (IR1), $12.0\mu\text{m}$ (IR2)가 있음.

연습문제

1. 흑체와 휘도온도에 대하여 설명하시오.
2. 태양과 지구의 표면온도가 각각 6000K, 300K 일 때, 태양복사 에너지와 지구복사 에너지의 차이를 플랑크 방정식(식 1.5)과 빈의 변위법칙(식 1.6)을 이용하여 설명하시오.
3. 대기의 창에 대하여 설명하시오.
4. 위성에 탑재된 열적외 센서로 측정된 자료로부터 대기 중 오존이나 수증기량을 추정하고자 할 때 사용 가능한 파장대를 제시하고 그 원리를 설명하시오.

참고문헌

1. 광종흠, 소선섭, 1999: 일반기상학, 126-157
2. 이광목, 2004: 대기복사, 23~27

2장. 천리안위성 및 기상산출물

2.1 천리안위성

2.2 수신 및 전처리 시스템

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

학습목표

- 우리나라 최초의 정지궤도 복합위성인 천리안위성(COMS)과 순수 국내기술로 개발된 천리안 위성 자료처리시스템(CMDPS: COMS Meteorological Data Processing System)으로부터 산출되는 16종의 기상산출물들에 대해 이해한다.

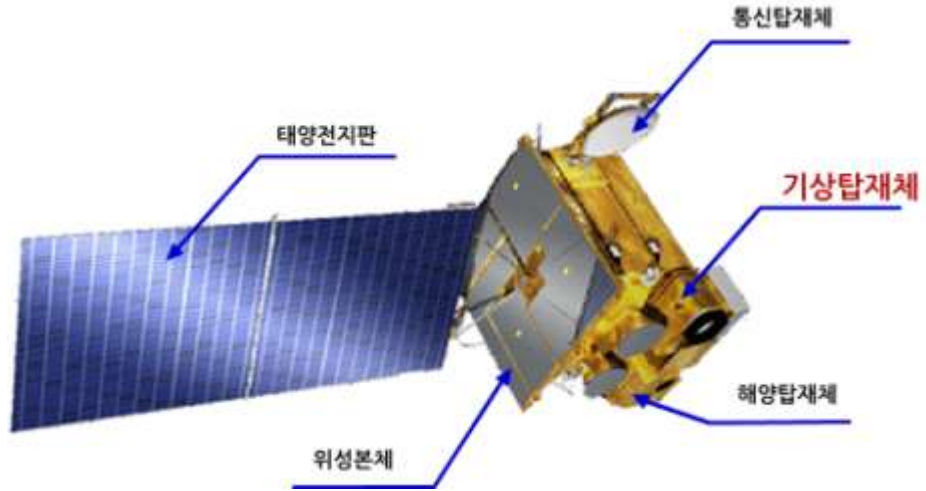
2.1 천리안위성

천리안 위성은 국가우주개발중장기계획에 따라 2003년부터 기상청, 교육과학기술부, 국토해양부, 방송통신위원회 공동사업으로 추진하여 2010년 6월 27일 남미 프랑스령 기아나 꾸르 우주센터에서 성공적으로 발사된 우리나라 최초의 정지궤도복합위성으로 2011년 4월부터 현업운영중이다. 천리안 위성은 지구적도상공 36,000km, 동경 128.2도에 위치하여 기상관측, 해양관측 및 통신서비스 임무를 수행하는 복합위성으로 기상분야 주요 임무는 1) 고해상도의 다중채널을 이용한 기상현상 연속 감시 및 기상변수 산출, 2) 태풍, 집중호우, 황사 등 위험기상 조기 탐지 그리고 3) 장기간의 해수면온도, 구름 자료를 통한 기후변화 분석 등이다(그림 2.1). 우리나라 고유의 정지궤도복합위성을 보유하게 됨에 따라 최대 시간당 8회 간격으로 한반도 부근지역의 관측을 통해 바람장과 위험기상의 감시 기능이 향상되었다. 또한 우리나라 인근에서 위험기상 발생 시 자체 관제기능을 통하여 관측 영역 및 관측주기 조정으로 위험기상에 대한 조기탐지 기능이 강화되었고 자체 개발한 자료처리 시스템 운영을 통해 16종의 다양한 기상산출물 생산 및 수치예보 지원에 필요한 자료의 생산도 가능해졌다.

천리안 위성에는 표 2.1에서 보는 바와 같이 가시역 1개와 적외역 4개 등 총 5개의 채널로 지구를 관측하는 기상영상기(MI: Meteorological Imager)가 탑재되어 있다. 천리안위성의 가시채널의 공간해상도는 직하점 일 때 1km이며 이 채널은 구름과 지표면에서 반사된 태양복사에너지의 강도를 측정하기 때문에 주간에만 관측이 가능하다. 따라서 태양복사에너지를 많이 반사하는 구름이나 눈의 경우 센서에 도달하는 에너지 강도가 강한 반면 바다와 같이 반사율이 낮은 곳은 도달하는 에너지 강도가 약하다. 가시채널에서 측정된 영상자료를 흑백으로 나타낼 경우 센서에 도달한 에너지 강도에 비례하게 구름이나 눈은 밝게 육지나 숲은 조금 밝게 그리고 바다는 어둡게 나타난다.

가시영상을 이용하면 주간 구름, 적설, 안개, 황사, 산불 등을 탐지할 수 있으며 대기운동벡터 산출도 가능하다. 대기의 창에 해당되는 적외 1과 2 채널, 단파적외 그리고 수증기 채널의 공간해상도는 모두 4km이다. 적외채널은 지구로부터 방출되는 복사에너지를 측정하는 것으로 방출 물체의 온도, 방출율과 함께 대기의 영향을 주로 받는다. 가시영상과 일관성을 갖도록 적외영상에서는 온도가 높은 곳은 어둡게 낮은 곳은 밝게 표출한다. 적외 1과 2채널은 주로 해수면온도, 구름온도 등 온도 산출, 구름 특성 분석, 황사나 가강수량 산출 등에 주로 이용된다. 수증기 영상은 대기 상층에서의 수증기 유무와 함께 구름이 없는 곳의 상층 대기흐름을 이해하는 데 유용하게 활용되고 있다. 단파적외 영상은 주로 야간의 하층운이나 안개, 산불 등 화재 탐지 그리고 해수면온도 추정에 사용된다.

2.1 천리안위성



[그림 2.1] 천리안 위성과 주요 탑재체


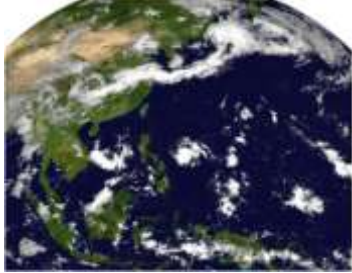

[표 2.1] 천리안 위성에 탑재된 기상영상기의 주요 특성 및 활용분야

채널 수	5채널(가시1, 적외4)		
전구 관측시간	27분 이하		
채널	중심파장 (μm)	공간해상도 (km)	활용분야
가시광선	0.67	1	주간 구름영상, 황사·산불·연무관측, 대기 운동벡터
단파적외	3.7	4	야간안개 및 하층운, 산불감지, 지면온도 추출
수증기	6.7	4	중상층 대기 수증기량, 상층대기 운동파악
적외1	10.8	4	구름정보, 해수면온도, 황사관측
적외2	12.0	4	구름정보, 해수면온도, 황사관측

천리안 위성을 독자적으로 운용함으로써 얻게 되는 가장 큰 장점은 관측영역과 주기를 우리의 필요에 맞게 조정할 수 있는 점이다. 국가기상위성센터에서는 천리안 위성의 관측 영역을 전구, 확장 북반구 그리고 한반도 지역 등 3개로 세분화 하여 관측을 수행 중이다(표 2.2). 따라서 기존의 MTSAT-1R과 2에 비해 북반구 지역에서는 관측주기가 2배 그리고 한반도 지역의 경우 4배가 빨라졌다. 또한 평상시에는 위에서 정한 정규관측 모드로 관측을 수행하고 한반도 주변에 태풍, 집중호우 등과 같은 위험기상 발생시에는 관측 빈도수를 증가시키는 특별관측을 수행한다.

2.1 천리안위성

[표 2.2] 천리안 위성의 기상관측영역

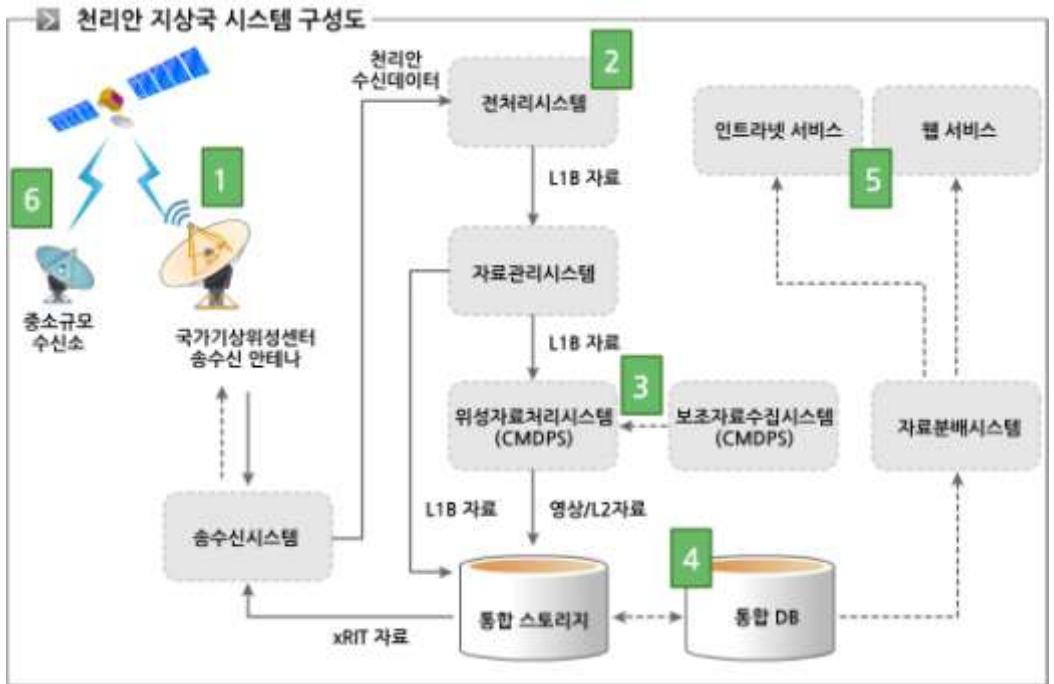
FD* (Full Disk)	지구반면관측	
ENH * (Extended Northern Hemisphere)	확장 북반구 영역	
LA * (Local Area)	지역관측	
* 정규운영시 관측 모드 대상		

국가기상위성센터에서 2011년 4월부터 현업 운용한 결과를 분석한 바에 의하면 천리안에 탑재된 기상영상기의 성능이 일본의 MTSAT-1R과 MTSAT-2에 탑재된 영상기와 유사하거나 더 우수한 것으로 보고되고 있다. 천리안 위성의 관측주기와 센서의 성능을 고려할 때 천리안위성의 관측자료는 다른 관측기기로는 탐지가 거의 불가능한 여름철 중규모 대류계와 같은 악기상의 조기 탐지 및 발달과정 감시를 통한 악기상 예측수준의 향상에서부터 바람장 등의 자료동화로 수치예보 모델의 수준향상에도 크게 기여하고 있다. 또한 천리안 자료가 장기간 축적되면 일본의 MTSAT 등 다른 위성자료들과 함께 동아시아 지역에서의 대기환경의 기후학적 변화 연구에도 활용될 수 있을 것이다. 최근 천리안 위성의 수신 및 자료 활용 시스템이 한국국제협력단(KOICA)을 통해 스리랑카 등 동남아 국가들에 구축되고 있어 우리나라의 국가위상을 한 단계 높이는 계기가 되고 있다.

2.2 수신 및 전처리 시스템

2.2.1 기상위성자료 수신시스템

기상위성자료를 수신하여 사용자가 필요로 하는 자료를 제공하기 위해서는 지상국이 필요하다. 그림 2.2는 천리안 위성자료 수신, 처리 및 자료 서비스 기능을 담당하는 지상국을 나타낸 것이다. 현재 천리안의 경우 기상위성자료 수신 및 처리는 국가기상위성센터에서, 천리안의 관제는 항공우주연구원에서 각각 담당하고 있는데 위성관제와 기상임무는 매우 중요하기 때문에 유사시를 대비하여 백업 시스템을 각 상대기관에 설치하여 운용 중이다.



[그림 2.2] 천리안 운영 지상국 시스템 구성도 (국가기상위성센터, 2011)

기상위성 자료와 같은 원격탐사 자료는 다른 종관관측 자료나 수치모델 자료 등과 함께 사용되기 위해서는 복사검정(Radiometric Calibration) 및 지형보정(Geometric Correction)과 같은 전처리와 위성에서 관측된 복사휘도 값으로부터 온도, 바람, 강수 등과 같은 기상변수를 산출하는 과정이 필요하다. 이 때 기상위성 자료의 전처리뿐만 아니라 기상변수 산출과정은 위성에 대한 복잡한 정보가 필요할 뿐만 아니라 계산시간도 많이 소요되기 때문에 대부분 지상국에서 일괄적으로 처리하여 사용자에게 제공한다. 지상국을 구성하는 주요 시스템과 기능은 표 2.3과 같다.

2.2 수신 및 전처리 시스템

2.2.2 전처리 과정

천리안과 같은 기상위성은 지구상공에서 망원경을 통해 지구에서 반사된 태양복사나 지구에서 방출된 장파복사에너지를 측정한다. 여기서 망원경은 우리가 카메라로 사진을 찍듯이 지구상의 관측 목표 영역(화소: 가시채널: 직경 1km 원, 적외채널: 직경 4km 원)에서의 에너지만 위성센서에 도달하게 한다. 위성이 위치한 우주환경은 시간적으로 변화가 크기 때문에 센서의 성능이 항상 일정하지 않고 위성센서에 도달하는 에너지에는 목표물에 의한 복사에너지 외에도 우주 복사 값, 기기 자체에서 방출된 잡음 등이 포함되어 있다.

또한 위성에는 지구 외에도 태양과 달 등 다른 천체들의 영향, 지구 중력장의 불균일 그리고 태양풍 등이 복합적으로 작용하기 때문에 위성이 정해진 위치에서 이탈하거나 위성의 자세가 정해진 상태에서 벗어나는 경우가 발생하게 된다. 천리안의 경우 위성이 적도 상공 36,000km에 위치하고 있기 때문에 위성위치나 자세의 미세한 변화도 지구상의 위치에서는 수~수십 km 크기의 오차가 발생할 수도 있다. 따라서 위성자료로부터 온도, 강수 및 바람과 같은 기상변수를 도출하여 다른 관측 및 수치모델 자료들과 함께 활용하고 장기적으로 기후분야에 활용하기 위해서는 1차적으로 위성자료의 정확도가 높아야 하고 각 화소별 지구상의 위치가 정확해야 한다.

위에서 제시한 위성자료가 갖는 원천적인 문제점을 최소화하는 과정이 필요한데 이를 전처리 과정이라 하며 크게 2개의 과정이 있다. 즉, 안테나로 수신된 원시 자료(상대적 크기의 숫자)에 포함된 잡음의 영향을 제거하고 물리적 특성을 갖는 값(복사휘도)으로 변환하는 복사검정(Radiometric Calibration: Level 1A)과 열과 행($I \times J$)으로 이루어진 위성영상 자료의 각 화소별 지구상 위치(위도, 경도)를 찾아내는 지형보정(Geometric Correction)이다. 이렇게 전처리된 자료를 Level 1B 자료라고 하며 이 자료를 이용하여 구름, 강수, 해수면온도, 안개 등과 같은 기상변수 (Level 2) 자료를 산출한다. 또한 전처리 시스템에서는 자료 재생 처리, 원시자료의 품질평가, 복사검정 및 위치 보정에 필요한 파라미터 수정 등 원시자료의 품질관리 기능도 수행한다.

2.2 수신 및 전처리 시스템

[표 2.3] 지상국을 구성하는 주요 시스템과 기능(국가기상위성센터, 2011)

1. 안테나 송수신 시스템	지상에서 위성과 직접적으로 RF 신호를 송수신하는 기능을 수행하는 장치로 천리안위성의 경우 L/S-Band를 사용함.
2. 전처리 시스템	기상위성관측 원시자료(Raw)를 수신하여 복사검정(Radiometric Calibration) 및 지형보정(Geometric Correction)을 수행한 후 기본영상자료를 생산하고, 위성방송 서비스를 위한 LRIT(Low Rate Information Transmission) /HRIT(High Rate Information Transmission) 자료를 생산하는 시스템.
3. 위성자료 처리 시스템	천리안위성의 전처리된 기상영상기 자료(Level 1B)를 기반으로 지상관측자료, 외국위성자료, 수치예보모델 자료 등을 활용하여 총 16종의 기상산출물(구름 탐지, 청천복사, 대기운동벡터, 해수면온도, 지표면온도, 해빙/적설, 안개, 상층 수증기량, 표면도달일사량, 강우강도, 지구방출복사량, 황사탐지, 에어로졸광학두께, 구름분석, 운정온도/고도, 가강수량)를 객관화된 알고리즘에 의해 자동으로 산출하고, 각 산출요소별로 산출결과에 대한 간단한 품질검사를 통해 품질정보도 함께 제공하며 각종 보조자료를 이용하여 산출요소의 정확도 검증을 수행하는 시스템.
4. 위성자료 분석 시스템	위성자료 관리 시스템에서 천리안 기본영상, 16종 기상산출물, 외국위성자료, 기상자료, 지리정보자료 등을 입수하여 분석자가 GUI상에서 대화형으로 분석이 가능하도록 지원해 주는 시스템.
5. 위성자료 관리 시스템	지상국 데이터베이스, 스토리지, 백업 라이브러리 및 자료교환 서버 등의 장비로 구성되어 있으며 기상위성센터에서 수집 생산되는 모든 자료의 저장, 분배, 백업의 기능을 수행하는 시스템.

2.2 수신 및 전처리 시스템

[표 2.3] 지상국을 구성하는 주요 시스템과 기능(국가기상위성센터, 2011)

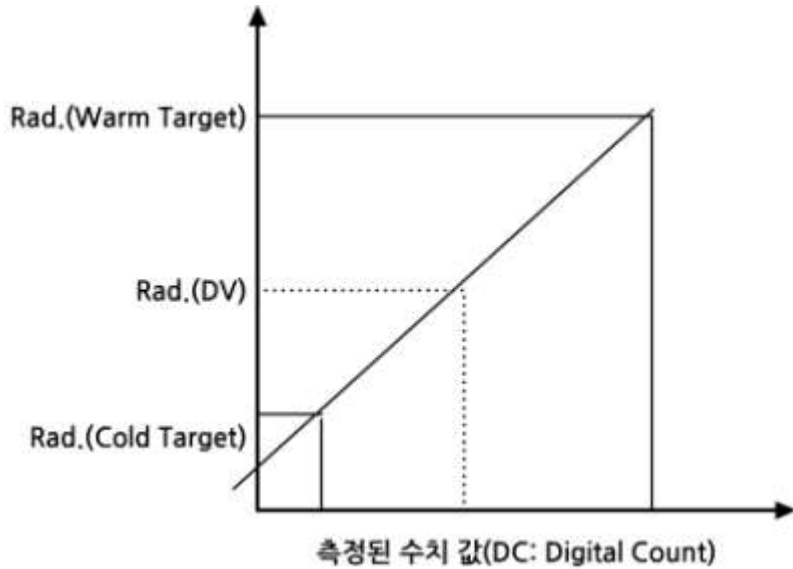
6. 자료통신 시스템	라우터, 허브, 방화벽, 침입차단 시스템, 침해위협탐지센서 등의 위성센터 내 모든 네트워크망 구성장비를 총칭.
7. 위성관제 시스템	항공우주연구원의 위성관제시스템에 문제가 생길 경우를 대비하여 국가기상위성센터에 구축된 관제 기능 백업시스템.
8. 현업응용 개발 시스템	기상위성자료를 활용한 새로운 알고리즘 개발과 현업화 준비 등의 개발업무를 수행하기 위한 시스템.
9. 위성자료 분배 시스템	웹(Web)을 통해 천리안위성자료, 16종 기상산출물 등 국가기상위성센터에서 생산하여 서비스하는 모든 정보 등을 국내외 사용자들에게 제공하는 시스템.
10. 통합감시 제어 시스템	국가기상위성센터내의 모든 시스템들을 실시간 감시 제어할 수 있도록 구성된 위성운영실내의 DLP Cube, 콘솔 PC, SMS, NMS, CCTV 등을 총칭.
10. 작업 관리 시스템	지상국 자료처리현황 모니터링, 프로세스 위주의 장애관리, 천리안위성자료 서비스용 분배 스케줄 및 운영보조 자료의 생산을 담당하는 시스템.

2.2 수신 및 전처리 시스템

2.2.2.1 복사검정

위성센서에 도달하는 복사에너지에는 목표물로부터 반사되거나 방출된 것 외에도 우주복사 에너지와 같은 잡음요인이 포함되어 있을 뿐만 아니라 센서의 성능도 가혹한 우주환경의 영향으로 시간에 따라 노후화(Degradation)되는 데, 이들의 영향을 동시에 제거하여 정확한 복사휘도를 도출하는 과정을 복사검정(Radiometric Calibration)이라고 한다. 산출된 복사휘도는 가시채널의 경우 반사도로, 적외채널의 경우 밝기온도(Brightness Temperature)로 변환한 후 다양한 산출 알고리즘을 적용하여 기상변수들을 산출한다. 따라서 정확한 기상변수 산출은 복사검정에서부터 시작된다고 할 수 있다. 일반적으로 복사검정에는 위성자체에 탑재되어 있는 특정 복사휘도 값을 이용하는 방법(주로 적외센서: 내부검정)과 사막이나 두꺼운 구름과 같이 물리적 성질이 일정한 목표물에 대해 잘 검정된 다른 위성의 센서자료를 이용하는 방법(대리검정: Vicarious Calibration) 등이 있다. 절대검정은 위성에 복사 검정을 위한 기기를 탑재하여 센서에 일정한 크기의 빛을 보내고, 탐지되는 수치로부터 검정 계수를 산출하는 방법이다. 현재 MODIS, SeaWiFS 등의 센서에서 이용되고 있으며, GOES-R에 탑재될 ABI(Advanced Baseline Imager)에도 이용될 예정이다. 천리안 위성의 경우 기상탑재체의 적외채널에는 도입되었지만 가시채널에는 도입되지 않았고, 해양탑재체의 가시채널에는 도입이 되었다. 대리검정 기법은 외부의 자료를 이용하여 복사휘도를 산출하는 방법으로 크게 위성 간 검정(Intersatellite Calibration)과 복사모델링을 이용한 방법으로 나눌 수 있다. 위성 간 검정은 복사 검정이 잘 수행된 다른 센서의 관측값을 이용하여 복사 검정을 수행하는 기법이다. 두 위성센서로 관측한 화소의 위치와 시간이 거의 일치하고, 위성 센서-목표물-태양사이의 기하학적 관계가 유사한 경우에 두 센서의 복사휘도 관측값을 직접 비교하여 복사 검정이 잘 수행되고 있는지 살펴볼 수 있다. 복사 모델링을 이용한 방법은 복사특성이 시간적으로 변화가 작은 목표물, 해양, 사막, 구름, 달, 혹은 인위적인 표적에서 위성에 도달하는 복사휘도를 복사 전달 모델을 이용하여 계산하여 복사 검정을 수행하는 방법이다. 적외채널의 복사검정은 주로 기상영상기가 관측한 특정한 온도로 설정된 흑체와 우주공간 자료를 이용한다. 즉, 시간적으로 변하지 않는 목표물로부터 측정된 두 값으로 복사휘도(Radiance) = $a DC + b$ (또는 $Rad. = a(DC - DC_0)$)를 구할 수 있으며 여기서 a, b 는 각각 검정계수(기울기)와 인터셉트(절편)이고 $DC(DC_0)$ 는 상대적 크기의 수치(우주공간에 대한 수치)이다.

2.2 수신 및 전처리 시스템



[그림 2.3] 복사검정의 개념도 (Rad.(WT- Warm Target): 특정온도를 갖는 물체에서 측정된 복사휘도, Rad.(DC): 우주에서의 복사휘도; Rad.(CT-Cold Target)는 임의의 목표물에서 측정된 수치값에 해당되는 복사휘도)

2.2.2.2 지형보정

위성에 탑재된 센서로부터 촬영되어 전송된 영상자료에는 지구가 구형인 점(공간 대표성에 영향), 관측 중에도 지구가 자전하는 점(특히 극궤도 위성), 그리고 위성의 위치와 자세가 관측 중에도 변할 수 있는 점 등으로 인해 위성에서 촬영된 영상에서 각 화소의 위치가 항상 지구상의 동일 위치와 일대일 대응되지 못하게 된다. 예를 들어 지구가 구형인 관계로 화소의 크기(공간 해상도)는 위성 직하점에서 가장 작고 직하점에서 멀어질수록 화소의 크기가 커지게 된다. 또한 극궤도 위성의 경우 지구를 관측하는 동안에도 위성이 공전할 뿐만 아니라 지구도 자전하기 때문에 관측시작과 종료 시에 위성의 지구상의 위치가 다르게 된다. 이러한 요인들이 복합적으로 작용하여 지구상의 좌표관점에서 볼 때 위성영상에는 다양한 유형의 기하학적 왜곡(Geometric Distortion)이 발생하게 된다. 이렇게 기하학적으로 왜곡된 영상으로부터 정보를 추출할 경우 해당 정보의 정확한 지구상의 위치를 알아낼 수 없기 때문에 정보 자체의 유용성이 크게 떨어지며, 이러한 정보를 사용한 각종 분석(예: 바람장) 및 예측 결과 역시 크게 떨어지게 된다. 이러한 영상왜곡을 바로잡는 과정을 지형보정 또는 위성영상위치등록(Image Navigation and Registration)이라 하며 주로 영상에서의 각 화소별 위치(I, J)와 지구상의 위치(Lat., Lon.) 사이의 1:1 대응 관계식을 도출하는 것이라 할 수 있다. 지형보정은 크게 영상위치결정(Image Navigation)과 영상위치등록(유지)(Image Registration)으로 구성된다.

2.2 수신 및 전처리 시스템

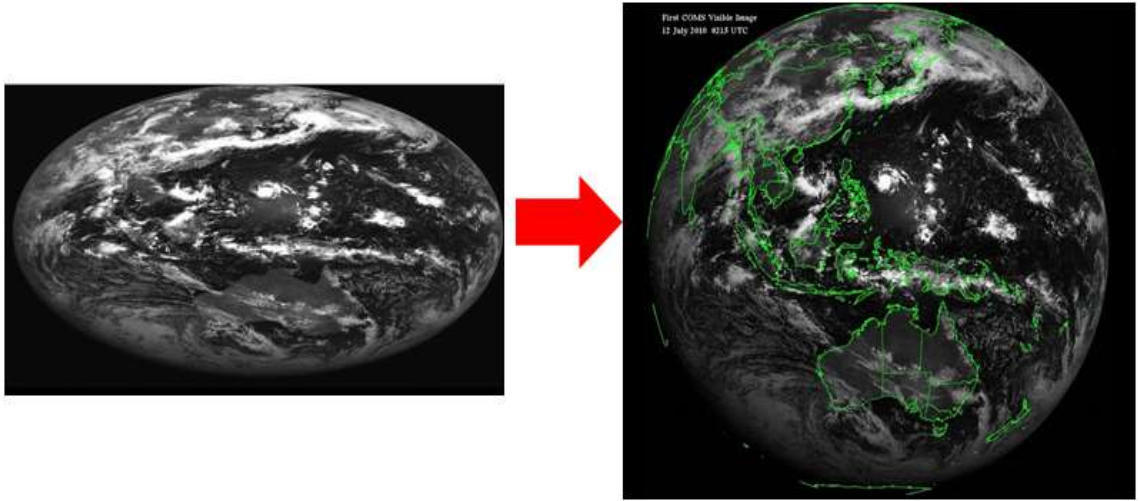
여기서 영상위치결정이란 앞에서 말한 영상에서의 각 화소별 위치(I, J)에 해당되는 지구상의 위치(Lat., Lon.)를 결정하는 것이고 영상위치등록은 정지궤도 위성과 같이 위성의 위치와 자세가 거의 일정한 위성으로 관측한 영상의 각 화소들이 지구상의 특정 위치와 대응되게 하는 것을 의미한다. 따라서 전자는 지향정밀도의 절대적인 평가 척도이고 후자는 지향안정성의 평가척도이다.

2.2.2.3 천리안 영상의 위치결정

위성영상의 위치결정을 위해서는 위성의 위치, 자세, 센서의 주사방식과 함께 지구모델 자료 등이 필요하다. 따라서 위성영상의 위치결정의 정확도는 이들 자료의 정확도에 비례하게 된다. 앞에서도 설명한 바와 같이 천리안은 적도 상공 36,000km 에 위치하고 있기 때문에 위성에 대한 정보(지구상의 위치, 고도, 자세, ...)에서의 매우 작은 오차도 위치결정에 있어서는 수 km 이상의 오차를 유발할 수가 있다. 이러한 위성정보에 대한 오차를 최소화하기 위한 방법으로 관측영역에 분포하는 해안선이나 섬과 같이 특이한 지역들의 위치좌표(Landmark: 지표기준)를 사용한다.

구름으로 오염되지 않은 지표기준 좌표들과 위상영상에서의 좌표들과의 차를 이용하여 위성의 위치와 자세에 대한 오차보정 값을 추정한다. 이를 이용하여 복사 검정된 Level 1A 자료의 각 화소에 대해 지구상의 위치를 다시 결정한 후 천리안 영상센서가 남북방향보다 동서방향으로 측정화소수가 많은 문제점을 남북방향으로 선형내삽하여 지구와 같이 구형의 영상을 도출한다(Level 1B, 그림 2.4). 천리안 영상의 위치결정에 대해서는 국가기상위성센터(2011)를 참고하기 바란다.

2.2 수신 및 전처리 시스템



[그림 2.4] 원시영상(좌)으로부터 위성영상위치등록된 영상(우)

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

위성 운용의 궁극적인 목표는 위성자료를 활용하여 다양한 기상현상의 탐지, 이해 그리고 예측에 활용하기 위함이다. 일기예보, 수치모델 및 기후응용 등 다양한 분야에서 기상위성자료를 효율적으로 활용하기 위해서는 Level-1B 자료로부터 기상요소들을 객관화된 기법에 의해 자동으로 산출하는 시스템이 필요하다. 국립기상연구소와 국내 8개 대학 10여명의 교수진의 협력으로 2003년부터 천리안위성 기상자료처리시스템(COMS Meteorological Data Processing System: CMDPS)을 순수 국내 기술로 독자 개발하였다(국립기상연구소, 2009). CMDPS에서는 Level-1B 자료에 구름탐지 알고리즘을 적용하여 각 화소별로 구름 유무를 판정한 후 구름이 있는 화소에 대해서는 구름과 관련된 정보를 그리고 맑은 화소에서는 해수면온도와 같이 구름이 없을 때 산출이 가능한 변수를 산출한다(그림 2.5).

CMDPS의 장점은 수신된 원시위성자료의 전처리가 끝남과 동시에 실시간으로 객관화된 알고리즘에 의해 총 16종의 기상정보를 산출한다는 점이다. 이렇게 산출된 기상정보들은 중규모 대류계와 같은 위험기상 탐지 및 예측에서부터 수치예보모델의 정확도 향상에 기여할 것이다. 장기적으로는 한반도와 아시아 지역의 기후변화 분석 및 예측을 위한 기본 자료로 활용될 수 있으며, 관련기술에 대한 직·간접적 정보교류를 통해 지구환경 문제와 관련하여 한 차원 더 높은 국제협력이 가능할 것으로 기대된다.

또한 다른 위성자료와 지상관측자료 들을 이용하여 산출 기상요소에 대한 검증결과를 제공함으로써 자료의 품질관리를 하고 있다. 다만 위성자료의 특성과 산출된 모든 기상정보들에 대한 검증자료 확보가 어려운 관계로 모든 산출물에 대해 정량적인 검증정보가 제공되지는 않는다. 다음은 CMDPS에서 산출되는 16종의 기상변수에 대한 간략한 소개이며 이 중에서 일기예보나 수치예보에서 활용되는 변수에 대해서는 다음 장들에서 상세히 소개할 것이다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)



[그림 2.5] 천리안위성 기상요소 산출물 생산과정 (국가기상위성센터 제공)

기상위성영상자료의 정성적 분석을 통한 기상예보 활용도 중요하지만 자료동화 등 수치예보 및 기후분야에서 정량적 활용을 위해서는 기본위성자료로부터 다양한 기상정보를 정량적으로 추출하고 활용하는 분석기술 또한 필수적이다. 그림 2.6에 제시한 바와 같이 천리안 자료로부터 산출되는 16종 기상산출물들은 기상현상 탐지, 집중호우, 태풍 등과 같은 위험기상현상의 감지와 예측에 크게 도움이 될 것이다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)



[그림 2.6] 천리안위성 16종 기상요소 산출물
 그림 출처: 국가기상위성센터(2011), 기상위성영상의 이해(I)

2.3.1 구름탐지

앞에서도 설명하였지만 각 화소별로 구름 유무에 따라 산출 기상변수가 달라지기 때문에 구름탐지는 CMDPS에서 매우 중요한 단계이다. CMDPS에서 구름탐지는 기본적으로 구름이 갖는 속성, 즉 지구상의 다른 물체들 보다 알베도가 크고 운정온도가 낮은 성질을 이용한다. 따라서 두꺼운 적운이나 중상층운 등은 매우 쉽게 그리고 정확하게 탐지가 된다. 하지만 운정온도가 높은 하층운, 알베도가 상대적으로 크지 않은 권운 그리고 구름의 크기가 화소보다 작은 경우에는 탐지상에 오류가 발생할 확률이 높다. 또한 안개나 눈, 빙하 등도 구름탐지에 오류를 유발할 수 있다. 육지와 바다의 물리적 특성 차와 주간과 야간의 가용 채널 수 차로 인하여 해안선 부근이나 일출/일몰 전-후에 구름탐지 결과에 불연속이 발생할 수도 있다.

CMDPS로부터 산출되는 구름탐지 자료는 가시적 구름유무 정보를 담고 있어 광범위한 영역에서의 기상변화를 실시간으로 파악할 수 있는 장점이 있다. 또한 산출주기가 30분 이내로 짧은 시간에 급격하게 발생하는 대류성 구름의 발생 및 매 시각 변화하는 태풍 활동을 분석함에 있어 매우 유용한 정보를 제공한다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.2 구름분석

구름분석에서는 구름으로 탐지된 화소에 대해 운형, 운량, 운상 및 구름의 광학두께 정보를 산출한다. 구름은 종류, 고도 및 운상에 따라 태양복사의 반사 및 지구장파복사의 흡수 등 복사수지에서부터 강수 특성에 미치는 영향이 상이하기 때문에 운형과 운량의 분포 및 그 변동성을 파악하는 것은 중요하다. 위성으로부터 산출되는 구름 분석 정보는 기상현상의 발달과정 감시에서부터 자료동화, 수치모델결과의 검증에 이르기까지 활용도가 높은 정보로 보다 상세한 것은 3장에서 설명한다.

2.3.3 운정온도 및 운정고도

운정온도와 고도란 구름 최상부의 온도와 지상으로부터의 높이를 의미하며 구름을 흑체로 가정하면 적외 1, 2채널 자료로부터 구름 상부로부터 대기상단까지의 수증기 영향을 제거하면 운정온도를 쉽게 구할 수 있다. 운정고도는 주로 대기연직구조에 대한 기후값을 이용하거나 수치예보모델 자료를 이용하여 산출한다. 운정온도와 고도 할당에서 문제가 되는 구름은 권운과 같은 반투과성 구름으로 운정온도가 실제보다 높게 산출되어 결과적으로 고도가 낮게 산출됨으로 이에 대한 보정을 적용하는 것이 중요하다. 운정고도 산출 처리는 대상 구름 지역의 넓이에 의해 전체 운정고도 산출 처리와 국지 운정고도 산출 처리 등으로 구분된다. 또한 CMDPS에서는 운정온도, 고도와 함께 운정기압자료도 제공하며 보다 상세한 것은 3장에서 설명한다.

2.3.4 대기운동벡터

정지궤도기상위성은 지구의 2/3를 점유하는 바다와 육지에서도 고위도 지역이나 고산지대와 같이 정규적 관측이 어려운 지역들에서의 바람정보(대기운동벡터)를 제공한다. 대기운동벡터란 연속적으로 관측된 2개 이상의 위성영상에서 주어진 시간에 구름이 이동한 거리와 방향 정보를 이용해 구한 바람 정보이다. 구름은 주로 대기의 상하운동에 의해 생성·소멸되면서 대기의 수평운동 즉, 바람에 의해 이동된다. 바람벡터를 산출하기 위해서는 1차적으로 주어진 시간동안 구름의 모양이 크게 변하지 않는다는 점과 앞에서 설명한 위성영상위치등록이 정확하다는 가정이 필요하다. 대기운동벡터의 산출을 위해서는 위성자료 외에도 수치예보모델 자료, 구름분석 결과 그리고 경계값 등의 보조자료 등이 사용된다. 대기운동벡터(위성자료로부터 도출되는 바람장)에 대해서는 4장에서 상세히 설명한다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.5 강우강도

일반적으로 강수량측은 지상우량계 및 레이더로 이루어지고 있지만 관측 범위의 제한으로 인해 기상위성으로부터 산출된 강수정보가 매우 유용하게 활용되고 있다. 그러나 정지기상위성은 시·공간적으로 고해상도의 정보를 제공하는 장점을 가지지만 탑재센서의 한계로 강수추정은 경험적이며 간접적인 방법(운정온도 이용)으로서 정확도가 높지 않다. 그럼에도 불구하고 정지위성에 의한 강우강도 산출은 시간적 연속성으로 인해 강우강도 추정 및 실시간 변화 예측을 위한 보조 자료로 사용될 수 있으며, 해상의 강수량 또한 파악이 가능하다. COMS 자료로부터 강우강도를 추정하는 원리와 현황에 대해서는 6장에서 설명한다.

2.3.6 안개탐지

안개는 수증기의 응결에 의해서 지표면 근처에서 발생하는 기상현상으로 구름의 발생 역학과 유사하며, 대기 중에 작은 물방울이 부유함에 따라서 수평시정이 악화(< 1km)되는 현상이다. 안개는 가시거리를 악화시킴으로 인해 인간 활동 가운데 교통 및 수송과 관련하여 큰 위험성을 내재하고 있고, 산악내륙지역은 복사무로 인한 지상교통수단, 해안지역에서는 해무로 인한 선박 및 비행기 운항에 큰 영향을 미치고 있다. 지상관측이나 수치모델을 통한 안개예보와 비교하면 위성관측을 이용한 원격탐지는 광범위한 지역의 안개 정보를 단시간 내에 제공할 수 있다. 그러나 위성관측의 경우 수평시정의 파악이 어렵고, 상층운 존재 시 탐지 정확도가 낮아지며 국지적으로 지표면 가까이 발달하는 안개는 하층운과도 구분이 어려운 문제점이 있다. COMS 자료로부터 안개를 탐지하는 원리와 현황에 대해서는 7장에서 설명한다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.7 황사 탐지

대기 중에 부유하는 에어로졸은 가시채널 뿐만 아니라 적외채널의 강도에도 영향을 준다. 에어로졸의 광학적인 특성은 각 입자가 지닌 빛에 대한 굴절률의 차이에 의하여 빛을 산란 및 흡수시키는 현상으로 표현된다. 각 단일 입자들의 산란 및 흡수율은 입자의 화학적 구성과 밀접한 관계를 가지고 있으며, 빛을 소멸시키는 직접적인 원인으로 작용한다. 우리나라의 경우 황사로 대표되는 에어로졸은 주로 주간에는 가시, 적외 채널 모두를 이용하여 탐지하는 반면 야간에는 두 적외 채널사이의 휘도온도차(적외 1 - 적외 2 <0)를 이용하여 탐지한다. COMS 자료로부터 황사를 탐지하는 원리와 현황에 대해서는 8장에서 설명한다.

2.3.8 에어로졸 광학두께

에어로졸이 복사수지 즉, 기후변화에 미치는 영향을 파악하기 위해서는 에어로졸 농도, 크기, 분포, 구성 및 광학적 특성의 이해가 전제된다. 주로 육상에서 이루어지는 지상관측은 에어로졸의 물리적 특성 및 화학적 특성에 대한 자세하고 중요한 정보를 제공하지만 에어로졸의 시·공간적인 분포 특성에 대해서는 매우 한정적인 정보만 제공할 수가 있다. 따라서 해양을 포함한 전 지구규모의 에어로졸의 광학적 특성을 규명하기 위해서는 위성자료를 사용하는 것은 필수적이다. 에어로졸 광학두께 추정에 대해서는 8장에서 설명한다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.9 해수면온도

해수면온도란 바다표면 수 cm의 온도를 의미하는 것으로 바다가 갖는 열용량의 크기로 인하여 다양한 지구물리학적 변수 중에서 해수면 온도 변동이 대규모 대기 순환에 가장 큰 영향을 미친다. 현재 해수면 및 바다 속 온도는 배, 브이, 아르고스(ARGOS) 등 다양한 장비에 의해 측정되고 있지만 지구의 2/3를 차지하는 바다의 극히 일부만이 정규적 관측이 이루어지고 있을 뿐이다. 현재 일기예보, 수치모델 등 다양한 분야에서 필요로 하는 수준의 해수면온도를 전 대양에 대해 고해상도로 주기적으로 관측할 수 있는 장비는 위성이 유일하다. 해수면은 방출율이 거의 흑체에 가까울 뿐만 아니라 시·공간적으로 변화가 매우 작기 때문에 대기의 창에 해당되는 적외 1과 2채널의 휘도온도차를 이용하여 대기영향(주로 수증기)을 제거하는 방법으로 산출한다. CMDPS에서는 동아시아 영역에 대해 해수면온도를 산출하여 제공하며 자세한 것은 10장에서 설명한다.

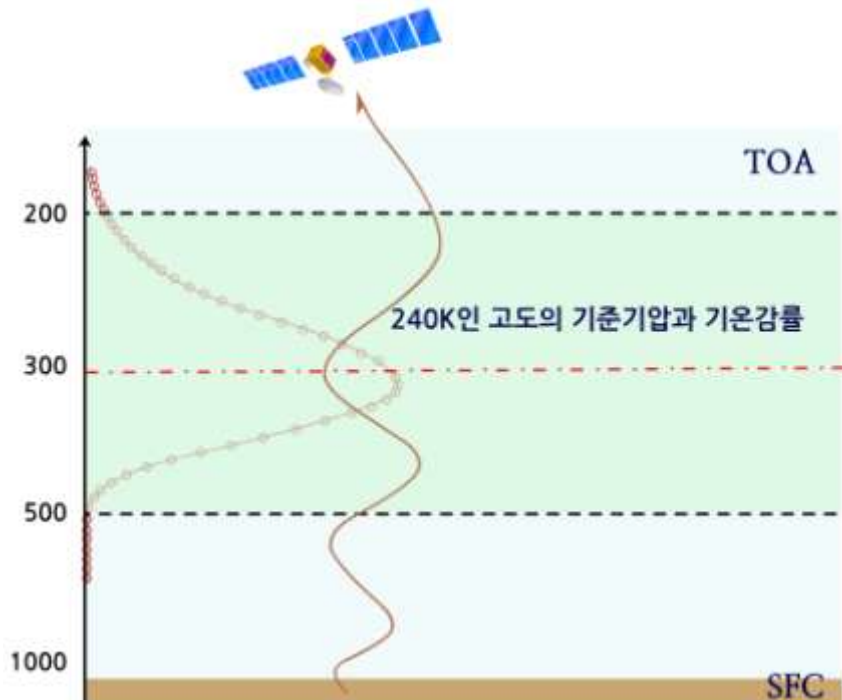
2.3.10 지표면온도

지표면은 바다와 달리 구성요소가 다양할 뿐만 아니라 식생, 토양수분, 눈 덮힘 등의 시·공간적 변화에 의해 채널별로 방출율이 상이할 뿐만 아니라 각 채널별 방출율의 시·공간적 변동성도 매우 크다. 따라서 해수면온도와 달리 지표면온도를 위성자료로부터 산출하기 위해서는 각 채널별 방출율 자료를 알고 있거나 산출해야 하는 문제점이 있다. 또한 토양의 열용량이 상대적으로 작기 때문에 온도의 시·공간적 변동성이 매우 크며 다양한 구성요소로 인해 정규적 관측 또한 어렵다. CMDPS에서는 간접적인 방법으로 대기의 창에 해당되는 적외 1과 2의 방출율을 산출한 후 해수면 온도에서와 같이 두 채널 차를 이용하여 대기의 영향을 보정하는 방법으로 지표면 온도를 산출하며 자세한 것은 10장에서 설명한다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.11 상층 수증기량

주요 온실기체중의 하나인 상층수증기(Upper Troposphere Humidity: UTH, 단위: %)는 지표에서 방출되는 넓은 파장 영역의 장파복사를 흡수하여 이를 다시 낮은 온도에서 재방출 함으로써, 지구의 장파복사수지 균형을 유지하는데 큰 영향을 미친다. 최근에는 지구 온난화로 인한 대기 순환 체계 특히 대류강도 강화 등의 영향으로 수증기량의 연직 분포에도 변화가 탐지되고 있다. 기후모델의 모의 신뢰도와 수증기 되먹임 과정을 연구하기 위해서는 상층수증기에 대한 정확한 관측이 반드시 선행되어야 한다. 그러나 라디오존데와 같은 매우 한정된 수의 지상관측만을 이용하여 지구적 규모의 UTH 분포를 정확하게 관측하는 것은 거의 불가능하다. 따라서 위성을 통한 UTH의 관측은 기존의 지상관측을 대체할 수 있는 좋은 방안이라 할 수 있다. 그림 2.7은 위성에 탑재된 수증기 채널(6.7 μ m)이 지표로부터 방출된 적외복사 에너지를 흡수한 후 재방출하는 과정을 개념적으로 나타낸 것이다. 즉, 이 파장대는 수증기가 거의 완전하게 흡수하는 파장대임으로 상층에 수증기가 많을수록 지상에서 방출되는 에너지를 모두 흡수한 후 상층의 수증기 온도에 상응하는 에너지를 재방출하게 된다. 따라서 상층에 수증기가 많을수록 이 채널에서 탐지된 온도는 낮게 된다. CMDPS에서는 구름이 없는 화소에 대해 수증기 채널의 휘도온도와 천정각 등을 이용한 경험식으로 상층수증기를 산출한다.



[그림 2.7] 위성에서 수증기 채널로 상층 수증기를 측정하는 개념도

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.12 가강수량

강수는 시·공간적으로 변동성이 가장 큰 기상요소 중 하나로 역학 및 물리 과정의 비선형적 상호작용에 의해 일어나는 현상으로 자료동화와 수치예보기술의 현저히 발달된 현재에도 정량적 예측이 가장 힘든 요소이다. 각 화소별로 대류권내에 포함된 전체 수증기가 응결된다고 가정했을 때의 수증기량을 mm 단위로 나타낸 것을 가강수량(Total Precipitable Water: TPW)이라 한다. TPW는 대기중의 에너지 전달에 핵심적인 역할을 하는 변수중의 하나이기 때문에 장단기 기후변화 및 일기예보에 대단히 중요한 요소로 악기상의 발달 가능성을 나타내는 주요 대기지표로도 사용되고 있다. 이는 TPW가 급격히 증가하는 지역에서 상승기류와 난류가 강하게 발달할 경우 뇌우의 발달 가능성이 증가되기 때문이다. 이러한 이유로 인하여 TPW는 현업예보에 중요한 보조자료로 사용되고 있으며 가강수량의 산출에 대해서는 6장에서 설명한다.

2.3.13 맑은 하늘 복사량(청천복사회도)

청천복사회도란 구름이 없는 맑은 화소에서의 채널별 복사회도를 추정된 값으로 각 채널별 위성 관측값으로부터 산출하는 방법과 복사전달모델을 이용하여 이론적으로 계산하는 방법이 있다. 청천복사회도의 정확도는 구름탐지의 정확도와 복사모델의 입력 자료로 사용되는 표면온도 및 연직 온습도 자료의 정확도에 영향을 받는다. 가시채널의 경우 태양천정각 자료를 기준으로 하여 주간인 경우에만 산출하게 되며, 적외채널의 경우 청천화소만을 이용한다.

하지만 수증기 채널의 경우 보다 많은 영역에서의 청천복사회도 산출을 위하여 청천화소 뿐만 아니라, 구름분석 자료를 이용하여 수증기채널의 복사회도값에 영향을 미치지 않는다고 판단되는 하층운 영역에 대해서 자료를 산출한다. 청천복사회도는 각 화소별로 산출한 것을 일정 산출영역(사용자 요구사항의 경우 100km 또는 이하)에 대해 평균을 취하는 방법을 사용한다. 이 때 가시채널 반사도와 대기창 영역에 해당되는 적외채널의 경우 육지와 해상의 경계면에서 청천값에 어느 정도 차이가 존재한다는 점을 감안하여 육지와 해상에 대해 별도로 산출하고 육지에 대한 청천복사회도의 계산시는 육지 값만을 사용하고 해상의 경우 포함되는 해상화소의 값만을 사용하게 된다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.14 해빙/적설역 탐지

지표면의 약 30% 이상을 덮고 있는 해빙 및 적설은 지표면 알베도, 증발, 거칠기 길이, 강수 등의 과정에 많은 영향을 미치며, 인간 활동에도 직접적인 영향을 미치는 중요한 기상 요소이다. 적설이 없는 지표면은 최소 0.05(바다)에서 0.4의 알베도를 보이나, 적설로 덮혀 있을 때 순수한 눈의 경우 최대 0.9의 높은 지표알베도를 갖고, 이는 지면-대기 순환에 영향을 미친다. 눈 알베도는 지구적 복사수지에도 관여하며 기후모델의 중요한 입력자료 중의 하나이기도 하다. 단기 변화가 큰 적설을 넓은 지역에 대해서 정기적으로 관측하기 위해서는 시·공간 분해능이 높고 주기적 관측이 가능한 위성자료가 사용되고 있다.

위성자료를 이용한 적설 탐지는 대표적으로 극궤도 위성인 NOAA/AVHRR과 Terra/MODIS 등의 광학센서를 이용하는 방법과 DMSP 위성의 SSM/I와 같은 마이크로파 자료를 이용하는 방법이 있다. 광학센서를 이용하는 방법은 주간에 구름이 없을 때만 적설 탐지가 가능한 반면 마이크로파 자료를 이용한 방법은 주/야 및 구름 유무에 관계없이 사용이 가능한 장점이 있다. 하지만, 수동형 마이크로파 센서의 낮은 공간해상도로 인해 해빙/적설역을 과소/과대 탐지할 가능성이 크다. 정지궤도 위성의 장점은 광역의 영역에 대해 짧은 주기로 관측할 수 있는 점으로 하루 동안의 영상을 모두 합성하여 사용함으로써 구름에 의한 영향 또한 최소화할 수 있는 장점이 있으며 보다 상세한 것은 10장에서 설명한다.

2.3 기상자료 처리 시스템(CMDPS)

2.3.15 표면도달일사량

표면도달일사량(Insolation)은 주어진 지표 화소 내 입사하는 전체 태양 복사에너지의 의미이다. 이러한 표면도달일사량은 대기와 해양을 포함한 모든 지구유체운동의 원동력이며, 대기-육지 및 대기-해양 상호간의 열에너지 교환을 조절한다. 따라서 지구에너지 시스템 연구, 기후변화, 농업 생산량 추정, 식생 태양 에너지 흡수 비율, 그리고 지표 증발산 산출 등과 같은 다양한 연구에서 시·공간적으로 고해상도를 가지는 표면도달일사량자료가 필요하다. 그러나 현재 운용되고 있는 지상 관측망 시스템을 이용할 경우 농업기상, 해양 특성 연구, 그리고 수치모델 등에서 요구하는 시·공간적 분해능을 제공하기에는 한계가 있기 때문에 최근에는 기상위성을 이용하여 일사량을 산출하는 방법이 보편적으로 사용되고 있다. 표면도달일사량을 산출하기 위해서는 가장 큰 오차 유발요인인 구름에 대한 정확한 탐지와 분석이 선행되어야 한다. 일반적으로 기상위성자료를 이용하여 표면도달일사량을 산출할 때, 먼저 구름의 유무를 판별하고 구름이 존재 할 경우에는 구름반사도, 태양 천정각에 따른 구름 투과 길이, 그리고 운정 온도 등과 같은 구름 특성을 분석하여 그에 따른 감쇠효과를 적용하여 최종 표면도달일사량 값을 산출하게 된다.

2.3.16 지구방출복사량

우주로 방출되는 복사량은 물체의 온도와 대기 투과율에 비례하므로 적외체널 자료를 이용하면 지구에서 우주로 방출되는 복사를 관측할 수 있으며, 이는 지구복사수지에서부터 기상현상의 시·공간변동 파악에 유용한 정보를 제공한다. 특히, 최근 기후 분야의 주된 이슈인 구름-복사 상호작용, 열대 대류의 활동 및 이동, 몬순과 계절 내/계절/격년 변동성 등 많은 연구에서 이용되어 왔다. 또한, 지구방출복사량은 모델링 연구의 적운 모수 물리 과정에도 중요하게 다뤄진다. 현재 지구방출복사량을 정량적으로 측정할 수 있는 유일한 도구는 기상위성이다. 기상위성자료로부터 지구방출복사량 산출 알고리즘은 크게 광대역(Broad-band) 알고리즘과 협대역(Narrow-band) 알고리즘으로 나눌 수 있다. COMS와 같은 협대역(Narrow-band)을 이용한 위성으로부터 지구방출복사량을 산출할 때는 적외체널과 수증기체널 각각에서의 관측 복사휘도로 지구방출복사량을 모수화 할 수 있다는 가정을 하고 있다.

요약

1. 2010년 6월 27일에 우리나라 최초의 정지궤도 복합위성인 천리안의 발사에 성공하였고 2011년 4월부터 현업운용을 하고 있음.
2. 천리안 위성에는 공간해상도가 1km인 가시채널과 공간해상도가 4km인 적외 1과 2 채널, 단파적외 그리고 수증기 채널 등 5개의 채널을 갖는 기상영상기가 탑재되어 있음.
3. 천리안 위성의 기상분야 주요 임무는 1) 고해상도의 다중채널을 이용한 기상현상 연속 감시 및 기상변수 산출, 2) 태풍, 집중호우, 황사 등 위험기상 조기 탐지 그리고 3) 장기간의 해수면온도, 구름 자료를 통한 기후변화 분석임.
4. 위성에서 관측된 상대적 크기의 값을 물리적 의미를 갖는 복사휘도로 변환하는 복사검정과 위성영상 좌표를 지구상의 좌표로 변환하는 지형보정을 통해 Level-1B 자료를 생산함.
5. 복사검정은 센서자체에 있는 검정기를 이용하는 절대검정 방법과 복사검정이 잘된 다른 위성자료나 복사전달모델을 이용하는 대리검정 방법이 있음.
6. 천리안 위성자료 활용확대와 천리안 자료 사용자의 부담을 줄여주기 위하여 순수 국내기술로 자동화된 COMS 자료 처리시스템(CMDPS)을 개발함.
7. CMDPS는 전처리된 천리안자료(Level-1B)로부터 바람장, 황사, 강우강도, 해수면온도와 같은 16종의 기상요소를 위성자료 수신과 동시에 자동적으로 산출하고 각종 보조자료를 이용하여 산출수준을 평가(검증)한 후 이들을 DB로 구축하여 사용자에게 서비스하는 시스템임.

연습문제

1. 위성자료의 전처리과정에서 검정(Calibration)의 의미와 중요성을 설명하시오.
2. 위성자료의 전처리과정에서 지형보정(Geometric Correction)의 필요성과 중요성을 설명하시오.
3. COMS 자료로부터 산출되는 16종의 기상요소를 제시하시오.
4. 우리나라가 독자적으로 천리안위성을 확보-운영함으로써 얻게 되는 장점에 대해 설명하시오. (심화)
5. 현재 국가기성위성센터에서 현업 운용중인 천리안위성자료 처리시스템(CMDPS)을 국내 자체기술로 개발한 의미를 설명하시오. (심화)

참고문헌

1. 국가기상위성센터, 2011: 기상위성영상의 이해(I), 191pp.
2. 국립기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발, 846pp.

3장. 구름분석

3.1 서론

3.2 주관적 유형 분류

3.3 객관적 구름분석

3.4 구름분석의 한계 및 보완

학습목표

- 기상위성자료로부터 구름 특성에 대한 정량적인 정보를 산출하는 원리와 과정에 대하여 이해한다.
- 천리안위성 자료를 이용하여 운량, 운상과 구름의 광학두께 및 고도를 산출하는 방법을 이해한다.
- 운형의 주관적 분류방법과 기상위성 자료를 이용한 객관적 운형 분류방법의 원리와 각각의 장·단점을 이해한다.
- 현재 기상위성자료를 이용한 구름분석이 가지는 한계와 이를 보완하기 위한 방법을 이해한다.

3.1 서론

구름은 기온 하강이나 수증기 공급 등으로 대기가 포함할 수 있는 최대 수증기량(포화수증기압, 상대습도 100%) 이상으로 존재하게 된 수증기가 응결 또는 승화된 수적(작은 물방울)이나 빙정이 무리를 지어 대기 중에 부유하는 현상이다. 따라서 구름은 구름의 온도에 따라 수적, 빙정 또는 두 종류의 혼합으로 구성(운상)되며 과포화 된 영역의 크기에 따라 구름의 크기(운량)가 결정된다.

또한 구름이 형성될 때 대기가 상대적으로 안정하면 넓게 퍼져서 형성될 수 있고(층운형) 대기가 매우 불안정하면 연직방향으로 발달한 구름(적운형)이 생성될 수 있다. 이러한 구름이 생성되는 고도에 따라 상층운, 중층운, 하층운으로 구분한다. 구름은 특징(운형, 운상, 운량, 광학두께)에 따라 복사수지와 강수 등 일기 및 기후에 미치는 영향이 다르기 때문에 구름의 수평규모(운량), 구름을 구성하는 입자의 유형(운상) 그리고 구름의 종류(운형) 및 고도 등에 대한 정량적 정보가 필요하며 이러한 정보를 산출하는 과정을 구름분석이라 한다.

위성 관측이 있기 전까지 구름 분석은 주로 지상에서 사람이 눈으로 구름 하부 형태의 관찰을 통해 이루어졌다. 지구상공 수백 km에서 36,000km에 위치한 기상위성은 사람과 달리 구름의 상부를 관측한다. 또한 위성에 탑재된 센서의 공간 및 분광분해능(VIS 약 1km, IR 약 4km)이 사람의 눈과 비교해서 낮기 때문에 지상관측과 같이 세밀한 구름의 형태 분류는 할 수 없다. 즉, 사람의 눈은 상대적으로 좁은 영역에 대해 구름의 하부를 상세하게 볼 수 있는 장점이 있는 반면 위성은 넓은 영역에 대해 정량적, 객관적으로 구름 상부의 속성을 관측할 수 있는 장점이 있다(마이크로파 채널 사용시 구름 내부도 관측 가능). 이처럼 위성자료를 이용하여 분석하는 구름 정보는 지상관측의 구름 정보 형태와 기본적으로 다르다는 것을 인식해야 한다.

3.2 주관적 운형 분류

위성자료를 이용한 운형 분류는 크게 위성 전문가가 가시, 적외 그리고 수증기 영상을 이용해 시각적으로 분류하는 주관적 방법과 각 채널별 특성(온도, 알베도 등)을 이용하여 객관적으로 분류하는 방법이 있다. 주관적 방법은 기상조건과 구름패턴·시간 변화 등 구름 발달의 배경에 대한 종합적인 기상지식을 활용하여 분류하는 장점이 있는 반면 객관적 방법은 정해진 알고리즘을 이용함으로 시·공간적으로 일관성 있게 분류할 수 있는 장점이 있다. 위성 자료를 이용한 구름분류에서는 일반적으로 Ci(상층운), Cm(중층운), St(층운/안개), Cb(적란운), Cg(Cumulus Congestus: 웅대적운), Cu(적운), Sc(층적운)의 7종류로 분류한다. 운형은 구름의 발달 특성에 따라 층상운(Ci, Cm, St)과 대류운(Cb, Cg, Cu)으로 구분되며 Sc는 층상운과 대류운의 중간적인 성격을 갖는다. 층상운은 구름이 수평방향으로 넓게 발달한 구름으로 구름 상부 이상의 대기가 안정하기 때문에 구름의 표면이 매끄럽고 운정고도의 요철이 적은 특징을 갖는다. 반면에 대류운은 주로 연직으로 강하게 발달하기 때문에 구름의 크기가 상대적으로 작고 구름 상부에서 공간변동성이 큰(요철모양) 특징을 가진다.

3.2.1 운형분류 기준

3.2.1.1 가시영상과 적외영상을 이용한 운형분류

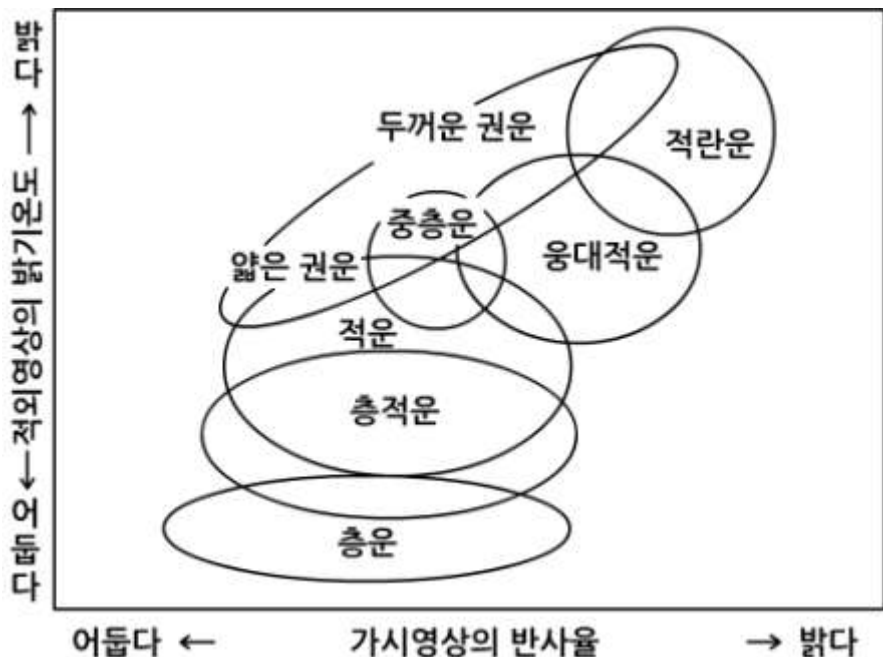
구름은 다른 지구상의 물체에 비해 일반적으로 반사도가 크고 온도가 낮은 특징을 갖는다. 따라서 태양광의 반사강도를 나타내는 가시영상과 물체의 온도를 나타내는 적외 영상을 동시에 활용하면 구름을 탐지하여 분류할 수 있다. 위성영상의 가시화에서는 기본적으로 반사도가 큰(작은) 부분과 온도가 낮은(높은) 부분을 밝게(어둡게) 나타낸다. 즉, 구름이나 눈과 같이 반사도가 크거나 온도가 낮은 부분을 밝게 표시하여 위성영상의 시각적 분석을 용이하게 한다.

구름 내 수액량이 많을수록, 구름이 두꺼울수록 태양광에 대한 구름의 반사도는 커진다. 따라서 하층에서 형성되는 구름은 상층에서 형성되는 구름보다 반사도가 큰 경우가 많다. 즉, St가 Ci보다 반사도가 크다. 대류운은 층상운에 비해서 구름입자가 크고 두껍기 때문에 반사도가 크다. 같은 대류운이라도 발달하면 구름이 두터워져서 반사강도가 증가함으로 Cu보다 Cg, Cg보다 Cb에서 반사도가 강하다. 그러나 초봄에 대륙에서 많이 출현하는 매우 농밀한 Ci는 밝게 보이기 때문에 다른 구름과의 구별에 주의가 필요하다. 또한 얇은 Ci에서는 Ci를 투과해서 아래에 존재하는 중·하층운이 보이는 때가 있다. 이 경우는 아래에 존재하는 구름으로부터의 반사가 더해져 Ci 단독으로 있을 때보다 반사도가 증가된다.

3.2 주관적 운형 분류

적외영상은 구름, 바다 및 지표면 등 각 물체의 온도(엄밀히 말하면 휘도온도)를 나타낸다. 적외영상의 경우 가시영상과의 일관성을 갖기 위하여 온도가 낮은(높은) 물체는 밝게(어둡게) 나타낸다. 일반적으로 층상운의 경우 C_i 가 가장 밝고, 이어서 C_m , S_t 순의 밝기가 된다. 구름이 충분히 두껍게 발달한 경우에는 운정온도를 정확히 관측하지만 C_i 와 같이 구름이 얇은 경우에는 C_i 를 투과한 하층 에너지의 영향으로 운정온도가 실제보다 높게 나타나 운정고도의 설정에 오류를 유발하기도 한다. 그 결과 얇은 C_i 는 적외영상에서 C_m 으로 오분류 되기도 한다. 또한 매우 농밀한 C_i 는 C_b 와 같은 정도의 운정고도를 가져, C_b 와의 식별이 어려운 경우가 있다. 운정고도가 낮은 S_t 는 지면온도와의 온도차가 작기 때문에 적외영상만으로 탐지하기 어렵다. 대류운의 발달 정도는 운정고도를 기준으로 할 수 있는데 운정고도가 가장 높은 구름은 C_b 이고 다음으로 C_g 그리고 C_u 의 운정고도가 가장 낮다.

아래의 그림 3.1은 위성의 가시영상과 적외영상의 조합에 의한 운형 분류의 정성적 관계를 나타낸 다이어그램이다. 운정의 밝기, 결, 형상 등의 특징으로부터 위성영상에서 각종 운형을 판별하는 방법을 표 3.1에 나타내었다. 그림 3.1과 표 3.1에서 보는 바와 같이 운형 간에 반사도와 밝기온도에서 중복되는 부분이 많음을 볼 수가 있다. 즉, 이 두 채널의 영상자료만으로는 구름의 유형을 정확히 분류하는 것은 한계 있다.



[그림 3.1] 운형판별 다이어그램(국가기상위성센터, 2011)

3.2 주관적 운형 분류

[표 3.1] 기상위성영상에서의 각종 운형의 판별방법 (국가기상위성센터, 2011)

위성영상에서의 운형	지상관측에서의 운형(10종)	위성영상 상의 특징	
		적외영상	가시영상
상층운	권운	백색	회색-밝은 회색
	권층운	줄기모양 : 권운	줄기모양 : 권운
	권적운	띠 모양 : 권운 층모양 : 상층운	띠모양 : 권운 층상 및 매끄러운 : 상층운 얇은 상층운은 중층 및 하층운이 투과되어 보이는 경우가 있음
중층운	고적운	회색-밝은 회색	회색-백색
	고층운	층상	층상으로 거의 평탄
	난층운		
층적운 안개	층적운	어두운 회색-회색 송이모양, 층 모양, 집단	회색 송이모양 및 셀모양 집단
	층운	어두운 회색-흑색 층상	회색 층상, 평탄하고 매끄러움, 경계가 명료
	적운	어두운 회색-밝은 회색 알갱이 모양, 선 모양	어두운 회색-백색 알갱이 모양, 선 모양, 셀 모양 집단
	적란운	백색 덩어리모양, 선 모양	백색 덩어리모양, 선 모양, 띠 모양, 요철, 그림자가 보이는 경우가 있음

3.2 주관적 운형 분류

3.2.1.2 형상에 의한 판별

층상운은 운정 위의 대기가 안정된 상태에서 발달하기 때문에 상당히 넓은 영역에서 운정고도가 일정한 구름으로 존재하기 쉽다. 예를 들면 St는 일정한 운정고도를 갖기 때문에 구름 가장자리가 지형의 등고선과 평행하게 발달하는 경우가 많다. Ci는 줄기모양(Ci streak), Cb로부터 퍼져나가는 깃털모양(모루 권운), 상층 흐름에 직교하는 작은 운열(Transverse Line) 등 특징적인 형상을 나타낸다.

대류운은 비교적 작은 구름덩어리로 존재하는 때가 많다. 대류운은 발달이 진행됨에 따라, 구름의 두께가 두꺼워지거나 다른 구름들과 병합하기 때문에 위성에서 보면 운역의 면적이 확장된다. 따라서 각각의 구름크기는 일반적으로 Cb, Cg, Cu의 순이 된다. 대류운은 줄무늬모양, 당근모양, 세포모양 등 특징적인 패턴을 나타낸다. 일반적으로 대류운과 하층운의 가장자리는 뚜렷한 반면 상층운의 가장자리는 상층의 강한 바람의 영향으로 흐트러진 모습을 하고 있어 불명료하다.

3.2.1.3 구름 표면의 요철에 의한 판별

가시영상은 다른 영상에 비해 공간 분해능이 세밀하기 때문에 구름표면의 세세한 구조를 제공한다. 구름표면의 상태는 태양광이 비스듬하게 비추고 있는 경우에 요철에 의한 그림자가 나타나기 때문에 구름 상부 상태를 파악하기가 쉽다. 층상운은 상부가 매끄럽고 평탄한 반면 대류운의 상부는 요철이 있어 울퉁불퉁한 모양을 하고 있다.

3.2.1.4 움직임에 의한 판별

대기 중에는 일반적으로 상층일수록 바람이 강하기 때문에 상층의 구름은 움직임이 빠르고 하층의 구름은 느리다. 따라서 St, Sc, Cu 등 하층운은 Ci에 비해서 움직임이 느리다. Cb와 Cg처럼 키가 크고 두꺼운 구름은 대체로 운층의 평균풍속으로 이동하기 때문에 Ci에 비해서 움직임이 느리다.

3.2.1.5 시간 변화에 의한 판별

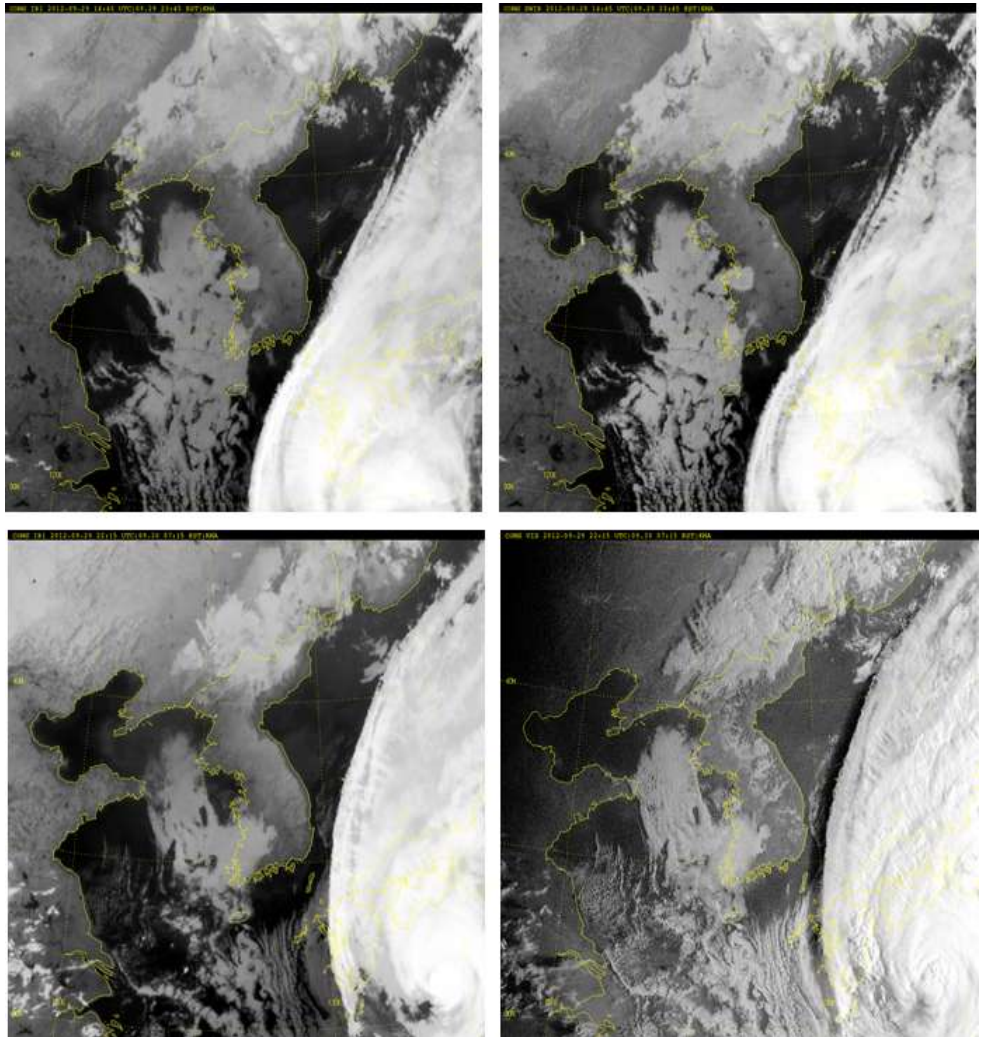
대류운은 지속시간(life time)이 짧기 때문에 구름의 형태와 운정고도의 시간변화가 큰 반면 층상운은 구름의 형태와 운정고도의 변화가 작다. 예를 들면 Cb와 Ci의 시간변화를 비교했을 때, 형태와 패턴의 시간 변화가 적은 쪽이 Ci로 볼 수 있다.

3.2 주관적 운형 분류

3.2.2 운형 분류 사례

3.2.2.1 층운/안개

안개와 층운은 구름 하부가 지상에 접해 있는지 여부에 의하여 구별되나, 위성영상으로부터 운저의 모습을 알 수 없기 때문에 안개와 층운의 구별이 불가능하다. 안개의 경우 안개 상부 대기가 안정하기 때문에 안개 상층 표면이 매끄러우며 가시영상에서는 회색으로 보이고, 안개의 경계가 예리한 특성을 보인다(그림 3.2). 적외영상에서는 지표면과 구름의 온도차가 적어 흑색~어두운 회색이며, 지표면과의 구별이 거의 불가능하다. 야간에는 가시영상이 없기 때문에, 3.7 μm 차분영상에 의하여 안개 지역을 탐지한다.

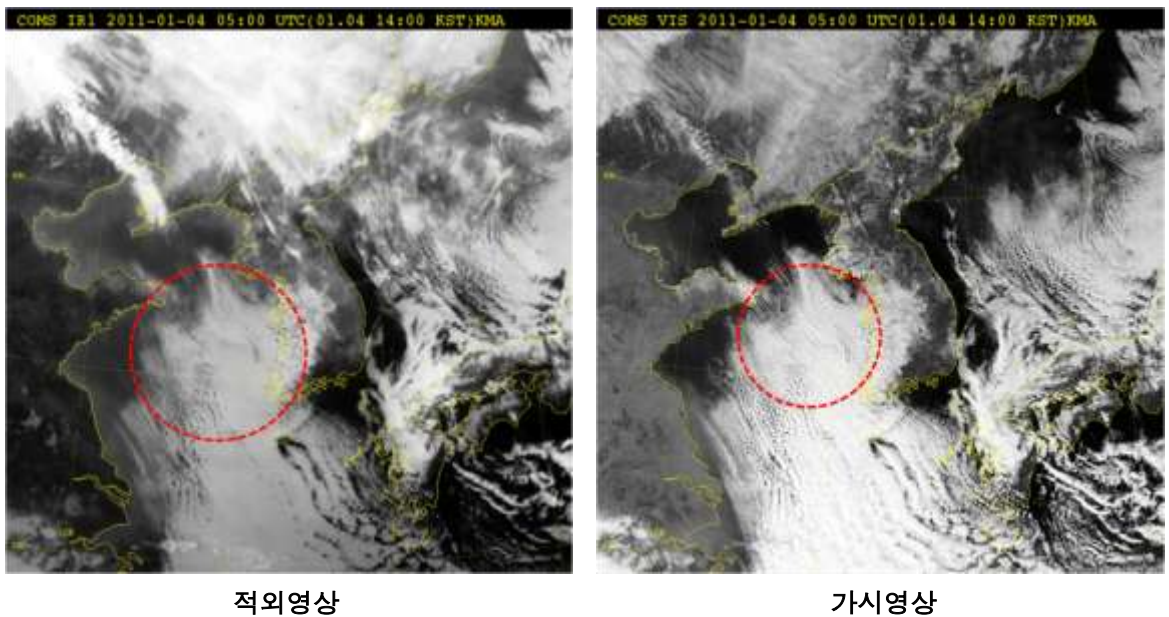


[그림 3.2] 야간(2012년 9월 29일 23:45 KST) IR(좌상) 및 SWIR(우상)로 탐지된 서해상의 안개영상 및 주간(2012년 9월 30일 07:15 KST) IR(좌하) 및 VIS(우하)로 탐지된 서해상의 안개영상

3.2 주관적 운형 분류

3.2.2.2 층적운

적운이 발달하는 과정에서 구름 상부에 역전층이 있어 더욱 발달할 수 없어, 수평으로 퍼져 송이모양, 층상으로 보이게 된다(그림 3.3). 적운과 층운의 양쪽성격을 가진 구름이 층적운이다. 집단을 이루어 형성되는 경우가 많다. 적외영상에서는 어두운 회색~회색이며, 가시영상에서는 회색으로 보인다.



적외영상

가시영상

[그림 3.3] 층적운 영상 예

3.2.2.3 적운

낮은 적운은 다양한 크기를 가진 불규칙적인 형태를 하고 있으며, 알갱이모양, 선 모양, 셀 모양을 나타내고, 가시영상에서는 어두운 회색~밝은 회색, 적외영상에서는 어두운 회색~회색으로 보인다(그림 3.4).

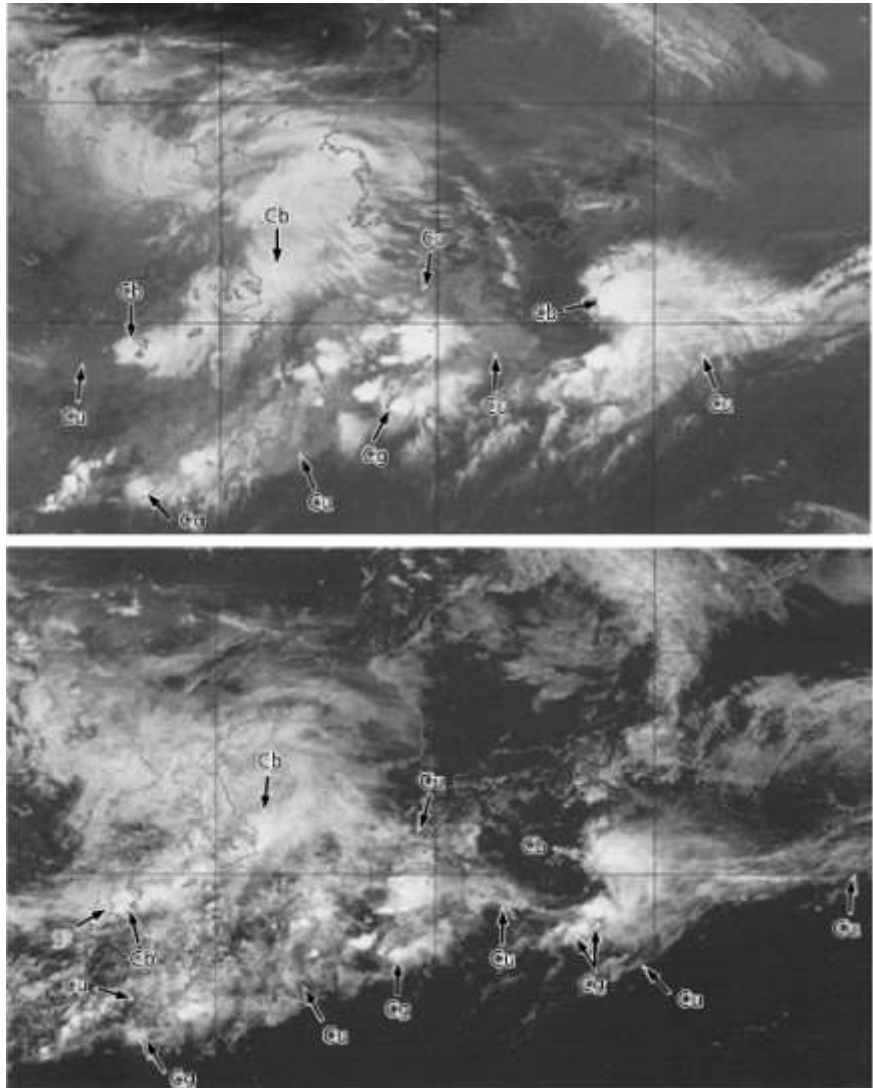
3.2.2.4 응대적운

적운이 더욱 발달하여 운정고도가 높아지면 응대적운(Cumulus Congestus)이 되나, 위성영상에서의 구름의 분류에서는 "Cg"라는 약자로 표현하고 있다. 알갱이모양, 선 모양, 덩어리 모양을 이루며, 가시영상 및 적외영상 모두 밝은 회색으로 보인다(그림 3.4).

3.2 주관적 운형 분류

3.2.2.5 적란운

적란운은 표면이 요철을 이루며, 윤곽이 명료하고, 선 모양, 띠 모양, 덩어리 모양을 나타낸다. 적란운은 매우 두껍고 키가 크며, 운정온도가 낮기 때문에, 가시 및 적외영상에서 모두 매우 밝고 하얗다. 발달한 적란운은 가시 영상에서 모루(Anvil) 모양의 권운이 보이거나, 낮은 구름이나 지표면에 그림자를 만드는 경우도 있다(그림 3.4).

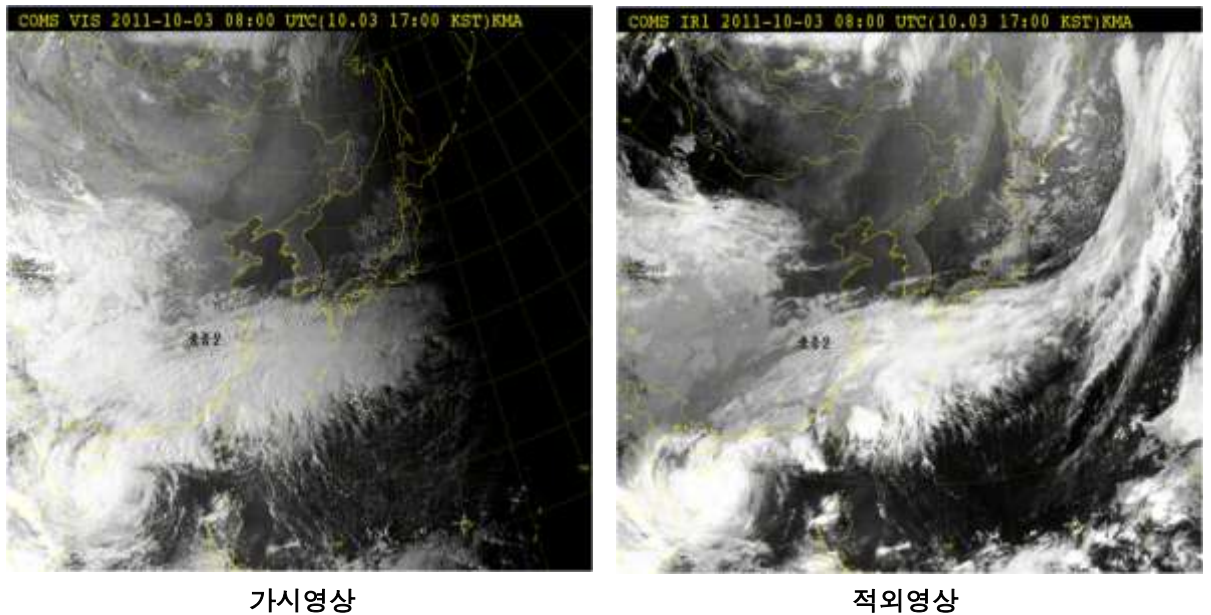


[그림 3.4] 적운(Cu), 웅대적운(Cg), 적란운(Cb)

3.2 주관적 유형 분류

3.2.2.6 중층운

중층운에는 셀 모양 또는 적운모양으로 보이는 고적운, 평탄한 층상의 고층운, 구름두께가 있는 난층운이 있으나, 위성영상에서는 일반적으로 고적운, 고층운, 난층운의 구별이 곤란하여, 모두 "중층운"으로 하고 있다. 가시영상에서는 비교적 밝고 거의 평탄하게 보이지만, 적외영상에서는 중간 정도의 회색~밝은 회색으로 보인다(그림 3.5).

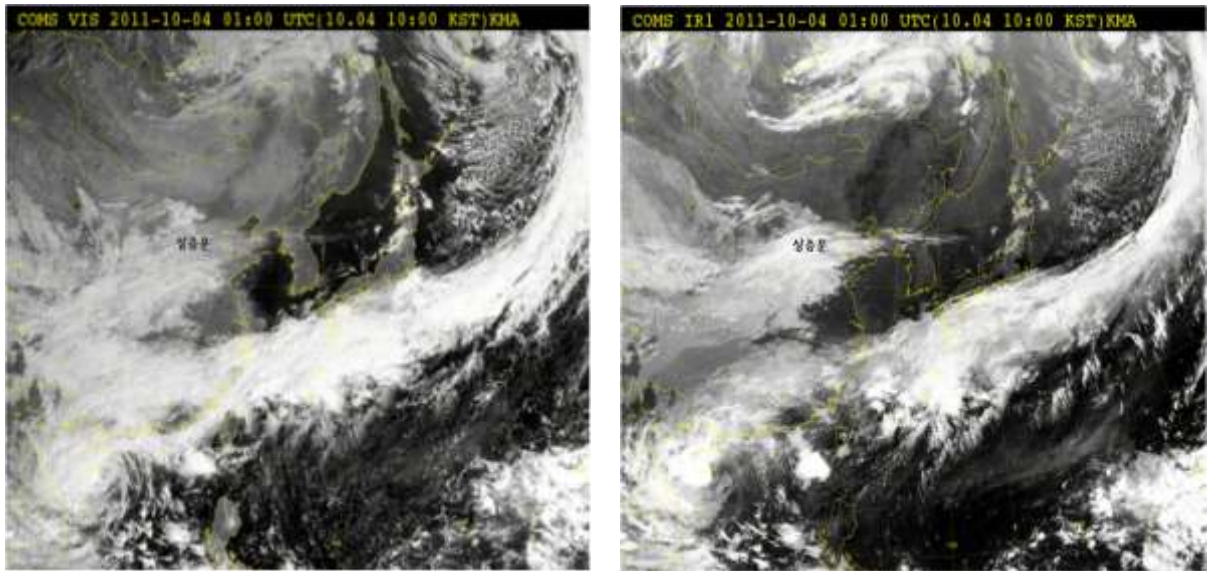


[그림 3.5] 중층운 영상 예

3.2 주관적 운형 분류

3.2.2.7 상층운

구름이 위치한 고도가 높아 온도가 낮은 상태에서 형성되는 권운은 빙정으로 이루어졌으며, 깃털모양이다. 가시영상에서는 줄기모양, 띠 모양으로 보이며, 얇은 구름인 경우는 구름을 투과하여 하층의 구름이나 지표면이 보인다. 적외영상에서는 온도가 낮아 밝게 보이며, 적외센서의 수평분해능이 낮기 때문에 가시영상에서보다 퍼져 보인다. 층상의 상층운은 주로 권층운으로, 표면이 일정하고 평활하게 보이며, 긴 밴드 또는 넓이를 가지고 있다. 적외영상에서는 하얗고, 가시영상에서는 밝은 회색으로 보인다. 적운모양의 상층운은 권적운이나, 셀 모양 구조는 위성에서는 알 수가 없어, 권층운과 구별할 수 없다. 따라서 위성영상에 있어 상층운은 "권운"으로 식별할 수 있을 때는 "권운"으로 분류하나, 그렇지 않을 때는 단순히 "상층운"으로 분류한다(그림 3.6).



[그림 3.6] 상층운 영상 예

3.3 객관적 구름분석

3.3.1 산출물 개요

구름분석 모듈에서는 구름탐지 정보와 관측된 복사 휘도, 그리고 복사 전달 결과를 이용하여 구름으로 탐지된 화소에 대해 운량, 운형, 구름상, 구름의 광학적 두께, 운정온도 및 고도 등의 구름 성질을 정량적으로 분석한다. 구름분석은 기본적으로 화소 단위 해상도로 산출한다. 구름분석은 주야 관측, 기후값 및 경계값 입력을 하는 전처리 과정, 1차 산출물(운상, 운형, 운정고도)과 이 산출물을 이용하여 생산되는 2차 산출물(구름광학두께, 목측 운량 등)을 산출하는 구름분석과정 그리고 이들 산출물들의 품질검사를 하는 후처리과정으로 이루어진다. 운형은 유럽의 Meteosat-8에 탑재된 SEVIRI(Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) 센서에 적용된 분류 방식 뿐 아니라, 사용자 요구 사항에 의해 운정온도, 구름 광학두께의 정보를 종합하여 국제위성구름기후과제(ISCCP; International Satellite Cloud Climatology Project) 방식의 운형 분류도 생산하고 있다. 여기서 주/야 결정은 각 화소별 태양 천정각 검사를 통해 이루어지며(주: 태양천정각 <math>< 80^\circ</math>) 본 정보는 구름분석에 사용될 채널 수의 결정에서부터 산출물 유형에 까지 활용된다. 본 장은 현재 국가기상위성센터에서 운용중인 CMDPS의 보고서를 중심으로 작성한 것이기 때문에 향후 본문에서 특별히 인용을 밝히지 않는 그림이나 표는 국립기상연구소(2009)에서 발췌한 것임을 밝힌다.

3.3.2 구름 분석원리

위성에 탑재된 센서에 도달하는 가시역에서 근적외 파장대의 에너지는 목표물의 후방산란(반사)과 함께 태양복사가 대기를 두 번(태양 => 대기 => 목표물 => 대기 => 위성센서) 통과하는 과정에서의 산란 효과도 고려해야 한다. 따라서 구름입자의 광학적 특성을 산출하려면 구름 산란 성분에서 대기 분자에 의한 산란의 성분을 분리해야 한다. 한편 구름이 구형의 수적으로만 되어 있을 경우에는 일반적인 미 산란(Mie Scattering) 이론으로 쉽게 계산되나, 입자 형태가 비대칭이며 종류가 다양한 얼음입자에 대해서는 그 계산이 훨씬 복잡하여 계산의 불확정성을 항상 내포한다. 임의의 물체에 입사된 가시영역의 복사에너지와 후방 산란된 에너지의 비율은 반사도(Reflectivity)로 정의되는데 특히 구름에서의 VIS0.6 μ m 파장대 반사도는 구름의 광학적 두께에 비례하여 광학적 두께가 두꺼울수록 반사도는 증가한다. 구름의 광학두께 산출은 이 원리를 이용한다.

3.3 객관적 구름분석

위성에서 관측되는 장파($>3.7\mu\text{m}$) 복사량은 지표, 대기권, 그리고 구름 꼭 대기에서 방출되는 복사 강도(Intensity)의 가중 합이다. 이 때 각 요소에서 방출되는 복사량은 방출률(Emissivity) 및 휘도온도에 의해 결정된다. 유사한 지표 및 대기 연직 온도 구조하에서 구름의 유무는 위성에서 관측되는 장파복사량에 크게 영향을 주게 되며 특히 운정고도가 높아 휘도온도가 낮은 구름이 있을 경우에는 위성에서 탐지되는 복사휘도가 현저히 작아지게 된다. 이것이 운형, 구름상, 운정고도 산출의 원리이다. 대기 분자에 의한 흡수가 거의 없는 대기창 영역이라 불리는 IR10.8 μm 및 IR12.0 μm 파장대에서는 구름 유무, 구름고도와 구름의 광학두께가 중요하다. 특히 구름의 광학두께가 얇은 경우에는 구름에서의 복사량과 하층에서의 복사량이 합쳐서 관측되기 때문에 운형, 운고 및 운상 분석에 오류가 발생하기 쉽다.

3.3.3 운형

3.3.3.1 산출물 개요

운형은 구름의 형상, 고도 및 운상 등을 종합적으로 판단하여 분류하는 것으로 화소단위가 아닌 일정영역의 자료에 근거한다. 위성자료를 활용한 객관적인 운형분류는 국제위성구름기후사업(ISCCP)에서 1983년부터 시작되었다고 볼 수 있다. 이 사업에서는 사용 가능한 모든 정지 및 극궤도 위성의 적외창과 가시채널의 정보에 전통적인 운형 분류 기법을 적용하여 전 지구에 대해 운형을 분류해왔다. 운형분류 자료의 축적기간이 길어지고 분류 정확도가 향상됨에 따라 많은 기후학자들이 이 ISCCP 운형의 자료를 이용해 지구 에너지 수지 및 구름-복사 상호작용, 중·대규모 모델, 강수 알고리즘 개발 등의 연구를 수행해 오고 있다.

한편, 최근 Derrien과 Le Gleau(2005)은 유럽의 정지위성 센서인 MSG/SEVIRI에 대한 운형 분류 기술을 개발하였다. 이 알고리즘은 현재 SEVIRI 센서가 탑재된 MSG 위성(Meteosat-8과 Meteosat-9)의 기본 시스템으로 유럽의 일기 예보에 쓰이고 있다. 국가기상위성센터에서는 위 두 방법 모두를 이용하여 운형을 분류하여 제공하고 있으나 일부 운형의 경우 천리안위성이 제공하는 채널의 한계로 정확도에 문제가 있음을 밝힌다.

3.3 객관적 구름분석

3.3.3.2 알고리즘 개념

운형분류는 기본적으로 구름으로 탐지된 구름화소를 대상으로 산출한다. 주야에 따라 가용 채널이 상이한 점을 고려하기 위하여 1차적으로 태양천정각을 고려해 주야를 판단하고, 각각 경계값 검사를 수행한다. 다른 산출물에서와 같이 여기서 사용되는 경계값은 정적 경계값과 동적 경계값으로 이루어지는데, 동적 경계값은 수치모델의 온도 연직 분포, 전체 대기 기둥에 대해 적분된 총 가강수량 그리고 기후값의 함수로 조절되도록 하였다. 이러한 경계값 검사를 통해 결정된 불투명 구름은 적외창 채널의 운정온도에 따라 최상층, 상층, 중층, 하층 및 최하층운의 5가지로 분류된다. 상층 반투명 구름의 경우 투과도에 따라 두꺼운, 보통, 얇은, 하층운 등 4가지로 분류된다. ISCCP의 운형분류는 구름광학두께와 운정고도(기압) 정보를 이용하여 산출하며 9가지 운형(권적운, 권층운, 적란운, 고적운, 고층운, 난층운, 적운, 층적운, 층운)이 동시에 산출된다(Rossow and Schiffer, 1999). 따라서 ISCCP 운형 알고리즘은 전체 구름분석 중 가장 마지막 단계에 수행된다. 또한 구름광학두께를 사용하기 때문에 야간에는 산출할 수 없다. 운형 분류를 위한 경계값은 ISCCP(<http://isccp.giss.nasa.gov/cloudtypes.html>)에서 제공되는 정적 경계값을 사용한다.

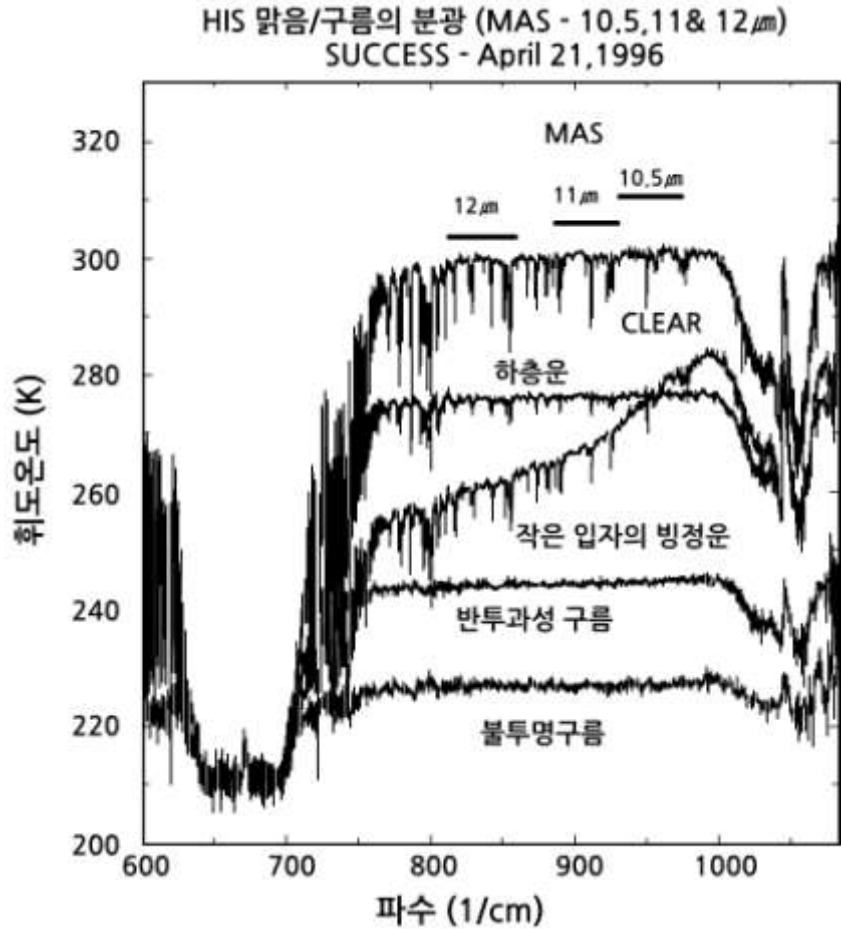
SEVIRI 운형은 불투명구름을 먼저 분류한 후 나머지 구름인 화소를 반투명 구름과 조각구름으로 분류한다. SEVIRI 운형은 불투명 구름, 반투명 구름, 하층 조각구름으로 분류되며, 불투명 구름에 대해 상·중·하층운으로 다시 분류, 상층 반투명 구름에 대해 두꺼운 구름, 얇은 구름, 하층 구름 위 구름으로 다시 나뉜다. CMDPS에서는 MSG/SEVIRI의 운형분류 상세 설계 개념을 따르나, 천리안위성의 5개 채널에 맞게 간소화한 것이다.

3.3.3.3 알고리즘 배경 이론

구름의 높이 및 광학적 성질, 미세 물리적 입자 특성은 구름 표면에서 방출되는 복사 휘도의 차이를 만들어 낸다(그림 3.7). 그림 3.7은 청천과 구름이 낀 조건에 대해 ER-2 항공기에 탑재된 고분광분해능 적외분광계(High-spectral resolution infrared spectrometer)에서 관측한 $9.1\mu\text{m}$ 에서 $17\mu\text{m}$ 사이의 적외영역 스펙트럼이다. 오존에 의한 강한 흡수 밴드인 $9.6\mu\text{m}(1040\text{cm}^{-1})$ 와 이산화탄소 흡수밴드 $15\mu\text{m}(667\text{cm}^{-1})$ 를 확인 할 수 있다. $10\text{--}12\mu\text{m}(1000\text{--}830\text{cm}^{-1})$ 스펙트럼 창 영역은 약한 수증기 흡수선이 산포되어 있다. 작은 얼음 입자를 가진 얇은 권운을 제외하고, 액체 수적으로 이루어진 하층 구름이나 큰 얼음 입자를 가진 엷은 구름은 흑체와 비슷하게 대기창영역에서의 스펙트럼 변화가 없다.

3.3 객관적 구름분석

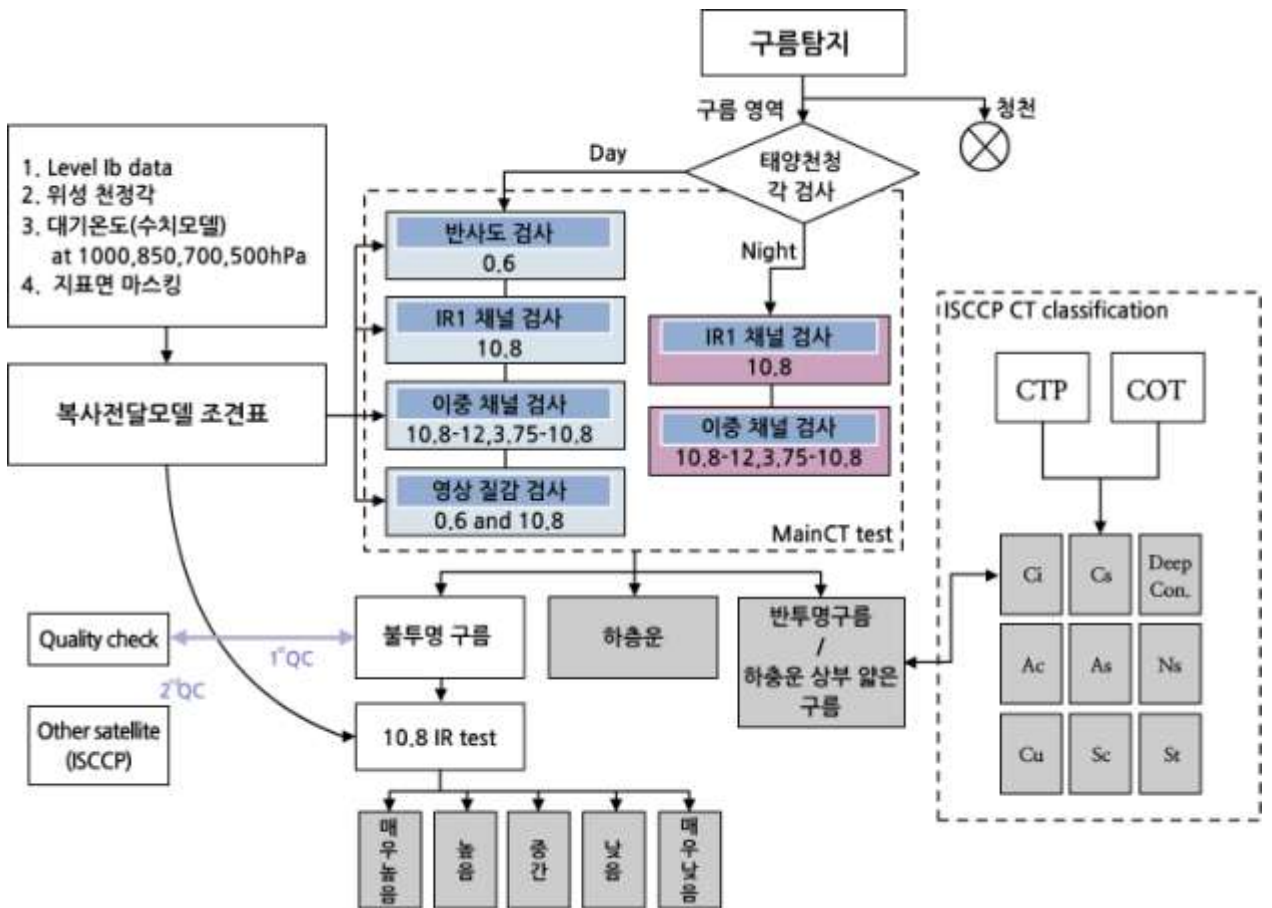
불투명 구름은 얇은 구름에 비해 적은 복사휘도를 내며, 하층 구름일수록 대기창영역에서 높은 복사휘도를 갖는다. 이러한 입자상에 따른 흡수도의 차이, 온정온도의 차이와 관련된 복사 특성을 운형 분류에 활용할 수 있다.



[그림 3.7] 31.1°-37.4°N, 95.0°-95.3°W 지역의 고고도 ER-2 항공기에 탑재된 초분광 해상도 IR분광계로부터 관측된 휘도온도 스펙트럼(1996. 4. 21)

3.3 객관적 구름분석

CMDPS에서 운형을 분류하는 과정은 그림 3.8과 같다. 운형을 분류하기 위해 사용하는 입력자료는 정적자료와 동적자료로 구성되며 정적자료는 지표면 정보 및 경계값 검사에 필요한 경계값, 그리고 각종 기후값으로 이루어진다. 동적자료는 위성에서 매 관측주기마다 제공되는 각 채널별 휘도온도와 반사도이다. 운형분류 시 주야에 따른 가용채널 수 차이와 대기의 영향을 고려하여 경계값은 주간, 야간, 박명에 따라 다른 값을 가진다. 이 경계값은 위성천정각과 총 대기 수증기량에 따른 조건표(look up table)를 내삽하여 구하고 조건표는 복사전달모델 모의를 통해 미리 계산되어 준비된다.



[그림 3.8] CMDPS 운형산출 알고리즘 순서도

3.3 객관적 구름분석

1차적으로 결정된 경계값을 이용하여 불투명 구름 및 반투명구름과 조각 구름을 분리한다. 상층 반투명 구름은 TB10.8 - TB12.0 값, TB6.75 - TB10.8 값 또는 TB3.75 - TB10.8 값의 특성을 이용하여 불투명 구름과 식별할 수 있다. 그러나 천리안 위성의 가용 채널 한계로 상층 반투명 구름은 이 종류의 구름탐지를 위해 특별히 개발된 미국 NASA의 MODIS센서의 수증기 흡수 근적외채널 1.38 μm 로 탐지된 영상과 비교해 볼 때, 그 정확도는 상당히 낮은 편이다. 주간에는 TB10.8-TB12.0과 TB3.7-TB10.8과 TB10.8, 그리고 0.65 μm 에서의 반사도 경계값을 이용해 운형을 분류하고, 야간에는 TB10.8-TB12.0과 TB3.7-TB10.8과 TB10.8의 경계값을 이용해 운형을 분류한다. 마지막 단계에서는 앞의 단계에서 분류된 운형을 TB10.8의 값을 이용하여 매우 높음, 높음, 중간, 낮음, 매우 낮음으로 분류한다.

가. 야간의 부분구름과 상층 반투명 구름 식별

- ① TB10.8 - TB12.0 검사 : 두꺼운 구름 < 권운(특히, 구름상부와 지표면 사이의 온도차가 큰 경우, 이 값은 뚜렷이 큼).
* 구름이 광학적으로 충분히 두꺼우면 거의 흑체로 생각할 수 있으며 구름상부와 위성센서 사이의 수증기 량이 적을 수밖에 없다. 따라서 두 채널 사이의 차가 작아지게 된다.
- ② TB6.75 - TB10.8 검사 : 두꺼운 구름 < 권운(특히, 구름상부와 지표면 사이의 온도차가 큰 경우, 이 값은 뚜렷이 큼).
- ③ TB3.75 - TB10.8 검사 : 두꺼운 구름 < 권운
* 얼음 상 구름의 투과율과 3.8 μm 에서의 플랑크 함수의 높은 비선형성 때문이며 특히 구름 상부와 지표면 사이의 온도차가 큰 경우 더욱 효과적이다. 하지만 온도가 매우 낮은 경우에 발생하는 단파적외(3.75 μm) 채널의 잡음 문제로 인하여 이 특성은 운정온도가 아주 낮은 경우에는 사용해서는 안 된다.

3.3 객관적 구름분석

나. 주간 부분구름과 상층 반투명 구름 식별

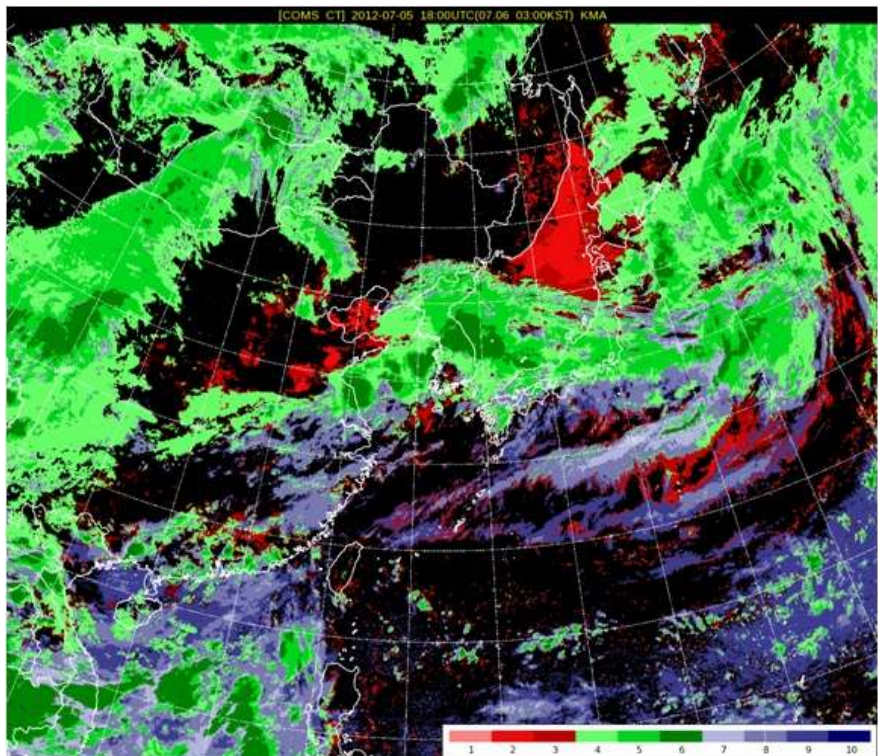
- ① 낮 시간에는 다음과 같이 정의된 TB10.8의 분산과 Refl0.675의 분산을 결합시킨 구름결 특성을 이용하여 이 분리 수준을 향상시킬 수 있다.

$$\text{Varilog TB10.8} = \log(1 + \text{std}(\text{TB10.8}_{\mu\text{m}}))$$

$$\text{Varilog Refl0.675} = \log(1 + \text{std}(\text{Refl0.675}_{\mu\text{m}})/13.)$$

- ② TB10.8 - TB12.0 검사 : 야간과 같이 두꺼운 구름 < 권운
 ③ TB6.75 - TB10.8 검사 : 야간과 같이 두꺼운 구름 < 권운
 ④ Refl0.6 검사 : 권운 < 불투명 구름
 ⑤ 공간표준편차 검사 : 권운 - 가시채널 < 적외채널

그림 3.9는 천리안 위성 영상자료로부터 산출한 운형 영상 예를 나타낸 것이다.



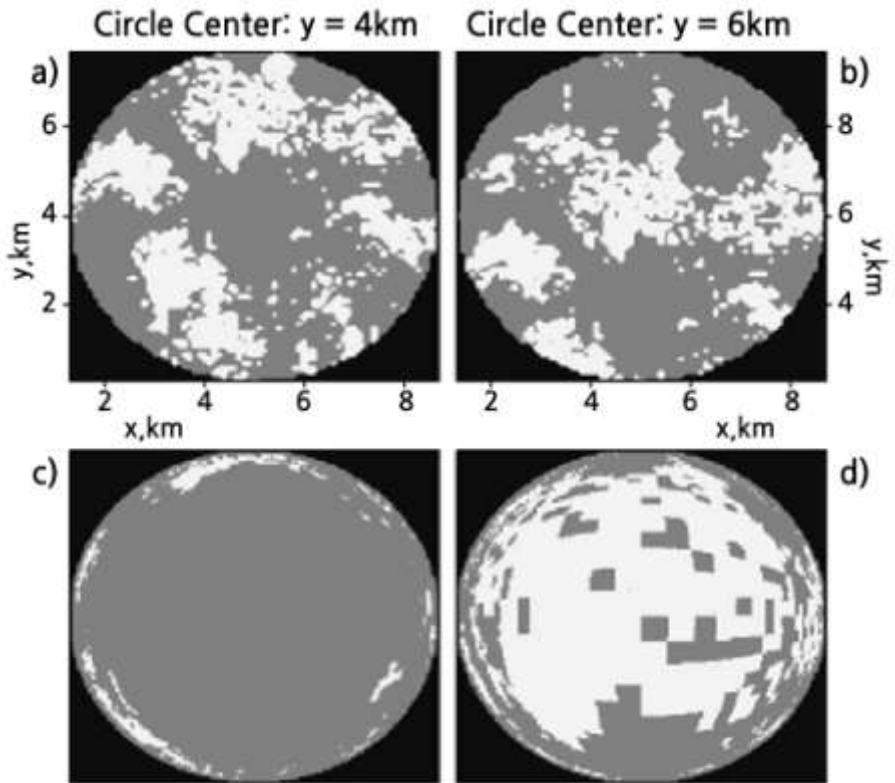
[그림 3.9] COMS 영상자료로부터 산출한 운형 영상 예

3.3 객관적 구름분석

3.3.4 운량

위성으로부터 도출되는 운량이란 임의의 대기공간(예: 7x7 화소) 중에서 구름으로 탐지된 화소의 비율(0~100%)을 의미하며 지상의 목측에서는 관측자가 볼 수 있는 전체 하늘 공간에서 구름이 존재하는 비율을 주관적으로 판단하여 구해진다. 이러한 운량정보는 전 지구 기후시스템을 조절하는 태양에너지의 강도를 조절할 뿐만 아니라 지구로부터 방출되는 장파복사가 우주 밖으로 나가는 정도를 조절하기도 한다. 운량은 일기 예보의 핵심이 되는 기상요소로서 최근까지는 지상 관측을 통해 이루어져 왔다.

위성관측운량의 경우, 구름의 위치나 크기에 큰 영향을 받지 않지만 그림 3.10에서 보는 바와 같이 지상관측운량에서는 이러한 요소들이 중요하게 작용한다.

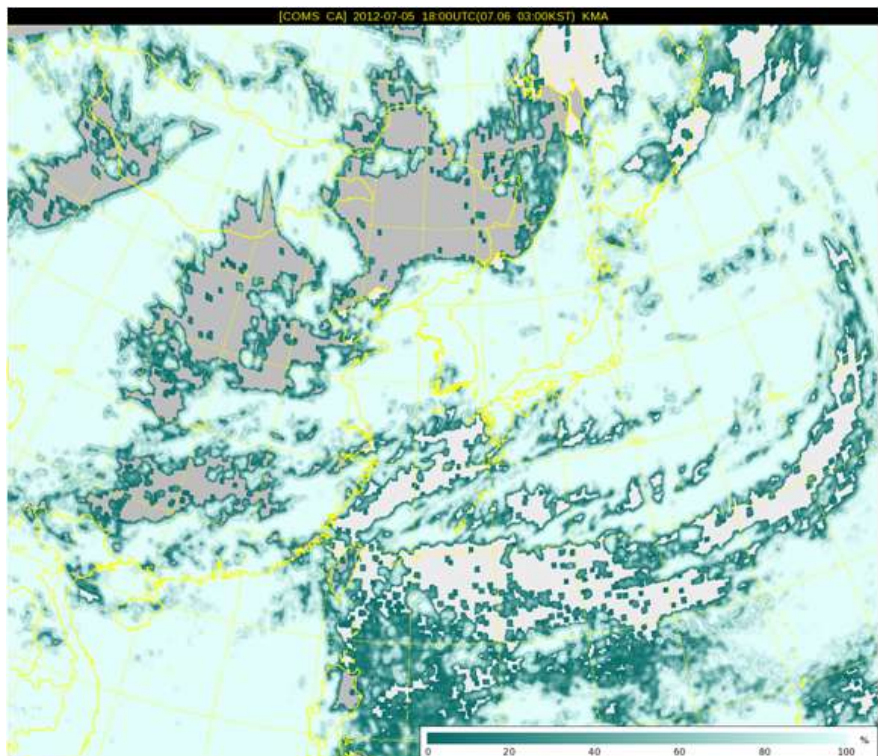


[그림 3.10] (a), (b)는 지상관측 운량이며 (c), (d)는 위성관측운량 (Kassianov et al., 2005)

3.3 객관적 구름분석

그러므로 CMDPS 운량에서는 지상관측자의 천정에 구름이 많고 그 주위에 구름이 없을 경우, 목측운량은 과대평가 될 수 있는 반면 천정에 구름이 없고 주위에 구름이 많을 경우는 목측운량이 상대적으로 과소평가 될 수 있기 때문에 이를 고려하여 목측운량을 산출한다. 위성에서 관측하는 운량과 지상에서 관측하는 목측운량 차는 주로 위성관측은 지구 밖에서 구름위를 탐지하는 반면 목측운량관측은 지표에서 구름하부를 탐지하는 관측방향 차이에 기인한다. 위성관측 자료로부터 목측운량을 산출하기 위해서는 이러한 차이를 보정해야하는 데 여기서는 관측자를 중심으로부터 천정각이 커질수록 가중치를 많이 두는 방법으로 보정한다. 목측운량 산정에 대한 자세한 내용은 기상연구소(2009)를 참조하기 바란다.

그림 3.11은 2012년 7월 6일 03시의 운량 분석결과를 나타낸 것이다. 장마전선의 영향으로 만주 등 중국 일부 지역을 제외한 동아시아 지역 대부분이 구름으로 되어 있음을 볼 수가 있다. 또한 구름의 중심부에서는 운량이 100%에 가깝지만 구름의 가장자리에서는 운량이 0~30% 정도로 변동성이 크게 나타나고 있다. 실제 지상에서 관측한 목측운량은 Scatter나 Broken 정도의 운량이 많이 관측되는데 비해 위성에서 산출한 운량의 경우 Clear나 Overcast가 주로 나타난다는 점에 대해서는 해석할 때 고려해야 할 부분이다.



[그림 3.11] COMS 자료로부터 분석한 운량(%) 예

3.3 객관적 구름분석

3.3.5 구름상

3.3.5.1 산출물 개요

구름은 수증기가 온도에 따라 응결 또는 승화되어 형성됨으로 구름의 온도에 따라 액체상 또는 얼음상으로 존재하게 된다. 하지만 일반적으로 구름상부에서의 입자의 크기가 작기 때문에 표면장력의 영향으로 물방울이 -10C° 이하에서도 얼지 않는 즉, 과냉각 수적 상태로 존재하기도 한다. 또한 입자의 크기와 구름의 나이에 따라 동일 온도에서도 액체상과 얼음상이 각각 또는 동시에 존재할 수도 있다. 따라서 여기서 구름상 산출이란 구름이 얼음상, 액체상 또는 두 상의 혼합 중 어느 것으로 이루어졌는가를 분석하는 것을 의미한다. 광학센서를 탑재한 위성 자료로부터 구름상을 분석할 경우에는 센서의 특성상 구름상부를 기준으로 분류하며 이 자료는 다른 구름정보를 산출하기 전 구름의 복사 특성을 결정하는데 중요한 역할을 하는 산출물이다. 예를 들어 EUMETSAT SAF에서는 구름상 정보가 기후 감시 및 반투명 구름이나 얇은 권운을 분류하기 위한 핵심 정보로 사용된다. 또한 강한 대류운의 성장과정을 예측하는데도 사용된다.

3.3.5.2 알고리즘 개념

구름상을 산출하기 위해서는 적외채널 온도자료와 함께 얼음상과 액체상에서 흡수율에 큰 차이를 보이는 $8.7\mu\text{m}$ 채널이 필요하다. 하지만 천리안 위성의 기상 영상기에는 구름상 산출에 가장 중요한 $8.7\mu\text{m}$ 채널이 없으므로 본 CMDPS 운상 알고리즘은 수증기 흡수 채널을 이용하여 얼음상의 구별을 개선한 알고리즘이다(Choi et al., 2007).

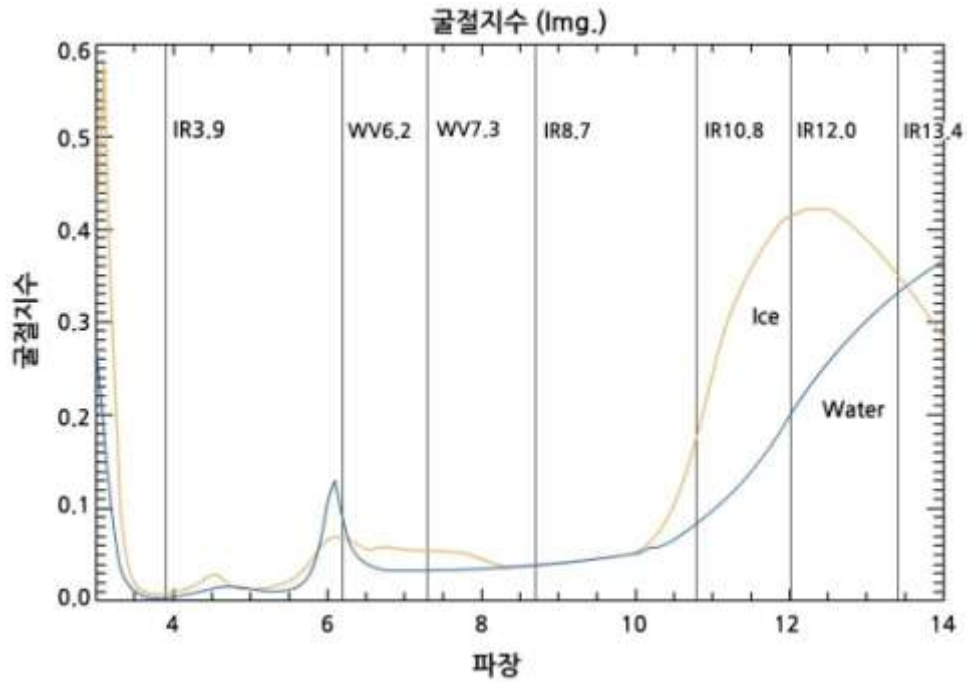
3.3 객관적 구름분석

3.3.5.3 알고리즘의 배경 이론

구름상 알고리즘에서는 액체상, 얼음상, 혼합상, 미확인상 4가지로 구름상을 구분한다. 구름상 알고리즘은 MODIS 구름상 알고리즘을 원형으로 하여 대기창역의 $10.8\mu\text{m}$ 과 $12.0\mu\text{m}$ 채널을 사용한다. 여기에 상층 구름의 얼음상 산출의 정확성을 높이기 위해 수증기 흡수 채널인 $6.75\mu\text{m}$ 을 추가하였다. 구름상 알고리즘은 정적 경계값을 이용한 검사 방법의 조합으로 구성되어 있다. 각각의 검사과정 중 판별할 수 없는 화소는 ‘미확인 상’으로 분류한다. 각 검사의 경계값은 복사전달모델 모의로부터 산출되었으며 15일간의 MODIS 관측 자료가 사용되었다. CMDPS 구름상 알고리즘은 근본적으로 적외채널에서의 구름 액체 입자, 얼음 입자간의 흡수도 차이를 이용한다.

그림 3.12는 파장대별 액체상과 얼음 상의 굴절 지수의 허수부, 즉 흡수도를 계산한 결과이다. 흡수도는 물과 얼음이 파장에 따라 다르고 흡수도가 클수록 방출되는 복사 휘도가 작다. 따라서 $6.7\mu\text{m}$, $10.8\mu\text{m}$, $12.0\mu\text{m}$ 복사 휘도 또는 이들의 차이는 구름입자의 상에 따라 다른 값을 갖게 되는데 이것이 분리 대기창 적외채널 검사의 원리이다.

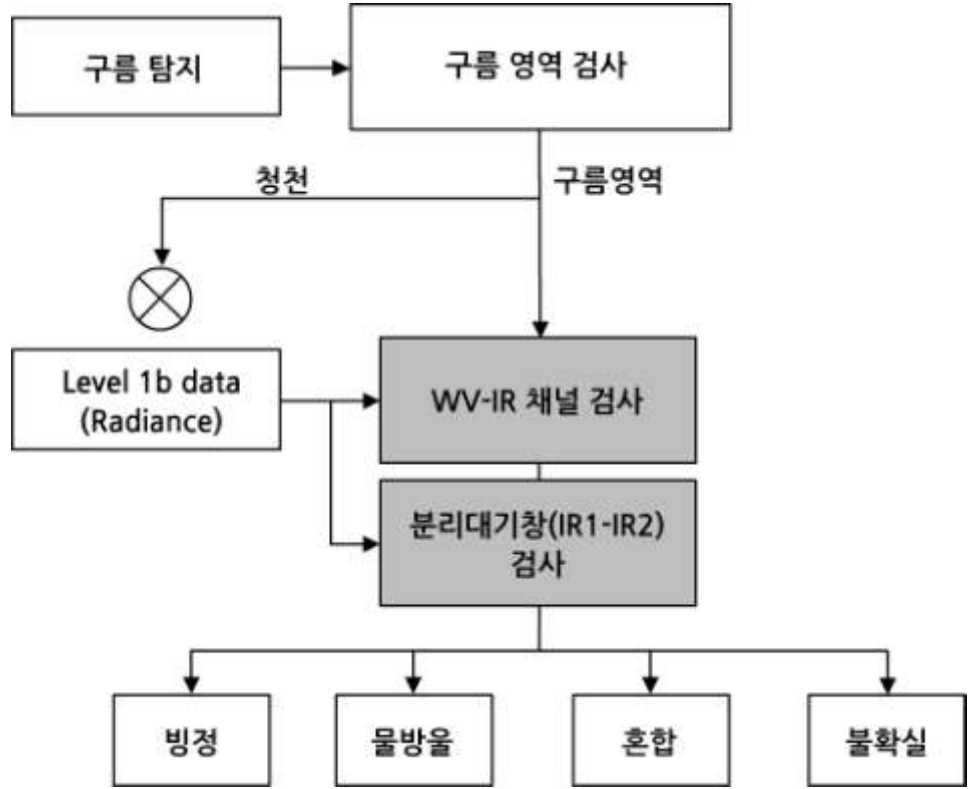
3.3 객관적 구름분석



[그림 3.12] 얼음과 물의 굴절지수 허수부

그림 3.13은 구름상을 산출하는 과정을 나타낸 것이다. 첫 번째 검사는 $10.8\mu\text{m}$ 의 휘도온도를 이용한 단순 경계값 검사이다. 두 번째는 $10.8\mu\text{m}$ 과 $12.0\mu\text{m}$ 의 휘도온도 차이를 이용한 검사이다. 마지막 검사는 $6.7\mu\text{m}$ 의 휘도온도를 이용한 검사로 주로 얼음상 탐지에 사용한다. 우선 얼음상의 결정이 먼저 이루어지는데 3개의 검사가 동시에 사용된다. 만약 화소가 “얼음상”으로 식별되지 않는다면 TB10.8 과 TB6.7 검사를 이용한 혼합상 구별 단계로 넘어간다. 화소가 “혼합상”으로 식별되지 않는다면 액체상 단계로 넘어가며, 이 단계에서 “액체상”으로 식별되지 않으면 “미확인상”으로 구분된다.

3.3 객관적 구름분석



[그림 3.13] 구름상 산출 과정 순서도

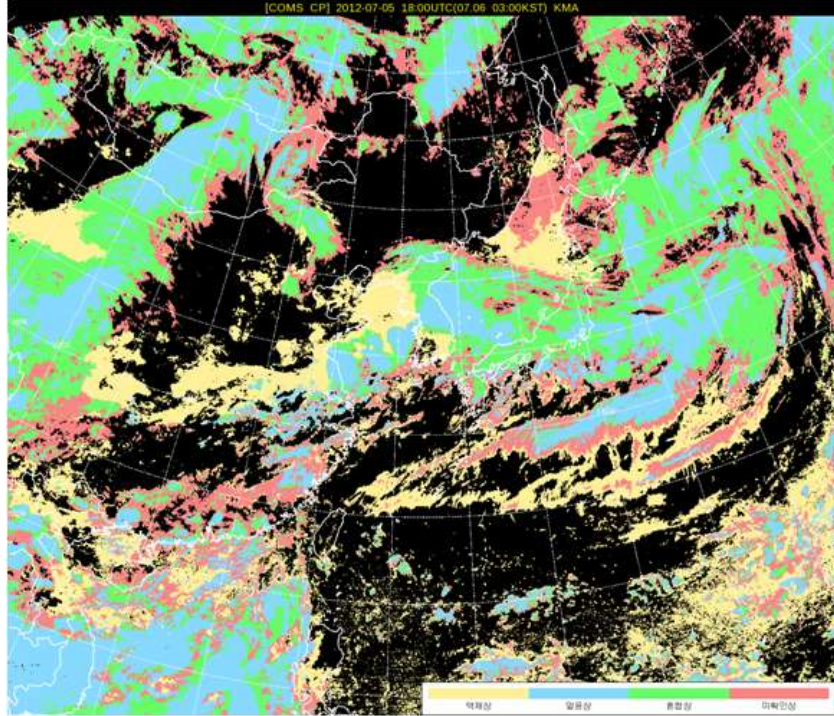
구름입자의 크기, 광학두께, 구름 층수 등을 입력자료로 하여 복사전달모델의 모의결과로부터 산출한 각 단계별 구름상을 결정하기 위한 경계값은 표 3.2에 나타낸 바와 같다.

[표 3.2] 운상 결정 경계값

구름상 검사에서 적용되는 경계값		
얼음상	혼합상	액체상
$TB_{10.8} < 238 \text{ K}$ or $BTD_{10.8-12.0} \geq 4.5 \text{ K}$ or $TB_{6.7} < 234 \text{ K}$	For no ice $238 \text{ K} \leq TB_{10.8} < 268 \text{ K}$ or $234 \text{ K} \leq TB_{6.7} < 250 \text{ K}$	For no ice/mixed $TB_{10.8} \geq 285 \text{ K}$ or $TB_{6.7} \geq 250 \text{ K}$

3.3 객관적 구름분석

아래 그림 3.14는 천리안 위성 영상자료로부터 산출한 구름상 영상 예이다.



[그림 3.14] COMS 영상으로부터 산출한 구름상 예

3.3.6 구름광학두께

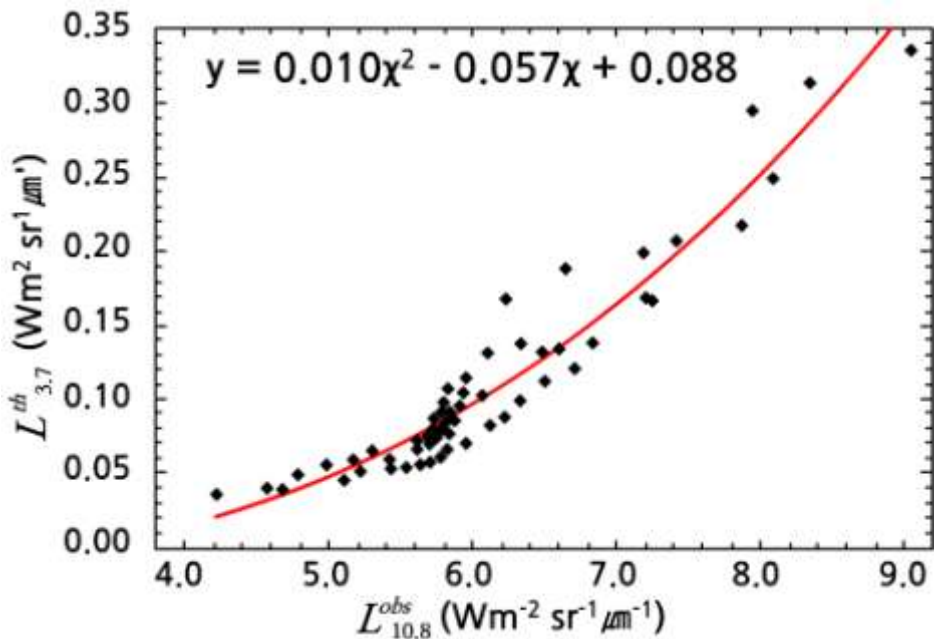
3.3.6.1 산출물 개요

구름광학두께란 구름에 입사된 빛에 대해 전체 구름층이 어느 정도 소산시키는 가를 정량적으로 표시한 양으로 $0 \sim \infty$ 까지의 값을 가지며 유효입자반경이란 구름을 구성하는 입자들의 평균크기라 정의할 수 있다. 위성으로부터 구름광학두께와 유효입자반경을 산출하기 위한 주 입력 자료는 VIS0.675 μm 와 SWIR3.75 μm 복사휘도이다. 본 알고리즘에서는 0.675 μm 채널의 특성상 주간에 구름이 있는 화소에 대해서만 구름광학두께를 산출한다. 여기서 사용되는 두 채널 중 VIS0.675 μm 는 지표 반사도에 영향을 받고 SWIR3.75 μm 의 경우 주간에는 지구복사성분이 포함되므로 구름의 광학두께와 유효입자반경 산출에 앞서 두 채널 모두 보정을 하여야 한다. 이렇게 보정된 VIS0.675 μm 와 SWIR3.75 μm 복사휘도는 복사전달모델을 통해 미리 계산된 조건표와 대응하여 최적의 구름광학두께와 유효입자반경을 동시에 찾는다.

3.3 객관적 구름분석

3.3.6.2 알고리즘 개념

구름광학두께는 태양천정각 검사로 주간으로 관정된 장면 중 구름으로 탐지된 화소에 대해서만 산출된다. VIS0.675 μm 에 포함된 지표 반사도의 영향은 간단한 경험식으로 보정하며 SWIR3.75 μm 에 포함된 지구복사 성분은 IR10.8 μm 의 휘도온도에 대한 함수로 보정하였다(그림 3.15). 다양한 조건에 대해 복사전달모델 모의로 작성된 조건표의 계산값과 관측값을 대응시켜 최종 산출물의 구름광학두께와 유효 입자반경을 동시에 산출한다.



[그림 3.15] 광학두께 $\tau(0 \text{ to } 64)$ 및 유효입자반경 $re(0 \text{ to } 32 \mu\text{m})$ 을 달리한 구름에 대한 3.7 μm 의 열복사의 민감도 ($L_{3.7}^{th}$) 및 IR10.8 μm 위성 관측 복사($L_{10.8}^{obs}$)간의 관계

3.3 객관적 구름분석

3.3.6.3 알고리즘의 배경 이론

일반적으로 MODIS 그룹에서와 같이 구름의 광학두께를 현업적으로 산출하는 곳에서는 King(1987)과 Nakajima et al.(1990)에 의해 발전된 구름 광학두께 산출 알고리즘을 이용한다. 본 알고리즘의 기반이 된 태양 반사 기술은 가시채널과 근적외채널을 이용한 것으로 수증기의 흡수 여부에 따라 다음과 같이 두 가지로 분류할 수 있다.

- 수증기 비흡수 영역 : 0.675, 0.86, 1.24 μm
- 수증기 흡수 영역 : 1.6, 2.1, 3.7 μm

또한, 지표면의 성질에 따른 수증기의 비흡수 파장대는 다음과 같이 사용한다.

- 육지 : 0.675 μm , 해양 : 0.86 μm
- 눈 또는 얼음 : 1.24 μm

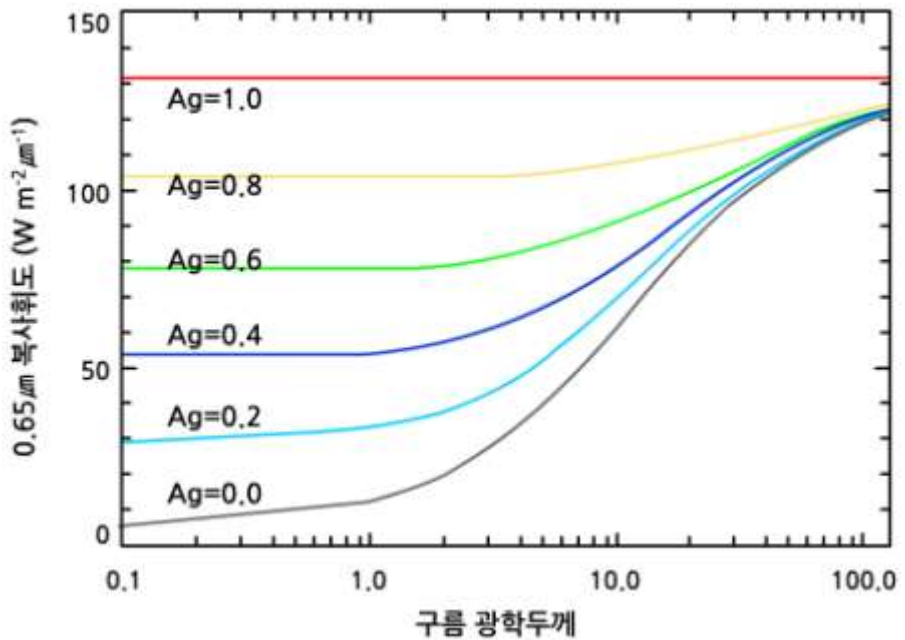
현재 사용가능한 채널과 기술력으로는 낮 시간만 자료 산출이 가능하고, 액체 상 구름에 대해서는 적용되지만 얇은 권운에 대해서는 모호한 결과가 산출되는 문제점이 있다. 지구 전 표면에 대해 수증기 비흡수 파장대인 0.65, 0.86, 1.24 μm 채널은 모두 요구되나, 수증기 흡수 파장대인 근적외선 영역은 1.6 μm 이나 3.75 μm 중 하나만이 요구된다. 그러나 본 천리안위성 알고리즘에서는 가용한 0.675 μm 를 이용하여 육지, 해양에서의 구름광학두께를 산출하고, 눈이나 얼음으로 덮인 지면에 대해서는 산출을 생략한다. 현재 ISCCP는 구름의 광학두께를 0.6 μm 의 반사율만으로 정의하여 생산하므로 최소한 ISCCP 운형분류를 위해서 필요한 자료를 생산할 수 있다. 또한 복사전달모델의 계수를 적절히 선택하지 않으면 정확한 조건표를 얻기 힘들다. VIS0.675 μm 복사회도는 구름광학두께 및 지표알베도의 함수이다. 복사전달모델을 사용하여 다양한 조건(태양천정각(solar zenith angle): 0~80°, 위성천정각(satellite zenith angle): 0~80°, 구름광학두께(cloud optical thickness): 0~123, 유효입자반경(effective particle radius): 2~64)에서 지표반사도에 따른 VIS0.675 μm 복사회도의 변화를 모의하였고 그 결과를 그림 3.16에 나타내었다. 그림에서 보는 바와 같이 구름의 광학두께가 작을수록 지표면의 반사도 영향을 많이 받음을 알 수 있다.

3.3 객관적 구름분석

모의 결과에 기반하여 지표반사도 효과는 다음과 같은 간단한 함수로 표현할 수 있다.

$$L_{0.65} = a_0 + a_1 L_{0.65}^{obs} + a_2 (L_{0.65}^{obs})^2 \quad (3.1)$$

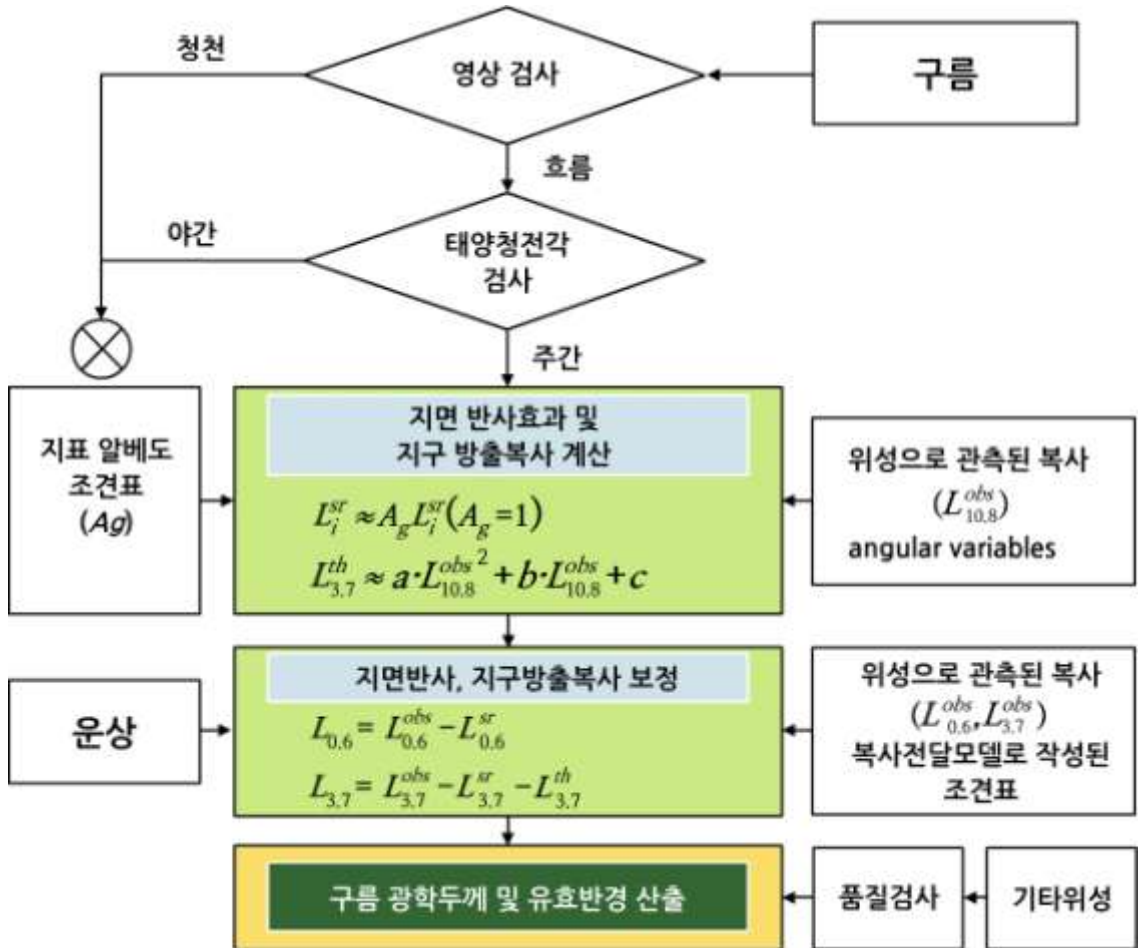
여기서 $L_{0.65}$ 는 보정된 VIS0.65 μm 복사휘도이고, $L_{0.65}^{obs}$ 는 관측된 VIS0.675 μm 복사휘도이다. a_0 , a_1 , 그리고 a_2 는 계수로 지표반사도에 따라 달라진다.



[그림 3.16] 구름의 광학두께 및 지표알베도에 따라 모의된 VIS 채널의 복사휘도

그림 3.17은 천리안위성 채널1과 3자료를 이용하여 광학두께를 구하는 과정을 나타낸 것이다. 그림에서 보는 바와 같이 태양천정각 검사(주/야) 및 장면검사(구름유무)를 거쳐서 구름으로 판정된 화소에서의 채널 1과 3의 관측자료에 대해 지표면 반사효과와 지구방출복사 영향을 보정한다. 이렇게 보정된 채널 1과 3의 복사휘도 자료를 미리 계산된 조건표와 비교하여 가장 근접한 구름광학두께와 유효반경을 찾는다.

3.3 객관적 구름분석



[그림 3.17] CMDPS 구름 광학두께 산출 알고리즘 순서도

3.3.7 운정온도/고도

운정온도와 기압(CTTH; Cloud Top Temperature/Height)이란 운정에서의 온도와 기압을 의미하며 이 산출물은 초단기 예보 지원, 대기운동벡터 산출 등과 같이 다양한 분야에 유용하게 활용되는 정보이다. CTTH는 장면분석에서 산출되는 정보의 일부분으로 구름탐지 정보와 위성에서 관측된 휘도온도 값, 그리고 수치예보자료를 이용하여 생산된다.

3.3.7.1 알고리즘 개념

CTTH 알고리즘의 결과물은 운정온도, 운정기압 및 운정고도이다. 알고리즘은 단일채널법과 복사비율법을 동시에 수행한다. 단일채널법은 10.8 μm 의 휘도온도로 운정온도(K)를 구하고 대기프로파일 자료를 이용하여 운정기압(hPa)을 산출한다. 이때 수치모델이나 관측값이 없을 경우에는 미리 준비된 기후값을 이용한다.

3.3 객관적 구름분석

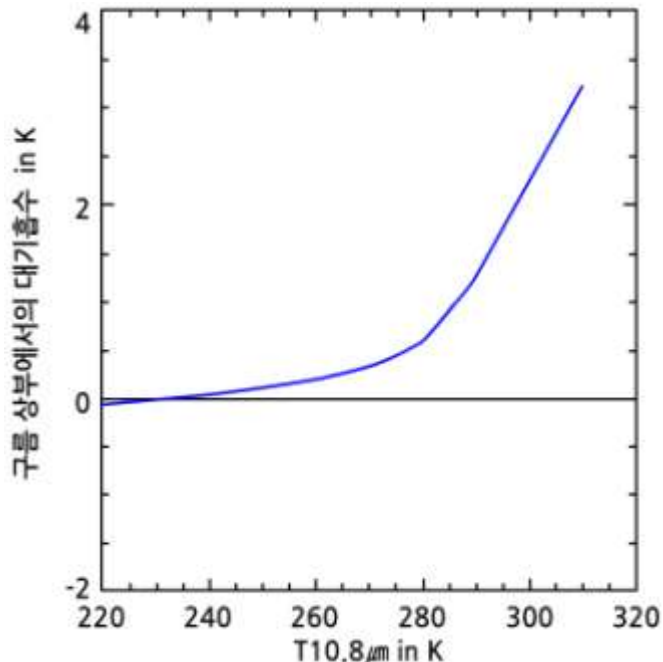
복사비율법은 6.75 μm 과 10.8 μm 채널을 이용하여 운정기압을 구한다. 이는 반투명구름의 운정기압을 보완하기 위해 사용하는 것이다. 두 방법을 통해 계산된 운정기압을 비교하여 최적의 운정기압을 선택한다. 이렇게 선택된 운정기압으로부터 측고공식을 이용하여 운정고도를 산출한다.

3.3.7.2 알고리즘의 배경 이론

CTTH 알고리즘의 산출방법은 단일채널법과 복사비율법을 모두 수행하여 운정기압(hPa)을 구하는 것이다. 단일채널법은 적외 대기창역 IR10.8 μm 의 채널이 구름의 높이에 따라 값이 달라지는 성질을 이용하는 반면, 복사비율법은 IR10.8 μm 과 WV6.7 μm 의 휘도온도를 사용한다. 단일채널법은 IR10.8 μm 의 휘도온도로부터 간단한 함수를 이용해 운정온도를 산출하는데, 이 때 함수의 계수는 위성천정각에 따라 달라진다. 운정기압은 앞에서 산출한 운정온도를 NWP의 대기프로파일과 비교하여 산출한다.

1) 단일채널법

운정온도는 위성천정각에 따라 IR10.8 μm 휘도온도에 차감 값(Offset)을 하여 산출한다(그림 3.18). 이 차감 값은 하층 구름이나 위성천정각이 클 때 큰 값을 갖는다. 차감 값 표는 IR10.8 μm 의 휘도온도(즉 불투명 구름의 높이를 가리킴)와 위성천정각을 입력 자료로 하여 미리 복사전달모델 모의가 수행되어 계산한다.



[그림 3.18] 운정온도에 따른 휘도온도 차감(복사 에너지 흡수)량 (SAFNWC/MSG user manual, 2002)

3.3 객관적 구름분석

운정기압은 대기의 연직 분포자료가 실시간으로 제공되어야 한다. 대기의 연직 분포는 NWP 모델의 결과를 이용하여 위성관측시간에 맞게 내삽하여 사용한다. 대기의 IR10.8 μm 휘도온도는 대기의 연직 분포자료에 의해 각기 다른 압력 층에 대해 모의된다. 최종 운정기압은 관측된 IR10.8 μm 의 복사값과 모의값과의 최적 대응(best fit)으로 산출된다. 하층이 역전층인 경우에 구름의 온도가 하부 역전층 보다 차가우면 구름이 역전층 위에 있는 것으로 간주된다.

2) 복사 비율법

복사 비율법(Radiance Ratioing Method)은 반투명 구름의 운정기압을 두 개의 적외채널을 이용하여 산출한다. 또한 온라인으로 복사전달모델 모의자료가 뒷받침되어야 하며 대기 연직 분포자료도 필요하다. 이 방법의 기본 방정식은 식 (3.2)과 같다.

$$\frac{R_{a1} - R_{clear1}}{R_{a2} - R_{clear2}} = \frac{N \epsilon_1 (R_{op1} - R_{clear1})}{N \epsilon_2 (R_{op2} - R_{clear2})} \quad (3.2)$$

여기서 R_{a1} 은 관측 복사량, R_{clear1} 은 청천 복사량, R_{op1} 은 불투명 구름의 복사량(모의값), N 은 운량, ϵ 은 구름의 방출률이다. 양변의 1, 2는 각각 적외채널과 WV6.75 μm 을 가리킨다. 방출률의 비율이 1에 가깝다고 가정하면, 식 (3.3)과 같이 간단해진다.

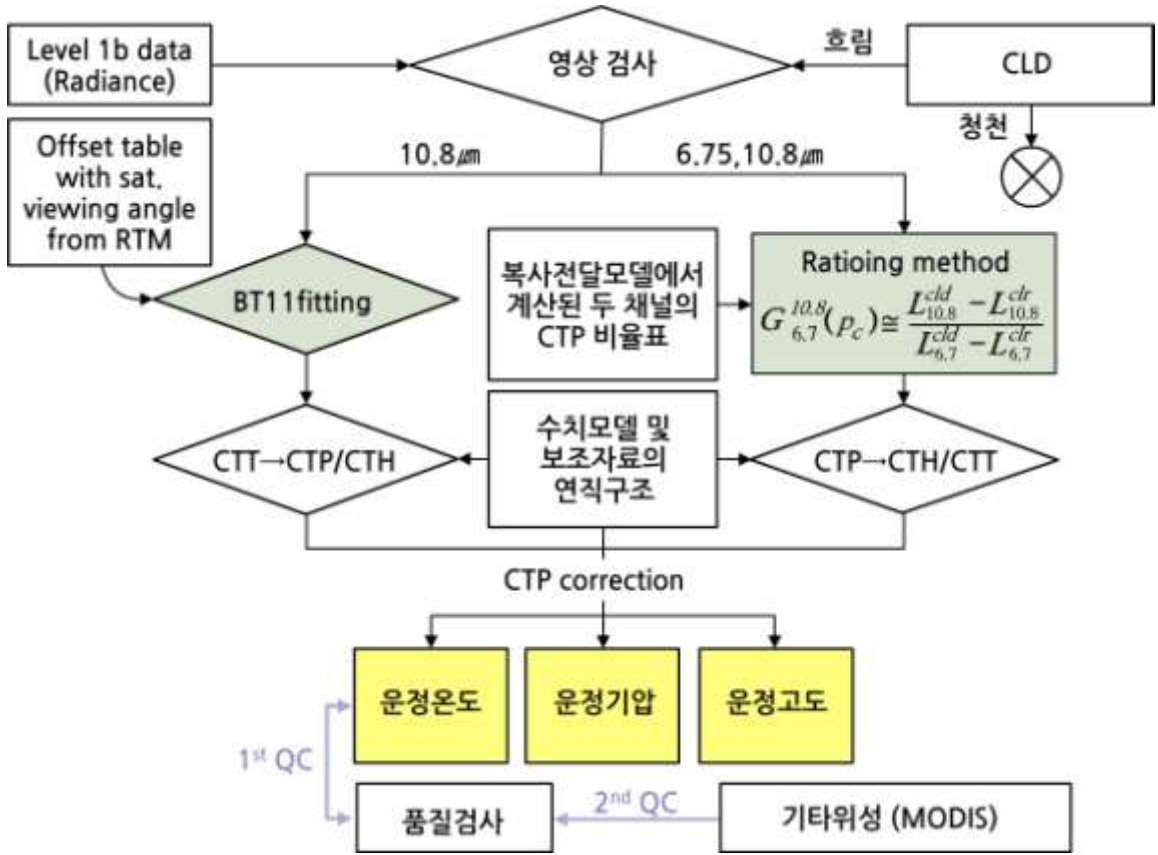
$$\frac{R_{a1} - R_{clear1}}{R_{a2} - R_{clear2}} = \frac{R_{op1} - R_{clear1}}{R_{op2} - R_{clear2}} \quad (3.3)$$

양변은 모두 선택된 채널 및 지표면 온도, 연직 온도 및 흡수 분포에 따라 달라진다. 우변은 R_{op1} 로 인해 운정기압에 따라 달라지는 값이다. 결론적으로 만약 우리가 고정된 지표 온도와 연직 분포를 사용한다면 우변은 압력에 의존하는 함수가 되고 좌변은 상수가 될 것이다. 산출할 운정기압은 식 (3.3)을 만족하는 기압 p 이다. 복사 비율법은 잡음에 매우 민감하며 특히 얇은 권운에 대해 더욱 민감하다. 또한 수증기채널에서 모의된 복사휘도는 수증기의 예측성 자체가 좋지 않아 부정확하다. 산출된 운정기압은 ISCCP 운형 분류의 입력 자료로 보내어진다.

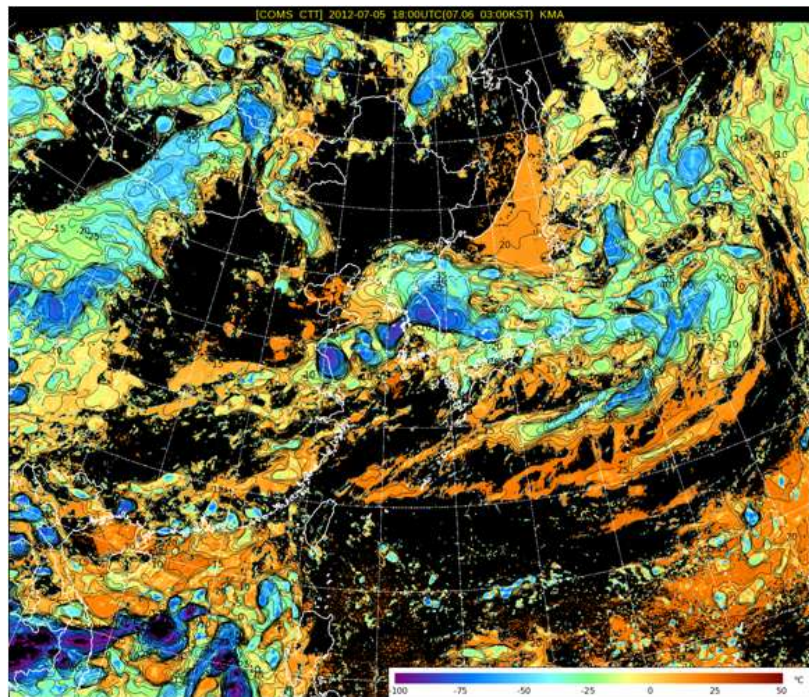
그림 3.19은 COMS의 수증기 및 적외 1 채널자료를 이용하여 운정온도, 기압 및 고도를 산출하는 과정을 나타낸 것이다. 그림에서 보는 바와 같이 본 산출물 알고리즘에서는 대기의 온도 및 습도 프로파일을 정확하게 제공할 수 있는 수치모델과 보조자료가 중요하다.

그림 3.20, 21, 22는 각각 이 알고리즘으로 산출한 운정온도, 운정온도, 운정기압의 분포영상이다.

3.3 객관적 구름분석

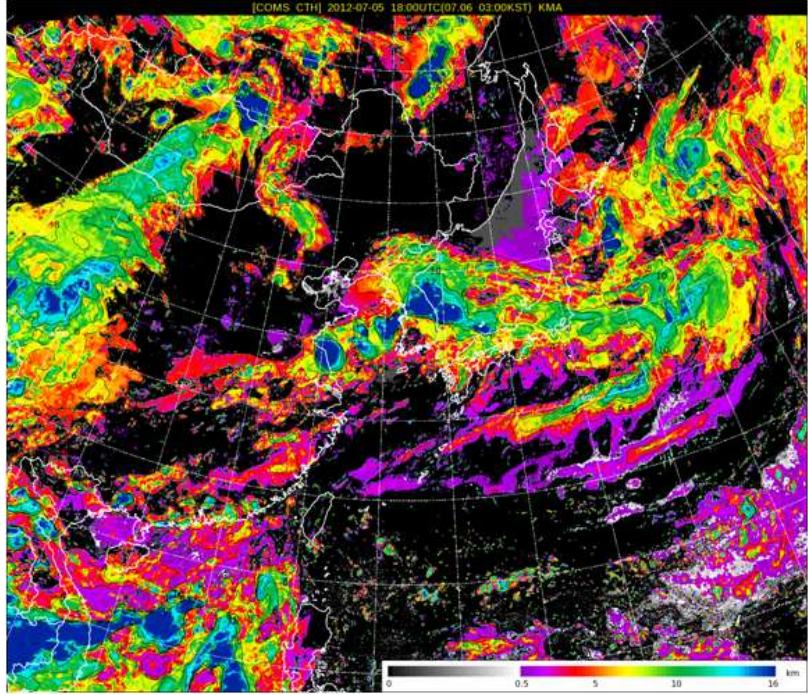


[그림 3.19] CTHH 알고리즘 순서도

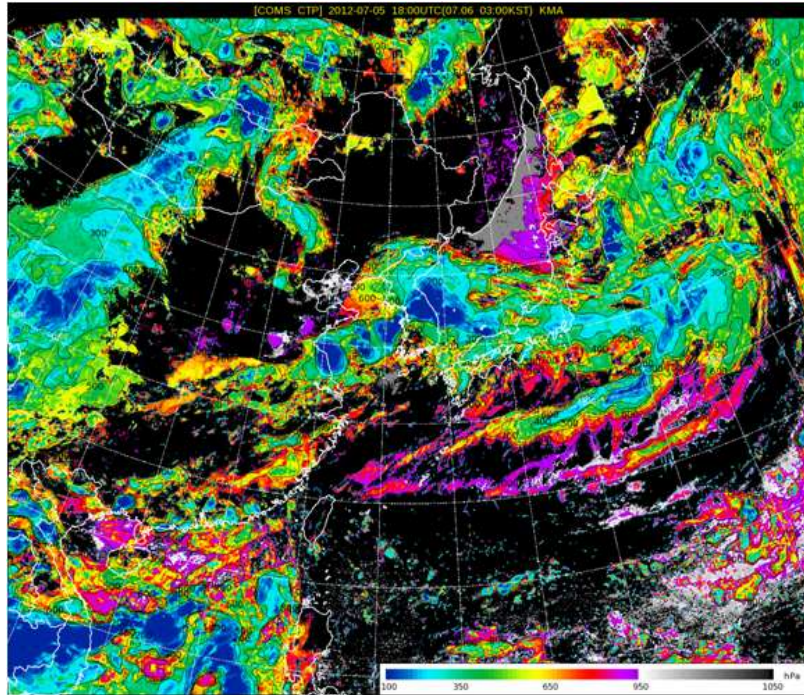


[그림 3.20] COMS 자료로부터 산출한 운정온도(C) 영상 예

3.3 객관적 구름분석



[그림 3.21] COMS 자료로부터 산출한 운정고도(km) 영상 예



[그림 3.22] COMS 자료로부터 산출한 운정기압(hPa) 영상 예

3.4 구름분석의 한계 및 보완

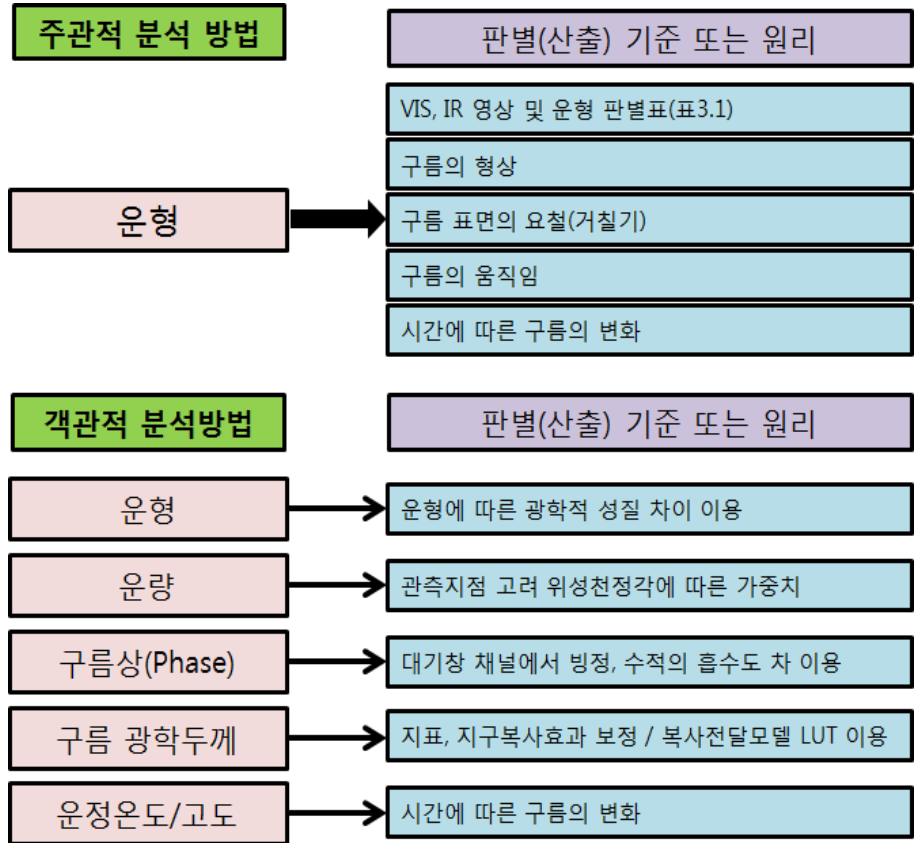
구름 분석을 위한 방법에는 주어진 자료를 바탕으로 전문가의 식견과 경험을 이용하여 분류 하는 주관적 분석 방법과, 알고리즘 및 해당 경계값을 바탕으로 구름을 분석하는 객관적 구름분석이 있다. 주관적 분석 방법은 운형을 분류할 때 기상조건, 구름 패턴 등의 상황에 따라 유연한 판단을 내릴 수 있으나, 지속적인 자료를 산출하는 데에는 큰 한계가 따른다.

반면 객관적 분석방법은 광범위한 영역에 대하여 주관적 분석에 비해 높은 시간해상도의 자료를 일관성 있는 기준으로 산출할 수 있지만 오염화소 등이 있을 경우 오차가 발생하는 등의 유연한 판단이 불가능 하다. 더욱 정확한 자료를 지속적으로 생산하기 위해서는 객관적 분석의 정확도를 향상시키기 위해 알고리즘을 지속적으로 업데이트 하고, 위성의 해상도를 높이기 위해 기술을 개발함과 동시에 주관적 분석을 융합하여 산출 효율과 정확도를 극대화해야 할 것이다.

요약

1. 구름분석에는 위성영상을 토대로 전문가가 판단하는 주관적 분석과 설계된 알고리즘을 기반으로 분석하는 객관적 분석이 있음.
2. 주관적 방법은 VIS 및 IR영상, 구름의 형상 및 요철, 구름의 움직임 및 시간변화 자료를 근거로 하여 운형을 7가지로 분류함.
3. CMDPS의 구름분석 알고리즘은 구름에 대한 운형, 운량, 구름상, 구름의 광학두께를 분석함.
 - 운형을 분류하는 것은 운형에 따라 광학적 성질(흡수도, 운정온도 등)이 각각 다른 것을 이용하여 운형을 분류함.
 - 운량을 산출 하는 것은 관측 대상 지점에서의 시점을 고려하기 위해 위성 천정각에 따른 가중치를 부여하여 운량을 산출함.
 - 구름상은 대기창 채널에서 얼음과 물방울의 흡수도가 서로 다른 특징을 이용하여 분류함.
 - 구름 광학두께는 지표효과와 지구방출복사를 보정하고, 복사전달모델을 이용하여 작성된 조건표를 바탕으로 산출함.
 - 운정온도/고도는 단일채널법, 복사비율법이 있으며, 단일채널법은 IR 채널에서 관측된 휘도온도에 따른 휘도온도 흡수량을 고려하여 결정하고, 복사비율법은 수증기채널과 IR 채널의 휘도온도를 바탕으로 계산함.
4. 주관적 분석은 기상조건, 구름 패턴 등에 따라 유연한 판단을 내려 정확도를 높일 수 있는 반면 지속적인 자료산출이 어렵다는 단점이 있음.
5. 객관적 분석은 설계된 알고리즘에 대해 일관성 있는 기준으로 정량적인 값을 산출 할 수 있으나 오염화소등이 발생하면 오차 가능성이 높아지는 등 유연한 판단이 불가능함.
6. 위성의 정확도를 향상시키고 알고리즘의 지속적인 업데이트가 필요함.

요약



[그림 3.23] 주관적/객관적 구름분석 대상 및 분석 기준(또는 원리)

연습문제

1. 운형판별 다이어그램(그림 3.1)을 이용하여 주관적 분석의 한계에 대하여 설명하시오.
2. 구름에 대한 주관적 분석방법 중 운형을 분류하는 방법들을 나열하고 설명하시오.
3. 기상위성을 이용한 구름의 객관적 분석방법에서 구름상을 분석하는 원리를 설명하시오.
4. 현업예보서 주관적 분석과 객관적 분석이 서로 차이가 발생할 수 있는 기상현상의 예를 제시하고 해결 방법을 설명하시오. (심화)
5. 위성자료로부터 운정고도와 운정기압을 결정하는 방법, 이용사례와 한계에 대해 설명하시오. (심화)

참고문헌

1. 기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발 최종 보고서, 335-347pp.
2. 국가기상위성센터, 2011: 기상위성영상의 이해(I), 73-81pp.
3. Choi, Y.-S., Ho, C.-H., Ahn, M.-H. and Kim, Y.-M., 2007, An exploratory study of cloud remote sensing capabilities of the Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS) Imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 28, pp. 4715-4732.
4. Derrien, M and Le Gleau., 2005: MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *International Journal of Remote Sensing*, 26, 4707-4732.
5. King, M. D., 1987: Determination of the scaled optical thickness of cloud from reflected solar radiation measurements, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 1734-1751.
6. Kassianov, E. I., Long, C. N. and Ovtchinnikov, M., 2005: Cloud sky cover versus cloud fraction: whole-sky simulations and observations, *Journal of Applied Meteorology*, 44, 86-98.
7. Le Gleau, M. Derrien., 2002: User manual for the PGE01-02-03 of the SAFNWC/MSG: Scientific part., EUMETSAT documentation.
8. Nakajima, T.Y. and King, M.D., 1990, Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements, Part 1: Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47, 1878-1893.
9. Rossow, W.B and Schiffer, R.A., 1999, Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, pp. 2261-2287.

4장. 바람

4.1 서론

4.2 바람장 산출 개념

4.3 바람장 산출 원리

4.4 바람장 산출의 한계 및 보완

학습목표

- 기상위성 자료로부터 대기층의 바람장을 산출하는 원리에 대해 이해한다.
- 현업에서 바람장을 산출하는 과정과 원리, 장.단점에 대해 알아본다.
- COMS를 이용하여 바람 벡터를 산출 한 후, 고도를 할당하는 과정 및 후처리 과정에 대해 공부한다.
- 기상위성을 이용한 바람장 산출의 한계에 대하여 알아본다.

4.1 서론

바람은 3차원 공간상에서 기압장의 불균형을 해소하기 위해 발생하는 대기의 흐름이다. 따라서 바람장은 다양한 기상현상의 위치와 발달 상황을 한눈에 파악할 수 있는 자료로써 활용된다. 천리안위성(통신해양기상위성: COMS)을 이용한 바람장 산출은 레윈존데, 윈드 프로파일러 등으로는 관측이 제한되는 오지(해양, 사막 등)의 중/상층 바람장을 산출할 수 있을 뿐만 아니라, 직접관측에 비해 다양한 시간대의 바람장을 산출할 수 있다는 장점이 있다. 반면에 방대한 계산량으로 인해 소요시간이 길고, 산출된 자료의 품질(바람 및 고도)이 비정상적인 경우가 많은 단점이 있다. 또한 관측 대상(구름, 안개 등)의 유무에 따라 바람장 산출 가능여부가 정해지기 때문에 일정한 고도에서의 바람장을 지속적으로 산출할 수 없는 단점이 있다. 그럼에도 불구하고 지금까지 한정된 수의 레윈존데를 이용한 직접관측이나, 지오포텐셜 고도를 통해 얻은 바람장(지균풍) 자료보다 천리안위성 자료를 통해 산출된 바람장 자료는 공간적으로 광범위한 지역에 대해 시간적으로 연속적인 바람 자료를 더 많이 획득할 수 있다는 점에서 상당히 실용적이다.

4.2 바람장 산출 개념

4.2.1 개요

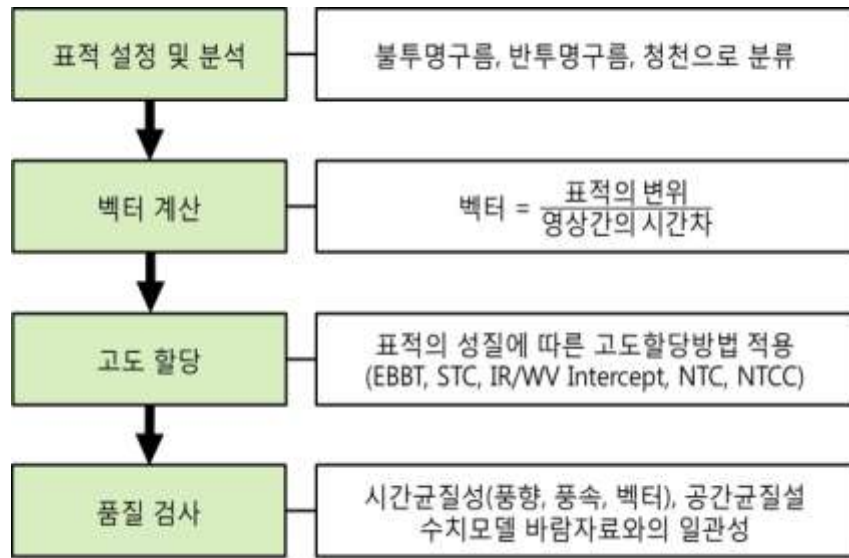
천리안위성 자료로부터 바람장을 산출하기 위해 CMDPS(COMS Meteorological Data Processing System)의 대기운동벡터(Atmospheric Motion Vector; AMV) 알고리즘을 이용한다(국립기상연구소, 2009). 대기운동벡터(이하 바람장)는 정지궤도 위성이 제공하는 2개 이상의 연속된 영상을 통해 산출되는 바람 자료이다. CMDPS에서는 천리안위성이 제공하는 적외창채널(IR1; 10.8 μ m), 수증기채널(WV; 6.75 μ m), 단파적외채널(SWIR; 3.75 μ m), 가시채널(VIS; 0.65 μ m)영상에서 바람장이 산출된다. 이중 적외창채널 바람장은 산출과정의 물리적 타당성, 정확성 등의 측면에서 주 산출물로 여겨진다. 기상위성을 이용한 바람장을 산출할 때, 위성의 공간분해능과 계산 안정성, 자료의 유의성 등을 고려하여 직하점에서 약 50km의 공간해상도로 산출한다. 산출주기는 천리안위성의 관측 일정에 따라 달라질 수 있으나 적어도 1시간에 1회 이상 산출한다. 또한 위성 영상 내 구름의 분포에 따라, 한 영역에서 최대 3개 고도의 바람장을 산출할 수 있다.

바람장은 일정 시간간격의 영상들을 이용하여 산출하는데, 영상들의 시간간격은 산출되는 바람장의 시공간적 규모를 결정하는 직접적 요인이다. 관측되는 영상들의 시간 간격이 짧으면 보다 정확하고 안정적인 산출이 가능하나 계산량이 방대해진다. 영상 간 시간 간격이 길면 바람장 산출의 핵심이 되는 구름의 형태가 변화할 확률이 높아지기 때문에 정확도가 낮아진다. 이를 보완하기 위해 그만큼 큰 규모의 표적을 이용해야 하는데, 그러면 공간 해상도가 낮아진다.

4.2.2 산출 개념

바람장 산출 알고리즘은 연속적인 위성 영상에 나타나는 구름이나 수증기의 움직임을 정량화, 자동화한 것이다. 천리안위성 자료를 이용하여 바람장을 산출하기 위해서는 구름의 움직임은 바람에만 의존한다는 것과 영상을 관측하는 동안 구름 형태의 변형이 일어나지 않는다는 두 가지의 가정이 필요하다. 천리안위성에서는 30분 간격의 영상들을 이용하여 바람장을 산출하므로 끊임없이 변하는 대기를 고려하면 구름 형태의 변형은 일어날 수 있지만, CMDPS에서는 최초의 구름 표적과 교차상관계수가 최대가 되는 지점을 이동한 표적으로 인식하여 두 영상 사이의 변위를 산출한다. 바람장을 산출하는 개략적인 과정은 그림 4.1과 같다.

4.2 바람장 산출 개념



[그림 4.1] 바람장 산출 과정

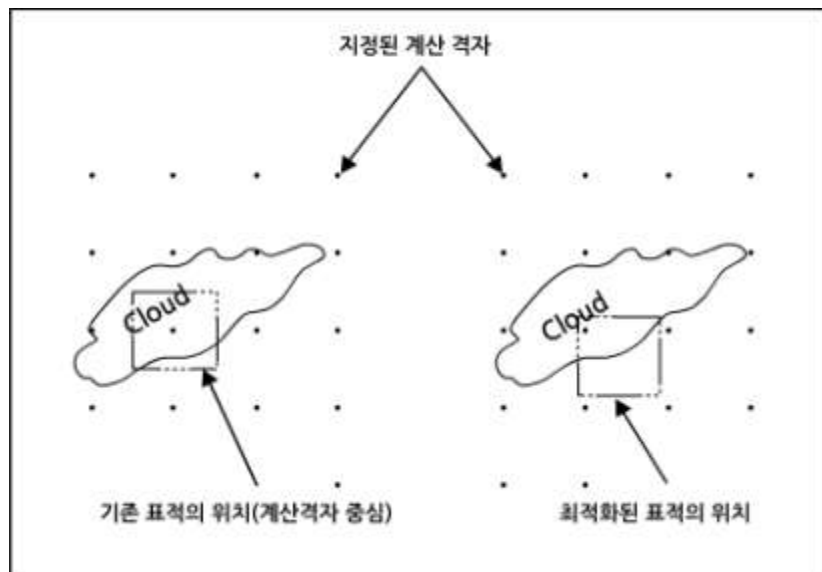
4.3 바람장 산출 원리

4.3.1 표적 설정 및 분석

대기 중에 위성이 관측할 수 있는 구름, 수증기, 황사 등이 존재한다면 이들의 움직임을 추적함으로써 대기의 바람장을 산출할 수 있다. 적외창, 단파적외, 그리고 가시채널 자료를 이용할 경우 구름의 이동을 통해서 바람장을 산출하기 때문에, 구름이 존재하는 영역에서만 바람장을 산출할 수 있다. 물론 황사와 같은 에어로졸을 통해 대기의 바람 정보를 얻을 수 있지만 고도할당을 정확하게 하지 못할 가능성이 있다. 반면 수증기채널의 영상을 이용할 때에는 위성 관측이 가능한 전 영역에 대해서 상층 바람장을 산출할 수 있다.

위성 영상 내에서 하나의 바람을 산출하게 될 화소들의 집합(예: 33×33 화소)의 정사각형을 표적(Target)이라고 부르며, 이는 바람장 산출의 기본 단위가 된다. 표적의 크기는 바람장의 공간 규모를 결정하는 중요한 변수이다. 지나치게 큰 표적을 사용하면 바람장이 국지 바람을 산출하지 못하고, 표적이 작아지면 표적 내 정보량이 부족하여 교차상관계수를 통한 변위 추적에서 오류가 발생할 가능성이 높아진다. 현재의 산출해상도(Grid-vector)는 12×12 화소인데 이는 위성 직하점을 중심으로 약 $48\text{km} \times 48\text{km}$ 의 크기에 해당한다.

표적을 선정할 때, 선정된 표적의 내부가 구름으로 가득 찰 경우, 변위를 추적하기 어려우므로 표적이 구름의 가장자리를 포함하도록 표적의 중심을 이동시킨다. 바람장 알고리즘에서 주변 3×3 화소들의 표준편차가 20 이상의 값을 가질 경우 구름의 가장자리로 판단한다. 표적을 이동해 가면서 이런 화소를 최대한 많이 포함하는 곳을 최종표적으로 선정하게 된다(그림 4.2).



[그림 4.2] 표적 최적화 과정

4.3 바람장 산출 원리

해안선이 포함된 표적은 해양과 육지의 복사대비 효과로 인한 오차 가능성이 있기 때문에 표적 내에 해양과 육지의 비율이 일정 경계값 이하일 때 바람을 산출하지 않는다. 표적 내부의 10% 이상이 구름 화소를 포함할 경우에는 구름 표적으로, 이하일 경우에는 청천표적으로 분류하고 적외창, 단파적외, 가시채널은 구름 표적에서만 바람장을 산출하며 수증기채널은 청천표적과 구름 표적 모두에 대해 산출한다. 이렇게 산출되는 바람장에 고도를 할당함으로써 최종 바람장 자료를 산출할 수 있다. 구름 표적은 불투명구름과 반투명구름으로 구별을 하는데, 이는 반투명 여부에 따라 고도할당방법에 차이가 있기 때문이다. 표적에서 관측된 적외창채널과 수증기채널의 휘도온도간 선형상관계수를 계산하여 그 값이 0.8 이상인 경우 반투명구름으로 판단하여 고도를 할당해준다.

4.3.1.1 추적영역(Search Area) 설정

추적영역(Search Area)이란 표적과의 교차상관계수를 구하게 되는 다음 시각 영상 내의 영역을 의미한다. 시간에 따른 표적의 변위는 최초 표적에서 추적영역내의 표적까지의 벡터를 구함으로써 계산된다. 가장 적절한 추적영역을 찾기 위한 방법으로 교차상관계수(식 4.1)를 이용하는데, 다음 시각 영상에서의 교차상관계수가 가장 높은 위치를 탐색하여 변위를 계산한다.(Nieman et al, 1997, Búche et al., 2006).

$$CC = \frac{E(T - \overline{T}) - E(S - \overline{S})}{\sigma_T \cdot \sigma_S} = \frac{E(T \cdot S) - E(T)E(S)}{\sigma_T \cdot \sigma_S} \quad (4.1)$$

위 식에서 T 는 표적영역(Target Area)을, S 는 일정시간 Δt 이후 추적영역(Search Area)내에 위치한 표적영역과 크기가 같은 영역을 의미한다. T 의 위치가 $T_{i,j}$, 크기가 N_T 인 정사각형 격자이고, S 의 위치가 $S_{n,n}$ 일 때 식 4.1을 이용하면 교차 상관계수는 식 4.2와 같다.

$$CC_{T,S_{n,n}} = \frac{-\frac{1}{N_T^2} \left(\sum_i \sum_j T_{i,j} S_{n+i, n+j} - \sum_i \sum_j T_{i,j} \sum_i \sum_j S_{n+i, n+j} \right)}{\sqrt{-\frac{1}{N_T^2} \left[\sum_i \sum_j T_{i,j}^2 - \left(\sum_i \sum_j T_{i,j} \right)^2 \right]}} \sqrt{-\frac{1}{N_T^2} \left[\sum_i \sum_j S_{n+i, n+j}^2 - \left(\sum_i \sum_j S_{n+i, n+j} \right)^2 \right]} \quad (4.2)$$

위 식을 이용하여 추적영역 내에 존재하는 표적영역과 크기가 같은 모든 영역에서 계산을 하고 가장 높은 교차상관계수가 나타나는 지점을 최초 표적이 Δt 이후 이동된 지점으로 판단하여 변위를 계산한다. 만약 추적영역의 크기가 N_S 일 경우 총 계산 횟수는 $(N_S - N_T + 1)^2$ 회가 된다.

4.3 바람장 산출 원리

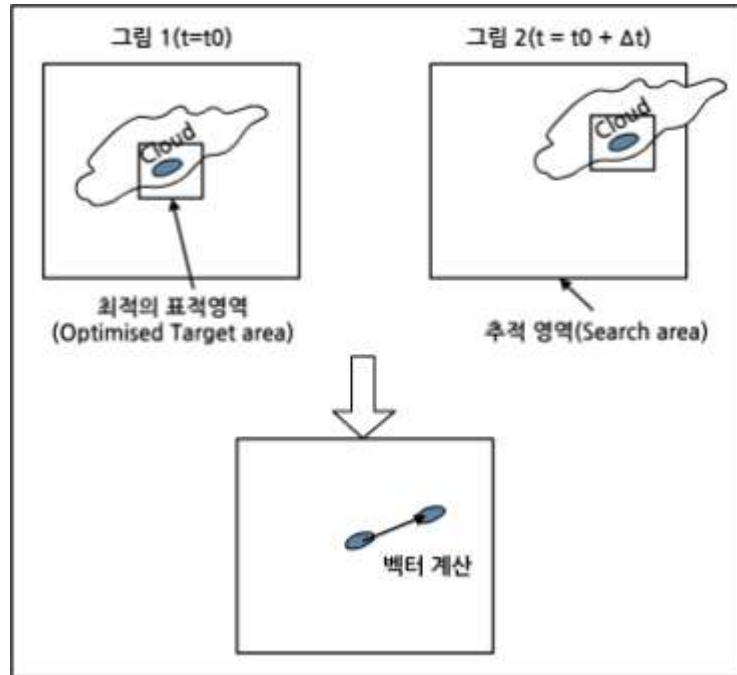
추적영역의 크기는 바람장의 최대 풍속 산출을 결정 한다. 만약 129×129 화소 크기의 추적영역을 사용한다면, 33×33 화소 크기의 표적은 동서로 48 화소만큼 움직일 수 있고($129/2 - 33/2 = 48$ 화소), 이는 4 km 해상도의 30분 간격의 영상들을 이용하는 본 알고리즘의 경우, 위성 직하점에서 약 106 m 정도까지의 풍속을 산출할 수 있는 크기에 해당한다($48 * 4000\text{m} / 30 * 60\text{s} = 106 \text{ m}$). 하지만 추적영역의 크기가 작아지면 강한 바람을 정확하게 산출할 수 없고, 추적영역이 커지면 실제 변위와 무관한 위치에서 최대 교차상관계수가 나타날 확률이 커져서 바람 산출의 안정성이 저하될 수 있다. 천리안위성에서는 이 두 단점을 동시에 해소하고 산출된 바람장 자료의 전반적 품질과 안정성을 높이기 위하여 동적 추적영역 방법을 사용한다.

동적 추적영역 방법이란 표적의 위치가 결정되고 고도가 할당되면 수치 모델의 바람 자료를 이용하여 표적의 이동 위치를 예상하여 추적영역의 크기를 조절해 주는 방법이다. 이 방법을 이용하면 작은 크기의 추적 영역으로도 큰 풍속의 바람을 관측할 수 있게 되어 그만큼 계산량이 적어지는 효과를 얻을 수 있고, 작은 풍속의 바람을 지나치게 큰 영역에서 추적하여 발생하는 추적 오류를 감소시킬 수 있다. 그러나 추적 영역을 지나치게 작게 설정하면 대기운동벡터가 전반적으로 수치 모델의 바람 예측과 유사해지거나 벡터 추적 오류가 발생할 가능성이 커지므로 주의해야 한다. 또한 고도 할당 알고리즘에서 고도를 잘못 추정할 경우에도 올바르게 않은 예상 위치에서 벡터 추적이 이루어져 오류가 발생하는 경우가 있다. 현재, 수치 모델 바람의 풍속이 20 m 보다 작은 경우는 추적 영역의 중심을 이동하지 않으며, 추적 영역의 크기는 동서류, 남북류 모두 수치 모델의 바람장과 비교하여 $\pm 30 \text{ m}$ 의 관측 범위를 가지도록 설정되었다.

4.3 바람장 산출 원리

4.3.1 추적영역(Search Area) 설정

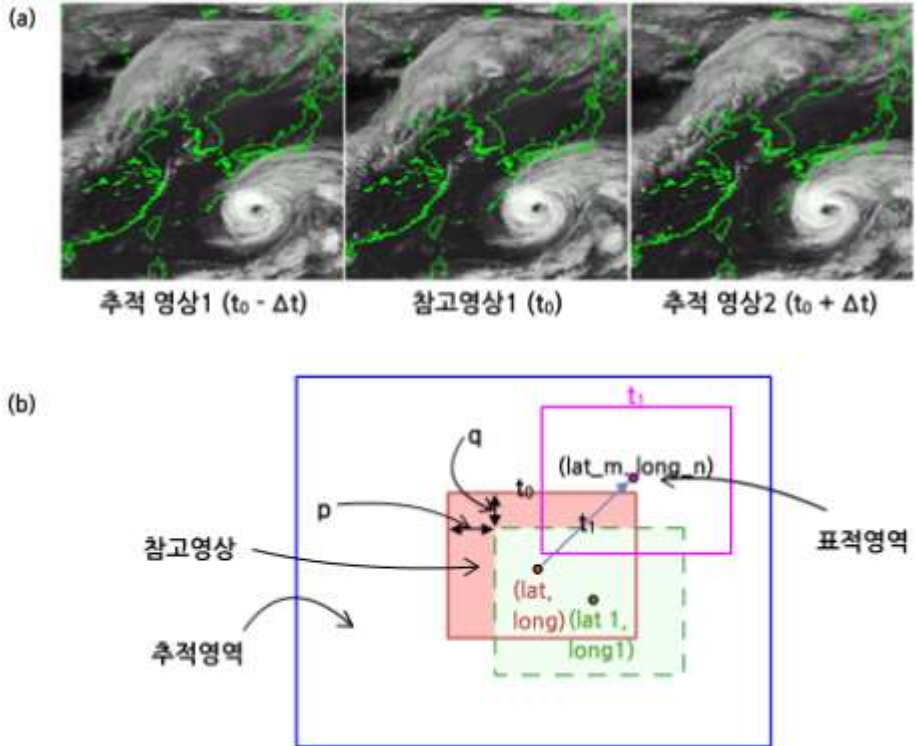
표적의 위치가 결정되고 최대 교차상관계수를 통해 추적영역이 선정되면 선정된 표적에 대해 각 표적의 변위와 영상간의 시간차를 이용하여 벡터(바람)가 산출된다(그림 4.3).



[그림 4.3] 표적영역 및 추적영역의 모식도

CMDPS에서는 바람벡터 산출을 위해 약 30분 간격의 시간차를 가지는 세장의 위성 영상을 이용한다(그림 4.4). 이때 두 번째 영상의 분석을 통해 표적이 결정되고, 첫 번째와 세 번째 영상 내에서 벡터 추적이 이루어진다. 첫 번째 영상과 두 번째 영상을 이용하여 생산된 벡터1, 그리고 두 번째와 세 번째 영상을 이용하여 생산된 벡터2의 단순 평균이 최종적으로 산출되는 벡터가 된다. 이러한 방법을 통해 비교적 안정적인 벡터 산출이 가능해지며, 벡터1과 벡터2의 일관성은 최종 벡터의 품질을 결정하는데 사용된다.

4.3 바람장 산출 원리



[그림 4.4] (a) 표적의 이동을 파악하기 위한 3개의 영상($t_0 - \Delta t$, t_0 , $t_0 + \Delta t$)
 (b) 바람 벡터 산출을 위한 표적 추적 모식도

위 그림에서 최초 표적영역(붉은색 상자)을 기준으로 추적영역 내부에서 표적영역과 크기가 같은 상자(점선 상자)가 움직이면서 각 위치에서의 교차상관계수를 계산하고, 그 값이 최대가 되는 지점(실선 상자, t_1)을 이동된 지점으로 인식하여 두 점의 변위와 시간 간격을 이용하여 바람벡터를 산출한다. 계산된 표적의 변위는 위·경도 정보로 나타나기 때문에, 구면좌표계를 이용하여 식 (4.3)와 식 (4.4)에 의해 SI단위로의 변위가 계산 된다.

$$\Delta x = R_E (\phi_1 - \phi_2) \cos \left(\frac{\theta_1 + \theta_2}{2} \right) \quad (4.3)$$

$$\Delta y = R_E (\theta_1 - \theta_2) \quad (4.4)$$

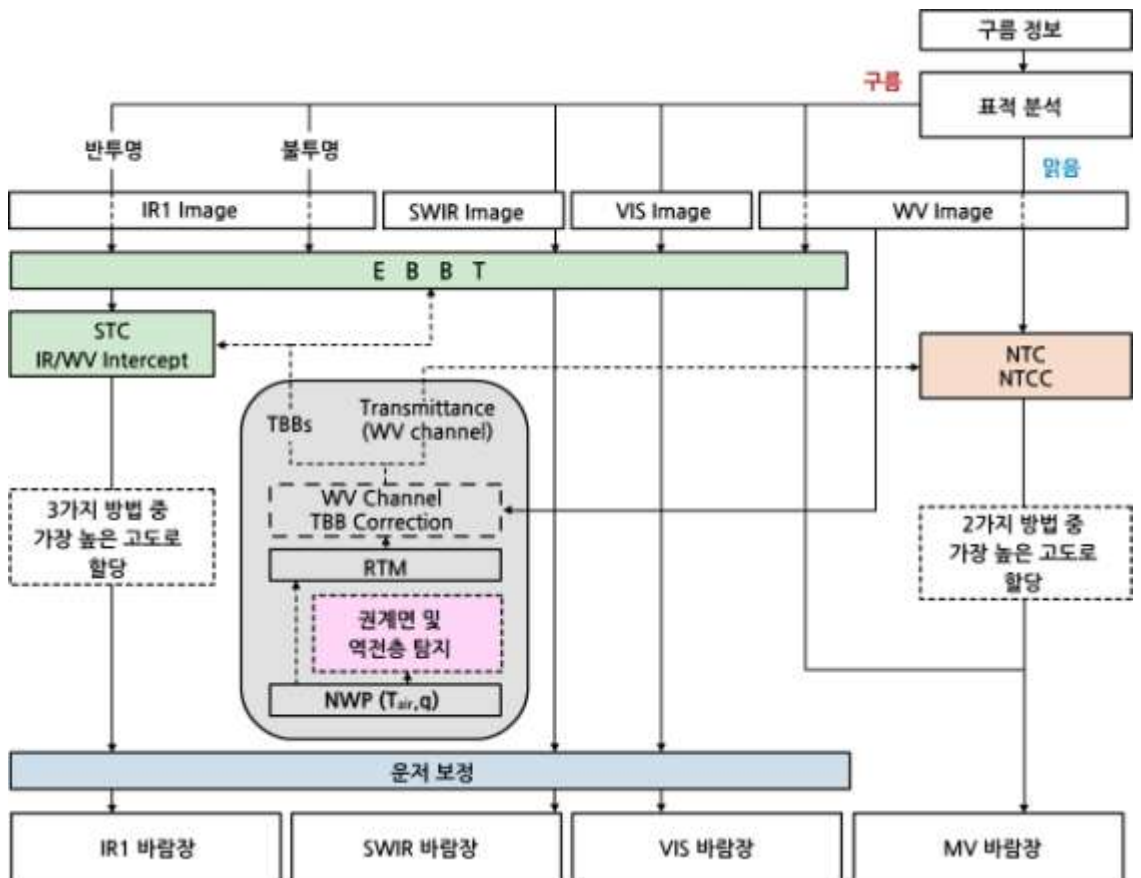
위 식에서 R_E 는 지구반지름, $\theta_1, \theta_2, \phi_1, \phi_2$ 는 표적의 최초·최종 위치의 위·경도이다. 이렇게 벡터의 물리적 변위가 계산되면 관측 시간차로 나누어서 풍속과 풍향 즉, 바람 정보를 산출한다.

4.3 바람장 산출 원리

4.3.2 고도할당(Height assignment)

위성 영상에 나타나는 구름들은 서로 다른 고도를 가지기 때문에, 구름을 통해 산출된 바람장에 대해 고도를 할당해야 한다. 고도할당은 표적 내 위성 관측 값들의 특징과 대기의 온·습도 자료가 이용된다. 바람장의 전처리 과정에서는, 전구 수치모델이 실시간으로 제공하는 대기 온·습도 자료를 이용하여 다양한 고도의 구름이 방출하는 적외장채널과 수증기채널의 복사량을 모의한다. 이러한 복사 모의 자료들과 관측 값을 비교하여 고도를 할당한다.

바람장의 고도할당 방법은 모든 바람장 산출에서 기본적으로 사용되는 EBBT (Equivalent Black-Body Temperature; 상당흑체온도) 방법, 수증기채널 청천표적 바람장 산출에서만 사용되는 NTC(Normalized Total Contribution; 정규화된 총기여) 방법과 NTCC(Normalized Total Cumulative Contribution; 정규화된 총 누적기여) 방법이 있다. 그리고 표적이 반투명구름일 경우에 고도를 할당하는 STC(Semi-Transparent Correction; 반투명 구름 수정) 방법과 IR/WV Intercept 방법이 있다(그림 4.5).



[그림 4.5] 고도할당 순서도

4.3 바람장 산출 원리

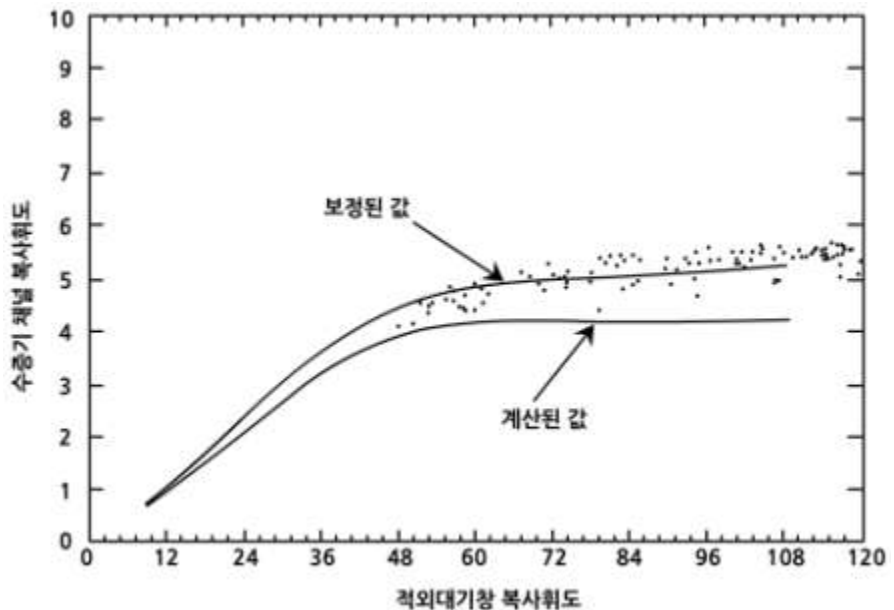
4.3.2.1 고도할당 전처리과정

1) 하부 역전층과 대류권계면 결정

모든 채널의 바람장은 하부 역전층과 대류권계면 사이에서만 고도를 할당할 수 있다. 하부 역전층과 대류권계면을 탐지하기 위해 수치 모델이 예측한 각 격자점의 연직 기온 자료를 이용한다. 400 hPa 이상의 상층에서 양의 기온 감률이 나타나는 고도 바로 아래층을 대류권계면, 600 hPa 이하의 하층에서 양의 기온 감률이 나타나는 바로 위층을 하부 역전층으로 결정한다.

2) 수증기채널의 휘도온도 모의 보정

복사전달모델이 모의한 청천 수증기채널 휘도온도가 표적 내 관측된 수증기채널 휘도온도들의 평균보다 2K 이상 낮을 경우 수증기채널의 복사 모의 값을 보정한다. 이때 고도에 따라 보정 폭을 달리하는데, 하부 역전층 이하의 모의 값은 위성이 관측한 청천 휘도온도 평균으로 대체하고, 고도에 따라 점차 보정의 폭을 줄여서 대류권계면 보다 높은 곳에서는 보정이 이루어지지 않도록 한다(그림 4.6). 이러한 보정은 표적내에 참조할 수 있는 청천 화소가 10개 이상일 때 행할 수 있다. 복사전달모델의 수증기채널 청천 모의가 위성이 측정한 청천 휘도온도보다 높은 경우에는 보정하지 않는다.



[그림 4.6] 계산값과 측정값이 불일치할 경우 수증기 채널의 휘도온도를 보정하는 예

4.3 바람장 산출 원리

4.3.2.2 구름 표적 바람장의 고도할당

1) EBBT(Equivalent Black-Body Temperature) 방법

이 방법은 표적 내 적외창 채널 휘도온도 대표값과 복사전달모델의 연직 휘도온도 모의 자료를 비교하여 고도를 할당하는 방법으로 모든 채널 바람장 산출에 기본적으로 이용되는 방법이다. 전구 수치 모델의 예측 온·습도장을 입력하고 모델 연직 각층에 두꺼운 구름이 존재한다고 가정하여 복사전달모델을 수행하기 때문에 두꺼운 구름을 표적으로 실시 할 경우 효과적이다. 표적의 대표 휘도온도는, 적외창채널 휘도온도 중 가장 낮은 15% 화소들의 평균으로 구하는데, 이와 가장 비슷한 복사전달모델 모의 값을 가지는 두 층을 선택하고, 두 운정고도의 휘도온도를 기준으로 연직 내삽하여 고도를 결정한다. 적외창, 단파적외, 그리고 가시채널을 이용한 바람장 산출에서 고도의 할당은 모두 적외창채널을 이용하는 EBBT 방법을 사용한다. 수증기채널에서 EBBT 방법을 사용할 때에는 표적 내 모든 화소들의 평균으로 대표 휘도온도를 구한다. 하지만 사용되는 복사전달모델은 불투명한 구름으로 가정하여 수행되므로 반투명구름 표적의 고도를 할당할 때에는 EBBT 방법이 부정확하다. 특히 상층에 반투명한 층운이 존재할 때 위성은 구름을 투과하는 상향 복사까지 관측하므로, EBBT 방법으로 고도를 할당하면 실제 운정고도보다 낮게 된다. 따라서 반투명구름 표적에서 적외창채널을 이용하여 바람장을 산출하는 경우에는 반투명구름 보정 알고리즘인 IR/WV Intercept 방법과 STC 방법을 수행해야 한다.

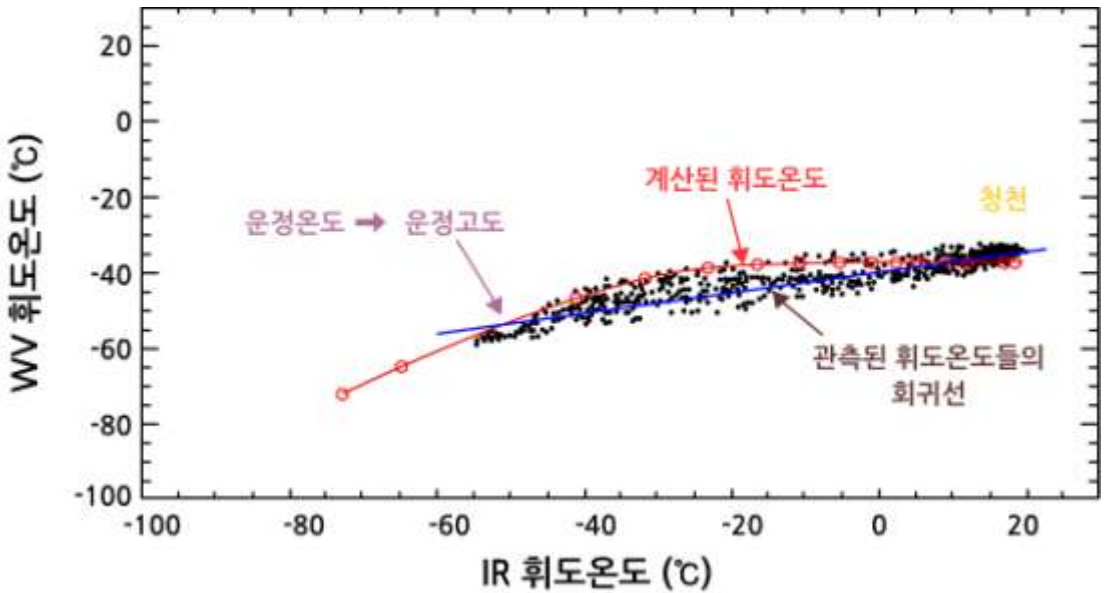
2) IR/WV Intercept 방법

IR/WV Intercept 방법은 적외창채널을 이용한 바람장 산출에서 반투명구름 아래의 복사 효과를 보정한다. 단일 구름층에 대하여 대류권 상층 수증기에 영향을 받은 수증기채널 복사 휘도와 적외창채널 휘도온도가 운량에 따라 선형적인 관계가 있는 것을 이용하여 고도를 보정하는 방법으로 (Smith and Frey, 1992) 식 (4.5)을 이용한다.

$$\frac{R(WV) - R_{cl}(WV)}{R(IR1) - R_{cl}(IR1)} = \frac{R_c(WV, P_c) - R_{cl}(WV)}{R_c(IR1, P_c) - R_{cl}(IR1)} \quad (4.5)$$

4.3 바람장 산출 원리

위 식에서 수증기채널과 적외창채널에서의 방출률은 거의 같다고 가정하였다. $R(WV)$ 와 $R(IR1)$ 은 표적 내 수증기채널과 적외창채널의 휘도온도, 아래 첨자 c 와 c_l 은 각각 구름과 청천을 의미하고, f_c 는 표적내에서 구름이 차지하는 비율이다. 그림 4.7에서 적색 곡선은 각각 다른 운정고도의 불투명구름에 대해 모의된 적외창채널 및 수증기채널 휘도온도 값을 이은 것이다. 청색 선은 위성이 관측한 표적 내 적외창채널 휘도온도와 수증기채널 휘도온도의 선형 회귀선이다. 이 때 위성으로 관측한 휘도온도들의 회귀선과 반투명구름에 대해 계산된 휘도온도 곡선은 청천과 불투명구름 영역에서 교차하게 되는데, 반투명구름의 고도는 이 두 선의 교점으로 구한다.



[그림 4.7] 화소 내에 부분적으로 구름이 있을 때 관측된 휘도온도의 추세선(청색) 및 대기 내의 다른 층별로 불투명한 구름에 대해 IR1, WV를 이용하여 계산된 휘도온도(적색 곡선)

표적 내에 존재하는 구름의 성질이 반투명인지를 결정하기 위해 경계값 검사를 수행하게 되는데, 선형 추세선을 구할 때 사용되는 표적 내 적외창채널 휘도온도와 수증기채널 휘도온도의 선형상관계수가 0.8 이상인 경우 이를 반투명구름 표적으로 간주한다. IR/WV Intercept 방법으로 산출된 고도가 500 hPa보다 낮은 경우는 사용하지 않는다.

4.3 바람장 산출 원리

3) STC(Semi-Transparent Correction) 방법

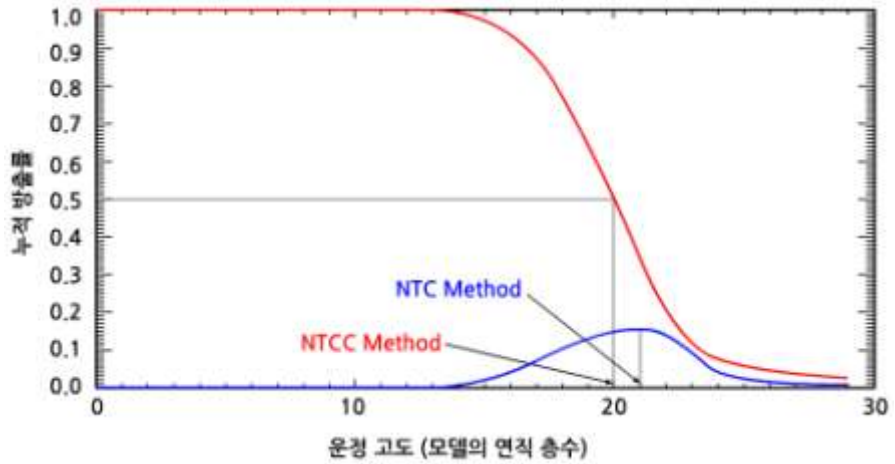
STC 방법은 IR/WV Intercept 방법과 동일한 원리로 적외창채널을 이용한 바람장 산출에서 반투명구름의 고도를 계산한다. IR/WV Intercept 방법은 위성이 관측한 표적 내 모든 화소의 휘도온도자료를 이용하여 선형 회귀선을 이용하는 반면, STC 방법은 복사전달모델의 청천 모의 값과 표적 내 위성이 관측한 구름 화소들의 평균 휘도온도를 이은 직선을 이용하여 고도를 추정한다. 이 방법은 복사전달모델의 청천 모의 값에 민감하기 때문에 표적 내에 20개 이상의 충분한 청천 화소를 통해 수증기채널의 모의 휘도온도를 보정할 수 있는 경우에만 수행된다. STC 방법 또한 IR/WV Intercept 방법과 마찬가지로 산출된 고도가 500 hPa보다 낮은 경우는 사용하지 않는다.

4.3.2.3 청천표적 바람장의 고도할당

청천표적에서는 수증기채널을 이용하여 바람장을 산출한다. 수증기채널에서 관측되는 복사값은 대기의 여러 층에서 방출되는 상향 복사값에 의해 결정되어지며, 보통 400 hPa의 고도에서 가장 큰 가중치를 갖는다. 비록 건조한 지역이라 할지라도 대기 상층에 수증기가 어느 정도 존재한다면, 수증기채널을 이용하여 평균적으로 200 hPa에서 400 hPa 사이의 바람을 산출할 수 있다. CMDPS 전처리 모듈에서 제공되는 복사 모의는 다양한 층의 불투명한 구름들을 가정하여 수행되는데, 운정부터 대기 최상층 사이의 수증기채널 영역 방출률도 함께 계산된다.

운정이 바뀌면서 다양한 광학 두께의 대기에 대한 방출률이 산출되고, NTC(Normalized Total Contribution) 방법 또는 NTCC(Normalized Total Cumulative Contribution) 방법으로 중간 값을 계산한다. 이 중간값의 방출률을 대기 두께의 대표값으로 하여 이에 대응되는 광학 두께의 운정고도를 청천 표적의 고도로 할당한다(그림 4.8).

4.3 바람장 산출 원리



[그림 4.8] 각 층에서 모의된 수증기채널의 방출률 (청색) 및
운정부터 대기 최상층까지의 누적 방출률 (적색).

그림 4.8에서 가로축은 운정고도에 해당하는 수치 모델의 층수를 나타내고, 붉은 선은 각 층을 운정고도로 했을 때 운정에서 대기 최상층까지의 방출률을 나타낸다. NTCC 방법(붉은 선)은 운정에서 최상층까지 대기의 방출률이 0.5가 되는 운정고도를 대표 고도로 할당한다. 반면 NTC 방법은 붉은선을 미분하면 대기 각 층의 방출률을 알 수 있는데 이 중 가장 높은 방출률, 즉 가장 광학 두께가 두꺼운 층을 대표 고도로 할당한다.

4.3.3 후처리

4.3.3.1 최종 고도 결정

적외창채널을 통해 산출된 바람장은 각각의 고도할당 알고리즘(EBBT, STC, IR/WV Intercept)에 의해 최대 세 개의 고도 추정 값을 가지며, 청천 표적의 수증기채널을 이용하여 산출된 바람장은 NTC와 NTCC 방법에 의해 두 개의 고도 추정 값을 가진다. 고도를 할당할 때에는 계산된 값들 중에서 항상 가장 높은 고도, 즉 기압이 가장 낮은 값을 최종 고도로 선택하게 되는데, 이는 교차상관계수를 이용한 바람장 산출 과정이 가장 높은 고도의 움직임에 반영할 가능성이 크기 때문이다.

4.3 바람장 산출 원리

4.3.3.2 운저고도 보정

하층 적운은 운저(Cloud Base)의 속도로 움직인다는 사실에 근거하여 650 hPa 보다 낮은 하층에 고도가 할당된 모든 바람장에 대해서 운저 보정이 이루어진다. 운저 고도 보정을 위해 운저온도를 추정하는 식 (4.6)은 다음과 같다.

$$BT_{CB} = BT_{IR} + \sqrt{2} \sigma(BT) \quad (4.6)$$

위 식에서 BT_{CB} 는 운저온도, BT_{IR} 은 표적의 적외창채널 대표휘도온도, $\sigma(BT)$ 은 표적 내 휘도온도들의 표준편차이다. 위 식으로 계산된 운저온도와 복사전달모델의 적외채널 모의 값을 이용하여 EBBT 방법으로 계산한 고도가 하층 바람장의 최종 고도가 된다. 중/상층의 바람장을 산출하는 수증기채널은 운저고도 보정을 하지 않는다.

4.3.3.3 품질검사

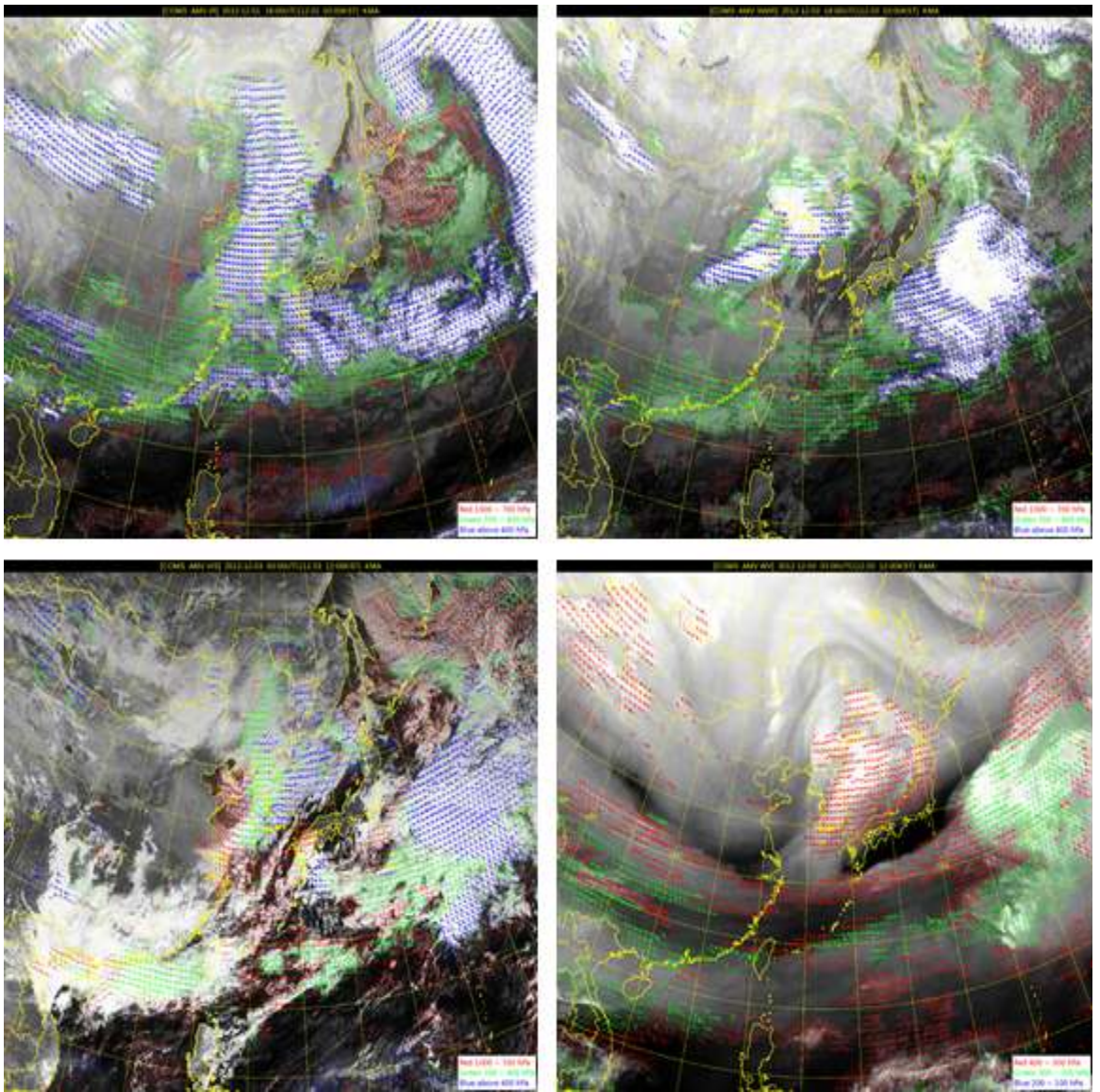
품질 검사는 총 다섯 가지 검사(Holmlund, K.,1998)를 통해 품질 계수(Quality Indicator; QI)를 산출하여 이루어진다(표 4.1). 각 검사는 산출된 바람장의 시공간적 변동성을 고려하여 계산되는데, 위성 관측의 시공간 해상도 변화에 맞추어 최적화할 수 있다.

[표 4.1] 후처리를 위한 품질계수 산출

구분	내용	가중값
시간 균질성 검사 (전·후 시각의 자료와 비교)	풍향 비교	1
	풍속 비교	1
	벡터 비교	1
공간 균질성 검사	산출된 주변 바람장과의 비교	2
수치모델 자료 비교	모의된 바람장과의 비교	1

4.3 바람장 산출 원리

각각의 검사는 0에서 1사이의 값으로 품질을 나타내고 각 검사들의 가중값을 고려하여 계산된 가중 평균이 최종 품질 계수(QI)가 된다. 평균 풍속이 2.5 m/s보다 작은 벡터는 정확도가 떨어진다고 판단하여 최종 품질계수에 0.4를 곱하여 품질계수를 낮춰준다. 또한 수증기채널을 통해 산출된 바람장의 고도가 400 hPa 보다 낮은 경우(기압이 400 hPa보다 높은 경우), 400 hPa 로부터의 연직거리 제곱에 비례하여 품질 계수를 낮춰서 500 hPa 이하의 모든 벡터들은 0의 품질 계수를 갖도록 한다. 품질검사를 통해 품질계수가 높은 자료들로 최종 바람장을 산출한다(그림 4.9).



[그림 4.9] IR1(좌상), SWIR(우상)영상을 이용하여 산출한 바람장(2012.12.01 1800UTC) 및 VIS(좌하), WV(우하)영상을 이용하여 산출한 바람장(2012.12.02 0300 UTC)
 ※ 청색 : 400 hPa ~, 녹색: 700 ~ 400 hPa, 적색 : ~ 700 hPa

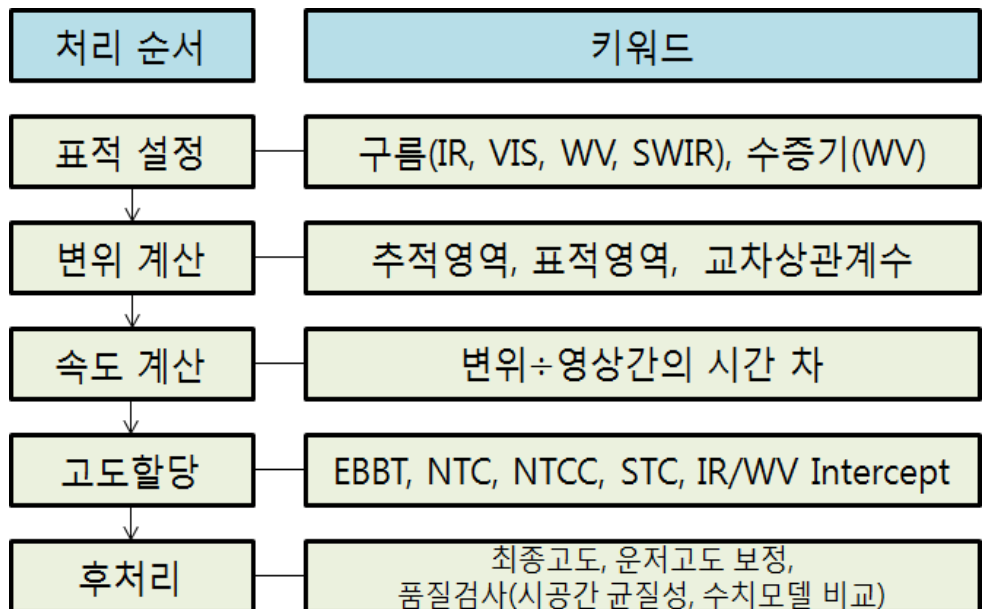
4.4 바람장 산출의 한계 및 보완

연속적인 기상위성자료로부터 대기의 운동을 산출하기 위해 수평공간상에서 이동의 탐지가 가능한 대상(구름, 수증기 등)을 일정 시간간격으로 관측하여 바람벡터를 산출하는데, 이 과정에서는 서론에서 언급했듯이 크게 두 가지의 전제조건이 필요하다. 하나는 탐지 가능한 대상(구름, 수증기)이 바람에 따라 움직인다는 것과 일정 시간간격 내에 대상의 모습이 변하지 않는다는 것이다. 첫 번째 가정은 충분히 가능하지만, 두 번째 가정을 만족하기 위해서는 짧은 시간간격으로 계산해야 하는데 시간간격이 짧을수록 강한 바람을 탐지하기가 어려워질 것이다.

이를 해소하기 위해서는 추적영역을 넓혀야 하지만 추적영역이 넓어지면 계산량이 방대해져 적절한 시간 내에 바람을 산출하기 어려워질 것이다. 결국 정확하고 빠른 바람장을 산출하기 위해서는 위 문제들을 해결할 수 있는 효율적인 알고리즘 개발이 필요하다. 한편, 고도할당을 할 때 불투명 구름으로 가정한 복사전달모델의 모의결과에 의존하기 때문에 반투과성 권운의 고도를 할당하기 위해 이를 정확하고 효율적으로 탐지할 수 있는 기법이 개발된다면 더욱 정확한 바람장을 산출할 수 있을 것이다.

요약

1. 바람장을 산출하는 방법에는 AWS(지상), 레윈존데, 윈드프로파일러, 도플러레이더 그리고 기상위성 등이 있음.
2. 기상위성을 이용하여 바람장을 산출할 경우 시·공간적 제약 없이 산출할 수 있음.
3. 바람장을 산출하기 위해서는 1) 구름 및 수증기는 바람에 의해서만 움직이고, 2) 구름 및 수증기 패턴은 움직이는 동안 모양의 변화가 없어야 한다는 가정이 필요함.
4. 기상위성자료를 이용한 바람장 산출은 같은 영역을 일정 시간간격으로 관측한 3개의 영상을 비교하여 구름(또는 수증기)의 변위로부터 바람장을 산출함.
5. 바람장 계산에 앞서 권계면과 하부 역전층을 찾고, WV 휘도온도를 보정함.
6. 추적영역 내에 구별이 용이한 지역(구름 가장자리 등)을 표적영역으로 설정하고, 교차상관계수를 계산하여 일정 시간 후의 표적을 찾음.
7. 계산된 바람장에 고도를 할당하는 방법은 구름영역에 고도를 할당하는 EBBT, IR/WV Intercept, STC 방법과 청천영역에 고도를 할당하는 NTC, NTCC 방법으로 총 5가지임.
8. 각 고도할당 방법으로 산출된 고도 중 가장 높은 고도를 최종고도로 할당함.
9. 650 hPa보다 낮은 고도에 대해서는 운저보정을 실시하고, 품질검사를 통해 최종 산출물을 얻음. 이 때, 품질검사는 시공간적 균질성 검사 및 수치모델 모의결과와 비교를 행하는 과정임.



[그림 4.10] 바람장 산출의 순서 및 키워드 요약도

연습문제

1. 기상위성자료로부터 바람장을 산출하기 위해 필요한 가정은 무엇인가?
2. 추적영역이란 무엇이며, 추적영역의 크기가 바람장 산출에 주는 영향에 대해 설명하시오.
3. 관측시각 t_0 에서의 영상에서 선정된 표적을 Δt 시각 이후 영상에서 탐색하는 원리에 대해 설명하시오.
4. 산출된 바람장의 고도할당 방법 중 구름표적에 대해 행해지는 EBBT 방법의 원리와 한계에 대해 설명하시오.
5. 기상위성자료로부터 산출한 바람장 정보의 예보활용분야와 예보수준 향상에 미치는 효과에 대하여 설명하시오. (심화)

참고문헌

1. 기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발 최종 보고서, 77-90
2. Büche, G., H. Karbstein, A. Kummer, and H. Fischer, 2006, Water vapour structure displacements from cloud-free Meteosat scenes and their interpretation for the wind field, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 45, 556-575.
3. Holmlund, Kenneth, 1998, The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators, *Wea. Forecasting*, 13, 1093-1104.
4. Nieman, Steven J., W. Paul Menzel, Christopher M. Hayden, Donald Gray, Steven T. Wanzong, Christopher S. Velden, and Jaime Daniels, 1997, Fully automated cloud-drift winds in NESDIS operations, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1121-1133.

5장 . 가강수량(*Total Precipitable Water*)

5.1 서론

5.2 가강수량 산출

5.3 CMDPS 가강수량 산출 알고리즘의 장점과 한계

학습목표

- 가강수량의 정의와 중요성에 대해 공부한다.
- 기상위성 자료로부터 가강수량 정보를 산출하는 과정과 원리에 대해 자세히 알아본다.
- COMS를 비롯한 기상위성을 이용하여 가강수량을 산출할 때의 장점과 한계에 대하여 알아본다.

5.1 서론

대류권에서의 수증기 분포는 일기와 기후에 영향을 미치는 중요한 기상요소 중 하나이다. 수증기는 전 지구적 기후 시스템에 영향을 미치는 온실기체 중 하나인 동시에 구름의 생성·소멸 및 대류권 하층에서의 화학조성에 깊이 관여하기 때문에 대기 중 수분장의 정확한 파악은 예보업무에 있어서 상당히 중요하다. 수분장의 공간분포를 파악하기 위해 주로 라디오존데 관측자료를 사용해왔는데, 이러한 지상관측만으로는 전 지구적 규모의 수분장을 산출하는데 있어 시·공간적으로 많은 한계가 있다. 그러나 최근 기상위성으로 해양지역이나 사막과 같이 지상관측이 어려운 지역들에 대해 시·공간적으로 연속성 있게 관측을 수행함으로써 지상관측의 한계를 보완할 수 있게 되었다.

이번 장을 시작하기에 앞서 가강수량(Total Precipitable Water; TPW)의 개념에 대해 먼저 알아야 할 필요가 있다. 가강수량이란 단위면적의 연직 공기기둥에 포함되어 있는 모든 수분이 응결되었을 때 그 양을 깊이(mm) 단위로 나타낸 것이다. 가강수량은 실제 예상 강수량을 의미하는 정보는 아니지만, 대기 중의 에너지 전달에 핵심적인 역할을 하는 변수이기 때문에 장·단기 기후변화 및 일기예보를 위해 대단히 중요한 정보이다(Reber and Swope, 1972; Tomasi, 1981).

또한 가강수량이 급격히 증가하는 지역에서 강한 상승기류가 있으면 뇌우가 발달할 가능성이 높아지기 때문에(Petersen et al., 1984; Robinson et al., 1986), 가강수량은 악기상의 발달 가능성을 파악하는 주요 정보로 사용된다(Barnes and Lilly, 1975; Fuelberg et al., 1986). 위와 같이 가강수량은 현업예보에 반드시 필요한 자료이며 수치예보모델과 기후모델의 복사전달 계산에 중요한 변수로 사용된다. 따라서 위성자료를 통한 정확도 높은 가강수량을 전 지구적으로 산출하는 것은 현업예보에 있어서 반드시 필요하다.

5.2 가강수량 산출

5.2.1 개요

위성자료로부터 가강수량을 산출하기 위해 Split-Window 채널(이하 분리 대기창 채널)을 이용한다. 대기의창 채널의 파수(Wave Number) 중 O_3 흡수대($1020\sim 1060\text{ cm}^{-1}$)보다 낮은 범위에 있는 분리대기창 채널은 IR1 채널(약 $11\mu\text{m}$, $800\sim 870\text{ cm}^{-1}$)과 IR2채널(약 $12\mu\text{m}$, $870\sim 950\text{ cm}^{-1}$)로 나뉘며 약 $1\mu\text{m}$ 의 중첩되는 파장범위(band-width)를 가진다. 위의 채널들을 이용하여 가강수량을 산출하는 과정에서 지표면의 영향으로 인해 오차가 생길 수 있는데, CMDPS의 가강수량 산출 알고리즘은 지표면의 영향에 대해 경험적으로 도출한 보정값을 이용하여 비교적 정확하게 가강수량을 산출한다. 여기서는 국립기상연구소(2009)의 보고서를 중심으로 천리안위성자료로부터 가강수량을 산출하는 원리와 현황에 대해 소개한다.

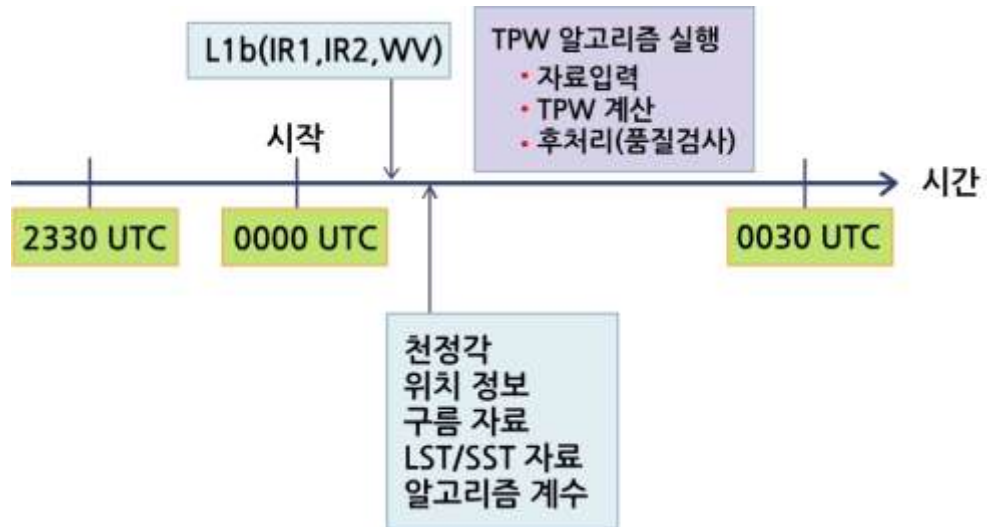
5.2.2 산출 개념

선행연구(Chesters et al., 1983, 1987; Jedlovec, 1990; Kleespies and McMillin, 1990; Guillory et al., 1993; Andersen, 1996)를 통하여 위성의 분리대기창 채널 관측자료를 이용한 가강수량 산출 알고리즘들이 제안되었는데, 그 중 Chesters et al.(1983, 1987)은 정지궤도기상위성 GOES의 VAS(가시적외 탐측기)로 측정된 분리대기창 채널의 휘도온도자료들로 가강수량을 산출하는 SWLR(Split-Window Logarithm Ratio) 알고리즘을 개발하였다. SWLR 알고리즘은 수증기층을 통과한 분리대기창 채널 IR1, IR2의 휘도온도 차를 이용하여 수증기량을 산출하는 원리이다. 즉, IR1채널과 IR2채널의 수증기에 대한 민감도 차에 의한 두 채널의 휘도온도 비를 대기 중에 포함된 수증기량의 함수로 모수화하고, 관측된 휘도온도를 모수화된 식에 대입함으로써 총 수증기량을 산출하는 것이다. 이 방법은 알고리즘 계수를 결정하기 위한 TIGR(대기연직탐측기 초기추측장)자료와 RTM(복사전달모델)의 정확도에 의존하는 경향이 있으나, 분리대기창 채널의 관측자료만으로 가강수량을 산출할 수 있기 때문에 계산시간이 빠른 장점이 있다.

위 과정에는 분리대기창 채널에 영향을 주는 대기성분은 오직 수증기여야 하는 가정과, 두 채널의 방출률은 같다는 가정이 필요하다. 분리대기창 채널은 대기의 창 영역이기 때문에 다른 대기성분에 의한 영향은 거의 없으나, 표적내부에 구름이 있을 경우는 오차가 크기 때문에 청천으로 인식된 화소에서만 가강수량을 계산해야하고, IR1 채널은 에어로졸에 민감하기 때문에 에어로졸 농도가 높은 지역에서는 가강수량이 과소산출이 될 수 있다.

5.2 가강수량 산출

반면 두 채널의 방출률은 서로 같지는 않으나 그 차이가 미세하기 때문에 계산 시에는 무시한다. 또한 대기의 창 영역에서 휘도온도는 특성상 지면 온도에 영향을 받을 수 있기 때문에 보정이 필요하다. 그림 5.1은 가강수량 산출에 필요한 입력자료와 알고리즘 실행과정의 간략한 순서도이다.



[그림 5.1] TPW 산출의 개략적인 순서도

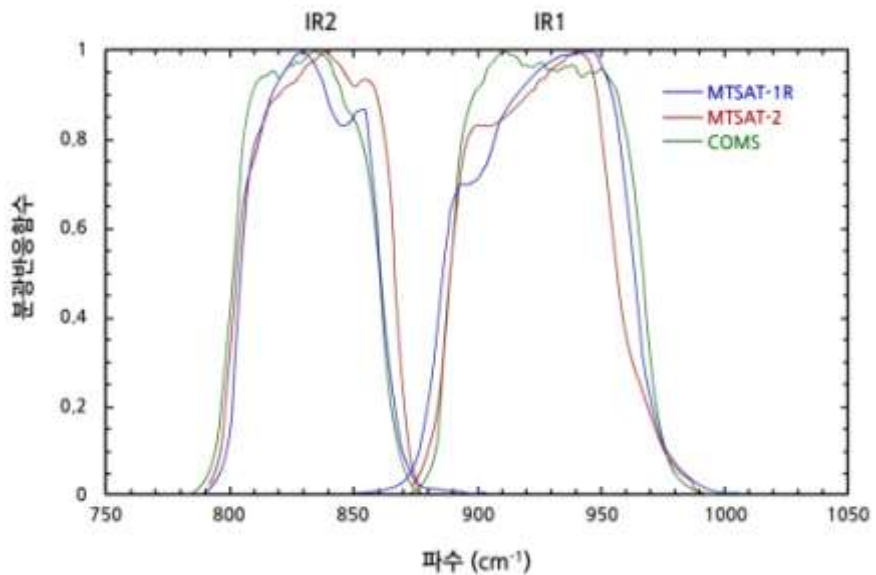
그림과 같이 알고리즘 실행을 위해 분리대기창 채널과 수증기 채널의 L1b 휘도온도, 구름탐지 결과, 지표면온도(or 해수면온도) 산출결과, 위성의 천정각, 위/경도 정보, 알고리즘 계수 등의 값을 입력한다. 입력값을 토대로 가강수량 산출 알고리즘을 실행(5.2.3절에서 상세히 다룬다.)한 후 품질검사(QC; Quality Control)를 거쳐서 가강수량을 산출하고 이 값을 실측값(GTS 자료)과 비교하여 검증한 후 선별된 최종 값을 가강수량 값으로 사용한다.

5.2 가강수량 산출

5.2.3 산출 원리

5.2.3.1 분리대기창 채널의 특성

그림 5.2는 두 개의 기상위성 MTSAT-1R, MTSAT-2 그리고 천리안위성 (COMS)의 분리대기창 채널(IR1과 IR2 채널)에 대한 SRF(Spectral Response Function; 분광반응함수)를 나타낸 것이다. 천리안위성의 분광 반응함수는 녹색, MTSAT-1R 및 MTSAT-2는 각각 청색과 적색으로 나타내었다.



[그림 5.2] COMS 및 MTSAT-1R, MTSAT-2의 IR1, IR2채널 영역에서의 분광반응함수

COMS와 MTSAT-1R, MTSAT-2의 분리대기창 채널에 대한 분광반응함수는 거의 유사한 형태를 가지고 있으며, 이들 채널은 약 $9.6\mu\text{m}$ (1040cm^{-1}) 부근의 O3 흡수대 보다 긴 파장대(약 $10 \sim 14\mu\text{m}$)의 대기의 창 영역에 위치하고 있다. 그리고 분리대기창 채널은 약 $1\mu\text{m}$ 의 증첩되는 파장범위 (band-width)를 가지며, 분광반응함수의 모양은 $12.5\mu\text{m}$ (800cm^{-1}) 부근에 위치한 CO2 흡수대를 피하기 위한 IR2채널보다 IR1채널이 더 이상적인 형태이다. 또한, H2O 흡수선(855cm^{-1})이 포함된 IR2채널($800 \sim 870\text{cm}^{-1}$)이 IR1채널($870 \sim 950\text{cm}^{-1}$)보다 수증기에 더 민감한데, 이 민감도 차이를 이용하여 가강수량을 산출할 수 있게 된다.

5.2 가강수량 산출

5.2.3.2 가강수량 산출 관계식

위성의 분리대기창 채널 관측자료를 이용하여 가강수량을 산출하는 알고리즘은 IR2채널이 IR1채널보다 수증기량에 더 민감한 특성을 이용한다. Chesters et al.(1983, 1987)은 대류권 하부(1000 ~ 600 hPa)의 가강수량을 산출하기 위해서 대기를 균질한 평형대기로 가정하고, 대기의 가강수량에 따른 대기의 투과도를 모수화한 식은 다음과 같다.

$$\tau_{\lambda} = \exp \left[- \left(\kappa_{\lambda} + \alpha_{\lambda} \tau_{PW} + \beta_{\lambda} \tau_{PW}^2 \right) \sec \theta \right] \quad (5.1)$$

위 식에서 λ 는 각각의 분리대기창 채널의 파장이고, θ 는 위성의 천정각이다. α ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$), β ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$), κ (const.)는 각각 수증기에 대한 차등 흡수계수이다. 위 식으로 모수화된 가강수량에 의한 대기의 투과도를 이용하여 위성에서 관측한 휘도온도를 선형복사전달 방정식으로 정의하면 다음과 같다.

$$\tau_{\lambda}^{\dagger} = \tau_{\text{at}} \tau_{\lambda} + \tau_{\text{sit}} (1 - \tau_{\lambda}) \quad (5.2)$$

위 식에서 τ_{at} 와 τ_{sit} 는 각각 지면온도와 1000 ~ 600 hPa 사이의 대기층에 대한 평균 유효대기온도이고, τ_{λ}^{\dagger} 는 위성에서 관측한 각 분리대기창 채널의 휘도온도이다. 식 (5.2)를 투과도에 대해 정리하고 두 채널의 투과도의 비를 구하면 다음과 같다.

$$\frac{\tau_{\text{IR1}}}{\tau_{\text{IR2}}} = \frac{\tau_{\text{IR1}}^{\dagger} - \tau_{\text{sit}}}{\tau_{\text{IR2}}^{\dagger} - \tau_{\text{sit}}} = \exp \left[- \left(\Delta \kappa + \Delta \alpha \tau_{PW} + \Delta \beta \tau_{PW}^2 \right) \sec \theta \right] \quad (5.3)$$

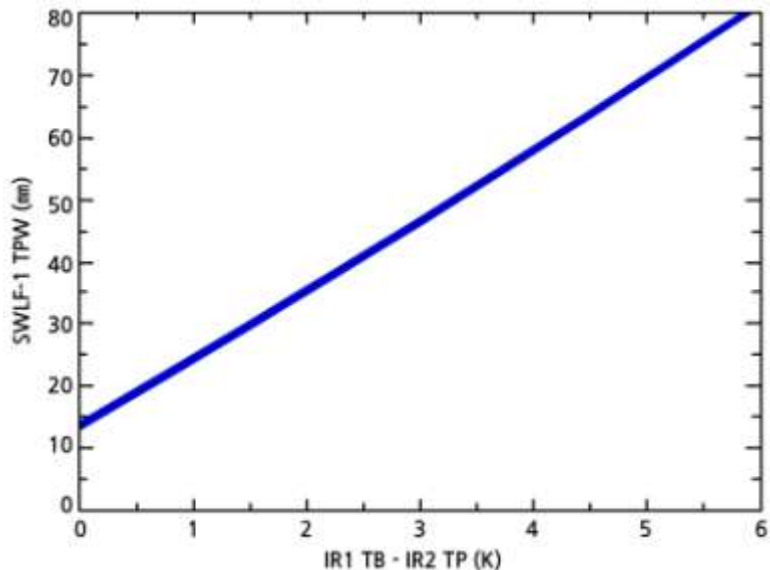
위 식에서 $\Delta \alpha = \alpha_{\text{IR2}} - \alpha_{\text{IR1}}$, $\Delta \beta = \beta_{\text{IR2}} - \beta_{\text{IR1}}$, $\Delta \kappa = \kappa_{\text{IR2}} - \kappa_{\text{IR1}}$ 를 나타낸다. 위 식을 통해 지표온도와 관련된 τ_{sit} 가 제거되었다. 또한 $\Delta \beta$ 는 상대적으로 작은 값이므로 무시한다(Chesters et al., 1987). 따라서 위 식을 가강수량에 대하여 정리하면 식 (5.4)와 같다.

$$\tau_{PW} = \frac{1}{\Delta \alpha} \left\{ \cos \theta \ln \left(\frac{\tau_{\text{IR1}}^{\dagger} - \tau_{\text{sit}}}{\tau_{\text{IR2}}^{\dagger} - \tau_{\text{sit}}} \right) - \Delta \kappa \right\} \quad (5.4)$$

5.2 가강수량 산출

5.2.3.3 지표 효과 보정

분리대기창 채널의 BTD(Brightness Temperature Difference; 이하 휘도온도차)에 따른 가강수량 산출민감도를 구하기 위해 이론적인 방법으로 휘도온도차에 따른 가강수량을 계산한다. 가강수량을 산출하는 식 (5.4)를 이용하여 IR1채널의 휘도온도는 285.0 K로 고정하고, IR2채널을 휘도온도차를 6 K까지 서서히 감소시킨다. SWLR 방법의 알고리즘 계수인 수증기 차등흡수계수 $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$ 와 δ_{O_3} 및 유효대기온도 T_{air} 는 TIGR 자료(Chevallier, 2001)를 이용하여 RTTOV(Saunders et al., 1999)로 모의한 휘도온도 자료로 결정하였다. 그림 5.3은 SWLR 방법으로 계산한 가강수량의 산출 민감도를 나타낸 것이다.



[그림 5.3] SWLR 방법으로부터 산출한 TWP의 BTD에 따른 산출 민감도.

이 결과에 따르면, 이론적으로 가강수량은 분리대기창 채널의 휘도온도차가 증가함에 따라 양의 선형관계를 가진다. 그러나 위성에서 관측된 IR1채널과 IR2채널의 휘도온도는 특성상 대기의 수증기와 지표의 방출 및 지표 부근의 에어로졸에도 민감하게 반응한다. 특히, Sobrino et al.(1999)과 Andersen(1996)은 분리대기창 채널에 유입되는 지면복사의 영향으로 가강수량 산출 정확도의 오차가 증가함을 밝혔고, Justice et al.(1991)은 AOD (Aerosol Optical Depth: 에어로졸 광학두께)와 가강수량 값의 정확도가 음의 상관관계가 있음을 밝혔다. 그러므로 안정적인 가강수량 산출 정확도를 위해서는 위성의 분리대기창 채널에 대한 지표면의 방출에 대한 기여를 보정해야 한다.

5.2 가강수량 산출

그러나 산출식에서 지표온도에 관한 항이 제거되어도 실제 위성에서 관측된 분리대기창 채널의 휘도온도는 이에 의한 기여를 여전히 포함하고 있으므로, 산출된 가강수량의 정확도는 지표면의 방출율과 온도에 의존하기 때문에 가강수량 산출 정확도의 향상을 위해서는 지표면 영향을 고려해야 하고, 이를 위해 Chesters et al. (1987)이 제안한 식 (5.1)을

$$\tau_{\lambda} = \exp \left[- \left(\kappa_{\lambda} + \alpha_{\lambda} T P W + C^{\dagger} \right) \sec \theta \right] \quad (5.5)$$

와 같이 수정한다. 이때 추가된 C^{\dagger} 는 지표면의 영향을 포함하는 기여항으로써 경험적으로 얻은 값이다. 식 (5.5)를 가강수량에 대해 정리하면

$$\begin{aligned} T P W = & C_1 + C_2 \cos \theta \ln \left(\frac{T_{IR1}^{\dagger} - T_{air}^{\dagger}}{T_{IR2}^{\dagger} - T_{air}^{\dagger}} \right) \\ & + \cos \theta \left\{ C_3 (T_{IR1}^{\dagger} - T_{IR2}^{\dagger}) + C_4 (T_{IR1}^{\dagger} - T_{WV}^{\dagger}) \right\} \\ & + C_5 T_{surf} + C_6 (T_{IR1}^{\dagger} - T_{IR2}^{\dagger}) + C_7 (T_{IR1}^{\dagger} - T_{WV}^{\dagger}) \end{aligned} \quad (5.6)$$

로 나타낸다. 여기서, C_i 는 각각 알고리즘 계수이다. 위식은 Chesters et al.(1987)이 제안한 가강수량 산출식인 식 (5.4)와 달리 지면온도의 보정항을 포함하였고, 분리대기창 채널의 휘도온도 및 WV채널의 휘도온도를 이용하여 각 채널의 편차를 보정하는 항을 포함하였다. 이로써 가강수량 산출식의 정확도를 향상시키고 지면온도에 의한 가강수량 산출오차를 최소화시킬 수 있다.

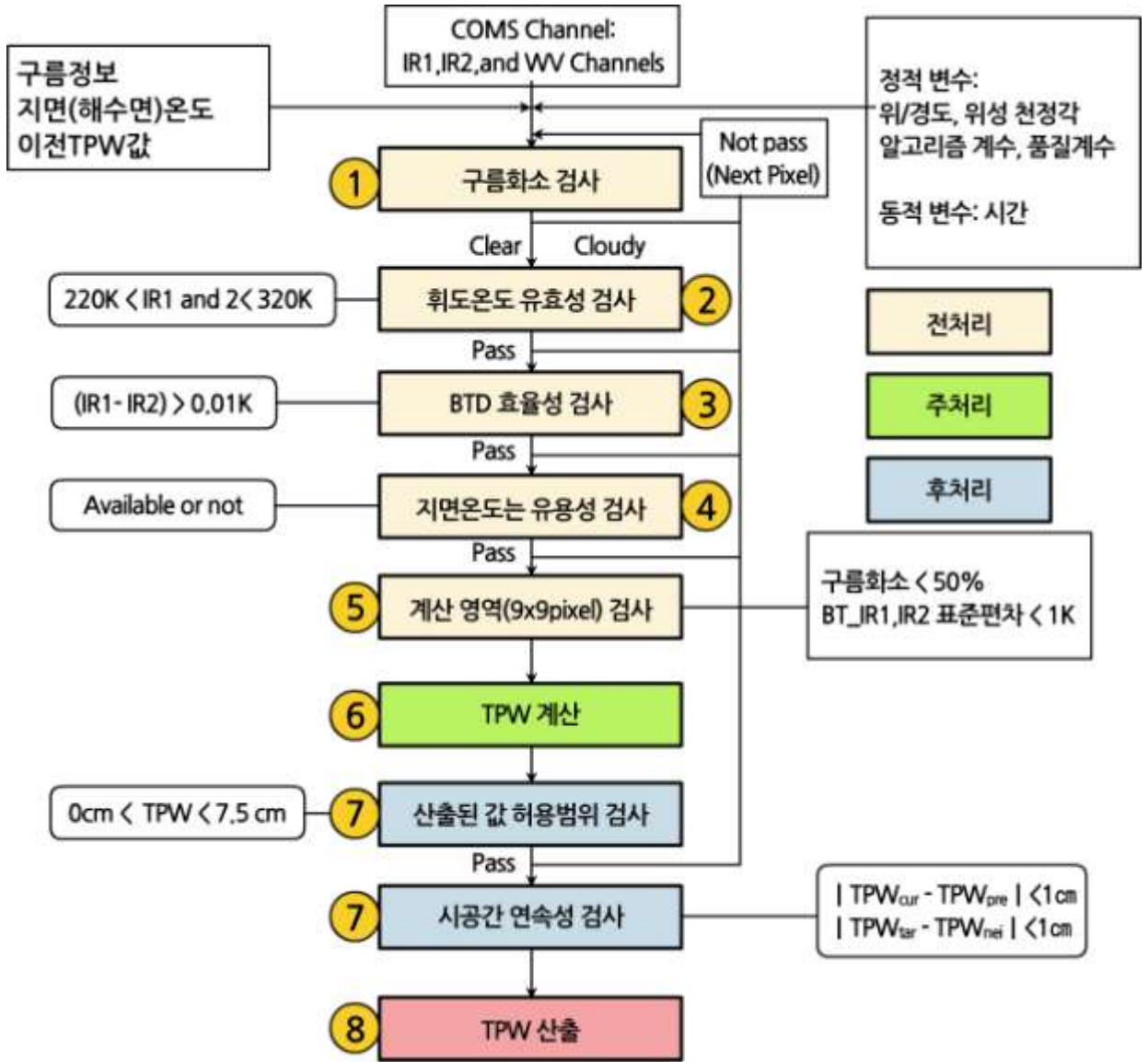
5.2 가강수량 산출

5.2.3.4 가강수량 산출 과정

CMDPS는 SWLR 알고리즘을 개선하여 가강수량을 산출한다. 가강수량 산출 흐름도는 그림 5.4와 같다. 그림과 같이 가강수량 산출과정은 크게 전처리(①~⑤), 주처리(⑥), 후처리(⑦) 과정으로 나뉘며, 세부적인 내용은 다음과 같다.

- ① 구름탐지 결과에서 구름/청천 화소 중 청천화소만 선별
- ② 분리대기창 채널의 휘도온도가 허용범위를 만족하는지 여부 확인
- ③ 휘도온도차가 가강수량 산출이 가능한 범위인지 검사
- ④ 타겟 화소에 대한 지면온도 산출결과 사용가능여부 확인
- ⑤ 타겟 화소의 주변 화소들(9×9 화소)의 구름유입 비율 검사 및 각각의 분리대기창 채널 휘도온도에 대한 균질성검사: 이 과정의 결과는 검증과정에 영향을 줌
- ⑥ 타겟 화소에 대한 가강수량 계산을 수행
- ⑦ 산출된 가강수량에 대한 품질검사를 수행
 - 가. 산출된 가강수량의 산출범위 적합성 검사
 - 나. 타겟 화소에 대한 시·공간 연속성 검사
- ⑧ 가강수량 산출자료와 품질검사결과를 저장하고 다음화소에서 ① 과정을 반복 수행

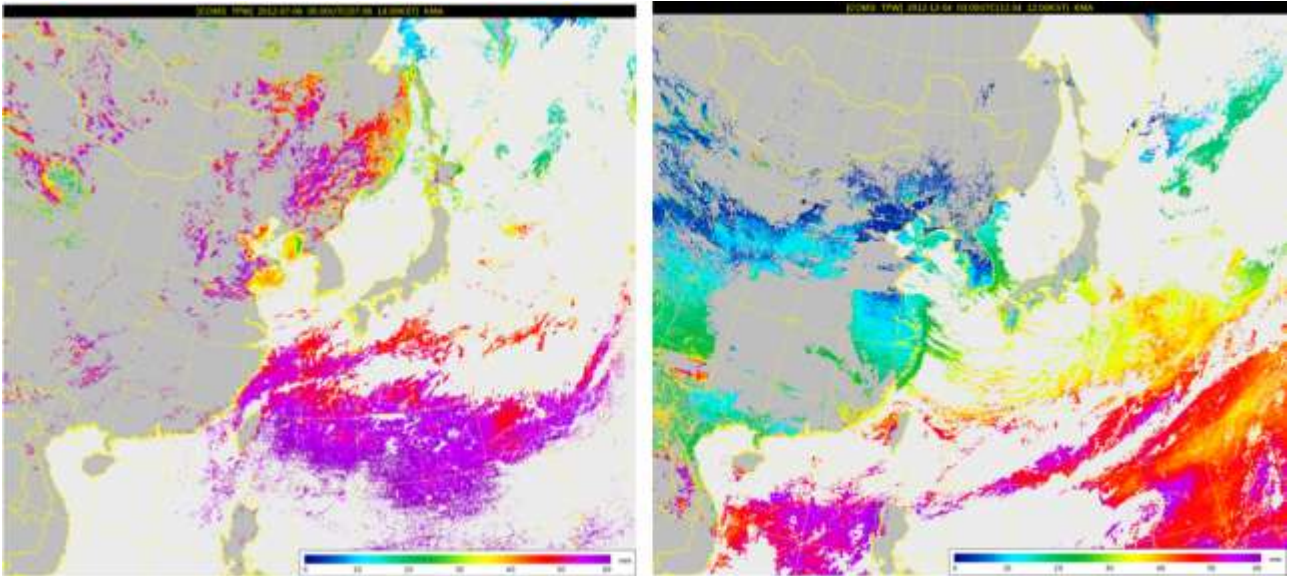
5.2 가강수량 산출



[그림 5.4] TPW 산출 흐름도

5.2 가강수량 산출

그림 5.5는 천리안위성 자료로부터 산출한 2012년 7월 6일 오후 2시(좌) 및 2012년 12월 4일 12시(우)의 가강수량의 분포를 나타낸 것이다. '12년 7월 6일의 경우, 대만 동쪽 북서태평양에 동서방향으로 50 mm 이상의 TPW가 분포하고 있으며, 특히 산둥반도와 만주지역 등에서도 계절적인 영향으로 TPW가 40~60 mm로 매우 높게 나타나고 있다. 하지만 오키나와 해역에서는 TPW가 ~10 mm 수준으로 매우 낮게 나타나고 있다. 발해만 남쪽 해역에서는 TPW의 강한 공간 차가 나타나고 있으며 산둥반도에서는 육지와 바다사이에 불연속이 나타나고 있다. 반면 '12년 12월 4일의 영상을 보면, 북서태평양의 가강수량 값이 여름에 비해 현저히 작은 것을 알 수 있고, 한반도를 포함한 만주, 중국지역의 가강수량도 작게 분포되어 있다. 이는 낮은 온도로 인해 포화수증기압이 낮기 때문으로 해석할 수 있다. 두 그림 모두 가강수량 값이 공간적으로 불규칙하게 산출된 것을 알 수 있는데, 이는 구름영역에서는 계산을 하지 않았기 때문이다.



[그림 5.5] COMS를 이용하여 산출한 가강수량 영상('12.07.06(좌), '12.12.04(우)) (영상에서 흰색은 구름을 나타내며 위의 영상은 국가기상위성센터에서 제공한 것임)

5.3 CMDPS 가강수량 산출 알고리즘의 장점과 한계

CMDPS의 가강수량 산출 알고리즘은 SWLR 방법과 달리 지면온도를 이용함으로써, 시·공간의 함수인 지면 방출율을 TPW 계산에 적용하고 있다. 그 결과 SWLR 알고리즘이 시/공간적으로 고정된 단일 알고리즘 계수를 이용하기 때문에 발생되던 지역에 따른 산출 오차가 현저히 감소되었으며, 주/야간 및 계절에 따른 산출 정확도 역시 크게 개선되었다. 또한 개선된 알고리즘은 지면에 의한 영향 및 부가적인 기여항들을 고려해서 기존 SWLR 방법의 문제였던 평균 유효대기온도에 대한 민감도 역시 크게 감소되었다.

하지만 분리대기창 방법을 이용한 가강수량 산출의 가장 큰 단점은 구름영역에서의 값을 산출할 수 없다는 것과, 에어로졸로 인한 오차 가능성을 항상 내재하고 있다는 점이다. 특히, IR1 채널은 에어로졸에 민감하기 때문에 에어로졸이 강할 경우 BTD 값이 감소하여 가강수량 값을 과소산출 할 수 있다. 이를 보완하기 위해 에어로졸의 정량적인 탐지와 가강수량 산출 시 에어로졸을 고려하여 알고리즘을 개선한다면 더욱 양질의 가강수량을 산출할 수 있을 것이다.

요약

1. 가강수량(TPW)이란 단위면적의 연직기둥 전체에 포함되어 있는 수증기가 응결하였을 때의 양을 깊이(mm) 단위로 나타낸 것임.
2. 가강수량 값은 강수량의 예측에 직접적으로 활용할 수는 없지만, 대기권에서 에너지 흐름의 핵심적인 역할을 하는 변수이기 때문에 전 지구적 산출이 매우 중요함.
3. 가강수량이 많은 지역에서 강한 상승기류 발생 시 악기상이 발생 할 수 있기 때문에, 악기상 예보에 활용되며 수치모델 및 기후모델의 입력자료로써 활용됨.
4. 가강수량을 산출하기 위해서는 1) 대기 중에 에어로졸이 없고 2) IR1, IR2 채널의 방출률이 같다는 가정이 필요함.
5. 가강수량 산출은 크게 전처리, 주처리, 후처리로 나누어지며, 전처리 과정에서는 구름 존재, 휘도온도 및 지면온도 유용성을 검사하고 주처리 과정에서 가강수량을 계산하며, 후처리 과정에서 시공간적 연속성 및 허용범위를 고려하여 자료의 품질을 향상시킴.
6. CMDPS에서는 산출 알고리즘에 지면 방출률을 고려하여 정확도를 향상시킴.
7. IR1 채널은 에어로졸에 민감하기 때문에, 에어로졸의 농도가 높은 지역에서는 BTD가 낮게 산출되어 가강수량 값이 과소 산출될 수 있음.



[그림 5.6] 천리안위성을 이용한 가강수량 산출 개념도 및 필요한 가정

연습문제

1. 가강수량의 정의와, 기상위성을 이용한 가강수량 산출의 원리에 대해 설명하시오.
2. 가강수량의 산출 흐름도(그림 5.4)를 참고하여 전처리, 후처리에 속해 있는 각 과정의 필요성에 대하여 논하시오.
3. 기상위성으로부터 산출된 가강수량 정보를 검증하기 위해 라디오존데 자료를 이용한다. 그렇다면 라디오존데를 이용하여 얻은 일정 고도별 상대습도를 통해 TPW를 산출하는 방법에 대하여 설명하시오. (심화)
4. 기상위성으로부터 산출한 가강수량 자료의 주요 활용 분야와 예보수준 향상에 미치는 효과에 대하여 기술하시오. (심화)

참고문헌

1. 국립기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발 최종 보고서, 312-331pp.
2. Andersen, H. S., 1996: Estimation of precipitable water vapour from NOAA -AVHRR data during the Hapex Sahel experiment. *Int. J. Rem. Sensing*, 17, 2783-2801.
3. Barnes, S. L., and D. K. Lilly, 1975: Covariance analysis of severe storm environments. Preprints, Ninth Conf. on Severe Local Storms, Norman, Amer. Meteor. Soc., 301-36.
4. Chesters, D., L. W. Uccellini, and W. D. Robinson, 1983: Low-level water vapor fields from the VISSR Atmospheric Sounder (VAS) "split window" channels. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 725-743.
5. Chesters, D. R. Wayne and L. W. Uccellini, 1987: Optimized retrievals of precipitable water from the VAS "Split Window". *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 1059-1066.
6. Chevallier, F., 2001: Sampled database of 60-level atmospheric profiles from the ECMWF analyses. EUMETSAT/ECMWF SAF programme, Research Report No. 4, 27 pp.
7. Fuelberg, H. E., Y. L. Lin, and H. Chang, 1986: A moisture analysis of the meso-b scale thunderstorm environment during AVE-SESAMEV (20-21 May 1979). *Mon. Wea. Rev.*, 114, 534-545.
8. Guillory, A. R., G. J. Jedlovec and H. E. Fuelberg, 1993: A Technique for deriving Column-integrated water content using VAS Split-Window data. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1226-1241.
9. Kleespies, T. J., and L. M. Mcmillin, 1990: Retrieval of Precipitable Water from Observations in the Split-Window over varying Surface Temperatures. *J. Appl. Meteor.*, 29, 851-862.
10. Petersen, R. A., L. W. Uccellini, A. Mostek, and D. A. Keyser, 1984: Delineating mid- and low-level water vapor patterns in preconvective environments using VAS moisture channels. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2178-2198.
11. Reber, E. E., and J. R. Swope, 1972: On the correlation of the total precipitable water in a vertical column and absolute humidity at the surface. *J. Appl. Meteor.*, 11, 1322-1325.

참고문헌

12. Robinson, D. A., K. F. Dewey, and R. R. Heim, Jr., 1993: Global Snow Cover Monitoring: an Update, *Bull. Ame. Met. Soc.*, 74(9), 1689-1696.
13. Saunders, R. W. and K. T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiance from AVHRR data, *Int. J. of Remote Sens.*, 9, 123-150.
14. Sobrino, J. A., N. Raissouni, J. Simarro, F. Nerry, and F. Petitcolin, 1999: Atmospheric water vapor content over land surfaces derived from the AVHRR data: Application to the Iberian peninsula. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing*, 37, 1425-1434.
15. Tomasi, C., 1981: Determination of the total precipitable water by varying the intercept in Reitan's relationship. *J. Appl. Meteor.*, 20, 1058-1069.

6장 . 강우강도(*Rainfall Intensity*)

6.1 서론

6.2 강우강도 산출

6.3 강우강도 산출의 한계와 보완

학습목표

- 기상위성자료로부터 강우강도를 산출하는 여러 가지 방법에 대해 알아보고 현장에서 기상위성으로부터 강우강도를 산출하는 과정과 장·단점을 이해한다.
- COMS의 IR 자료와 TRMM의 SSM/I의 MW 채널 자료로부터 강우강도를 산출하는 원리를 이해한다.
- 정지궤도위성인 COMS와 저궤도위성 TRMM SSM/I의 자료들을 시·공간적으로 일치시키는 방법에 대해서 학습한다.
- 현재 기상위성을 통한 강우강도 산출의 한계와 이를 보완하기 위한 방법에 대해 알아본다.

6.1 서론

강우강도는 강우현상이 현재 강도로 한 시간 동안 지속되었을 때의 강우량을 mm로 나타내는 값으로써 강우현상의 세기를 알 수 있는 척도이다. 강우강도를 산출하는 대표적인 방법들과 각각의 장·단점은 표 6.1과 같다.

[표 6.1] 강우강도 관측 및 산출방법과 장·단점

구분	방법	장점	단점
직접관측	AWS	<ul style="list-style-type: none"> • 정확도 가장 높음 • 실시간 관측 	<ul style="list-style-type: none"> • 낮은 공간 해상도 • 해양 등의 오지 관측 불가
간접관측 (산출)	Radar	<ul style="list-style-type: none"> • 비교적 높은 해상도 • 비교적 정확함 	<ul style="list-style-type: none"> • 지형 장애물 있을 시 관측제한 • 강한 강우에서 부정확함
	정지궤도위성 (IR)	<ul style="list-style-type: none"> • 관측 범위 넓음 • 시공간 해상도 높음 	<ul style="list-style-type: none"> • 정확도 비교적 낮음
	극궤도위성 (Passive MW)	<ul style="list-style-type: none"> • 해양에서 비교적 높은 정확도 	<ul style="list-style-type: none"> • 적은 관측 횟수 • 육지 지역에서 정확도 낮음
	극궤도위성 (Active MW)	<ul style="list-style-type: none"> • 해양에서 비교적 높은 정확도 • 공간해상도 높음 	<ul style="list-style-type: none"> • 적은 관측 횟수 • 육지에서 비교적 낮은 해상도 • 상당한 전력 필요
예측	수치예보 모델	<ul style="list-style-type: none"> • 강수 예측 가능 • 시공간 해상도 좋음 	<ul style="list-style-type: none"> • 가장 낮은 정확도

위 표에 명시된 방법들 이외에도 다수의 방법들을 조합하고 응용하여 강우강도를 산출하는 방법들이 있다. 강우강도를 산출하는 궁극적인 목적은 집중호우 등의 악기상 감시 및 실시간 예보와 중규모 시스템의 객관분석에 활용하기 위해서이다. 기상위성을 이용하여 산출하는 강우강도 정보는 광범위한 영역에서 실시간으로 값을 산출할 수 있기 때문에, 정확한 값을 산출할수록 강우강도의 산출 목적에 부합될 수 있다.

6.2 강우강도 산출

6.2.1 개요

CMDPS의 강우강도 산출은 COMS의 IR채널 휘도온도와 MW 분광센서 촬영기(이하 SSM/I)의 MW채널 강우강도 자료를 이용하여 경험적으로 추정한다. IR채널은 MW에 비해 파장이 짧아서 구름입자를 통과하지 못하기 때문에 구름 상부에서 발산되는 휘도온도만 측정한다. 반면 MW채널은 IR채널에 비해 파장이 길어서 구름입자는 쉽게 통과하므로 구름 내부의 강수입자, 빙정 등에서 산란, 반사가 일어나는 것을 이용하여 강수를 관측한다. 이러한 두 채널들의 특성을 이용하여 비구름에 대한 운정온도와 동일한 시간에 산출된 강우강도 값을 저장하여 유사한 운정온도가 관측되면 저장했던 강수량 값을 내삽하여 강우강도를 추정한다.

그러나 강우는 구름의 특성 및 시·공간 분포에 따른 편차가 크고 일정한 규칙이 없기 때문에 경험적인 방법으로 강우강도를 정확히 산출하는 것은 어렵다. 이를 해결하기 위해 시·공간 분포에 따른 구름을 세밀하게 분류한다면 비교적 정확한 값을 산출할 수 있으나 계산량이 방대해져 실용적이지 않다. 이러한 제한사항들을 고려하여 정확한 강우강도를 산출하는 것이 궁극적인 과제이다.

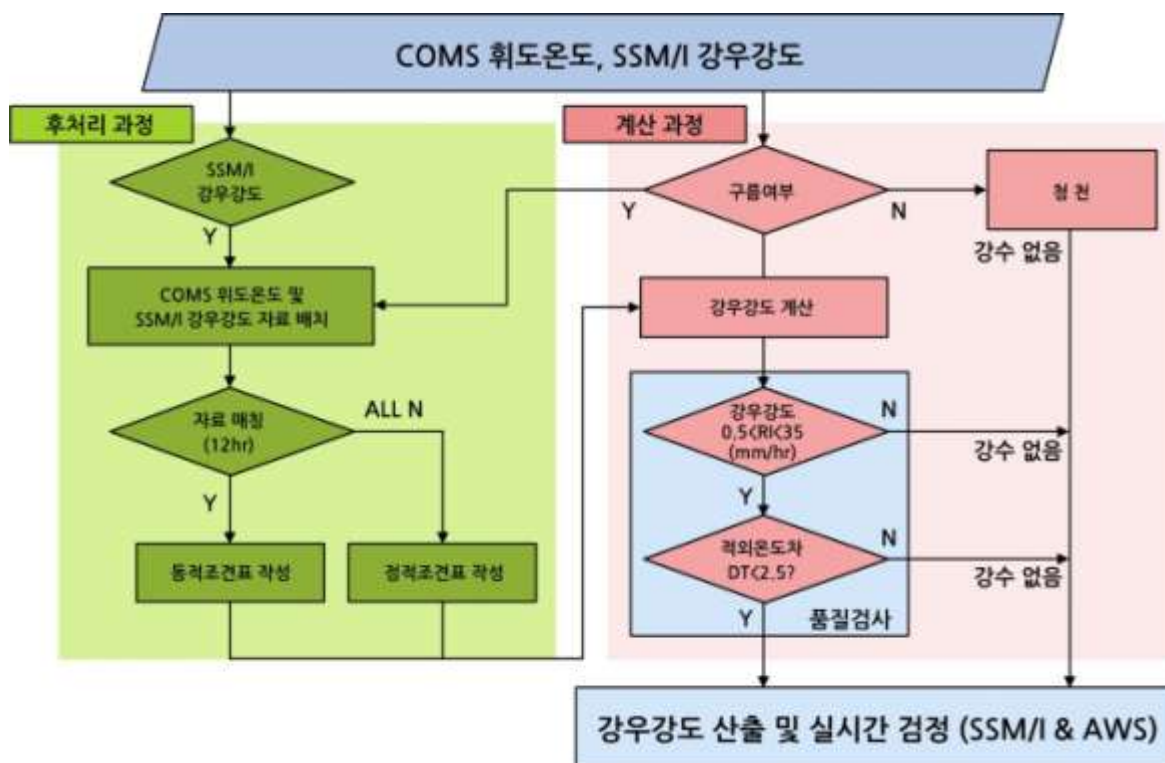
CMDPS를 통해 강우강도를 산출할 때, 정지궤도위성인 COMS와 극궤도위성인 SSM/I의 관측자료를 이용하는데, 이들의 시·공간적 특성이 서로 다르기 때문에 조건표(Look-Up Table)를 이용한다. 조건표를 통해서 극궤도위성인 SSM/I의 관측 공백을 보완하고, 계산 속도를 높일 수 있다. 한편 MW채널의 방출률은 육지와 달리 해양에서 상당히 낮아 강우를 관측할 때 육지에서는 주변보다 온도가 낮게 관측되는 반면 해양에서는 주변보다 온도가 높게 관측되기 때문에 SSM/I는 육지와 해양영역에서 다른 알고리즘을 사용한다. 이와 같은 과정으로 강우강도 값을 산출한 후 품질검사를 실시하고, 한반도의 자동기상관측시스템(AWS) 자료와 동아시아의 SSM/I 강수량 자료로 검정하여 최종 강우강도를 산출하게 된다.

6.2 강우강도 산출

6.2.2 산출 개념

CMDPS에서는 COMS의 휘도온도와 SSM/I의 강우강도 자료 사이의 확률 관계를 이용하는 PMM(Probability Matching Method)방법(Atlas et al., 1990, Crosson et al., 1996)으로 강우강도를 산출한다. 6.2.1에서 언급했듯이 강우강도 산출을 위해서 조건표를 운용하는데, 보통 COMS의 관측시간으로부터 12시간 전까지 SSM/I의 자료를 COMS의 자료와 일치시키는 동적조건표를 사용하고 SSM/I의 자료가 12시간 이상 지연되거나 없는 상황에는 일정기간 동안의 평균 자료인 정적조건표를 사용한다. 또한 SSM/I 자료는 육지와 해양의 산출 알고리즘이 다르기 때문에 COMS의 휘도온도 또한 육지와 해양으로 나누어 산출한다.

CMDPS의 강우강도 산출과정은 크게 강우강도 산출(DPM; Data Processing Module)과 후처리(POM; Post-Processing Module)과정, 검정과정으로 나뉜다. 그림 6.1은 CMDPS의 강우강도 산출 알고리즘을 간략하게 나타낸 것이다.



[그림 6.1] CMDPS의 강우강도 산출과정 순서도

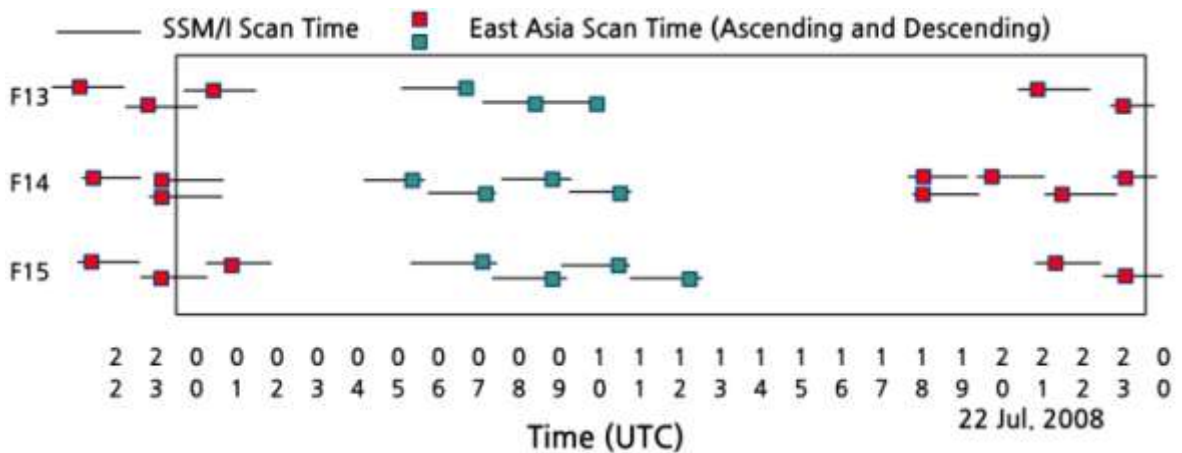
후처리과정에서는 COMS의 휘도온도 자료와 SSM/I의 강우강도 자료간의 조건표를 산출한다. 강우강도 산출 과정에서는 COMS의 자료들과 후처리 과정에서 구성된 조건표를 이용하여 강우강도를 산출한다.

6.2 강우강도 산출

6.2.3 산출 원리

6.2.3.1 시·공간 일치

COMS와 SSM/I의 시·공간 일치는 각 화소의 관측시각 및 공간해상도에 따라 수행된다. 그림 6.2는 알고리즘 개발시점인 2008년 7월 22일에 SSM/I 위성의 동아시아 지역(90°E~160°E, 10°N~60°N)을 관측 수행시간을 나타낸 것이다. SSM/I의 센서인 F13~F15의 1회 관측시간은 약 120분(검은 실선)이고 적색(Ascending node) 및 녹색사각형(Descending node)은 동아시아지역 관측시간이며 01~05UTC 및 13~18UTC에는 공백이 발생했다. 이를 바탕으로 COMS와 SSM/I 자료의 시간을 일치시키고 SSM/I 화소(25 km × 25 km)에 포함된 COMS의 휘도온도를 평균하여 SSM/I 화소와 공간을 일치시킨다.



[그림 6.2] 동아시아지역에서의 SSM/I 관측 수행시간 (2008. 7. 12)

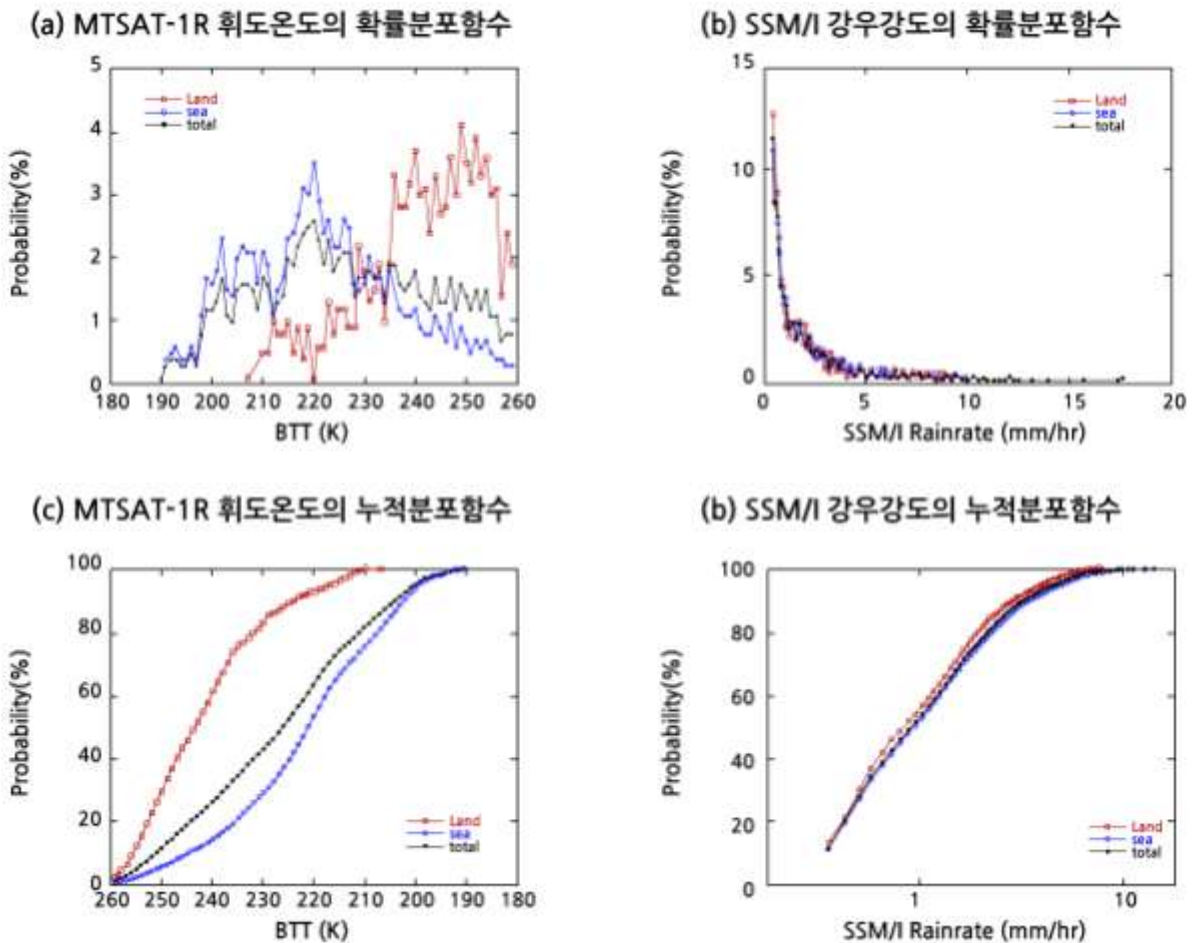
6.2.3.2 조건표 산출 및 강우강도 계산

그림 6.2와 같이 동아시아 지역에 대한 SSM/I의 관측시간과 자료처리 및 전송시간 때문에 최대 10시간 이상 자료공백이 생길 수 있다. 이를 해소하기 위해 COMS의 관측시각부터 12시간 이전 자료들을 시·공간 일치 자료로 사용하여 실시간 조건표를 산출한다. COMS의 휘도온도와 SSM/I의 강우량 사이의 확률관계를 이용하는 PMM(Probability Matching Method) 방법의 관계식은 식 (6.1)과 같다.

$$\int_{R_i}^{R_j} P(R) dR = \int_{B^T_i}^{B^T_j} P(B^T) dB^T \quad (6.1)$$

6.2 강우강도 산출

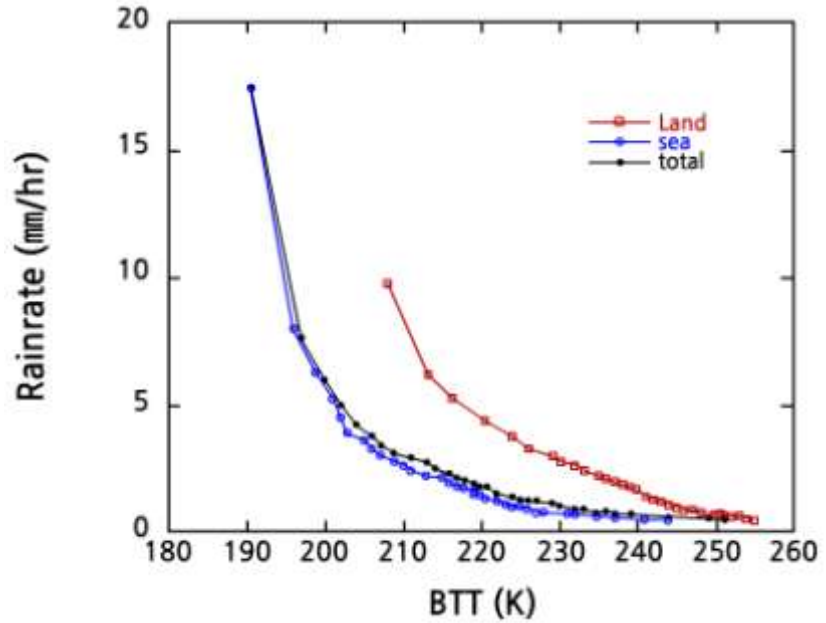
여기서 R은 SSM/I에서 관측된 강우강도이고 BT는 COMS의 적외채널 휘도온도이다. COMS의 휘도온도와 SSM/I의 강우강도의 확률분포함수가 서로 경향이 비슷하다고 가정하여 휘도온도와 강우강도의 누적분포함수가 일치하는, $\beta T_i, \beta_i$ 값이 조건표 값으로 입력된다. 실시간 조건표는 40개를 기준으로 계산하나 시·공간 일치 자료수의 부족으로 30개 미만일 때는 10일 이상의 시·공간 일치 자료를 이용한 정적조건표를 이용하여 강우강도를 계산한다. 그림 6.3은 2008년 7월 24일 0033UTC에 관측 및 계산한 COMS 휘도온도와 SSM/I 강우강도의 확률밀도함수와 누적밀도함수이다.



[그림 6.3] COMS 휘도온도와 SSM/I 강우강도의 확률분포함수(상)와 누적분포함수(하)
(2008. 7. 24. 0033UTC)

6.2 강우강도 산출

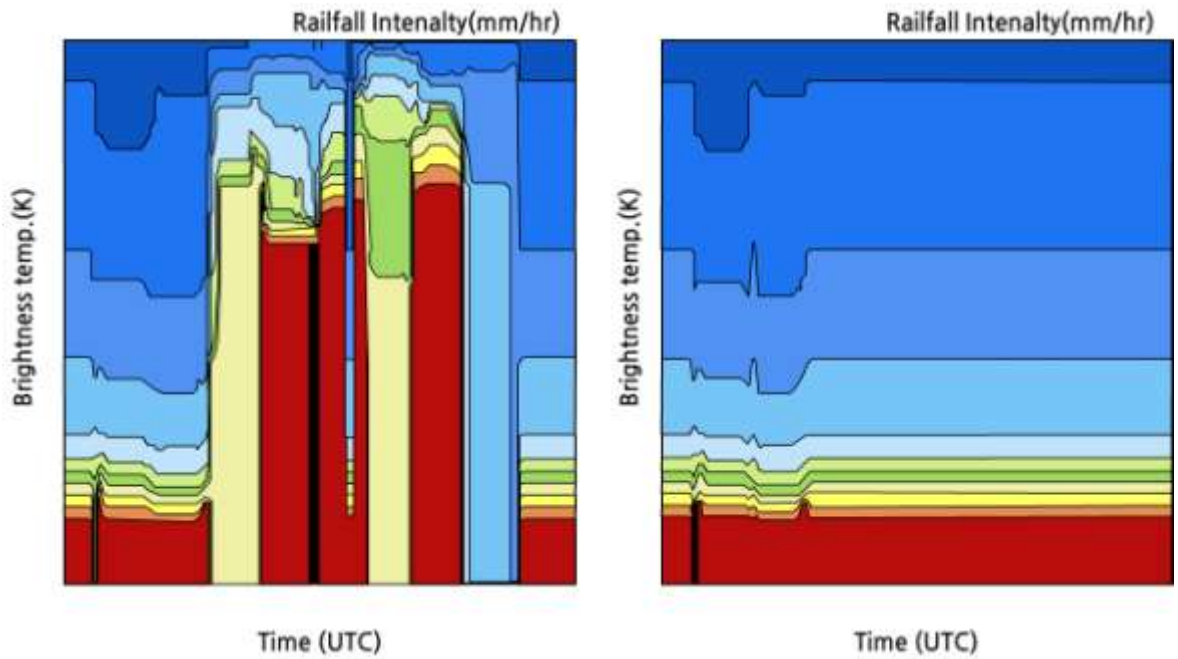
그림 6.4는 그림 6.3의 동일한 누적확률을 토대로 계산된 조건표이다. 그림에 표시되지 않은 자료들은 선형내삽 방법으로 산출된다.



[그림 6.4] COMS 휘도온도(BT)와 SSM/I 강우강도 간의 조건표 (2008. 7. 24 0033UTC)

6.2 강우강도 산출

그림 6.5는 육지에서 산출한 강우강도 조건표이다. 붉은색일수록 강한 강우강도를 의미한다. 실시간 강우강도를 산출하기 위해 동적조건표를 우선적으로 이용하나 조건표의 개수가 30개 미만일 때에는 정적조건표를 이용하여 안정적인 강우강도를 산출한다.

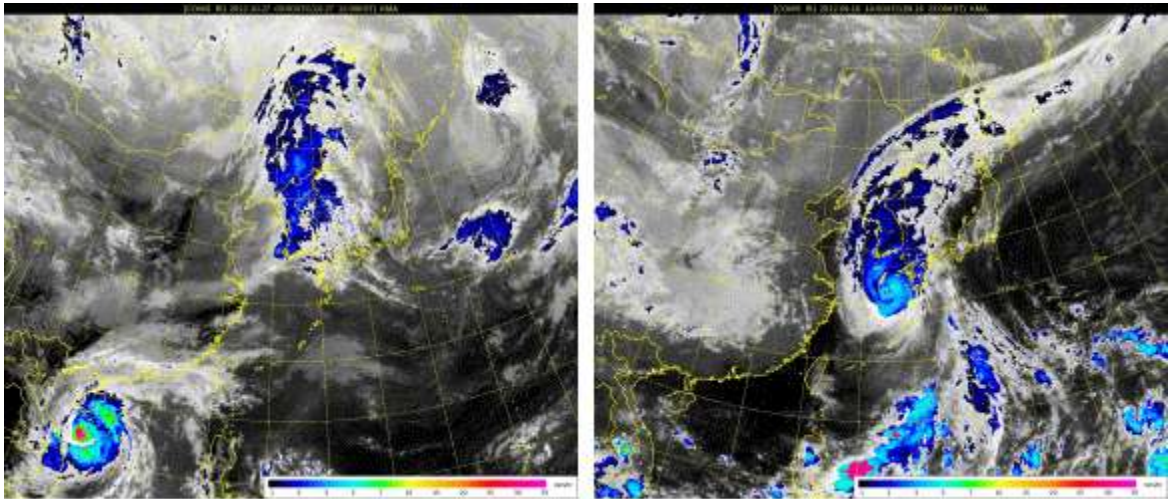


[그림 6.5] COMS와 SSM/I로 산출한 동적조건표(좌)와 정적조건표(우)의 시계열도 (2008.7.21 ~ 25)

6.2 강우강도 산출

6.2.3.3 품질검사

강우강도는 구름화소가 있을 때 산출하기 때문에 구름탐지를 통해 강우강도 산출이 불가능한 청천화소를 제거해야 한다. 구름화소는 육지와 해양으로 구분하여 후처리과정에서 산출된 조건표에 따라 강우강도를 계산한 후 품질검사가 수행된다. 품질검사는 각 화소별로 시행되는데, 적외온도차가 2.5 K 이상인 화소를 강수현상이 없는 권운으로 판단하여 강수영역에서 제외시키고, 최소 및 최대 강우강도의 범위를 0.5와 35 mm/hr로 설정하여 이를 벗어나는 강우강도 화소를 제거한다. 그림 6.6은 위와같은 품질검사를 거쳐서 2012.9.16 1400KST(좌), 2012.10.27 1200KST(우) 동아시아 지역에 대하여 산출한 강우강도이다.



[그림 6.6] COMS로 산출된 강우강도 영상(2012.9.16 1400KST(좌), 2012.10.27 1200KST(우))

http://nm-sc.kma.go.kr/jsp/homepage/contents/chollian/imageviewer_coms.jsp?dataType=1002

6.3 강우강도 산출의 한계와 보완

CMDPS에서는 COMS의 휘도온도와 SSM/I의 강우강도의 상관성에 의존하여 강우강도를 산출하기 때문에 휘도온도와 실제 강수량의 상관관계가 선형일수록 정확한 강우강도를 산출할 수 있으나, 실제 두 자료 간의 상관성은 상당히 낮다. 이는 정확한 강우강도를 산출하는 것은 쉽지 않다는 것을 의미한다. 이러한 한계를 보완하기 위해서 다양한 관측방법의 장점들이 접목된 정밀한 산출기법을 개발하고, 고감도 센서를 탑재한 인공위성을 운용한다면 더욱 정확한 강우강도를 산출할 수 있을 것이다.

요약

1. 강우강도 산출방법은 AWS, RADAR, 기상위성, 수치모델 등이 있으며 각각 장·단점이 있음.
2. 이 중에서 기상위성은 오지를 포함한 광범위한 영역에서의 강우강도를 산출할 수 있다는 측면에서 가장 중요함.
3. CMDPS의 강우강도 산출은 COMS의 IR채널 휘도온도와 SSM/I의 MW채널 강우강도의 경험적 관계를 이용함(강우가 강할수록 구름의 높이가 높은 관계를 이용).
4. 후처리 과정에서는 조건표를 산출 및 운용하여 SSM/I의 관측공백을 보완함.
5. 강우강도와 운정고도의 선형관계에 의존하는 산출방식으로 인해, 운정고도가 높음에도 강한 비가 내리거나, 구름 높이에 비해 구름 두께가 두껍지 않아 비가 적게 내릴 경우 상당한 오차가 발생함.
6. 기상위성을 통해 산출된 강우강도의 정확도는 높지 않으며 지속적인 보완이 필요함.

연습문제

1. 강우강도 산출함에 있어서 IR채널과 MW채널의 장·단점을 설명하시오.
2. CMDPS를 이용하여 강우강도를 산출 할 때, 오차가 크게 발생 할 수 있는 경우를 논하시오.
3. 우리나라에서 여름철에 자주 발생하는 온난강우의 경우 적외 및 MW 채널 자료 모두 강우현상의 탐지에 한계가 있다. 그 이유를 설명하시오. (심화)
4. 현업예보에 있어서 기상위성을 이용한 강우강도 산출의 중요성에 대하여 논하시오. (심화)

참고문헌

1. 기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발 최종 보고서, 514-528.
2. Atlas, D., D. Rosenfeld, D. B. Wolff, 1990: Climatologically tuned reflectivity-rainrate relations and links to area-time integrals. *J. Appl. Meteor.*, 29, 1120-1135.
3. Crosson et al., 1996: Assessment of rainfall estimates using a standard Z-R relationship and the probability matching method applied to coperative radar data in Central Florida. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1203-1219.

7장. 안개(Fog)

7.1 서론

7.2 안개 탐지

7.3 안개 탐지의 한계 및 보완

학습목표

- 기상위성 자료로부터 안개 영역을 탐지하는 원리에 대해 이해한다.
- 이를 기반으로 현업에서 기상위성으로부터 안개를 관측하는 과정과 장·단점을 이해한다.
- 천리안위성 자료를 이용하여 안개영역을 탐지할 때 사용하는 채널과 그 원리를 알아본다.
- 안개 탐지 수준 향상을 위해 수행되는 후처리에 대해 알아본다.
- 기상위성을 이용한 안개영역 탐지의 한계와 이를 보완하기 위한 방법에 대해 알아본다.

7.1 서론

안개는 지표면 부근의 대기가 냉각되거나 수증기를 공급받아 포화수증기 압까지 도달하여 응결된 물방울이 대기 중에 부유하는 현상으로써 수평시정이 1km 미만일 때 안개로 정의한다. 안개는 크게 냉각과정으로 생성되는 복사안개, 이류안개, 활승안개와 증발과정으로 생성되는 증발안개, 전선안개로 구분한다. 안개는 인간 활동과 생태계에 상당한 영향을 주기 때문에 이를 예보하고 탐지하는 것은 매우 중요하다(Underwood et al., 2004). 예를 들면 안개로 인한 시정악화로 교통, 항해, 항공에 혼란을 초래할 수 있고, 공장지대, 도심 등에서 인위적으로 생성된 대기오염물질과의 화학반응으로 인체에 치명적인 스모그(Smog)를 유발할 수 있다. 따라서 정확한 안개 탐지와 지속시간 예보는 안개로 인한 피해를 예방 및 최소화하기 위한 중요한 정보이다.

지상에서 목측 또는 시정계로 안개를 관측하는 것은 한정된 지점에서 안개를 관측하기 때문에 관측소가 없는 지역의 안개 정보를 얻기가 제한되고, 야간의 경우 정확한 관측이 어렵다. 하지만 기상위성을 이용하면 지상관측의 단점을 보완하여 넓은 영역에서 높은 공간해상도의 안개자료를 실시간으로 얻을 수 있고, 특히 관측소가 존재하지 않는 해상이나 산악 지역에 대해 비교적 정확하게 관측할 수 있기 때문에, 기상위성을 이용한 안개 탐지는 점점 더 중요해지고 있다. 이 장에서는 기상연구소에서 2009년에 발간한 “통신해양기상위성 기상자료처리시스템”의 제2장 제 14절을 기본으로 하여 CMDPS의 안개영역 탐지 원리에 대해서 자세하게 알아본다.

7.2 안개 탐지

7.2.1 개요

안개는 탐지하는 시간에 따라 사용하는 채널과 방법이 다르다. 야간에는 적외 채널이 용이하기 때문에 SWIR(3.75 μm) 채널의 휘도온도(BT3.7)와 IR1(10.8 μm) 채널의 휘도온도(BT10.8)를 이용할 수 있다. 반면 주간에는 지구복사와 태양복사 간의 경계 파장인 4 μm 부근(3.75 μm)에서는 지구의 방출복사휘도의 신호 크기가 상대적으로 작아져 신호 대 잡음비가 커져 SWIR 채널을 사용하기가 어렵다. 이 문제점을 해결하기 위해 주간에 추가적으로 사용할 수 있는 VIS(0.68 μm) 채널을 이용한다. VIS 채널은 안개와 같은 수적이 있을 때 반사도가 높아지는 성질을 가지고 있기 때문에 주간에 안개를 탐지하는 동안 정확도 향상을 위한 도구로 이용된다. 반면 태양복사의 영향을 받는 SWIR(3.75 μm) 채널은 새벽과 초저녁에 SWIR(3.75 μm) 신호강도가 급격히 변하기 때문에 동적인 경계값을 이용하여 안개를 탐지한다. 또한 안개층 위의 구름들로 인해 안개 탐지에 오차를 유발하는 문제를 해결하기 위하여, 수치모델(NWP) 온도 조건도 사용한다. 특히 새벽/초저녁 기간에 나타나는 시공간적 불연속을 제거하고, 보다 연속적이고 안정적인 안개 구역을 탐지하는데 중점을 두었다.

7.2.2 산출 개념

CMDPS에서 안개 영역을 탐지하는 원리는 SWIR(3.75 μm) 채널(이하 SWIR 채널)과 IR1(10.8 μm) 채널(이하 IR1 채널) 간의 불투명 수적에 대한 방출률의 차이(Eyre et al., 1984; Turner et al., 1986; Dybbroe et al., 1993; Bendix, 2002), 그리고 태양복사와 지구복사에 함께 영향을 받는 SWIR 채널의 광학적 성질을 이용하는 것이다. 불투명 수적에 대한 IR1 채널의 방출률은 1.0에 가까우나, SWIR 채널의 경우 0.7~0.8을 갖는다(Ellord 1995; Wetzal et al., 1996; Lee et al., 1997). 안개 영역에서의 이러한 방출률 차이는 두 채널의 휘도온도 차(BTD_{3.7-11}) 값이 음의 값을 갖게 한다.

반면 SWIR 채널의 주간 휘도온도는 표면에서 방출되는 지구복사뿐만 아니라 태양복사에 의한 영향도 받기 때문에 안개영역에서 측정된 휘도온도는 안개의 본래 온도에 비하여 매우 높게 관측된다. 따라서 태양복사의 영향으로 주간에는 두 채널의 휘도온도 차(BTD_{3.7-11})가 큰 양의 값을 갖게 된다. 이러한 이유로 안개 시에 두 채널의 휘도온도 차(BTD_{3.7-11}) 값은 청천에 비해 주간에는 큰 양의 값을 갖고 야간에는 음의 값을 갖는데, 이러한 두 채널 간의 휘도온도 차이를 안개탐지에 사용한다.

7.2 안개 탐지

하지만 주/야간이 변화되는 시점인 여명기에는 태양천정각에 따라 BTD_{3.7-11} 값이 급격하게 변하기 때문에 CMDPS에서는 주/야간 및 계절에 따른 안개탐지 불연속을 최소화하기 위해 여명기에는 동적경계값을 사용하는 알고리즘을 이용한다. 같은 의미에서 새벽/초저녁 기간에 지표면 반사도 변화의 영향으로 잘못 탐지되는 화소를 제거하기 위해 청천 가시채널의 반사율을 사용한다. 또한 BTD_{3.7-11} 값은 안개층 위에 존재하는 반투과성 권운의 영향을 받기 때문에 반투과성 권운에 대한 보정이 필요한데, 적외 채널의 휘도온도 차로 안개와 반투과성 권운의 구분이 가능하기 때문에(Gultepe et al., 2007), 채널 차(IR1-IR2, IR1-WV) 방법 등을 사용하여 오탐지 화소를 최소화한다. 한편 가시채널은 안개영역에 대해 높은 반사도를 가지기 때문에 주간의 짙은 안개역을 구분할 때 활용한다. 계절별, 주-야간 경계값은 지상관측(안개, 운량)과 정지위성 자료를 이용하여 유도되며, 안개탐지(또는 경계값)에 대한 검증은 지상 안개관측자료, 다른 위성 관측자료, 중규모 안개 모형의 결과에서 주어진 정보를 이용하여 수행한다.

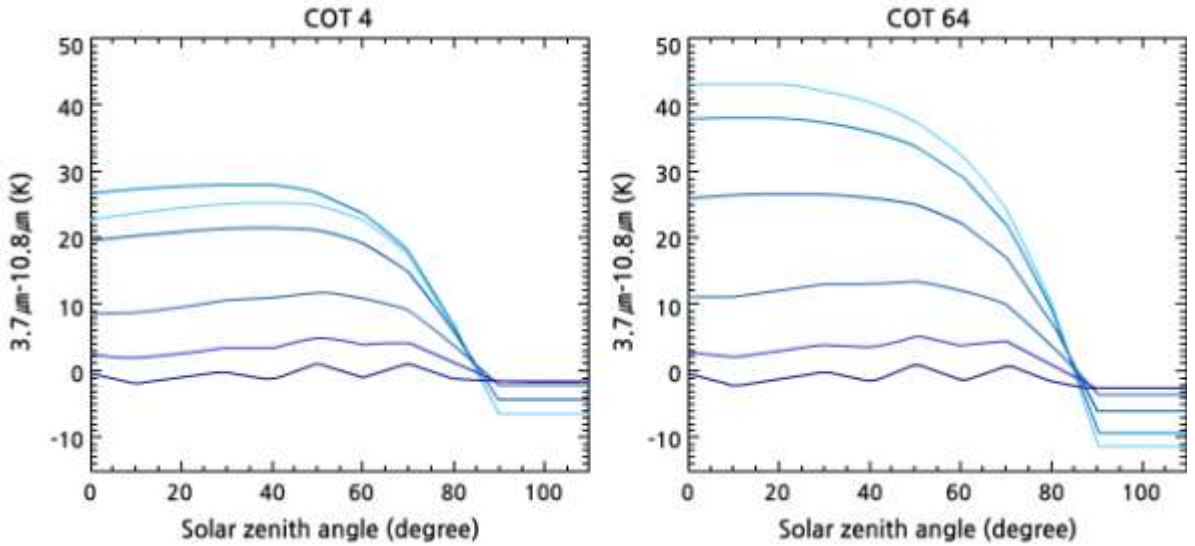
7.2.3 산출 원리

7.2.3.1 시간 불연속성 보완

CMDPS에서는 안개 영역에서 단파적외채널과 적외채널이 각기 다른 방출률을 갖는 특성으로 인한 두 채널의 휘도온도차(BTD_{3.7-11})를 이용하여 안개역을 탐지한다. BTD_{3.7-11}은 야간에 음의 값을 갖고, 주간에는 양의 값을 갖는다. 이것은 주간에 SWIR 채널의 경우 안개상단으로부터의 방출성분 뿐 아니라 반사된 태양복사도 함께 측정하기 때문이다. 특히 안개와 같이 작은 입자의 수적에 대해서는 태양천정각에 따라 BTD_{3.7-11}이 크게 달라지는데(Lee et al. 1997; Turk et al. 1998; Schreiner et al., 2007), COT별 태양천정각에 따른 BTD_{3.7-11}의 변화를 물방울입자의 크기를 나타내는 유효 반경(effective radius: Re)을 달리하여 복사모의를 수행한 결과를 그림 7.1에 나타내었다. 야간(태양천정각 > 90°)일 때, 모든 그림에서 BTD_{3.7-11}은 음의 값을 갖고, 해가 뜨면서(태양천정각 < 90°) BTD_{3.7-11}은 변화하는데, 유효 반경이 큰 경우(짙은 남색)보다 유효 반경이 작은 경우(밝은 청색)에 BTD_{3.7-11}이 크게 변한다. 이는 유효반경이 작을수록 물방울들이 조밀하게 분포되어 있어 더 많은 태양복사를 반사하기 때문이다. BTD_{3.7-11}은 태양천정각이 60°~ 90° 사이에 있을 때 가장 변화가 크고, 60°보다 작을 때 비교적 일정한 값을 갖는다. 이런 경향은 COT(Cloud Optical Thickness)를 달리하여도 나타나는데, COT가 커질수록 반경이 작은 물방울의 변화폭은 더 커진다.

7.2 안개 탐지

따라서 CMDPS에서는 물방울 입자가 작은 안개의 광학 특성을 이용하여 태양천정각에 따라 변화하는 $BTD_{3.7-11}$ 에 동적경계값을 적용하여 안개를 탐지한다.

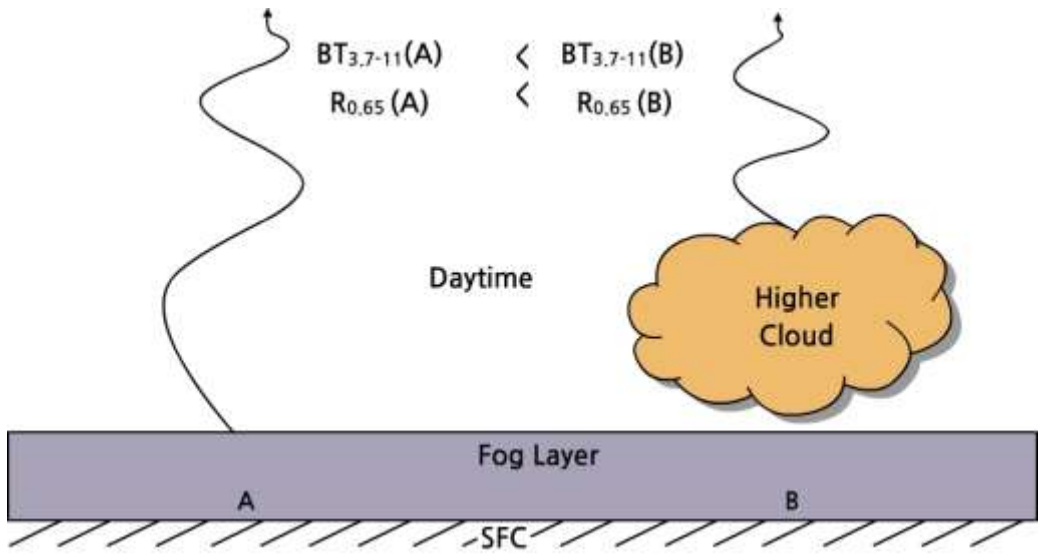


[그림 7.1] 복사전달모델을 이용한 태양천정각, 입자반경, 광학두께에 따른 $BTD_{3.7-11}$ 값 (밝은 청색부터 짙은 남색 순으로 유효반경 2, 4, 8, 16, 32, 64 μm)

7.2.3.2 반투과성 권운 제거

적외휘도온도 차 및 가시 반사도의 경우 안개층 위의 반투과성 권운에 영향을 받는다(그림 7.2). 같은 광학적 두께의 안개층의 경우에도 안개층 위에 반투과성 권운이 있는 경우(그림 7.2의 B지점)가 반투과성 권운이 없을 경우(그림 7.2의 A지점)보다 큰 적외휘도온도 차 및 가시 반사도 값이 나타난다. 반투과성 권운 존재 시에는 실제 상황과 유사한 조건 하에서 사전에 복사전달모델로 계산된 조건표를 통하여 적외휘도온도 차 및 가시 반사도에 대한 관측값을 보정하고, 이 값이 안개탐지 경계 조건을 만족할 때 안개라고 판정한다.

7.2 안개 탐지



[그림 7.2] 위성관측에서 안개층 상부에 존재하는 반투과성 권운에 의해 발생하는 휘도온도차(BTD3.7-11) 및 R0.65 반사도값 차이의 모식도

현재의 안개탐지 알고리즘에서는 안개층 위의 반투과성 권운 문제를 해결하기 위해 하층운 조건, NWP 모델의 850hPa 온도와 BT11 간의 비교 조건($BT11 > TNWP_{850hPa}$), $BT11 > 270\text{ K}$ 조건, 그리고 조건표를 통한 위성 관측값을 보정하는 조건 및 IR1-IR2 또는 IR1-WV 채널을 이용하여 상층운 효과를 제거한다.

7.2.3.3 안개 탐지 알고리즘

CMDPS의 안개탐지 알고리즘의 대략적인 순서도는 그림 7.3과 같다. 알고리즘은 크게 자료를 수집하여 다양한 경계값 검사를 통해 1차적으로 안개를 탐지한 후, 안개의 탐지수준을 향상을 위해 새벽/주간/황혼에 대한 시간 연속성 검사와 청천 가시채널 반사도 검사 등과 같은 후처리를 통해 안개영역을 최종 판단한다. 주/야간 계절별 연속적인 탐지를 위하여 태양천정각에 따라 크게 변화하는 BTD3.7-11에 동적경계값을 적용하여 안개영역을 탐지하는데, 그림 7.1을 바탕으로 태양천정각에 따라 주간(태양천정각 $< 60^\circ$), 새벽/황혼($90^\circ > \text{태양천정각} > 60^\circ$), 야간(태양천정각 $> 90^\circ$)을 구분하고, 야간에는 일정한 음의 경계값을, 주간에는 양의 경계값을 주고, 새벽/황혼에 대해서는 태양천정각에 따라 변하는 동적경계값을 사용한다. 또한 이 때 나타나는 구름 및 지표면으로부터의 오염화소를 제거하기 위해 적외 채널차, 청천 가시채널 반사도 등을 사용하고, 안개의 특성인 시간 연속성을 이용하여 정확도를 향상시킨다. 시간연속성 검사는 청천 가시채널 반사도를 이용해 보정했을 경우, SWIR의 특성으로 인하여 새벽 시간의 안개화소가 제거되는 문제를 보완하기 위해 이용하는 방법이다.

7.2 안개 탐지

이 방법은 바로 전시간의 안개탐지 결과를 이용하는 방법이다. 결과적으로, 청천 가시채널 반사도 검사를 통해 제거된 안개 화소가 시간 연속성 검사에서 안개로 탐지될 경우, 안개화소로 복구하는 기능을 한다. 이 방법은 청천 가시채널 반사도 보정을 수행하는 새벽/황혼 시간대와 주간에만 적용한다.



[그림 7.3] 안개 탐지 알고리즘 모식도

7.2.3.4 안개 탐지 및 후처리

표 7.1은 그림 7.3에서 실시되는 경계값 테스트를 자세하게 나타낸 것이다. 기상위성으로 안개를 탐지하기 위해 SWIR, IR1채널이 주로 사용되지만, 더 다양한 채널과 변수를 고려하여 과대 탐지된 안개화소들을 제거함으로써 정확한 안개탐지를 할 수 있다.

7.2 안개 탐지

[표 7.1] 안개탐지에 사용된 주요 변수 및 경계값

구분	경계값			사용 목적
	야간	새벽/황혼	주간	
태양천정각	90°이상	60°~ 90°	60°이하	주/야 구분
SWIR-IR1	-9.5~-2.5	동적계수	15~26	하층운 분리
IR1-IR2	동적계수			반투과성 권운 제거
IR1-WV	동적계수			지표면 효과, 반투과성 권운 제거
IR1	270 K 이하			상층운 제거(야간)
청천 가시채널 반사도	-	2~25	2~25	지표면 효과 제거
가시채널 반사도	-	-	25~55	안개영역

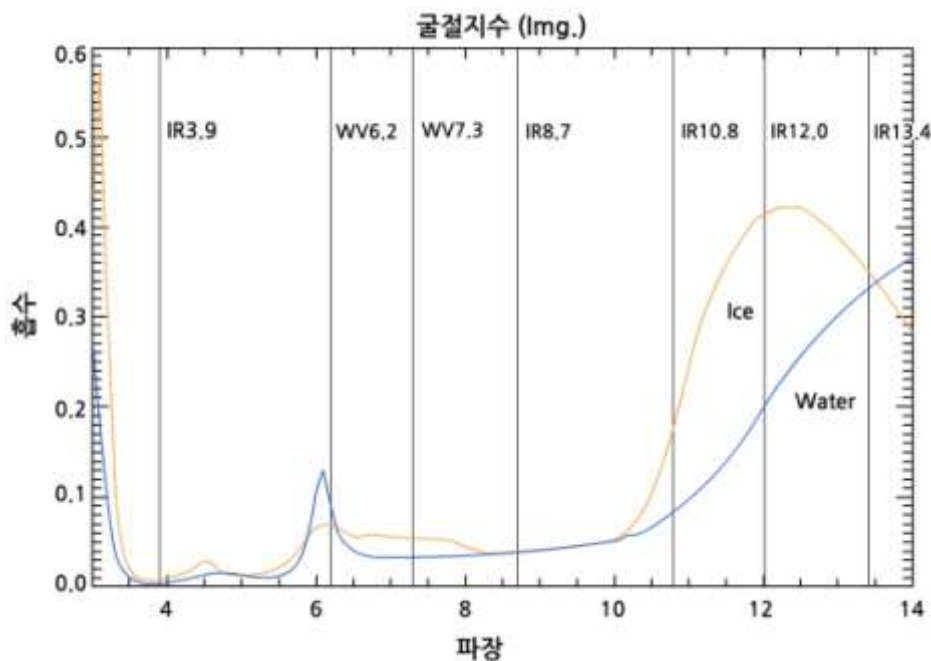
1) 태양천정각, SWIR-IR1

태양천정각을 통해 주/야를 구분하는 경계값은 그림 7.1의 결과를 바탕으로 설정하였다. SWIR-IR1 값은 야간에는 음의 값을, 주간에는 양의 값을 가지고 여명기에는 동적경계값을 이용하여 안개를 탐지한다.

2) 분리대기층 휘도온도차(IR1-IR2)

IR1, IR2 채널은 분리대기층 채널로써 대기 중의 에어로졸이나 수증기를 산출하는 데 주로 사용되지만, 빙정에 대한 흡수율 차이를 이용하면 반투과성 권운을 판단할 수 있다. 그림 7.4는 수적, 빙정에 대해 파장에 따른 굴절계수의 허수부(흡수율)를 나타낸 것이다. 그림을 보면 빙정(주황색 선)에 대해서 IR2(12 μm) 채널의 흡수율이 더 높은 것을 알 수 있다. 즉 IR1, IR2 채널로 동시에 빙정으로 이루어진 권운을 관측한다면, 휘도온도는 IR1 채널에서 더 높게 나타난다. 이러한 특성을 이용하여 지표에서의 상향복사의 영향으로 고도에 비해 IR채널의 휘도온도가 높은 구름을 반투과성 구름으로 판단할 수 있고, IR1 채널과 IR2 채널의 휘도온도에 적절한 경계값을 설정하여 빙정으로 이루어진 상층운(권운)으로 판단할 수 있다. 이렇게 판단된 반투과성 권운을 안개 탐지 영역에서 제거한다.

7.2 안개 탐지

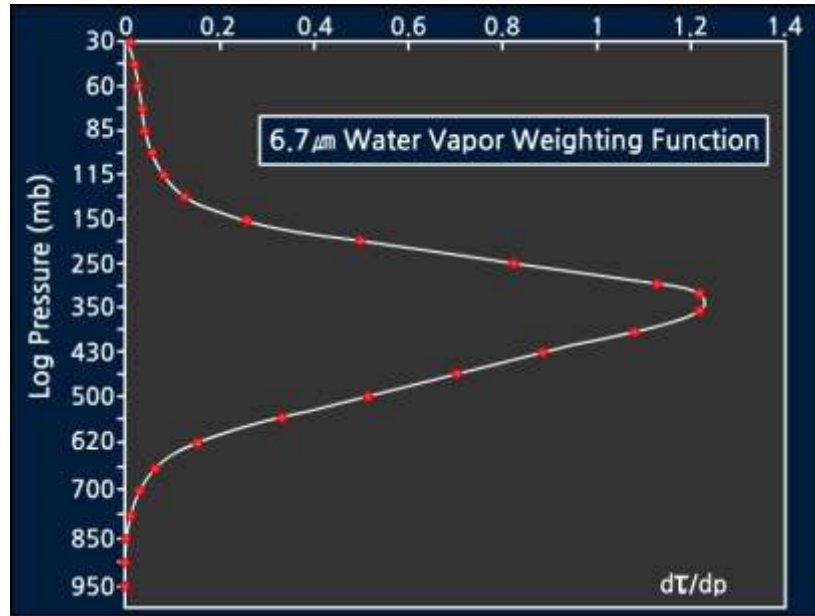


[그림 7.4] 수적, 빙정에 대한 파장별 굴절계수의 허수부(흡수율)

3) IR1-WV

IR1 채널은 대기의 창 영역으로써, 상향복사의 영향을 받지 않는다면 구름을 관측했을 때의 휘도온도를 구름의 온도로 여길 수 있다. 반면 WV 채널은 수증기에 대하여 민감하기 때문에 구름 상단과 기상위성 사이의 수증기량에 비례하여 휘도온도를 실제보다 낮게 관측한다. 그림 7.5(출처: The COMET Program)는 수증기채널의 고도별 가중함수를 나타낸 그래프이다. 그림을 보면, 620~150hPa 사이에서 가중함수가 가장 크고, 그 이상에서는 거의 변화 없는 것을 알 수 있다. 즉, 150hPa(약 13km) 이상의 권운을 관측할 때 IR1 채널의 휘도온도와 WV 채널의 휘도온도가 거의 같기 때문에 적절한 경계값을 설정하면 상층운을 찾아 제거할 수 있다.

7.2 안개 탐지



[그림 7.5] 수증기에 대한 WV 채널(6.7 μm)의 고도별 가중함수

4) 청천 가시채널 반사도

경계값 검사를 통해 안개영역을 탐지할 때, 시간에 따라 안개 탐지 특성이 달라지는데, 이는 태양의 위치와 채널 특성이 변하기 때문이다. 특히 야간에서 새벽으로 시간이 변하면서 지표면에 의한 오염화소가 크게 나타난다. 지표면에 의한 오염화소를 제거하기 위해 이전 15일 최소 가시채널 반사도를 사용하며, 적용 방법은 식 (7.1)과 같다.

$$DR = R_{0.65} - R_{0.65}(\text{min}_{15\text{day}}) \quad (7.1)$$

여기서 $R_{0.65}(\text{min}_{15\text{day}})$ 는 이전 15일 간의 가시채널 반사도 중 최소값이고, 계산된 DR의 값이 2~25의 범위에 있는 화소를 안개로 탐지한다.

7.2 안개 탐지

5) 가시 가시채널 반사도

가시채널 영상에서 안개는 높은 반사도를 갖기 때문에 높은 반사도와 안개의 공간 균질성, 시간 연속성 등의 특성을 이용하면 가시채널 영상에서 안개영역을 쉽게 찾을 수 있다. CMDPS의 안개탐지에서 주간 안개탐지에 가시채널 반사도를 이용하는데 가시채널 반사도는 태양의 고도각이 클수록(천정각이 작을수록) 크기 때문에 동적경계값을 사용해야 하나, 효율적인 계산을 위해 가시채널 반사도를 태양천정각으로 보정하면 식 7.2와 같다.

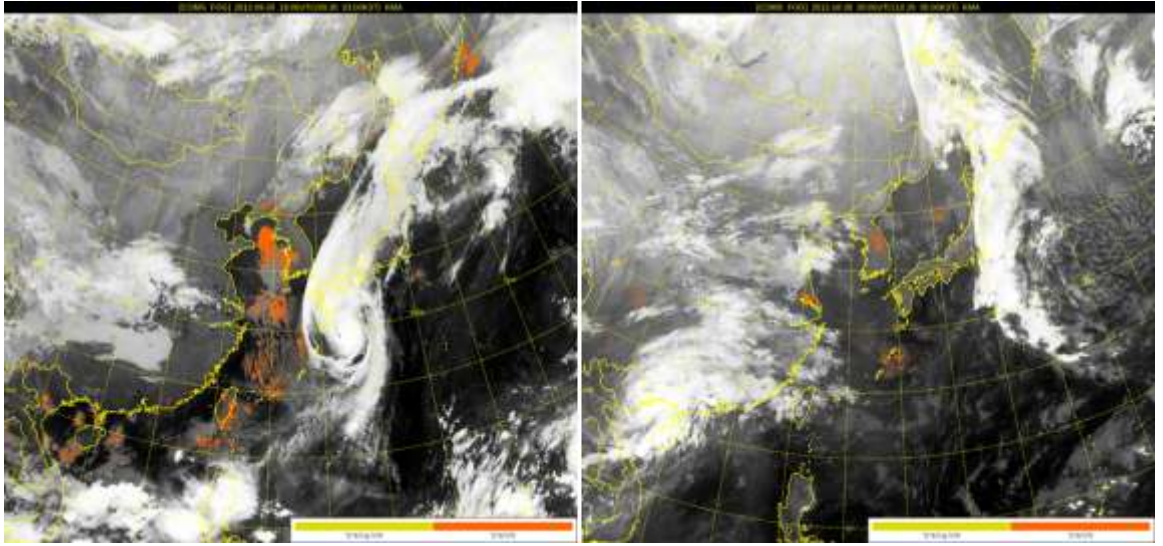
$$R_{\text{mod}} = R_{0.65} / \cos \phi \quad (7.2)$$

여기서, $R_{0.65}$ 와 R_{mod} 는 각각 가시채널 반사도와 태양 천정각 보정 후의 반사도이고, ϕ 는 태양천정각이다. 보정된 가시채널 반사도는 전체적으로 값이 커지지만($\cos \phi < 1$), 태양천정각에 대하여 반비례 하는 두 변수를 나눔으로써 태양 천정각에 따른 변화를 상쇄시킨다. 즉, 태양천정각의 변화를 무시할 수 있기 때문에 정적경계값을 사용할 수 있다. CMDPS에서 안개로 판단하는 보정된 반사도는 25~55이다.

7.2.3.5 안개 탐지 산출물

그림 7.6은 천리안위성을 이용하여 산출한 안개탐지 영상이다. 그림에서 육지 경계선을 제외한 노란색영역은 안개 가능지역이며 주황색 영역은 안개로 판단한 영역이다. 좌측 그림에서는 서해상에 짙은 안개가 관측되었으며, 우측 그림에서는 영서지방에 짙은 안개가 관측된다. 위성영상 특성상 광범위하게 안개가 발생했을 경우 육안으로 알아보기 쉽지만, 분지 등에서 발생하는 국소적 안개일 경우 위성영상으로 판단하기가 어렵다.

7.2 안개 탐지



[그림 7.6] COMS를 이용한 안개탐지 영상(2012.09.30. 0300KST(좌), 2012.10.29 0500KST(우))

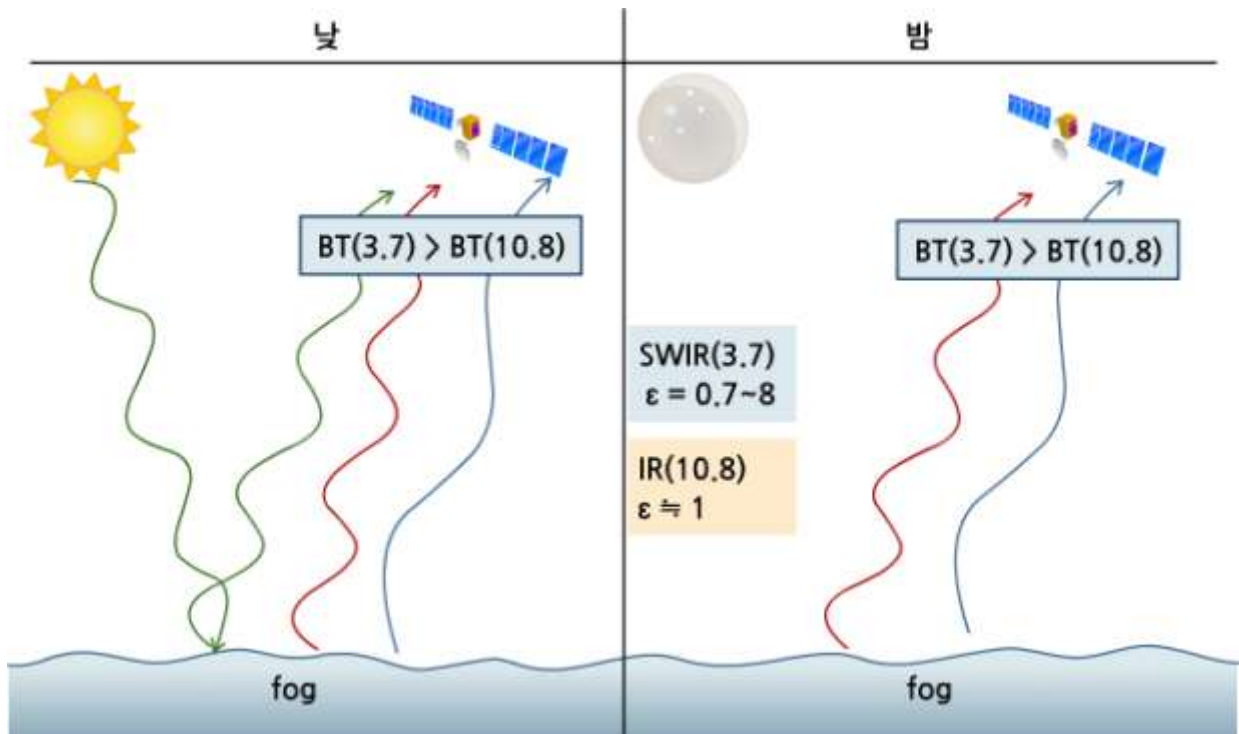
7.3 안개 탐지의 한계 및 보완

안개는 지표면과 가까이에서 발생하는 현상이기 때문에 하층운의 성질을 가지므로 위성을 이용한 안개탐지에 많은 어려움이 있다(Bendix et al., 2005). 안개의 분광특성은 안개 생성조건, 안개를 구성하는 물방울들의 상(Phase), 계절, 지표면 특성 등에 따라 매우 다양하여 하층운 등 구름과의 구별이 어렵다. 또한 한반도와 같이 지형이 복잡하여 국지적인 안개가 발생하는 경우에는 위성의 공간분해능과 위치오차에 의해 위성을 이용한 안개탐지가 더 어렵다. CMDPS 알고리즘은 기존 알고리즘의 문제점을 극복하고 안정적인 안개 탐지를 실시하고자 하는 목적으로 개발되었지만, 이 알고리즘은 위성영상에서 확인 가능한 넓은 영역의 짙은 안개에 중점을 두어 개발되었다는 점을 감안해야 한다.

앞으로 기상위성으로부터의 안개영역 탐지 알고리즘에서 반투과성 권운을 정확하고 효율적으로 제거할 수 있는 기법을 개발하고, 위성의 공간분해능을 향상 시킨다면 더욱 정확하게 안개영역을 탐지할 수 있을 것이다.

요약

1. 안개는 응결된 물방울에 의해 수평시정이 1km 미만이 되는 현상으로 생활에 많은 영향을 미치는 기상현상이기 때문에 기상위성을 통한 안개의 실시간 탐지는 매우 중요함.
2. 안개영역 관측은 안개에 대한 SWIR과 IR1 채널의 방출율 차이를 이용함.
3. SWIR 채널은 태양복사의 영향을 받기 때문에, 주·야 안개영역 판단을 위한 경계값이 다름.
4. 여명기에는 SWIR의 값이 급격히 변하므로 동적경계값을 이용하여 안개영역 판단.
5. 안개로 오인할 수 있는 반투과성 권운을 다른 채널(IR1-IR2 등)을 이용하여 제거해야 함.
6. 주간에는 VIS 채널을 이용하여 짙은 안개를 탐지 하거나, 반투과성 권운을 제거.
7. 안개 탐지는 안개 입자들의 상, 계절, 생성조건 등에 따라 상당히 다양하기 때문에 정확한 탐지가 어렵고, 하층운과의 구별이 어려움.
8. 우리나라의 경우 지형과 하천(강, 댐)의 영향으로 기상위성의 공간해상도보다 좁은 영역에서 국지적으로 안개가 자주 발생하는데 현재로서는 이러한 국지성 안개를 탐지하는 것은 한계가 있음.



[그림 7.7] 주·야간 안개 탐지 시 SWIR, IR1 채널 복사에너지의 흐름 모식도
(동적 경계값의 필요성)

연습문제

1. 안개의 정의 및 인간활동에 미치는 영향에 대해 논하시오.
2. 그림 7.4의 그래프를 이용하여 반투과성 권운을 탐지하는 원리에 대해 설명하시오.
3. 기상위성을 이용하여 안개를 탐지할 때, 후처리 방법에 대하여 설명하시오.
4. 현업에서 CMDPS를 활용하여 안개를 탐지할 때의 장·단점 및 한계를 논하시오.

참고문헌

1. 기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발 최종 보고서, 456-511.
2. Bendix, J., 2002; A satellite-based climatology of fog and low-level stratus in Germany and adjacent areas. *Atmos. Res.* 64. 3-18.
3. Bendix, J., B. Thies, J. Cermak, and T. Naub, 2005: Ground Fog Detection from Space Based on MODIS Daytime Data-A Feasibility Study. *Wea. and Forecasting.* 20, 989-1005.
4. Dybbroe, A., 1993. Automatic detection of fog at night using AVHRR data. *Proc. 6th AVHRR Data Users' Meeting*, pp. 245-252.
5. Ellrod, G.P., 1995: Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery. *Wea. Forecasting*, 10, 606-619.
6. Eyre, J. R., J. L. Brownscombe, and R. J. Allam, 1984: Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery. *Meteorological Magazine*, 113, 266-271.
7. Gultepe, I., M. Pagowski, and J. Reid, 2007: A satellite-based fog detection scheme using screen air temperature. *Wea. Forecasting*, 22(3), 444-456.
8. Lee, T. F., F. J. Turk, and K. Richardson, 1997: Stratus and fog products using GOES-8-9 3.9- μm data. *Wea. Forecasting*, 12, 664-677.
9. Schreiner, A. J., S. A. Ackerman, B. A. Baum, and A. K. Heidinger, 2007: A multispectral technique for detecting low-level cloudiness near sunrise. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(10), 1800-1810.
10. Turk, J., J. Vivekanandan, T. Lee, P. Durkee, and K. Nielsen, 1998: Derivation and Applications of Near-Infrared Cloud Reflectances from GOES-8 and GOES-9. *Amer. Meteor. Soc.*, 37, 819-831.
11. Turner, J., Allam, R. J., Maine, D. R., 1986: A case study of the detection of fog at night using channel 3 and 4 on the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *Meteorol. Mag.* 115, 285-290.

참고문헌

12. Underwood, S.J., G.P. Ellrod, and A.L. Kuhnert, 2004: A multiple-case analysis of nocturnal radiation-fog development in the central valley of California utilizing the GOES nighttime fog product. *J. Appl. Meteor.*, 43, 297-310.
13. Wetzel, M. A., R. D. Vorys, and L. E. Xu, 1996: Satellite microphysical retrievals for land-based fog with validation by balloon profiling. *J. Appl. Meteor.*, 35, 810-829.

8장. 에어로졸

8.1 서론

8.2 에어로졸 탐지

8.3 에어로졸 탐지의 한계 및 보완

학습목표

- 기상위성 자료로부터 황사와 같은 에어로졸 및 에어로졸 광학두께를 탐지하는 원리에 대해 이해한다.
- 현업에서 기상위성으로부터 에어로졸 및 광학두께를 산출하는 과정에 대해서 이해한다.
- 천리안위성 자료를 이용하여 에어로졸을 탐지할 때 오차를 유발할 수 있는 요소들과 오차들을 보정하는 원리를 이해함으로써 에어로졸 탐지 관련 현재의 기술 수준을 이해한다.
- 기상위성을 이용한 에어로졸 탐지의 한계와 이를 보완하기 위한 방법에 대해 알아본다.

8.1 서론

에어로졸(Aerosol)이란 대기권에 액체상 혹은 고체상으로 부유하는 입자상 물질들을 통칭하는 것으로 우리나라에서는 황사가 대표적이다. 황사는 연 강수량이 200mm 이하의 건조 지역인 중국 북부지역의 몽고고원과 고비사막, 타클라마칸 사막에서 발생한다(Iino et al, 2004). 이 지역에서 강한 상승기류가 발생하면 대기 중에 많은 양의 먼지와 모래가 부유하여 편서풍을 타고 멀리 날아가면서 낙하되는 현상을 황사로 정의한다. 황사는 중국, 한국과 일본지역은 물론 아메리카 대륙의 서안 지방까지 영향을 미치며(Jaffe et al, 1999), 최근에는 중국의 급속한 산업화로 NOx, SOx 등의 많은 오염물질도 같이 수송되는 것으로 보고되고 있다(Xiao et al, 1997; Berntsen et al, 1999; McKendry et al, 2001). 중국 북서부 지역에서의 강수량 감소, 지나친 방목 등 자연적 그리고 인위적 요인에 의한 사막화로 2000년대부터 황사의 발생 빈도와 강도가 높아지고 있다(Takemura et al, 2002). 이로 인한 황사피해 역시 증가하고 있는데, 우리나라에서의 황사에 의한 경제적 피해 규모는 한해 최대 약 7조3천억 원에 이른다(임영욱 등, 1989).

황사와 같은 에어로졸은 인간 활동뿐만 아니라 지구의 복사수지를 변화시키거나 구름 형성과정에 관여하는 등 지구 기후변화에도 직·간접적으로 영향을 미치므로 이의 발생과 분포 양상에 대한 전 지구적 탐지 및 물리적 특성에 대한 연구가 꾸준히 요구되어왔다. 대기 중의 에어로졸의 양을 나타내면서 위성관측으로부터 도출할 수 있는 가장 기본적인 변수는 에어로졸 광학두께(Aerosol Optical Depth; 이하 AOD) 다. 대기에 존재하는 에어로졸이 지면에서 대기상한까지 진행하는 복사에너지를 산란 또는 흡수를 통하여 소산시키는 정도를 소산계수(Aerosol Extinction Coefficient)라 정의했을 때, 소산계수를 전체대기에 대해 복사의 진행방향으로 적분한 값이다.

현재 전 지구적으로 AERO-NET[Holben et al., 2002]과 같은 지상 관측망이 구축되어 있어서 AOD 및 에어로졸의 물리·화학적 특성에 대한 상세한 정보를 수집하고 있다. 하지만 이들 관측망은 주로 선진국을 중심으로 되어 있어 관측 영역에 한계가 있으며 특히 바다, 사막 등과 같은 지역에서는 관측이 불가능하기 때문에 에어로졸의 시·공간적 변동성을 연속적으로 관측하는 데는 한계가 있다. 반면 기상위성을 이용할 경우 지리적 위치에 관계없이 광범위한 지역을 동시에 관측함으로써 에어로졸의 발생과 이동 경로, 강도 등을 연속적으로 추정하는데 매우 효과적이다. 또한 동일한 지점을 연속적으로 감시하여 황사 예보나 수치모델의 정확도를 향상시킬 수 있기 때문에 기상위성을 통해서 정확한 에어로졸 영역 및 AOD를 탐지하려는 시도가 지속되고 있다.

8.2 에어로졸 탐지

8.2.1 개요

CMDPS 에어로졸 탐지 알고리즘은 기존의 휘도온도차(BTD) 방법에 배경 경계값(BTV)을 도입하여 기존의 휘도온도차 방법에서 발생하는 오차는 줄이고 민감도를 높임으로써 단점을 최소화 하였고, 다른 산출물을 입력 자료로 사용하지 않기 때문에 비교적 단시간에 에어로졸을 탐지한다. 또한 위성의 가시 채널로 에어로졸을 탐지할 경우에는, 태양 복사에너지가 지구 대기나 지표에서 우주로 반사되어 나오는 세기를 이용하는데, 이는 반사도로 변환할 수 있고 대기상한에서 관측되는 값이므로 대기상한반사도라 칭한다. 대기상한반사도는 태양복사에너지가 지구대기를 통과하는 과정에서 구름, 에어로졸, 지표면, 대기효과(Rayleigh 산란 등), 흡수기체 등과의 상호작용에 의해 결정되므로 에어로졸 효과를 제외한 나머지 효과를 제거하거나 보정할 수 있다면 에어로졸의 정보를 산출할 수 있다. 이에 CMDPS에서는 복사전달모델(RTM)을 이용하여 조건표(LUT)를 작성하고, 이를 이용해 대기상한반사도로부터 AOD를 산출하도록 하였다. 이 때 지표면반사도 정보는 AOD 산출에 매우 큰 영향을 미치므로 관측시점 이전의 30일간 관측된 대기상한반사도로부터 미리 계산한다. 또한 산출된 AOD 값을 태양 복사 전용 복사전달모델인 6S(Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum)에 적용하면 시정을 산출할 수 있다.

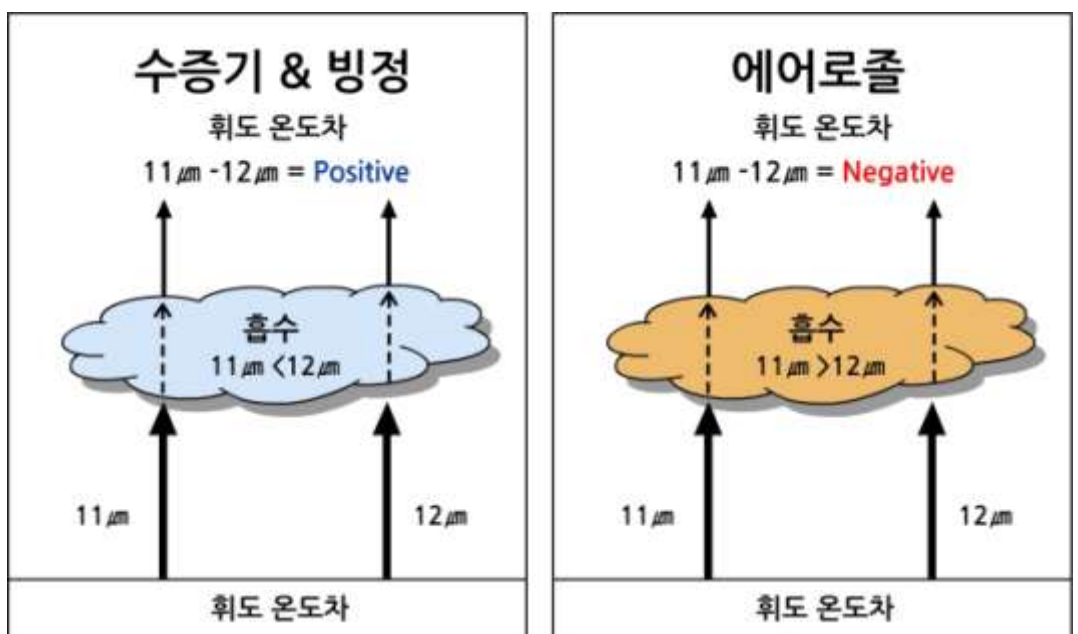
8.2.2 산출 개념

위성을 이용한 에어로졸 탐지는 여러 파장대를 이용한다. 자외선은 다른 파장대에 비해 상대적으로 지표 반사도가 작으며, 위성과 태양 고도에 의한 방향성 반사 효과가 작기 때문에 에어로졸 탐지에 적합하지만(Torres et al., 2002), 공간분해능이 가시광선과 적외선에 비해 매우 낮다는 단점이 있기 때문에 자외선보다는 가시광선을 이용한다. 그러나 가시광선은 자외선에 비해 상대적으로 높은 지표 반사도 때문에 사막과 같은 지역에서는 에어로졸에 대해 매우 낮은 민감도를 가진다.

그러므로 가시광선을 이용한 에어로졸 탐지는 지표반사도가 낮은 해양과 육지의 식생지역에서 주로 사용한다(Fukushima and Toratani, 1997; Kaufman et al., 1997; King et al., 1999; Mishchenko et al. 1999; Stow et al., 1993; Torres et al., 2002). 반면 적외선을 이용한 에어로졸 탐지는 에어로졸 입자의 직경보다 파장이 더 길기 때문에 산란강도가 매우 약해 에어로졸 탐지에 적합하지 않다.

8.2 에어로졸 탐지

그러나 황사의 경우 입자의 크기가 일반적인 에어로졸보다 크기 때문에 적외선을 이용하여도 효과적으로 탐지할 수가 있다(Ackerman et al, 1994). 또한 자외선이나 가시광선 파장대와 달리 높은 지표 반사도를 가진 지역과 야간에도 탐지할 수 있는 장점이 있다. 적외선을 이용한 에어로졸 탐지는 대기의 창 영역에 해당하는 단파적외(SWIR) 채널과 적외 1 채널의 휘도온도 차이를 이용한다(Ackerman, 1989). 그러나 SWIR 채널은 태양과 위성의 천정각과 지표 온도에 큰 영향을 받기 때문에 이 채널을 이용한 에어로졸 탐지는 큰 오차를 유발한다. 또 다른 방법은 Prata(1989)가 제시한 분리대기창 IR1, IR2 채널의 휘도온도의 차이를 이용한다. Wen and Rose(1994)과 Gu et al.(2003)은 IR1, IR2채널 휘도온도의 차이가 대기 중에 부유하는 에어로졸의 경우 음수로 나타나고, 구름과 같은 수적의 경우 양수가 나타난다는 점(그림 8.1)을 AVHRR 자료에 적용하여 화산재 에어로졸의 입자크기, AOD, 총질량을 산출하였다. Gu et al.(2003)은 이 방법을 MODIS 자료에 적용하여 동아시아 지역의 황사를 측정하였다. 그러나 산출된 에어로졸 양은 대기 복사 모델의 입력 자료로 사용한 입자의 굴절지수, 크기분포, 입자모양, 지표와 대기의 상태에 따라 10~40% 정도의 매우 큰 오차를 가질 수 있다고 밝혔다. 현재 국가기상위성센터에서는 휘도온도차 방법을 AVHRR 자료에 적용하고 있는데, 황사와 구름의 구별을 위한 경계값을 -0.7°K 로 잡고 있지만 이 경계값은 에어로졸의 광학적 특성, 지표, 대기의 상태에 영향을 받는다(하중성 등, 2006). 즉, 경계값은 시·공간적으로 변하기 때문에 이에 대한 개선이 필요하다.



[그림 8.1] IR1, IR2 채널이 수증기 또는 에어로졸을 통과하는 동안 발생하는 차이를 보여주는 모식도(Gu et al, 2003)

8.2 에어로졸 탐지

8.2.3 산출 원리

8.2.3.1 에어로졸 탐지

에어로졸 유무에 대한 휘도온도차(Bright Temperature Difference; 이하 BTD)의 경계값은 0보다 조금 큰 양수 값을 가진다. 또한 표준 대기 상태에 따라 BTD 경계값이 달라질 수 있다. 에어로졸이 존재하지 않는 청정한 대기 상태에서 위성과 태양의 천정각, 대기의 연직 온·습도 분포, 지표면 온도와 방출률, 그리고 지표면 반사도 등에 따른 BTD의 경계값 변화를 분석하고 에어로졸이 존재할 때, 구성 성분과 존재 고도, 그리고 표준 대기 상태에 따른 BTD의 변화를 분석하여 에어로졸 탐지에 필요한 자료로써 활용한다.

1) 에어로졸 성분

대기 중에는 황사를 비롯하여 화산재, 해양입자 등 다양한 종류의 에어로졸이 존재하고 성분에 따라 BTD 민감도가 다르기 때문에, 정확한 탐지를 위해서는 에어로졸 종류에 따른 민감도 정보가 필요하다. 에어로졸이 없는 청천의 경우 BTD는 0.8K의 경계값을 보였으나, 실제 대기에서는 복사 모델 결과와 상이할 수 있기 때문에, 0K의 경계값 하나만으로 에어로졸을 탐지하는 것은 한계가 있다. 즉, 에어로졸 종류에 따라 BTD의 값이 다르기 때문에 정확한 에어로졸 탐지를 위해서는 에어로졸의 구성성분 정보가 필요하다.

2) 태양 천정각, 위성 천정각

위성에서 관측되는 복사량은 위성의 천정각, 태양의 천정각 등에 영향을 받는다. 그러나 BTD값과 IR1 채널 휘도온도는 태양복사에 의한 영향을 받지 않기 때문에 태양천정각 변화에 따라 경계값은 변하지 않는데, 이러한 특징으로 인해 야간에도 탐지가 가능하다. 반면 위성의 천정각이 클수록 높은 BTD 경계값이 나타나는데, 이는 위성의 천정각이 커질수록 대기투과 경로가 길어지기 때문이다. 즉, 위성의 천정각은 경계값에 많은 영향을 미치기 때문에 경계값 산출과 민감도에 중요한 인자로 고려해야 한다.

3) 대기 상태 및 수증기 연직구조

표준 대기 상태는 대기의 온도와 습도 연직구조 및 대기의 구성 물질에 의해 결정되기 때문에 계절 및 위도별로 대기의 연직구조 등의 조건에 따라 경계값이 다르게 나타난다. 이러한 경계값 변화를 일으키는 주된 대기 인자는 온도와 수증기의 연직구조이다. 특히 대기의 수증기 분포에 대해서는 IR2 채널이 민감하게 반응하기 때문에 BTD 경계값 산정에서 대기의 수증기 분포는 중요하게 고려되어야 한다.

8.2 에어로졸 탐지

4) 지표면 방출률

지표면을 14가지 특성으로 분류하여 IR1, IR2에서 관측한 방출률을 계산한 결과 건조한 토양(Arid Bare Soil)에서 BTD 경계값이 가장 낮게 나타나고 눈과 얼음 지역을 제외한 다른 지표면 유형, 특히 초목 지역과 비교해 보았을 때 BTD는 0.2~0.3°K 정도로 매우 낮게 나타난다. 즉, 황사에 의한 BTD의 변화 정도와 비교하여 약 10%의 오차를 가지기 때문에 지표면의 특성에 따른 BTD의 변화를 고려해야 한다.

5) 지표면 온도와 특성

BTD 방법을 적용하여 산출한 에어로졸 분포를 살펴보면 시간에 따라 BTD 값이 변화하고 있으며 특히 야간에는 에어로졸이 없는 경우에도 BTD가 음의 값을 나타낸다. 적외선은 물체의 온도에 따라 방출되는 에너지가 다르기 때문에 지표면의 온도와 밀접한 관련이 있다. 특히 황사의 발원 지역인 건조/반건조 토양 지역의 경우 지표면 온도에 따라 -1.6°K에서 0.8°K까지 약 2.4°K 정도로 변한다. 이 정도의 편차는 BTD 값에 100%의 오차를 포함할 수 있고, 청정한 대기 상태를 에어로졸 지역으로 잘못 탐지할 수도 있다. 그러므로 BTD 경계값 산정에 지표면 온도와 지표면 특성은 중요하게 고려되어야 한다.

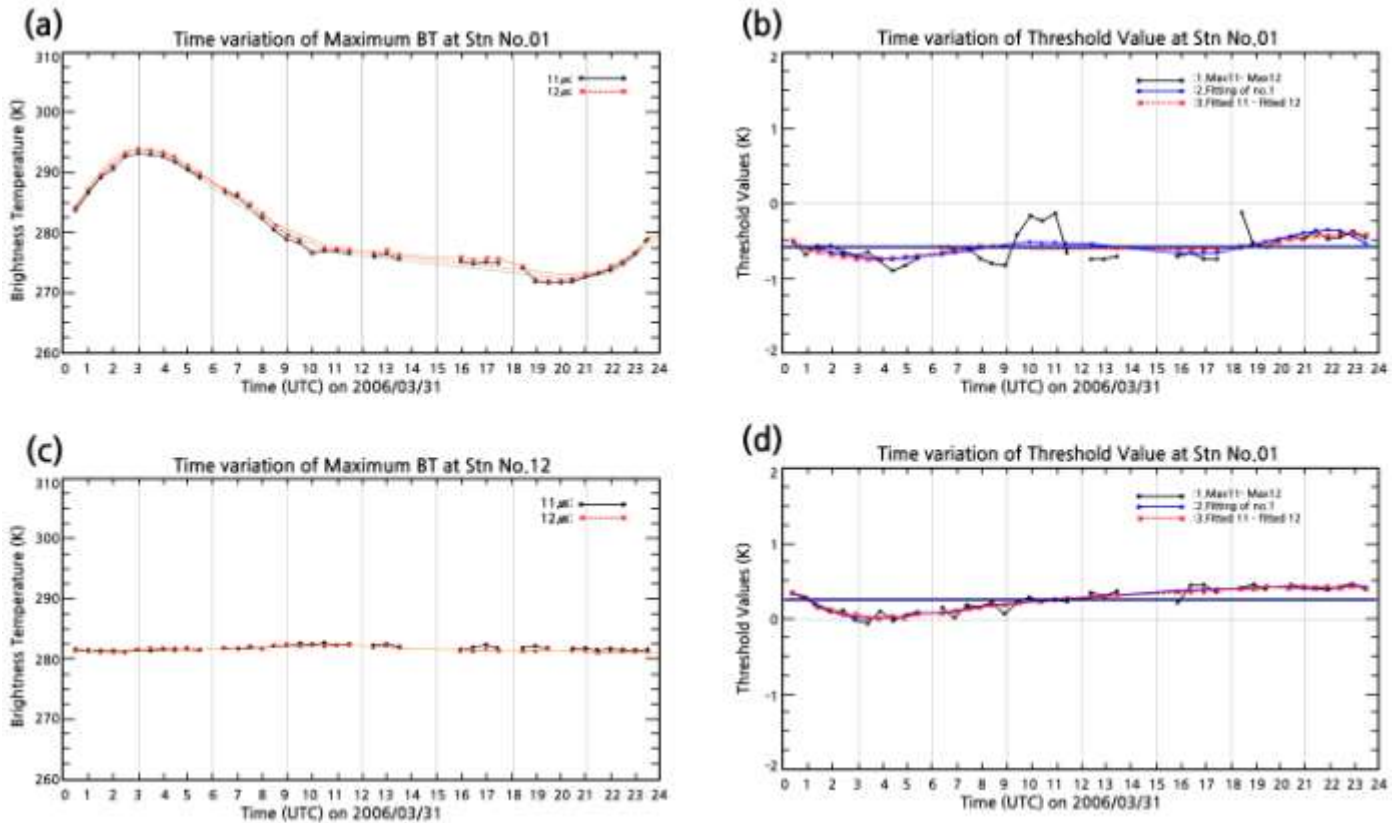
8.2.3.1.1 에어로졸 탐지 원리

이론적으로 BTD 방법은 OK를 경계로 구름과 에어로졸을 구분한다. 그러나 복사전달모델을 이용한 민감도 검사 결과 위성 천정각, 대기내의 총 가강수량, 그리고 지표면 온도와 연직구조에 따라 경계값이 크게 변한다. 즉, 경계값 설정에 따라 강한 황사를 약하게 탐지하거나, 황사가 존재하지 않는 화소를 황사로 오인할 수 있다. 화소별 BTD 경계값은 시간과 공간에 따라서 변하기 때문에 일률적으로 적용되는 경계값으로 인해 황사 탐지에 큰 오차를 유발할 수 있기 때문에, CMDPS에서는 시·공간적으로 변하는 배경경계값을 적용한다.

가시광선을 이용한 에어로졸 측정은 기본적으로 주어진 화소에서 에어로졸이나 구름이 없는 청정한 날의 배경반사도를 도출하고 이를 분석 당일의 탐지된 값에서 감하여 산출한다(Hauser et al. 2005). 즉, 현재로부터 지난 며칠 동안 주어진 화소의 반사도 중에서 가장 작은 값을 맑은 날로 정의한다. 또한 각 화소에서 관측일을 포함한 지난 10일 중 동일관측 시간대의 IR1 채널의 최대 휘도온도를 청천화소로 정의하여 당시의 BTD를 그 화소에서의 배경경계값(BTV)으로 정의한다.

8.2 에어로졸 탐지

황사가 탐지되는 시기는 주로 봄철이며 기온이 상승하는 시기이므로 IR1 채널의 휘도온도가 최대값을 보일 때가 관측일에 가장 가까운 지표온도를 나타내고, 구름이나 수증기의 영향을 가장 적게 받았다고 판단하여 청정화소로 정의한다. 그러나 해양지역 등 구름과 수증기의 영향을 자주 받는 곳에서는 배경경계값이 0보다 훨씬 클 수 있기 때문에, 구름화소 검사를 통해 IR1과 IR2 채널의 휘도온도 차이가 0.5K 이상인 경우는 수증기의 영향으로 판단하여 제거한다.



[그림 8.2] 서울에서의 IR1(•), IR2(*)의 배경휘도온도(a) 및 휘도온도차(b)의 시계열도 및 서해상에서의 IR1(•), IR2(*)의 배경휘도온도(c) 및 휘도온도차(d)의 시계열도. (b), (d)의 파란색 실선은 BTD의 24시간 평균이다. (<http://kma.go.kr>)

8.2 에어로졸 탐지

그림 8.2는 서울과 서해상의 청천화소에서 구한 각 시간별 IR1, IR2 휘도 온도와 [(a), (c)] 두 휘도온도 차이(BTD) [(b), (d)]를 나타낸다. 서울과 같은 육지의 경우 한 낮의 경우 가장 온도가 높고 일출 직전 가장 온도가 낮다. 이것은 하루 동안 육지에서 관측되는 온도와 매우 유사하다. 해양의 경우 하루 동안 온도변화가 거의 없다. 이러한 육지와 해양의 하루 동안 온도변화는 지상관측자료와 매우 유사함을 보여주는 것으로 산출된 배경경계값의 신뢰도를 보여주고 있다(<http://kma.go.kr>). 구름탐지를 통해 산출된 배경경계값을 황사가 탐지된 날의 BTD 값에서 빼 준 보정된 휘도온도 차이를 황사지수(Aerosol Index: AI)로 정의한다.

8.2.3.2 에어로졸 광학두께

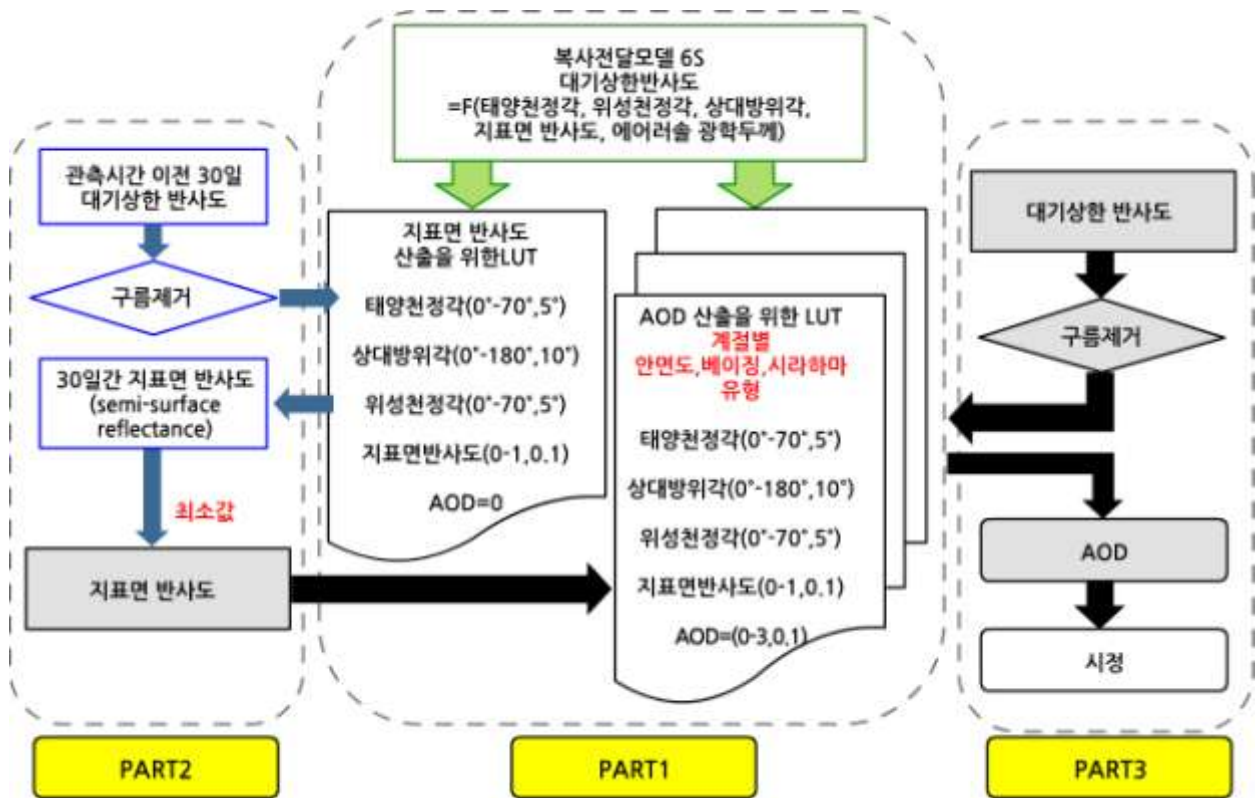
입사 복사에너지의 소산능력을 나타내는 에어로졸 광학두께(AOD)는 대기에 존재하는 에어로졸이 지면에서 대기상한까지 진행하는 복사에너지를 산란 또는 흡수를 통하여 소산시키는 정도를 소산계수(Aerosol Extinction Coefficient: k_{ext})라 정의했을 때, 소산계수를 전체대기에 대해 복사의 진행방향으로 적분한 값이다($AOD = \int_0^{\infty} k_{ext} dz$). 소산계수는 파장, 입자의 크기와 모양, 빛을 흡수하는 정도에 따라 달라지며, 앞의 변수들이 고정되어있는 상태에서는 복사에너지가 진행하는 방향의 공기기둥에 존재하는 에어로졸의 양에 비례한다.

이때, 지표면반사도 정보는 AOD 산출에 큰 영향을 미치므로 관측시점 이전의 30일간 관측된 대기상한반사도로부터 미리 계산한다. 또한 부수적인 산출물로서, AOD로부터 시정정보를 얻을 수 있다. CMDPS에서는 복사전달모델(RTM)을 이용하여 다양한 대기상태, 에어로졸 및 위성-태양 조건에 따라 조건표(LUT)계산하고, 이를 이용해 대기상한반사도로부터 에어로졸 광학두께(AOD)를 산출하도록 하였다.

8.2 에어로졸 탐지

8.2.3.2.1 에어로졸 광학두께 산출 알고리즘

AOD 산출 알고리즘의 전체적인 흐름도를 그림 8.3에 나타내었다. 알고리즘은 크게 세 가지로 나눌 수 있는데, Part 1은 지표면반사도와 AOD 산출에 이용할 조건표를 복사전달모델로부터 계산하는 과정이다. 조건표는 일정 간격을 두고 계산되기 때문에 계산간격 사이로 대기상한반사도가 선형적으로 변한다고 가정하고, 실제 관측조건이 주어지면 미리 계산된 기준값들을 조건에 맞게 내삽하여 사용한다.



[그림 8.3] CMDPS에서 활용하는 AOD 산출 알고리즘

Part 2는 지표면반사도를 계산하는 과정이다. 이는 관측시점 이전의 30일 동안 동일한 시간에 관측된 대기상한반사도와 AOD가 0 일 경우에 계산된 조건표를 이용하여 구할 수 있다. 30일 동안 같은 시간에 관측되는 대기상한반사도 각각은 우선 구름화소를 제거한 뒤 지표면반사도(Semi-surface Reflectance)로 변환된다. 그리고 모든 화소에서 임시 지표면반사도의 최소값을 구함으로써 지표면반사도를 산출한다. 이 때, 최소값은 잡음에 의한 영향을 받을 수 있으므로, 각 화소별로 30일간 변환된 임시 지표면반사도의 두 번째 최소값으로 전체 관측 영역의 지표면반사도를 구성한다.

8.2 에어로졸 탐지

30일간의 관측으로부터 변환된 지표면반사도는 대기 중 존재하는 에어로졸의 영향을 포함하여 변환된 결과이다. 마지막으로 Part3은 AOD를 산출하는 과정으로 Part1에서 생산된 조건표에 Part2에서 구해진 지표면반사도를 입력하여 대기상한반사도를 AOD로 변환하고, AOD와 시정 간 상관식을 통하여 보조 산출물로 시정을 계산한다.

가. 구름제거

구름이 존재하는 화소에서는 복사전달모델로부터 에어로졸에 의한 효과만을 찾기 어렵기 때문에 본 알고리즘에서 AOD는 구름이 없는 화소에서만 계산된다. CMDPS에서는 구름탐지결과 및 IR1 채널의 휘도온도와 가시채널의 반사도 경계값을 이용하여 구름화소를 제거한다. 이 방법은 두꺼운 구름을 효과적으로 제거할 수 있으나, 두께가 얇거나 지면 또는 해면 위로 가깝게 떠있는 구름은 제거하기 어렵다.

나. 조건표 계산

에어로졸의 산란 특성을 정확하게 분석하는 것은 산출물의 정확도에 매우 중요한 요소이다. 다중채널을 이용하는 알고리즘은 실시간으로 관측지점에 존재하는 에어로졸의 특성을 분석하여 에어로졸의 여러 유형을 바탕으로 작성한 조건표로부터 그와 가장 유사한 에어로졸 유형을 찾아내어 에어로졸의 산란특성에 의한 오차를 최소화 할 수 있다. 하지만 단일 가시 채널을 이용한 AOD 산출 알고리즘이 가지는 가장 큰 문제 중 하나는 에어로졸의 광학적 특성을 실시간으로 탐지할 수 없다는 점이다. 이러한 한계를 극복하기 위해서는 조건표를 계산할 때 실제 나타날 수 있는 가능성이 가장 큰 에어로졸의 특성을 반영하여 계산하고, 이를 위해서는 동아시아에 적합한 장기간의 에어로졸 광학특성 자료의 DB 구축이 필요하다.

8.2 에어로졸 탐지

[표 8.1] 계절 및 지역에 따른 에어로졸 특성

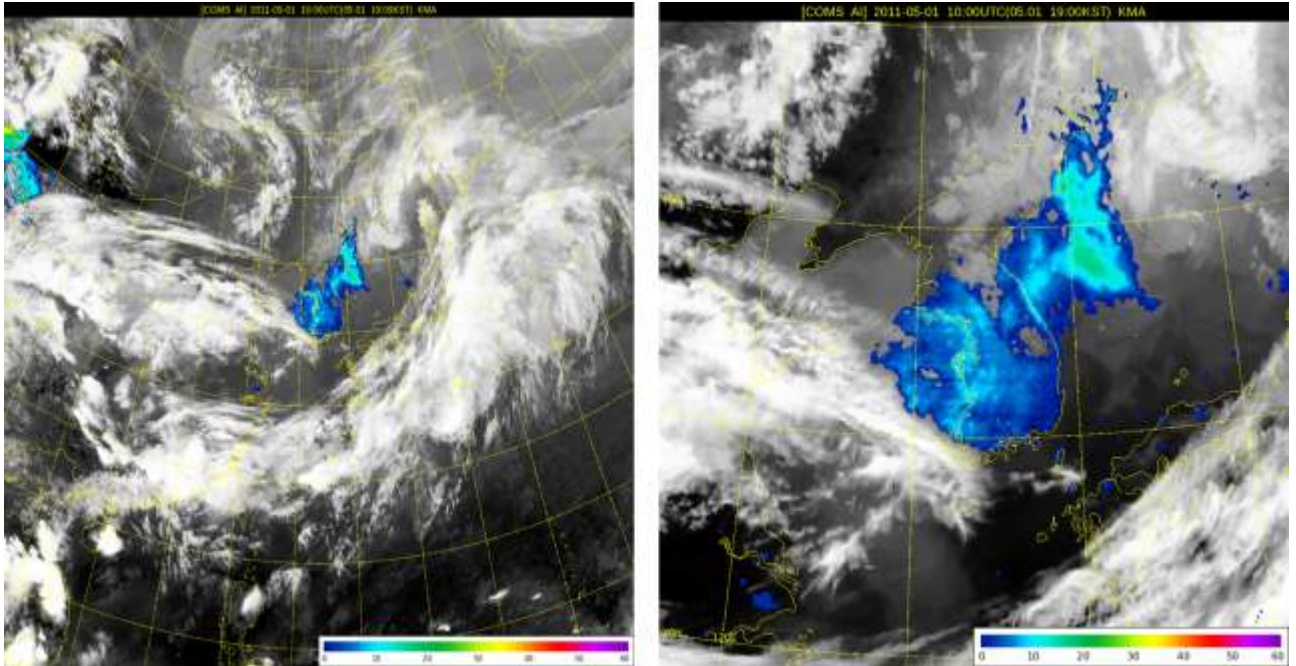
		676nm	MAM	JJA	SON	DJF
AOD	Anmyon (743)	AOD mean	0.440(230)	0.466(124)	0.186(156)	0.228(233)
		n	1.511	1.436	1.468	1.495
		k	0.00620	0.00735	0.01049	0.01248
	Beijing (906)	AOD mean	0.627(273)	0.654(168)	0.489(246)	0.410(219)
		n	1.526	1.465	1.498	1.507
		k	0.00781	0.00790	0.01187	0.01390
	Shirahama (844)	AOD mean	0.255(221)	0.246(137)	0.130(230)	0.129(256)
		n	1.469	1.419	1.404	1.464
		k	0.007	0.009	0.009	0.011
HAOD	Anmyon (247)	AOD mean	0.851(74)	0.809(51)	0.343(53)	0.484(69)
		n	1.523	1.452	1.447	1.484
		k	0.00475	0.00581	0.00837	0.00860
	Beijing (345)	AOD mean	1.114(109)	1.121(70)	0.955(90)	0.831(76)
		n	1.531	1.474	1.491	1.513
		k	0.00604	0.00678	0.01020	0.01175
	Shirahama (315)	AOD mean	0.411(82)	0.436(51)	0.207(89)	0.216(93)
		n	1.470	1.427	1.405	1.464
		k	0.00640	0.00891	0.00939	0.01080

표 8.1은 안면도, 베이징, 시라하마에서 계절별로 얻어진 평균 AOD와 0.5 μm 에서 Refractive Index의 실수부(n)와 허수부(k)를 나타낸 것이다. Refractive Index의 실수부는 에어로졸에 의하여 산란되는 빛의 세기를 나타내고 허수부는 에어로졸에 의하여 흡수되는 빛의 세기를 의미한다. 동아시아지역의 AOD는 봄·여름에 높고 가을·겨울에 낮다. 계절에 따라서 산란특성에는 큰 변화가 없으나 주로 봄철에 산란특성이 커진다. 흡수 특성은 봄에서 겨울철로 가면서 커지는 특징이 뚜렷하고 베이징에서의 AOD가 가장 두껍다.

8.2 에어로졸 탐지

다. 산출물

그림 8.4는 2011년 5월 1일 1900KST에 천리안 위성을 이용하여 동아시아 영역 및 한반도 영역의 에어로졸을 탐지한 영상이다. 그림의 우측 하단에 있는 범례는 에어로졸 광학두께(AOD)를 나타낸다. 이 시기에 한반도 전역 및 동해 북부지역 상에 짙은 에어로졸이 관측되었다.



[그림 8.5] COMS를 이용한 동아시아(좌) 및 한반도 영역(우)의 에어로졸 탐지 영상 (2011.05.01 1900KST)

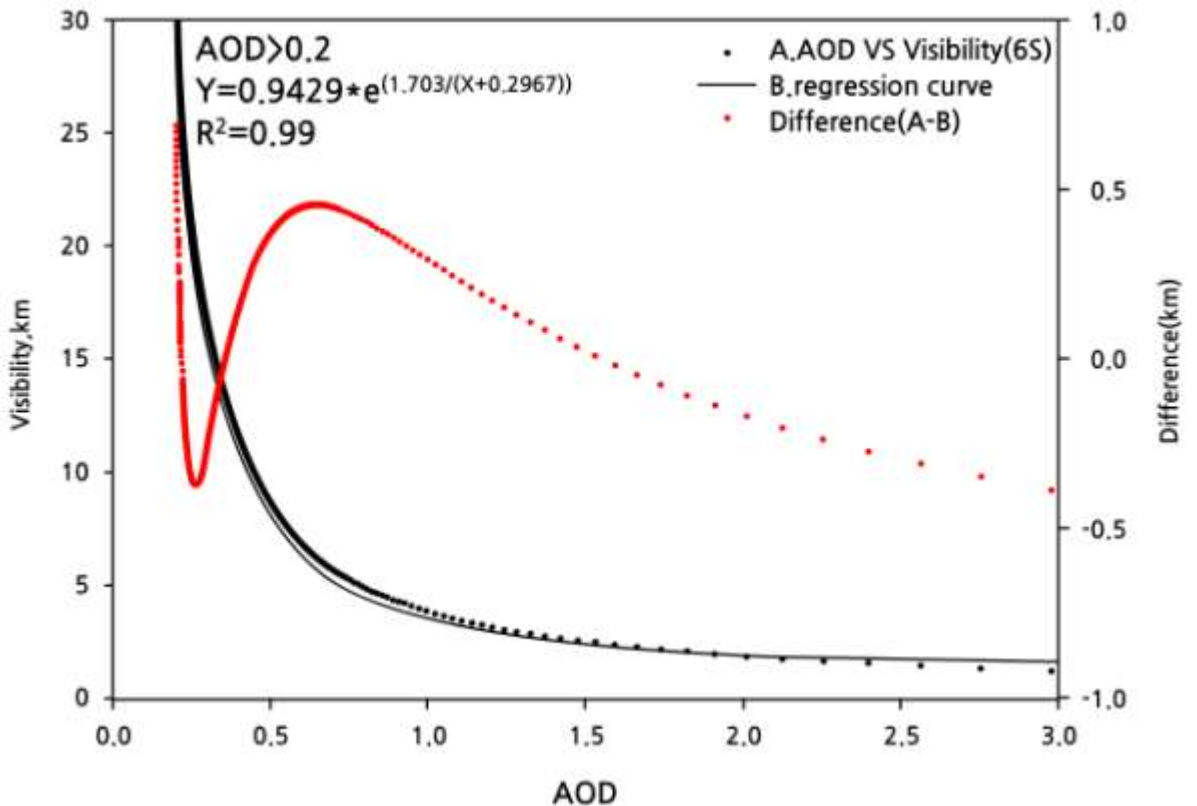
8.2 에어로졸 탐지

라. 시정 산출

대기 중 존재하는 입자수가 증가하면 가시거리는 줄어들게 되는데, 식 (8.1)은 경험적인 방법으로 도출된 시정과 AOD간의 상관식이다.

$$Visibility = 0.9429 e^{-(1.703/(AOD + 0.2967))} \quad (8.1)$$

그림 8.5는 경험적으로 산출한 회귀식인 식 (8.1)을 이용하여 산출한 곡선과 복사전달모델(6S)로 산출한 곡선을 한 그래프에 나타낸 것이다. 흑색 점은 모델 결과를 통해 얻어낸 시정과 AOD간의 산포도이고, 흑색 실선은 산포도의 회귀선이다. 그리고 붉은 점선은 회귀선과 산포도 사이의 차를 나타낸다. 복사전달모델과 회귀식간의 오차가 작은 것을 확인할 수 있다. 시정의 산출결과는 km단위를 갖고, 상관식은 AOD가 0.2 이상일 경우에 대해서만 적용된다.



[그림 8.6] 복사전달모델 6S 및 회귀식으로부터 산출된 시정 값

8.3 에어로졸 탐지의 한계 및 보완

일반적으로 황사를 탐지하기 위해 파장이 짧은 자외선이나 가시광선을 이용하고 있으나 이들은 낮은 공간해상도와 주야간 불연속적 탐지 등 많은 문제점을 가지고 있다. 반면에 에어로졸이 분리대기층 적외체널에 미치는 영향이 상이한 특성을 이용하여 황사를 탐지하는 방법은 주야, 지리적 위치에 관계없이 적용할 수 있는 장점이 있다. 하지만 분리대기층 채널사이의 휘도온도차(BTD)는 대기 중 수증기 및 에어로졸만의 함수가 아닌 지표면온도, 방출율, 위성천정각 등의 함수이기 때문에 BTD 만으로는 황사탐지에 한계가 있다. 때문에 CMDPS에서 개발한 배경경계값을 이용한 황사탐지 방법은 기존의 BTD 방법이 가지는 단점을 최소화하여 정확도를 향상시켰다.

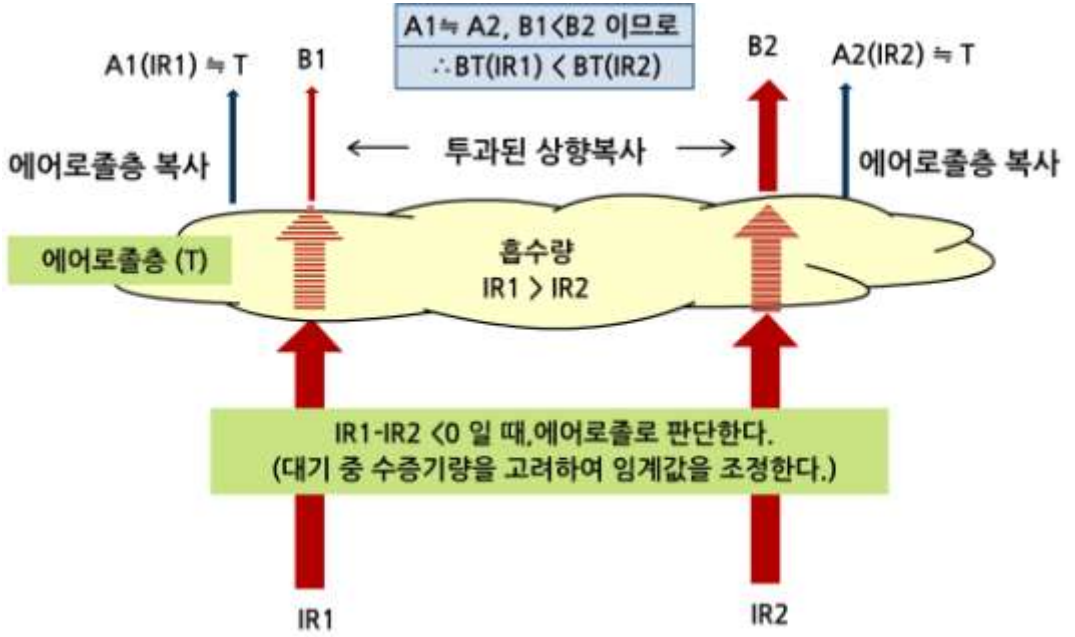
그러나 황사탐지 수준의 향상을 위해서는 정확한 배경경계값 산출과 함께 BTD를 지리적 위치/계절에 따라 역동적으로 적용할 필요가 있다. 또한 CMDPS에서의 AOD 산출에 있어 가장 중요한 점은 지표면반사도의 산출과 에어로졸의 특성 분석이다. CMDPS에서는 안면도와 베이징, 시라하마에서 산출된 에어로졸의 광학특성을 반영함으로써 에어로졸 특성에 의한 오차를 줄였지만 한정된 지역과 기간의 자료이기 때문에 정확한 AOD 산출에 어려움이 있다. 또한 황사 입자가 항상 구형이지 않고, 크기도 일정하지 않다는 점도 오차를 발생시킬 수 있는 요소이다.

동아시아 지역의 에어로졸 탐지는 예보 능력 향상을 통하여 국민의 삶의 질을 향상에 기여할 수 있을 뿐 아니라, 세계적으로 높은 에어로졸 발생 빈도 및 농도를 나타내는 이 지역의 에어로졸 분포 특성에 대한 정보를 제공함으로써 학문적인 기여 또한 클 것으로 예상된다. 따라서 앞으로도 이와 관련된 연구 및 개발 사업이 꾸준히 진행 되어야 할 것이다.

요약

1. 황사는 중국 북부 및 몽골의 사막지대에서 발생하며, 장거리 이동과정을 통해 복사수지, 강수과정 및 인간생활에 막대한 영향을 끼침.
2. 광범위한 영역에서 연속적으로 에어로졸을 탐지하기 위해 기상위성(예: COMS)를 이용함.
3. 기상위성을 이용하여 에어로졸을 탐지할 때, 안개탐지에서와 같이 채널간 차(SWIR-IR1, IR1-IR2)를 이용하거나 VIS 채널을 이용하여 에어로졸을 탐지함.
4. CMDPS에서는 휘도온도차 방법(IR1-IR2)을 이용하는데, 이는 IR1 채널이 IR2 채널보다 에어로졸에 대한 흡수성이 높다는 성질을 이용한 방법임. 에어로졸이 많을 경우 휘도온도차(BTD)는 음수값을 나타냄.
5. IR2 채널은 수증기에 의해 많이 흡수되기 때문에, 대기 중에 에어로졸과 함께 수증기가 많을 경우 에어로졸을 정확히 탐지할 수 없는 한계가 있음.
6. 그 외 에어로졸 탐지 정확도에 영향을 주는 요소들은 에어로졸 특성(성분, 모양, 직경 등), 태양의 천정각(SWIR), 위성 천정각, 지표면의 방출률 및 온도 등이 있음.
7. 에어로졸 광학두께(AOD)를 산출하기 위해 기상위성에서 관측되는 대기상한반사도 값을 이용함.
8. 대기상한반사도는 태양 및 위성의 천정각, 태양과 위성간의 방위각, 지표면온도, 지표면 방출률, AOD의 함수임.
9. 기상위성을 이용하여 에어로졸 광학두께(AOD) 산출하기 위해서 복사 전달모델 6S와 3개 지역(베이징, 안면도, 히라시마)에서의 직접관측으로 얻은 AOD 관측값으로 조건표를 작성하고, 기상위성에서 관측되는 대기상한반사도와 조건표를 대조하여 AOD를 산출함.
10. AOD를 산출함으로써 황사의 강도를 추정할 수 있고 부수적으로 시정을 계산할 수 있음.
11. 조건표 작성에 사용되는 직접관측은 3개 지점에서만 실시되기 때문에, 한정된 자료의수로 인해 정확도가 떨어짐.
12. 그 외 에어로졸의 성분, 모양, 크기 등의 변수들로 인해 정확한 에어로졸 탐지는 한계가 있음.

요약



[그림 8.7] 분리대기창(IR1, IR2) 채널을 이용한 에어로졸 산출 원리의 개념 모식도

연습문제

1. 황사의 발생과정 및 황사가 인간생활에 미치는 영향을 논하시오.
2. 위성에 탑재된 광학센서로부터 에어로졸 산출할 때, 탐지 정확도에 영향을 미치는 요소들과 보정 방법을 쓰시오.
3. 안면도, 베이징, 시라하마에서 에어로졸을 직접 관측하여 알 수 있는 요소와 위성 관측에 적용함으로써 얻을 수 있는 장점은 무엇인가?
4. 현업에서 기상위성을 이용한 에어로졸 탐지 및 예보의 한계에 대하여 논하시오.

참고문헌

1. 기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발 최종 보고서, 556-607.
2. 임영욱, 정 용, 1989: 호흡성 분진 중의 중금속 오염도에 관한 조사 연구. 한국대기보존 학회지, 5(1), 68-78.
3. 하종성, 김재환, 이현진, 2006: 적외선 채널을 이용한 에어로솔 탐지의 경계값 및 민감도 분석, Korea Journal of Remote Sensing, Vol.22, No.6, 2006, 507-518.
4. Ackerman, S. A. and K. I. Strabala, 1994: Satellite remote sensing of H₂SO₄ aerosol using the 8 to 12 μ m window region: Application to Mount Pinatubo, J. Geophys. Res., 99(D9), 18639-18649.
5. Ackerman, S. A., 1989: Using the Radiative Temperature Difference at 3.7 and 11 μ m to Track Dust Outbreaks. Remote Sens. Environ. 27, 129-133.
6. Fukushima, H. and M. Toratani, 1997: Asian dust aerosol: Optical effect on satellite ocean color signal and a scheme of its correction, J. Geophys. Res., 102(D14), 17119-17130.
7. Gu, Y., W. I. Rose, and G. J. S. Bluth. 2003: Retrieval of mass and sizes of particles in sandstorms using two MODIS IR bands: A case study of April 7, 2001 sandstorm in China. Geophys. Res. Lett. 30(15), doi:10.1029/2003GL017405.
8. Iino N., K. Kinoshita, A. C. Tupper and T. Yano, 2004 : Detection of Asian dust aerosols using meteorological satellite data and suspended particulate matter concentrations, Atmospheric Environment 38 (2004) 6999-7008.
9. Kaufman, Y, J, and D. Tanre, 1998: Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS.
10. King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanre, and T. Nakajima, 1999: Remote sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Presents, and Future, Bulletin of the American Meteorological Society, 80, 2229-2259.
11. Mishchenko, M.I., I.V. Geogdzhayev, B. Cairns, W.B. Rossow, and A.A. Lacis, 1999: Aerosol retrievals over the ocean using channel 1 and 2 AVHRR data: A sensitivity analysis and preliminary results. Appl. Opt., 38, 7325-7341.

참고문헌

12. Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B. Holben, 2002: A Long-Term Record of Aerosol Optical Depth from TOMS Observations and Comparison to AEROENT Measurements, *J. Atmos. Sci.* 59, 398-413.

9장. 태풍

9.1 서론

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.3 태풍 탐지의 한계 및 보완

학습목표

- 기상위성 자료로부터 태풍의 중심위치, 강풍반경 등을 산출하는 과정에 대해 알아본다.
- COMS 자료를 이용하여 태풍을 분석하는 알고리즘의 원리를 이해한다.
- 한계를 보완하기 위한 방법에 대해 알아본다.

9.1 서론

태풍은 주로 적도부근 북태평양 서부에서 발생하는 열대성 저기압으로, 우리나라에서는 순간최대풍속이 17m/s 이상인 열대성 저기압을 태풍으로 정의한다. 태풍은 저위도에서 생성 될 때 발생하는 중심에서의 강한 기압 차로 해양에서의 연직혼합을 강화시켜 생태계를 활성화시킬 뿐만 아니라 저위도의 많은 에너지를 고위도로 수송함으로써 남북방향의 에너지 불균형을 해소시키는 데 중요한 역할을 한다.

하지만 바다에서 공급되는 엄청난 양의 수증기가 응결될 때 생성되는 잠열을 에너지원으로 태풍이 생성되고 발달하는 과정에서 강한 강수와 강풍을 동반하기 때문에, 동아시아 각국에서는 태풍에 의한 피해가 매년 반복되고 있다. 우리나라의 경우 1993년에서 2010년까지 18년간 기상 재해로 인한 피해 중 태풍에 의한 피해가 가장 많았으며, 그 피해액은 10조 8,745억원에 달했다(성지혜 et al., 2011). 그러므로 태풍의 진로, 풍속 및 강우강도에 대한 정확한 예측은 태풍의 피해를 예방하는 측면에서 상당히 중요하다.

특히 태풍의 진로예측은 가장 중요한 정보 중 하나이며, 태풍이 피해 예상 지점으로부터 먼 거리에 있을 때 예측 할수록 예방할 수 있는 시간을 확보할 수 있기 때문에 태풍에 대한 상세한 관측이 상당히 중요하다. 그러나 바다에서 생성되어 육지에 상륙하기 전까지의 대부분의 시간을 바다에서 보내는 태풍에 대한 정확한 정보를 획득하는 것은 매우 어려운 일이다. 이러한 이유로 기상위성 자료의 활용이 가능하기 전인 1960년대 초까지는 태풍 중심에 대한 정확한 정보가 없는 상태에서 과거의 이동경로를 외삽하여 12시간 및 24시간 후의 위치를 예보하는 방법을 사용했기 때문에(이미션 et al., 1996) 그 정확도가 높지 않았다. 태풍의 현재 위치와 이동경로에 대한 정확한 관측값을 확보할수록 태풍의 진로예측 수준이 향상되는 점을 고려할 때, 기상위성자료로부터 태풍의 중심과 강풍반경 등에 대한 추정수준을 향상시키기 위한 노력이 필요하다.

9.2 태풍 탐지 및 분석

태풍에 대해 관측 또는 예측해야 할 정보는 크게 네 가지로 구분할 수가 있다.

첫 번째는 태풍의 중심 위치로 태풍의 중심위치는 강풍반경, 진로 등 태풍에 관한 모든 정보를 산출하는 데 가장 기본적인 정보가 되기 때문이다.

두 번째는 태풍의 진로를 정확하게 예측해야 한다. 태풍의 진로를 정확하게, 일찍 예측 할수록 태풍으로 인한 피해를 예방할 수 있는 시간을 확보할 수 있기 때문이다. 태풍의 진로를 예측하기 위해서 대부분 수치모델을 이용하지만, 기상위성의 수증기 채널의 영상을 이용하여 예측할 수도 있다. 이 방법은 태풍의 진행방향이 전향될 때 나타나는 수증기 영상의 특징을 통계적으로 분석한 결과를 토대로 태풍의 진행 방향을 예측하는 방법이다 (이미선 et al., 1996).

세 번째는 CI(Current Intensity Number)로 표현되는 태풍강도이다. CI수는 태풍의 강도를 1.0~8.0 까지 0.5의 단위로 나타낸다. CI는 Dvorak (1975)에 의해 개발되어 현재 전 세계적으로 가장 보편적으로 이용되고 있는 Dvorak 방법에 기초하는데, 구름 시스템의 발달 정도에 따른 CI수를 산출함으로써 태풍의 강도를 알 수 있는 척도가 된다.

마지막으로 기상위성으로부터 얻은 CTT(Cloud Top Temperature) 자료를 통해 강풍반경을 계산한다. 강풍반경이란 태풍영역에서 풍속이 15m/s 이상인 영역을 나타내는 것으로써, 태풍에서 강풍이 부는 영역을 알 수 있다. 태풍에 의한 피해가 주로 강수와 강풍인 것을 고려하면 강풍반경을 산출하는 것은 매우 중요하다.

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.2.1 태풍 중심위치 결정

기상위성자료를 이용하여 태풍을 분석하는 방법으로 가장 널리 알려진 Dvorak 방법은 10단계로 이루어져 있으며 그중 첫 번째 단계가 태풍의 중심위치를 결정하는 것이다. 태풍의 중심위치 정보는 태풍강도지수를 산출하는데 직접적인 영향을 미치기 때문에 매우 중요한 요소이다. 태풍의 중심위치를 산출하는 것은 구름 패턴의 유형에 따라 달라진다.

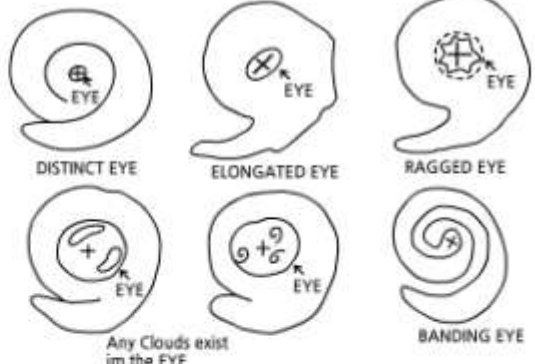
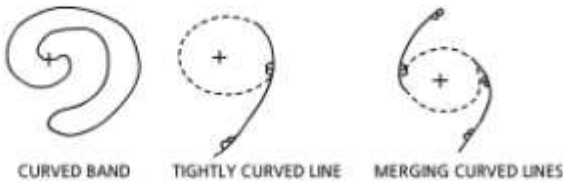
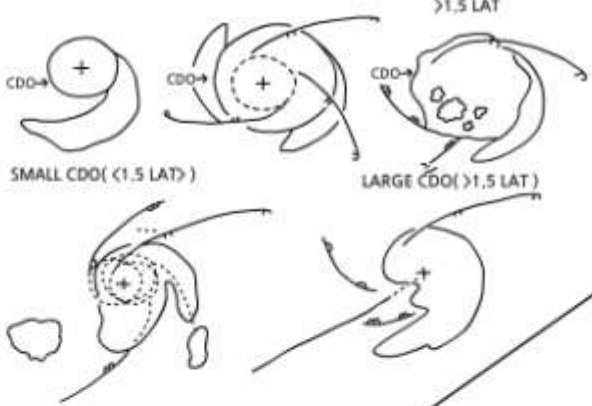
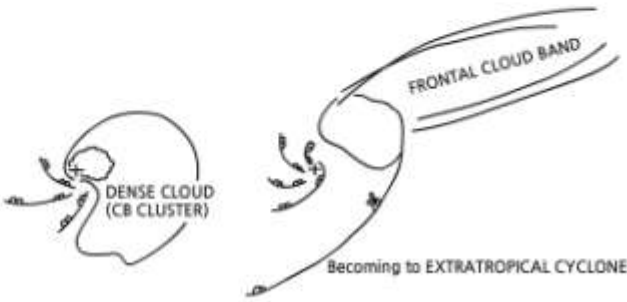
[표 9.1] 열대저기압의 구름 패턴 및 특성

STAGE	CLOUD PATTERN	SUBDIVIDED PATTERN	CHARACTERISTICS
Generating Stage (발생단계)	CB CLUSTER	UNORGANIZED CB CLUSTER	중심부근에 불규칙한 CB-Cluster가 있고 조직화가 안된 패턴
		ORGANIZED CB CLUSTER	중심부근에 불규칙한 CB-Cluster가 있고 조직화된 패턴
	LSP		하층운의 소용돌이(Vortex)만이 존재
Developing Stage (발달단계)	SHEAR		Dense Overcast로 부터 분리된 하층운의 소용돌이가 존재
	BAND		곡률을 가진 구름대
	CDO	DISTINCT CDO	중심부근에 명료한 가장자리를 가진 두터운 원형의 운역(CDO)
INDISTINCT CDO			
Mature Stage (성숙단계)	EYE	DISTINCT SMALL EYE	눈의 직경이 3/4°(위도거리) 보다 적은 것
		DISTINCT LARGE EYE	눈의 직경이 3/4°(위도거리) 보다 큰 것
		RAGGED EYE	눈의 형태가 일그러진 형태를 보이며 눈속에 약간의 구름이 존재하는 것
		BANDING EYE	구름 밴드형의 눈 형태를 보이며 구름 밴드의 스파이럴 길이가 중심 둘레길이보다 큰 것
Weakling Stage (쇠약단계)	SHEAR		
	LSP		하층운의 소용돌이만이 존재
	EXL		중심이 전선성 구름대에 접근해 있음. 중심부근까지 한기에 의한 하층운이 침입

표 9.1을 바탕으로 구름 패턴을 분류 한 후 태풍의 중심위치를 결정한다. 태풍의 중심은 구름계 중심(Cloud System Center)으로 추정할 수 있으며 구름계를 형성하고 있는 모든 만곡된 구름선 또는 구름대가 모이는 초점을 의미한다. 구름 패턴별 CSC의 위치는 표 9.2와 같다.

9.2 태풍 탐지 및 분석

[표 9.2] 구름 패턴별 CSC의 위치

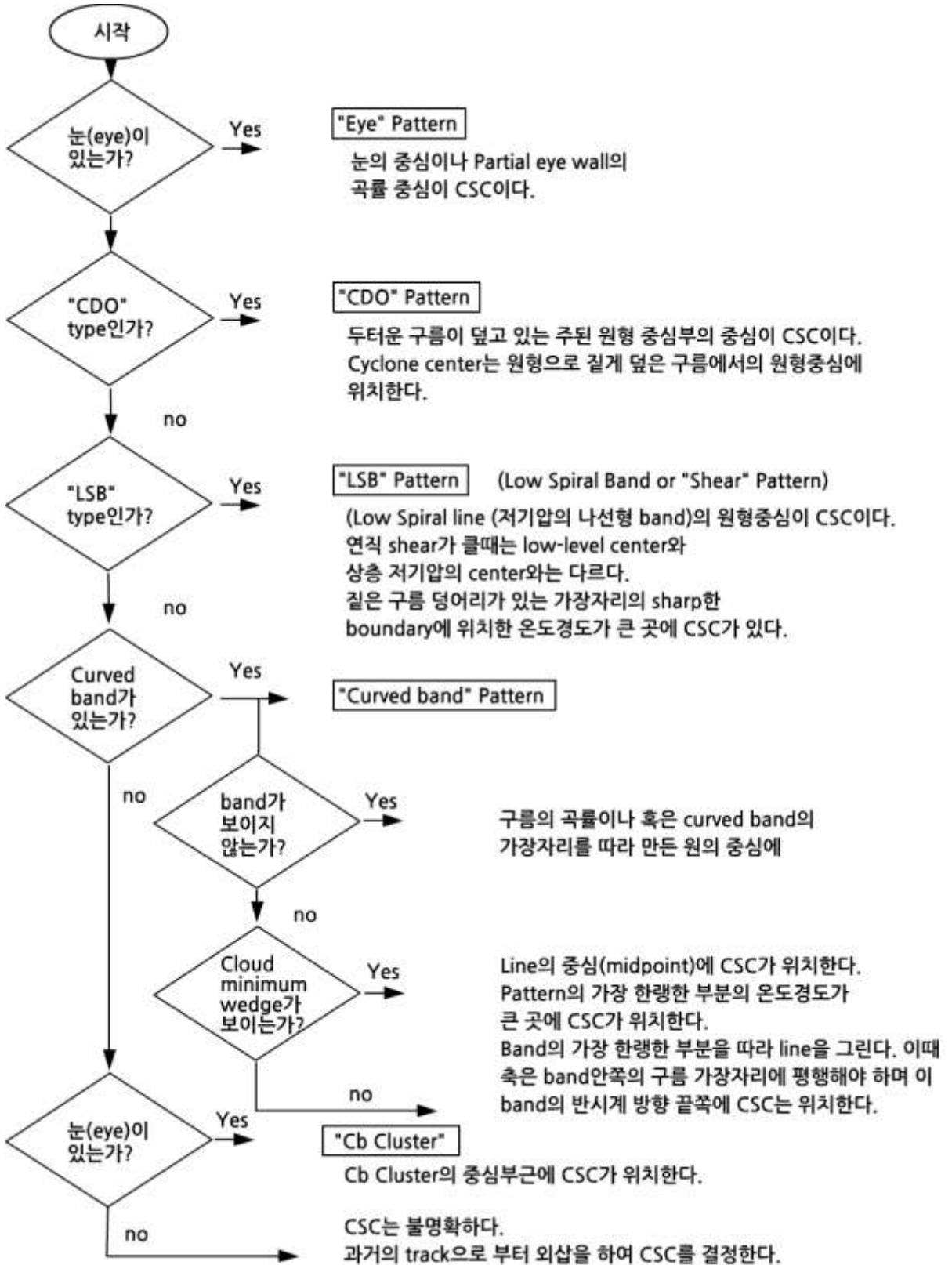
PATTERN	LOCATION OF CLOUD SYSTEM CENTER (CSC)
EYE	 <p>DISTINCT EYE ELONGATED EYE RAGGED EYE</p> <p>Any Clouds exist in the EYE BANDING EYE</p>
CURVED BAND	 <p>CURVED BAND TIGHTLY CURVED LINE MERGING CURVED LINES</p>
CDO	 <p>SMALL CDO (<1.5 LAT) LARGE CDO (>1.5 LAT)</p>
SHEAR & EXTRATROPICAL CYCLONE	 <p>DENSE CLOUD (CB CLUSTER) FRONTAL CLOUD BAND</p> <p>Becoming to EXTRATROPICAL CYCLONE</p>

9.2 태풍 탐지 및 분석

CSC를 선정하는 공통적인 원리는 구름벽이 이루는 곡률의 중심점을 CSC로 정하는 것이다. CSC의 위치가 불분명할 때에는 모델을 이용하여 산출하고 만약 CSC로 예상되는 점으로 구름선이 모여드는 형태이거나, CDO(Cloud Dense Overcast)인 경우에는 CSC의 곡률의 중심 구름선들이 모여드는 지점 및 CDO의 중심을 CSC로 선정한다.

한편, 2개 이상의 CSC가 가능할 때에는 지금까지의 태풍 경로를 참고하여 가장 타당한 점을 선택하고, 가장 낮은 층의 구름선으로 구한 중심점을 CSC로 한다. 바람의 강한 연직시어가 있는 곳에서의 CSC는 두텁고 짙은 구름역의 풍상 측 가장자리에 위치하게 된다. 태풍의 중심을 결정하는 순서도를 간단하게 나타내면 그림 9.1과 같다.

9.2 태풍 탐지 및 분석

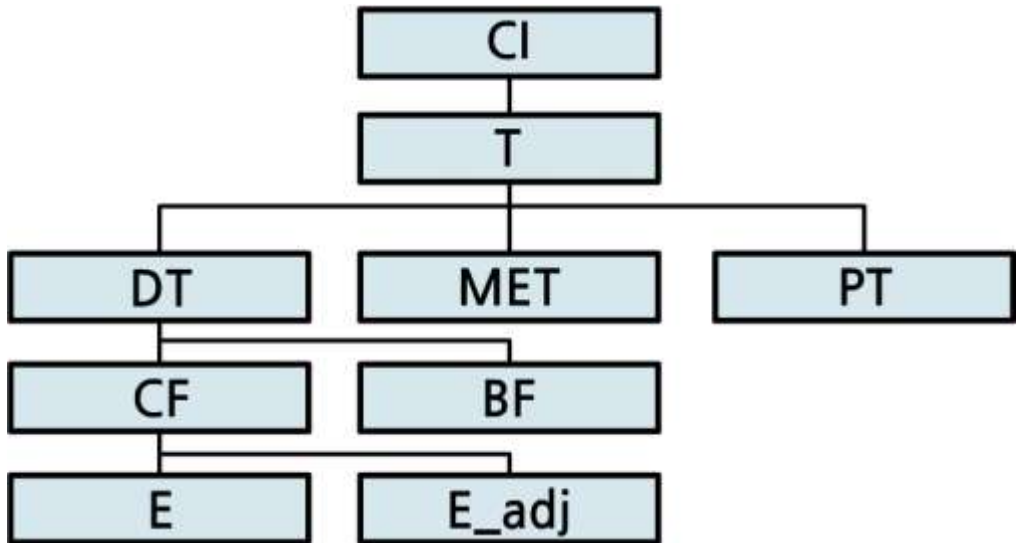


[그림 9.1] CSC 결정 순서도

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.2.2 태풍 강도지수(CI) 산출

위성영상을 이용한 태풍의 강도분석은 Dvorak(1975)에 의해 개발된 Dvorak 방법에 기초하며, 이 방법은 전 세계에서 가장 보편적으로 이용되고 있는 방법이다. Dvorak 방법은 열대저기압에 동반된 구름시스템의 패턴으로부터 태풍의 강도지수를 추정하며, 최대 풍속, 폭풍역 및 강풍역 등을 경험적인 관계로부터 추정하여 태풍 분석업무에 활용하고 있다(박혜숙 et al., 2003). Dvorak 방법을 이용하여 태풍 강도지수(CI; Current Intensity Number)를 산출할 때 가시채널 영상과 강조적외(EIR: Enhanced-IR)영상을 이용한다. 태풍 강도지수(CI)란, 태풍의 강도를 1.0~8.0 까지 0.5의 단위로 나타내는 무차원량의 값이다. CI수를 산출하는 대략적인 순서도는 그림 9.2와 같다.



[그림 9.2] CI수 산출 다이어그램

9.2 태풍 탐지 및 분석

CI수는 열대저기압의 구름발달 정도를 나타내는 T수(Tropical Number)를 기초로 열대저기압의 성장, 쇠퇴를 고려하여 결정한다. T수는 구름시스템의 패턴의 분석을 통해 얻어진 3가지의 수 중에서 최적의 값을 T수로 결정한다.

(1) PT수(Pattern T-number)

열대 저기압에 동반된 구름시스템을 정해진 구름 패턴 개념도에 의해 결정하는 T수

(2) MET수(Model Expected T-number)

열대저기압의 강도변화 모델을 기초로 하며 24시간 전과 현재의 구름패턴을 비교하여 예측하는 T수

(3) DT수(Data T-number)

열대저기압에 동반하는 구름시스템의 패턴별로 정리되어 있는 다이어그램을 토대로 구조를 분석하여 산출하는 T수

DT수를 산출 할 때 구름패턴을 수량화하기 위하여 구름패턴을 정확하게 분류하고 인식하는 것이 중요하다. 태풍에 동반된 구름 패턴은 표 9.1과 같이 만곡된 밴드(Curved Band) 패턴, 시어(Shear) 패턴, 눈(Eye) 패턴, CDO(Central Dense Overcast) 패턴으로 나뉜다. 이러한 태풍의 중심부 및 주변 구름대의 특징을 정량화하기 위하여 몇 가지 지수를 정의하고 있다.

- CF수(Central Feature Number) : 열대저기압에 동반된 구름계 중심구조 상태지수
- BF수(Banding Feature Number) : CF를 둘러싼 구름밴드의 상태를 나타내는 지수
- E수(Eye Number) : 눈 주위의 두텁고 밀도가 큰 운영인 CDO의 구조상태 지수
- E보정수(Eye-adjustment) : 눈의 형태 및 대류의 깊이에 따라 E수를 보정하는 양

9.2 태풍 탐지 및 분석

이와 같이 정의된 지표들을 통해 열대 저기압의 강도를 나타내는 T수와 CI수가 결정된다. 그림 9.2의 다이어그램과 같이 DT수는 CF수와 BF수를 더한 값이며 CF수는 E수와 E 보정수를 더한 값이다. T수를 최종적으로 결정하기 위해 산출된 PT, MET, DT수 중 가장 신뢰성 있는 지수를 선택하여 T수를 결정한다. T수 선정시 우선순위는 DT-PT-MET 순이며 기본적으로 구름패턴이 명확하게 측정될 때에는 DT수를 T수로 결정하고, DT수가 불명확할 때에는 PT수를 T수로, 두 개가 전부 불명확하다면 MET수를 T수로 결정한다. 하지만 T수를 선택함에 있어서 표 9.3과 같은 조건을 반드시 만족해야 한다.

[표 9.3] 최종 T수 산출 조건

구분	조건
T수	<ul style="list-style-type: none"> • 최초 24간 동안 T수는 1.0~1.5. • T수가 1.0인 시점에서 24시간이 지났을 때 T수는 2.5보다 작다. • $T수 < 4.0$ 일 때, 24시간 동안 T수의 변화량은 ± 2.0을 초과할 수 없다. • $T수 > 4.0$ 일 때, 24시간 동안 T수의 변화량은 ± 2.5를 초과할 수 없다 ($\pm 1.0/6h, \pm 1.5/12h, \pm 2.0/18h, \pm 2.5/24h$).
MET수	<ul style="list-style-type: none"> • 최종 T수 = MET수 ± 1.0을 만족한다.
야간	<ul style="list-style-type: none"> • 최초 성장하는 48시간 동안 T수는 야간에 줄어들 수 없다.

위와 같은 과정으로 산출된 T수를 통해 CI수를 결정한다. CI수는 태풍의 중심기압, 최대풍속과 동일한 통계적인 관계를 가지고 있는 지표로서 태풍 발달 시에는 T수와 CI수가 같지만 쇠약기에 접어들 때에는 아래와 같은 관계를 고려하여 CI수를 결정해야 한다.

- T수가 감소하기 시작해도 12시간 동안은 CI수를 내리지 않음
- 이후에는 CI수를 T수보다 1.0 높게 유지하고, T수의 변화가 0.5/24h일 경우 0.5 높게 유지
- 재발달할 때에는 T수가 CI수와 같아질 때까지 그대로 둠
- 쇠약단계에서 T수가 24시간 동일하고 MET수의 변화경향이 쇠약이면 CI수를 0.5만큼 내림

9.2 태풍 탐지 및 분석

위의 CI수 결정조건은 구름 패턴에서 태풍의 약화가 나타나는 것과 실제 요란이 약화되기 시작하는 것이 시간차이가 있음을 고려한 조건이다. 한편, 태풍이 육지에 상륙하여 약화할 때 CI수는 다음 규칙에 따라 결정된다.

- 상륙과 동시에 T수가 감소했을 경우 $CI=T$
- CI수의 극대값 이후 12시간 이내에 상륙하고 T수가 감소할 경우 T감소량 만큼 CI 감소
- 위 두 가지 사항을 적용 후 재발달의 징후가 인지되면 CI수 결정규칙을 따름

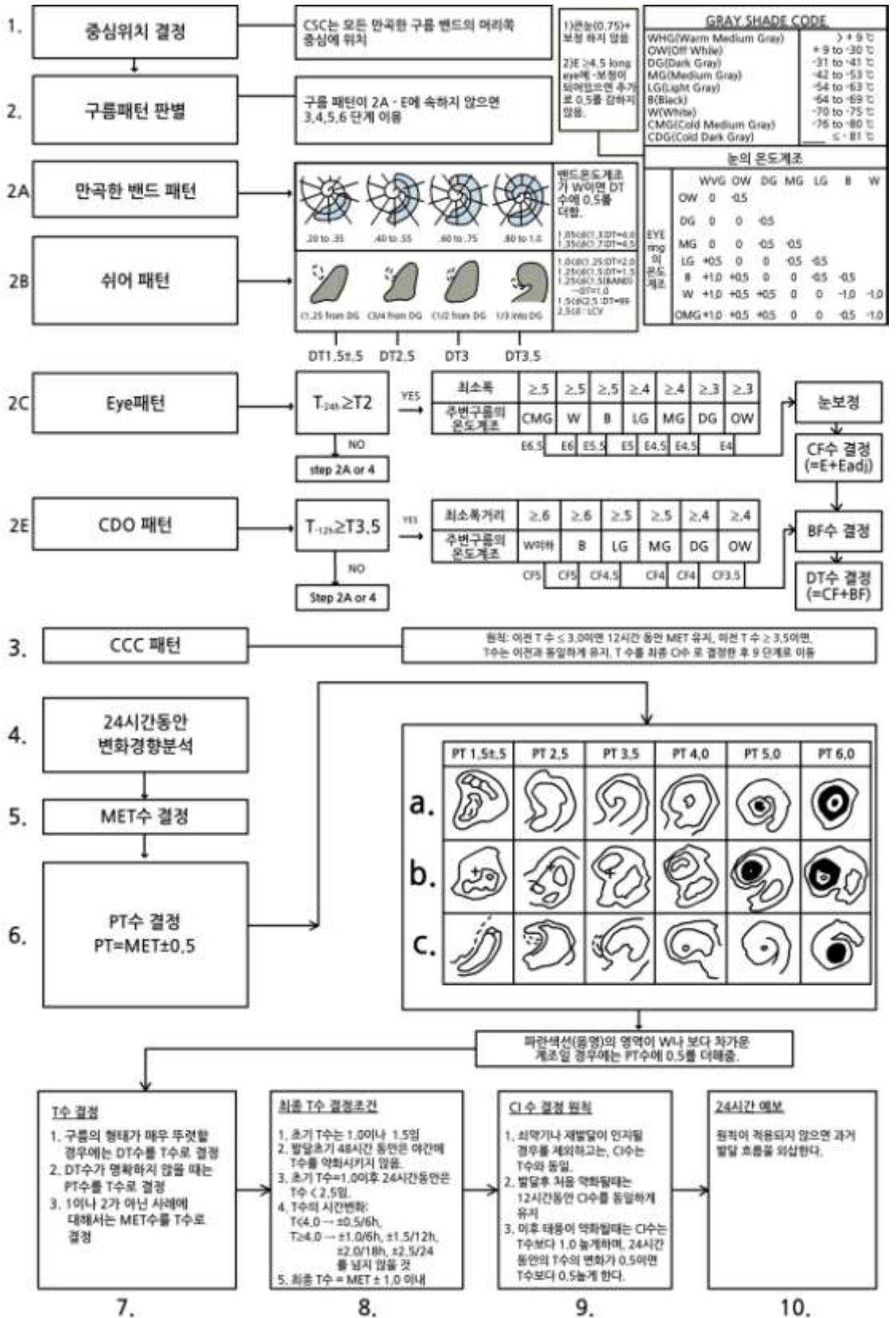
위와 같은 규칙은 태풍이 상륙하여 약화된 시범에 있어서 T수와 CI수의 시간차를 해소하는 것으로, T수가 이미 12시간 이상 연속해서 감소한 상태에서 태풍이 상륙할 때에는 이 규칙을 적용하지 않는다. 그림 3은 EIR영상을 이용하여 태풍 강도지수를 산출하는 Dvorak method의 절차의 모식도이다. 그림에서 보는 바와 같이 모든 구름패턴의 분류가 체계적으로 이루어져 있음을 알 수 있다.

현재 사용하고 있는 웹 기반 태풍분석시스템에서는 태풍 중심위치를 수동으로 분석한 후에 태풍강도 분석을 실행하면 자동적으로 위에서 설명한 드보락분석 방법을 적용하여 강도지수와 최대풍속, 그리고 중심최저기압이 계산된다.

ADT(Advanced Dvorak Technique) 알고리즘은 미국 위스콘신대학 산하 UW/CIMSS(University of Wisconsin-Madison /Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies)에서 개발되었다. 위성의 적외영상을 기반으로 한 객관적인 태풍 강도 추정을 위하여 ADT 알고리즘은 열대저기압을 강도에 따라 생성 단계, 발달 단계, 소멸 단계로 분류하고 기존에 분석자가 위성 영상분석을 통하여 판독하던 열대저기압의 강도 패턴 분석을 FFT(Fast Fourier Transform)를 이용한 경험적인 패턴 인식 알고리즘으로 대체함으로써 자동화가 가능해졌다.

버전은 6.3.0 버전, 7.2.3 버전, 8.1.3 버전이 있으며, 8.1.3 버전으로 변경되면서, 히스토리 파일에 근거한 추정, 가중 평균에 의한 추정, 환경 온도(Environmental Temperature)에 대한 새로운 정의와 결정방법, 다양한 주관적 드보락 규칙의 구현, 관측 자료에 근거한 회귀관계사용 등이 있다. 이러한 변화는 보다 안정적이고 만족스러운 태풍 강도 추정을 가능하게 한다.

9.2 태풍 탐지 및 분석

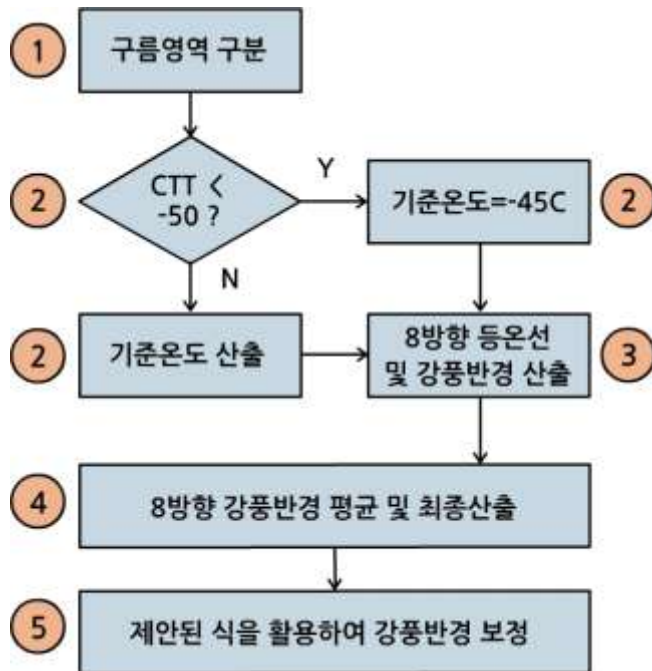


[그림 9.3] 주관적으로 태풍 강도지수 판단하기 위한 EIR 분석도표(MSC/JMA, 1990)

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.2.3 태풍 강풍반경 산출

태풍의 강풍반경이란 태풍의 중심으로부터 순간최대풍속이 15m/s 이상이 되는 영역을 말한다. 태풍의 강풍반경은 현업에서 태풍으로부터 산출하는 요소 중에 하나이며, 태풍으로 인한 피해의 대부분이 강한 강수뿐만 아니라 강한 바람에 의해 발생하기 때문에, 태풍의 강풍반경을 산출하는 것은 매우 중요하다. CMDPS에서 바람장을 산출할 때에는 구름의 이동 또는 수증기의 이동벡터를 산출하여 바람장을 간접적으로 산출하였다. 비록 간접적이지만 각 채널의 영상으로부터 가시적인 구름 또는 수증기의 움직임으로 산출한 값이기 때문에 비교적 신뢰도가 있다. 태풍의 눈 주변에 발생하는 구름대는 하층의 기압이 낮을수록 더 높게 발달한다는 가정하에 IR 채널자료로부터 태풍의 강풍반경을 산출하는데, 이는 하층의 풍속이 하층기압에 반비례한 관계를 이용한 것이다. 태풍의 강풍반경을 산출하는 방법은 5단계로 나눌 수 있으며 이에 대한 간략한 순서도는 그림 9.4와 같다.

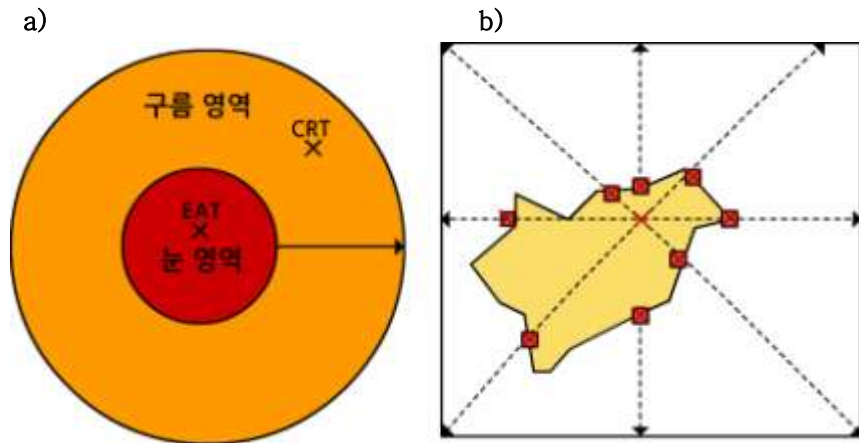


[그림 9.4] 태풍의 강풍반경 산출 순서도

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.2.3.1 구름영역 구분

태풍의 강풍반경을 산출할 때에도 가장 먼저 태풍의 중심위치를 찾아야 한다. 태풍의 중심위치를 찾으려면 태풍의 눈영역과 구름영역을 구분하는 것이 태풍의 강풍반경을 산출하는 첫 번째 단계이다. 대략적인 산출 모습은 그림 9.5의 a와 같다.



[그림 9.5] 태풍의 영역구분(a), 태풍에서의 8방향 기준온도선 모식도(b)

9.2.3.2 기준온도 산출

태풍의 눈 영역과 구름영역을 나눈 후 강풍반경 산출을 위해 기준온도를 산출한다. 기준온도는 최대 운전온도가 -50 C 보다 작을 경우 기준온도를 -45 C 로 하고, 그렇지 않을 경우에 기준온도는 $(ERT + 2 * CRT) / 3$ 의 관계식을 이용하여 산출한다. 이 때 ERT는 태풍의 눈 영역에서의 최고온도이고 CRT는 구름영역의 평균온도이다.

9.2.3.3 8개 방향 등온선 및 강풍반경 산출

산출된 기준온도를 이용하여 태풍의 눈을 중심으로 8개 방향에 대해 기준온도에 해당하는 점을 찍고 서로를 연결하면 그림 5의 b와 같다. 등온선을 그리면, 태풍의 중심으로부터 등온선까지의 거리를 각 방향에 대해 할 수 있고, 식 9.1을 이용하여 8개 방향의 최대 강풍 반경(RMW)을 계산할 수 있다.

$$RMW = 2.8068 + (0.8361 \times d(T)) \quad (9.1)$$

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.2.3.4 8방향 강풍반경 평균

태풍의 중심에 위치한 눈의 벽(Eye Wall) 주변에는 강한 시어가 있으므로, 강풍반경은 태풍의 눈을 중심으로 동심원이라고 가정할 수 있다. 이 때 8방향에 대해 산출된 각각의 강풍 반경을 평균하여 중심에서의 강풍반경을 산출한다.

9.2.3.5 강풍반경 최종산출

태풍의 반경의 최종적 산출을 위해 우선 식 9.2를 통해서 가중계수(w)를 산출한다.

$$w = \exp\left\{-\left(r - \overline{d_{MAX}}\right)^2 / \beta\right\} \quad (9.2)$$

여기서 r 은 강풍반경, $\overline{d_{MAX}}$ 는 각방향 최대 중심거리의 평균이며 β 는 동심원 계수를 의미한다. 이를 이용하여 최대 강풍반경은 식 9.3으로 보정될 수 있다.

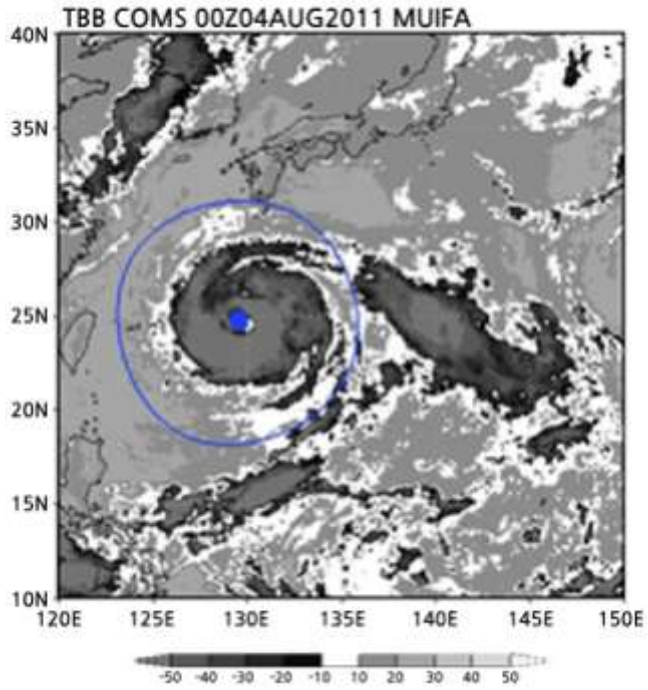
$$d'_{MAX} = w \overline{d_{MAX}} + (1 - w) d_{MAX} \quad (9.3)$$

이를 이용하여 15m/s의 강풍반경은 식 9.4로 계산될 수 있다.

$$r = \alpha \ln(V_{MAX}/15) + d'_{MAX} \quad (9.4)$$

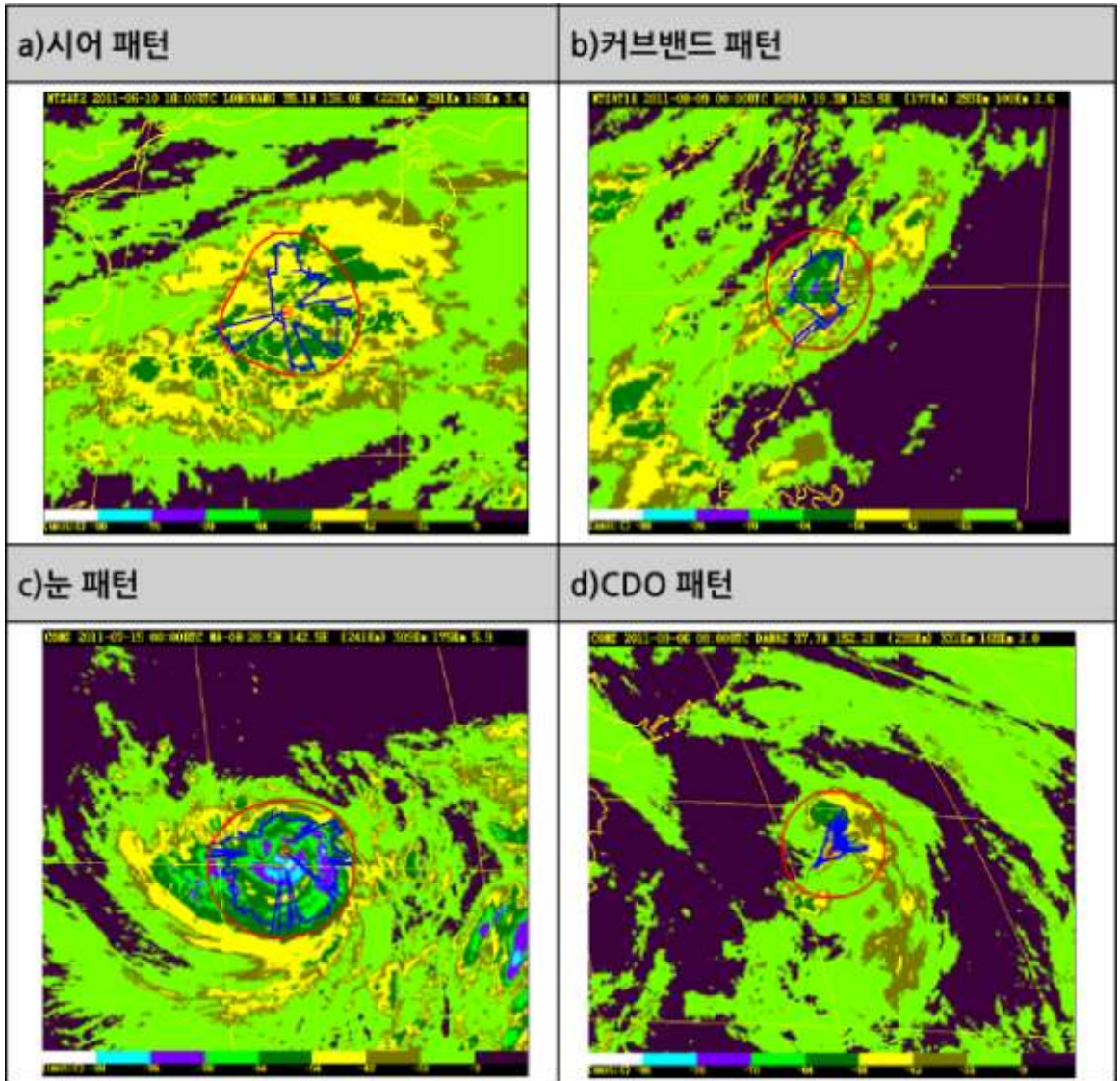
여기서 α 는 완화계수(Relaxation Coefficient; 630km)이다. 한편 동심원 계수와 완화계수는 관측 자료를 적합하여 상수로 취급한다. 그림 9.6은 위와 같은 과정으로 2011년에 발생한 태풍 무이파에 적용하여 강풍반경을 산출한 결과이고, 그림 9.7은 태풍의 4가지 구름패턴인 쉬어패턴(Shear Pattern), 만곡선밴드패턴(Curved Band Pattern), 눈 패턴(Eye Pattern), CDO패턴(Cloud Dense Overcast Pattern)에 대해 각각 강풍반경을 산출한 결과를 나타낸 모습이다.

9.2 태풍 탐지 및 분석



[그림9.6] 2011년 태풍 무이파의 강풍반경 산출 모습(NMSC, 2011)

9.2 태풍 탐지 및 분석



[그림9.7] 태풍 구름대의 의 각 패턴별 강풍영역 산출 예(NMSC, 2011)

9.2 태풍 탐지 및 분석

9.2.4 태풍 진로 예측

태풍의 진로를 예측하기 위해서 대부분 수치모델링을 이용하지만, 수치모델링을 통해 정확한 예측을 하려면 정확한 관측 자료가 기반이 되어야 한다. 가장 정확한 관측 자료는 직접 관측했을 때 얻을 수 있지만, 해양 등에서의 관측은 힘들기 때문에 기상위성 자료를 이용한다. 결국, 정확한 태풍 진로 예측에 있어서 기상위성 자료는 필수불가결의 관계이다. 1960년대 초까지는 위성영상에서 태풍의 진로를 예측하기 위해서 과거 영상자료를 통해 얻어진 태풍의 이동 패턴을 외삽하는 외삽법을 사용하여 다음 12시간 또는 24시간 후의 위치를 예측하였다. 이 방법은 태풍의 중심을 알지 못해도 사용할 수 있지만 태풍이 방향을 전향할 시 오차가 생길 수 있는 가능성이 내재되어 있다. 그 후에는 태풍의 이동경로와 구름의 패턴 변화가 서로 관련이 있음을 이용하여 태풍의 진로를 예측하기 시작했다. Chan(1978)은 태풍곡률이 주변 구름대와 관련이 있다는 것을 제시 했으며, Veldon et al. (1984)은 태풍예보를 위해 기상위성으로부터 산출된 바람장을 이용하는 방법을 제시했다.

한편, Dvorak(1984)은 수증기 영상을 이용하여 태풍을 분석하려는 연구를 활발하게 진행했으며 경험적으로 얻은 태풍예보기법을 소개하여 현재 이 기법은 전 세계에서 현업으로 사용 중이다.

9.2.4.1 수증기채널을 이용한 태풍 진로 예측

수증기(WV)채널 영상을 이용한 태풍 진로 예측은 Dvorak(1984)에 의해 처음 시작 되었다. Dvorak은 수년간의 태풍의 이동경로와 WV채널 영상을 경험적으로 분석하여 WV채널 영상이 특정한 패턴을 보일 때 태풍이 전향한다는 것을 밝혔다. 특히, WV채널 영상에서 보여지는 CMB(Curved Moisture Band; 저기압성으로 굴곡된 만곡선으로써 어두운 영역에서 밝은 영역으로 날카로운 변화를 가지는 영역)의 배치 및 태풍의 습기 또는 구름의 패턴에 따라서 태풍의 진로가 다르게 전향되는 관계를 경험적으로 구축함으로써 WV채널 영상을 통해 태풍의 진로를 예측할 수 있는 기반을 마련하였다. Dvorak의 경험적 태풍 예보기법은 총 6단계로 나눌 수 있으며 아래와 같다.

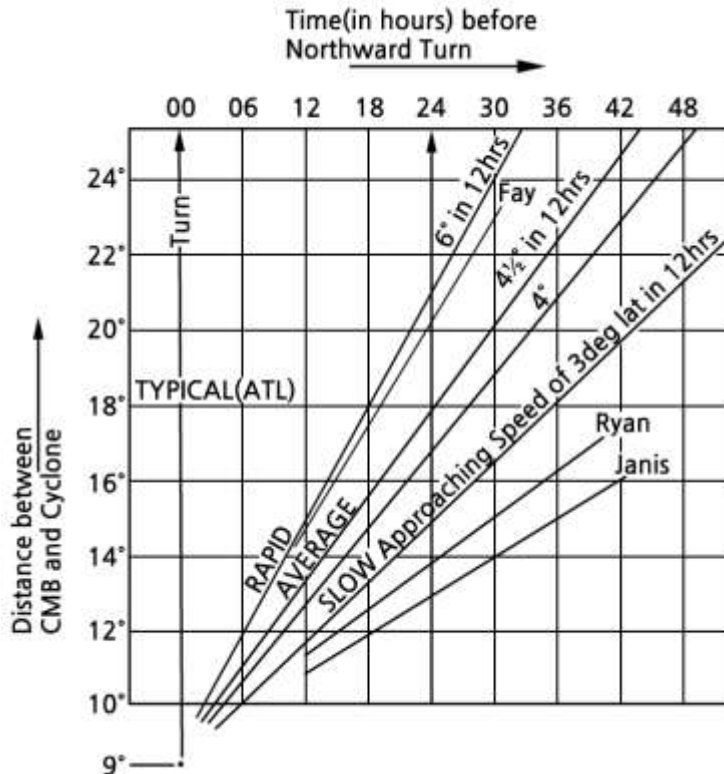
9.2 태풍 탐지 및 분석

1단계 : 전향에 영향을 주는 요소가 없는 경우 과거의 진로를 외삽하여 예보한다.

2단계 : 전향 요소를 찾기 위해 3시간 또는 6시간마다 (북)서진하는 태풍을 관찰한다.

- (1) 태풍 및 CMB의 이동을 파악하기 위해 WV채널 영상 위에 북서방향으로 20° 길이의 북서 지시자를 그려 놓고 지시자 이내에 있는 CMB의 접근속도를 12시간마다 관찰한다.
- (2) CMB와 관련된 VC(Vorticity Center; 와도중심)의 이동방향을 관찰한다
- (3) 태풍 북서쪽의 습기와 구름양의 변화를 관찰한다. 태풍 중심으로부터 북쪽의 습기 또는 구름의 생성은 북쪽에서의 전향과 관계가 있으며 태풍 습기 및 구름이 흩어지는 것은 서쪽에서의 전향과 관련이 있다.

3단계 : CMB가 20° 거리 내까지 접근하거나 습기 또는 구름이 북쪽에서 생성되고 있으면, 북쪽이나 북동쪽으로의 전향 예보가 가능하다. CMB는 전체 예보기간동안 태풍의 서쪽에 있는 큰 규모의 기압골과 관련이 있다. 전향하는 시간은 그림 9.8을 보면 추측할 수 있다.



[그림 9.8] 태풍이 북쪽 또는 북서쪽으로 전향하는 시간을 예측하는데 사용되는 계산도표

9.2 태풍 탐지 및 분석

그림 9.8은 Dvorak의 실험적 태풍예보 기법을 통해 산출한 계산도표이다. 계산도표를 보면, CMB와 태풍까지의 거리 및 CMB가 태풍과 가까워지는 속도를 알면 예상 전향시각을 예측할 수 있다. CMB가 가까워지는 속도를 크게 3가지로 나눠서 나타내었으며, FAY, RYAN, JANIS로 나타나있는 실선은 실제로 발생한 3개의 태풍의 사례를 그려 넣은 것이다.

4단계 : CMB의 접근속도, VC의 움직임, 태풍의 습기패턴의 변화를 관찰하여 6시간마다 예보를 갱신한다. 이 때 태풍의 습기 패턴의 북쪽면에서 어두운 영역은 북쪽 전향 예보를 무효화 시킨다.

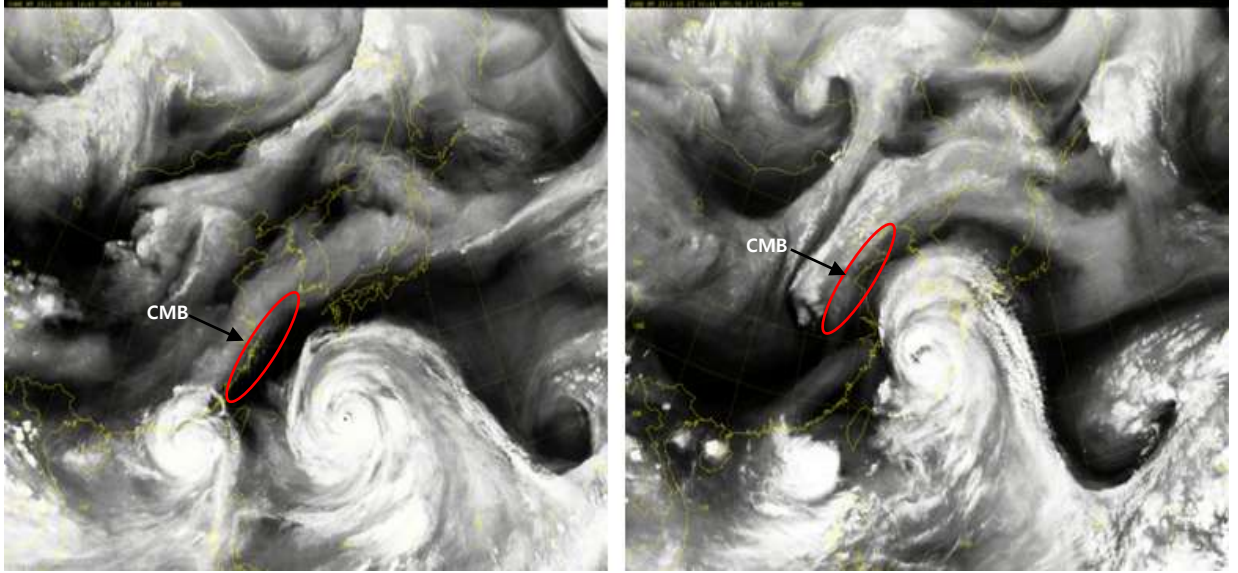
5단계 : CMB가 북서 지시자의 9° 내로 움직이고 서쪽으로 진행하는 강한 태풍이면, 북서방향으로의 전향을 예보한다.

6단계 : WV채널 영상에서 태풍 북쪽에 어두운 영역이 있고 태풍의 동서 패턴에서 변형이 존재하면, 6시간 후 서쪽으로의 전향을 예보한다.

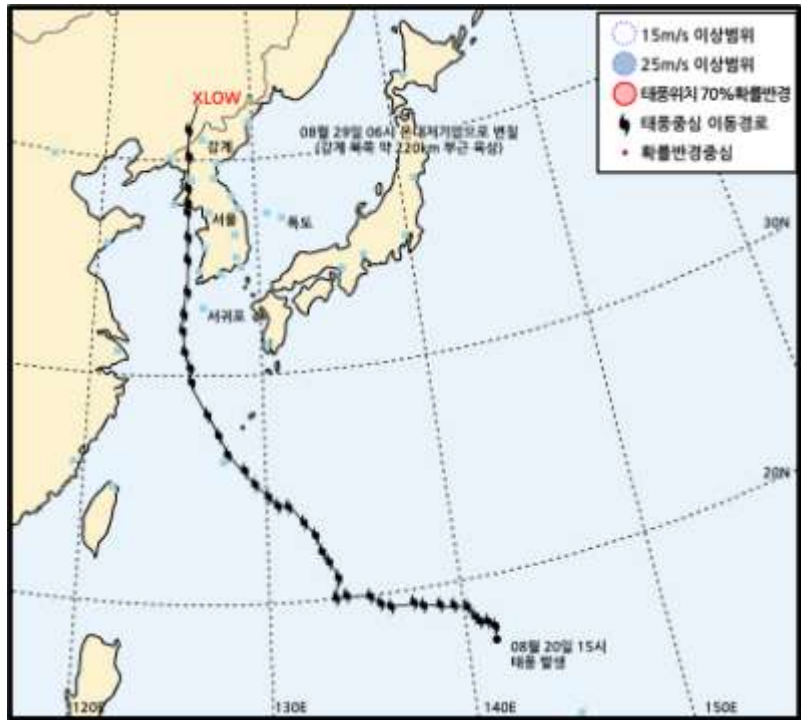
9.2.4.2 태풍 진로 예측 예

2012년에 발생한 태풍 BOLAVEN에 대해 수증기 영상 및 Dvorak 기법을 적용한 태풍진로 예측과 실제 태풍의 이동경로를 비교해본다. Dvorak(1984)은 태풍의 전향 특성을 분석한 결과 태풍을 중심으로 15° 내에 CMB가 접근하게 되면, 태풍은 북쪽 또는 북동쪽으로 전향함을 밝혔다. 그림 9.9는 2012년 발생한 태풍 BOLAVEN의 전향 전 후 WV채널 영상이다. 그림 9.9의 왼쪽 그림(전향 전)에서 태풍 중심으로부터 315° 방향의 수증기 분포를 보면, 태풍의 중심에서 북서방향에 CMB가 관측된다. 이 때의 CMB는 저기압성으로 휘어져 있었다. 이 시간으로부터 약 36시간 후인 그림 9.9의 (b)를 보면 BOLAVEN은 북쪽으로 전향한 것을 알 수 있다. 태풍 BOLAVEN의 이동경로인 그림 9.10을 보면, 이 시점에 태풍이 북서 방향에서 북쪽 방향으로 전향하였다는 것을 알 수 있다.

9.2 태풍 탐지 및 분석



[그림9.9] WV채널로 관측한 2012년 태풍 BOLAVEN의 전향 전(좌) 및 전향 후 영상(우)



[그림9.10] 2012년 태풍 BOLAVEN의 이동경로 (기상청)

9.3 태풍 탐지의 한계 및 보완

기상위성을 이용하여 태풍을 분석하는 것은 Dvorak 방법에 근거하고 있다. 이 방법은 비교적 정확하지만 경험적으로 얻어진 결과를 토대로 태풍의 성질을 분류하는 것이기 때문에 정확도에는 한계가 있다. 태풍의 중심을 추정할 때에는 태풍의 눈이 정확하게 보이지 않거나 태풍의 중심으로 판단할 수 있는 정확한 근거가 없을 때 오차가 발생할 수 있다. 태풍의 강도지수 또한 미리 분류된 구름계에 따른 각각의 지수와 산출하려는 태풍의 구름계의 패턴을 비교하여 산출하기 때문에, 수치적으로 정량화 된 값을 산출하는 것은 아니다. 태풍의 진로 예측은 태풍이 서(북서)진하다가 북(동)진 할 때 수증기 영상에서 나타나는 CMB의 특징을 실험적으로 분석하여 얻은 원리이기 때문에 항상 맞는 것은 아니다. 실제로 Dvorak은 10° 이내에 CMB가 접근하는 37개 태풍을 연구한 결과 이 중 1/3은 북(동)진 하지 않았다. 한편 태풍의 강풍반경은 운정온도에 의해 하층의 강풍영역을 계산하는 원리이기 때문에 오차범위가 상당히 클 수 있다.

이처럼 기상위성을 이용하여 태풍에 대한 정보를 산출하는 것은 대부분 경험적으로 얻어진 결과를 기반으로 결정하기 때문에 정량적인 양을 산출하는 것은 한계가 있다. 이를 보완하기 위하여 Velden and Olander(2006)는 정지궤도기상위성의 적외영상 자료를 이용하여 태풍의 강도를 객관적인 방법으로 추정하는 기술을 개발하였다. 국가기상위성센터에서도 이 방법을 도입하여 우리나라 환경에 맞도록 개선작업을 통해 태풍분석의 정확도 수준을 향상시키고 있으며 강풍반경에 추정 기술을 자체적으로 개발하여 강풍반경 추정수준도 개선중이다(국가기상위성센터, 2011). 비록 관측주기가 예보에 활용할 수 있을 정도로 짧지 않고 공간해상도가 수십 km 수준이지만 마이크로파 관측자료를 적외영상자료와 융합 활용하는 기법의 개발도 병행하고 있으며 능동형 원격탐사기법을 이용한 해상풍 산출자료도 태풍의 중심위치 및 강도 분석에 활용하는 기술도 개발 중이다.

요약

1. 태풍은 저위도 해양 지역에서 발생하는 강력한 열대 저기압으로, 강한 강수 및 강풍으로 인간생활에 큰 피해를 주는 기상현상임.
2. 태풍의 진로에 대해 더 빠르고 정확하게 예측할수록 태풍으로 인한 피해를 줄일 수 있기 때문에, 기상위성을 이용한 태풍의 특성을 관측하고 이를 이용하여 예측하는 것은 상당히 중요함.
3. 광학센서를 탑재한 기상위성을 이용하여 산출하는 태풍에 대한 대표적인 정보는 태풍의 중심위치, 태풍강도지수, 태풍의 강풍반경, 그리고 태풍의 진로예측으로 총 4가지임.
4. 기상위성을 이용한 태풍의 정보 산출은 Dvorak 방법에 근거하며 이 방법은 Dvorak이 수많은 태풍들을 경험적으로 분석하여 산출한 각각의 기준 값들을 바탕으로 여러 가지 정보를 산출하는 것으로 많은 국가에서 활용되고 있음.
5. 태풍의 중심위치를 산출하는 것은 기상위성을 이용하여 태풍의 정보를 산출함에 있어서 가장 중요한 요소임.
6. 태풍의 중심위치는 태풍의 구름계(구름대)의 모양에 따라 각각의 기준이 있으며, 대부분은 구름대의 곡률 중심을 태풍의 중심으로 판단함.
7. 태풍의 강도지수는 태풍에 동반된 구름계의 패턴에 따라 판단하여 결정할 수 있으며, 총 10단계로 이루어져 있음(그림 9.5).
8. 태풍의 강풍반경은 태풍에 동반된 구름의 성장이 하층의 강한 저기압으로부터 형성되었다는 가정 하에, 구름이 높게 발달할수록 하층의 바람이 강하다는 가정하에 산출함.
9. 태풍의 진로예측은 수증기채널 영상을 통해 실시되며, CMB(Current Moisture Band)의 접근 및 태풍의 북(서)쪽에 형성되는 권운대를 통해 태풍의 진향시각을 예측할 수 있음.
10. Dvorak 방법은 주관적/경험적으로 산출된 분류 시스템이기 때문에 많은 오차가 내재되어 있으며 최근에는 이를 보완하기 위하여 분류과정의 자동화와 객관화를 하고 있음.

연습문제

1. 태풍의 강도를 분석하는 Dvorak 방법의 기본 원리에 대해 설명하시오.
2. 기상위성으로부터 태풍에 대한 다양한 정보를 산출할 때, 가장 먼저 산출해야 하는 정보는 무엇이며 왜 그런지 설명하시오.
3. 기상위성 자료로부터 태풍에 대한 4가지 정보(태풍의 중심위치, 강도지수, 강풍반경 및 진로예측)를 산출하는 원리를 설명하시오.
4. 현업예보에서 태풍에 대한 정보를 산출할 때의 장점과 한계에 대하여 설명하시오.

참고문헌

1. 국가기상위성센터, 2009: 기상위성 영상의 이해, 143-151pp.
2. 국가기상위성센터, 2011: 위성자료분석 및 예보분야 서비스 기술개발 (Ⅲ), 142-169pp.
3. 박혜숙, 김금란, 김병선, 서애숙; 2003, 위성영상자료를 이용한 태풍강도지수 산출방법 및 응용사례, 한국기상학회지. 39, 2, 279-289pp.
4. 성지혜, 한상욱, 김현욱; 2011, 최근 우리나라 기상재해 피해 현황 분석. 한국기상학회 가을 학술대회 논문집. 244-245pp.
5. 이미선, 손승희, 김동호, 서애숙; 1996, 수증기 영상을 이용한 태풍진로 예측. 한국기상학회지 32, 3 485-494.
6. Chan. M.Y., 1978: Satellite photograph as an aid to forecast tropical cyclone recurvature. Royal Observatory. Hong Kong Frecaster' Note NO.4, Oct., 1978.
7. Dvorak V. F., 1975: Tropical Cyclone Intensity analysis and Forecasting from Satellite imagery. Mon. Wea. Rev., 103(5), 420-430.
8. Dvorak, V.F., 1984: Tropical Cyclone Intensity analysis using satellite data. NOAA Technical Report NESDIS, 47pp.
9. Veldon. C.S., W.L. smith and M. Mayfield, 1984: Application of VAS and TOVS to tropical cyclones. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65. 1059-1067.
10. Velden, C.S., and T.L. Olander, 2006: The Advanced Dvorak Technique (ADT) - continued development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity using geostationary infrared satellite imagery. Wea. and Forecasting.
11. Velden, C. S., C. M. Hyden, W. P. Menzell, J. L. Franklin and J. S. Lynch, 1992: The impact of satellite-derived winds on the hurricane track forecasting. Wea. Forecasting, 7, 107-119.
12. JMA. MSC.

10장. 지면정보

- 10.1 서론
- 10.2 이론적 배경
- 10.3 해수면온도
- 10.4 지표면온도
- 10.5 해빙/적설

학습목표

- 구름이 없는 맑은 날에 기상위성 자료로부터 지면정보(지표면온도, 해수면온도, 해빙/적설)를 산출하는 원리와 현재의 산출수준에 대해 알아본다.
- 기상위성을 이용한 지면정보 산출의 한계와 이를 보완하기 위한 개선방법에 대해 알아본다.

10.1 서론

지구표면(이하 지표면)은 크게 육지, 바다 그리고 해빙으로 구성되며 이들의 상태에 따라 기상 및 기후변화에 직·간접적으로 영향을 주는 지면-대기 상호작용이 변하게 된다. 즉, 지표면의 상태는 온도(지표면온도, 해수면온도), 식생유무, 적설유무, 토양수분, 거칠기 길이, 염분도 등 다양한 변수들로 표현된다. 이 중에서 지표면온도(Land Surface Temperature: LST)는 주어진 화소를 구성하는 토양, 식생 등의 가중평균온도를 의미하고 해수면온도(Sea Surface Temperature: SST)는 바다 표면 상단의 온도를 의미한다.

지표면온도, 적설, 해수면온도 그리고 해빙은 지표면-대기 상호작용에서 에너지와 수증기의 교환을 조절하는 중요한 생물리적(Bio-physical) 요소 중의 하나로써 주로 농업, 수산업, 수치예보와 기후모델의 입력 및 검증자료로 활용되고 있다. 일기예보, 수치모델 및 기후변화 등 다양한 응용분야에서 지표면 정보의 중요성이 부각됨에 따라 정량적이고 정규적인 관측의 필요성이 제기되고 있다. 하지만 육지는 구성요소가 다양할 뿐만 아니라 접근이 어려운 지역이 많아서 지표면온도와 적설 등은 정규적인 관측이 거의 이루어지지 못하고 있는 실정이다. 또한 지구표면의 2/3를 차지하는 바다에는 육지와 달리 고정 관측소를 설치 운영하기가 매우 어렵고 비용도 많이 들기 때문에 해수면 온도와 해빙의 정규적 관측도 매우 제한적이다.

불규칙하게 분포한 기존의 지상 관측과 달리 기상위성은 높은 공간분해능으로 일관성 있게 주기적으로 관측을 수행하며, 접근이 곤란한 지역(예: 바다, 사막, 및 산악지역 등)도 관측이 가능하기 때문에 극궤도 및 정지궤도 기상위성 자료로부터 지표면 정보를 산출하는 방법이 다양하게 시도되고 있다. 최근에는 공간분해능, 정확도 및 관측주기 면에서 기상위성의 관측 성능이 크게 향상됨에 따라 광학 및 마이크로파 센서를 탑재한 기상위성자료로부터 지표면 정보를 산출하는 시도가 활발해지고 있다.

특히, 천리안 위성은 극궤도위성의 관측에 비해 매우 빈번하게 지구를 관측하므로 구름 때문에 가려져서 볼 수 없었던 지표면 상태를 보다 상세하게 파악할 수 있는 기회를 제공해준다. 위성으로부터 도출된 해수면온도의 경우 정확도가 매우 높기(> 0.1K) 때문에 이미 오래 전부터 수치 및 기후모델의 경계조건뿐만 아니라 엘니뇨/라니냐(ENSO) 현상의 탐지, 적조, 수산업 등 많은 분야에서 현업적으로 활용되고 있다. 또한 기상위성으로부터 도출된 장기간의 적설과 해빙자료는 지구온난화의 증거로 활용되고 있다.

10.2 이론적 배경

절대온도가 0K 이상인 모든 물체는 플랑크 법칙에 따라 복사에너지를 방출한다. 하지만 지구상의 대부분의 물체는 방출율이 1인 흑체(Black Body) 또는 1에 가까운 회색체(Gray Body)가 아니기 때문에 과장에 따라 방출율이 각각 다르다. 또한 지표상에서 방출된 에너지가 대기를 통과하는 과정에서 대기 중의 온실기체에 의한 과장별 흡수와 재방출의 영향을 받는다. 따라서 지표면에서 방출된 복사에너지를 기상위성에서 측정하여 역 플랑크 법칙으로 온도자료를 산출하기 위해서는 지표면의 방출율과 대기효과를 반드시 고려하여야 한다. 일반적으로 지표면이나 해수면 온도 측정에 사용되는 기상센서들은 대기의 영향을 최소로 받는 대기의 창에 해당되는 과장대를 이용한다.

위성에 탑재된 센서에 도달하는 과장별 복사량은 지표면복사(L_i^s)와 대기경로복사(L_i^d)의 합으로 다음과 같이 나타낼 수가 있다.

$$L_i = \tau_i L_i^s + L_i^d \quad (10.1)$$

위 식에서 i 와 τ_i 는 각각 과장역과 지표면과 센서사이 대기의 투과율을 나타낸다. 또한 지표면에서의 상향복사량은 지표면온도에 의한 복사량과 하향대기복사(F_{\downarrow}) 중 센서방향으로의 반사량의 합이다. 식 (10.2)에서 흡수율 대신 방출율을 사용한 것은 키르히호프의 법칙에 의해 흡수율과 방출율이 동일한 원리를 이용한 것이다.

$$L_i^s = \epsilon_i B(T_s) + (1 - \epsilon_i) \frac{F_{\downarrow}}{\pi} \quad (10.2)$$

위 두 식에서 보는 바와 같이 위성센서를 이용하여 지표면온도를 계산하는 과정에서 대기의 영향을 보정하기 위해서는 1) 대기경로복사(L_p), 2) 대기경로 투과율(τ_i), 3) 하향복사량 및 4) 지표면의 방출율을 알아야 한다. 단일 채널을 이용할 경우 위의 네 가지를 계산하기 위한 상세 대기정보와 방출율 자료가 각 화소별로 필요한데 이는 현실적으로 거의 불가능하다. 이러한 문제를 해결하기 위하여 사용되는 방법이 대기에 의한 흡수효과가 상이한 두 과장역을 이용하는 분리대기창 방법이다. 분리대기창 방법을 이용한 지표면온도 알고리즘은 지표면의 방출율을 알고 있다는 점과 대기의 영향(주로 수증기 흡수효과)은 두 채널의 온도 차로 보정할 수 있다는 가정을 한다.

(10.2)식을 (10.1)식에 대입하고 정리하면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$L_i = [\epsilon_i B(T_s) + (1 - \epsilon_i) \frac{F_{\downarrow}}{\pi}] \tau_i + L_i^d \quad (10.3)$$

10.2 이론적 배경

위식에서 \downarrow 는 하향 복사(\downarrow) 중 센서방향 하향복사를 의미한다. 식(10.3)에서 보는 바와 같이 위성에서 측정된 값은 각 채널별로 하나지만 미지수는 지표면온도, 방출율 및 대기연직구조 등 3개여서 미지수가 방정식보다 많게 된다. 해수면의 경우 방출율이 거의 1에 가깝고 파장에 따라 차이도 크지 않기 때문에 위식이 매우 간단하게 처리되는 반면 지면의 경우 방출율이 지면피복에 따라 상이할 뿐만 아니라 채널(파장)별 차이도 커서 반드시 방출율을 고려하여야 한다.

즉, 기상위성에서 측정된 복사휘도를 이용하여 지표면온도를 산출하기 위해서는 온도와 습도의 대기연직구조자료를 알고 있거나 지표면의 방출율을 알고 있다는 가정을 하게 된다. 즉, 어떤 보조 자료를 알고 있거나 다른 방법을 이용한 산출이 가능한 것으로 가정하느냐에 따라 지표면온도를 산출하는 방법이 다르게 된다.

최근에는 지표면을 구성하는 다양한 물체들에 대해 특별관측한 방출율 자료들이 축적되고 있고 수치모델의 해상도 및 예측수준이 향상되고 있지만 일반적으로 각 화소단위의 채널별 방출율 자료도 구하기가 쉽지 않을 뿐만 아니라 각 화소크기의 대기연직구조 자료도 실시간으로 구하는 것도 현실적으로 매우 어렵다.

10.3 해수면온도

10.3.1 개요

천리안 위성 위성의 해수면온도 알고리즘은 기본적으로 열적외 밴드 자료와 실제 해양 관측치에 경험적 회귀분석을 적용하여 해수면온도 산출식에 필요한 계수들을 생산한다. 여기서 구름 낀 화소의 제거는 CMDPS의 구름 탐지 알고리즘의 결과를 활용한다. 해수면온도는 구름에 민감하기 때문에 구름탐지 과정에서 하층운이나 권운 등의 탐지 실패 가능성을 고려하여 해수면온도 계산 과정에서도 비이상적으로 저온인 값으로 평가될 때에는 자체적으로 flag를 주도록 하였다. SST 후처리 과정에서는 계산된 해수면온도 영상자료들을 일정기간 동안 모아서 1일, 5일, 10일 등에 대해 기간 평균된 합성장을 생산한다. 여기서는 해수면온도 알고리즘의 이론적 배경, 산출 및 검증 방법, 그리고 산출 사례에 대해 기상청(2009)을 중심으로 소개한다.

10.3.2 알고리즘 배경

1970년대 이후로 미국의 NESDIS(National Environment Satellite, Data, and Information Service)에서는 전구규모 해수면온도(SST)를 생산하고 운영하여 왔다. NOAA 7호가 발사되기 이전까지는 해수면온도(SST) 알고리즘은 $11\mu\text{m}$ 휘도온도를 기반으로 하여 생산되었다. NOAA 9호에는 분리 대기창 채널들이 있었으나, NOAA 10호의 경우에 $12\mu\text{m}$ 채널이 없어서 $11\mu\text{m}$ 단일채널을 사용하여 다음과 같이 대략적으로 산출하였다.

$$SST = 1.1T_{11} \quad (10.4)$$

이후 1981년 NOAA 7호가 발사되었는데 이 위성에는 11, 12, 그리고 $3.7\mu\text{m}$ 채널이 탑재되어 다중 채널을 사용한 좀 더 정확한 해수면온도 알고리즘이 개발되기 시작하였다. Prabhakara et al.(1974)이 기상위성 관측 적외 영역의 자료들을 이용해 해수면온도를 추정할 수 있는 다중채널회귀분석법(MCSST)의 이론적 배경을 처음으로 제안하였다. 이 방법을 이용하여 McMillin(1975), McClain(1985) 등이 기상위성 자료로부터 해수면온도를 다음과 같은 알고리즘으로 산출하기 시작하였다.

$$SST = T_i + \gamma(T_i - T_j) \quad (10.5)$$

10.3 해수면온도

여기서 i, j 는 분리대기창의 두 채널을 의미하고, $\gamma = \alpha_i(\alpha_i - \alpha_j)$ 에 의해 주어 지는데 α_i, α_j 는 각 채널별 수증기 흡수계수이다. 그 후 Barton(1985)이 기상위성 센서에 도달한 해면복사휘도는 대기통과 경로에 의존한다는 사실을 지적 하면서, 산출식에 위성천정각(SZA: Satellite Zenith Angle)을 도입할 것을 제안하였고, 이후 미국 NOAA/NESDIS는 해수면온도 산출식에 위성천정각(θ)을 고려하여 대기보정을 하는 다음과 같은 MCSST(Multi-Channel SST)의 기본적인 골격을 갖추게 되었다.

$$SST = a + bT_i + c(T_i - T_j) + d(T_i - T_j)(\sec\theta - 1) \quad (10.6)$$

하지만 수증기의 영향이 선형이 아니기 때문에 γ 값이 일정하지 않게 되어 대기중 수증기량이 많아질 경우 SST의 오차가 커지게 된다. 최근에는 이러한 수증기의 비선형성을 고려하는 다양한 방법들이 개발되어 활용되고 있다(예: Walton, 1988). NASA/JPL에서는 대기 중 수증기 함량의 다소에 따라 서로 다른 계수들을 유도하여 쓰는 PFSST(Pathfinder SST) 방법을 개발하여 활용하고 있다. PFSST 알고리즘은 NLSST(Non-Linear SST)와 매우 유사하나, 대기의 습한 정도에 따라 분리대기창 채널의 휘도온도 차($T_{11} - T_{12}$) 값이 0.7을 기준으로 서로 다른 알고리즘을 사용하고 있다.

$$\begin{aligned} PFSST &= a_1 + b_1T_i + c_1T_{i/c}(T_i - T_j) + d_1(T_i - T_j)(\sec\theta - 1) \quad (T_{11} - T_{12} < 0.7) \\ PFSST &= a_2 + b_2T_i + c_2T_{i/c}(T_i - T_j) + d_2(T_i - T_j)(\sec\theta - 1) \quad (T_{11} - T_{12} \geq 0.7) \end{aligned} \quad (10.7)$$

이 알고리즘에 있는 각 계수들은 지속적인 해양관측-위성자료 Matchup DB를 바탕으로 매월 다르게 사용되고 있다. 이렇게 유도된 계수들이 안정적으로 활용되기 위해서는 주어진 기간 동안 상당히 많은 해양 자료가 요구된다. 시공간적으로 연속적인 해수면온도를 산출하기 위해 1일, 5일, 10일, 한달 평균된 해수면 온도장을 생산한다. 해수면온도 합성장을 만드는 데는 여러 가지 방법을 사용할 수 있으나, 여기서는 단순평균과 최근 가장 많이 활용되고 있는 최적내삽법을 사용한다.

10.3 해수면온도

10.3.3 알고리즘 개발

현재 국가기상위성센터에서 운용중인 SST 산출 알고리즘은 2011년 4월 천리안 위성이 현업 운용되면서 축적된 천리안 위성자료와 동일시간/위치의 GTS 부이 등으로 관측한 SST DB 자료로부터 도출한 것이다. 이 때 DB를 구축하는 과정에서 구름으로 오염된 화소는 제외하였다. 해양관측자료는 관측 자료의 시간정보, 위치(위도, 경도), 수온과 관측 깊이에 관한 정보를 포함하고 있어야 하고, 계산된 해수면온도의 오차의 특성을 이해하기 위하여 대기 상태에 관한 자료를 저장해야 한다. 부이의 종류에 따라서 대기 온도, 해상풍 등에 관한 부가 정보들을 포함하고 있어서 산출된 해수면온도 오차의 크기와 특성 그리고 오차에 영향을 주는 여러 가지 요인들을 파악할 수 있다. 해양 관측자료와 위성 자료간의 최대 시간차는 30분으로 하였으며, 공간차는 위성의 지상 해상도를 고려하여 5km로 하였다. 이러한 조건을 만족하는 자료들을 선별하여 매치업 DB를 만들었고, 향후 실시간으로 운용할 경우에는 일치된 자료들이 기존의 DB에 자동으로 추가되도록 하였다.

다중채널 해수면온도 산출식의 계수들(c_1, c_2, c_3, c_4)은 해양자료-위성자료간의 매치업 DB 자료를 이용하여 경험적 회귀분석을 통해 얻는다.

$$KCSST = c_1 T_{11} + c_2 (T_{11} - T_{12}) + c_3 (T_{11} - T_{12})(\sec\theta - 1) + c_4 \quad (10.8)$$

위 식에서 T_{11}, T_{12} 는 천리안 위성의 적외채널 11과 $12\mu\text{m}$ 에서의 휘도온도를 나타내고 θ 는 천리안 위성의 천정각이다.

10.3 해수면온도

10.3.4 해수면온도 산출 현황

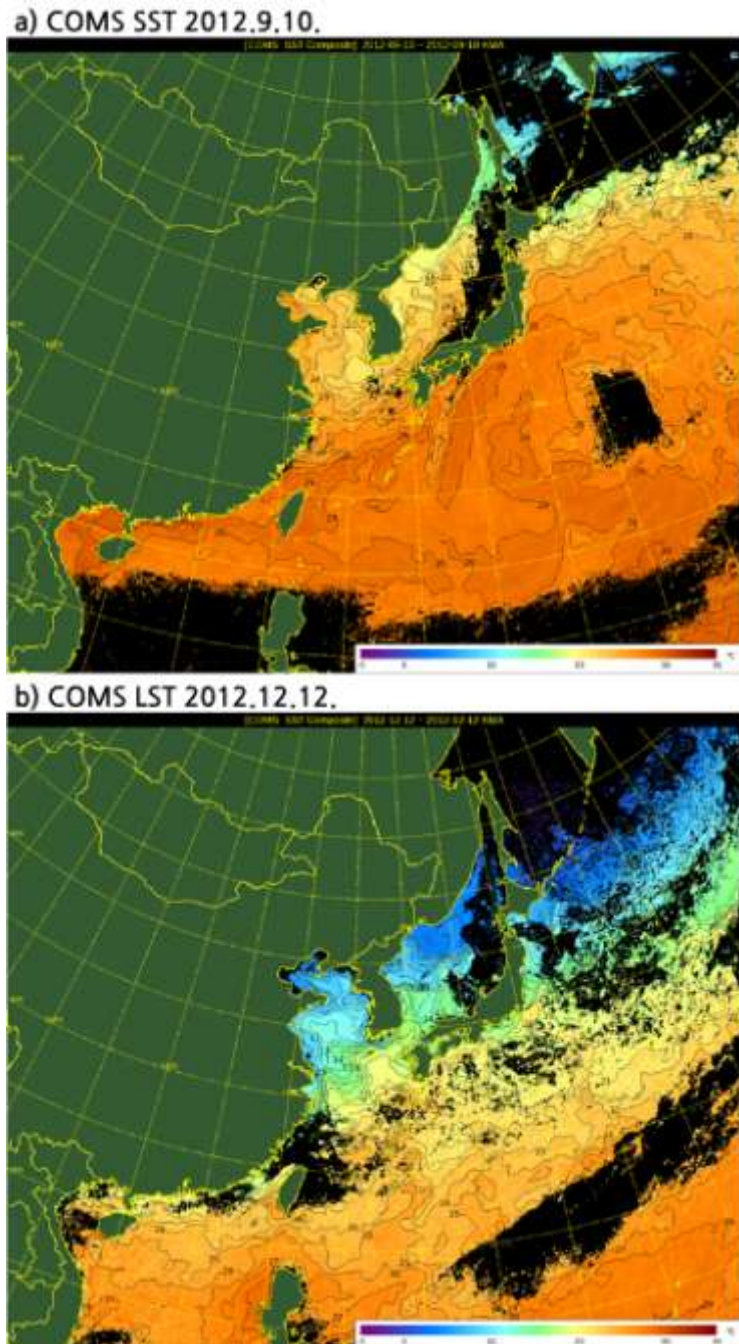
실시간으로 천리안 위성 자료가 수신되면, 가시영역 반사도와 적외 영역 휘도온도를 이용하여 구름 유무를 판단한 다음, 구름이나 다른 문제로 오염되지 않은 화소에 대하여 해수면온도 산출식을 이용하여 해수면온도를 계산한다. 해수면온도를 계산하면서 구름으로 오염되어 있거나 다른 원인으로 비정상적인 해수면온도를 보이는 화소는 Flag를 주어서 해수면온도 계산 단계에서 제거하였다. 또한 위성자료의 시간을 고려하여 그 시점에 해당하는 기후 평균장을 구하여 기후 평균에 비해 $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 이상 차이가 나는 화소는 최종 산출결과에서 제외되도록 하였다. 일반적으로 각 화소에서 태양천정각이 주어진 값($<80^{\circ}$)보다 작을 경우에는 주간으로, 클 경우에는 야간으로 구분하여 주야별 계수를 활용한다.

해수면온도 소프트웨어의 입출력 파일과 수행 조건을 제어하는 파일에서 합성하고자 하는 기간을 지정해주면, 해당 해수면온도 파일들을 검색하여 합성장을 생산한다. 제어 파일에서 단순 평균을 할 것인지, 3차원 최적내삽법을 사용할 것인지 방법을 선택하여 주면 그 방법에 따라 일련의 해수면온도 영상자료들을 추출하여 합성장을 생산한다. 그림 10.1은 동아시아 지역에 대한 9월과 12월의 1일 합성 해수면온도를 나타낸 것이다. 1일 합성임에도 불구하고 지속적으로 발생하는 구름에 의해 해수면온도가 산출되지 못한 지역(검은색)들이 저위도와 고위도 지역을 중심으로 나타나고 있다. 기온과 달리 해수면온도는 공간적으로 균일한 분포를 보이고 있으며 9월에는 서태평양 지역에 약 $28\text{--}29^{\circ}\text{C}$ 의 높은 해수면온도가 광범위하게 분포하고 있고 우리나라 주변에는 약 $23\text{--}25^{\circ}\text{C}$ 를 보이고 있다. 계절변화의 영향으로 12월에는 해수면온도가 전체적으로 낮아지고 있으며 특히 저위도 보다 고위도 지역에서 크게 낮아지고 있다. 그 결과 해수면온도의 남북경도가 크게 증가되고 있음을 볼 수가 있으며 우리나라 주변의 해수면온도는 약 $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ 를 보이고 있다. 여름과 다른 점은 대마도 난류의 영향으로 동해안의 해수면온도가 서해안보다 약 $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ 높게 나타나는 점이다.

해수면온도를 계산할 때 구름이 없는 화소에서의 해수면온도 자체의 정확도도 중요하지만 구름으로 오염된 화소를 정확히 구별하는 기술은 향후 생산될 해수면온도의 전체적인 정확도를 좌우할 만큼 매우 중요하다. 현재 CMDPS에서 기후학적 평균에 비해 지나치게 높거나 낮은 화소는 제거하고 있지만 해양 현상들이 국지적인 시·공간 규모로 발생할 수 있기 때문에 기후학적 평균을 적용함에 있어 많이 제거되거나 혹은 제거되지 않을 수도 있다.

10.3 해수면온도

이럴 경우는 천리안 위성이 빈번하게 각 해역을 관측하므로 현 시점에서 지난 일정 기간 동안(예, 3-5일) 주어진 화소에서 해수면온도의 최대치를 기록하고, 그 값과 현 시점의 해수면온도와의 차이를 조사하여, 한계치를 설정하여 제거한다면 구름으로 인한 해수면온도의 저하를 어느 정도 해결할 수 있을 것으로 보인다. 특히 야간의 해수면온도 산출의 정확도를 향상시킬 수 있으리라 판단된다.



[그림 10.1] 천리안 위성 로부터 도출된 해수면온도의 공간분포. a) 초기 알고리즘, b) 보정된 알고리즘, c) 두 알고리즘으로 도출된 해수면온도 차(2011. 9. 1)

10.4 지표면온도

10.4.1 방출율

주어진 온도에서 임의의 물체를 흑체로 가정했을 때 방출되는 복사에너지와 실제 복사된 에너지의 비로 정의되는 방출율은 이론상으로 0.0~1.0의 값을 가질 수 있고, 지면의 방출율은 대부분 0.8 이상의 값을 가진다. 해수면과 달리 지면의 방출율은 구성물질, 파장, 토양수분, 방향 및 구성요소의 구조의 함수이기 때문에 시·공간적으로 변동성이 매우 크다. 따라서 지표면온도 산출에 필요한 수준의 방출율 측정 자료가 거의 없기 때문에 다른 방법으로 각 화소 및 채널별로 방출율을 산출하여 이용한다.

방출율도 현장 관측이 거의 불가능하기 때문에 다양한 방법으로 산출되고 있으나 여기서는 지면이 토양과 식생으로만 구성되어 있다는 가정을 전제로 방출율을 계산하는 Valor and Caselles(1996)의 VCM(Vegetation Cover Method) 방법을 이용하여 각 화소별 방출율을 산출하였다. 이 방법은 방출율의 시·공간적 변동성을 공간적으로 변동하는 지면피복과 시간적으로 변동하는 식생지수를 이용하여 산출한다. 즉, 각 지면피복별로 작성된 식생과 토양에 대한 방출율 조건표와 각 지면피복에서 시간적으로 변동하는 식생비율 자료를 이용한다(Kerr et al., 1992; Gutman and Ignatov, 1998). 이 방법은 현재 미국의 MODIS 그룹이나 유럽연합의(EUMETSAT) LSA/SAF(Land Surface Analysis/Satellite Application Facility)에서 사용하는 방법으로 다음과 같다.

$$\epsilon_i = \epsilon_{i,v} \times P V C + \epsilon_{i,g} \times (1 - P V C) \quad (10.9)$$

위 식에서 ϵ_i 는 각 채널별(IR1, IR2) 방출율이며, $\epsilon_{i,v}$ $\epsilon_{i,g}$ 는 각 채널에서 지면피복 종류에 따른 식생(Vegetation)과 토양(Ground)의 최대 방출율을 나타낸다. 각 채널별 지면피복 유형에 따른 방출율 조건표는 EUMETSAT MSG에 적용할 목적으로 Peres and DaCamara(2005)에 의해 작성된 것을 이용하였다. 이 때 필요한 지면피복 유형은 IGBP(International Geosphere Biosphere Programme)의 17개 유형이다. 또한 위 식에서 필요로 하는 주어진 화소에서의 식생비율을 의미하는 FVC(Fraction of Vegetation Coverage)는 Kerr et al.(1992)의 방법을 이용하였으며 다음과 같이 계산한다.

$$P V C = \frac{N D V I - N D V I_{n_{i0}}}{N D V I_{n_{i1}} - N D V I_{n_{i0}}} \quad (10.9)$$

10.4 지표면온도

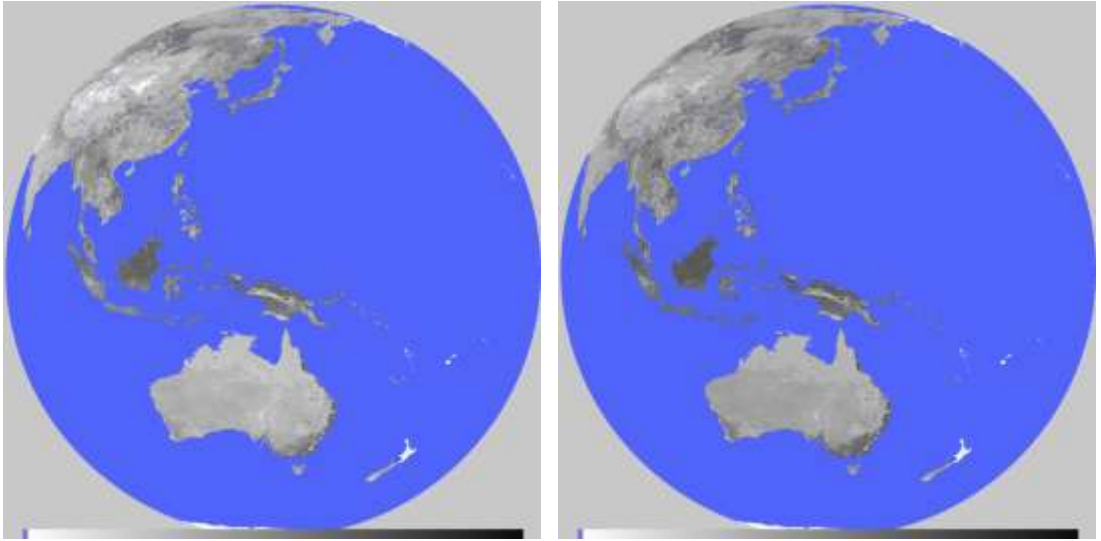
위 식에서 NDVI는 MODIS 자료에 대해 최대치 합성법을 적용하여 8일 주기로 합성한 후 식생의 시·공간 연속성을 이용한 보정기법으로 후처리를 하여 구축해 놓은 식생지수를 나타낸다. $NDVI_{max}$ 와 $NDVI_{min}$ 은 각각 식생이 최대로 성장하여 주어진 화소가 완전히 식생으로 채워졌을 경우와 식생이 최소일 때 토양의 식생지수를 의미한다. 이 방법은 적용이 용이하며 지면피복으로 방출율의 공간분포를 반영하고 식생의 계절변화를 이용하여 방출율의 시간변동을 고려하는 장점이 있다. 하지만 이 방법은 눈 덮임과 토양수분의 영향을 고려하지 못하는 단점이 있다.

방출율의 시간변동성을 나타내기 위해 사용되는 식생비율은 식생지수로부터 산출되며, 최근에 관측한 우수한 품질의 식생지수 자료를 필요로 한다. 도시개발 및 확장, 벌목, 화재 등 다양한 원인에 의해 지면의 상태는 계속 변화하기 때문에 너무 오랜 과거의 자료는 현재의 지면 상태를 제대로 대표하지 못한다. 따라서 기존 개발기술을 기반으로 최근 식생지수 자료를 이용하여 새로운 식생지수 및 방출율 자료를 산출할 필요가 있다.

식생비율 산출 알고리즘에 필요한 식생지수 최대 및 최소값 산출을 위해 준비된 식생지수 자료에 대해 계절변동 및 도수분포도(Histogram) 분석을 수행하여 연중 식생이 최대로 성장했을 때와 식생이 완전히 쇠퇴한 토양의 식생지수를 파악하였다. 식생비율 산출 과정에서 식생지수가 식생지수 최대치보다 큰 경우에는 최대치로, 최소치보다 작은 경우에는 최소치로 치환하여 계산한다.

그림 10.2는 VCM 알고리즘의 최종 산출물인 방출율의 공간분포를 나타낸 것으로 방출율은 최저 0.94부터 최고 0.99 사이의 값을 갖는다. 전체적으로 IR1($10.8 \mu\text{m}$)의 방출율 보다 IR2($12.0 \mu\text{m}$)의 방출율이 높은 것으로 나타나고 있으며 사막지역과 식생지역 등 지표면 유형에 따른 방출율의 공간대비가 잘 표현되고 있다. 그림의 밝은 부분은 방출율이 낮은 영역으로써 나지, 사막, 도시지역 등을 의미하고, 어두운 부분일수록 방출율 최고치인 0.99에 가까운 값으로 식생의 종류에 따라 차이는 있지만 식생의 분포가 조밀하고 많이 성장할수록 큰 값을 갖는다. 인도네시아 등을 중심으로 적도지역의 방출율이 높게 나타나고 있고, 고비사막이나 호주 중심부의 사막 지역을 중심으로 방출율이 낮게 나타나고 있다.

10.4 지표면온도



[그림 10.2] 채널별 방출률 예. 어두울수록 방출률이 크다(왼쪽 : IR1, 오른쪽 : IR2).

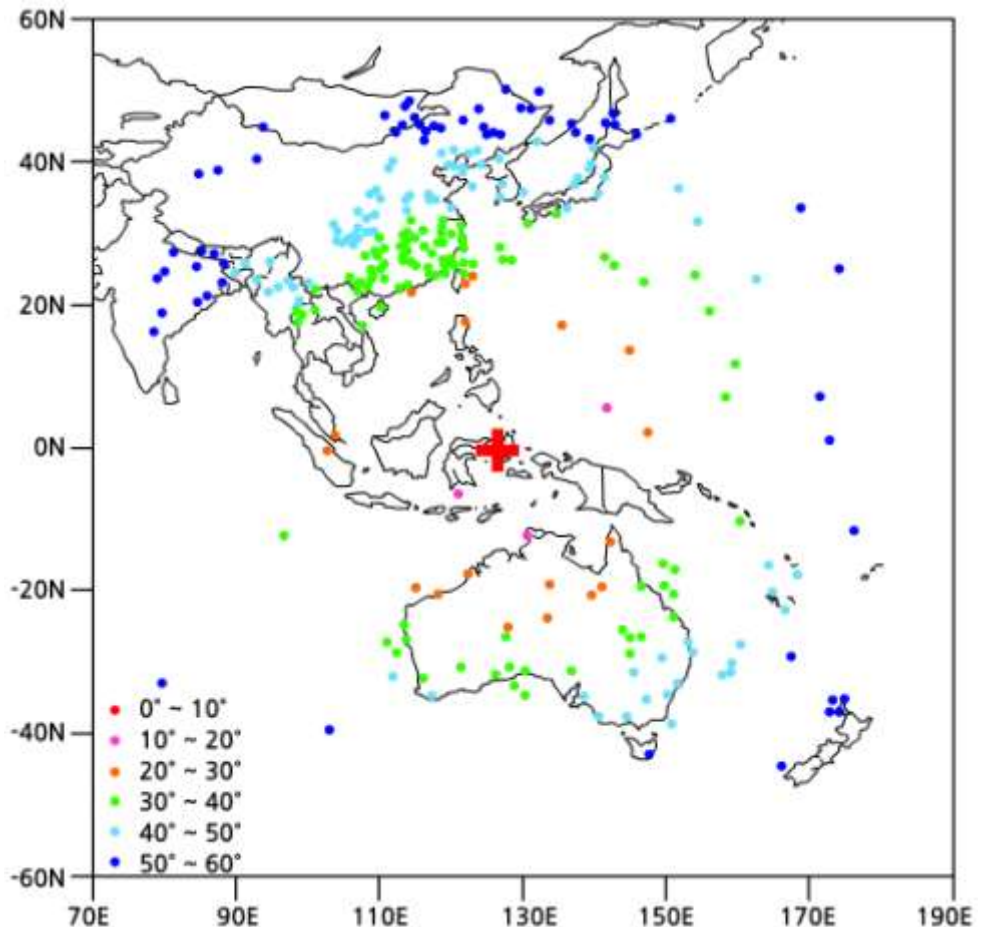
10.4.2 지표면온도 산출기법 개발

기상위성 자료로부터 지표면온도를 산출하는 경험적 회귀식을 도출하기 위해서는 실제 관측에 의해 구축된 자료(Matchup Database)를 사용하여야 하는데, 해수면 온도와 달리 지표면온도는 지상관측자료 DB가 거의 없는 실정이다. 따라서 지표면온도는 복사전달모델(Radiative Transfer Model, 예: MODTRAN4)를 이용하여 모의한 유사 관측자료와 위성측정 복사휘도로부터 지표면온도 산출 알고리즘을 개발한다.

지표면온도의 유사 매치업(Pseudo Match-up) DB를 구축하기 위하여 MODTRAN4 를 이용하였으며 이 모델은 밴드모델 모수화로서 대기투과율, 복사휘도, 복사수지를 계산하는 데 주로 사용되는 모델이다. 파수영역은 0~50,000 cm^{-1} 로 가시 및 근적외, 적외역 등이 포함된다(Berk et al., 1999; <http://www.vs.afrl.af.mil/>). 육지의 경우 위성에 도달하는 열적외 복사휘도는 지표면온도 뿐만 아니라 각 채널별 방출율, 대기하층에서의 역전층/초단열감율이 포함된 대기(주로 온도와 습도)의 연직구조, 위성천정각의 영향을 받는다.

10.4 지표면온도

따라서 모의 지표면온도를 산출하기 위해서는 이러한 영향요인들을 최대한 고려하여야 한다. 천리안 위성의 관측 영역에 적합한 대기 중의 수증기에 의한 효과를 고려하기 위해 MODTRAN4에 실제 관측 자료인 TIGR(The Thermodynamic Initial Guess Retrieval) DB를 입력 자료로 사용하였다(<http://ara.abct.lmd.polytechnique.fr/>). TIGR DB는 전 지구에 대해 관측된 2311개의 대기 프로파일을 포함하고 있고, 각 지점은 40개의 기압 층에 대해 온도(T_a), 기압, 수증기량과 오존량이 포함되어 있다. 2311개의 데이터 중 천리안 위성 위치를 중심으로 각 지점에서의 위성 천정각을 계산하여 위성 천정각이 60도 이내인 535개의 자료만을 선별하여 입력하였다(그림 10.3).



[그림 10.3] 천리안 위성로부터 위성 천정각이 60도 이내에 위치한 TIGR 지점분포

10.4 지표면온도

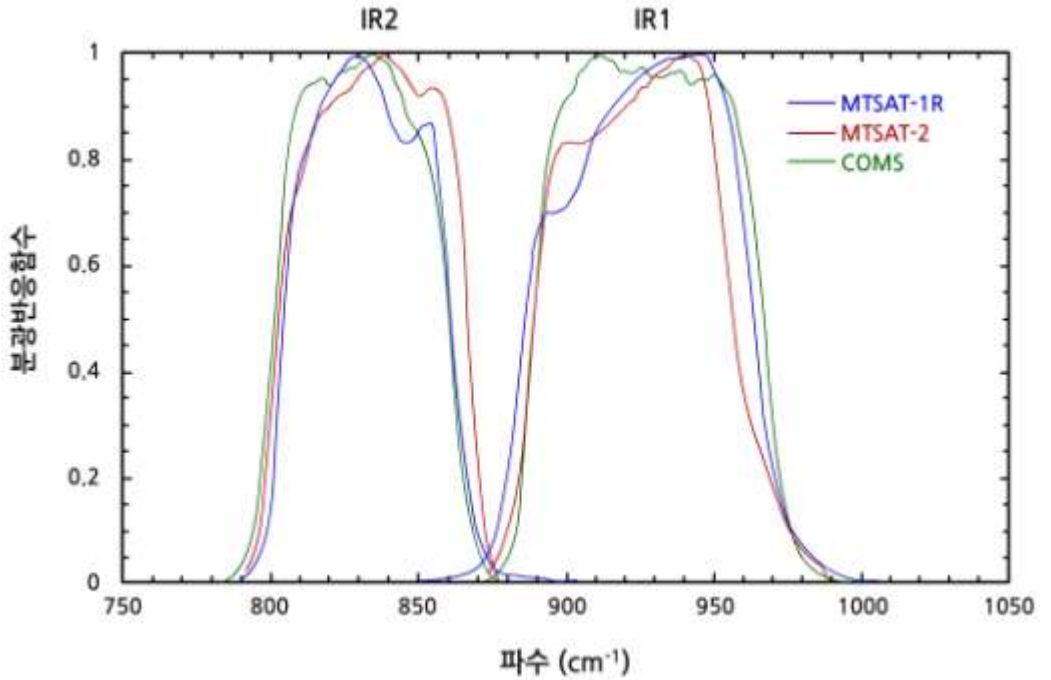
지면의 종류 및 채널에 따라서 방출율이 다르기 때문에 방출율의 효과를 고려하기 위해 각 적외채널별로 각 11 단계 방출율 값을 사용하였다. 지표면온도는 기온(지표면에서 2m 연직에 있는 온도, T_a)보다 일교차가 심하여 시간 변동성이 크기 때문에 주간과 야간의 역전층 등의 영향을 고려하기 위하여 각 TIGR 지점에서의 기온을 기준으로 $T_a - 6K \sim T_a + 14K$ 의 범위에서 2K 간격으로 총 11단계의 값을 사용하였다. 본 연구에서 MODTRAN4 모의 시 사용한 조건(표 10.1)은 대기 프로파일 535 개, 대기 프로파일별 위성천정각 11개, 적외채널별 방출율 11개, 지표면온도 11개로, 각 채널별로 64,735회의 복사전달모의를 수행한다.

[표 10.2] MODTRAN 4 를 이용한 복사모의에 사용되는 조건들

영향요소	조건
대기연직구조	TIGR database : 535 sets.
위성 천정각	$0^\circ \sim 60^\circ$ (calculated value of each point)
방출률	IR1 : 0.9576 ~ 0.9890(intv: 0.00314)
	IR2 : 0.9663 ~ 0.9908(intv: 0.00245)
지표면온도	$T_a - 6K \sim T_a + 14K$ (intv: 2K)

위성자료는 각 채널에서 파장별로 센서에 탐지되는 강도가 다르게 존재하기 때문에, 모의자료를 위성으로부터 관측한 온도로 변환하기 위해 천리안 위성의 IR1, IR2에 해당하는 분광반응함수(Spectral Response Function) 값을 적용하였다. 그림 10.4는 천리안 위성과 MTASAT-1R 의 IR1 과 IR2의 분광반응함수를 나타낸 것으로 두 위성간에 작은 차이들이 존재함을 볼 수 있다.

10.4 지표면온도



[그림 10.4] 천리안 위성과 MTSAT 위성들의 적외채널 분광반응함수

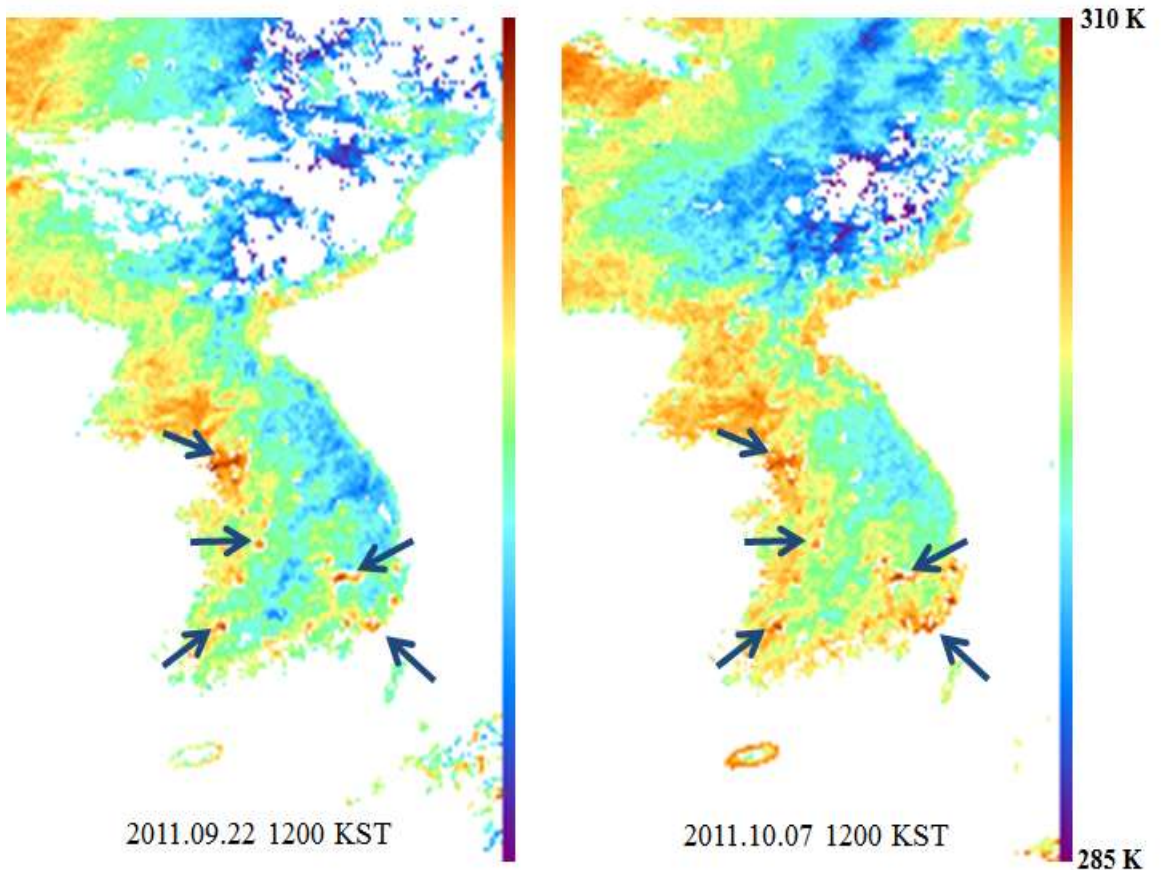
이렇게 산출된 모의 자료와 처음 모의 시 처방하였던 지표면온도 자료에 통계처리 도구인 MINITAB을 이용하여 지표면온도 산출 알고리즘의 회귀 계수를 산출하였다. 식(10.10)은 두 채널 간의 수증기 흡수 차, 위성천정각, 채널별 방출율, 하층에서의 연직온도구조를 모두 고려하여 천리안 위성에 적합하게 유도된 최종 지표면온도 산출 알고리즘이다. 다른 분리대기층 알고리즘들과 다른 점은 두 채널 간 수증기 흡수 차의 영향이 비선형(ΔT)인 점을 고려한 점이다.

$$LST = -1.5418 + 1.003337 IR_1 + 2.78769 \Delta T + 0.31635 (\Delta T)^2 + 1.1552 (\sec \theta - 1) + 89.9499 (1 - \bar{\epsilon}) \quad (10.11)$$

10.4 지표면온도

10.4.3 천리안 위성 자료를 이용한 LST 산출 및 검증

현재 국가기상위성센터에서 운용중인 천리안 위성 자료처리시스템 (CMDPS)에서 적외 1, 2채널 자료로부터 도출한 지표면온도를 그림 10.5에 나타내었으며 그림에서 흰 부분은 구름으로 오염된 지역이다. 2011년 9월 22일과 10월 7일 정오시간 사례의 한반도 지역 지표면온도는 공간 차가 매우 큰 분포를 보이고 있으며 특히 서울, 대구 등 대도시 지역과 나대지 지역에서 높은 지표면온도를 보이고 있는 반면 산악지역에서는 낮은 지표면온도를 보이고 있다. 9월 사례보다 10월 사례에서 한반도 서부지역의 농지 등에서 지표면온도가 상대적으로 높게 나타난 것은 가을철 추수와 관계된 것으로 보인다.



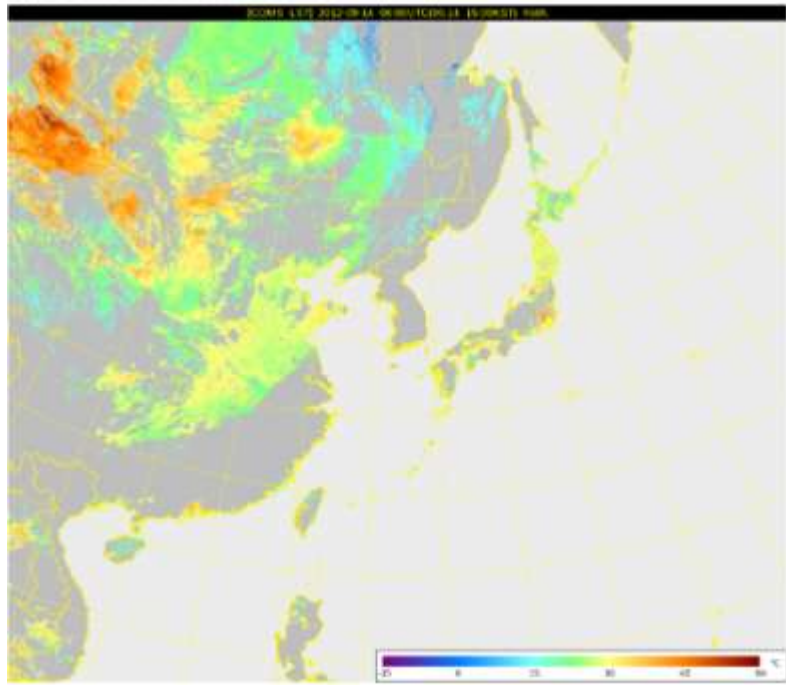
[그림 10.5] 천리안 위성으로부터 산출한 한반도 지역에서의 지표면온도의 공간 분포 예

10.4 지표면온도

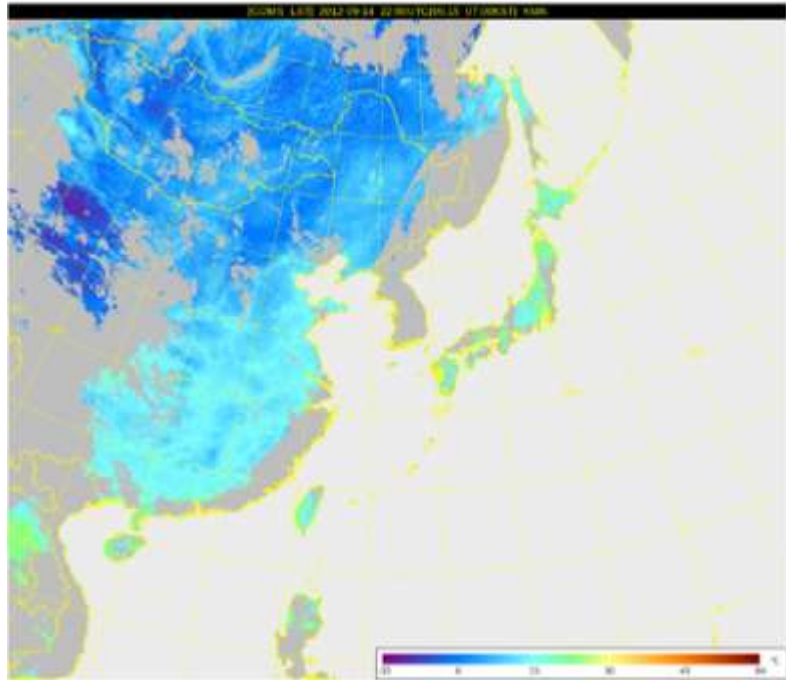
그림 10.6은 동아시아 지역에 대한 주간과 야간의 지표면온도를 나타낸 것이다. 기온과 달리 주간 지표면온도의 공간분포는 위도 및 고도에 따라 큰 차이를 보이지 않고 있다. 이처럼 지표면온도가 위도 및 고도의 영향을 적게 받는 것은 고위도 지역의 지면상태가 저위도 지역보다 건조한 것과 관련된 것으로 보인다. 특히 9월 중순임에도 고위도에 위치한 몽고 서쪽 사막 지역에서는 주간에 지표면온도가 50℃ 이상으로 높게 나타나고 있다. 이것은 사막지역의 특성인 지면이 매우 건조하여 비열이 작은 것에 의한 것으로 판단된다. 야간에는 지표면온도가 대부분 지역에서 낮게 나타나고 있으며 특히 주간에 지표면온도가 높았던 지역(예: 사막지역)에서 더욱 낮게 나타나고 있다. 이는 앞에서 설명한 바와 같이 이들 지역에서 토양의 비열이 매우 작은 것에 기인한다.

10.4 지표면온도

a) COMS LST 2012. 9. 14. 15(KST)



b) COMS LST 2012. 11. 15. 07(KST)



[그림 10.6] 천리안 위성로부터 도출된 동아시아 지역에서의 주간과 야간의 지표면 온도의 공간분포

10.5 해빙/적설

10.5.1 개요

지표면의 30% 이상을 덮고 있는 적설은 기후변화 및 인간생활에 미치는 영향이 매우 크다. 적설이 없는 지표면은 최소 0.05에서 0.4의 알베도를 보이나, 적설로 덮혀 있을 때 순수한 눈의 경우 최대 0.9의 높은 지표알베도를 갖고, 이는 지면-대기 순환에 영향을 미친다(Berry, 1981; Walsh et al., 1985). 또한 적설은 직접적으로 인간 생활은 물론 야생동물의 활동에도 제약을 주는 한편, 그 자체가 중요한 수자원이므로 농업 및 자연 활동에도움이 된다. 눈이 많이 오면 풍년이 든다는 속담이 있듯, 실제로 겨울철에 내린 눈이 녹으면서 봄철의 가뭄을 해소시키는 역할을 한다. 최근 들어 중국과 우리나라에 심각한 피해를 주고 있는 황사 또한 겨울철 발원지의 적설량에 의해 영향을 받는데, 정확한 적설탐지 자료는 황사에보모델의 초기 자료로써 황사의 발생 시기나 발생빈도 등을 예측하는데 중요하다(Kurosaki et al., 2004).

위성자료를 이용한 적설 탐지는 대표적으로 극궤도 위성인 Terra/MODIS와 NOAA/AVHRR 등의 광학센서를 이용하는 방법(Salomonsen et al., 2004)과 DMSP(Defense Meteorological Satellite Program) 위성의 SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager)와 같은 마이크로파 자료를 이용하는 방법(Groby, 1988)이 있다. 광학센서를 이용하는 방법은 구름의 구름이 없을 때만 적설 탐지가 가능하다. 반면 마이크로파 자료를 이용한 방법은 주/야간에 무관하게 사용이 가능하며, 구름의 영향도 받지 않는 장점이 있다. 하지만, 마이크로파는 낮은 시/공간해상도로 인해 적설역을 과소/과대 탐지할 가능성이 크다. 이에 반해, 높은 시/공간 분해능의 영상을 얻을 수 있는 정지궤도 위성 자료는, 광역의 지역에 걸쳐 적설 탐지가 가능할 뿐만 아니라, 하루 동안의 영상을 모두 합성하여 사용함으로써 구름에 의한 영향 또한 최소화할 수 있는 장점이 있다. 본 절에서는 천리안 위성 자료를 이용한 해빙/적설 탐지 알고리즘에 대해 소개한다.

10.5 해빙/적설

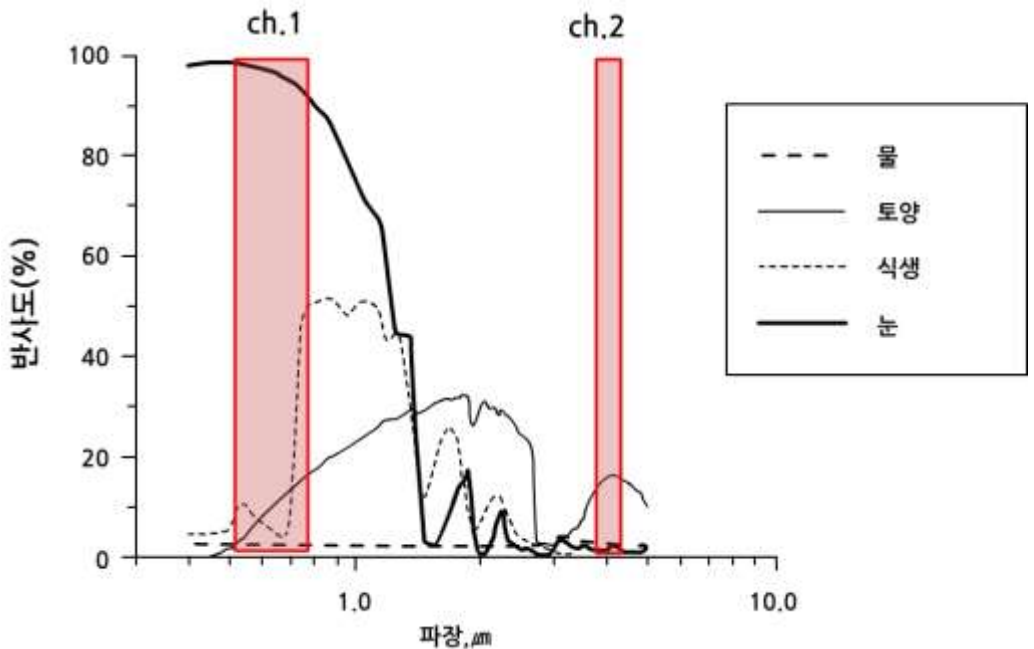
10.5.2 이론적 배경

눈(Snow)은 가시채널 영역에서 지표면의 다른 물체들에 비해 높은 반사도를 갖는 특성이 있어 구름이나 안개가 없는 청천역에서의 적설 탐지가 용이하다. 그러나 구름과 안개 역시 가시채널에서 높은 반사도를 갖기 때문에 단일 채널로는 구름/안개와 눈을 구분하기 어렵다. 근적외채널의 반사도는 수적운에서는 높고, 빙정운에서는 중간인 반면 눈에서는 매우 낮는데, 이 특성을 이용하면 눈과 구름을 쉽게 구분할 수 있다(Bunting et al., 1982; Carroll, 1990; Klein et al., 1998, Rosenthal and Dozier, 1996).

그림 10.7은 지표상에 분포하는 다양한 물체들의 파장별 반사도를 나타낸 것이다. 눈의 경우 가시채널에서는 반사도가 매우 높은 반면, 근적외채널에서는 상당히 낮게 나타나고 있다. 이러한 채널간 반사도 차를 이용하여 가시 및 근적외 채널이 탑재된 극궤도 위성인 NOAA/AVHRR, Terra(Aqua)/MODIS 관측자료로부터 적설면적을 탐지하여왔다. 하지만 천리안 위성을 포함한 대부분의 정지궤도 위성에는 근적외채널($1.6\mu\text{m}$)이 포함되어 있지 않다. Kidder et al.(1984)은 낮 동안 $3.7\mu\text{m}$ 채널에서 적설과 하층운의 밝기온도가 대조를 이루는 것을 보인 바 있다. 따라서 여기서는 근적외채널의 대안으로 $3.7\mu\text{m}$ 채널을 이용한 적설탐지 알고리즘을 개발하였다. 본 알고리즘에선, 가시채널(VIS0.65 μm)과 단파적외채널(SWIR3.7 μm)의 반사도 차를 이용하여 적설을 탐지하고, 적외1채널(IR10.8 μm)과 수증기채널(WV6.7 μm)의 채널 차를 적용하여 구름과 지형효과를 제거하였다. 여기서 태양의 고도각에 따른 반사율 차를 보정하였으며 식생이 있는 경우 적설에 의한 반사도가 영향을 받는 점을 고려하여 식생지수자료를 이용하여 반사율을 최종 보정하였다(Mod-sza-ndvi-alb).

단파적외채널의 경우 야간에는 지구의 방출에너지만을 관측하나 주간에는 태양에너지의 반사성분이 포함되는 특성을 가지고 있기 때문에, 단파적외채널의 반사도 비율을 계산하기 위해 지표 방출 에너지량을 대표하는 적외1채널의 휘도 온도를 사용한다. Setvak and Doswell(1991)은 적외채널의 복사값이 단파적외채널의 방출 복사값과 같다고 가정하여 단파적외채널의 반사성분을 계산해내는 식을 개발하였다. 하지만 Allen et al.(1990)과 Romanov et al.(2000) 등은 단파적외채널에서 적외채널을 빼는 간단한 방법을 주로 사용해 왔으며, 본 연구에서도 이 방법을 적용하였다. 주간에 단파적외채널과 열적외채널의 차는 지표면에서의 태양복사에너지의 반사도 차에 비례하게 되며 눈은 반사도가 크기 때문에 다른 물체들에 비해 쉽게 구분이 된다.

10.5 해빙/적설



[그림 10.7] 다양한 지표 물체들의 파장별 반사도 (막대는 GOES 영상기의 채널 1과 2를 나타냄)(Romanov et al., 2000)

10.5.3 해빙 및 적설 탐지

해빙/적설탐지 알고리즘은 크게 각각의 위성 영상으로부터 해빙/적설을 탐지하는 부분과 이를 일일 합성하는 부분으로 이루어져 있다. 적설탐지는 CMDPS의 구름탐지 결과에서 청천인 화소에 대해서만 수행되는데 가시채널 자료를 이용하므로 태양천정각이 80° 이하인 경우에만 적설을 탐지하였다. 이렇게 선택된 주간 청천화소에 대해 태양천정각을 이용하여 반사도를 보정한 후, 보정된 반사도 값으로 적설유무를 판단한다. 여기서, 태양천정각의 보정은 태양의 고도각에 따라 반사도 값이 달라지는 것을 보정해 주기 위함이다(Mod-sza-alb). 다음으로 보정된 반사도와 단파적외와 열적외 채널차 값들을 이용하여 구름과 눈을 분류하고, 최종 적설역을 산출한다(표 10.2). 최종적으로는 매시간 산출된 적설탐지 결과들을 합성하여 일일 적설 지도를 산출한다.

그림 10.7은 천리안 위성 자료로부터 탐지한 1일 및 8일 평균의 해빙 및 적설에 대해 한반도와 동아시아 지역에 대해 나타낸 것이다. 2012년 12월은 이례적으로 한파가 자주 내습하였을 뿐만 아니라 폭설도 자주 발생하였다. 12월 10일의 경우 한반도를 비롯하여 동아시아 지역의 북서부 지역에 적설이 광범위하게 분포하고 있다.

10.5 해빙/적설

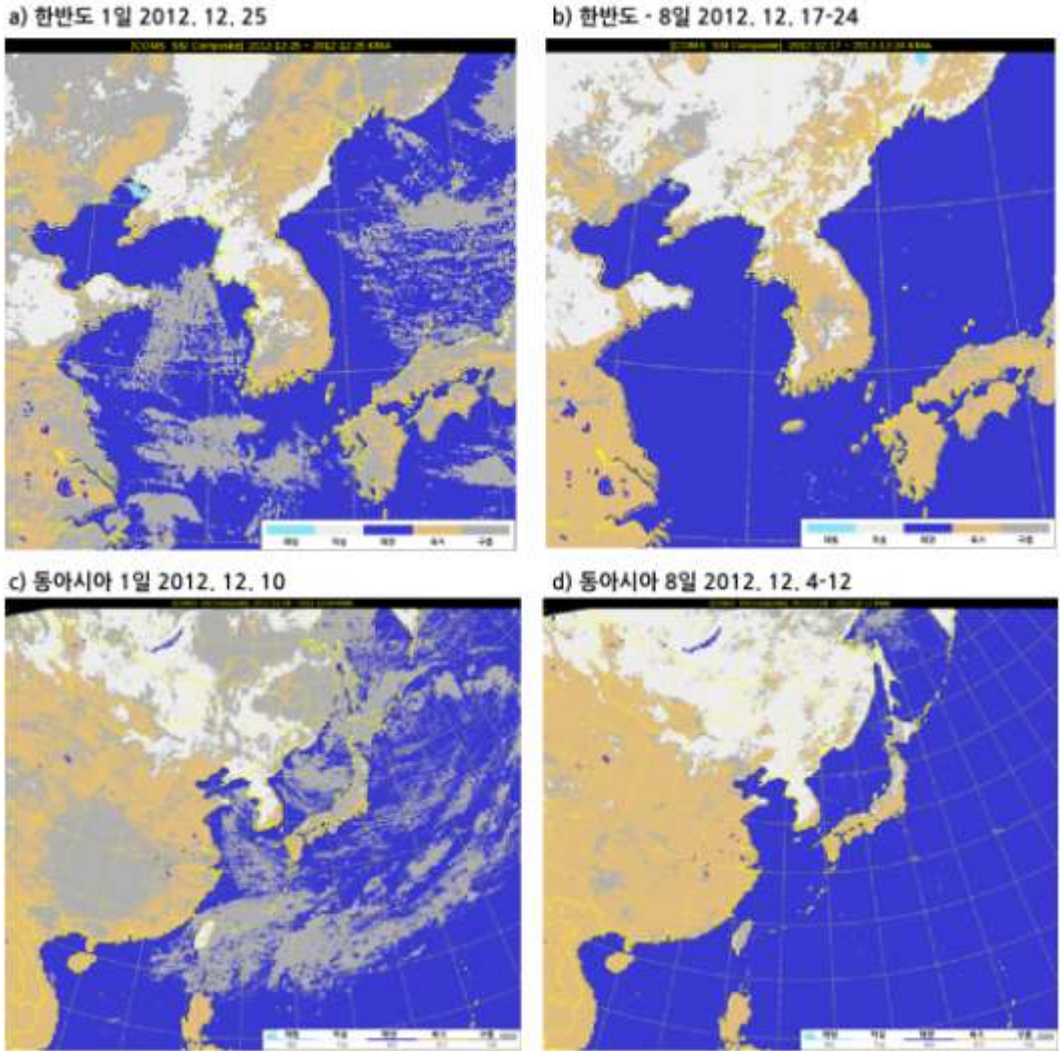
이러한 적설의 분포는 8일 합성영상에서도 잘 나타나고 있으며 특히 러시아 지역에도 적설이 광범위하게 분포하고 있다. 하지만 1일 및 8일 영상에서 해빙은 나타나지 않고 있다. 한반도 영상에서 우리나라의 경우 12월 25일 내린 눈의 영향으로 주로 한반도 중부 서해안 지역과 북한의 동해안 지역에 적설이 있는 것으로 탐지되고 있다. 또한 산둥반도와 만주지역에도 적설이 광범위하게 분포하고 있다. 특히 8일 영상에서는 약하게 나타났던 발해만의 해빙이 25일 영상에서는 해빙의 면적이 크게 확대되고 있다. 8일 합성영상에서는 한반도 호남지방, 지리산 지역 그리고 북한의 동해안 지역에 적설이 있는 것으로 탐지되고 있다. 특히 25일 영상에 비해 산둥반도, 북한 그리고 만주지역에는 광범위하게 적설이 존재함을 볼 수가 있다.

[표 10.2] MODTRAN 4 를 이용한 복사모의에 사용되는 조건들

Criteria	적설	해빙	임계값들의 기능
mod_sza_alb	-	13.5 <	청천의 바다에서 해빙 탐지
mod_sza_ndvi_alb	28 <	-	청천의 지표면에서 적설 탐지
SWIR-IR1	2.5 - 8	0 - 3.5	구름과 적설/해빙 분류
IR1-WV	15 - 35	15 - 35	상층운, 사막지역 보정
IR1	< 277 K	< 277 K	하층운 보정
SST	-	< 278 K	바다에서 구름오염화소 보정

해빙은 주로 고위도에 존재하기 때문에 천리안 위성과 같은 정지궤도 위성 자료로부터 해빙을 탐지하는 데는 많은 제약이 따른다. 즉, 천리안 위성 자료로부터 해빙표면의 온도나 반사도를 산출할 경우 위성천정각이 60° 이상이기 때문에 정확도가 매우 낮은 문제가 발생한다.

10.5 해빙/적설



[그림 10.8] 천리안 위성으로부터 도출된 한반도와 동아시아 지역에서의 해빙 및 적설 사례 영상

요약 및 개선방향

1. 지표면정보(해수면온도, 지표면온도, 적설/해빙....)는 지구복사수지, 물순환, 기후변동, 농업, 수산업, 도시열섬, 수치 및 기후모델의 초기 및 검증에 활용되는 지표면의 중요한 생물리적 요소 중 하나임.
2. 지표면온도, 해수면온도, 적설/해빙은 그 중요성에 비해 정규적 관측에 드는 비용과 현장 관측의 어려움으로 주요 활용분야에서 요구되는 해상도, 주기 및 정확도를 만족시킬 수 있는 현장 관측이 불가능한 요소들임.
3. 현재로서는 위성원격탐사자료로부터 지표면정보를 도출하는 것이 유일한 대안이나 광학센서의 경우 구름이 있을 경우 지표면 정보를 도출하지 못하는 문제점을 있음.
4. 해수면온도 산출 알고리즘은 일반적으로 현장관측 자료와 동일 시각/위치의 위성자료 DB로부터 경험적 회귀기법으로 도출함. 이 때 구름제거가 매우 중요하며 대기 중 수증기와 위성천정각의 함수로 다중채널 산출식(MCSST)을 개발함. 또한 최근에는 수증기 영향의 비선형성과 SST의 주야 변동 특성을 고려하여 SST의 산출수준을 높이고 있음.
5. 현장 관측 지표면온도 자료가 충분하지 않기 때문에 위성에서의 지표면온도 관측에 영향을 주는 위성 천정각, 대기중 수증기량, 방출율 등을 복사전달모델에 주어 유사 관측자료 DB를 구축하여 지표면온도 산출 알고리즘을 개발함.
6. 위성으로부터 지표면 온도를 산출하기 위해 다양한 변수들을 고려해야 하며(그림 10.9) 특히, 각 채널별 방출율 자료가 필요하나 이들 자료를 실시간으로 확보하기가 쉽지 않기 때문에 시공간적으로 변동성이 상대적으로 작은 지표면의 방출율을 알고 있다는 가정을 바탕으로 지표면온도 산출 알고리즘을 개발함.
7. 방출율은 주로 주어진 화소가 식생과 토양으로만 구성되었다는 가정하에 지면피복과 식생비율을 이용하여 각 화소 및 채널별로 산출함.
8. 해수면온도는 주로 현장 관측 자료를 이용하여 검증을 실시하나 지표면온도는 지상관측자료가 충분하지 않기 때문에 주로 다른 위성자료(예: MODIS LST)를 이용하여 검증함.
9. 천리안 위성과 같은 정지궤도위성으로부터 도출한 해수면온도는 해양을 이해하는 가장 기본적인 변수로 기후변동의 원인 이해와 폭설 예측, 기상예보 등에 활용될 수 있으며 지표면 온도자료는 도시열섬의 일변동 및 공간변동 연구에 활용될 수 있음.
10. 해빙 및 적설은 기본적으로 주간에 태양고도각이 보정된 가시채널 반사도 자료를 이용하여 탐지한 후 단파적외채널과 열적외채널 차 등을 이용하여 구름과 구분함.

요약 및 개선방향

11. 분리대기창 방법을 이용한 지표면 온도 산출에서 정확도를 향상시키기 위해서는 구름제거 수준 향상과 함께 가감수량 영향의 비선형성 보정이 필요함(또한 지표면온도의 경우 각 채널별 방출율 자료(공간해상도, 주기 및 정확도 등)의 향상이 필요함).
12. 궁극적으로 현장 관측 자료를 이용한 검증을 통해 지표면 정보 산출 수준을 평가할 수 있도록 다양한 기상조건에서의 검증자료 확보가 필요함.



[그림 10.9] 지표면온도 산출에 영향을 미치는 변수들

연습문제

1. 지표면-대기 상호작용에서 정량적인 지표면 상태정보(해수면온도, 지표면온도, 적설, 해빙)가 필요한 이유를 설명하시오.
2. 위성에 탑재된 대기의 창외 열적외센서 자료로부터 지표면온도와 해수면온도를 산출하는 기본원리를 설명하시오.
3. 구름탐지 과정에서 충분히 제거되지 않은 반투과성 권운, 조각구름, 하층운이나 안개가 지표면 정보 산출의 정확도에 미치는 영향에 대해 설명하시오.
4. 위성으로부터 도출된 해수면온도를 일기예보에 활용하는 사례를 들고 원리를 간단히 설명하시오. (심화)
5. 위성으로부터 도출된 적설자료를 일기예보에 활용하는 사례를 들고 원리를 간단히 설명하시오. (심화)

참고 문헌

1. 국가기상위성센터, 2011: 기상위성영상의 이해(I), 191pp.
2. 국립기상연구소, 2009: 통신해양기상위성 기상자료처리시스템 개발, 846pp.
3. Allen, R. C., P. A. Durkee, and C. H. Wash, 1990: Snow/cloud discrimination with multispectral satellite measurements. *J. Appl. Meteor.*, 29, 994-1004.
4. Barton, I. J., 1985: Transmission model and ground-truth investigation of satellite-derived sea surface temperatures. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 24, 508-516.
5. Berk, A., G. P. Anderson, P. K. Acharya, J. H. Chetwynd, L. S. Bernstein, E. P. Shettle, M. W. Matthew, and S. M. Adler-Golden, 1999: MODTRAN4 version 2 USER'S MANUAL.
6. Berry, M. O., 1981: Snow and climate. *Handbook of Snow*. Pergamon Press, 32-59.
7. Bunting, J. T., and R. P. d'Entremont, 1982: Improved cloud detection utilizing Defense Meteorological Satellite Program near infrared measurements. AFGL TR 82-0027, 91.
8. Carroll, T. R., Operational airborne and satellite snow cover products of the National Operational Hydrologic Remote Sensing Center, paper presented at 47th Eastern Snow Conference, Bangor, Maine, 7-8 June 1990.
9. Groby, N. C., 1988: Surface identification using satellite microwave radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 26, 850-859.
10. Gutman, G., and A. Ignatov, 1998: Derivation of green vegetation fraction from NOAA/AVHRR for use in numerical weather prediction models. *Int. J. Remote Sens.*, 19, 1533-1543.
11. Key, J., D. Santek, C. S. Veldenn, N. Bormann, J.N. Thepaut, L. P. Riishojgaard, Y. Zhu, and W. P. Menzel, 2002: Cloud drift and water vapor winds in the polar regions from MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote. Sens.*, 41, 482-492.
12. Kidder, S. Q., and H.-T. Wu, 1984: Dramatic Contrast between low cloud and snow cover in daytime 3.7 μ m imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2345-2346.
13. Klein, A. G., D. K. Hall, and G. Riggs, Improving snow cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model, *Hydrol. Processes*, 12, 1723-1744, 1998.

참고 문헌

14. Kurosaki, Y. and M. Mikami, 2004: Effect of snow cover on threshold wind velocity of dust outbreak, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03106, doi:10.1029/2003GL018632.
15. McClain, E. P., W. G. Pichel, and C. C. Walton, 1985: Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 90, 3655-3661.
16. McMillin, L. M., 1975: Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption, *J. Geophys. Res.*, 80, 5113-5117.
17. Peres, L. F., and C. C. DaCamara, 2005: Emissivity maps to retrieve land surface temperature from MSG/SEVIRI. *IEEE T. Geosci. Remote*, 43(8), 1834-1844.
18. Prabakahara, C., G. Dalu, and V. G. Kunde, 1974: Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 - 13 μm window region, *J. Geophys. Res.*, 79, 5039-5044.
19. Romanov P., G. Gutman, and C. Ivan, 2000: Automated Monitoring of snow cover over North America with Multispectral Satellite Data, *J. of Appl. Meteor.*, 39, 1866-1880.
20. Rosenthal, W., and J. Dozier, Automated mapping of montane snow cover at a subpixel resolution from the Landsat Thematic Mapper, *Water Resour. Res.*, 32, 115-130, 1996.
21. Salomonson, V. V. and I. Appel, 2004: Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index, *Remote Sens. Environ.*, 89, 351-360.
22. Stavak, M., and C. A. Doswell, 1991: The AVHRR channel 3 cloud top reflectivity of convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 841-847.
23. Valor, E., and V. Caselles, 1996: Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas. *Remote Sens. Environ.*, 57, 164-184.
24. Walsh, J. E., W. H. Jasperson, and B. Ross, 1985: Influences of snow cover and soil moisture on monthly air temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 756-768.
25. Walton, C. C., 1988: Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. *J. Appl. Meteorol.*, 27, 115-124.

바로 두뇌. 연습문제 해설

1장 연습문제

1. 흑체와 휘도온도에 대하여 설명하시오.

해설: 흑체란 모든 파장의 복사 에너지를 흡수하는 만큼 방출하는 이상적인 물체로써, 입사하는 복사에너지를 모두 흡수하고 전 파장에 걸쳐 최대 가능한 방출을 하는 물체이다. 물체의 온도가 0 K(절대 0도) 이상이라면, 모든 물체는 에너지를 방출하는데, 방출되는 에너지를 관측 하여 온도로 환산했을 때의 온도를 휘도온도라고 한다. 사실 자연에 존재하는 물체는 대부분 흑체와 거의 유사한 성질을 가지는 회색체(Gray-body)이기 때문에, 100% 방출을 하지 못한다. 따라서 휘도온도는 실제 온도보다 항상 낮거나 같다(흑체일 경우 같음).

2. 태양과 지구의 표면온도가 각각 6000K, 300K 일 때, 태양복사 에너지와 지구복사 에너지의 차이를 플랑크 방정식(식 1.5)과 빈의 변위법칙(식 1.6)을 이용하여 설명하시오.

해설: 태양과 지구가 흑체라고 가정했을 때, 플랑크 방정식(식 1.5)를 이용하여 계산한 복사조도 각 파장별로 나타내면 본문의 그림 1.2와 같다. 이를 전 파장에 대해 적분하게 되면(그래프 내부 면적) 총 방출에너지가 되는데, 이는 태양이 지구에 비하여 압도적으로 크다. 하지만 지구 상의 복사수지 균형을 나타내는 그림 1.12를 보았을 때, 지구복사의 영향력이 상당하기 때문에 비록 플랑크 함수로 계산된 에너지규모는 작더라도 무시할 수 없다. 빈의 변위법칙은 최대 에너지 방출하는 파장은 물체의 온도에 반비례 한다는 법칙인데, 태양의 경우 가시광 영역에서 최대 에너지를 가지며 지구의 경우 적외영역에서 최대 에너지를 방출한다.

1장 연습문제

3. 대기의 창에 대하여 설명하시오.

해설: 지구의 대기에는 다양한 성분의 기체 물질(에어로졸 등)이 혼합되어 있다. 각각의 물질은 복사 에너지에 대해 선택적 흡수를 하게 되는데, 대기를 구성하고 있는 성분들이 흡수하는 파장을 제외한 파장대 즉, 흡수가 거의 일어나지 않는 파장대를 대기의 창 영역이라고 한다. 대기에 의한 영향을 받지 않기 때문에, 기상위성을 이용하여 지구를 관측할 때 매우 유용하게 사용된다. 기상위성에서 대표적으로 사용되는 대기의 창 영역의 파장대는 $10.8\mu\text{m}$ (IR1), $12.0\mu\text{m}$ (IR2)가 있다.

4. 위성에 탑재된 열적외 센서로 측정된 자료로부터 대기 중 오존이나 수증기량을 추정하고자 할 때 사용 가능한 파장대를 제시하고 그 원리를 설명하시오.

해설: 그림 1.3에서 보는 바와 같이 열적외 채널 중에서 수증기는 주로 $5\text{--}8\ \mu\text{m}$ 파장대를 주로 흡수하고 오존은 $9.6\ \mu\text{m}$ 에서 최대의 흡수를 보이고 있다. 즉, 이들 파장대에서 위성에서 측정되는 에너지의 강도는 대기중 수증기량과 오존량에 반비례하게 될 것이다. 즉, 지표면온도와 각 파장대별 방출율을 알고 있다면 대기창 채널로 측정된 온도와 수증기(오존) 흡수 채널간의 휘도온도 차로부터 대기 중 수증기(오존)량을 추정할 수 있을 것이다. 바로 이러한 성질을 이용한 것이 수증기 채널(예: $6.7\mu\text{m}$)이나 오존 채널($9.6\mu\text{m}$)이다.

2장 연습문제

1. 위성자료의 전처리과정에서 검정(Calibration)의 의미와 중요성을 설명하시오.

해설: 우주공간의 열악한 환경에서 지구를 관측하는 위성탑재 센서의 성능은 시간이 지남에 따라 저하(Degradation)될 수밖에 없다. 또한 유사한 센서라도 위성마다 조금씩 관측결과가 다르기 때문에 위성탐사 자료를 정량적으로 그리고 기후학적으로 활용하기 위해서는 관측자료의 표준화/일치화가 필요하며 이러한 처리과정을 검정이라고 한다.

2. 위성자료의 전처리과정에서 지형보정(Geometric Correction)의 필요성과 중요성을 설명하시오.

해설: 우주공간에 위치한 위성에는 지구 중력장외에도 많은 힘들(태양풍, 중력장의 불균일, 달의 인력 등)이 작용하여 위성의 자세가 항상 일정하게 유지하기가 어렵다. 특히 정지궤도위성의 경우 위성의 위치와 자세에서 아주 미세한 변화만 있어도 지구상에서는 수십 km의 오차가 발생할 수 있다. 위성자료에 대한 정확한 지구상의 위치계산이 반드시 필요하며 이를 지형보정이라 하며 위성자료와 기존의 관측자료와 융합활용, 바람장 산출, 자료동화, 기후학적 활용 등을 위해서는 반드시 필요한 과정이다.

3. COMS 자료로부터 산출되는 16종의 기상요소를 제시하시오.

해설: 2장 목차 참조

2장 연습문제

4. 우리나라가 독자적으로 천리안위성을 확보-운영함으로써 얻게 되는 장점에 대해 설명하시오. (심화)

해설: 1) 위성의 현업운용에 대한 전문적 지식을 축적
2) 우리나라 주변에 위험기상 발생시 상시 관측 및 감시를 통한 예보 수준 향상
3) 위성자료 활용기술 수준 향상 및 응용분야 확대
4) 국제사회에 기여

5. 현재 국가기성위성센터에서 현업 운용중인 천리안위성자료 처리시스템(CMDPS)을 국내 자체기술로 개발한 의미를 설명하시오. (심화)

해설: 1) 위성자료 처리 및 활용에 필요한 기반 기술 확보
2) 실시간으로 16종의 기상요소를 산출하고 서비스함으로써 위성자료 사용자의 부담 경감 및 정량적 활용 확대에 기여
3) 향후 후속위성들의 자료처리 시스템 개발에 필요한 핵심기술 확보

3장 연습문제

1. 운형판별 다이어그램(그림 3.1)을 이용하여 주관적 분석의 한계에 대하여 설명하시오.

해설: 그림 3.1은 위성의 가시영상과 적외영상의 조합에 의해 운형을 분류할 때 이용되는 다이어그램이다. 그래프 내에서 모든 운형에 대해 독립적인 영역을 가지고 있다면 두 채널 영상의 자료만으로 정확한 운형분류를 할 수 있겠지만, 실제 운형분류 다이어그램을 보면 각 운형마다 중복되는 부분이 상당히 많다. 때문에, 가시영상과 적외영상 두 채널의 자료만으로 운형을 정확하게 분류하는 것은 어렵다.

2. 구름에 대한 주관적 분석방법 중 운형을 분류하는 방법들을 나열하고 설명하시오.

해설: 1) 가시영상, 적외영상을 이용한 판별 : 그림 3.1, 표3.1 참조.

- 2) 형상에 의한 판별 : 층운형 구름은 비교적 안정된 대기 상태에서 존재하기 때문에 수평으로 넓게 분포하는 반면, 대류운은 수직적으로 높게 발달되는 특징을 이용하여 분류한다.
- 3) 구름표면 요철에 의한 판별 : 가시영상은 해상도가 뛰어나 구름 표면의 요철에 의한 그림자가 입체적인 효과를 보여주기 때문에 구름의 구조를 쉽게 알 수 있다. 요철이 심할 수록 대류운의 상부로 판단할 수 있다.
- 4) 움직임에 의한 판별 : 상층일수록 강한 바람이 존재하기 때문에, 구름의 움직임이 빠를수록 상층운으로 판단할 수 있다. 대류운같은 경우 운층의 평균풍속으로 이동하기 때문에 상층운에 비하여 이동속도가 느리다.
- 5) 시간변화에 의한 판별 : 비교적 안정적인 층에 존재하는 층운형구름은 대류운에 비해 지속시간이 길기 때문에 이를 토대로 운형을 판별할 수 있다.

3장 연습문제

3. 기상위성을 이용한 구름의 객관적 분석방법에서 구름상을 분석하는 원리를 설명하시오.

해설: CMDPS에서는 구름상(Cloud Phase)을 크게 4가지(물방울, 얼음, 혼합, 미확인)로 구분한다. 크게 3가지 검사를 실시하고 그 원리는 다음과 같다.

- 1) IR1 채널 : 그림 3.12를 보면 IR1채널이 투과하는 매질의 구성이 물방울일 때보다 얼음입자일 때 더 많이 흡수되는 것을 알 수 있다. 이 두 가지 차이를 이용하여 경계값 검사를 통해 구름의 상을 판별할 수 있다.
- 2) BTD(IR1-IR2) : IR1 채널과 IR2 채널이 각각 얼음입자와 물방울에 대한 흡수도의 차이가 서로 다른 것을 이용하여 두 휘도온도의 차이로 구름의 상을 판별할 수 있다.
- 3) WV(6.7 μm) : 수증기 채널은 상층(300~400mb)의 수증기에서 많이 흡수되기 때문에 얼음상 탐지에 사용된다.
위 3가지 검사로도 구름의 상을 탐지할 수 없을 때 미확인으로 판별한다.

4. 현업예보서 주관적 분석과 객관적 분석이 서로 차이가 발생할 수 있는 기상현상의 예를 제시하고 해결 방법을 설명하시오. (심화)

해설: 안개와 하층운은 지표 근처에 고르게 분포하고 있고 매끄러운 상부 표면을 가지고 있다는 점에서 구별하기 어려운 기상현상의 대표적인 예이다. 때문에 주관적 및 객관적 분석에서 서로 다른 결과가 나올 수 있다. 이럴 경우에는 위성영상과 더불어 지상의 관측자료를 추가적으로 참고하여 구분하는 것이 방법 중 하나이다.

3장 연습문제

5. 위성자료로부터 운정고도와 운정기압을 결정하는 방법, 이용사례와 한계에 대해 설명하시오. (심화)

해설: 운정온도는 단일채널법을 이용하여 산출하는데, 구름으로부터 방출되는 IR1 채널의 휘도온도 값으로 산출한다. 하지만 IR1 채널의 복사에너지는 대기의 영향으로 감쇄되며 그 양은 투과경로의 길이에 비례하기 때문에, 이를 고려해줘야 한다. 투과경로에 영향을 미치는 변수는 구름의 높이와 위성 천정각이다. 투과경로의 길이는 하층운일수록, 위성천정각이 클수록 길어지며 이에 비례하여 감쇄량이 증가하기 때문에 그만큼 더 큰 값을 보정하여 정확한 운정온도를 산출한다. 또한 이 방법으로 산출된 운정온도와 수치모델 및 보조자료의 대기연직분포와 비교 및 내삽하여 운정기압 및 운정고도를 산출할 수 있다. 또 다른 방법은 반투명구름의 운정기압을 두 개의 적외채널(IR1, WV)을 이용하여 산출하는 복사비율법이다. 이 방법은 복사전달모델의 모의자료 및 대기 연직분포자료가 필요하다.

$$\frac{I_{n1} - I_{t(e_{a1})}}{I_{n2} - I_{t(e_{a2})}} = \frac{I \cdot \epsilon_1 (I_{op1} - I_{t(e_{a1})})}{I \cdot \epsilon_2 (I_{op2} - I_{t(e_{a2})})}$$

본문에서 언급된 식 3.2를 개념적으로 해석한다면, 화소 내의 반투명 구름을 화소 일부를 차지하고 있는 불투명 구름으로 간주하여 계산하는 것이다. 위 식에서 좌변은 실제 반투명 구름을 관측한 값이므로 1개의 값을 가지고, 우변의 I_{op} 값은 복사전달모델로 계산된 값이기 때문에 운정기압에 대한 함수이다. 즉, 식을 만족하는 I_{op} 값을 계산한 후, 이 값에 대응되는 운정기압을 복사전달모델로부터 계산함으로써 해당 화소의 운정기압을 산출하는 것이다. 이 방법으로 산출된 운정기압과 수치모델 및 보조자료의 대기연직구조를 비교 및 내삽하여 대응되는 운정고도 및 운정온도를 산출할 수 있다.

위와 같은 방법으로 산출된 운정고도/온도/기압은 초단기 예보에 활용되며 특히 4장에서 다루는 바람장 산출 중 고도를 할당하는 과정에서 중요한 자료로 사용된다.

하지만 위의 두 가지 방법은 산출 과정에서 발생하는 정확도면에서 한계를 가진다. 단일채널법은 IR1채널을 사용하는데, IR1채널의 복사에너지는 에어로졸에 흡수되는 특성을 가지고 있어 투과경로상의 에어로졸 광학두께에 따라 오차가 발생할 수 있다. 반면 복사비율법은 잡음에 매우 민감하고, 수증기채널에서 모의된 복사휘도는 수증기의 예측성 자체가 좋지 않아 정확도에 한계가 있다. 게다가 이 두가지 방법은 모두 수치모델의 값을 이용하기 때문에 수치모델 자체의 정확도에 의존하는 한계가 있다.

4장 연습문제

1. 기상위성자료로부터 바람장을 산출하기 위해 필요한 가정은 무엇인가?

해설: 1) 구름 및 수증기는 오직 바람에 의해서만 움직인다. 2) 추적 단위 시간동안 표적구름 및 수증기의 모양 변화가 없어야 한다.

2. 추적영역이란 무엇이며, 추적영역의 크기가 바람장 산출에 주는 영향에 대해 설명하시오.

해설: 추적영역이란 표적과의 교차상관계수를 구하게 되는 다음 시각 영상 내의 영역을 뜻한다. 추적영역의 크기가 크면 강한 바람을 산출할 수 있으나, 전혀 다른 위치에서 교차상관계수가 높게 나타날 확률이 내재되어 있어 산출 정확도를 떨어뜨리고, 계산량이 증대되어 산출시간이 길어지게 된다. 반면 추적영역의 크기가 작으면 계산량이 적어져 산출속도는 빠를 수 있지만, 강한 바람일 경우 표적이 추적영역을 벗어날 수 있기 때문에 바람장을 정확하게 산출할 수 없다. CMDPS에서는 이 딜레마를 해소하기 위해 수치모델로부터 예측한 바람장 정보를 이용하여 추적영역을 조정하는 동적 추적영역 방법을 사용하고 있다.

4장 연습문제

3. 관측시각 t_0 에서의 영상에서 선정된 표적을 Δt 시각 이후 영상에서 탐색하는 원리에 대해 설명하십시오.

해설: t_0 일 때 표적 내의 정보와 Δt 이후 추적영역 내에서 표적영역 크기로 존재할 수 있는 모든 위치 내의 정보와의 교차상관계수를 계산하여, 가장 높은 교차상관계수를 가진 위치를 이동된 표적의 위치로 인식하는 원리이다. 이때 수행하는 계산 횟수는 $(S - T + 1)^2$ 회 만큼 계산을 실시하게 된다(S : 추적영역의 크기, T : 표적영역의 크기).



예를 들어, 좌측 그림과 같이 Δt 이후 추적영역의 크기가 5x5, 표적영역의 크기가 2x2일 때의 교차상관계수를 계산할 때, 표적영역의 크기와 같은 흑색, 적색, 청색영역을 포함하여 추적영역 내에 존재하는 모든 표적영역 크기의 정보들과 t_0 일 때의 표적영역 내의 정보와의 교차상관계수를 계산하며 이 때 총 계산 횟수는 $(5 - 2 + 1)^2 = 16$ 회 이다.

4장 연습문제

4. 산출된 바람장의 고도할당 방법 중 구름표적에 대해 행해지는 EBBT 방법의 원리와 한계에 대해 설명하시오.

해설: EBBT(Equivalent Black-body Temperature)방법은 표적 내의 적외채널 휘도온도 대표값과 복사전달모델에서 산출한 연직 휘도온도 모의자료와의 비교를 통해 표적의 고도를 할당하는 방법이다. 이 방법은 화소 내부가 구름으로 차있고, 구름의 광학두께가 두꺼울 때 정확도가 향상된다. 즉, 화소의 내부에 구름이 일부만 있으면 화소의 대표 휘도온도는 구름의 실제 온도보다 높게 관측되어 구름의 고도를 낮게 할당할 수 있고, 구름이 광학적으로 얇을 경우(반투명)에는 구름 자체의 복사에너지에 지표에서 방출되는 상향복사에너지가 더해져 휘도온도가 높게 관측되어 실제 구름의 위치보다 고도를 낮게 할당하는 문제점이 있다. 반투명 구름으로 인한 오차를 고려하기 위해 IR/WV Intercept 방법과 STC(Semi-transparent Correction) 방법을 사용한다.

4장 연습문제

5. 기상위성자료로부터 산출한 바람장 정보의 예보활용분야와 예보수준 향상에 미치는 효과에 대하여 설명하시오. (심화)

해설: 모든 기상요소는 대부분 바람을 따라 이동하기 때문에, 넓은 규모의 바람장을 파악한다면 기상요소의 흐름 및 그로인한 기상변화를 예측할 수 있다. 예를 들어 수분장 영상과 바람장 영상을 결합하면, 수분속의 흐름을 알 수 있고, 이 자료는 강수 가능성을 판단하는 중요한 정보로 활용된다. 또한 황사 접근시 바람장 정보를 통해 황사의 예상 도달시간을 산출할 수 있다. 뿐만 아니라 바람장 자료들을 일정기간 평균한 자료인 중규모, 중관규모의 대기 순환에 대한 정보들은 수치모델의 입력 자료로서 활용될 수 있다. 이와 같이 넓은 규모에서 관측되는 바람장 정보를 보조자료로 활용함으로써 일기예보의 정확도를 향상시킬 뿐 아니라 대기순환, 기후, 수치모델 연구분야에서 다양하게 활용될 수 있다.

5장 연습문제

1. 가강수량의 정의와, 기상위성을 이용한 가강수량 산출의 원리에 대해 설명하시오.

해설: 가강수량이란 지표부터 대기권 최상층까지 단위면적을 갖는 공기기둥 내에 존재하는 모든 수증기가 응결했을 때의 물의 양을 깊이(mm) 단위로 나타낸 값이다. 이 정보만으로는 예상 강수량을 알 수 없지만, 수증기는 일기와 기후에 상당한 영향을 미치는 기상요소중 하나이기 때문에 예보 및 기상현상의 연구에 중요한 정보로써 활용된다. 가강수량을 산출하기 위해서 기상위성에서는 IR1, IR2의 휘도온도 차이를 이용한 분리 대기창(Split-window) 방법을 사용한다. 수증기는 IR2 파장영역에서 더 많이 흡수되기 때문에, 두 채널의 휘도온도 차이인 BTD(Bright Temperature Difference)는 대기 중의 수증기량에 비례하게 된다. 이들의 관계식을 산출하여, BTD에 따른 대기 중의 수증기량을 산출할 수 있는 것이다.

2. 가강수량의 산출 흐름도(그림 5.4)를 참고하여 전처리, 후처리에 속해 있는 각 과정의 필요성에 대하여 논하시오.

해설:

구분	검사 내용	이유
전처리	구름화소	구름이 있을 경우, 구름 하부의 정보를 알 수 없기 때문
	휘도온도 유효성	휘도온도가 비현실적으로 너무 높거나 낮을 경우 관측오차로 배제
	BTD 효율성	BTD의 크기가 너무 작거나 음수일 경우 TPW 계산의 의미가 없음
	지면온도 가용성	CMDPS에서 TPW 산출식에 지표면온도 기여항이 포함되기 때문
	계산영역(9x9)	구름유입, IR1, IR2 휘도온도의 균질성은 TPW 산출에 직접적인 영향을 주지는 않으나 9x9화소의 평균값을 이용하여 산출물을 검증하기 때문에 계산 영역의 검사가 필요함
후처리	산출값 허용범위	산출된 값 비현실적일 경우($0 < TPW < 75\text{mm}$) 실용성 없음
	시공간 연속성	TPW 산출에 직접적인 영향을 미치지 않는으나 검증과정에서 중요함

5장 연습문제

3. 기상위성으로부터 산출된 가강수량 정보를 검증하기 위해 라디오존데 자료를 이용한다. 그렇다면 라디오존데를 이용하여 얻은 일정 고도별 상대습도를 통해 TPW를 산출하는 방법에 대하여 설명하시오. (심화)

해설: 먼저 라디오존데로부터 관측된 고도별 상대습도 자료를 비습으로 변환하면,

$$q = e_{ps} \times \left\{ \frac{r \times e_s(T) \times 10^2}{p - r \times e_s(T) \times (1 - e_{ps}) \times 10^2} \right\}$$

위 식에서 e_{ps} 는 건조공기와 수증기의 분자량비로 약 0.622이고, r 은 상대습도, $e_s(T)$ 는 포화수증기압이다. 위 식은 수증기량을 나타내는 비습 q 가 기압 p 에 대한 함수이므로 연직방향 총수증기량인 가강수량을 구하기 위해 지표부터 대기권 최상층까지 기압 p 로 적분하면,

$$TPW = - \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} q dp$$

이다. 이때 $g = 9.8 \text{ m sec}^{-2}$ 이고, 위 식을 계산하면 단위면적에서 연직 방향으로 누적된 총 수증기량인 TPW를 산출할 수 있다.

4. 기상위성으로부터 산출한 가강수량 자료의 주요 활용 분야와 예보수준 향상에 미치는 효과에 대하여 기술하시오. (심화)

해설: 기상위성으로부터 산출한 가강수량 자료의 가장 큰 특징은 구름영역을 제외하고는 공간적 제약 없는 정보를 가진다는 것이다. 이 영상들을 시간적인 흐름으로 분석하여 가강수량이 급격히 변화하는 지역의 일기를 예보하는데 있어서 주요한 정보로 활용될 수 있다. 또한 수증기는 다른 대기 구성성분과 비교하여 높은 비열과 잠열로 인해 에너지 전달에 가장 핵심적인 역할을 하기 때문에, 장단기 기후변화 연구 분야에서도 중요한 정보로 활용되며, 수치예보모델, 기후모델, 복사 전달계산 등에서 중요한 변수로 사용된다. 위와 같이 시공간적으로 제약없이 산출되는 가강수량 정보는 현업예보에 반드시 필요하며, 이를 통해 예보와 연구의 질을 향상시킬 수 있다.

6장 연습문제

1. 강우강도 산출함에 있어서 IR채널과 MW채널의 장·단점을 설명하시오.

해설: 일반적으로 적외채널은 운정온도 정보를 제공하는데 운정온도로부터 강우강도를 추정하는 원리는 운정온도가 낮을수록 즉, 구름의 두께가 두꺼울수록 강한 강수가 내릴 확률이 높은 성질을 이용한다. 따라서 강우강도는 운정온도에 반비례하게 된다. MW의 경우 파장이 긴 경우(예: 22GHz)에는 방출율 차(주로 바다)를 이용하고 파장이 짧은 경우(예: 85GHz)에는 산란 차(주로 육지)를 이용한다. 특히 바다의 경우 MW에서 방출율이 매우 낮은 반면 빙방울의 방출율은 거의 1.0에 가깝기 때문에 강수가 발생하게 되면 강수가 없을 때보다 MW의 휘도온도가 급격히 상승하게 된다. 따라서 바다에서의 강우강도는 MW 휘도온도에 비례한 것으로 추정한다. 반면 육지의 경우 MW 방출율이 매우 높을 뿐만 아니라 시공간 변동이 크기 때문에 방출율 차 대신 빙정에 의한 산란 차로 강우강도를 추정한다. IR채널과 MW채널의 장단점은 아래 표와 같다.

구분	장점	단점
IR	<ul style="list-style-type: none"> 정지궤도 위성에서 운용할 수 있기 때문에 광범위한 영역을 짧은 시간주기로 지속적으로 관측할 수 있음. 따라서 짧은 시간에 급격히 발달하는 대류성 강수에 대해서 산출수준이 높음 	<ul style="list-style-type: none"> 운정온도만으로 강수를 추정하기 때문에 운정온도가 낮은 상태에서 강수를 유발하지 못하는 권운, 모루운, 등에 대해서는 정확도가 매우 낮음
MW	<ul style="list-style-type: none"> 구름상, 입자크기 등 구름 내부상태를 비교적 상세하게 관측하기 때문에 IR 센서에 비해 정확도가 높으며, 특히 육상에서는 빙정이 많은 구름에 대하여 정확도가 높음 	<ul style="list-style-type: none"> 저궤도 위성이기 때문에 관측주기가 길고 공간해상도가 낮음 또한 육상에서 빙정이 생성되지 않거나 빙정이 적은 온난운에서의 강수에 대해서는 빙정에 의한 산란이 없기 때문에 정확도가 매우 낮음

6장 연습문제

2. CMDPS를 이용하여 강우강도를 산출 할 때, 오차가 크게 발생 할 수 있는 경우를 논하시오.

해설: CMDPS에서 강우강도를 산출하기 위해서 사용하는 관측 자료는 IR 채널의 운정온도이고, 기본적으로 운정온도와 강우강도간의 반비례 관계를 바탕으로 강우강도를 추정한다. 즉, 천리안 위성 IR 채널의 운정온도 자료와 극궤도 위성 MW채널의 강수량 정보를 수집한 후 두 자료 중 시·공간적으로 일치되는 자료의 DB를 구축하고 이들 운정온도와 강수량 정보자료로부터 통계적 조건표를 산출한다. 이 작업은 MW 자료의 수신이 가능할 때마다 계속 반복한다. 천리안 위성의 IR 자료가 수신되면 앞에서 작성된 조건표를 이용하여 강우강도를 추정한다. 이 때 구름 특성(두께, 운상, 밀도, 불안정도, 발달단계...)을 포함한 강수 시스템은 매우 복잡하고 비선형적이기 때문에 매우 제한된 환경하에서의 두 자료로부터 작성한 조건표를 이용한 강우강도 추정이 매 사례마다 정확할 수가 없다. 예를 들어 우리나라 여름철의 경우 대기하층의 온도가 높고 하층제트에 의한 수분수렴이 많아서 상대적으로 빙정이 생성되지 않을 정도로 높은 운정온도에서도 강한 강우가 나타날 때가 빈번한데 이러한 강우현상에 대해서는 거의 탐지를 하지 못한다.

3. 우리나라에서 여름철에 자주 발생하는 온난강우의 경우 적외 및 MW 채널 자료 모두 강우현상의 탐지에 한계가 있다. 그 이유를 설명하시오. (심화)

해설: 온난강우라 함은 구름속에 빙정이 생성되지 않은 상태, 즉 운정온도가 약 -10°C 이상(이 온도에서 빙정이 생성될 확률이 약 50%)으로 높은 구름에서 수적의 충돌병합에 의해 내리는 강우를 의미한다고 볼 수 있다. 이러한 구름을 적외 채널로 관측할 경우 운정온도가 상대적으로 높기 때문에 강우현상 자체를 탐지하지 못한다. 또한 MW도 육상의 경우 빙정에 의한 산란의 강도로 강우강도를 추정하는데 온난강우의 경우 빙정이 전혀 없거나 있더라도 매우 적기 때문에 강우현상 자체를 탐지하지 못하게 된다. 따라서 두 방법 모두 강현상 자체를 탐지하지 못함으로 강우강도를 정확히 추정하는 것은 불가능하다.

6장 연습문제

4. 현업예보에 있어서 기상위성을 이용한 강우강도 산출의 중요성에 대하여 논하시오. (심화)

해설: 현업 예보에서 강우강도를 추정할 때 주로 이용하는 것은 레이더 자료이다. 레이더의 경우 지형과 레이더간 센서 차이의 영향을 받지만 기상위성을 이용한 것보다 정확도가 높고 해상도 및 주기에서 월등한 성능을 보이기 때문이다. 하지만 레이더는 남한의 육지에 대해서는 우수한 성능을 보이지만 삼면이 바다이고 북한 지역의 정보가 없는 우리나라에서 기상위성 자료는 삼면의 바다를 포함하여 더 넓은 영역에서의 강수 유무와 함께 강수 시스템의 발달현황에 대해 정보를 제공해준다. 또한 우리나라를 비롯한 동아시아 및 태평양 지역 등 광범위한 지역에 대해 강수자료를 지속적으로 산출하고 이를 누적시킴으로써, 기후학적으로 활용할 수 있기 때문에 기상위성을 이용한 강우강도 산출은 현업에 있어서 매우 중요하다.

7장 연습문제

1. 안개의 정의 및 인간활동에 미치는 영향에 대해 논하시오.

해설: 안개는 지표부근의 수증기들이 응결되어 대기 중에 부유하는 일종의 하층운으로써, 수평시정이 1km 미만일 때 안개로 정의한다. 안개가 인간생활에 가장 큰 영향을 미치는 것은 교통부분이다. 짙은 안개는 시정을 감소시켜 항해와 항공이 제한되며 육상교통 또한 안개가 짙을 경우 위험도가 증가하여 빈번한 사고의 원인이 된다. 또한 도심지역에서 역전층이 장기적으로 지속되면, 안개와 대기오염물질이 장시간 부유하기 때문에 인체에 치명적인 스모그를 유발할 수 있다. 때문에 현업에서 안개를 예보하거나 지속시간을 예측하는 것은 인간생활에 있어서 상당히 중요하다.

2. 그림 7.4의 그래프를 이용하여 반투과성 권운을 탐지하는 원리에 대해 설명하시오.

해설: 그림 7.4는 수적과 빙정에 대한 파장별 굴절계수의 허수부를 나타낸 그래프이다. 특정 물질이 특정한 상(Phase)을 가질 때 굴절계수 N 은

$$N = M + iK$$

로 나타낼 수 있다. 여기서 실수부인 M 은 광산란성을 나타내고, 허수부인 K 는 광흡수성을 나타낸다. 즉, 일정 파장대에서 허수부가 클수록 그 파장대의 에너지를 많이 흡수하는 것을 의미한다. 대부분 빙정으로 형성되어있는 반투과성 권운의 휘도온도를 IR1, IR2 채널로 탐지한다. 이 때 구름 아래에서 방출된 복사에너지가 반투과성 권운을 통과할 때 IR2 채널의 에너지가 더 많이 흡수되기 때문에, IR1의 휘도온도가 IR2의 휘도온도보다 더 높게 관측된다. 이 차이를 이용하여 반투과성 권운을 탐지한다.

7장 연습문제

3. 기상위성을 이용하여 안개를 탐지할 때, 후처리 방법에 대하여 설명하십시오.

해설: 안개탐지의 경계값을 통해 탐지된 안개영역은 여러 가지 요인들에 의해 오탐지 가능성이 내재되어 있기 때문에, 다양한 채널을 이용한 후처리를 통해 정확도를 향상시켜야 한다. 안개탐지에 오탐지를 일으킬 수 있는 주요 요소는 하층운, 반투과성 권운 및 지표면효과 등이 있다. 하층운을 구분하기 위해서 SWIR채널과 IR1채널의 반사도 차이가 안개층과 하층운에서 각각 성질이 다르다는 것을 이용하고 이를 통해 구분된 하층운을 제거한다. 반투과성 권운은 문제 7.2와 같은 과정으로 제거를 한다. 또한 수증기 채널이 갖는 고도별 가중함수 특성상 150hPa 이상의 고도에서는 수증기 채널이 대기의 창 영역과 같기 때문에 IR1채널과 수증기 채널의 휘도온도가 같게 된다. 즉, 적외 및 수증기 채널의 휘도온도가 매우 낮고 유사하다면 상층운이 있는 것으로 하여 제거할 수 있다. 가시채널로는 과거 15일간의 반사도 중 가장 최소값이 탐지된 안개에서의 반사도 값과 비슷할 경우 이 지역은 지표면 효과로서 제거한다. 마지막으로 가시채널에서 안개로 판단할 수밖에 없는 높은 반사도가 나타나고 공간 균질성, 시간 연속성을 고려하여 안개영역으로 판단한다.

4. 현업에서 CMDPS를 활용하여 안개를 탐지할 때의 장·단점 및 한계를 논하십시오.

해설: CMDPS의 안개 탐지 알고리즘은 천리안위성에서 제공하는 모든 정보를 활용할뿐만 아니라 안개가 갖는 시간적 연속성 등을 활용하여 안개탐지의 시공간적 연속성을 향상시키고 있다. 하지만 안개는 지표면부근에서 발생하는 기상현상이기 때문에 하층운과의 구별이 가장 어렵다. 또한 안개의 분광특성은 안개입자들의 상(Phase), 발생 계절, 주변 지형 환경 등에 따라 매우 다르기 때문에 안개와 하층운간의 구별이 어렵다. CMDPS에서는 다양한 채널 차를 이용하여 기존 안개탐지 알고리즘의 문제점을 상당부분 개선했지만, CMDPS 안개탐지 알고리즘 자체가 넓은 영역에서의 짙은 안개에 중점을 두어 개발을 했기 때문에 우리나라의 경우 지형과 하천(강, 댐)의 영향으로 기상위성의 공간해상도보다 좁은 영역에서 국지적으로 안개가 자주 발생하는데 현재로서는 이러한 국지성 안개를 탐지하는 것은 한계가 있다.

8장 연습문제

1. 황사의 발생과정 및 황사가 인간생활에 미치는 영향을 논하시오.

해설: 연 강수량이 200mm 이하의 건조 지역인 중국 북부지역의 몽고고원과 고비사막, 타클라마칸 사막, 만주 지역 등에서 한랭전선을 동반한 저기압이 통과하게 되면 강한 상승기류에 의해 대기 중에 많은 양의 먼지와 모래가 부유하게 되며 이들이 상층의 강한 편서풍을 타고 동쪽으로 이동하면서 중력에 의해 지상으로 낙하하게 되는데 이러한 현상을 황사라 한다. 최근에는 중국의 급속한 산업화로 NO_x, SO_x 등의 많은 오염물질들이 황사와 함께 부유해 온다. 이러한 황사로 인해 시정이 악화되어 교통 혼란을 초래할 수 있고, 미세먼지로 인한 제조업 및 첨단산업에 큰 피해를 초래할 수 있으며, 호흡기 질환을 유발해 수많은 인명피해를 야기할 수 있는 치명적인 기상현상이다. 본문에서 언급한 것과 같이 우리나라에서의 황사에 의한 경제적 피해 규모는 한해 최대 약 7조3천억 원에 이른다(임영욱 등, 1989). 또한 황사와 같은 에어로졸은 지구의 복사수지를 변화시키거나 구름 형성 과정에 관여하는 등 지구 기후변화에도 직·간접적으로 영향을 미친다.

8장 연습문제

2. 위성에 탑재된 광학센서로부터 에어로졸 산출할 때, 탐지 정확도에 영향을 미치는 요소들과 보정 방법을 쓰시오.

해설: 광학센서로 에어로졸을 탐지하는 기본적인 원리는 가시광선의 반사도를 이용하거나 IR1채널과 IR2 채널이 에어로졸에 대하여 서로 다른 흡수도를 가지고 있는 점을 이용하는 것이다(IR1이 에어로졸에 의해 더 많이 흡수된다.). 위성에서 측정된 가시광선의 반사도는 지표면과 대기권(공기+ 에어로졸+ 구름)의 반사도 합으로 지표면의 반사도가 큰 경우, 대기 중에 구름이 있을 경우에는 에어로졸을 탐지하기가 어렵게 된다. 이러한 이유로 황사 발원지와 이동 경로인 중국 북서부 지역 등 육지에서의 황사탐지 수준이 낮다. 또한 휘도온도차(IR1-IR2)는 주로 지표면의 방출율, 대기중의 수증기와 에어로졸의 함수이다. 즉, IR2 채널은 수증기에 민감하지만 IR1 채널은 에어로졸에 민감하다. 따라서 대기중에 수증기와 에어로졸이 동시에 존재하면 서로 상쇄작용을 하여 수증기와 에어로졸 모두를 탐지할 수 없게 된다. 또한 에어로졸의 경우 에어로졸의 크기, 모양 그리고 성분에 따라 IR2 채널에서의 민감도가 달라지기 때문에 정확한 탐지가 매우 어렵게 된다. 따라서 이들에 대한 산란 및 흡수 특성을 고려하게 위해서는 지상에서의 현장 관측자료가 필요하며 안면도, 베이징, 그리고 시라하마에서의 에어로졸의 크기, 성분 및 광학적 특성을 직접 관측하는 것은 향후 에어로졸 탐지 알고리즘의 개선에 있어서 매우 의미있는 일이다. 위성에서 측정하는 모든 값은 대기 통과경로, 즉, 위성 및 태양 천정각의 함수이기 때문에 이 경우에도 위성과 태양의 천정각을 고려해야 한다. 또한 지표면에서의 두 채널간 방출률 차도 고려할 필요가 있다.

8장 연습문제

3. 안면도, 베이징, 시라하마에서 에어로졸을 직접 관측하여 알 수 있는 요소와 위성 관측에 적용함으로써 얻을 수 있는 장점은 무엇인가?

해설: 직접관측을 통해 알아낼 수 있는 광학적 성질의 대표적인 것은 에어로졸의 굴절지수이다. 특히 굴절지수의 허수부는 일정파장에 대한 흡수도를 나타내기 때문에, 조건표(LUT)를 작성하여 에어로졸을 산출하는데 큰 역할을 한다. 또한 AOD(Aerosol Optical Depth)를 관측하여 그 지역의 에어로졸 농도를 파악할 수 있다. 이러한 직접 관측을 통해 얻은 값을 기상위성 자료와 융합함으로써 더욱 신뢰도 높은 값을 광범위하게 산출 할 수 있다는 장점이 있다.

4. 현업에서 기상위성을 이용한 에어로졸 탐지 및 예보의 한계에 대하여 논하시오.

해설: 현업에서 기상위성을 이용하여 에어로졸을 탐지할 때 생기는 가장 큰 문제점은 에어로졸 탐지를 위해 고려해야할 변수가 많다는 것이다. 에어로졸의 광학적 특성은 성분, 모양 및 크기에 따라 다양하지만 대기 중 에어로졸의 성분, 모양 및 크기들을 정확하게 고려하는 것은 어렵기 때문에 오차가 내재될 수 밖에 없다. 또한 대기 중의 수증기가 많을수록 정확한 에어로졸 산출이 어렵다. 이러한 한계를 극복하기 위해 에어로졸 성분 분석을 위한 지상관측 지점을 늘려 더 세부적인 조건표를 작성하고, 에어로졸의 모양, 크기들을 통계적으로 모수화하여 오차를 줄이는 방법을 연구해야 할 것이다.

9장 연습문제

1. 태풍의 강도를 분석하는 Dvorak 방법의 기본 원리에 대해 설명하시오.

해설: Dvorak 방법(Dvorak, 1975)이란 위성영상이 제공하는 태풍 주위의 구름 패턴과 태풍의 특성(예: 중심, 강도)과의 관계를 경험적 방법으로 분석하여 위성영상으로부터 태풍의 특성(중심, 강도)을 도출하는 방법이다. 이 방법은 바다에서 발생하여 대부분의 일생을 바다에서 보내는 태풍에 대한 객관적 정보가 없었던 시절에 태풍의 중심과 강도에 대해 매우 유용한 정보를 제공하였다. 그 후 많은 수정·보완을 거쳐서 최근에는 수치화된 위성영상 자료를 이용하여 객관적이면서 자동화된 방법으로 태풍특성 정보를 분석하는 수준으로 개선되어 우리나라를 비롯한 많은 국가에서 현업적으로 활용하고 있다.

2. 기상위성으로부터 태풍에 대한 다양한 정보를 산출할 때, 가장 먼저 산출해야 하는 정보는 무엇이며 왜 그런지 설명하시오.

해설: 태풍에 대한 다양한 정보를 얻기 위해 가장먼저 산출해야 하는 정보는 태풍의 중심위치 이다. 태풍의 중심위치는 태풍의 강도지수를 산출하는데 직접적인 영향을 미칠 뿐만 아니라 강풍반경, 진로 등 태풍에 관한 모든 정보를 산출하기 위한 가장 기본적인 정보가 되기 때문이다.

9장 연습문제

3. 기상위성 자료로부터 태풍에 대한 4가지 정보(태풍의 중심위치, 강도지수, 강풍반경 및 진로예측)를 산출하는 원리를 설명하시오.

해설: 1) 중심위치 : 태풍의 중심은 태풍을 구성하고 있는 구름계의 중심으로 추정한다. 즉, 구름계의 중심 또는 구름계를 형성하고 있는 구름 곡선들의 초점을 태풍의 중심위치로 파악한다(표 9.2 및 그림 9.1 참조). 눈이 뚜렷하게 있을 경우에는 상대적으로 탐지가 쉽지만 태풍이 육지에 상륙하거나 눈이 잘 보이지 않을 경우에는 탐지가 어렵다.

- 2) 강도지수 : 태풍의 강도지수는 태풍의 구름계 발달 정도에 의해 값이 결정되며 발달정도를 나타내는 T수를 기초로 산출된다. T수는 3가지 방법은 다음과 같다.

- ㄱ. 구름시스템을 기존 패턴 개념도에 의해 결정(PT).
- ㄴ. 수치모델을 이용하여 24시간 전과 현재의 구름패턴을 비교하여 예측(MET).
- ㄷ. 열대저기압에 동반하는 구름시스템의 패턴별로 정리되어있는 다이어그램을 토대로 구조를 분석하여 산출(DT).

강도지수는 위와 같은 방법으로 산출할 수 있으며, 기본적으로 값의 신뢰도를 DT-PT-MET순으로 생각하여 T수로 사용하되 상황에 따라 가장 최적의 값을 적용함으로써 T수 및 태풍의 강도지수를 산출한다.

- 3) 강풍반경 : 강풍반경은 태풍 구름계에서 관측되는 휘도온도를 이용하여 간접적으로 산출하는데, 구름이 높게 발달할수록 하층의 기압이 낮아 강한 바람이 불 수 있다는 원리이다. 즉, 하층의 풍속은 구름의 운정온도가 낮을수록 높다는 관계로 산출한다.

- 4) 진로예측 : 대부분의 태풍 진로예측은 수치모델링을 통해 이루어지나 수증기 영상을 이용하여 진로를 예측할 수 있다. 이 방법은 Dvorak(1984)에 의해 처음 시도된 방법으로 WV채널 영상에서 CMB(Curved Moisture Band)의 배치 및 태풍의 습기, 구름의 패턴에 따라 태풍의 진로가 다르게 전향되는 것을 이용하는 원리이다.

9장 연습문제

4. 현업예보에서 태풍에 대한 정보를 산출할 때의 장점과 한계에 대하여 설명하시오.

해설: 기상위성은 넓은 영역을 관측할 수 있기 때문에, 태풍이 한반도와 멀리 떨어져 있을 때부터 태풍에 대한 분석을 할 수 있다. 그러므로 태풍에 대한 예보를 더 빠르고 정확하게 할 수 있게 되는 기반을 마련해주는 장점이 있다. 또한 최근에는 자료동화나 보거싱 등을 통해 태풍의 중심위치, 기압 그리고 크기 등에 대한 정보를 수치모델에 제공함으로써 수치모델의 진로예측 정확도를 향상시키고 있다. 반면, 기상위성을 이용한 태풍분석의 주요 도구로 사용되는 Dvorak방법은 주관적/경험적으로 산출된 분류시스템이기 때문에 객관적인 분석이 이루어 지지 않아 상황에 따라 적지 않은 오차가 내재되어 있다.

10장 연습문제

1. 지표면-대기 상호작용에서 정량적인 지표면 상태정보(해수면온도, 지표면온도, 적설, 해빙)가 필요한 이유를 설명하시오.

해설: 지표면-대기 상호작용은 주로 현열, 잠열 그리고 운동량 속을 통해 이루어지는데 이들의 방향과 크기는 대기 상태(온도, 습도, 바람, 복사, 강수유무...)와 지표면 상태(알베도, 온도, 거칠기길이, 토양수분,...)에 좌우된다. 따라서 지표면온도, 적설/해빙(알베도, 거칠기 길이)과 같은 지표면 상태에 대한 정량적인 정보가 필요하다.

2. 위성에 탑재된 대기의 창외 열적외센서 자료로부터 지표면온도와 해수면온도를 산출하는 기본원리를 설명하시오

해설: 위성에 탑재된 열적외센서는 지표면에서 방출된 에너지(온도, 방출율의 함수)가 대기를 통과한 것과 대기로부터 방출되는 에너지의 합을 측정한다(식 10.3). 여기서 우리가 대기의 창외에 해당되는 파장역을 사용하여 대기의 영향, 특히 수증기에 의한 흡수효과를 분리대기 창외로 보정을 하면 지표면의 온도를 산출할 수 있게 된다. 특히 해수면과 같이 방출율이 1.0에 가깝고 파장간 차이가 작은 경우에는 대기 중의 수증기 영향만 고려하면 됨으로 해수면온도의 산출 정확도가 매우 높다. 하지만 육지의 경우에는 방출율이 1.0보다 작을 뿐만 아니라 지면상태 및 파장에 따라 방출율이 다르기 때문에 또 다른 오차요인으로 작용하여 위성으로부터 산출된 지표면온도의 정확도가 낮게 된다.

10장 연습문제

3. 구름탐지 과정에서 충분히 제거되지 않은 반투과성 권운, 조각구름, 하층운이나 안개가 지표면 정보 산출의 정확도에 미치는 영향에 대해 설명하시오

해설: 구름은 종류에 관계없이 지표면보다 온도가 낮기 때문에 구름을 확실하게 제거하지 않으면 구름의 정보가 지표면의 정보로 오인되어 해수면온도와 지표면온도가 실제보다 낮게 산출되게 된다. 구름제거가 매우 중요함에도 반 투과성 권운, 화소크기보다 작은 조각구름이나 구름가장자리, 하층운, 구름 그림자 등은 완벽하게 탐지하기가 어려운 것이 현실이다.

4. 위성으로부터 도출된 해수면온도를 일기예보에 활용하는 사례를 들고 원리를 간단히 설명하시오. (심화)

해설: 우리나라의 경우 겨울철 서해안 지역에 강설을 예보할 때 서해의 해수면온도는 매우 중요한 요소 중 하나이다. 겨울철에 대륙에서 찬 고기압이 강하게 성장할 때 동해의 수온이 높을 경우 동해상에 위치한 저기압이 강하게 발달할 수도 있다. 또한 태풍이 우리나라 주변으로 이동해 올 때 동아시아 지역의 해수면온도에 따라 태풍의 강도가 민감하게 변하기 때문에 중요하다.

5. 위성으로부터 도출된 적설자료를 일기예보에 활용하는 사례를 들고 원리를 간단히 설명하시오. (심화)

해설: 적설은 일차적으로 알베도를 크게 증가시켜 태양복사의 입사량을 크게 감소시킴으로 기온의 일변동 예측에 활용할 수 있을 것이다. 이러한 이유로 겨울철 시베리아 고기압이 내륙에서 확장할 때 내륙지역에서의 적설유무는 시베리아 고기압의 강도변화에 많은 영향을 미친다. 또한 적설이 녹을 경우에는 토양수분을 증가시켜 토양의 열적용량 증가 및 지하수를 증가시킴으로 온도 및 수문기상 예측에 활용할 수 있을 것이다.