

초급 예보관 훈련용 교재

대기물리



목차

- 1장. 건조공기의 열역학
- 2장. 수증기의 열역학
- 3장. 습윤공기의 열역학
- 4장. Skew T-log p 다이어그램의 기본 구조
- 5장. 단열선도를 이용한 기상요소 산출
- 6장. 대기 안정도의 분석
- 7장. 발원지와 대표 단열도

1장. 건조공기의 열역학

- 1.1 이상기체의 상태 방정식
- 1.2 혼합기체의 상태 방정식
- 1.3 일
- 1.4 기체의 비열
- 1.5 열역학 제1법칙
- 1.6 대기의 열역학 과정
- 1.7 대기의 단열 과정
- 1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피
- 1.9 건조 단열 과정

학습목표

- 이상기체의 상태방정식을 이해한다.
- 열역학 제1법칙과 이와 관련된 물리과정을 이해한다.
- 열역학 제2법칙의 기본 개념을 이해한다.
- 열역학 제1법칙과 제2법칙이 대기의 물리적 과정에 어떻게 적용되는지 이해한다.

1.1 이상기체의 상태 방정식

대기의 구성 성분 중 수증기를 제외한 공기를 건조공기(Dry Air), 그리고 건조공기와 수증기를 합쳐서 습윤공기(Moist Air)라고 한다. 건조공기와 습윤공기의 상태는 이상기체의 상태 방정식으로 기술할 수 있다. 이 장에서는 이상기체, 혼합기체에 대한 상태 방정식과 열역학 제1법칙을 다룬다.

열역학에서 연구하고자 하는 대상을 열역학적 계(系, System)라 한다. 예를 들면, 용기에 담겨있는 기체의 성질을 알고자 할 때, 용기 안에 있는 분자들의 모임을 열역학적인 계로 정의한다. 기체로 이루어진 계의 상태를 기술하는데 상태 방정식이 이용된다. 밀도가 충분히 낮아 충돌할 때 이외에는 분자 간에 상호작용이 없는 기체를 이상 기체라고 한다. 실험에 의하면 기체의 온도(T)가 일정한 경우, 압력(p)과 체적(V)사이에는 다음과 같은 관계식이 성립한다.

$$pV = C_1(\text{상수}) \quad (1.1)$$

식(1.1)을 $p \propto 1/V$ 로 나타낼 수 있으며, 이를 보일의 법칙(Boyle's law)이라고 한다. 한편 압력이 일정한 경우에 기체의 체적과 온도 사이에는 다음 관계식이 성립한다.

$$\frac{V}{T} = C_2(\text{상수}) \quad (1.2)$$

식 (1.2)를 샤를의 법칙(Charle's Law)이라고 한다.

상태방정식을 유도하기 위하여 등온과정과 등압과정에서 기체의 상태 변화를 다음과 같이 고려한다.

$$(p, V, T) \xrightarrow{T(\text{일정})} (p', V_1, T) \xrightarrow{p'(\text{일정})} (p', V', T') \quad (1.3)$$

처음단계인 등온과정에서 압력과 체적과의 관계는 보일의 법칙, 식 (1.1)을 이용하면

$$pV = p' V_1 \quad (1.4)$$

1.1 이상기체의 상태 방정식

으로 주어진다. 그리고 두 번째 과정에서는 샤를의 법칙을 이용하면 등압 과정에서 온도와 체적간의 관계는

$$\frac{V_1}{T} = \frac{V'}{T'} \quad (1.5)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (1.4)과 (1.5)를 써서 중간 단계에서의 체적 V_1 을 소거하면

$$\frac{pV}{T} = \frac{p'V'}{T'} \quad (1.6)$$

를 얻는다. 식 (2.5)는 처음과 최종 상태간의 관계식으로

$$\frac{pV}{T} = C(\text{일정}) \quad (1.7)$$

로 나타낼 수 있다. 식 (1.7)은 주어진 기체의 상태(p, V, T)에 대해 $\frac{pV}{T}$ 값은 항상 일정한 값을 가진다는 것을 의미한다. 따라서 식 (1.7)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$pV = CT \quad (1.8)$$

여기서 C 는 상수로서 차원분석을 하면, 질량(m)에 비례하는 양임을 알 수 있다. 따라서 상수 C 를

$$C = mR \quad (1.9)$$

로 둘 수 있다. 여기서 R 은 기체의 종류에 관련된 상수로서 비기체상수(Specific Gas Constant)라고 한다. 식 (1.9)를 (1.8)에 대입하면 상태방정식

$$pV = mRT \quad (1.10)$$

를 얻는다. 여기서 양변을 m 으로 나누어 주면

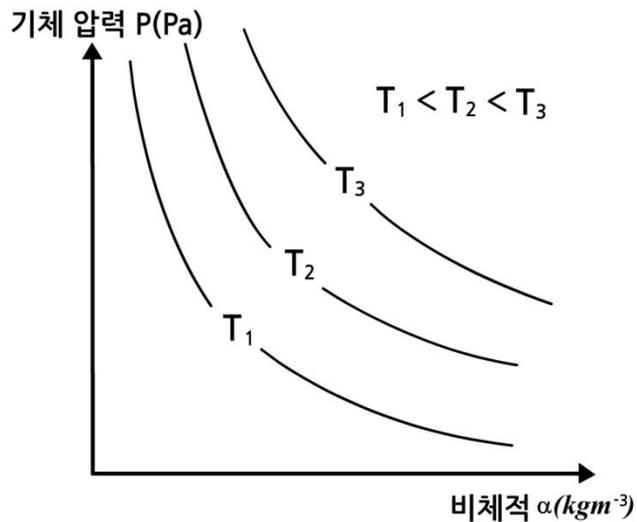
$$p\alpha = RT \quad (1.11)$$

1.1 이상기체의 상태 방정식

또는

$$p = \rho RT \quad (1.12)$$

으로 주어진다. 여기서 $\alpha = \frac{V}{m}$ 로 비체적(Specific Volume)이며, $\rho = \frac{1}{\alpha}$ 로 기체의 밀도와 역수관계에 있다. 그림 1.1과 같이 주어진 온도에 대해서 압력과 비체적 사이의 관계를 나타낸 것을 클레페이롱 다이어그램이라고 한다.



[그림 1.1] 클레페이롱 다이어그램

한편 기체의 질량은 $m = \text{기체의 몰수}(n) \times \text{분자량}(M)$ 으로 주어지므로 이 관계를 식 (1.10)에 적용하면

$$pV = nMRT \quad (1.13)$$

를 얻는다. 여기서 식 (1.13)를 고쳐 쓰면 $\frac{pV}{T} = nMR = C(\text{일정})$ 와 같다. 따라서 기체의 종류에 관계없이 일정한 n 값이 주어질 경우, MR 도 하나의 상수, 즉, $R^* = MR$ 로 나타낼 수 있다. 이 식을 (1.12)과 (1.13)에 적용하면 다음 식을 얻는다.

1.1 이상기체의 상태 방정식

$$p = \rho \left(\frac{R^*}{M} \right) T \quad (1.14)$$

또는

$$pV = nR^* T \quad (1.15)$$

여기서 $R^* = 8.3143(\text{J mole}^{-1}\text{K}^{-1})$ 으로 주어지며, 이를 보편기체상수 (Universal Gas Constant)라고 한다.

1.2 혼합기체의 상태 방정식

대기는 질소, 산소, 아르곤, 이산화탄소 등의 기체들이 혼합되어 있다. 이러한 혼합 기체에서 수증기를 제외한 공기를 “건조공기” 라고 한다. 대류권에서 주요 혼합기체들의 성분비는 일정하다. 여러 종류의 기체가 혼합되어 있는 경우 계의 상태는 혼합기체의 상태방정식으로 기술할 수 있다. 체적 V 속에 있는 기체의 성분 i 에 대한 분압을 p_i 라고 하면, 돌턴(Dalton)의 법칙에 따라 혼합기체의 압력 p 는 각 기체의 분압의 합이므로, 즉

$$p = \sum_i p_i \quad (1.16)$$

으로 나타낼 수 있다.

상태방정식은 기체의 각 성분에 대해 성립하므로 (1.10)에 의하면 다음과 같이 주어진다.

$$p_i V = m_i T \frac{R^*}{M_i} \quad (1.17)$$

여기서 T 는 혼합기체의 온도이고 m_i 는 각 기체 성분의 질량, M_i 는 각 성분에 대한 분자량이다. 식 (1.17)을 (1.16)에 적용하면

$$p = \frac{TR^*}{V} \sum_i \left(\frac{m_i}{M_i} \right) \quad (1.18)$$

이 된다. 식 (1.18)의 양변에 V 를 곱한 다음에 혼합기체의 전체 질량 $m = \sum_i m_i$ 로 나누어주면 다음 식을 얻는다.

$$p\alpha = R^* T \frac{\sum_i \left(\frac{m_i}{M_i} \right)}{\sum_i m_i} \quad (1.19)$$

여기서 혼합기체의 평균 분자량 M' 은 총질량/총 몰수이므로 다음과 같이

$$M' = \frac{\sum_i m_i}{\sum_i \left(\frac{m_i}{M_i} \right)} \quad (1.20)$$

로 주어진다. 그리고 혼합기체에 대한 기체상수 R' 을

$$R' = \frac{R^*}{M'} \quad (1.21)$$

로 나타내면, 식 (1.20)은 다음과 같이 주어진다.

1.2 혼합기체의 상태 방정식

$$p\alpha = R' T \quad (1.22)$$

대류권에서 건조공기의 평균분자량 (M_d)은 $M_d = 28.96(\text{kg kmole}^{-1})$ 이므로 건조공기에 대한 비기체상수는 다음과 같다.

$$R_d = \frac{R^*}{M_d} = 287(\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}) \quad (1.23)$$

건조공기에 대한 상태방정식은 (1.12)를 이용하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$p_d = \rho_d R_d T \quad (1.24)$$

여기서 p_d 와 ρ_d 는 각각 건조공기의 압력과 밀도이다.

1.3 일

열역학에서 연구 대상인 계는 주위와 물질, 일 그리고 에너지를 교환하며 서로 영향을 미치는데, 이 경우에 계의 주위를 외계(外系, Surroundings)라고 하며, 계와 외계를 합한 것을 열역학적 우주(Thermodynamic Universe)라고 한다. 대기에서 상승하는 공기덩이의 운동을 분석 하려고 할 경우에 공기덩이는 계에, 그리고 그 주위공기는 외계에 해당된다. 공기덩이가 운동할 경우 공기덩이는 그 주위공기에 서로 일을 주기도 하고 받기도 한다.

물리학에서 일은 물체에 힘을 가하여 그 물체의 위치가 바뀌었을 때 사용된 에너지로서 두 개의 벡터량, 즉 힘과 변위(Displacement)의 스칼라 곱으로 다음과 같이 정의한다.

$$dW = \vec{F} \cdot d\vec{r} \quad (1.25)$$

여기서 dW 는 가해진 힘(\vec{F})에 의해서 발생한 일, 그리고 $d\vec{r}$ 은 물체의 변위이다. 식(1.25)로 주어지는 일을 역학적 일(Mechanical Work)이라 한다.

계에 열에너지와 일이 주어질 경우 계의 온도와 관련된 내부에너지 증가(Internal energy)는 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$dU = dQ + dW \quad (1.26)$$

여기서 dQ 와 dW 는 각각 계에 주어진 열과 일의 양을 나타낸다. 식 (1.26)을 열역학 제1법칙이라고 한다. 주위가 계에 미치는 압력이 p_e 인 경우 dW 를 다음과 같이 정의한다.

$$dW = -p_e dV \quad (1.27)$$

여기서 dV 는 계의 체적변화이며 dW 의 부호는 내부 에너지의 증가 여부에 따라 다음과 같이 규정 한다.

$dW > 0$: $dU > 0$ 인 경우, 주위가 계에 대해서 일을 한 경우 ($dV < 0$)

$dW < 0$: $dU < 0$ 인 경우, 계가 주위에 대해서 일을 한 경우 ($dV > 0$)

1.3 일

식 (1.27)에서 대기 중에서 공기덩이가 단열 상승하는 경우에는 공기덩이, 즉 계가 팽창($dV > 0$)하므로 $dW < 0$ 이다. 한편 대기 중에서 공기덩이가 단열 하강하는 경우에는 주위공기가 계에 일을 하므로 계의 수축($dV < 0$)으로 $dW > 0$ 이다.

열이 계에 주어질 경우 열역학 과정을 살펴보기 위하여 식(1.27)을 식 (1.26)에 대입하면

$$dQ = dU + p_e dV \quad (1.28)$$

을 얻는다. 식(1.28)은 어떤 계(예 : 풍선)에 열에너지 dQ 가 주어질 경우 이 에너지는 계의 내부 에너지의 증가와 일부는 계의 팽창에 사용됨을 보여준다. 이 관계식 역시 에너지 보존과 더불어 열이 역학적 에너지로 전환됨을 보여준다. 열이 역학적 에너지로 전환되는 것은 줄(Joule)의 실험에 의해서 확인되었으며, 그 관계는 다음과 같다.

$$1\text{cal} = 4.1868\text{J}$$

식 (1.28)을 단위 질량에 대해서 고려할 경우 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$dq = du + dw \quad (1.29)$$

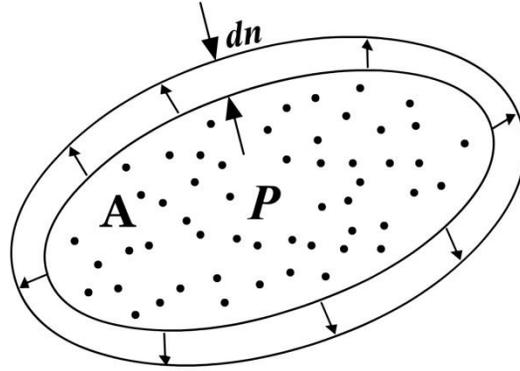
식 (1.29)에서 계의 팽창에 의한 일 dw 를 구하기 위해서 그림 1.2와 같이 내부압력이 p , 표면적 A , 체적 V 인 계의 팽창을 준정적 과정에서 고려하자. 이 경우 팽창이 매우 천천히 일어나므로 $p = p_e$ 로 둘 수 있다. 그리고 표면에서 각 방향으로 dn 만큼 거리가 증가했을 때 체적의 증가는 $dV = A dn$ 으로 주어지며, 기체가 계의 전 표면에 가한 힘을 F 라고 하면 계의 내부 압력은 $p = F/A$ 으로 나타낼 수 있다. 여기서 이 두 개의 식을 곱해주면

$$dW = p dV = F dn \quad (1.30)$$

을 얻는다. dW 를 단위 질량에 대한 일 $dw = \frac{dW}{m}$ 으로 나타내면 다음과 같다.

1.3 일

$$dw = p d\alpha \quad (1.31)$$



[그림 1.2] 공기덩이의 팽창에 의한 일

식 (1.31)을 (1.29)에 대입하면 열역학 제1법칙은 다음과 같이 주어진다.

$$dq = du + p d\alpha \quad (1.32)$$

이 식은 열역학 제1법칙에 관한 두 가지 표현 중 하나이며, 다른 하나의 식은 (1.45)로 주어진다. 열역학 제1법칙은 에너지 보존법칙으로 어떤 물질에나 적용된다.

1.4 기체의 비열

단위 질량의 물체에 미소량의 열에너지 dq 를 가하여 온도가 dT 만큼 증가했다면 단위 질량의 물체의 온도를 1°C 높이는데 필요한 열량, 즉 비열 (Specific Heat 또는 Specific Heat Capacity) c 는

$$c = \frac{dq}{dT} \quad (1.33)$$

으로 정의하며 그 단위는 $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 와 같다.

식 (1.32)에 의하면 열역학 제1법칙은 $dq = du + p d\alpha$ 으로 주어진다. 이 식에서 $d\alpha = 0$ 인 경우에 계는 열에너지 dq 를 받아 모두를 계의 온도 증가에 사용한다. 이 경우에 비열은

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_\alpha = \left(\frac{du}{dT} \right)_\alpha \quad (1.34)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 c_v 는 체적이 일정한 경우의 비열로서 정적비열이라고 한다. 식(1.34)에서

$$du = c_v dT \quad (1.35)$$

압력이 일정한 경우의 비열을 정압비열이라고 하며, 이 경우 (1.32)는 다음과 같이

$$dq = d(u + p\alpha) \quad (1.36)$$

으로 나타낼 수 있다. 이 식에서 압력이 일정한 경우 정압비열은

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p = \left(\frac{dh}{dT} \right)_p \quad (1.37)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 h 는 비엔탈피(Specific Enthalpy)를 나타내며

$$h = u + p\alpha \quad (1.38)$$

1.4 기체의 비열

으로 정의한다. 또한 식(1.37)로부터 비엔탈피의 변화는 다음과 같이 주어진다.

$$dh = c_p dT \quad (1.39)$$

한편 기체의 정압비열과 정적비열간의 관계는 상태방정식 $p\alpha = RT$ 를 미분하면

$$pd\alpha + \alpha dp = R dT \quad (1.40)$$

를 얻는다. 식(1.35)와 (1.40)을 (1.29)에 대입하면

$$dq = (c_v + R)dT - \alpha dp \quad (1.41)$$

으로 주어진다. 여기서 압력이 일정한 경우, 즉 $dp=0$ 에서의 정압비열을 구하면

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p = c_v + R \quad (1.42)$$

로 주어진다. 여기서 정압비열(c_p)이 정적비열(c_v)보다 더 큰 이유는 열이 계에 주어졌을 경우 정적과정에서는 그 열이 모두 계의 온도 상승(즉 내부 에너지의 증가)에만 사용되는 반면에, 정압 과정에서는 그 열의 일부만이 온도 상승에 사용되기 때문이다. 건조공기의 경우 정적비열(c_{vd})과 정압비열(c_{pd})은 각각 다음과 같다.

$$c_{vd} = 718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (1.43)$$

식 (1.42)에 의하면 ($c_{pd} - c_{vd}$)는 건조공기의 기체상수 $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 과 같다.

1.5 열역학 제1법칙

내부에너지 $du = c_v dT$ 를 (1.29)에 적용하면 열역학 제1법칙은

$$dq = c_v dT + p d\alpha \quad (1.44)$$

으로 주어진다. 한편 식(1.39)를 식(1.41)에 적용하면 열역학 제1법칙은

$$dq = c_p dT - \alpha dp = dh - \alpha dp \quad (1.45)$$

으로 나타낼 수 있다. 이 식은 열역학 제1법칙의 다른 형태의 기술로서 식 (1.44)에 비해 대기 분석에 많이 이용된다. 그 이유는 실제 대기 관측에서 공기 밀도 보다는 온도와 압력 관측이 더 용이하기 때문이다.

1.6 대기의 열역학 과정

계의 변화와 관련된 열역학과정을 이해하기 위하여 열역학 제1법칙을 나타내는 식 (1.44)와 (1.45)를 고려한다.

$$dq = c_v dT + p d\alpha \quad (1.46)$$

$$dq = c_{pd} dT - \alpha dp \quad (1.47)$$

여기서 다음의 4가지의 등압, 등온, 등체적, 단열과정(그림 2.4)을 고려하면 다음과 같다.

(i) 등압과정(Isobaric Process) : $dp = 0$

$$dq = c_p dT = (c_p/c_v) du \quad (1.48)$$

(ii) 등온과정(Isothermal Process) : $dT = 0$

$$dq = -\alpha dp = p d\alpha = dw \quad (1.49)$$

(iii) 등체적과정(Isochoric Process) : $d\alpha = 0$

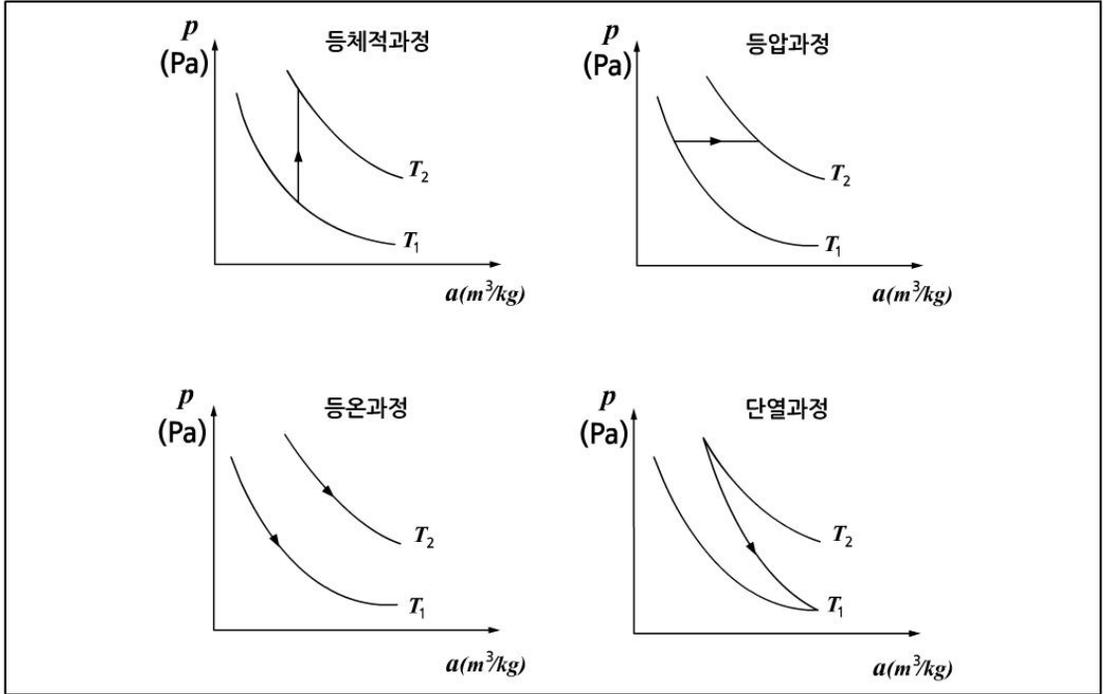
$$dq = c_v dT = du \quad (1.50)$$

(iv) 단열과정(Adiabatic Process) : $dq = 0$

$$c_v dT = -p d\alpha = -dw \quad (1.51)$$

$$c_p dT = \alpha dp \quad (1.52)$$

1.6 대기의 열역학 과정



[그림 1.3] 열역학의 4가지 기본과정

1.7 대기의 단열 과정

1.7.1 포아송 방정식

대기 중에서 공기덩이의 연직운동은 일반적으로 단열과정으로 근사할 수 있다. 포아송 방정식(Poisson Equation)은 단열과정에서 대기의 상태를 분석하는데 많이 이용된다. 포아송 방정식을 유도하기 위해 단위질량의 건조공기에 대한 열역학 제1법칙을 다음과 같이 고려한다.

$$dq = c_{pd} dT - \alpha dp \quad (1.53)$$

여기서 c_{pd} 는 건조공기의 정압비열이고 α 는 공기덩이의 비체적이다. 단열 과정에서는 $dq = 0$ 이므로 (1.53)은

$$c_{pd} dT = \alpha dp \quad (1.54)$$

가 된다. 여기서 $p\alpha = R_d T$ 를 적용하면

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_{pd}} \frac{dp}{p} \quad (1.55)$$

를 얻는다. 식 (1.55)를 적분하면

$$\ln T = \frac{R_d}{c_{pd}} \ln p + c \quad (1.56)$$

또는

$$Tp^{-R_d/c_{pd}} = c \quad (1.57)$$

으로 나타낼 수 있다. c 는 적분상수이다. 식 (1.57)에 상태방정식 를 적용하면

$$T\alpha^{R_d/c_{pd}} = c \quad (1.58)$$

$$p\alpha^{c_{pd}/c_{vd}} = c \quad (1.59)$$

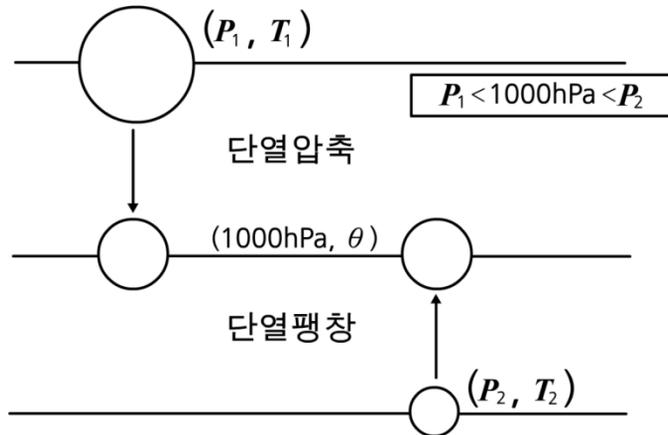
1.7 대기의 단열 과정

으로 주어진다. 여기서 c_{vd} 는 건조공기의 정적비열을 나타낸다. 식 (1.57)~ (1.59)를 포아송 방정식이라고 하며, 특히 (1.57)은 건조공기의 단열과정과 관계된 온위(Potential Temperature)를 정의하는데 사용된다. 그리고 식 (1.58)는 1.7절의 카르노(Carnot) 순환에서 이용된다.

온위는 압력과 온도가 (p, T) 인 공기덩이를 단열적으로 그림 1.4와 같이 $p_0=1000$ hPa 까지 이동시켰을 때 공기덩이의 온도이다. 식 (1.57)를 이용하면 온위(θ)는

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/c_{pd}} = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286} \quad (1.60)$$

으로 주어진다. 온위는 건조공기의 단열과정에서 보존된다. 일반적으로 대기의 수증기 함량은 건조공기에 비해 상당히 작으므로 식 (1.60)은 불포화공기의 온위를 근사적으로 계산하는데 많이 이용된다.



[그림 1.4] 온위

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.1 자연과정의 방향성

열역학 제1법칙은 에너지가 보존됨을 보여준다. 또한 열역학 제1법칙은 열이 일로 전환, 일이 열로 전환됨을 그리고 내부에너지가 일로 바뀔 수 있음을 보여 주는 매우 기본적인 법칙이다. 그러나 열역학 제1법칙은 다음 두 가지 사이에 대해서는 어떠한 정보도 주지 않는다.

첫째는 계의 진화 방향과 열의 이동 방향에 대한 정보가 포함되어 있지 않다. 즉 열이 물체의 온도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 이동하는지 아니면 온도가 낮은 곳에서 높은 곳으로 이동하는지를 열역학 제1법칙만으로는 알 수 없다. 따라서 열이 온도가 낮은 곳에서 높은 곳으로 이동할 수 있을까 라는 질문을 해 볼 수 있다.

우리는 이와 같은 현상이 우리의 경험에 의하면 일어나지 않는다는 것을 알고 있지만 열역학 제1법칙은 이 가능성을 배제하지 않는다. 열이 고온의 물체에서 저온의 물체로 흐르는 것은 일종의 자발적 과정(Spontaneous Process)으로, 자연 과정(Natural Process)의 방향성이며 이에 대한 설명이 필요하다. 자발적 과정은 외부에서 일을 가하지 않아도 일어나는 과정을 말한다. 열역학 제2법칙은 열 에너지가 관련되는 비가역과정의 방향성을 규정 해준다.

둘째는 우리는 역학적 일은 마찰에 의한 소모 과정(Dissipative Process)을 통해 모두 열로 전환된다는 것을 알고 있다. 그러나 계에 가해진 열 가운데서 얼마만한 양이 일로 바뀔 수 있는지에 대해서 우리는 명확한 답을 할 수 없다. 이 문제에 대한 답은 열역학 제2법칙에서 얻을 수 있다. 이 장에서는 열역학 제2법칙을 (i) 자연과정의 방향성과 (ii) 열의 일로 전환될 수 있는 한계에 대해서 엔트로피(Entropy)와 열기관의 효율을 도입하여 설명하고 있다.

지구 대기는 일종의 열기관이며, 대기 중에서 일어나는 열역학적 과정은 비가역과정이므로 열역학 제2법칙은 대기열역학에서 중요한 위치를 차지한다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.2 열기관의 효율

열기관(Heat Engine)은 계속적으로 공급되는 열을 일로 바꾸어 주는 순환과정으로 작동하는 기계적 장치이다. 엔트로피에 관한 기본 개념은 열기관의 효율을 두 개의 등온과정과 두 개의 단열과정으로 된 가역 순환과정의 이상적인 열기관의 효율을 분석하는 과정에서 도출되었다. 이러한 기관을 카르노 엔진이라고 하며 실제로 존재하는 기관은 아니지만 열기관의 성질을 이해하는 데 아주 중요하다. 그림 1.5를 참고로 하여, 카르노 엔진의 동작과정을 설명하기로 한다. 그림 1.5에 주어진 등온곡선과 단열곡선은 압력과 체적의 변화에 따라 각각 이상기체의 상태방정식에서 그리고 온위 방정식에서 얻어진다.

① 제1단계 (a-b) : 등온팽창

이 과정에서 기체는 높은 온도 T_H 에서 열에너지를 받는다. 그리고 기체는 등온 팽창을 한다. 이상기체가 등온 팽창 과정에서 흡수하는 열량과 체적변화는 다음과 같이 주어진다.

$$Q_{ab} = nRT_H \ln\left(\frac{V_b}{V_a}\right) \quad (1.61)$$

② 제2단계 (b-c) : 단열팽창

열의 출입이 없이 기관 내의 기체가 팽창하여 외부에 일을 하면서 낮은 온도 T_C 로 떨어진다.

③ 제3단계 (c-d) : 등온압축

등온압축 과정에서 온도 T_C 에서의 방출되는 열량은 다음과 같이 주어진다.

$$Q_{cd} = -nRT_C \ln\left(\frac{V_d}{V_c}\right) = nRT_C \ln\left(\frac{V_c}{V_d}\right) \quad (1.62)$$

열기관이 열을 외부로 방출하였으므로 음의 부호가 붙여졌다.

④ 제4단계 (d-a) : 단열압축

열의 출입이 없이 외부에서 일을 받아 압축되면서, 온도는 T_H 로 올라간다.

그런데 제2단계와 제4단계가 단열과정이므로, 이상기체의 단열팽창에 식을 적용하면 다음 관계식들이 성립된다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

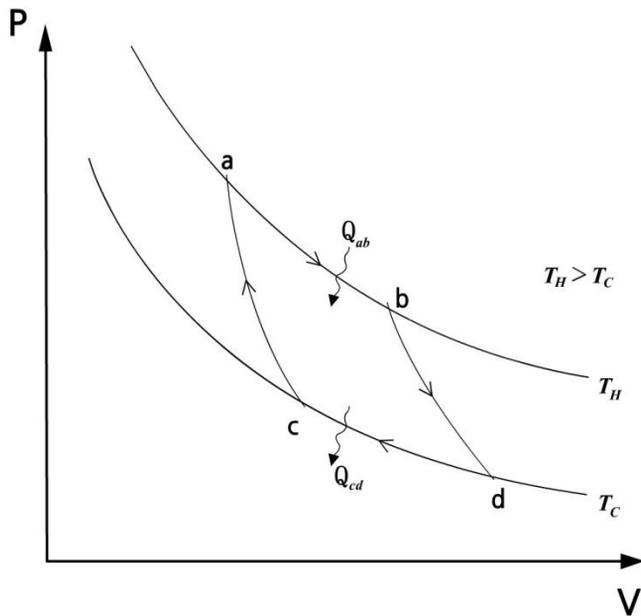
$$T_b V_c^{\gamma-1} = T_a V_b^{\gamma-1} \quad , \quad T_b V_d^{\gamma-1} = T_a V_a^{\gamma-1} \quad (1.63)$$

이 두 식을 나누면 다음 식을 얻는다.

$$\frac{V_b}{V_a} = \frac{V_c}{V_d} \quad (1.64)$$

의 관계가 유도된다. 이 결과들을 이용하면, 카르노 엔진의 열효율은 다음과 같이 계산된다.

$$e = 1 - \frac{Q_{cd}}{Q_{ab}} = 1 - \frac{T_c}{T_H} \quad (1.65)$$



[그림 1.5] 카르노 순환 과정

카르노 엔진의 열효율은 두 열원의 온도에만 의존하며, 가역과정으로 동작한다. 위에 주어진 카르노 사이클이 아닌 다른 형태의 사이클이 가역과정을 수행한다고 하면, 그 때의 열효율은 어떻게 주어질까? 이에 대해 카르노는 다음과 같은 결론을 내렸다.

주어진 두 온도 사이에서 작동하는 모든 가역기관의 효율은 모두 같으며, 이 두 온도 사이에서 작동하는 어느 비가역기관도 가역기관의 효율보다 더 큰 효율을 가질 수 없다. 이를 카르노의 정리라고 부른다. 실제 열기관의 효율은 위에 주어진 카르노 엔진의 효율보다 작으며, 카르노 효율의 60~80%의 효율을 가질 수 있다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.3 엔트로피

1.8.3.1 엔트로피의 기본개념

고온 T_H 의 열원에서 Q_H 의 열을 흡수하여, 저온 T_C 의 열원으로 Q_C 의 열을 방출한 후 원위치로 되돌아가는 가역 사이클(Cycle)을 되풀이하는 카르노 엔진의 효율은

$$e = 1 - \frac{Q_C}{Q_H} = 1 - \frac{T_C}{T_H} \quad (1.66)$$

로 주어진다. 이에 대한 자세한 논의는 바로 앞 절을 참고하도록 한다. 이 식은

$$\frac{Q_H}{T_H} - \frac{Q_C}{T_C} = 0 \quad (1.67)$$

으로 쓸 수 있다. 여기서 Q_C 는 엔진이 외부로 방출한 열량이므로, 엔진이 흡수한 열량은 $-Q_C$ 이다. 따라서 위 식을 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\text{고온에서 흡수한 열량}}{\text{열 흡수시 계의 온도}} + \frac{\text{저온에서 흡수한 열량}}{\text{열 방출시 계의 온도}} = 0 \quad (1.68)$$

이는 카르노 사이클의 네 과정 중 두 개의 등온과정만 다른 것이다. 그런데, 나머지 두 과정인 단열과정에서는 열의 출입이 없으므로, 위 표현은 다음과 같이 바뀔 수 있다.

$$\sum_{\text{사이클}} \frac{\text{출입한 열량}}{\text{열원의 온도}} = 0 \quad \text{또는} \quad \sum_i \frac{Q_i}{T_i} = 0 \quad (1.69)$$

식(1.69)를 보다 일반적인 가역 순환과정에 대해 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\oint \frac{dQ_{rev}}{T} = 0 \quad (1.70)$$

여기서, rev는 가역과정(Reversible Process)을 의미한다. 식(1.70)에서 두 변수의 독특한 조합, $\frac{dQ_{rev}}{T}$ 을 새로운 상태함수의 변화 즉 엔트로피 변

화로 다음과 같이 정의한다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

$$dS \equiv \frac{dQ_{rev}}{T} \quad (1.71)$$

엔트로피는 가역과정에 대해서 정의되는 물리량이지만 아직 이에 대한 구체적인 정의는 주어져 있지 않다. 다만 고전 열역학에서는 엔트로피를 일로 변환될 수 없는 에너지의 척도로, 그리고 통계 열역학에서는 계의 무질서도를 나타내는 척도로 해석하고 있다. 실제로 엔트로피 그 자체 보다는 계의 진화 또는 변화를 설명 하는데 있어서 엔트로피 변화가 더 의미를 갖는다. 엔트로피는 카르노 사이클과 같은 모든 가역순환과정에 대해 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta S = \oint dS = 0 \quad (1.73)$$

그러면 비가역과정에 대해서 우주의 엔트로피 변화는 어떻게 계산할까? 이를 알아보기 위해 온도 T_1 의 물체에서 온도가 T_2 의 물체로 Q 의 열이 가역적으로 이동하는 경우를 생각하자. 이 경우에 계(온도의 T_1 물체)와 외계(온도 T_2 의 물체)를 포함한 우주의 엔트로피 변화는 다음과 같이 주어진다.

$$\Delta S = -\frac{Q}{T_1} + \frac{Q}{T_2} \quad (1.74)$$

여기서 온도 T_1 의 물체가 잃은 열량은 Q 이지만, 엔트로피 계산에서는 물체가 흡수한 열량이 사용되므로 첫 항의 분자가 $-Q$ 로 되었다. 열이 고온에서 저온으로 흘러도, 인위적 조작 없이 저온에서 고온으로 흐르지 않는다. 즉, 자연계에서 비가역적으로 발생하는 열의 흐름이라면 고온에서 저온으로, 즉 $T_1 > T_2$ 이어야 하고, 그 때의 우주의 엔트로피 변화는

$$\Delta S = Q\left(-\frac{1}{T_1} + \frac{1}{T_2}\right) > 0 \quad (1.75)$$

이 된다. 이를 일반화하면, 즉 계와 외계 사이에 열 이동이 있을 경우 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta S > 0 \quad (1.76)$$

이를 열역학 제2법칙이라 하며 자연계에서 비가역적으로 일어나는 현상의 방향을 나타낸다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.3.2 열역학 제1법칙과 제2법칙의 결합

열역학 제1법칙은 계에 열에너지 (dq)의 출입과 관련 하여 계의 상태변화를 기술한다.

한편, 열역학 제2법칙에서 도입된 비엔트로피 변화(ds)는 계에 출입한 열에너지와 계의 상태변수인 온도와의 독특한 조합인 $ds \geq \frac{dq}{T}$ 으로 주어진다. 이 식을 식(1.46)과 결합하면 다음과 같이 주어진다.

$$ds \geq \frac{dq}{T} = c_v \frac{dT}{T} + R \frac{d\alpha}{\alpha} \quad (1.77)$$

식 (1.71)에서 계의 단위 질량에 대해서 가역과정의 경우 $dq = Tds$ 이고, 비가역과정에서는 $dq < Tds$ 이다. 열역학 제1법칙을 나타내는 두 개의 식 (1.46)와 (1.47)에 $ds \geq \frac{dq}{T}$ 를 도입하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Tds \geq c_v dT + p d\alpha \quad (1.78)$$

$$Tds \geq c_p dT - \alpha dp \quad (1.79)$$

1.8.3.3 상변화에 따른 엔트로피 변화

물체의 상변화(Phase Change)는 밀도 또는 비체적의 변화를 동반한다. 물체의 상변화에 따른 엔트로피 변화의 계산은 등압상태에서 가역과정을 통해 열이 관계한 것으로 고려한다. 예를 들어 고체가 일정한 압력 하에서 용해점(Melting Point)에서 매우 천천히 녹는 경우 고체와 액체는 평형상태에 있다고 생각한다. 그리고 일정 압력 하에서 일어나므로 상변화에 관계된 열은 고체와 액체의 엔탈피의 차이라고 볼 수 있다. 따라서 단위질량의 물체에 대해서 상변화에 관계한 단위질량에 대한 잠열(L)은

$$L = dq_{rev} = d(u + p\alpha) = dh \quad (1.80)$$

주어진다. 그리고 비엔트로피의 변화는 다음과 같다.

$$ds = \frac{L}{T} = \frac{dh}{T} \quad (1.81)$$

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

식(1.81)에서 계의 상태가 1에서 2로 변한 경우 비엔트로피 변화는 다음과 같다.

$$\Delta s = \frac{L}{T} = \frac{h_2 - h_1}{T} \quad (1.82)$$

여기서 h_1 과 h_2 는 각각 상태가 1과 2의 비엔탈피를 나타낸다.

1.9 건조 단열 과정

1.9.1 건조 단열감률

불포화공기덩이가 단열 상승할 경우 고도에 따른 온도 감소율을 건조단열 감률(Dry Adiabatic Lapse Rate)이라고 한다. 건조단열감률을 구하기 위해서 식 (1.52)를 이용하면

$$\frac{dT}{dp} = \frac{\alpha}{c_{pd}} \quad (1.83)$$

의 관계를 얻는다. 여기서 정역학 방정식 $dp = -\rho g dz$ 를 이용하면 건조단열 감률은

$$\gamma_d = -\left(\frac{dT}{dz}\right)_d = \frac{g}{c_{pd}} = 9.8\text{K/km} \quad (1.84)$$

와 같다. 여기서 첨자 d 는 건조공기를 의미한다. 식 (1.84)에 의하면 불포화공기덩이가 1km 상승할 때마다 온도는 약 10°C 감소한다. 공기덩이가 단열상승할 때 온도가 감소하는 까닭은 주위 대기의 기압이 낮아지면서 공기덩이의 팽창으로 인하여 주위에 일을 하면서 내부에너지가 감소하기 때문이다.

공기덩이가 단열상승할 경우 연직속도를 w 라고 하면 공기덩이의 온도변화율은

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_d = \left(\frac{dT}{dz}\right)_d \left(\frac{dz}{dt}\right) = -\gamma_d w \quad (1.85)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (1.85)에 의하면 공기덩이가 단열상승($w > 0$)할 경우에는 시간에 따라 온도가 감소하고, 단열하강($w < 0$)할 경우에는 시간에 따라 온도가 증가한다.

1.9.2 등엔트로피 과정

건조 단열과정은 등엔트로피 과정(Isentropic Process)이다. 이를 증명하기 위해서 온위방정식 (1.60)의 양변에 대수를 취하면

$$\ln\theta = \ln T + \frac{R_d}{c_{pd}} \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) \quad (1.86)$$

1.9 건조 단열 과정

으로 주어지며, 이 식을 미분한 후 식 (1.86)의 우변과 같이 정리하고 T 로 나누어주면

$$c_{pd} d\ln\theta = \frac{1}{T}(c_{pd} dT - \alpha dp) = \frac{dq}{T} \quad (1.87)$$

얻는다. 따라서 $d\theta$ 와 dq 와의 관계는 다음과 같이 주어진다.

$$dq = c_{pd} T d\ln\theta \quad (1.88)$$

한편 엔트로피의 변화 ds 와 $d\theta$ 와의 관계는 $ds = \frac{dq}{T}$ 를 식 (1.88)에 적용하면

$$ds = c_{pd} d\ln\theta \quad (1.89)$$

와 같이 나타낼 수 있다. 식 (1.89)은 θ 가 일정한 건조단열과정의 경우 엔트로피가 일정하거나 보존됨을 보여준다.

참고 : 가역과정과 비가역과정

열역학적 계와 외계를 포함한 우주를 생각한다. 지금 계의 상태가 α 이고 외계의 상태가 β 에 있다고 하면

$$\text{우주의 처음상태} : (\alpha, \beta) \quad (\text{A1.1})$$

로 나타낼 수 있다. 여기서 어떤 과정(R)에 의해 계가 α 에서 α' 으로 바뀌고 동시에 외계가 β 에서 β' 으로 변했다면

$$\text{상태}(\alpha, \beta) \xrightarrow{\text{과정}(R)} \text{상태}(\alpha', \beta') \quad (\text{A1.2})$$

으로 표시할 수 있다. 그러나 여기서 어떤 방법에 의해서

$$\text{나중상태}(\alpha', \beta') \longrightarrow \text{처음상태}(\alpha, \beta) \quad (\text{A1.3})$$

로 되돌릴 수 있다면, 원래의 과정 R 을 가역과정(Reversible Process)이라고 부른다. 가역과정에서는 계가 변화한 후 원래의 상태로 되돌아 갈 때 동시에 주위도 원래의 상태로 복귀한다. 가역과정이 아닌 것을 비가역과정(Irreversible Process)이라고 한다.

실제로 우주에서 일어나는 모든 변화는 엄밀한 의미에서 비가역과정이다. 그러나 우리는 편의상 열역학적 과정에 따른 문제를 고려할 때 다음과 같은 과정을 가정할 수 있다. 어떤 과정이 매우 천천히 일어나고, 이때 계와 외계가 동시에 열평형을 계속 유지하는 상태를 생각할 수 있는데, 이러한 과정을 준정적과정(Quasi-static Process)이라고 한다.

예를 들면 기체로 이루어진 작은 계와 이에 비해 열량이 무한히 큰 외계를 고려한다. 이때 외계의 온도가 계의 온도에 비해 무한소(Infinitesimal)만큼 큰 경우, 외계와 접촉상태에 있는 계는 거의 열적 평형상태에서 일정한 온도를 유지하면서 매우 천천히 팽창할 것이다.

이러한 과정이 준정적과정이며, 가역과정의 대표적인 예이다. 따라서 가역과정은 평형상태의 연속 또는 평형상태로부터의 무한소 이탈, 즉 준정적과정으로 기술할 수 있으며, 이 경우 계의 상태변수는 거시적으로 시간에 대해 독립적이다. 이와 같은 준정적과정에서는 본질적으로 계가 평형상태에 있기 때문에 상태방정식을 적용할 수 있다. 가역과정과 비가역과정의 대표적인 예는 다음과 같다.

참고 : 가역과정과 비가역과정

- (i) 가역과정 : 기체의 완만한 단열팽창 또는 단열수축, 기체의 완만한 등온팽창 또는 등온수축
- (ii) 비가역과정 : 기체의 자유팽창, 열의 전도, 마찰에 의한 열의 발생, 기체의 확산

연습문제

1. 열역학에서 계, 외계(또는 주위) 그리고 우주의 정의를 기술하시오.
2. 이상기체에 대한 보일의 법칙과 샤를의 법칙에 대해서 설명하시오.
3. 이상기체의 상태방정식을 비기체 상수와 보편기체상수를 써서 기술하고 그 차이점에 대해서 설명하시오.
4. 주위와 계 사이의 일의 교환이 이루어질 경우 내부에너지가 증가하는 경우와 내부에너지가 감소하는 경우를 예를 들어 설명하시오.
5. 기체의 정압비열이 정적비열보다 더 큰 이유를 설명하시오.
6. 대기의 열역학 제1법칙에 관한 2개의 식을 쓰고 각각에 대해서 설명하시오.
7. 열역학 제1법칙에서 유도되는 4가지 열역학 과정에 대해서 설명하시오.
8. 온위를 정의하고 관련된 식을 쓰시오
9. 열역학 제2법칙과 관련하여 자연과정의 방향성에 대해서 설명하시오
10. 열기관의 효율을 정의하시오. 지구대기를 하나의 열기관으로서 고려할 수 있다. 그 이유를 설명하시오.
11. 카르노 순환을 설명하고 카르노 엔진의 효율을 수식으로 기술하고 설명하시오.
12. 엔트로피 변화를 수식으로 나타내고, 기술하시오.
13. 건조단열감률을 설명하고 관련된 식을 유도하시오.

2장. 수증기의 열역학

- 2.1 물의 증발과 포화
- 2.2 수증기의 상태 방정식
- 2.3 포화수증기압
- 2.4 수용액의 수증기압 강화
- 2.5 고도에 따른 물의 끓는점의 온도 변화
- 2.6 상변화와 잠열
- 2.7 클레페이롱 다이어그램

학습목표

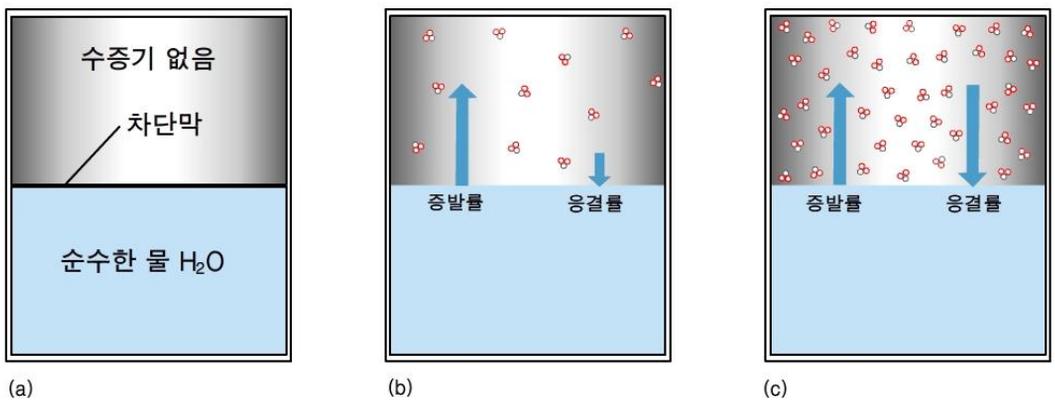
- 수증기의 포화와 포화 수증기압을 이해한다.
- 동일한 온도에서 과냉각수에 대한 포화 수증기압과 얼음에 대한 포화 수증기압의 차이가 나타나는 원인과 기상학적인 측면에서 그 중요성을 이해한다.
- 수용액에 대한 평형 수증기압이 순수한 물에 대한 평형 수증기압 보다 작은 이유를 이해한다.
- 고도에 따라 물의 끓는점의 온도가 감소 이유를 이해한다.
- 물의 상변화와 잠열과의 관계를 이해하며, 잠열방출의 대기운동에 미치는 영향을 이해한다.
- 클레페이롱 다이어그램을 이해한다.

2.1 물의 증발과 포화

수증기는 지구대기의 체적의 약 4%를 차지하고 있는 미량 기체이며 주로 대류권의 중·하층에 분포하고 있다. 그러나 시·공간에 따라서 크게 변화를 보이며 날씨와 기후에 중요한 영향을 미친다. 이 장에서는 물의 상태 변화와 수증기와 관련된 여러 가지 물리과정에 대해서 알아본다.

대기 중에서 수증기의 포화과정을 이해하기 위하여 그림 2.1과 같이 순수한 물이 들어 있는 밀폐된 용기를 생각해 보자. 용기 내의 물과 공기와의 접촉면은 완전한 평면이다. 그림 2.1(a)와 같이 수면에는 수증기가 투과하지 못하도록 차단막이 있고, 그 위쪽 공간에는 수증기가 없다고 가정한다. 그림 2.1(b)는 차단막을 제거했을 때 일어나는 현상을 보여준다. 차단막이 제거되면 수면 근처 물 분자 중의 일부는 증발로 수증기가 되어 위쪽 공간으로 이동한다. 이렇게 물 분자들이 액체 표면에서 이탈하여 기체로 바뀌는 과정을 증발(Evaporation)이라고 한다.

이와 반대과정은 응결(Condensation)이라고 하며, 수증기 분자가 액체상태의 물로 바뀌는 것이다. 증발 초기에는 증발이 응결보다 활발해서 위쪽 공간의 수증기량이 증가하지만, 나중에는 그림 2.1(c)와 같이 증발률과 응결률이 같아지게 된다. 그 결과 수면 위의 공간에는 수증기량이 일정하게 되는데 이와 같은 평형 상태를 포화(Saturation)라고 하며, 이때의 수증기의 압력을 포화 수증기압이라고 한다. 동일한 방법으로 평면의 얼음에 대한 포화 수증기 압력을 정의할 수 있다.



[그림 2.1] 물의 증발과 포화 (물과 수증기의 온도 5°C 표시)

2.2 수증기의 상태 방정식

대기의 전체 압력에서 수증기에 의한 압력을 수증기압(e)이라고 하며 다음의 상태방정식으로 나타낸다.

$$e = \rho_v R_v T \quad (2.1)$$

여기서 ρ_v 는 수증기의 밀도(Kgm^{-3}) 그리고 R_v 는 수증기에 대한 비기체상수이며, 그 값은 $R_v = 461(JK^{-1}kg^{-1})$ 이다. T 는 수증기의 온도(K)를 나타낸다. 식(2.1)에 의하면 수증기의 밀도는 다음 식을 이용하여 계산할 수 있다.

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (2.2)$$

실제로 수증기압의 단위는 보통 hPa(Hecto-pascal)을 사용한다. 여기서 $1hPa = 100Pa$ 이며, $1Pa$ 는 $1m^2$ 의 단위 면적에 $1N$ (Newton)의 힘이 작용할 때의 압력으로 그 단위는 Nm^{-2} 이다.

2.3 포화수증기압

포화 수증기압은 온도만의 함수이며, 이 관계는 클라우시우스-클레페이롱(Clausius-clapeyron) 방정식에서 얻어진다. 물과 수증기가 평형상태에 있을 때 클라우시우스-클레페이롱 방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{de_{sw}}{dT} = \frac{L_{wv}}{T(\alpha_v - \alpha_w)} \quad (2.3)$$

여기서 e_{sw} 는 물에 대한 포화수증기압, L_{wv} 는 물의 기화잠열이며, α_v 와 α_w 는 각각 수증기와 물의 비체적을 나타낸다. 식 (2.3)에서 $\frac{de_{sw}}{dT}$ 는 그림 2.2에서 포화 수증기압곡선의 기울기를 나타낸다. 그리고 이 식에서 $\alpha_v \gg \alpha_w$ 이므로 α_w 를 무시하고, 포화 상태의 수증기에 대해서는 $\alpha_v = R_v T / e_{sw}$ 를 고려하면, 식 (2.3)은

$$\frac{de_{sw}}{dT} = \frac{e_{sw}}{T^2} \left(\frac{L_{wv}}{R_v} \right) \quad (2.4)$$

이 된다. 여기서 잠열이 온도에 따른 변화를 무시하여 상수로 가정하고 적분을 하면

$$\int_{e_{s0}}^{e_{sw}} \frac{de_{sw}}{e_{sw}} = \frac{L_{wv}}{R_v} \int_{T_0}^T \frac{dT}{T^2} \quad (2.5)$$

으로 주어지고, 그 결과는 다음과 같다.

$$e_{sw}(T) = e_{s0} \exp \left[\frac{L_{wv}}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (2.6)$$

식 (2.6)은 포화수증기압은 온도만의 함수임을 나타낸다. 여기서 e_{s0} 는 온도가 T_0 일 때 포화수증기압을 나타낸다. 온도가 273.16K일 때, 포화수증기압은 6.112hPa이므로, 이 값을 이용하면 이 식에서 포화수증기압을 구할 수 있다. Bolton(1980)은 다음에 주어진 식

$$e_{sw}(T) = 6.112 \exp \left(\frac{17.67T}{T+243.5} \right) \quad (2.7)$$

을 이용하여 온도 $-30^\circ\text{C} \leq T \leq 35^\circ\text{C}$ 범위에 대해 포화수증기압을 1% 오차 범위 내에서 계산할 수 있음을 보였다.

용해곡선(Melting Curve)의 기울기는 (2.3)을 적용하면 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{de_{iw}}{dT} = \frac{L_{iw}}{T(\alpha_w - \alpha_i)} = -1.3144 \times 10^5 \text{ (hPaK}^{-1}\text{)} \quad (2.8)$$

2.3 포화수증기압

여기서 L_{iw} 는 용해잠열을 나타내며, α_i 는 얼음의 비체적이다. 식 (2.8)에서 $\alpha_w < \alpha_i$ 이므로 용해곡선의 기울기는 그림 2.2에서 보는바와 같이 $\frac{de_{iw}}{dT} < 0$ 이다. 그림 2.2에서 세 곡선의 기울기를 살펴보면 기화곡선과 승화곡선은 $\frac{de}{dT} > 0$ 이다. 그러나 결빙곡선은 $\frac{de}{dT} < 0$ 으로 음의 기울기를 갖는다. 이것은 압력이 증가함에 따라 녹는점의 온도가 낮아지는 것을 의미한다. 이로 인해 고위도 지방의 산악 지방에 있는 빙하가 0°C보다 훨씬 낮은 온도에서는 경사면을 따라 아래로 이동한다. 그 이유는 빙하 무게에 의한 높은 압력으로 지면과 접하고 있는 빙하의 아래 부분이 용해되어 경사면의 마찰이 감소하기 때문이다. 얼음에 압력을 가하면 물이 되고, 압력을 제거하면 얼음으로 되돌아가는 현상을 되얼음 또는 복빙(Regelation)이라고 한다. 그림 2.2의 승화곡선(Sublimation Curve)에 (2.3)을 적용하면 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{de_{iw}}{dT} = \frac{L_{iw}}{T(\alpha_v - \alpha_i)} \quad (2.9)$$

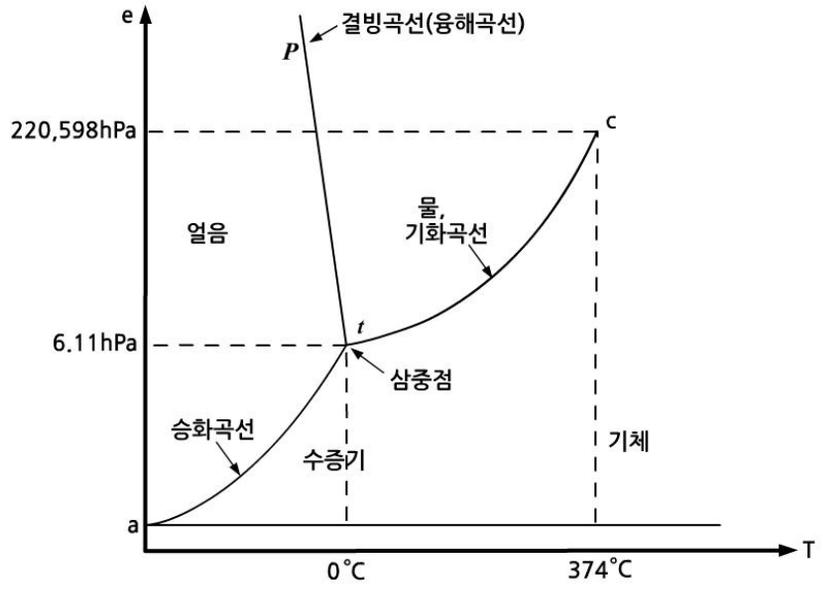
여기서 L_{iw} 는 승화잠열을 나타내며, α_i 는 얼음의 비체적을 나타낸다. 식 (2.9) $\alpha_v \gg \alpha_i$ 에서 이므로 α_v 를 무시하고 $\alpha_v = \frac{R_v T}{e_{si}}$ 를 적용한다. 그리고 잠열의 온도에 따른 변화를 무시하고 상수로 고려하면

$$\frac{de_{iw}}{dT} = \frac{e_{iw}}{T^2} \left(\frac{L_{iw}}{R_v} \right) \quad (2.10)$$

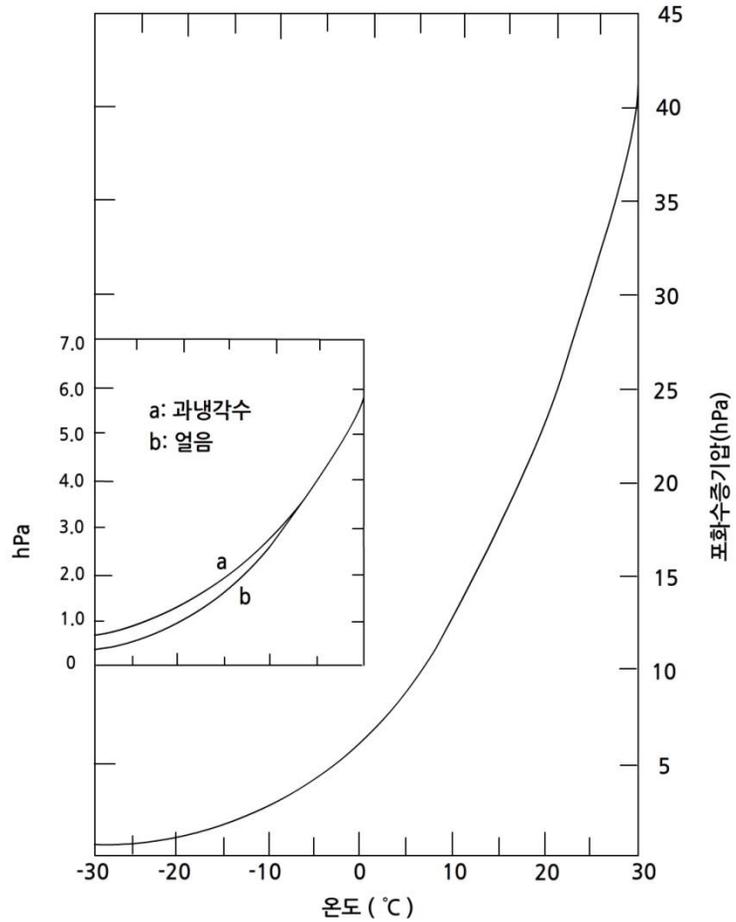
으로 주어진다. 식 (2.10)은 승화곡선의 기울기를 근사적으로 계산하는데 이용할 수 있다.

그림 2.2에서 보면 포화 수증기압곡선, 용해곡선, 승화곡선이 한 지점에서 만나는데 이를 삼중점이라고 한다. 삼중점에서 온도와 수증기압은 각각 273.16K와 6.11hPa이고, 열역학 평형상태에서 기체, 액체, 고체 상태의 물이 공존하는 유일한 점이다.

2.3 포화수증기압



[그림 2.2] 압력과 물의 상태변화



[그림 2.3] 물과 과냉각수에 대한 포화 수증기압

2.3 포화수증기압

온도가 0°C 보다 낮은 경우에 액체상태로 있는 물을 과냉각수(Supercooled Water)라고 한다. 그림 2.3에서 보는 바와 같이 과냉각수에 대한 포화수증기압은 얼음에 대한 포화수증기압보다 높다. 그 이유는 얼음을 구성하는 분자들 간의 결합력보다 과냉각수를 구성하는 분자들 간의 결합력이 더 작기 때문이다. 그 결과 과냉각수에서 물분자의 이탈이 얼음에서 보다 더 쉬워진다. 과냉각수에 대한 포화수증기압과 얼음에 대한 포화수증기압을 비교하기 위하여 (2.6)를 이용하면 다음 관계식을 얻을 수 있다.

$$\frac{e_{sw}(T)}{e_{si}(T)} = \exp\left[\frac{L_{iw}}{R_v T_0}\left(\frac{T_0}{T} - 1\right)\right] \quad (2.11)$$

여기서 $L_{iw} = L_{iv} - L_{wv}$ 이며 용해잠열을 나타낸다. 이 관계식은 과냉각수의 온도가 $T < 273\text{K}$ 인 경우에는 과냉각수에 대한 포화수증기압(e_{sw})이 얼음에 대한 포화수증기압(e_{si})을 능가함을 보여 준다. 표 2.1은 온도가 -40°C에서 40°C의 범위에서 온도에 따른 e_{sw} , e_{si} 그리고 잠열의 변화를 보여준다. 표 2.1에 의하면 -15°C 부근에서 ($e_{sw} - e_{si}$)가 최대값을 갖는다.

온도 0°C 이하에서 과냉각수와 얼음에 대한 포화수증기압의 차이는 혼합운(Mixed Cloud)의 강수발달과정을 설명하는 빙정설에 이용된다. 과냉각수적과 빙정이 공존하는 혼합운에서는 두 입자에 대한 포화수증기압의 차이로 과냉각수적에서 빙정으로 수증기가 확산된다. 이로 인해 과냉각수적 주위는 불포화 상태가 되어 증발이 일어나는 반면에 빙정 주위는 과포화 상태가 되어 수증기가 빙정에 침적(Deposition)한다. 이로 인해서 과냉각수적은 계속 증발하면서 크기가 작아지고 빙정은 계속 성장한다.

2.3 포화수증기압

[표 2.1] 물의 잠열(응결 : L_w , 승화 : L_s)과 포화수증기압(List, 1984)

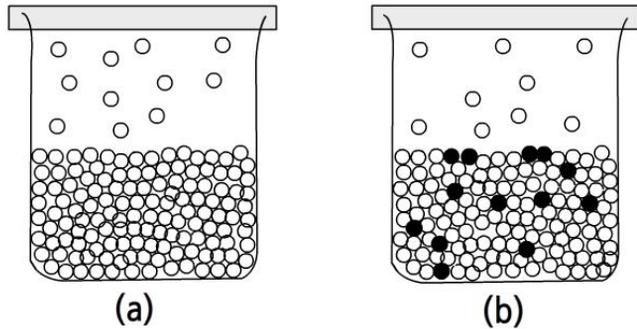
(°C)	e_{sw} (hPa)	e_{si} (hPa)	L (J/g)	L_s (J/g)
-40	0.189	0.128	2603	2839
-35	0.314	0.223	2575	2839
-30	0.509	0.38	2549	2838
-25	0.807	0.632	2525	2837
-20	1.254	1.032	2501	2834
-15	1.912	1.652	2489	
-10	2.863	2.6	2477	
-5	4.215	4.015	2466	
0	6.108	6.107	2453	
5	8.719		2442	
10	12.272		2430	
15	17.044		2418	
20	23.373		2406	
25	31.671			
30	42.43			
35	56.236			
40	73.777			

2.4 수용액의 수증기압 강화

용액의 성질이 용질의 성질보다 용질의 입자 수에 의존하는 것을 총괄성 또는 총괄성질(Colligative Property)이라고 한다. 용액의 총괄성으로서는 수용액에 대한 수증기압의 강하(내림)와 어는점 강하를 들 수 있으며, 여기서 는 이에 대해서 살펴보자.

두 종류 이상의 순 물질이 균일하게 섞이는 현상을 용해라고 하며, 용해 결과 생성된 균일 혼합물을 용액(Solution)이라고 한다. 용액의 성분 중 녹이는 물질을 용매(Solvent), 그리고 녹는 물질을 용질(Solute)라고 한다. 물이 용매로 작용했을 때 그 용액을 수용액(Aqueous Solution)이라고 한다. 용액의 조성은 몰 분율(Mole Fraction)로 나타낸다.

일정한 온도에서 수용액의 수증기압은 순수한 물에 대한 수증기압보다 낮다. 이를 용액의 수증기압 강하 또는 내림(Depression 또는 Lowering)이라고 한다. 여기서 수증기압 강하가 일어나는 까닭은 그림 2.4와 같이 수용액 속의 용질 입자가 수용액 표면의 일부를 차지하여 물의 증발을 감소시키기 때문이다.



[그림 2.4] 순수한 물(a)과 수용액(b)의 포화수증기압

수용액의 수증기압 강하는 몰 분율(Mole Fraction)에 비례하며, 이를 라울의 법칙(Raoult's Law)이라고 한다. 온도가 일정한 n_w 몰의 물에, 용질(예 : 소금) n_a 몰이 녹아 있을 경우 용액에 대한 포화 수증기압(e_a)은 라울의 법칙에 의하면

$$e_a = X_w e_s \quad (2.12)$$

으로 주어진다. 여기서 e_s 는 순수한 물의 포화 수증기압이고, X_w 는 물의 몰 분율로서 다음과 같다.

2.4 수용액의 수증기압 강화

$$X_w = \frac{n_w}{n_a + n_w} \quad (2.13)$$

식 (2.12)에 (2.13)을 적용하고 근사하면

$$\frac{e_a}{e_s} = \frac{n_w}{n_a + n_w} = 1 - \frac{n_a}{n_w} \quad (2.14)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (2.14)는 수용액의 농도가 $n_w \gg n_a$ 인 경우에 적용되며, 수용액의 포화 수증기압은 순수한 물에 대한 포화 수증기보다 항상 낮다.

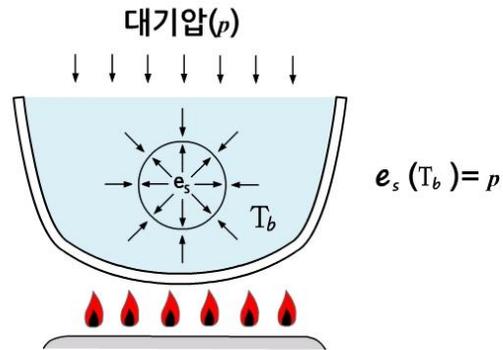
2.5 고도에 따른 물의 끓는점의 온도 변화

액체의 기화현상이 그 내부에서 일어나는 것을 비등 또는 끓음(Boiling)이라고 한다. 물이 끓을 때는 수증기로 변하면서 그 내부에서 그림 2.4와 같이 기포가 형성된다. 이때 기포 내부의 수증기압은 대기의 압력과 기포 위의 물의 압력을 합한 것과 균형을 이룰 만큼 충분히 크다. 따라서 끓는점보다 낮은 온도에서는 수증기압이 충분히 크지 않기 때문에 물이 끓기 전까지는 내부에 기포가 형성되지 못한다. 그림 2.5에서 기포 위의 물의 압력을 무시하면 기포 내의 수증기압은 대기압과 같으므로

$$e_s(T_b) = p \quad (2.15)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 T_b 는 물의 끓는점에서 온도, p 는 대기의 압력이다.

식(2.15)에 의하면 물의 끓는점의 온도는 기포 내의 수증기 압력이 대기 압력과 같아질 때 물이 갖게 되는 온도로 기압이 고도에 따라 감소하면 이에 따라서 물의 끓는점의 온도도 감소하게 된다. 이론적 계산에 의하면 지구대에서 고도 1km 상승할 때마다 물의 끓는점은 대략 3.5°C씩 감소한다.



[그림 2.5] 물의 끓음 : 물 내부에서 기화에 의한 기포형성

2.6 상변화와 잠열

2.6.1 상변화와 엔트로피

한 물질이 하나의 상에서 다른 상으로 바뀌는 과정을 상변화(Phase Change, 또는 Phase Transition)라고 하며, 이 경우 물질의 구조 및 물리적 성질이 크게 바뀐다. 물의 경우 다음과 같은 상변화를 한다.

액체 물(응결) ↔ 수증기 (증발)

얼음(승화) ↔ 수증기 (승화)

얼음(응고) ↔ 액체 물 (용해)

물질이 상변화를 할 때는 비체적의 변화가 항상 일어난다. 따라서 상변화가 일어나는 동안 계가 주위에 일을 하거나 주위가 계에 일을 하게 된다. 그러므로 상변화 시에는 계가 주위로부터 열을 흡수하거나 또는 계가 주위로 열을 방출하는데 이 열을 잠열(Latent Heat)이라고 한다. 잠열이 방출 또는 흡수될 시에는 계의 내부에너지가 변화한다. 잠열과 내부에너지, 비체적과의 관계를 살펴보기 위하여 엔트로피에 의한 열역학 제1법칙의 방정식을 고려하자.

$$ds = \frac{du}{T} + \frac{p}{T}d\alpha \quad (2.16)$$

여기서 ds 는 비엔트로피(Specific Entropy) 변화이다. 식 (2.16)에서 상전이(Phase Transition)가 등압, 등온 에서 상1에서 상2로 일어날 경우 엔트로피의 변화는

$$\int_{s_1}^{s_2} ds = \int_{u_1}^{u_2} \frac{du}{T} + \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \frac{p}{T}d\alpha \quad (2.17)$$

$$s_2 - s_1 = \frac{1}{T}(u_2 - u_1) + \frac{p}{T}(\alpha_2 - \alpha_1) \quad (2.18)$$

으로 주어진다. 식(2.18)을 열역학 제1법칙의 형태로 바꾸어 주면

$$T(s_2 - s_1) = (u_2 - u_1) + p(\alpha_2 - \alpha_1) \quad (2.19)$$

가 된다. 물체의 상변화를 가역과정으로 고려할 경우 잠열과 비엔트로피의 변화와의 관계는 $ds = \frac{dq_{rev}}{T}$ 으로 주어진다. 따라서 등온과정에서 상변화에 의한 엔트로피의 변화는

2.6 상변화와 잠열

$$T(s_2 - s_1) = \int_1^2 dq_{rev} \quad (2.20)$$

으로 표현된다. 식 (2.20)에서 상변화가 1에서 2로 진행될 때 관계된 잠열을 L_{12} 이라 하면

$$L_{12} = T(s_2 - s_1) = T\Delta s \quad (2.21)$$

의 관계식을 얻는다. 식 (2.19)를 (2.21)에 대입하면

$$L_{12} = (u_2 + p\alpha_2) - (u_1 + p\alpha_1) \quad (2.22)$$

으로 주어진다. 식 (2.22)를 비엔탈피(Specific Enthalpy), $h = u + p\alpha$ 를 이용하여 나타내면

$$L_{12} = h_2 - h_1 = T\Delta s \quad (2.23)$$

으로 주어지며, 잠열은 계의 두 상의 엔탈피 차이와 같다는 것을 보여준다. 상전이가 1에서 2로 일어날 때 흡수한(방출한) 잠열은 상전이가 2에서 1로 일어날 경우 방출한(흡수한) 잠열과 같다는 것은 다음 식에서 쉽게 확인할 수 있다.

$$\text{상전이}(1 \rightarrow 2) : s_2 - s_1 = \int_1^2 \frac{dq_{rev}}{T} = \frac{L_{12}}{T} \quad (2.24)$$

$$\text{상전이}(2 \rightarrow 1) : s_1 - s_2 = \int_2^1 \frac{dq_{rev}}{T} = \frac{L_{21}}{T} = -(s_2 - s_1) \quad (2.25)$$

식 (2.24)과 (2.25)에서 잠열과 엔트로피 변화와의 관계를 고려하면 다음과 같이 주어진다.

$$L_{12} = T(s_2 - s_1) = -L_{21} \quad (2.26)$$

L_{12} 가 상 변화 시 흡수한 잠열이라면 L_{21} 은 방출한 잠열이다. 따라서 상변화가 반대로 일어날 때는 동일한 양의 잠열이 방출된다.

2.6 상변화와 잠열

2.6.2 상변화와 잠열

물은 지구대기에서 3가지 상태로 존재하며, 상의 변화는 바로 물 분자들 간의 결합구조를 크게 바꾼다. 물의 상변화에 관계된 잠열을 다음과 같이 표시하자.

L_{iv} : 승화열(얼음 ↔ 수증기)

L_{iw} : 용해열(얼음 ↔ 물)

L_{wv} : 기화열(물 ↔ 수증기)

액체상태의 물에서 수증기로 바뀔 때와 같이 상변화가 물분자의 활동이 낮은 쪽에서 높은 쪽으로 일어나려면, 주위에서 계로 잠열이 공급되어야 하고, 그 반대의 경우는 계가 주위로 잠열을 방출한다. 식 (2.23)에 의하면 잠열은 두 개의 상의 엔탈피의 차이이다. 따라서

$$L_{iv} = h_v - h_i \quad (2.27)$$

$$L_{iw} = h_w - h_i \quad (2.28)$$

$$L_{wv} = h_v - h_w \quad (2.29)$$

으로 주어진다. 승화열은 기화열과 용해열의 합으로 주어진다. 이것은 식 (2.27)을 이용하여 다음 식과 같이 쉽게 증명할 수 있다.

$$L_{iv} = (h_v - h_w) + (h_w - h_i) = L_{wv} + L_{iw} \quad (2.30)$$

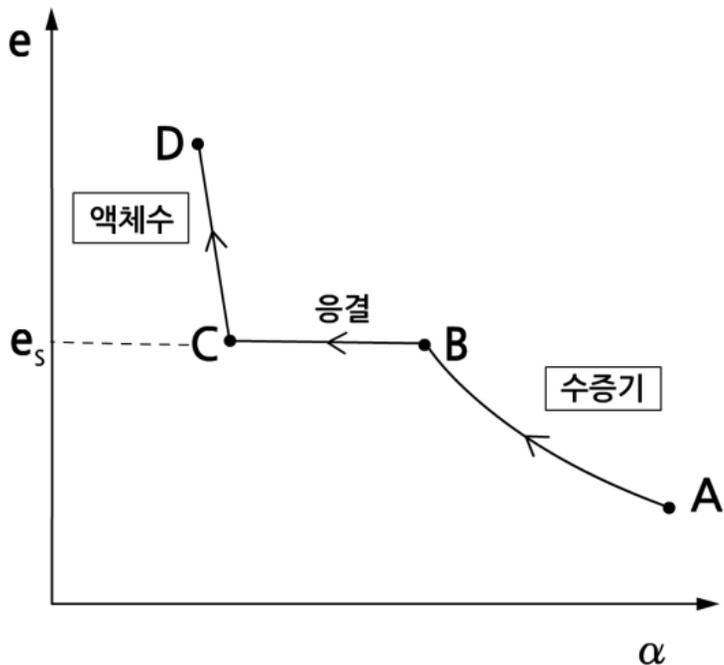
을 얻는다. 온도 0°C에서 물의 상변화와 관계된 잠열은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} L_{iv} &= 2.83 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} = 677.0 \text{ kcal kg}^{-1} \\ L_{iw} &= 0.33 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} = 597.3 \text{ kcal kg}^{-1} \\ L_{wv} &= 2.50 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} = 79.7 \text{ kcal kg}^{-1} \end{aligned} \quad (2.31)$$

2.6 상변화와 잠열

잠열은 온도에 따라 조금 다르지만 기상현상과 관련된 대부분의 계산에서는 위 값을 사용하고 있다. 수증기는 이상기체처럼 행동한다. 그러나 고체, 액체 상태가 존재할 때에는 그림 2.6에서 보는 바와 같이 등온선은 조금 복잡한 양상을 표현한다. 그림 2.6은 온도가 일정하게 유지한 상태에서 순수한 수증기를 등온 압축하였을 때 비체적(α)에 대한 수증기압(e)을 나타낸 그래프이다. 등온선상에서 $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D$ 의 경로를 따라 등온 압축할 경우 물리과정을 살펴보자.

- (1) $A \rightarrow B$: A에서 등온 압축할 경우 수증기압(e)은 왼쪽으로 등온선을 따라가면서 처음에 증가한다. 결국에는 계속 압축 하는데도 e 가 변하지 않는 점에 도달한다. 이점이 바로 점 B이며, 점 B에서 증기압이 바로 포화 수증기압(e_s)이다.
- (2) $B \rightarrow C$: 일단 B에 도달한후 계속 압축하면 증기압이 e_s 로 일정하게 유지되면서 수증기의 응결이 시작된다. 수증기가 모두 응결하면 결국 점 C에서는 물만 남는다.
- (3) $C \rightarrow D$: 이 곡선은 점 C 이후에 액체수의 증가로 압축되어도 물은 거의 비압축성이기 때문에 α 의 변화가 매우 작음을 보여준다.



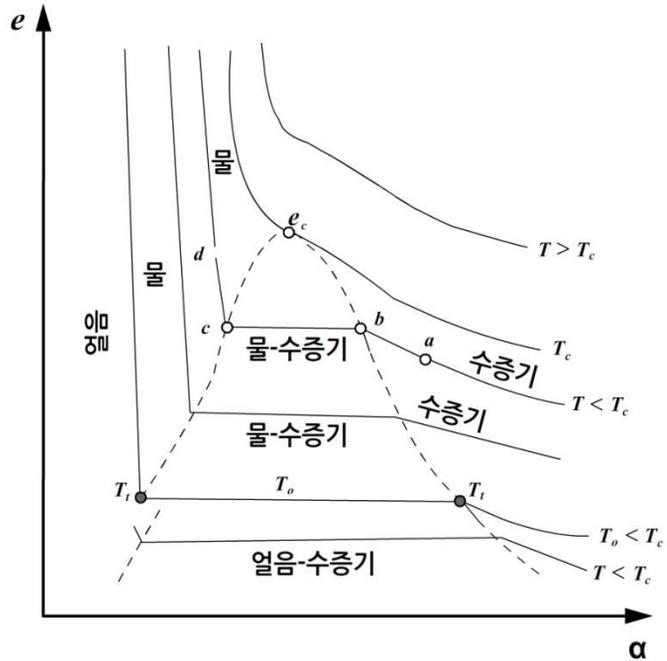
[그림 2.6] 물의 상태변화와 수증기압(물의 끓음 : 물 내부에서 기화에 의한 기포형성)

2.7 클레페이롱 다이어그램

물의 상태 변화에 따른 특성을 좀 더 자세히 알아보기 위해 그림 2.7에 주어진 $e-\alpha$ 다이어그램을 좀 더 자세히 살펴보자. 그림 2.7에 있는 실선들은 등온선을 나타내며, e_c 는 임계점의 압력을, 그리고 t_i 는 삼중점을 표시한다. 그림에서 보면 임계온도보다 높은 곳에서 등온선의 모양은 이상기체의 경우와 같은 쌍곡선에 가깝다. 그러나 등온선은 점선으로 둘러싸인 기체와 액체가 공존하는 영역을 통과하면서 꺾이고 있다. 그림 2.7에서 등온선 $a-b-c-d$ 의 경로에서 물의 상변화를 살펴보자.

- (1) 경로 $a-b$: a 에서 b 로 가면서 수증기를 등온 압축하면, b 점에 도달할 때까지 수증기의 비체적은 계속 감소한다. 그러나 b 점에 도달하면서 포화되어 수증기의 일부가 응결하여 b 점에서는 물과 수증기가 공존한다.
- (2) 경로 $b-c$: 이 구간의 경로는 평형곡선(Equilibrium Curve)으로 포화 수증기압은 온도에만 의존하며 이 구간에서 수증기압은 일정하다. 등온상태에서 수증기의 압축이 진행될 경우 응결이 계속 일어나면서 그 체적이 감소하지만, 물과 수증기가 평형상태에서 공존하는 한 체적의 감소는 수증기압에 영향을 주지 않는다. 일정한 수증기압에서 물로 계속 바뀌면서 체적이 감소하여, c 에 도달하면 수증기가 완전히 물로 바뀐다.
- (3) 경로 $c-d$: 구간에서 압력이 계속 증가하며 물의 체적이 감소한다. 따라서 c 에서는 액체의 압축곡선(Compression Curve)에 따라 물의 체적이 변한다. 그림에서 물과 수증기에 대한 $\left| \frac{\Delta\alpha}{\Delta e} \right|$ 를 비교하면, 물의 경우가 그 값이 매우 작다. 이것은 압력이 증가 시에 물의 체적은 수증기에 비해 매우 미소하게 감소함을 말해 준다.

2.7 클레페이롱 다이어그램



[그림 2.7] 클레페이롱 다이어그램

이론적으로 온도가 올라가면 포화수증기의 밀도는 커지고 액체상태의 물의 밀도는 작아진다. 그리고 임계온도(647K)에 도달하면 수증기와 액체 상태의 물 서로 구분할 수 없다. 통상적으로 임계점 아래에서 기체는 수증기라고 부른다.

그림 2.7에서 임계점은 온도가 $T = T_c$ 그리고 압력이 $e = e_c$ 인 특정 상태이다. 물의 경우 임계점(c)의 압력은 220,598hPa로서 217.7기압(atm)에 해당하며, 임계온도는 647K이다. 임계점의 온도 이상에서는 등온 압축하여도 수증기가 액체로 바뀌지 않으며, 액체와 기체간의 구분이 없다. 물질의 온도와 압력이 $T > T_c$ 그리고 $e > e_c$ 인 상태에서는 기체와 액체는 동일한 밀도를 갖는다.

따라서 이 경우 액체와 기체를 구분 하는 것은 의미가 없다. 물의 임계온도(T_c)는 수증기를 등온압축 시켰을 때 액화가 가능한 최고 온도이다. 한편 임계압력(e_c)은 액체가 가열되어 끓을 때에 기화에 의한 증기가 가질 수 있는 최고 압력이다.

2.7 클레페이롱 다이어그램

그림 2.7의 클레페이롱 다이어그램은 다음의 몇 가지 중요한 물리 개념을 포함한다.

- 삼중점은 평형상태에서 물의 세 가지 상으로 동시에 존재할 수 있는 점이다.
- 과냉각은 대기 중에서 가능하지만 과가열(Superheating)은 가능하지 않다. 즉, 액체 상태의 물이 0°C 아래에서 존재하는 것은 가능하지만
- 고압 상태(대기압보다 훨씬 더 높다.)가 아니고서는 0°C 보다 높은 온도에서 얼음은 존재할 수 없다.
- 녹는 것과 달리 증발은 어떤 온도에서든 일어날 수 있다.
- 어는점 아래의 온도에서도 고체가 증발(승화)한다. 하지만 그 비율은 거의 무시할 수 있을 정도로 작은 값이다.
- 온도가 올라가면 포화수증기의 밀도는 커지고 액체의 밀도는 작아진다.
- 임계온도(647K)에서 수증기와 액체는 서로 구분할 수 없다. 통상적으로 임계점 아래에서 기체 상태의 물을 수증기라고 부른다.
- 임계온도보다 높은 온도에서 등온선은 거의 이상기체의 등온선과 같다.

연습문제

1. 지표에서 기압이 1000hPa, 기온이 10°C인 체적 1m³의 공기덩이에 5g의 수증기가 포함되어 있다.
 - (1) 수증기의 압력과 건조공기의 압력,
 - (2) 건조공기의 밀도를 구하시오.
 건조공기와 수증기에 대한 기체상수는 각각 $R_d = 287\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이고, $R_v = 461\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이다.
2. 문제 1의 경우 포화 수증기의 밀도를 구하고, 불포화 상태인 경우와 비교하시오.
3. 지표에서 고도가 증가함에 따라 물의 끓는점의 온도가 감소하는 이유를 설명하시오.
4. 물의 삼중점에 대해서 설명하시오.
5. 임계온도와 임계압력에 대해서 설명하시오.
6. 엔탈피와 잠열의 관계를 설명하시오.
7. 수용액에 대한 평형 수증기압이 순수한 물에 대한 평형 수증기압 보다 작은 이유를 설명하시오.
8. 평균해면에서 고도 2km되는 산의 정상에서 물은 대략 몇 °C에서 끓을까?

3장 . 습윤공기의 열역학

- 3.1 대기수분 변수
- 3.2 습윤공기의 상태 방정식
- 3.3 습윤공기의 온위
- 3.4 포화단열감률
- 3.5 포화단열선과 습구온위
- 3.6 상당온위
- 3.7 공기덩이의 보존되는 성질

학습목표

- 대기의 수분량을 나타내는 모수의 종류와 그 의미를 이해한다.
- 이슬점온도, 서리점 온도 그리고 습구온도를 이해한다.
- 습윤공기의 상태 방정식과 가온도의 물리적 의미를 이해한다.
- 포화단열과정과 위단열과정을 이해한다.
- 포화 단열감률과 포화단열선을 이해한다.
- 습윤공기의 온위를 구하는 방법을 이해한다.
- 포화 단열과정에서 습구온위가 보존됨을 이해한다.
- 상당온위를 구하는 방법과 위단열과정에서 상당온위의 보존을 이해한다.

3.1 대기수분 변수

대기의 구성 성분 중 수증기를 제외한 공기를 건조공기(Dry Air), 그리고 건조공기와 수증기를 합쳐서 습윤공기(Moist Air)라고 한다. 수분모수(Moisture Parameter)는 대기 중에 수증기가 포함된 정도, 즉 습도를 나타내는데 이용되는 모수로서 절대습도와 혼합비등 여러 가지가 있다.

3.1.1 절대습도

단위 체적의 공기 중에 포함되어 있는 수증기의 질량으로, 수증기의 공간 밀도가 절대습도(Absolute Humidity)이며 그 단위는 gm^{-3} 이다. 수증기의 상태방정식에 의하면 수증기의 밀도(ρ_v)는

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (3.1)$$

으로 주어진다. 여기서 수증기에 대한 기체상수 $R_v = 461.5 \text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$ 을 대입하고 수증기압(e)을 hPa 그리고 T를 절대온도로 표시할 경우 절대습도는

$$A.H.(\text{g/m}^3) = \frac{217 e}{T} \quad (3.2)$$

와 같이 나타낼 수 있다. 식 (3.2)에 의하면 기온이 0°C , 포화수증기압이 6.11hPa 일 때 포화 수증기의 밀도는 4.85gm^{-3} 이다.

3.1.2 상대습도

현재의 기온에서 대기가 포함할 수 있는 포화수증기량에 대해 실제 대기가 포함하고 있는 수증기량과의 비를 상대습도(Relative Humidity)라고 하며, 보통 백분율(%)로

$$RH(\%) = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}(T)} \times 100 = \frac{e}{e_s(T)} \times 100 \quad (3.3)$$

와 같이 나타낸다. 여기서 $e_s(T)$, $\rho_{vs}(T)$ 는 대기의 온도 T 에서 포화수증기압과 포화수증기의 밀도를 나타내며, e 와 ρ_v 는 현재 대기의 수증기압과 수증기의 밀도를 나타낸다. 식 (3.3)에서 보는 바와 같이 대기 중의 수증기 밀도가 일정한 상태에서도 기온에 따라 $e_s(T)$ 와 $\rho_{vs}(T)$ 가 바뀌므로 상대습도도 달라진다.

3.1 대기수분 변수

상대습도의 변화요인은 공기 중의 수증기량과 기온의 변화이다. 실제로 하루 중 대기 중의 수증기량의 변화는 작으므로 상대습도의 일변화에 영향을 미치는 변수는 주로 기온이다.

3.1.3 혼합비

주어진 대기의 체적에 포함된 건조공기의 질량에 대한 수증기의 질량의 비로서 혼합비(Mixing Ratio) w 는

$$w(\text{g/kg}) = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (3.4)$$

이다. 여기서 m_d 와 ρ_d 는 각각 건조공기의 질량과 공간 밀도이다. 그리고 m_v 와 ρ_v 는 수증기의 질량과 공간 밀도를 나타낸다. 식 (3.4)에 건조공기의 상태방정식 $p_d = \rho_d R_d T$ 와 수증기의 상태방정식 $e = \rho_v R_v T$ 를 적용하면

$$w = \frac{e}{p_d} \left(\frac{R_d}{R_v} \right) \quad (3.5)$$

으로 주어진다. 여기서 첨자 d 는 건조공기를, v 는 수증기를 나타낸다. 여기서 건조공기와 수증기에 대한 두 기체상수간의 비는 두 기체간의 분자량의 비로서

$$\epsilon = \frac{R_d}{R_v} = \left(\frac{R^*}{M_d} \right) / \left(\frac{R^*}{M_v} \right) = \frac{M_v}{M_d} = 0.622 \quad (3.6)$$

와 같다. 식 (3.6)을 적용하면 (3.5)는

$$w = 0.622 \frac{e}{p-e} (\text{g/g}) \quad (3.7)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 p 는 습윤공기의 압력으로 $p = p_d + e$ 이다. 보통 $\frac{e}{p}$ 는 0.04를 넘는 일이 거의 없으므로 앞의 식에서 $p-e$ 대신 p 로 근사해서

$$w(\text{g/kg}) \approx 622 \frac{e}{p} \quad (3.8)$$

로 나타낸다. 공기가 포화되었을 때는 e 대신 e_s 를 식 (3.8)에 적용한다.

3.1 대기수분 변수

3.1.4 비습

주어진 대기의 체적 속에 포함된 습윤공기의 질량에 대한 수증기의 질량의 비가 비습(Specific Humidity) x 이며, 그 정의는

$$x(\text{g/kg}) = \frac{m_v}{m_d + m_v} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (3.9)$$

이다. 혼합비에서와 같이 습윤공기와 건조공기의 상태방정식을 (3.9)에 적용하면

$$x(\text{g/kg}) = 622 \frac{e}{p} \quad (3.10)$$

으로 주어진다. 앞에서 기술한 4가지 습도가 모두 이용되지만 실제로 건조 단열과정에서 보존되는 것은 비습과 혼합비이다.

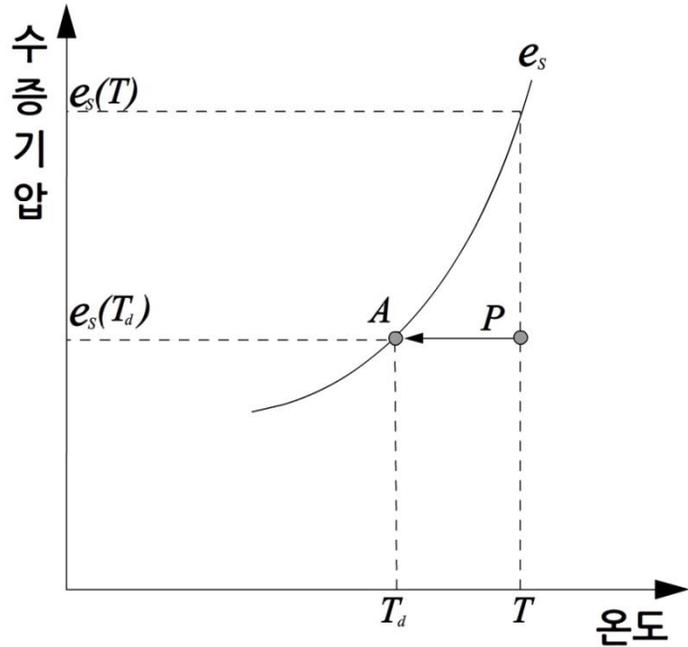
3.1.5 이슬점 온도

지표면에서 이슬의 형성이나 안개의 형성은 기압이 거의 일정한 상태, 즉 등압과정에서 기온의 하강에 따른 수증기의 응결에 의한 현상으로 설명할 수 있다. 등압과정에서 불포화공기의 포화는 이슬점온도를 이용하여 설명할 수 있다. 이슬점온도는 등압과정에서 현재의 수증기압을 물에 대한 포화수증기압으로 하는 온도로 정의한다. 이를 그림 3.1을 이용하여 설명하면 p 점에 있는 온도가 T , 수증기압이 e 인 불포화공기를 등압 상태에서 냉각시켜 포화곡선의 A점에 이르렀을 때 공기의 온도가 이슬점온도이다. 따라서 이슬점온도(T_d)는

$$e = e_{sw}(T_d) \quad (3.11)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 e_{sw} 는 평면의 물에 대한 포화수증기압이다. 이슬점온도는 또한 현재의 수증기의 혼합비(w)를 포화 혼합비(w_s)로 하는 온도이므로 $w = w_s(T_d)$ 와 같이 표현할 수 있다.

3.1 대기수분 변수

[그림 3.1] 포화수증기압곡선(e_s)과 이슬점온도(T_d)

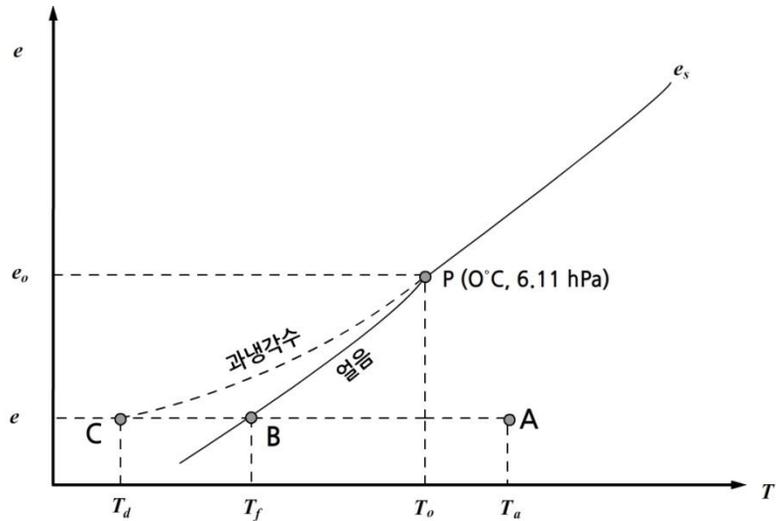
3.1.6 서리점 온도

기온이 0°C 이하로 낮아 지면에 서리가 내리는 경우가 있다. 이때 서리의 형성 조건과 관련 된 서리점 온도(Frost-point Temperature)도 이슬점온도와 같이

$$e = e_{si}(T_f) \quad (3.12)$$

로 주어진다. 여기서 e_{si} 는 얼음에 대한 포화수증기압을 나타낸다. 서리점 온도는 등압과정에서 불포화공기가 냉각되어 얼음에 대해 포화가 되는 온도이다. 서리는 수증기의 응결에 의해서 형성된 수적이 얼어서 형성되는 것이 아니고, 기온이 0°C 이하의 포화 대기에서 수증기의 침적(Deposition)으로 형성된다. 그 이유는 그림 3.2에서 보는 바와 같이 A점에 있는 온도가 T_d 인 불포화공기가 등압적으로 냉각될 경우 T_0 (0°C) 보다 낮은 점 B에서 포화가 되는데 이 점의 온도, T_f 가 서리점 온도이다. 이 공기를 계속 냉각시키면 C점에서 과냉각수에 대해 포화가 되는데, 이 점의 온도가 과냉각수에 대한 이슬점온도(T_d)이다. 그림 3.2에 의하면 상대습도가 매우 낮은 경우 과냉각수에 대해 포화되기 전에 얼음에 대한 포화점 온도(T_f)에 먼저 도달하고 있으며, 온도가 T_f 이하가 되면 서리가 형성된다. 실제로 서리가 형성되려면 빙정의 초기 형성에 도움을 주는 기면(Substrate)이 필요하다.

3.1 대기수분 변수



[그림 3.2] 서리점 온도(T_f). 그림에서 e_0 는 0°C에서 포화수증기압을 나타냄

3.1.7 습구 온도

수증기를 등압상태에서 단열적으로 증발시켜 불포화 공기덩이가 포화에 도달했을 때 공기의 온도를 습구온도라고 한다. 이 경우 물의 증발로 공기덩이의 혼합비는 증가하고, 공기덩이의 온도는 포화되기 이전 보다 낮아진다. 온도가 낮아진 이유는 물의증발에 필요한 열은 공기덩이에서 공급되었기 때문이다.

습구온도를 이해하기 위하여 압력이 p , 온도가 T 그리고 혼합비가 w 인 불포화 공기덩이를 고려한다. 공기덩이에 수증기가 첨가된 후의 온도와 포화 혼합비를 각각 T_w 와 w_s 라고 하자. 이 과정에서 단위 질량의 건조공기가 잃은 열에너지의 양은 공급된 잠열과 같다. 이 관계를 수식으로 나타내면 다음과 같다.

$$c_{pd}(T - T_w) = L(w_w - w) \quad (3.13)$$

여기서 c_{pd} 는 건조공기의 정압비열이며 L 은 물의 증발잠열을 나타낸다. 식 (3.13)을 재정리하면

$$(T - T_w) = \frac{L}{c_{pd}}(w_w - w) \quad (3.14)$$

또는 다음과 같이 근사할 수 있다.

3.1 대기수분 변수

$$(T - T_w) \approx \frac{\epsilon L}{p c_{pd}} (e_{sw} - e) \quad (3.15)$$

여기서 e_{sw} 는 공기덩이가 포화되었을 때 포화수증기압이며 e 는 공기덩이가 포화되기 이전의 수증기압 을 나타낸다. 앞에 주어진 식에서 유의할 점은 $w_s = w_s(p, T_w)$ 이며 $e_{sw} = e_{sw}(T_w)$ 이다. 만일 p, T 그리고 T_w 가 주어지면 (3.14)와 (3.15)에서 e 와 w 가 결정된다. 이 두식은 습구온도와 건구온도계로 측정된 온도들을 이용하여 상대습도를 결정하는 이론적인 기초가 된다. 실제로 수증기압 e 는 다음의 건습계 공식(Psychrometric Formula)에 의해서 구해진다.

$$e = e_{sw} - Ap(T - T_w) \quad (3.16)$$

식(3.16)에서 A 는 온도계의 구부(Bulb)에 따라 결정되는 상수이다.

3.2 습윤공기의 상태 방정식

습윤공기는 건조공기와 수증기로 구성되어 있다. 따라서 어떤 체적 V 내에 질량 m_d 의 건조공기와 질량 m_v 의 수증기가 포함되어 있다고 하면, 습윤공기의 밀도(ρ)는

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho_d + \rho_v \quad (3.17)$$

으로 주어진다. 즉 습윤공기의 밀도는 건조공기의 밀도와 수증기의 밀도의 합과 같다. 한편 습윤공기의 압력(p)은 건조공기의 압력(p_d)과 수증기의 압력(e)의 합으로 주어지므로

$$p = \rho_d R_d T + \rho_v R_v T = \rho R_m T \quad (3.18)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 R_m 은 습윤공기에 대한 기체상수이다. 식 (3.18)에서 R_m 은 (3.17)을 이용하면

$$\begin{aligned} R_m &= \frac{1}{\rho} (\rho_d R_d + \rho_v R_v) \\ &= \frac{m_d R_d + m_v R_v}{m_d + m_v} \end{aligned} \quad (3.19)$$

으로 주어진다. 이 식을 앞에서 정의한 비습(x)을 써서 좀 더 간단히 정리하면

$$\begin{aligned} R_m &= R_d \left[\frac{m_d}{m_d + m_v} + x \left(\frac{R_v}{R_d} \right) \right] \\ &= R_d \left(1 - x + \frac{1}{\epsilon} x \right) = R_d (1 + 0.61x) \end{aligned} \quad (3.20)$$

을 얻는다. 이 식을 (3.18)에 대입하면 습윤공기의 상태방정식은

$$p = \rho R_d (1 + 0.61x) T = \rho R_d T_v \quad (3.21)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 T_v 는 가온도(Virtual Temperature)이며

$$T_v = (1 + 0.61x) T \quad (3.22)$$

으로 나타낸다.

3.2 습윤공기의 상태 방정식

가온도는 (3.21)에 의하면 건조공기가 습윤공기와 같은 압력과 밀도를 가질 때의 온도이며, 습윤공기의 부력을 계산하는데 매우 유용하다. 그 까닭은 공기덩이의 온도가 같아도 수증기의 포함 정도에 따라 그 밀도가 달라지기 때문이다. 가온도는 공기덩이 속에 포함된 수증기의 함량을 고려한 온도이다.

3.3 습윤공기의 온위

불포화상태의 습윤공기에 대한 열역학적 제1법칙은 건조공기의 경우와 거의 같다. 다만 건조공기에 비해 상당히 적은 양의 수증기가 포함되어 있지만 이를 무시하지 않고 고려하고 있다. 불포화상태의 습윤공기에 대한 열역학 제1법칙은

$$dq = c_{pm} dT - \alpha dp \quad (3.23)$$

으로 표현 된다. 여기서 α 는 습윤공기의 비체적이며, 첨자 m 은 습윤공기를 표시한다. 불포화상태의 온위는 공기덩이를 단열적으로 주어진 고도(p, T)에서 $p_0 = 1000\text{hPa}$ 고도로 이동시켰을 때 공기덩이의 온도이다. 불포화공기덩이의 온위를 식 (3.23)에서 유도하기 위해 단열과정, $dq = 0$ 를 가정하면

$$c_{pm} dT - \frac{dp}{\rho} = 0 \quad (3.24)$$

을 얻는다. 이 식에 습윤공기의 상태방정식 $p = \rho R_m T$ 를 이용하여 식을 정리하고, 적분을 공기덩이의 단열변화에 의한 상태 변화를 고려하여 (p, T)에서 (p_0, θ_m)까지 적분하면

$$\int_T^{\theta_m} \frac{dT}{T} = \frac{R_m}{c_{pm}} \int_p^{p_0} \frac{dp}{p} \quad (3.25)$$

와 같다. 여기서 θ_m 은 불포화 습윤공기의 온위를 나타낸다. 식 (3.25)의 적분결과는

$$\theta_m = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{K_m} \quad (3.26)$$

으로 주어진다. 여기서 $K_m = \frac{R_m}{c_{pm}}$ 이며, R_m 은 습윤공기의 기체상수, 그리고 c_{pm} 은 습윤공기의 기체상수이다. 습윤공기의 온위(θ_m)와 온위(θ)를 비교하면 압력항의 지수(Exponent)가 다를 뿐이다. 식 (3.26)에서 K_m 은 공기덩이의 수증기의 함량에 따라 변하므로 이를 (3.20)과 (3A.6)를 이용해서 구체적으로 나타내면

$$K_m = \frac{R_d(1+0.61x)}{c_{pd}(1+0.84x)} = \frac{K_d(1+0.61x)}{(1+0.84x)} \quad (3.27)$$

와 같다. 식 (3.27)에서 $K_m = R_m/c_{pm}$ 를 나타내며, 비습(x)과 관련된 항을 다음과 같이

3.3 습윤공기의 온위

$$\begin{aligned}
 K_m &\doteq K_d(1 + 0.61x)(1 - 0.84x) \\
 &\doteq K_d(1 - 0.23x)
 \end{aligned}
 \tag{3.28}$$

으로 근사할 수 있다. 실제로 대기 중에서 비습이 $x \ll 1$ 이고, 이로 인해 $0.23x$ 의 값은 더 작아지므로 불포화공기의 온위를 구하는데 $K_m \simeq K_d$ 로 두고 계산하는 경우가 많으며, 이 경우 불포화공기의 온위는 건조공기의 온위와 같다.

3.4 포화단열감률

습윤공기의 단열감률은 포화단열과정과 위단열과정으로 구분할 수 있다. 포화단열과정에서는 공기덩이가 단열상승 시에 수증기의 응결로 형성된 물을 항상 포함한다. 따라서 포화단열과정에서는 수분이 보존되므로 강수는 발생하지 않으며 가역적이다. 한편 구름덩이가 강수에 의해 응결된 물을 상실하는 경우가 있다. 이와 같은 위단열과정에서 구름덩이는 강수로 응결된 물 뿐만 아니라 그 물이 가지고 있는 열도 상실한다. 그러므로 위단열과정은 수분과 열의 보존이 되지 않는 열린계의 비가역과정으로 엄격히 정의하면 단열과정은 아니다. 실제로 포화단열과정에서 공기덩이의 단열감률은 위단열과정에서의 감률과 큰 차이가 없다. 포화 공기의 단열감률은 다음의 위단열과정을 고려하여 구할 수 있다.

위단열과정에서 다음의 습윤공기에 대한 열역학 제1법칙의 다음과 같이 근사할 수 있다.

$$dq \doteq c_{pd} dT - \alpha dp \quad (3.29)$$

여기서 α 는 포화공기의 비체적이다.

지금 상태가 (T, p, w_s) 인 포화공기가 위단열적으로 상승하여 그 상태가 $(T+dT, p+dp, w_s+dw_s)$ 가 되었다. 그리고 이 과정에서 수증기가 응결 시에 방출한 열을 $dq = -L_{wv} dw_s$ 라고 하면 식 (3.29)은

$$c_{pd} dT + L_{wv} dw_s - \alpha dp = 0 \quad (3.30)$$

으로 주어진다. 한편 식 (3.30)에 $dp = -\rho g dz$ 를 적용하고 고도의 증가에 따른 포화공기의 온도감률을 구하면

$$\gamma_s = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{pd}} + \frac{L_{wv} dw_s}{c_{pd} dz} \quad (3.31)$$

또는

$$\gamma_s = \gamma_d + \frac{L_{wv} dw_s}{c_{pd} dz} \quad (3.32)$$

으로 주어진다. 여기서 포화공기가 단열상승 시에는 $dw_s/dz < 0$ 이므로 $\gamma_s < \gamma_d$ 이다.

3.4 포화단열감률

그러나 공기덩이가 계속 상승하여 포화혼합비가 0에 가까워지면 $dw_s/dz \approx 0$ 이 되어 γ_s 가 γ_d 에 거의 같게 된다. 포화혼합비는 포화수증기압 (온도만의 함수)과 건조공기의 압력의 함수이므로 식 (3.32)에서 $\frac{dw_s}{dz}$ 는 일정하지 않다. 따라서 γ_s 의 값은 일정하지 않으며 보통 $\gamma_s \approx 4 \sim 7^\circ\text{C}/\text{km}$ 의 범위의 값을 가진다.

3.5 포화단열선과 습구온위

단열선도에서 포화단열선이 어떻게 그려지는가를 살펴보기 위해 다음의 열역학 제1법칙을 고려하자. 수증기의 응결에 의한 잠열(L_{wv})을 계에 주어진 열에너지로 고려할 경우 열역학 제1법칙은

$$-L_{wv}dw_s \approx c_{pd}dT - \alpha dp \quad (3.33)$$

으로 근사할 수 있다. 여기서 상태방정식 $\alpha = \frac{R_d T}{p}$ 를 적용하면

$$-L_{wv} \frac{dw_s}{T} = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (3.34)$$

을 얻는다. 식 (3.34)의 적분을 위해 양변을 살펴보면 우변의 두 항은 적분이 가능하지만, 좌변은 바로 적분이 되지 않는다. 그 이유는 수증기의 응결로 dw_s 가 감소하면서 잠열이 방출되어 공기덩이의 온도가 상승하므로 T 를 상수로 고려할 수 없기 때문이다. 식 (3.34)의 좌변에서 온도에 따른 L_{wv} 의 변화를 무시하고, $\frac{dw_s}{T}$ 를 적분 가능한 형태의 근사식 $d\left(\frac{w_s}{T}\right)$ 로 나타내기 위하여

$$d\left(\frac{w_s}{T}\right) = \frac{dw_s}{T} - w_s \frac{dT}{T^2} \quad (3.35)$$

을 고려한다. 여기서 $\frac{dw_s}{T}$ 이 $w_s \frac{dT}{T^2}$ 보다 상당히 크므로 $d\left(\frac{w_s}{T}\right) \approx \frac{dw_s}{T}$ 로 근사할 수 있다. 이 근사식을 (3.34)의 좌변에 적용하면 다음 식을 얻는다.

$$-d\left(\frac{L_{wv}w_s}{T}\right) = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (3.36)$$

식 (3.36)의 우변 항에 온위방정식 $\theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{R_d/c_{pd}}$ 을 미분하여 얻어진 식

$$c_{pd} \frac{d\theta}{\theta} = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (3.37)$$

을 대입하면

$$-d\left(\frac{L_{wv}w_s}{T}\right) = c_{pd} \frac{d\theta}{\theta} = c_{pd} d \ln \theta \quad (3.38)$$

을 얻는다. 이 식을 하나의 미분으로 나타내면 다음과 같이 주어진다.

$$d\left(c_{pd} \ln \theta + \frac{L_{wv}w_s}{T}\right) = 0 \quad (3.39)$$

3.5 포화단열선과 습구온위

그리고 이 식을 적분하면 다음 식을 얻는다.

$$c_{pd} \ln \theta + \frac{L_{wv} w_s}{T} = \text{const} \quad (3.40)$$

식(3.40)은 주어진 포화공기의 단열상승 과정에서 좌측 항이 일정한 값을 갖는다는 것을 의미한다. 식 (3.40)에서 $\theta = \theta(p, T)$ 이고 $w_s = w_s(p, T)$ 이므로 실제로 (3.40)의 좌측 항은 p 와 T 의 함수이다. 각각의 주어진 포화 단열선에 대한 등치선의 레벨(Label)값은 습구온위의 값에 의해 결정된다.

습구온위는 포화 단열선이 1000hpa 등압선과 만나는 지점에서 온도 값이다. 즉 건조단열선의 값이 θ 의 값에 따라 결정되는 것과 같이 포화단열선의 값은 습구온위(θ_w)의 값으로 주어진다. 습구온위는 단열적으로 어떤 주어진 고도에 있는 불포화 공기를 증발에 의해 공기덩이의 포화상태를 단열적으로 1000hpa 고도 까지 이동시켰을 때 공기덩이가 가지는 온도이다.

3.6 상당온위

불포화 공기의 상당온위(Equivalent Potential Temperature)는 어떤 고도에서 치올림고도까지 상승시켜 포화에 이르게 한 다음 이 공기를 계속 위단열과정으로 상승시키면서 강수에 의해 수증기의 혼합비가 영이 되는 고도에 이르도록 한다. 여기서 이 공기덩이를 건조단열적으로 하강시켜 1000hPa에 도달했을 때의 얻어지는 온도가 상당온위이다. 이 과정을 다음과 같이 3단계로 구분할 수 있다.

1단계 : 처음상태 (p_i, T_i, w) → 포화고도 $(p, T, w = w_s)$: 건조단열적 상승

2단계 : 포화고도 (p, T, w_s) → 대기정상 $(p_t, T_t, w = 0)$: 위단열적 상승(강수)

3단계 : 대기정상 $(p_t, T_t, w = 0)$ → 1000hPa $(p_0, \theta_e, w = 0)$: 건조단열적 하강

식(3.39)를 처음 포화상태 (p, T, w_s, θ) 와 기압이 1000hPa인 나중상태 $(p_0, T_0, w_{s0}, \theta_0)$ 를 고려하여 적분하면

$$c_{pd} \ln\left(\frac{\theta_0}{\theta}\right) = \frac{L_{wv}w_s}{T} - \frac{L_{wv}w_{s0}}{T_0} \quad (3.41)$$

을 얻는다. 식 (3.41)에서 기압이 $p_0 = 1000hPa$ 에서 포화혼합비는 $w_{s0} = 0$ 가 된다. 이 경우 공기덩이의 온위 θ_0 를 상당온위, θ_e 로 두면 다음과 같이 주어진다.

$$\theta_e = \theta(p, T) \exp\left[\frac{L_{wv}w_s(T)}{c_{pd}T}\right] \quad (3.42)$$

으로 표현된다. 식 (3.42)에 의하면 $w_s > 0$ 인 경우 항상 $\theta_e > \theta$ 이며 위단열 과정(Pseudo-adiabatic Process)에서 보존된다.

3.7 공기덩이의 보존되는 성질

공기덩이는 대기 중에서 수평운동과 연직운동을 한다. 이 과정에서 공기덩이의 성질 중에서 보존되는 것은 표 3.1과 같다. 공기덩이의 성질 중 보존되는 물리량을 이용하면 공기덩이가 수평·연직운동과정에서 이동하여도 이동된 공기덩이를 확인할 수 있다.

[표 3.1] 공기덩이의 대기 열역학적 물리량의 보존성

모수	건조단열적인 연직운동	포화단열적인 연직운동	등압, 비단열과정 (상변화 없음)	등압, 습윤단열과정 (상변화)
온도(T)				
노점온도(T_d)			보존	
상대습도(RH)		보존		
혼합비(w)	보존		보존	
수증기압(e)			보존	
온위(θ)	보존			
습구고온도(T_w)				보존
습구온위(θ_w)	보존	보존		보존

3.7 공기덩이의 보존되는 성질

질량이 m_a 인 습윤공기덩이를 구성하고 있는 건조공기와 수증기의 질량을 각각 m_d 와 m_v 라고 한다. 단위질량의 습윤공기에 열에너지 dq 가 주어졌을 때 온도가 dT 만큼 증가했을 경우에 에너지보존은

$$m_a dq = m_d dq_d + m_v dq_v \quad (3A.1)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 $m_a = m_d + m_v$ 이고, dq_d 와 dq_v 는 각각 단위 질량의 건조공기와 수증기에 가해진 열에너지의 양이다. 식 (3A.1)을 비열과 온도변화 dT 를 이용하여 나타내면

$$c_{pm} m_a dT = c_{pd} m_d dT + c_{pv} m_v dT \quad (3A.2)$$

여기서 c_{pm} 는 습윤공기의 정압비열, c_{pd} 는 건조공기의 정압비열, 그리고 c_{pv} 는 수증기의 정압비열이다. 한편 식(3A.2)에 $m_d = m_a - m_v$ 을 적용하고 비습(x)을 써서 나타내면

$$c_{pm} dT = c_{pd}(1-x)dT + c_{pv} x dT \quad (3A.3)$$

으로 주어진다. 습윤공기의 정압비열을 구하기 위해서 (3A.2)의 양변을 dT 로 나누어주면

$$c_{pm} = (1-x)c_{pd} + xc_{pv} \quad (3A.4)$$

를 얻는다. 여기서 c_{pd} 와 c_{pv} 의 값은 온도 273K에서 $c_{pd} = 1005 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 이고 $c_{pv} = 1850 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 이다. 식 (3A.4)를 좀 더 간단히 정리하면 다음과 같다.

$$c_{pm} = c_{pd}[1 + (\gamma - 1)x] \quad (3A.5)$$

여기서 $\gamma = c_{pv}/c_{pd}$ 를 나타내며, 온도에 따라 비열의 값이 변하므로 γ 의 값도 온도에 따라 변하지만 그 차이는 크지 않다. 온도 273K에서 계산한 γ 의 값을 (3A.5)에 적용하면 습윤공기의 정압비열은 다음과 같이 주어진다.

$$c_{pm} = c_{pd}[1 + 0.84x] \quad (3A.6)$$

3.7 공기덩이의 보존되는 성질

동일한 방법으로 습윤공기의 정적비열(c_{vm})을 구하면, 다음 식을 얻는다.

$$c_{vm} = c_{vd}[1 + (\eta - 1)x] \quad (3A.7)$$

여기서 η 는 수증기의 정적비열(c_{vv})과 건조공기의 정적비열(c_{vd})의 비로써 $\eta = c_{vv}/c_{vd}$ 이다. 온도 273K에서 각 비열의 값, 즉 $c_{vd} = 718 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 과 $c_{vv} = 1390 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 을 이용하면 $\eta = 1.94$ 이다. 이 값을 (3A.7)에 적용하면 습윤공기의 정적비열은

$$c_{vm} = c_{vd}(1 + 0.94x) \quad (3A.8)$$

으로 주어진다. 건조공기와 수증기의 정압비열과 정적비열은 온도에 따라 다르므로 γ 와 η 의 값도 온도에 따라 변한다. 그러나 실제로 거의 상수로 취급하는 경우가 많다.

연습문제

1. 지표에서 기압이 1013hPa, 기온이 20°C인 체적 1m³의 공기덩이에 5g의 수증기가 포함되어 있다. 다음을 구하시오. 건조공기와 수증기에 대한 기체상수는 각각 $R_d = 287\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이고, $R_v = 461\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이다.
 - (1) 수증기의 압력 (2) 건조공기의 압력 (3) 수증기 밀도 (4) 비습
 - (5) 혼합비 (6) 가온도

2. 문제 1의 결과를 이용하여 습윤공기의 정압비열과 정적비열을 구하시오.

3. 건조공기의 압력이 1013hPa, 기온이 20°C일때 이 공기의 온위를 구하시오. 이 공기의 체적 1m³에 5g의 수증기가 포함되어 있다. 이 공기의 온위를 구하고 그 값을 서로 비교하시오.

4. 대기상층으로 갈수록 습윤단열감률이 건조단열감률에 가까워진다. 그 이유는 무엇인가?

5. 상대 습도가 100%미만인 경우 습구온도가 기온보다 항상 낮은 이유를 설명하시오.

6. 습구온위와 상당온위의 차이점을 설명하시오.

4장, *Skew T-log p* 다이어그램의 기본 구조

- 4.1 서론
- 4.2 열역학 다이어그램의 기본조건
- 4.3 *Skew T-log p* 다이어그램의 좌표축
- 4.4 기본 등치선
- 4.5 보조 자료선
- 4.6 단열선도의 기입
- 4.7 *Skew T-log p* 다이어그램의 예

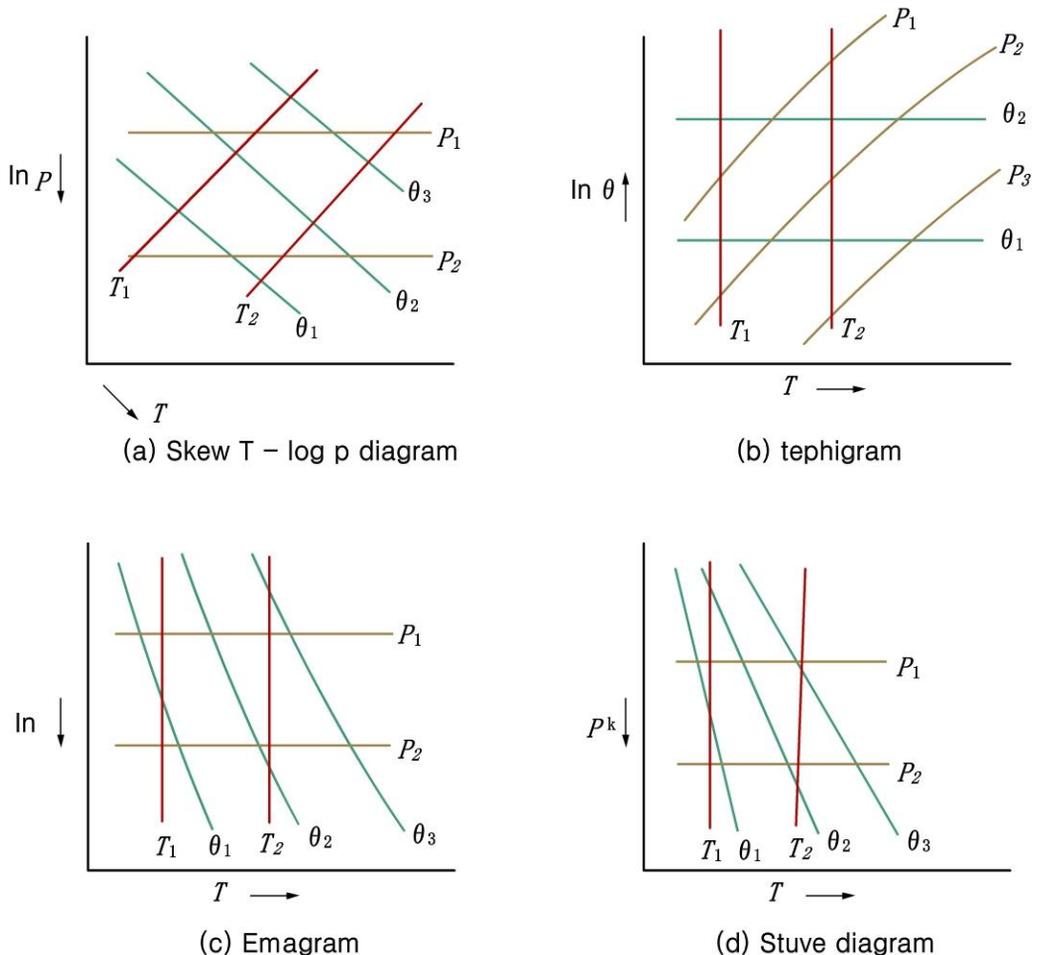
학습목표

- 대기의 기상상태를 분석하는데 이용되는 단열선도의 종류와 그 특징을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램의 좌표축 설정과 면적과 에너지의 관계를 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램의 기본 등치선과 그 물리적 의미를 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램의 여러 가지 보조선을 이해하고 이용하는 방법을 익힌다.
- 단열선도의 기준등압면과 유의고도에 관측자료 기입하는 방법을 이해한다.

4.1 서론

대기 중에서 일어나는 여러 가지 열역학적 과정을 이와 관련된 방정식을 이용하여 계산하면 대기의 상태변화 또는 공기덩이의 상태변화를 알 수 있다. 그러나 대기의 열역학 과정을 가시적으로 나타내면 그 과정에 따른 여러 가지 현상을 좀 더 쉽게 이해할 수 있다. 열역학선도(Thermodynamic Diagram) 또는 단열선도(Adiabatic Chart)는 대기의 여러 가지 열역학 과정을 쉽게 이해할 수 있도록 구성된 것으로, 위험기상 분석과 실제 일기예보에 많이 이용된다.

대기 관측시 고도변화에 따른 기압과 기온은 통상적으로 함께 관측되므로 온도와 압력이 열역학선도를 구성하는 두개의 기본 좌표로 많이 이용된다. 열역학선도 또는 단열선도는 그림 4.1과 같이 보통 등압선, 등온선, 포화혼합비, 건조단열선, 습윤단열선 그리고 보조선을 포함한다. 그리고 그림에서 T 의 화살표는 온도가 증가하는 방향을 표시한다.



[그림 4.1] 열역학선도에서 등압선(p), 등온선(T), 단열선(θ)의 구성

4.2 열역학 다이어그램의 기본조건

열역학선도는 열역학과정을 가능한 한 쉽게 추적하면서 효과적으로 열역학적 변수들의 값을 결정할 수 있어야 한다. 따라서 열역학선도는 다음 세 가지 조건을 만족하는 것이 바람직하다.

- (1) 중요한 등치선(Isopleth)은 물리적인 해석을 쉽게 할 수 있도록 가능한 직선이어야 한다.
- (2) 단열선(Adiabat)과 등온선(Isotherm)이 만나서 이루는 각은 쉽게 구분할 수 있도록 가능한 한 커야 한다.
- (3) 모든 순환과정(Cyclic Process)에서 한 일은 그 과정을 나타내는 폐곡선 안의 면적에 비례하여야 한다. 이와 같은 조건을 대략 만족하면서 대기 분석에 이용되는 열역학 다이어그램에는 에마그램(Emagram), 스투버 다이어그램(Stüve diagram), 테피그램(Tephigram), 스큐티-로그 피 다이어그램(Skew T-log p Diagram)이 있다. 그림 4.1은 이들 단열선도의 개략적인 구조이며, 등압선, 등온선, 건조단열선이 서로 어떻게 배치되어 있는지를 보여준다.

4.3 Skew T-log p 다이어그램의 좌표축

기체분자로 구성된 계가 주위에 한 일의 양은 일반적으로 압력 (p)와 비체적 (α)의 곱으로 주어진다. 그러나 열역학선도에서는 일반적으로 가로축과 세로축을 편의상 p 와 α 가 아닌 다른 변수로 나타낼 수 있다. 열역학적인 순환과정에서 계에 행해진 일의 양은 Skew T-log p 다이어그램에서 폐곡선 안의 면적에 해당되며, 열역학 제1법칙을 이용하면 다음과 같이 나타낼 수 있다. 단위질량의 기체가 주위로부터 받은 일의 양은

$$dw = p d\alpha \quad (4.1)$$

으로 주어진다. 한편, 건조공기에 대한 상태방정식 $p\alpha = R_d T$ 를 미분하면 다음을 얻는다.

$$p d\alpha + \alpha dp = R_d dT \quad (4.2)$$

여기서 식 (4.2)를 (4.1)에 적용하면 다음식을 얻는다.

$$dw = p d\alpha = R_d dT - \alpha dp \quad (4.3)$$

그림 4.2에서와 같은 순환과정에서 계에 주어진 일을 계산하기 위하여 식 (4.3)을 적분하면 다음과 같다.

$$w = \oint dw = \oint p d\alpha = \oint R_d dT - \oint \alpha dp \quad (4.4)$$

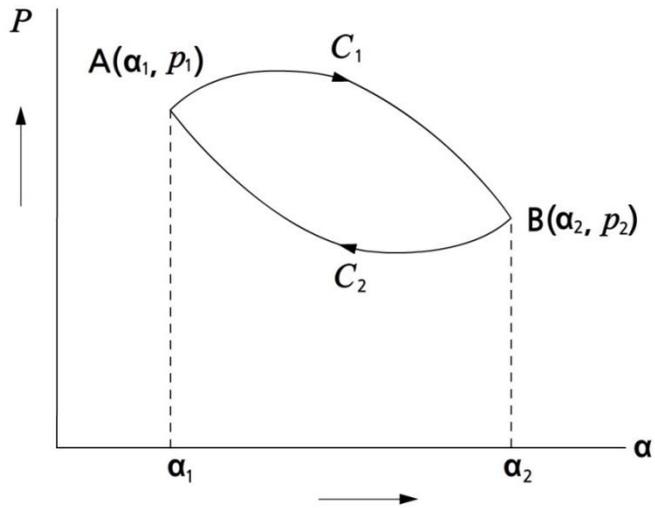
식 (4.4)에서 온도에 대한 적분은 영이 되지만 변수 p 의 순환과정에 대한 적분은 그 값이 영이 되지 않는다. 여기서 식 (4.4)에 건조공기의 상태방정식을 이용하면

$$w = R_d \oint T(-d \ln p) \quad (4.5)$$

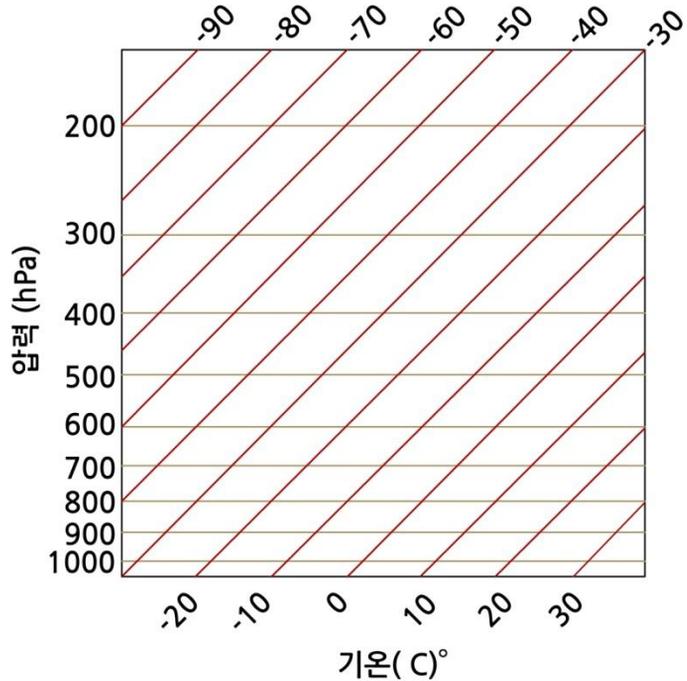
으로 나타낼 수 있다. 식 (4.5)는 T 와 $-\ln p$ 를 좌표축으로 하는 2차원 평면에서 폐곡선 내의 면적은 열역학적 순환과정에서의 일을 나타냄을 보여준다. 따라서 두 변수($T, -\ln p$)를 좌표축으로 이용한 Skew T-log p 다이어그램은 열역학선도의 기본조건을 만족한다.

4.3 Skew T-log p 다이어그램의 좌표축

열역학선도에서 p 축과 T 축은 일반적으로 서로 직각을 유지하고 있으나 skew T-log p 다이어그램에서 이 두 개의 축은 그림 4.3에서 보는바와 같이 45° 의 각을 유지하고 있다. 그 이유는 등온선이 건조단열선과 이루는 각을 크게 하기 위한 것으로, 이로 인해서 대기의 안정도 분석이 용이하다.



[그림 4.2] 순환과정에서 계가 한일



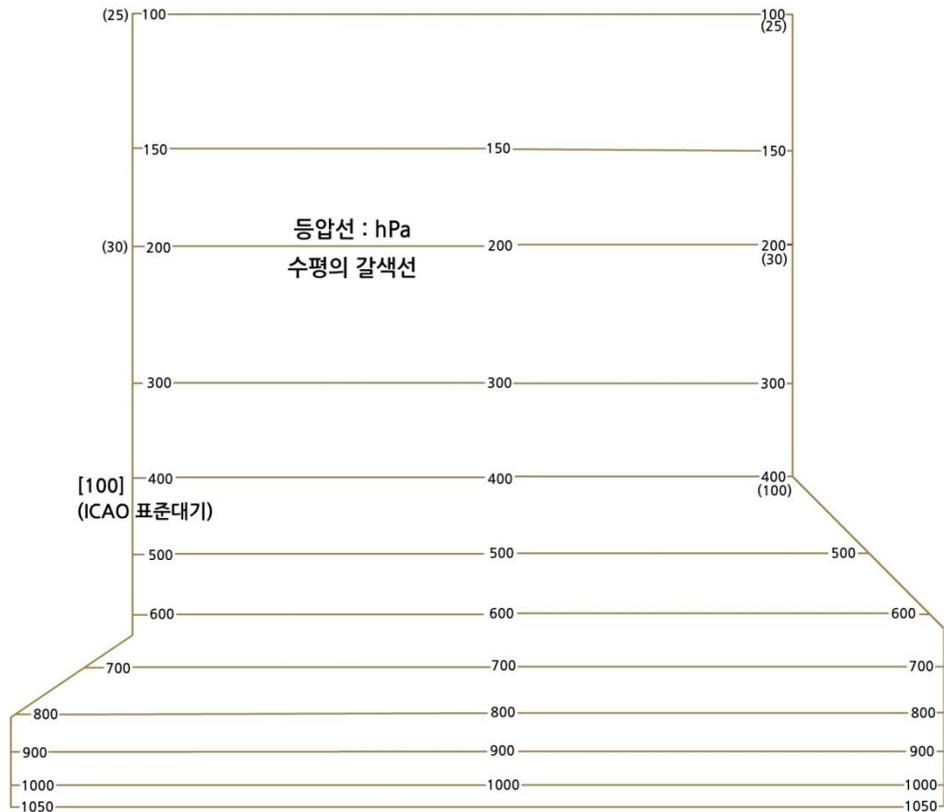
[그림 4.3] Skew T-log p 다이어그램의 등압선과 등온선의 축

4.4 기본 등치선

열역학 다이어그램은 일반적으로 5개의 등치선(Isopleth)을 포함하고 있다. 여기서는 Skew T-log p 다이어그램에 포함된 각 등치선의 의미와 특징이 기술되어 있다.

(1) 등압선

등압선(Isobar)은 Skew T-log p 다이어그램에서 가로축에 나란하게 그려진 실선이며, 보통 1050hPa부터 100hPa까지 10hPa(mb)간격으로 그려져 있다. 각 고도에서 압력은 그림 4.4에서 보는 바와 같이 등압선의 양쪽 끝에 표시되어 있다. 그리고 왼쪽에 압력 값을 표시한 아래 국제민간항공기구(International Civil Aeronautical Organization : ICAO)가 정한 표준대기에 대한 고도 값이 표시되어 있다. 등근 괄호 안에 있는 값은 피트(feet)를, 그리고 네모난 괄호 안에 있는 값은 미터(m)를 표시한다. 고도가 증가할수록 100hPa의 기압차에 해당하는 기층의 두께는 증가하는데 이는 고도의 증가에 따라 공기밀도가 감소하기 때문이다.

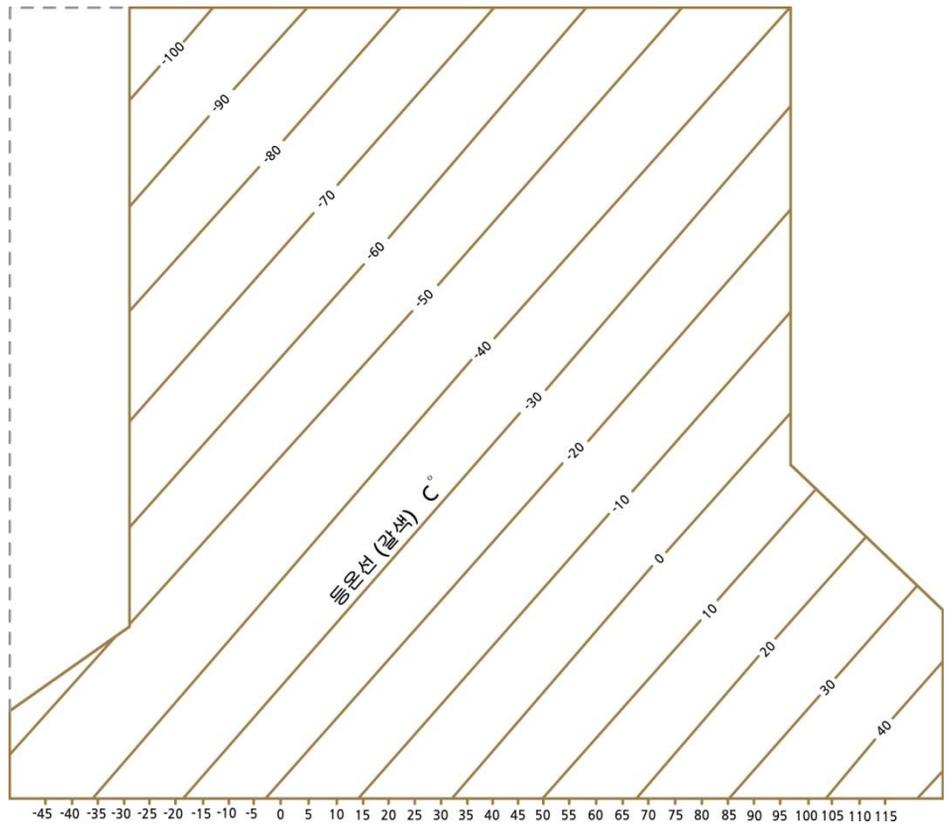


[그림 4.4] Skew T-log p 다이어그램에서 등압선 분포

4.4 기본 등치선

(2) 등온선

등온선(Isotherm)은 그림 4.5에서 보는 바와 같이 실선으로 왼쪽 아래 부분에서 오른쪽 위로 약 45°의 경사를 가진다. 등온선 간의 간격은 1°C이지만, 등온선의 값은 5°C 간격으로 표시되어 있다. 그리고 10°C 간격의 녹색 띠로 교대로 나타내어 쉽게 분간할 수 있다. 온도의 화씨단위는 1050hPa의 등압선아래 겹쳐서 표시된 등온선 끝에 표시되어 있다. 예를 들면 -5°C는 23°F에 해당된다.



[그림 4.5] Skew T-log p 다이어그램에서 등온선 분포

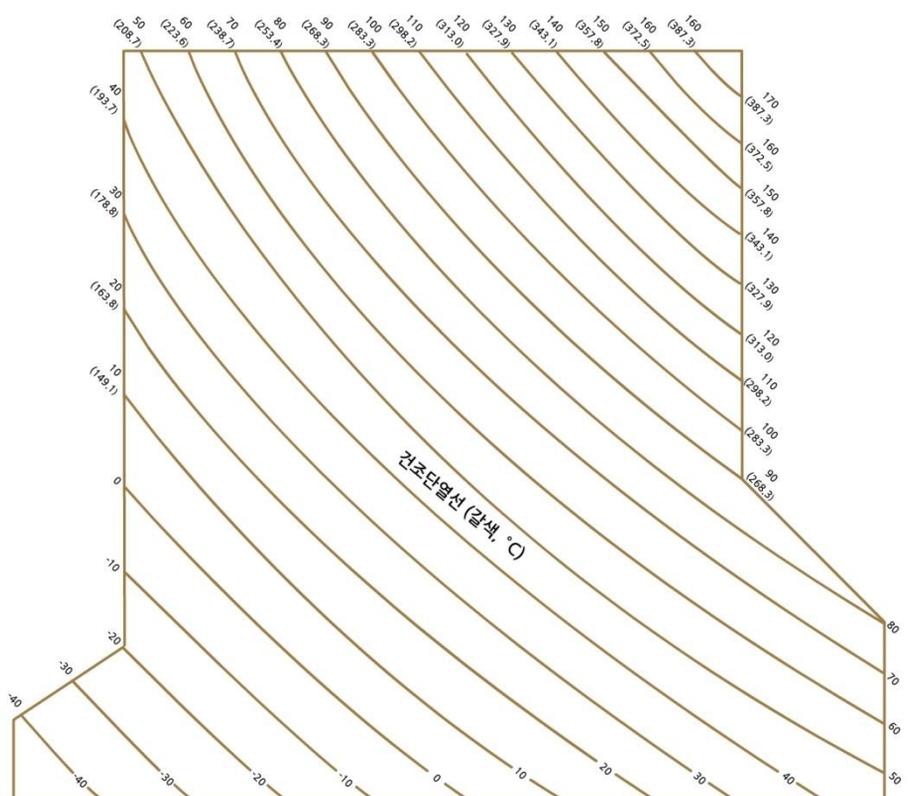
4.4 기본 등치선

(3) 건조단열선

건조단열선(Dry Adabat)은 온위(θ)가 일정한 값을 갖는 등치선으로 불포화공기가 단열적으로 상승 또는 하강할 때의 온도변화를 나타내며 그 값은 가역과정에서 보존된다. 건조단열선은 그림 4.6에서 보는바와 같이 왼쪽 위 부분에서 오른쪽 아래 부분으로 기울어져 있으며, 약간 휘어진 곡선으로 등온선과 거의 90° 를 유지하고 있다. 건조단열선은 10°C 간격으로 표시되어 있다. 건조단열선의 등치선의 값은 그림 4.6과 같이 800hPa 위는 단열선도의 오른쪽에 그리고 400hPa 고도위의 경우는 단열선도의 오른쪽에 그리고 상단에 표시되어 있다. 온위 방정식에서 주어졌 값에 대해서 기압 변화에 따른 온도변화를 나타내며 다음 식에 의하여 구해진 곡선들이다.

$$T = \theta \left(\frac{p}{1000} \right)^{R_d/C_{pd}} \quad (4.6)$$

실제로 주어진 (T, p)에 대하여 θ 를 계산해 보면 T 와 θ 의 값이 차이가 크게 나지 않아서 단열선도 상에서 구분하기 어렵다. 따라서 Skew T-log p 다이어그램에서는 단열선(θ)과 등온선(T)이 만나는 각을 약 90° 로 하여 단열선과 등온선이 뚜렷하게 구분된다.

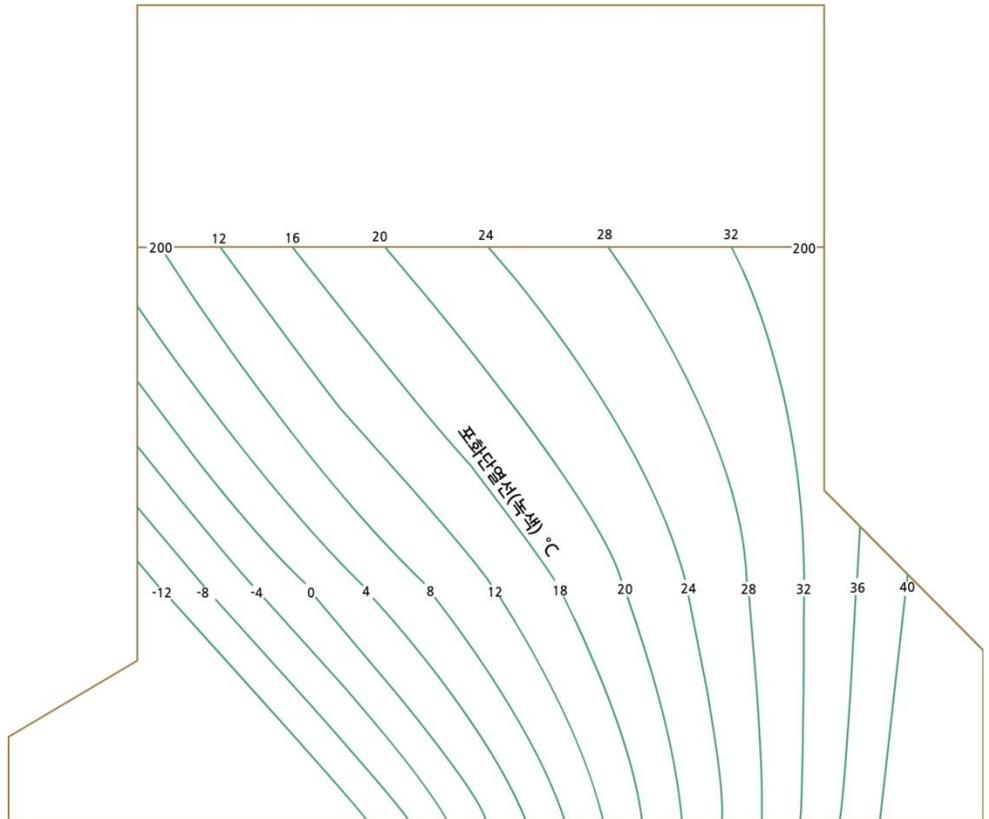


[그림 4.6] Skew T-log p 다이어그램에서 건조단열선(갈색선)

4.4 기본 등치선

(4) 포화단열선

포화단열선(Saturation Adabat)은 포화상태의 공기덩이가 위단열과정(Pseudo-adiabatic Process)에 의해 상승할 때의 온도 변화를 나타내며, 습윤단열선(Moist Adabat)이라고도 하며 Skew T-log p 다이어그램에서 가장 큰 곡률을 가진 곡선이다. 포화단열선은 그림 4.7에서 보는 바와 같이 고도가 증가함에 따라 건조단열선과 거의 나란해진다. 그 이유는 3.4 절의 포화단열감률에서 설명한 바와 같이 포화된 공기덩이가 계속 상승하면서 응결에 의해 수증기량이 계속 감소한다. 그 결과 남아있는 수증기의 응결에 의한 잠열방출이 공기덩이를 가열하는데 크게 기여하지 못하기 때문이다.



[그림 4.7] Skew T-log p 다이어그램에서 포화 단열선(녹색)

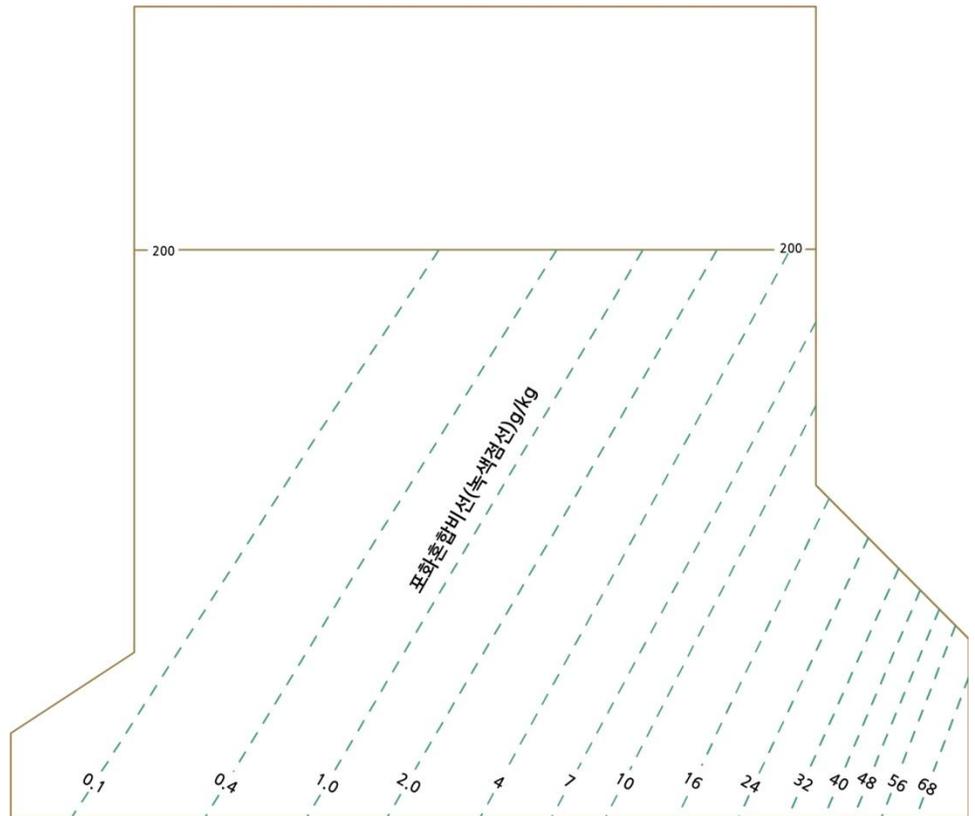
4.4 기본 등치선

(5) 포화혼합비선

수증기가 포화인 경우 식(3.7)에서 $w = w_s$, 그리고 포화 수증기압은 온도만의 함수이므로 $e = e_s(T)$ 으로 나타낼 수 있다. 따라서 포화혼합비(w_s)는

$$w_s = \frac{\epsilon e_s(T)}{p - e_s(T)} \quad (4.7)$$

를 이용하여 구할 수 있다. 단열도에서 포화혼합비의 단위는 [g/kg]이다. 따라서 주어진 w_s 값에 대하여 식 (3.7)은 P와 T의 함수이므로 이를 Skew T-log p 다이어그램에 표시할 수 있다. 포화혼합비선(Saturation Mixing Ratio Line)은 그림 4.8에서 보는 바와 같이 기압 축에 대해서 오른쪽으로 대략 40° 정도 기울어진 점선으로 그 단위는 [g/kg]이다. 열역학 다이어그램에 대기의 상태곡선, 즉, 고도에 따른 기온곡선과 이슬점온도 곡선이 그려지면, 이를 이용하여 각종 온도, 습도, 그리고 응결고도를 구할 수 있다.



[그림 4.8] Skew T-log p 다이어그램에서 포화 혼합비선(녹색점선)

4.5 보조 자료선

(1) 층후 척도

Skew T-log p 다이어그램에는 그림 4.9에서 보는 바와 같이 수평방향의 검정색 직선에 눈금이 매겨진 9개의 층후척도(Thickness Scale)가 있다. 층후척도 선의 왼쪽에 있는 두 개의 기압값(예 : 1000/700)은 기층의 위, 아래 경계를 나타내는 기압면의 값을 표시한다. 층후척도는 다음과 같이 10개의 기층 : 1) 1000-700hPa, 2) 1000-500hPa, 3) 700-500hPa, 4) 500-300hPa, 5) 300-200hPa, 6) 200-150hPa, 7) 150-100hPa, 8) 150-100hPa, 9) 100-50hPa, 10) 50-25hPa에 대해 주어져 있다.

수평의 층후척도 선보다 위에 있는 눈금은 두 등압면 사이의 두께를 나타내며 매겨져 있는 눈금의 값에 100을 곱하면 층후가 지오포텐셜 피트(Geopotential Feet)로 주어진다. 그리고 수평직선의 아래 매겨져 있는 눈금에 100을 곱하면 층후가 지오포텐셜 미터(Geopotential Meter)로 얻어진다.

예를 들면 그림 3.7의 맨 아래 있는 1000-700hPa의 층후척도의 경우 수평직선 아래 눈금의 값의 범위는 24-32이다. 여기서 24는 1000-700hPa의 층후가 2,400gpm을 나타낸다. 그리고 32는 1000-700hPa의 층후가 3,200gpm을 나타낸다. 대기의 상태에 따라서 1000-700hPa의 층후가 달라지는 것을 고려하여 적절한 눈금을 설정 한 것이다. 그림 4.9에 주어진 층후척도를 이용하여 두 등압면간의 두께를 계산하는 방법에 대해서는 5장에서 기술되어 있다.

(2) 1000hPa 고도 계산자

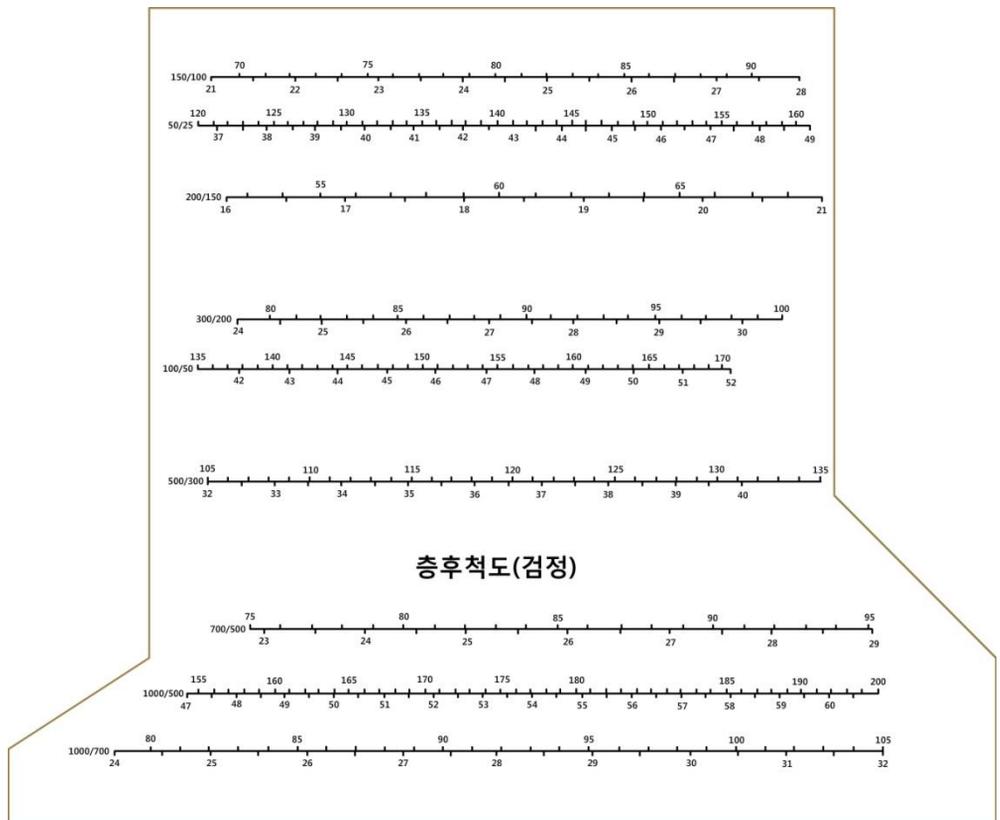
일반적으로 Skew T-logp 다이어그램에는 그림 4.9에 주어져 있는 바와 같이 3가지 고도계산자가 있다.

- 1) 온도 환산자(Temperature) : 스큐티 차트의 윗부분에 있는 십씨와 화씨로 표시된 온도 환산자이다.
- 2) 압력환산자(Pressure Scale) : 스큐티 차트의 왼쪽에 수직방향으로 위치하고 있다.
- 3) 고도환산자(Height Scale) : 압력 환산자와 나란하게 위치하며 단위는 지오포텐셜 미터(Geopotential Meter)와 지오포텐셜 피트(Geopotential Feet)로 표시되어 있다.

4.5 보조 자료선

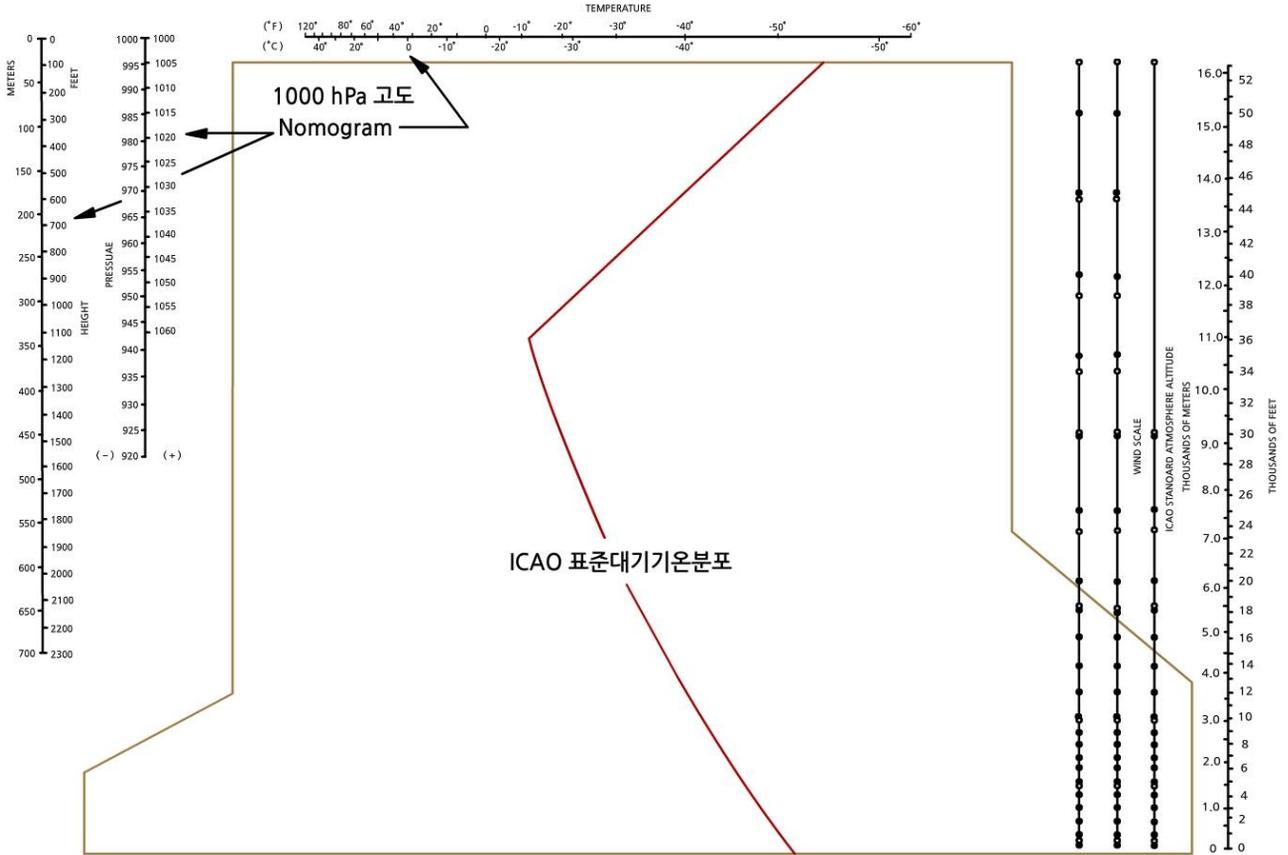
(3) 표준대기

그림 4.10의 중심부근에 위치한 곡선은 국제민간항공기구(ICAO)가 정한 표준대기의 기온 감률을 나타낸 것이다. 곡선에서 기온이 감소하는 층은 대류권이며, 기온이 고도에 따라 증가하는 층은 성층권을 나타낸다. 이 곡선에서 표준대기상태, 기압이 1013hPa에서 기온은 15℃ 그리고 기압 227hPa에서 기온 -55℃까지 기온이 고도에 따라 6.5℃/km의 일정한 비율 감소한다. 온도가 감소하는 층의 정상고도가 대류권계면에 해당하며, 그 이상의 상공에서는 그림 4.10에서 보는바와 같이 기온이 고도에 따라 증가하며 이 부분은 성층권에 해당된다.



[그림 4.9] Skew T-log p 다이어그램에서 증후 환산척도

4.5 보조 자료선



[그림 4.10] Skew T-log p 다이어그램에서 표준대기선

(4) 바람 표시축

일반적으로 라디오존데에서 관측한 바람을 표시하기 위해 스큐티 차트의 오른쪽에 세 개의 수직선의 축이 바람 표시축(Wind Scale)이다. 이 수직선 상의 빈 원(Open Circle)에는 기준 기압면(Mandatory Pressure Surface)의 바람을 표시한다. 그리고 채워진 원(Solid Circle)에는 일반적으로 바람이 보고되는 일정 고도면의 바람을 표시한다.

(5) 비행운 분석 곡선(Contrail Analysis Curve)

제트항공기에 의한 비행운 형성 가능성을 분석하기 위하여 임계 상대습도 값을 나타내는 1조 4선의 선들로서 500~100hPa 사이에 그려져 있다. 경우에 따라 100hPa 고도 이상에서 40hPa 고도까지 사용할 수 있는 1조 4선의 선들을 파선으로 함께 그려 넣은 것도 있다.

4.5 보조 자료선

(6) 기타

- 가. 분석란(Skew T-log p Analysis) : 대기상태의 분석을 표준화하기 위하여 단열선도의 왼쪽에 분석란 이 있다.
- 나. 범례(Explanation) : 단열선도상에 나타낸 여러 가지 사항에 대한 간단한 설명이 기술되어 있다.
- 다. 지점 표시란(Location) : 자료가 관측된 지점, 시각 및 기입자의 설명을 기입하도록 되어 있다. 시각은 보통 세계표준시(UT)로 기입한다.

4.6 단열선도의 기입

(1) 기준등압면과 유의고도

단열선도에 기입되는 데이터는 라디오존데, 드롭존데, 항공기관측(Aircraft Sounding) 그리고 로켓존데(Rocketsonde)등 다양한 관측을 통해서 얻어진다. 단열선도에 대기상태를 나타내는 곡선은 기온과 노점 온도 곡선이다. 기온과 노점온도는 기준등압면(Mandatory Level)과 유의고도(Significant Level)에 기입한다.

- 기준등압면 : 지상, 1000hPa, 850hPa, 700hPa, 500hPa, 400hPa, 300hPa, 250hPa, 200hPa, 150hPa, 100hPa, 70hPa, 50hPa, 30hPa, 20hPa, 10hPa, 7hPa, 5hPa, 3hPa, 2hPa, 1hPa (21개 고도).
- 유의고도(Significant Level) : 기준등압면이 아닌 고도로서 기압, 온도, 노점 온도의 고도 분포를 정확 하게 나타내는데 요구되는 고도를 말한다. 보통 분포곡선의 기울기가 크게 바뀌는 고도이다.

(2) 관측지점, 관측지점 번호, 관측날짜 및 시각(UTC)

(3) 기온과 이슬점온도의 기입

기준등압면과 유의고도에 기온과 이슬점온도에 점을 찍고, 기온은 직경 2mm의 작은 원, 이슬점온도는 작은 정삼각형으로 표시한다. 하층부터 상층까지 기온은 실선으로, 이슬점온도는 파선으로 연결한다.

- 100hPa 초과 기온과 이슬점온도는 괄호()로 묶음

(4) 최대풍과 권계면자료 기입

- 최대풍은 바람 기입축에 풍향과 풍속을 기입하고 Max Wind(M/W)를 표시
- 권계면고도는 기준 기압면 고도가 기입되는 단열선도의 가장자리까지 선을 그어 Tropopause(T/P)를 표시

4.6 단열선도의 기입

(5) 온도 값이 의심스럽거나 자료가 없는 경우

온도 값이 의심스러운 층에 대해서는 범례에 TEMP DBTFL 615~550hPa와 같이 표시.

관측 자료가 없는 층에는 그 부분에 MISDA(Missing Data)라고 기입한다.
자료수신이 전혀 없는 경우 : 00Z MISG

(6) 관측회수별 상태곡선 기입요령

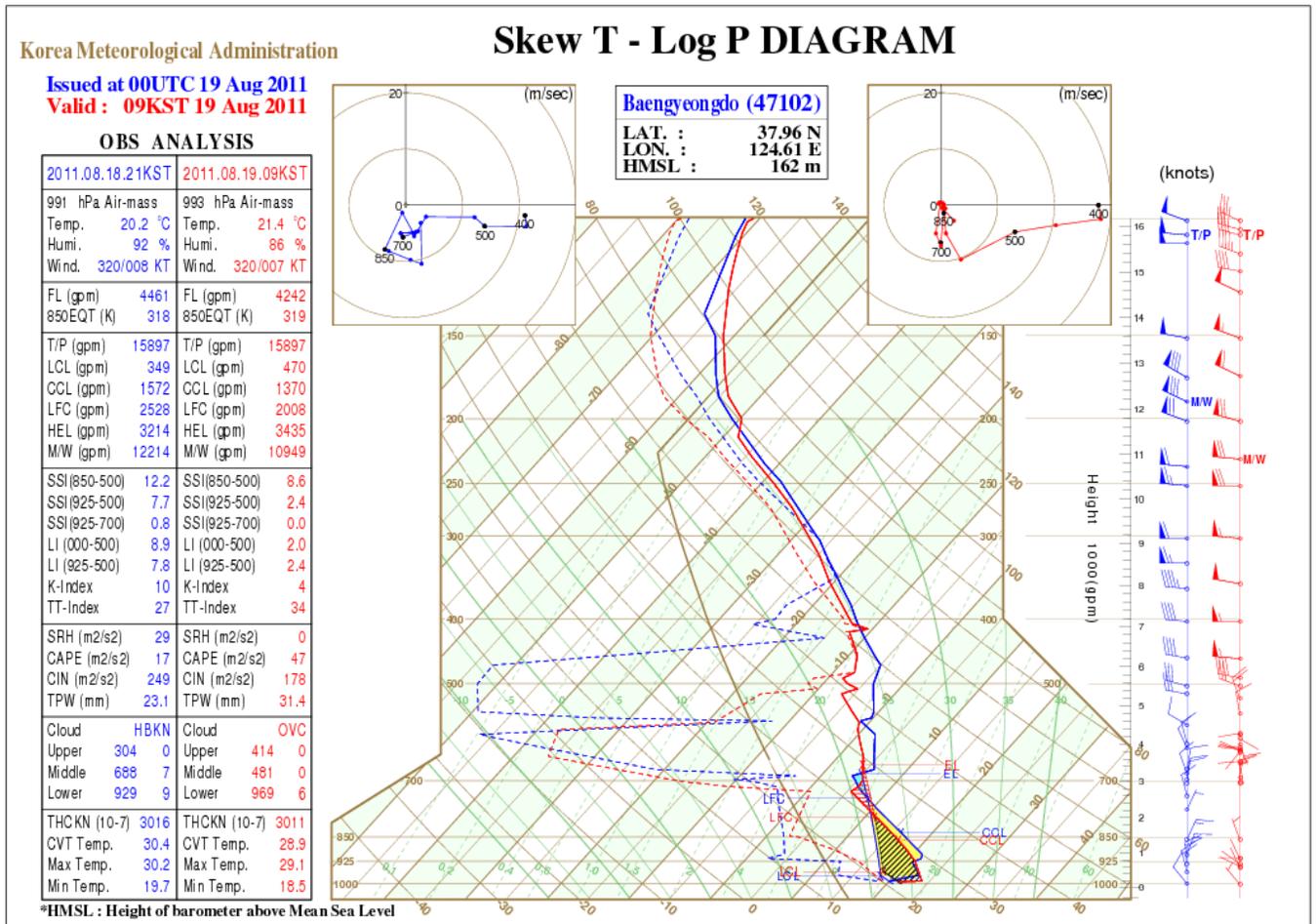
단열선도 작성에 통상적으로 한 관측소에서 하나의 단열선도가 작성되며 자료의 연속성을 점검하기 위하여 이전 시각(보통 12시간 이전)의 관측 자료를 함께 기입한다. 또 때에 따라서 단열도에는 세 시각의 상태곡선이 그려진다. 이 경우에 12시간 이전의 대기선도는 검정색으로, 그리고 그 이후 것은 청색으로, 최근 관측 자료에 의한 대기선도는 적색으로 표시한다. 이를 구체적으로 기술하면 다음과 같다.

- 1일 2회 관측 : 0000, 1200Z의 대기 상태곡선을 기입, 전 날 1200Z의 상태곡선을 복사한다.
- 1일 4회 관측 : 하나의 단열선도에 0000Z, 0600Z를 기입하고 전 날 1800Z를 복사한다. 또 하나의 단열선도에 1200Z, 1800Z를 기입하고 전 날 0600Z를 복사한다.
- 관측시각에 따른 상태곡선별 색깔(3회 관측 자료 기입 시)
 - 진전시간 상태곡선 : 검정색
 - 전 시간 상태곡선 : 청색
 - 최근 상태곡선 : 적색

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

4.7.1 기상청의 Skew T-log p 다이어그램

기상청은 세계기상기구(WMO)의 규정에 따라 라디오존데 관측을 실시한다. 그림 4.11은 한국 기상청이 지정한 관측지점에서 라디오존데 관측을 통해서 얻어진 정시관측(0000Z, 1200Z)데이터를 이용하여 작성한 대기선도이다.



[그림 4.11] 현재 기상청이 사용하고 있는 Skew T-log p 다이어그램의 예(백령도)

(1) 그림 4.11의 좌측에 있는 표에 대한 설명

- 1) Temp : 해당고도에서 기온
- 2) Hum : 해당고도에서 상대습도
- 3) Wind : 해당고도에서 풍향(도), 풍속(kt)
- 4) FL : 빙결고도(Freezing Level, gpm)
- 5) 850 EQT(K) : 850hPa에서 상당온도

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

- 6) T/P(gpm) : 대류권계면 고도
 - 7) LCL(gpm) : 상승응결고도
 - 8) CCL(gpm) : 대류응결고도
 - 9) LFC(gpm) : 자유대류고도
 - 10) HEL(gpm) : 평형고도(Height of Equilibrium Level)
 - 11) M/W(gpm) : 최대풍(Max Wind)이 나타나는 고도
 - 12) SSI(850-500) : 850-500hPa 간의 쇼월터 지수(Showalter Index)
 - 13) SSI(925-500) : 925-500hPa 간의 쇼월터 지수(Showalter Index)
 - 14) SSI(925-700) : 925-700hPa 간의 쇼월터 지수(Showalter Index)
 - 15) LI(1000-500) : 1000-500hPa 간의 L-I 지수(Lifted Index)
 - 16) LI(925-500) : 925-500hPa 간의 L-I 지수(Lifted Index)
 - 17) K-index : K-지수
 - 18) TT-index : 총합산 지수(Total Total Index)
 - 19) SRH : SRH(Strom-relative Helicity)
 - 20) CAPE : 대류 가 용 에 너 지 (Convective Available Potential Energy, Jkg^{-1})
 - 21) CIN : 대류억제 에너지 (Convective Inhibition)
 - 22) TPW(mm) : 대기의 총 가강수량
 - 23) Cloud : 하늘 상태
 - 24) Upper : 상층운
 - 25) Middle : 중층운
 - 26) Lower : 하층운
 - 27) THCKN(10-7) : 1000hPa과 700hpa간의 층후
 - 28) CVT Temp : 대류온도(Convective Temperature)
 - 29) Max Temp : 최고온도
 - 30) Min Temp : 최저온도
- (2) 대기선도 중심에 있는 용어
- 1) LAT : 관측지점 위치(위도: 각으로 표시)
 - 2) LON : 관측지점 위치(경도: 각으로 표시)
 - 3) HMSL : 평균 해수면을 기준으로 한 관측소 고도(m)

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

4.7.2 모수에 관한 설명

다음은 앞에 주어진 모수 중에서 CIN, CAPE, TWP, SRHDP 관한 설명이다.

(1) CIN

대기가 조건부 불안정한 상태에서 지상에 있는 공기덩이가 상승하여 뇌우를 발달시키려면 적어도 공기덩이를 자유대류고도까지 상승할 수 있도록 외부에서 공기덩이에 역학적 일(Mechanical Work)을 해주어야 한다. 이 경우에 공기덩이에 공급해 주어야 할 에너지를 대류억제 에너지(Convective Inhibition 또는 Convective Inhibition Energy : CIN)이라고 한다. 열역학 다이어그램(그림 5.5, 5.6 참고)에서 주위 대기의 기온 곡선과 공기덩이의 상승곡선(습윤 단열선)이 만나 이루는 부분이 음의 면적(Negative Area)으로 주어진다. 공기덩이의 가온도를 T_{vp} , 주위공기의 가온도를 T_{ve} 이라고 하면 대류억제에너지는 다음 식으로 주어진다.

$$CIN = R_d \int_{p_0}^{p_{LFC}} (T_{vp} - T_{ve}) d(\ln p) \quad (4.8)$$

여기서 R_d 는 건조공기에 대한 기체 상수를 나타낸다. 그리고 p_{LFC} 와 p_0 는 각각 자유대류고도와 지면에서 기압을 나타낸다.

(2) CAPE

대류가용위치에너지(Convective Available Potential Energy : CAPE)은 부력에 의해 상승하는 공기덩이가 자유대류고도나 대류응결고도에서 부력에 의해 상승하는 공기덩이가 가질 수 있는 최대가용에너지(Max Available Potential Energy)이다. 열역학 다이어그램(참고, 그림 5.5; 5.6)에서 주위 대기의 기온 곡선과 공기덩이의 상승곡선(습윤 단열선)이 만나 이루는 부분이 양의 면적(Positive Area)으로 주어진다. 이 경우 두 곡선의 만나는 최저고도는 자유대류고도(또는 대류응결고도)이고 최대고도는 공기덩이의 온도와 주위 공기의 온도가 같아져 부력이 영이 되는 평형고도이다. 공기덩이의 대류가용 위치에너지는 다음 식으로 주어진다.

$$CAPE = R_d \int_{p_e}^{p_f} (T_{vp} - T_{ve}) d(\ln p) \quad (4.9)$$

여기서 p_f 와 p_e 는 각각 자유대류고도와 평형고도에서 기압(p)을 나타낸다. 대류가용에너지는 뇌우의 발생가능성을 분석하는데 이용된다. 단위질량의 공기덩이의 대류가용에너지가 $1000\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 미만일 때는 강한 대류가 일어

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

날 가능성이 적다. 그러나 대류가용에너지가 $2000\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 일 때는 격렬 폭풍 (Severe Storm)이 발생할 확률이 높다.

(3) TWP

대기의 총 가강수량 (PWAT)은 지표에서 대기 최정상 고도까지 단위면적의 공기 기둥 내에 포함된 수증기가 일시에 응결하여 비가 내렸을 때 지상의 강수량을 의미하며, 악기상의 가능성을 분석하는데 이용된다. 총가강수량 P_w 는 비습(q_v)와 물의 밀도(ρ_w) 그리고 공기밀도(ρ_a)를 이용하면

$$P_w = \frac{1}{\rho_w} \int_0^{\infty} \rho_a q_v dz \quad (4.10)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 P_w 는 길이의 단위를 가지며 보통 mm로 표시한다.

한편 정역학 방정식 $dp = -\rho_a g dz$ 를 식 (4.8)에 적용하면

$$P_w = \frac{1}{\rho_w g} \int_0^{P_0} q_v dp \quad (4.11)$$

으로 표현된다. 여기서 P_0 는 지표면에서 기압을, 그리고 g 는 지표면에서 중력가속도를 나타낸다.

가강수량은 GPS(Global Positioning System), 라디오존데, 마이크로파를 이용한 대기의 수증기 관측용 복사계(Microwave Water Vapor Radiometer)을 이용하여 측정한다. 가강수량의 분석에 의하면 $P_w \geq 25$ mm 이상인 경우에는 소나기, 뇌우 등이 발생할 가능성이 높다. 가강수량의 시간에 따른 국지적 변화는 지표에서 물의 증발, 대기에서 강수, 그리고 수평 바람에 의한 수증기의 이동에 의해 결정된다. 따라서 여름철 장마 시에 집중호우는 많은 수증기가 한반도로 이동하여, 가강수량이 크게 증가할 때 발생한다.

(4) SRN

SRH(Strom-relative Helicity)를 도입하여 토네이도 발생 예보에 활용하고 있다. 기상학에서 와도전이(Helicity)는 주위 공기에서 운동 상태에 있는 공기로 와도(Vorticity)의 이동을 의미한다. 와도전이의 단위는 m^2/s^2 으로 단위질량에 대한 에너지로 고도에 따른 바람시어(Wind Shear)로 인한 에너지 이동의 척도로 해석할 수 있다.

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

대류폭풍(Convective Storm) 주위의 바람 벡터를 \vec{V}_h , 지면에 대한 폭풍의 이동속도가 \vec{c} 인 경우 다음과 SRH를 정의 한다.

(참고: http://en.wikipedia.org/wiki/Hydrodynamical_helicity).

$$SRH = \int (\vec{V}_h - \vec{c}) \cdot (\nabla \times \vec{V}_h) dz \quad (4.12)$$

여기서 $(\vec{V}_h - \vec{c})$ 는 폭풍에 대한 주위 바람의 상대속도를 나타내며, $\vec{V}_h = u_i + v_j$ 으로 주어진다. 식(4.12)를 전개하면 다음과 같다.

$$SRH = \int (\vec{V}_h - \vec{c}) \cdot \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \hat{i} + \frac{\partial u}{\partial z} \hat{j} \right) dz \quad (4.13)$$

식(4.13)에서 보는 바와 같이 바람의 연직시어가 영인 경우에는 SRH는 영이 된다.

SRH는 뇌운에서 토네이도 발생 가능성을 예측하는데 이용된다. 이 경우 식(4.12)의 적분은 보통 지상에서 도고 3km까지 수행된다. 북아메리카의 경우 토네이도 발달에 대한 SRH의 기준값은 다음과 같다.

150 < SRH < 299 : 약한 토네이도를 동반한 거대세포뇌우 발생 가능

300 < SRH < 499 : 강한 토네이도와 거대세포뇌우 발달 가능성이 매우 높음

SRH > 450 : 맹렬한 토네이도 발생

4.7.3 와이오밍 대학이 제공하는 Skew T-log p 다이어그램

세계기상 기구가 지정한 세계 각 관측지점에서 라디오존데 관측을 통해서 얻어진 정시관측(0000Z, 1200Z)데이터와 대기선도(그림 4.12)는 미국 와이오밍대학(University of Wyoming)의 다음 인터넷 주소에서 주어진다.

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

다음은 그림 4.12의 오른쪽에 주어진 단열도 분석에서 얻을 수 있는 모수들에 관한 설명이며, 관련 Web Site는

(<http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>)이다.

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

- 1) SLAT : 관측지점 위치(위도 : 각으로 표시)
- 2) SLOT : 관측지점 위치(경도 : 각으로 표시), 서경은 -, 동경은 +로 표시
- 3) SELV : 관측소 고도(m)
- 4) SHOW : 쇼월터 지수(Showalter Index)
- 5) LIFT : L-I 지수(Lifted index)
- 6) LFTV : 가온도를 이용하여 계산한 LIFT
- 7) SWET : SWEAT(Severe Weather Threat)지수
- 8) KINX : K-지수
- 9) CTOT : 교차합산지수(Cross Totals Index)
- 10) VTOT : 연직합산지수(Vertical Totals Index)
- 11) TOTL : 총합산지수(Total Total Index)
- 12) CAPE : 대류 가용 에너지 (Convective Available Potential Energy, Jkg^{-1})
- 13) CAPV : 가온도를 이용하여 계산한 CAPE
- 14) CINS : 대류억제 에너지(Convective Inhibition, Jkg^{-1})
- 15) CINV : 가온도를 이용하여 계산한 대류억제 에너지
- 16) EQLV : 평형고도(Equilibrium Level, hPa)
- 17) EQTV : 가온도를 이용하여 계산한 평형고도
- 18) LFCT : 자유대류고도(Level of Free Convection, hPa)
- 19) LFCV : 가온도를 이용하여 계산한 LFCT
- 20) BRCH : 총체 리차드슨 수(Bulk Richardson Number)
- 21) BRCV : CAPV를 이용하여 계산한 BRCH
- 22) LCLT : LCL에서 온도(K)
- 23) LCLP : LCL에서 기압(hPa)
- 24) MLTH : 500m 이하의 최하 혼합층의 평균온도(K)
- 25) MLMR : 500m 이하의 최하 혼합층의 평균혼합비(gkg^{-1})
- 26) THTK : 1000hPa와 500hPa 간의 층후(m)
- 27) PWAT : 대기의 총 가강수량(mm)

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

(1) BRN

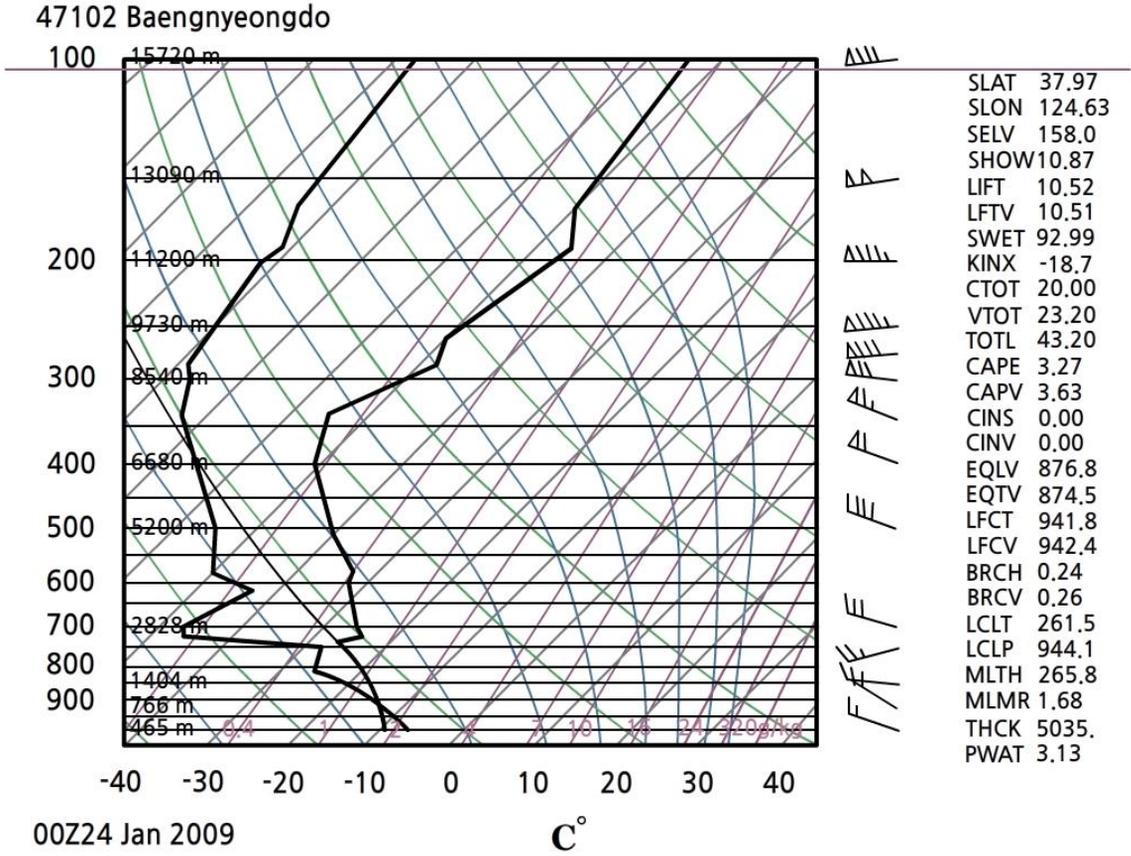
총체 리차드슨 수(Bulk Richardson Number : BRN)는 두 가지 형태로 정의할 수 있다. 하나는 경도 리차드슨 수(Gradient Richardson Number)에 대한 근사이고, 다른 하나는 대기의 강한 대류에 의한 폭풍우 발생을 예측하는데 지수로 쓰이는 총체 리차드슨 수이다. 여기서 설명하는 것은 예보에 활용되는 지수로서 연직 바람시어에 대한 CAPE의 비로서 다음과 같이 정의한다.

$$BRN = \frac{CAPE}{shear} = \frac{CAPE}{0.5u^2} \quad (4.12)$$

여기서 $u^2 = [(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2]$ 을 나타내며, (u_2, v_2) 는 지표에서 6km까지 평균풍의 바람 성분이며, (u_1, v_1) 은 지표에서 고도 500m 까지 바람성분이다. (4.12)에서 CAPE은 폭풍에서 상승기류의 세기를 결정하는 반면에 SHEAR는 폭풍의 성격(거대 세포, 다세포 스톰)을 나타낸다. 실황예보에서 BRN에 의한 뇌우 발달 가능성은 다음과 같다(Storm And Cloud Dynamics, 2nd., Cotton et al., 2011).

- (i) $BRN \geq 45$: 다세포 스톰
- (ii) $15 \leq BRN < 45$: 거대세포 스톰

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예



[그림 4.12] Skew T-log p 다이어그램(백령도). 단열선도에서 오른쪽 곡선은 기온곡선이며, 왼쪽 곡선은 노점온도 곡선임

참고.1 지오포텐셜

대기는 끊임없이 운동하고 있지만 여기서는 정역학적 평형상태에 있다고 가정한다. 이 경우 공기덩이에 작용하는 모든 힘의 합력은 영(Zero)이 되어 정지 상태에 있게 된다.

단위질량의 물체를 중력에 거슬러서 지표에서 높이 dz 만큼 들어 올렸을 때 물체에 가해진 일은

$$dw = -\vec{g} \cdot \vec{dz} = g dz \quad (4A.1)$$

으로 주어진다. 여기서 음(-)의 부호는 중력에 거슬러, 즉 중력과 반대방향으로 힘이 작용한 것을 나타낸다. 한편 중력에 거슬러 해진 일의 양은 물체의 위치에너지의 증가 ($d\phi$)와 같으므로 식 (4A.1)은

$$d\phi = g(z)dz \quad (4A.2)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (4A.2)을 평균해수면($z=0$)에서 $\phi=0$ 로 두고 임의의 고도 까지 적분하면

$$\phi(z) = \int_0^z g(z') dz' \quad (4A.3)$$

을 얻는다. 여기서 z' 은 고도를 나타내는 가변수(Dummy Variable)이고 ϕ 은 지오포텐셜(Geopotential)을 나타낸다. 지오포텐셜은 평균해수면에 있는 단위질량의 물체를 주어진 고도 까지 들어올리는데 필요한 에너지로 정의한다. 따라서 ϕ 의 단위는 Jkg^{-1} 또는 m^2s^{-2} 이다. 지오포텐셜이 일정한 면, 즉 ϕ 가 일정한 값을 갖는 면을 등지오포텐셜 면(Equipotential Surface)이라고 한다. 따라서 중력은 등지오포텐셜 면에 수직이지만 등고도면에 대해서 항상 정확하게 수직을 이루는 것은 아니다.

기상현상을 분석하는 데는 지오포텐셜 고도(Geopotential Height)를 이용하며, 그 정의는 다음과 같다.

$$z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g(z) \quad (4A.4)$$

여기서 $g_0 = 9.8\text{m/s}^2$ 으로 지표에서 지구 중력가속도를 전구 평균한 값이다. 지오포텐셜 고도는 대기운동이나 상태를 분석하는데 연직좌표로 많이 사용되며, 그 단위는 gpm(Geopotential Meter)이다.

참고.2 ICAO가 정한 표준대기

국제민간항공기구(ICAO)가 정한 표준대기는 항공기의 성능 비교, 기압고도계의 눈금 설정(Calibration), 미사일과 항공기 디자인 등 여러 분야에서 이용되므로 이에 대한 이해가 필요하다. 국제적인 협약에 의해 채택한 실제 대기의 평균 상태에 근사한 가상적인 온도, 밀도, 기압 분포를 나타내는 기준대기를 표준대기(Standard Atmosphere)고 한다.

현재 국제적으로 많이 사용되고 있는 표준대기는 국제민간항공기구(International Civil Aeronautical Organization : ICAO)가 채택한 것으로 정역학평형을 가정하며 기본적인 사항은 다음과 같다.

대기 조성 : 건조공기, 평균 분자량($M=28.9644\text{gmole}^{-1}$)

지상기압: 1013.250hPa(평균해수면)이며, 이를 표준기압 또는 1기압(One Atmosphere)이라 한다.

지상기온 : 15°C (288.15K)

지상 공기밀도 : 1.2250kgm^{-3}

지상의 중력 가속도 : 9.8066ms^{-2}

기온감률 : $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (고도 : 0~11km)

기온감률 : $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (고도 : 11~20km)

기온감률 : $-1.0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (고도 : 20~32km)

건조공기의 기체상수: $2.8704 \times 10^6 \text{ erg/gm}/^{\circ}\text{K}$

1 표준대기압에서 빙점: 273.16°K

중력가속도: $980.665 \text{ cm/s}^{-2}$

제로기압고도에서의 온도: 15°C 또는 288.16°K

제로기압고도에서의 밀도는 $0.0012250 \text{ gm/cm}^{-3}$

권계면의 기압고도: 11 km

권계면의 온도: -56.5°C

국제 민간항공기구가 규정한 성층권계면의 높이는 47km 그리고 중간권계면의 높이는 84km이다.

참고.3 대기관측 자료와 단열선도 관련 인터넷 주소

- 1) <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> 접속
- 2) Region에서 관심 대륙 선택(한국은 Southeast Asia를 선택)
- 3) Type of Plot에서 원하는 자료 유형 선택
- 4) Year, Month에서 년, 월 선택
- 5) From, To에서 원하는 시간대 선택
- 6) Station Number에서 관심 지역 선택

※ Index 등에 대한 정보는 새로 뜬 창의 아래를 보면 링크되어 있으니 클릭하면 됨

Station Number를 선택하기 위해 지도 위에 마우스 포인터를 올려 두면 Station Number 부분에 번호가 뜬다. 아래는 한국의 관측 지역번호이다.
47090 : 속초, 47102 : 백령도, 47112 : RKSO 오산 Ab, 47138 : 포항,
47158 : RKJJ 광주 Ab, 47185 : 제주

연습문제

1. 열역학 다이어그램의 종류와 기본 등치선에 관해서 설명하십시오.
2. Skew T-log p 다이어그램의 좌표축 설정에 대해서 설명하십시오.
3. 건조단열선과 습윤단열선에 대해서 설명하십시오.
4. 등온선과 건조단열선의 차이점은 무엇인가? 그리고 두 선상에서 보존되는 물리량은 각각 무엇인가?
5. 층후척도(Thickness Scale)에 대해서 설명하십시오.
6. 100hPa 이하에서 기준등압면을 기술하십시오.
7. 유의고도에 대해서 설명하십시오.
8. 지오폠펜셜 고도(Geopotential Height)를 정의하십시오.
9. 다음 약어가 무엇을 의미하는지 기술하십시오.

1) LFTV	2) TOTL	3) CAPE
4) CINS	5) LCLT	6) PWAT

5장 . 단열도를 이용한 기상요소 산출

5.1 서론

5.2 습도분석

5.3 수증기압과 포화 수증기압 분석

5.4 응결고도와 평형고도

5.5 각종 온도분석

5.6 층후분석

학습목표

- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 혼합비, 포화혼합비 그리고 상대습도를 결정한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 건조단열과정에서 온위를 결정한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 대류응결고도, 상승응결고도(치올림응결고도), 자유대류고도, 혼합응결고도 그리고 평형고도를 결정하는 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 습구온도와 습구온위를 결정하는 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 상당온도와 상당온위를 결정하는 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램에서 두 등압면(등압선) 사이의 기온도(T_v)곡선을 이용하여 층후를 구하는 방법을 이해한다.

5.1 서론

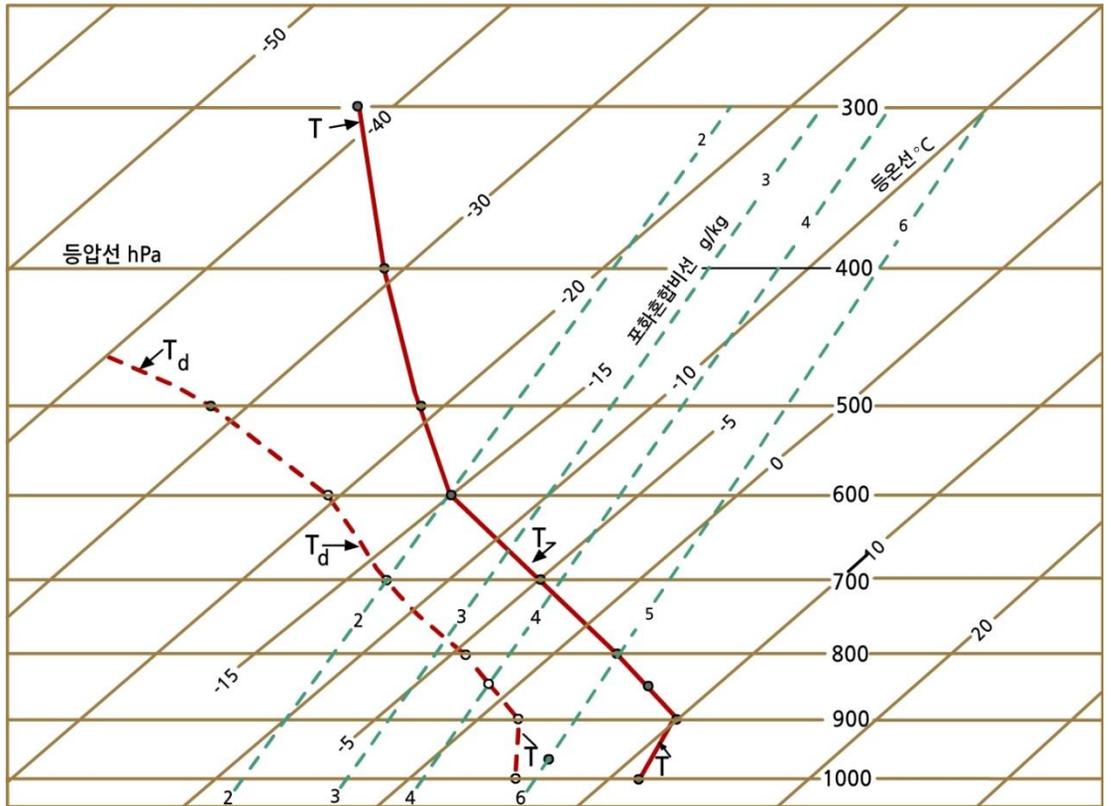
일반적으로 대기 관측시에는 Skew T-log p 다이어그램에는 2개의 곡선을 기입한다. 하나는 기온곡선이고, 다른 하나는 노점온도 곡선이다. 이 장은 Skew T-log p 다이어그램에 기입된 자료를 이용하여 라디오존데 관측에서 주어지지 않은 여러 가지 기상요소를 어떻게 산출하는가에 관해서 기술되어 있다.

5.2 습도분석

5.2.1 혼합비

주어진 고도에서 수증기의 혼합비(w)는 대기의 노점온도(T_d)를 통과하는 포화혼합비선의 값이다. 다음과 같은 절차에 의해서 결정한다.

- (1) 주어진 기압 고도(Pressure Level)에서 노점온도 곡선이 만나는 점을 확인한다. 대기가 불포화인 경우 노점온도는 항상 기온 보다 낮다.
- (2) 포화혼합비선이 그 점을 통과 하는지를 조사한다. 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하면 그 포화혼합비선의 값이 주어진 대기의 혼합비의 값이 된다.
- (3) 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하지 않으면 주어진 기압에서 그 점이 양쪽에 있는 포화 혼합비선의 값을 이용하여 수평으로 내삽한 후 그 값을 그 점의 포화혼합비 값으로 결정한다. 예를 들면 그림 5.1에서 고도 700hPa, 노점온도 -13°C 의 경우 혼합비는 2.0 gKg^{-1} 이다.



[그림 5.1] Skew T-log p 다이어그램에서 혼합비와 포화혼합비의 결정

5.2 습도분석

5.2.2 포화혼합비

불포화 공기가 주어진 상태 온도와 기압에서 포화되었다고 가정했을 때의 혼합비를 포화혼합비라고 한다. 주어진 대기상태에서 수증기의 포화혼합비(w_s)는 그 고도의 온도(기온) 값을 지나는 포화혼합비선의 값과 같다. 다음과 같은 절차에 의해서 결정한다.

- (1) 주어진 기압 고도(Pressure Level)와 기온 곡선이 만나는 점을 확인한다.
- (2) 포화혼합비선이 그 점을 통과 하는지를 조사한다. 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하면 그 포화혼합비선의 값이 주어진 대기의 혼합비의 값이 된다.
- (3) 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하지 않으면 주어진 기압에서 그 점이 양쪽에 있는 포화 혼합비선의 값을 이용하여 수평으로 내삽 한 후 그 값을 그 점의 포화혼합비 값으로 결정한다. 예를 들면 그림 5.1에서 고도 700hPa, 기온 -5°C 의 경우 포화 혼합비는 3.8 gkg^{-1} 이다.

5.2.3 상대습도

상대습도의 값을 앞에서 구한 w 와 w_s 를 다음 식을 적용하여 계산한다.

$$RH(\%) = \frac{w}{w_s(T)} \times 100 \quad (5.1)$$

예를 들면 그림5.1에 주어진 대기관측 자료에 의하면 700hPa에서 기온은 -5°C , 노점온도는 -13°C 이다. 이 경우 $w = 2.0 \text{ gkg}^{-1}$ 이고, $w_s = 3.8 \text{ gkg}^{-1}$ 이다. 따라서 상대습도의 다음과 같다.

$$RH(\%) = \frac{2.0}{3.8} \times 100 = 53\% \quad (5.2)$$

5.3 수증기압과 포화 수증기압 분석

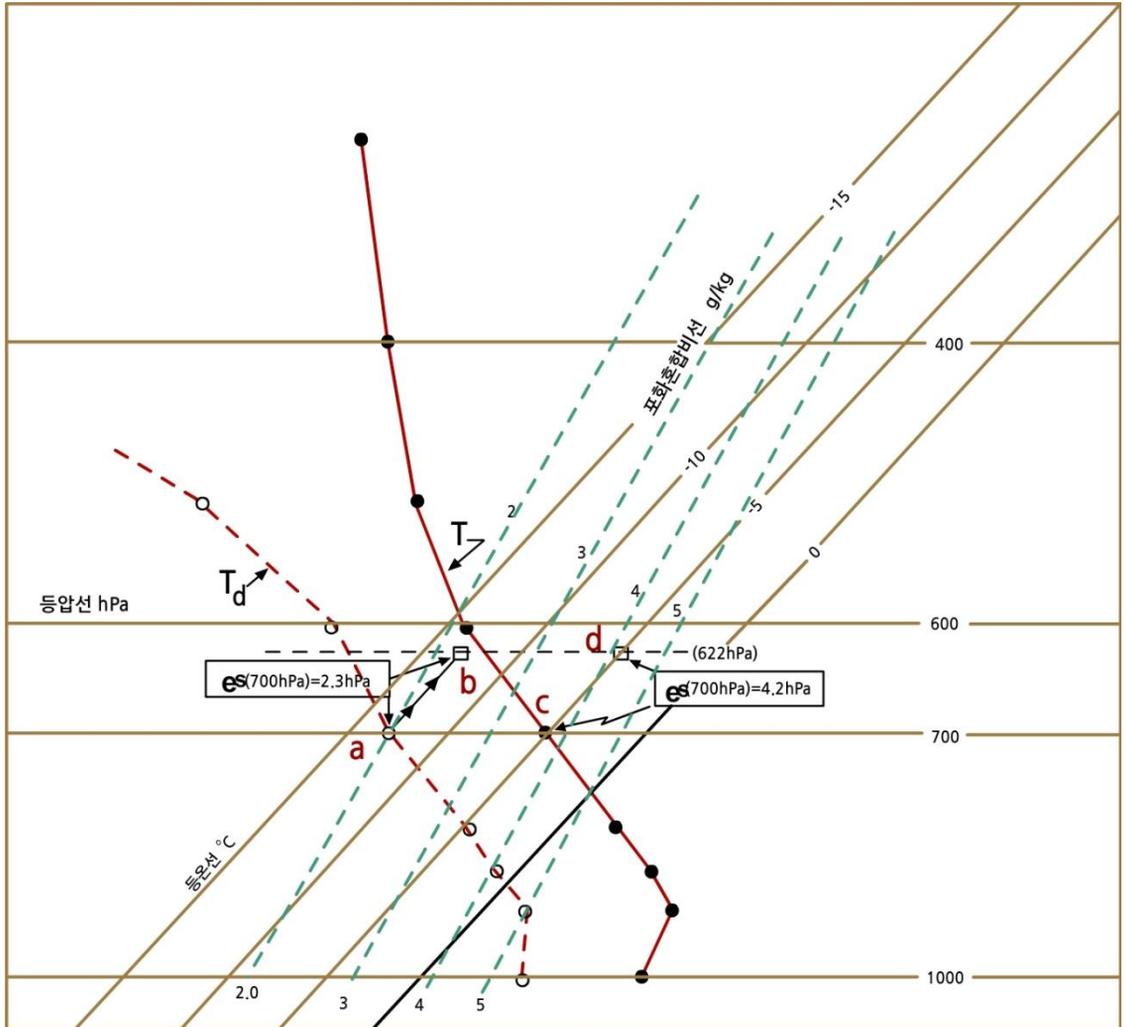
5.3.1 수증기압

대기압에서 수증기가 기여하는 압력을 수증기압이라고 하며 다음과 같이 구한다. 혼합비(x)는 식(3.10)에 의하면 수증기압이 e 그리고 대기 압력이 p 인 경우 $x(\text{g/kg}) = 622 \frac{e}{p}$ 으로 주어진다. 이 식에서 ($p = 622 \text{hPa}$)와 x 가 주어지면 수증기압(e)를 구할 수 있다. 이 이론을 적용하여 Skew T-log p 다이어그램에서 수증기압을 구해보자.

수증기압은 대기압에서 수증기가 기여하는 압력을 나타내며 다음과 같이 구한다. 수증기압을 구하고자 하는 고도에서 등압선과 이슬점 온도 곡선과 만나는 점을 정한다.

그림 5.2에서와 같이 등압선을 700hPa로 정할 경우 노점온도 곡선과 만나는 점(a)에서 등온선을 따라 622hPa고도선과 만나는 점(b)까지 이동한다. 여기서 b를 통과하는 포화혼합비선의 값을 내삽 하여 읽으면 그 값은 2.3이며, 이 값은 원래 700hPa 고도에서 수증기압으로 2.3hPa이다. 그림 5.2에서 700hPa고도의 노점온도는 대략 -13°C 이다.

5.3 수증기압과 포화 수증기압 분석



[그림 5.2] Skew T-log p 다이어그램에서 수증기압과 포화수증기압의 결정

5.3.2 포화 수증기압

주어진 고도에서 포화 수증기압을 결정하는 방법은 수증기압의 경우와 동일하다. 다만 포화 수증기압의 경우는 출발점(c)에서 기온곡선을 이용한다.

그림 5.2에서와 같이 등압선을 700hPa로 정할 경우 기온 곡선과 만나는 점(c)에서 등온선을 따라 622hPa고도선과 만나는 점(d)까지 이동한다. 여기서 d를 통과하는 포화혼합비선의 값을 내삽 하여 읽으면 그 값은 4.2이며, 이 값은 원래 700hPa, -5°C 고도에서 포화수증기압으로 4.2hPa이다.

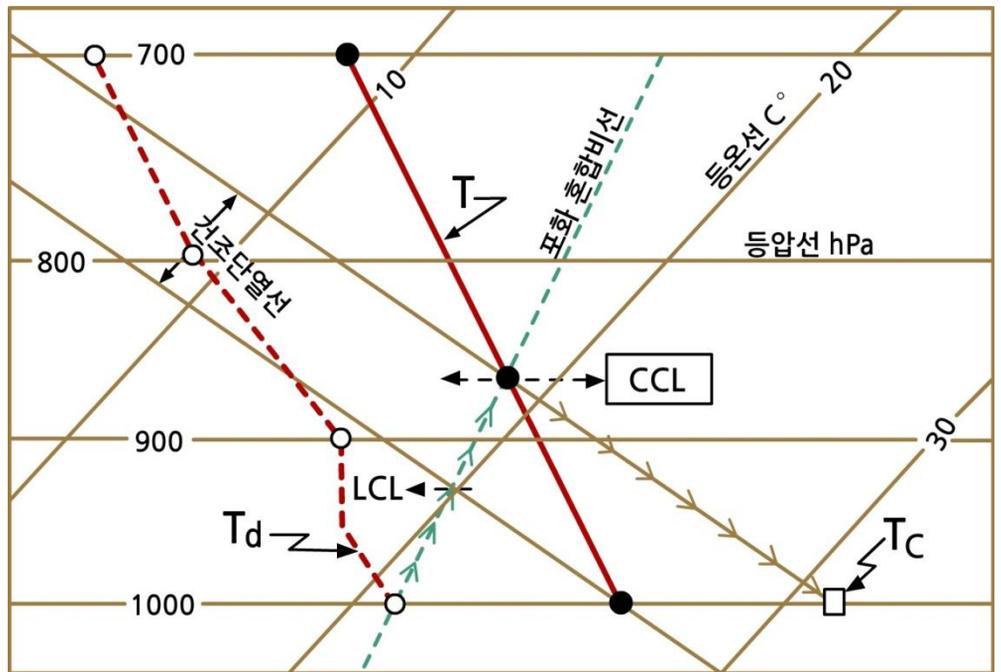
5.4 응결고도와 평형고도

5.4.1 대류응결고도

지표 부근의 불포화 공기덩이가 지표의 가열로 부력을 받은 후 단열 상승하여 포화에 이르는 고도를 대류응결고도(Convective Condensation Level : CCL)라고 한다.

이 고도는 그림 5.3에서와 같이 보통 지표 가열에 의해 형성되는 적운의 운저 고도가 된다. 단열도에서 대류응결고도는 지상의 노점온도를 지나는 포화혼합비선이 기온곡선과 만나는 점의 고도이다. 만일 지표 부근에서 습도가 고도에 따라 변화가 심할 때에는 지표 부근의 낮은 기층의 습도를 평균한 값을 이용하여 대류응결고도를 구한다. 그림 5.3에서는 CCL에서 건조단열선을 따라 하강하여 지상의 등압선과 만나는 점이 대류온도(T_c)이다.

대류온도(Convective Temperature)는 태양복사에 의한 가열 때문에 지표 부근의 공기 온도가 상승하여 대류운이 비로소 형성될 때의 지상 기온이다. 따라서 대류온도는 지표의 가열에 의해서 대류운이 형성될 수 있는 최저온도라고 할 수 있다.



[그림 5.3] 대류응결고도, 상승응결고도, 대류온도 분석

5.4 응결고도와 평형고도

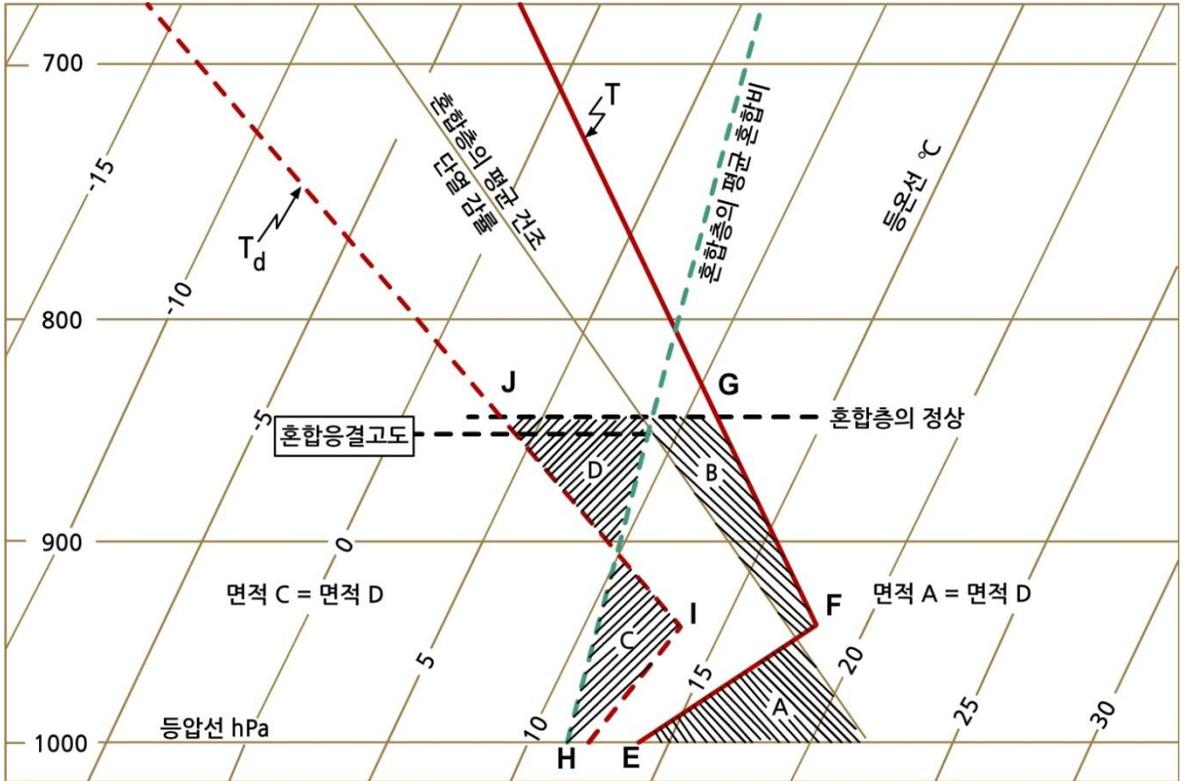
5.4.2 상승응결고도(치올림응결고도)

지표 부근의 불포화공기덩이가 건조 단열적으로 상승하여 포화에 이르는 고도를 상승응결고도(Lifting Condensation Level : LCL) 또는 치올림응결고도라고 한다. 그림 5.3에 표시된 바와 같이 LCL은 주어진 기압고도에서 이슬점온도를 지나는 포화혼합비선과 지상의 기온을 지나는 건조단열선과 만나는 점의 고도이다. 보통 LCL의 온도는 그 고도의 기온보다 낮다. 지표 부근 공기의 LCL은 보통 CCL보다 낮지만 대기의 기온 분포가 건조 단열선과 나란할 때에는 LCL은 CCL과 같아진다.

5.4.3 혼합응결고도

지표 부근의 기층에서 바람의 연직시어가 큰 경우에는 난류 형성으로 기층의 상부와 하부의 공기가 혼합된다. 이 경우 기층 내의 온도 분포는 그림 5.4와 같이 건조단열선과 평행하게 되며 이슬점온도 분포는 포화 혼합비선과 나란하게 된다. 따라서 혼합층이 충분히 두꺼운 경우에는 혼합 후 기온 곡선과 이슬점 온도 곡선이 혼합층 내의 한 고도에서 서로 만나게 된다. 이 고도에서는 이슬점온도와 기온이 같으므로 응결이 일어나게 되며 이를 혼합응결고도(Mixing Condensation Level : MCL)라고 한다.

5.4 응결고도와 평형고도



[그림 5.4] 혼합응결고도 분석

그림 5.4는기온곡선과 노점온도고선이 주어져 있을 때 혼합응결고도를 구하는 방법을 보여주는 한 예이다. 그림에서 EFG와 HIJ는 각각 혼합이전의 기온 곡선과 노점온도 곡선이다. 혼합응결고도를 구하는 방법은 다음 4단계로 구분할 수 있다.

- (1) 먼저 하층대기의 온도 곡선, 바람의 연직시어, 지형 등을 고려하여 혼합층의 고도를 결정한다.
- (2) 혼합고도 와 1000hPa 사이의 기온분포(EFG)를 고려하여 그림과 같이 면적 A, B가 같아지는 건조단열선을 그린다.
- (3) 동일한 방법으로 혼합고도 와 1000hPa 사이의 이슬점온도 곡선(HIJ)을 고려하여 그림과 같이 면적 C, D가 같아지는 포화혼합비선을 그린다.
- (4) 혼합 후의 기온 곡선과 포화혼합비선이 만나는 고도가 혼합층 내에 있으면 이 고도가 혼합 응결고도가 된다. 그러나 이 고도가 혼합층 위에 있으면 대기의 혼합에 의한 응결은 일어나지 않는다.

5.4 응결고도와 평형고도

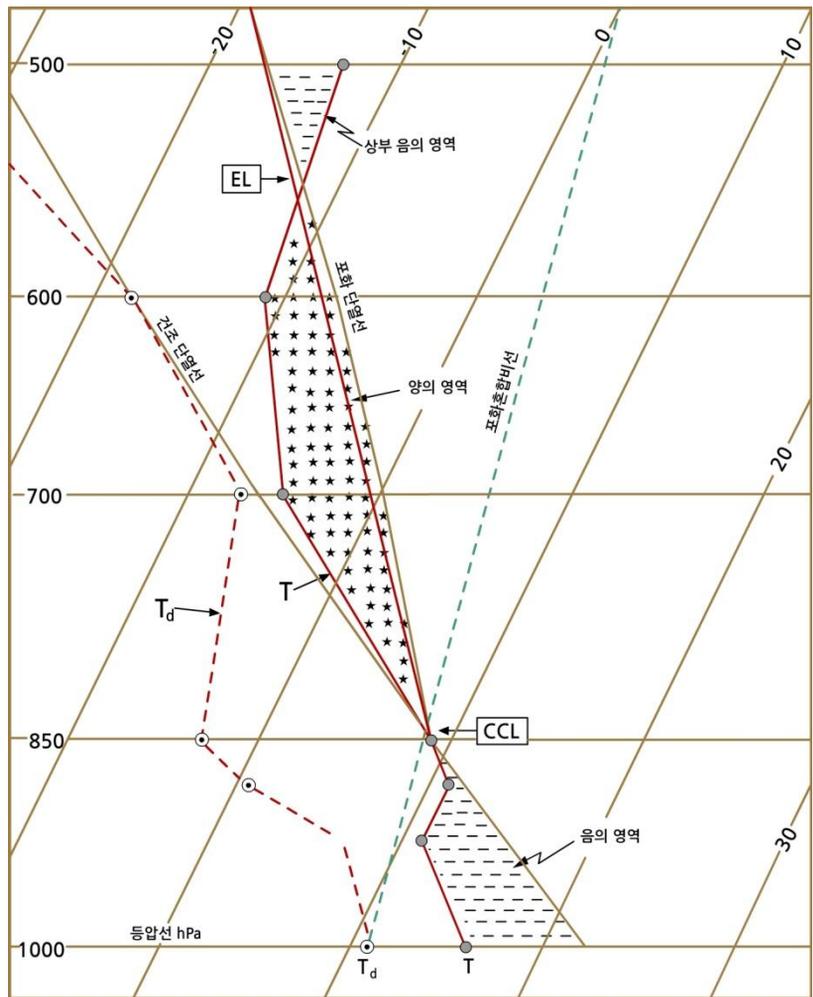
그림 5.4에서 혼합 후에 A 영역에서 온도가 증가하고 B 영역에서 온도가 감소한 것은 대기의 연직 혼합하는 동안 상층의 온위가 높은 공기가 하층으로 이동하고 하층의 온위가 낮은 공기가 상층으로 이동하였기 때문이다. 이로 인해 혼합층에서 온위는 일정하지만, 하층의 온도는 높고 상층의 온도는 낮게 나타난다.

한편, 혼합 후 수증기의 혼합비는 C 영역에서 감소하고 D 영역에서 증가한다. 그 이유는 대기의 연직혼합 시 하층의 습한 공기가 위로, 상층의 건조한 공기가 아래로 이동하였기 때문이다. 따라서 혼합층의 수증기의 혼합비는 일정하게 된다.

5.4 응결고도와 평형고도

5.4.4 평형고도

대류응결고도나 자유대류고도를 거쳐 위로 상승한 공기덩이가 계속 상승하다가 그 온도가 주위 대기의 온도와 같아져 부력을 상실하는 고도를 평형고도(Equilibrium Level : EL)라고 한다. 그림 5.5에서 EL로 표시된 고도이다. 그림에서 음(-)의 영역은 공기덩이의 온도가 주위온도 보다 낮은 부부이며, 그림에서 양(+)-의 영역은 공기덩이의 온도가 주위온도 보다 높은 부분이다.



[그림 5.5] 평형고도 분석

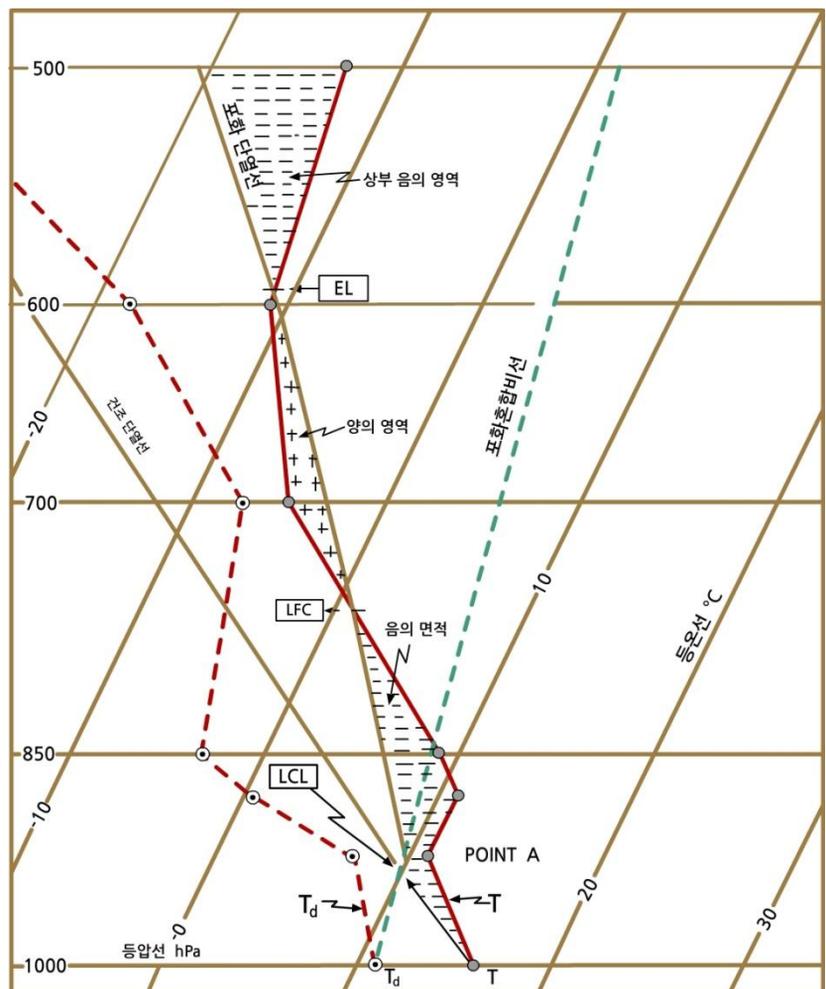
5.4 응결고도와 평형고도

5.4.5 자유대류고도

공기덩이가 건조 단열적으로 상승하여 포화에 달하는 상승응결고도(LCL)에서 포화 단열적으로 계속 상승하여 처음으로 대기의 온도곡선과 만나는 점의 고도를 자유대류고도(Level of Free Convection : LFC)이다. 이 고도 이상에서는 단열적으로 상승하는 공기덩이의 온도가 대기의 온도보다 높아서 양의 부력으로 평형고도까지 상승을 계속하게 된다. 자유대류고도는 다음 2단계로 구한다.

- (1) 먼저 그림 5.6과 같이 LCL을 구한다.
- (2) LCL에서 습윤단열선을 따라 계속 상승 한 후 기온 곡선과 만나는 점을 구하면, 이 점이 자유대류고도이다.

공기덩이가 상승하면서 자유 대류고도를 증가하면 공기덩이의 온도가 주위온도 보다 높아져서 공기덩이는 양(+)의 부력을 갖는다.



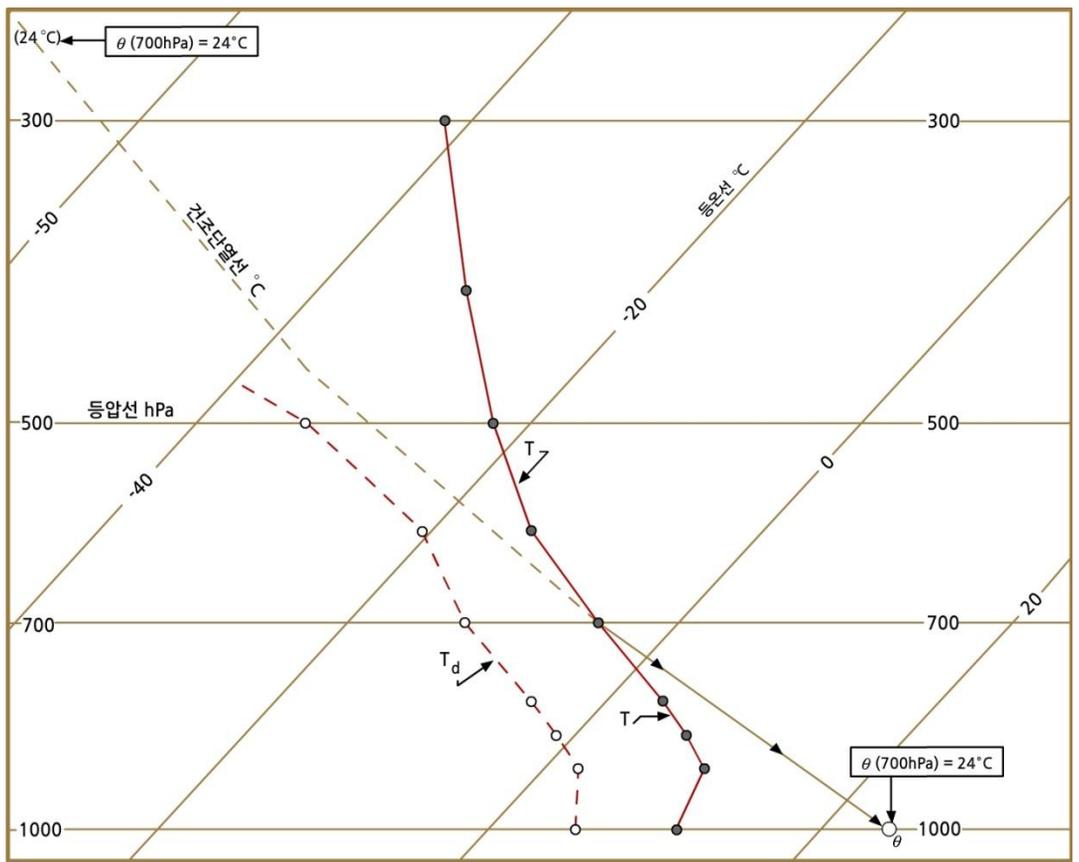
[그림 5.6] 자유대류고도 분석

5.5 각종 온도분석

5.5.1 온위분석

단열도에서 주어진 공기덩이를 원래의 위치(p, T)에서 온도 T 를 지나는 건조단열선을 따라 1000hPa까지 변위시켰을 때 단열선과 등온선이 만나는 점의 온도가 온위(θ)이다.

그림 5.7은 700hPa, -5°C 인 공기의 온위를 결정하는 방법을 보여준다. 그림에 의하면 이 공기의 온위는 24°C , 270K이다.



[그림 5.7] Skew T-log p 다이어그램에서 온위의 결정

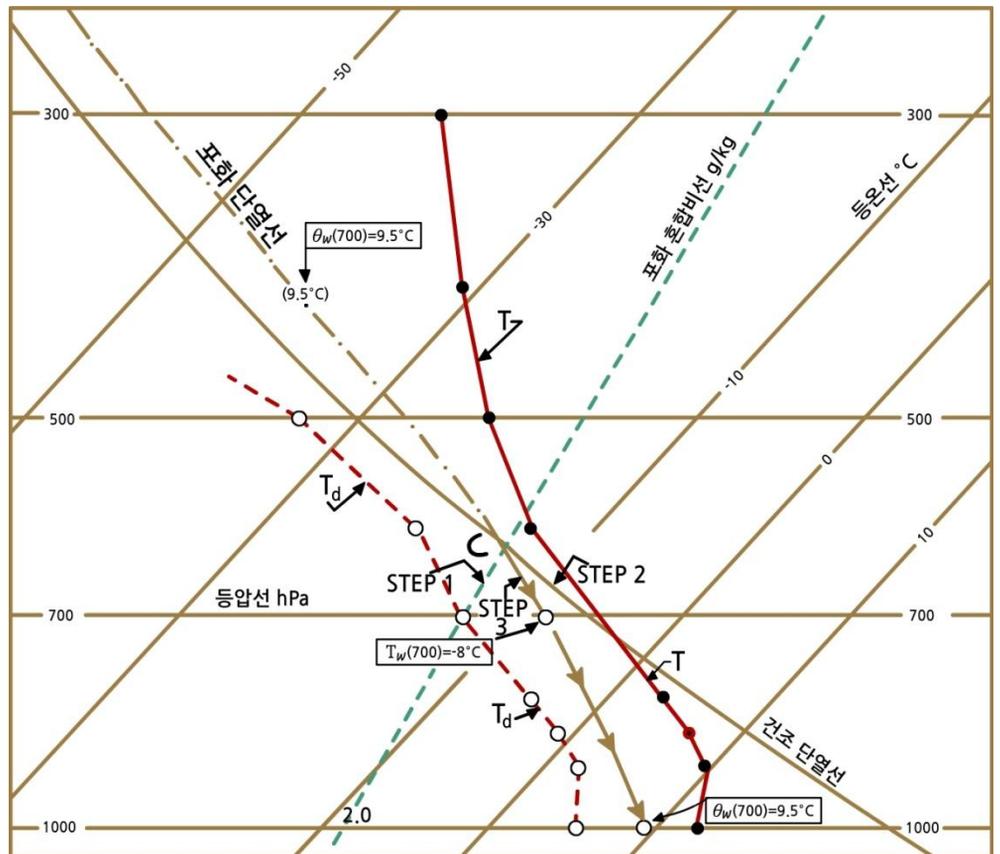
5.5 각종 온도분석

5.5.2 습구온도와 습구온위 분석

습구온도는 등압상태에서 불포화 공기가 물의증발로 인한 수증기량의 증가로 처음 포화에 이르렀을 때 온도이다. 이 경우 증발에 필요한 열은 공기에서 공급된다. 열역학선도에서 습구온도는 다음 3단계에 의해서 구한다.

- (1) 주어진 기압에서 이슬점온도를 지나는 포화혼합비선을 그린다.
- (2) 주어진 기압에서 기온을 지나는 건조단열선을 그린 다음 포화혼합비선과 만나는 점의 고도, 즉 LCL을 구한다.
- (3) 그림 5.8과 같이 LCL을 지나는 습윤단열선을 따라 원래의 고도에 도달했을 때 그 지점의 등온선의 값이 바로 습구온도(T_w)를 나타낸다.

공기덩이의 습구온위(θ_w)는 공기덩이를 포화단열적으로 1000hPa 까지 이동했을 때의 가상적인 온도이다. 그림 5.8에서 습구온도(T_w)를 지나는 습윤단열선을 따라 하강하여 1000hPa 등압선과 만나는 점의 온도 값이 습구온위이다. 그림 5.8에서 기압 700hPa, 기온 약 -5°C , 노점온도 -13.2°C 일 때 습구온도는 -8°C 이고 습구온위는 -9.5°C 이다.



[그림 5.8] 습구온도와 습구온위의 분석

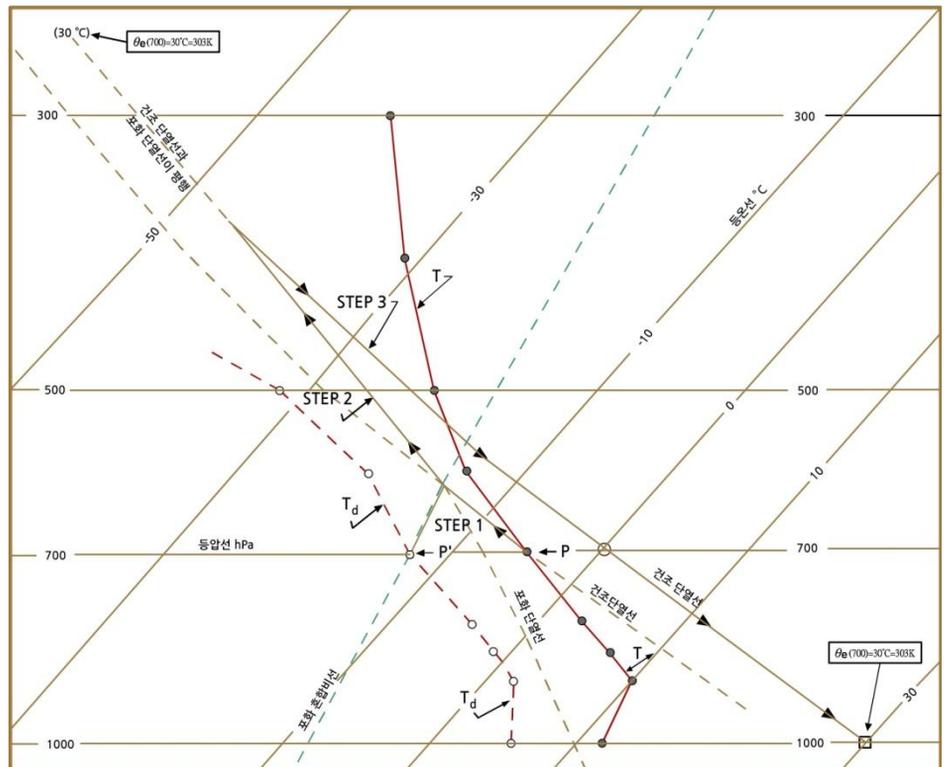
5.5 각종 온도분석

5.5.3 상당온도와 상당온위 분석

상당온도는 주어진 고도에서 공기 중에 포함된 수증기가 단열과정으로 상승하는 동안 모두 응결하여 강수로 빠져 나간 후에 건조단열적선을 따라 원래 고도까지 하강했을 때 공기덩이가 갖게 되는 가상적인 온도이다. 상당온도는 다음과 같이 구한다.

- (1) 주어진 공기덩이의 상승응결고도(LCL)를 구한다.
- (2) 상승응결고도를 통과하는 습윤단열선을 따라 공기를 상승시키며, 그리고 습윤 단열선과 건조단열선이 나란한 기압고도에서 상승을 멈춘다.
- (3) 그 고도에서 건조단열선을 따라 하강하여 출발 고도의 등압선과 만나는 점의 온도값이 상당온도(T_e)이다.

공기덩이의 상당온위(θ_e)는 그림 5.9에서 상당온도(T_e)를 지나는 건조단열선을 따라 하강하여 1000hPa 등압선과 만나는 점의 온도값이다. 불포화공기덩이의 경우 상당온위, 온위, 습구온위 값의 크기는 $\theta_e > \theta > \theta_w$ 이다. 그림 5.9에 주어진 700hPa 상공에 있는 공기의 상당온도는 0.5°C이고 상당온위는 30°C이다.



[그림 5.9] Skew T-log p 다이어그램에서 상당온도와 상당온위의 분석

5.6 층후분석

층후(Thickness)는 두 등압면의 지오펀셜 고도의 차를 의미 한다. 두 등압면 P_1 으로부터 P_2 까지의 층후(ΔZ)는 식으로 표시하면 다음과 같다.

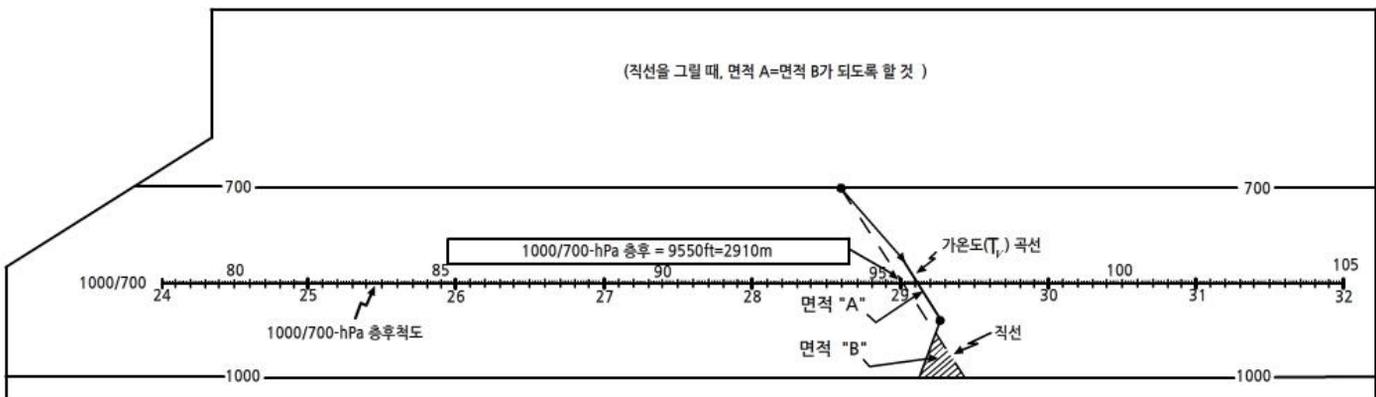
$$\Delta Z = \frac{R_d}{g} \overline{T}_v \ln \frac{P_1}{P_2} \quad (5.3)$$

여기서 R_d 는 건조공기의 기체 상수, g 는 중력가속도, \overline{T}_v :는 P_1 과 P_2 사이의 평균 가온도를 나타낸다.

층후는 그림 5.10과 같이 구하고자 하는 두 등압면(등압선) 사이의 가온도 (T_v)곡선을 그린 후, T_v 곡선을 중심으로 두 등압선과 T_v 곡선이 이루는 좌우의 면적이 같도록 그은 제3의 직선이 두 등압선 중간쯤에 그려져 있을 층후 계산척과 만나는 점의 층후값을 읽어서 구한다. 층후값을 대략적으로 구하는 경우에는, 두 등압면 사이의 가온도를 모두 구하여 T_v 곡선을 구하는 대신, T곡선을 사용하여 위와 같은 방법으로 층후를 구한다.

그림 5.10은 두 등압면 1000hPa과 700hPa의 층후를 구하는 방법을 보여 준다.

- (1) 층후를 구하기 위해서는 1000hPa과 700hPa 사이의 가온도를 $T_v = T(1 + 0.6w)$ 을 이용하여 계산하고 연직 분포를 그린다.
- (2) 두 등압선과 T_v 곡선이 이루는 좌(B)·우(A)의 면적이 같도록 직선을 긋는다.
- (3) 그리고 이 직선과 1000hPa/700hPa 축척선이 만나는 점의 값을 읽으면, 그 값은 2,910gpm(또는 9,950 Geopotential Feet에 해당)이다.



[그림 5.10] 층후분석

연습문제

1. 700hPa에서 온도가 이슬점온도가 -10°C 일 때, 이 고도에서 대기의 혼합비를 구하시오.
2. 한랭전선 또는 온난전선 통과 전·후의 라디오존데 관측 자료를 이용하여 Skew T-log p 다이어그램을 작성하고 다음문제에 답하시오.
 - (1) 지표에서 혼합비, 포화혼합비를 구하고 이를 이용하여 상대습도를 구하시오.
 - (2) 지표에서 수증기압, 포화수증기압을 구하고 이를 이용하여 상대습도를 구하고 (1)에서 구한 결과와 비교하시오.
 - (3) 대류응결고도, 대류온도, 상승응결고도를 구하시오.
 - (4) 850hPa 고도에 있는 공기의 온위를 구하시오.
 - (5) 습구온도와 습구온위를 구하시오.
 - (6) 상당온도와 상당온위를 구하시오.
 - (7) 등압면 1000hPa과 700hPa 사이의 증후를 구하시오.

6장 .대기의 안정도 분석

- 6.1 서론
- 6.2 공기덩이의 부력
- 6.3 대기의 안정도 분석
- 6.4 단열도에 의한 안정도 분석
- 6.5 기온의 연직 분포의 변화
- 6.6 대류 불안정도
- 6.7 비국지적 안정도
- 6.8 안정도 지수와 기상모수

학습목표

- 공기덩이에 미치는 부력을 이해한다.
- 불포화공기와 포화공기의 안정도 분석 기준을 이해한다.
- 국지적 안정도와 비국지적 안정도의 차이점을 이해하고, 비국지적 안정도 분석 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 대기의 안정도 분석방법을 습득한다.
- 대기의 안정도 변화에 영향을 주는 요인들을 이해한다.
- 위험기상의 예보에 활용하는 대기의 안정도 지수를 계산하는 방법을 익힌다.
- Skew T-log p 다이어그램에서 얻어지는 여러가지 지수를 예보에 적용하는 방법을 이해한다.

6.1 서론

대기 중에는 공기덩이의 수평운동과 더불어 연직운동이 끊임없이 일어나고 있다. 그러면 어떻게 해서 공기덩이가 상승 또는 하강하는가?

이러한 문제에 답하기 위해서는 대기의 정적안정도(Static Stability 또는 Hydrostatic Stability) 분석이 필요하다. 대기의 정적안정도는 정지상태에 있는 공기덩이를 연직으로 변위시켰을 때 공기덩이의 운동을 분석하여 결정한다.

6.2 공기덩이의 부력

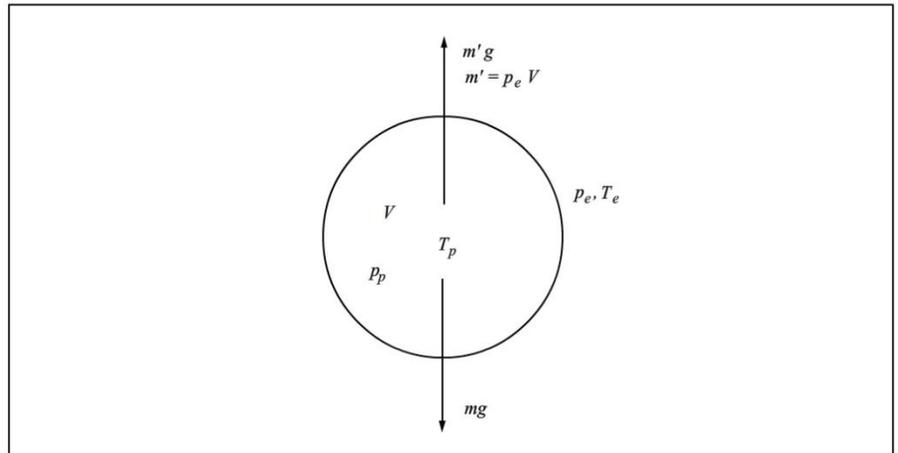
부력은 물체가 유체 내에 있을 때 받는 연직 방향으로 작용하는 힘이다. 체적 V , 밀도가 ρ_p 인 공기덩이가 그림 6.1과 같이 밀도 ρ_e , 온도가 T_e 인 대기 중에 있다. 이 경우에 공기덩이에 미치는 중력은 $\rho_p Vg$ 이다. 한편 아르키메데스의 원리에 의해 공기덩이에 미치는 상향의 부력은 $\rho_e Vg$ 이다. 따라서 공기덩이가 연직운동 시에 주위 공기로 인한 저항을 무시할 경우 공기덩이에 대한 연직방향의 운동방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$ma_b = \rho_e Vg - \rho_p Vg \quad (6.1)$$

여기서 m 은 공기덩이의 질량이고, a_b 는 부력에 의한 공기덩이의 연직가속도이다. 공기덩이의 질량은 $m = \rho_p V$ 이므로 식 (6.1)은 다음과 같이 표현된다.

$$a_b = \left(\frac{\rho_e - \rho_p}{\rho_p} \right) g \quad (6.2)$$

식 (6.2)에 의하면 $\rho_e > \rho_p$ 이면 $a_b > 0$ 이므로 공기덩이가 상향의 부력을 받게 되고, $\rho_e < \rho_p$ 인 경우에는 $a_b < 0$ 이므로 하향의 부력을 받는다.



[그림 6.1] 공기덩이의 부력의 개념도

실제로 대기관측에서는 공기밀도를 측정하기보다는 통상적으로 기압, 온도와 습도를 측정하므로 식 (6.2)를 가운데로 나타내면 부력계산이 더 쉽다. 지금 공기덩이의 가운데를 T_{vp} , 주위공기의 가운데를 T_{ve} 이라고 한다. 그리고 공기를 이상기체로 생각하면 공기덩이와 주위공기에 대해 각각

$$p = \rho_p R_d T_{vp} \quad (6.3)$$

6.2 공기덩이의 부력

$$p_e = \rho_e R_d T_{ve} \quad (6.4)$$

가 성립한다. 이들 상태방정식을 식 (6.2)에 적용한 후 $p = p_e$ 를 가정하면

$$a_b = \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) g \quad (6.5)$$

으로 주어진다. 식 (6.5)에 의하면 $T_{vp} > T_{ve}$ 인 경우에는 $a_b > 0$, 즉 공기덩이의 가온도가 주위공기의 가온도보다 큰 경우에는 연직 상방으로 양의 부력의 공기덩이에 작용한다. 그리고 $T_{vp} < T_{ve}$ 인 경우에는 $a < 0$ 이므로 공기덩이에 음의 부력이 작용한다. 한편 주위공기와 공기덩이의 수증기 함량이 작은 경우 (6.5)는

$$a_b = \left(\frac{T_p - T_e}{T_e} \right) g \quad (6.6)$$

으로 근사할 수 있다. 여기서 T_p , T_e 는 그림 6.1에서 각각 공기덩이와 주위공기의 온도를 나타낸다. 공기덩이의 정확한 부력계산에는 온도보다 가온도를 이용한다. 그 이유는 가온도는 수증기의 포함 정도에 따른 공기의 밀도변화를 고려한 온도이기 때문이다.

6.3 대기의 안정도 분석

6.3.1 불포화 공기의 안정도

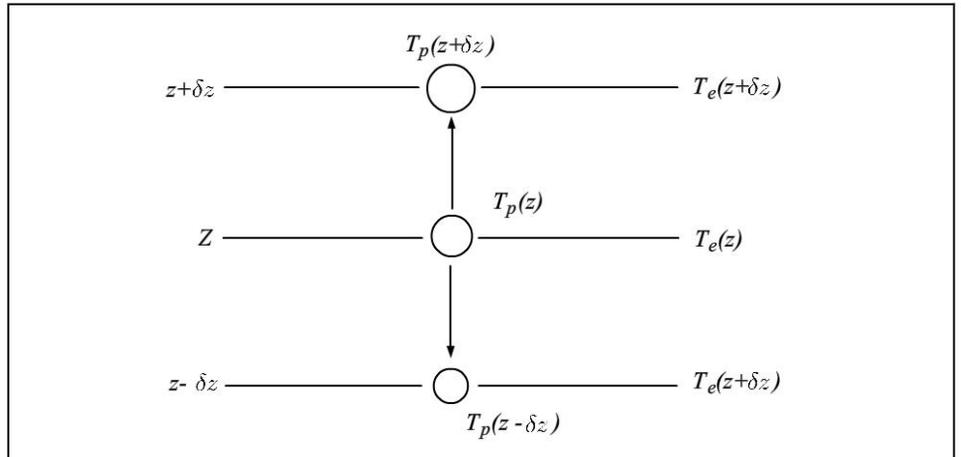
대기의 안정도 분석에는 공기덩이 법(Parcel Method)이 이용된다. 이 방법은 정지 상태에 있는 공기덩이를 어떤 고도에서 그림 6.2와 같이 연직으로 δz 만큼 단열상승(또는 단열하강)시켰을 때 변위된 위치에서 주위공기의 온도와 공기덩이의 온도를 비교하여 대기의 안정도를 결정한다. 그림 6.2에서 온도가 T_0 인 공기덩이가 고도 z 에서 δz 만큼 상승했을 때 공기덩이의 온도(T_p)와 주위 공기온도(T_e)는 각각 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$T_p = T_0 - \gamma_d \delta z \quad (6.7)$$

$$T_e = T_0 - \gamma \delta z \quad (6.8)$$

여기서 고도 z 에서 $T_p = T_e = T_0$ 이다. 그리고 γ_d 와 γ 는 각각 건조단열감률과 주위공기의 온도감률을 나타낸다.

식 (6.7)과 (6.8)을 (6.6)에 대입하면 부력에 의한 가속도 a_b 의 크기에 따라 $a_b > 0$, $a_b < 0$ 그리고 $a_b = 0$ 의 경우, 즉 공기덩이의 연직가속도에 따라 다음과 같이 구분한다.



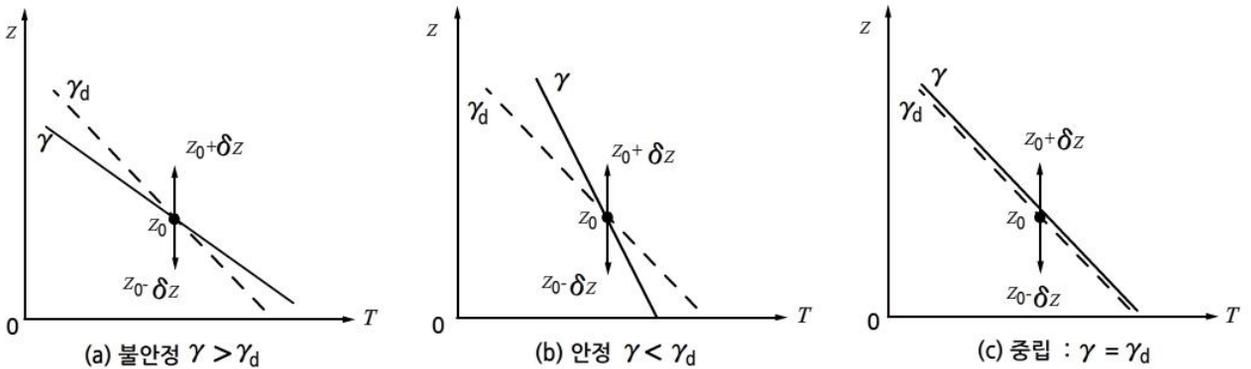
[그림 6.2] 공기덩이의 변위와 온도변화

$$\begin{aligned}
 T_p - T_e > 0 \text{ 인 경우 : } & \gamma > \gamma_d & : & \text{불안정} \\
 T_p - T_e < 0 \text{ 인 경우 : } & \gamma < \gamma_d & : & \text{안정} \\
 T_p = T_e = 0 \text{ 인 경우 : } & \gamma = \gamma_d & : & \text{중립}
 \end{aligned} \quad (6.9)$$

6.3 대기의 안정도 분석

그림 6.3은 대기층의 정적안정도를 기층의 연직기온감률(γ)과 공기덩이의 건조단열감률(γ_d)을 이용하여 나타낸 것이다. 그림 6.3에서 불안정의 경우는 γ 와 γ_d 가 만나는 $T_p = T_e$ 인 평형고도(z_0)에서 위 또는 아래로 공기덩이가 변위를 δz 만큼 할 경우 그 온도(T_p)가 주위온도(T_e)보다 높으면(낮으면) 양(음)의 부력에 의해서 공기덩이는 원래의 위치에서 점점 더 멀어진다.

한편 그림 6.3에서 안정의 경우는 평형고도에서 공기덩이를 위(아래)로 변위시켰을 경우 공기덩이의 온도(T_p)가 주위의 온도(T_e)보다 낮으면(높으면) 원래의 위치로 되돌아가려는 복원력(Restoring Force)이 작용한다. 그러나 중립인 경우는 평형고도에서 위, 또는 아래 어느 방향으로 변위시켜도 주위온도와 공기덩이의 온도가 같아서 변위된 그 위치에 머물게 된다.



[그림 6.3] 불포화공기의 안정도

6.3 대기의 안정도 분석

6.3.2 포화공기의 안정도

포화공기덩이의 안정도는 건조공기와 마찬가지로 기온감률(γ)과 습윤단열감률(γ_s)을 서로 비교하여 분석할 수 있다. 기온감률과 습윤단열감률과의 비교에 의한 포화공기의 안정도는

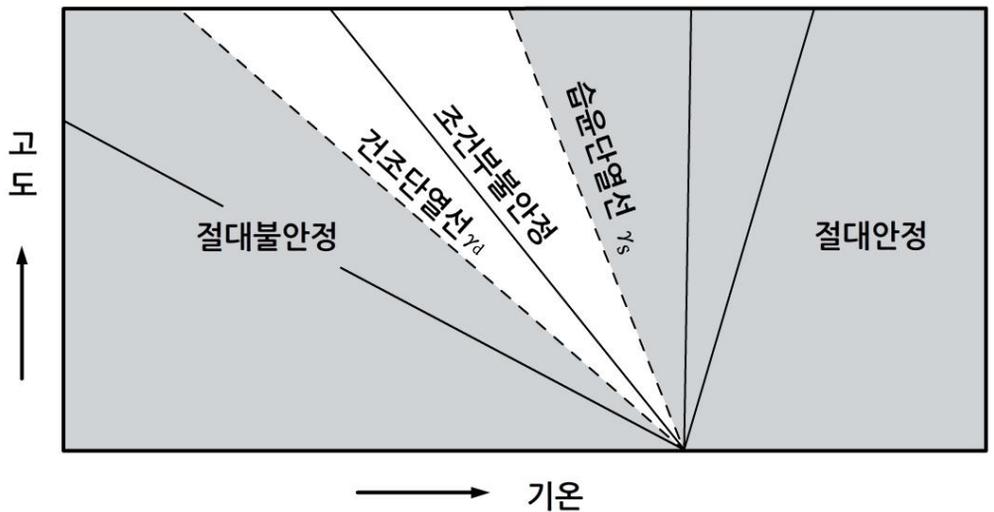
$$\begin{aligned} \gamma < \gamma_s & : \text{안정} \\ \gamma > \gamma_s & : \text{불안정} \\ \gamma = \gamma_s & : \text{중립} \end{aligned} \quad (6.10)$$

으로 주어지며, 그림 6.3에서 γ_d 대신에 γ_s 를 고려하면 된다.

한편 식 (6.9)와 (6.10)을 함께 고려하면 중립을 제외한 나머지 대기상태는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} \gamma > \gamma_d & : \text{절대불안정} \\ \gamma_s < \gamma < \gamma_d & : \text{조건부 불안정} \\ \gamma < \gamma_s & : \text{절대안정} \end{aligned} \quad (6.11)$$

식 (6.11)의 절대불안정, 조건부불안정, 절대안정은 그림 6.4와 같이 나타낼 수 있다. 여기서 실선들은 모두 대기의 상태곡선을 나타낸다. 따라서 그림 6.4에서 습윤단열선의 기울은 그림자 영역은 $\gamma < \gamma_s$ 인 절대안정이고, 건조단열선의 왼쪽 영역은 $\gamma > \gamma_d$ 인 절대불안정을 나타낸다.

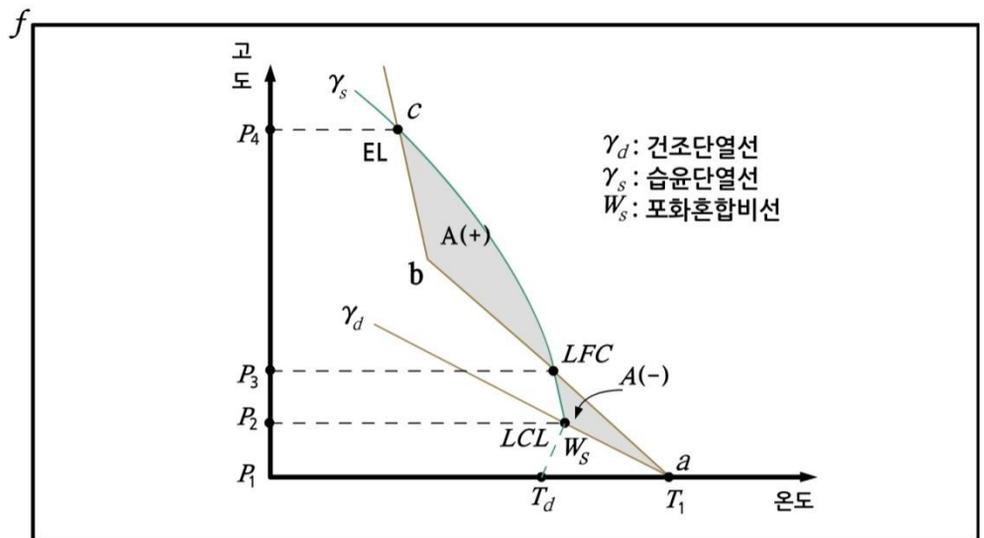


[그림 6.4] 대기의 절대안정, 절대불안정, 조건부 불안정(그림에서 실선은 기온 곡선임)

6.3 대기의 안정도 분석

그림 6.5는 조건부불안정(Conditional Instability)을 나타낸 모식도이다. 그림에서 공기의 연직운동을 살펴보면 자유대류고도(Level of Free Convection : LFC)이하에서 대기는 안정이고, 자유대류고도를 능가하면서 불안정이다. 그림 6.4에서 진한 실선(a-b-c)은 대기의 상태곡선을 나타낸다. 그림 6.4에서 압력이 p_1 , 온도가 T_1 인 불포화공기가 강제 상승하는 경우를 고려하자. 이 공기덩이가 상승하는 동안 그 온도 변화는 건조단열선(γ_d)을 따라 p_1 에서 상승응결고도(LCL) p_2 까지 곡선을 따라 감소한다. 그리고 p_2 에서 포화된 공기덩이의 강제상승이 계속될 경우에는 그 온도는 습윤단열선(γ_s)을 따라 감소한다. 그리고 공기덩이는 마침내 공기덩이의 온도와 주위공기의 온도가 동일한 값을 가지는 자유대류고도(Level of Free Convection : LFC)에 도달한다.

그림 6.4에서 공기덩이의 처음 위치(p_1)에서 자유 대류 고도(LFC)까지는 공기덩이의 온도는 주위 공기의 온도보다 낮으므로 안정이다. 따라서 공기덩이를 LFC까지 상승시키려면 외부 강제력(External Forcing)에 의한 일을 해 주어야 한다. 외부 강제력에 의한 공기덩이의 강제상승을 강제대류(Forced Convection)라고 한다. 한편 LFC에서 EL까지는 공기덩이의 온도가 주위 공기의 온도보다 높으며 불안정이다. 따라서 양의 부력에 의해 공기덩이가 자발적으로 계속 상승하는데 이를 자유대류(Free Convection)라고 한다.



[그림 6.5] 조건부 불안정

6.4 단열도에 의한 안정도 분석

그림 6.6은 Skew T-log p 다이어그램에서 대기의 상태곡선에 따른 대기의 안정도 분류를 나타낸다. 대기상태 곡선을 기준으로 다음 각 경우의 안정도를 살펴보자.

6.4.1 안정

그림 6.6에서 곡선 AB는 대기의 연직 기온 분포를 나타낸다. 그림 6.6에서 점 A에 있는 불포화 공기가 주위보다 강제 상승하는 경우를 고려한다. 이 공기는 포화 될 때까지 건조 단열선을 따라 A_1 까지 상승한다. 그리고 A_1 에서 습윤단열선을 따라 점 A_2 까지 상승하려면 외부 강제력이 필요하다. 따라서 공기덩이가 상승 시에 그 온도는 항상 주위 대기온도보다 낮으므로 대기는 안정하다.

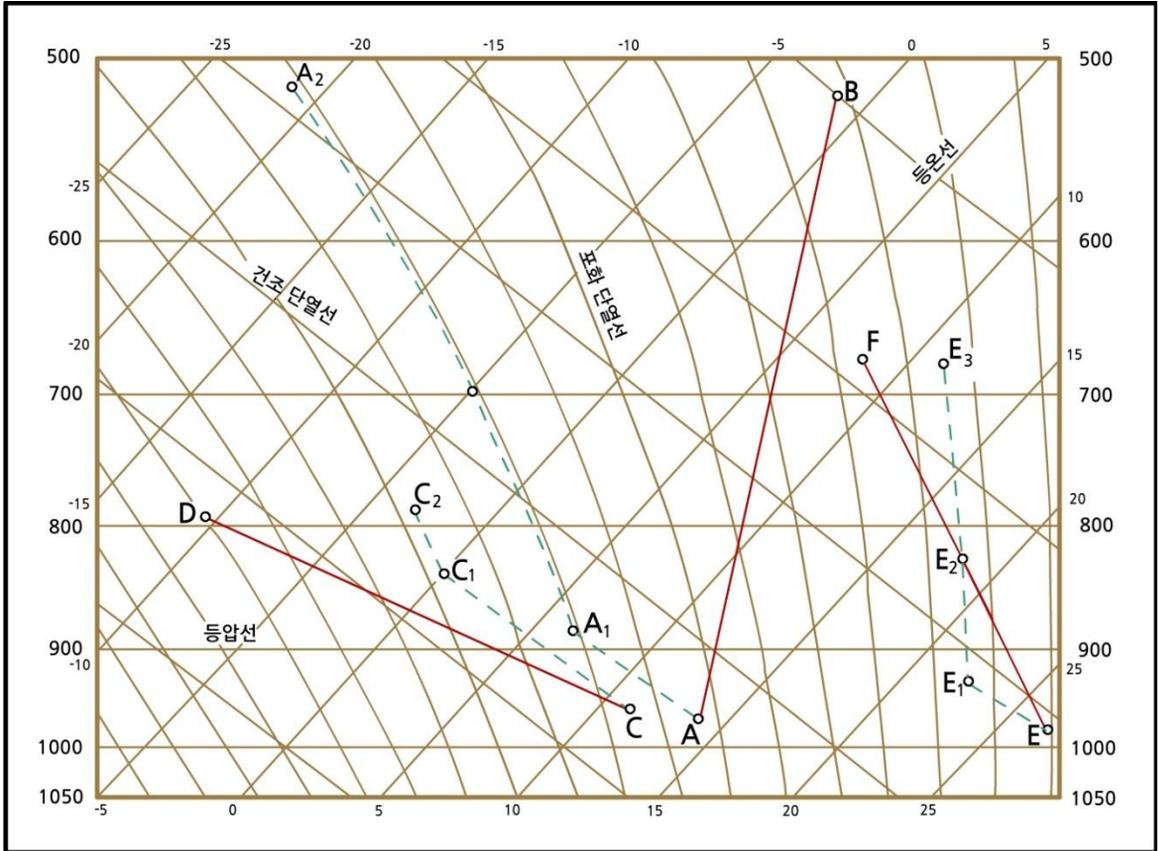
6.4.2 절대 불안정

그림 6.6에서 곡선 CD를 대기의 기온분포로 가정한다. 만일 점 C에 있는 공기덩이를 강제 상승시킬 경우, 공기덩이는 건조단열선을 따라 포화점 (C_1)까지 이동한다. 포화된 후에 공기덩이가 습윤단열선을 따라 점 C_2 까지 도달하는 경우를 고려한다. 이 경우에 공기덩이의 이동 경로로는 $C \rightarrow C_1 \rightarrow C_2$ 이며, 경도상에서 공기덩이의 온도는 주위 공기의 온도 보다 높다. 따라서 공기덩이는 양(+)의 부력에 의해 계속 상승하며, 대기는 ‘불안정’하다.

6.4.3 조건부 불안정

그림 6.6에서 곡선 EF를 대기의 기온 분포를 가정한다. 만일 점 E에 있는 공기덩이를 강제 상승시킬 경우, 공기덩이는 건조단열선을 따라 포화고도 (E_1)까지 상승한다. 그리고 포화된 공기덩이는 습윤단열선을 따라 E_2 까지 상승하는 경우를 고려하자. 그림 6.6에서 보는바와 같이 이동경로 ($E \rightarrow E_1 \rightarrow E_2$)상에서 공기덩이의 온도는 주위온도 보다 낮다. 따라서 $E \rightarrow E_1 \rightarrow E_2$ 에 해당되는 기층은 안정하다. 그러나 공기덩이가 E_2 (자유대류 고도)를 능가하면 공기덩이의 온도가 주위온도보다 높아서 불안정 하게 되어 자유대류가 일어난다. 따라서 상태 곡선 EF에 대기는 조건부 불안정을 나타낸다.

6.4 단열도에 의한 안정도 분석



[그림 6.6] 단열도를 이용한 대기의 안정도 분석

6.4.4 중립

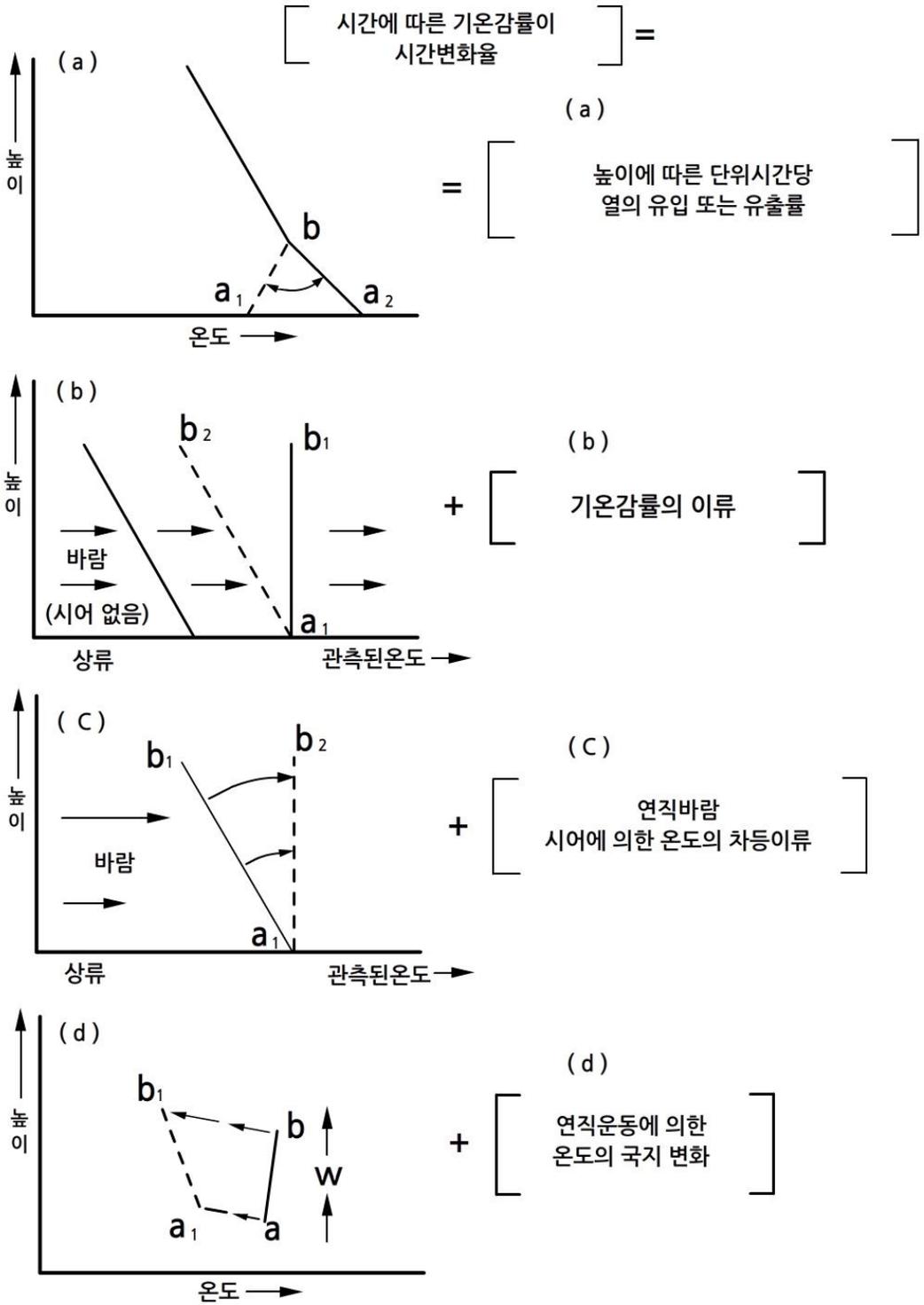
대기는 때에 따라서는 포화중립 또는 건조중립 상태인 경우가 있다. 포화중립은 대기의 기온분포 곡선이 습윤단열선과 일치하는 경우이고, 건조중립은 기온분포 곡선이 건조단열선과 일치하는 경우에 해당된다.

6.5 기온의 연직 분포의 변화

어떤 주어진 지점에서 기온의 연직 분포는 시간에 따라 쉽게 변할 수 있으며 이로 인해 기층의 안정도도 달라진다. 그 이유는 대기의 기온 분포가 그림 6.7과 같이 지면에서 가열, 대기층의 혼합, 이류, 연직운동 등에 의해서 달라질 수 있기 때문이다. 그림 6.7에서 실선은 비단열 효과가 가해지기 이전의 온도분포이고 점선은 비단열 효과에 의한 온도분포를 표시한다. 다음 각 경우는 비단열 과정에 의한 기온의 연직 분포의 변화를 보여 준다.

- (a) 국지적 비단열 가열(Diabatic Heating) : 지표의 영향에 의한 대기의 가열 또는 냉각, 복사, 전도, 증발, 응결에 의한 대기의 온도 변화. 그림 6.7(a)에서 냉각이전의 하층의 온도분포는 a_2b 이고 국지적 비단열 가열 후에 온도분포가 a_1b (역전층)로 바뀌었다.
- (b) 기온감률의 이류 : 기존의 기온감률과 다른 기온감률을 가진 기층의 이류. 그림 6.7(b)에서 기존의 온도분포는 a_1b_1 (등온층)이다. 그러나 다른 기온감률을 가진 기층의 이류로 관측지점에서 기온분포가 a_1b_2 로 바뀌었다.
- (c) 연직바람시어에 의한 차등온도 이류(Differential Temperature Advection). 그림 6.7(c)에는 온도분포 a_1b_1 은 차등온도 이류이전에는 온도분포이다. 그러나 차등온도이류 후에는 온도분포가 a_1b_2 (등온 분포)로 바뀌었다.
- (d) 대기의 수평 수렴, 발산, 지형 등에 의한 대기의 연직운동. 그림 6.7(d)에서 기층의 상승 이전의 온도분포는 ab 이고, 상승 후에는 온도분포가 a_1b_1 으로 바뀌었다.

6.5 기온의 연직 분포의 변화



[그림 6.7] 대기층의 기온분포의 변화요인

6.6 대류 불안정도

불포화 상태의 기층이 지형, 전선 또는 대기의 흐름과 관련하여 들어 올려져서 기층 전체가 포화되었을 때의 안정도를 대류불안정도(Convective Instability)라고 하며, 고도에 따른 습구온위(θ_w)의 변화로 나타내며 잠재 불안정도(Potential Instability)라고도 한다. 대류불안정도의 기준은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial\theta_w}{\partial z} > 0 & : \text{대류안정} \\ \frac{\partial\theta_w}{\partial z} = 0 & : \text{대류중립} \\ \frac{\partial\theta_w}{\partial z} < 0 & : \text{대류불안정} \end{aligned} \quad (6.12)$$

그림 6.8은 1000hPa과 900hPa까지, 즉 100hPa의 층후를 가진 불포화기층이 상승하여 기층전체가 포화되었을 때의 상승과정과 기층의 온도분포를 나타낸 것이다. 먼저 그림 6.8(a)의 경우 기층의 기저(A)와 정부(B)가 상승하면서 그 온도는 건조단열감률 과정에 의해서 감소하며, A점과 B점에서 상승한 공기 모두가 약 870hPa 고도에 도달하면서 포화되지만 두 공기덩이의 온도는 서로 다르다.

따라서 포화고도를 통과하면서 두 공기덩이의 온도는 서로 다른 습윤단열선(점선)을 따라 변화한다. 기층이 완전히 포화되었을 때 기층의 기저와 정부의 위치는 각각 A'과 B'이며, A'의 고도는 800hPa이며, B'의 고도는 700hPa로서 층후는 100hPa이다. 여기서 A'과 B'의 습구온위를 비교하면 A'의 습구온위가 B'의 습구온위보다 높다.

기층 내에서 습구온위의 고도에 따른 변화율은 $\frac{\partial\theta_w}{\partial z} > 0$ 이므로 대류안정이다.

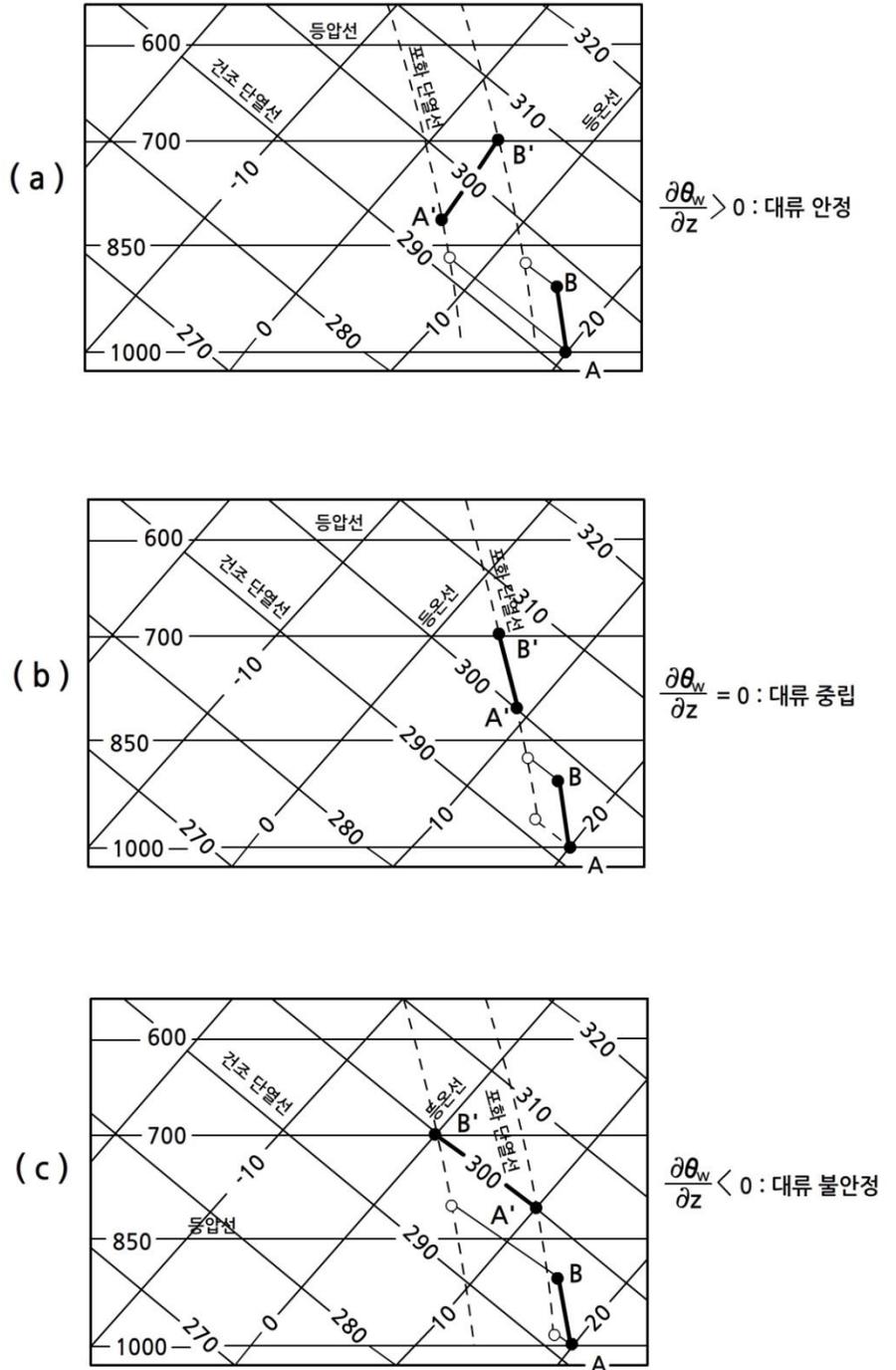
6.6 대류 불안정도

그림 6.8(b)에서는 불포화기층의 기저와 정부에 있는 두 공기덩이 A와 B는 처음 상승 시에는 서로 다른 건조단열선을 따라 온도변화를 하면서 포화고도에 이른다. 그러나 포화고도가 다르긴 하지만 포화된 다음에는 동일한 습윤단열선(점선)을 따라 상승한다. 기층의 정부가 $B'(700\text{hPa})$ 에 도달하였을 때 100hPa 에 해당하는 포화기층의 습구온위는 균일하다. 따라서 기층 내에서 습구온위의 고도에 따른 변화는 $\frac{\partial\theta_w}{\partial z} = 0$ 이므로 대류중립이다.

그림 6.8(c)에서 불포화기층의 기저(A)에서 상대습도는 높고 정부(B)에서 상대습도는 낮다. 따라서 A에서 상승한 공기덩이는 기저에서 조금 상승한 후 바로 포화되었으나 B에서 상승한 공기덩이는 A의 경우보다 훨씬 더 높 이 상승한 후 포화되었다. 그 결과 기층 ($A'B'$)에서 습구온위의 고도에 따른 변화는 $\frac{\partial\theta_w}{\partial z} < 0$ 이며, 대류불안정이다.

대류불안정은 습윤한 공기 위에 건조한 공기가 있을 때 대부분 나타나는데, 그 이유는 습구온위(또는 상당온위)는 온도보다 수증기의 양에 더욱 민감하기 때문이다. 대류권에서 기층의 하층보다 상층에 건조한 공기가 있을 때 하강기류가 강화된다. 따라서 대류불안정도는 악기상의 잠재적 가능성을 분석하는데 중요하다.

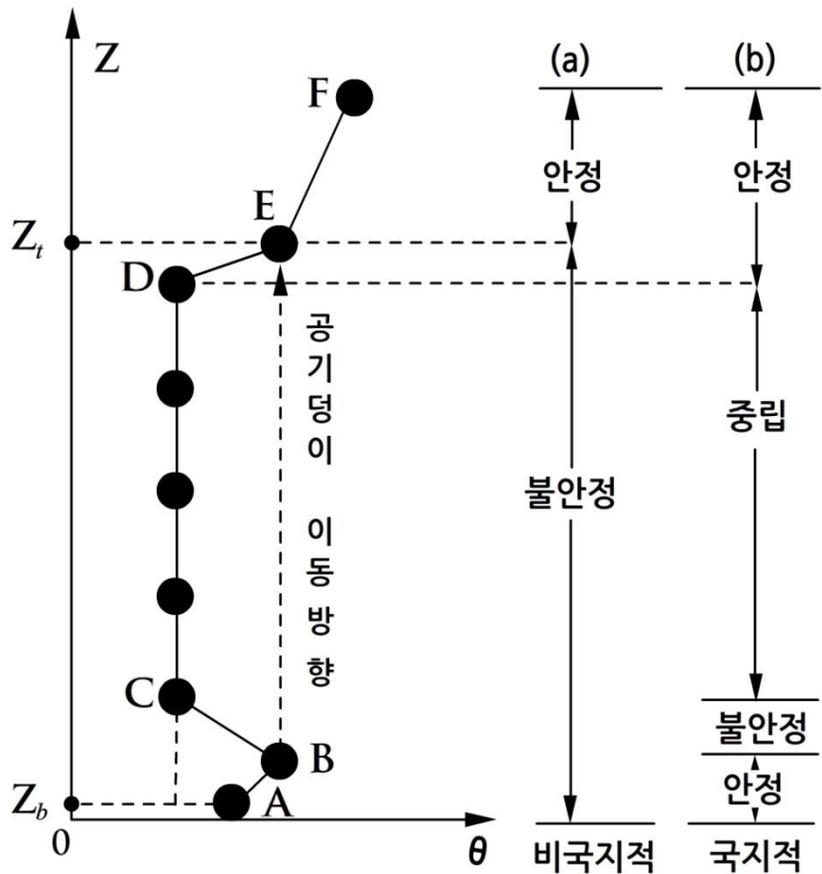
6.6 대류 불안정도



[그림 6.8] 대류불안정도 분석

6.7 비국지적 안정도

대기의 정적안정도는 국지적 안정도(Local Stability)와 비국지적 안정도(Nonlocal Stability)를 적용하여 판단할 수 있다(Stull, 2000). 국지적 안정도는 6.3절에서 기술한 바와 같이 기층에 대하여 γ 와 γ_d 또는 γ 와 γ_s 를 서로 비교하여 대기층의 안정도를 결정한다. 한편 비국지적 안정도는 Stull(1991)이 제안한 것으로 θ 또는 θ_v 의 연직 분포에서 다음의 두 가지 조건 (i) θ 나 θ_v 의 고도에 따른 변화와 그리고 (ii) 공기덩이의 연직운동을 동시에 고려하여 대기의 안정이나, 불안정을 결정한다.



[그림 6.9] 국지 안정도와 비국지 안정도의 비교

6.7 비국지적 안정도

비국지적 방법에 의한 대기의 안정도 결정은 다음의 2단계 순서에 따라 행하여진다. 첫 단계는 그림 6.9와 같이 θ 또는 θ_v 의 연직 분포에 국지적 방법을 적용하여 먼저 불안정한 층($B-C$)을 결정한다. 그리고 불안정한 층의 최저고도(θ 나 θ_v 의 값이 최대인 고도) B 에서 공기덩이를 위로 변위시켜서 공기덩이의 온도와 주위 온도가 같아지는 고도 z_t 를 결정하면, 이 고도가 불안정 층의 최고 고도가 된다. 그림 6.9에서 E 점이 z_t 에 해당한다.

그리고 국지적 안정도에 의해 결정한 불안정 층의 최고 고도(θ 나 θ_v 가 최저인 고도) C 에서 공기덩이를 아래로 변위시켜 공기덩이의 온도와 주위 온도가 같아지는 고도 z_b 를 결정하면, 이 고도가 불안정 층의 최저고도가 되며 그림 6.9에서 A 점이 z_b 에 해당된다. 두 고도 z_t 와 z_b 사이의 기층이 비국지적 방법에 의해서 결정된 불안정한 기층에 해당하며, 따라서 그림 6.9에서는 $A-E$ 가 불안정 기층이다. 두 번째 단계는 앞에서 구한 불안정한 기층을 제외한 나머지 기층($E-F$)에 대하여 국지적 방법으로 대기의 안정도를 결정한다.

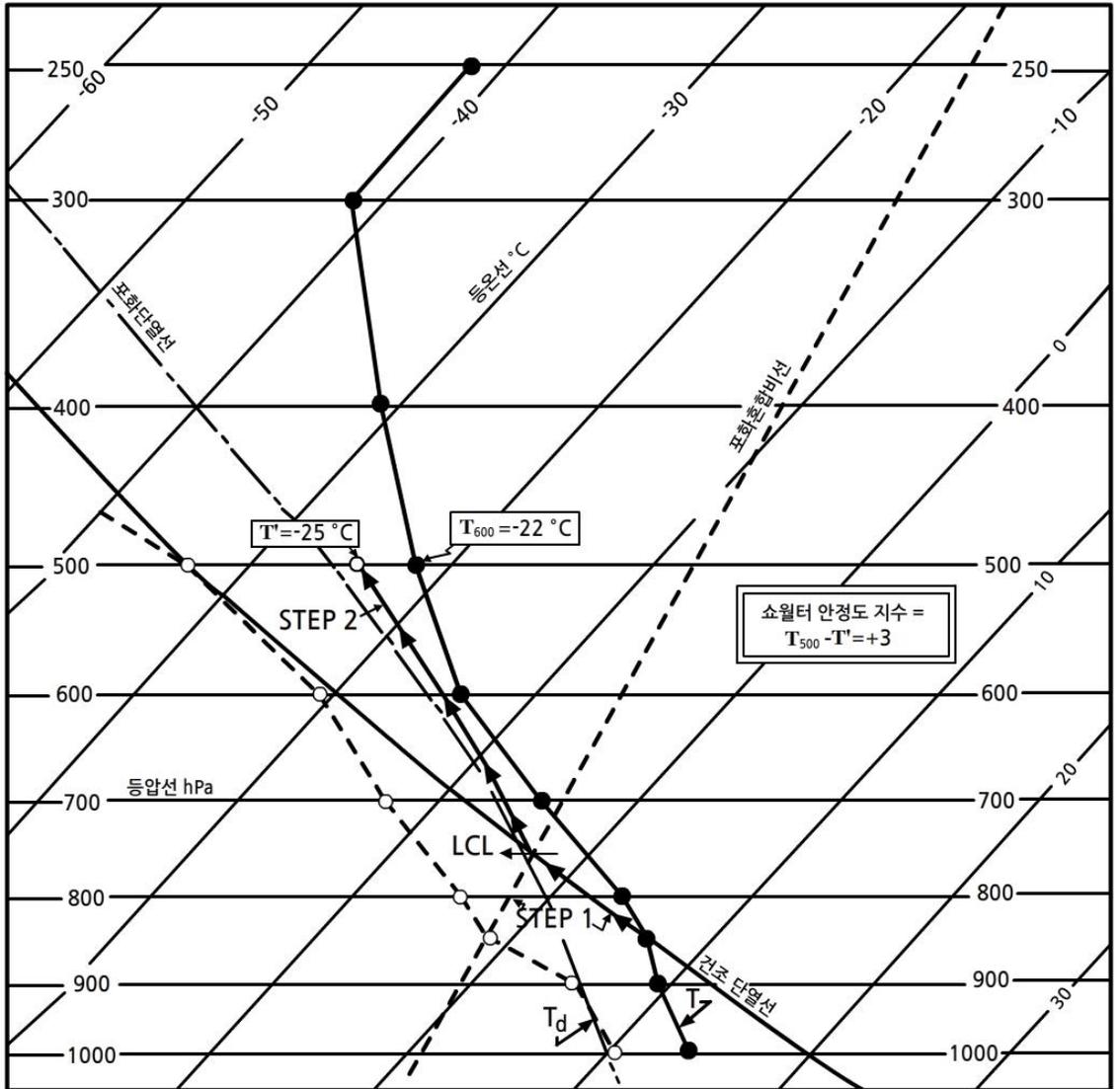
그림 6.9에서 (a)와 (b)는 온도와 온위의 연직분포에 국지적 방법(b)과 비국지적 방법(a)을 적용하여 결정한 대기의 안정도를 비교한 것이다. 그림에서 보는 바와 같이 국지적 방법은 공기덩이의 대류가 일어날 수 있는 불안정한 층의 안정도를 잘못 판단하고 있다. 따라서 비국지적 안정도는 대류가능성과 그 정도를 분석하는데 국지적 안정도보다 더 정확하다고 할 수 있다.

대기의 상태곡선을 이용한 안정도 분석은 뇌우, 우박, 토네이도 등의 가능성을 분석하는데 이용된다.

6.8 안정도 지수와 기상모수

6.8.1 쇼월터 안정도 지수

쇼월터 안정도 지수(Showalter Stability Index)는 SSI로 표시하며 뇌우의 가능성과 강도를 분석하는데 이용된다. 다음은 단열도상에서 SSI를 구하는 4단계를 나타낸 것이다(그림 6.10 참고).



[그림 6.10] 쇼월터 안정도 지수분석

6.8 안정도 지수와 기상모수

1단계 : 850hPa면의 기온(T)과 노점온도(T_d)를 이용하여 치올립고도(LCL)를 구한다.

2단계 : 치올립고도에서 습윤단열선을 따라 500hPa에 이르렀을 때 포화 공기덩이의 온도 T_s (500hPa)를 구한다.

3단계 : 500hPa면에서의 기온 (500hPa)에서 2단계에서 구한 온도 T_s (500hPa)를 빼어 다음과 같이 SSI를 구한다.

$$SSI = T(500hPa) - T_s(500hPa) \quad (6.13)$$

4단계 : 500hPa고도에서 기온이 공기덩이의 온도보다 낮을 경우에는 $SSI < 0$ 으로 상승한 공기덩이가 양의 부력을 가지며, 기온이 공기덩이의 온도보다 높을 경우에는 $SSI > 0$ 으로 상승한 공기덩이가 음의 부력을 갖는다. SSI의 값에 따른 대기의 불안정도를 다음과 같이 나눌 수 있다.

$+4 \leq SSI$: 대류운이 발생하지 않음
$0 \leq SSI < +4$: 소나기와 약간의 뇌우 가능성 있음
$-3 \leq SSI < 0$: 뇌우 가능성 급증
$-6 \leq SSI < -3$: 격렬한 뇌우 가능
$SSI < -6$: 토네이도 발생 가능

여기서 한 가지 주의할 점은 안정, 불안정에 SSI 값의 범위가 사용자나 관측소에 따라서 약간씩 다르다. 위에 있는 기준은 미국 중부지방에 적합한 안도 분류기준이다.

6.8.2 상승지수

상승지수(Lifted Index)는 대류권 하층의 안정도를 분석 하는데 이용된다. 지수 값은 보통 지표에서 50hPa(50m정도)고도의 기온과 노점 온도를 이용하여 다음 식으로 계산한다.

$$LIFT = T_{500} - T_p \quad (6.14)$$

여기서 T_{500} 는 500hPa에서의 대기온도 (°C)이고, T_p 는 지면에서 공기덩이를 단열적으로 500hPa 고도까지 상승했을 때의 온도이다. 구하는 방법은 먼저 기온(T)과 노점온도(T_d)를 이용하여 상승응결고도(LCL)를 구한다. 그리고 상승응결고도에서 습윤단열선을 따라 500hPa에 이르렀을 때 공기덩

6.8 안정도 지수와 기상모수

이의 온도 T_p 를 구한다. 상승지수가 음의 값을 가진 경우는 하층대기가 대류권 중층에 대해서 불안정한 것을 의미 하며, 대류가 일어 날 수 있는 조건을 나타낸다.

6.8.3 총합산 지수

총합산지수(Total Totals index : TT)는 뇌우의 발달 가능성을 조사하기 위한 것으로 다음 식으로 구한다.

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) \quad (6.15)$$

여기서 T_{850} , T_{500} 은 각각 850hPa과 500hPa에서 기온을 나타내며, $T_{d_{500}}$ 은 500hPa에서 이슬점온도이다. 식 (6.15)에서 $(T_{850} - T_{500})$ 을 연직합산(vertical total : VT), 그리고 $(T_{d850} - T_{500})$ 을 교차합산(Cross Total : CT)이라고 하며, TT는 이 두 합산의 합을 나타낸다.

총합산지수는 뇌우 발달의 가능성을 나타내 주는 유용한 인자이다. 더욱이, 바람장 및 습도장, 전선 및 양의 와도이류(Positive Vorticity Advection : PVA) 지역 등을 고려하면 뇌우 발생지역을 보다 정확하게 예측할 수 있다. 심한 뇌우의 가능성을 예측하기 위해서 첫 번째로 VT가 26 이상, CT가 18 이상 또는 TT가 44 이상인 지역을 살핀다.

$$TT < 50 \quad : \text{낮음}$$

$$50 \leq TT \leq 55 \quad : \text{보통}$$

$$TT > 55 \quad : \text{높음}$$

6.8.4 K 지수

K 지수(K-index)는 연직 기온감률과 대기하층의 습기의 양, 습기의 연직 분포를 고려한 안정도 지수이다. 연직 기온감률은 850 및 500hPa의 기온차를 이용하고, 850hPa의 이슬점 온도(T_d)는 대기하층의 습도의 양을 나타내며, 그리고 상층의 700hPa의 습도는 기온-이슬점차($T_{700} - T_{d700}$)로서 표시한다. 이들 분포를 조합하여 만든 것이 K 지수이며

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (6.16)$$

와 같이 주어진다. K 지수는 주로 기단뇌우의 예보에 사용되며 이를 이용한 뇌우의 발생 가능성은 표 6.1과 같다.

6.8 안정도 지수와 기상모수

[표 6.1] K 지수의 값과 뇌우발달 가능성

K-index 값	뇌우 가능성
< 15	0%
15~20	< 20%
21~25	20~40%
26~30	40~60%
31~35	60~80%
> 40	거의 100%

6.8.5 SWEAT

SWEAT(Severe Weather Threat Index)는 뇌우 발달과 관련된 CT와 TT를 개선한 지수로서, 일반 뇌우보다는 격렬한 폭풍과 토네이도를 예보하기 위해서 만들어진 지수이다. 850hPa과 500hPa 풍속 향을 추가하여, 대기 중·하층 풍속차이와 바람시어가 고려되었으며, 뇌우와 함께 돌풍예보에 적용할 수 있다. 그러나 상층의 기온이 따뜻한 열대성기단 내에서 발생하는 여름철 호우와 직접적인 상관관계를 보이지 않는다. SWEAT 지수는 다음식을 이용하여 계산한다.

$$20(TT-49)+12D_{850}+2V_{850}+V_{500}+125[\sin(\Delta V_{500-850})+0.2] \quad (6.17)$$

여기서 TT : 총 합산지수, V_{850} : 850hPa 풍속, V_{500} : 500hPa 풍속, D_{850} : 580hPa에서 이슬점 온도이다.

[표 6.2] K 지수의 값과 뇌우발달 가능성

적용지역	약함	보통	강함	토네이도 발생가능
미국 평원지역 (상층 한기동반)	< 275	275 ~ 300	≥ 300	≥ 400

연습문제

1. 부력을 정의 하고, 공기덩이에 미치는 부력을 공기덩이의 온도와 주위 온도를 이용하여 나타내시오.
2. 대기의 절대안정, 절대 불안정, 조건부 불안정에 대해서 설명하시오.
3. 어떤 주어진 관측소에서 기온의 연직분포가 바뀔 수 있는 기상학적 요인을 설명하시오.
4. 국지적 안정도와 비국지적 안정도를 비교 설명하시오.
5. 다음은 2011년 6월 20일 00UTC 오산에서 라디오존데에 의한 대기 관측 자료이다.

(1) LCL(압력, 온도), (2) LFC (압력, 온도), (3) SHOW, (4) SWEAT을 구하시오.

연습문제

47122 RKSO Osan Ab Observations at 06Z 20 Jun 2011

기압 hPa	고도 m	기온 ℃	노점온도 ℃	상대습도 %	혼합비 g/kg	풍향 deg	풍속 knot	온위 K
999.0	52	30.8	17.8	46	13.00	250	8	304.0
925.0	729	20.8	16.2	75	12.68	330	8	300.6
911.0	861	20.0	16.5	80	13.13	334	10	301.1
892.0	1043	19.5	13.4	68	10.93	340	12	302.4
879.0	1169	19.2	11.2	60	9.59	343	11	303.3
850.0	1457	17.2	9.2	59	8.66	350	9	304.1
736.0	2668	8.6	-1.4	49	4.71	23	7	307.5
700.0	3081	6.6	-4.4	45	3.96	35	6	309.8
607.0	4239	2.4	-21.6	15	1.13	43	11	317.8
583.0	4557	0.2	-24.2	14	0.93	45	13	318.9
519.0	5475	-6.1	-31.7	11	0.52	80	12	322.1
500.0	5770	-8.1	-34.1	10	0.43	80	13	323.1
410.0	7273	-18.9	-41.4	12	0.25	50	14	327.9
400.0	7460	-20.3	-42.3	12	0.23	50	15	328.5
351.0	8416	-27.5	-46.7	14	0.16	35	18	331.3
347.0	8500	-28.1	-47.1	14	0.16	35	19	331.6
308.0	9346	-35.5	-46.5	32	0.19	35	28	332.7
300.0	9530	-36.1	-50.1	22	0.13	35	30	334.4
286.0	9857	-38.0	-52.8	20	0.10	35	30	336.2
265.0	10378	-41.1	-57.1	16	0.06	32	27	339.1
250.0	10770	-43.9	-58.9	17	0.05	30	25	340.7
238.0	11099	-46.5	-60.5	19	0.05	29	24	341.6
209.0	11959	-48.6	-63.3	16	0.04	25	22	351.2
200.0	12250	-49.3	-64.3	16	0.03	15	19	354.5
190.0	12582	-50.3	-65.3	15	0.03	355	16	358.1
182.0	12860	-51.2	-66.2	15	0.03	345	11	361.1
165.0	13494	-53.2	-68.2	14	0.02	210	2	368.1
150.0	14110	-55.1	-70.1	14	0.02	235	7	374.9
110.0	16065	-60.1	-74.3	14	0.01	255	20	400.2
105.0	16358	-60.9	-74.9	14	0.01	267	19	404.1
100.0	16660	-62.3	-75.3	16	0.01	280	18	407.1

7장. 발원지와 대표 단열도

7.1 서론

7.2 예측장소와 발원지

7.3 발원지 추적

7.4 대표 Skew T-log p 다이어그램의 선택

학습목표

- 예측 장소의 대기상태를 예보하기 위하여 발원지의 Skew T-log p 다이어그램을 수정하는 기법을 이해한다.
- 예측 장소의 대기상태를 예보하는데 고려해야 할 사항은 대기의 안정도와 지형, 일사 등이다.
- 위험기상 또는 위성기상 발원지 분석에 이용되는 역추적 기법을 이해한다.

7.1 서론

Skew T-log p 다이어그램은 기상 예보자들이 기상예측을 위해 사용하는 가장 기본적인 도구 중의 하나이다. 기상변수를 예측하기 위해 사용되는 많은 기법들은 Skew T-log p 다이어그램을 기초로 하고 있다. 예를 들면 최고온도에 대한 Johnson의 방법, Saunders 안개 형성, 상·중·하층운의 발달, 그리고 적운의 기저고도 등의 예보에 Skew T-log p 다이어그램을 이용한다.

이러한 기법들이 예보에 성공적으로 사용된다고 가정한다. 그리고 이러한 기법에 의해 국지조건(Local Condition)에 맞게 선택·수정된 Skew T-log p 다이어그램은 예보에 앞서 기상관측소의 국지조건을 나타낸다고 가정한다.

7.2 예측장소와 발원지

Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 예측장소(Forecasting Site)의 대기상태를 예측하려면 먼저 예측장소에 가까운 곳에 있는 라디오존데 관측소 자료를 이용해야 한다. 그림 7.1은 한국을 중심으로 중국, 일본과 러시아에 위치한 라디오존데 관측소 위치를 보여준다. 풍상 측에 위치한 관측한 라디오존데 자료와 적절한 기법을 이용하면 풍하 측에 위치한 예보장소의 대기상태를 예측할 수 있다.

그림 7.1에 주어진 바와 같이 예측장소의 대기상태를 예측 하기 위해서는 발원지(Source Region)의 Skew T-log p 다이어그램과 이를 수정하여 얻어진 Skew T-log p 다이어그램이 예측 장소의 대기상태를 가장 잘 나타내고 있다고 가정한다.

예보의 첫 단계는 국지 조건에 맞게 Skew T-log p 다이어그램을 수정하는 것이다. 이 수정 작업은 관측소 수준에서 QFE와 관련된 일로서 기온과 노점온도를 900hPa 고도 이하, 즉 대기경계층의 최하부의 기온과 노점온도 곡선을 수정한다. 이때 예보모수(Forecast Parameter)의 값을 구하기 위해서 적절한 기법이 적용된다.

예를 들면 한 관측소에서 아침 06:00시경에 최저 온도에서 관측한 라디오존데 관측 자료에 한 기법으로 수정을 가하여 그 관측소에서 그 날 최대온도의 예측을 시도할 수 있다. 이와 같이 예측을 할 때 최대온도가 나타나는 14:00시까지, 즉 06:00시에서 앞으로 8시간 이내에는 공기가 이동하지 않는 것으로 가정한다.

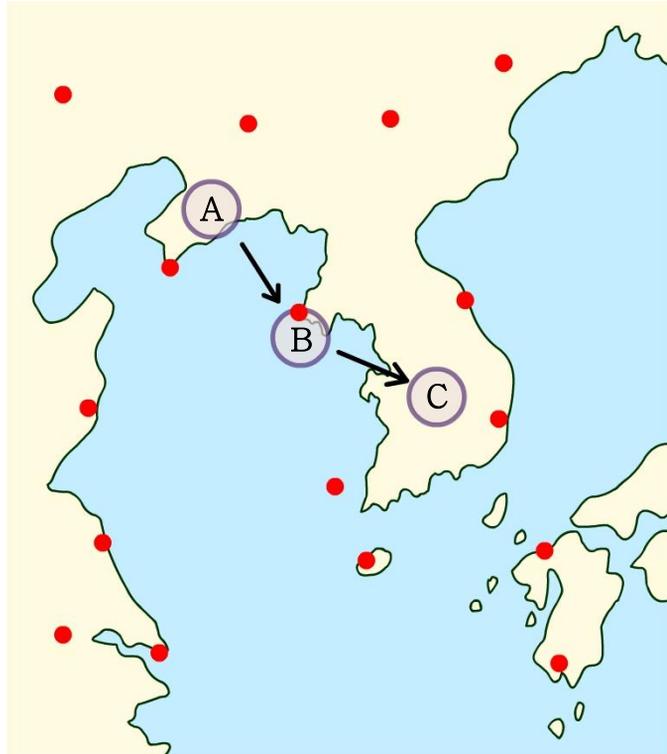
그리고 적용된 기법은 대기 경계층의 기온과 노점, 그리고 이들의 연직 분포가 다른 어떤 지역으로 이류를 거의 고려하지 않는다. 그러나 만일 기온과 노점이 동일한 경우에도 두 지역의 운량(Cloud Coverage)이 다를 수 있으며 이 경우에는 이들 예보 값이 달라진다. 즉 예보에 영향을 미치는 요인 중 어느 하나라도 다르면 온도 예보나 예보 모수의 예측에 영향을 줄 수 있다.

7.2 예측장소와 발원지

실제로 그림 7.1에서 예측장소(B)의 대기상태를 예보하는 경우에 두 가지 요인이 고려된다. 그림 7.1과 같이 하나는 예측 장소에서 다른 지역으로 공기가 이동하기 전 국지적인 효과이고, 다른 하나는 풍상 측에 있는 지역에서 예측장소로 이류 하는 경우이다. 지금 최고온도를 예측한다고 가정한다. 아침 06:00시에 풍속 5m/s인 남서풍이 예보시각까지 지속된다고 한다.

그림 7.1은 최고 온도를 예측하는 시각에 예측 지점에서 얼마나 먼 곳에 있는 공기가 예측지점으로 이동해 오는지, 그리고 예측 장소에 06:00시에 있던 공기는 최대온도 관측시각에는 실제로 어떤 다른 곳에 이동하여 도달하게 되는 지를 보여 준다. 만일 예측장소와 발원지에서 출발 조건이 동일하다고 가정하면 8시간 후에 발원지와 예측장소의 최고온도는 동일할 것이다.

이러한 결과를 얻는 과정에서 우리는 공기는 출발지점(A)에서 목적지까지 이동하는 동안 그 성질이 변하지 않았다고 가정한다.

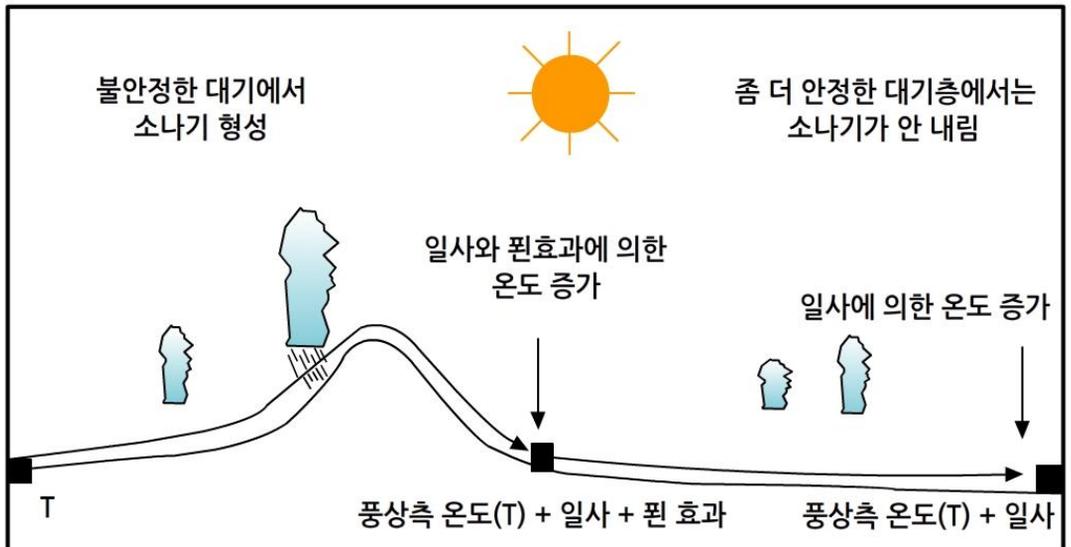


[그림 7.1] 동일시각에 관측지점(A)에서 예측장소(B)로 이동하는 공기와 예측장소에서 C지점으로 이동하는 공기

7.2 예측장소와 발원지

그림 7.2는 발원지가 풍하 측에 위치한 예측장소보다 대기가 약간 불안정한 경우에 공기가 이동하는 동안 어떤 일이 일어나는지를 보여준다. 공기가 최종 목적지까지 이동하는 동안 지표면의 기복이 다른 지형 위를 통과하고 있다.

이때 산의 풍상측은 불안정 대기로 소나기가 내리고 있는 반면에 산의 풍하 측에는 대기가 좀 더 안정한 상태에서 맑은 날씨이다. 일사로 인해서 기온이 상승하고 또 편 효과(Föhn Effect)로 산을 넘은 공기는 온도가 상승한다. 그 결과 발원지와 예측장소에서 최고온도는 크게 차이가 난다.



[그림 7.2] 예측장소와 발원지(공기가 출발지점)에서 대기안정도가 다른 경우 기온에 미치는 영향

7.3 발원지 추적

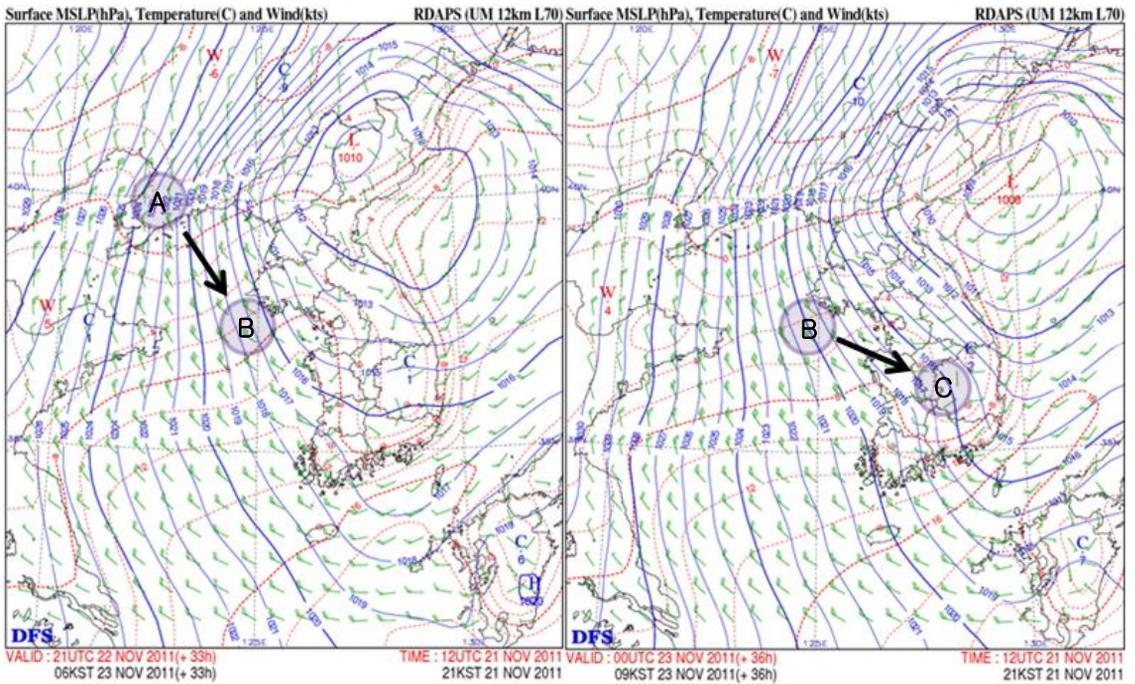
일기예보에서 악기상(예 : 황사) 또는 위험기상의 발원지를 발견하는 것은 매우 중요한 과제이다. 주어진 예측시간과 예측장소에 대한 공기의 발원지를 찾기 위해서는 어떤 기법이 요구된다. 기상청에서는 발원지를 분석하는데에는 수치모델에서 얻어진 예보바람(Forecast Wind)장을 이용한다. 예보 바람 장에 역추적 또는 후방추적(Back Tracking)을 적용하여 발원지를 분석한다.

발원지를 분석하는데 모델 바람 자료만으로는 충분치 않다. 그 모델이 잘못될 수도 있다. 바람 관측치의 비교가 가능한 곳에서 실측치와 모델 바람 자료를 비교하고 검증하여야 하며, 그리고 차이가 나면 모델 값을 조정(Adjust)하여야 한다. 실제로 좀 더 장기예보를 하려고 하면 그만큼 우리는 더 모델에 의존하여야 하며 그만큼 예보의 오차가 커진다.

그림 7.3은 그림에 표시한 예측장소와 예측 시간($T+6$ 시)대한 공기의 발원지를 분석하기 위한 역추적 방법을 나타낸 모식도이다. 그림에서 C 지점에 도달한 공기를 역추적 하면 6시간 이전에 이 공기는 A 지점에 있던 것으로 고려할 수 있다. 역추적 방법을 적용 하기 위해서는 공기의 이동 경로와 이동속도를 일기도상에서 분석하여야 한다. 이 경우에 설명을 간단히 하기 위하여 모델 바람자료는 $T+00$ 시에 실제 바람을 나타내는 것으로 가정하며, 예보기간 동안 모델 바람 자료가 매우 신뢰할 수 있다고 생각한다.

7.4 대표 Skew T-log p 다이어그램의 선택

일단 예측장소의 위험기상 또는 위험기상의 발원지가 확인되면 예측장소와 가장 가까운 지점의 Skew T-log p 다이어그램을 선정하여, 그것을 대표 Skew T-log p 다이어그램으로 정한다. 그리고 이 다이어그램을 예측장소에 이용할 수 있도록 수정을 해야 한다.



[그림 7.3] 지상 일기도에서 발원지 분석을 위한 수치모델바람 자료를 이용한 역 추적 방법. 그림에서 적색 실선은 등온선을 나타내며 두 지상 일기도간의 시간차는 3시간. 그림에서 기단의 발원지는 A이며, 예측장소는 C지점

연습문제

1. 발원지의 Skew T-log p 다이어그램을 수정하여 예측 장소의 대기상태를 예보한다.
2. 수치예보 자료에 역추적 기법을 적용하여 황사의 발원지를 분석한다.