

3 大気の安定度 (1)

3. 1 乾燥大気の安定度

大気中を空気塊が上昇すると、周囲の気圧が低下する。このとき、空気塊は**断熱膨張^高**(adiabatic expansion)するので、周りの空気に対して仕事をした分だけ熱エネルギーが減少し、空気塊の温度は低下する。逆に、空気塊が下降すると**断熱圧縮^高**(adiabatic compression)されるので、温度は上昇する。飽和に達していない空気塊が断熱的に上昇するときの温度低下の割合を**乾燥断熱減率^高**(dry adiabatic lapse rate)という。

ここで、大気の乾燥断熱減率を計算してみる。大気が理想気体であることを仮定すると、状態方程式は、圧力を p 、比容 (単位質量あたりの体積) を α 、温度を T 、気体定数を R として、

$$p\alpha = RT$$

と書ける。乾燥空気に対しては $R = 287 \text{ J/kg K}$ である。一方、熱力学の第 1 法則 (エネルギー保存則) は、内部エネルギーを U 、気体に加えた熱を $d'Q$ 、気体が外部にした仕事を $d'W$ として、

$$d'Q = dU + d'W$$

と表せる。 $U = C_v T$ 、 $d'W = p d\alpha$ とすると、

$$d'Q = C_v dT + p d\alpha$$

と書くことができる。ただし、 C_v は乾燥空気の定積比熱である。状態方程式より、 $p d\alpha + \alpha dp = R dT$ だから、

$$d'Q = (C_v + R) dT - \alpha dp = C_p dT - \alpha dp$$

と変形できる。ただし、 C_p は乾燥空気の定圧比熱であって、 $C_p = 1004 \text{ J/kg K}$ である。断熱膨張や断熱圧縮を考えているので、 $d'Q = 0$ とすると、

$$C_p dT - \alpha dp = 0$$

となる。微小変化を高度 z についての微分と考えると、

$$C_p \frac{dT}{dz} - \alpha \frac{dp}{dz} = 0$$

一方、静水圧平衡の関係より、

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

が成り立っている。ただし、 ρ は気体の密度である。また、 g は重力加速度であって、 $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ である。ゆえに、

$$C_p \frac{dT}{dz} + g = 0$$

となって[†]、乾燥大気の断熱減率 Γ_d は

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p}$$

となる。現実の大気においては、乾燥断熱減率は、100 m につき約 1.0°Cである。

[†]熱力学方程式の中の α は持ち上げた空気塊の密度の逆数であり、一方で、静水圧平衡の式の中の ρ は周りの空気の密度である。通常の大気においては、空気塊を持ち上げるにつれて、空気塊の温度のほうが周りの空気の温度より低くなるので、空気塊の密度と周りの空気の密度との間に差が生じる。したがって、厳密に言えば、 $\alpha\rho=1$ は成り立たなくなるので、乾燥断熱減率も $\Gamma_d = g/C_p$ で一定というわけではない。

- ☞ 高等学校の地学で乾燥断熱減率を取り上げる。上記のような理論的な導出は行なわないが、定量的な値を具体的に取り扱う。中学校の第2分野では、断熱膨張による気温の低下を定性的に扱う。

3. 2 湿潤大気の安定度

飽和に達していない空気塊を断熱的に持ち上げると、乾燥断熱減率にしたがって温度が低下していくので、ある高度で飽和に達し、水蒸気の凝結が始まる。このときの高度を**凝結高度^高**(condensation level)という。空気塊がさらに上昇を続けると、水蒸気が凝結するときに凝結熱が放出されて空気塊が暖められるので、温度の低下の割合は乾燥断熱減率よりも小さくなる。このときの温度低下の割合を**湿潤断熱減率^高**(moist adiabatic lapse rate)という。比較的高温な環境では、湿潤断熱減率は 100 m につき約 0.5°Cである。

- ☞ 高等学校の地学で湿潤断熱減率を取り上げる。定量的な値のほか、乾燥断熱減率との大小関係や、その原因についても触れる。

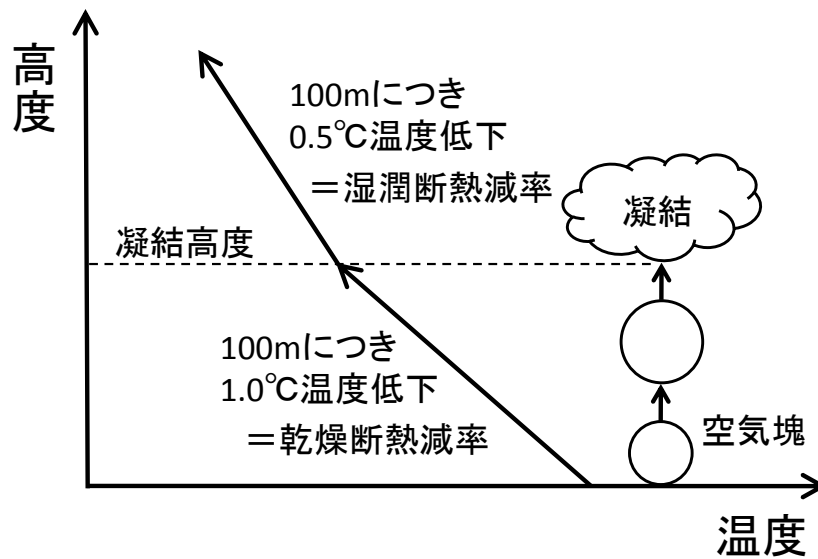


図 3-1: 空気塊の上昇と断熱減率

実際の大気において、高度による温度低下の割合を**温度減率（気温減率^高）** (temperature lapse rate) という。温度減率が断熱減率よりも大きい場合、大気の状態は不安定であり、雲が発達しやすい。逆に、高度による温度低下の割合が断熱減率よりも小さい場合には、大気の状態は安定である。

大気の温度減率が湿潤断熱減率よりも小さい場合には、未飽和の空気塊に対しても飽和空気塊に対しても大気の状態は安定である。このような状態を**絶対安定（安定^高）** (absolute stability) という。逆に、温度減率が乾燥断熱減率よりも大きい場合には、空気塊が未飽和であっても飽和であっても、大気の状態は不安定である。この状態を**絶対不安定（不安定^高）** (absolute instability) という。また、大気の温度減率が湿潤断熱減率よりも大きく乾燥断熱減率よりも小さい場合には、未飽和の空気塊に対しては安定であるが、飽和空気塊に対しては不安定である。これを**条件つき不安定^高** (conditional instability) という。実際の大気の温度減率は状況によって異なるが、典型的には下層の大気では 100 m につき約 0.6℃である。対流圏（高度約 11 km まで）の大気は条件つき不安定であることが多い。

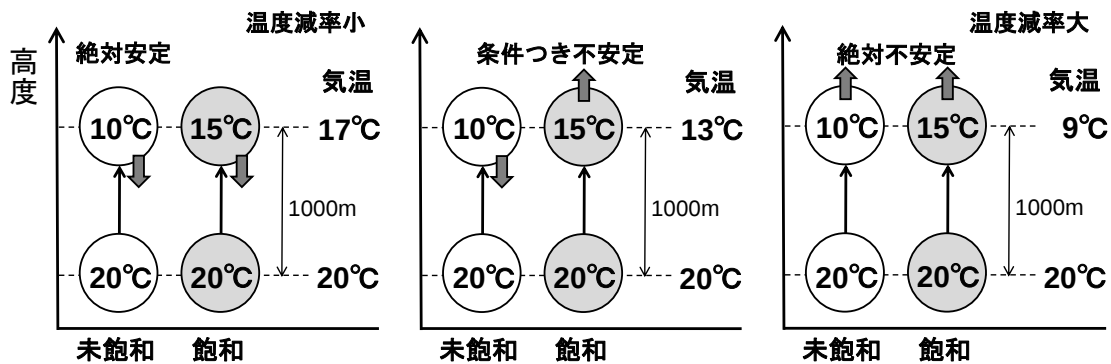


図 3-2: 空気塊の鉛直運動と大気の安定度

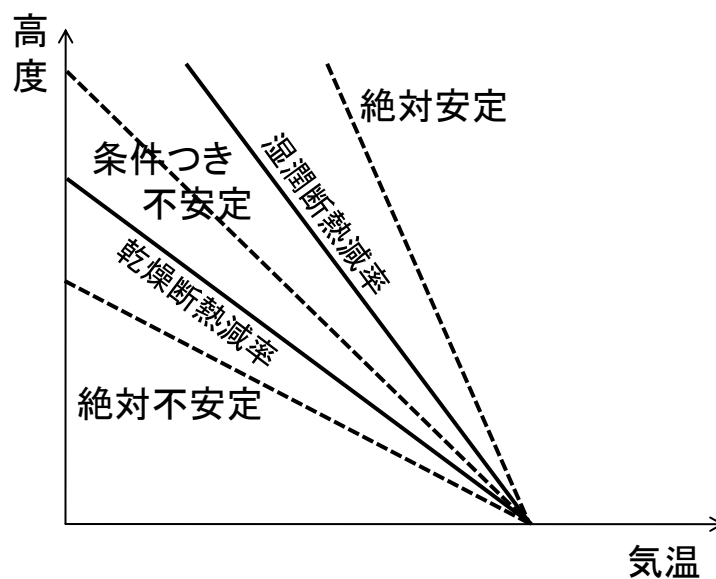


図 3-3: 温度減率と安定度

☞ 高等学校の地学で、絶対安定、条件つき不安定、絶対不安定について学ぶ。温度減率との関係を整理して理解したい。

天気予報で「上空に寒気が入って大気の状態が不安定になるでしょう」と言うことがあるが、以上で説明したような大気の安定度の変化を指していることが多い。

3. 3 フェーン現象

水蒸気を含んだ空気塊が山脈を越えるときの温度変化を考えてみる。はじめ、空気塊は、風上側の山麓から山の斜面に沿って上昇していく。凝結高度に達するまでは、乾燥断熱減率に従って温度が低下していく。凝結高度に達すると、雲が発生し降水をもたらしながら、湿潤断熱減率に従って温度を下げながら山

の斜面を上昇していく。やがて空気塊は山頂を越えて風下側の山麓に向かって下降していく。このとき断熱圧縮によって空気塊の温度が上昇するので、空気塊は不飽和となり、乾燥断熱減率に従って温度が上がっていく。この結果、空気塊は、風上側の山麓を出発したときに比べて、降水として失われた分だけ水蒸気が減少し、また、凝結高度より上での湿潤断熱減率と乾燥断熱減率の差の分だけ温度が高くなる。したがって、風下側の山麓に達した空気塊は、高温で乾燥したものになる。このような大気の変質を**フェーン現象^高** (foehn phenomenon)という。

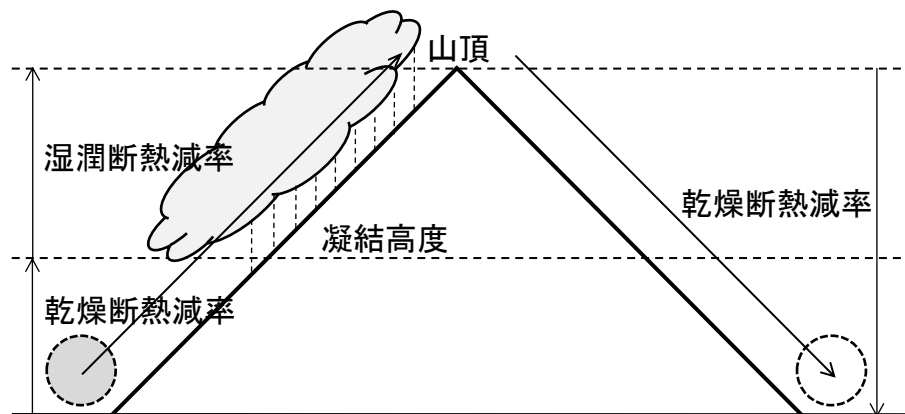
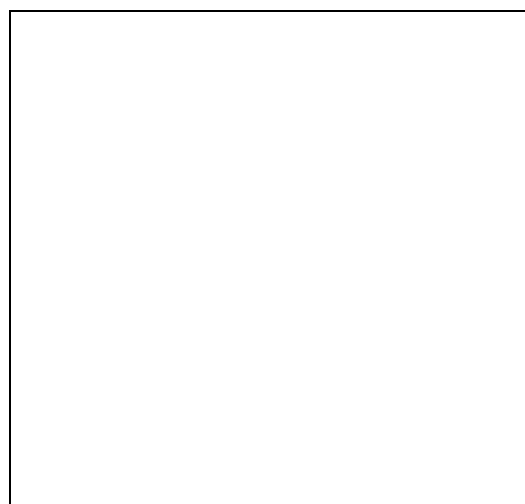


図 3-4: フェーン現象の模式図

フェーン現象は、台風や低気圧に伴って、脊梁山脈を越えて強い南風が吹くときに起こりやすい。このような場合、日本海側で高温になる。



(気象庁のウェブサイトより)

図 3-5: フェーン現象発生時の気圧配置 (2011 年 7 月 20 日 9 時)

(このとき、東京の気温は 26.9℃、新潟の気温は 33.7℃。)

☞ 高等学校の地学でフェーン現象を取り上げる。原理も含めて説明する。

次の模式図のように、風上側で上昇気流がみられず、風下側での下降気流のみによって気温が高くなることがある。このようなフェーン現象を**ドライフェーン**(dry foehn)とよぶ。それに対して、風上での上昇気流や水蒸気の凝結を伴うような、典型的なフェーン現象とされているものをウェットフェーン(wet foehn)とよぶことがある。真夏に山沿いの地域で極端な高温が観測されることがあるが、このような猛暑には、ドライフェーンが関係していることも多い。

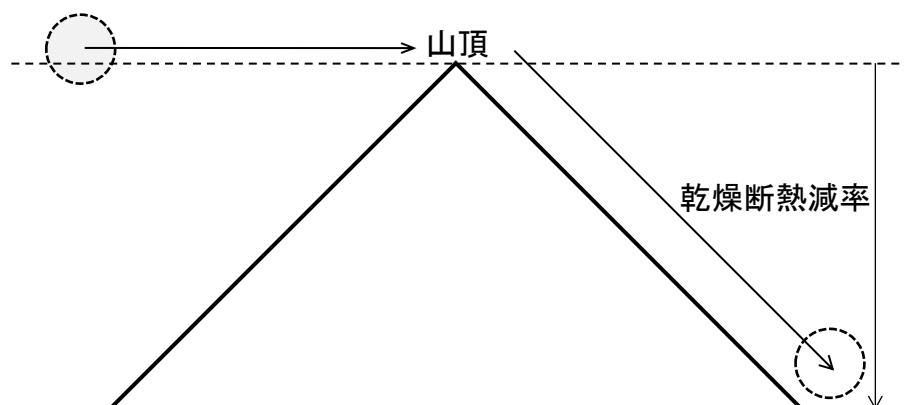


図 3-6: ドライフェーンの模式図

問 3-1 標高 0m で 25℃の空気塊がある。この空気塊が山の斜面に沿って標高 2000m まで上昇し、山を越えたあと標高 0m まで下降するとする。凝結高度は 800m である。上昇するときには、凝結高度より下では乾燥断熱減率、上では湿潤断熱減率に従って温度が低下し、下降するときには、乾燥断熱減率に従って温度が上昇すると考える。標高 0 m まで戻ってきたとき、この空気塊の温度は何℃になるか計算せよ。乾燥断熱減率は 10℃/km、湿潤断熱減率は 5℃/km とする。

3. 4 逆転層

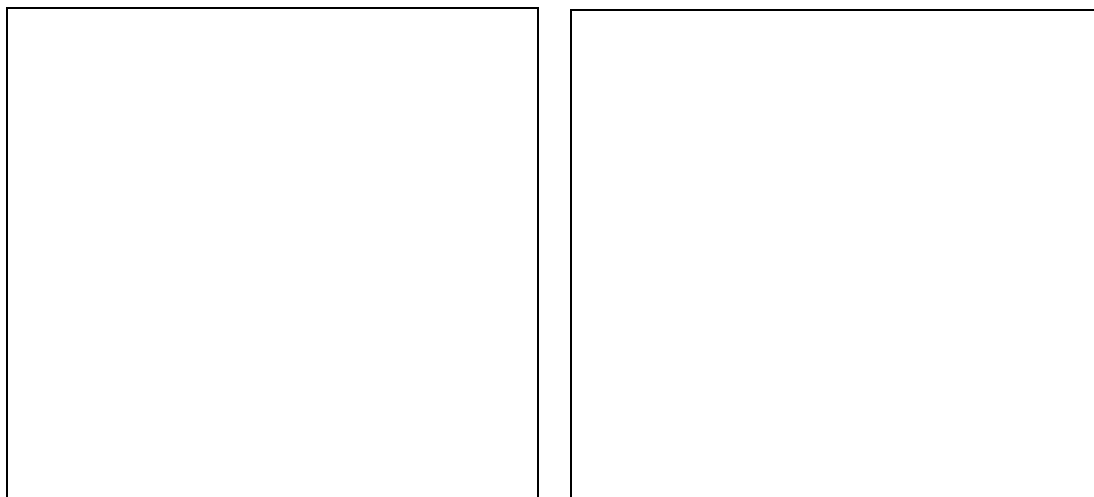
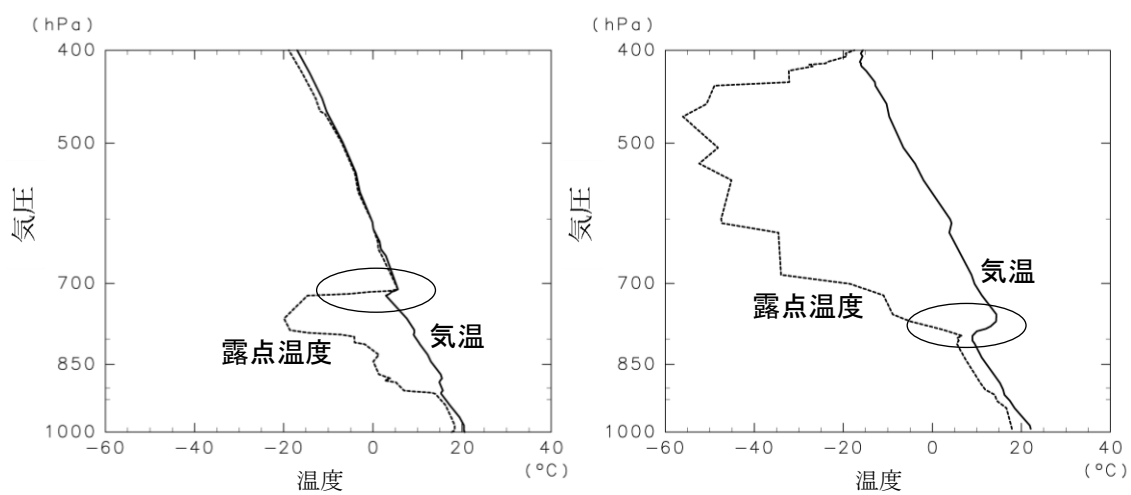
一般に対流圏では、気温は高度とともに低下する。しかし、気温が高度とともに高くなる層が出現することがある。これを**逆転層**^高(inversion layer)という。逆転層は次のように分類できる。

接地逆転層：夜間の放射冷却によって地表面付近の空気が冷やされることによって形成される逆転層。寒候季の晴れている夜間に生じやすい。

沈降逆転層：高気圧や寒気の流入によって下降気流が生じたときに、断熱圧縮

に伴う昇温によって生じる。寒冷前線の通過後に寒気移流域や移動性高気圧の勢力下に入ったときや、亜熱帯高気圧の覆われているときなどにみられる。

移流逆転層（前線逆転層）：前線にともなって発生する逆転層。冷氣の上に暖気が乗り上げたり、暖気の下に冷氣が潜りこんだりすることによって形成される。温暖前線の前面（北東側）で観測されることが多い。



（気象庁のウェブサイトより）

図 3-7: 移流逆転層（左）と沈降逆転層（右）の例

（潮岬（和歌山県）での 2010 年 5 月 22 日 21 時と 24 日 21 時の観測データ）

- ☞ 高等学校の地学で逆転層を取り上げる。逆転層を接地逆転と上空逆転に分類することがある。この場合、沈降逆転層と移流逆転層をまとめて上空逆転としているが、あまり一般的ではない。