

# 宇宙と地球と人間（気象学分野）

## 1 大気の熱力学

### 1. 1 地球大気の組成と層構造

地球大気の組成は、水蒸気を除くと、地表付近から高度 80km くらいまではほぼ一定である。体積比で示すと、窒素が約 78%、酸素が約 21%、アルゴンが約 1%、二酸化炭素が約 0.04%である。

地球大気の鉛直構造をみると層構造をしていることがわかる。地上から約 11km までは**対流圏**<sup>高</sup>と呼ばれる。雲の発生や降水など、通常よく知られた気象現象が起こるのは対流圏である。対流圏では高度とともに気温は低下する。対流圏の上は**成層圏**<sup>高</sup>である。成層圏は、対流圏とは違って、上にいくほど気温が高い。これは、**オゾン**<sup>高</sup>が紫外線を吸収して加熱されているからである。対流圏と成層圏の境目を**圏界面**<sup>高</sup>（**対流圏界面**<sup>高</sup>）という。成層圏の上には**中間圏**<sup>高</sup>であり、再び高度とともに気温が低下する。中間圏の上は**熱圏**<sup>高</sup>とよばれる。熱圏では、大気は非常に薄く、高度とともに温度が高くなる。なお、固体地球の半径はおよそ 6400km であり、地球の半径に比べて大気は非常に薄いことがわかる。

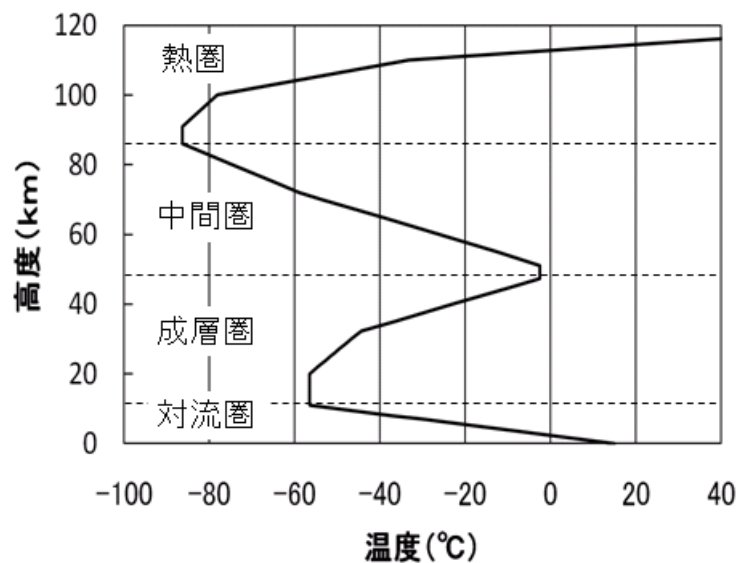


図 1-1: 地球大気の層構造

## 1. 2 大気中の水蒸気

一般に空気には水蒸気が含まれている。乾燥した空気に含まれる水蒸気の量は少ないが、湿った空気には多くの水蒸気が含まれている。空気が含むことができる水蒸気の量には限界があり、単位体積の空気が含むことのできる水蒸気量（水蒸気の密度）の上限を**飽和水蒸気量**<sup>中</sup>という。飽和水蒸気量は気温が上がると大きくなる。

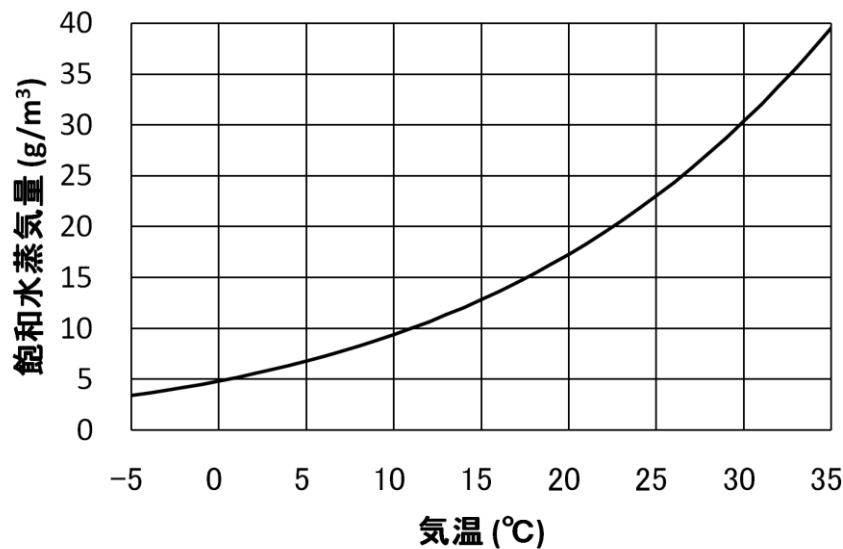


図 1-2: 飽和水蒸気量

実際に空気中に含まれている水蒸気の量を表すために、さまざまな物理量が使われる。**相対湿度**<sup>中</sup>とは、空気に含まれている水蒸気量の、飽和水蒸気量に対する割合を表したものであり、

$$\text{相対湿度\%} = \frac{\text{空気に含まれている水蒸気の密度}[\text{kg/m}^3]}{\text{その気温での飽和水蒸気量}[\text{kg/m}^3]} \times 100$$

と定義できる。

大気中に含まれる水蒸気量を、大気圧中に占める水蒸気の圧力で表すことがある。空気が飽和しているときの水蒸気圧を**飽和水蒸気圧**<sup>高</sup>という。飽和水蒸気圧も、飽和水蒸気量と同じように、気温が上がると大きくなる。相対湿度は、密度の代わりに圧力に注目し、飽和水蒸気圧と実際の水蒸気圧の比として計算することもできる。

飽和水蒸気量は気温が下がると小さくなるので、大気が冷却され、大気中に

含まれる水蒸気量が飽和水蒸気量よりも大きくなると、水蒸気が凝結して水滴になる。大気を圧力一定の条件のもとで冷却し水蒸気の凝結が始まったときの温度を**露点**<sup>中</sup>という。気温が同じであっても、湿度の高い空気のほうが水蒸気を多く含んでいるので露点は高い。

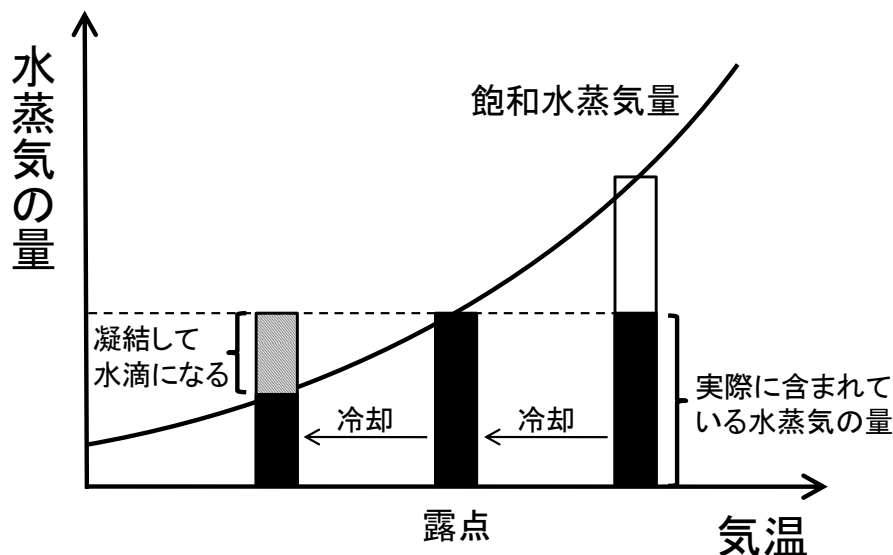


図 1-3: 気温と水蒸気量の関係

空気中に含まれている水蒸気の割合を表す量としては、**比湿**や**混合比**という量が使われることもある。比湿は、大気に含まれる水蒸気の濃度のようなものであり、

$$\text{比湿}[\text{g/kg}] = \frac{\text{水蒸気の密度}[\text{kg/m}^3]}{\text{乾燥空気の密度}[\text{kg/m}^3] + \text{水蒸気の密度}[\text{kg/m}^3]} \times 1000$$

と定義される。同様に混合比は、

$$\text{混合比}[\text{g/kg}] = \frac{\text{水蒸気の密度}[\text{kg/m}^3]}{\text{乾燥空気の密度}[\text{kg/m}^3]} \times 1000$$

と定義される。比湿や混合比は、温度や圧力が変化しても、空気塊の混合や水蒸気の凝結、蒸発が起こらない限り保存する量である。このため、気象学では、しばしば比湿や混合比が用いられる。

**問 1-1** 下の表を用いて、気温 24℃、湿度 84%の空気に含まれる水蒸気量[g/m<sup>3</sup>]を小数点第 1 位まで計算せよ。また、この空気の露点はおよそ何℃か、1 の位まで求めよ。同様に、気温 24℃、湿度 67%の空気の水蒸気量と露点を求めよ。

**問 1-2** 気温 23℃、露点 18℃の空気の相対湿度はおよそ何%か、下の表を用い、1 の位まで求めよ。

| 気温[℃] | 飽和水蒸気量[g/m <sup>3</sup> ] | 気温[℃] | 飽和水蒸気量[g/m <sup>3</sup> ] |
|-------|---------------------------|-------|---------------------------|
| 16    | 13.6                      | 21    | 18.3                      |
| 17    | 14.5                      | 22    | 19.4                      |
| 18    | 15.4                      | 23    | 20.6                      |
| 19    | 16.3                      | 24    | 21.8                      |
| 20    | 17.2                      | 25    | 23.0                      |

### 1. 3 大気圧力

単位面積に加わる空気の重さを**気圧<sup>中</sup>**という。気圧の単位としては**ヘクトパスカル<sup>中</sup>** (hPa) を用いる。1hPa は 100Pa であり、1m<sup>2</sup> あたり 100N の力に相当する。海面付近での平均的な気圧は 1013.25hPa (1m<sup>2</sup> あたり 101325N) であり、これを **1 気圧<sup>中</sup>** という。1 気圧は 1cm<sup>2</sup> あたり約 1kg 重の重さに相当する。

一般に上空に行くほど気圧は低くなる。これは、大気中を上に行くと、その区間の空気の重さの分だけ圧力が低下するためである。このように、空気の重さの分だけ気圧が低下する状態のことを**静水圧平衡**という。式で書くと以下のようなになる。

$$\text{気圧の変化量 [hPa]} = \text{空気の密度 [kg/m}^3\text{]} \times \text{重力加速度 [m/s}^2\text{]} \times \text{高度差 [m]} \times \frac{1}{100}$$

実際の大気は、静水圧平衡に近い状態にあることが多い。静水圧平衡のもとでの鉛直方向の気圧傾度は、地上付近では 10m につき約 1hPa である。気温が高くなると空気の密度が小さくなるので、鉛直方向の気圧傾度も小さくなる。

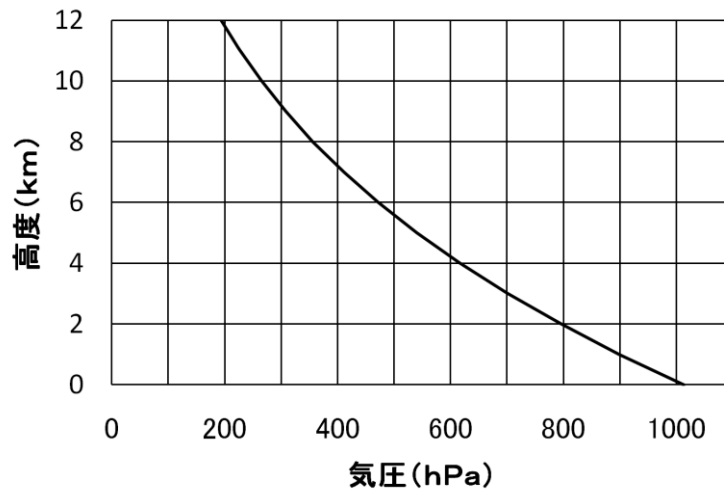


図 1-4 高度と気圧の関係

**問 1-3** 空気を密封した袋を高い山に持って行った。袋の内部の圧力は1000hPa、外の気圧は700hPaであった。このとき、袋には圧力差によって1cm<sup>2</sup>あたり何Nの力がかかるか。小数点第1位まで求めよ。

**問 1-4** 空気の密度が1.1kg/m<sup>3</sup>のとき、鉛直上方に10m移動すると、気圧は何hPa低下するか。小数点第1位まで求めよ。ただし、静水圧平衡を仮定してよい。また、重力加速度は9.8m/s<sup>2</sup>とする。

## 1. 4 大気の安定度

大気中を空気塊が上昇すると、周囲の気圧の低下とともに膨張する。このとき、空気塊は断熱膨張するので、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はほぼ一定であり、100mにつき約1.0℃である。これを**乾燥断熱減率<sup>高</sup>**という。

空気塊の温度が下がると、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<sup>高</sup>**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<sup>高</sup>**という。比較的高温な環境では、湿潤断熱減率は100mにつき約0.5℃である。

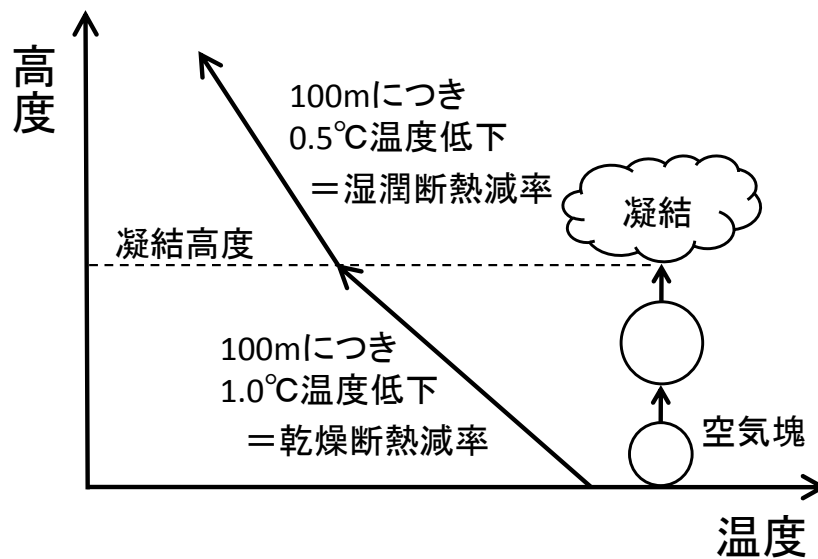


図 1-5: 空気塊の上昇と断熱減率

実際の気象において、高度による温度低下の割合を**温度減率（気温減率<sup>高</sup>）**という。温度減率が断熱減率よりも大きい場合を考えてみる。空気塊をわずかに持ち上げると断熱減率にしたがって温度が低下する。ところが、周りの空気の温度低下の割合は断熱減率よりも大きいので、持ち上げられた空気塊の周りの空気の温度は、空気塊よりも低いはずである。このような状況では空気塊のほうが高温で密度が小さくなるので、空気塊は浮力を受けてさらに上昇しようとする。この場合、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、持ち上げられた空気塊の周りの空気の温度は、空気塊よりも高くなる。空気塊の密度のほうが大きいので、空気塊は押し戻されることになる。このような場合、大気の状態は安定である。

大気は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<sup>高</sup>）**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<sup>高</sup>）**という。また、大気は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<sup>高</sup>**という。実際の気象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100mにつき約0.6°Cである。対流圏（高度約11kmまで）の大気は条件つき不安定であることが多い。

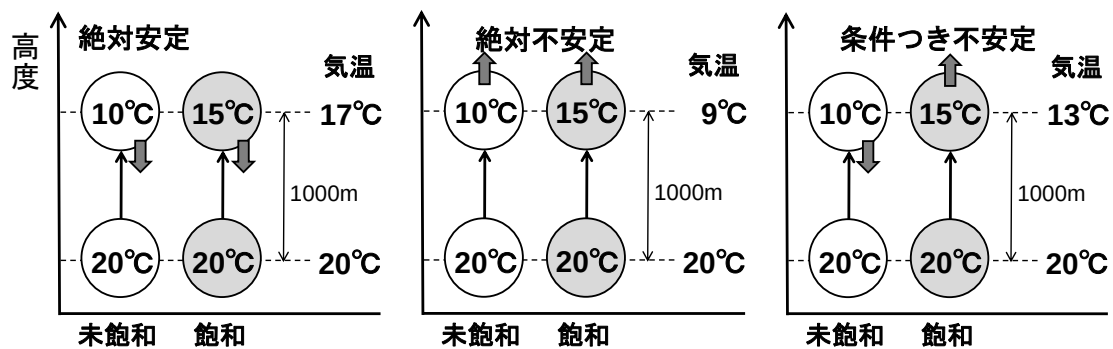


図 1-6: 空気塊の鉛直運動と大気の安定度

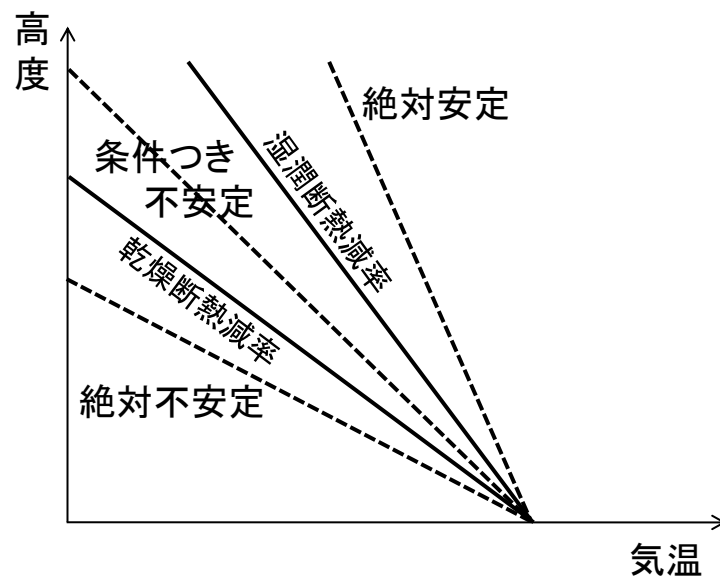


図 1-7: 温度減率と安定度

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。

**問 1-5** 高度 0m で気温が 20℃、高度 3000m で 2℃であるとする。この区間の温度減率を計算せよ。また、このときの大気の安定度は、絶対安定、条件つき不安定、絶対不安定のいずれか。ただし、大気の乾燥断熱減率を 100m につき 1.0℃、湿潤断熱減率を 0.5℃とする。

## 1. 5 雲と降水

雲にはさまざまな種類があるが、以下の表のように 10 種類に分類することができる。これを十種雲形という。

表 1-1: 十種雲形

|              |     |       |
|--------------|-----|-------|
| 上層雲          | 巻雲  | すじ雲   |
|              | 巻積雲 | うろこ雲  |
|              | 巻層雲 | うす雲   |
| 中層雲          | 高積雲 | ひつじ雲  |
|              | 高層雲 | おぼろ雲  |
|              | 乱層雲 | あま雲   |
| 下層雲          | 層雲  | きり雲   |
|              | 層積雲 | うね雲   |
| 下層から<br>上層の雲 | 積雲  | わた雲   |
|              | 積乱雲 | かみなり雲 |

これらの雲のうち、降水をもたらすのはおもに**乱層雲<sup>中</sup>**と**積乱雲<sup>中</sup>**である。乱層雲は持続的な降水を、積乱雲は一時的な強い降水をもたらすことが多い。

気象衛星による雲画像には**可視画像<sup>高</sup>**と**赤外画像<sup>高</sup>**がある。可視画像は可視光で見た雲のようすを表している。厚い雲ほど白く見える。夜間は撮影できない。一方、赤外画像は赤外線で見えた雲のようすを表しており、温度の低い場所が白く表現されている。雲頂高度の高い雲ほど白く見える。上層まで発達した積乱雲を識別するときによく使われる。夜間も撮影可能である。理科の教科書や天気予報では赤外画像が使われることが多い。

降水がもたらされるためには、水蒸気が凝結して雲粒が形成され、さらに雨粒や雪の結晶に成長しなければならない。未飽和の空気塊が上昇すると乾燥断熱減率にしたがって温度が低下していく。凝結高度まで上昇し、温度が露点に達すると、水蒸気の凝結が始まる。さらに上昇が続くと、凝結した水蒸気は水滴となって雲を形成する。水蒸気が冷却されて凝結し、水滴（雲粒）が成長していく過程を**凝結過程**という。凝結過程によって雲粒は直径 0.02mm 程度まで成長する。それ以後は雲粒や雨粒どうしの衝突によって成長する。この過程を**併合過程**という。併合過程によって雨粒は通常 1mm 程度、最大で 5mm 程度まで成長する。雨粒は 4～10m/s 程度で落下する。

温度が低い場合、凝結した水蒸気が氷の結晶（氷晶）になることがある。低



温な雲の中では、氷晶と過冷却水滴が共存している。一般に水面上の飽和水蒸気圧よりも、氷面上での飽和水蒸気圧のほうが低い。このため、水に対しては未飽和であっても氷に対しては飽和となる。このような条件のもとでは、水滴が蒸発し、氷晶のまわりには水蒸気が昇華して付着する。こうして氷の粒が成長して落下し、下層で融けて雨になる。このようにしてもたらされる雨を**冷たい雨<sup>高</sup>**という。一方、熱帯地方や夏季の中緯度地方では、氷晶を含まない雲から雨が降ることがある。雲粒や雨粒は大きさによって落下速度が異なるため、たがいに衝突し、雨粒が成長する。このようにしてもたらされる雨を**暖かい雨<sup>高</sup>**という。

## 1. 6 熱収支と温室効果

地球が太陽から受ける太陽放射は、おもに可視光である。太陽放射の強さは、大気圏の最上部では  $1.37\text{kW/m}^2$  程度である。これを**太陽定数<sup>高</sup>**という。地球の半径を  $R$  とすると、地球が太陽放射を受け取る断面積は  $\pi R^2$  であるのに対して、地球の表面積は  $4\pi R^2$  である。したがって、太陽放射を地球の表面全体に平均して分配すると、太陽定数の 4 分の 1 である  $0.34\text{kW/m}^2$  程度になる。また、地球に入射した太陽放射のうち、約 30% は反射される。この反射率のことを**アルベド**という。

太陽放射が入射しているにもかかわらず地表や大気の大気平均温度が安定しているのは、地球が吸収した太陽放射と同じ量のエネルギーが宇宙に向けて放射されているからである。地球から宇宙に向けた放射を**地球放射<sup>高</sup>**という。太陽放射はおもに可視光として放射されているが、地球放射はおもに赤外線として放射される。地球放射の強さは**ステファン・ボルツマンの法則<sup>高</sup>**により、

$$\text{放射の強さ}[\text{W/m}^2] = 5.67 \times 10^{-8} \times \text{絶対温度}[\text{K}]^4$$

と書くことができる。ここで、絶対温度[K]=温度[°C]+273.15 である。地球の平均的な温度は、地球放射の強さが正味で地球が吸収する太陽放射と等しくなるような温度でつりあうことになる。

地球には大気が存在する。地球の大気は、可視光を中心とする太陽放射に対しては透明に近い。しかし、地球大気に含まれる水蒸気や二酸化炭素などの気体は、赤外線を主とする地球放射に対しては不透明である。したがって、地表からの地球放射は直接宇宙に出ていくことができず、地球から宇宙へのエネルギーの放射が妨げられる。このため、地表や大気圏の下層の温度は、大気がない場合よりも高くなる。これを**温室効果<sup>高</sup>**という。温室効果を持つ気体を**温室効**

**果ガス<sup>高</sup>**という。温室効果ガスとしては、水蒸気、二酸化炭素、フロン、メタンなどが挙げられる。

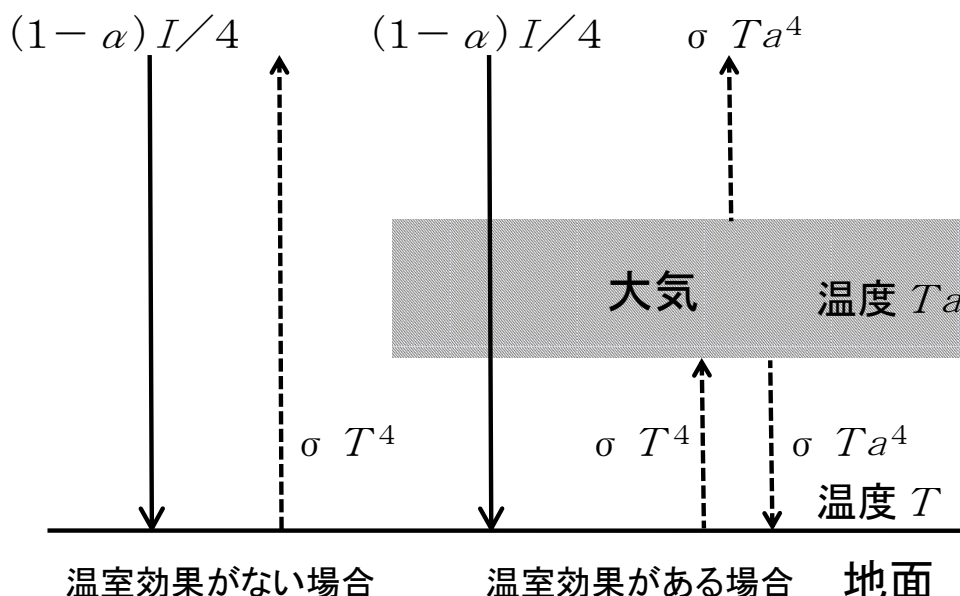


図 1-8: 温室効果の模式図

図 1-8 において、温室効果がない場合の地表面の温度を見積もってみる。地面に入ってくるエネルギーと地面から出ていくエネルギーの量は等しいから、

$$\frac{1}{4}(1-\alpha)I = \sigma T^4$$

となる。ただし、 $I$ は太陽放射の強さ（太陽定数）、 $\alpha$ はアルベド、 $\sigma$ はステファン・ボルツマン定数、 $T$ は地表面の温度（絶対温度）である。この式を解くと、

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)I}{4\sigma}}$$

が得られる。ただし、 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ である。この温度を**有効放射温度**という。地球における太陽定数とアルベドの値として、 $I = 1.37 \times 10^3 \text{ W/m}^2$ 、 $\alpha = 0.30$ として  $T$ の値を計算すると、 $T = 255\text{K}$ となる。これは約 $-18^\circ\text{C}$ であり、実際の地表の温度と比べるとかなり低い。

次に、温室効果がある場合を考えてみる。地面についてエネルギーの収支のつりあいを考えると、

$$\frac{1}{4}(1-\alpha)I + \sigma T_a^4 = \sigma T^4 \quad \text{①}$$

となる。また、大気についてのエネルギーの収支のつりあいは、

$$\sigma T^4 = 2\sigma T_a^4 \quad \text{②}$$

と書ける。①を 2 倍し、②を加えると、 $T_a$  が消えて、

$$\frac{1}{2}(1-\alpha)I = \sigma T^4$$

が得られる。この式を解くと、

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)I}{2\sigma}}$$

が得られる。 $T$  の値を計算すると、 $T=288\text{K}$  となる。これは約  $15^\circ\text{C}$  であり、現実の地表の平均的な温度に近い。この計算は大気をひとつの層で代表する単純なものであるが、温室効果の原理をよく表している。

**地球温暖化<sup>高</sup>**とは、人為的な要因によって温室効果ガスが増加して温室効果が強化されることによって、地球の平均気温が上昇する現象のことである。

**問 1-6** 下の表を用いて、水星、金星、火星、木星の有効放射温度を計算せよ。

|    | 太陽からの<br>平均距離<br>(天文単位) | 太陽放射<br>( $\text{W/m}^2$ ) | アル<br>ベド | 有効放射<br>温度<br>( $^\circ\text{C}$ ) | 平均表面<br>温度<br>( $^\circ\text{C}$ ) |
|----|-------------------------|----------------------------|----------|------------------------------------|------------------------------------|
| 水星 | 0.39                    | 9100                       | 0.11     |                                    | 170                                |
| 金星 | 0.72                    | 2600                       | 0.78     |                                    | 460                                |
| 地球 | 1.00                    | 1370                       | 0.30     | -18                                | 15                                 |
| 火星 | 1.52                    | 580                        | 0.16     |                                    | -40                                |
| 木星 | 5.20                    | 50                         | 0.73     |                                    | -140                               |

**問 1-7** 上の表を用いて、地球の有効放射温度を小数点第 1 位まで計算せよ（単位は $^\circ\text{C}$ ）。次に、アルベドの値を 0.29 に変更して同様の計算を行なえ。さらに、アルベドの値を元に戻たうえで太陽定数を 1% 増やして同様の計算を行なえ。

