

天気図で学ぶ天気予報と気象学

1 気象学の基礎理論

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**^高と呼ばれる。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**^高である。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**^高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**^高 (**対流圏界面**^高) という。成層圏の上には**中間圏**^高であり、再び高度とともに気温が低下する。中間圏の上は**熱圏**^高とよばれる。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。

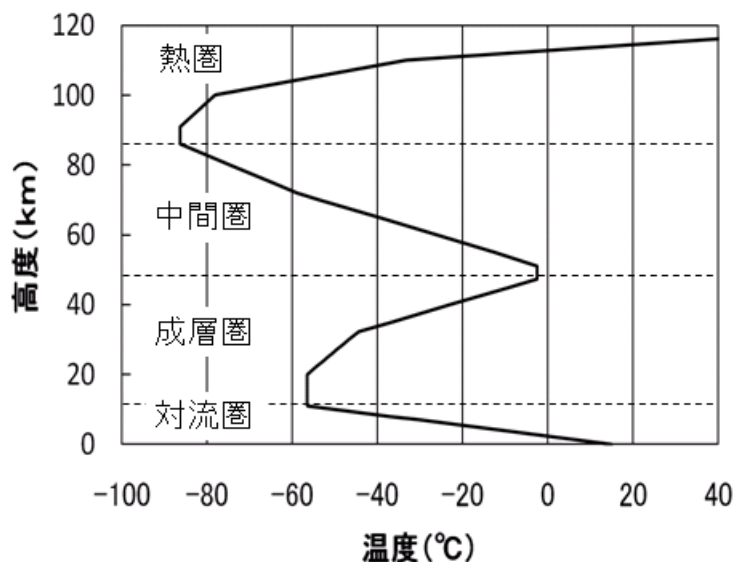


図 1-1: 地球大気の層構造

- 大気の層構造は高等学校で取り扱う。中学校では対流圏という言葉は使わないが、雲のできる高さに言及している。

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。空気を含むことができる水蒸気の量には限界があり、単位体積の空気を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**^中という。飽和水蒸気量は気温が上がると大きくなる。

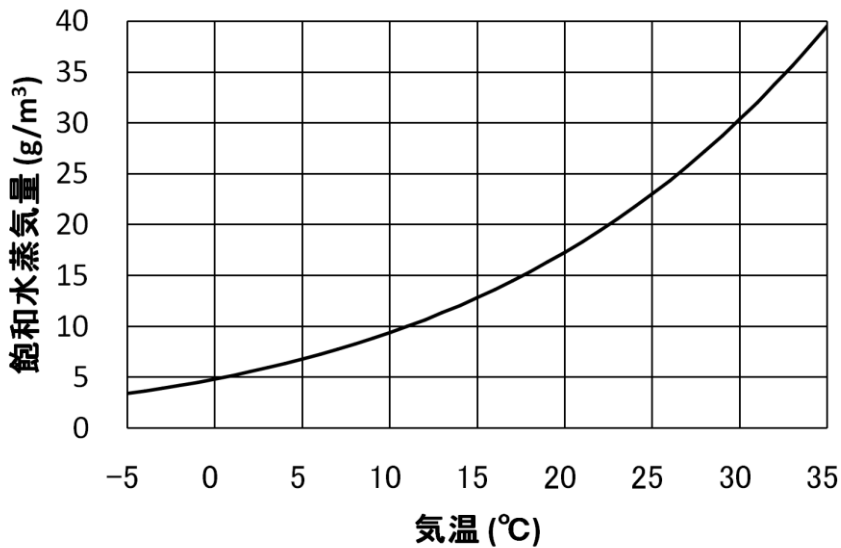


図 1-2: 飽和水蒸気量

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**^中とは、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、

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

と定義できる。

大気中に含まれる水蒸気の量を、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**^高という。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**^中という。気温が同じであっても、湿度の高い空気の方が水蒸気を多く含んでいるので露点は高い。

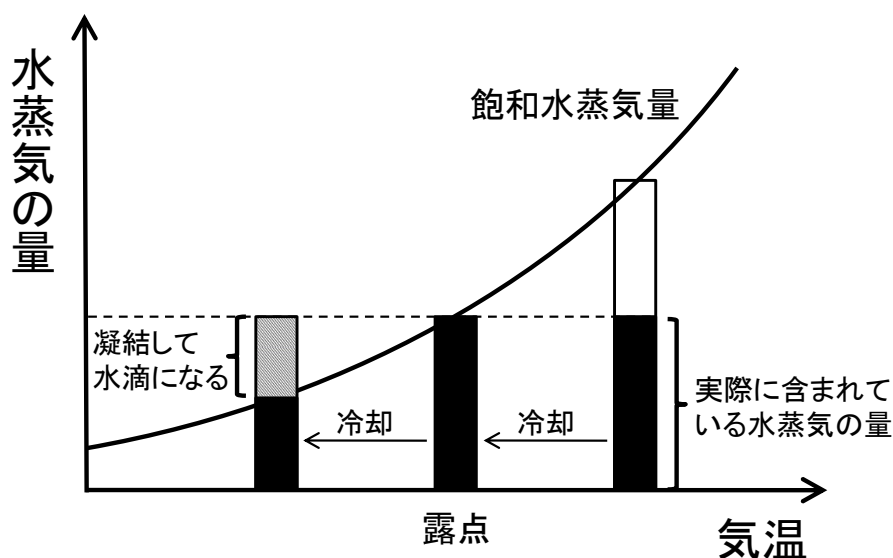


図 1-3: 気温と水蒸気量の関係

- 高等学校の地学では飽和水蒸気圧を用いて相対湿度を定義する。中学校では飽和水蒸気量を用いる。厳密に言えば、飽和水蒸気圧は温度のみの関数であるが、飽和水蒸気量は温度だけでなく圧力によっても変化する。したがって、飽和水蒸気量を用いた露点の計算は近似的なものである。
- 露点は中学校の理科第2分野で学習するが、気温が低下することによって水蒸気が凝結する現象は小学校の理科で定性的に取り扱う。

1. 3 大気のパ力

単位面積に加わる空気の重さを**気圧**^中という。気圧の単位としては**ヘクトパスカル**^中 (hPa) を用いる。1hPa は 100Pa であり、1m² 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 (1m² あたり 101325N) であり、これを **1 気圧**^中 という。1 気圧は 1cm² 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。

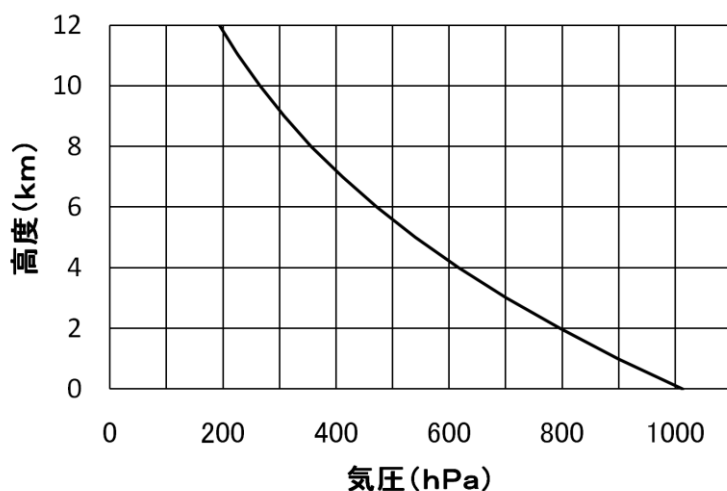


図 1-4 高度と気圧の関係

- 高度が高くなると気圧が下がることは中学校の理科第 2 分野で定性的に取り扱う。雲ができる原因を理解するためには、上空では気圧が低いということをあらかじめ理解しておく必要がある。しかし、静水圧平衡のような定量的な取り扱いは高等学校の地学においても行われない。
- 天気図においては海面での値に補正した気圧を用いている。標高が比較的高い地域では、気圧の観測値と天気図とを比較するときには、観測値を補正しないと適切に比較できないことがある。気象観測では、補正前の気圧を現地気圧、補正後の気圧を海面気圧（海面更正気圧）とよんでいる。

1. 4 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ある。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 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**^中と**積乱雲**^中である。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。

- 中学校の理科第 2 分野では、十種雲形という言葉は出てこないが、10 種類の雲が紹介されている。また、小学校の理科の指導においても、教員には十種雲形の概要の理解が望まれる。
- 十種雲形を取り上げるときは、単純に暗記するのではなく、雲の高さや降水の有無で分類しながら、整理して理解することが望ましい。
- 乱層雲と積乱雲の性質については、中学校の理科第 2 分野で取り扱う。

気象衛星による雲画像には**可視画像**^高と**赤外画像**^高がある。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。下の図は、2003 年 8 月 16 日の赤外画像と可視画像

である。この年は記録的な冷夏であり、天気図にみられるように、真夏になっても日本付近に前線が停滞している。北海道や東北地方の太平洋沿岸では、冷たい北東風に伴って、層雲が発生している。可視画像では太平洋沿岸の層雲がはっきりと見えているが、雲頂高度が低いため赤外画像ではほとんど見えない。

赤外画像

可視画像（左と同じ領域）

（2003年 8月16日 9時）

天気図

（雲画像は高知大学気象頁から、天気図は気象庁天気図から入手）

図 1-5: 赤外画像と可視画像の例

- 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。下層雲で覆われていても、赤外画像では雲として写らない場合があるので、地上で観察した天気と雲画像とを比較する場合には注意が必要である。

雲は大気中の水蒸気が凝結することによって形成される。空気塊が上昇すると断熱膨張によって温度が低下していき、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。このように、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**^高という。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**^高という。