

第1章 大気汚染概論

1.1 「大気」概要

1.1.1 大気の組成

大気はいろいろな分子の混合で成り立っている。大気の主成分は窒素（容積比 78.1%）と酸素（21.0%）で、次に多いのは量は不定であるが水蒸気で、それ以下は極端に量が少なく微量気体（trace gas）とよばれる。その組成を表 1.1.1 に示す。大気に乱流がなければ、各分子は各々異なる質量を持つので、重い分子が下に、軽い分子が上に多くなる重力による拡散分離作用（diffusive separation）が働くが、実際には高度 11 km の対流圏界面（tropopause）より下では大気は乱流によりよく混合されていて混合比は同じと考えてよい。但し希ガス以外の微量気体に関しては発生源や大気中での光化学反応により、大気中に一様に分布しているのではなく、高度、緯度、経度、季節に依存して濃度分布が異なる。また大都市などにおいては全く異った濃度を示す。

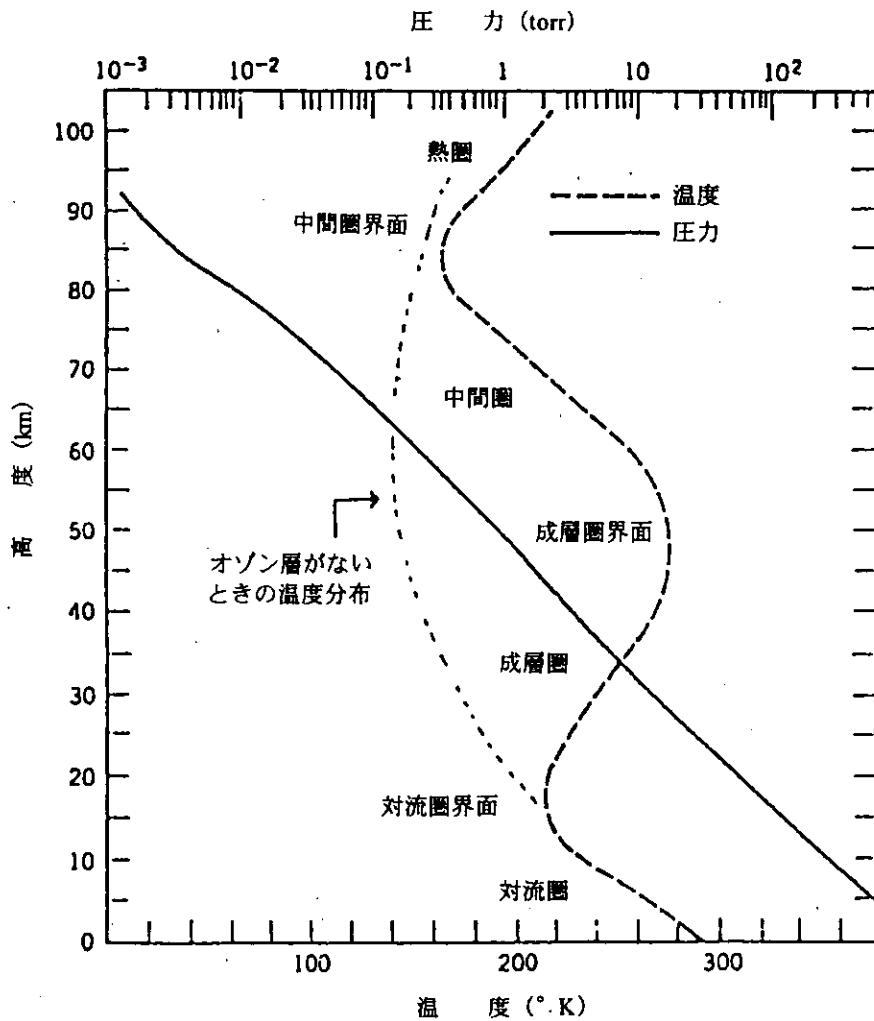
表 1.1.1 地表付近の大気組成

成分	分子式	分子量	存在比率 (%)	
			容積比	重量比
窒素分子	N ₂	28.01	78.11	75.53
酸素分子	O ₂	32.00	20.96	23.14
アルゴン	Ar	39.94	0.9343	1.280
炭酸ガス	CO ₂	44.01	0.03	0.045
一酸化炭素	CO	28.01	1×10 ⁻³	1×10 ⁻⁵
ネオン	Ne	20.18	1.8×10 ⁻³	1.2×10 ⁻⁵
ヘリウム	He	4.00	5.3×10 ⁻⁴	7.3×10 ⁻⁵
メタン	CH ₄	16.05	1.52×10 ⁻⁴	8.4×10 ⁻³
クリプトン	Kr	83.7	1×10 ⁻⁴	3×10 ⁻⁴
一酸化二窒素	N ₂ O	44.02	5×10 ⁻⁵	8×10 ⁻⁵
水素分子	H ₂	2.02	5×10 ⁻⁵	3×10 ⁻⁶
オゾン	O ₃	48.0	2×10 ⁻⁵	3×10 ⁻⁶
水蒸気	H ₂ O	18.02	不定	不定

1.1.2 大気の構造

地表付近の気温は通常高さとともに減少している。この領域の主な熱源は、地表で吸収された太陽放射が、表面から再放射されることにあり、温められた空気は上に運ばれる。空気は図 1.1.1 に示すように上空に向かって密度（圧力）が下がるので、下の空気が上に運ばれると、断熱膨張（adiabatic expansion）により外部に対して仕事をするので分子の内部エネルギーが減少し、温度が下がる。高度約 11 km の高さまで大気中では対流が盛んで断熱膨張機構により気温分布が決まるので対流圏（troposphere）と呼ばれる。この高さを越えると太陽光による光化学反応によって生成されるオゾンが太陽光を熱に変換するため気温の低下が停止し、逆に気温が徐々に上昇する。気温が上昇する領域では暖かい空気が冷たい空気の上にあるので対流が起らず、大気は熱的に安定している。この領域を成

層圏と呼ぶ。気温が減少から増加に転ずる高さは対流圏の上限で対流圏界面 (tropopause) と呼ぶ。成層圏ではオゾンによる太陽の紫外線吸収と赤外線放射による冷却率がつり合う輻射平衡 (radiation equilibrium) で温度分布が決まる。さらに高高度では大気密度が減少し、オゾン濃度も低下するので気温は低下していく。温度の極大は約 50 km の高度であり、この気温が極大になる高さが通常成層圏の上限と定義され、成層圏界面 (stratopause) と呼ばれる。成層圏界面より上では、気温は減少するが、80 km 付近より上では再び上昇する。この気温極小までの領域を中間圏 (mesosphere) と呼び、その上を熱圏 (thermosphere) と呼ぶ。また中間圏と熱圏の堺を中間圏界面 (mesopause) と呼ぶ。熱圏では主として酸素分子が太陽の紫外線を吸収し、光解離と再結合のくり返して、太陽の紫外線を熱に変えるため温度が上昇する。このように大気の構造は太陽光とそのエネルギーを吸収する大気分子の光化学反応さらに大気の物理的運動によって決定されている。



注：オゾン層がないときの予想気温分布を加えてある。

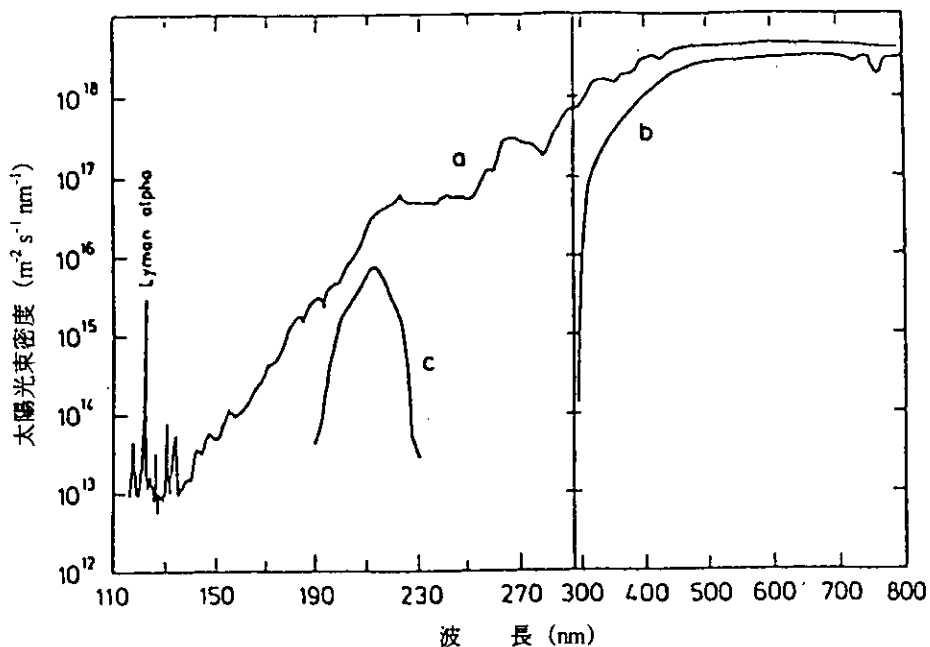
図 1.1.1 気温、圧力の垂直分布と各領域の名称

1.1.3 太陽光

太陽はX線や紫外線などの波長の短い（高エネルギーの）電磁波から、赤外線や電波などの波長の長い（低エネルギーの）電磁波まで様々な波長の光を放射している。太陽の表面温度は $6,000^{\circ}\text{K}$ であるから、太陽の輻射のエネルギー分布は $6,000^{\circ}\text{K}$ の黒体輻射曲線に近く、 480nm 付近の青色で最も強度が強く、そこから長波長へはゆっくり、短波長側へは比較的急激に減少している。図1.1.2はその様子を示したもので、大気圏外観測 (a) と地上観測 (b) の差が主として成層圏から上の大気に吸収されたものである。これらの吸収のうち 200nm より短波長の光は主に酸素分子によって、 $200\text{--}300\text{nm}$ の光は成層圏のオゾンによって吸収されたものである。太陽光の強度（光束密度）はオゾン濃度が高度によって変化するため、成層圏においては高度に依存する。図1.1.2 (c) は地上約 30km の成層圏での光束密度である。 200nm 以下の酸素分子による吸収と、 250nm を中心とするオゾンの吸収帯の谷間の $185\text{--}220\text{nm}$ の波長域に比較的光の届き易い“大気の窓”とよばれる領域がある。

以上のことから、大気微量気体の組成、大気の構造ともに太陽光による光化学反応に大いに支配されており、光化学反応は成層圏では $180\text{--}220\text{nm}$ 、対流圏では 400nm より長波長の太陽光によって引き起こされている。

従って大気の問題を考える場合、大気の物理運動、大気の化学（光化学反応）の両方がその基礎として必要となる。大気に係わるこのような基礎的背景については、以下の参考図書を参照することを奨める。



注：(a) は、大気圏外観測
 (b) は、地上観測
 (c) は、地上 30km の成層圏で観測される“大気の窓”
 出典：P. Warneck, 参考図書 (1) より

図1.1.2 110–800nm領域での太陽の光束密度