

大気の構造と地球の熱収支

第18章

大気は惑星や衛星の周囲を取りまく気体であり、それぞれの天体の表層環境を特徴づける上で大きな役割を果たしている。地球の場合、大気存在により地球表面に液体の水が存在できる温和な環境が実現され、多様な生物の生存が可能となっている。地球表面を暖めている源は可視光を中心とする太陽の放射エネルギーである。太陽の光の一部は大気圏のオゾン層などにより吸収され、また雲により吸収・反射されて、ほぼ半分が地表面に到達し吸収される。このため大気にとってはオゾン層と地表面が熱源として働き、高さ方向の気温分布によって特徴づけられる層構造、すなわち対流圏・成層圏・中間圏・熱圏を作り出している。太陽光を吸収した地表面や大気は赤外線を放出する。赤外線は二酸化炭素や水蒸気などの大気微量成分によって吸収されるため、大気は赤外線のエネルギーを地球表面と大気をあわせた系に閉じ込める温室効果をもたらす。この温室効果によって地球の平均表面温度は 15°C 程度に保たれているのである。

キーワード

アルベド、オゾン層、オーロラ、温室効果、界面、気圧、成層圏、大気(圏)、太陽定数、太陽放射、対流圏、地球温暖化、地球放射、中間圏、中層大気、電離層、熱圏、放射平衡温度

1. 大気とは

大気とは惑星や衛星の重力によってそれらの周囲に捕らえられている気体のことである。大気が存在する領域を大気圏と呼ぶ。私たちが住む地球以外にも、複数の惑星と衛星に大気が存在しており、それぞれの大気は固有の特徴を持っている。惑星大気については第32章にて説明する。

地球大気圏の下端は地表面によって定義できるが、大気圏の上端は明確には存在しない。高度が高くなるにしたがい大気は希薄になり、大気圏は連続的に宇宙空間へとつながっていく。しかし、第Ⅲ部で扱う気象現象は高度100 km以下の領域で起こるものであるため、本章では主として高度100

km以下の領域を扱うことにする。高度100 km以上の領域に関しては第33章を参照すること。地球大気の質量は約 5.30×10^{18} kgであり(練習問題1参照), 海水質量(約 1.4×10^{21} kg), 地球全体の質量(約 6.0×10^{24} kg)に比較して非常に小さい。

2. 地球大気の鉛直構造

地球の大気は図18.1に示すように、鉛直方向にいくつかの層に区分される。層の区分は主に気温分布にもとづいている。各層の境界(界面という)の高度は緯度・季節によって異なる。以下ではおおまかな数値を示す。

地表面からほぼ高度12 kmまでの領域では気温が平均的に 6.5 K km^{-1} の割合で減少する。この層は対流圏と呼ばれる。対流圏では、空気のさまざまな運動が存在し、雲の発生・降水・移動性高低気圧・前線・台風などの多様な天気現象が生じる(第22章参照)。

高度12~50 kmまでは、気温が高度とともに徐々に上昇する。この層を

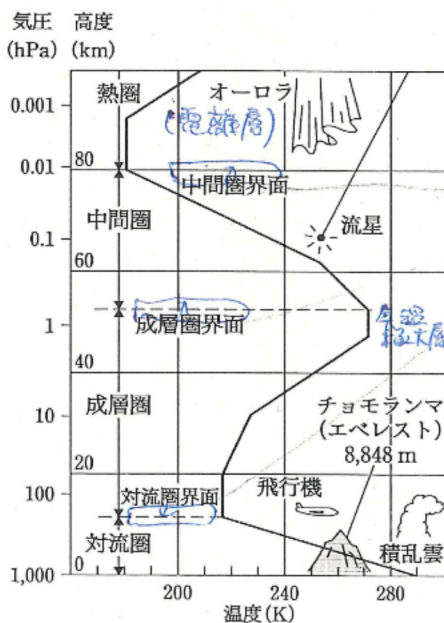


図18.1 地球大気の気温の鉛直分布と各大気層の名称(小倉, 1999 をもとに作成)。縦軸には高度とともに圧力も示す。

字の位置をより正確に移動す
 そのようにお便しいし、
 青字の通り、
 「対流圏界面」、
 「成層圏界面」、
 「中間圏界面」を破線
 へお上にする。
 「電離層」と「気温
 極大層」を因に入れる。

成層圏と呼ぶ。20世紀初頭に気球観測によって成層圏が発見された時は、大気の運動が存在せず密度成層をなしていると推定されたので、成層圏と命名された。しかし、実際には大規模な大気の循環や物質と熱の輸送が起こっている。また成層圏内にはオゾン(O₃)層が存在している。高度50~80 kmまでは、再び気温は高度とともに減少する。この層を中間圏と呼ぶ。成層圏と中間圏は従来は区別されてきたが、実際には両者を区別する意味はさほどない。成層圏と中間圏をあわせて中層大気と呼ぶこともある。中層大気は、高度50 kmにおける気温極大層によって特徴づけられる。同じ地球型惑星である火星と金星には、このような気温極大層は存在せず、これは地球特有の大気構造である。後で述べるように、この気温極大層はオゾン層による太陽放射エネルギー(第4節参照)の吸収によってもたらされる。オゾン層は、地球史を通して生じてきた生命活動による大気主成分の改変によってもたらされたものである(Box 14.1参照)。

高度80 km以上の領域では大気温度は急激に増加する。この領域は熱圏と呼ばれる。上記の対流圏・成層圏・中間圏・熱圏の境界は下から順に、対流圏界面・成層圏界面・中間圏界面と呼ばれる。

80 km以上の領域では、窒素や酸素の原子・分子の一部が太陽の紫外線によって電離し、電離層を形成している。このため、80 km以上の領域は電離圏とも呼ばれる。電離層は複数存在することが知られており、下から順にD層(高度80 km)、E層(100~120 km)、F₁層(170~230 km)、F₂層(200~500 km)と呼ばれる(カッコ内の高度値は昼間の場合のおおまかな値)。高度80 km以上の領域では、太陽風(第33章参照)起源の高エネルギーのプラズマ粒子(正と負の荷電粒子が共存して運動する粒子の集合体)が地球大気分子や原子と衝突することによりオーロラと呼ばれる発光現象が起こる(口絵写真3参照)。高度100 kmから200 kmの領域では、プラズマ粒子が酸素原子に衝突することにより緑色(波長557.7 nm)のオーロラが発生する。200 kmより高高度ではプラズマ粒子が酸素原子に衝突することにより赤色(波長630 nm)のオーロラが発生する。高度100 km以下の領域でも、まれに窒素分子によってピンク色のオーロラが、窒素分子イオン(N²⁺)によって紫色のオーロラが発生することがある。

コメント),
(熱対流, 第19章参照). に

熱対流,

218 第III部 大気・海洋・陸水

図 18.1 に示した気温の鉛直分布は以下のようにして決まっている。第 4 節で説明するように、太陽放射エネルギーの多くは地表面に到達するので、地表面が対流圏の大気にとって「熱源」の役割を果たす。このため、対流圏では地表面に近いほど(高度が低いほど)平均的な気温は高くなる。地表面付近で大気に与えられた熱は対流運動によって上層に運ばれる(第 20 章参照)。対流による熱輸送の結果、対流圏では 1 km 上昇すると気温が約 6.5 度下がる温度分布が作られる。一方、成層圏と中間圏においては、「熱源」として働くものはオゾン層である。オゾンは紫外線を吸収して酸素原子 O と酸素分子 O₂ に光解離する(第 29 章参照)。O と O₂ が再結合してオゾンに戻る際に生じる熱が周囲の大気を加熱する。オゾンの体積混合比(1 m³ の空気中に含まれるオゾンの体積)の極大は高度 35 km に存在する。上空ほど空気密度が小さくなる効果(与えられる熱量が同じでも密度が小さいほど気温の変化率は大きくなる)と上空ほど多くの太陽紫外線が存在する効果により、オゾン混合比極大よりも高い高度(約 50 km)に気温の極大が現れる。一方、熱圏で気温が高くなるのは、波長が 0.1 μm 以下の紫外線を窒素や酸素が吸収して光解離するためである。

19?

気温

コメント, 入る.

図 18.1 の左軸には気圧(大気圧, 第 20 章参照)の高度変化を示す。気圧とは大気がおよぼす圧力であり、考えている面の上ののっている空気の総質量を表す指標でもある。気圧の単位には通常 hPa(ヘクトパスカル)が用いられる。地表面の気圧は平均的には 1,013 hPa である。1,013 hPa を 1 気圧と表現することもある。気圧は高度が増加するにしたがい急激に減少する。およそ 16 km ごとに気圧は 1/10 になる。なお、火星と金星の地表面気圧は、それぞれ 6×10^{-3} 気圧, 92 気圧であり、これらが各惑星の大気量の違いを表している(第 32 章参照)。

3. 大気の組成

(表 32.1 参照)

コメント, 入れる

地球大気の主成分は窒素と酸素である。地表付近において、体積混合比にして窒素は約 78%、酸素は約 21% を占める。これ以外の成分はあわせても 1% 程度である。大気の成分比は高度方向に変化する。この変化の様子を図

18.2に示す。水蒸気量は対流活動(第20章参照)などによって大きく影響を受け、変動がかなり大きいので概略しか示していない。光化学反応や相変化を起こしにくい窒素分子(N_2)・酸素分子(O_2)・アルゴン(Ar)・二酸化炭素(CO_2)の混合比は高度約80 kmまではほぼ一定である。これは、対流圏・成層圏・中間圏では混合が十分に起こっていることを示すものである。高度約80 kmまでは主成分が地表付近と同様に窒素分子と酸素分子であるのに対して、80 kmより上空では酸素原子が主成分の一つになってくる。この酸素原子が前述のようにオーロラをもたらす。

図18.2には、水蒸気(H_2O)・オゾン(O_3)・メタン(CH_4)・一酸化二窒素(N_2O)・一酸化炭素(CO)・フロン(chlorofluorocarbon: $CFCl_3$, CF_2Cl_2)なども示す。これらは、濃度が非常に小さいため(大気)微量成分と呼ばれる。微量成分は量は少なくとも気候変動に重大な影響をおよぼすことがある。たとえば、フロンは成層圏のオゾン層を破壊し、 CO_2 ・ O_3 ・ CH_4 ・ N_2O は温室効果(赤外放射活性)を持つ。昨今地球温暖化で注目されている二酸化炭素も混合比でみると0.04%(400 ppm)程度しかないのである。

(第29章参照)
 赤外線
 入る。

極大層)

4. 太陽放射と地球放射

上述の大気の鉛直温度構造を作りだす源も次章以降で記述される大気海洋の運動を駆動するエネルギー源も太陽が放つ放射(放射とは真空中を光速

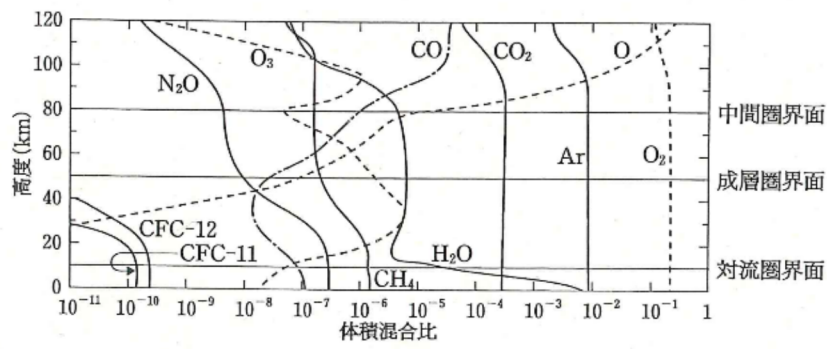


図18.2 大気成分比の高度方向の変化(Goody, 1995をもとに作成)。春分と秋分における N_2 (高度100 km以下では0.78で一定)以外の主要な大気成分の分布を示す。CFC-11は $CFCl_3$ 、CFC-12は CF_2Cl_2 を表す。

太陽放射量のうち、地球の大気・海洋および地表面が吸収するエネルギーを太陽入射という(第19章参照)。

$3 \times 10^8 \text{ms}^{-1}$ で進む電磁波である。可視光も電磁波の1種)である。太陽が放つ放射は太陽放射または短波放射と呼ばれる。~~とくに地球に入射する太陽放射を太陽入射ともいう(第19章参照)~~。太陽から地球全体が受け取っているエネルギー(太陽放射量という)は平均的に1秒当り $1.8 \times 10^{17} \text{J}$ である。太陽放射の強度を表す指標としてよく使われるものは太陽定数、すなわち太陽光線に垂直な 1m^2 の面が1秒に受ける太陽エネルギーの量である。太陽と地球の距離は季節によって変化するので太陽地球間の平均距離において、地球大気圏上端に到達する太陽エネルギーを太陽定数と定義している。その値は、約 $1,370 \text{W m}^{-2}$ である(練習問題2参照)。単位を変えると、 $1.96 \text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ となり、 1cm の深さの水の温度を1分で約 2°C 上昇させるエネルギー量である。

量
コメント、
入る。

第19章
の大気
地球

電磁波は波長に応じて区別される(図18.3)。いわゆる目にみえる光は可視光と呼ばれ、 380nm (紫)~ 780nm (赤)の波長域にわたる。太陽は、可視光だけではなく、紫外線(1nm ~ 400nm)、赤外線(800nm ~ 1mm)など広い波長域にわたる電磁波を放射している。

太陽放射エネルギーの大きさは波長によって変わる。波長ごとに分けた太陽放射の電磁波のエネルギーの分布(これを太陽放射スペクトルという)を図18.4に示す。全放射エネルギーの約半分は可視光領域にある。太陽放射スペクトルは、太陽の表面温度である $6,000 \text{K}$ の黒体(外部から入射する放射を、あらゆる波長にわたって完全に吸収し、また放出できる仮想的な物体のことが放射するスペクトルに非常に近い。なお、黒体が放射するスペクトルはプランクの法則で求められる(詳しくは物理学の教科書を参照のこと)。図18.3はプランクの法則で求められることができる。

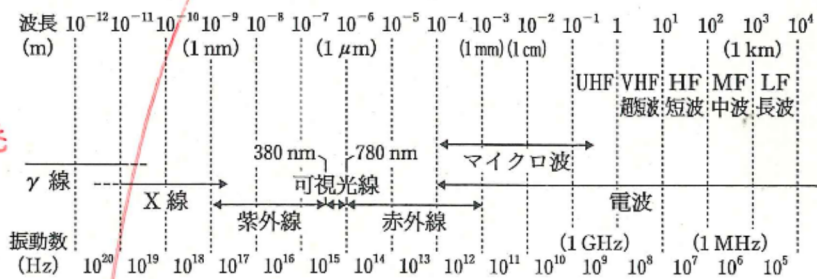


図18.3 電磁波の波長と振動数

物理も履習していき
学もいすので、物理教科書
を参照することも期待が表現
は遅くないと思つた。

これについては、最初の出版の時にも
同じコメントを頂きました。
しかし、本当に学習意欲がある
学生に対して、次のステップを
示しておきたいと思つたので、
入れておきたいと思つた。ただし、
少し表現を変えました。

と呼ばれる法則で求めることができる
(詳しく知りたい読者は、物理学の教科書を
参照すると良い)。

5節にあわせて
海洋および
地面が受け取る

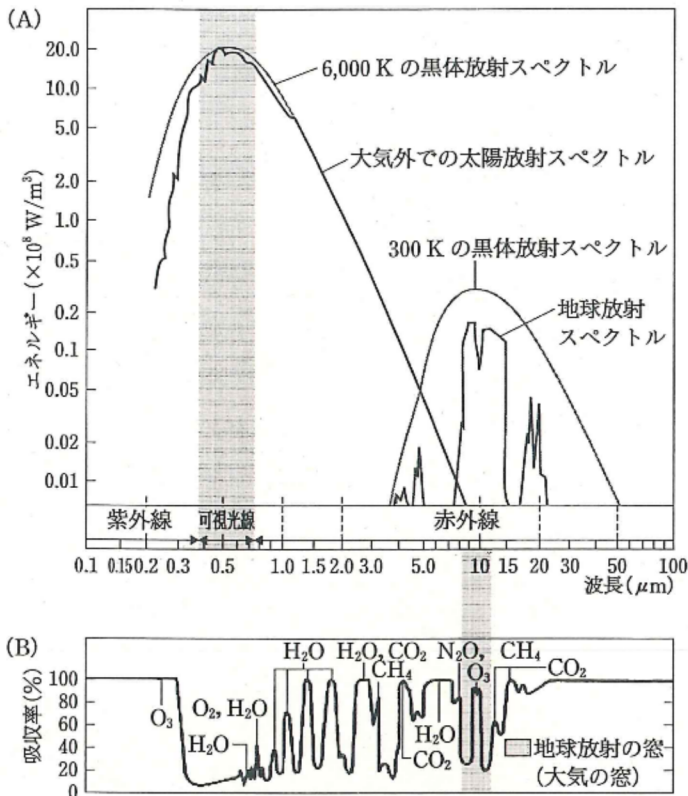


図 18.4 (A) 太陽放射スペクトルと地球放射スペクトル。(B) 大気中の気体成分の吸収スペクトル

B コメント通りに.

18.4の下に示された大気成分による太陽放射の吸収率から、太陽放射、とくに可視光帯は大気の気体成分には吸収されないことがわかる。このため、第5節で述べるように、太陽放射の半分程度が地表まで到達できるのである。

地球の大気・雲・地表などもそれぞれの温度に対応した電磁波を放射している。これらはまとめて地球放射あるいは長波放射と呼ばれる。図 18.4 に示すように、地球放射は太陽放射と波長域が違う。地球放射は、そのほとんどが赤外線領域(4~50 μm)にある。また、黒体放射でよく近似される太陽放射とは異なり、地球放射のスペクトルは 300 K の黒体のスペクトルとはかなり違う。地球放射は、7~15 μm などの波長域を除くと大気の種類成分(ただし、O₂・N₂ 以外)によってほとんど吸収されてしまう。8~12 μm の範囲の地球放射は大気にはあまり吸収されずに大気圏外へ放射されるので、この範囲を大気窓という。

ゴチ

コメント通りに.

5. 大気と地球表面の熱収支

前節で述べたように、地球の表面と大気をあわせた系(以下、地球表層系と呼ぶ)は太陽放射を受け取り、地球放射を放出している。地球表層系全体で見ると、1年平均では太陽放射によって受け取るエネルギー量と地球放射で放出するエネルギー量はほぼ等しくなっている。受け取る放射と放出する放射が釣り合った状態を放射平衡状態と呼ぶ。放射平衡状態では出入りする放射のエネルギーの大きさに応じて温度が決まることになる。その温度を放射平衡温度という。地球の放射平衡温度は約 255 K(約 -18°C)である(練習問題3参照)。

地球表層系における太陽放射と地球放射の出入りの様子を図 18.5 にまとめる。これは地球の表面積で平均した地球全体の熱収支(エネルギー収支ともいう)を示したものである。以下では、図 18.5 をもとに地球表層系が吸収する太陽放射と放出する地球放射の内訳をみていくことにする。

地球全体で受け取る太陽放射量を地球表面全体に均等に与えた場合、 1 m^2 当りで受け取る放射量(全球平均放射量)は約 342 W m^{-2} である(練習問題2参

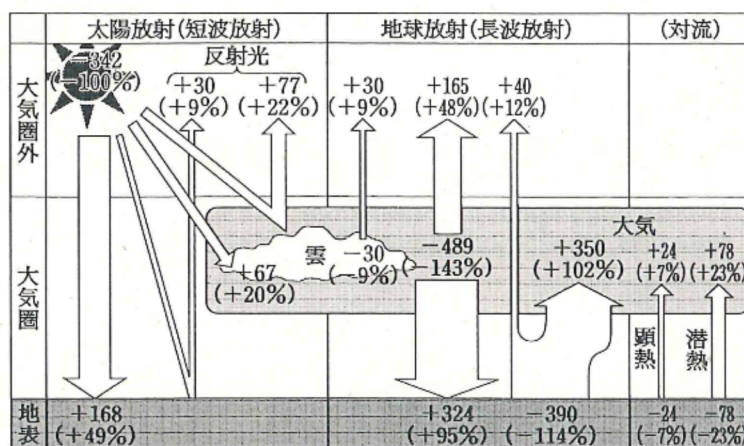


図 18.5 地球表層系の熱収支(浜島書店編集部, 2008 をもとに作成)。大気圏外・大気圏・地表のそれぞれに入ってくる量を正, 出る量を負とする。それぞれの熱収支はゼロになる。単位は W m^{-2} 。%は太陽放射(342 W m^{-2})を 100 としたときの数値

照)。つまり、地球全体で平均すると、 1 m^2 当り 100 W 電球 3 個強の発熱量が太陽から地球に与えられていることになる。地球に到達した太陽放射の一部は大気の気体分子や雲、地表面などにより宇宙へ反射・散乱される。入射する太陽放射が反射・散乱される割合をアルベドという。地球のアルベドの値は約 0.3 であり、入射量 342 W m^{-2} の約 3 割にあたる 107 W m^{-2} (図 18.5 の、地面で反射される量 30 W m^{-2} と雲・大気で反射・散乱される量 77 W m^{-2} を足したものが宇宙空間に反射・散乱される。入射する太陽放射のうち約 2 割 (67 W m^{-2}) は大気中の H_2O ・ CO_2 ・ O_3 ・雲・エアロゾル(大気中に浮遊する各種微粒子)により吸収され(大気が加熱される)、残りの約 5 割 (168 W m^{-2}) が地表面に到達する。地表に到達する放射を地表面が吸収し、加熱されることにより大気にとっての熱源となる。よって大気下層では活発な対流が生じる。

太陽放射を吸収した地表面は大気を加熱する。それは、赤外線放射(図 18.5 の地面から出る 390 W m^{-2} の矢印)と潜熱 (78 W m^{-2}) と顕熱 (24 W m^{-2}) による。地表面が放つ長波放射(赤外線)エネルギー(図 18.5 の 390 W m^{-2}) のほとんどは、宇宙空間へすぐには射出されずに、図 18.2 で示した 3 原子以上で構成された微量成分分子 (H_2O ・ CO_2 ・ O_3 ・ CH_4 ・ N_2O ・フロンなど)や雲粒子やエアロゾルによっていったん吸収され、すぐに地表面や宇宙へ射出される。地表面を出た長波放射は、大気中でこれらの大気成分により吸収・射出を繰り返し受けることになる。一部の長波放射は再度地表面に吸収される(図 18.5 では大気から地面に向かう 324 W m^{-2} の矢印)。この長波放射の再吸収が次節で述べる大気の温室効果をもたらす。地表面が大気から受ける下向き長波放射エネルギー量は、地表面が太陽から受ける短波放射エネルギー (168 W m^{-2}) の 2 倍にも達する。

潜熱は水蒸気の相変化にともなう熱である。地表面の水が蒸発し、水蒸気となって大気中を輸送され、上空で凝結し雲となる際に潜熱が開放されて大気が加熱されることになる。潜熱は雲やさまざまなメソスケール現象、台風の発生においても重要な役割を果たす(第 21 章参照)。

実際の地球では、太陽放射量は緯度によって異なるため、大規模な熱の輸送、すなわち大気の大循環が生じる。これについては第 19 章でくわしく述べる。

6. 温室効果

地球の表面温度は平均して約 288 K (15°C) であり、前節で述べたとおり温室効果によって放射平衡温度 255 K (-18°C) よりも高い温度で平衡状態となっている。太陽放射と地球放射では波長域が異なるため、大気組成の各成分の吸収スペクトル分布に応じてそれぞれの放射が大気に吸収される割合が異なる(図 18.4)。太陽放射はあまり吸収されずに地表に到達することができるのに対して、地球放射の大部分は大気に吸収される(図 18.5 の 350 W m^{-2} の矢印)。大気は吸収した地球放射 (350 W m^{-2}) の多くを地表面に、一部を宇宙空間に向けて再射出する(図 18.5 の 324 W m^{-2} の下向き矢印と 165 W m^{-2} の上向き矢印)。地球表層系は、いわば、赤外線のエネギーをなかに閉じ込める効果を持っていることになる。このため、放射平衡温度に比べて高い地表面温度が実現されることになる。これが温室効果と呼ばれるものである。温室効果により地球表面は H_2O が液体として存在できる状況にある。これが、地球が生命を育む惑星になり得た大きな理由の一つである。

前節で述べたように 3 原子以上からなる大気微量成分分子(その代表が二酸化炭素)は温室効果をもたらす。これは、3 原子以上からなる多原子分子が多くの振動モードを持つなどの理由により赤外線を吸収するためである。3 原子以上からなる大気微量成分分子の濃度変化によって温室効果の強さが変わる。ここ 100 年間に地球の表面気温の平均値は上昇しており、IPCC (2007) によれば、1900 年頃は 13.7°C であったのに対し、2000 年頃は 14.4°C である。これは地球温暖化と呼ばれており、人為的な二酸化炭素などの放出による温室効果の増加(たとえば、 CO_2 濃度は 1900 年頃は 300 ppmv 、2000 年頃は 370 ppmv である)がその主因であると議論されており、世界的な問題になっている(第 29 章参照)。

【練習問題 1】 トリチェリ(E. Torricelli)は、下図に示したように水銀を満たした容器にガラス管を逆さに差し込むと、水銀が高さ約 760 mm のところで止まり、上部に真空部分ができることを示した(トリチェリの実験, 1643 年)。この実験から、高さ 760 mm の水銀柱がもたらす圧力と大気圧が釣り合うこと、したがって、 1 m^2 当りでは高さ 760 mm

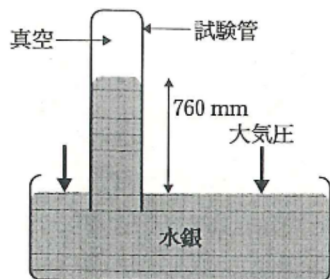


図 トリチェリの実験の模式図

の水銀柱の質量と大気の質量が等しいことがわかる。水銀の密度を $13.6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ とすると、 1 m^2 当りの大気の質量が約 10 t になることを示せ。また、 1 m^2 当りの大気質量と地球表面積との積をとることにより大気的全質量がおおよそ 10^{18} kg になることを確認せよ(大気の総質量の正確な値は $5.3 \times 10^{18} \text{ kg}$)。ただし、地球は球であると仮定し、その半径を $R = 6.378 \times 10^6 \text{ m}$ とせよ。ちなみに、トリチェリの実験は、大気圧の存在と真空の存在を示すことを目的としたものである。

[練習問題 2] 地球全体で受け取る太陽放射量は約 $1.8 \times 10^{17} \text{ J s}^{-1}$ である。これから、地球大気の上端で、太陽光線に垂直な 1 m^2 の面が1秒間に受ける太陽エネルギーの量(太陽定数)が約 $1,400 \text{ W m}^{-2}$ になることを示せ(太陽定数の正確な値は $1,370 \text{ W m}^{-2}$)。下図をもとに考えよ。また、地球全体で受け取る太陽放射量を地球表面全体に均等に与えた場合に 1 m^2 当りで受け取る放射量(全球平均放射量)が約 350 W m^{-2} になることを示せ。

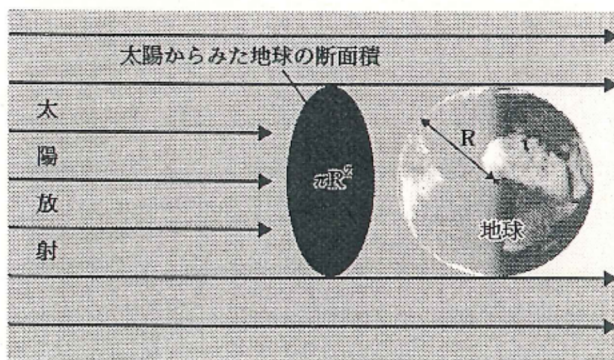


図 太陽放射の入射の様子

縮小してもよい
コネクタ通り、
縮小しても良い。

[練習問題 3] 地球表層系が吸収する太陽放射量と放出する地球放射量が釣り合うという条件から放射平衡温度を求めよ。ただし、地球全体は黒体であると仮定せよ。黒体が放射する放射量は σT^4 である(これをシュテファン-ボルツマンの法則という。黒体放射のスペクトルを波長にわたって積分することによって得られる。詳しくは物理学の教科書を参照のこと)。T は黒体の絶対温度、 σ はシュテファン-ボルツマン定数 $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ である。アルベド $A = 0.3$ 、太陽定数 $S = 1,370 \text{ W m}^{-2}$ を用いよ。また地球は球であると仮定し、その半径を $R = 6.378 \times 10^6 \text{ m}$ とせよ。

トC P.220と同じ理由で?

P.220と同じ理由で
変更

詳しく知りたい読者は、
物理学の教科書を
参照すると良い。

10^{-8}
 10^{-9} にする。

Box 18.1 全球凍結状態・暴走温室状態

現在の地球では、太陽放射量の大きさ(太陽定数)と温室効果の強さがちょうどよいために、 H_2O が液体として存在できる表面温度が実現されている。しかし、太陽定数あるいは温室効果の強さが変われば、表面温度が変わり、地球の気候は大きく変化する。太陽定数の値が数十%も変化すると、急激な変化が起こり、現在の地球で実現されている気候とはまったく異なる気候が出現する。

仮想的に太陽定数を徐々に減少させていったとすると(仮想的に地球を太陽から遠ざけると考えてもよい)、太陽定数の変化量が小さいうちは、太陽定数の減少に応じて表面気温が低下し、海氷および大陸氷床などの氷におおわれた領域の面積は連続的に拡大していく。ごく簡単な大気モデルを用いた見積りによれば、太陽定数が10%程度減少すると、極から緯度30度の領域までが氷におおわれる。ところが、それより太陽定数がわずかでも減少すると一気に地球全体が氷におおわれ、全球凍結状態が発生する。このような不連続な変化が起こるのは、赤道付近だけに氷が存在しない状態(たとえば、氷におおわれた領域が緯度20度まで広がった状態)は不安定な状態であるため実現し得ないからである。このような不安定性は、アイス・アルベドフィードバック効果(氷領域面積の拡大→地球のアルベドの上昇→気温の下降→さらなる氷領域面積の拡大というフィードバック効果)が強く働くことに起因している。

一方、仮想的に太陽定数を徐々に増大させていったとすると(仮想的に地球を太陽に近づけると考えてもよい)、太陽定数の増加量が小さいうちは表面温度は連続的に上昇していく。やはり簡単な大気モデルを用いた見積りによれば、太陽定数が15%程度増加すると表面温度の全球平均値は約30 K上昇する。しかし、太陽定数がそれよりもわずかでも増加すると、表面温度が上昇し続ける状態が発生する。この状態は暴走温室状態と呼ばれている。暴走温室状態の発生は、地球大気のように水蒸気を含む大気では射出できる長波放射量に上限値が存在するということによっている(詳しい説明はここでは割愛する)。大気が射出できる放射量以上の太陽放射が与えられると、大気は平衡に達することができずに温度が上昇し続けることになる。暴走温室状態では、海洋から水の蒸発が続き、最終的には海洋がすべて蒸発してしまうと考えられている。海洋がすべて蒸発してしまうと、表面温度は1,500 Kに達し、地球表面の岩石は溶融する。してマグマオーシャン状態になる。

地球の歴史を通じて考えると、上記で紹介した多様な気候状態が生じていたことがあるらしい。23億年前や7億年前に地球表面の広範囲にわたって氷が拡大した可能性が指摘されている(スノーボールアース仮説)。この原因としては、大気中の二酸化炭素濃度の減少による温室効果の強さの減少によるものとする説が有力である。さらに時代をさかのぼり、地球形成時には、微惑星衝突によるエネルギー供給のため暴走温室状態となっていた。液体の水の海洋は存在できず、地球表面の岩石が溶融したマグマの海(マグマオーシャンと呼ばれる)が存在したと考えられている。このように気候状態は外部条件によって大きく変化し得るのである。

?
22
表紙裏の
地球年代表より
22億に
22億に
22億に

コメント
「してマグマオーシャン状態になる」
に変更。