

第 8 章 環境流体力学

この章では第 1 ~ 7 章で学んだそれぞれの過程が、実際の地球上でどのように働いているのか、地球全体のエネルギー・水・炭素循環を見ることで考えてみる。

8.1 全球エネルギー収支

8.1.1 放射平衡

地球上のエネルギー源として最大のものは、太陽からの放射エネルギーである。太陽では水素の核融合反応が活発に起こっていて、太陽はこの数十億年の間ほぼ一定のエネルギーを宇宙空間に放出し続けている。このうち、地球に到達する太陽の放射エネルギーは $2 \times 10^{17} \text{ W}$ ほどで、地球大気の上端で太陽光線に垂直な面が受ける平均太陽放射エネルギーは、 0.14 W/cm^2 ($2 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$) である ($1 \text{ W} = 1 \text{ J/s} = 10^7 \text{ erg/s} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m}^2/\text{s}^2 = 0.24 \text{ cal/s}$)。

図 8.1 地球上のエネルギーの流れ

このほか、地球上のエネルギー源としては、地熱エネルギーが 10^{13}W ($2.0 \times 10^{-5}\text{W}/\text{cm}^2$)、潮汐現象を生み出す地球の自転エネルギーが 10^{13}W ($2.0 \times 10^{-5}\text{W}/\text{cm}^2$) ほどあるが、いずれも太陽からの放射エネルギーと比較すると、無視しうるほど小さい。ちなみに現在人類が使用している化石エネルギーは全地球で 10^{13}W ($2.0 \times 10^{-5}\text{W}/\text{cm}^2$) 程度であり、太陽の放射エネルギーの7千分の1程度である。太陽の放射エネルギーは波長の短いX線から波長の長い電波まで様々な成分から成っているが、物質にぶつかると、次のいずれかを選択する。

1) 無視して通り過ぎる。 2) 反射される。 3) 吸収される。

1) の例としては、大気中の酸素や窒素に対する可視光線、2) の例としては、雲に対する可視光線、3) の例としては、酸素原子やオゾンに対するX線や紫外線があげられる。

地球に到達した太陽からの放射エネルギー（短波放射）のうち、30%は大気中や地表で反射され、宇宙空間に戻っていき、残りの70%が大気、海洋、地表により吸収される。

図 8.2 太陽からの放射エネルギーの振る舞い

図 8.3 大気・地表間のエネルギーの流れ

一方，地球は主に大気上層から赤外放射 = 熱放射（長波放射）(long radiation) の形で，地球が吸収したのと同量の熱を宇宙空間に放射していて，地球全体としては放射平衡 (equilibrium of radiation) の状態が成立している．すなわち，地球が太陽から受け取っている熱量と宇宙空間に放出している熱量は等しい．それゆえ，地球の平均気温は一定に保たれている．もしどちらかが大きかったら，地球は次第に暑くなったり，寒くなったりすることになる．

図 8.3 からわかるように，地表から放射される熱エネルギーは地表が獲得する熱エネルギーのほぼ 2 倍になる．しかし，この熱エネルギーのほとんどは大気中で吸収され，気温の高い大気下層からの熱エネルギーの放射という形（下向放射）で再び地表に戻ってくる．

このように，大気は波長の短い太陽放射に対しては透明だが，波長の長い長波放射に対しては不透明という特性をもっていて，地表からの熱エネルギーの流出を妨害している．大気のもつこのような効果は温室効果 (greenhouse effect) と呼ばれる．大気の温室効果をもたらす主な物質は，水蒸気と二酸化炭素である．両物質は遠赤外域の所々に強いエネルギー吸収帯をもっていて，そのことが大気の温室効果をもたらす原因となっている．

図 8.3 中の顕熱 (sensible heat), 潜熱 (latent heat) による地表から大気への熱輸送は主に海面で行われている。すなわち, 通常海面水温は気温より高いので, 熱伝導の形で熱が海洋から大気へ輸送され (顕熱), 海面から水分が蒸発される際に大量の気化熱が海洋から奪われ, 大気へ熱が輸送される (潜熱)。このように, 海洋は大気に対して大きな熱源となっている。上述した放射平衡は地球全体について見た場合で, 地球の各緯度では太陽から受け取る熱量と地球が失う熱量は図 8.4 に示すようにバランスしていない。

図 8.4 地球の各緯度で地表が得る熱量と失う熱量 (Gill, 1982)[†]

図 8.5 緯度圏を通過する北向き熱輸送量 (Gill, 1982)[†]

[†] Gill, A. E.: Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press (1982)

赤道域では得る熱量の方が失う熱量より大きく、極域では逆に失う熱量の方が得る熱量より大きい。このままで放射平衡を成立させるためには赤道域の気温は 20°C 上昇し、極域の気温は 50°C 下降する必要がある。この南北のアンバランスな熱の出入りを調節すべく、図 8.5 に示すような大気・海洋大循環により熱が再配分されているのである。

図 8.6 に海面を通じて大気から海洋に入る正味の熱量を示す。赤道域では正の値が見られ、大気から海洋へ熱が流入している。中緯度では負の値が見られ、海洋から大気へ熱が供給されている。特に黒潮や湾流付近では大きな負の値が見られ、西岸境界流が大量の熱を赤道域から中緯度域へ輸送していることがわかる。

図 8.6 海面を通じて大気から海洋へ入る正味の熱量 ($\text{kcal}/\text{cm}^2/\text{year}$)
(Hsiung, 1985)[†]

8.1.2 大気大循環

地上から上空に向かう気温の鉛直分布は図 8.7 に示すようである。まず対流圏の中では約 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の率で気温は降下していく。対流圏上端では大気が

[†] Hsiung, J. : Journal of Physical Oceanography, **15**, 140 (1985)