

4. 大気の運動の基礎

4-1 大気運動の駆動源

日射の鉛直分布

地球大気は、雲や霞などを除くと太陽放射に対してほぼ透明であるため、日射の主な吸収は地表で起こる。そのため大気は下層から温められ、熱対流が発生する。対流とは重力場中で密度の低い(軽い)流体が上昇し、密度の高い(重い)流体が下降することで生じる流れ。熱対流とは温度差が密度差の原因となっている対流のことである。

対流の発生条件

大気では、下層の気温が高いからと言って、必ず対流が発生するとは限らない。気体が圧力の変化で容易に膨張や収縮を起こし、それに伴う温度変化が無視できないため。

対流の発生条件は次のように考察できる。仮想的にある高度の空気塊を断熱的に微小高度持ち上げる。気圧の低下に伴って空気塊は膨張し、外部に仕事をした分、内部エネルギー失って冷える。これに対して、もしも周囲の空気の方が気温が低かった場合には、持ち上げた空気塊は周りよりも軽く、上昇流が発生する。つまり対流が発生することになる。対流が発生するような気温の高度分布を持つ状態を、不安定という。一方で周囲の空気が気塊よりも暖かい場合は、空気塊には元の位置に戻るよう力が加かる。この場合は対流は生じない。このような気温分布を持つ状態を、安定という。

大気の単位高度あたりの気温減少率を気温減率という。また、空気塊を仮想的に断熱上昇させた場合の気温減率を、断熱減率という。

対流が発生するかないかは、実際の気温減率と断熱減率の大きさを比べることで判定できる。空気が乾燥している場合の断熱減率を乾燥断熱減率と呼び、地球大気では約 10K/km である。他方、空気が水蒸気で飽和している場合は、断熱膨張にともなって水蒸気から水への相変化が起こる。相変化に伴う潜熱の解放は、断熱減率を小さくする働きがある。この場合の断熱減率を湿潤断熱減率と呼び、地球の対流圏での値は約 5K/km である(気温に依存する)。

大気層の気温減率を Γ 、乾燥断熱減率を Γ_d 、湿潤断熱減率を Γ_w とすると、大気の安定性は次のように分類できる。

- $\Gamma > \Gamma_d$ 絶対不安定
- $\Gamma_d > \Gamma > \Gamma_w$ 条件付き不安定
- $\Gamma < \Gamma_w$ 絶対安定

ここで「条件付き」不安定とは、「大気が水蒸気で飽和していれば」不安定，という意味である。

日射の緯度分布

単位地表面積あたりの時間平均した日射量は緯度により異なる。赤道傾斜があまり大きくない地球のような惑星では，基本的に低緯度ほど単位地表面積あたりの日射が大きい。¹

強い加熱を受ける低緯度では，大規模な上昇流が発達する。この流れは上空で高緯度に向けて吹き出し，やがて再び下降する。こうして南北方向の循環が生じる。この循環をハドレー循環という。

単純に考えると，赤道で上昇した空気は，大気上層でそれぞれ南北方向に分かれ，最も冷たい北極と南極で下降し，そして大気下層をたどって再び赤道に向かうような循環が実現しそうである。しかし実際の地球大気では中緯度で下降が起きている。また東西流速が南北流速よりも大きい。これを理解するには大気の運動をコントロールしている力を知る必要がある。

4.2 大気の運動を支配する力

大気に重力が働いていることはすでに述べた。大気の運動の理解には，水平方向に働く力も重要である。それには気圧傾度力，コリオリ力，粘性力がある。

気圧傾度力

気圧の高い方から低い方へ向かって働く力である。

大気の一部を切り出した微小立方体（一辺の長さ δ ，1つの側面の面積 δ^2 ）に働く力を考察する（図4.1）。矢印の x 方向に圧力が上昇している場合，側面 B を押す力 P_{BS} の方が側面 A を押す力 P_{AS} よりも大きい。この場合，微小立方体には， $P_{BS} - P_{AS}$

¹ただし季節変化には注意が必要。

の大きさの合力が働く。大気の密度を ρ とすると、単位質量あたりに働く力の大きさは

$$\frac{(P(x+\delta x) - P(x))\delta^2}{\rho\delta^3} = \frac{(P(x+\delta) - P(x))}{\rho\delta} = \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} \quad (\delta \rightarrow 0) \quad (1)$$

となる。大きさは圧力の傾きに比例する。

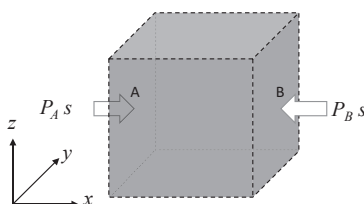


図 4.1 気圧傾度力の考え方。もし $P_A > P_B$ なら、微小立方体には右向きに合力が働く。これが気圧傾度力である。

前章で学んだ大気の静水圧平衡とは、鉛直方向の圧力傾度力と重力のついで合いを表したものである。

コリオリ力

回転系に乗って運動を観察した場合に現れる、見かけの力 (慣性力) の一種である。北半球では運動方向の右方向に速度に比例して働く。

平面上の運動を考え、回転のない慣性系で初速度 v で x 軸方向に質点を速度 v で運動させたとする。もし外力がなければ慣性の法則にしたがい、そのまま等速直線運動する。一方、これを回転する座標系で観察すると、軌道は直進せず曲がってゆく。これを回転系においては運動する物体に力が働くため軌道が曲がる、と記述することができる。

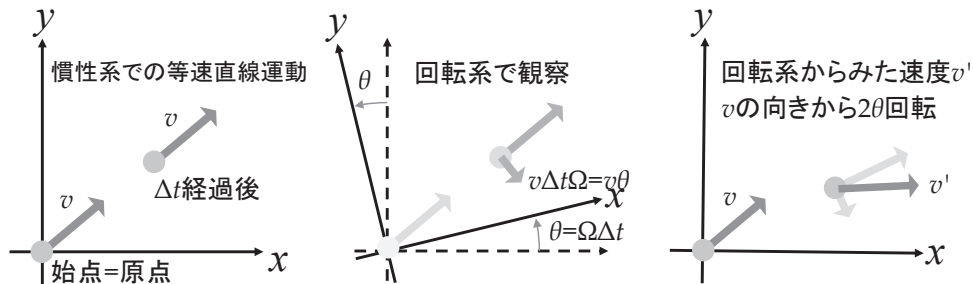


図 4.2 コリオリ力の考え方. 慣性系の等速直線運動 (左) は回転系から観察すると加速度を持つ (中, 右). この加速度がコリオリ力である. この例では簡単のため, 質点の初期位置は回転軸を通る原点に一致させている.

回転系の回転角速度を Ω とする. 微小時間 Δt 経過したあとに, 回転系から見た運動の速度ベクトルの方向は $2\Omega\Delta t$ 回転する². Δt が十分小さければ, 速度差 (加速の方向) は速度ベクトルと回転軸に直交する. その大きさを時間で割ることで加速度, すなわち単位質量あたりに働く力を得る.

$$\frac{2v \sin(\Omega\Delta t)}{\Delta t} = 2\Omega \times v \quad (\Delta t \rightarrow 0) \quad (2)$$

大気の水平運動を考えるときにはコリオリ力の水平成分が重要である. 気象の教科書などで単にコリオリ力と言った場合には, 暗にこの水平成分を指している場合が多い. 赤道では水平方向と自転軸が平行なので, コリオリ力の水平成分はゼロになる. 高緯度ほど水平成分は大きくなり, 極で最大となる. 緯度を θ とすれば

$$\text{コリオリ力} = 2 \sin\theta \Omega \times v \quad (3)$$

²慣性系から見たときに座標の向きが $\Omega\Delta t$ 回転する効果と Δt 経過後の質点の位置では, 回転系と静止系に $\Omega\Delta t v$ の速度差がつくことの効果の和

ここで Ω は自転の角速度であり、地球では $2\pi/\text{自転周期} = 7.3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ である。また南半球ではコリオリ力は進行方向に対して左に働く。上式で速度 v にかかる $2 \sin \theta \Omega$ をコリオリ因子と呼ぶ。

ちなみに乗り物や球技などでコリオリ力を実感することはない。それはコリオリ力が弱いからである。時速150km (秒速約42m)の野球のボールにかかるコリオリ力は重力の1万分の1程度しかない。しかし長い時間をかけ大規模な運動を起こしている大気にとっては重要な力である。

摩擦力

粘性力ともいい、流体内部の速度の差、あるいは流体と接している物体との速度の差をなくす方向に働く力を言う。その大きさは速度勾配（物体と接している場合は速度差）に比例する。たとえば水平に風が吹いた場合、静止した地面との間で風を減速する方向（風の進む向きと正反対の方向）に摩擦力が働く。

4.3 気圧の配置と風向・風速の関係

日常目にする天気図を解説する。

- 等圧線に直交する方向に気圧傾度力が働く（高気圧から低気圧へ）。
- 気圧傾度力は等圧線が込み合っているほど大きい。
- コリオリ力が効く中緯度・高緯度では、風向と風速は基本的にコリオリ力と気圧傾度力の釣合で決まる。こうして決まる風を地衡風³といい、この力のつり合いを地衡風平衡という。この場合、等圧線に平行に風が吹く。
- 等圧線が曲がっている場合には遠心力も力のつりあいに加わる。これを傾度風という。
- 地表付近ではさらに摩擦力が加わり、その影響で等圧線を斜めに横切る流れになる。
- 低気圧には地表から風が吹き込み空気が収束するため内部に上昇流が生じる。高気圧からは逆に地表から吹き出しがおこり空気が発散するため、高気圧の内部では下降気流が起こる。

³英語では geostrophic wind という。geo は地球を表し、strophic は転回するという意味のギリシャ語に由来する。直訳すると地転風（地球の自転による風）となるが、日本語に訳す際に力のつり合いの意味を込めて地衡風としたらしい（廣田勇「気象の言葉、科学の心」, 成山堂書店）