

## 5. 大気の循環

### 5-1 大気の運動の時間・空間スケール

地球の大気の運動現象を，細かいものから大規模なもの順に眺めてみる．木の葉や煙突の煙を揺らすような細かいスケールの流れから，対流圏界面まで到達するような積乱雲の形成，日本列島をまたぐような低気圧の発達，全地球にまたがる大気循環パターンの変動に至るまで，様々な空間スケールのものが存在する．

図 5.1 に，様々な大気運動現象の時間と空間のスケールを示す．ここでは空間スケールには水平方向の典型的なスケールをとる．また時間スケールには，それぞれの運動と伴う現象が始まってから終わるまでの寿命，繰り返し起こる現象の場合は，そのおよその周期を示している．

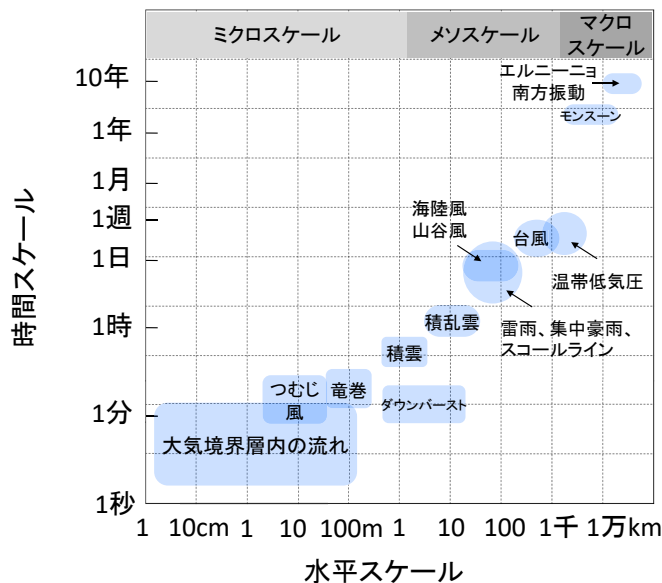


図 5.1 さまざまな大気運動現象の水平空間スケールと時間スケール．  
小倉「一般気象学」を改変．

気象学では便宜的に水平スケールを大きく 3 つに分けている。2000km 以上の規模をマクロスケール，2km から 2000km までをメソスケール，2km 以下をマイクロスケールと呼ぶ．基本的に大きな空間スケールの現象ほどその時間スケールは長い．空間スケールが大きいほど気流がそれを横断したり一周したりするのに要する時間が長いことがその理由の一つである．

## 5.2 大規模な運動

### 観測される地表風

図 5.2 に 1 月 (北半球の冬) と 7 月 (北半球の冬) の平均的な地表の気圧分布と気流の向き (矢印の方向が風下<sup>1</sup>) を示した。H (High) は高気圧, L (Low) は低気圧を表す。赤道の気圧の谷を赤線で結んでいる。季節によらない特徴としては次が挙げられる。

- 赤道付近の地表風は東風が卓越, 風向はやや南北に傾いており赤道付近の気圧の谷に向かって吹き込んでいる。この東風を貿易風, 風が吹き込んでくる赤道域を熱帯収束帯あるいは熱帯低圧帯と呼ぶ。
- 亜熱帯から中緯度の地表風は西風が卓越している。また高気圧が目立つ。この西風を偏西風という。また気圧が高い中緯度域を, 亜熱帯高圧帯あるいは中緯度高圧帯と呼ぶ。

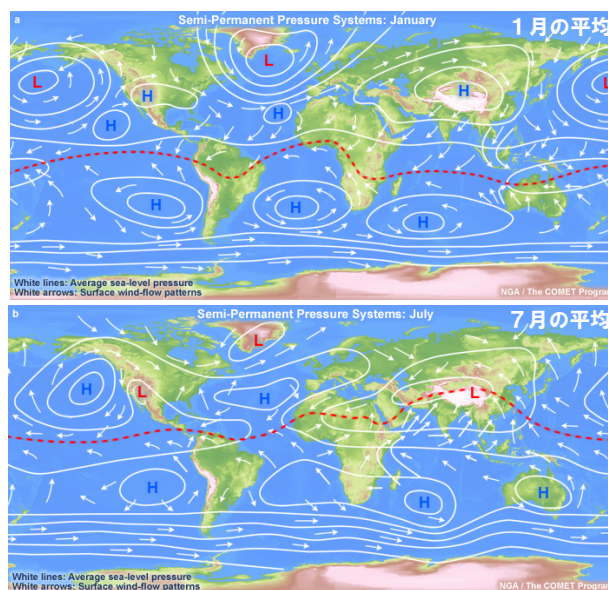


図 5.2 各月の地表における平均的な気圧と気流の向き

図 5.3 に 1 月 (北半球の冬) と 7 月 (北半球の夏) の平均的な子午面循環を示す。これも季節によらない特徴として次の 3 つの循環がある。

<sup>1</sup>気流の向きを表す際に, 風が吹いてくる方角と間違えないよう要注意。例えば, 北から吹いてくる風は北風だが, 吹いてゆく方向は南である。天気図の矢羽記号は風上に伸ばして表す。

- ハドレー循環：赤道付近から上昇し、緯度 30 付近で下降する強い循環のペア。
- フェレル循環：緯度 30 付近で下降し極へやや向かって緯度 60 付近から上昇する循環。
- 極循環：極で下降しやや緯度を下って緯度 60 付近から上昇する弱い循環。

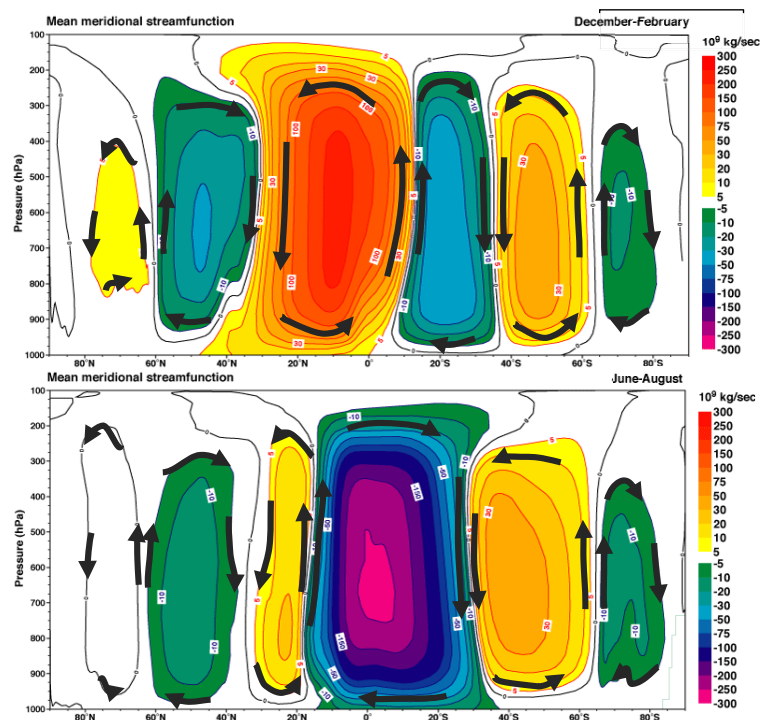


図 5.3 12 月～2 月，6 月～8 月の平均的な子午面循環．横軸は緯度で左端が北極，右端が南極である．高度は気圧に置き換えている．気流に沿って結んだ流線が描かれており，流線が混みあっているほど流れが強い．黄～赤系の色は反時計回り，緑～青系の色は時計回りの流れを意味する．European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) 提供の図に加筆

### ハドレー循環

自転軸の傾きが比較的小さい地球では，基本的に低緯度ほど日射が強い．他方，地球放射の緯度による差は，日射のそれに比べて小さい．そのため赤道付近の気は暖められ逆に高緯度域の気は冷える．温まった空気は密度が小さく，冷えた空

気は密度が大きいので、赤道域で上昇し、高緯度域で下降する循環ができる。この循環を提案者の名前をとってハドレー循環と呼ぶ。熱帯収束帯は、ハドレー循環の上昇流が発生する位置に対応する。ここでは空気が上に向かって吸引される状態になっているため、地表気圧が低い。

ハドレーはこの循環は極まで続いていると考えていた。実際の地球では、ハドレー循環は概ね緯度 30° 付近で閉じている。これは地球が自転しており、大気にはコリオリ力が作用しているため、南北方向の流れが東西方向の流れに変化するために起こる。たとえば北半球で考えてみると、赤道域から上昇して北へ向かう気流は、進行方向の右側へ加速を起こすコリオリ力を受けて緯度が上がるとともに次第に東向きの気流（西風）へ変化する。これが偏西風をもたらす。

また大気下層で熱帯収束帯に吹き込んでくる風もまたコリオリ力を受ける。たとえば北から吹き込む気流は、コリオリ力の影響で西に向かって進む傾向があり、南から吹き込む気流は、南半球ではコリオリ力が逆向きに働くため、こちらも西に向かって進むようになる。これが貿易風をもたらす。

## 偏西風

日本列島の天気は概ね西から変わる。これは中緯度では偏西風が卓越していることによる。対流圏では偏西風は上空ほど強い。この東西方向の全地球規模の強い流れをジェット気流と呼ぶ。風速は最大で 100m/s 近くに達する。

偏西風が東に向かって流れ、しかも上空ほど強いことは、コリオリ力と南北方向の気圧傾度力のつり合いから理解できる。簡単のため地表気圧には緯度差がないとしよう。高緯度ほど気温が低く、その分、大気のスケールハイトが小さいことに着目する。すると高緯度ほど、高度とともにより急速に圧力が減ることになる。つまり同じ高度で比較すると低緯度より高緯度の気圧が低い。このため極方向の圧力傾度力が生じ、その大きさは高度とともに増す。これとコリオリ力が釣り合った地衡風バランスが成立するには、東に向かう上空ほど強い流れがあればよい。地表の気温差に由来するこの関係を、温度風関係と呼ぶ。

図 5.4 に高層天気図の一例を示す。この高層天気図では気圧がそれぞれ 300hPa と 500hPa になっている高度が描かれている。基本的に高緯度ほど等圧面の高度が低く、低緯度では 500hPa 高度が高い。これは同じ高度で比較すると、高緯度ほど気温が低く、大気のスケールハイトが小さくなることを反映している。また風向がほぼ等高線に沿っていることがわかる。これは特に上空では、実際に地衡風のバランスが成立していることを示す。

## 5.3 偏西風の蛇行と温帯低気圧

### 偏西風の蛇行

偏西風は南北に蛇行しながら流れる性質がある。これは波動の一種であるため、偏西風波動と呼ばれる。日本列島の日々の天気の変化をもたらす移動性の低気圧や高気圧は、波長が数千 km の偏西風波動の発達が生じている。

### 温帯低気圧の発生と発達

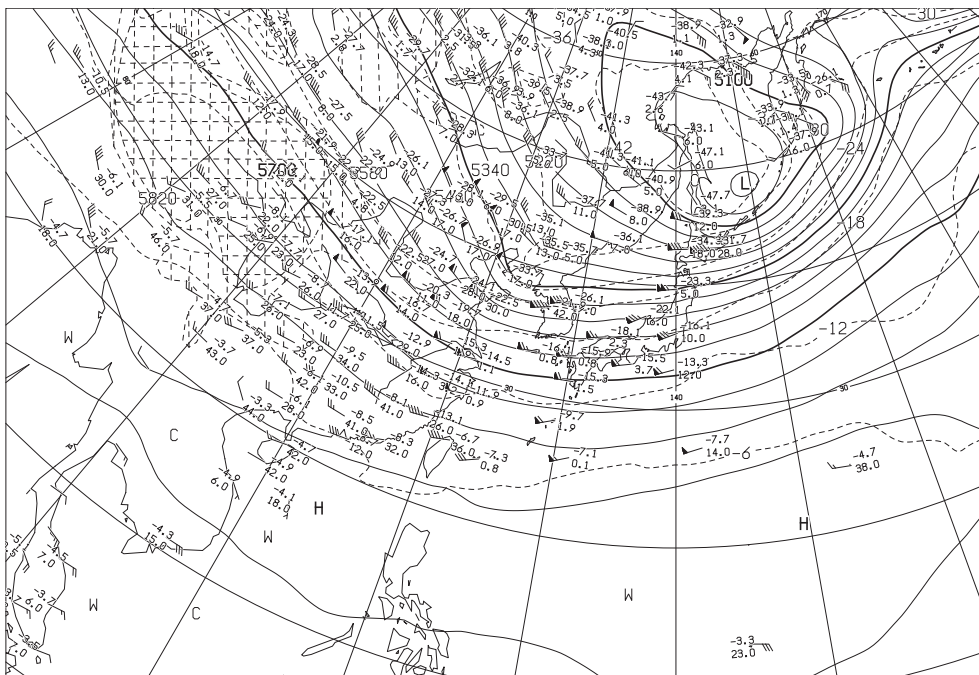
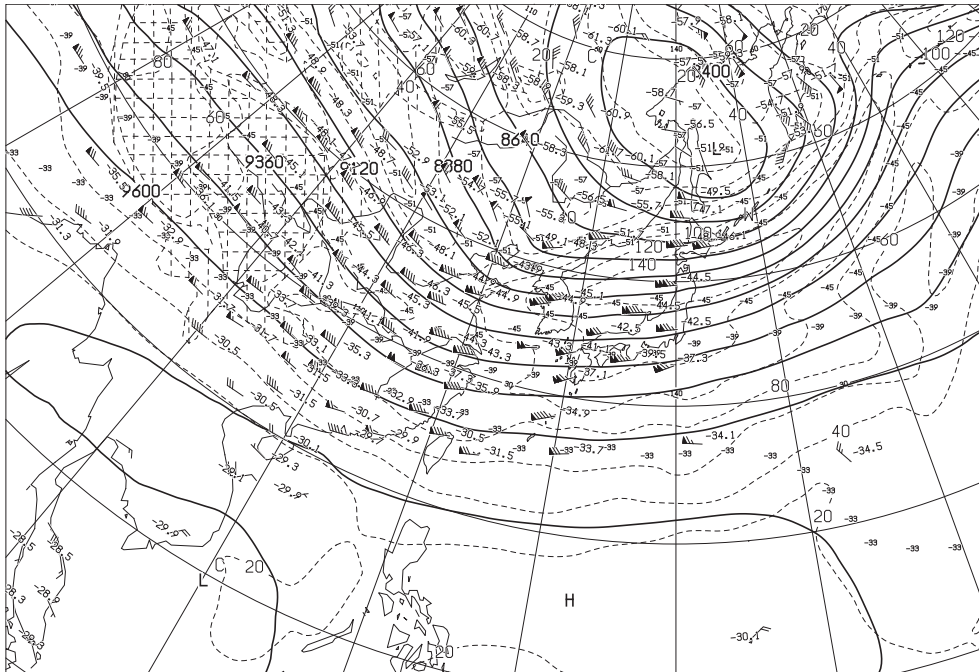
北半球の高層天気図で、図 5.4 のように偏西風の蛇行が生じた場合を考える。気圧の谷は寒気の南への張り出し、気圧の尾根は暖気の北への張り出しに対応する。傾度風の関係思い出すと、気圧の谷を回り込んでから気圧の尾根へと回り込む際に、気流の速度は上昇する。そのために気圧の谷と尾根の間では空気の発散が生じて、これを補う上昇流が発生する。つまり下層の大気には、上層の気圧の谷よりも東側に低気圧が生じることになる。

下層に生じた低気圧は、その東側で南の温かい空気を集め上昇させる。これはそのほぼ真上にある上空の気圧の尾根を強化する。他方下層の低気圧は西側に北から冷たい空気を集めるため、これはほぼ真上に位置する気圧の谷を強化する。こうして偏西風波動が、地上低気圧を発生させ、その互いの発達を促す。こうして生じる低気圧を温帯低気圧と呼ぶ。

地上低気圧が発達すると強い風が吹くが、その運動エネルギーの源はもともと空気の位置エネルギーである。寒気と暖気が緯度で分離して存在しているより、前者が後者の下に潜り込んだ配置の方がより位置エネルギーが低い。

地上低気圧では、周囲から空気が集まってくるため、高緯度側にあった寒気と低緯度側にあった暖気が接する。この接触面を前線と呼ぶ。寒冷前線では寒気が暖気の下にもぐり込み、温暖前線では暖気が寒気に乗り上げる運動を起こしている。

温帯低気圧が十分に発達すると、南北から巻き込んだ暖気と寒気が良く混ざってしまい、それ以上位置エネルギーを取り出すことができなくなる。例えば寒冷前線が、温暖前線の下に潜り込んで閉塞前線となる場合があるがこれは衰退の始まった低気圧によくみられる。こうして温帯低気圧は減衰し一生を終える。



AUPQ35 231200UTC NOV 2016

Japan Meteorological Agency

図 5.4 高層天気図の一例：気象庁提供