

2 大気の力学

2. 1 低気圧と高気圧

低気圧^中とは周囲より気圧の低いところ、**高気圧^中**とは周囲より気圧の高いところのことである。**等圧線^中**とは天気図上で気圧の等しい場所を結んだ線であるが、低気圧や高気圧のまわりでは等圧線は閉じている。北半球の場合、低気圧のまわりでは風が反時計回りに吹き込み、高気圧のまわりでは時計回りに吹き出す。低気圧の付近では上昇気流が生じて雨雲が発達しやすい。逆に、高気圧に覆われると下降気流が生じて雲が発生しにくい。



図 2-1: 低気圧と高気圧

2. 2 温帯低気圧と前線

一般に高緯度の空気は寒冷で、低緯度の空気は温暖であることが多い。また大陸上の空気は乾燥していて、海洋上の空気は湿潤であることも多い。同じ性質を持った空気のことを**気団^中**という。**前線面^中**は異なった気団の境界のことであり、前線面が地表に接している場所を**前線^中**という。前線面では暖かい空気が上昇し雲が発生しやすい。

温帯低気圧^中は、中緯度において**偏西風波動^高**（**傾圧不安定波**）に伴って発生する低気圧のことで、しばしば前線を伴う。一般に、温帯低気圧は偏西風に乗って西から東へ移動する。温帯低気圧の典型的なライフサイクルは図 2-2 のようになっている。

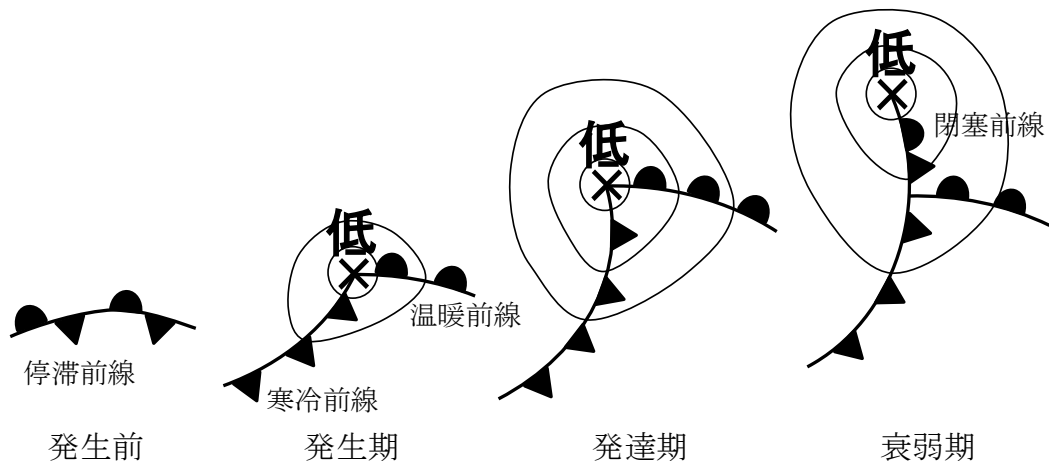


図 2-2: 温帯低気圧のライフサイクル

温帯低気圧は**停滞前線**^中上で発生することが多い。停滞前線は、寒気と暖気が同じ程度の勢力でぶつかっている場所である。前線上で低気圧が発生すると、低気圧の東側では南よりの風が卓越し、暖気の勢力のほうが強くなる。このような前線のことを**温暖前線**^中という。一方、低気圧の西側では北よりの風が卓越し、寒気の勢力のほうが強くなる。このような前線を**寒冷前線**^中とよぶ。温帯低気圧は温暖前線と寒冷前線を伴いながら発達する。温暖前線は暖気の勢力のほうが強いので北に、寒冷前線は寒気の勢力のほうが強いので南に移動する。ここで温暖前線よりも寒冷前線の移動のほうが多いので、やがて寒冷前線は温暖前線に追いつく。こうしてできた前線が**閉塞前線**^中である。

温暖前線付近では南から暖気が流入し、前線面に沿って広い範囲で比較的緩やかな上昇気流が生じている。このため、前線の東側では上層に**巻雲**^中や**巻層雲**^中が生じることが多い。前線付近では、**高層雲**^中や乱層雲などの雲が発生しやすく、広い範囲で持続的な降水がもたらされる。温暖前線が通過すると気温は上昇するが、昇温が明瞭でないこともある。一方、寒冷前線付近では北から寒気が進入し暖気の下に潜りこんでいるので、前線付近の狭い範囲で強い上昇気流が生じる。このため寒冷前線付近では積乱雲が発達し、狭い範囲で短時間に強い降水が生じる。通過後には北寄りの風が吹き、気温が急激に低下することが多い。

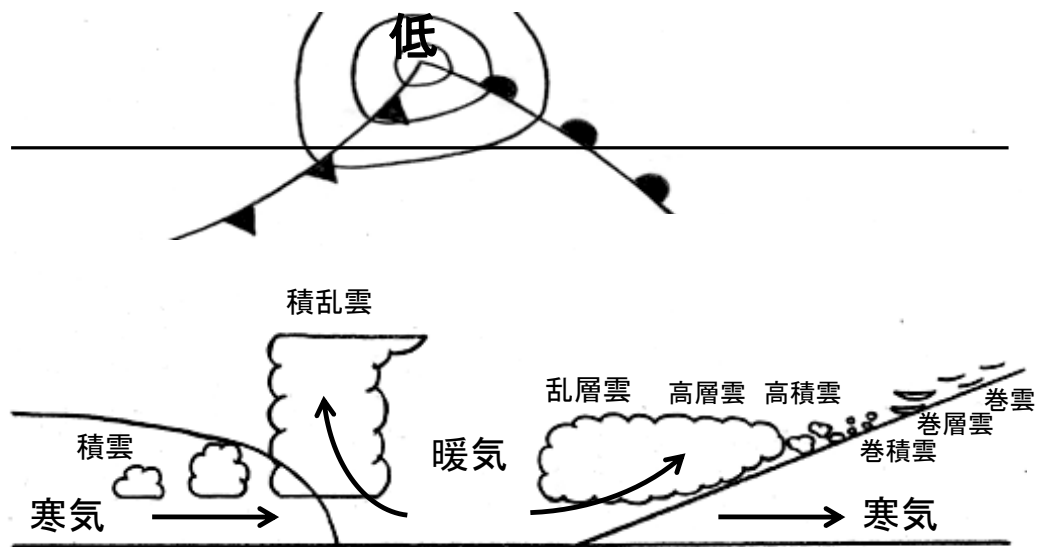


図 2-3: 温帯低気圧の断面

温帯低気圧は春や秋によく見られる。図 2-4 のように、春や秋には、温帯低気圧や移動性高気圧が交互に通過することによって、天気が西から東へ周期的に変化することが多い。

→

→



気象庁のウェブサイトより

図 2-4: 温帯低気圧の移動の例

問 2-1 温帯低気圧が北緯 30° の緯度線上を、時速 40km の速さで東に進んでいるとする。1 日で経度にして何度東へ進むか。1 の位まで求めよ。ただし、地球の子午線（北極と南極を結ぶ線）の長さは 20000km とする。また、 $\cos 30^\circ = 0.87$ としてよい。

2. 3 熱帯低気圧と台風

熱帯低気圧^中とは、熱帯の海洋上で発生する低気圧である。北西太平洋上の熱帯低気圧のうち、中心付近の最大風速が 17.2m/s 以上のものを**台風^小**という。熱帯低気圧や台風は、温帯低気圧とは異なり、前線を伴わない。他の海域では**ハリケーン^高**（北米など）や**サイクロン^高**（インド洋）と呼ばれる。

台風は巨大な渦であり、反時計周りに風が吹きこんでいる。気象衛星による雲画像を使うと、渦巻き状の構造を確かめることができる。台風は温帯低気圧とは違い、軸対称な構造をしている。一般に台風は中心に近づくほど風速が大きくなるが、中心付近では風が弱く晴れている場合がある。これを**台風の目^高**という。

気象庁のウェブサイトより

図 2-5: 台風の例

台風は海面水温が高い熱帯の海洋上で発生する。ばらばらに発生していた積乱雲が組織化して熱帯低気圧や台風になる。台風の典型的な進路を図 2-6 に示す。台風は上空の風に流されて移動するので、日本付近では太平洋高気圧のへりを回るような進路をとることが多い。特に夏から秋にかけて、日本に接近したり上陸したりして、しばしば強風や大雨による被害をもたらす。

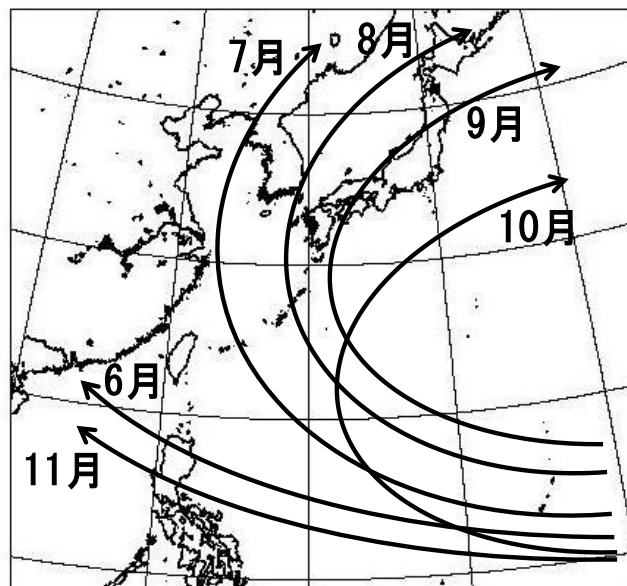


図 2-6: 典型的な台風の進路

問 2-2 台風を中心と一緒に移動している観測者から見て、台風の周りの風の分布が完全に軸対称であり、反時計回りに風が吹きこんでいるとする。このとき、台風の進行方向の右側と左側では、どちらで風が強いのか。

2. 4 コリオリの力と地衡風

水平面内に気圧の差があると風が吹く原因となる。気圧の差によって空気塊にはたらく力を**気圧傾度力^高**という。気圧傾度力は等圧線と直角に、高圧側から低圧側に向かってはたらく。しかし、天気図で見られる風向と、等圧線とのなす角は直角ではないことが多い。これは、地球の自転の影響によって、地球上を運動する空気塊に**転向力^高（コリオリの力^高）**がはたらくためである。コリオリの力は、北半球では風の吹いていく方向に直角右向きにはたらく。南半球では直角左向きにはたらし、赤道上でははたらかない。

コリオリの力の原理を考えてみよう。回転している台の上で、Aは反対側のBに向かってボールを投げる。台は回転しているので、台に乗っていない観測者から見ると、ボールは右にそれて飛んでいく。しかも、BはAから見て左の方向に移動している。このようすを表したのが図 2-7 の左の図である。同じ実験を回転している台に乗っている観測者から見ると右の図のようになる。ボールは台に乗っていない観測者から見ればまっすぐに飛んでいるにもかかわらず、台に乗っている観測者から見ると、右の方向に曲げられ、まっすぐに飛んでいない。つまり、みかけ上、右方向に力を受けている。このみかけの力がコリオリの力である。

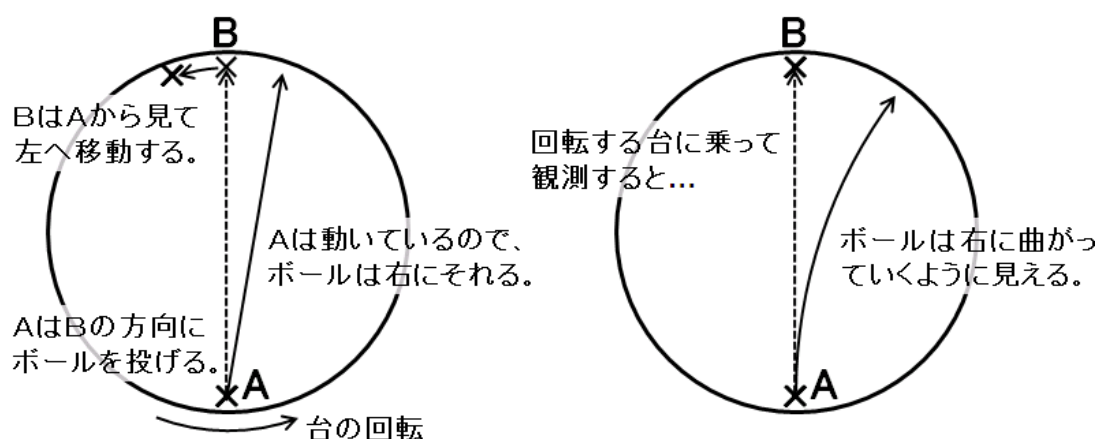


図 2-7: コリオリの力の原理

地衡風^高とは、気圧傾度力とコリオリの力はつりあっている風のことである。また、このつりあいを**地衡風平衡**という。図 2-8-1 に示したように、地衡風は等圧線に平行に吹く。また、地衡風の強さは気圧勾配の大きさに比例する。地面との摩擦がきかない上空では、実際に地衡風に近い風が吹いていることが多い。

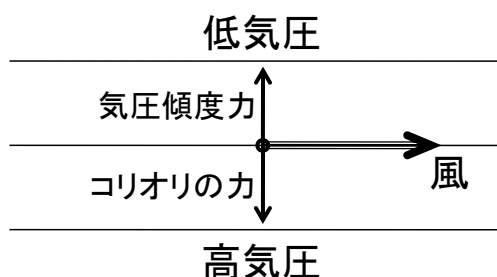


図 2-8-1: 地衡風の模式図

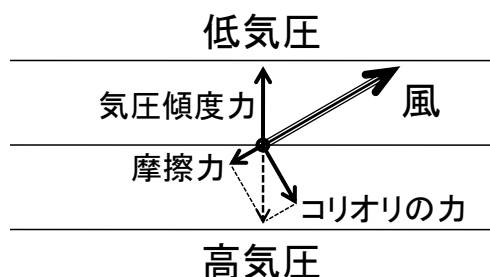


図 2-8-2: 摩擦がある場合の風の模式図

地面付近では、地面との摩擦の影響により、図 2-8-2 のように、高気圧から低気圧に向かって風が吹き込むようになる。この場合、気圧傾度力とコリオリの力に摩擦力を加えた 3 つの力がつりあっている。図 2-1 に示したように、北半球では低気圧に向かって反時計回りに風が吹き込み、高気圧から時計回りに風が吹き出す。これは、気圧傾度力に加えて、コリオリの力や摩擦力がはたらくからである。

問 2-3 コリオリの力は風速に比例する。地衡風平衡が成り立っている場合、気圧勾配が 2 倍になると、風速は何倍になるか。

問 2-4 南半球において、図 2-8-1 と同様の図を描け（気圧勾配の向きは同じとする）。

2. 5 大規模な大気の流れ

地球全体でみると、赤道付近の空気は加熱され、極付近の空気は冷却されている。しかし、現実の地球大気では、自転の効果があるため、単純に赤道で空気が上昇し極で下降するような循環にはなっていない。経度方向に平均した、緯度-高度断面での循環のことを**子午面循環**という。対流圏における子午面循環は、**ハドレー循環^高**、**フェレル循環**、**極循環**の 3 つの循環から成っている。ハドレー循環は赤道での加熱によって生じる循環で、赤道で上昇し亜熱帯で下降する構造をとる。赤道から亜熱帯にかけては、ハドレー循環によって赤道から極

側へ熱が輸送されている。一方、中緯度域では、低緯度側で下降、極側で上昇する循環が生じている。これをフェレル循環という。中緯度では偏西風波動によって赤道から極に熱が輸送されているが、フェレル循環は、この偏西風波動を経度方向に平均することによって現れる、見かけの循環である。さらに高緯度側には、極で下降し中緯度側で上昇する循環がみられるが、これを極循環という。フェレル循環と極循環をあわせて**ロスビー循環^高**とよぶことがある。

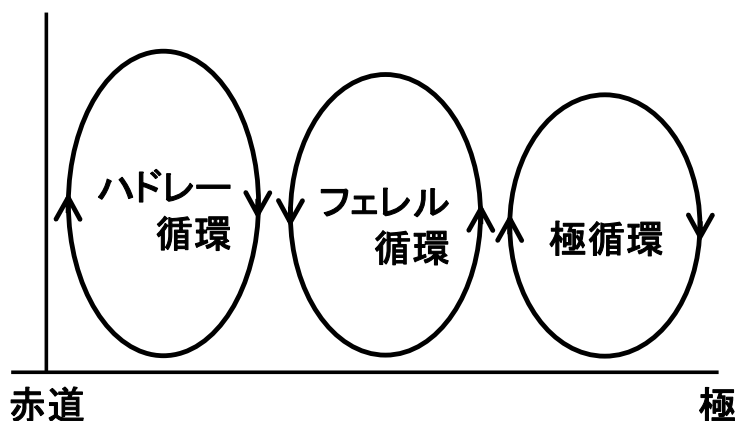


図 2-9: 子午面循環の模式図

ハドレー循環の上昇気流域に相当する赤道付近では、地表付近では南北から風が収束し、活発な降水が生じている。これを**熱帯収束帯^高**という。一方、ハドレー循環の下降気流域に相当する亜熱帯域では下降気流が生じ乾燥している。これを**亜熱帯高圧帯^高**という。

熱帯、亜熱帯の下層では、熱帯収束帯に向かって風が吹いている。熱帯収束帯に向かう空気はコリオリの力によって西向きに運動するようになる。このため、熱帯収束帯には、北半球側からは北東風、南半球側からは南東風が吹きこんでいる。このような北東または南東風を**貿易風^高**とよぶ。一方、上空では赤道から亜熱帯に向かって風が吹き出す。亜熱帯に向かう空気はコリオリの力によって東向きに運動するようになる。このため、亜熱帯や中緯度の上空では西風が卓越する。これを**偏西風^高**という。偏西風のうち、特に強い上空の西風を**ジェット気流^高**という。偏西風はしばしば南北に蛇行するが、これが偏西風波動であり、温帯低気圧の発生、発達に関係している。

中緯度において、上空に行くほど偏西風が強くなっている原因を考えてみる。まず地上気圧は赤道と極で等しいとする。赤道でも極でも上空に行くほど気圧は低くなるが、気温の高い赤道のほうが空気の密度が低いので、静水圧平衡の

関係より、気圧が低下する割合は小さい。このため、上空の気圧は、赤道と極とでは赤道のほうが高くなる。ここで地衡風の関係を用いると、低緯度側で気圧が高い場所では西風が吹くことがわかる。赤道と極の気圧差は上空に行くほど大きくなるので、偏西風も上空に行くほど強くなる。このような南北温度勾配と東西風の鉛直方向の変化との関係を**温度風の関係**という。

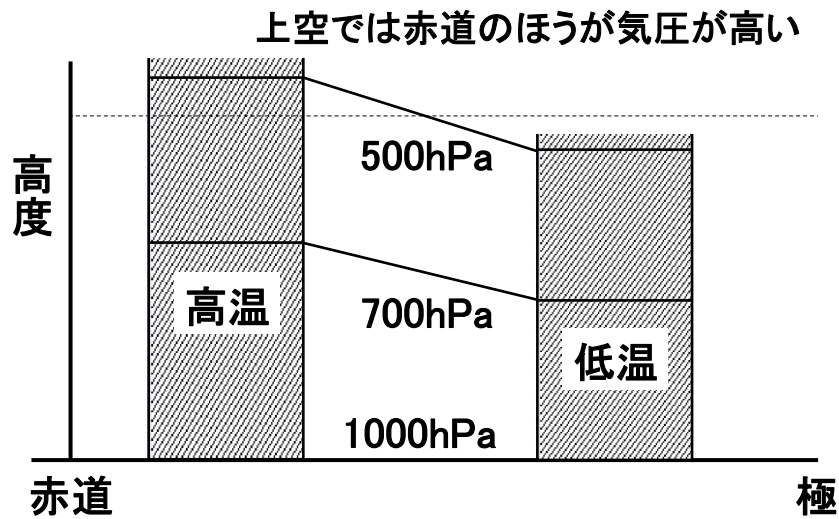


図 2-10: 温度勾配と気圧傾度の関係