

1. コリオリ力と地衡風

気圧の差によって空気塊にはたらく力を**気圧傾度力**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**コリオリ力（転向力）**がはたらくためである。

コリオリの力の原理を考えてみよう。地球は自転しているので、地球上にいる観測者は、鉛直軸のまわりを正味の角速度 Ω で回転する台に乗っているとみなすことができる。このような回転台の上で、Aが反対側のBに向かってボールを投げるとする。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1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。

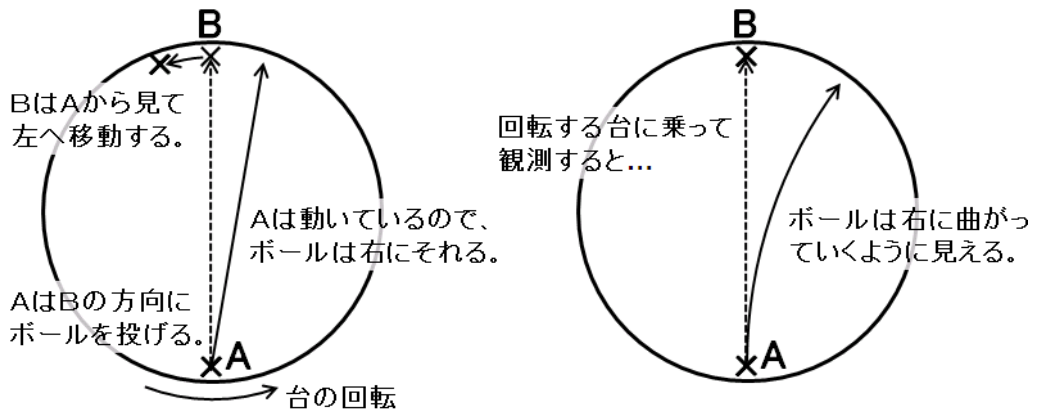


図1: コリオリ力の原理

さて、慣性系におけるナビエ・ストークスの方程式は

$$\frac{D}{Dt} \vec{u} = \vec{g} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad (1)$$

と書けた。ただし、 \vec{u} は速度、 \vec{g} は重力加速度、 p は圧力、 ρ は密度、 ν は粘性係数であり、 $\frac{D}{Dt}$ はラグランジュ微分である。この方程式は、回転系においては

$$\frac{D}{Dt} \vec{u} = -(2\Omega \sin \phi) \vec{k} \times \vec{u} + \vec{g} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad (2)$$

となる。ただし、 Ω は地球の自転角速度、 ϕ は緯度である。この方程式の水平成分を、東西成分と南北成分に分けて書けば、

$$\frac{D}{Dt} u = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} p + F_x \quad (3)$$

$$\frac{D}{Dt} v = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} p + F_y \quad (4)$$

と表される。ここで、 f はコリオリ係数で、 $f = 2\Omega \sin \phi$ である。さらに、気圧座標を用いれば、

$$\frac{D}{Dt} u = fv - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_{y,p} + F_x \quad (5)$$

$$\frac{D}{Dt} v = -fu - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)_{x,p} + F_y \quad (6)$$

と書ける。ただし、 Φ はジオポテンシャルであって、 $\Phi = gz$ である。式(5)、(6)で、 fv や $-fu$ がコリオリ力の効果を表している。コリオリ力は、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く、赤道上でははたらかない。

気圧傾度力とコリオリ力がつりあっている風のことを**地衡風**という。また、このつりあいを**地衡風平衡**という。式(5)、(6)において、地衡風平衡は、速度のラグランジュ微分つまり加速度と、粘性の効果をゼロとして、

$$0 = fv - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_{y,p} \quad (7)$$

$$0 = -fu - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)_{x,p} \quad (8)$$

と表すことができる。したがって、地衡風平衡が成り立つとき、

$$u = -\frac{1}{f} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)_{x,p} \quad (9)$$

$$v = \frac{1}{f} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_{y,p} \quad (10)$$

である。図 2-1 に示したように、地衡風は等圧線に平行に吹く。また、式(9)、(10)から分かるよ

うに、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。

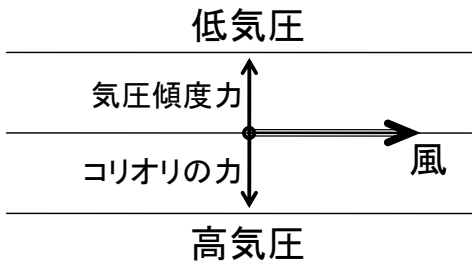


図 2-1: 地衡風の模式図

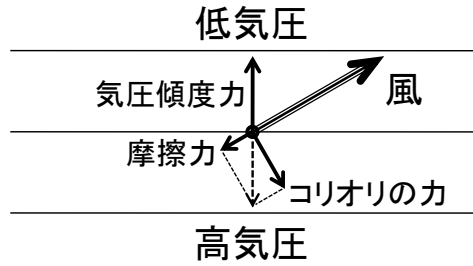


図 2-2: 摩擦がある場合の風の模式図

地面付近では、地面との摩擦の影響により、図 2-2 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。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。

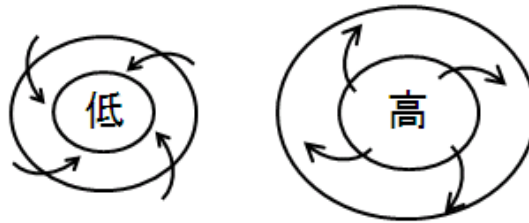


図 3: 低気圧と高気圧

☞ 地衡風や、摩擦が加わった場合の風は、高等学校の地学で取り扱う。地上における低気圧や高気圧のまわりの風は中学校の理科第 2 分野で学ぶ。

問 1 以下の表は札幌と館野における 1 月と 8 月の高層気象観測の平年値 (9 時) を示している。
 (1) このデータを用いて、1 月と 8 月の各気圧面における、札幌と館野の間の平均的な地衡風の東西成分 (西風が正) を計算せよ (単位は m/s 、1 の位まで)。重力加速度は 9.81 m/s^2 とする。

札幌と館野の南北方向の距離は $7.74 \times 10^5 \text{ m}$ であり、経度は等しいと仮定する。また、札幌と館野の間の等圧面高度の勾配は一定とする。コリオリ係数は平均的な値として $9.25 \times 10^{-5} / \text{s}$ を用いてよい。解答は表で示すこと。

(2) 1 月と 8 月の地衡風に違いが生じた原因を、気温の分布の違いと関連づけて説明せよ。

札幌 (1月)			館野 (1月)		
気圧[hPa]	高度[m]	気温[°C]	気圧[hPa]	高度[m]	気温[°C]
1000	109	-4.8	1000	140	2.1
925	717	-8.4	925	765	0.5
850	1367	-13.2	850	1440	-3.8
700	2821	-21.2	700	2949	-11.8
500	5234	-35.5	500	5457	-25.7
400	6756	-44.6	400	7041	-35.5
300	8645	-51.7	300	8996	-45.7
札幌 (8月)			館野 (8月)		
気圧[hPa]	高度[m]	気温[°C]	気圧[hPa]	高度[m]	気温[°C]
1000	90	21.7	1000	96	25.0
925	766	17.1	925	783	20.7
850	1483	14.6	850	1506	17.8
700	3103	7.0	700	3145	9.7
500	5796	-7.6	500	5866	-4.8
400	7497	-18.2	400	7587	-15.2
300	9585	-32.8	300	9697	-30.2

(気象庁のウェブサイトより)

2. 温度風の関係

中緯度の上空では、西風が吹いていることが多い。これを**偏西風**といい、偏西風のうち、特に強い上空の西風を**ジェット気流**という。このように中緯度の上空で西風が強くなる原因を考えてみよう。

気圧座標系において、**静水圧平衡**は、

$$\left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)_{x,y} = -\alpha \quad (1)$$

と書くことができた。ここで、理想気体の状態方程式より、

$$p\alpha = RT \quad (2)$$

である。ただし、 α は比容 (密度の逆数)、 T は温度、 R は気体定数である。(2)を用いて、(1)は

$$\left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)_{x,y} = -\frac{RT}{p} \quad (3)$$

と変形できる。両辺を y で偏微分すると、

$$\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) = -\frac{R}{p} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (4)$$

となる。第1章の(9)に示された地衡風平衡の関係より、

$$\frac{\partial}{\partial p} (-fu) = -\frac{R}{p} \frac{\partial T}{\partial y}$$

となって、

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{fp} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (5)$$

が得られる。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。

北半球の中緯度域では、通常、 $\frac{\partial T}{\partial y} < 0$ である。したがって、(5)より、 $\frac{\partial u}{\partial p} < 0$ である。このこ

とは、上空に行く（気圧が低くなる）にしたがって、西風が強くなることを示している。

以上の結果は、次のように理解することができる。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。

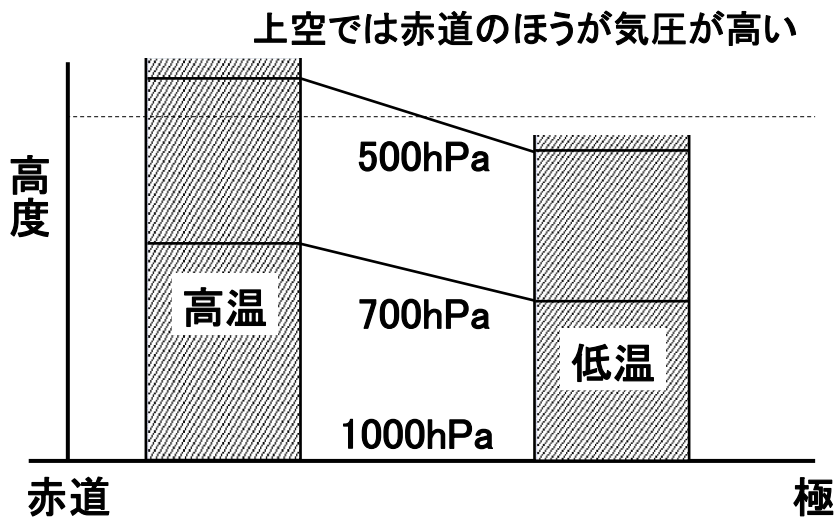


図4: 温度勾配と気圧傾度の関係

☞ 温度風の関係は、高等学校の地学においても扱われない。しかし、中緯度域の上空では偏西風が吹いていることや、天気が西から東に変わることや、原因を含めて理解するためには必要な概念である。

問2 問1の表を用いて、以下の問いに答えよ。

(1) 1月と8月の各気圧面における、東西風（西風が正）の鉛直勾配（気圧に対する勾配）を

温度風の関係を用いて計算せよ（有効数字は（2）の計算においてじゅうぶんな精度が得られるように設定すること）。気体定数は 287 J/kg K とする。札幌と館野の南北方向の距離は $7.74 \times 10^5 \text{ m}$ であり、経度は等しいと仮定する。また、札幌と館野の間の温度勾配は一定とする。

コリオリ係数は平均的な値として $9.25 \times 10^{-5} / \text{s}$ を用いてよい。

（2）（1）の結果を用いて、東西風を推定せよ（単位は m/s 、1 の位まで）。ただし、 1000 hPa では東西風をゼロと仮定せよ。（1）、（2）の解答はまとめて、ひとつの表に示すこと。

3. 傾圧不安定と温帯低気圧

温帯低気圧は、偏西風の蛇行に伴って、発生、発達する。このような偏西風の蛇行は、**傾圧不安定**とよばれる仕組みによって生じている。傾圧不安定によって生じる偏西風の蛇行を**傾圧不安定波（偏西風波動）**という。低緯度と高緯度の温度差が大きくなると、温度風の関係により上空に非常に強い偏西風が吹くようになる。しかし、このような状態は安定ではなく、偏西風は波を打ち、蛇行するようになる。この波が傾圧不安定波である。

☞ 学術的には偏西風波動というよりは傾圧不安定波という言葉のほうがよく使われる。

一般に、北半球の上空においては北に行くほど等圧面高度は低くなっている。このため、偏西風が南に蛇行している場所、つまり、等高度線が南にはり出している場所では、周囲と比べて等圧面高度が低くなっている。これを**気圧の谷**という。逆に、等高度線が北にはり出している場所では等圧面高度が高くなっていて、これを**気圧の尾根**という。気圧の谷は気圧が低い場所であり、地上における温帯低気圧に対応する。同様に、気圧の尾根は移動性高気圧に対応する。気圧の谷と尾根が西から東に移動するのに伴って、温帯低気圧や移動性低気圧も東に移動していく。

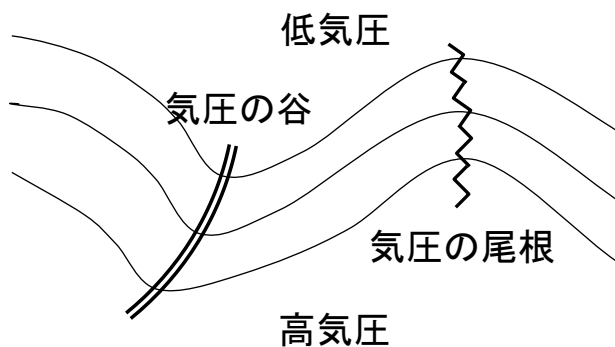
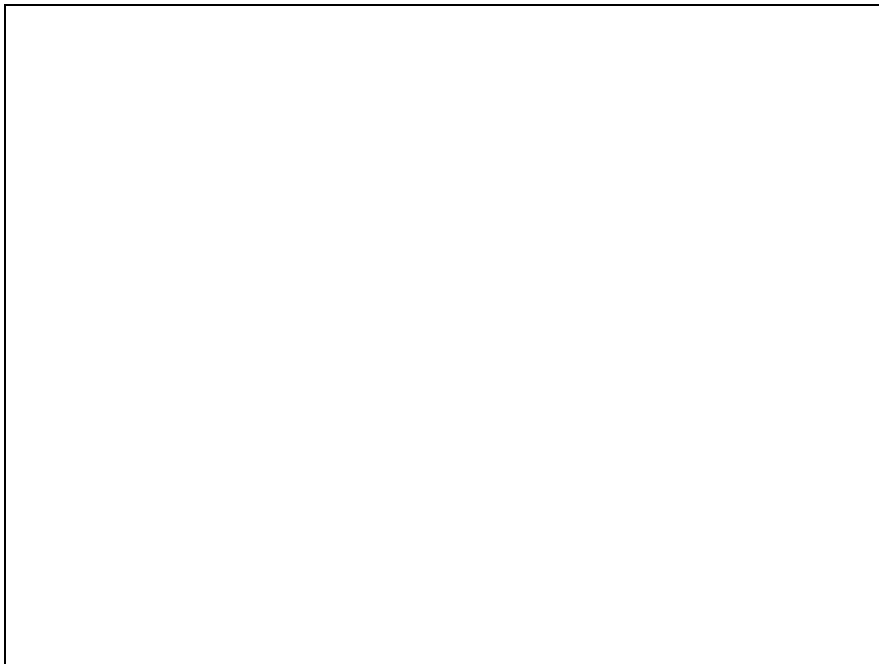


図 5: 偏西風波動と気圧の谷・尾根



実線は等高度線、破線は等温線



気象庁のウェブサイトより

図 6: 700hPa 面高層天気図と地上天気図

- ☞ 気圧の谷という言葉は天気予報でもしばしば耳にするが、気圧の谷、尾根という言葉や、偏西風波動は、高等学校の地学で扱う内容である。

4. 温帯低気圧と前線

温帯低気圧は、南北方向に温度勾配があつて、上空に偏西風が吹いている中緯度域で発生する。このため、温帯低気圧は、暖気と寒気がぶつかり合うことに伴って発生、発達するように見える。暖気や寒気のような、同じ性質を持った空気のことを**気団**という。**前線面**と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**という。地上天気図上では、温帯低気圧は、前線を伴うことが多い。前線面では暖かい空気が上昇し雲が発生しやすい。

温帯低気圧は傾圧不安定により発生、発達するが、典型的なライフサイクルは図のようになっている。温帯低気圧は**停滞前線**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**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**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。温暖前線よりも寒冷前線の移動のほうが速いことが多いので、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**である。

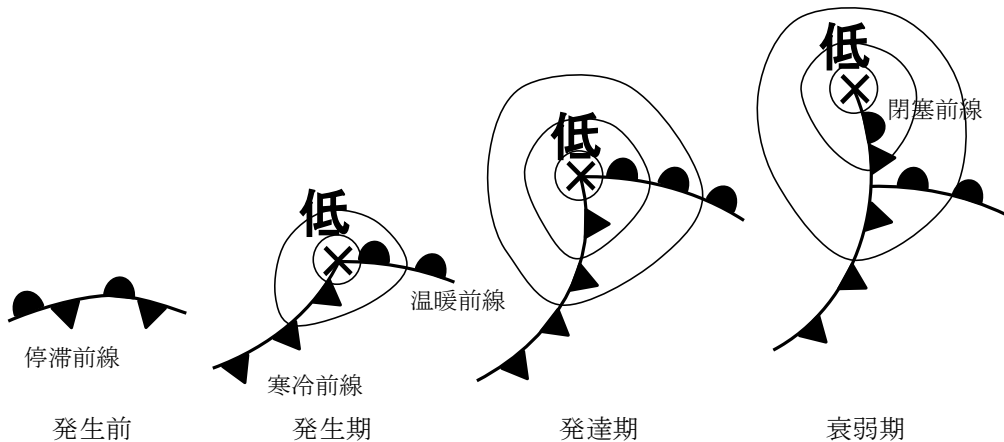


図 7: 低気圧のライフサイクル

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、前線の東側では巻雲や巻層雲などの上層雲が生じることが多い。前線付近では、高層雲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。

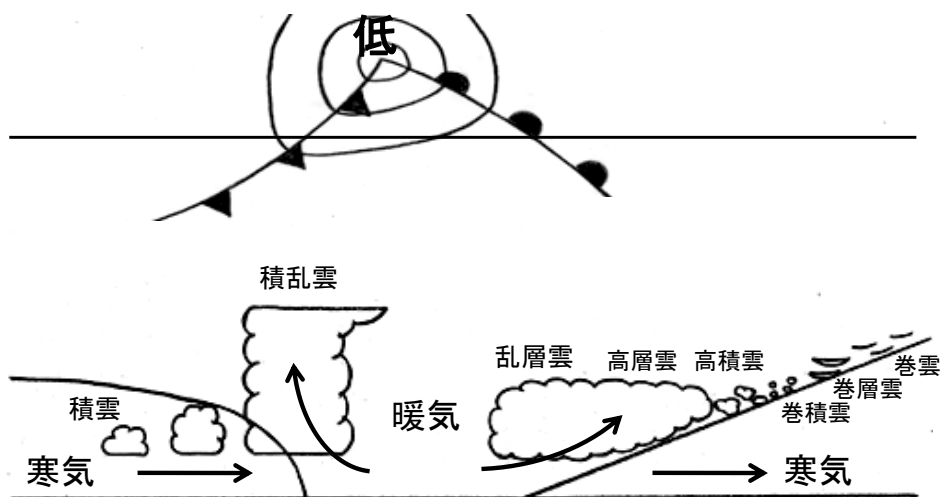
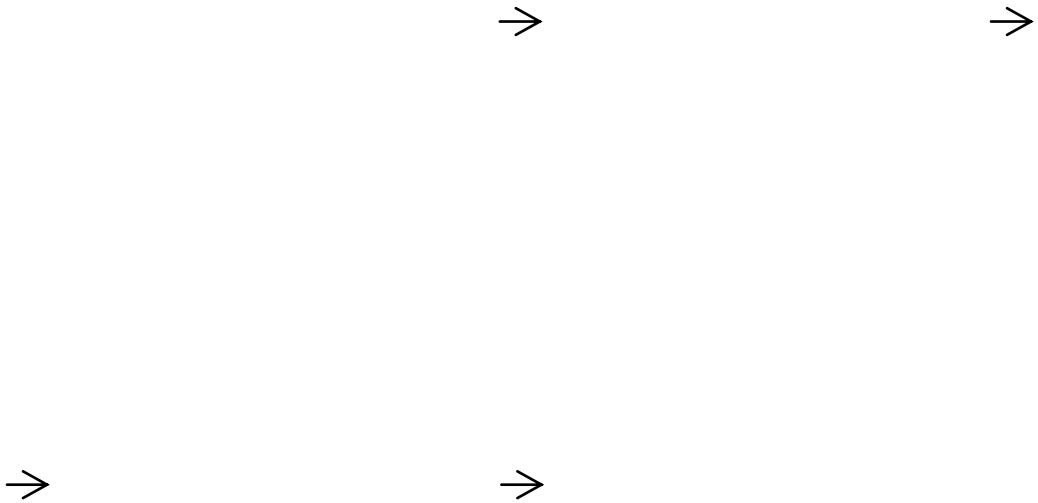


図 8: 温帯低気圧の構造

温帯低気圧は春や秋によく見られる。次の図のように、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 9: 温帯低気圧の移動

- ☞ 小学校の理科では天気図や低気圧、高気圧を明示的には取り上げない。しかし、雲画像などを用いて天気が西から東へ変わることを教えており、実質的には温帯低気圧を取り扱っている。
- ☞ 温帯低気圧や移動性高気圧に伴う雲の量や種類の変化は小学校の理科で取り扱う。観察を通して教えることが望まれる。
- ☞ 小学校の理科においては気温の日変化を測定するが、温帯低気圧や前線の通過に伴う温度変化は中学校の理科第2分野で取り扱う。

5. 温帯低気圧の鉛直構造

北半球では、コリオリ力の効果によって、低気圧の前面（東側）では南風、後面（西側）では北風が吹く。温帯低気圧が発達するような環境下では、南北温度勾配が大きく、赤道側で高温、極側で低温となっている。このため、低気圧の東側では暖気移流により正の温度偏差、西側では寒気移流により負の温度偏差が生じる。ここで、静水圧平衡の関係を考えると、同じ高度差でも、温度の高い東側では気圧の低下幅が小さく、逆に西側では気圧の低下幅が大きくなる。したがって、上空に行くにつれて、気圧の谷は西側にずれていく。

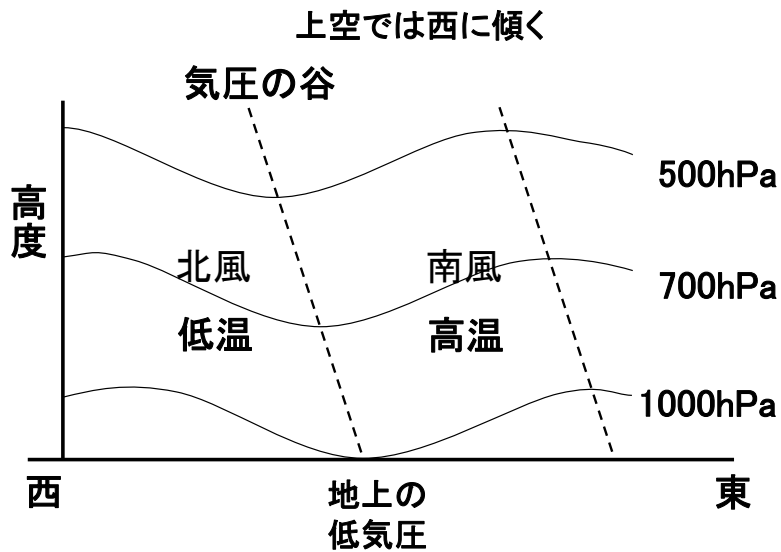


図 10: 温帯低気圧と気圧の谷の鉛直断面

一般に、天気図上において、発達する温帯低気圧には以下のような特徴がみられる。

1. 上空に行くほど気圧の谷が西にずれている。
2. 低気圧の前面で暖気移流、後面で寒気移流が生じている。
3. 低気圧の前面で上昇流、後面で下降流が生じている。

上記の考察から分かるように、これらの特徴は、南北温度勾配のある環境の中に、低気圧性の循環が存在すると必然的に生じるものである。温帯低気圧のエネルギー源が南北温度勾配にともなう有効位置エネルギーであって、発達のためには南北温度勾配が本質的に必要であることを考えると、発達中の低気圧がこれらの特徴を備えていることを整合的に理解することができる。逆に、気圧の谷の傾きや、温度移流、鉛直流がみられなくなった温帯低気圧は、それ以上は発達しないで衰弱していくことが多い。

問いの解答は、学籍番号と氏名を確認のうえ、次回の実験の開始時に提出してください。