

天気図で学ぶ天気予報と気象学

1 気象学の基礎理論

1. 1 地球大気の組成と層構造

地球大気の組成は、水蒸気を除くと、地表付近から高度 80km くらいまではほぼ一定である。体積比で示すと、窒素が約 78%、酸素が約 21%、アルゴンが約 1%、二酸化炭素が約 0.04% である。

地球大気の鉛直構造をみると層構造をしていることがわかる。地上から約 11km までは**対流圏**^高と呼ばれる。雲の発生や降水など、通常よく知られた気象現象が起こるのは対流圏である。対流圏では高度とともに気温は低下する。対流圏の上は**成層圏**^高である。成層圏は、対流圏とは違って、上にいくほど気温が高い。これは、**オゾン**^高が紫外線を吸収して加熱されているからである。対流圏と成層圏の境目を**圏界面**^高 (**対流圏界面**^高) という。成層圏の上には**中間圏**^高であり、再び高度とともに気温が低下する。中間圏の上は**熱圏**^高とよばれる。熱圏では、大気は非常に薄く、高度とともに温度が高くなる。なお、固体地球の半径はおよそ 6400km であり、地球の半径に比べて大気は非常に薄いことがわかる。

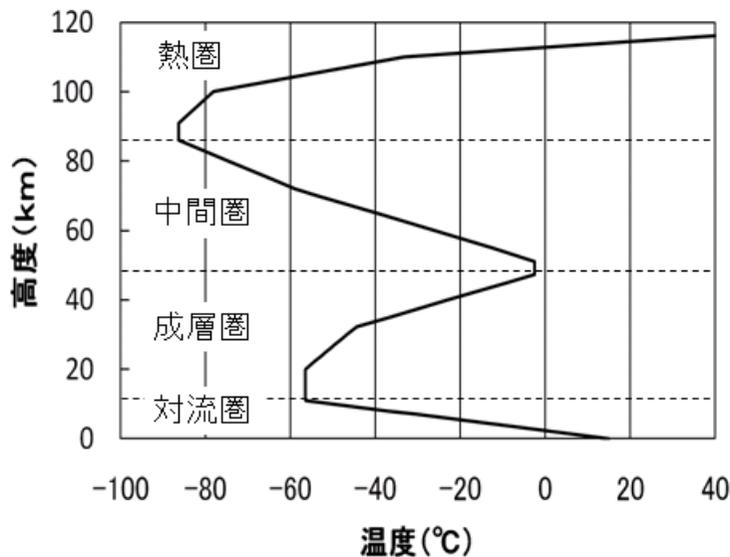


図 1-1: 地球大気の層構造

- 大気の層構造は高等学校で取り扱う。中学校では対流圏という言葉は使わないが、雲のできる高さに言及している。

1. 2 大気中の水蒸気

一般に空気には水蒸気が含まれている。乾燥した空気に含まれる水蒸気の量は少ないが、湿った空気には多くの水蒸気が含まれている。空気を含むことができる水蒸気の量には限界があり、単位体積の空気を含むことのできる水蒸気量（水蒸気の密度）の上限を**飽和水蒸気量**^中という。飽和水蒸気量は気温が上がると大きくなる。

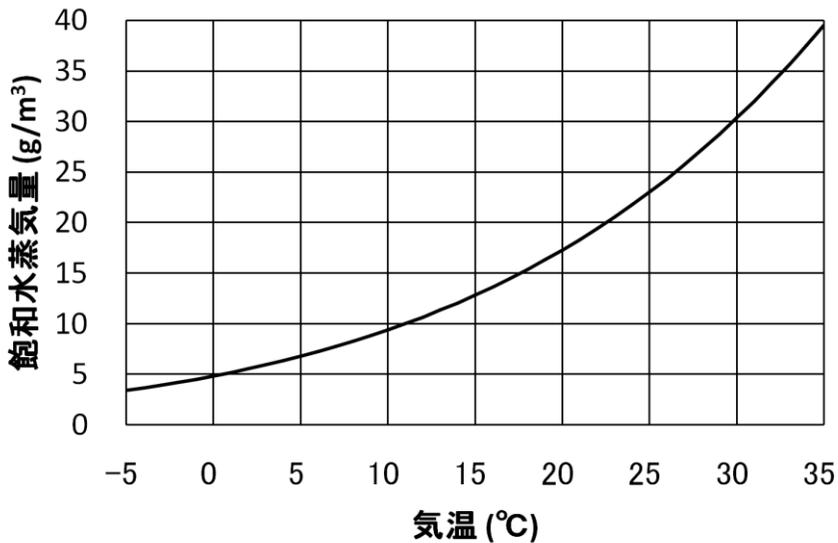


図 1-2: 飽和水蒸気量

実際に空気中に含まれている水蒸気の量を表すために、さまざまな物理量が使われる。**相対湿度**^中とは、空気に含まれている水蒸気量の、飽和水蒸気量に対する割合を表したものであり、

$$\text{相対湿度}\% = \frac{\text{空気に含まれている水蒸気の密度}[\text{g/m}^3]}{\text{その気温での飽和水蒸気量}[\text{g/m}^3]} \times 100$$

と定義できる。

大気中に含まれる水蒸気量を、大気圧中に占める水蒸気の圧力で表すことがある。空気が飽和しているときの水蒸気圧を**飽和水蒸気圧**^高という。飽和水蒸気圧も、飽和水蒸気量と同じように、気温が上がると大きくなる。相対湿度は、密度の代わりに圧力

に注目し、飽和水蒸気圧と実際の水蒸気圧の比として計算することもできる。

飽和水蒸気量は気温が下がると小さくなるので、大気が冷却され、大気中に含まれる水蒸気量が飽和水蒸気量よりも大きくなると、水蒸気が凝結して水滴になる。大気を圧力一定の条件のもとで冷却し水蒸気の凝結が始まったときの温度を**露点**^甲という。気温が同じであっても、湿度の高い空気のほうが水蒸気を多く含んでいるので露点は高い。

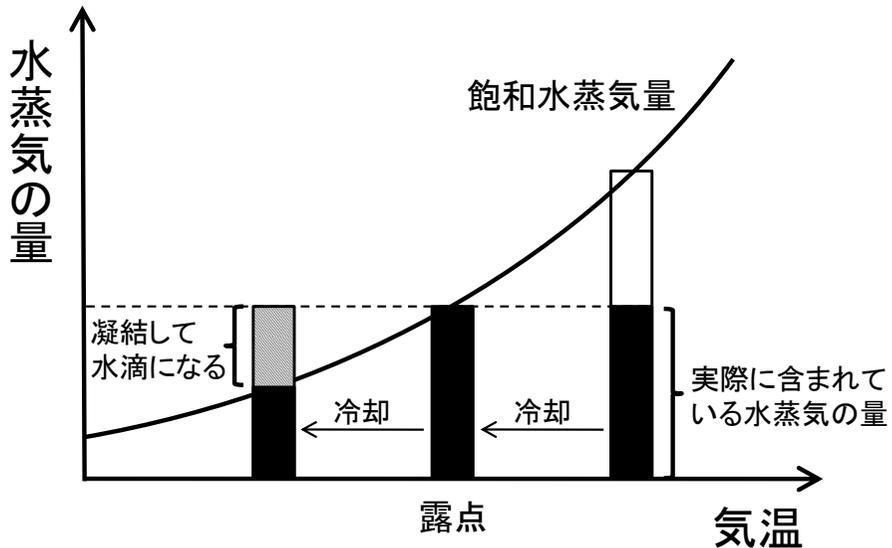


図 1-3: 気温と水蒸気量の関係

- 高等学校の地学では飽和水蒸気圧を用いて相対湿度を定義する。中学校では飽和水蒸気量を用いる。厳密に言えば、飽和水蒸気圧は温度のみの関数であるが、飽和水蒸気量は温度だけでなく圧力によっても変化する。したがって、飽和水蒸気量を用いた露点の計算は近似的なものである。
- 露点は中学校の理科第2分野で学習するが、気温が低下することによって水蒸気が凝結する現象は小学校の理科で定性的に取り扱う。

1. 3 大気の圧力

単位面積に加わる空気の重さを**気圧**^甲という。気圧の単位としては**ヘクトパスカル**^甲 (hPa) を用いる。1hPa は 100Pa であり、1m²あたり 100N の力に相当する。海面付

近での平均的な気圧は 1013.25hPa (1m²あたり 101325N) であり、これを **1 気圧**中
という。1 気圧は 1cm²あたり約 1kg 重の重さに相当する。

一般に上空に行くほど気圧は低くなる。これは、大気中を上に行くと、その区間の
空気の重さの分だけ圧力が低下するためである。このように、空気の重さの分だけ気
圧が低下する状態のことを**静水圧平衡**という。式で書くと以下のようなになる。

$$\text{気圧の変化量 [hPa]} = \text{空気の密度 [kg/m}^3\text{]} \times \text{重力加速度 [m/s}^2\text{]} \times \text{高度差 [m]} \times \frac{1}{100}$$

実際の大気は、静水圧平衡に近い状態にあることが多い。静水圧平衡のもとでの鉛直
方向の気圧傾度は、地上付近では 10m につき約 1hPa である。気温が高くなると空気
の密度が小さくなるので、鉛直方向の気圧傾度も小さくなる。

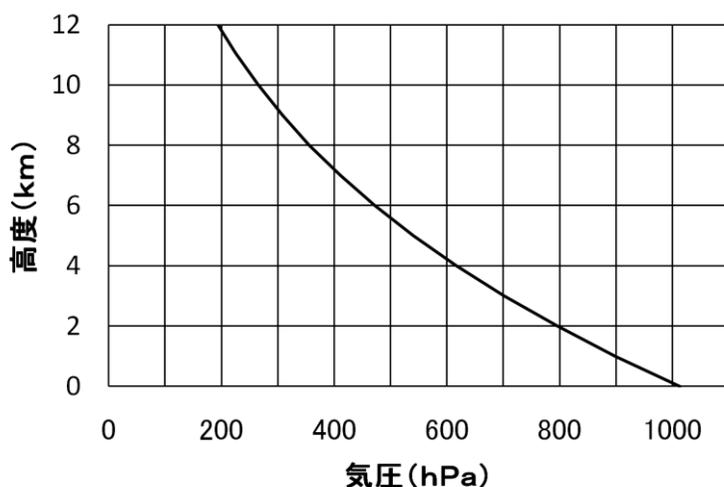


図 1-4 高度と気圧の関係

- 高度が高くなると気圧が下がることは中学校の理科第 2 分野で定性的に取り扱う。雲ができる原因を理解するためには、上空では気圧が低いということをあらかじめ理解しておく必要がある。しかし、静水圧平衡のような定量的な取り扱いは高等学校の地学においても行われない。
- 天気図においては海面での値に補正した気圧を用いている。標高が比較的高い地域では、気圧の観測値と天気図とを比較するときには、観測値を補正しないと適切に比較できないことがある。気象観測では、補正前の気圧を現地気圧、補正後の気圧を海面気圧（海面更正気圧）とよんでいる。

1. 4 雲と降水

雲にはさまざまな種類があるが、以下の表のように 10 種類に分類することがある。これを十種雲形という。

表 1-1: 十種雲形

上層雲	巻雲	すじ雲
	巻積雲	うろこ雲
	巻層雲	うす雲
中層雲	高積雲	ひつじ雲
	高層雲	おぼろ雲
	乱層雲	あま雲
下層雲	層雲	きり雲
	層積雲	うね雲
下層から 上層の雲	積雲	わた雲
	積乱雲	かみなり雲

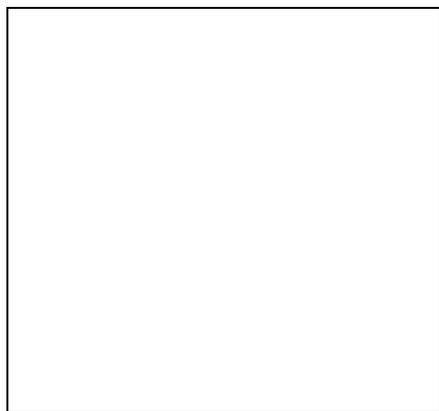
これらの雲のうち、降水をもたらすのはおもに**乱層雲**^中と**積乱雲**^中である。乱層雲は持続的な降水を、積乱雲は一時的な強い降水をもたらすことが多い。

- 中学校の理科第 2 分野では、十種雲形という言葉は出てこないが、10 種類の雲が紹介されている。また、小学校の理科の指導においても、教員には十種雲形の概要の理解が望まれる。
- 十種雲形を取り上げるときは、単純に暗記するのではなく、雲の高さや降水の有無で分類しながら、整理して理解することが望ましい。
- 乱層雲と積乱雲の性質については、中学校の理科第 2 分野で取り扱う。

気象衛星による雲画像には**可視画像**^高と**赤外画像**^高がある。可視画像は可視光で見た雲のようすを表している。厚い雲ほど白く見える。夜間は撮影できない。一方、赤外画像は赤外線で見えた雲のようすを表しており、温度の低い場所が白く表現されている。雲頂高度の高い雲ほど白く見える。上層まで発達した積乱雲を識別するときによく使われる。夜間も撮影可能である。下の図は、2003 年 8 月 16 日の赤外画像と可視画像

である。この年は記録的な冷夏であり、天気図にみられるように、真夏になっても日本付近に前線が停滞している。北海道や東北地方の太平洋沿岸では、冷たい北東風に伴って、層雲が発生している。可視画像では太平洋沿岸の層雲がはっきりと見えているが、雲頂高度が低いいため赤外画像ではほとんど見えない。

赤外画像



可視画像（左と同じ領域）

（2003年 8月16日 9時）

天気図

（雲画像は高知大学気象情報頁から、天気図は気象庁天気図から入手）

図 1-5: 赤外画像と可視画像の例

- 理科の教科書や天気予報では赤外画像が使われることが多い。下層雲で覆われていても、赤外画像では雲として写らない場合があるので、地上で観察した天気と雲画像とを比較する場合には注意が必要である。

雲は大気中の水蒸気が凝結することによって形成される。空気塊が上昇すると断熱膨張によって温度が低下していき、露点に達すると水蒸気の凝結が始まる。さらに上

昇が続くと、凝結した水蒸気は水滴となって雲を形成する。このように、水蒸気が冷却されて凝結し、水滴（雲粒）が成長していく過程を**凝結過程**という。凝結過程によって雲粒は直径 0.02mm 程度まで成長する。それ以後は雲粒や雨粒どうしの衝突によって成長する。この過程を**併合過程**という。併合過程によって雨粒は通常 1mm 程度、最大で 5mm 程度まで成長する。雨粒は 4~10m/s 程度で落下する。

温度が低い場合、凝結した水蒸気が氷の結晶（氷晶）になることがある。低温な雲の中では、氷晶と過冷却水滴が共存している。一般に水面上の飽和水蒸気圧よりも、氷面上での飽和水蒸気圧のほうが低い。このため、水に対しては未飽和であっても氷に対しては飽和となる場合がある。このような条件のもとでは、水滴が蒸発し、氷晶のまわりには水蒸気が昇華して付着する。こうして氷の粒が成長して落下し、下層で融けて雨になる。このようにしてもたらされる雨を**冷たい雨**^高という。一方、熱帯地方や夏季の中緯度地方では、氷晶を含まない雲から雨が降ることがある。雲粒や雨粒は大きさによって落下速度が異なるため、たがいに衝突し、雨粒が成長する。このようにしてもたらされる雨を**暖かい雨**^高という。

2 地上天気図の作成

2. 1 低気圧と高気圧の基礎知識

(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

- 低気圧、高気圧の定義、そのまわりの風の様子は、中学校の理科第2分野で学習する。

(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。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、暖気と寒気がぶつかり合う中緯度で発生する低気圧で、しばしば前線を伴う。一般に、温帯低気圧は上空の**偏西風**^高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のようにになっている。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あるいは南東に移動する。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。

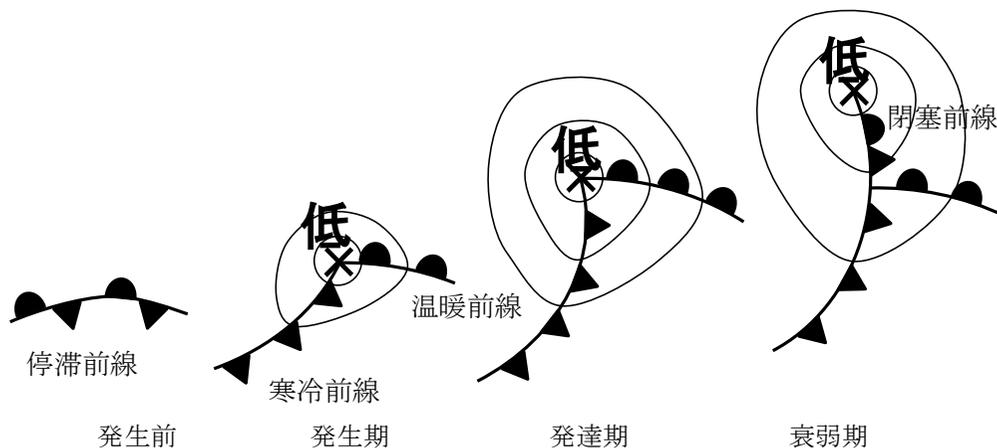


図 2-2: 温帯低気圧のライフサイクル

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をもたらされる。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。

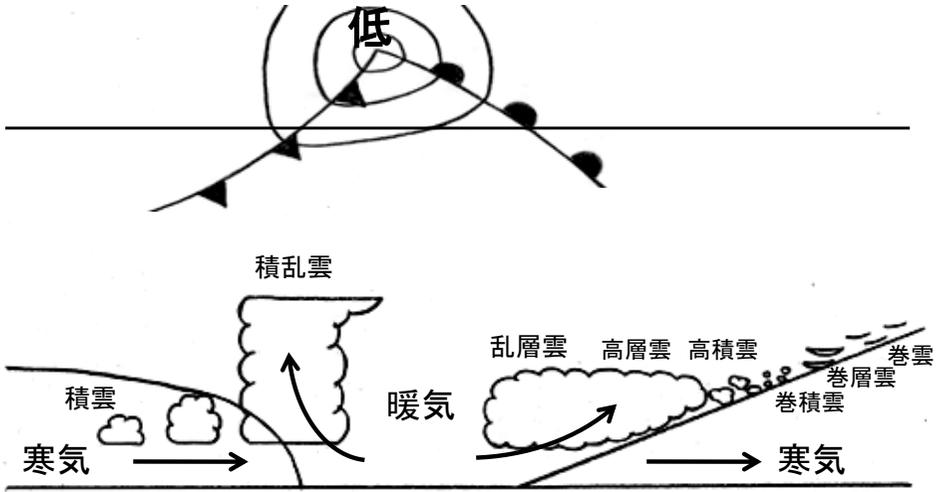


図 2-3: 温帯低気圧の構造

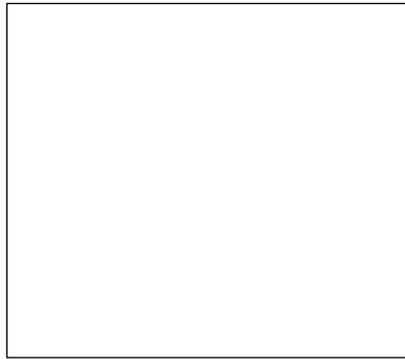
温帯低気圧や前線に伴う雨雲の分布や動きは、雲画像によって確認できる。



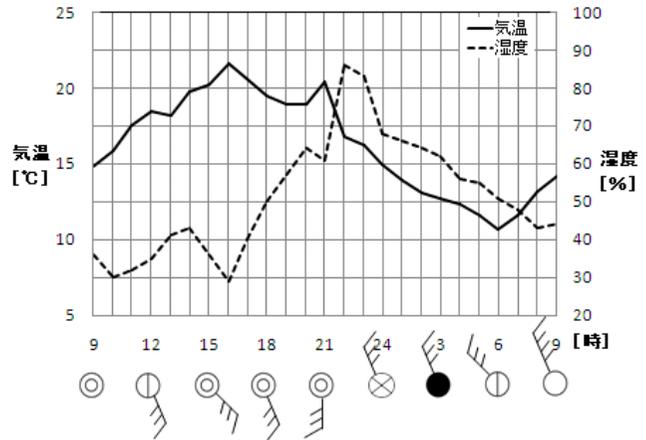
(2011年 4月22日12時)

(気象庁のウェブサイトより)

図 2-4: 温帯低気圧の例



4月28日 21時



(気象庁のウェブサイトより)

図 2-5: 寒冷前線の通過と天気の変化 (鹿児島、2010年4月28~29日)

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 2-6: 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っている。机上の知識ではなく観察を通して教えたい。
 - ☞ 中学校の理科第 2 分野では、小学校の理科の内容と関連づけて学習することが望まれる。
- 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。

参考：雨の強さ

雨の強さは降水量として表される。降水量は、降った降水（雨や雪など）が、そのまま地面にとどまった場合に、どの程度の深さになるか示したものである。1時間あたりの量で表すことが多い。雨の強さと降水量の値との関係は、次の表のとおりである。

雨の強さ	1時間雨量
やや強い雨	10 mm 以上
強い雨	20 mm 以上
激しい雨	30 mm 以上
非常に激しい雨	50 mm 以上
猛烈な雨	80 mm 以上

➤ 降水量の定義は、中学校の理科第2分野で取り扱うことになっている。

（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。ばらばらに発生していた積乱雲が集まって組織化することによって熱帯低気圧になる。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。

台風は巨大な渦であり、反時計回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^中**という。台風の目は雲画像で確認できることが多い。

台風は熱帯の海洋上で発生し、太平洋高気圧のへりを回るような進路をとって日本にやってくるが多い。台風の典型的な進路は図に示した通りである。特に夏から秋にかけては、日本に接近したり上陸したりする台風が多い。

気象庁のウェブサイトより
(2009年 9月18日12時)

高知大学気象情報頁より

図 2-7: 台風の例

台風は平均して1年に26個発生する。熱帯の海洋上で発生したあと、上空の風に流され、しばしば太平洋高気圧のへりを回るような進路をとって日本にやってくる。台風の典型的な進路は図に示した通りである。夏から秋にかけては、日本に接近したり上陸したりする台風が多い。太平洋高気圧の勢力が強い夏の間は、台風が大陸のほうを大きく回っていくこともあるが、秋になって太平洋高気圧の勢力が弱くなると、日本にやってくるが多くなる。

台風情報は、図のような形で発表される。平均風速が25 m/s以上の範囲が**暴風域**、15 m/s以上の範囲が**強風域**である。**予報円**は、台風の中心が到達すると予想される範囲のことで、実際に予報円に入る確率は70%である。台風が中心が予報円内に入ったときに暴風域に入るおそれのある領域を**暴風警戒域**として示す。

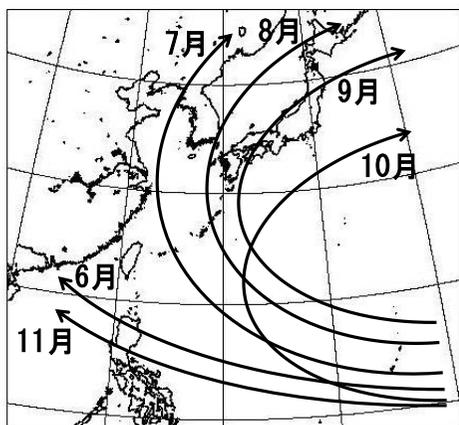


図 2-8: 台風の典型的な進路

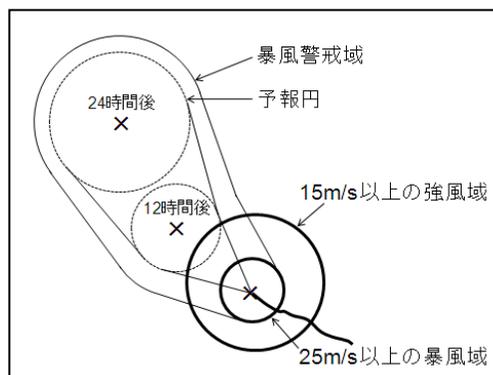


図 2-9: 台風情報の模式図

- 小学校の理科で台風を取り上げる。大雨や強風がもたらされることだけでなく、進路や台風情報の活用についても触れる。天気は西から東へ変わるという原則が当てはならないことに注意する。

2. 2 日本周辺の気圧配置と気団

(1) 日本周辺の気圧配置

中緯度に位置する日本では、季節の変化が明瞭であり、現れやすい気圧配置も季節によって異なっている。ここでは、日本付近の天気図にみられる気圧配置を、冬型、気圧の谷型、移動性高気圧型、前線型、夏型、台風型の6つに分類して、それぞれの特徴を考えてみる。

冬型

気圧の谷型

移動性高気圧型

前線型

日本気象学会機関誌「天気」より

図 2-10: 日本付近の代表的な気圧配置

①冬型（西高東低型^高）

大陸に**シベリア高気圧^高**、日本の東海上に**アリューシャン低気圧**がみられる気圧配置である。この気圧配置は、おもに冬季に現れる。

冬季には、海洋に比べて熱容量の小さい大陸は特に冷やされる。冷やされた空気は重いので、大陸は高気圧となる。このようにして形成された高気圧がシベリア高気圧である。逆に、相対的に温度の高い太平洋は低気圧になる。これがアリューシャン低気圧である。この気圧配置が現れると、大陸のシベリア高気圧から寒気が吹き出し、日本付近では北西季節風が吹く。一般に、季節によってほぼ決まった大気の流れのことを**季節風^高**とよぶ。北西季節風として吹き出す寒気はもともと乾燥している。しかし、日本海上を通るときに多量の水蒸気を含み、日本海側の地方に大雪をもたらす。一方で、太平洋側では乾燥した晴天が続く。

②気圧の谷型

この気圧配置は、温帯低気圧が日本を通過するときにみられる。春や秋に多いが冬季にも現れる。低気圧が日本海を通過する場合には**日本海低気圧**、日本の南岸を通過する場合には**南岸低気圧**と呼ばれる。また、日本海と南岸の両方に低気圧がみられるときには、**二つ玉低気圧**と呼ぶことがある。日本海低気圧の場合には、全国的に荒れた天気となることが多い。低気圧の進路の南側では、通過前から通過時にかけて暖気

が流入する。**春一番**高はこのような気圧配置のときに吹くことが多い。一方、南岸低気圧の場合には、日本の南岸を中心に降水がもたらされる。冬季に南岸低気圧が通過すると、関東地方で大雪が降ることがある。

日本海低気圧

南岸低気圧

二ツ玉低気圧

(気象庁のウェブサイトより)

図 2-11: 気圧の谷型の種類

③移動性高気圧型

全国的に移動性高気圧に覆われているような気圧配置である。春や秋に多くみられる。高気圧に覆われているので、全国的に晴れて、おだやかな天気になることが多い。高気圧の中心が北日本を通る場合には、東日本や西日本の太平洋側では雲が多くなる

こともある。一方で、高気圧の中心が本州や日本の南海上を通る場合には全国的によく晴れる傾向がある。一般に高気圧の後面よりも前面のほうが晴れやすい。移動性高気圧が帯状に連なっていると晴天が長続きする。このような高気圧を**帯状高気圧**という。

北日本を通る場合

日本の南海上を通る場合

帯状高気圧

(気象庁のウェブサイトより)

図 2-12: 移動性高気圧型の種類

④前線型

この気圧配置は、日本付近に前線が停滞しているときにみられる。梅雨期や秋雨期に現れる。くずついた天気になることが多い。前線の北側では低温、南側では高温になる傾向がある。梅雨期に日本付近に停滞する前線を**梅雨前線^高**という。梅雨前線は季

節の進行とともに北上していく。梅雨末期には、梅雨前線に向かって南西から高温多湿な空気が流れ込み（**湿舌^高**）、大雨になることがある。また、秋雨期に日本付近に停滞する前線を**秋雨前線^高**という。

梅雨期には、しばしばオホーツク海高気圧が発生し、冷たく湿った空気がもたらされる。オホーツク海高気圧のように、ジェット気流の分流や蛇行によって生じる高気圧を**ブロッキング高気圧^高**という。

⑤夏型（南高北低型^高）

日本の南や東から**太平洋高気圧（北太平洋高気圧^高）**に覆われる気圧配置である。この気圧配置は、おもに夏季にみられる。

夏季には、大陸に比べて熱容量の大きい海洋は相対的に低温である。このため、海洋上に高気圧が形成される。このようにして北太平洋上に形成された高気圧が太平洋高気圧である。逆に、温度の高い大陸は低気圧になる。この気圧配置が現れると、日本には弱い南東風がもたらされ、晴れて蒸し暑くなる。強い日射によって雷が発生することもある。

⑥台風型

台風が日本に接近または上陸しているような気圧配置のことである。8～9月に多く見られる。台風は太平洋高気圧のへりに沿って北上してくることが多い。特に台風に近い場所では、強風や大雨になりやすい。

（2）日本周辺の気団

日本は、中緯度に位置し、大陸と海洋の境目でもあるので、さまざまな気団の影響を受ける。気団とは、広い領域で同じ性質を持った空気のことである。一般には、高緯度の空気は寒冷で、低緯度の空気は温暖である。また、大陸上の空気は乾燥し、海洋上の空気は湿潤である。このような緯度や海陸の違いによって、気団の性質に違いが生じる。ある気団は、対応する特定の気圧配置に伴って日本に運ばれてくることが多い。ここでは、日本の気候に影響を与える気団の特徴を、気圧配置とともに整理してみる。

①シベリア気団

寒冷で乾燥した大陸性の気団。冬型の気圧配置のときに、シベリア高気圧によってもたらされる。日本海上を通るときに変質をうけて湿潤になるので、日本海側に大雪が降ることがある。

②オホーツク海気団

冷涼で湿潤な海洋性の気団。梅雨期や秋雨期に現れることが多い。オホーツク海高気圧に伴って、日本付近に冷湿な天候をもたらす。梅雨前線や秋雨前線は、オホーツク海高気圧と、後で述べられている小笠原気団との境目に形成される前線である。東北地方の太平洋側に**やませ**^高という冷たい北東風をもたらし、冷害を発生させることがある。

③揚子江気団

温暖で乾燥した大陸性の気団。おもに春や秋に移動性高気圧によって運ばれてくる。この気団がやってくると、乾燥した晴天になる。

④小笠原気団

高温多湿な海洋性の気団。夏型の気圧配置のときに、太平洋高気圧によってもたらされる。日本は、晴れて蒸し暑い天候になる。

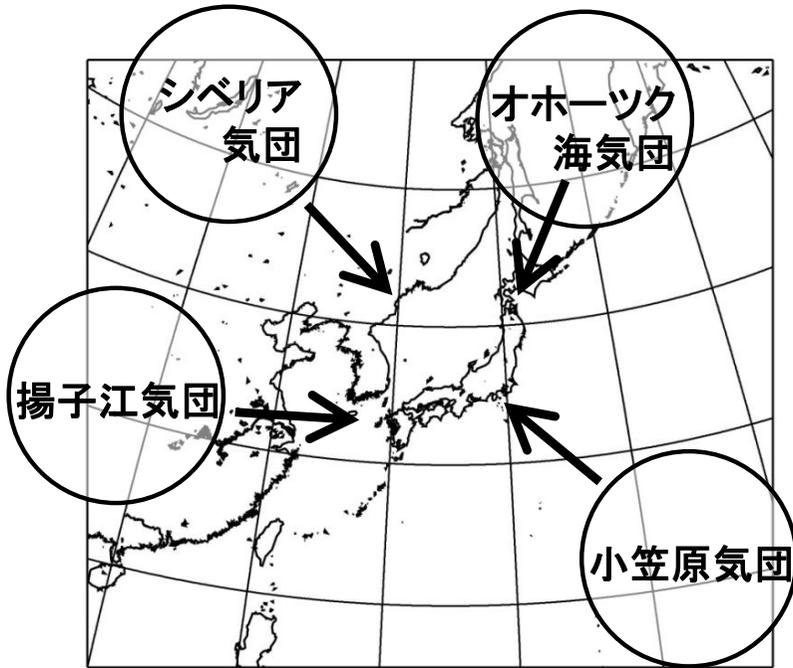


図 2-13: 日本周辺の気団

2. 3 地上天気図の読み方と書き方

(1) はじめに

気象通報は、気象庁が発表した各地の天気、船舶などの報告、漁業気象を放送する番組である。NHKラジオ第2放送（東京では 693kHz）が1日3回放送を行っている。放送時間は、

9 : 10 ~ 9 : 30 (06 : 00の実況)

16 : 00 ~ 16 : 20 (12 : 00の実況)

22 : 00 ~ 22 : 20 (18 : 00の実況)

である（注：2014年3月31日以降は1日1回、16 : 00 ~ 16 : 20のみ放送されている）。放送されたデータをラジオ用天気図用紙に記入し地上天気図を作成することにより、天気の詳細に役立てることができる。実際の放送では、各地の天気、船舶の報告、漁業気象の順に放送され、放送終了後に自分で等圧線を引く。この講習では、放送内容があらかじめ記入されている天気図を用い、自分で等圧線を引いて天気図を完成させる。

(2) 各地の天気

天気図には観測地点の風向（16 方位）、風力、天気、気圧、気温を記入する。記入方法については、天気図用紙No. 1の左下に一覧が示されているので参考にする。これらの記号は、あとで等圧線を修正する場合に消えてしまわないように、ボールペンで記入するとよい。

- ✓ 風向、風力は矢羽根で表す。矢の伸びている方向が風向である。北の風であれば北の方向に矢を伸ばす。ここで風向とは、風が「吹いてくる方向」であって「吹いてゆく方向」ではないことに注意する。風力は羽根の数で表す。
- ✓ 天気は日本式天気記号で記入する。天気図用紙左下の記入例を参考にする。
- ✓ 気圧は円の右上、気温は円の左上に数字で示す。気圧は下2ケタを記入する。

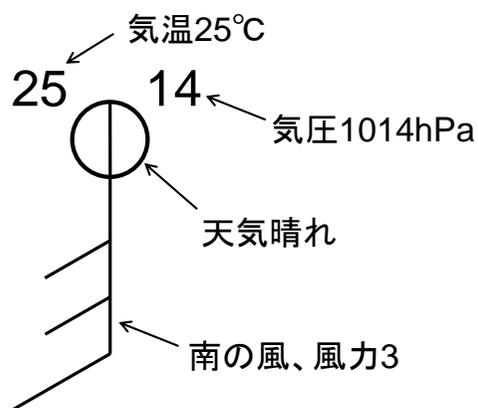


図 2-14: 各地の天気の記入例

表 2-1: 天気記号

天気	天気記号	天気	天気記号	天気	天気記号
快晴		雪		雷強し	
晴れ		雪強し		霧	
くもり		にわか 雪		煙霧	
雨		みぞれ		ちり煙 霧	
雨強し		あられ		砂じん あらし	
にわか 雨		ひょう		地ふぶ き	
霧雨		雷		天気不 明	

表 2-2: ビューフォート風力階級

風力階級	風速 (m/s)	地上物の状態 (陸上)
0	0.0~0.2	静穏。煙はまっすぐに昇る。
1	0.3~1.5	風向きは煙がなびくのでわかるが、風見には感じない。
2	1.6~3.3	顔に風を感じる。木の葉が動く。風見も動きだす。
3	3.4~5.4	木の葉や細かい小枝がたえず動く。軽く旗が開く。
4	5.5~7.9	砂埃がたち、紙片が舞い上がる。小枝が動く。
5	8.0~10.7	葉のある灌木がゆれはじめる。池や沼の水面に波頭がたつ。
6	10.8~13.8	大枝が動く。電線が鳴る。傘はさしにくい。
7	13.9~17.1	樹木全体がゆれる。風に向かっては歩きにくい。
8	17.2~20.7	小枝が折れる。風に向かっては歩けない。
9	20.8~24.4	人家にわずかの損害がおこる。
10	24.5~28.4	陸地の内部ではめずらしい。樹木が根こそぎになる。人家に大損害がおこる。
11	28.5~32.6	めったに起こらない広い範囲の破壊を伴う。
12	32.7~	

表 2-3: 風力の記号

風力	記号	風力	記号	風力	記号
1		5		9	
2		6		10	
3		7		11	
4		8		12	

- 中学校の理科第 2 分野で天気図記号を学習する。天気については、快晴、晴れ、くもり、雨、雪の記号を取り上げる。風向・風力の記号も取り扱う。

(3) 低気圧、高気圧や前線

台風、低気圧、前線、高気圧の位置や移動方向、日本付近を通る代表的な等圧線の

位置が放送される。慣れないうちは天気図用紙No. 1の左側のメモ欄に放送内容を記入し、あとで地図に書き入れればよい。

- ✓ 低気圧（熱帯低気圧、台風）は赤で、高気圧は青で、それぞれ、「L（TD、T）」、「H」と書く。数字は示度を表わす。矢印は移動方向を示し、移動速度は「40k」のように数字で書く。「st.」は「ほとんど停滞」、「sl.」は「ゆっくり」。

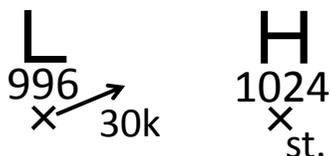


図 2-15: 低気圧、高気圧の記入例

- ✓ 前線は天気図用紙左下の記入例にしたがって示す。温暖前線は赤、寒冷前線は青、閉塞前線は紫色で表示する。停滞前線は赤と青を交互に用いて示す。



図 2-16: 前線の記入例

- 前線の種類や記号、温帯低気圧と前線の関係、温帯低気圧のライフサイクルは、中学校の理科第 2 分野で学習する。

(4) 等圧線の引き方

等圧線は修正できるような鉛筆で引く。原則として 4hPa ごとに引き、20hPa ごとに太くし、1000、1020 のように値を示す。

はじめに、漁業気象で報じられた等圧線を描く。等圧線が折れ曲がったり不自然な凹凸が生じたりしないように注意しながら、放送された地点をなめらかに結んでいく。放送された地点以外に、気圧の観測値や、低気圧、高気圧、前線の位置なども参考にする。漁業気象で報じられた等圧線以外の等圧線を引くときには陸上などの比較的観測点の多いところから、また、漁業気象で報じられた等圧線に隣り合うものから引いていくとよい。低気圧や高気圧のまわりでは閉じた等圧線を引く。とくに低気圧の場

合、等圧線は小さく閉じる。最も中心に近い等圧線の値は低気圧や高気圧の示度の値に等しい。示度が4の倍数でないとき（たとえば998 hPaのような値のとき）には、低気圧や高気圧の示度に等しい等圧線を点線で引いて閉じる。

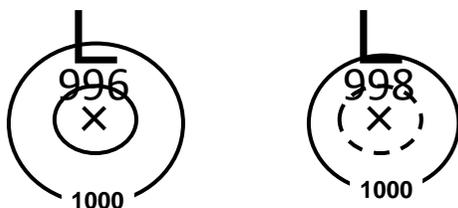


図 2-17: 低気圧のまわりの等圧線の引き方の例

台風や熱帯低気圧の中心のまわりでは等圧線は同心円状に密集することが多い。中心気圧の低い台風の場合、狭い範囲に多数の等圧線を描く必要があるが勝手に省略してはいけない。どうしても描ききれないときは、中心付近では20 hPa ほどの太線だけを引く。

- ✓ 隣り合った等圧線は比較的平行であり、等圧線の間隔は急に広がったり、狭まったりしない。交わったり、分岐したりすることもない。

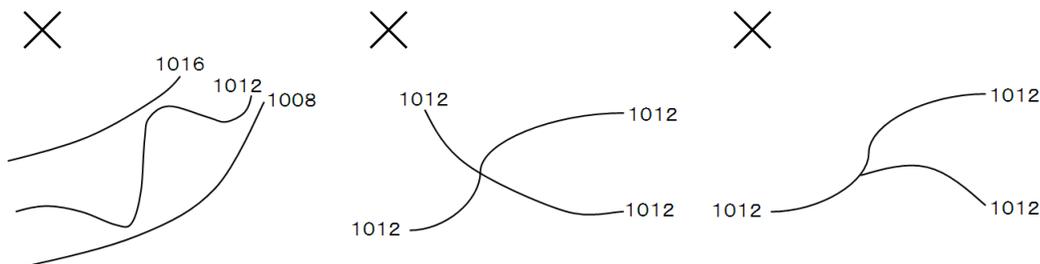


図 2-18: 間違った等圧線の例

- ✓ 資料のないところは観測点間の内挿や外挿を用いて気圧の値を推測する。気圧の観測値は四捨五入などの原因で誤差を含むことがあるので、厳密に観測値に従うのではなく、なめらかに引くようにする。
- ✓ 低気圧の中心付近では等圧線の間隔は狭くなり、高気圧の中心付近では広くなる。
- ✓ 前線を横切るときには気圧の低いほうに急に曲がるが、それ以外の場合に急に曲

がることはない。

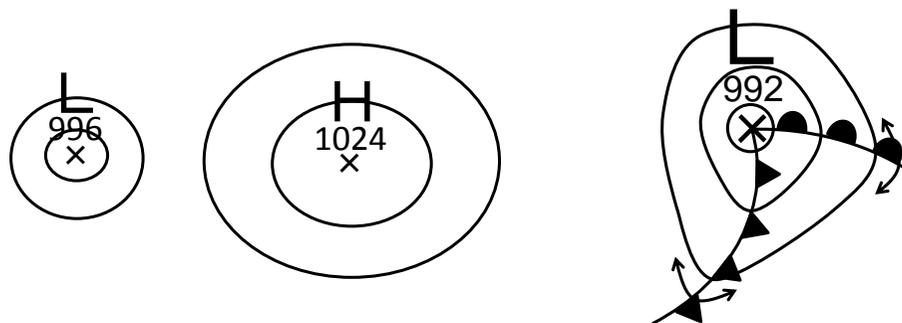


図 2-19: 低気圧や高気圧のまわりの等圧線の引き方の例

- ✓ 特に海上では、風向も参考になる。風が等圧線を横切る角度は、海上では $15 \sim 30^\circ$ 程度であることが多い。

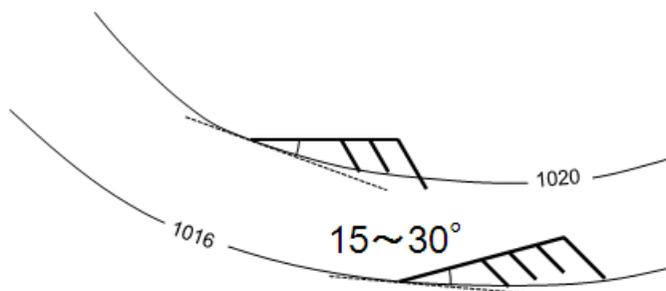


図 2-20: 風向と等圧線との関係

気圧配置は 24 時間程度の時間ではあまり変化しないので、新聞等に出ている最新の天気図を参照できるときは参考にして引くとよい。

- 中学校の理科第 2 分野では、天気図を描くという作業は必須ではないが、最低でも天気図を読むことができるようにする。
- 非常時にはテレビやインターネットは使えないので、ラジオのみで気象情報を把握できるように訓練しておきたい。
- 地上天気図用紙としては、天気図用紙 No. 2 (中級用) よりも天気図用紙 No. 1 (初級用) を推奨する。No. 1 にはメモ欄や凡例があり初心者にも使いやすい。また、No. 2 は日本の東方の海上の広い範囲をカバーしているが、日本の陸上の天気を予想するためには、そこまで広範囲の天気図は必要ではない。

3 高層天気図の作成

3.1 大気の力学

(1) 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く、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。台は回転しているため、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3-1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。

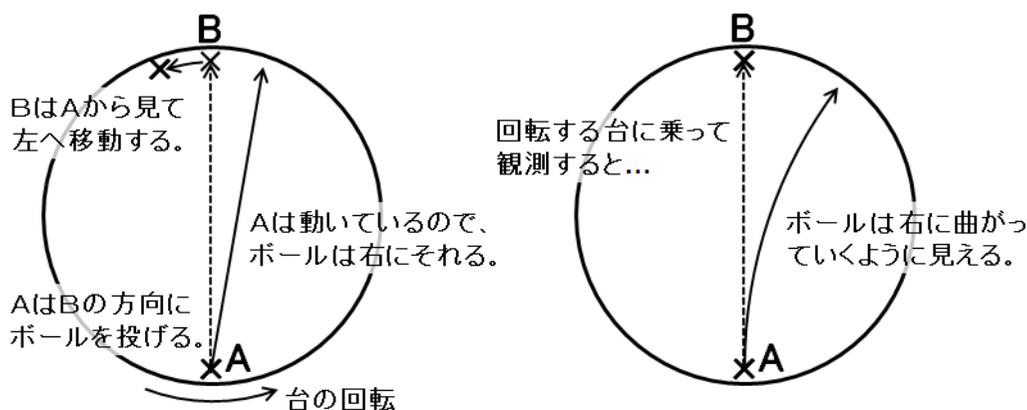


図 3-1: コリオリの力の原理

地衡風^高とは、気圧傾度力とコリオリの力が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 3-2-1 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。

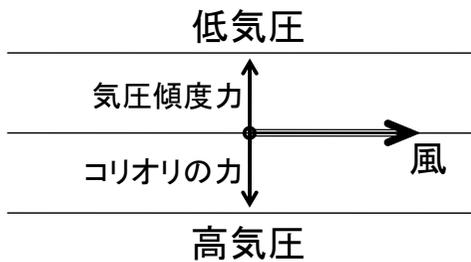


図 3-2-1: 地衡風の模式図

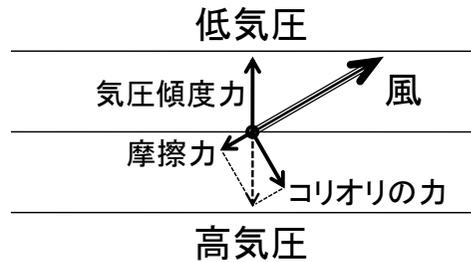


図 3-2-2: 摩擦がある場合の風の模式図

地面付近では、地面との摩擦の影響により、図 3-2-2 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。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。

- 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。
- 低気圧のまわりでは反時計回り、高気圧のまわりでは時計回りの渦ができることは中学校の理科第 2 分野で学習するが、その仕組みについては「地球の自転の効果によって」といった程度の説明にとどまっている。高等学校の地学では、コリオリの力を用いて、高低気圧のまわりで渦ができる仕組みを説明する。

参考：角運動量保存則と高低気圧のまわりの渦

低気圧のまわりで反時計回りに風が吹く仕組みは、角運動量保存則を用いて説明することもできる。**角運動量**とは、中心からの距離と、回転方向の速度との積である。外部から回転する方向に力を加えない限り、角運動量は保存する。これが**角運動量保存則**である。物体が回転の中心に近付くと距離の値が小さくなるので、回転方向の速度の値は大きくなる。ところで、北半球の大気は、地球の自転の効果がはたらくので、

仮に地表からみて風速がゼロであったとしても、全体的には反時計回りに回転しているとみなせる。この状況で、空気が中心に向かって移動した場合、中心からの距離が小さくなった分だけ、反時計回りに回転する速度が増すことになる。この速度の増分が、地表からみた反時計回りの渦として観測される。

(2) 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（あまり一般的ではない）。

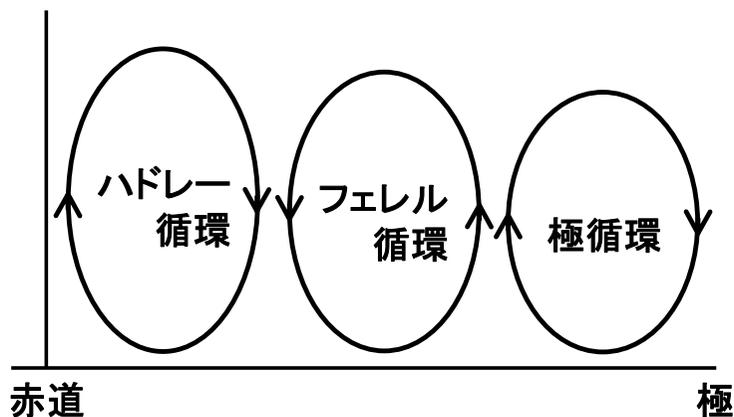
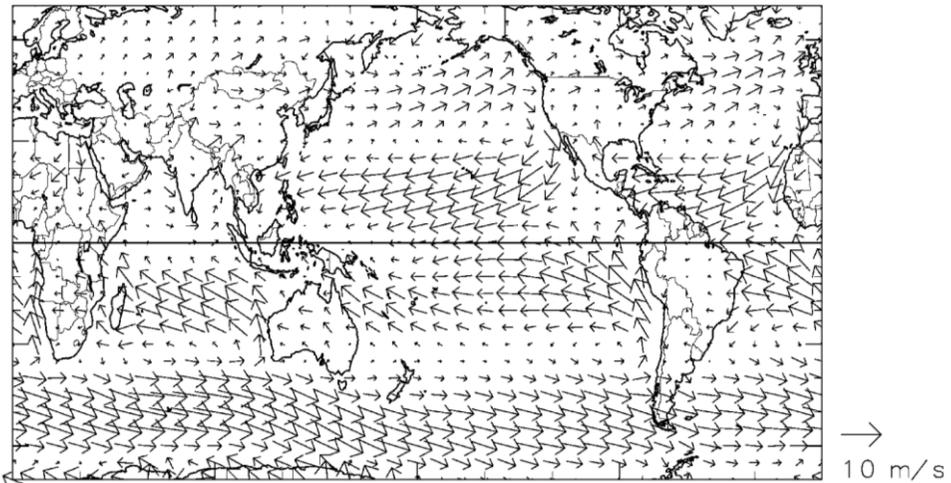
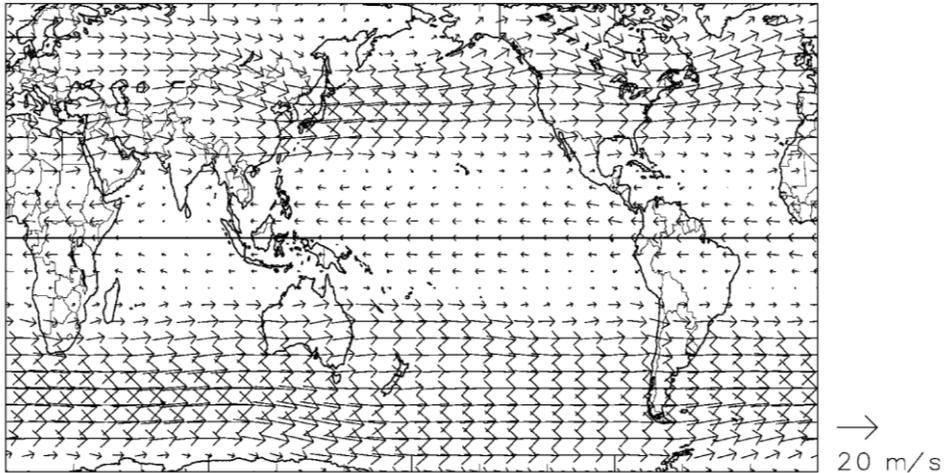


図 3-3: 子午面循環の模式図

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。



(NCEP/NCAR の客観解析データより作成)

図 3-4: 500hPa 面 (上) と地上 (下) における年平均風速場

(3) 温度風の関係

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。

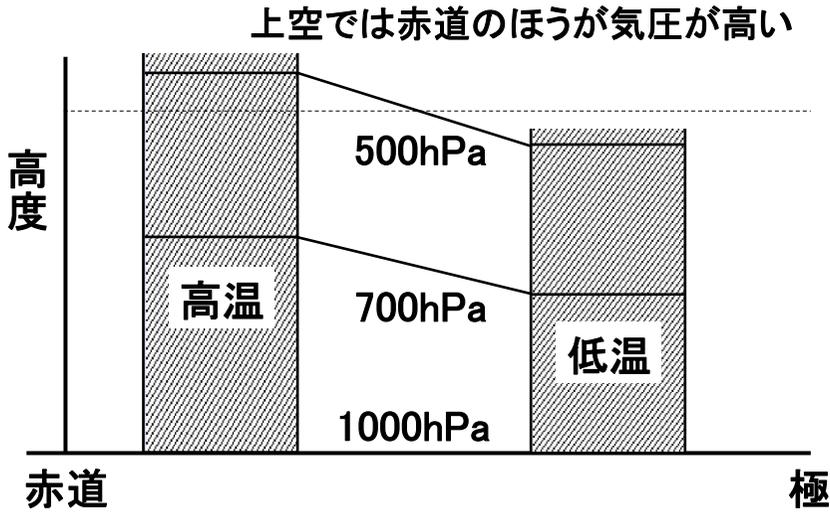


図 3-5: 温度勾配と気圧傾度の関係

- 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を、原因を含めて理解するためには必要な概念である。

(4) 偏西風波動と温帯低気圧

偏西風はしばしば南北に蛇行する。温帯低気圧は、このような偏西風の蛇行、すなわち**偏西風波動**^高（**傾圧不安定波**）に伴って発生、発達する。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**^高という。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**^高という。気圧の谷と尾根が西から東に移動するのに伴って、温帯低気圧も移動していく。

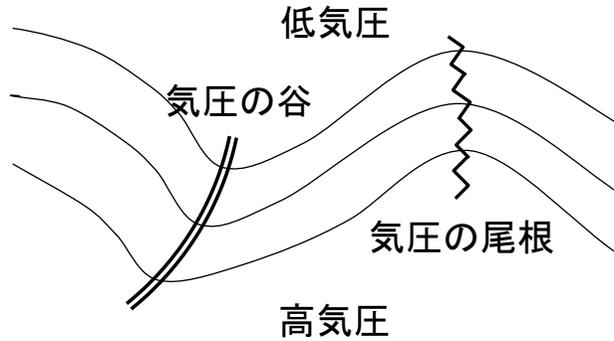


図 3-6: 偏西風波動と気圧の谷・尾根

- 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。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。傾圧不安定というのは、温帯低気圧が発生、発達する仕組みである。簡単にいえば、南北方向の温度勾配という形で存在している位置エネルギーを運動エネルギーに変える仕組みのことである。

3. 2 高層天気図の読み方と書き方

(1) 高層天気図とは

地上天気図が地上の気圧や気温などの分布を示しているように、高層天気図は上空の気圧や気温の様子を表している。上空の気圧の谷や寒気の動向は低気圧の発達に関係するので、地上天気図に加えて高層天気図を併せて用いることによって、より正確に天気を予想することができる。高層天気図はさまざまな高度で作成されるが、厳密にいうと決められた高度で作成するのではなく、決められた気圧面で作成される。たとえば、冬季の天気予報で「上空 5500m 付近に -40°C の寒気が流れ込み…」というような表現を耳にすることがあるが、これは 500hPa 面のことである。よく使われる高層天気図としては以下のようなものがある。

- 850hPa (約 1500m) : 気温の分布から前線の位置を決めたり、暖气移流や寒気移流の様子を把握したりするために用いる。
- 700hPa (約 3000m) : 鉛直流から上昇流場や下降流場の様子をとらえたり、湿度から対流圏中下層の湿り具合を把握したりするために用いる。

- 500hPa (約 5500m) : 気圧場や偏西風の様子から上空の気圧の谷や尾根の位置を調べたりするために用いる。
- 300hPa (約 9000m) : 対流圏上層のジェット気流の様子を把握したりするために用いる。

地上天気図では、地上での気圧配置を地上気圧の分布によって示した。高層天気図では、その代わりに、指定された気圧面の高度の分布を用いて気圧配置を表す。したがって、高層天気図では等圧線の代わりに等高度線（等高線）を描く。指定気圧面の高度が高い場所が高気圧、低い場所が低気圧である。

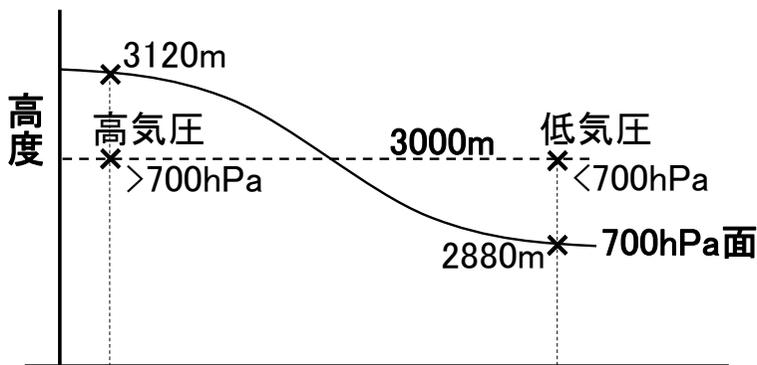


図 3-7: 等圧面高度と気圧勾配

この講習では、温帯低気圧の発達に密接に関係する、気圧の谷の様子や温度移流の状態をまとめて把握するために、700hPa 面天気図を作成する。

- 高校の地学では、上空の偏西風や気圧の谷を把握するために、500hPa や 700hPa 面の高層天気図が用いられる。等高度線によって気圧配置を表している点についても学習する。中学校の理科第 2 分野では地上天気図のみを取り扱う。

(2) はじめに

ラジオ NIKKEI (旧ラジオたんぱ) 第 1 放送 (3925kHz、6055kHz、9595kHz) では、冬季 (年末年始) と夏季に、1 日 1 回、高層天気図を作成するための気象通報を放送している (注: 2000 年代半ば以降は放送されていない)。放送時間は、

5 : 20 ~ 5 : 30 (前日 21 : 00 の実況)

である。実際の放送では、各地の高層気象、概況の順に放送され、放送終了後に自分

で等高線と等温線を引く。この講習では、放送内容があらかじめメモ欄に記入されている高層天気図を用い、地図に放送内容を書き込み、等高線や等圧線を引いて、高層天気図を完成させる。

(3) 各地の高層気象

高層天気図には、各観測地点の 700hPa 面における風向 (16 方位)、風速 (ノット、1 ノット=約 0.5m/s)、高度、気温を記入する。記入方法については、天気図用紙 No. 3 の左下に一覧が示されているので参考にする。これらの記号は、あとで等高線や等温線を修正する場合に消えてしまわないように、ボールペンで記入するとよい。

放送例：アンガルスクでは入電なく推定で、西の風 16 ノット、高度 3010 メートル、気温氷点下 22.3 度。チタでは、北西の風 27 ノット、2954 メートル、氷点下 20.3 度。…

- ✓ 風向、風速は矢羽根で表す。矢の伸びている方向が風向である。北の風であれば北の方向に矢を伸ばす。ここで風向とは、風が「吹いてくる方向」であって「吹いてゆく方向」ではないことに注意する。風速は羽根の数で表す。短い羽根は 5 ノット、長い羽根は 10 ノット、旗は 50 ノットを意味する。二捨三入により 5 の倍数に変換して示す。地上天気図とは書き方が異なるので、天気図用紙 No. 3 の記入例を参考にする。「風弱く」の場合は、未記入と区別するために、印刷されている点を円で囲む。なお、北の方向は図の上ではなく、経度線の方向である。とくに図の左右の端に近い場所では注意する。
- ✓ 高度は点の右上、気温は点の左上に数字で記入する。



図 3-8: 各地の高層気象の記入例

表 3-1: 風速の記号

風速 [ノット]	記号	風速 [ノット]	記号	風速 [ノット]	記号
2~7		23~ 27		43~ 47	
8~ 12		28~ 32		48~ 52	
13~ 17		33~ 37		53~ 57	
18~ 22		38~ 42		58~ 62	

(4) 概況

低気圧、高気圧、気圧の谷、尾根、日本付近を通る代表的な等高度線、寒気、暖気、代表的な等温線が放送される。天気図用紙N o. 3の左側のメモ欄に放送内容を記入し、あとで地図に書き入れる。

放送例：低気圧は北緯 58 度、東経 153 度に 2610m のものがあります。…気圧の谷は、北緯 41 度、東経 125 度から北緯 37 度、東経 122 度、北緯 33 度、東経 112 度に達しています。2880 メートルの等高度線は、北緯 46 度、東経 158 度、48 度、148 度、39 度、132 度、…60 度、102 度にあります。次に気温の状態を申し上げます。北緯 40 度、東経 121 度には氷点下 25 度の寒気があります。…-18 度の等温線は、北緯 50 度、東経 144 度、50 度、130 度、38 度、125 度、…46 度、97 度にあります。…

- ✓ 低気圧は赤で、高気圧は青で、それぞれ、中心を×印で示し、「L」、「H」と書く。示度は数字で記入する。
- ✓ 気圧の谷は二重線、気圧の尾根は波線で示す。
- ✓ 寒気は青で、暖気は赤で、それぞれ、中心を×印で示し、「C」、「W」と書く。示度は数字で記入する。

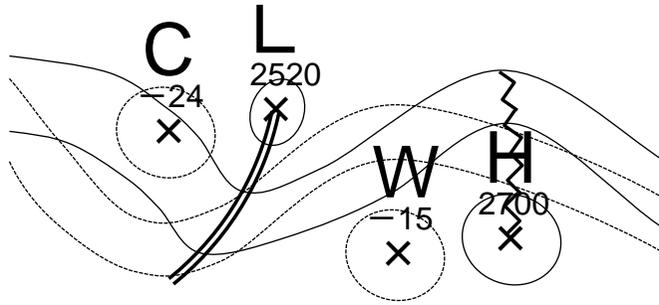


図 3-9: 低気圧、高気圧、気圧の谷、気圧の尾根、寒気、暖気の記入例

(5) 等高度線の引き方

等高度線は修正できるよう鉛筆で引く。原則として 60m ごとに引き、300m ごとに太くし、2700、3000 のように値を示す。

はじめに、概況で報じられた等高度線を描く。等高度線が折れ曲がったり不自然な凹凸が生じたりしないように注意しながら、放送された地点をなめらかに結んでいく。放送された地点以外に、高度の観測値や、低気圧、高気圧、気圧の谷、尾根の位置などを参考にする。また、高層気象では地衡風平衡がよい精度で成り立つので、風向、風速の観測値も考慮する。一般に、地上天気図と比べ、高層気象では風向、風速の値の誤差は小さい。概況で報じられた等高度線以外の等高度線を引くときには観測点の多いところから、また、概況で報じられた等高度線に隣り合うものから引いていく。低気圧や高気圧のまわりでは閉じた等高度線を引く。

- ✓ 隣り合った等高度線は比較的平行であり、等高度線の間隔は急に広がったり、狭まったりしない。交わったり、分岐したりすることもない。
- ✓ 資料のないところは観測点間の内挿や外挿を用いて高度の値を推測する。
- ✓ 等高度線の向きは風向と同じであり、等高度線の間隔は風速に反比例する。
- ✓ 気圧の谷を横切るときには気圧の低いほうに、尾根を横切るときは気圧の高いほうに折れ曲がる。

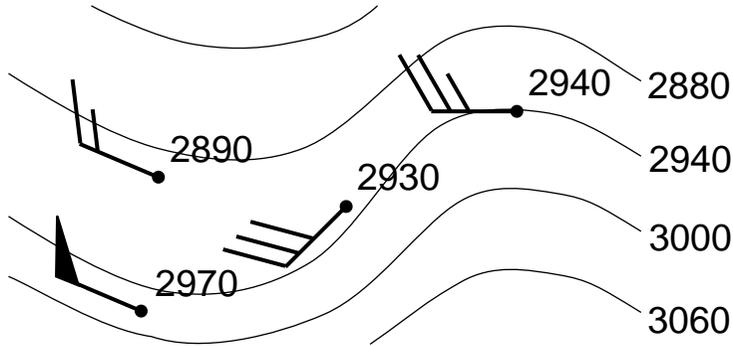


図 3-10: 等高度線の引き方の例

(6) 等温線の引き方

等温線は赤鉛筆で、原則として 3°C ごとに引く。

等高度線の場合と同様に、はじめに、概況で報じられた等温線を描く。等温線が折れ曲がったり不自然な凹凸が生じたりしないように注意しながら、放送された地点をなめらかに結んでいく。放送された地点以外に、気温の観測値や、寒気、暖気の位置も参考にする。概況で報じられた等温線以外の等温線を引くときには観測点の多いところから、また、概況で報じられた等温線に隣り合うものから引いていく。寒気や暖気のまわりでは閉じた等温線を引く。

気圧配置や温度分布は 24 時間程度の時間ではあまり変化しないので、前日の高層天気図を入手できるときは参考にしてよい。

4 天気図の利用と天気予報

4. 1 地上天気図を用いた天気予報

一般的な傾向として、低気圧の周辺では天気が悪く、高気圧の周辺では天気がよい。したがって、高低気圧の位置がわかれば大体の天気は予測できる。気象通報では、漁業気象で高低気圧の移動速度（進行方向、速さ）を放送している。大雑把にはその速度が持続するとして線形外挿を行ない、後の時刻の高低気圧の位置を推測するとよい（緯度1度が約110kmである）。

- 中学校の理科第2分野では、翌日の気圧配置を自分で予想したうえで、天気を予想する。中学校の理科第2分野や高等学校の地学の教科書には数値予報についての解説もあるが、数値予報を利用して気圧配置を予想するわけではない。
- 小学校、中学校、高等学校とも、24時間おきの天気図や雲画像を取り扱うことが多い。しかし、日本国内のみの比較的狭い範囲での天気の移り変わりに注目する場合には、12時間おきのデータを用いたほうがよい場合もある。

4. 2 高層天気図を用いた天気予報

温帯低気圧や移動性高気圧は、それぞれ、上空に気圧の谷や尾根を伴う。発達中の温帯低気圧においては、以下のような特徴がみられる。

- ✓ 上空の気圧の谷が、地上の低気圧の中心よりも西にずれている。
- ✓ 気圧の谷の東側に暖気が、西側に寒気が流入している。

逆に発達が終わった温帯低気圧では、上空の気圧の谷と地上の低気圧の中心がほぼ同じ位置にあり、東側での暖気移流や西側の寒気移流が不明瞭になっている（そのような場合には閉塞前線ができていないことが多い）。したがって、地上の低気圧の中心と上空の気圧の谷の位置関係や、暖気・寒気の流入の有無から、低気圧の発達を予想することができる。

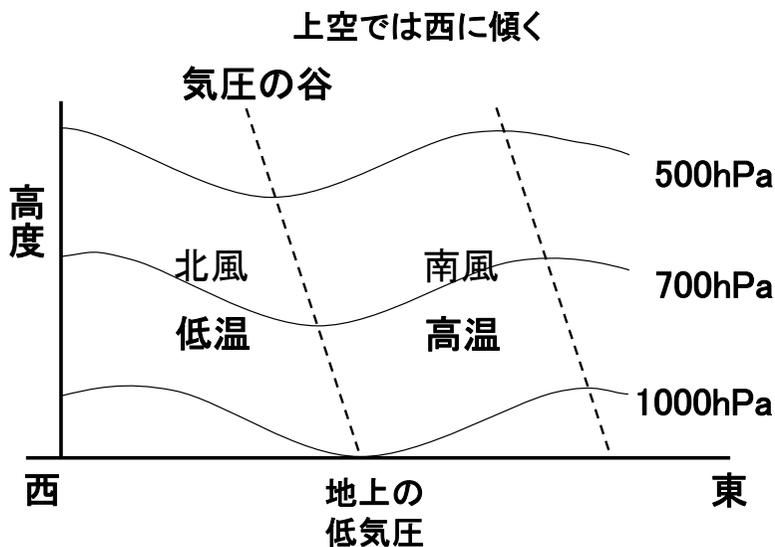


図 4-1: 温帯低気圧と気圧の谷の鉛直断面

- 高等学校の地学では、発達する温帯低気圧の特徴として、これらの特徴を挙げている。気圧の谷の位置のずれに重点を置く場合には 500hPa 面天気図を、温度移流にも注目する場合には 700hPa 面天気図を用いるのが適切であろう。

4. 3 数値予報資料の活用

数値予報資料を利用できるときは、

- 500hPa 高度・渦度予想図
- 地上気圧・降水量・風予想図
- 850hPa 気温・風、700hPa 上昇流予想図

を活用するとよい。

低気圧の発達、移動を予想するためは、基本的には、「**地上気圧・降水量・風予想図**」に描かれた地上気圧の分布をみればよいが、気圧の谷の位置のずれをみるとときには「**500hPa 高度・渦度予想図**」を、温度移流や鉛直流をみるとときには「**850hPa 気温・風、700hPa 上昇流予想図**」を利用する。前線の位置を予想するときにも、「**850hPa 気温・風、700hPa 上昇流予想図**」に描かれた等温線を参照する。

(1) 地上気圧・降水量・風予想図

12時間おきの地上気圧の分布の予想が描かれているので、これに沿って予想天気図を作成すればよい。予想はあくまで予想であるが、最近の数値予報は精度が向上しているので、1~2日程度であれば、多くの場合、数値予報のとおり経過すると考えてよい。

- ① 低気圧と高気圧の中心を×印で示す。数値予報資料では、計算機が出力した結果をそのまま作図しているので、等圧線が不自然な形になっていることがある。印刷されている低気圧や高気圧の中心の位置も、計算結果から機械的に位置を決めたものである。したがって、天気図として自然なように、平滑化して理解するとよい。

自分で予想天気図を描く場合は、基本的には数値予報に従いながらも、天気図として自然なように描くとよい。

(2) 850hPa 気温・風、700hPa 鉛直流予想図

前線の予想や、温度移流、鉛直流の把握に用いられる。等温線が太い実線で、鉛直流が細い線と影で、風が矢羽根で示されている。温帯低気圧に伴う前線は、低気圧のライフサイクルや等圧線の形から、ある程度予想することができる。しかし、前線の定義は気団と気団の境界であるから、気温分布をみたほうが正確に予想できる。

- ① はじめに、地上気圧・降水量・風予想図に描きこんだ、低気圧、高気圧の中心を描き写す。
- ② 前線の位置を予想して、所定の色で描きこむ。等温線の間隔が狭くなっている場所が前線である。厳密には、等温線が集中している場所の暖気側に前線を引く。前線の種類は、気温と風の分布から、寒気と暖気の勢力（北風か南風か）を考慮して判断するのが基本であるが、温帯低気圧の一般的な構造を想定して決めてよい。また、実況天気図における等温線と前線との関係を参考にしてよい。

(3) 500hPa 高度・渦度予想図

上空の気圧の谷や尾根の移動の予想に用いられる。等高度線が太い実線で、渦度（相対渦度）が細い線で示されている。渦度が正の領域には影がつけられている。地上の低気圧と上空の気圧の谷との位置関係を確認するとよい。

(4) 地上気圧・降水量・風予想図

降水域が点線で示されているので、12時間後、24時間後の予想図において、降水のある場所（点線で囲まれている場所）を緑色で塗りつぶす。ここで示されている降水

は、予想時刻の瞬間の降水の強さではなく、予想時刻 12 時間前から予想時刻までの 12 時間の積算値であることに注意する。また、局地的な降水は数値予報では正確に予想できない場合もある。

課題

(1) 4、5 日の天気図、自分が描いた 6 日の天気図（実況天気図）に描かれた、地上の低気圧の中心と前線（中国大陸から日本付近に移動してきているものと、6 日に日本の南海上に発生したもの）、上空の気圧の谷と寒気的位置（前述の低気圧に伴うもの）を解答欄の地図に描き写しなさい（それぞれがどの日に対応するか適宜日にちを書き入れること）。4、5 日の低気圧、寒気については、複数あるときは最も強いものだけを描き入れればよい。相互の位置関係や移動の様子をみて、わかることを書きなさい。

(2) 6 日の実況天気図を簡略化して解答欄に描き写しなさい。さらに 24 時間後の天気図を予想しなさい。予想にあたっては、(1) の結果に基づいて低気圧の発達を考慮しなさい。ここでは、低気圧（熱帯低気圧や台風を含む）・高気圧（示度、移動方向は省略してよい）、前線、等圧線（4hPa おき）が示されていけばよい。

(3) 翌日（7 日）の東京と札幌の天気を予想しなさい。

※ (2) と (3) については、予想が当たったかどうかは成績評価とは関係ない。

天気図や観測データの入手について

過去の天気図、アメダスなどの観測データは、気象庁のウェブサイトで購入できる。

- 気象庁 <http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>
 - 過去の天気図 <http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/hibiten/index.html>
 - アメダスの観測データ <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
 - 天気図 <http://www.jma.go.jp/jp/g3/>
 - 雲画像 <http://www.jma.go.jp/jp/gms/>
 - アメダス分布図 <http://www.jma.go.jp/jp/amedas/>
 - 解析雨量（レーダー） <http://www.jma.go.jp/jp/radame/>
- } 過去半日～2日程度

また、過去の雲画像は、

- 高知大学気象情報頁 <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>
 - 赤外画像 <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/sat/gms.fareast/>
 - 可視画像 <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/sat/JPN/>

で購入可能である。さらに、最新の専門的な天気図を購入することができるウェブサイトとしては以下のものが挙げられる。

- 北海道放送 <http://www.hbc.co.jp/weather/pro-weather.html>
 - 天気図の使い方の解説や、過去2週間程度のアーカイブもある。
- いであ（株） <http://www.bioweather.net/detailed/rfax.htm>
- 国際気象海洋（株） <http://www.imocwx.com/wxfax.htm>
- （株）サニースポット <http://www.sunny-spot.net/chart/senmon.html>
 - アーカイブが充実している。
- 気象庁 <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/kuon/kurashi/tenkizu.html>

また、過去の天気図、気象観測データについては、（財）気象業務支援センターでCD-ROMの形で入手できる（有料）。

- （財）気象業務支援センター <http://www.jmbsec.or.jp/>

※興味のある事例を見つけたら、天気図、雲画像、アメダス分布図、解析雨量（レーダー）を気象庁のウェブページから早めにダウンロードしておくのが無難です。過去にさかのぼる場合は、地上天気図は、気象庁のウェブページから過去の天気図（1か月でひとまとまりになったPDF形式のファイル）を入手して必要なところを切り出して利用し、雲画像は、高知大学気象情報頁から入手することができます。アメダスや解析雨量については、調べた範囲では無償で入手できるサイトはないようです。