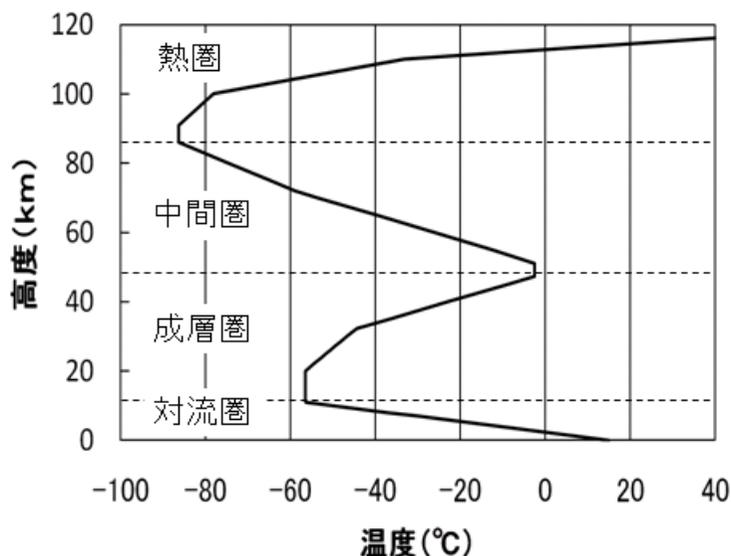


## 冬山の気象 ～基礎編～

### 1. 大気鉛直構造

地球大気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 までには**対流圏**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**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**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（対流圏界面）**という。



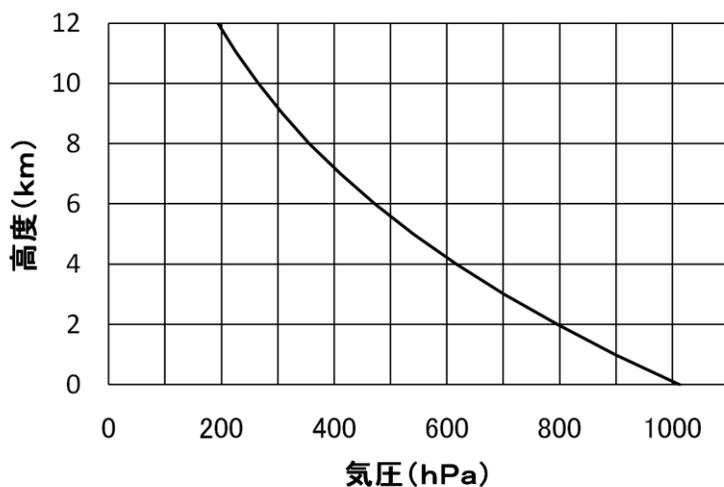
地球大気鉛直構造

### 2. 大気圧力

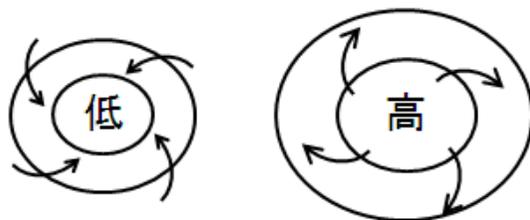
一般に、上空に行くほど気圧は低くなっている。ここでは、気圧、つまり大気圧力について考えよう。

単位面積に加わる空気の重さを**気圧**という。気圧の単位としては**ヘクトパスカル (hPa)**を用いる。1hPaは100Paであり、1m<sup>2</sup>あたり100N(約10kg重)の力に相当する。海面付近での平均的な気圧は1013.25hPa(1m<sup>2</sup>あたり101325N)であり、これを**1気圧**という。1気圧は1cm<sup>2</sup>あたり約1kg重の重さに相当する。

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。実際の大气では、地上付近では、10mにつき約1hPaの割合で気圧が低下していく。



同じ高度で気圧の水平分布を考えたとき、気圧がまわりより低い場所を**低気圧**、高い場所を**高気圧**とよんでいる。**等圧線**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。日々の天気の変化は低気圧や高気圧と密接に関連している。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。

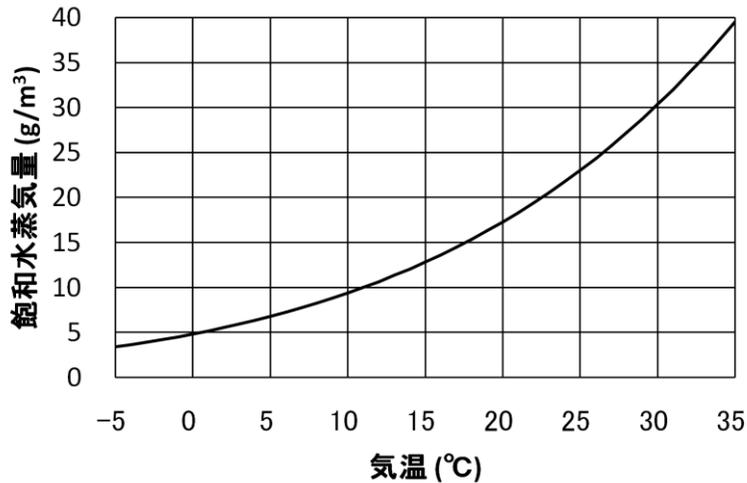


低気圧と高気圧

### 3. 大気中の水蒸気

一般に空気には水蒸気が含まれている。空気に含まれている水蒸気が凝結すると雲ができる。ここでは、空気中に含まれている水蒸気について考えよう。

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**という。飽和水蒸気量は気温が上がると大きくなる。

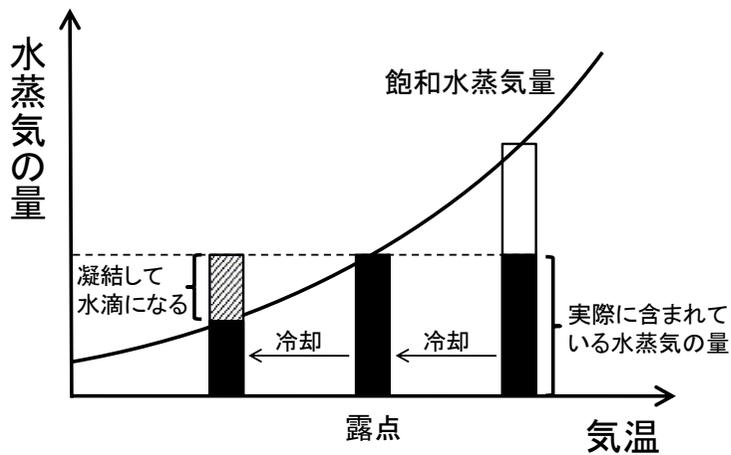


実際に空気中に含まれている水蒸気の量を表すために、さまざまな物理量が使われる。**相対湿度**とは、空気に含まれている水蒸気量の、飽和水蒸気量に対する割合を表したものであり、

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

と定義できる。

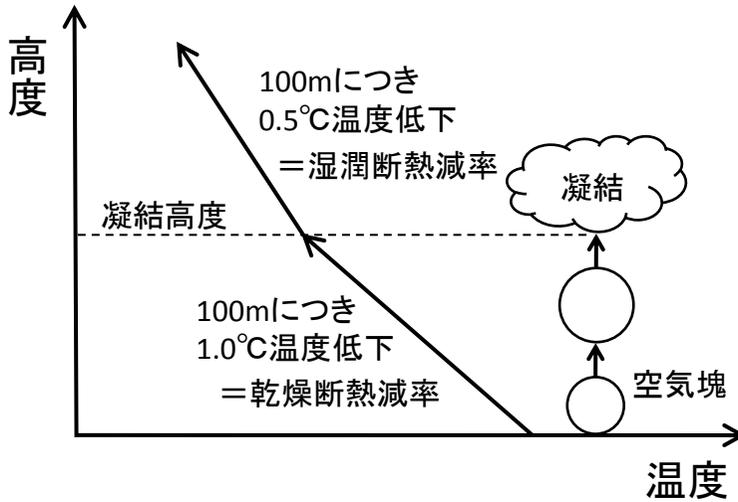
飽和水蒸気量は気温が下がると小さくなるので、空気が冷却され、空気中に含まれる水蒸気量が飽和水蒸気量よりも大きくなると、水蒸気が凝結して水滴になる。空気を圧力一定の条件のもとで冷却し水蒸気の凝結が始まったときの温度を**露点**という。気温が同じであっても、湿度の高い空気のほうが水蒸気を多く含んでいるので露点は高い。露点が気温と等しいとき、相対湿度は100%である。露点は常に気温と同じか低い値を示すが、気温と露点との差を**湿数**とよぶことがある。湿数が3°Cのときは、相対湿度は約80%である。



#### 4. 大気の温度減率

大気中を空気塊が上昇すると、周囲の気圧の低下とともに膨張する。このとき、空気塊は断熱膨張するので、周りの空気に対して仕事をした分だけ熱エネルギーが減少し、空気塊の温度は低下する。逆に、空気塊が下降すると断熱圧縮されるので、温度は上昇する。飽和に達していない空気塊が断熱的に上昇するときの温度低下の割合はほぼ一定であり、100mにつき約1.0℃である。これを**乾燥断熱減率**という。

空気塊の温度が下がると、ある高度で飽和に達し、水蒸気の凝結が始まる。このときの高度を**凝結高度**という。空気塊がさらに上昇を続けると、水蒸気が凝結するときに凝結熱が放出されて空気塊が暖められるので、温度の低下の割合は乾燥断熱減率よりも小さくなる。このときの温度低下の割合を**湿潤断熱減率**という。比較的高温な環境では、湿潤断熱減率は100mにつき約0.5℃である。



空気塊の上昇と断熱減率

実際の大気において、高度による温度低下の割合を**温度減率（気温減率）**という。温度減率は状況によって異なるが、典型的には下層の大気では100mにつき約0.6°Cである。

上空の気圧と気温（標準的な値）

高度[km]	気圧[hPa]	気温[°C]
0	1013	15
1	899	9
2	795	2
3	701	-4
4	617	-11
5	540	-17
6	472	-24
7	411	-30
8	357	-37
9	308	-43
10	264	-50
11	227	-56
12	194	-57

## 5. 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。

十種雲形

上層雲 (5~13km)	巻雲	すじ雲
	巻積雲	うろこ雲
	巻層雲	うす雲
中層雲 (2~7km)	高積雲	ひつじ雲
	高層雲	おぼろ雲
	乱層雲	あま雲
下層雲 (~2km)	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**と**積乱雲**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。

降水がもたらされるためには、水蒸気が凝結して雲粒が形成され、さらに雨粒や雪の結晶に成長しなければならない。未飽和の空気塊が上昇すると乾燥断熱減率にしたがって温度が低下していく。温度が露点に達すると、水蒸気の凝結が始まり、凝結した水蒸気は水滴となって雲を形成する。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、雲粒や雨粒の落下速度が大きさによって異なるために、たがいに衝突して雨粒が成長する。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。

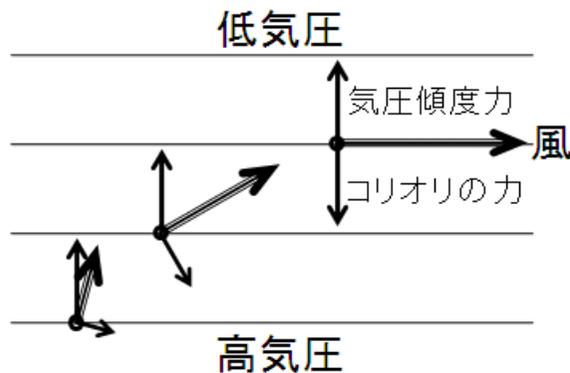
温度が低い場合には、氷の結晶（**氷晶**）ができることがある。しかし、0℃以下であればすべての水滴が凍結するというわけではなく、-20℃程度まで、状況によっては-40℃程度までは、氷晶と**過冷却水滴**が共存している。一般に水面上の飽和水蒸気圧よりも、氷面上での飽和水蒸気圧のほうが低い。このため、水に対しては未飽和であっても氷に対しては過飽和となる。このような条件のもとでは、水滴が蒸発し、氷晶のまわりには水蒸気が昇華して付着する。こうして氷の粒が成長し雪として落下する。

上層に氷晶があつて雪が生成されても、下層が高温であれば、落下の途中で融けて雨になる。このようにしてもたらされる雨を**冷たい雨**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。このようにしてもたらされる雨を**暖かい雨**という。

## 6. コリオリの力と地衡風

上空では偏西風とよばれる西風が吹いてくる。天気は西から東へ移り変わるのは、低気圧や高気圧が偏西風に乗って移動していくからである。高層天気図では、等圧線を見ることによって、簡単に偏西風の様子を知ることができる。

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**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、地球の自転の影響によって、地球上を運動する空気には**転向力（コリオリの力）**とよばれる力がはたらく。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。このため、はじめは高圧側から低圧側に吹いていた風は曲げられていき、やがて等圧線と平行に吹くようになる。このような風を**地衡風**という。地面との摩擦が効かない上空を吹く風は、地衡風とみなしてよい。



地衡風の模式図

なお、専門的な立場からより厳密に考えた場合、地衡風は気圧傾度力とコリオリの力がつりあっている風に過ぎないので、静止した状態からの時間変化としての説明は必ずしも適切ではない。

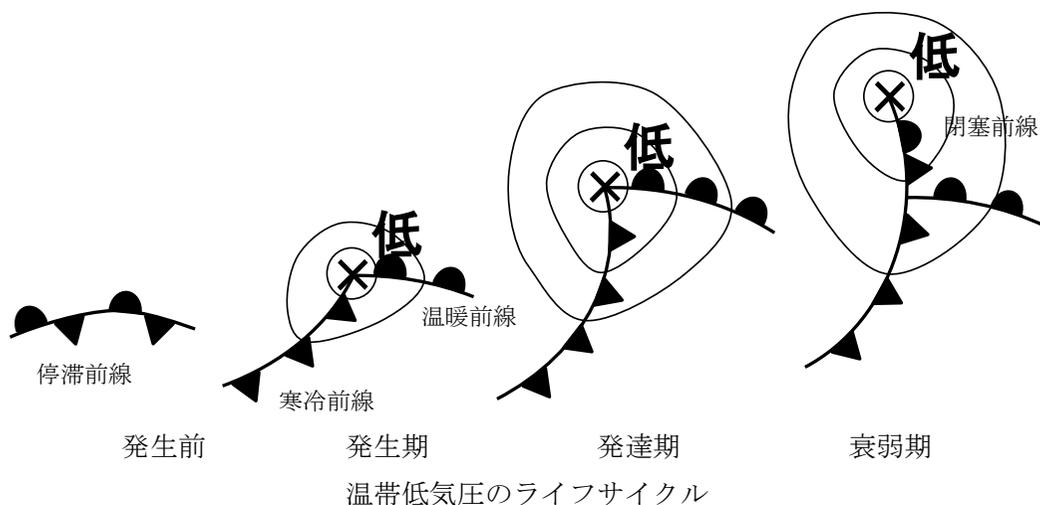
高層天気図では、等圧線の代わりに等高度線が引かれている。これは、たとえば、

気圧が 500hPa になる高度が何 m であるかを示したものである。値が大きいほうが高気圧である。等圧線と同様のものと考えてよい。上空では、風は等高度線（等圧線）に平行に吹いているので、等高度線は風の流れを表す線（流線）とみなすことができる。流線がもっともつまっている場所がジェット気流（強い偏西風）の軸である。

## 7. 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**という。**前線面**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。前線面では暖かい空気が上昇し雲が発生しやすい。

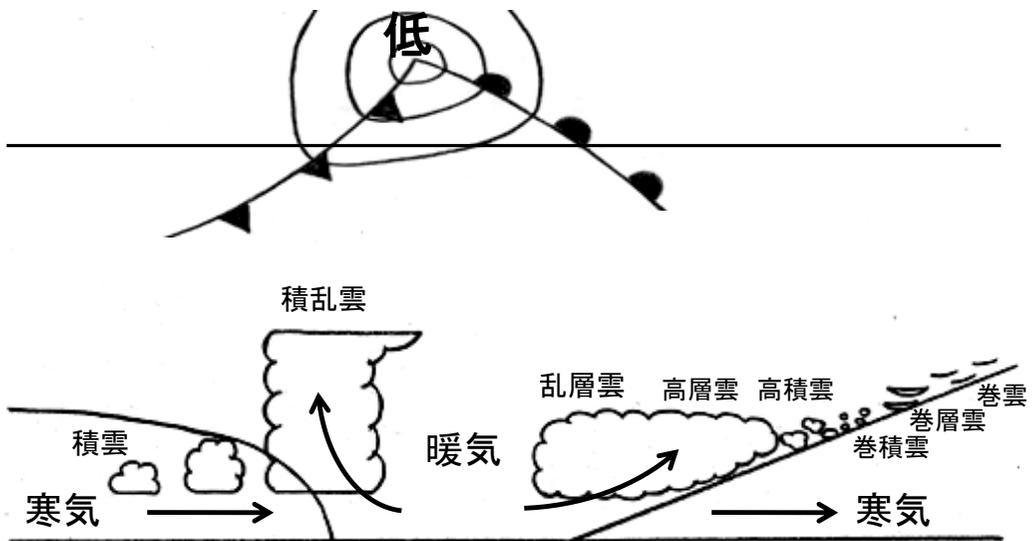
**温帯低気圧**は、南北温度勾配のある中緯度域で発生する低気圧で、前線を伴うことが多い。中緯度域では、上空に**偏西風**とよばれる西風が吹いているが、温帯低気圧は、**偏西風波動（傾圧不安定波）**に伴って発生する。一般に、温帯低気圧は偏西風に乗って西から東へ移動する。温帯低気圧の典型的なライフサイクルは図のようになっている。



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

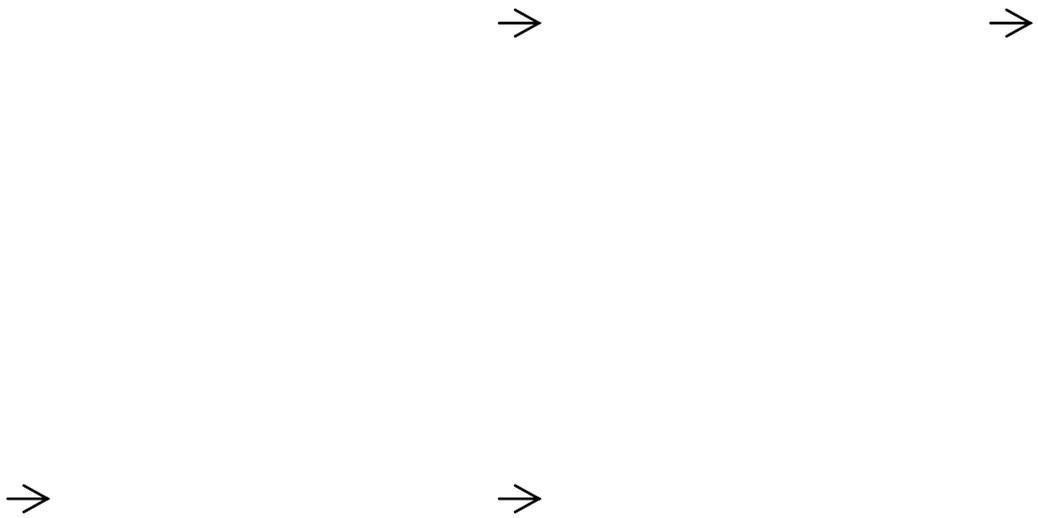
がら発達する。温暖前線は暖気の勢力のほうが強いので北に、寒冷前線は寒気の勢力のほうが強いので南に移動する。ここで温暖前線よりも寒冷前線の移動のほうが速いことが多いので、やがて寒冷前線は温暖前線に追いつく。こうしてできた前線が**閉塞前線**である。

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**や**巻層雲**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。



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)

温帯低気圧の移動の例

## 8. 気圧配置と天気の変化

日本付近の天気図にみられる気圧配置は、冬型、気圧の谷型、移動性高気圧型、前線型、夏型、台風型の6つに分類できる。

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

### 日本付近の代表的な気圧配置

冬の天気を考えるうえで重要なのは、これらのうち、**冬型（西高東低型）、移動性高気圧型、気圧の谷型**である。

#### （１）冬型（西高東低型）

大陸に**シベリア高気圧**、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**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、脊梁山脈にぶつかって、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）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が、冬季には、シベリア高気圧の一部がちぎれて、移動性高気圧として日本にやっ

てくる。このようなときは冬型の気圧配置が緩み、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。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)

移動性高気圧型の種類

### (3) 気圧の谷型

移動性高気圧が通過したあとには、低気圧が通過することが多い。気圧の谷型は、このようなときの気圧配置である。この気圧配置も春や秋に多いが、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く、注意が必要である。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**はこのような気圧配置のときに吹くことが多い。ふだんは気温の低い山岳地帯であっても雨が降ることもある。積雪の多い地域では、なだれに注意が必要である。

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。ふだんは雪の少ない、太平洋側の山岳地帯で荒れた天気となり、大量の降雪がもたらさせることがあるので、注意が必要である。

冬季においては、いずれの場合でも、低気圧が通過したあとには、シベリア高気圧から寒気が吹き出し、冬型の気圧配置になることが多い。日本海側の山々では、低気圧の通過前には湿った雪や雨が降り、通過後には気温が急激に下がって、そのまま雪が降り続く。一方、太平洋側の山々では、気圧の谷の通過後は、気温は下がるが、晴れてくることが多い。

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)

### 気圧の谷型の種類

#### 気圧配置と天気の変化のまとめ

気圧配置	天気	気温
冬型	日本海側は雪 太平洋側は晴れ	低い
移動性高気圧型	晴れ	高い
気圧の谷型	雨または雪	高い→低い

## 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/obsmenu.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/>
  - レーダー（解析雨量） <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/>

で入手可能である。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/pro-weather/>
  - アーカイブ <http://www.hbc.co.jp/tecweather/archive/index.html> 過去2週間程度
- いであ（株） <http://www.bioweather.net/detailed/rfax.htm>
- 国際気象海洋（株） <http://www.imocwx.com/wxfax.htm>

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.jmbasc.or.jp/>

※学校の授業で利用する場合、使えそうな事例が生じたら、天気図、雲画像、アメダス分布図、レーダー（解析雨量）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、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。

# 実地で学ぶ冬山の自然環境 ～スノーボードを通じて～

## 冬山の気象 ～天気予報に挑戦～

### 1. 目的

- ・天気図を活用して、冬山の天気を予想できるようになる。
- ・具体的には、
  - ・天気図を用いた実況把握に慣れる。
  - ・数値予報資料を用いた天気の予想に挑戦する。

### 2. 用意するもの

筆記用具（ペン、鉛筆、消しゴム）、色鉛筆（赤、青、紫、緑）、雲画像・アメダス・天気図、地上天気図、アメダス分布図、解析雨量図、雲画像、地上天気図（ASAS）、高層天気図（AUPQ78、AUPQ35）、予想天気図（FSAS、FSAS24）、各種予想図（FXFE502、FXFE504、FXFE5782、FXFE5784）

### 3. 地上天気図による実況把握（SPAS、ASAS）

まず、地上天気図によって気圧配置を把握する。

- ① 地上天気図（SPAS）において、低気圧の中心に赤い×印を、高気圧の中心に青い×印をつける。また、温暖前線を赤色、寒冷前線を青色、閉塞前線を紫色の線でなぞる。停滞前線は赤と青の交互の線でなぞる。
- ② 日本付近の降水域を緑色で塗りつぶす。アメダス分布図、レーダー（解析雨量）、雲画像を参考にする。アメダスやレーダーが利用可能な範囲では、それらに従えばよい。それ以外の領域では、雲画像などを参考にする。
- ③ 主要な低気圧や高気圧、前線の、24時間前、12時間前の位置を描き写し、移動の様子を把握する。

### 4. 高層天気図による実況把握

天気の変化を予想するためには、高層気象の理解が不可欠である。高層天気図はウェブサイトを通して入手することができる。850hPa面（高度約1500m）、700hPa面（高度約3000m）、500hPa面（高度約5500m）、300hPa面（高度約9500m）などで作成されている。

高層天気図の特徴：

- ・等圧線の代わりに等高度線が引かれている。等高度線は風の流れを表す線（流線）

とみなすことができる。

- 等温線も点線で引かれている（300hPa面を除く）。
- 気温と露点温度との温度差（湿数）が3℃以下の場所（相対湿度がおおむね80%以上の場所）に影がつけられている（850hPa面と700hPa面）。

#### **850hPa 天気図： (AUPQ78)**

寒気、暖気の流入の判断に用いられる。温度分布から前線の位置を決めるためにも使われる。

- ① -6℃の等温線を青でなぞって、気温の分布を把握する。北西から寒気が入ってくると、低気圧が発達しやすく、天気が荒れることが多い。

#### **500hPa 天気図： (AUPQ35)**

温帯低気圧や移動性高気圧の通過に伴う偏西風の蛇行のようすを把握するのに用いられる。偏西風が南に蛇行している場所が気圧の谷、北に蛇行している場所が気圧の尾根である。

- ② 気圧の谷を二重線、尾根をギザギザ線で示す。低気圧の西側に強い気圧があると、低気圧が発達しやすい。

### **5. 数値予報資料を用いた予想**

天気予報の基本はまず実況を把握することであるが、数値予報資料を活用すると、より正確に天気を予想することができる。数値予報資料は、ウェブサイトを通して入手できる。

#### **地上予想天気図： (FSAS, FSAS48)**

数値予報をもとに作成した地上天気図である。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 低気圧の中心に赤い×印を、高気圧の中心に青い×印をつける。また、温暖前線を赤色、寒冷前線を青色、閉塞前線を紫色の線でなぞる。停滞前線は赤と青の交互の線でなぞる。

#### **地上気圧・降水量・海上風予想図： (FXFE502, FXFE504の下)**

12時間おきの地上気圧の分布の予想が描かれている。地上予想天気図の作成の元になる資料である。降水域が点線で示されている。

- ② 降水域を緑色で塗りつぶす。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。

**850hPa 気温・風、700hPa 上昇流予想図： (FXFE5782, FXFE5784 の下)**

寒気の流入や、前線の予想に用いられる。等温線が太い実線で、上昇流が細い線と影で、風が矢羽根で示されている。

- ③  $-6^{\circ}\text{C}$ の等温線を青でなぞって、気温の分布の変化を把握する。

※この講習で使用した天気図は、北海道放送のウェブサイト (<http://www.hbc.co.jp/pro-weather/>) から入手した。