

シンポジウム
「山で役立つ天気の見方」

1997年11月29日（土） 13時～17時
於 明治大学駿河台校舎
研究棟4階

日本山岳会科学委員会

シンポジウム

山で役立つ天気の見方

1. 山の気象と天気図の見方 1

日本気象協会・日本山岳会会員 奥山巖

2. 気象衛星雲画像の見方と利用法 9

日本気象協会 黒田雄紀

3. 気象に起因する山岳の危険な現象 21

—谷川岳と富士山の事例から—

専修大学付属高等学校・日本山岳会会員 小岩清水

4. 北アルプスの雪・近年の変動から 29

富山県庁砂防課・日本山岳会会員 飯田肇

1. 「天気図の見方と山の気象」

日本気象協会 奥山 嶽

1. 天気図の見方

(1) 等圧線と風

地上天気図で画かれている等圧線の走行と風向、等圧線の間隔と風速とは密接な関係がある。図1のように風は高気圧の中心から時計回りに吹き出すように吹く。風向と等圧線との角度は図2のように高気圧側に傾き、その角度は北緯30°付近で大体34°くらい（陸上、表1）である。また等圧線の間隔と風速とは間隔が狭ければ風は強く、広ければ風は弱い。日本付近では、2 hPaごとの間隔が緯度の長さで測って0.5°（経度1は111km）なら15m/s、1°なら8~10m/s、2°では5~7m/sとなる。



図1 高・低気圧の風向分布

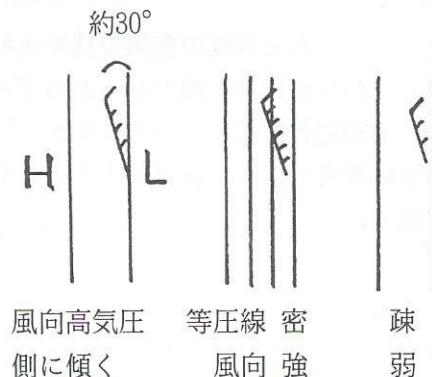


図2 等圧線の走行と風向

表1 等圧線の走行と風向との関係

経度	20°	30°	40°	50°
海上	20°	18°	17°	15°
陸上	35°	34°	33°	32°

(2) 気温減率

気温は100mあがるにつれて平均すると0.65°Cずつ下がる。これを気温減率といっているが、その空気が乾燥しているときと湿っているときとではその下がり方が違う、空気が湿っているときは0.45°C（湿潤断熱減率）、乾燥しているときは1.0°Cの割合で下がる（乾燥断熱減率）。これを知っているといろいろに応用できる。

たとえば夏、東京の最高気温が32°Cだったとする。このときの富士山頂の気温を推定すると

$$32.0 - \frac{0.65 \times 3776}{100} \approx 7.5$$

これから気温減率の誤差などを考えると山頂の日中の気温は、夏型のときなら大体5~10°Cの範囲と思ってよい。

またフェーン現象も図3のようになる。2,000 mの山を越えるとき、簡単に風上では空気も上昇につれ湿ってくるので湿潤断熱減率に近い $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ とする。風下では下降流となって乾いてくるので乾燥断熱減率 $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ となる。すると 風上山麓では 20°C だった空気も、山を越えて風下の山麓に達するときには、 30°C の高温となってしまう。

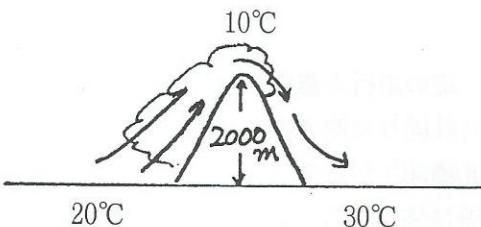


図3 フェーン現象

(3) 大気の安定度

大気の安定度とは、ある高度の空気を持ち上げてみると（前述の気温減率に従って）。持ち上げられて空気の気温がまわりと比べて冷たかったら下ろうとする力が働くので安定、暖かったらさらに上がりうるとして不安定となる。

あるいは簡単に考えて、ある高度の上下間の気温差を考えると、その気温差が小さければ安定、大きければ不安定となる。すなわち上層に寒気が入ってくると上下の気温差が大きくなるので不安定となる。

(4) 雲の生成

表2は飽和空気 1 m^3 中に含まれる水蒸気の量と気温との関係を示したものである。たとえば気温 30°C では 30 g で飽和する空気が 20°C では 17 g で飽和となり、 0°C になるとわずか 4.8 g で飽和してしまう。

すなわち水蒸気を含んだ空気が上昇して気温が低くなると、それまで飽和以下だった空気も飽和し、さらに上昇して気温が下がると余分な水蒸気は凝結、または昇華して水滴や水晶となって空気中に浮かぶことになる。これが雲である。

表2 気温別飽和水蒸気量

気温 °C	30	20	10	0	-10	-20
水蒸気量(g/m³)	30.0	17.1	9.3	4.8	2.4	1.1

普通大気中の気温は一様でなく、高度が上がるにつれ気温が逆転する層（前線またはそれに似たもの）が積み重なった構造をしている。そして湿った空気は層と層の境目（前線面にわたって）に入ってくる習性があり、このとき層状の雲が発生する。

その高度によって呼び方が違うが、一番上層の雲なら上層雲（Ci巻雲、Cs巻層雲、Cc巻積雲）、中程の層なら中層雲（As高層雲、Ac高積雲、Ns乱層雲）、下層の雲なら下層雲（Sc層積雲、St層雲）となる。

また大気が不安定な状態だったら雲は層状ではなく、垂直に発達し、Cu積雲、Cb積乱雲のような雲ができる。これらは一応下層雲として分類されるが、Cbの高さは高いものなら 10 km 以上と成層圏の下まで達する。この垂直に発達する雲を対流雲または塔状雲ともいい、発達したCbは落雷、強雨、突風など激しい現象をもたらすので、こんな雲が近づいてきたら要注意である。

2. 気圧配置と天気

山の天気=気圧配置別天気+地形

気圧配置には日本海低気圧型、西高東低型、南岸前線停滞型などがある。根本には低気圧や前線が山のどちら側にあるか、すなわち山にぶつかる風がどの方向から吹いていて、その空気が湿っているか乾いているかによる。いい換えるとその山が風向に対して海から直接ぶつかる位置にあるか、山蔭に位置するかによって天気が違ってくる。

具体的にいうなら、たとえば低気圧が日本海を北東進する場合で、湿った空気が南西風となって本州上に流れ込むようなら、湿った空気が直接ぶつかる太平洋側の山では雲が多く、にわか雨も降る。しかし日本海側の山なら晴れてくれるし、平野部ともなるとフェーン現象によってさらに気温も高くなる。

また西高東低型（冬型）では（図4）、逆に日本海側の山は低温で湿った北西風が直接ぶつかるので雪となるが、内陸、太平洋側の山へと進むにつれ水蒸気は少なくなり、次第に乾燥して晴れとなる。冬型のとき箱根や丹沢で雪が降ることはまれで、降るのは気圧の谷や前線の通過が重なったときくらいである。

またたとえば前線の通過に伴う雨域の移動を考えてみると、図5のように山では地形上昇が生ずるため平野部より咳に先に天気は悪くなり、また回復も遅れる傾向にある。また山では、日中斜面にそって空気が上昇する谷風、よるには斜面を吹き降りる山風による天気の日変化もある。これらいくつかの地形による天気の特徴が加わったものが、実際の山の天気となる。



図4 冬型天気のモデル図

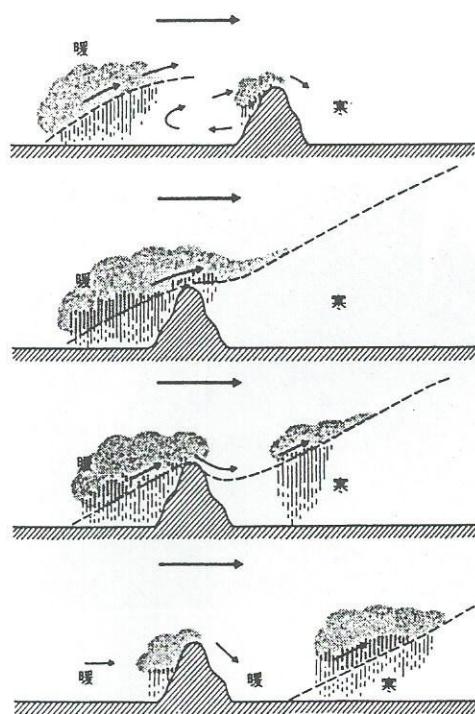
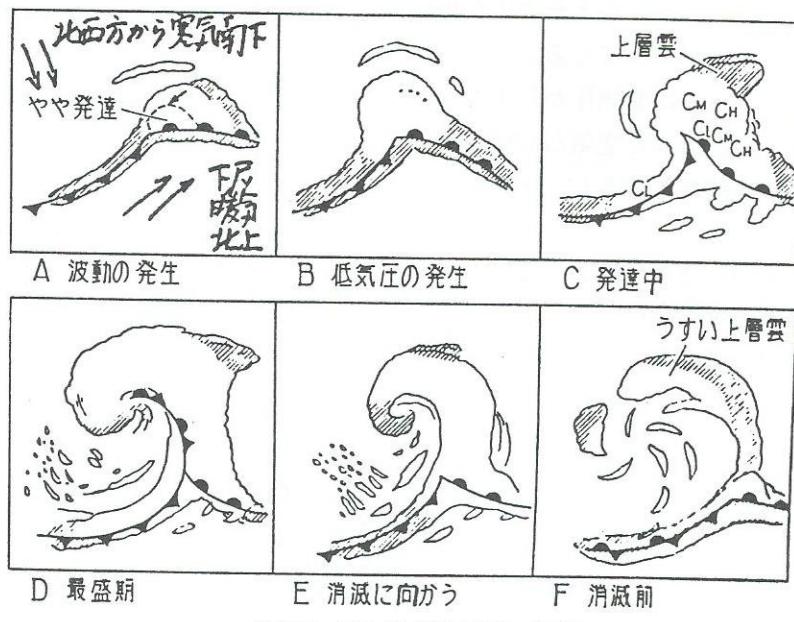


図5 温暖前線が山を越えるときの天気変化

3. 低気圧と台風の構造の違い

低気圧の発達は極方面からの上層寒気の南下によって起こる。この低気圧の発生、発達、衰弱を「ひまわり」からみてみると図6 a のようになる。

まず日本付近にある前線性の帶状の雲に西方から上層寒気を伴った気圧の谷が接近すると、谷に向かって下層暖気の北上（上昇）が起こる。雲は波動状となって北への盛り上がりは次第に顕著となり（A→B）、北への円みを増してくる（バルジという B→C、図 6 b）。これが低気圧発達の前兆である。低気圧に伴う雲は発達につれ、次第にΛ型から入型へと変わってくる（D→E）。



低気圧に伴う雲（衛星写真の特徴）

図 6 a 低気圧の一生に伴う雲の変化（モデル図）

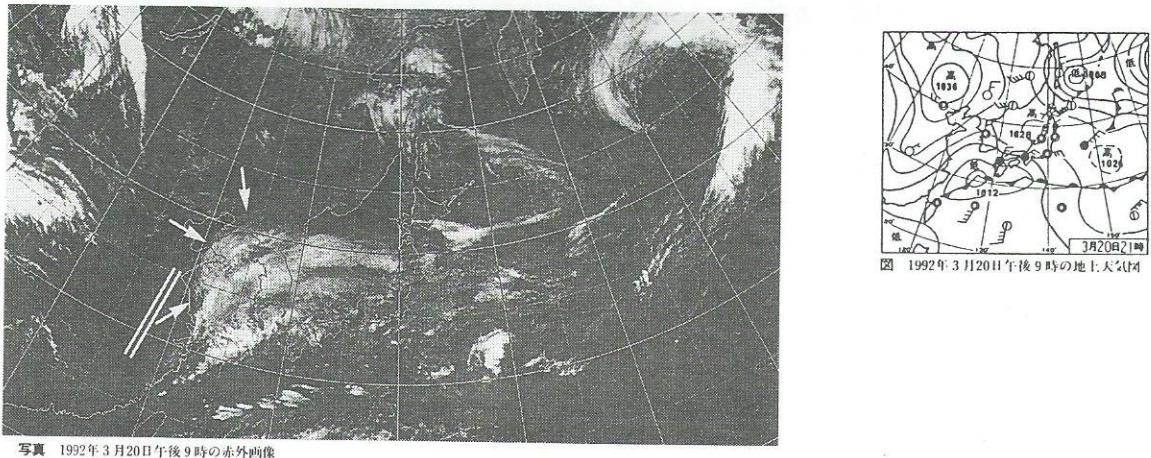


図 6 b 低気圧発達時の雲

低気圧発達をラジオで聞いて書いた地上天気図からみるには、低気圧前面の気圧差をみるとよい（同じ場所の 6、12、24 時間前と現在との気圧差をとる）。低気圧はこの気圧差のマイナス域の中心に向かって進み、その値が大きいほど発達を示している（図 7）。

低気圧の発達につれ低気圧周辺の風も強まるが台風ほどは強くはない。しかし強風域 ($\geq 15 \text{ m/s}$) の範囲は次第に広がり、ときには台風よりはるかに大きくなる。また低気圧上空の風は上層ほ

ど強くなる構造をしている。

一方台風は海面水温26~27°C以上のところで発生し発達する。高い海面水温のところではまず積乱雲の大きな塊が群をなして生じ、この積乱雲群は下層の高温多湿の空気を上昇させる。上昇するにつれ凝結により潜熱が放出されるため、上層が暖められ、暖められた空気はまわりへ吹き出し強い発散流を生じる。この上層での強い発散が台風を発達させ、下層ではまわりから吹き集まる収束流を強める。すなわち下層での強い収束が下層回転、下層風速を強めることになる。

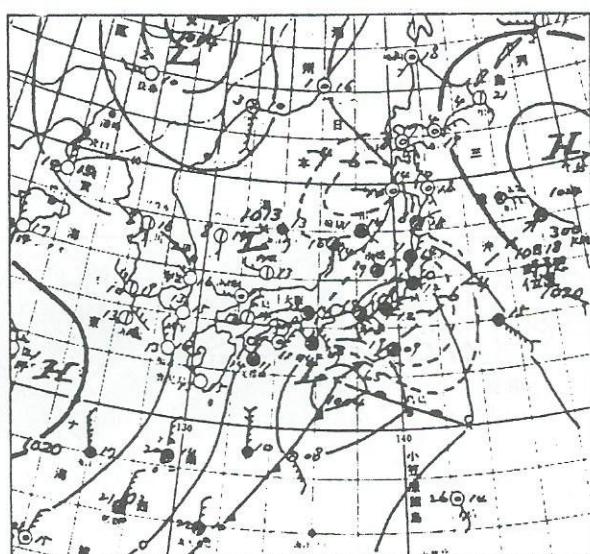


図7 低気圧の発達と気圧変化図（値は6時間変化）

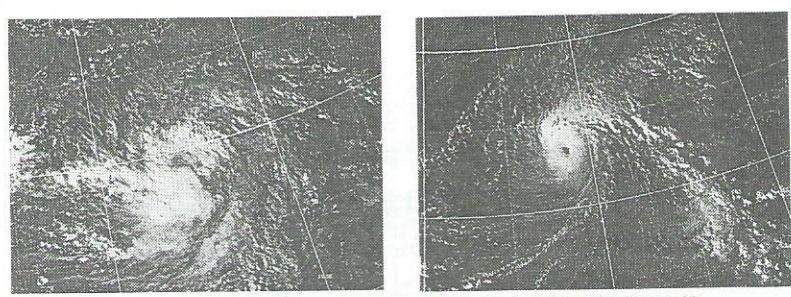


写真1 1989年12月22日午後3時の可視画像

写真2 1989年12月25日午後3時の可視画像

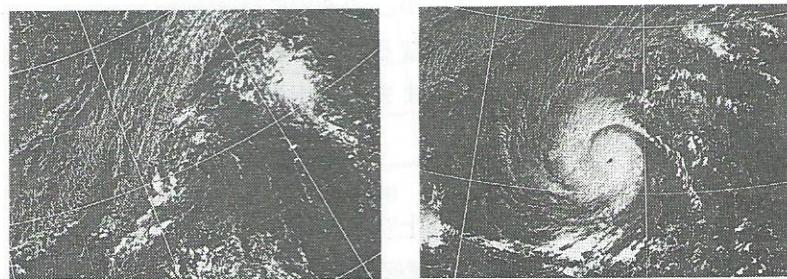


写真3 1989年11月22日午前9時の可視画像

写真4 1989年11月29日午前9時の可視画像

図8 台風の発生（左）と発達（右）の雲の変化

図8は「ひまわり」でみた台風の発生期と発達期の雲の違いである。発達につれ次第にきれいな円形の雲となり、やがて台風眼が見えてくる（眼が見えるときは大体970hps以上である）。

風速のもっとも強いところは、中心付近の台風眼のまわりであり、高度別にみると大体1,000m前後がもっとも強く、かえってそれより上層の方が風速は弱くなる。

かつて日本山岳会の広瀬潔氏が、室戸台風襲来直後、富士山を調査されたが、倒木は中腹以下で多かったと報告されていたが、これはそのためである。

4. 山での悪天の前兆、悪天時の対応

(1) 南岸低気圧（温暖前線）接近

半日ぐらい前から、まず巻雲が現れ、つづいて巻層雲、高層雲と層状の雲が厚みをまし、乱層雲となって雨が降り出すというのが典型的な変化である（図9）。

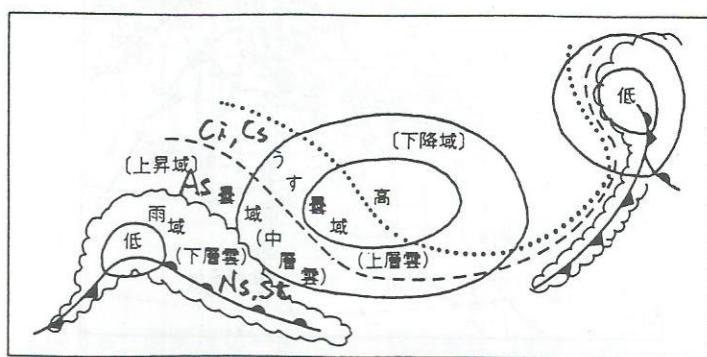


図9 高、低気圧の天気分布図

風は関東の平野部であれば東よりも北側へと向かうが、高い山（たとえば富士山）ではなかなか東よりも南側へと向かう、せいぜい南西～南風。高い山では東よりも南側へと向かう。冬だったらふぶき、雪崩に要注意。

(2) 寒冷前線接近

寒冷前線接近の場合の天気変化は旧である。1～3時間くらい前から急にもくもくした積雲がふえだし、やがて積乱雲となってにわか雨や雷雨がはじまる。

それ程強い前線でない場合は、風上の山が雲に包まれてきたら間もなく、間の谷は晴れていてもこちらの山に雲がかかり出し、急に雲に包まれてくる。しかし強い前線の場合、雷を伴った雲が堤のように谷を越して動いてくる。

前線接近前は南～南西風が強く吹き気温も高いが、通過後には北西風に変わって気温も急速に下がってくる。気温は零度付近まで下がると雪になるので、春とか秋は風向と気温の変化に注意のこと。とくに秋は晴れて暖かいからといって薄着のまま山へ出かけると、途中で前線通過、気温が急に下がり吹雪に変わって遭難に至るおそれもある。

(3) 雷

朝異常に空気が澄んでいるときは雷に要注意（上空に寒気が入っているため）。この場合、朝9～10時頃にはもう山の斜面をガスが吹き上がりはじめめる。

雷3日の諺通り、前日午後雷があったなら今日もあるいは明日もあるとみた方がよい。

（夏は上層寒気の動きが遅い）。テレビの解説などで、朝鮮半島や日本海西部に上層寒気があって南

東進といっていたら要注意。とくに強い上層寒気の塊はとくに上層寒冷渦といい、強い雷や強い雨、突風など激しい気象現象を起こす（図10）。

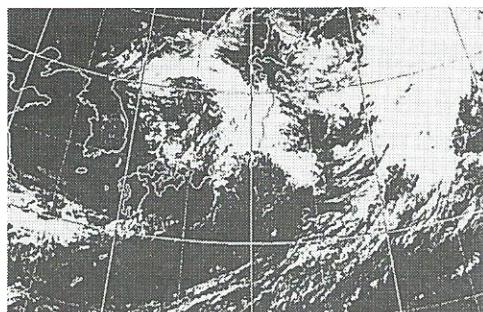


写真1 1989年4月11日午後の可視画像

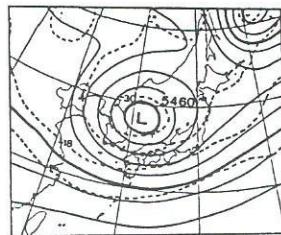


図1 1989年4月11日午前9時の500hPa
天気図 破線は温度(℃)を示す

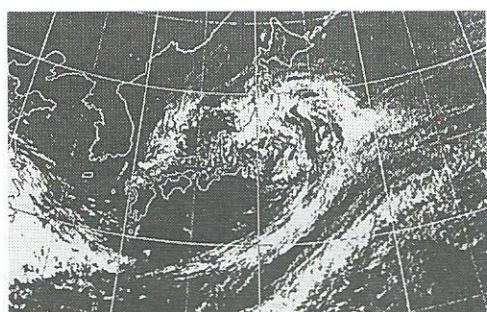


写真2 1989年4月12日午後3時の可視画像

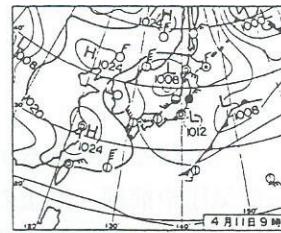


図2 1989年4月11日午前9時の地上天気図

図10 上層寒冷渦の雲と天気図

なお普通、夕方起こる雷は熱雷といって山岳部中心だが、上層の気圧の谷や寒冷前線通過の場合は、谷や前線に伴う上昇域の動きにつれ、平野部でも強い雷となる。

また北の方を低気圧が通過している気圧配置のとき、朝のうち1本寒冷前線が通過しても気温が下がらないときは、実質的な寒冷前線がもう1本後ろにある（図11）。

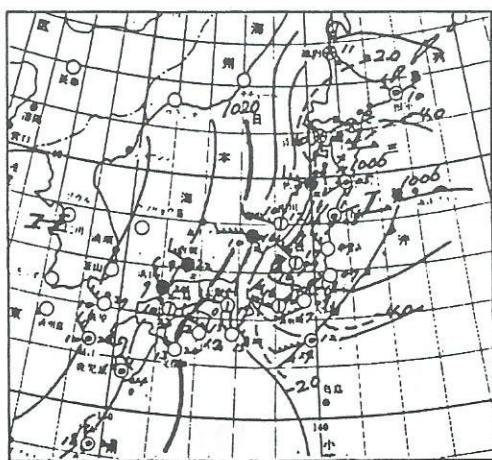


図1・32 二次前線の実例（昭和61年12月7日12時）
(注：破線は6時間気圧変化量, mb)

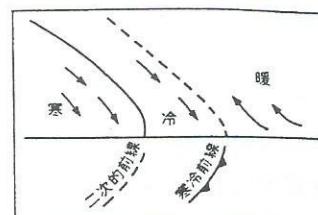


図1・30 二次的前線モデル図

図11 寒冷二次前線通過時の天気図と立体モデル図

しかし気象庁で画かれる地上天気図には後ろの前線は表現されないことが多い。だが東日本ではこ

の前線通過によって午後～宵のうちにかけ雷となることがあるので、前線が通過しても気温が高いときは雷に要注意である。

こういうときは雷雲が通過してから、気温が急に下がりだし、北風も強まってくる。

(4) 台風

秋は台風は本州南海上まで北上後、向きを北東に変え速度を増しながら通過するコースをとるが、夏は速度が遅く進行方向もよく変わる迷走型となりやすい（南海上にある太平洋高気圧が分裂し、台風の行く手をさえぎる形となるから）。

台風の発達、衰弱や動きは「ひまわり」の雲画像から判断できる。このため気象庁ではかなり前から台風について情報を流し、日本へ接近しそうなら警戒を呼びかけている。山へ出かけようとするときは、この情報には注意をはらい、近づくおそれのあるときは登山の中止や変更をしたいものである。

なお山において台風が接近しそうだったら、風や気温の変化に注意知ること、風が南から南西に変わって強まり気温も上がってきたら、台風は山の西側を北上後、日本海に入って北東進しそうである。また風が北から北東風に変わってきたら、台風は山の南を北東進している。季節によって気温はさらに下がって雪に変わるおそれもある。

(5) 山での観天望気

観天望気といつてもいろいろあるが、まず上層雲の増減や動きに注目すること。上層雲が厚みをましふえてきたら低気圧や前線、気圧の谷の接近であろう。弱い気圧の谷に伴うものだったら、一時的に中層雲くらいまでになるがやがて消えてしまう。しかしさらに厚みをますようなら本格的な崩れの前兆である。

上層雲でも帶状の雲が何本かあって、それが1つの方向に収束（集まって）している場合、その収束方向が真西より北にあるときは翌日の天気は崩れる確率が高い。

また山に笠雲がかかるのも悪天の前兆である。これは上層に湿った空気が入ってきてることを示している。

山では朝晴れていても午後曇ってくる日変化と、逆に朝曇っていても日中晴れてくる日変化がある。前者は大気が不安定なとき、後者が安定なときの日変化である。この日変化のくせはつづくので、このくせを知ることも予測の1つの方法である。

天気図と雲画像を重ね合わせてその変化をみると、低気圧や前線の盛衰、動きなどがわかる。また地上天気図だけではわからない小さな低気圧や上層の気圧の谷、上層の強風帯の様子もわかるなど、雲画像にはいろいろな天気に関する情報が盛り込まれている。これからは地上天気図の見方ばかりでなく、雲画像の見方を勉強してほしい。そして登山に出かける前には、雲画像をビデオで撮っておいて、大いに役立ててほしいものである。

2. 「気象衛星雲画像の見方と利用法」

日本気象協会 黒田 雄紀

1. はじめに

山の気象状態は、登山の快適さや危険度などに密接に関係するため、登山前の気象情報の把握は重要である。

一般の方の気象情報の入手は、登山の数日前には週間予報を、前日や当日にはテレビやラジオ、新聞の天気予報等が利用されているようで、テレビでは必ず地上天気図と気象衛星の雲画像が放映されている。ところで、登山者の関心の深い高・低気圧や前線は、天気図では皆、同じような“顔”をしており、しかもそれらは寿命の長い大規模のものしか表現されていない。しかし、実際の大気擾乱は大小様々なスケールのものがあり、天気図に示されない小低気圧や前線でも非常に激しい気象現象を伴っていることがある。つまり、天気図のみではその存在が分からぬのである。

しかしながら、これらの現象をもたらす小低気圧や前線は、発達した積雲や積乱雲を伴っていることから、気象衛星の雲画像でその存在が識別できる。本講では、テレビの雲画像から、低気圧や前線の位置、登山にとって危険な雲や雲パターンを紹介する。

2. 雲画像の特徴

雲画像を他の気象資料と比較すると以下のような特徴がある。

(1) 広域性と頻繁性

地上や高層観測は点の観測で、天気図は1日に数回しか作成されないため、現象の時・空間的な空白域があるが、静止気象衛星の観測は面の観測を毎時行っているため、各種の擾乱の立体構造や移動変化を毎時に連続的に把握することができる。

(2) 速報性

各種の天気図は、観測から作成されるまでには数時間が必要であるが、雲画像は観測正時後、数分で入手できる。このため広範囲に存在する各種の擾乱の移動変化を即座に知ることができる。

(3) 中小規模擾乱の早期の把握

急な悪天をもたらす中小規模擾乱は、気象資料の少ない海洋上から侵入してくることが多く、天気図やレーダーのみでは早期の発見や全体像の把握が難しい。しかし雲画像を併用して解析すれば、明瞭に識別されて早期の対処することができ、天気予報をチェックして、矛盾があれば自分で予報の修正を行うことができる。

3. 雲画像の種類と特徴

静止気象衛星ひまわり5号から得られる雲画像は、赤外画像、可視画像、水蒸気画像の3種類があり、テレビで主に放映されるのは赤外画像である。

(1) 赤外画像 (図1)

赤外画像は、地球上の地物から宇宙空間に向かって放出されている赤外放射温度を画像化したもので、昼夜の別なく雲画像が得られる。温度分布であるため高い雲は白く、低い雲は灰色に写る。分解能は可視画像の1/4である。

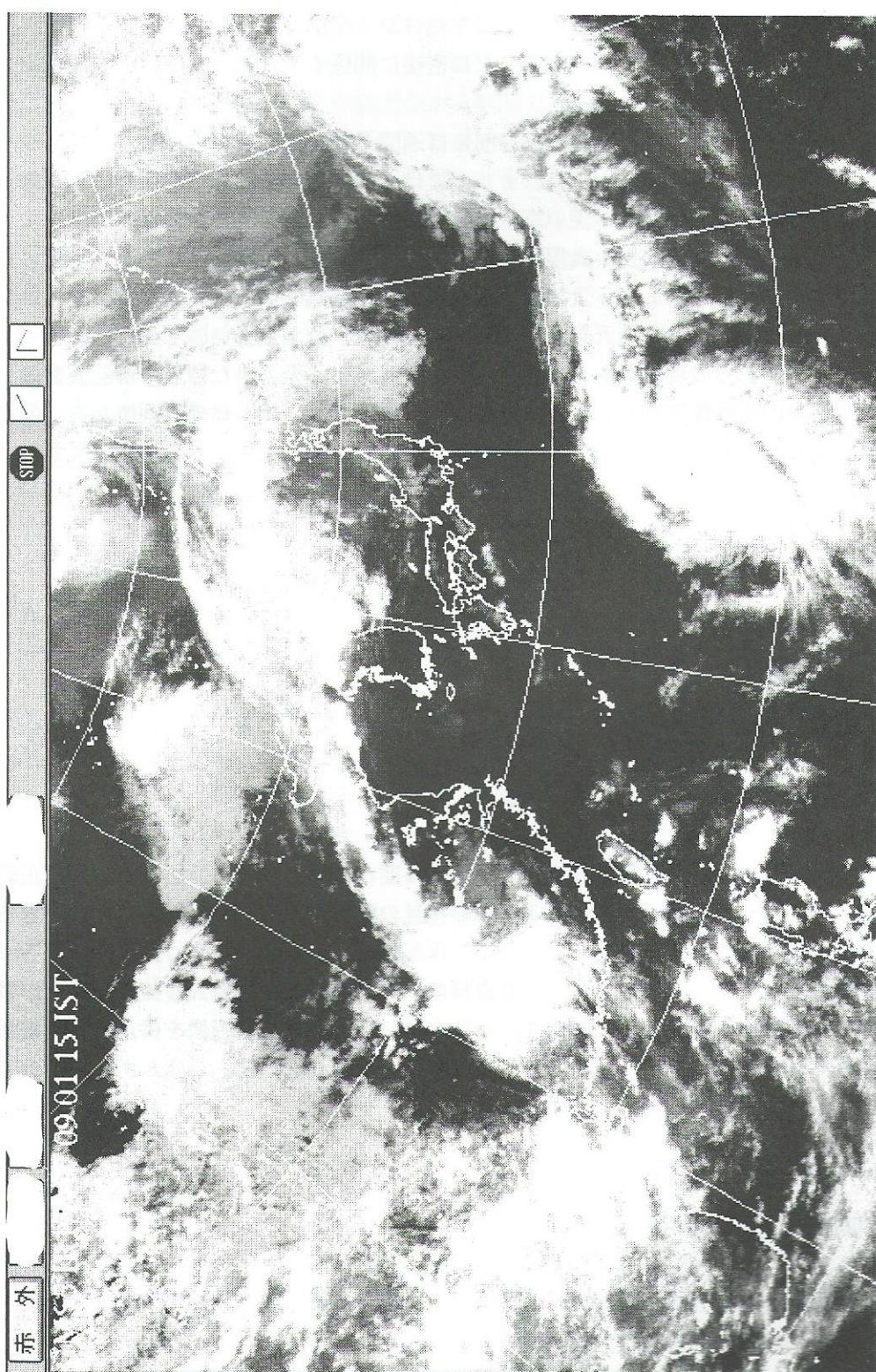


図1 赤外画像

(2) 可視画像(図2)

太陽光の反射の観測である。人間が宇宙から地球をみたままの状態が映し出されている。厚くて雲頂のなめらかな雲は白く、うすい雲は灰色に写る。画像は太陽光のある日中しか得られないが、分解能がよい。

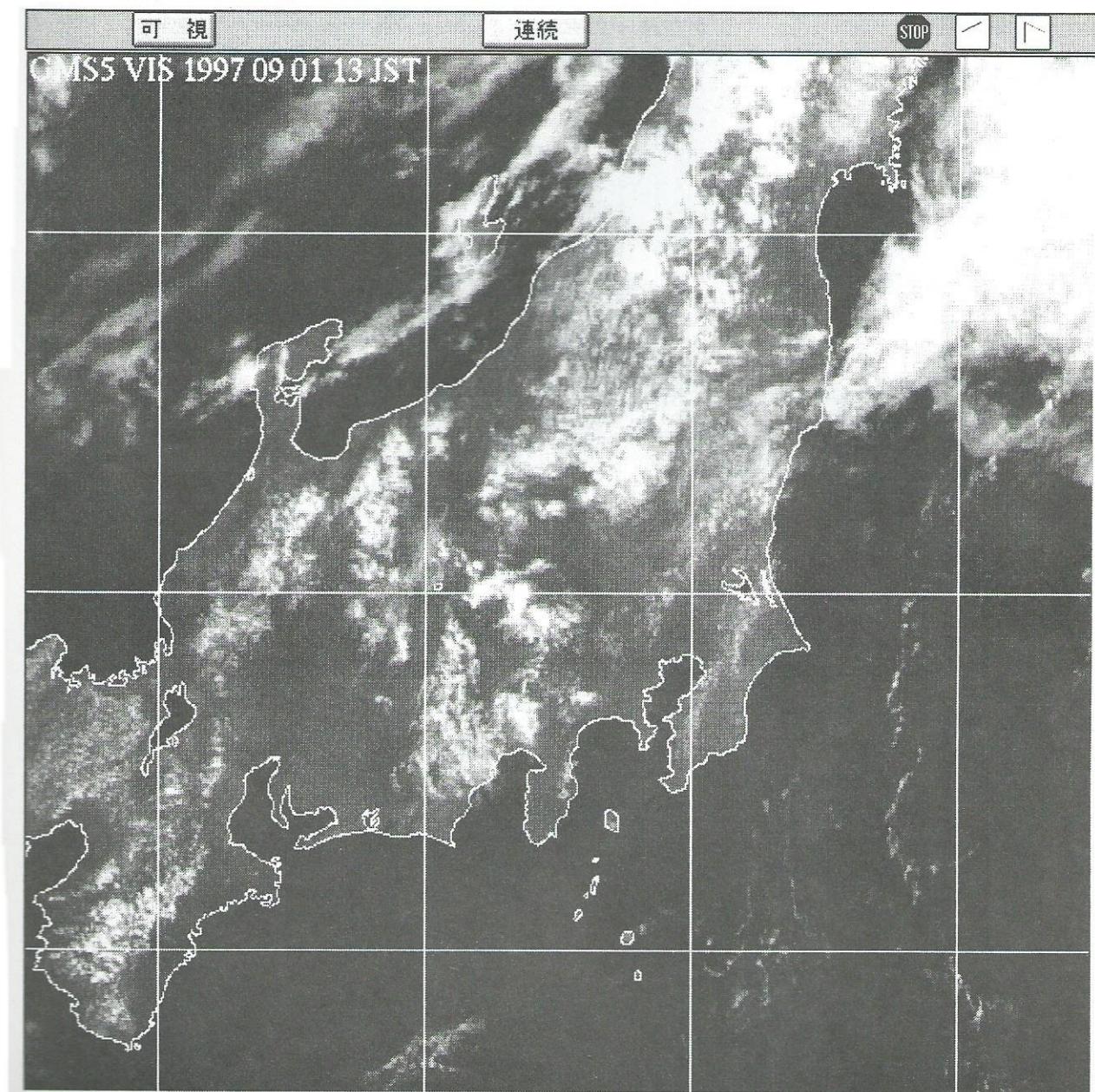


図2 可視画像

(3) 水蒸気画像（図3）

大気中に含まれている中層から上層にかけての水蒸気の積算分布が写し出されており、上層雲（含、積乱雲）も写る。中・上層大気の流れが一目で分かることからジェット気流や上層の気圧の谷や尾根（トラフやリッジ）の識別ができる。テレビでは放映されていない。

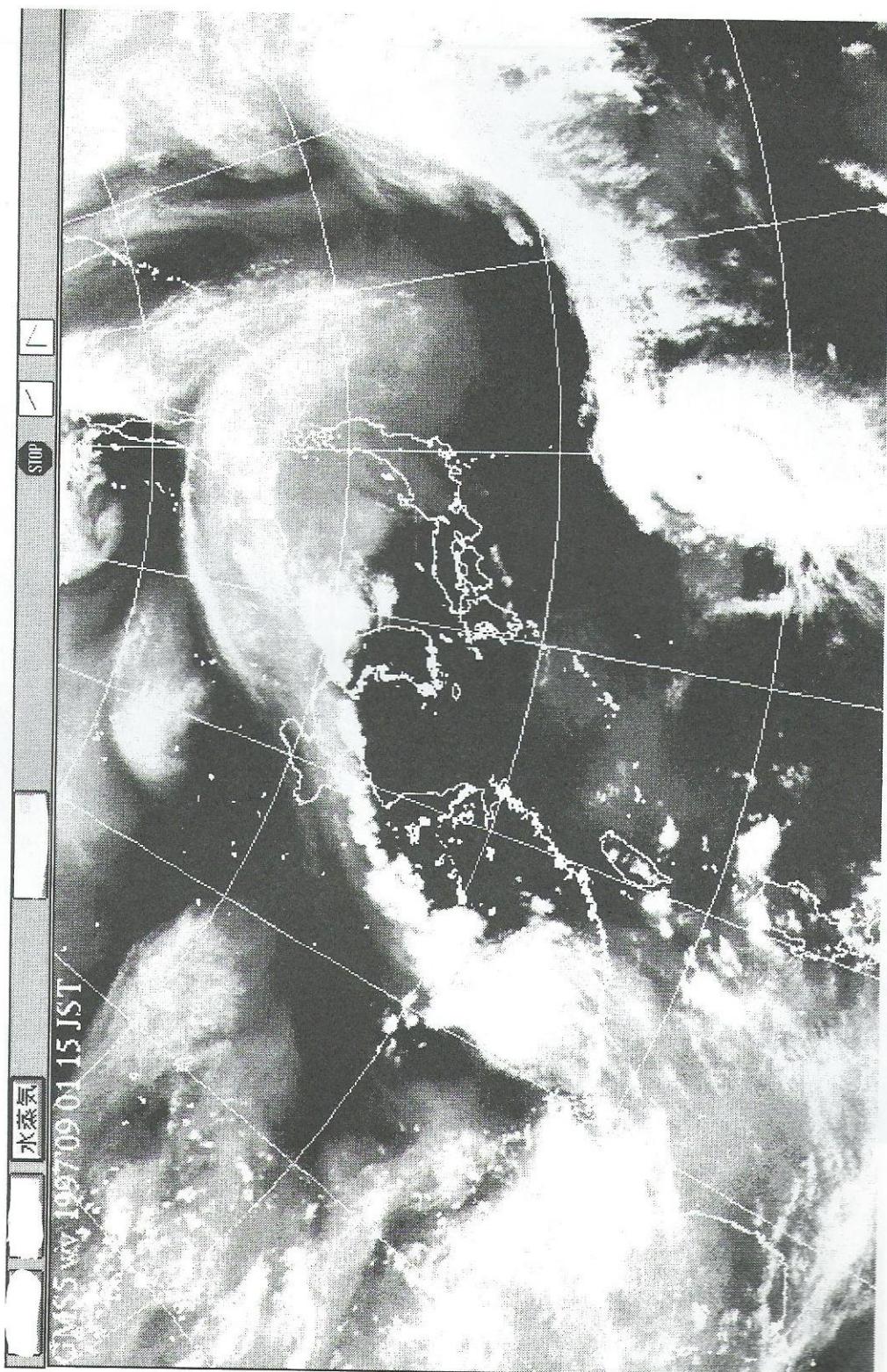


図3 水蒸気画像

4. 急な悪天をもたらすコンマ形雲

コンマ形雲は、上層寒冷低気圧周辺の短波のトラフ（気圧の谷）の前面に発生するコンマ状の雲域で発達した積雲や積乱雲で構成されている。このため、この雲域の通過時には雷、突風（竜巻）、風向の急変、落雷、ひょう、アラレなどの激しい気象現象が起こる。寒候期から暑夏にかけてよく出現し、特に山開きの頃の5月から6月頃に多い。天気図では弱い低気圧か低圧部で表現され、前線は解析されないことが多いが、その存在の把握は難しいが、雲画像では一目で識別できる。移動速度が速くて急な発達を起こす。以下の画像は1992年5月下旬に発生したコンマ形雲で、席上にて詳解する。

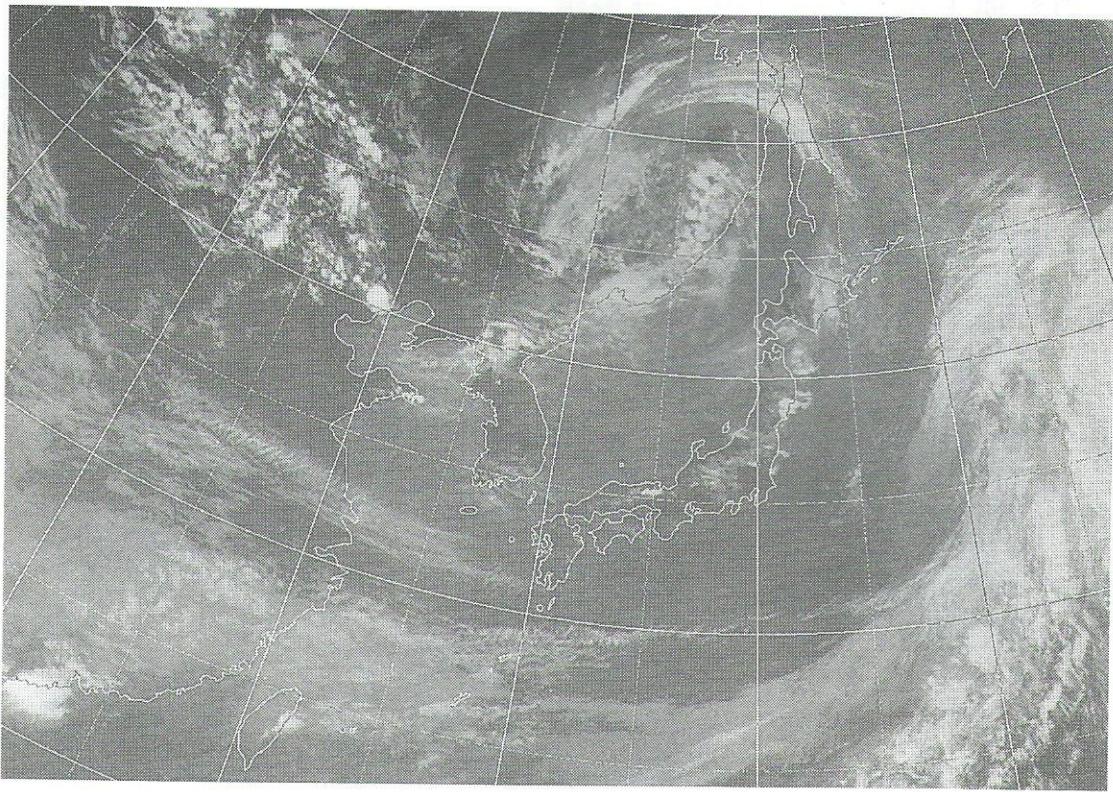


写真 2-2-2 赤外画像：1992.5.21.06UTC

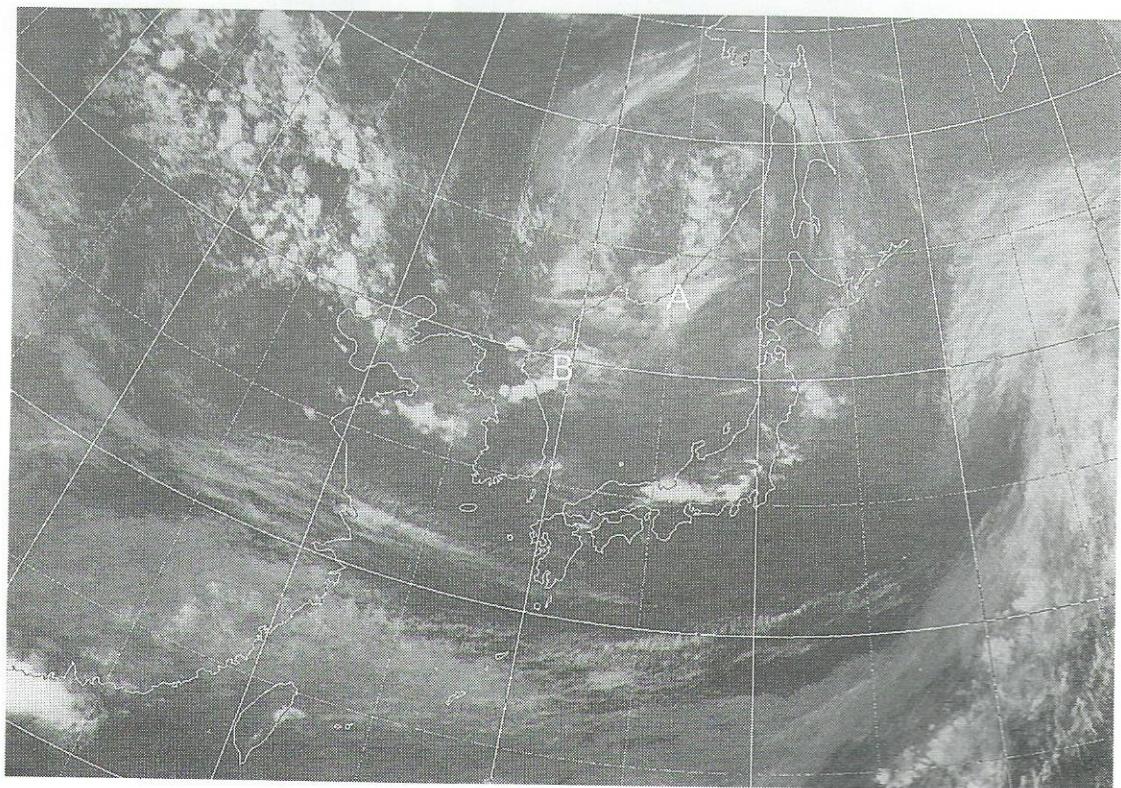


写真 2-2-3 赤外画像：1992.5.21.09UTC

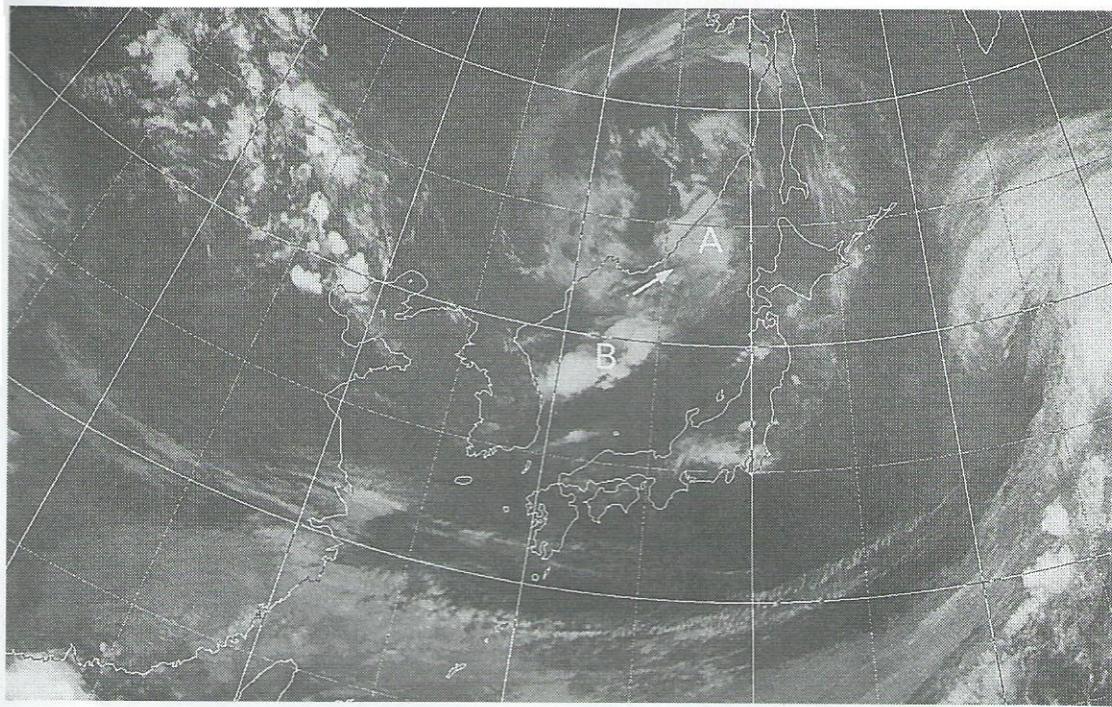


写真 2-2-4 赤外画像：1992.5.21.12UTC



図 2-2-5 AUFE50 : 1992.5.21.12UTC

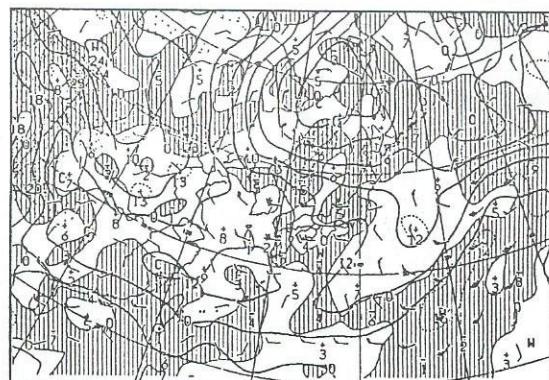


図 2-2-6 AXFE78 : 1992.5.21.12UTC

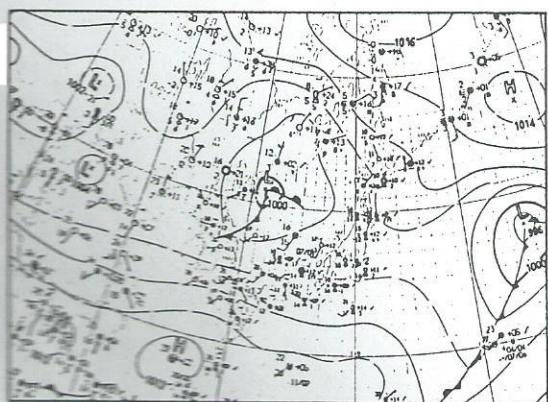


図 2-2-7 ASAS : 1992.5.21.12UTC

解説 (1992.5.21.12~21UTC)

12UTC で寒冷低気圧の雲渦中心は 45N、133E 付近にある。コンマ形雲 A は 12UTC から雲域の西縁でフック(矢印)が明瞭となった。また日本海西部には別のコンマ形雲 B があり、500hPa で -21°C 以下の寒気の前面、700hPa の上昇流の強い所に位置して対流活動が活発。12UTC の地上天気図では前線を伴った低気圧が解析され、寒冷前線に対応する Cb ラインが明瞭。その後コンマ形雲 B は東進して 21UTC には秋田沖に達したが Cb ラインは次第に不明瞭になった。

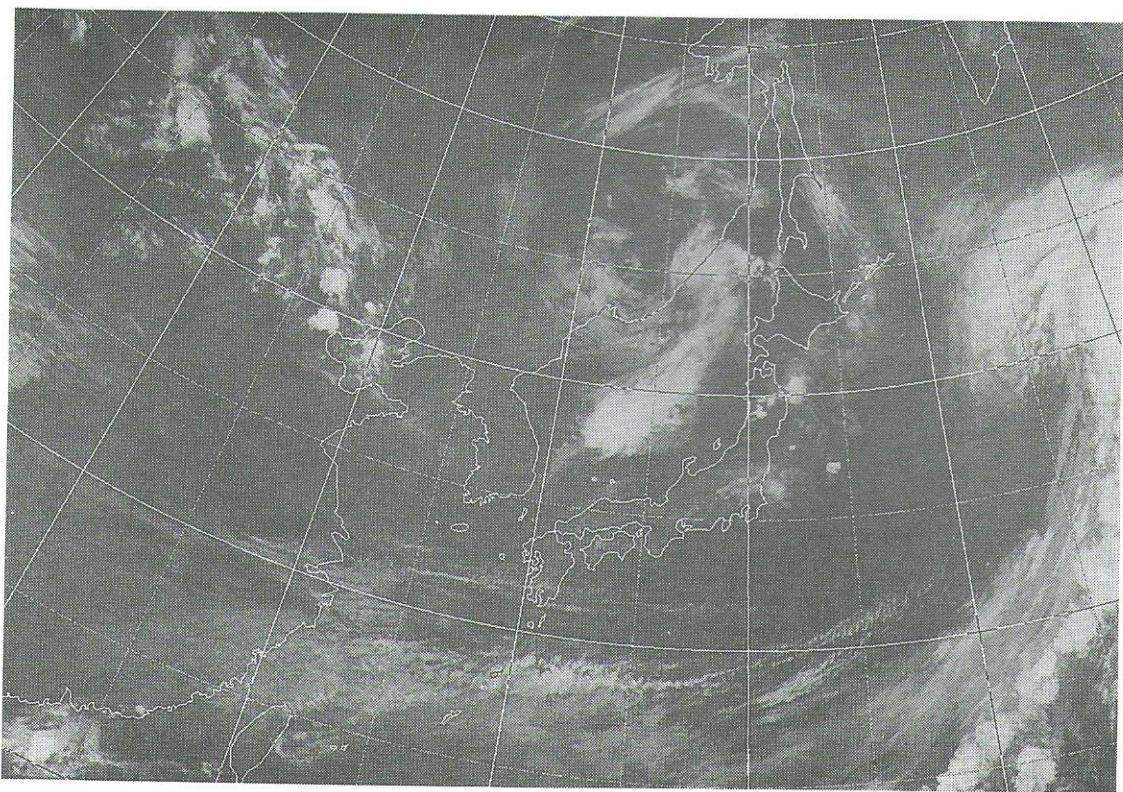


写真 2-2-5 赤外画像：1992. 5 .21.15UTC

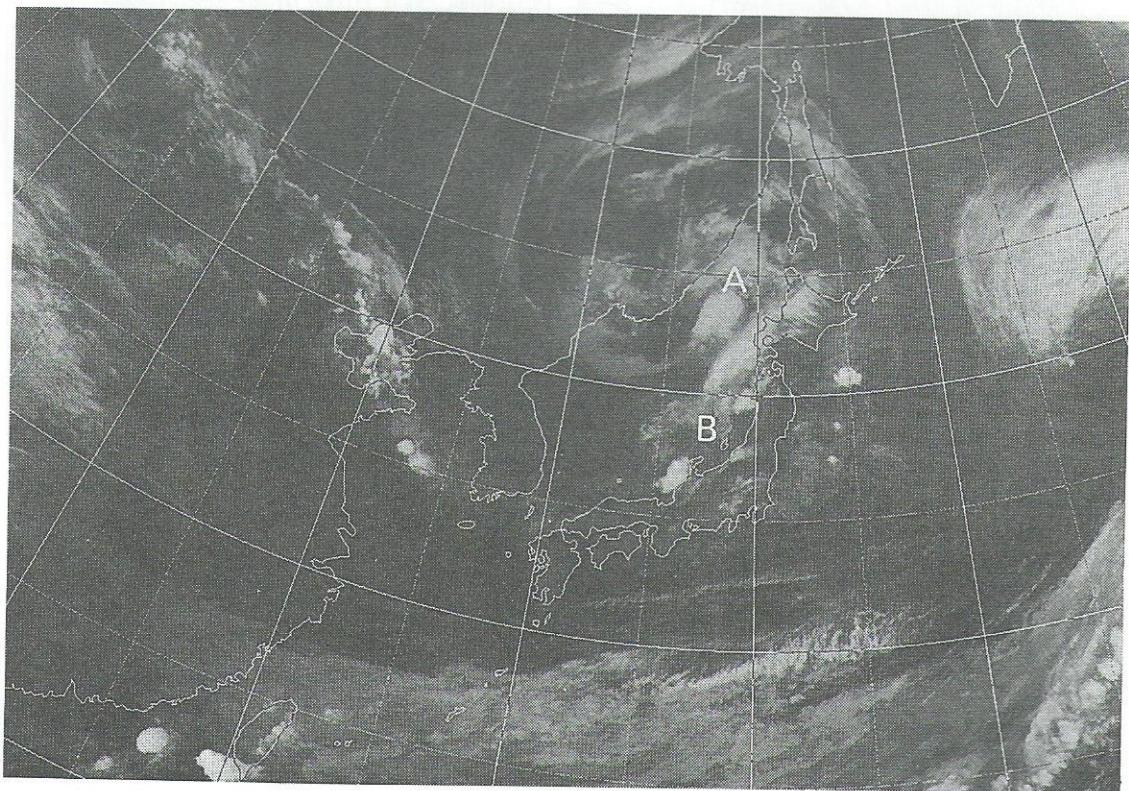


写真 2-2-6 赤外画像：1992. 5 .21.21UTC

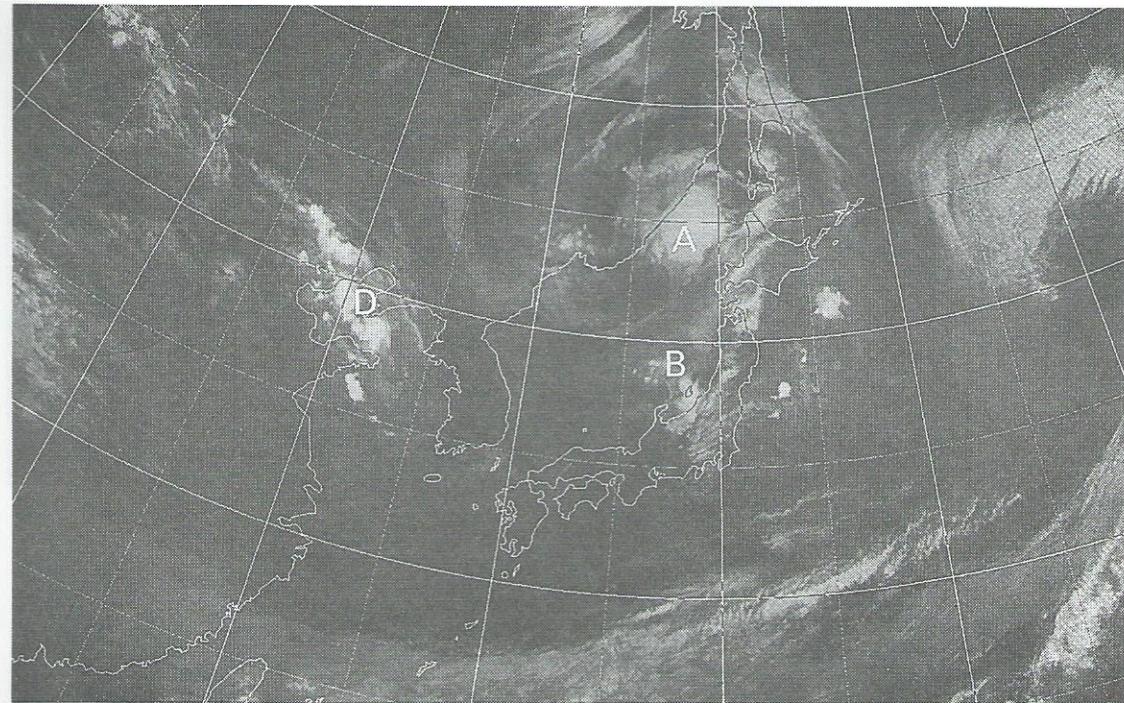


写真 2-2-7 赤外画像：1992. 5 .22.00UTC

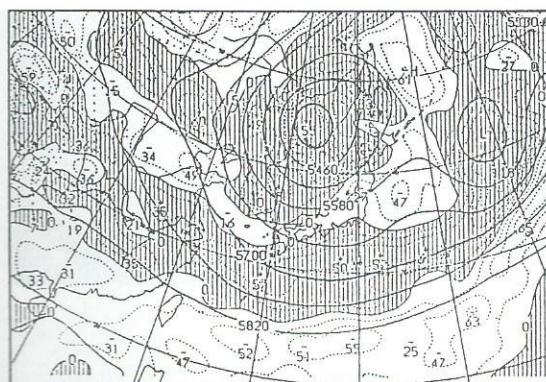


図 2-2-8 AUXE50 : 1992. 5 .22.00UTC

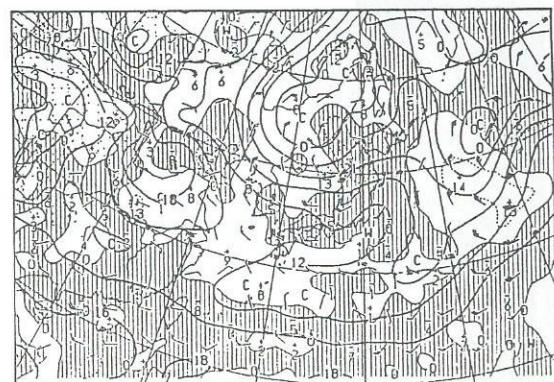


図 2-2-9 AXFE78 : 1992. 5 .22.00UTC

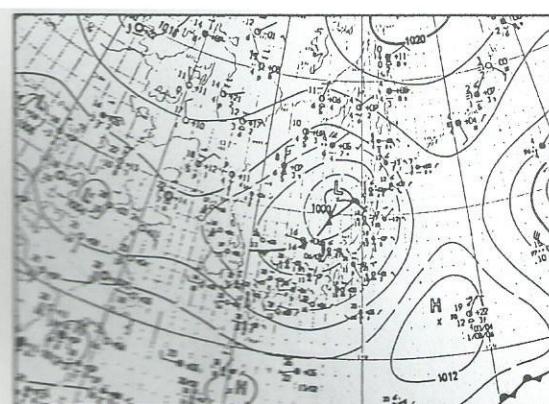


図 2-2-10 ASAS : 1992. 5 .22.00UTC

解説 (1992. 5 .22.00～09UTC)

寒冷低気圧の雲渦中心は00UTCには43N、134E付近で停滞。コンマ形雲Aは北海道の西を北東進して06UTC頃に大陸に上陸し、その後衰弱した。一方コンマ形雲BはPVAとの対応が再び良くなり、03UTC頃から雲域の西縁にフック(矢印)が形成され地上低気圧の閉塞点に対応していた。コンマ形雲Bは、活発な対流雲を伴って22日00UTCから09UTCにかけて東北地方を通過した。また近畿から東北南部にかけては、Bの後面から上層寒気が入り日射の影響も加わって対流不安定となり各地でCbが発生した。華北にあるPVAに対応した雲域DがCbを伴って東南東進し、09UTCには黄海に入ってきた。

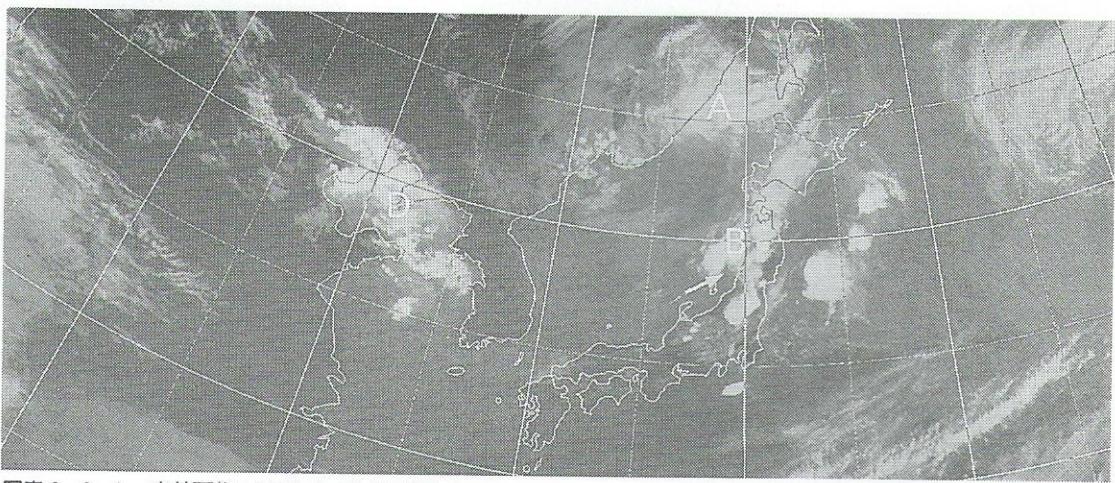


写真 2-2-8 赤外画像：1992.5.22.03UTC

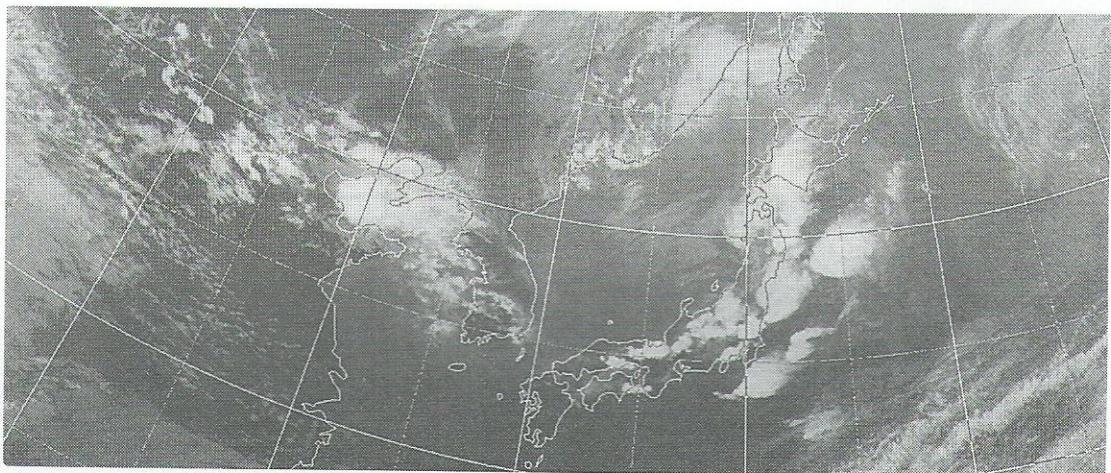


写真 2-2-9 赤外画像：1992.5.22.06UTC

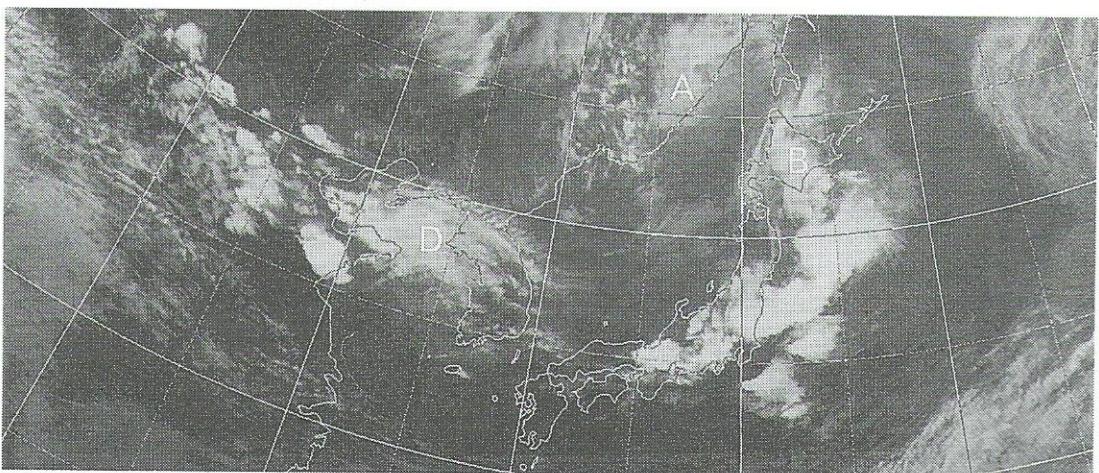


写真 2-2-10 赤外画像：1992.5.22.09UTC

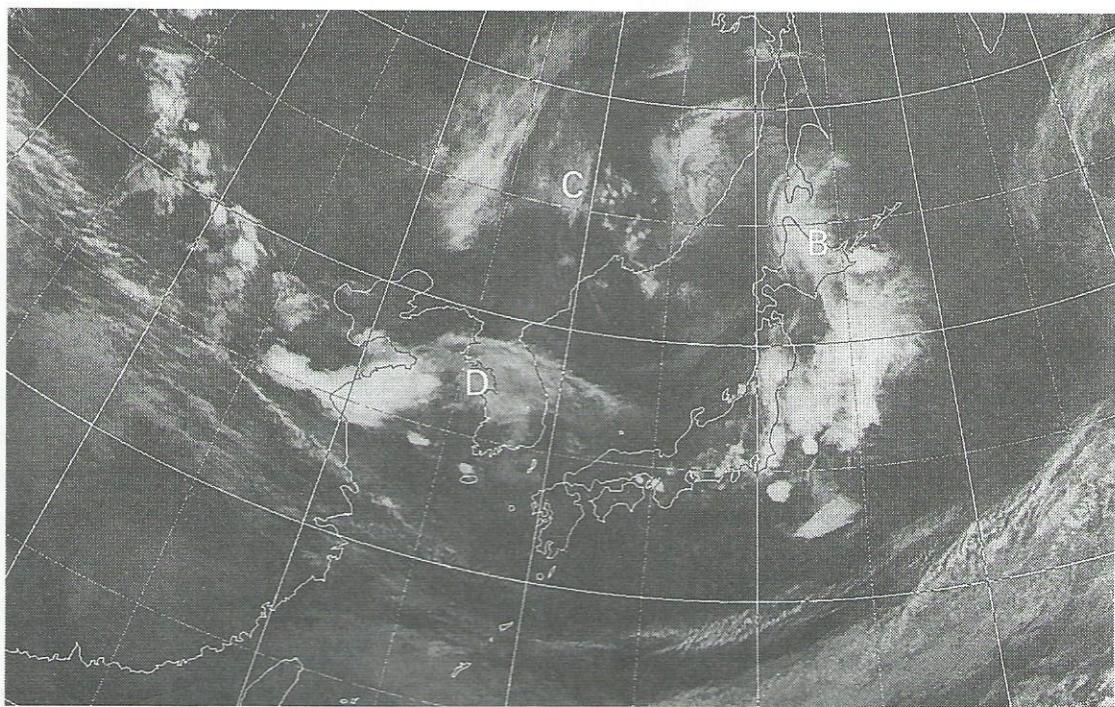


写真 2-2-11 赤外画像：1992. 5 .22. 12UTC

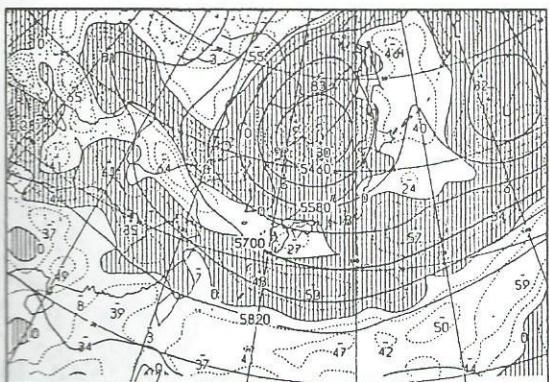


図 2-2-11 AUF50 : 1992. 5 .22. 12UTC



図 2-2-12 AXFE78 : 1992. 5 .22. 12UTC

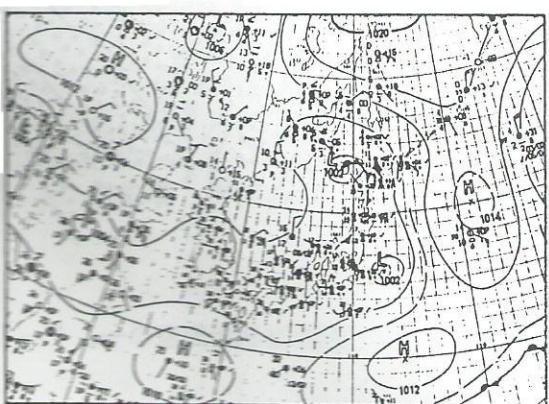


図 2-2-13 ASAS : 1992. 5 .22. 12UTC

解説 (1992. 5 .22. 12~21UTC)

寒冷低気圧の雲渦中心は43N、135E 付近にあり停滞。フックを伴ったコンマ形雲Bは負の渦度域となり、オホーツク海に入った。またコンマ形雲Bから南に延びる雲域は、12UTC以降下層暖気移流場に入り更に発達した。一方雲域Cは中国東北区にあるPVAに対応した上層雲主体であったが次第に対流雲を増しながら南下した。PVA対応の雲域Dは、雲域Cに先行し活発な対流雲を伴って日本海に入ってきた。この雲域は、東進するにつれ南北に立つ傾向を示し、発達場である寒冷低気圧の南東象限に入ったことを示している。このため各地で対流不安定となってコンマ形雲が発達し雷が発生した。

3. 「気象に起因する山岳の危険な現象」 —谷川岳と富士山の事例から—

専修大学附属高等学校 小岩 清水

1. 1982年初冬期・谷川岳一ノ倉沢の雪代雪崩

1982年は12月になっても積雪が増加しない傾向が続き、谷川岳東面では12月20日に一ノ倉沢までの林道は積雪15cmで特に冬装備も必要とせず行動出来る状況であった。このような暖冬傾向の中で、二常年には一ノ倉沢核心域の本谷スラブの滝沢下からヒヨングリ滝にかけて蓄積されている雪崩堆積物（雪渓）は未発達で、越年雪渓の上面を12月19日に降った新雪が薄く覆っているだけであった。

その一方で、平常年には見られない硬く凍結した土砂含有率の高い雪崩堆積物（デブリ）が林道出合、一帯に広く押し出していた。本来ならば、この沢地形において雪崩堆積物（デブリ）が林道の出合、地点まで押し出して来るのは、冬も季節が進んで上部の沢谷地形が度重なる雪崩堆積物で埋積され、ノッペリとした抵抗の無い斜面になった上で、大雪が短時間にもたらされ、これによって始めて沢の中流域にまで雪崩が到達してくるというのが常識であり、事実そのような経過によってこれまでこの雪渓は成立していた。

しかし、降雪がもたらされず、沢谷地形も全く埋積されない条件の下で、どうしてこのような雪崩堆積物が中流域にのみ凍結して存在し、上部の沢谷底には薄い積雪しかないという現象が発生したのかについて調査を行った。

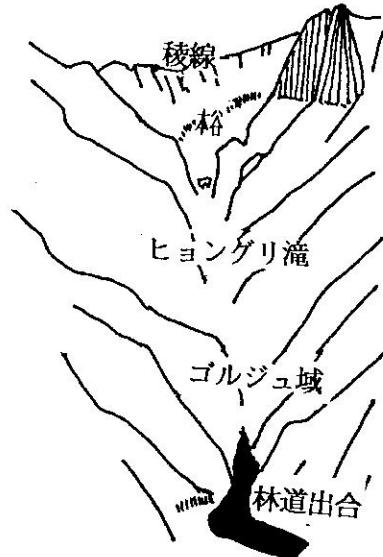
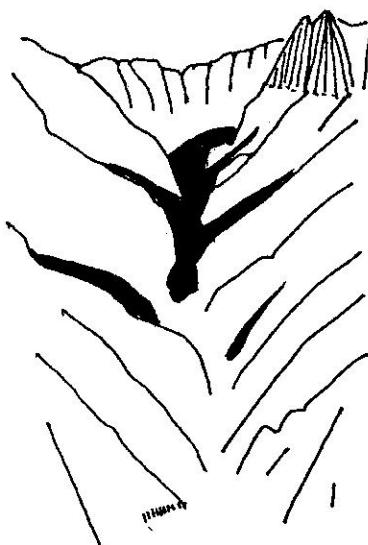
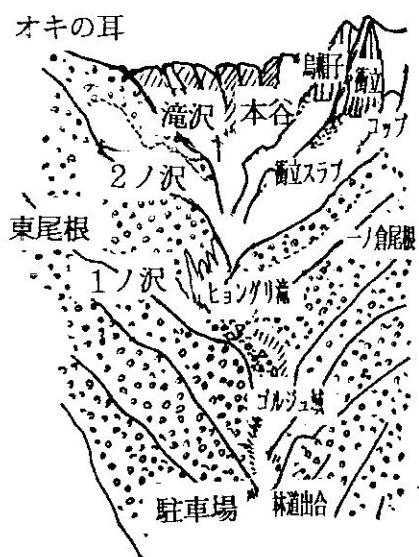


図1-1 一の倉沢地形概念図

図1-2 平常年12月の
雪崩堆積域図

図1-3 '82年12月の
雪代堆積域図

堆積物は①単純な雪崩堆積物ではなく雪・砂・泥の混合物であり礫も含んでいるし、その混合の状態はよく攪拌されている。②堆積物の各所に完全な氷塊が形成されている。堆積分布が広い事に対し

て堆積層厚は最大で1mで平均すると0.7m程、一部を除きほぼ均一な層厚となっている。④林道出合より上流約100mの岩溝ゴルジュ）地形域側壁岩盤の沢床から4.5mの位置に洪水流の最大水位を示す痕跡と近似した堆積物が左岸のみに硬く凍結して、かなりの量で認められた。林道出合部から一ノ倉沢パーキングエリア一帯の堆積物分布と夏期短時間大雨時の洪水流掃流囲を重ねると見事な一致が認められる。など①～⑤の条件を勘案すると、この凍結堆積物は雪代堆積物であると判断された。

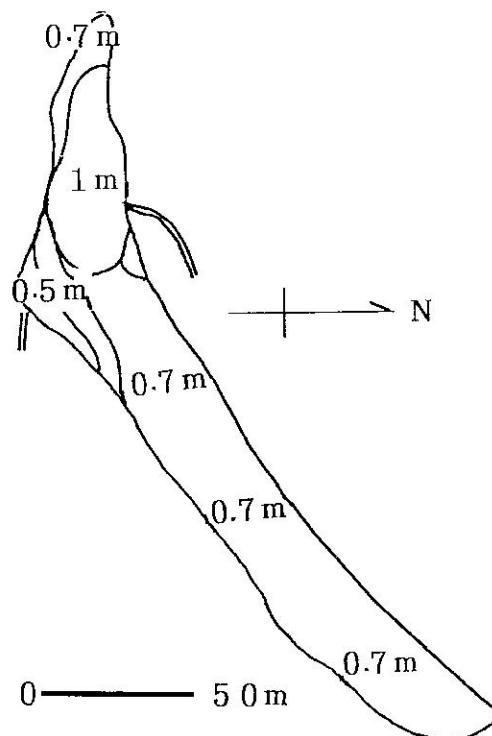


図1-4 凍結堆積物分布と堆積深度図

'82.12.20

雪代雪崩の代表的なものは、富士山斜面で発生する。この場合の条件としては、厳しい寒気によって砂礫斜面が凍結し不透水層を形成した直後に、短時間に強い暖気が流入し、大量の降水と雪解け水が積雪層を一気に液状化（スノージャム～シャーベット状）を促し、広大な斜面全域に洪水状流動が始まるものである。一ノ倉沢の場合、凍結層が形成されなくても、岩盤域がそのまま不透水層と同じ役割を果たし、富士山の雪代発生条件では欠く事の出来ない、暖気に先行する寒気条件を必要としている。岩盤上の積雪層を湿潤にし液状化するだけの雨さえ降れば何時でも発生しうるものである。

この雪代雪崩は何時発生したのか

1982年11月下旬から12月20日までの天気図を読取ると、11/24～11/26の寒気の吹出しによる積雪と、その後の11/30の二つ玉低気圧の発達通過に伴う強い暖気の流入が注目される。この強い暖気の流入は東京では風速28m/sの強風と47mm/hの強雨で首都圏洪水が引きこされたし、関東域の雨量は100mm～200mmにおよんだ。

したがって、積雪が少ない状況下でも、初冬期において広大な岩盤域を行動する場合は積雪が増加する西高東低気圧配置のみならず、暖気流入をもたらす日本海低気圧にも注意が必要である。

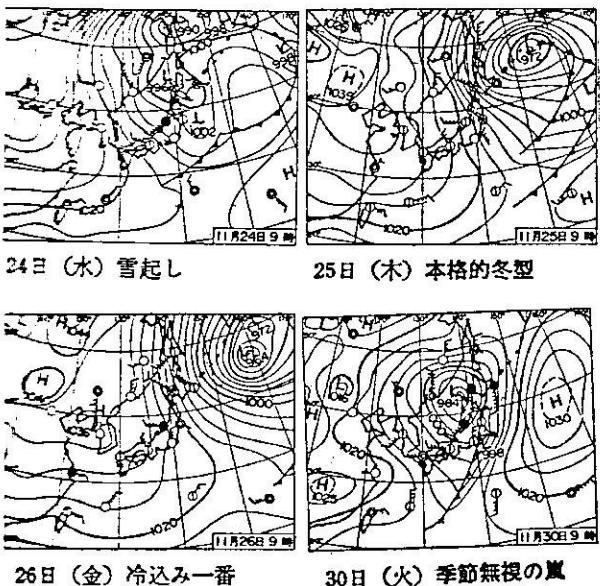


図1-5 天気図 11/24~26 11/30

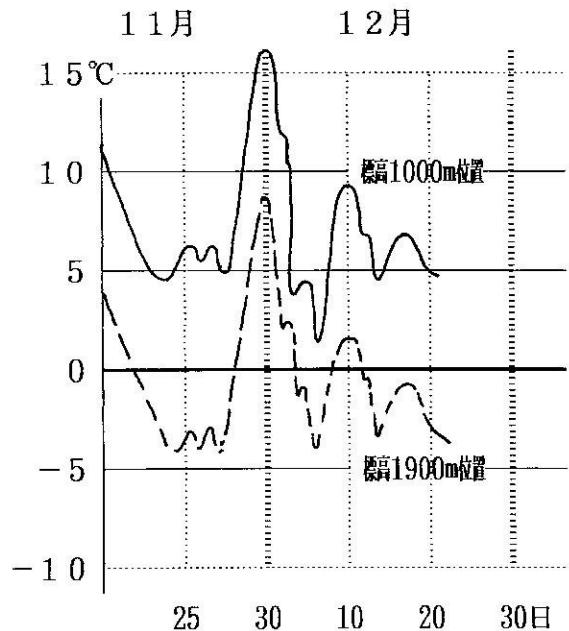


図1-6 一ノ倉沢の推定温度変化図

次に前橋と新潟の正午の気温を基に単純計算であるが、一ノ倉沢域で標高1,000m付近と稜線域標高1,900mの気温の推移について推定すると共に、一ノ倉沢の東側3kmの藤原におけるアメダス観測点の降水量値の変化と富士山頂の正午の気温変化などに対応させた。降水量を見ると、11/24～11/25は、この季節としてはかなりの雨が降っており、谷川岳東側の藤原の72mmだけでなく、西側の越後湯沢でも、この3日間で122mmと藤原を50mmも上回る大雨となっている。低地において雨であっても上位では雪となっている可能性があり、もし雪として降ったとすれば相当の積雪値を記録するはずであるが、標高100m付近の推定グラフを読むと、この高度では雨として降った可能性が大であり、標高1,900m線域では雪となっていたと考えて良い。これは以後、谷川岳一帯で降雪がもたらされる気配にならなかったのに12/10の天神平スキー場標高1,400mでの積雪深度が0.7m程であった事からも誤りないと考えられる。

このようにして、稜線域や斜面上部には1m近い積雪があり、山麓域や沢谷底は大雨で洗い流される3日間が過ぎ、その後数日を経て11/30の段階で、発達した二つ玉低気圧の通過に伴い異常な暖気の流入がある。この時は東京などでは小河川洪水まで引き起こされたし、藤原のアメダス雨量測定値は11/30の7時～11時の3時間に12mmのまとまった雨となっている。また上空域まで暖気が上昇したことは富士山頂の気温が前日よりも6℃も急上昇した事に現れている。前橋や新潟の気温を基礎資料としても標高1,000m付近で10°C、1,900m付近の高度で4°C程度となり、一ノ倉沢上部稜線域まで両域が吹んでいた事になる。

このような11月下旬の気象変化の推移の激しさから、雪代雪崩は11/24～11/26の大雨の時に発生したではなく、この期間に沢谷地形に降注いだ大雨は、初冬期には稀に見る洪水流となって流下してしまい、稜線域では積雪として固定されたものが残っていたので、この段階では雪代雪崩の発生はなかったのである。その後に11/30になり、稜線域まで暖気が支配する二つ玉低気圧の通過によって稜線域も雨と暖気の作用を受けて、この段階で初めて積雪が液状化し激しい流動体としての雪代雪崩として斜面を下るエネルギーを発生した。このような液状の形態であるために、沢谷の地形的抵抗に

より減速を必要とせず林道出合い標高800mまで押し出し、流下速度を失う中で水分だけが分離し、流動のエネルギーを失い、雪としての性質を回復して凍結堆積したものである。だから、この雪代雪崩堆積物は出合いから地形展望をする場合、本谷スラブなどの高度的に低い岩盤域を発生点としているのではなくて、稜線域を発生域とした極めて流動性の高い雪代の発生と痕跡を示すものである。

なお、12/20は水上付近の積雪は無く、土合で5cm、天神平ロープウェー山麓駅で6cm、マチガ沢渡り場で10cm、一ノ倉沢林道出合いで15cmの新積雪があったが、この15cmの新積雪のうち上部12cmは新雪そのものであったが、下層の3cmはカチカチの旧雪であった。雪代堆積物の上も同様に覆っていたが、気温と降水の推移から読取ると新雪下部の3cmの硬い層は12/13の積雪、上部12cmの柔らかな新積雪は同様にして12/18～12/19の積雪と考えている。この12/13の雪層が凍結した雪代堆積物を覆っていることは、雪代堆積物はそれ以前に既に在った事になり、12/9の暖気流入が軽微であった事を読取る時に、11/30の雪代雪崩発生は殆ど疑う余地がないし、藤原の気象変化と谷川岳の変化が近似しているとすれば、雪代発生時間は11/30・08時～09時の間にあり、時間降水量が6mm程度の降雨の中で流動が始まったと考えられる。

2. 富士山御殿場斜面の巨大雪代雪崩

＜1995年3月17日発生の例＞

1995年3月17日 14時～15時頃、富士山御殿場（東）斜面において、発生した雪代は発生点高度2,300m、停止高度1,200m、流動距離3,000m、流動幅3,500mの巨大なものであり、最近における日本の雪代を含む雪崩現象の中でも類例を見ない規模である。御殿場斜面は雪代の発生頻度の高い場所であるが、御殿場登山道から須走登山道までの斜面全体を覆うような巨大な雪代雪崩は記録されたものは無いので、歴史的巨大雪代であったことになる。（日本山岳会の故 広瀬 潔氏の資料として昭和14年3月11～12日発生大雪代があるが、この場合でも御殿場登山道から成就ガ沢付近までとなっており、須走登山道付近まで及んでいないので今回の雪代の2分ノ1である。）したがって、1997年3月の巨大雪代は半世紀に一度の規模のものであった。

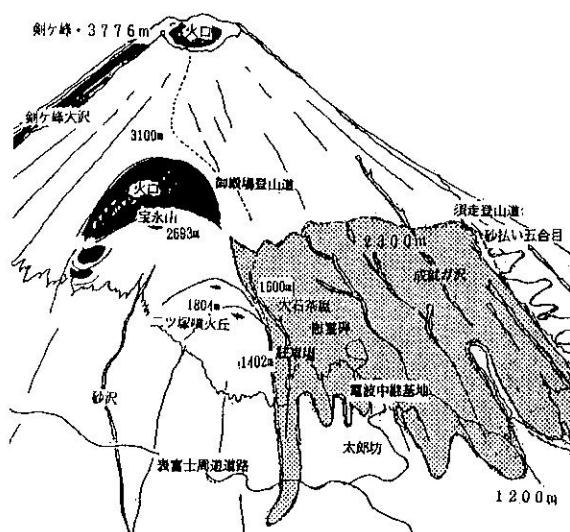


図2-1 1997. 3. 17の雪代範囲図

図2-1は今回の雪代範囲を記入したものである。この雪代の場合は、これまでの御殿場側斜面雪代に伴うような登山者の遭難災害が発生せず、ニュースとして取り上げられられなかったが、登山小屋・駐車場と施設・電波中継基地・表富士周遊道路・広大な範囲の森林・富士山観測所員遭難慰靈碑などの物的被害は今回の雪代が容易ならざるものであり、今後の災害対応が、新しい段階に入った事を示している。登山活動の面で見ると、富士山のまだ緩やかな山麓斜面と認識される地域に、幅3.5mもの雪代が発生する事は、これまでには想定すら出来ていない現象であり、発生時に宝永山から太郎坊間の標高差1,400mの斜面で活動していたとすれば、地形の如何（高低）を問わず、生存の可能性はほとんど無いと判断される状況であった。

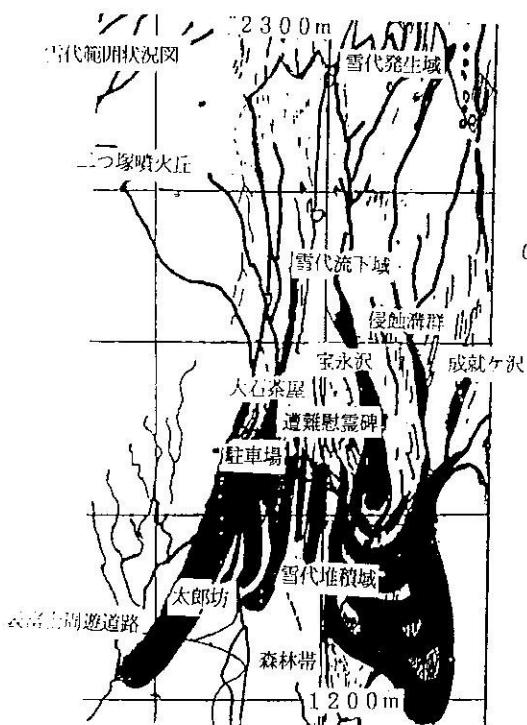


図2-2 雪代範囲と特異現象域図
(調査は二ツ塚山～成就ヶ沢まで)

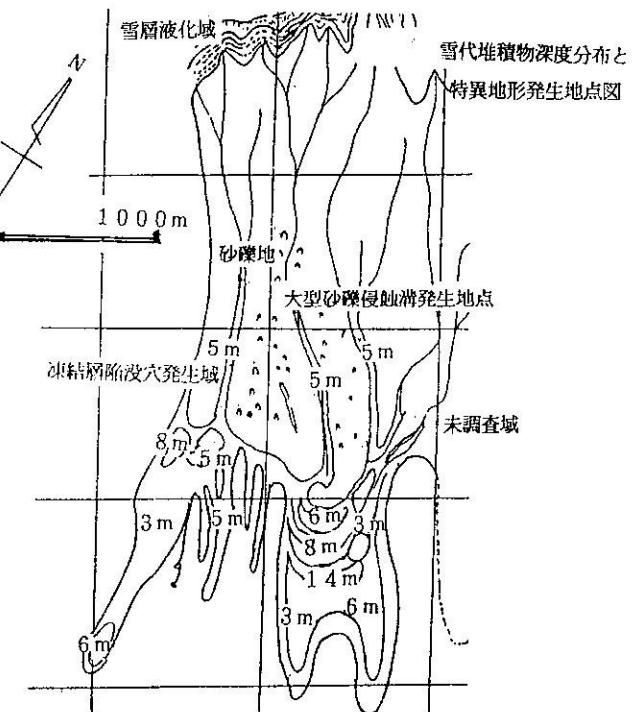


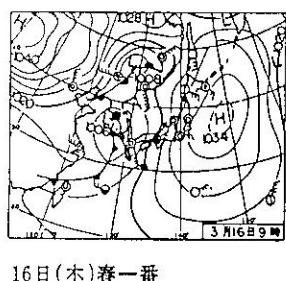
図2-3 雪代堆積物の深度分布図

これまでの雪代は発生すると面的に拡散し、必ずしも沢地形に沿って流れ下るとは限らなかった今までの雪代も毫毛全体が一掃された状況にある。尾根の上まで雪代が通過する事は、多くの人々にとって理解し難い事とされるが、これについては富士山の自然観測について最も長期的資料と実践的経験をもつて、も富士山測候所の人々によって、最も安全な場所として判断された富士山測候所員の遭難慰靈碑も、今までの雪代で倒壊している現実が、尾根上といえども安全でないことを明らかに示してしまった。

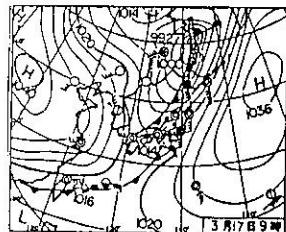
雪代の発生はすでに長年を経む表凍結層とこの上を流れる高温と雨によって生じる大量の融雪水によって引き起こされる。この結果は斜面の積雪層が薄い場所ほど液状化が進行し、積雪層が薄い場所と表凍結層が密で厚く発達しているから、雪代は必ず尾根上の積雪の薄い範囲で流動が開始される。富士山の場合、表層がもともと一体で形成された斜面に、後から侵蝕溝が侵入しており、これが上屋から展望する時に谷と毫毛に見えるに過ぎず、尾根だからといって高くなっているわけではない。だから、侵蝕溝の及んでいない上部の斜面で発生した雪代流動物は、本来の最大傾斜線に忠実に

流れ下ってくる。登山道が尾根上に開かれ、登山活動は尾根上をルートとしており、一般的意味での雪崩は沢とか谷において発生するので、尾根ルートは安全と考えられているが雪代雪崩に関しては、発生域が尾根であり登山常識では対応できないし、雪代が積雪が吹き溜っていてしかも傾斜が急になる沢谷域に流れ込むと、それらの質量を取込んで、爆発的にエネルギーを拡大し強烈な破壊力は、単純な雪質雪崩とは比較にならない。スノージャムと火山礫に倒木の混合する流れに巻込まれた場合には雪質雪崩の中での様な生命保持の可能性は全くないし、流動が停止した場合には、夥しい水は離脱し流れ去り、堆積物は火山礫とスノージャムと細かに破碎された木材片がピッケルを用いてもカットが困難な硬度で凍結してしまうので、ここでも人間の身体は圧縮凍結し生存する可能性は無いのである。

図2-3の雪代堆積物範囲と深度値は1995年6月11日の調査から描いたが、3月21日以来の融解値平均2mを加算し、雪代直後の堆積物の実態として表現している。この結果からは今回の雪代堆積物の全体を平均すると3m程度、その中の最大値は14mに及んでいる事が解った。同時に3月21日以来1日に平均2cm強が融解している。この後、雪代堆積物はそれ自体に含んでいる砂礫が融解に伴い月日と共に厚く表層を覆いながら、1995~1996~1997と3回の夏を越えて現在(1997.9.20)もかなりの量が地表砂礫下1.5mの位置に存在している。1995年3月17日の御殿場斜面巨大雪代は、大陸に1,040hpa、日本の東洋上に1,036hpaの強い高気圧が位置し、この間の南北に延びる気圧の谷の中を日本海側を1,006hpaと1,008hpaの二つの低気圧が北に進み、17日になって992hpaに発達した状態の中で発生した。16日は西日本一帯で春一番の南の強風・17日は関東地域も南の強風と地域的には150mmを上回る強い雨となっている。



16日(木)春一番



17日(金)関東も春一番

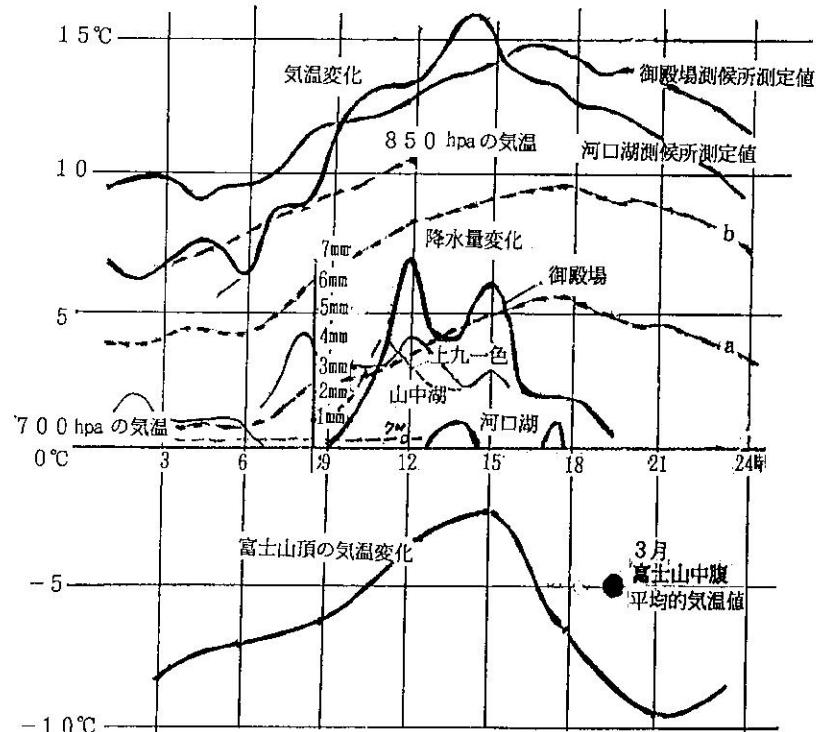


図2-4 雪代発生日3/17の天気図

図2-5 3/17の富士山・気温と降水量推移

図2-4には雪代発生日の天気図、図2-5には富士山の気温と降水量の推移グラフを示す。この中に示すように、標高500mの御殿場観測値を基準にして標高2,300mの雪代発生域と標高1,200m

つ停止域の温度を標準気温遞減率 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ を用いて推定するとグラフの a と b のように表現出来る。しかし、01時と12時の850hpaの高層観測値から見ると、気温递減率から求めた温度よりも、同高度気温は 15°C 高く現れている。これらを参考とすれば、中腹発生域の温度は標高 $2,300\text{ m}$ 付近で $6 \sim 7^{\circ}\text{C}$ 、標高 $1,200\text{ m}$ の停止域で $10/11^{\circ}\text{C}$ 程度の条件であったと考えられる。これを、3月中旬の平均気温の -5°C と比較すると、3月の一般的温度に対して今年の17日は $10 \sim 15^{\circ}\text{C}$ もの温度上昇であった事になる。雨量についても御殿場では12時から15時にかけて時間降雨量 6 mm であった。この場合は御殿場よりも南風の作用を強く受けて雨量の多い御殿場登山道 $2,300\text{ m}$ までの斜面・太郎坊～宝永山付近では、御殿場よりも多雨であったと考えられる。また御殿場の降雨量 6 mm であったとしても、1972年3月19日～20日に今回と同じ範囲で発生し24名もの登山犠牲者を出した雪代は 6 mm の時間降水量で雪代の流動が始まっているし、当時の気温も $5 \sim 8^{\circ}\text{C}$ の範囲であったから、上記の気象測定結果から今回も発生の条件を十分に満たすものであった。降水量が少くとも、高温条件の下で降る暖な雪と次き付ける南の強風は融雪を促進し、雪代は14時～15時の間に発生し流下、停止した事になる。

3. 谷川岳の雪代と富士山の雪代の実態から学ぶこと

「上で役に立つ天気の見方」という題において、これまでに常識とされた事象よりも、ほとんど把握されていなかったにも関わらず、一度遭遇してしまった場合には、全く生き残る可能性が認められない。気象に原因する現象について、谷川岳の一ノ倉沢の場合と富士山御殿場側斜面の場合について「雪代」という一般的にはほとんど知識化されていなかった現象を啓蒙したいと願っている。このように教訓すべき破壊力をもつ現象が、これほどに登山情報が氾濫している現在になぜ情報提供されていなかったのだろうか。それは雪代現象が発生していない時代が、数十年間も持続していたのである。

この実態は、1939年から1970年までの30年間は顕著な雪代現象は停滞し、1972年の御殿場斜面のコーナーに沿って発生し、折からの多数の登山者が巻込まれ、24名の犠牲者を出した段階から、再び発生頻度が高まり1976年には北西側スバルラインの4合目と同ラインの御庭付近、1981年に御殿場斜面と西側の河岸、1982年にはスバルライン5合目の白草流しと青草流しからの雪代がスバルラインを幅 800 m に渡って流下し、大範囲に及ぶ森林を破壊、1992年にはそれまでの春先に限られていた発生期が初冬季の11月にまで拡大し、吉田口登山道6合目の山梨県登山指導センターが粉砕されるとか、スバルライン5合目終点付近のこれまで雪代発生が無かった古御岳流しからの雪代が発生し道路と森林を破壊するなど、連続的に発生するようになった。1995年の御殿場巨大雪代はそのような経過の中で発生し河岸上にわたって安定成長してきた森林を標高 $1,400\text{ m}$ から下方標高 $1,200\text{ m}$ まで破壊し裸地を造成させたのである。

ここで、富士山の雪代を発生させる気象現象とは、複雑なものではなく、古くから雪崩を引き起こすとして警戒され、主に有雪期間に登山活動をする人々にとって常識として学ばれた、優勢な低気圧や日本海低気圧を地上していく時、太平洋側からの南風が強風と多量の雨をもたらす、通称日本海低気圧ともいふ、ノルトームと呼ばれていた現象である。山岳域の危険な気象を学ぶ人々の多くは、複雑で変化の多い、前線活動などに目を向けがちであるが、本当に恐ろしいのは古くから警戒された、今まで有雪期に悪天候をもたらす日本海低気圧や、寒冷な気団が張り出し数日以上も大量な積雪と寒気を伴う大陸高気圧の影響であると判断される。この二つの危険な気象変化の一つ、日本海低気圧が「雪代」という、絶対に遭遇する事を避けなければならない自然現象を、気候変動系に突いて、これまでと異なる気象傾向が次々に出現している現在こそ、皆さんに伝え、理解して戴くことを願って、る。なお、「雪代」は底雪崩とは異質な現象である事を把握し追跡した先人

として、日本山岳会の故 広瀬潔氏 富士山測候所の故 山本三郎氏 富士吉田市の舟久保兵部右衛門氏の教導を受けた事をここに記したい。とくに広瀬潔氏の昭和初期の雪代発生記録があった事が1995年の巨大雪代が半世紀に一度の規模であったとの判断基礎となった。また、谷川岳周辺には噴粒雪崩とでも表現する強烈な大雪崩現象が伝承されているが、これも把握したいと考えている。)

シンポジウム
山で役立つ天気の見方
日本山岳会科学委員会

印刷所
港区白金台 4-6-1
国立公衆衛生院内 豊栄社
電話: 03-3444-2274