

第6章 寒気場内の現象*

寒気場内で見られる雲パターンには、細胞（セル）状の雲、筋状雲、帯状対流雲及び様々なスケールの雲渦などがある。

冬季、寒気場となった日本海には筋状雲が広がり、日本列島の日本海側の広範囲に降水（雪）をもたらす。以降は、特に「降雪」の表現が必要なとき以外は、降雪の場合も含めて降水と記す。一般に、筋状雲による降水は、日本列島の地形の影響から、主に山沿いで降水量が多い、「山雪型」の降雪分布になる。

一方、日本海に雲バンドや雲渦が形成されると、その上陸地点付近の海岸・平野部でも降水量が多くなって、「里雪型」の降雪分布になる場合がある。このような時は、降水域はしばしば偏在し、時には、局地的な大雪となる場合がある。特に、人口の多い地域での大雪は、交通機関などへの影響が大きい。例えば、雲バンドが空港付近に停滞した場合、降水により視程が悪化して、時には長時間にわたり航空機の離発着が不可能になる。

また、雲バンド中にはしばしば雲渦が発生する。雲渦は、上陸した地域に短時間に強い降水をもたらすだけでなく、時には暴風を伴うため警戒が必要である。

6.1 節では、衛星画像で見られる寒気場内の雲パターンを紹介する。6.2 節では帯状対流雲、6.3 節では寒気場内に発生する雲渦を、強風、降水及び視程悪化などに関連させて述べる。

6.1 寒気場内の雲パターン

冬季の寒気場内の海上では、細胞（セル）状の雲や筋状の雲が頻りに現れる。それらの成因から対流の強さや風速分布を定性的に推定できる場合がある。どのような形態の対流が生じるかについての室内実験や理論は浅井（1983）に詳しくまとめられている。また、日本海には、しばしば雲バンドや雲渦が形成される。ここでは、実際に衛星画像で観測される雲についての調査結果と事例について述べる。

6.1.1 セル状の雲

図 6-1-1 のようなセル状の（熱）対流を「ベナ

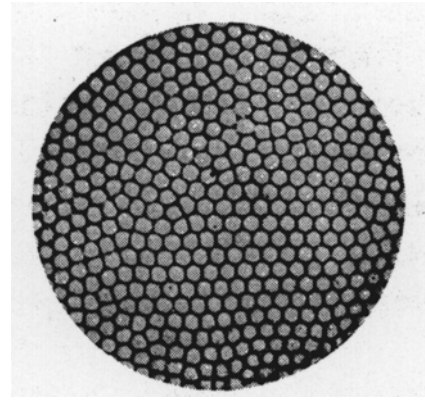


図 6-1-1 ベナール・セルの発現する対流実験（Benard,1900）
浅井富男（1996）より引用

ール・セル」という。このセルは、図 6-1-2 に示すように、セルの中心部で下降流、周辺部で上昇流となる開細胞型（オープンセル）となる場合と、中心部で上昇流、周辺部で下降流となる閉細胞型（クローズドセル）となる場合がある。

(a) オープンセル（Open cells）

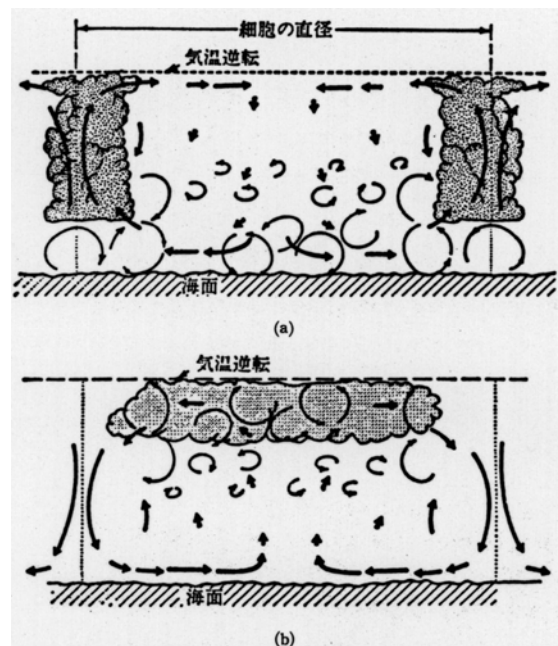


図 6-1-2 オープンセル (a) とクローズドセル (b) を形成する雲と鉛直循環の模式図（Hubert,1966）
太い矢印で対流循環を示す。浅井富男（1996）より引用

*中山 高德

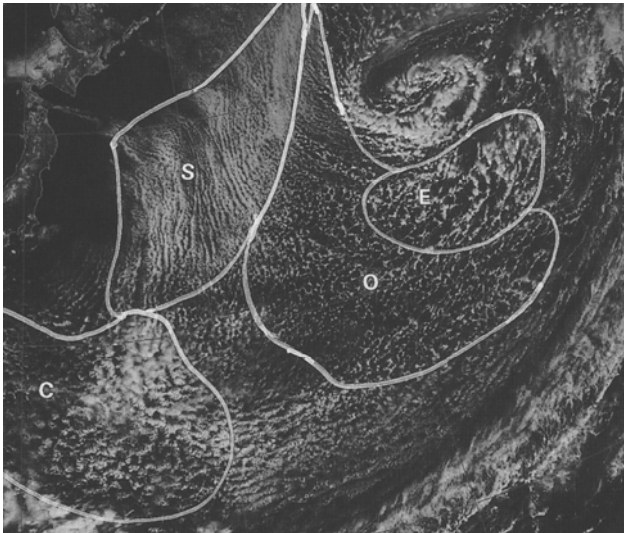


図 6-1-3 1998年2月19日03UTCの可視画像
(気象衛星センター、2000)

寒気場となった日本の東海上には多様な雲パターンが見られる。O:オープンセル C:クローズドセル S:筋状雲 E:エンハンスド積雲

衛星画像で、雲のない領域を取り囲んだドーナツ状の雲を「オープンセル」と呼ぶ。図 6-1-1 のように六角形状が整然と並んだ対流セルは稀で、多角形やU字型の多種多様な形が見られる。一般にこれらも含めてオープンセルと呼ぶ。オープンセルを構成するのは対流性の雲で、気温と海面水温の差が後述のクローズドセルの出現する領域より比較的大きい所に発生する。

図 6-1-2 (a) のように、上昇気流が雲のない晴天域を取り囲む雲壁を形成し、晴天域で下降する鉛直循環を持つ。

図 6-1-3 は、1998年2月19日03UTCの可視画像である。寒気場となった日本の東海上には多種多様な雲パターンが出現している。その中のOやEがオープンセルで、おおよそ低気圧性の循環内

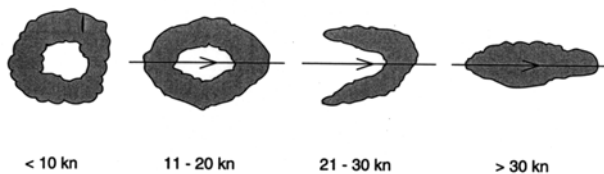


図 6-1-4 風速 (ノット) によるオープンセルの雲形変化
矢印が風向を表す (Pearson and Stogaitis, 1988)
Bader et al. (1995) より引用

に存在している。EはCuからなるオープンセルが、強い寒気により活発化しCgやCbに発達したものである。

Bader et al. (1995) は、オープンセルの形状は下層の風速によって図 6-1-4 のように変化している。これによると、下層の風速が20kt以下のときは、多角形またはドーナツ状に見える。風速が20ktを超えると雲の無い部分を取り囲むリング形の雲が崩れ始め、U字形状となる。風速が大きくなるのに従って不規則さを増して、流れに沿って広がる形が多くなる。ただし、オープンセル状の雲が、低気圧の渦巻き付近で線状に並ぶ場合には、風速は50kt以上に達するといわれている(気象衛星課、1976)。

(b) クローズドセル (Closed cells)

衛星画像で、多角形や塊状の雲が周辺部の晴天域で囲まれたセル状の雲を「クローズドセル」と呼ぶ。クローズドセルはSc(層積雲)で構成され、風速は20kt以下のことが多い。オープンセルに比べ、気温と海面水温の差の小さい領域に発現する。

図 6-1-2 (b) のように、中心部の雲を形成する

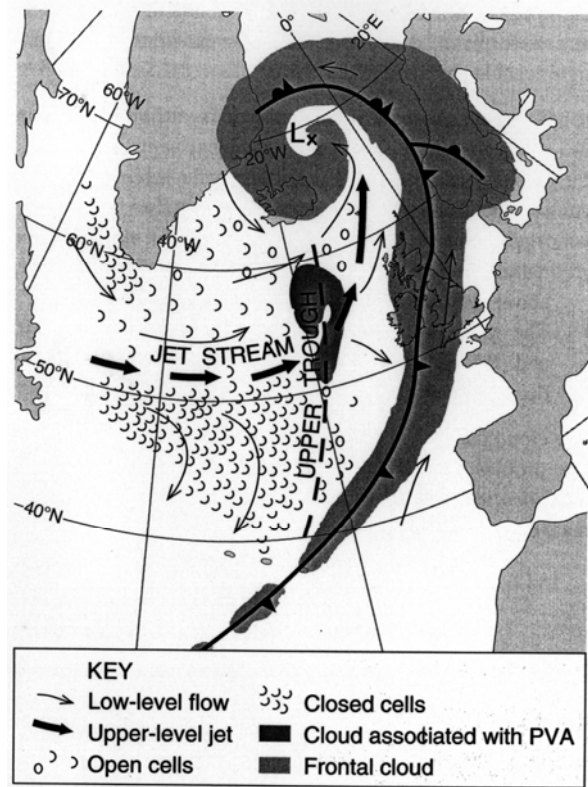


図 6-1-5 寒気場内の一般的なセル状雲パターンと総観場の模式図 (Bader et al., 1995)

上昇気流が周辺部の晴天域で下降する鉛直循環を持つ。

図 6-1-3 中の雲パターン C がクローズドセルで、おおよそ高気圧性の循環内に存在している。

このように、セルの形がオープンになるかクローズになるかは、気温と海面水温の差、主に寒気の強弱に対応する。そのため、オープンセルとクローズドセルの領域の境界は、図 6-1-5 のように、上層のジェット気流の位置を示唆すると言われていいる (Bader *et al.*, 1995)。

6. 1. 2 筋状雲 (Cloud streets)

衛星画像で、Cu や Cg で構成された多数の雲列が平行に並ぶパターンを「筋状雲」と呼ぶ。概ね下層風に平行な走向を持つので、「L (Longitudinal)

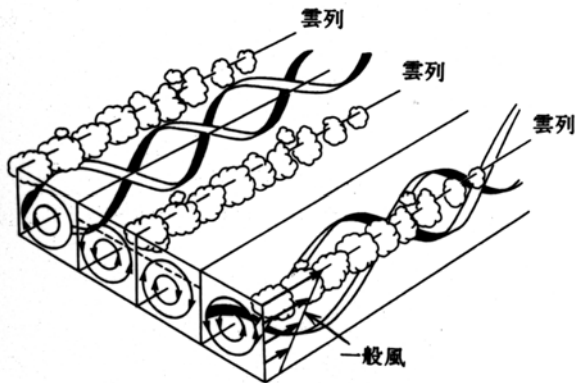


図 6-1-6 ロール状対流の模式図 (浅井富雄,1996)
不安定流体中の鉛直シヤーが大きい場合は、シヤーに平行なロール状の対流となる

モードの雲」ともいう。

セル状の雲域と比べて、下層風の鉛直シヤーが大きい場合、図 6-1-6 のように下層風の鉛直シヤーに平行なロール状の雲 (雲列や雲バンド) が形成される。

図 6-1-7 は、筋状雲の雲間距離と雲頂高度の関係を示す図である。筋状雲同士の距離が大きくなるほど、雲頂高度も高くなっている。一般に、衛星画像から雲頂高度を推定する場合は TBB を用いるが、筋状雲の場合は、この図により筋状雲の雲間距離からも雲頂高度を推定でき、雲列の間隔が雲の発達を目安になる。

図 6-1-3 中の雲パターン S が筋状雲で、相対的に寒冷な下層寒気が、暖かい海面上に吹き出す領

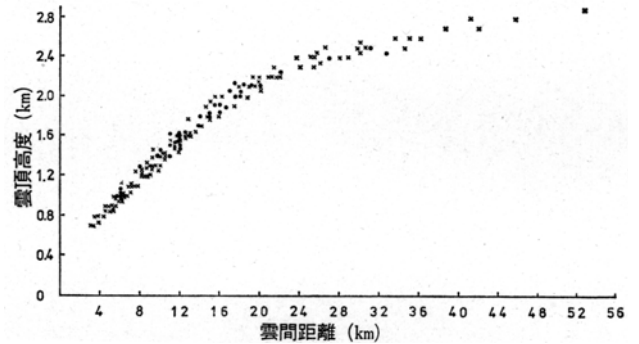


図 6-1-7 筋状雲の間隔と雲頂高度の関係 (三浦、1982)
浅井富男 (1983) より引用
●はラジオゾンデ観測資料、×は気象衛星ひまわりの TBB より推定した雲頂高度

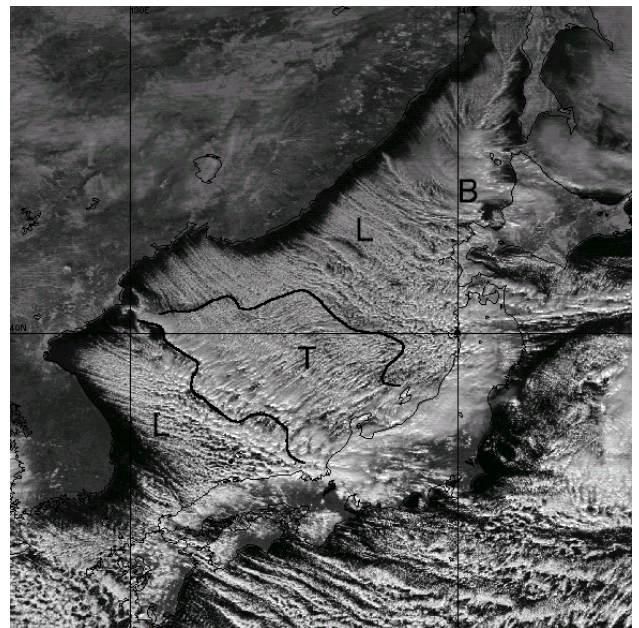


図 6-1-8 1999 年 1 月 8 日 03UTC の可視画像

L: 筋状雲 B,T: 雲バンド

雲バンドが、日本海北部から北海道西岸 (B) と日本海西・中部から北陸地方西部 (T) に伸びている。実線で囲った T を特に「带状对流雲」と呼んでいる。

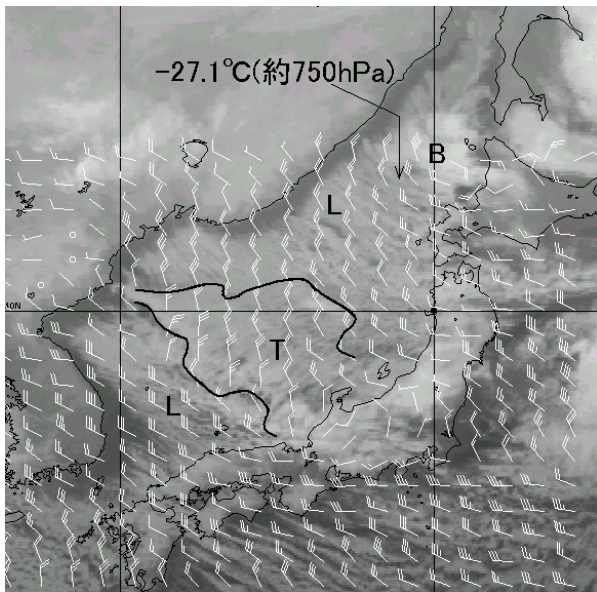


図 6-1-9 1999 年 1 月 8 日 03UTC の赤外画像
 矢羽：RSM の 925hPa の風
 数字：↓付近の TBB (°C)

域に多く見られる。

図 6-1-8 は 1999 年 1 月 8 日 03UTC の可視画像である。寒気が大陸から日本海へ流入した際、気温と海面水温の差が大きいと、L のように十数 km ～数十 km 間隔で平行に並ぶ筋状雲が発生する。

同時刻の赤外画像を図 6-1-9 に示す。矢羽は数値予報領域モデル (RSM) の 925hPa の風である。図 6-1-8 の筋状雲 L の走向は、RSM の 925hPa の風向とほぼ平行になっている。理論的には図 6-1-6 のように下層風の鉛直シヤーに平行に並ぶ。

図 6-1-9 の ↓ 付近の雲頂高度を TBB で推定すると 800～700hPa となる。↓ 付近の筋状雲は、ほぼ 10 数 km ～数 10km の間隔で並んでいるので、図 6-1-7 から求めた雲頂高度は 2000～3000m となる。

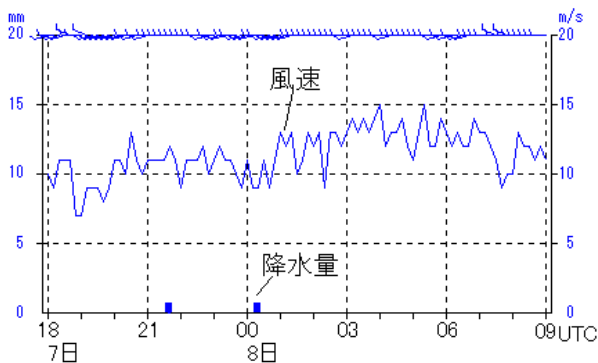


図 6-1-10 1999 年 1 月 7 日 18 UTC から 8 日 09 UTC の
 松江のアメダス時系列
 矢羽：風向 実線：風速 棒グラフ：降水量

この高度は、TBB から推定した雲頂高度とほぼ一致する。

筋状雲の領域の地上風は 20kt 以上といわれている (気象衛星課、1976)。図 6-1-10 は、1999 年 1 月 7 日 18 UTC から 8 日 09 UTC にかけての松江 (島根県) のアメダス時系列である。図 6-1-8 では、山陰地方沿岸は西～西北西の走向を持つ筋状雲で覆われている。松江の風向は西～西南西で、筋状雲の走向とほぼ同じである。風速は 10～15m/s の間を細かい周期で変化している。

6.1.3 雲バンドと雲渦 (Cloud bands and Cloud vortexes)

浅井 (1988) は、日本海の降雪機構に関する研究を中小規模擾乱に注目して総括し (図 6-1-11)、次のように述べている。

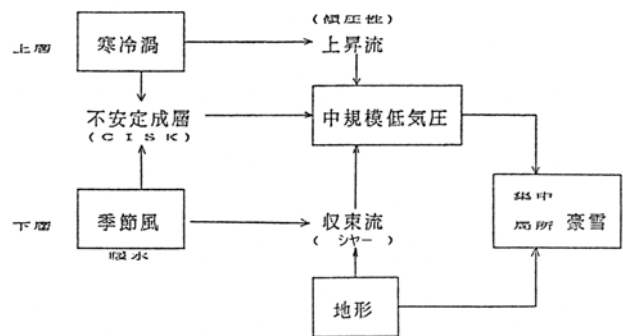


図 6-1-11 中規模渦 (中規模低気圧) 形成と日本海豪雪機構のモデル (浅井、1988)

- ① 上層の気圧の谷、とりわけ寒冷渦として日本海上へ南下 (停滞) することが豪雪の back ground 形成にとって重要な要因となる。
- ② 下層で北西季節風が海面水温の高い日本海上を吹走する。①と②により厚い潜在不安定層が形成される。
- ③ 寒冷渦に伴う力学的上昇流と地形効果により誘起される季節風内の収束帯は上記の潜在不安定層で中規模擾乱を形成する。CISK 機構が第 1 義的なもの、水平シヤーに起因するもの、あるいは傾圧性が最重要なもの等、これらの組み合わせによって水平スケールや構造に差異のある中規模低気圧が生じ得る。

上記メカニズムで発生する中規模擾乱が降雪を局所集中化させるであろう、としている。また、

日本海の収束帯（図 6-1-11 では「収束流」）について、グローバルな現象である熱帯収束帯 (ITCZ) と対比させ、ITCZ に比べるとローカルだが、日本海寒帯気団収束帯 (Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone ; JPCZ) と呼ぶとした。衛星画像（図 6-1-8、図 6-1-9）では、この JPCZ に雲バンドが対応する。

日本海西・中部から北陸地方西部にかけての雲バンドは、沿海州からの北よりの風と朝鮮半島からの西よりの風が合流する所で形成される（図 6-1-8、図 6-1-9 の T）。この T を帯状対流雲と呼び、6.2 節で詳しく述べる。

一方、間宮海峡から日本海北部（北海道西岸）に形成される雲バンドは、沿海州からの北～西よりの風と北海道からの東よりの風が合流する所に形成される（図 6-1-8、図 6-1-9 の B）。

T, B はともに、可視画像（図 6-1-8）では塊状

の雲を含み、赤外面像（図 6-1-9）では周りの筋状雲よりひとときわ白く、発達した対流雲で構成されているのがわかる。

上記の雲バンド中には様々なスケールの雲渦が発生する。特に、上層のトラフや上層渦が接近する場合、比較的規模の大きい下層雲渦が形成される。この雲渦は、図 6-1-11 の中規模低気圧に対応する。地上天気図では、しばしばメソスケールの低気圧または低圧部として解析され、Polar Low（寒気内低気圧）の一種である。

北海道西岸の雲渦は「北海道西岸小低気圧」と呼ばれ、そのうち石狩湾に発生するメソβスケールの雲渦は、特に「石狩湾小低気圧」と呼ばれている。石狩湾小低気圧については 6.3.1 項で、日本海西部の帯状対流雲中に発生する雲渦については 6.3.2 項で述べる。

航空機の被雷

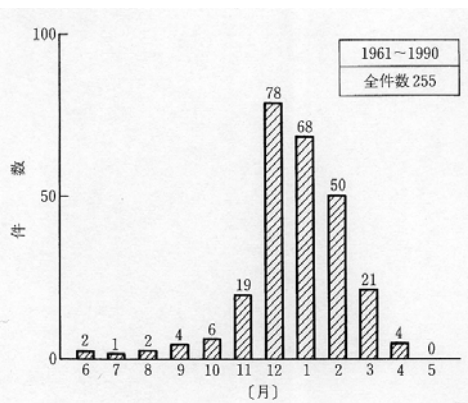
通常、航空機は被雷や乱気流を避けるため、雷雲を迂回して飛行する。しかし、離着陸時にはどうしても雷雲の中を飛行せざるを得ないことがある。太平洋側にある空港の場合は日射による雷雲の発生がほとんどで、その寿命は短く、また移動速度も速いためその間隙をぬって離着陸をすることができる。しかし、日本海側に位置する空港の、特に冬場は日本海で発生した雷雲が次々に押し寄せるため、その回避は非常に難しくなる。

道本（1998）は冬季雷の研究の中で航空機の避雷について調査しているのでその概略を紹介する。

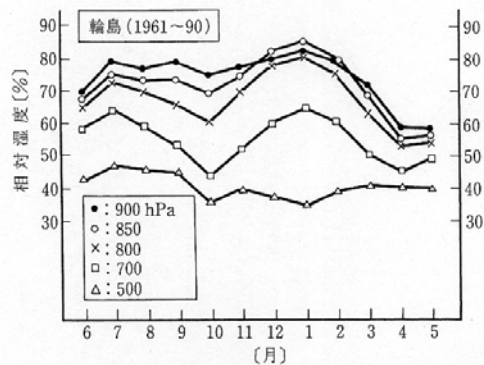
付図 1 は 30 年間の小松空港における航空機被雷の月別件数のグラフである。これを見ると 11 月～3 月、特に 12 月、1 月、2 月に集中して起こっている。これは実に全体の 77% を占め、11 月と 3 月を加えたとんと全体の 93% となる。日本海を背後に控えた小松空港の地理的な影響もあろうが、被雷の 9 割以上が寒侯期に発生していることになる。

付図 2 は輪島の高層観測値（気温と湿度）の月別変化で、500hPa 以下の高度では 11 月～3 月の相対湿度は高く、特に 850hPa では地上付近よりも高くなっている。これは冬場、大陸から吹き出す寒気のため日本海沿岸で雲が発生し発達していることを表している。湿ったところは 800hPa 以下で高度にするとおおよそ 2,000m 以下となる。

（次頁につづく）

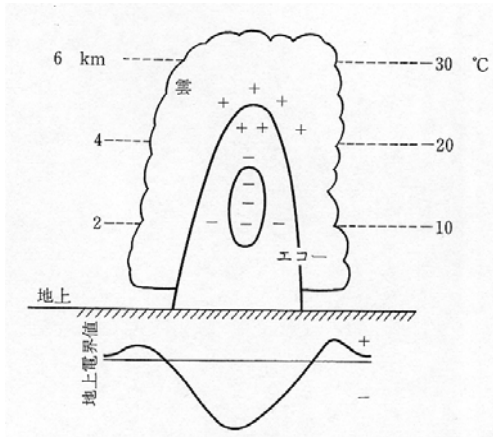


付図 1 30 年間の小松空港における航空機被雷の月別件数（道本、1998）

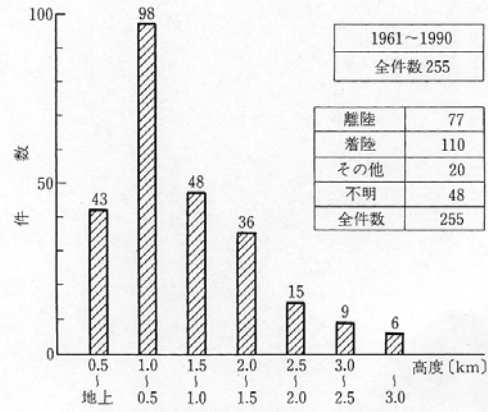


付図 2 輪島の高層観測値（相対湿度）の月別変化（道本、1998）

この高度の電化分離について、エコーの発達期（付図 3）のモデルを使い説明すると、下が負で上が正の二極となり、地上では負の電界が卓越し、定点観測ではV字型の変化パターンを示す。電界強度とレーダーエコー頂温度との定量的な関係については現段階についてはよくわからないが、ただ、エコー頂温度が -10°C 以下より低温になると、電界が平常よりもかなり大きくなり、 $-15 \sim -20^{\circ}\text{C}$ よりも低温になると雷現象（雷放電、航空機への雷撃など）が起こって、平常時の数百倍の強い電界が観測されるようになる。



付図3 エコーの発達期の電荷分布と地上電界パターンの模式図（道本、1998）

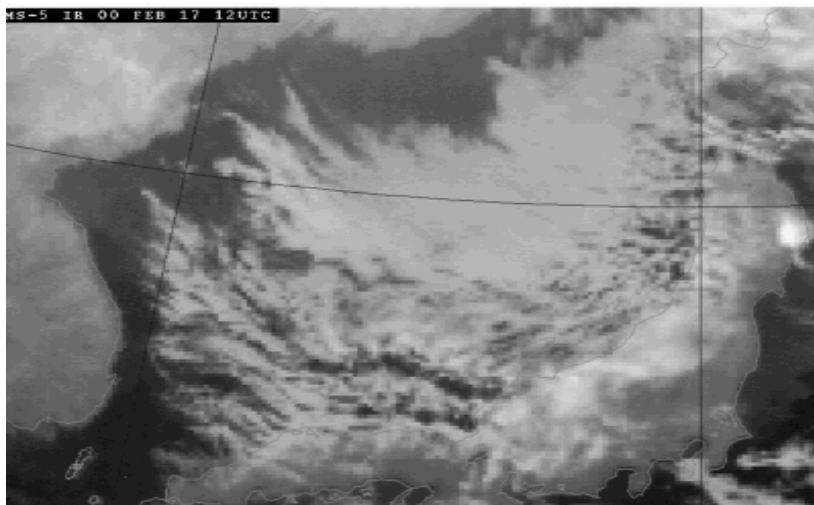


付図4 被雷事例の高度別件数の分布（道本、1998）

付図4は、付図1と同じ30年間の計255件の被雷事例について500mごとに被雷件数を表したものである。これを見ると、ほとんどが3,000m以下で発生しており、2,000m以下になると全体の88%が起こっている。また、被雷のほとんどが離着陸時に集中して起こっている。これは800hPa以下の相対湿度の高い部分（エコー頂温度 -10°C 層）に対応している。

付図5は2000年2月17日12UTCの赤外面像である。この時間、小松空港に侵入中の航空機が金沢上空で被雷している（藤田ら、2001）。画像を解析すると日本海西部から伸びる帯状対流雲が金沢付近に上陸している。帯状対流雲は日本海側の大雪と深く関与しており大雪時に観測される北陸不連続線は帯状対流雲の南縁にあたる。この画像より解析できる帯状対流雲の雲頂高度は高く（雲頂温度の平均 -20°C ＝約3,000m）、対流雲内には活発な積雲や積乱雲を含んでいるのがわかる。

（浜田 信敏）



付図5 2000年2月17日12UTCの赤外面像

6.2 帯状対流雲

冬季の日本海で、寒気の吹き出しに伴って現れる幅の広い雲バンドを「帯状対流雲」と呼ぶ（気象衛星センター、2000）。帯状対流雲は活発な対流雲を含み、上陸した地域に短時間に強い降水をもたらすことがある。時には、1～2日間も持続して、その影響下の地域では豪雪になる場合もある。

八木ら（1986）は、帯状対流雲が発生した時の衛星画像を解析し、「山岳帯を迂回した風が、山岳帯の風下で合流して風の収束域が形成され、これが対流（雲）との相互作用で発達する」考えを示し、図 6-2-1 のモデルを作成した。

6.2.1 帯状対流雲の定義

図 6-2-2 は、1999 年 1 月 7 日 13UTC の赤外画像である。日本海には、沿海州沿岸から日本海北・中部に広がる北西－南東走向の筋状雲 A と、朝鮮半島東岸から日本海西部に広がる西北西－東南東走向の筋状雲 B が見られる。A と B の間には、L-L' で示す線上に周りよりひとときわ白く、塊状の活発な対流雲が連なっている。図 6-2-1 のモデルのように、L-L' が A と B の合流域に対応している。L-L' は一直線ではなく、所々で折れ曲がりながら日本海中・西部から北陸地方に上陸している。

一方、L-L' から波線で囲った領域には、南西－北東走向の縞模様を持つ雲が、A を覆うように広がっている。この雲域は、下層風にほぼ平行な筋状雲（L モード）に対して、ほぼ直交する走向を持つため、「T (Transverse) モードの雲」と呼ばれている。L-L' から T モードの雲の範囲を帯状対流雲と呼ぶ。この例では、帯状対流雲の幅が広く、300～400km の広がりを持つ。

なお、画像を動画にして解析すると、L-L' から TBB の低い雲が北東方向に湧き上がって、T モードの雲を覆っているように見える。これは、Cb から広がった Ci である。

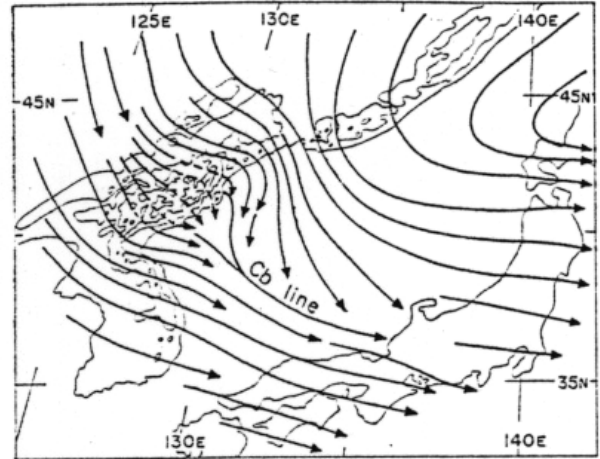


図 6-2-1 山岳のまわりの気流系と Cb ラインの発生モデル（八木ら、1986）

長白（チャンパイ）山脈を迂回した気流が山脈風下で合流して Cb line を形成している

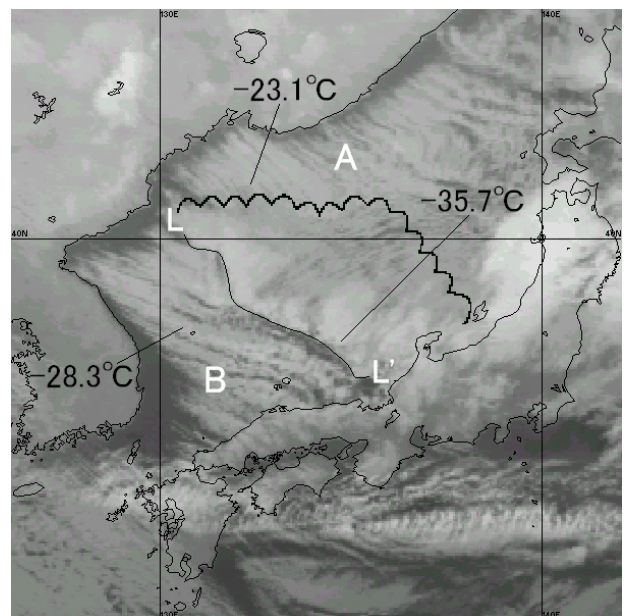


図 6-2-2 1999 年 1 月 7 日 13UTC の赤外画像

A、B：筋状雲

L-L'：活発な対流雲の南縁を結んだ線
数字：TBB（°C）

L-L' から波線で囲った領域が帯状対流雲

帯状対流雲のような比較的スケールの大きい擾乱は、最近の数値予報で表現されるようになった。

図 6-2-3 に、1999 年 1 月 8 日 00UTC の赤外画像と RSM の 850hPa の風を重ねたものを示す。日本海中・西部で、西北西～北西風と北北西～北西風が合流する所に周りよりひときわ輝度温度の低い活発な対流雲列があり、帯状対流雲の南縁を良く予想している。

6.2.2 帯状対流雲の構造

永田 (1987, 1992) は、微格子プリミティブモデルを用いて帯状対流雲の予報実験を行い、「対流活動の活発な線 (図 6-2-2 の L-L' に相当) に沿って、強い正渦度を伴った下層収束と、中層発散の領域がある」、「対流活動の活発な線に沿って暖かくて風の弱い領域がある」及び「帯状対流雲周辺の熱的な構造は、主に潜熱の解放によって維持されている」ことなどを明らかにし、図 6-2-4 のような帯状対流雲周辺の空気塊の 3 次元的な動きの模式図を示している。帯状対流雲の北側と西側から集まった空気が、帯状対流雲の南西端 (図 6-2-2 の L-L' に相当) で安定層 (陰影部) に沿って急激に中層まで上昇し、北東～東に流れているのがわかる。

メソ気象調査グループ (1988) は、啓風丸による特別観測のデータを解析し、帯状対流雲の立体構造 (図 6-2-5) を報告している。図では、「Cb」 (図の上部) の南西側に比較的背の高い安定層、北東側に比較的背の低い安定層が存在する。図 6-2-4 の陰影部の曲面は、背の低い安定層に該当する。図の流線 (破線) を見ると、下層の風が「Cb」付近で収束し、背の低い安定層に沿って上昇しており、図 6-2-4 の数値実験の結果と一致する。背の低い安定層上の雲 (波線で囲った領域) は、T (Transverse) モードの雲に相当する。この T モードの雲は、図 6-2-2 のように 300km 以上も広がる場合もある。この報告では、T モードの雲の列は 1000~800hPa 間の風の鉛直シヤー方向に平行であるとしている。

帯状対流雲は、図 6-2-5 の上部に示された、「Cb」と「Transverse」の範囲に相当する (気象衛星センター、2000)。図には描かれていないが、衛星画像では、「Cb」から濃密な Ci が北東側に広がる場合が多い (図 6-2-2)。このため、

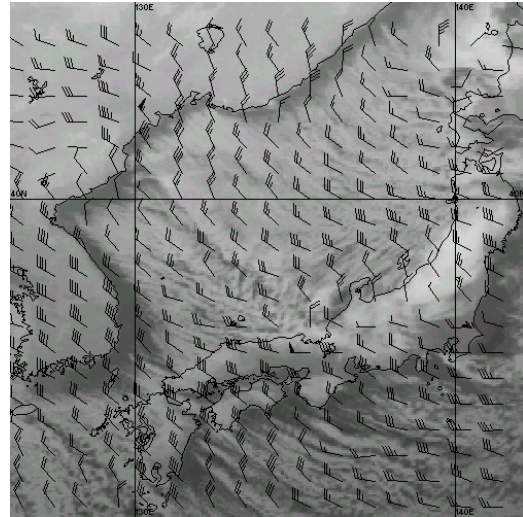


図 6-2-3 1月8日 00UTC の赤外画像
矢羽は RSM の 850hPa の風

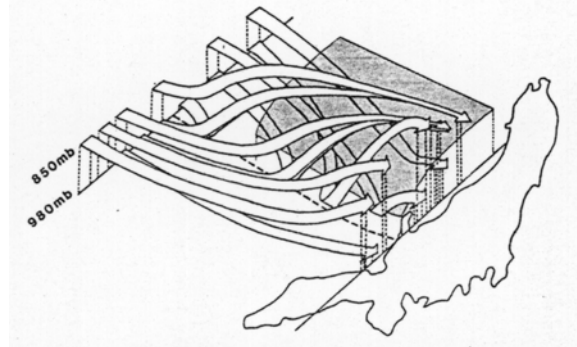


図 6-2-4 予報実験による帯状対流雲周辺の空気塊の 3 次元的な動きの模式図 (永田、1987)
陰影部の曲面は帯状対流雲の北東側の低い安定層

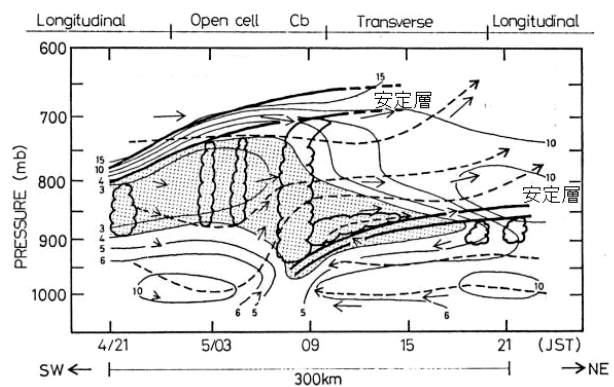


図 6-2-5 啓風丸による帯状対流雲の横断観測に基づく時系列断面 (メソ気象調査グループ、1988)
太い実線: 安定層 波線で囲った領域: 雲
破線: 流線 細い実線: 等湿数線
陰影域: 湿数 4°C 以下の領域

濃密な Ci（雲頂高度は、図の 700hPa の安定層付近と考えられる）に覆われ、T モードの雲が見えない場合がある。

また、図中には各々安定層下にも対流雲（波線で囲った領域）が描かれている。図 6-2-2 では、L-L'の暖気（南～西）側の筋状雲の TBB が、寒気（北～東）側のそれより低く、雲頂高度がより高い。これは、図 6-2-5 中に描かれた対流雲の高度差と一致する。

6.2.3 帯状対流雲の事例

帯状対流雲の動きを動画で見ると、「むち」のように波打って見えるときがある。この時、帯状対流雲の南縁には折れ曲がりが見られ、これらを屈曲部という。図 6-2-2 中にもいくつか屈曲部が見られる。屈曲部は、通常東北東～南南東進し、その結果、上陸する地域では帯状対流雲が短時間で移動し、それに伴って地上風や降水分布が急変する場合がある（気象衛星センター、1993c）。

ここでは、1999 年 1 月 7 日から 9 日にかけて北陸地方に大雪をもたらした帯状対流雲を紹介する。この帯状対流雲は屈曲部を伴い、若狭湾付近～能登半島に上陸した。以下では、衛星画像とアメダスデータを照合し、帯状対流雲周辺の地上風や降水域の分布、屈曲部の移動とそれに伴う風や降水域の変化を示す。

図 6-2-6 は、7 日 12UTC の地上天気図である。北海道の東と関東の東に低気圧があり、日本付近は冬型の気圧配置となっている。

図 6-2-7 は、7 日 16UTC の赤外画像である。日本海西～中部に帯状対流雲があり、北陸地方西部に上陸している。帯状対流雲は、北東側に凸の屈曲部 E1 と南西側に凸の屈曲部 E2 を伴っている。E1 と E2 付近には周りよりひときわ白い塊状の雲が集まっており、Cb や Cg で構成されているのがわかる。

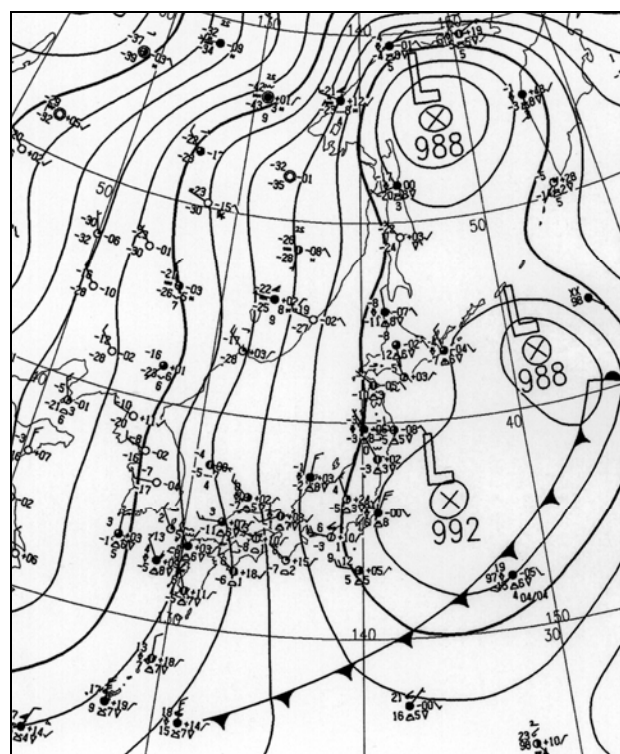


図 6-2-6 1月7日 12UTC の地上天気図

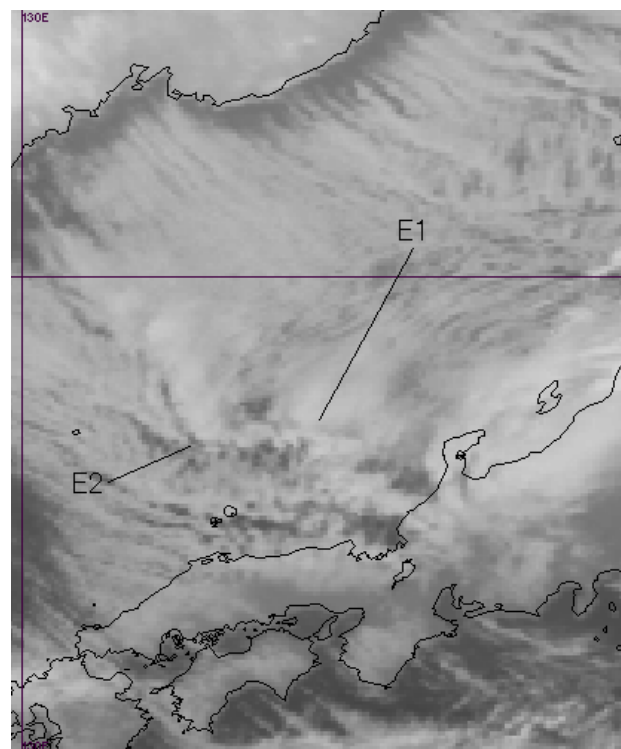


図 6-2-7 1月7日 16UTC の赤外画像
E1、E2：屈曲部

(1) 帯状対流雲付近の降水分布

図 6-2-8 は、図 6-2-7 の E1 と E2 付近を拡大して、アメダスの風と前 1 時間降水量（以降は、前 1 時間を省略し、数値のみを示す）を重ね合わせた図である。2~3mm 以上の雨量を観測した地域は、富山県を中心とした北陸地方の一部 (A) と、兵庫県北部から鳥取県 (B) にまとまっている。

海上の細い実線は、帯状対流雲中の活発な対流雲を結んだものである（図 6-2-2 の L-L'、図 6-2-5 中の「Cb」付近に相当）。図 6-2-8 の A 付近は、TBB が低く、細い実線の延長上であり、図 6-2-5 の「Cb」にあたる。A では、2~7mm の降水を観測している。

B の沿岸の筋状雲は、比較的 TBB が低く、図 6-2-5 の「Cb」の南西側に存在する比較的雲頂高度の高い対流雲に相当する。B では 2~5 mm の降水を観測している。

能登半島は、T モードの雲に覆われていて、1~2 mm の降水を観測している。

(2) 帯状対流雲付近の地上風

図 6-2-8 では、全般に細い実線の南西側で西南西~西北西風、細い実線の北側では北西~北風を観測しており、図 6-2-1 のモデルとよく一致した風向となっている。細い実線~A の地域付近の風速は、ほとんどの観測点で 4m/s 以下となっている。永田 (1987) の数値実験でも、対流活動の活発な線に沿って暖かくて風の弱い領域の存在が指摘されている。

細い実線の南西側にあたる隠岐島や山陰地方の沿岸部の地域では 10m/s 程度の西北西~西南西風を観測している。

A の地域の北側では 6m/s 程度の北西~北風を観測している。

(3) 帯状対流雲の移動に伴う風向変化

図 6-2-9 は、図 6-2-8 の 6 時間後の 1 月 7 日 22UTC の赤外画像とアメダスである。E1 と E2 は相互の距離を縮め、不明瞭になりつつ南東に進んだ。E2 の北西には新たな屈曲部 E3 が見られる（後述）。帯状対流雲の上陸地点は、16UTC では石川・福井県境付近であったが、22UTC では若狭湾から福井県付近に移動している。小松付近の風向に注目すると、16UTC では西北西風であったのに対し、

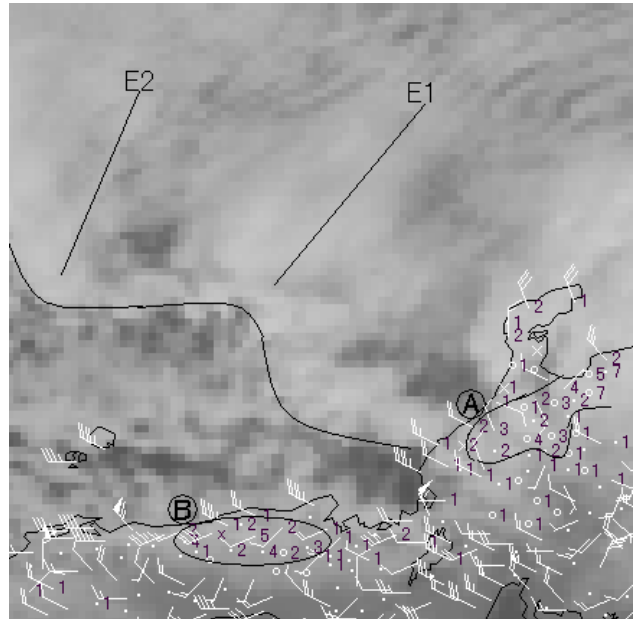


図 6-2-8 1 月 7 日 16UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量
E1、E2：屈曲部
矢羽：アメダスの風（長い羽は 2m/s、ペナントは 10m/s）
数字：アメダスの前 1 時間降水量（15~16UTC）
細い実線：帯状対流雲中の南縁
A、B：2~3mm 以上の降水のあった地域

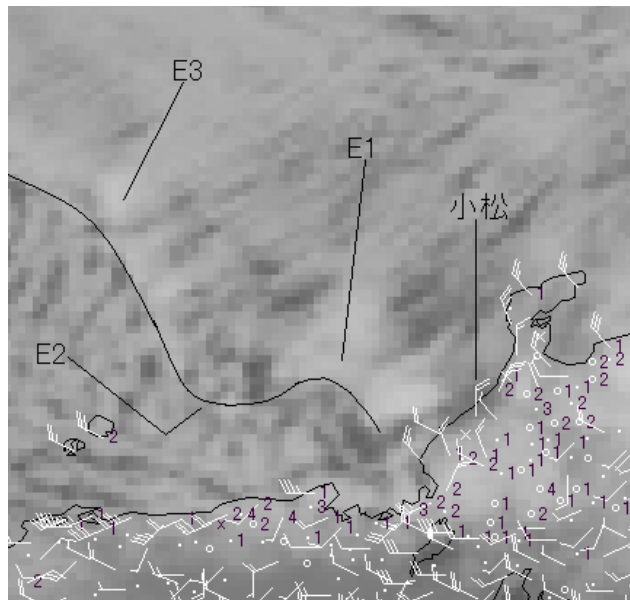


図 6-2-9 1 月 7 日 22UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量

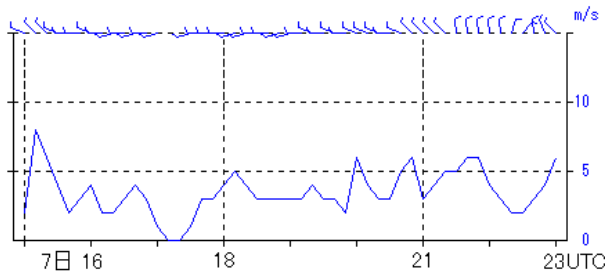


図 6-2-10 小松（アメダス）の風の時系列
矢羽：風向、実線：風速（m/s）

22UTC には概ね北風に変化している。

図 6-2-10 に小松の風の時系列を示す。細い実線の南側の地域に入っていた 20UTC までは西～西北西風となっている。帯状対流雲の南下に伴って、21UTC 前に北西風、22UTC には北風に変化している。風速は全般に 5m/s 程度と弱い。

（４）屈曲部による短時間の強い降水

図 6-2-11 は、図 6-2-9 の 3 時間後の 1 月 8 日 01UTC の赤外画像とアメダスである。E1 は不明瞭になり、E2 は若狭湾付近に進んでいる。E2 に伴う TBB の低い雲が若狭湾から福井県付近にかかっており、敦賀では、8mm の降水を観測している。E3 の西には新たな屈曲部 E4 が見られる。

図 6-2-12 は、図 6-2-11 の 3 時間後の 1 月 8 日 04UTC の赤外画像とアメダスである。E2 は上陸して不明瞭だが、風向と TBB を参考にする、その位相は福井・岐阜県境付近と考えられる。E3 は若狭湾沖に南東 30 kt 程度で進み、E4 は隠岐の東海上に 35 kt 程度で南南東進した。E3 から福井県にかけて TBB が低い雲がかかっており、今庄では 8mm の降水を観測している。E4 付近では、実線の曲率が小さく、E4 は不明瞭である。01UTC では細い実線は北西－南東走向であったが、04UTC では西北西－東南東走向に変化した。

（５）帯状対流雲南縁の上陸地点の時間変化

図 6-2-13 は、これまで細い実線で示した帯状対流雲の南縁を 3 時間毎にスケッチした図である。E2 の位置を○数字で示す。図 6-2-8 は①、図 6-2-9 が③、図 6-2-11 が④の時刻である。E2 の移動に伴い、実線が波打っているのがわかる。①～④の移動を見ると、E2 は南東に 18kt で移動して最後には若狭湾付近に達している。

実線の上陸地点は、E2 の移動に関わらず、①～

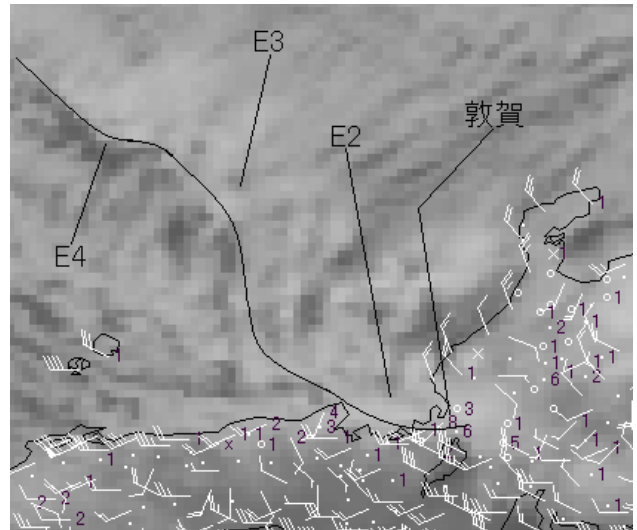


図 6-2-11 1 月 8 日 01UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量

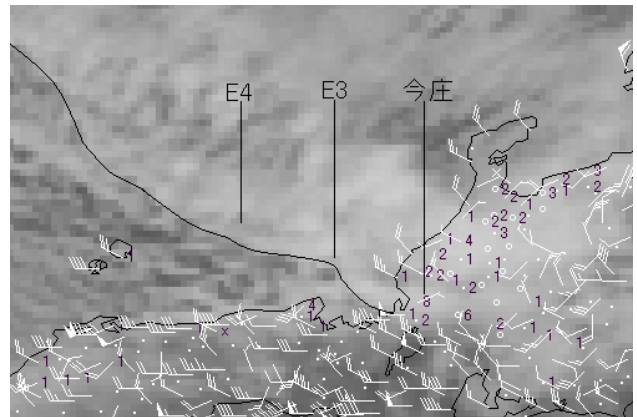


図 6-2-12 1 月 8 日 04UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量

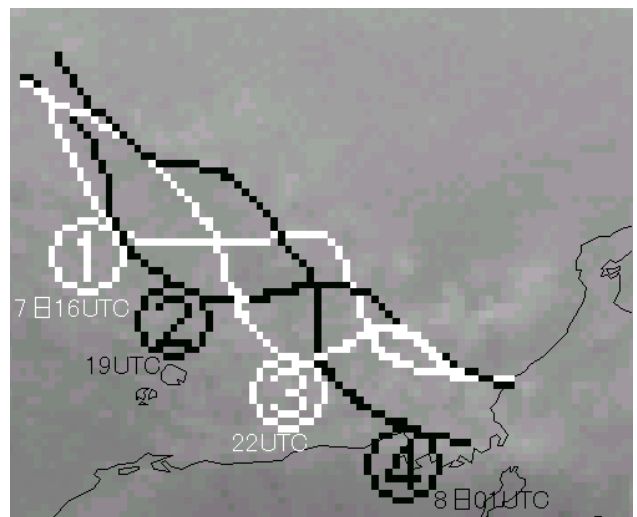


図 6-2-13 帯状対流雲の南縁の時間変化

赤外画像から、3 時間毎の帯状対流雲の南縁と E2 の位置を、実線と○数字でスケッチした

①：7 日 16UTC ②：7 日 19UTC

③：7 日 22UTC ④：8 日 01UTC

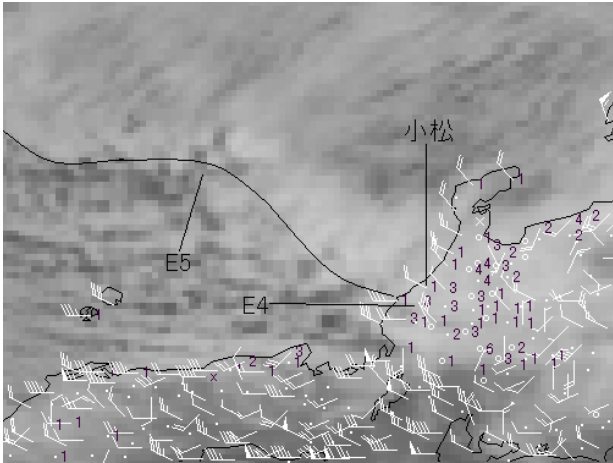


図 6-2-14 1月8日 07UTC の赤外面像とアメダスの風と降水量

③の間は石川・福井県境で、ほぼ同じ位置である。上陸地点は、E2 が若狭湾に進む③～④の間、3時間で約 50km 程度南に移動している。

前述のように、帯状対流雲の微妙な動向により地上風や降水域が変化するため、衛星画像を注意深く監視する必要がある。

(6) 帯状対流雲に伴う視程障害

一般に、強い降雪により視程は悪化する。前記のとおり、屈曲部付近の発達した対流雲は短時間に強い降水（雪）をもたらす。帯状対流雲が空港付近に停滞すると、それに伴う降雪によって悪視程の状態が続き、屈曲部の通過時には特に悪化する。

1月8日の日中は、帯状対流雲の南北動が小さく、上陸地点は福井・石川県境付近の狭い範囲であった。このため、小松空港では 03UTC 以降悪視程の状態が続いた。その中で、帯状対流雲の屈曲部が通過する頃、特に視程の悪い状態を観測している。以下に、帯状対流雲の位置と小松空港の視程の変化を示す。

帯状対流雲の上陸地域は、E2 の南東進に伴い 7日 16UTC (図 6-2-8) から 8日 01UTC (図 6-2-11) にかけて福井・石川県境付近から若狭湾付近に移動した。E3 の南東～東進に伴い、07UTC には再び福井・石川県境付近に上陸 (図 6-2-11～図 6-2-14) している。

E3 付近の TBB は 01UTC (図 6-2-11) に比べて

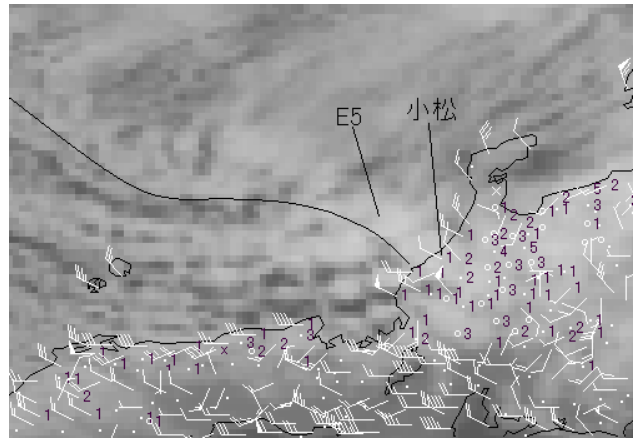


図 6-2-15 1月8日 10UTC の赤外面像とアメダスの風と降水量

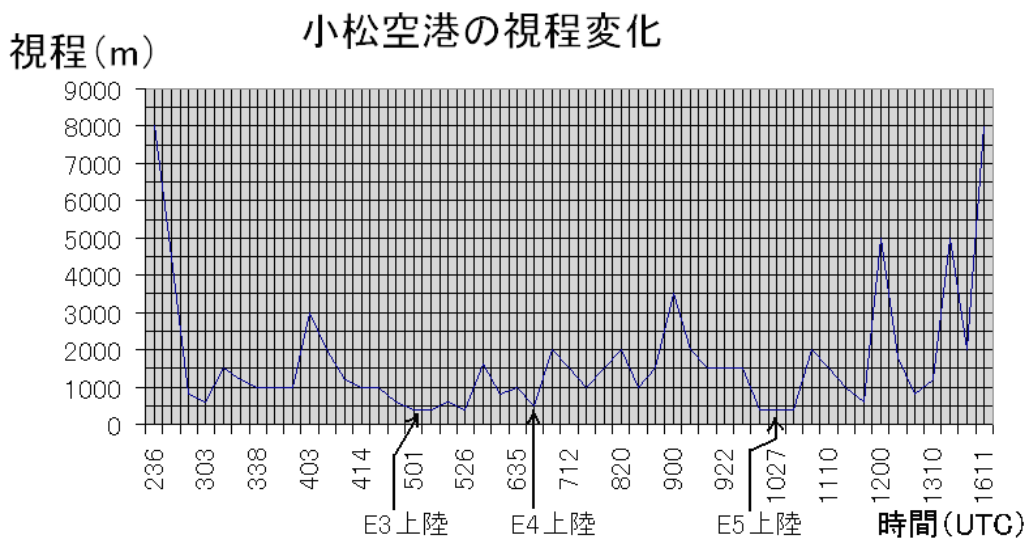


図 6-2-16 小松空港での卓越視程 (実線) の時間変化 (1月8日 0236～1611UTC)

04UTC (図 6-2-12) のほうが低く、対流雲が次第に発達しているのがわかる。E3 は 05UTC 頃小松空港 (空港の位置は図 6-2-14 中に示している) 付近に上陸した。その後、10UTC にかけて (図 6-2-14 ~ 図 6-2-15) 屈曲部 E4 と E5 に伴う活発な対流雲が次々と小松空港付近に上陸した。

図 6-2-16 は小松空港の視程の時系列である。図の時刻以前には、帯状対流雲が南下して、一旦視程が回復した。その後、帯状対流雲の接近に伴い 03UTC 前から視程が急速に悪化し、12UTC 頃まで

3000m 以下の状態が続いた。特に、屈曲部 E3、E4、及び E5 が上陸した頃に視程が 500m 以下になっている。

この時のように、帯状対流雲の南縁を結んだ実線の振幅が小さい場合には、帯状対流雲が空港付近に停滞し、長時間にわたって悪視程の状態が続く。屈曲部付近はとりわけ活発な対流雲を伴う場合が多く、衛星画像による屈曲部の動向の把握とそれに伴う活発な対流雲に注視が必要である。

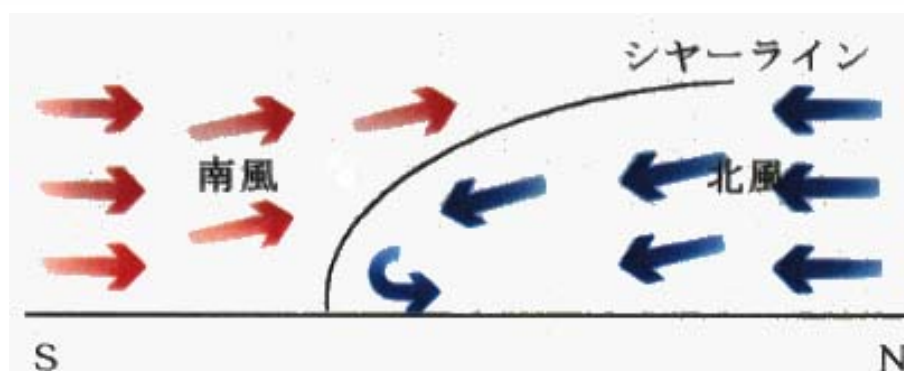
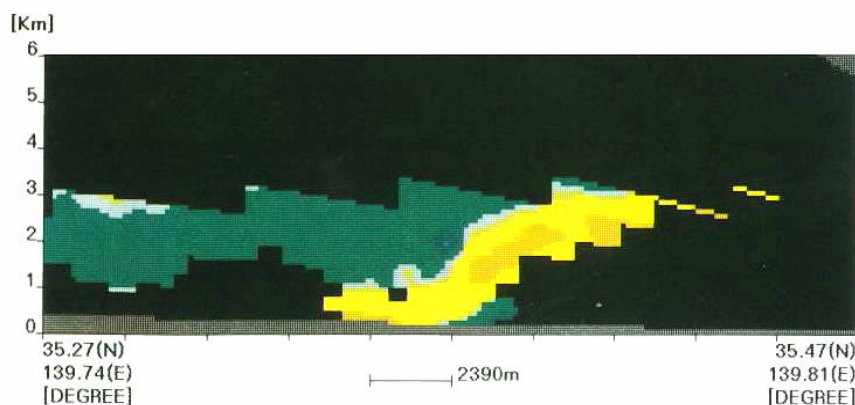
ドップラーレーダー

ドップラーレーダーは、従来の降水観測を主とする気象レーダーの機能に加え、降水粒子から反射される電波の周波数の変化 (ドップラー効果) を利用して風向・風速が測定できる機器である。このドップラーレーダーにより、航空機の離発着に影響を与える低層ウインドーシャワーやダウンバーストなど、大気下層の急激な風の変化を探知することができる。空港気象ドップラーレーダーは、2001 年 12 月現在、新千歳、新東京、東京、関西の 4 空港で運用されており、2002 年 2 月には大阪空港でも運用開始の予定である。

(1) ドップラーレーダーが捕らえたシャーライン

図は、東京航空地方気象台のドップラーレーダーの南側にあったシャーラインの鉛直断面図である。レーダーの位置は図の右側外である。ドップラーレーダーは、降水粒子の運動の様子をみることができ、寒色系 (緑色) はレーダーに近づく粒子を、暖色系 (黄色) はレーダーから遠ざかる粒子を示している。冷たい空気 (下図では黄色に対応) が暖かい空気の下にもぐり込んでいる様子がよく分かる。

(東京航空地方気象台 浅沼 文友)

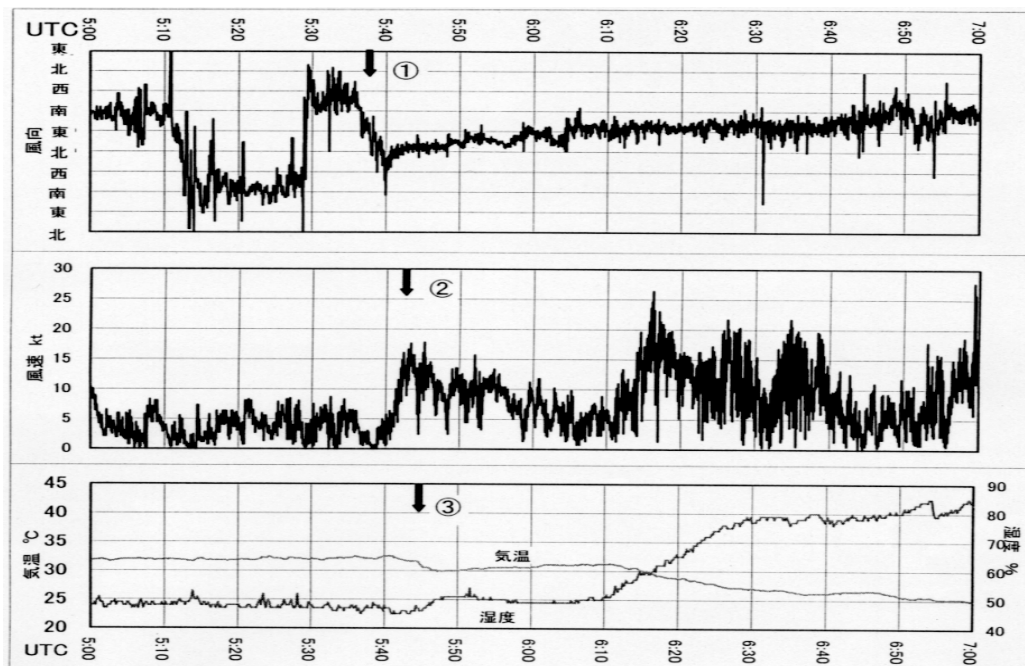
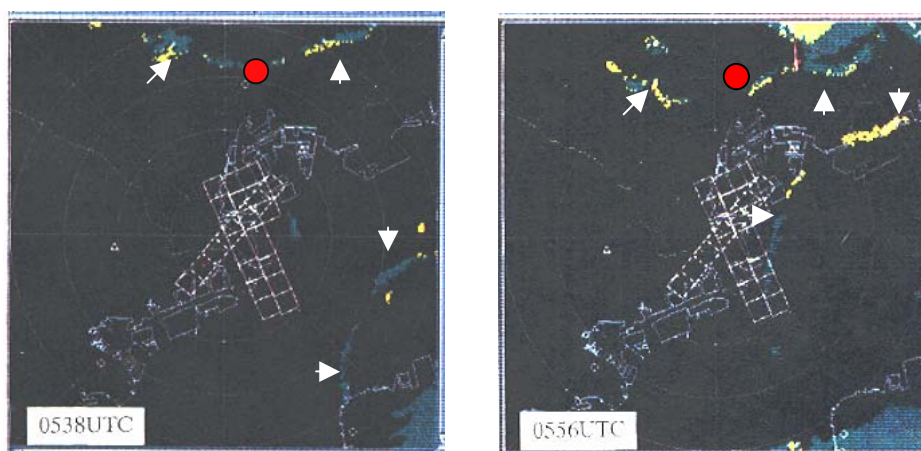


(2) ドップラーレーダーが捕らえたガストフロント

2000年7月3日0520UTC頃から0630UTC頃にかけて、羽田空港の北側と南東側で発達したエコーから環状に広がる線状エコー（白矢印）が発生し、それぞれ南下、北西進した。その模様を東京航空地方気象台の空港気象ドップラーレーダー（図の中央）が捉えた。

大手町（赤丸）付近の線状エコーをみると、レーダーに近づく緑色のドップラー速度と遠ざかる黄色のドップラー速度が、それぞれ線状エコーの北半分と南半分に観測されている。これらは、エコーの南側には南寄りの一般風が、北側には北または北東風があることを示しており、両者が線状エコー内で収束していることがわかる。南下する線状エコーが大手町を通過した0535～0550UTCに風向は反時計回りで北に変わり（下図の①）、風速は急速に強まって、0542UTCにGUST18KTを記録した（②）。また、気温は2℃降下、湿度は8%上昇した（③）。このように、風向風速の急変を伴い、航空機の離発着に大きな影響を及ぼすガストフロントは、ドップラーレーダーにより観測が容易になった。

（東京航空地方気象台 山本 雄次）



6.3 寒気場の雲渦

6.1.3 項で紹介したように、大雪をもたらす要因の一つに、日本海北部と日本海中・西部に発生する雲バンドや雲バンド上に発生する中規模渦状じょう乱など、特徴的なじょう乱がある。

中規模渦状じょう乱は、地上天気図ではしばしばメソスケールの低気圧や低圧部として解析される。上陸した地域に短時間に強い降水や風向の急変、強風をもたらし、時には暴風を伴う。衛星画像では、この中規模渦状じょう乱は下層雲渦として観測される。

6.3.1 日本海北部の雲渦と雲バンド

岡林 (1972) は、衛星画像から見た日本海の雪雲を紹介している。その中で、北海道西岸に発生した雲バンドを解析し、図 6-3-1 のように雲バンド (図では「带状雲」) がシャープライン上に形成されることを示した。以下に、日本海北部に発生し

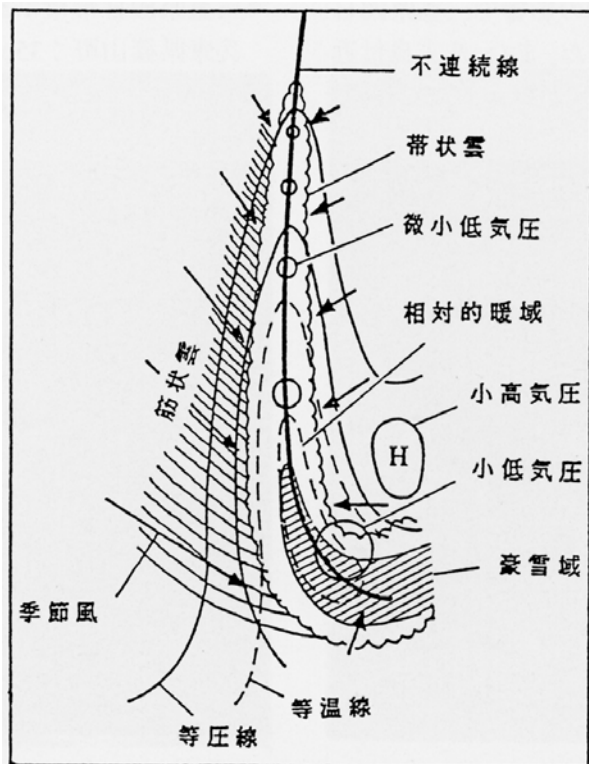


図 6-3-1 北海道西岸に発生する雲バンドのモデル図
 矢印：下層の一般風
 太い実線：シャープライン
 波線で囲った領域：雲バンド
 細い実線：等圧線 破線：等温線
 (岡林、1972)

た雲バンドとメソβスケールの雲渦 (石狩湾小低気圧) が大雪をもたらした事例を紹介する

図 6-3-2 は、2000 年 2 月 24 日 12UTC の地上天気図である。日本の東に低気圧が進み、日本列島は西高東低の冬型の気圧配置となっている。日本海北部から北海道の西にかけては、低気圧は解析されていない。

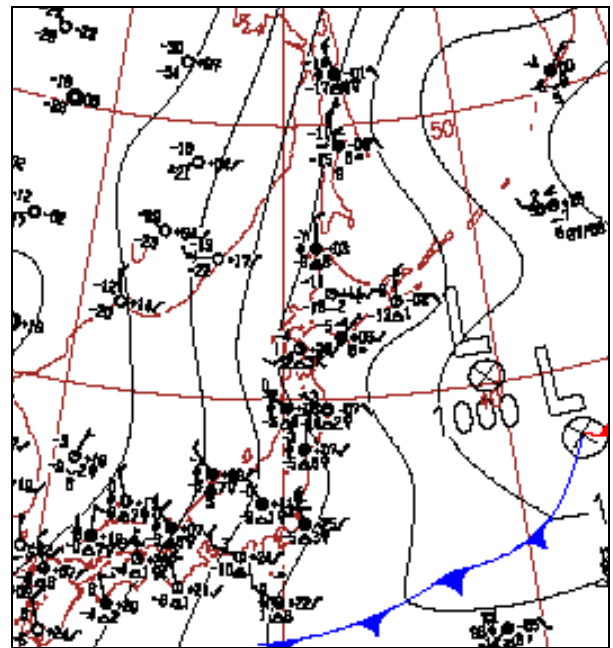


図 6-3-2 2000 年 2 月 24 日 12UTC の地上天気図

図 6-3-3 に 24 日 09UTC の赤外面像を示す。黒い矢羽はアメダスの風、白い矢羽は RSM の 925hPa の風である。日本海北部には雲バンド B が見られる。B は、周りの雲よりひととき白く、活発な対流雲で構成されている。

北海道北部のアメダスおよび RSM の風向は、北東～東北東である。一方、日本海北部の RSM の風向は北～北北西となっている。図 6-3-1 のモデルを参考にすると、オホーツク海または北海道の内陸からの東よりの風と、沿海州から日本海北部にかけての北よりの風が、日本海北部で合流し、B を形成しているのがわかる。

また、B と雲バンド C が巴状に接し、雲渦 V を形成している。

図 6-3-4 は 3 時間後の 24 日 12UTC の赤外面像

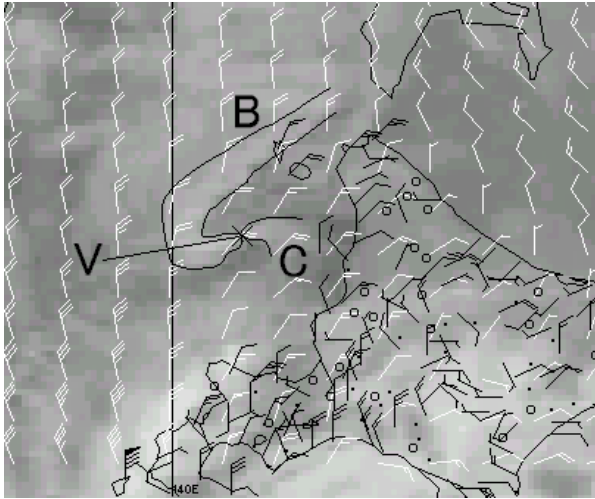


図 6-3-3 2000年2月24日09UTCの赤外面像
 白矢羽：RSMの925hPaの風
 黒矢羽：アメダスの風
 V：雲渦 B、C：雲バンド

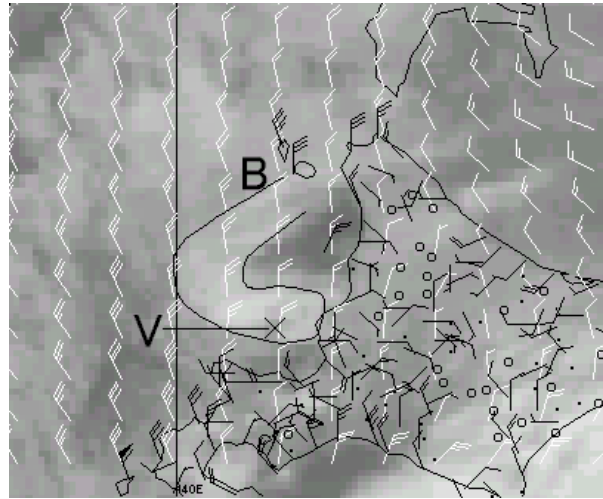


図 6-3-4 2000年2月24日12UTCの赤外面像
 白矢羽：RSMの925hPaの風
 黒矢羽：アメダスの風
 V：雲渦 B：雲バンド

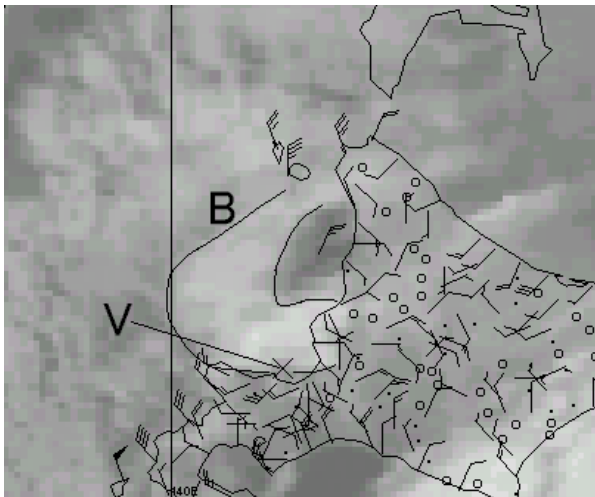


図 6-3-5 2000年2月24日13UTCの赤外面像
 黒矢羽：アメダスの風
 V：雲渦 B：雲バンド

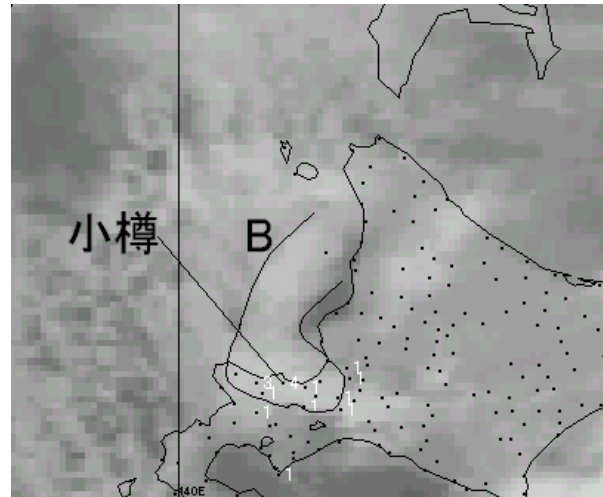


図 6-3-6 2000年2月24日16UTCの赤外面像
 B：雲バンド
 数字：アメダスの1時間降水量

である。BがCを併合し、Cは不明瞭になった。Vの渦パターンは不明瞭になったが、動画では図中の×付近に解析できる。V付近のTBBはより低くなり、対流雲の面積も広がって、対流活動は活発化している。

図 6-3-5 に 1 時間後の 24 日 13UTC の赤外面像を示す。V は南南東に 18kt で進み、石狩湾付近に達している。引き続き渦パターンは不明瞭であるが、V 付近のアメダスの風向が反時計回りの分布をしており、V に対応した石狩湾小低気圧の存在を示唆している。

図 6-3-6 にさらに 3 時間後の 24 日 16UTC の赤外面像とアメダスの 1 時間降水量 (15~16UTC) を重ねて示す。V は小樽付近に上陸して消滅した。小樽では 4mm の降水を観測している。B は北海道西岸から石狩湾付近に伸びて、その下で降水を観測している。B は、24 日の 23UTC 頃まで石狩湾付近に停滞した。

図 6-3-7 に小樽の降水量の時系列を示す。V の上陸に伴い、15 から 16UTC に風向が西南西から北西に変化している。また、16UTC 頃を中心に 3mm 以上の降水を観測している。その後も B によ

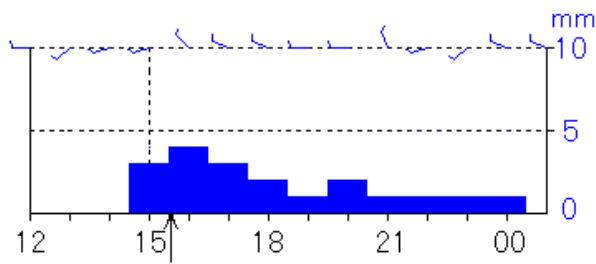


図 6-3-7 24 日 12UTC から 25 日 01UTC までの
小樽の 1 時間降水量の時系列
矢羽：風向
↑：雲渦が小樽付近を通過した時間

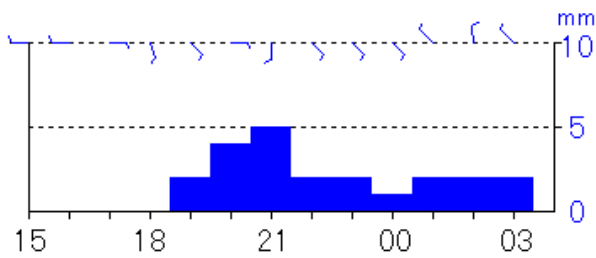


図 6-3-8 24 日 15UTC から 25 日 03UTC までの
札幌の 1 時間降水量の時系列
矢羽：風向

る降水を観測しており、24 日 15UTC から 25 日 00UTC までの 10 時間に 19mm の降水を観測している。

図 6-3-8 に札幌の降水量の時系列を示す。札幌では、24 日 19UTC 頃から B による降水が始まり、25 日 00UTC までの 6 時間に 16mm の降水を観測している。札幌での 24 日 12UTC～25 日 00UTC の降雪量は 45cm に達し、鉄道のポイント故障等、日常生活に大きく支障をきたした。

以上は、石狩湾小低気圧による大雪の典型例である。この例のように、日本海北部に発生するメソスケールの雲渦や雲バンドは、上陸した地点に大雪をもたらす可能性がある。このため、衛星画像の監視によるメソじょう乱の把握と、それに伴う活発な対流雲に注視する必要がある。

6.3.2 帯状対流雲中に発生する雲渦

(1) 帯状対流雲中に発生する雲渦の水平構造

黒田 (1992) は、日本海で起こった海難事故を調査した。図 6-3-9 は 1990 年 1 月 24 日 12UTC の赤外画像である。日本海には帯状対流雲があり、帯状対流雲中には雲渦 A、B 及び C が発生している。

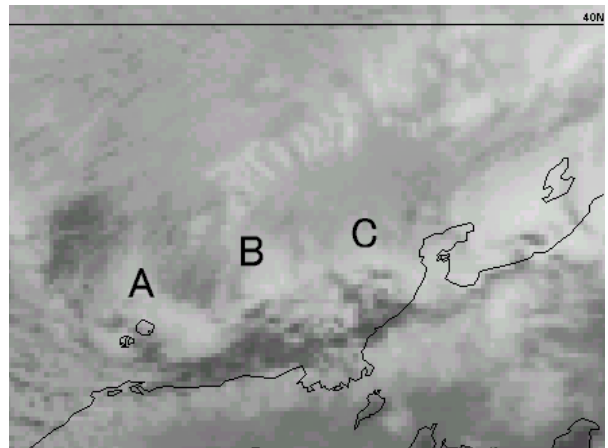


図 6-3-9 1990 年 1 月 24 日 12UTC の赤外画像
A、B、C：雲渦 (黒田、1992)

る。

図 6-3-10 は図 6-3-9 と同時刻のレーダーエコーに、エコーの動きから求めた風 (エコーベクトル) や地上・高層観測の風をプロットし、流線解析を行った図である。山陰沖から能登半島にかけて帯状対流雲のエコーが伸びている。流線を見ると、雲渦に対応して明瞭な低気圧性回転の渦があり、渦は 100～200km 間隔で並んでいるのがわかる。

これらの雲渦に船舶が遭遇し、海難事故が起きた。当事の船長の供述調査などから、帯状対流雲周辺海域の高波、雲渦付近での風向の急変や暴風、吹雪による悪視程が重なったの操船不能が海難の主な原因である、としている。

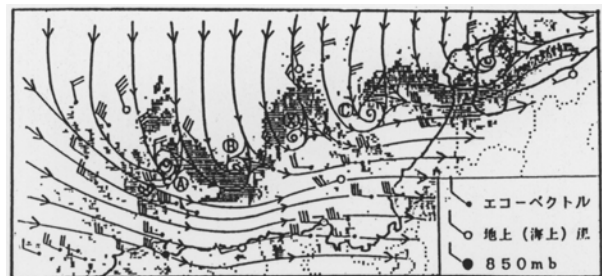


図 6-3-10 1990 年 1 月 24 日 12UTC のレーダーエコーと流線 (黒田、1992)

大久保（1997）は雲渦（渦状じょう乱）付近を通過した啓風丸の特別観測資料を解析し、海上における渦状じょう乱の構造やその振る舞いを報告している。図 6-3-11 は啓風丸による渦状じょう乱付近のレーダーエコーに、地上気圧と風を重ねた図である。丹後半島から北陸沿岸、佐渡島にかけて水平スケール 500Km 程度の範囲の中に、水平スケール 100~200Km の 2 つの渦状じょう乱 S と E に伴うエコーがある。渦状じょう乱 S の中心に向かって北から巻き込むバンド状のエコーと、南側から中心に巻き込むバンド状のエコーがあるのがわかる。S に北から巻き込むバンド状のエコー付近で 20m/s の強風を観測している。

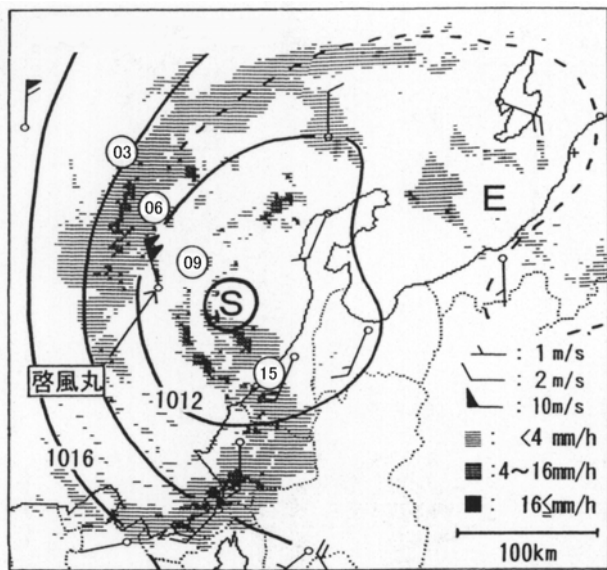


図 6-3-11 1995 年 2 月 5 日 12UTC のレーダーエコー (大久保、1997)
S、E：渦状擾乱
実線：地上の気圧 (hPa)、矢羽：風 (m/s)
丸中の数字は S の中心位置の移動 (UTC)

(2) 帯状対流雲中に発生する雲渦の立体構造

図 6-3-12 は、図 6-3-11 と同時刻の 500hPa 面の高層実況図である。2 重線は 500hPa 面のトラフ（以下、上層トラフ）を示し、図 6-3-11 の渦状じょう乱 S と E の位置も合わせて示している。

S と E は、上層トラフの下方に位置している。詳細を見ると、上層トラフの軸の直下に S があり、その前面に E が存在する。

図 6-3-13 は、啓風丸での高層観測による 1995 年 2 月 5 日 00 から 15UTC にかけての高度偏差の鉛直時間断面図である。斜線域は -80m 以下の負偏

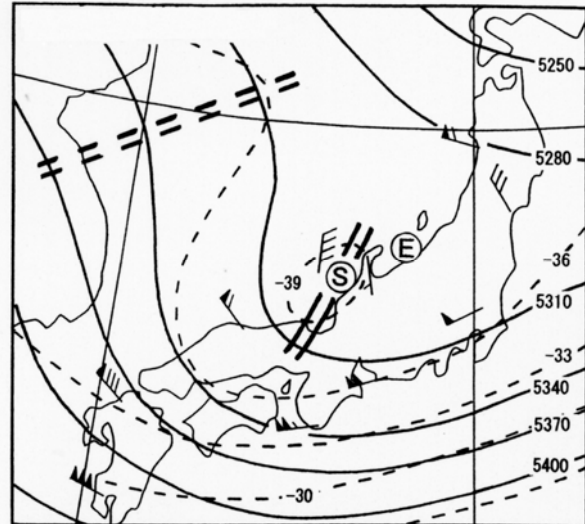


図 6-3-12 1995 年 2 月 5 日 12UTC の 500hPa 面の高層実況図 (大久保、1997)
実線：高度 (m) 破線：気温 (°C)
矢羽：風 (m/s) 風の記号は図 6-3-2 と同様
2 重実線：上層トラフの軸 2 重破線：リッジ

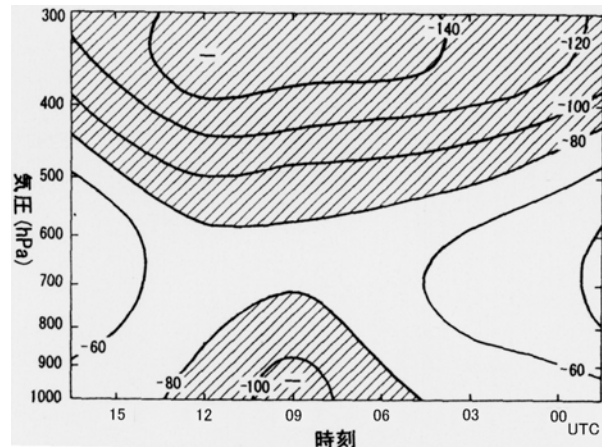


図 6-3-13 啓風丸の高層観測による 1995 年 2 月 5 日 00UTC~15UTC の高度偏差の鉛直時間断面図
4 日 00UTC から 6 日 12UTC までの平均値からの差を偏差とした (大久保、1997)
実線：偏差 斜線部：-80m 以下の負偏差域

差域を示す。下層では、09UTC 頃最も負偏差が大きくなっている。これは、図 6-3-11 で、渦状じょう乱 S の中心が 09UTC 頃啓風丸付近を通過したのに対応している。上層では、図 6-3-12 の上層トラフに対応して、12UTC 頃に負偏差が最も大きくなっている。負偏差域の鉛直分布から、渦状じょう

う乱と上層トラフが直接結びついていないのがわかる。

図 6-3-11 に見られるメソ α スケールのレーダーエコーは、メソ β スケールの渦状じょう乱 S と E で構成され (二重構造)、その上方に上層のじょう乱 (二層構造) が存在している。

このように、上層トラフの下に 2 つのじょう乱が存在する「二重・二層構造」は、大久保 (1995) の例でも見られる。

(3) 帯状対流雲中に発生する雲渦のモデル

(7) 帯状対流雲中に発生する雲渦の強風モデル

大久保 (1994) は、帯状対流雲中に発生し、北陸地方に接近した渦状じょう乱 (雲渦) について調査し図 6-3-14 のような強風域のモデルを作成した。

富山地方气象台富山空港出張所 (1998) では、空港に接近した渦状エコーについて事例解析した結果、図 6-3-14 のモデルがよい精度で利用し得ると報告している。

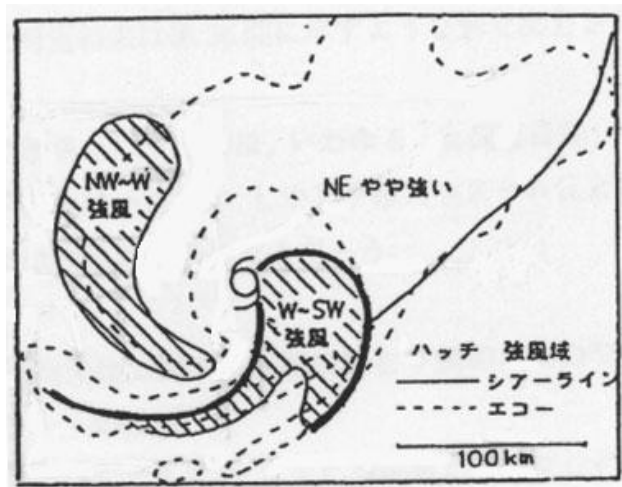


図 6-3-14 渦状擾乱に伴う強風分布のモデル図

(大久保、1994)

強風 : 10m/s やや強い : 6~10 m/s

(イ) 帯状対流雲中に発生する雲渦の降水域モデル

新潟地方气象台 (1992~1995) では、北陸地方に上陸した渦状じょう乱による降水分布について調査している。図 6-3-15 は、その中で作成・検討された CA (Cold Advection) 型じょう乱の降水分布モデルである。CA 型じょう乱とは、主に寒気

移流で発達する渦状じょう乱で、図 6-3-16 の屈曲部 b や 6.2.3 節の帯状対流雲の屈曲部 E2 のように、南西側に凸 (帯状対流雲の相対的寒気側の気塊が相対的暖気側に進入した形状) の屈曲部が渦状じょう乱に発達したタイプである。図 6-3-11 の S や、図 6-3-17 の B と D が CA 型じょう乱である。

図 6-3-15 の降水分布モデルでは、1mm/hr 以上の降水域を示す陰影部が、じょう乱の中心から北東方向と、南西方向に伸びたシヤーラインに沿って広がり、じょう乱の南西に 5mm/hr 以上の降水域を伴っている。

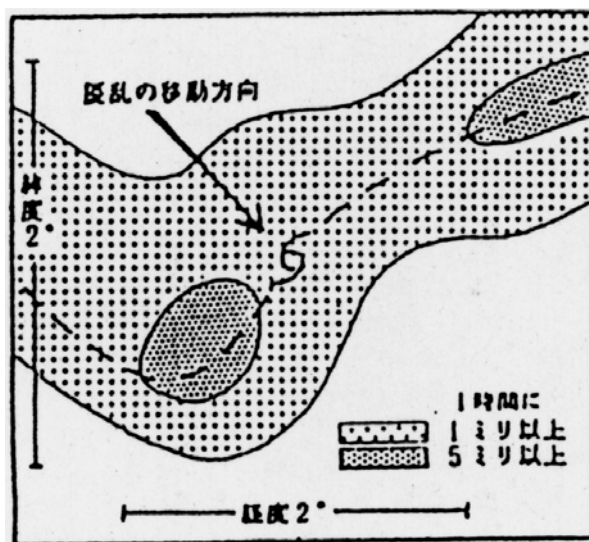


図 6-3-15 CA 型の渦状擾乱付近の降水分布モデル (新潟地方气象台、1995)

陰影部 : 降水域 破線 : シヤーライン

(4) 帯状対流雲中に発生する雲渦の事例

ここでは、北陸地方に上陸し、暴風や局地的な降水をもたらした雲渦を紹介する。この雲渦は、上層トラフの接近により、帯状対流雲中の屈曲部が明瞭な雲渦に発達したものである。

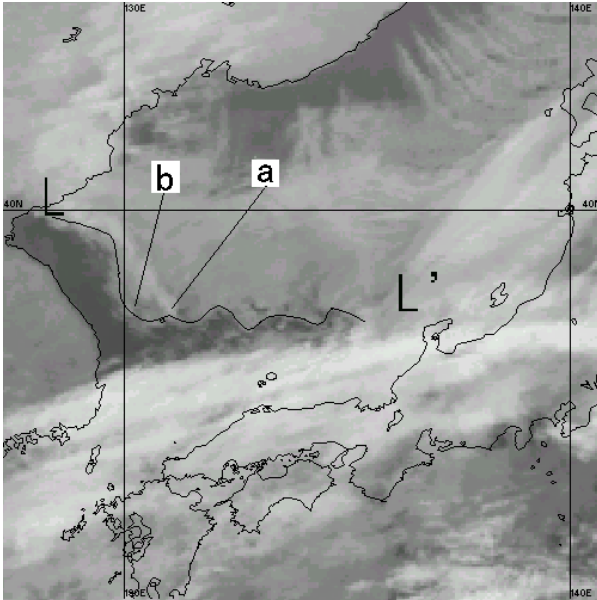


図 6-3-16 1997年12月1日17UTCの赤外画像
実線 L-L' : 帯状対流雲の南端を結んだ
a、b : 屈曲部

図 6-3-16 は 1997 年 12 月 1 日 17UTC の赤外画像である。元山沖から日本海中部にかけて帯状対流雲が伸びている。帯状対流雲の南西端を細い実線 L-L' で示す。L-L' に波長の短い屈曲部が多数発生している。屈曲部 a と b は、後に雲渦に発達する。

図 6-3-17 は、10 時間後の 2 日 03UTC の可視画像である。帯状対流雲中には、所々塊状の対流雲が発達している。B と D は渦パターンが明瞭な雲渦である。動画で見ると、図 6-3-16 の a が A に、b が B に発達しているのがわかる。A と C は、渦パターンは不明瞭だが、動画で見ると不明瞭ながら雲渦であるのがわかる。

A と B の雲域の境界は不明瞭である。この両者を雲域 I として楕円で囲んだ。楕円の長径は約 300km で、A と B は共に、水平スケール 150km 程度のじょう乱である。同様に雲域 II の長径は約 200km で、C と D は 100km 程度のじょう乱である。A、B、C 及び D の水平スケールは、図 6-3-11 の渦状じょう乱と同程度である。

B は、能登半島を通過して新潟県の下越地方に、C は石川県に、D は福井県に上陸した。以下、これらの雲渦について、総観場を述べた後、風向の急変、強（暴）風や、短時間の強い降水、及び視程変化などに着目して述べる。

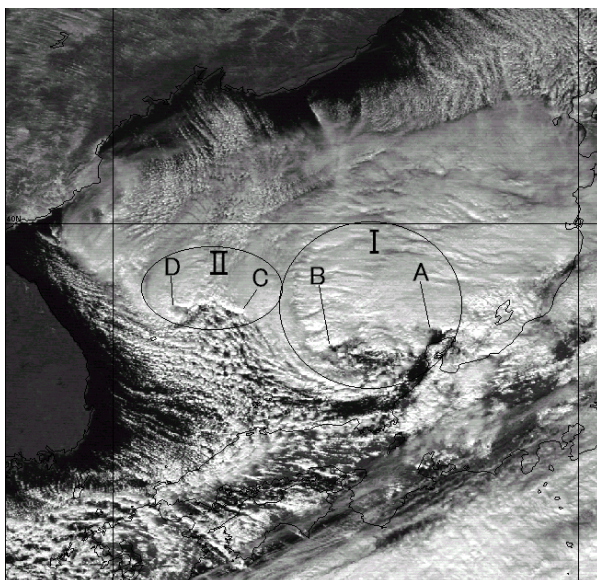


図 6-3-17 1997年12月2日03UTCの可視画像
I、II : 一塊まりの雲域
A、B、C、D : 雲渦

(7) 総観場

図 6-3-18 は、1997 年 12 月 2 日 00UTC の 500hPa 面の天気図である。図の太い破線は -30°C の等温線

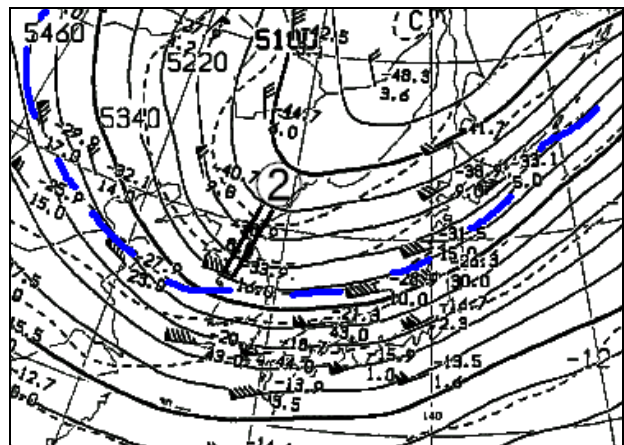


図 6-3-18 1997年12月2日00UTCの500hPa天気図
実線 : 高度 破線 : 気温
2重線 : 上層トラフの軸
太い破線は -30°C の等温線

で、黄海から能登半島、東北地方北部にまで南下しており、日本海はこの時期としては強い寒気場となっていた。

朝鮮半島付近には上層トラフ②が解析でき、 -36°C 以下の寒気を伴っている。②の前面に雲渦 A と B 及び雲渦 C と D が見られる。

図 6-3-19 は、12月2日 00UTC の RSM の 500hPa 面の渦度分布図である。①付近に $120 \times 10^{-6}/\text{s}$ 以上、②付近に $160 \times 10^{-6}/\text{s}$ 以上の正渦度極大域が見られる。

図 6-3-12 の「二重・二層構造」のモデルを適用すると、図 6-3-18 の上層トラフ②や図 6-3-19 の正渦度極大域②に図 6-3-17 の雲域Ⅱが対応し、雲渦 C と D がペアで発生している。トラフは不明瞭だが、図 6-3-19 の①に図 6-3-17 の雲域Ⅰが対応し、雲渦 A と B がペアで発生していると見ることもできる。

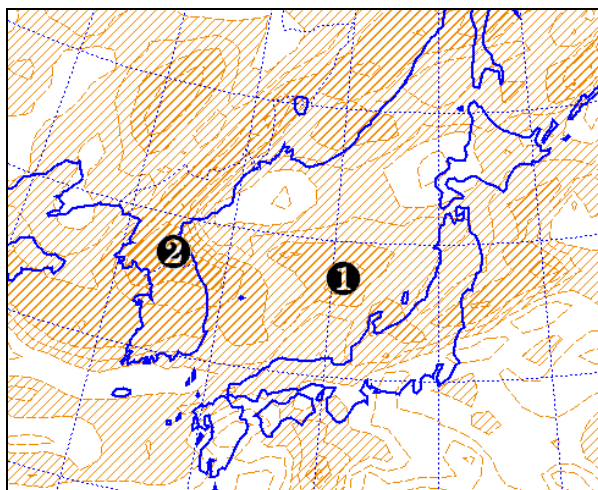


図 6-3-19 1997年12月2日 00UTC の 500hPa 面の渦度分布 (RSM)

(イ) 雲渦 B による風向の急変と強(暴)風

図 6-3-20 は、図 6-3-17 の 3 時間後の 2 日 06UTC の赤外面像である。図では、B が能登半島の西にあり、 $30 \sim 35\text{kt}$ で東進している。

図 6-3-21 は、図 6-3-20 の B 付近を拡大した赤外面像である。B の中心に向かって、北側から巻き込む雲バンド b1、西～南側から巻き込む雲バンド b2 が明瞭である。中心の東側には晴天域が存在する。

b1 と b2 は、周辺の雲よりひとときわ白く、活発な対流雲で構成されている雲バンドである。じょう乱中心と、b1 及び b2 との位置関係は、図 6-3-11

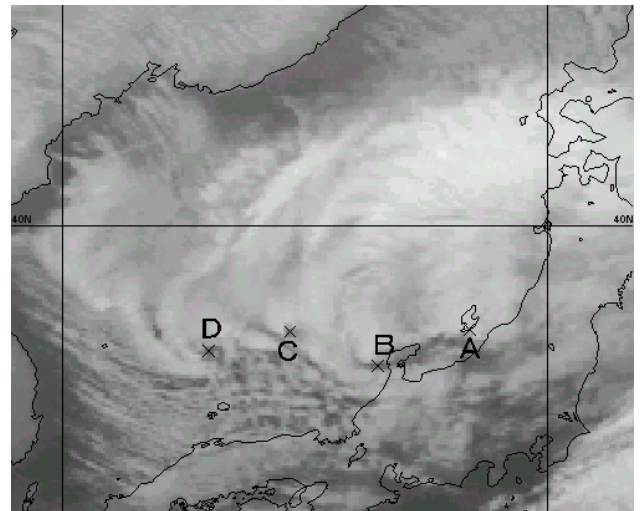


図 6-3-20 1997年12月2日 06UTC の赤外面像
A、B、C、D：雲渦

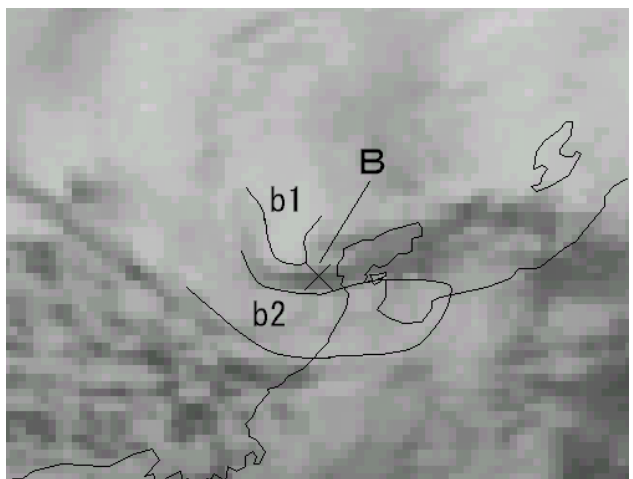


図 6-3-21 1997年12月2日 06UTC の赤外面像
図 6-3-10 の B 付近を拡大 b1、b2：雲バンド

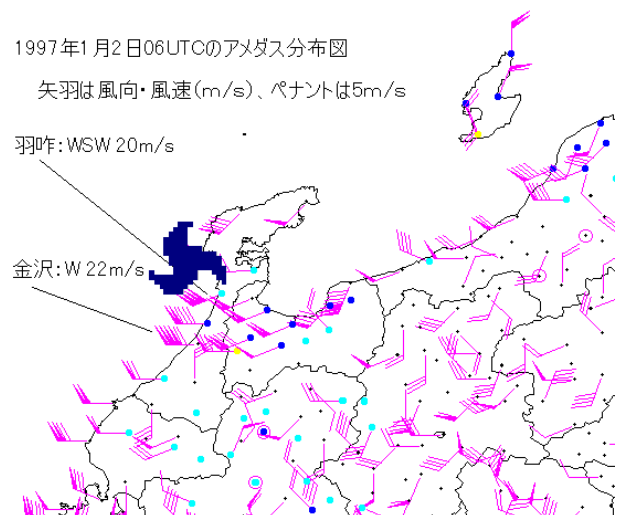


図 6-3-22 2日 06UTC のアメダスの風
渦マーク：雲渦 B のおおよその位置

のレーダーエコーのパターンや図 6-3-14 の強風域分布と似ている。

図 6-3-22 は、図 6-3-21 と同時刻の 2 日 06UTC のアメダスの風である。図 6-3-21 で、b2 は能登半島の付け根から富山湾を覆っている。b2 付近をアメダスで見ると、おおむね 10m/s 以上の強風となっていて、図 6-3-14 のじょう乱中心の南～南東側にある強風域と良く一致している。とりわけ、羽咋（西南西風 20m/s）、金沢（西風 22m/s）では暴風（石川県の暴風警報の基準は陸上で 20 m/s、海上では 25 m/s）を観測している。

図 6-3-23 は図 6-3-21 の 1 時間後の 2 日 07UTC

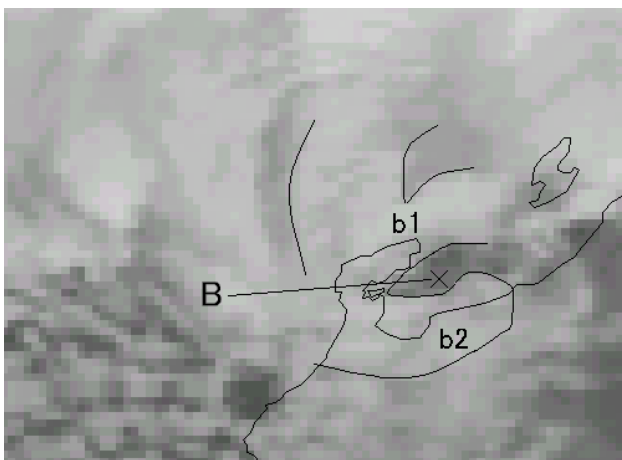


図 6-3-23 12月2日 07UTC の赤外画像
b1、b2 : 雲バンド

の赤外画像である。雲渦 B は能登半島を通過して富山湾に進んでいる。B に巻き込む雲バンド b1 と b2 は、雲域を拡大しながら併合し、能登半島にかかっている。

図 6-3-24 は、図 6-3-23 と同時刻の 2 日 07UTC のアメダスの風である。能登半島付近の風を見ると、06UTC では西～西南西の風を観測しているが、07UTC では北～北西の強風となっており、風向が急変し、風速も増している。能登半島西岸にある羽咋で最も風が強く、北西 17m/s を観測している。この能登半島の強風域は、図 6-3-23 の b1 に対応しており、図 6-3-14 の強風域モデルのじょう乱中心の北～北西側にある強風域とおおむね一致している。

一方、富山県沿岸・石川県加賀地方にかけては西～西南西 10m/s 以上の強風を観測している。これは図 6-3-23 の b2 に対応する強風域と考えられ、上記モデルのじょう乱中心から南～南東側の強風域と良く一致している。

B は能登半島の羽咋のすぐ北側を通過した。図 6-3-25 に羽咋のアメダス時系列を示す。雲渦の接近に伴い、04UTC までは西風が次第に強くなっている。雲渦が能登半島にかかる直前の 04～05UTC には一時的に風速が弱まったものの、B の最接近時の 05～06UTC には急速に西南西風が強くなり、西南西 20m/s の暴風を観測している。雲渦 B が能登半島を通過した 06～07UTC には風向が西北西～北西に変化し、断続的に 17～19m/s の強風を観測している。その後、風速は急速に弱まっている。このように、雲渦 B はおよそ 2 時間の間に風向・風速の急変と暴風を羽咋にもたらした。

B が接近する前の 03UTC 頃は日照を観測していて、気温が上昇している。その後、気温は全般に単調に下降しているが、雲渦が接近する前の 05UTC 過ぎをピークに一時的に上昇している。これは、大久保（1997）などの指摘している「じょう乱の中心付近の下層での高温」、すなわち下層のウオームコアを観測したものと見られる。

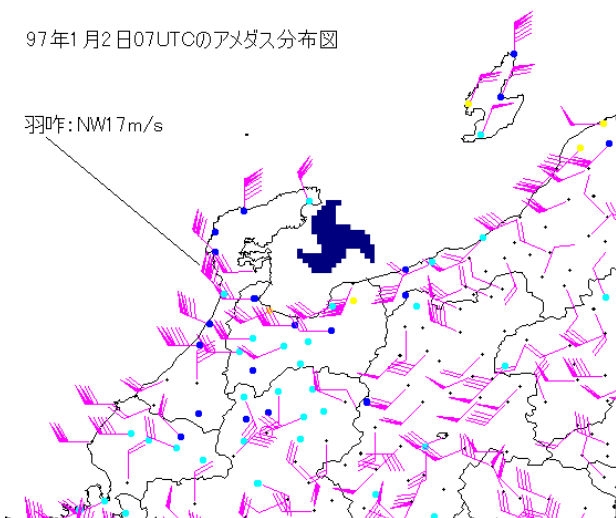


図 6-3-24 2日 07UTC のアメダスの風
渦マーク : 雲渦 B のおよその位置

羽咋(石川)のアメダス時系列

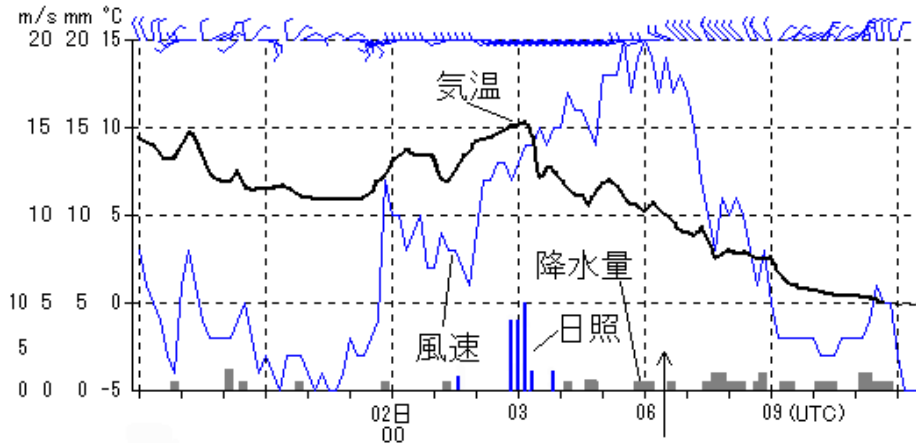


図 6-3-25 石川県羽咋における時系列 ↑は雲渦 A が羽咋の北を通過した時間

(ウ) 雲渦 C、D による風向の急変と強風

図 6-3-26 は、図 6-3-20 の 4 時間後の 2 日 10UTC の赤外画像である。C は 25 kt で能登半島の西に、

D は 30~35 kt で若狭湾沖を東南東進している。C の渦パターンは不明瞭ながら、北~北西側から中心に巻き込む活発な雲バンド c1 を伴っている。D

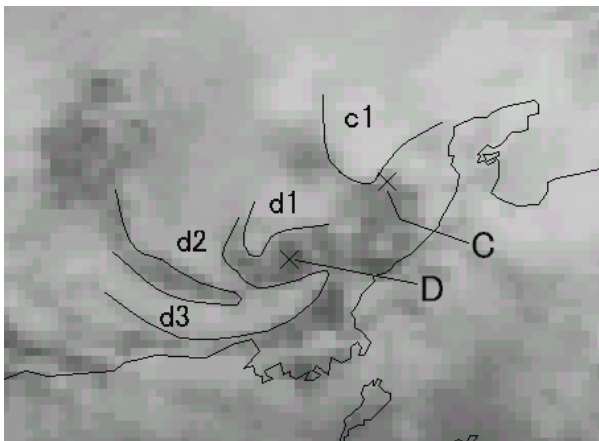


図 6-3-26 2日 10UTC の赤外画像

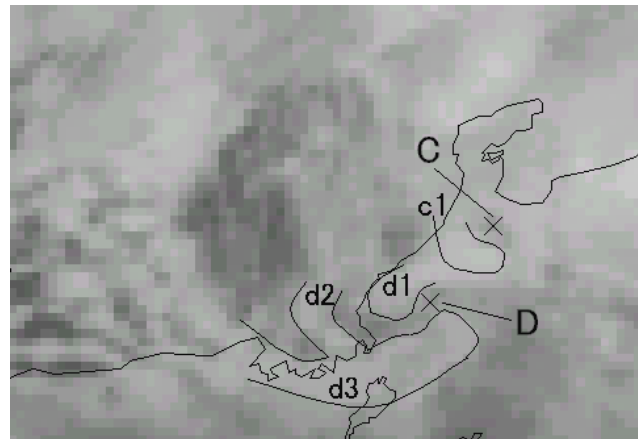


図 6-3-28 2日 12UTC の赤外画像

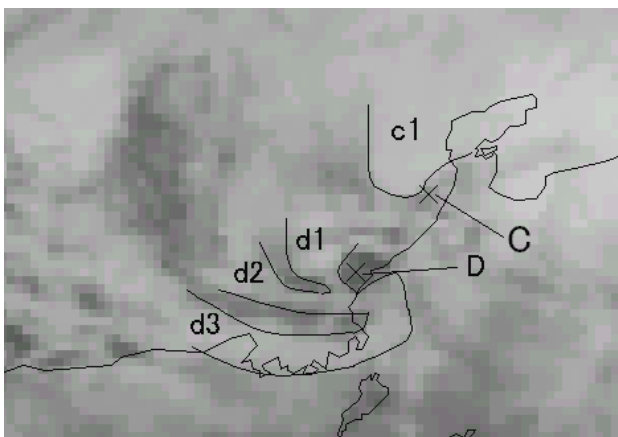


図 6-3-27 2日 11UTC の赤外画像

は渦パターンが明瞭で、中心に巻き込む雲バンド d1、d2 及び d3 を伴っている。c1 は、d1、d2 及び d3 より白く、雲頂高度の高い活発な雲バンドである。

図 6-3-27 は 2 日 11UTC の赤外画像、図 6-3-28 は 2 日 12UTC の赤外画像である。C は石川県の加賀地方に上陸して、c1 が金沢市付近を通過している。D は石川・福井県境付近に上陸して、d1、d2 が若狭湾沖から福井県北部に、d3 は若狭湾沿岸から福井県にかかっている。

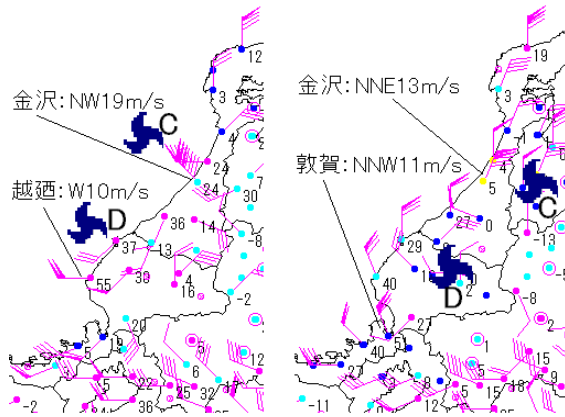


図 6-3-29 雲渦 C、D 上陸前後のアメダスの風と気温
 左：2日 11UTC 右：2日 12UTC
 渦マーク：雲渦のおおよその位置
 数字：気温 (0.1°C)

図 6-3-29 は C と D が上陸する前後の時間のアメダスの風と気温に雲渦のおおよその位置を重ねたものである。

C に注目すると、11～12UTC の赤外画像では、c1 が金沢付近を通過している。

図 6-3-30 に 2 日 09～13UTC の金沢の風の時系列を示す。2 日 1050UTC 頃、西風が北西風に変っ

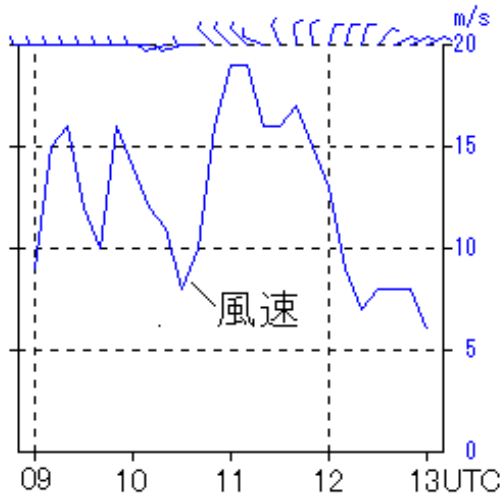


図 6-3-30 2 日 09～13UTC の金沢の風
 矢羽：風向 実線：風速

て風速が急激に大きくなり、2 日 1100UTC 頃に北西 19m/s の強風を観測している。その後、1150UTC にかけて、北西～北 15 m/s 以上の状態が続いている。これは、c1 の通過による強風と考えられる。

D による風向の変化を図 6-3-29 で見ると、福井県では、11UTC は全般に南西～西風であったのに

対し、12UTC では全般に北～北西風となっており、図 6-3-14 のモデルと比べて、風向の変化はよく合っている。11UTC に越廬で西 10m/s、12UTC には敦賀で北北西 11m/s を観測している。これは d2 による強風と考えられる。

(4) の (イ) で述べた B は、活発な雲バンドを伴っており、それによる強風域は図 6-3-14 のモデルとよく一致し、一部で暴風を観測していた。一方、C は北側から中心に巻き込むバンド下で強風を観測したが、西～南側から中心に巻き込むバンドを伴わず、それに対応した強風域を観測していない。D は、渦パターンが明瞭で、図 6-3-14 のモデルと風向は合っていた。しかし、D に伴う雲バンドは比較的活発で、一部で強風を観測したにすぎない。

以上のように、雲バンドと地上風向はよく対応し、雲バンドの強さと地上風の強さには関連があった。特に、雲渦が活発な雲バンドを伴う場合には、暴風の恐れがあるので注意が必要である。

(5) 雲渦による降水

これまで述べてきたように、雲渦は発達した対流雲で構成された雲バンドを伴っている。雲バンドは上陸した地域に短時間に強い降水をもたらす。以下、(4) の (イ) で述べた雲渦 B に伴う降水と、それによる視程の悪化に注目する。

図 6-3-31 は図 6-3-20 の 4 時間後の 2 日 10UTC の赤外画像である。b1 は佐渡の東から新潟・福島県境付近に、b2 は新潟・長野県境から新潟・群馬県境付近にかかっている。雲渦の東側は晴天域となっている。B に伴う活発な対流雲の面積は、06UTC に比べて減少しており、B は衰弱しているのがわかる。

図 6-3-32 は図 6-3-31 と同時刻の 2 日 10UTC のアメダスの風と降水量である。図には B のおおよその位置を渦マークで示している。09～10UTC の 1 時間に b1 付近で 2～6mm、b2 付近では 1～4mm の降水を観測している。図 6-3-15 の降水分布モデルでは、じょう乱の南西側にのびるシャーラインに沿って 5mm/hr 以上の降水域があり、b2 による降水域に対応している。b1 に対応する降水域は、モデルには表現されていない。

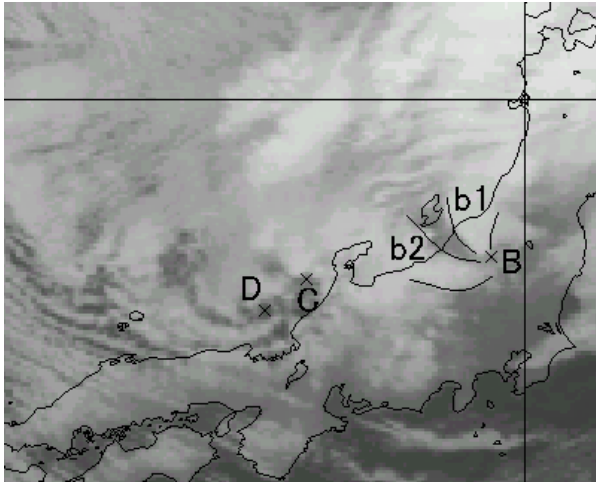


図 6-3-31 12月2日10UTCの赤外画像
B、C、D：雲渦 b1、b2：雲バンド

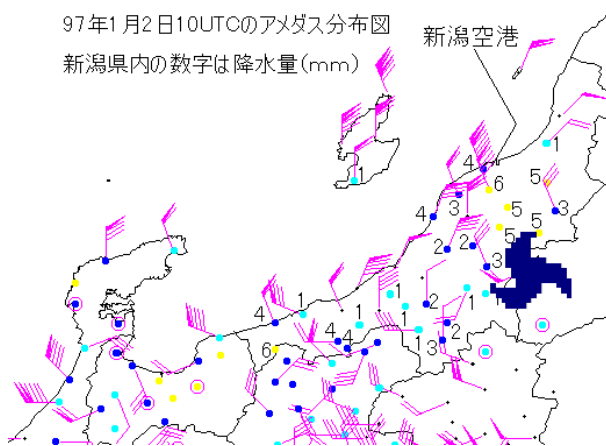


図 6-3-32 2日10UTCのアメダスの風と降水量
新潟県内の数字は降水量(mm)
新潟空港
渦マーク：雲渦Bのおおよその位置
数字：前1時間降水量(mm)

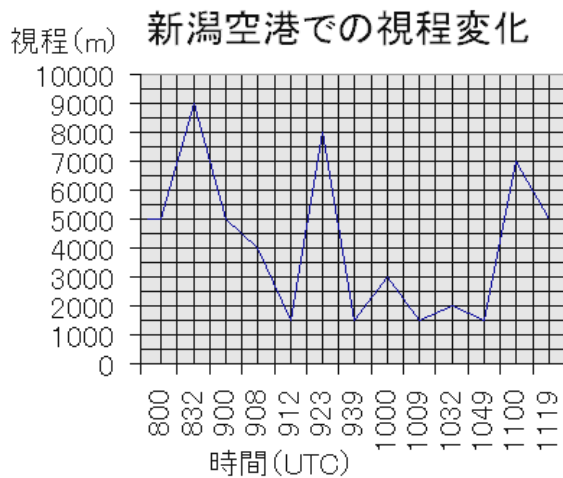


図 6-3-33 雲渦 B 接近時の新潟空港での卓越視程の変化

(6) 雲渦による視程悪化

図 6-3-33 は b1 が新潟空港にかかる前後の卓越視程の変化である。B が空港に接近する直前の 2 日 0923 UTC に、いったん視程が 8000m 以上になっている。これは、B の東側の晴天域によると考えられる。B が下越地方に上陸し、b1 が空港にかかり始める 0930UTC 頃からみぞれを伴って視程が急に下がり、0939UTC には 1500m となった。その後、1049UTC まで 3000m 以下の状態が続いている。

(7) まとめ

以上のように、帯状対流雲中に発生する雲渦は、上陸した地点に風向の急変と強風をもたらす。雲バンドの強さと地上風の強さには関連があり、雲バンドの強さが強風の目安になる可能性がある。特に、発達した雲バンドは暴風をもたらす場合があり、注意が必要である。

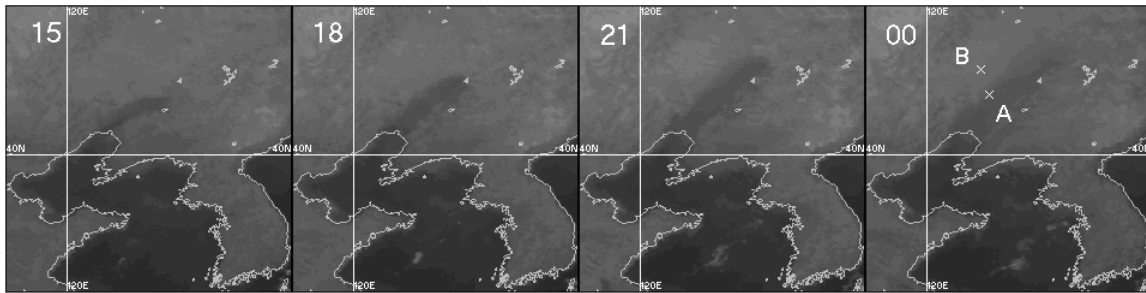
また、雲渦に伴う活発な雲バンドの下では 5mm/hr 程度の降水域を伴い、それにより視程が大きく変化するので、衛星画像を注意深く監視する必要がある。

黒い霧

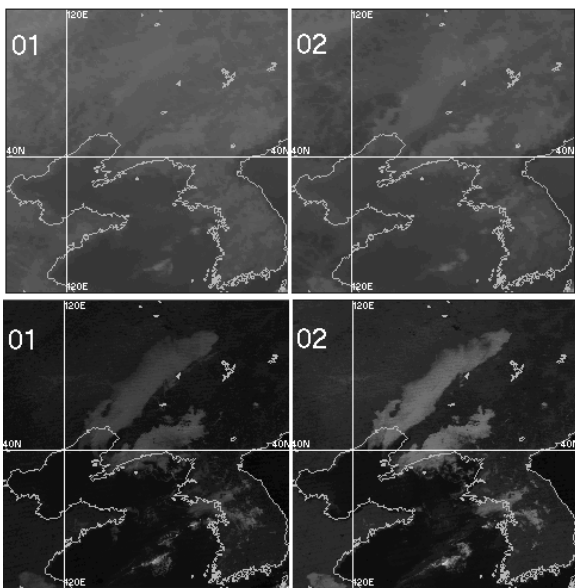
層雲／霧（以下単に霧と呼ぶ）の雲頂温度は、雲頂高度が低いため周囲の霧のない地表面や海面との温度差が小さい。通常、赤外画像では、霧域は周囲よりわずかに明るいか周囲と区別がつかない階調である。強い接地逆転が起きている時には、霧の雲頂温度が地表面よりも高温となり、通常とは逆に霧域の方が黒っぽく（暗く）見えることがある。このような霧は「黒い霧」（black fog, black stratus）と呼ばれ、大陸や海氷域などでまれに見られる。

付図1は、2001年11月20日15UTCから21日00UTCまでの3時間ごとの赤外画像である。大陸方面は高気圧に覆われて晴天域が大きく広がり、放射冷却によって地表は冷えて、暗い海面に比べて灰色っぽくなっている。その中で渤海から中国東北区にのびる暗い領域が見られる。この領域は朝にかけて、低地に沿って北東方向へ広がっていき、ちょうど墨を流したような様相を呈している。領域内の濃淡はあまり見られず、雲頂がほぼ一様であることがわかる。地上気象観測によればこの領域内の地点で霧や霧雨が観測されている。付図2下段の21日01、02UTCの可視画像では、灰白色で一様になめらかな雲域が見られ、霧域であることがわかる。

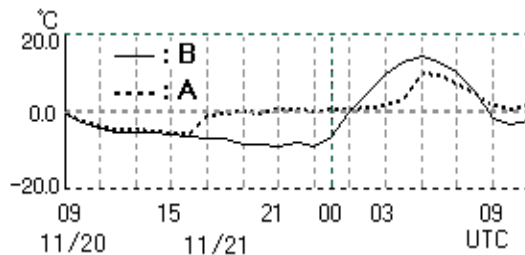
赤外画像（上段）では、日射により地表面が暖められて01UTCでは霧域は不明瞭となり、02UTCでは更に地表が暖まり、相対的に霧が灰色に浮かび上がって見える。付図3には、霧に覆われた地点Aと終始霧に覆われなかった点B（A、Bは付図1右端に示す）における、赤外輝度温度の時間変化を示す。20日15UTC過ぎまでは放射冷却による同様な温度低下を示しているが、A（点線）が霧に包まれた17UTC以降は昇温してほぼ一定の温度を保っている。これが霧域の雲頂温度に相当し、霧域外のB（実線）よりも高温であった00UTCまでの間は、周囲よりも暗い「黒い霧」が見られた。一方、Bが日射により昇温した02UTC以降は、霧域は通常のように地面と比べて低温となって、わずかに明るく見えている。（清水 直幸）



付図1 赤外画像（2001年11月20日左から15、18、21UTC、21日00UTC）



付図2 21日01～02UTCの赤外画像（上段）、可視画像（下段）



付図3 赤外輝度温度の時間変化