

3. 雲パターン

視覚的に表現される雲パターンは、その場の大気の流れ、温度・水蒸気分布及び鉛直安定度などと密接に関連している。このため大気の立体構造を把握するうえで個々の雲パターンを解析することは重要である。

3.1. Ci ストリーク (Ci streak)

細長く筋状の Ci を「Ci ストリーク」と呼ぶ。Ci ストリークは、ジェット気流など上層の流れに沿って見られ、上層のトラフに対応して高気圧性曲率を示す。また下層雲域をエンハンスさせて雲域を発達させる場合もある。図 3-1-1 では、山東半島から渤海、および朝鮮半島付近に Ci ストリークが見られる（矢印）。図 3-1-2 には、図 3-1-1 と同時刻の 300hPa の高層天気図を示した。両図より Ci ストリークがジェットに沿って見られることがわかる。

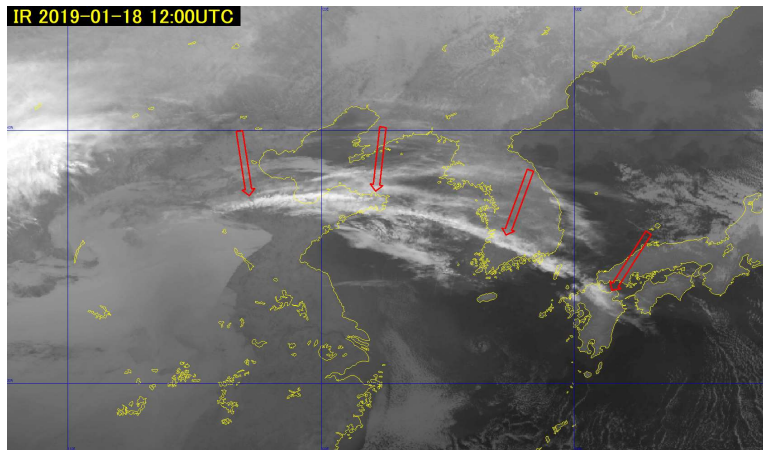


図 3-1-1 2019年1月18日12UTCの黄海付近における赤外画像 (B13)
(記号については本文参照)

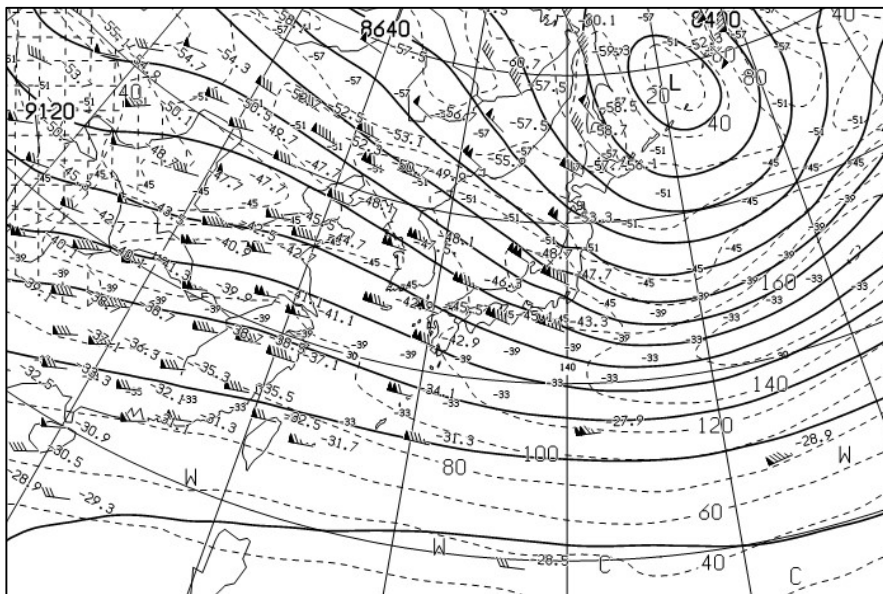


図 3-1-2 2019年1月18日12UTCの300hPa高度・気温・風・等風速線天気図

3.2. トランスバースライン Transverse line

流れの方向にほぼ直角な走向を持ち、小さな波状の雲列を持つ Ci ストリークを「トランスバースライン」と呼ぶ。通常、ジェット気流に沿って発現し、80kt 以上の風速を伴う。大野・三浦 (1982) によると、

3. 雲パターン

トランスバースラインは圏界面直下で励起されたケルビン・ヘルムホルツ波が可視化されたものである。

トランスバースライン付近では、乱気流の発生頻度が高いことが知られている。また発達中の台風から吹き出すトランスバースラインが見られる場合もあり、これは台風の上層発散に伴う流れに関係している。

図 3-2-1 では、本州付近に複数のトランスバースラインが見られる（矢印）。これらはジェットに伴う鉛直シアの増大に対応している（図 3-2-2）。また図 3-2-3 では、フィリピンの東海上にある台風 1622 号に伴うトランスバースラインが見られる（矢印）。

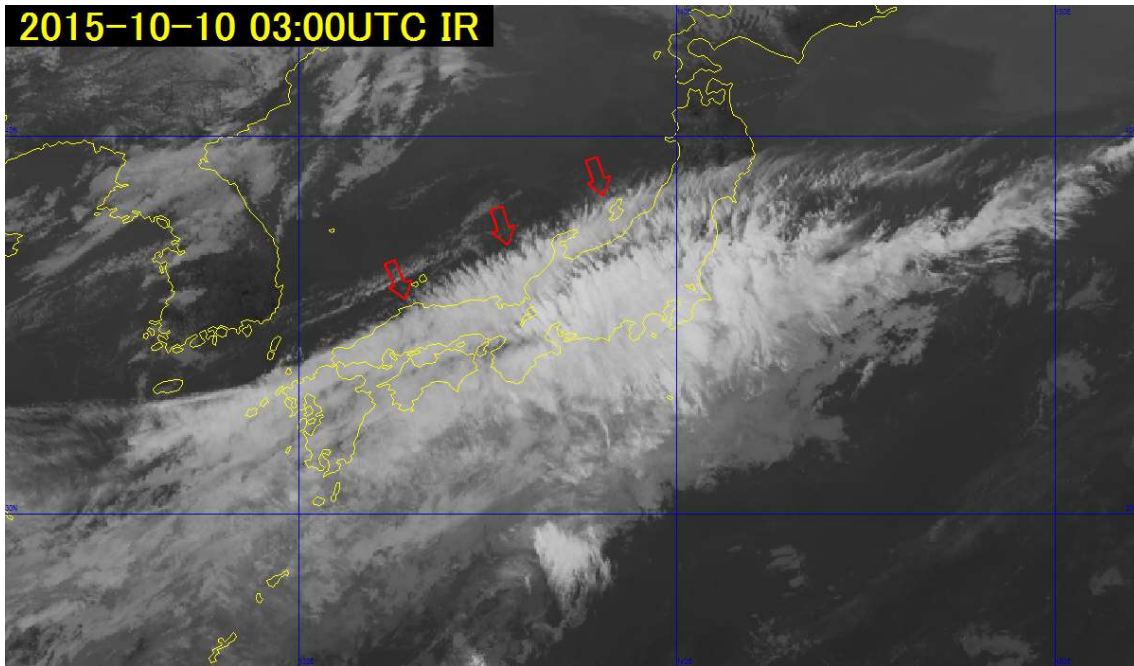


図 3-2-1 2015 年 10 月 10 日 03UTC の日本付近における赤外画像 (B13)

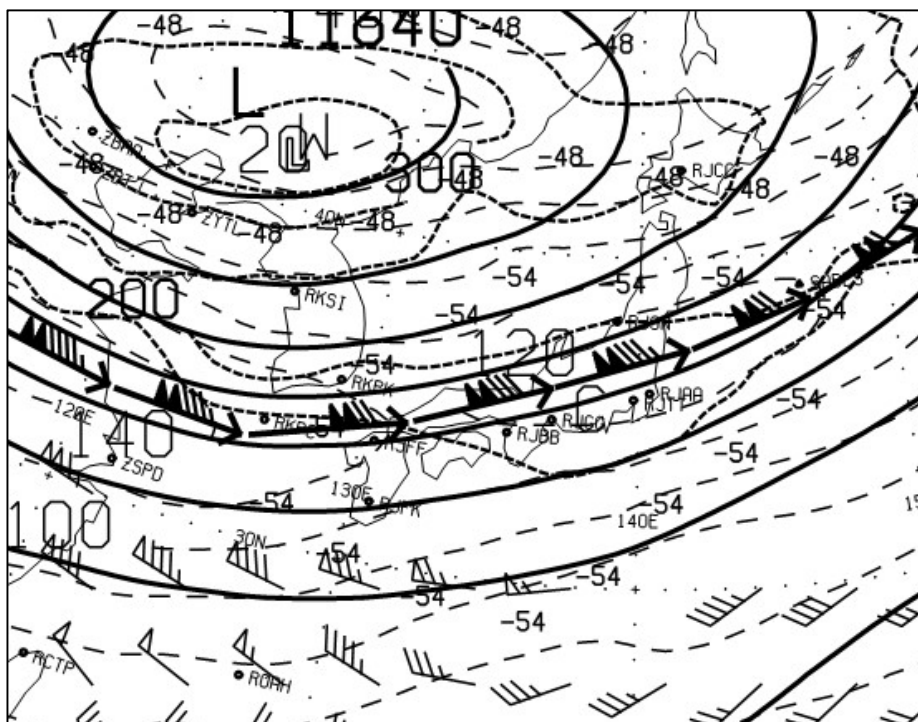


図 3-2-2 2015 年 10 月 10 日 00UTC の 200hPa 高度・気温・風・圏界面図
200hPa 高度・気温・風・圏界面図

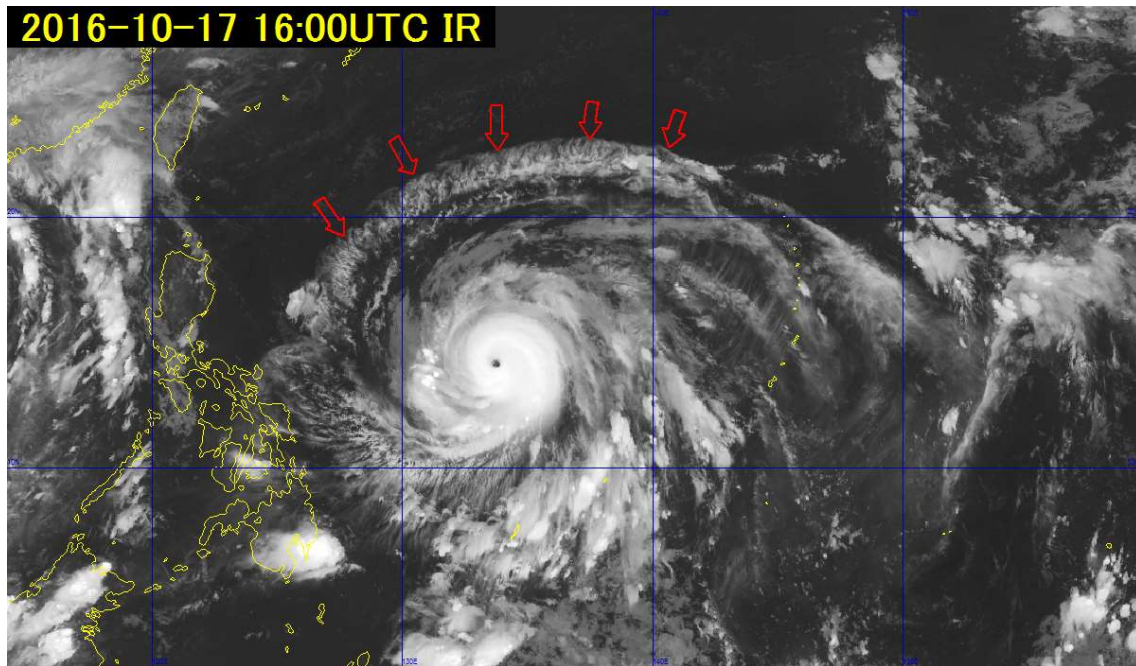


図 3-2-3 2016 年 10 月 17 日 16UTC のフィリピンの東海上における赤外画像 (B13)

参考文献

大野久雄, 三浦信男, 1982 : 圏界面直下におけるケルビンヘルムホルツ波の励起. 天気 29, 1235-1241.

3.3. 地形性巻雲 Orographic Ci

山脈の風下側に発生する停滞性の上層雲を「地形性巻雲」と呼ぶ。地形性巻雲は赤外画像では明るく表示され、風上側の雲縁が山脈と平行な直線状となり、風下側に長く伸びる。風上の縁はほとんど移動せず同じ場所に留まるので、動画で見ると地形性巻雲は容易に識別できる。

地形性巻雲の発生する条件は、山頂付近から対流圏上部までほぼ安定成層を成し、風向がほぼ一定であることが挙げられる (小花,1981)。こうした条件では、山脈により励起された波動が上層まで伝わり、上層が湿っていれば波動による上昇流域で地形性巻雲が発生する。波動は総観場が変わらなければ定在波として維持されるため、停滞性の上層雲を確認できる。

図 3-3-1 は、ひまわり 8 号の赤外画像(B13)で、奥羽山脈東の風下に発生した地形性巻雲を示した (矢印)。また図 3-3-2 には、同時刻の可視画像(B03)を示した。可視画像では、矢印で示した雲は下が透けて見えることから、上層に発生した巻雲であることがわかる。

図 3-3-3 には、当日 00UTC の仙台付近の数値予報格子点値(MSM)のエマグラムと温位エマグラムを示した。これを見ると、300hPa 付近の高度が湿っており、上層雲の発生を示している。また、風向の鉛直分布では、対流圏上部では強い西風が鉛直方向にそろって吹いている。

3. 雲パターン

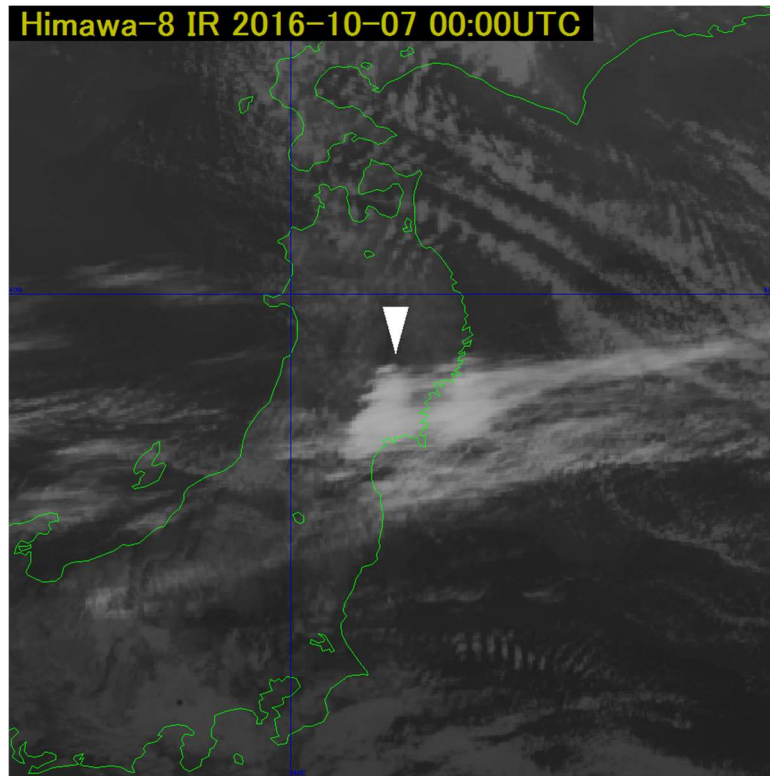


図 3-3-1 2016年10月7日00UTCの東北地方付近における赤外画像 (B13)

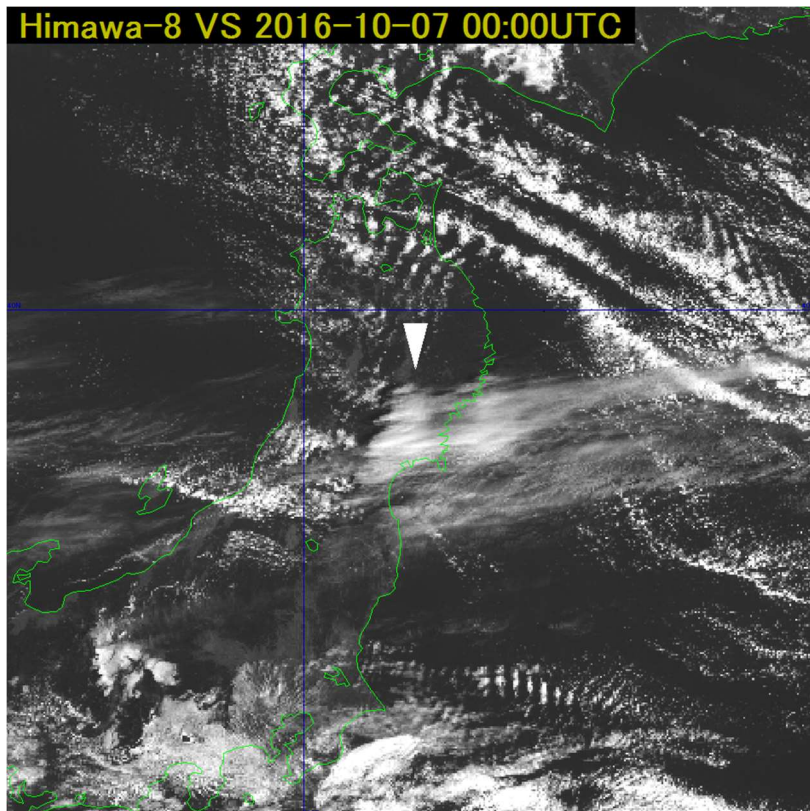


図 3-3-2 2016年10月7日00UTCの東北地方付近における可視画像 (B03)

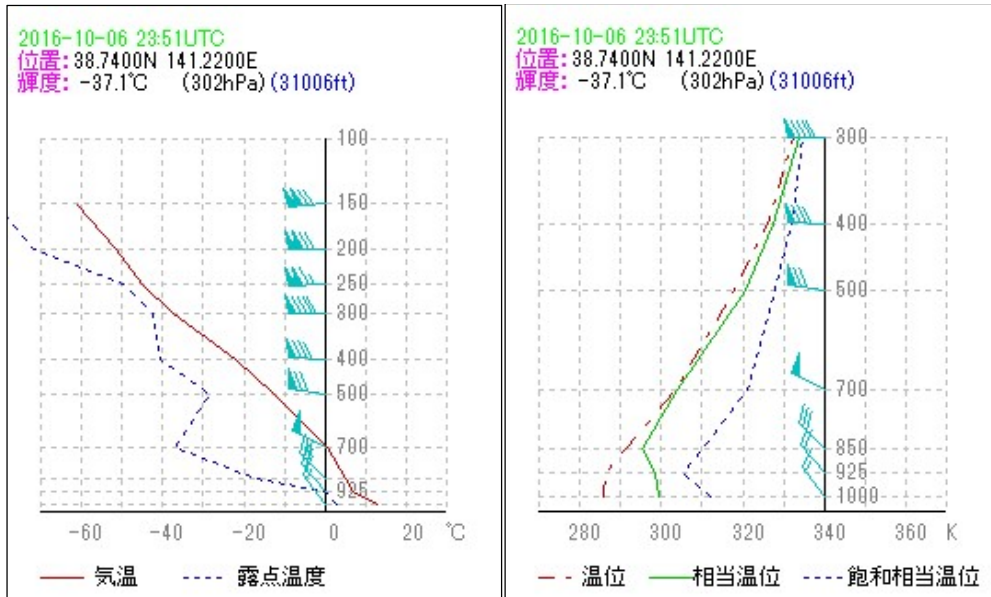


図 3-3-3 仙台付近の数値予報格子点値(MSM)のエマグラム (左) と温位エマグラム (右)
2016年10月7日00UTCのMSMモデルの初期値

なお、この地形性巻雲は、Day convective storms RGB 合成画像では図 3-3-4 で示すように強い上昇気流を伴った活発な積乱雲域と同じ色調となるため注意が必要である。地形性巻雲は、山岳越えの強い風の吹く安定成層中に発生するため、巻雲を構成する氷晶の粒径は小さく、強い上昇気流を伴った活発な積乱雲域の雲頂にある氷晶と同程度の大きさとなるためである。

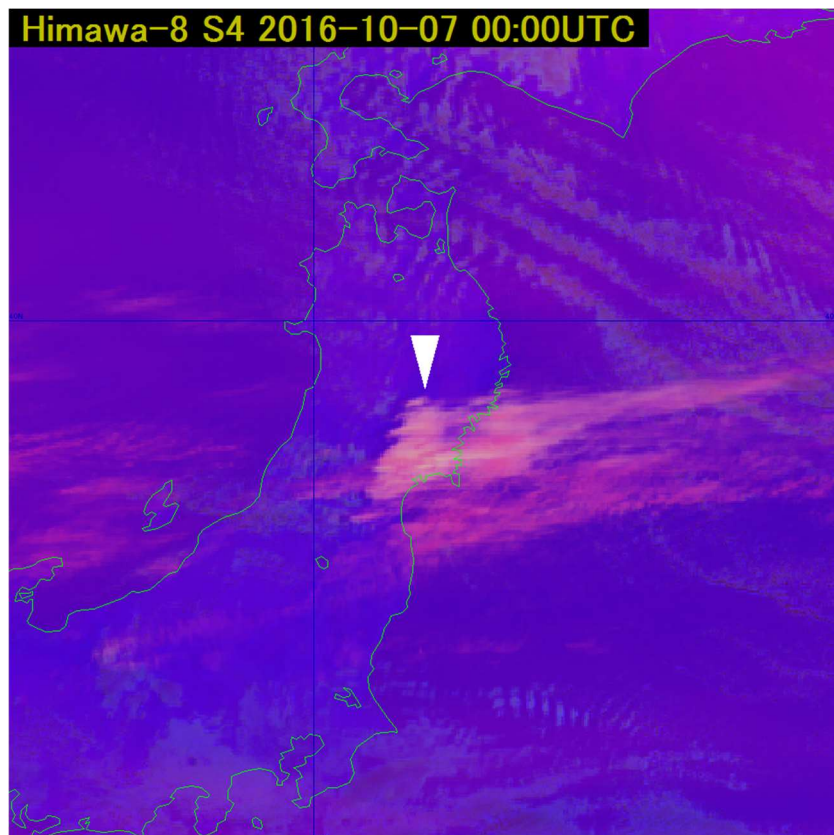


図 3-3-4 2016年10月7日00UTCの東北地方付近における Day convective storm RGB 画像

3. 雲パターン

参考文献

小花隆司, 1981: 雲画像の解析とその利用. 気象衛星センター, 251-257.

3.4. かなとこ巻雲 Anvil Ci

最盛期から衰弱期の積乱雲(Cb)は、圏界面によって雲頂が抑えられ上層雲(Ci)が水平方向に流れ出し「かなとこ」状の構造を形成する。この上層雲を「かなとこ巻雲」と呼ぶ。

かなとこ巻雲は積乱雲から主に風下側に羽毛状にのび、その雲縁は毛羽立った形状を示す(図3-4-1)。かなとこ巻雲の雲頂高度は、積乱雲の中心部と同程度であるが、強い雨を伴わないため、積乱雲中心部との区別が重要となる。

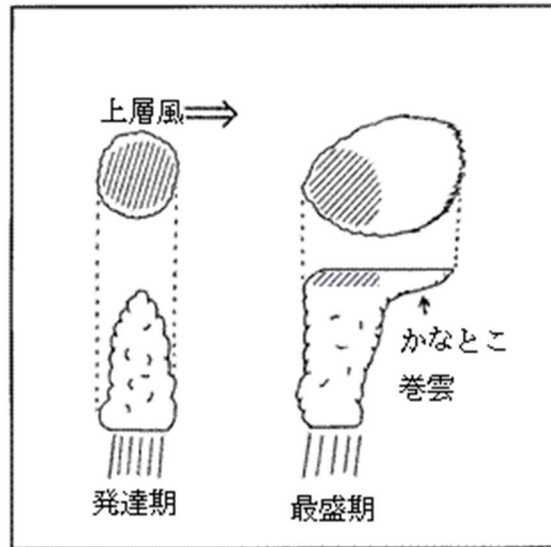


図3-4-1 かなとこ巻雲の模式図

図3-4-2及び図3-4-3は、千葉県房総半島に発生した積乱雲とその中心から伸びるかなとこ巻雲を可視画像(B03)及び赤外画像(B13)で示したものである(2016年8月4日05UTC)。可視画像で雲域の表面がでこぼこしているように見える部分が積乱雲の中心部である。

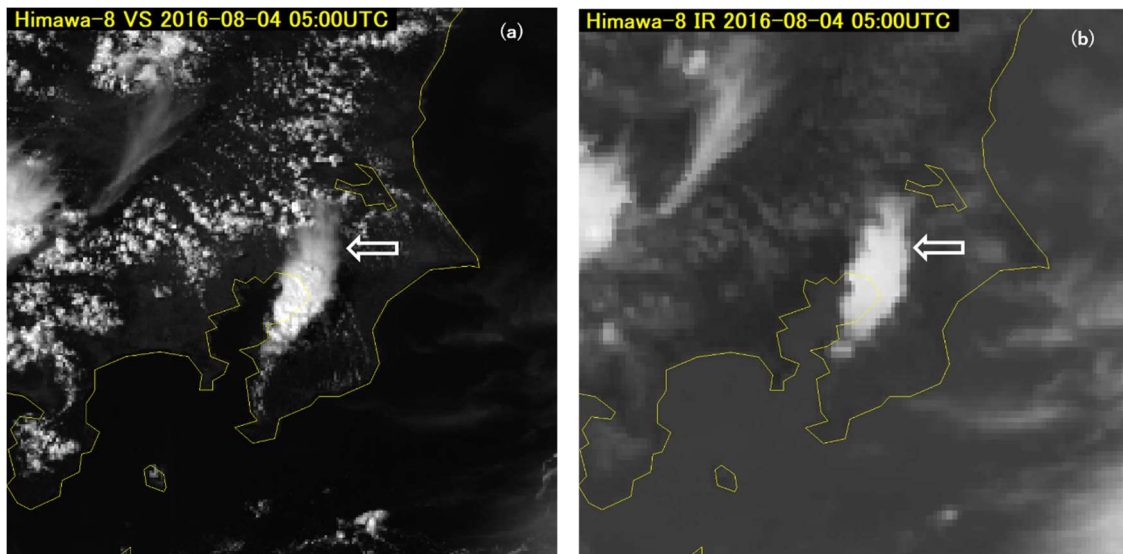


図3-4-2 2016年8月4日05UTCの関東地方付近における (a) 可視画像 (B03)、(b) 赤外画像 (B13)

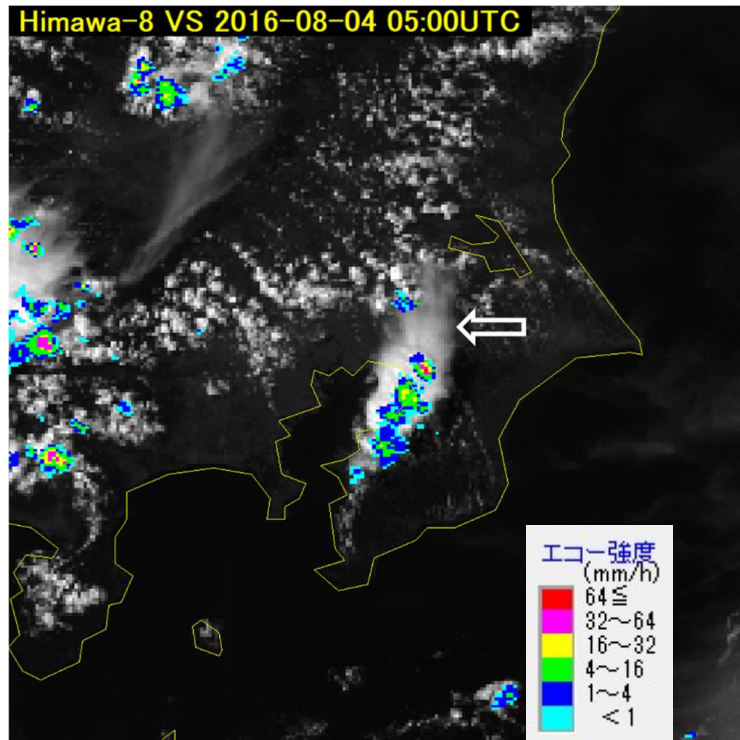


図 3-44 2016年8月4日 05UTC の関東地方付近における可視画像 (B03) とレーダー降水強度合成図

図 3-44 では、可視画像と同時刻のレーダー降水強度を重ね合わせて表示した。積乱雲の中心部は、降水を伴っている。一方、積乱雲の中心から北東に伸びるかなとこ巻雲は上層雲であるため降水を伴っていない。図 3-4-5 は、その時の様子を対岸の神奈川県から撮影した写真である。積乱雲の中心から左側手前に見えるのがかなとこ巻雲である。



図 3-45 図 3-4-4 に示した積乱雲とかなとこ雲 (2016年8月4日 14時頃 対岸の神奈川県から撮影)

3.5. バルジ Bulge

前線性雲バンドが、寒気側 (極側) に凸状に (高気圧性曲率を持って) 膨らむ現象を「バルジ」と呼ぶ。これはトラフの接近による前線波動や低気圧の発達に対応し、下層から暖湿な気流が上昇して雲域が発達していることを示す。雲域は発達するにつれ高気圧性曲率が増加する。なお、発達しない雲域でも寒気側に膨らむことがあるが、一時的なもので持続性がない場合はバルジとは呼ばない。

3. 雲パターン

図 3-5-1 では、平壤付近からハンカ湖付近にかけて、バルジが見られる（矢印先端付近。×印は次項 3.6 で説明するフック位置。）。

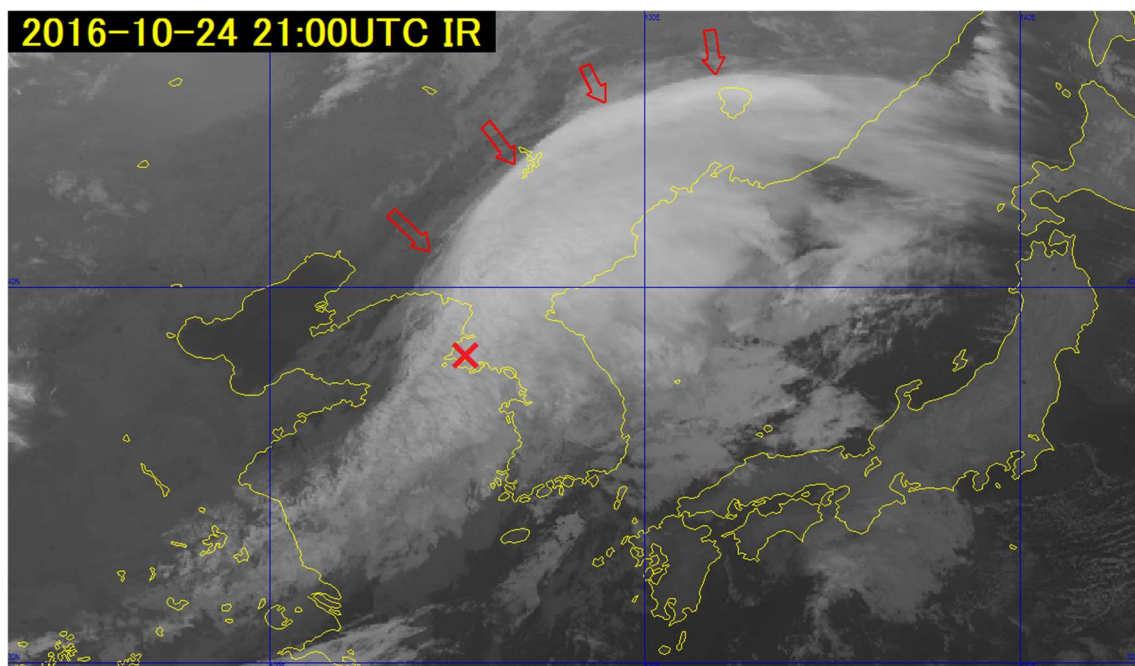


図 3-5-1 2016年10月24日21UTCの日本海付近における赤外画像（B13）

3.6. フックパターン Hook pattern

寒気場内において発達中の雲域の北縁が高気圧性曲率を増すと共に、南西縁が低気圧性曲率を示すようになる。こうした雲縁の曲率の変曲点を「フック」と呼んでいる。

フックの形成は、雲域後面からの寒気流入を示している。またフックと地上低気圧中心の位置にはおおよその対応関係が見られる（5.2.1 項を参照）。

なお、こうした形状をフックパターンと呼ぶのは日本だけの慣用である。諸外国ではレーダー観測も含めて、一般にコマ形状を呈するものに対しフックパターンと呼んでいる。図 3-5-1 は、朝鮮半島付近にフックパターンの雲域があり、雲域がもつ曲率の変曲点付近の×印をフックと呼ぶ。

3.7. 波状雲 Lee wave cloud

山脈や島などの風下に等間隔に並んだ雲域を「波状雲」と呼ぶ。図 3-7-1 では奥羽山脈に平行な積雲や層積雲などの雲列が等間隔に発生している。このように山脈のような細長い障害物の場合は、風下側に山脈に平行な走向を持つ波状雲が発生する。

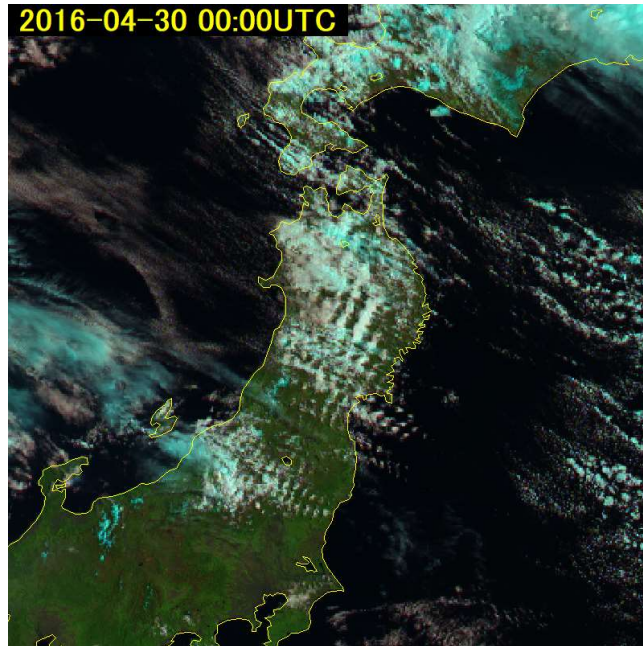


図 3-7-1 2016年4月30日00UTCの北日本付近における Natural Color RGB 画像

3.7.1. 波状雲発生時の環境場

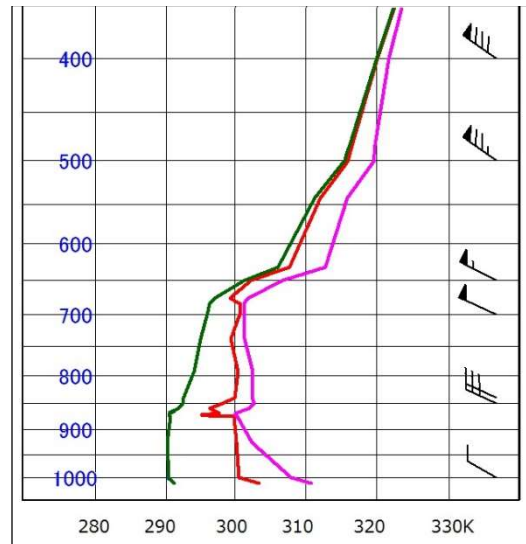
波状雲の発生については、次の五つの条件が挙げられる。

- ① 風向は上層まで厚い層にわたってほぼ一定であり、障害物の走向にほぼ直交している。
- ② 上層までの厚い層にわたって安定層が存在する。
- ③ 雲を形成するのに十分な水蒸気が存在する。
- ④ 山頂付近でおよそ 10m/s 以上の風速がある。
- ⑤ スコーラー数が減少している。

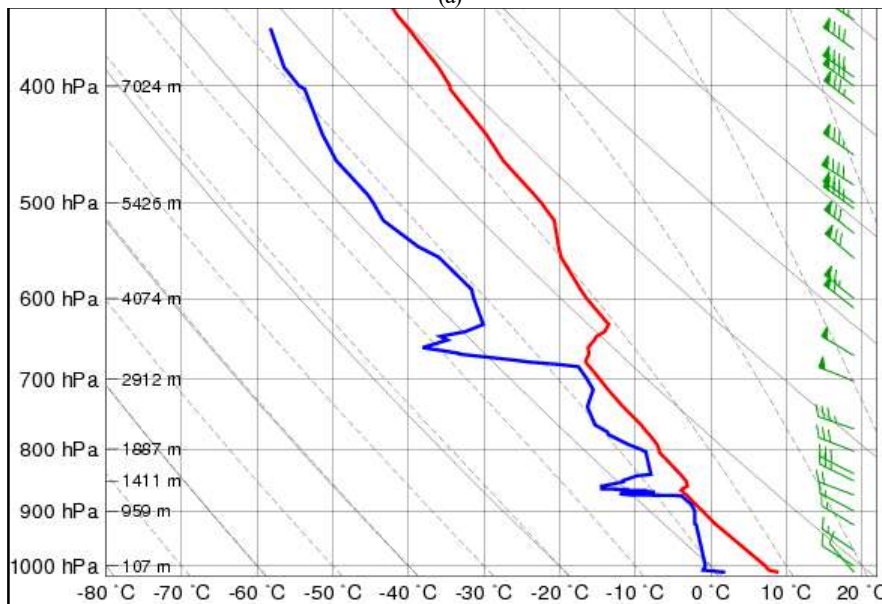
図 3-7-2 は、波状雲発生時の秋田の温位エマグラムである。この温位エマグラムには次の特徴が見られる。

- ① 風向は上層まで厚い層にわたって西北西～北西でほぼ一定であり、奥羽山脈の走向にほぼ直交している。
- ② 相当温位のプロファイルから 1000～670hPa 付近はほぼ中立で、その上は安定層となっている。
- ③ 925～670hPa 付近は湿度が 80%以上で湿っている。
- ④ 奥羽山脈の標高は 1500～2000m 程度で、この高度における風速は 14～17m/s である。
- ⑤ 下層から上層へ風速が増していることから、上層へ向けスコーラー数が減少している。

3. 雲パターン



(a)



(b)

図 3-7-2(a) : 2016年4月30日00UTCの秋田における温位エマグラム
(緑線：温位、赤線：相当温位、ピンク線：飽和相当温位)
(b) : 同時刻のエマグラム (赤線：気温、青線：露点温度)

また、後述する風下波の理論 (3.7.2 項) から、波状雲の雲列の間隔は風速に比例し、風速が強いと雲列の間隔が広がる。

波状雲が存在するとき、山岳波による乱気流が発生する可能性がある。山岳波に伴う乱気流の発生には、山頂付近での逆転層高度・鉛直安定度・山の形など風速以外の要素も関わってくるため、衛星画像で観測された波状雲の存在が乱気流に直接結びつくわけではないが、乱気流発生の目安として利用することができる。

なお、風下波は、山の上流側へも伝播するため、図 3-7-3 のように波状雲は風下側ばかりでなく、若干風上側にも発生する場合がある。

3.7.2. 波状雲の間隔と風速の関係

図 3-7-4 に赤外画像と波状雲の輝度温度を示した。図から波状雲の雲頂付近は約 -10°C であり、秋田の高層観測では、800hPa が -6.8°C 、700hPa が -14.7°C なので、図 3-7-2(b)のエマグラムにより波状雲の高度は約 2500m と推定できる。波状雲の雲列の間隔は風速に比例するため、その間隔から風速を推定することができる。

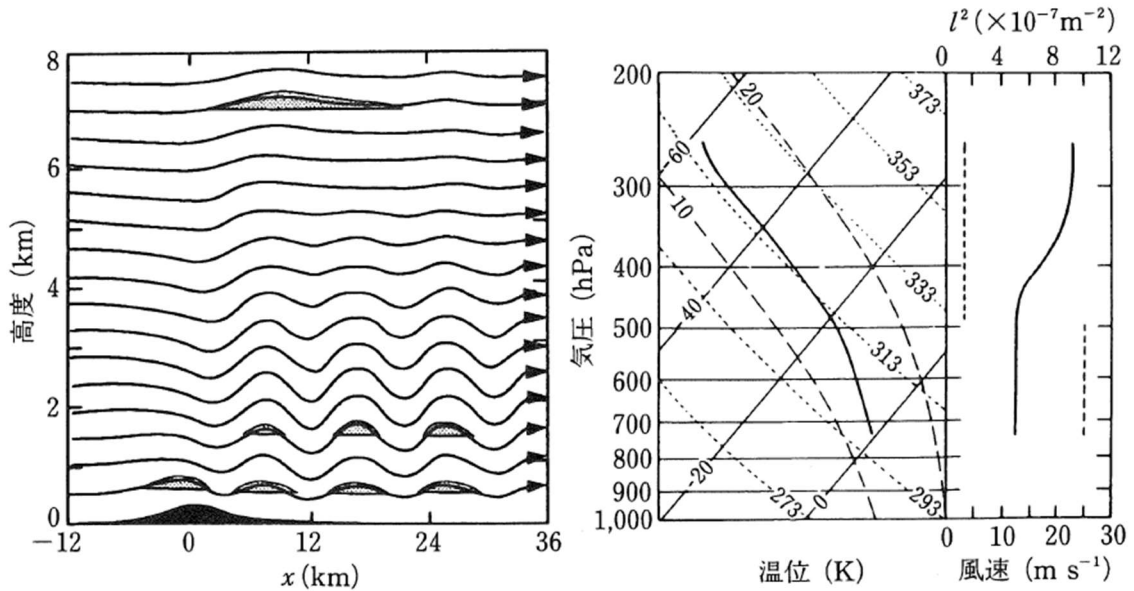


図 3-7-3 波状雲の模式図 (Durrant, 1986)

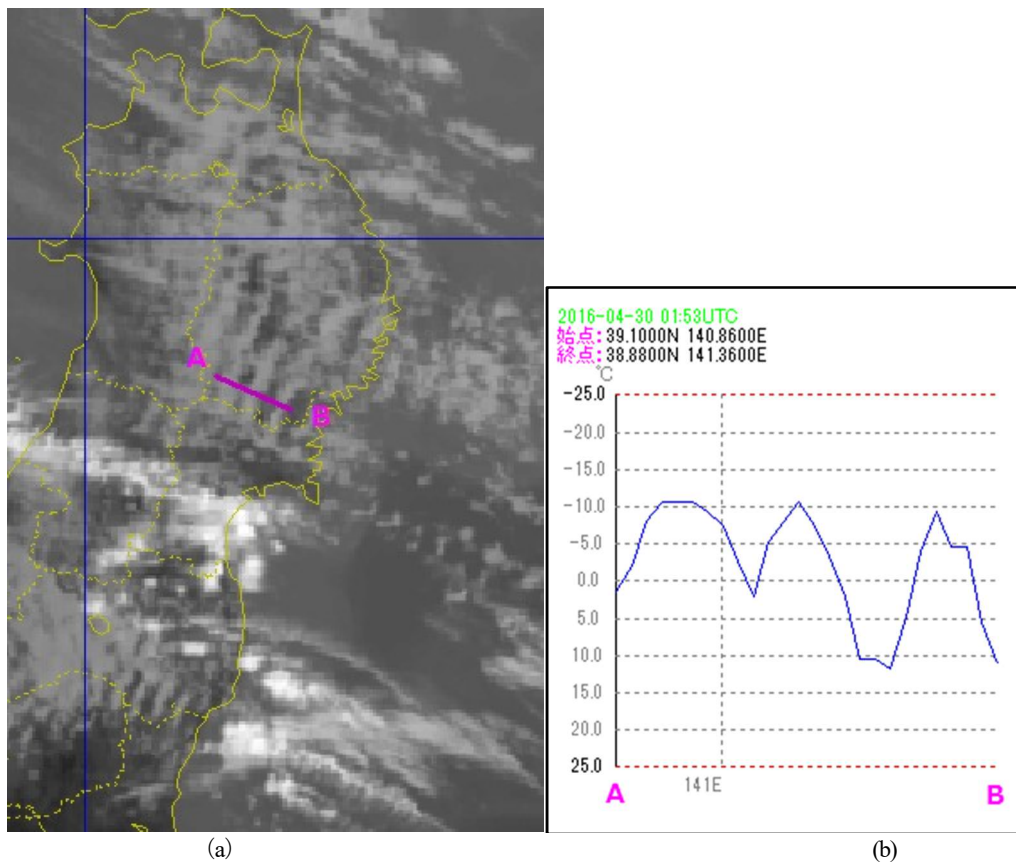


図 3-7-4 (a) 2016 年 4 月 30 日 02UTC の東北地方付近における赤外画像(B13)、
(b) (a) 図の A-B に沿った鉛直断面における輝度温度

3. 雲パターン

【補足】

風速を U (m/s)、風下波の波長を λ (km)とすると、次のように G.A.Corby(1957)の関係式が成り立つ。

$$U = 1.7\lambda + 4.8$$

衛星画像で λ を測定してみると、

$$5\text{km} < \lambda < 10\text{km}$$

関係式に代入して計算すると、

$$13.3\text{m/s} < U < 21.8\text{m/s} \quad \lambda = 8 \text{ のとき、} U = 18.4$$

秋田の高層観測では、850hPa 14m/s、800hPa 17m/s、700hPa 26m/s であり、輝度温度から推定される波状雲の高さは約 2500m なので、関係式とほぼ合致している。

*スコロー数 (Scorer number)

山の高さを h 、静力学的安定度を s 、重力加速度を g 、風速を u 、高度を z としたとき、次の無次元量をスコロー数という。

$$h^2 \left(\frac{sg}{u^2} - \frac{1}{u} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$$

参考文献

Durrant, D.R., 1986 : Mountain waves. Mesoscale Meteorology and Forecasting, P.S. Ray ed., Amer. Meteor. Soc., 472-492

Corby, G.A., 1957 : A Preliminary Study of Atmospheric Waves using Radiosonde Data, Q. J. R. Meteor. Soc., 83, 49-60.

3.8. オープンセル Open cells

衛星画像で、雲のない領域を取り囲んだドーナツ状あるいはU字状の雲パターンをオープンセルと呼ぶ。図 3-8-1 のように対流性の雲から成るオープンセルは、雲のない領域で下降し、取り囲む雲壁で上昇する鉛直循環を持つ。風速や風向の鉛直シアが小さい時はドーナツパターンを維持するが、鉛直シアが大きくなる時、風速が強くなる時は環状部分が崩れ、オープンセルパターンにはならない。

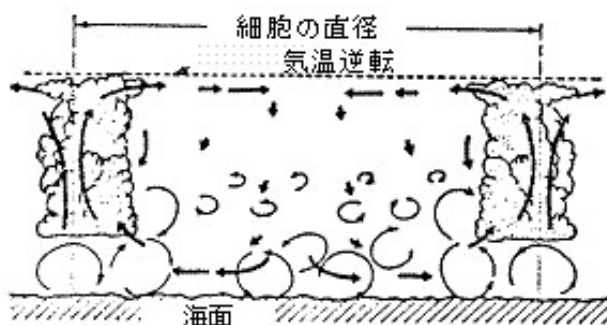


図 3-8-1 オープンセルのモデル図 (浅井 1983)

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 3-8-2 のように変化するとしている。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が、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、流れに沿って広がる形が多くなる。

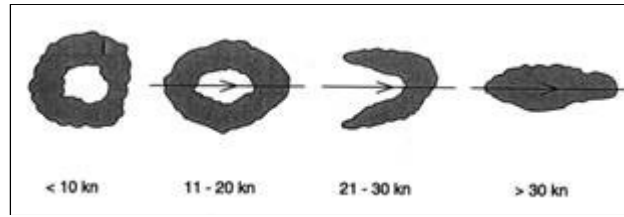
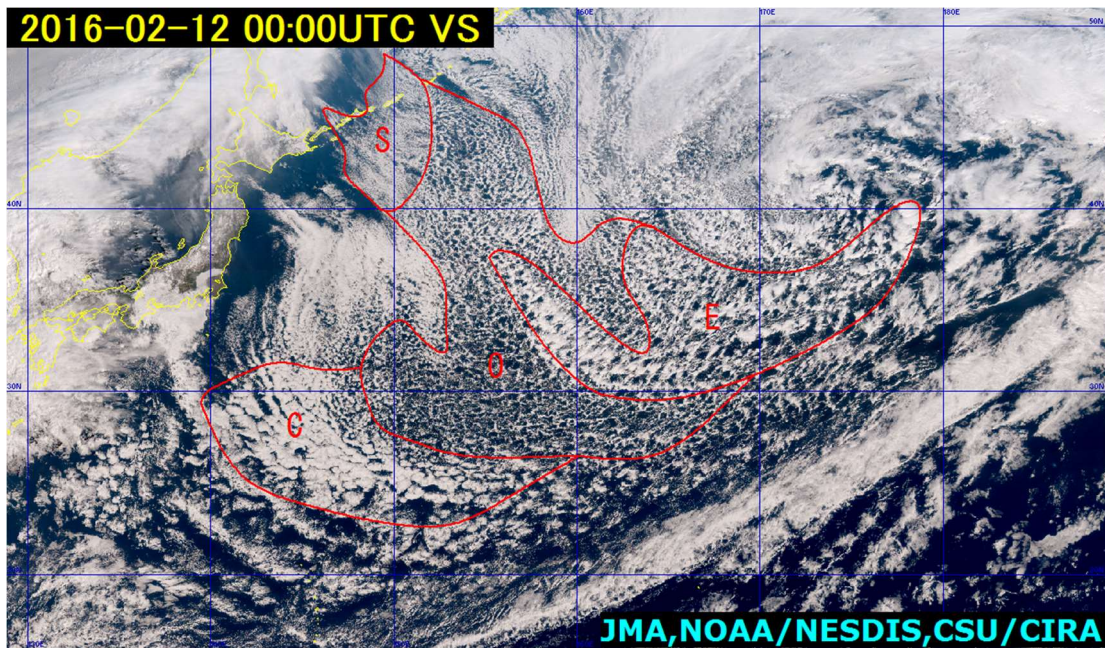


図 3-8-2 風速の増大によるオープンセルの形状変化
矢印は風向を示す (Bader et al. 1995)

オープンセルは、気温と海面水温の温度差が大きいときに発現する。これは、オープンセルが暖流域あるいは強い寒気場内で顕在化することを表し、発達した低気圧後面から流入する寒気の強さを推定する指標になる。

図 3-8-3 (a)は、2016年2月12日 00UTC の可視バンドによる True Color 再現画像で、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。その中の雲パターン O がオープンセルで、おおよそ低気圧性の循環内に存在している。図 3-11-2 (3.11 参照) は、同時刻の地上天気図である。また図 3-8-3(b)は、同時刻の GSM 初期値 500hPa 気温と海面水温との差で、ここでは、概ね -42°C 以下の強い寒気場内にオープンセルが対応している。



(a)

3. 雲パターン

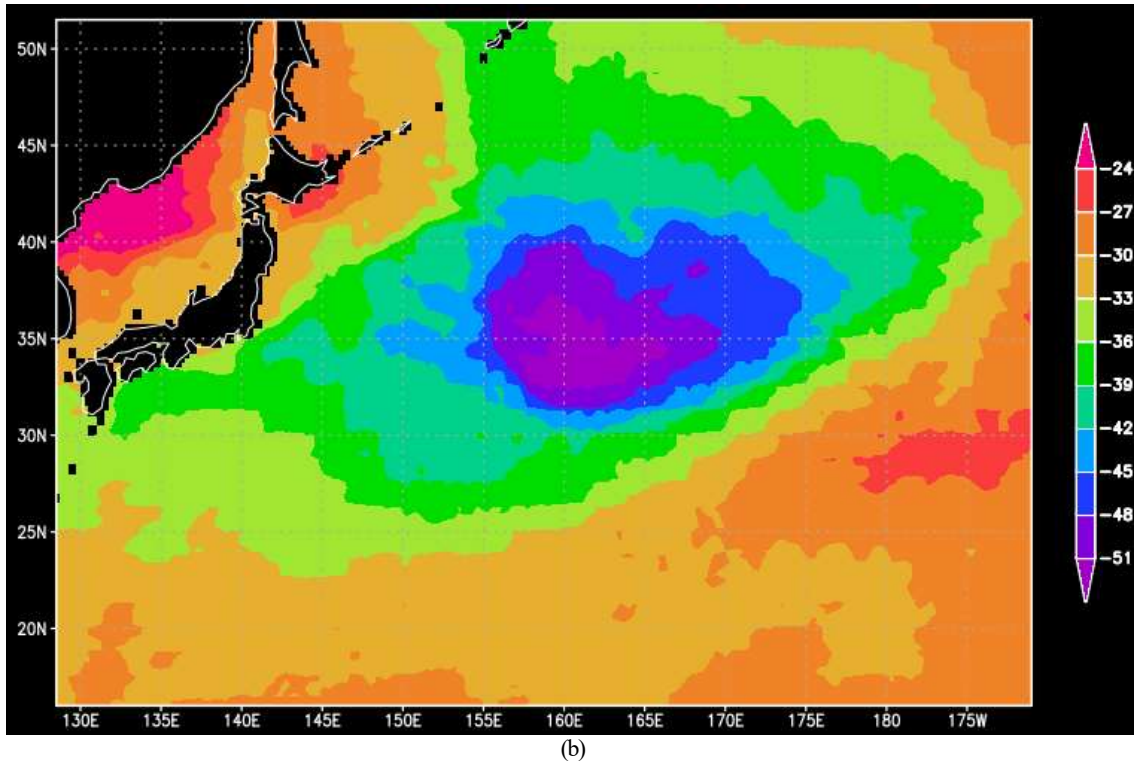


図 3-8-3 (a) 2016年2月12日00UTCの日本の東海上における True Color 再現画像
 (各記号で示された領域は各雲パターンの雲域を示す)
 (b) 同時刻の GSM 初期値 500hPa 気温と海面水温との差

参考文献

浅井富男, 1983 : 大気対流の科学. 東京堂出版, 220.

Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley, and A. J. Waters, 1995 : Images in weather forecasting, Cambridge Univ. Press, 499.

3.9. 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。クローズドセルは層積雲で構成され、風速や風向の鉛直シアは小さく、風速も 20kt 以下のことが多い。雲頂は逆転層で抑えられ、高気圧の南東象限など下層の高気圧性の流れの領域で発現しやすい。図 3-9-1 のように、中心部の雲を形成する上昇気流が周辺部の晴天域で下降する鉛直循環を持つ。

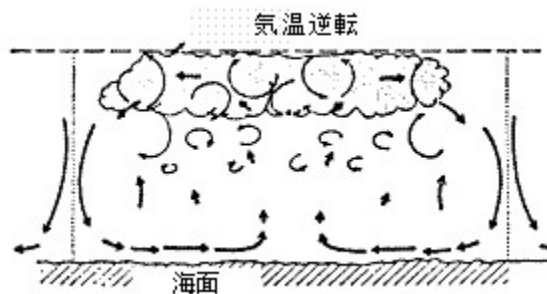


図 3-9-1 クローズドセルのモデル図 (浅井1983)

オープンセルに比べ、気温と海面水温の温度差が小さいとき発現する。寒気の流入が弱い場合はクローズドセルが形成される。また、流入した寒気が弱まった場合はオープンセルからクローズドセルに変化することがある。このように、オープンセルになるかクローズドセルになるかは、主に寒気の強さに対応する。オープンセルが存在する領域とクローズドセルが存在する領域の境界は、図 3-9-2 のように上層のジ

ジェット気流の位置を示唆すると言われている (Bader et al., 1995)。

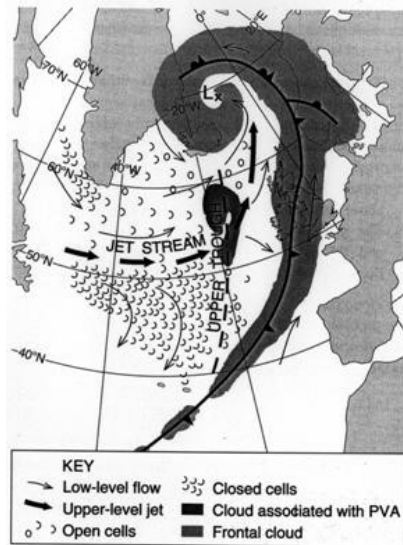


図 3-9-2 寒気場内の一般的なセル状雲パターンと総観場の模式図 (Bader et al. 1995)

図 3-8-3 (3.8 参照) で、雲パターン C がクローズドセルである。

3.10. 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ち、雲頂高度はほぼ一定である。雲層内での風向の鉛直シアは小さいが、オープンセルやクローズドセルに比べ風速の鉛直シアは大きく、図 3-10-1 のように下層風の鉛直シアに平行なロール状の雲 (雲列や雲バンド) が形成される。この図では、ロール状の対流における空気塊の螺旋運動が示され、対流雲は上昇気流域の上部に形成されることを表す。

図 3-10-2 は、2016 年 2 月 11 日 00UTC の可視バンドによる True Color 再現画像で、雲パターン S が筋状雲である。

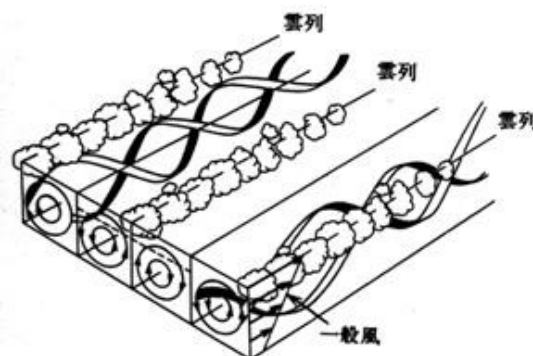


図 3-10-1 ロール状対流の模式図 (浅井 1996)
不安定流体中の鉛直シアが大きい場合は、シアに平行なロール状の対流となる。

3. 雲パターン

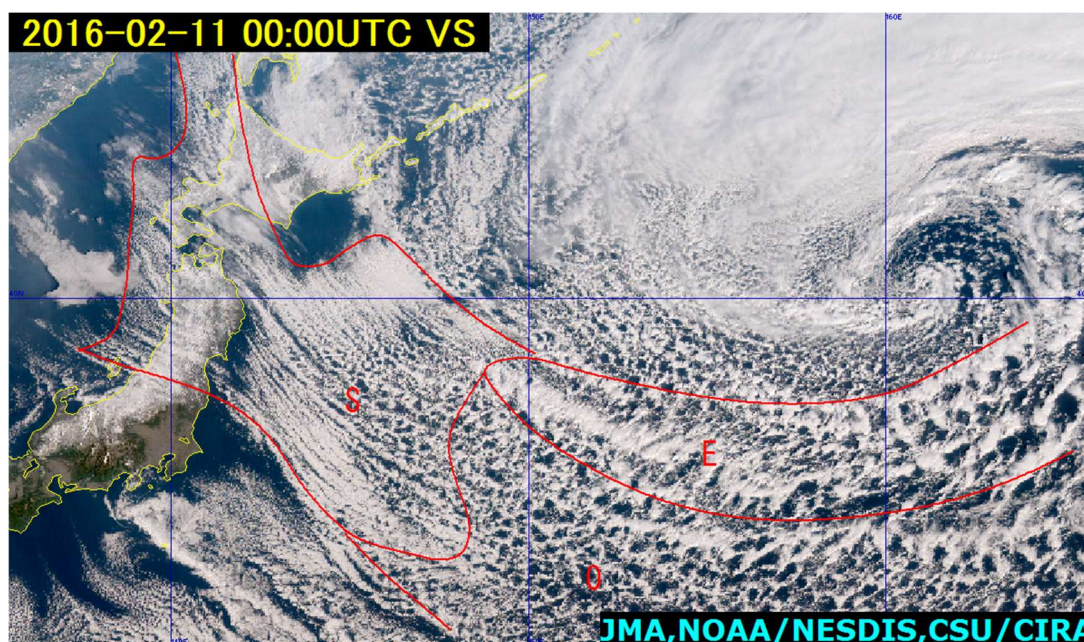


図 3-10-2 2016年2月11日00UTCの日本の東海上における True Color 再現画像
(各記号で示された領域は各雲パターンの雲域を示す)

参考文献

浅井富男, 1996: ローカル気象学. 東京大学出版会, 233.

3.11. エンハンスト積雲 Enhanced Cu

衛星画像で、低気圧後面の寒気場内に分布する Cu からなるオープンセルの領域内に、Cb や Cg が見られることがあり、これをエンハンスト積雲と呼ぶ。エンハンスト積雲は、発達した低気圧の後面から南下する強い寒気による不安定成層の中で Cu が発達し Cb や Cg に発達したものである。逆に、エンハンスト積雲から寒気存在・強さを推定できる。

図 3-11-1 は、図 3-8-3 (3.8 参照) と同時刻の Day Snow-Fog RGB 合成画像で、雲パターン E がエンハンスト積雲である。この図でオレンジ色の雲域は降水を伴う厚い雲域を表し、オープンセルの他の部分より雲頂高度が高く、かなとこ巻雲も見られ組織化している。図 3-11-3 は、2016年2月12日00UTCの500hPa高層天気図で、 -36°C 以下の寒気を伴ったトラフが日本の東に進み、対流不安定により Cu が Cb や Cg に発達している。

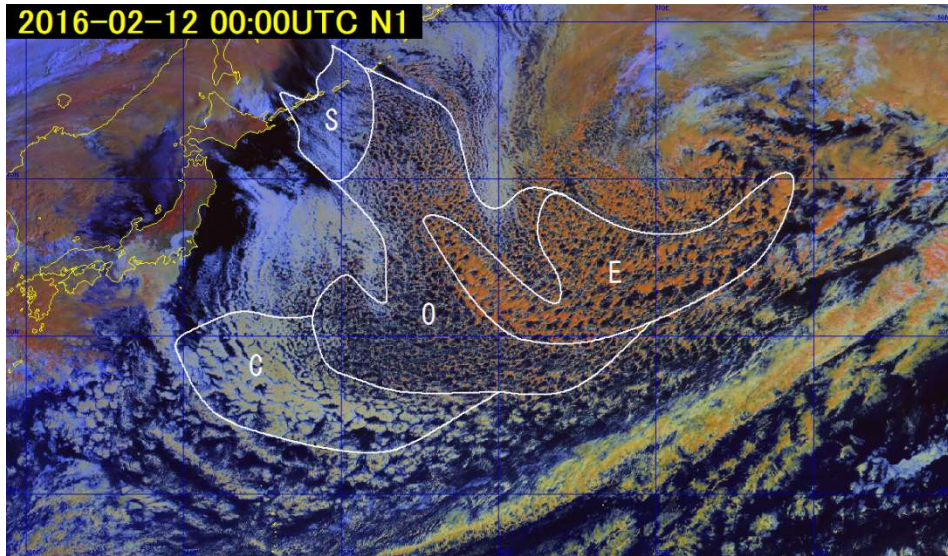


図 3-11-1 2016年2月12日00UTCの日本の東海上における Day Snow-Fog RGB 合成画像
(各記号で示された領域は各雲パターンの雲域を示す)

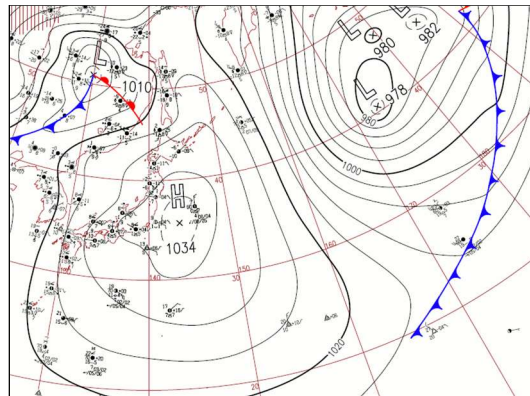


図 3-11-2 2016年2月12日00UTCの地上天気図

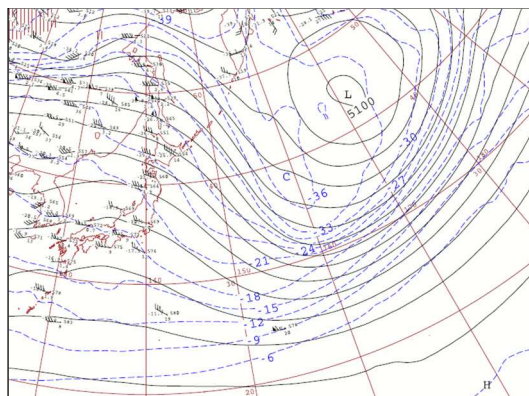


図 3-11-3 2016年2月12日00UTCの500hPa天気図

3.12. クラウドクラスター Cloud cluster (Cb クラスタ・Cb cluster)

一般には独立して存在することが多い Cb が、集合して巨大な塊を形成することがあり、この塊をクラウドクラスターあるいは Cb クラスタと呼ぶ。クラウドクラスターは様々なサイズや発達段階の対流雲で構成され、水平スケールは数百 km に達する。レーダー画像で認識できるメソ対流系システムとしてスコールラインやマルチセルなどが知られているが、クラウドクラスターは衛星画像で認識できるスケールの大きな

3. 雲パターン

対流系システムで、熱帯や夏の大陸上で見られることが多い。

Maddox(1980)は、北アメリカ大陸上で竜巻・ひょう・雷雨など激しい現象をもたらすメソ α スケールの対流システムとして、MCC(Mesoscale Convective Complex)を衛星から -32°C より低い雲頂温度の領域が10万 km^2 (直径およそ350km)以上の面積を持ち、6時間以上持続するほぼ円形(長径と短径の比が0.7以上)をした雲域と定義した。MCCは大陸上で発達するクラウドクラスターの典型の一つで、強い持続的な下層での暖気移流によってもたされる条件付き不安定な場のとき、夕方遅くから夜にかけて形成されやすい。図3-12-1及び図3-12-2はひまわり8号で観測されたMCCの例で、直径300km以上のほぼ円形のクラスター(図中Cの雲域)が中国大陸に存在している。

日本周辺のCbクラスターについては、岩崎・武田(1993)がメソスケール雲クラスターと呼んで、梅雨期の出現特性を調査している。この中でメソスケール雲クラスターを、輝度温度が -50°C 以下の雲域が円形ないし楕円形を呈し、その直径が100km以上であること、雲塊の縁(特に西側)で輝度温度の勾配が大きいく、及び中緯度で発生することと定義した。この調査によれば、日本周辺の梅雨期の雲クラスターの特徴として平均寿命は14時間未満、最大直径の平均は170kmであった。また、最大直径が大きいほど寿命が長いこと、最大直径が200km以上の大きな雲クラスターは大陸上に多く、小さい雲クラスターは海洋上で多く形成される傾向があった。日本付近で発生する大型のクラウドクラスターの多くは東シナ海で発生・発達し、九州地方に大雨をもたらすことがある。

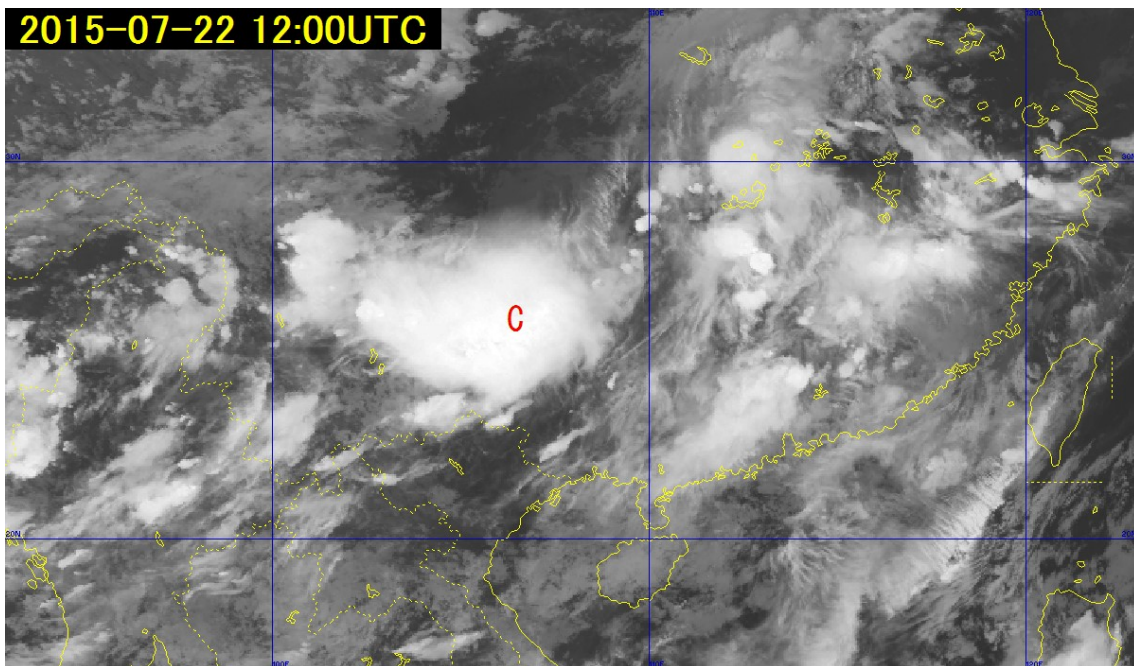


図3-12-1 2015年7月22日12UTCの華南付近における赤外画像(B13)

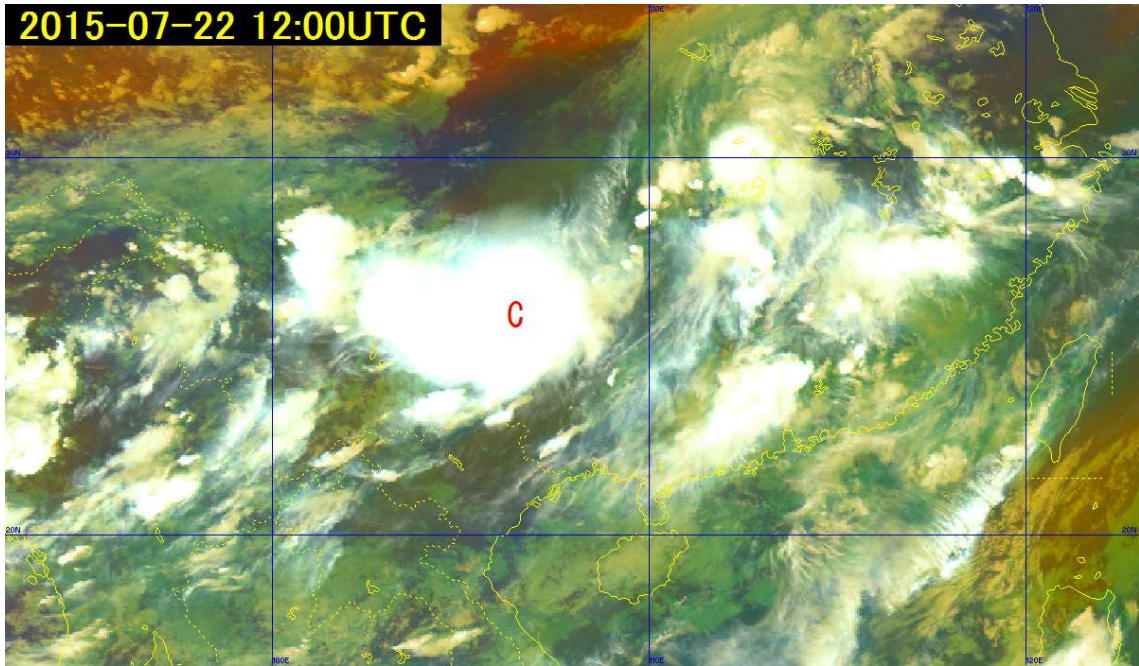


図3-12-2 2015年7月22日12UTCの華南付近における Airmass RGB 合成画像

図3-12-3は、メソスケール雲クラスターの例で、九州西岸にほぼ円形の雲クラスターが見られる。この雲クラスターのスケールはやや小さいが、ほぼMCCに匹敵するもので、その後東進を続け、九州中部を通過後衰弱した。この雲域により、長崎県雲仙岳では1時間に124.5mm、熊本県甲佐町では150.0mm、山都町でも126.5mmなどの猛烈な雨が降った。図3-12-4は、同時刻のAirmass RGB合成画像で、雲クラスター西側の赤茶色の領域は乾燥した成層圏起源の高渦位・低圏界面領域に対応し、中上層へ乾燥・低温気塊の流入により大気が不安定化し、雲クラスターの発達に寄与したと考えられる。図3-12-5は、そのときの地上天気図である。

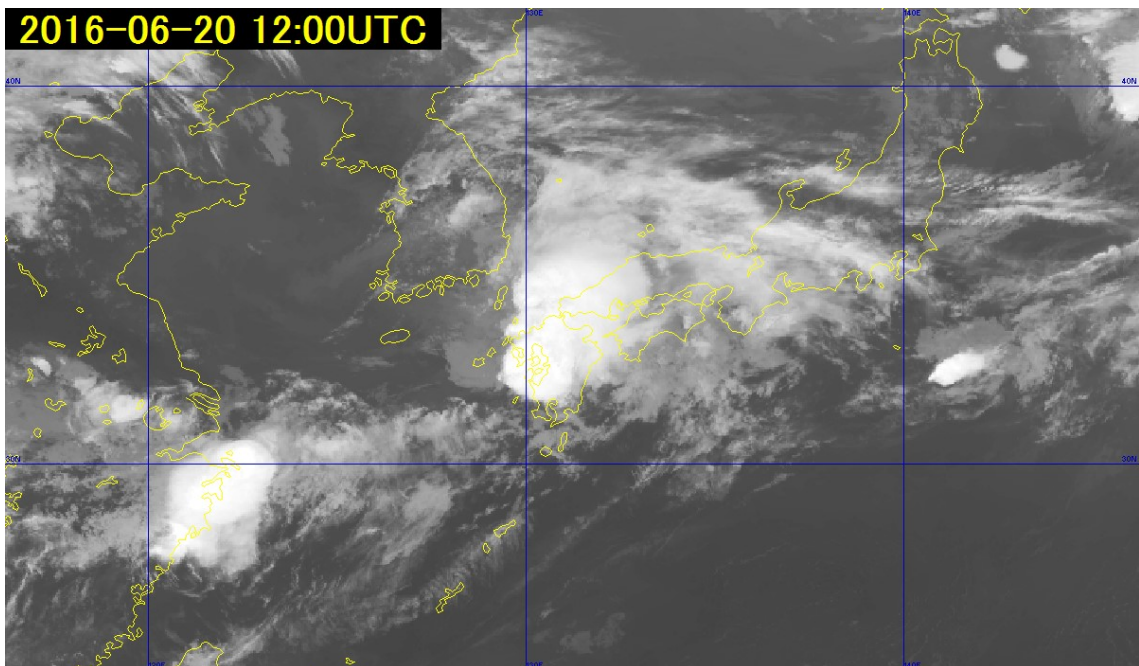


図3-12-3 2016年6月20日12UTCの西日本付近における赤外画像 (B13)

3. 雲パターン

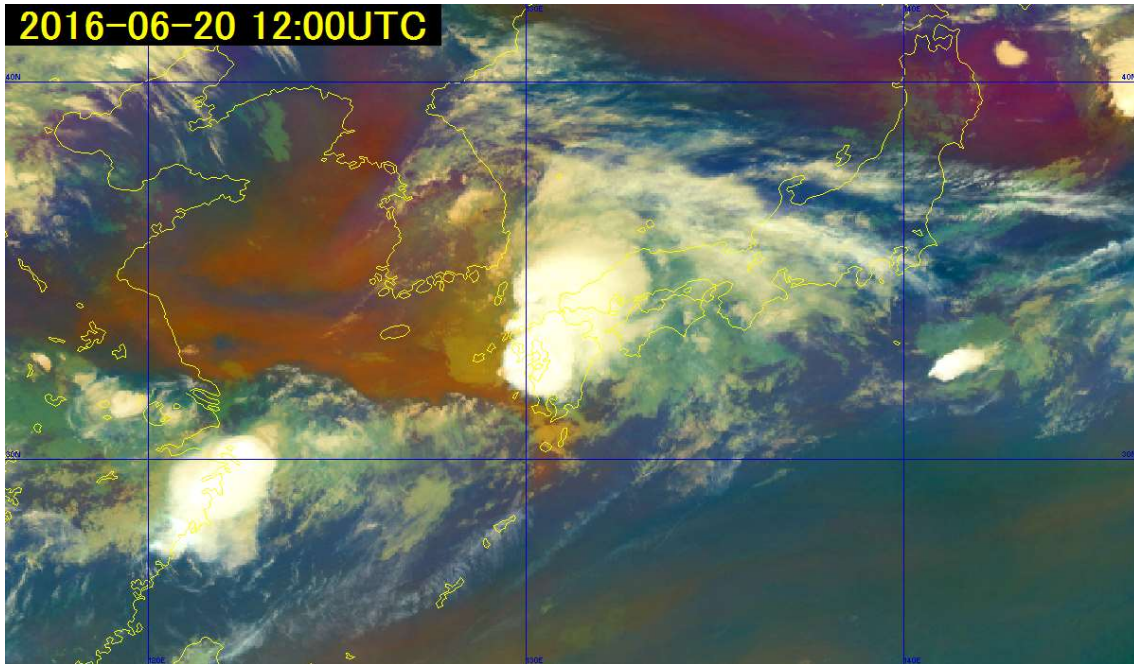


図 3-12-4 2016年6月20日12UTCの西日本付近における Airmass RGB 合成画像

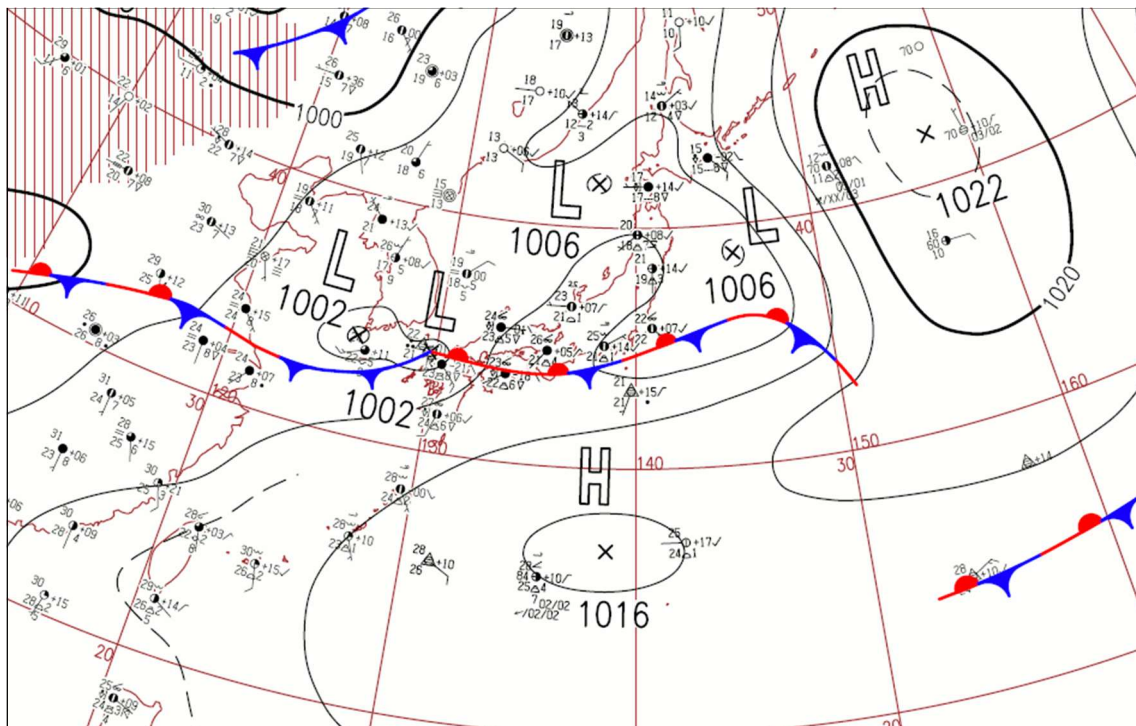


図 3-12-5 2016年6月20日12UTCの地上天気図

参考文献

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes, Bull. Amer. Met. Soc., 61, 1374-1387.

岩崎博之、武田喬男, 1993: 日本周辺の雲クラスターの出現特性. 天気, 40, 161-170.

3.13. CDO Central Dense Overcast

台風の発達に伴い、台風の眼や中心付近にCbが集合して形成された滑らかな雲頂を持つ円形状の雲域をCDOと呼ぶ。CDOは台風の強度を衛星から見積もる際の指標の一つとなっている。図 3-13-1、図 3-13-2 及

図 3-13-3 は、2016 年の台風第 1 号の赤外画像 (B13) で、矢印で囲まれた雲域が CDO である。

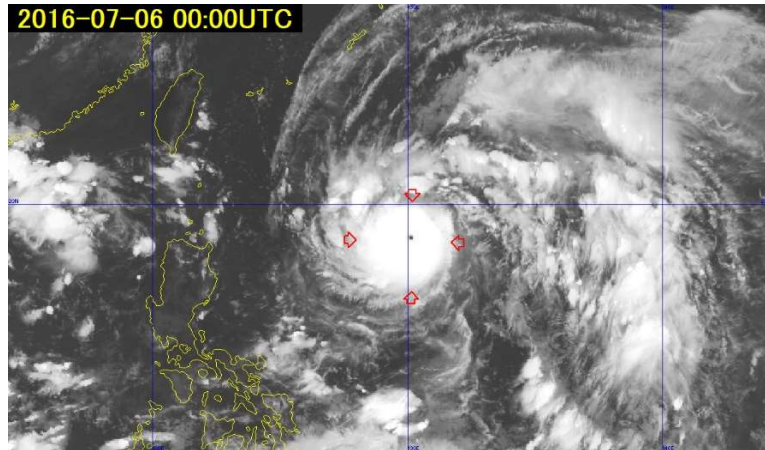


図 3-13-1 2016 年 7 月 6 日 00UTC のフィリピンの東海上における赤外画像 (B13)

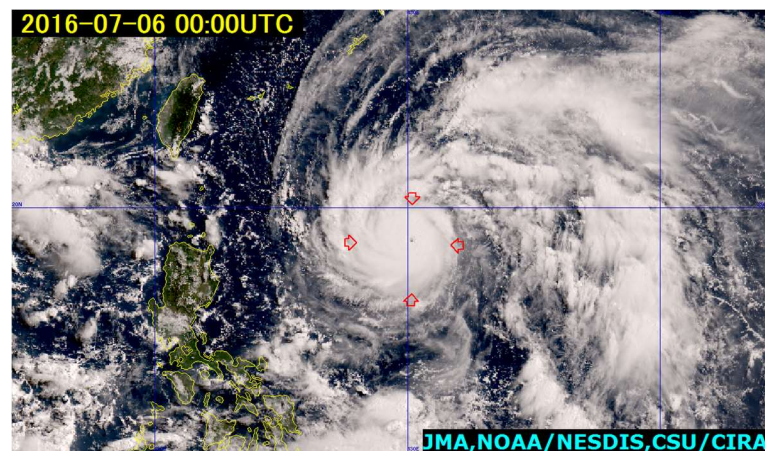


図 3-13-2 2016 年 7 月 6 日 00UTC のフィリピンの東海上における True Color 再現画像

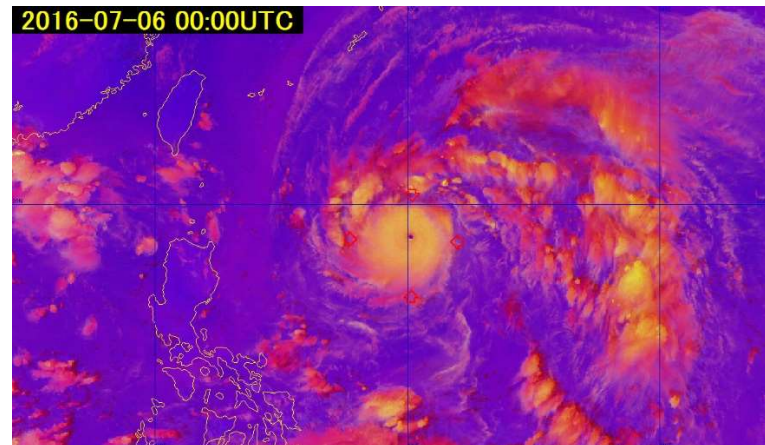


図 3-13-3 2016 年 7 月 6 日 00UTC のフィリピンの東海上における Day convective storms RGB 合成画像

3.14. にんじん状 (carrot-shaped) 雲

中・上層風上側に向かって、次第に細く毛筆状あるいは、にんじん状になっている雲域をにんじん状 (carrot-shaped) 雲 (以下にんじん状雲) と呼ぶ。これは、風上側から風下側に広がった Cb の雲列と、上層風に流されるかなとこ巻雲で構成されている。にんじん状雲は、特に穂先部分では豪雨、突風、雷、降雹などの顕著現象を伴うことが多く、その発生や移動を監視することは重要である。

3. 雲パターン

気象衛星センター(1991)によれば、にんじん状雲を構成する個々のCbを含む対流雲は中・上層風の下流側へ移動することが多いが、ほぼ停滞したり、時には風上側に伸びる対流雲列上に発生することもある。にんじん状雲のライフタイムは、ほとんどが10時間未満である。一般的に、にんじん状雲の発生しやすい主な状況は、以下の通りである。

- ① 発生場所は、主に海上で、地上低気圧中心付近や前線近傍・暖域である。
- ② 対流圏下層の暖湿気の流入(暖湿移流)とその上への乾燥空気の流入が顕著である。
- ③ 対流圏上層には、相対的な強風帯、明瞭な鉛直シア及び上層発散がある。

図3-14-1では、石垣島の南東には、○で囲んだ領域ににんじん状雲が見られ、かなとこ巻雲が北東方向に広がっている。また、可視画像(図3-14-2)ではCbラインが南の先端から北北東に延びている。図3-14-1の右上に示したレーダー観測画像では、Cbライン対応の降水強度32~64mm/hrのエコーが観測されている。

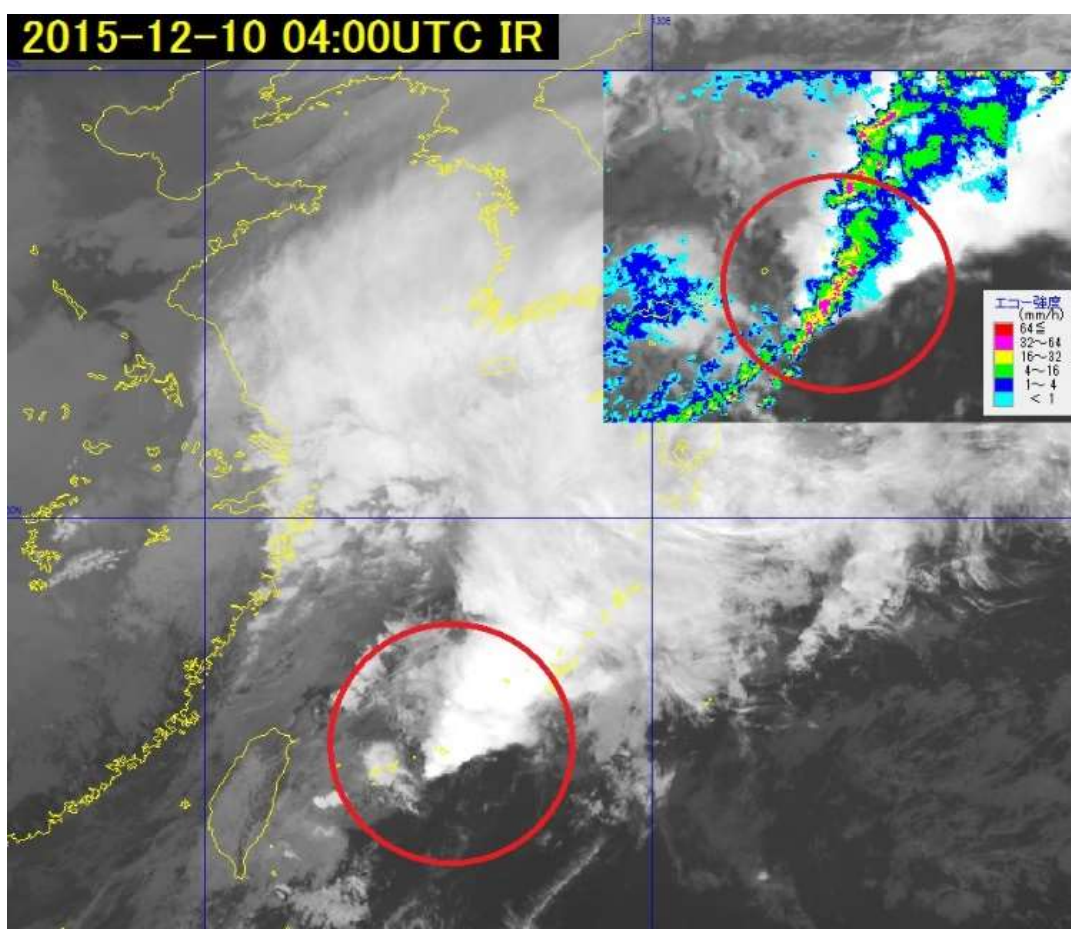


図3-14-1 2015年12月10日04UTCの東シナ海付近における赤外画像(B13)とレーダー降水強度

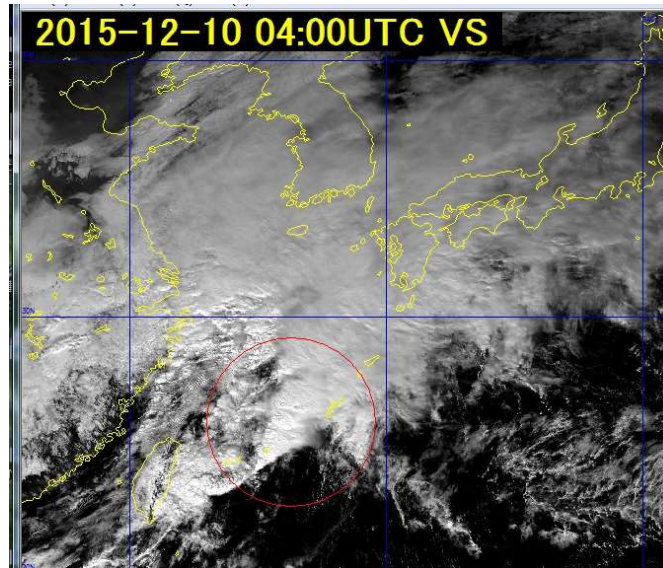


図 3-14-2 2015 年 12 月 10 日 04UTC の東シナ海付近における可視画像 (B03)
(記号については、本文参照)

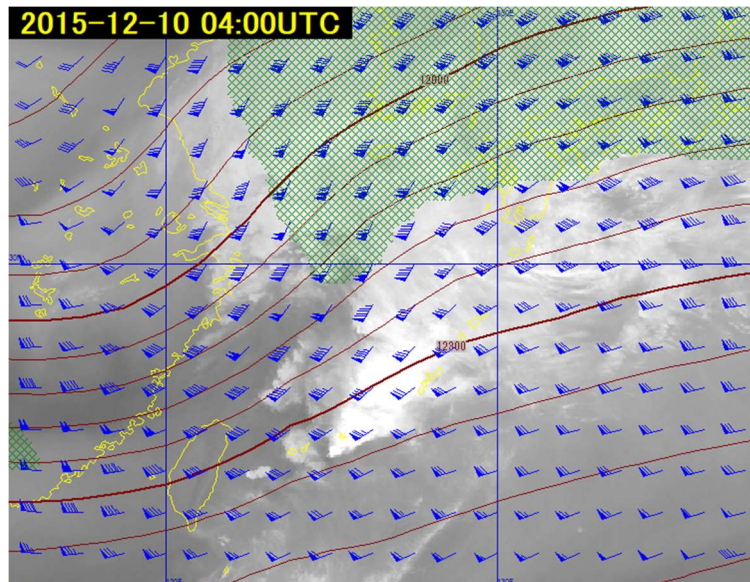


図 3-14-3 2015 年 12 月 10 日 04UTC の東シナ海付近における水蒸気画像 (B08) 及び GSM (初期値: 00UTC) による 200hPa 面の等高線 (60m 毎、茶色線)、風 (kt)、緑色のハッチは風速が 100kt 以上の領域

図 3-14-3 は、水蒸気画像 (B08) と 200hPa 高度と風を重ねたもので、にんじん状雲の風上から風下に向かって風速が強まる加速場 (発散域) であることが分かり、北側には 100kt を超える強風帯がある。水蒸気画像では、にんじん状雲は相対的な湿り域と乾燥域の境界に発生しており、風系から乾燥空気の流入を示している。

図 3-14-4 に 850hPa の相当温位と風を示した。にんじん状雲の発生域は、寒冷前線近傍の暖域内で 330K 以上の高相当温位域が南から進入している。図 3-14-4 のように鉛直断面をとると、上空に向かって強い風速のシアが見られ、前述した発生しやすい状況と一致する。

3. 雲パターン

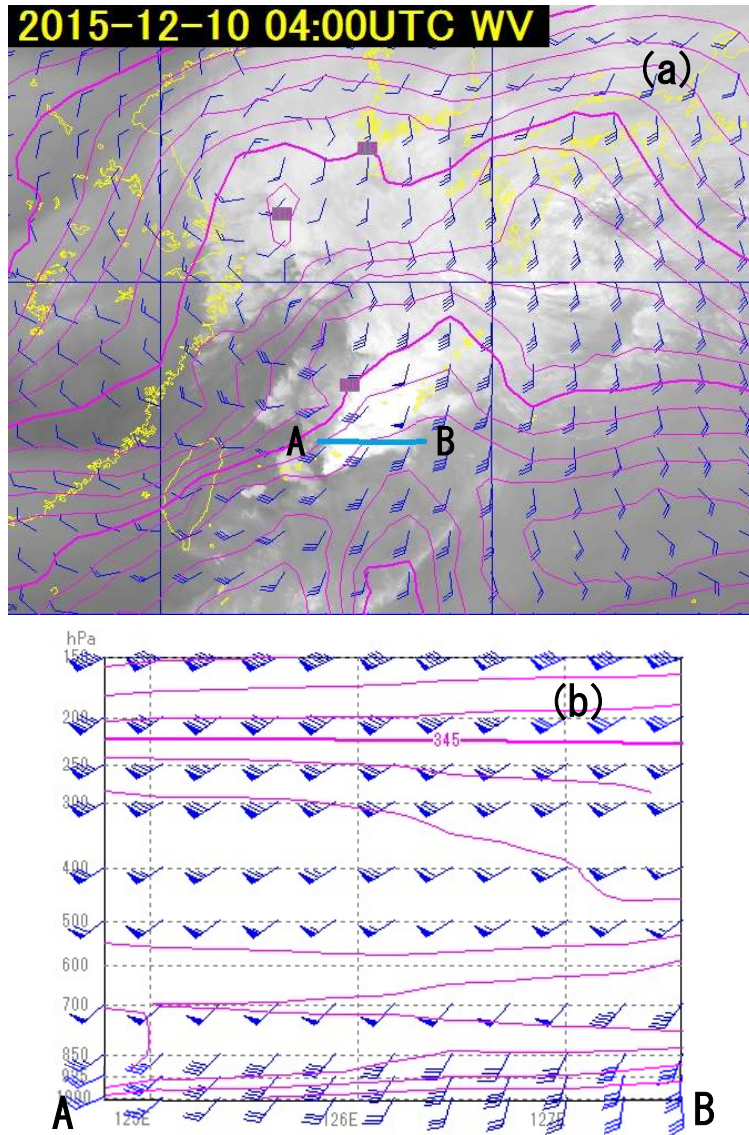


図 3-14-4 (a) 2015年12月10日04UTCの東日本付近における赤外画像 (B13) 及び GSM (初期値: 00UTC) による 850hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線)、風 (kt)
 (b) (a) 図の A-B 線に沿った鉛直断面図

3.15. 雲バンド Cloud band

前線に伴う中・下層、上・中・下層などの多層構造の帯状の雲域 (前線性雲バンドと呼ぶ)、及び対流性の雲による帯状の雲域のことを指す。

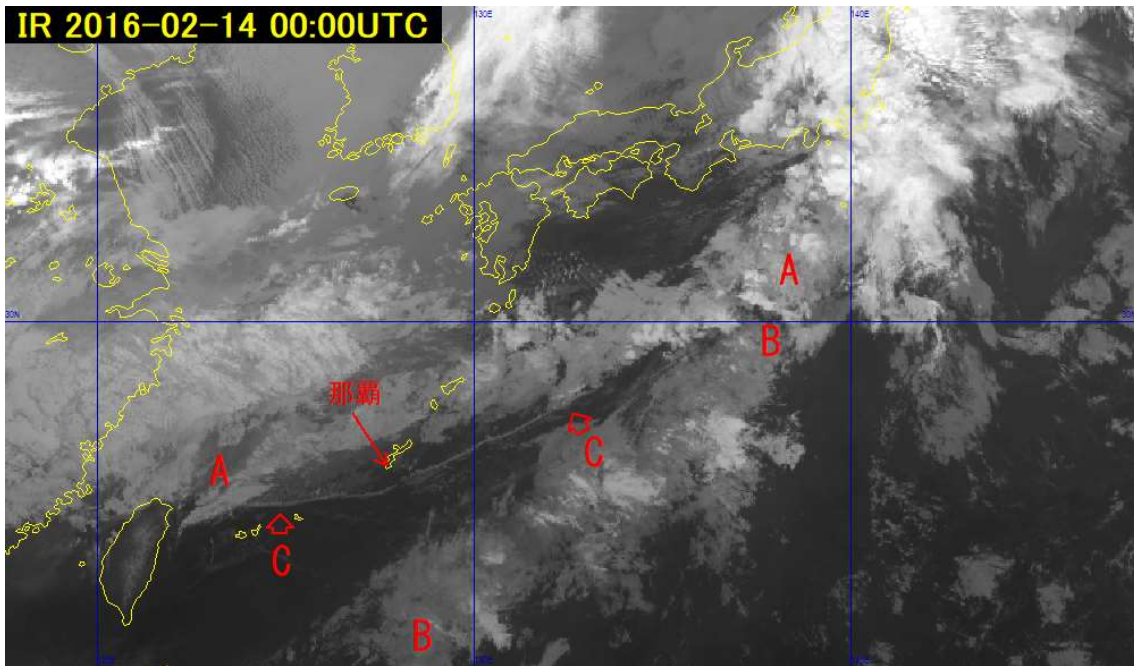


図 3-15-1 2016年2月14日00UTCの西日本付近における赤外画像 (B13)
(記号については、本文参照)

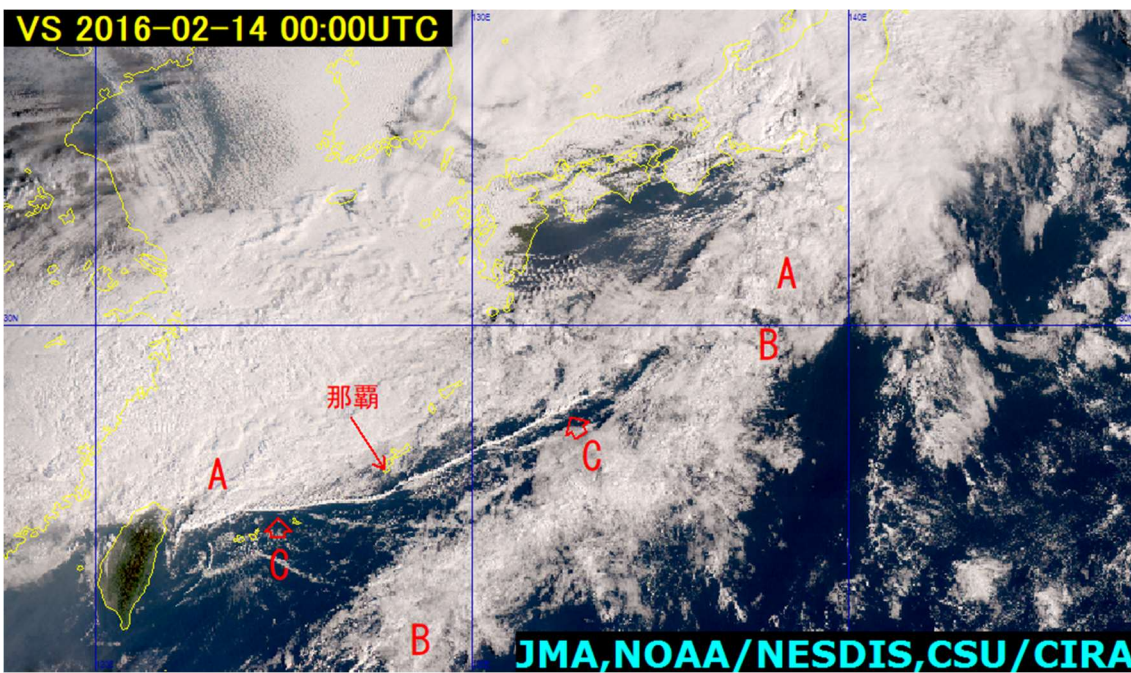


図 3-15-2 2016年2月14日00UTCの西日本付近における True Color 再現画像
(記号については、本文参照)

図 3-15-1 及び図 3-15-2 では、関東地方付近から先島諸島まで東西約 2000km にも延びる、中・下層主体の幅 200~300km の前線性雲バンド (A-A) が見られる。また同様に、本州の南から沖縄本島の南まで延びる対流性の雲が主体の雲バンド (B-B) も見られる。

3. 雲パターン

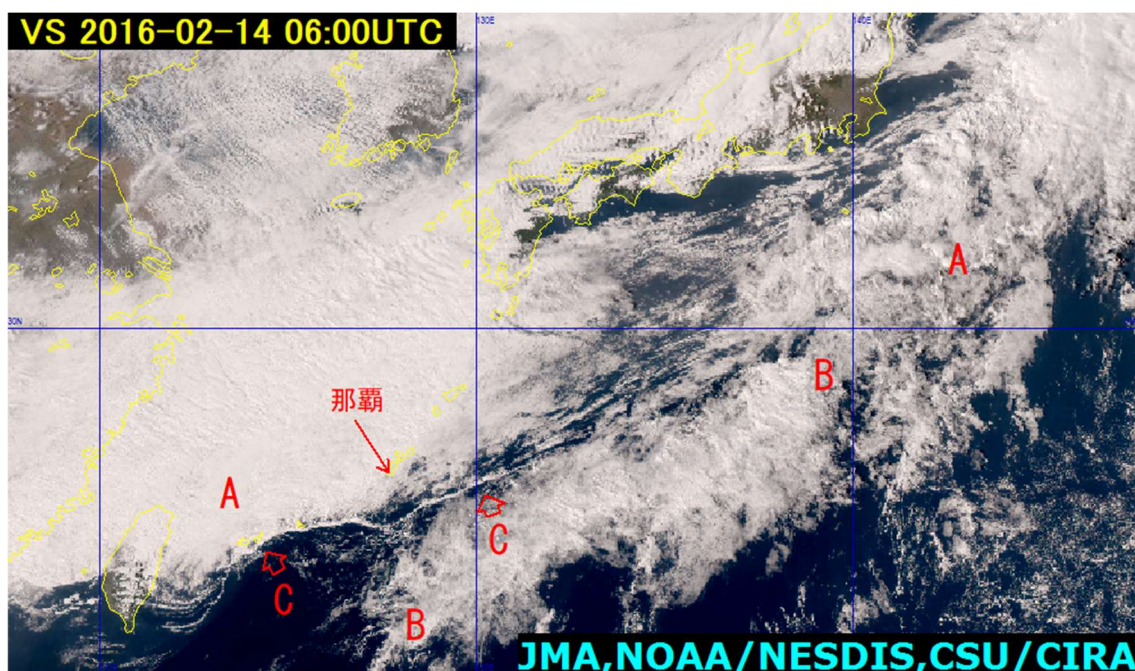


図 3-15-3 2016 年 2 月 14 日 06UTC の西日本付近における True Color 再現画像
(記号については、本文参照)

3.16. 雲列 Cloud line

列状に連なる雲のことを指し、対流性の雲から成る。この雲列において、Cb や Cg を含むものは Cb-Cg ライン、Cu のみから成る雲列は Cu ラインと呼ぶ。

図 3-15-1 及び図 3-15-2 では、雲バンド (A-A) の南縁に位置する先島諸島付近から四国沖まで、雲列 C-C が西南西～東北東方向に延び、Cu 程度の対流雲で構成される (Cu ライン)。

3.17. ロープクラウド Rope cloud

幅 10～30km 程度の細くて長い Cu の雲列を指し、長さは 2000～3000km にも及ぶ場合がある。ロープクラウドは、主に海上で寒冷前線に対応する雲バンドの暖域側に、雲バンドに沿って見られ、この雲列を挟んで風・気温が不連続に変化している。雲列内に Cb や Cg などの発達した対流雲は見られない。

図 3-17-1 の地上天気図では、日高沖に中心を持つ低気圧から寒冷前線が沖縄の南東海上まで伸び、伊豆半島付近に前線上のキンクが表現されている。この寒冷前線は図 3-15-3 の雲列 C-C に対応し、寒冷前線に対応する活発な対流雲列がロープクラウドに変化した例である。

このロープクラウドは、13 日 21UTC 頃に沖縄本島を通過した。那覇の風、気温の時系列変化図 (図 3-17-2) では、ロープクラウドの通過に伴い、風向の急変と気温の下降が観測された。その後、雲列 C は雲バンド (A-A) の衰弱と共に南下しながら弱まり始めた (図 3-15-3)。

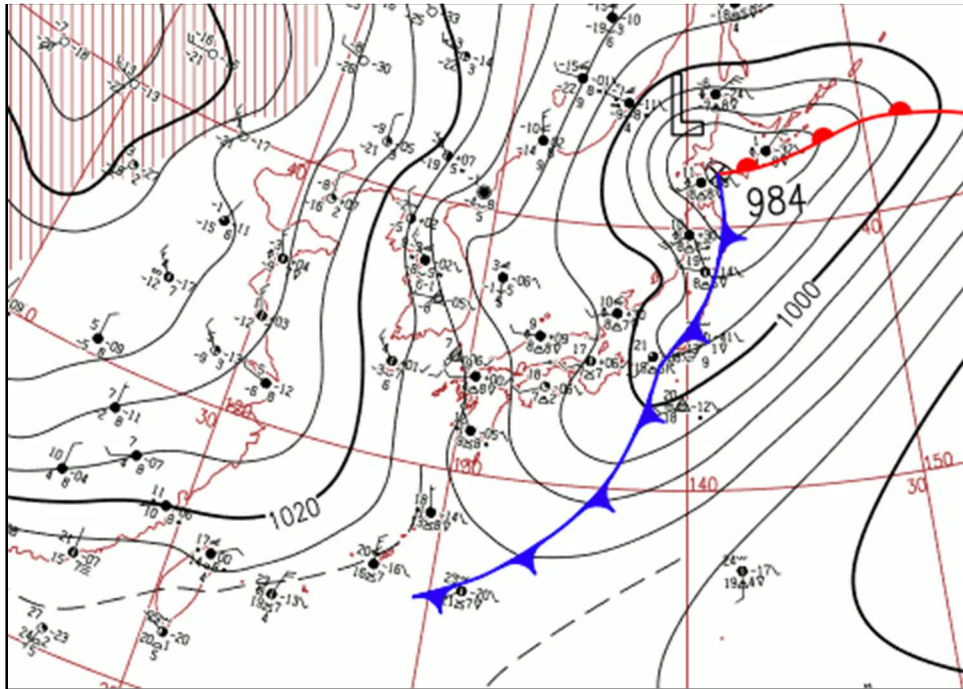


図 3-17-1 2016年 2月 14日 06UTC の地上天気図

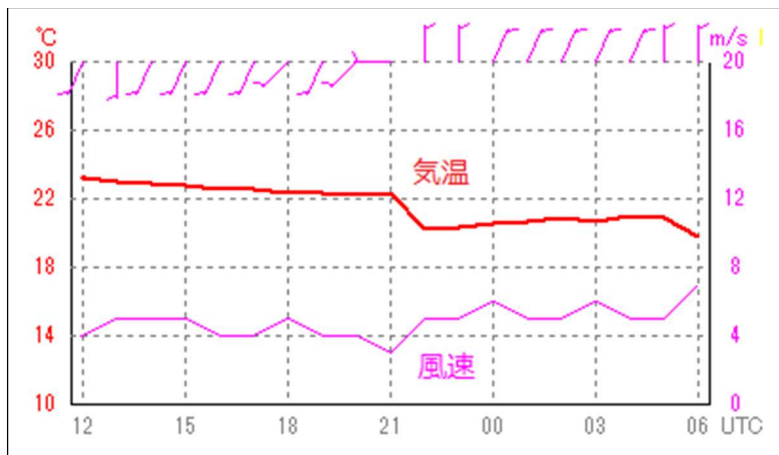


図 3-17-2 2016年 2月 13日 12UTC～14日 06UTC の那覇における気温、風向風速の時系列変化図

3. 18. カルマン渦

図 3-18-1 の地上天気図に見られるように冬型の気圧配置が崩れ、大陸の高気圧が移動性となって日本付近に張り出し、北西の風がやや弱まると、済州島や屋久島の風下側に下層雲で形成された渦が左右交互に並ぶ現象が見られることがある (図 3-18-2)。これをカルマン渦列、またはカルマン渦と呼ぶ。

3. 雲パターン

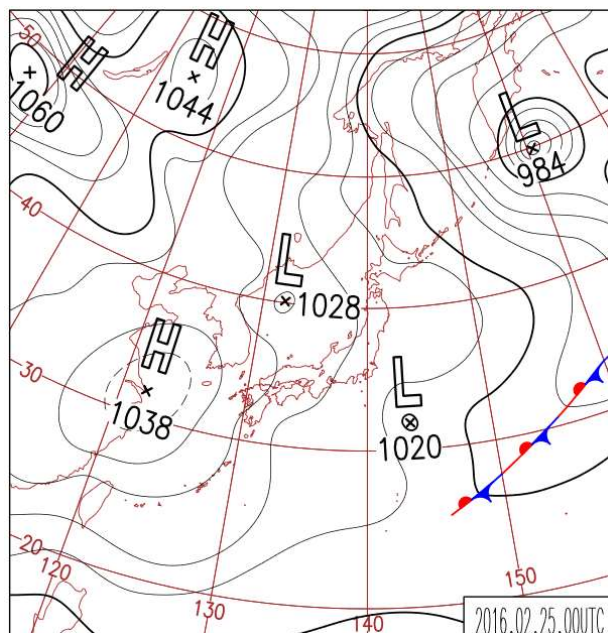


図 3-18-1 2016 年 2 月 25 日 9 時の地上天気図

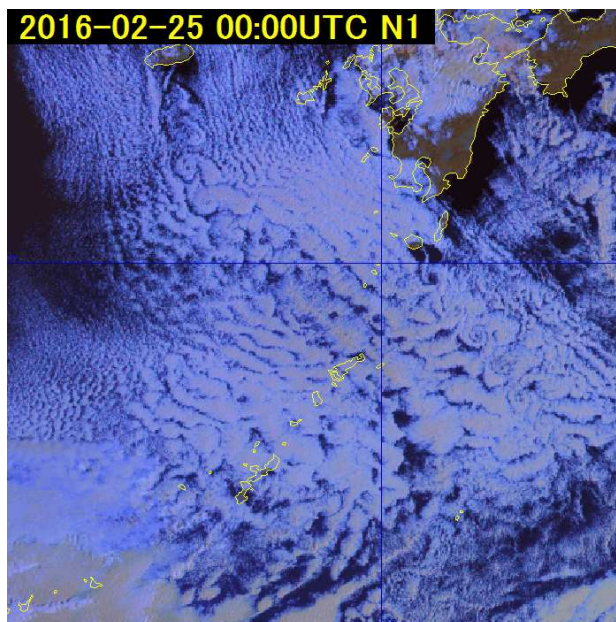


図 3-18-2 2016 年 2 月 25 日 00UTC の東シナ海付近における Day Snow-Fog RGB 合成画像

衛星画像におけるカルマン渦は、島の風下側に主として Sc から構成される雲渦が規則正しく列状に並んだものである。Hubert、Krueger(1962)及び Thomson、Gower、Bowker(1977) による衛星画像を用いた調査によると、カルマン渦の発生条件としては、主に次の 3 つが挙げられる。

- ①強い逆転層下にある St または Sc によって覆われた広い海域であること。
- ②下層で風向が一定な強い風が持続すること。
- ③逆転層の上へ数 100m 突き抜けている山岳を持つ島が存在すること。

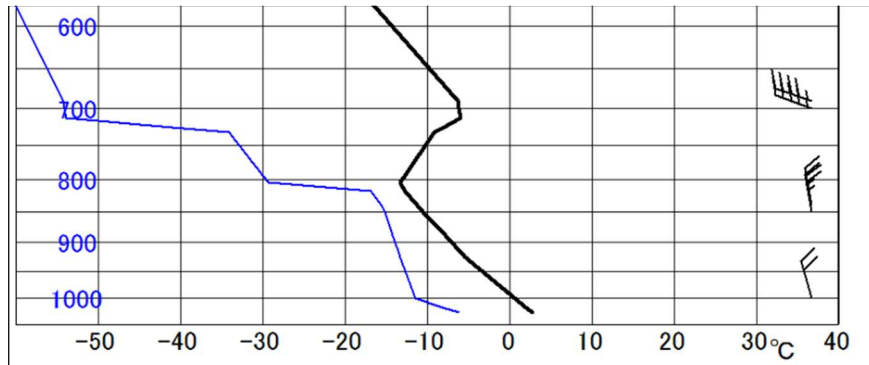


図 3-18-3 2016 年 2 月 25 日 00UTC のチェジュ島における気温、露点温度、風の鉛直プロファイル

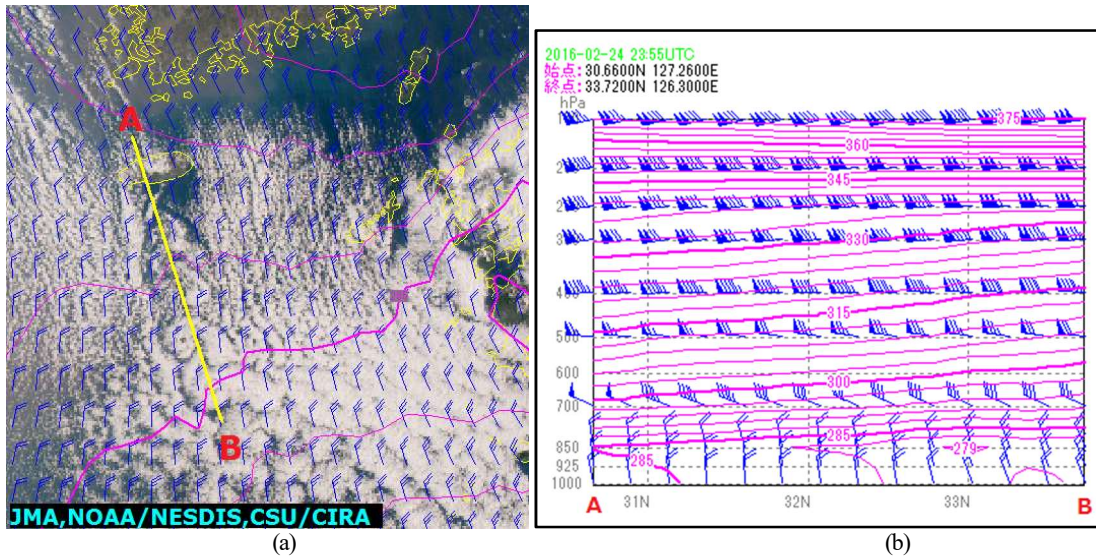


図 3-18-4 2016 年 2 月 25 日 00UTC の (a) 東シナ海付近における True Color 再現画像及び LFM (初期値 : 00UTC) による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線)、風 (kt)、(b) (a) 図の A-B 線に沿った鉛直断面

2016 年 2 月 25 日 00UTC のチェジュ島における気温、露点温度、風の鉛直プロファイル (図 3-18-3) では、800hPa~720hPa 付近に顕著な逆転層があり、大陸からの寒気の流入及び海面から下層大気への熱と水蒸気の補給により、弱い対流が発生して、Sc 系の雲を形成する基となっている。図 3-18-4 は、LFM によるカルマン渦付近の断面で、800hPa より下層では、一様な北風が卓越し、風向風速ともにシアーがない。これらの環境は発生条件と一致し、図 3-18-5 に示す模式図のようになっている。



図 3-18-5 カルマン渦の発生模式図
逆転層 (黄色で塗られた層) の上に山頂が突き出ており、逆転層下の風は山を迂回している

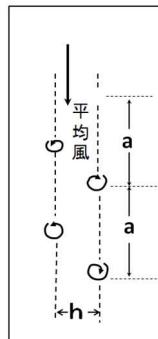


図 3-18-6 渦列の間隔 h と 同じ渦列中の渦と渦の間隔 a の説明図

3. 雲パターン

このような発生条件は、寒候期において流入した寒気が徐々に弱まる時期に満たされることが多い。カルマン渦の走向は、ほぼ下層風の流れに沿っている。日本付近では、チェジュ島（標高 1950m）、屋久島（1935m）、利尻島（1721m）、千島列島のウルップ島（1426m）及びパラムシル島（1816m）の風下などに多く見られる。

衛星画像（図 3-18-2）では、黄海から東シナ海にかけて寒気に伴う下層雲域が見られ、先島諸島付近では層状化が著しい。この中で、チェジュ島から南に向かって、右側は反時計回り、左側は時計回りをする 2 列の渦列（矢印）が見られる。この渦列の間隔 h と同じ渦列中の渦と渦の間隔 a との比は、Chopra、Hubert（1965）の調査によると、

$$0.28 < h/a < 0.52$$

である（図 3-18-6）。この事例では右・左の渦は交互に 3~4 つずつ並び、 Sc から構成され、 h/a の値は 0.5 程度である。

次にカルマン渦生成に関連したレイノルズ数を次式により求める。

$$Re = U \cdot d / \nu$$

ここで、 U ：自然流体の速度、 d ：障害物の直径、 ν ：流体の分子動粘性係数、 $\nu = \mu / \rho$ （流体の静粘性係数 / 流体の密度）である。分子動粘性係数の代わりに渦粘性値 $10^7 \text{cm}^2/\text{s}$ 、チェジュ島の直径を $30 \times 1000 \text{m}$ （ハルラ山の平均的直径）、高層データから下層の風速を 10m/s とすると $Re=300$ となり、山の風下にできるカルマン渦は $50 < Re < 300$ の範囲（木村 1985）となる。

参考文献

Hubert, L.F. and A.F. Krueger, 1962 : Satellite pictures of mesoscale eddies. Mon. Wea. Rev., 90, 457-463.

Chopra, K.P. and L.F. Hubert, 1965 : Mesoscale eddies in the wake of islands. J. Atmos. Sci., 22, 652-657.

Thomson, R.E., J.F.R. Gower and N.W. Bowker, 1977 : Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Islands. Mon. Wea. Rev., 105, 873-884.

木村竜治, 1985 : 改定版 流れの科学, 東海大学出版会, 13-16.

3.19. 帯状対流雲

冬期、日本海に北西風が卓越するとき、その風に沿った走行の筋状の雲が多く見られる。その中に朝鮮半島の付け根から日本の北陸、山陰地方を指向する発達した雲域がよく現れる。この雲域は帯状対流雲と呼ばれ、日本海側の大雪に深く関係している。図 3-19-1 の日本海付近における赤外面像画像(B13)、MSM による 925hPa 付近の風の分布を見ると、破線で囲まれた領域内の雲バンドの南西縁に沿って強い水平シ

アを伴う水平風の収束帯の存在を確認できる。この収束帯は日本海寒帯気団収束帯（JPCZ: Japan sea Polar air-mass Convergence Zone）と呼ばれ、白頭山付近の山脈や海陸分布などの影響によって形成されると言われている（吉崎、加藤 2007）。

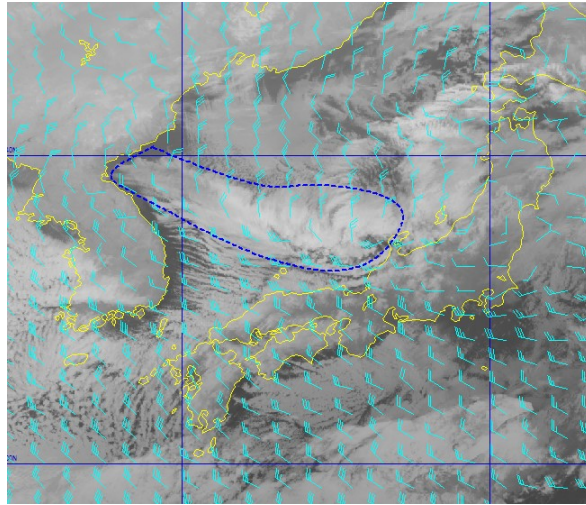


図 3-19-1 2016 年 1 月 23 日 18UTC の日本海付近における赤外画像(B13)、MSM（初期値：18UTC）による 925hPa 面の風 (kt)
（記号については本文参照）

帯状対流雲が発生する時には、上中層は日本付近で総観規模のトラフとなっていることが多い。帯状対流雲の中に下層渦が形成され、本州付近に上陸して大雪になることもある。下層渦はメソスケールの低気圧に対応し、発達して総観規模の低気圧にまで発達する場合もある。

以下に 2016 年 1 月 20 日～24 日の日本海西部における帯状対流雲の成長と衰弱過程を見る。なお、帯状対流雲全体に及ぶ南北の振動は、メソ α スケールのトラフの通過に伴うものであり、「帯状対流雲上にできる下層渦は、トラフ後面の寒気トラフ（700hPa）に対応している」との報告（気象衛星センター 1992）もある。

(1) 帯状対流雲の発生初期

20 日 00UTC の 500hPa 天気図では北海道の東海上に寒冷渦の中心があり、日本付近は深い気圧の谷の場となっている。日本海には -30°C 以下の強い寒気が流れ込み（輪島で -36.7°C ）、強風軸は朝鮮半島北部から紀伊半島付近に存在している（図 3-19-2）。

衛星画像を見ると、日本海、日本の南海上、東シナ海では、広く寒気に伴う筋状雲が広がっている。日本海にはまだ帯状対流雲の発生はないが、 C_g を含む雲頂高度の高い筋状の雲が中国地方を指向している。また、MSM による 925hPa 面では日本付近は北～北西流場が卓越しており、朝鮮半島の東側には破線で示したシアラインが形成され、赤色の破線は高相当温位の軸に対応している（図 3-19-3）。

3. 雲パターン

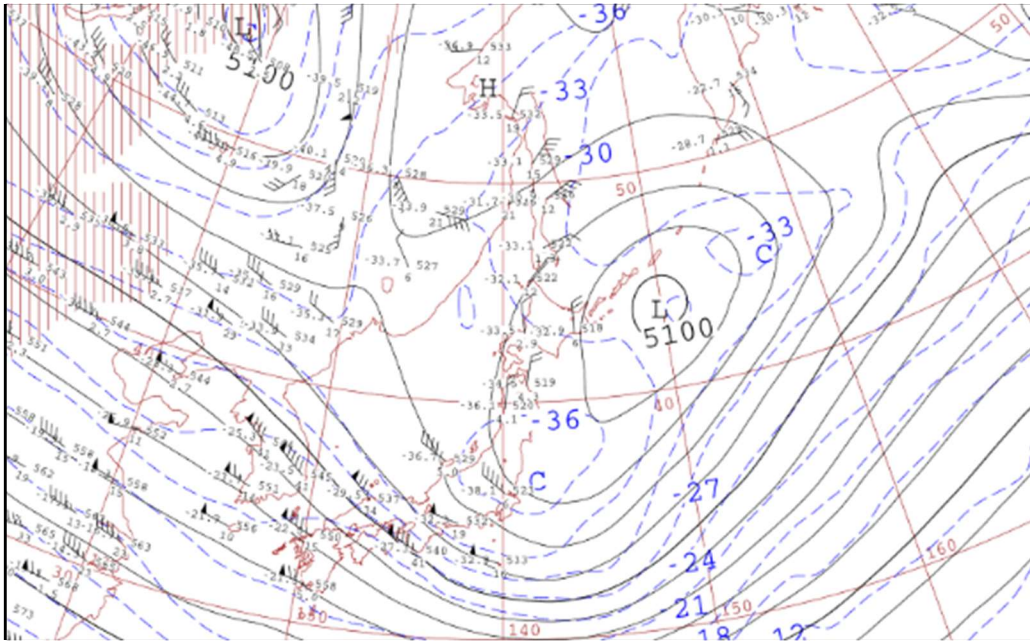


図 3-19-2 2016年1月20日 00UTC の 500hPa 天気図

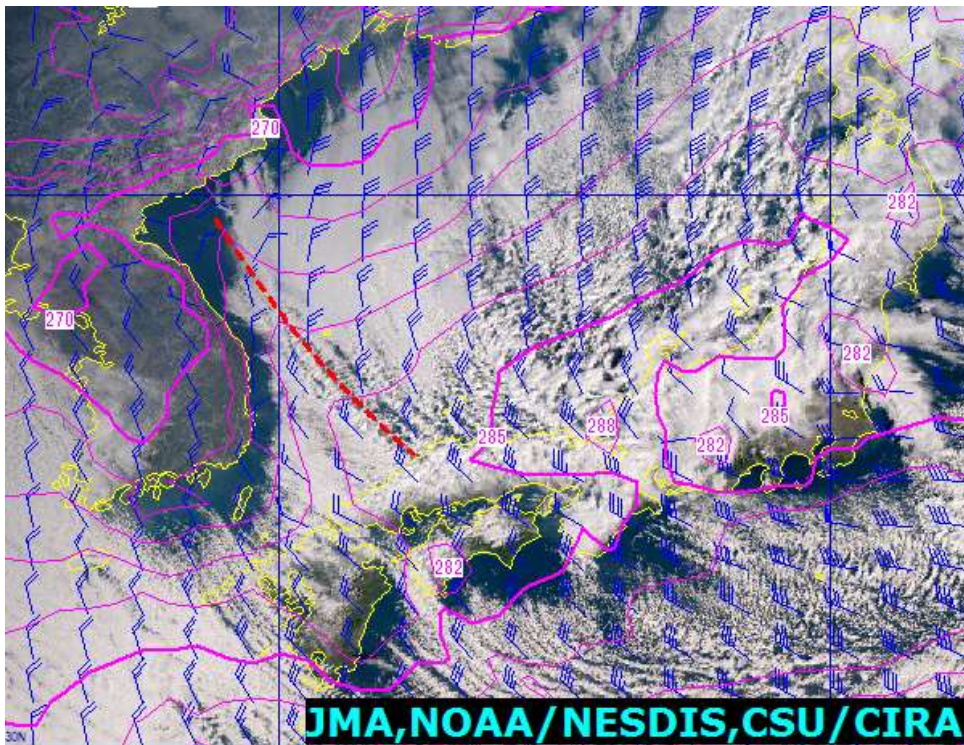


図 3-19-3 2016年1月20日 00UTC の日本海付近における True Color 再現画像、MSM (初期値 : 00UTC) による 925hPa 面の相当温度 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

(2) 発達期

赤外面像では 21 日 00UTC 頃から日本海西部の下層シア付近の雲域がバンド状に広がり、帯状対流雲が形成され、その西側では、Cg を含む対流雲が発達してきた (図 3-19-4)。

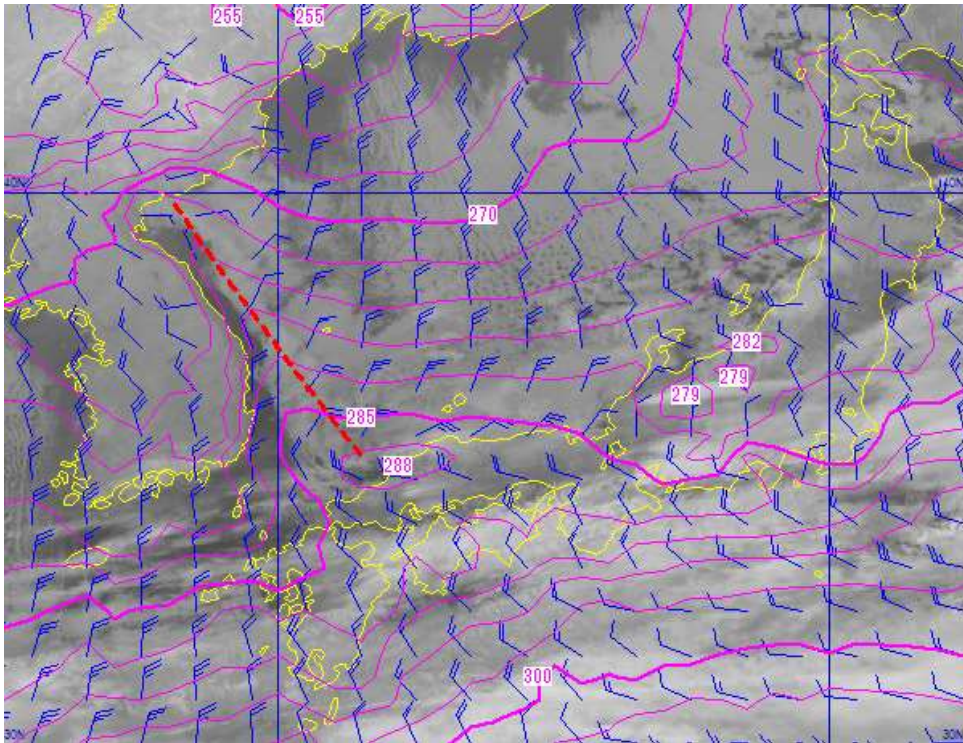


図 3-19-4 2016 年 1 月 21 日 18UTC の日本海付近における赤外画像(B13)、MSM) 925hPa の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

(3) 最盛期

23 日 00UTC の 500hPa 天気図(図 3-19-5)では、中心に -45°C 以下の強い寒気を伴う上層寒冷渦が中国東北区の北緯 41° 付近まで南下し、日本付近は西日本方面から上空に強い寒気が流れ込み始めている。また、この上層寒冷渦をまわる短波のトラフが日本海西部、黄海付近に解析できる。

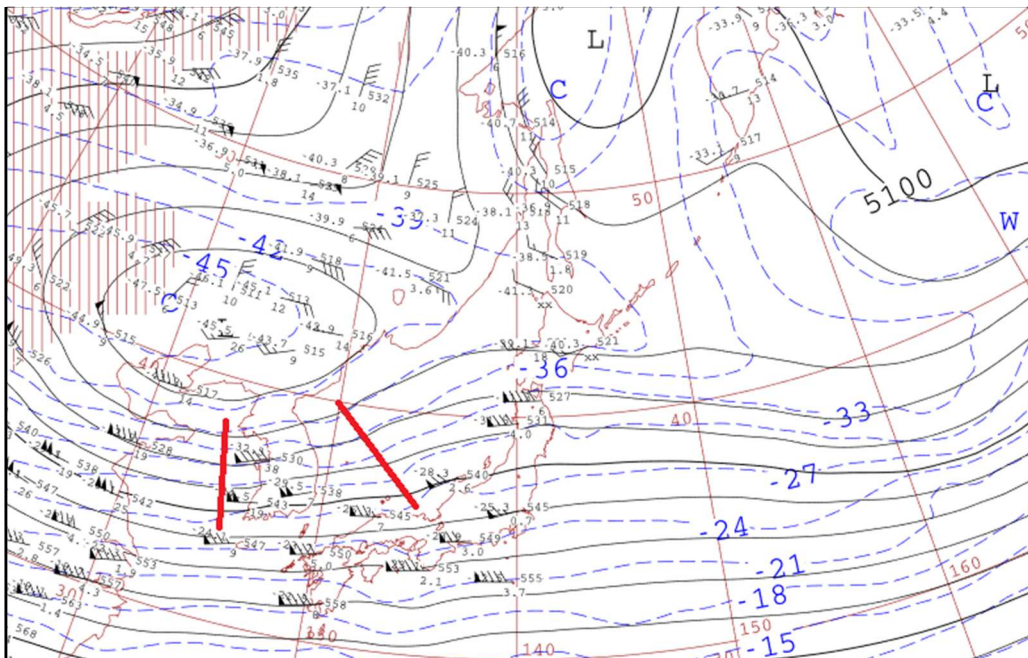
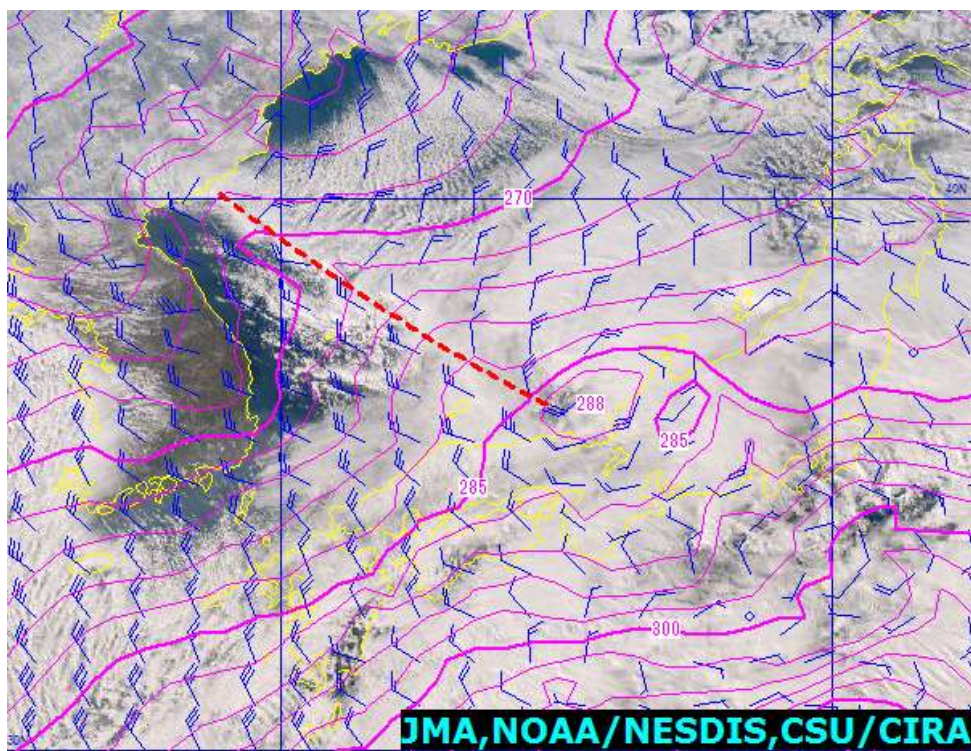
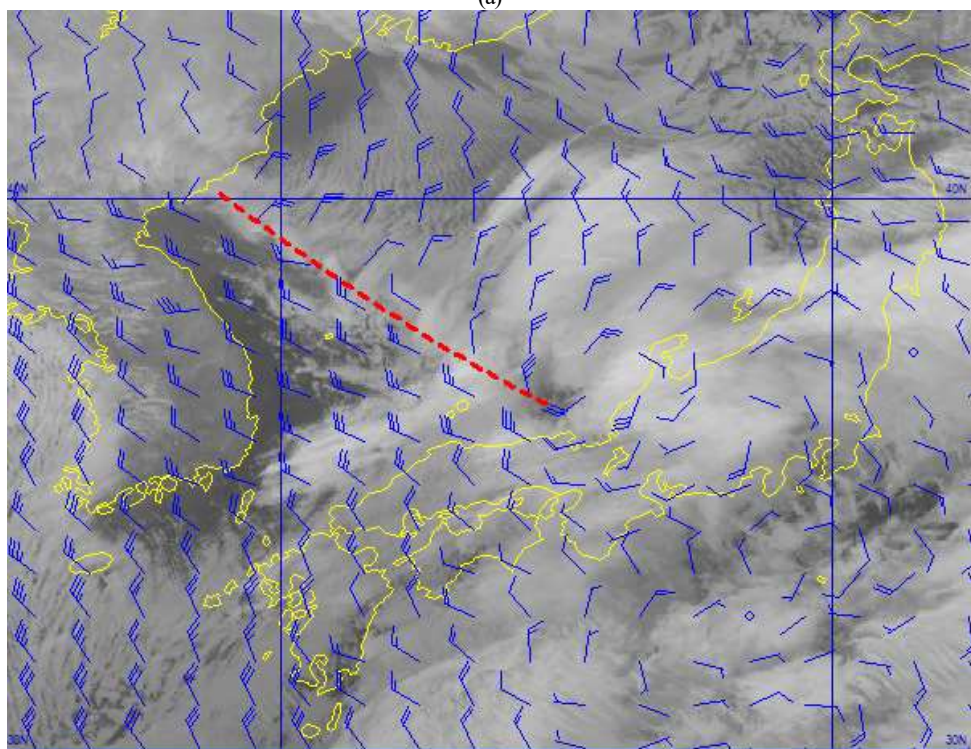


図 3-19-5 2016 年 1 月 23 日 00UTC の 500hPa 天気図

3. 雲パターン



(a)



(b)

図 3-19-6(a) : 2016 年 1 月 23 日 06UTC の日本海西部付近における True Color 再現画像、MSM (初期値 : 06UTC) による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

(b) : 同時刻の赤外画像(B13)、MSM による 925hPa 面の風(kt)

带状対流雲の東端は北上し、北陸方面を指向している。図 3-19-6 の破線付近では、北～北東の風と北西風が収束し、带状対流雲の南側（北緯 37°付近）には Cb、Cg を含む活発な対流雲が混在している。さらに、南縁（北緯 36°付近）には、メソ β スケールの雲渦が発生し、地上天気図でも若狭湾付近に小低気圧が解析

されている（図 3-19-7）。この小低気圧を含む帯状対流雲が北陸地方を指向している。

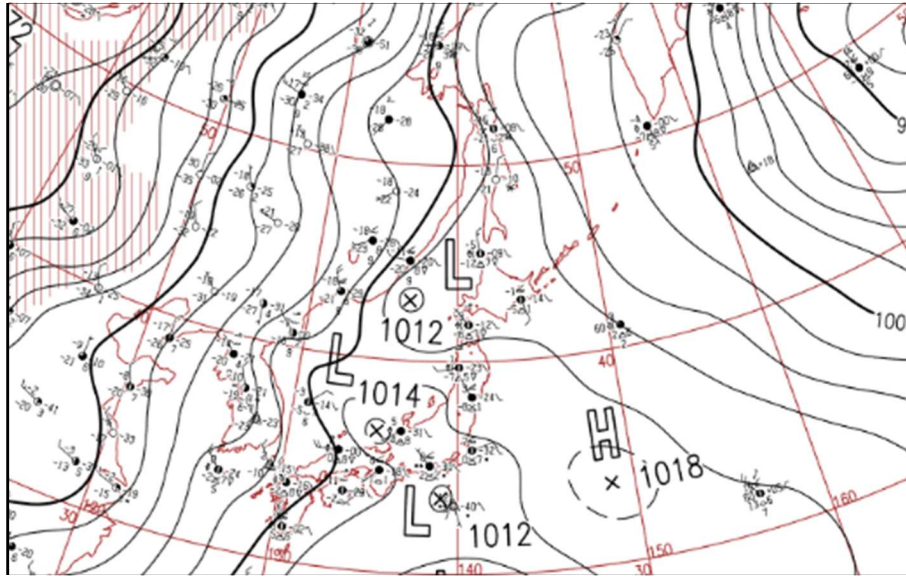


図 3-19-7 2016 年 1 月 23 日 06UTC の地上天気図

(4) 衰弱期

24 日 00UTC の 500hPa 天気図では、中国東北区の上層寒冷渦は、日本海まで南下し、中心付近に -42°C 以下の寒気を伴っている。トラフは東西に伸びた西谷で、強風軸は、太平洋沿岸付近まで南下し、本州付近は西～西南西流場となっている（図 3-19-8）。

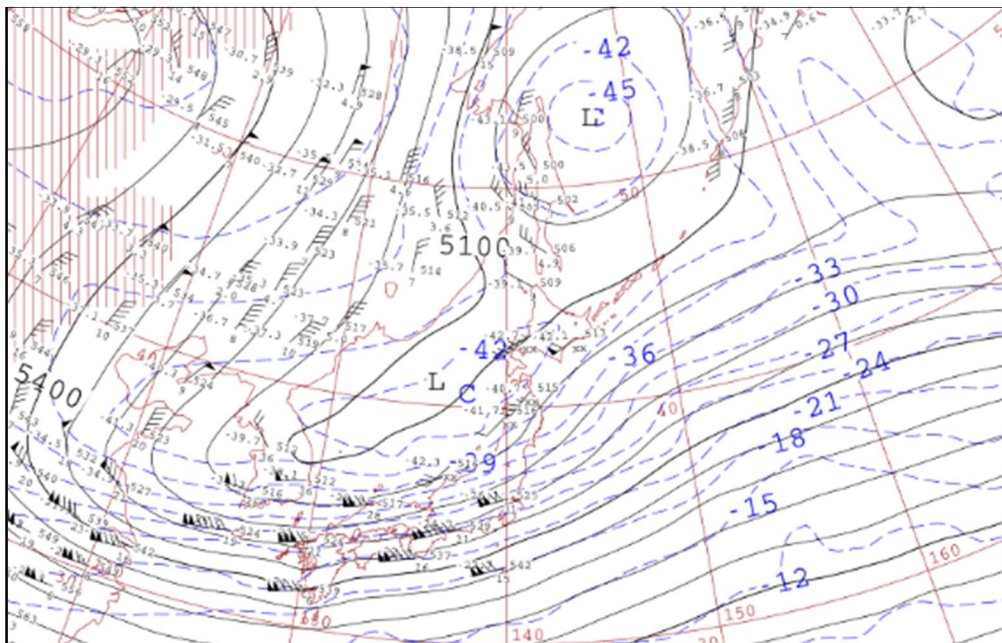


図 3-19-8 2016 年 1 月 24 日 00UTC の 500hPa 天気図

図 3-19-9 の赤外画像（B13）、MSM による 925hPa 面の相当温位と風によると、帯状対流雲は 925hPa に見られる下層のシアとともに、東西走行となって南下し、下層渦は北陸地方付近にある。同日 12UTC には、帯状対流雲はさらに南下し、Cg、Cb を伴ったまま日本海沿岸に接岸した（図 3-19-10）。Cb 域が広がった地方では 1 時間 10cm を超える降雪を観測した地点がある。なお、上陸した帯状対流雲は本州の脊梁山脈

3. 雲パターン

を越えられず、次第に衰弱した。

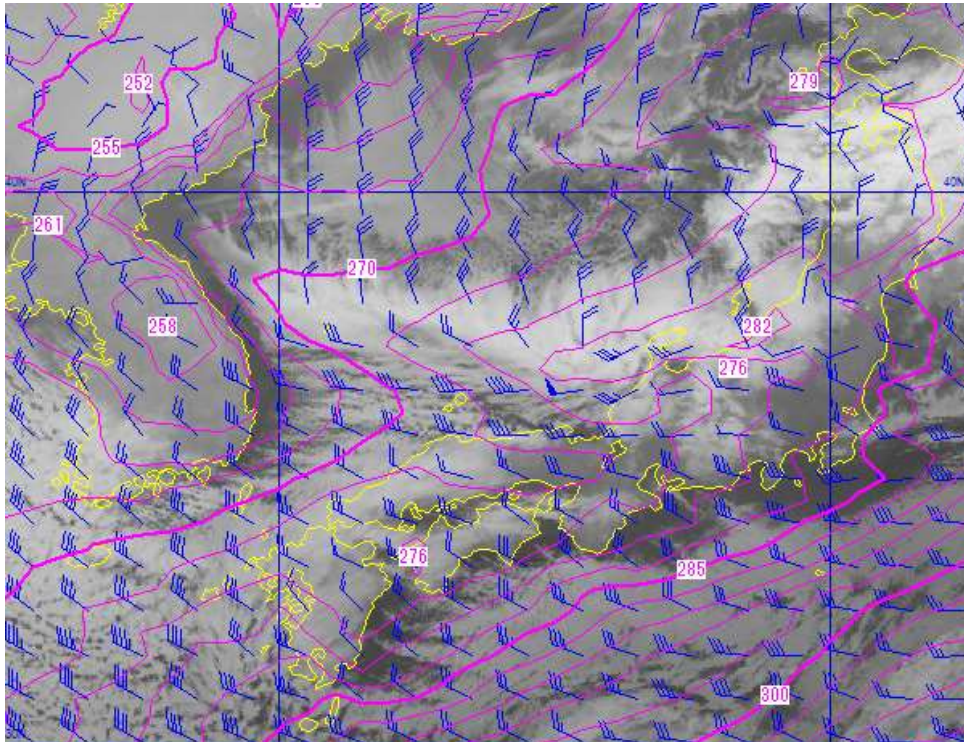


図 3-19-9 2016年1月24日 00UTC の日本海西部付近における赤外画像(B13)、MSM (初期値: 00UTC による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

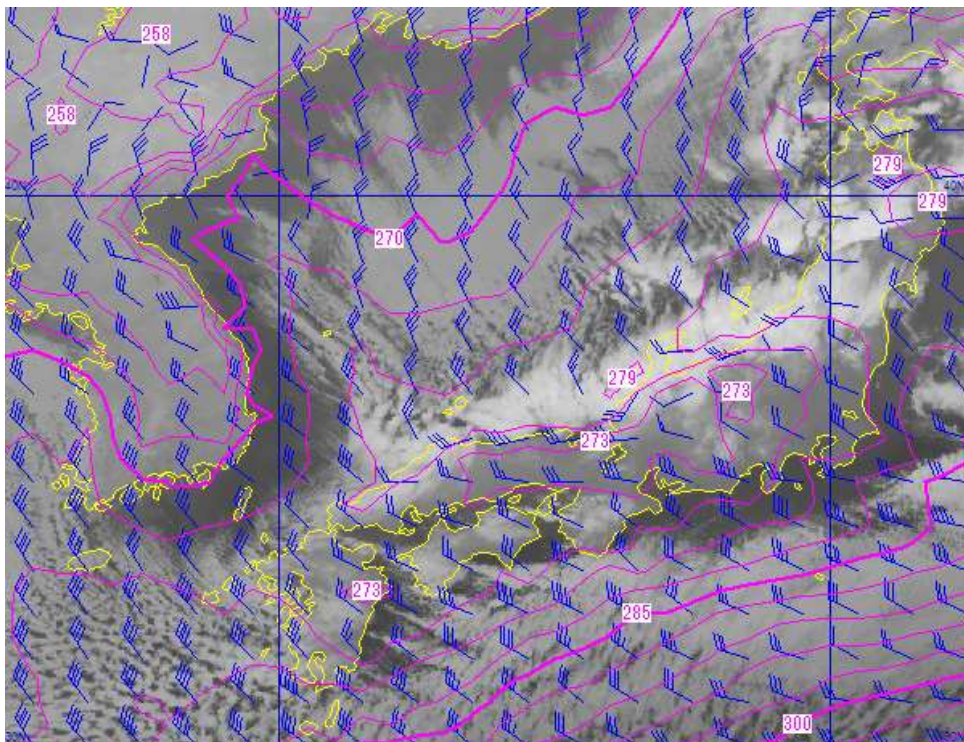


図 3-19-10 2016年1月24日 12UTC の日本海西部付近における赤外画像(B13)、MSM (初期値: 12UTC) による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

帯状対流雲の発生初期から衰弱期までの主な特徴をまとめると次のようになる。

- ・ 帯状対流雲は、日本海西部の下層シア付近に発生し、しだいに雲頂高度を上げながら、南東方向に伸びだす雲バンドを形成する。
- ・ 帯状対流雲の位置は、大規模な流れに並行になる傾向があり、進行してくる短波の位相が時間的空間的に変化するのに合わせて局所的な流れに従って指向する場所を移す。
- ・ 帯状対流雲は、気団変質が最大となる短波トラフの直下で、安定度が低下するため発達し、メソβスケールの下層渦を形成する場合がある。
- ・ 帯状対流雲は、上層寒冷渦やトラフの移動に合わせて、走向は東西となり、山陰から北陸地方へ上陸し消滅する。共に上陸した地点では降雪が強まる。

この消滅のしかたは、1事例であり、トラフ通過後、日本海で高度場が上昇し、対流圏の安定度が増し、海上の気団変質が減るにつれて、帯状対流雲も弱まり、消滅する場合もある。

参考文献

気象衛星センター，1992：平成3年度全国予報技術検討会資料，21-34

吉崎正憲、加藤輝之，2007：豪雨・豪雪の気象学(応用気象学シリーズ4)，141-145

3.20. 航跡雲 Ship trails

下層雲が存在する海域で、幅10～30km程度で長さが1000kmにも達する層積雲からなる雲列が見られることがある。船舶の航行と密接に関連していることから航跡雲と呼ばれ、人工的な要因による現象である。

航跡雲の発生は海霧が多発する7月頃に北太平洋域で多く見られ、複数の雲列が同時に数日継続する(高崎1984)。成因は航路上を航行する船から排出される排煙が小さい雲粒の核になり、多数の雲粒が形成されるため、自然に形成される海上の層積雲より雲粒の粒径が小さく、密度は大きい。このため可視画像や近赤外画像では周囲の下層雲より輝度が高い雲列としてみるができるが、赤外画像(B13)では雲頂が低いため識別が難しい。また、太陽光の当たる時間帯ではバンド7画像やバンド7とバンド13との差分画像でも航跡雲を識別できる。

図3-20-1の可視画像(B03)は、航跡雲の例である。この事例ではカムチャツカ半島の東海上約200km付近から、東方向に数100kmにもわたる雲列がいくつも見られる。図の中央のアッツ島周辺(楕円印)では地形の影響により、航跡雲の変形が見られる。図3-20-2のNatural Color RGB合成画像では楕円印付近等において半透明のシアン色の上層雲を透かして航跡雲を識別できる。

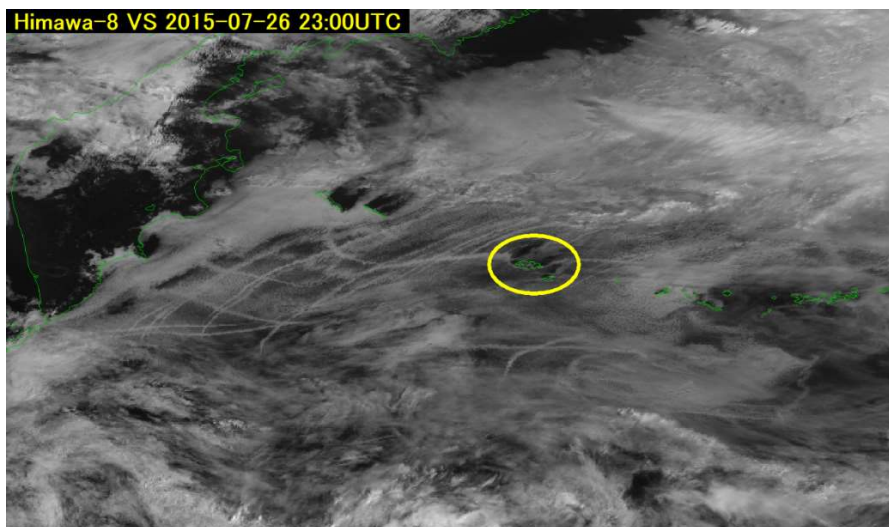


図3-20-1 2015年7月26日23UTCのカムチャツカ半島の東海上における可視画像(B03)
(記号については、本文参照)

3. 雲パターン

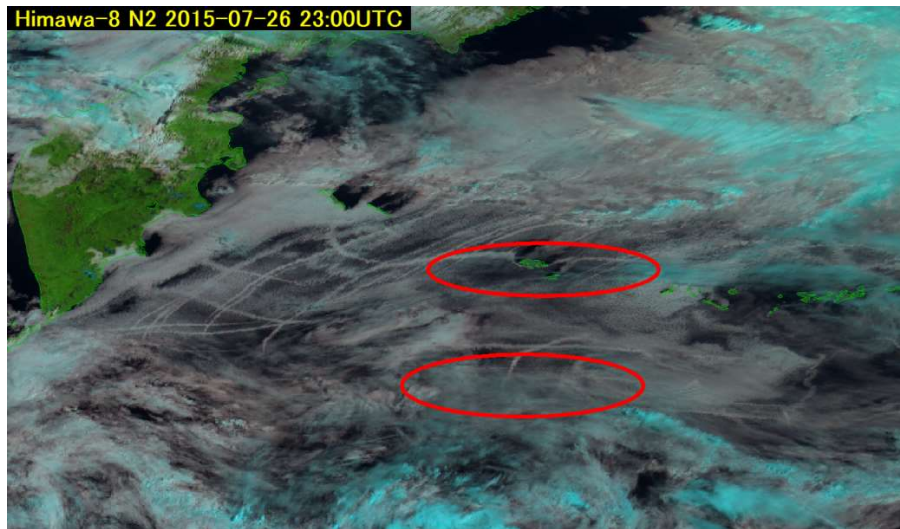


図 3-20-2 2015 年 7 月 26 日 23UTC のカムチャツカ半島の東海上における Natural Color RGB 合成画像
(記号については、本文参照)

参考文献

高崎洋見, 1984 : 北太平洋地域の特殊雲列. 天気, 31, 315-318.