

第5章 各種現象の監視・解析(日中)*

5-1 雪氷域と下層雲の識別

3.7 μm では、雪氷面における太陽光の反射は、氷晶と同様に少ない。(Kidder and Wu,1984)。この特性を利用すると、可視画像だけではともに強い反射を持つため判別が難しい雪氷面と雲域について、3.7 μm 画像と比較することにより識別可能となる。以下にその事例を示す。

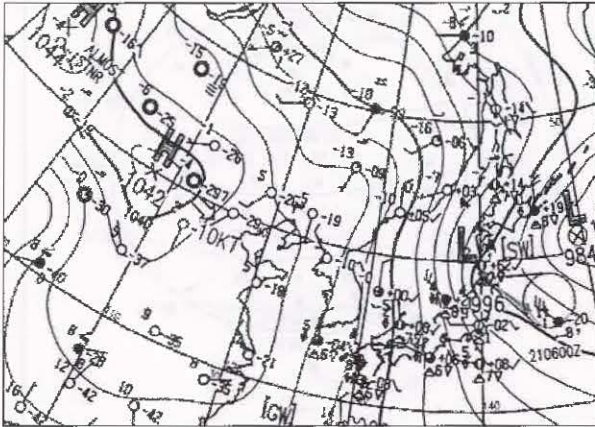


図 5-1-1 地上天気図(2003年12月20日06UTC)

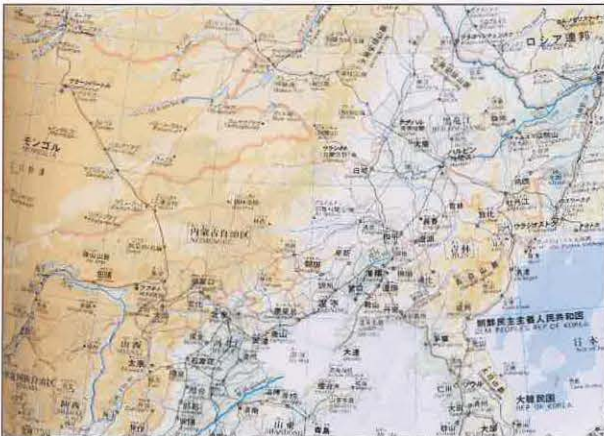


図 5-1-2 画像と同地域の地図

(帝国書院「最新世界地図」より引用)

図 5-1-1 は 2003 年 12 月 20 日 06UTC の地上天気図である。華中には 1042hPa の高気圧があり華北から華南の中国大陸を広く覆っている。このため、中国大陸の天気は快晴かほとんど雲のない領域となっている。

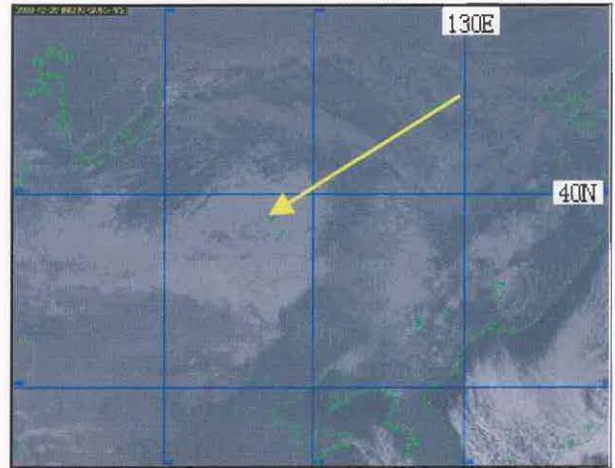


図 5-1-3 可視画像 2003年12月20日04UTC

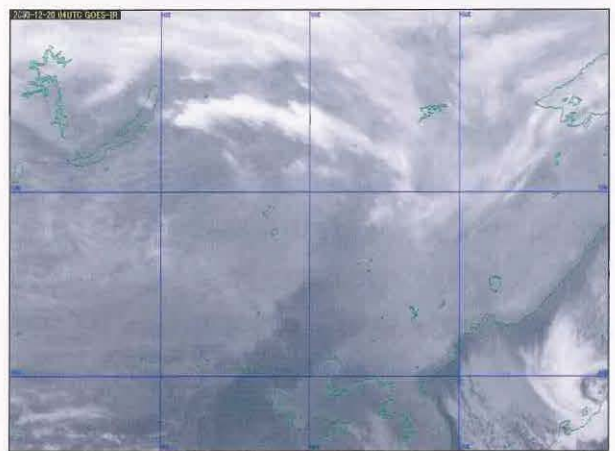


図 5-1-4 赤外画像 2003年12月20日04UTC

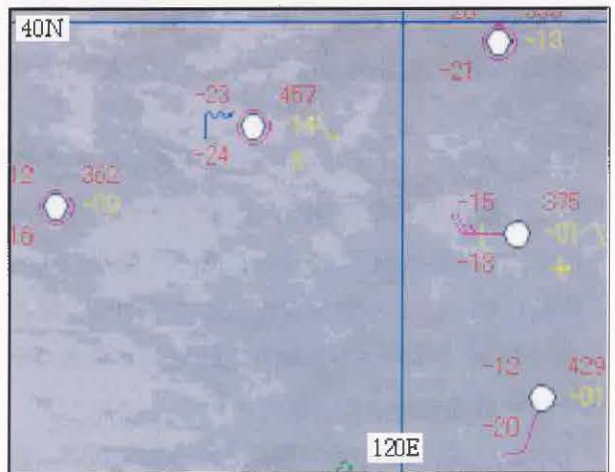


図 5-1-5 地上実況図(矢印付近を拡大)

2003年12月20日00UTC

図 5-1-3 は 12 月 20 日 04UTC の可視画像である。可視画像で中国大陸を見ると、華北から沿海州にかけては白く輝く領域(矢印)がある。この周辺には、雲もありそうだが雲とこの白く輝く領域との判

別は一枚の画像からは難しい。赤外画像(図 5-1-4)で見ると、この領域の輝度は東経 110~127 度、北緯 53 度付近にある上層雲と比べて暗く灰色をしている。画像から見ると下層雲に覆われているように見えるが、地上の実況等は快晴となっているため、雪氷面であろうと推測される。

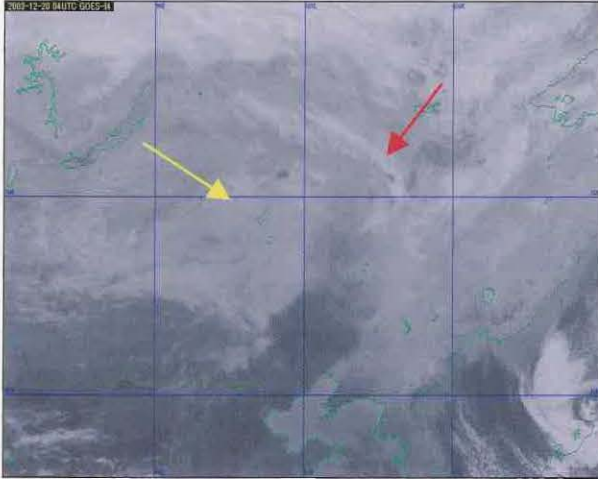


図 5-1-6 3.9 μ m 画像 2003 年 12 月 20 日 04UTC

3.9 μ m 画像(図 5-1-6)では、氷晶雲である上層雲(赤→)や雪氷域(黄→)の太陽光の反射は小さいため、輝度温度で表現される画像上では温度が低く白く見える。これを、日本海にある筋状の下層雲域と比べると明らかに輝度温度が低いため、雪氷域として解析することができる。

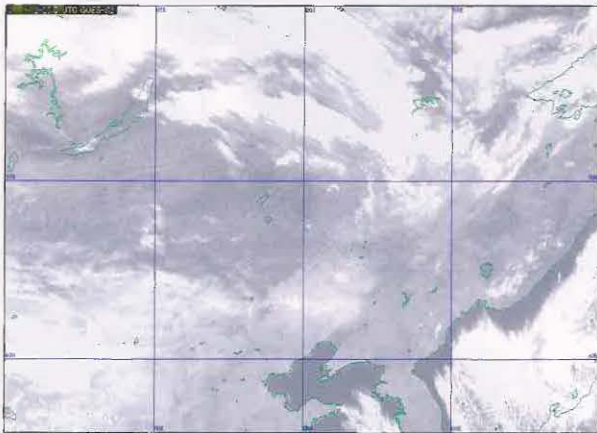


図 5-1-7 3.9 μ m 差分画像

2003 年 12 月 20 日 04UTC

3.9 μ m 差分画像(図 5-1-7)を見ると、雲は上層、下層を問わず白っぽく表現されている。これに比べ、雲のかかっていない陸地は灰色に、雪氷域はこれ

よりやや黒っぽい領域として見えている。また、雲のかかっていない海上はさらに黒い領域として見えている。このことから、雪氷域と下層雲の判別を行う場合は、数種の画像を比較して見ることにより判別することができる。

また、同種の画像が動画で見れる場合は、移動していくものが雲で、移動しないものが雪土という判別の方法もある。

5-2 薄い上層雲

日中における 3.9 μ m 画像での上層雲(氷滴)の反射は、同じ粒子、同じサイズの下層雲(水滴)よりも小さい(図 4-3-1)。また、薄い上層雲を通して地表面や海面からの反射を観測するため、輝度温度は高くなり画像上では厚い上層雲と比べ暗く見える。

図 5-2-1 は、2004 年 5 月 14 日 00UTC の地上天気図である。北海道東海上に低気圧があり、それから延びる前線が東北地方の東海上から日本の南岸を通り先島諸島に達している。

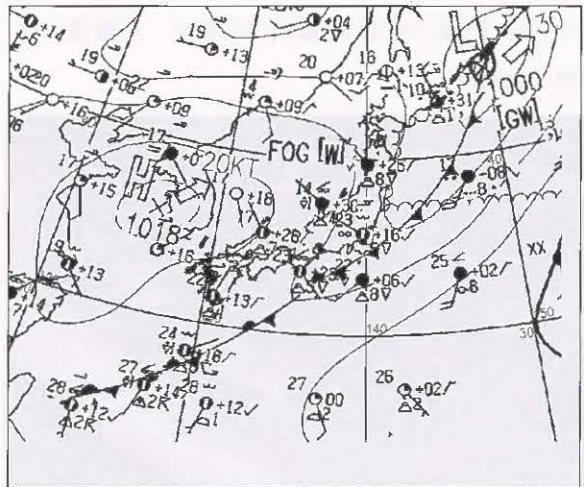


図 5-2-1 2004 年 5 月 14 日 00UTC

の地上天気図

赤外画像(図 5-2-2)を見ると、前線に対応する雲バンドが東北地方の東海上から日本の南岸を通り先島諸島に解析できる。このバンドの北側にあたる東シナ海と黄海から日本海にかけては上層雲が解析できるが上層雲のみの雲域か下層雲が混在している雲域なのかを赤外画像だけで判別するのは難しい。

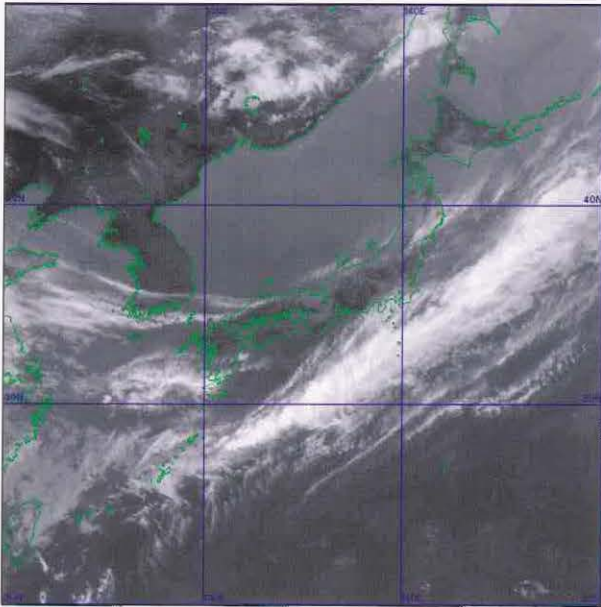


図 5-2-2 2004 年 5 月 14 日 03UTC の赤外画像

可視画像(図 5-2-3)では、東シナ海や黄海から日本海にかけて赤外画像で見えていた上層雲は透けて海面や陸面が見えている。そのため、下層雲や厚い雲域の形状は識別できるが、上層雲のみの検出は難しい。

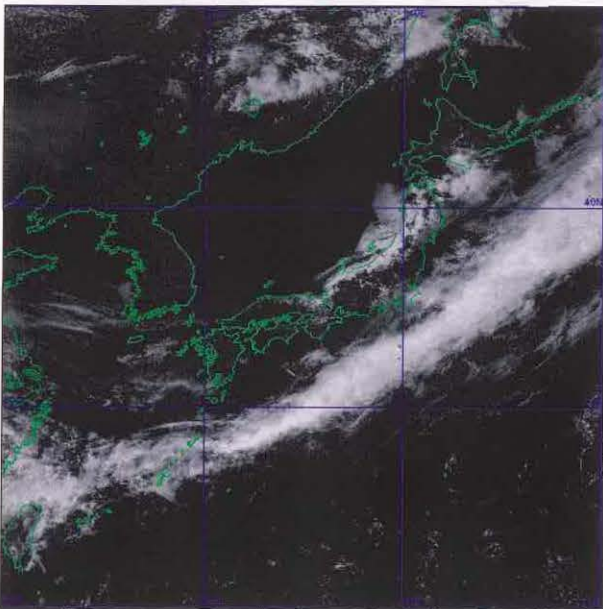


図 5-2-3 2004 年 5 月 14 日 03UTC の可視画像

3.9 μ m画像(図 5-2-4)で上層雲と下層雲に注目して見ると上層雲は白く、下層雲は黒く表現される。また、薄い上層雲は雲を透過して地表面や海面及び下層雲の情報が見えるので、赤外画像では

判別が難しい、上層雲のみの雲域か下層雲が混在した多層構造の雲域なのかを判別することもできる。

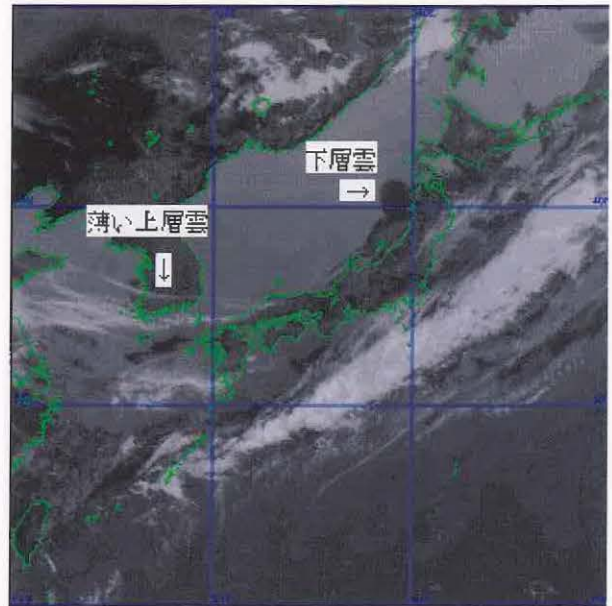


図 5-2-4 2004 年 5 月 14 日 03UTC の 3.9 μ m 画像

3.9 μ m差分画像は前述(5-1)したように、日中の雲型判別には適さない。

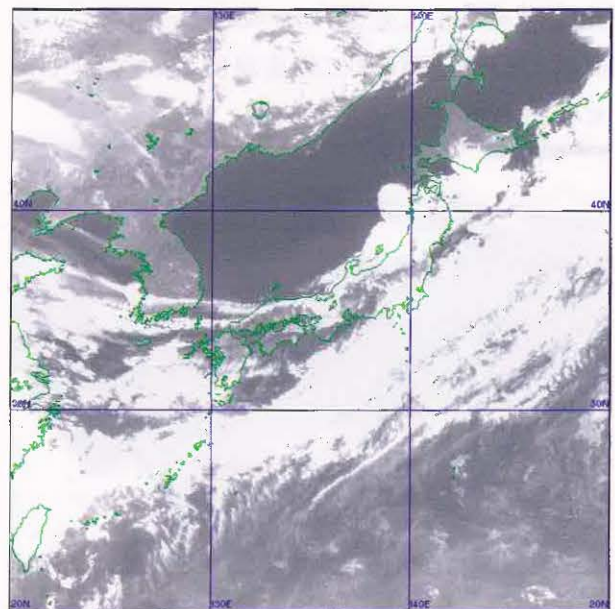


図 5-2-5 2004 年 5 月 14 日 03UTC の 3.9 μ m 差分画像

5-3 上層雲の影

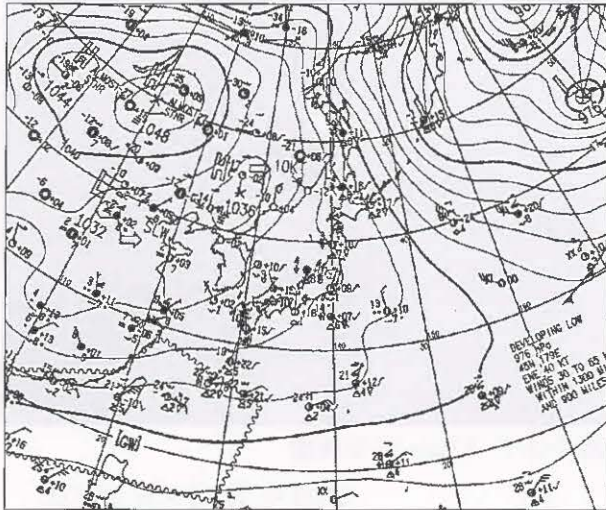


図 5-3-1 地上天気図 2003年12月10日00UTC

図 5-3-1 は 2003 年 12 月 10 日 00UTC の地上天気図である。日本付近はシベリア付近にある優勢な高気圧に覆われ弱い冬型の気圧配置となっている。このため、日本海側を中心に降雪となっている。

この時の 12 月 9 日 23UTC の可視画像を見ると、北日本の太平洋側の雲域は確認できるが日本海側にはまだ太陽光が届いていないため、可視画像で日本海側の雲域を解析することはできない。ただ、山形県付近には四角い晴天域(矢印)があるように見える。01UTC になるとこの四角い領域は雲のある領域となっている。

赤外面像(図 5-3-4)では福島県から宮城県にかけての奥羽山脈沿いに白く輝く雲域が解析できる。しかし、可視画像で見られる四角い晴天域は下層雲に覆われている。3.9 μm 画像(図 5-3-5)では、奥羽山脈沿いの白く輝く雲域は解析できない。

3.9 μm 差分画像(図 5-3-6)を見ると、奥羽山脈沿いに赤外面像で見える白く輝く雲域は、黒色の刷毛で刷いたような雲域として三陸沿岸まで延びている。また、23UTC の可視画像で山形県付近に見られた四角い晴天域(矢印)は、同じ時間の 3.9 μm 差分画像では白く輝く領域として見えている。この白く輝く領域は、時間が経過するごとに形を変えていき、太陽が天頂に近づくにつれ小さくなり

03UTC には消滅した。

10 日 00UTC の 3.9 μm 差分画像では太陽光の反射の影響が強くなり、雲全体が白く見えだしている。

以上のことから、赤外面像で奥羽山脈沿いに見える白く輝く雲域は、山脈の風下側に発生する「地形性巻雲」で山形県付近に見られる四角い黒い領域は、この巻雲に太陽光があたりその巻雲の影を下層雲の上に写しているものである。このように日の出や日没ごろは高い雲が影を落とし、可視画像で見るとあたかも晴天域として見えるので他の画像と比較して解析する必要がある。

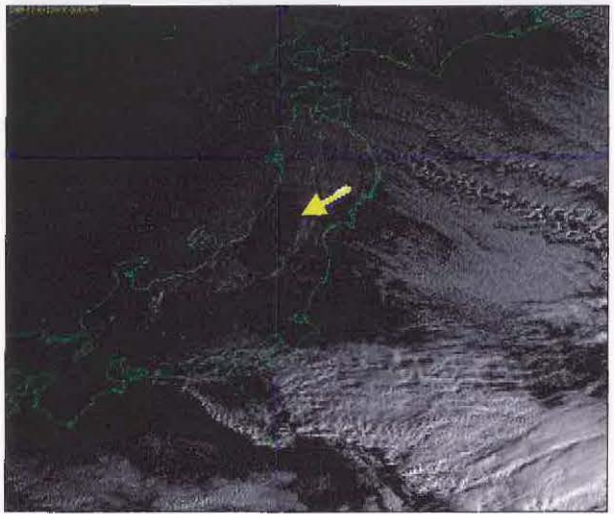


図 5-3-2 可視画像 2003年12月9日23UTC

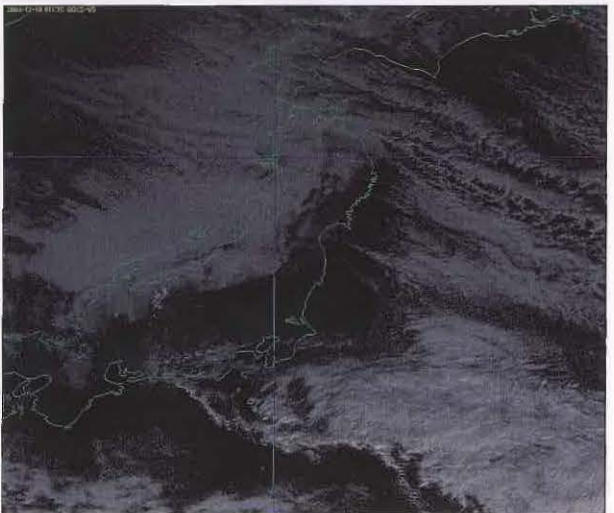


図 5-3-3 可視画像 2003年12月10日01UTC

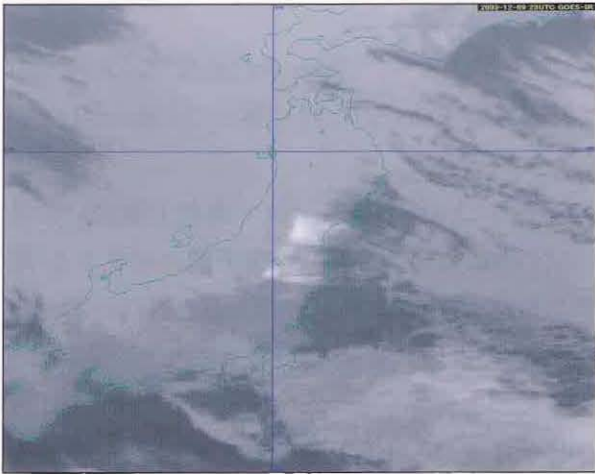


图 5-3-4 赤外面像 2003 年 12 月 9 日 23UTC

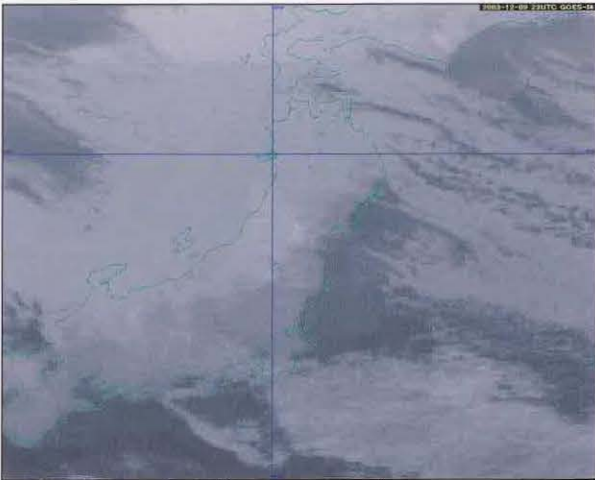


图 5-3-5 3.9 μm 画像 2003 年 12 月 9 日 23UTC

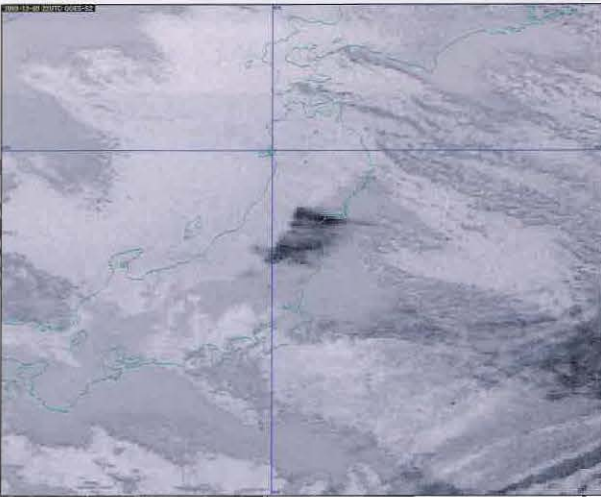


图 5-3-6 3.9 μm 差分画像
2003 年 12 月 9 日 22UTC

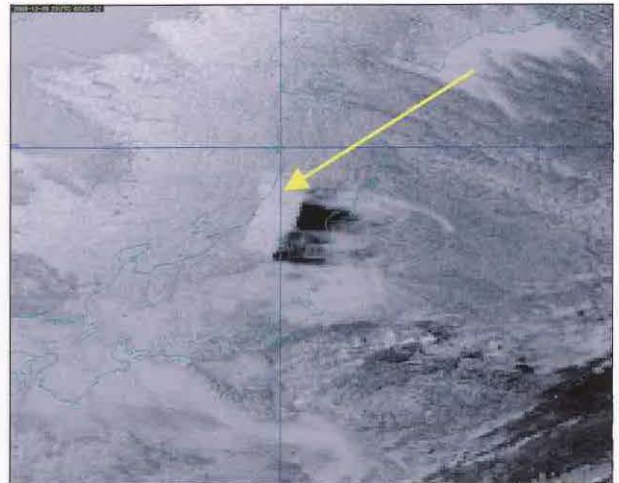


图 5-3-7 3.9 μm 差分画像
2003 年 12 月 9 日 23UTC

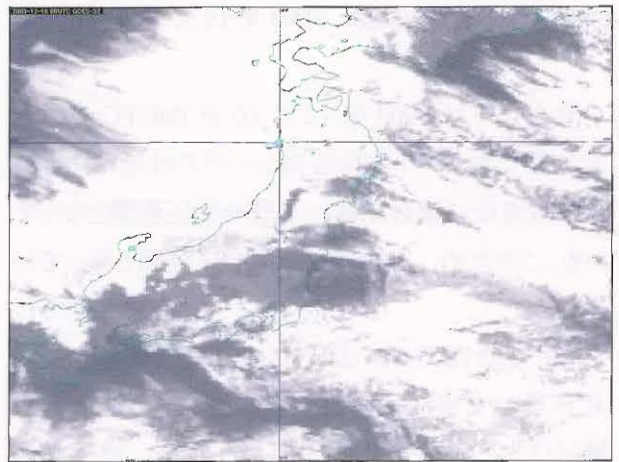


图 5-3-8 3.7 μm 差分画像
2003 年 12 月 10 日 00UTC

レーダーの電波はどこまで届く

降水現象を捉える気象レーダーは、パルス状のマイクロ波をアンテナから空中へ発射し、雨滴によりはね返ってきた反射波(エコー)の往復時間と受信電力を測定することで、降水の場所、強弱を観測する。気象レーダーでマイクロ波を使う主な理由としては、降水粒子の捕捉能力、進路の直進性、混信が少ないことなどが挙げられる。気象庁が全国の20箇所に配置している気象レーダーでは、5.3GHz帯(C-band:4~8GHz帯)のマイクロ波を使用している。電波(マイクロ波)は、大気中を伝搬する際、主に大気、降水により減衰を受けるが、これらの減衰が小さい場合でも、さまざまな要因によりレーダーで観測できる範囲は制限される。

では、レーダーではどれくらいの距離まで観測が可能か、どのくらい遠くまで高度Hの点が観測できるかについて考えてみる。電波は、高度とともに大気の屈折率が小さくなるので下向きに曲げられる。しかし、それより地球の曲率の方が数段大きいので、電波は進行とともに地表面から離れていく(図1a)。この議論を考えやすくするために、等価地球半径という値を使う。地球の半径を等価地球半径に置き換えると、電波が直進しているとみなすことができる。等価地球半径は、 $R_a' = R_a / (1 + R_a * dn/dH)$ (R_a :地球の半径、 n :大気の屈折率、 H :地表面からの高度)の式で求められ、これは地球の半径の約4/3倍の値になる(図1b)。

レーダーで観測できる最大の距離を見通し距離という。見通し距離はレーダー設置場所の高度と目標とする物体の高度によって決まる。図2にその模式図を示した。電波の発射方向に障害物が無い場合には、高さHの見通し距離は、レーダー設置点Oと経路Tを通過して球面からの高さHに到達する点Pとの間の距離となる。また、山岳等の障害物がある場合には、障害物の影となる領域は見通せないため、その分見通し距離は短くなる(経路T'、距離O~P')。これは雲等の障害物においても適用できる。例えば、発達した積乱雲がレーダーから同一方向の100kmと200kmの地点にあるとする。すると、200kmの地点にある積乱雲は100kmの地点にある積乱雲のため、電波は減衰を受け、その降水は実際より弱めに観測される。

このように、レーダーの周囲の地形や気象状況を把握し、標準大気での屈折率分布を仮定することで、レーダーの見通し距離、すなわち観測可能な範囲や強度を求めることができる。全ての方角について見通し距離を求め線をつないだ図を等ビーム高度線図という(図3)。

(小山 亮)

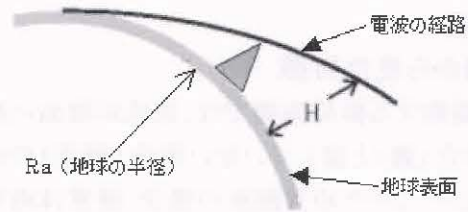


図1a 実際のマイクロ波(電波)の経路

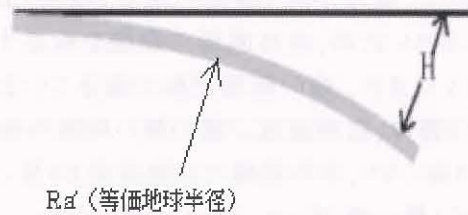


図1b 等価地球半径 R_a' を導入(電波が直進すると仮定して考えることができる。)

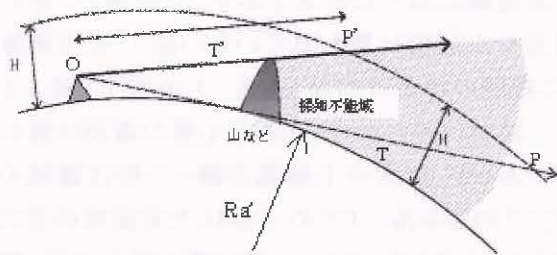


図2 高さHを見通せる最大距離

OP:障害物がない場合 OP':障害物がある場合

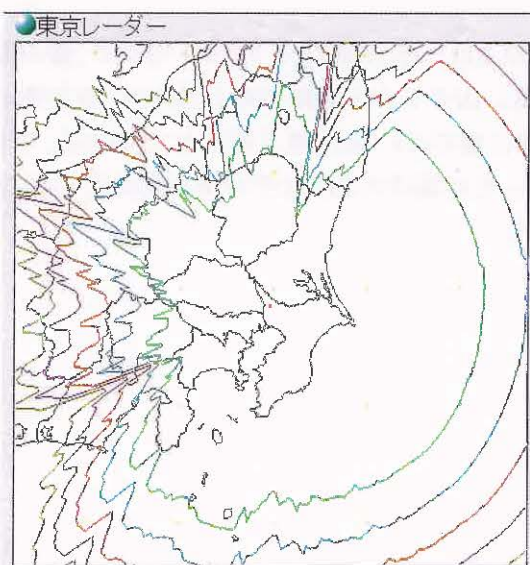


図3 東京レーダーの等ビーム高度線図

内側から、2000m、3000m、4000m、5000m、6000mの等ビーム高度線