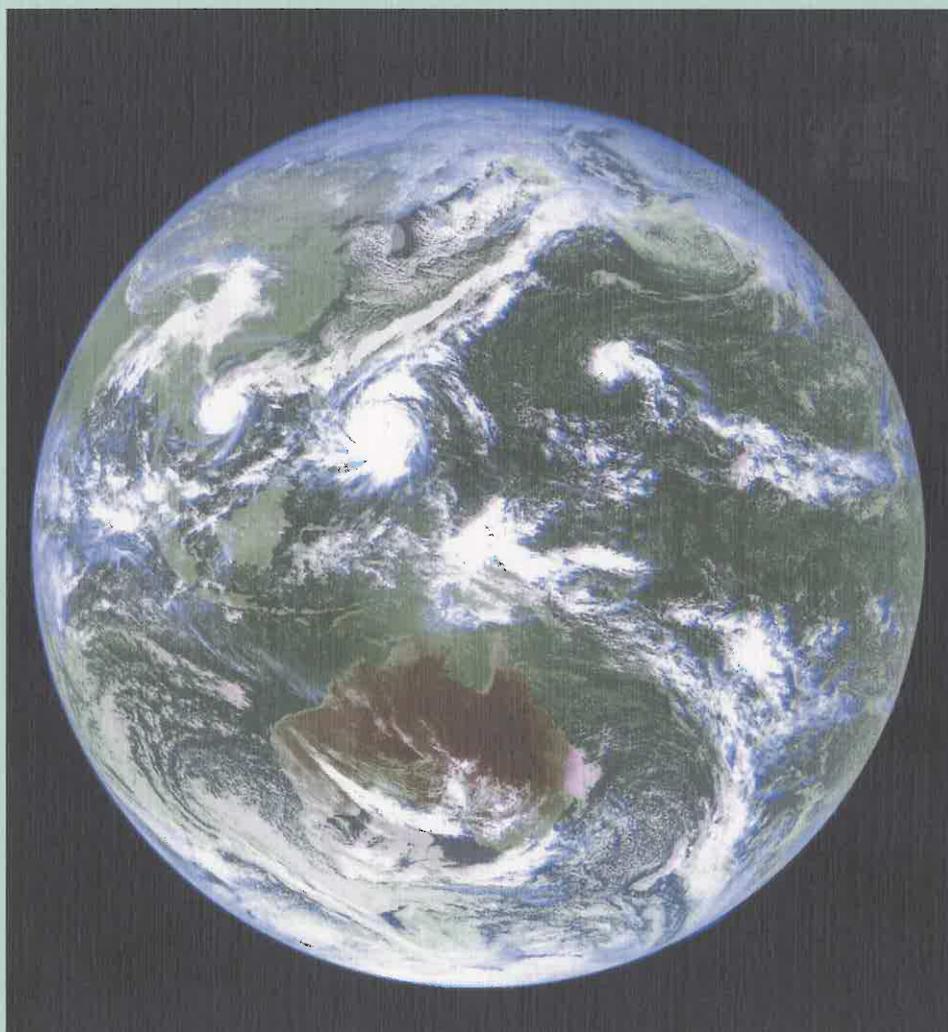


3.7 μ m帯画像の解析と利用

運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)



2005年3月

気象衛星センター

1995年11月01日03UTCの可視・赤外(11 μ m)の合成画像(表紙の画像)

はじめに

運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)には、可視・赤外放射計に新たに $3.7\mu\text{m}$ 帯の赤外センサーが追加された。これにより、 $3.7\mu\text{m}$ 帯の画像の取得と $3.7\mu\text{m}$ 帯と赤外1($11\mu\text{m}$ 帯)とで観測された輝度温度差から $3.7\mu\text{m}$ 差分画像を作成することも可能となった。

これまで、この $3.7\mu\text{m}$ 画像と $3.7\mu\text{m}$ 差分画像の有効性については、Hunt(1973), Yamanouchi et al.(1987), Ellrod(1992), 操野等(1995), Lee et al.(1997), 山崎等(1999), 湊田等(2004)による報告がある。しかし、湊田等(2004)を除いては、西太平洋域においては極軌道衛星NOAAに搭載されたAVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)の画像データを用いた解析であったり、静止気象衛星GOESを用いた解析では大西洋域のアメリカ東海岸の解析が主であった。

この中で山崎等(1999)は極軌道衛星NOAAの空間分解能と運輸多目的衛星(MTSAT)の空間分解能の違いに着目し、極軌道衛星NOAAの空間分解能を運輸多目的衛星(MTSAT)で取得される分解能まで落とした「MTSATシミュレーション画像」を作成し西太平洋域における①夜間における霧・層雲の検出②夜間における台風のShear-pattern(風の鉛直シアーが大きい時に現れる台風の雲パターンで、下層雲列により決定される台風の中心と濃密な雲域がずれている場合をいう)を呈する台風の中心推定への応用について有効な威力を発揮することを報告した。また、湊田等(2004)は、静止気象衛星GMS-5の代用衛星として運用されたGOES-9に搭載されている $3.9\mu\text{m}$ 帯センサーの観測波長域がMTSAT-1Rに搭載されている $3.7\mu\text{m}$ 帯のセンサーとほとんど大差がないと思われることから、GOES-9の $3.9\mu\text{m}$ 帯のセンサーを利用して、数例の気象現象の解析をおこない、MTSAT-1Rの $3.7\mu\text{m}$ 帯センサーを利用した画像解析の有効性について検証をおこなっている。しかし、これらの報告は画像の見え方の報告が主であり、事例解析までには至っていなかった。

そこで、この手引き書では、天気予報や注・警報等の現業作業に応用することを主眼として、気象現象の事例を増やし詳細な解析を行っている。また、 $3.7\mu\text{m}$ 帯の画像の利用だけに言及せず、すでに発行している一般気象編(2000年3月)、航空気象編(2002年3月)、熱帯気象編(2004年3月)を基に、この本一冊で衛星画像の解析と利用の手引きとなるよう、第1章、第2章、第3章には、これまでに取得されている可視、赤外1、赤外2、赤外3(水蒸気)の画像の特性と利用について、基本的な解説を行い、それらの画像を利用した応用編として温帯低気圧の発達パターンの解析事例を載せている。

また、第4章、第5章、第6章にはMTSAT-1Rで新しく取得される $3.7\mu\text{m}$ 帯センサーとその画像の特性、さらには各気象現象別に $3.7\mu\text{m}$ 帯の画像を用いた事例解析を行い詳細に解説している。

この手引き書の他に、事例解析より、さらに詳細な情報を求める読者のためには事例解析を行った現象の衛星動画集CD-ROM(数値予報データ、レーダ、アメダス、地上実況等を収録)を添付している。この手引き書を、参考書として $3.7\mu\text{m}$ 帯の画像を日々の天気予報や気象現象の情報作成・解析等に有効に利用してもらえば幸いである。

2005年3月

気象衛星センター所長

村松 照男

目 次

はじめに

目次

第1章 気象衛星	1
1-1 気象衛星による観測	1
1-2 衛星の軌道	1
第2章 運輸多目的衛星新1号	2
2-1 放射の観測	2
2-2 分解能	3
2-3 キャリブレーション	4
2-4 ナビゲーション	4
2-5 衛星画像による雲型判別	5
第3章 運輸多目的衛星新1号で取得できる各画像の特性	7
3-1 運輸多目的衛星新1号で取得できる画像および波長帯	7
3-2 可視画像	7
3-3 赤外画像	8
3-4 水蒸気画像	8
3-5 赤外差分画像	11
3-6 赤外・可視・水蒸気画像を利用した雲パターンの解析	12
第4章 3.7 μ m画像と3.7 μ m差分画像の利用	21
4-1 3.7 μ m帯センサーの特性	21
4-2 3.7 μ m画像の利用	24
4-3 3.7 μ m差分画像	26
4-4 日中における各画像の見え方	29
4-5 夜間における各画像の見え方	29
4-6 場所による見え方の違い	30
4-7 日の出時の画像	33
4-8 夜間帯における各雲型の3.9 μ m差分画像上での見え方	34
第5章 各種現象の監視・解析(日中)	36
5-1 雪氷域と下層雲の識別	36
5-2 薄い上層雲	37
5-3 上層雲の影	39
第6章 各種現象の監視・解析(夜間)	42
6-1 内陸部の霧・下層雲	42
6-2 海洋上の霧・下層雲	61
6-3 薄い上層雲	76
6-4 台風の中心推定	78
6-5 火山活動域や大規模火災域の検出	88
6-6 夜間における活発な対流雲域や厚い雲域の検出	105
6-7 航空機に着氷の危険性のある雲域	108

6-8 海面水温算出における効果	119
現象解析への適否	123
索引	124
参考文献	127

コラム

①三軸制御衛星の MTSAT	20
②マイクロ波	28
③WMO と CGMS	32
④移動性高気圧	35
⑤レーダーの電波はどこまで届く	41
⑥衛星の軌道制御	60
⑦地上に達する降水の違い	75
⑧測地のノイズは気象のシグナル	87
⑨地球上の風の方向を変えるコリオリの力	104
⑩雲量格子点情報	118

第1章 気象衛星*

1-1 気象衛星による観測

2005年現在、気象衛星観測網は図1-1のようになっている。日本においては、1977年にひまわり(以下GMS)1号が打ち上げられた。このGMSシリーズは5号まで運用され2003年5月22日09時(JST)までの観測で一旦、その役割を終えた。2003年5月22日15時(JST)からはGOES-9が観測業務を引き継ぎ現在に至っているが、2005年2月26日には、GMSシリーズの後継機である運輸多目的衛星新1号(以下MTSAT-1R)が打ち上げられた。

気象衛星(以下衛星)からの気象観測網(図1-1)の利点として、地球上すべての地域を空間的に細かな密度で観測できることが挙げられる。また、台風や低気圧の雲域の変化や移動など短時間の大気現象の監視を行うことができる。この他、地球全体に渡る資料を長期間蓄積し、気候変動の監視にも利用されている。

1-2 衛星の軌道

衛星では静止軌道及び太陽同期の極軌道が、用いられている。静止軌道衛星は、赤道上を地球

の自転周期と同じ速度で周回する衛星で、地球から見て常に同じ場所に静止している(GMSの場合東経140°(GOES-9の場合東経155°)赤道上36,000km)。GOES-9では25分で北極から南極にいたる範囲を観測でき、気象擾乱等の監視・追跡に威力を発揮している。また、MTSATシリーズでは東経140°の赤道上35,800kmの静止軌道上で従来の1時間毎の撮影から、新たに30分毎の撮影(全球観測は毎時)を行うことにより、これまで以上に連続的に台風やその他の雲の移動を把握することが可能となる。

極軌道衛星は比較的低高度(NOAAの場合850km程度)を短い周期(NOAAの場合約100分)で南北に周回し、軌道直下を中心に約2,000kmの幅を観測する。極軌道衛星は同一地点の上空を1日2回通るのみであるが、静止軌道衛星で行えない極地方を観測できたり、分解能が良くなるなどの利点がある。

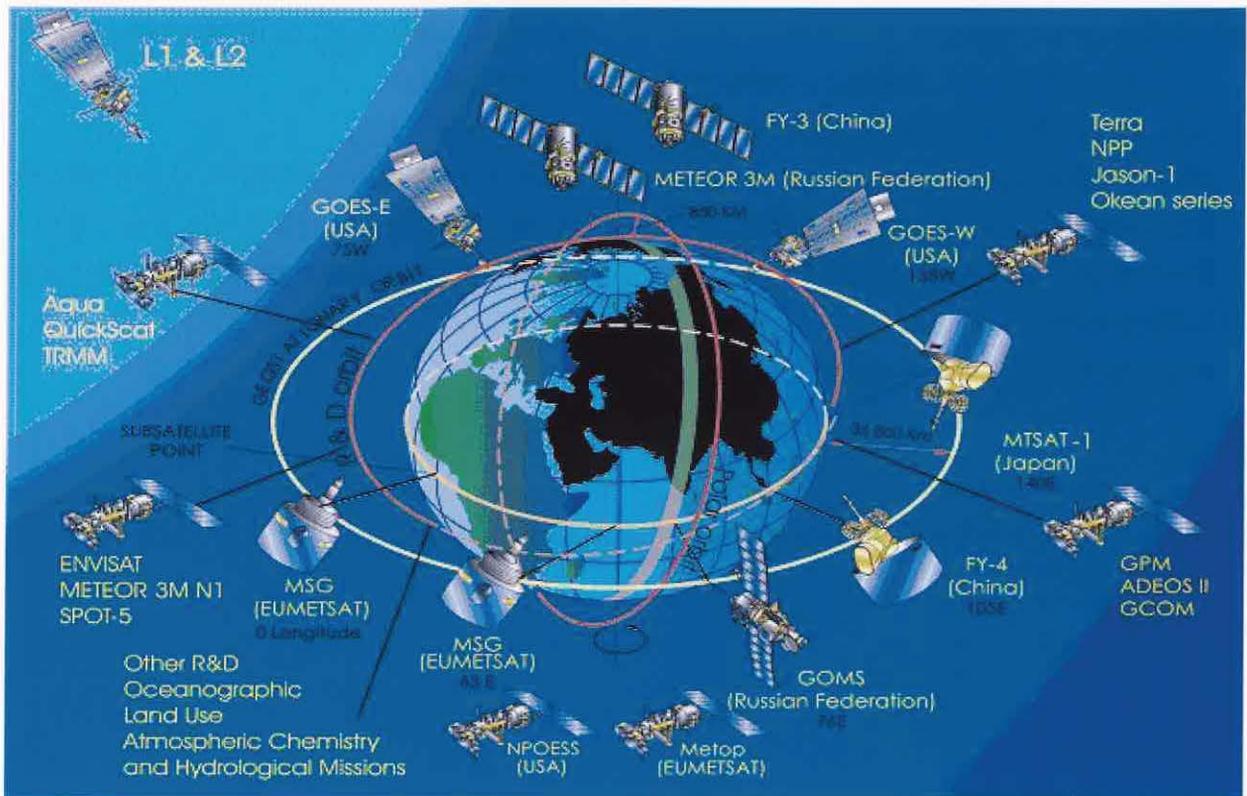


図1-1 2004年の気象衛星の観測網(WMO宇宙プログラム提供)

* 潤田 信敏

第2章 運輸多目的衛星新1号*

2-1 放射の観測

太陽から放射される光(電磁波)は、衛星に到達するまでの間、地球を取り巻く大気中を通る。光は波長によって大気に吸収され衛星まで届かないことがある。大気吸収の少ない波長帯は、大気の影響を受けずに地球表面からの放射を測定できるので“大気の窓”と呼ばれ、一般的にはこうした波長帯が雲や地表面の観測に用いられる。

図 2-1-1 は、放射スペクトルに対する大気中の各吸収物質の吸収率を示し、Y 軸は吸収率(%)を X 軸は波長(μm)を表す。

MTSAT-1R で観測する波長 $0.55\sim 0.90\mu\text{m}$ 帯の可視光線や $3.5\sim 4.0\mu\text{m}$ 帯・ $10.3\sim 11.3\mu\text{m}$ 帯・ $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ 帯の赤外線は、大気の窓である。

$10.3\sim 11.3\mu\text{m}$ 帯と $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ 帯の画像は、それぞれ赤外1画像、赤外2画像と呼ばれ、物体から放射される放射量を画像化したものである。通常、赤外画像というときは赤外1画像をさす。

$3.5\sim 4.0\mu\text{m}$ の波長域を観測するセンサーで得られた画像は $3.7\mu\text{m}$ 画像と呼ばれ、日中は太陽光の反射と物体からの放射を、夜間は物体からの放射を画像化したものである。

一方、大気の窓とは逆に、水蒸気による吸収の多い $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ 帯の画像は水蒸気画像と呼ばれ、上・中層の水蒸気が多寡を知ることができる。

また、 $0.55\sim 0.90\mu\text{m}$ 帯の波長域を観測したセンサーで得られた画像は、可視画像と呼ばれ、太陽光の反射を観測したものである。

衛星に搭載されている赤外放射計で計測された

放射エネルギーを、プランクの法則(Plank's Law)を用いて変換した温度を輝度温度または相当黒体温度という。輝度温度(センサーがとらえるエネルギー)は、地表面からの黒体放射をベースとして、太陽の反射光と地表からセンサー間に存在する物体の放射の吸収と再放射の結果としてでてくるが、それぞれのセンサーの波長領域が違うため、同じ物体の放射を測定しても異なる輝度温度が観測される。

赤外画像の波長領域 $11\mu\text{m}$ 帯、赤外4画像の $3.7\mu\text{m}$ 帯はともに地表からの放射が大気を通過する窓領域にある。赤外画像、赤外2画像、水蒸気画像、夜間の $3.7\mu\text{m}$ 画像では、測定された赤外放射量を輝度温度に変換し、それを階調変換して表現されたものである。輝度温度は、黒体に相当すると仮定した物体からの放射温度である。

黒体物質の放射発度 I_B は、ステファン・ボルツマンの法則で表される。

$$I_B = \sigma T^4 \quad (\sigma: \text{ステファン・ボルツマン定数}, T: \text{黒体の絶対温度})$$

黒体でない物質から射出される放射発度 I は、黒体物質からの放射発度 I_B との比である射出率 ε を用いて表される。

$$I = \varepsilon I_B$$

赤外領域では海面や厚い雲の ε は 1.0 に近いが、薄い雲では大幅に変化するので、 ε が分かっていると海面や雲の正確な輝度温度は決定できない。

* 刈田 信敏

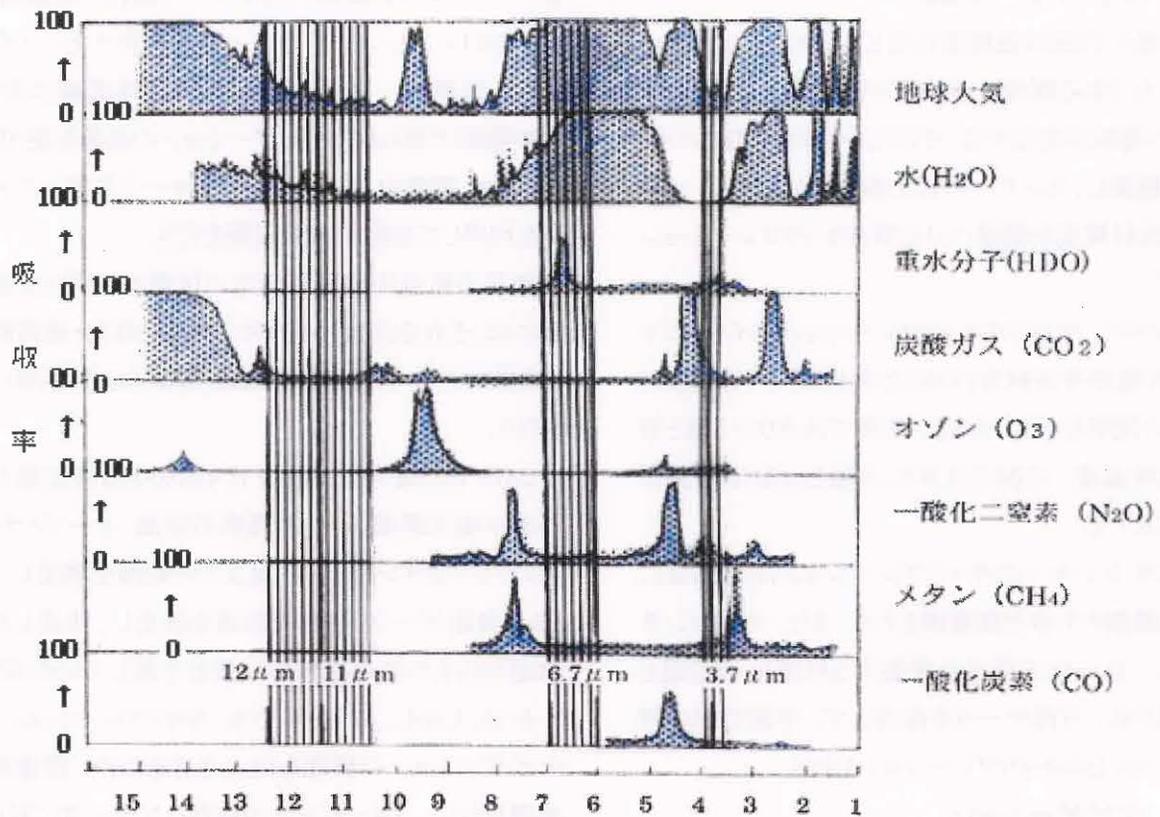


図 2-1-1 放射スペクトルに対する大気中の吸収物質の吸収率 Valley(1965)に加筆

2-2 分解能

GMS-5とMTSAT-1Rに搭載されているセンサーの特性を表2-2-1に示す。GMS-5の水平距離分解能は、衛星直下点で可視画像1.25km、赤外画像5kmであった。直下点から離れるにつれ地球表面を斜めから見ることになり分解能は低下する。日本付近では、およそ可視画像1.8km、赤外画像7kmの分解能になる。また、

GMS-5の画像の階調は、可視画像の場合6ビット(64階調)で、赤外画像では8ビット(256階調)となっており、おおよそ0.5~1.0℃程度の温度分解能となっていた。

MTSAT-1Rでは、階調は可視・赤外とも10ビット(1,024階調)となり、衛星直下点の水平分解能も、表2-2-1に示すように改良される。

表 2-2-1 GMS-5とMTSAT-1Rの各センサーの特性

GMS-5		MTSAT-1R		備考
可視	赤外	可視	赤外	画種
0.55~0.90		0.55~0.90		波長 μm
	10.5~11.5(赤外)		10.3~11.3(赤外)	
	11.5~12.5(赤外2)		11.5~12.5(赤外2)	
	6.5~7.0(水蒸気)		6.5~7.0(水蒸気)	
			3.5~4.0(3.7 μm)	
1.25km	5km	1km	4km	衛星直下点分解能
64	256	1024	1024	階調

2-3 キャリブレーション

衛星の内部は温度変化などのために、センサーの出力である輝度レベル値と放射輝度(エネルギー)の関係が変化する。そのため、輝度が既知の物体を観測し、センサーの出力値を測定して、レベル値と放射輝度を関連づける事をキャリブレーションという。

MTSAT におけるキャリブレーションはイメージャー(可視赤外放射計)の出力するカウント値と放射量との関係に対応づける。赤外ではカウント値と等価黒体温度、可視ではカウント値と反射率の関係を算出する。

赤外センサーのキャリブレーションは観測毎に黒体観測と宇宙空間観測を行う。また、可視センサーは一日一回太陽光を観測する位置に走査鏡を移動させ、可視データを保存して、宇宙空間の輝度レベルとのキャリブレーションを行う。

2-4 ナビゲーション

衛星画像を利用する場合には、画像上の位置と地球座標上の位置との対応を知ることが重要であり、このための作業をナビゲーション(画像位置合わせ)と呼ぶ。ナビゲーションには画像が撮影された時刻における衛星の正確な位置と姿勢を知る必要がある。衛星の位置を知る作業を測距と呼ぶ。MASATの場

合、アースエッジ検出、ランドマーク抽出、星観測及び*HRITレンジングの各データを使用する。イメージャー観測データから作成される地球画像は前時間の観測で得られたナビゲーションの結果を使用する。また、観測中、2分毎にランドマークやアースエッジを利用して姿勢情報の更新を行う。

衛星の軌道や姿勢が所定の位置からずれた場合には、それを回復するための制御(南北・東西軌道制御など(コラム:衛星の軌道制御 60-P参照))を行う。

GMS-5の場合は、まず1日4回6時間毎に地上の3点(埼玉県鳩山町、沖縄県石垣島、オーストラリアのクリブポイント)から衛星までの距離を測定して(3点測距データ)衛星の軌道を決定し、決定した軌道からその後の衛星の位置を予測していた(図2-4-1)。しかし、MTSATでは、キャリブレーションとナビゲーションの精度を向上させるため、画像前処理を行い、イメージャーが取得したデータに対して自律的なリアルタイム処理を採用している。

*HRITレンジング

CDAS(埼玉県鳩山町)から衛星にデータを送り、その返送されるまでの時間を計って測距を行うこと。

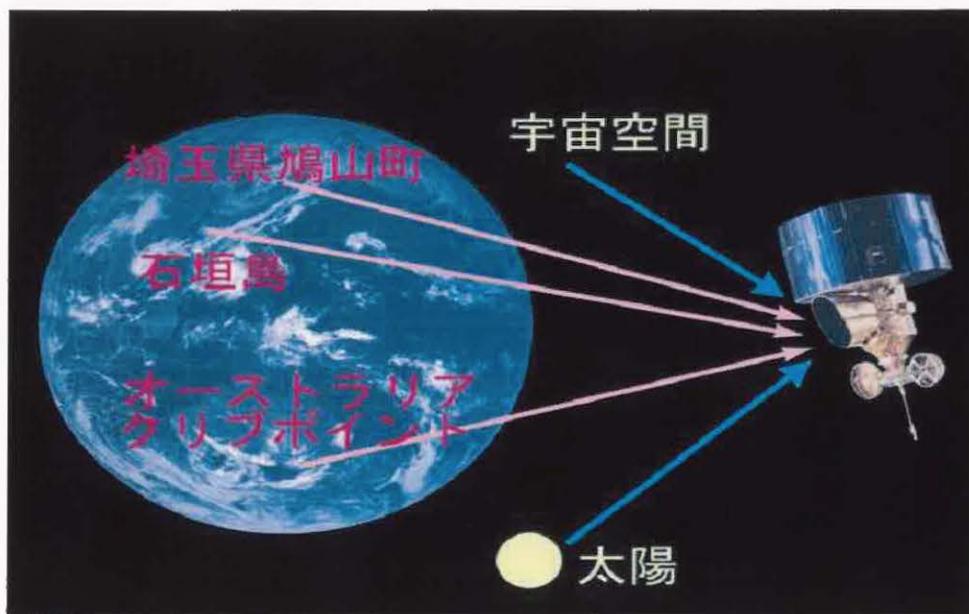


図 2-4-1 GMS-5 で利用していた地上の測距局と気象衛星

(青矢印がキャリブレーション、桃矢印がナビゲーション)

2-5 衛星画像による雲型判別

2-5-1 雲型判別の特徴

衛星は、地表面から目視で雲形を観察する地上観測と異なり、遙か地球の上空から雲頂の様子を観測している。また、衛星に搭載されたセンサーの分解能(GMS-5の場合、可視で約1km、赤外で約5km)は人間の目に比べ粗く、地上観測のような細かな雲形分類は出来ない。このように衛星で判別する雲型は、地上観測の雲形と基本的に別なものであることを認識する必要がある。便宜上、衛星の観測結果に対して、地上観測の雲形と成因や構造的に類似した雲型名を用いているにすぎない。なお、以後衛星から判別する雲のタイプを「雲型」、目視による地上観測から得られる雲のタイプを「雲形」と区別する。

2-5-2 雲型の分類

衛星による雲型判別では、一般に Ci(上層雲)、Cm(中層雲)と下層雲として St(層雲/霧)、Cu(積雲)、Sc(層積雲)、その他の雲として Cb(積乱雲)、Cg:Cumulus Congestus(雄大積雲)の7種類に分類している。

この雲型は、層状性の雲(Ci、Cm、St)と対流性の雲(Cb、Cg、Cu)とに特徴づけられる。Scは層状性雲と対流性雲との中間的な性格を持つ。層状性の雲は、鉛直方向の広がり(雲の厚さ)に比べ水平方向への広がりの方がはるかに大きい。層状性の雲は、「ひとまとまりの広がりを持つ雲域として認識される」「雲の表面が滑らかで雲頂高度の凹凸が少ない」などの特徴を持つ。一方対流性の雲は、層状性の雲に比べ、雲は厚く雲域は小さい。対流性の雲は「独立したセル状の雲域として認識されやすい」「雲域の表面は凹凸している」などの特徴を持つ。

衛星から観測する雲を上・中・下層雲に分類することもできる。この場合、雲底高度によって上・中・下層雲を分類する地上気象観測と異なり、衛星では雲頂高度によって上・中・下層雲に分類するので、留意が必要である。雲頂高度で分類すると、上層雲では400hPa以上、中層

雲では400~600hPa、下層雲では600hPa以下がおおよその目安となる。

2-5-3 雲型判別

通常、雲型判別には赤外面像を用い(昼間については可視画像も補助的に使用)、その他の画像は補助的に使用する。水蒸気画像は、上・中層の流れを理解するのに使われるが、人間の眼による雲型判別には用いない。その理由は、下層雲が見えないこと、上・中層雲の見え方は赤外面像と比べ見え難く、更に特別な情報が得られる訳ではないことによる。水蒸気センサーや赤外センサーの差分画像でも雲型を判別する手法はある。しかし人間の眼でこれらの手法を用いて雲型を見極めるには、相当な熟練を要する。こうした判別手法は、計算機を利用した雲型判別のアルゴリズムに採用されている。

2-5-4 可視画像と赤外面像による判別

可視画像は、反射される太陽光の強さを表す。雲では雲水量が多く厚い雲ほど反射が強い。対流性の雲は層状性の雲に比べ雲粒が多く厚いので、明るく見える。同じ対流性の雲でも雲頂高度が高くなると、雲が厚くなり反射強度が増す。すなわち、CuよりCg、CgよりCbのほうが明るい。下層で形成される雲は雲密度が厚くなることが多いので、上層で形成される雲より明るいことが多い。すなわちStのほうがCiより明るい。しかし、春先に大陸で多く出現する非常に濃密なCi(dense Ci)の場合は雲密度が厚く明るく見えるので、他の雲との区別に注意が必要である。また薄いCiでは、Ciを透過して下に存在する中・下層雲が見えることがある。この場合は下に存在する雲からの反射が加わり、Ci単独より明るく見える。

通常、赤外センサーで捉えた物体の温度情報を人間の眼で見ると、温度の高い物体は明るく白く、温度の低い物体は黒く見える。しかし、気象衛星が捉えた赤外情報は世界の趨勢に倣い、雲等の輝度温度の低いものは白く表現

し、海面や陸面等、温度の高いものについては黒く表現するような階調変換テーブルを使用している。このようにして、赤外面像では、雲頂高度の高い雲は明るく、雲頂高度の低い雲は暗く見えるよう画像化している。

一般に層状性雲の場合、Ci が最も明るく、ついで Cm、St の順の明るさとなる。しかし薄い雲の場合、雲からの放射の他に雲より下からの放射も雲層を透過して観測されるので、実際の雲頂温度より高温となり、雲頂高度の判断を誤ることがある。例えば Ci は薄い雲層であることが多く、赤外面像だけでは Cm と間違えやすい。逆に非常に濃密な Ci は Cb と同程度の雲頂温度を持ち、Cb との識別が難しいことがある。雲頂高度が低い St は、地面温度との温度差が小さく、赤外面像だけでの検出は難しい。対流性の雲では、発達程度は雲頂高度で分類できる。つまり発達した対流性の雲の雲頂高度は Cb が高く、次いで Cg が続き、発達程度が低い Cu は最も低い。

可視画像と赤外面像による雲型判別ダイアグラムを図 2-5-1 に示す。この図は上述した関係を定性的に示したものである。

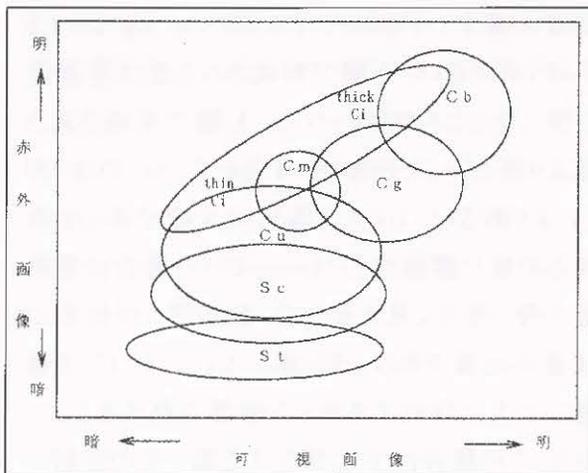


図 2-5-1 雲型判別ダイアグラム

2-5-5 形状による判別

層状性の雲は、一樣な雲頂高度を持つかなりの広がりを持った雲域として存在しやすい。例えば St は一定の雲頂高度をしているので、

雲縁は地形の等高線に沿った形状をすることが多い。Ci は、筋状 (Ci ストリーク)、Cb から吹き出す羽毛状 (アンビル Ci)、流れに直交する小さな雲列 (トランスバースライン) などの特徴的な形状を示す。

対流性の雲は比較的小さな雲の塊として存在することが多い。対流性の雲は発達が進むにつれ、雲の厚みを増したり併合したりするので、衛星から見ると雲域面積は増大する。従って個々の雲の大きさは一般に Cb、Cg、Cu の順となる。対流性雲は、雲列・テーピング状パターン・セル状パターンなどの特徴的なパターンを示す。

2-5-6 様相による判別

可視画像は他の画像に比べ一画素の空間分解能が高いので、雲表面の細かな様相 (texture) を知ることができる。雲表面の状態は、太陽光が斜めからあたっている方が凹凸による影が現れて、わかりやすい。層状性の雲は滑らかで雲の表面は一樣である。一方対流雲の雲の表面は凹凸がありごつごつしている。対流性の雲や下層雲の雲縁は、くっきりと明瞭である。一方上層雲の雲縁は、上層の強い風の影響で、毛羽だったりほつれた様子をしていて不明瞭である。

2-5-7 動きによる判別

大気中では一般に上層ほど風が強いため、上層の雲の動きは速く下層の雲は遅い。従って St、Sc、Cu など下層雲は Ci に比べ動きが遅い。Cb や Cg のように背が高く厚い雲も、おおよそ雲層の平均風速で移動するので、Ci に比べ動きは遅い。

2-5-8 時間変化による判別

対流性の雲はライフタイムが短いので、短時間で雲の形状や雲頂高度が変化する。一方層状性の雲は雲の形状や雲頂高度の変化は小さい。例えば Cb と Ci を比べたとき、形状やパターンに着目して時間変化の少ないほうが Ci となる。

第3章 運輸多目的衛星新1号で取得できる各画像の特性*

この項では、可視画像、赤外画像、水蒸気画像、スプリット画像の特性と、それらの画像を利用して調査した雲パターンの一例を示す。

なお、 $3.7\mu\text{m}$ 帯の画像については、第4章以降で詳細に述べることにする。

3-1 運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)で取得できる画像および波長帯

運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)で取得できる画像とそれを利用して作成される差分画像及び波長帯を以下に示す。

- ①赤外1画像： $10.3\sim 11.3\mu\text{m}$ ----- $11\mu\text{m}$ (以下：赤外画像という)
- ②赤外2画像： $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ ----- $12\mu\text{m}$
- ③赤外3画像： $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ ----- $6.7\mu\text{m}$ (以下、水蒸気画像という)
- ④赤外4画像： $3.5\sim 4.0\mu\text{m}$ ----- $3.7\mu\text{m}$ (以下、 $3.7\mu\text{m}$ 画像という)
- ⑤可視画像： $0.55\sim 0.90\mu\text{m}$ ----- $0.6\mu\text{m}$
-----取得された画像を利用して作成できる画像-----
- ⑥赤外差分画像： $11\mu\text{m}-12\mu\text{m}$ ----- (以下、スプリット画像という)
- ⑦赤外差分画像： $11\mu\text{m}-6.7\mu\text{m}$ ----- (以下、水蒸気差分画像という)
- ⑧赤外差分画像： $3.7\mu\text{m}-11\mu\text{m}$ ----- (以下、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像という)

3-2 可視画像

(1) 可視画像の特徴

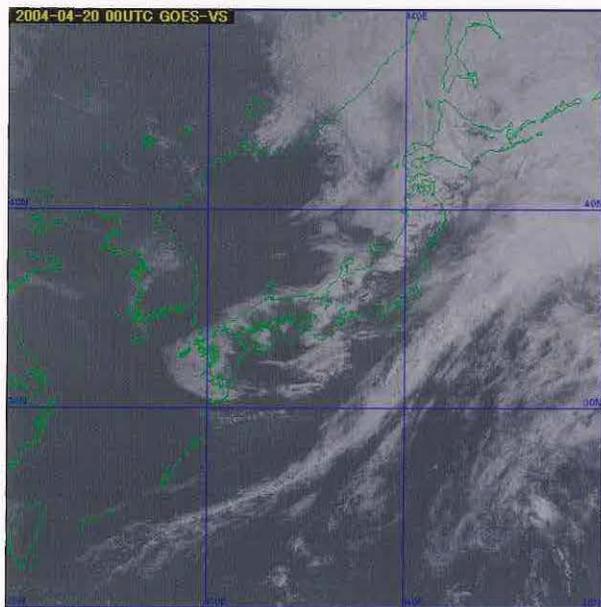


図 3-2-1 2004年4月20日00UTC
の可視画像

可視画像(図 3-2-1)は、雲や地表面で反射した太陽光の強弱を画像化したもので、海・陸・雲などの状態が観測できる。反射の大きい所は明るく、小さい所は暗く画像化している。一般に雪面や雲は反射率が大きいので明るく、地

面は雲に比べ暗く、海面は反射率が小さいので最も暗く見える。ただし、観測する場所の太陽高度によって見え方が異なるので注意が必要である。朝夕や高緯度地方は、太陽光が斜めからあたるため入射光が少なくなり、その分反射量も少なく、同じものでも暗く見える。逆にサングリット(太陽光反射の最も明るい領域)は明るく輝いて見える。

(2) 可視画像の利用

ア 厚い雲と薄い雲の識別

雲の反射率は、雲に含まれる雲粒や雨滴の量や雲の密度に依存する。一般に下層の雲は多くの雲粒や雨滴を含むので、上層の雲より明るく見える。また、積乱雲のように、鉛直方向に発達した厚い雲も多くの雲粒や雨滴を含むので明るく見える。逆に薄い上層雲の場合は、下が透けて見え下層雲や陸地・海面の状態が分かることがある。

イ 対流性と層状性の識別

雲頂表面のきめ(texture)から雲型を識別できる。層状性の雲頂の表面は滑らかで一様であるのに対し、対流性の雲頂表面は凸凹として

* 澁田 信敏

不均一である。雲頂表面のきめは、太陽光がやや斜めからあたる時が観察しやすい。

ウ 雲頂高度の比較

太陽光が斜めからあたる時、高さの異なる雲が共存していると、雲頂高度の高い雲から投影された影が雲頂高度の低い雲面に映ることがある。この影により雲の高さを比較することが出来る。

3-3 赤外画像

(1) 赤外画像の特徴

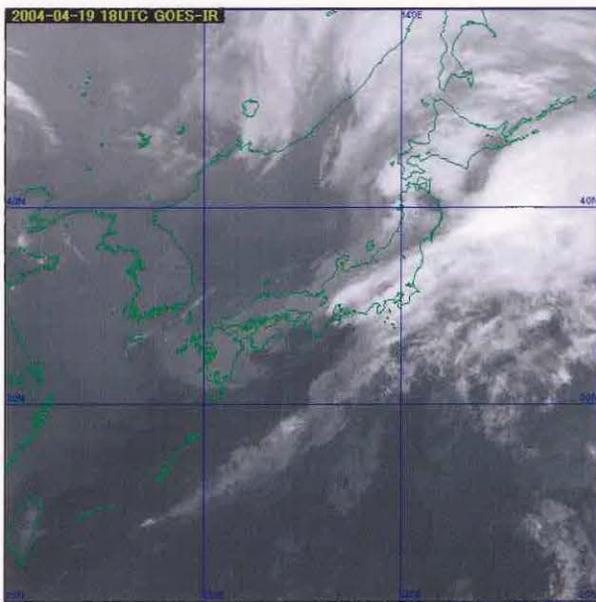


図 3-3-1 2004 年 4 月 19 日 18UTC
の赤外画像

赤外画像(図3-3-1)は雲頂温度の分布を表している。昼夜を通して均質な観測が出来る。このため、雲や地表面の温度を常時観測するのに適している。赤外画像は温度の低い所を明るく、温度の高い所を暗く画像化してある(2-5-4章)。

(2) 赤外画像の利用

ア 常時監視

赤外画像は可視画像と違って、昼夜の別なく同じ条件で観測が可能である。これは、気象じょう乱を常時監視する上で、赤外画像の最も有利な点である。

イ 雲頂高度の観測

赤外画像からは、雲頂温度を知ることが出来る。その場所における気温の鉛直構造が分かれ

ば、雲頂温度を雲頂高度に変換することが出来る。気温の鉛直構造の推定には、客観解析値や数値予報値を用いることが多い。対流圏では一般に上層ほど気温が低いので、雲頂温度が低い雲は雲頂高度が高いといえる。また、雲頂温度の時間変化から、鉛直方向の発達程度を監視できる。

ウ 雲パターン

赤外画像からは多くの雲パターンを解析することができる。なかでも、帯状の雲域の中のある領域が、高気圧性曲率をもって極側へ膨らむ現象を「バルジと呼ぶ。通常、この現象は500hPaのトラフの接近時に見られ気象現象解析の有効な手段として利用されている。画像上で、上層のトラフはバルジの西縁に、500hPa付近のトラフに対応する場所として解析される(気象衛星センター:1983)。

エ 地表面や海面温度の測定

赤外画像からは、雲頂温度のほか、晴天域における地表面や海面の温度を測定できる。特に直接観測の少ない海面水温は、有益な情報となる。

*バルジ: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。

3-4 水蒸気画像

(1) 水蒸気画像の特徴

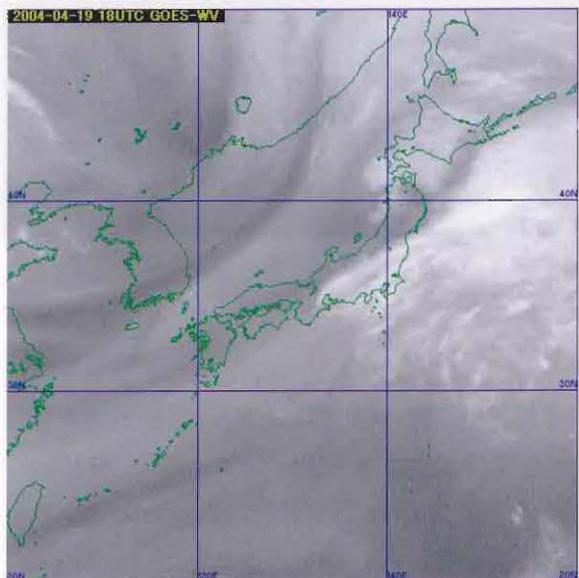


図3-4-1 2004年4月19日18UTCの水蒸気画像

水蒸気画像(図3-4-1)も赤外面像と同様に雲頂温度の分布を表し、温度の低いところを明るく、温度の高いところを暗く画像化している。

ただ、水蒸気画像の場合、水蒸気による吸収が支配的なので、画像の明暗は上・中層の水蒸気が多寡に対応するという特徴を持つ。上・中層で水蒸気の少ない乾燥した部分は、より下層からの放射量が多く寄与するので温度が高く、画像では暗くみえる。上・中層で水蒸気が多い湿った部分は、上・中層の水蒸気や雲からの放射量が多く寄与するので温度が低く、画像では明るく見える。水蒸気画像でのこうした特徴を図3-4-2に示す。

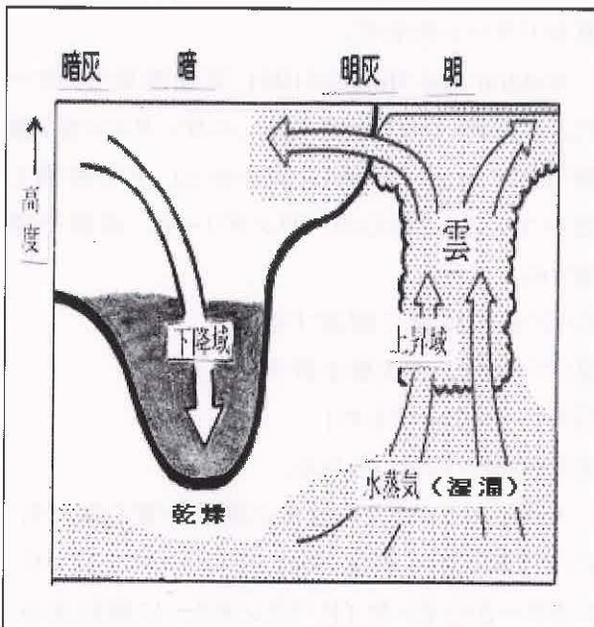


図3-4-2 水蒸気画像の特徴

標準的な大気を上・中・下層の3層に単純化し、赤外線(6.7 μ m帯)の放射量の吸収・放射を概念的に示す(図3-4-3)。地表面付近から大気下層では気温が高く水蒸気量が多いので、放射される赤外放射量も多いが同時にそのほとんどが水蒸気に吸収され衛星に届く赤外放射量は少ない(図中a,b)。高度が増すにしたがい気温が低く水蒸気量が少なくなるので、放射される赤外放射量は減るが、水蒸気に吸収される量も減る(図中c)。上層ではさらに気温が低く、水蒸気量も少ないので、放射される赤外線はほぼ吸収されずに衛星に到達するが、衛星に届く放射

量自体が少ない(図中d)。

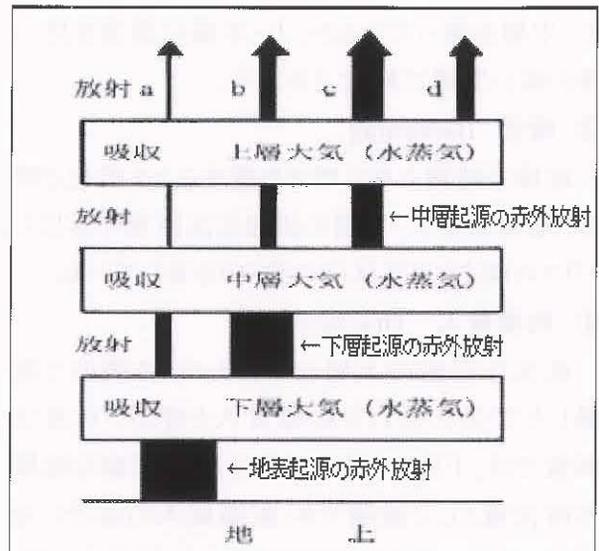


図3-4-3 上・中・下層の赤外線(6.7 μ m帯)の放射量の吸収・放射の概念図

(2)水蒸気画像の利用

ア 水蒸気パターン

水蒸気画像の特徴は、雲が無くても、水蒸気をトレーサとして上・中層の大気の流れを可視化できることである。

図3-4-3で示した原理により水蒸気画像では上・中層の状態は知ることが出来るが、下層の状態は水蒸気の吸収によりほとんど情報を得ることが出来ないことに留意しなければならない。

なお、暗域・明域という表現を使用するが、暗域・明域は定量的な基準で判別されるものではなく、画像上で見える明るい部分や暗い部分を指す定性的な概念である。また、画像上の暗域は乾燥域を、明域は湿潤域を表している。

これまでに紹介した画像に比べ、水蒸気画像についての利用は難しいので、他の画像よりも詳しく水蒸気画像の表現や水蒸気画像のパターンについて説明する。

① 暗域

水蒸気画像で黒く見える領域を暗域と呼ぶ。暗域は、上・中層が乾燥していることを表す。

② 明域

水蒸気画像で白くあるいは灰色に見える領域

を明域と呼ぶ。明域は、温度の低い領域を示し、上・中層が湿っているか、上・中層に雲頂を持つ背の高い雲域であることを表す。

③ 暗化 Darkening

暗域が時間と共に暗さを増すことを暗化と呼ぶ。暗化域は上・中層の活発な沈降場に対応し、トラフの深まりや高気圧の強まりを表している。

④ 乾燥貫入 Dry Intrusion

低気圧近傍の下層に下降してくる極めて乾燥した空気の流れを乾燥貫入と呼ぶ。水蒸気画像では、下降してきた乾燥気塊は明瞭な暗域や暗化域として認識でき、乾燥貫入の度合いを観測できる。ブラウニング(1999)は、乾燥気塊は圏界面付近から下降してきていることや低い相当温位によって対流不安定及び対流の発生と密接に関連していることなどから、乾燥貫入が温帯低気圧の前線・雲・降水の構造に及ぼす効果を強調している。

下降する乾燥気塊は、寒冷前線後面で低気圧中心に向かう流れと高気圧性の流れに分離する。この時水蒸気画像では暗域が「かなづち頭 (hammer head)」パターン (Young et al.1987)を示すことがある。上層のトラフは、このパターンの後面 (西側)にあたる低気圧中心に向かう流れと高気圧性の流れに分離する付近に解析できる。

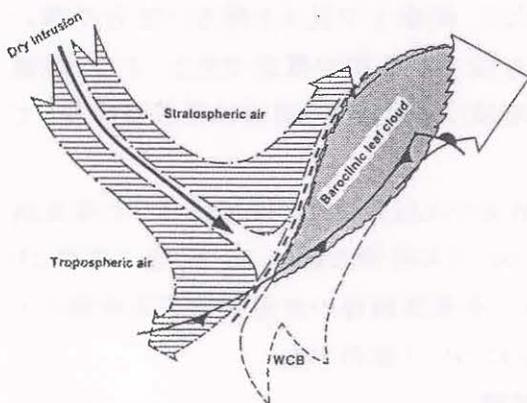


図 3-4-4 乾燥貫入及び hammer head パターンの模式図 (Young et al.1987)

⑤ ドライスロット Dry Slot

発達中の低気圧中心に向かって寒気側か

ら流れ込む乾燥気塊の流れパターンをドライスロットと呼ぶ。水蒸気画像では、ドライスロットは低気圧中心に巻き込むような細長い溝状の暗域としてみられる。可視画像や赤外画像では、雲がない領域か下層雲域としてみられる。ドライスロットは乾燥貫入により形成される。

⑥ バウンダリー

バウンダリーは、上・中層における異なる湿りを持つ気塊の境界である。空間的に湿りが著しく変化すれば明暗域のコントラストが鮮明となり、バウンダリーは明瞭に現れる。水蒸気画像で現れるバウンダリーは、大気鉛直方向の運動や水平方向の変形運動により形成され、それぞれ特有なパターンを示す。

Weldon and Holmes(1991、気象衛星センターによる和訳(1993)がある)は、バウンダリーを7種類のパターンに分類し(表2-6-1)、その特徴を述べている。これらのバウンダリーは、成因や構造から

- ①「ジェット気流に関連するもの」
- ②「ブロッキング状態を表すもの」
- ③「サージを示すもの」
- ④「その他」に分けられる。

なお、バウンダリーは常に同じ性質を保つものではなく変化する。例えばベースサージバウンダリーからインサイドバウンダリーに移行する場合や、バウンダリーの上流部分はドライサージバウンダリーだが下流部分は傾圧リーフバウンダリーである場合など、時間的にも空間的にも変化することに留意が必要である。

表 3-4-1

ジェットに関連したバウンダリー	ジェット気流平行型バウンダリー
	傾圧リーフバウンダリー
ブロッキングに関連したバウンダリー	ヘッドバウンダリー
	インサイドバウンダリー
サージを示すバウンダリー	ドライサージバウンダリー
	ベースサージバウンダリー
その他	リターンモイスターバウンダリー

⑦ トラフ

トラフはバウンダリーの低気圧性曲率の極大

域(暗域が南側に凹)に解析できる(図 3-4-6、
 模式図参照)。赤外面像では、バルジの西縁
 近傍を 500hPa のトラフに対応する場所として
 解析してきた。これに対して、水蒸気画像で解
 析できるトラフは 400hPa 以上の上層の流れや
 トラフに対応している(気象衛星センター：
 1998)。

この他、水蒸気画像のバウンダリーの形から
 上・中層のトラフの把握のほか、暗域の暗化の度
 合いからトラフの深まり/浅まりを推定する。この
 ことを応用して、数値予報の遅れ・進みや深ま
 り・浅まりをチェックすることができる。

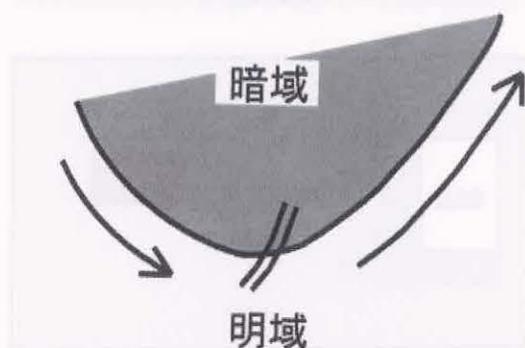


図 3-4-5 上層トラフの模式図

(澗田他:1998)

⑧ 上層渦

水蒸気画像では上層で低気圧性に巻き込む
 渦や高気圧性に回転する多くの渦を観測できる。
 中でも、低気圧性に巻き込む渦は、スパイラル
 状に巻き込んでいる明域と暗域のパターンから
 特定できる。また動画による明域や暗域の回転
 からも特定できる。水蒸気画像で特定できる渦
 を上層渦と呼び、低気圧性に巻き込む渦は上・
 中層における低気圧やトラフ(400hPa以上の上
 層のトラフに対応:⑦項)を検出するのに有効で
 ある。

3-5 赤外差分画像

(1) 赤外差分画像の特徴

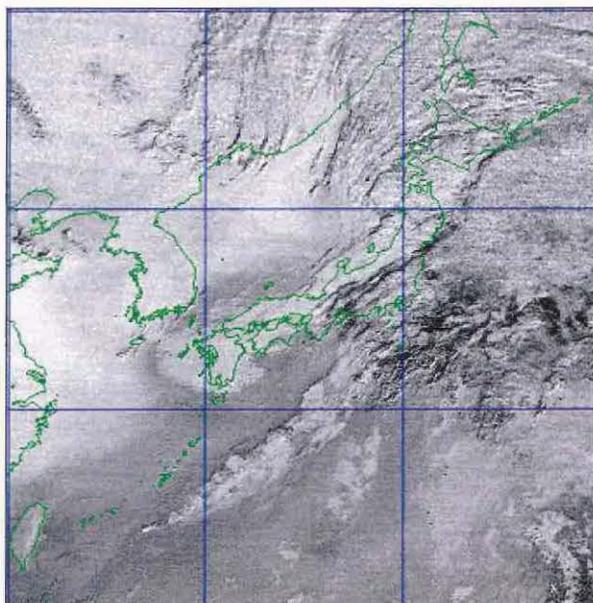


図 3-5-1 2004 年 4 月 20 日 00UTC

の赤外差分画像

赤外差分画像(図3-5-1)は、赤外の輝度温
 度から赤外2の輝度温度を差し引き、画像化した
 ものである。赤外(11 μ m)、赤外2(12 μ m)の波
 長帯は、大気の窓と呼ばれるように水蒸気など大
 気による吸収の少ない波長帯であるが、水蒸気
 の吸収が無視できるわけではない。また、赤外2
 の波長帯の方が赤外の波長帯より大気による吸
 収がわずかであるが大きい。したがって、赤外の
 値と赤外2の値の輝度温度差は大気中の水蒸
 気量に依存する。赤外差分画像は水蒸気差が
 大きいほど暗くなるよう画像化している。

(2) 赤外差分画像の利用

ア 下層雲の識別

下層雲は一般に黒体に近く、赤外1と赤外2
 では同じ温度値を観測しその差分は0である。
 雲頂より上方の放射経路は乾燥していると考え
 ると、下層雲頂の差分量は小さい。赤外差分画
 像は、もともと水蒸気吸収の少ない波長帯である
 赤外領域を2分割してその差をとっているので、
 かなりの量の水蒸気が存在しなければ、その差
 は大きくなる。大気中の水蒸気は一般に下
 層で多く上層では少ないため、下層における水
 蒸気量の多寡が赤外と赤外2の差分の大小に
 影響する。湿った気層を持つ晴天域と乾いた晴

天域では、赤外と赤外2で吸収量に差が生じる。従って、赤外差分画像では、湿った下層大気中にある下層雲(負となり白く見える)と晴天域は識別できる。

イ 薄い上層雲の識別

氷晶では、赤外と赤外2で吸収量が異なり、赤外の方が放射量が大きく(暖かく)なる。十分厚い雲の場合は、雲頂からの放射だけを観測するので、経路上の水蒸気量は少なく、赤外と赤外2の値に差は小さい。一方薄い上層雲の場合、上層雲より下方からの放射と雲における放射が観測される。雲からの放射は、厚い上層雲と同様に赤外と赤外2の値の差は小さい。一方上層雲より下方からの放射は、上層雲の中を通過する時、上層雲を構成する氷晶による吸収を受けるため、赤外1と赤外2に差を生ずる。したがって赤外差分画像では、厚い上層雲が存在する所では差が小さく白く見え、薄い上層雲が存在する所は差が大きく黒く見える。

ウ 火山灰・黄砂の識別

石英は、赤外と赤外2の波長帯では吸収や散乱の特性が水と比べ波長依存が逆であるという性質を持つ。このため、赤外2の方が放射量が大きくなる。

赤外と赤外2の温度差を計算した赤外差分画像で、温度差が正の場合は水滴や氷晶で構成される雲であり、温度差が負の場合は石英を含む物質ということになる。気象学的に着目する

雲と石英が主体の現象(例えば火山灰や黄砂)は赤外差分画像では区別が可能である。この特性を利用して、火山灰や黄砂の監視が可能である。

このア、イ、ウの概念図を図3-5-2に示す。

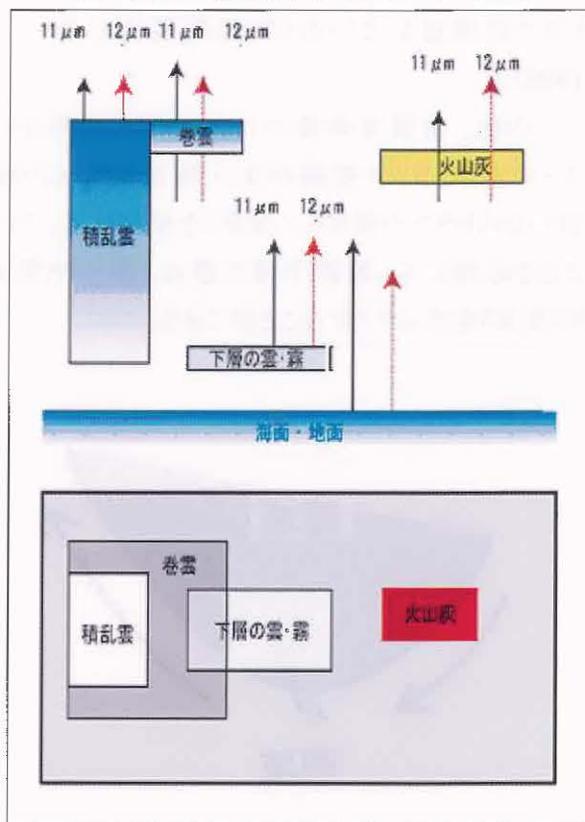


図3-5-2 赤外画像と赤外2画像の放射の概念図と赤外差分画像での雲や火山灰雲の見え方(火山灰雲は実際は赤ではなく、差分が負となるため白くざらざら輝く雲として見える)

3-6 赤外・可視・水蒸気画像を利用した雲パターンの解析

3-6-1 温帯低気圧の発達パターン(インスタントオクルージョン型)

各雲パターンの特徴については気象衛星画像の解析と利用(2000.3):気象衛星センターで詳細に述べているので、ここではその応用例として、温帯低気圧の発達パターン(インスタントオクルージョン)の解析例を取り上げ、赤外・可視・水蒸気画像の利用方法について紹介する。

気象衛星画像から見た温帯低気圧の発達パターンには大きく分けて、

①中緯度において前線波動から発達する低気圧

(通常型)

②傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度の前線帯に接触する前に低気圧として発達する型(コンマ型)

③傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度の前線帯に接触し前線帯雲バンドと併合し急速に閉塞パターンに移行する型(インスタントオクルージョン型)の三種類がある。

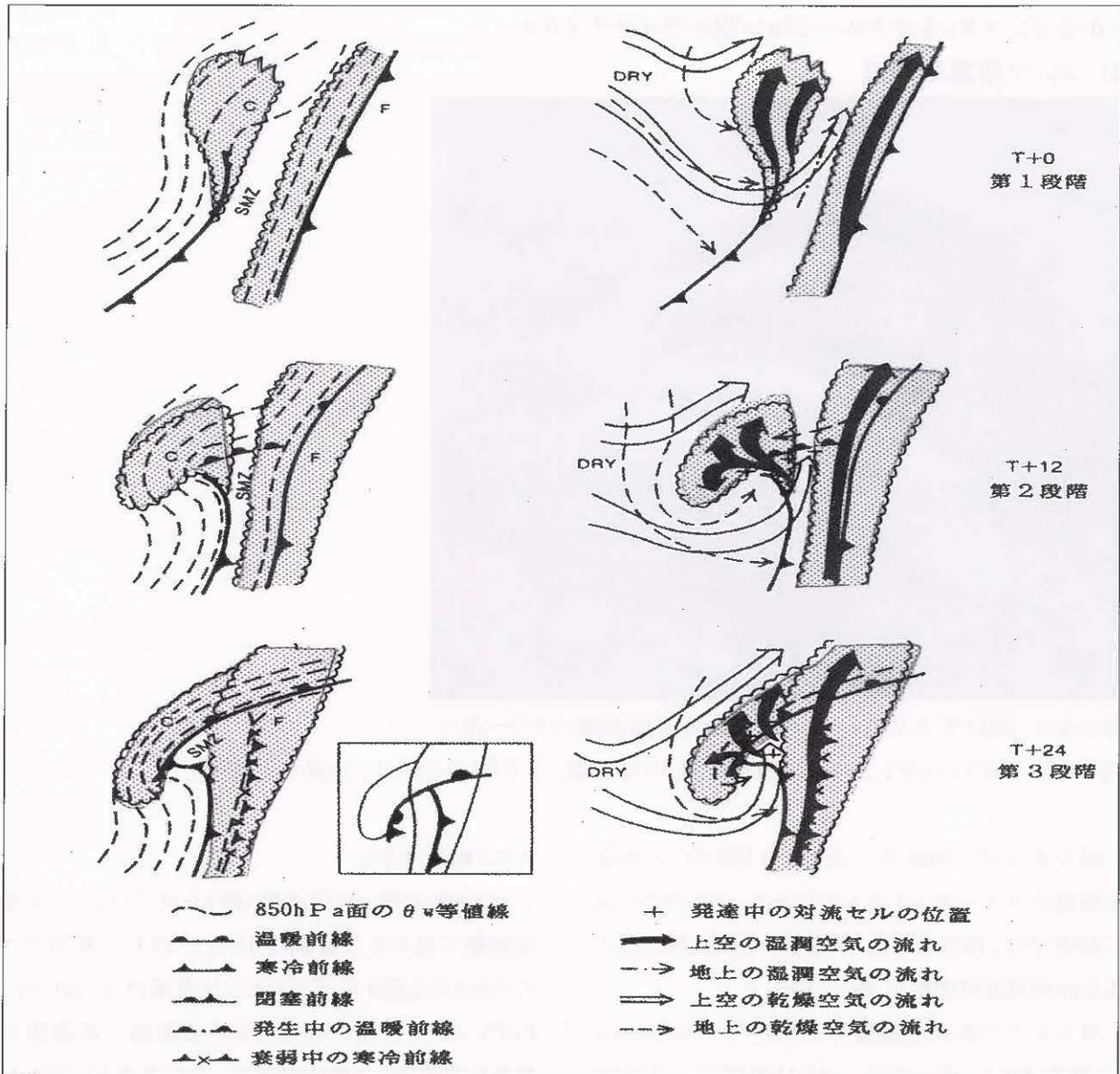


図 3-6-1 インスタントオクルージョンのライフサイクルモデル (McGinnigle et al.1988)

の図の雲域内にハッチを加筆(四角の中は第3段階を伝統的な前線記号で表したもの)

図 3-6-1 は、McGinnigle et al.(1988)が示したインスタントオクルージョンについての「3段階のライフサイクルモデル」で、寒帯前線対応の雲バンドの寒気側にあるおける渦度と雲バンドの暖気側の暖気移流の観点から、インスタントオクルージョンについ

て第1段階(コンマ型雲発生時)、第2段階(雲域併合前)、第3段階(インスタントオクルージョン時)のライフサイクルモデルを示している。この図に、コンマ型雲発生前の段階を加え、時間経過を追ってインスタントオクルージョンのライフサイクルの解析を行った。

3-6-2 インスタントオクルージョン型のライフサイクル

(1) コンマ型雲発生前

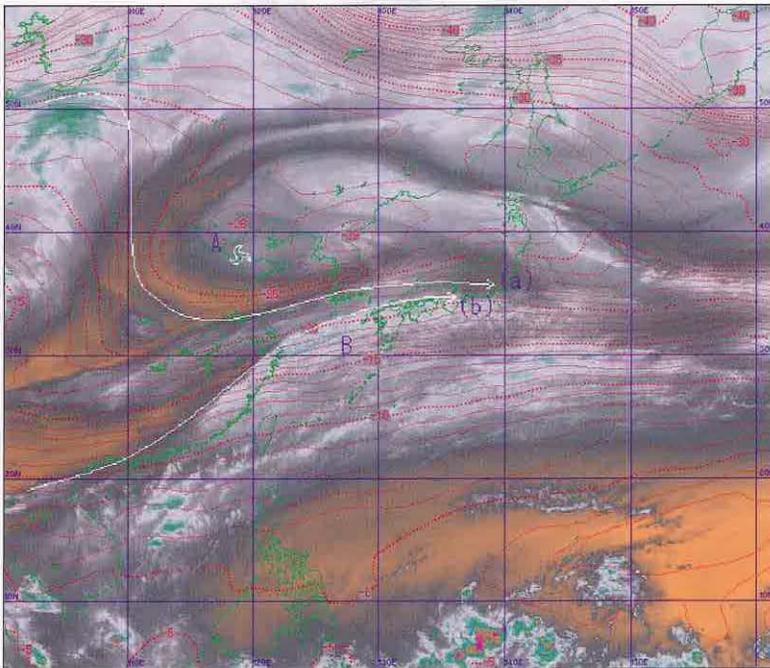


図 3-6-2 2003 年 3 月 24 日 00UTC の水蒸気画像のカラー表示

(赤点線=RSM の GPV から求めた 500hPa の等温線、白矢印=ジェット、白渦=上層渦)

図 3-6-2 は、2003 年 3 月 24 日 00UTC の水蒸気画像をカラー表示したものである。このカラー表示画像では、橙色の部分が暗域、それ以外の色の部分は明域を段階的に表している。

図 3-6-2 の水蒸気画像のバウンダリーからジェットを解析すると、ポーラジェット(a)とサブジェット(b)は白矢印のように解析できる。このジェットは日本付近で合流しており、RSM(日本を中心とする東アジアの領域を対象にした気象庁の領域スペクトルモデル=Regional Spectral Model の略、以下 RSM と呼ぶ)の初期値 GPV(大気中もしくは地表などに設定された格子点上気象要素などの値。格子点値=Grid Point Value 以下 GPV と呼ぶ)の風向・風速を参考にすると 300hPa の高さに対応している。

また、渤海湾付近には上層渦 A が、日本の南岸から南シナ海にかけては前線帯雲バンド B が解析できる。この上層渦 A はポーラジェット(a)に、前線帯雲バンド B はサブジェット(b)の流れにそれぞれ発生している。GPV を参考にすると、上層渦近傍には 500hPa の高さのトラフと 500 hPa で -28°C の寒気の

コアが解析できる。

ここで赤外画像と可視画像(略)を見てみると、水蒸気画像で見える上層渦直下には -28°C の寒気のコアがあるのも関わらずまとまった雲域は見られない。わずかに、この渦の前面にあたる黄海で対流雲が発生し始めている程度である。この原因としては上層渦直下が海上と違い陸地であるため、下層からの水蒸気の補給がないこと、上層の寒気がそれほど強くなかったことが原因と考えられる。このような現象は大陸上ではよく見られる現象である。

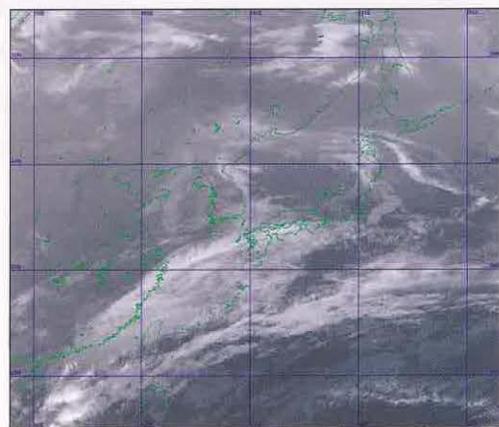


図 3-6-3 2003 年 3 月 24 日 00UTC の赤外画像

図 3-6-4 に赤外画像と可視画像及び水蒸気画像から求めたコンマ型雲発生前の模式図を示す。地上天気図では、日本の東海上から華中にかけては高圧帯となっており、上層渦直下は、鞍部となっている。

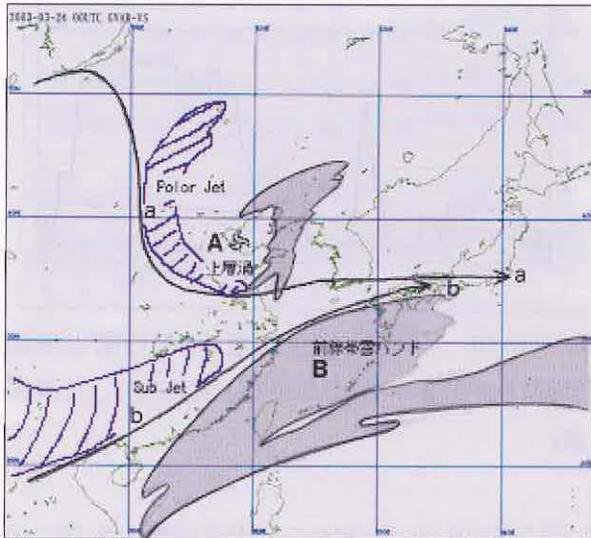


図 3-6-4 2003 年 3 月 24 日 00UTC の模式図
(图中 青の斜線部分は暗域を表す)

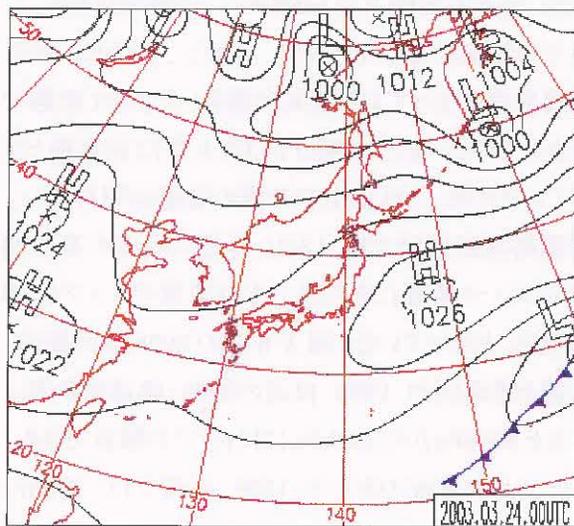


図 3-6-5 2003 年 3 月 24 日 00UTC
の地上天気図

(2) コンマ型雲発生

①コンマ型雲と前線帯雲バンドの解析

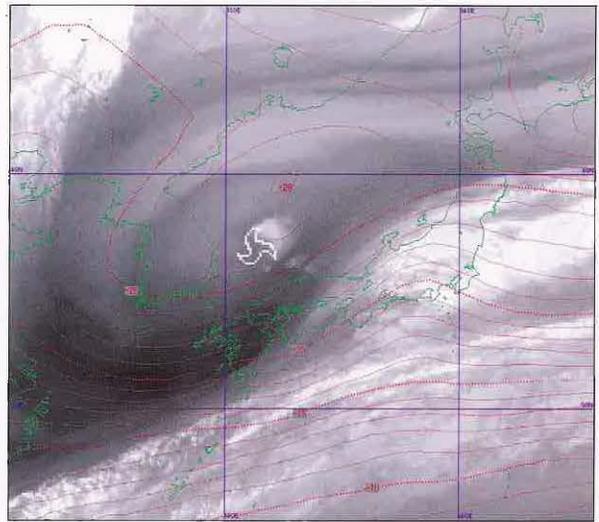


図 3-6-6 2003 年 3 月 25 日 00UTC の水蒸気画像
(赤点線は RSM の 500hPa の等温線)

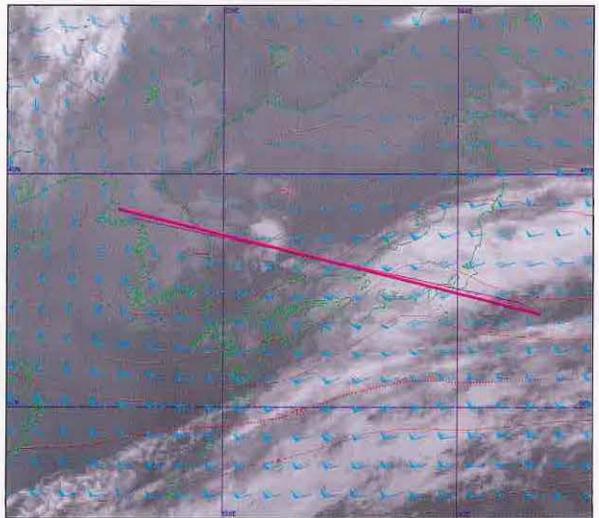


図 3-6-7 2003 年 3 月 25 日 00UTC の赤外画像
(赤点線は RSM の 500hPa の等温線、青矢羽は 500hPa の風向・風速、紫線は断面線)

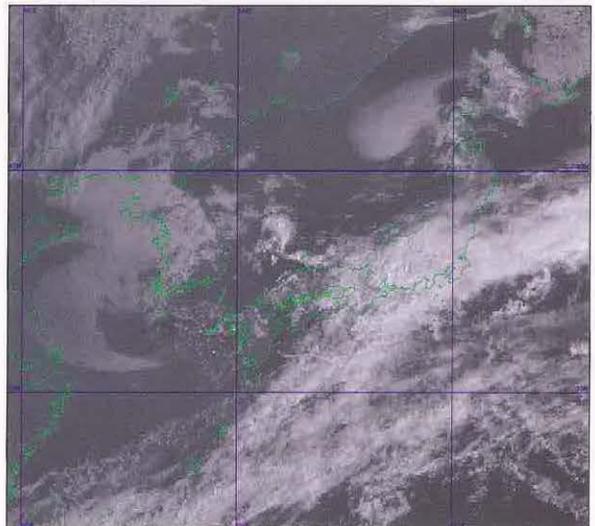


図 3-6-8 2003 年 3 月 25 日 00UTC の可視画像

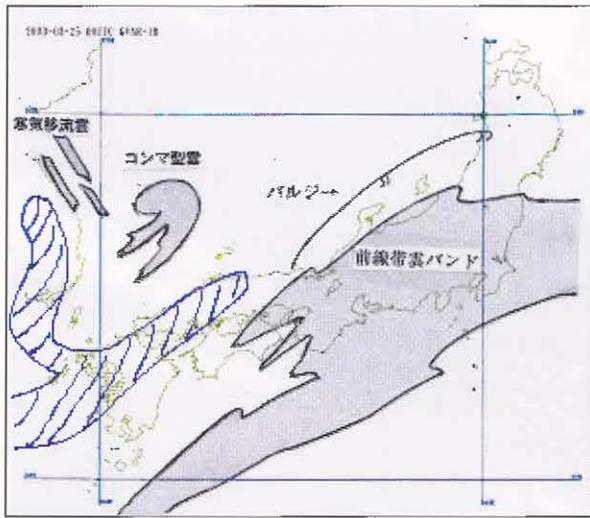


図 3-6-9 2003 年 3 月 25 日 00UTC の模式図

25 日 00UTC になると上層渦は日本海西部まで進んできた。この上層渦は 500 hPa で -28°C の寒気のコアを伴っている。赤外面像や可視画像では、日本海西部にある雲域の前面にメソスケールのコンマ型雲が発生しているのがわかる。毎時間の動画で見るとコンマ型雲の頭部を中心に低気圧性の回転が見られる。一方、前線帯雲バンドは上層渦(トラフ)の接近により極側に膨らみバルジ(前線帯雲バンドが寒気側(極側)に凸状に高気圧性曲率を持って膨らむ現象。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。)を強めている。図 3-6-7 の 500hPa の等温線を見ると暖気は前線帯雲バンドに沿うようにして四国の南から入り込んでいる。コンマ型雲の後面にあたる日本海北西部には寒気移流による下層雲も発生し始めている。水蒸気画像を見ると、この両雲域間には暗域が入り込んでいる。このことは、この両雲域間に乾燥した気塊が流入していることを表しており、コンマ型雲と前線帯雲バンドは別の雲システムであることがわかる。

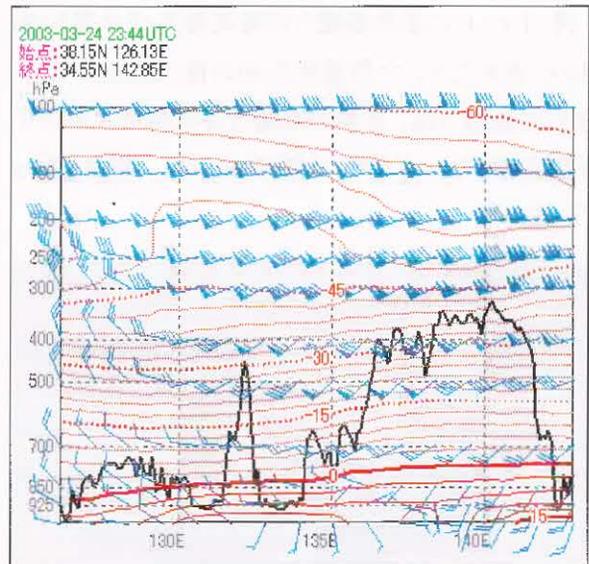


図 3-6-10 上層渦と前線帯雲バンドの雲頂高度(黒線)と各指定面高度の風向・風速(青)、気温図(赤)

図 3-6-10 は、図 3-6-7 の赤外面像の紫線で示した上層渦と前線帯雲バンドの雲頂高度と各指定面高度の風向・風速、気温図である。上層渦のある 132E 付近の西側上空 500hPa には寒気があり、下層では暖気が流入している。しかし、300hPa 付近は圏界面となっており暖気が蓋をしたような状態で被さっている。また、400hPa より上空は安定層となっているため、これ以上での雲の発達は望めない。雲頂高度断面図では 132E 付近の高度の高い部分がコンマ型雲にあたる。その雲頂のトップは約 430hPa となっている。図 3-6-7 の 500hPa の風向・風速と断面図の 130E 付近の風向・風速を参考にすると 500hPa から 300hPa にはトラフが解析できる。また、トラフ後面のあたる 130E 以西では、250hPa から下層にかけて北西風が卓越している。逆に、前線帯雲バンドの下層では南西から暖気が流入しており、315K の高相当温位域温位域(図略)となっている。地上天気図では、東海沖に地上低気圧が解析されている。また、サハリンの東、オホーツク海にも低気圧が解析されている。このため、北海道から日本海、東海沖を結ぶ線は気圧の谷となっている。コンマ型雲と前線帯雲バンドはこの気圧の谷の中にある。

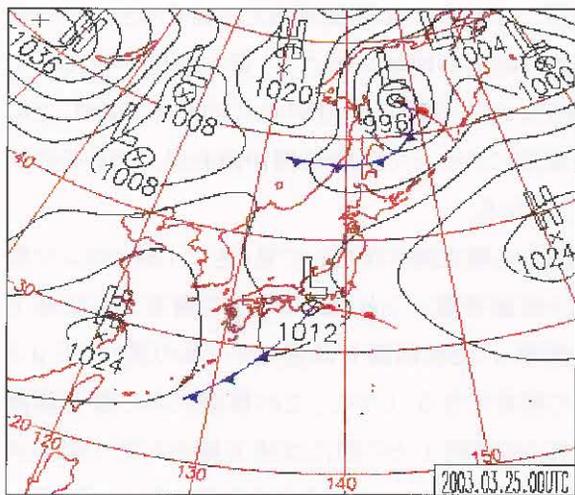


図 3-6-11 地上天気図 2003 年 3 月 25 日 00UTC

(3)コンマ型雲と前線帯雲バンドの併合前

26 日 00UTC になると前線帯雲バンドと上層渦を伴う雲域は接近し、赤外面像や可視画像で一見すると一つの雲システムに見える。しかし、前線帯雲バンドと上層渦を伴う雲域間には OPEN 域(黄矢印)があり、まだ完全に一体化はしていない。また、上層渦を伴う雲域の東端には地上の前線とは別に 2 次前線の雲列が解析できる。この雲列の後面には寒気移流に伴う筋状雲も出現している。図 3-6-15 は画像から解析した雲の模式図である。地上の前線を a、2 次前線を b、寒気側の対流雲列群を c で表している。雲域としては繋がっているが、雲システムとしては両雲域の厚さや構成している雲の構造の違い、雲域内の対流活動の違い(上層渦を伴う雲域は上層雲と積雲の 2 層構造、前線帯雲バンドは上層雲・中層雲・積乱雲及び積雲を含む 3 層構造の厚い雲域)から、上層渦を伴う雲域と前線帯雲バンドの雲域は別の雲域として解析される。地上天気図では、日本の東海上に低気圧が解析され、前線上にはすでに閉塞点も解析されている。

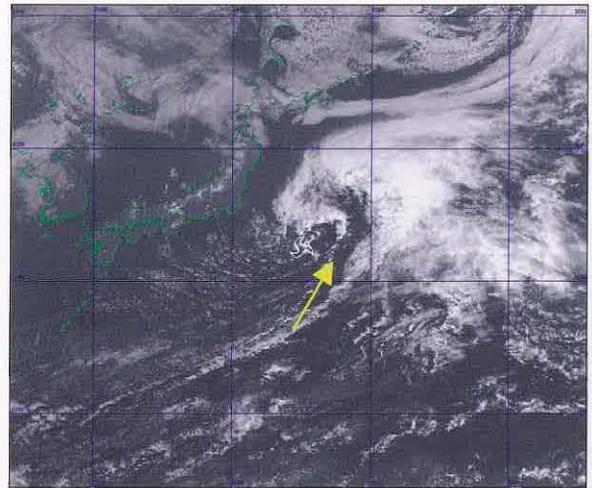


図 3-6-12 2003 年 3 月 26 日 00UTC の可視画像

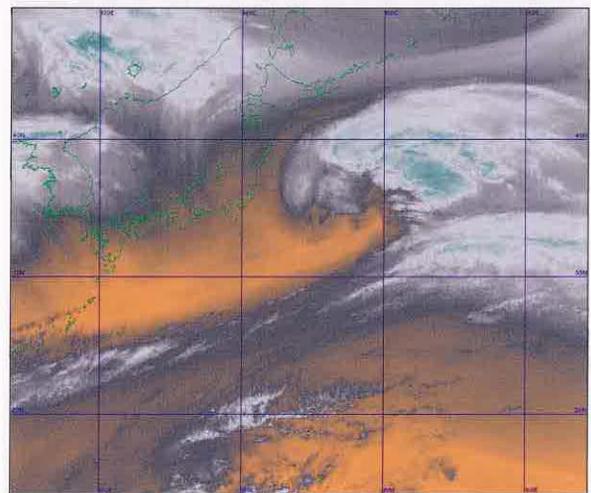


図 3-6-13 水蒸気画像(カラー表示)

2003 年 3 月 26 日 00UTC



図 3-6-14 2003 年 3 月 26 日 00UTC の模式図

( は対流雲列。双こぶがある方が寒気側を表す。)

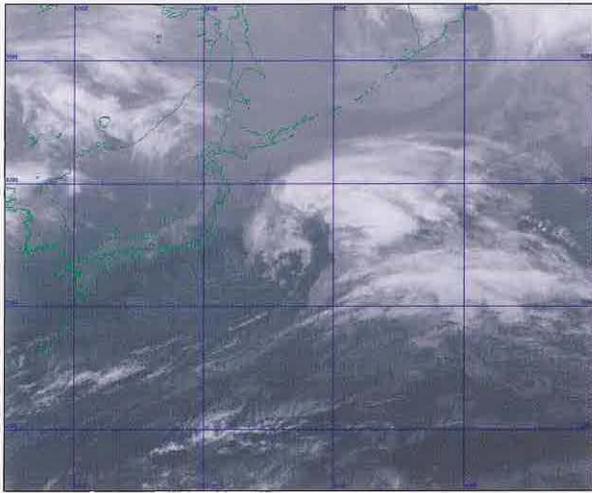


図 3-3-15 2003 年 3 月 26 日 00UTC の赤外面像

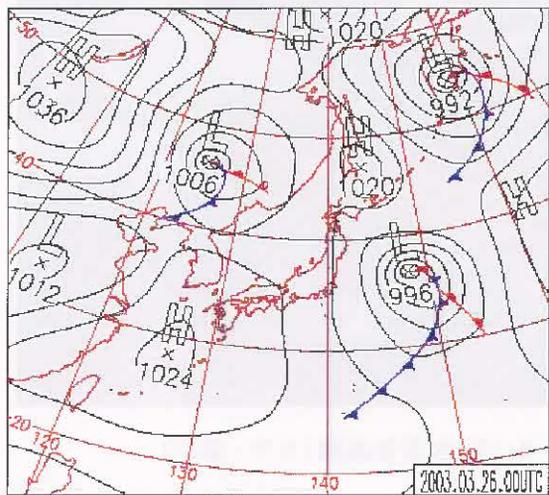


図 3-6-16 2003 年 3 月 26 日 00UTC
の地上天気図

(4) インスタントオクルージョン

図 3-6-17 は 2003 年 3 月 26 日 12UTC の水蒸気画像である。上層渦を伴う雲域と前線帯雲バンドの雲域は併合し、発達した低気圧に対応する一つの雲システムとなった。雲システムの後面には暗域が拡がり、低気圧の中心に向かっては暗域が深く入り込んでいる。このことから、この低気圧が最盛期の閉塞した低気圧であることが示唆される。図 3-6-18 は水蒸気画像をカラー表示したもので、赤 $-12.0^{\circ}\text{C} \sim -13.0^{\circ}\text{C}$ 、ピンク $-13.0^{\circ}\text{C} \sim -20.0^{\circ}\text{C}$ 、緑 $-20.0^{\circ}\text{C} \sim -25.0^{\circ}\text{C}$ 、水色 $-25.0^{\circ}\text{C} \sim -30.0^{\circ}\text{C}$ 、黄 $-40.0^{\circ}\text{C} \sim -50.0^{\circ}\text{C}$ 、白 -50.0°C 以下の温度をそれぞれ表している。

図 3-3-19 の水蒸気画像と比較すると、ピンクから赤の部分が暗域にあたる。最も暗化が進んでいる部分(赤)が低気圧の中心に向かっており、この低気圧に向かって乾燥気塊が流れ込んでいるのが良くわかる。

画像から模式図を作成して見ると、「(3)のコンマ型雲と前線帯雲バンドの併合前」で解析された地上の前線 a と 2 次前線 b は重なり一本の雲バンド d として解析できる。しかし、この後面にある寒気移流に伴う雲域群 c との間には晴天域があり、この晴天域は雲域の中心にまで入り込みドライスロットとなっている。地上天気図を見ると、日本の東海上の低気圧は 988hPa と急速に発達している。その南東側には閉塞点があり、そこから寒冷前線と温暖前線が解析されている。

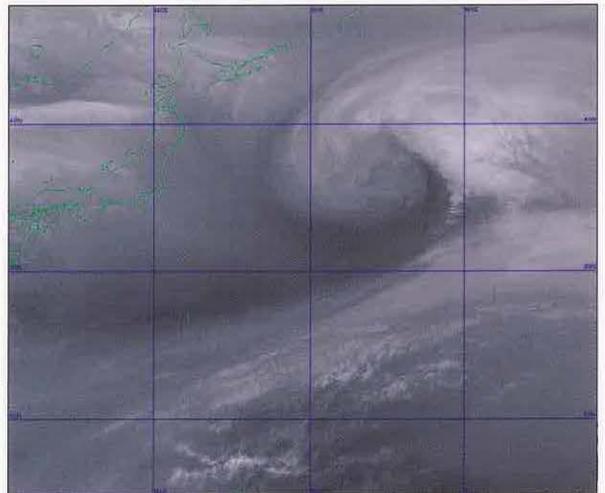


図 3-6-17 2003 年 3 月 26 日 12UTC

の水蒸気画像

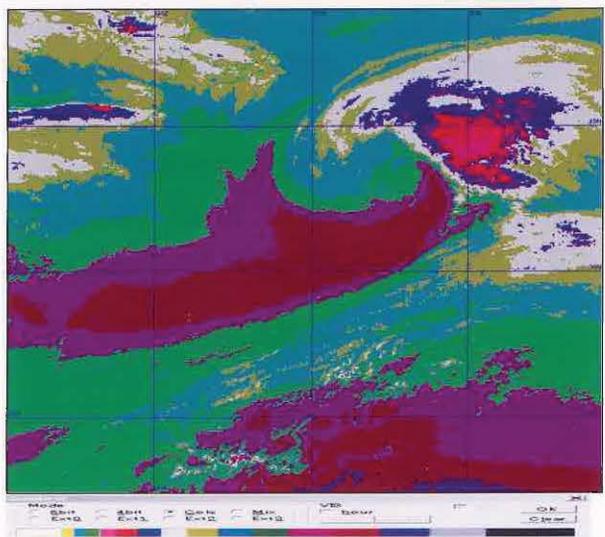


図 3-6-18 2003 年 3 月 26 日 12UTC の水蒸気画像のカラー表示とカラースケール

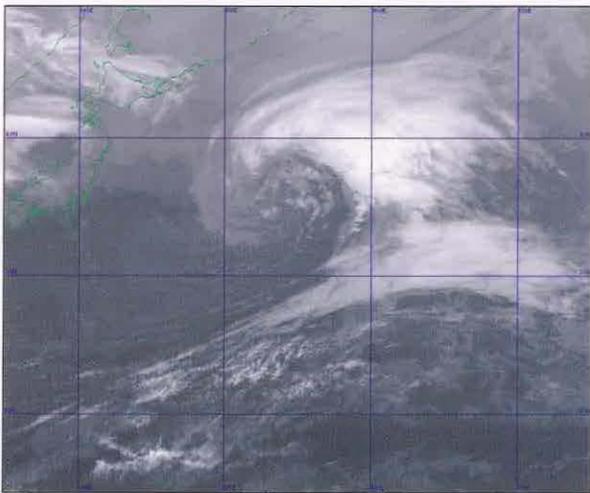


図 3-6-19 2003 年 3 月 26 日 12UTC の赤外面像

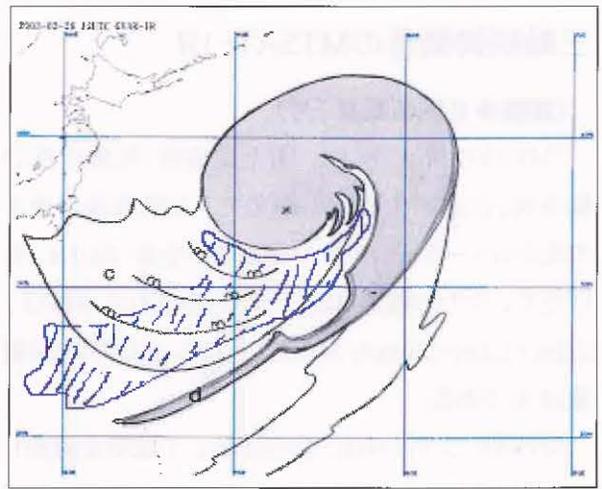


図 3-6-20 2003 年 3 月 26 日 12UTC の模式図

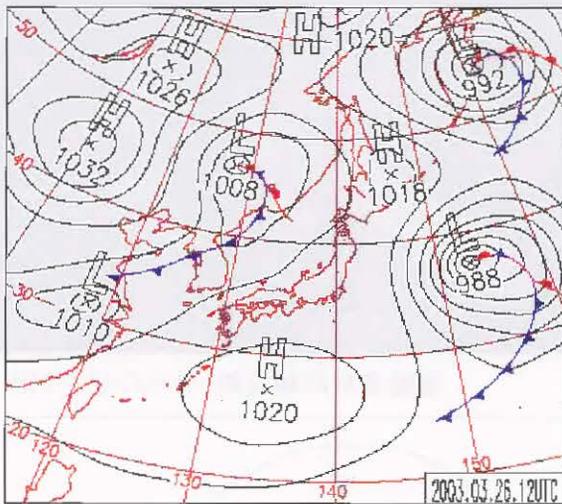


図 3-6-21 2003 年 3 月 26 日 12UTC
の地上天気図

三軸制御衛星のMTSAT-1R

(運輸多目的衛星新1号)

「MTSAT 新1号」は、国土交通省(気象庁及び航空局)が運用する静止衛星で、太陽電池パネルの先からソーラーセイルの先までが全長 33.1m、広げたアンテナの幅が 10m、バスと呼ばれる本体は、2.4m×2.2m×3.0mの大きさで、打ち上げ時の総質量は 3tである。

MTSAT シリーズは、自ら回転して地球を撮影している“スピン方式”の「GMS-5」に比べ、衛星の制御方式で基本的に異なり、常に地球の方向を向いている“三軸制御方式”となる。

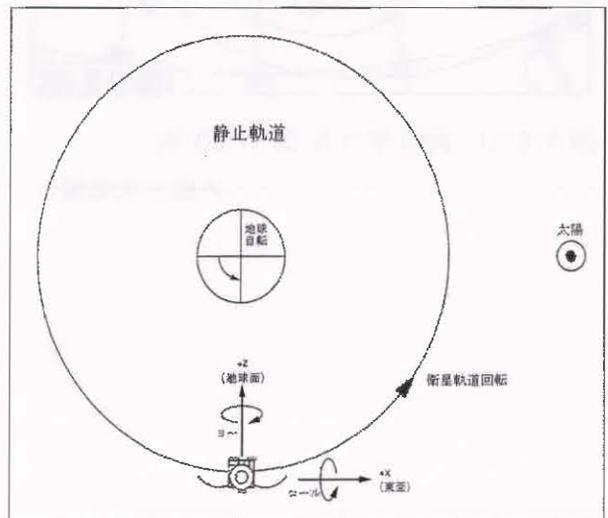
三軸方式は、衛星の重心を原点として直交する三つの軸各々について安定化を図った衛星で、太陽や地球の縁、星の位置を確認して姿勢センサーを動かして、地球に向く方向の微妙なずれを検出する。ずれを検出した場合は、モーメントム・ホイールという回転するコマを回して大きな角運動量を与えて三軸を制御することにより、高精度の姿勢制御を行い姿勢を安定させる方式である。また、大きくずれた場合は、スラスターというエンジンからガスを少量噴射して制御を行う。この結果、スピン衛星である「GMS-5」が、地球を走査する時間より圧倒的に宇宙の暗闇を見ている時間が長かったのに比べ、三軸衛星は雲画像を観測する“イメージャー”が常に地球を向いているので、観測時間間隔、観測時間ともに短くすることができる。

このため、多チャンネル(GMS-5は4チャンネル、MTSAT-1Rは5チャンネル)で観測することも可能となる。また、大きく広げられた太陽電池で大電力を得ることができるようになるため、航空機の管制用運用(航空ミッション)と気象衛星観測(気象ミッション)を同時に実施することができる。

(瀧田信敏)



運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)



静止軌道上におけるMTSAT-1Rの座標軸

第4章 3.7 μm 画像と 3.7 μm 差分画像の利用*

4-1 3.7 μm 帯センサーの特性

運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)のイメージャはレイセオン・サンタバーバラ・リモートセンシング社が製造するもので Japanese Advanced Meteorological Imager (JAMI)と呼ばれる。JAMIに搭載される赤外チャンネルのうち4番目の観測波長帯が3.5~4.0 μm であり、通常3.7 μm 画像と呼ばれる赤外面像を取得する。

GMS-5の水平距離分解能は、衛星直下点で可視チャンネル1.25km、赤外チャンネル5kmであった。これに比べ、MASAT-1Rで取得できるJAMIの水平距離分解能は、可視チャンネル1km、赤外チャンネル4kmとなる。ただ、これは衛星直下点での値で、直下点から離れるにつれ地球表面を斜めから見ることになり分解能は低下する。MTSAT-1Rにおける日本付近の分解能は、およそ可視チャンネル1.55km、赤外チャンネル6kmとなる。

4-1-1 3.7 μm 画像でのノイズ

図4-1-1と図4-1-2はGOESの10.7 μm (赤外)と3.9 μm 帯の温度と放射の関係を表したものである。これを見ると、10.7 μm 帯の輝度温度と放射の関係はなだらかな曲線を示し210K付近の低温域まで観測できる。これは赤外の輝度温度が暖かい領域と冷たい領域の両方について正確な情報を決定できることを示している。

それに比べ、3.9 μm 帯での放射量は温度が低く(上層)なると、ほぼ0となる。特に230K以下の低温域においては輝度温度の観測精度が極端に悪くなる(図4-1-2)。これが、温度情報に変換した3.7 μm 帯の画像上では、雲頂温度の低い積乱雲等はノイズを含んだ雲域(画像上ではドットが混じった雲域として見える。)として表現される。

このことは、3.7 μm 帯の冷たい温度範囲では雲頂温度の解析には役に立たないことを示している。

雲頂温度の解析には赤外面像を用いる必要がある。

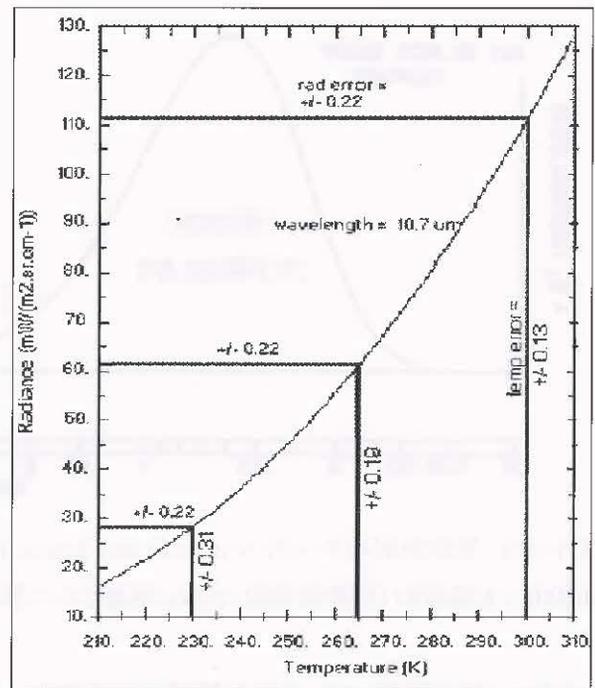


図4-1-1 10.7 μm 帯の温度と放射の関係

(縦軸=放射、横軸=輝度温度)

(NOAA/NESDIS:2003より引用)

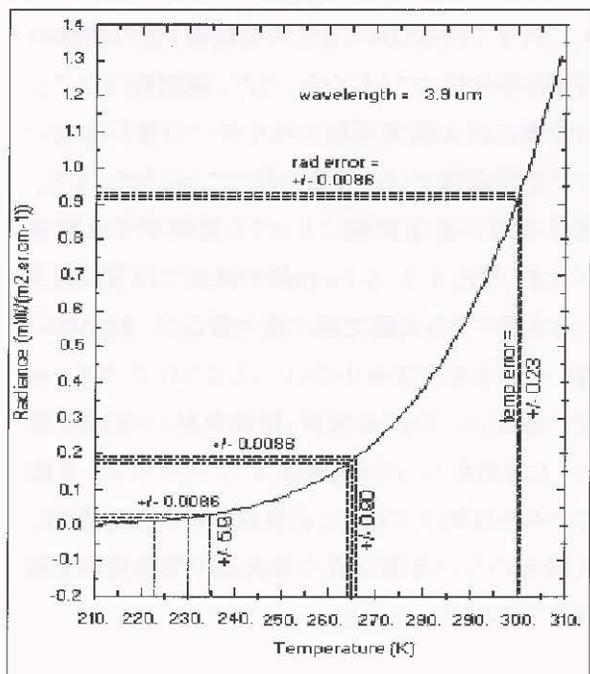


図4-1-2 3.9 μm 帯の温度と放射の関係

(縦軸=放射、横軸=輝度温度)

(NOAA/NESDIS:2003より引用)

4-1-2 3.7 μm 帯センサーの特徴(射出と反射)

地球放射(長波長放射)と太陽放射(短波長放射)に対応する黒体放射のスペクトルを図4-1-3に示す。

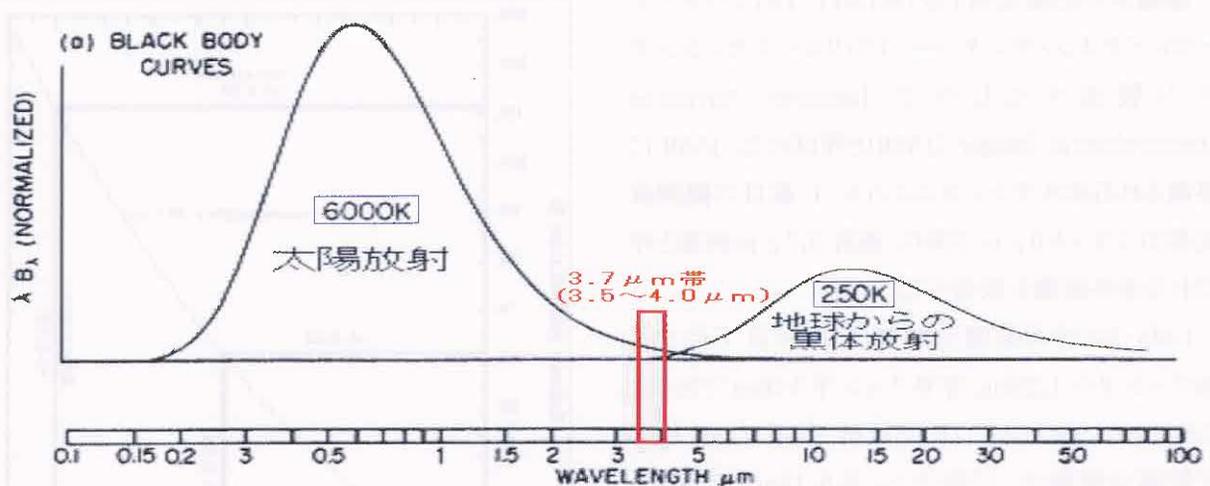


図 4-1-3 黒体放射のスペクトル(Goody and Young 1989 に加筆)

(6000K=太陽放射(短波長放射) 250K=地球からの黒体放射(長波長放射)に相当する)

3.7 μm 帯が観測している波長領域は地球放射と太陽放射の裾野で、僅かながら重なる領域となっている。このため、日中の 3.7 μm チャンネルでは、地球表面や雲から直接射出されるエネルギーと太陽光の反射の両方を観測することになる。つまり、これまで利用されてきた可視画像と赤外画像の特徴を併せ持つことになる。ただ、夜間帯は 3.7 μm 画像には太陽光反射エネルギーの寄与はないので赤外画像だけの特徴を持つことになる。また、地球や雲の表面状態によっても放射率や反射率が大きく変化する。3.7 μm 帯の波長では雲に含まれる水滴による太陽光線の後方散乱が、射出率の違いによる温度差を小さくしてしまうので、3.7 μm 帯の波長は、長波長放射(地球放射)と短波長放射(太陽放射)の両方を観測する。そのため、太陽光のある昼間は可視光と長波放射の両方を観測し、太陽光のない夜間は雲や地表面の黒体放射を観測する等の違いがある。

4-1-3 反射特性

3.7 μm 帯での雲の反射率は雲粒子径とその相(水相/氷相)に大きく依存する。分類上は同じ雲であっても、発生地点や発達仕方の違いにより 3.7 μm 帯画像上では異なって見える場合があるので、雲微物理学についても検討・判別が重要である。

3.7 μm の反射特性は図 4-1-4 に示すとおり、雲の厚さに敏感であり粒子のサイズにも敏感である。水滴を同じサイズの氷滴と比較すると氷滴よりも反射率が大きい。日中、小さい水滴を伴う雲、たとえば陸上の積雲、霧・層雲等の下層雲は 3.7 μm 画像で見ると氷晶雲(上層雲)よりも暖かく(暗く)る。このとき逆に、上層雲は反射率が小さく明るく見える。また、大きな水滴を伴う海上の層積雲は陸上の積雲、層雲に比べて相対的に暗く見える。また、雪氷面における太陽光の反射も、氷晶と同様に少ない(Kidder and Wu, 1984)。

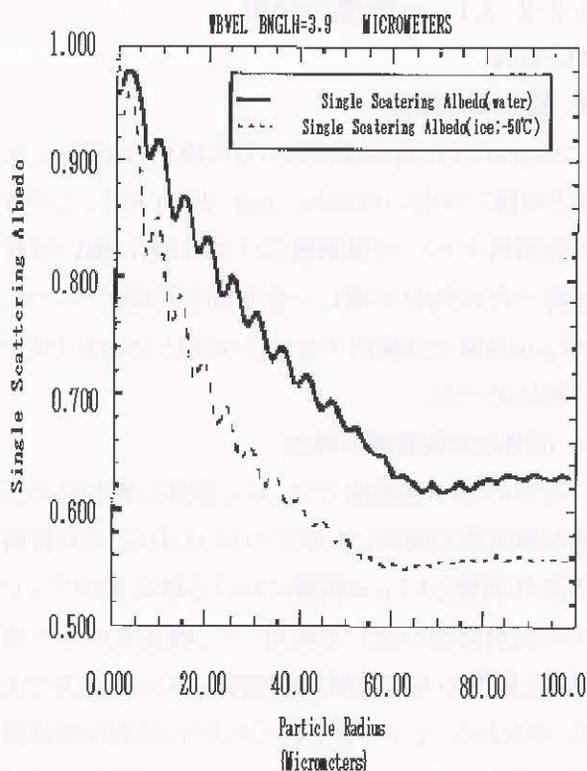


図4-1-4 3.9 μm 帯での水雲と氷晶雲の反射特性
横軸:粒子半径 縦軸:アルベド

(NOAA/NESDIS:2003)

4-1-4 射出特性

射出率 (emissivity) は波長と地表面のアルベドに依存するが、11 μm (以下: 赤外) 帯より 3.7 μm 帯で大きく変化する。

太陽放射の反射エネルギーが無視できる夜間の場合、晴天時に砂漠域を観測すると、見かけ上 3.7 μm 画像より赤外画像の輝度温度が高くなる。これは乾いた砂の射出率が 3.7 μm 帯では小さいために生じるものである。このように地質構成のために特徴的な輝度温度を示す地域がある。

また、夜間帯においては、輝度温度の高い下層雲等の水相の雲粒子から構成される十分に厚い雲では、赤外帯より 3.7 μm 帯の射出率が小さい (図 4-1-5) ことから、3.7 μm 帯の輝度温度から赤外帯の輝度温度を差し引いた差分画像を作成すると、霧・層雲といった下層雲は輝度温度差が負の白い雲域として見え (4-6-1 章)、画像で検出することが可能となる。

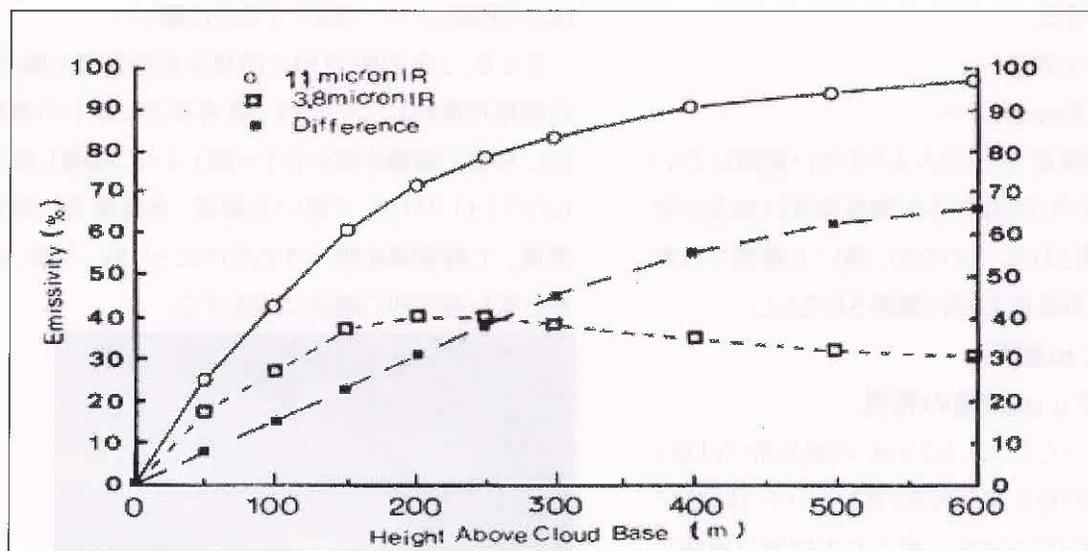


図 4-1-5 層積雲 (雲水量 0.1gm-3) の雲厚と射出率の関係 (Ellrod, 1995)

上層雲はその厚さによって見え方が異なる。薄い上層雲は下からの放射を通過する。結果として、衛星で観測する輝度温度は実際の雲頂温度よりも暖かくなる (*サブピクセル効果)。

この効果は赤外よりも 3.7 μm の方が強い反応を示すので、3.7 μm 画像では赤外よりも暖かく (暗く) 観測される (図 4-1-6)。

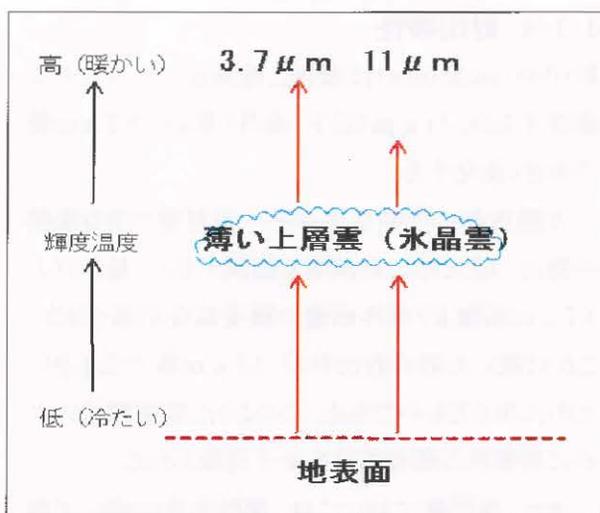


図 4-1-6 3.7 μm と赤外における
薄い上層雲からの放射

しかし、厚い上層雲になると 3.7 μm 帯チャンネルに使用されている検出器の温度特性(250k以下の低温域では、黒体放射がほぼ 0 となるため、温度の観測誤差が大きくなる。)から画像上ではノイズ(4-1-1 章)の領域として見える。そこで、この特性を逆に利用して薄い上層雲のみの雲と厚い上層雲や多層構造で雲頂高度の高い雲とを判別することができる。

*サブピクセル効果
(Sub-pixel Response)～

衛星の分解能1ピクセルより小さい範囲においては、温度がまばらな物体の輝度温度は波長が短いと高く観測される。このため、薄い上層雲では輝度温度が雲頂温度より高く観測されること。

4-2 3.7 μm 画像

4-2-1 3.7 μm 画像の特性

2-1 で述べたように、3.7 μm の波長帯では昼と夜では画像の見え方が大きく異なるので、注意して利用しなければならない。特に日の出や日没頃は、太陽光の影響がどの範囲まで及んでいるのかを考慮することが必要である。

なお、これ以降はGOES-9の3.9 μm のデータを利用して、可視画像や赤外画像と対比させながら、3.7 μm 画像と3.7 μm 差分画像の見え方の違いを図示する。なお、気象現象解析への有効性等、詳細についての説明は第6章と第7章で行う。

4-2-2 3.7 μm 画像の利用

(1) 日中

ア 雪氷域の識別

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 画像では識別することが可能となる(6-1章で詳細に述べる)。

イ 活発な対流雲域の検出

日中の3.7 μm 画像では、広く巻雲に覆われた活発な積乱雲の識別にも役立つといわれる。この技術は赤外画像と3.7 μm 画像における積乱雲のアンビルの反射特性の違いを利用して、積乱雲のみの雲域と上層雲のみの雲域とを判別しようという試みである。すなわち、4-1-1章で述べたように活発な対流雲域は画像上ではノイズが混じったような雲域として見えるので、その部分を活発な対流雲域として検出できるというものである。

しかし、文献によって日中の対流雲域の検出についての見解はまちまちであり、短期間の調査だけではこの利用について紹介するのは難しい。

そこで、このイ項(日中の活発な対流雲域の検出)の利用可能性については、参考までに日中の赤外、3.9、可視の画像を図4-2-1～図4-2-3に掲載し図中に(ア)(イ)(ウ)として厚い上層雲、多層構造の厚い雲域、下層雲域を明示するだけにとどめ、今後、調査を重ね再度別の機会に報告する。

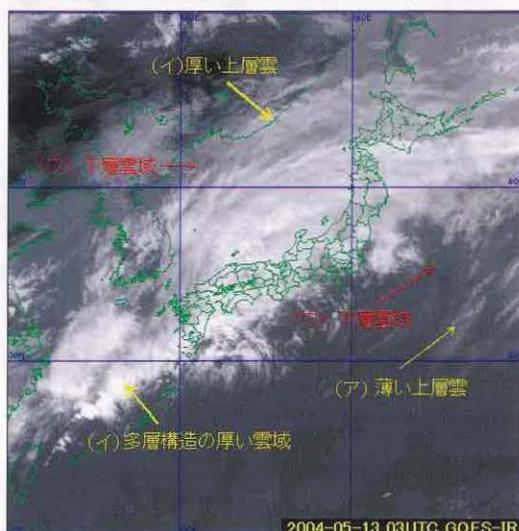


図 4-2-1 赤外画像(2004年5月13日03UTC)

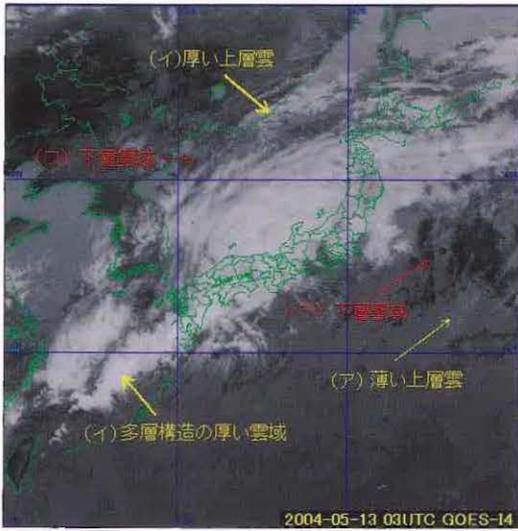


図 4-2-2 3.9 μm 画像 (2004 年 5 月 13 日 03 UTC)

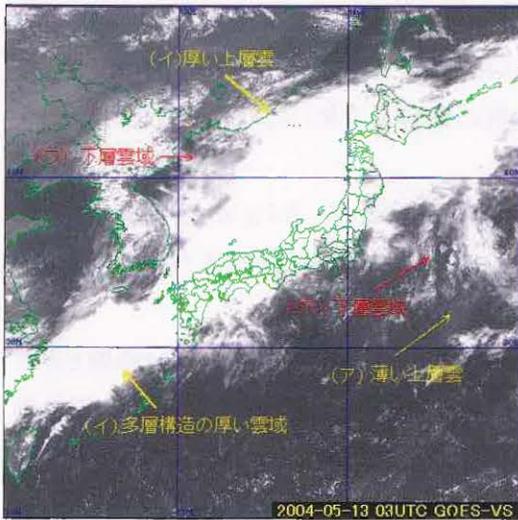


図 4-2-3 可視画像 (2004 年 5 月 13 日 03 UTC)

(2) 夜間

下層雲の識別

霧または層雲(雲底が300m以下)は、周囲の晴天域との温度差が小さく夜間における赤外面像のみでの検出は非常に困難となる。

雲の無い海面については3.7 μm 及び赤外の両波長ともほぼ黒体と見なせる。しかし、下層雲(水雲)がある場合は、赤外の波長帯ではより黒体に近い放射をするのに対して、3.7 μm の波長帯では、ある程度の厚さを持つ雲には透過率は0に近くなる。このため、3.7 μm で観測する下層雲(水雲)は黒体とみなせない。

従って、水雲である下層雲の場合、3.7 μm 画像の方が赤外面像より温度を冷たく(白く)観測する(図 4-2-4)。

これを応用すると、赤外面像では識別が難しい夜間の下層雲も3.7 μm 画像では検出精度が向上する(6-1章、夜間の霧・下層雲で詳細に述べる)。

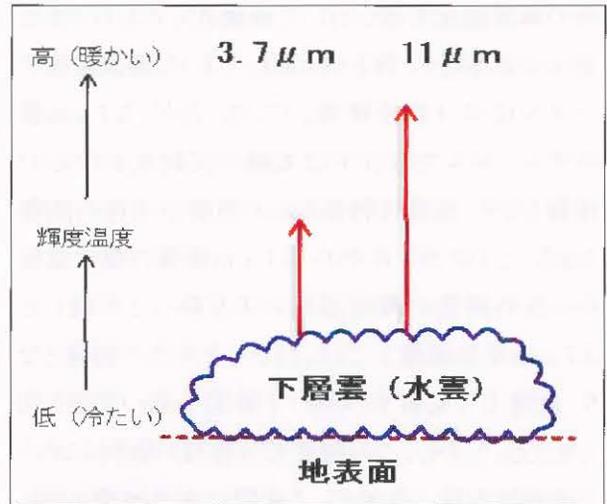


図 4-2-4 夜間における3.7 μm と赤外における下層雲(水雲)からの放射

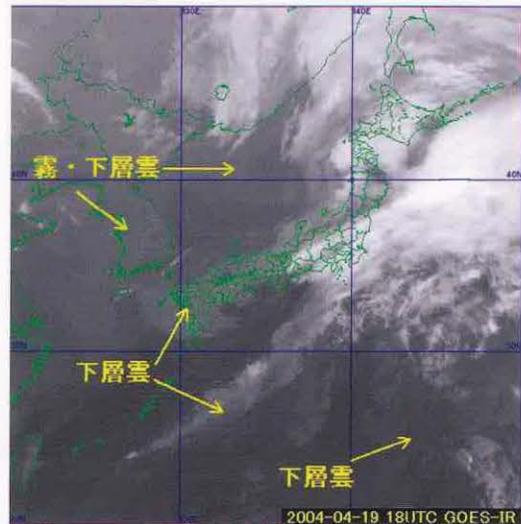


図 4-2-5 赤外面像 4 月 19 日 18 UTC



図 4-2-6 3.9 μm 画像 4 月 19 日 18 UTC

4-3 3.7 μm 差分画像

4-3-1 3.7 μm 差分画像の特性

3.7 μm 差分画像は、3.7 μm の輝度温度から赤外の輝度温度を差し引いて画像化したものである。差分が正を暗く、負を白く表わすような階調変換テーブル(2-5-4章)を使用している。ただ、3.7 μm帯のチャンネルでは日中は太陽の反射光が中心の画像となり、夜間は物体からの放射が主体の画像となる。このため、日中の 3.7 μm画像の輝度温度から赤外画像の輝度温度の差を取って作成した 3.7 μm差分画像上では、ほとんどが正の画像となり、画像上で反射率の高い下層雲や高い雲等も黒く見える。しかし、この調査では昼夜の解析における連続性を保つために、*夜間は赤外画像と同じ階調表示にし*日中についてはこの画像を反転して可視画像と同じ階調表示にして使用している。(*この場合の日中とは太陽光があたっている場所を指し、夜間とは太陽光があたっていない場所を言う。)

この3.7 μm差分画像の表現方法については、米国や欧州においても、どちらかに統一すべきであるとの議論はあるが、まだ決まっていないのが現状である。

①下層雲

下層雲は多くが水雲であるが、雲粒の密度も濃

いので赤外画像との輝度温度差はわずかの厚さで負に転じる。ある層雲(粒子の密度 200cm^{-3} 、粒子半径 $8\mu\text{m}$)を例にとった場合、雲の厚さが $2,000\text{m}$ 足らずで輝度温度差は負となる。

②上層雲

上層雲は氷晶雲の場合にあてはまるが、上層雲は雲自体厚くても雲の密度が薄く、光学的に厚くなりにくい。このため、負に転じるまでの厚さには達しにくい。例えば、一般的な巻雲(粒子の密度 0.05cm^{-3} 、粒子半径 $50\mu\text{m}$)の場合、雲の厚さ $7,500\text{m}$ でも赤外画像との輝度温度差は正である。

3.7 μm 帯では、4-2-2(2)章で述べたように、水雲に対し赤外より温度を低く観測する。一方氷晶雲に対しては、3.7 μm の方が雲頂からの放射や地表面の放射の影響が大きいので高い温度を観測する。

この特性を利用して、3.7 μm 差分画像では、3.7 μm と赤外での雲の放射特性の違いを強調してみることができる。

図 4-3-1 に、夜間帯の 3.7 μm 差分画像と赤外画像を用いた雲型判別図を示す。3.7 μm 差分画像で薄い Ci が判別出来ることや赤外画像との併用により下層雲が識別できることがわかる。

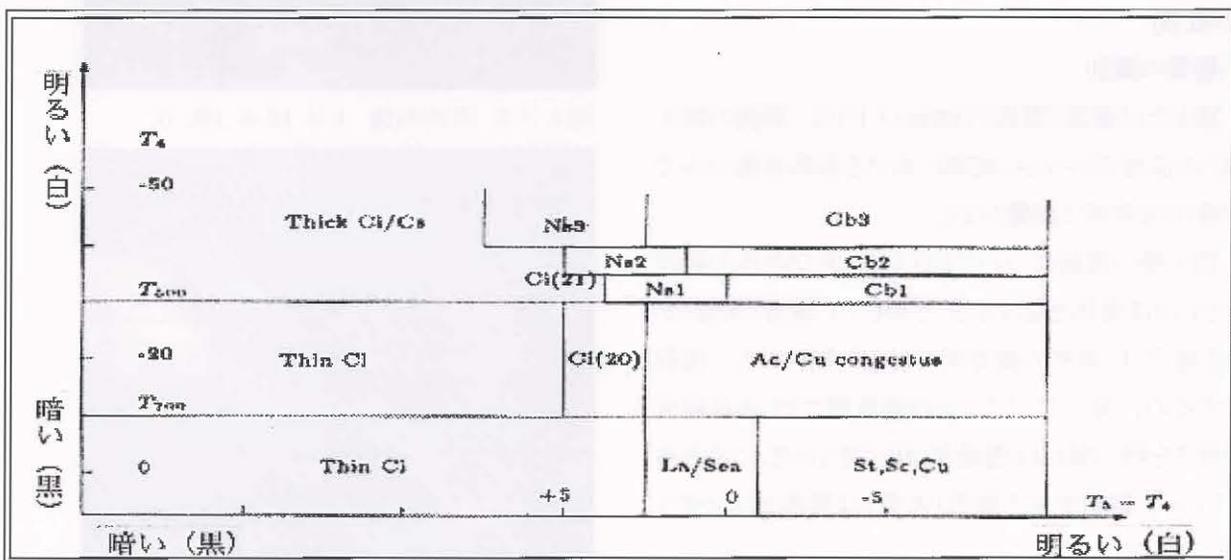


図 4-3-1 夜間の 3.7 μm 差分温度と赤外温度を用いた雲型判別図(横軸:3.7 μm 差分(3.7 μm-赤外)温度、縦軸:赤外温度(Lilijas,1989))の赤外温度の-50 度を削除した図

4-3-2 3.7 μm 差分画像の利用

(1) 夜間の下層雲の検出

図 4-3-2 には赤外と 3.7 μm の差を取った 3.7 μm 差分画像で見える夜間の霧・下層雲域を↑で示す。この詳細な説明については第 7 章 7-1 霧・下層雲の項で述べる。

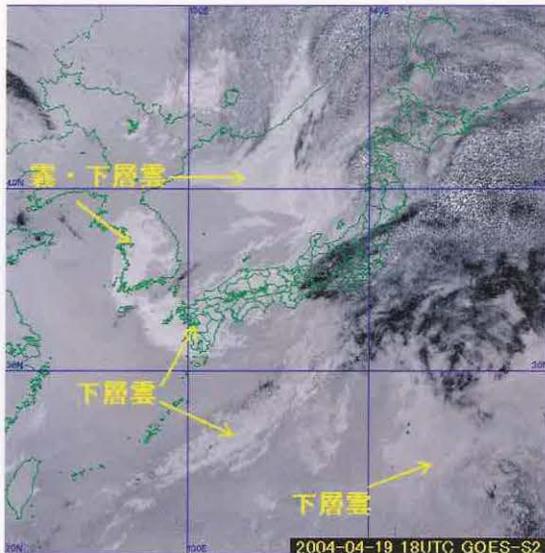


図 4-3-2 3.9 μm 差分画像 2004 年 4 月 19 日 18UTC(図 4-5-9、図 4-5-10 の同時刻の画像)

(2) 薄い上層雲の検出

赤外面像において、冷たい温度とひげ状またはバンド状の構造は上層雲を見出す根拠となるが、薄い上層雲は見つけるのが難しいことがある。その点、3.7 μm 画像では薄い上層雲は暖かく(暗く)見える。従って、両者の差をとった 3.7 μm 差分画像では暖かい黒い雲域として見え検出が容易となる。ただ、厚い上層雲や対流活動が活発な多層の雲域になると、ノイズ(4-5-2 章)を含んだ領域として見える。この見え方を利用して、例えば降水をもたらす Cb 域(ノイズを含んだ領域として見える)と降水をもたらさないかなど Ci 域との区別も可能となる。図 4-3-3~図 4-3-5 には、夜間の赤外、3.9 μm 画像、3.9 μm 差分画像に薄い上層雲と活発な積乱雲域を矢印で示した(6-5 章で詳細に述べる)。なお、赤外、3.9 μm 画像、3.9 μm 差分画像の単体だけではこの判別は難しいが他の画像と比較することにより判別が可能となるので3種類の

画像にそれぞれ雲域を图示している。

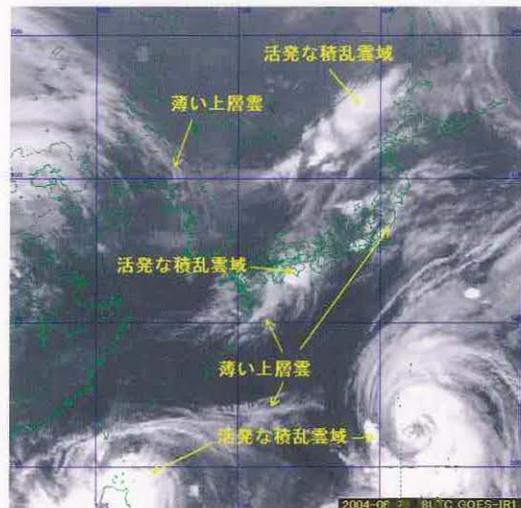


図 4-3-3 赤外面像 2004 年 6 月 2 日 18UTC

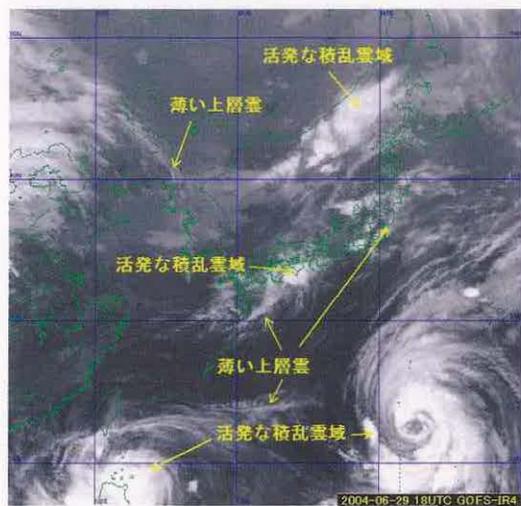


図 4-3-4 3.9 μm 画像 2004 年 6 月 2 日 18UTC

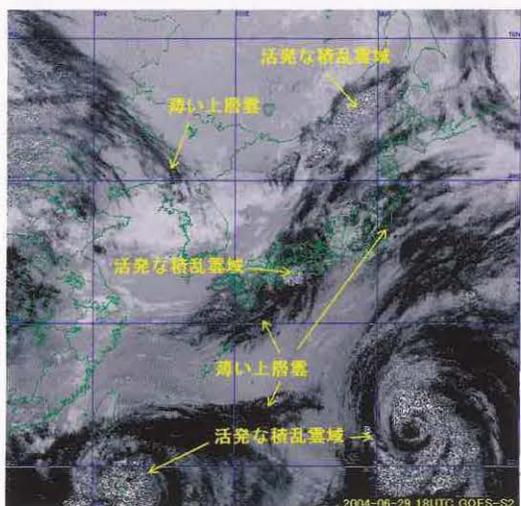


図 4-3-5 3.9 μm 差分画像
2004 年 6 月 2 日 UTC18UTC

(3) その他

上に述べた(1)(2)の他、夜間帯の $3.7\mu\text{m}$ 差分画像では着火危険域、大規模な火災域や火山活動域、活発な対流雲域、海面水温の精度向上等に有効利用できるといわれている。

そこで、第5章、第6章では4-3-1の(1)(2)と4-3-2(1)(2)の現象に上記した個々の現象を加え、 $3.7\mu\text{m}$ 帯画像の原理と利用の可能性について、事例解析を行い詳細に述べる。

マイクロ波

マイクロ波は、可視光や赤外線よりも波長が長い、波長 $10\text{cm}\sim 1\text{mm}$ (周波数 $3\sim 300\text{GHz}$)の電磁波のことをいう。

マイクロ波では雲による吸収や散乱の影響が小さいため、雲の中や雲の下を観測できることが大きな特徴である。

衛星搭載のマイクロ波測器には、様々な周波数帯の輝度温度から海面水温・海氷・海上風速・鉛直積算水蒸気量・鉛直積算雲水量・降水強度などを観測するマイクロ波イメージャ、酸素や水蒸気の吸収帯を利用して気温や水蒸気の鉛直分布を観測するマイクロ波サウンダ、衛星からマイクロ波を照射し、返ってくる反射波の強度から海上の風向・風速を観測するマイクロ波散乱計などがある。

2004年11月現在、気象庁で現業利用中、もしくは利用に向けた開発が行われているマイクロ波データには以下のものがある(括弧内は衛星名)。

・マイクロ波イメージャ

SSM/I(DMSP)、AMSR-E(Aqua)、

TMI(TRMM)

・マイクロ波サウンダ

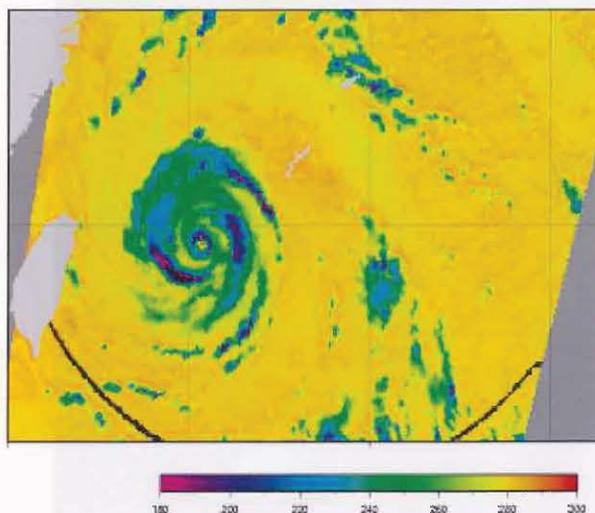
AMSU-A(NOAA,Aqua)、AMSU-B(NOAA)

・マイクロ波散乱計

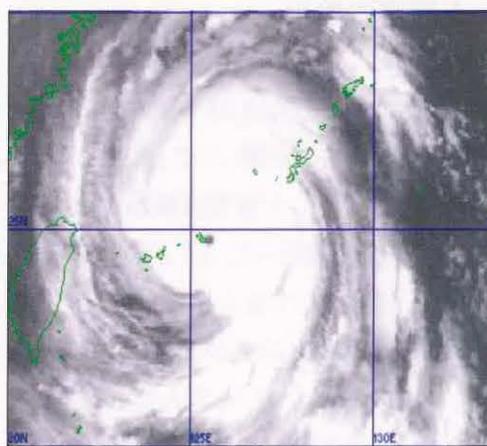
SeaWinds(QuikSCAT)

これらのマイクロ波の観測データは、数値予報モデルの初期値改善に用いられているほか、海水域や海面水温の解析などにも利用されている。

(斉藤 貞夫)



地球観測衛星 Aqua 搭載の AMSR-E89GHz 垂直偏波で見た 2003 年 9 月 10 日 17UTC 頃の台風第 14 号



2003 年 9 月 10 日 18UTC の赤外画像

4-4 日中における各画像の見え方

図4-4-1から図4-4-3は上から2004年5月14日の日中03UTCの赤外画像、3.9 μ m画像、3.9 μ m差分画像である。

日中の3.9 μ m画像では、発達した積乱雲がない対流雲の領域は、氷の結晶が卓越し雲密度も薄い。3.7 μ m画像での反射は小さく輝度温度は赤外画像に近くなる。

活発な積乱雲はかなり低温であってもより多くの水滴を含んでおり、3.9 μ m画像では多少暖かく(黒く)見える(赤→)。

赤外画像との差を取って作成される3.9 μ m差分画像では、3.9 μ m画像が太陽光の反射光の影響を強く受け値が赤外に比べ数段大きくなる。このため、全層真白な雲域として表示される。雲域は鮮明だが、雲解析に応用することはできない。

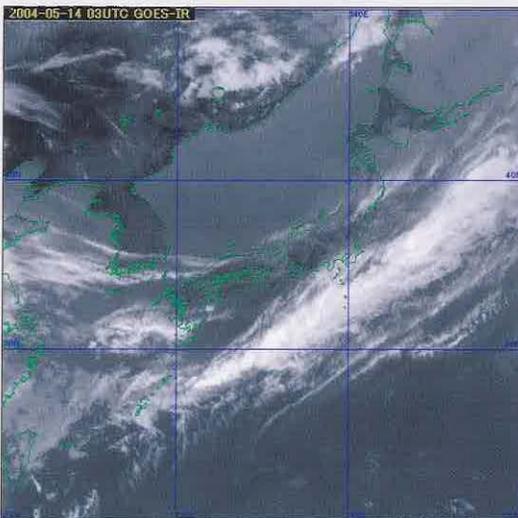


図4-4-1 2004年5月14日03UTCの赤外画像

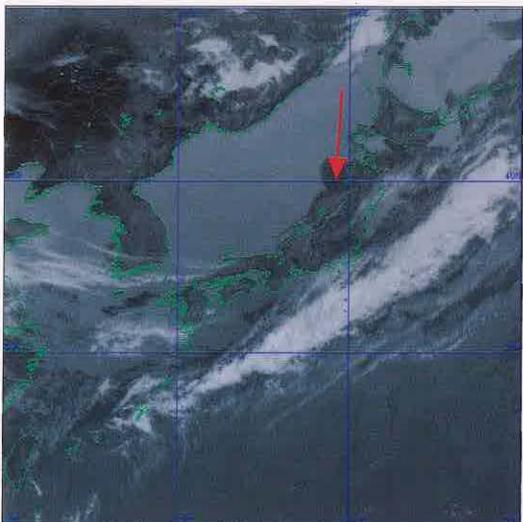


図4-4-2 2004年5月14日03UTC 3.9 μ m画像

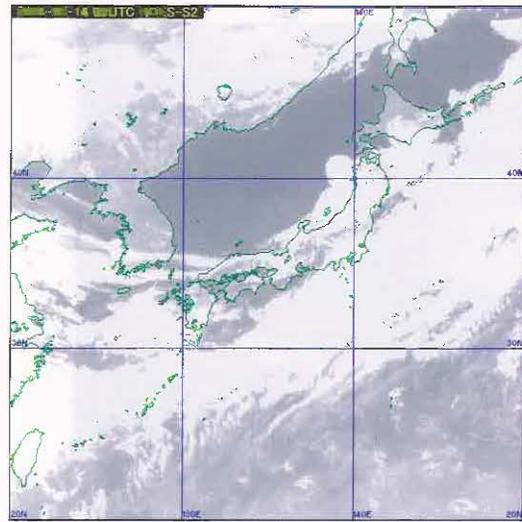


図4-4-3 2004年5月14日03UTC

の3.9 μ m差分画像

4-5 夜間における各画像の見え方

日中の画像と同じように、上から12UTCの赤外画像、3.9 μ m画像、3.9 μ m差分画像を図4-5-1、図4-5-2、図4-5-3に並べた。

赤外画像、3.9 μ m画像、ともに表現に大きな差異は無いが、3.9 μ m画像の方は上層雲が赤外と比べ薄い上層雲はさらに薄く(黄矢印)表現されるため、雲バンド等の輪郭は解析しやすくなっている。また、下層雲は赤外画像より放射が小さく(白く)なるため、白から灰色の雲域(赤→)として解析できる。

この両センサーの差をとって作成した3.9 μ m差分画像では、薄い上層の雲(黄→)は黒く、対流活動の活発な厚い雲域は白黒のノイズが混じったような雲域(水色→)として、下層の層状性の雲(赤→)は白く表現される。この場合、対流活動が活発な雲域ほど雲頂高度が高くなるため、ノイズが混じったようなドット状の雲域の割合が多くなる(4-5-2)。

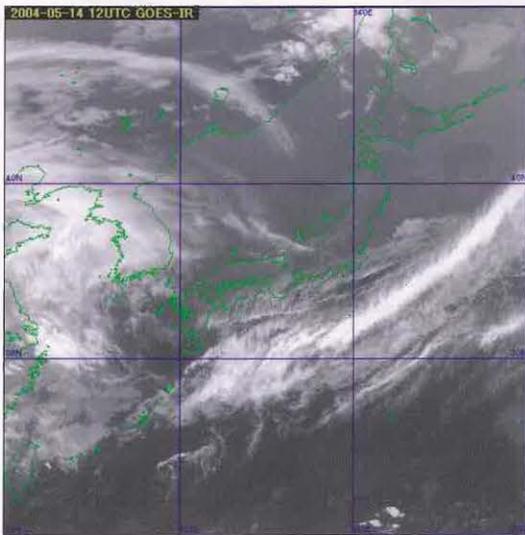


図4-5-1 2004年5月14日12UTCの赤外画像

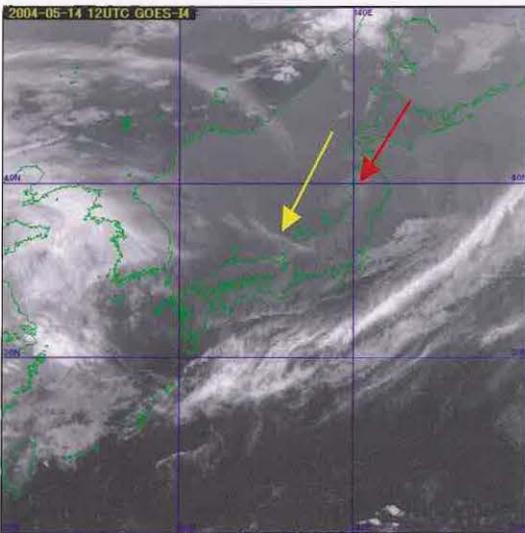


図4-5-2 2004年5月14日12UTCの3.9 μm画像
(薄い上層雲を黄→、下層雲を赤→で示す)

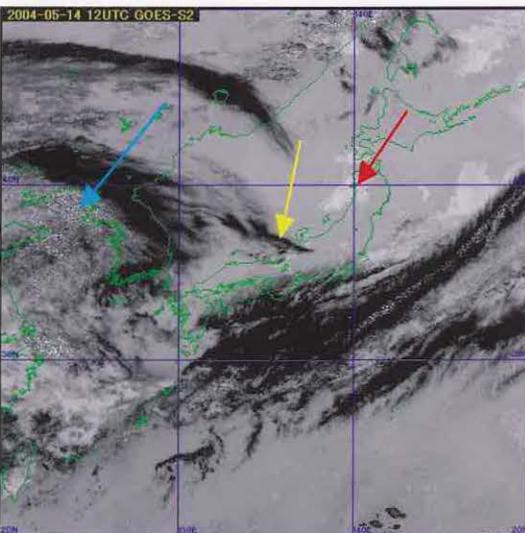


図4-5-3 2004年5月14日12UTCの3.9 μm差分画像
(薄い上層雲を黄→、下層雲を赤→矢印, 対流活動の活発な雲域を水色→矢印でそれぞれ示す)

4-6 場所による見え方の違い

図 4-6-1 は夜間帯における赤外画像である。ここで日本海の霧・層雲と太平洋上にある雲渦との見え方の違いをしてみる。

赤外画像で見ると日本海の四角い領域や日本の南東海上の太平洋の四角い領域には下層雲がありそうだが、いずれもはっきりと識別することはできない。

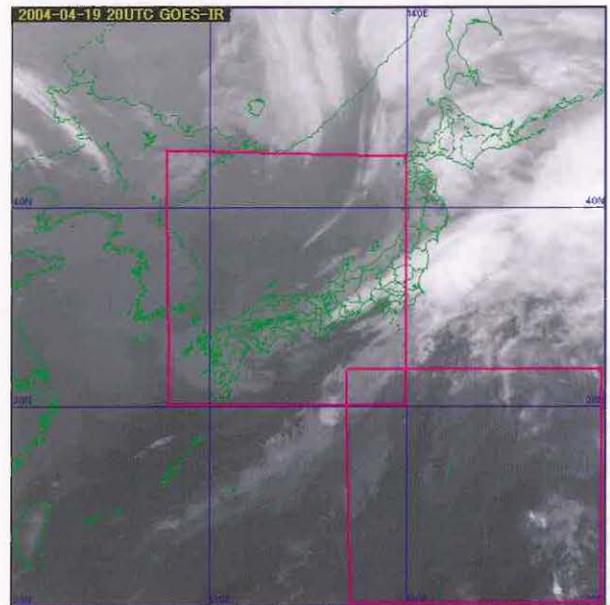


図 4-6-1 赤外画像 2004年4月19日20UTC

3.9 μm画像(図 4-6-2)では、太平洋上にある下層雲は赤外画像と比べるとやや輪郭がはっきりしスパイラル状の雲列も解析できるようになる。ただ、日本海上で灰色がかって見えるものが雲なのか潮目なのかは、はっきりしない。

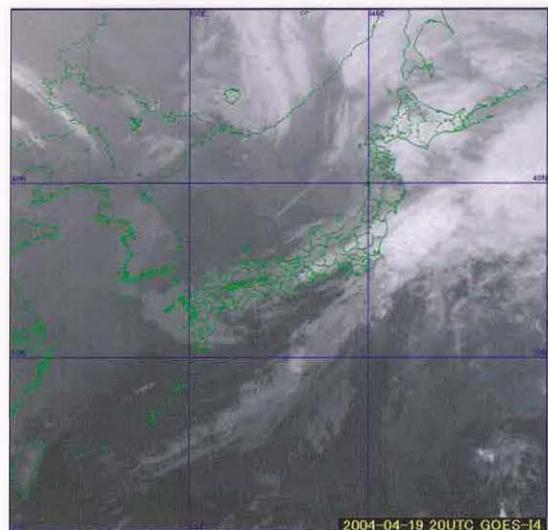


図 4-6-2 3.9 μm画像 2004年4月19日20UTC

3.9 μm 差分画像(図 4-6-3)で見ると、これまで不明瞭だった日本海の下層雲、太平洋上の下層雲渦とも明瞭に解析することができる。しかし、日本海の下層雲は白く輝いて見えるのに対して、太平洋上の下層雲は白から灰色の雲域として見えている。この表現の差は、日本海の下層雲が層状性の雲粒の密度の濃い雲であるのに対して、太平洋上の下層雲が密度の薄い対流性のものである差が大きいと思われる。この輝度温度分布図を図 4-6-4~図 4-6-7 に示す。

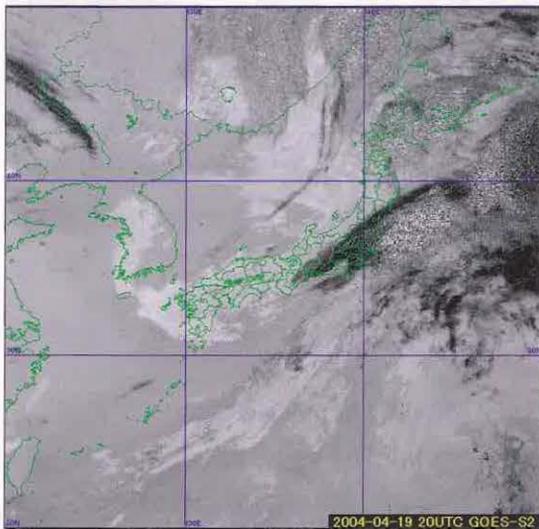


図 4-6-3 3.9 μm 差分画像

2004 年 4 月 19 日 20UTC

日本海の下層雲や太平洋上の下層雲は、赤外面像では人の目で検出することは難しい。3.9 μm 差分画像で見えている日本海の下層雲を、赤外の輝度温度情報で見ると、日本海の下層雲は 8°C である。日本海中部の海面水温は 10°C 、日本海西部の海面水温は 13°C であり、下層雲と海面との温度差は 2°C ~ 5°C くらいとなっている。

それに対して、太平洋上の下層雲は 18°C である。太平洋の海面水温は 20°C なので 2°C くらいの温度差となっている。

赤外面像では日本海にある下層雲よりも、むしろ海面水温差(3°C)の大きい潮目の境界の方が目立って見えている。また、同じような下層雲でも太平洋上になると 18°C と高温になり画像上では黒く見えている。

次に、3.9 μm 画像の輝度温度で見る。

日本海の下層雲が 2°C 、太平洋上の下層雲は 17°C となっている。

この 3.9 μm と赤外との温度差を取ると日本海の下層雲で $2-8=-6^{\circ}\text{C}$ 、太平洋上の下層雲で $17-18=-1^{\circ}\text{C}$ となっており、日本海の下層雲が 5°C も低くなっている。

3.9 μm 差分画像はこの輝度温度差の画像を作成しているので、値の低い日本海の下層雲の方が白く表現されるのはうなずける。

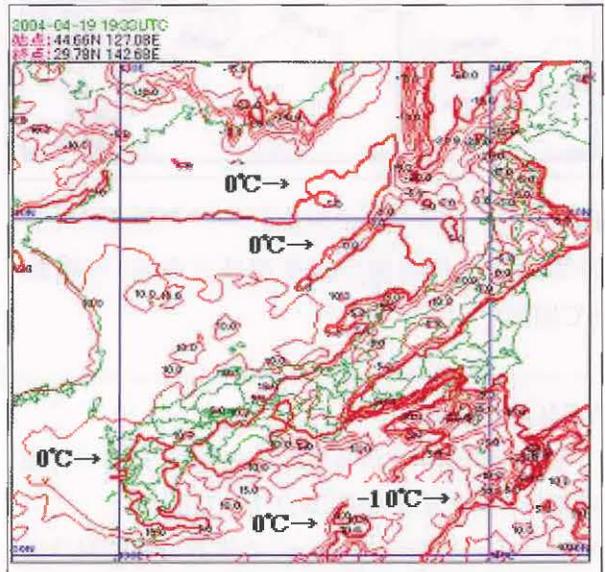


図 4-6-4 図 5-3-1 の四角いエリアで囲んだ日本海部分の赤外面像の輝度温度分布図(等値線 5°C 間隔)

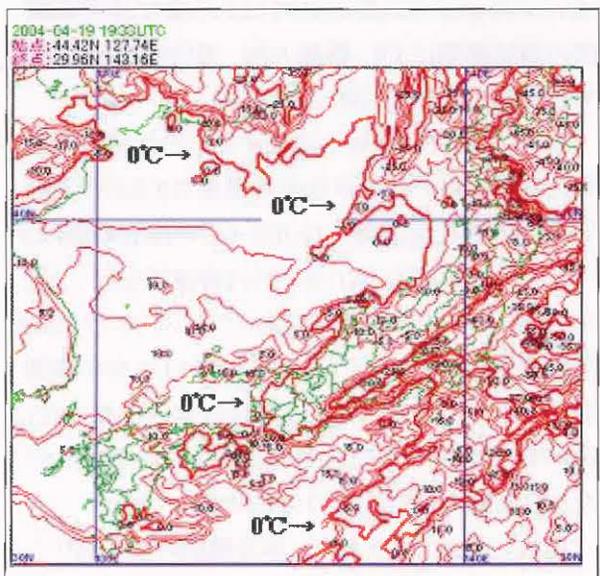


図 4-6-5 図 5-3-1 の四角いエリアで囲んだ日本海部分の 3.9 μm 画像の輝度温度分布図(等値線 5°C 間隔)

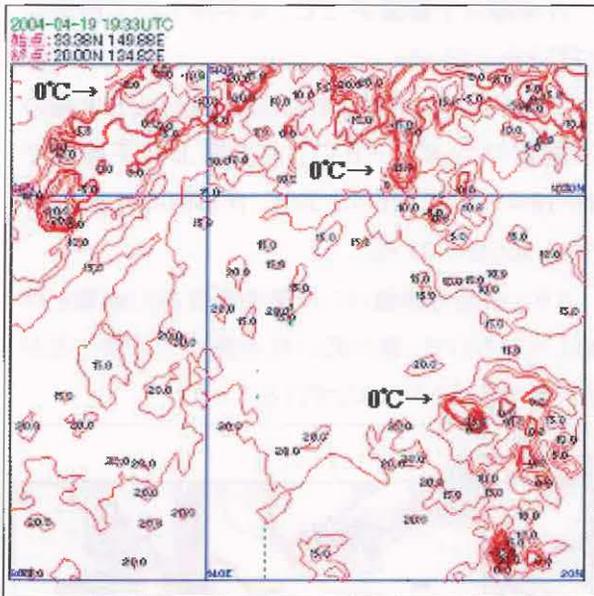


図4-6-6 図5-3-1の四角いエリアで囲んだ太平洋部分の赤外画像の輝度温度分布図(等値線5°C間隔)

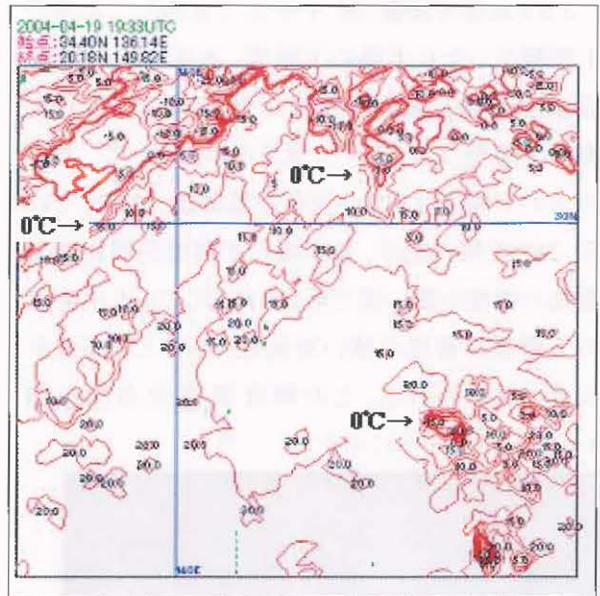


図4-6-7 図5-3-1の四角いエリアで囲んだ太平洋部分の3.9 μm画像の輝度温度分布図(等値線5°C間隔)

WMOとCGMS

気象庁が運用する気象衛星を含め、世界の気象衛星は、世界気象機関(WMO: World Meteorological Organization)の世界気象監視計画(WWW: World Weather Watch)の主要な要素として国際的に利用されている。その計画と運用は気象衛星調整会議(CGMS: Coordination Group for Meteorological Satellites)と呼ばれる衛星運用組織間の調整機関により、観測方法、通信周波数、データ形式など標準化が図られている。

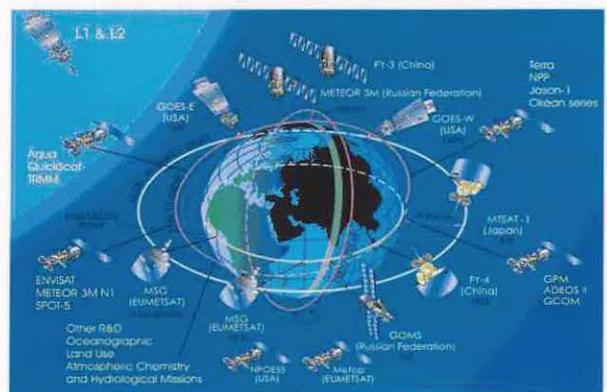
このおかげで、世界のほぼすべての地域で高品質な気象衛星データが自由に利用できるのである。アメリカの静止気象衛星GOES-6号の障害の際はヨーロッパのMETEOSAT-3号が代替運用を行ったことがあり、データの空白域であったインド洋では1998年以来やはりヨーロッパのMETEOSAT-5号が観測を行っている。2003年5月以降は日本のGMS-5号に代わりアメリカのGOES-9号が西太平洋の観測を行うなど相互協力・補完が行われている。

調整会議は、ほぼ毎年、参加機関の持ち回りで会合がもたれ、来年第33回目を日本で開催予定である。このCGMSという名称であるが、当初は、Coordination Meeting for Geostationary Satellitesの略称であった。その名の

通り静止気象衛星に関する調整機関として発足したのであるが、極軌道衛星についても同様の調整が必要なことから、1992年の第20回会合から現在のように改称された。その際すでに広く使用されていたCGMSという通り名を代えないよう工夫されたのである。

最近、WMOでは、JAXAなど宇宙開発機関の運用する地球観測衛星をも積極的に利用する方針を定めた(図参照)。CGMSでもそれら宇宙機関が今年からメンバーに加わったのであるが、名称改正はまだ話題になっていない。さてどうなるのだろうか。

(隈部 良司)



気象業務に利用される観測衛星

(WMO 宇宙プログラム提供)

4-7 日の出時の画像

図 4-7-1 は、2003 年 12 月 1 日 23UTC の朝方の可視画像である。可視画像で見ると黄海から東シナ海にかけてはまだ太陽光が届いていない。ここで、赤外面像(図 4-7-3)と 3.9 μm 画像(図 4-7-4)を比べて見ると双方に大きな差異は見られない。しかし、3.9 μm 差分画像(図 4-7-5)で見ると太陽光があたっている領域(朝)とあたっていない領域(夜)とではあきらかに見え方が異なる。太陽光があたっている部分は可視画像の表示と同じように、反射の大きい所や、背の高い雲ほど、白く輝く雲域として表現されている。また東北地方から北海道地方にかけては、三陸沖にある背の高い雲の影(黄→)が解析できる。

また、画像の左半分の太陽光がまだ届いていない大陸や黄海。太陽光が僅かしか届いていない日本海や東シナ海の領域にある下層雲は、暖かい(黒い領域)(赤→)として表現されており、あたたかも可視画像や赤外面像では雲の無い晴天域として解析する領域のように見える。

このように日の出や日没頃は、同じ画像内で見え方が異なるので、画像解析に利用する場合、太陽光の影響がどの範囲まで及んでいるのかを十分考慮して利用することが必要となる。

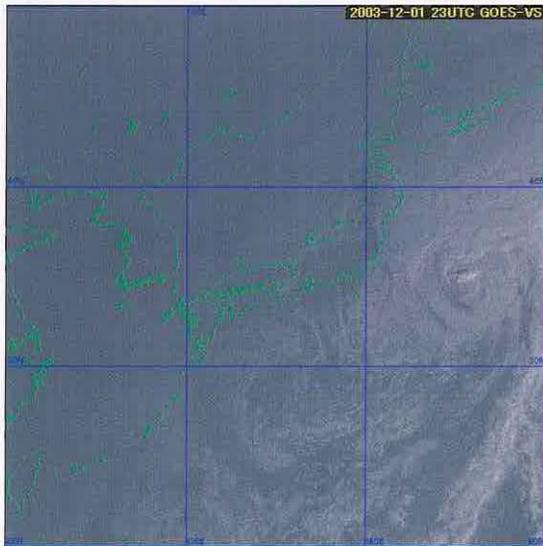


図 4-7-1 可視画像 2003 年 12 月 1 日 23UTC

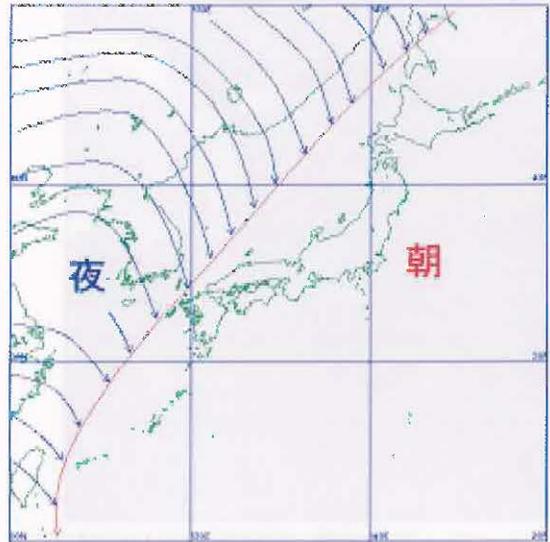


図 4-7-2 太陽光の日照の境界模式図

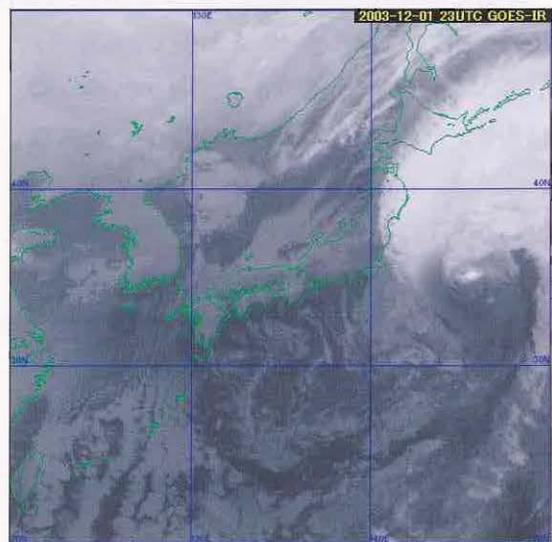


図 4-7-3 赤外面像 2003 年 12 月 1 日 23UTC

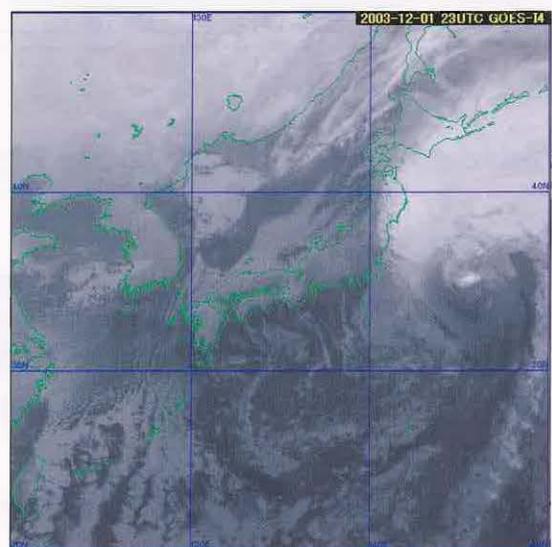


図 4-7-4 3.9 μm 画像 2003 年 12 月 1 日 23UTC

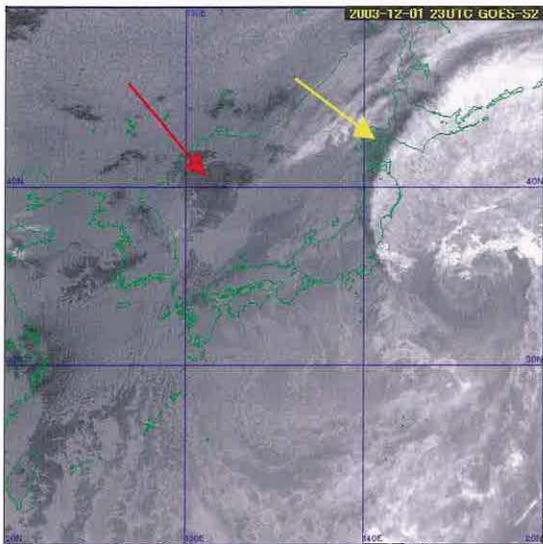


図4-7-5 3.9 μ m差分画像 2003年12月1日23UTC

4-8 夜間帯における各雲型の3.9 μ m差分画像上での見え方

第5章以降では、GOES-9で取得できる可視、赤外、赤外差分(一部)、3.9 μ m、3.9 μ m差分画像を利用して事例解析を行う。この時点で上層単層、中層単層、下層単層、上層・中層の2層、上層・中層・下層の3層構造等々、色々な雲のケースが考えられる。また、ケースによって画像上の見え

方も大きく変わってくる。

そこで、ここではその表現方法を統一するために「夜間帯における各雲型の3.9 μ m差分画像上での見え方」の図4-8-1を作成して画像上での表現を統一し、第5章以下の事例解析においてはこの表現方法を用いて解析を行う。

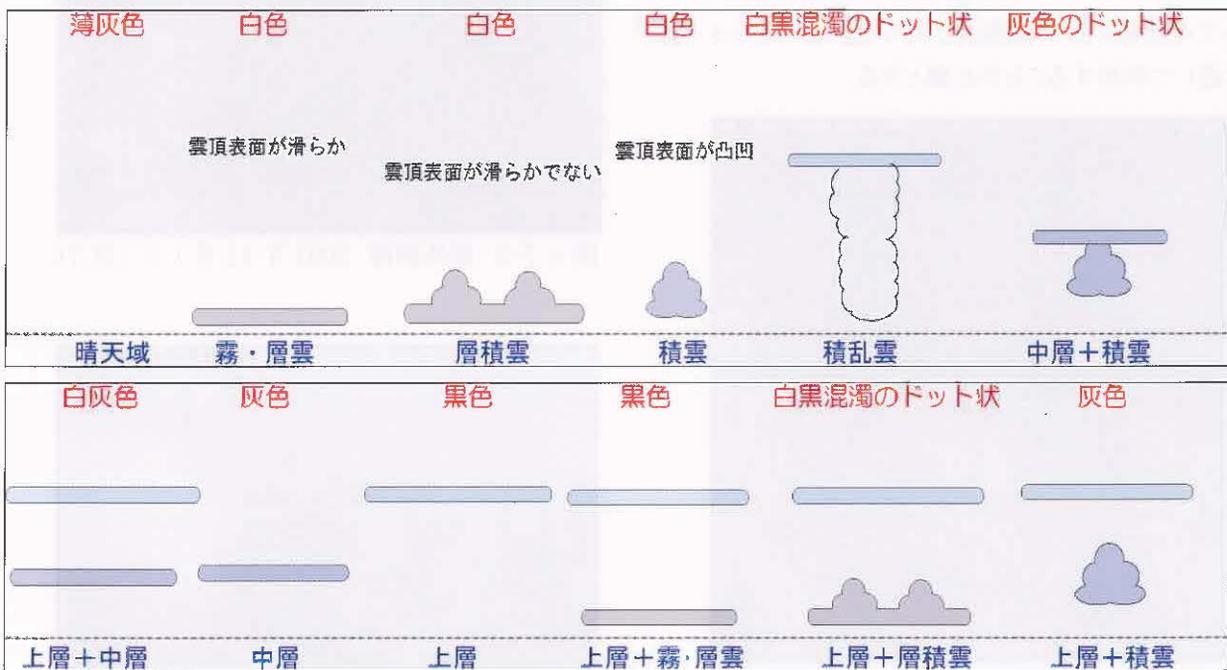


図4-8-1 夜間帯における各雲型の3.9 μ m差分画像上での見え方

青字が各雲型、赤字が画像上での見え方 上層+中層等の表示がある部分は多層構造を表す

追記: 上層雲の項で薄い上層雲は黒色で表現されるが、厚い上層雲になると3.7 μ m帯の温度特性によりドット状でノイズの混じったような雲域となる。また、上層+層積雲のような雲でも上層雲が厚い場合は、白黒混濁のドット状の表現となる。

移動性高気圧

夏が過ぎ、季節が秋に移ると、それまで日本列島を覆っていた太平洋高気圧は、その勢力を東の海上へと後退させ、日本付近の天気は移動性高気圧や低気圧の影響により周期的に変化するようになる。この移動性高気圧に覆われると、空は澄み渡ってさわやかな秋晴れとなる。このような天気のことを、西域の騎馬民族(匈奴)の進入にたびたび脅かされていた古代中国の人々は「天高く馬肥ゆ(てんたかく うまこゆ)」といい、秋の実りにより乗馬が肥え太り、匈奴がさらに強力になるなど嘆いた。では、移動性高気圧とはどういう高気圧だろう。

大陸や海洋のような、広大かつ均一な領域の上に長時間滞留する空気は同じような性質(温度や湿度)を持つ。このように均一な性質を持ちある程度の空間的な広がりを持った空気の塊を気団と呼び、大規模な高気圧はこの気団と関連付けられている。赤道で暖められ上昇した大気が転向力により下降させられるあたりは亜熱帯高圧帯(図1)と呼ばれ、この亜熱帯高圧帯にあたる北西太平洋上に現れる小笠原気団が日本の夏の主役、太平洋高気圧の源となる。このような大規模な高気圧はその消長が地球を巡る大循環の動きに支配されていて、一週間程度の短期間ではその位置を変えることはない。

これに対して、日本付近を通過する高気圧や低気圧は、偏西風帯に発生する波動がその正体であるため、常に偏西風という流れに乗って西から東へと移動していく。この現象を模式図で表すと、地表付近では図2のとおり高気圧と低気圧が仲良く一体をなす構造を持っている。

このような低気圧と対で形成される高気圧は、前述した大規模な高気圧と異なり、偏西風の流れに乗って日本付近を西から東へと足早に移動していく。

気象関係者は、このような高気圧を高気圧の中でも移動する種類のものとして文字通り移動性高気圧と呼んでいる。

(野中 信英)

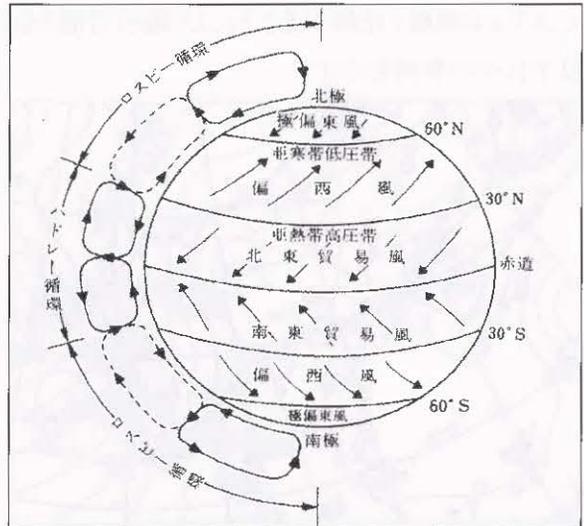


図1 大気大循環による地上風系と
子午面内の循環(模式図): 白木正規 1999

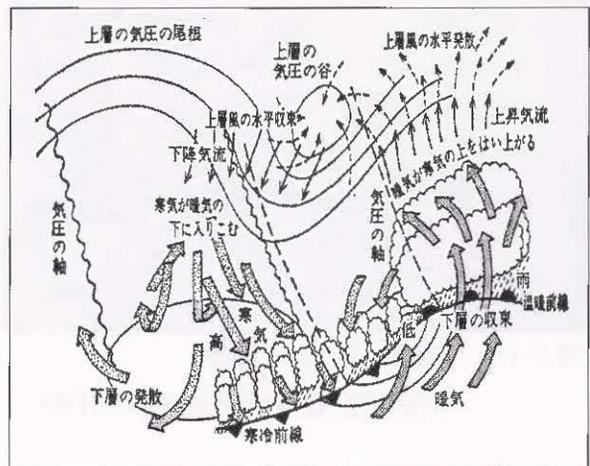


図2 温帯高・低気圧の立体構造の模式図(「気象ハンドブック」1983より引用)

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 μ m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 μ m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。

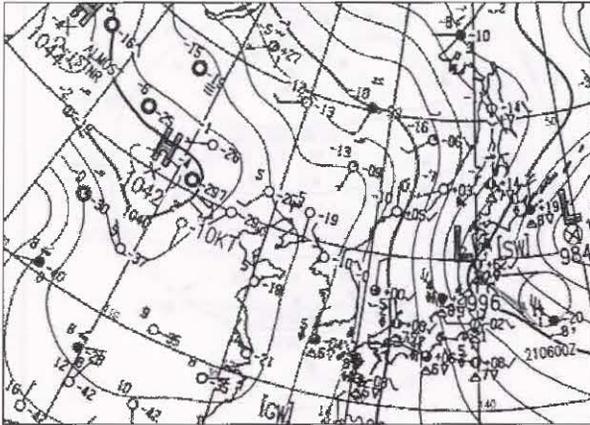


図 5-1-1 地上天気図(2003年12月20日06UTC)

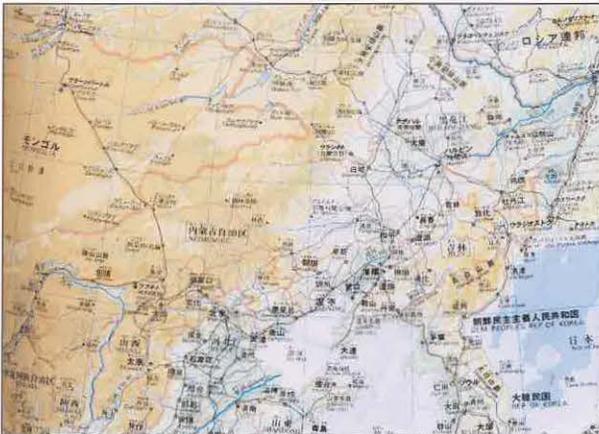


図 5-1-2 画像と同地域の地図

(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 06 UTC 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。

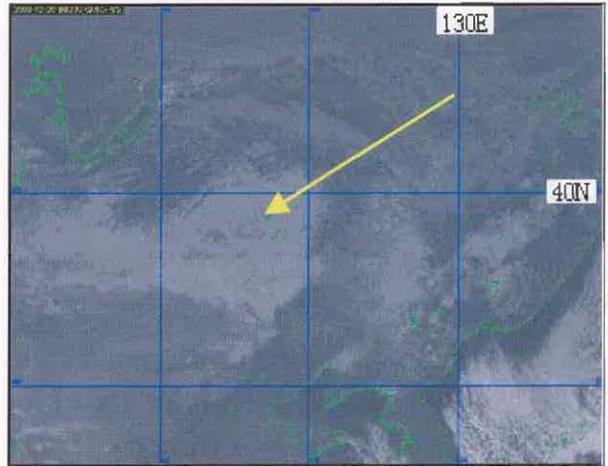


図 5-1-3 可視画像 2003年12月20日04UTC

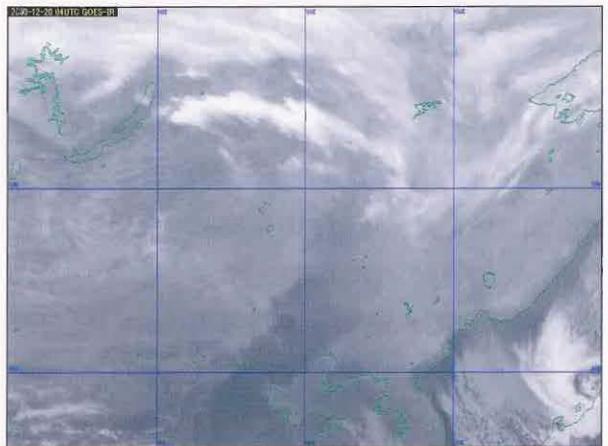


図 5-1-4 赤外画像 2003年12月20日04UTC

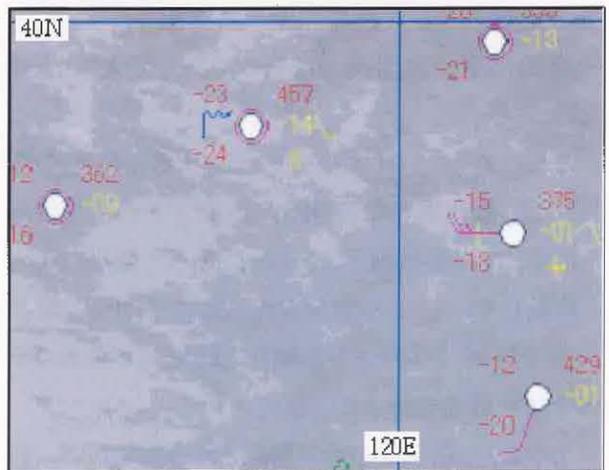


図 5-1-5 地上実況図(矢印付近を拡大)

2003年12月20日00UTC

図 5-1-3 は 12 月 20 日 04 UTC 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。

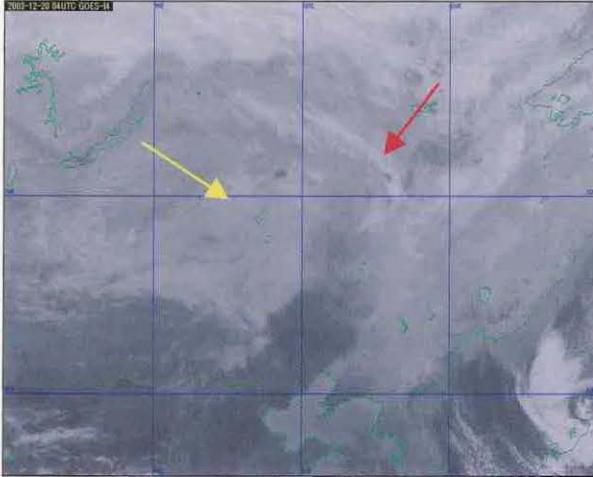


図 5-1-6 3.9 μ m 画像 2003 年 12 月 20 日 04UTC

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。

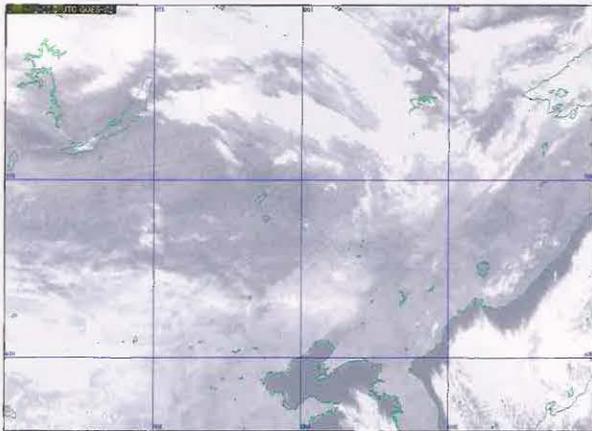


図 5-1-7 3.9 μ m 差分画像

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。

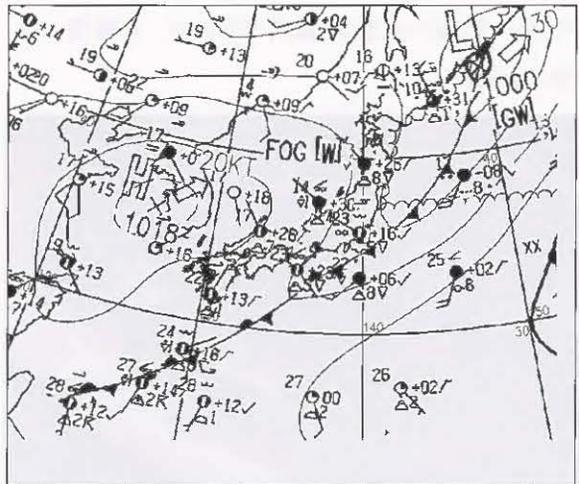


図 5-2-1 2004 年 5 月 14 日 00UTC

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。

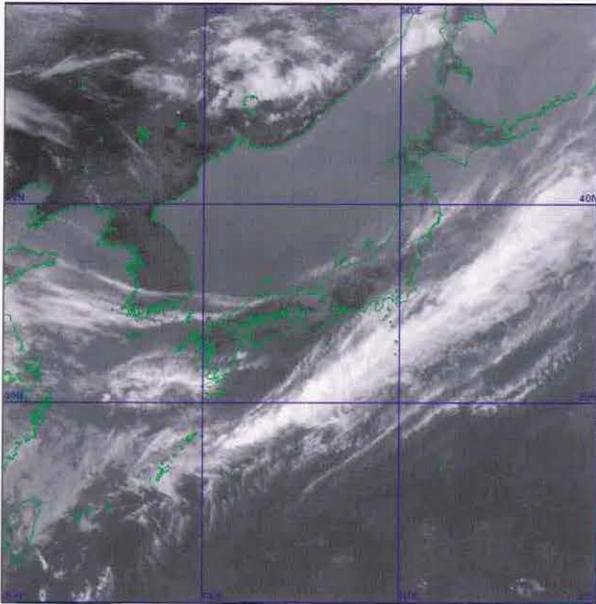


図 5-2-2 2004 年 5 月 14 日 03UTC の赤外画像

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。

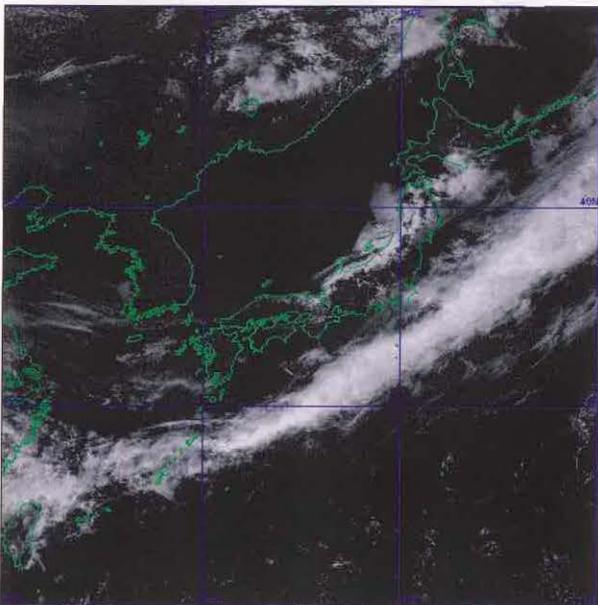


図 5-2-3 2004 年 5 月 14 日 03UTC の可視画像

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。

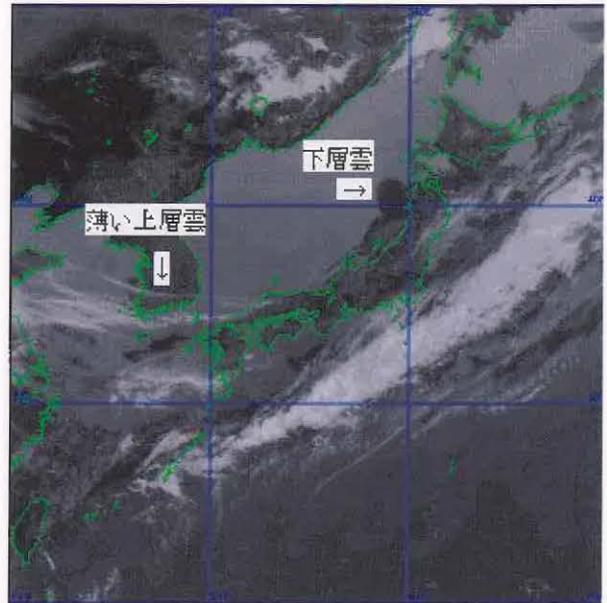


図 5-2-4 2004 年 5 月 14 日 03UTC の 3.9 μ m 画像

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。

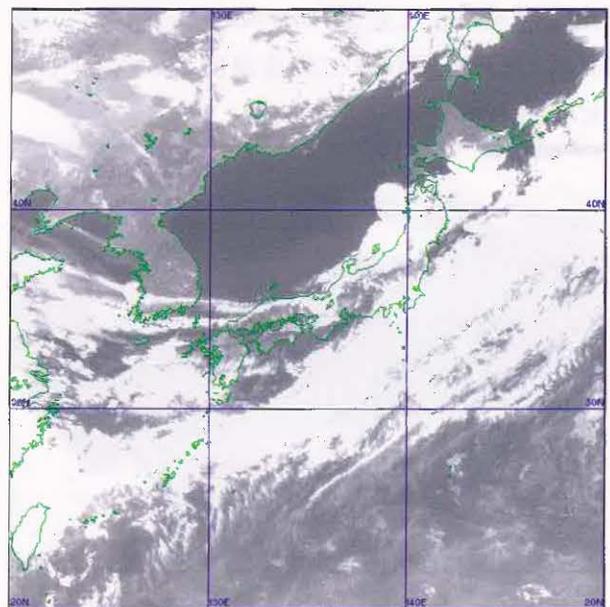


図 5-2-5 2004 年 5 月 14 日 03UTC の 3.9 μ m 差分画像

5-3 上層雲の影

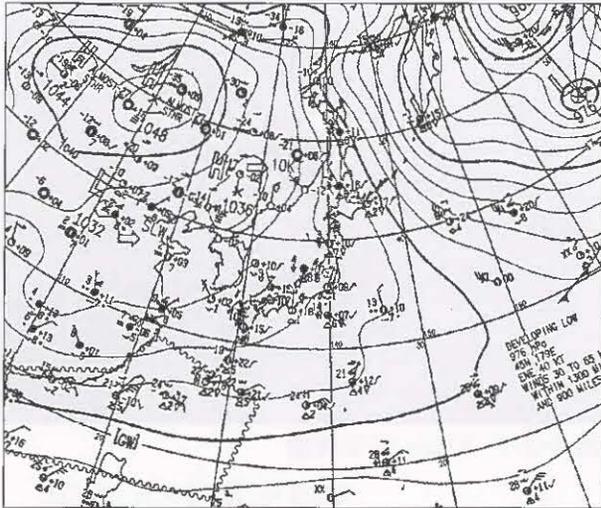


図 5-3-1 地上天気図 2003年12月10日00UTC

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。

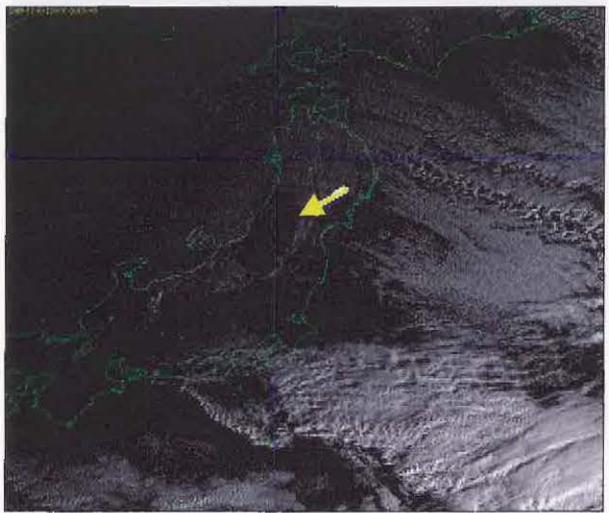


図 5-3-2 可視画像 2003年12月9日23UTC

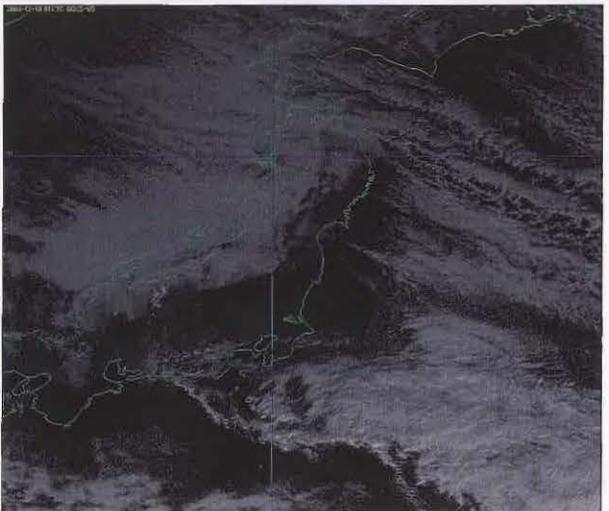


図 5-3-3 可視画像 2003年12月10日01UTC

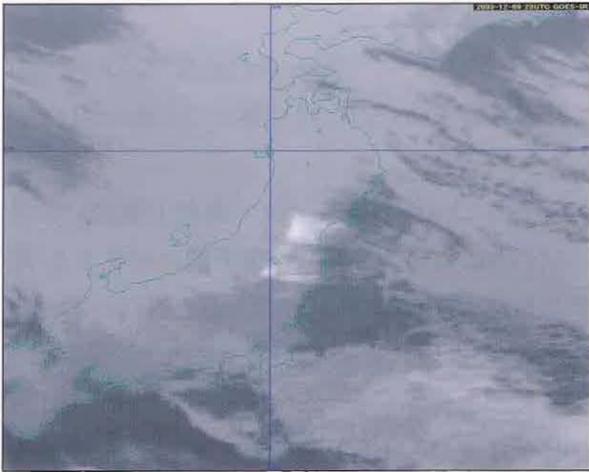


图 5-3-4 赤外面像 2003 年 12 月 9 日 23UTC

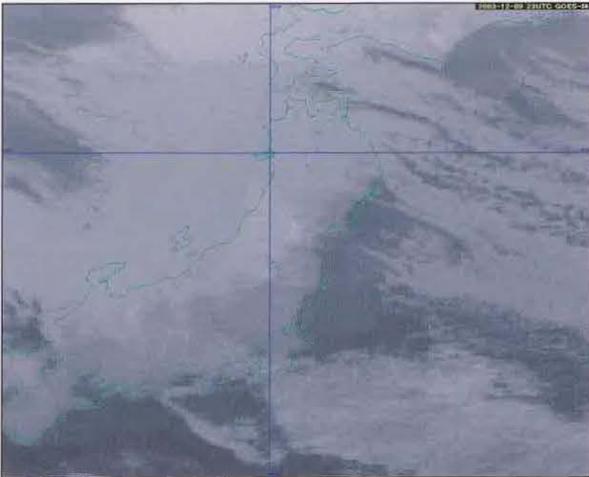


图 5-3-5 3.9 μm 画像 2003 年 12 月 9 日 23UTC

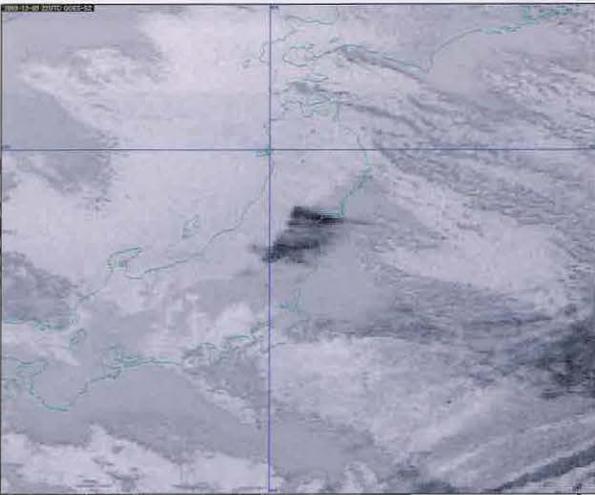


图 5-3-6 3.9 μm 差分画像

2003 年 12 月 9 日 22UTC

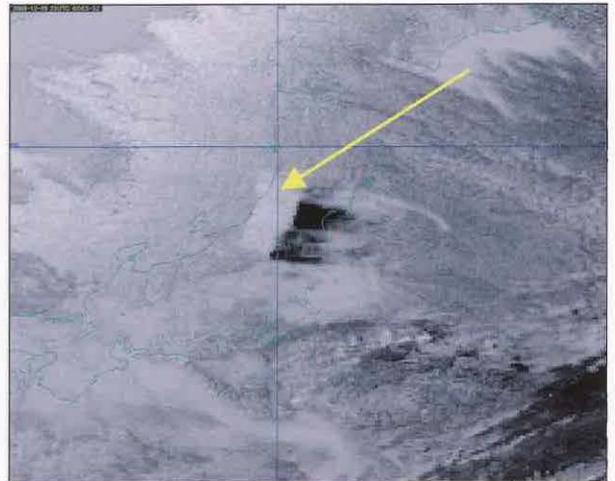


图 5-3-7 3.9 μm 差分画像

2003 年 12 月 9 日 23UTC

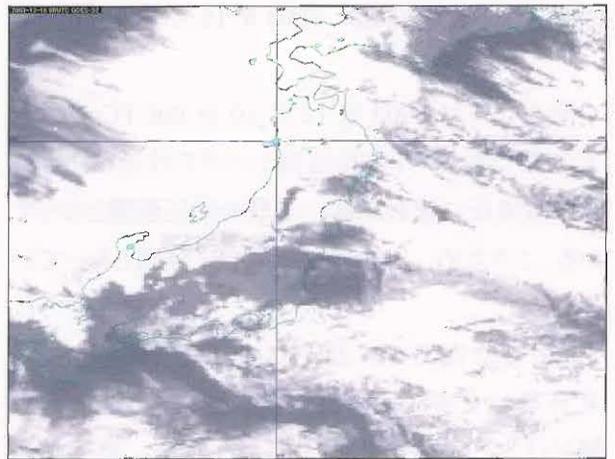


图 5-3-8 3.7 μm 差分画像

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)

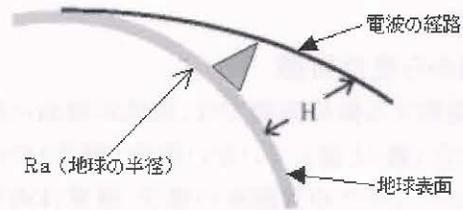


図1a 実際のマイクロ波(電波)の経路

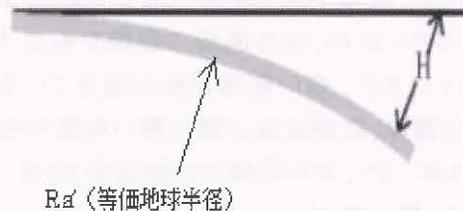


図1b 等価地球半径 R_a' を導入(電波が直進すると仮定して考えることができる。)

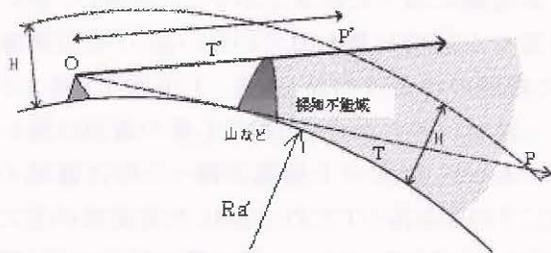


図2 高さHを見通せる最大距離

OP: 障害物がない場合 OP': 障害物がある場合

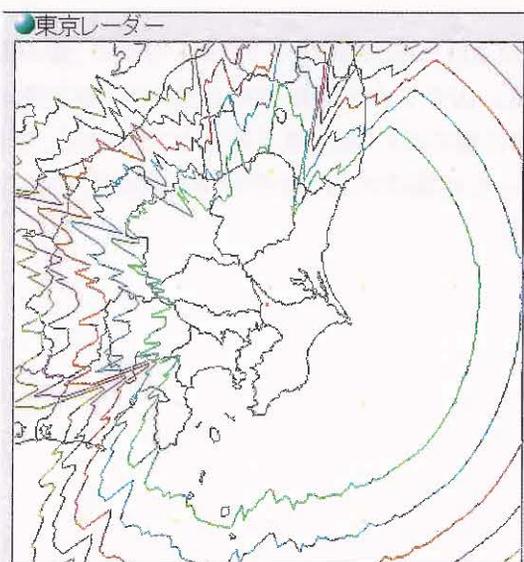


図3 東京レーダーの等ビーム高度線図

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

第6章 各種現象の監視・解析(夜間)

霧・下層雲

衛星画像から見た特徴

雲頂を観測する衛星画像では、雲底が地面に接している場合(霧)と接していない場合(層雲)の区別はできない。このため雲解析の場合、通常は両者を一括し霧(あるいはSt)として扱っている。以下に、その特徴を述べる。

霧は、赤外画像では暗灰色またはさらに暗い色調で表される。雲頂が低く周囲の地表(海表面)と温度差が小さいため、赤外画像で霧域を特定することは難しい。また、強い接地逆転が起きている時に存在する霧は、雲頂温度が霧の無い周囲の地表面温度より高くなり、赤外画像では地表面より黒く見えることから「黒い霧(Black Fog)」と呼ばれる。

可視画像で霧は灰～白色の雲域として見られ、霧域の雲頂表面は滑らかで一様である。雲頂高度はほぼ一定で、内陸に存在する霧域の境界は地形の等高線に沿った形状を示すことが多い。厚い上層雲や中層雲に覆われていない限り、可視画像による霧域の特定は容易となる。下が透けて見える薄い上層雲に覆われている場合も霧の識別は概ね可能であるが、粒状の上層雲が覆った時は霧域の表面にその影を落とすため、凸凹した対流性の雲に見誤まることがある。また、一般に霧の動きは遅く形状の時間変化も緩やかなので、霧の判別には動画による動きや形状の変化を確認することも有効である。

霧の厚さは一般に数百メートル以下なので、霧の厚さより高い山や丘などの障害物に遮られ、障害物の風下側に霧のない切れ間が現れることがある。このことから、その場所のおおよその風向も推定することができる。

6-1 内陸部の霧・下層雲*

6-1-1 北海道と東北南部から北関東の霧

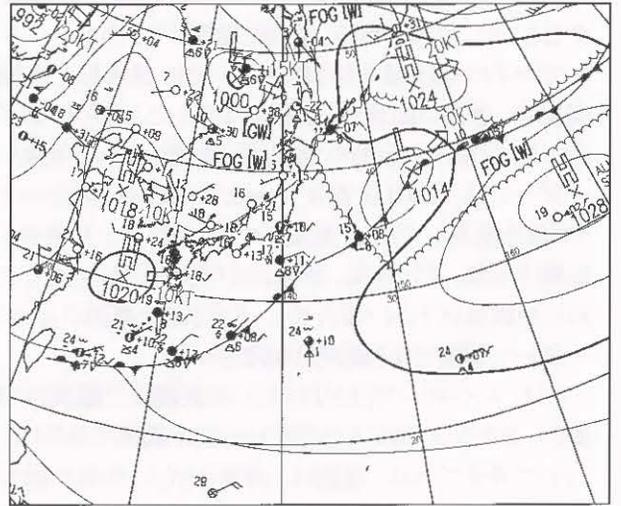


図 6-1-1 地上天気図 2004年5月6日12UTC

図 6-1-1 は 2004 年 5 月 6 日 12UTC の地上天気図である。日本のはるか東海上には低気圧があり、その低気圧から関東南東海上を経て台湾付近を結ぶ線には前線が伸びている。また、千島近海と東シナ海には移動性高気圧があり、このため日本付近は弱いリッジ場となっている。東日本から北日本にかけては、千島近海にある高気圧の後面流の影響で、東日本は南東風、北日本は南南東風となり霧が発生しやすい状況となっている。



図 6-1-2 赤外画像 2004年5月6日12UTC

* 柿本 太三

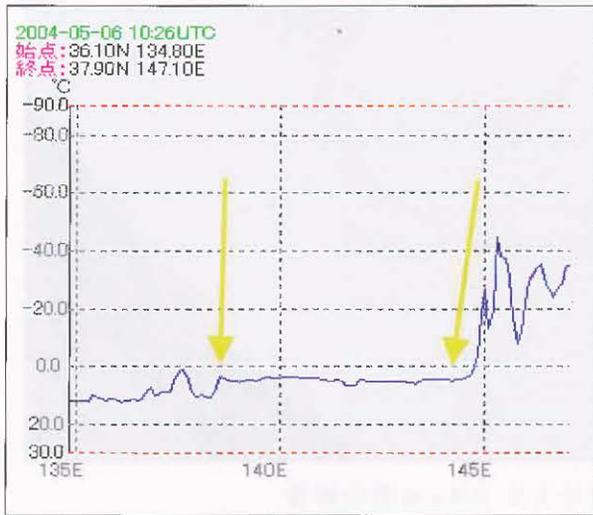


図 6-1-3 輝度温度断面図

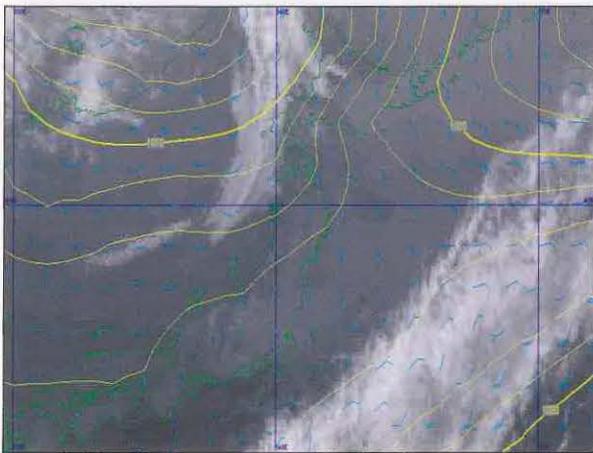


図 6-1-4 地上気圧の等圧線と風向・風速と赤外画像の重ね図 2004年5月6日12UTC

図 6-1-2 は、2004年5月6日12UTCの赤外画像である。赤外画像では、日本の南海上から東海上にかけて前線対応の雲バンドが見える。また、日本海北部にも、バンド状の雲域が見える。この雲域の他、東日本から北日本の太平洋側には灰色をした下層雲が見えるが、その雲域の境界を画像から解析するのは難しい。図 6-1-3 は、図 6-1-2 の赤外画像に紫色で示した雲域の輝度温度断面図である。これから見ると、前述の灰色をした下層雲は 138E~144E (矢印と矢印の間) にかけて雲頂が一様に見える部分にあたる。

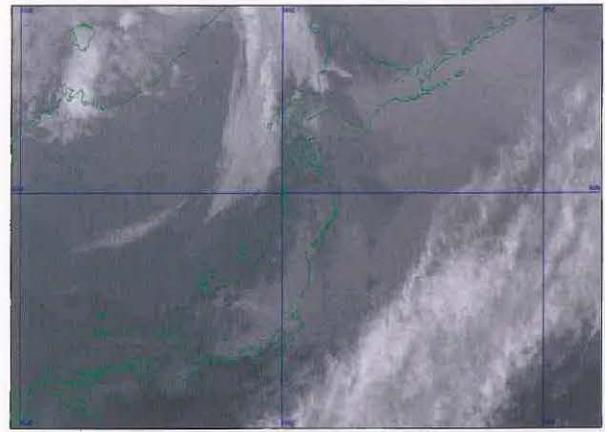


図 6-1-5 3.9 μ m画像 2004年5月6日12UTC

3.9 μ m画像を見ると、赤外画像でははっきりと識別できなかった東日本の内陸部と北日本の内陸部及び北海道から関東の東海上にかけての領域には灰色の雲域が解析できる。

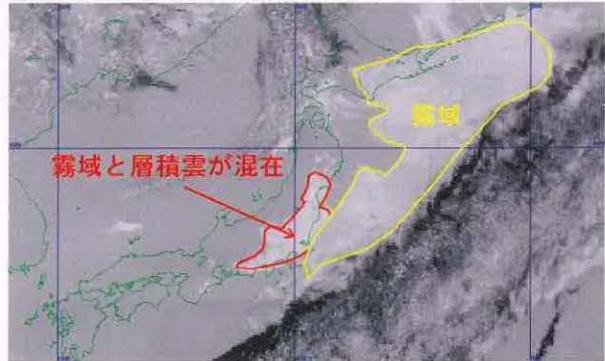


図 6-1-6 3.9 μ m差分画像
2004年5月6日12UTC

続いてこれを3.9 μ m差分画像で見してみる。3.9 μ m画像で、内陸部と海上にかけて見られた灰色の雲域は白のベール状の雲域として見えている。この雲域を解析すると、関東から東北の太平洋岸においては輝度が高くその雲頂表面も、やや凸凹しているように見える。しかし、洋上においては雲頂表面が滑らかな雲域として解析できる。このことから、関東から東北の太平洋岸に懸かっている下層雲は霧と層積雲の混在した雲域(図 6-1-6 の赤線で囲んだ雲域)であり、洋上の雲は霧のみの雲域であると思われる(図 6-1-6 の黄色線で囲んだ雲域)。



図 6-1-7 可視画像 2004年5月6日 22UTC

図 6-1-7 は、翌朝 22UTC の可視画像である。

可視画像では、霧を含む下層雲域は白く雲頂表面が滑らかなベール状の雲域として表現される。

東日本の内陸部と北日本の内陸部及び北海道から関東の東海上にかけては、このようなベール状の雲域が広がっているのが確認できる。この場所は、12UTC の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見えていた霧を含む下層雲域とほぼ一致する。

霧を含む下層雲域の盛衰(時系列)

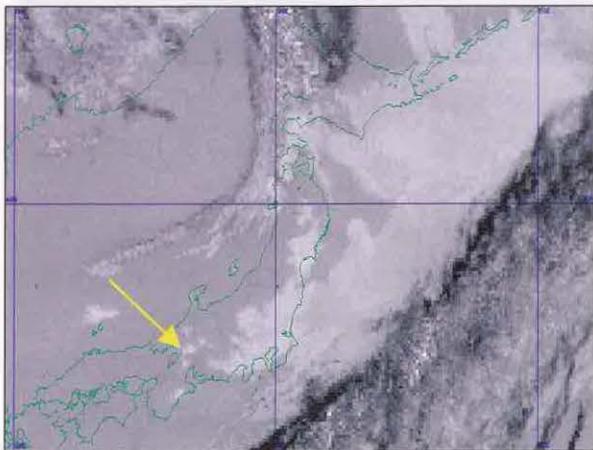


図 6-1-8 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像
2004年5月6日 13UTC

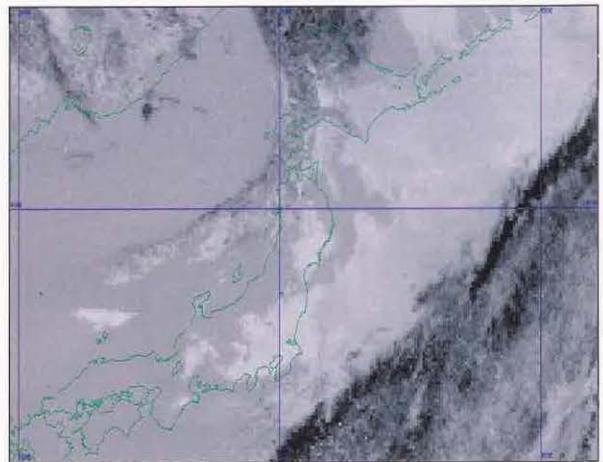


図 6-1-9 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像
2004年5月6日 14UTC

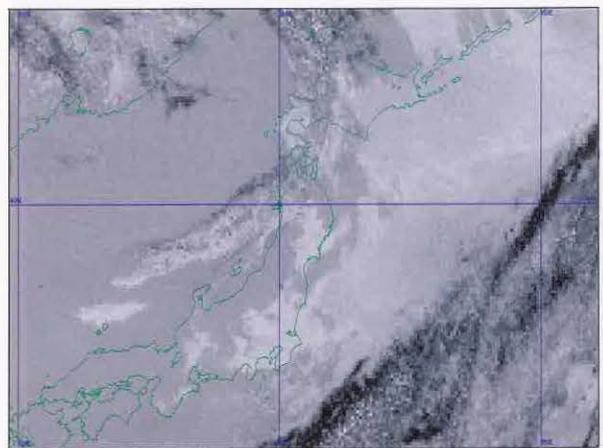


図 6-1-10 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像
2004年5月6日 15UTC

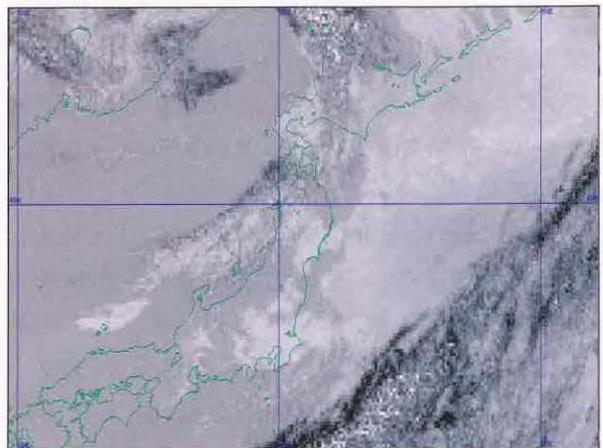


図 6-1-11 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像
2004年5月6日 16UTC

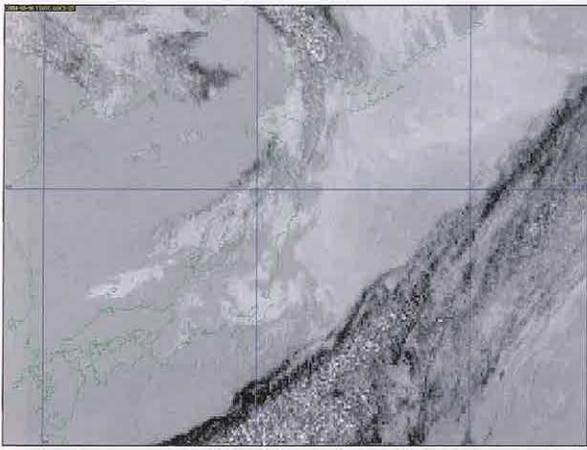


図 6-1-12 3.9 μ m 差分画像
2004 年 5 月 6 日 17UTC

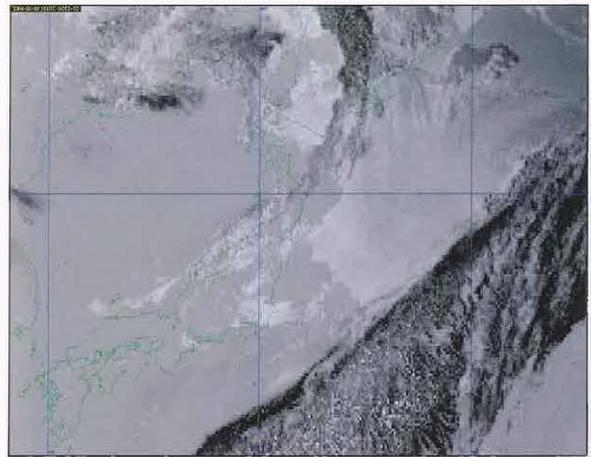


図 6-1-15 3.9 μ m 差分画像
2004 年 5 月 6 日 20UTC

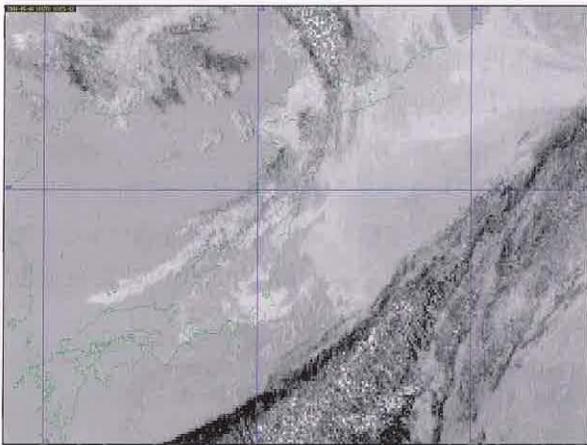


図 6-1-13 3.9 μ m 差分画像
2004 年 5 月 6 日 18UTC

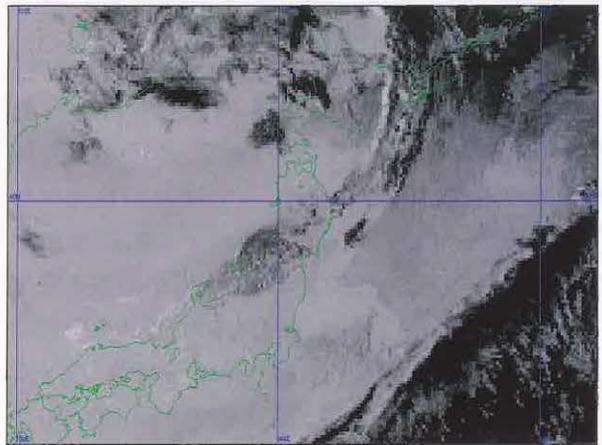


図 6-1-16 3.9 μ m 差分画像
2004 年 5 月 6 日 21UTC

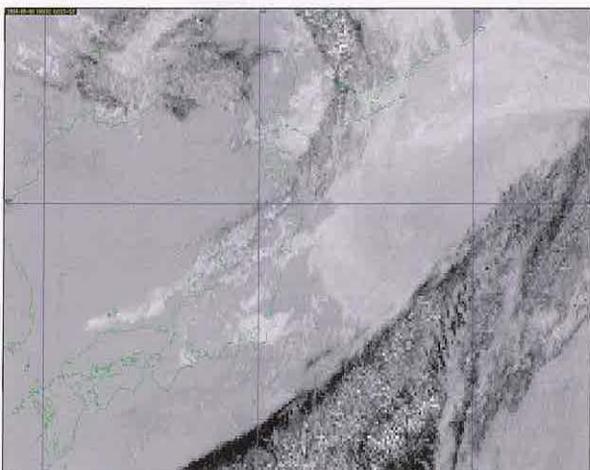


図 6-1-14 3.9 μ m 差分画像
2004 年 5 月 6 日 19UTC

(1) 北海道

北海道内陸部の霧を含む下層雲域は、北海道南東海上から内陸部の地形に沿って侵入する霧を含む下層雲域として解析できる。この調査をした時間帯、アムール川付近にある低気圧から伸びる上・中層雲が懸かり見辛くなっているが、北海道南東の太平洋沿岸部、日高山脈沿いや上川盆地に発生している霧を解析することができる。この霧域は 12UTC から時間を追う毎に拡大し 20UTC には稚内地方を除く全土に拡大している。この拡大はアムール川付近にあったトラフの接近も影響している。当日の釧路の日原簿では層雲を観測し 1310UTC からは霧雨を観測している。21UTC は太陽光の影響

が出始め、日本付近では $3.9 \mu\text{m}$ 差分画像の表示方法が変わり使用できなくなっている。

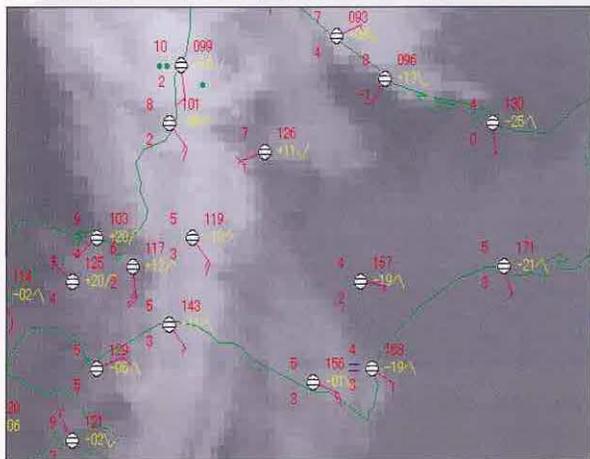


図 6-1-17 地上実況 2004年5月6日15UTC

(2) 東北の太平洋沿岸と関東地方

東北の太平洋沿岸と東日本の霧を含む下層雲域は、13UTC~14UTC にかけて東北、仙台付近と関東付近の雲域に分離を始め、それぞれが拡大を始める。そのピークは 16UTC 頃で、それ以降は縮小に転じ明け方の 20UTC 頃になると僅かに残る程度となっている。この時の地上実況では仙台が層雲でもや、小名浜でも 0830UTC からもやを観測している。関東(熊谷:黄矢印)では、層積雲で5日 19UTC から煙霧を観測している。

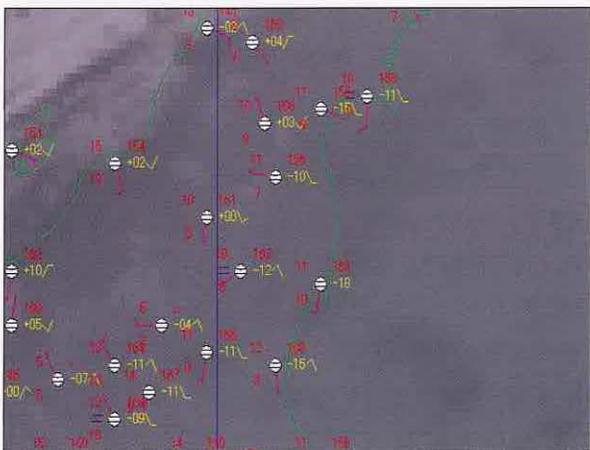


図 6-1-18 地上実況
2004年5月6日15UTC

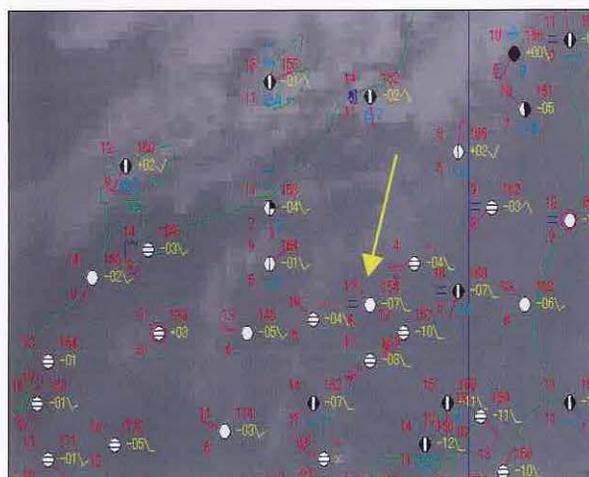


図 6-1-19 地上実況 2004年5月6日18UTC

(3) 濃尾平野から紀伊半島

鈴鹿山脈沿いと紀伊山地沿いにも下層の南東風の影響により地形に沿った形で下層雲が発生した(図 6-1-8 の黄矢印)。

この下層雲は 13UTC 頃から急に発生を始め、15UTC には愛知を含む岐阜県全域を覆うまでに拡大したが、その後は急速に減少し 20UTC には愛知県の一部に解析できる程度となった。

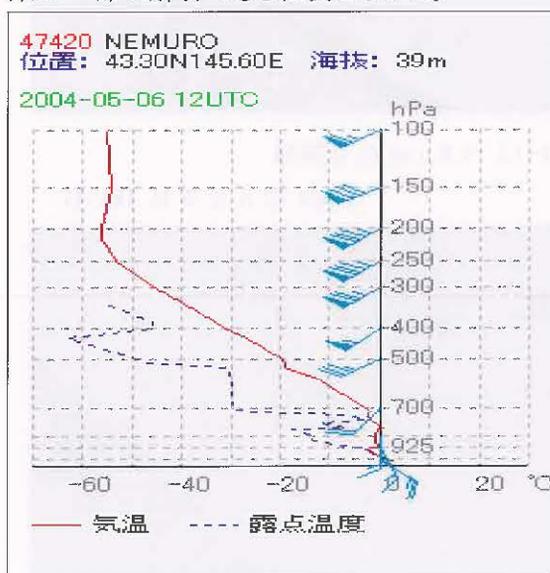


図 6-1-20 根室の高層実況
2004年5月7日00UTC

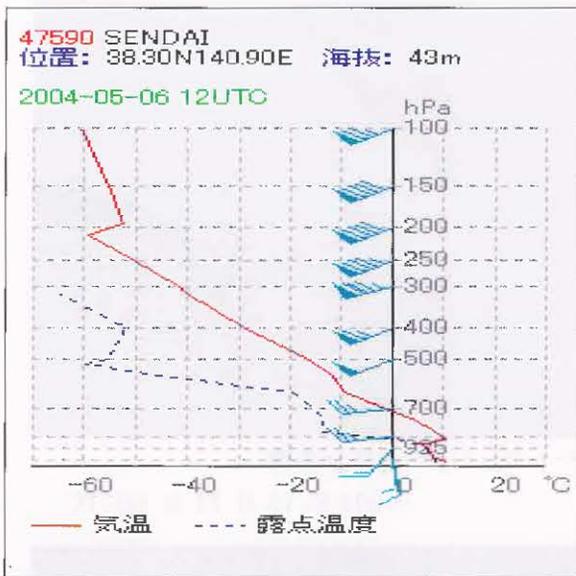


図 6-1-21 仙台の高層実況
2004年5月7日00UTC

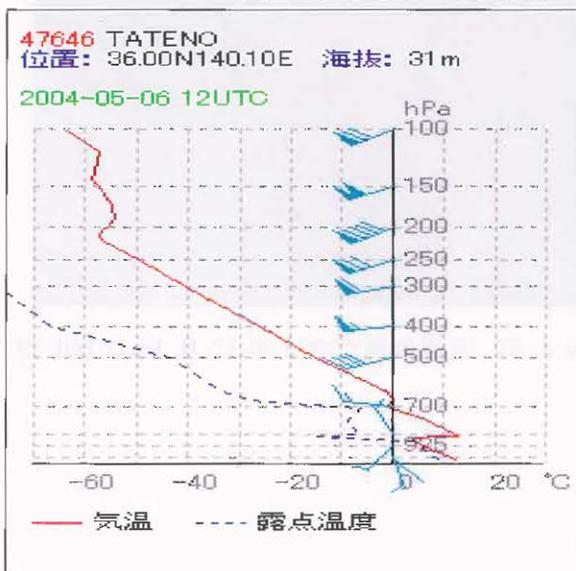


図 6-1-22 館野の高層実況図
2004年5月7日00UTC

図 6-1-20～図 6-1-22 に根室、仙台、館野の、高層実況図を示す。これを見ると、いずれも 925hPa より上層は安定層となっておりこれより下層で霧・層雲が発生していたことがわかる。

夜間帯における下層雲域の拡大・縮小の時間は、その時の下層風系や気圧配置等の気象条件に大きく左右されるが、この事例で見ると限り 16UTC 頃がピークになる時間帯と思われる。

6-1-2 西日本の霧・下層雲*

図 6-1-23 は、2003 年 12 月 14 日 18UTC の地上天気図である。日本の東海上には高気圧が解析されている。また、サハリンの東海上と日本海西部には低気圧がありオホーツク海から日本海にかけては気圧の谷となっている。

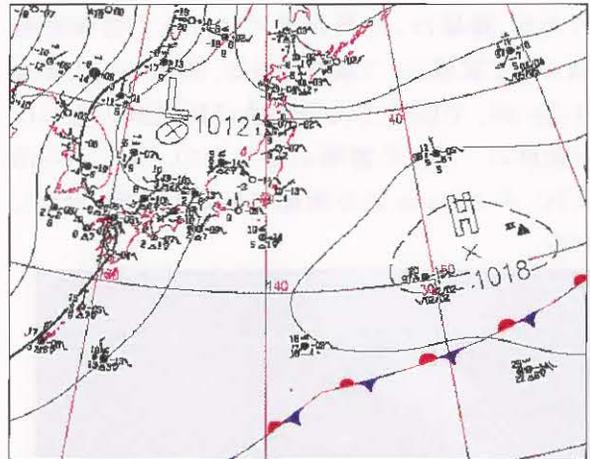


図 6-1-23 地上天気図
2003年12月14日18UTC

図 6-1-24 は、地上天気図と同時刻の 18UTC 赤外面像である。地上天気図で日本海西部に解析されている低気圧付近には中・下層雲が見られるが、ちょうどこの時間帯は上層雲に覆われ一枚の画像から低気圧の中心を解析することは難しい。一方、九州の西海上から中国大陸にかけては弱い寒気の吹き出しに伴い層積雲が発生している。その他、紀伊半島と東北地方南部にも中・下層雲がかかっている。

同時刻の $3.9\mu\text{m}$ 画像(図 6-1-25)で見ても赤外面像と大きな違いは見られない。

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像(図 6-1-26)では見え方が大きく違ってくる。この中で内陸部に注目してみると、規模は小さいが中国地方と、四国の瀬戸内側には白色の雲域が見られる。特に中国地方の雲域は、赤外面像では解析できないので輝度温度の高い霧や層雲であることがわかる。この雲域は、盆地や谷沿いに発生しており内陸部の放射冷却によって発生した盆地霧や谷霧であることがわかる。上述したように東北地方南部、紀伊半島及び九州地方西部、

* 柿本 太三

愛媛県付近にも灰色から白色の雲域が見られるが、これらの雲域は同時刻の赤外画像でも確認できること、また $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見ると雲頂表面が凸凹していることから層積雲か対流雲から構成されている下層雲として解析できる。

図 6-1-27 は、翌朝 12 月 15 日 00UTC の可視画像である。霧域は、可視画像では白色で雲頂表面が滑らかな雲域として識別される。画像からは規模は小さいが、中国地方内陸部及び琵琶湖付近にはこの条件に一致した霧域が発生している。これらは、18UTC の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見えた霧域と合致している。

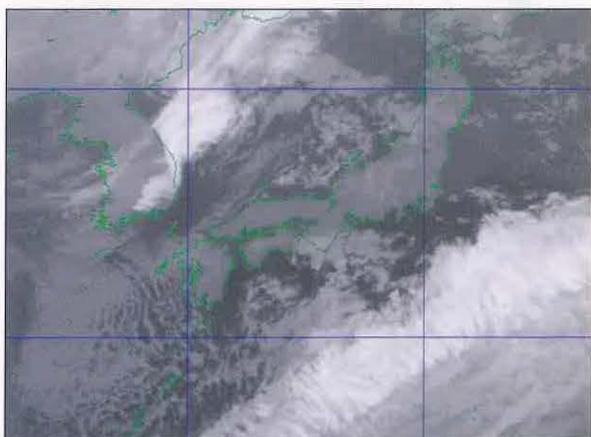


図 6-1-24 赤外画像 2003 年 12 月 14 日 18UTC

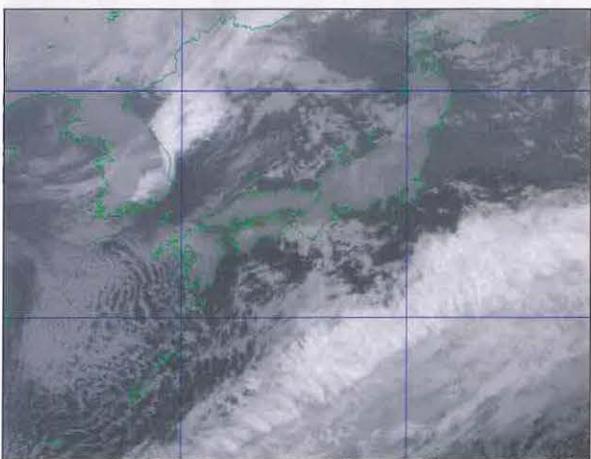


図 6-1-25 $3.9\mu\text{m}$ 画像

2003 年 12 月 14 日 18UTC

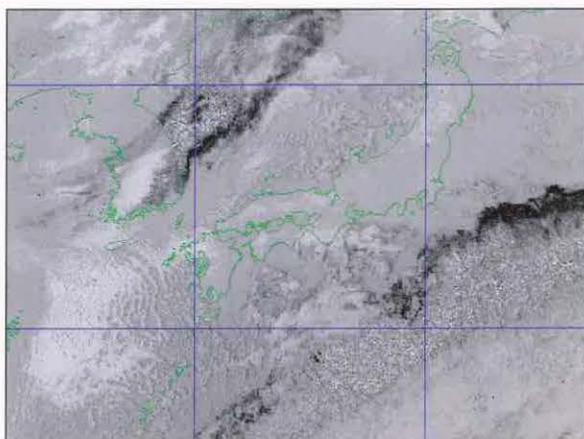


図 6-1-26 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

2003 年 12 月 14 日 18UTC

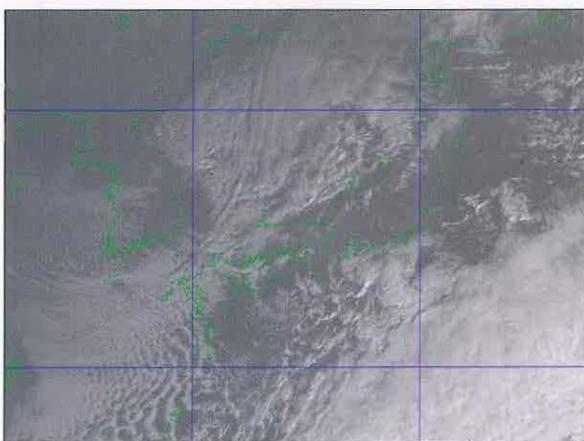


図 6-1-27 可視画像 2003 年 12 月 15 日 00UTC

霧の盛衰

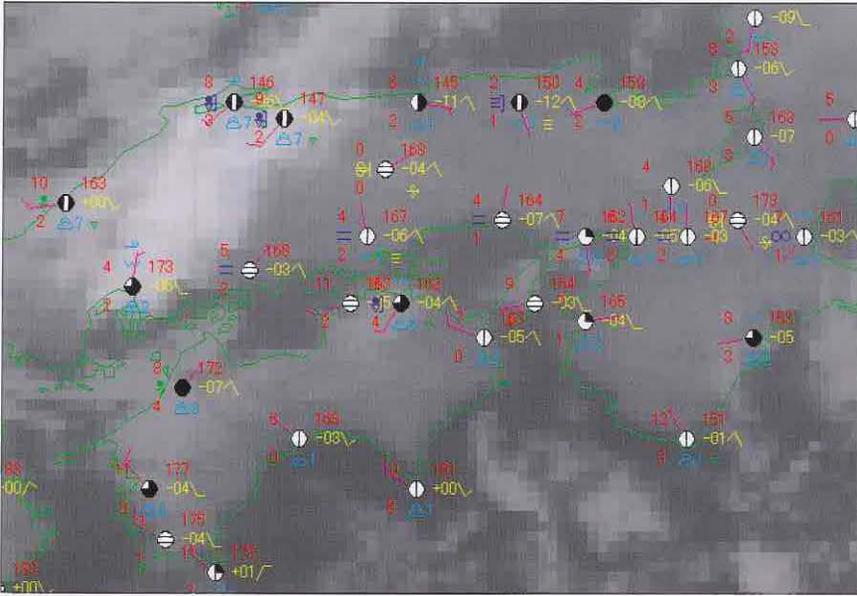


図 6-1-28 西日本を拡大した赤外面像と地上実況 2003 年 12 月 15 日 00UTCCTC

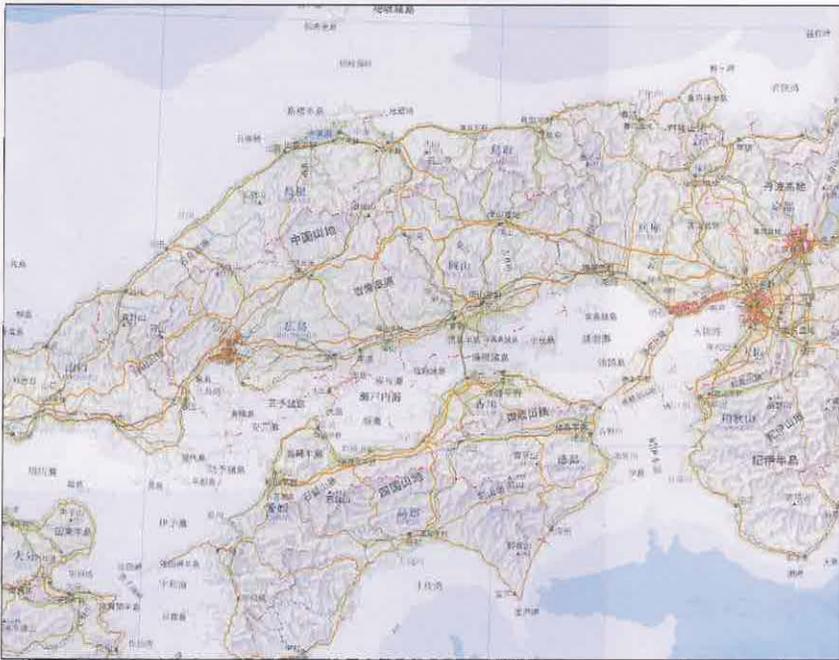


図 6-1-29 西日本の地形図(帝国書院「最新世界地図」より転載)

図 6-1-28 は、2003 年 12 月 15 日 00UTC の地上実況である。豊岡、岡山で霧、姫路、神戸、大阪、奈良、四日市でそれぞれ“もや”を観測している。また、米子の高層実況(12月14日12UTC)の米子の高層実況では、地表面近くで逆転層がありこの高さに雲が発生していたのがわかる。

次に、これらの霧域について $3.9 \mu\text{m}$ 差分画像を時系列に並べ、その発生、消滅の推移を画像から

推定した。

図 6-1-31～図 6-1-41 は 12 月 14 日 13UTC から 23UTC の $3.9 \mu\text{m}$ 差分画像の西日本を拡大した画像である。中国山地、丹後半島、愛媛付近と九州内陸部には下層雲が解析できる。この内陸部の雲域は日本海や四国南海上の下層雲と比較すると、雲頂表面の凸凹感は無く滑らかな層雲の様相を示している。

(1)中国山地から丹後半島にかかる霧・層雲域

(図 6-1-38 の赤線で囲んだ雲域)

13UTC の画像では中国山地の山沿いと丹後半島に下層雲がかかっている。この雲は総観場の画像で見ると寒気移流に伴い発生した下層雲であることがわかる。しかし、上述したように日本海にある雲域とは明らかに様相が違っており、霧や層雲主体の下層雲といえる。この層雲域は14,15,16,17UTC と次第に雲域が減少し、18UTC 頃から再度雲域を拡大している。そして19UTC 頃をピークに、太陽光があたり始める 22UTC 頃から次第に薄くなり減少している。20UTC 以降に中国地方西部に下層雲が増えているがこれは日本海から東進してきた下層雲の位相であり今回の調査の対象外とした。

(2)琵琶湖北部の霧・層雲域

(図 6-1-38 の黄色線で囲んだ雲域)

15UTC から琵琶湖北部にも霧・層雲が解析できる。詳細に見ると 13,14UTC にもこの周辺に霧・層雲が解析できそうだが衛星の分解能の関係でこの時間帯では、はっきりと霧・層雲として解析することはできない。この霧・層雲域は形を変えながら、夜中中持続している。最も雲域が拡大したのは21UTC で23UTC になると一気に薄れ消滅過程に入っている。

(3)愛媛付近の対流雲域

(図 6-1-38 の青線で囲んだ雲域)

愛媛付近にも、下層雲が夜間帯持続していた。この雲域は18UTC の赤外画像や $3.9\mu\text{m}$ 画像でも解析できるので対流雲を含んだ層積雲であるが、ア、イと比較するために記述している。愛媛付近に持続していた層積雲域は 20UTC 頃から拡大し始め走向も北西から南西方向に変わってきた。しかし、23UTC になり寒気移流がさらに強まると一気に消滅している。

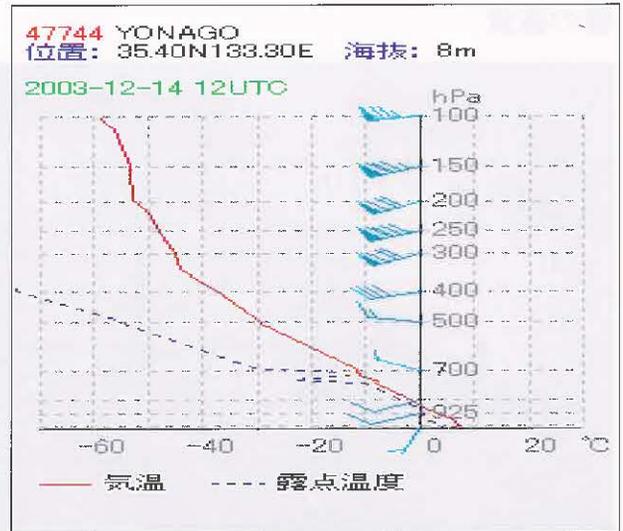


図 6-1-30 米子の高層実況

2003 年 12 月 14 日 12UTC



図 6-1-31 西日本を拡大した $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

12月14日13UTC



図 6-1-32 同 12月14日14UTC



図 6-1-33 同 12月14日15UTC



図 6-1-36 同 12月14日18UTC



図 6-1-34 同 12月14日16UTC



図 6-1-37 同 12月14日19UTC



図 6-1-35 同 12月14日17UTC

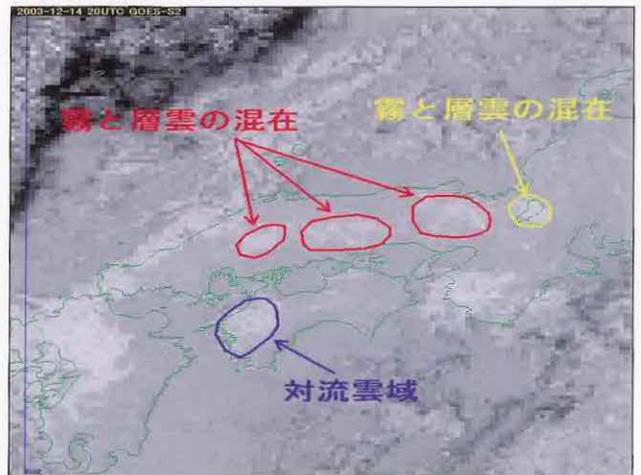


図 6-1-38 同 12月14日20UTC

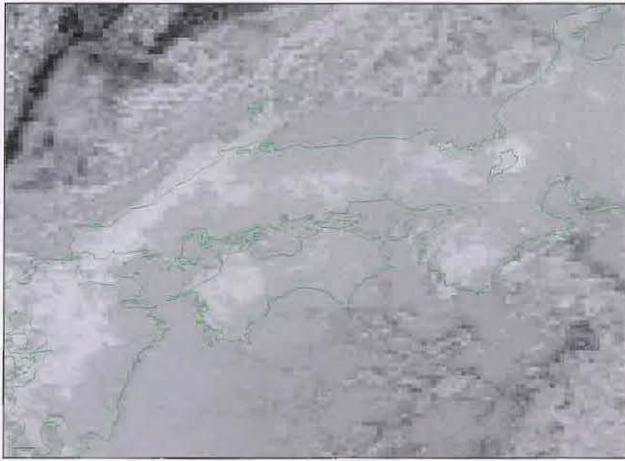


図 6-1-39 同 12月14日 21UTC



図 6-1-40 同 12月14日 22UTC

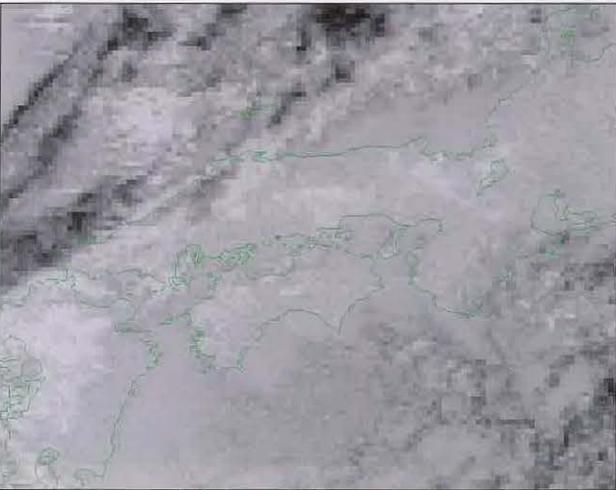


図 6-1-41 同 12月14日 23UTC

6-1-3 東北地方南部の霧・下層雲*

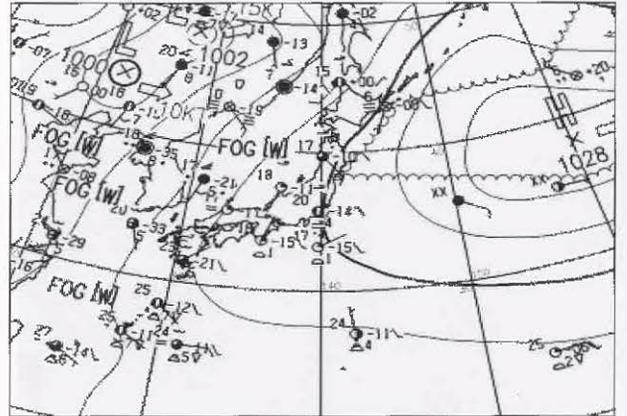


図 6-1-42 地上天気図 2004年5月27日 18UTC

図 6-1-42 は、2004 年 5 月 27 日 18UTC の地上天気図である。日本のはるか東海上には高気圧がある。

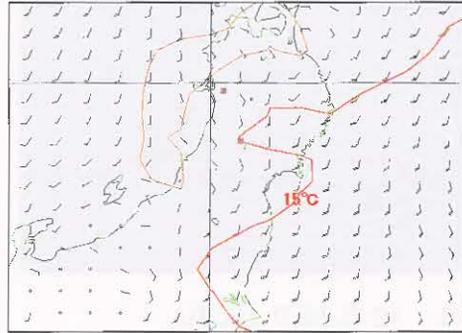


図 6-1-43 5月27日 12UTC

925hPa の気温と風の重ね合わせたもの

GPV を参考にすると、福島県及び宮城県付近は、南風が入っている。この後、北関東～東北地方の太平洋沿岸領域に注目して解析を行う。



図 6-1-44 宮城県・福島県付近の地上実況 5月27日 18UTC

* 柿本 太三

図 6-1-44 は実東北地方南部を拡大したものである。仙台、山形、福島、会津若松で“もや”となっており、仙台では層雲を観測している。

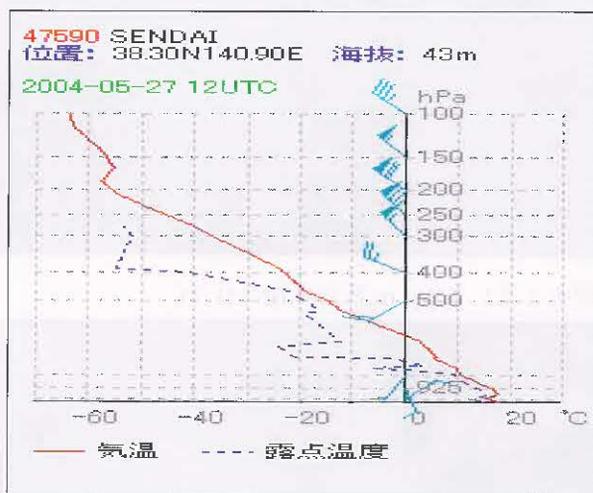


図 6-1-45 仙台の高層実況 5月 27 日 12UTC

仙台における高層実況によると、925hPa より下層で気温の逆転層が見られ、この高さで下層雲が発生していたことがわかる。

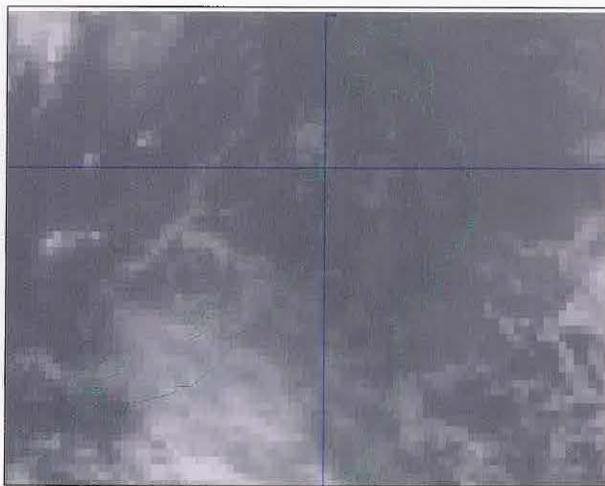


図 6-1-46 赤外画像 5月 27 日 12UTC

図 6-1-46 は、北陸地方及び東北地方を拡大した赤外画像である。北陸地方～関東地方北部には、上層雲や下層雲が解析できる。しかし、山形県、宮城県及び岩手県付近には目立った雲域は解析できず、一見すると晴天域のように見える。

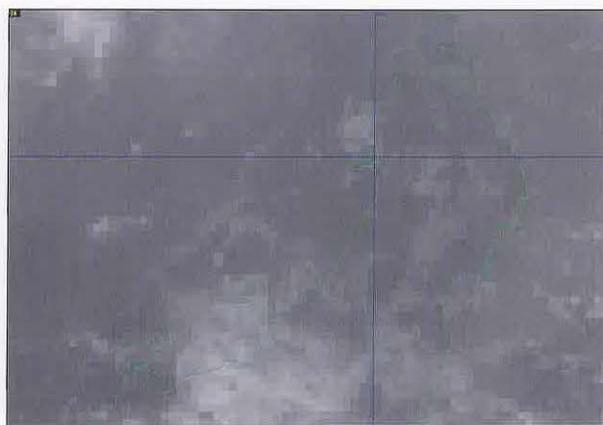


図 6-1-47 3.9 μ m画像 5月 27 日 12UTC

3.9 μ m画像で見ると、宮城県と山形県境には薄い灰色の雲域が解析できるが、これが霧域なのか霧以外の層積雲等の下層雲なのか判別は難しい。

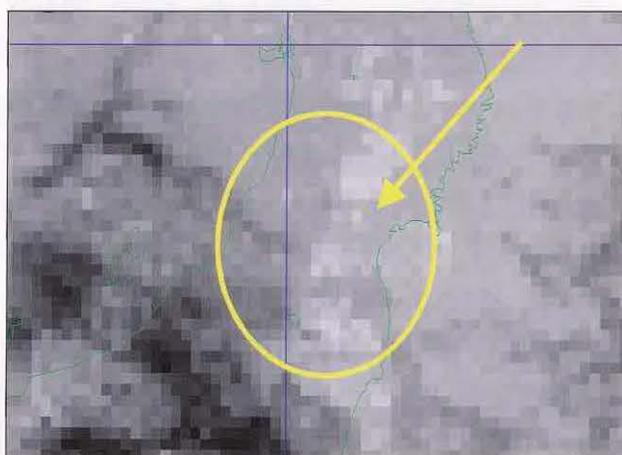


図 6-1-48 3.9 μ m差分画像 5月 27 日 12UTC

3.9 μ m差分画像では、山形県には上層雲がかかり下層雲の識別が困難であるが、福島県北部及び宮城県の内陸部に白い雲域が広がっているのが解析できる(黄色の実線で囲んだ部分)。霧の場合、一般的に周辺の海面や陸面との温度差がない場合が多く、赤外画像からは判別することは難しい。この時間帯、赤外画像でも比較的明瞭に写っているので、この雲域が層状性の雲であることがわかる。

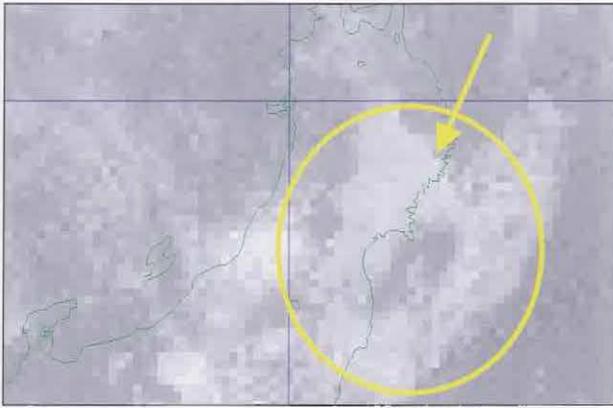


図 6-1-49 可視画像 5月 28日 00UTC

霧や層雲は、可視画像では灰～白色の雲域として識別され、雲頂表面が滑らかに一様に表示される。福島県北部・宮城県及び岩手県南部付近に発生している雲域は、この特徴を表しており、霧を含む下層雲域であることがわかる。12UTC 帯には見られなかったが、この時間帯福島県から岩手県の太平洋側沿岸にも霧を含む下層雲が見られる。一方、新潟県と山形県の県境付近にも白色の雲域が見られるが、雲頂表面は凹凸状をしており若干対流雲が含まれていると思われる。このことから、図 7-1-48 の夜間(12UTC)帯に $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で福島県及び宮城県付近に見えていた雲域が、霧を含む下層雲域であったことが確認できる。

霧域の盛衰(時系列)

図 6-1-50～図 6-1-58 は 13UTC 以降の霧域の変化傾向を時系列に並べた $3.9\mu\text{m}$ 差分画像である。

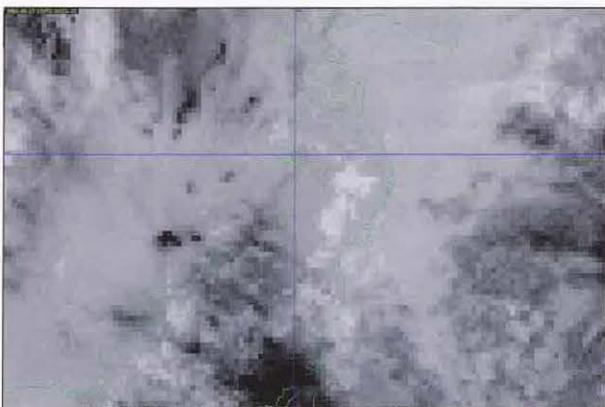


図 6-1-50 図 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 5月 27日 13UTC

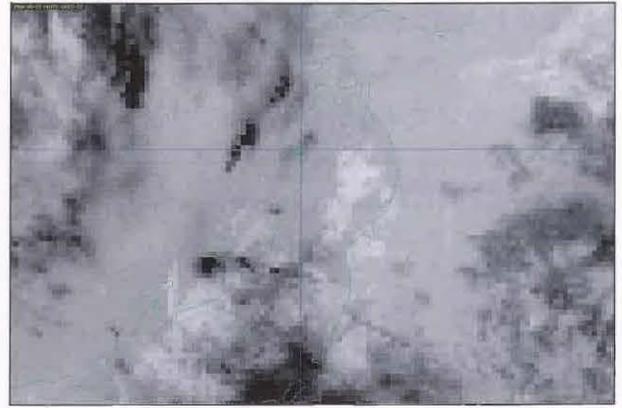


図 6-1-51 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 14UTC

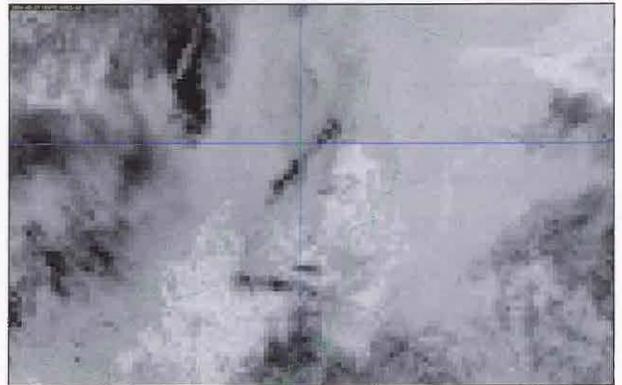


図 6-1-52 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 15UTC



図 6-1-53 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 16UTC



図 6-1-54 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 17UTC

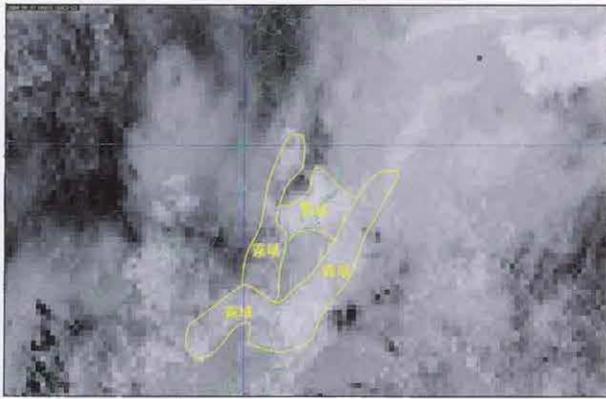


図 6-1-55 3.9 μm 差分画像 18UTC
(黄色線で霧域を明示)



図 6-1-56 3.9 μm 差分画像 19UTC

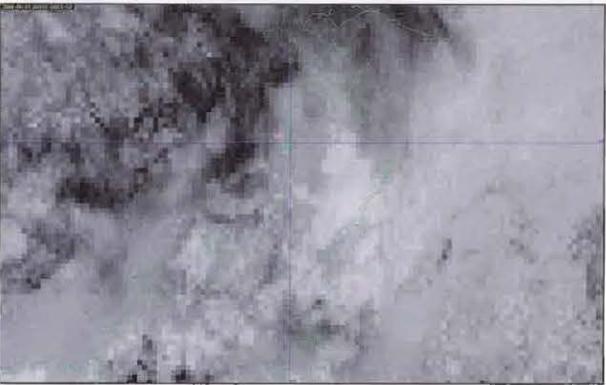


図 6-1-57 3.9 μm 差分画像 20UTC

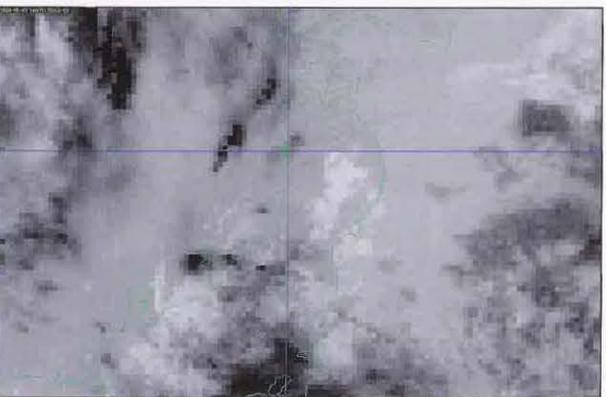


図 6-1-58 3.9 μm 差分画像 21UTC

宮城県から岩手県南部及びその太平洋側沿岸に発生している霧を含む下層雲域は、18UTC か 19UTC 頃が最も拡大しているように見える。21UTC 以降太陽光の影響を受け、雲の境界は不明瞭となっている。

内陸部の霧・下層雲のまとめ

①3.9 μm 差分画像においては、夜間帯における下層雲域は白く雲頂表面が滑らかな雲域として表現される。

②夜間帯における下層雲域の拡大・縮小の時間は、その時の下層風系や気圧配置等の気象条件に大きく左右されるが、16UTC～18UTC 頃にピークを迎える。

6-1-4 大陸上に見える黒い下層雲*

層雲や霧のように雲頂高度の低い雲は、地表面との温度差が非常に小さいため、赤外画像では暗い灰色で表され地表面と雲とを判別することは難しくなる。

だが、まれに、冬など強い接地逆転が起きている時の霧の雲頂は周囲の地表面よりも高温であるため、黒っぽく(暗く)見えることがある。このような霧を Black Fog(黒い霧)という。

ここでは水雲(下層雲)がある場合の赤外画像と 3.7 μm 画像の雲頂からの放射の差を利用して作成した 3.7 μm 差分画像から黒い霧の解析例を紹介する。

図 6-1-59 は 2004 年 1 月 27 日 12UTC の赤外画像である。これから見ると、中国の華北とロシアの国境沿いに灰色の領域(矢印)が解析できる。この領域を地図(図 6-1-60)上で見ると、灰色の領域は大シアンリン山脈(赤矢印下)とスタノボイ山脈(赤矢印上)の峡谷を流れるアムール川沿いにあたる。しかし 3.9 μm 画像(図 6-1-61)ではこの領域は解析できない。3.9 μm 差分画像(図 6-1-62)を見ると白く輝いた領域が解析できる。この領域のエッジは鮮明であり、雲頂高度も一様で一見、霧域のように見えるが、前述したように赤外画像では周囲よりも温度が高い灰色の領域として見えており、通常の下層雲の見え方とは異なっている。これが黒

* 淵田 信敏

い霧である。

図 6-1-63 は、Black Fog 付近を拡大した輝度温度分布図である。Black Fog の縁を -25.0°C の太線で表示している。この太線の内側の温度の高い部分が Black Fog の発生している領域である。



図 6-1-59 赤外画像 2004 年 1 月 27 日 12UTC

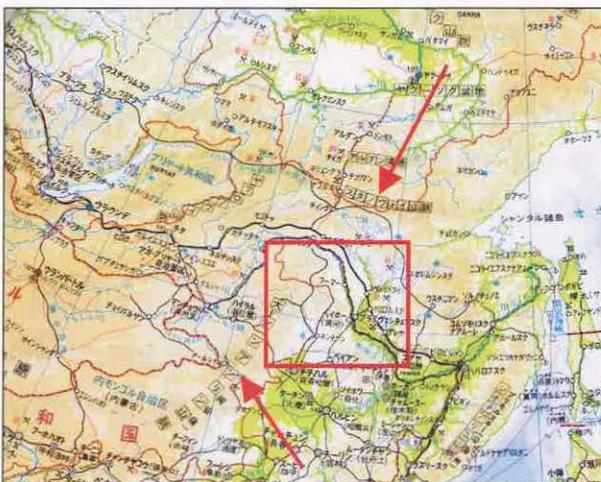


図 6-1-60 中国とロシア国境付近の地図
(帝国書院「最新世界地図」より転載)

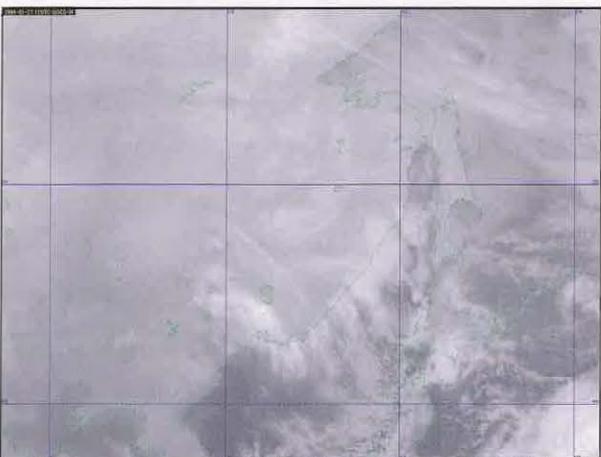


図 6-1-61 $3.9\mu\text{m}$ 画像 1 月 27 日 12UTC



図 6-1-62 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 1 月 27 日 12UTC

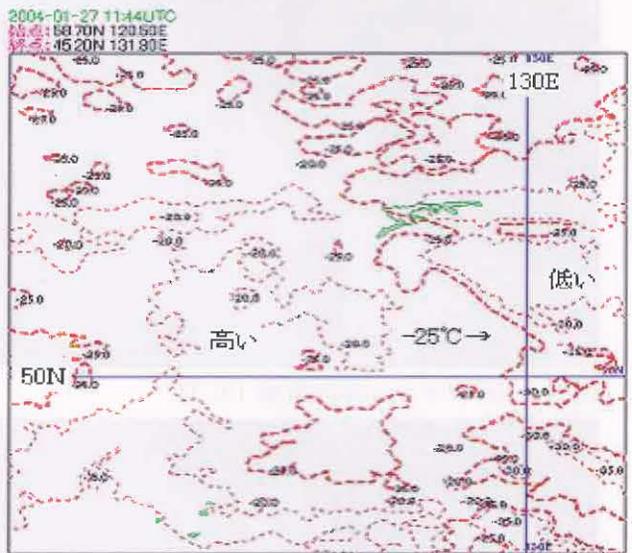


図 6-1-63 1 月 27 日 12UTC

Black Fog 付近を拡大した輝度温度分布図

15UTC(図 6-1-64)の赤外画像で見ると、この領域は南西方向に移動している。赤外画像では周囲に比べ温度が高いため、灰色の領域として見えているが、この時間になっても $3.9\mu\text{m}$ 画像(図 6-1-65)ではこの領域は解析できない。 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像(図 6-1-66)で見ると白く輝いた領域は持続している。

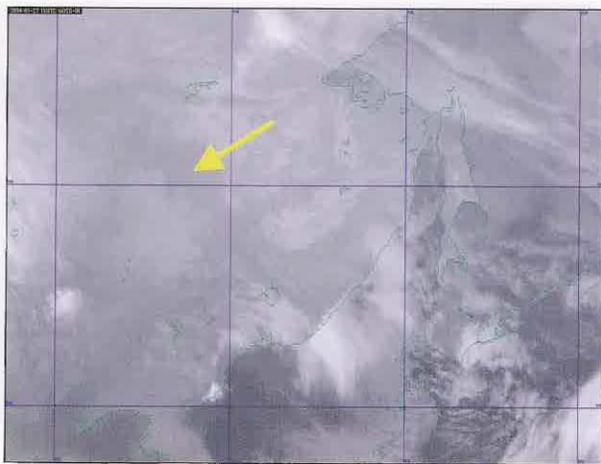


図 6-1-64 赤外画像 1月 27日 15UTC

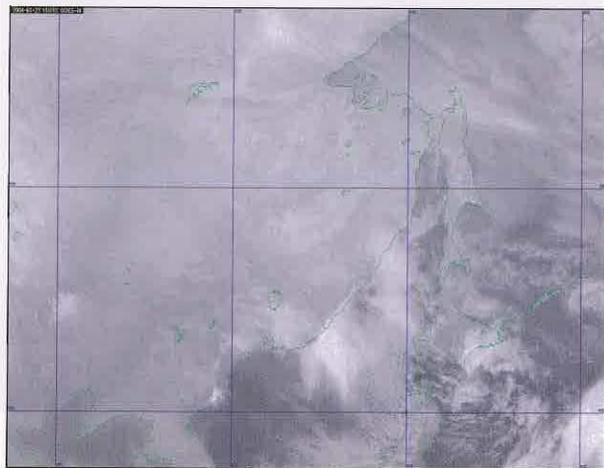


図 6-1-65 3.9 μm画像 1月 27日 15UTC



図 6-1-66 3.9 μm差分画像 1月 27日 15UTC

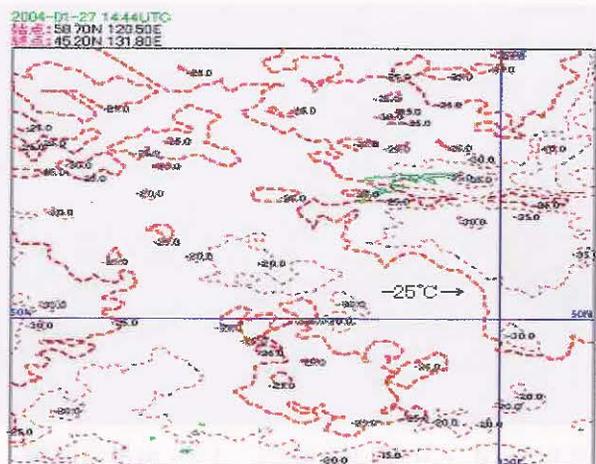


図 6-1-67 1月 27日 15UTC

Black Fog 付近を拡大した輝度温度分布図

18UTC(図 6-1-68)になると、赤外画像で見えるこの灰色の領域はさらに南西に移動しモンゴルに懸かってきた。3.9 μm 差分画像(図 6-1-70)では領域が拡大しているのがわかる。しかし、3.9 μm 画像(図 6-1-69)では何も解析できない。

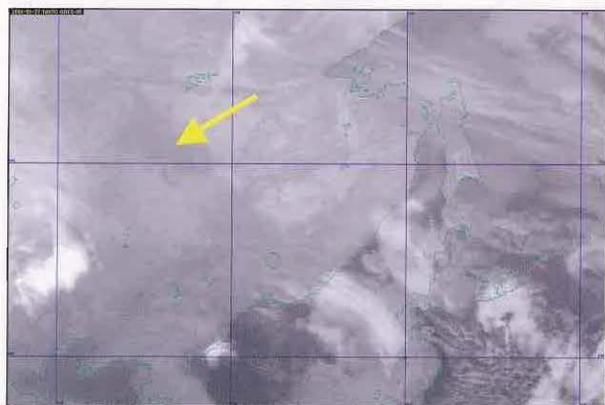


図 6-1-68 1月 27日 18UTC 赤外画像

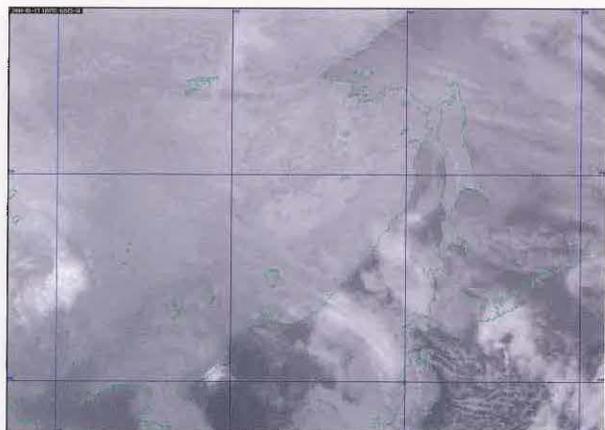


図 6-1-69 1月 27日 18UTC 3.9 μm画像

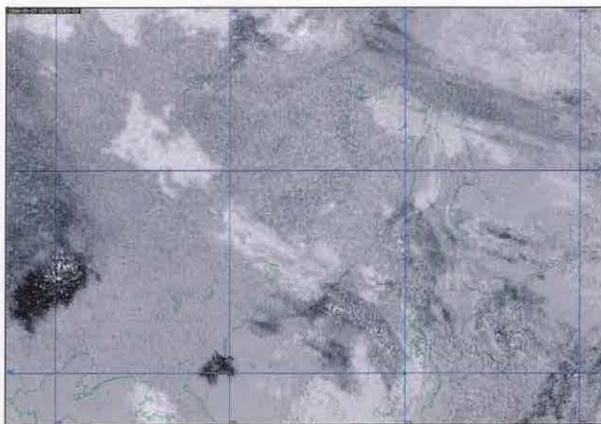


図 6-1-70 1月27日18UTC 3.9 μm差分画像

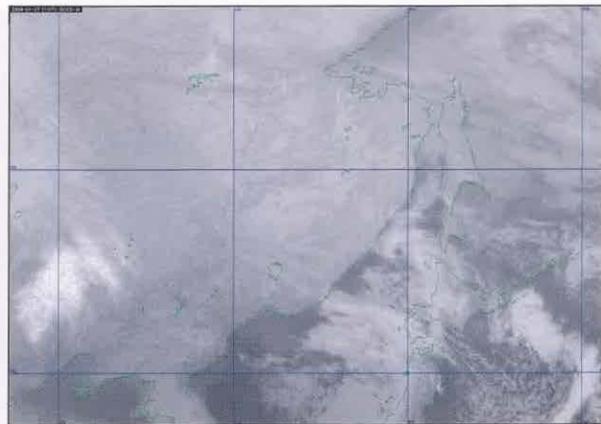


図 6-1-73 1月27日21UTC 3.9 μm画像

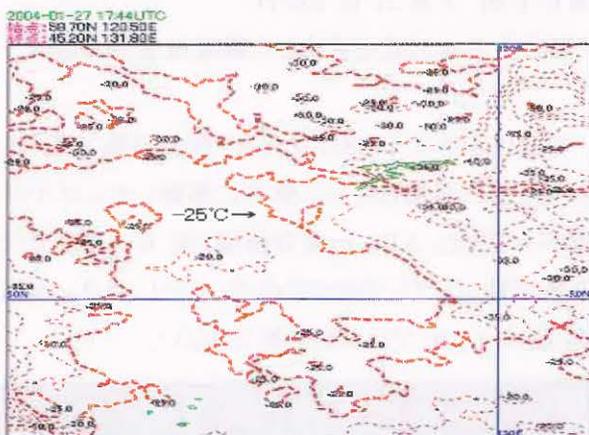


図 6-1-71 1月27日18UTC

Black Fog 付近を拡大した輝度温度分布図

21UTC (図 6-1-72) になっても、赤外画像で見えるこの灰色の領域は拡大しながら南西に移動している。3.9 μm 差分画像 (図 6-1-74) でも領域が拡大しているのがわかる。しかし、3.9 μm 画像 (図 6-1-73) では何も解析できない。

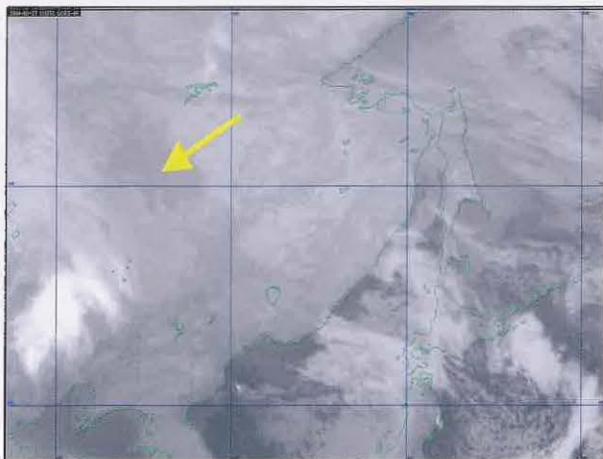


図 6-1-72 1月27日21UTC 赤外画像

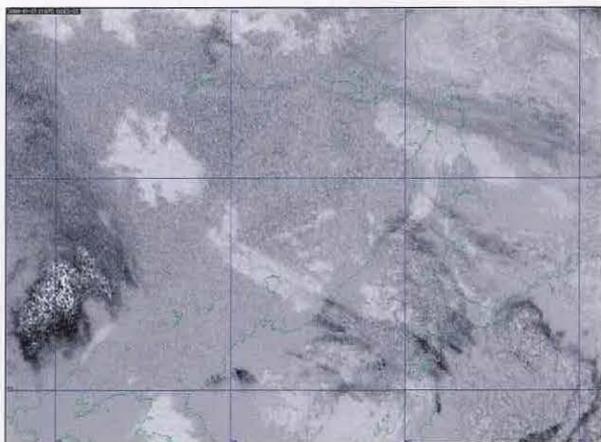


図 6-1-74 1月27日21UTC 3.9 μm 差分画像

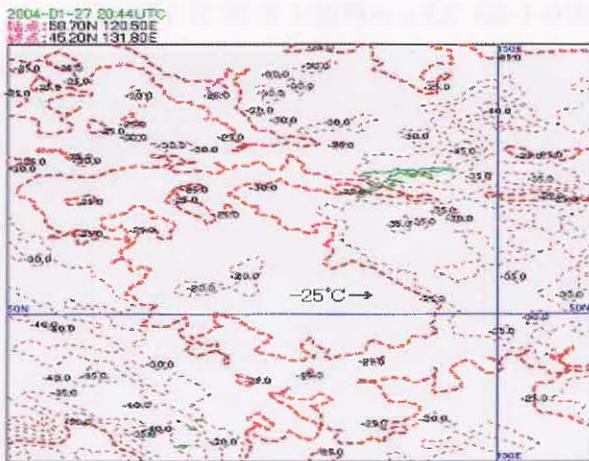


図 6-1-75 1月27日21UTC

Black Fog 付近を拡大した輝度温度分布図

まとめ

3.9 μm 画像では雲と陸の放射量がほぼ同じのため、画像には表れていない。しかし、この差を利用して作成される 3.9 μm 差分画像を使うと赤外画像で白っぽく見える霧・層雲も黒っぽく見える霧・層

雲も同じ霧として見る事ができる。

このように、同じ下層雲であっても季節や周囲の環境が変わると画像上での見え方が大きく変わるので、数種類の画像の特性をよく把握した上で現象を解析しなければならない。地上実況(図 6-1-76)を見ると、Black Fog の縁にあたるブラゴベシチェンスク(N50.15、E127.34 132m 矢印)(地図(図 6-1-60)上の口内)では高積雲を観測し、降雪があつている。

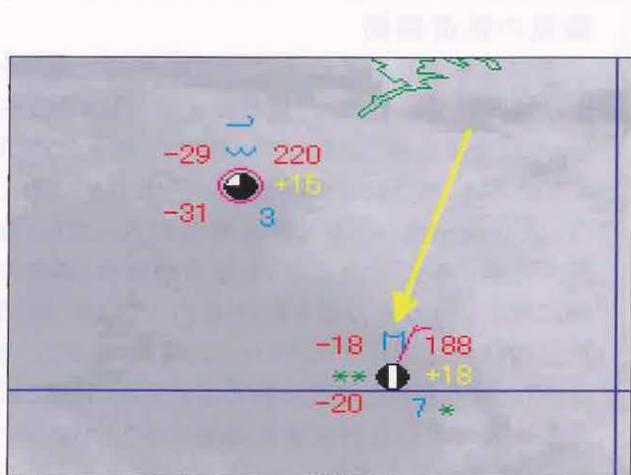


図 6-1-76 地上実況(拡大図)と赤外画像
(1月28日00UTC)

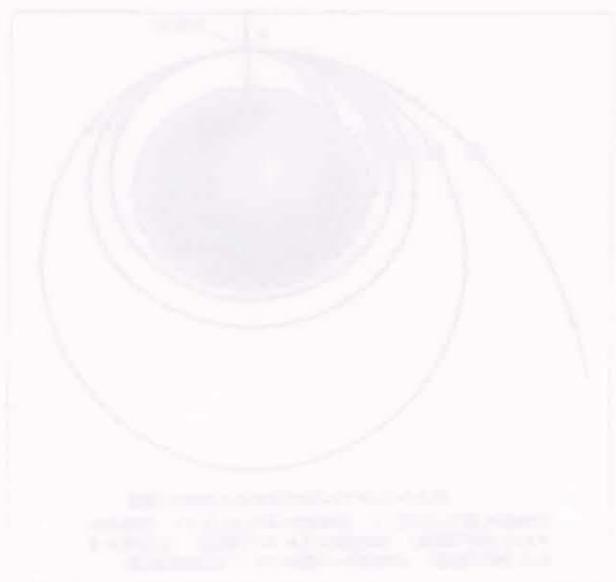


図 6-1-77 Black Fog の観測位置(拡大図)

衛星の軌道制御

地球の形は真球ではなく、地球の中心を通る断面は楕円形である。また、地球は太陽の回りを公転し、月は地球の周り公転しているので、衛星に作用する引力は、場所により時間により変化する。このため、人工衛星はいったん静止軌道に入っても、時間が経過すると、除々に高さも起道傾斜角(赤道の面に対する軌道面の傾き角)も変わってゆき、結局、衛星の静止位置がずれていってしまう。そこで、衛星をある定められた位置に静止させておくには、衛星の速度やその方向を適宜調整することが必要となる。静止衛星がずれていく方向には南北と東西の二種類がある。

南北制御

南北方向にずれてゆくのは、主として月や太陽の引力による。衛星はこれにより、およそ一日の周期で、北へ行ったり南へ行ったりの往復運動をするようになる。この往復の幅は、通常、年間で緯度にして約 1.5 度の割合で大きくなってゆく。

東西制御

東西方向のずれの主な原因は、地球が真球でないことによる。地球は、赤道面に平行な断面で見ると、円に近い楕円である。このため、静止衛星に作用する引力は、大部分のところで地球の中心に向かっていない。この引力方向のずれが、静止衛星の飛行を速くしたり遅くしたりするのである。地球の自転に対して、衛星が速くなると軌道の直径が次第に大きくなり楕円軌道(図1の⑤)となって、一周に要する時間が長くなる。その結果、衛星は地球に対して西方へ動いて行く。逆に地球の自転に対して、衛星が遅くなると(図1の③)東方へ動いて行く。

東経 110 度で考えると、緯度方向の加速度は、約 -0.002deg/day^2 (負は西方向、正は東方向) 軌道長半径の日変化 $\Delta \alpha$ は、約 $+0.147 \text{Km/day}$ である。この性質から、日本上空の静止衛星では、起道半径 α が、静止高度の軌道長半径 42165.7Km より短ければ、緯度方向の変化(ドリフト・レート)は正なので、衛星は緯度上、東方向に移動するが、経度上の加速度(ドリフト・レートの日変化)が負なので、短期間のうちに、ドリフト・レートが0、すなわち、衛星の軌道長半径は、静止高度の軌道長半径と同じになり、衛星が経度上、東方向に移動するのは停止する。その後、衛星の軌道長半径は静止高度

の軌道長半径より長くなっていくため、ドリフト・レートの値は、負となり、その絶対値が大きくなっていく、そのため、衛星は、経度上、Uターンして西方向に移動する。そして除々に速度を増し、インド洋上の東経 78 度近傍で最大となる。その後は移動速度が減少し、さらにある程度西に行った所で移動を停止し、そこからこんどは逆に東方へ向かう。したがって、インド洋上空を基点として、あたかも振り子のように西にいたり東にいたりする。

このように、東西に往復する移動の中心は、インド洋上空の点のほかに、もう一点、地球のほぼ反対側、南米西側の太平洋上の西経 108 度付近にある。

このようなことから、衛星が経度上、西方向に移動し始めてから、適当な時期に、衛星の軌道長半径 α を、静止高度の軌道長半径より短くする制御(減速制御、西方向軌道制御)を実施すれば、上述の性質を繰り返し再現することができる。この原理を用いて、日本の上空では静止衛星の東西方向の軌道保持を実施している(GMS-5 の場合、約 2ヶ月に一回の軌道制御を実施した)。

(瀧田 信敏)

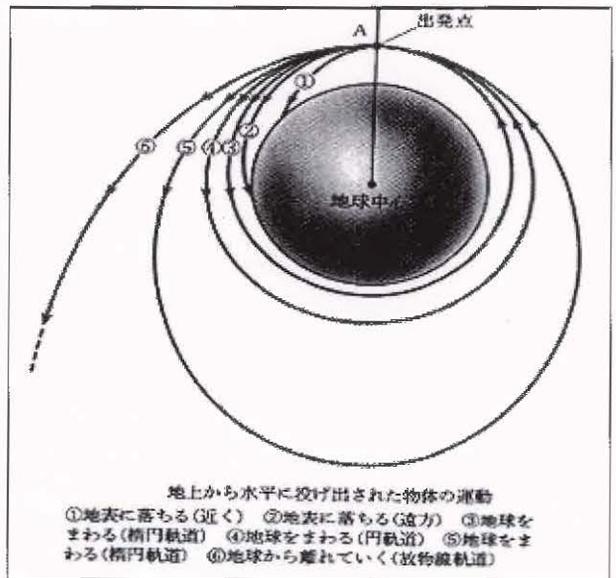


図1 地球から水平に投げ出された物体の運動
(平井 1985 より引用)

6-2 海洋上の霧・下層雲*

6-2-1 日本海の霧

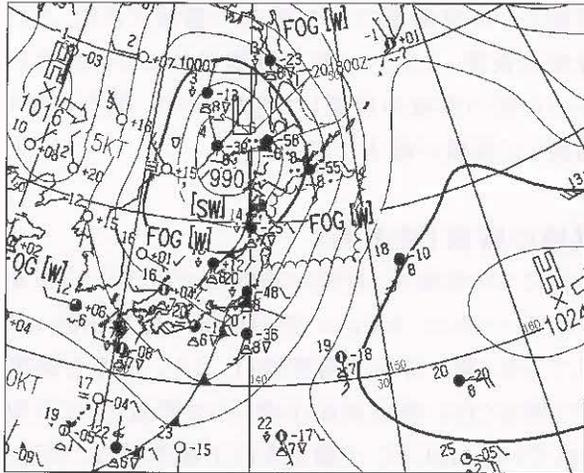


図 6-2-1 2004 年 4 月 19 日 18UTC
の地上天気図

図 6-2-1 は 4 月 19 日 18UTC の地上天気図である。日本のはるか東海上と中国東北区には移動性高気圧がありどちらも東進している。日本付近はこれら二つの高気圧の谷場となり、日本海北部の低気圧とそれから北陸まで延びる前線、関東付近には前線上のキックと前線がそれぞれ解析されている。

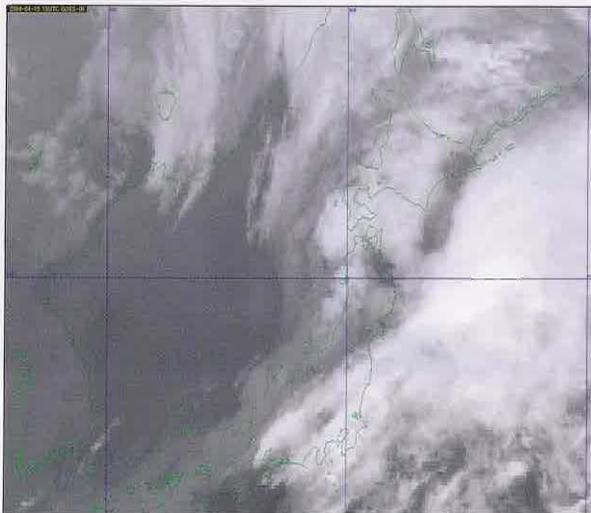


図 6-2-2 2004 年 4 月 19 日 18UTC の赤外画像

図 6-2-2 の赤外画像で見ると、地上天気図で前線が解析されている北海道～北陸、関東地方は、低気圧や前線に対応する雲バンドに覆われている。

一方、日本海中部～西部の海域にかけては目立った雲域は見られない。

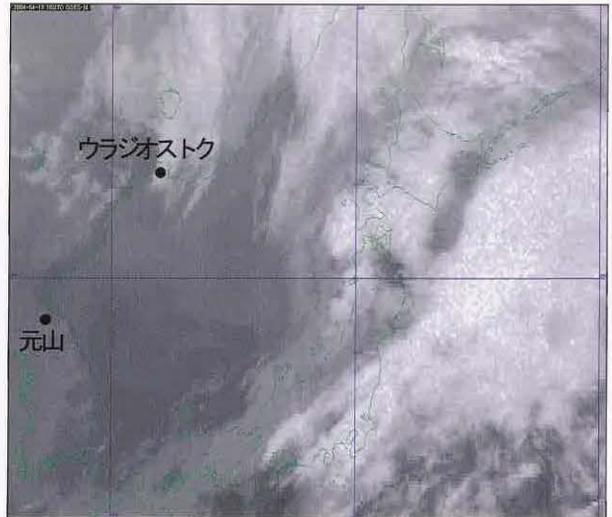


図 6-2-3 2004 年 4 月 19 日 18UTC
の 3.9 μm 画像

図 6-2-3 は、同時刻の 3.9 μm 画像である。この画像では、前線に対応する雲域を除いて、ウラジオストク沖から日本海中部の海域において、不明瞭ではあるが暗灰色の雲域が広がっているのが判別できる。この暗灰色の雲域は、同時刻の赤外画像では確認することは難しい。

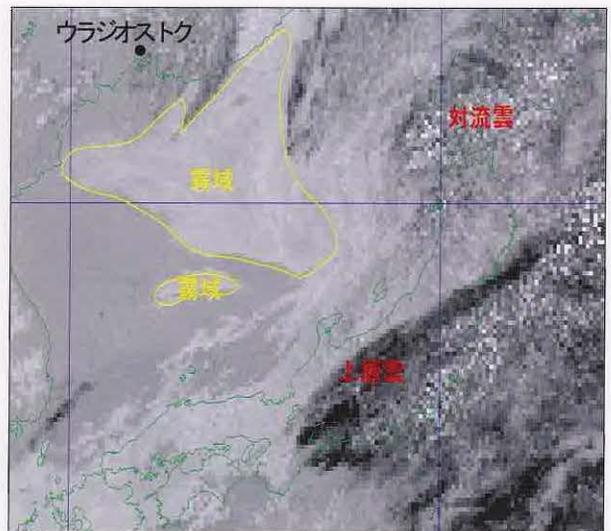


図 6-2-4 2004 年 4 月 19 日 18UTC
の 3.9 μm 差分画像

続いて同時刻の 3.9 μm 差分画像(図 6-2-4)を

* 柿本 太三

見てみる。ウラジオストク沖～日本海中部にかけて、黄色の実線で示したような白色～灰色のベール状の雲域が広がっている。この雲域が霧を含む下層雲域である。

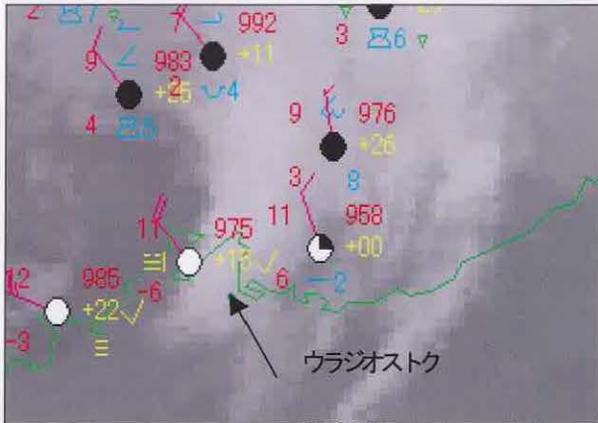


図 6-2-5 2004 年4月 19 日 18UTC
の地上実況図と赤外画像の重ね図

18UTC の日本海西部の地上実況(図 6-2-5)を見ても、ウラジオストク周辺では、霧や層雲を観測している。このように、霧を含む下層雲は、赤外画像では海面との温度差が小さいため識別することが難しいが、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では明瞭に識別することができる。

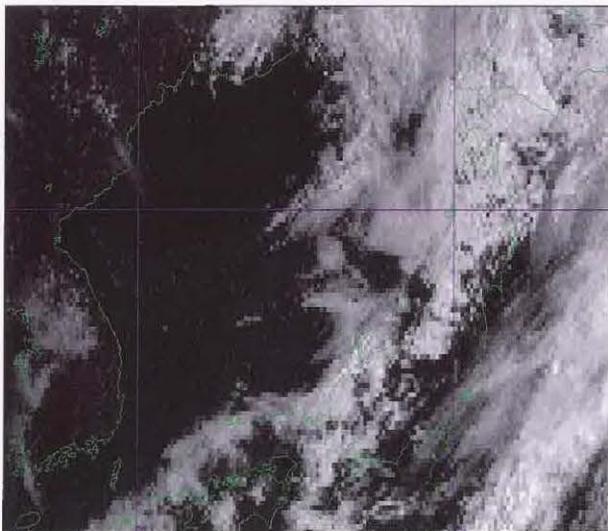


図 6-2-6 2004 年4月 20 日 00UTC の可視画像

図 6-2-6 は、翌 4 月 20 日 00UTC の日本付近の可視画像である。東北地方の日本海側～渡島半

島の西海上にかけてと、山陰沿岸には白いベール状の雲域が広がっているのが確認できる。これらの雲域が、可視画像で見た場合の霧域である。この霧域は夜間、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見えていた白いベール状の雲域が東進してきたもので、朝方になり消散して雲域が縮小している。

霧域の盛衰(時系列)

次にこの雲域が、夜間の時間帯ではどのように変化していったか、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で時間を追って見てみる。霧を含む下層雲域は、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では明るく白い雲頂表面が滑らかな雲域として表現されている。12UTC で霧を含む下層雲域は、ウラジオストク沖付近で拡大し始め、16UTC には能登半島沖付近まで拡大しているのがわかる。この雲域の拡がり方は、17UTC から 18UTC 頃がピークで、その後は次第に縮小している。

このように $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を利用すると、夜間帯の海上の霧域と時間による霧域の盛衰を容易に解析することができる。

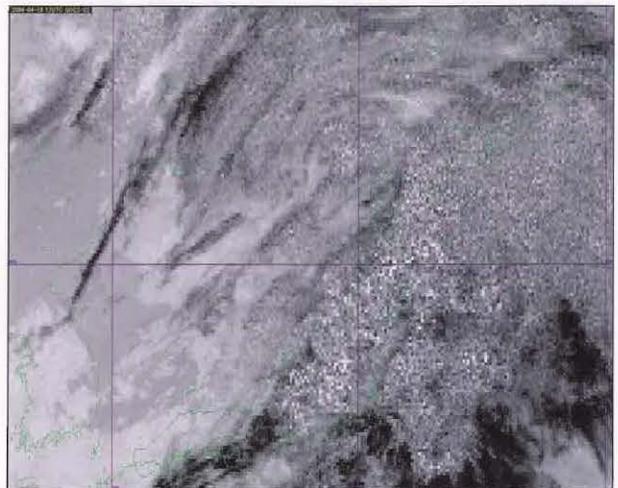


図 6-2-7 2004 年4月 19 日 12UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

*13～15UTC の画像は、舐運用期間のため欠測。



図 6-2-8 2004 年4月 19 日 16UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

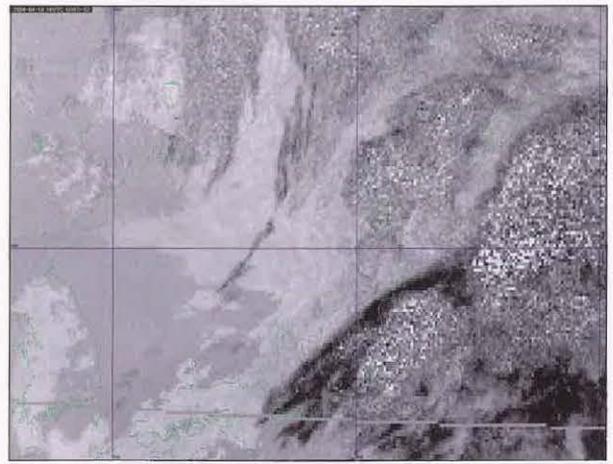


図 6-2-11 2004 年4月 19 日 19UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

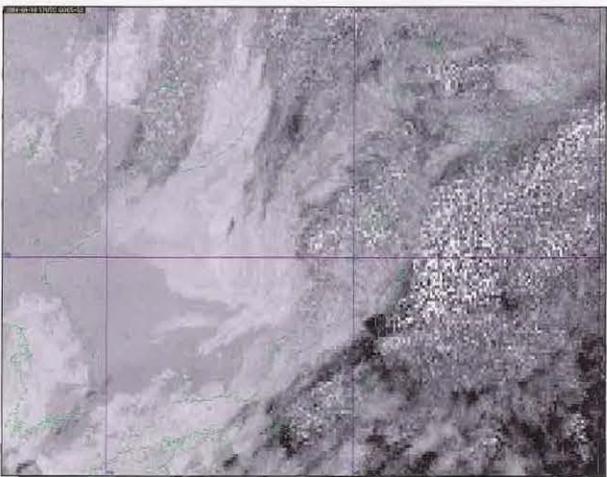


図 6-2-9 2004 年4月 19 日 17UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

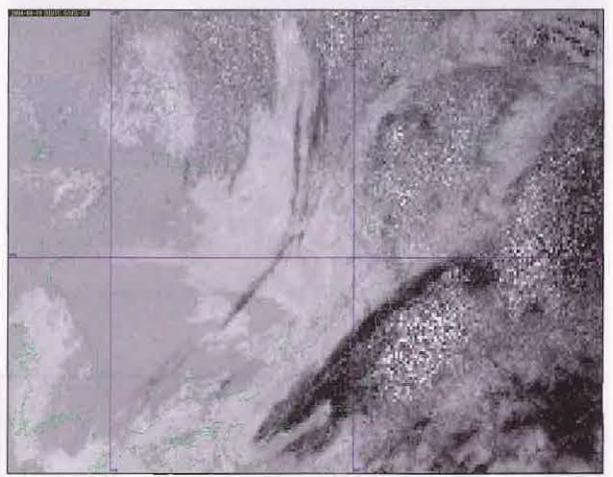


図 6-2-12 2004 年4月 19 日 20UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

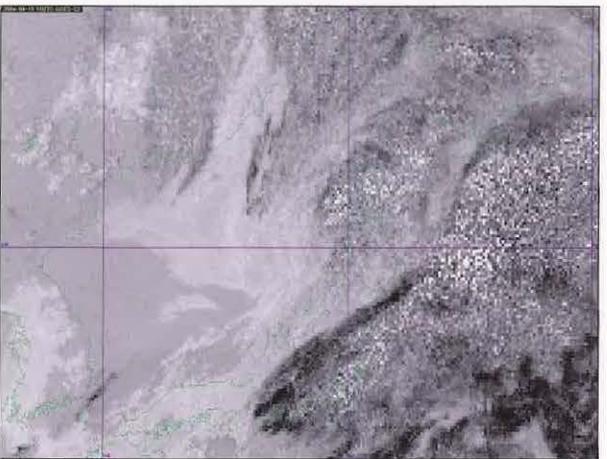


図 6-2-10 2004 年4月 19 日 18UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

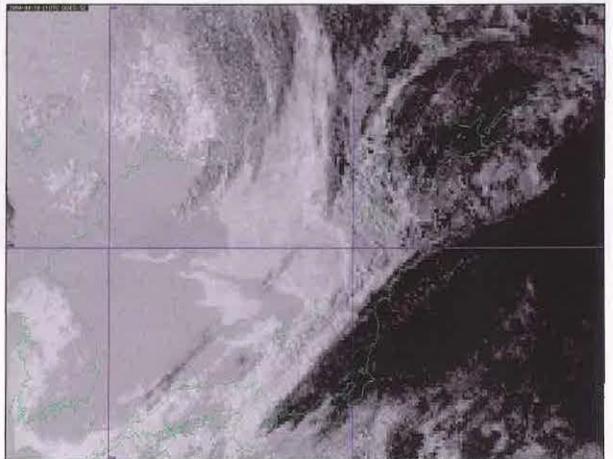


図 6-2-13 2004 年4月 19 日 21UTC
の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

図 6-2-14 は、19 日 18UTC の赤外面像と GPV による 850hPa の等温線である。10℃の等温線(白い太実線)が、朝鮮半島から日本海中・西部に入っている。このことは下層で、暖かい西南西風が日本海に流入していることを示唆している。

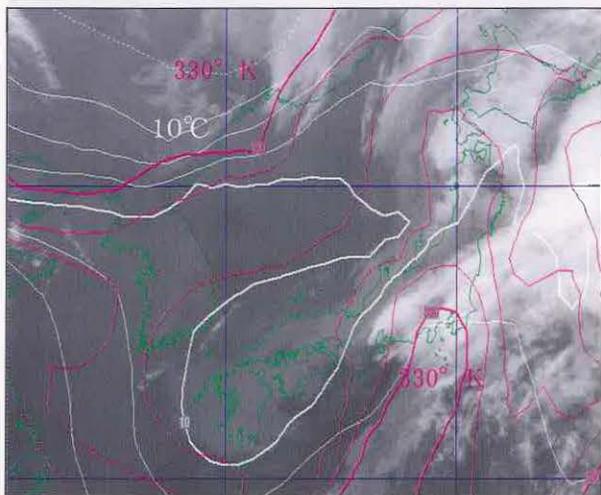


図 6-2-14 2004 年4月 19 日 18UTC の赤外面像に 850hPa の相当温位(ピンク色)と等温線(白色)の重ね図 4 月 19 日 12UTC 初期値の GPV を使用

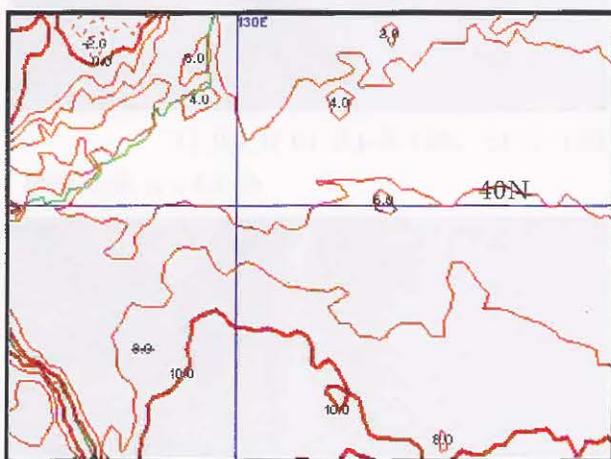


図 6-2-15 2004 年4月 19 日 18UTC の赤外面像輝度温度等値線図 等値線間隔2℃

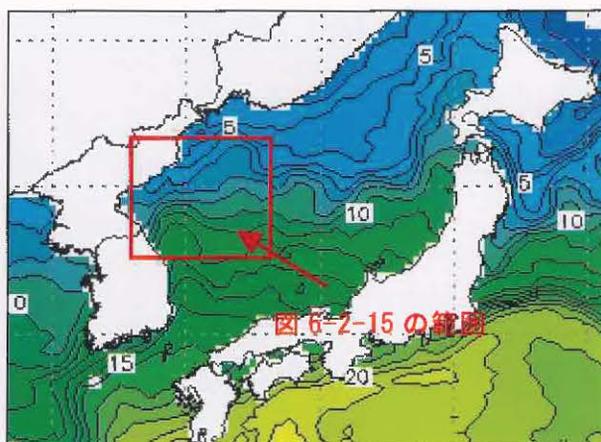


図 6-2-16 2004 年4月 19 日の日別海面水温図

図 6-2-16 は、沿海州南部沖の4月 19 日 18UTC の霧が発生している海域を、赤外面像の輝度温度情報で表し、それを等値線で示したものである。40 N、130E 付近を見てみると、その付近の温度は約 6℃(太い実線は 10℃)となっている。気象衛星とブイの観測データを用いて作成された同日の海面水温図(図 6-2-16)を見ると、日本海西部の同付近の海面水温は 7~8℃となっている。この両者の差は 1~2℃しかない。このことから海面水温と大差のない霧の観測は、赤外面像で判別が難しいのも理解できる。

まとめ

- ①夜間帯の 3.9 μ m 差分画像を用いると赤外面像では解析できない夜間帯の霧や層雲が白いパール状の雲域として解析できた。
- ②この事例での、日本海での霧を含む下層雲域の拡がりは、17UTC から 18UTC 頃がピークで、その後は次第に縮小していた。

6-2-2 黄海の霧

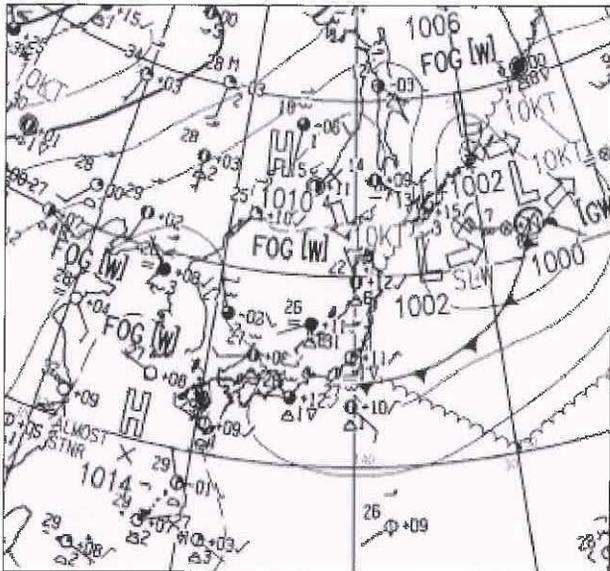


図 6-2-17 2004 年 7 月 21 日 12UTC
の地上天気図

図 6-2-17 は、2004 年 7 月 21 日 12UTC の地上天気図である。日本の東海上には低気圧があり、そこから、関東の南海上までは寒冷前線が伸びている。また、日本海北部と東シナ海には高気圧が解析されており、日本海から東シナ海にかけてはリッジ場となっている。

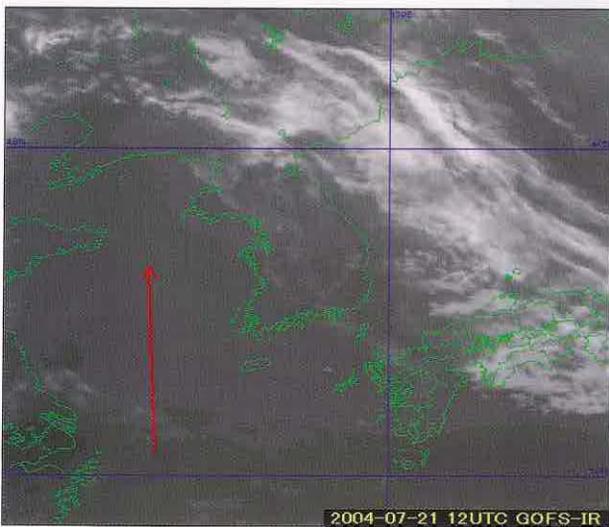


図 6-2-18 赤外画像(黄海付近を拡大)
2004 年 7 月 21 日 12UTC

図 6-2-18 は赤外画像である。中国東北区から日本海西部・西日本にかけては高気圧の縁辺を回る上層雲や下層雲が解析できる。しかし、黄海付近(矢印)には目立った雲域は解析できず、一見する

と晴天域のように見える。

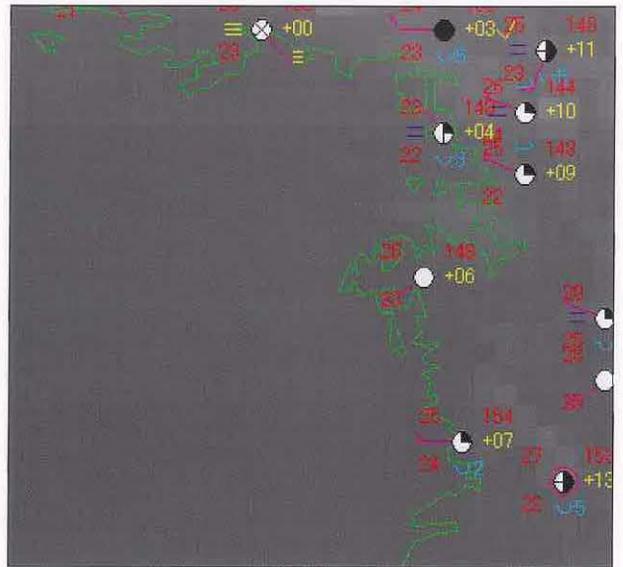


図 6-2-19 赤外画像の朝鮮半島西岸の拡大図と地上実況の重ね図 2004 年 7 月 21 日 12UTC

地上実況(図 6-2-19)を見ると、朝鮮半島西海岸周辺では、霧やもやの視程障害現象が観測されている。

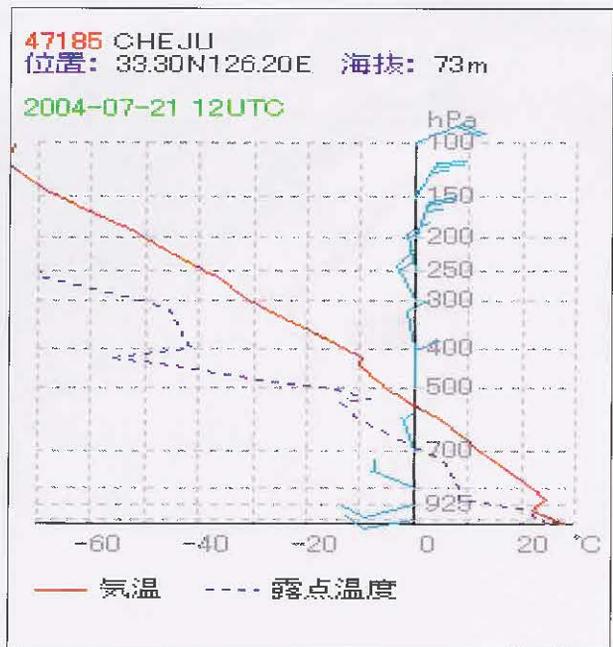


図 6-2-20 チェジュの高層実況
2004 年 7 月 21 日 12UTC 7 月 21 日 12UTC

チェジュ島の高層実況(図 6-2-20)を見ると、925hPa より下層で気温の逆転層が見られる。このことは、925hPa より下層で雲が発生していることを示している。

同時刻の $3.9\mu\text{m}$ 画像(図 6-2-21)で見ると、朝鮮半島西岸に薄い灰色の雲域が解析できる。しかし、これが下層雲か、霧かの判別は難しい。



図 6-2-21 $3.9\mu\text{m}$ 画像 2004 年 7 月 21 日 12UTC

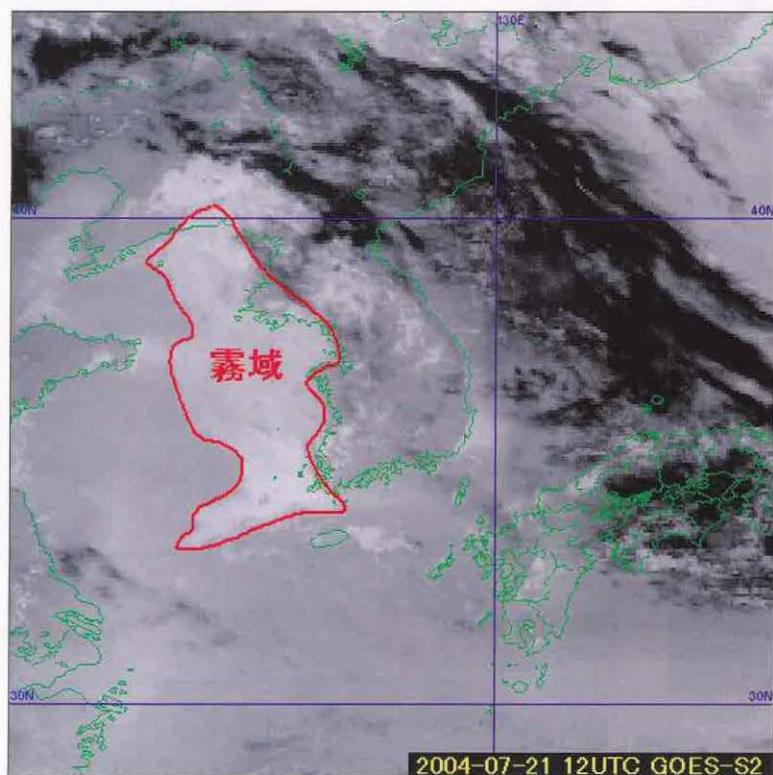


図 6-2-22 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 2004 年 7 月 21 日 12UTC

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像では、黄海に白い雲域が広がっているのが解析できる(赤色の実線で囲んだ部分)。赤外面像では暗い晴天域として見えているので、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見えているこの雲域が、霧を含む下層雲域であることがわかる。

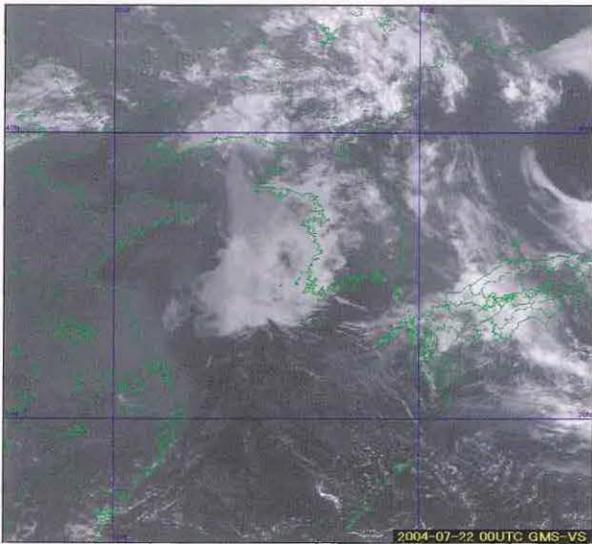


図 6-2-23 可視画像 2004 年 7 月 22 日 00UTC

図 6-2-23 は 12UTC から 12 時間後の可視画像である。霧や層雲は、可視画像では灰～白色の雲域として見られ、雲頂表面が滑らかに一様に表示される。黄海付近の雲域はこの特徴を表しており、この雲域が霧であることが可視画像からもわかる。なお、このことから図 6-2-23 で、夜間(12UTC)に黄海付近に見えていた雲域が、霧を含む下層雲域であったことが推測できる。

霧の発生要因

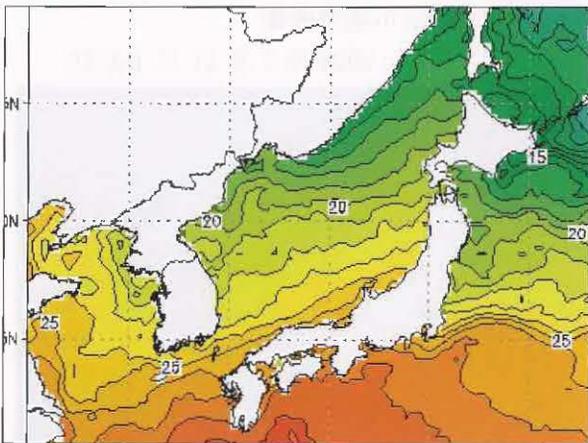


図 6-2-24 7 月 21 日の日別海面水温図

図 6-2-24 の日別海面水温を見ると、朝鮮半島西岸の霧の発生した領域は 23°C の冷水域となっている。高層実況や 925hPa の相当温位と風向・風速

を参考にすると最下層は 27°C ぐらいの南西風となっており、この南西風が冷たい海面上を移動するとき冷やされ水蒸気が凝結したのも霧が発生した一因だと思われる。

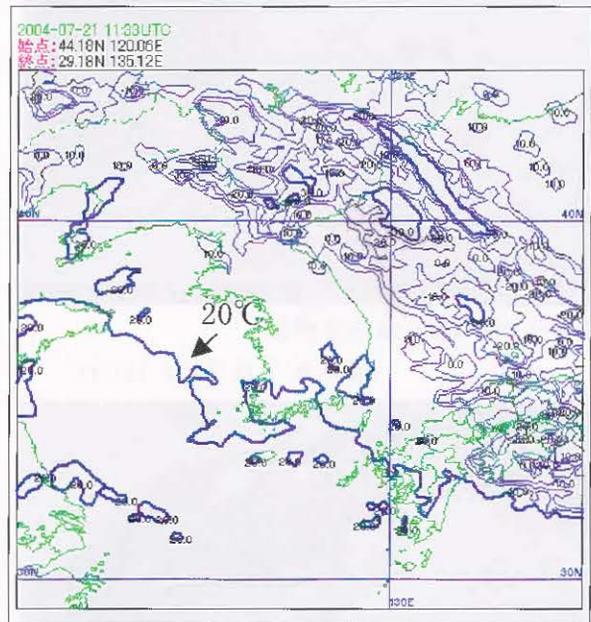


図 6-2-25 赤外面像の輝度温度分布図
2004 年 7 月 21 日 12UTC

上図は、霧が発生した時間の黄海付近の赤外面像の輝度温度分布図である。霧域は輝度温度線の 20°C 付近を境とした黄海域で発生している。

霧域の盛衰(時系列)

図 6-2-26～図 6-2-36 は 12UTC 以降の霧域の変化傾向を時系列に並べた 3.9 μm 差分画像である。

12UTC で朝鮮半島の西海岸沿いに見えていた霧域は時間を追うごとに拡大している。霧は陸上・海上ともに拡大しておりピーク時の 21UTC には朝鮮半島の 8 割と遼東半島全域、黄海の 7、8 割を占める領域が霧に覆われている。

霧域は、日の出前の 22UTC になると、まず陸上部分から一気に減少し始めているが、海上部分の霧域の減少は若干緩やかである。

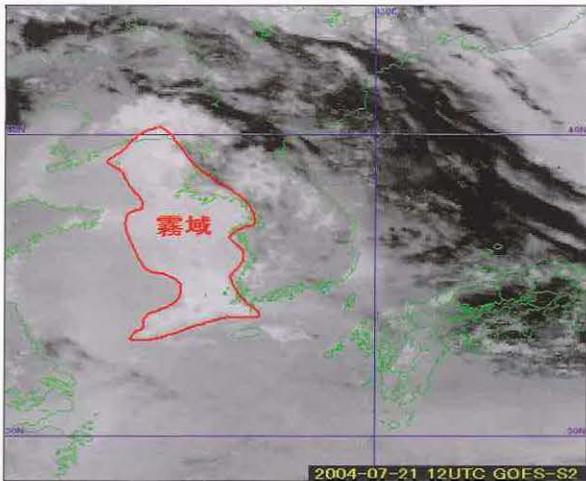


図 6-2-26 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 12UTC

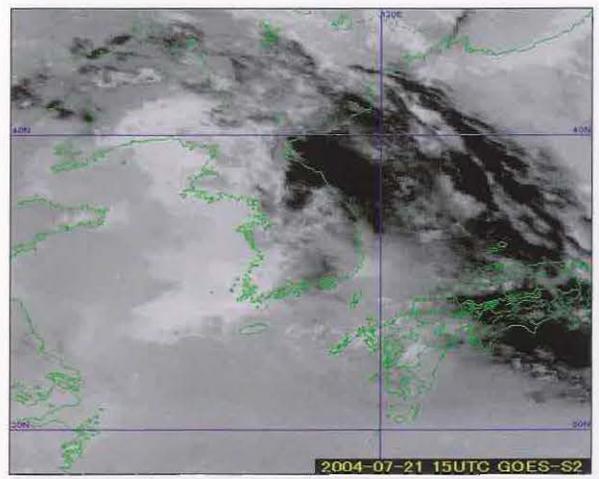


図 6-2-29 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 15UTC

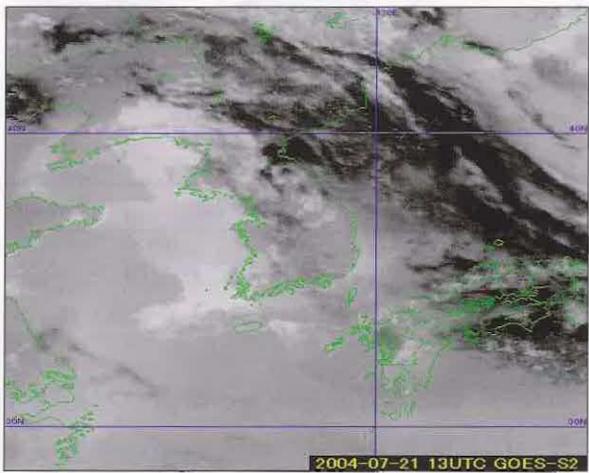


図 6-2-27 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 13UTC

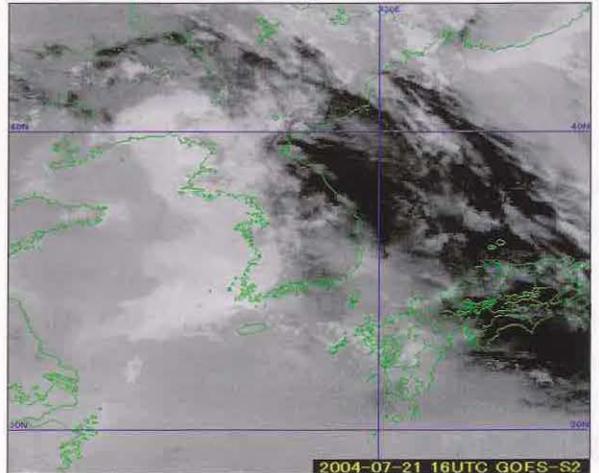


図 6-2-30 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 16UTC

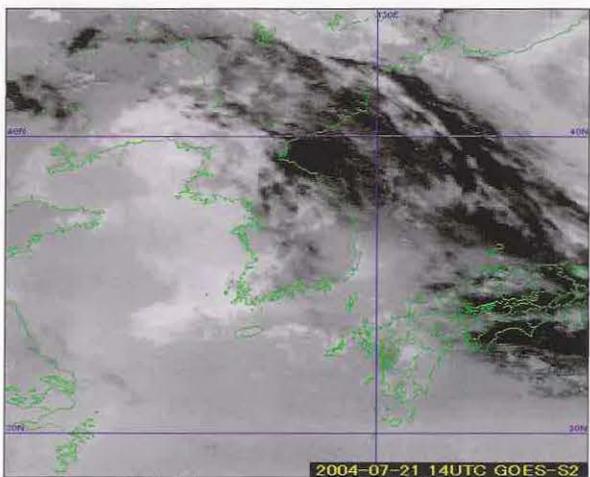


図 6-2-28 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 14UTC

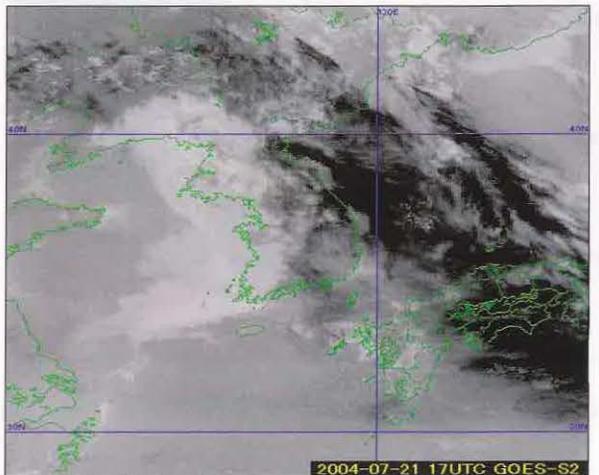


図 6-2-31 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 17UTC

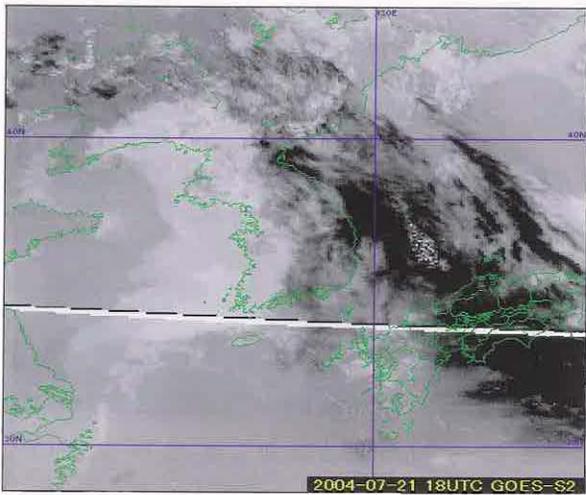


図 6-2-32 3.9 μ m 差分画像 2004 年 7 月 21 日 18UTC (破線は通信上のノイズ)

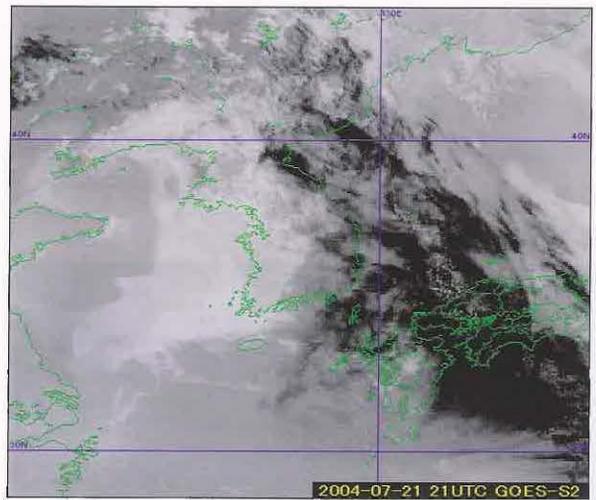


図 6-2-35 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 21UTC (霧の領域、最も拡大)

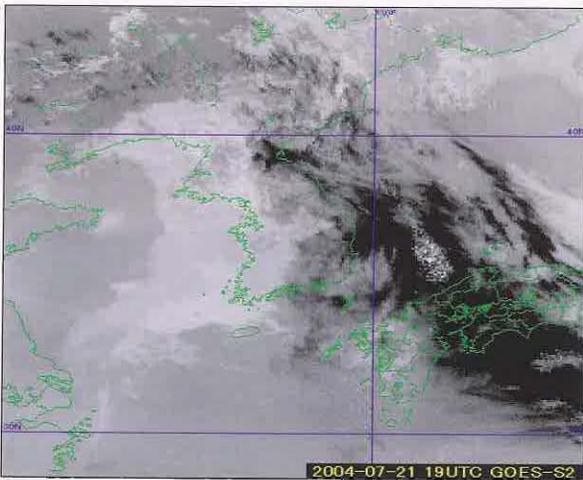


図 6-2-33 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 19UTC

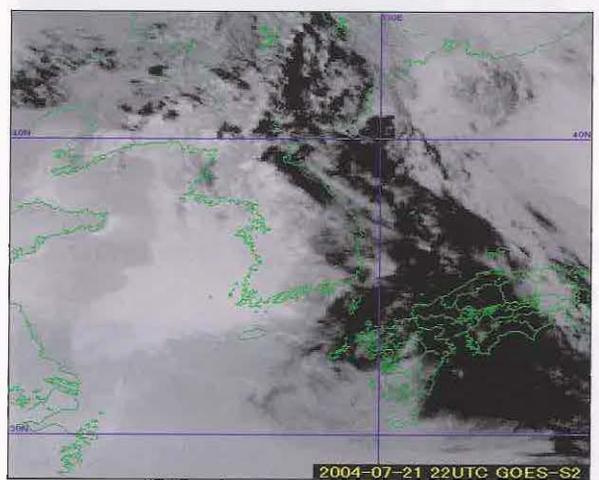


図 6-2-36 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 22UTC

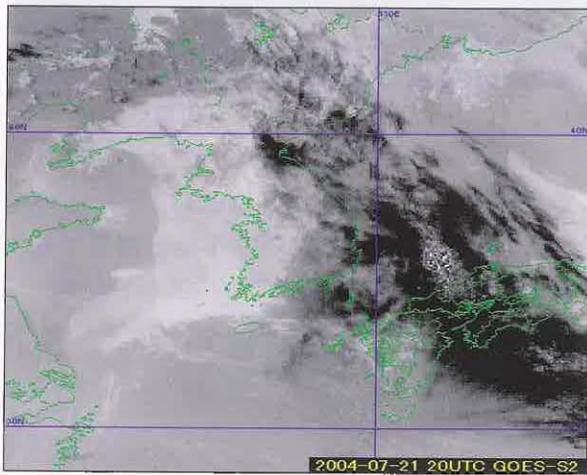


図 6-2-34 3.9 μ m 差分画像
2004 年 7 月 21 日 20UTC

6-2-3 太平洋上の霧

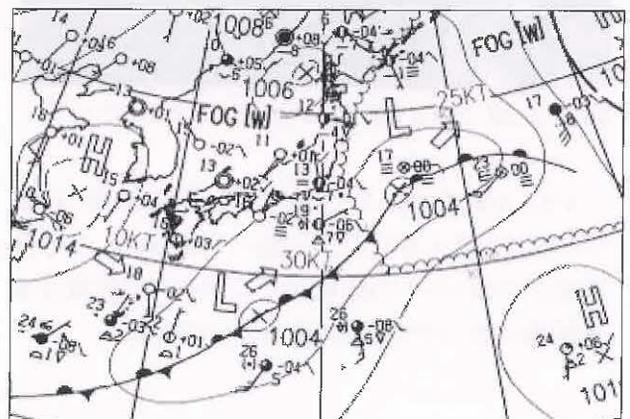


図 6-2-37 地上天気図 2004 年 5 月 23 日 18UTC

図 6-2-37 は、2004 年 5 月 23 日 18UTC の地上天気図である。日本の東海上には低気圧があり、そこから台湾の南海上まで停滞前線が伸びている。また低気圧の東側には温暖前線が伸びている。地上実況では、低気圧近傍や温暖前線近傍で霧が観測されている。

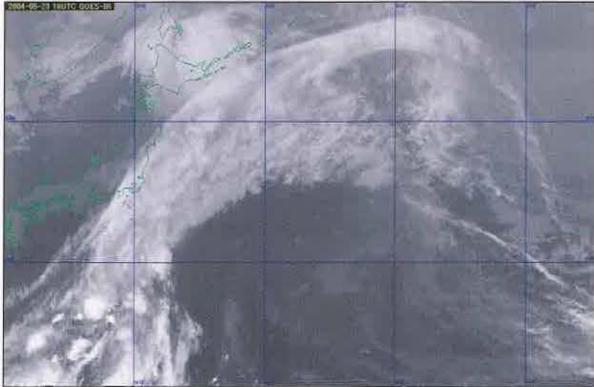


図 6-2-38 赤外面像 5 月 23 日 18UTC

赤外面像(図 6-2-38)からは、北海道南東海上から日本の南海上にかけて前線対応の雲バンドが解析できる。また、この雲バンドの暖域側には灰色の雲域が広がっている。

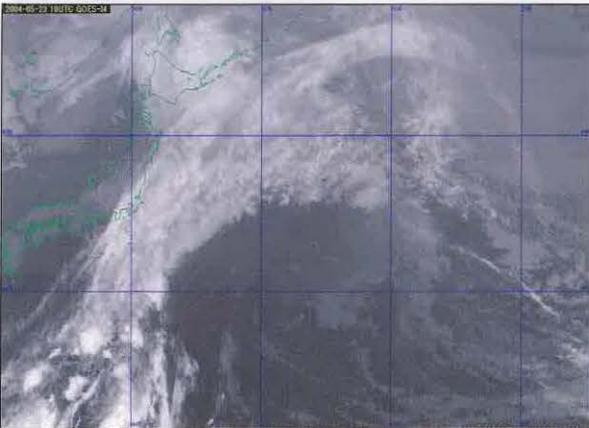


図 6-2-39 3.9 μm 画像 5 月 23 日 18UTC

3.9 μm 画像(図 6-2-39)では、赤外面像と比較して各雲の見え方に大きな違いは見られないが、前線対応の雲バンドの暖域側に広がる下層雲域は赤外面像に比べやや明るく表現されている。

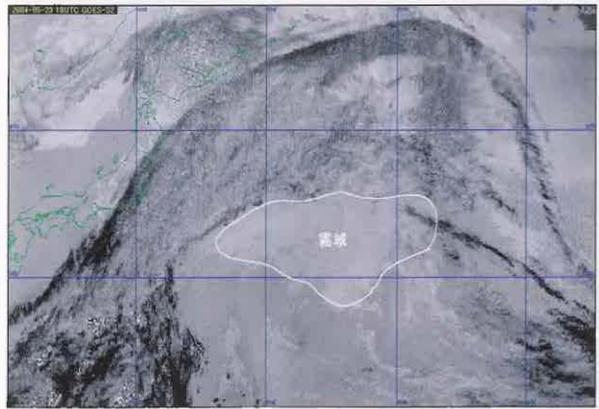


図 6-2-40 3.9 μm 差分画像 5 月 23 日 18UTC

3.9 μm 差分画像(図 6-2-40)では、前線対応の雲バンドの暖域側に、白い実線で囲んだ白いボール状の霧を含む下層雲域が広がっているのが判る。この霧域の南東側にある輝度の高い領域は、同時刻の赤外面像や 3.9 μm 画像でも灰色をした雲域として確認できることから霧や層雲よりも、雲頂高度の高い層積雲や積雲として判別することができる。

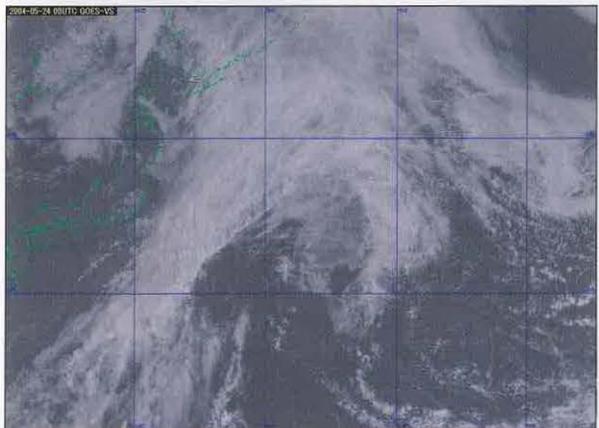


図 6-2-41 可視画像 5 月 24 日 00UTC

可視画像でも、ほぼ同じ場所に白っぽいボール状の雲域が広がっており、3.9 μm 差分画像で見える雲域が霧を含む下層雲域であることがわかる。

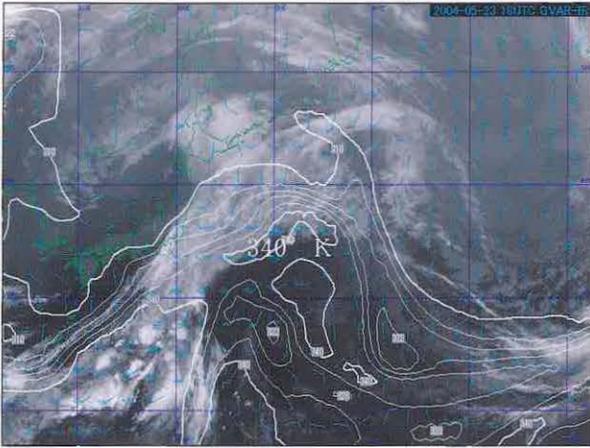


図 6-2-42 赤外面像とRSM(850hPaの相当温位と風向風速)の重ね合わせ 2003年5月23日18UTC

図 6-2-42 は、5月23日18UTCの赤外面像にRSMの850hPaの相当温位と風向風速を重ね合わせた画像である。白い太実線が340°Kを表しており、前線に対応する雲バンドの南側には、340°Kの高相当温位域が西南西～南西風に乗って入り込んでいるのがわかる。

6-2-4 千島近海の霧

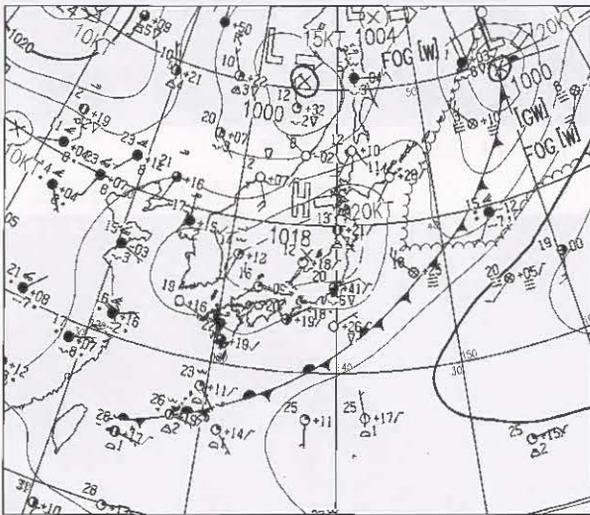


図 6-2-43 地上天気図 2003年5月14日12UTC

図 6-2-43 は 2003 年 5 月 14 日 12UTC の地上天気図である。カムチャツカ半島の南には低気圧があり、それから前線が台湾付近にまで伸びている。日本付近は移動性高気圧の前面にあっており、

この高気圧の縁辺にあたる関東地方太平洋沿岸には北東気流が入ってきている。地上実況を見ると、前線近傍の千島近海や日本の東海上では霧が観測されている。



図 6-2-44 赤外面像 2003年5月14日12UTC

図 6-2-44 は北海道東海上を拡大した赤外面像である。前線に対応する雲バンドは多層構造の雲域として解析できる。この雲バンドの北側にあたる千島列島付近にかけては、目立った雲域は解析できない。



図 6-2-45 3.9μm画像 2003年5月14日12UTC

3.9μm画像(図 6-2-45)でも、雲バンドの北側にあたる千島列島付近には目立った雲域は解析できない。

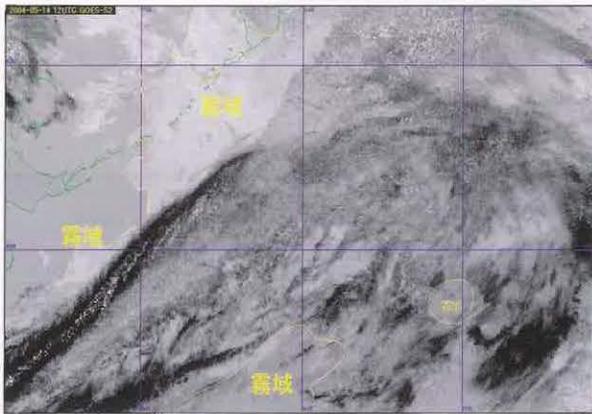


図 6-2-46 3.9 μm 差分画像
2003 年 5 月 14 日 12UTC

3.9 μm 差分画像(図 6-2-46)では雲バンドの北側にあたる千島列島付近には、白い階調の雲域が広がっているのが解析できる。この雲域は霧を含む下層雲域で、オホーツク海方面から低気圧に向かって吹く北～北東風によってもたらされたものである。

また、黄色の実線で示したように前線対応雲バンドの南側の暖域側でも、白い階調の雲域が広がっている。これらの雲域も赤外面像や 3.9 μm 画像では黒～灰色の雲のない領域として表現されていることから、この雲域が霧を含む下層雲域であることがわかる。

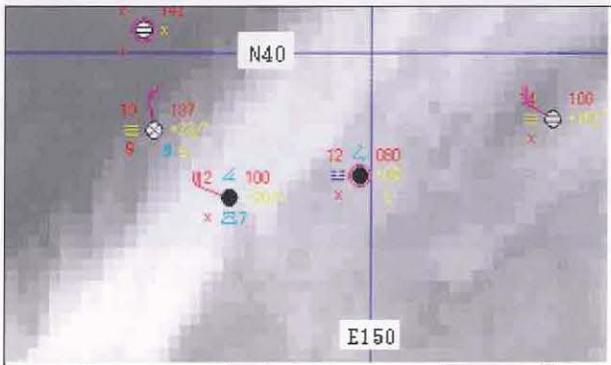


図 6-2-47 観測実況図 2003 年 5 月 14 日 12UTC

5 月 14 日 12UTC の北海道東方海上の観測実況図(図 6-2-47)を見ると、前線近傍には、霧が観測されており 3.9 μm 差分画像で示した霧域と一致する。

霧域の盛衰(時系列)

次に 12UTC 以降の霧域の変化を 3.9 μm 差分画像から追ってみる。

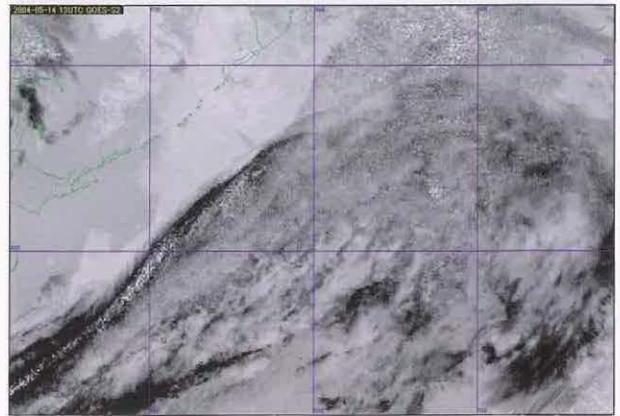


図 6-2-48 3.9 μm 差分画像
2003 年 5 月 14 日 13UTC

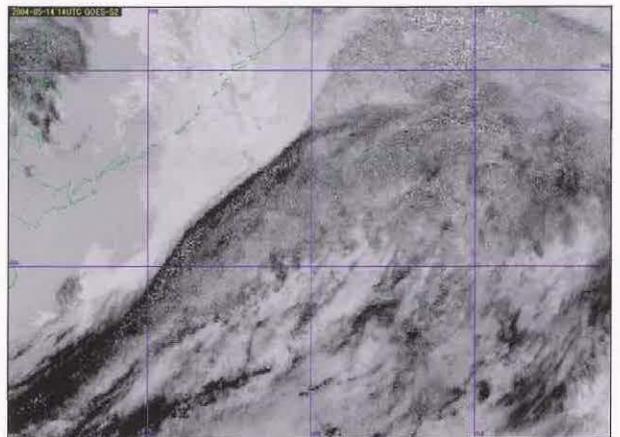


図 6-2-49 3.9 μm 差分画像
2003 年 5 月 14 日 14UTC



図 6-2-50 3.9 μm 差分画像
2003 年 5 月 14 日 15UTC

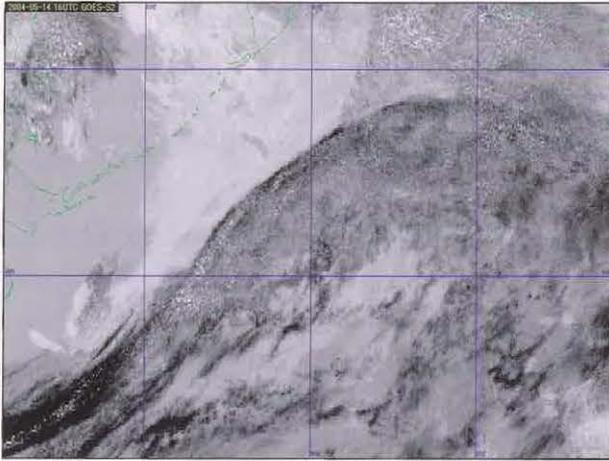


図 6-2-51 3.9 μ m 差分画像
2003 年 5 月 14 日 16UTC

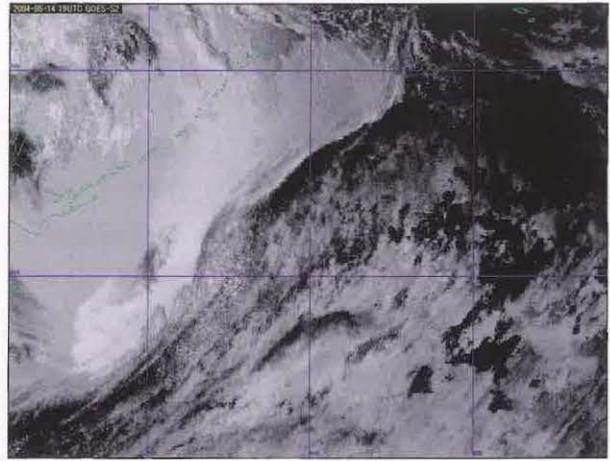


図 6-2-54 3.9 μ m 差分画像
2003 年 5 月 14 日 19UTC



図 6-2-52 3.9 μ m 差分画像
2003 年 5 月 14 日 17UTC

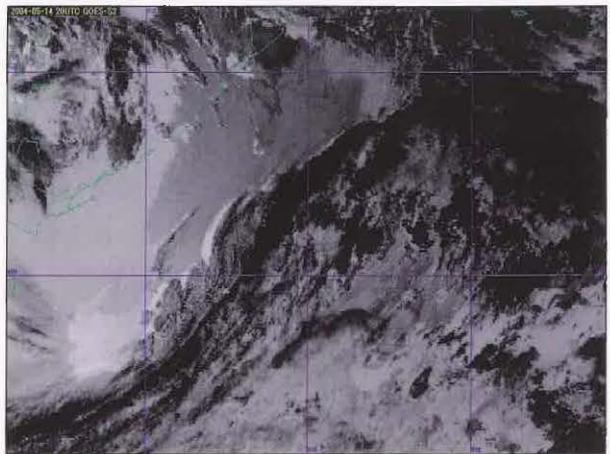


図 6-2-55 3.9 μ m 差分画像
2003 年 5 月 14 日 20UTC

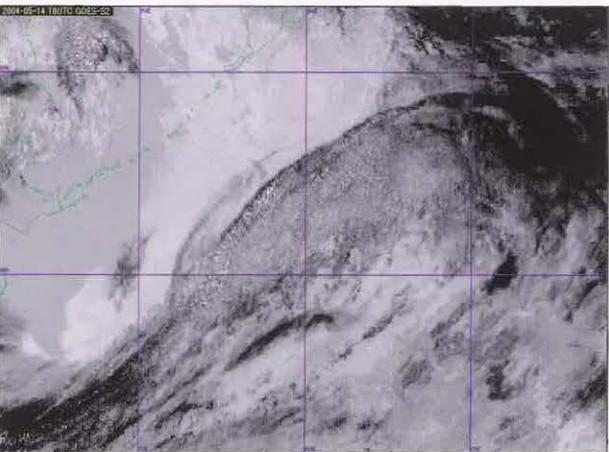


図 6-2-53 3.9 μ m 差分画像
2003 年 5 月 14 日 18UTC

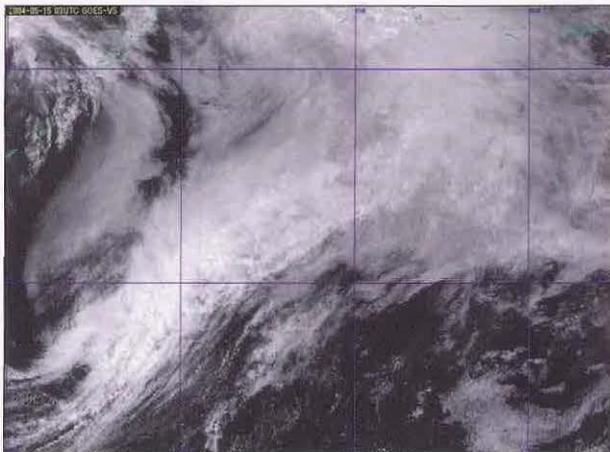


図 6-2-56 可視画像
2003 年 5 月 15 日 03UTC

図 6-2-48～図 6-2-55 の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像から見ると、雲バンドの北側に発生している霧域は、時間を追うごとに拡大しながら南東方向に移動している。また、前線の南側に発生している霧域も、やや拡大しているように見える。19UTC (図 6-2-54)～20UTC (図 6-2-55)になると $3.9\mu\text{m}$ 差分画像は太陽光の影響を受け始め、画像上での見え方が東の方から反射光の画像となり黒く見えるようになるため、太陽光の影響がどの範囲まで及んでいるかを考慮しながら利用しなければいけない。また、21UTC になると太陽光の影響のみの画像となり利用できなくなっている。

図 6-2-56 は、5 月 15 日 03UTC の可視画像である。可視画像で見ると霧域は、白色で雲頂表面が滑らかな雲域として表現される。この可視画像で解析できる霧域と、夜間帯に $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で追ってきた霧域は一致している。

次に 14 日 12UTC の北緯 39.3 度、東経 148.1 度の海上における船舶の高層実況 (図 6-2-57) を示す。これによると、950hPa 付近で気温の逆転層が見られる。霧を含む下層雲域が逆転層下で発生していたことがわかる。

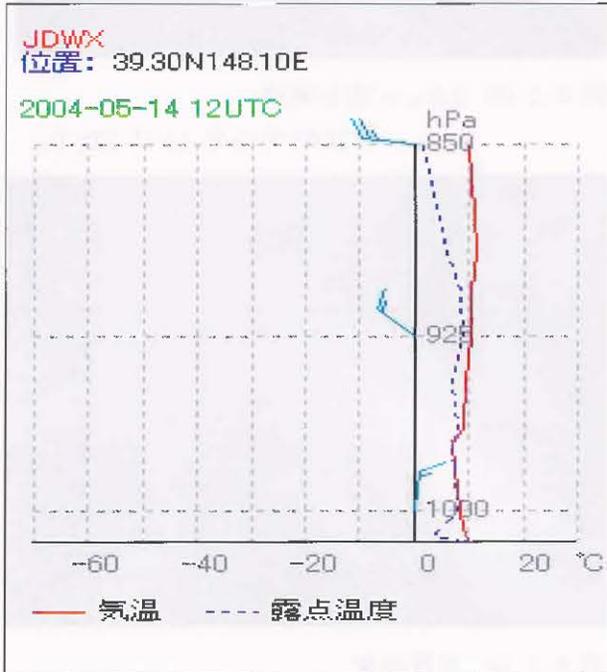


図 6-2-57 2003 年 5 月 14 日 12UTC の北緯 39.3 度、東経 148.1 度における船舶による高層実況

6-2-5 海洋上の霧全体のまとめ

①夜間帯の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を用いると赤外面像や $3.9\mu\text{m}$ 画像では解析できない夜間帯の霧や層雲が白いボール状の雲域として解析できる。

以下、今回に事例に限って言えることをまとめる。

- ②霧域が拡大を始める時間帯は陸上・海上ともに大きな差異は見られない。
- ③霧域が最も拡大する時間帯は事例毎に異なり一概に決めることはできないが、18UTC から 21UTC の間に最も拡大している。
- ④霧域の減少は、日の出前の 22UTC 頃から始まり、陸上部分は一気に減少に転じるが、海上部分の霧域の減少はそれに比べ緩やかである。

ここで、霧・層雲の検出についてまとめる。

- ①雲は長い波長領域 (赤外) では、より黒体に近い放射をするので雲頂温度は雲頂の温度に近い。
- ② $3.7\mu\text{m}$ の波長帯では、射出率の違いによる温度を赤外より冷たく観測するため、画像上では赤外面像と比べ白く表現される。
- ③赤外と $3.7\mu\text{m}$ の温度差は、雲の存在により通常 $2\sim 7^\circ\text{C}$ になる。
- ④晴天域では、赤外と $3.7\mu\text{m}$ の波長帯での温度差はほとんどない。
- ⑤ $3.7\mu\text{m}$ 画像だけでも霧と下層雲の検出精度は改善されるが、二つの画像の温度差 (4-3 章) は、より優れた精度を示す。

地上に達する降水の違い

降水は、すべて水蒸気が凝結することから始まる。そして、降水が地表に達する時の形には気流と気温、湿度の3つの要素が影響する。

降水はたいていの場合、水蒸気が塩等の小さい粒子を核として凝結することから始まり、小さい雲粒となる。そのいろいろの過程の違いによって地上に達する降水に違いを生ずる。ここでは、地上に達する降水の図とその過程を簡単に説明する。

①は水蒸気が凝結し雲粒が集まって雨粒になる過程。



雨

②ではその過程は同じであるが途中で冷たい空気があつて雨粒を凍らせ凍雨にする。



凍雨

③では雨粒がすごく冷たい地面に落ちて凍りつき雨氷になる。



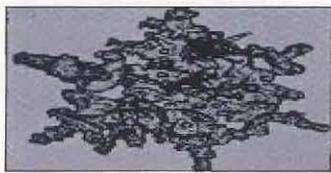
雨氷

④では冷たい空気が水滴あるいは水蒸気を凍りの結晶に変え、落下するに従い大きくなり結晶が地表に達するときには雪片となる。



乾いた雪

⑤では同じ雪片が地表に落ちる時に暖かい湿った空気に出会い、他の雪片と結びつき直径 2.5cm以上の雪片となる。



湿った雪

⑥では暖かい空気が⑤の場合よりも暖かい場合で、雪片を溶かして雨にする。



雨

⑦では雲粒は凍って氷の結晶となり、雲の中の上昇気流に巻き込まれて浮遊を続け、その間にもっと多くの過冷却の水粒がこれに凍りつき、この塊が重くなって雲から落下し雹となる。



雹

このような過程の違いによって地上に達する降水の形に違いが生じる。

(渕田信敏)

6-3 薄い上層雲*

氷晶から成る薄い上層雲に対し、 $3.7\mu\text{m}$ は可視光に近い性質を有し、雲を透過しやすい。夜間は、雲頂からの放射に温度の高い地上からの放射が薄い上層雲を通過して加わり、 $3.7\mu\text{m}$ では実際の雲頂温度よりも高く算出される(図 4-5-3 参照)。

$3.7\mu\text{m}$ では赤外より透過の効果が大きいので、雲頂温度は赤外の温度よりも高くなり、両者の温度差は正の値になる。このため薄い上層雲の領域は暖かい領域として表示され、上層雲のみの雲域を検出することが可能となる。これにより、例えば降水をもたらす積乱雲域と降水をもたらさないかなどと雲とを識別することもできる。

6-3-1 対流雲中の上層雲

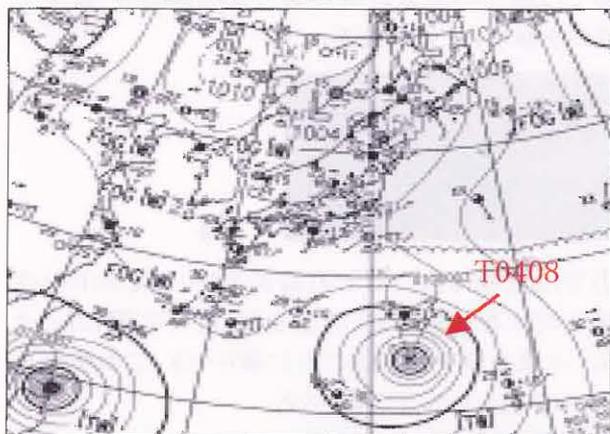


図 6-3-1 地上天気図 2004年6月30日00UTC

図 6-3-1 の地上天気図では、サハリンから北海道地方を経て日本海西部を結ぶ線には前線が横たわっている。一方、父島近海には台風 0408 号があり北進している。

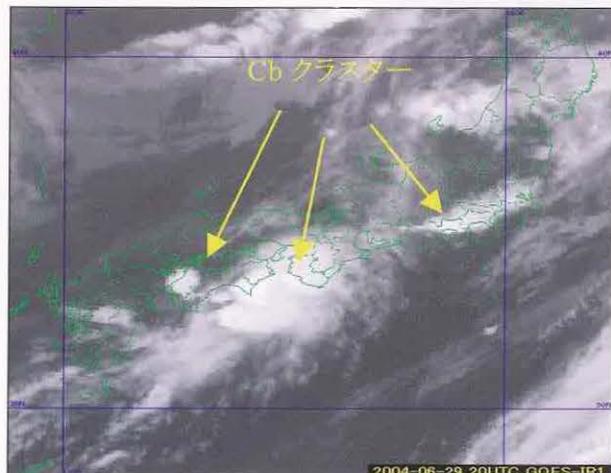


図 6-3-2 赤外画像 2004年6月29日20UTC

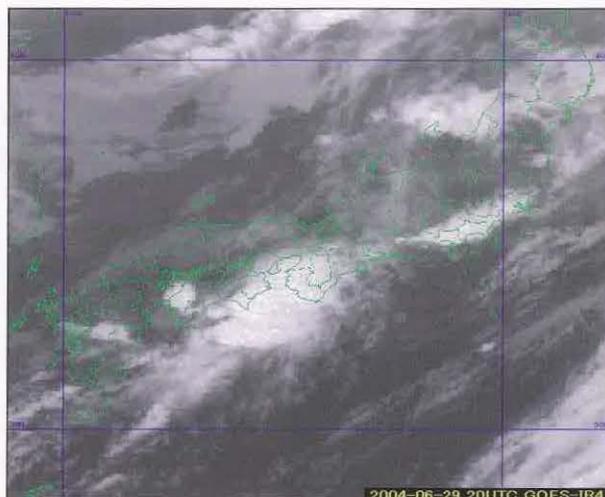


図 6-3-3 $3.9\mu\text{m}$ 画像 6月29日20UTC

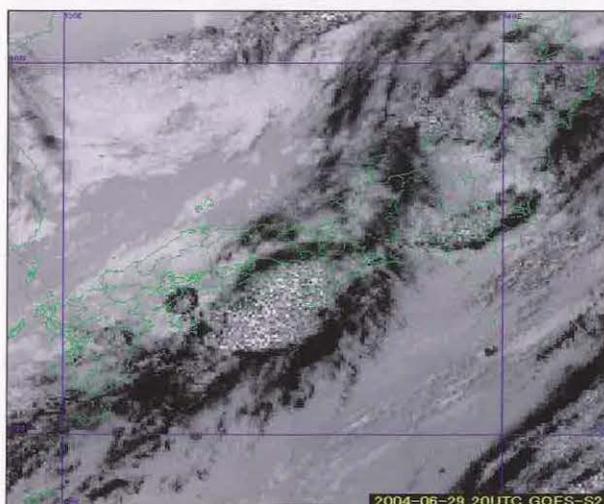


図 6-3-4 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像 6月29日20UTC

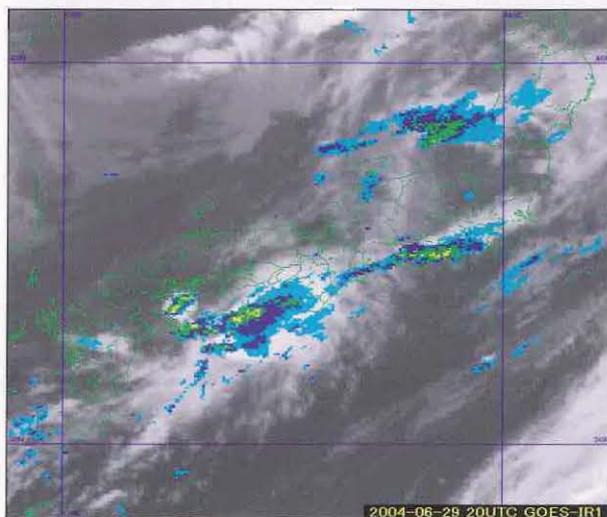


図 6-3-5 赤外画像とレーダ・アメダス合成図
6月29日20UTC

* 浜田 信敏

図 6-3-2 は、29 日 20UTC の日本付近を拡大した赤外面像である。西日本の太平洋側から東海地方には活発な Cb クラスタがかかっている。特に紀伊半島付近の Cb クラスタは径 300km 程度のメソスケールの対流システムを構成している。また、東海地方にかかっている Cb クラスタはテーパリング状となっており対流活動が活発なことがわかる。この両雲域に注目すると、対流雲周辺には上層雲が吹き出しており、赤外面像ではこの活発な領域との境界ははっきりしない。図 6-3-3 の $3.9\mu\text{m}$ 画像では上層雲がかなり除去され、Cb クラスタの領域が赤外面像と比較すると判りやすくなっている。図 6-3-4 の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を見ると上層雲のみの雲域と、下層が層状性の雲域の場合は黒く(例: 岡山県から鳥取県付近にある上層雲の隙間に、中国地方の日本海側から連なる白い輝度の下層雲が見えている。この雲域は霧や層雲である。)、下層に対流活動の活発な多層構造の雲がある場合は白黒混じりのドット状の雲域として表現されている。

これから見ると、上層雲に覆われた厚い雲域内の対流活動の活発な部分と層状性の雲の検出には利用できそうである。

図 6-3-5 のレーダ・アメダス合成図を見ると、

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像で白黒混じりのドット状の雲域として見える領域と降水の領域はよく一致している。

東海地方にかかっているテーパリング状の雲の塊は、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見ると西日本の太平洋側に発生している Cb 域より対流活動が活発な雲域(白黒混じりのドット状の雲域=雲頂温度 -50 度以下の部分、図 6-3-4)が少なめに表現されているが、これは対流活動の活発な部分が少ないことを表している。

まとめ

上層雲に覆われた厚い雲域内の対流活動の活発な部分と上層雲のみの雲域、また、上層雲があっても下層が層状性の雲域との判別には利用できる。画像上では、上層雲に覆われた厚い雲域内の対流活動の活発な部分は白黒混じりのドット状の雲域として、上層雲のみの雲域は黒い雲域として、上層雲があっても下層が層状性の雲域の場合は黒い雲域とその隙間から見える白い雲域として表現される。

6-4 台風を中心推定*

現在、衛星画像による台風の強度推定においては、Dvorak(1984)が開発した強度推定の手法が基本となっている。その中で Dvorak は台風の雲パターンとその特徴を、大きく Cb クラスタ、バンド、CDO、眼、シヤ、下層雲渦の6つのパターンに分類しており、中心位置の推定にもこの分類が使われている。

表 6-4-1 に台風中心位置推定の雲パターンとその特徴を示す。なお、台風中心位置推定の詳細については「気象衛星画像の解析と利用－熱帯低気圧編－(気象衛星センター 2004.3)」を参照されたい。

表 6-4-1 台風中心位置推定の雲パターンとその特徴(Dvorak(1984))

ステージ	雲パターン	台風中心の雲パターン	雲パターンの特徴
発生期	Cb クラスタ	Unorganized Cb-Cluster	中心付近に Cb クラスタが散在している。
		Organized Cb-Cluster	Cb クラスタが組織化して、バンドパターンへの移行期。
	下層雲渦	下層雲渦かシヤ	下層雲のみによる渦。(Low level cloud vortex)
シヤ	風の鉛直シヤが大きい時に現れ、下層雲列により決定される中心と濃密な雲域がずれている。		
発達期	バンド	バンド	中心を示唆するような曲率を持つ雲バンドがある。
	CDO	Distinct CDO	中心を取り巻くほぼ円形の濃密雲域(CDO)で少なくとも、一端が明瞭な縁を持つ。
		Indistinct CDO	CDO の境界が RAGGED か、一様なキメをしていない。
最盛期	眼	Distinct Small Eye	直径が 40km 以内の大きさの眼。
		Distinct Large Eye	直径が 40km を超える大きさの眼。
		Ragged Eye	眼を形成している雲の壁が不規則な形状をしているか、中に別な雲を含んでいる。
		Banding Eye	眼を一周以上する雲バンドがある。
衰弱期	バンド	バンド	中心を示唆するような曲率を持つ雲バンドがある。
	シヤ	下層雲渦かシヤ	風の鉛直シヤが大きい時に現れ、下層雲列により決定される中心と濃密な雲域がずれている。
	下層雲渦		下層雲のみによる渦。(Low level cloud vortex)
	EXL		温帯低気圧に移行しつつある。(Extratropical Low)

*小池 仁治

6-4-1 はじめに

台風の中心推定を行う場合において、眼がはっきりしていない場合には、複数のスパイラル状の対流雲列の入り込み先や雲バンドが指向する共通の中心、Cb クラスターの循環中心を台風の中心としている。この場合、日中、可視画像の見える時間帯においてはさほど苦労はないが、可視画像が見えなくなる夜間の中心推定は非常に困難になる。特に、台風の発達期や衰弱期において、風の鉛直シヤーが大きい時などは、濃密な雲域の風上側に取り残された下層雲中に台風の中心が見られることが多々ある。このような雲パターンを表 6-4-1 で示した「シヤーパターン」または「下層雲渦」と呼んでいる。この項ではそのシヤーパターンまたは下層雲渦の台風の例を 2004 年の台風から 4 つ選出し、夜間における台風中心推定作業における $3.7\mu\text{m}$ 画像と $3.7\mu\text{m}$ 差分画像の有効性について検証する。

6-4-2 台風 0401 号の例

(シヤーパターン、温帯低気圧移行期)

図 6-4-1 は台風 0401 号の経路図である。この台風は 4 月 5 日トラック島の西で発生、西進しながら発達し 4 月 10 日に最盛期に達した。その後、北西に進み、12 日には進路を北東に変えた。

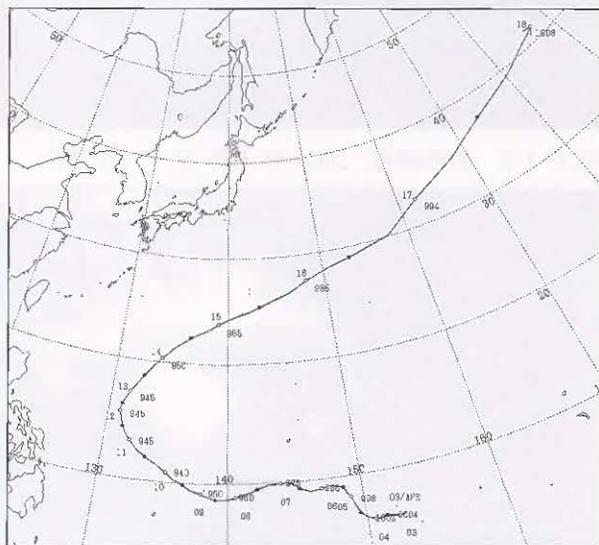


図 6-4-1 台風 0401 号の経路図

図 6-4-2 は、台風が南大東島の南東海上にある時の 14 日 12UTC の赤外画像である。台風はこの

時間は眼パターンとして解析できるが、その後は徐々に弱まり、15 日 00UTC からはシヤーパターンとして解析されている。シヤーパターンは 16 日 12UTC に*温帯低気圧になるまで続いた。



図 6-4-2 赤外画像 2004 年 4 月 14 日 12UTC
⚡ は眼のある台風の中心を示す

図 6-4-3 と図 6-4-4 は温帯低気圧になる 6 時間前 4 月 16 日 06UTC の赤外画像と可視画像である。上・中層主体の濃密な雲域は中心から東に遠ざかり、中心付近の雲域は下層雲のみとなっている。中心付近の下層雲域は、可視画像では明瞭に見えるが、赤外画像では不明瞭であり赤外画像のみの中心推定は難しい。



図 6-4-3 赤外画像 2004 年 4 月 16 日 06UTC
⚡ は眼のない台風の中心を示す

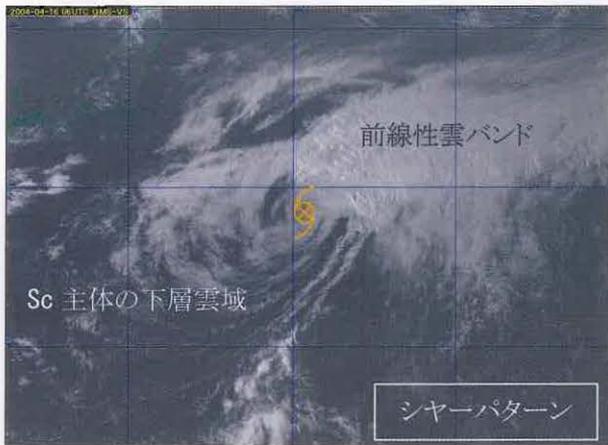


図 6-4-4 可視画像 2004 年 4 月 16 日 06UTC

ここでは、台風 0401 号が夜間にシヤーパターンを呈した 4 月 15 日 12UTC の台風中心を求めてみる。

図 6-4-5 の地上天気図を見ると、台風は父島近海にあって東北東に進んでいる。台風の北側には停滞前線が解析されており、衛星画像で見られる前線性雲バンドに対応する。

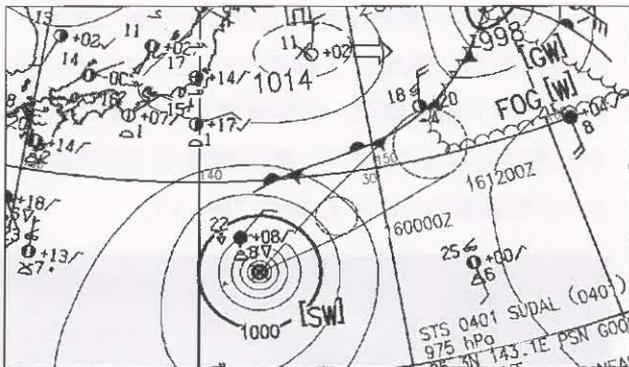


図 6-4-5 地上天気図 2004 年 4 月 15 日 12UTC

図 6-4-6～図 6-4-8 は、4 月 15 日 12UTC の台風の中心付近を拡大した衛星画像で、上から赤外画像、 $3.9\mu\text{m}$ 画像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を掲載している。

図 6-4-6 の赤外画像では、海面と下層雲との温度差が小さく下層雲や下層の雲渦を解析するのは難しい。また、中心付近の東側には積乱雲や上層雲が混在していて下層雲の識別がさらに困難となっている。

図 6-4-7 の $3.9\mu\text{m}$ 画像では、赤外画像と比べ上層雲の透過の効果が大きいため、上層雲の輝

度温度は赤外画像より高く観測される。一方、下層雲に関しては雲頂からの放射が赤外に比べ少ないので画像では明るく見え、下層雲の検出精度が向上している。赤外画像と比較して見ると上層雲が少し除去され、また、下層雲がより明るく見えるため下層雲の抽出は容易となっている。下層雲列の曲率から中心を推定すると中心は白矢印の位置になる。

図 6-4-8 の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では、下層雲が白く表現され、3種の画像の中では最も下層雲が鮮明に見える。この白い下層雲列から台風の中心は白矢印の位置に推定できる。また、薄い上層雲は黒く、積乱雲等の対流活動が活発な雲域は白黒混濁のドット状に表現されるので、上層雲のみの雲域と積乱雲を含む雲域の区別が容易になっている。しかし、中心の南東側には薄い上層雲が強調されて黒い雲域として表現されており中心推定は難しくなっている。

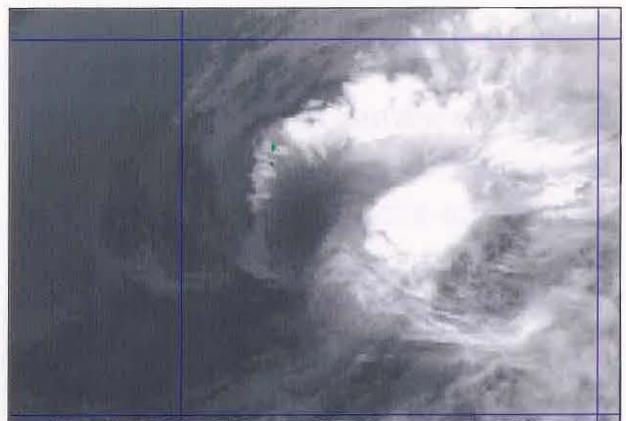


図 6-4-6 赤外画像 2004 年 4 月 15 日 12UTC

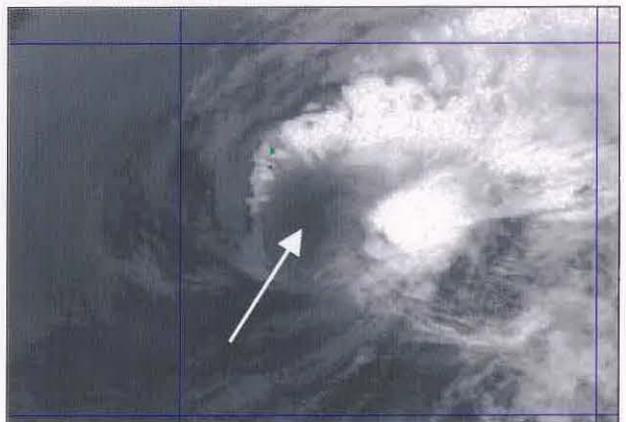


図 6-4-7 $3.9\mu\text{m}$ 画像 2004 年 4 月 15 日 12UTC

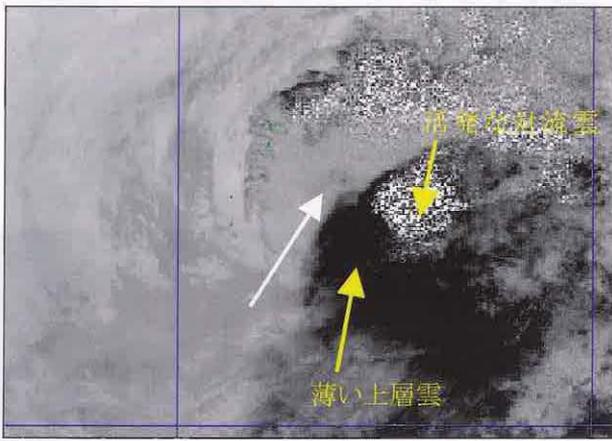


図 6-4-8 3.9 μ m 差分画像
2004 年 4 月 15 日 12UTC

* 台風の温帯低気圧化完了: 地上前線が台風の循環中心まで到達したか、もしくは衛星解析等でそれが確認された場合。上層の暖気核の消滅が衛星データや高層データ等で確認可能となった時。

6-4-3 台風 0407 号の例 (シヤーパターン、温帯低気圧移行期)

図 6-4-9 は台風 0407 号の経路図である。台風 0407 号は、6 月 23 日マリアナ諸島近海で発生、西進し 29 日には中心気圧 940hPa と最も発達した。ルソン島の北まで進んだ後は、向きを北に変え勢力を弱めながら台湾を通過し、7 月 4 日 00UTC に黄海で温帯低気圧になった。

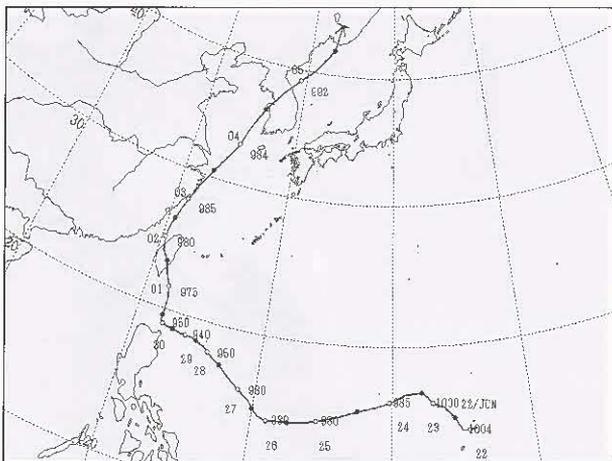


図 6-4-9 台風 0407 号の経路図

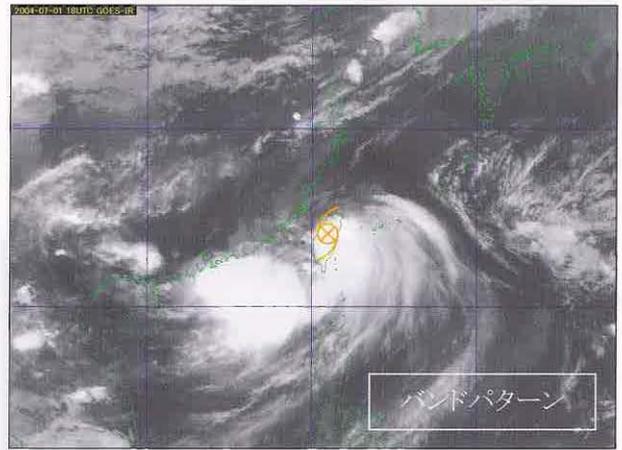


図 6-4-10 赤外面像 2004 年 7 月 1 日 18UTC

図 6-4-10 は台風中心が台湾付近にあるときの赤外面像である。台風の雲システムとしては形がまだしっかりとしており、バンドパターンを呈していた。しかし、台湾通過後、台風は徐々に勢力を弱めて、7 月 2 日 00UTC から温帯低気圧になる 7 月 4 日 00UTC までの間、シヤーパターンとして解析された。

図 6-4-11 は温帯低気圧になる 6 時間前の地上天気図である。台風の北東側および南西側に前線が解析されており、温帯低気圧に移行中であることを示唆している。

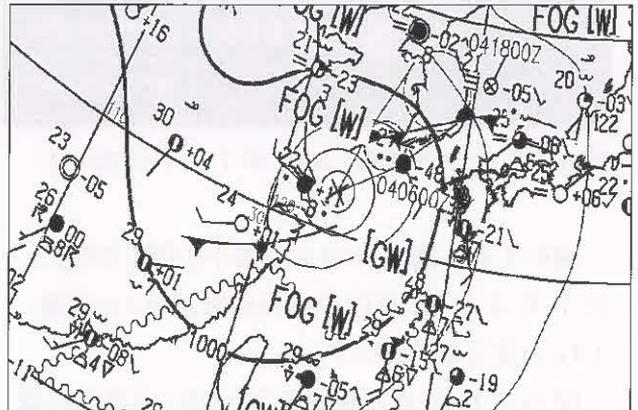


図 6-4-11 地上天気図 2004 年 7 月 3 日 18UTC

18UTC から3時間後の赤外面像(図 6-4-12)を見ると、台風中心は東シナ海北部にあってシヤーパターンとして解析されている。台風中心の北側には前線性雲バンドの雲域が見られ、また、南東側には発達した雲域が見られるが、中心付近に発達した雲域は見られない。図 6-4-13 はさらに3時間

後、温帯低気圧に変わったときの4日00UTCの可視画像で、中心付近および中心の南西側はSc主体の下層雲域になっているのが分かる。この例では、シヤーパターンを呈していた3日21UTCの台風中心を推定してみる。

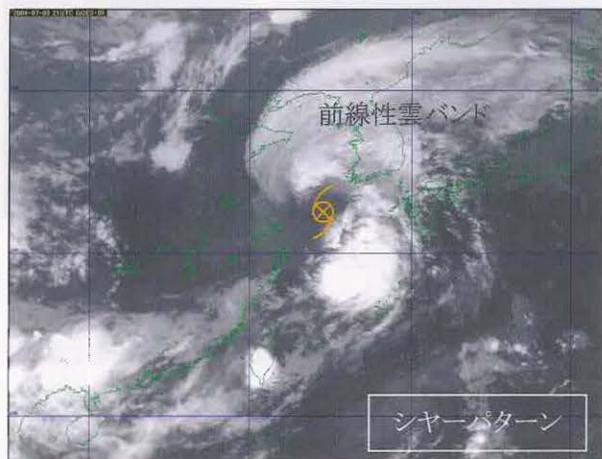


図 6-4-12 赤外画像 2004年7月3日21UTC

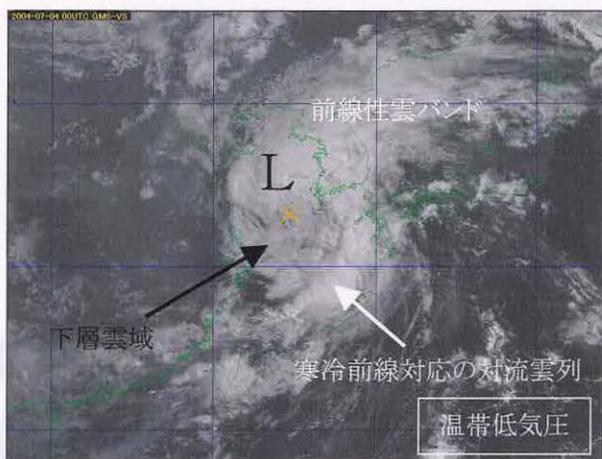


図 6-4-13 可視画像 2004年7月4日00UTC

図6-4-14～図6-4-16に台風中心付近を拡大した7月3日21UTCの赤外画像、3.9 μ m画像、3.9 μ m差分画像を示す。

図6-4-14の赤外画像では、北西と南東側の積乱雲の間に中心があると見なせるものの、下層雲はほとんど識別できず、中心推定はかなり難しい。

図6-4-15の3.9 μ m画像では、赤外画像に比べて中心付近と南西側の下層雲域が明るく見えている。中心付近の下層雲は灰色に表現されており、下層雲列の曲率から白矢印の位置に中心を推定できる。

図6-4-16の3.9 μ m差分画像では、下層雲が白く表現され、下層雲の識別が容易である。中心付近には下層雲渦の一部である下層雲列が見られ、下層雲列の曲率から台風中心は白矢印の位置に推定できる。

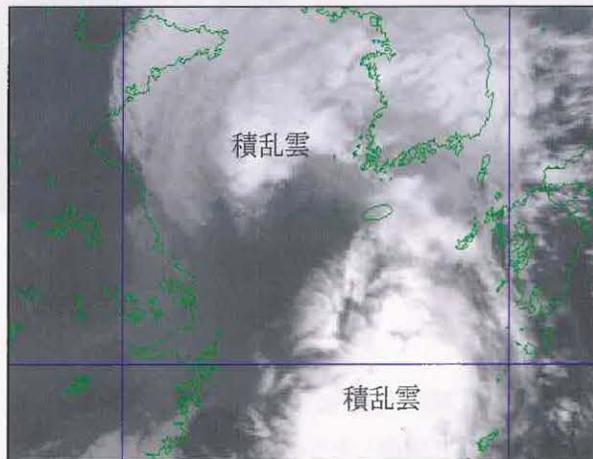


図 6-4-14 赤外画像 2004年7月3日21UTC

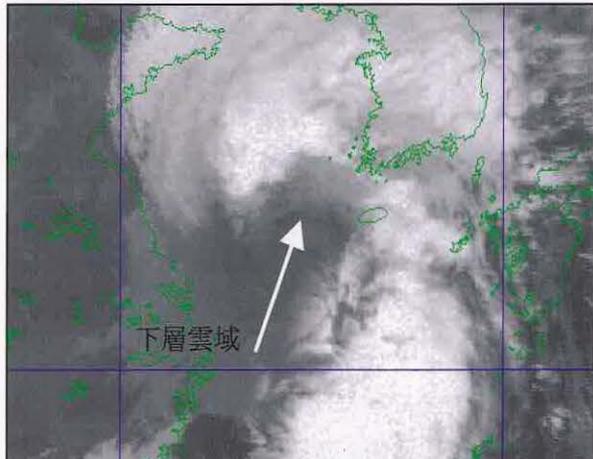


図 6-4-15 3.9 μ m画像 2004年7月3日21UTC

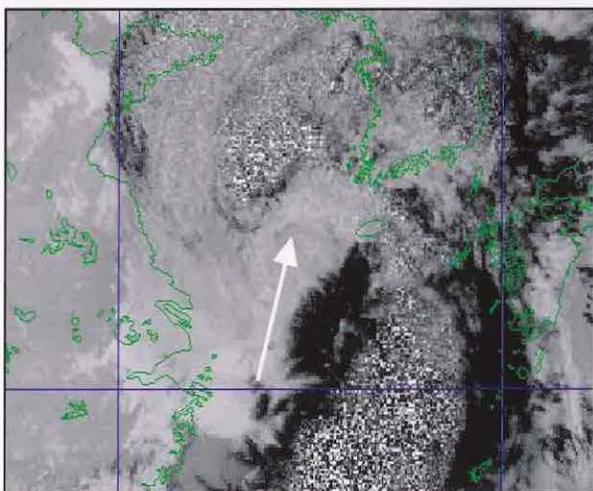


図 6-4-16 3.9 μ m差分画像
2004年7月3日21UTC

6-4-4 台風 0415 号の例

(シヤーパターン、温帯低気圧移行期)

図 6-4-17 は台風 0415 号の経路図である。台風 0415 号は 8 月 16 日フィリピンの東海上で発生し、北西に進んで東シナ海に入った。その後、進路を北東に変え 19 日には日本海に進んだ。

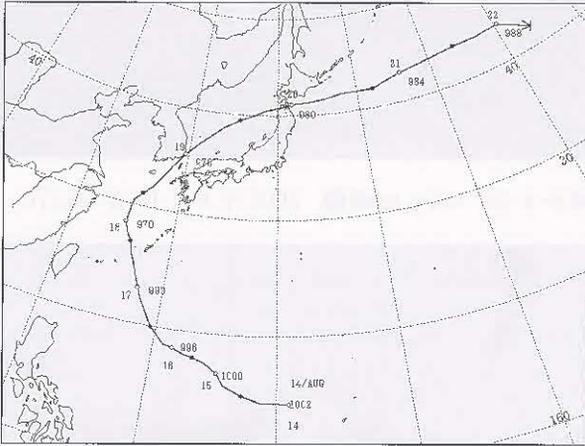


図 6-4-17 台風 0415 号の経路図

台風は、図 6-4-18 に示すように日本海西部では中心付近に発達した雲域を伴っておりバンドパターンであった。その後、中心が北緯 40 度線を通過する頃から、中・上層主体の雲域は北東に先行し中心付近は下層雲のみが取り残され、図 6-4-19 で見られるようにシヤーパターンに変わった。台風はシヤーパターンのまま青森県を横断した後、20 日 09UTC には北海道の東南東で温帯低気圧になった。



図 6-4-18 赤外画像 2004 年 8 月 19 日 06UTC

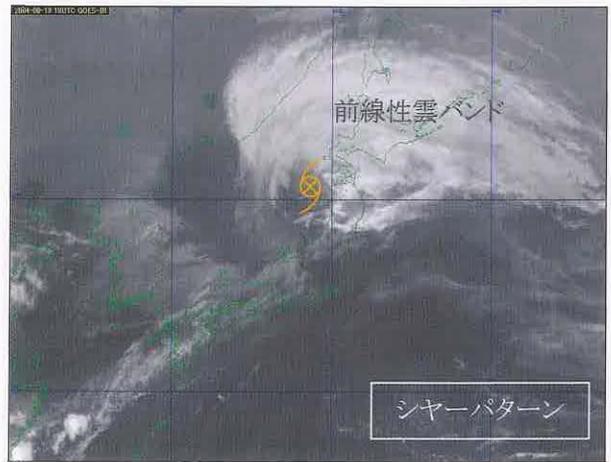


図 6-4-19 赤外画像 2004 年 8 月 19 日 18UTC

図 6-4-20 の赤外画像を見ると、中心付近は中・下層雲主体の雲域となっている。

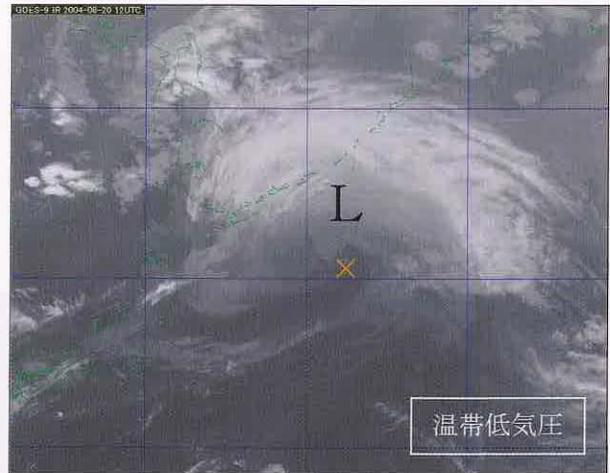


図 6-4-20 赤外画像 2004 年 8 月 20 日 12UTC

ここでは、温帯低気圧移行期のシヤーパターンを呈していた 8 月 19 日 18UTC (図 6-4-19) の中心を推定してみる。図 6-4-21 はその時刻の地上天気図である。台風の北東側と南西側に前線が解析され、温帯低気圧移行前であることがわかる。

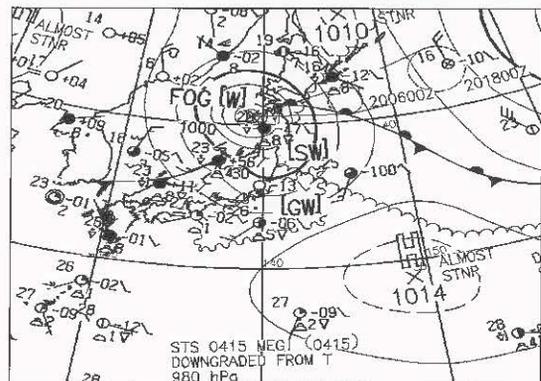


図 6-4-21 地上天気図 2004 年 8 月 19 日 18UTC

図6-4-22～図6-4-24に台風中心付近を拡大した8月19日18UTCの赤外画像、 $3.9\mu\text{m}$ 画像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を示す。

図6-4-22の赤外画像では、先に取り上げたT0401とT0407の例の画像に比べると中心付近の雲域が明瞭であり、下層雲と中層雲が混在している雲域となっている。中心付近の雲域の形状から、台風中心を推定すると⑥印の位置になる。また、周囲の雲域についてもT0401とT0407の例に比べると雲頂高度が低く、発達した積乱雲は見られない。

図6-4-23の $3.9\mu\text{m}$ 画像では、中心付近および南西側の下層雲域が赤外画像に比べて明るく見えている。台風中心は下層雲列の曲率から白矢印の位置に推定できる。

図6-4-24の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では、中心付近の雲域が白く表現されている。中心を指向する雲列も解析でき中心推定が容易となっている。一方、薄い上層雲は黒く表現されていて下層雲と明確に区別できる。



図6-4-22 赤外画像 2004年8月19日18UTC



図6-4-23 $3.9\mu\text{m}$ 画像 2004年8月19日18UTC

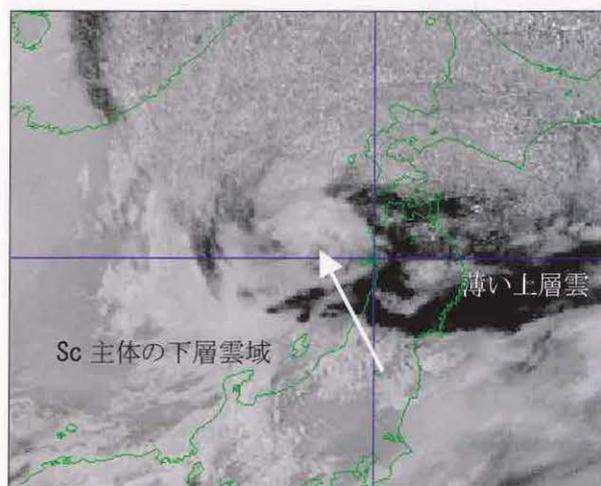


図6-4-24 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像
2004年8月19日18UTC

6-4-5 台風0419号の例

(下層雲渦、衰弱期)

図6-4-25は台風0419号の経路図である。台風0419号は9月5日マリアナ諸島近海で発生し、西北西に進み、沖の鳥島の東で向きを北に変えた。

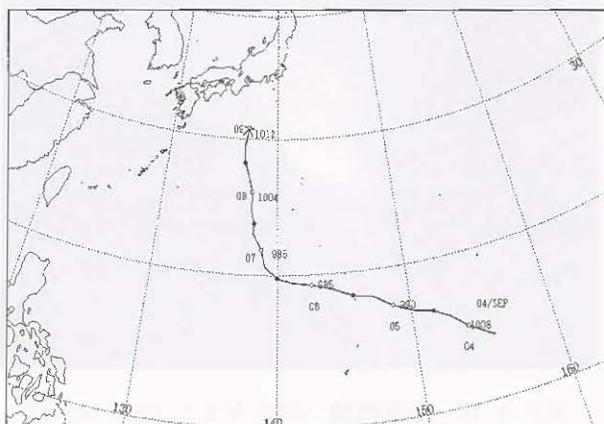


図6-4-25 台風0419号の経路図

この台風は、最盛期でもバンドパターンで、眼パターンまでには発達しなかった。7日には図6-4-26に示すように、中心の南側にある活発な対流雲域と、台風の中心である下層雲渦がずれて、バンドパターンからシャープパターンに変わった。

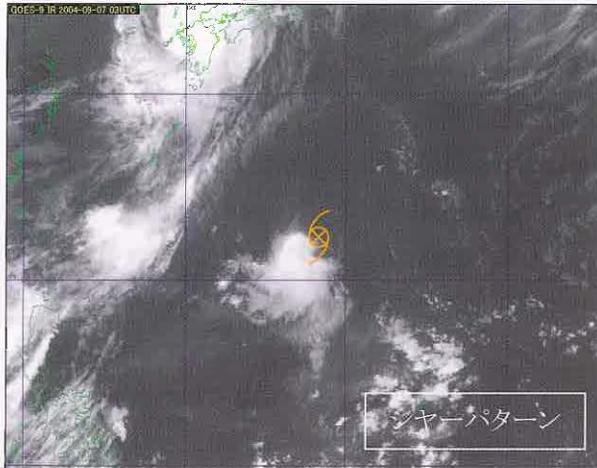


図 6-4-26 赤外面像 2004年9月7日03UTC

さらに中心付近に発達した対流雲がなくなり7日06UTCからは下層雲渦のみとなった。図6-4-27に下層雲渦のみの様子を示す。

台風はその後にも衰弱を続け、8日00UTCには熱帯低気圧となった。同時刻の可視画像を図6-4-28に示す。下層雲渦が明瞭に見える。

この例では、下層雲渦を呈していた7日21UTC(図6-4-27)の中心を推定する。図6-4-29は7日18UTCの地上天気図である。

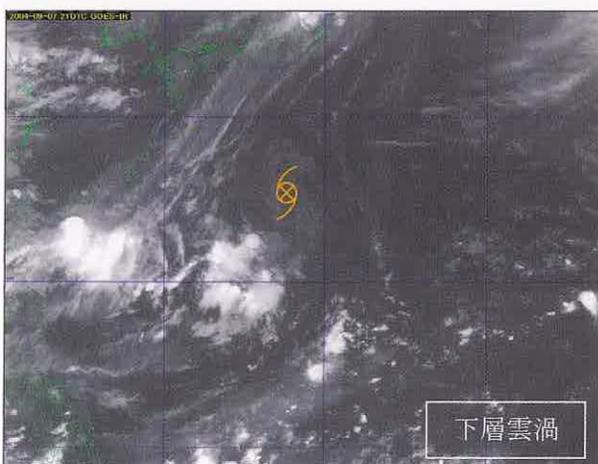


図 6-4-27 赤外面像 2004年9月7日21UTC



図 6-4-28 可視画像 2004年9月8日00UTC
下層雲渦が明瞭に見える。

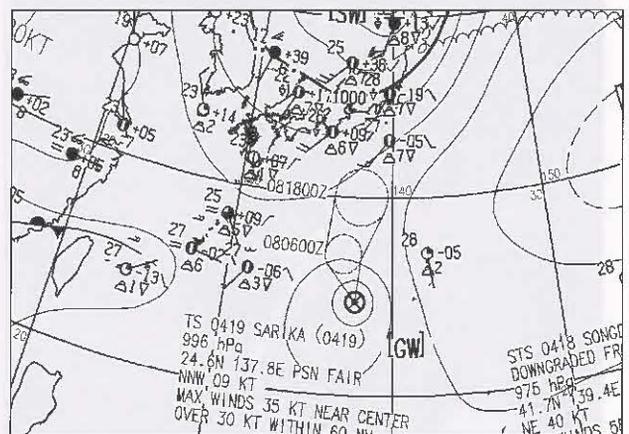


図 6-4-29 地上天気図 2004年9月7日18UTC

図6-4-30～図6-4-32に台風中心付近を拡大した9月7日21UTCの赤外面像、 $3.9\mu\text{m}$ 画像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を示す。

図6-4-30の赤外面像では、下層雲は暗灰色で下層渦の識別は可能であるものの、あまり明瞭ではない。

図6-4-31の $3.9\mu\text{m}$ 画像では、下層雲は雲頂からの放射が赤外面像に比べて少ないので画像では明るく見えていて、下層雲渦が分かりやすい。白矢印の位置に中心を推定できる。

図6-4-32の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では、下層雲が白く表現されていて下層渦はさらに明瞭となり、白矢印の位置に中心を推定できる。

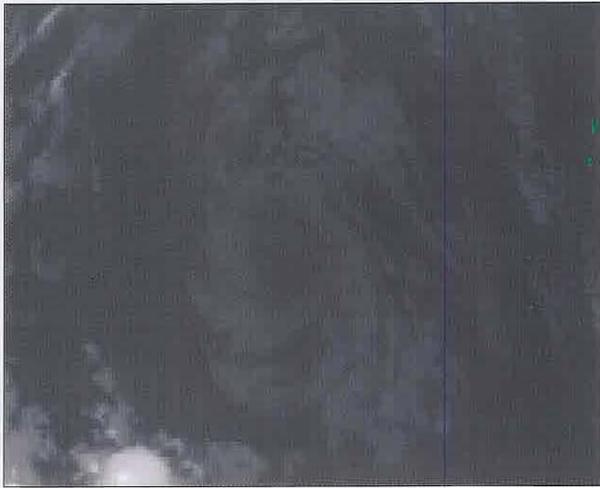


図 6-4-30 赤外面像 2004 年 9 月 7 日 21UTC



図 6-4-31 3.9 μm 画像 2004 年 9 月 7 日 21UTC

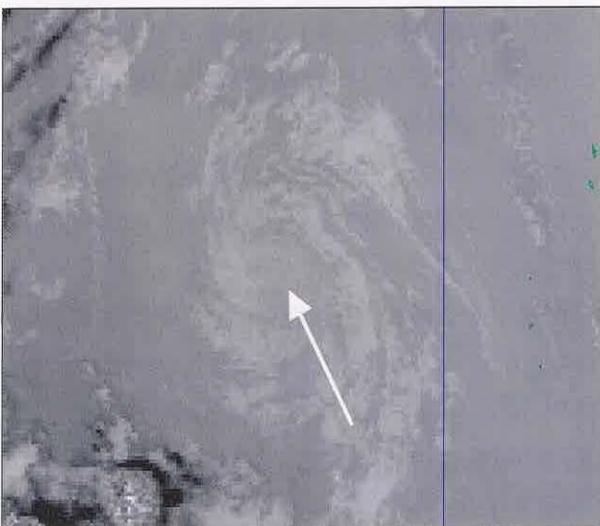


図 6-4-32 3.9 μm 差分画像
2004 年 9 月 7 日 21UTC

台風全体のまとめ

以上、4つの台風を例に、夜間の台風中心推定作業における3.9 μm画像と3.9 μm差分画像の有効性について調べてみた。下層雲の識別においては日中の可視画像には及ばないものの、可視画像の得られない夜間においては以下のとおり、その有効性が確認できた。

- ① 3.9 μm画像では、下層雲は赤外面像に比べて雲頂からの放射が少ないので明るく表現され、下層雲の構造が明瞭になる。また、上層雲の透過の効果が大きいので、上層雲が除去されて下層雲が透けて見えるようになる。このため、下層雲で構成される雲バンドや雲渦の形状が識別しやすくなり、台風中心の推定が容易になる。
- ② 3.9 μm差分画像では、下層雲が白く表現され、赤外面像および3.9 μm画像よりも下層雲が鮮明に表現される。このため、夜間のシャープパターンや下層雲渦を呈する台風中心の推定に最も適しているといえる。
- ③ 赤外面像で下層雲が見える場合でも、3.9 μm画像および3.9 μm差分画像を併用することによって、中心推定位置の精度向上が期待できる。
- ④ 夜間における3.9 μm差分画像は台風の中心推定に最も適しているが、下層雲渦の上に薄い上層雲がかかっている時は3.9 μm差分画像では上層雲が強調されて黒く表現されたり、輝度温度差が小さくなったりして、かえって判り辛くなる場合がある。そのような場合は3.9 μm画像単体の方が中心推定には適している。

測地のノイズは気象のシグナルーGPS 気象学ー

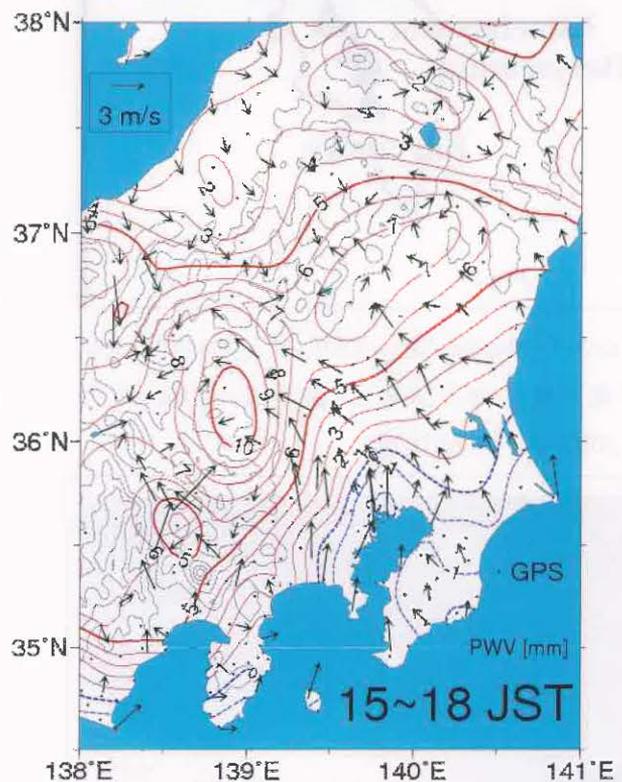
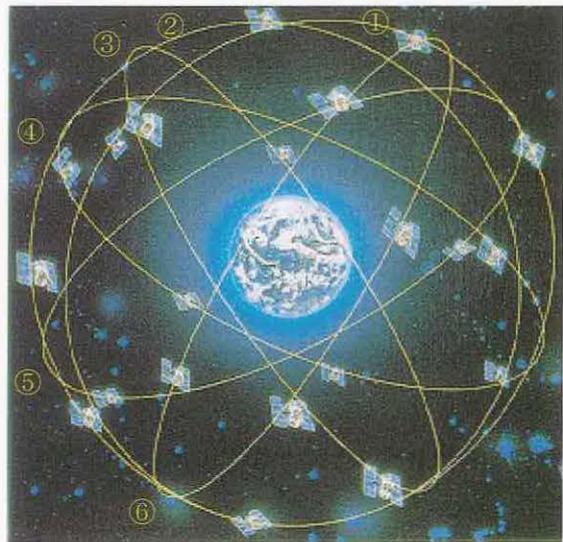
GPSとは、Global Positioning System(全球測位システム)の略称で、もともと軍事用の船舶や航空機などが自身の位置を知るためにアメリカで開発された衛星を利用した位置決定システムである。最近では、民間の船舶や航空機の運航管理だけでなく、自動車や携帯電話にも搭載されるなど民間利用が進み、GPS はますます身近な技術になっている。

GPS 衛星は、高度約 20,000km の 6 つの円軌道面に 4 機ずつ、計 24 機配置してあり、地上のどこでも常時 4 機以上の衛星を補足することができる。衛星から発信されたマイクロ波(L1 帯:1.57542GHz、L2 帯:1.22760GHz)を地上の観測点で受信し、その伝播時間や搬送波位相から観測点の位置が決定できる。

しかし、mm 単位で地殻変動などを測定しなければならぬ測地学分野において、大気中での電波の伝播遅延、特に水蒸気により生ずる誤差が障害となる。そのため、GPS 観測データから精密測位をする際には、誤差の主要要因である水蒸気の影響も、見積もられている。この測地学的なノイズである水蒸気などの大気による電波伝播遅延量を、気象学においては可降水量などの気象データとして活用するのが『GPS 気象学』である。

GPS 気象学には、前述したように地上の GPS 受信機で主として水蒸気の遅延を測り、可降水量データとして抽出する方法と、低高度を周回する小型極軌道衛星(LEO)に搭載された GPS 受信機で地上すれすれに通過してきた電波の遅延を測り、高層大気の温度や湿度などの鉛直プロファイルを抽出する『GPS 掩蔽法』がある。また最近では、航空機や孤立峰山頂に GPS 受信機を設置し低仰角や負仰角で GPS 掩蔽法を行い、大気境界層の気温や湿度の鉛直プロファイルを高精度に測定できる DL(ダウンルッキング)-GPS 掩蔽法が登場し、GPS 利用の可能性はますます広がっている。

(辰己 弘)



上図 GPS 衛星の配置図(ニコン・トリプル株式会社)

下図 国土地理院の GPS 観測網により求めた可降水量

(佐々木・木村(2001))

コンターは 15~18JST における 06~09JST からの可降水量の偏差、ベクトルはアメダスの平均風速を表す。

6-5 火山活動域や大規模火災域の検出*

6-5-1 カムチャッカ半島にあるベズミアニ(Bezymianny)火山の噴火

ベズミアニ(Bezymianny)火山(写真1)は、カムチャッカ半島中央部の Kliuchevskaya(クリュチェフスカヤ)火山群の一つで、1955～1956年(それ以前の300年間噴火記録はなかった)の大噴火で山頂が失われた火山として有名となった。

以後、噴火は毎年のように発生しており、山頂クレーターのドームから溶岩が顔を出しては、火砕流を伴う爆発的噴火が発生する活動を繰り返している。



図 6-5-1 Kliuchevskaya(クリュチェフスカヤ)火山群(東京航空地方気象台(航空路火山灰センター:2003年3月より引用)

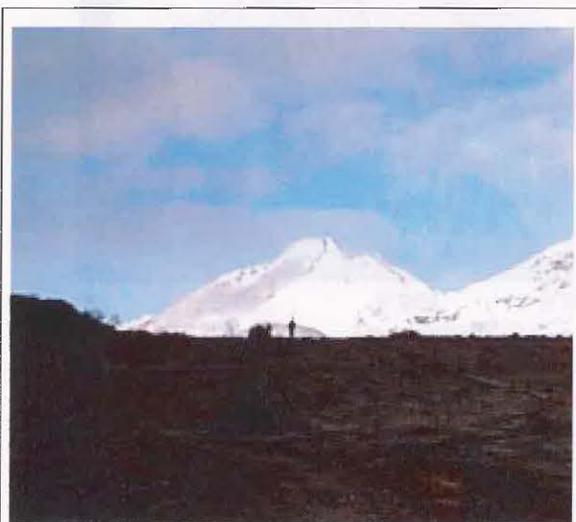


写真 1、Bezymianny 火山
(気象研究所地震火山研究部第四研究室提供)

図 6-5-2 ベズミアニ(Bezymianny)火山
(N5598,E16059 標高 2,882m)

爆発日時:平成2004年1月13日2351UTC

図6-5-3～図6-5-7は、2004年1月14日00UTCの可視、赤外、赤外差分画像、 $3.9\mu\text{m}$ 、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像である。

赤外差分画像では雲と石英が主体の現象(例えば火山灰や黄砂)を容易に抽出することができる。赤外温度差が負の場合は石英を含む物質で、正の場合は水滴や氷晶で構成される雲である(2-6-4ウ)。このような特性をもつので、この項では赤外差分画像も用いて説明する。

可視視画像で見ると、火山付近には雪土と上層雲が解析できるが、火山噴火等は解析できない。赤外差分画像では、噴火地点付近が僅かに黒く見えるがあまり明瞭ではない。 $3.9\mu\text{m}$ 画像では噴火地点と思われる*ホットスポット(→)が僅かに黒い点として見えている。 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では太陽の放射の影響を強く受け、火山噴火と周囲の雲との判別はできない。なお、ベズミアニ(Bezymianny)火山の北にある東西方向に延びる黒く抜けた部分は可視センサーのノイズで噴火点(ホットスポット)が見えているものではない。また、赤外画像でも火山噴火等は解析できない。

*ホットスポット:火山の噴火や大規模火災が発生した場合、周囲よりも温度が高い火山の噴火点や大規模火災域は衛星の赤外チャンネル(この場合は赤外帯の全画種を含む)で見ると、輝度温度が高く画像上では黒い点として見える。このように衛星画像で見える黒点をホットスポットと呼ぶ。



図 6-5-3 可視画像 2004 年1月 14 日 00UTC

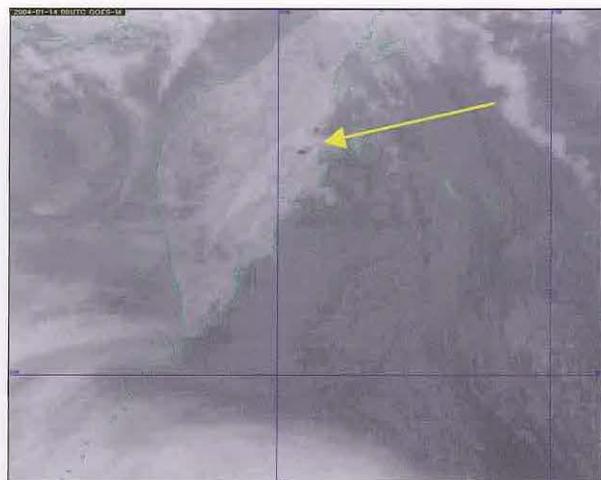


図 6-5-6 3.9 μm画像 2004 年1月 14 日 00UTC

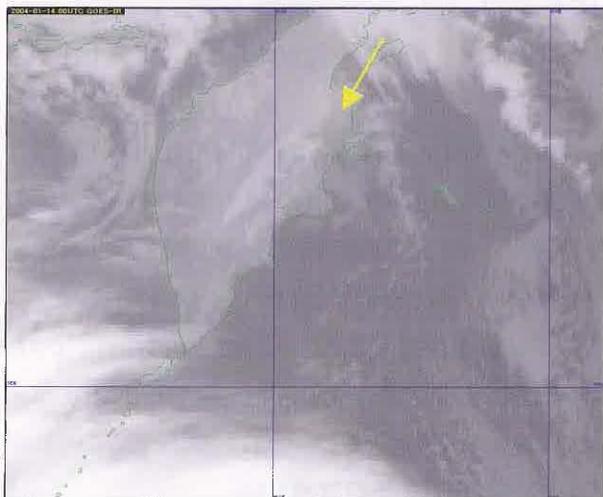


図 6-5-4 赤外画像 2004 年1月 14 日 00UTC

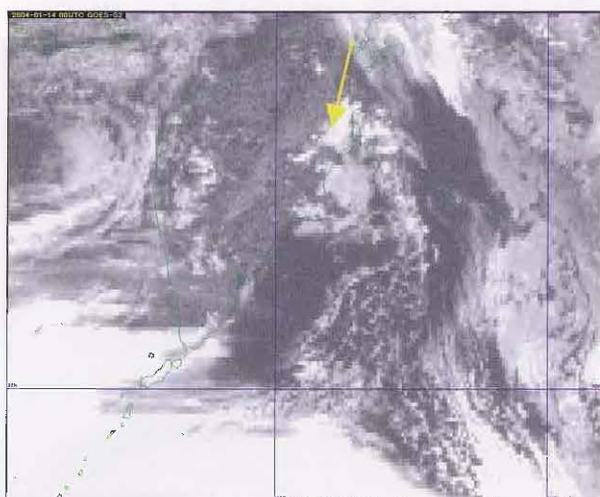


図 6-5-7 3.9 μm差分画像

2004 年1月 14 日 00UTC

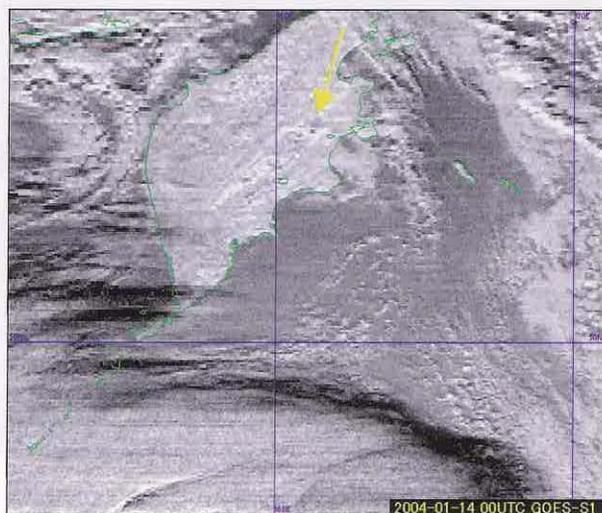


図 6-5-5 赤外差分画像

2004 年1月 14 日 00UTC

01UTC(図 6-5-8~図 6-5-11)になると 3.9 μm 画像で見えていたホットスポットは明瞭に確認できるようになり、ホットスポットから流れ出る噴煙も温度が高いため見えている。

3.9 μm 差分画像でもホットスポット、火山灰雲は解析できるが、太陽光の影響を受け白く輝いているため、周囲の雲との判別は難しい。

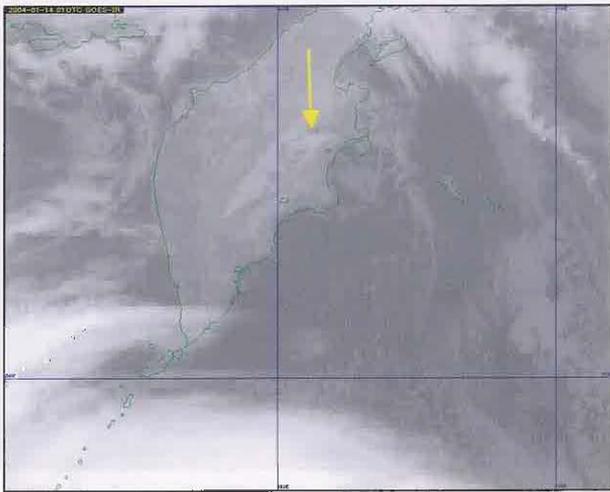


図 6-5-8 赤外画像 2004年1月14日 01UTC

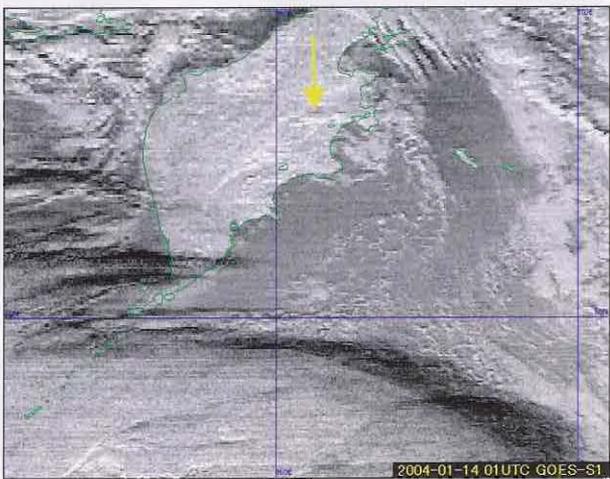


図 6-5-9 赤外差分画像

2004年1月14日 01UTC

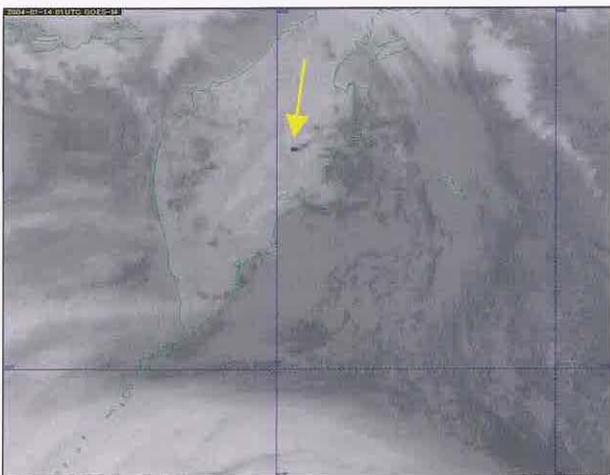


図 6-5-10 3.9 μm画像 2004年1月14日 01UTC

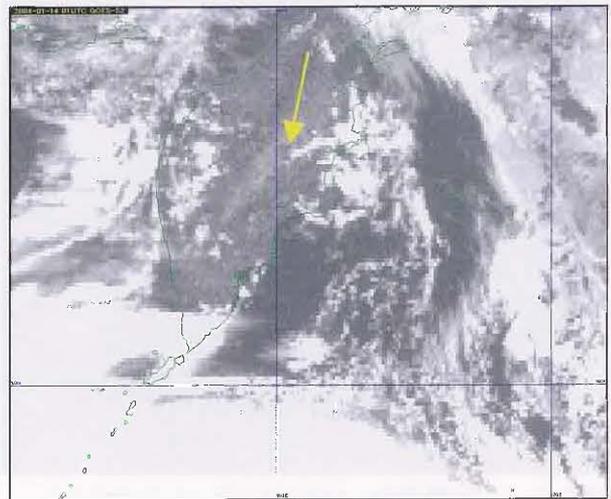


図 6-5-11 3.9 μm差分画像

2004年1月14日 01UTC

03UTC(図 6-5-12~図 6-5-15)になっても赤外画像で噴火点(ホットスポット)、噴煙を解析するのは難しい。また、この時間になると赤外差分画像で噴煙らしきもの(矢印)が解析できるようになった。

3.9 μm画像で見えるホットスポットは小さくなったが噴煙は扇型に拡がっている。しかし、3.9 μm画像、3.9 μm差分画像でも一枚の画像で、この拡がりを噴煙と解析するのは難しい。

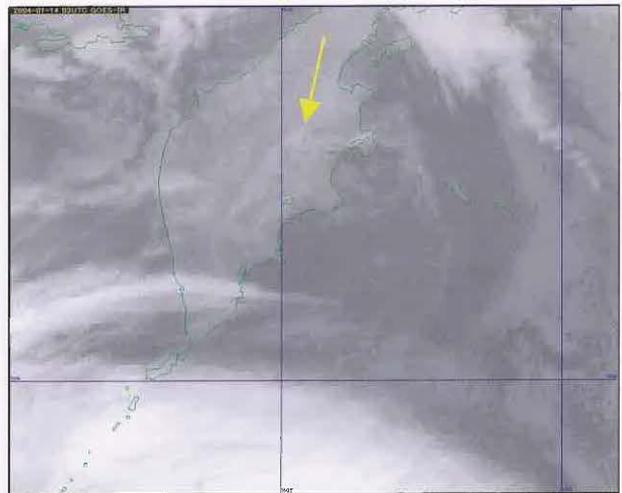


図 6-5-12 赤外画像 2004年1月14日 03UTC

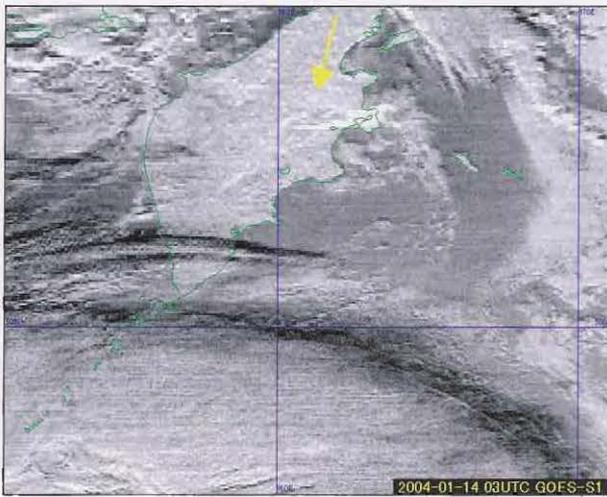


図 6-5-13 赤外差分画像

2004年1月14日 03UTC

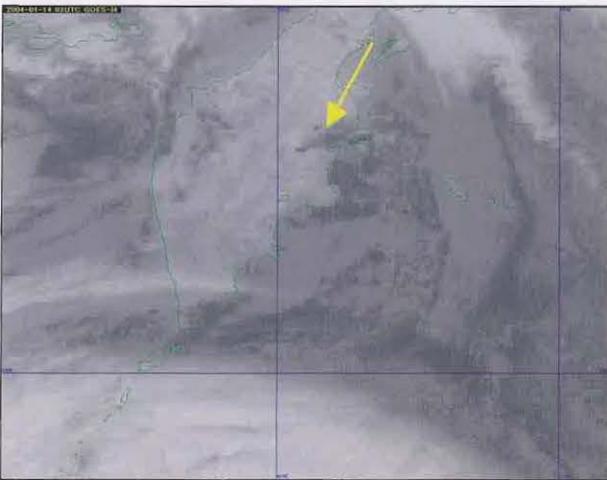


図 6-5-14 3.9 μm画像 2004年1月14日 03UTC

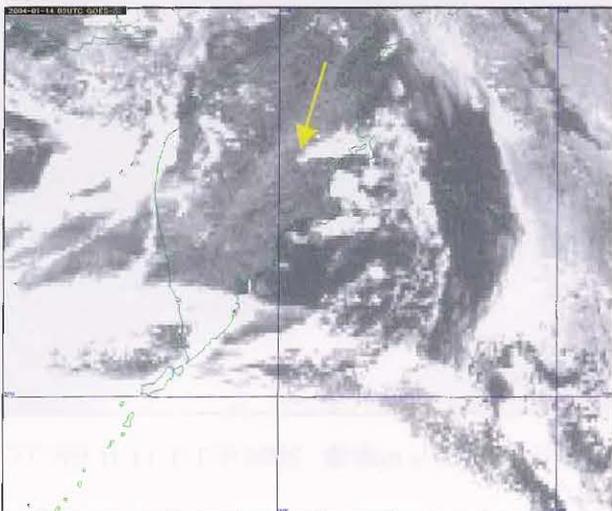


図 6-5-15 3.9 μm差分画像

2004年1月14日 03UTC

06UTC (図 6-5-16) の赤外面像、3.9 μm画像 (図 6-5-17) でも噴煙を解析するのは難しい。赤外

差分画像では半島の東海上に白く輝く鍵状の雲が解析できる(赤外との温度差が負(白い)の場合は水蒸気と石英が混合した雲=火山灰雲)。3.9 μm画像で見えていた噴火点は06UTCになると見えなくなっている。3.9 μm差分画像では、この地点が高緯度にあるため太陽の反射光の影響がなくなり、画像の北半分の部分は黒体放射の影響を受けた輝度温度画像となる。この画像で解析できるカムチャッカ半島東海上の白く輝く鍵状の雲が火山灰雲を観測したものである。

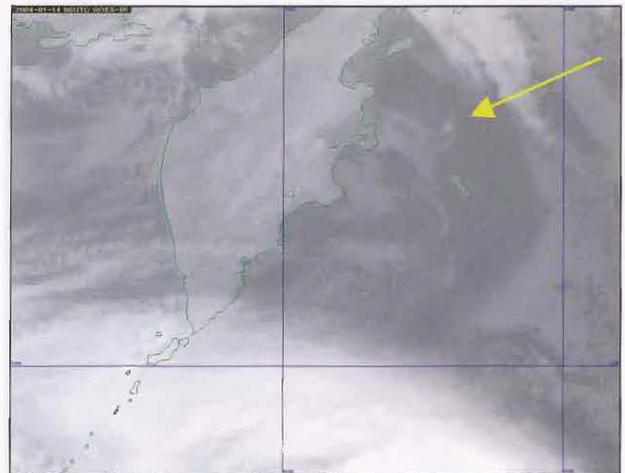


図 6-5-16 赤外面像 2004年1月14日 06UTC

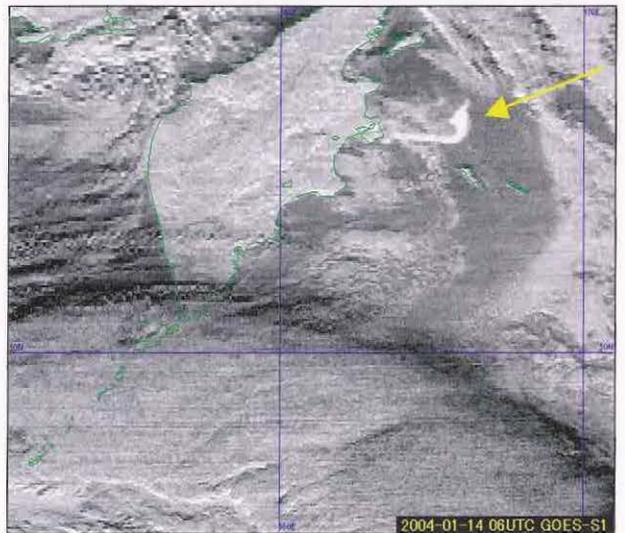


図 6-5-17 赤外差分画像

2004年1月14日 06UTC

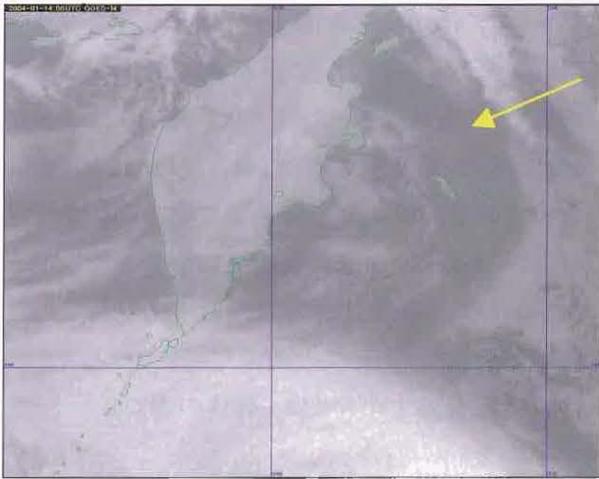


図 6-5-18 3.9 μ m画像 2004年1月14日 06UTC

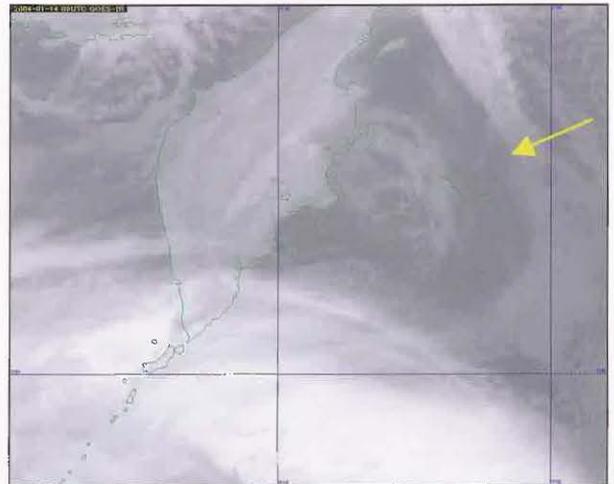


図 6-5-20 赤外面像 2004年1月14日 09UTC

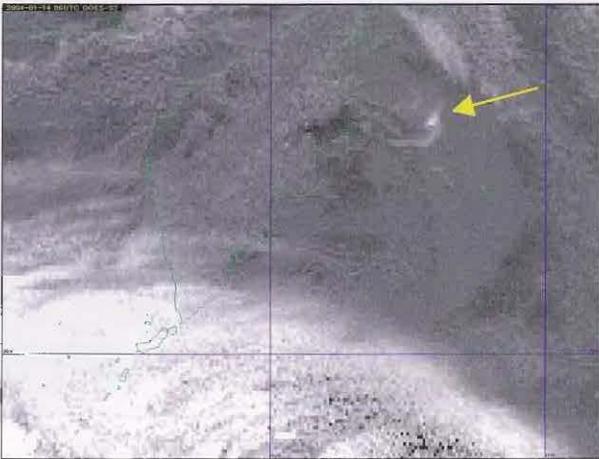


図 6-5-19 3.9 μ m差分画像
2004年1月14日 06UTC

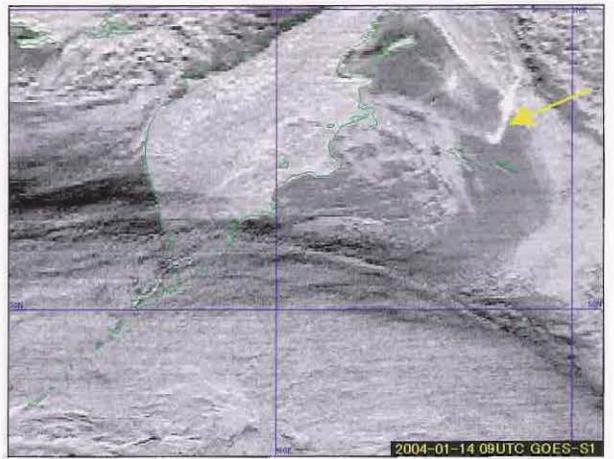


図 6-5-21 赤外差分画像
2004年1月14日 09UTC

09UTC の赤外面像(図 6-5-20)、3.9 μ m画像(図 6-5-22)でも噴煙を解析するのは難しい。赤外差分画像(図 6-5-21)で見える白く輝く鍵状の火山灰雲はゆっくり東に移動している。この時間になると新たなホットスポットも解析できる。3.9 μ m差分画像(図 6-5-23)では噴火点は白く輝いた点として表現されている。火山灰雲は 06UTC よりも拡大した雲として上層の流れに乗り(図 6-5-2)、東方に流されているのがわかる。

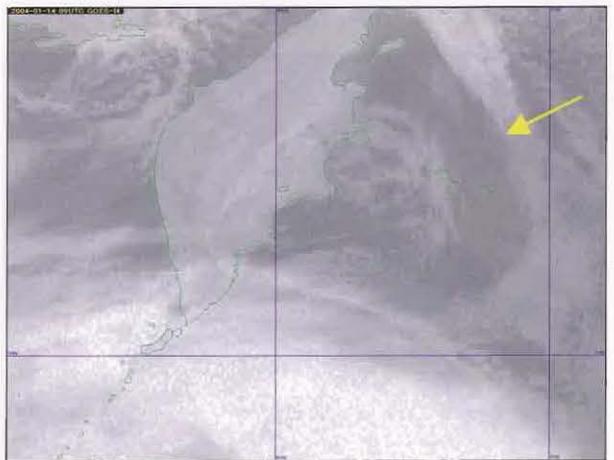


図 6-5-22 3.9 μ m画像 2004年1月14日 09UTC

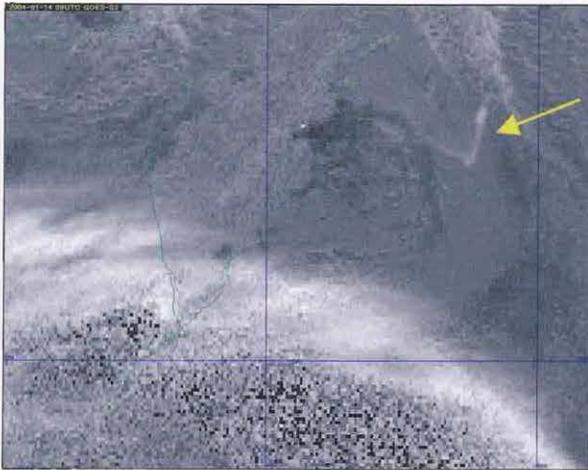


図 6-5-23 3.9 μm 差分画像
2004年1月14日 09UTC

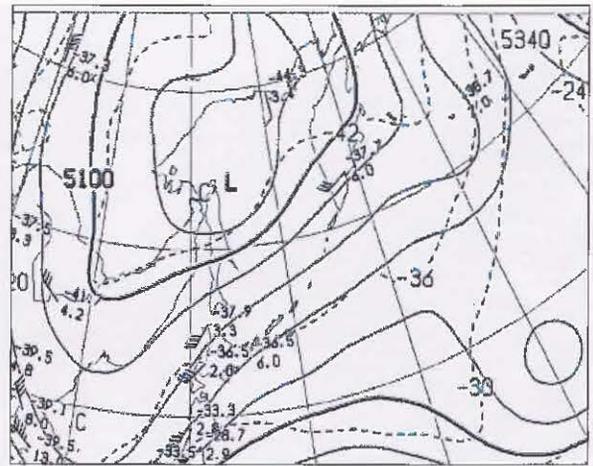


図 6-5-24 500hPa 高層天気図
2004年1月14日 00UTC

6-5-2 浅間山の噴火

日中の 3.9 μm 画像は太陽の反射光の影響を強く受けるため、赤外との差を取った画像では全層の雲が白い画像として表現される。このため、周囲の雲との判別が難しく噴火点や火山灰雲を解析することはできない。

太陽光の影響のない夜間においては、黒体放射の影響を強く受けるようになる。そのため、噴火点や火山灰雲は白く見えるようになり、解析することが容易となる。

2004年9月1日 2002UTC (0802JST) 頃、群馬・長野県境にある浅間山(標高 2,568m)が大きな爆発音とともに噴火し、噴煙は火口から 200mの高さまであがった。浅間山の噴火は2003年の4月以来

で、中腹まで噴石を飛ばすような噴火は1983年以来であった。この後、浅間山は連続的に噴火を繰り返し16日早朝の噴火では上空に飛来した火山灰のため関東・甲信地方を中心とする広範囲で降灰を観測した。(以上気象庁:地震火山部提供)

この噴火と噴煙の流れが衛星画像から確認できたので、赤外・可視・赤外差分・3.9 μm・3.9 μm 差分の各画像を用い解析する。

図 6-5-25 は9月16日 0639UTC 頃におきた小規模の爆発後の 07UTC の赤外差分画像で、中部山岳付近に青く輝いて見えるように表示したものが火山灰雲である(この時の噴煙は火口上 1500mに達した)。



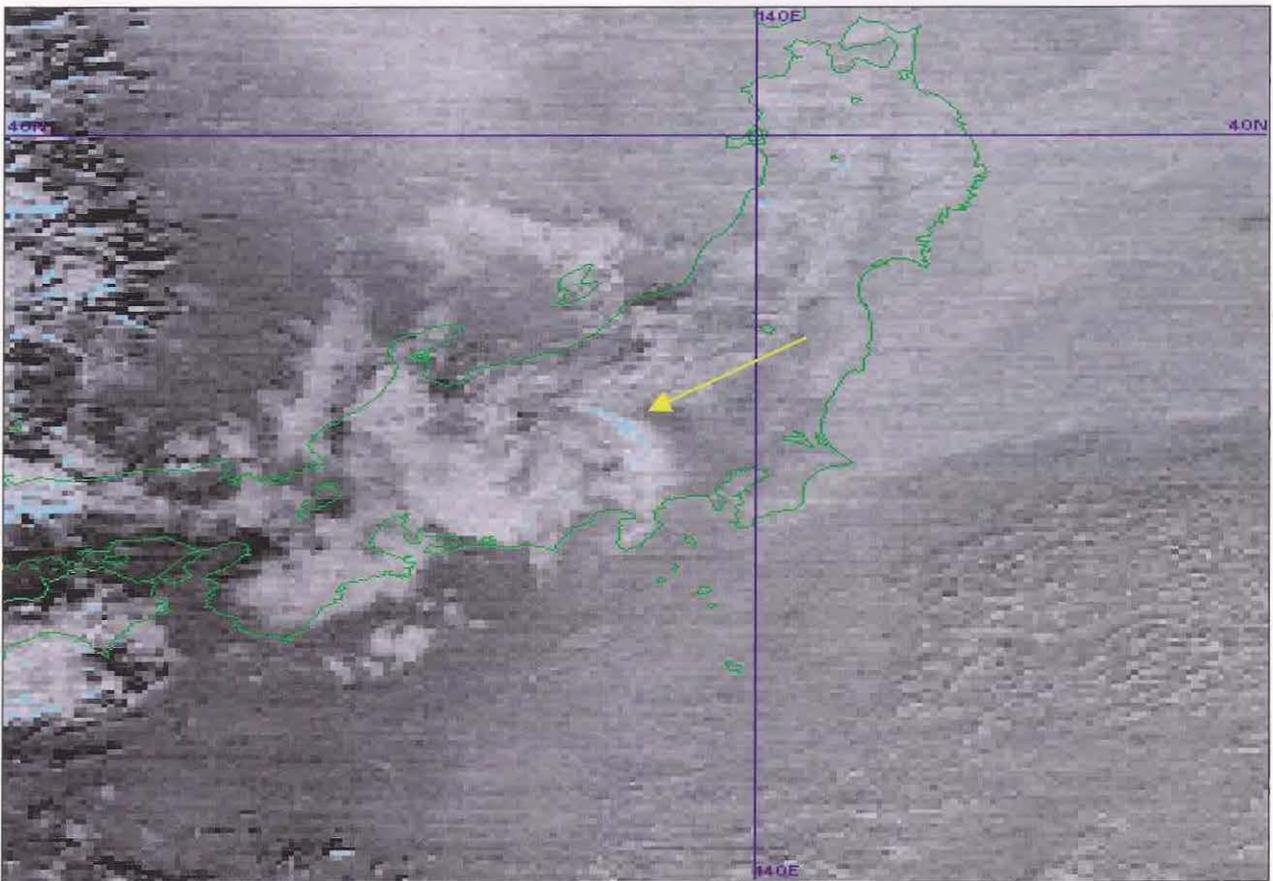


図 6-5-25 赤外差分(スプリット)画像 2004年9月16日07UTC

図 6-5-26 には 00UTC の地上天気図を示した。東日本から東北にかけては移動性高気圧の影響で晴れている。RSM の 850hPa の風向・風速(図 6-5-27)を見ると、浅間山付近は四国沖にある高気圧の縁辺に入り北西風となっている。

図 6-5-28～図 6-5-32 には 16 日 07UTC の赤外、可視、赤外差分、 $3.9\mu\text{m}$ 、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を示した。

赤外画像(図 6-5-28)で中部山岳付近にやや輝いて見える線状の部分火山灰雲である。可視画像(図 6-5-29)でも周辺に雲がないので線状のものとして解析できるが薄い雲や噴煙であるため陸上が見えてくる。

赤外差分画像(図 6-5-30)では、周辺の雲域よりも白く輝く雲域として解析できる。

$3.9\mu\text{m}$ 画像(図 6-5-31)では、噴火の規模が衛星の分解能と比較して小さいためホットスポット等は解析できない。この他、 $3.9\mu\text{m}$ 画像では目立った特徴は見られない。 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像(図 6-5-32)では太陽光の影響

を強く受け、通常の雲も火山灰雲も輝く雲として観測されているが、周辺部にめだつた雲がないため、火山灰雲が通常の雲と同じように解析できる。

図 6-5-33 はこの時間帯の火山灰雲の実況図である。火山灰雲は北西風に流され南東方向に移動し、長野、山梨、静岡の3県にまたがり拡散している。

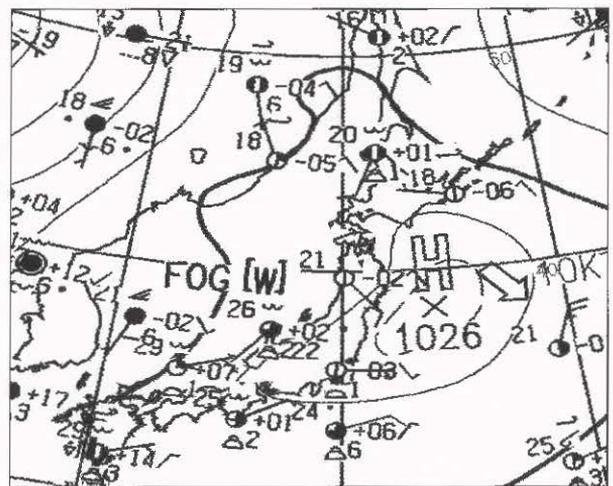


図 6-5-26 地上天気図

2004年9月16日00UTC

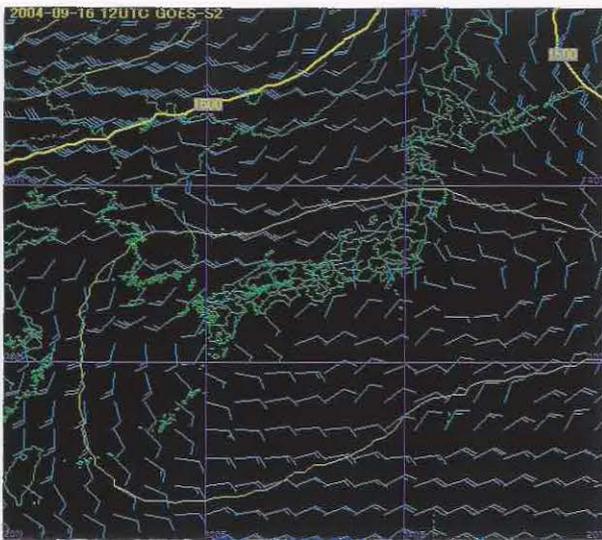


図 6-5-27 850hPa の風向・風速
2004年9月17日12UTC

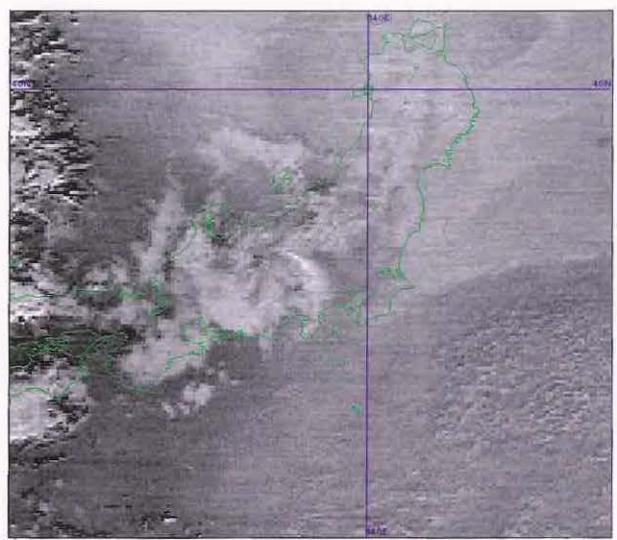


図 6-5-30 赤外差分画像
2004年9月16日07UTC



図 6-5-28 赤外画像
2004年9月16日07UTC

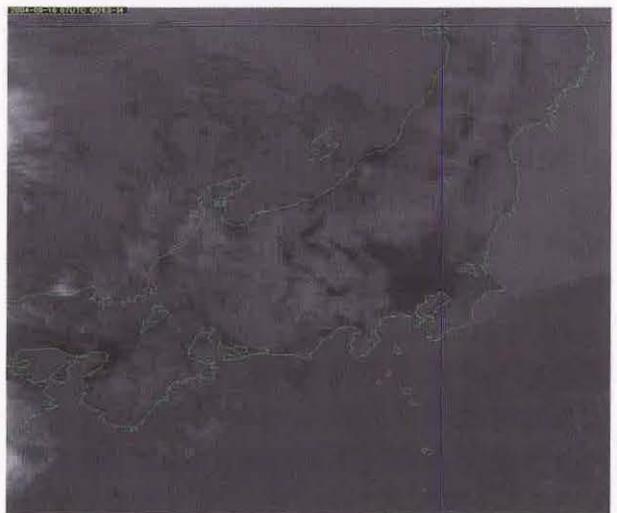


図 6-5-31 3.9 μm画像
2004年9月16日07UTC



図 6-5-29 可視画像
2004年9月16日07UTC



図 6-5-32 3.9 μm差分画像
2004年9月16日07UTC

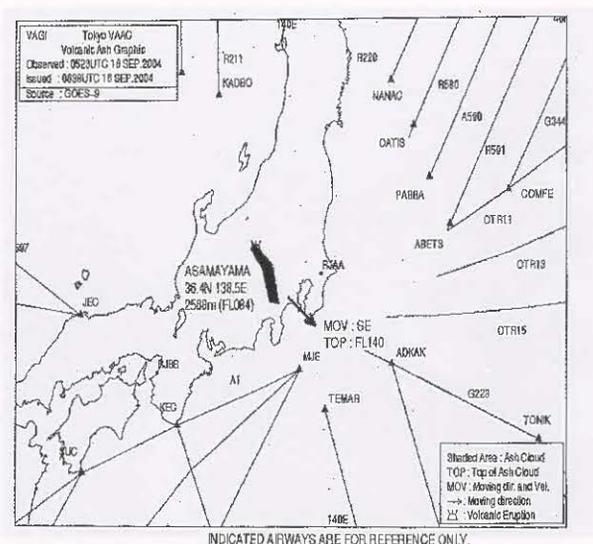


図 6-5-33 火山灰実況図

2004年9月16日07UTC

(東京航空地方気象台航空路火山灰情報センター発表)

可視画像時系列図(05~09UTC)

図 6-5-34~図 7-5-37 は 9 月 16 日 05UTC から 09UTC の可視画像を時系列に並べたものである。

05UTC の画像を見ると浅間山から山梨県に流れる火山灰雲が解析できる。この火山灰雲は時間を追うごとに拡大拡散し 07UTC では伊豆半島付近もこの火山灰雲に覆われている。可視画像では、火山灰雲を通して陸地が透けて見えることと、周囲に下層雲がないことから、今回の事例では容易に火山灰雲を判別することができる。

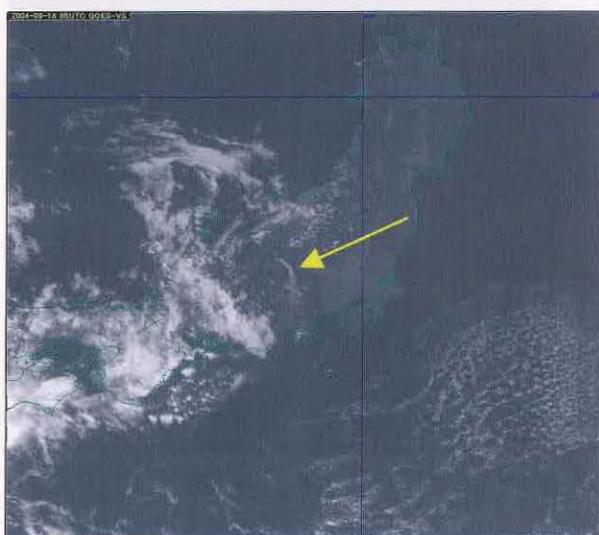


図 6-5-34 可視画像

2004年9月16日05UTC

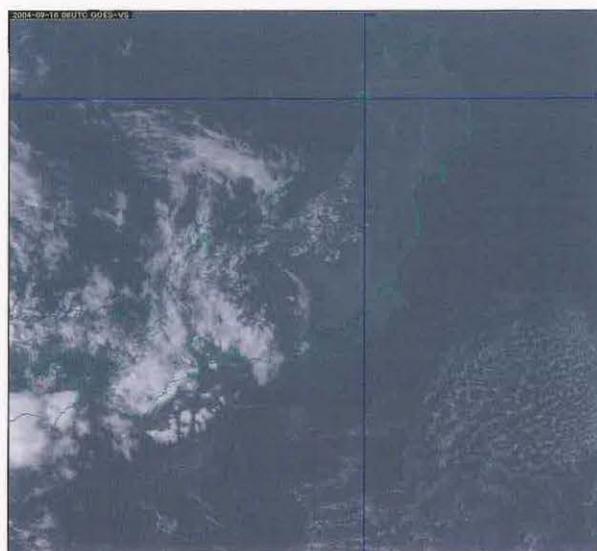


図 6-5-35 可視画像

2004年9月16日06UTC

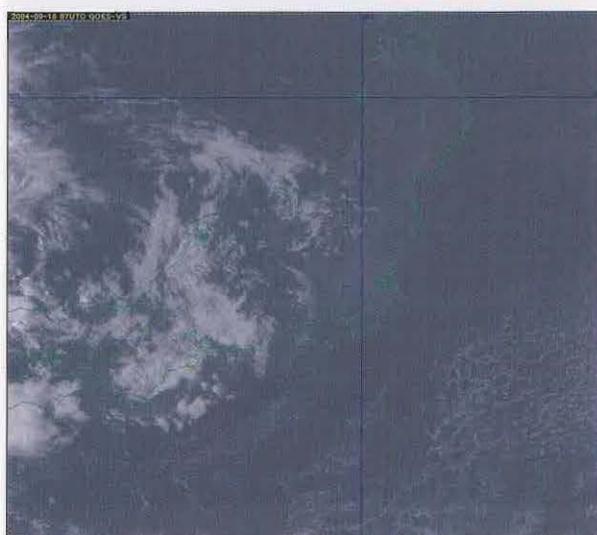


図 6-5-36 可視画像

2004年9月16日07UTC



図 6-5-37 可視画像

2004年9月16日08UTC

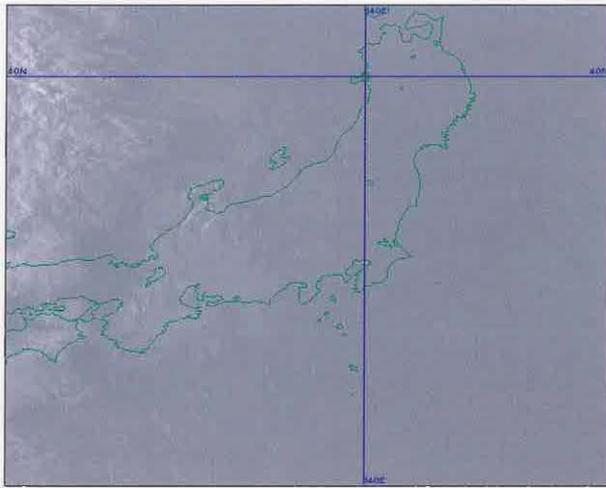


図 6-5-38 可視画像
2004年9月16日09UTC

赤外差分画像時系列図(05~12UTC)

図 6-5-39~図 6-5-46 は 9 月 16 日 05UTC ~12UTC にかけての赤外差分画像の時系列図である。可視画像と比べ火山灰雲周辺には、赤外画像との温度差により、山岳や陸地等が白く表現されている。このため、火山灰雲周辺にはこれらの情報が見え火山灰雲との判別がつきにくくなっているが、火山灰雲はこれらの情報よりも輝いて見えているのでこの輝度から判別することができる。

また、赤外差分画像は昼夜を問わず解析することができるため、夜間帯に三浦半島から相模灘を経て伊豆半島に拡散する火山灰雲の様子も解析できる。

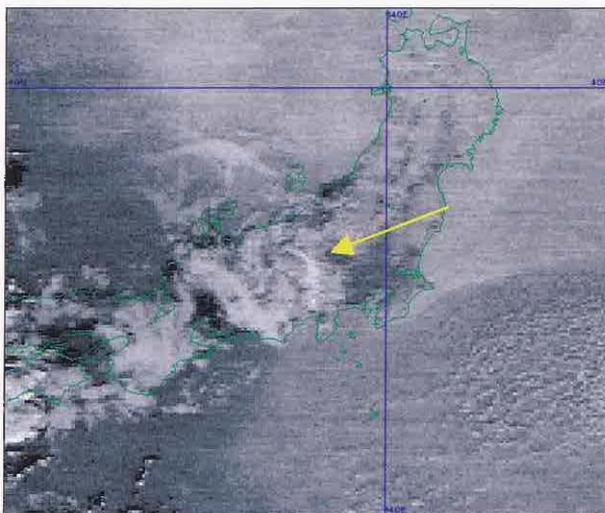


図 6-5-39 赤外差分画像
2004年9月16日05UTC

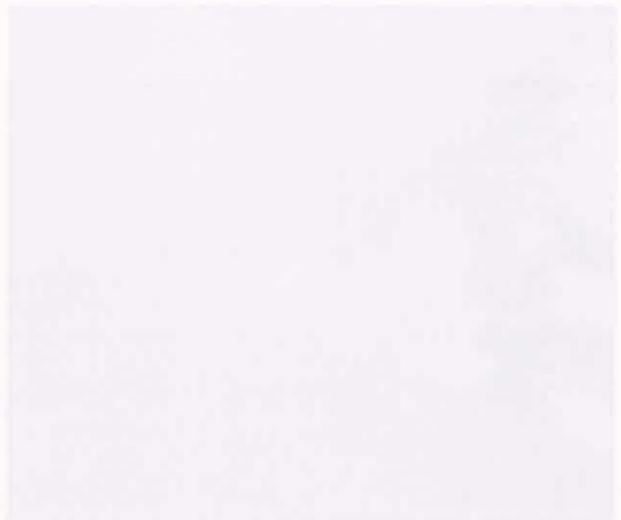


図 6-5-40 赤外差分画像
2004年9月16日06UTC

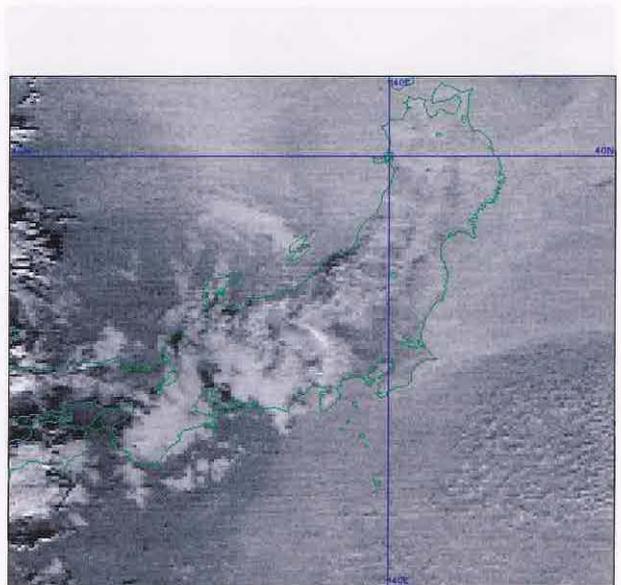


図 6-5-41 赤外差分画像
2004年9月16日07UTC

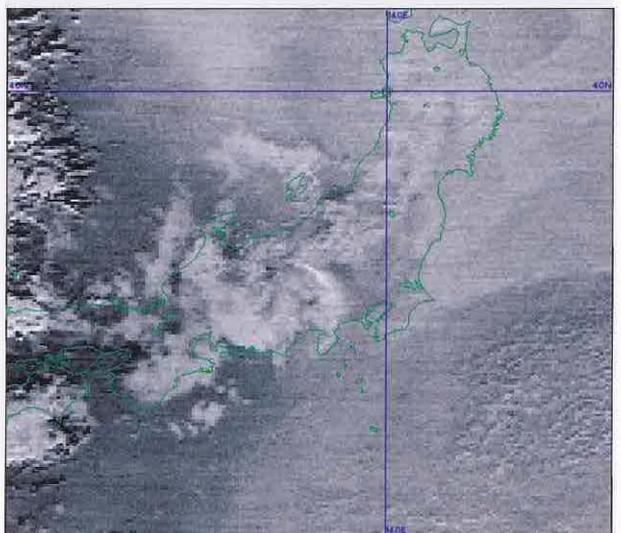


図 6-5-42 赤外差分画像
2004年9月16日08UTC

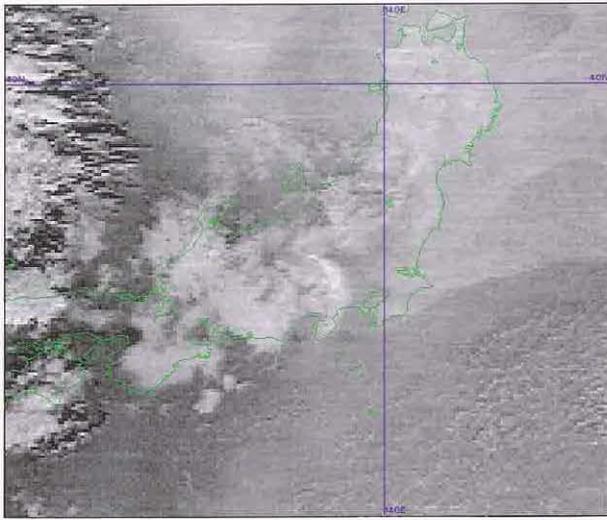


図6-5-42 赤外差分画像
2004年9月16日08UTC

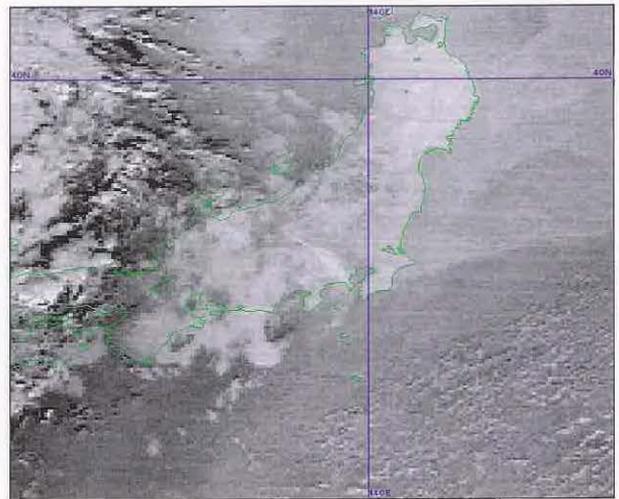


図6-5-45 赤外差分画像
2004年9月16日11UTC

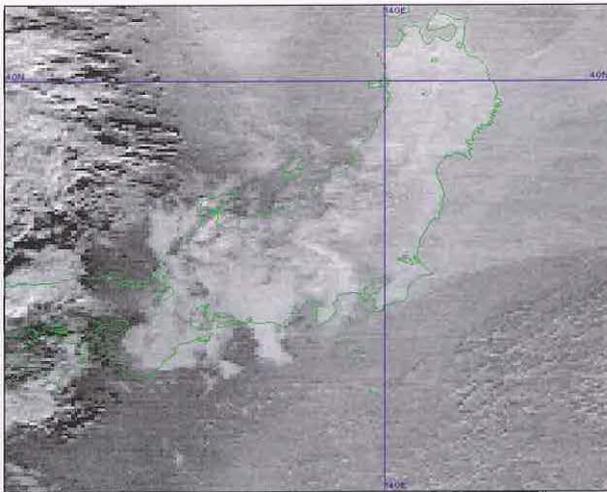


図6-5-43 赤外差分画像
2004年9月16日09UTC

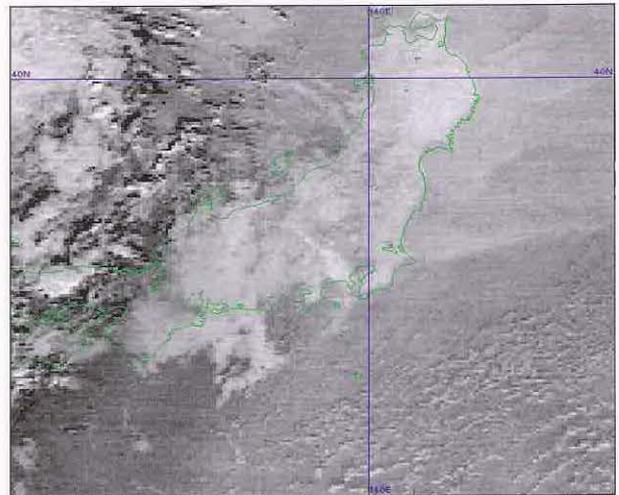


図6-5-46 赤外差分画像
2004年9月16日12UTC

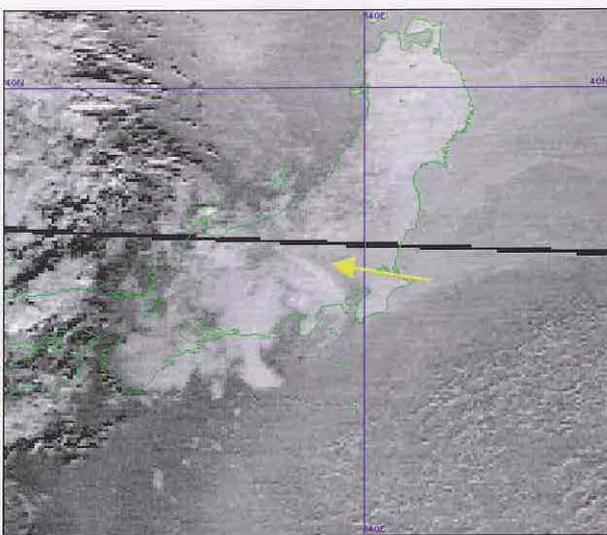


図6-5-44 赤外差分画像
2004年9月16日10UTC
(黒線はノイズ)

3.9 μm 差分画像時系列図 (05~12UTC)

3.9 μm 差分画像も赤外差分画像と同じ9月16日05UTC~12UTCの画像を並べた。

3.9 μm 差分画像は日中においては太陽光の影響を強く受けるため、火山灰雲も通常の雲も太陽光の反射の影響を受け白く輝く雲域として表現されその判別はできない。しかし、今回は火山灰雲周辺に目立った雲域がないためその輪郭ははっきりと観測できる。また、太陽光の影響を受けなくなる08UTC頃から画像上での見え方は変わってくるが、火山灰雲周辺に雲がなかったことから火山灰雲は夜間帯にかけても観測されている。

図6-5-55は12UTCの火山灰雲の実況図である。07UTCの実況図に比べ相模湾方面に拡大、拡散しているのがわかる。

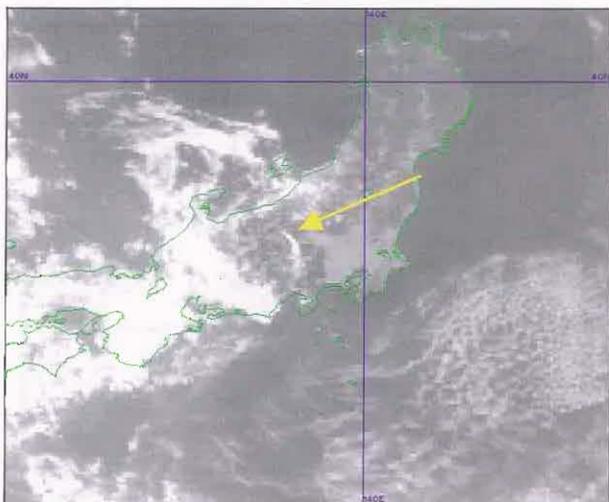


図 6-5-47 3.9 μ m 差分画像
2004年9月16日05 UTC

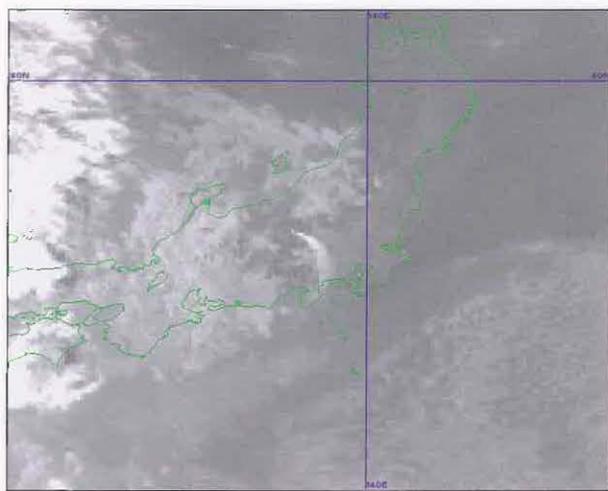


図 6-5-50 3.9 μ m 差分画像
2004年9月16日08 UTC

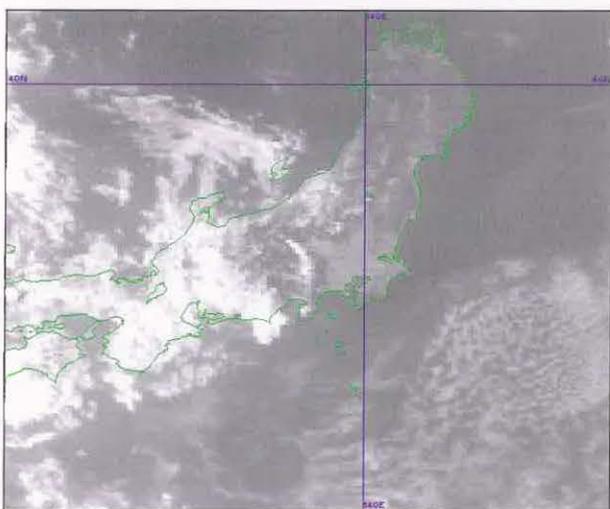


図 6-5-48 3.9 μ m 差分画像
2004年9月16日06 UTC

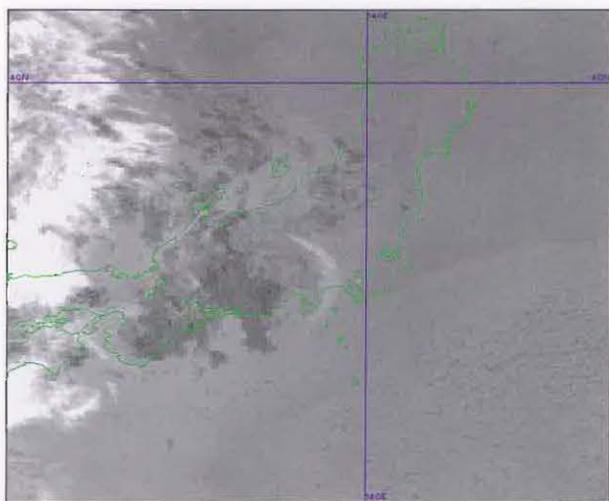


図 6-5-51 3.9 μ m 差分画像
2004年9月16日09 UTC

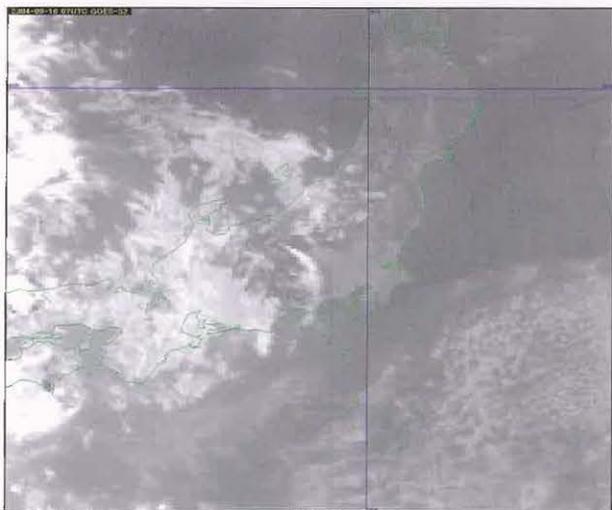


図 6-5-49 3.9 μ m 差分画像
2004年9月16日07 UTC

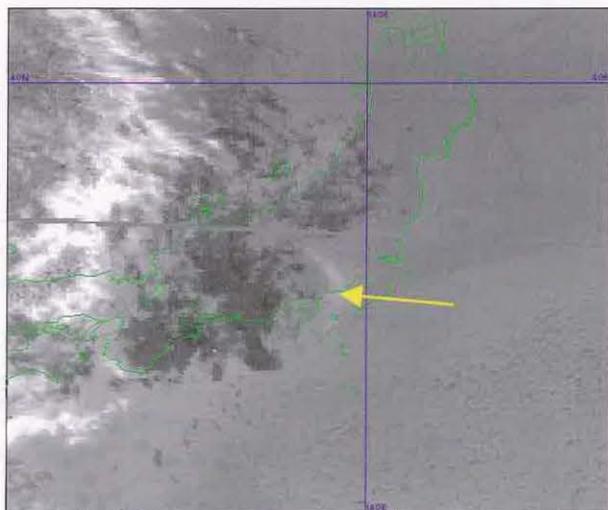


図 6-5-52 3.9 μ m 差分画像
2004年9月16日10 UTC
(灰色線はノイズ)

6-5-3 極東地域の森林火災

大規模な森林火災や工業火災等において発生する煙は空域や陸上の視程低下の原因となる。可視画像では煙を、 $3.7\mu\text{m}$ 画像では火災域のホットスポットを検出しやすい(Matson,etal:1984)。このホットスポットは昼夜にわたり検出できるが、夜間は周囲の陸地との温度差が大きくなるので検出がさらに容易になる。

2004年10月16日、極東地域の沿海州付近で大規模な森林火災があった。その煙は下層の風に流され日本海沿岸にまで達した。その火災の火元と煙の漂う様子が衛星画像から観測された。

図6-5-57は2004年10月16日00UTCの赤外画像と地上気圧、850hPaの風向・風速の重ね図である。これから見ると沿海州付近は北西風となっている。



図 6-5-57 赤外画像と地上気圧、850hPaの風向・風速の重ね図 2004年10月16日00UTC

赤外画像

赤外画像(図6-5-58)で見ると沿海州や日本海は晴天域となっており、森林火災やそれから流れ出る煙等は観測できない。

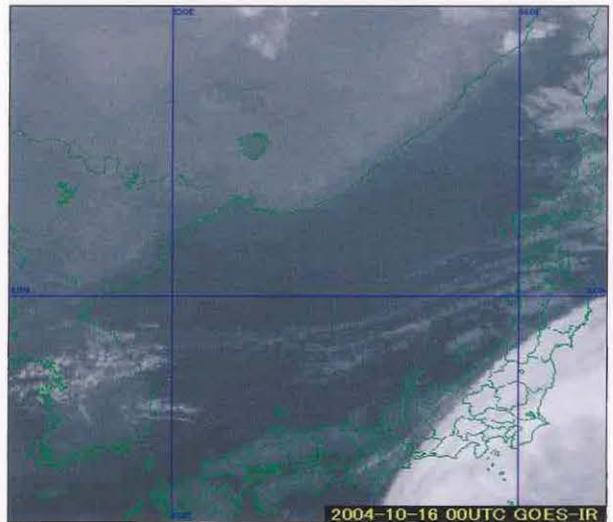


図 6-5-58 赤外画像 2004年10月16日00UTC

可視画像

図6-5-59～図6-5-61は00UTC～06UTCの3時間毎の可視画像を並べたものである。これを詳細に解析するとハンカ湖付近(黄三角印)から流れ出る白く淡いベール状のものが解析できる。朝鮮半島の東端にある下層雲や日本海西部から山形付近に延びる下層雲とは明らかに異なっている。

この白く淡いベール状のものが火災域から流れ出る煙である(06UTCの画像に黄色の矢印で示した領域)。この煙は対流圏下層(図6-5-57参照)の風に流され日本海西部にまで達している。



図 6-5-59 可視画像 2004年10月16日00UTC

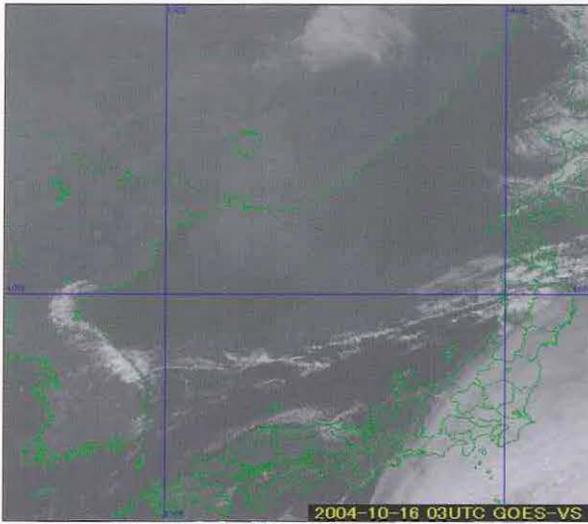


図 6-5-60 可視画像 2004 年 10 月 16 日 03UTC

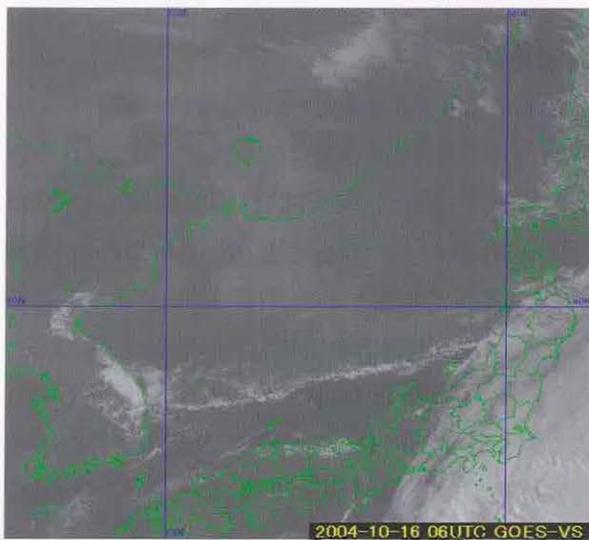


図 6-5-61 可視画像 2004 年 10 月 16 日 06UTC

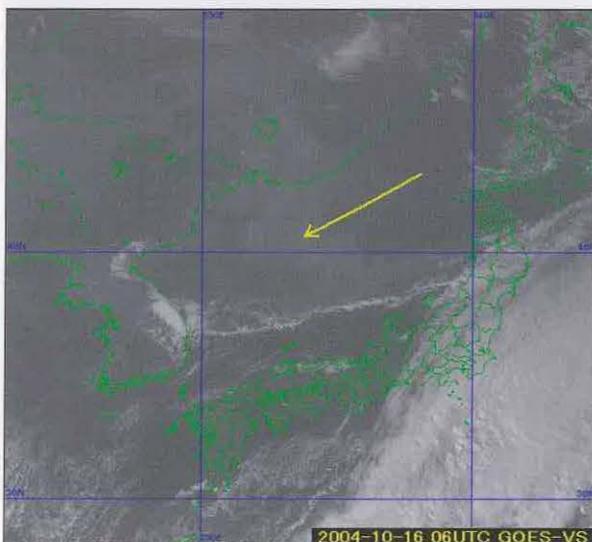


図 6-5-62 可視画像 2004 年 10 月 16 日 06UTC

3.9 μ m 画像

次に図 6-5-63～図 6-5-65 に 3.9 μ m 画像の 3 時間毎の画像を示した。3.9 μ m 画像では火山の噴火点や大規模火災域のホットスポットを検出することができる。今回の事例でも刻々と変化する火災域を黒点として容易に観測することができた。06UTC の画像(図 6-5-65)で見ると火元は多数の黒点(図赤→)として見えている。

日中における 3.9 μ m 帯では、赤外画像や赤外 2 画像に比べ地表面からの放射よりも太陽の反射光の影響の方が大きい(図 4-1-3)。このため、太陽がある日中は太陽の反射光に近い分布となる。しかし、太陽がない夜間は黒体放射の温度を観測する。このように日中と夜間は異なる画像となるため、観測する現象だけに目標を絞って解析することが重要となる。

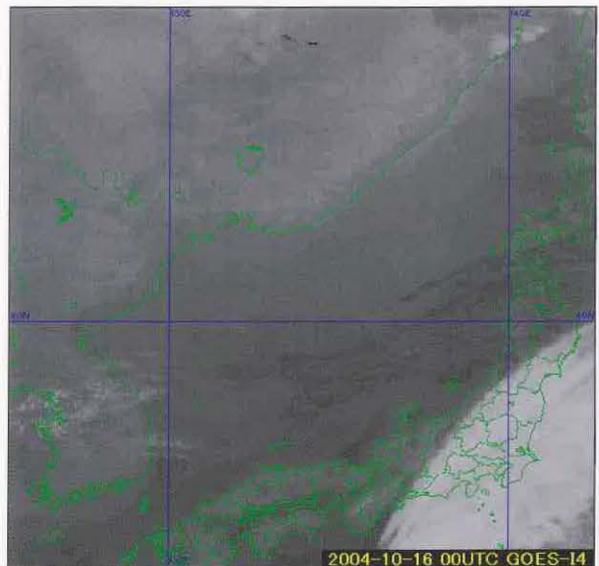


図 6-5-63 3.9 μ m 画像

2004 年 10 月 16 日 00UTC

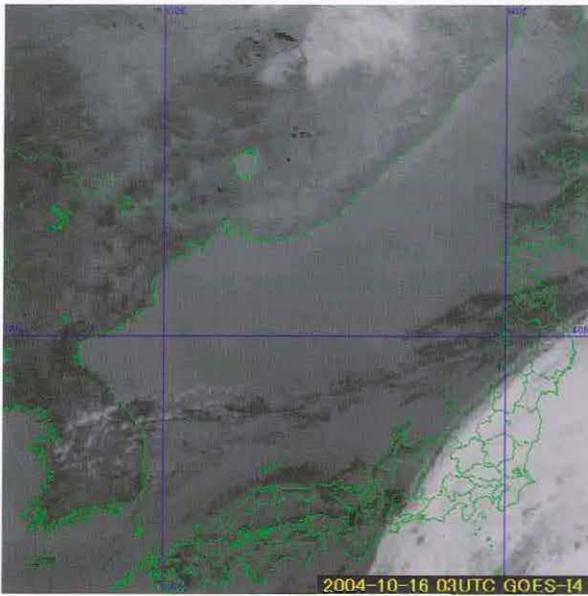


図 6-5-64 3.9 μm画像

2004年10月16日03UTC

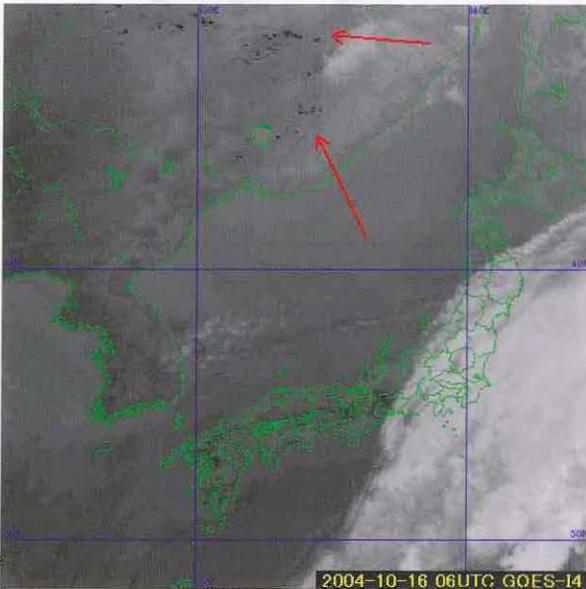


図 6-5-65 3.9 μm画像

2004年10月16日06UTC

夜間の 3.9 μm画像

図 6-5-66 は夜間帯 10UTC の 3.9 μm画像である。夜間になると、黒体放射の温度情報のみとなる。沿海州付近の陸地は冷え込み白く見えている。逆に火元は暖かく黒く見える。このため、日中よりもさらに火元の検出が容易となっている。

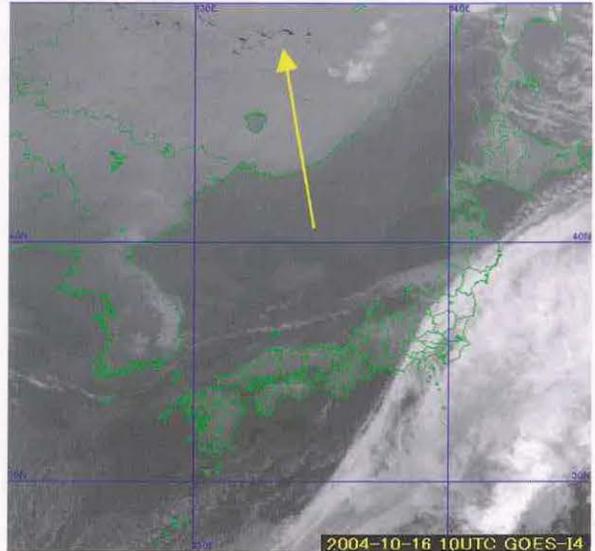


図 6-5-66 3.9 μm画像

2004年10月16日10UTC

まとめ

- ①大規模火災域のホットスポットは日中、夜間とも 3.7 μm画像で検出することができる。
- ②大規模火災に伴い、それから流れ出る煙は日中においては可視画像で解析することができるが、夜間においては現在搭載しているセンサーでは解析することができない。

地球上の風の方角を変えるコリオリの力

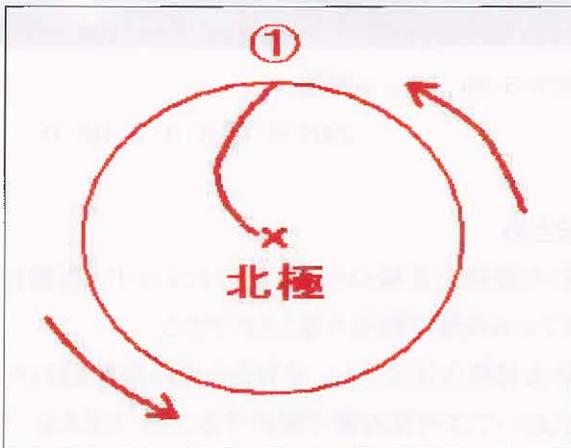
自転する地球のような回転座標系上にある流体が動くときに北半球では風向の右方に直角に $2\Omega v \sin \phi$ (Ω 回転速度、 v 風速、 ϕ 緯度) に比例する力が働く。

地球が止まっていると仮定すれば、貿易風は北半球では直接北から南に吹き、南半球ではその逆になる。しかし、西から東への地球の自転は、貿易風、実際には大循環に含まれるすべての風の方角を偏らせる。このため、北半球で動くものは、すべて右に傾く傾向があり、南半球のものは左へ傾く傾向がある。

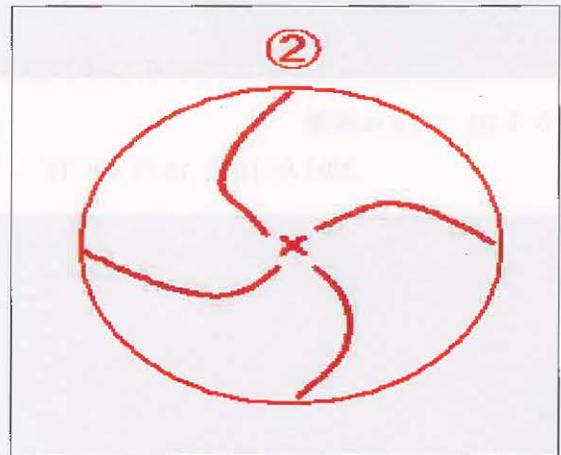
日本からアメリカへ飛ぶジェット機が、もしこのコリオリの力の作用を修正しなかったら、地球が下で西から東に回転しているので太平洋上へ着水することになる。風もまた、この回転で偏るので、まっすぐ北や南に吹かないで偏東風や偏西風となる。こうした力をコリオリの力と呼ぶ。

(沢田信敏)

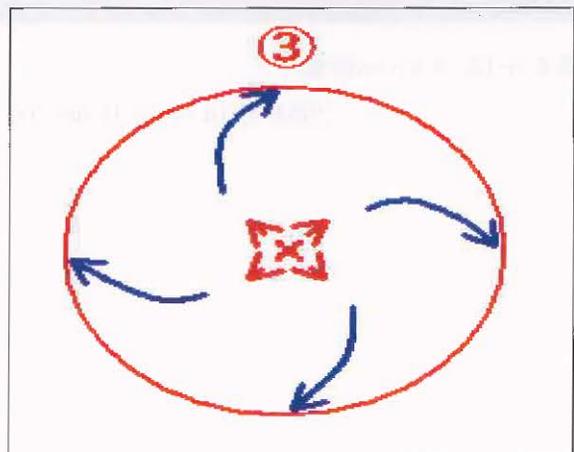
①北極を中心として回転軸に取り付け、ターンテーブルを回す。図の矢印、この反時計方向の回転が北半球の回転方向である。回転軸に定規をあて、しっかり固定させて、それにそって動いているターンテーブルの上に線を引くと、地図の中心からふちに弧を描く。



②何本もの線を北極(回転軸)から赤道(ふち)に向かって引くと、それらの線は右、つまり西に曲がる。こうして地球の回転は、熱帯と北極にまたがる空気の細胞の南に向かう流れを曲げ、西へ向かう流れにしてしまう。南半球でもやはり同じことが起こる。



③熱帯と北極の空気の細胞の中では風は西向きに動くが、中緯度の風の細胞(図ではつながない所)の所では、逆向きになる。この地域の空気はだいたい北に向かって動くので、コリオリの力は、これらの風を曲げ、東向きの流れにする。これが偏西風帯と呼ばれる流れである。



6-6 夜間における活発な対流雲域や厚い雲域の検出*

6-6-1 寒冷前線帯

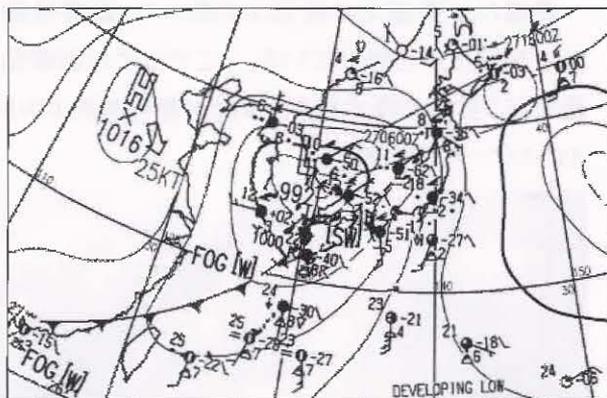


図 6-6-1 地上天気図 2004 年 4 月 26 日 18UTC

図 6-6-1 には、2004 年 4 月 26 日 18UTC の地上天気図を示した。日本海西部には発達中の低気圧があつて、中心から山陰沖へと温暖前線が伸び、また寒冷前線が九州地方南部を通り、東シナ海南部へと達している。ここではこの寒冷前線上に発生した活発な対流雲に注目して、夜間における $3.9\mu\text{m}$ 差分画像の特徴を述べる。

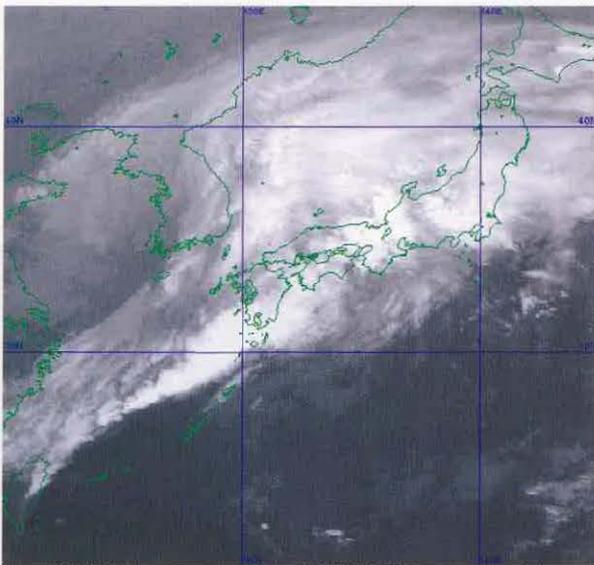


図 6-6-2 赤外面像 2004 年 4 月 26 日 18UTC

図 6-6-2 の赤外面像を見ると、東シナ海南部から九州地方南部にかけては、寒冷前線に対応する白く輝く活発な対流雲列が見られる。この活発な雲列の北端は、九州地方南部あたりにまで達していると思われるが、その境界の特定は難しい。

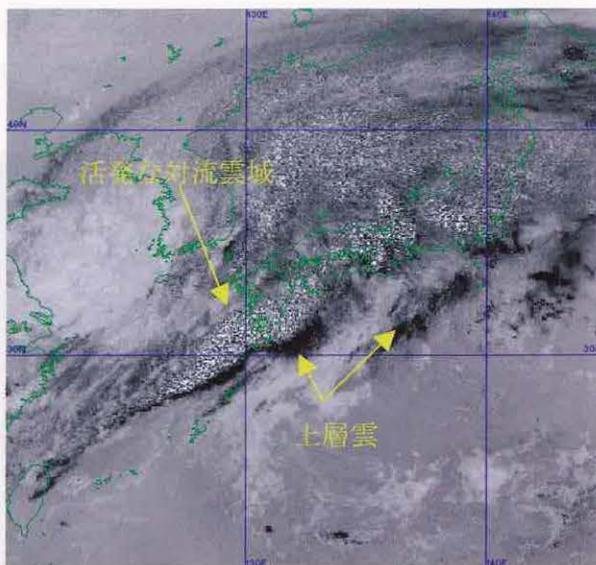


図 6-6-3 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像

2004 年 4 月 26 日 18UTC

図 6-6-3 の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を見ると、赤外面像で見られていた寒冷前線に対応する雲域は、白黒混濁のドット状に見える活発な対流雲域と、この対流雲から流出した薄い上層雲域(黒く表現された雲域)とに明確に区別されている。また日本海には、低気圧本体に伴う厚い雲域が白黒混濁のドット状に表現されている。

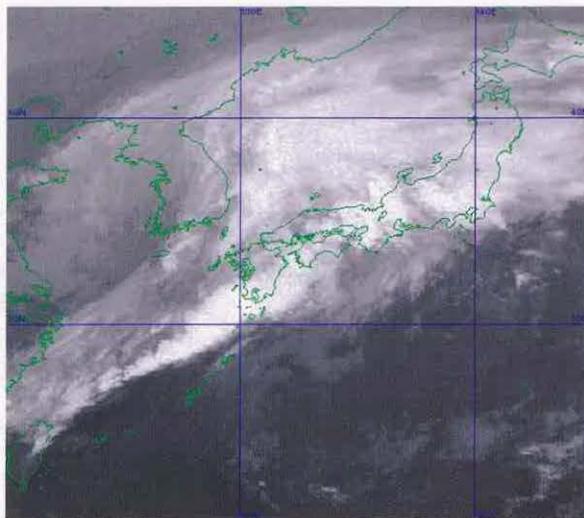


図 6-6-4 $3.9\mu\text{m}$ 画像 2004 年 4 月 26 日 18UTC

図 6-6-4 の $3.9\mu\text{m}$ 画像では、Ci 等の薄い上層雲の輝度温度が赤外面像に比べて高くなるため、活発な対流雲域は雲頂から流出した Ci 等が薄く

* 寺坂 義幸

表現されて赤外面像に比べやや小さく表現される。その領域は、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で表現されている白黒混濁のドット状の対流雲域とほぼ同程度の白く輝く雲域として観測されている。

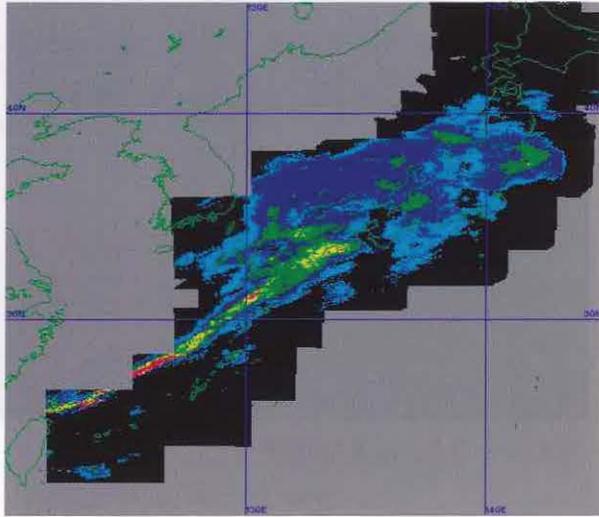


図 6-6-5 レーダーエコー合成図
2004年4月26日18UTC

図 6-6-5 のレーダーエコー合成図を見ると、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像で白黒混濁のドット状に表現されていた寒冷前線に伴う活発な対流雲列は、レーダーエコー合成図でも強い帯状のエコーとして観測されており、この両者は良い対応を示している。また日本海の白黒混濁のドット状に表現されている低気圧本体の雲域についても、レーダーエコーと、比較的良い対応を示している。

6-6-2 温暖前線帯

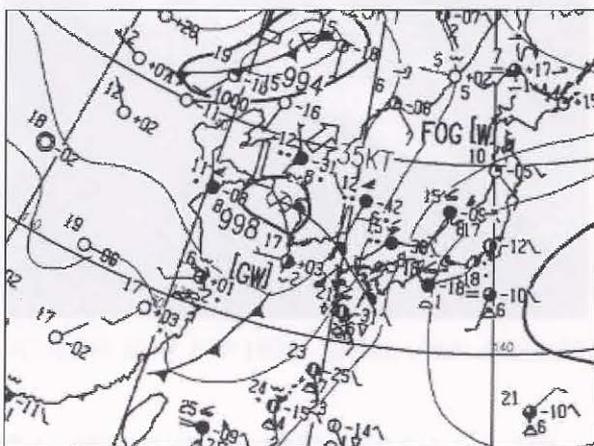


図 6-6-6 地上天気図 2004年4月18日18UTC

図 6-6-6 は 2004 年 4 月 18 日 18UTC の地上天気図である。

黄海には発達中の低気圧があって、温暖前線が九州地方へと伸びている。ここではこの温暖前線に伴う雲域や降水域を、寒冷前線の事例より小さいスケールで比較する。

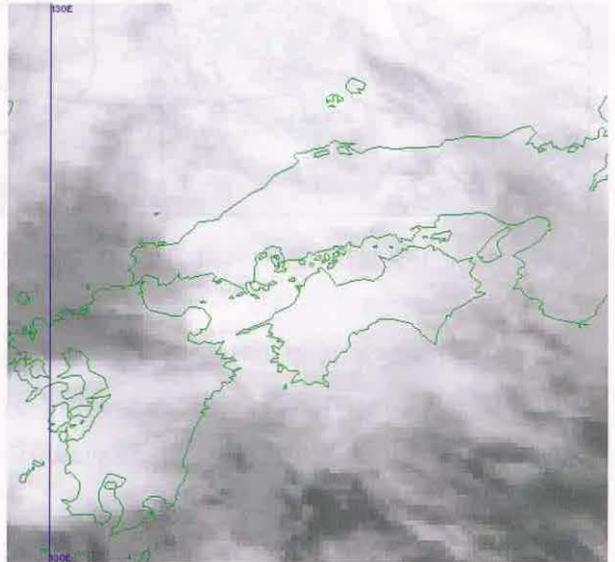


図 6-6-7 赤外面像 2004年4月18日19UTC

図 6-6-7 は、2004 年 4 月 18 日 19UTC の赤外面像で、西日本を拡大したものである。赤外面像だけからは対流雲域の正確な特定は難しいが、中国・四国地方にかけては温暖前線に伴う活発な対流雲域が見られる。

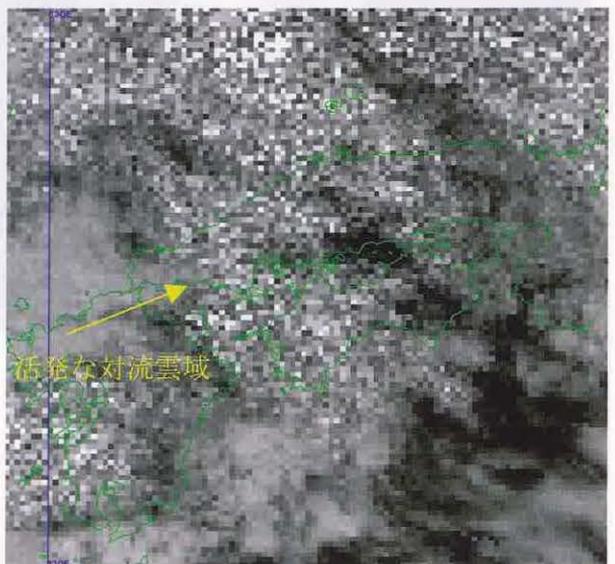


図 6-6-8 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像
2004年4月18日19UTC

図 6-6-8 には、図 6-6-7 と同日時の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を示した。九州地方西部や中国・四国地方には白黒混濁のドット状の雲域が見られ対流雲域に対応している。なお、黒い雲域として表示されている部分は、上層雲(上層雲の下に層状性の下層雲がある場合も含む)の領域である。

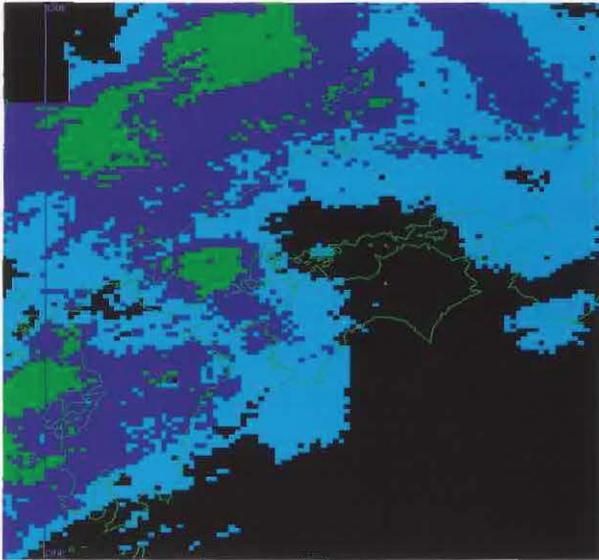


図 6-6-9 レーダーエコー合成図

2004 年 4 月 18 日 19UTC



図 6-6-10 アメダス降水分布図

2004 年 4 月 18 日 19UTC

図 6-6-9 に図 6-6-7 と同日時のレーダーエコー合成図を、図 6-6-10 にアメダスの 1 時間降水量分布図を示した。また、アメダスの降水量分布図中の数値は、前 1 時間の降水量である。

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像で見られる白黒混濁のドット状の対流雲域と、レーダーエコー及びアメダスの降水を比べると三者は良く一致している。また、四国東部の黒く表現されている上層雲については、レーダーエコーやアメダスでの降水量は観測されていないことがわかる。

まとめ

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像で白黒混濁のドット状に表現されている前線に伴う活発な対流雲列は、レーダーエコー合成図でも強い帯状のエコーとして観測されており、この両者は良い対応を示している。また白黒混濁のドット状に表現されている低気圧本体の雲域についても、レーダーエコーと、比較的良い対応を示している。しかし、白黒混濁のドット状に表現されているような雲域は、衛星に届く放射量が少なくなるような雲の状態になれば目立つものであり、レーダーエコーと必ずしも対応するとはいえない。ただ、経験上、対応している場合が多いのでこの画像を参考にして活発な対流雲域を推定することも可能となる。

6-7 航空機に着氷の危険性のある雲域*

6-7-1 航空機に着氷の概要

航空機に着氷は、水蒸気昇華や過冷却水滴が機体に衝突すると起こる。着氷は、揚力の低下、エンジンの停止、姿勢制御や着陸装置の動作に影響を及ぼす。

着氷を発生させる雲は、低気圧、前線、雷、台風等の雨雲があるが、発生の可能性がある領域は、気温 $0^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$ の領域といわれている。特に過去の調査から過冷却水滴の影響が大きく、雲水量も多い $0^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$ に注意が必要である(航空予報作業指針)。また、この他にも着氷は外気温 -3°C から -10°C くらいの間が最も激しいという報告もある(ANA AVIATION WEATHER)。

図 6-7-1 に日本付近における航空機への着氷発生回数と気温との関係を、図 6-7-2 に気圧パターンと着氷との関係の模式図を示す。

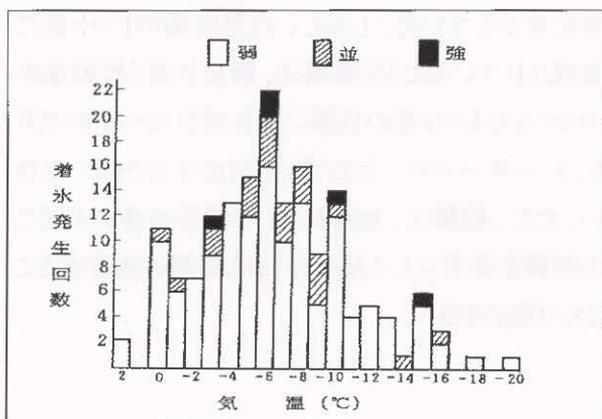


図 6-7-1 日本付近における航空機への着氷発生回数と気温

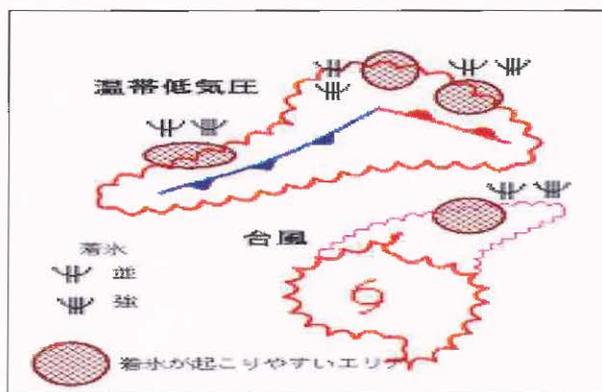


図 6-7-2 気圧パターンと着氷との関係

6-7-2 着氷予想と実況監視の現状

航空官署の空域情報において、着氷に関する情報は重要な情報の一つである。その予想技術は十分に確立されておらず、現状は航空機からの情報により対処しているのが現状である。

雲形と着氷の調査が過去にいくつか行われている。しかし、同じ雲形でも成因の異なるものがあるので、地上から見た雲形だけで分類した統計値をそのままは使えないことが多い。

気圧パターンと着氷との関係(図 6-7-2)で見ると、強い着氷は低気圧や前線付近、積乱雲の中で起こることが多い。活発な温暖前線の前方およそ 500 km 以内の雲中では並～強の着氷、ほとんど発達した低気圧の中心付近でも並～強の着氷が起こりやすいとされている(表 6-7-1 参照)。

表 6-7-1 着氷の強さ

弱 (Light Icing :LGT ICE) 除氷装置で処理できる程度の着氷。
並 (Moderate Icing :MOD ICE) 普通の除氷装置では成長を抑える効力しか現れない程度の着氷。 したがって除氷操作にもかかわらず、着氷は徐々に成長する。
強 (Severe Icing :SEV ICE) 除氷操作を行っても急速に成長する着氷。この段階では大気速度を失い、高度も下がる。

着氷の予想では、エマグラム解析や「-8D法」(図 6-7-3)が有効であるとされている。これは、過飽和状態の有無を判別する方法である。実際の子報では、湿潤な層厚の気温が $0^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$ を目安にしており、台風の場合は発達程度により上限を補正している(航空予報作業指針)。

* 多田 美樹雄

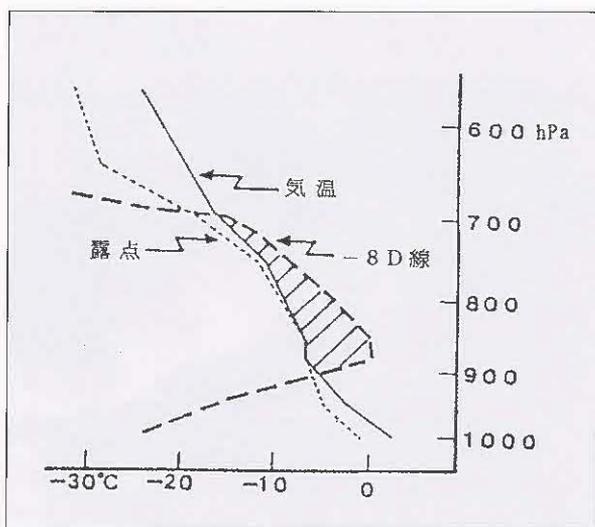


図 6-7-3 エマグラムに記入した-8D 線の例

6-7-3 衛星画像の利用

衛星画像を利用して、着氷が発生した時の雲パターンや雲型・雲の特徴を把握することは、着氷予報や実況監視には非常に有効である。しかし、これまで取得できていた GMS の画像では着氷発生時の雲のパターンや雲型・雲の特徴を把握することは非常に困難なこと、夜間帯においては可視画像が利用できないことから、日本での調査はほとんど行われていなかった。

今回、GOES-9 で新たに $3.9\mu\text{m}$ 画像が取得できるようになり、赤外画像と $3.9\mu\text{m}$ 画像を利用して $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を作成することも可能となった。これらの画像に航空機からの着氷報告を合わせ、衛星画像から解析できる着氷危険領域の可能性について調査を行った。

図 4-6-1 の夜間の差分画像と赤外画像を用いた雲型判別図で説明すると、下層雲(地上、海上も含む)は -10°C 以上、中層雲の下層部分は -10°C ~ -20°C との判別があるので、このことは中層雲についても着氷発生の可能性のあることを表している。

層積雲(雲水量 0.1gm^{-3})の雲厚と射出率の関係(図 4-4-1)を見ると、 $3.7\mu\text{m}$ ($3.9\mu\text{m}$)の射出率は、赤外より小さく雲厚が厚くなればその差は大きくなる。

$3.7\mu\text{m}$ 差分画像 ($3.9\mu\text{m}$ 差分画像)では、水雲の場合薄い雲であれば温度差が小さく暗く表示さ

れ、厚い雲であれば温度差が大きく(負の差)、より白く表示されることになる。

水雲であれば、中層にも適応されるので、着氷を発生させる雲域は白から灰色の雲域として表現される領域となる。最も着氷発生の危険がある雲頂温度 -15°C 前後の雲域を中心に、夜間の $3.9\mu\text{m}$ 差分画像を用いて、その事例を検証する。

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像画像では、観測する雲層の違い(水雲・氷雲)により、水雲は負の値となり明るく表示され、氷晶雲の場合、正の値となり暗く表示される。これに赤外画像で測定した雲頂温度の気温 0°C から -20°C の過冷却雲粒のある領域を求め、着氷に好適な領域を解析する。

なお、各層の高さは現在、気象衛星センターから出力するプロダクトの各層の高さを、上層雲は 400hPa 以下、中層雲は $400\sim 600\text{hPa}$ 、下層雲 600hPa 以上としているので、上・中・下層雲の判別はこれに準じて行う。

6-7-4 関東南海上の低気圧近傍

関東南海上のシアー場に発生した低気圧近傍で、2004年2月10日2318UTCにMOD ICEの報告があった。場所は、羽田空港付近(図 6-7-6、図 6-7-7 の着氷マーク)の高さ FL160* (約 4800m) の上空で、機種は上昇中の大型機であった。

図 6-7-4 は 2004年2月11日00UTCの地上天気図である。関東の南海上に低気圧があって東南東進している。

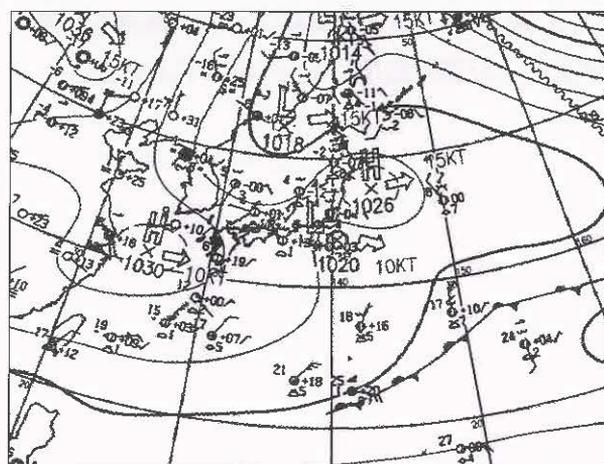


図 6-7-4 地上天気図 2004年2月11日00UTC

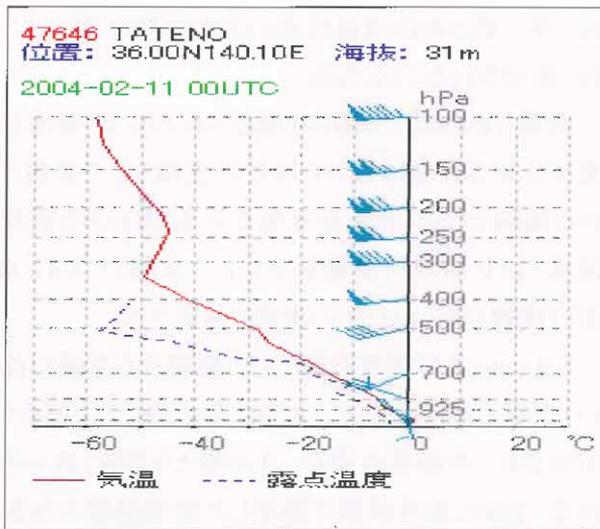


図 6-7-5 館野の高層実況

2004年2月11日00UTC

着氷報告の約40分後の、11日00UTCの可視、赤外面像をみると、関東の南東海上に低気圧に対応するやや発達した雲域が見られる。東京付近には擾乱を示唆するバルジ状の上層雲の広がりも見られる。

6-7-4章の基準を用いてエマグラムの気温から、この事例での各層の高さを求めると

- 上層 -33°C以下(400hPa以上)
- 中層 -25~-33°C未満(400~600hPa)
- 下層 -25°C以上(600hPa以下)となる。

これを参考にすると、着氷報告のあった千葉県上空に広がる雲域は、雲頂温度で-13~-16°Cなので下層雲となる。着氷の報告のあった高さは約4800m(気圧に変換すると約600hPa付近)なので、11日00UTCの館野の高層データの湿度を参考にすると、この雲の雲頂付近(-18°C)にあたる。

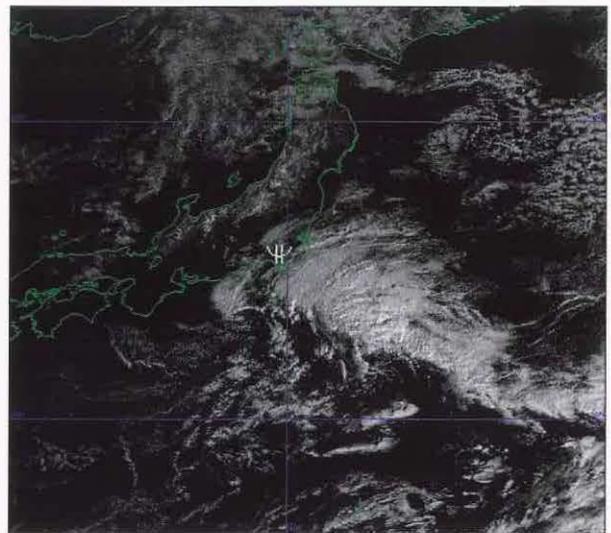


図 6-7-6 可視画像 2004年2月11日00UTC

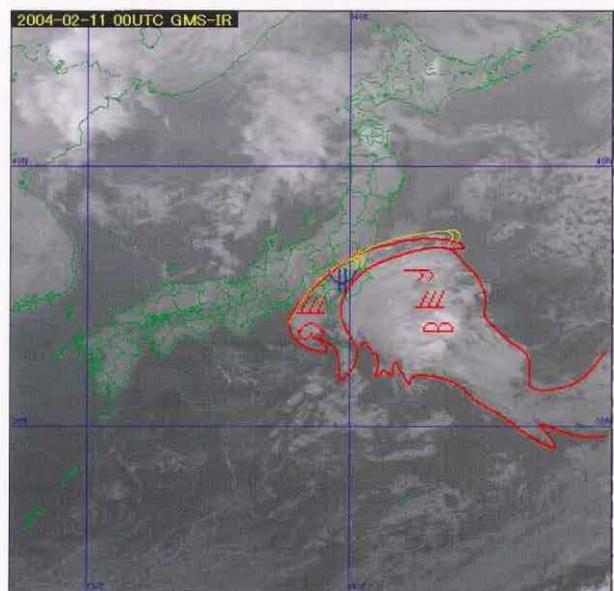


図 6-7-7 赤外面像と雲解析図

2004年2月11日00UTC

図 6-7-8 は着氷報告のあった約5時間前にあたる夜間帯の10日18UTCの赤外面像である。画像をみると着氷報告のあったA付近の雲域は、まだ低気圧として発達中の雲域の頭部にあっている。A付近の雲域を3.9μm差分画像で見ると、他の領域に比べ白く輝いた雲域として見えている。赤外面像で輝度温度を測ってみるとA付近の雲域は-12°C~-14°Cで下層の雲域ということができる。

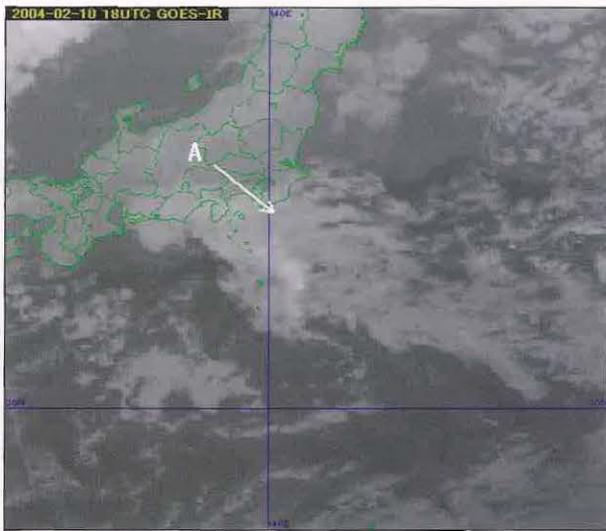


図 6-7-8 赤外面像 2004年 2月 10日 18UTC

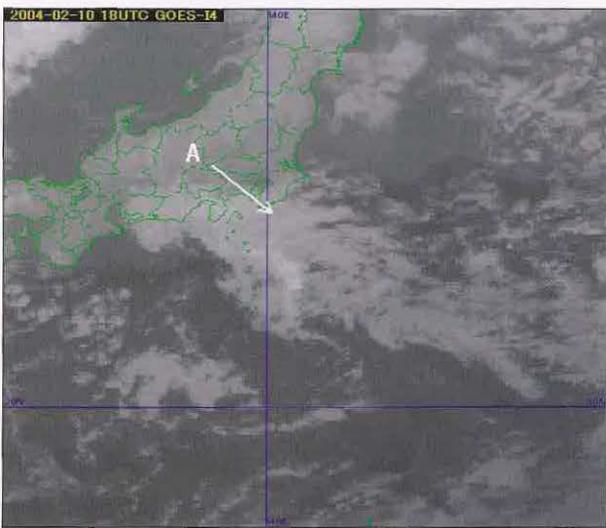


図 6-7-9 3.9 μm 画像 2004年 2月 10日 18UTC

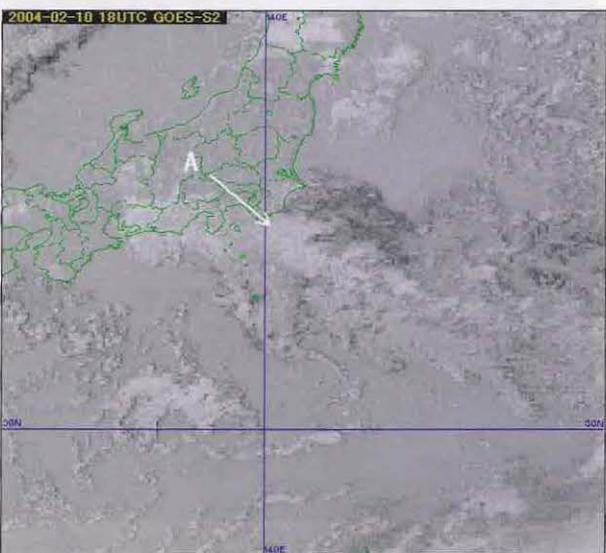


図 6-7-10 3.9 μm 差分画像
2004年 2月 10日 18UTC

図 6-7-11～図 6-7-13 は3時間後の 10 日 21UTC の赤外と 3.9 μm 画像、3.9 μm 差分画像である。

画像を見るとAの領域は拡大し房総半島から関東内陸部を覆うようになっている。注目する雲域Aを 3.9 μm 差分画像で見ると白く見える領域は西に拡がり白さが増している。このことは雲域内の対流活動が抑えられ、雲水量の多い層状雲が形成されたことを示している。

通常の層積雲と対流活動が抑えられてできた層積雲では後者の方が雲水量が多く、着氷の危険度も高くなることを考えると、今回、雲域A内で着氷報告があったのは画像からも裏付けられる。

図 6-7-14 には、2月 10 日 21UTC の赤外面像で測定した雲頂温度の気温 0℃から-20℃の過冷却雲粒のある領域を求めたものである。画像では水色と白色に見える部分がこれにあたる。3.9 μm 差分画像で雲域Aを含む白く見える領域(雲域 A を含む)はこの領域に含まれている。

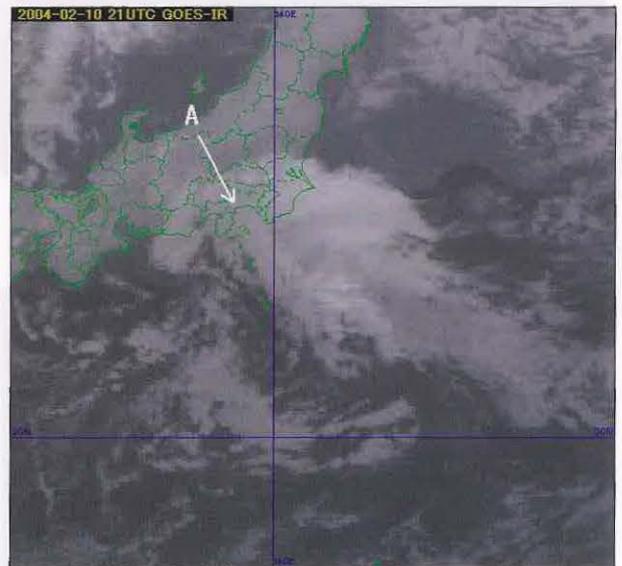


図 6-7-11 赤外面像 2004年 2月 10日 21UTC

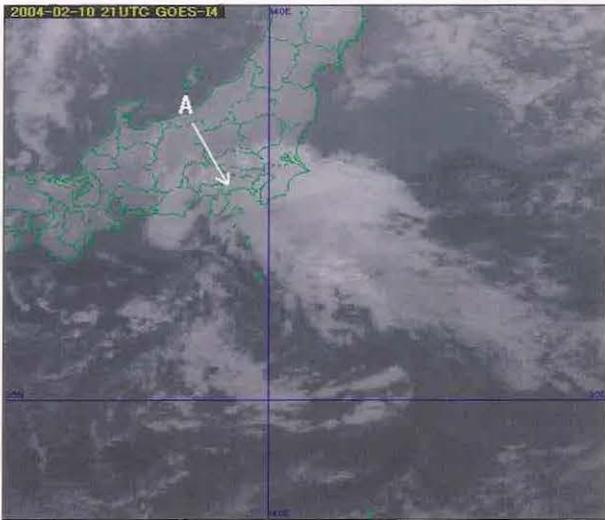


図 6-7-12 3.9 μm 画像 2004 年 2 月 10 日 21UTC

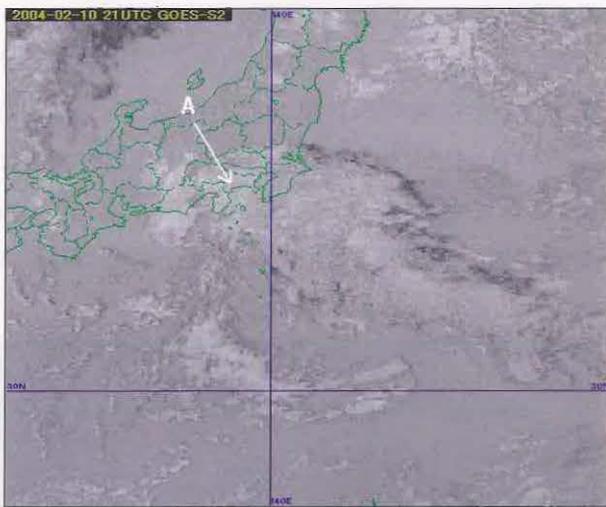


図 6-7-13 3.9 μm 差分画像
2004 年 2 月 10 日 21UTC

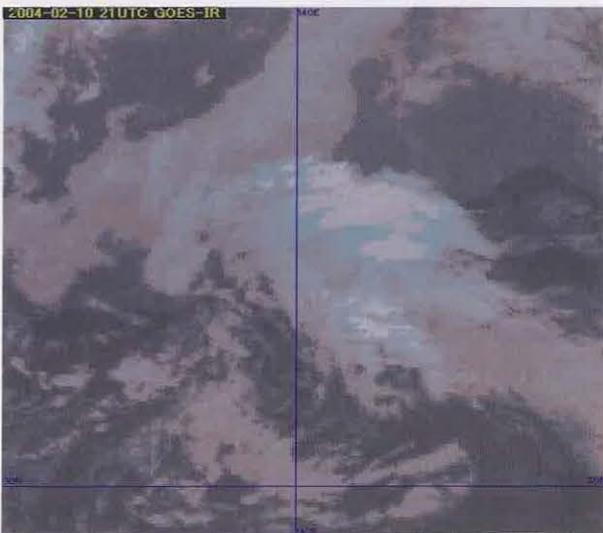


図 6-7-14 赤外画像
2004 年 2 月 10 日 21UTC
(水色から白色が 0°C から -20°C の領域)

6-7-4 のまとめ

- ①着氷の発生場所は、低気圧対応の雲域の頭部にあたるバルジ近傍であった(図 6-7-7)。
 - ②3.9 μm 差分画像では白色で表現された雲域が時間を追う毎に白さを増しており、着氷を発生させた過冷却な雲域として推定することができた。
 - ③赤外画像では同じ層積雲でも、3.9 μm 差分画像で見るとその白さ加減から層状性の雲と対流性が強い雲との判別が可能となる。
- *) フライトレベル 16,000ft を FL160 と表記している。

6-7-5 前線上に発生したじょう乱近傍の事例

2月26日、寒冷前線上に新たに発生した擾乱付近(図 6-7-15)の茨城県南部の上空で MOD ICE の報告が 2 通あった。

1 通目は 0825UTC に高さ FL190(5700m)、内容は MOD ICE、機種は中型機、2 通目は 0828UTC に高さ FL130(約 3900m)、内容は MOD ICE、機種は中型機でいずれも下降中のレポートであった。これらは、高さの差はあるが発生場所はほぼ同じであった。図 6-7-15 に 09UTC の赤外画像と着氷発生(着氷マーク)付近の雲解析図を示す。

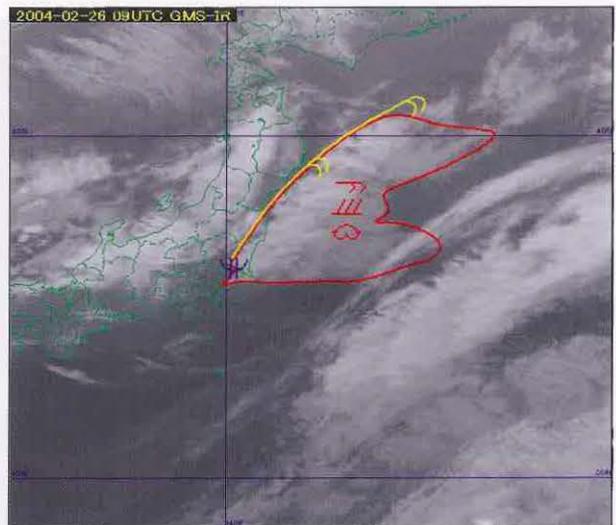


図 6-7-15 雲解析図 2004 年 2 月 26 日 09UTC

図 6-7-16 は 2 月 26 日 06UTC の地上天気図である。北海道網走沖には発達中の低気圧があつて

北東へ進んでいる。この低気圧から関東地方まで、寒冷前線が伸びている。

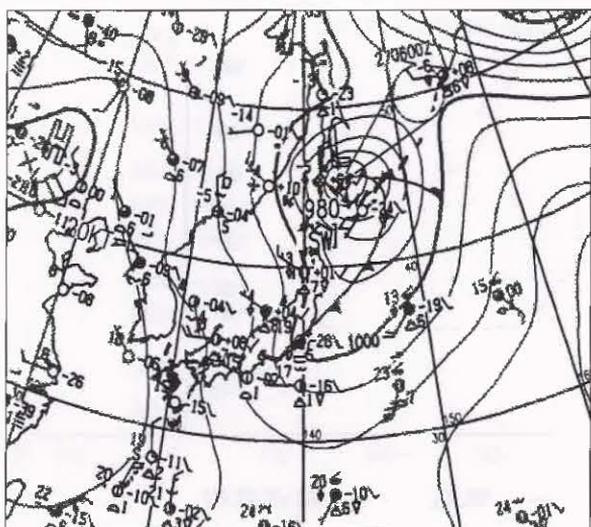


図 6-7-16 地上天気図 2004年2月26日06UTC

同時刻の可視、赤外面像(図 6-7-17、18)をみると、寒冷前線に対応する雲域は北海道の南東海上には解析できるが、三陸沖や関東東海上には前線に対応する雲バンドは解析できない。日本海には、帯状対流雲がありその東端は北陸地方から北関東、東北南部に達している。また、これとは別に茨城県沖にはバルジ状の上層雲も解析できる。

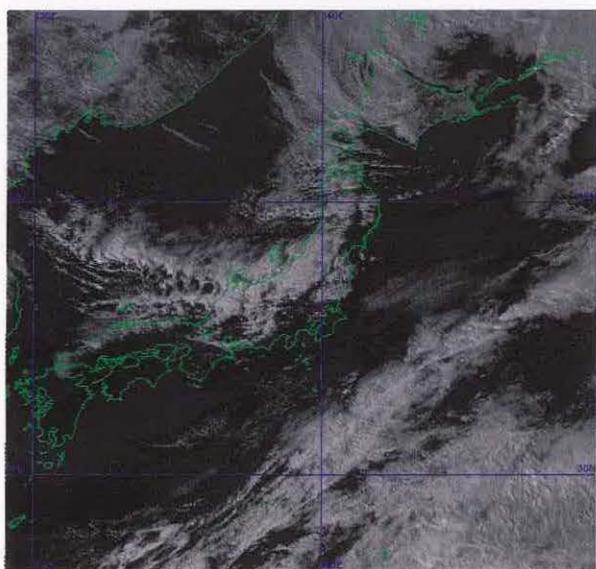


図 6-7-17 可視画像 2004年2月26日06UTC

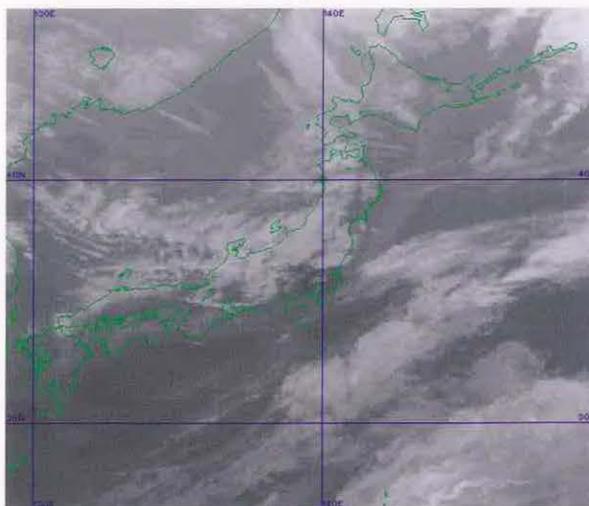


図 6-7-18 赤外面像 2004年2月26日06UTC

図 6-7-19～図 6-7-20 は 09UTC の赤外と 3.9 μm 差分画像に着氷マーク(茨城県南部付近)を示したものである。着氷は、三角状をした雲域の南西端にあるフック付近で発生している。赤外面像を見ると、北関東から東北南部にあった雲域(C)は雲頂高度が上がり雲域も拡大して、擾乱を形成する一つの雲システムとなっている。地上天気図で見ると寒冷前線の西端にあっている。この雲域は、3.9 μm 差分画像でも灰色主体の雲域として表現されており多層構造の雲域であることがわかる。また、雲域の南縁には対流雲列も解析できる。レーダー観測でも並のエコーが観測されている(図 6-7-21)。

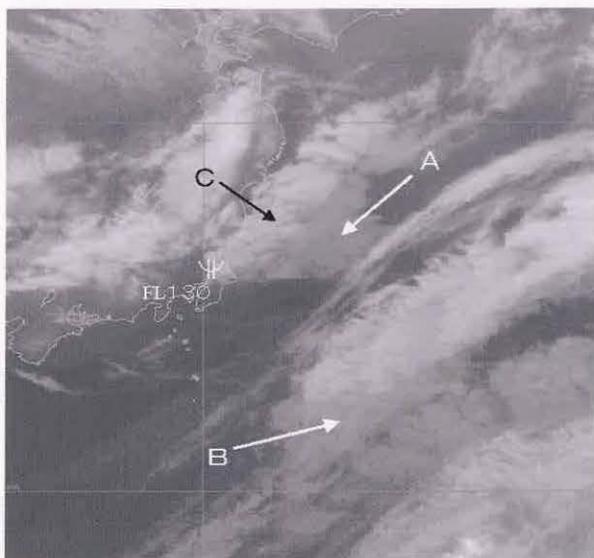


図 6-7-19 赤外面像 2004年2月26日09UTC



図 6-7-20 3.9 μm 差分画像
2004 年 2 月 26 日 09UTC

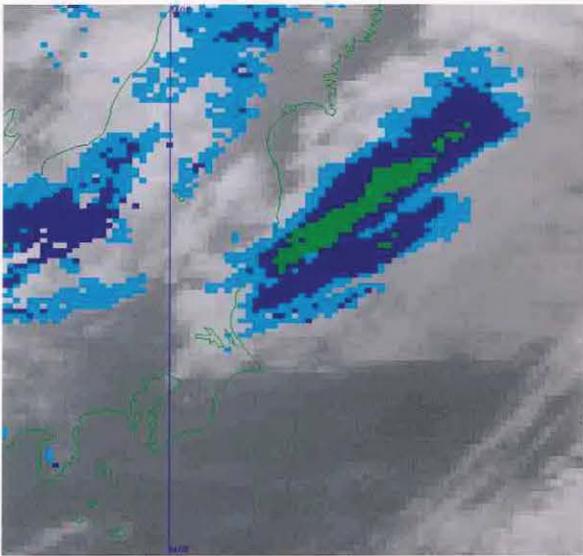


図 6-7-21 レーダー合成図
2004 年 2 月 26 日 09UTC

26 日 12UTC の館野の高層データ(図 6-7-22)を見ると、500hPa くらいに明瞭な安定層があり速度シアも解析できる。1通目のレポートはタービレンスも含まれたレポートであり、発生高度は約 5700m (500hPa 付近)なので、この安定層よりやや高いところで発生したものと考えられる。

47646 TATENO
位置: 36.00N140.10E 海拔: 31m

2004-02-26 12UTC

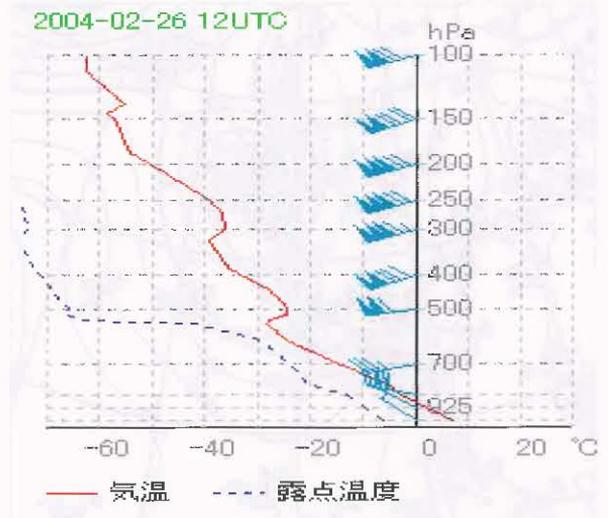


図 6-7-22 館野の高層データ
2004 年 2 月 26 日 12UTC

前事例と同様に、エマグラムから各層の気温を定義すると、この事例では

- 上層 -33°C以下(400hPa 以下)
- 中層 -24~-33°C未満(400~600hPa)
- 下層 -24°C以上(600hPa 以上)となる。

この雲(C)の輝度温度を求めると温度は約-25°C前後で中層雲にあたるので着氷の気温場としてはこれまでいわれている気温よりもやや低い。また、2通目の発生高度は約 3900m(680hPa 付近)の気温は-16°C前後(下層雲中にあたる)で、安定層より下層で着氷が発生している。

赤外面像からこの雲域を解析すると、下層雲主体で上層雲や中層雲が混在した多層構造の雲域として解析できる。3.9 μm 差分画像 ではややドット状の雲域として見える。

図 6-7-24 は着氷をもたらした雲域(図 6-7-23 の四角いエリア)の輝度温度分布図である。矢印Aで示した雲域に注目して見ると、この雲域の雲頂温度は-10°C~-16°Cで下層雲主体の雲域であることがわかる。高層データでも、500hPa よりやや低いところに明瞭な安定層がありこの雲が層状に広がっていることがわかる。

3.9 μm 差分画像で見ると、Aで示した雲域は白色主体でベール状の表面が滑らかな層状性の水雲であることがわかる。

この層雲主体の水雲は、着氷のあった雲域と一連の雲システムであるが、着氷の発生場所はこの雲域のフック付近のやや対流活動の活発な部分であった。このことは、対流雲の中層付近が過冷却な雲域であったといえる。

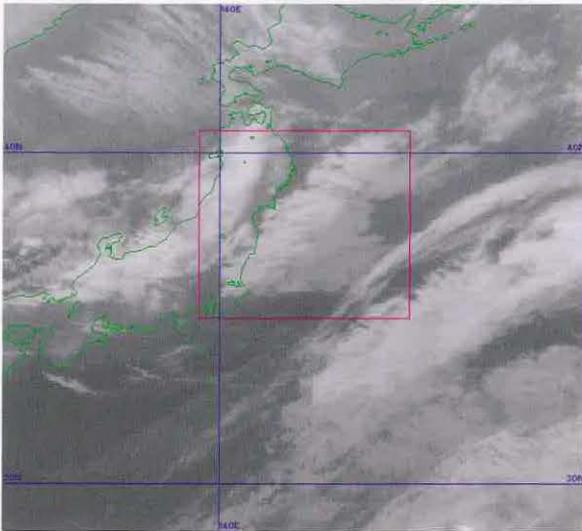


図 6-7-23 赤外面像 2004年2月26日09UTC

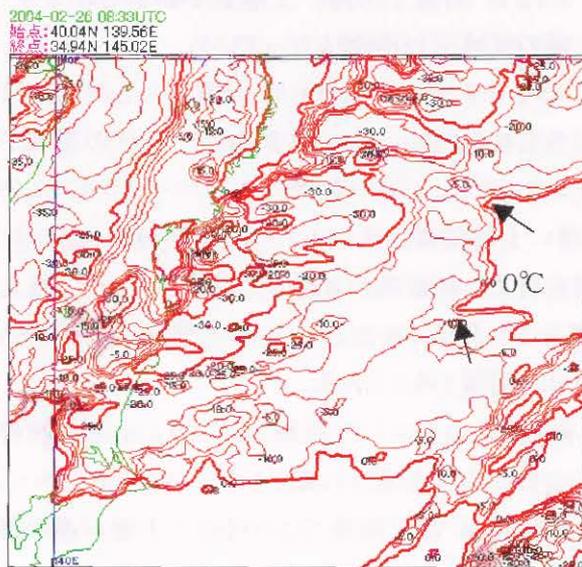


図 6-7-24 輝度温度分布図 2月26日09UTC

12UTC の赤外面像(図 6-7-25)を見ると、上層のトラフは通過し着氷のあった雲域の対流活動が弱まっている。3.9 μm 差分画像では見るとドット状の様相は消え、白色主体でベール状の中・下層雲

として見えている。このことは前事例と同様に雲域内の対流活動が抑えられ、雲水量の多い層状雲が形成されたことを示している。通常の層積雲と対流活動が抑えられてできた層積雲では後者の方が雲水量が多く、着氷の危険度も高くなる。

このことより、09UTC の着氷を発生させた雲域が過冷却な雲域であったことが推測される。

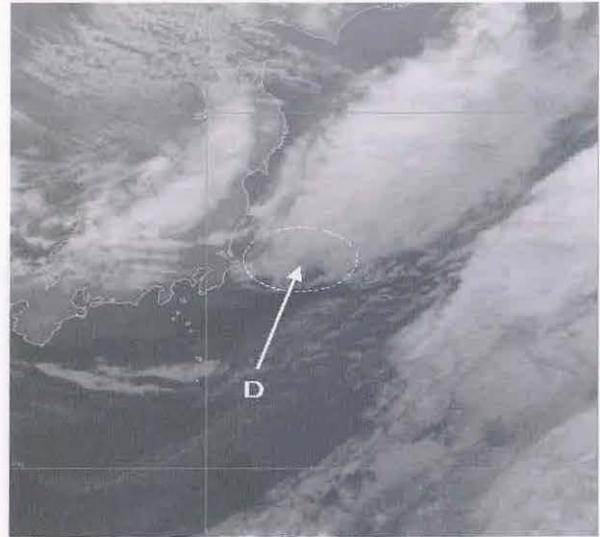


図 6-7-25 赤外面像 2004年2月26日12UTC



図 6-7-26 3.9 μm 差分画像

2004年2月26日12UTC

6-7-5 のまとめ

- ①着氷を発生させた雲域は、トラフ前面のフック形状付近で発生していた(図 6-7-15)。
- ②着氷を発生させた雲域の中層では明瞭な安定層が形成され、雲域の東側には層状の中・下層雲

が広がっていた。

③この雲域の東側に広がった中下層雲が $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では白色で表現されており、着氷は過冷却な雲域内で発生した。

6-7-6 台風近傍の事例

10月25日、日本の南海上を北東進中の台風第0317号の北東に広がる中層雲主体の雲域内で0830UTCにMOD ICEのレポートがあった。この場所は東京と神奈川県境付近(図6-7-29の着氷マーク)にあたり、高度はFL200(6000m)で上昇中の中型機であった。

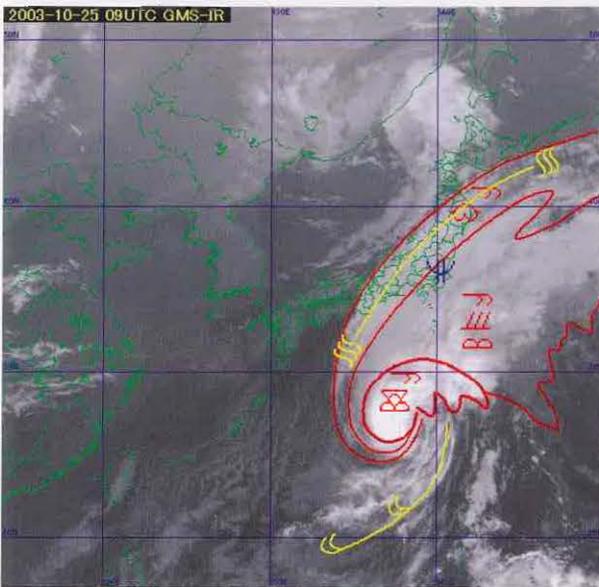


図 6-7-27 赤外面像と発生点付近の雲解析図
2003年10月25日06UTC

図6-7-28は10月25日06UTCの地上天気図である。日本の南には、台風第0317号があつて北東へ進んでいる。また、日本海北部には低気圧があつてそれから寒冷前線が日本海西部に伸びている。

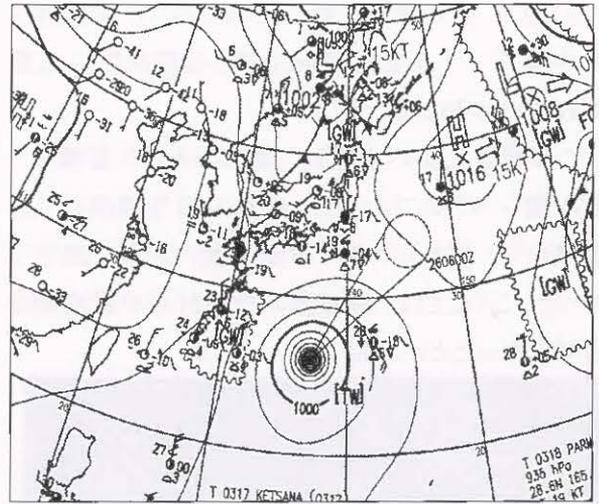


図 6-7-28 地上天気図 2003年10月25日06UTC

図6-7-29～図6-7-31は09UTCの台風周辺を拡大し、着氷あつた位置を着氷マークで示している。報告のあつた県境付近の雲は、赤外面像の輝度から中層雲であることが分かる。近畿地方から東北地方には、明瞭なトランスバースラインがかかっている。また、台風の北側にあたる東海沖には中層雲が広がっている。

$3.9\mu\text{m}$ 画像では薄い上層雲が除去されて中・下層の雲域がより明瞭となっている。

$3.9\mu\text{m}$ 差分画像を見ると、台風の中心付近には活発な積乱雲を示す白黒混濁のドット状の雲域が見える。また、台風の南やトランスバースラインに伴う薄い上層雲域は黒いエリアとして能登半島から佐渡島付近、青森県の東海上に広がっている。東北地方にかかる白灰色となっている雲域は多層構造の厚い雲域と考えられる。

着氷のあつたエリア(点線)は、 $3.9\mu\text{m}$ 差分画像では白灰色で表現され細かいドット状となっている。輝度温度は -22°C 前後でこの付近の中層が過冷却で着氷を発生させたと推測される。

また、Cで示した雲域は下層雲で、Bで示した雲域よりやや薄い灰色で表現されている。輝度温度は $5^{\circ}\text{C}\sim 8^{\circ}\text{C}$ の下層雲域である。

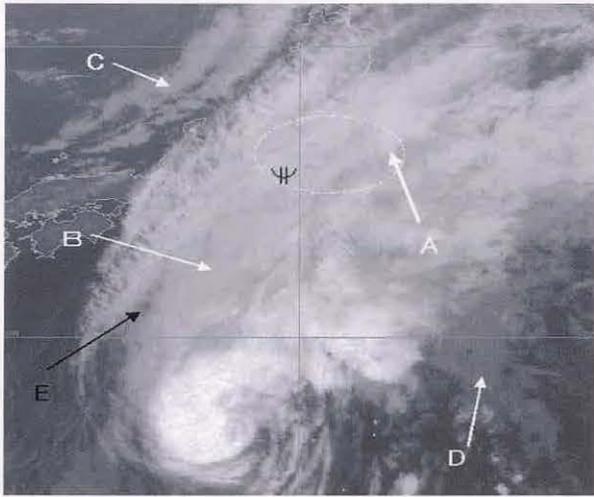


図 6-7-29 赤外画像 2003 年 10 月 25 日 09UTC

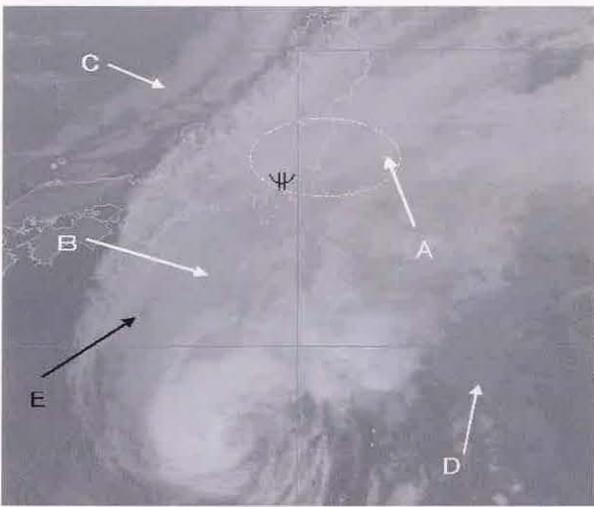


図 6-7-30 3.9 μm 画像 2003 年 10 月 25 日 09UTC

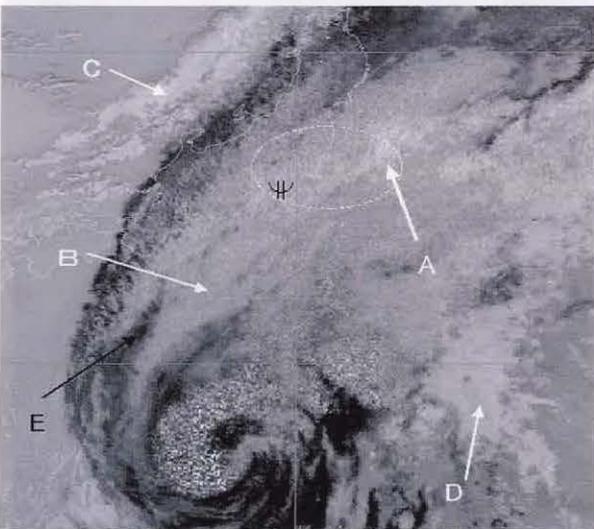


図 6-7-31 3.9 μm 差分画像
2003 年 10 月 25 日 09UTC

25 日 12UTC の館野の高層データを見ると、500

～400hPa の間に安定層があり、その安定層より上の 300hPa 付近まで湿潤、下層乾燥となっている。このことより、東海沖から関東付近の雲域は中・上層雲主体の雲域であることがわかる。なお、着氷のあった高さ FL200(6000m 付近:500hPa の高度場が約 5700m)の気温は、館野の高層実況から－15℃程度と推定できる。

47646 TATENO
位置: 36.00N140.10E 海拔: 31m

2003-10-25 12UTC

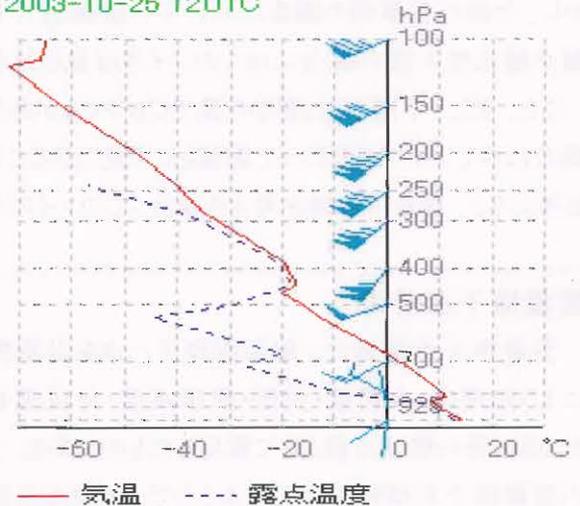


図 6-7-32 館野の高層データ

2003 年 10 月 25 日 12UTC

6-7-6 のまとめ

この着氷の事例では、台風前面の中・下層雲主体の雲域内で発生していた。3.9 μm 差分画像で灰色の層状性の雲域として表現されていた。

6-7 全事例のまとめ

着氷の事例について下記のようにまとめたが、まだ調査の段階であること、また、そのような雲があっても着氷が生じない場合も多いと考えられることから、今回は参考として着氷が報告された雲域は、衛星画像から見ると、このような特徴があったということを中心として報告する。

①3.9 μm 差分画像で、白く輝く雲域近傍で着氷が発生していた。

②3.9 μm 差分画像で、灰色に見える雲域は中・下層雲主体の雲域で、この雲域が水雲なのか、氷雲

かの判断は赤外面像で輝度温度を求め、その情報(-20°Cを目安)から雲層を判断する必要がある。

④事例を見ると、着氷の報告は層状性の雲中である。このことより、言えることは図6-7-2で示したように擾乱近傍や前線近傍にある、層状性の雲が主体の雲域では、着氷が起こる可能性がある。

⑤3.9 μm 差分画像では、二層や三層の多層構造の雲域で冷たく(背が高く)なるほど、ドット状のノイズが混じったような雲域として見えるようになる。しかし、今回の各事例の調査において二層構造で下層が層状性の雲の場合にはこのノイズは見られないこと、また、下層が対流性の雲でCbやCgがある場合は少しノイズが混じった雲域として見られることを考えると、着氷の危険を考える場合、このノイズの

混じり具合に注目し、赤外面像の輝度温度情報等も参考にして層状性の雲か対流性の雲かを解析する必要がある。

なお、低気圧近傍と前線上に発生した擾乱近傍の事例では、少しノイズが混じった雲域(対流性の雲)から白色の雲域(層状性)に変わる過程で着氷が発生している。

⑥寒候期に海洋上にできる層積雲(Sc)は対流雲が上側の安定層で抑えられてできることが多いので雲を形成している気塊の鉛直変位量は大きく、雲水量も層状の層積雲より多いので注意が必要である。

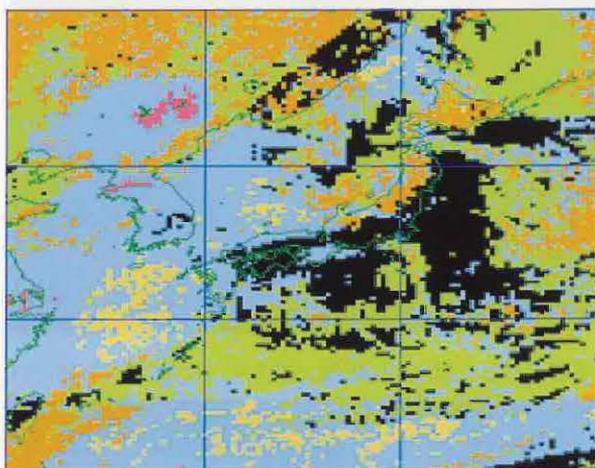
雲量格子点情報

雲量格子点情報は、衛星画像データを計算機により処理し、全雲量・雲型・雲頂高度・対流雲量を20km毎の格子点値として算出したものである。この雲量格子点情報を利用することで、従来は点的な観測であった地上気象観測における雲型・雲量、晴天判別といったものを面的に拡張することが可能になる。

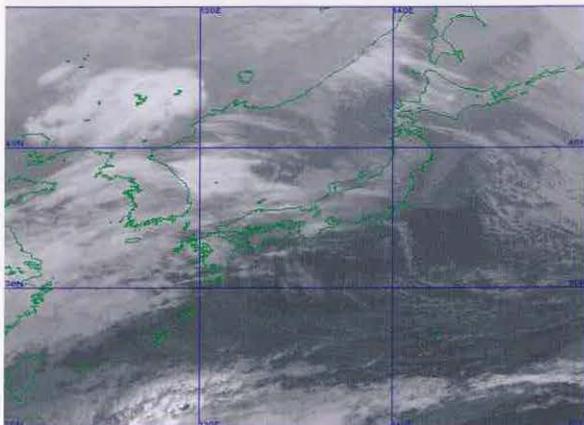
この情報は、2000年3月から各府県予報担当官署及び航空気象官署へ試験配信を行ってきた(地方中枢及び航空地方気象台は1999年3月から)が、2003年5月22日のGOES-9への切り替え時に配信を中止し現在に至っている。

しかし、MTSAT-1R運用開始時(2005年5月~6月)には雲量格子点情報の試験配信を再開する予定である。その際には、新しく搭載されている3.7 μm 帯のデータを用いて、GMS-5では判別できなかった霧および層雲の判別を行うようにするなどのアルゴリズムの改善を行う予定である。

(斉藤 貞夫)



2004年2月24日00UTCの雲量格子点情報
(図は開発中のため、変更になることがあります。)



2004年2月24日00UTCの赤外面像

6-8 海面水温算出における効果*

6-8-1 夜間の晴天判別精度の向上

人工衛星の観測データによる海面水温算出データの精度は、昼間に比べて夜間の方がバイアス、RMSE(二乗平均平方根誤差)ともに悪い。この原因としてまず考えられるのは、晴天判別処理において、夜間では可視データが利用できないため、雲域の除去が十分ではないことである。

今後MTSATシリーズに搭載される $3.7\mu\text{m}$ 帯の領域は、赤外に比べて、大気中の水蒸気等による放射の吸収がより少ない領域である(図2-1-1)。従って、 $3.7\mu\text{m}$ 帯データは赤外データに比べて、より下層の地表面付近の情報を多く含み、可視データの得られない夜間においては下層雲の検出に有効となる。

これを応用すると、赤外画像では検出が難しい夜間の下層雲も $3.7\mu\text{m}$ 画像では検出精度が向上する。この特性を持つ $3.7\mu\text{m}$ 帯のデータを使用して、バイアス、RMSE(二乗平均平方根誤差)の誤差がどの程度軽減されるのかを、以下に述べる。

ア 使用データ

夜間の晴天判別における $3.7\mu\text{m}$ 帯データの効果の調査には、1999年8月のNOAA15号のデータを使用した。この1か月分のデータに対し、晴天判別に $3.7\mu\text{m}$ 帯データを使用したものと未使用のものを作成し、海洋課から送られてくる日別解析値データと比較した。

(NOAA 海面水温一日別解析値)

またNOAA海面水温閾値の調査は、熱帯・中緯度(夏・冬)の水蒸気鉛直分布を用い、適当な海面温度について放射計算により T_{bb} を算出することにより求めた。今回は、各種閾値のうち

($T_{bb}(\text{CH4}) - T_{bb}(\text{CH5}) \dots \dots \text{FMFT}$ と呼ぶ)と、

($T_{bb}(\text{CH3}) - T_{bb}(\text{CH5}) / T_{bb}(\text{CH5}) \dots$

$\dots \dots \text{CIRT}$ と呼ぶ)

に関して調査した。

イ 結果

図6-2-8-1に、夜間の晴天判別に $3.7\mu\text{m}$ 帯データを使用した場合と未使用の場合のNOAA海面水温のバイアスとRMSEを示す。

バイアスについては、 $3.7\mu\text{m}$ 帯データ使用時(平均:-0.21)に比べ、未使用時は海面水温が低く算出される様子が顕著に(平均:-0.29)になっている。

RMSEについては、 $3.7\mu\text{m}$ 帯データ使用時(平均:1.55)に比べ、未使用時は大きく(平均:1.78)になっていることがわかる。

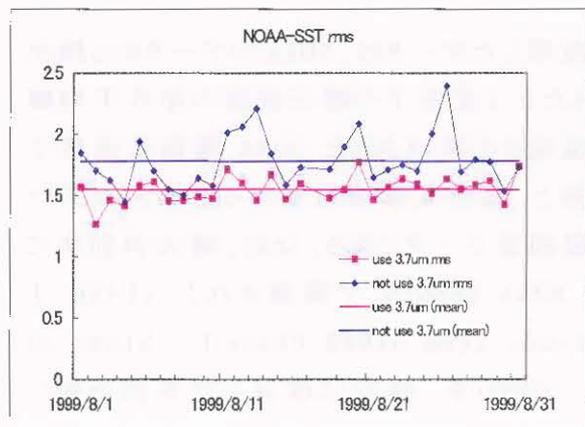
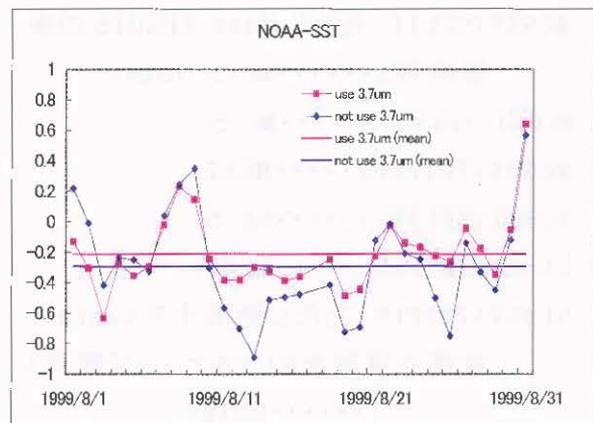


図6-8-1 夜間の晴天判別に $3.7\mu\text{m}$ 帯データを使用した場合と未使用の場合のNOAA-SSTにおけるバイアス(上)とRMSE(下)(1999年8月)。

BIASは、NOAA海面水温一日別解析値。

*高山 大

6-8-2 海面水温算出方法の改善

衛星による海面水温算出データの精度が昼間に比べて夜間の方が悪い原因のもう一つとして、算出手順の中で大気補正が十分ではなく、海面水温の値が正しく算出されていないことも考えられる。ここにも $3.7\mu\text{m}$ 帯のデータを使用することで精度が向上する例について、以下に述べる。

ア 調査方法

夜間において、6種類の海面水温算出方法(①~⑥)の算出精度を比較した。

- ① MCSST (SPLIT、ただし NOAA/NESDIS の係数使用).....MC(S, NOAA)
- ② MCSST (SPLIT).....MC(S)
- ③ MCSST (TRIPLE).....MC(T)
- ④ NLSST (SPLIT).....NL(S)
- ⑤ NLSST (TRIPLE).....NL(T)
- ⑥ NLSST (TRIPLE、ただし使用する surface 温度の単位をK(ケルビン)で使用).....NL(K)

使用したデータは、NOAA のデータから抽出された 0.1 度格子の晴天画素の赤外平均輝度温度から算出された NOAA 海面水温格子点値と、海洋気象情報室から配信されるブイの観測値データである。なお、晴天判別法には、NOAA/NESDIS で開発された CLAVR-I (Clouds from AVHRR-Phase I, Stowe et al., 1999) を、独自に改良した手法を用いた。

NOAA 海面水温とブイデータとの比較対照には、衛星の観測時刻の前後 1.5 時間以内のものを使用した。また、空間的な比較対照に関しては、ブイデータの緯経度が小数点第 1 位までしか入っていないので、ブイデータを取り囲む 4 個全ての 0.1 度格子において NOAA 海面水温が算出されている場合に限り、その平均値を用いた。使用したデータは、

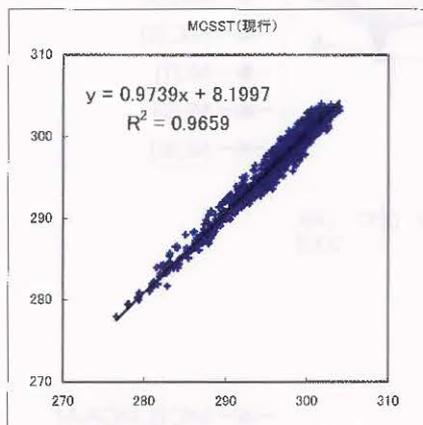
2002 年 2 月から 2003 年 1 月の 1 年間のデータである。これまでの調査から、海面水温算出に用いられる係数は、算出される領域によりその大気状態により固有のものであり、また、季節変動も見られるため、算出方法①以外については、前月の比較対照データから係数を作成し直して、翌月のデータ算出に使用した。従って、比較したのは、2002 年 3 月から 2003 年 1 月の計 11 ヶ月間のデータである。

イ 結果

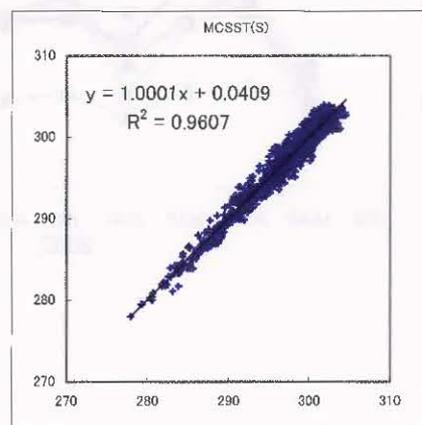
図 6-2-8-2 に衛星データから算出された海面水温値とブイ観測値との散布図を示す。結果から、①の現行の NOAA/NESDIS が公表した係数をそのまま使用した MCSST では、明らかにバイアスが存在している。相関が良いものは、3つのチャンネルを使用したもの (TRIPLE ; 図中 MC(T)) で、応答関数の異なる近赤外~赤外3チャンネルのデータを使用することで、途中の大気補正をより正しく行っていることによるものと思われる。また、同じ NLSST (TRIPLE) でも、surface の温度の単位を (K) で用いたものの方が、よりリニアにブイ観測値に対応している。これは、単位を (K) で用いることで、算出式における非線型項の寄与率が低くなることで、全体として適度な温度寄与を与えていることによるものと思われる。

図 6-2-8-3 に、各算出方法におけるバイアス(衛星からの算出値 - ブイ観測値)、および RMSE を示す。バイアスについては MC(S, NOAA) が最悪で、前月の比較対照データで係数を作成して使用するものの方が季節によるバイアスが少なく、最大で 0.6 (K) 前後改善されている。また、RMSE については、3チャンネルを用いたもの (MC(T), NL(T), NL(K)) の方が、 $0.2 \sim 0.3$ (K) 前後改善されていることがわかる。

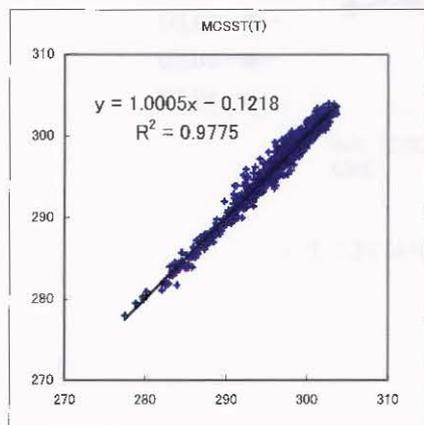
①



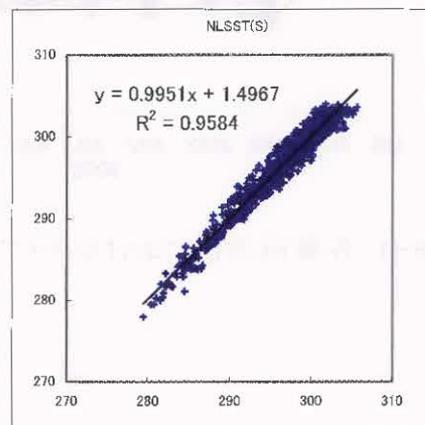
②



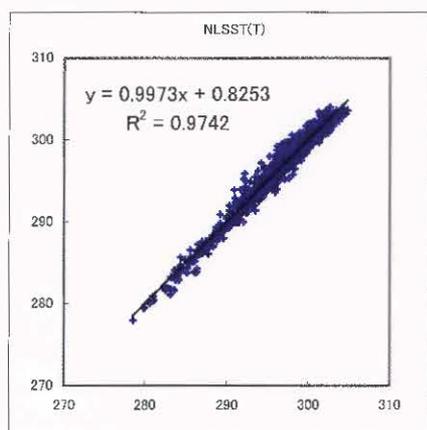
③



④



⑤



⑥

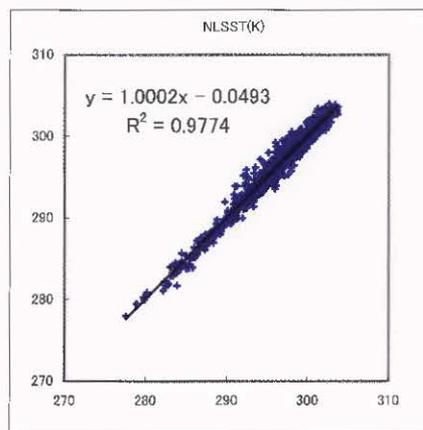


図 6-8-2 NOAA 海面水温とブイ観測値との比較

R:相関係数 縦軸 y:ブイ観測値 横軸 x:衛星算出データ

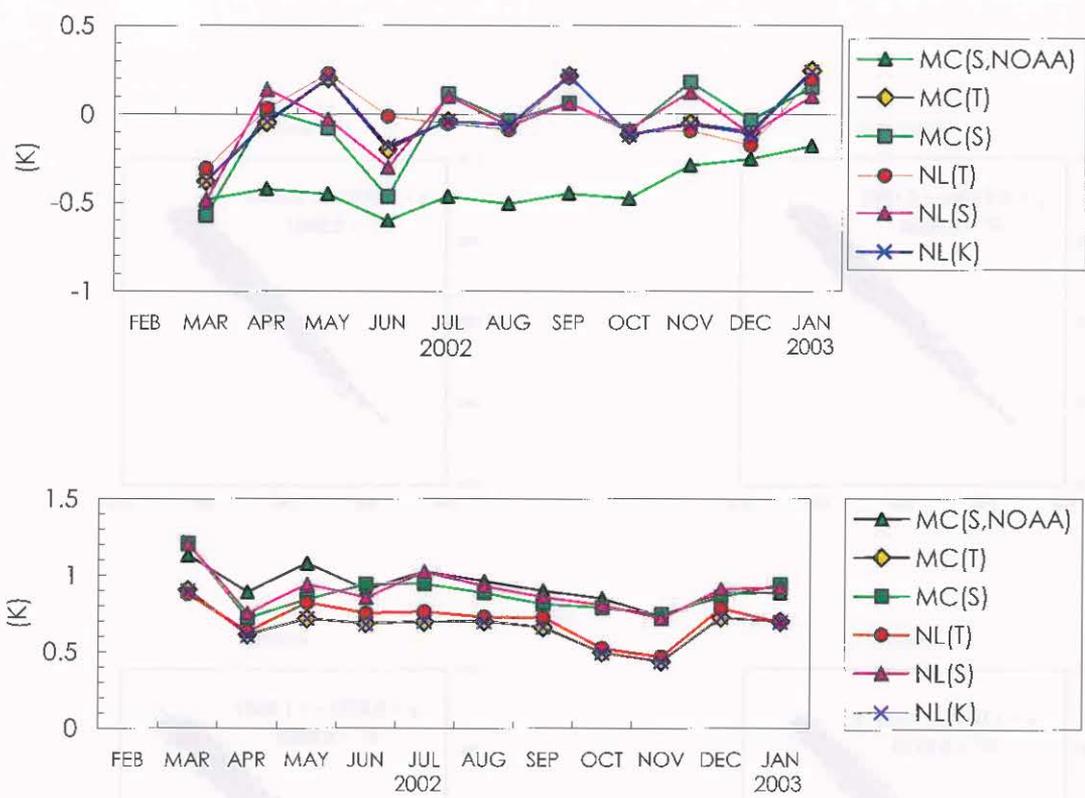


図 6-8-3 各算出方法におけるバイアス(上)および RMSE(下)

現象解析への適否*

新しく運輸多目的衛星 (MTSAT-1R) に搭載される $3.7\mu\text{m}$ 帯のセンサーで取得できる、 $3.7\mu\text{m}$ 画像と赤外画像との差を取って作成される $3.7\mu\text{m}$ 差分画像は、日中と夜間では画像の見え方が異なる。このため、この画像を利用するには各現象別の画像特性を良く理解し利用しなければならない。この報告では、各現象別に GOES-9 の $3.9\mu\text{m}$ 画像を用いてその画像の見え方と利用の可能性についてまとめた。

この $3.9\mu\text{m}$ 画像が MTSAT-1R で取得できる $3.7\mu\text{m}$ 画像と同等と見なし、以下に主として $3.7\mu\text{m}$ 差分画像を利用する上での適否を表2に示す。

表2 現象別の画像上での見え方と現象解析への利用の適否

霧・層雲の検出			
日中		夜間	
赤外	暗灰色 (利用不適)	赤外	暗灰色 (利用不適)
$3.7\mu\text{m}$	黒色 (利用適)	$3.7\mu\text{m}$	明灰色 (利用不適)
$3.7\mu\text{m}$ 差分	ベール状の白色 (層厚の判別には適) (雲型判別には不適)	$3.7\mu\text{m}$ 差分	ベール状の明白色 (単層の判別には適) (多層になると不敵)
活発な対流雲域の検出			
日中		夜間	
赤外	白色 (不適)	赤外	白色 (不適)
$3.7\mu\text{m}$	暗白色 (薄い上層雲が除かれ、やや適)	$3.7\mu\text{m}$	暗白色 (薄い上層雲が除かれ、やや適)
$3.7\mu\text{m}$ 差分	白色 (不適)	$3.7\mu\text{m}$ 差分	白灰混濁のドット状 (やや適)
対流雲を含まない上層雲域の検出			
日中		夜間	
赤外	白色 (不適)	赤外	白色 (不適)
$3.7\mu\text{m}$	薄い白色 (やや適)	$3.7\mu\text{m}$	薄い白色 (やや適)
$3.7\mu\text{m}$ 差分	白色 (不適)	$3.7\mu\text{m}$ 差分	黒色 (適)
台風を中心推定			
日中		夜間	
赤外	暗灰色 (不適)	赤外	暗灰色 (不適)
$3.7\mu\text{m}$	明灰色 (不適)	$3.7\mu\text{m}$	明灰色 (やや適)
$3.7\mu\text{m}$ 差分	乳白色 (やや適)	$3.7\mu\text{m}$ 差分	乳白色 (適)
晴天域の判別			
日中		夜間	
赤外	黒色	赤外	黒色
$3.7\mu\text{m}$	灰色	$3.7\mu\text{m}$	黒色
$3.7\mu\text{m}$ 差分	黒色	$3.7\mu\text{m}$ 差分	明灰色

* 澁田 信敏

索引

アルファベット	HDO 3
B	H ₂ O 3
Banding Eye 78	HRITレンズング 4
Black Fog 42, 55	
	L
C	LGT ICE 108
Cb 5, 6	
CDAS 4	M
Central Dense Overcast 78	MOD ICE 108
Cg 5, 6	MTSAT-1R 1, 2, 3, 7, 21, 123
CH ₄ 3	
Ci 5, 6, 26	N
Cm 5, 6	N ₂ O 3
CO 3	NOAA 1, 119, 120
CO ₂ 3	
Cu 5, 6	0
Cumulus Congestus 5	O ₃ 3
	P
D	Plank's Law 2
Darkening 10	
Distinct CDO 78	
Distinct Large Eye 78	R
Distinct small Eye 78	Ragged Eye 78
Dry Intrusion 10	RMSE 119
Dry Slot 10	RSM 14
Dvolak 78	
	S
E	Sc 5, 6
emissivity 23	SEV ICE 108
EXL 78	SPLIT 120
	SST 119
G	St 5, 6, 42
GMS 1, 3, 4, 21	Sub-pixel Response 24
GOES 1, 21, 24, 34, 123	
GPV 14	T
Grid Point Value 14	Tbb 119
	texture 6, 7
H	TRIPLE 120
hammer head 10	

- 日本語
- ア行
- アルベド 23
- 暗域 9, 10, 11
- 暗化 10, 11
- アンビル 6, 24
- イ行
- イメージャ 4, 21, 28
- インサイドバウンダリー 10
- インスタントオクルージョン型 12, 13, 14, 18
- ウ行
- 雨氷 75
- 雲型 5, 6, 26, 34, 38, 109, 123
- 雲形 5, 108
- 雲頂温度 6, 8, 9, 21, 23, 24, 42, 74, 76
- 雲頂高度 5, 6, 8, 24, 29, 42, 55, 70, 84, 113
- 雲量格子点情報 118
- 雲列 6, 30, 78
- オ行
- 帯状対流雲 113
- カ行
- 火災域 28, 88, 101, 102, 103
- 火山 88
- 火山灰雲 12, 89, 91, 92, 93, 94, 96, 97, 98
- 下層雲渦 78, 79
- 寒気のコア 14
- 乾燥貫入 10
- キ行
- 軌道制御 4, 60
- 輝度温度 2, 11, 21, 23, 24, 26, 28, 29
- きめ 7, 8
- 逆転層 49, 53, 65, 74
- キャリブレーション 4
- 吸収 2, 3, 9, 11, 12, 28, 119
- 凝結 67, 75
- 極軌道衛星 1, 32, 87
- ク行
- 雲バンド 8, 12, 29, 78
- 黒い霧 42, 55
- ケ行
- 傾圧リーフバウンダリー 10
- 煙 101, 103
- 圏界面 10, 16
- コ行
- 黄砂 12, 88
- 黒体放射 2, 22, 24
- コリオリの力 104
- コンマ型 12, 13
- サ行
- サウンダ 28
- サージ 10
- 再放射 2
- サブジェット 14
- サブプクセル 23, 24
- シ行
- シヤー 78, 79, 109, 114
- シヤーパターン 79
- 射出率 2, 22, 23, 74, 109
- 上層渦 11
- 上層トラフ 11
- 森林火災 101
- ス行
- 筋状雲 17
- ステファン・ボルツマンの法則 2
- ストリーク 6
- スパイラル状 11, 30, 79
- スプリット画像 7

セ行

静止衛星 20, 60
雪氷 22, 24, 36, 37
セル 5, 6

ソ行

層状性 5, 6, 7, 29, 53, 77, 107, 112, 115, 117, 118
測距 4

タ行

大気の窓 2, 11
対流性 5, 6, 42
太陽放射 22, 23

チ行

地形性巻雲 39
着氷 28, 108
チャンネル 20, 21, 22, 26, 120

テ行

テーパリング状 6, 77

ト行

凍雨 75
透過率 25
東西制御 60
ドット 21, 29, 34, 77, 123
ドライサージバウンダリー 10
ドライスロット 10
トラフ 8, 10, 11
トランスバースライン 6, 116
ドリフト・レート 60

ナ行

ナビゲーション 4
南北制御 60

ノ行

ノイズ 21, 24, 27, 29, 34, 87

ハ行

バイアス 119
バウンダリー 10, 11
バルジ 8, 11, 16
反射 2, 5, 7, 22, 24, 29
反射率 4, 7, 22, 26
バンドパターン 78

ヒ行

雹 75
氷晶 12, 22, 24, 36
氷晶雲 22, 23, 26, 37

フ行

ブイ 64, 120
フック 113, 115
フライトレベル 112
プランクの法則 2
ブロッキング 10
噴火 88, 93
分解能 1, 3, 5, 6, 21, 24

ヘ行

ベースサージバウンダリー 10
ベール状 43, 44, 123

ホ行

ポーラジェット 14
放射 2, 6, 9, 12, 21, 22, 23, 24, 25, 26
ホットスポット 88, 89, 90, 101, 102, 103

マ行

マイクロ波 28, 41, 87

ミ行

水雲 23, 25, 26, 55, 109, 115, 117

メ行

明域 9, 10, 14

参考文献

- 岡林俊雄(1982):気象衛星資料の利用(Ⅱ),測候時報, 49, 185-250.
- 小倉義光(1997):メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- 小倉義光(2000):総観気象学入門, 東京大学出版会, 276pp.
- 木川誠一郎(2001):運輸多目的衛星新1号のイメージャーについて, 気象衛星センター技術報告, 39, 33-37
- 岸本賢司(1997):水蒸気画像の見方について, 天気, 44, 357-361.
- 気象衛星課(1976):予報と解析への気象衛星資料の利用, 275pp.
- 気象衛星センター(1983):気象衛星ひまわりによる雲画像の解析とその利用
- 気象衛星センター(1993):水蒸気画像 天気の解析と予報のための解釈と応用, 262pp.
- 気象衛星センター(1998):雲解析情報図における雲解析の方法, 気象衛星センター技術報告33pp.
- 気象衛星センター(2000):気象衛星画像の解析と利用, 161pp.
- 気象庁予報部予報課・東京航空地方気象台・新東京航空地方気象台(1993):航空気象予報におけるメソ天気系概念モデルの開発とその活用(第2報)―平成4年度航空気象予報技術検討会報告, 研究時報, 44, 139-157.
- 北島尚子・金崎厚・海老原智・重岡博明・緒方洋一・出口一・上清直隆・牟田圭史・鈴木和史(1995):Browning:温帯低気圧, 測候時報, 62, 1-31.
- 北島尚子(1997):「Browning:温帯低気圧―温帯低気圧における雲と降水の構造」に関する質問に答える, 測候時報, 64, 29-44.
- 隈部良司・神代秀一(1997):気象衛星センター技術報告, 33, 1-15.
- 操野年之・神田一史(1995):「新センサー」の予報作業への利用について, 平成6年度全国予報技術検討会資料, 気象衛星センター, 17-31.
- 建設省国土地理院(1999):パンフレット「GPS連続観測システム」.
- 小平信彦編(1980):リモートセンシング「気象」, 朝倉書店, 141pp.
- 佐々木太一・木村富士男(2001):GPS可降水量からみた関東付近における夏期静穏日の水蒸気量の日変動, 天気, 48, 65-74.
- 白木正規(1999):百万人の天気教室(5訂版), (株)成山堂書店, 207pp.
- 帝国書院「最新世界地図」―世界・日本―17訂版:平成4年12月, 71pp.
- 内藤成規(1992):平成3年度全国予報技術検討会資料 II 帯状収束雲の変動と降水, 気象衛星センター, 21-34.
- 長谷川洋平(1998):雲解析事例集, 下層雲および霧の衛星画像上の特徴, 気象衛星センター, 1-5.
- 岡田信敏・山崎伸一・小林廣高、奥村栄宏(1998):雲解析図における雲解析の方法(上層トラフ), 気象衛星センター技術報告, 36, 48-59.
- 岡田信敏・小野里幸司(1998):極東地域の森林火災, 気象衛星センター技術報告, 36, 61-67.
- 岡田信敏(2004):衛星画像から見た温帯低気圧の発達パターン(インスタントオクルージョン), 衛星センター技術報告, 第43号
- 岡田信敏・小山朋子(2004):MASATで取得できる「3.7 μ m帯画像の利用」, 気象衛星センター技術報告, 第44号
- 藤吉康志(1999):「寒気貫入とそれが温帯低気圧の前線, 雲, 降水の構造に及ぼす効果」についてのコメント, 天気, 46, 104-108.
- キース・ブラウニング(1999):乾燥貫入(dry Intrusion)とそれが温帯低気圧の前線, 雲, 降水の構造に及ぼす効果, 天気, 46, 97-103.
- 松本誠一(1987):新総観気象学, 東京堂出版, 57-88.
- 山崎伸一・神田一史・山際龍太郎(1999):近赤外画像を用いた夜間の霧及び下層雲の検出, 気象衛星センター技術報告, 37, 63-77.
- ライフ/人間と科学シリーズ「気象のしくみ」:タイムライフブックス.

- ALAN J. THORPE, HANS VOLKERT, AND MICHAL J. ZIEMIANSKI (2003) : THE BJERKNES' CIRCULATION THEOREM (A Historical Perspective), AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, Volume 84 Number 4. 471-492
- McGinnigle, J. B., M. V. Young, and M. J. Bader (1988) : The development of instant occlusions in the North Atlantic. Meteor. Mag., 117, 325-341.
- 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, 499pp.
- Browning (1990) : Extratropical Cyclones, The Eric Palmen Memorial Volume, C. W. Newton and Holopaine Eds. American Meteorological Society, 129-153.
- Browning, K. A. and F. F. Hill (1985) : Mesoscale analysis of a polar trough and interacting with a polar front. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 445-462.
- Carlson, T. N. (1980) : Air Flow through midlatitude cyclone and the comma cloud pattern, Mon. Wea. Rev., 108, 1498-1509.
- Chopra, K. P. and L. F. Hubert (1965) : Mesoscale eddies in the wake of islands. J. Atmos. Sci., 22, 652-657.
- Corby, G. A. (1957) : A Preliminary Study of Atmospheric Waves using Radiosonde Data, Q. J. Ror. Met. Soc., 83, 49-60.
- Ellrod, G. P. (1995) : Advance in the Detection and Analysis of Fog at Night Using GOES Multispectral Infrared Imagery. weather and forecasting, 10, 606-619.
- Ellrod, G. P. (1989) : A decision tree approach to clear air turbulence analysis using satellite and upper air imagery, NOAA tech. memo. NESDIS23.
- Ellrod, G. P. (1992) : Potential Applications of GOES-I 3.9 μ m Infrared Imagery, Preprint Volume, Sixth Conf. On Satellite Meteorology and Oceanography, January 5-10, 1992, Atlanta Ga., Amer. Meteor. Soc., Boston, 184-187
- Goody, R. M. and Y. L. Yung (1989) : Atmospheric Radiation Theoretical Basis Second Edition, Oxford Univ. Press 4pp.
- Hubert, L. F. and A. F. Krueger (1962) : Satellite pictures of mesoscale eddies. Mon. Wea. Rev., 90, 457-463.
- Hunt, G. E., 1973 : Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red thermal window wavelengths, Quart J. r. Met. Soc., 99, 346-369
- Lee, T. F., F. J. Turk and K. Richardson, 1997 : Stratus and Fog Products Using GOES-8-9 3.9 μ m Data, Weather and Forecasting, 12, 664-677
- Lilijas, E. (1989) : Experience of an operational cloud classification method. 4th AVHRR DATA USERS' MEETING Rothenburg, F. R. Germany, 5-8 September 1989. 73-78.
- Maddox, R. A. (1980) : Mesoscale Convective Complexes. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 61, 1374-1387.
- Magono, C. (1971) : On the localization phenomena of snowfall, J. Meteor. Soc. Japan, 49, 824-835.
- McGinnigle, J. B. M. V. Young and M. J. Bader (1988) : The development of instant occlusion in the North Atlantic. Meteor. Mag., 117, 325-341.
- Neiman (1993) : The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part II : Mesoscale Structure and Diagnostics. Mon. Wea. Rev., 122, 2177-2199.
- Ninomiya, K and K. Yamazaki (1979) : Heavy Rainfalls Associated with Frontal Depression in Asian Subtropical Humid Region (II) Mesoscale Features of Precipitation, Radar Echoes and Stratification. J. Meteor. Soc. Japan, 57, 399-413.
- NOAA/NESDIS, CIRA : GOES 3.7 μ m Channel Tutorial, (<http://www.colostate.edu/ra>

- mm/goes39/cover.htm) Ramond, D., H. Corbin, M. Desbois, G. Szejwach and P. Waldteufel (1981) : The Dynamics of Polar Jet Streams as Depicted by the METEOSAT WV Channel Radiance Field, Mon. Wea. Rev, 109, 2164-2176.
- Reed, R. J., and W. Blier (1986) : A Case study of comma cloud development in the Eastern Pacific. Mon Wea Rev., 114, 1681-1695.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser (1990) : Fronts, Jet Streams and the Tropopause.
- Shimamura, M., (1981) : The Upper-Tropospheric Cold Low in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS Satellite Data. Geophys. Mag., 39, 119-156.
- Smigielski, F. J. and H. M. Mogil (1992) : A systematic satellite approach for estimating central pressure of mid-latitude oceanic storml. NOAA Technical Report NESDIS 63, U. S. Department of Commerce, 65pp.
- 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.
- Weldon, R. B. and S. J. Holmes (1991) : Water Vapor Imagery, NOAA Tech. Report NESDIS57, 213pp.
- Yamanouchi, T., K. Suzuki and S. Kawaguchi, (1987) : Detection of Clouds in Antarctica from Infrared Multispectral Data of AVHRR, J. Meteor. Soc. Japan, 65, 949-962
- Young, M. V. G. A. Monk and K. A. Browning (1987) : Interpretation of satellite of a rapidly deepening cyclone. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 113, 1089-1115.

