

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。

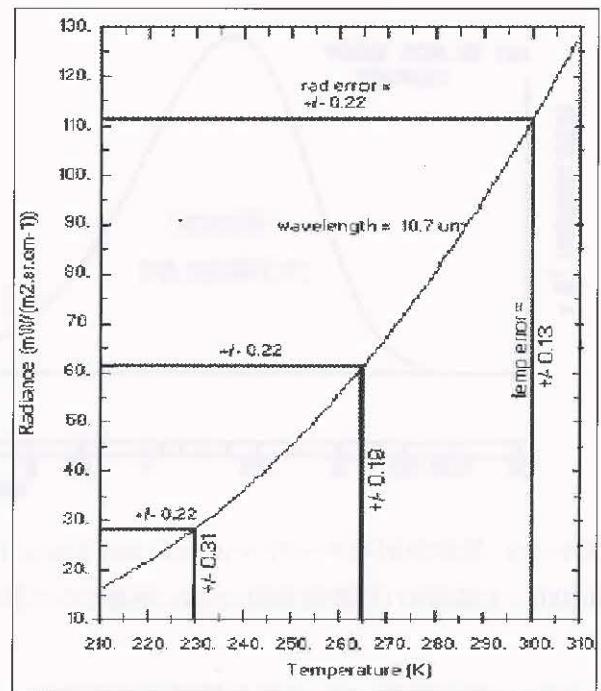


図4-1-1 10.7 μm 帯の温度と放射の関係

(縦軸=放射、横軸=輝度温度)

(NOAA/NESDIS:2003より引用)

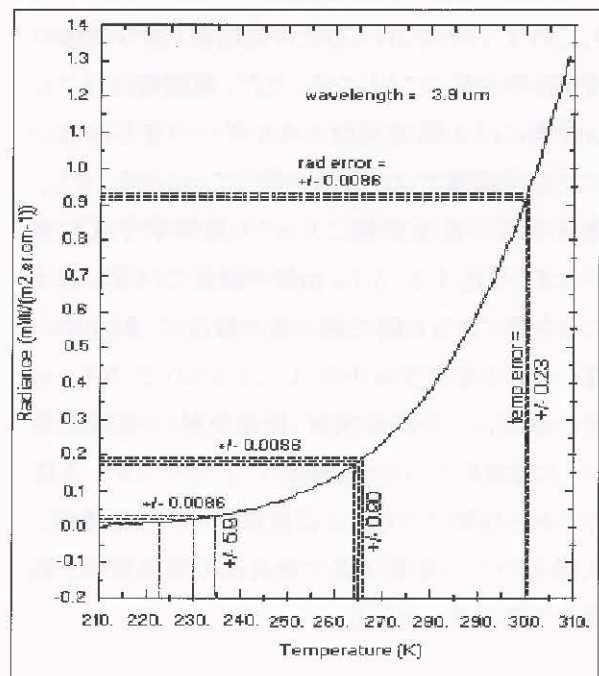


図4-1-2 3.9 μm 帯の温度と放射の関係

(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。

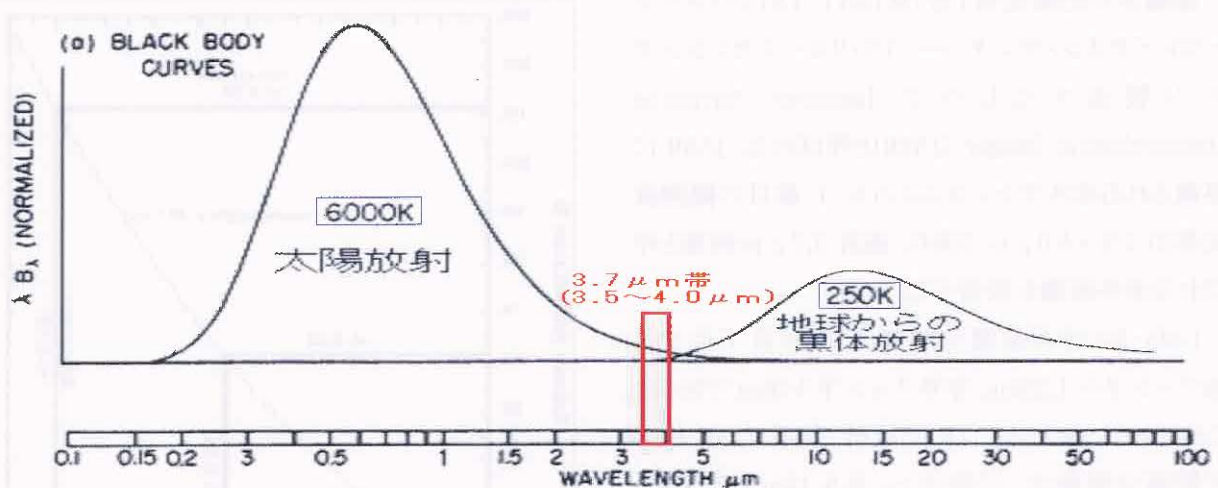


図 4-1-3 黒体放射のスペクトル(Goody and Young 1989 に加筆)

(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)。

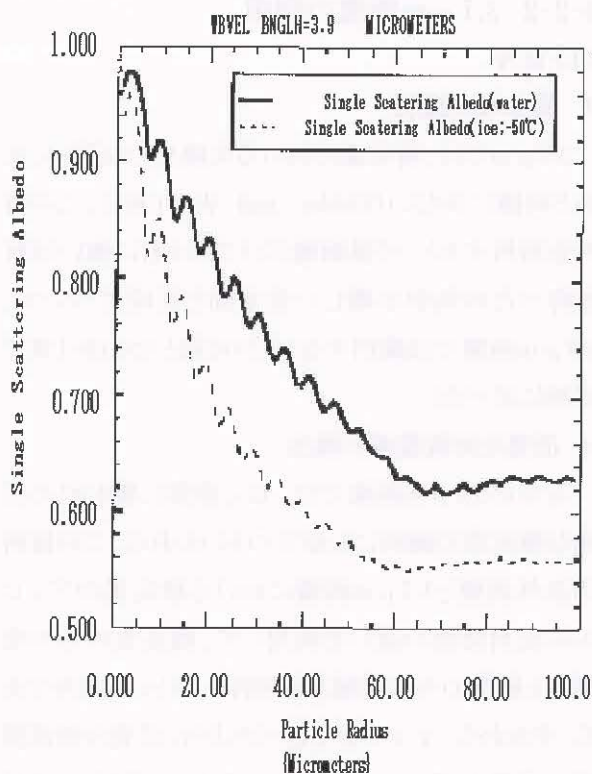


図4-1-4 3.9 μm 帯での水雲と氷晶雲の反射特性
横軸:粒子半径 縦軸:アルベド

(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。

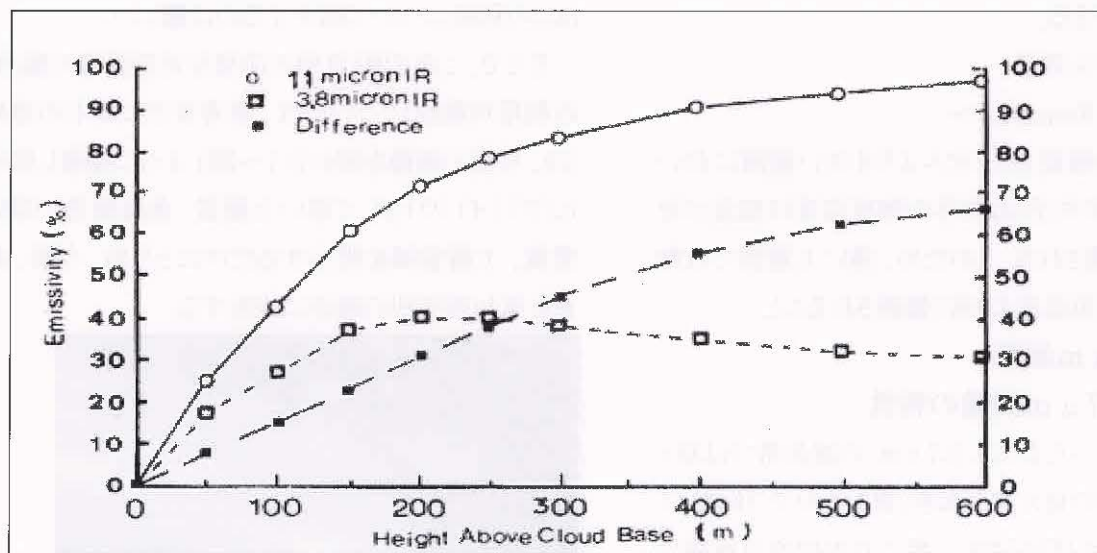


図 4-1-5 層積雲(雲水量 0.1gm-3)の雲厚と射出率の関係(Ellrod, 1995)

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)。

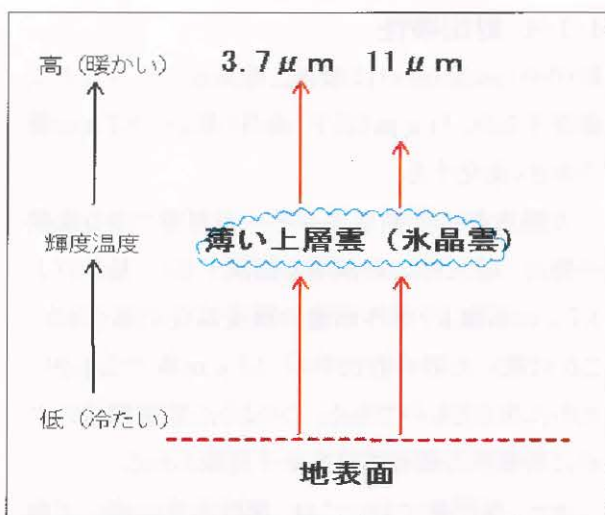


図 4-1-6 3.7 μm と赤外における
薄い上層雲からの放射

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。

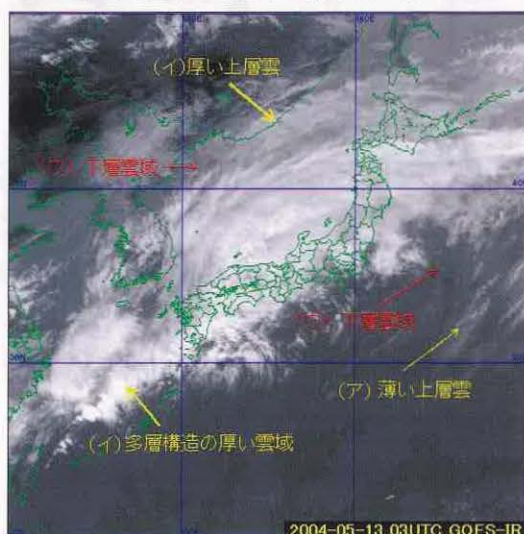


図 4-2-1 赤外画像(2004年5月13日03UTC)

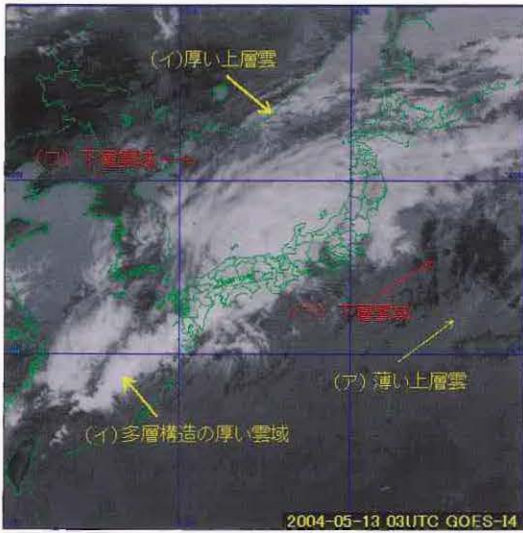


図 4-2-2 3.9 μm 画像 (2004 年 5 月 13 日 03UTC)

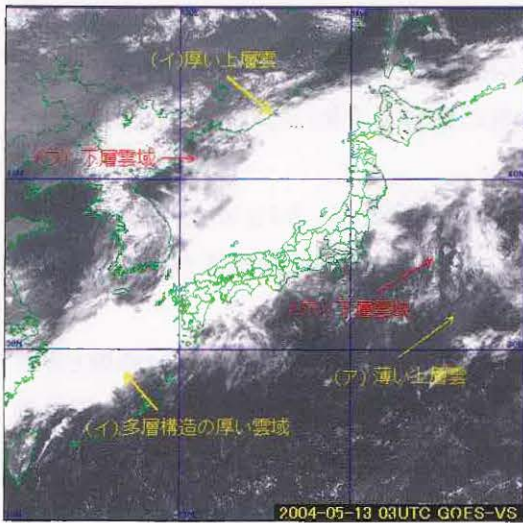


図 4-2-3 可視画像 (2004 年 5 月 13 日 03UTC)

(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)。

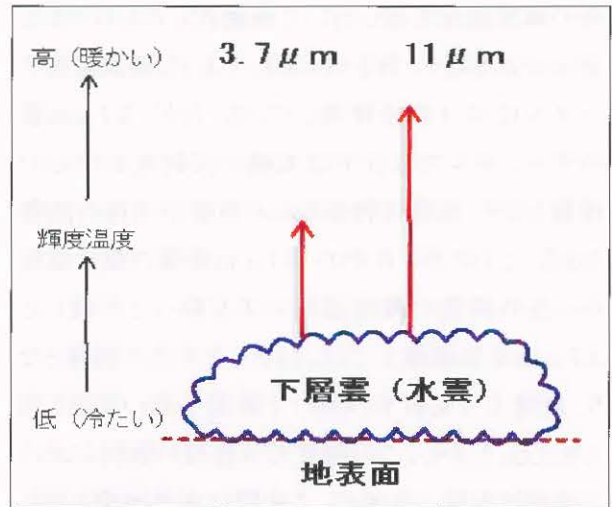


図4-2-4 夜間における3.7 μm と赤外における下層雲(水雲)からの放射

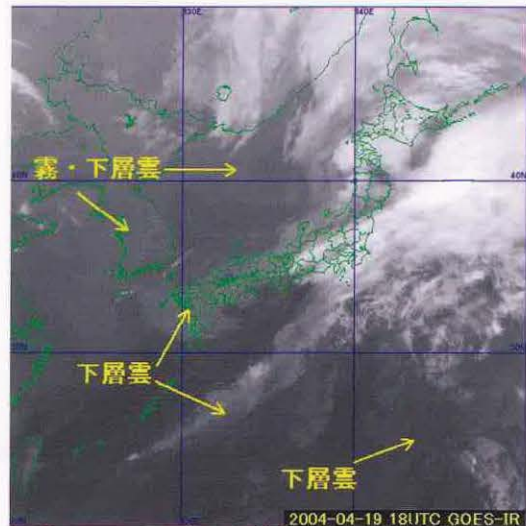


図 4-2-5 赤外面像 4 月 19 日 18UTC

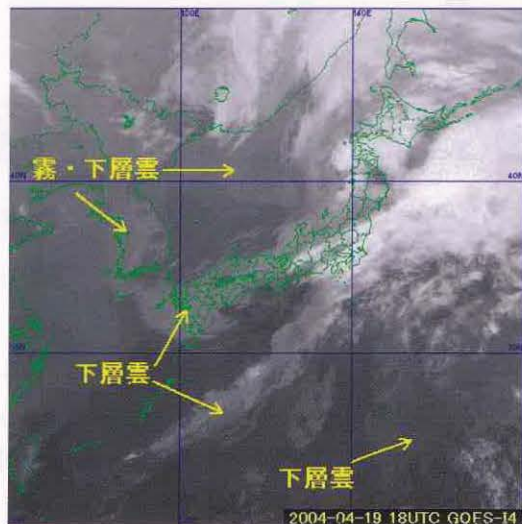


図 4-2-6 3.9 μm 画像 4 月 19 日 18UTC

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。

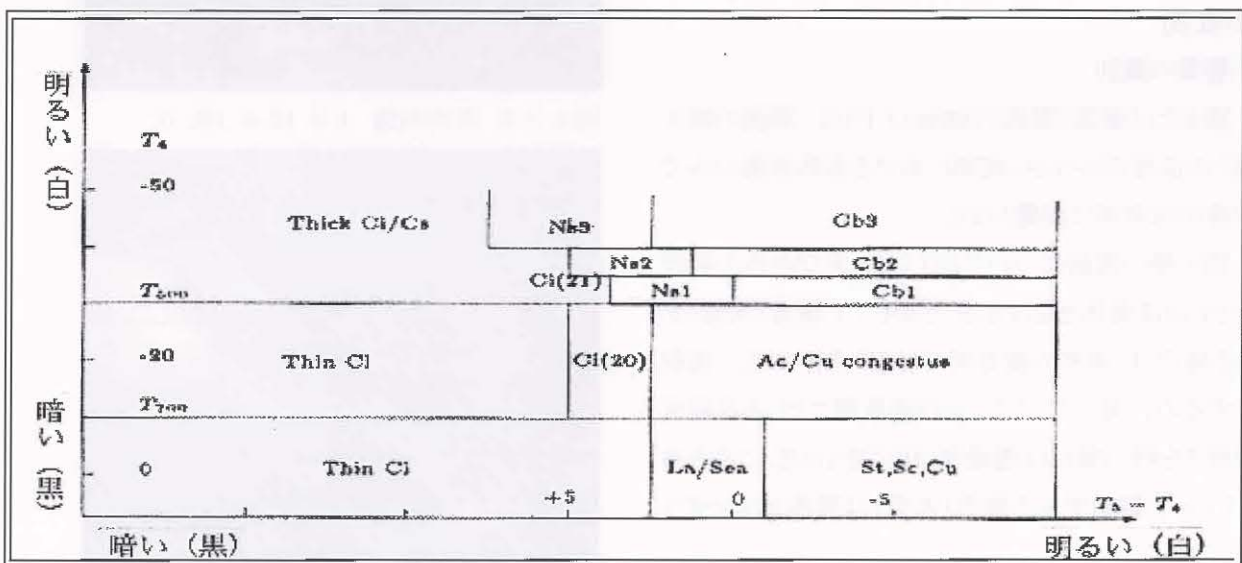


図 4-3-1 夜間の 3.7 μm 差分温度と赤外温度を用いた雲型判別図(横軸:3.7 μm 差分(3.7 μm-赤外)温度、縦軸:赤外温度(Lilijas,1989))の赤外温度の-50 度を削除した図

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。

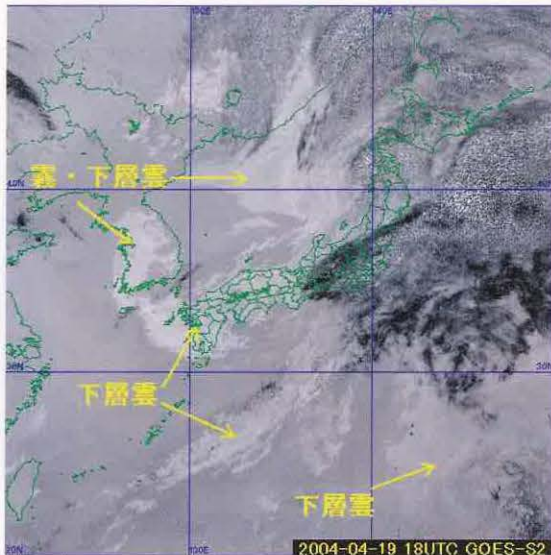


図 4-3-2 3.9 μm 差分画像 2004 年 4 月 19 日 18UTC(図 4-5-9、図 4-5-10 の同時刻の画像)

(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。

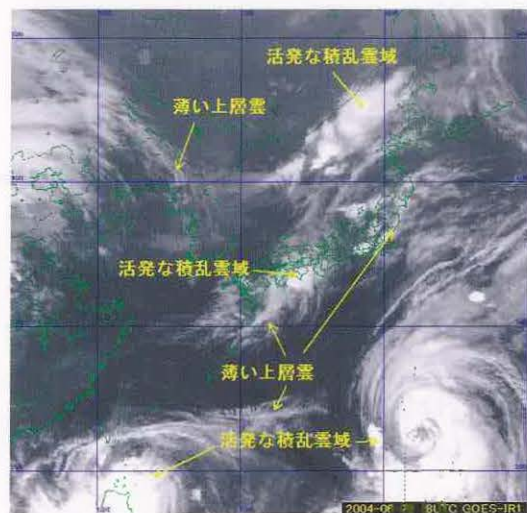


図 4-3-3 赤外面像 2004 年 6 月 2 日 18UTC

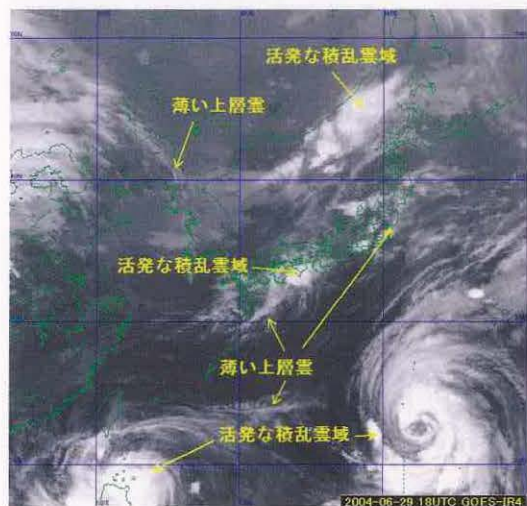


図 4-3-4 3.9 μm 画像 2004 年 6 月 2 日 18UTC

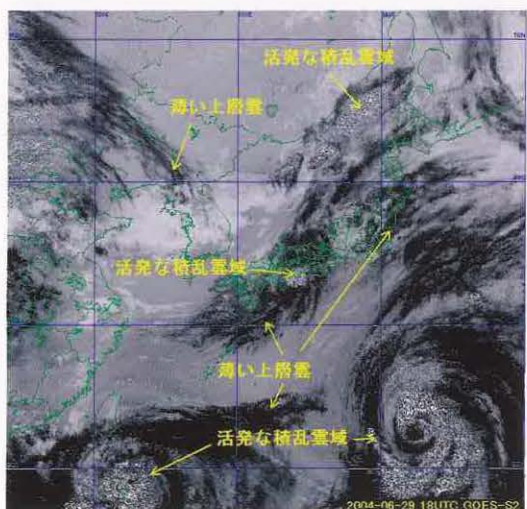


図 4-3-5 3.9 μm 差分画像
2004 年 6 月 2 日 UTC18UTC

(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

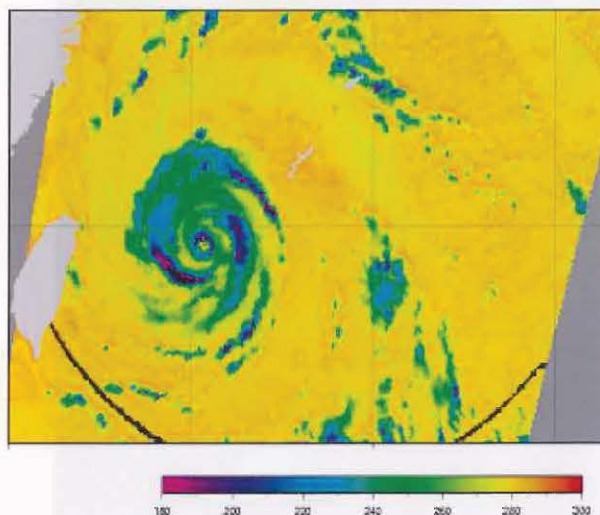
AMSU-A(NOAA,Aqua)、AMSU-B(NOAA)

・マイクロ波散乱計

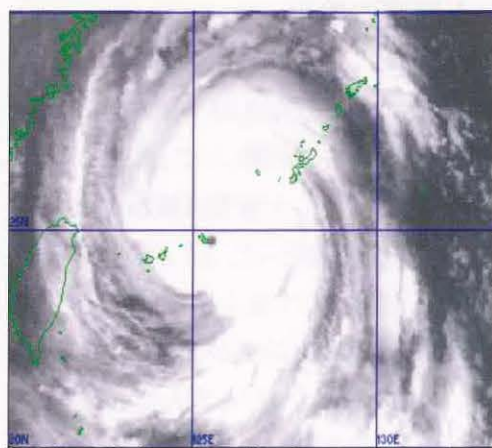
SeaWinds(QuikSCAT)

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。

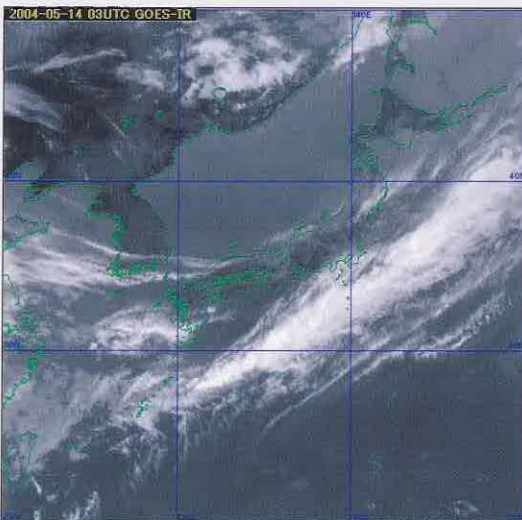


図4-4-1 2004年5月14日03UTCの赤外画像

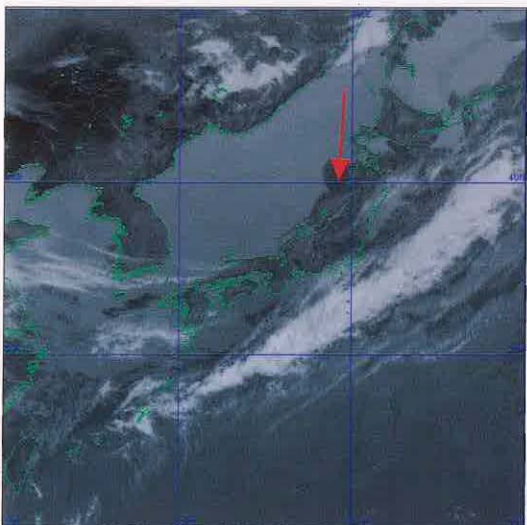


図4-4-2 2004年5月14日03UTC 3.9 μ m画像

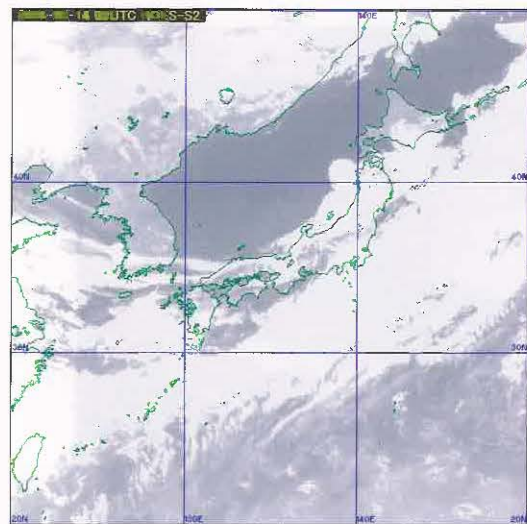


図4-4-3 2004年5月14日03UTC

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)。

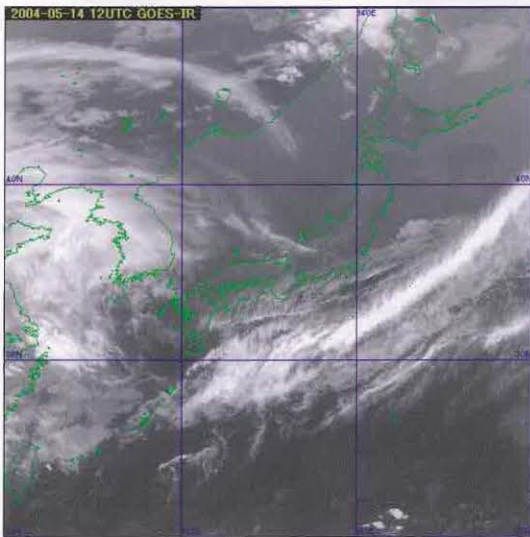


図4-5-1 2004年5月14日12UTCの赤外画像

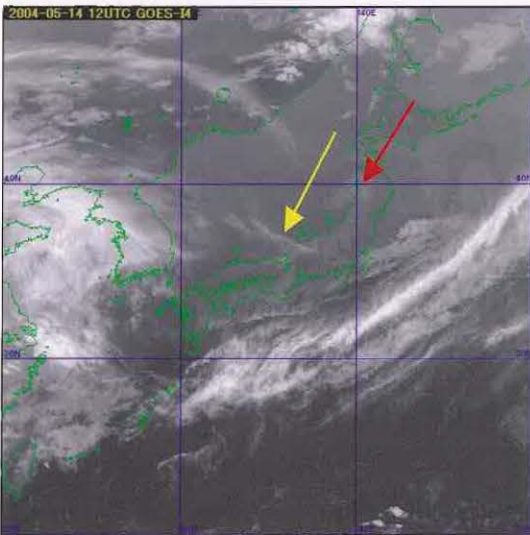


図4-5-2 2004年5月14日12UTCの3.9 μm画像
(薄い上層雲を黄→、下層雲を赤→で示す)

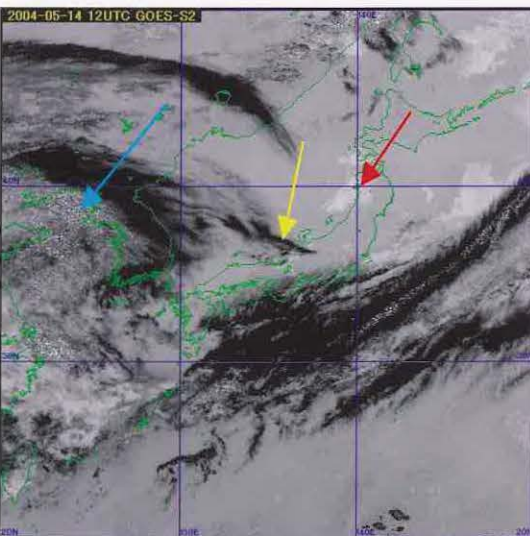


図4-5-3 2004年5月14日12UTCの3.9 μm差分画像
(薄い上層雲を黄→、下層雲を赤→矢印, 対流活動の活発な雲域を水色→矢印でそれぞれ示す)

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。

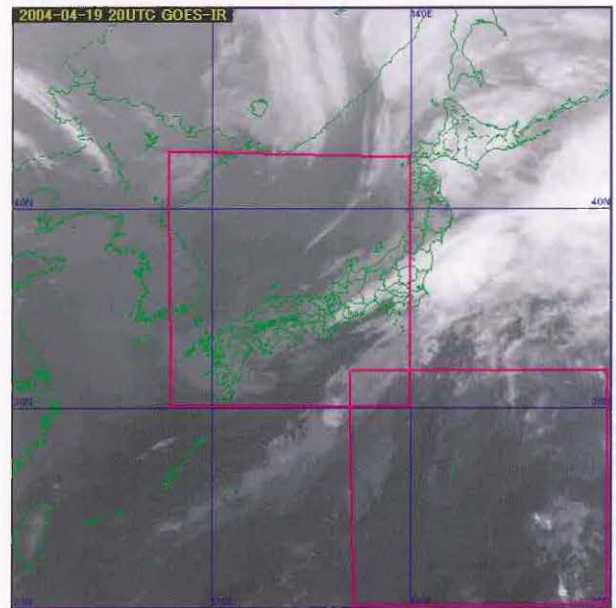


図 4-6-1 赤外画像 2004年4月19日20UTC

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。

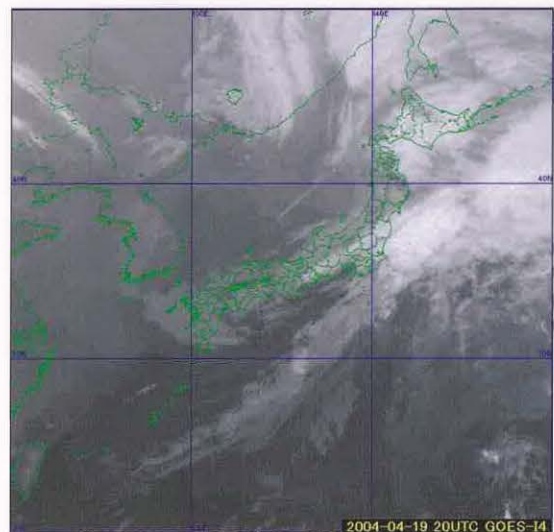


図 4-6-2 3.9 μm画像 2004年4月19日20UTC

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。

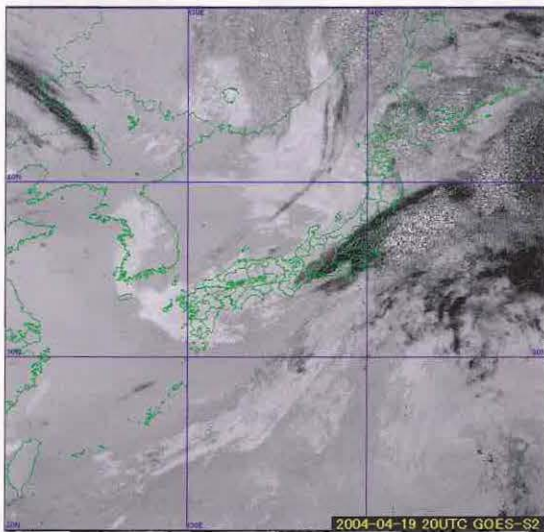


図 4-6-3 3.9 μm 差分画像

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。

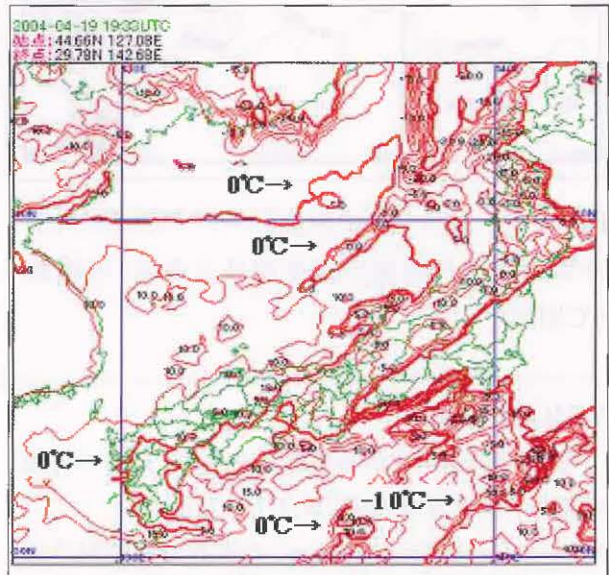


図 4-6-4 図 5-3-1 の四角いエリアで囲んだ日本海部分の赤外面像の輝度温度分布図(等値線 5°C 間隔)

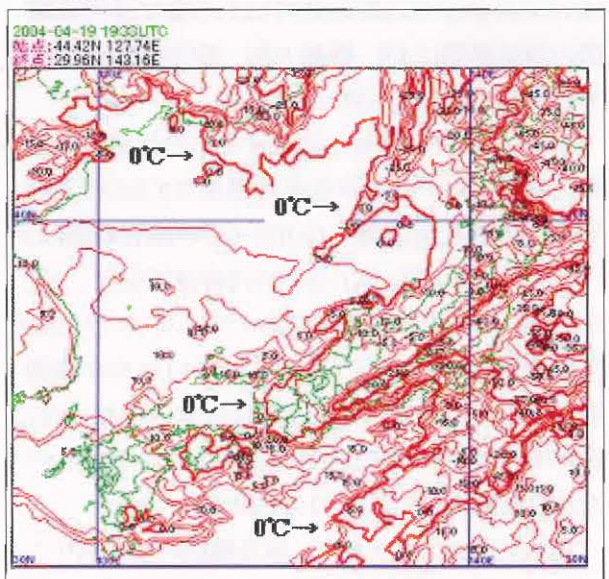


図 4-6-5 図 5-3-1 の四角いエリアで囲んだ日本海部分の 3.9 μm 画像の輝度温度分布図(等値線 5°C 間隔)

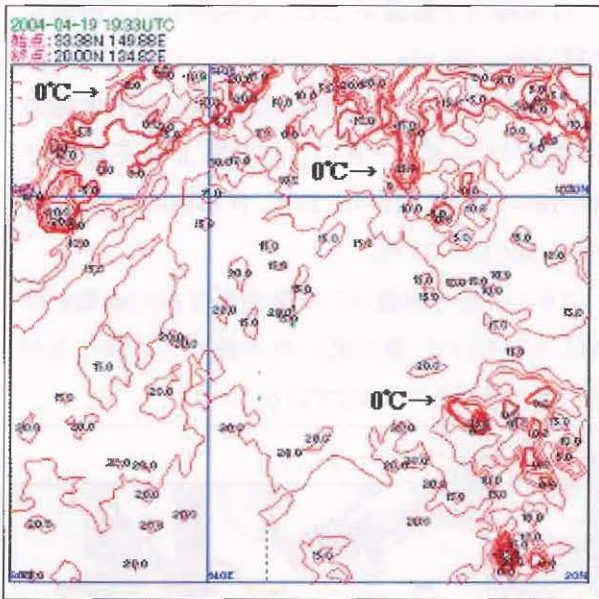


図4-6-6 図5-3-1の四角いエリアで囲んだ太平洋部分の赤外画像の輝度温度分布図(等値線5°C間隔)

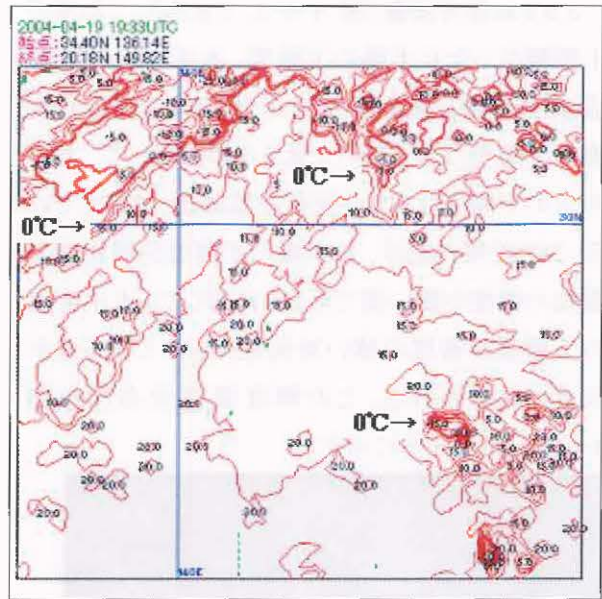


図4-6-7 図5-3-1の四角いエリアで囲んだ太平洋部分の3.9 μm画像の輝度温度分布図(等値線5°C間隔)

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。

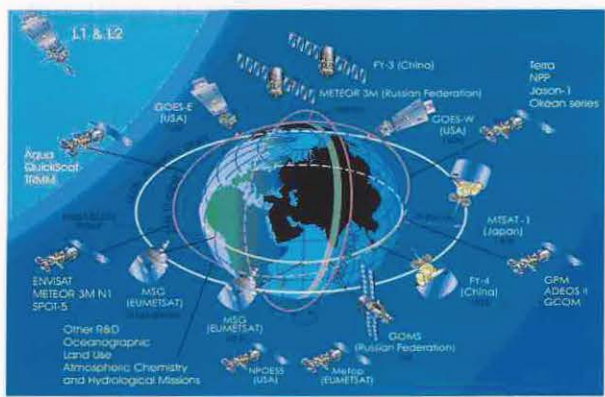
このおかげで、世界のほぼすべての地域で高品質な気象衛星データが自由に利用できるのである。アメリカの静止気象衛星GOES-6号の障害の際はヨーロッパのMETEOSAT-3号が代替運用を行ったことがあり、データの空白域であったインド洋では1998年以来やはりヨーロッパのMETEOSAT-5号が観測を行っている。2003年5月以降は日本のGMS-5号に代わりアメリカのGOES-9号が西太平洋の観測を行うなど相互協力・補完が行われている。

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。

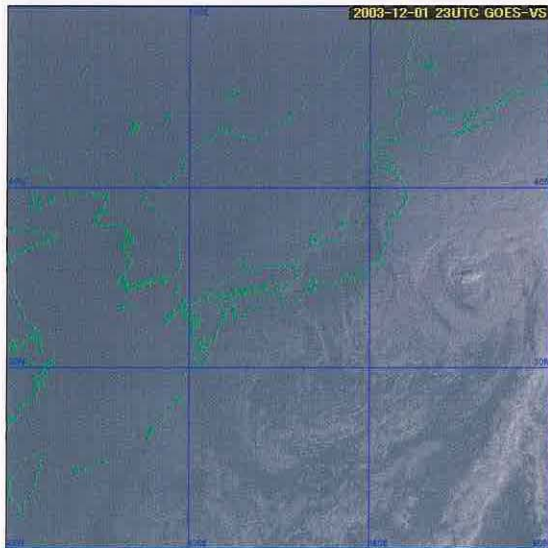


図 4-7-1 可視画像 2003 年 12 月 1 日 23UTC

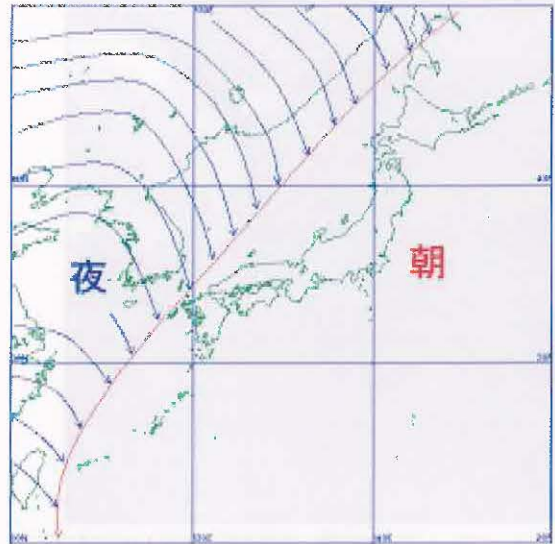


図 4-7-2 太陽光の日照の境界模式図

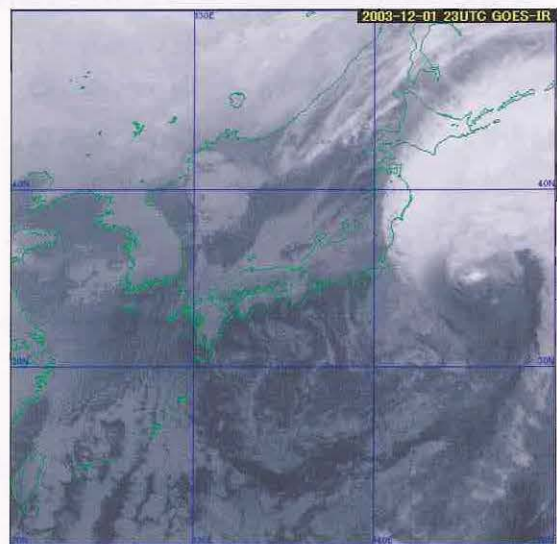


図 4-7-3 赤外面像 2003 年 12 月 1 日 23UTC

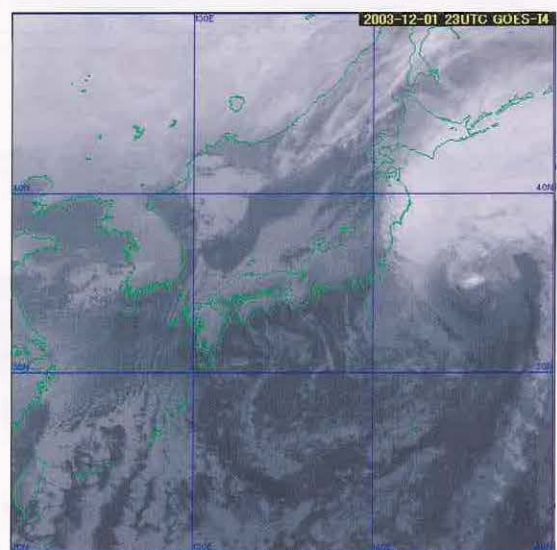


図 4-7-4 3.9 μm 画像 2003 年 12 月 1 日 23UTC

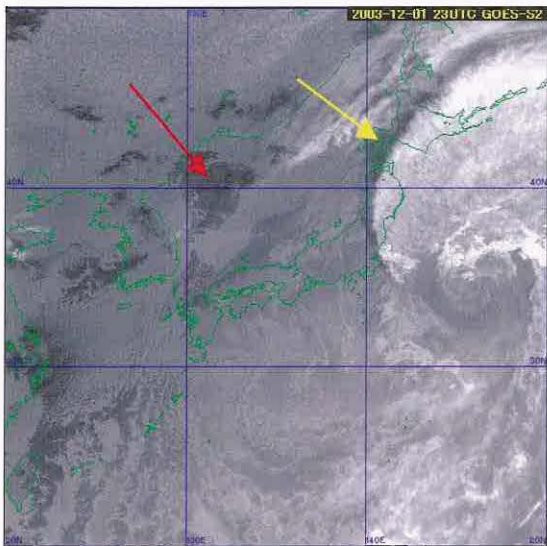


図4-7-5 3.9 μ m差分画像 2003年12月1日23UTC

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。

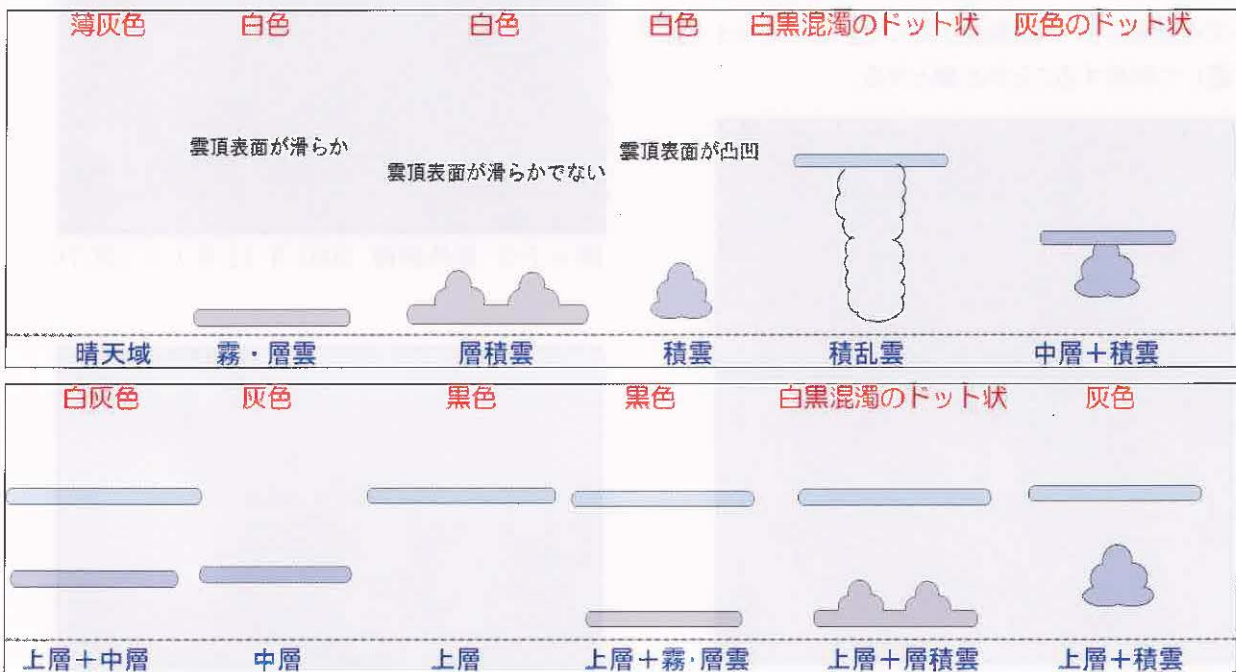


図4-8-1 夜間帯における各雲型の3.9 μ m差分画像上での見え方

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られると、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)

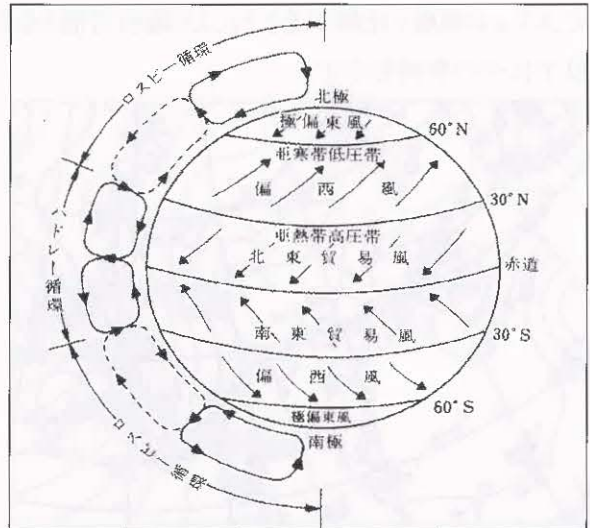


図1 大気大循環による地上風系と
子午面内の循環(模式図): 白木正規 1999

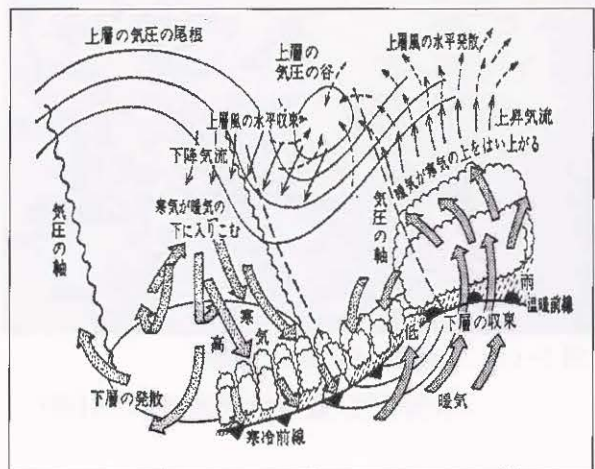


図2 温帯高・低気圧の立体構造の模式図(「気象ハンドブック」1983より引用)