

# ミリ波雲レーダを用いたGMS split-window 雲種判別 テーブルの開発

濱田 篤<sup>1</sup>・西 憲敬<sup>1</sup>・木田 秀次<sup>1</sup>・塩谷 雅人<sup>2</sup>・岩崎 杉紀<sup>3</sup>・亀井 秋秀<sup>4</sup>・  
大野 裕一<sup>4</sup>・黒岩 博司<sup>4</sup>・熊谷 博<sup>4</sup>・岡本 創<sup>5</sup>

1: 京都大院・理 2: 京都大・宙空電波 3: 地球観測フロンティア  
4: 通信総合研究所 5: 東北大・理

## 1. 序

熱帯域の大規模な対流活動からの吹き出しに伴って対流圏上層に形成される層状雲(上層層状雲)は、数100 kmから1000 km以上にも広がり、時に1日以上も長く持続する。熱帯域上層層状雲の消長に関する数値実験によれば、消失過程はほぼ雲氷の落下に支配され、上層層状雲は時間とともに光学的に薄くなり、有効放射高度が下がる(Boehm *et al.*, 1999)。上層層状雲を維持・再発達させる過程には、赤道波など総観規模の上昇流、重力波による局所的な上昇流、雲内放射収支の違いによる不安定化、鉛直拡散などが考えられるが、多くの数値実験は、これらは上層層状雲を維持するが、再発達させるには至らないと結論づけている(Churchill and Houze, 1991)。しかしながら、Hamada *et al.* (2003, in revision)は、熱帯域大規模雲擾乱の事例解析を行い、長命な上層層状雲の一部分で、等価黒体温度( $T_{BB}$ )が時間とともに降下する現象がしばしば見られることを示した。 $T_{BB}$ 降下は上層層状雲の再発達による光学的厚さの増加を示唆する。

上層層状雲の $T_{BB}$ 時間変化を解析するには、同じ雲域を時間的に追う必要がある。これには、視野が広く比較的高い時間解像度をもつ、静止衛星データが有用である。我々はこれまで、上層層状雲の判定に、Inoue (1987, 以後I87と表記)によるsplit-window  $T_{BB}$ を用いた雲種判別テーブル(Fig. 1)を用いてきた。このテーブルでは、横軸に赤外 $11\mu\text{m}$ 帯の $T_{BB}$ 、縦軸に $11\mu\text{m}$ 帯 $T_{BB}$ と $12\mu\text{m}$ 帯 $T_{BB}$ との差をとり、雲種を判別する。

$T_{BB}$ 降下の原因として、下層から発達した別の積乱雲、またはそれに伴う活発なアンヴィルの影響も考えられる。これらの活発な雲域が降水を伴っていると仮定すれば、 $T_{BB}$ 降下現象の原因が上層層状雲自身の再発達であると言うためには、降水が無いことを示せばよい。しかしながら、I87のテーブルでは、降水の有無を判断する閾値は設定されていない。

そこで本研究では、次の2点を目的として開発

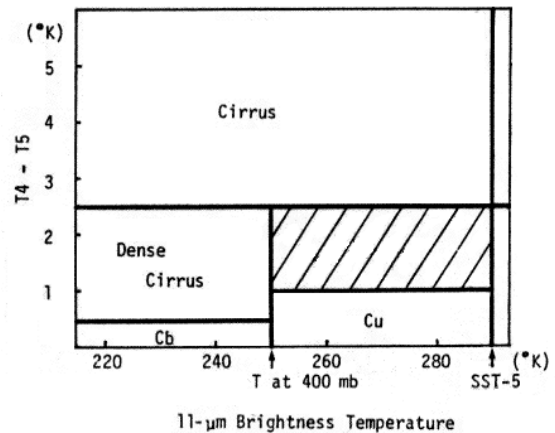


Fig. 1. Inoue (1987)による雲種判別テーブル。横軸は $11\mu\text{m}$ 帯 $T_{BB}$ 、縦軸は $11\mu\text{m}$ 帯 $T_{BB}$ と $12\mu\text{m}$ 帯 $T_{BB}$ の差。晴天域は $T_{11\mu\text{m}} > \text{SST}-5\text{K}$ で定義される。斜線部分は判別不能域。

を行った。

- NOAA AVHRRを用いて開発されたI87のテーブルを、応答函数が異なるGMS-5 VISSR用に修正する。
- 雲種判別の閾値に加えて、I87では設定されていない、降水の有無を判別する閾値を決定する。

判別される雲種を地上観測によって同定するため、本研究ではミリ波雲レーダデータを用いた。ミリ波雲レーダは、降雨レーダやライダなどでは観測が困難な、幾何的、光学的に厚い非降水性の氷雲が観測可能である。

## 2. データ

本研究で用いたデータは、通信総合研究所航空機搭載型95GHz雲レーダ(SPIDER)の反射因子 $Z_e$ 、および高知大提供のGMS-5赤外第1( $T_{11\mu\text{m}}$ )、第2( $T_{12\mu\text{m}}$ )チャンネル $T_{BB}$ である。雲レーダデータの解像度は鉛直82.5 m、ビーム幅 $0.6^\circ$ で、1分平均された値を用いた。GMS-5  $T_{BB}$ の解像度は緯度・経度とも $0.05^\circ$ で、毎時提供される。解析期間は、SPIDERが観測船「みらい」に搭載され

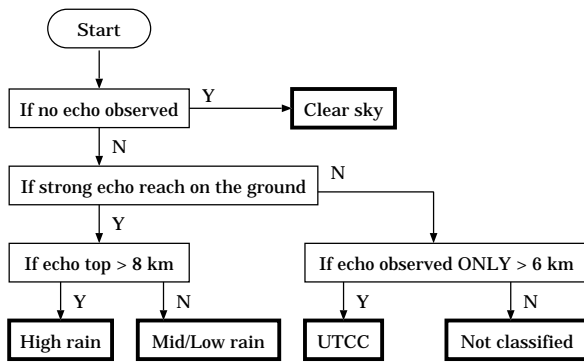


Fig. 2. 雲レーダ反射因子による雲種分類の流れ図. UTCCは上層層状雲 (Upper Tropospheric Cirriform Cloud) を表す.

て鉛直上方定点観測を行った期間 (2001年11月9日–12月10日, 138°E, 2°N 付近) である.

### 3. 雲レーダによる雲種分類

雲種の分類には, GMS-5が「みらい」上空を通過する時間を中央とする5分間で時間平均された, 雲レーダ反射因子の鉛直分布を用いた. 分類の流れ図を Fig. 2 に示す.

まず, 全高度で有意なエコーが観測されなかった時間を晴天域とした. 次に, 地上に到達する強いエコーの有無により, 降水性雲と非降水性雲を分類する. 降水性雲は, 地上から見て最初にエコーがノイズレベルに落ちる高度をエコー頂と定義し, 8kmを境に2種類に分類した. 雲頂が8kmより高い降水性雲は積乱雲を, 8kmより低い降水性雲は雄大積雲または浅い積雲を示唆する (Johnson *et al.*, 1999). ここでは, 雲頂の低い降水雲の上層に非降水性の層状雲が重なっている場合も含まれる (Fig. 7).

非降水性雲のうち, 有意なエコーが高度6km以上だけに観測されたものを層状雲と定義した. これは, 水による減衰の影響を低減し, 今回は氷雲だけを扱うためである. 高度6km以下にもエコーが観測される非降水性雲は, 今回は分類外とした.

層状雲の光学的厚さの指標として, ここでは簡単に, 雲レーダ反射因子  $Z_e$  の高度6km–16kmでの鉛直積分値を時間平均した値  $\overline{Z_e}$  を用いた.

$$\overline{Z_e}(t) = \frac{1}{T\Delta z} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} d\tau \int_{\substack{6 \leq z \leq 16 \\ Z_e > Z_N}} Z_e(\tau, z) dz$$

ここで  $T = 5\text{min}$ ,  $\Delta z = 0.0825\text{km}$ ,  $Z_N$  はノイズレベルである. 本研究では, 閾値を  $\overline{dBZ_e} = -10, -20, -30, -40$  dBZ の4つに設定し, 5段階に分類した.

### 4. 分類結果

GMS-5がみらい上空を通過した時間での  $T_{11\mu\text{m}}, T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}}$  を, みらいを囲む4点平均値として求め, 前節の基準により分類された雲種の散布図 Fig. 3 を作成した. 比較のために, I87による分類の閾値を破線で示した.

$T_{11\mu\text{m}}$  の低い領域に注目すると, 今回の解析で分類された降水性雲は  $T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}} = 1.8\text{K}$  以上には殆んど見られない.  $\overline{dBZ_e}$  の高い非降水性上層雲は  $T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}} = 1.8\text{K}$  以下にも見られるものの, この値を降水の有無を示す閾値と出来る. 現状では中層雲の分類を行っていないため,  $T_{11\mu\text{m}}$  の閾値は決定できない. I87の分類による厚い絹雲は降水性雲を多く含んでおり, 積雲と分類されるべき中層の降水性雲をも含むことが分かった. I87における積乱雲と厚い絹雲との閾値である  $T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}} = 0.5\text{K}$  は, 対流性降水と層状性降水との閾値を示唆するものの, より詳細な解析が必要である.

非降水性の上層層状雲は, 反射因子積分値  $\overline{dBZ_e}$  が大きいものほど Fig. 3の左側に位置する傾向にある. このことは, 雲頂高度が同じ雲ならば光学的に厚いほど  $T_{11\mu\text{m}}$  が低くなることから容易に理解できる. カテゴリ1~3の雲域とカテゴリ4, 5の上層層状雲は比較的良好に分離されている.  $T_{11\mu\text{m}}$  ごとの非降水性上層層状雲の判別数ヒストグラム Fig. 4を見ると,  $T_{11\mu\text{m}} = 250\text{K}$  付近を閾値として, カテゴリ1~3を光学的に薄い上層層状雲, カテゴリ4, 5を厚い上層層状雲と分類できることが示唆される. I87では, 厚い絹雲と薄い絹雲は  $T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}} = 2.5\text{K}$  付近で上下に分類されるが, Fig. 3の結果は, 光学的厚さの違いはむしろ  $T_{11\mu\text{m}}$  に現れているように見える.

以上により, 本研究で提案される判別テーブルは Fig. 5の通りである.  $T_{11\mu\text{m}}$  の低い雲域に対して, 降水の有無を判別する閾値を  $T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}} = 1.8\text{K}$  と決定できた.

### 5. 議論

#### a. 上層層状雲のより詳細な分類

前節において, 光学的に厚い上層層状雲は大ざっぱに分離できたものの, より詳細な分類は不明瞭である. たとえば Fig. 6は雲レーダ反射強度の時間高度断面である. 厚い上層層状雲と分類された雲域は, たとえば18UTCから21UTCにかけて高度7–10km付近に見られる fall streak (e.g., Clothiaux *et al.*, 1995) をしばしば伴う. 今回の判別においては, 判別対象となる雲には時間的 (~5分), 空間的 (~10km) にある程度の一様性が要求される. 従って, 複雑な構造をした雲域は, 雲種判別を不

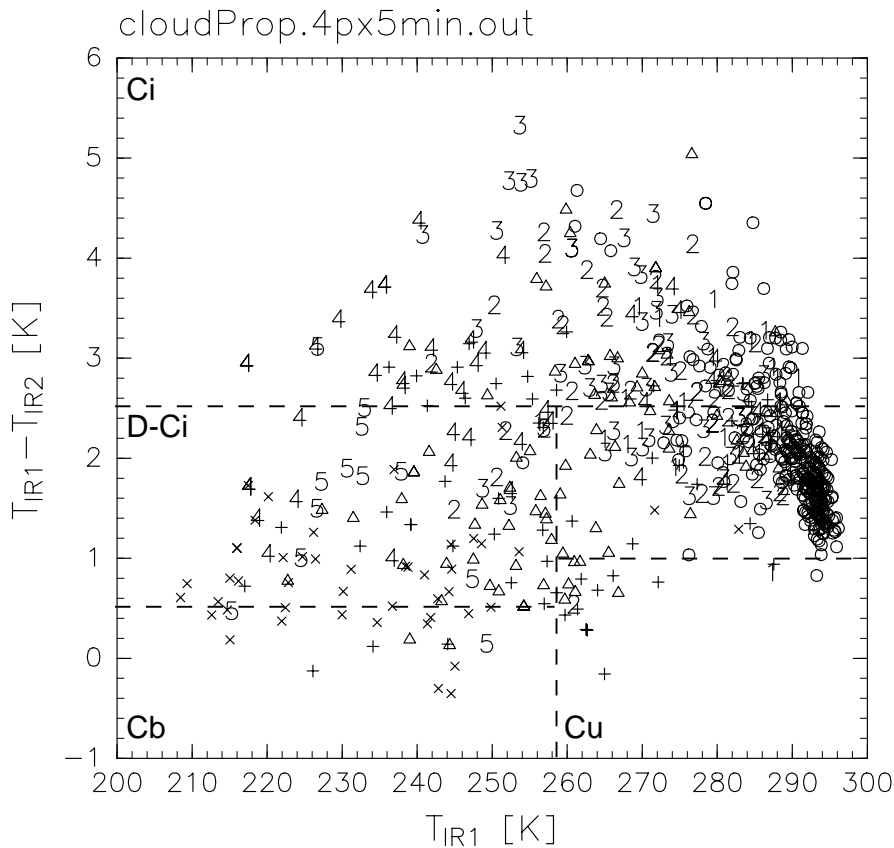


Fig. 3. 雲レーダによって分類された雲種の散布図．横軸は  $T_{11\mu m}$ ，縦軸は  $T_{11\mu m}$  と  $T_{12\mu m}$  の差． $\times$  は積乱雲など雲頂の高い降水雲， $+$  は雄大積雲または浅い積雲など雲頂の低い降水雲を表す．数字は非降水性の上層層状雲を表し，値が大きいほど反射因子積分値  $dBZ_e$  が大きい． $\circ$  は晴天域で， $\Delta$  は今回分類されなかった雲種．破線は I87 による区分の一部を示し，Cb は積乱雲，D-Ci は厚い絹雲，Ci は薄い絹雲と分類される．

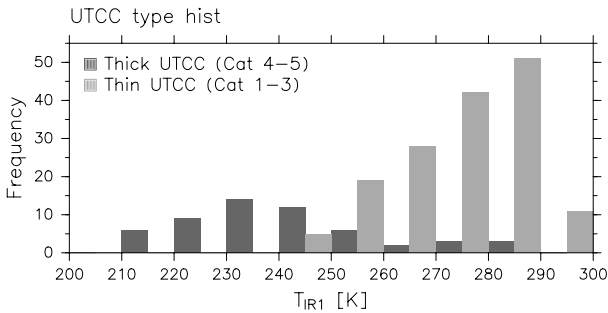


Fig. 4. 非降水性上層雲の種類別判別数ヒストグラム  $\Delta$ ． $T_{11\mu m}$  の 10K 刻みで示している．各区間の左側（濃灰色）がカテゴリ 4 と 5，右側（薄灰色）がカテゴリ 1~3 の層状雲の判別数を表す．

明瞭にしている可能性がある．

b.  $T_{11\mu m} - T_{12\mu m}$  の高い降水雲

Fig. 3 で  $230 < T_{11\mu m} < 260K$ ， $2.5 < T_{11\mu m} - T_{12\mu m} < 3.2K$  付近に見られた，雲頂の低い降水雲と判別された例を Fig. 7 に示す．低層の降水雲と，上層の層状雲の二層構造になっている． $T_{11\mu m} - T_{12\mu m}$  の値が高いのは，上層層状雲を構成する雲氷が原因と考えられるが，このように多

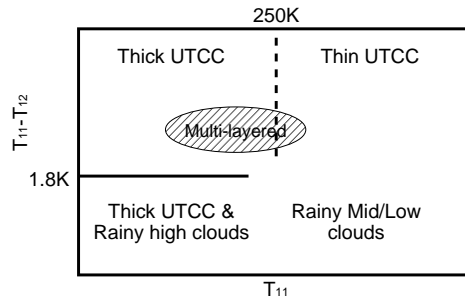


Fig. 5. 本研究で提案される雲種判別テーブルの初期結果．軸の意味は Fig. 1 に同じ．

層になっている雲群の split-window 帯での振舞いはまだ整理されていない (T. Inoue, 2004, personal communication)．Fig. 7 のような多層構造が解析領域でどの程度見られるのか，またその split-window 帯の特性など，詳細な検討が必要である．

6. まとめ

ミリ波雲レーダによる地上観測を用いて，GMS-5 split-window 雲種判別テーブルの開発を行った．雲種は  $T_{11\mu m}$  および  $T_{11\mu m} - T_{12\mu m}$  の 2 つのパラ

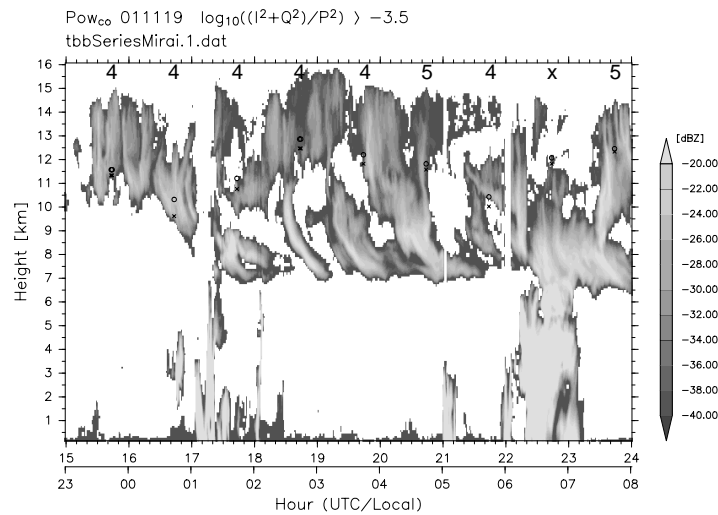


Fig. 6. 2001年11月19日15UTCから9時間の、雲レーダ反射因子  $dBZ_e$  . 横軸は時刻 (UTC/「みらい」地方時), 縦軸は高度.  $\times$ ,  $\circ$  は, それぞれみらい直上の  $T_{11\mu m}$ ,  $T_{12\mu m}$  を, 赤道太平洋域の平均的な温度プロファイルを基に高度に変換した値. 図内上部のラベルは今回の雲分類結果.

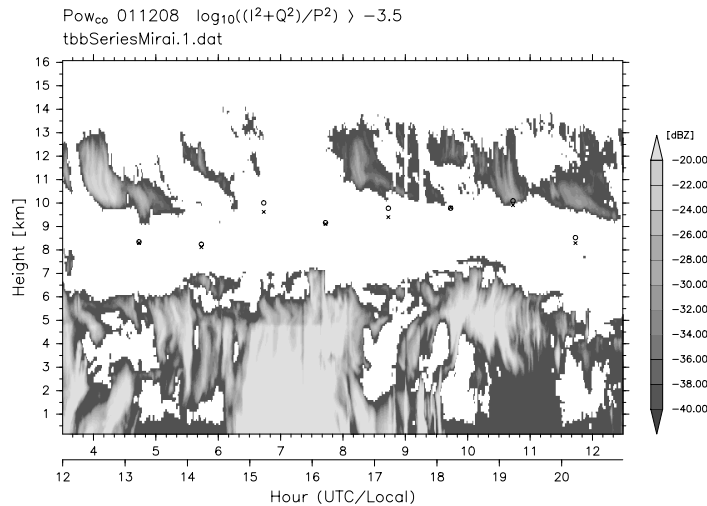


Fig. 7. Fig. 6 に同じ. ただし期間は2001年12月8日03:30UTCから9時間.

メタによって分類される.  $T_{11\mu m}$  の低い雲域は, 多層でなければ降水の有無を  $T_{11\mu m} - T_{12\mu m} = 1.8K$  で判別可能である. ただし,  $T_{11\mu m} - T_{12\mu m} = 1.8K$  以下の領域には光学的に厚い非降水性の上層雲も多少含まれる. 上層層状雲の光学的厚さによる分類は,  $T_{11\mu m} = 250K$  を用いて大ざっぱに分類できそうだが, より詳細な分類は現状では難しい.

Inoue (1987) の NOAA AVHRR split-window 雲種判別テーブルを GMS-5 にそのまま適用した場合, 上層層状雲と分類されるべき領域に中層の積雲が混在するなど, 大きな誤判定が起こり得る. 今後の課題には, 層状雲のより詳細な分類, 今回分類外とした雲域の分類, 晴天域の閾値同定, 多層構造をしている雲域の split-window 帯の放射特性などが挙げられる.

#### References

Boehm, M. T., J. Verlinde, and T. P. Ackerman, 1999:

On the maintenance of high tropical cirrus. *J. Geophys. Res.*, **104**, 24423-24433.

Churchill, D. D., and R. A. Houze, Jr., 1991: Effects of radiation and turbulence on the diabatic heating and water budget of the stratiform region of a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 903-922.

Clothiaux, E. E., M. A. Miller, B. A. Albrecht, T. P. Ackerman, J. Verlinde, D. M. Babb, R. M. Peters, and W. J. Syrett, 1995: An evaluation of a 94-GHz radar for remote sensing of cloud properties. *J. Atmos. and Ocean. Tech.*, **12**, 201-229.

Hamada, A., N. Nishi, and H. Kida, 2003: Deformation of large cloud disturbance over the western tropical Pacific. in revision.

Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3991-4000.

Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Shubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate*, **12**, 2397-2418.