

熱帯大規模雲擾乱に伴う上層層状雲の消失過程における形態的特徴

濱田 篤*・木田 秀次*

* 京都大学大学院理学研究科

要 旨

熱帯域大規模雲擾乱に伴う上層層状雲の消失過程における T_{BB} 値変化特性を調べた。一般的な上層層状雲の T_{BB} 値は時間とともに上昇する傾向にあることが示された。 T_{BB} 値の変化に季節性、昼夜差は見られなかった。 T_{BB} 上昇は変化前の T_{BB} 値が低い雲域ほど大きい。時間とともに T_{BB} が降下する事例も見られた。

また、 T_{BB} 降下現象の特徴を準統計的に調べた。 T_{BB} 値の降下量は最大で 10 K/hr に達していた。降下現象は、数 100 km にわたって広がる層状雲域の一部分で起こっており、同じ積乱雲域に伴う層状雲域であっても、 T_{BB} が上昇する部分もある。 T_{BB} 降下現象に位置、季節、時刻による違いは見られなかった。

キーワード：雲システム、層状雲、絹雲

1. 序

熱帯域の大規模な対流活動に伴う anvil などの上層層状雲は、数 100 km から 1000 km 以上にもわたって広がり、時に 1 日以上も長く持続する。このような上層層状雲は、大気の放射収支などを通して気象場に少なからず影響を与えているが、その役割の定量的な解析は未だ十分とは言えない。上層層状雲が気象場に与える影響を評価する為に、その寿命および消失過程を知ることは重要である。積雲対流活動に伴う上層層状雲の維持過程については、これまで多くの数値モデルによる研究がある。そのほとんどが、上層層状雲は雲内部の力学、放射過程では自身を維持できず、大規模場の上昇流による持ち上げが無い限り長時間持続できないという結論に達して

いる (e.g., Jensen *et al.* 1996, Boehm *et al.* 1999)。

層状雲域が消失する際には、光学的厚さは薄くなり、雲頂高度は低下する (Keenan *et al.* 2000)。このことは、静止気象衛星などで観測される等価黒体温度 (T_{BB}) では、 T_{BB} が時間とともに上昇することに反映される。しかし一方で、積乱雲域から離れた領域で、上層層状雲の一部分が長時間持続し、部分的に T_{BB} が降下する現象がみられる (Hamada, *et al.*)。

本研究では、熱帯域対流圏上層に広がる上層層状雲の消失過程における T_{BB} 値の時間変化を調べ、過去の数値モデル研究結果を検証した。また、 T_{BB} 降下現象の発生位置、頻度などの特性を明らかにするために、事例解析および準統計的解析を行った。

2. 使用データ

主に使用したデータは高知大学が提供する GMS-5 赤外 T_{BB} データである。解像度は緯度経度ともに 0.05° で、1 時間毎に得られる。また、ECMWF 全球客観解析も用いた。解像度は 2.5° で、鉛直 16 レベルのデータが 00 UTC と 12 UTC の 1 日 2 回得られる。解析の対象領域は $130^\circ\text{E}\sim 160^\circ\text{E}$, $0^\circ\sim 10^\circ\text{N}$ の西部赤道太平洋上で、期間は 1998 年のうち 1, 4, 7, 10 月の 4 か月間である。

T_{BB} 値は、衛星が受ける放射量から換算された量であり、実際の雲頂高度を直接知ることはい出来ない。そこで、ECMWF 客観解析データを用いて、1998 年 1 年間の平均気温の鉛直分布図を作成し (Fig. 1), 雲頂高度推定の助けとした。

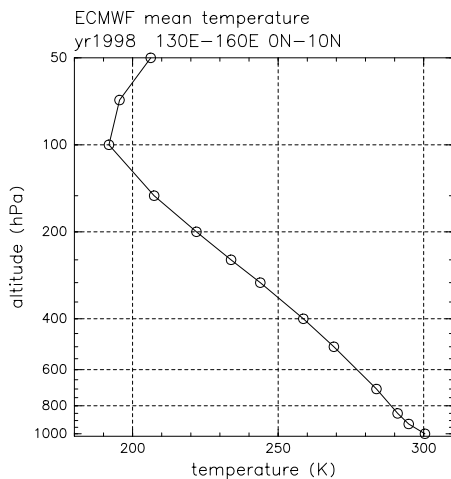


Fig. 1: Vertical profile of the mean temperature during 1998 from ECMWF objective analysis. The area analyzed is between $130^\circ\text{E}\sim 160^\circ\text{E}$ and $0^\circ\sim 10^\circ\text{N}$. The circles indicate the levels of ECMWF data where the averages were taken.

3. 一般的な層状雲の消失過程

3.1 '一般的な' 上層層状雲の定義

一般的な上層層状雲の消失過程における T_{BB} 値の変化を調べるため、期間中の GMS T_{BB} データを用いて、次のような手順で '一般的な' 上層層状雲の事例を取り出した。

1. 解析対象期間および領域内の時刻、位置をランダムに指定する。
2. 指定された時刻、位置にもっとも近く、かつ積乱雲域から離れた雲域に対し、Inoue (1987) の手法により雲種を判別する。雲種判別の解説は付録で述べる。

3. 2. で薄い絹雲と判別された雲域に対し、さらに ECMWF 客観解析の上層風を用いて主観的パターンマッチングを行う。

上記手順を繰り返し、'一般的な' 上層層状雲として各月 10 例、合計 40 例を抜き出した。抜き出された事例は、解析領域に偏り無く散らばっている。 T_{BB} 値の時間変化を調べるにあたり、各雲域の T_{BB} 最小値の時間変化に注目し、以後、これを雲域の T_{BB} の時間変化量と書く。

3.2 消失過程における T_{BB} 変化

上で定義された上層層状雲域の各例に対して、 T_{BB} 値の時間変化量を調べた。Figure 2 は横軸に T_{BB} 変化前の T_{BB} 値、縦軸に 1 時間の T_{BB} 変化量を示した図である。各点の文字は 1998 年における月を 16 進数で表している。図から明らかなように、一般に、積乱雲域から離れた上層層状雲の T_{BB} 値は時間とともに上昇する。 T_{BB} 値の上昇は、雲域が光学的に薄くなり、雲頂高度が下がっていることを示唆している。このことは、これまでの数値モデルによる研究結果と一致している。

上層層状雲の T_{BB} 変化量に季節性は見られない。また、昼夜間での差も認められなかった (not shown)。 T_{BB} 変化量は、変化前の T_{BB} 値が 240 K 付近を境に大きく異なっており、変化前 T_{BB} 値が低い雲域では平均して 10 K/hr、高い雲域では 6 K/hr 付近を中心とした分布になっている。変化前 T_{BB} が高い雲域ほど、形成されてから時間が経過した雲域であると考えれば、変化前 T_{BB} が低い雲域ほど T_{BB} 変化量が大きいことは、数値モデル結果において、光学的厚さの時間変化が形成初期に大きいことと一致する (e.g., Boehm *et al.* 1999, Fig. 8)。

Figure 2 には、 T_{BB} 値が時間とともに降下する例が見られる。GMS データの T_{BB} 解像度 (~ 1 K) を考慮すれば、 T_{BB} 降下事例は 6 例認められ、変化量は -2 K/hr 程度であった。また、 T_{BB} 降下現象は、変化前の T_{BB} 値に関係なく起こっていることが示されている。

4. 上層層状雲の T_{BB} 降下現象

4.1 T_{BB} 降下事例の抜き出し

上層層状雲の T_{BB} 降下現象を調べるにあたり、まず次のような手順で T_{BB} 降下事例を抜き出した。

1. 解析領域の GMS 毎時赤外画像から、パターンマッチングにより T_{BB} 値が時間とともに降下して

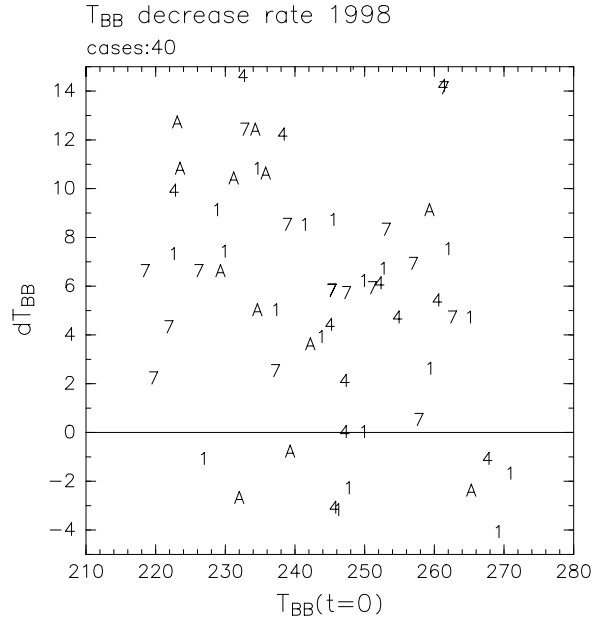


Fig. 2: Distribution of the T_{BB} variations of 'general' upper-tropospheric stratiform clouds during 4 months in 1998. The abscissa indicates T_{BB} of stratiform clouds at given time and the vertical axis indicates the amount of T_{BB} variation one hour after. Labels represent hexadecimal months in 1998 ('A' means October).

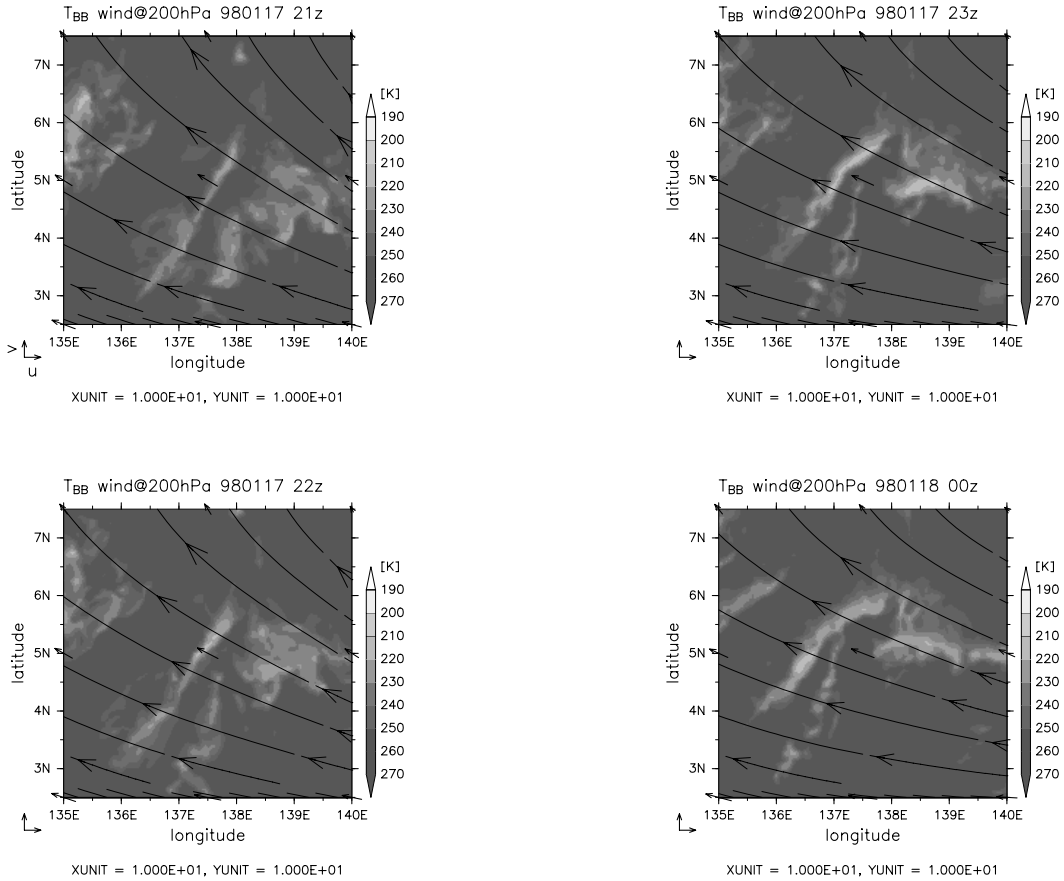


Fig. 3: GMS IR- T_{BB} (gray tone) and horizontal wind field (vectors and streamlines) at 200 hPa from ECMWF global analysis from 21 UTC on 17 January to 00 UTC on 18 January 1998 every hour. Tone legends and unit vector length of 10 m s^{-1} are shown on the right-hand side and lower left of the each figures, respectively.

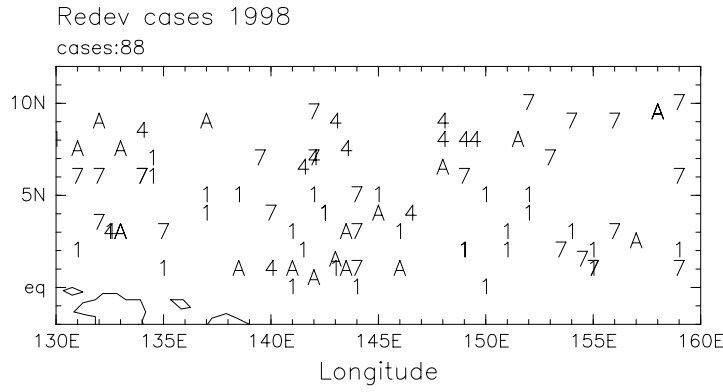


Fig. 4: Locations of cases where T_{BB} decrease with time during 4 months in 1998. Labels represent hexadecimal months in 1998.

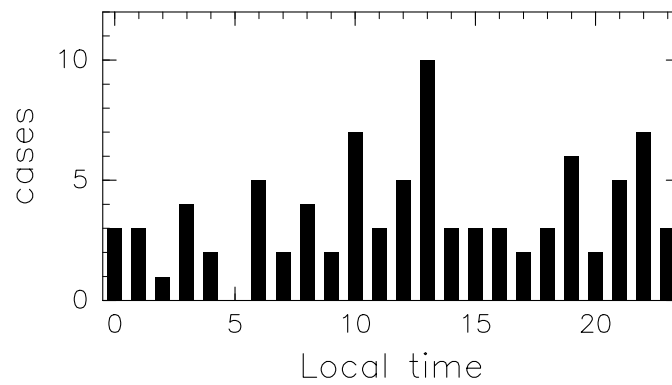


Fig. 5: Histogram of cases where T_{BB} decrease with time. The abscissa indicates local time of the day.

いる層状雲域を準主観的に取り出す。

2. 取り出した雲域のうち, Inoue (1987) の雲種判別で絹雲と判別され, かつ変化前の T_{BB} 値が 230 K (雲頂高度およそ 11 km) 以下である事例を解析対象とする。

上記手順により, 1, 4, 7, 10 月でそれぞれ 31, 12, 26, 19 例, 合計 88 例を抜き出した。事例数が月ごとに異なるのは, T_{BB} 降下の原因に季節性があるというよりは, 各月における対流活動の活発度を反映していると考えられる。

4.2 T_{BB} 降下事例

Figure 3 は, 同定された T_{BB} 降下現象の 1 例である。1998 年 1 月 17 日 21 UTC から 1 時間毎の T_{BB} 値を示している。17 日 21 UTC に 138°E, 6°N から 136°E, 2.5°N 付近に伸びる線状の上層層状雲域の T_{BB} 最低値は, 21 UTC に 137.7°E, 5.1°N で 221.6 K であったのが, 22 UTC には 215.6 K (137.3°E, 4.9°N) まで降下し, 23 UTC には 213.0 K

(137.4°E, 5.4°N) まで降下していた。一方, 138°E, 4°N 付近にある上層層状雲域の T_{BB} 値は, 時間とともに上昇している。このことは, 同じ積乱雲域に伴う上層層状雲の全域で T_{BB} 値が降下するのではなく, T_{BB} 降下は水平スケールが 100 km 程度の現象であることを示唆している。

88 例の T_{BB} 降下事例における T_{BB} 時間変化量を調べた結果, T_{BB} 降下量は最大で 10 K/hr に達していた。 T_{BB} 降下事例における平均降下量を 5 K/hr と考えても, 120 K/day となって, Ackerman *et al.* (1988) などで示されている, 上層層状雲上面での長波放射冷却量 (最大で ~ 100 K/day) よりもずっと大きい。

4.3 発生位置・時刻

Figure 4 は, 期間中に同定された 88 例の T_{BB} 降下現象の発生位置を示した図である。各点は, 1998 年における月を 16 進数で表している。 T_{BB} 降下現象は 140°E $\sim$ 145°E の経度帯でやや多く, 155°E 以

東でやや少ないが、解析領域内ではほぼ偏りなく見られ、季節性は見られない。

Figure 5 は、解析期間中に同定された 88 例の T_{BB} 降下現象が、どの地方時に見られるかを示したヒストグラムである。図から明らかなように、 T_{BB} 降下現象は時刻によらず起こっている。一般に、上層層状雲の内部では、放射による雲の上面と下面の加熱差が原因で起こる雲内対流が存在する (Starr and Cox 1985)。雲層の上面、下面の加熱差は、太陽入射の無い夜間に大きくなることから、放射過程が T_{BB} 降下現象の原因であると考えた場合、事例数は夜間に多くなると推測できる。しかし、Fig. 5 から、 T_{BB} 降下現象は時刻に関係なく起こっており、放射過程が主な原因であるとは考えにくい。

5. 結論

熱帯域大規模雲擾乱に伴う上層層状雲の消失過程における T_{BB} 値変化を調べた。一般に、積乱雲域から離れた上層層状雲の T_{BB} 値は時間とともに上昇していた。これまでの数値モデル研究の結果を観測データの解析によって裏付けた。消失過程における T_{BB} 値の変化には、季節性、昼夜差は見られなかった。時間とともに T_{BB} 値が降下する例は、1 割程度見られた。

T_{BB} 降下現象は 1998 年間を通して見られ、季節性、位置の偏りは認められなかった。 T_{BB} 値の降下量は最大で 10 K/hr に達していた。降下現象は、数 100 km にわたって広がる層状雲域全体で一様に起こるのではなく、部分的に起こっており、同じ積乱雲域に伴う層状雲域であっても、 T_{BB} が上昇する部分もある。また、地方時に固定された現象でなかったことは、 T_{BB} 降下の原因に放射過程はそれほど重要ではないことを示唆している。以上のことから、上層層状雲域の T_{BB} 値降下の原因として、水平スケールが 100 km 程度の物理過程を考える必要がある。

参考文献

- Ackerman, T. P., K.-N. Liou, F. P. J. Valero, and L. Pfister, 1988: Heating rates in tropical anvils. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1606-1623.
- Boehm, M. T., J. Verlinde, and T. P. Ackerman, 1999: On the maintenance of high tropical cirrus. *J. Geophys. Res.*, **104**, 24423-24433.
- Hamada, A., N. Nishi, and H. Kida, 2003: Deformation of large cloud disturbance over the western tropical Pacific. *in preparation*.
- Inoue, T., 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 μm window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 88-99.
- , 1987: A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3991-4000.
- Jensen, E. J., O. B. Toon, H. B. Selkirk, J. D. Spinhirne, and M. R. Schoeberl, 1996: On the formation and persistence of subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause. *J. Geophys. Res.*, **101**, 21361-21375.
- Keenan, T., S. Rutledge, R. Carbone, J. Wilson, T. Takahashi, P. May, N. Tapper, M. Platt, J. Hacker, S. Sekelsky, M. Moncrieff, K. Saito, G. Holland, A. Crook, K. Gage, 2000: The maritime continent thunderstorm experiment (MCTEX): Overview and some results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2433-2455.
- Starr, D. O'C., and S. K. Cox, 1985: Cirrus clouds. Part II: Numerical experiments on the formation and maintenance of cirrus. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2682-2694.

付 録

Inoue (1987) は、NOAA-7 に搭載された AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) の split-window データを用いて雲種判別を行った。水蒸気による吸収量が赤外 11 μm チャネルと 12 μm チャネルで異なることを利用し、各チャネルから得られる輝度温度の差 (BTd; brightness temperature difference) を $T_{11\mu\text{m}} - T_{12\mu\text{m}}$ により定義する。BTd は巻雲などの光学的に薄い雲では大きく、積雲や積乱雲などの光学的に厚い雲では非常に小さい (Inoue 1985)。このことを利用し、 $T_{11\mu\text{m}}$ と BTd の関係図 Figure 6 から、雲は Cirrus, Dense Cirrus, Cumulonimbus, Cumulus の 4 つに分類される。境界層雲などの雲頂の低い雲は対象領域内での $T_{11\mu\text{m}}$ の最大値 (labeled SST in Fig. 6) から 5 K を引いた値によ

り分離される。Cb 域と Cu 域は, 400 hPa 気温の気候値が用いられる。これは高度およそ 8 km を境に Cb 域と Cu 域を分離することに相当する。Cirrus 域の分離には, 晴天域での BTD の平均値が用いられる。Cb, Cu 域を決める BTD の閾値は各々 0.5 K, 1 K である。

AVHRR は, 水平方向の解像度がおよそ 2 km であるが, 本研究で用いた GMS-5 の解像度はそれよりも粗い (~ 5 km)。水平方向の解像度, さらには NOAA-7 と GMS-5 の各チャンネルの感度の違いにより, 判別結果には誤差が生じることが予測される。しかし, 本研究では光学的に薄い雲と厚い雲との分離が出来ればよいので, Cb 域を決める BTD を 1 K として, この誤差の影響を緩和する。

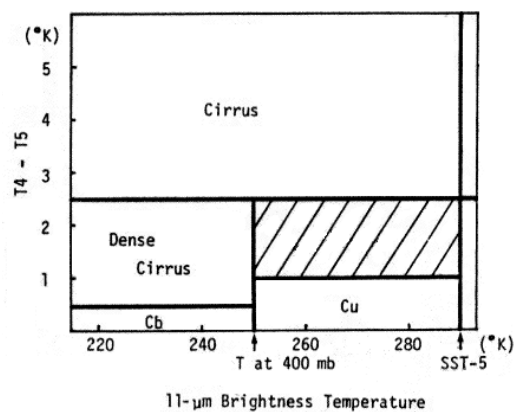


Fig. 6: Schematic two-dimensional diagram for cloud type classification with threshold used in this study. The hatched area is named as non-classified cloud, characterized as low-level cloud overlaid by very thin cirrus, or non-black low-level cloud, or low-level black cloud, and partially fills the field of view of the instrument (after Inoue, 1987).

Dissipation Process of Upper Tropospheric Stratiform Cloud with Tropical Large Cloud Disturbance

Atsushi HAMADA* and Hideji KIDA*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

T_{BB} variation in dissipating upper-tropospheric stratiform clouds is investigated. T_{BB} of upper tropospheric stratiform clouds generally increase with time. The variations of T_{BB} of stratiform clouds have no seasonality and no difference is observed between daytime and nighttime. Larger increase of T_{BB} is observed in the stratiform clouds with higher T_{BB} . In some cases, T_{BB} decrease with time.

Characteristics of the decrease of T_{BB} in the stratiform cloud also is investigated. The maximum rate of T_{BB} decrease is about -10 K/hr. T_{BB} decreases are occurred in a part of upper-tropospheric stratiform cloud having a horizontal scale on the order of hundred kilometers. In other part of stratiform clouds, T_{BB} generally increase with time. T_{BB} decreases have no seasonality and were observed all over the analyzed area. Decrease of the T_{BB} are not fixed in local time.

Keywords: cloud system, stratiform clouds, cirrus