

MTSAT-1R 中間赤外データを用いた雲反射率・雲粒有効半径の算出

奥 勇一郎・石川 裕彦

要 旨

NOAA/AVHRR データを用いて雲反射率・雲粒有効半径を算出する手法を、MTSAT-1R/JAMI データに適用し、東アジア域における雲反射率・雲粒有効半径を算出した。静止衛星である MTSAT-1R のデータを用いることによりアジア域における雲微物理量の空間分布が 1 時間間隔で算出可能となる。算出された雲粒有効半径を Terra/MODIS により算出されたそれとの比較を行ったところ、妥当なものであることが確認できた。また、東アジア域から北西太平洋における雲粒有効半径の日変化を解析したところ、海上で大きく陸上で小さいという一般的な特徴を示すだけでなく、異なる日変化を呈していることが新たにわかった。

キーワード: 雲反射率, 雲粒有効半径, 衛星リモートセンシング, 放射, 3.7 μm 帯, MTSAT-1R

1. はじめに

大気中のエアロゾルが気候に与える影響は、エアロゾル自身が太陽放射を散乱・吸収する直接効果と、エアロゾルが雲凝結核となることによって雲の光学的・微物理学的特性を変化させる間接効果がある。間接効果には、雲粒の数密度に影響して雲の光学的特性を変化させる第一間接効果と、雲水・氷晶から降水への変換効率に影響して雲の寿命を変化させる第二間接効果がある。これらエアロゾルによる間接効果の見積もりには不確定性が大きく、その主な要因はエアロゾルと雲との関係があいまいであることによると報告されている (IPCC, 2007)。両者の因果関係を明らかにするためには、雲の光学特性に関する定量的な評価が必要不可欠である。

一方、中間赤外 3.7 μm 帯における雲反射率は、雲の光学的厚さが大きければ雲粒粒径半径に依存することが知られている (Rosenfeld and Lensky, 1998)。この性質を利用して、NOAA/AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) や TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) /VIRS (Visible and Infrared Scanner) の 3.7 μm 帯チャンネルのデータを用いて雲反射率・雲粒有効半径を算出し、それらを指標とした雲微物理量の観測およびエアロゾルによる影響評価についての研究がなされている。たとえば、船舶 (Nakajima and Nakajima, 1995) や工業地域 (Rosenfeld, 2000) からの排煙により大気中のエアロゾル濃度が増加し、放

出源風下側の層積雲の雲粒有効半径が減少している様子が確認されているほか、全球における雲粒有効半径の季節変化も調べられている (Kawamoto et al., 2001)。雲粒有効半径とは、雲粒の体積を幾何学的断面積で重み付け平均した半径のことをいい、雲による光の消散に関して指標となる雲微物理量のひとつであり、雲粒有効半径 r_e は、半径 r の雲粒の数密度 $n(r)$ を用いて次式で定義される。

$$r_e = \frac{\int \pi r^3 n(r) dr}{\int \pi r^2 n(r) dr} \quad (1)$$

AVHRR や VIRS は、衛星直下地点においてそれぞれ 1.1km, 2km と高空間分解能での観測が可能だが、衛星の観測幅がそれぞれ 2,900km, 720km であるため、大陸スケールの広い領域を一度に観測することはできない。また、これらの可視赤外放射計を搭載する衛星は周回軌道であるため、同一衛星による同一地域の観測は 1 日に最大 2 回までしか行うことができない。時々刻々と変化する雲微物理量の変化を把握するには、高時間分解能での観測が可能な静止軌道衛星による観測が必要であると言える。2005 年 6 月から運用が開始された MTSAT-1R (Multi-functional Transport Satellite) に搭載されている可視赤外放射計 JAMI (Japanese Advanced Meteorological Imager) には、従来の GMS (Geostationary Meteorological Satellite) シリーズにはなかった 3.7 μm 帯センサーが

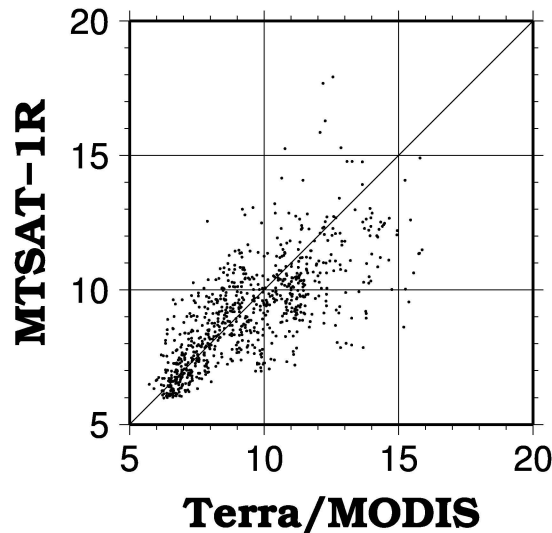


Fig. 1 A scatter diagram of an effective radius of cloud particle derived from Terra/MODIS and MTSAT-IR.

追加されている。そこで、本研究ではMTSAT-IRを用いて雲反射率および雲粒有効半径を算出し、静止軌道衛星の利点である広域かつ高時間頻度観測に着目して、東アジア域におけるこれらの日変化について調べる。

2. 算出手法

3.7 μm 帯は、11 μm 帯や12 μm 帯の波長領域と同様に大気による吸収が弱い窓領域であるため、大気の影響を受けずに地球表面からの放射を測定することができる。3.7 μm 帯が観測している波長領域は、放射スペクトルにおける地球放射と太陽放射の裾野の部分に相当し、わずかながら両者が重なる波長領域である。このため、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のみを観測する。つまり、日中のデータは可視画像と赤外画像の特徴を併せ持ち、夜間のデータは赤外画像だけの特徴を持つことになる。ここで、雲頂からの放射を黒体放射とみなすことができるように、光学的に厚い雲を想定し、衛星に到達する放射輝度を考える。光学的厚さ $\tau > 10$ の雲であれば、雲の3.7 μm 帯における透過率は0とみなすことができ(King and Harshvardhan, 1986)、3.7 μm 帯が観測する放射輝度 $L_{3.7}$ は次式で与えることができる。

$$L_{3.7} = t_{3.7}^0 \left(\frac{F_0 \mu_0}{\pi} \right) \rho_{3.7} + t'_{3.7} B_{3.7}(T) (1 - \rho_{3.7}) \quad (2)$$

F_0 は3.7 μm 帯における太陽放射フラックスであり $F_0 = 11.5 \text{ W/m}^2$ 、 μ_0 は太陽天頂角 θ_0 の余弦であり $\mu_0 = \cos \theta_0$ 、 L_λ は波長 λ における放射輝度、 B_λ はプランクの関数、 ρ_λ は反射率、 t_λ は大気上端から雲頂までの大気の透過率であり、 t_λ^0 は太陽放射の反射経路における透過率、 t'_λ は雲頂放射の経路における透過率、 T は雲頂温度をそれぞれ示す。式(2)において、第1項が可視反射成分、第2項が赤外放射成分である。夜間の場合、 $\theta_0 = 90^\circ$ 、すなわち $\mu_0 = 0$ となるので、前述の通り3.7 μm 帯が観測する放射輝度は第2項の赤外放射成分のみとなる。したがって、雲反射率 $\rho_{3.7}$ を求めるには、第2項の赤外放射成分を取り除かなければならない。式(2)と同様に、11 μm 帯が観測する放射輝度 L_{11} は次式で与えることができる。

$$L_{11} = t'_{11} B_{11}(T) \quad (3)$$

Rosenfeld and Lensky (1998)に倣い、 $t'_{3.7} = t'_{11} = 1$ 、 $t_{3.7}^0 = 0.75$ と仮定すると、式(3)から雲頂温度 T が求まる。よって、式(2)の第2項が求まり、反射率 $\rho_{3.7}$ が算出される。

一方、Nakajima and King (1990)は、放射伝達モデルによるインバージョン計算を用いて雲反射率と雲粒有効半径の関係について調べ、光学的に厚い雲 $\tau > 8$ では、雲粒有効半径は3.7 μm 帯の反射率のみで決まるとしている。 $\tau > 8$ の光学的に厚い雲を対象として、雲反射率と雲粒有効半径の関係を経験的近似曲線で示したものが次式である(Kaufman and Nakajima, 1993)。

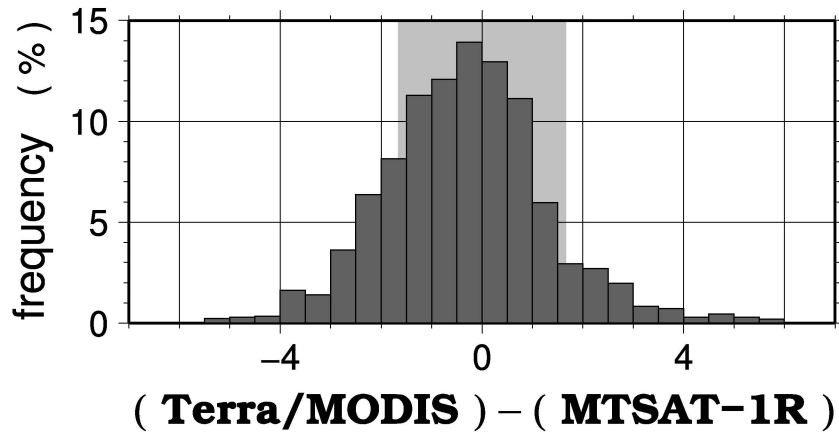


Fig. 2 A histogram showing frequency distribution of r_e differences derived from between Terra/MODIS and MTSAT-1R. The difference value within a RMSE is shown as the shaded area.

$$\ln(\rho_{3.7}) = a_0 + a_1 r_e + a_2 r_e^2 + a_3 r_e^3 \quad (4)$$

$$\begin{cases} a_0 = -0.68460 \\ a_1 = -0.08243 \\ a_2 = -0.00749 \\ a_3 = 0.00033 \end{cases} \quad (5)$$

である。なお、以上により算出される雲反射率や雲粒有効半径は光学的に厚い雲を対象としているので、次の条件を満たす画素を本研究における雲画素と定義する。

$$\begin{cases} 250 \text{ [K]} < T_{11} < 270 \text{ [K]} \\ |T_{11} - T_{12}| < 1 \text{ [K]} \end{cases} \quad (6)$$

T_{11} は $11\mu\text{m}$ 帯の、 T_{12} は $12\mu\text{m}$ 帯の輝度温度である。なお、式(6)により抽出される雲画素は、Inoue (1987) の雲分類表における積雲に相当する。

3. データ

本研究では、気象業務支援センターより配信された MTSAT-1R の HRIT (High Rate Information Transmission) データを、幾何補正情報をもとに緯度経度 0.05 度間隔の格子点データに画像ナビゲーションを行ない、キャリブレーションテーブルをもとに輝度階調値から輝度温度への変換したものを、雲反射率の算出のために使用した。算出領域は東アジアおよび北西太平洋を含む北緯 $10 \sim 60$ 度、東経 $100 \sim 170$ 度の範囲であり、2006年3月～2008年2月のデータを使用した。雲反射率算出の際に、各格子点における μ_0 、すなわち太陽天頂角 θ_0 の値が必要であ

る。 θ_0 は格子点の位置と時刻で決まるが、MTSAT の 1 シーンにおける画像上端 (北極) と下端 (南極) では観測時刻に約 30 分の差がある。太陽天頂角の効果を正しく反映させるため、HRIT データからピクセル毎の観測時刻のデータを読み取り、これをもとに μ_0 を算出した。また、式(2)では平行平板雲を仮定している、すなわち太陽光線は必ず大気層の上方から差し込むことが前提である。日の出直後、日の入直前は、大気層の下方から進入してくる太陽光線もあるので、 $\theta_0 > 70^\circ$ を雲反射率の算出条件とした。求めた雲反射率から雲粒有効半径を算出した。

MTSAT のデータから算出された雲粒有効半径の妥当性を調べるために、地球観測衛星 Terra/MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) の MOD06 データ (King et al., 1997) における雲粒有効半径を真の値として、両者の比較を行った。MODIS は、NASA (National Aeronautics and Space Administration) の地球観測衛星 Terra, Aqua に搭載されている NASA/GSFC (Goddard Space Flight Center) により開発された中分解能撮像分光放射計である。バンド数は波長 $0.4 \sim 14\mu\text{m}$ の範囲で 36 あり、雲・放射エネルギーフラックス・エアロゾル・土地被覆・土地利用変化・植生・地表温度・火災・噴火・海面温度・海色・積雪・気温・湿度・海氷等の観測を行うのに利用されている。このうち、主にバンド 7 ($2.1\mu\text{m}$) と 20 ($3.7\mu\text{m}$) のデータを用いて雲粒有効半径が算出されている。MOD06 データは LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System, <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>) にて配布されており、MTSAT の解析領域内および期間内のものをダウンロードし、MTSAT による算出結果との比較に用いた。

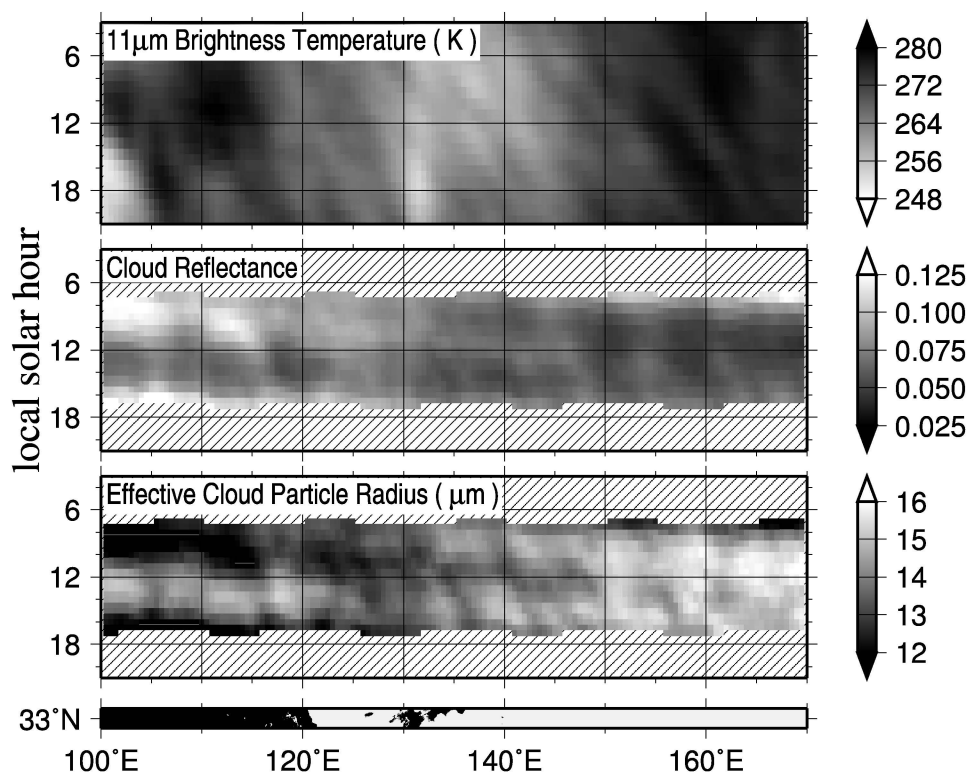


Fig. 3 Longitude-local solar hour cross section diagram in 33°N showing 11 μ m brightness temperature, cloud reflectance, effective radius of cloud particle and land-sea distribution as a monthly mean from 24 June 2007.

雲反射率や雲粒有効半径の日変化とそれらのバックグラウンドとなる気象場とを比較するために、UCAR/DSS (Data Support Section, <http://dss.ucar.edu/pub/reanalysis>) より配布されている緯度経度 2.5 度間隔、6 時間毎の NCEP/NCAR 再解析データを使用した。

4. 結果

Fig. 1 は MTSAT で算出した雲粒有効半径を Terra/MODIS と比較した散布図である。MODIS の雲粒有効半径データは 1km 間隔であるので、MTSAT との比較を行う際は緯度経度 0.05 度間隔で空間平均した値を用いた。また、観測時刻の差に起因する誤差を排除するために、両衛星による観測時刻差が 60 秒以内のデータを比較対象とした。対象となったサンプル数は 2075、両者の相関係数は 0.7212、RMSE は 1.667 μ m であった。Fig. 1 をヒストグラムで比較したのが Fig. 2 である。これによると、MTSAT の値が MODIS のそれよりも過大評価している頻度が過小評価している頻度に比べて若干多い。誤差の原因としては、 t_{λ} を定数値として計算を簡略化したことが考えられる。MODIS の場合、他のバンドの観測から得られる温度や水蒸気の鉛

直プロファイルを用いて t_{λ} 等を計算することができるため、より詳細な算出過程を経て正確な雲粒有効半径を求めることができる。また、両センサー間における空間分解能の違いも原因のひとつと考えられる。しかし、両者を比較して顕著なバイアスは認められないことから、MTSAT で求めた雲粒有効半径はおおむね妥当な値であると言える。

Fig. 3 は、2007 年 6 月 24 日から 1 ヶ月平均した北緯 33 度における雲反射率（上から 2 段目）および雲粒有効半径（同 3 段目）の経度-ローカル時間断面図である。斜線部は日の出前あるいは日の入後のため、雲反射率や雲粒有効半径が算出されなかった領域である。参考までに、雲の存在頻度の指標として 11 μ m 帯の輝度温度の経度-ローカル時間断面図（最上段）と北緯 33 度における海陸分布（最下段）も示す。Fig. 4 は、Fig. 3 と同期間の NCEP 再解析データから求めた 500hPa における気圧（コンター）、水蒸気（シェード）、風（ベクトル）の分布である。一般に、大陸性の大気と海洋性の大気ではエアロゾルの数濃度や種類が異なるため、大陸上の雲反射率は海洋上より大きくなり、大陸上の雲粒有効半径は海洋上より小さくなる。雲反射率や雲粒有効半径を日平均値（すなわち、Fig. 3 において縦軸方向に平均した値）でみると、雲反射率

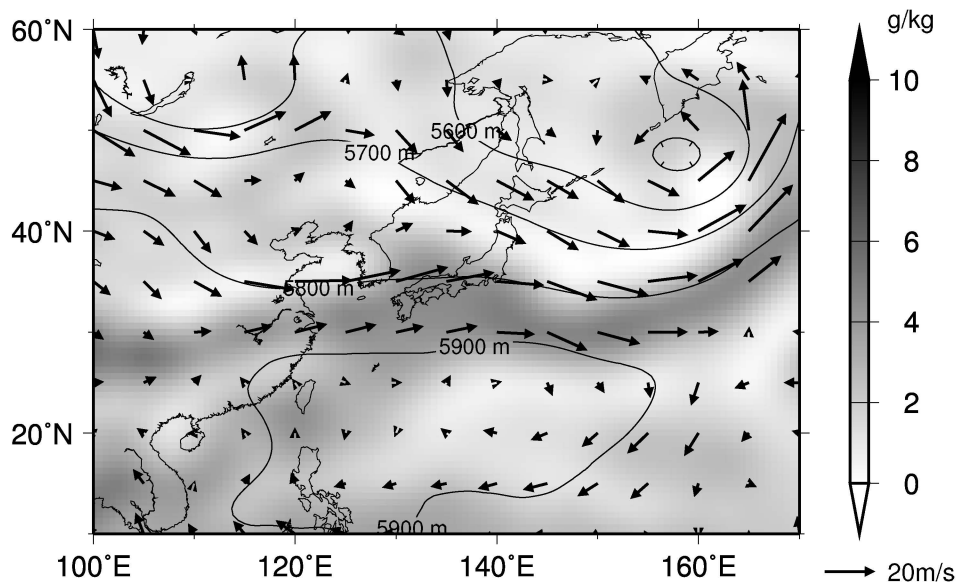


Fig. 4 Monthly mean from 24 June 2007 of wind field (vector), geopotential height (contours) and water vapor (gray-scale shading) distribution at 500hPa level from NCEP/NCAR Reanalysis data.

は東経 130 度のあたりを境に大陸側では大きく海洋側では小さく、雲粒有効半径は大陸側で小さく海洋側で大きくなっている。しかし、Fig. 3 のように日変化を比較すると、東経 130 度より大陸側では午後になると海洋側と同じくらい雲反射率は小さくなっている。また、雲粒有効半径は大きくなっている。さらに、日中における変化量に着目すると、海洋側の変化量は大陸側の変化量よりも小さく、ほぼ一定であることがわかる。夜間のデータが無いので、大陸側で顕著な日変化がみられるとは言えないものの、日中に限っては海洋側より陸上側の方が振幅が大きくなっている。

一方、Fig. 3 の $11\mu\text{m}$ 帯の輝度温度の日変化に着目すると、ローカル時間に依存して雲の存在率が極端に偏っていたとは言えない。また、Fig. 4 から北緯 33 度の緯度帯付近の中層における水蒸気量は、東西にのびる梅雨前線により均一に分布しており、風に関しても西風が卓越するほぼ均一な場であったと言える。よって、雲反射率や雲粒有効半径の陸海における日変化の違いは、雲の存在頻度や水蒸気場の不均一性による影響では無いことがわかる。さらに、図としては示さなかったが、3日間平均、5日間平均、10日間平均を調べてみたところ、1ヶ月平均と同じような傾向が見られた。よって、Fig. 3 はある特定のイベントを反映したのではなく、この期間における平均的な日変化であるといえる。加えて、他の緯度帯においても、同様の雲反射率や雲粒有効半径の日変化の特徴の陸海における違いはみられた。

5. まとめ

MTSAT-IR に搭載された $3.7\mu\text{m}$ 帯チャンネルのデータを用いて、雲反射率および雲粒有効半径の算出を行った。算出された雲粒有効半径を MODIS によるそれと比較したところ、妥当な値であることが示せた。算出されたデータを用いて東アジア域から北西太平洋における雲粒有効半径の日変化を解析したところ、海洋側で大きく陸上側で小さいという一般的な特徴を示せただけでなく、陸海上における日変化の特徴の違いによってもたらされていることが新たにわかった。この結果は、Greenwald and Christopher (1999) らが解析を行ったカリフォルニア沖の海上における雲粒有効半径の日変化の傾向と一致し、本研究により陸上との違いも広い範囲にわたって示すことができた。

本研究で得られた雲反射率の日変化の特徴は、放射における第一間接効果の見積もりに貢献できるものと思われる。また、静止軌道衛星の高時間分解能の利点を生かして、汚染気塊の放出や火山の噴火に伴うエアロゾルが、雲性状に及ぼす影響をイベント単位で解析することが可能になるとと思われる。これらは気候モデル、物質輸送モデルの結果と照らし合わせるにより、より高度な理解が得られるものと期待できる。

謝 辞

本研究で使用した MTSAT-IR データ, Terra/MODIS の MOD06 データ, NCEP/NCAR 再解析データは, それぞれ気象業務支援センター, NASA/GFSC, UCAR/DSS より配布されたものです。本論文の図は GMT (The Generic Mapping Tools, <http://gmt.soest.hawaii.edu>) によって作成しました。本研究の一部は科学研究費補助金 (若手研究 (B), 課題番号:2071004, 課題名「静止軌道衛星による広域アジアの雲性状環境の実時間監視と動態解明」) の助成を受けたものです。

参考文献

- Greenwald, T. J. and S. A. Christopher, 1999: Day-time variation of marine stratocumulus microphysical properties as observed from geostationary satellite. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, No. 12, pp. 1723-1726.
- Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, Vol. 92(D4), pp. 3991-4000.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Kaufman, Y. J. and T. Nakajima, 1993: Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo — analysis from satellite imagery. *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 32, pp. 729-744.
- Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima, 2001: A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. *J. Climate*, Vol. 14, No. 9, pp. 2054-2068.
- King, M. D. and Harshvardhan, 1986: Comparative accuracy of selected multiple scattering approximations. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, No. 8, pp. 784-801.
- King, M. D., S. C. Tsay, S. E. Plantick, M. Wang, and K. N. Liou, 1997: Cloud retrieval algorithms for MODIS: optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document, No. ATBD-MOD-05, 79 pp., [available online at http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/atbd_mod05.pdf].
- Nakajima, T. and M. D. King, 1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 47, No. 15, pp. 1878-1893.
- Nakajima, T. Y. and T. Nakajima, 1995: Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, No. 23, pp. 4043-4059.
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, Vol. 287, pp. 1793-1796.
- Rosenfeld, D. and M. I. Lensky, 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 11, pp. 2457-2476.

Estimation of a Reflectance and an Effective Radius of Cloud Particle Using MTSAT-1R Data

Yuichiro OKU and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

Multi-functional Transport Satellite/Japanese Advanced Meteorological Imager (MTSAT/JAMI) image has been used to estimate the $3.7\mu\text{m}$ cloud reflectance and the effective radius of cloud particle. Snapshot comparisons with spatially resolved retrievals from the MODerate resolution Imaging Spectrometer (MODIS) instruments flown on the Terra polar platforms show qualitative agreement with MTSAT retrievals. The result is presented which shows that the effective particle size distribution over the maritime has different characteristics from that over the continent.

Keywords : cloud reflectance, particle effective radius, satellite remote sensing, radiation, $3.7\mu\text{m}$, MTSAT-1R