

Tropospheric temperature profiles are obtained by using a Raman lidar. Some experimental problems in the measurement are discussed and comparisons temperature profiles obtained from Raman lidar with that obtained from radiosonde are presented.

1. はじめに

名大 STE 研ではラマンライダーによる大気温度分布の測定法の開発をおこなってきた。今回は観測の対象を対流圏に限り、対流圏温度測定上の問題点の評価を行い、1994 年に行われたラジオゾンデとの比較観測の結果について考察する。

2. 観測方法

ラマンライダーでは Nd-YAG の 3 波長を同時に用い、波長 355 nm において酸素(あるいは窒素)分子の振動ラマン散乱を、波長 532, 1064 nm ではエアロゾル・大気分子によるミー・レイリー散乱を測定する。ライダーによる気温分布の導出方法は Hauchecorne and Chanin (1980) と同じもので、酸素ラマン散乱の高度プロファイルから大気組成が一定として大気密度分布を求め、静水圧平衡、理想気体を仮定することで気温分布を求めることができる(式1-式3)。ただし Hauchecorne and Chanin (1980) の場合は高度 30 km 以上の領域についての観測なのでレイリー散乱を用い、エアロゾルによる散乱・消散の影響は無視できるとしている。

$$\rho(z) = \rho(z^*) \frac{N(z)z^2}{N(z^*)z^{*2}} \exp \left[ \int_{z^*}^z (\sigma_{\lambda_{0,m}}(z') + \sigma_{\lambda_{R,m}}(z') + \sigma_{\lambda_{0,p}}(z') + \sigma_{\lambda_{R,p}}(z')) dz' \right] \quad (1)$$

$$P(z + \frac{dz}{2}) = P(z^* + \frac{dz}{2}) + \int_{z^* + \frac{dz}{2}}^z \rho(z') g dz' \quad (2)$$

$$T(z) = \frac{g}{R} \frac{dz}{\ln \left( 1 + \frac{\rho(z) g dz}{P(z + \frac{dz}{2})} \right)} \quad (3)$$

$\rho(z)$ : 大気密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ )

$P(z)$ : 気圧 (Pa)

$T(z)$ : 気温(K)

$g$ : 重力加速度 ( $\text{kg m s}^{-2}$ )

$R$ : 乾燥空気の気体定数( $\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$ )

$N(z)$ : ラマン散乱フォトンカウント数

$\sigma_{\lambda_{0,m}}(z)$ : 射出波長での大気分子による消散係数( $\text{m}^{-1}$ )

$\sigma_{\lambda_{0,p}}(z)$ : " エアロゾルによる消散係数( $\text{m}^{-1}$ )

$\sigma_{\lambda_{R,m}}(z)$ : ラマン散乱波長での大気分子による消散係数( $\text{m}^{-1}$ )

$\sigma_{\lambda_{R,p}}(z)$ : " エアロゾルによる消散係数( $\text{m}^{-1}$ )

$z^*$ : 境界条件を与える高度

### 3. 観測上の問題点とその影響の評価

この導出法を用いる上で次のような点が測定値の不正確さを与える要因となる。

- ・境界条件として与えるモデル大気の大気密度、気圧の値が実際の観測時における大気条件と異なることから生じる不正確さ。

- ・大気エアロゾルによるレーザー射出光・散乱光の消散(式1の $\sigma_{\lambda_{x,p}}$ の項)から生じる不正確さ。

これらの影響を評価したものが Fig. 1 である。気温分布は米国標準大気モデル(1976)を使用し、エアロゾルの光学的厚さは Hofmann (1993)の値を $\sigma \propto \lambda^{-1}$ として用いた(Fig. 1a)。まず Fig. 1b 中の点線は観測値の上端を 30 km としてその高度で境界条件を 5°C ずらして与えたもので、下方ほどその影響は小さくなるのが分かる。測定を対流圏内に限るならばこの高度で境界条件を与えてもそれによる誤差は 0.5 °C 以下となる。またレイリー散乱による高度 30-70 km の気温測定値とつなげることをおこなえばその影響は無視できる程度に小さくなる。

つぎにエアロゾルによる消散の影響であるが、これを無視した場合に予想される気温推定値は Fig. 1b の太線、薄線ようになる。比較的清浄な状態であれば気温推定値のずれは 5°C 以下であるが、光学的厚さが大きい場合には下方においては 20 °C 近いずれが生ずることになる。つまり大気中のエアロゾルによる光の消散の影響は無視できない。

### 4. エアロゾルの消散係数の推定法

355 nm・ラマン散乱(375 nm)波長におけるエアロゾルによる消散の推定法として次のような解析方法を用いた。同時に観測している波長 532 nm・1064 nm のエアロゾルの後方散乱係数と波長依存性 $\beta \propto \lambda^{-\alpha}$ を用いて 355 nm・ラマン散乱波長の後方散乱係数を推定し、それに monomodal-lognormal の粒径分布をした硫酸あるいは硫酸アンモニウム粒子のミー散乱の理論計算から求めた消散係数/後方散乱係数比をかけることで消散係数をみつもるという方法である。

この推定法の検証として次のことをおこなった。同時比較観測を行ったラジオゾンデの大気密度分布データとラマン散乱のデータを組み合わせることでラマン散乱波長での消散係数を求めることができる(式4)。式4の解析方法は Ansmann et. al.(1988)と同じものである。

$$\sigma_{\lambda_{R,p}}(z) = \frac{1}{1 + \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_R}\right)^k} \left[ \frac{d}{dz} \left\{ \ln \left( \frac{n(z)}{N(z)z^2} \right) \right\} - \frac{8\pi}{3} \left( 1 + \left( \frac{\lambda_0}{\lambda_R} \right)^4 \right) \frac{d\sigma_{\lambda_R}(\pi)}{d\Omega} \right] \quad (4)$$

$\lambda_0$ : レーザ射出波長

$n(z)$ : 大気分子個数密度( $m^{-3}$ )

$\lambda_R$ : ラマン散乱波長

$\frac{d\sigma_{\lambda_R}(\pi)}{d\Omega}$ : レイリー後方散乱断面積

k: 粒子によるミー散乱の波長依存性パラメータ

これら二つの方法で求めたエアロゾル消散係数を Fig. 4 に示す。この場合 k=1 として計算した。散乱比プロファイルを図 5 に示す。

### 5. ラジオゾンデとの比較

ラマンライダーによってラマン散乱, 532nm, 1064nm ミー・レイリー散乱を組み合わせた解析法で求めた値とラジオゾンデの気温分布の比較観測結果の一例を図 5 に示す。この日は対流圏内全域にエアロゾルが比較的多く存在し、高度 11 km には非常に薄い雲があったと考えられる。気温分布は高度 4~13.5 km 以上では 5°C 以内の範囲で一致する結果が得られた。しかし雲のある部分と高度 13.5 km 以上では消散が正しく見積もられておらず、気温推定値にずれが見られる。また測

定の誤差は下方ほどエアロゾル消散補正による誤差が大きくなることわかる。誤差を要因別に示したのが Fig. 6 である。フォトンカウントによる誤差はポアソン分布における標準偏差が1の場合とし、消散係数/後方散乱係数比については相対誤差が20%とした。

## 6. まとめ

振動ラマン散乱方式を用いた対流圏温度測定は多波長によるミー・レイリー観測を同時に行うことである程度可能となる。ただし、大気中のエアロゾル濃度が大きくなるにつれてその光学的特性の不確定さから測定誤差は大きくなる。またエアロゾルが広い高度範囲に分布する場合下方ほどその影響が積算される。

## 参考文献：

- Hauchecorne, A., and M. L. Chanin, Density and temperature profiles obtained by lidar between 30 and 70 km, G.R.L., 7, 564-568, 1980  
 Hoffmann, D. J., Twenty years of balloon-borne tropospheric aerosol measurements at Laramie, Wyoming, J.G.R., 98, 12753-12766, 1993  
 Ansmann, A., Riebesell, M., and Weitkamp, C., Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar, Opt. Lett., 15, 746-748, 1990

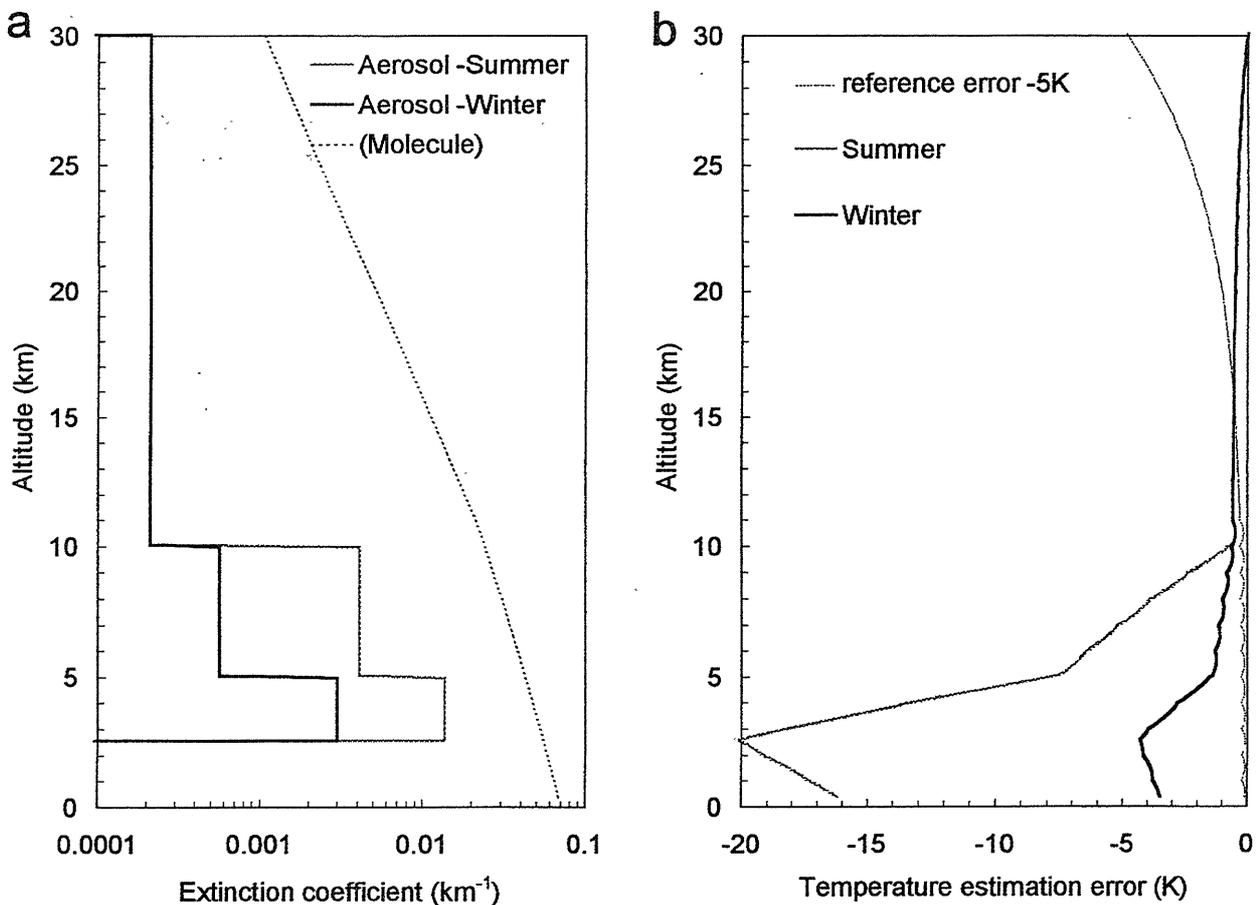


Fig. 1. Simulated error in the temperature measurement. (a): Modeled extinction profiles after Hofmann (1993) assuming  $\sigma \propto \lambda^{-1}$ . (b): Estimated temperature error caused by assuming the boundary condition colder than the model atmosphere by 5K (dotted line), and neglecting the effects of particle extinction (light and heavy lines).

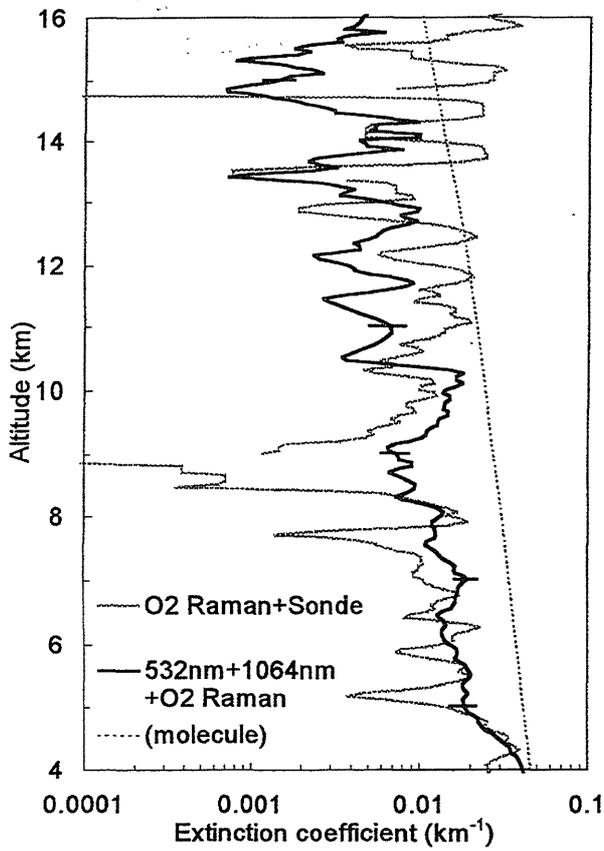


Fig.3. Extinction profiles at  $\lambda=355$  nm derived from two different methods on May 20, 1994.

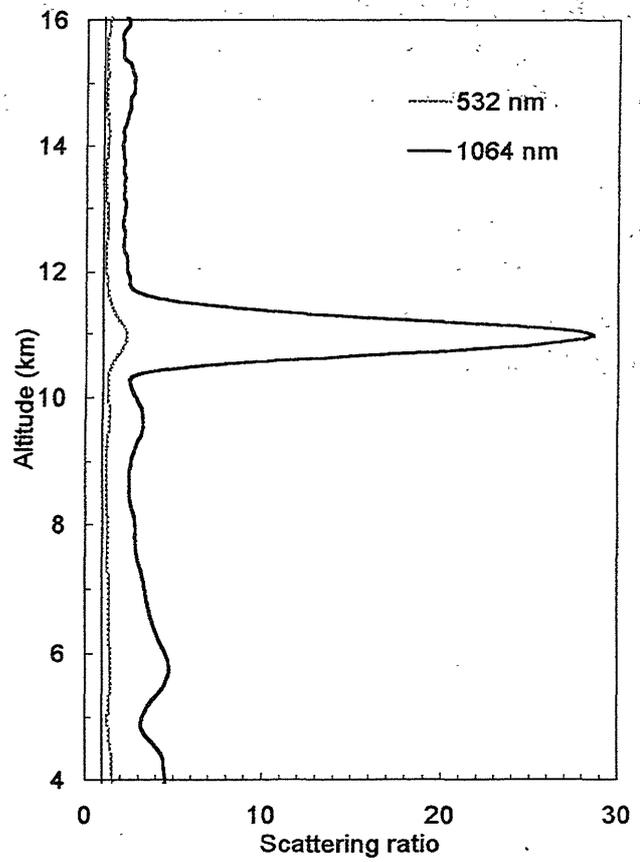


Fig. 4. Scattering ratio profiles at  $\lambda=532$  nm and 1064 nm on the same day as Fig. 3.

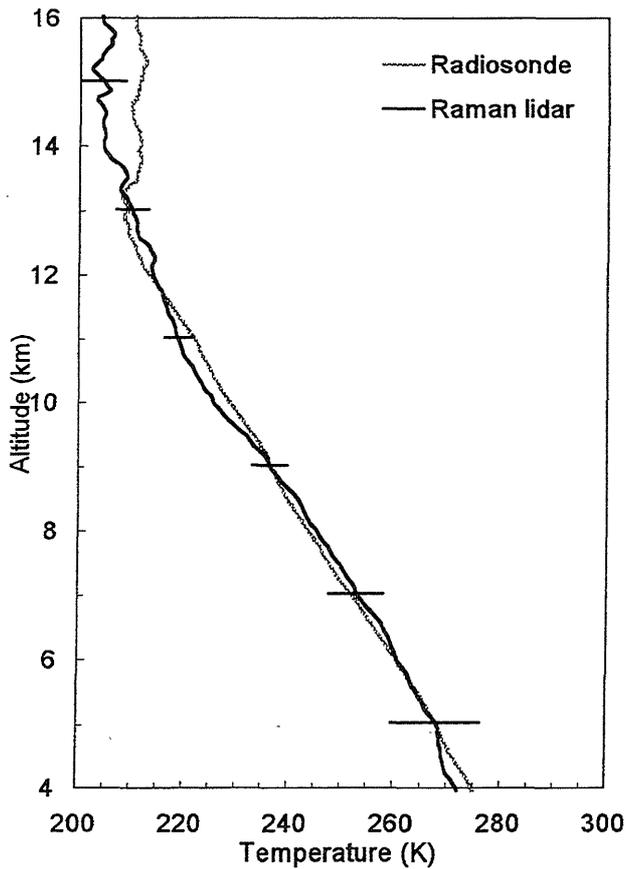


Fig. 5. Temperature profiles derived from Raman lidar and Radiosonde on the same day as Fig.3.

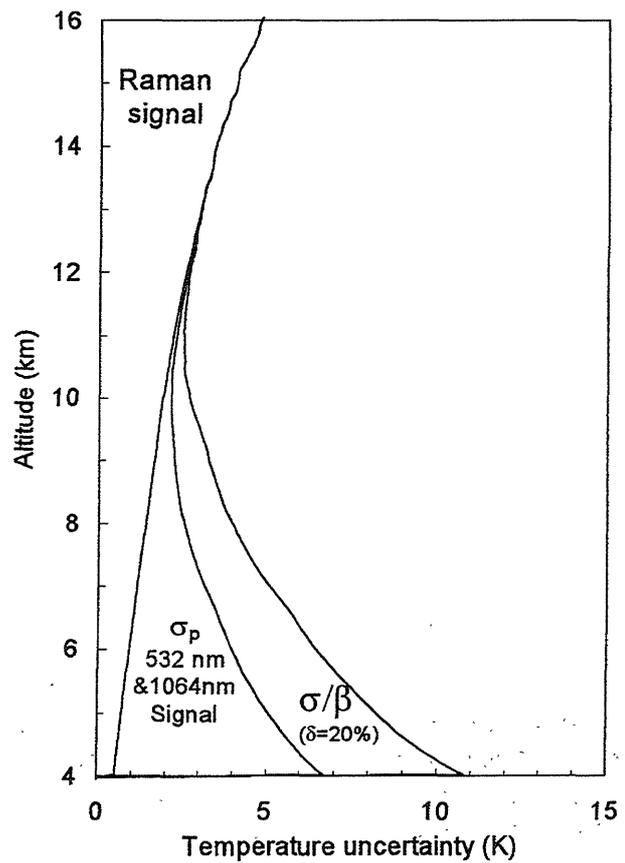


Fig. 6. Temperature uncertainty in the measurement showing contributions by source.