

### 13.3 1D-VAR を用いた多波長マイクロ波データの解析<sup>1)</sup>

#### 13.3.1 地上観測用多波長マイクロ波放射計

人工降雨・降雪研究の中でマイクロ波放射計は、温度・水蒸気・雲水といった大気的基本的な物理情報の取得することにより、大気状態の実況監視や人工降雨・降雪に有効な大気環境を調べるための測器として重要な役割を担っている。またマイクロ波放射計の1次観測量であるチャンネル輝度温度データは、メーカーが提供する解析ソフトウェアを介して大気プロファイル情報を提供するだけでなく、放射伝達計算を通じて数値モデルの大気プロファイルを用いた変分法解析にも利用することができる。JCSEPA プロジェクトでは、現地集中観測など長期にわたって多波長マイクロ波放射計の観測を行った。またこの観測データの一部と1km NHM 数値モデル出力を用いて1次元変分法(1DVAR)解析を実施した。ここではマイクロ波放射計データを使った1DVAR解析における放射計算手法とデータテーブルの作成について説明し、観測から期待できるプロファイル推定精度についての理論的な考察を行う。また実際の1DVAR計算結果やゾンデ観測との比較などについて報告する。

地上観測用多波長マイクロ波放射計(Microwave Radiometer Profiler: MWRP)は、20~30 GHz および50~60 GHzの周波数領域における大気からのマイクロ波放射を計測する受動型測器である。この周波数領域の大気放射は、大気中の酸素と水蒸気による吸収、また雲水や降水など液体の水による吸収と散乱が関係している。気体の吸収線の強さは、気体分子の濃度および気圧と温度に依存する。60 GHz付近には多数の酸素の吸収線が重なり合った吸収帯がある。大気中における酸素の混合比は一定とみなすことができるため、大気温度プロファイル(気圧高度に対する温度)がわかれば酸素吸収帯域での任意の周波数における大気からのマイクロ波放射を見積もること(前方計算)ができる。一方、22.23 GHzには比較的弱い水蒸気吸収線のピークがあり、この周波数領域では水蒸気の放射と水雲

による放射が同程度に寄与している。従って20~30 GHzにおける放射の前方計算では、大気温度・水蒸気および水雲のプロファイルが変数となる(図13.3.1)。水雲によるマイクロ波放射はこの周波数帯では水雲に比べて桁小さいため、この章の議論においては無視して差し支えない。降水時のように粒の大きな雨滴がある場合には、雨滴自身による強い放射に加えて雨滴を介した大気と地表からのマイクロ波散乱が影響する。降水がある場合の放射計算は少々複雑になるが、降水がない場合であれば散乱効果が無視でき、また地上の上向き観測では地表からの射出を受けないため誤差の小さい放射計算が可能である。放射計算式が簡単であることはまた、観測チャンネルの輝度温度と同時にその1次微分であるヤコビアン(荷重関数に相当する)が比較的容易に求まることを意味する。観測チャンネルで計測した輝度温度が温度・水蒸気・雲水という3つの重要な気象要素に関係しており、放射の定式が比較的簡単であることがこの周波数帯での大気マイクロ波放射の基本的な特徴である。さらに地上マイクロ波放射計は維持管理が容易であり、観測するチャンネル数や計測プロシージャの設定にもよるが、数分以内で一連の計測ができるという時間分解能の高さも観

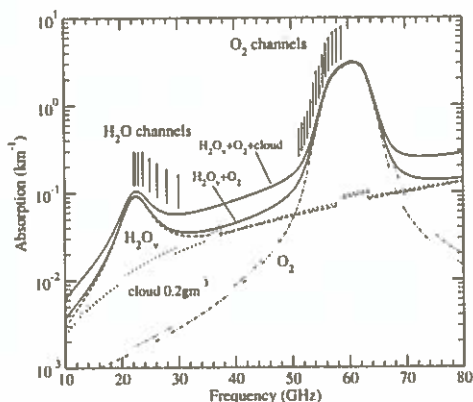


図13.3.1 マイクロ波放射計が観測する周波数帯での水蒸気・酸素および水雲の吸収特性(km<sup>-1</sup>)の例。気圧902 hPa(気温295 K, 水蒸気混合比143 g kg<sup>-1</sup>, 雲水量0.2 g m<sup>-3</sup>)での値を計算したもの。縦線は35チャンネルマイクロ波放射計で通常用いられている22チャンネルの中心周波数を示している。

1) 石元裕史 Hiroshi ISHIMOTO 気象研究所

測者からみた長所と言えるだろう。

20 ~ 30 GHz 帯でのマイクロ波放射の利用としては、23.8 GHz と 31.4 GHz の 2 チャンネルでの輝度温度の違いから回帰式を使って水蒸気可降水量と雲水積算量を求める解析アルゴリズムがあり、その推定量の誤差は大まかな値として可降水量で 1 ~ 3 mm (Köpken 2001; Basili *et al.* 2002)、雲水積算量で 0.3 mm 程度 (Wei *et al.* 1989) である。ここで議論する多波長マイクロ波放射計は、この 20 ~ 30 GHz と 50 ~ 60 GHz 帯にさらに多くのチャンネルを備えて大気マイクロ波放射を計測する。計測した各チャンネルの輝度温度と、輝度温度データから逆問題として温度・水蒸気・雲水の鉛直プロファイルを推定し出力する。ここで考えるような逆問題 (ill-posed inverse problem) の解法には色々な方法があるが、マイクロ波放射計のメーカーはニューラルネットを用いた解析ソフトウェアを提供している。ニューラルネットの係数は、放射計の設置場所に近いゾンデ観測地点での数年間の大気プロファイル観測データや数値モデルの解析値プロファイルに雲や降水の有無などを考慮して各チャンネルが計測する輝度温度をシミュレートした結果を用いて作成している。このニューラルネットは、精度は低下するものの降水時でもプロファイル出力を行う。また、マイクロ波放射計には内臓の温湿度計や感雨計の他に赤外温度計が搭載されており、大気赤外輝度温度と推定した温度プロファイル情報から雲底高度の情報も出力している。JCSEPA プロジェクトの中でも、このメーカーソフトの出力を使った大気プロファイルの実況監視情報や、人工降雨に有効な雲が発生する大気環境を調べるための統計解析に用いる情報 (可降水量、雲水積算量、雲底高度など) を提供していた。その詳細については第 5 章を参照されたい。

このニューラルネットにより地上マイクロ波放射計の計測から推定した温度プロファイルは、高度が高くなるにつれて誤差が大きくなる。ゾンデ観測との比較結果によれば温度プロファイルの推定精度は、RMSE で高度 2 km 付近で ~ 1.5 K、高度

5 km より上では 2 K 以上になる (Climi *et al.* 2006; Löhnert and Maier 2012)。また、不連続な逆転層がある場合には、逆転層より上の温度プロファイルのリトリバル精度が悪化する傾向がある。高い高度で精度が悪くなるのは、放射計のチャンネル輝度温度があまり高い高度の大気マイクロ波放射の情報に感度を持っておらず、そのような高度に対しては初期値として与えている統計値と殆ど変わらないプロファイルを出力しているからであると考えられる。水蒸気プロファイルについても、鉛直分解能が低いために水蒸気密度の対ゾンデ標準偏差は水蒸気の多い下層域で 1.0 g m<sup>-3</sup> 以上になる (Liljegren *et al.* 2005)。これら感度特性は、マイクロ波放射計各チャンネルの荷重関数 (ヤコビアン) の高度依存性を見ることでも確認できる (図 13.3.3 参照)。結局のところマイクロ波放射計がその観測情報だけで推定する温度・水蒸気プロファイル精度は、ゾンデ観測など直接的な観測のそれに遠く及ばず、また温度プロファイルの推定精度は数値モデルでの予報誤差と同程度かそれより大きい。この大きな推定誤差が、地上マイクロ波放射計の気象測器としての評価を下げる要因となっている。

ただしマイクロ波放射計の 1 次出力であるチャンネル輝度温度を見た場合、これは必ずしも使えない情報というわけではない。感度特性が異なる複数のチャンネルを用いて数値モデルの予報値や解析値を初期値に使った ID-VAR 計算や、さらに数値モデルに輝度温度データを直接同化することによるモデル初期値の改善などの利用法が考えられる。特に高度 2 km 以下といった大気下層での温度プロファイルや水蒸気・雲水の情報は数値モデルでは比較的誤差が大きいため、マイクロ波放射計データを利用することによるモデル精度の改善が期待できる。本節では多波長マイクロ波放射計のチャンネルに対応した放射計算コードの開発と輝度温度データを用いた ID-VAR 計算、解析結果とゾンデ観測との比較などを通じて多波長マイクロ波放射計の利用について議論する。

地上マイクロ波放射計には、主に米・Radiometrics

社とドイツ・RPG 社のものがある。この節で議論するマイクロ波放射計の具体的な仕様に関する記述は、米・Radiometrics 社の MP-3000A (35 チャンネル) のそれに対応したものである。

### 13.3.2 計算アルゴリズム

#### 13.3.2.1 放射伝達方程式

大気プロファイルからマイクロ波放射計が観測するチャンネル輝度温度を見積もる前方計算は、輝度温度データを用いたプロファイル推定において重要な基礎的技術である。ここでは降水時のリトリバルは考えないこととする。赤外やマイクロ波の波長で大気中での散乱効果が無視できる大気環境の場合、地表での鉛直下向きの単色放射フラックス  $I$  は大気上端からの光学的厚さ  $\tau$  を用いて

$$I = I_0 e^{-\tau} + \int_0^{\tau} B(T) e^{-(\tau-\tau')} d\tau' \quad (13.3.1)$$

と表すことができる。ここで  $\tau_0$  は大気上端 - 地上間の光学的厚さ、 $B(T)$  は光学的厚さ  $\tau$  の高度における温度  $T$  のプランク関数である。また  $I_0$  はここでは大気上端での宇宙からの放射に相当する (周波数 30 GHz 付近では乾燥した冬季の晴天時に観測輝度温度が 10 K 以下になり、この項は無視できない)。線形化のため大気を  $N$  層に分割して

$$I = I_0 e^{-\tau_0} + \sum_{i=1}^N \int_{\tau_{i-1}}^{\tau_i} B(T) e^{-(\tau-\tau')} d\tau' \quad (13.3.2)$$

とする。  $i$  は大気上端から数えた大気層の番号で  $\tau_i$  は大気層  $i$  の下側境界での光学的厚さ、また  $\tau_0 = 0$  である。ここで  $B(T)$  を層内で

$$B(T) \sim B(\bar{T}) + \frac{dB(T)}{dT} \Big|_{\bar{T}} (T - \bar{T}), \quad \bar{T} = \frac{1}{2} (\tau_{i-1} + \tau_i) \quad (13.3.3)$$

と近似する。また、層内の温度分布が層の境界での値  $(T_{i-1}, T_i)$  から透過率  $t = e^{-\tau}$  ( $t_i \leq \tau \leq \tau_{i-1}$ ) についての線形近似で表せると仮定して

$$T \sim \frac{t - t_i}{t_{i-1} - t_i} T_{i-1} + \frac{t_{i-1} - t}{t_{i-1} - t_i} T_i \quad (13.3.4)$$

これらを用いて式 (13.3.2) の積分を計算すると

$$I \sim I_0 + \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{t_i (t_{i-1} - t_i)}{t_{i-1} t_i} B(\bar{T}) + \left[ \frac{t_{i-1} + t_i}{2 t_{i-1} t_i} + \frac{\tau_i - \tau_{i-1}}{t_{i-1} - t_i} \right] t_i (T_{i-1} - T_i) \frac{dB(T)}{dT} \Big|_{\bar{T}_i} \right\} \quad (13.3.5)$$

となる。各大気層の光学的厚さを  $\Delta\tau$  とすると

$$t_i = \exp\left(-\sum_{m=1}^i \Delta\tau_m\right) = t_{i-1} e^{-\Delta\tau_i}$$

なので結局  $I$  は分割した大気層における境界での温度および大気層の光学的厚さ  $\Delta\tau$  を使って大気上端から順番に計算していけば求まることになる (層内の温度をどう仮定するかで式は変わり、また大気層を十分細かく分割していれば  $dB(T)/dT$  の項は無視しても結果に大きな影響はない)。あるチャンネルで計測する放射フラックス  $\bar{I}$  は、 $I$  をチャンネルの応答関数で周波数積分したのものになる。マイクロ波放射計のチャンネル応答関数は、有効バンド幅 300 MHz の感度領域で構成されている。透過率の近似としてこの感度領域でのバンド内平均がよい精度で成り立つため、各層の  $\Delta\tau$  を応答関数で平均した  $\Delta\bar{\tau}$  に置き換えて式 (13.3.5) を計算しても差し支えない。チャンネルの中心周波数  $\nu$  でのプランク関数が  $\bar{I}$  になる温度としてチャンネル輝度温度  $T_B (= B_\nu^{-1}(\bar{I}))$  を定義する。大気層に分割した大気プロファイルを  $\mathbf{x}$  とし、 $\mathbf{x}$  を与えた時に計算される各チャンネルの輝度温度 (Forward model) を  $\mathbf{F}(\mathbf{x}) = (T_{B1}, T_{B2}, \dots)^T$  とする。

#### 13.3.2.2 吸収係数データテーブル

温度・水蒸気・雲水が大気プロファイル  $\mathbf{x}$  の成分としたときのチャンネル輝度温度  $\mathbf{F}(\mathbf{x})$  を計算するために、各大気層における各チャンネルでの吸収物質に対する吸収係数 ( $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ ) のデータテーブルを準備する。ここで大気層の光学的厚さが混合比一定の気体成分  $\Delta\bar{\tau}_{\text{fix}}$  と水蒸気成分  $\Delta\bar{\tau}_{\text{wv}}$  および雲水成分  $\Delta\bar{\tau}_{\text{cl}}$  に分けられるとする。

$$e^{-\Delta\bar{\tau}} = e^{-(\Delta\bar{\tau}_{\text{fix}} + \Delta\bar{\tau}_{\text{wv}} + \Delta\bar{\tau}_{\text{cl}})} \quad (13.3.6)$$

ここで水蒸気量に対応する光学的厚さは

$$e^{-\Delta\bar{\tau}_{\text{wv}}} = \frac{e^{-\Delta\bar{\tau}_{\text{fix+wv}}}}{e^{-\Delta\bar{\tau}_{\text{fix}}}} \quad (13.3.7)$$

から計算する。ここでは大気を気圧高度により106層に分割し、各大気層についてとりうる温度範囲の1K刻みと水蒸気混合比5通りの組み合わせについてLine-by-Line計算で各チャンネルでのバンド平均の光学的厚さを計算し、以下の式を使って $\bar{k}_{\text{FIX}}$ と $\bar{k}_{\text{WV}}$ のデータテーブルを作った。

$$\Delta \bar{\tau}_{\text{FIX}} = \bar{k}_{\text{FIX}} \cdot \rho_{\text{FIX}} \Delta z = \bar{k}_{\text{FIX}} \cdot \frac{\Delta P}{g}$$

$$\Delta \bar{\tau}_{\text{WV}} = \bar{k}_{\text{WV}} \cdot \rho_{\text{WV}} \Delta z = \bar{k}_{\text{WV}} \cdot W \frac{\Delta P}{g} \quad (13.3.8)$$

ここで $\rho \Delta z$ は吸収物質のカラム密度であり $\Delta P$ は大気層両端での気圧差、 $W$ は水蒸気混合比で $g$ は重力加速度である。前方計算を行う温度と水蒸気プロファイルについて、対応する大気層の $\bar{k}_{\text{FIX}}$ 、 $\bar{k}_{\text{WV}}$ をこのデータテーブルから内挿して求め光学的厚さの計算を行っている。マイクロ波領域での吸収線の計算ではLiebeのモデル(Liebe et al. 1993; Rosenkranz

1998)がよく用いられてきたが、特に20~30GHzの水蒸気の吸収線についてLiebeモデルで計算した輝度温度は観測輝度温度に対して5%程度のバイアスがあり、比較的新しいHITRANデータベースを用いることでこのバイアスが解消されるとする報告がある(Liljegren et al. 2005)。5%のバイアスは、水蒸気プロファイル推定においては無視できない影響がある。本研究で用いた前方計算コードではHITRAN2004吸収線データベースおよびMT\_CKD\_v1.3の水蒸気連続帯吸収モデルを用いているが、ゾンデ・プロファイルから計算したチャンネル輝度温度と観測輝度温度との間に観測誤差を超える明瞭なバイアスは確認されなかった。

雲水に対応する光学的厚さ $\Delta \bar{\tau}_L$ は雲水量 $LWC$ ( $\text{kg m}^{-3}$ )を変数にし、雲水の吸収係数 $\bar{k}_L$ から $\Delta \bar{\tau}_L = \bar{k}_L \cdot LWC \cdot \Delta z$ として計算した。温度に対する雲水の吸収係数データテーブルは、雲水の粒径分

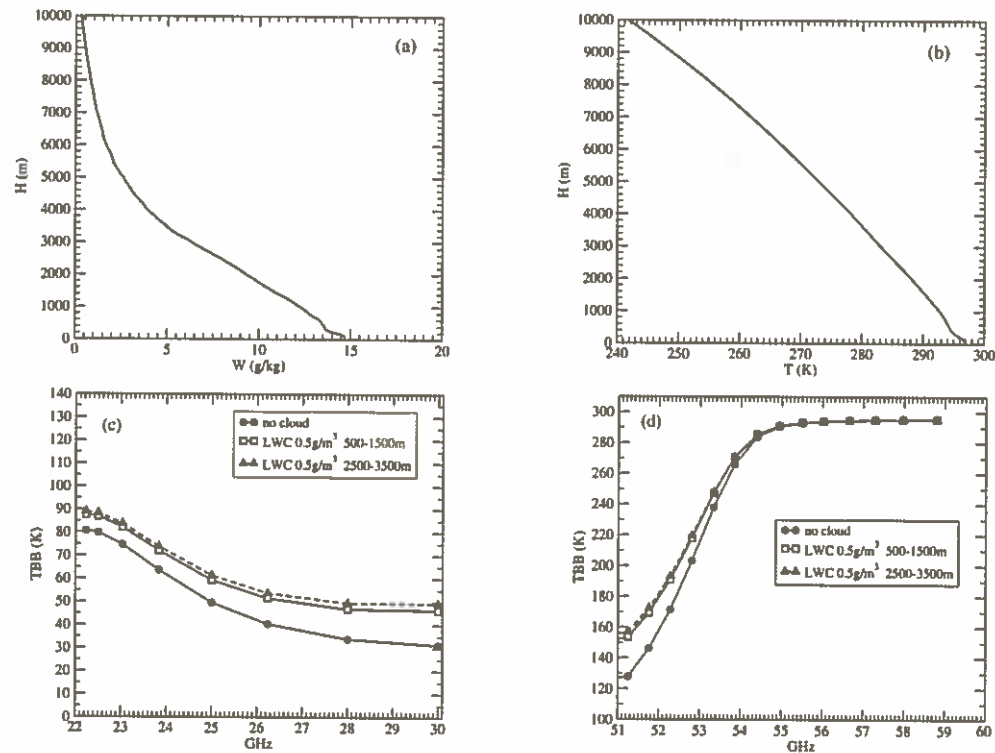


図 13.3.2 マイクロ波放射計の前方計算の例。館野ゾンデ観測による夏季(7~9月)の平均水蒸気混合比・温度プロファイル(図13.3.2a-b)と晴天および仮想的な水雲を与えた時のマイクロ波放射計のチャンネル輝度温度(図13.3.2c-d)。

布を修正 $\Gamma$ 分布で定式化されたDeirmendjianのC6モデル(Deirmendjian 1975; Karstens et al. 1994)とし、Mie理論の計算により作成している。

13.3.2.3 前方計算とヤコビアン特性

ある大気プロファイルを与えて輝度温度を計算した例を図13.3.2に示す。水雲について、雲水量 $0.5 \text{ g m}^{-3}$ で厚さ1kmという単純な高度分布を与えた時の輝度温度への影響を示した(図13.3.2c-d)。チャンネル輝度温度の周波数特性は、各吸収成分の吸収特性(図13.3.1)を反映したものになっている。雲水については観測輝度温度の雲水鉛直分布に対する依存性が小さく、雲水はその鉛直積算量が各チャンネル輝度温度にバイアスとして寄与していること、またこのバイアスには波長依存性があることがわかる。

変分法の手法を用いたりトリートメントを行う際には、チャンネル輝度温度 $F(\mathbf{x})$ を式(13.3.5)から計算すると同時に、変数とするプロファイル要素についての輝度温度に対する1次微分であるヤコビアン( $\mathbf{H} = \partial F(\mathbf{x}) / \partial \mathbf{x}$ )が必要になる。この微分は式(13.3.5)を直接微分することで得られる。その際に必要となる吸収係数 $\bar{k}$ の温度や水蒸気量の依存性については、光学的厚さの計算で用いた同じデータテーブルを用いて計算する。図13.3.3は、図13.3.2で示した温度 $T$ ・水蒸気混合比 $W$ のプロファイルを使ったチャンネル輝度温度のヤコビアン( $\partial T_b / \partial T, \partial T_b / \partial W$ )である。下層ほど温度が高くなる

大気プロファイルを地表から観測することにより、 $\partial T_b / \partial T$ は大気下層ほど値が大きくなる高度依存性を示す。温度プロファイル推定における高度分解能は、チャンネル間での $\partial T_b / \partial T$ の高度依存性の違いによって決まるが、この結果から地上マイクロ波放射計の温度チャンネルが温度プロファイル推定に寄与できるのは主に高度2km以下の領域であり、高度3km以上ではほとんど感度を持っていないことが推測できる。水蒸気チャンネルについては、比較的高い高度の水蒸気に対して感度を持っているが、チャンネル間の $\partial T_b / \partial W$ の違いという点では水蒸気の多い下層付近で同じような感度特性を持っており、高度分解能はあまり高くない。

13.3.2.4 情報エントロピー減少と推定誤差

前節で示したヤコビアン $\mathbf{H}$ の特性からチャンネル数に対応する情報エントロピーの減少(entropy reduction:  $ER$ )を計算し、マイクロ波放射計が有効に情報を得るだけのチャンネル数を有しているかを理論的に調べることができる。初期値として与える大気プロファイルの誤差と観測輝度温度の誤差にバイアスが無く、誤差の確率分布がGauss分布に従うと仮定した場合、あるチャンネル $p$ の観測情報を加えることによる情報エントロピーの減少 $ER_p$ は、与える大気プロファイル初期値についての誤差共分散行列 $\mathbf{B}$ および観測誤差共分散行列 $\mathbf{R}$ で規格化したチャンネルのヤコビアン・ベクトル $\mathbf{h}_p$ ( $\mathbf{h}_p$ は

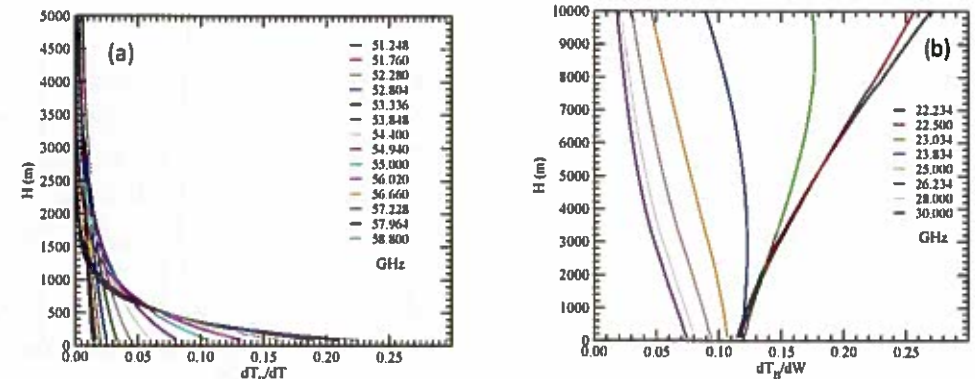


図 13.3.3 温度(図13.3.3a)と水蒸気(図13.3.3b)についての観測輝度温度のヤコビアン。大気プロファイルは図13.3.2a-bを用いた。

$\mathbf{R}^{-1/2}\mathbf{H}$ のチャンネル  $p$ 要素) を用いて

$$ER_p = \frac{1}{2} \log_2 (1 + \mathbf{h}_p^T \mathbf{B} \mathbf{h}_p) \quad (13.39)$$

と表される (Rabier *et al.* 2002; Rodgers 2000). 考える全チャンネルの中から最も  $ER$  の大きなチャンネルを探す。次に  $\mathbf{B}$  を以下のようにチャンネル情報を加えたものに更新して残りのチャンネルの中から同様に  $ER$  最大のチャンネルを探す。

$$\mathbf{B} \rightarrow \mathbf{B} \begin{bmatrix} 1 - \frac{\mathbf{h}_p (\mathbf{B} \mathbf{h}_p)^T}{1 + (\mathbf{B} \mathbf{h}_p)^T \mathbf{h}_p} \end{bmatrix} \quad (13.310)$$

このような手続きを繰り返すことで、加えたチャンネル数  $n$  に対するエントロピー減少  $ER(n)$  を

$$ER(n) = \sum ER_p \quad (13.311)$$

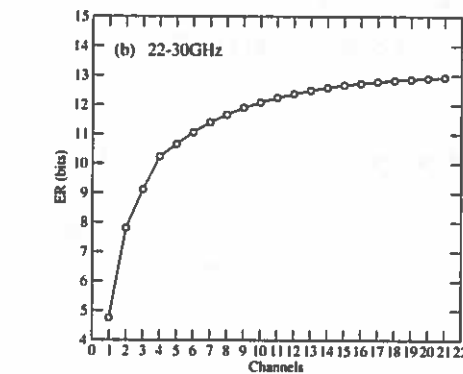
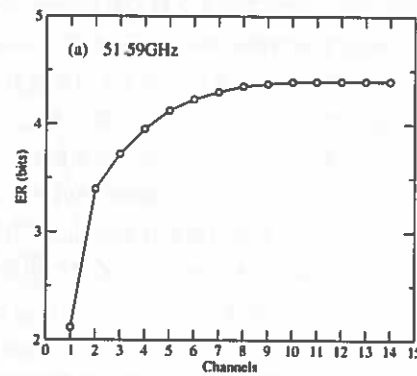


図 13.34 51 ~ 59 GHz の温度チャンネル (図 13.3.4a) と 22 ~ 30 GHz の水蒸気チャンネル (図 13.3.4b) におけるチャンネル数に対する情報エントロピーの減少を計算したもの。

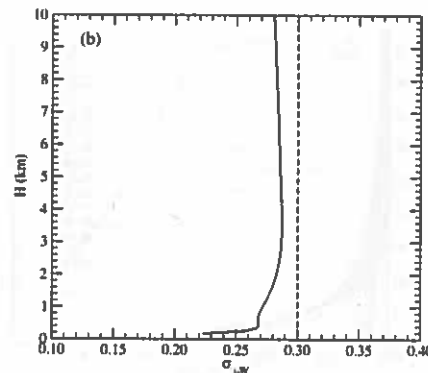
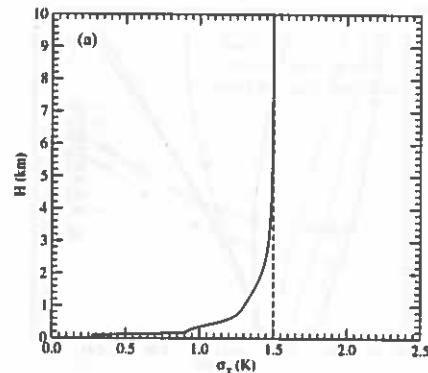


図 13.35 マイクロ波放射計観測による大気プロファイル推定誤差の軽減を理論計算したもの。温度プロファイルと水蒸気プロファイルについてそれぞれ図 13.3.5a, 図 13.3.5b に示した。点線は仮定した誤差の初期値。

として計算した。図 13.3.4 はマイクロ波放射計全 35 チャンネルのうち、51 ~ 59 GHz の 14 チャンネルについての温度ヤコビアンから求めたエントロピー減少 (図 13.3.4a) と 20 ~ 30 GHz の 21 チャンネルについての水蒸気ヤコビアンから求めたエントロピー減少 (図 13.3.4b) をプロットしたものである。ここでは簡単のため  $\mathbf{B}$  の初期 ( $i, j$ ) 成分  $S_{i,j}$  を  $S_{i,j} = \sigma^2 \beta^{2|j-i|}$  とし、 $\beta = 0.8$ 。また温度プロファイルで  $\sigma_T = 1.5 \text{ K}$ 、水蒸気プロファイルで  $\sigma_{WV} = 0.3$  とした。チャンネル輝度温度の観測誤差共分散  $\mathbf{R}$  は対角成分のみとし、その値はメーカー公称値を用いた。また温度と水蒸気のプロファイルは図 13.3.2 と同じものを使用し、雲水は無視している。図 13.3.4 では  $ER$  の絶対値よりむしろチャンネル数に対して  $ER$  がどの程度収束しているかが問題になる。51

~ 59 GHz の温度チャンネルの場合 (図 13.3.4a) ではチャンネル数 10 程度で  $ER$  の増加はほとんどなくなり、それ以上チャンネル数をこの周波数領域に使っても温度プロファイル推定精度の向上は期待できない。逆に言えば 51 ~ 59 GHz の酸素吸収帯には、10 程度のチャンネルがあれば取り出せる温度プロファイル情報の大部分を得られるという解釈が成り立つ。35 チャンネルマイクロ波放射計は通常この周波数帯の 14 チャンネル全てを使って観測しており、温度プロファイル推定には十分過ぎるチャンネル数で観測していると言える。しかし、51 ~ 53 GHz のチャンネルは温度よりむしろ雲水に対する感度が大きく、雲水情報の取得も含めたチャンネル数としては妥当な数であると考えられる。20 ~ 30 GHz の水蒸気チャンネルの場合 (図 13.3.4b) では、チャンネル数 10 以上でも  $ER$  が緩やかに増加する傾向が見られ、なるべく多くのチャンネルでこの周波数帯の観測をすることがリトリバル精度の向上に繋がると予想される。しかし、チャンネルが増えればそれだけ計測プロセスに時間が費やされることになり、必ずしもチャンネルを増やせばいいということにはならない。

マイクロ波放射計は、この周波数領域において 21 チャンネルで観測することが可能であるが、メーカーが提供している通常の観測設定での使用チャンネル数は 8 である。今回の  $ER$  計算結果によれば、8 チャンネルでも概ね取得可能な情報は得ていると考えてよい。

マイクロ波放射計観測を行うことにより大気プロファイル推定精度がどの程度改善されるかは、式 (13.3.10) で全チャンネルを使用した時の  $\mathbf{B}$  の初期値からの変化を見ることで大まかに見積もることができる。図 13.3.5 は  $\mathbf{B}$  の対角成分の 2 乗根を温度 ( $\sigma_T$ ) と水蒸気 ( $\sigma_{WV}$ ) についてプロットしたものである (ここではマイクロ波放射計に搭載されている温湿度計の情報も  $\mathbf{B}$  の変化に加えているため地表付近で誤差が大きく減少している)。マイクロ波放射計のチャンネル輝度温度情報による温度プロファイルの推定誤差の軽減は、大まかには高度 2 ~ 3 km

以下に限定されており、13.3.2.3 での議論と整合している。一方、水蒸気プロファイルの誤差に関しては、低高度から高高度にわたって誤差を軽減する結果が得られた。誤差推定における同様な計算は、Radiometrics 社の旧機種である 12 チャンネルマイクロ波放射計に対しても行われており似通った傾向が得られている (Hewison and Gaffard 2006)。図 13.3.5 は雲のない理想的な環境で観測が行われた場合の理論計算結果ではあるが、実際にマイクロ波放射計での鉛直方向の観測輝度温度を解析した場合における大気プロファイル推定の限界を示している。

### 13.3.2.5 リトリバル手法

最適化理論の手法を用いて地上マイクロ波放射計の輝度温度情報から大気プロファイルを推定する。温度・水蒸気・雲水の 3 つの大気プロファイル変数のうち、特に雲水はマイクロ波放射計観測による鉛直分解能が低いいため、リトリバル変数  $\mathbf{x}$  を温度・水蒸気混合比プロファイルとし、雲水による輝度温度への影響はバイアスとして扱った。観測輝度温度の前方計算およびヤコビアン計算の中で、雲水積算量  $LWP$  によるバイアスを補正しながら温度プロファイル  $\mathbf{T}$  と水蒸気プロファイル  $\mathbf{W}$  をリトリバルする。

$$\mathbf{x} = (\mathbf{T}, \mathbf{W}, LWP)^T \quad (13.3.12)$$

観測時の雲の有無についての判定と雲水の初期値は、230 GHz と 300 GHz を用いた 2 チャンネル法による回帰式から計算した。各大気層での雲水による光学的厚さ  $\Delta\tau_L$  を計算するためには与えた  $LWP$  を各大気層の雲水量  $LWC$  に分配する必要があるが、ここでは簡単な雲の鉛直分布モデル (Karstens *et al.* 1994; Lohnert and Crewell 2003) を適用した。これは雲水量  $LWC$  を断熱的雲水量 (空気塊を持ち上げ凝結高度から湿潤断熱的に上昇させた時に出てくる凝結水の密度  $LWC_{ad}$  (水野 2000)) および雲底からの高度  $h$  (m) の関数として経験的に

$$LWC = LWC_{ad} [1.239 - 0.145 \ln(h)] \quad (13.3.13)$$

としたものである。この雲水積算量を

$$LWP = \gamma \sum_{i=1}^N LWC_i \cdot \Delta z_i \quad (13.3.14)$$

とし、温度・水蒸気プロファイルを固定して前方計算の輝度温度と観測輝度温度の差が最も小さくなる  $\gamma$  を最小二乗法で探すことで雲水によるバイアス補正を行っている。

前方計算によるチャンネル輝度温度  $F(x)$ 、観測輝度温度を  $y$  とし、評価関数が最小となる  $x$  を Gauss-Newton 法で計算する。繰り返しのステップ  $k$  における評価関数  $J_k$  と繰り返しの式は

$$J_k = \frac{1}{2} (x_k - x_0)^T B^{-1} (x_k - x_0) + \frac{1}{2} [F(x_k) - y]^T R^{-1} [F(x_k) - y] \quad (13.3.15)$$

$$x_{k+1} = x_k + (B^{-1} + H_k^T R^{-1} H_k)^{-1} [H_k^T R^{-1} (y - F(x_k)) - B^{-1} (x_k - x_0)] \quad (13.3.16)$$

となる。ここで  $x_0$  はプロファイル初期値である。

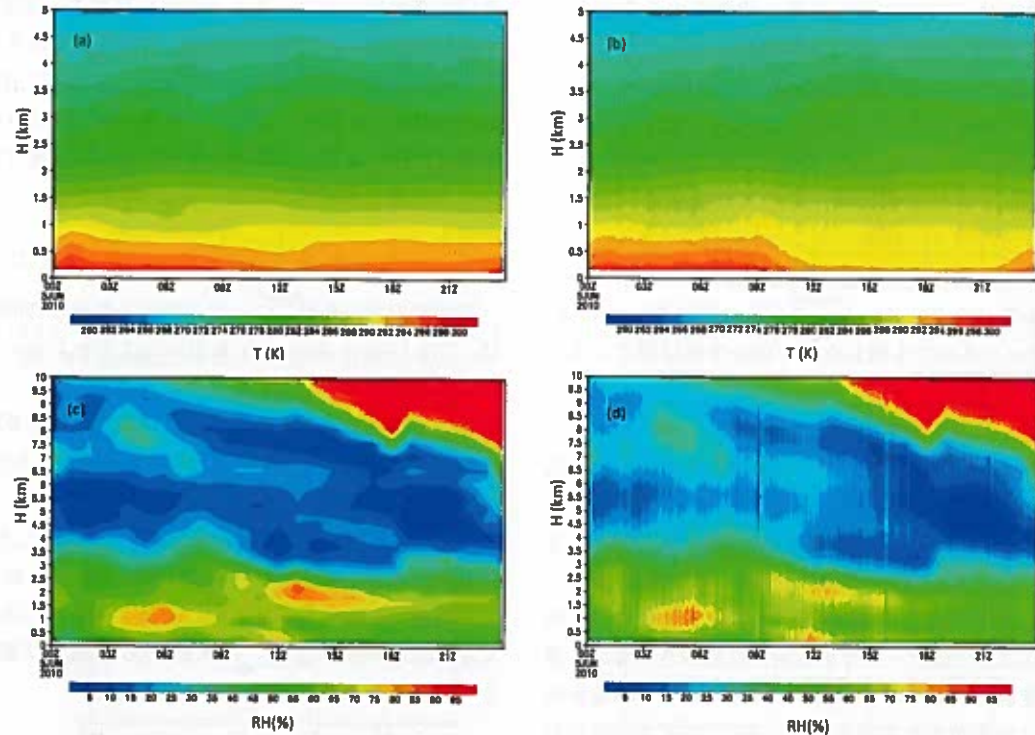


図 13.3.6 2010 年 6 月 5 日に高知市鏡観測サイトで行ったマイクロ波放射計観測データを用いた温度 (図 13.3.6a, b) および水蒸気 (相対湿度) (図 13.3.6c, d) の解析結果。図 13.3.6a, c が初期値に用いた 1km-NHM 解析値で図 13.3.6b, d が ID-VAR の結果 (注: 縦軸 (高度 km) のスケールが温度の図と相対湿度の図で異なる)。

### 13.3.3 1D-VAR 実験による温度・水蒸気プロファイルの推定

JCSEPA プロジェクトの一環で行った地上マイクロ波放射計観測のうち、2010 年 6 月に高知県高知市鏡ダム観測サイトで行った夏季集中観測時の観測データを用いた 1D-VAR 解析結果の一部を紹介する。初期値プロファイルには、同観測サイトにおける 1km-NHM 数値実験結果 (第 8 章 1 節参照) を用いた。全解析期間のうち、例として 6 月 5 日の 1 日分のマイクロ波輝度温度データに基づく温度と相対湿度プロファイルの時系列 (UTC) を図 13.3.6 に示す (相対湿度はリトリーバルの結果得られた温度と水蒸気混合比をもとに計算している)。

温度プロファイルに関しては高度 1 km 以下で初期値と推定値との間に明瞭な違いが表れており、前節までに議論してきた温度チャンネルのヤコビアン特性 (図 13.3.3a) とそれによる温度プロファイル推

定の改善 (図 13.3.5a) の結果であると予想される。また相対湿度の結果 (図 13.3.6d) では、湿度の高度分布に対する全体的なパターンは変わらないものの、初期値に対する増減が高度 10 km 以下において確認された。この傾向についても 13.3.2.3 および 13.3.2.4 での議論に整合している。

マイクロ波放射計の観測地点より約 6 km 離れた高知大学において人工降雨実験観測期間中の 6 月 4 日～6 月 24 日に定期的なゾンデ観測を行っていた。このゾンデ観測結果と 1D-VAR の結果とを比較することにより推定プロファイルが初期値に対して改善されているかどうかを調べた。図 13.3.7 は温度、水蒸気混合比および相対湿度のプロファイルについて、ゾンデ観測と比較した例である (リトリーバル初期値である 1km-NHM とゾンデ観測結果との違いが明瞭な事例を選んだ)。

温度プロファイルの例について、6 月 9 日の事例 (図 13.3.7a) では 1km-NHM (○) が高度 2 km 以下でゾンデの結果 (点線) に対して  $\pm 1$  K 程度の差をもっており、ID-VAR の結果 (●) その差が小さ

くなっていることがわかる。また 6 月 17 日の事例 (図 13.3.7b) では、1km-NHM は高度 1 km 以下でゾンデに比べて 2 K 程度高い温度であったものが、1D-VAR によって有意に改善されている。水蒸気混合比と相対湿度についての事例 (図 13.3.7c-f) では、初期値である 1km-NHM 出力の高度依存性パターンを踏襲した状態で、ゾンデ観測値プロファイル寄りに近づく傾向がみられた。ゾンデ観測との比較を行った降雨時を除く全 13 事例について、1km-NHM 出力値および ID-VAR からの温度・相対湿度プロファイルのゾンデ観測からの差の RMS を図 13.3.8 に示す。比較した事例数は少ないものの、温度プロファイルでは高度 1 km 以下で ID-VAR 結果がゾンデ観測値に近づいており、また相対湿度は高度 10 km 以下において RMS で数%から 10%程度ゾンデ観測値に近づく傾向がみられた。観測取得データに基づく実際の解析において推定誤差の理論計算と整合する結果が得られたことは、マイクロ波放射計輝度温度の正確な前方計算が行われており、また雲水によるバイアスの補正が良好に行われたことを表

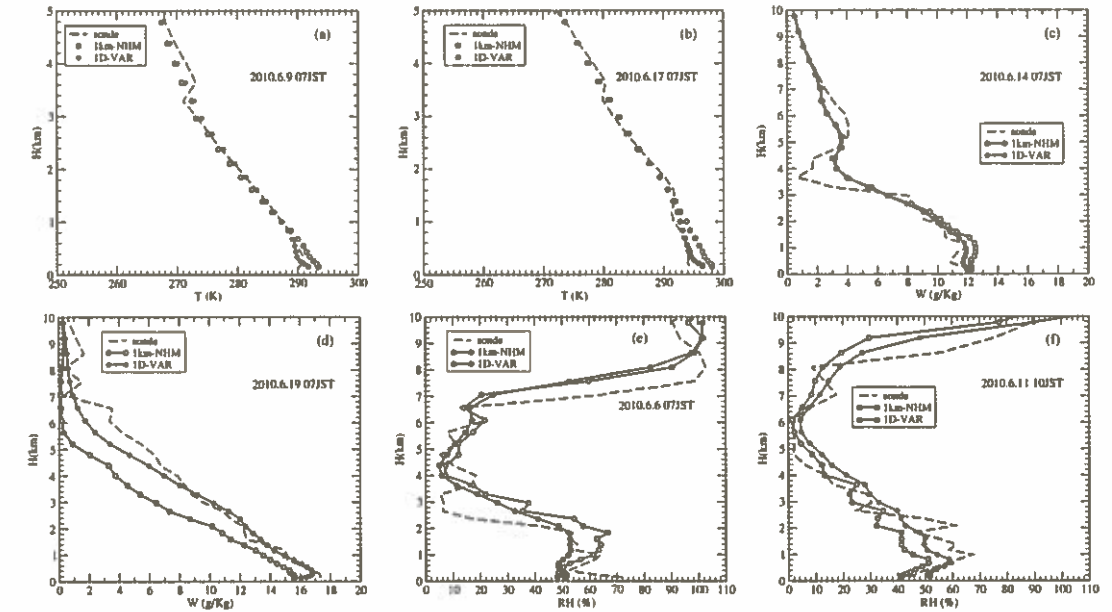


図 13.3.7 2010 年夏季集中観測時におけるマイクロ波放射計観測データを用いた 1D-VAR 実験結果とゾンデ観測結果とを比較した例。温度 (図 13.3.7a, b)、水蒸気混合比 (図 13.3.7c, d) および相対湿度 (図 13.3.7e, f) について、高知大ゾンデ観測結果 (点線)、鏡観測サイトでの 1km-NHM (○) および NHM を初期値とした ID-VAR 結果 (●)。

付けるものであると考えられる。

### 13.3.4 まとめ

地上設置型 35 チャンネル多波長マイクロ波放射計について、計測周波数帯での吸収係数データテーブルの作成とチャンネル輝度温度の計算について解説した。また前方計算に伴うヤコビアン導出とそれを用いた観測チャンネル数についての考察を行い、温度・水蒸気プロファイルの推定精度について理論的な見積もりを行った。高知での 2010 年夏季人工降雨集中観測期間におけるマイクロ波放射計輝度温度データを用いて、1km-NHM 解析結果を初期値とした 1D-VAR 計算を実施した。温度および水蒸気プロファイルの一部結果についてゾンデ観測結果と比較し、チャンネル感度特性から理論的に予想される高度範囲について 1D-VAR での温度・水蒸気プロファイルがゾンデ観測結果に近づく傾向を確認した。

地上設置型マイクロ波放射計が計測する周波数領域の放射は大気温度・水蒸気・雲水および降水に依存するが、その放射から逆に推定できる大気情報は限定されたものである。酸素吸収帯の温度チャンネルからは、大まかに高度 2~3 km 以下の温度情報しか取り出すことができない。また水蒸気吸収帯のチャンネルからは、水蒸気と雲水の鉛直積算量はある程度の精度で推定可能であるが、それらの鉛

直分布を詳細に推定できるほどの高度分解能はなく、雲水についてはその鉛直分布情報を取り出すことが難しい。メーカーが提供する解析ソフトは、マイクロ波放射計が計測するチャンネル輝度温度を主な情報源として温度・水蒸気・雲水に対する高度 10 km 以下の鉛直プロファイルを出力しているが、ここで行った議論はこれらプロファイル出力をどう解釈し、どの程度信頼できるかを考える上で重要であろう。一方、大気プロファイルを精度よく求めるには情報が不足しているものの、精度の良い輝度温度の前方計算ができ、高速にヤコビアンが求められることは、繰り返し計算が必要な非線形最適推定問題を解く上での利点であり、ここで示した 1D-VAR 解析はその利点を生かした利用法であると言える。事例数は少ないがゾンデ観測との比較は、精度の良いデータ取得と雲水によるバイアスの補正を適切に行うことで理論的な誤差精度の推定と整合性のある結果が得られることを示している。

ここでは、マイクロ波放射計の鉛直上向き観測のみについて議論を行った。大気プロファイル推定精度はマイクロ波放射計が計測する周波数帯に観測チャンネルを増やしてもさほど変わらないが、鉛直上向き以外の角度における観測を加えることで有用な情報量を増やすことは可能であると考えられる。メーカーソフトによる計測プロシージャでは、アンクル・スキャンによる斜め方向の観測を加えている。

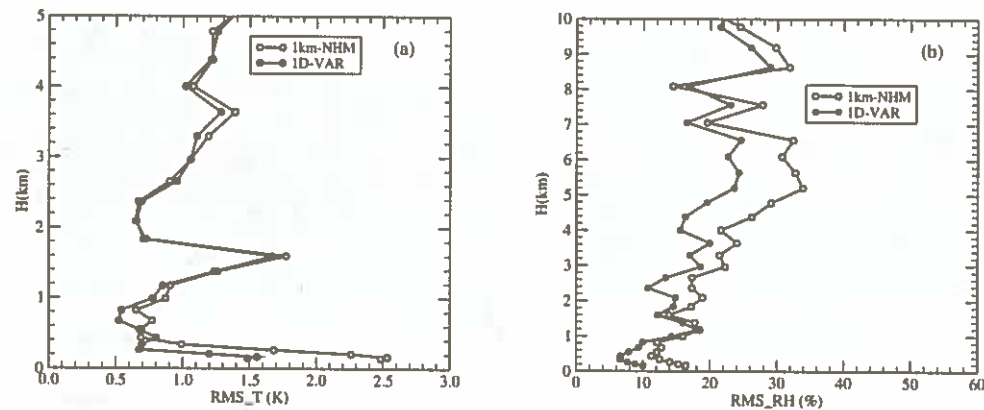


図 13.3.8 ゾンデ観測結果と比較した 13 事例について、初期値である 1km-NHM (○) および 1D-VAR 結果 (●) のゾンデ観測値からの差の RMS を温度プロファイル (図 13.3.8a) および相対湿度 (図 13.3.8b) についてプロットしたもの。

これは、受信レドーム部の水滴付着による影響や降雨時における地表からの射出の雨滴による反射の影響を補正するのに有効であり、また大気成層構造の近似が成り立つ大気環境であれば、ある程度は大気プロファイル推定精度の向上が期待できる。

過去に 2 波長および多波長マイクロ波放射計と雲レーダーの観測を組み合わせた最適化推定による雲水量の鉛直分布を求める試みがなされており、一定の成果を上げている (Frisch *et al.* 2000; Löhnert *et al.* 2001, 2003, 2004; Meywerk *et al.* 2005)。このような異なる観測装置の複合利用は鉛直観測以外の斜め計測でも可能ならずである。また水蒸気計測に関しても、たとえば本節で示したりトリバーアルゴリズムを斜め観測に対応させることは容易であり、水平方向の水蒸気分布やその時間変化といった情報をマイクロ波放射計の斜め観測データを活用して得ることも不可能ではないだろう。おそらく地上設置型マイクロ波放射計は、測器単体によるプロファイル推定よりは、同化システムや複合的な観測システムの中で独自の観測情報を提供することでその有用性が発揮されるのではないと思われる。これらのことを踏まえたマイクロ波放射計の新たな利用法について、今後の研究が期待される。

### 参考文献

- 水野 量 2000: 雲と雨の気象学, 朝倉書店, pp196.  
 Basili P., S. Bonafoni, V. Mattoli, P. Ciotti, and E. Fionda, 2002: A ground-based microwave radiometer and a GPS network for the remote sensing of atmospheric water vapor content: a year of experimental results. *Proc. of COST-720, L' Aquila (Italy)*, 1921.  
 Climi K., T. J. Hewton, L. Martin, J. Güldner, C. Gaffard, and F. S. Marzano, 2006: Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 5, 45-56.  
 Deirmendjian, D., 1975: Far-infrared and submillimeter wave attenuation by clouds and

rain. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1584-1593.

- Frisch A. S., B. E. Martner, I. Djalalova, and M. R. Poellot, 2000: Comparison of radar/radiometer retrievals of stratus cloud liquid-water content profiles with in situ measurements by aircraft. *J. Geophys. Res.*, 105, D12, 15361-15364.  
 Hewison T. J. and C. Gaffard, 2006: Combining data from ground-based microwave radiometers and other instruments in temperature and humidity profile retrievals. *TECO-2006*, 1-14.  
 Karstens, U., C. Simmer, and E. Ruprecht, 1994: Remote sensing of cloud liquid water. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 54, 157-171.  
 Köpken C., 2001: Validation of integrated water vapor from numerical models using ground-based GPS, SSM/I, and water vapor Radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1105-1117.  
 Liebe H. J., G. A. Hufford, and M. G. Cotton, 1993: Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000GHz. *AGARD Conf. Proc.* 542, 3.1-3.10.  
 Liljegren, J. C., S.-A. Boukabara, K. Cady-Pereira, and S. A. Clough, 2005: The effect of the half-width of the 22-GHz water vapor line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a 12-channel microwave radiometer. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 5, 1102-1108.  
 Löhnert U., S. Crewell, C. Simmer, and A. Macke, 2001: Profiling cloud liquid water by combining active and passive microwave measurements with cloud model statistics. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 1354-1366.  
 Löhnert U. and S. Crewell, 2003: Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 1. Dependency on cloud model statistics. *Radio Science*, 38, 3, 8041.

- doi:10.1029/2002RS002654.
- Löhnert U., G. Feingold, T. Uttal, A. S. Frish, and M. D. Shupe, 2003: Analysis of two independent methods for retrieving liquid water profiles in spring and summer Arctic boundary clouds. *J. Geophys. Res.*, **108**, D7, 4219, doi:10.1029/2002JD002861.
- Löhnert U., S. Crewell, and C. Simmer, 2004: An integrated approach toward retrieving physically consistent profiles of temperature, humidity, and cloud liquid water. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1295-1307.
- Löhnert U. and O. Maier, 2012: Operational profiling of temperature using ground-based microwave radiometry at Payerne: prospects and challenges. *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 1121-1134.
- Meywerk J., M. Quante, and O. Sievers, 2005: Radar based remote sensing of cloud liquid water - application of various techniques - a case study. *Atmos. Res.*, **75**, 167-181.
- Rabier, F., N. Fourrié, D. Chafaï, and P. Prunet, 2002: Channel selection methods for infrared atmospheric sounding interferometer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 1011-1027.
- Rodgers, C. D., 2000: Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice. World Scientific, 238pp.
- Rosenkranz, P. W., 1998: Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Science*, **33**, 4, 919-928.
- Wei C., H. G. Leighton, and R. R. Rogers, 1989: A comparison of several radiometric methods of deducing path-integrated cloud liquid water. *J. of Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 1001-1012.