

第9回メソ気象研究会「水蒸気のリモートセンシング」の報告

第9回メソ気象研究会が、1996年日本気象学会春季大会(大宮)翌日の1996年5月24日に東京大学海洋研究所で開かれた。今回のテーマは「水蒸気のリモートセンシング」と題して、水蒸気を遠隔測定する方法についての最新の技術について、様々な視点からまとめていただいた。水蒸気というのは物理量の中で測定し難いものの一つと思われるが、最近の技術の発展によりその広域の分布が計測できるようになってきた。降水が一つの重要な対象であるメソ気象では、降水のもととなる水蒸気の計測はたいへん重要である。今回の研究会ではその水蒸気がテーマということだけあって、事前から問い合わせもあり、実際の参加者は107名(名簿記載)で、これまでのメソ気象研究会のなかでも参加者の最も多い研究会であった。ここに各講演者に講演の要旨をまとめていただいたが、どの講演も新しい話題でこの要旨だけでは書ききれないほど内容は豊富なものであった。この研究会に関する問い合わせ、御意見等は電子メールでメソ気象のメイリングリスト mesophia@ori.u-tokyo.ac.jp に投稿をしていただきたい。

コンビーナー 坪木和久(東京大学海洋研究所)

1. 大気中における水蒸気の動態

木村龍治(東京大学海洋研究所)

水蒸気は目にみえないので、大気の広い範囲における水蒸気の濃度分布のイメージをもつことはむずかしい。ここでは、

1. 雲のパターン、
2. ラジオゾンデの観測結果、
3. GCMの数値シミュレーション、
4. GMSの水蒸気画像

を基にして、凝結する以前の水蒸気の分布の様子を想像してみた。

雲の中でも富士山の傘雲の形態を見ると、湿度の高

い層(雲の発生する層)は厚くない。その上下に乾燥空気があり、湿潤層がサンドウィッチされていると想像される。二重傘、三重傘は、湿潤層が重なっているために生じると考えられる。

ラジオゾンデの気温の鉛直分布には、対流圏内部に厚さの薄い安定層が幾層も積み重なっているのがみられるが、それに対応して湿度の鉛直分布にも濃淡の変化が見られるから、乾燥空気の層と湿った空気の層がパイの皮のように重なっているのではないかと思う。

一方、水蒸気の拡散の様子を調べた数値実験の結果(Pierrehumbert and Yang, 1993)では、対流圏上部の一点から放出した1万個の水蒸気分子は、60日後でも、折り畳んだ線状に分布して拡散しない。折り畳みの様子は、カオスのアトラクターの様子とよく似ており、大気拡散がカオス的であることを示唆する(但し、この計算は等位面内の2次元拡散のみを扱っている)。

GMSの水蒸気センサーは、水蒸気の構造のマクロな不均一性を示す。対流圏は、総観規模の高低気圧のスケールで乾燥気団と湿潤気団に分けられており、その境界で雲の発生を見ることが多い。線状の雲の一方の側は湿った気団であり、一方の側が乾いた気団である。

水蒸気は大気の受動的トレーサーとしてふるまい、その分布のパターンは大気内部の物質の移流拡散の形態を反映している。水蒸気のリモートセンシングによってその様子が可視化されれば、降水過程の理解に役立つばかりでなく、大気の大規模な乱流を知る上で大きな手がかりになることが期待される。

参考文献

- Pierrehumbert, R. T. and H. Yang, 1993: Global chaotic mixing on isentropic surfaces, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2462-2480.

2. 日本型 GPS 気象学の戦略と現状

内藤勲夫 (国立天文台地球回転研究系),
 大谷 竜 (東京大学海洋研究所),
 畑中雄樹 (国土地理院測地観測センター),
 萬納寺信崇 (気象庁数値予報課)

日本型 GPS 気象学とは、ほぼアメダス観測網に近い空間分解能に達しつつある国土地理院などの GPS 観測網から得られる水蒸気可降水量情報を気象庁の数値予報システムにオンラインで取り込み、局地的降雨予報の向上を計ると同時に、その4次元数値予報データを GPS などによる地殻変動観測の精度向上に再利用し地震予知に役立てると共に、これらの水蒸気情報をメソスケール気象現象、水循環などの解明に資するためのデータベースを構築することを目的とした研究計画のことである。ちなみに、米国では、グローバルな水蒸気の気候学的観測と低軌道衛星に搭載した GPS による大気温度鉛直分布の全球的観測の2つの大きな GPS 気象学が進行中である。

ところで、GPS は軌道が既知の複数の衛星からの電波の位相を受信して地球上の位置を最小2乗法的に決定するシステムである。このとき電離層の影響を2周波を用いて除去すると、GPS の位置決定誤差の大半は大気中の電波伝播による遅延 (大気遅延) 誤差だけとなる。この大気遅延の大半は乾燥空気の寄与であるが、その変化は全体の1%と緩やかであることから、それを適当にモデル化することによって、残る水蒸気遅延を位置と共に最小2乗法的に決定することができる。現在、その決定精度は1cm程度に達している。この水蒸気遅延の1cmは可降水量の1.5mmに相当し、これはラジオゾンデによる可降水量の精度にほぼ匹敵している。

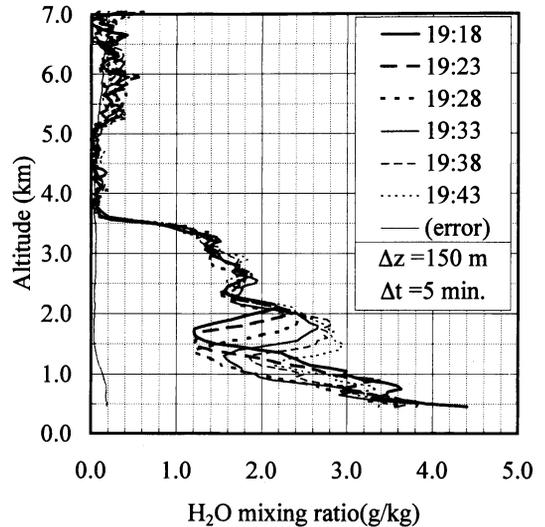
筆者等の研究グループは、国土地理院の GPS 観測網から得られた可降水量が期待通りの1.5mm程度の精度にあること、しかも、その時間分解能を10分程度に高めても十分な精度を有することを確認した。これによって、日本型 GPS 気象学は実現に向けて大きな第一歩を踏み出した。今後の展開にはメソ気象研究分野との連携が必要である。

3. ラマンライダーによる水蒸気の鉛直分布の測定

酒井 哲 (名古屋大学太陽地球環境研究所)

ラマン散乱方式レーザー・レーダ (通称ラマンライダー) は、大気中気体成分・エアロゾル粒子など複数成分の鉛直分布を地上から同時測定するリモートセン

Nagoya, 1994 4/17



第1図 ラマンライダーによって連続観測された水蒸気鉛直分布の一例。

シング装置として名古屋大学太陽地球環境研究所に設置されている。原理はレーザーパルス光を鉛直上方に射出し、大気からの散乱光を光学望遠鏡で受信、光電子増倍管で検出する。気体成分を測定する場合、射出したレーザーの波長に対して気体分子固有の波長シフトをおこした散乱波 (ラマン散乱) を測定することによって特定気体成分の相対的な鉛直分布が得られる。水蒸気測定においては、Nd:YAG レーザの第3高調波 (波長 355 nm) を射出し、水蒸気分子振動ラマン散乱 (407.5 nm) と酸素分子振動ラマン散乱 (375.4 nm) または窒素分子振動ラマン散乱 (386.7 nm) の2波長を測定し、それらの強度比をとることで水蒸気混合比を得る。水蒸気混合比の絶対値を求める際に装置定数を与える必要があるが、同時観測したラジオゾンデの値を用いて装置定数を求めている。これまで計4回ラジオゾンデとの比較観測を行い、高度約0.5km~11kmの範囲でいずれも良い一致が得られた。日射の影響のない夜間であれば水蒸気の鉛直プロファイルを数分・数十メートルの分解能で連続的に測定することができる。第1図に連続観測の一例を示す。30分の間に水蒸気の分布状態が大きく変化する様子が観測された。高度2km付近から水蒸気を多く含んだ層が次第に降下していく様子が見られる。ラマンライダーにより同時に測定されるエアロゾルパラメータ (エアロゾル粒子の後方散乱比・後方散乱偏角消滅度・後方散乱波長依

存性)と水蒸気との関係を、エアロゾル粒子の水による変質や水蒸気凝結による水滴・氷粒子形成過程の空間的・時間的構造の研究に用いている。

4. TERSEによる水蒸気の観測

青木忠生・青木輝夫(気象研究所)

TERSE (Tunable Etalon Remote Sounder of the Earth) は対流圏気体を衛星から観測するために現在開発中のセンサである。主たる目的はバイオマスバーニングや人間の産業、都市活動に伴うCO₂、CH₄、CO、H₂O、HDO等いわゆる温暖化気体を中心とした気体の発生量を全球的に観測し、その発生、輸送、消滅の過程を明かにすることである。このうちHDO、H₂Oについてはその比が水蒸気の相変化の度に値が変わり、大気の上層や極域ではこの値が数10%も小さくなるため、十分測定にかかる。このため、木村教授が講演で述べられた“水蒸気の逃走経路を示す足跡”として利用することができ、気候モデル等における水循環モデルの検証などの用途が考えられる。

TERSEは可視から近赤外の地表反射光をチューナブルエタロンで高分解分光観測し、気体の高度分布をインバージョンで推定する。このため、熱赤外やマイクロ波放射計による測定のように、大気の大気減率およびその精度にはほとんど影響されないこと、放射強度の絶対値を測定する必要がないこと、気体の単位量の変化に対する放射量の変化(感度)が大きいことなどの長所がある。一方、最大の誤差要因としてはエアロゾルによる散乱光の影響があるが、これは高度分布が既知の酸素の吸収線の測定を同時に行うことで補正する。その他の欠点としてはターゲットとする気体の種類が多くないこと、対流圏上部の精度が落ちることなどがある。ただし、雲が在るところでは逆に雲頂から上の分布だけが求まる。

アルゴリズムの検証等のために地上用センサを開発し、H₂O、CO₂、CH₄などの測定をこれまで行ってきた。H₂Oの例ではラジオゾンデとの比較を行い、気柱量で数%、高度分布では10%あるいはそれ以上の誤差が見られた。1994年と1995年の秋にはタクラマカン砂漠に本装置を持ち込み、上記のような気体の観測を行った。

5. 赤外2波長(Split window)データを用いた海域・陸域の可降水量の測定法

岩崎博之(群馬大学・教育学部)

これまでのメソ擾乱の観測研究は、レーダや衛星を用いた降水や雲分布データに基づいている。しかし、降水と雲の源である水蒸気の測定法が確立していないため、水蒸気分布に関する知見は欠如していた。ここでは、メソ擾乱が発生する前の晴天域の水蒸気量(可降水量)を測定する原理の概要と、得られた水蒸気分布の特徴について述べる。

利用するデータは、気象衛星NOAAに搭載されている11 μ mと12 μ mの赤外2波長(Split window)データである。大気の透過率は波長と水蒸気量に依存しており、水蒸気の連続吸収帯の特徴から、11 μ mでの透過率(τ_{11})よりも12 μ mの透過率(τ_{12})が低い。重要なことは、水蒸気量が決まれば、 τ_{11} と τ_{12} のみならず、2波長での透過率の差($\tau_{11}-\tau_{12}$)と透過率の比(τ_{12}/τ_{11})も決まることである。つまり、衛星で観測された11 μ mと12 μ mの輝度温度から、11 μ mと12 μ mの透過率の差か比を評価できれば、可降水量に変換できる。

黒体近似できるある1地点を赤外2波長で観測したとする。赤外2波長の輝度温度の差(TBB₁₁-TBB₁₂)は、線形化された放射伝達方程式から次のように表現できる。

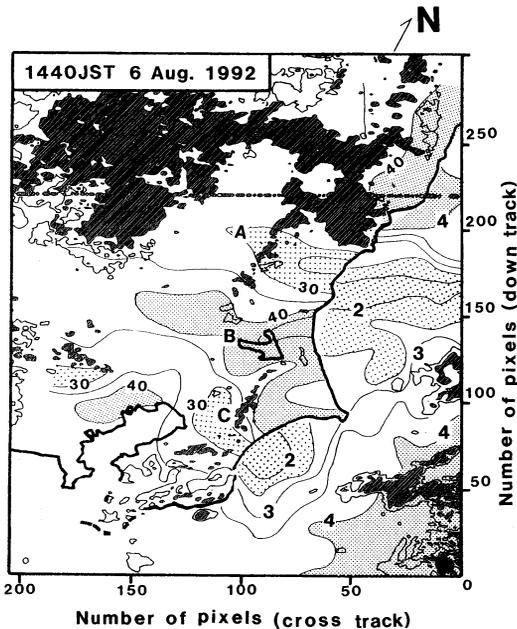
$$TBB_{11}-TBB_{12}=(\tau_{11}-\tau_{12})\cdot(T_{sfc}-T_{air}) \quad (1)$$

ここで、 T_{sfc} と T_{air} は地表温度と平均的な大気温度である。広域にわたり表面温度に大きな変動がない海上では、平均的な大気温度も同様であると仮定すれば、($T_{sfc}-T_{air}$)は定数と考えられ、(TBB₁₁-TBB₁₂)から($\tau_{11}-\tau_{12}$)が評価でき、可降水量に変換することができる。これが海域の可降水量を測定する原理である。

陸域上では地表温度は変動が大きいため、前述した赤外2波長の透過率の差は利用できない。今、地表温度が異なる近傍の2地点AとBを赤外2波長で観測したとする。2地点が接近しているため、温度や水蒸気量などの差は無視し、線形化された放射伝達方程式を整理すると次の関係が得られる。

$$(\tau_{11}/\tau_{12})=(TBB_{12A}-TBB_{12B})/(TBB_{11A}-TBB_{11B}) \quad (2)$$

つまり、2地点AとBの輝度温度の差の12 μ mと11 μ mの比が12 μ mと11 μ mの透過率の比に等しくなるため、衛星データから陸域の可降水量も評価するこ



第2図 気象衛星 NOAA の赤外 2 波長から得られた可降水量とアルベド (ch1) の分布。可降水量の単位は陸域では mm, 海洋上では見積もり法の検証が行われていないので任意単位である (10倍すると陸域の可降水量と等価になる)。アルベドの等値線は 5% 毎に引かれ、雲域と考えられる 10% 以上は最も濃い影が付けられている。

とができる (詳しくは, Iwasaki, 1994 a, b を参照)。

この原理を応用して, 気象衛星 NOAA の赤外 2 波長データから 1992 年 8 月 6 日 14 時 40 分の関東地方の可降水量分布を見積もった結果が第 2 図である。可降水量はメソスケールで不均一な分布をしていることが分かる。衛星座標 (150, 100) の東京湾北部に見られる可降水量の高い領域は, AMeDAS データから計算される海陸風の収束域に対応し, 衛星座標 (150, 120) と (80, 180) の可降水量の低い領域は地上風の発散域に対応している。

この手法が GMS5 データにも応用ができれば, 可降水量の短時間変化を通して, 雲が発生する前のメソ擾乱の研究に有効となる。

参考文献

- Iwasaki, H., 1994a: Estimation of precipitable water over land using the split-window data from the NOAA satellite, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 223-233.
 Iwasaki, H., 1994b: A case study of the mesoscale

distribution of precipitable water using the split-window data from a NOAA satellite, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 467-474.

6. 衛星搭載マイクロ波放射計データの数値予報モデルへのデータ同化について

青梨和正 (気象研究所)

マイクロ波放射計データの特長は, 雲がある場合にも大気や地球表面の物理量の情報 (降水強度, 可降水量, 海上風速, 雲水量) を含むことである。このことから, マイクロ波放射計データを数値予報モデルへ直接的にデータ同化することが有効な手法として期待される。ただし降水強度, 海上風速などは, モデルでパラメライズされる物理量なので, 単純な変分法的解法では不十分である。そこでこの問題を以下の 2 つのステップに分ける: 1) 降水強度などのリトリバル 2) リトリバルされた物理量を拘束条件とする物理的なデータ同化。以下この 2 つのステップについての研究の現状を紹介する。

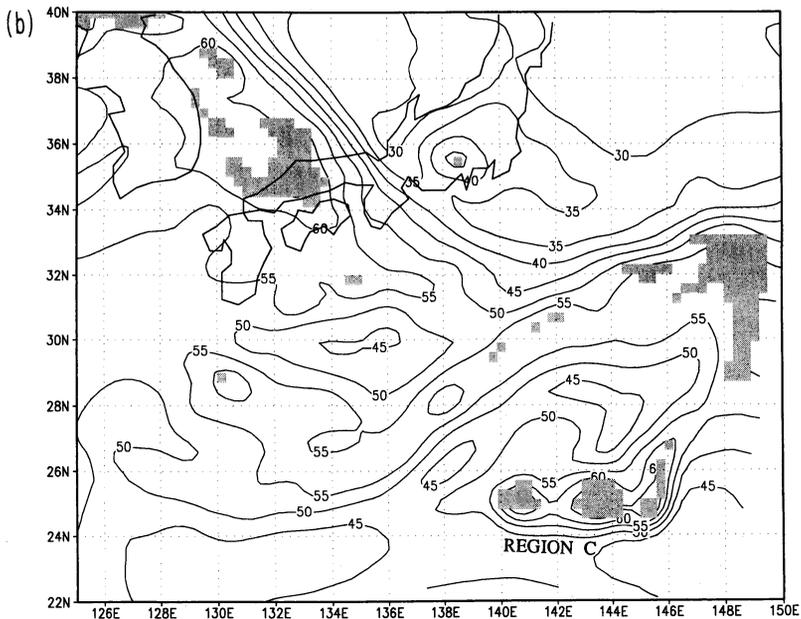
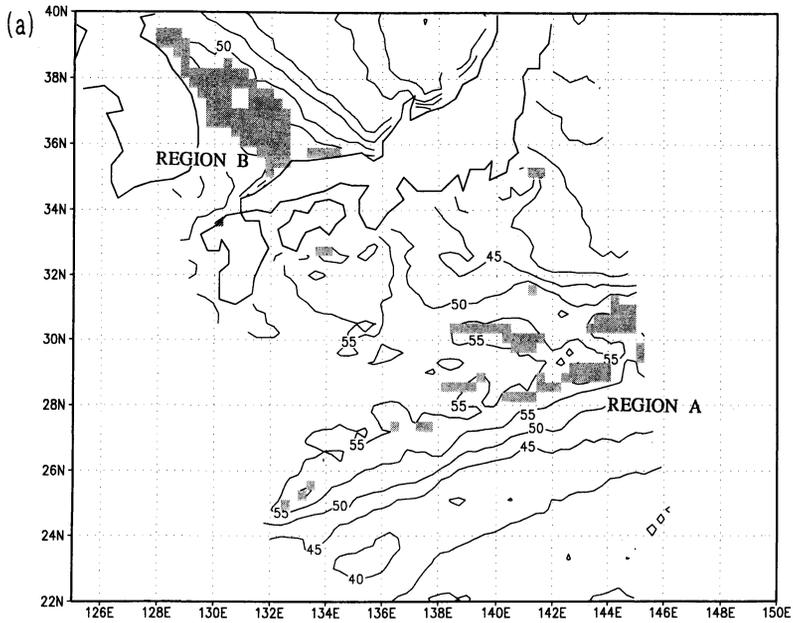
1) 降水強度のリトリバルについて:

本研究では Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) の輝度温度を用いた海上での降水強度リトリバルアルゴリズムを開発した。海上風速の不確定性の降水強度推定への影響を少なくするため 19.35, 37, 85.5 GHz の垂直偏波の輝度温度をリトリバルの対象に選択した。このアルゴリズムの考え方の特長は, 2次元の 3 波長の輝度温度の観測値との差が最小になる輝度温度の計算値を与える, 2次元の降水強度分布の“最適値”を求めることである。

このアルゴリズムを用いた降水のリトリバルを 2 つの事例 (1990 年 9 月 17 日 21 UTC の台風 9019 号, 1988 年 4 月 28 日 21 UTC の温暖前線の降雨) について行った。リトリバルされた降水量は気象庁の現業レーダ網で観測された降水量と比較された。その結果, 本研究のアルゴリズムは大規模な降水域内のメソスケールの降水のパターンを増幅していること, またこの増幅によってリトリバルされた降水量とレーダで観測された降水量との相関が改善されていることが分かった。この改善は本研究のアルゴリズムが 85.5 GHz のチャンネルのデータを大規模な降水域内の降水域の再分配に有効に利用していることによるものである。

2) リトリバルされた物理量を拘束条件とする物理的なデータ同化:

SSM/I から算出された可降水量および降水域情報



第3図 (a) 1988年7月12日21UTCのSSM/Iから求めた降水域(ハッチ域)と可降水量(実線; kg/m^2)。 (b) 1988年7月12日12UTCを初期値とするJSMの9時間予報。ハッチ域はモデルの降水域(1mm/hour以上)、実線はJSMの予報値から求めた可降水量(kg/m^2)。Region AはSSM/Iで観測された降水域かつモデルの非降水域, Region BはSSM/Iで観測された降水域かつモデルの降水域, Region CはSSM/Iの観測非降水域かつモデルの降水域を表す。

のデータを用いて、日本域スペクトルモデル (JSM) の相対湿度と発散場を改変する、データ同化手法を開発した。このデータ同化手法は以下の手順からなっている：(1) 通常の客観解析値を用いて JSM の予報を行ない、SSM/I データのデータ同化のためのバックグラウンドデータを作成する。(2) SSM/I で観測された降水域では、相対湿度を気温減率の関数である臨界相対湿度まで増やし、JSM の降水スキームが降水を作るようにする。(3) SSM/I の観測非降水域では、SSM/I 可降水量とバックグラウンドデータの可降水量の差を各レベルの相対湿度の差に分配し、相対湿度を改変する。この分配には、JSM の可降水量の予報誤差と各レベルの相対湿度の予報誤差の統計的相関を利用した。(4) 相対湿度の改変の後に、降水過程を含む非線

形ノーマルモードイニシャリゼーションを行ない、バックグラウンドデータの発散場を調節する。

本研究のデータ同化手法は1988年7月12日 21UTC の事例で、降水予報の位置ずれを12時間以上にわたって減少させた(第3図)。データ同化の手順を変えた予報実験の結果は：(1) モデルの降水域かつ観測非降水域では、可降水量のデータ同化がモデル降水域を消すのに有効であった。(2) SSM/I の降水域情報のデータ同化は観測の降水域にモデル降水を作るのに有効であった。(3) 可降水量のデータ同化はまた対流圏下層の相対湿度の予報も改善した。これは、可降水量の予報誤差とこのレベルの相対湿度の予報誤差が高い統計的相関を持っていることが原因である。

日本気象学会事務局からのお知らせ

学会事務室は 881 号室 (8 階) で執務しておりましたが、3 月 17 日 (月) に同じ 8 階の 836 号室へ移転しましたので、お知らせいたします。

なお、電話・FAX 番号には変更ありません。
