

# 下部対流圏レーダーで観測される

## 対流境界層の大気運動

中城智之<sup>1</sup>, 斎藤陽一郎<sup>1</sup>, 小倉祐基<sup>1</sup>, 深尾昌一郎<sup>1</sup>, 橋口浩之<sup>2</sup>, 山本真之<sup>2</sup>, 山中大学<sup>3</sup>

<sup>1</sup>福井工業大学, <sup>2</sup>京大生存研, <sup>3</sup>海洋研究開発機構

### 1. はじめに

地球の大気は鉛直方向の温度分布によって幾つかの層に分類されている (図1左)。その中で、地表と接する最も下の層は対流圏 (troposphere) と呼ばれ、約 10km の厚さを持つ。"tropo"はギリシア語で“混ぜる”を意味し、様々な対流運動によって大気がよく混合されていることが特徴で、日々の天気の変化を生んでいる。

対流圏の中でも最下層の高度約 2km までの領域は下部対流圏 (大気境界層) と呼ばれ、私たちの生活に直結する層である。大気境界層は、日射および地面による摩擦の影響による大気の乱流 / 対流が支配的な層として定義され、高度数 100m までの接地境界層とその上の対流境界層に分類されている。大気境界層の統計的な性質については従来から良く調べられているが、大気の運動が非常に複雑であり、かつ局地性が高いために、私たちにとって最も身近な大気の層であるにも関わらず、大気運動の詳細は不明な点が多い。そこで本研究では、京都大学信楽 MU 観測所に設置されている大気レーダーの 1 種である下部対流圏レーダー (Lower Troposphere Radar : LTR) のデータ解析により、対流境界層の大気運動の実態を解明することを目的としている。

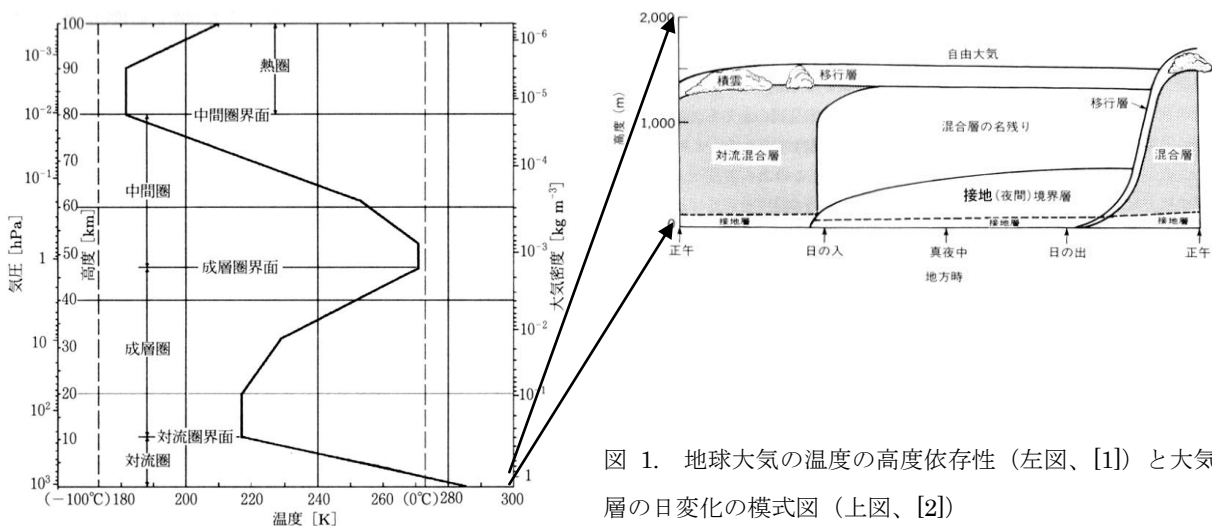


図 1. 地球大気の温度の高度依存性 (左図、[1]) と大気境界層の日変化の模式図 (上図、[2])

## 2. 下部対流圏レーダーについて

レーダーは、アンテナから電波を放射し、対象物に反射／散乱されたエコーを受信することにより、対象物までの距離を測定する測器である。本研究でデータを解析している LTR はパルスレーダーの 1 種であり、周波数 1357.5MHz、パルス幅  $0.67\mu$  秒の電波パルスを  $50\mu$  秒間隔で放射し、主に大気および雨滴からのエコーを受信する。天頂を含む東西南北 5 方向に電波を放射し、エコーのドップラー周波数計測により対象物の 3 次元の速度を、スペクトル幅の計測により乱流状態の強さを、対象物までの距離と同時に測定できることが特徴である。本研究では、京都大学 MU 観測所に設置されている LTR で 2000 年から 2006 年にかけて取得された未解析のデータについて京都大学生存圏研究所と共同で解析を行っている。

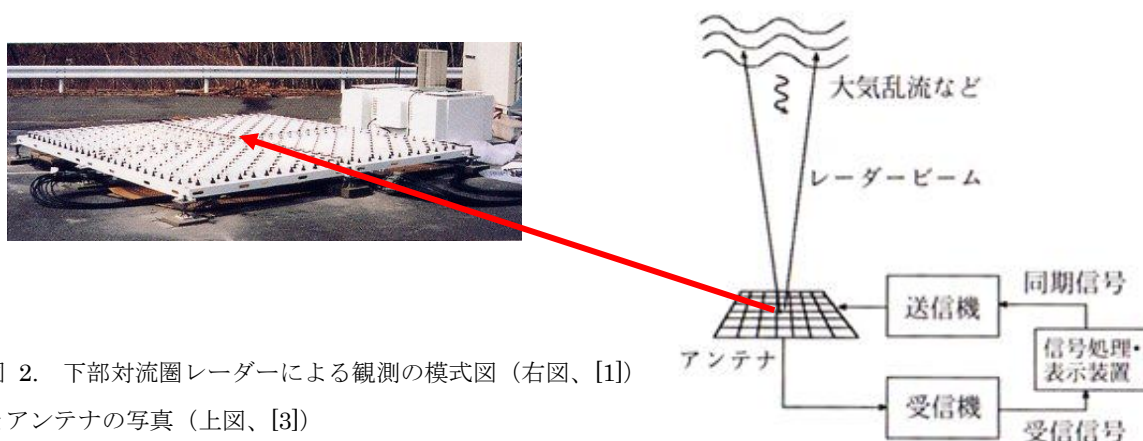


図 2. 下部対流圏レーダーによる観測の模式図 (右図、[1]) とアンテナの写真 (上図、[3])

## 3. 解析結果

図 3 は、2000 年 5 月 4 日に観測された、対流境界層の典型的な発達と衰退の経緯を示す解析結果の 1 例である。(a)と(b)は、LTR で観測されたエコー強度およびスペクトル幅の高度プロファイルの時間変化を示しており、各図中の矢印は東西 (u) および鉛直方向 (w) の風速である。(c) は地上気温と 10 分当たりの日照率、(d) は地上湿度と 1 分当たりの降水量である。気温、湿度及び降水量は MU 観測所で測定されたデータを使用しているが、日照率は MU 観測所から約 5km 離れた場所に設置されている気象庁のアメダスのデータである。また、(a)と(b)中の青い実線は、地上の気温(c)と湿度(d)のデータから計算で求めた持ち上げ凝結高度である。持ち上げ凝結高度とは、地上の空気塊を乾燥断熱的に持ち上げたときに凝結が始まる高度として定義され、地上の気温と湿度から大略推定される雲低高度である。

(a)および(b)を見ると、エコー強度が強く、スペクトル幅の広い領域が午前 8 時頃から発達し、14 時過ぎに衰退していく様子が明瞭に観測されている。(c)の日照率に示されているように、この日は晴天と言ってよい状況であったと推測され、日射の影響により暖められた大気が強い乱流状態となって上昇し、日射が弱まる 14 時以降に下降していく理解しやすい観測結果である。また、特に(b)スペクトル幅のデータにおいて、スペクトル幅の広い領域の上端と持ち上げ凝結高度がよく一致しており、対流境界層の発達が日射だけでなく凝結高度とも関係していることを示唆して

いる。

一方、鉛直方向の風速（鉛直流）は8時から11時頃まで上昇流が卓越しているが、11時頃から14時頃まで大気境界層の高度が上昇しているにも関わらず下降流が支配的となっている。さらに、15時以降、大気境界層の高度が下降しているにも関わらず、再び上昇流が卓越するという複雑な様相を示している。特に、大気境界層の高度が上昇している時間帯に下降流が支配的となる現象はこの日以外にも数多く見られ、LTRのデータ中に普遍的に見出される。これらの事は、境界層大気の鉛直流が日射による上昇／下降のような単純な機構だけで制御されていないことを示している。

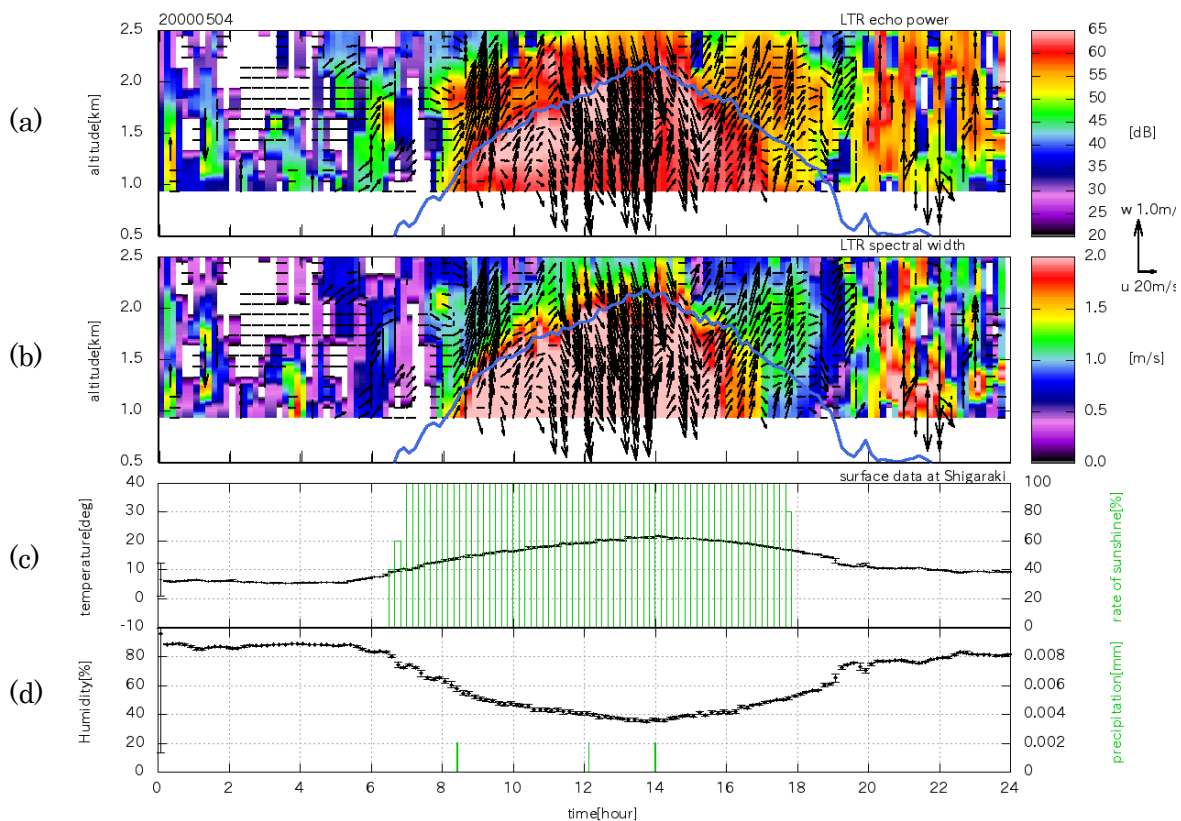


図3. 2000年5月4日にLTRで観測された高度1.0kmから2.5kmまでの(a)エコー強度、(b)スペクトル幅、及び地上の(c)気温と日照率、(d)湿度と1分間の降水量。(a)および(b)に表示されている矢印は東西風(u)と鉛直風(w)の風速を表している。また、日照率のデータは信楽に設置されているアメダスのデータを気象庁のHPより取得したものである。

#### 4. 考察

図4は、図3のデータ中の11時00分における鉛直流の高度分布を示したものである。正の値が上昇流、負の値が下降流であることを示しており、緑の点線が地上の気温と湿度から計算で求めた持ち上げ凝結高度である。持ち上げ凝結高度より上方では上昇流、下方では下降流となっており、上昇してきた空気塊が凝結点に達して凝結が生じ、発生した水滴が降下する一方で、潜熱

によって暖められた空気塊が浮力を得て上昇していく様子を捉えていると推測している。

この推測の根拠として、下降流の速度の高度分布について述べる。下降流の速さは高度の減少に従ってほぼ直線的に増加しており、凝結高度で生じた水滴が結合して発達し、落下のスピードが増加していく過程を見ているものと思われる。高度 1.0km で約 1.0m/s の終端速度に達しているように見受けられるが、これらの推測が正しければ、水滴の大きさは約  $200\mu\text{m}$  で霧粒程度の大きさである。また、この速度分布で水滴が下降すると仮定すると、高度 1.6km から 1.0km まで下降するのに要する時間は約 30 分と推測される。高度 1.0km 以下では終端速度の 1.0m/s で下降すると仮定すると、水滴が高度 1.6km から地上に達するまでに約 47 分要する。すなわち、凝結が 11 時に発生したとすると水滴が地上に達するのは 11 時 50 分頃と推定される。図 3 を見ると、地上では 12 時頃に降水が観測されており、若干の時刻のずれはあるが、概ね一致している。以上より、図 4 に見られる下降流は凝結によって生じた水滴の下降を観測していると考えられる。

一方、凝結高度より上方の上昇流であるが、波長約 500m の波動を伴っている様子が見受けられる。また、図 3 を見ると、この時刻以降、下降流が支配的となっている。これは、上昇した空気塊がさらに高い高度で再び凝結点に達し、水滴が落下してきているものと推測される。

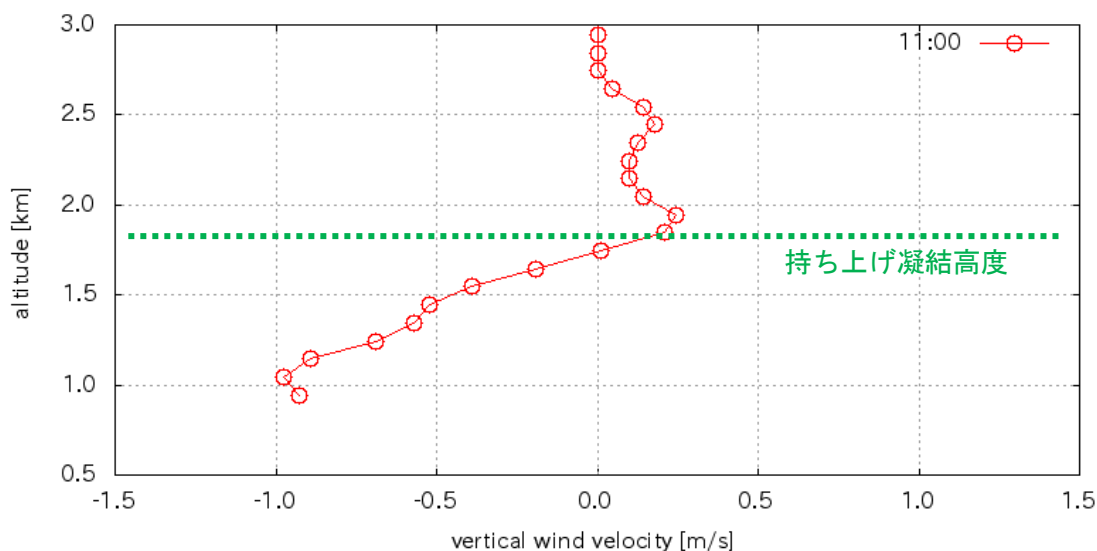


図 4. 図 3 の 11 時 00 分における鉛直流の高度分布。正の値が上昇流、負の値が下降流である。持ち上げ凝結高度の上方で上昇流、下方で下降流となっている。

次に、下降流が支配的となっている 11 時から 14 時までの時間帯において下降流の性質を見るために、12 時 40 分における鉛直流の高度分布を図 5 に示す。図のフォーマットは図 4 と同様である。図 5 を見ると、持ち上げ凝結高度の上方では正の傾きを示しているが下方では負の傾きとなっており、下降流の性質が持ち上げ凝結高度を境に変化している。さらに、持ち上げ凝結高度の下方では波動の性質を強く示しており、この下降流が水滴ではなく大気によるものであることを示唆している。11 時から 14 時までの時間帯に見られる下降流は全てこのような波動を伴う速

度分布を示している。すなわち、落下してきた水滴が持ち上げ凝結高度付近で蒸発し、その結果冷却された大気の下降を観測していると推測される。また、15時以降に観測される上昇流は、これらの下降流を補償して発生する上昇流であり、対流境界層内に対流セルが構成されている可能性がある。

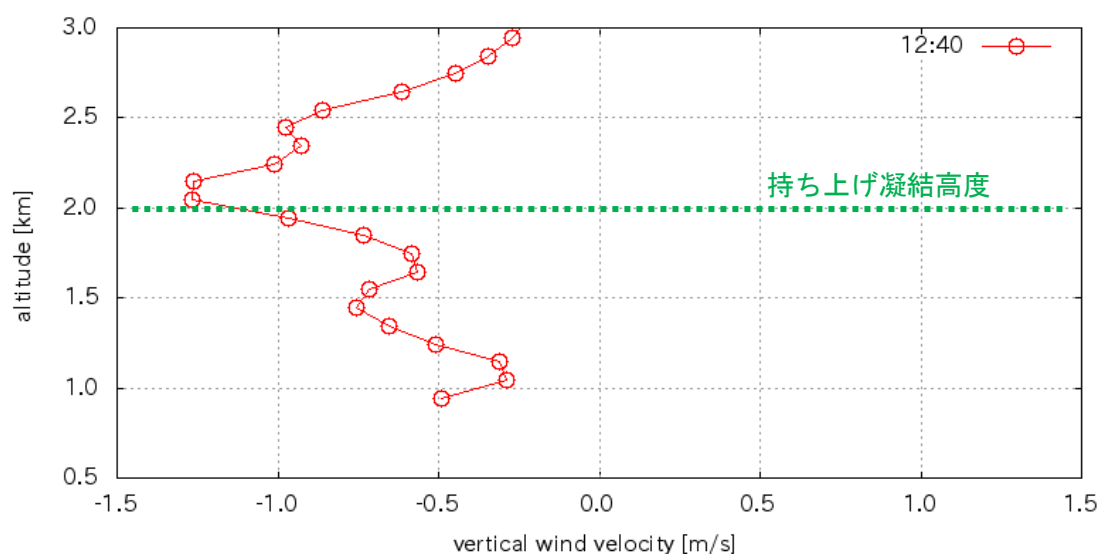


図5. 図3の12時40分における鉛直流の高度分布。正の値が上昇流、負の値が下降流である。持ち上げ凝結高度を境に下降流の速度分布の傾きが変化している。

#### 4. まとめと今後の展望

京都大学信楽 MU 観測所の LTR のデータ解析により、対流境界層の大気が非常に複雑な運動をしている様子が改めて明確にされた。また、対流境界層の発達と層内の大気運動において H<sub>2</sub>O の相変化が重要な役割を果たしていることが示唆された。本稿で紹介した詳細な状況は、レーダーを用いた高時間／高空間分解能観測によって初めて明らかにされるもので、レーダーによる観測の有効性を端的に示している。

今後は、人工衛星の雲観測データやシーロメータのデータを用いて LTR のデータと雲の関係について解析を進めると共に、2000年から2006年までのデータを用いた統計解析を実施する予定である。また、ラジオゾンデとの併用観測により、本稿で述べた推測を実証していくことを検討している。

#### 参考文献

- [1]気象と大気のレーダーリモートセンシング、深尾昌一郎・浜津享助、京都大学学術出版会、2005.
- [2]一般気象学 第2版、小倉義光、東京大学出版会、1999.
- [3]京都大学生存圏研究所 HP (<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/DCRP/MU.html>)