

# 日本気象学会1996年度秋季大会シンポジウム 「航空機で観る大気—航空機で何がわかるか—」の報告

## はじめに

中 村 健 治\*

大気科学の対象は大気であり、大気を広域にわたって直接観測することのできる航空機観測は大気科学の発展にとって不可欠と思える。技術的にも直接観測、リモートセンシング、等に大きな発展がある。その一方、最近には航空機観測以外でも地上からのリモートセンシング観測、また衛星観測などにより広域にわたる実態観測がかなり可能となってきた。地球科学がシステムとして把握され、現象の多面的な実態把握が必要となり、各種の測器を動員しての観測が多くなってきている現代において、航空機観測によって分かること、航空機観測の持つ意味を再検討し、航空機観測によって得られるあるいは期待される新しい知見、それから開かれる新しい大気科学を展望することを目的として今回のシンポジウムを企画した。

今回のシンポジウムでは下の5題目を取り上げた。

### (1) 大気運動の観測

—大気波動の研究と航空機観測—

佐藤 薫 (京都大学大学院理学研究科)

### (2) メソ降水観測

—メソ降水雲系の研究発展と航空機観測—

藤吉康志 (北海道大学低温科学研究所)

### (3) 放射構造の観測

—放射に関する最近の話題と航空機観測による検証—

中島映至 (東京大学気候システム研究センター)

### (4) 大気成分の観測

—大気成分変動の研究と航空機観測への期待—  
吉田尚弘 (名古屋大学大気水圏科学研究所)

(5) 航空機からの雲・降水のリモートセンシング  
—衛星観測のための技術実証および衛星検証—  
熊谷 博 (郵政省通信総合研究所)

(1) では対流圏上部から成層圏における、幾つかの航空機キャンペーン観測により明らかとなった重力波の実態、そして、物質の微細構造及び輸送と重力波の関わりについて最近の話題が紹介されている。

(2) ではメソスケール降水雲系の航空機観測について、その歴史が紹介されている。また、将来の観測のあり方として、実時間モデルとの組み合わせによる機動的な航空機観測が提唱されている。

(3) では最近とみに重要性が増してきている雲・エアロゾルについての航空機観測の意義について述べられた。また、衛星観測の校正のための航空機観測の意義にも触れられている。さらにわが国において気象・気候コミュニティが使える観測用航空機の必要性が強調された。

(4) では話題が変わってアイソトポマー (同位体を含む分子種) の測定による大気中の環境成分の循環の観測について、同位体分析によるワインの産地、年代の決定、というような分かり易い例えを交えて話された。このような観測では航空機による現場でのサンプリングが不可欠となる。また、将来の航空機上での準リアルタイム計測への期待もつけ加えられた。

(5) は最後として、リモートセンシングのプラットフォームとしての航空機、そして特に衛星観測の基礎としての航空機観測について紹介された。リモートセンサとしては降雨レーダ、雲レーダがある。降雨レーダは特に本年 (1997年) に降雨レーダを搭載した熱帯降雨観測衛星 (TRMM) が打ち上げられる予定であり、それと強い関連を持っている。

内容を欲張ったためか話題はいささか広がりすぎてしまった嫌いがあったが、航空機観測について参加者

\* 名古屋大学大気水圏科学研究所。

—1997年5月22日受領—

—1997年6月30日受理—

の理解が得られたものと信ずる。

学会中部支部の方々にこの場を借りてお礼申し上げます。

最後に、講演者の方々、本シンポジウムに参加された皆様、そして会場の準備等でご尽力頂いた日本気象

---

## Aircraft Observation of the Atmosphere : What Can We See by Aircraft ? —the 1996 Autumn Assembly of the Meteorological Society of Japan—

Kenji Nakamura\*

\* (*Corresponding author*) *Institute for Hydropheric-Atmospheric Sciences,  
Nagoya University, Nagoya 464-01, Japan.*

(Received 22 May 1997 ; Accepted 30 June 1997)

### Contents

1. Kaoru Sato : Observation of Atmospheric Motion—Observational Studies of Atmospheric Waves with Aircrafts—
  2. Yasushi Fujiyoshi : Aircraft Observation and Advancements in Mesoscale Cloud System Study
  3. Teruyuki Nakajima : Observing the Radiative Structure of the Atmosphere—Recent Topics and Validation Studies with Airborne Measurements—
  4. Naohiro Yoshida : Observation of Atmospheric Constituents—Researches Related to the Variations of Atmospheric Constituents and Aircraft Obseervations—
  5. Hiroshi Kumagai : Remote Sensing of Precipitation and Clouds from Aircraft—Demonstration of Technical Feasibility and Validation for Satellite Measurement—
-

# 1. 大気運動の観測

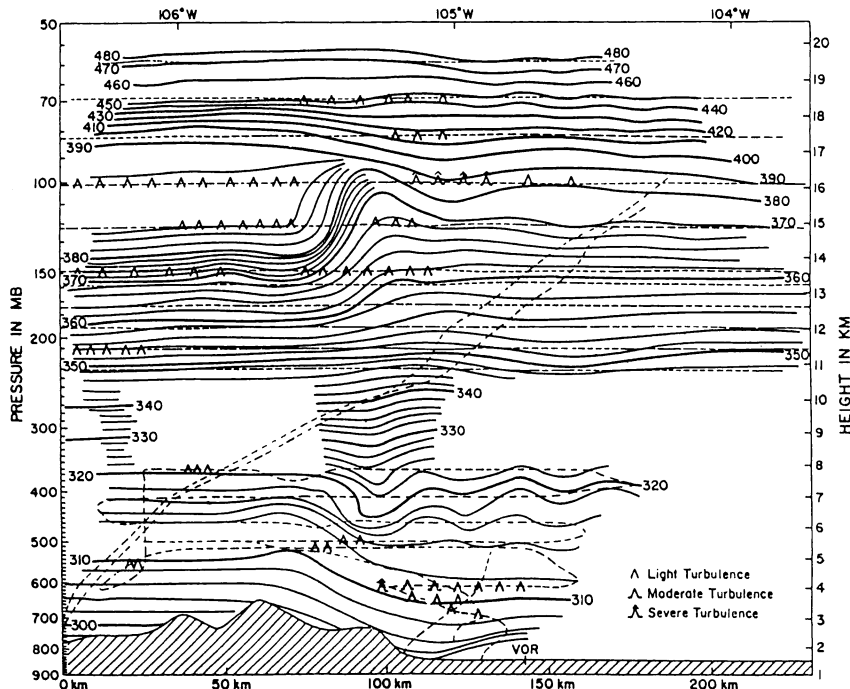
## —大気波動の研究と航空機観測—

佐 藤 薫\*

### 1. Colorado Lee Wave Program

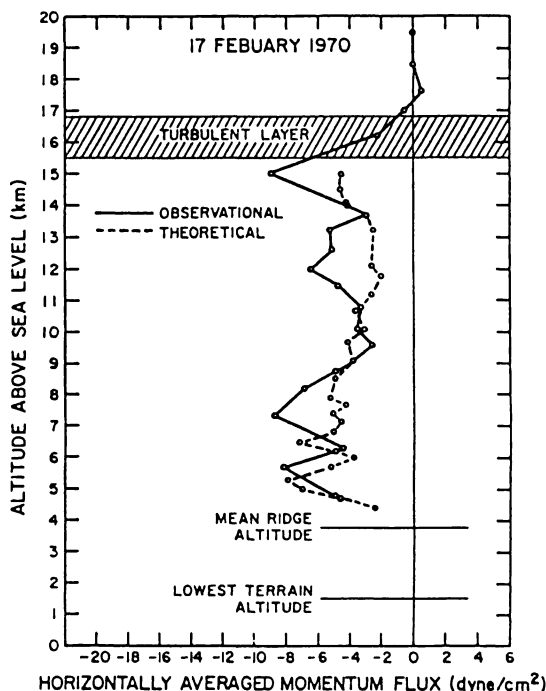
航空機による本格的な大気波動の観測は1970年の Colorado Lee Wave Program が最初ではないかと思う。第1図は、このプロジェクトで観測された Lilly and Kennedy (1973) によるおなじみの山岳波の断面図である。高度20km 近い下部成層圏まで3台の飛行機 (NCAR Sabreliner, ESSA (現在の NOAA) B-57B, アメリカ空軍の B-57F) で、0.6~1.3km 毎に水平ス

キャン観測をしている。実線は等温線でロッキー山脈の風下側 (右側) に山岳波によると考えられる大きな変位が見られる。第2図の実線は3つの方法から (飛行機の鉛直速度データから、熱力学の式から、連続の式から) 鉛直風  $w$  を推定して得た  $\overline{u'w'}$  の平均である ( $u'$ ,  $w'$  はそれぞれ波動の水平風成分, 鉛直風成分)。平均をとる前の3つの  $\overline{u'w'}$  はよくあっており妥当な推定ができているものと考えられる。このプロファイル



第1図 1990年2月17日におけるコロラドロッキー山脈付近の温位の断面図。破線は航空機とバルーンの航路。方位角275度から95度の断面 (Lilly and Kennedy, 1973)。

\* 京都大学大学院理学研究科。



第2図 第1図と同じ観測より求めた運動量フラックス(実線)。破線はおよそ高度6 kmの水平スキャンデータを基に定常、断熱な山岳波を仮定し、背景場の鉛直プロファイルを用いて理論的に計算した $\overline{u'w'}$ である(Lilly and Kennedy, 1973)。

から分かる注目すべき事実は、下層でマイナスのおよそ一定の値をもつ $\overline{u'w'}$ が、15~17 kmの高さではほぼ0となり、しかもそこで乱流が観測されていることである。いうまでもなく、これは山岳波の碎波によるもので運動量フラックス収束にみあうだけ背景風を減速していることを示唆する結果である。このようなLillyらによる航空機を用いた画期的な研究により重力波ドラッグの重要性が注目され、Palmer *et al.* (1986)やMcFarlane (1987)のGCM山岳波ドラッグのパラメタリゼーションの研究へとつながっていった。その後、重力波等の小規模大気運動の観測の主流はMUレーダー等の大型大気レーダーやライダー、高分解能ラジオゾンデに移っていくのだが、最近の成層圏を中心とする航空機観測プロジェクトが多くなされるようになるまでの期間、注目すべき研究があるので次に紹介する。

## 2. GASP プロジェクト

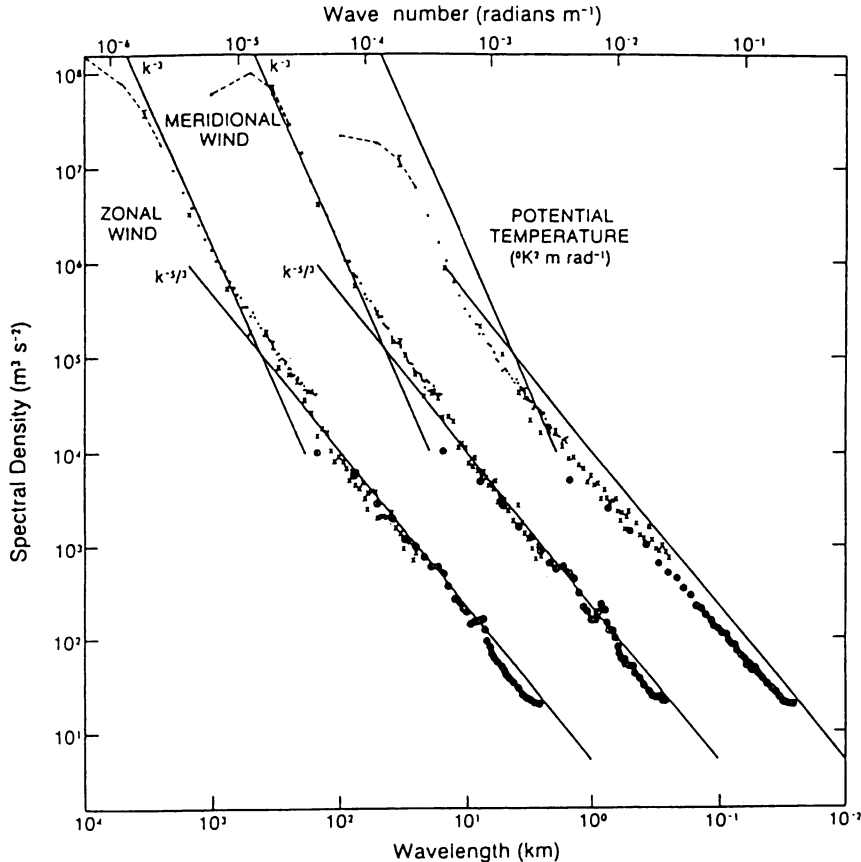
Global Atmospheric Sampling Program (GASP)

は民間の定期航空便を利用してデータを集めるNASAによるプロジェクトであった。ボーイング747に測器を搭載し水平風、温度の他にオゾンや水蒸気、一酸化炭素のデータを1975~1979年の間蓄積した。観測は6900フライト以上に及ぶ。GASPデータは中緯度圏界面を挟む9~14 kmの高度で季節、経度に均一なデータセットである。緯度的には30~55°Nに集中しているもののすべての領域をカバーしている。

航空機観測の優れた特長のひとつはいうまでもなく擾乱の水平構造が直接調べられることである。この特長は、一地点で鉛直構造、時間変化を調べる大型大気レーダーやライダー、ラジオゾンデ観測とは対照的である。Nastrom and Gage (1985)はGASPデータのうち特に水平分解能の良い(4秒毎、約1 kmに対応)データをもちいて東西風( $u$ )、南北風( $v$ )、温位( $\theta$ )の水平波数スペクトルを計算した。その結果が第3図である。水平波長約500 kmを境に長波長側では $k^{-3}$ 、短波長側では $k^{-5/3}$ の傾きをもつ。彼らはこのスペクトルを2次元乱流として(2次元性は大気の成層構造から来る)解釈した。2次元乱流はエネルギーがあるスケールに注入されると、低波数側ではエネルギーカスケードにより $k^{-5/3}$ 、高波数側ではエンストロフィーカスケードにより $k^{-3}$ に比例するスペクトル構造を持つようになる。注入スケールが5000 km(傾圧波動をイメージ)、1 km(小さな対流渦をイメージ)の2箇所にあるとすれば観測スペクトルを説明できるというものである。

しかしこれは大型大気レーダーやラジオゾンデ観測による風や温度の鉛直波数スペクトルを重力波で説明しようとする研究(例えば、VanZandt, 1982; Smith *et al.*, 1987)と相容れない解釈なので、大いに議論された。

GASPデータを用いて重力波の視点からの研究も行われている。Fritts and Nastrom (1992)は特に質のよい30余りのデータについて、衛星の雲画像や地上天気図から航路に沿って存在した気象擾乱を調べ、水平波長64 kmと256 kmの成分の $u'$ 、 $v'$ 、 $T'$ の分散を求めた。第4図はそれらをまとめた棒グラフである。山岳起源の重力波がもっとも振幅が大きく、ついでジェット気流、フロント、対流の順である。山岳起源の重力波の $u$ 成分が $v$ 成分より大きい特徴は西風の中で発生する地形性重力波の力学特性とよく一致している。ただし、この解析は重力波の水平伝播を考慮に入れていないので定定的でエネルギーが水平にほとんど伝播しない山岳起源の重力波を除き不確定性がある。



第3図 GASP データセットを用いて作成した対流圏界面付近の  $u$ ,  $v$ ,  $\theta$  の水平波数スペクトル。見易いように10倍ずつ右にずらしてある (Nastrom and Gage, 1985)。

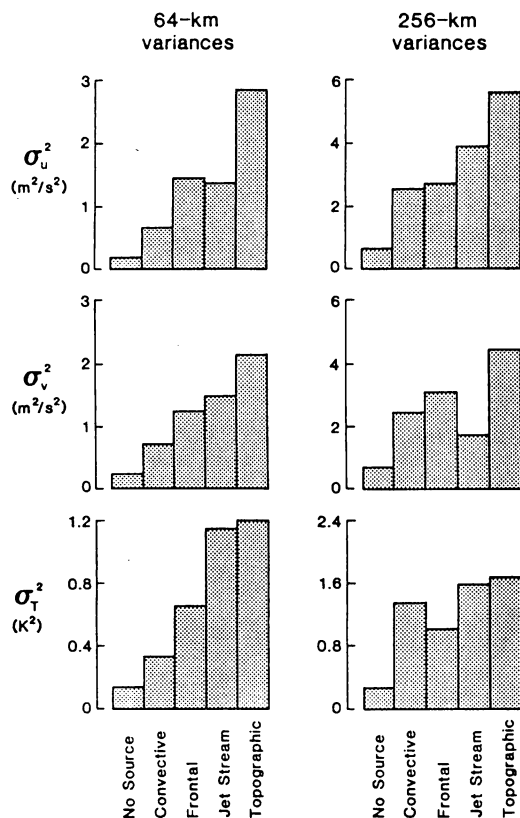
る。より正確には客観解析データなどを用いてレイトレーシングを行い起源を特定する必要があるだろう。

### 3. 最近の成層圏観測

GASP データは圏界面付近に集中していたが、最近では NASA による ER-2 を用いた成層圏の観測も盛んに行われつつある。1984 年の中緯度をターゲットにした STEP (Stratosphere-Troposphere Exchange Project) を始めとし、1987 年の熱帯をターゲットにした STEP、同じく 1987 年の AAOE (Airborne Antarctic Ozone Experiment), 1988~1989 年及び 1991~1992 年の AASE (Airborne Aircraft Stratospheric Expedition) I と II, 1993 年の SPADE (Stratospheric Photochemistry Aerosol and Dynamics Experiment), 1994 年の ASHOE/MAESA (Airborne Southern Hemisphere Ozone Experiment/Measurements

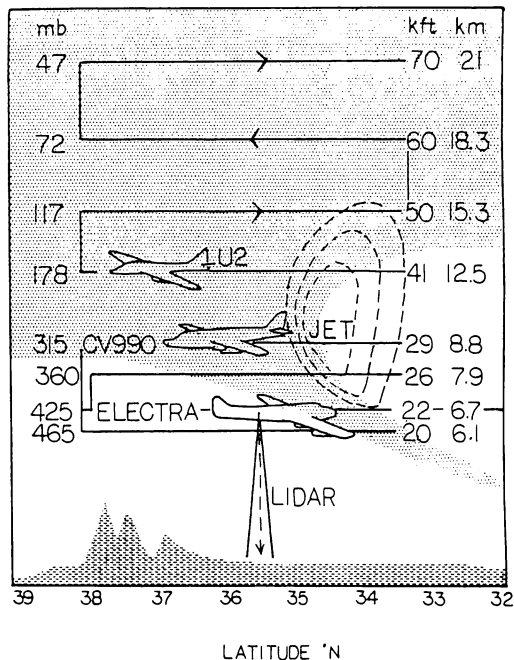
for Assessing the Effects of Stratospheric Aircraft), そして現在進行中の STRAT (Stratospheric Tracers of Atmospheric Transport) と続いている。

中緯度 STEP は亜熱帯ジェットの内側をスキャンして対流圏成層圏の物質交換の実態を明らかにする目的で行われた。第5図は観測の概略図である。水平および鉛直スキャン観測を行なって、ジェットの高緯度側は対流圏、低緯度側は成層圏という構造をもつ大気断面の物質及び風の微細構造が解析された。第6図は U2 (現在の ER-2) の観測をもとに作成されたオゾンの緯度高度断面図、および水平風ベクトルを示す。特に低緯度側で高さ方向に約 1km の厚さで極大と極小が入れ替わるきれいな層構造が存在するのがわかる。オゾン濃度の高い空気は成層圏側 (高緯度側) から、濃度の低い空気は対流圏側 (低緯度側) から移流により運ばれてきたものと考えられる。ここには示してい



第4図 GASP データセットを用いて得られた  $u$ ,  $v$ ,  $T$  の水平波長64km, 256km 成分の分散. 航路に沿って存在していた大気現象(重力波の起源と考えられる)によって分類してある (Fritts and Nastrom, 1992).

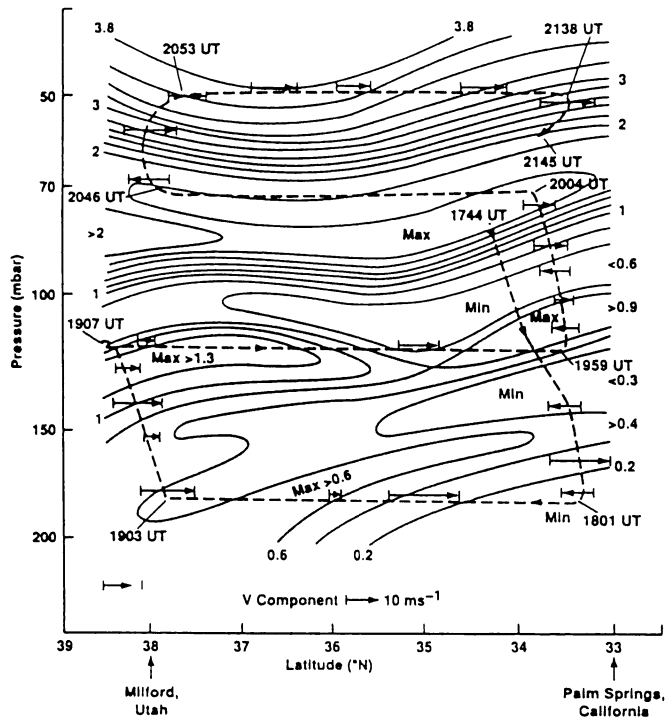
ないがこのパターンは成層圏起源の水蒸気, 対流圏起源の凝結核(エアロゾル)にも同様に見られる. そして第6図の水平風ベクトルを見ればたしかにオゾン濃度の極大域は低緯度向き, 極小域は高緯度向きに偏っていることがわかる. Danielsen *et al.* (1991) は風のホドグラフ解析からこの移流は慣性周期よりわずかに長い周期をもち(したがって内部慣性重力波ではない)短い鉛直波長をもつ重力の影響をうけた波動により引き起こされていると推察した. さらに Danielsen *et al.* はより細かいスケールでの風と温位, 物質の揺らぎを調べ, 第6図に見られる大きなスケールによる波動の上に, 小スケール重力波による鉛直移流があることを見出した. 第6図のパターンから推測される移流が1つの断熱的な波動によるものならば, いずれは元に戻るの正味の輸送は起こらない. しかし, この場合のようにもう1つ, あるいはもっと沢山の波動が同時に



第5図 中緯度 STEP 観測 (1984年4月20日) の航路と気象状況の概略図 (Russell *et al.*, 1991).

存在していたらどうなるだろうか? 元に戻る前に別の波によって別の方向に流されてしまうであろう. その結果不可逆な輸送が起こるであろう. つまり, 複数の波動は全体として乱流のように物質を拡散するのではないかということを Danielsen *et al.* の結果は示唆しているのである.

中緯度 STEP に続く熱帯域 STEP 以降の観測では, 大気力学の視点から次の2つの測器が開発され使用された. ひとつは MMS (Meteorological Measurement System) と呼ばれ, 風の3成分と温度, 気圧を約50m (5Hz) の水平分解能で測定する測器である (Scott *et al.*, 1990). 測定誤差は水平風1m/s, 温度0.3度, 気圧0.5hPa と大変良い. 鉛直風精度はまだ十分検討されていないが, ほぼ0.1m/s ということから大型大気レーダーやウィンドプロファイラーと変わらない精度である. もう一つは MTP (Microwave Temperature Profiler) と呼ばれ, 水平に飛行しながら温度の鉛直プロファイルを測定する測器である (Denning *et al.*, 1989). 精度は0.25度, 高度幅5kmの鉛直プロファイルを水平方向に3.5km間隔 (14秒) で観測する. 大気成層状態がわかるのでポテンシャル渦度が計算できるようになるし, 波動のポテンシャルエネ



第6図 第5図の観測によるオゾン混合比の断面図。破線は航路。矢印は水平風の極大値、極小値を示す(Chan *et al.*, 1991)。

ルギーが得られる。また、鉛直断面図により重力波等の2次元構造がダイレクトに解析できる。

1995年11月5日にハワイ南方の対流システム上空を観測した例を第7図に示す。MMSによる温度 $T$  (第7図a実線)、 $v$  (第7図a点線)、 $w$  (第7図b実線)と、MTPによる $dT/dz$  (第7図b点線)と $T$ の緯度高度断面図 (第7図c)である。第7図cの点線は飛行機の位置を示す。水平波長約50kmの波動がクリアに見える。 $v$ と $T$ がほぼ90度位相がずれている点、 $v$ と $w$ がほぼ同位相である点、 $T$ の位相が高さとともに北に傾いている点はいずれもこの波動が北に伝播する内部重力波であることを示唆している。8°Nには発達した対流システムがあり、波動はこれより外向きに伝播していることからこの対流システムが波動の起源であったと考えられる。

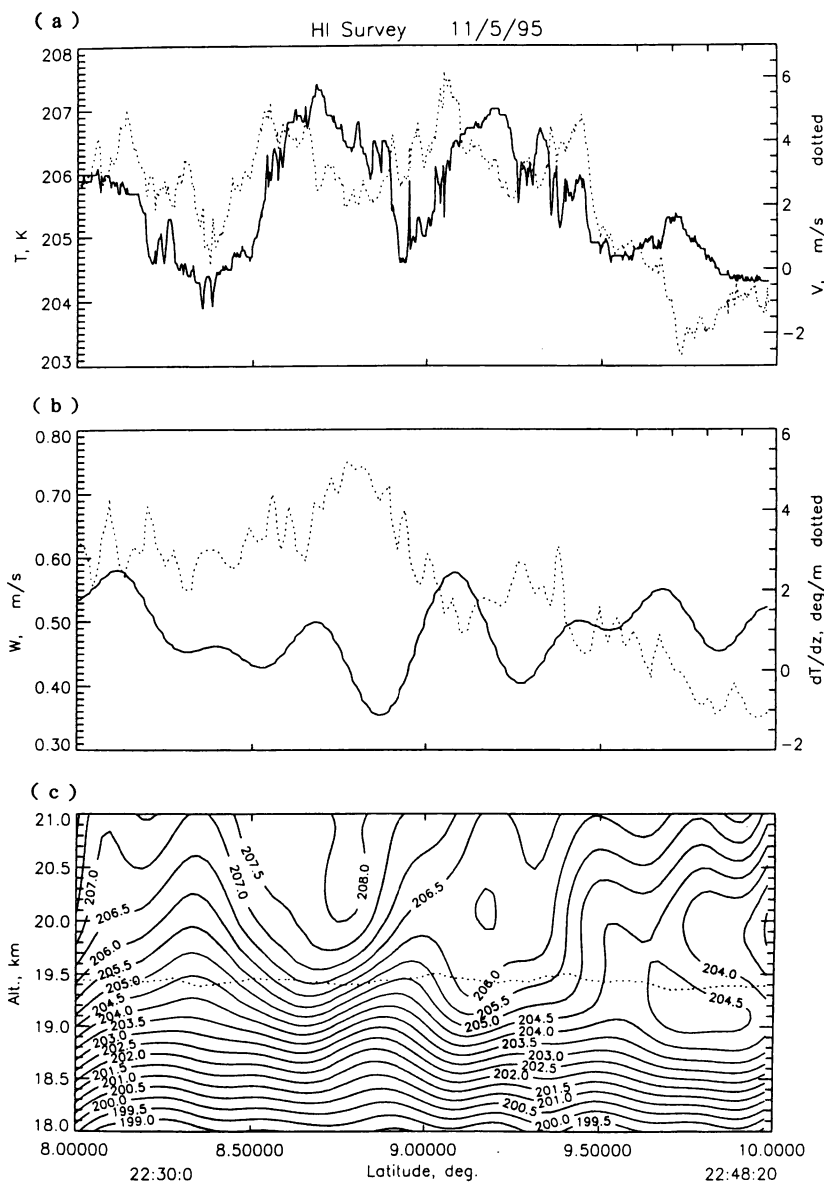
熱帯域STEPではこのような対流起源の重力波に注目して解析が行われた。対流に伴う重力波の発生メカニズムは、等温位面の持ち上がりによる山岳効果、対流のライフサイクルに対応する非定常効果、加熱効果などが考えられている。Pfister *et al.* (1993)は、第7図に良く似た重力波を検出し、第1、第2のメカ

ニズムに着目して、観測時に存在していた100kmスケールの対流に伴い発生する重力波の理論計算を行ない、観測されたプロファイルは第2のメカニズムによる発生と良く特徴が一致することを示した。

第8図は同じく熱帯域STEPのMMSによる鉛直風を含む風のデータを用いて解析した重力波に伴う運動量フラックスである (Alexander and Pfister, 1995)。運動量フラックスベクトルの向きは上向伝播重力波の場合 (成層圏で観測される波は殆んどが上向きである)、水平伝播方向と一致する。発達した対流システムは10.5°S付近に航路に直角に存在していた。この緯度を境に運動量フラックスベクトルは北で北向き、南で南向きに片寄っており、重力波が対流システムから外向きに伝播していることがわかる。この伝播特性、および運動量フラックスの値は、MUレーダー観測による台風に伴う重力波 (Sato, 1993)、スコールライン数値モデルに見られる重力波 (Alexander *et al.*, 1995)の特徴とよく一致している。

#### 4. おわりに

このように航空機観測は中小規模大気運動の観測に

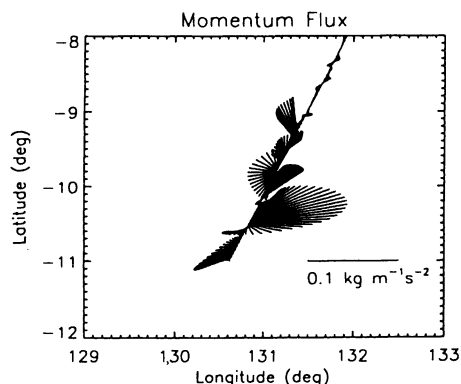


第7図 ER-2に搭載されたMMS及びMTPによるハワイ南に存在した対流システム上空での観測(1995年11月5日)。(a)  $T$  (実線)と $v$  (破線), (b)  $w$  (実線)と $dT/dz$  (破線), (c) 温度断面図。温度断面図中の破線は飛行機の航路。 $w$ と温度断面図は波状構造を明確にするため低域通過フィルターをかけてある(L. Pfister氏の好意による)。

適し、着実に成果を上げつつある。しかしながら、観測される風や温度、物質の揺らぎがどのような現象に伴うものか、未だ明らかではない。重力波だけで説明できるものもあるがそうでないものも多い。現象を明らかにすることは、例えば中小規模運動の物質輸送を

考える上でとても重要なことである。重力波による移流は局所的な物質混合比の傾きに依るであろう。そして、その局所的な傾きは、Danielsen *et al.* の解析に現れたような大規模な波動によって作られるものかもしれないし、最近盛んに行なわれている高分解能移流





第 8 図 熱帯域 STEP のデータを用いて推定した水平波長 10~100km 成分の運動量フラックススペクトル  $\rho_0 (u'w', v'w')$  の航路に沿ったプロファイル。活発な対流は 10.5°S 付近に存在した (Alexander and Pfister, 1995)。

モデルで表現されるような等温位面における 2次元乱流的な運動によるフィラメントであるかもしれない。実際、観測データを基に計算された物質スペクトルは、重力波の移流から予想される形でも、2次元乱流による輸送から予想される形でもない (Bacmeister *et al.*, 1996)。今後も、航空機を用いた、あるいは、航空機とレーダーやラジオゾンデなどの地上観測、大気モデル等を組み合わせた、物質と運動の両方の視点からの研究が注目されていくことと思う。

## 謝 辞

MMS および MTP による観測例の図を提供してくださった Leonhard Pfister 博士、Bruce Gary 博士、Paul Bui 氏に心より感謝致します。

## 参 考 文 献

- Alexander, M. J., J. R. Holton and D. R. Durran, 1995 : The gravity wave response above deep convection in a squall line simulation, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2212-2226.
- Alexander, M. J. and L. Pfister, 1995 : Gravity wave momentum flux in the lower stratosphere over convection, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2029-2032.
- Bacmeister, J. T., S. D. Eckermann, P. A. Newman, L. Lait, K. R. Chan, M. Loewenstein, M. H. Proffitt and B. L. Gary, 1996 : Stratospheric horizontal wavenumber spectra of winds, potential temperature and atmospheric tracers observed by high-altitude aircraft, *J. Geophys. Res.*, **101**, 9441-9470.
- Chan, K. R., S. G. Scott, S. W. Bowen, S. E. Gaines, E. F. Danielsen and L. Pfister, 1991 : Horizontal wind fluctuations in the stratosphere during large-scale cyclogenesis, *J. Geophys. Res.*, **96**, 17425-17432.
- Danielsen, E. F., R. S. Hipskind, W. L. Starr, J. F. Vedder, S. E. Gaines, D. Kley and K. K. Kelly, 1991 : Irreversible transport in the stratosphere by internal waves of short vertical wavelength, *J. Geophys. Res.*, **96**, 17433-17452.
- Denning, R. F., S. L. Guidero, G. S. Parks and B. L. Gary, 1989 : Instrument description of the airborne microwave temperature profiler, *J. Geophys. Res.*, **94**, 16757-16765.
- Fritts, D. C. and G. D. Nastrom, 1992 : Sources of mesoscale variability of gravity waves. Part II : Frontal, convective and jet stream excitation, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 113-127.
- Lilly, D. K. and P. J. Kennedy, 1973 : Observations of a stationary mountain wave and its associated momentum flux and energy dissipation, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1135-1152.
- McFarlane, N. A., 1987 : The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1775-1880.
- Nastrom, G. D. and K. S. Gage, 1985 : A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 950-960.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986 : Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1040.
- Pfister, L., K. R. Chan, T. P. Bui, S. Bowen, M. Legg, B. Gary, K. Kelly, M. Proffitt and W. Starr, 1993 : Gravity waves generated by a tropical cyclone during the STEP tropical field program : A case study, *J. Geophys. Res.*, **98**, 8611-8638.
- Russell, P. B., E. F. Danielsen, R. A. Graig and H. B. Selkirk, 1991 : The NASA spring 1984 stratosphere-troposphere exchange experiment : Science objectives and operations, *J. Geophys. Res.*, **96**, 17401-17404.
- Sato, K., 1993 : Small-scale wind disturbances observed by the MU radar during the passage of Typhoon Kelly, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 518-537.

Scott, S. G., T. P. Bui and K. R. Chan, 1990 : The meteorological measurement system on the NASA ER-2 aircraft, J. Atmos. Oceanic Technol., 7, 525-540.

Smith, S. A., D. C. Fritts and T. E. VanZandt, 1987 :

Evidence of a saturation spectrum of atmospheric gravity waves, J. Atmos. Sci., 44, 1404-1410.

VanZandt, T. E., 1982 : A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere, Geophys. Res. Lett., 9, 575-578.

105 : 501 (メソ降水雲系 ; メソモデル ; 雲内測定)

## 2. メソ降水観測

### —メソ降水雲系の研究発展と航空機—

藤 吉 康 志\*

#### 1. はじめに

航空機 (観測) の魅力は、短時間に広域を調査できる点と、他の手段では手の届かない上空の目的とした場所に素早く行け、その場で作業・測定・サンプリングができる点である。従って、正に見てきたような実証データを作ることが可能である。その一方、高額の使用料、自分で操縦・管理できないこと、飛行時間・範囲の制限、搭載装置の重量・電源・大きさ・応答時間の制限等の短所もある。更に、時間・空間変化の大きい雲を対象とした場合、航空機で得られる点・線状データの代表性の問題は、どうしても避けきれない。今回のシンポジウムでは、このような航空機観測の長所・短所を踏まえたうえで、メソスケール現象の解明に我が国では今後どのような航空機観測が必要かについて考えてみたい。その為に、先ず、メソスケール現象の研究発展にこれまで航空機がどのような役割を果

たしてきたかを概観する。

#### 2. 1980年以前の航空機観測

この時代にどのような観測機が使用されていたかを見る為に、J. Atmos. Sci. と Quart. J. Roy. Met. Soc. に登場した使用頻度の高い上位5つの機種と、その航空機の参加したプロジェクトが行われた年次を第1表に示した。これを見ると、NCAR の Electra と Sabreliner が早くから活躍していたことが分かる。また、測器の発展を見るために、各年次に初めて論文中に登場した測器名を第2表に示した。勿論、測器は論文にその名前が登場する以前に既に開発が終了しているはずであり、第1、2表共にひとつの目安を示したものである。

メソ降水雲系の航空機観測のはしりは、1955年から開始された National Hurricane Research Project で

第1表 J. Atmos. Sci. と Quart. J. Roy. Meteor. Soc. に登場した、1970年代に頻繁に使用された航空機種名と、その航空機が参加したプロジェクトの行われた年次。

使用航空機	'70	'71	'72	'73	'74	'75	'76	'77	'78	'79
Electra (NCAR)			○		○	○	○	○	○	○
P-3 (NOAA)						○		○	○	○
Queen Air (NCAR)			○	○		○	○	○	○	○
Queen Air (ワイオミング大学)			○		○				○	○
Sabreliner (NCAR)	○		○	○	○		○			○

\* 北海道大学低温科学研究所。

第2表 J. Atmos. Sci.と Quart. J. Roy. Meteor. Soc.の1970年代の各年次の論文の中に初めて登場した測器名,あるいはサンプリング手法.

年 次	使用機器
1970年	マイクロ波湿度計, Rosemount 型白金抵抗温度計, J-W 雲水量計, メンブランフィルター (氷晶核採取), 熱拡散箱 (雲凝結核測定), 煤付きスライドガラス (雲粒採取), ドップラー慣性航法装置, チャフ散布
1971年	ドロップゾンデ
1972年	リバースフロー型温度計 (RFT), 油膜付きスライドガラス (雲粒採取), パーティクルカメラ, PMS (FSPP), ケンブリッジ式露点計, 乱流計 (MRI Universal turbulence system)
1973年	フォルムバールレプリケーター (氷晶採取), ミリポアフィルター (エアロゾル採取), メタルフォイルインパクター (降水粒子), 光学式カウンター (100 $\mu$ m 以上), 電場計, 電荷計, AADS (Airborne Atmospheric Data System)
1974年	ホットフィルム温度計, PMS (ASSP), AWRS (Airborne Weather Reconnaissance System)
1975年	鏡面式湿度計, ライマン $\alpha$ 湿度計, レーダ高度計, ガストプローブ, ビーズサーミスター温度計
1976年	PMS (2DC), 濾紙 (雨滴), 雨水量測定装置 (特製), 黒棒 (着氷検出用), PMS (OAPX), Direction-Finding System, 慣性航法装置 (INS)
1977年	NCAR 式氷晶核カウンター, ドップラー式航法装置, PMS (2D-C, 2D-P), C, Xバンドデジタルレーダ
1978年	ラドン採取, Roto-rod (雲水量測定), 光学式氷晶カウンター (OIPC)
1979年	オメガ式ドロップゾンデ (ODW)

あろう。この頃から1960年代前半までは、航空機は写真撮影や、ドロップゾンデの投下を行う程度であった。1970年代前半でも、窓を開けて30km 毎にゾンデを放り出したとか、メータを15秒毎に目で読み取って気温を測定したという記述が論文に見られる。ただし、当時の白金抵抗温度計の応答時間は約20秒であったので、この方法でも特に問題は無かったようである。J-W 式雲水量計は1970年、FSPP は1972年には既に使われていたが、氷晶、雲粒、降水粒子の粒径分布は、煤や油でコーティングしたスライドガラス、パーティクルカメラ、フォルムバールレプリケーター、メタルフォイルインパクター等による直接サンプリングから作成していた。ところが、1975年には、40Hz、水平距離にして2.5m 間隔で磁気テープにデータを記録したり、1976年には自動粒子測定装置 (PMS 2D-C や2D-P) も登場し、僅か数年で測定技術が飛躍的に向上した。

1970年代前半に開始されたメソ降水系に関連した重要なプロジェクトは、NHRE (National Hail Research Experiment), GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment), そしてワシントン大学の

CYCLES (Cyclonic Extratropical Storms) である。NHRE では、4台のドップラーレーダと、6台の航空機 (Sabreliner, Sailplane (長距離飛行用グライダー), 3台の Queen Air, T28) が使われた。このプロジェクトの特徴は、航空機とドップラーレーダのコーディネートに力点が置かれたことと、発達した積乱雲を対象として、観測データとモデルの結果とを比較することにより、雲のダイナミクスと雲物理過程を同時に議論するという、当時としては画期的な試みを行った点である。このような試みを行うことができたのは、3次元の非静水圧メソスケールモデルの出現と、デュアルドップラーレーダによって雲内の気流系の観測が可能になったという背景がある。

GATE で使われた航空機は、Electra, DC-6, C-130, DC-7, IL-18CAO, Sabreliner, CV-990, CYCLES では、Sabreliner (気温, 風, 降水粒子の粒径分布) と B-23 (気象要素と乱流, 微物理過程の雲内観測) が使われた。GATE, CYCLES 共に、複数のドップラーレーダを用いた観測は行われなかった。しかし、ゾンデデータやレーダデータと組み合わせることによって、熱帯域のクラウドクラスター及び中緯度の低気圧に伴う降

雨帯の微物理過程, ダイナミックス, 水収支, 運動量フラックスについての詳細な議論が可能なデータセットを作成することに成功した。以降連綿としてこれらのデータセットを基にした重要な研究成果が報告されている。

1970年代後半には, 境界層及び下層雲の形成・維持・組織化に関する重要なプロジェクトである, AMTEX (Air Mass Transformation Experiment) と MONEX (Monsoon Experiment) が行われた。これらのプロジェクトでは, メソスケール対流システムの観測とは異なり, 使用される航空機の数はいくつかの広い空間範囲を長時間測定する飛行方法がとられた。例えば, アフリカ東岸の下層ジェット (幅50~300km, 長さ500~800km, 厚さ1km程度)の観測が Electra を用いて行われた。MONEX では連続して5個まで投下可能なオメガ式ドロッソゾンデが使用され, それまでに比べて観測が容易になると同時に精度も向上した。その他, 夏季北極層雲や, 五大湖に発生する水平ロール状対流の観測も行われた。

PMS プローブとドップラーレーダの普及で, HI-PLEX (High Plain Experiment) & PACE (Precipitation Augmentation for Crops Experiment),

SPACE (South Park Area Cumulus Experiment), SESAME (Severe Environmental Storms and Mesoscale Experiment), SCPP (Sierra Cooperative Pilot Project) 等, メソ降水雲系の観測的研究はより加速された。それに加えて, NCAR の PAM (Portable Automated Mesonet) が登場し, メソ地上観測網も充実してきた。更にこの時代に有力な武器として加わったのが, 航空機搭載デジタルレーダである。例えば, 1977年フランスでは DC7/AMOR に35GHz レーダが搭載され, NHRL (National Hurricane Research Laboratory) では, WP-3D に C バンドレーダ (水平用) 2台と X バンドレーダ1台 (垂直用) が1978年に装備された。これによって, これまで線状の観測データしか取ることができなかった航空機で, メソ降水雲系の3次元構造を捉えることができるようになり, 画期的に航空機利用の範囲が広がった。

### 3. 1980年以降の航空機観測

第3表と第4表は, それぞれ第1表と第2表の続きである。1970年代に比べると, C-130と King Air の使用頻度が高くなっているが, 相変わらず Electra と Sabreliner も良く使われている。使用測器の特徴は,

第3表 第1表と同じ。但し, 1980年以降。

使用航空機	'80	'81	'82	'83	'84	'85	'86	'87	'88	'89	'90	'91	'92	'93
C-130 (Hercules; イギリス気象局)		○	○	○	○			○			○	○	○	○
C-130A, C-131A (ワシントン大学)							○	○	○	○		○	○	
Electra (NCAR)	○			○		○	○	○			○		○	
P-3 (NOAA)	○	○	○	○	○	○	○	○		○			○	○
King Air (ワイオミング大学)		○	○	○	○	○	○	○				○		
King Air (NCAR)				○		○	○	○	○	○		○		
Sabreliner (NCAR)		○	○	○	○					○			○	

第4表 第2表と同じ。但し, 1980年以降。

年次	使用機器
1980年	ホログラフィーカメラ
1981年	MAPS (Multiple Aircraft Positioning System), オゾンセンサー
1982年	航空機搭載ドップラーレーダ
1983年	航空機搭載レーザー, CSIRO 式雲水量計
1987年	MCR (10.7 $\mu$ m, Multichannel Cloud Radiometer), AMMS (92, 183 GHz, Advanced Microwave Moisture Sounder), SF6散布
1989年	赤外線式湿度計, RICE (Rosemount Icing Probe)
1990年	GPS 航法装置, PMS (ASASP; Active Scattering Aerosol Spectrometer Probe)
1992年	PVM (Particle Volume Monitor), CVI (Counter Flow Virtual Impactor)
1993年	MARSS (Microwave Airborne Radiometer Scanning System)

NOAA がドップラーレーダを、NASA が ADLS (NASA's Airborne Doppler Lidar System) を、ドイツの DLR が ALEX-F ライダーを搭載するなど、多くのリモートセンサーが航空機に搭載されるようになったことと、赤外線式湿度計や GPS 航法装置など、より応答が早く精度の高い測器が組み込まれたことである。これらにより、乱流スケール (1cm 程度) からメソスケールまで同時に観測できるようになった。

1980年代前半は、積雲・層積雲のエントレインメントと混合過程の解明のための航空機観測が盛んであった。なかでも CCOPE (Cooperative Convective Precipitation Experiment) では、積雲内の混合と雲粒粒径分布の変化をメインテーマとして、2台の Queen Air, Sabreliner, King Air, Twin Otter, そして Sailplane を用いて観測が行われた。その際、複数の航空機による観測の安全性を高めるために、MAPS (Multiple Aircraft Positioning System; 精度0.5km 以内) が用いられた。

境界層、積雲の氷晶化、降水形成過程、雷雲の帯電機構の観測は、従来とほぼ同様な手法で KONTUR, Lake Effect Snow Storm Project, MASEX (Mesoscale Air-Sea Exchange Experiment), MIZEX (Marginal Ice Zone Experiment), Project Haar (海霧), COSE (Colorado Orographic Seeding Experiment), Bethlehem Precipitation Research Project, SCPP (Sierra Cooperative Pilot Project), SPTVAR (Special Purpose Test Vehicle for Atmospheric Research) 等で行われた。重要なプロジェクトとして FIRE が開始され、その一環として巻雲のメソとマイクロ構造の研究が開始された。

一方、これまでとは異なった観測で、かつ航空機無くしてはできない観測が、ドップラーレーダを搭載した航空機によるハリケーンのメソ・対流スケール構造の観測と、2台の航空機で2000km×2000kmの範囲に50個のゾンデを投下しながらハリケーンを3日間追跡した観測である。更に、航空機観測に新たな意味づけを与える観測・解析上の進展が、1980年代前半に見られた。それは、マルチパラメータレーダの登場と、リトリーバル法の登場である。マルチパラメータレーダから得られた情報を或るアルゴリズムを用いて解析することにより、散乱粒子の形、相、粒径分布の推定が可能である。このアルゴリズムの検証のためには、航空機による雲内観測が不可欠であり、これを行ったプロジェクトが、MAYPOLE (Many Polarization

Experiment) である。更に、ドップラーレーダ観測データを用いたリトリーバルでは、雲内の熱力学量の3次元分布が得られるが、その計算の為の大気条件や、計算結果の検証は航空機によって与えられる。これらの手法は、航空機観測と相補的であり、航空機観測データの活用範囲を大いに広げるものである。

PMS プローブもほぼ出そろい、航空機観測が頻繁に行われるようになった1980年代後半以降になると、次第に統計的な研究も現われ始めた。例えば、ワシントン大学の B-23 を使って1978年から1984年にかけて測定した、90の積雲と72の層状雲内の氷晶濃度のまとめ (Hobbs and Rangno, 1985), HIPLEX と CCOPE の80ケースの積雲エントレインメントのまとめ (Blyth and Raymond, 1988), 13年間の航空機搭載レーダで得られた900枚の画像から、ハリケーン内の降水バンドについてまとめたもの (Willoughby, 1990), 1979年の FGGE (First GARP Global Experiment), 1969年の ATEX (Atlantic Trade Wind Experiment), 1969年の BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment) で投下された計180個のドロップゾンデデータから対流混合層の構造を解析した研究 (Betts and Albrecht, 1987) 等が報告されている。ユニークなデータセットとしては、GASP (Global Atmospheric Sampling Program) の一環として1975年から1979年にかけて商業用航空機を用いて測定された、広域の気温と風の AIREPs (Conventional Aircraft Reports) である (Nastrom and Gage, 1985)。このデータは、航空機による観測データ (風) の有無がラージスケールの解析と数値予報に与えるインパクトを調べるのに用いられた。

境界層に発生する下層雲、積雲内の微物理過程、巻雲の観測は、JHWRP (Joint Hawaii Warm Rain Project), CASP (Canadian Atlantic Storm Program), FIRE (First ISCCP Regional Experiment), COHMEX (Cooperative Huntsville Meteorological Experiment), USG (Upper Spencer Gulf, South Australia Experiment), ICE (International Cirrus Experiment) 等で継続して行われたが、HAPEX (Hydrologic-Atmospheric Pilot Experiment) では、これまでの大気-海洋相互作用から離れて、大気-陸面相互作用の研究に移行した。TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment), MFDP (Mesoscale Frontal Dynamics Project), EMEX (Equatorial Mesoscale Experiment), AMEX (Australian Mon-

soon Experiment), ERICA (Experiment on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic) 等のメソスケールシステムの観測では、複数の航空機が使用された。新しい観測手法としては、エントレインメントと混合の研究に SF<sub>6</sub> というトレーサー物質が使われるようになった (Stith and Polifovich, 1989) ことと、DYCOMS (Dynamics and Chemistry of Marine Stratocumulus) や、GALE (Genesis of Atlantic Lows Experiment) では、これまでの気象・雲物理要素の測定以外に、大気化学的測定も平行して行われ、メソモデルの中に雲内反応、鉛直輸送、除去等のプロセスが組み込まれるようになったことである (Hegg *et al.*, 1989)。

1990年代前半に行われた航空機を用いた主な観測プロジェクトは、EMFS (Eulerian Model Evaluation Field Study), HaRP (Hawaiian Rain Band Project), IBLEX (Internal Boundary Layer Experiment), CODE (California Ozone Deposition Experiment), ASTEX (Atlantic Stratocumulus Transition Experiment), CaPE (Convection and Precipitation/Electrification Experiment), Pre-EUCREX (European Cloud Radiation Experiment), FRONTS, そして TOGA-COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Research Experiment) である。これらの観測方法はほぼ従来通りであるが、センサーの感度と精度が良く、境界層、積雲、巻雲、メソ降水システムの乱流からメソスケールまでの幅広い構造、このような構造に対応した熱・エネルギーフラックスの見積り、そして、乱流と微物理過程との関係を解析した論文が目立ってきている。また、航空機搭載ドップラーレーダーデータから、3次元的な気流を作成することも可能となった (Marks *et al.*, 1992)。こうなると、微物理過程も含んだリトリバル法 (Marecal and Lemaitre, 1995) と、航空機による in situ 測定との組み合わせによって、メソ降水雲系の研究の更なる発展が期待できる。

#### 4. 我が国における今後のメソ降水雲系研究と航空機観測

我が国で研究対象としなければならないメソ降水雲系を含む擾乱を挙げよと言われれば、台風、低気圧、梅雨前線、寒気吹き出し時の雪雲、メソサイクロン、熱雷、そしてこれらの擾乱と地形との相互作用ということになるであろう。しかし残念ながら、地上観測と

連携したこれらの擾乱の総合観測に、我が国の航空機が重要な役割を果たしたことはこれまでに数える程度しか無かった。そのため、極端に言えば我が国のメソ降水雲系の研究発展は、航空機観測抜きで語ることが可能である。それでは、航空機観測は不必要であったのかといえ、少なくとも私が参加した豪雨・豪雪プロジェクトでは、海上のデータ不足で発生メカニズムについての十分な議論ができなかった。

はじめに述べたように、航空機観測の短所は、高額な使用料、自分で操縦・管理できない点、飛行時間・範囲の制限、搭載装置の重量・電源・大きさ・応答時間の制限、航空機で得られる点・線状データの代表性の問題である。第1表に示したように、NCAR とワイオミング大学が早くから観測用航空機を用意したことが、アメリカでの航空機観測の立ち上げに役立ったことは間違いなく、ドイツでは同様な役割を DLR (German Air and Space Research Agency) が、イギリスでは MRF (Meteorological Research Flight) が果たした。幸い、測器に関してはここ数年で、北海道大学、気象研究所、名古屋大学、通信総合研究所でほぼ欧米並のものが揃ってきているので、我が国でも観測専用(チャーター)機が準備されれば、プロジェクトを組んで比較的安価に航空機観測が可能となるであろう。

もともと航空機のみでやれることには限界があり、気象要素、雲物理要素の in situ 観測(サンプリングも含む)、リモートセンサーの搭載、ドロップゾンデやトレーサー物質・チャフの散布といったところである。しかし、これまでの研究経緯から明らかな様に、近年、熱力学及び微物理過程のリトリバルが3次元で可能になり、観測データと比較可能な3次元モデルもできてきた。従って、航空機で1次元的に測定した情報を、リモートセンサーと組み合わせることによって、3次元的な空間情報に置き換えることが可能になりつつある。リモートセンサーでは短時間の3次元探査が可能であるので、航空機の長所を生かしつつ短所が補える。但し、このような研究の進め方はオフライン的であり、その場観測が可能な航空機の利点を十分に生かしたものとはいえ難い。真に生かした観測とは、オンライン型である。即ち、複数の長距離・高速型観測機で投下されたドロップゾンデや、船舶や地上から放球されたゾンデデータをリアルタイムでモデルにインプットし、その計算結果から発達が予想される地点にドップラー・マルチパラメータレーダー等のリモートセンサー及び気象センサーを搭載した中距離観測機を派遣し

て、メソ擾乱の発生前からのデータを取得する。この事前に取った気象データを使って高解像メソモデルを走らせる。擾乱発生後は、メソ物理・化学モデルとレーダ等を使ってリアルタイムにリトリーバルされた3次元熱力学、気流、及び微物理構造を基に、短距離観測機が直接サンプリングのために雲内に突入する。更にモデル結果と実測値とが一致しない場合には、モデルは観測前にあらかじめ作成していたマニュアルに従って、食い違いを生じさせた可能性が高い要素についての再測を観測者側に要請する。このような観測は現段階では夢物語であるが、コンピュータの進歩、通信の進歩、そしてリアルタイム観測用簡便モデルの進歩を考えれば意外と早く実現できそうな気がしている。

#### 参 考 文 献

- Betts, A. K. and B. A. Albrecht, 1987 : Conserved variable analysis of the convective boundary layer thermodynamic structure over the tropical oceans, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 83-99.
- Blyth, A. M. and D. J. Raymond, 1988 : Comparison between observations of entrainment in Montana cumuli and results from a simple model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1965-1972.

- Hegg, D. A., S. A. Rutledge, P. V. Hobbs, M. C. Barth and O. Hertzman, 1989 : The chemistry of a mesoscale rainband, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 867-886.
- Hobbs, P. V. and A. L. Rangno, 1985 : Ice particle concentrations in clouds, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2523-2549.
- Marecal, V. and Y. Lemaitre, 1995 : Importance of microphysical processes in the dynamics of a CSI mesoscale frontal cloud band, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 301-318.
- Marks, F. D. Jr., R. A. Houze, Jr. and J. F. Gamache, 1992 : Dual-aircraft investigation of the inner core of hurricane Norbert. Part I : Kinematic structure, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919-942.
- Nastrom, G. D. and K. S. Gage, 1985 : A climatology of atmospheric wave number spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 950-960.
- Stith, J. L. and M. K. Polifovich, 1989 : Observations of the effects of entrainment and mixing on the droplet size spectra in a small cumulus, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 908-919.
- Willoughby, H. E., 1990 : Temporal change of the primary circulation in tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 242-264.

102 : 501 (放射, 航空機観測)

### 3. 放射構造の観測

—放射に関する最近の話題と航空機観測による検証—

中 島 映 至\*

#### 1. はじめに

放射場の航空機観測は、エネルギー収支の研究のための放射フラックスの観測から、多波長イメージャーによる大気組成のリモートセンシングに至るまで幅が広い。リモートセンシングそのものが放射の観測である以上、そのほとんどすべてが放射場の研究にとって興

味がある。しかし、ここではテーマを絞って、著者が主にたずさわってきた可視・赤外放射計に関する話題を中心に議論をすることにする。マイクロウェーブ放射計による観測やレーダー、ライダーに関する観測については他の場所で語られるであろう。

可視・赤外放射計による大気放射場の観測と大気組成のリモートセンシングは、扱う波長域が太陽放射と地球放射のエネルギーの大部分が存在するスペクトル

\* 東京大学気候システム研究センター。  
© 1997 日本気象学会

帯に位置するために、地球・大気系のエネルギー収支の研究に直接的に係わることが多い。従って、歴史が古く比較的確立された計測技術であるにもかかわらず、昨今の気候変動に係わるいくつかの重要な問題にアプローチする有力な手法として、それを利用した精力的な研究が国際的に行われてきた。

## 2. 放射フラックスの観測

60年代から地球・大気系のエネルギー収支を直接観測することは、気象学と気候学の大きな課題であった。特に、その大きな放射効果から雲を含む大気の放射収支、特に太陽放射収支を測ることに大きな努力が図られてきた。そのためには、1機ないし2機の航空機によって雲層の上下での水平面放射ネットフラックスを測定することによって、雲層への放射エネルギー収束を測定するという極めて直接的な手法が取られてきた。しかし、観測手法の直接性にもかかわらず、これらの観測結果を調べてみると、観測された太陽放射エネルギー収束は理論値を上回るものが多く、研究者をとまどわせてきた。その大きさは $30\text{Wm}^{-2}$ にも及ぶ。この問題を「雲の異常吸収問題」とよぶ。この問題に関する航空機観測周辺の事情は Stephens and Tsay (1990) にまとめられている。いずれにせよ、この問題を30年近くも解決できなかったのは、航空機によって放射エネルギーフラックスを $10\text{Wm}^{-2}$ の精度で測ることが如何に困難であるかを物語っている。

その困難は、雲層の均質性、2層における観測の同時性、フラックス計の水平面補正など多くの航空機観測上の問題に起因している。丁寧な測定によって後2者の問題は取り除けるとしても、現実の雲が、多くの理論計算の基礎になっている平行平板性を満足する程度に均質であるかと言う問題は、本質的な問題を投げかけている。最近にいたるまで、雲場の非均質性の記述に多くの努力 (Kobayashi, 1991; Cahalan *et al.*, 1994) が払われているのは、そのためである。雲場が完全な平行平板であれば、雲層からのフォトンの散逸は、雲の上下端からのみで起こる。しかし、有限な雲や水平方向に不均質な雲の場合には、側面からのフォトンの散逸効果を見逃すことができない。実際の雲の場合には、いつもこのような現象が起こっているが、雲場の複雑性のために気候モデルに取り込むに耐えられるだけの経験則は集まっていない。Hayasaka *et al.* (1995) は、側面からのフォトンの散逸は、光吸収の無い可視域と、主に雲が太陽光を吸収する近赤外域では

同じ程度であると言う Ackerman and Cox (1981) の指摘を利用して、側方散逸の補正を行なっている。その結果によると晴天積雲などの水平方向に非常に不均質な場合、水平面フラックス計による放射フラックス観測では、雲の側面からのフォトンの散逸が無視できず、これがみかけの吸収を作り出していることを指摘している。このみかけの吸収を差し引くと雲層が吸収する太陽放射量は、多くの場合、理論値と良く一致する。最近では、この異常吸収の問題はむしろ晴天大気内に主な原因があるとして見直しが行なわれつつある (Arking, 1996)。

航空機観測の技術上の問題についても、正確な放射フラックスの測定のための努力が続けられてきた。航空機の姿勢に強く依存する直達光と、比較的安定に測定できる散乱光を分離する手法や、赤外フラックス計の問題点であるドームからの熱赤外放射の除去、より難しい分光放射フラックスの高精度観測の開発などがそれである。特に Varelo 等のグループは、アークティックヘイズ層、ピナツボ火山起源の成層圏エアロゾル層、湾岸戦争時の油田火災起源のエアロゾル層の放射エネルギー収束を求めることができた (例えば Pilewskie and Valero, 1992)。これらの研究は、エアロゾルの気候への影響において重要であるにもかかわらず今まで無視されてきたエアロゾルの光吸収特性をモデル化するという視点から重要な研究である。例えば Ohta *et al.* (1996) によると、アリゾナのレモン山頂のような対流圏中層に分類されるような大気中のエアロゾルでも、その一次散乱アルベドは人間起源の煤によって0.9程度になりうるが、このような大きな吸収の可能性については従来あまり知られていなかった。

## 3. 雲とエアロゾルのリモートセンシング

可視・近赤外放射計による観測で、80年代に入って大きく進歩した分野の一つに、雲やエアロゾルのリモートセンシングがある。特に、ISCCP (国際衛星雲気候計画) が行なっている FIRE という雲と放射に関する局地実験を契機にいくつかの進展が見られた。ヨーロッパでは上層雲に注目した EUCREX、日本では WCRP の雲と放射に関する航空機観測 WENPEX (West North Pacific Cloud-Radiation Experiment) が行なわれた。これらの航空機観測では、放射フラックスや波長別の放射輝度の測定が精力的に行なわれ、雲の微物理構造と放射場の関連が明らかになってきた。すなわち、光学的にこの程度の厚さの雲は、実際



に理論で予測される放射輝度やフラックス場を伴っているのか？それとも、非平行平板性が強くて、このような近似は実用的ではないのか？純粋の水で雲粒は構成されていると仮定して良いのか？それとも、可視域においても我々の知らない吸収を示すのか？このような問題は、人工衛星による全球場の導出の前に、ケーススタディーを積み重ねて明らかにする必要があるかもしれない。

このような測定のために、NASA は80年代初期にはすでに7チャンネルの雲放射スキャナー (NASA/MCR) を実現している (Curran *et al.*, 1981)。イギリス気象局では、1方向のみを見る8チャンネルの放射計 (UK/MCR; Rawlins and Foot, 1990)、日本では気象研究所の波長別水平面フラックス計が製作された (Asano *et al.*, 1995)。この時期、航跡雲が示す人間起源のエアロゾル-雲相互作用が注目されるようになって、等価粒径の測定が極めて重要になってきた (Radke *et al.*, 1989)。Rawlins and Foot (1990) の先駆的な航空機観測に引き続いて、Nakajima *et al.* (1991) は可視、近赤外放射輝度の解析から得られた海洋性層積雲粒の等価粒径の空間変動パターンが実測値と良く一致すること示した。特に、光学的厚さと等価粒径の間には、正の相関を示すことも負の相関を示すこともあることが明らかになった。これは霧粒の存在によって雲の光学的特性が大きく変化することを意味している。特に、航跡雲ではこの変化はドラマティックに起こる。このような知見は雲-エアロゾル相互作用の気候影響を見積もるために重要である。ここで、これらの観測は、NASA の高高度観測機 ER-2によって初めて可能であったことを指摘しておく必要がある。

また、雲の異常吸収の問題にせまるために、雲層内の拡散領域での放射場から雲層の放射フラックス収束を測定しようとする極めてユニークな試みが King *et al.* (1990) によって行なわれた。この放射計を Cloud Absorption Radiometer (CAR) と呼ぶ。FIRE における海洋性層積雲の観測では、顕著な異常吸収は発見できなかった。

90年代に入って、航空機観測は世界的に大きく発展し、航空機観測第3世代に入ったと言える。測器に着目してみると、高度な放射計が新たに製作されている。NASA では EOS-AM/MODIS シミュレーターである 50チャンネル (0.55ミクロンから14.2ミクロン) の MAS (King *et al.*, 1996) や 224チャンネル (0.4ミクロンから2.45ミクロン) の AVIRIS (Vane *et al.*,

1984)、NASA の ADEOS2/GLI シミュレーターとも言うべき46チャンネル (0.4ミクロンから12.45ミクロン) の AMSS (NASA, 1995)、イギリス気象局の 16チャンネル (0.55ミクロンから12.0ミクロン) の SAFIRE (Foot, 1996) などの多波長スキャナーなどがそれである。

この時期、気候問題と直結する多数の航空機観測が行なわれている。すなわち、航跡雲に関する観測 (MAST; Platnick *et al.*, 1996) や飛行機雲に関する観測 (SUCCESS)、熱带上層雲に関する観測 (SEAPEX)、都市起源エアロゾルによる雲の変質に関する観測 (TARFOX) (Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment) などが行なわれた。日本では科学技術庁の JACCS において雲と放射の航空機観測が持続的に行なわれている。ここでは、欧米の観測が、多機関、多国的に測器や航空機を持ち寄った共同観測によって行なわれていることを指摘しなければならない。各機関が蓄積した80年代のハードウェアへの投資がこのような形で開花したとも言える。日本では残念ながらシステムの硬さからこのような進展が必ずしも行なわれていない。

最後に、近年、人工衛星リモートセンシングを支援する手法として代替校正が盛んになってきた事に言及したい。これは、太陽光やランプによって衛星搭載放射計をフライト時に校正する手法に対して、リモートセンシングの成果物を地上観測で得られる検証データに一致するように放射計の検定値も同時に逆問題として求めようと言うものである。気候研究に必要な長期の衛星観測にとって、代替校正手法は非常に強力でしかも比較的安価な校正手法を提供しようとしている。このような手法が可能になったのは、述べてきた様な80年代における航空機観測や地上観測をもとに、現実の現象を良くシミュレートできる大気放射伝達モデルが確立されてきたことによる。このような観点からも宇宙機関は地上支援観測システムと航空機観測システムへの投資を重視している。

#### 4. 結論

このように概観してみると、過去30年間にわたって、航空機による放射観測は気象と気候の重要な問題解決に大きく貢献してきたと言える。衛星観測がより高度になるにつれて、それを支援する手法として、航空機観測はその重要性をますます増してきた。規模も大きくなっている。それを反映して、最近の欧米の航空機

観測に関する論文は、1つの論文に登場する著者名が多くなってきたと思う。余談ではあるが、つい最近、タイを訪れた際に、人工降雨実験のためにエアロコマンダー十数機が気象観測を行なっているのを見てきた。日本でも貴重なノレンバーク粒子計数器も装備されていると言う。

このような状況のもとで、日本の気象・気候コミュニティが自由に使用できる航空機が存在しないと言うのは、今後、大きなハンディを我々が持ち続けることを意味している。唯一、コミュニティでシェアして活躍しているのは、NASDA のチャーター機である。しかし、これも飛行時間の制約から衛星ミッションをサポートするために特化せざるを得ない状況にある。今後、我々のコミュニティが使用できる航空機を導入する努力をしなければならないだろう。またこれらの大型プロジェクトを支えるためには、重要な問題解決のために局面局面で人が集中し、個人に負担のかからない流動的なプロジェクト型の研究体制と社会構造の実現が日本でも必要である事を指摘して、結論としたい。

#### 参 考 文 献

- Ackerman, S. A. and S. K. Cox, 1981 : Aircraft observations of the shortwave fractional absorptance of non-homogeneous clouds, *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1510-1515.
- Arking, A., 1996 : Absorption of solar energy in the atmosphere : Discrepancy between model and observations, *Science*, **273**, 779-782.
- Asano, S., M. Shiobara and A. Uchiyama, 1995 : Estimation of cloud physical parameters from airborne solar spectral reflectance measurements for stratocumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3556-3576.
- Cahalan, R. F., W. Ridgway, W. J. Wiscombe, S. Gollmer and Harshvardhan, 1994 : Independent pixel and Monte Carlo estimates of stratocumulus albedo, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3776-3790.
- Curran, H., L. Kyle, L. R. Blaine, J. Smith and T. D. Clem, 1981 : Multichannel scanning radiometer for remote sensing cloud physical parameters, *Rev. Sci. Instrum.*, **52**, 1546-1555.
- Foot, J. S., 1996 : Information on SAFIRE, Private communication.
- Hayasaka, T., N. Kikuchi and M. Tanaka, 1995 : Absorption of solar radiation by stratocumulus clouds : Aircraft measurements and theoretical calculations, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1047-1055.
- King, M. D., W. P. Menzel, P. S. Grant, J. S. Myers, G. T. Arnold, S. E. Platnick, L. E. Gumley, S.-C. Tsay, C. C. Moeller, M. Fitzgerald, K. S. Brown and F. G. Osterwisch, 1996 : Airborne scanning spectrometer for remote sensing of cloud, aerosol, water vapor, and surface properties, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **13**, 777-794.
- King, M. D., L. F. Radke and P. V. Hobbs, 1990 : Determination of the spectral absorption of solar radiation by marine stratocumulus clouds from airborne measurements within clouds, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 894-907.
- Kobayashi, T., 1991 : Reflected solar flux for horizontally inhomogeneous atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2436-2447.
- Nakajima, T., M. D. King, J. D. Spinhirne and L. F. Radke, 1991 : Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II : Marine stratocumulus observations, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 728-750.
- NASDA, 1995 : AMSSの仕様について, NASDA報告書.
- Ohta, S., M. Hori, N. Murao, S. Yamagata and K. Gast, 1996 : Chemical and optical properties of lower tropospheric aerosols measured at Mt. Lemmon in Arizona, *J. Global Environ. Eng.*, **2**, 67-78.
- Pilewskie, P. and F. P. J. Valero, 1992 : Radiative effects of the smoke clouds from the Kuwait oil fires, *J. Geophys. Res.*, **97**, 14541-14544.
- Platnick, S., P. A. Durkee, K. Nielsen, J. P. Taylor, S.-C. Tsay, M. D. King, R. J. Ferek and P. V. Hobbs, 1996 : The role of background cloud microphysics in ship track formation, *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- Radke, L. F., J. A. Coakley, Jr. and M. D. King, 1989 : Direct and remote sensing observations of the effects of ships on clouds, *Science*, **246**, 1146-1149.
- Rawlins, F. and J. S. Foot, 1990 : Remotely sensed measurements of stratocumulus properties during FIRE using the C130 aircraft multi-channel radiometer, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2488-2503.
- Stephens, G. L. and S.-C. Tsay, 1990 : On the cloud absorption anomaly, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 671-704.
- Vane, G., M. Chrisp, H. Enmark, S. Macenka and J. Solomon, 1984 : Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer : An advanced tool for earth remote sensing, *Proc. IEEE Int'l Geosci. Remote Sensing Symposium*, SP 215, 751-757.

## 4. 大気成分の観測

### —大気成分変動の研究と航空機観測への期待—

吉 田 尚 弘\*

#### 1. はじめに

社会的にも広く関心を集めるようになった地球変化は、おもに大気成分の変動によって、引き起こされていることには異論がない。しかしながら、大気成分の変動が何によっているのかを理解するためには、大気成分の起源と循環の全体像が描かれなければならない。そのためには、(a) 大気・海洋・陸域の各サブシステムにおける、各大気成分が関わる循環プロセス、(b) 各循環プロセス間の相互作用、(c) サブシステム間の相互作用、という各レベルにおいて、現象の認識が深められ、集積されていかなければならない。

地球変化の将来予測の基礎となるべき観測についても、最近でこそ比較的多種の大気成分が観測されるようになったが、後述する同位体を含めて、十分な観測がなされていないというのが現状である。重要な大気成分について、濃度、フラックス、同位体比がセットで観測されるようになると、循環の理解が格段に進むと考えられる。このような状況の中で、大気化学成分の観測、とくに航空機による観測は非常に重要である。

#### 2. 大気成分の変動

第1表(吉田・和田(1990)に加筆修正)に地表付近の平均大気組成と各成分の循環過程を示した。表の $H_2O$ 以外は乾燥大気中の地表付近の濃度、 $H_2O$ は湿潤大気中の対流圏内平均濃度を示している。また、希ガスを除く $H_2O$ 以下の成分は、地域的、季節的および鉛直の変動があるので、1990年時点における全球平均として示している。1ppbを下回る大気成分については、主な生成源は自然か人工起源かを示し、消滅先はほとんど物理・化学過程なので反応の場を示した。対流圏ではおもにOHなどのオキシダントとの反応で

消滅し、成層圏と電離圏では主に光分解で消滅する。

結果として現れている地球変化は、これら大気成分の変動によるわけであるが、大気成分によって、変動のモードが異なっている。大別すると、次のような変動の現象が、上述した(a)、(b)、(c)の各レベルを通して、解明されなければならない。(1) 成層圏オゾンの変動と、その消長に關与する大気成分の変動、(2) 気候変動の主体ともなる水蒸気の循環の変動、(3)  $CO_2$ 、メタン、 $N_2O$ などの温室効果ガスの変動、(4) 対流圏オゾン、OH、 $H_2O_2$ などのオキシダントの変動、(5) エーロゾルの変動。さらに、これらの大気成分の循環は相互に關係しているので、その相互作用についても解きほぐされなければならない。

最近進められているそのような研究のよい例として、酸素の例があげられる。酸素の循環は、1000万年程度の地質学的サイクルと約2000年の生物地球化学的サイクルから成り立っている。産業革命以降の化石燃料の燃焼により、 $CO_2$ が増加しているが、この増加に見合う(実際には三倍の変動量の)減少が理論的には予想されていた。しかしながら、その変動量(数ppm/yr)があまりにも大気濃度( $210 \times 10^3$  ppm)に比べて小さいので、計測は $\pm 10^{-5}$ の精度が要求され、測定が試みられることすらなかった。近年、Keeling and Shertz(1992)や、Bender *et al.* (1996)によって測定が進められ、第1図(Keeling and Shertz, 1992)に示されるように、 $CO_2$ の循環に関する大きな制限要素を与えつつある。

#### 3. 水循環と物質循環の相互作用としての温室効果ガスの循環

大気水圏において、水と水以外の物質のサイクルは、相互に深く関わっている。第1表中に乾燥大気の成分に加えて、わざわざ水蒸気の全球平均値を与えているのは、第4の主要成分であることに加えて、その変動が地

\* 名古屋大学大気水圏科学研究所。

© 1997 日本気象学会

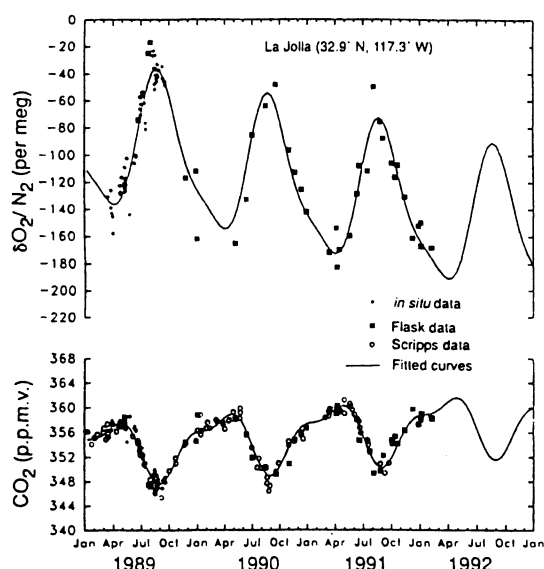
第 1 表 地表付近の 1990 年における全球平均大気組成と循環過程.

成分	濃度/体積 ppb	平均滞留時間/年	主な生成源	主な消滅先
N <sub>2</sub>	780.84 × 10 <sup>6</sup>	2 × 10 <sup>7</sup>	生物過程	生物過程
O <sub>2</sub>	209.46 × 10 <sup>6</sup>	2.2 × 10 <sup>3</sup>	生物過程	生物過程
Ar	9.34 × 10 <sup>6</sup>	—	物理・化学過程	なし
H <sub>2</sub> O	4.83 × 10 <sup>6</sup>	0.03	物理・化学過程	物理・化学過程
CO <sub>2</sub>	350 × 10 <sup>3</sup>	~2	生物過程	生物過程
Ne	18.18 × 10 <sup>3</sup>	—	物理・化学過程	なし
He	5.24 × 10 <sup>3</sup>	3 × 10 <sup>7</sup>	物理・化学過程	物理・化学過程
CH <sub>4</sub>	1.65 × 10 <sup>3</sup>	5~10	生物過程	物理・化学過程
Kr	1.14 × 10 <sup>3</sup>	—	物理・化学過程	なし
H <sub>2</sub>	560	~2	生物過程	生物過程
N <sub>2</sub> O	310	100~120	生物過程	生物過程
CO	90	0.3	物理・化学過程	物理・化学過程
Xe	87	—	物理・化学過程	なし
O <sub>3</sub>	25	0.1~0.3	物理・化学過程	物理・化学過程
NH <sub>3</sub>	1	0.01	生物過程	物理・化学過程
NO, NO <sub>2</sub>	0.05	10 <sup>-3</sup>	人工	対流圏
COS	0.52	~1	人工	対流圏
CS <sub>2</sub>	0.05	~1	人工	対流圏
SO <sub>2</sub>	0.1	10 <sup>-3</sup>	人工	対流圏
H <sub>2</sub> S	0.05	10 <sup>-3</sup>	自然	対流圏
CF <sub>4</sub>	0.1	>500	人工	電離圏
C <sub>2</sub> F <sub>6</sub>	0.01	>500	人工	電離圏
SF <sub>6</sub>	0.001	>500	人工	電離圏
CClF <sub>3</sub>	0.01	400	人工	成層圏
CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	0.3	110	人工	成層圏
CHClF <sub>2</sub>	0.1	20	人工	対流圏
CCl <sub>3</sub> F	0.2	65	人工	成層圏
CF <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> Cl	0.01	380	人工	成層圏
CClF <sub>2</sub> CClF <sub>2</sub>	0.02	180	人工	成層圏
CCl <sub>2</sub> FCClF <sub>2</sub>	0.03	90	人工	成層圏
CH <sub>3</sub> Cl	0.6	1.5	自然	対流圏
CH <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	0.03	0.6	人工	対流圏
CHCl <sub>3</sub>	0.01	0.7	人工	対流圏
CCl <sub>4</sub>	0.1	~40	人工	成層圏
CH <sub>2</sub> ClCH <sub>2</sub> Cl	0.03	0.4	人工	対流圏
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	0.1	8	人工	対流圏
C <sub>2</sub> HCl <sub>3</sub>	0.01	0.02	人工	対流圏
C <sub>2</sub> Cl <sub>4</sub>	0.03	0.5	人工	対流圏
CH <sub>3</sub> Br	0.01	2	自然	対流圏
CBrF <sub>3</sub>	0.001	100	人工	成層圏
CH <sub>2</sub> BrCH <sub>2</sub> Br	0.02	0.4	人工	対流圏
CH <sub>3</sub> I	0.002	0.02	自然	対流圏
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	0.8	0.3	自然	対流圏
C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	0.1	0.3	人工	対流圏
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	0.05	0.03	自然	対流圏
HCHO	0.2	10 <sup>-3</sup>	自然	対流圏
CH <sub>3</sub> CHO	0.02	10 <sup>-3</sup>	自然	対流圏

球変化に与える影響の大きさを考慮してのことである。水蒸気の起源と輸送変質過程は、それ自体、大気水圏科学の基本的命題で古くて新しい問題である。水蒸気の循環の変動としての、乾湿が陸域および海洋の物質循環系に影響を与え、その結果、温室効果ガスの

循環に変動を与える。

一方、CO<sub>2</sub>、メタン、N<sub>2</sub>O などの温室効果ガス分子を構成する水素・酸素はまさに水を構成する元素である。したがって、第2図に示したように、温室効果ガスの水素・酸素同位体組成は、環境水の同位体組成と深



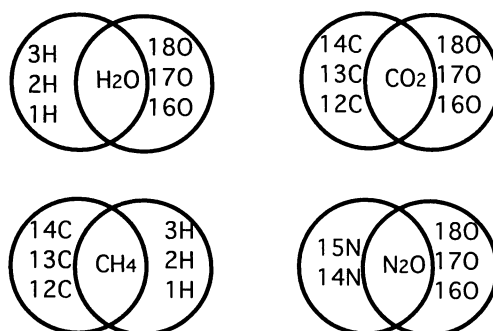
第1図 La Jolla における  $O_2/N_2$  比と  $CO_2$  濃度の変動 (Keeling and Shertz, 1992).

く関わっている。環境水の同位体比は、その起源となる水蒸気・降水の挙動を反映して、一般に低緯度から高緯度に向けて低下する傾向がある。温室効果気体の活発なソースとシンクである、熱帯と寒帯の陸域生態系において環境水の酸素・炭素安定同位体組成は顕著に異なっている。したがって、温室効果ガスの酸素・炭素同位体比は、循環過程の活発な場について、緯度方向の有用な情報を与えることが期待される。

このように温室効果気体とその起源物質の同位体比は、一般に大気・海洋・陸域生態系の各サブシステムで非常に異なっており、温室効果気体が生成・消滅あるいはサブシステム間で交換する際に大きな同位体分別を受ける。したがって、温室効果気体のソース、シンクの強度、交換のフラックスを評価する際に重要なパラメータとなる。

#### 4. アイソトポマーの計測

前項で示した同位体を用いた解析のように、地球変化を引き起こす物質循環の量的変動の中身を理解するには、環境物質の質的情報を得ることが重要である。環境物質の主要構成成分である生元素には、 $^1H$ 、 $^2H$ 、 $^{12}C$ 、 $^{13}C$ 、 $^{14}N$ 、 $^{15}N$ 、 $^{16}O$ 、 $^{17}O$ 、 $^{18}O$ 、 $^{32}S$ 、 $^{34}S$  など種々の安定同位体と、 $^3H$ 、 $^{14}C$  などの宇宙線起源放射性同位体がある比率で存在している。環境物質のアイソトポマー(同位体を含む分子種)も同位体のある自然存在比で分



第2図 水蒸気、温室効果気体の構成同位体。

子内に包含している。アイソトポマーを構成している同位体は同一元素であれば、化学的挙動がほぼ同一であるため、元素内トレーサーとして、環境物質の質的情報、即ち、(1) 起源物質は何で、その同位体組成はいくらか、(2) どのような環境で生成されたか、(3) 生成後にどのように変質したか、(4) どのような過程で、どのような環境で消滅しているのか、といった複雑な履歴を記録している。

これまで環境物質は、概ね混合物あるいは分子全体について、単一元素の同位体比を精密に(安定同位体については、0.01~4%程度の同位体自然存在比を±10<sup>-4</sup>の高精度で)計測し、解析するにとどまっていた。濃度のみを計測する解析法と比較すれば、このレベルでも、定量的な質的情報を加えているという点で、一次元上位の解析法といえる。著者らは、さらに高次の解析法として、分子内の同位体分布を縦糸とし、多元素の同位体を横糸として構成されている、環境物質の豊富な履歴情報のほとんど全てを引き出す新しい方法論を創出することを目指している。現在、アイソトポマーの計測による環境物質の循環の解明を目指して、5年計画の研究計画を練っている。計画では、新たな計測器の開発により、まず、航空機により、採取された試料を地上のラボで精密に測定することから始める。将来的には、計測可能な化学種については、航空機搭載型の計測器を開発し、in situ の観測を可能にしたいと考えている。

#### 5. 大気成分変動の研究に果たす航空機観測の役割

地上、船舶、気球、飛行船、航空機、衛星など様々なプラットフォームの中で、航空機観測が、大気成分変動の研究に果たす役割は大変大きい。概略は、地上と衛星の中間的なプラットフォームであることに間違

いがないが、航空機でなければなし得ない観測もある。観測でカバーする面積が $10^3 \sim 10^6 \text{ km}^2$ 、時間が数時間から数十時間で、細かな時空間分解能をもち、広範にわたる観測が可能である。高速であることは、前述した観測したい目的の分子種により、一長一短がある。この分野でも先導的な役割を果たすアメリカにおいては、NASA の ER-2、DC-8、P-3に加えて、NCAR で計画・開発中の成層圏高度の観測が可能で、WB-57F や無人航空機 UAV が大気成分の観測に利用されている。翻って、観測用の航空機をいまだに持っていないわが国においては、散発的に、しかしながら頻繁に観測が行われている。また、地道であるが、この欠点を乗り越える試みとして、航空路線の定期航路を利用して一定時間間隔で試料を採取する観測も進められており、対象によっては非常に有効な観測となっている。

大気成分変動の研究に果たす航空機観測の役割として、大きく、in situ 計測と試料採取があげられる。これまで、航空機搭載の観測器としては、圧倒的に物理計測関係が進んでおり、化学計測器は非常に限られた分子種にのみ有効であった。このような中で、最近、OH、HO<sub>2</sub>、RO<sub>2</sub> (R は炭化水素) や NO、NO<sub>2</sub> や、ClO などの高感度測定器が開発されるようになった。しかし、まだまだ、多くの大気成分について、in situ 計測は不可能で、かなりの大気成分については、航空機により、試料を採取して、地上の実験室において、精密な測定をすることが必要である。

温室効果ガスについては、残念ながら、CO<sub>2</sub> にとって、よい計測器である NDIR (非分散型赤外分光分析計) と同様な計測器がメタン、N<sub>2</sub>O についてはない。これらは現状では試料採取して持ち帰り、ラボで FID

(水素炎イオン化検出器)あるいは ECD (電子捕獲検出器) のガスクロマトグラフにより濃度測定するより他はない。FT-IR (フーリエ変換赤外分光分析計) あるいは、現在検討中の航空機搭載型近赤外レーザー分光器により、濃度の測定が可能となると、飛躍的にこれらの化学種のサイクルの解明が進むはずである。また、質量分析計も地道な進歩の結果、100ccSTP (標準状態) 程度の大気が試料採取されれば、同位体比が測定可能となってきた。

このように、航空機観測による大気成分の変動の研究は、大変遅い歩みであるが、この数年間とこれからの数年間に比較的大きな進歩が期待される。以上述べてきたように、重要な大気成分について、濃度、フラックス、同位体、そしてさらにアイソトポマーの、広い時空間における計測が航空機観測により、行われるようになることを期待してやまない。

なお、本研究の一部は、科学技術振興事業団の戦略的基礎研究に平成8年度より採択され、5年間の研究計画の中で進行中である。

#### 参 考 文 献

- 吉田尚弘、和田英太郎、1990：大気の化学（日本化学会編）、学会出版センター、46-61。  
Bender, M., T. Ellis, P. Tans, R. Francey and D. Lowe, 1996：Variability in the O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> ratio of southern hemisphere air, 1991-1994：Implications for the carbon cycle, *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 9-21.  
Keeling, R. F. and S. Sherts, 1992：Seasonal and inter-annual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle, *Nature*, 358, 723-727.

## 5. 航空機からの雲・降水のリモートセンシング

### —衛星観測のための技術実証及び衛星検証—

熊 谷 博\*

#### 1. はじめに

航空機による雲・降水のリモートセンシングは、いわゆる「その場観測」ではなく、あくまでも対象からは離れて観測するという特徴がある。航空機観測であるので、当然地上からは見えない海上の降水の観測、あるいはより広域（メソスケール現象）の観測が可能になる。さらに地上レーダでは、十分な分解能が取れない対象にも近接することにより、高い分解能の観測が可能となる。

このような点とは別に、航空機観測は上空からの観測という、地上観測とは異なる視点を提供している。これは衛星観測に似た観測配置を実現するものであり、航空機観測を衛星観測のための予備観測あるいは衛星データ検証と位置づけるという観点が生まれる。本稿では、他の講演と重複を避ける意味もあって、衛星観測との関連性を強調して、航空機からの雲・降水観測に特有な問題や、将来の衛星観測への適用可能性等について紹介する。

#### 2. 降雨観測

##### 2.1 センサ

航空機を使用する降雨のリモートセンシングが、通信総合研究所で開始されたのは、1970年代末にさかのぼる。当初から、航空機実験は、広域のデータ取得を可能にしたというよりは、降雨観測における新しい視点を提供するという意義があったと考えている。それ以来、通信総合研究所では将来の衛星観測を念頭においた降雨観測の研究を実施してきた。

通信総合研究所の初代の航空機搭載降雨レーダ (Okamoto *et al.*, 1982) は、国内での実験後、NASA/GSFC との共同実験に使用され、TRMM 観測のため

の基礎データを取得してきた。また、昨年からは、TRMM 検証を主目的とする新しい多パラメータ航空機搭載降雨レーダ (CAMPR: CRL Airborne Multiparameter Precipitation Radar) を開発し (Kumagai *et al.*, 1996)、実験を開始した。世界的に見ると、同じく TRMM 検証を目的とする JPL (ジェット推進研究所) の ARMAR (Airborne Rain Mapping Radar) (Durdin *et al.*, 1994b)、ER-2 に搭載する 2 ビーム偏波ドップラーレーダ (EDOP) (ER-2 Doppler radar) (Heymesfield *et al.*, 1996)、テイルレーダによる風測定を目的とする NCAR ELDORA/ASTRAIA (Electra Doppler Radar/Analyse Stereoscopic par Radar Aeroporte sur Electra) (Hildebrand *et al.*, 1994) が現在稼働中の主なレーダである。

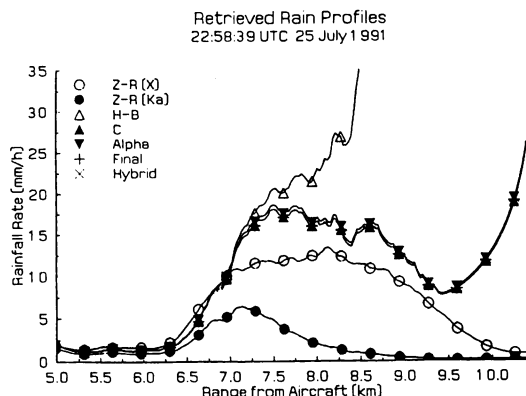
##### 2.2 降雨の高さプロファイル

衛星搭載降雨レーダ観測においては、衛星から下向きの観測が中心となり、降雨の高さプロファイルを求めることになる。衛星搭載降雨レーダでは、比較的小さなアンテナ口径で高分解能が要求されるため、地上降雨レーダに比べ、高い周波数を使用する。TRMM の場合、周波数は 13.8GHz であり、地表のフットプリント (アンテナ主ビームの照射領域) の直径は約 4km である。このような周波数では、電波の降雨減衰が無視できなくなる。このため、数 mm/h 以上の降雨に対しては、単純な Z-R 関係だけで降雨量を求めると、過小評価することになる。

上空からの降雨観測では、降雨エコーの下に、地表面エコーが受信される。このうち、海面エコーは、入射角や風速の依存性があるが、比較的小さい時間、空間のもとでは、ほぼ一定値と考えられる。このため、海面エコー強度の変化から、電波のパス全体にわたる降雨による積分減衰量を求めることができる。この値を使って、降雨プロファイルの減衰補正を行うことが可能であり、表面参照法 (Surface Reference Method)

\* 郵政省通信総合研究所。

© 1997 日本気象学会



第1図 種々の手法による降雨の垂直プロファイルの推定結果の比較。X, Ka バンドの2周波のレーダ観測に対し、Z-R 関係を使った方法、H-B (Hitschfeld-Bordan) 法、表面参照法 (C, Alpha, Final) 等の結果が示されている (Iguchi and Meneghini, 1994)。

と呼ばれる手法が開発された (Meneghini and Nakamura, 1990; Iguchi and Meneghini, 1995)。表面参照法による降雨の垂直プロファイルの推定例を第1図に示す。これらの手法は、TRMM レーダ観測において降雨プロファイルを求める場合の主要なアルゴリズムである。同時に、海面エコー強度が概ね既知であることを利用すれば、航空機搭載あるいは衛星搭載降雨レーダの絶対校正を容易に行うことができる。航空機搭載降雨レーダにおいては、このようなチェックが行われるため、地上設置レーダに比べ校正という点ではかなり有利な面もある。

その他の、衛星観測に伴う問題として、フットプリント中で、降雨強度に非一様性がある場合、顕著な例として、降雨がフットプリント内に一部しか存在していない場合には、観測データからそのまま降雨量を求めると誤差が生じる。特に TRMM ではフットプリントが4km 程度あるため、対流性降雨の場合は、容易にこれ以下のスケールが存在する。この場合単純な Z-R 関係による方法であれば、比較的誤差は小さいが、表面参照法を用いると誤差が大きくなる場合があり注意を要する (Nakamura, 1991)。このような場合の検証にも、TRMM と航空機搭載レーダの同時観測は有効であろう。また、まわりのいくつかのフットプリントデータに変化が激しい場合は、フットプリント内も非一様性があるとして、統計的に補正する手法等が検討されている (Kozu and Iguchi, 1996)。

## 2.3 多偏波観測

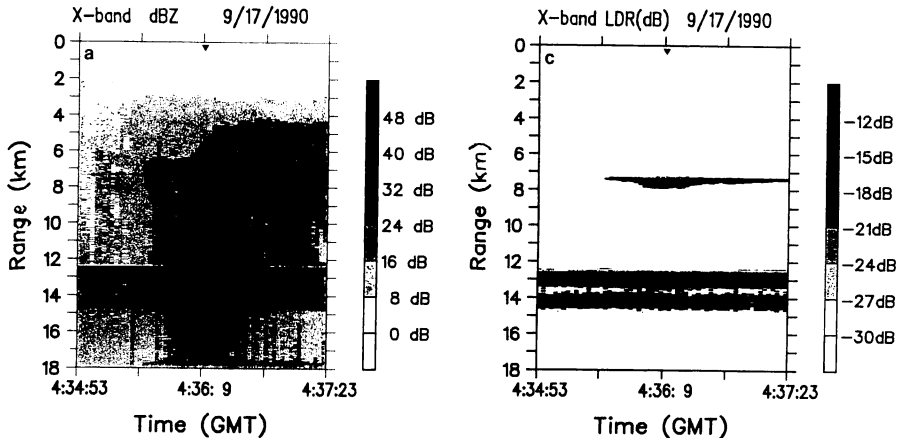
地上レーダのマルチパラメータ化の流れを受けて、航空機搭載レーダでも偏波観測が試みられている。将来の衛星搭載降雨レーダへの適用という点では、偏波観測による降雨粒子の識別は可能性のある検討課題である。但し衛星観測では真下方向の観測が中心であるため、主偏波間の反射強度の差を求める差分反射因子 (ZDR) 観測は困難であり、交差偏波を利用して降水粒子の識別を行う観測が有望であろう。しかし、交差偏波成分を検出するためには、高い感度が要求されるため、交差偏波測定は今のところ融解層の検出にのみ有効性が示されているにとどまっている。偏波間位相の測定も、降水量測定に有効であるが、ZDR と同様に水平方向の観測で有効である。

航空機搭載降雨レーダにおける最初の偏波観測は、通信総研/NASA 共同実験の一環として1990年の台風実験で実施された。レーダは、真下向き固定であるが、交差偏波が融解層から発生していることが測定され、他の降雨の領域と明瞭に区別できることが確認された (Kumagai *et al.*, 1993)。この結果を第2図に示す。現在、偏波機能を持つ航空機搭載降雨レーダとして、ARMAR, EDOP (交差偏波観測のみ) と CAMPR がある。このうち、はじめの2つのレーダは、主に真下方向を観測する。ARMAR のデータを使った交差偏波と偏波間相関係数の解析は Zrnice *et al.* (1994) により行われている。これに対して、CAMPR ではアンテナ走査角が大きくとれるため、水平方向に近い角度の観測では ZDR も測定されている。

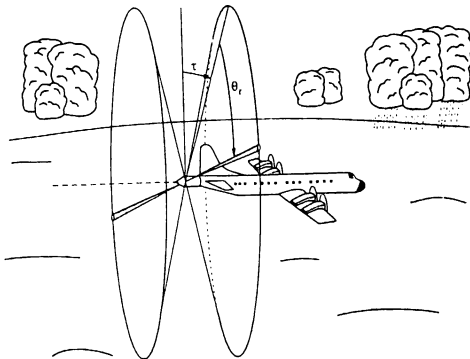
## 2.4 ドップラー観測

衛星搭載降雨レーダで、雨をターゲットにドップラー測定を行うことは、現状では困難と考えられる。これは、衛星から真下を観測するとしても、アンテナビーム幅の中心以外の点では、衛星の動きと視線方向が直交しないので、ドップラー速度の中に衛星速度の寄与が現れ、これがドップラー速度に分散を与える。衛星速度は速いため、この分散が容易に典型的な雨の落下速度や風速を超えてしまうためである。しかし、航空機搭載レーダにおいては、ドップラー速度の測定は、広域の風速場の測定として有効であることが認識されている。このために、航空機の中心軸のまわりに回転するいわゆるテイルレーダ方式で、前方と後方の2ビームをもち、1回のパスで3次元風速場が得られるシステム (ELDORA) が開発されている (Hildebrand *et al.*, 1994)。ELDORA の観測概念図および水平風の測





第2図 偏波観測による降雨の垂直プロファイル. Xバンド主偏波と交差偏波(LDR)が示されている (Kumagai *et al.*, 1993).



第3図 ELDORAの観測概念図 (Hildebrand *et al.*, 1994).

定例を第3, 4図に示す. CAMPRでは, アンテナビームを機体に直交する面内の広い角度範囲を走査するため, 機体に直交する面内の風は1回のパスで求められる (Kumagai *et al.*, 1996). このほかに, 複数の飛行パスを組み合わせれば3次元の測定も可能となる.

## 2.5 複合センサ観測

衛星観測において, いくつかのセンサを組み合わせた複合センサ解析が重要である. このために航空機観測においても実証実験を行う必要がある. NASA等の大型観測用航空機には多数のセンサを搭載し, 同時観測することが可能である. わが国においても今後, 搭載機器や観測窓に余裕のある機体を整備する必要がある. 雨観測においては, まず, レーダとマイクロ波放射計の組み合わせが重要である. このような観測例

としては, 1990年の台風実験における観測 (Wang *et al.*, 1994) や ARMAR の観測 (Durdin *et al.*, 1994a) が報告されている.

## 3. 雲観測

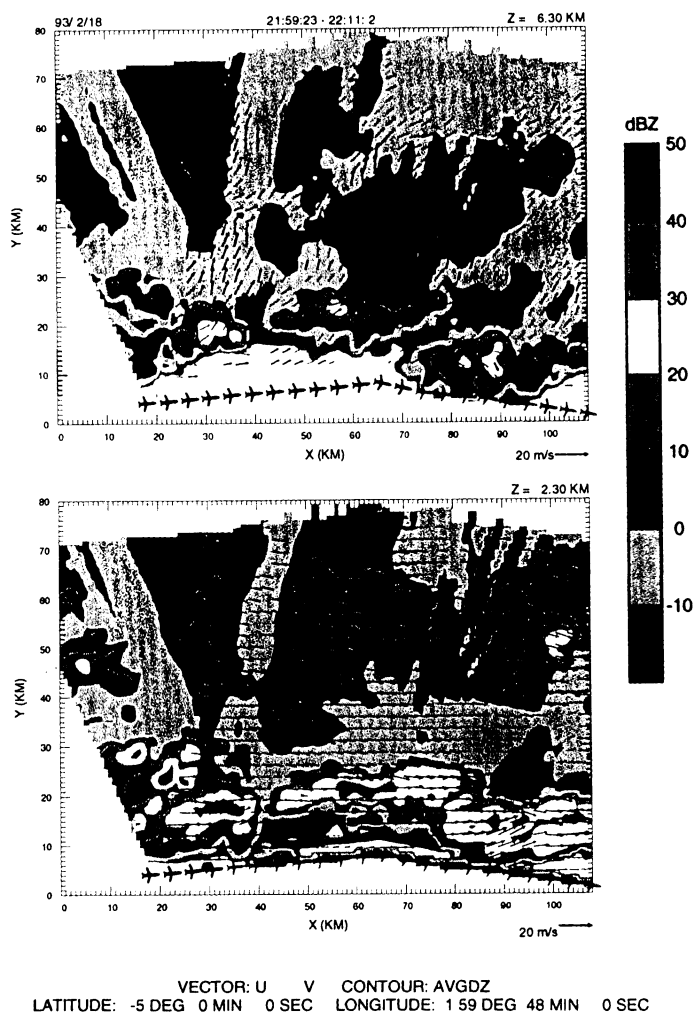
### 3.1 ミリ波雲レーダ

地球放射収支の高精度化のためには, 雲の垂直構造を測定することの重要性が指摘されている. このために最適なセンサとしてミリ波雲レーダがあり, 最近多くの機関で導入され始めている. また, 雲レーダの衛星搭載化の計画も各国の宇宙機関で検討されている. 現在雲レーダの周波数としては, 94~95GHz 帯あるいは35GHz 帯が使用されている. 雲レーダは, 基本的には降雨レーダの感度を大幅に向上させたものである. 周波数が高いため, 観測レンジは限られるが, 5km程度のレンジにおいては最小検出Zは, 積分処理を施した後では-40~-50dBZに達する. 雲レーダを使用する研究として, 雲の放射に関する研究とともに, 雲物理-降水生成に関する研究が考えられる. 雲レーダでは, 多パラメータ化が図られ, 雲水(氷)量の測定のほかに, ドップラー速度, 粒子の識別および形状の推定等が可能である. 雲の粒径は極めて重要なパラメータであるが, 今のところレーダ単独では, 直接測定は困難であり, 放射計等との複合観測が必要になろう.

### 3.2 航空機搭載雲レーダ

航空機搭載雲レーダとしては, ワイオミング大学 King-Air 航空機に95GHz レーダを搭載した観測が行

## TOGA COARE ELDORA



第4図 2つの水平面におけるレーダ反射因子と水平風の分布  
 (1993年2月18日) (Hildebrand *et al.*, 1994).

われている。観測では、対象に接近して数10m程度の分解能で測定可能である (Mead *et al.*, 1994)。衛星観測の技術実証を目指した本格的な雲レーダの航空機観測は JPL において、NASA/DC-8に搭載するシステムが完成したところである。通信総研でもガルフストリームに搭載する95GHzレーダを開発中であり、平成9年度の初飛行を目指している。いずれのシステムも飛行高度は12kmであり、かなりの割合の上層雲まで観測可能である。通信総研のシステムは、真下から真横まで、アンテナを走査することができる。これは、対象となる粒子の速度ベクトルの推定とともに、偏波観

測において広い入射角特性を取得することが可能になり、雲粒子の識別や粒子の形状推定に威力を発揮すると考えている。

衛星実証を目的とした航空機搭載雲レーダ観測では、(1)レーダシステムの開発と動作確認；(2)衛星観測に必要なレーダ感度および観測精度の評価；(3)分解能およびサンプリングによる影響の評価；(4)衛星観測における物理量抽出アルゴリズムの研究；さらに、(5)航空機観測による雲物理、雲-降水等の研究について検討する予定である。

## 4. まとめ

航空機による雲・降水のリモートセンシングについて、衛星観測との関連性を中心に紹介した。TRMM 衛星実現のために、航空機搭載レーダ観測は大きな役割を果たしてきたと考えており、今後の雲レーダ衛星計画に対しても、同様の寄与をしていきたい。また、今後は、航空機観測でも複合センサによる同時観測が必要である。また、複数の航空機を動員して、粒子測定等と同時に行う必要もあろう。多センサによる同時観測にも使用可能な大型の航空機が、我が国でも使用可能になりつつある。また、衛星関連以外のメソスケール気象や、雲物理の研究にも大いに寄与したいと考えている。これらの研究に対しても積極的に共同観測、キャンペーン観測を実施したい。

## 参 考 文 献

- Durden, S. L., Z. S. Haddad, E. Im, A. Kitiyakara, F. K. Li, A. B. Tanner and W. Wilson, 1994a : Measurement of rainfall path attenuation near nadir : A comparison of radar and radiometer methods at 13.8GHz, *Radio Sci.*, **30**, 943-947.
- Durden, S. L., E. Im, F. K. Li, W. Ricketts, A. Tanner and W. Wilson, 1994b : ARMAR : An airborne rain-mapping radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 727-737.
- Heymesfield, G. M., S. W. Bidwell, I. J. Caylor, S. Ameen, S. Nicholson, W. Boncyk, L. Miler, D. Vandemark, P. E. Racette and L. R. Dod, 1996 : The EDOP radar system on the high-altitude NASA ER-2 aircraft, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 795-809.
- Hildebrand, P. H., C. A. Walther, C. Flush, J. Testud and G. Baudin, 1994 : The ELDORA/ASTRAIA airborne doppler weather radar, *Proc. IEEE*, **82**, 1873-1890.
- Iguchi, T. and R. Meneghini, 1994 : Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1507-1516.
- Kozu, T. and T. Iguchi, 1996 : A preliminary study of non-uniform beam filling correction for spaceborne radar rainfall measurement, *IEICE Trans. Commun.*, **E 79-B**, 763-769.
- Kumagai, H., R. Meneghini and T. Kozu, 1993 : Preliminary results from multiparameter airborne rain radar measurement in the western Pacific, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 433-440.
- Kumagai, H., K. Nakamura, H. Hanado, K. Okamoto, N. Hosaka, N. Miyano, N. Takahashi, T. Iguchi and H. Miyauchi, 1996 : CRL airborne multiparameter precipitation radar (CAMPR) : System description and preliminary results, *IEICE Trans. Commun.*, **E 79-B**, 770-778.
- Mead, J. B., A. L. Pazmany, S. M. Sekelsky and R. E. McIntosh, 1994 : Millimeter-wave radars for remotely sensing clouds and precipitation, *Proc. IEEE*, **82**, 1891-1906.
- Meneghini, R. and K. Nakamura, 1990 : Range profiling of the rain rate by an airborne weather radar, *Remote Sens. Environ.*, **31**, 193-209.
- Nakamura, K., 1991 : Biases of rain retrieval algorithms for spaceborne radar caused by nonuniformity of rain, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 363-373.
- Okamoto, K., S. Yoshikado, H. Masuko, T. Ojima, N. Fugono, K. Nakamura, J. Awaka and H. Inomata, 1982 : Airborne microwave rain-scatterometer/radiometer, *Int. J. Remote Sens.*, **3**, 277-294.
- Wang, J. R., R. Meneghini, H. Kumagai, T. T. Wilheit, Jr., W. C. Boncyk, P. Racette, J. R. Tesmer and B. Marves, 1994 : Airborne active and passive microwave observations of super typhoon Flo, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **GE 32**, 231-242.
- Zrnica, D. S., N. Balakrishnan, A. V. Ryzhkov and S. L. Durden, 1994 : Use of copolar correlation coefficient for probing precipitation at nearly vertical incidence, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **32**, 740-748.