

衛星からの大気観測データの利用に関する ワークショップ（第2回）講演記録集

Proceedings of the Second Workshop on
Utilization of Atmospheric Data
by Satellite Measurements

1993年1月8日
国立環境研究所

笹野泰弘 編

Edited by Y. Sasano

THE NATIONAL INSTITUTE FOR ENVIRONMENTAL STUDIES

環境庁 国立環境研究所

はじめに

本書は平成5年1月8日に国立環境研究所で開催された「衛星からの大気観測データの利用に関するワークショップ（第2回）」の講演記録集である。当日の講演者の皆様をお願いして、講演内容に沿って講演時に使用した図表を中心に新たに原稿を用意して頂いたものである。

ワークショップは昨年と同様、年明け早々の開催であったにも関わらず、14件の講演を頂くことが出来、また多くの参加者を得ることが出来た。衛星による大気観測データの利用に関する関心の高さを示していると思われる。

講演内容は大別すると、衛星からの大気観測に関する提案や将来計画、ILAS、RIS、IMGといったADEOS衛星に搭載されるセンサーの開発状況、衛星データを利用した解析的研究、などに分けられ、最新の情報が盛り込まれている。従って、この講演記録集は当日に参加出来なかった皆様にとってばかりでなく、出席された皆様にとっても記憶を新たにし、また座右の参考資料としてお使い頂けるものと思う。ここに、講演者の皆様に感謝するとともに、座長をお引受け頂いた福西浩、富田二三彦、長沢親生の各氏、並びに参加者の皆様に御礼を申し挙げたい。

なお、編集上の事情により出版が遅れたことをお詫び申し上げます。編者の責任である。

笹野泰弘

プログラム

1993年1月8日(金)

国立環境研究所第3会議室

10:00-10:05

はじめに

笹野泰弘(環境研)

10:05-11:45(座長 福西 浩)

衛星搭載レーザーレーダーによる地球大気観測の可能性(シミュレーション)

齋藤保典(信州大)

衛星利用レーザー長光路吸収法による大気微量分子のモニタリング

杉本伸夫(環境研)

衛星搭載用エシエレ回折格子型赤外分光器原理検証モデルの評価(その2)

鈴木 智(日本電気)

中間圏金属原子層のグローバル観測と地上観測

長澤親生、阿保 真(都立大)

11:45-13:00 昼食

13:00-14:45(座長 富田二三彦)

ILASを利用した成層圏オゾン層関連微量成分の観測

鈴木 睦(環境研)

IMG/ADEOSによる温室効果気体濃度の全球観測

今須良一、林 正康(資環研)、小川利紘(東大)、下田陽久(東海大)

大気微量成分観測データ処理における吸収スペクトルの高速演算について

横田達也(環境研)

大気観測に影響を及ぼす太陽活動

富田二三彦(通総研)

太陽プロトン現象と大気環境

渡辺 堯(名古屋大)、藤田恵理子(愛知教育大)

14:45-15:00 コーヒーブレイク

15:00-16:50(座長 長沢親生)

ランドサットからながめた首都圏における大気エアロゾル

鶴田治雄(農環研)

大気微量成分モデリングと衛星データの利用

佐々木徹(気象研)

TOMSオゾン観測値からみた最近のオゾン層変動

川平浩二、長谷川勉(富山高専)
NOAA/TOVS及びNIMBUS 7/TOMSデータを利用したオゾン変動の研究

福西 浩(東北大)

CCSRにおける衛星データ利用の現状

中島 孝・中島映至(東大気候セ)

16:50-17:00

総合討論

笹野泰弘(環境研)

目次

はじめに

ワークショッププログラム

講演記録

衛星搭載レーザーレーダーによる地球大気観測の可能性 (シミュレーション) (齋藤保典, 野村彰夫, 鹿野哲生) -----	1
衛星利用レーザー長光路吸収法による大気微量分子のモニタリング (杉本伸夫) -----	10
衛星搭載用エシエレ回折格子型赤外分光器原理検証モデルの評価 (その2) (鈴木 睦、笹野泰弘、中島正勝、古澤 明、谷井 純、中島慎一、鈴木 智) -----	17
中間圏金属原子層のグローバル観測と地上観測 (長澤親生、阿保 真)	23
ILASを利用した成層圏オゾン層関連微量成分の観測 (鈴木 睦) -----	28
IMG/ADEOSによる温室効果気体濃度の全球観測 (今須良一、前田高尚、林 正康、小川利紘、下田陽久、小林博和) -----	40
大気微量成分観測データ処理における吸収スペクトルの高速演算について (横田達也) -----	45
大気観測に影響を及ぼす太陽活動 (富田二三彦) -----	53
太陽プロトン現象と大気環境 (渡辺 堯、藤田恵理子) -----	58
ランドサットからながめた首都圏における大気エアロゾル (鶴田治雄) -----	70
大気微量成分モデリングと衛星データの利用 (佐々木徹) -----	79
TOMSオゾン観測値からみた最近のオゾン層変動 (川平浩二、長谷川勉) -----	84
NOAA/TOVS及びNIMBUS 7/TOMSデータを利用したオゾン変動 の研究 (福西 浩) -----	91
CCSRにおける衛星データ利用の現状 (中島 孝・中島映至) -----	98

1. はじめに

地球大気環境を広域に観測しようとする場合には、飛翔体の機動性を有効に利用することが重要で、これまでも様々な飛翔体を用いて地球大気観測が行われてきたが、これらの飛翔体に搭載された観測機器の多くは太陽光を光源としたパッシブセンサーが主体であった。その有効性はこれまでに行われた多くの観測データにより実証されているが、本報告では地球観測体制のさらなる発展という観点から、次世代衛星センサーとしてアクティブセンサーであるレーザーレーダー（ライダー）を取り上げ、地球大気観測用衛星搭載レーザーレーダーの可能性と有効性を探る。

2. シミュレーションモデル

2.1 観測対象物

大気環境という観点からエアロゾル及び上層雲を選んだ。エアロゾルはトレーサーとして大気力学の観点から重要であると共に、大気化学反応における触媒的役割や、火山性エアロゾルの大気圏への注入などの点から興味を持たれている。上層雲（特に巻雲）は地球温暖化に直接影響を及ぼすことが知られており、雲量、雲頂高度、鉛直構造（オーバーラップ構造）などが詳細に把握できれば、大気大循環モデルなどの種々の気候モデルの精度向上などにも役立つものと思われる。さらに惑星としての地球大気という観点から、高度90km付近の中間圏領域に存在するNa層を取り上げた。Na層観測により中間圏大気の力学的構造の把握解明や、地球大気波動を通しての地球と宇宙空間とのエネルギー収支解明などを通じて、惑星としての地球が宇宙空間とどのような相互作用を行っているのかを知る上で非常に興味のある存在である。

図1に、シミュレーションに用いた各観測対象物の体積散乱係数の高度依存性を示す。大気モデルは米国標準大気(1976)と NASA EOS Reportのバックグラウンドエアロゾル¹⁾より近似式を導いて使用した。火山噴火などの観測も考慮して、100倍の成層圏エアロゾルエンハンスメント（イベント）も同図に示した。高層雲は8~12kmの高度に厚さ4kmのアルベド40%の巻雲を想定し、透過率より消散係数を導出しさらに消散係数と体積後方散乱係数の比を20としてモデルを作った。Na密度の高度分布は我々の観測データに基づいて、高度90kmにピーク値を持つガウス分布状のも

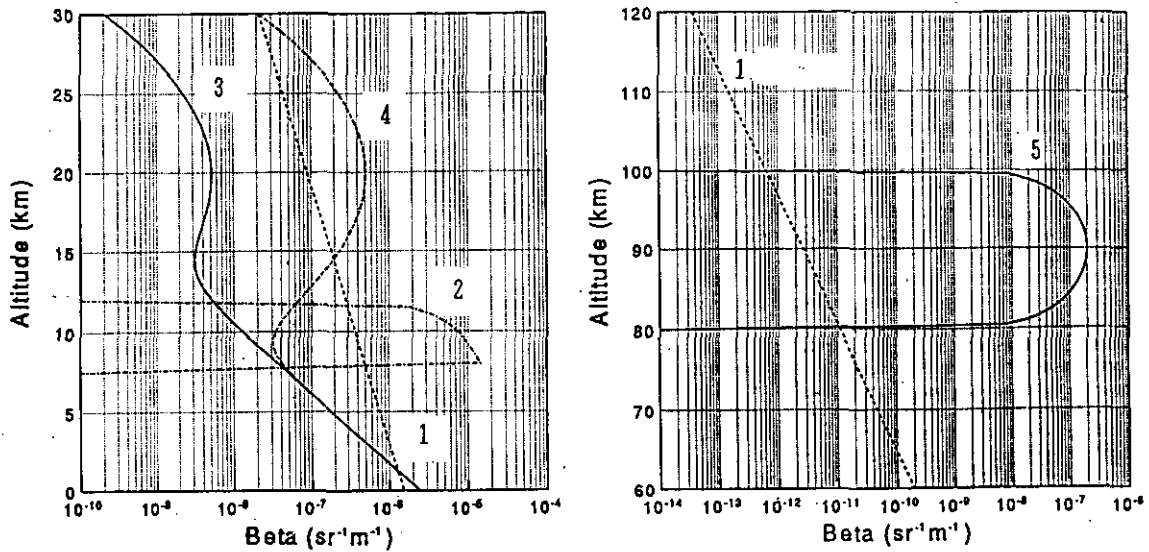


図1 シミュレーションモデル 1) 大気分子、2)雲、3)バックグラウンドエアロゾル、4)成層圏エアロゾルイベント、5)中間圏Na層

の²⁾を考えた。

2. 2 飛翔体搭載レーザーレーダーシステム

想定したレーザーレーダーシステムの仕様を表1に示す。飛翔体として、人工衛星、宇宙ステーション、スペースシャトル、さらに成層圏飛行用のER-2を取り上げた。レーザー光源には、エアロゾル観測用としてNd:YAGレーザーの第2高調波(532nm)を、Na層観測用様にはNa共鳴散乱波長589nmを用いる。太陽背景光雑音を低減する意味で、日中観測と夜間観測で使用する検出用干渉フィルターのバンド幅を代えるなどの工夫が施されている。

2. 3 シミュレーション方法³⁾

衛星レーザーレーダー実現のキイポイントはレーザー光源にあると考えられる。そのため本シミュレーションでは、各観測において十分な信号対雑音比(S/N)を得るのに必要とされるレーザー光源のエネルギー及び積算ショット数の見積りを行った。これにより、衛星搭載レーザーシステムの性能を評価することができる。具体的には、レーザーレーダー方程式に大気モデルやシステムパラメータを代入して受信信号強度を求め、信号強度に対する信号及び雑音の重畳した検出系における標準偏差値の比としてS/Nを定義し、 $S/N > 10$ 以上を観測の目安とした。なお太陽背景光雑音以外に、大気分子からの散乱光も雑音(観測対象物からの散乱光ではない)と見なして計算を行った。

表1 飛翔体搭載レーザーレーダーシステムの仕様と観測条件

Transmitter			
Laser Wavelength	532nm (Nd:YAG SH)	589nm (Dye, Forsterite(Cr:Mg ₂ SiO ₄) SH)	532nm (Nd:YAG SH)
Pulse Energy	Variable	Variable	Variable
Pulse Rate	Considerable	Considerable	Considerable
Receiver			
Telescope Diameter	1.0m	1.0m	0.5m
Field-of-View	0.1mrad	0.1mrad	0.1mrad
Optical Bandwidth	1.0nm (Night Time) 0.1nm (Day Time)	1.0nm (Night Time) 0.1nm (Day Time)	1.0nm (Night Time) 0.1nm (Day Time)
System Optical Efficiency	30% (Night Time) 15% (Day Time)	30% (Night Time) 15% (Day Time)	30% (Night Time) 15% (Day Time)
PMT Quantum Efficiency	20%	20%	20%
Condition			
Target	Cirrus (8-12km, Albedo 40%) Stratospheric Aerosol Event	Sodium Layer (80-100km)	Cirrus (8-12km, Albedo 40%) Background Aerosol
Background Noise	1.842W/m ² /nm	1.7W/m ² /nm	1.842W/m ² /nm
Number of Shots	Variable	Variable	Variable
Height Resolution	500m	500m	50m
Horizontal Resolution	Depend on Number of Shots x Pulse Rate		Depend on Number of Shots x Pulse Rate
Flight Model	Spaceshuttle	Space-station	Satellite
Altitude	300km	460km	800km
Velocity	7.7km/s	7.6km/s	7.5km/s
			20km

3. 結果と検討

3. 1 人工衛星、宇宙ステーション、スペースステーションからの高層雲及びエアロゾル観測

シミュレーション結果を図2に示す。雲観測においては50mJ以下程度のエネルギーでも十分な観測が出来る。数100mJ程度であれば高度分解能を10m程度にしてもS/Nが10程度となるため、雲内部構造の詳細な観測も可能である。積算回数を少なくし水平方向の距離分解能を高めたり、1パルス毎にレーザー光を掃引して雲の二次元情報の取捨なども可能と思われる。エアロゾルに関しては、夜間には100mJ x

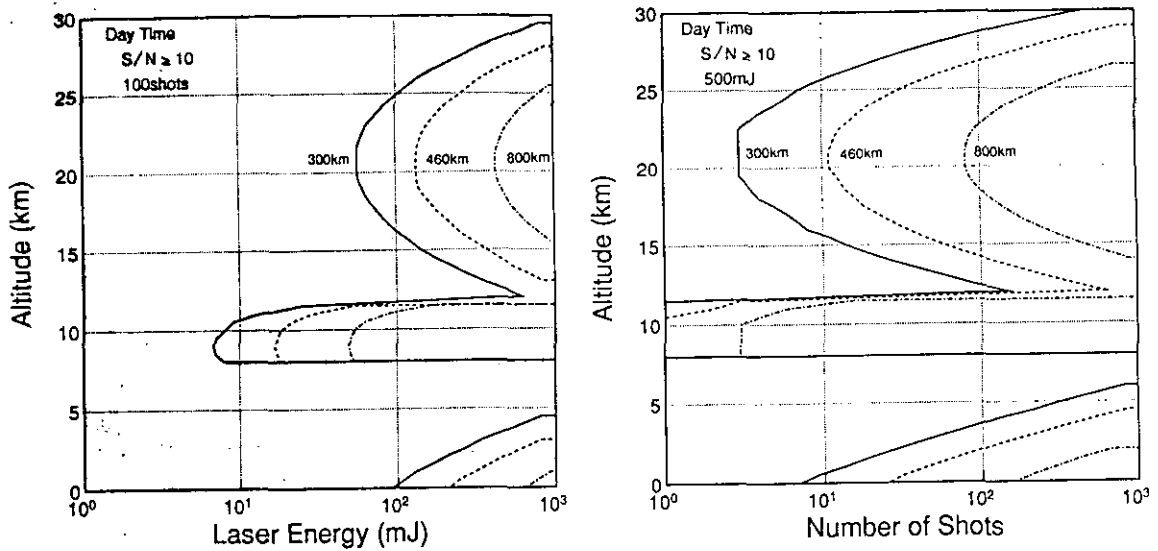


図2-1 雲・エアロゾルの日中観測でS/Nが10以上となる高度領域

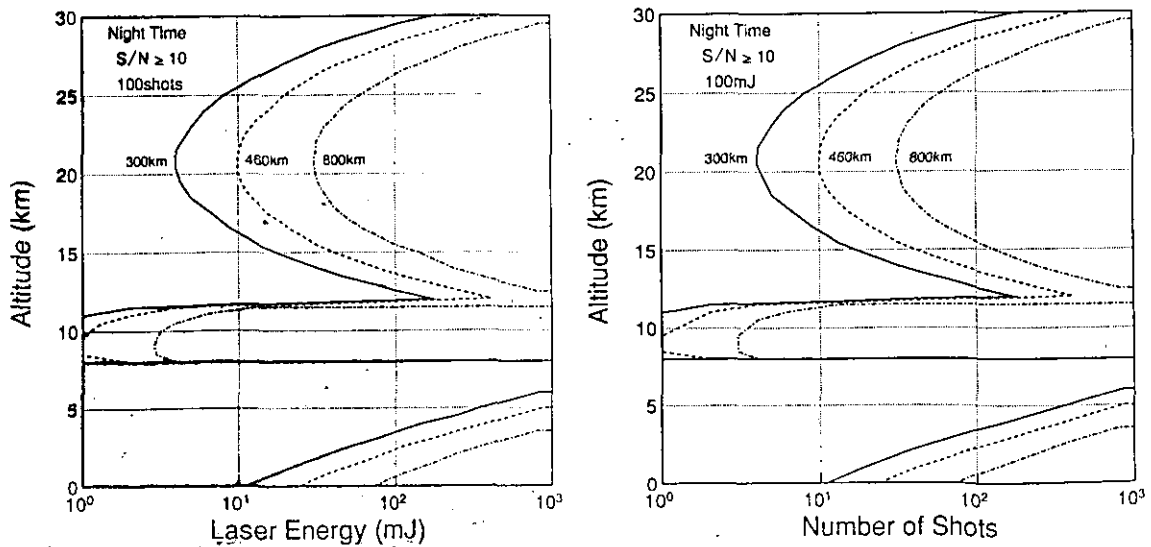


図2-2 雲・エアロゾルの夜間観測でS/Nが10以上となる高度領域

100ショット程度の条件で、日中には $500\text{mJ} \times 100$ ショット程度の条件で、それぞれ28~13km程度の高度領域の成層圏（エンハンスメント）エアロゾルが、対流圏バックグランドエアロゾルについては3km以下程度の高度領域で観測可能である。

3. 2 人工衛星、宇宙ステーション、スペースステーションからのNa層観測シミュレーション結果を図3に示す。日中観測時には $1\text{J} \times 1000$ ショット程度、夜間観測時には $100\text{mJ} \times 1000$ ショット程度が要求される。雲・エアロゾル観測と比較して、レーザー光源に要求される性能は厳しいものになっているが、これはNa密度が少ないことによるものである。

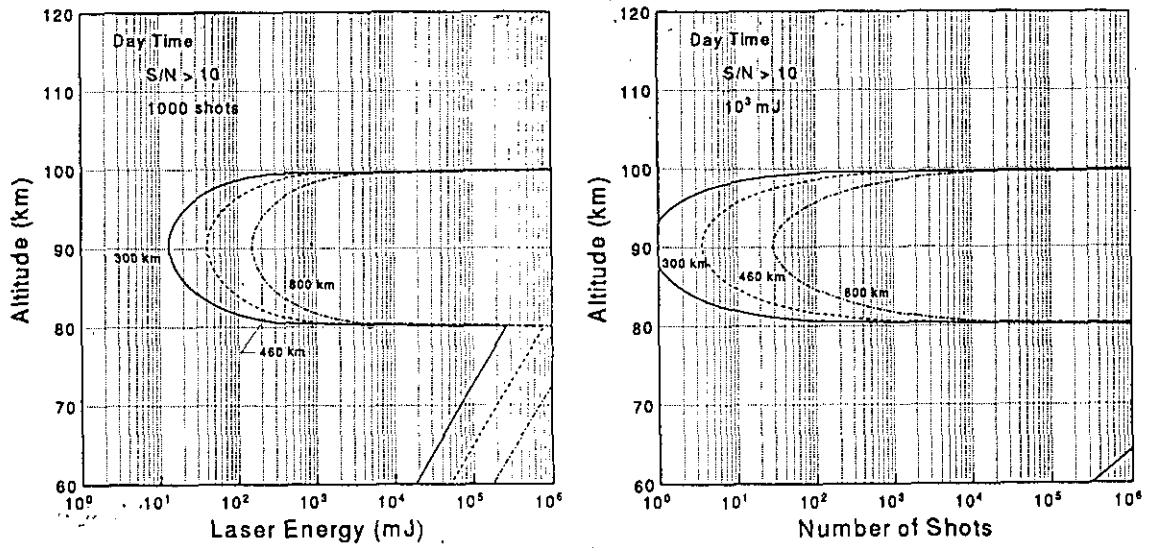


図3-1 Naの日中観測でS/Nが10以上になる高度領域

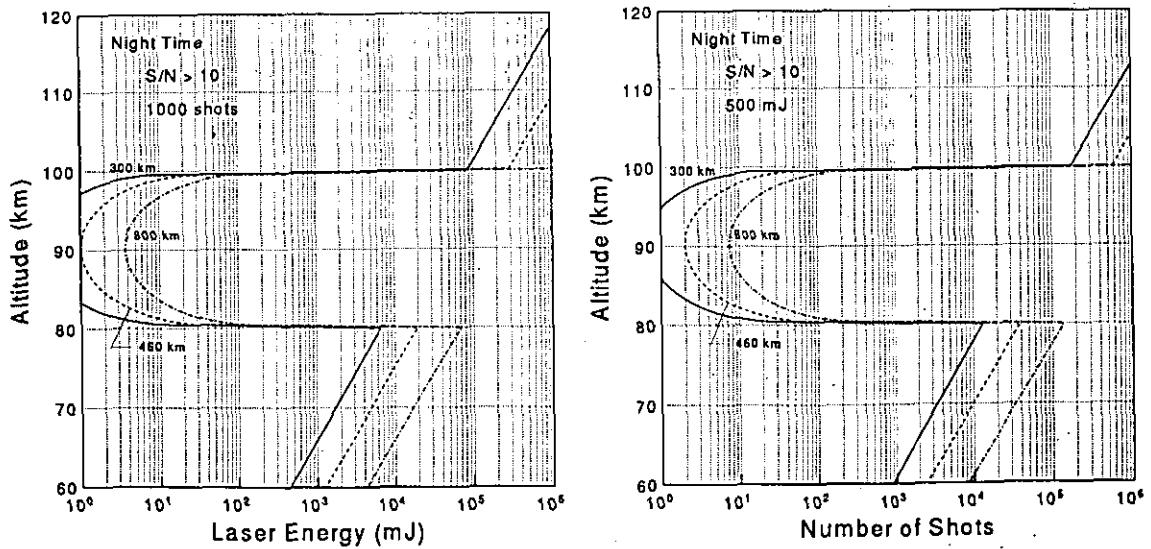


図3-2 Naの夜間観測でS/Nが10以上になる高度領域

3. 3 成層圏飛行用ER-2からの高層雲・バックグラウンドエアロゾル観測

衛星搭載レーザーレーダーの前段階としての航空機搭載システムについて検討した。航空機としてはなるべく高高度を飛行出来るものとして、高度20km付近の飛行が可能なER-2を想定した。レーザー光を上下方向に発射しながら観測を行う。シミュレーション結果を図4に示す。雲観測は全く問題なく行うことが出来る。1J x 100ショット程度で、地上から25kmまでの高度領域で観測が可能である。10km以下の対流圏エアロゾル観測においては100mJ x 100ショット程度で良い。

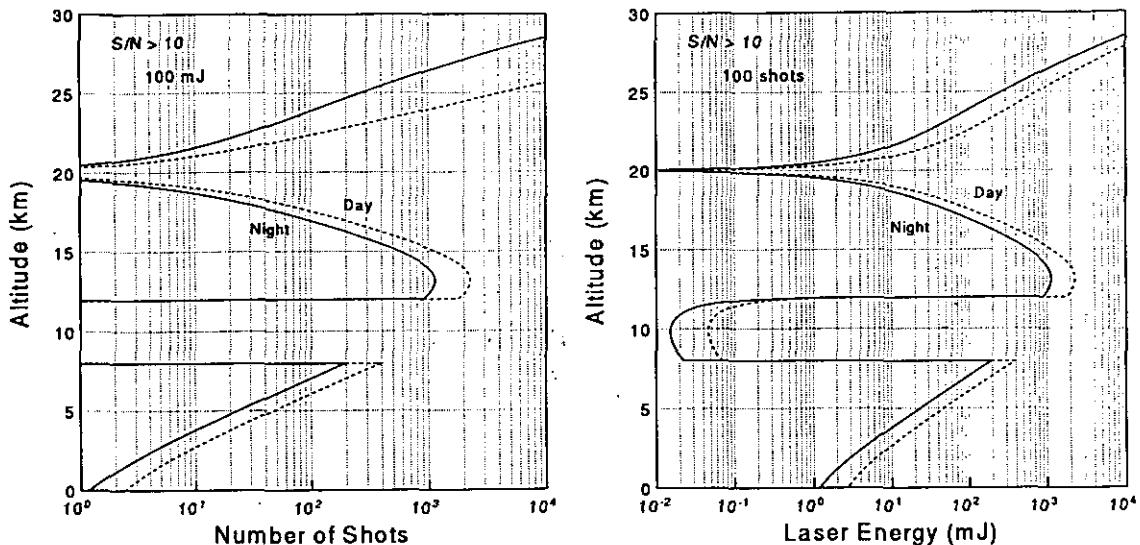


図4 ER-2からの雲・エアロゾル観測でS/Nが10以上になる高度領域

3. 4 水平方向距離分解能について

雲の3次元構造の把握のためにレーザー光を掃引することを考える。高度800km、速度7.5km/s、14軌道/日の太陽同期極軌道衛星を考え、レーザー光の広がり角は0.1mrad、繰り返し10Hz、レーザー光は経度方向地表面水平距離で5700km/10s(角度は経度方向角度51.4°/10s)で掃引されるものとする。図5に水平分解能とフットプリントの関係を示した。3.1の結果より、雲観測においては積算1~10ショットで観測可能であるが、10ショットの積算を考えた場合には、経度方向距離約570km、緯度方向距離75km程度の水平距離分解能、鉛直方向距離500mで雲の3次元構造を得ることが出来る。この水平方向距離分解能は、クラウドクラスタ(熱帯に多く発生する)と呼ばれるScale B程度雲の空間スケール程度に相当する。Scale C程度の空間スケール(10-100km)の場合には、例えば300km程度の経度方向を6秒程度で掃引し経度方向距離50km程度、緯度方向距離45km程度の水平分解で観測すれば

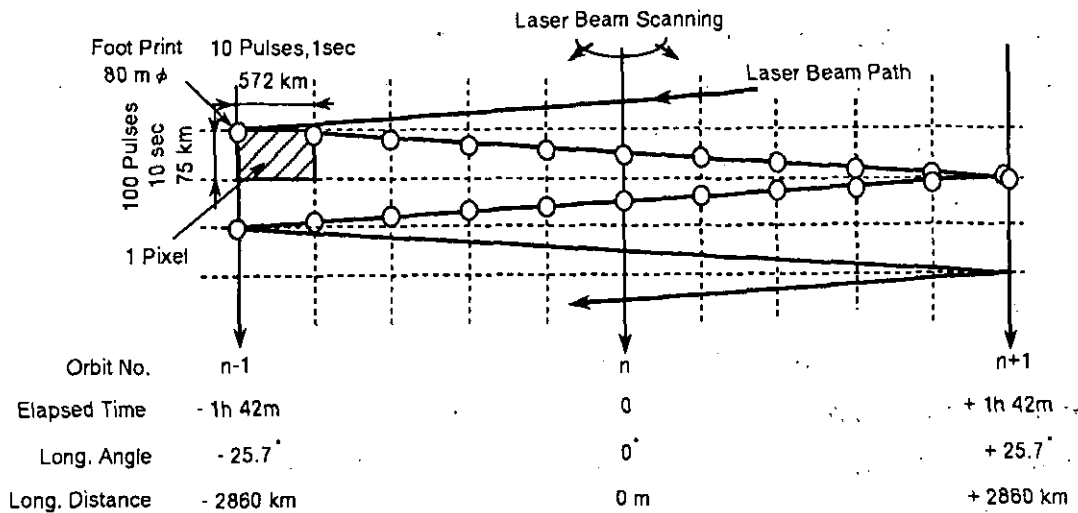


図5 レーザー光掃引による水平方向距離分解能

良い。また観測条件によっては、1パルスでの観測も可能であり水平方向距離分解能は1/10になる。このように効果的な観測を行うためには、開発観測したい雲の空間・時間スケールにあわせて掃引幅・時間を設定することが重要である。また高速・広角度スキャン技術の開発が必須のものとなる。

4. 衛星搭載用レーザー光源開発の課題

シミュレーション結果を満足するようなレーザー光源が現実的なものか検討する。シミュレーション結果、搭載可能重量やスペース、使用可能電力、信頼性などを考慮すると、レーザーダイオード励起固体レーザーが最適なもの判断される。すでに波長532nmにおいてエネルギー500mJ、繰り返し50Hz、直径31cm x 長さ71cm、重量59kg、消費電力約1kWのものも市販されている⁴⁾。

Na観測シミュレーション結果では、レーザー光源についてはかなり厳しい条件が要求された。Na観測用高出力・高繰り返し特性の固体レーザー光源としては非線形結晶を用いた和周波混合を用いたシステムが有力である。1.319 μ mのNd:YAGと1.06 μ mのNd:YAGレーザーを、lithium iodate (LiIO₃)またはlithium triborate(LBO)の非線形結晶内で和周波混合することでNa共鳴線589nmの発生が可能であり⁵⁾⁶⁾、LiIO₃で600mJ x 10Hz、LBOで24mJ x 840Hzの出力が得られている⁵⁾。またCr:Forsterite (Cr:Mg₂SiO₄)レーザーは1167-1345nmの発振波長を有する⁷⁾ため、第2高調波発生により589nmが得られる可能性があり今後の開発が期待される。

衛星搭載用レーザー光源としては、上記のような市販品や既に報告されたものを

上手に使いこなしていくとともに、衛星搭載用新型レーザー光源を研究開発していくことも重要である。本報告では取り上げなかったが、地球大気環境という観点からは水蒸気、CO₂、CH₄、O₃など大気中微量気体成分計測も重要で、そのための新型波長可変全固体レーザー光源の開発⁹⁾や高性能アイセーフレーザー光源（波長1.4μm以上）の開発⁹⁾¹⁰⁾などが今後の研究課題になるものと思われる。

5. おわりに（実現に向けて）

レーザー光源の他にも、システム重量・容積や消費電力の低減化、システム制御系や通信系に関する検討、耐環境試験なども今後検討していかなければならない問題であるが、これらは基本的には現在の衛星観測技術の転用や改良である程度は解決が計られるものと思われる。

総合的には航空機搭載全自動レーザーレーダーシステムなどで、実験的データを蓄積しながら設計・製作にフィードバックして開発を進めて行くことが望ましく、この意味からも 3.3のシミュレーション結果が重要になってくるであろう。NASAの衛星搭載レーザーレーダー計画を眺めていると、地上接地型レーザーレーダーシステムの開発から車載・移動型へ、そして航空機搭載型へと着実に各ステップの研究過程を経てデータを蓄積し、スペースシャトルや人工衛星へと進んできた。日本の現状は、地上接地型は比較的整備されているものの、車載型や航空機搭載型は数例の報告しかない。早急の課題として、特に航空機搭載型での本格的実験を開始すべき時期に来ている。またレーザーレーダー以外の観測機器・方法との有効的な連携体制、データの効率的利用のための検討なども考えていく必要がある。

参考文献

- 1) NASA ed., LASA Lidar Atmospheric Sounder and Altimeter Instrument Panel Report, Earth Observing System Reports Volume II d, (1987).
- 2) 藤森幸光, 中間圏ナトリウム原子層のライダー観測, 信州大学工学部修士論文 (1992).
- 3) 齊藤保典, 衛星搭載レーザーレーダーによる(高層)雲およびエアロゾル観測の可能性, 笹野, 小林編, 衛星搭載レーザーレーダーによる地球規模大気環境の評価に関する調査報告 8章, 国立環境研究所資料 F-43-'92/NIES, (1992).
- 4) FIBERTEK社カタログ, 高出力ダイオードレーザー励起Nd:YAGレーザー Model FP-50.

- 5) T.H. Jeys, Development of mesospheric sodium laser beacon for atmospheric adaptive optics, 16th International Laser Radar Conference, G1 (Boston, July, 1992).
- 6) M.P. Jelonek, R.Q. Fugate, W.J. Langem, A.C. Slavin, R.E. Ruane, and R.A. Cleis, Characterization of Artificial Guidstars Generated in the Mesospheric Sodium Layer, *ibid.*, G2.
- 7) V. Petricevic, S.K. Gayen, and R.R. Alfano, Chromium-activated Forsterite laser, in OSA Proceedings on Tunable Solid State Lasers, Vol. 5, (North Falmouth, May, 1989).
- 8) 久保田, 井元, 初田, 守部, 衛星搭載ライダー用レーザの開発, 電子情報通信学会技術報告 OQE92-28, (1992) 101.
- 9) Y. Saito, K.P. Chan and D.K. Killinger, Performance Characteristics of Acousto-Optic Q-switched Tunable $2.1\mu\text{m}$ Ho:YSGG Laser, 光学 20, (1991) 612.
- 10) 齊藤保典, アイセーフレーザー, *O plus E*, No. 157, (1992) 73.

杉本伸夫

国立環境研究所 大気圏環境部

1. はじめに

レーザー長光路吸収法は大気中の微量分子の遠隔計測手法として原理的に最も高感度が期待される手法である。特に、地球温暖化等に関連する対流圏の大気微量分子は、衛星からの受動センサーによる観測が最も難しい観測対象であり、レーザー長光路吸収に基づく高精度の測定手法の意義が大きい。ここでは、1996年に打ち上げ予定のRIS (Retroreflector In Space)を用いた地上衛星間のレーザー長光路吸収測定の計画を中心に、衛星利用レーザー長光路吸収法を用いた大気微量分子のモニタリングの可能性について論じる。

2. RIS計画

1996年2月に打ち上げ予定のADEOS衛星に大型のレーザーリフレクター、RIS (Retroreflector In-Space)が搭載される。RISはレーザー長光路吸収法による大気微量分子の測定用に設計された単一素子のコーナーキューブリフレクターである。RISを用いた測定では地上から送信したレーザー光をRISで地上に反射し、これを地上で受信する。往復の光路で大気微量分子の吸収スペクトルを測定し、微量分子の濃度分布を求める¹⁻³⁾。

2-1. RIS

RISの構造を図1に示す。単一素子でコーナーキューブの一辺は35cmある。分光測定では、小型のリフレクターを多数組み合わせたアレイでは素子間の干渉を生じるため、単一素子であることが本質的に重要である。RISの鏡面パネルは軽量化した石英で作られ、表面は銀をベースとする光学コーティングが施されている。

ADEOS衛星が高速(7km/s)で進行することによる光行差を補正するためにRISではリフレクターを構成する3つの鏡面の一枚に曲率の小さい球面を用いて反射光を衛星の進行方向に広げるように設計した^{2,3)}。

RISはADEOS衛星に、光軸を鉛直方向から進行方向に約30度、横方向にも約20度傾けられて取り付けられる²⁾。図2にADEOSの地上トラックと東京の地上局から測定が可能なRISの位置を示す。この領域をADEOSが通過するとき測定が行われる。頻度は昼夜合わせて約3日に2回程度である。

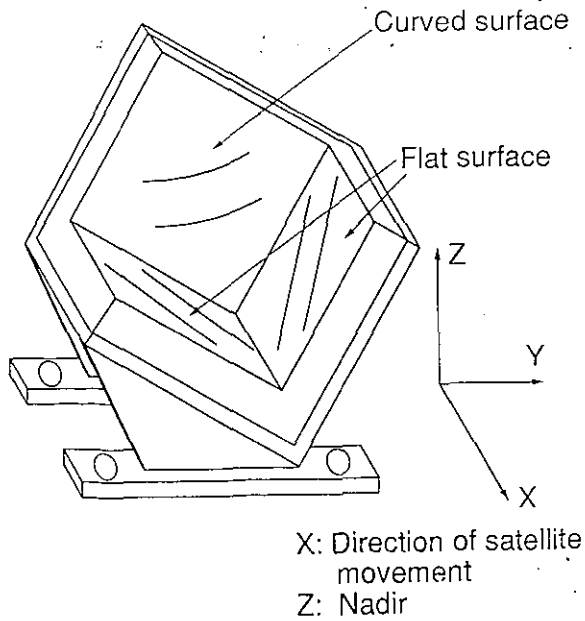


図1 RISの構造。

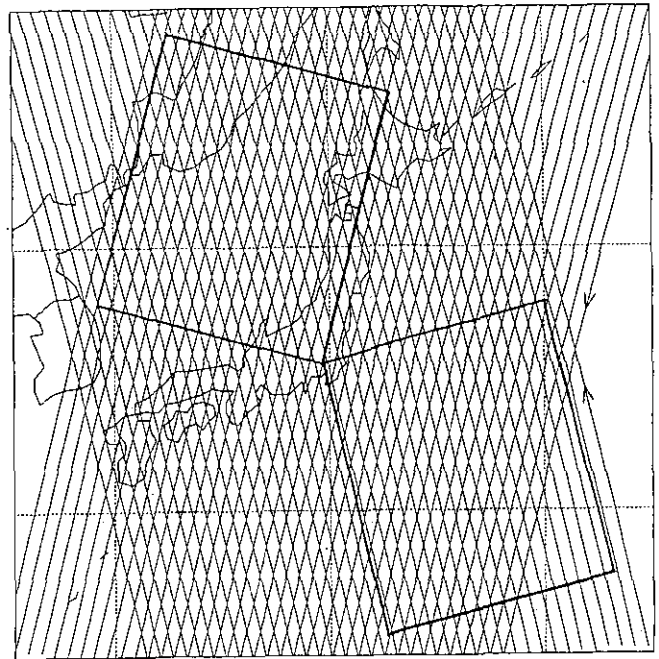


図2 ADEOSの地上トラックと東京の地上局から測定が可能なRISの位置。

2-2. 地上システムと分光測定手法

地上システムは図3に示すように、衛星追尾装置と分光用のレーザー送受信装置から構成される。衛星追尾装置は通信総合研究所の口径1.5mの装置を用いる。RIS測定では測定の間、10秒角以上の精度で連続して衛星を追尾する必要がある。しかし、ADEOSは低軌道衛星であるため軌道予測を精度良く行うことが難しい。そこで、YAGレーザー(532nm)をRISに照射してその反射光の画像を捉えて能動的に追尾する手法を通信総合研究所と共同で開発中である。この手法を軌道要素によるプログラム追尾と併用することによって高精度の追尾を実現する。

分光測定には単一縦モードのパルスTEA炭酸ガスレーザーを2台用いる。一台は測定対象分子の吸収を測定するために用い、もう一台は大気の効果やRISの反射特性の衛星の位置に対する依存性を補正するために用いる。TEA炭酸ガスレーザーは連続的に波長可変ではないが、衛星が進行することによるドップラーシフトを利用することによって測定対象分子の吸収スペクトルを測定することができる。

ドップラーシフトを利用した測定の一例として、図4に大気吸収スペクトルとオゾン測定に用いるTEA炭酸ガスレーザーの発振線を示す。図4は地上衛星間の仰角60度の片道の光路について大気モデルFASCODにより計算したものである。ドップラーシフトが衛星の位置の変化に伴って変化することを利用して波長掃引の効

果が得られる。参照波長を発振線 R (3 4) に固定し、吸収測定用レーザーの発振線を測定の間 P (1 8) と P (2 0) のふたつの発振線の間で切り替えることによって図に示す 3 つの領域の吸収スペクトルが得られる。このスペクトルから、吸収線形状を用いた反転法によりオゾンの高度分布が求められる。

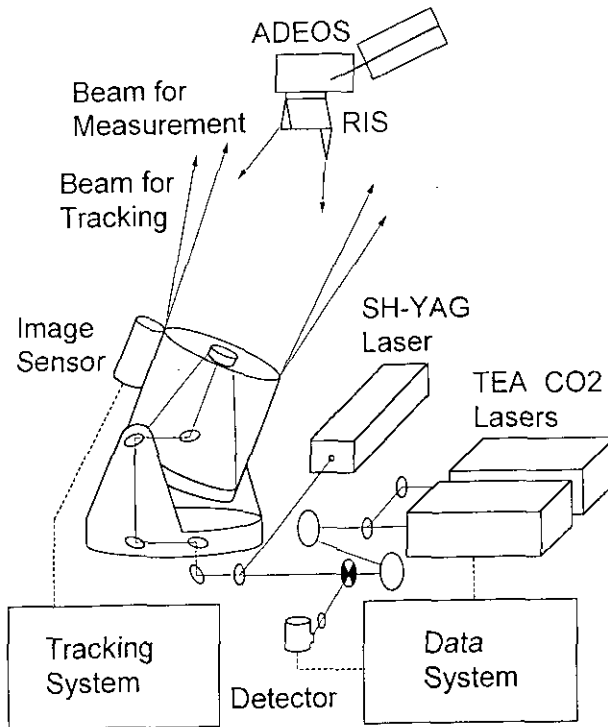


図 3 地上システムの構成

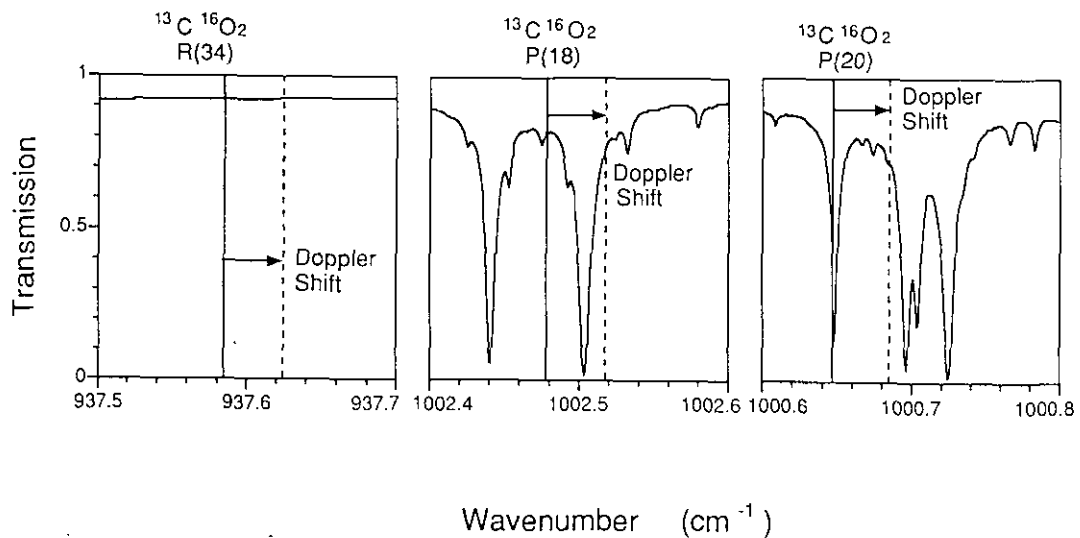


図 4 大気の透過スペクトルとオゾン測定に用いる炭酸ガスレーザーライン

同位体 ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$) を用いた炭酸ガスレーザーの基本波と第二、第三高調波を光源として、表1に示す分子が測定できる。このうち吸収の比較的強いオゾンとメタンについては、反転法による高度分布の導出が可能である。また、吸収の弱い HNO_3 と最適なレーザー波長が得られない CO 、 N_2O についてはカラム量の導出が可能である。 CFCl_2 については、多数の吸収線が重なって図5に示すように連続帯のように観測されるので、多波長の差分吸収法によりカラム量を測定する。

RIS測定には、単一縦モードでしかも波長を急速に切り替えることが可能なTEA炭酸ガスレーザーが必要である。このため、時間ゲートゲインセル法という新しい方法を用いたTEA炭酸ガスレーザーを開発した³⁾。

表1 測定対象と炭酸ガスレーザーライン

分子	レーザーライン	炭酸ガス同位体	波数 (cm^{-1})
オゾン	P (18)	636	1002.4778
	P (20)	636	1000.6473
炭酸ガス	P (26)	626	938.6883
	R (36)	636	938.7776
HNO_3	P (8)	636	907.0528
CFCl_2	R (6) -	636	918.74 -
	R (14)		924.53
CO	R (30) SH*	626	2169.27
N_2O	R (38) SH	626	2178.002
メタン	R (14) TH**	626	2915.79
	R (16) TH	626	2919.89
参照波長	R (34)	636	937.5844
	R (8) SH	626	2140.925
	R (26) TH	626	2939.12

* SH, 第二高調波; ** TH, 第三高調波

2-3. RIS測定の評価

RISを用いた測定手法を評価するために、測定シミュレータープログラムを作成した。これを用いて計算したシミュレーションデータに解析手法を適用して測定の評価を行った。シミュレーションではRISと地上局の実際のパラメーターを用いた。また、理論的に予想される雑音も加えている。

図6はオゾン測定における受信信号のシミュレーション結果である。レーザー出力

はパルス当り100 mJ、ビーム拡がり角は0.1 mradとした。この図より、まず、十分な受信信号強度でスペクトル測定が可能であることがわかる。図7は、図6のシミュレーションデータに反転法を適用してオゾンプロファイルを導出したものである。仮定したプロファイルが良く再現されていることがわかる。メタンについても同様の方法でプロファイルが求められることが示されている。これらについては、測定精度の評価を行っている。

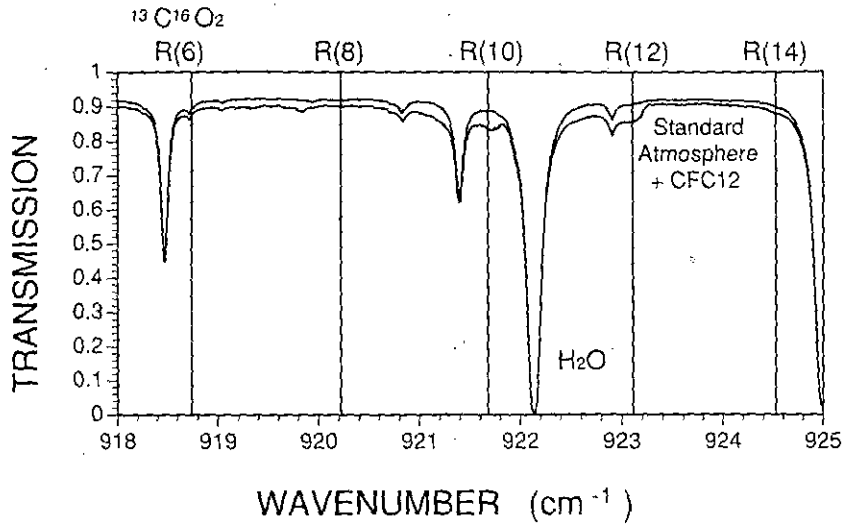


図5 大気透過スペクトルとCFC12測定に用いる炭酸ガスレーザーライン

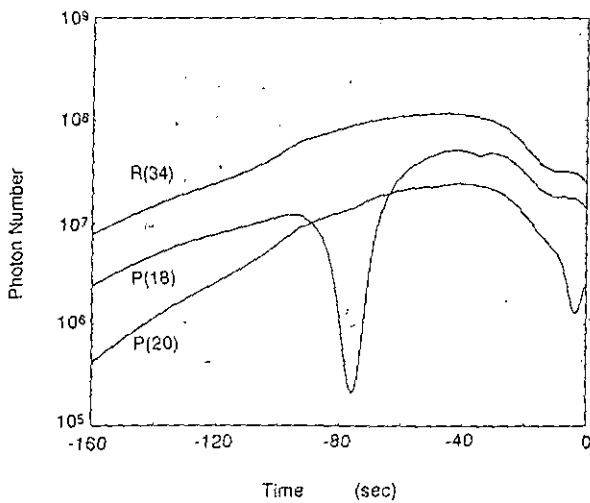


図6 オゾン測定における受信信号 (パルス当り光子数を時間すなわち衛星の位置の関数として表示)

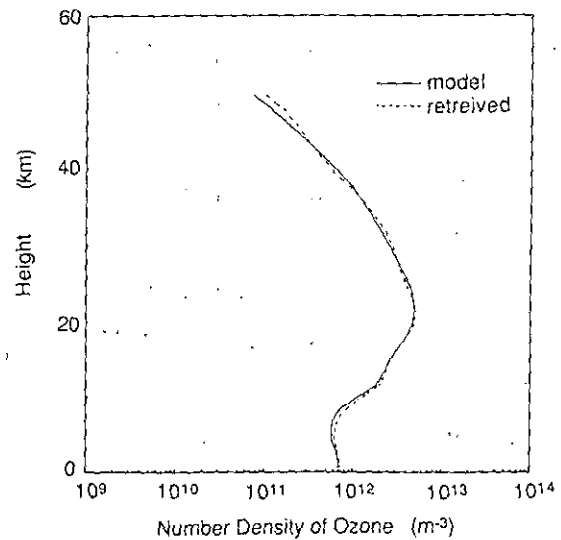


図7 シミュレーションデータから反転法によって求められたオゾンプロファイル。

CFC12については多波長差分吸収法により、カラム濃度が0.5%の誤差（分光学的パラメータに誤差がないとした場合）で測定できることが示されている。

この他の測定対象分子についても測定精度の評価を進めている。

2-4. RIS計画の進捗状況

RIS計画では、現在、RISの試験用モデル、搭載モデルの製作（米国PLX社）を進めるとともに、分光測定用レーザー送受信システムの設計、製作（米国Laser Science社）を進めている。

また、RISサイエンスチームを構成し、分光測定手法と衛星追尾手法の研究と評価、RISと地上設備の設計評価、観測計画および検証実験計画の策定などを進めている。

3. 静止衛星を利用したレーザー長光路吸収大気監視システム

RISによる大気観測手法を発展させた方法として、静止衛星を利用したシステム（図8）の可能性を検討している⁵⁾。

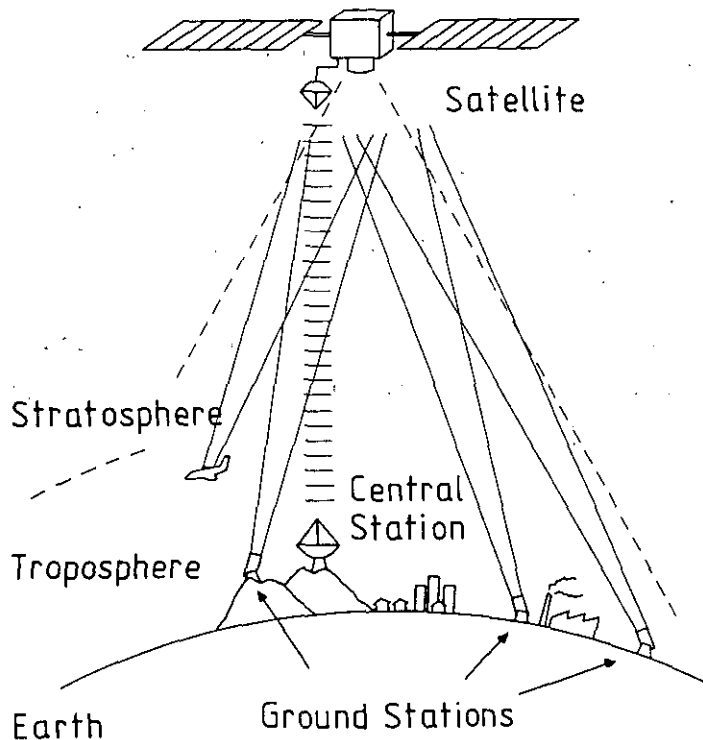


図8 静止軌道衛星を利用したレーザー長光路吸収システム

静止軌道は高度約36000kmとADEOSに比べて約45倍遠い。このため、リトロフレクターの利用は困難である。そこで、この場合は、静止軌道衛星にレーザ

ー光検出システムを搭載し、測定データを電波で地上に送る。静止軌道上で直径30 cm程度の望遠鏡で地上からのレーザーを受信すれば、RIS測定と同程度の受信信号強度が得られる。この場合、地上局はレーザーを送信するのみであるので大きな望遠鏡は不用で、口径15 cm程度で十分であり、追尾システムは大幅に小型化される。測定に用いるレーザーは平均パワー1 W程度のもので十分である。この他、静止衛星を用いるので、天候が許すかぎり常時観測が可能である利点がある。さらに、多数の地上局から同時にひとつの衛星を利用可能なシステムを構築することができる。このようなシステムは将来の大気微量分子の高精度観測システムとして有用なものとなる可能性を持っている。今後、このような測定の可能性、すなわち、レーザー、分光手法、測定対象と測定感度の検討と、搭載システムの検討を行う計画である。

参考文献

- 1) N. Sugimoto, A. Minato, and Y. Sasano, Retroreflector In-Space for the ADEOS satellite, CLEO'91, pp. 450-452 (1991).
- 2) A. Minato, N. Sugimoto, and Y. Sasano, Optical Design of Cube-Corner Retroreflectors Having Curved Mirror Surfaces, Appl. Opt. 31, 6015-6020 (1992).
- 3) N. Sugimoto, A. Minato, Y. Sasano, T. Itabe, N. Hiromoto, and M. Takabe, Retroreflector In-Space (RIS) for Laser Long-Path Absorption Measurements of Atmospheric Trace Species, Submitted to CSTG Bulletin.
- 4) R. J. Nordstrom, L. J. Berg, A. F. DeSimone, and N. Sugimoto, Time-Gated Gain Cell for Frequency-Stable Single-Longitudinal-Mode Operation of TEA CO₂ Laser, Submitted to Rev. Sci. Instr.
- 5) N. Sugimoto, Atmospheric environment monitoring system based on an earth-satellite Hadamard transform laser long-path absorption spectrometer: a proposal, Appl. Opt. 26, 763-764 (1987).

衛星搭載用エシエレ回折格子型赤外分光器 原理検証モデルの評価（その2）

国立環境研究所 鈴木 睦、笹野泰弘
宇宙開発事業団 中島正勝、古澤 明
日本電気株式会社 谷井 純、中島慎一、○鈴木 智

1. 概要

地球温暖化やオゾン層破壊の監視・解明に資するため、筆者らは太陽掩蔽法によって大気微量成分による吸収を 0.1 cm^{-1} 程度の高分光分解能で測定する衛星搭載用エシエレ回折格子型赤外分光器の検討を行っている。一般にエシエレ回折格子型分光器は同一性能で最小形状を実現でき広い波長範囲を同時観測することが可能であるため、太陽掩蔽法に適している⁽¹⁾。

エシエレ回折格子型分光器は紫外可視域では高分解能分光器として天文学や発光分光分析等の分野で一般的であるが、赤外領域では報告例がない。そのため先ず原理検証モデルとして可視・近赤外用($0.6\sim 1\ \mu\text{m}$)のものを調達し、次いで赤外($1\sim 5\ \mu\text{m}$)用に改修し、さらに熱赤外域($5\sim 12\ \mu\text{m}$)用のものを開発するという手順をとることにした。

筆者らは、先に波長域を可視・近赤外域とし検出器に2次元Si-CCDを用いたエシエレ回折格子型分光器の原理検証モデルを設計・製作し、 0.1 cm^{-1} 程度の分光性能が得られることを確認した⁽²⁾。その後、 $1\sim 5\ \mu\text{m}$ 帯に本原理検証モデルを改修し、その分光性能評価を行った。本稿では、可視・近赤外用モデルの概要について簡単に述べたのち、赤外用($1\sim 5\ \mu\text{m}$)用への改修の内容、分光性能評価結果及び今後の計画について報告する。

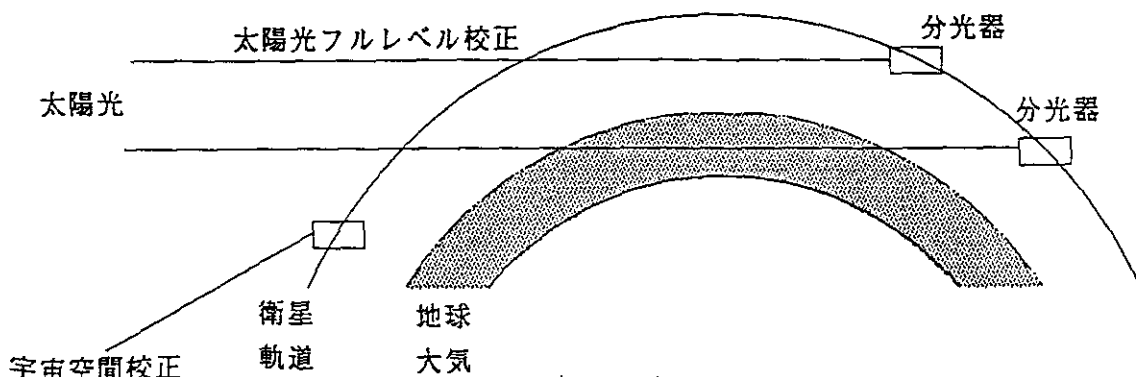


図1 エシエレ回折格子型赤外分光器観測概念図

2. エシェレ回折格子型分光器の特長

エシェレ回折格子型分光器は回折格子を高次数で使用し、直交するプリズムもしくは回折格子で次数間の分離を行い、結像面に2次元のスペクトルを得る方法である。一般にエシェレ回折格子型分光器は同一光学系サイズで最高分光分解能が得られる。また、回折格子のブレイズ波長付近で使用するため効率がよい、結像面に2次元アレイセンサを用いることにより広い観測波長域を同時に観測することができる、可動部分が少ない等の特長がある。

3. 可視・近赤外用モデルの概要

エシェレ回折格子型分光器は紫外可視域では高分解能分光器として天文学や発光分光分析等の分野で一般的であるが、赤外領域では報告例がない。そのため市販のエシェレ回折格子型分光器に2次元Si-CCDカメラを取り付けた

可視・近赤外用(0.6-1 μ m)原理検証モデルとして市販のエシェレ回折格子型分光器(京都光研製)に2次元Si-CCDカメラ(TI社1000 \times 1000素子)を取り付けたものを設計・製作し、分光性能の評価を行った⁽²⁾。水銀ランプの輝線の評価することにより目標としていた0.1 cm^{-1} の分光分解能が得られることを確認した。

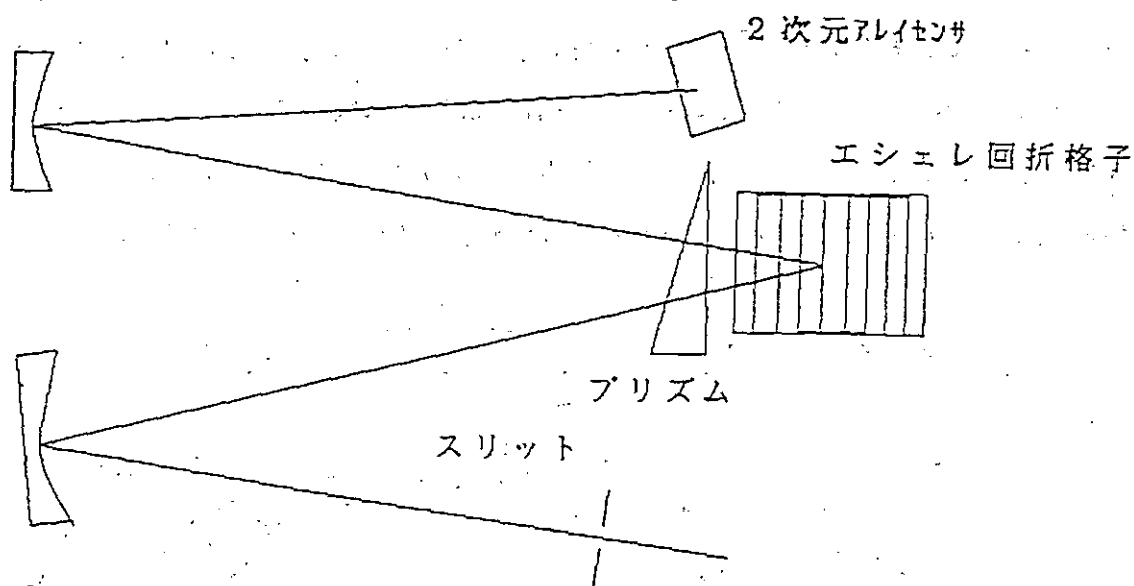


図2 エシェレ回折格子型赤外分光器光学系概念図

表1 赤外化改修内容

項目	改修前	改修後
検出器の変更	2次元Si-CCD 1000×1000素子 1素子 12×12μm 波長 0.3~1.0μm	1次元InSbセンサアレイ 128素子 77K 1素子 60×60μm 波長 1.0~5.5μm
プリズムの変更	石英 波長 0.3~2.6μm	CaF ₂ 波長 0.2~8μm
制御ソフトウェアの変更	波長 0.3~1.0μm	波長 0.3~5μm

表2 赤外化原理検証モデル光学系仕様

項目	仕様値
分光配置	変形ツェルニターナ型
焦点距離	800mm
凹面鏡	82 (V) × 50 (H) mm
回折格子	52.67本/mm 64.12° プレーズ
	56×128mm (60×150×25mmブランク)
プリズム	113×75×59mm 頂角30° CaF ₂
入口スリット	2、 1、 0.5、 0.3、 0.2 mm (次数方向)
	0.20、0.15、0.10、0.05、0.025 mm (分散方向)

4. 赤外化改修

可視・近赤外用原理検証モデルをベースに観測波長帯を1-5μm帯とした赤外化モデルに改修した。改修内容を表1に示す。検出器は1次元InSbセンサアレイ（浜松ホトニクス製）に変更した。1次元アレイのため広い波長範囲を同時に測定することはできないが、分光性能の評価を行う上では問題とならない。プリズムは8μmまで高い透過率を有するCaF₂に変更した。プリズム材質及び観測波長帯の変更に伴い回折格子、プリズムの角度制御用プログラムを変更した。光学系仕様を表2に示す。

5. 赤外化原理検証モデル性能評価

赤外化原理検証モデルの分光性能評価を表3の光源を用いて行った。

黒体炉を用いた動作確認では結像面上で所望のエッシュェログラムが得られていることを確認した。

表3 分光性能評価用光源

光源	目的
黒体炉 (1500℃)	動作確認
1.5 μm帯レーザダイオード	分光分解能
3.39 μm He-Neレーザ	分光分解能、波長校正
太陽光 (3.39 μm付近)	太陽光スペクトル

分光分解能の測定は光通信用1.5 μm帯レーザダイオード (NEC製DFB型、シングルモードファイバ付き)、3.39 μm He-Neレーザ (日本科学エンジニア製) を光源として用いて行った。

1.5 μm帯レーザダイオードの結果を図3に示す。ここでは単一素子に着目し、センサ全体をを10 μmづつ移動させ、レーザ入射時の出力からバックグラウンド分を差し引いたものを出力としている。半値幅0.074 nm (0.3 cm⁻¹)、分解能20700程度が得られた。この値は目標としている0.1 cm⁻¹に対して多少劣っているが、この原因としてレーザダイオード自体の半値幅が0.1 nm (0.4 cm⁻¹)程度と広いことが考えられる。ちなみに素子サイズにより規定される分光分解能は0.03 nmである。

図4に3.39 μm He-Neレーザの測定結果を示す。半値幅0.092 μm (0.08 cm⁻¹)、分解能37000が得られた。計算値は、レーザ自身の半値幅が0.01 cm⁻¹程度、素子サイズにより規定される分光分解能が0.06 cm⁻¹であることより、0.07 cm⁻¹程度となる。これより、ほぼ計算通りの分光分解能が得られているといえる。

図5に3.39 μm付近の太陽光スペクトル測定結果を示す。測定は1993年12月24日10時30分 (太陽天頂角61.9°) ころNEC横浜にて行った。スリットサイズ (200 μm) により規定される分光分解能は0.2 cm⁻¹である。また波長校正は3.39 μm He-Neレーザにより行っている。比較のため大気光学モデルFASCODE (HITRAN86分光データベース+FASCODE2) による大気分光透過率の計算値を示す。FASCODEでは真空中の波数で透過率が得られるため標準空気の屈折率をもとに換算した。全体的に測定値と計算値は良く一致している。両端の測定値のレベルが低下しているのはコールドシールド等による周辺減光によるものと考えられる。測定値が

3 mVを単位として量子化されているように見えるのは、測定に用いたオシロスコープが7 bit相当であったことによる。またS/Nについては、集光鏡の極一部の光しか利用できないこと（スリットサイズと分光器内部のコリメートミラーに依存する）、チョッパーを用いていないこと、光学系を冷却していないこと等の課題があり、これらを解決すれば向上が期待される。

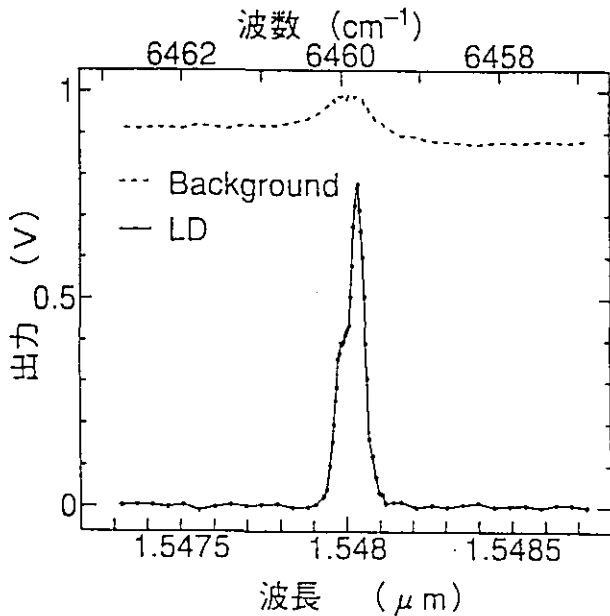


図3 1.5 μm帯レーザダイオード
測定結果

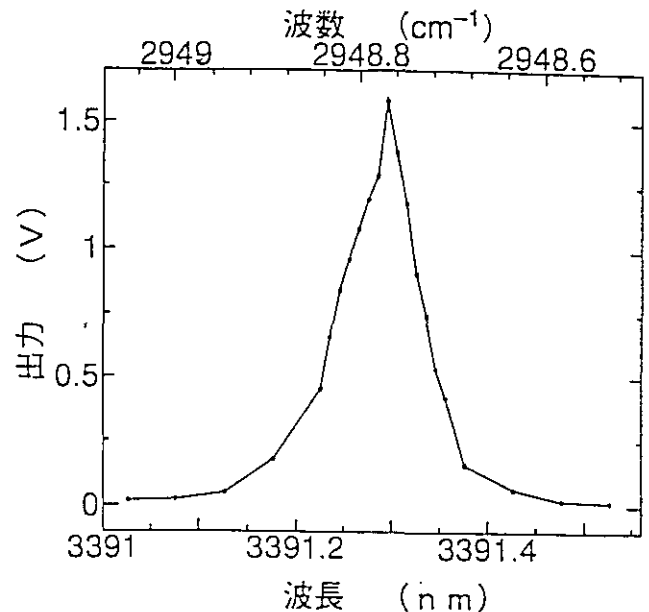


図4 3.39 μm He-Neレーザ
測定結果

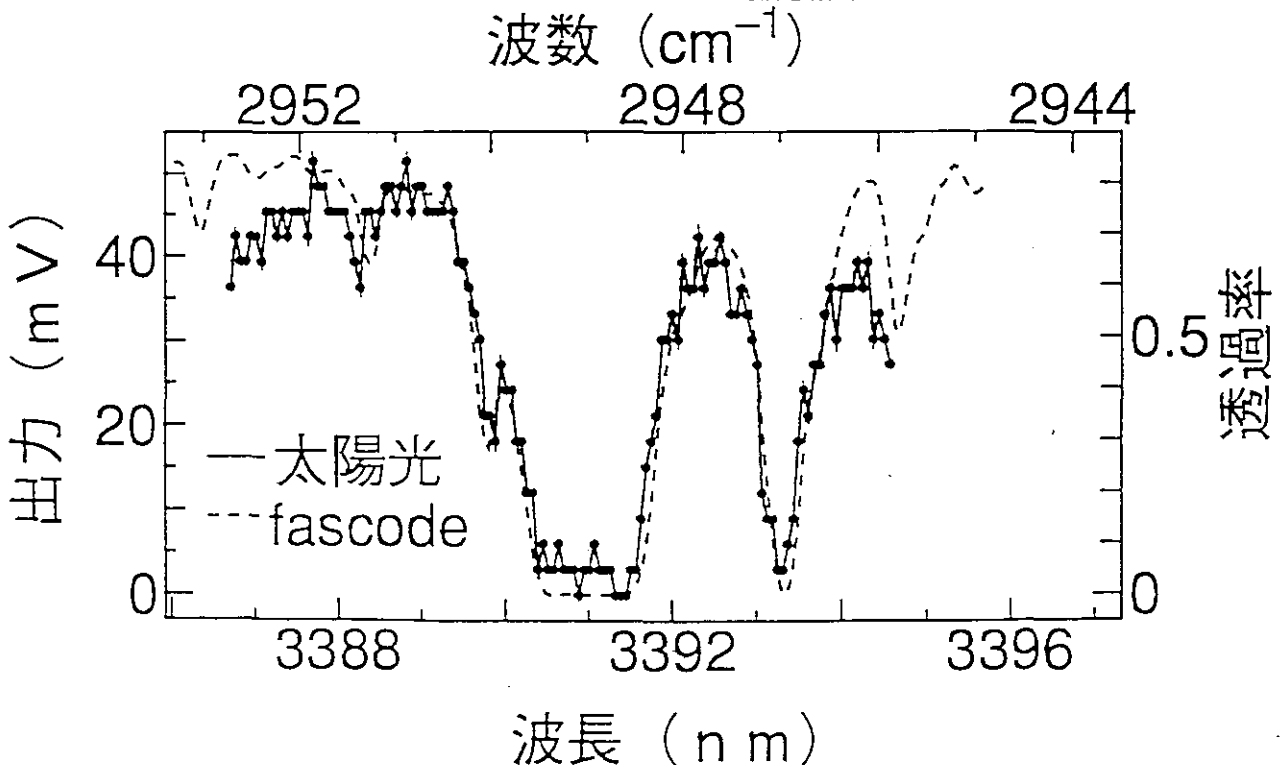


図5 3.39 μm付近太陽光スペクトル測定結果

6. まとめ

本稿ではエシェレ回折格子型赤外分光器原理検証モデルを1~5 μm 帯に改修し、その分光性能を評価した結果について報告した。3.39 μm He-Neレーザを光源として分光分解能0.08 cm^{-1} 、分解能37000を達成した。同程度の分解能を有するスペース機器として、フランス、Grille分光器(シャトルミッション)と比較すると、本分光器は同等の波数分解能で小型軽量かつシンプルに構成できる。また、太陽光スペクトル測定を行い計算機シミュレーションと良く一致した結果が得られた。

今後の開発計画としては、さらに波長の長い熱赤外域(5~13 μm)用モデルの開発を予定している。分光分解能は0.1 cm^{-1} 、S/Nはオゾン濃度の鉛直分布の観測精度1%を実現させるために必要な1000程度が目標である。技術的課題として、熱赤外域用多素子2次元センサアレイ、F値・収差の小さい光学系、熱赤外域用エシェレ回折格子、背景放射光の抑制が挙げられる。

文献

- (1) 鈴木睦ほか : "赤外高分光分解能太陽掩蔽法の大気微量成分衛星観測についての概念検討" SICE, 71-74 (1991)
- (2) 鈴木睦ほか : "衛星搭載用エシェレ回折格子型赤外分光器原理検証モデルの成果と今後の開発計画" 衛星からの大気観測データの利用に関するワークショップ講演記録集, 90-94 (1992)

中間圏金属原子層のグローバル観測と地上観測

長澤 親生、阿保 真 (都立大学工学部)

1. はじめに

中層大気の上限である中間圏界面の大気は、下層から伝播する内部重力波や潮汐波の影響が顕著である。また、この高度で流星が融解することによる上層からの物質の流入が頻繁におきている。更に、電離層のスボラディクE層が発生する高度でもあり、これらの性質の異なる現象が混在し、互いに影響を及ぼし合っていると思われるが、これらの現象を観測する手段に乏しく、この領域の現象を理解するのに十分な情報がまだ得られていない。

中間圏界面に成層している金属原子層(特にNa層)を共鳴散乱ライダーを用いて観測する手法は、地上からBowman et al. (1969)¹⁾が成功して以来、多くの研究者によって行われてきた。最近では、レーザーの進歩や新しい手法の開発により、航空機搭載Naライダー²⁾やNa層を利用した中間圏界面の温度測定³⁾が実用化し、更に衛星搭載Naライダーも提案されている⁴⁾。ここでは、我々が行っている地上のNaライダー観測から得た中緯度スボラディクNa層の結果を例にとり、Na層のグローバルな観測の必要性と世界的な動向について述べる。

2. 地上からのライダー観測

中間圏界面にはNa、Fe、K、Caイオン等の金属原子やイオンが成層していることが知られている。特に、Naは同調可能な色素レーザーの最適発振波長に強い共鳴散乱強度を持つことから、この20年間に渡ってライダー観測が行われてきた。ライダー観測の特徴は、高さ分解能と時間分解能の精度を上げることができる点にある。Gardner and Voelz (1987)⁵⁾はNa層の変動を大気運動のトレーサーと見ることにより内部重力波の詳細な研究を行っている。

我々は1991年7月以来、ライダーによるNa層の定常観測を行っている。我々のNaライダーの諸元を表1に示す。高さ分解能を100mに向上させることにより、以下に述べるスボラディクNa層の観測が可能になった。図1にNaライダーの受信信号例を示す。約10分間の受信信号が積算されている。したがって、この場合の時間分解能は約10分である。冬季には典型的な内部重力波を観測することができる。その例を図2に示す。約10分毎の観測を行い、高さ方向に4kmのローパスフィルターをかけて処理されている。

最近、低緯度や高緯度において通常のNa層に重畳する形で、半値幅が1~2kmの高密度の鋭い層が突然発生することが報告されている (Clemesha et al.;1980)⁶⁾。こ

表1 Naライダーの諸元

Location	
	35°N, 139°E (Geographic)
	25°N, 205° (Geomagnetic)
Transmitter	
Laser	Nd:YAG SHG pumped Dye
Wavelength	589 nm
Pulse energy	100 mJ
Linewidth	2 pm (FWHM)
Repetition rate	10 Hz
Pulse length	6 ns
Beam divergence	0.2 mrad
Receiver	
Telescope aperture	280 mm
Field of view	0.7 mrad
Optical bandwidth	3.5 nm (FWHM)
Data acquisition	
Type	Photon counting
Range resolution	100 m (20m min.)

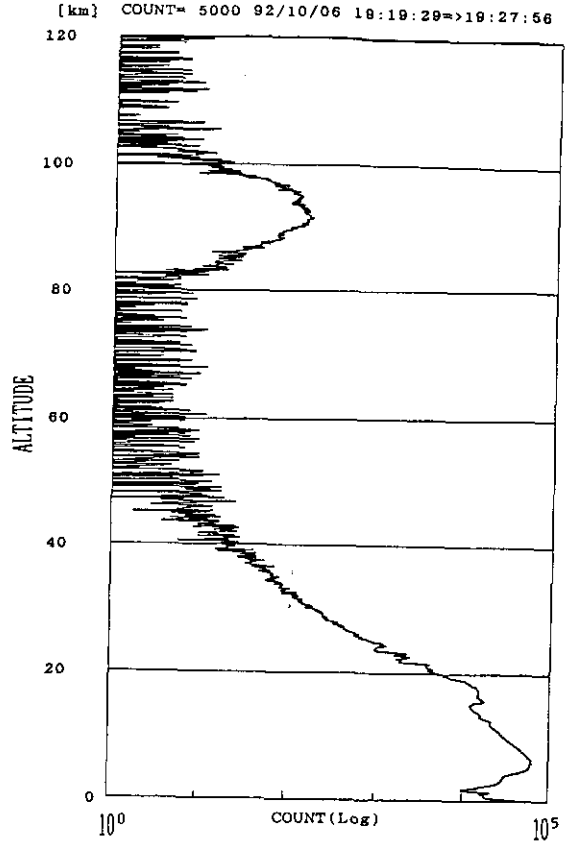


図1 Naライダーの信号例

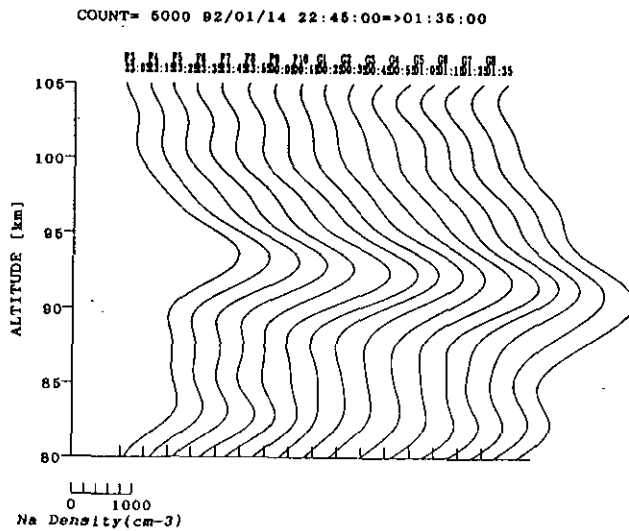


図2 内部重力波の観測例 (1992年1月14日)

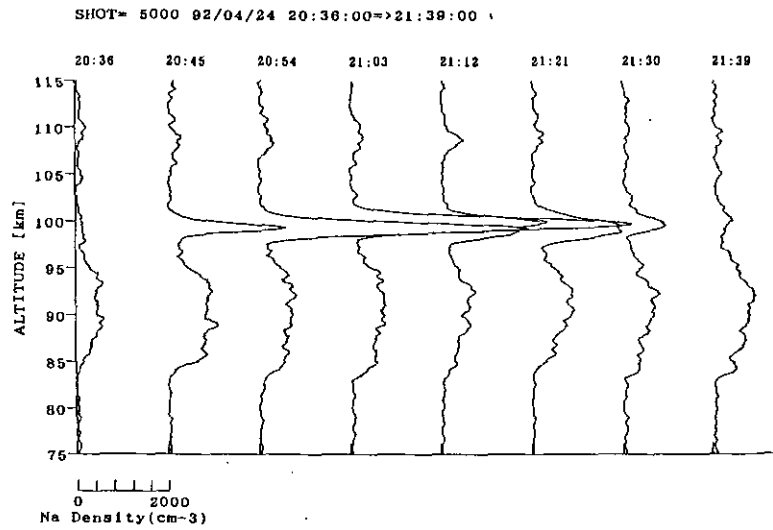


図3 スポラディックNa層の観測例（1992年4月24日）

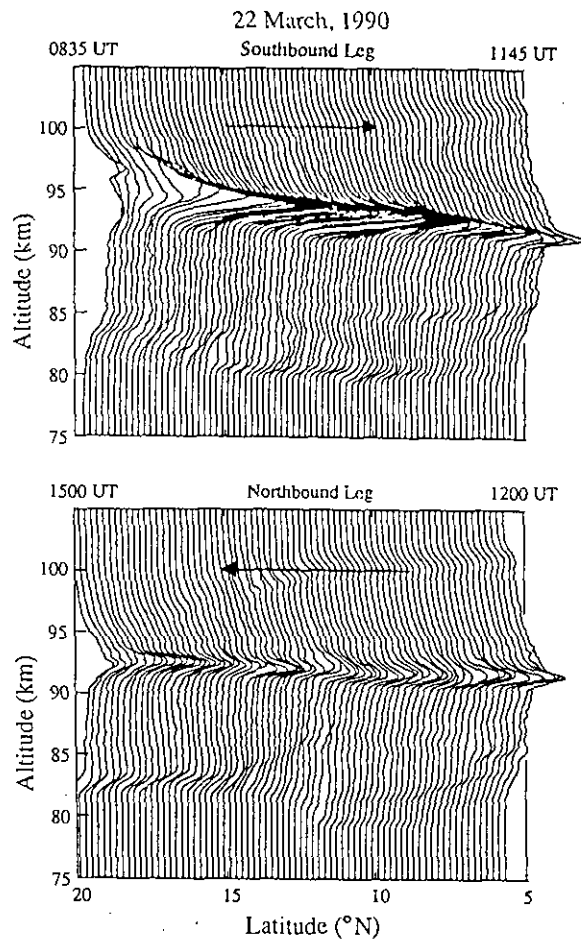


Fig. 1. A sequence of Na density profiles plotted versus latitude with a horizontal spacing of 20 km for both legs of the 22 March flight.

図4 飛行機によるスポラディックNa層の観測例（文献10より引用）

れがスボラディックNa層と呼ばれている層である。従来スボラディックNa層は、中緯度には非常に珍しい存在であると思われていたが (Senft et al.;1989) ⁷⁾、我々の観測地点である都立大学 (36° N、139° E) 上空の観測では、春から夏にかけてスボラディックNa層が頻繁に現れた (Nagasawa and Abo;1993) ⁸⁾。その例を図3に示す。我々の観測点は地理的には中緯度に属しているが、同じ中緯度に属しているイリノイ大学 (40° N、88° W) の結果と著しく異なっている。スボラディックNa層の成因はまだ不明であるが、windshear理論によって説明されるスボラディックE層との関係が顕著であり、中性大気と電離層の金属イオンとの相互作用の結果であることが推測される。同じ中緯度でも経度によって出現頻度の異なるスボラディックNa層のグローバルな観測が求められる。

表2 衛星搭載ライダーの諸元 (文献11より引用)

	特徴	形状 (大きさcm)	重量 kg	消費電力 W
レーザー (含む電源)	狭帯域レーザー 冷却器付	W 50 H 35 L 100	100	150
送光系	自動アライメント		10	
集光系	口径 副鏡アーム長	100φ 150	40	
検出器			10	10
信号処理部	光子カウンタ ADC (2台)		10	30
データ処理部	コンピュータ インタフェース		10	20
光学ベンチ		110x110x2	30	
合計		110x110x70	210 kg	210 W

3. 飛翔体からのNaライダー観測

Gardner et al. (1991)⁹⁾は、ALOHA-90 campaignにおいて、Naライダーを搭載した飛行機を用いてスホラディックNa層の追跡を行っている。マウイ島 (21°N) から赤道付近 (5°N) までの、ほぼ南北の飛行とマウイ島 (156°W)から日付変更線付近 (172°W) までの、ほぼ東西の飛行によるスホラディックNa層の観測を試みている。図4にその結果の一例を引用する (Kane et al.;1991)¹⁰⁾。スホラディックNa層が南北方向に約2000kmにも広がっていることが分かる。

4. 衛星搭載ライダー計画

Naライダー搭載の衛星観測計画としては1988年に米国のGardnerを中心にして提案されたLISA (Lidar Investigation of the Structured Atmosphere) 計画がある⁴⁾。これは、主にNa層の観測から導出される中間圏界面付近のグローバルな内部重力波と潮汐波の観測をねらったものである。同様の計画は日本においても東北大学の福西教授を中心にして計画されており、その諸元を引用したものを表2に示す。詳細は文献11を参照されたい。

参考文献

- (1) M.R.Bowman et al., (1969), Nature, 221, 456-457.
- (2) K.H.Kwon et al., (1990), J.Geophys.Res, 95, 13723-13736.
- (3) C.Y.She et al., (1990), Geophys.Res.Lett., 17, 929-932.
- (4) C.S.Gardner et al., (1988), LISA:A SODIUM LIDAR INVESTIGATION OF WAVES AND DYNAMICS IN THE MIDDLE ATMOSPHERE.
- (5) C.S.Gardner and D.G.Voelz, (1987), J.Geophys.Res., 92, 4673-4694.
- (6) B.R.Clemesha et al. (1980), J.Geophys.Res., 85, 3480-3484.
- (7) D.C.Senft et al., (1989), Geophys.Res.Lett., 16, 715-718.
- (8) C.Nagasawa and M.Abo, (1993), submitted to Geophys.Res.Lett.
- (9) C.S.Gardner et al., (1991), Geophys.Res.Lett., 18, 1313-1316.
- (10) T.J.Kane et al., (1991), Geophys.Res.Lett., 18, 1365-1368.
- (11) 地球大気観測ワーキンググループ, (1991), 地球大気観測計画, 文部省宇宙科学研究所

大気センサーILASによる極域オゾン層の観測

ILASサイエンスチーム, 鈴木 睦 (国立環境研)

1. はじめに

成層圏オゾン層の変動を監視・研究するため環境庁では、宇宙開発事業団が1996年2月に打ち上げる予定の地球観測衛星 (ADEOS) に搭載する大気センサー ILAS (Improved Limb Atmospheric Spectrometer, 改良型大気周縁赤外分光計) の開発をすすめている。ここでは ILAS 観測の特徴と極域成層圏のトレンド解析や物理・化学過程の解明に果たし得る可能性について紹介する。

2. ILASセンサー

ILASは、1984年に文部省宇宙科学研究所が打ち上げた EXOS-C (おおぞら) に搭載された大気周縁赤外分光計 (LAS: Limb Atmospheric infrared Spectrometer) を原型として開発されている。観測原理としては、長期トレンド解析に供しえる精度・安定性を持たせるため、太陽掩蔽法 (図1) を採用している。太陽掩蔽法 (Solar occultation) では太陽-観測点-衛星の位置関係が束縛されるため、太陽同期準回帰軌道 (降交点地方時10:30, 800km 高度、41日回帰) のADEOS衛星からの観測は高緯度帯に限定される。そのためILASセンサーの観測対象としては、極域のオゾン層のトレンド監視・研究と共にオゾンホールに代表される大気の物理化学過程の機構解明が挙げられる。ILASセンサーは表1に示されるハードウェア仕様であるが、長期間での観測精度の維持、瞬時観測精度の向上、化学反応的に観測の必要な多種の大気微量成分の同時測定、気温・大気密度の同時精密測定、観測IFOVの高精度自己決定機構、高い取得データレートと全データのダウンリンク等の特徴がある。その反面、センサーの質量・消費電力・体積やデータレートの的には従来の同規模の大気センサーと比較して衛星搭載性の面で劣る、しかしADEOS衛星のような大型衛星では観測機器搭載可能重量が飛躍的に増加するため問題とはならない。

ILAS地上データシステムでの取得データ処理は、高速計算機の使用による迅速な処理、通信ネットワーク回線の使用によるデータハンドリングの半自動化、大規模データライブラリー装置の使用によるデータアクセスの自動化・高速化等のユーザー利便性の向上と共に、超高速Line-by-Line計算に基づくForward Retrieval アルゴリズムによる高精度鉛直分布導出が可能となっている。追跡・管制では衛星の瞬時位置を高精度決定するため、衛星時計の高精度同期システムの実用化、高頻度かつ高精度の電波測距に基づく軌道要素決定の実施、現在使用されているものより高精度な重力場・地球形状・超高層大気モデル・太陽活動モデルの使用による任意領域での高精度瞬時位置決定などが実施される。また地上受信データの準リアルタイム配布、高緯度受信局からの高頻度・迅速データ輸送などにより、システム全体として変動する大気現象データを、可能な限り迅速に利用できるように考慮されている。

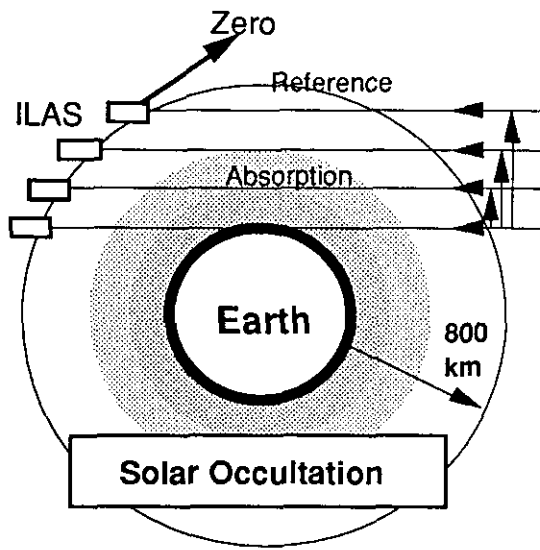


図1. 太陽掩蔽法による大気観測概念図

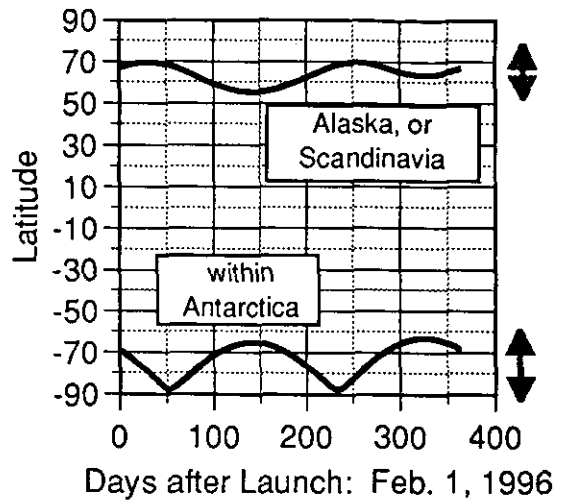


図2. 太陽同期準回帰軌道衛星からの太陽掩蔽法観測範囲の季節変化 ADEOS衛星(高度800km)の計算例

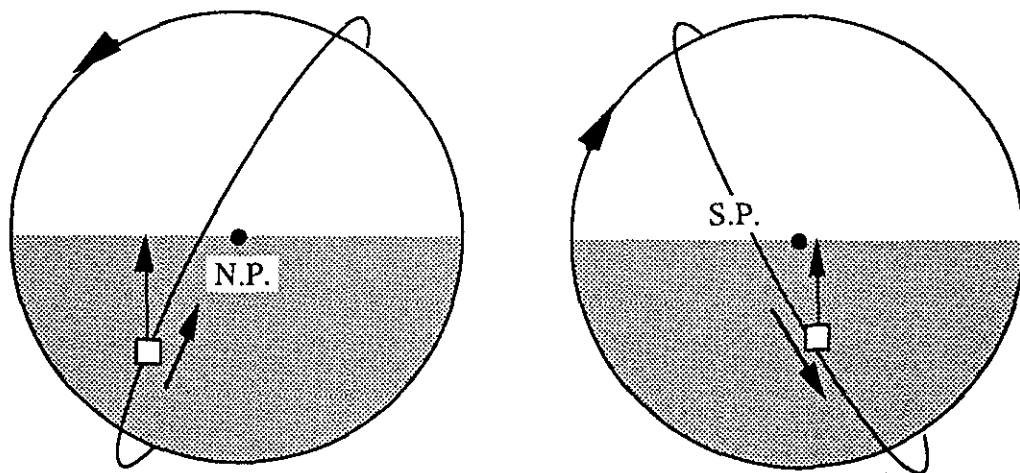


図3. 南北両半球での太陽掩蔽法観測
 (左図) 北半球での観測, より低緯度を観測する
 (右図) 南半球での観測, より高緯度を観測する

表1. ILASハードウェア仕様

観測スペクトル範囲	赤外 (850 - 1610 cm^{-1} , 6.21~11.77 μm), 可視 (753 - 784 nm)
分光方式	1次元アレー検出器を用いた回折格子分光器
データサンプルレート	約 12 spectra/sec
瞬時視野	接線高度で, 赤外鉛直2km水平13km, 可視鉛直2km水平2km 太陽像センサーによりIFOV位置を10 arcsec精度で測定
観測対象大気物理量	O_3 , HNO_3 , NO_2 , N_2O , H_2O , CFC11, CH_4 , エアロゾル, 気温, 気圧の高度分布
観測領域	北緯約 57 度 ~ 70 度, 南緯約60度 ~ 85 度
重量	125 kg
電力	観測時 47W
データレート	約 517 kbps
外形寸法	800 x 1630 x 550 mm

ILASによる大気観測

観測地理領域 太陽掩蔽法による大気観測は太陽-地球-衛星間の位置関係で観測地点が決定される。軌道要素が与えられると、慣性座標系で太陽方位で決定される円柱状の地球の影と、円形の軌道の交点を与える4次方程式の地球の影側の解の座標から太陽方位方向に地球の接点を計算でき、グリニッジ視恒星時から地理座標に変換すると観測地点が決る。

ADEOSのような太陽同期極軌道衛星からは、高緯度帯をゆっくり季節変化する観測(図2)のみが可能である。この緯度帯の範囲は軌道傾斜角と昇交点地方時に大きく依存する。南北両極で衛星からの観測方向は対称でないため(ADEOSでは日の出観測が衛星進行方向で北半球、日の入り観測が後ろ方向で南半球)、観測緯度帯も対称とならない。日の出側が衛星位置より低緯度に、日没側がより高緯度に位置することとなる(図3)。図2に示した領域は北半球では北緯57~70度と比較的、緯度が低くかつ通年での走査巾が狭い、一方南半球では南緯60~85度とより広い範囲かつ南極の近傍を観測可能となる。

ILASの1日当りの観測回数は軌道周回数と等しい14回/各半球であり、緯度60度では観測点間の等緯度線上での小円距離は約1400kmである(表2)。より高緯度では更に観測点間距離は狭まる。ADEOS衛星が1日14周回の41日準回帰軌道であるため観測点は観測点間距離の14/41の割合で東に移動する。このような観測点の移動は、ある季節に観測緯度が等しい地点から見てILASの観測は30日間程度の時間領域では疑似ランダム的に東西両方向に分布することを意味する。その場合の地上観測ステーションとILAS観測地点の最大距離間隔は約700kmとなる。ILASの検証実験等がKiruna(スウェーデン)及びFairbanks(アラスカ)等の高緯度観測ステーション近くで行われる場合、緯度は共に約68度でありこの距離は約540kmに狭まる。図1に示した太陽掩蔽観測では観測点近傍の水平光路長は200~300km程度である、このことからILASからの大気観測の観点からは、表2のILAS観測点間距離は十分に密であると判断される。一方、検証実験等で地上・ゾンデ・

航空機・気球等との同期観測を行う際には、距離は100km程度まで一致することが本来望ましい。14/41は1/3に近いために、任意の地上局位置との一致が約3日に一度の割合で発生する。最悪ケースでも3日に一度東西150kmの範囲でILAS観測を同期させることができる。

表2 ILAS観測点間距離（小円距離、km）

緯度	観測点間距離	緯度	観測点間距離
50	1846.29	70	982.39
52	1768.37	72	887.59
54	1688.30	74	791.72
56	1606.18	76	694.88
58	1522.09	78	597.19
60	1436.16	80	498.77
62	1348.47	82	399.75
64	1259.14	84	300.24
66	1168.28	86	200.36
68	1075.99	88	100.24

観測領域の直下地表面は日陰-日陽の境界線上であるが、ILASの観測点は既に太陽光に照射されている。典型的なILASの観測では、観測地点が高度20km緯度60度の時、(大気屈折を無視した近似計算で)観測される大気は約36分日の出後もしくは日没前となる。そのため太陽光照射による日変化や、光化学反応平衡に極めて依存する極微量化学種の観測に太陽掩蔽法を適用するためには注意が必要である。このような化学種の例として、OH、ClO等が挙げられる。またNO₂、NO₃、N₂O₅等も大きく日変化することが知られている。

このようなILASの観測領域設定は、北半球では限定された緯度帯の長期トレンド及び現象解明型観測に適している。また北半球でも局所的な低温気塊が短期間発生しいわゆるミニオゾンホールが発生することが知られている。このようなミニオゾンホール現象では、発生領域が気象学的要因から必ずグリーンランドからロシア中央部の北緯60~70度の領域であり、特にヨーロッパ地方では人口密度が高く有害紫外線の地表での増加が健康影響を含む環境問題として重要視されている。このミニオゾンホール現象の物理化学過程の解明や有害紫外線の増加注意報の発令等にILAS観測は適している。一方南半球では特に9~10月(南極での春)におけるオゾンホールの発達する時期に最も極に近い領域を含む広い緯度帯を掃引するため、特にオゾンホール内部の物理化学過程の解明やオゾンホール外部での物理的希釈・混合過程とそれに伴う化学反応過程の解明、南極大陸外周の緯度帯での長期トレンド観測に適している。

鉛直分解能 成層圏は力学的に安定であり水平方向の一様性が比較的高いが鉛直方向の一様性は低い。一般には水平分解能は100km程度、鉛直分解能は1km程度が必要とされている。特にO₃やその反応に関わる反応性化学種や化学平衡関係にあるReservoir化学種、さらに火山性エアロゾルやPolar Stratospheric Clouds (PSC)等の観測には高い鉛直分解能が必要となる。しかし反応性の低いSource化学種例えば、CH₄, N₂Oや鉛直分布が対流圏から成層圏で一様なCO₂等の測定にはそれ程の鉛直分解能は必要無い。

ADEOS衛星は高度約800kmの円軌道を周回する。従って衛星から見て水平線上に位置する観測点（例えば接線高度20km）までの距離は3260km程度であり鉛直方向1kmの空間スケールに対応する瞬時視野角(Instantaneous Field Of View : IFOV)は約3 mrad, 約1分角程度である（表3）。ILASのIFOVは約2分角に設定されており約2 kmの相の大気層の平均的な透過スペクトルを観測できる。鉛直分解能は瞬時視野とデータ取得レートで定義されるが、観測装置の時間応答特性が十分に明かであればデコンボリューションによってデータ取得レートで定義される空間スケールの2倍に相当する鉛直分解能が達成可能である。ILASのデータ取得レートは約12Hzであるため、大気屈折の少ない高度30km以上（図4）では約500mの鉛直分解能が得られる。ただしデコンボリューションが可能となるためには視野制御が安定していることが重要である。

ILASの鉛直測定範囲はノミナルで10-60 km である。下限高度は高緯度での対流圏界面高度で記述している。しかし雲が存在しなければ5 km 高度までは測定が可能であることが、Space Shuttle 搭載のFTIR (ATMOS) 等の測定により示されている。従ってILASの測定下限高度は雲頂高度以上と記述することがより適当である。このことからILASはH₂O, O₃等の顕著な吸収の無い窓領域では対流圏の各種微量成分の観測を行うことが可能である。

表3. ADEOS衛星からの瞬時視野角

TH (km)	L (km)	IFOV (rad)	IFOV (arcmin)
5	3288.76	3.04E-04	1.05
10	3279.01	3.05E-04	1.05
15	3269.22	3.06E-04	1.05
20	3259.39	3.07E-04	1.05
25	3249.52	3.08E-04	1.06
30	3239.61	3.09E-04	1.06
35	3229.67	3.10E-04	1.06
40	3219.69	3.11E-04	1.07
45	3209.67	3.12E-04	1.07
50	3199.61	3.13E-04	1.07

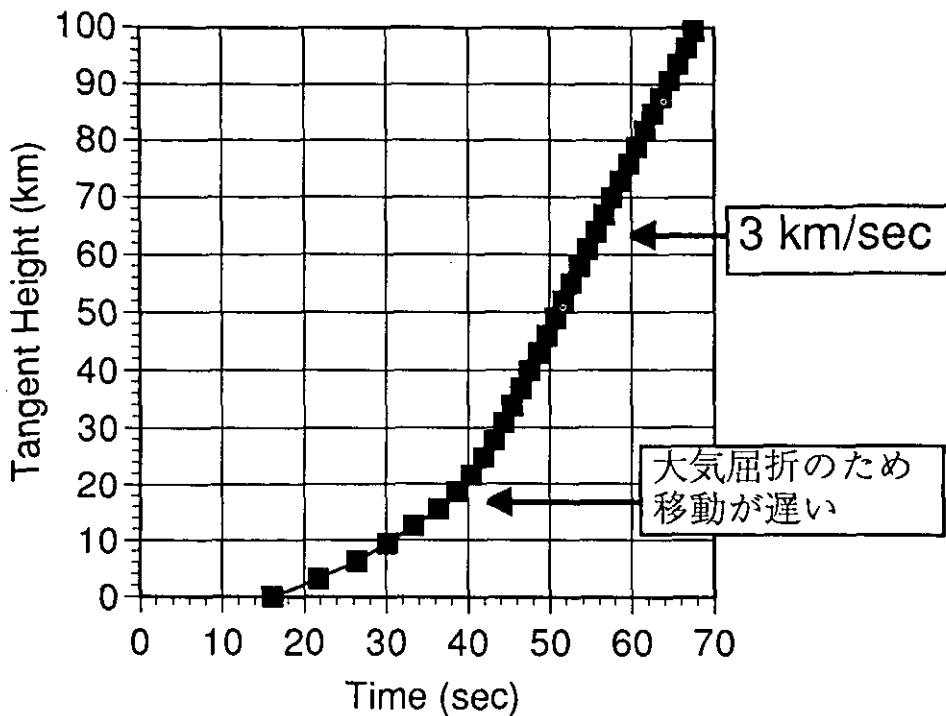


図4. 衛星移動に伴う観測対象鉛直高度（接線高度）の移動、ADEOS衛星からの太陽掩蔽観測

観測精度 測定データから導出される物理量の精度は、測定データの質や処理アルゴリズムに依存する。掩蔽観測では接線高度層の寄与が高いため測定データ時系列から鉛直分布を導出する際のアルゴリズム的な困難さは低い（解が不定であったり、誤差の伝播が少ない）。そのため観測精度は近似的には、接線高度層での相当圧力の水平光路の吸収スペクトルの測定のSN解析から評価できる。吸収が強い時には透過光強度が減衰し測定SNは劣化する。また吸収が弱い場合には測定SNは高いが、吸収量の変化が小さく物理量のSNは劣化する。この場合のノイズの要因には検出器雑音・回路雑音・AD変換量子化雑音等がある、太陽掩蔽法では入射光量が大きく、入射光子数平方根に比例する光子雑音は無視できる。ILAS EMでの中間評価の結果から(ADEOSシステム電磁干渉適合性試験実施前) ILAS単体でのSNはランダムな検出器雑音に支配されるが、4～8データの移動平均を取ることで容易にAD変換量子化雑音(1/2～1ビット)レベルまで低減可能である。図5に1670 K黒体炉光源を用いた各素子の出力カウントを例として示す。ILASのAD変換は符号付12bitであり、信号の最大カウント値は $2^{11}=2048$ である。Ch0-10のくぼみは実験室内の空気中の水蒸気による吸収であるがこれを補正すると、短波長側の出力が高いことから1670K光源での瞬時SN比は約1000と推定される。波長6-12 μ mでは分光輝度は近似的に光源絶対温度に比例することから太陽光観測時の計算上のSN比は4000程度となる、オーバースケールを避けるためコマンドによるゲイン設定を行い少なくともSN比1000が得られる。一方長波長側では光源輝度が下がることと光路中のガスセル窓(BaF₂)の強い吸収の結果、図7では約10カウントの信号しか得られていない。窓の吸収、約50%を考慮すると図5でのCh40-43の出力は約20カウントに補正される。しかしILASの設計では全チャンネルのゲ

イン設定が同一であるため、短波長側のオーバースケールを避けるとき(信号が1000カウントと仮定する)、長波長側の出力は図5と同等の約20カウントしか得られない。

単一成分・単色光の場合のオニオン・ピール法アルゴリズムにもとづいて誤差解析を以下に示す。衛星軌道から大気を透過して太陽を見る時、大気の球対象を仮定し大気放射を無視すると接線高度 $h_1 \sim h_n$ を通過する光路の、単一成分・単色光での透過光強度 $I_1 \sim I_n$ は次のように表せる。

$$\begin{aligned} I_1 &= I_0 \exp(-2c_1 k_1 s_{11} - 2c_2 k_2 s_{12} - \dots - 2c_n k_n s_{1n}), \\ I_2 &= I_0 \exp(-2c_2 k_2 s_{22} - \dots - 2c_n k_n s_{2n}), \\ &\vdots \\ I_n &= I_0 \exp(-2c_n k_n s_{nn}). \end{aligned} \quad (1)$$

ここで s_{ij} :接線高度 h_i を通過する光路の高度 j 層での光路長, c_j :高度 j 層での気体濃度, k_j :高度 j 層での気体の吸光係数, I_0 :太陽光源強度。単色でない観測の場合には式(1)を波数領域で積分する必要がある、問題が非線型となる。しかしここでは単色光近似で議論を進める。簡略化ため対数をとると、

$$\tau_i = -\ln(I_i/I_0) = \sum 2c_j k_j s_{ij} \quad (\text{for } j=i \text{ to } n). \quad (2)$$

上式は以下の行列を用いると、

$$\tau = \begin{pmatrix} \tau_1 \\ \tau_2 \\ \vdots \\ \tau_n \end{pmatrix}, \quad \alpha = \begin{pmatrix} 2c_1 k_1 \\ 2c_2 k_2 \\ \vdots \\ 2c_n k_n \end{pmatrix}, \quad S = \begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} & \cdots & \cdots & s_{1n} \\ & s_{22} & & & \vdots \\ & & \ddots & & \vdots \\ & & & \ddots & \vdots \\ & & & & s_{nn} \end{pmatrix} \quad (3)$$

次のように表される、

$$\tau = S \alpha. \quad (4)$$

ここで、 τ は実測値、 s_{ij} , k_j は温度・気圧の関数であるが他の手段で知り得る。特にILASでは可視チャンネルを使用して高精度で大気温度・密度鉛直分布を自己決定できる。従って S の逆行列を求めると

$$\alpha = S^{-1} \tau, \quad (5)$$

として各高度での気体濃度が線形的に決定できる。

掩蔽観測では透過光強度は接線高度付近のガス濃度でほとんど決められる(図8)。第1次近似として接線高度層だけの寄与を考えると

$$-\ln(I_i/I_0) = 2c_i k_i s_{ii}. \quad (6)$$

誤差解析を行うため、これを全微分し、両辺に $(2c_i k_i s_{ii})^{-1}$ を乗じて、整理すると

$$\delta c_i / c_i = -\delta k_i / k_i - \delta s_{ii} / s_{ii} - (2c_i k_i s_{ii})^{-1} (\delta I_i / I_i - \delta I_0 / I_0). \quad (7)$$

各項が独立と仮定し濃度誤差は次のように表される、

$$(\delta c_i / c_i)^2 = (\delta k_i / k_i)^2 + (\delta s_{ii} / s_{ii})^2 + (2c_i k_i s_{ii})^{-2} \{ (\delta I_i / I_i)^2 + (\delta I_0 / I_0)^2 \}. \quad (8)$$

ここでは δk_i , δs_{ii} は共に小さいと仮定する(δk_i は吸収係数データベースの誤差と吸収線形計算アルゴリズムの誤差に起因するが、前者の誤差は5-10%程度と非常に大きい。しかしデータベースが改良更新されれば誤差は減少して行くことが長期的に期待される)。ま

た δI_i , δI_0 は各々透過光と直達太陽光を観測するときの雑音である。太陽掩蔽観測では観測光子数が多いため光子雑音は無視でき、検出素子雑音 (Noise Equivalent Power, NEP) が観測に対する主たる雑音となる。しかし装置の出力信号としては先に述べたように量子化雑音の寄与も大きい。

式(6)の仮定により、 $\tau = 2c_i k_i s_{ii}$ は測定量から直接導出できるである、従って近似的には、

(透過光強度の測定誤差) / (τ : 光学的厚さ) = 濃度誤差

と表現できる。吸収が弱い場合には透過光強度はそれなりのSNRで測定できるが、目的とする濃度のSNRは低くなる。逆に吸収が強すぎる場合は透過光強度が弱くSNRは低い。従って適当な吸収がある場合が最も測定に適している、例えば、 $I_t/I_0 = e^{-1}$ 程度の $c \cdot h$ を解析する時、濃度誤差は透過光強度の測定誤差に等しくなる。透過率に対して、直達太陽光観測時に対する大気観測時のSN換算係数を示すと図8のような比較的なだらかな関係がある。この図から明らかなように透過率0.8~0.06程度の範囲で最良SNRの1/2程度の範囲で濃度決定が可能である。

実際の観測では約12 Hzでサンプルされるデータ列の移動平均をとるためSNRは向上する。そのため上で述べた換算係数とアベレーシング効果が打ち消しあって、結論として図7に示したカウント値と同程度の精度で濃度決定が可能であると推定される。オゾンについて精度1%、より短波長の NO_2 , H_2O , N_2O についてはデータベース精度の限界から同様に精度1%が見込まれる。しかし現仕様のもとでは HNO_3 については精度10%、最も長波長のCFC-11(Ch-43)については精度20~50%しか期待できない。(注. PFMのゲイン設定変更については現在検討中である)

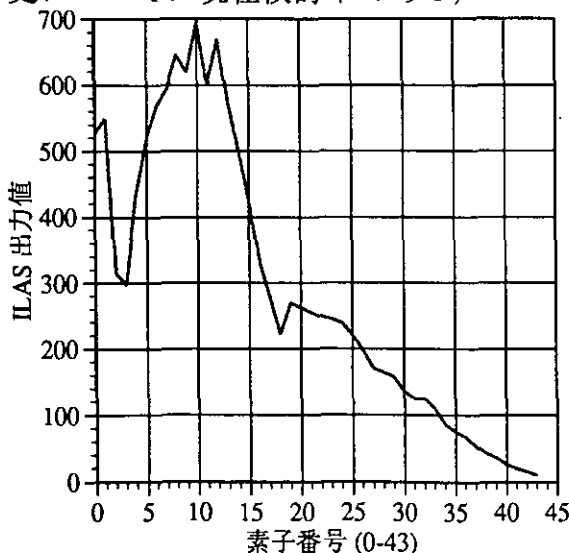


図5. 1400K黒体を用いたILAS EM出力例 (BaF₂窓x2を含む)

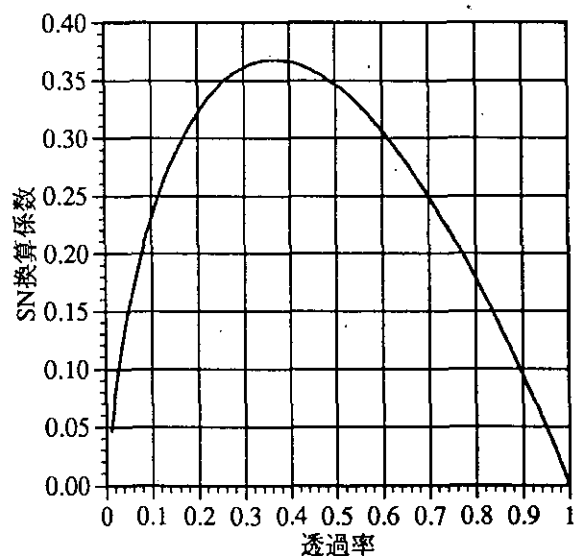


図6. 透過率と濃度精度の為のSN換算係数の関係

複数の微量成分の混合スペクトルからの鉛直分布導出の問題は、赤外での吸収係数がバンドモデルなどの非常に低い精度の近似計算しかできない場合には大きな問題となって来た。しかし現在ではHITRANデータベース等により主要な大気成分の主な同位体を含むほ

とんど吸収線の位置・拡がり係数・強度・遷移の同定・基底状態のエネルギーが知られている。そのため光路上の気温・気圧が既知であれば（ILASでは可視チャンネルから高精度で得られる）、任意の大気組成の赤外スペクトルがデータベースで規定される精度で計算可能である。従って太陽光源、大気吸収、測定装置の特性が十分明かであれば装置出力（出力カウント値）が高精度で計算可能である。従って測定する分光器の分光分解能で独立に観測される（2つ以上の大気成分の特徴が完全に一致することは無い）場合には、個々の成分の濃度鉛直分布を初期値から収束計算することで決定可能である。このようなブロードバンド分光計としては、Nimbus 7搭載のLIMSやUARS搭載のHALOE等が代表的である。

測定対象のトレードオフ ILASの測定対象はオゾン層の物理化学過程に深く関連を有する、 O_3 , NO_2 , N_2O , HNO_3 , N_2O_5 , H_2O , Aerosols 等を含む。また大気の物理指標として基本的な大気温度を高精度で測定する。また成層圏の塩素原子濃度を増加させた原因である特定フロン類の代表的なものとしてCFC-11の観測を行う。

オゾン層の形成はChapmannサイクルとして知られる酸素だけを含む反応で説明できる。しかし自然状態では、 HO_x , NO_x , ClO_x , BrO_x 等による触媒的な O_3 の破壊によりChapmannサイクルの平衡値の1/4程度の値で成層圏 O_3 濃度はバランスしていた。 O_3 破壊的な化学種の起源としては HO_x は対流圏からの H_2O 輸送と成層圏での CH_4 の分解、 NO_x は成層圏での N_2O からの NO 生成、 ClO_x , BrO_x は各々海洋起源の CH_3Cl , CH_3Br の成層圏での光分解である。しかし人為起源のフロン類の大気中への放出により成層圏での塩素原子濃度が増加した結果、オゾンホールが発生や全球的に統計的に優位な成層圏オゾンの現象が生じた。

このような大気の物理・化学現象解明には、化学反応システムで主要な化学種をすべて十分な精度で測定する手法があり、NASAのEOS計画ではこの方針で次世代の大気化学センサーの開発が計画されている。しかし OH , ClO_x を含む全ての主要成分の観測を可能とするセンサーは観測波長帯が遠赤外～ミリ波領域を含む必要が有る、極微量成分の精密測定が必要になるなど、目的性能の衛星センサーの開発は工学的理由を含めて困難な要素が大きい。一方NIMBUS-7衛星のTOMSやERBS衛星のSAGE-II等のように比較的lowコストで幾つかの主要な大気成分を高精度で長期間観測可能なセンサーが既に存在する。衛星観測の最大の欠点は開発期間の長期化と開発のために必要な各種リソースが他の観測手段と比較して格段に大きいことを踏まえると、衛星工学的にいわゆる「Low Technology」で地球科学的に必要な各種観測を長期継続する意義は極めて高いと判断される。ILASは焦電型検出器を用いることで赤外域（ $6 \sim 12 \mu$ ）で冷却器を必要としない装置構成を可能とした、その結果、プログラムの観点から低いリソース要求で3年以上の長期間にわたって赤外域の観測でしか得られないデータセットを提供可能としている。特に赤外域のみで可能な HNO_3 , CFC-11, N_2O , N_2O_5 の観測を可視域などでも観測可能な O_3 , NO_2 , H_2O , Aerosols, 気温と組み合わせて観測することにより、（UARS衛星に搭載された短期間観測を目的としたセンサーを除くと）現行の他のセンサーでは不可能な窒素系化学種の化学平衡関係とオ

ゾン層の化学状態の記述等が可能となる。

このような観点から赤外域での対象化学種と波長帯選択を行った結果、ILASの波長帯は表1に示したように決定された。検討の前提条件には、(1)回折格子分光器と焦電型アレー検出素子で長期安定動作を目的とする。(2)このような分光器の分光分解能は一定波長巾 (ILASでは約 $0.11\mu\text{m}$)。(3)分光器は1台構成で必然的に波長範囲は「1オクターブ」以内。(4) O_3 , NO_2 , HNO_3 を観測する。この結果、(i)明瞭な HNO_3 の検出のため $860\text{--}915\text{ cm}^{-1}$ を含むこと、(ii) $9.6\mu\text{m}$ 帯の O_3 観測を中心とする、(iii) H_2O 吸収帯の吸収の谷間に存在する NO_2 $1590\text{--}1620\text{ cm}^{-1}$ を観測する仕様となった。更に波長位置の両端の決定にはCFC-11の顕著な吸収帯が 850 cm^{-1} に存在するため、波長下限をこの波数に定めた。アレー検出器の素子数には工学的な制約があり、ILASでは波長分解能を高めることより出来るだけ低波長分解能で高い対象化学種の検出能を得ること目的に検討した結果、44素子の設計が選択された。この波数領域 ($850\text{--}1610\text{ cm}^{-1}$) にはCFCF-11, HNO_3 , (CFCF-12), O_3 , N_2O_5 , CH_4 , N_2O , H_2O , NO_2 の顕著な吸収帯が存在し、これらの化学種は全てオゾン層の化学反応過程でSource, Reservoir,あるいはReactiveな化学種として極めて観測の必要性が高いと判断される。

大気のリモートセンシングでは気温は観測を要する基本的な物理量であるだけでなく、大気吸収係数の精密決定等データ処理上欠かせないものである。また大気密度の鉛直分布は大気屈折を決めるため、光路長情報や接線高度情報を得るためには大気密度鉛直分布の高精度決定が必ず必要である。更に大気微量成分の物理化学過程の議論では保存量としての存在比を得ることがしばしば必要となる、そのためにも大気密度の観測が必要となる。衛星リモートセンシングで気温・気圧・大気密度を決定するためには、大気中で存在比が一定であり適当な温度特性がスペクトル上に現れることが必要である。これまでのセンサーでは主に CO_2 の吸収帯を用いて大気密度が決定されてきた。しかし複数の赤外吸収帯を用いても CO_2 による気温の決定精度はそれほど高く無く、また $15\mu\text{m}$ 帯と $4\mu\text{m}$ 帯の同時観測が必要など装置的にも負荷が大きかった。これらの問題を解決するためILASは大気中で存在比が最も安定している酸素分子 (O_2) の可視域の吸収帯 (Aバンド吸収帯) の回転構造から大気密度・気温を同時に1K精度で高精度決定を行うこととした。これまでSAGE-II等では広帯域の可視域分光器を用いることで大気吸収のレイリー散乱とミー散乱を決定してAerosolsの鉛直分布を求めてきたが、ILASでは大気密度を独自に高精度決定できるため狭い波長帯 ($753\text{--}784\text{ nm}$) の観測からもAerosol Extinctionを高精度測定できる。(粒径分布、形状情報は得られない。SAGE-III等の将来型センサーではILAS相当性能の大気密度・気温チャンネルとSAGE-II相当の広い可視波長帯の同時測定が望ましい。)

4. ILAS観測から期待される科学的成果

成層圏大気現象の解明は世界的にも重点的に研究が継続して行われている分野であり、ILASの観測が行われる1996年から1999年の期間に現在問題とされている研究課題がどの

程度未解明であるかは不明である。しかし同時期の大気観測用衛星センサーが国際的に乏しいことから多くの課題解明にILASデータセットが活用されることが期待される。中でもオゾンホール現象の観測はILASが南極域でオゾンホールの発生する10月頃最も高緯度（南緯85度近傍）まで観測できることから、そのデータが期待される分野であると想定できる。ILASは例えば、高精度の気温及びエアロゾルデータからオゾンホールの前駆現象であるPolar Vortex内の気塊の冷却化とPSC形成過程を鉛直分布情報を伴って提供できる。また各種Reservoir化学種の精密測定から大気成分の輸送が水平方向を主とするかあるいは上部成層圏からの沈降を主とするかなどの力学的機構の記述に有用なデータの提供が可能である。更にPSC形成後の HNO_3 、 NO_2 、 N_2O_5 等の NO_y 化学種の平衡関係の変化から進行している ClO_x 等の活性化学種による O_3 破壊反応の（間接的な）定量的把握が可能と成る。またオゾンホールの形成以降のAerosolに起因すると考えられる NO_y 化学種の除去過程や H_2O 、AerosolのPolar Vortex内での異常減少（Water Vapour Hole, Aerosol Hole）等の観測が可能となる。またオゾンホールが最終的にPolar Vortexの力学的崩壊で終了した後の各種成分の化学平衡が自然状態とどの程度異なるか等の現象（Dilution of Ozone Hole）を NO_y 、 O_3 、Aerosols等の観測から記述することが可能である。ILASの観測は各半球で同一緯度の1日14地点で行われる、そのため面としての現象把握は速い観測緯度変化が起こる10月頃以外は不可能である。しかし例えば、Polar Vortexがほぼ同緯度に円をなしている場合には同じ気塊を数日間連続して観測が可能となるであろうし、逆にPolar Vortexの形状が偏っている場合にはVortexの内外の化学的状態を同時に観測可能になる。また通年では南極大陸海岸部に相当する南緯60～65度の領域を観測する頻度が極めて高く海岸部に位置する昭和基地など各国の観測ステーションとの連携観測に極めて適している。

北半球ではILASは北緯57度～70度の領域を観測する。南半球と異なり必ずしも高緯度ではないが、良く知られているように北半球の大気力学的構造は（北極海の存在などの理由から）南極とは極めて異なり、例えばPolar Vortexは安定には形成されない。しかし厳冬期にはグリーンランドからロシアにかけての領域の北緯70度付近の領域はしばしばPSC形成が可能な低温気塊が短期間形成される。この結果、いわゆるミニオゾンホールが形成されることは各種観測から明かに成りつつある。このような現象を、逆に力学的に常に低温気塊の外側に位置するアラスカ等の地域と同時観測できることからILASデータセットは科学的な利用価値が高いと期待される。特にILASがTOMS等のColumn量のMapを生成するセンサーとは相補的に、他のセンサーが提供できない NO_y 化学種を含む各種微量成分の鉛直分布を測定することは大きな特徴となる。

ILASは雲が存在しない場合には対流圏高度5km付近までの観測が可能である。ILASが観測する高緯度帯では雄大積乱雲等が存在しないため高い確率で上部対流圏の微量成分成分の観測が可能となる。対流圏では経年変化・季節変動・地理的分布の著しい微量成分が科学的観測の対象となりうる。経年変化が大きい成分にはCFC-11, CH_4 , N_2O が挙げられILASの精度でトレンド解析が可能である。また季節変動・地理分布の観点からは対流圏

の O_3 と CH_4 が対流圏での化学環境・物質循環の観点から興味深い。

成層圏及びバックグラウンド対流圏の長期的オゾントレンドの監視・研究はILASの主な目的であるが、観測期間がノミナル3年であるため太陽活動等の影響を含めて長期トレンドの高精度決定は困難が伴う。従ってILASと同型の後継センサーを1999～2000年に投入することが極めて重要である。(ILASの設計寿命は3年であるが、機器故障・劣化で終了する観測可能期間が3年以上の何年であるかは打ち上げ以前には予測不可能である。)

ピナツボ火山噴火のような大規模火山噴火での SO_2 の成層圏への注入、それに伴う硫酸性Aerosolsの形成は成層圏大気環境に大きく影響する。しかし火山性Aerosolは特に周縁方向の光学観測に大きな妨害となる。UARS衛星での実例(1991-1992年)では赤外域でも微量成分観測に大きな干渉となっている。ILASの場合も同規模の噴出が発生すればAerosol層以下の観測は不能になると予測される。この場合はAerosol層の鉛直・水平分布やAerosol層の減衰に伴う化学反応過程の長期観測がILASの主な科学的観測項目となるであろう。

5. まとめ

1992年12月から1993年3月の期間北半球では、衛星観測データと各種地上観測データを総合して10-30%とこれまで観測例が無くまたモデル等から予想されなかった O_3 総量の現象が観測された。このことは成層圏大気にたいする科学的理解がいぜんとして不十分であることを明瞭に示している、ピナツボ火山噴火の影響との関連を含めて今後より一層研究されていく必要があるであろう。成層圏大気中の塩素原子濃度は2000年頃をピークとして今後も上昇しその後、2050年からそれ以降にかけ極めてゆっくりとオゾンホール出現以前のレベルに復帰すると予測されている。このためにILAS等の衛星観測を長期的に一層推進することと地上・航空機・ゾンデ・気球・ロケット等の各種観測の充実、現象解析型研究とモデル予測研究のより一層の推進が必要であると考えられる。その中でILASデータセットが内外の研究者のオゾン層研究に大きく寄与することを期待する。

IMG/ADEOSによる温室効果気体濃度の全球観測

今須良一、前田高尚、林 正康（資環研）
小川利紘（東大理）、下田陽久（東海大）
小林博和（電中研）

1. はじめに

1996年打ち上げのADEOS衛星に搭載される温室効果気体センサーIMGによる大気微量成分濃度測定について各種のシミュレーションを行い、データ解析手法等の検討を行っている。昨年度のシンポジウムでは、東大の小川利紘教授により、ハードウェアや期待される成果などについての発表が行われた。今回はIMGの実験室モデル(BBM)を用いた地上からの大気観測の結果、データ解析手法(反転法)の原理的な説明、および、反転手法解析に用いる初期推定値に関するシミュレーションの結果などを報告する。

2. BBMによる下向き大気放射の地上観測

IMGのBBMを用いた下向き大気放射の地上観測は、1992年7月20日から21日の夜間にかけて川崎市にある(株)東芝の小向工場にて行われた。装置の分光器部分は実験室内に置かれ、窓から突き出したアーム上に置かれた反射鏡によって、大気の下向き赤外放射を分光器まで導いた(図1参照)。校正は液体窒素温度と常温付近の温度の黒体を用いた2点方式による。この観測と同期させてゾンデによる気温と水蒸気量の鉛直分布観測も行った。

測定された大気放射のスペクトル(等価黒体温度)の一例を図2に示す。実線は観測値、波線はゾンデ観測データをもとにFASCODE2を用いて計算した理論値である。この結果では、特に放射量の少ないところで観測値の方が理論値よりも小さくなっている。これは、主として校正手法に問題があったと考えられ、今後の地上実験での課題の一つであるといえる。図2のデータをもとに、反転法(後述)により求めた気温の鉛直分布を図3に示す。図では初期推定値と反転結果を、ゾンデ観測

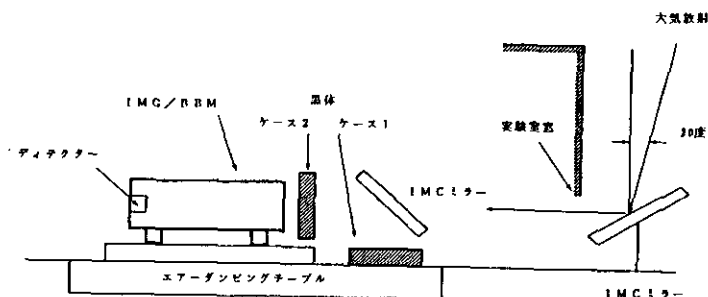


図1 IMGのBBMを用いた大気下向き放射観測時の装置配置図。

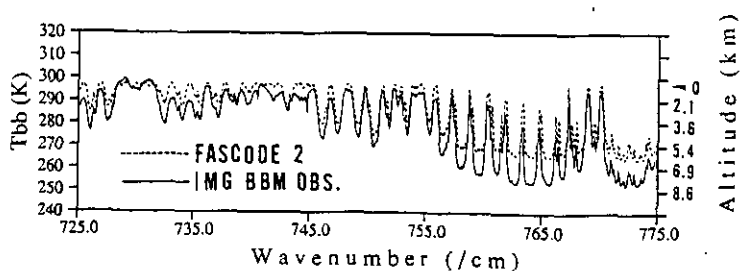


図2 IMGのBBMにより地上で観測された下向き大気放射スペクトル(等価黒体温度)。実線は観測値、波線はゾンデ観測に基づく理論計算値。右側縦軸は、等価黒体温度に対応する気温の高度。

値からの差として表示してある。反転結果はゾンデ観測値よりも、特に下層において小さな値となっているが、これは図2の放射スペクトル（等価黒体温度）において観測値の方が小さかったことと量的にも良く対応している。

3. 反転法について

IMGなどの赤外分光計を用いた大気放射スペクトルの天底観測データから、気温や気体濃度を求める解析手法について、その概要を簡単に述べる。

衛星から観測される大気放射スペクトルには大気の温度、気圧、吸収気体の濃度が複雑に関与している。観測される各波長における放射輝度は放射伝達方程式を地表から大気上端まで積分することにより得られるが、この積分の過程を和の形で置き換え、連続関数をベクトル表示することにより、問題を行列とベクトルの演算として表現することができる。つまり、 $t_b(\lambda)$ を観測される放射輝度、 $t(z)$ を大気温度、または、それに対応する気体濃度、 A を放射伝達を表す行列とすると

$$t_b(\lambda) = A \cdot t(z) \quad (1)$$

とすることができる。 z は高度、 λ はスペクトルの波長（波数）である。この時、 A の中には荷重関数という関数を含むことになる。これは、観測される各波長の放射が大気中のどの高度からの情報を多く含んでいるかを表すものであり、気体の吸収強度と濃度の鉛直分布から計算される。

(1)式において、衛星から観測されるのは $t_b(\lambda)$ であり、最終的に求めたいのは $t(z)$ である。したがって、数学的には $t(z)$ について

$$t(z) = (A^T A)^{-1} A^T \cdot t_b(\lambda) \quad (2)$$

(ただし、 A^T は A の転置行列)

と解くことにより、観測された放射スペクトルから気温や気体濃度の鉛直分布が求められることになる。この過程を一般に反転法と呼び、観測された大気放射スペクトルを解析して得られる各種情報の鉛直分布の精度は、そのアルゴリズムに依存するところが大変に大きい。しかし、実際の観測データの解析では、このままの形では解が不安定になるため、各種の拘束条件を付加して解くことになる。その一つの方法として、Smith et al. (1990) の物理/統計的同時反転法があり、

$$t(z) = S_d A^T (A S_d A^T + E_b)^{-1} \cdot t_b(\lambda) \equiv C \cdot t_b(\lambda) \quad (3)$$

と表される。ただし、

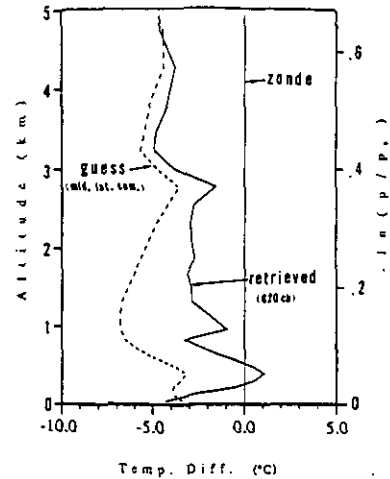


図3 図1のスペクトルをもとに、反転法により求められた気温の鉛直分布。初期推定値、反転結果ともに、ゾンデ観測値からの差として表してある。

- A : 初期推定値についての放射伝達を表す行列
 S_d : 気温、気体濃度の統計データの共分散
 E_b : 測定値の共分散 (測定誤差)

である。この内、E_bは測定器の精度に対応する固有の値であり、衛星打ち上げ前に地上実験等から求めることができる。Aについては、ある物理量 $t(Z)$ について、過去の観測データなどの中から、これから観測しようとしている対象と同等と考えられる統計集団を選び出し、その平均値: $t_0(Z)$ (これを初期推定値とする) をもとに計算する。S_dは同じ統計集団における $t(Z)$ の高さ方向の共分散である。拘束の度合はS_dとE_bの大小で決まり、一般的にはS_dが小さく (統計的にばらつきが少ない)、E_bが大きい (測定の誤差が大きい) ほど拘束が強く、初期推定値として用いた値に、より近い結果となる。

実際に上式を観測データの解析に適応する場合、基となる統計集団、つまり、 $t_0(Z)$ とS_dの選び方が問題となるが、IMGの場合、全球的な観測をほぼ1年を通じて行えることから、この $t_0(Z)$ とS_dについては、各緯度、経度毎に季節を考慮したデータセットを用意して置く必要がある。気温と水蒸気量については、気象庁による世界のゾンデ観測データや、それをもとに作った客観解析データ (グリッドデータ) などの利用が有効であると考えられる。

4. 緯度-高度断面測定 of シミュレーション (気温)

ADEOSの軌道傾斜角は98.6°であることから、衛星直下を観測するIMGでは1周回に要する約101分の間に、ある経度帯についての緯度-高度断面データが得られる。したがって、衛星から送られてくるデータを解析する時、この緯度-高度断面を一つの処理単位とすることが可能である。

今回、シミュレーションを行うにあたり、真値としてECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) のグリッドデータを用いた (1979年1月1日の値。南北97地点、鉛直27層)。以下、気温についての結果のみ示すが、これについての議論は水蒸気量やその他の微量気体成分濃度の測定についても基本的にあてはまる。

図4 (a) は真値である。この気温分布について衛星で観測される赤外放射スペクトルをFASCODE2を用いて計算し、それについて前節で述べた手法で反転計算を行った。結果は、真値との差として同図 (b) 以降に示してある。本来、反転法の初期推定値としては、前述のとおり、地点、季節毎に過去数年間程度にわたる統計データ等から求めた値を採用するのが適当であるが、ここではその値が適切でなかった場合、どのような誤差が現れるかを調べるために、異なった方法による計算結果を示す。(b) は初期推定値である $t_0(Z)$ として、すべての地点に一樣に米国標準大気を採用した場合である。米国標準大気の気温鉛直分布は中緯度のそれに近いため、両半球の中緯度付近で良い結果となっている。一方、赤道上空や両極において大きな差が現れている。(c) は最初の地点については米国標準大気を用い、次の地点からは、一つ前の地点についての反転結果を採用するという方法で計算した結果である。計算は45°Nから始まり、赤道→南極→北極→と進めていった。この方法では(a)に見られた赤道上空や南極における大きな誤差は軽減されることがわかる。北極についても45°N→北極の計算をすれば同様に誤差は減少するが、あえて $t_0(Z)$ として大きく異なる南極の値を用いてみた。結果は予想通り大きな誤差を示している。しかし、4~5地点隣ではその影響はほとんど消えている。このことから考えて、一つの地点についても反転結果をもとにもう一度計算をやり直せば、初めの $t_0(Z)$ が不適当な場合でも、4~5回の繰り返し計算の後には

IMG Retrieval Simulation (Temperature)

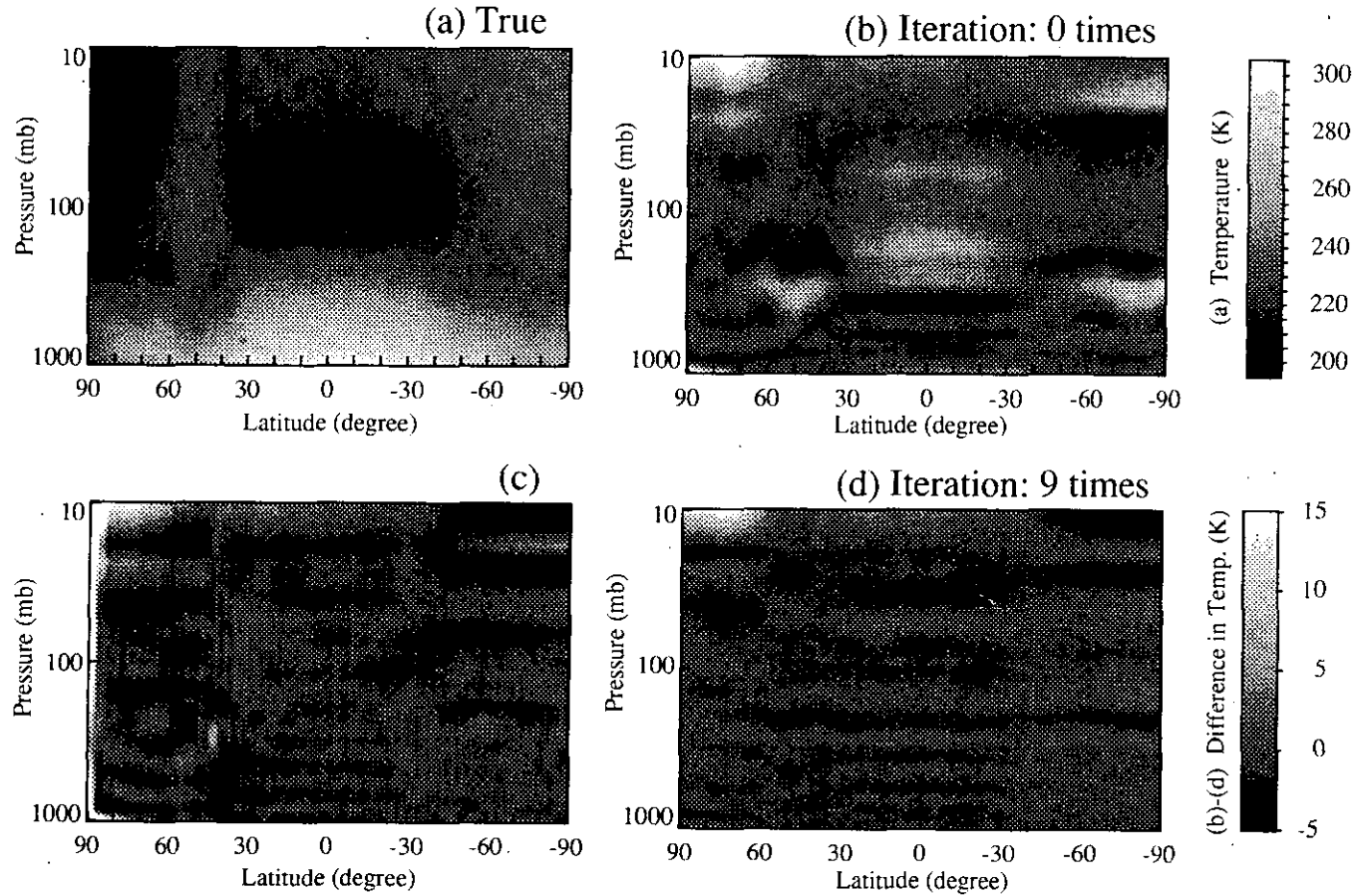


図 4 IMGによる気温の緯度-高度断面測定シミュレーション結果。(a) 真値。(b) 初期推定値として全地点で一様に米国標準大気を用いた場合。繰り返し計算はなし。(c) 初期推定値として、1地点隣の反転結果を用いた場合。45°N→赤道→南極→北極→の順に計算。45°Nについては米国標準大気。(d) 初期推定値として米国標準大気を用い、9回の繰り返し計算を行った場合。(b)～(d)の結果については、真値との差の値として表わしてある。

かなり良い結果が得られるものと考えられる。それを行ったのが (d) である。ただし、繰り返し計算で A 中の荷重関数は一定にしてある (つまり、気体の吸収線の line-by-line 計算は行っていない)。図 5 には、全緯度-高度の点を対象に、反転結果と真値との差の頻度分布を求めた結果を、繰り返し回数 0、4、9 回の場合について示した。これらの結果から、10 回以下の繰り返し計算で、両極の高高度域のように極端に真値と初期推定値のかけ離れている場合以外では、ほぼ 1~2℃程度の誤差で反転できることがわかる。

5. おわりに

今回、反転法計算において、荷重関数を一定にした繰り返し計算によっても、最終的な気温測定精度を 1~2℃程度にできることを示した。しかし、IMG による微量気体濃度算出のためには、その精度を 1℃以下にすることが必要であり、そのためには、気体の吸収線の line-by-line 計算をも含めた繰り返し計算を行う必要がある。しかし、line-by-line 計算を伴う場合、計算時間は一挙に数桁跳ね上がり、実用上かなりの問題が起こる。したがって、まずはじめに荷重関数を一定にした繰り返し計算によって、できる限り誤差を小さくし、その後で line-by-line 計算を含む計算でさらに精度を上げるという方法をとることを検討している。

また、今回の発表では、反転法に用いる初期推定値の基になる全球的な統計データセットが重要であることを強調し、気温と水蒸気量については気象庁のデータなどが有効であることを述べた。しかし、他の微量気体成分濃度についてはその様なデータセットはなく (それを求めるのが IMG の目的)、如何にして各地点や季節毎にもっともらしい初期推定値と共分散値を設定するかが大きな課題となっている。今後、これまでに行われた直接的な観測データの再吟味や、3次元数値計算モデルの利用なども含め、検討して行きたい。

参考文献

- 1) Smith, W.L., H.M. Woolf, and H.E. Revercomb.: Linear simultaneous solution for temperature and absorbing constituent profiles from radiance spectra, Appl. Opt., 30, 1117-1123, (1991)

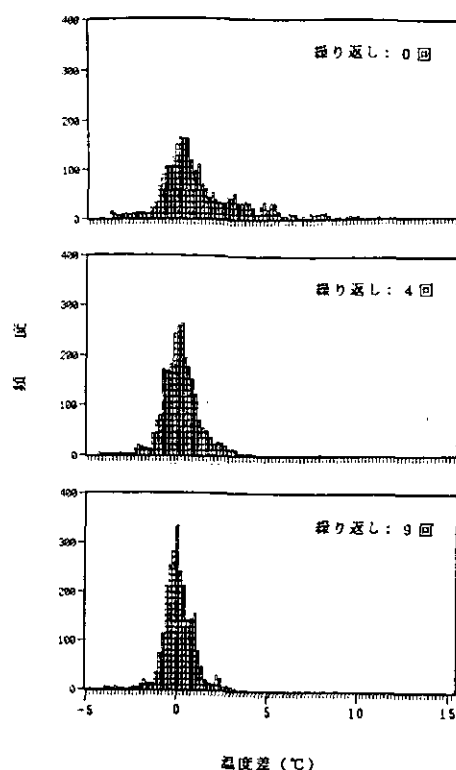


図 5 反転結果と真値との差の値の頻度分布。全緯度-高度点を対象として求めた結果。上から、繰り返し計算の回数が 0、4、9 回の場合の結果。

大気微量成分観測データ処理における 吸収スペクトルの高速演算について

国立環境研究所 横田 達也

1. はじめに

衛星センサーによる大気観測データの処理の特徴の一つとして、大気吸収スペクトルのシミュレーション計算が挙げられる。特に大気中の微量成分の濃度（全量あるいは高度分布）を推定する場合には、大気吸収スペクトルを精度良く高速に計算する必要がある。また、大気ではなく、衛星から地表面や海表面を観測するリモートセンシングデータを扱う場合にも、特に定量評価を目的とした場合には、大気放射・吸収の影響を評価するために、大気吸収スペクトルの計算が必要となってくる。

1996年2月には我が国初の地球観測プラットフォーム衛星ADEOSが打ち上げられようとしている。ADEOSに搭載される大気観測センサーILAS（改良型大気周縁赤外分光計）とIMG（温室効果気体センサー）では、観測データから大気中の微量成分の高度分布を精度良く導出するために、吸収スペクトルの高速演算が必要とされている。

1970年、80年代は、吸収スペクトルを観測波長域の全吸収線について正確に計算するには、電子計算機の性能（演算速度、メモリー容量、データ入出力速度）が十分ではなかったため、演算手法（アルゴリズム）を工夫して、できる限り高速かつ正確に近似解を求める研究が多くなされ、実際にそのような方法が用いられてきた。近年は、計算機能力の飛躍的な進歩によって、より直接的な計算手法がようやく可能となってきた。

また、吸収スペクトルの計算には、大気分子の吸収線の位置や強度を示すデータベースと、計算のためのコードが必要である。そのデータベースとしては、米国AFGL（現在はPhillips Laboratory）が1970年代後半より開発してきたHITRANデータベースと、フランスCNRSが開発してきたGEISAが知られている。これらのデータベースは、1987年頃から我々にも容易に手に入るようになった。吸収計算のためのコードは、一般には各研究者がその研究目的に応じて独自にプログラムするものであるが、汎用のコードとして配布または頒布されているもの（例えば米国AFGLのFASCODE）もある。スペクトルが低分解能の高速演算コードとしては、LOWTRANが有名である。これらのコードも比較的一般に使用されるようになった。

本報告では、大気観測データ処理に吸収スペクトルの高速演算がなぜ必要であるかを述べ、これまでに開発されている高速演算の方法のいくつかを紹介する。そして衛星センサーILASを例に、演算手法による計算能力の比較結果について簡単に報告する。

2. 吸収スペクトル高速演算の必要性

1970年代の大気観測データの解析法としては、線形逆推定（linear inversion）手法が主に用いられた。その基本的な概念を示すと、観測値をベクトル y 、未知数（推定対象）をベクトル x 、観測系（大気放射伝達と観測機器の装置関数などを総合したもの）の特性を行列 A とした場合、

$$y = Ax \rightarrow x = A^{-1}y \quad (1)$$

から解 x を求める方法である。実際には、(1)式のような単純な方法ではノイズの影響により解が不安定になるため、より複雑な方法が用いられている。例えば未知数よりも観測値の数の方が多くなるように観測を行い、(2)式のような最小二乗法から解を求めたり、さらに制約条件を付加してノイズの影響による解の不安定性を除去したり、初期解を仮定して繰返し計算によって安定な解に収束させる方法などがある。

$$x = (A^T A)^{-1} A^T y \quad (2)$$

上記のような方法では、機器特性をも含んだ観測システムに何らかの線形近似を導入しているため、比較的高速な演算が可能であっても、どうしても解の信頼性が高くないという欠点があった。すなわち、ほとんどの場合にはある程度の誤差範囲内の解が得られても、特殊な条件下で解が発散したり、初期値解の影響を免れなかったりする手法が多い。

これに対して、近年の実際の衛星データ解析では、非線型な観測系であるのなら非線型のまま解を求めようとする方法が用いられるようになってきた。これは、観測システムを x の非線型関数 $f(x)$ で表し、

$$y = f(x) \quad (3)$$

のように数式表現が可能であるとする。すなわち、機器の装置関数が既知で、大気の放射伝達モデルから、未知パラメータ x の値を仮定すればセンサーからどのような出力 y が得られるかが、数学モデルで記述されるものとする。このとき、未知パラメータ x の推定値 \hat{x} のときの出力 \hat{y} を計算し、評価関数 $g(\hat{y} - y)$ の値が最小となるように \hat{x} の値を繰返し調整し、最小となったときの \hat{x} を解とする。一般には、関数 g として二乗和すなわち最小二乗法(4)式を採用することが多い。

$$\sum (\hat{y} - y)^2 \rightarrow \min. \quad (4)$$

この方法は線型逆推定に比べて、計算時間が比較にならないほど多くかかるが、解の精度が高い。未知パラメータの値を調整しながらモデルのシミュレーションを繰返し、解を求めることから、フォワード型推定方法 (forward method) ともいわれる。

このフォワード法を用いる場合には、センサーの出力は大気の放射・吸収を受けた後のスペクトルを反映しているので、大気の吸収量または放射量を計算しなければならない。これを厳密に行うには、大気成分の分子固有の振動・回転による吸収スペクトルを、吸収線の一本一本について計算しなければならない。吸収線は、分子の温度と圧力すなわち運動の状態によって広がる (line broadening)。この広がり、Voigt関数により表現される。Voigt関数の値から各分子の吸収係数 (クロスセクション) が計算される。吸収係数と光路長と物質質量 (体積混合比×全圧) の積和から光学的厚さが計算され、大気の透過率が求められる。

Voigt関数は、その吸収線の中心波数 ν_0 、ローレンツ半値半幅 α_L 、ドップラー半値半幅 α_D 、波数 ν により、

$$x = (\nu - \nu_0) / \alpha_D \quad (5)$$

$$y = \alpha_L / \alpha_D \quad (6)$$

$$\text{Voigt}(x, y) = \frac{y}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-t^2}}{y^2 + (x-t)^2} dt \quad (7)$$

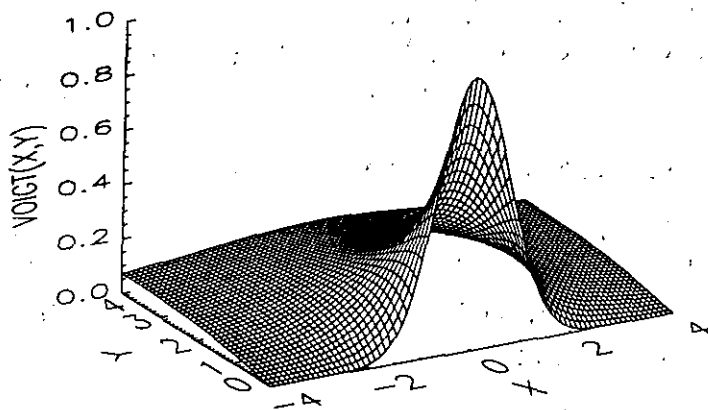


Fig.1 Voigt関数形

と表わされる。 x と y の値による Voigt 関数の形を Fig.1 に示す。 α_L は温度と圧力の関数で、 α_D は温度と分子量の関数である。 Voigt 関数は、 x と y の値の組み合わせによっては、十分な精度が保たれるように級数展開による積和近似表現ができないことがあり、数値計算上、非常に演算時間がかかる部分がある。

また、観測波長域には、通常多くの吸収線が存在する。たとえばHITRAN'92データベースによると、ILASの赤外波長域 $800\sim 1,660\text{ cm}^{-1}$ に、全吸収物質の吸収線は246,438本も存在する。その内訳は、例えば主要な吸収分子であるオゾンが59,878本、硝酸が77,156本、メタンが4,564本である。

さらにフォワード法では未知数の値を調整しながら繰り返し計算を行うため、そのたびに気温・気圧の推定分布が変化する場合などは、何度もクロスセクションの値あるいはVoigt関数の計算を繰り返さなくてはならない。

以上の理由により、フォワード法を用いて推定を行う際には、吸収スペクトルの高速演算が必要となる。

またフォワード法では、計算するスペクトル範囲が広い場合など、一本ごとの吸収線について計算する方法「line-by-line法」で、厳密に計算を行っている場合は時間がかかりすぎて実用的でない場合がある。そこでline-by-line計算を近似的に行う方法（内挿、テーブル・ルックアップ法など）や、計算点の選定に工夫をする方法、さらには、吸収ガスごとの、スペクトル小区間内の全吸収線を考慮した吸収係数を求める方法（バンドモデル法、P-Tテーブル・ルックアップ法など）が、高速演算手法として研究されている。

3. スペクトル高速演算手法の例

3-1 line-by-line法（Voigt関数計算）における高速化

(1) Draysonのルーチン

通常Voigt関数の計算ルーチンとしては、Draysonらが1975年に開発した方法¹⁾が広く使用されている。これはVoigt関数を x と y の値に応じて4つの領域に分割し、各領域で精度が十分保たれる方法で、チェビシェフ展開やガウス-エルミート求積法などを用いて近似計算をする。このコードは、計算精度が6桁を満たすように作成された。スーパーコンピュータを使用した場合、このルーチンの大部分はベクトル化が可能であるが、 x と y の小さな値、すなわち吸収線がシャープでそのピークの周辺においてベクトル化ができないため、高速演算に限界があるという難点がある。

(2) FASCODEの方法（近似計算）

これはSmith, Cloughらが1978年以降開発したコード²⁾で、汎用の大気光学計算用ルーチンである。ここでは、半値幅が2, 8, 32の3種のLorentz関数と半値幅が2のDoppler関数の、4つの関数の重ね合わせでVoigt関数を近似表現して計算を行っている。

(3) テーブル・ルックアップ法（近似計算）

Voigt関数はFig.1に示されるような x と y の2変数関数であるため、主要な (x, y) のメッシュポイントでVoigt関数値を厳密計算しておき、任意の (x, y) の値については、あらかじめ計算されたメッシュポイント値を補間して求める。それには補間式に用いる係数を補間領域ごとにテーブル化して保存しておく必要があり、この方法をテーブル・ルックアップ法とよぶ。この方法では、直接Voigt関数計算を行う必要はなく、比較的単純な補間式の演算で値が求められるため、演算の高速化が可能である。

(4) 波数軸における計算点の分割方法の工夫

これは、吸収線の強度計算を行う際に、スペクトル軸において単純に等間隔に計算するのではなく、変化が大きな吸収の中心部分は密に、変化が小さなスソの部分は粗に計算のサンプリング点を選んで、計算効率を上げようとする計算上の工夫である。製品化されているものとしてはGordleyの方法³⁾がある（Fig.2参照）。また、2つのサンプリング点の中点における実際の吸収量と二次式近似で求めた値との差が十分小さくなるまで間隔を分割してサンプリング点を決めるという門倉の方法⁴⁾（1992年、Fig.3参照）もある。そのほか、青木⁵⁾や中島⁶⁾は、サンプリング間隔を吸収の中心から等比級数的に決める方法を採用している（Fig.4参照）。

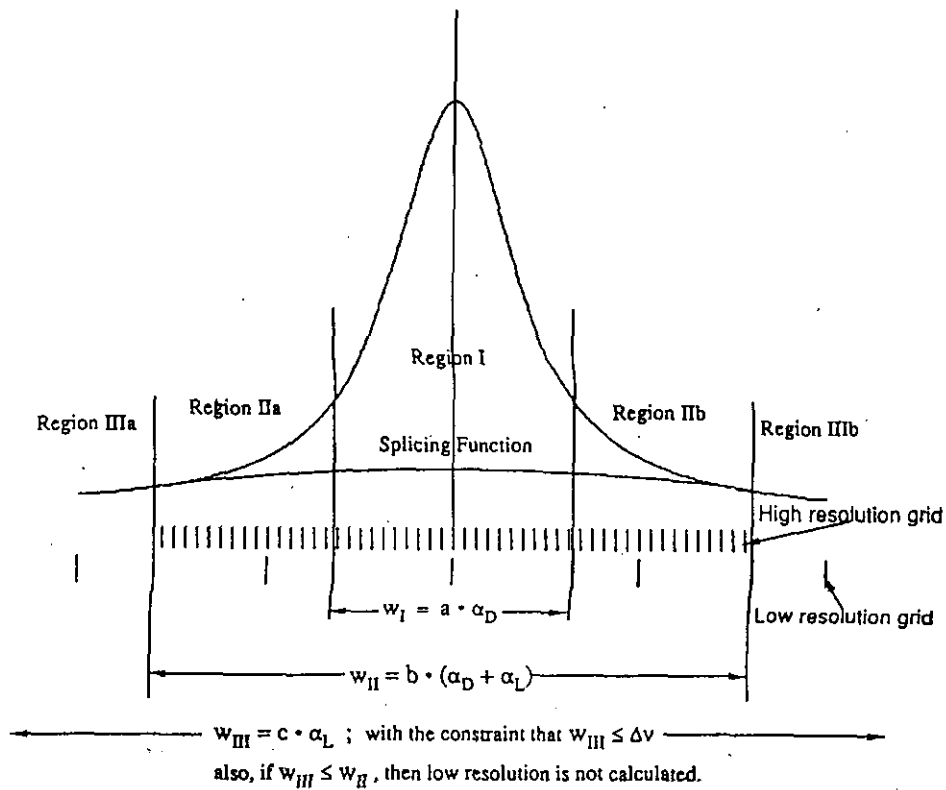


Fig.2 Gordleyのサンプリング点選定方法

(Definition of line regions and spicing function. Region III extends into the far wings of the line but is constrained to be less than a user defined width, Δv . The constants a , b , and c can be set by the user. Note: the grid points need not coincide with region boundaries.)

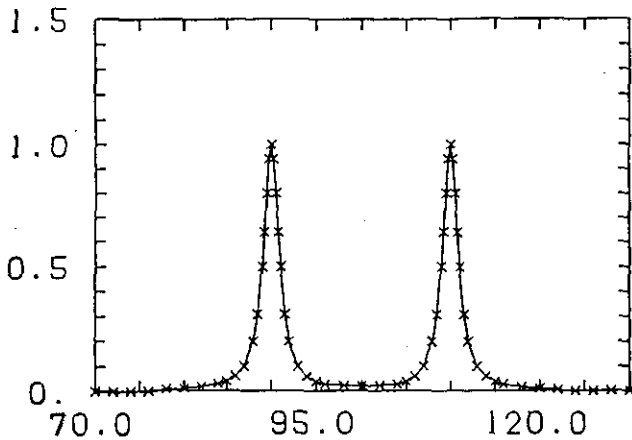


Fig.3 擬似データによる2本の吸収線の合成吸収係数のスペクトル (門倉の方法によるサンプリング点の選定例)

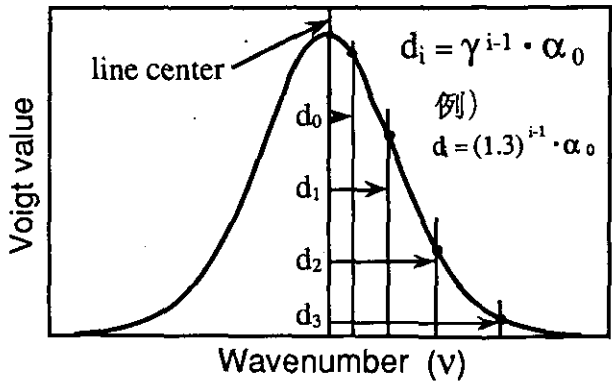


Fig.4 等比級数によるサンプリング点の選定方法の概念

以上の手法は、主要なサンプリング点のみ厳密に計算し、他の部分の値は補間または近似関数によって計算するという、計算時間節約のための方法と言える。

(5) 内山の方法

気象研究所の内山は、Voigt関数のすそ(wing)の部分をLorentz線形で近似できることに着目し、Voigt関数を数個のサブ関数に分解し、さらに計算点のサンプリング間隔を調整することによって演算を高速化する方法を1992年に報告⁷⁾している。

3-2 吸収係数(クロスセクション)計算における高速化

厳密計算では、一本ごとの吸収線についてVoigt関数値を計算し、Voigt関数の値から各分子の吸収係数(クロスセクション)の値を計算し、最終的に大気の透過率または放射量を求める。しかし、一つの吸収気体については、吸収線の位置と本数は決まっているので、いくつかの気圧Pと気温Tの値に対する、波数 ν におけるその物質の全吸収線を考慮した総合的な吸収係数の値をあらかじめ厳密計算して求めておけば、任意の(P, T)に対する波数 ν における吸収係数は、補間計算で求めることができる。これには補間計算用の係数テーブルも用意しておく必要がある。この方法を「P-Tテーブル・ルックアップ手法」とよぶ。実用上は、P、T、 ν におけるサンプリング点の選定方法や、使用する内挿式において、研究者それぞれの工夫が見られる。本手法では、計算は内挿演算であり、基本的に積和であるため、全吸収線に対してVoigt関数を計算するよりも圧倒的に高速である。しかし、一般には係数テーブルが比較的大きく、それをファイルとして格納するためのディスク容量や、読み込むためのメモリー容量をかなり大量に必要とする。また、大量のデータの中から必要な係数値を検索して読み込むため、計算機としてのデータ入出力(I/O)速度が、本手法の性能を決定する主要な要因となる。

3-3 バンドモデルによる高速化

これは、センサーの光学分解能に応じて、ある波数範囲における平均的な透過率を近似式(実験により求めた回帰式)で表現して、計算を高速化する方法である。

たとえば、気圧P、気温T、吸収物質の混合比Uを用いて、透過率 τ を

$$\ln(-\ln(\tau)) = \ln a + b \cdot \ln(U) + c \cdot \ln(P) + d \cdot \ln(T) \quad (8)$$

で表現し、実験値やline-by-line手法による計算値から係数a, b, c, dの値を決定する方法⁸⁾などがある。(8)式を用いて観測値 τ より右辺のいずれか一つの未知数(PまたはTまたはU)が求められる。したがって、本手法が使用できるのは、その波数範囲に主要な吸収線を有するガスが1種類に限定される場合である。

4. I L A Sにおける計算性能の比較検討

衛星センサーI L A Sの赤外バンドのスペクトル範囲は、850~1,610 cm^{-1} と広範囲であり、その範囲に吸収線を有するガスは10種類程度で、吸収線の本数は非常に多い。また、可視バンドのスペクトル範囲は、酸素分子のAバンドにあたる753~784nmと比較的狭く、酸素の吸収線も286本と少ないが、この可視バンドから気温と気圧の高度分布をフォワード法により決定するには、吸収係数の繰返し計算が必要なため、計算回数は多くなる。したがって、吸収係数の計算を高速かつ精度良く行う必要がある。ここでは、実用化を考慮して、line-by-line法におけるVoigt関数のテーブル・ルックアップ法と、吸収係数のP-Tテーブル・ルックアップ法について、ワークステーションとスーパーコンピュータにおける、計算時間、計算精度、メモリー容量等について検討した結果について報告する。

4-1 Voigt関数テーブル・ルックアップ法の検討結果

line-by-line法としてDraysonのサブルーチン¹⁾を使用した場合を基準に、ワークステーションのSUN Sparc Station-2 (SUN4/2)と、NEC SX-3スーパーコンピュータとを用いて、

テーブル・ルックアップ法の比較検討を行った。Voigt関数には変数が x と y の二つあるため、内挿は二次元になる。そこで内挿法として、①Bスプライン二次元補間式 (B-SP) によるもの、② x と y 方向にそれぞれ一次元の3次スプライン補間 (3-SP & 3-SP) によるもの、③3次スプライン補間とBスプライン補間を組み合わせたもの (3-SP & B-SP) の3種類の方法について検討した。計算時間の比較結果を Table 1 に、計算精度を Table 2 に示す。Table 1 では、それぞれの計算機における Drayson の計算時間を 1 としているが、計算機間で Drayson の計算時間を比較すると、SX-3 は SUN4/2 の約 2.8 倍速かった。

なお、Drayson のルーチンは、インライン展開を施すことにより部分的にベクトル化が可能であるが、ここではオリジナルのプログラムをサブルーチンとして使用した。オリジナルのコードでは条件判断文が多いため、計算効率は低い。

また、テーブル・ルックアップに必要なメモリー容量は、 $0.0 \leq x \leq 5.0$, $0.0 \leq y \leq 3.6$ の範囲を間隔 $\Delta = 0.01$, 倍精度計算, 補間係数 12 個で計算するという条件で、約 20 MB 必要であった。

Table 1 計算時間の比較結果

SUN4/2	Drayson	B-SP	3-SP & 3-SP	3-SP & B-SP
	1	1/2	1/400	3/8
SX-3	Drayson	3-SP & 3-SP (ベクトル化)	3-SP & 3-SP (非ベクトル化)	
	1	1/90	1/10	

Table 2 計算精度の比較結果 (Voigt関数値)

($0.0 \leq x \leq 3.0$, $0.0 \leq y \leq 3.0$, $\Delta = 0.111$ で計算した場合)

$0.0 \leq x \leq 4.0$, $0.0 \leq y \leq 4.0$, $\Delta = 0.1$ (テーブル作成条件)			$0.0 \leq x \leq 5.0$, $0.0 \leq y \leq 3.6$, $\Delta = 0.01$ (テーブル作成条件)		
	平均誤差	最大誤差		平均誤差	最大誤差
B-SP	7.1×10^{-6}	1.2×10^{-5}	B-SP	1.5×10^{-7}	5.6×10^{-6}
3-SP & 3-SP	4.4×10^{-3}	2.9×10^{-2}	3-SP & 3-SP	3.5×10^{-4}	2.5×10^{-3}
3-SP & B-SP	4.3×10^{-3}	2.9×10^{-2}	3-SP & B-SP	3.5×10^{-4}	2.5×10^{-3}

以上の結果から、Bスプライン法では計算精度は高いが速度が遅いことがわかる。スーパーコンピュータでは、テーブル・ルックアップ法により line-by-line 法の 10 倍から 100 倍速くなることがわかる。

4-2 P-T テーブル・ルックアップ法の検討結果

ここで用いた P-T テーブル・ルックアップ法の概念を Fig.5 に示す。P と T は平方根スケールで等間隔に 10 分割し、格子点において line-by-line 法によって計算した係数のテーブルを用意した。内挿法としては、9 点ラグランジェ多項式による補間を採用した。

可視バンドの 8,348 点における計算時間の比較結果を Table 3 に示す。SX-3 でベクトル化を行った場合のベクトル化率は 63.3%、ベクトル演算率は 1.5% であった。

Table 3 P-Tテーブル・ルックアップ法
における計算時間の比較結果

		CPU 時間 (msec)	比
SUN 4/2		160	1
SX-3	非ベクトル化	22	1/7
	ベクトル化	0.407	1/400

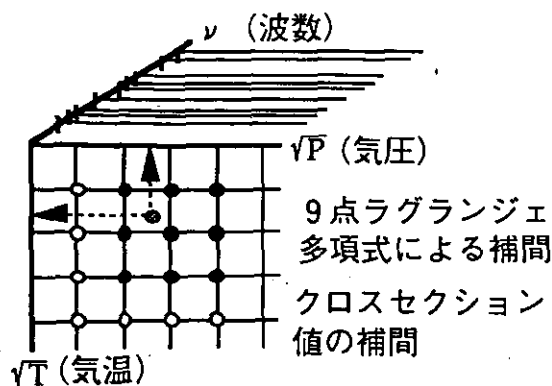


Fig.5 P-Tテーブル・ルックアップ法のご概念

計算精度については、気圧の低い上層の吸収係数の値における誤差が大きくなるが、最大でも 10^{-6} 程度で、その誤差の大きさは真値の1%に満たなかった。

必要とするメモリー容量は、可視で約1MB、赤外で約289MBであった。また、係数テーブルのファイル容量として可視で44MB、赤外で約7.4GB（ただし、PとTの組み合わせとしてありそうもない不要部分を削除した場合）、吸収係数出力用中間ファイルとして赤外で約5GBが必要である。

4-3 line-by-line法とP-Tテーブル・ルックアップ法の比較

ILASの1観測分のデータについて、赤外波数範囲 860cm^{-1} を 0.002cm^{-1} 間隔で、大気を高度方向に300層に分割し、全吸収物質の吸収係数をスーパーコンピュータ上で計算したときの計算時間について、line-by-line法とP-Tテーブル・ルックアップ法とで比較を行った。

Voigt関数計算は、全波数範囲ではなく、各吸収線の中心から $\pm 5\text{cm}^{-1}$ の範囲で打ち切ることとし、1吸収線当たりの計算メッシュ数は5,000点とした。吸収線の本数は、全体で181,969本とした。また、係数テーブル等のファイルの読み込み速度を20MB/秒、1メッシュ点のVoigt関数値の計算時間を $2.161\mu\text{秒}$ 、P-Tテーブル・ルックアップ法における1メッシュ点の計算時間を $0.049\mu\text{秒}$ とした。

以上の処理に必要な、メモリー量、ディスク量、処理時間についての比較結果をTable 4に示す。

Table 4 SX-3におけるILASの1観測分のデータ処理時間の比較

	Voigt関数計算	P-Tテーブル・ルックアップ法
必要メモリー量	約117MB	289MB
必要ディスク量	約5GB	約12.4GB
処理時間	約6.8日	約11.2分

ILASは1日に28地点の観測を行う。すなわち、約50分に1回の割合で観測データが生成される。したがって、1観測分のデータ処理時間は、必要条件として50分よりも小さくなくてはならない。Table 4の結果からわかるように、line-by-line法のVoigt関数

計算では実用化は不可能である。P-Tテーブル・ルックアップ法では、係数テーブル等の保存用ディスク容量はかなり大きくなるが、処理時間は1観測当たり約11分であるため、処理時間の観点からはSX-3クラスのスーパーコンピュータで足りることがわかる。但し、ルーチン的な運用システムの構築のためには、計算機リソースの専有の問題、大容量高速ディスク等の周辺機器の整備、運用性の観点からの検討が必要である。

5. おわりに

我が国においても世界においても、衛星による大気中の微量成分の観測が今後ますます増加することから、その観測データ処理における吸収スペクトルの高速演算の必要性は、いよいよ高くなろうとしている。計算機の計算速度の超高速化、メモリーおよびディスク容量の拡大化、入出力速度の高速化、さらにハードウェアのコストダウンとサイズダウンにより、このような計算は、ますます正攻法で、すなわち力づくで、精度良く行い易くなってきている。しかし、正攻法では計算量も桁違いに増加するし、計算機資源の有効利用の観点からも、単に力づくで行うのではなく、同じ精度で効率良く計算するような手法の研究開発に力を入れるべきである。

本報告では、これまでに考案されてきた高速演算手法のいくつかを紹介し、ILASを実例にして、その高速化の程度を示した。なお、ILASについてのワークステーションとスーパーコンピュータを用いた演算性能の比較検討結果は、国立環境研究所の委託業務による富士通FIP(株)の作業報告に基づいている。

〈参考文献〉

- 1) Drayson, S.R.: Rapid Computation of the Voigt Profile, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, Vol.16, pp.611-614 (1976)
- 2) Smith, H.J.P et al.: FASCODE - Fast Atmospheric Signature Code (Spectral Transmittance and Radiance), AFGL-TR-78-0081, Air Force Geophysics Laboratory, 149p. (1978)
- 3) Gordley, L.L. et al.: Operational Processing of I.R. Limb Radiance Using Line by Line Calculations, (brochure), (1981)
- 4) 門倉真二：放射スペクトル輸送モデルの高速計算スキーム，日本気象学会1992年春季大会講演予稿集，p.205 (1992)
- 5) 青木忠生（気象研究所）：（私信）(1992)
- 6) 中島映至（東京大学）：（私信）(1992)
- 7) 内山明博：分解した Voigt 線形を使った Line-by-Line 法による大気の吸収スペクトルの計算，気象研究所技術報告 第29号，pp.270-281 (1992)
- 8) Park, J.H. et al.: Pressure sensing of the atmosphere by solar occultaion using broadband CO₂ absorption, Applied Optics, Vol.18, no.12, pp.1950-1954 (1979)

大気観測に影響を及ぼす太陽活動

郵政省 通信総合研究所 平磯宇宙環境センター
富田 二三彦

1. 概要

地球環境を光学的に観測するため、その光源として太陽を利用することがよくある。例えば ADEOS 衛星に搭載予定の I L A S は太陽を赤外域 ($6 \sim 12 \mu\text{m}$) の光源として、地球大気の周縁方向の吸収スペクトルを計測することにより大気微量成分の空間分布を測定する。測定の間分解能を上げるためには、できる限り視野を狭めるのが有効で、このため太陽面の一部分を光源として使用することになる。このような場合、光源光度の安定性、すなわち赤外域で見て太陽面上の変動(太陽活動)がどうなるか、という問題に関しては、あらかじめ十分に検討しておく必要がある。このような観点から、赤外域で見た太陽活動に関して調査したので、その成果を報告し、併せて宇宙空間からの太陽監視の重要性と平磯宇宙環境センターの宇宙環境データベースの整備状況にも触れる。

2. 太陽は赤外域 ($6 \sim 12 \mu\text{m}$) でどのように見えるか

I L A S は環境庁が開発し、地球大気微量成分の観測を行う。大気微量成分の空間分布をできるだけ精度良く計測するため、高度および水平分解能は接線高度で各々 $2 \text{ km} \times 1.3 \text{ km}$ (可視域で $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$) に設定されており、これは太陽面上の視野角 $2' \times 1.3'$ (または $2' \times 2'$) の領域を光源として利用することに対応する。太陽の視半径は約 $16'$ なので、この視野で太陽面を眺めると、その状況は図1のようになっており、太陽面の黒点分布及び黒点の形状(参考: 図2)と太陽トラッキングの精度によっては、光源光度が時間とともに変動してしまうことが予想される。

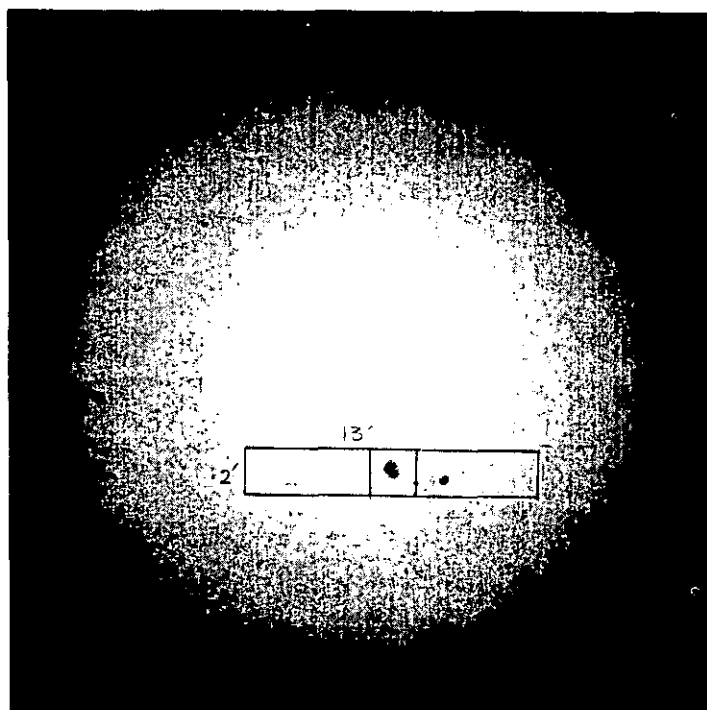


図1 太陽白色像と I L A S 視野

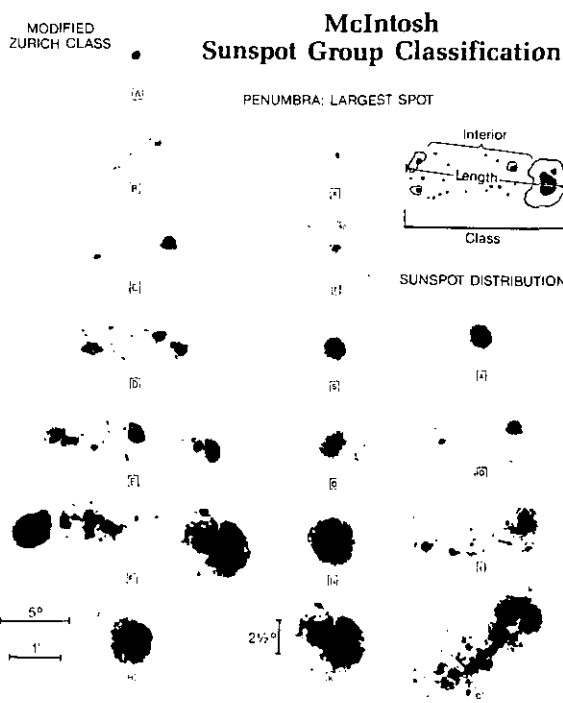


図2 黒点の形状例 (P. McIntosh の分類)

I L A S は、大気微量成分による吸収スペクトル(可視と赤外)を分光器により 1.2 Hz で測定し、各吸収線プロファイルから inversion により密度分布を復元するので、時間的な光源光度の変動は測定精度に大きく影響する。よって、赤外で太陽がどのように見えるのか、観測時間帯には太陽面上のどの位置にどのような形状の黒み(または白み)が存在するかをあらかじめ考慮しなければならない。

可視域での太陽光学観測の歴史は長く、ガリレオ・ガリレイから既に400年あまりが経過しているが、赤外域での観測はやっと1970年頃から行われるようになり、観測例も多くない。その理由のひとつは $10\ \mu\text{m}$ 付近の観測には、冷却したBOLOMETER等特殊な観測装置が必要(図3)で、観測が難しい割には、得られる情報が画期的でなかったことによると思われる。しかしながら、最近、最も太陽大気の深部が観測できる $1.63\ \mu\text{m}$ 付近までCCD観測(PtSi/IR CCD CAMERA等)が可能になり、太陽活動域周辺の立体構造を研究するため、近赤外域での太陽観測が比較的手軽に行われるようになった。この一つの例($0.85\ \mu\text{m}$)が図4で、この波長域の太陽像はいわゆる太陽の白色光イメージとほとんど変わらない。

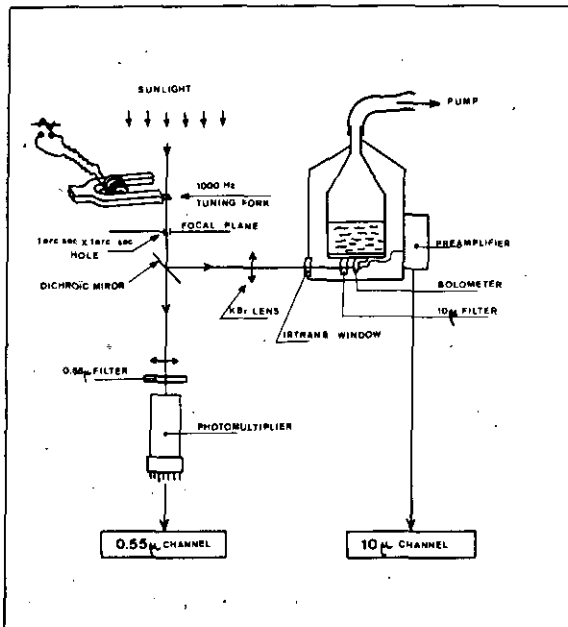


図3 9-10 μm 帯域の観測システム

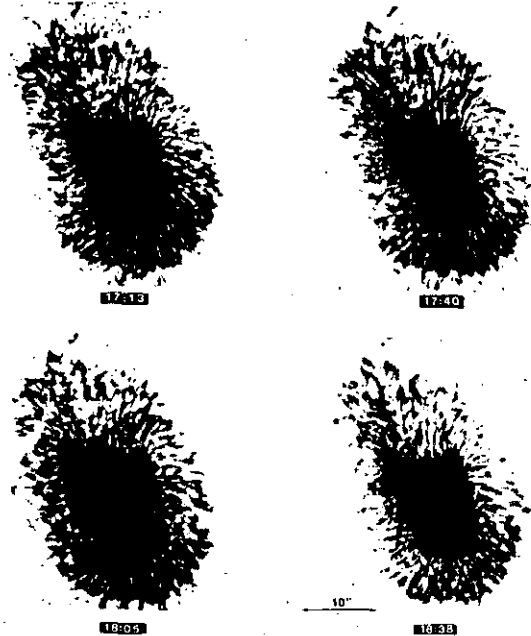


図4 $0.85\ \mu\text{m}$ 太陽像



図5 $1.63\ \mu\text{m}$ 太陽像

つぎに、前述の $1.63\ \mu\text{m}$ での観測例を図5に示す。図ではよくわからないが、この波長域での観測では、可視光に比べて黒点近傍のコントラストが悪化しており、次頁図6に示されるように、この黒点では周囲の光球光度と黒点暗部のコントラストは、 $0.65\ \mu\text{m}$ で約5%減であるのに対し、 $1.63\ \mu\text{m}$ で約3%減となっている。より大きな黒点では、可視光で約90%減であるのに対し、 $1.63\ \mu\text{m}$ では約50%減という数値が一般に参照される。

さらに長波長の例を次頁図7に示す。これは、前に述べたBOLOMETERを用いて観測した例で、9~10 μm 域での観測結果である(各組左側が $10\ \mu\text{m}$ 、右側が $0.55\ \mu\text{m}$)。

ただし、可視像との比較を容易にするため赤外像は4倍コントラストを高めている。この図を見る限り、赤外の太陽像は可視光の像と大差はないことが判明する。(ただし、太陽物理学の立場からは半暗部周囲の明るい輪郭等の特徴が見られる。)

即ち、 $10\ \mu\text{m}$ 程度までの赤外像は、太陽大気の放射または吸収スペクトル線に同調するほどシャープなフィルタで観測しない限り(太陽大気ガスのHe I ; $1.830\ \mu\text{m}$ の例を図8に示す)、可視光とほぼ同様な構造が観測される。ただし、黒点部と周辺とのコントラストが悪化し、表1に示されるような値となること、視野やS/Nの設定によりさらに微細な構造が問題になる場合には、可視域では見られない黒点周辺の増光も考慮しなければならないことがわかる。なお、可視域におけるコントラストは同様の表現では約0.1となる。

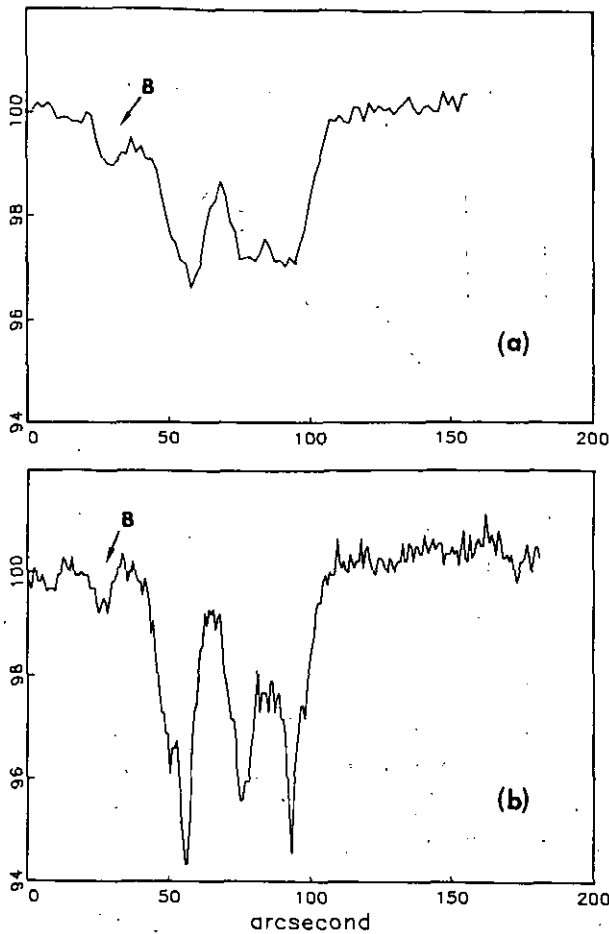


図6 黒点周囲と黒点暗部のコントラスト
((a) 1.63 μm , (b) 0.65 μm)

表1 赤外線における黒点部と周辺部とのコントラスト

Photometric results				
Date 1969	Position	$\mu = \cos \theta$	$I_{\text{in}}/I_{\text{pk}}$ 10 μ	$I_{\text{in}}/I_{\text{pk}}$ 1.7 μ
March 23	N21 W17	0.86	0.578	0.476
March 23	S14 W17	0.94	0.681	0.586
April 18	N12 W21	0.90	0.708	
May 18	S16 E71	0.36	0.676	
May 18	N18 W51	0.59	0.701	0.636
May 19	S16 E58	0.56	0.661	
May 19	N18 W64	0.39	0.725	
May 24	S16 W10	0.96	0.677	0.622
June 10	S14 W9	0.96	0.590	0.546

ibols refer to Figure 6.

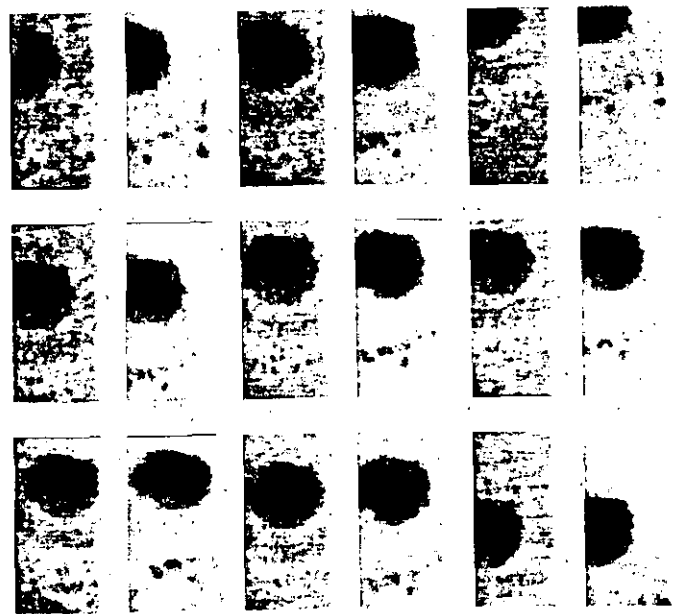


図7 9-10 μm 帯域の太陽像

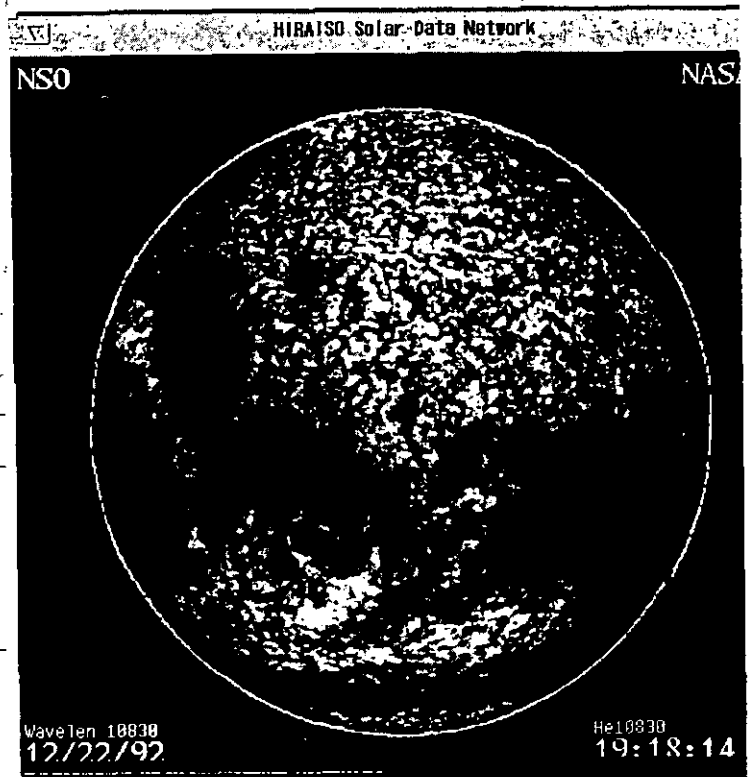


図8 He I / 1.890 μm 太陽像

3. 太陽黒点の変動

地球大気の下から眺めている限りでは、太陽は暖かな慈愛の光を投げかけているだけの存在であるが、実は太陽表面では想像を絶するダイナミックな活動が起こっている。特に、前節で問題となった黒点群（活動域）は太陽表面に湧き出る磁力管の根元で、その周囲の静穏な太陽表面の磁場強度が数ガウスであるのに対して黒点部の磁場は数千ガウスに達する。黒点群は主に太陽の中・低緯度に出現し、表面下及び表層のプラズマ運動にしたがい通常数時間から数日のタイムス

ケールで消長（拡大、変形、消滅）する（参考：図9）。時には、磁場のつながりかえ（リコネクション）やプラズマの放出（フィラメント消失）などによって数秒のタイムスケールで急速に変形することもあり、長寿命の黒点群は変形しながらも、太陽自転周期（平均27.3日間）の数ローテーションの間生き長らえることもある（その間緯度が大きく変化することはない）。

地球から見える太陽ディスクに数群存在するのが普通で、約11年間の太陽活動周期の極大期（次期極大期は2001年頃）には十数群以上が同時に存在することがある反面、極小期（次期極小期は1996年頃）には数週間にわたってディスク上にまったく黒点がないということもある。

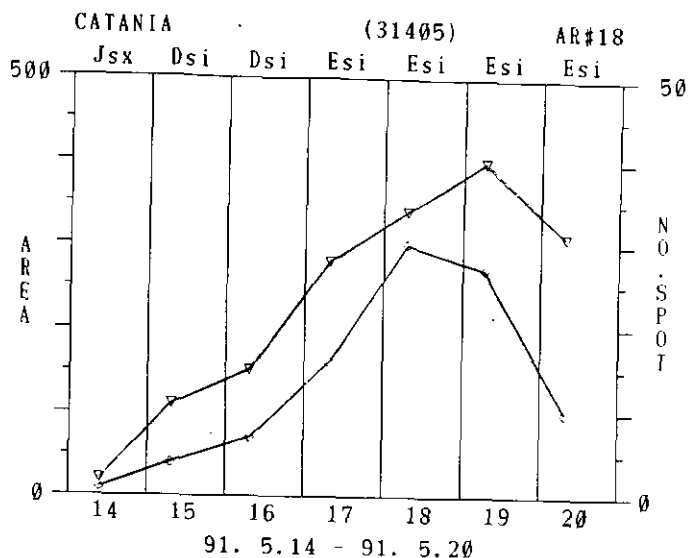


図9 黒点群の成長と衰退の様子

4. 宇宙空間からの太陽監視

太陽活動はさまざまな周期で変動を続ける。11年周期の極大や極小の規模が周期毎に大きく異なるほか、さらに大きなタイムスケールの変動があり、江戸時代の飢饉と太陽活動、あるいは氷河期と太陽活動が関連しているように、太陽活動の変動と地球の気候とは密接な関係にある。地球が受ける太陽光エネルギーが0.1%変動すれば、地球全体の平均気温は0.2度変動すると言われ、現実には、太陽が放出する可視光エネルギーの量（太陽定数）は1週間に0.05%程度変動し、11年間の活動周期で0.1%以上変動することが明らかになってきている。地球温暖化問題に関して、二酸化炭素の放出量と同程度に太陽エネルギーが重要であるとの考え方もある。このように地球環境に大きな影響を及ぼす太陽活動を監視するため、将来宇宙空間から24時間体制で太陽活動監視を行うために必要な技術開発を行うことが必要である。

この宇宙空間からの太陽監視（天候に左右されない連続観測、太陽全周観測、太陽極域の観測等；例えば図10のような装置による観測）は、世界中の太陽物理学、宇宙空間物理学、地球環境科学など広い分野の研究者の夢であり、21世紀前半までには実現されるべき課題であるといえる。

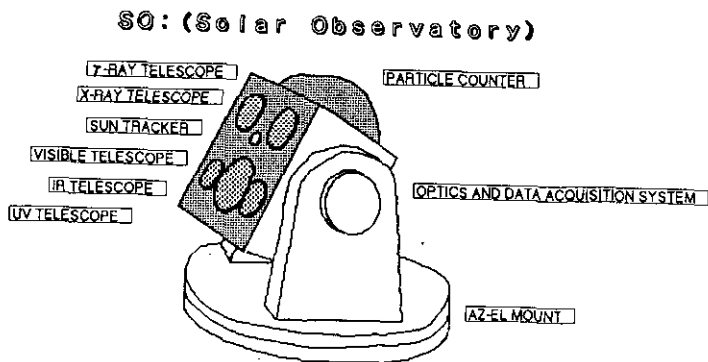


図10 宇宙空間からの太陽監視装置

5. 宇宙環境センターの宇宙環境データベース

平磯宇宙環境センターは21世紀初頭の完成をめざして「宇宙天気予報システムの研究開発」を推進している。このプロジェクトでは、宇宙環境（宇宙の天気）を予報するために必要な各種観測システムの開発、国際的なデータネットワークの整備、観測データの解析とデータベース構築などが並行して行われており、必要なユーザに対しては宇宙気象情報ともいえる情報提供を行っている。この中には、太陽活動のほか、地球磁気圏や電離圏など宇宙環境に関する情報が含まれている（表2参照）。多くのユーザからの要望が、さらに上質の観測と研究を行う原動力となるので、ぜひこれらの情報を利用しご意見をお寄せいただきたい。

表2 平磯宇宙環境センターで収集される宇宙環境データベース

1. VAX コンピュータへのアクセスサービス	
(1) SELVAX(NOAA/SEL)からのデータ	
利用形態	データ内容
SERDINで 利用可能	<ul style="list-style-type: none"> • Solar & Geophysical Activity (Report & Forecast, Summary) • Coronal Disturbance Report (Pioneer-Venus/太陽風データ等) • Solar Region Summary • Max'91 Events List, Max'91キャンペーン情報
パスワード必要	• GOES-6, -7軟X線データ(プロット)
(2) IUWDSからのデータ	
利用形態	データ内容
SERDINで 利用可能	<ul style="list-style-type: none"> • Geolert, フレアリスト, SWF リスト, 豊川8cmフラックス • カルグーラ(オーストラリア)の太陽光学・電波観測レポート • 柿岡の地磁気K-指数(数値, プロット) • パリ太陽・地磁気活動週報, プリュッツェル太陽黒点数月報 • オタワ 10 cmフラックス予報, フレアリックがーグのA-指数予報 • 短波伝搬状態予報, 成層圏突然昇温情報(東京, アメリカ; 冬季) • フレアパトロール, 太陽活動イベントリスト, 黒点群情報
パスワード必要	<ul style="list-style-type: none"> • 太陽カルシウムブラージュ情報(位置, 面積, 明るさ) • 太陽電波(フラックス, スペクトル, 電波源の位置) • 地磁気活動イベントリスト, 宇宙線強度
(3) 国内各機関からのデータ	
利用形態	データ内容
パスワード必要	• 気象衛星GMS-3による太陽フレア粒子等(プロット)
(4) 平磯からのデータ	
利用形態	データ内容
パスワード必要	• 地磁気・地電流(プロット), VLF 位相, 短波電界強度 ・太陽H α 像
<p>(注)SERDINデータ:平磯が運用している Space Environment Real-time Data Inter-communication Networkのデータを指し、利用者はモデムを介して平磯VAX 計算機にパスワードしてアクセスできる。利用したい人は平磯センターへ申し込む。</p> <p>パスワード必要データ:SERDINデータのうち、パスワードを与えられたユーザのみが利用できるデータ。プロット図を見たい場合、端末としてVT286 あるいはVT04014相当のターミナルエミュレータが必要。利用したい人は平磯センターへ申し込む。</p>	
<p>2. その他の手段によるサービス</p> <ul style="list-style-type: none"> • 太陽地球環境予報(ファックス) • 太陽・地磁気活動の概況と予報(テレフォンサービス) • 平磯観測データの提供(コピー郵送) 	
<p>3. 準備中または予定のサービス</p> <ul style="list-style-type: none"> • INTERMAGNETの地磁気データ(柿岡, ...) • 平磯の太陽電波(固定, スペクトル) 	

最後に、今回の調査では、当所光計測研究室廣本主任研にお世話になりました。感謝します。

参考文献

- 1.63 μ m太陽観測: Ap. J., 336, L33-L35, 1989.
- 0.85 μ m太陽観測: Solar Phys., 137, 215-223, 1992.
- 9-10 μ m太陽観測: Solar Phys., 14, 112-124, 1970.
- 太陽黒点の分類: Solar Phys., 125, 251-267, 1990.
- 太陽光度と太陽活動の変動: Solar Phys., 129, 165-189, 1990.

高層気象データに見られる

太陽活動の影響

渡辺 堯 (茨城大・理)、藤田恵理子 (愛知教育大)

『1』はじめに

太陽活動が地球の気象や気候に何らかの影響を及ぼしてらっしゃるとも、多くは、太陽定数の研究者によって示唆されている。しかし太陽活動を伴う紫外線や高エネルギー粒子放射、CMEに伴う太陽風衝撃波や高速ストリームなど多様な現象が発生する。これらのうちどの現象がどのような過程を経て地球の大気環境に影響を及ぼしているのかは、良く分かっていない。いずれにせよ、少なくとも地球大気の応答は、太陽定数の大きさ、もしこの両者の間に関係があるとすれば、非常に効率的な非線形過程が地球大気中に何らかの形で蓄積されて、それが何かのきっかけで放出される、と言ったプロセスが必要である。そのような過程がどのようにして発生するかを研究することは、これからの地球環境探査衛星による研究データの取り扱いに馴れると、太陽フレアに伴う突発的現象の影響を調べることを目的とする。

この解析に用いた高層気象データは気象庁高層気象課より磁気テープの形で提供されたものであり、それには各指定気圧面の高度、気温、湿度、風向、風速などが、1日2回(8時30分と20時30分)収録されている。解析は、1990年から1992年までに発生した太陽フレアとその関連現象の発生時刻を基準として前後5日間について、Superposed Epoch Analysisを行い、各指定気圧面高度について、現象発生の前後における観測値の平均値の差を求める方法により行った。

『2』対流圏・成層圏に現れる太陽活動の影響の検出

対流圏・成層圏に影響を与えると推測される太陽活動関連現象には、太陽フレア、太陽プロトン現象、磁気嵐、宇宙線 Forbush Decrease などが挙げられている。しかし、どの要因が最も重要であるかということについての結論は未だに得られていない。そこで、現象発生前後における対流圏・成層圏の各指定気圧面の気温変化に着目し、各々の現象において、その影響がどのように現れるかを調べ、更にどの現象が最も重要な要因となっているかの検証を行う。先ず大きな太陽フレアと強い磁気嵐の観測された1988-1989年の冬期(11-3月)について解析を行った。この期間における大規模な現象の発生数は、太陽フレア 12例、太陽プロトン現象 8例、磁気嵐 16例である。

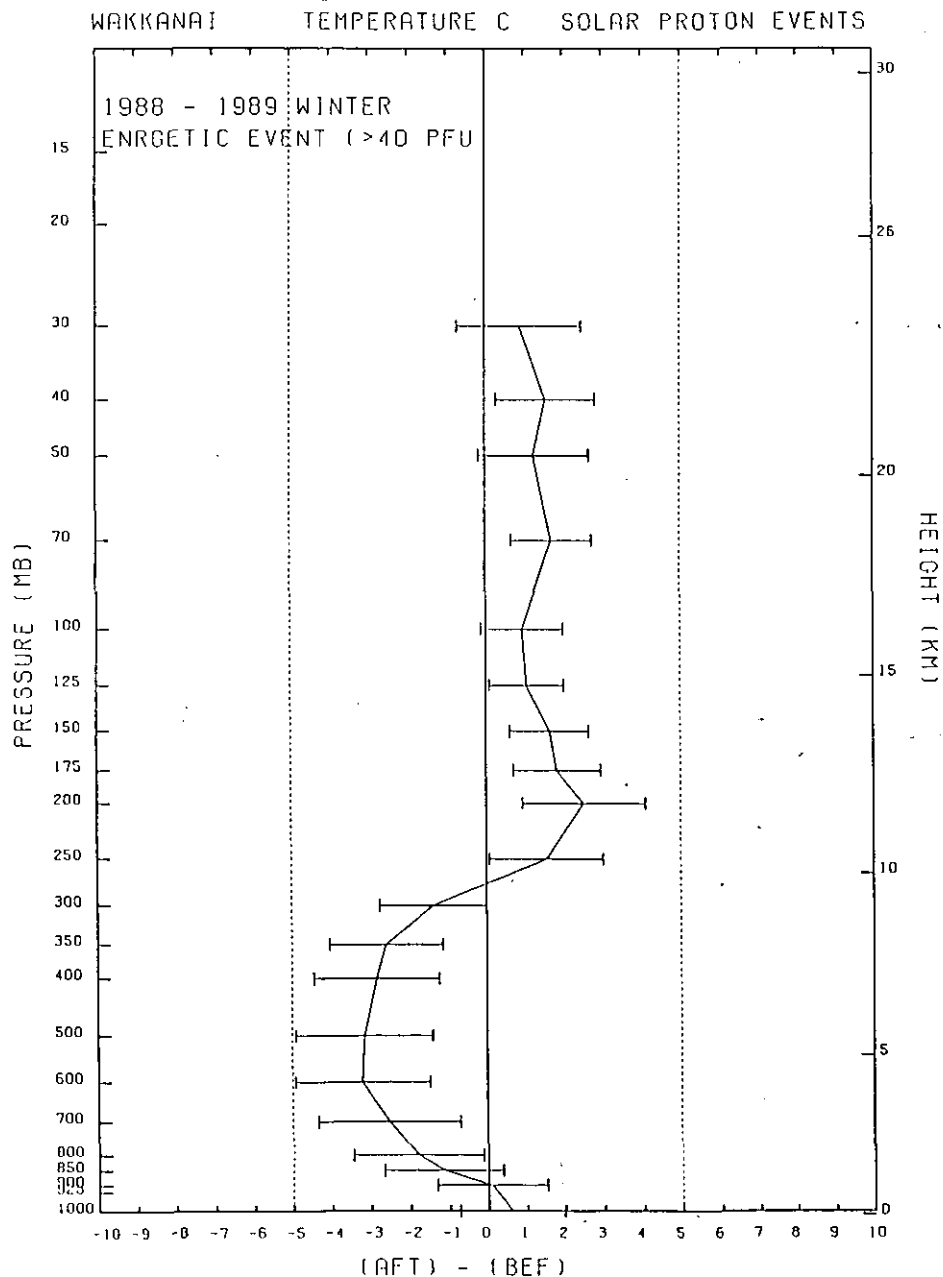
1 太陽フレア

まず、1988年から1989年にかけての冬期に発生した太陽フレアの発生時刻を基準に、最高緯度にあたる稚内で取得された気温データを解析した。

これによると、太陽フレアが発生した後対流圏(200hPa level)では2度程度の気温の下降がみられ、逆に成層圏(500hPa level)では1度程度の気温の上昇が現れている。

2 太陽プロトン現象

次に、同期間に静止衛星(GOES 6,7)によって観測された10 MeV以上の太陽プロトン現象の発生時刻を基準とし、同様の解析を行った(第1図)。これによると、対流圏では下降傾向、成層圏では上昇傾向が現れ、フレアと同様な相関がより明確に見られる。



第1図 太陽プロトン現象に伴う気温変化(1988-1989年)。縦軸は高度と気圧、横軸は現象発生前後の気温変化量(発生後-発生前)。

3 磁気嵐, 宇宙線 Forbush Decrease

同期間に地磁気水平成分の変化が30 nT以上の磁気嵐の開始時刻を基準とし解析したとき, 太陽フレアや太陽プロトン現象で見られた顕著な相関は, この場合確認できない。この解析結果は, 磁気嵐と共に発生することが多い宇宙線 Forbush Decrease についても大体において適用出来るが, 解析を行った地点・期間に関する限り, 宇宙線 Forbush Decrease に伴うはつきりした気温変化は見られない。

4 まとめ

以上の解析結果によると, 1988-1989年冬期においては, 太陽フレアと太陽プロトン現象の発生に伴って

対流圏では気温の下降, 成層圏では気温の上昇

という形で太陽活動の影響が現れており, 特に太陽プロトン現象について最も高い相関が見られ, 磁気嵐の場合はあまり目立つた変化は見られない。このように磁気嵐と余り相関がみられないことについては, 太陽プロトン現象は大体においてエネルギーが高いほど早めに現れることから理解できる。また太陽プロトン現象の開始時刻は, フレアの太陽面経度やエネルギーによって, フレアの数分後から1-2日後まで分布しているため, 気温変化の原因が太陽プロトン現象であったとしても, 太陽フレアを基準に取った場合においても若干の相関が見られるであろうことは予想されることである。したがって, これらの解析により,

対流圏・成層圏の短期的な気温変化に影響を及ぼす太陽活動は, 高エネルギー太陽プロトンの地球大気への入射である

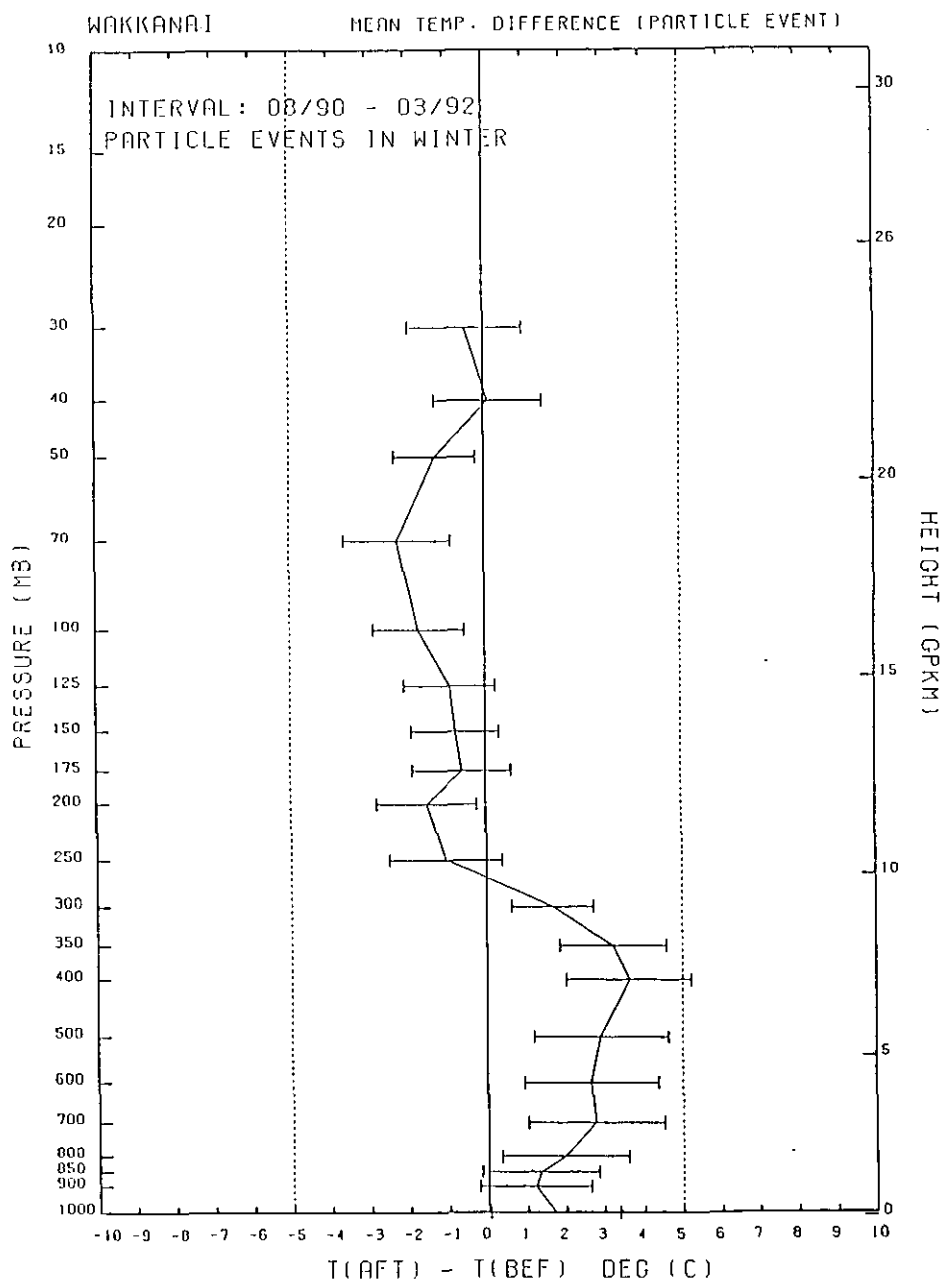
ということが示唆される。ところが同様の解析を1990-1992年の冬期に観測された太陽プロトン現象について行って見ると, 第2図に示すように, 成層圏・対流圏における気温変化の方向が, 1988-1989年と比べて全く逆転して現れる。そこで以下の解析では, 太陽プロトン現象の影響がどのように地球大気環境に現れるかを詳しく調べることにする。

『3』太陽プロトン現象に伴う気温変化の特性

◎季節依存性

極域において, 対流圏・成層圏の循環は, 北極上に高気圧がある夏型循環と, 低気圧がある冬型循環とに大別することができる。前述のように, 太陽プロトン現象発生によって極域の状態が変化し, その影響が日本上空にも及んでいると考えられるならば, 極域の状態が異なることによって, その影響の現れ方も異なると推測される。これまでの研究でも, 夏期(4月-10月)と冬期(11月-3月)と区別して解析が行われている。例えば, Tinsley(1991)は, 数日-数十日の時間スケールにおける MeV-GeV 粒子フラックスの変化と, 対流圏における気温変化との相関関係は, 冬期において最も強く現れると述べている。そこで 1988-1989年の夏期(4月-10月)について同様の解析を行って見ると, ほとんど有意な変化は見られない。このことから, 太陽プロトン

現象の影響は冬期において顕著に現れることが結論される。一方Schuurmans (1991)は、1955-1984年における太陽プロトン現象の解析を行い、対流圏では気温の上昇、下部成層圏では気温の下降が見られることを示し、夏期においてこれらの傾向がより強く現れることを結論した。しかし本研究における解析では、そのような明瞭な関係は見られなかった。これは解析を行った期間や対象地域が異なることによると思われるため、今後の解析が必要である。以下の解析では、冬期において発生した太陽プロトン現象を取り扱うこととする。



第2図 太陽プロトン現象に伴う気温変化 (1990-1992年)。縦軸は高度と気圧、横軸は現象発生前後の気温変化量 (発生後 - 発生前)。

◎ QBO, SOI 依存性

地球大気の大循環に現れる変化として、準2年周期振動(QBO)と南方振動(SO)の二つが有名である。このうちQBOは赤道領域での下部成層圏において東風と西風とが約2年の周期で交互に出現する現象であり、極域の大気環境との関係については Labitzke and van Loon (1988) 等の詳細な研究がある。例えば Holton and Tan (1980) は、1962-77年の期間についてQBOの位相と北半球での平均的な50 hPa 面高度との関係を調べ、QBOが西向きของときは、東向きของときに比べて同気圧面高度が低下することを示した。それによると、成層圏中層の気温が、QBOが西向きの時低温となり、極渦の渦度も増大することが結論されている。また Labitzke and van Loon (1988) は、QBOの位相を考慮して太陽活動の11年周期と極域対流圏・下部成層圏の気温や気圧との間に有意な関係があることを示した。さらに Tinsley (1988) は、太陽活動周期とQBOが北大西洋における低気圧の経路の緯度変化に影響を及ぼすことを見だし、QBOが西向きのとき、太陽活動が高くなると低気圧の経路の平均緯度が南に偏ることを示した。このように、QBOの位相によつて太陽活動の11年周期の影響の現れ方が異なるため、太陽プロトン現象のような短期的な現象についても、QBOの位相との関係を考慮する必要がある。実際に、第I章で述べているように、数日程度の時間スケールにおける太陽活動と地球大気環境との関係についての研究も、このQBOを加味した形で拡張されている。

またQBOだけでなく、インド洋と赤道南太平洋との間の気圧振動であるSOも、その位相に対応してエル・ニーニョ、ラ・ニーニャが交代して現れるなど、これも大気の大循環に影響を与えることが予想される。例えば van Loon and Madden (1981) は、北半球の冬期、SOIの符号によつて成層圏の循環が異なる可能性があることを示唆している。また、van Loon and Labitzke (1987) は、SOIの位相を考慮して北半球の50 hPa 面高度の変化を解析した。それによると、北半球冬期(11月-3月)においてSOIが負(エル・ニーニョに対応)のとき、50 hPa 面高度の平年値からの偏差は、アリューシャン高気圧の拡大により正の値を示す。これは極渦の強さが、この時期に弱まっていることを意味する。一方、SOIが正のとき(ラ・ニーニャに対応)、アリューシャン高気圧は弱くなり、極渦の拡大が見られることが示された。また、Barnston and Livezey (1990) は、1989年の冬(1-2月)においては例外的にSOの影響が顕著に現れたことを指摘し、上野(1989)はこの時期に成層圏突然昇温が発生したことを報告している。このようにSOの影響が地球規模で現れていることは確かであるが、その現れ方は多様であることが示唆される。

上記のように多くの研究者によつて、QBOやSOの影響が高緯度帯の大気環境に影響を与えていることが示されていることから、太陽プロトン現象のような短期的現象を論ずる場合にも、これらの影響を考慮すべきであろうと思われる。そこでこの章では、1988-1992年冬期に発生した太陽プロトン現象について、QBOやSOIを考慮した解析を行い、それらの影響がどのような形であられるかを調べることにする。

QBO(準2年周期振動)データは、気象研究所より提供されたものを参考とした。本研究では、Holton and Tan (1980)やその他の研究(Labitzke and Van Loon (1988), Barnston and Livezey (1990))と同様に、約50 hPaレベルでの風速をQBOの位相を定義するものとした。1988-92年におけるQBOの位相は下記のとおりである。

-- Q B O phase --

W e s t

1987, Oct-1989, Jun15
1990, Jun-1991, Jul

E a s t

1989, Jun15-1990, Jun
1991, Jul-

またSO（南方振動）については、1988-89年はSOIは高い正の値を示しており、今までになくラ・ニーニャが強い年であった。また1990-1992年にかけて、SOIが「負」、即ちエル・ニーニョ期に移行していることが分かる。

◎ Q B O 依存性の検証

先ず、1988年1月から1992年7月までの期間における太陽プロトン現象に伴う気温変化を、QBOの位相別に解析し比較を行う。解析した太陽プロトン現象の発生数は以下の通りである。

Q B O = E a s t 6例
Q B O = W e s t 6例

それによると、何れの場合でも対流圏では気温の下降、成層圏では気温の上昇の傾向が見られ、両者の間に有意な差は見られない。さらにQBOの位相が逆転した1989年6月の前後の、3月、11月を比較すると、位相逆転の前後とも対流圏、成層圏とも同じ傾向の温度変化が得られた。以上の解析から、少なくとも太陽プロトン現象発生に伴って日本付近の大気環境に現れる気温変化には、QBOの影響はほとんど見られないようである。

◎ S O I 依存性の検証

次に、SOの効果が見られるかどうかを調べるため、SOIが正である1988-1989年の冬季とSOIが負である1990-1992年の冬期に発生した太陽プロトン現象に伴う気温変化を、北海道の3地点（稚内、根室、札幌）について比較を行う。なお、解析した太陽プロトン現象の発生数は以下の通りである。

S O I > 0 8例
S O I < 0 5例

この解析によると、SOIの位相に対する気温変化の現れ方は、以下のようになっている。

期間	SOI 位相	気温変化	
		対流圏	成層圏
1988-1989年	> 0 (ラ・ニーニャ)	-	+
1990-1992年	< 0 (エル・ニーニョ)	+	-

即ち、太陽プロトン入射によって発生する対流圏・成層圏における気温変化の方向は、SOIの位相によって逆転する、という結果が得られた。Schuurmans (1991)による1955-1984年における太陽プロトン現象の解析では、1977-1980年に得られたものと同じ傾向の気温変化が得られているが、ここに見られるような気温変化の方向の逆転については何も言及しておらず、SOIに対する考慮もなされていない。現時点ではSOIの位相変化の高々1周期分の期間しか解析されていないので、この結果がどの程度一般的に適用可能であるかは分らないが、少なくとも太陽活動の大気圏への影響を調べる場合には、SOIの影響をも考慮に入れるべきことが示唆される。

『4』太陽プロトン現象に伴う大気循環の変化

以上の解析によると、対流圏・成層圏の気温変化に太陽プロトンの影響が見られ、そしてそれがSOIの位相によって変化の方向が逆転することが示された。太陽プロトン入射は多くの場合60度より高い緯度帯には限られるため、直接日本上空で太陽プロトン入射の影響が現れるのではなく、プロトン入射に伴って高緯度帯の広い範囲で起こった現象の影響が、2次的に日本上空にまで及んで来ているものと考えられる。従って、このような現象が如何なるプロセスによって現れるかを解明するためには、先ず全地球規模の、特に高緯度帯における大規模大気構造にどのような変化が起こっているかを明らかにする必要がある。そこでこの章では、先ず極渦の発達の様子を調べることにする。次いで、北半球高層天気図を用いて、極渦の強度に変化が見られるかどうかを検討する。

1 ジェット気流の風速・位置の変化

日本は北半球において最も強いジェット気流の吹く場所の一つとして知られており、その動向によって日本の天候が大きく左右される。これは例えば500 hPa面天気図に見られるように、緯度に対する高度変化の勾配が大きいことに対応している。そこで、極渦の強度が変化した場合、その影響がジェット気流の風速や位置の変化として敏感に現れることが期待される。幸いなことに日本はジェット気流の平均的な中心軸の直下に位置しているため、国内で得られるレーウィンゾンデ観測のみによっても、ジェット気流の変化を知ることができきる。しかし、ジェット気流は時として大きく蛇行（メアンダリング）するため、経度のある程度限定して調べる必要がある。ここでは東経140度を中心とした観測点（稚内、根室、札幌、仙台、館野、八丈島、父島）にそった南北鉛直断面上の平均風速分布を見ることにする。先ず、SOIの符号が正である1988-1989年の冬期における平均風速分布を見ると、風速が強まると同時に、ジェット気流の南下がみられる。さらに風速の変化量（発生後-発生前）の分布を見ると、ジェット気流が南下していることが明瞭に判別出来る。同様の解析をSOIが負の時期（1990-1992年）について行ってみると、SOIが正の時期とは反対に、プロトン現象の発生に伴い、全体的に風速が弱まり、ジェット気流が北上していることが分かる。このように、プロトン現象の前後でジェット気流の風速や位置が変化することから、プロトン現象に伴って極渦の強度が変化していることが示唆される。

2 極渦の強度の変化

そこで次に、太陽プロトン現象発生前後の極渦の強度変化を調べてみた。本

研究では、天気図上で直接に極渦の面積を測定し、それを極渦の強度の目安とする。対流圏については気象庁印刷天気図のうち 500 hPa 面天気図を、成層圏についてはベルリン自由大学発行の 30 hPa 面天気図などを使用した。但し、30 hPa 天気図については1989年以降のものが利用可能であった。極渦の面積測定は、500 hPa については高度5400mの等高線を、そして 30 hPa については23640mの等高線で囲まれた領域の面積をプランイメータ（面積計）を使用して測定した。もちろん天気図上で測定した面積から実際の面積を求めるに当たっては、投影を考慮して幾何学的に換算を行う必要があるが、ここでは大体の傾向を見るため、実測値のみの比較にとどめる。先ず、太陽プロトン現象発生前後に見られる500 hPa 天気図における極渦面積の変化は以下の通りである。

期間	SOI	極渦の面積変化率
1988-1989	+	+1.3 %
1990-1992	-	-3.9 %

次いで 30 hPa 天気図については

期間	SOI	極渦の面積変化率
1989	+	+4.4 %
1990-1992	-	-4.7 %

という結果が得られた。これによると、SOIが正の時は対流圏、成層圏の両方において極渦面積が増大し、逆の場合には減少することが分かる。この傾向は、前章において論じたジェット気流の位置変化と矛盾しない。従って、太陽プロトン現象の発生に伴い、高緯度帯の大気循環に変化が起きていることが結論される。

3 結論

以上の解析により、太陽プロトン入射に伴う気温変化の原因は、プロトン入射に伴って高緯度帯の大気循環が変化し、その影響が、ジェット気流の変化に見られるように日本のような中緯度帯に現れることによる、ということが推論される。また、極渦の強度変化の方向がSOIの位相によって逆転することが示唆されるが、このことは太陽プロトンの入射による大気環境の変化がどういうメカニズムで起きているかを解明する上で、非常に重要なポイントとなると思われる。

SOIが正のとき(1988-1989)

対流圏では気温下降
成層圏では気温上昇

SOIが負のとき(1990-1992)

対流圏では気温上昇
成層圏では気温下降

⑥ 太陽プロトン現象に伴って発生するジェット気流の風速や位置の変化にも、以下のようにSO（南方振動）の位相の影響が見られる。

S O I が正のとき (1988-1989)

ジェット気流の南下が起こるとともに、風速が増加する

S O I が負のとき (1990-1992)

ジェット気流の北上が起こるとともに、風速が減少する

⑦ 太陽プロトン現象の発生に伴い極渦の強度に変化が見られるが、以下のよ
うに S O I の位相によって変化の現れ方が逆になる。

S O I が正のとき (1988-1989)

極渦の強度が増大する

S O I が負のとき (1990-1992)

極渦の強度が減少する

以上のことから、太陽プロトンの入射に伴って高緯度帯の大気の状態が変化
し、その影響が大気循環を通じて日本上空にまで及んでいくことが結論され
る。しかし、その過程において、Q B O の影響は余り見られず、S O (南方振
動) の影響が強く現れ、S O I の位相によって変化の現れ方が逆転するという、
今まで報告されたことのない新しい結果が得られた。そこで第八章では、太陽
プロトンが地球大気に入射することによって発生する、大気環境の変化のメカ
ニズムについて考察する。

『4』 太陽プロトン現象に伴う大気環境変動の発生機構

ここまでの解析から示唆されるものは、太陽プロトンが地球大気圏に入射す
ることによって、極渦の強度が変化するというところである。ところが、エネ
ルギーが MeV-GeV の領域の太陽プロトンの持つエネルギーフラックスは、高々
 $10^{-3} \text{ erg cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ であり、試算によるとこれは対流圏の低気圧の状態を変え
るに要するエネルギー ($10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$) の約 1 千万分の 1 に過ぎない。従って、太
陽プロトンの持つエネルギーが直接大気圏の状態を変化させるのは不可能であ
り、何らかの形で蓄積された太陽エネルギーがプロトン入射を「きっかけ」と
して一気に放出されるような、1 千万倍にも及ぶ「増幅作用」が存在しないこ
とには、観測されたような極渦面積や気温の変化を説明できない。このような
「エネルギー問題」は太陽活動と地球大気圏現象との関係を議論するとき、常
に付きまとうやっかいな問題である。しかし現状では、太陽プロトン入射に伴
って大気中で発生する物理・化学過程に対する知識が不十分であることなど
より、明確なアイデアを提唱することは非常に困難な状況にある。そこで本論
文では、予想される過程について定性的な説明を試みることにし、今後の研究
の指針とする。

太陽活動が地球大気環境に影響を及ぼすメカニズムについて、これまでも
多くの研究者によって、いろいろな仮説が提唱されている。例えば、Dickinso
n (1975) は、宇宙線入射に伴って大気中に形成されるイオンによって、普段は
気体の形で存在する H_2SO_4 の凝集が起こり、それが雲の凝結核となって雲の水
滴の大きさの分布を変化させ、その結果として大気循環が変化する可能性を示
した。また、大気中にイオンが形成されることによって大気の電場が変化し、
グローバルサーキット (雷雲活動を電源として、地表から電離層に流れる電
流の全地球的な電気回路) の導電率を変化させるといわれているが、Herman a
nd Goldberg (1978 b) は大気電場の変化が雲の形成過程に影響を与え、大気循

環を変化させることを示唆している。一方、宇宙線が大気中で N_2 や O_2 分子に衝突すると、窒素酸化物(NO_x)のような化学反応を起こしやすい化合物が作られることはNicolet(1975)等によって報告されているが、これらの分子の寿命は、下部成層圏ではかなり長く、数日単位で起こるような温度変化に関係しているようには思えない。しかし、対流圏界面のあたりでは氷晶の形成によって NO_x が急速に減少する可能性があるため、宇宙線入射によるイオンの形成や電場の変化は、対流圏上層における雲の凝集過程に影響を及ぼしていることが示唆される。さらに、Tinsley(1991)は、高層雲における過冷却水蒸気の凝結率が大気中のイオンの量に比例することを示し、冬期大陸東岸に発生する低気圧の上層部(湿度が高く、不安定な過冷却状態になっている)において、上に述べたような宇宙線によるイオン形成の影響が現れやすいと述べている。

Tinsley and Deen(1991)は、宇宙線入射によってイオンが作られ、それが氷晶の形成を促進して、大気大循環の強さを増大させるプロセスについて、次のような物理過程を提案している。

- ① 大気中に宇宙線が入射すると、大気中の原子・分子との衝突によって空気シャワーと呼ばれる核連鎖反応が発生し、電荷を持った粒子が作られる。すると大気中に電場が発生し、分極によって過冷却状態にある水滴が帯電し、水滴同士が付着しやすくなり、ミクロン単位の微小な氷晶の形成が促進される。
- ② 過冷却状態にある水滴が集まっている領域に氷晶が形成されると、「ウェゲナー・ベルシェロン不安定」のため更に大きな、ミリメートル単位の氷晶の形成が急速に促進される。この不安定性は、氷晶の周囲の領域における飽和蒸気圧の方が水滴の周囲のそれよりも低いことにより、氷晶の周囲の水蒸気がどんどん氷晶の表面に凍り付くことによって発生する。
- ③ 大型の氷晶は重力によって落下し、対流圏中層の雲の中の過冷却状態にある水滴の層に侵入する。すると氷晶の周囲の周囲水滴が急速に氷結し「潜熱」が放出される。
- ④ 放出された潜熱によって対流圏の温度が上昇し、上昇気流が発生して低気圧が成長する。これらの結果、大気大循環の変動がもたらされる。

このような過程が重要となるのは、暖かい中心部を持った大きな低気圧においてであり、中心部の温度の低い、小さな低気圧には適用出来ない。この過程が冬期において起こりそうなのは、アジアや北アメリカ大陸における海陸の境界のような、潜熱の供給のある場所に発生する低気圧である。このシナリオに従って物事が進んでいるとすれば、太陽プロトンの大気圏への入射に伴って極渦周辺の北緯60度あたりに中心を持つ低気圧が発達し、それに伴い中緯度帯にある日本上空においてはジェット気流の南下・強化が起こり、対流圏において気温の低下が、逆に成層圏においては気温の上昇が起きることが予想される。本研究においては、これはちょうど1988-1989年の、SOIが正の期間に観測された状態に相当する。従ってこの期間に限って言えば、上に述べたTinsley(1991)のシナリオは成立しているように思われる。それでは1990-1992年における、SOIが負の期間に観測された、正の期間と全く逆の方向の変化はどのように説明されるのであろうか。

まず、SOIが地球の大規模な大気環境にどのような影響を与えているかを調

べ、次いでメカニズムの考察を行ってみよう。van Loonet al. (1982)によると、エル・ニーニョの強い時期では極域が比較的高温となって極渦が弱まる傾向があり、その反対の時期にはこれらと逆の現象が現れる。これは即ち、SOIの位相によって極渦の強度が異なることを意味する。実際に500 hPa, 30 hPaの天気図を調べて見ると、1988-1989年(SOI>0)の時期よりも1990-1992年(SOI<0)の方が全体的に極渦の強度が弱い。従って、1990-1992年においては極域の温度が高く、Tinsley and Deen (1991)の提案した潜熱の放出が期待される(1988-1989年は極域の温度が低いいため、潜熱の寄与は小さい)。しかし、極渦自体は中心部は低温であるため、太陽プロトンの入射による潜熱の放出によって極渦の強度が低下する。またそれと共に、ジェット気流が北上し、日本上空では対流圏での温度上昇、成層圏での温度下降がもたらされる。以上のように、SOIの位相によって太陽プロトン入射にたいする大気の応答の仕方が変化することにより、観測されるような温度変化の逆転が起こることが示唆されるが、詳しくは今後の解析に待ちたい。

参 考 文 献

- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, January-February tropospheric climate for the northern hemisphere and the 11-year solar cycle, The QBO and the Southern Oscillation, Climate Impact of Solar Variability, NASA Conf. Publ., NASA CP-3086, edited by K. H. Schatten and A. Arking, 149-163, 1990.
- Dickinson, R. E., Solar variability and the lower atmosphere, Bull. Ame. Meteorol. Soc., 56, 1240, 1975.
- Herman, J. R., and R. A. Goldberg, Sun, Weather, and Climate, NASA SP-426, 1978a.
- Herman, J. R., and R. A. Goldberg, Initiation of non-tropical thunderstorms by solar activity, J. Atmos. Terr. Phys., 40, 121-134, 1978b.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan, The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial-Oscillation on the Global Circulation at 50 mb, J. Atmos. Sci., 37, 2200-2208, 1980.
- Labitzke, K., and H. van Loon, Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere in the northern hemisphere in winter, J. Atm. Terr. Phys., 50, 197-206, 1988.
- McDonald, N. J., and W. O. Roberts, Further Evidence of a Solar Corpuscular Influence on Large-Scale Circulation at 300 mb, J. Geophys. Res., 65, 529-534, 1960.
- Nicolet, M., On the production of nitric oxide by cosmic rays in the mesosphere and stratosphere, Planet. Space Sci., 23, 637-649, 1975.
- Schuermans, C. J. E., and A. H. Oort, A statistical study of pressure changes in the troposphere and lower stratosphere after strong solar flares, Pure and Appl. Geophys., 75, 233-246, 1969.
- Schuermans, C. J. E., Changes of the Coupled Troposphere and Lower Stratosphere after Solar Activity Events, J. Geomag. Geoelectr., 43, Supple., 767-773, 1991.
- Tinsley, B. A., The solar cycle and the QBO influence on the latitude of storm tracks in the North Atlantic, Geophys. Res., Lett., 15,

- 409-412, 1988.
- Tinsley, B. A., G. H. Brown, and P. H. Scherrer, Solar Variability Influences on Weather and Climate: Possible Connections Through Cosmic Ray Fluxes and Storm Intensification, *J. Geophys. Res.*, 94, 14783-14792, 1989.
- Tinsley, B. A., Forcing of climate variations by MeV-GeV particles ?, *Climate Impact of Solar Variability*, NASA CP-3086, edited by K. H. Schatten and A. Arking, 249-258, 1990.
- Tinsley, B. A., Interpretation of Short-Term Solar Variability Effects in the Troposphere, Special issue of *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 775-783, 1991.
- Tinsley, B. A., and G. W. Deen, Apparent Tropospheric Response to MeV-GeV Particle Flux Variations: A Connection Via Electrofreezing of Supercooled Water in High-Level Clouds ?, *J. Geophys. Res.*, 96, 22283-22296, 1991.
- van Loon, H., and R. A. Madden, The Southern Oscillation. Part I: Global Associations with Pressure and Temperature in Northern Winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1150-1162, 1981.
- van Loon, H., and K. Labitzke, The Southern Oscillation. Part V: The Anomalies in the Lower Stratosphere of the Northern Hemisphere in Winter and a Comparison with the Quasi-Biennial Oscillation, *Mon. Wea. Rev. Am. met. Soc.*, 115, 357-369, 1987.
- 上野 達雄 (1989) 1989年2月の成層圏大規模突然昇温, *天気*, 36, 9., 591-595.

1. はじめに

人工衛星から地上付近の汚染大気中におけるエアロゾルの気塊を識別した報告はLyons(1980)によってまとめられている。また、鶴田(1983a, 1983b, 1984)も、関東地方の汚染大気中でのエアロゾルの気塊について、ランドサットで見いだされた画像を解析して報告している。しかし、これらは定性的なもので、定量的な解析はされていないが、地上でのエアロゾル濃度との定性的な関係について考察を行っている。

日本では、大気汚染常時監視測定網で、地上のエアロゾル濃度を多くの地点で連続測定をしている。そこで、これらのデータを利用して、ランドサットのデータから大気境界層のエアロゾル濃度を推定する手法を検討した。今回検討した方法は、次のような考えに基いている。

2. 解析方法

ランドサットで得られる放射輝度は、地球表面の種類、大気境界層のエアロゾル・ガス、およびそれより上層の対流圏と成層圏のエアロゾル・ガスの濃度に依存する。もし、大気境界層のエアロゾル濃度が高ければ、そのミー散乱により放射輝度が増加して、ランドサットのデータがその濃度と対応している可能性がある。そこで、地上でのエアロゾル濃度が高く、しかもランドサットのデータがある日を見つけて、両者のデータを定量的に比較する。なおその場合、ランドサットのデータは、地球の表面からの放射を含んでいるので、汚染濃度の高い日だけでなく、汚染濃度の低い清浄な日のランドサットのデータも用いて、地球表面からの影響をなくす必要がある。今回は、この方法の可能性の検討に重点をおいたので、細かい解析は行っていない。

ランドサットのデータは、パスコ社のERDASシステムを用いて、画像解析を行った。また、地上のエアロゾルのデータは、自治体が光散乱法で測定している浮遊ふんじん(SP)の1時間値を用いた。

3. 結果と考察

3-1. 対象日の選定

汚染日と清浄日は、次のようにして選定した。汚染日は、地上の大気環境常時測定網でのエアロゾル濃度が少なくとも $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 以上と高いこと、しかもその日のランドサットのデータが存在していることを条件として、1979年8月1日を選定した。その画像を写真1に示した。写真に示すように、東京都と埼玉県の間境付近に東西方向に密集した積雲群が存在しているが、この雲域の周辺では写真でも白っぽくぼやけていて、地上付近の汚染濃度が高かったことを示唆している(鶴田、1983a)。この日を含んで7月31日から8月2日まで、南関東地域で大規模な光化学スモッグに関する立体調査が行われており、汚染物質や上層風についての解析はすでになされている(鶴田、1983b)。地上付近の風は、図1に示すように、東西方向の雲域の南側は南～南西の風が吹いていたが、それより北側では北～北西の風であり、雲域の付近は大気の収束場に当たっていた。そのため、強い上昇気流が起こり、積雲が発生したのである。

つぎに、清浄日は、汚染日と同じ季節で地上のエアロゾル濃度が低く、ランドサットのデータがあることを条件とした。しかし、夏期には条件に合う日がなかったため、時期は少しずれるが非常に清浄な日であった1983年5月18日を選定した。この日のランドサット画像を写真2に示したが、非常に鮮明でしかも雲がなく、汚染日の対照日としては、時期を別にすれば、非常によい条件の日であった。2日前の16日夜に発達した低気圧が本州を通過したので、風雨が非常に強かったが、その後、移動性高気圧が日本に進んできたので、18日は関東地方では快晴となった。なお、降水量が多かったため、多摩川などの河口では、河川水が東京湾に流れ込んでいることが写真からもわかる。

3-2. 汚染日と清浄日の地上のエアロゾル分布

対象とした汚染日(1979年8月1日)の10時(9-10時の1時間値)における、地上のエアロゾルの水平分布を常時監視データを用いて図2に示した。この日は、エアロゾル濃度が夏期としては非常に高く、最高は $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ を超えていた。一方、東京湾岸より南側では低く、約 $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ であり、水平方向の濃度差は大きかったため、ランドサットのデータと比較するには、条件のよい日であった。しかし、前述したように、最も濃度の高い地域は雲におおわれていたので、雲におおわれていない地点だけで比較をしなければならなかった。

つぎに、清浄日(1983年5月18日)の10時における地上のエアロゾル濃度は、関東南部では $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 前後と非常に低く、水平方向の濃度差はなかった(そのため濃度分布の図は省略した)。窒素酸化物などの他の汚染物質の濃度も非常に

低く、非常に清浄な日であったことがわかる。

3-3. 汚染日と清浄日の放射輝度の比較

これらの2つのランドサットのMSSデータを用いて、雲のない同一地点の放射輝度を求めた。なお、バンドは、エアロゾルの散乱光を目的としたので、波長の短いバンド4を用いた。地点は、図3に示すように全部で14地点で、東京湾が2地点、荒川の下流3地点およびその河口沖1地点、陸上が8地点である。各地点の面積は、その地域の土地利用に応じて設定し、100~500の画素のそれぞれの放射輝度の平均値を求めて、その地点の放射輝度とした（東京湾上は、それよりひろい面積の平均値を用いた）。なお、それぞれの放射輝度は、キャリブレーションのデータを用いた絶対値ではないので、ここでは、相対的な比較だけにとどめた。

図4は、汚染日（1979年8月1日）と清浄日（1983年5月18日）の14地点における、放射輝度の散布図である。清浄日の放射輝度は、図4からわかるように、陸地、河川、東京湾の順に大きく、これらの異なった地表面間の放射輝度の差は大きかった。また、8地点の陸地での放射輝度の差は非常に小さかった。

一方、汚染日の放射輝度は、東京湾上の2地点は、清浄日の放射輝度とほぼ同じ大きさであったが、陸地では清浄日の放射輝度よりも大きく、またその値の幅が大きかった。さらに、図2との比較から、地上のエアロゾル濃度の高い地点では、定性的に放射輝度も大きいことが推測された。なお、河川の地点のデータについても同様の結果が得られたが、その原因については後で述べる。

これらから、陸上での放射輝度は、清浄日ではほとんど変化がないが、汚染日では地上のエアロゾル濃度の変化に対応した変化を示していると、推測された。

3-4. ランドサットのデータと地上のエアロゾル濃度との比較

そこで、汚染日と清浄日のランドサットのデータについて、陸上の値をそれぞれ放射輝度のレベルが最も低い東京湾上の地点の値で割って規格化し、つぎに、同一地点において、汚染日の規格化した値から清浄日の規格化した値を差し引いた値を、ランドサットにより求めた相対的なエアロゾルの濃度とした。そして、その地点の地上のエアロゾル濃度を周囲の地点のデータから平均化して、その値と、すでにランドサットから求めたその地点のデータを比較して、図5に示した。両者の間には、非常によい対応関係があることが得られた。これから、ランドサットを用いて大気境界層のエアロゾル濃度を推定する方法として、今回行った方法は非常に有効であると考えられる。なお、切片が負となったが、地上の濃度がもっと低い値の場合は、汚染日と清浄日の放射輝度の有意な差はないと推測され、地上のエアロゾルのある一定濃度以上で、両者の対応関係が成り立つと考えられ

る。

ところで、前節で述べた河川の地点については、河川の地点に対応するエアロゾルの測定地点はないが、その周辺の測定局のエアロゾル濃度から判断すると、東京湾岸地帯での南北方向の濃度変化は非常に大きく、湾岸から北側の陸上へ向かうにつれて、エアロゾル濃度は急激に高くなっていたと推測される。一方、図4に示した河川の汚染日のデータは、放射輝度が大きい地点ほど河口より北側にあるので、地上のデータから推測された濃度の変化とよく対応していると考えられる。そのため、清浄日の放射輝度は河川（および湾上）の方が陸上よりも小さいので、ランドサットから求めた濃度と大気境界層内の濃度との対応は陸上よりもよく、しかももっと低濃度まで対応している可能性がある。したがって、もし、河川や湾上でも測定がなされている場合があれば、今後検討していく予定である。

4. まとめと今後の課題

以上述べたように、地上の大気汚染常時監視網でのエアロゾルのデータを用いて、ランドサットから大気境界層のエアロゾル濃度を推定する手法の検討を行い、この方法が、基本的には非常に有効であるという結果を得た。しかし、今回の解析は非常におおまかなものなので、今後はさらに詳細な解析を行って、一般的に使用できる解析手法を確立する必要がある。また、ランドサットのデータも、すでに入手済みのデータだけを用いたが、今後、夏期の清浄日のランドサットのデータを調べるとともに、海上でのエアロゾルのデータを入手して、さらに、よりよい解析を行っていく予定である。

謝 辞

大気汚染常時監視測定データを利用させて頂いた東京都、埼玉県、千葉県、および神奈川県の関係機関の方々に感謝致します。

文 献

Lyons, W. A. (1980): Evidence of transport of hazy air masses from satellite imagery, Ann. N.Y. Acad. Sci., 333, 418-433.

鶴田治雄 (1983a): 人工衛星と航空機の同時観測による光化学汚染気塊の空間分布と海風前線の構造に関する解析 (第1報)、横浜市公害研究所報第8号、53-64.

鶴田治雄 (1983b): 人工衛星と航空機観測による海風前線と汚染物質の立体分布、

天気、30、517-518.

鶴田治雄 (1984): ランドサットで検出された首都圏の汚染気塊、天気、31、513-515.

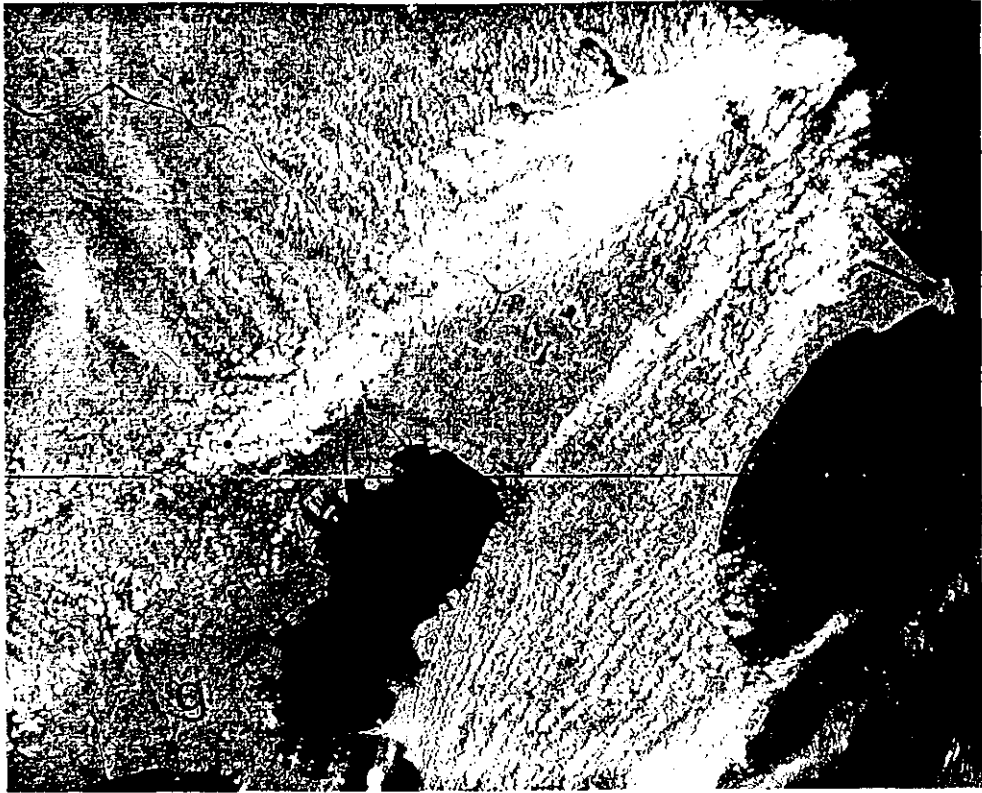


写真1 1979年8月1日9時30分の首都圏のランドサット画像

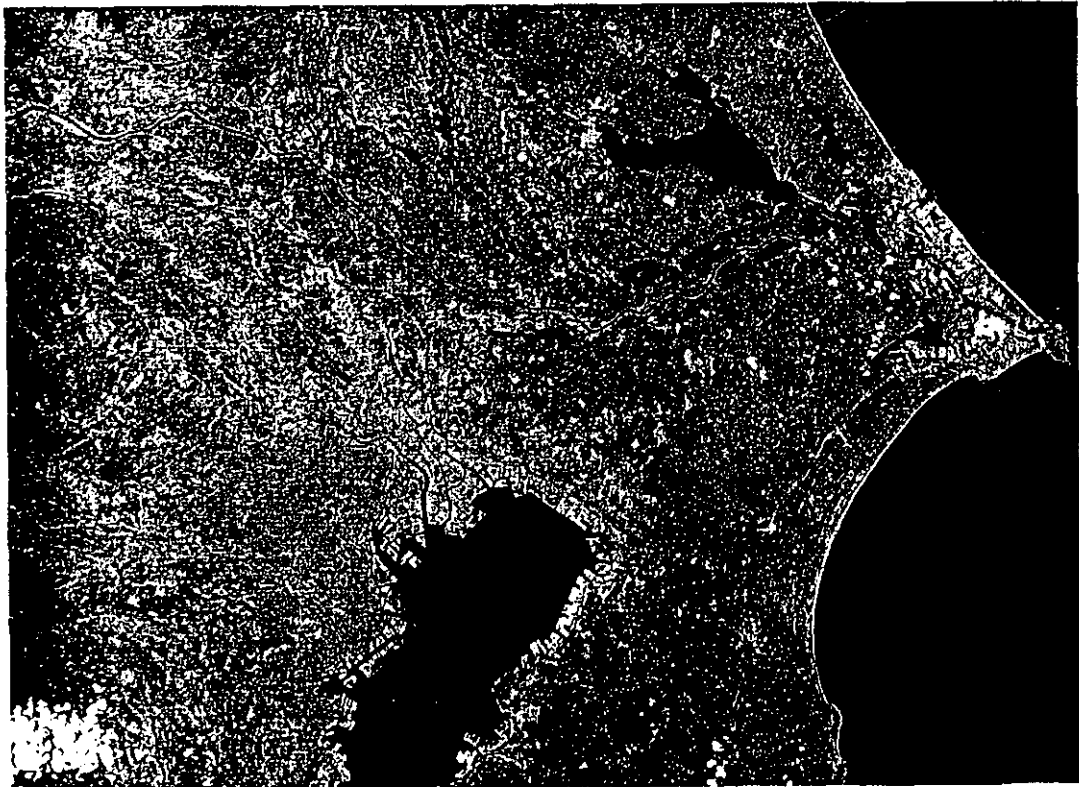


写真2 1983年5月18日9時30分の首都圏のランドサット画像

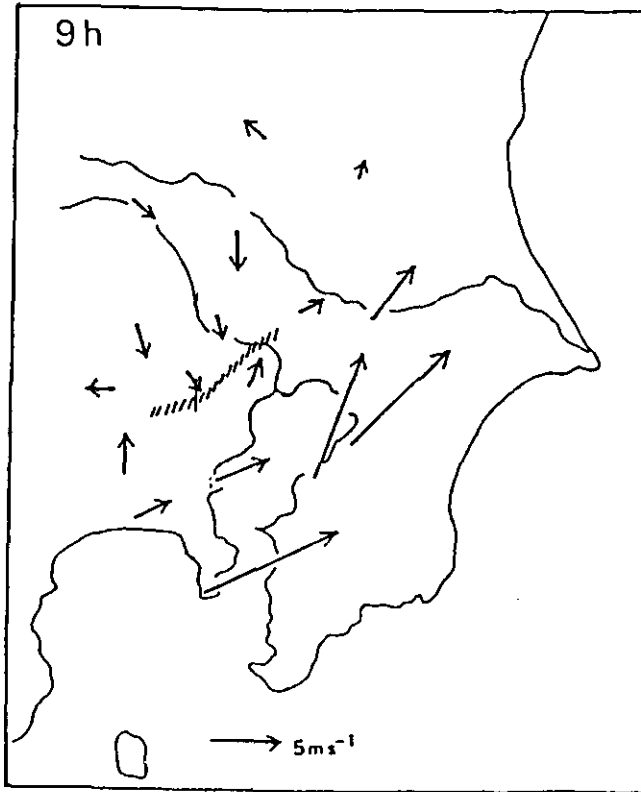


図1. 1979年 8月 1日 9時の高度600mにおける風の水平分布.

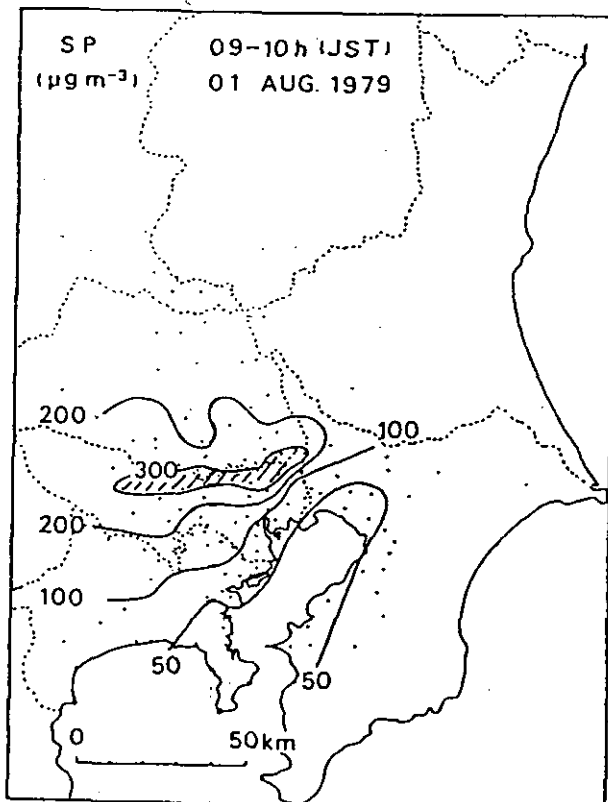


図2. 1979年 8月 1日10時における地上のエアロゾル濃度
(単位は $\mu\text{g}/\text{m}^3$)。黒 点 は 常 時 監 視 測 定 地 点。



図3. ランドサットの放射輝度を求めた地点.

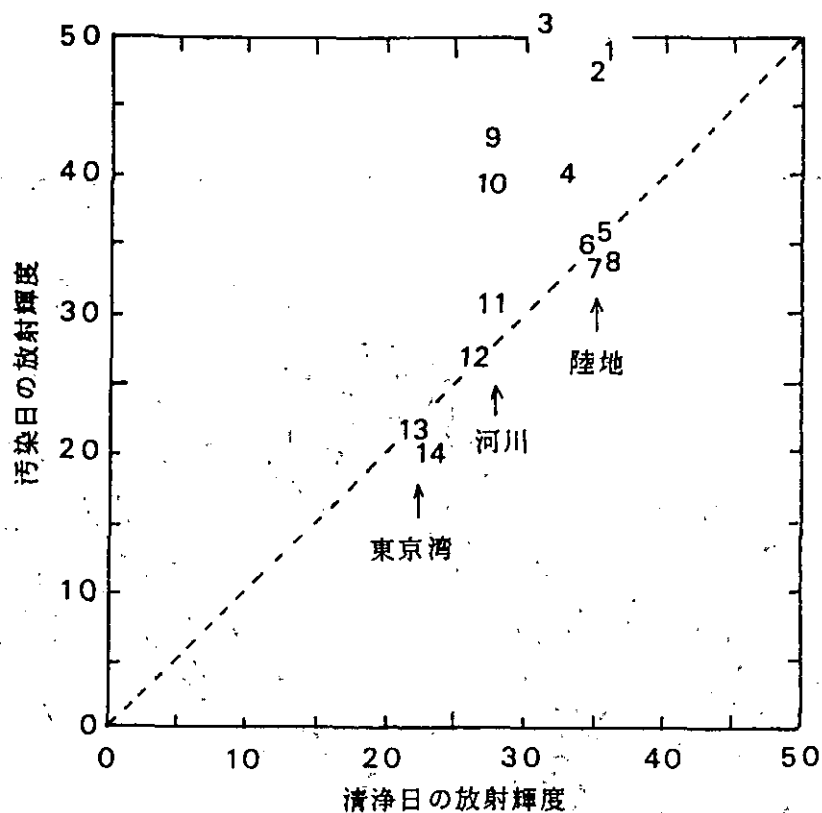


図4. 各地点における汚染日と清浄日のランドサットの放射輝度

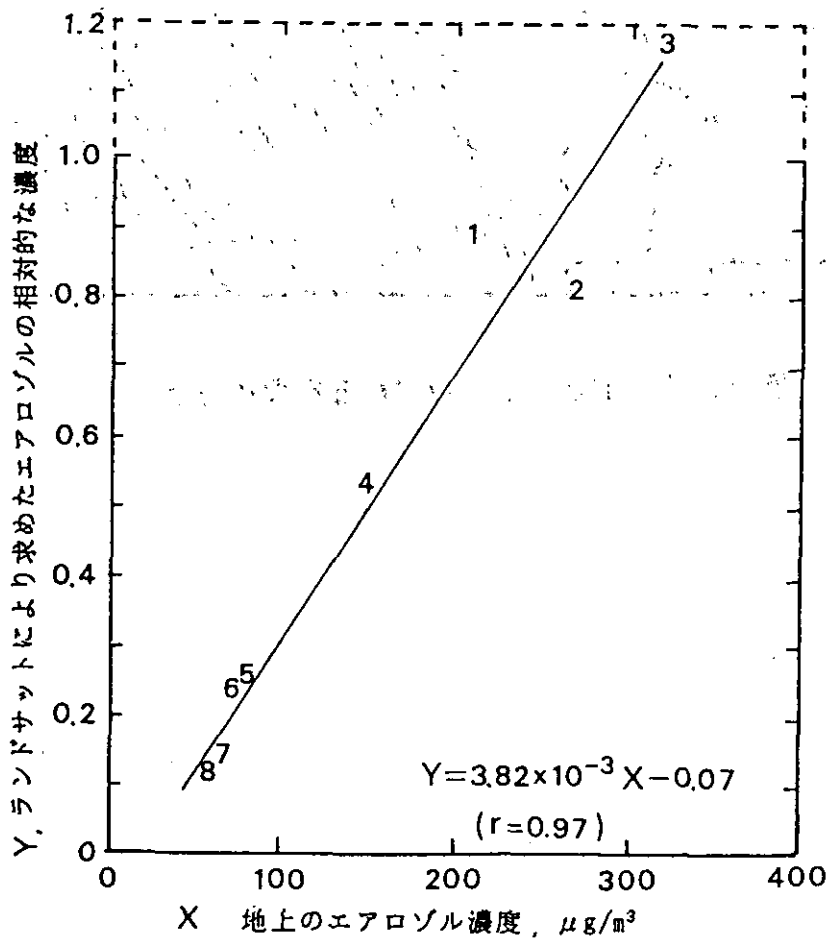


図5. 陸上の8地点における地上のエアロゾル濃度とランドサットデータから求めたエアロゾルの相対濃度との関係。

大気微量成分モデリングと衛星データの利用

気象研究所

佐々木徹

はじめに

成層圏オゾンの変動機構の理解を目的として、数値モデルを作っている。このモデルは東西方向に平均された子午面を範囲とする2次元モデルであり、衛星からの観測データはモデリングにたいへん有用な情報を提供してくれる。

大気微量成分モデルに必要なデータの中で、物性の普遍性に由来する大気成分の吸収断面積や反応速度定数などは、主に室内実験により得られる。一方、現在の大気状態を規定する環境要素としての大気圏外での太陽スペクトル、ソースガスの地表での混合比など境界条件は、観測データから決定される。これらの実験室データ、観測データを入力することでモデルは動くが、それが実際の大気を表現しているかどうかは、子午面全域にわたって計算結果を観測データと比較することで検証される。

衛星観測データがモデリングの上で最も有効なのは、モデルの検証の場である。衛星データも測定原理や軌道の制約により全球全てをカバーできるとは限らないが、同じ品質のデータを広い範囲で長期にわたり提供してくれる意味において、2次元モデルの検証にはもっとも望ましい形でデータを提供してくれるものといえる。

モデルと衛星データの照合は、光化学過程部分ばかりではなく、輸送パラメータのチェックのためにも有効である。2次元モデルには、循環などの輸送パラメータをモデル内部で計算するものと外部から与えるものの2種類あるが、いずれにしても、適当な寿命を持つ大気成分についての計算結果と観測データを照合する事により、輸送パラメータが妥当なものかどうかの判断材料を与える。

大気微量成分モデリングで、最近重要視されるようになったものが不均一反応である。エアロゾル表面での反応確率などのデータは実験室で得られるが、パラメータとして必要なエアロゾルの表面積密度を広い範囲で得るには、衛星データが最も有効である。

衛星観測による大気微量成分混合比分布の利用

気象研究所で開発された2次元モデルで考慮される大気微量成分は、表1に示される54種であるが、そのほとんどの大気成分について子午面分布、季節変化が計算される。理想的には、これら全ての成分について比較検証のためのデータセットが衛星観測から提供されればよいのであるが、現段階で利用可能な成分は限られている。

比較的豊富なデータが提供されているのは、Nimbus 7に搭載された測器による、オゾン全量(TOMS)、オゾン混合比(SBUV、LIMS)、水蒸気(LIMS、SAMS)、二酸化窒素、硝酸(LIMS)、メタン、一酸化二窒素(SAMS)や、SAGE、SAGE IIによるエアロゾル、オゾンなどである。これらのうち、一酸化二窒素やメタンなどのソースガス、それに下部成層圏でのオゾンは、寿命が比較的長いことから、その分布から輸送パラメータの検証に役立つ。また、二酸化窒素、硝酸や上部成層圏でのオゾンは、主に光化学過程が正しく記述されているかどうかを判断するのに役立つ。

現在の気象研究所のモデルでは、循環や渦拡散係数はパラメータとして外部から与えられる。計算された大気微量成分が、観測される分布を再現しているかどうかでその妥当性が評価される。図1は、オゾン全量のTOMSによる観測値と、3種類の輸送パラメータを使った数値実

験の結果である。観測ではオゾン全量は春の高緯度に多いが、南半球では極大が60度付近に現れる特徴がある。実験Aでは南北対称の輸送パラメータを用いた結果、オゾンの極大は南北共に極に出現した。実験Bでは、極渦の発達する南半球に限って極渦内で下降流を止めたところ、極大は60度付近に現れた。さらに渦拡散係数も調節したところ（実験C）、最も観測データに近い分布を得ることができた。オゾン全量の観測データを用いたチューニングは成層圏下部の輸送を決めるのに有効であるが、上部成層圏では一酸化二窒素やメタンなどソースガスの分布を利用するのがよい。実験では、これらソースガスの上部成層圏での分布もよく再現するように輸送パラメータが選ばれた。

不均一反応に関して

成層圏オゾンの変動を記述する上で、エアロゾル表面で進行する不均一反応が不可欠のものであることが明らかになってきた。一般的に、気体分子がエアロゾルに衝突してある種の化学反応が生じる場合の反応速度定数は、

$$k = v S \gamma / 4$$

と表現される。vは気体分子の運動速度、Sはエアロゾルの表面積密度、 γ は気体分子がエアロゾルに衝突したときに実際にその反応が進行する反応確率である。vは気温と分子量から容易に算出され、 γ は実験データとして得られる。観測から決定されるSについては全球的なデータを必要とするので、衛星観測の利用が望まれる。図2は、SAGE IIの消散データから、エアロゾルの粒径分布を仮定し、Mie散乱理論を用いて算出された硫酸エアロゾルの表面積密度である。このデータを用い、また極成層圏雲表面での不均一反応についても適当と思われる反応係数をモデルに組み込み、実験を行った。

図3は、不均一反応を組み込んだモデルで計算された、1970年に対する1990年のオゾン混合比の変化である。従来のモデルでは高度40キロ付近を中心とする上部成層圏でのオゾン減少しか予測されなかったが、不均一反応を考慮すると南極域ばかりではなく中緯度の下部成層圏でもオゾンの減少が出現する。SAGEの観測によれば、高度20キロ付近の中緯度下部成層圏で大きなオゾン減少がみられており、モデルの結果を支持するものとなっている。しかしながら、量的にはモデルのオゾン減少はまだ不十分であり、不均一反応についてはより精度の高い観測データ、実験室データを必要としている。

図4は、不均一反応を組み込んだモデルによる硝酸の計算値と観測値(LIMS)を比較したものである。硝酸の分布は、光化学過程が正しく記述されているかどうかの有力な判断を与える。観測では冬半球の方が硝酸が多くなっているが、従来のモデルでは夏半球の方が多くなるという矛盾があった。ところが不均一反応を組み込むことによって、観測によく整合する分布が得られた。不均一反応は、光化学反応の記述にも改善をもたらしたことを、この比較は教えてくれる。

ピナトゥボ噴火によって成層圏に大量に注入されたエアロゾルは、不均一反応に関する現在の理解を検証する上で絶好の機会を与えてくれている。不均一反応を組み込んだモデルによると、ピナトゥボ噴火の影響でオゾン、硝酸、窒素酸化物、塩化水素などに大きな変化が予想される。これらの大気成分の衛星観測データはモデルの検証に大いに役立つであろう。また今後打ち上げられるADEOSやEOSの測器は、さらに多くの大気成分の観測を予定しており、モデル研究の立場からも大いに期待されるところである。

表1 気象研2次元モデルで考慮される大気微量成分

固定		N_2 、 O_2
計	O系	O_3 、 O 、 $O(^1D)$
	N系	N_2O 、 N 、 NO 、 NO_2 、 NO_3 、 N_2O_5 、 HNO_3 、 HNO_4
	H系	H_2O 、 H_2 、 HO_2 、 H 、 OH 、 H_2O_2
算	CH系	CH_4 、 CH_3 、 CH_3O_2 、 CH_3O_2H 、 CH_3O 、 CH_2O 、 CHO 、 CO 、 CO_2
	Cl系	CF_2Cl_2 、 $CFC1_3$ 、 CCl_4 、 CH_2Cl 、 CH_3CCl_3 、 CHF_2Cl 、 $CF_2ClCFC1_2$ 、 CF_2ClCF_2Cl 、 CF_3CF_2Cl 、 Cl 、 ClO 、 HCl 、 $HOCl$ 、 $ClONO_2$ 、 Cl_2 、 Cl_2O_2 、 $ClOO$ 、 $OC1O$
	Br系	CF_2ClBr 、 CF_3Br 、 CF_2BrCF_2Br 、 CH_3Br 、 Br 、 BrO 、 HBr 、 $BrONO_2$

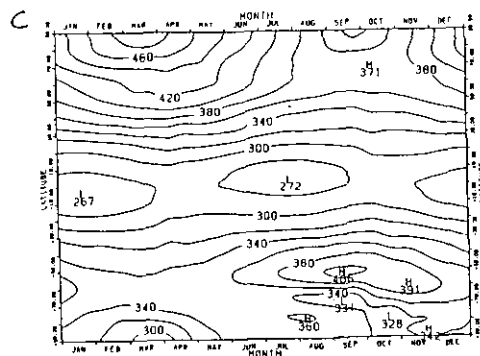
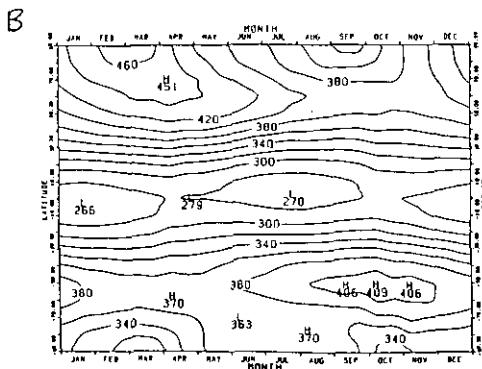
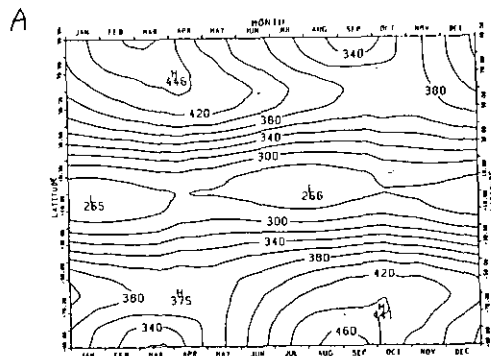
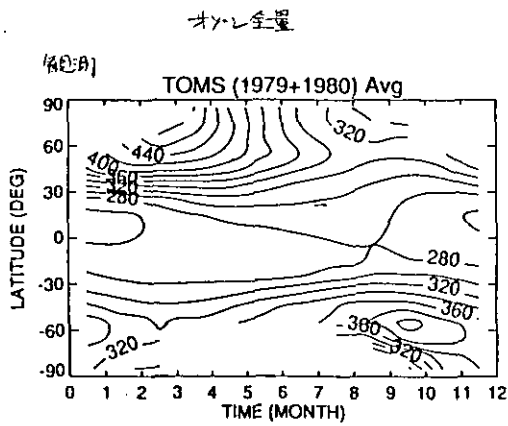


図1 オゾン全量分布のTOMSによる観測値と、3種類の輸送パラメータを用いたときの計算値。

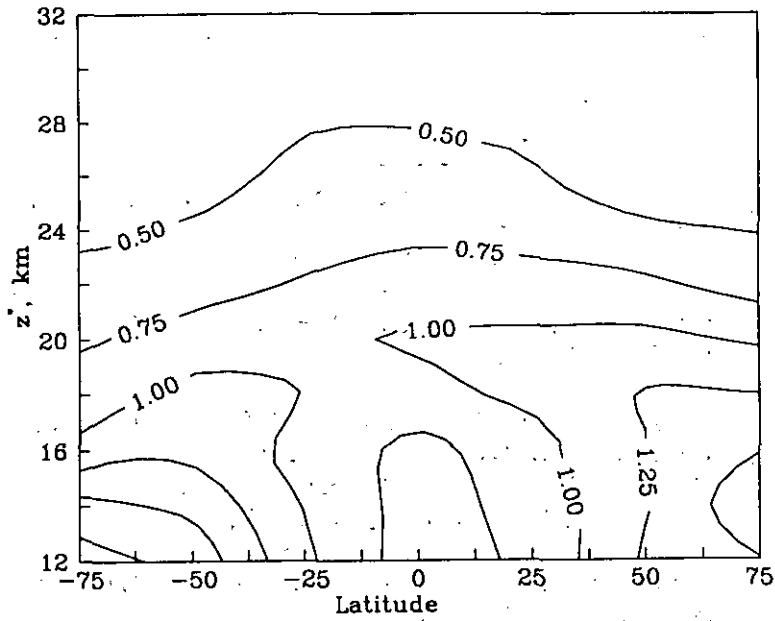


図2 SAGE IIから導出された硫酸エアロゾルの表面積密度分布 ($\mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$) (WMO、1992)。

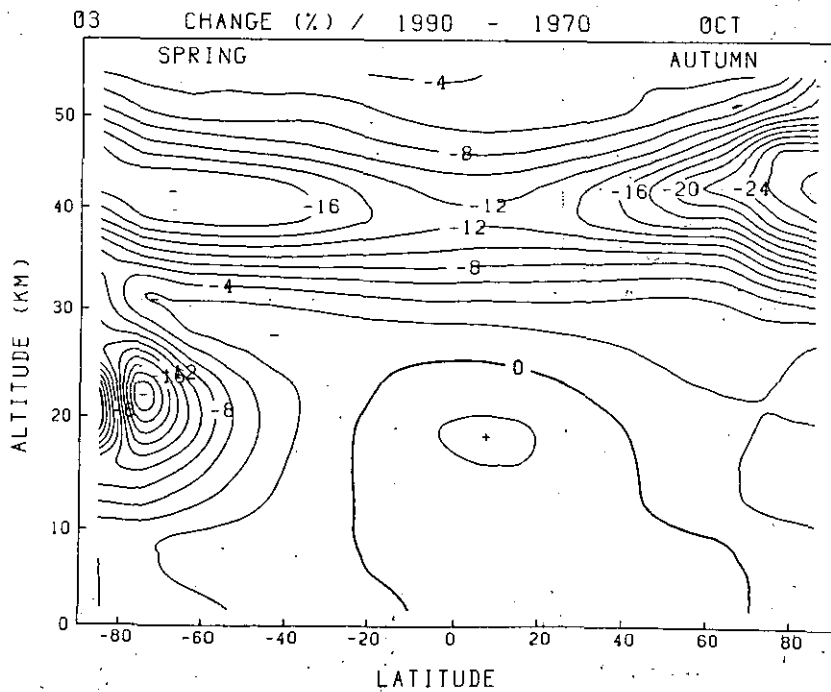


図3 1970年に対する1990年のオゾン混合比の変化(10月)のモデル計算値。

硝酸

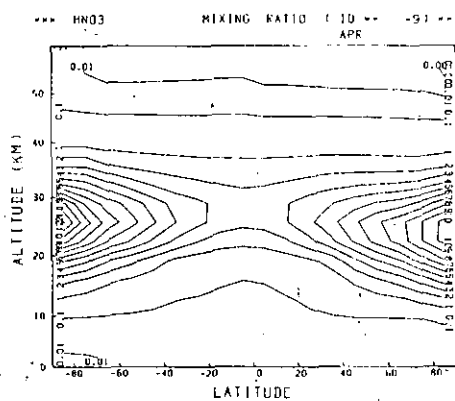
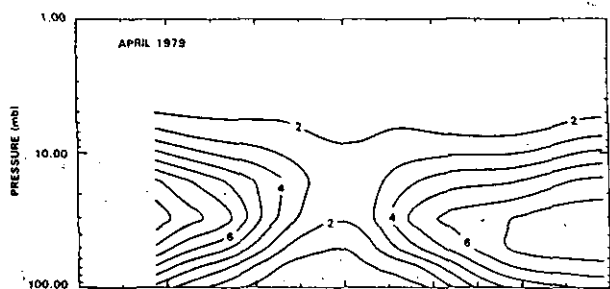
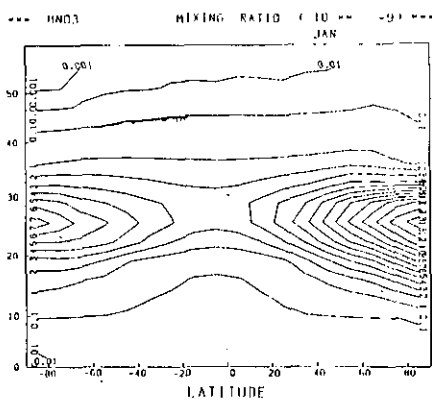
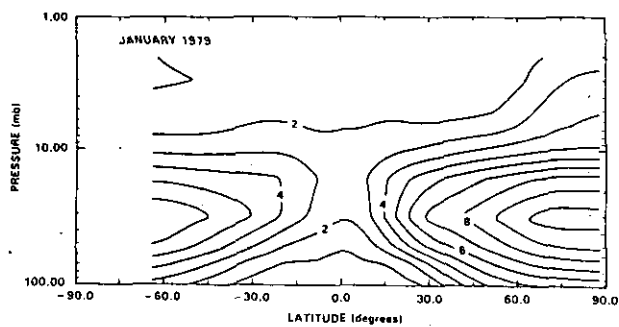


図4 HNO₃の1月および4月の子午面分布のLIMSによる観測値(左)とモデル計算値(右)。

TOMS オゾン観測値からみた最近のオゾン層変動

—南極オゾンホールに着目して—

川平 浩二、長谷川 勉
(国立富山工業高等専門学校)

1. 序

1992年9月の昭和基地におけるオゾン量は、史上最低値を記録し、また持続期間も12月半ばまで達する異例の長さであった。さらに、遡れば1992年2月には、北半球でもオゾンホール出現の可能性をUARS衛星によるCIO分布から、NASAが発表した。このように最近のオゾン層は急激に変化している、と考えられる。一方、力学場との関連からは、1988年以降の南半球オゾン量変動にQBO(準2年振動)との相関が弱くなっており、この変化も最近のオゾン層変動の新たな特徴かもしれない。このような変動の特徴を、1979年から1991年までのTOMSのオゾン量観測から解析を行った。焦点を当てたのは、南半球のオゾンホールの変動に、ここ3年間何らかの特徴があるのかどうか?である。

2. 月平均オゾン量の年々変化

解析に使用したのはNASAより提供されたTOMSオゾン観測値(ver.6)で、CD-ROM一枚に10年間の日々の全球総オゾン量が含まれている。まず第一に最近の変化をみるために、1981年以降の南半球の60、70と80°Sにおける9月平均量の年々変化を示したのが、図1である。81年から91年までの変化を示しているが、85年から89年までは準2年振動(QBO)が顕著であるが、この期間の前後はまったく見られない。最近の1989年から1992年までは、QBOの変化は小さく、低い値が持続している。この特徴を、CD-ROMに納められた月平均の標準偏差の分布でみる。この値は、毎日の緯度円平均値の変調に関する9月平均値であり、日々の変化の激しさを示すと考えられる。図2はこの標準偏差の年々変化を示しているが、70°Sを中心に大きい値があり、かつQBO的变化がみられる。つまり、日々の変動の大きな年ほど、オゾンホールは浅くなっている。一方90年および91年は、89年の値に比べて大きくなりながら、月平均値は同じような値になっている。これはどういうことか? 一見奇妙である。89年を基準に言えば、80、70°Sともに偏差値は大きくなっていながら、平均値は変わらない。60°Sは89年に比べて増大傾向である。図1との比較は、最近のオゾンホール変動の新たな段階を示唆している。

M平均81-91(南9月-60>-80)

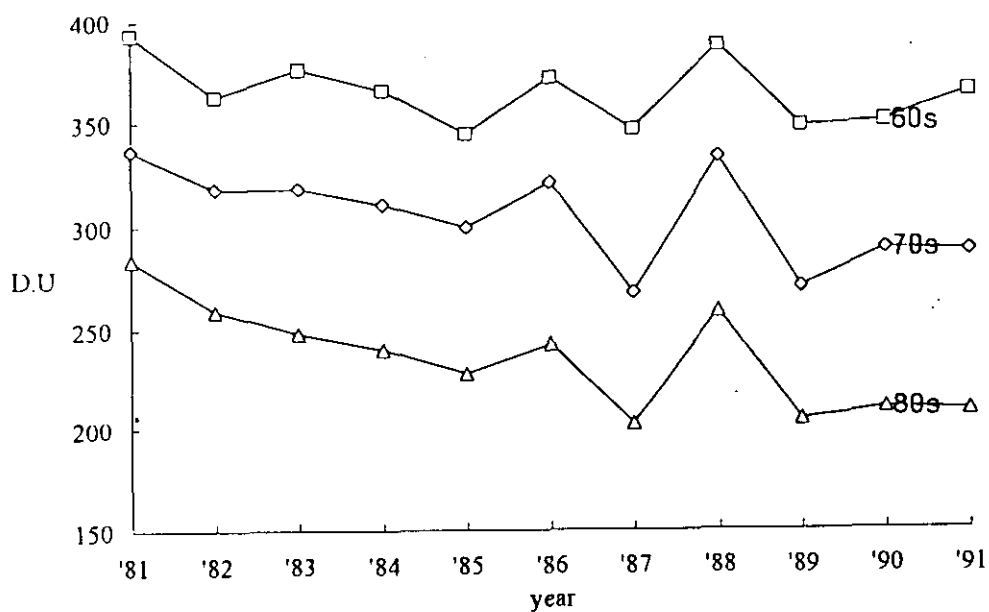


図 1 : 帯状平均オゾン量の年々変化

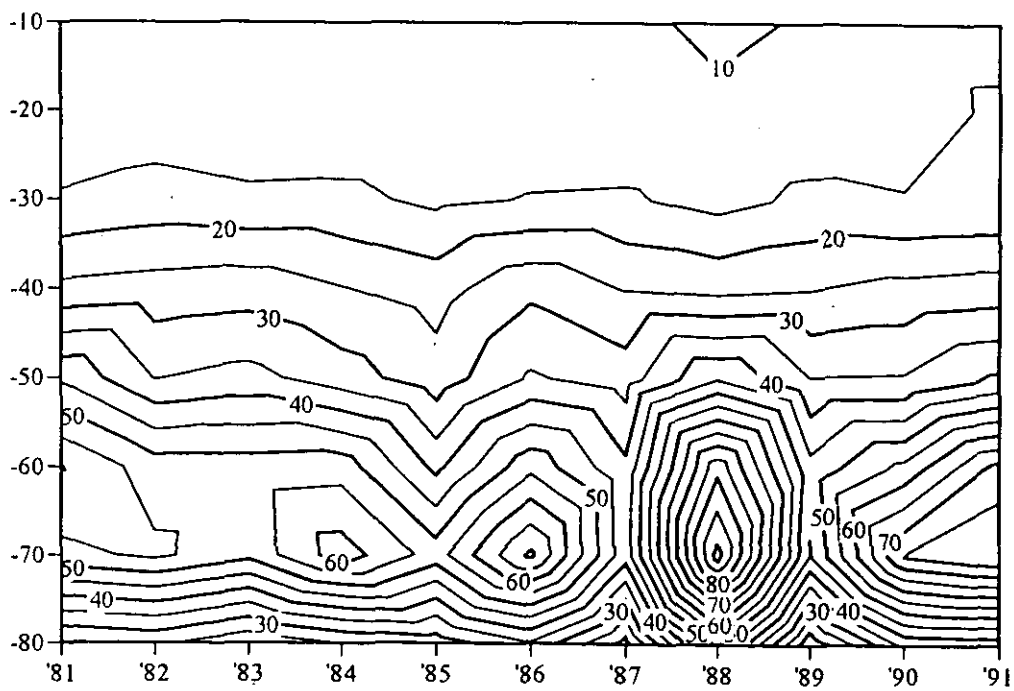


図 2 : 9月平均標準偏差の年々変化

3. 日一緯度円断面図からみたオゾン量変化

この特徴をみるため、60、70、80°Sにおける日一緯度円断面図を9月について求めた。移動平均を三日および30度について行った。対象とした年は、オゾンホールが深まった9月平均値のほぼ同じ、87、89、90、91年とした。結論的には、87と89および90と91年は大きく二つのグループに分けられる。これらは、日々の変動の様相に違いがみられる。この特徴を以下に述べていく。

取り上げた年は、87年および90年である。繰り返せば、89年は87年と91年は90年と似た様相である。まず、70°Sに関する断面図をみる(図3)。緯度円分布の日々の変化を示しているが、87年(a)は、極大値が4日頃の15°Eあたりにも見える。また19日の100°Wや24日の60°Eあたりにもみえている。その他の極大は、150°Eから150°Wの範囲によく現れている。また2日から10日あたりには波数2の分布がある。全体的には波数1の分布が卓越しているといえる。

一方、90年の分布(b)には、極大は150°Wから150°Eの範囲にのみ見られ、その値は87年に比べてはるかに大きい。極小値は、大体90°Eから90°Wの0°を中心にした範囲にある。波数1が卓越し、波数2が消えたと言えるほど小さい。波数1の定常波のみが見られるといえる。これは87年と比べると大きな違いである。また月平均値が両年とも同等であることに注目すれば、90年の分布には195D、U、以下の領域が、2日の75°Wから29日の60°Eから0°を経て90°Wまで継続して存在している。

80°S(図4)も比較すると、87年には9月初期には波数2の成分がみられるが、90年にはまったくみられない。87年は変動幅が全体として小さいのに対し、90年は後半に大きい変動がみられ、波数1の分布となっている。さらに87年には0°を中心とする領域に初期のように極大が見られるが、90年はむしろ極小値が現れているといえる。

60°Sの分布(図5)は、がらりと変わり移動成分が卓越し、しかも波数1および2の成分が両年ともみえる。しかし定常成分の波数1の振幅が90年に増大しているのは顕著である。87年の様相は90年と似ているが、変動の幅は小さい。この緯度帯は、わずかに離れておりながら70および80°Sとは大きい差異が認められる。

まとめると、90年以降はオゾンホール内部(70、80°S)は変動の激しい様相でその主要な要因は波数1の停滞成分であり、位相は極大が150°Eから180°を通り150°Wの領域にある。一方89年以前は、変動が穏やかで波数1以外に2の寄与も大きかった。一方オゾンホール外縁に位置する60°Sでは変化が顕著ではないが、振幅の増大が見え、かつ波数2の移動成分の寄与が大きく、また波数1の停滞成分の振幅の増大がみえる。

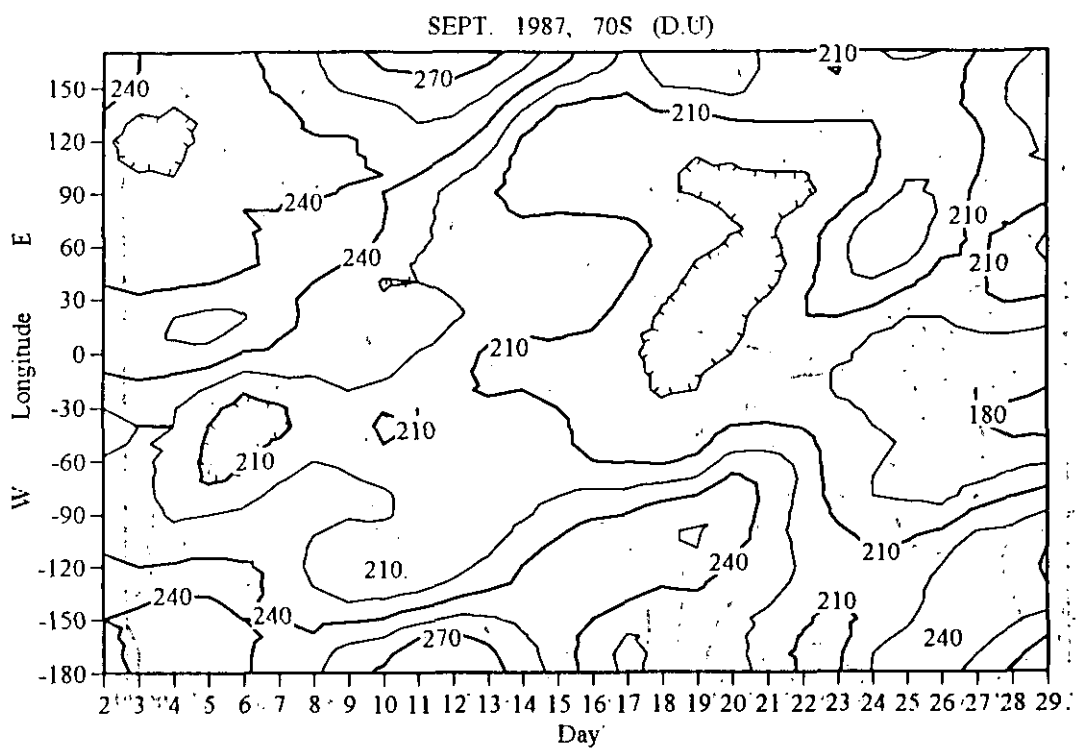


図 3 (a): 1987年70°Sにおける日-緯度円断面図 (単位はD.U.)

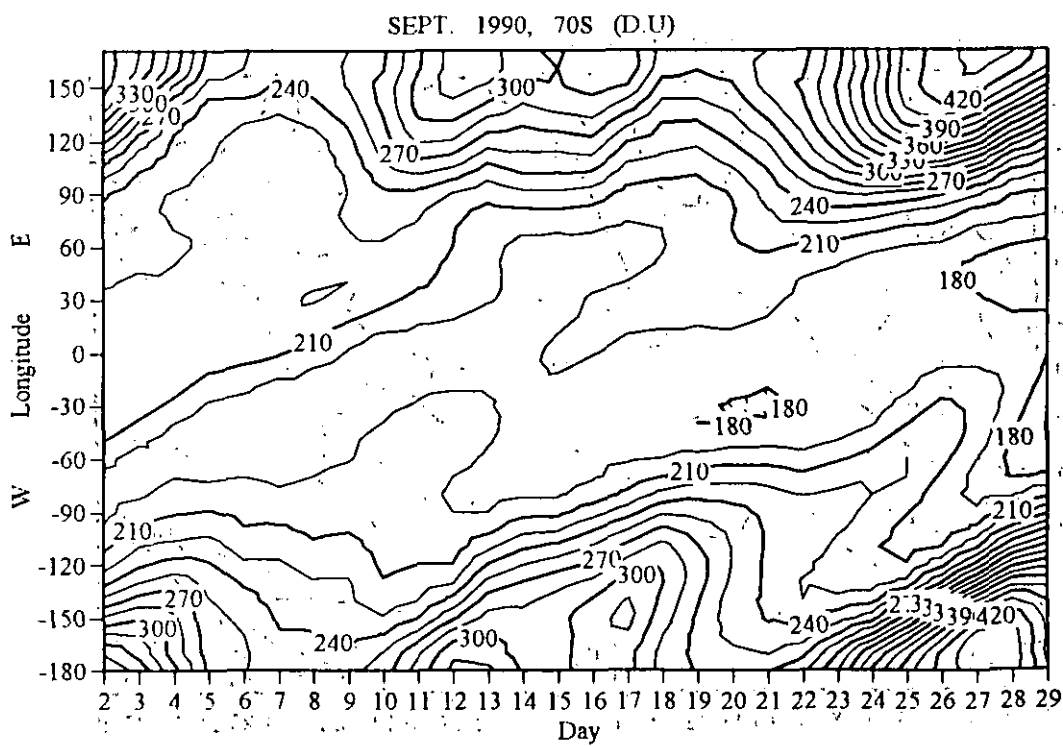


図 3 (b): 1990年70°Sにおける日-緯度円断面図 (単位はD.U.)

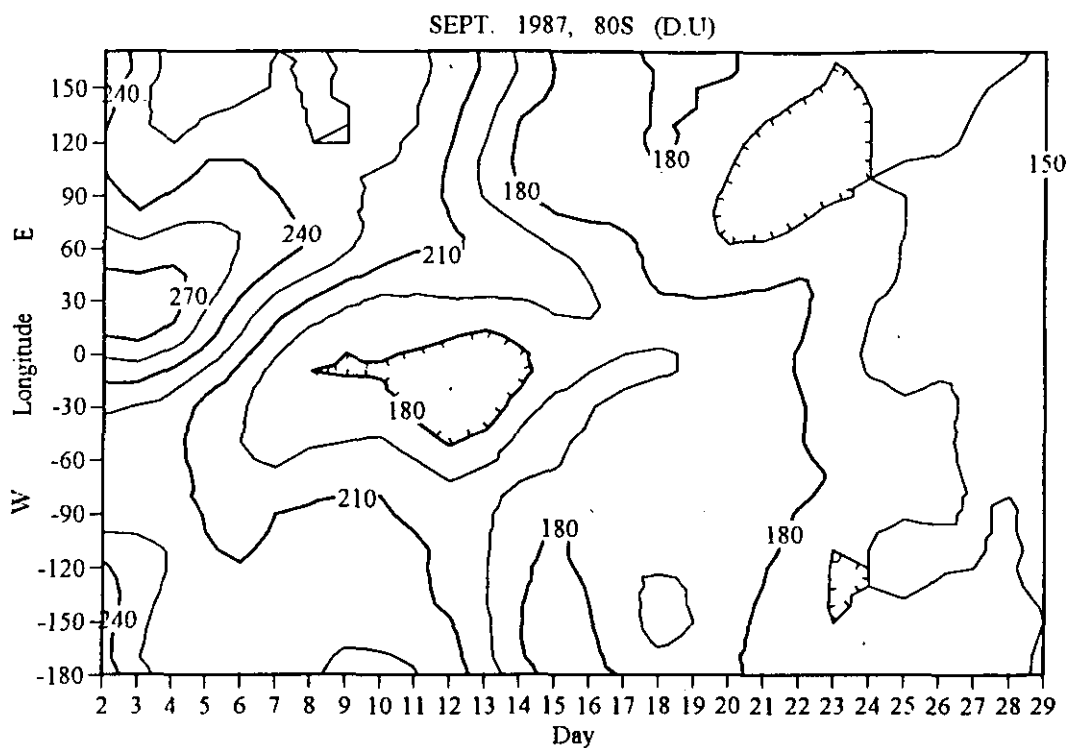


図 4 (a): 1987年80°Sにおける日-緯度円断面図 (単位はD.U.)

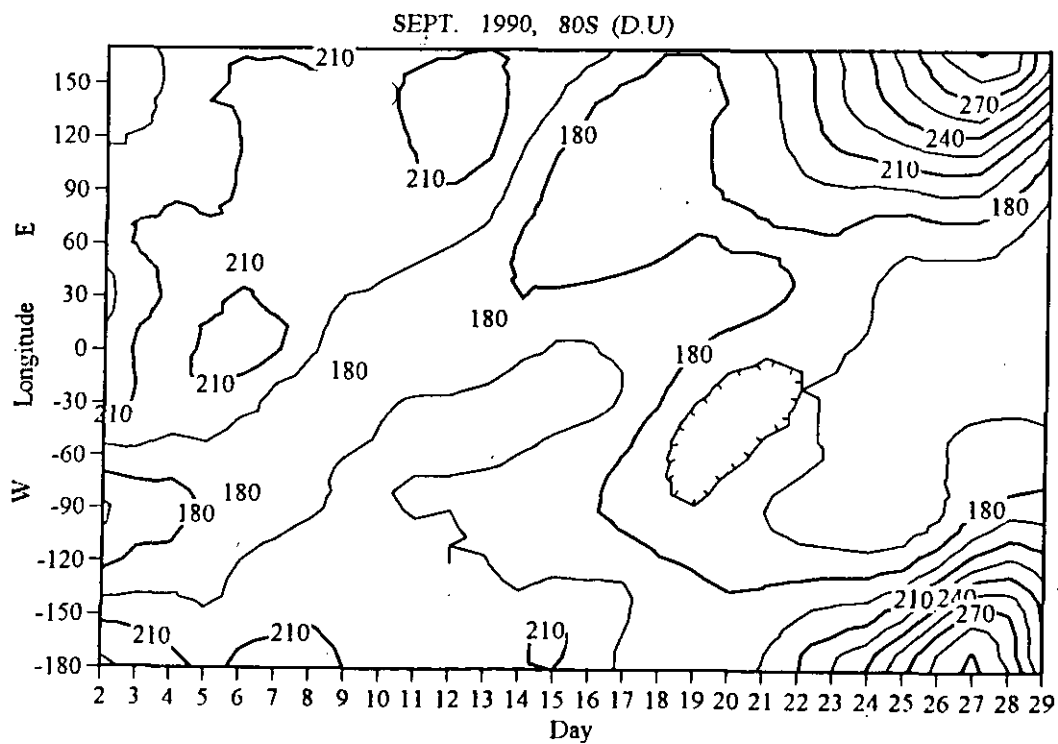


図 4 (b): 1990年80°Sにおける日-緯度円断面図 (単位はD.U.)

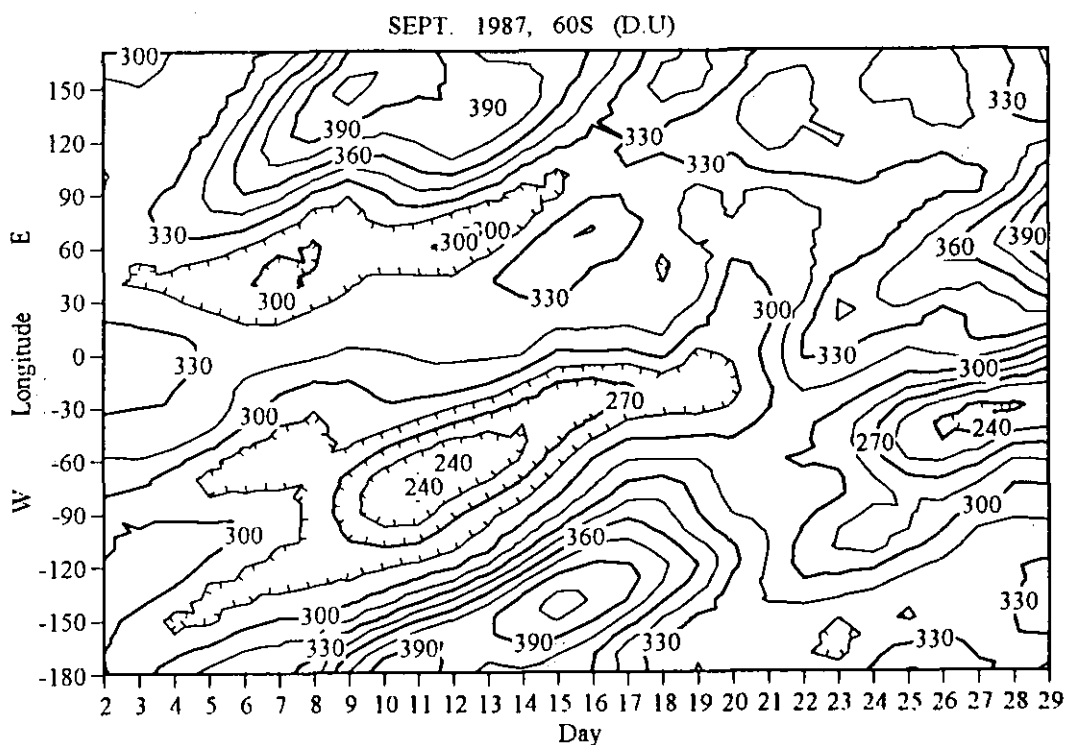


図 5 (a): 1987年60°Sにおける日-緯度円断面図(単位はD.U.)

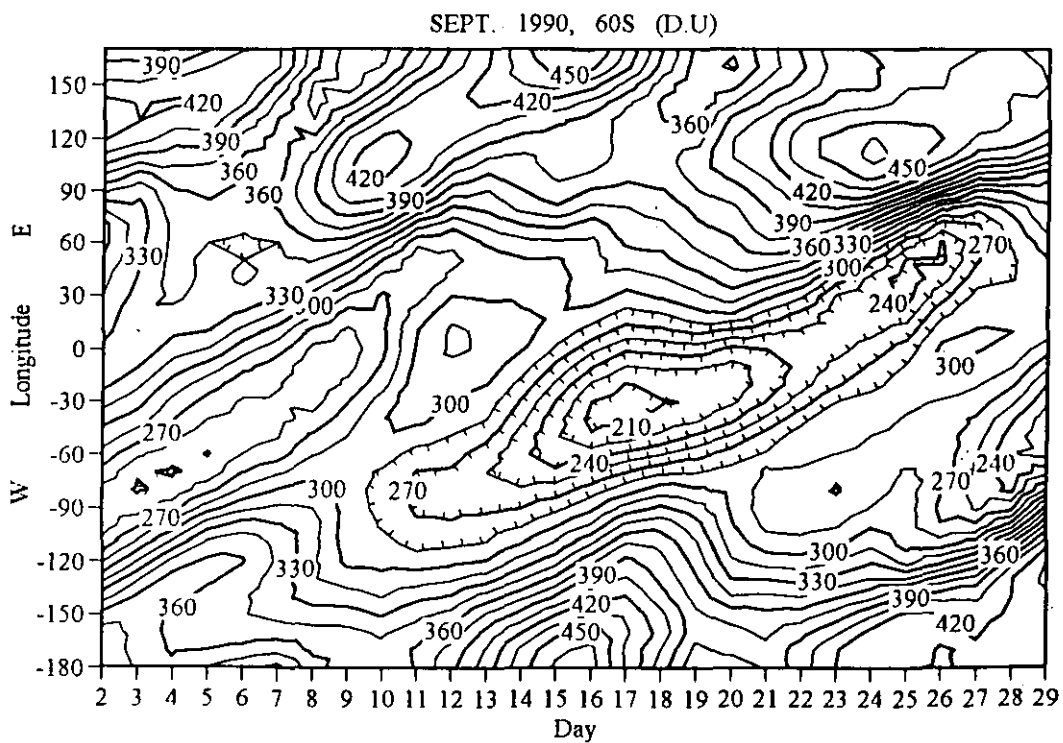


図 5 (b): 1990年60°Sにおける日-緯度円断面図(単位はD.U.)

4. まとめ

TOMS オゾン観測値の解析から、最近のオゾンホールの変動の変調を見いだした。この変動の原因は何か？この疑問は簡単に回答を得られない。しかし、波動の変化が明らかなことから、力学的効果に変化したと考えられる。これらは平均風の変化と波の伝播の関連で理解できるとおもわれる。この点は、今後の研究で明らかにしていく。

TOMS オゾン観測は、緯度は1度、経度は1.25度というきめ細かい観測がなされ、オゾン総量とはいえ、詳細な変化が判り、新しい現象の発見や現象の詳細を知る上で貴重な観測である。この意味で、観測の精度の向上とともに、グローバルな資料から何を抜き出すかが、逆に解析や理論の専門家に要求されている時代となっている。

NOAA衛星TOVS及びNIMBUS7/TOMSデータ を利用したオゾン変動の研究

福西 浩・亀卦川幸浩・岡野章一(東北大理)

1. はじめに

Nimbus 7 衛星に搭載された TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) はオゾン全量のグローバル分布の観測に威力を発揮しているが、太陽紫外散乱光を利用しているために夜間や冬期の高緯度地域を観測できないという弱点がある。これに対し、NOAA 衛星に搭載された TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) の HIRS/2 (High Resolution Infrared Sounder/Second Version、改良型高分解能赤外放射計) は、赤外領域 (3.7-15.0 μm) の放射強度を観測しているので、以下のような利点をもつ。

- 1) 昼間だけでなく夜間および極夜のオゾン分布の観測が可能となる。
- 2) ほぼ直行する軌道を持つ2つのNOAA衛星が常時飛翔しているので、同一地域の観測が1日4パス以上でき、数時間程度の早いオゾン変動をとらえることが可能となる。
- 3) 瞬間視野が 1.25° と狭く (TOMS は 3°) 高い空間分解能でオゾン分布が得られる。

しかしこれまでのHIRSデータからオゾン全量を導出する研究は簡単な線形回帰式を用い、回帰係数を求めるのに限られた地点の地上ドブソン分光計データを利用していたので、あまり良好な結果は得られていない (Yamanouchi et al., 1985)。そこで、東北大学超高層物理学研究施設では解析手法に様々な改良を加え、最終的にオゾン全量水平分布を高精度に導出することに成功した。以下にその手法とそれを用いた1991年2月26日/27日における日本上空でのオゾン変動の様子を紹介する。

2. HIRS/2 センサーとオゾン全量導出の原理

HIRS/2 センサーの特性を表1に示す。可視1チャンネル、赤外19チャンネルで放射量を測定しており、衛星直下の $\pm 49.5^\circ$ ($\pm 1120\text{km}$ に相当) を6.4秒でスキャンする。今回用いたい方法は、オゾン全量を導出するために成層圏温度を与えるチャンネル1、2、3、対流圏温度を与えるチャンネル4、6、地表面温度を与えるチャンネル8、それにオゾン吸収量を与えるチャンネル9の合計7チャンネルのデータを利用する。表2

表1. H I R S / 2 センサーの特性

チャンネル数	可視1、赤外19
キャリブレーション	黒体放射、宇宙空間背景放射
走査幅	$\pm 49.5^\circ$ (± 1120 km)
走査時間	6.4 sec
走査ステップ数	56
瞬間視野角	1.25°
ステップ角	1.8°
空間分解能	17.4 km (直下) - 50 km (周辺)

にそれらのチャンネルの特性を示す。

H I R S / 2 の k チャンネルで検出された放射強度 (radiance) は、地上からの放射量と途中の大気層からの放射量の和として次式で与えられる。

$$I_k = \int_{\nu_1}^{\nu_2} \Phi_k(\nu) \left\{ B_\nu(T(p_s)) \cdot \tau_\nu(p_s) + \int_{p_s}^0 B_\nu(T(p)) \cdot \frac{\partial \tau_\nu(p)}{\partial p} dp \right\} d\nu \quad (1)$$

ここで I_k : k チャンネルの放射強度、 p : 圧力、 p_s : 地上圧力、 ν : 波数、 T : 温度、 $B_\nu(T(p))$: プランク関数、 $\Phi_k(\nu)$: k チャンネルのフィルタ関数、 $\tau_\nu(p)$: 透過率

温度 T の黒体放射を k チャンネルで検出した場合の輝度 (thermal radiance) を $R_k(T)$ と表すと、

$$R_k(T) = \int_{\nu_1}^{\nu_2} \Phi_k(\nu) B_\nu(T) d\nu \quad (2)$$

従って (1) 式で、チャンネル 9 (オゾンチャンネル) へ寄与する地表面放射を $R_9(T_{CH8})$ 、オゾン層放射を $R_9(T_e)$ で表すと、チャンネル 9 で受ける放射強度 I_9 は、

表2. オゾン導出に用いた H I R S / 2 センサーのチャンネルの特性

チャンネル	中心波長 (μ m)	主要な吸収気体	荷重関数のピーク位置	主な観測目的
1	15.0	CO ₂	30 mb	鉛直温度分布
2	14.7	"	60 "	"
3	14.5	"	100 "	"
4	14.2	"	400 "	"
6	13.7	CO ₂ /H ₂ O	800 "	"
8	11.1	window	地表	地表面温度、雲
9	9.7	O ₃	25 mb	オゾン量

表 3. H I R S / 2 データの分類、単位は $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$

データセット番号	$R_9(T_{CH8}) - R_9(T_{CH2})$
1	< 10
2	10 - 20
3	20 - 30
4	30 - 40
5	40 - 50
6	> 50

$$I_9 = R_9(T_{CH8})\tau_9 + (1 - \tau_9)R_9(T_e) \quad (3)$$

と近似的に表される。ここで τ_9 はチャンネル 9 の波数での透過率を、 T_{CH8} は地表面温度を与えるチャンネル 8 の輝度温度を、 T_e はオゾン層の有効輝度温度を表す。

3. オゾン全量導出の手順

(i) H I R S / 2 データの分類

(3) 式より

$$\tau_9 = [I_9 - R_9(T_e)] / [R_9(T_{CH8}) - R_9(T_e)] \quad (4)$$

τ_9 はオゾンチャンネルの透過率なので $(-\ln\tau_9)$ が $9.7\mu\text{m}$ 帯での光学的厚さとなり、オゾン全量に比例することになる。この式から成層圏温度と地表面温度の差が小さくなるにつれ、オゾン量推定精度は悪くなり、オゾン量推定のための回帰係数も変わることが予想される。そこで成層圏温度をチャンネル 2 の温度 T_{CH2} で代表させ、 $R_9(T_{CH8}) - R_9(T_{CH2})$ との差で表 3 のようにデータを 6 つのサブグループに分類する。

(ii) オゾン層有効温度の決定

次にオゾン層の有効輝度を T_e をチャンネル 1、2、3、4、6 の輝度温度の 1 次式として、

$$T_e = \alpha_1 T_{CH1} + \alpha_2 T_{CH2} + \alpha_3 T_{CH3} + \alpha_4 T_{CH4} + \alpha_6 T_{CH6} \quad (5)$$

と表し、光学的厚さ $(-\ln\tau_9)$ と TOMS によって算出したオゾン全量との相関が最も高くなるように係数 α_1 、 α_2 、 α_3 、 α_4 、 α_6 をサブグループごとに決定する。

(iii) オゾン量の導出

T_e が求めれば (4) 式で τ_9 が求まる。光学的厚さ ($-\ln\tau_9$) はオゾン全量 Ω に比例するので、回帰式は ($-\ln\tau_9$) の 1 次式で近似されることになる。しかし、(3) 式や (4) 式はあくまでも積分方程式 (1) の近似式なので回帰式の精度をあげるためにオゾン層有効輝度温度 T_e 、地表面輝度温度 T_{CH8} 、オゾンチャンネル輝度温度 T_{CH9} も回帰式に含め、オゾン全量 Ω を

$$\Omega = C_0 + C_1 T_e + C_2 T_{CH8} + C_3 T_{CH9} + C_4 (-\ln\tau_9) \quad (6)$$

で表す。そしてこの Ω が TOMS で求めたオゾン全量と最も相関が高くなるように回帰係数 $C_0 \sim C_4$ を決定する。

(iv) 走査角補正

上記 (i) ~ (iii) の手続きは衛星直下の 8 スポットを用いて行う。センサーの視野方向が直下から離れるに従い大気の見かけ上の厚さが増大するので、走査角補正が必要となる。 $-\ln\tau_9$ の補正に関しては、Muller and Cayla (1983) が用いた、

$$\ln\tau_9(0) = \ln\tau_9(\theta)(\cos\theta)^{-0.525} \quad (7)$$

を用いた。 T_{CH1} 、 T_{CH2} 、 T_{CH3} 、 T_{CH4} 、 T_{CH6} に関しては、同時気象庁全球客観解析データの温度分布と比較することにより、角度補正の近似式をつくり、これで直下輝度温度に変換した。

4. 1991 年 2 月 26 日 / 27 日の日本上空のオゾン変動

前述の方法で NOAA/TOVS データより導出したオゾン全量の水平分布を用い 1991 年 2 月 26 日 / 27 日の日本上空のオゾン分布の変動の様子を調べた。この期間大規模な温帯低気圧が北日本を通過し、それに伴いオゾン量の大規模な変動が起こった。図 1 に 1991 年 2 月 26 日 07:12 JST から 2 月 27 日 13:05 JST の間、夜間も含めほぼ 6 時間おきにとられた 6 枚のオゾン全量水平分布図を示す。また 1 日に 1 枚得られる NIMBUS-7 衛星の TOMS 分布図 (ほぼ正午に観測) も比較のために示した。

まず TOVS 分布図と TOMS 分布図は 26 日、27 日とも非常によく一致を示し、今回開発された方法の信頼性が確認された。次にこの両日の変動の特徴をみると、まず 26 日

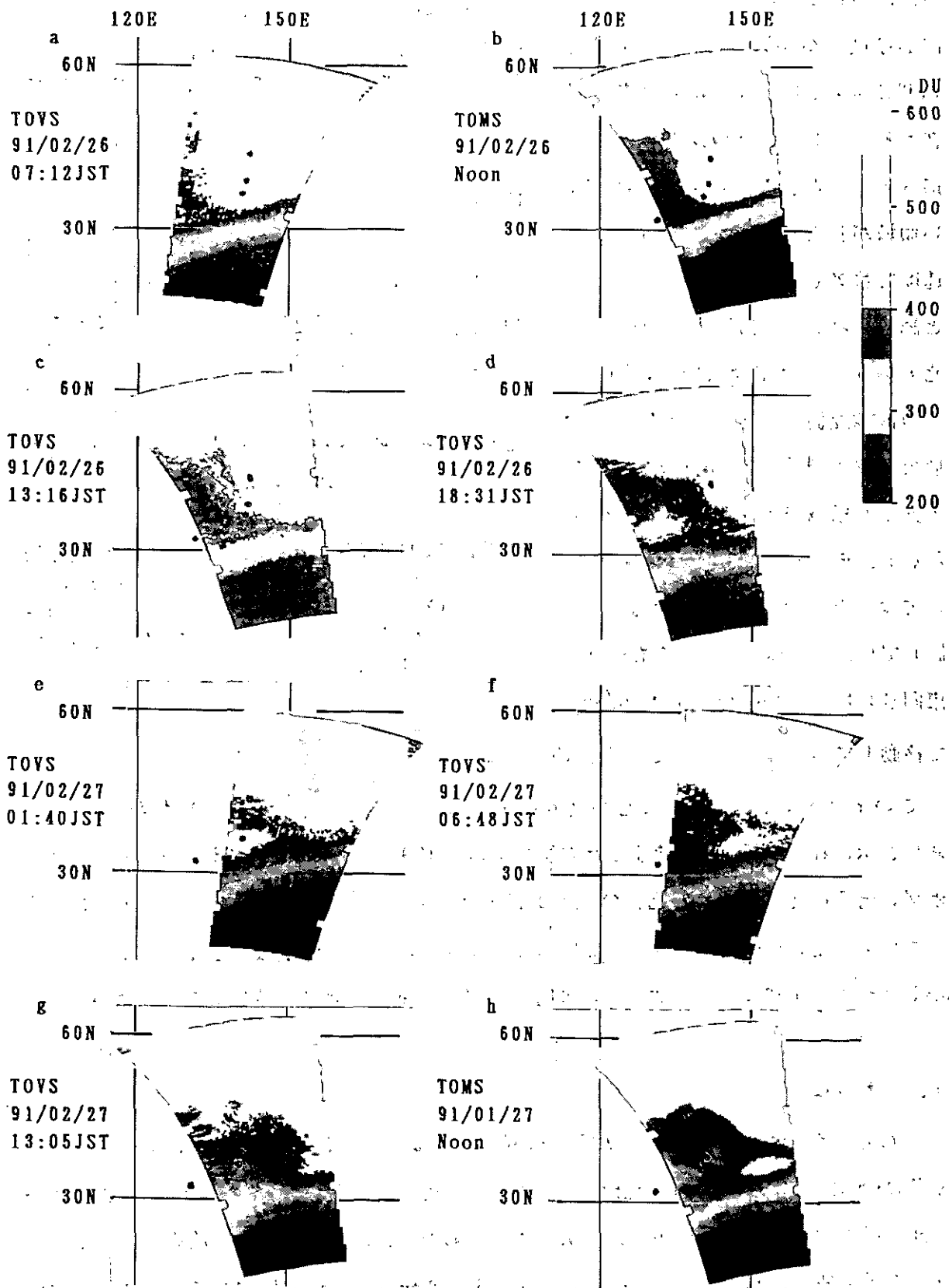


図 1. 1991年2月26日/27日の日本上空のオゾン全量分布。b、h はNIMBUS-7/TOMS データから求めたオゾン分布を、他はNOAA/TOVSデータから求めたオゾン分布を示す。bとcおよびgとh はほぼ同時刻のデータである。黒丸は札幌、仙台、つくば、鹿児島島の位置を示す。

07:12 JST ではオゾン濃度の非常に高い領域（450DU 以上）が 45°N、144°E 付近を中心に日本の北方に存在する。そして、その後の分布図を追っていくと、このオゾン濃度の高い領域が北東方向に 80km/時程度の速度で移動してゆく様子がはっきりと認められる。一方図 1d を見ると、北方のオゾン高濃度領域とは別に、その低緯度側に、小さな島のような形でオゾン濃度が 475DU 程度まで上昇した領域が出現していることがわかる。そして、図 1d~1g を順々にみてゆくと、初めに日本の西側に位置していたこの島が日本上空を通り、東向きに約 140 km/時（約 40 m/秒）で移動してゆく様子がはっきりと認められる。

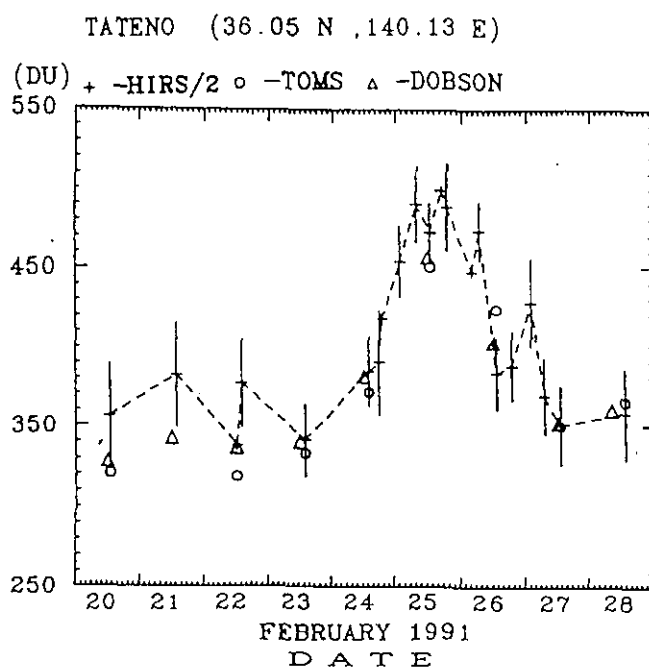


図 2. 1991年2月20日～28日のつくば（館野）でのオゾン全量変化。+はNOAA/TOVSのHIRS/2より求めた値を、○はTOMSの値を、△は地上のドブソン分光計の値を示す。

このオゾン濃度の上昇した島の通過の様子は、つくば上空のオゾン全量変化でもはっきりと示される。図 2 は、前述した方法で求めた 1991 年 2 月 20 日～28 日のつくば上空のオゾン全量の変化を示す。比較のため 1 日 1 回得られる TOMS 全量データ、および地上ドブソン分光計データもプロットしてある。島はちょうど 2 月 27 日の真夜中に近い 01:40 JST につくば上空に達しており、この時、オゾン全量が急激に上昇したことがわかる。

4. おわりに

上に示した 1991 年 2 月 26 日/27 日の例で明かなように、NOAA 衛星に搭載されている TOVS の HIRS/2 赤外放射計のデータは、昼夜にかかわらずオゾン全量の早い空間・時間変動を導出するのに大変有効であることがわかった。今後はこの方法を日本上空のオゾン変動の研究ばかりでなく、極域のオゾンホール研究にも広く応用してゆくことを計画している。

参考文献

- Kikegawa, Y., Study on dynamical perturbations to the ozone layer over Japan using NOAA/TOVS data, M.S. Thesis, Tohoku Univ., 1992.
- Muller, S. and F. R. Cayla, Planet. Space Sci., 31, 779-785, 1983.
- Takahashi, S., M. Taguchi, S. Okano, and H. Fukunishi, Deviation of total ozone amounts over Japan from NOAA/TOVS data, J. Meteorl. Soc. Japan, 70, 919-928, 1992.
- Yamanouchi, T. et al., Antarctic Record, 81, 9-15, 1984.

CCSRにおける衛星データ利用の現状

中島 孝 (気候システム研究センター 修士課程)

中島映至 (気候システム研究センター 助教授)

1、はじめに

現在、地球環境に対する関心は専門家にとどまらず、一般市民にも大きく広まっている。地球環境のテーマの中で、気候変動に関する話題、例えば温暖化のような長期気候変動や豪雨干ばつ等のいわゆる異常気象に関わる問題については市民が直接見る、もしくは聞くことが出来る現象であるが故に、最も身近で興味を持たれる分野である。しかし、地球温暖化のような現象がはたして実際には起こり得るのか（もしくは既に起こっているのか）は現段階では早急に結論をだすことはできない。これを科学的に明確にする必要があることは以前から言われてきたことである。そのような必要性のもとで世界各国の研究者がこの気候変動の問題の解決に着手し始めた。その手法は現在、主に熱収支モデルや大気大循環モデル (GCMs) によっておこなわれている。CO₂、フロン、メタン等の気体の増加による温室効果の可能性の提唱（警告？）が今に始まったことではないことを考えてみると、計算機の発達で、複雑かつ大量の計算を必要とする大循環モデルの進化を促し、最近になって温暖化の具体的な数字が徐々に出てきたことが現在の市民レベルでの地球環境ブームを引き起こしているとも言えるのではないだろうか。その伝で問題提起した我々の責任は重大である。さて、前出の大循環モデルの作成、改善と共に重要になっているのが現在の地球の姿を生で監視することである。そこに気象衛星及び環境監視衛星データのニーズがある。そして、これらの衛星情報からは、現状の監視だけでなく将来の地球の姿を左右するであろう様々なClimatology情報を我々は得ることが出来るようになりつつある。これらのClimatology情報が、現在のGCMsの問題点である境界値、物理過程の分野の進化に多大な貢献をするはずである。

2、CCSRにおける放射研究

CCSR (Center for Climate System Research, 気候システム研究センター) は、その名称からもわかるように気候を"システム"として捉え、大気、海洋、放射、気候解析の結合を目指すものである。多くの気候問題の研究がそうであるように、当センターにおける研究においても、力学過程、熱力学過程等の物理方程式系を基にした大気大循環モデルや海洋大循環モデル、いわゆる各種GCMsを研究の柱とし、現在の地球の循環過程を明らかにしたうえで将来の気候をうらなおうというものである。当センターには気候モデリング分野、大気モデリング分野、海洋モデリング分野、気候解析分野の四つの部門と一つの寄付研究分野があり、それぞれが独自の研究計画を進行させながらも気候を"システム"として捉えるという大きな目標に向かって互いに連結している。

CCSRでの研究は非常に多岐にわたっているが、このうち放射に関する研究は図1にあるように大きく二つに分けられる。まず一つ目は大気大循環モデル (CCSR/NIES-GCM) に組み込む高性能放射コードの作成である。世界中の様々なグループがGCMの開発をしているが、物理的に整合のとれた放射コードを備えたものはまだ少ない。計算機資源上の制約から、放射の部分に関しては実情に合わせて大幅に単純化したものがほとんどである。吸収線スペクトル1本1本について吸収係数を計算するLine by Line (LBL) と呼ばれる方法は放射モデルとしては正確であっても、何万本にもなるその吸収線の多さ故に大気大循環モデルの時間積分には実用上耐えられない。そこで様々な計算の方法が考案されているが、

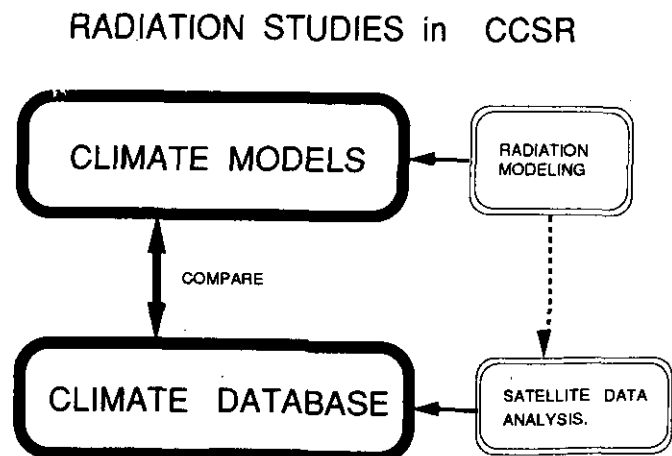


図1 CCSRにおける放射の研究の位置付け

CCSRではk-distribution法による放射コードの作成を行なっている。k-distribution法では、ある波数域の吸収線をその大きさ順に並べ替え、その波数域を数～十数のチャンネルに分け、それぞれについての吸収係数を求めるという簡略化を施すことによって、ある程度の精度を保ちながら計算時間を大幅に節約できる。このような放射コードによって、GCM内の放射量が正確かつ高速に見積もることができるだけでなく、リモートセンシングによる衛星データの解析結果とモデル計算結果との比較を行なうことができるようになる。現在のところ、CO₂吸収帯15ミクロン前後の波長域(550~800CM⁻¹)で十数前後のチャンネル分割で加熱率が精度良く計算できることが分かっている。(図2)

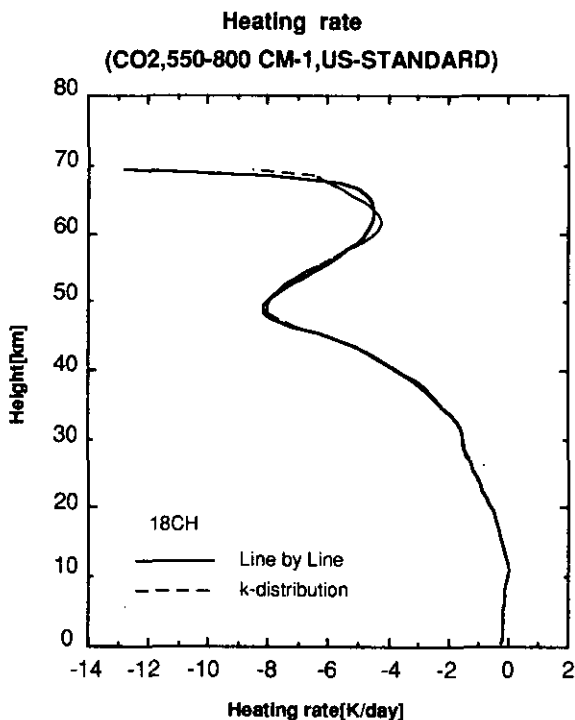


図2 LBL法とk-distribution法で計算したHeating rateの比較

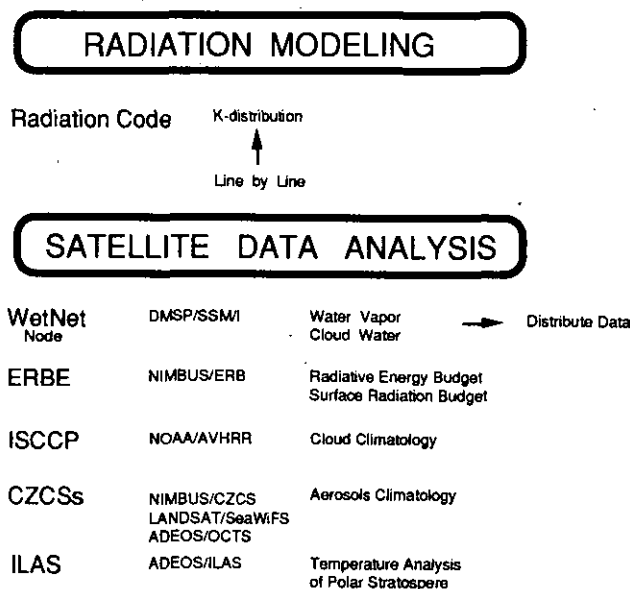
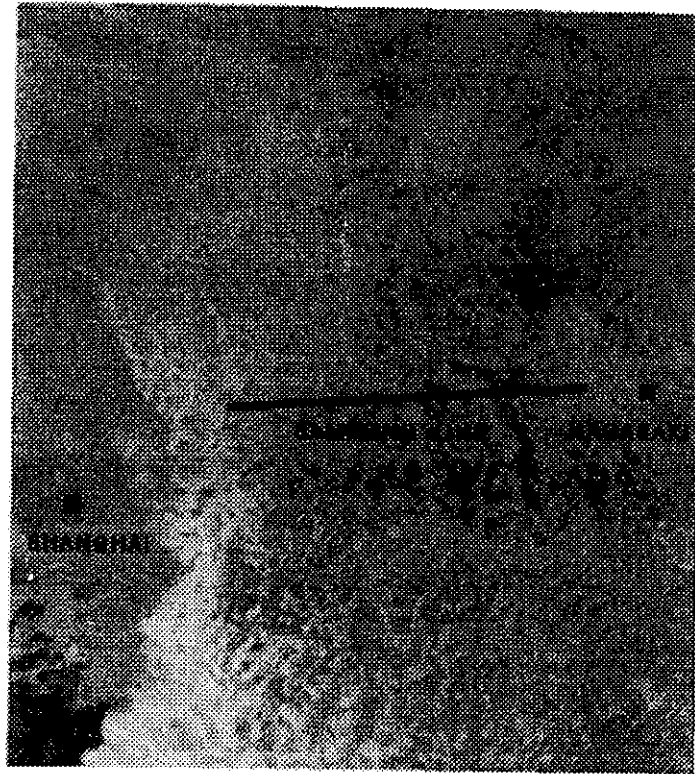


図3 現在進行中または計画中のプログラム

放射に関する二つ目の研究テーマとして、気象衛星データの解析がある。これらは特に大気放射と物理リモートセンシングを手法に用いている点に特色があると言える。

気象衛星データ解析では、主にClimate databaseの作成を目的としており、GCMsでシミュレートされた値との比較検討の材料を提供するものである。現在、図3に示したようにWetNet, ERBE, ISCCP, CZCSs, ILASの5つのプログラムへの参加が進行中もしくは計画中で、このうちWetNetプログラムではCCSR内にノードを置き、各方面へのデータの配布を予定している。(1993春を予定)

さらに、雲と放射、それにエアロゾルを加えた放射の相互作用を調べ、モデル化する作業にも着手している。現在、低層の水雲はそのアルベド効果によって気候系を冷却する作用があると一般には認識されている。そのような認識の中、最近行なわれたFIRE実験ではカリフォルニア沖やヨーロッパ西岸に出現する広範囲の低層雲の、エアロゾルの注入による変質に注目している。船舶の航跡にあたる部分の雲が、まわりの雲よりも明るくなっている様子が衛星画像より認められたが(92本ワークショップ講演記録集参照)、これは船舶の煙突からの煤煙が雲凝結核(CCN)として作用したために雲粒半径を小さくし、その結果アルベドが大きくなったためである。この様なアルベド増大の結果、全天日射量が減少する。さらに、雲の保水力が増した結果(降雨能力が低下した結果)によって雲の光学的な厚さが増し、直達日射量の減少につながる。この二つの日射量抑制の効果が温暖化をある程度相殺するという学説が提案されている。しかし、前述のカリフォルニア沖やヨーロッパ西岸の大気は安定成層であることが多く、いふなれば霧箱のような状態であるので、このような雲の現象がおこりやすいともいえる。したがって地球規模でこの現象を調査する必要がある。これに関連した解析結果を次に示す。



SATELLITE : NOAA-11 AVHRR IMAGE
 DATE: DEC. 3, 1990
 TIME: 13:58:22(JST)

図3 東シナ海 AVHRR Channel.1,2,4の合成画像

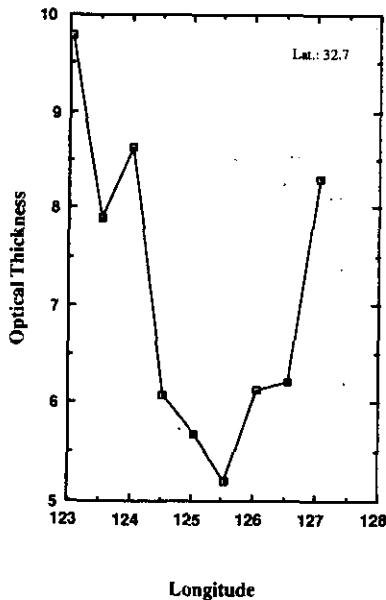


図4 光学的厚さ

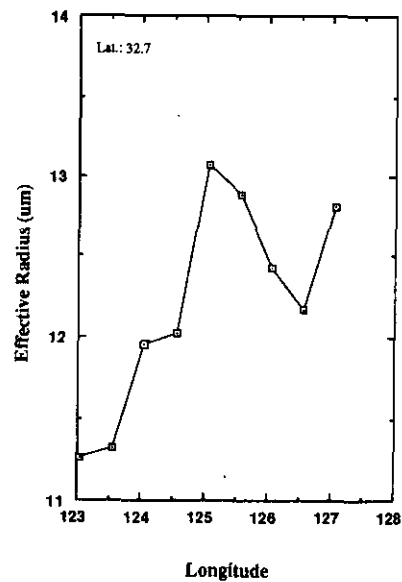


図5 雲粒等価半径

ここに東シナ海における解析例を示す。図3はNOAA-AVHRRのシグナルを画像化したもので、図4,5は図3中のサンプリングラインに沿って9点をサンプリングした解析結果である。二つのグラフを見比べてみると、光学的に厚い部分では雲粒半径が小さくなっているのがわかる。この解析だけではエアロゾルと雲の性質との因果関係を言及することは出来ないが、興味ある解析結果である。



図6 22 JUN. NOAA-11 AVHRR
Channel 1,2,4 による合成画像

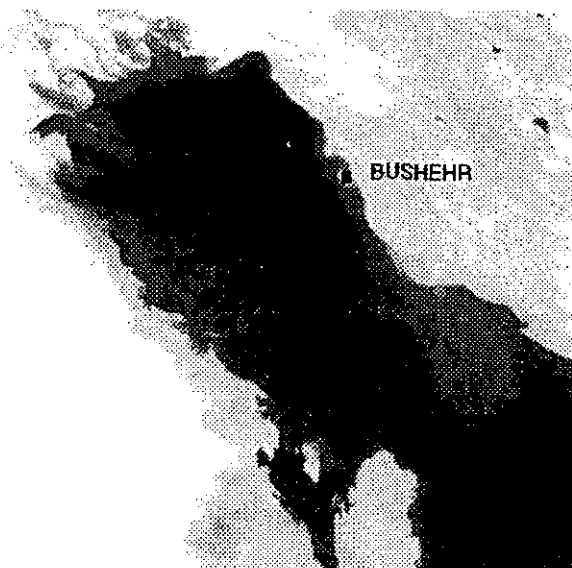


図7 17 JUL. NOAA-11 AVHRR
Channel 1,2,4 による合成画像

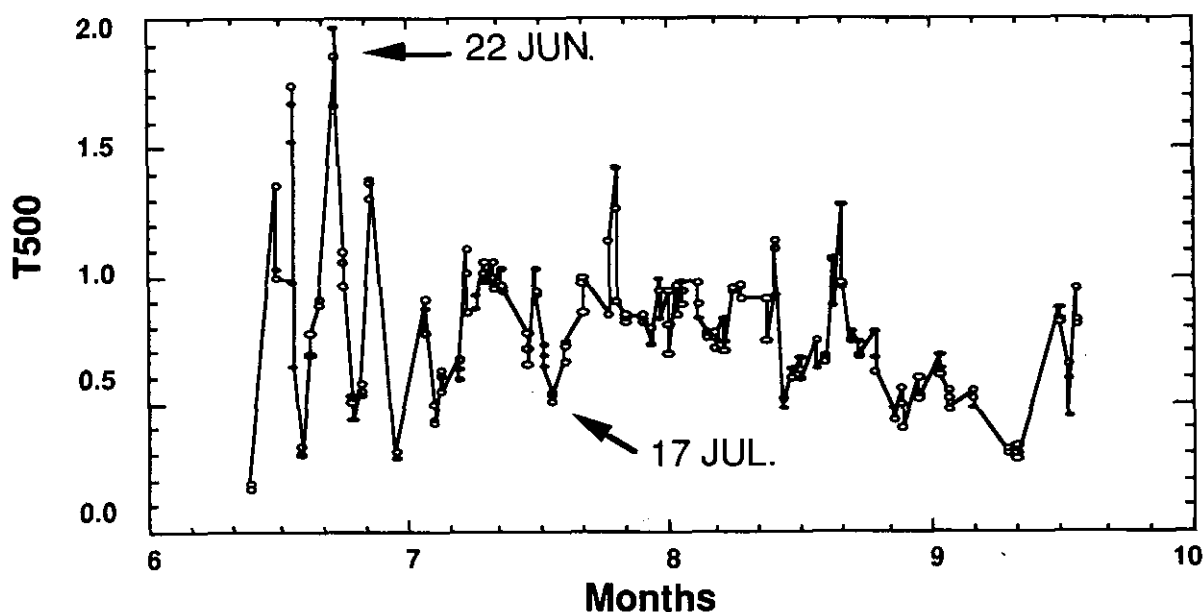


図8 地上観測 500nmにおける光学的厚さの時間変化

上に示した図6,7は1991年に勃発した湾岸戦争の際の油井火災による煙の様子を捉えた気象衛星NOAA-AVHRRの解析画像である。同時期に紅海の東岸でサンフォトメーターを用いて行なった地上観測の結果を図6に示す。無風状態の6月22日(図6)には、パフ状に広がった煙が、地上観測地点であるブッシュル上空にもかかっている。この様子は地上観測の結果(図8)からも、光学的厚さの増大という形で現れている。逆に北西の季節風が強い7月17日(図7)の煙はストリーム状であるためにブッシュル上空にはかかっておらず、地上観測の光学的厚さも小さくなっているのがわかる。

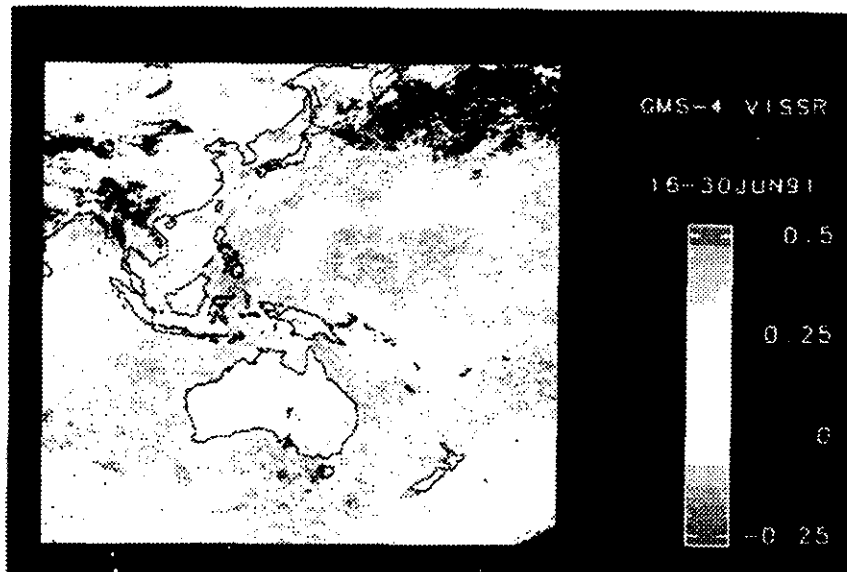


図9 噴火前（6月）の解析画像

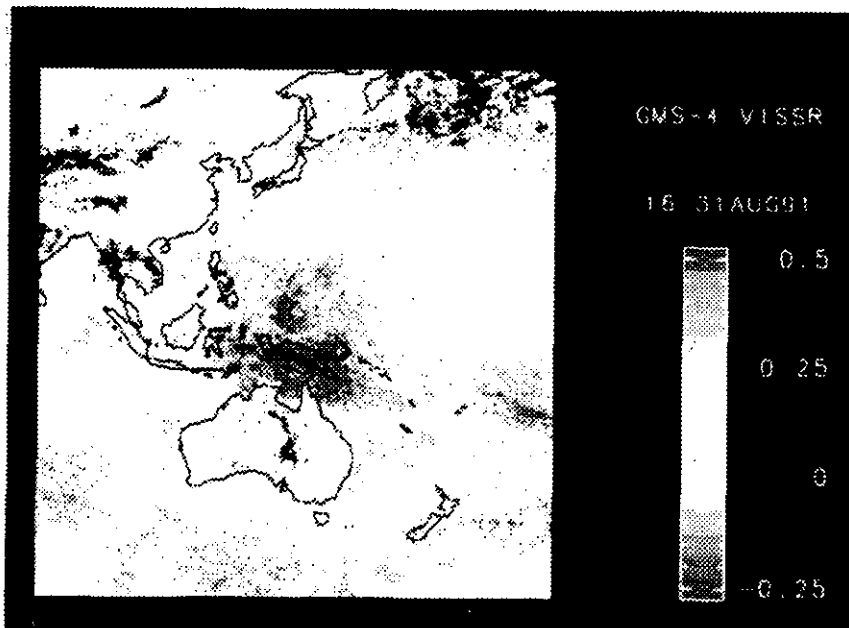


図10 噴火後（8月）の解析画像

湾岸戦争と前後してフィリピンのピナツボ火山が噴火し周辺に大きな被害を与えたが、この噴火の様子を現在、静止衛星GMS（ひまわり）からのデータによって解析中である。図9,10はそれぞれ噴火前と噴火後の解析結果であるが、解析画像中の値は噴火前の輝度の平均値と、注目する時期の輝度との差である。フィリピン諸島を中心に、噴煙によるものと思われる輝度の上昇が認められる。さらに解析画像をアニメーション化する作業も同時に行なっている。

このように、人災や天災によるエアロゾルの大気中への注入は、直接大気を混濁させるだけでなく雲の変質をもたらす可能性があると考えられており、その結果が気候系に与える影響は無視できない。従って衛星データを用いたこれらの解析は今後ますます重要になってゆくと思われる。

参考文献

Nakajima, T., M. D. King, 1990: Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1878-1893

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 I: Marine Stratocumulus Observations. *J. Atmos. Sci.*, 48, 728-750

出席者リスト（当日受付記録から）

鹿野 哲生	(信州大学)	窪木	((株)リーディングテックス)
斉藤 保典	(信州大学)	栗原 敏孝	((株)リーディングテックス)
野口 和夫	(千葉工業大学)	伊藤 朋之	(気象庁)
山香 英三	(筑波技術短期大学)	門倉 真二	(気象庁地磁気観測所)
渡辺 隆	(筑波技術短期大学)	佐々木 徹	(気象研究所)
甲斐 憲次	(筑波大学)	今須 良一	(資源環境技術総合研究所)
中島 孝	(東京大学)	山岸 進	(船舶技術研究所)
長澤 親生	(東京都立大学)	佐川 永一	(通信総合研究所)
福西 浩	(東北大学)	富田二三彦	(通信総合研究所)
川平 浩二	(富山工業高等専門学校)	鶴田 治雄	(農業環境技術研究所)
渡邊 堯	(名古屋大学)	市川 惇信	(国立環境研究所)
村井 隆文	(名古屋大学)	秋元 肇	(国立環境研究所)
小島 寧	(宇宙開発事業団)	柴田 康行	(国立環境研究所)
古澤 明	(宇宙開発事業団)	笹野 泰弘	(国立環境研究所)
佐々木英行	(気象衛星センター)	杉本 伸夫	(国立環境研究所)
高田左知男	(気象衛星センター)	中根 英昭	(国立環境研究所)
吉崎 憲仁	(気象衛星センター)	松井 一郎	(国立環境研究所)
小林 博和	((財)電力中央研究所)	沼口 敦	(国立環境研究所)
佐藤 卓蔵	((財)光産業技術振興協会)	高藪 縁	(国立環境研究所)
橋 伸一	(極東貿易株式会社)	鶴野伊津志	(国立環境研究所)
大島 裕之	(国際気象海洋株式会社)	鈴木 睦	(国立環境研究所)
村治 能孝	(国際気象海洋株式会社)	古田 直紀	(国立環境研究所)
高橋 忠	((株)東芝生産技術研究所)	横田 達也	(国立環境研究所)
鈴木 智	((株)日本電気)		
谷井 純	((株)日本電気)		
中島 慎一	((株)日本電気)		
初田洋司雄	((株)日本電気)		
瀬戸 洋一	((株)日立製作所 システム開発研究所)		
太田 正樹	(富士通(株))		
大仲 末雄	(富士通(株))		
清 英夫	(富士通(株))		
辻野 佳規	(富士通(株))		
樹田 彰一	(富士通(株))		
秋田 雅夫	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
伊藤 康裕	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
小野木順子	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
岸田 光司	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
谷口 弘智	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
田原 進	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
東野 裕	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
戸上 武雄	(富士通エフ・アイ・ピー(株))		
石垣 武夫	(松下技研株式会社)		
小野 誠	(三菱電機(株)鎌倉製作所)		
石河 直樹	(明星電気(株)守谷工場)		
佐藤 家郷	(明星電気(株)守谷工場)		