

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

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

1992年1月7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4年1月7日に国立環境研究所において開催された「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」の講演記録集である。当日の講演者の方々にお願いして、講演内容に沿って、講演時のスライド等の図表を中心に若干の説明を加える形で原稿を用意して頂いたものを、そのまま手を加えずに印刷したものである。

そもそもこのワークショップは次のような呼びかけに対し多くの方が積極的に応じて下さって、初めて開催出来たものである。

「地球規模の環境問題に対する研究において、衛星からのリモートセンシングデータの利用の重要性はますます高まりつつあるように思われます。我が国でも ADEOS、TRMM 衛星等の大型衛星開発計画が進められているほか、米国では UARS 衛星が本年（注：平成3年）9月に軌道に投入され、高層大気に関する多種多様な観測データの収集が始められようとしています。

これまで、わが国では陸域・海域等を対象とする画像計測センサーデータの利用に関しては多くの研究がなされてきました。また、「ひまわり」に代表される気象衛星データに関しても、その利用研究は進んでいるように見受けられます。ところが、大気化学に関わる大気微量成分センサーデータの利用研究については理由はともあれ、わが国では必ずしも十分に進んでいるとは言えません。

しかし、今後の地球大気環境研究に携わって行くものとして、衛星観測データ、特に大気微量成分データの利用に眼をつぶってはいけなような気がします。そこで、大気環境研究における衛星データの利用に関して、どういう可能性があるのか、何が必要なのか、何がデータの利用を妨げているのか、あるいはどういうデータが欲しいのか等々、率直に意見を交換しあえる場（ワークショップ）を用意したいと考えています。」

「ワークショップが開催されたら出席されますか、ご発表は頂けますか」というアンケートを各種名簿を頼りに、興味をもって頂けそうな方々約150名にお送りしたところ、多くの方からご返事を頂いた。ワークショップに出席するという方が69名、発表希望者が21名、他の発表者を推薦された方が17名であった。これに力を得て、ワークショップの開催準備に着手した次第である。

衛星からの大気微量成分観測データの利用を主な話題とするこのような集まりは、ひょっとすると日本では初めてのものであったかも知れない。国公立の試験研究機関、大学、民間等々から多くの参加を得ることが出来た。新年早々であったにも拘らず講演は18件、80名以上の出席を頂いた。講演者ならびにご出席頂いた皆様に感謝する次第である。また、セッション座長をお引受け下さった中島映至、神沢 博、増子治信の各氏にお礼を申し上げる。

さらに、講演者の皆様には本書の作成のため、原稿の作成をお願いした。心から感謝の意を表する。

本書が、当日のご出席の皆様が今後、衛星データの利用についてより深く思いを巡らす上で何らかの手助けになることを、またご都合がつかず出席頂けなかった皆様にとっても貴重な情報源となることを願ってやまない。

プログラム

1992年1月7日(火)

国立環境研究所第3会議室(本館3F)

あいさつ

市川惇信(国立環境研究所)

セッションI (座長 中島映至)

太陽地球系観測データベースの構築の現状と将来

渡邊 堯(名古屋大STE研)

EXOS-C「BUV」のデータベース

鈴木勝久・小池 真(横浜国大教育、名古屋大STE研)

NOAA衛星TOVSデータを利用したオゾン分布の導出

福西 浩(東北大理)

大気研究における定量リモートセンシング

—主に雲とエアロゾルに関して—

中島映至(東大気候システムセンター)

中層大気物質循環(運動と組成の相互作用)

神沢 博(国立極地研)

中層大気における窒素系微量成分の大気化学

秋元 肇(国立環境研究所)

微量成分の輸送シミュレーションと将来の衛星データ解析手法の展望

山崎孝治・千葉 長(気象研)

セッションII (座長 増子治信)

衛星データ利用の第三世代に対する提言

廣田 勇(京大理)

ILASによるオゾン層化学に関する微量成分の観測とデータ処理・運用システムの開発方針

鈴木 睦(国立環境研究所)

ADEOS搭載RISを用いた大気微量成分の観測について

杉本伸夫(国立環境研究所)

Nimbus7/TOMS、ADEOS/TOMSの利用について

小川利紘(東大理)

ADEOS / IMG データシステムの開発状況

小川利紘 (東大理)

セッションIII (座長 神沢 博)

太陽紫外光計測

佐川永一・森 弘隆・巖本 巖・丸橋克英 (通信総合研究所)

ミリ波・サブミリ波帯分光放射計による中層大気微量ガス観測

増子治信・落合 啓 (通信総合研究所)

Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) 計画について

柴崎和夫・K. Chance・GOME/SCIAMACHY Science Team (國學院大文)

TERSEによる対流圏下層の微量成分衛星測定

青木忠生 (気象研)

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成果と今後の開発計画

久世暁彦 (日本電気宇宙開発事業部)

セッションIV (座長 笹野泰弘)

総合討論

目 次

はじめに

ワークショッププログラム

講演記録

名古屋大学太陽地球環境研究所におけるデータセンター活動(渡邊 堯)	1
EXOS-C「BUV」のデータベース(鈴木勝久・小池 真)	6
NOAA衛星TOVSデータを利用したオゾン分布の導出(福西 浩)	11
気候システム研究における人工衛星利用 ー特に雲とエアロゾルについてー(中島映至)	17
中層大気物質循環(運動と組成の相互作用)(神沢 博).....	21
中層大気における窒素系微量成分の大気化学(秋元 肇)	30
微量成分の輸送シミュレーションと将来の衛星データ解析手法の展望(山崎孝治・千葉 長)	34
衛星データ利用の第三世代に対する提言(廣田 勇)	40
ILASによるオゾン層化学に関する微量成分の観測とデータ処理・運用システムの開発方針 (鈴木 睦)	42
ADEOS搭載RISを用いた大気微量成分の観測について(杉本伸夫)	47
Nimbus7/TOMS, ADEOS/TOMSの利用について(小川利紘)	56
ADEOS/IMGデータシステムの開発状況(小川利紘)	61
太陽紫外光計測 ー大気化学と太陽紫外放射ー(佐川永一・巖本 巖・森 弘隆・丸橋克英).....	66
ミリ波・サブミリ波帯分光放射計による中層大気微量ガス観測(増子治信・落合 啓).....	73
Global Ozone Monitoring Experiment (GOME)計画について (柴崎和夫・K.Chance・GOME/SCIAMACHY Science Team)	79
TERSEによる対流圏下層の微量成分衛星測定(青木忠生)	84
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成果と今後の開発計画 (久世暁彦)	90
出席者リスト.....	95

名古屋大学太陽地球環境研究所における データセンター活動

名古屋大学太陽地球環境研究所
渡邊 堯

はじめに

名古屋大学太陽地球環境研究所（略称：S T E 研）の目指すところは、太陽地球系を一つのシステムとして捉え、太陽エネルギーが発生し、惑星間空間を伝播して、地球磁気圏に侵入し、やがては地球大気に拡散して地球の環境に影響を与える過程を明らかにするところであり、「総合解析研究部門」がデータ解析、数値シミュレーション研究を担当している。この部門では定常的業務として「宇宙線世界資料センター」を運営しており、太陽地球環境研究の全国組織である「S T E 研究連絡会」におけるデータベース構築、S T E P 事業におけるデータ・情報センター活動などを行っている。ここでは特にデータベースを基にした、共同研究事業の推進状況について報告する。

1 S T E 研究連絡会組織によるデータ収集体制

太陽地球環境研究は、天文学、地球物理学、気象学、プラズマ物理学、大気化学、電波工学といった研究領域にまたがった、典型的な学際領域的研究であり、以前から色々な研究領域の研究者を組織化して、研究活動を行う気運があった。少し歴史を振り返って見ると、この組織は戦争中の1944年に発足した「学術研究会議・短波無線予知班」に端を発し、戦後これを引継いだ「電離層研究連絡委員会」そして現在の「S T E 研究連絡会」に引き継がれている。そして色々な経緯を経て、現在名古屋大学太陽地球環境研究所が、S T E 研究連絡会の運営を引継いでいる。この会の現在の活動は、年5回行われる研究会、および観測データの交換会である「異常現象報告会」を中心としている。研究会はシンポジウム形式で、公募により年度初めに設定したテーマに従って行っている。現象報告会では、予め重点解析期間を設定し、決められたフォーマットに出力された観測データを基に、解析を行う。現象報告会ではプリントの形でデータの提供が行われ（例参照）、これらのデータは速やかに「S T E 異常現象データ集」として印刷し、関係者に配付している。異常現象報告会（平成4年度より「S T E 現象報告会」と改名予定）は、通常年2回の割りで開催されている。ここでは現象の大まかな把握と、興味ある現象の予備的な解析を行う。これに引き続きデジタルデータの入手、購入を開始し、S T E 研大型計算機にデータベース（S T E D A T A）を構築する。データベースのフォーマットはNASA NSSDC で採用しているCDFフォーマットに準じたものとし、将来の国際的データ解析事業に備えている。データベースは国際理学ネット、S T E P ネットなどのネットワークによる他、様々な媒体によるデータ提供、画像出力ソフトの提供を行っており、情報処理機器の相違による互換性の問題を解決する一つの方向として、POSTSCRIPTによる画像データ交換を試行している。

2 データベースによる、共同解析事業の推進

太陽地球環境データベースを構築する理由の一つに、「データベースを基にした共同研究事業の推進」がある。これはNSSDCが中心となって、約10年前から行われているCDAW (Coordinated Data Analysis Workshop) をモデルにしたもので、特定の期間、現象を選んでデータベースを構築し、研究会の会場に設置された多数の計算機端末から直接データベースを見ながら解析を進め、成果の出版を目指すものである。これを行うためには

- ① 解析に適した期間、現象を如何にして選択するか
- ② 研究者にとって魅力あるデータを如何にして集めるか

といったことが、成否を分ける重要なポイントとなる。①については、STE研究連絡会における議論を基にして選択を行っている。これまでは「巨大太陽フレアに伴う大磁気嵐」といった、大イベントに偏る傾向が見られたが、今後は特定の物理現象に着目するなどの観点が必要であろう。②については、誰もが関心のあるホットなデータを如何にして取り込むかという点が重要であり、推進者が最も気を使うところである。この問題は衛星データを使用する場合に特に顕著で、CDAWでも時にはホットな議論となり、データベース利用について相当に細かいルールを設けている。データ収集についてはデータセンターだけの努力には限界があり、研究者によるデータソースの開拓が望まれる。

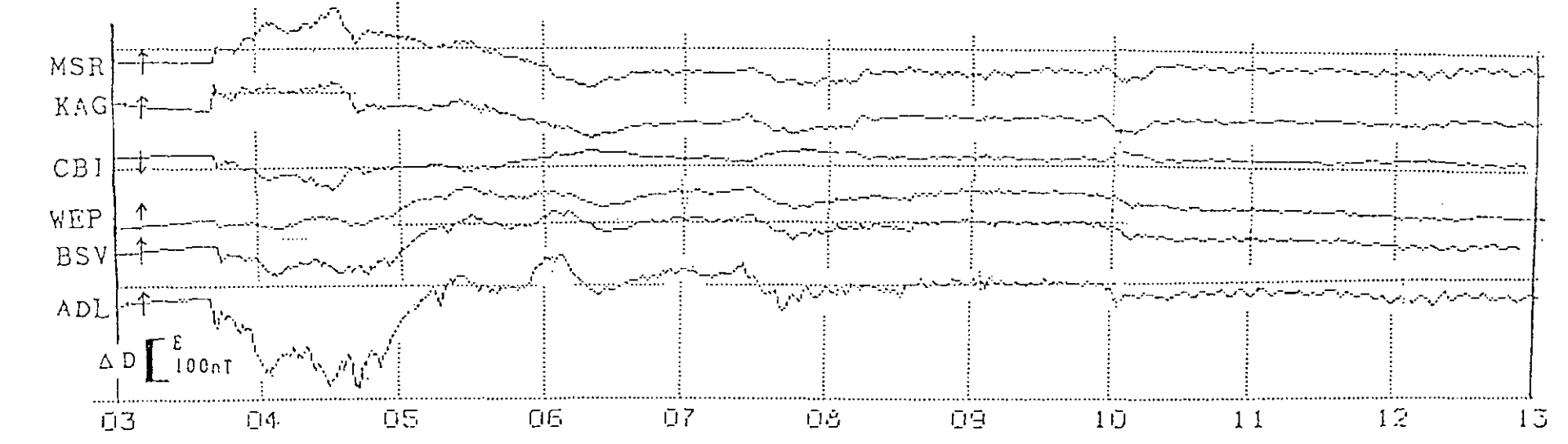
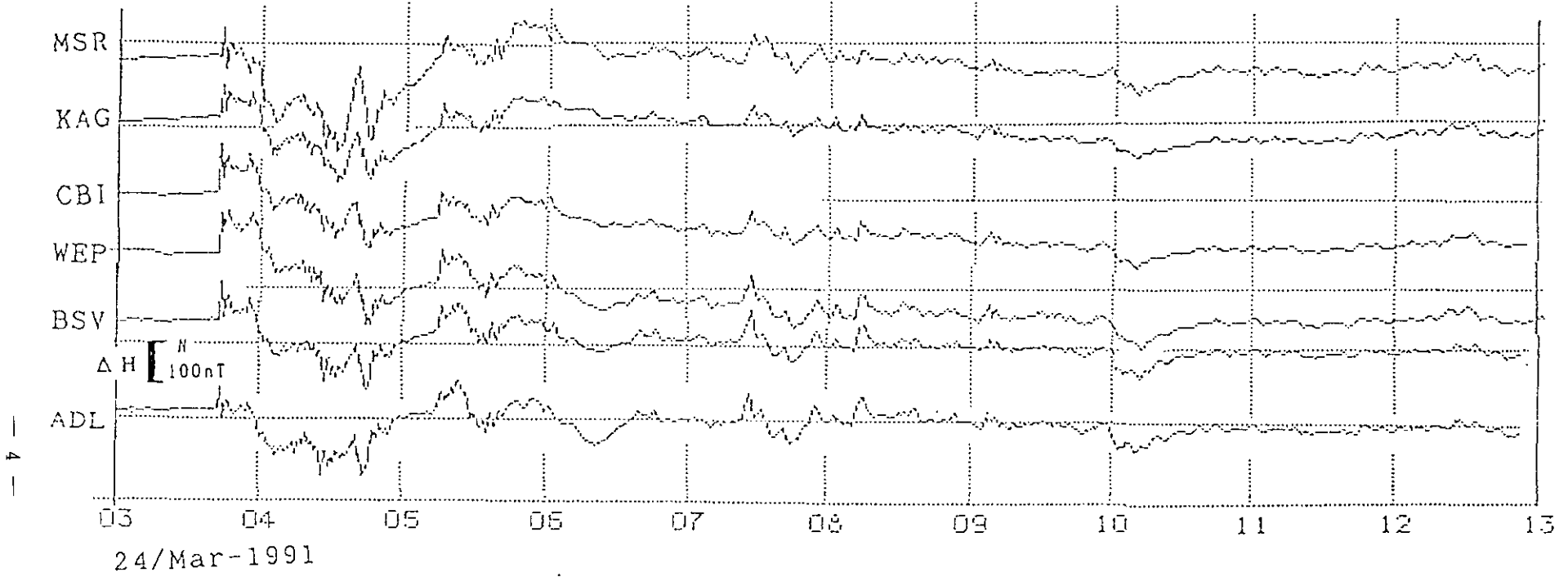
以上述べたような研究方式がそのまま大気圏研究に応用出来るかどうかは、今後関係研究者と議論を重ねて行く必要があるが、例えばDYANAのような国際共同観測期間に観測された現象を選んで集中的にデータベースを構築し、それに基づいた共同研究活動を行う、と言ったようなことは考えられないであろうか。

図表リスト

- 1 STE研究連絡会データ提供者
- 2 異常現象報告会に提供されるデータの例
- 3 STE DATAの出力例

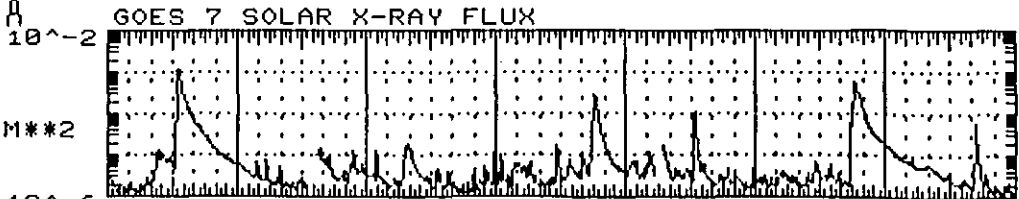
観測領域	観測項目	報告期間	資料番号	報告者 (敬称略)	予定時刻	座長
概説及び国外データ紹介		1991 年 3月 22日 27日	01	名大 STE研 渡辺 堯 通総研平磯 菊池 崇	10:00	渡 辺 堯
I. 太陽	黒点、H α 、コロナ 太陽面磁場		11 12	国立天文台 山口、入江 通総研平磯 猪木誠二	10:15	
	メートル波 ミリ波、マイクロ波		12 13	通総研平磯 猪木誠二 国立天文台 柴崎清登		
	X線 (GOES)		01	(概説資料)		
II.	太陽風シフト		21	名大 STE研 小島正宜	11:00	菊 池 崇
惑星間 空間	宇宙線		22 23	名大 STE研 上野裕幸 名大 STE研 村木 綏 理研 高橋一博		
	III.		プロトン(GMS)	30		
磁気圏	昭和基地		31	極地研 宮岡 宏	11:00	
	地磁気変動 地磁気脈動		32 33 34	地磁気観 山田雄二 東北大 斎藤尚生 名大 STE研 湯元清文		
	VLF, WHISTLER		35	名大 STE研 西野正徳		
	衛星観測		36	宇宙研		
IV. 電離圏	イオノゾンデ		41	通総研 五十嵐喜良	12:00	
	MUレーダ		42	京大超高層 深尾昌一郎		
	HFドップラー		43	通総研 田中高史		
	SWF, SPA		44	通総研平磯 菊池 崇		
	夜光(5557, 6300A) 低緯度オーロラ		45 46	国立天文台 田中京子 新潟大 斎藤文一		
V. 総合討論				12:10		

世話人：渡辺 堯 (名大 STE研) 菊池 崇 (通総研平磯宇宙環境センター)
 (TEL 05338-6-3154) (TEL 0292-65-7121)
 (FAX 05338-6-0811) (FAX 0292-65-7209)

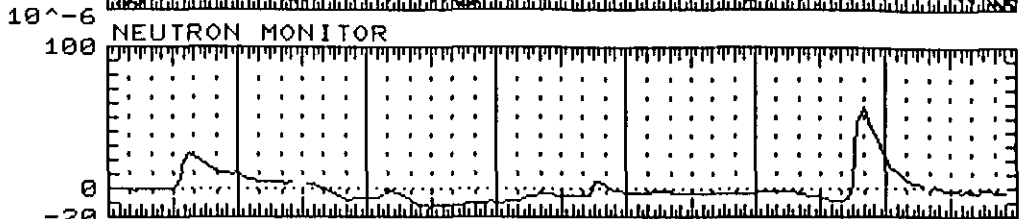


SOLTIP DATA

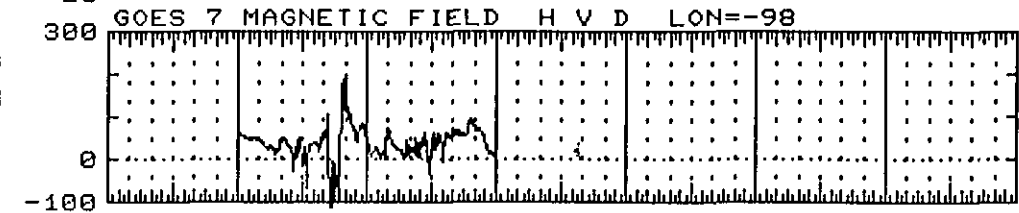
FILE:G07XRY
 DATA:G07XLS
 UNIT:WATTS/M**2



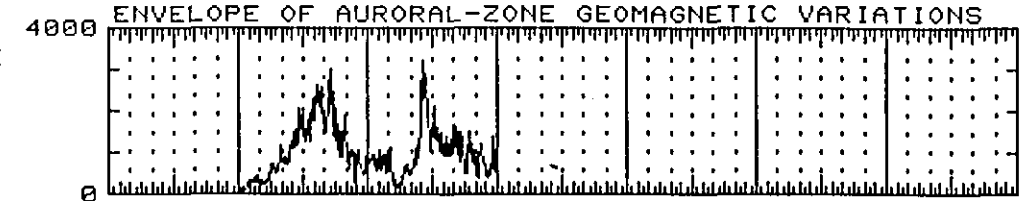
FILE:CRNTRN
 DATA:YAKUTS
 UNIT:PCENT



FILE:G07MAG
 DATA:G07MBH
 UNIT: NT



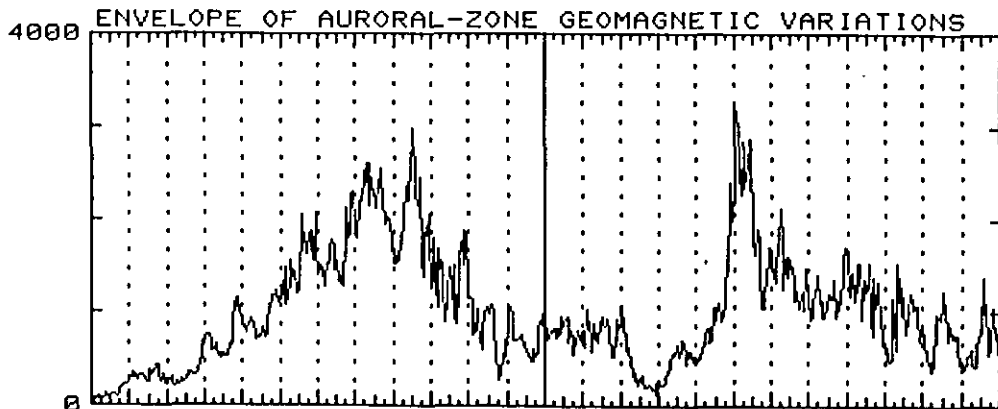
FILE:ZAEPRE
 DATA:TOTAL
 UNIT: NT



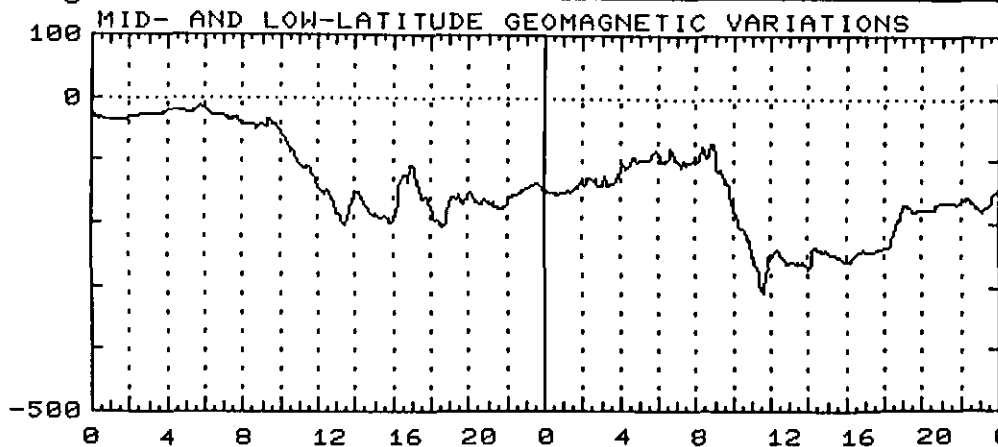
0 12 0 12 0 12 0 12 0 12 0 12 0 12 0 H(UT)
 19 OCT 20 OCT 21 OCT 22 OCT 23 OCT 24 OCT 25 OC 1989

STEDATA

FILE:ZAEPRE
 DATA:TOTAL
 UNIT: NT



FILE:ZDSTPR
 DATA:AVERAG
 UNIT: NT



0 4 8 12 16 20 0 4 8 12 16 20 0 H(UT)
 20 OCT 21 OCT 1989

EXOS-C「BUV」のデータベース

鈴木勝久（横浜国大教育）、小池真（名古屋大STE研）

1984年2月に打ち上げられた科学観測衛星EXOS-C「おおぞら」に搭載されたオゾン観測器「BUV」により約3年半にわたるオゾン観測が行われた。この観測結果のデータベースの概要について述べる。

観測の原理は、NIMBUS-4, 7のBUV, SBUV/TOMSと同様に、昼間時衛星高度から大気による太陽紫外光の散乱光強度を分光測光し、大気中のオゾン密度を定量するものである。測器や観測の詳細については参考文献を参照されたい。(1)(2)(3) またオゾン密度の速報値についてはEXOS-Cデータブックとして報告がある。(4)

観測は回折格子分光器を用い、波長250nm~320nmの散乱光強度スペクトルを得る。また分光器の視野方向とほぼ同一の視野を持った光電受光器により波長411nmの可視光強度も同時に測定する。得られたスペクトルの例を図1に示す。階段状のスペクトルは、比較のために中緯度オゾンモデルを用い、観測条件を考慮して計算した強度である。

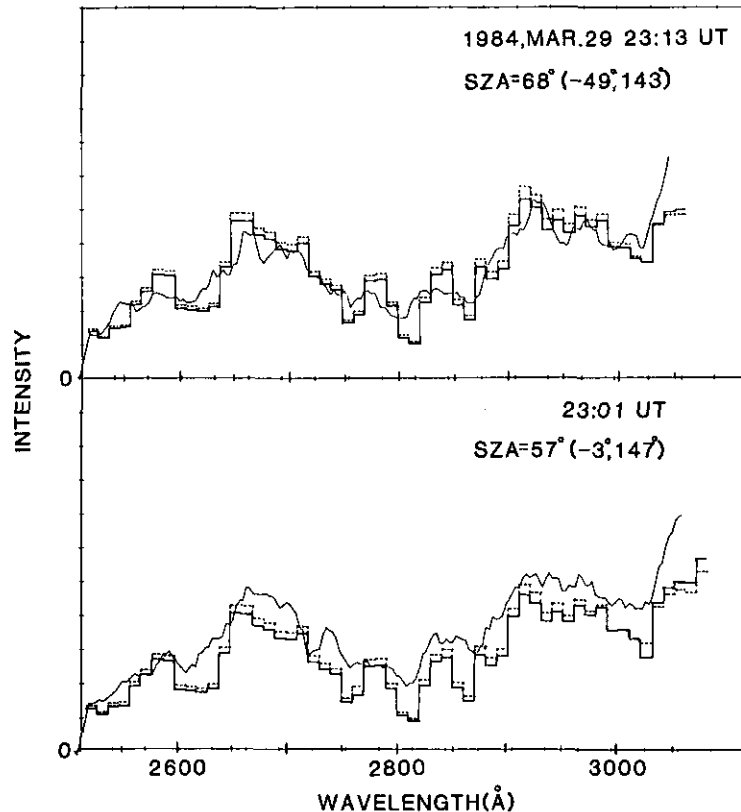


図1

オゾン密度の定量はこの観測値と計算値の差を小さくするように、逐次近似でオゾンプロファイルを変化させ求める。

BUVのデータ取得については、表1のとうりである。観測波長域を約1秒間で掃引する。波長分解能は約0.3nmである。得られたデータは一旦メモリーに書き込まれ、書き込み終了後伝送される。データ伝送には、ハイビットレートで8秒、ロービットレートで32秒かかる。そ

のためスペクトルデータのサンプリング間隔は8秒と32秒になる。一方可視光データはデータ伝送のタイミング信号に同期してサンプリングを行い、直接伝送される。

表1

EXOS-C BUV データ取得

- ・ UVデータ (250~320nm)
12ビット/データ、256データ (約1秒)
サンプリング間隔: 8秒、32秒
- ・ VISデータ (411nm)
8ビット/データ、64データ
サンプリング間隔: 0.128、0.512秒
- ・ データ伝送
8秒 (ハイビットレート)、
32秒 (ロービットレート)

衛星から伝送されたデータは時刻付けの処理がなされて、宇宙科学研究所のロケット、衛星観測のためのデータベースに記録される。このデータベースから「BUV」のデータを編集し、その他の情報を付加した「BUV」のデータベースが作られている。このデータベースには散乱光強度に関するものとオゾン密度に関するものの2種類がある。表2に示したものは散乱光強度に

表2

散乱光強度データファイル

データセット名 : B84MAR.DATA

3I6 : 月内のデータブロック通し番号、データ
通し番号、周回数

6I3 : 年月日時分秒

I4 : 通日

5I2, 3I5 : 受信ステーション、伝送速度、
観測モード

5F7.2 : 観測点の緯度、経度、衛星の緯度、
経度、太陽天頂角

F6.3 : 太陽・地球間距離 (AU)

F8.2 : 観測点と衛星の距離 (km)

I3 : 距離計算結果のフラッグ

260I6 : UVデータ

70I6 : VISデータ

関するデータベースである。1ヶ月毎のファイルになっており、データ取得時の衛星位置、観測地点、観測モード等のデータと紫外光スペクトルデータ260個、可視光データ70個が単位になっている。

次に表3にオゾンプロファイルに関するデータベースの内容を示す。1年毎のファイルになっており、オゾン密度計算における各種フラッグ、圧力高度別9層のオゾン体積混合比が記録されている。

表3

オゾンプロファイルデータファイル

データセット名：PRO84.DATA

2I5：データの通し番号、周回数

6I2：年月日時分秒

5F6.2：オゾンプロファイルの得られた緯度
経度、衛星の緯度経度、太陽天頂角

10I1：伝送速度、インバージョンにおける
各種フラッグ

F5.3：放射強度の残差

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{I_{\text{obs}}^{(i)} - I_{\text{cal}}^{(i)}}{I_{\text{cal}}} \right)^2$$

9F5.2：各圧力高度におけるオゾン
体積混合比

0.32, 0.56, 1.0, 1.8, 3.2, 5.6, 10.0

17.8, 31.6 (mb)

以上がデータベースの概要である。これらデータを解析するうえでの必要な情報は付加されているが、オゾンのように全球規模の変動などを見ようとする、緯度・経度上にどのようにデータがあるかが、すぐ分かるような情報が欲しくなる。このため散乱光データベースをもちいて、 $2^\circ \times 2^\circ$ の緯度・経度グリッド中の平均散乱光強度をパソコンディスプレイ上に画像化した。

(5) これは波長別の散乱光の強度を輝度別表示したものである。その一例を図2に示す。波長の違いによりその強度パターンに変化があることが分かる。これはオゾン密度の鉛直分布に緯度変化があることを示している。

今後、地球物理的な衛星データに関して、このような世界分布として画像化されたデータベースが用意されることが望ましい。

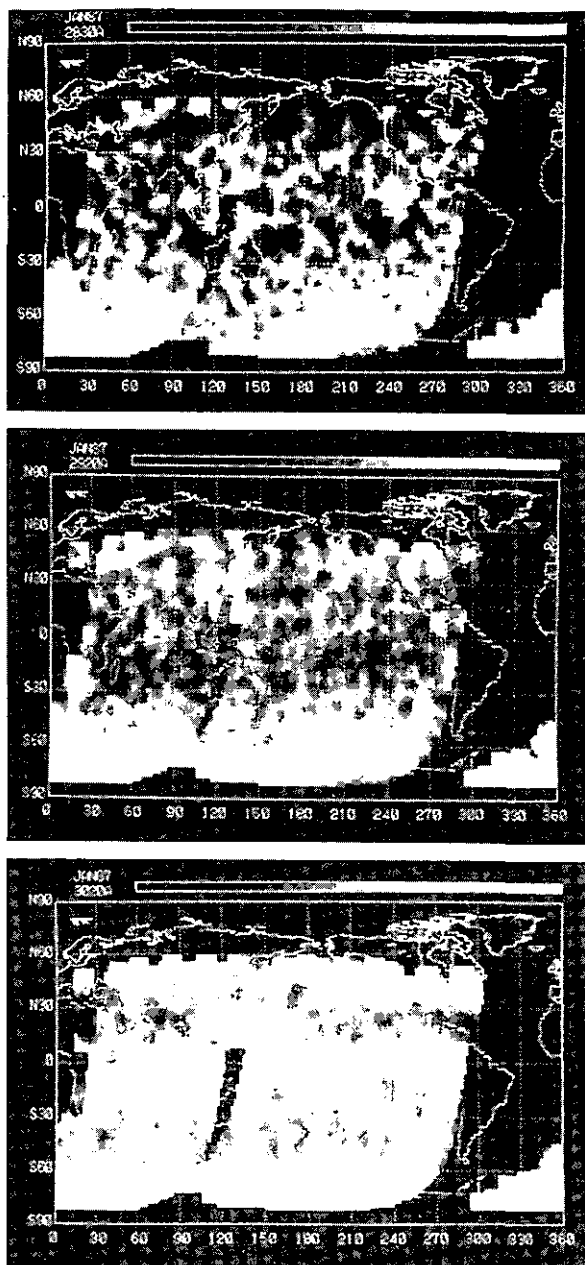


図 2

散乱光の全球分布。1987年1月のデータ。
波長は上からそれぞれ283、292、302nm、
黒く抜けている部分は欠測域。

参考文献

- (1) 鈴木勝久、小川利紘、門倉真二、科学衛星「大空」による中間紫外大気散乱光観測、宇宙科学研究所報告特集第12号、3、1985.

Suzuki, K., T. Ogawa, S. Kadokura, The UV Experiment for the Satellite "OHZORA", J. Geomag. Geoelectr., 37, 225, 1985.

- (3) 小池真、小川利紘、鈴木勝久、おおぞらBUV観測によるオゾンのグローバル分布、宇宙科学研究所報告特集第23号、251、1989.

EXOS-C/"OHZORA"(1984-15A) Satellite Data Summary, Institute of Space and Astronautical Science, 1987.

Suzuki, K., N. Matsumoto, Y. Tsubota, M. Koike, Global Distribution of the Backscattered Ultraviolet Radiance Observed by the EXOS-C Satellite, Sci. Repts. Yokohama Natl. Univ., Sec II, No. 37, 47, 1990.

NOAA衛星TOMSデータを利用した オゾン分布の導出

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、温度の高度分布の他、 $9.7\mu\text{m}$ のオゾン吸収帯を高分解能で観測しているため、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) ほぼ直交する軌道をもつ2つのNOAA衛星が常時飛翔しているため（現在はNOAA-10と11）、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型回帰式を用い、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光度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、本研究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。以下にその手法と結果を紹介する。

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、2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1. HIRS/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	$\pm 49.5^\circ$ ($\pm 1120\text{km}$)
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)

オゾン全量導出の原理を図1に示す。HIRS/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。

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

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

表2. HIRS/2センサー測定チャンネルの特性

チャンネル	中心波数 (cm ⁻¹)	中心波長 (μm)	主要な吸収気体	荷重関数のピーク位置	主な観測目的と特性
1	668	15.00	CO ₂	30 mb	鉛直温度分布
2	679	14.70	CO ₂	60	
3	691	14.50	CO ₂	100	
4	704	14.20	CO ₂	400	
5	716	14.00	CO ₂	600	
6	732	13.70	CO ₂ /H ₂ O	800	
7	748	13.40	CO ₂ /H ₂ O	900	
8	898	11.10	H ₂ O	地表	地表温度分布、雲の検出
9	1028	9.70	O ₂ /H ₂ O	25	オゾン量
10	1217	8.30	H ₂ O	900	水蒸気量鉛直分布
11	1364	7.30	H ₂ O	700	
12	1484	6.70	H ₂ O	500	
13	2190	4.57	N ₂ O	1000	比較的高温な大気の鉛直分布
14	2213	4.52	N ₂ O	950	
15	2240	4.46	CO ₂ /N ₂ O	700	
16	2276	4.40	CO ₂ /N ₂ O	400	
17	2361	4.24	CO ₂	5	
18	2512	4.00	CO ₂ /N ₂ O	地表	裏面温度、雲の検出
19	2671	3.70	N ₂ O/H ₂ O	地表	
20	14367	0.70	H ₂ O	地表	日中における雲の検出

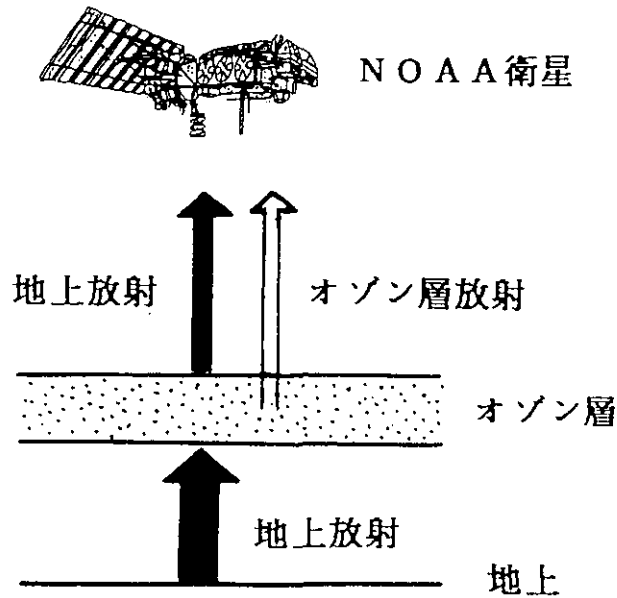


図1. NOAA衛星TOVSのHIRS/2データを利用したオゾン全量導出の原理図

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、

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

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 $R_9(T_{CH9})$ 、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、

$$I_9 = R_9(T_{CH9}) \tau_9 + (1 - \tau_9) R_9(T_e) \quad (3)$$

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_{CH9} 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) HIRS/2データの分類

(3)式より

$$\tau_9 = [I_9 - R_9(T_e)] / [R_9(T_{CH9}) - R_9(T_e)] \quad (4)$$

τ_9 はオゾンチャンネルの透過率なので $(-1/\ln \tau_9)$ が $9.7 \mu m$ 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、 $R_9(T_{CH3}) - R_9(T_{CH2})$ 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。

表3 HIRS/2データの分類

データセット番号	$R_9(T_{CH3}) - R_9(T_{CH2})$
1	< 10
2	10 - 20
3	20 - 30
4	30 - 40
5	40 - 50
6	> 50

(ii) オゾン層有効温度の決定

次にオゾン層の有効輝度温度 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 $(-1 n \tau_9)$ 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 $(-1 n \tau_9)$ はオゾン全量 Ω に比例するので、回帰式は $(-1 n \tau_9)$ 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_{CH3} 、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

$$\Omega = C_0 + C_1 T_e + C_2 T_{CH3} + C_3 T_{CH9} + C_4 (-1 n \tau_9) \quad (6)$$

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 $C_1 \sim C_4$ 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。 $-1 n \tau_9$ の補正に関しては、Muller and Cayla (1983) が用いた、

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

を用いた。T_{CH1}、T_{CH2}、T_{CH3}、T_{CH4}、T_{CH8}に関しては、同時の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。

3. 結果

前述した方法により導出されたオゾン全量の例として1990年3月23日～31日の間の札幌と館野（つくば）上空のオゾン全量の変化を図2に示す。この期間、大規模な温帯低気圧が北日本上空を通過し、それに伴い急激なオゾン全量の上昇と減少が起こった。比較のため図にはNimbus7衛星のTOMSデータから求めたオゾン全量と地上のドブソン分光光度計から求めたオゾン全量値を示した。これらのデータが1日1回しか得られないのに対し、TOVSのHIRS/2データは夜間も含め1日4～5回得られ、オゾン全量の早い時間変動の様子をはっきりととることができる。HIRS/2データから求めたオゾン全量のそれぞれの値につけた縦線は3月23日～31日の期間にわたり同一の回帰係数を用いたときに予想されるTOMSデータとの差の範囲を示しており、この範囲内で両者はよく一致していることがわかる。

図2はある特定の地上のオゾン全量の変化であったが、TOVSの観測範囲のすべての地点で同じようにオゾン全量を求めることができ、それらを白黒の濃淡表示したのが図3である。この図ではあまりはっきりしないがオリジナルの図ではオゾン全量が16色のカラーコードで表現されており、オゾン全量水平分布の微細構造とその変化の様子がよくとらえられている。

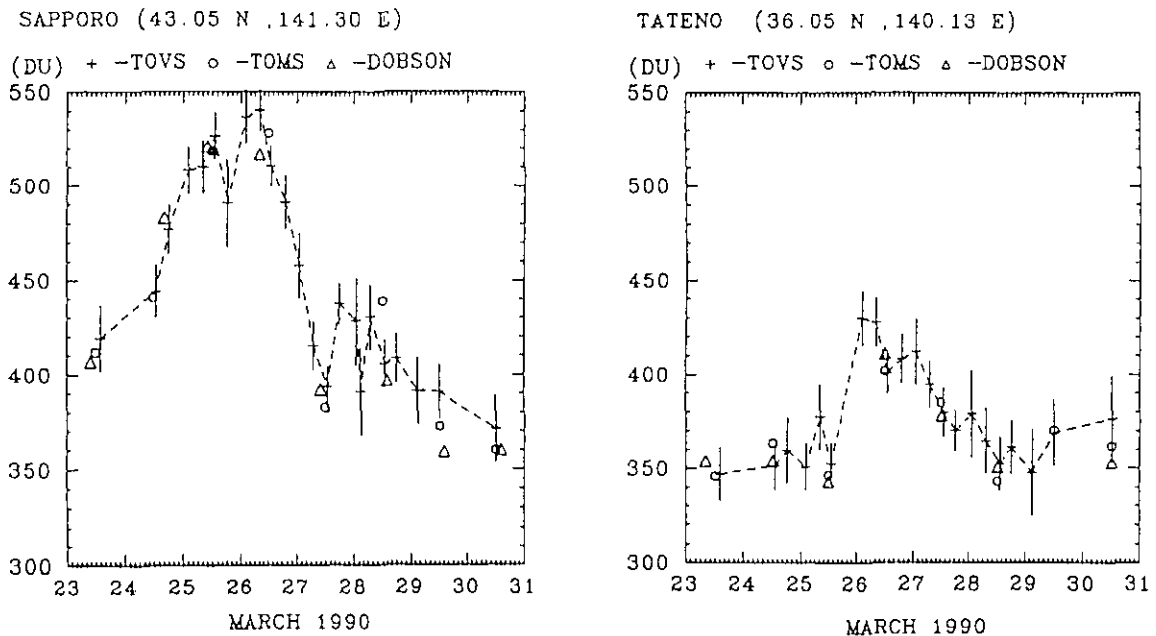


図2. 1990年3月23日～31日の期間の札幌および館野（つくば）上空のオゾン全量変化の様子。+印はTOVSデータから求めた全量を、○印と△印はそれぞれNimbus7衛星のTOMSデータおよび地上のドブソン分光光度計から求めたオゾン量を示す。

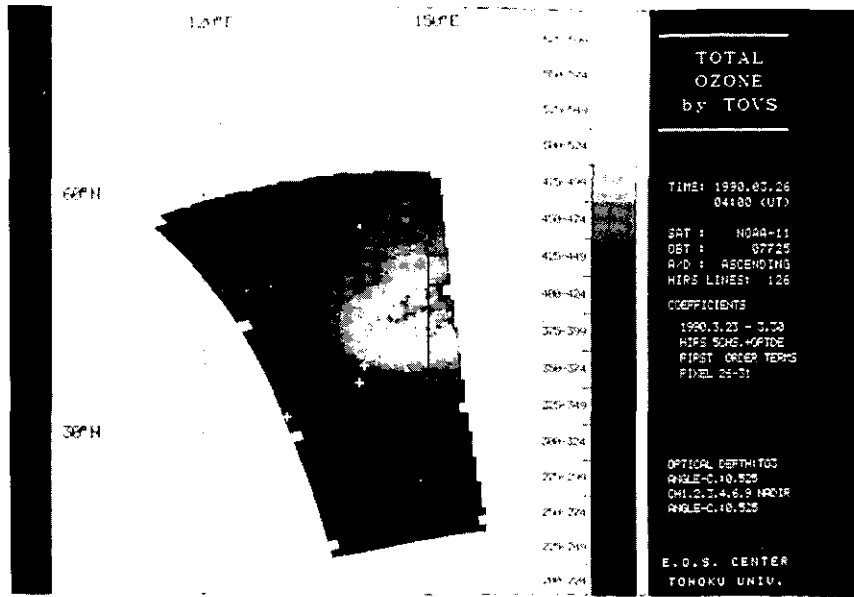


図3. HIRS/2データより求めた1990年3月26日13時JSTにおける日本上空のオゾン分布図。

4. おわりに

NOAA衛星TOVSのHIRS/2赤外放射データは、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

Muller, S. and F. R. Cayla, Planet. Space Sci., 31, 779-785, 1983.

Yamanouchi, T. et al., Antarctic Record, 81, 9-15, 1984.

気候システム研究における人工衛星データ利用—特に雲とエアロゾルについて

中島映至 (東京大学気候システム研究センター)

1 人工衛星データセットの有効利用

昨今、大気や地表面の物理過程を探索するための放射計をつんだ多くの人工衛星が打ち上げられ、質の良い衛星データが利用できるようになってきた。今後の課題はこれらの多くのデータをいかに有効に利用するかにあると思われる。例えば、LANDSAT や SPOT データはそれが比較的高価であるために、潜在的なユーザーが多いと思われるにも拘らず、あまり利用されていないのが現状であろう。また、気象庁の気象衛星センターやNASDAの地球観測センターには大規模な人工衛星データセットが存在しているが、研究者の90%くらいはこれらの大規模データセットを利用したい気があるが、実際にはしていないのが現状であろう。おそらく、データアクセスが必ずしも容易でないことや、衛星ごとに存在する複雑な書式変換や幾何変換、物理量変換などエンドユーザーにとっては必ずしも必要のない作業が障害になっているものと思われる。従って、現用の人工衛星や今後打ち上げられるADEOS や TRMM 衛星のデータ利用に関しては、潜在的なユーザーを十分に啓蒙しつつ、データ利用の増大と研究成果の増大が正のフィードバックを生むようなポリシーを作っておくべきであろう。これまで個々のユーザーが家内工業的に時間を費やしていた前述の変換作業部分を単に効率化するだけでも意味があると思われる。

気候システム研究センターでもこの様な観点で、大気物理学の研究者が容易に利用できるデータベース作りをおこなってゆきたいと思っている。もちろん、気象衛星センターや地球観測センターと同じものを用意するのは全く意味がないと思われる。一つの機関でユーザーの要求を全て満たすデータベースを作ることは不可能であり、むしろ、各機関が特色のあるデータベースを保有しそれらが相互に利用可能である状況をつくるのが重要であろう。この様な意味において、気候システム研究センターでは、センター所有の気候モデルを支援する形の衛星データベースを作る予定である(図1)。気候モデルの境界条件やシミュレーション結果の妥当性を検討するためには、このようなデータベースは是非とも必要であり、その中でも人工衛星データベースは欠くことができないものである。また、欠測点へのマッピングや定量リモートセンシングを行なう際に必要な未知量の推定値を気候モデルは供給してくれる。このようなモデルとデータベースの相互作用の構図は、世界中の気象予報業務ですでに実現されており、それらの資産を活用することも重要であろう。

2 どんなデータが必要か

前述したように、どんなデータベースを作るかを決定するためには、何をしたいかをはっきりさせる必要がある。なんでもござれのデータベースをつくることは、人工衛星データの場合、その量や計算機技術の実情からみて不可能である。

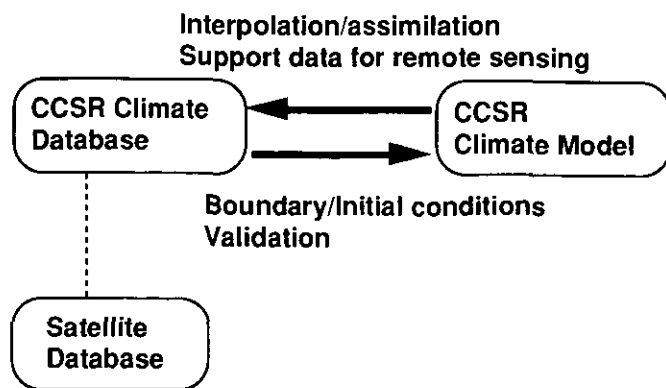


図1 気候モデルとデータベース。

GMS のデータをとっても、その原データを気候研究にとって意味のある十年スケールで蓄積するには膨大な設備が必要である。しかし、不用意なデータ圧縮操作をおこなっても、データが本来持っている貴重な情報を捨ててしまうことになりかねない。最近の研究によると雲量の評価においては 500m 程度の視野分解能が必要で、視野が 1 km か 4 km かで結果が大きく違ってしまふ。従って、GMS の赤外と可視の視野分解能を同じ程度にするために可視の画素を平均することは、雲量に関するある情報を捨てることを意味する。残念ながら、このような平均操作は ISCCP (国際雲気候計画) のデータセット作りでは行なわれている。気象衛星センターでは、その他に基本ヒストグラム・データセットの作成もおこなっているが、ある領域の輝度のヒストグラムを平均操作を行わずに抽出する方法は、雲量を例にとると優れたデータ圧縮法であると思われる。

この例でもわかるように、データの圧縮と情報量の維持は両立が難しいが、応用する問題を明確に設定して不利益が最小になる方法を捜さなければならない。日本においては現在のところ、研究者間でこのような問題を真剣に議論することが少ないと思われる。また解は人によってまちまちであることも考えられるので、気候システム研究にとって重要な「やりかた」を多くの研究者の協力をいただいて今後模索することが大事であろう。例えば、右に示すような階層のデータを作ることは、どうであろうか。G-型は、移動性の高低気圧のスケールをカバーするものであり、最低限必要であろう。ISCCP/B3 などのデータセットがお手本になると思う。このようなデータセットは比較的コンパクトであるから、例えば ISCCP と SSMI を組み合わせる研究などにとって、おおいに役立つと思われる。前述の基本ヒストグラムのデータセットをつくるために何が特徴量かを真剣に検討することも意味があるだろう。ほとんどの研究者が緯経度上にマッピングされた物理量を必要とすると思われるので、あるアルゴリズムで抽出された物理量を座標点ごとに保存することが大事である。また、放射量は最も基本的な物理量であり、新たなリモートセンシング手法を開発するためにも、是非保存する必要がある。

CCSR datasets

- ◇ Type-G
~25km, 5days.
Physical quantities and radiances.
ISCCP/B3, DMSP/SSMI, NIMBUS/CZCS etc.
- ◇ Type-L
1km, 6 hrs ~25km, 5days.
GMS/VSSR, LANDSAT/TM, SPOT/HRV,
MOS/MESSR/VTIR/MSR etc.
- ◇ Type-P
high space/time resolution.
Should be archived by EOC.

3 雲とエアロゾルに関わる問題にとってなにが必要か

ここで、すべての気候システム研究にかかわる問題を列挙することは退屈なので、著者が関わっている雲とエアロゾルにまつわる問題にとっての人工衛星データの用法について若干述べることにする。

雲の気候影響を議論する際、モデルとリモートセンシングで得られた雲量を比較することが ISCCP などでも行なわれてきたが、モデルが進化するに従って人工衛星上の放射計の受け取る放射強度をモデルの出力からシミュレーションすることができるようになってきた。このような方法によって、放射輝度を雲量に変換するときの不確定性を除外できる。その例として図 2 に Morcrette (1991) による仕事を示す。これは ISCCP/B3 赤外放射量に等価な輝度温度と、それを ECMWF モデルによってシミュレーションしたものを出現頻度分布の形で比較したものである。図は夏季のアフリカ西岸の例であるが、低層および中層の雲量がモデルによって過小評価されており、これがその場所での大気上端での外向き赤外放射量にも影響を与えていることが明瞭に示されている。このような夏季の大陸西岸に存在する低層の層積雲は地球大気系のエネルギー収支に著しい影響を与えるにもかかわらず、モデルではうまく表現できないことが多く、境界層モデルや対流モデルの改良が必

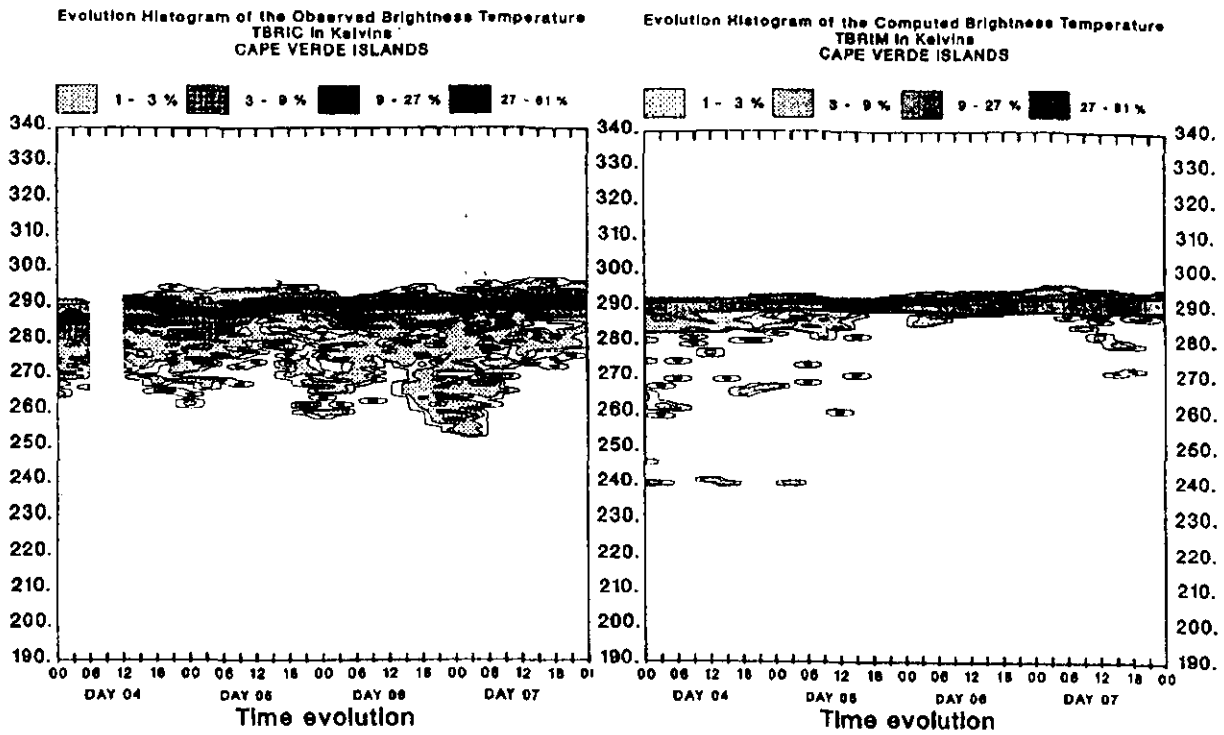


図2 観測 (ISCCP/B3) およびモデル (ECMWF) によって得られた放射輝度温度の時間発展ヒストグラム。1983年7月4日より起算。Cape Verde Islands の例。(Morecrette, 1991)

要であると思われる。このような人工衛星データを十年程度の時間スケールで集めることは、まだなされていないが是非とも行う必要があるだろう。このような長期にわたるデータセットは、ある程度、時空間分解能や波長分解能を犠牲にして蓄積されるであろう。

同時にずっと高い分解能を必要とする問題もある。スーパークラスターの内部構造を議論するためには、GMS で得られる最高の時空間分解能を必要とする (Nakazawa, 1988)。また最近提案されている、雲と人間起源のエアロゾルの相互作用のために低層雲が発達し北半球の寒冷化を招くと言う仮説を立証するためには、現在行われているような

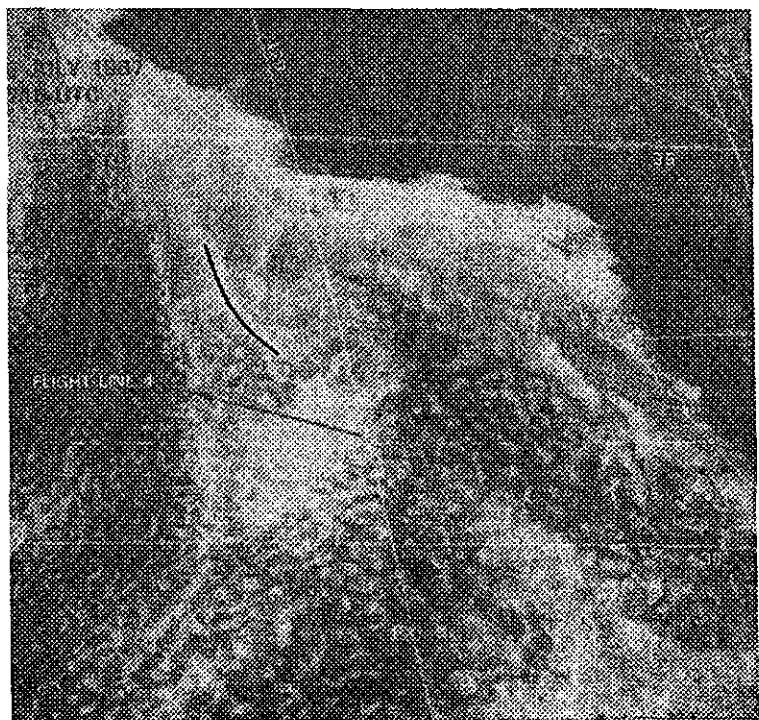


図3 船の航跡にそって発達した低層雲の例 (図中の太線)。1987年7月、カリフォルニア沖。(Nakajima et al., 1991)

限られた事例解析だけでは不十分で、このような事例解析を全球にわたって積分するような仕事が必要になる。そのためには、時空間分解能の高い衛星データセットが必要になる。船による雲核の注入によって発達した低層雲の例を図3に示すが、図のような可視画像だけを見ては他にも明るい部分があり、明確に雲の変質部を検知することは難しいことがわかる。ここには示さないが可視画像と同時に近赤外画像を見るとこの違いがよりあきらかになってくる (Nakajima et al., 1991)。いずれにしても、このような雲のブライトバンドが全球でどれだけの寄与を持つかを調べるのは、かなり難しいと思われる。おそらく 1 km 程度の分解能を持つ SeaWiFS や OCTS などの海色探査衛星と NOAA などの気象衛星から得られる波長別データを組み合わせることによって初めて可能になるだろう。期間を制限した上で全球をカバーしたデータを3年に一度くらいの間隔で、やはり十年程度の間、解析する必要があるだろう。

4 まとめ

気候システムの研究のためには、今後、人工衛星データベースを構築することが大事である。しかし、その内容は、均質なデータを十年スケールで収集してゆくことを考えると、必ずしも自明ではないし、これまでに真剣に検討されたことも少ない。データの特徴的な時空間スペクトルは、問題の特殊性から何桁にもわたっているため、特に重要な問題を前提にして具体的な特徴量を考えてゆく必要がある。

参考文献

Morcrette, J. J., 1991: Evaluation of model-generated cloudiness: satellite-observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. *Month. Weather Rev.*, 119, 1205-1224.

Nakajima, T., M. D. King, J. D. Spinhirne, and L. F. Radke, 1991: Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine Stratocumulus Observations. *J. Atmos. Sci.*, 48, 728-750.

Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within interseasonal variations over the Western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 823-839.

中層大気物質循環（運動と組成の相互作用）

神沢 博（国立極地研究所）

この報告は、神沢 (1991a) の一部に理論的側面の議論を追加し、敷衍したものである。ただし、紙面の制約上、および、この報告書の性格上、神沢 (1991a) に既に述べられている部分については、発表時の OHP 原稿の箇条書き程度に留めた。従って、日本語としての表現は舌足らずであり、かつ、日本語の文章の中に英語がおかしい形で混ざっている。著者としてそのことは、充分承知しているが、この報告集の性格上このままで可としたい。なお、この問題を考えるのに役立つ包括的な出版物として、WMO (1986) があげられる。これは "Atmospheric Ozone 1985" と名づけられているが、オゾンばかりでなく大気微量成分一般についてもハンドブックとして有用である。また、Andrews et al. (1987) は、"Middle Atmosphere Dynamics" と題された本であるが、物質輸送についての包括的な記述を含んでいる。

1. 物質循環問題とは

1-1. 定義

大気中の物質循環問題：

- (1) 大気中に存在する物質が、どこでどのように生成し、あるいは、大気圏以外からどのようにして大気に取り込まれ、
- (2) 大気の運動によってどのように輸送され、その輸送途中でどのような変質を受け、
- (3) どこでどのように消滅する、あるいは、大気圏外へと取り出されるか？

(注) 大気大循環：大気中の熱および角運動量の輸送

大気力学と大気化学を専門とする研究者との共同

1-2. 運動による物質輸送の重要性

(1) 基本方程式

ある物質の混合比 χ を支配する方程式：

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{T M_A}{T_A N_A} (P - L) - \frac{1}{\rho} \nabla \cdot (\rho \mathbf{u} \chi) + \text{Diff}$$

ここで、 $\chi(x, y, z, t) = n/n_A$: mixing ratio of a material, n : number density of a material (molecules/m³), n_A : number density of air (molecules/m³)。その他の記号は慣用のものであり、詳しくは神沢 (1991b) 参照。上式の各項の意味は以下の通り。

右辺第 1 項 = Photochemical & Chemical Production (P) & Loss (L)

右辺第 2 項 = Flux Convergence by Dynamical Transport

右辺第 3 項 = Diffusion

このように、物質の分布は光化学/化学生成・消滅（第 1 項）と運動によるフラックス収束（第 2 項）および拡散（第 3 項：ここでの拡散の定義は、第 2 項で考えている空間分解能以下の細かい空間スケールの物質輸送過程）との兼ね合いによって決まる。

(2) 4-Box Transport Model（物質の具体例としてオゾンを念頭におく）

運動による輸送の大切さを illustrate した 4-box モデルを Lindzen (1990) の教科書に従い、紹介

する。図1に示すように、各 box で物質分布が一様な 4-box を考える。定常状態を考え（基本方程式の左辺=0）、化学過程は、平衡値からずれたら平衡値に戻ろうとするという簡単な過程を線型で表現し、運動によるフラックスは各 box 間の流れで決まるとする。拡散は無視する。上の基本方程式をこの状況に適用すると、各 box ($j=1, 2, 3, 4$) について以下の式が成り立つ。

$$R [\chi_j - \chi_{j-1}] = -\alpha_j [\chi_j - \bar{\chi}_j]$$

ここで、 $\bar{\chi}$: 化学平衡値, α^{-1} : 化学時定数, R^{-1} : 輸送時定数, χ : 考えている物質の混合化, $R \equiv VL$ (V : 鉛直の壁での流れの特長的な速さ、図1参照; L : 定義は図1参照)。j について整理すると、

$$[R + \alpha_j] \chi_j - \alpha_j \bar{\chi}_j = R \chi_{j-1}$$

物質としてオゾンを念頭に置いた時、輸送の観点から興味深いケースは、

$$\alpha_1 \gg R \text{ (Chemistry} \gg \text{Transport)}$$

$$\alpha_2, \alpha_3, \alpha_4 \ll R \text{ (Chemistry} \ll \text{Transport)}$$

であり、かつ、

$$\bar{\chi}_1 \neq 0, \bar{\chi}_2 = \bar{\chi}_3 = \bar{\chi}_4 = 0$$

の場合である。すなわち、オゾン生成域である低緯度成層圏 ($j=1$) で光化学過程のみが効き、かつ、オゾンの化学平衡値が零でなく、他の領域 ($j=2, 3, 4$) では輸送過程のみが効き、かつ、化学平衡値が零である、という極端なケースである。この時、

$$\chi_1 \approx \bar{\chi}_1, \chi_2 \approx \bar{\chi}_1, \chi_3 \approx \bar{\chi}_1, \chi_4 \approx \bar{\chi}_1$$

となる。 $\alpha_2, \alpha_3, \alpha_4 \ll R$ (Chemistry \gg Transport) であれば、 $\chi_1 \approx \bar{\chi}_1, \chi_2 \approx \bar{\chi}_1, \chi_3 \approx \bar{\chi}_1, \chi_4 \approx \bar{\chi}_1$ になってしまう。このことから、輸送過程がいかに大切かわかる。すなわち、オゾンの生成域から他の化学的に不活発な領域へ効率的に輸送する過程があれば、地球全体として、輸送がなかった場合より多くのオゾンを持つことができるようになるわけである。この間の事情を、この簡単なモデルで定量的に示すことができたことになる。

実際に、オゾンは、正味で見ると、主に赤道域成層圏で光化学反応によって生成され、大気の運動によって高緯度へ運ばれて長生きし、中高緯度で対流圏へ入り、やがて、地表面で消滅する。紫外線から地上の生命を守っているオゾン在全球に万遍なくちりばめる役割を大気の運動が果たしていることになる。

II. 中層大気における物質循環

物質循環における中層大気を持つ意味を、主に輸送過程に着目して以下に述べる。図2は大気中の浮遊物質を運ぶ大気の輸送の過程の模式図である。図中の「移流」および「うず拡散」は、I-2節の基本方程式の第2項（運動によるフラックス収束）を更に2つに分けたものである。「移流」は、東西平均した熱/冷源によって励起される流れである（この熱/冷源には「うず」によってもたらされるものも陰に含まれる）。準水平「うず拡散」に寄与するのは主にプラネタリー波、鉛直「うず拡散」に寄与するのは主に対流および内部重力波（浮力波）であると考えられている。図1のVは、図2の「移流」および準水平「うず拡散」両者の過程による輸送をまとめて表現していることになる。この図をみて気づく問題点は以下の通り。

対流圏の大気中浮遊物質は、基本的には、赤道域対流圏界面を通して、中層大気（成層圏）に入る。その侵入のからくりはどんなものなのか。

その物質は、中層大気の流れによって極域に向かう。その流れの具体的な中身は何か。また、

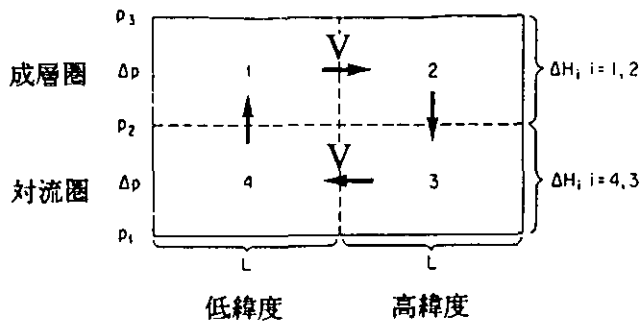


図 1. 4-box モデルの模式図。Lindzen (1990) の図に日本語で記した領域名 (成層圏、等) の情報、および、記号 V (鉛直の壁での流れの特長的な速さ) を加えた。

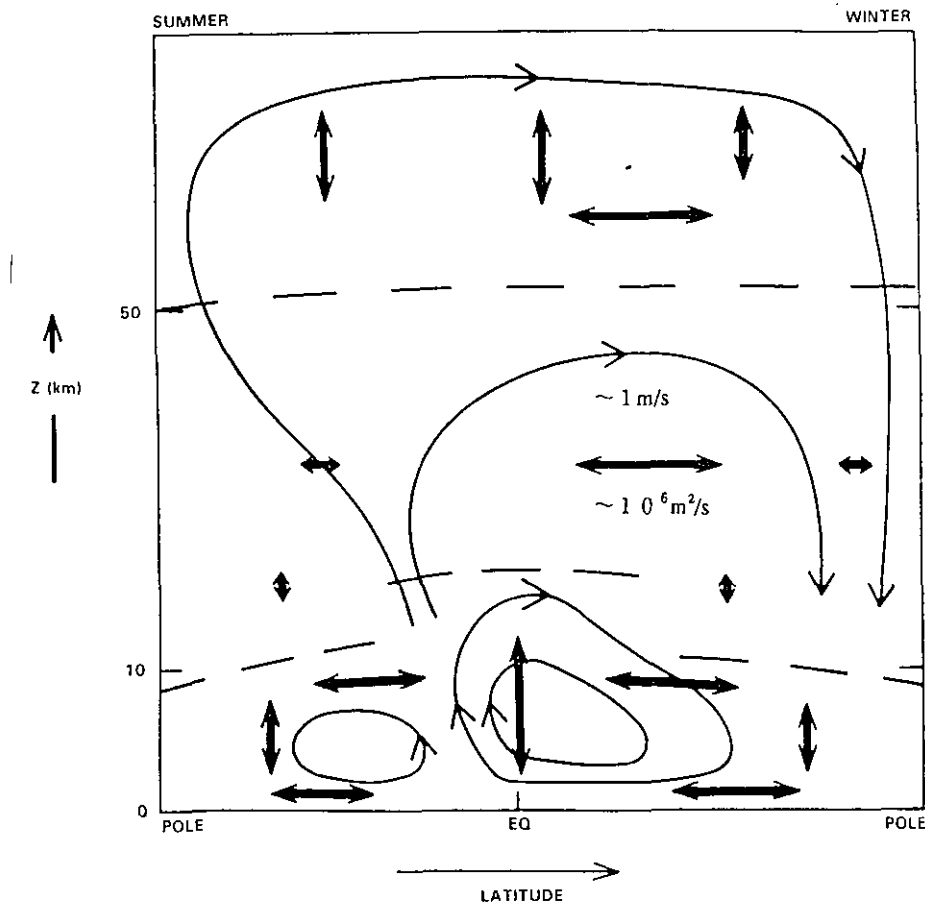


図 2. 子午面断面でみた輸送過程の模式図。右半分が冬半球、左半分が夏半球。矢印つき実線は「移流」、太実線矢印は準水平「うず拡散」および鉛直「うず拡散」を表わす。破線は対流圏界面および成層圏界面を表わす。Kida (1983) および Plumb and Mahlman (1987) を元に WMO (1986) が作成したものに、冬の成層圏の「移流」、「水平うず拡散」の代表的な値 ($\sim 1 \text{ m/s}$, $\sim 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) を付け加えて示した (神沢, 1990; 神沢, 1991b)。緯度方向に 1000 km 輸送するためには、図に示した冬の成層圏の代表的な値を使うと、準水平「うず拡散」では約 10 日、「移流」でも約 10 日となる。このように、成層圏の物質輸送には、準水平「うず拡散」と「移流」とが、ほぼ同程度の割合で貢献していることがわかる。

中間圏へはどの程度運ばれるのか。

中緯度の対流圏界面がとぎれている個所 (tropopause gap) で物質の何割かは対流圏に戻る。

それはどの程度の割合か。

何割かの物質は極域にまでたどりつく。どの程度の割合の物質が、輸送途中に変質を受けずに、あるいは、対流圏等に取り込まれずに、極までやってくるのか。

極域で対流圏へと、あるいは、中層大気上部 (中間圏) へと物質が運ばれるからくりはどんなものなのか。

赤道域、中緯度域、極域ではどんな物質が生成され、あるいは、消滅するのか。(極夜や白夜のある極域では、物質はどんな変質を受けるのか)

空気粒子を追跡するとどうなるかというラグランジュ運動の研究の重要性：

(1) 対象となる大気中浮遊物質が生成、消滅、変質しないものであれば、物質の種類に依存せずに、空気粒子と同じ経路をたどってその物質は輸送される。

(2) 生成、消滅、変質する物質の輸送を考える際でも、空気粒子の動きと比べるとという視点が、そのような物質の輸送の理解にとって本質的となるだろう。

図 2 を見て思い付く具体的な問題点の例は以下のとおり。

(1) 対流圏界面より上方に存在する粒子が対流圏の粒子とすっかり入れ替わってしまう時間 (turn over time) はどの程度であろうか。色々な傍証から 2~3 年程度であろうという推定がなされているが (例えば、Holton, 1990)、この確認が必要であろう。

(2) 人間活動によって放出されたフロンガスが、紫外線で破壊されて塩素になる高度である上部成層圏へたどりつくのに、どういう経路をたどり、どのくらい時間がかかるのか。フロンガスによるオゾン破壊問題と関連。

(3) 水蒸気が対流圏から中間圏界面そして下部熱圏の高度まで運ばれるのに、どういう経路をたどり、どのくらい時間がかかるのか。夜光雲生成の問題と関連。

(注) 水蒸気およびオゾンのわずかな観測をもとに、1950 年頃に図 2 の下部成層圏の部分の「移流」(発見者の名をとって Brewer-Dobson 循環と呼ばれる) が推定された。

III. 水 H₂O を例として

III-1. 大気中の物質の中での水の重要性

(1) 対流圏；大気中で相変化を行なう際に大気とやり取りされる潜熱が大気の熱収支を大きく支配すること、雲を形成し放射収支に影響を与えること、等、大気大循環にとって本質的な役割を果たす。物質循環としての大気中の水循環の研究は、始まったところ。

(2) 中層大気；物質循環の観点から興味深い問題多々あり。具体例を以下の節であげてゆく。

図 3：水蒸気の光化学寿命；成層圏では、光化学寿命 (α^{-1}) が大気の輸送の時間スケール (R^{-1}) より充分長い ($R \gg \alpha$) → 輸送が主。高度 50 km 以上では光化学寿命と輸送の時間スケールが同程度 ($R \approx \alpha$) → 光化学過程と輸送過程の相互作用。

(注) 水蒸気の光化学寿命の経度、季節による依存を示す図を作ることが次の課題。(オゾンにつ

いては、既になされている)

図4：水蒸気の全球分布（人工衛星観測）；水蒸気の量は非常に微量であるため、測定が難しい。
この図は今のところ信頼できる全球分布の唯一の例。

III-2. 中層大気における H₂O の Source

(1) 赤道対流圏界面を通しての水蒸気の流入

Cold Trap: 水蒸気は、循環自身が生成した低温の赤道対流圏界面により、大部分が降水粒子として重力落下して地上に戻されるので、そこを通過してくる空気の水蒸気混合比は、対流圏に比べて3~4桁低いことが知られている。（図4の赤道対流圏界面付近で、季節にかかわらず水蒸気量が極小であることがわかる）

Stratospheric Fountain (Newell and Gould-Stewart, 1981)：赤道域のうちでも、インドネシアおよびパナマ等の限られた地域の上空で、集中的に空気が、そして、水蒸気が成層圏へ入ってくるという説がある。その状あたかも噴水 (Fountain) のよう。この説の当否は？また、"噴水" 域の場所の年々変動と ENSO (エルニーニョ/南方振動) 現象との関係は？

(2) メタンの酸化による水蒸気の生成

対流圏からやはり赤道圏界面を通して運ばれてきたメタンが、成層圏での光化学反応によって酸化されて、水蒸気になったものもある ($\text{CH}_4 + \text{OH} \rightarrow \text{CH}_3 + \text{H}_2\text{O}$)。図4の1 mb 付近で水蒸気が多くなるのは、メタンの酸化によるものと考えられている (WMO, 1986)。

III-3. 極域成層圏雲 (Polar Stratospheric Clouds; PSCs)

南極オゾンホールにとって本質的と考えられる極域成層圏雲 (Polar Stratospheric Clouds; PSCs) の主成分は水蒸気

(1) 赤道対流圏界面の温度との関係

成層圏で、"Cold Trap" を生き延びた水蒸気が大気の運動による輸送によって極域に運ばれてくる。図3に示すように、成層圏での水蒸気の光化学寿命は長いから、輸送されている間、混合比は大きくは変わらない。従って、気圧が赤道圏界面とほぼ同じ高度であれば、元々水蒸気を通り抜けてきた赤道圏界面の温度程度の場所に来れば、その水蒸気は凝結することになる。南極の冬の下部成層圏のように、赤道圏界面の温度以下になるような低温条件の下において（図5参照）、この水蒸気が他の大気微量成分とともに極域成層圏雲 (Polar Stratospheric Clouds; PSCs) を作り、南極オゾンホールの形成に寄与していると考えられている（例えば、WMO, 1990; Solomon, 1990; 神沢, 1991b）。南極オゾンホールの形成に、南極下部成層圏の水蒸気はそもそも対流圏から赤道圏界面を通してやってきたものだということが、おおいに関係しているわけである。従って、赤道域の水蒸気輸送をもたらす大気の運動の過程の変動は、極域の水蒸気およびオゾンの変動に関係しうる。

(2) 極域成層圏雲の粒子が重力落下？ 南極大陸地表面へ？

極域成層圏雲の粒子が重力落下する程度に大きく成長すれば、水と大気微量成分を含む粒子は成層圏から対流圏へ落ちてしまう可能性がある（岩坂, 1988; Iwasaka and Hayashi, 1990 等）。そのような過程で南極大陸地表面に運ばれてきたと推測しうる硝酸、塩酸が、南極大陸内陸部

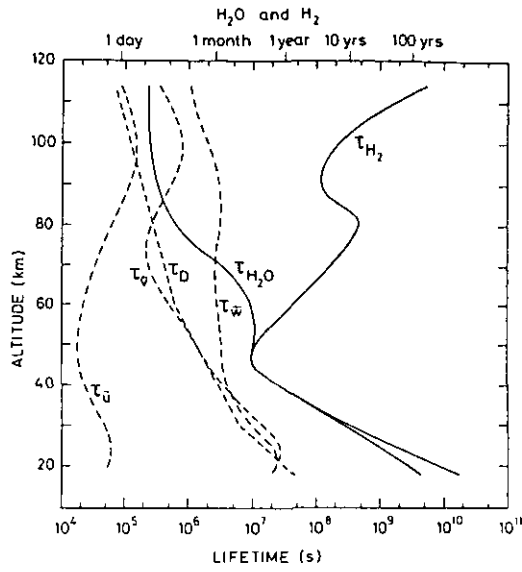


図3. 水蒸気 (H_2O) と水素分子 (H_2) の光化学寿命。中層大気の輸送過程の時定数 (τ_u , τ_w , τ_D) も同時に示す。本文の I-2 節で触れた α , R について、水蒸気と水素分子の α^{-1} , R^{-1} に相当するものを図示したことになる。Brasseur and Solomon (1984) の図を引用。

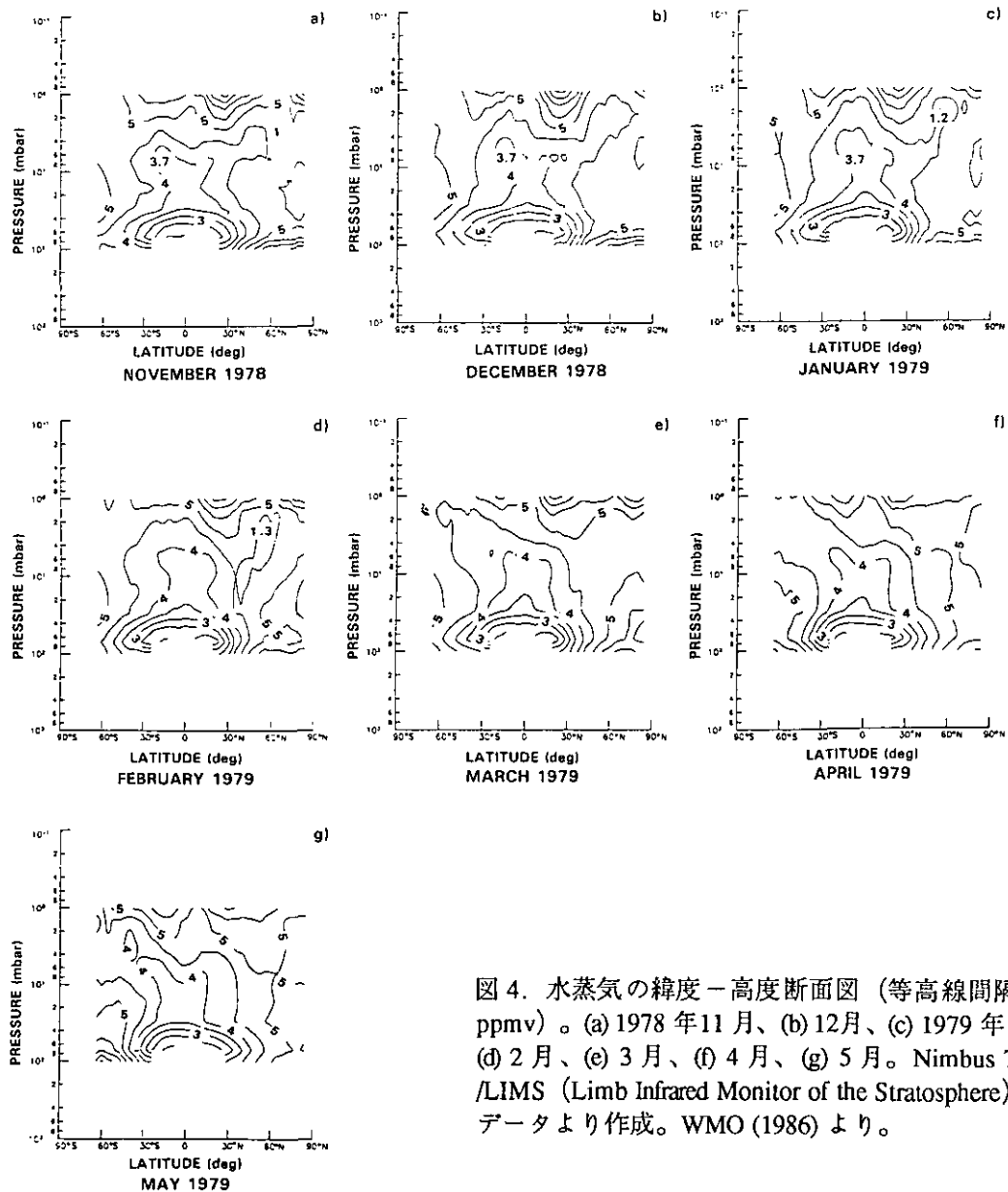
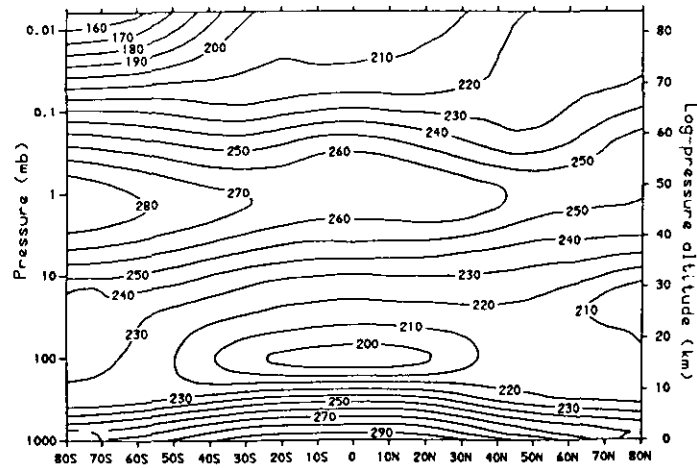
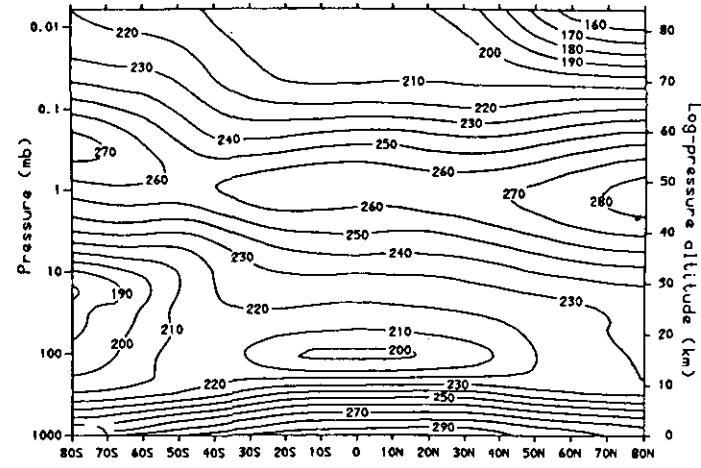


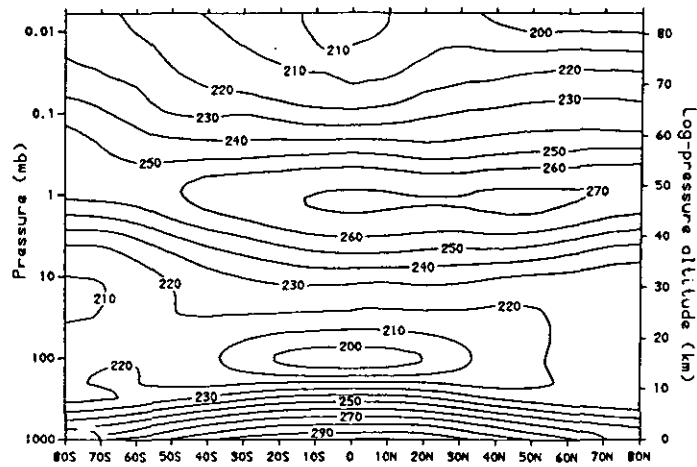
図4. 水蒸気の緯度-高度断面図 (等高線間隔は0.5 ppmv)。 (a) 1978年11月、(b) 12月、(c) 1979年1月、(d) 2月、(e) 3月、(f) 4月、(g) 5月。Nimbus 7衛星/LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere) 観測データより作成。WMO (1986) より。



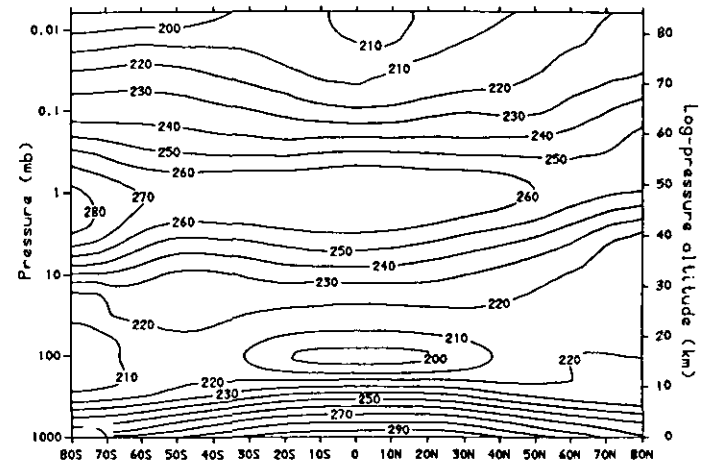
(a) Zonal mean temperature (K) January



(c) Zonal mean temperature (K) July



(b) Zonal mean temperature (K) April



(d) Zonal mean temperature (K) October

図 5. 温度の緯度 - 高度断面図。月平均東西平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月、(d) 10 月。CIRA1986 大気モデル (Rees et al., 1990) データを使用した Andrews et al. (1987) の図を引用。CIRA 1986 モデルの内容は以下の通り：30 mb 以上は Nimbus 5 衛星/SCR (1973 年 1 月 - 1974 年 12 月)、Nimbus 6 衛星/PMR (1975 年 7 月 - 1978 年 6 月) のデータから作成；30 mb はベルリン自由大学の天気図のデータを利用；50 mb 以下は Oort (1983) の気候値を使用。

の表面積雪中に見いだされている（例えば、Kamiyama et al., 1989）。この問題は、大気力学、大気化学、雲物理学、雪氷学といった広範囲の研究者が興味をもてるものであることがわかる。

III-4. 夜光雲 (Noctilucent Clouds) または極域中間圏雲 (Polar Mesospheric Clouds)

#夏の中間圏界面の高度付近（昔から研究があるが、衛星観測データを使った最近のものとしては、Thomas and Olivero, 1989 等）

#主に流星塵を核とする氷晶雲

(1) 氷晶雲を作る水蒸気はどこからどんなふうにも補給されているのか。

(2) なぜ、夏季にしか存在しないのか。

中間圏界面逆温度勾配問題または中間圏界面弱風層問題と関係：内部重力波によって励起された平均子午面循環＝中層大気において夏極で上昇し、中間圏界面付近で夏極から冬極に向かい、冬極で下降。その夏極での上昇流によって、空気は断熱膨脹冷却を受け、氷晶雲ができる程に低温となり（図 5a, c 参照）、また同時に、氷晶雲を作る水蒸気もたらされる（Garcia, 1989; McIntyre, 1989）。この理論的推測は本当なのか。観測によって確認されなくてはならない。

IV. おわりに

中層大気物質循環の問題の面白さを、主に水を例として述べた。特に、物質の分布と放射および運動で決まってくる温度分布とが密接にからんでいる様子を例示した。運動による輸送の中味について詳しく触れなかった。概念的な輸送の研究は図 1、図 2 の箇所でも説明したごとく、進んできている。しかし、模式図 2 は、大気大循環数値モデルの結果を主にして描かれたものであり、観測的根拠がしっかりしているわけではない。また、具体的な物質に即して、その物質が輸送される過程を調べた研究が、特に観測的研究は、これまでほとんどなされていない。

図 4、図 5 は人工衛星観測に基づくものである。人工衛星による物質および温度、風等の全球分布観測データは、中層大気物質循環というテーマを掘り下げていくために決定的な役割を果たす。これまで蓄積されてきたデータの解析、および、1991 年 9 月 12 日に打ち上げられた UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) データの解析といった仕事が、まだまだたくさんある。また、それらのデータ解析を通して得られた問題意識をもって、次の衛星観測計画を作っていくことが重要であろう。また、測ってみれば、面白い事実の発見の可能性が、中層大気には、まだまだ残されているだろう。しばらくの間、中層大気は研究の宝庫であり続けるだろう。

引用文献

Andrews, D.G., Holton, J.R. and Leovy, C.B. (1987): Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press, 489p.

Brasseur, G and Solomon, S. (1984): Aeronomy of the Middle Atmosphere. D. Reidel Pub. Co., 441p.

Garcia, R.R. (1989): Dynamics, radiation, and photochemistry in the mesosphere: Implications for the formation of noctilucent clouds. J. Geophys. Res., 94, 14605-14615.

Holton, J.R. (1990): On the global exchange of mass between the stratosphere and troposphere. J. Atmos. Sci., 47, 392-395.

岩坂泰信 (1988): エーロゾル. 南極の科学 3 気象 (国立極地研究所編, 古今書院, 334p) の第 5 章

中層大気の第 5.3 節, 159-181.

- Iwasaka, Y. and Hayashi, M. (1990): Effect of polar stratospheric clouds on geochemical cycle of stratospheric material-stratospheric particle precipitation-. Proc NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 3, 23-35.
- 神沢博 (1990): オゾン層の力学. 1989 年度日本気象学会春季大会シンポジウム「オゾン層の科学—現状と課題—」の報告2, 天気, 37, No. 1, 25-31.
- 神沢博 (1991a): 中層大気ダイナミクスと組成の相互作用: 物質循環問題. 「地球大気観測計画, 文部省宇宙科学研究所」, 第 1.3.3 節, 宇宙科学研究所・地球大気観測ワーキンググループ, 福西浩編, 65-88. (東北大学理学部・福西浩教授より入手可能)
- 神沢博 (1991b): 南極オゾンホール. 南極の科学 1 総説 (国立極地研究所編, 古今書院, 295p) の第 5 章「気象と気候」の第 5.3 節, 165-190.
- Kamiyama, K., Ageta, Y. and Fujii, Y. (1989): Atmospheric and depositional environments traced from unique chemical compositions of the snow over an inland high plateau, Antarctica. J. Geophys. Res., 94, 18515-18519.
- Kida, H. (1983): General circulation of air parcels and transport characteristics derived from a hemispheric GCM: Part 1 and Part 2. J. Meteorol. Soc. Japan, 61, 171-188, 501-524.
- Lindzen, R.S. (1990): Dynamics in Atmospheric Physics. Cambridge Univ. Press, 310p.
- McIntyre, M.E. (1989): On dynamics and transport near the polar mesopause in summer. J. Geophys. Res., 94, No. D12, 14617-14628.
- Newell, R.E. and Gould-Stewart, S. (1981): A stratospheric fountain? J. Atmos. Sci., 38, 2789-2796.
- Oort, A. H. (1983): Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. NOAA Prof. Pap. No. 14. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 180p + 47 microfiches.
- Plumb, R.A. and Mahlman, J.D. (1987): The zonally averaged transport characteristics of the GFDL general circulation/transport model. J. Atmos. Sci., 44, 298-327.
- Rees, D, Barnett, J.J., Labitzke, K. eds. (1990): COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II: Middle Atmosphere Models. Adv. Space Res., Vol. 10, No. 12, Published for COSPAR by Pergamon Press, 519p.
- Solomon, S. (1990): Progress towards a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion. Nature, 347, 347-354.
- Thomas, G.E. and Olivero, J.J. (1989): Climatology of polar mesospheric clouds 2. Further analysis of Solar Mesosphere Explorer data. J. Geophys. Res., 94, 14673-14681.
- WMO (1986): Atmospheric Ozone 1985. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 16, 3 Volumes. World Meteorol. Organ., Geneva, 1095p.
- WMO (1990): Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1989. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 20, Volume 1. World Meteorol. Organ., Geneva, 486p.

中層大気における窒素系微量成分の大気化学

秋元 肇 (国立環境研究所)

1. はじめに

衛星からの大気観測データの利用は、従来わが国では気象要素が中心で、化学種についてはほとんどオゾンに限られていたが、LIMS等のセンサーからは HNO_3 、 NO_2 をはじめとする多くの化学種の高度分布データが得られており、わが国でもADEOS搭載予定のILASセンサーではオゾン以外にも硝酸(HNO_3)、メタン(CH_4)、亜酸化窒素(N_2O)、水蒸気(H_2O)等の化学種の観測が試みられようとしている。ここでは特に HNO_3 、 N_2O 、 NO_2 をはじめとする窒素系微量成分の成層圏大気化学を考察してみた。

2. 成層圏の NO_y

成層圏化学において Total odd nitrogen (NO_y) は、一週間程度以内に光化学的に互いに変換し得る活性窒素化学種の和として

$$\text{NO}_y = \text{NO} + \text{NO}_2 + \text{NO}_3 + 2\text{N}_2\text{O}_5 + \text{ClONO}_2 + \text{HNO}_3 + \text{HNO}_4 \quad (1)$$

で定義され、その生成源は N_2O と $\text{O}(^1\text{D})$ の反応

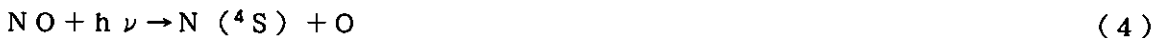


である。ここで N_2O の大気中の消滅反応は主として、成層圏での光分解反応



であり、その成層圏での高度プロファイルは主としてこの反応で決まっている(図1)。

一方、 NO_y の主な消失過程は

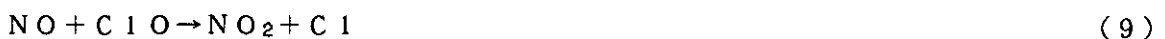


の反応であり、後者の反応は odd-N どうしが食い合うという意味で「共食い反応 (Cannibalistic Reaction)」などと呼ばれている。 NO_y の高度分布は N_2O からの生成反応と上の「共食い反応」との平衡から決まり、図2のような実測がなされている。

図3はモデル計算による成層圏における NO_y を構成する各化学種の高度分布であり、成層圏では NO_y としては HNO_3 、 NO_2 、 NO 、 N_2O_5 がほぼ同程度に重要であることがわかる。

3. NO_2

成層圏での NO_2 は、



で生成し、



で消滅するので、その光化学平衡は次式で表わされる。

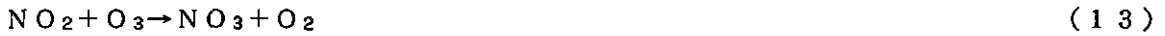
$$\frac{[\text{NO}]}{[\text{NO}_2]} + \frac{J(\text{NO}_2) + k_{11}[\text{O}]}{k_6[\text{O}_3] + k_7[\text{HO}_2] + k_8[\text{CH}_3\text{O}_2] + k_9[\text{ClO}]} \quad (12)$$

30km 以下の成層圏中下層では分母の第1項が 90% 以上の寄与をしており、上式から日中には $[\text{NO}] \simeq [\text{NO}_2]$ 、夜間には $[\text{NO}] \simeq \text{O}$ となる。

図4はNO₂カラム密度(>12km)の季節変動の観測値をsin曲線に乗せたもので、夏の高緯度で高濃度になっていることがわかる。これは輸送による効果と考えられている。NO₂カラム全量の季節別緯度分布を図5に示す。図5は夏の高緯度での高濃度をはっきり示しているが、注目すべきは冬の北半球50°N付近に見られるNO₂全量の急激な緯度方向の変化で、数度の間隔の間に5倍近い変化が見られ、発見者の名をとって“Noxon cliff”と呼ばれている。Noxon cliffの説明には、次に述べるN₂O₅の大気化学を考える必要がある。

4. N₂O₅

N₂O₅は成層圏で



の反応で生成し、



の反応で消滅する。これから

$$\frac{[\text{N}_2\text{O}_5]_{\text{av}}}{[\text{NO}_2]_{\text{day}}} = \frac{k_{13} [\text{O}_3] + \frac{J(\text{NO}_2) + k_{11} [\text{O}]}{k_8 [\text{O}_3]} F_d}{J(\text{N}_2\text{O}_5) \cdot F_s} \quad (17)$$

が導かれるが、ここでF_dとF_sはそれぞれ太陽の当たっていないdark periodと太陽の当たっているsunlit periodの割合である。

これから中緯度の夜間にはNO_x(=NO+NO₂)の30~50%がN₂O₅となっているが、極夜の場合にはNO_xのほとんど全てがN₂O₅となっていることがわかる。極夜の冬の高緯度ではN₂O₅の寿命は1ヶ月以上もあるが、これが大気中を輸送されて極夜の領域から太陽光の当たっている高緯度~中緯度に到達すると、N₂O₅の光分解寿命は数日~1日と短くなる。数日の寿命というのは輸送の時定数と同程度であるため、N₂O₅は高緯度での記憶(低NO₂、高N₂O₅)をもったまま低緯度に達することになる。この局地平衡からのずれが“Noxon cliff”を出現させる。このような仮説に基づいてNO₂の実測の緯度分布のモデルでの再現を試みた一例が図6に示されている。この現象は力学と光化学とが同程度の時定数でカップルした例として興味深く、N₂O₅とNO₂の同時観測が期待される。

5. HNO₃

成層圏中のHNO₃は



の光化学平衡が成り立っており、これから

$$\frac{[\text{HNO}_3]}{[\text{NO}_2]} + \frac{k_{18} [\text{OH}] [\text{M}]}{J(\text{HNO}_3) + k_{20} [\text{OH}]} \quad (21)$$

が導かれる。従ってもしHNO₃、NO₂の絶対濃度が測定されるなら、上式よりOH濃度が求められることになる。図7はLIMSの衛星データから求められたHNO₃とNO₂の濃度比から求められたOH濃度をモデル計算からの値を比較したものである。かなり良い一致が得られているが、将来このようなデータが積み上げられることが期待される。

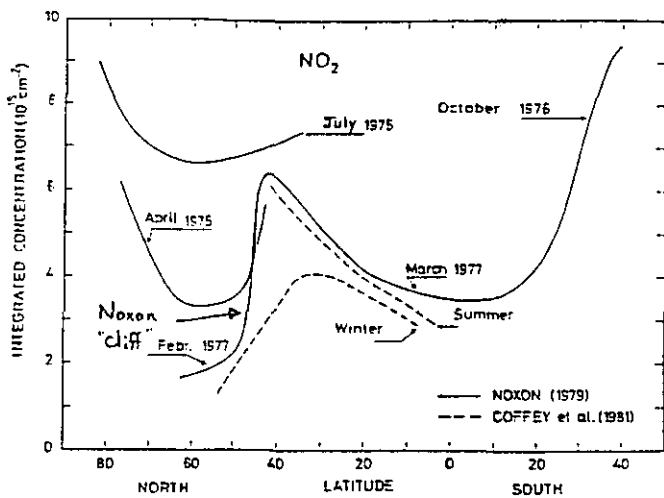


図5 NO₂カラム密度の季節別緯度分布³⁾

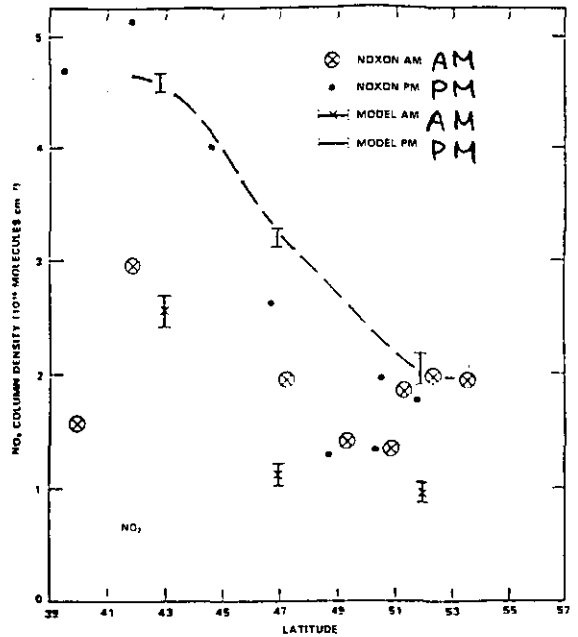


図6 NO₂ "Noxon cliff" の観測とモデル計算³⁾

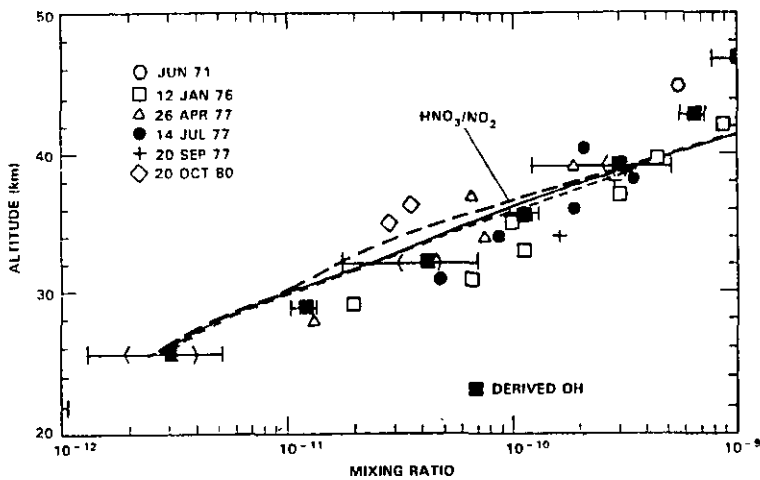


図7 LIMSのデータを用いたHNO₃/NO₂光化学平衡より求めたOH混合比の高度分布(破線)とモデル計算³⁾

出典

- 1) G. Bresseur, S. Solomon, Aeronomy of the Middle Atmosphere, Reidel Publishing Co., 1986.
- 2) WMO, Report of the International Ozone Trends Panel 1988, WMO, Geneva, 1989.
- 3) WMO, Atmospheric Ozone 1885, WMO, Geneva, 1986.

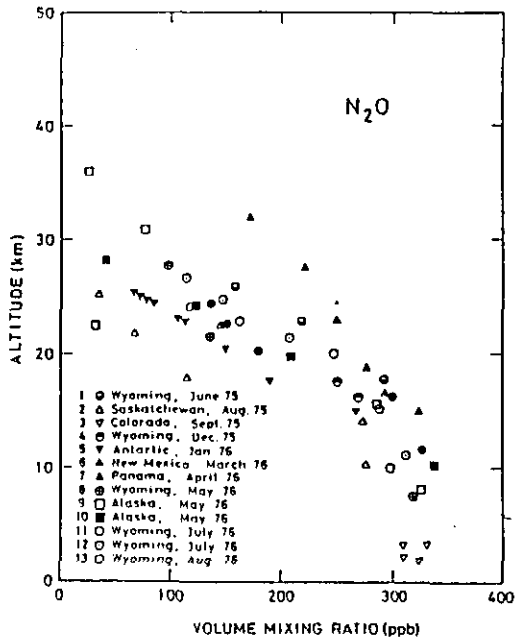


図1 N₂Oの高度分布¹⁾

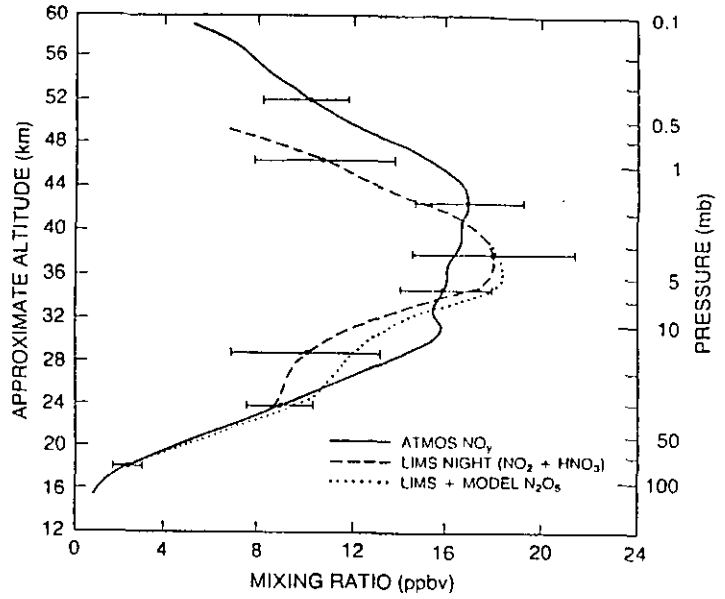


図2 NO_yの高度分布²⁾

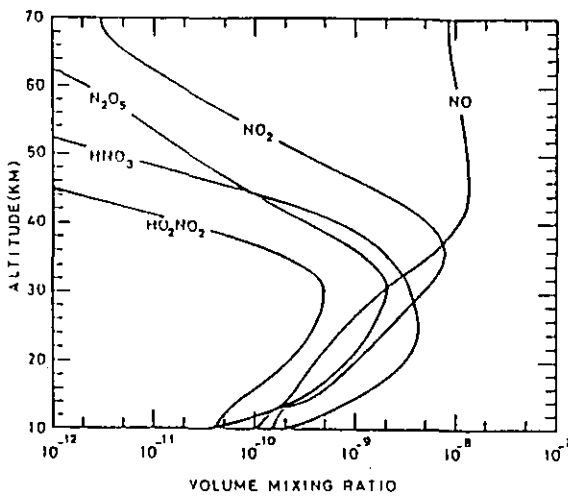


図3 NO_y組成の高度分布¹⁾

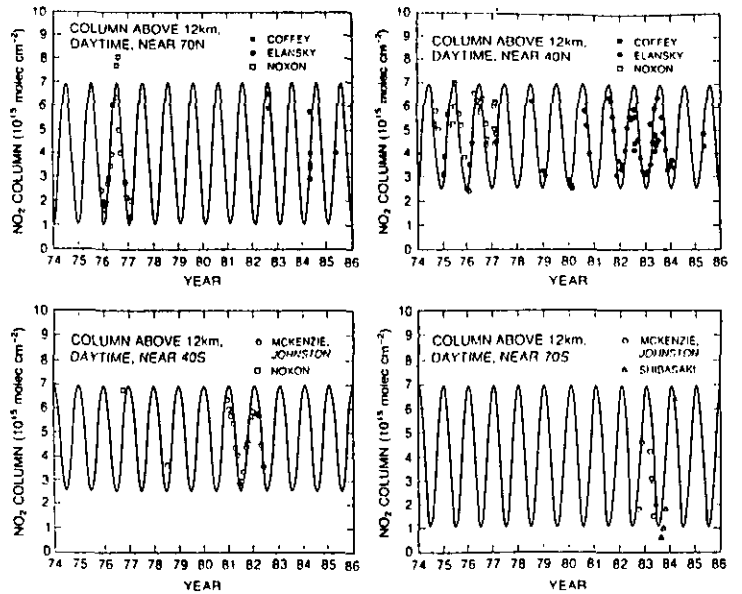


図4 NO₂カラム密度 (>12km)の季節変動
70°N(左上), 40°N(右上), 40°S(左下), 70°S(右下)²⁾

微量成分の輸送シミュレーションと将来の衛星データ解析手法の展望

山崎 孝治・千葉 長（気象研・気候）

我々のグループで行われている大気大循環モデル（GCM）を用いた物質輸送のシミュレーションに関する研究についてごく簡単に紹介し、オゾンなど大気微量成分の衛星データ解析についての将来の夢について述べる。

二酸化炭素やフロンなど人工起源でほぼ保存されるようなガスが、地上のいろいろな所から連続的に放出された場合、どのように全球に広がっていくかをみる数値実験を行った。気象研究所スペクトルGCMでつくられた2時間毎の風と温度のデータをオフラインで移流拡散計算に使用した。サブグリッドスケールの鉛直拡散は含まれているが水平拡散や積雲対流による拡散は含まれていない。移流スキームは3次元セミラグランジアン法を用いた。仮想的なトレーサーの放出源は日本、ヨーロッパ、北米、アマゾンの4つのケースを計算した。初夏から始めたケースを2年間、初冬から始めたケースは1年間計算した。紙数の関係でここでは日本からの放出のケースだけ紹介するが、ワークショップでは4ケースの結果をビデオにしたものを見ていただいた。

図1は日本から放出したケースのトレーサー全量の水平分布を示している。夏は、北太平洋領域にトラップされている（図1上）。これは北太平洋の亜熱帯高気圧に伴う循環からなかなか抜け出せないからである。成層圏の極渦の中と外の間でオゾンなどの物質交換が少ないことと似ている。秋から冬にかけて、北太平洋高気圧は東へ後退し、移動性低気圧・高気圧が通過するようになり、対流圏中層では西風が強まるにしたがい、トレーサーは北半球全域に速く広がるようになる（図1中）。冬には平均的にみるとシベリア高気圧の回りの循環にのって、大気下層を赤道方向に輸送されるものが多くなる（図1下）。日々の様子を見ると低気圧の通過後の寒気吹き出しの時に間欠的に、南西（赤道方向）へ輸送され、インドネシアからインド洋に達する。赤道を越えたトレーサーは対流活動の活発な所で上昇する。また、下層ではオーストラリアモンスーンの西風により、東へ輸送される。低緯度西部太平洋付近で南北分布をみると、日本付近から赤道にかけて減少し、5°S付近で極小となり、さらに南で増大するという面白い分布となっている。

東西平均の緯度・高度断面図を図2に示す。冬には面白いことに放出源近くの緯度より赤道付近の方が濃くなっている。また、ハドレー循環の様子も見てとることができる。南半球の鉛直分布をみると対流圏上層に極大があり、地上付近より濃い。半球間の輸送は対流圏上層を通して起こることに起因している。この特徴は北米、ヨーロッパからの放出の場合も同様である。アマゾン場合は南北両半球で対流圏上層に極大を持つ。

我々のグループでは、GCMにオゾンに関連した光化学過程を取り込む研究を開始している。オゾンは対流圏に於ける水蒸気と同様、成層圏での主要な熱源であり、オゾンがなければ成層圏が形成されないことは周知の事実である。現段階では図3左のように、オゾンモデルでオゾンの生成・消滅・輸送を計算しているが、放射に使うオゾン分布は東西平均のオゾン気候値を用いている。将来は図3右のような力学・放射・化学の三位一体となったモデルをつくることが目標である。また、オゾンモデルも精密化してゆく。図4は現状でのモデルによるオゾンのシミュレーションの例である。成層圏の分布は概ねよく再現されていると思う。しかし、対流圏では多すぎる。対流圏での化学（モデルにはOHが考慮されていない）が輸送に問題があると思われる。

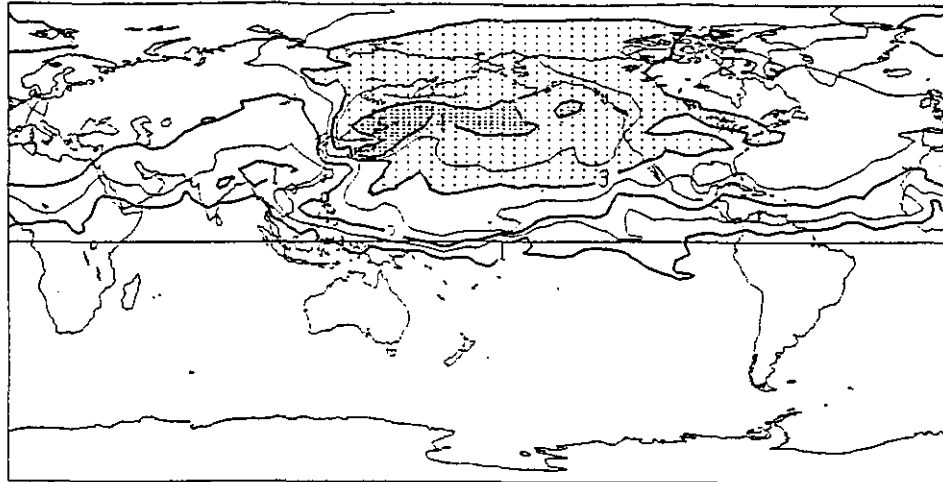
将来、オゾン等大気微量成分モデルがGCMにとりこまれ、モデルの性能も向上したとしたら、衛星データの利用に関しても新たな展望が開かれるのではないかと予想できる。それは、モデルと衛星や他の観測データを組み合わせて、予報・解析システムを構築することによって4次元的なグローバルな解析データが得られるのではないかという夢である(図5)。観測でデータを得るのが困難な地域や時間また成分についてもコンシステントなデータが得られる可能性がある。対流圏の力学場については天気予報業務に関連して現に行われており、そのアウトプットである客観解析データは天気予報業務のみならず、広く研究に利用されている。成層圏の力学場についてもやればできる段階にあり、次の廣田先生の講演にあるように研究にも利用されている。大気微量成分という意味では対流圏水蒸気については既に行われており、私自身も利用してみたが結構いけると感じた。このような4次元解析データの利点はデータハンドリングが容易であるという点にもあると思う。膨大なデータを扱うとき、欠測やエラーの処理は、予想外に面倒なものである。また、当然の帰結として微量成分の予報が可能となる。1週間後には、昭和基地でオゾンが急増するでしょう、とか、ピナツボ火山の火山灰がつくば上空にくるでしょうとか予報できるのも遠い将来ではないように思われる。さらに予報結果と解析データを比較してモデルの誤差を評価しその原因を探ることによってモデルの改善が図られるし、見落としていたプロセスが見つかるかもしれない。

予報・解析システムが現実的になるために、観測データという生体に対して、モデルという異種のもを移植しても拒否反応を示さないように、モデルの性能向上を図り、現実近づけることに努力したい。

COLUMN AMOUNT: CASE "JAPAN"

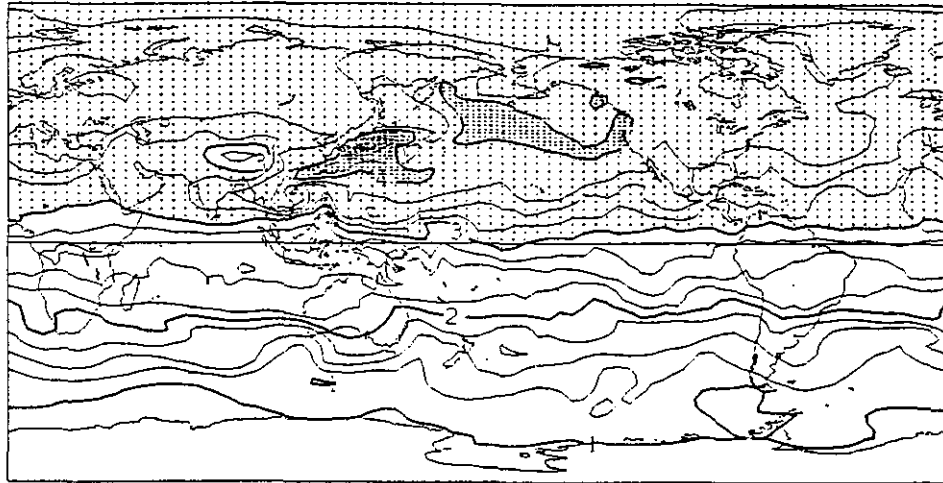
7 JUL

DAY 30



5 OCT

DAY 120



3 JAN

DAY 210

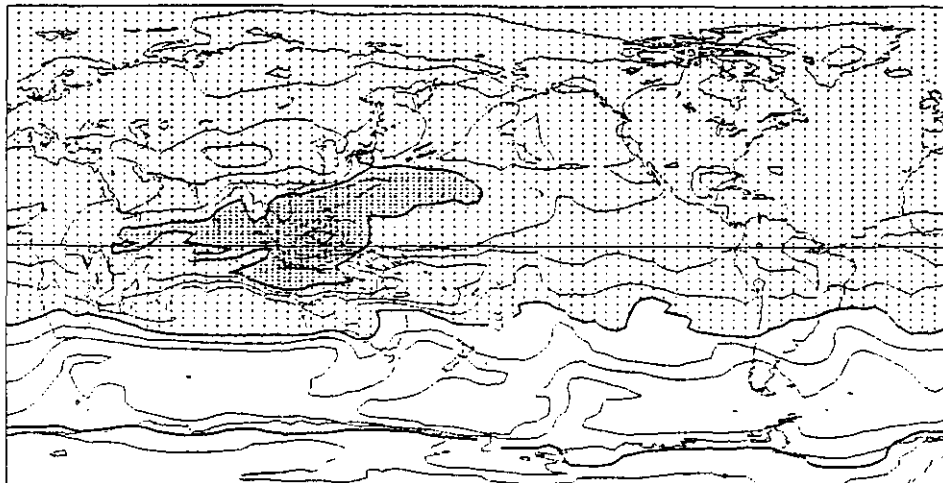


図1 日本から放出したケースの、30日後(7月7日;上)、120日後(10月5日;中)、210日後(1月3日;下)のトレーサー全量分布。対数表示。

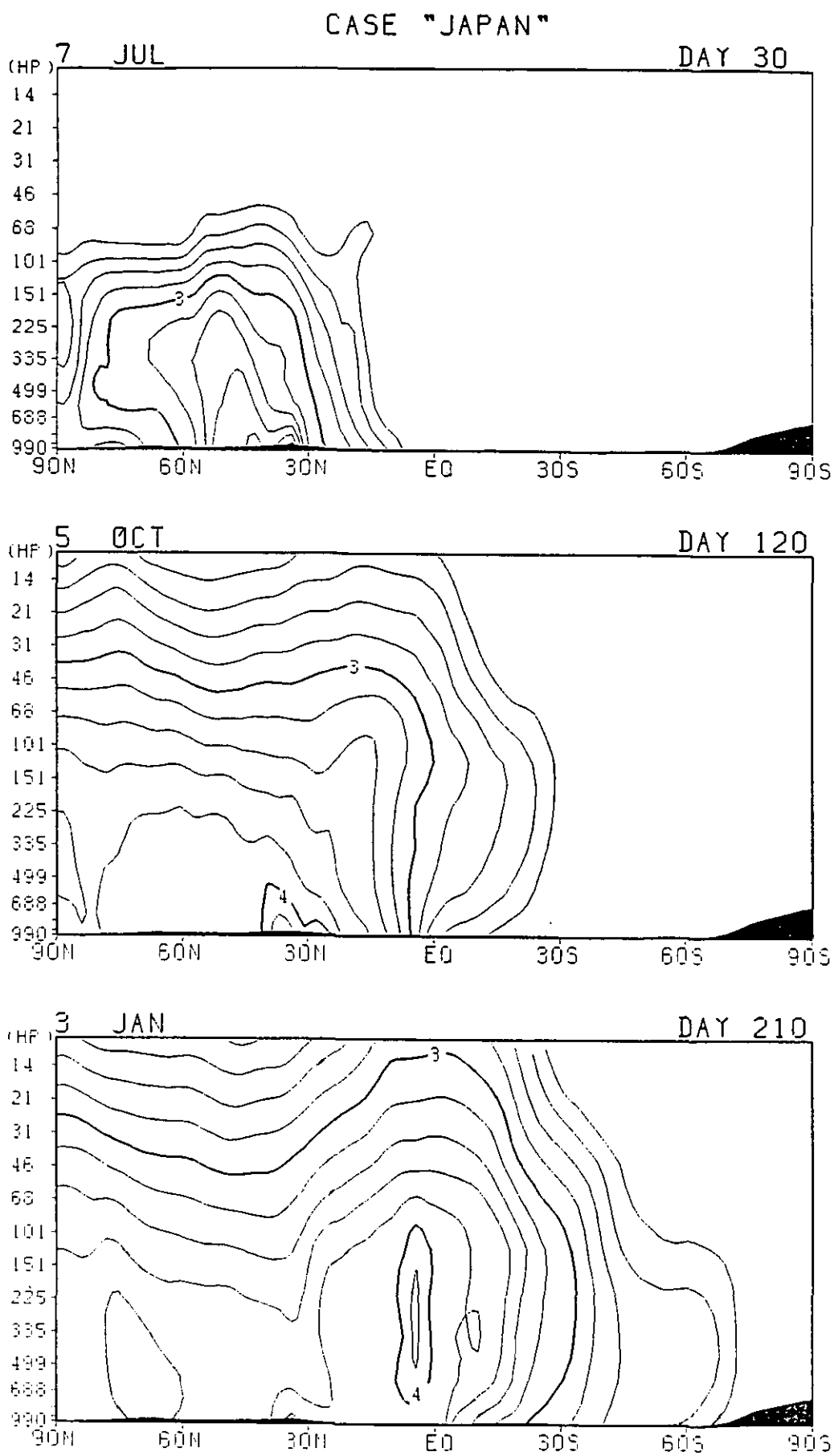


図2 図1と同様。但し、東西平均の緯度・高度断面。

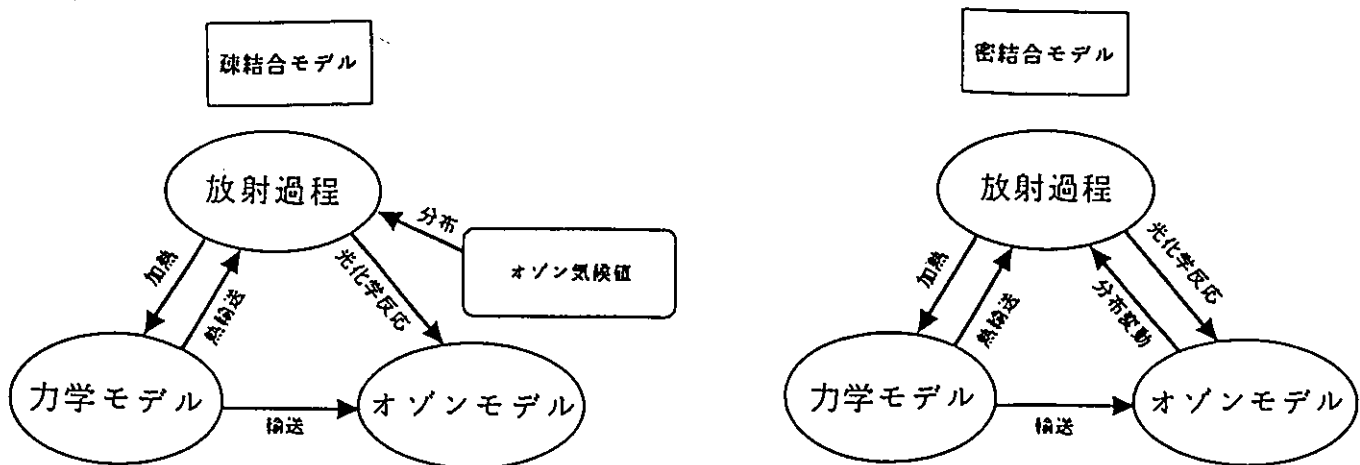


図3 オゾン等微量成分を含むGCMの模式図。

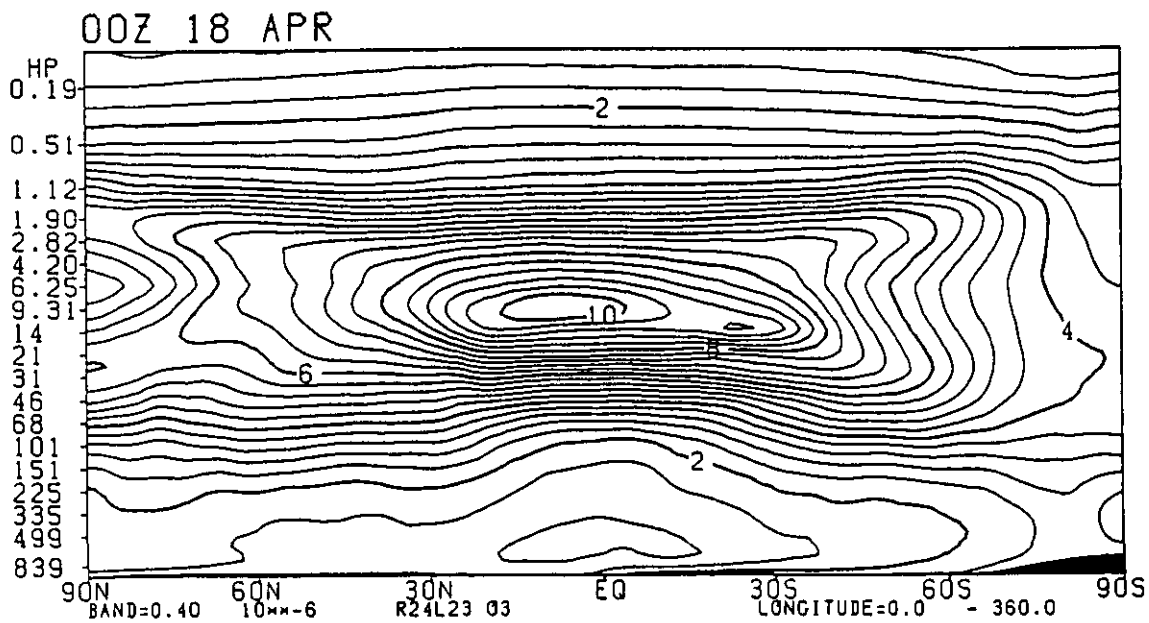


図4 現状のオゾンGCMで再現された4月18日の東西平均オゾン分布。単位はppmv.

微量成分の予報と4次元同化

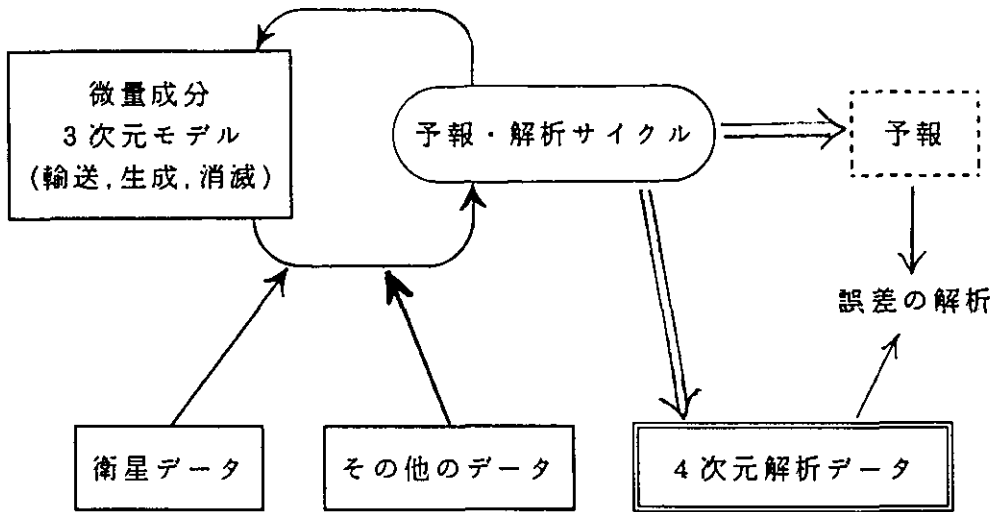


図5 将来の微量成分の予報・解析システム。

衛星データ利用の第三世代に対する提言

京都大学理学部 廣田 勇

1. はじめに

地球大気観測に話を限っても、近年の衛星技術の発展は目ざましい。量的にはもちろんのこと、質的内容の変化も注目に値するほど大きいものがある。本論は、過去20年余り、衛星データを気象学・大気物理学に活用する仕事にかかわってきたひとりとして、いささかの経験に基づき、今後の発展に対するコメントを与えようとするものである。

気象学・大気物理学に直接関連した衛星観測は1960年代のTIROSにはじまる。その後のデータ利用の内容は、以下のような三つの世代に分類することができる。

- 第一世代：1960年代

この世代の中心は、測器開発・測定者(或いは担当機関)であり、まず、従来の気球・ロケット等の測定値との比較(calibration)に始まり、予報現業への活用、さらには気象学的興味に基づく事例解析研究等が行なわれた。

- 第二世代：1970年代～1980年代

この時期には、測器・測定に直接関与しない外部ユーザーがグローバルスケールで衛星データを活用し、主として大気力学・大気大循環・気候などの学問的興味から、多くの解析が行なわれた。(筆者はこの世代に相当している)。

- 第三世代：1980年代後半～1990年代

衛星観測の内容が拡大され、それまでの力学中心(赤外放射→気温→気圧→地衡風)から一段と飛躍して、大気複合過程(放射・力学・化学の相互作用)の研究が可能になりつつある。

しかしながら、データの増加が直ちに研究の進歩を意味するとは限らない。大量のデータを扱い、その中から新しい知見を獲得するためには、いま、あらためて観測的研究の理念と方法論とを再確認しておく必要がある。

2. 測定と観測

数年前、同じ国立環境研(当時は公害研)のレーザー・レーダーシンポジウムで、筆者は「測定」と「観測」とは峻別されるべきものであることを強調した。平たく言えば、「何が測れるか」と「何を測るべきか」との相異を明確に意識することである。

全く同じことが、衛星データ利用についても言える。すなわち、「このデータセットから何が検出できるか」と「この目的のためにはどのデータセットを用いるべきか」と

の相異なる二通りの発想があり得る。上記第一世代においては前者が中心であったのに対し、第二世代の特徴は、ある明確な目的意識のもとに衛星データを選択的に活用した点にある。新しくかつ大量のデータに接する第三世代は、常にこの発想の違いを意識することが要求されよう。

3. データの入手

ある明確な目的をもってデータを選択的に活用しようとする場合には、当然、如何にしてそのデータセットを入手するか、が問題となる。

オーソドックスな衛星データ入手法は、(1) 自前で測る (例.NASA,NOAA, 宇宙研, 気象庁等)、(2) 受信装置を持つ、(3) 国際的なデータセンターに注文し購入する、(4) データネットワークに加入する、等々が考えられる。

しかし、これ以外にも、ユーザー (研究者) として個人レベルで有効にデータ入手をはかる方法もあり得る。筆者は、自分の経験から、これを「実績主義」と名付けている。具体的に述べるなら、順を追って、(1) 他人 (他機関) が使わないで捨てているデータを拾い集める、(2) 個人的なつき合いで (依頼公文書など出さず) データを貰ってくる、(3) 測定データが山積されているがうまく使いこなせていない機関に「自分が活用して見せる」と乗り込む、(4) その結果、成果を上げれば、以後は自動的にデータ入手のルートが出来る、(5) さらにその実績から国際的研究グループの一員となり、新しいデータ利用の機会が開ける。

つまり、研究の世界においても、資本主義的自由競争の原理が存在するのである。

4. データ利用における originality

ひと口にデータを用いて研究をする、といっても、既存の常識的なやり方で単なる平面図や断面図を作ったり平均値を求めたりしているだけでは新しい成果とは言えない。当然、データ解析上の工夫とか、それを生み出す理論的アイディアとかが必要である。それがあってこそ、はじめて、新しい現象の発見や記述、或いは理論的予測の定量的立証等々、大気物理学としての評価に耐える研究成果が生まれる。

このことは、第三世代において、新しい衛星データの活用にとどまらない。過去 20 年以上にわたる古いデータセットの再活用もまた、オリジナルアイディアによって輝きうる宝の山であるに相違ない。第二世代の仕事ぶりのなかにその好例を数多く見出すことが出来よう。

5. まとめ

結局のところ、データ利用の問題は、測定を観測のレベルにまで引き上げることが出来るかどうかの使い手の側の問題である。新しい状況の中において、従来なかった第三世代独自の方法論が生み出されることが強く望まれる。

繰り返して言えば、衛星データ利用の意義は、そこから気象学・大気物理学として何が得られたか、に尽きる。時代の評価は、常に研究内容の結果勝負なのである。

ILASによるオゾン層化学に関する微量成分の観測と

データ処理・運用システムの開発方針

ILAS Science Team 鈴木 睦 (国立環境研)

環境庁では、1995年打ち上げ予定の ADEOS 衛星に搭載するオゾン層観測センサー、ILAS (Improved Limb Atmospheric Spectrometer, 改良型大気周縁分光計)の開発・製作を進めている。現在、1992年末の総合試験を目標に EM (エンジニアリングモデル) の製作が行われている。ILAS は太陽掩蔽法を用い、1日に南北両極近傍の各 14 地点の大気微量成分の鉛直分布観測を行うセンサーである。データ解析・検証・応用研究は国立環境研の笹野を Principal Investigator とする ILAS Science Team のもとで進められている。ここでは、①センサーの特徴、②データ解析アルゴリズムの概要、③データ処理および研究利用のための計算機環境の整備状況、④データ提供方針などについて紹介する。

ADEOS は宇宙開発事業団が開発するプラットフォーム型の大型地球観測衛星で、NASA, CNES からの公募センサーを含む合計 8 台の大気・海洋・地表を観測するセンサーが搭載される。H-II ロケットを使用し全重量約 3.5t となる、日本では前例の無い規模の観測衛星である。図 1 に ILAS の装置の概観図を示す。ILAS は ADEOS の底面、つまり地球側面に、太陽に面する側面にオーバーハングする形で取り付けられる。図の手前側が衛星進行方向、日の出方向に相当する。日の出・日没の方向へは 2 軸ジンバルミラーを振ることによって観測を行う。

ILAS の観測原理は太陽掩蔽法であり (図 2), かつ ADEOS が太陽同期極軌道を周回するため、観測緯度帯は南北両極近傍に限られ太陽赤緯と共にゆっくり季節変動する (図 3)。観測緯度帯は ADEOS の降交点時刻 (10:30) に依存するが、10:30 のとき北半球ではアラスカ全域に相当する緯度帯、南半球では南極大陸全域が観測対象となる。

ILAS の瞬時観測視野 (IFOV) は、太陽光球の重心を追尾する (図 4)。しかし追尾精度が不足することと、追尾が地平線・雲などの干渉を受けるため、光球の上下端からの角度を計測する 1024 素子、12bit の太陽エッジセンサーを持つ。衛星の移動のため IFOV は高速で鉛直方向に移動するのに対し、ILAS の時定数は約 0.7 秒と長いのでサンプリングデータ (12Hz) を地上でデコンヴォリューションする必要がある。

ILAS の観測対象項目 (表 1) は主に成層圏のオゾンとそれに関連する大気微量成分とエアロゾル、大気温度・密度の鉛直分布である。測定精度目標は微量成分について瞬時精度で 10% より良い程度、大気温度・密度については 1 K 相当以上の正確さであると推定される。

ILAS 観測は Limb 方向で行われるためデータ Retrieval は比較的容易である。観測信号は光源、光路長マトリックス、大気吸収係数、目的成分濃度、装置関数 (波長特性、時定数、IFOV 視野) 等の因子で決る。観測波長分解能が低いなどのため、観測は非線型の積分方程式で表現される。このため推定成分濃度分布を与え、line-by-line スペクトル計算結果に装置関数を組み込んだ推定結果が観測信号列と一致するように、Forward Retrieval を行い解を得る方針である。

検証実験は大気観測においては重要であるので、ILAS Science Team では観測キャンペーンの実施を計画している。具体的な検証手段には、地上測定、気球、航空機等の他、ADEOS 搭載機器の相互検証、他の衛星搭載機器との相互検証などが考えられる。ILAS 観測は極域で行われるので、最適な観測時期、地点の設定には注意が必要である。

データ配布は科学研究の推進の観点からは重要であり、基本的には「任意のレベルのデータを適当な時期に無制限配布する」のが適当と考えられる。データ公開に関する詳細は現在、環境庁および宇宙開発事業団で調整中である。

測定データを遅滞無く研究利用するためには、データシステム(図8)が打ち上げ前から準備されると共に、計算機性能、アルゴリズム性能が十分に高く、1日分のデータ処理が1日以下で終了することが必要である。解析アルゴリズムの詳細は研究段階であるが、Forward Retrievalは高い計算能力を必要とするため環境研に導入されるスーパーコンピュータ(図9)を計算サーバーとして使用する予定である。また処理結果は直ちにデータベース化し、データ検索および利用研究が可能とする予定である。さらにデータ利用を促進するため、大学、他省庁研究機関、国外などからオンラインアクセスが可能であることが望ましく、そのためには環境研が接続計画中の東京大学理学ネットワーク(TISN)などを使用することが考えられる。

大気観測データを研究利用するためには、単にセンサーを製作し搭載するだけでなく、(1)データ処理・利用を考慮したセンサーを準備し、(2)打ち上げ前の較正・試験、(3)検証実験などを行い、さらに(4)地上データシステムが同時開発され、(5)データ処理用の高速計算機と高速アルゴリズムを用意し、(6)取得データについてデータベース構築とデータ提供サービスを行うことなどが必要である。これらを実現するためにILAS Science Team(表3)を中心に、今後、研究・開発を進めてゆく。

表1. 観測対象

O₃, HNO₃, NO₂, N₂O, H₂O, CH₄, CFC11
エアロゾル, 大気温度・密度

表2. ILASデータセットのデータレベル(暫定)

レベル0	受信データをILAS用に編集したもの
レベル1	0, 100%, エラーチェックをした透過率の時系列信号
レベル2	鉛直分布データ

表3. ILAS Science Team (1991年6月現在)

Principal Investigator

笹野 泰弘 (国立環境研)

Co-Investigators

松崎 章好	(宇宙研)	中島 映至	(東京大学)
向井 苑生	(近畿大学)	近藤 豊	(名古屋大学)
花泉 弘	(法政大学)	椿 広計	(慶応大学)
M.P. McCormick	(NASA LaRC)	J. H. Park	(NASA LaRC)
古田 直紀	(環境研)	横田 達也	(国立環境研)
鈴木 睦	(国立環境研)		

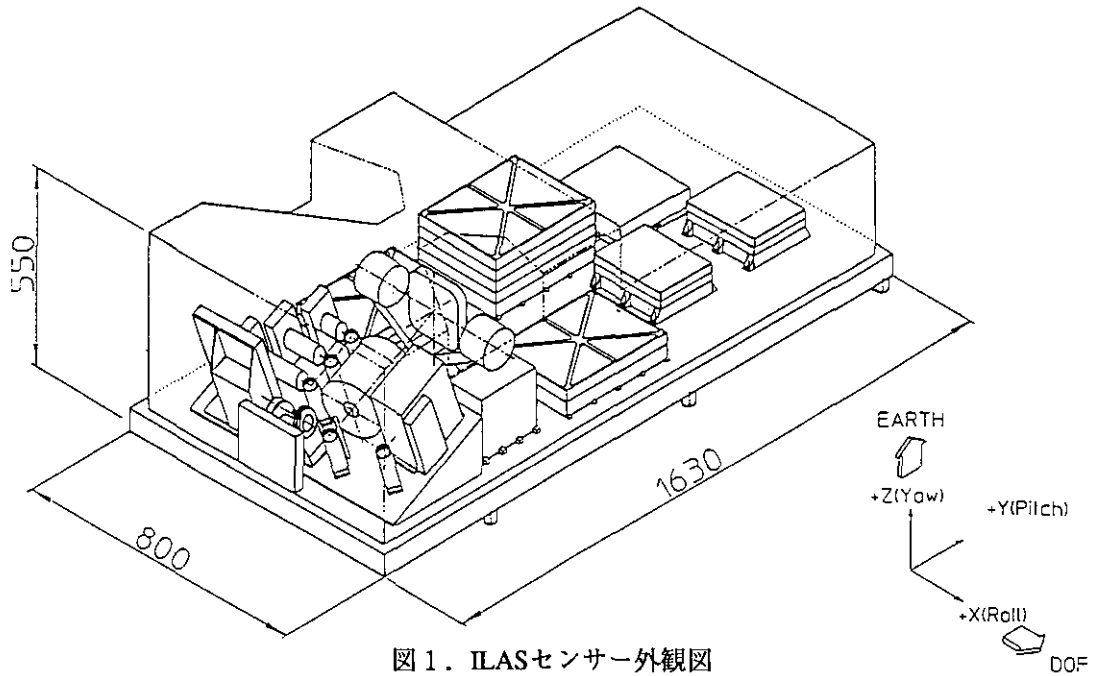
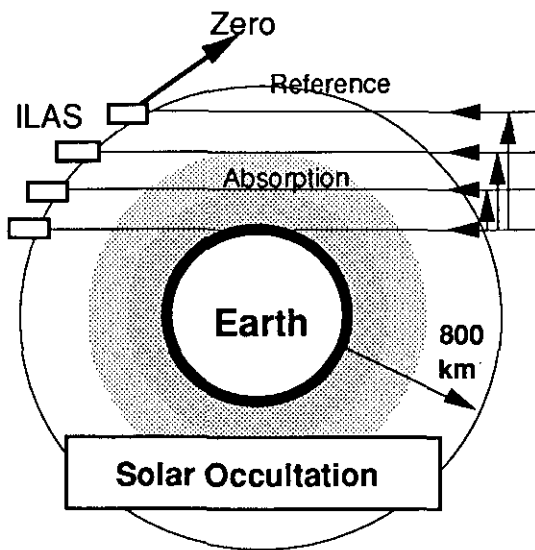


図1. ILASセンサー外観図



太陽掩蔽法
 太陽同期準回帰軌道
 降交点:午前10:30 高度:800 km

図2. 太陽掩蔽法の観測概念図

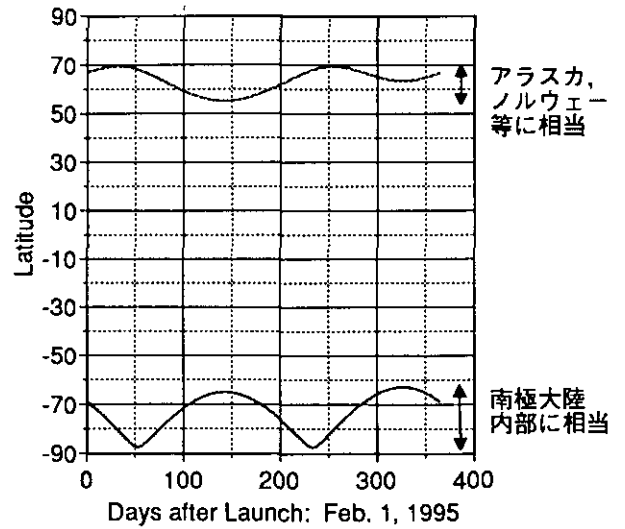
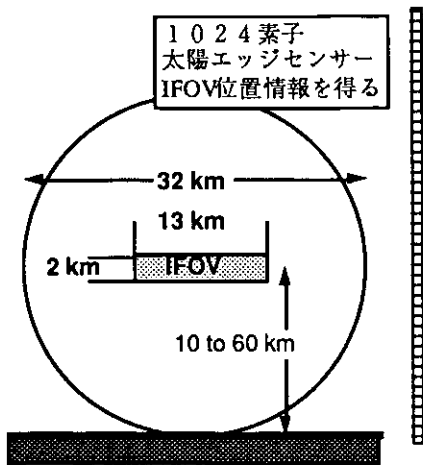


図3. 観測緯度帯の季節変化



光球の重心を追尾
太陽エッジデータも取得

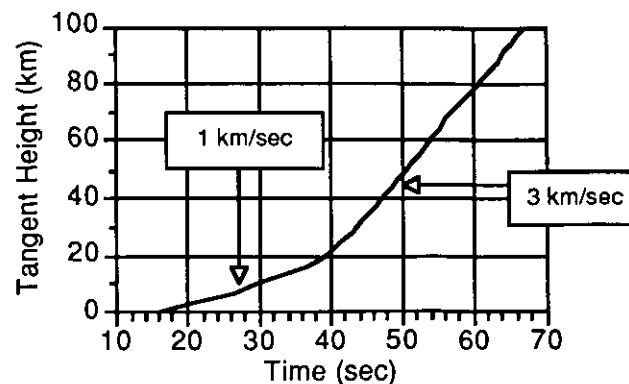


図5. IFOV鉛直移動速度と接線高度

図4. ILASの観測瞬時視野(IFOV)

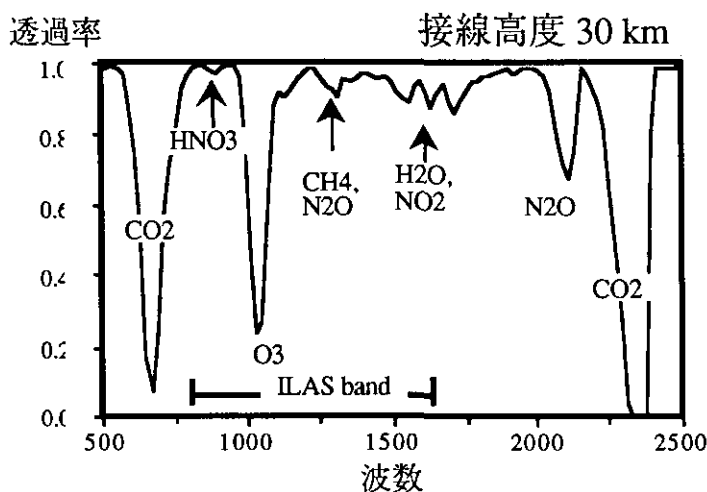
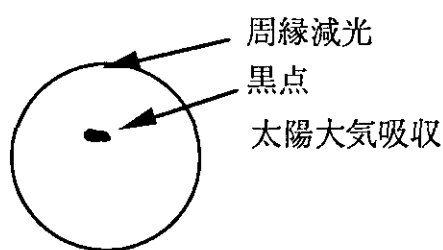


図6. ILAS赤外バンド



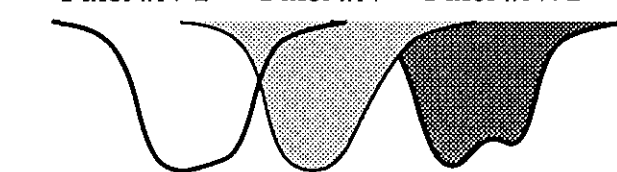
光路マトリックス, 衛星位置



単位光路長の吸収スペクトル

装置関数
分光波長特性, クロストーク

Pixel #N-1 Pixel #N Pixel #N+1



波長軸

IFOV関数

時定数
衛星座標, 移動速度など

Forward Retrieval

濃度分布を仮定, 連立積分方程式を例えばマルカード法で解く。

図7. データ解析アルゴリズムの全体イメージ

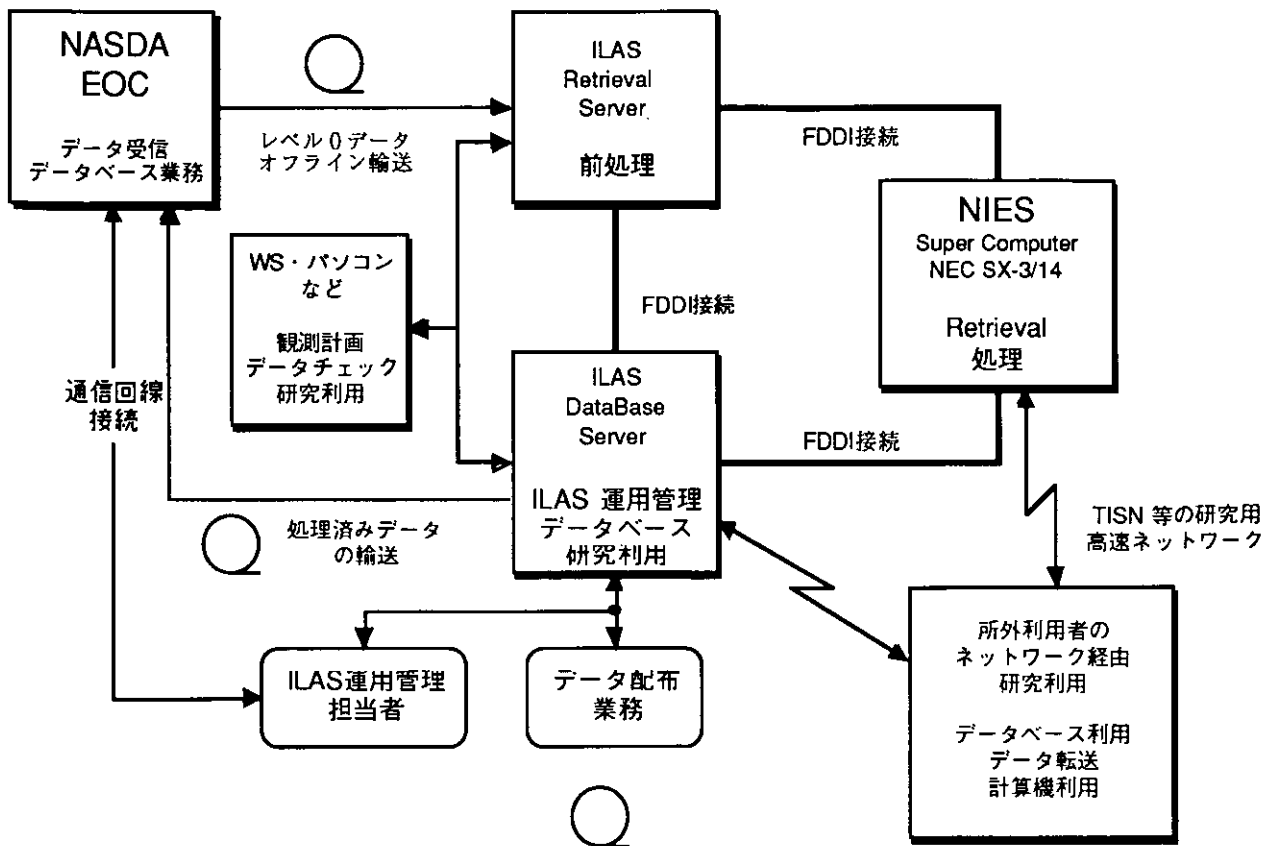


図 8. ILASデータシステムの全体構想

スーパーコンピュータシステム概念図

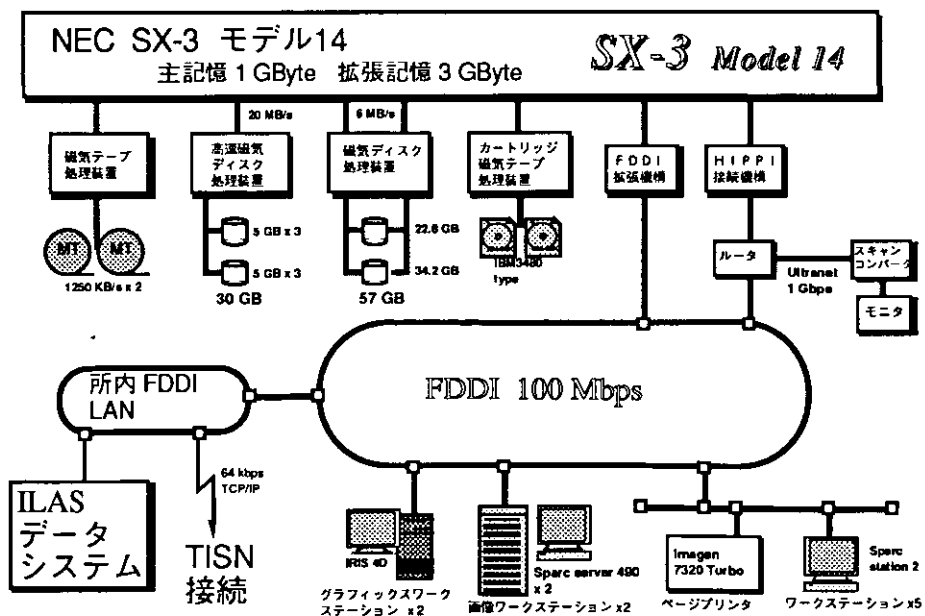


図 9. 環境研スーパーコンピュータの概要

ADEOS搭載RISを用いた大気微量分子の観測について

杉本伸夫（国立環境研究所）

RIS (Retroreflector In-Space) は 1995 年に打ち上げ予定の ADEOS 衛星に搭載されるレーザーリフレクターで、大気微量分子の地上衛星間のレーザー長光路吸収測定を目的とする。RIS 測定概念を図 1 に示す。地上局から発射したレーザー光は RIS で反射され、地上局で受信される。往復の光路でレーザーが受ける吸収を測定し、大気中分子の濃度を求める。

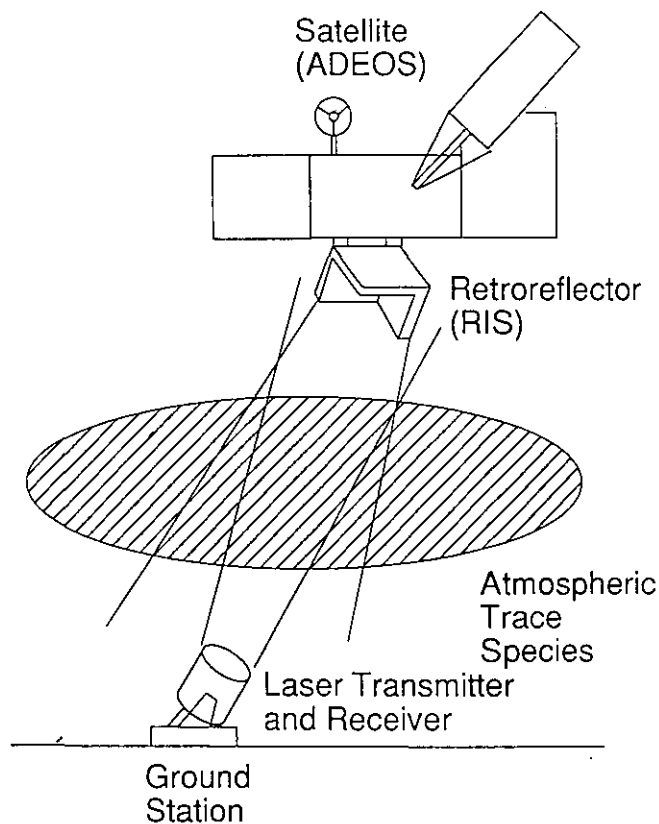
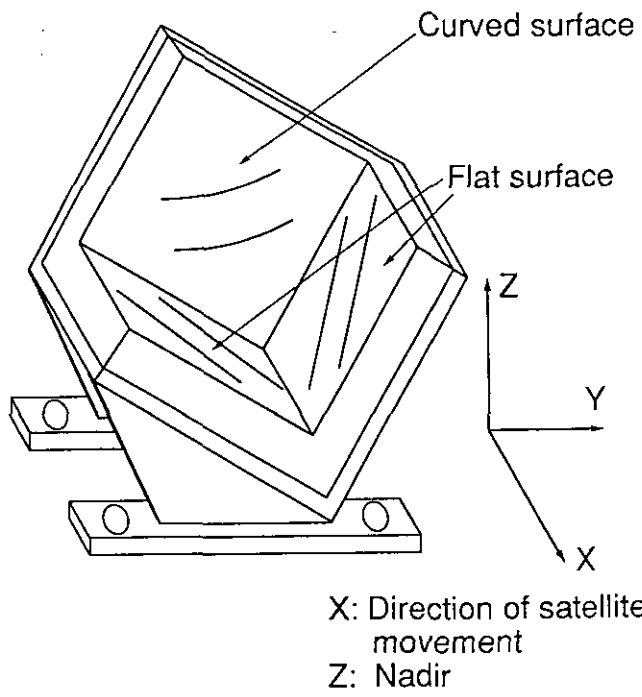


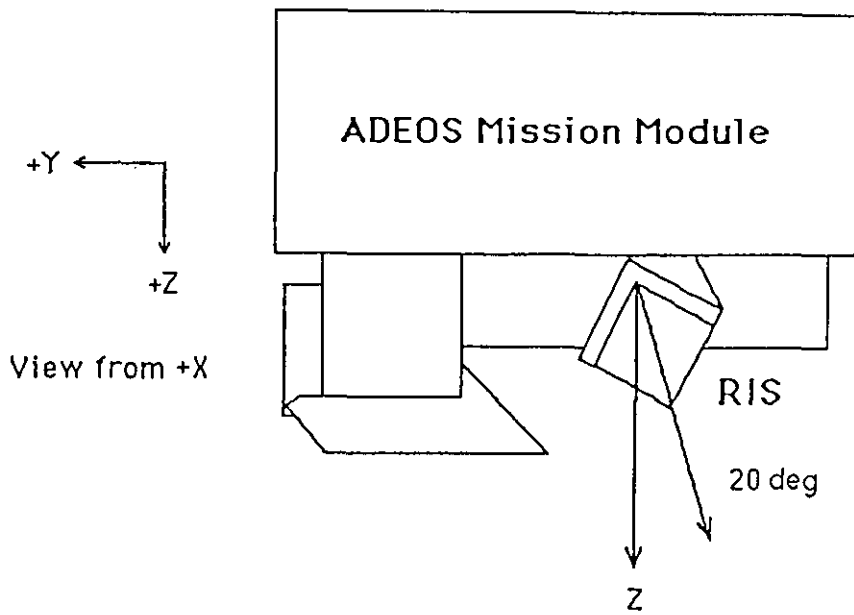
図 1

RIS の構造を図 2 に示す。RIS は分光測定を目的とするため、単一素子で、口径は 0.5 m である。

ADEOS には図 3 のように、光軸を鉛直下方向から進行方向に 30 度、横方向に約 20 度傾けて取り付けられる。



☒ 2



☒ 3

ADEOSは高度800kmの極軌道衛星であり、RISがリフレクターとして機能する視野範囲は光軸の回り全角約60度であるので、RIS測定が行われるのは、図4に示す領域をADEOSが通過するときである。

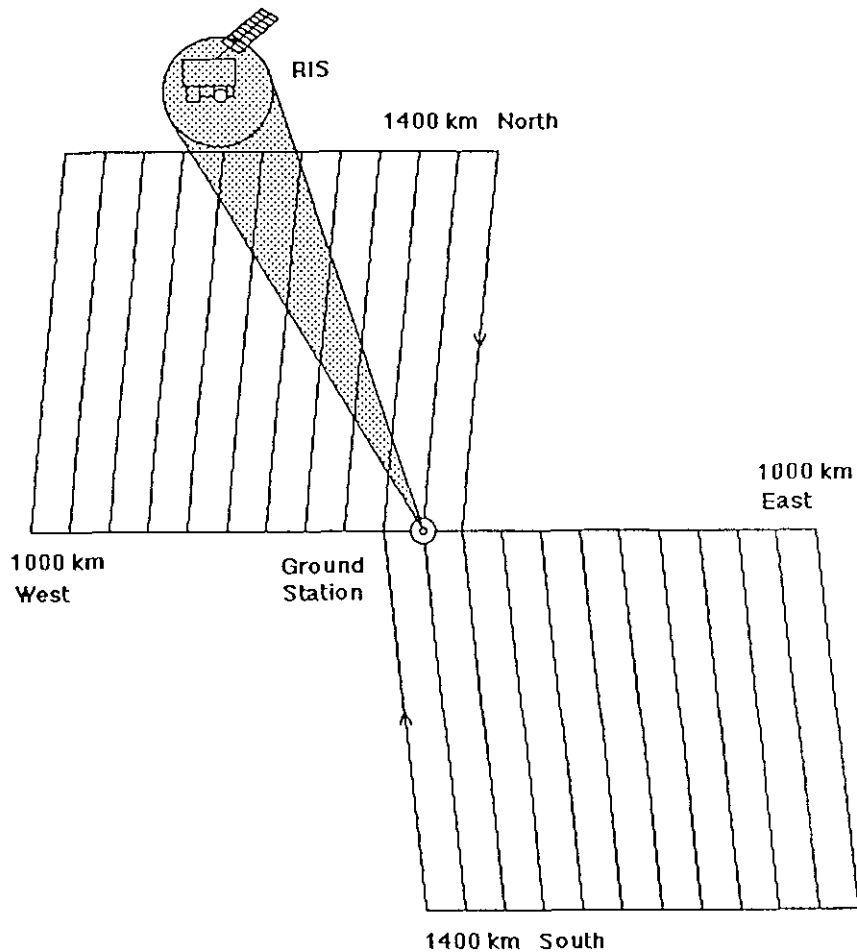
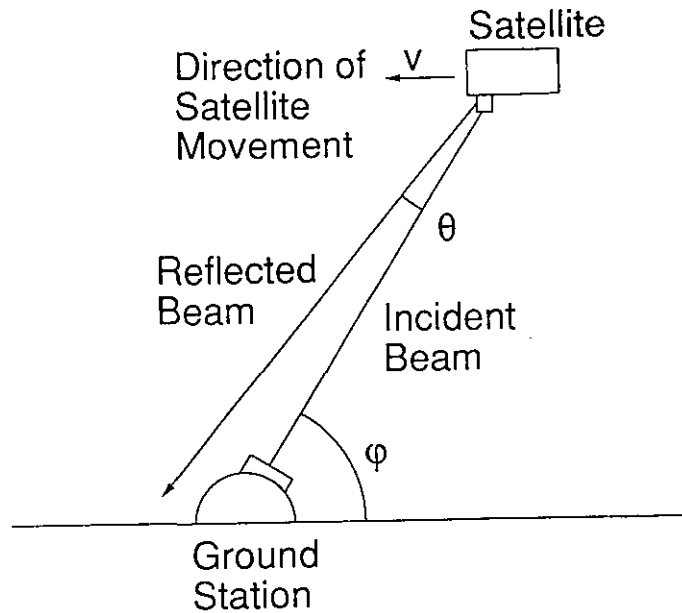


図4

リトロリフレクターは入射光が正確に逆方向に反射されるという性質を持っている。しかし、RISの設計ではRISが高速で進行するために反射光の方向がわずかに進行方向にずれる光行差と呼ばれる効果を考慮する必要がある。図5に光行差を説明する。RISでは光行差を補正するために図2に示すように鏡面の一枚にわずかな曲面を用いて反射光を進行方向に広げ、地上局で効率良く反射光が受信できるよう設計した。



Velocity aberration $\theta = 2 \frac{v \sin \phi}{c}$

Doppler shift $\Delta\omega = 2 \frac{\omega \cos \phi}{c}$

図5

R I Sの地上局の構成を図6に示す。地上局は高精度の衛星追尾装置と分光測定用レーザー送受信装置から構成される。高精度の追尾を実現するために、追尾用のレーザーのR I Sによる反射を画像として捉え、追尾装置にフィードバックする能動的追尾手法を開発している。

分光測定用には、レーザーの信頼性等を考慮してT E A炭酸ガスレーザーを選択した。炭酸ガスレーザーは波長を連続的にスキャンすることはできないが、R I S測定では反射光のドップラーシフトを利用してスペクトル形状を測定する手法を用いる。レーザーは2台用い、1台は測定対象分子の吸収線の近傍の炭酸ガスレーザーラインに同調し、もう1台は大気ゆらぎなどを補正するための参照用で、吸収の小さいレーザーラインに同調する。ふたつのレーザーパルスは1 ms以下の時間間隔で発射する。

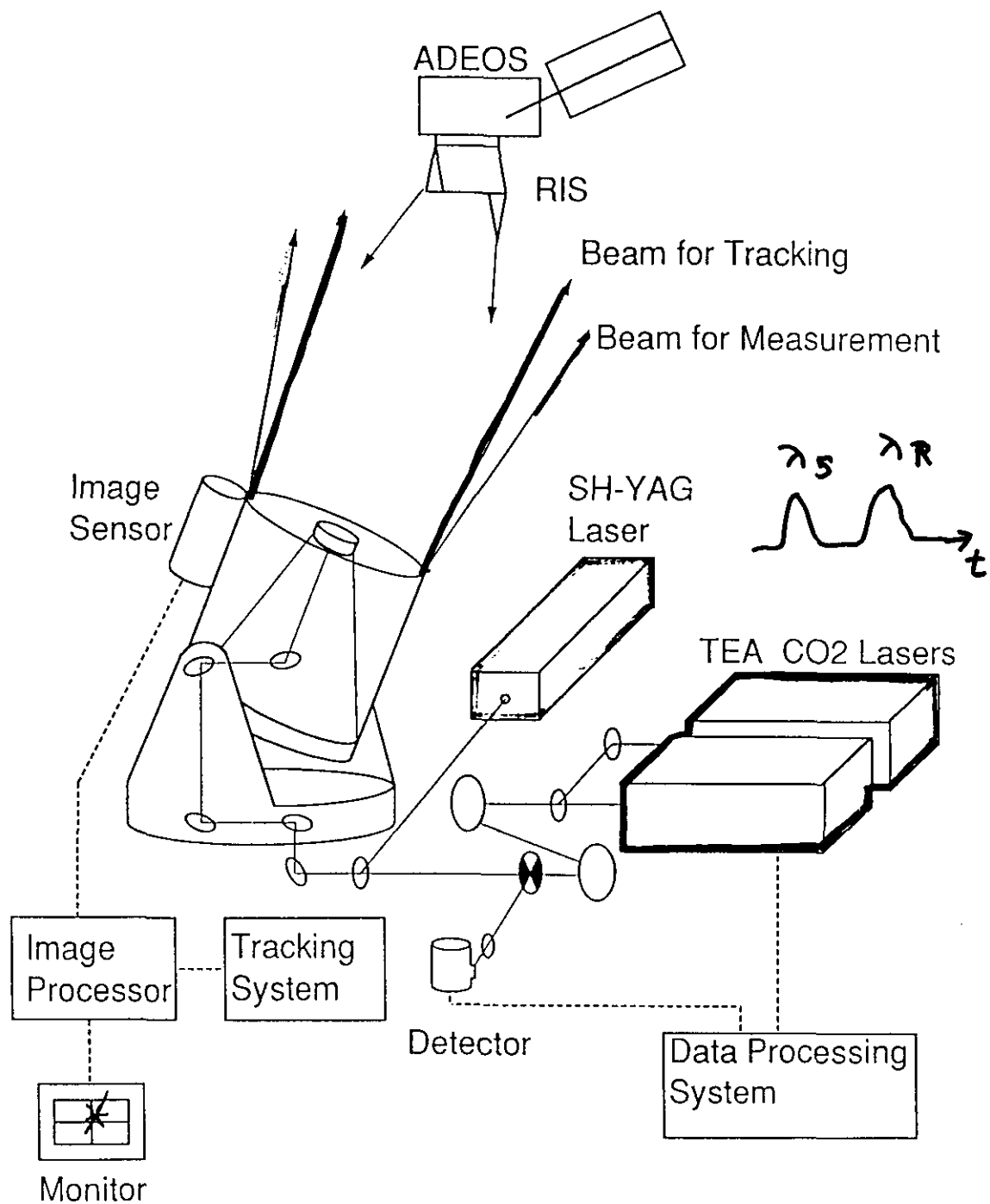


図 6

図 7 は大気モデル FASCODE で計算した大気の透過率とオゾン測定に用いるレーザーラインである。反射光のドップラーシフトは衛星の位置の関数として変化し、図に示した領域のスペクトルが測定される。

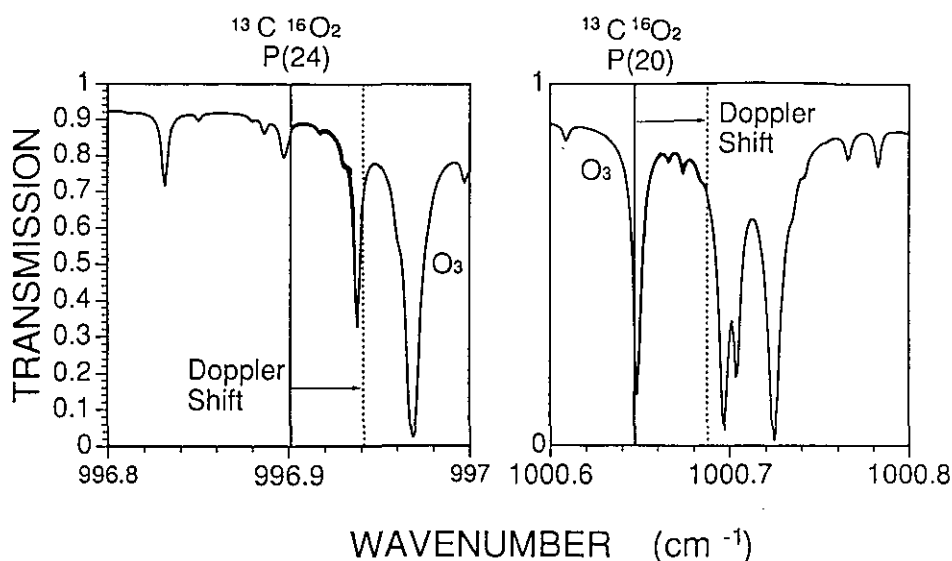


図7

炭酸ガスレーザーとその第二第三高調波を用いて測定可能な分子を表1にまとめて示す。吸収の大きいオゾン、メタン、炭酸ガスについては吸収線の形状を利用して反転法により高度分布が得られる。その他の分子についてはカラム量が得られる。CFC12については吸収が連続帯であるため、ドップラーシフトを利用した分光測定ではなく、図8に示すように数本の炭酸ガスレーザーラインを高速で切り替えて広い範囲のスペクトルを測定する方法を用いる。

図9は計算機シミュレーションにより評価した $10 \mu\text{m}$ におけるRIS測定の1ショット当りの受信信号強度である。この計算ではRISの反射率の衛星位置依存性など全てを考慮した。また、図には検出器雑音の大きさも示した。この図より、RIS測定における光検出では高い信号対雑音比が得られることがわかる。

RIS測定のデータ処理の手順を図10に示す。個々の分子についてのデータ解析手法と得られる高度分布あるいはカラム量の精度について、現在検討を進めている。

RIS測定は測定領域が地上局上空に限られるが、高精度の高度分布、あるいはカラム量の測定が可能である点に特徴がある。また、レーザーを光源とするため同一の手法で昼、夜、観測が可能であること、スペクトル測定の波長領域等の設定の自由度が大きいことなどの特徴がある。RISは地上衛星間の長光路吸収による最初の大気微量分子の分光測定であり、技術的な意義も非常に大きい。

表 1

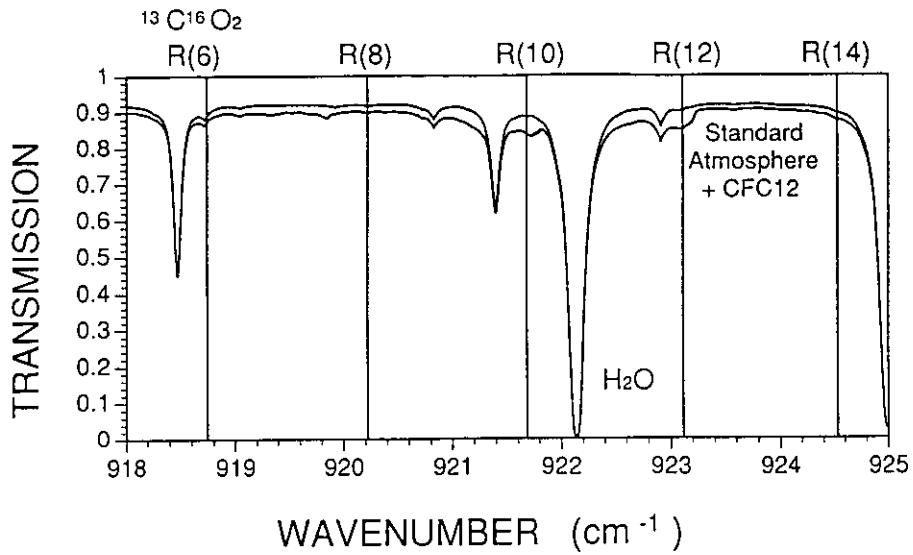
CO₂ Laser Lines for Long- Path Absorption Measurements.

Target Species	Isotope	CO ₂ Laser Line	Wavenumber (cm ⁻¹)	
O ₃	636	P(18)	1002.4778	a)
	636	P(20)	1000.6473	
	636	P(24)	996.9011	
CH ₄	636	R(34)	937.5844	R)
	636	R(22)(TH)	929.9930x3	a)
	626	R(16)(TH)	973.2885x3	
	626	R(22)(TH)	977.2139x3	
	636	R(8)(TH)	1024.3677x3	
CO ₂	626	R(26)(TH)	979.7054x3	R)
	626	P(26)	938.6883	a)
	636	R(36)	938.7776	
CO	636	R(34)	937.5844	R)
	626	R(24)(SH)	1081.0874x2	b)
	626	R(30)(SH)	1084.6351x2	
N ₂ O	626	R(8) (SH)	1070.4623x2	R)
	626	R(38)(SH)	1089.0011x2	b)
	626	R(40)(SH)	1090.0284x2	
HNO ₃	636	P(8)	907.0528	b)
CFC12	636	R(6)	918.7440	b)
		R(30)	-935.1358	

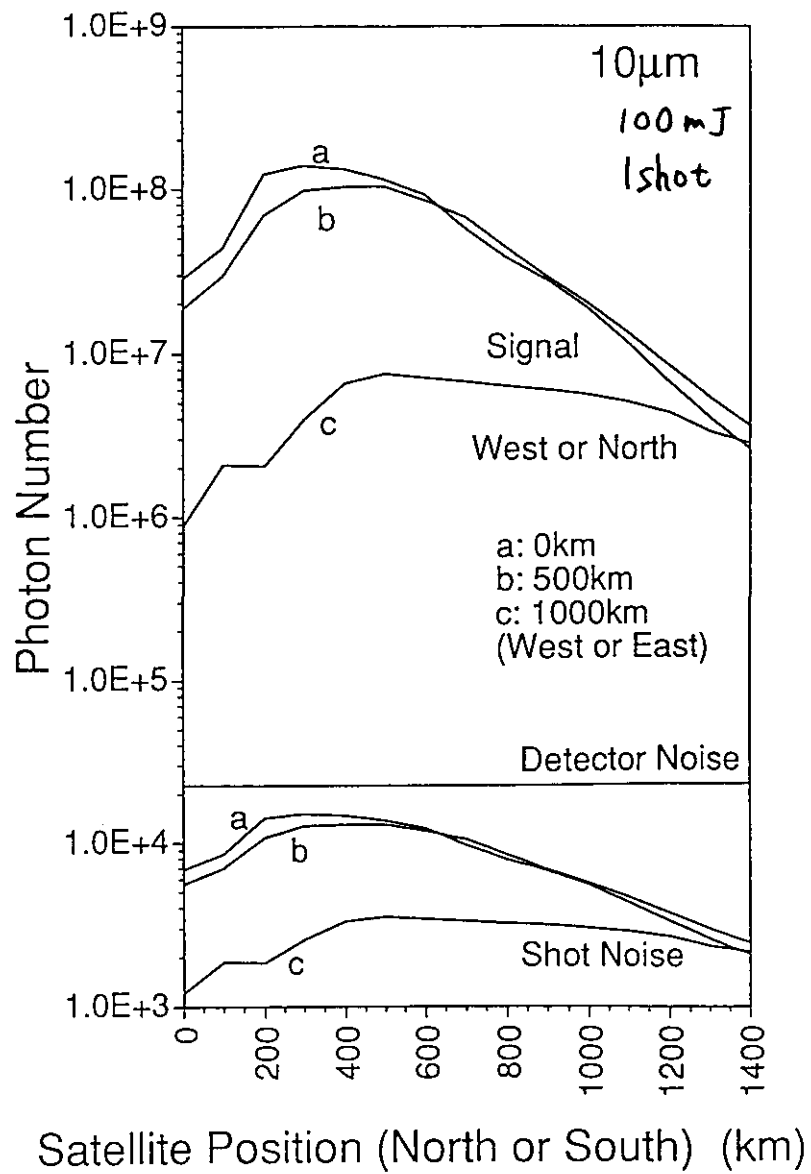
a) vertical profile (inversion using line shape)

b) column density

R) laser line for reference



☒ 8



☒ 9

R I S 測定 の データ レベル

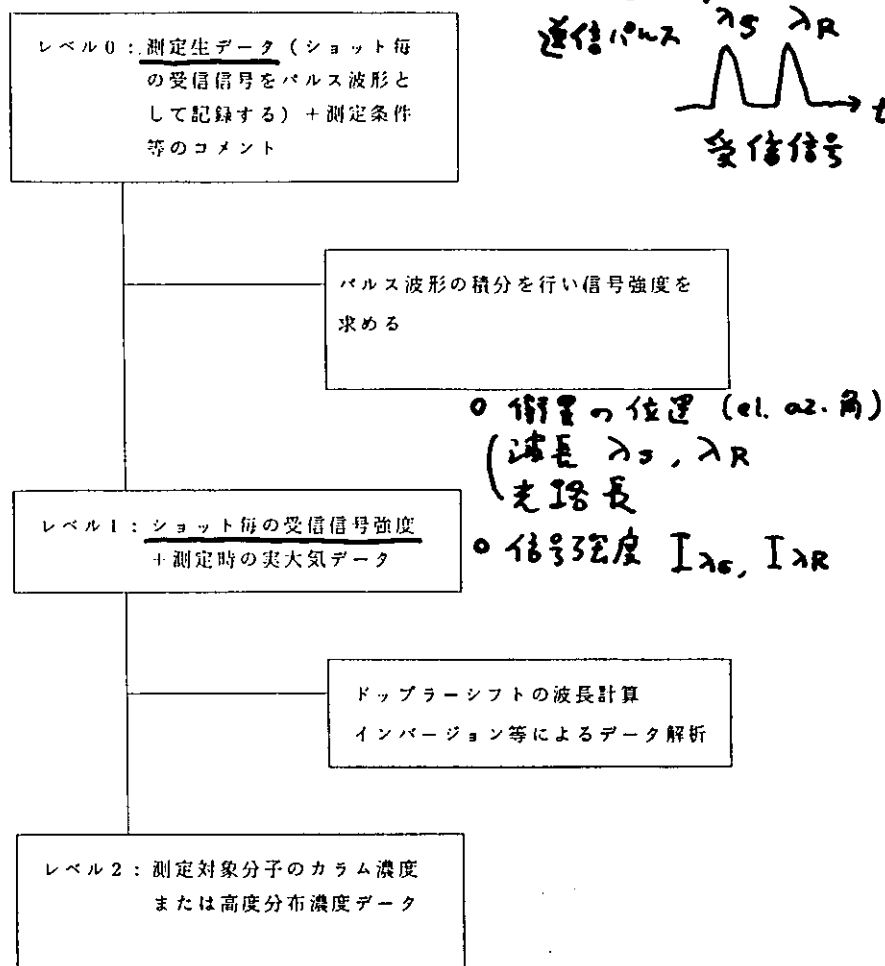


図 10

R I S のデータの利用においては、広い領域をカバーするような他のセンサーのデータとの相補的な利用が有効であると考えられる。

文献

- 1) 湊 淳, 杉本伸夫, 笹野泰弘: A D E O S 搭載リトロリフレクター (R I S) の設計. 日本リモートセンシング学会誌, 11 (1991) 225-234.
- 2) 湊 淳, 杉本伸夫, 笹野泰弘: 衛星搭載リトロリフレクター (R I S) を用いた大気微量分子の分光測定法. レーザー研究, 19 (1991) 1153-1163.

Nimbus 7/TOMS、ADEOS/TOMS の
データ利用について

小川利紘（東大理）

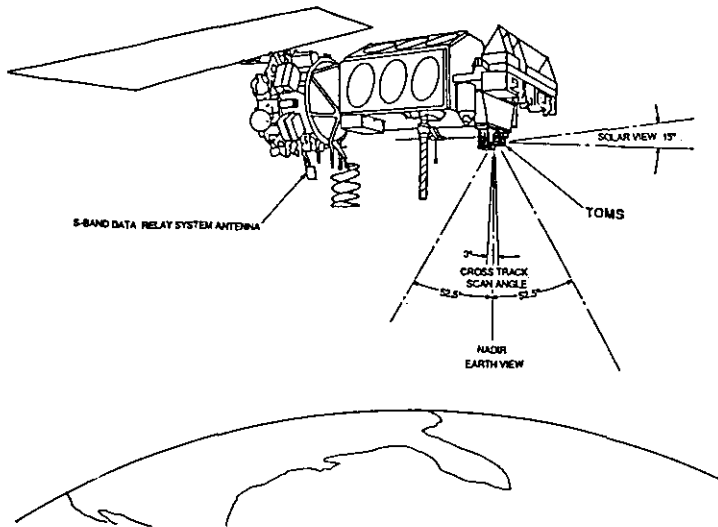


表1 TOMS の 飛 翔 歴

1970.4	Nimbus 4	BUV
1978.11	Nimbus 7	SBUV/TOMS
1991.8	Meteor 3	
1993	Earth Probe	
1995	ADEOS	

図1 TOMS観測の概観（TIROS衛星搭載を想定したもの）。

瞬時視野角 3° 、軌道と直角方向に $\pm 52.5^\circ$ のスキャンをする。これは衛星高度800kmの場合、地表における水平分解能 $\sim 50\text{km}$ 、刈幅 $\sim 2800\text{km}$ となる。

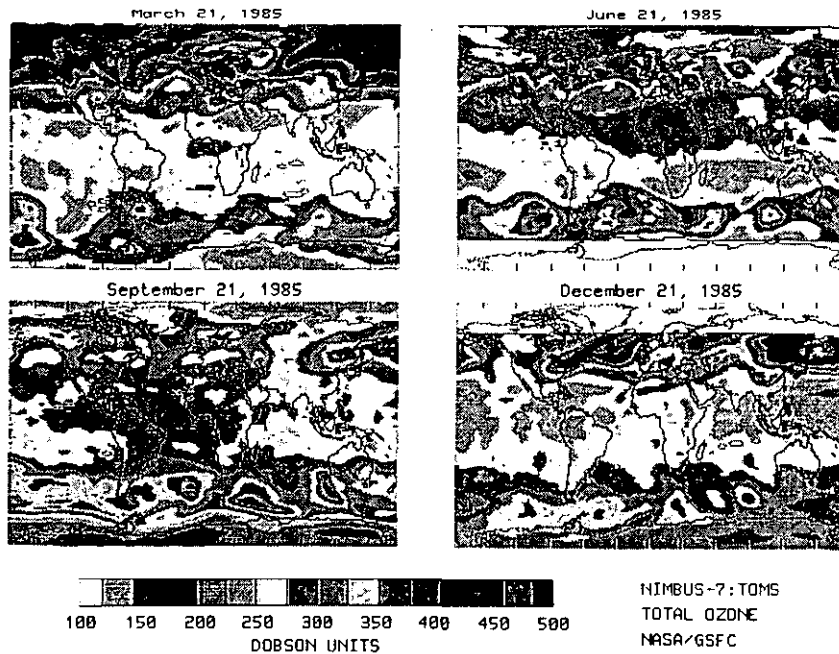


図2 TOMSデータによるオゾン全量の全球マッピングの例。

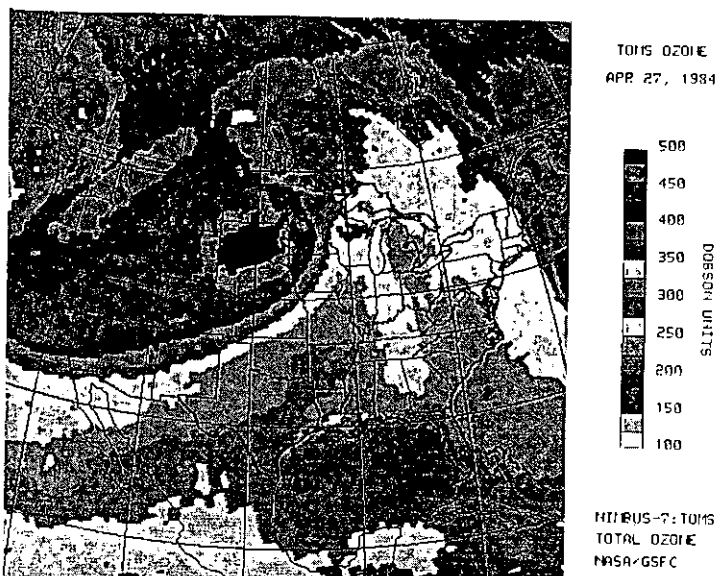


図3 北米上空のオゾン全量。1984年4月27日のTOMSデータ。北米中西部の高い全量値は低気圧域北米東部の低い値は高気圧域に対応している。

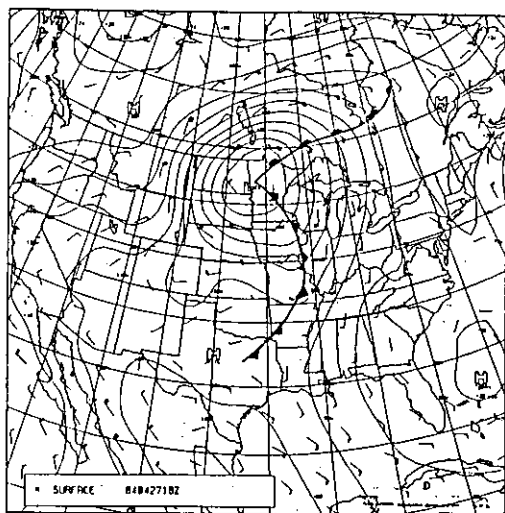


図4 図3の観測日の18UTにおける地上天気図。18UTは図3の観測とほぼ同時刻。

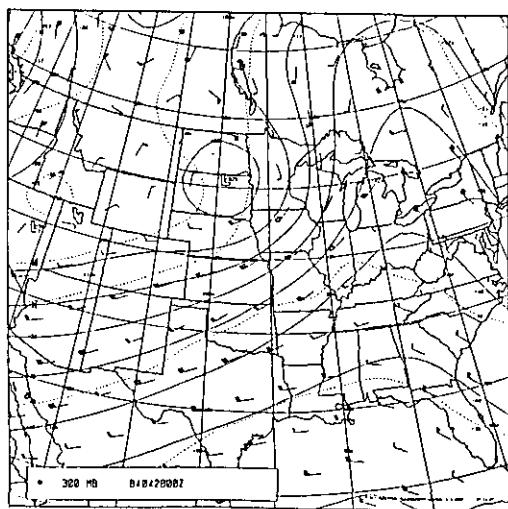


図5 図3、図4とほぼ同時刻（1984年4月28日00UT）における300mb等圧面高度と風系。この図の等高度線は図3のオゾンの等値線とよく似ている。

表2 オゾン全量を求める測定波長 (Å)

	Dobson	Brewer	TOMS	
			Nimbus 7	ADEOS
A	3 0 5 5	3 0 2 2		
	3 2 5 4			
B	3 0 8 8	3 0 6 3		3 0 8 6
	3 2 9 1			
C	3 1 1 4.5	3 1 0 5	3 1 2 5	3 1 2 5
	3 3 2 4	3 1 3 5	3 3 1 2	3 3 1 2
D	3 1 7 6	3 1 6 7	3 1 7 5	3 1 7 5
	3 3 9 8	3 2 0 1	3 3 9 8	3 2 2 3
C'	3 3 2 4		3 6 0 0	3 6 0 0
	4 5 3 6		3 8 0 0	

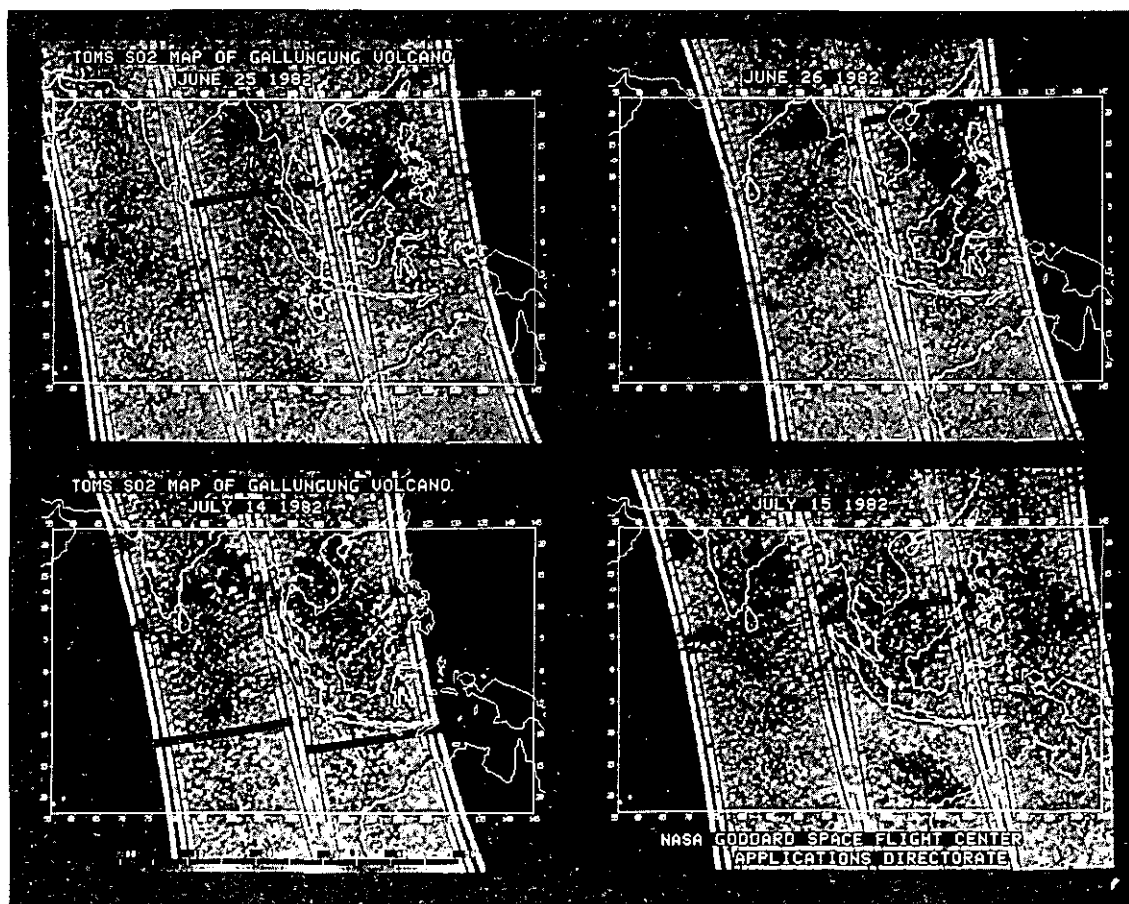


図6 火山噴火による二酸化硫黄の検出。1982年6月/7月のインドネシアのガルングン火山の例。

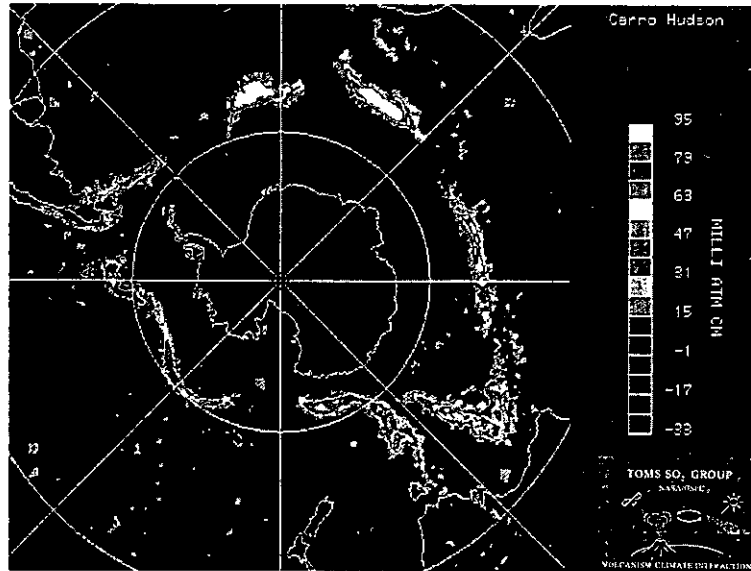


図7 大気中二酸化硫黄の検出の例。1991年8月15日に噴火したシェロハドソン火山によるもの。7日間のデータを重ねて描いてある。

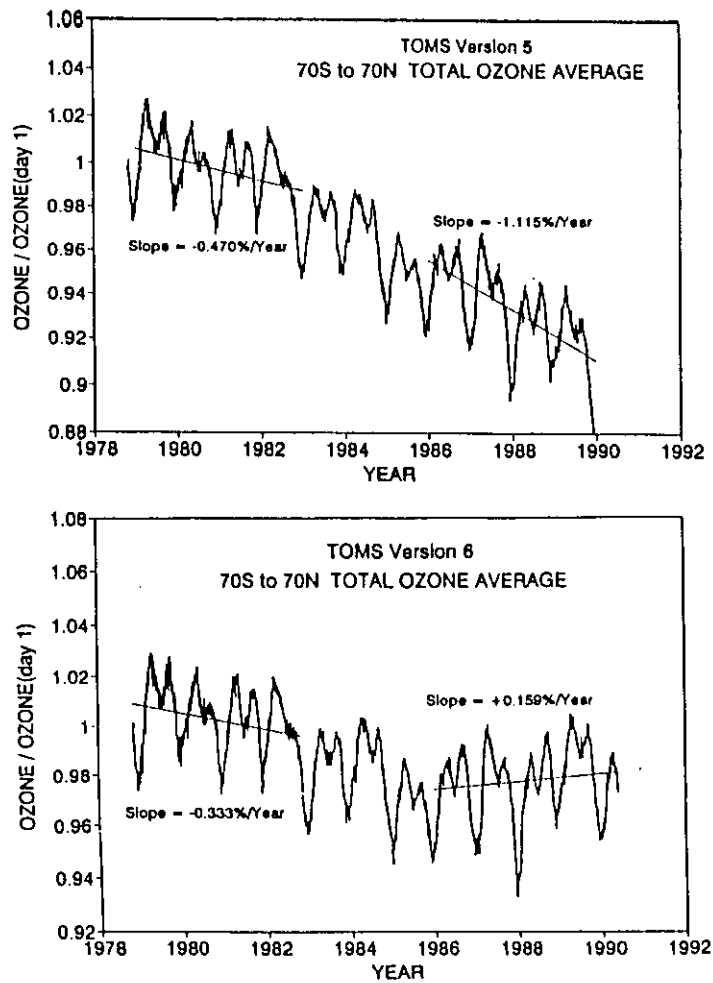


図8 TOMS 観測データによるオゾン全量の全球的トレンド。Ver. 6 ではデータの補正によって妥当なトレンドを与えるようになった。

表3 TOMSデータを用いる研究の例

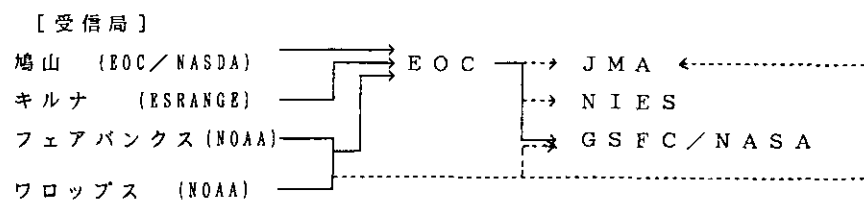
<p>(A) Global Mapping of Total Ozone</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. long-term monitoring for trend 2. global climatology <ul style="list-style-type: none"> • variations of various scales of time and space 3. dynamics of the lower stratosphere
<p>(B) Global Mapping of Total Sulfur Dioxide</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. SO₂ air pollution <ul style="list-style-type: none"> • regional structure and long-range transport 2. volcanic SO₂ gases <ul style="list-style-type: none"> • early detection of volcanic eruption • global sulfur cycle
<p>(C) Global Mapping of Tropospheric Ozone</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. global monitor for tropospheric trend 2. regional structure and tropospheric budget 3. stratosphere-troposphere exchange process

表4 Nimbus 7/TOMS のデータ

レベル0	RUT-T	生データ
レベル1	HD-TOMS	校正済み放射量、導出したオゾン全量値
レベル2	GRID-TOMS	地球上格子点に対するオゾン全量値(1日毎)

(註) レベル2データはNSSDCからSPANネットワーク回線を通じるかCD-ROMの形で利用者へ。

図9 ADEOS/TOMSのデータの流れ(想定)



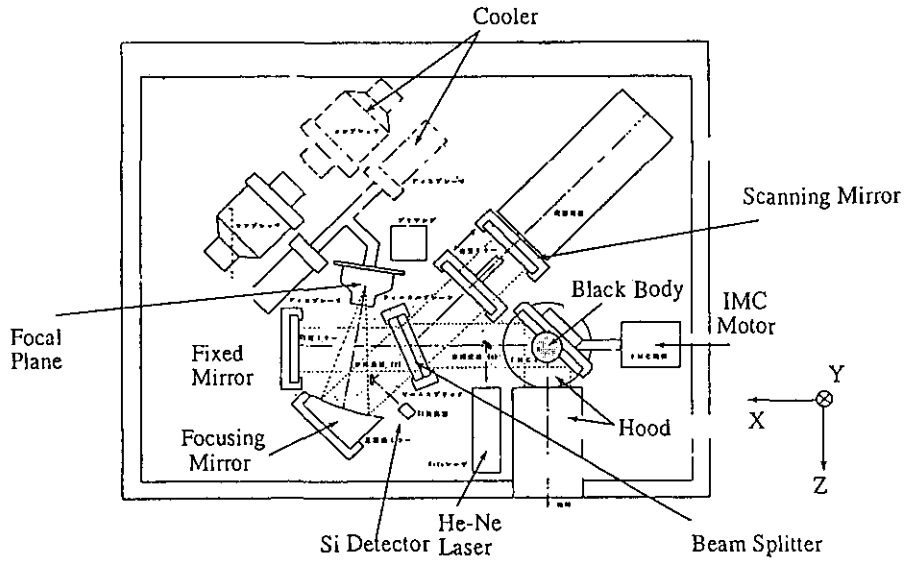


図1 ADEOS / IMGの構成概略図。波長 $3.3 - 15 \mu\text{m}$ 領域を 0.1 cm^{-1} の波数分解能で測定するマイケルソン・フーリエ分光計。波長走査鏡はリニアモーター駆動で 10 cm の距離を10秒間で走査する。検出器は長波長側は HgCdTe 、短波長側は2ケの InSb でカバーする。

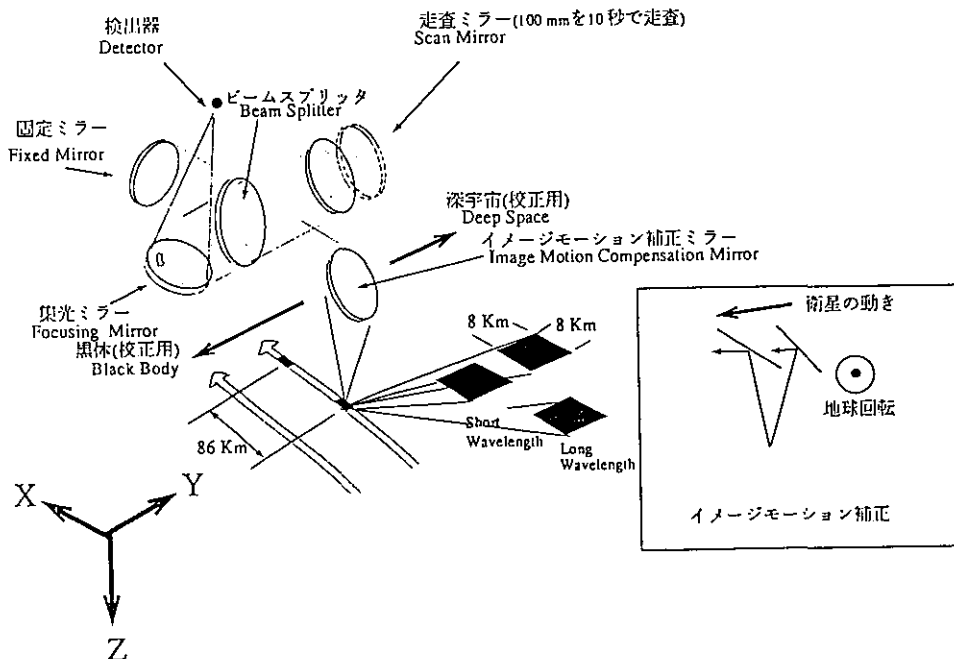
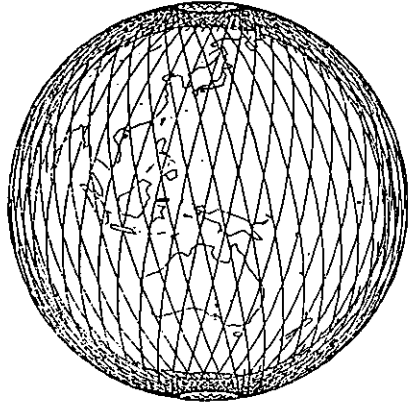


図2 IMGの観測概念図。瞬時視野角は 0.6° で、地表における水平拡がりは 8 km に対応。10秒間の波長走査の間に視野が移動しないようイメージモーション補正鏡を使用する。通常は垂直下方観測であるが、校正の際にはこの補正鏡を傾けて、深宇宙を観ることが出来る。また、イベント・モードの観測として軌道直下から離れた方向を見ることも可能である。



Orbit Type	Sun Synchronous Subrecurrent
Altitude	Approx 800Km
Inclination	Approx 98.6 deg
Period	Approx 101 min
Recurrent Period	41 days
Local time at descending node	10:15-10:45 AM

図 3 ADEOS の軌道と IMG の観測。ADEOS の回帰周期は41日なので、41日間連続観測すれば全球的に密なデータが得られる。図は4日連続に観測した場合の軌跡を示し、この軌跡上に約90km間隔で観測点があることになるが、4日間の観測では経度方向のカバーが疎である。

表 1 IMG の測定可能対象。

①温室効果気体の水平分布の観測

熱赤外域の大気放射スペクトル中に現れる CO₂、CH₄、CO、N₂O、H₂O、O₃ の個有スペクトルを抽出し、これらの濃度を定量する。これによって濃度の水平分布および高度構造をグローバルに観測する。

②気温と水蒸気分布の観測

気温と水蒸気量の高度分布を従来型気象衛星センサー以上の高精度（気温1K、水蒸気量10%）で測定する。この観測をグローバルに行うことにより、対流圏上部における温暖化現象をモニターする。

③巻雲の微物理・放射特性の測定

従来型衛星センサーでは検出困難な巻雲の粒径分布や赤外放射特性を測定する。

④オゾン全量の水平分布の観測

オゾン全量の水平分布のグローバルな観測を行う。特に、夜間においては従来型気象衛星センサーより高精度で測定する。

⑤赤外熱放射スペクトルの精密測定

大気あるいは雲・地面・海面からの赤外熱放射スペクトル全域を高精度で測定する。

⑥海面温度の精密測定

熱赤外域においていくつかの大気透過波数域で放射スペクトルを測定することにより、海面温度を精密に測定する。

⑦汚染気体・微粒子の検出

高い波数分解能の測定により、火山噴火やバイオマス燃焼（野火、焼畑など）に伴って放出される微量気体（COおよびその他未知種）・微粒子を検出する。

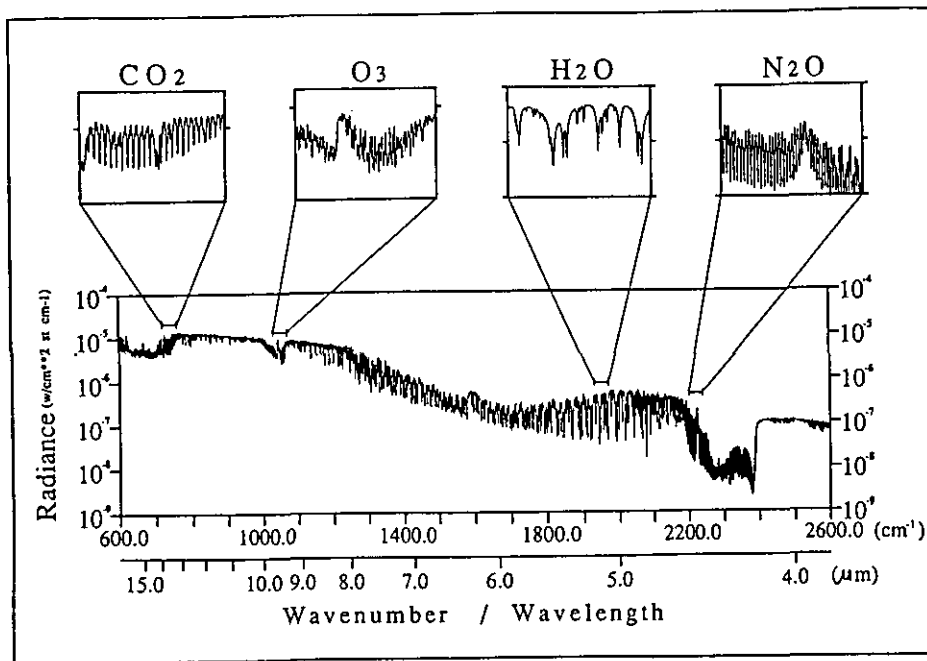


図 4 IMG の測定波長域における、地球（大気）放射のスペクトルを 0.1 cm^{-1} の波数分解能でシミュレーション計算したもの。CO₂、O₃、H₂O、N₂O などの主要吸収帯域を拡大して示してある。資環研・今須による。

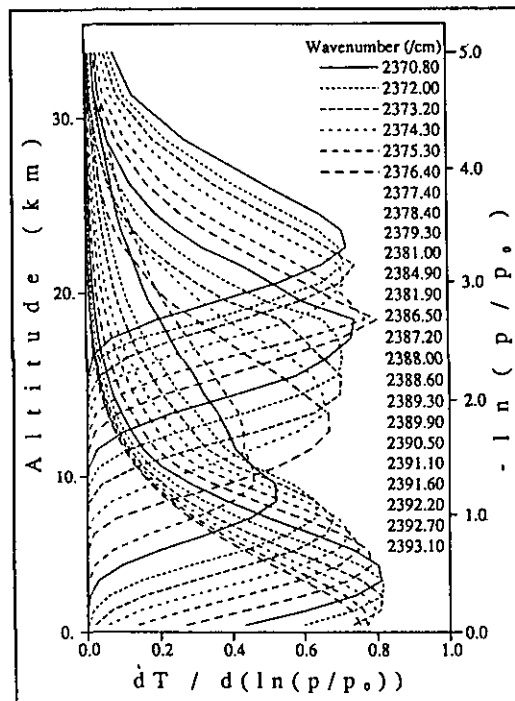


図 5 波数分解能 0.1 cm^{-1} でみた CO₂ $4.3 \mu\text{m}$ 帯地球（大気）放射に対する荷重函数の一部を示す。資環研・今須による。500本程度の波数チャンネルを使うと気温測定の精度は従来の衛星観測に比しかなり向上できて、1 K の精度を達成できる見込みである。

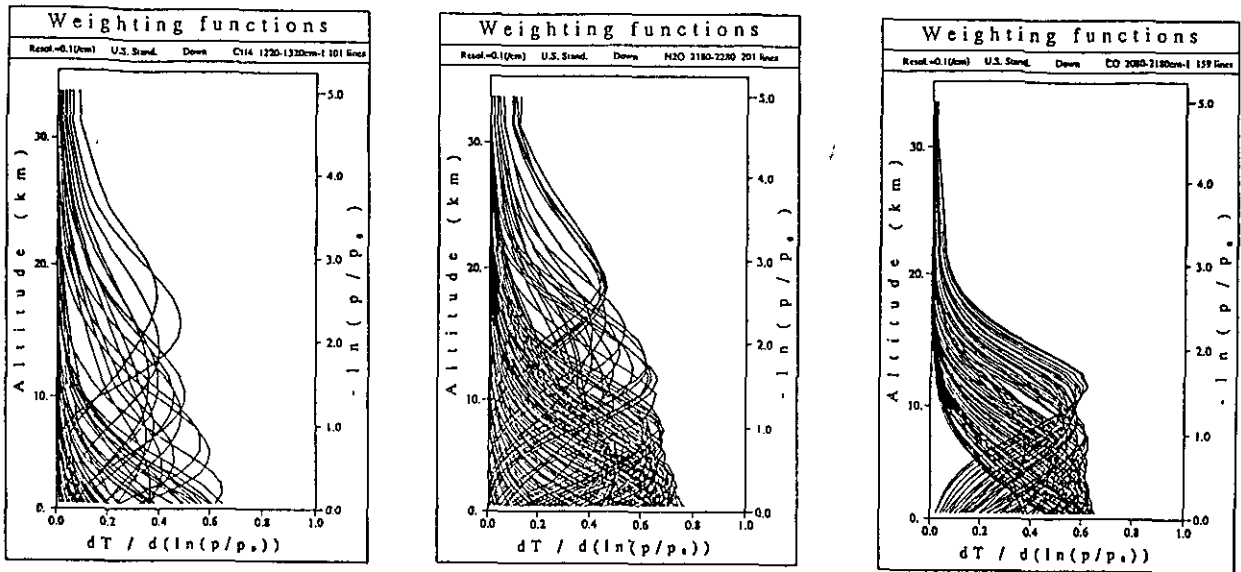
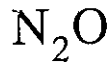


図 6 CH_4 、 N_2O 、 CO に対する荷重函数の一部。波数分解能 0.1 cm^{-1} の場合。微量気体を測定しようとする、少なくともこの程度の波数分解能が必要である。荷重函数のピーク高度が対流圏内に分布していることから、微量気体の対流圏高度分布を求められる可能性がある。

表 2 測定器の要求感度の目安。

Species	Percent change in mixing ratio	Wave number (cm^{-1})	Change in emission ($\mu\text{W} / \text{cm}^2 \text{ sr cm}^{-1}$)	Equivalent temperature change (K)
CO_2	2 a)	718	0.03	0.3
		2320	1.3×10^{-4}	0.1
CH_4	8 a)	1277	0.03	0.6
		3000	2×10^{-4}	1.6
N_2O	1 a)	1278	6×10^{-3}	0.1
		2220	1×10^{-3}	0.4
CO	50 a)	2180	0.04	17

O_3	2 b)	1010	0.04	0.4
H_2O	10 b)	1590	0.02	1

a) tropospheric difference between northern and southern hemispheres.
b) required precision.

表3 IMGのデータを用いてやれそうなこと。

- ①温室効果気体の発生源の分布と発生量
温室効果気体濃度のグローバル分布が得られる。大気の輸送・拡散モデル（大気大循環モデル）計算を援用して、この観測データから発生源強度のグローバル分布ないし地域的分布を求めることができる。局在するCO₂の発生源および地殻からのメタンの漏出源を特定できる可能性もある。
- ②上部対流圏における温暖化現象のモニタ
気温と水蒸気量のグローバルな観測データ・セットが得られるので、特に対流圏上部の気温・水蒸気量の長期変動の調査に役立つ。またこの観測データを気候数値モデルのプロセス・パラメタライゼーション式の検証・改善に使うことができる。
- ③気候システムにおける巻雲の役割の評価
巻雲の放射特性データの取得により、気候決定因子としての巻雲の役割を定量的に評価できる。
- ④極夜におけるオゾン全量の挙動解明
夜間観測が可能となるため、極夜での観測によってオゾンホール形成の前駆過程を調査できる。
- ⑤放射計算コードの検証・改良
熱赤外域全域にわたり高波数分解能の放射スペクトルが得られるので、気候数値モデルの放射計算コードの検証および計算精度の改良に役立つ。
- ⑥海面温度の測定標準
高精度の海面温度測定データによって他の海面温度センサーを較正することができる。
- ⑦汚染気体・微粒子発生源の早期発見
大気環境に影響を及ぼす恐れのある異常発生源（火山、大規模火災など）を早期発見し、対策に役立てることができる。

表4 IMGデータの利用想定

- レベル0 生データ（NASDA/EOC、MITI双方で管理）
- レベル1 校正したスペクトル
- レベル2 気温・水蒸気高度分布
CO₂、CH₄、CO、N₂O 濃度およびオゾン全量

- 全てのレベルのデータを公開する方針
- データ解析手法開発中（MITI/CRIEPI）
 - ▶ 気温と気体濃度を同時にインバージョンで求める
 - ▶ 測定視野内の雲・地表の情報望む（OCTS）
 - ▶ 開発研究チームへの参加歓迎
- データ管理運用体制はMITIで検討中（予算はこれから）

太陽紫外光計測

- 大気化学と太陽紫外放射 -

郵政省通信総合研究所 佐川永一、巖本 巖、森 弘隆、丸橋克英

1 はじめに

太陽から放射される紫外線光(波長<300 nm)(図1参照)は、オゾン層と上層大気中で吸収されて、地上にはほとんど到達しないが、上層大気の化学と力学を支配する最も重要なエネルギー源であり、その変動は地上の生命体に大きな影響を与える。地球環境というコンテキストの中でも大きな位置を占める太陽紫外線については、わが国ではこれまで信頼できる測定と観測が十分ではなかった。我々は宇宙・地球環境計測手法の開発の枠組みの中で、高精度の太陽紫外線計測技術の開発と観測のプログラムを開始しようとしている。この報告では、太陽紫外線観測の意義とその観測方法を述べて、今後、わが国で太陽紫外光の定常的な観測を行なうのに必要な技術開発を進めることを提案する。

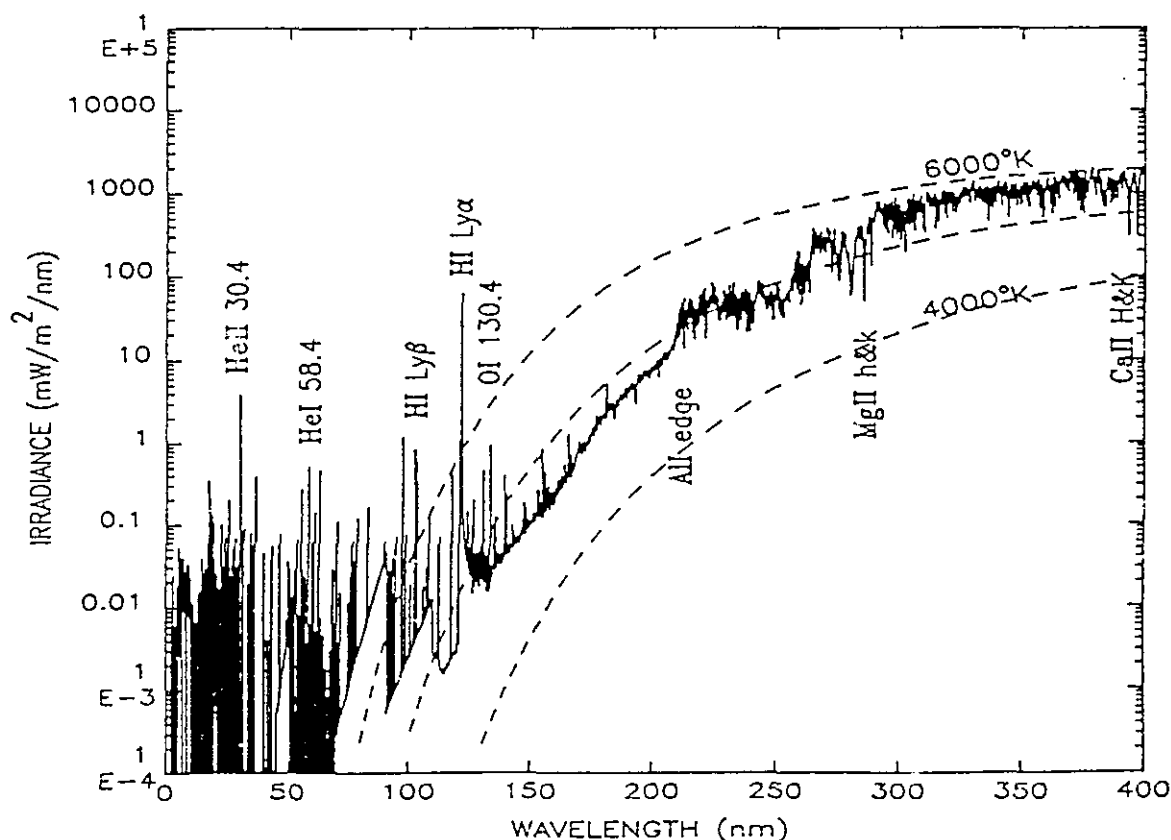


図1: 太陽紫外放射スペクトル(Lean [1991])

2 太陽紫外光の変動と中層大気化学

地球の成層圏から熱圏では太陽紫外光が主要な熱入力であるとともに、大気とプラズマの化学反応過程に大きな役割を果たしている。中でも、太陽紫外光によって作り出される地球のオゾン層は、地上の

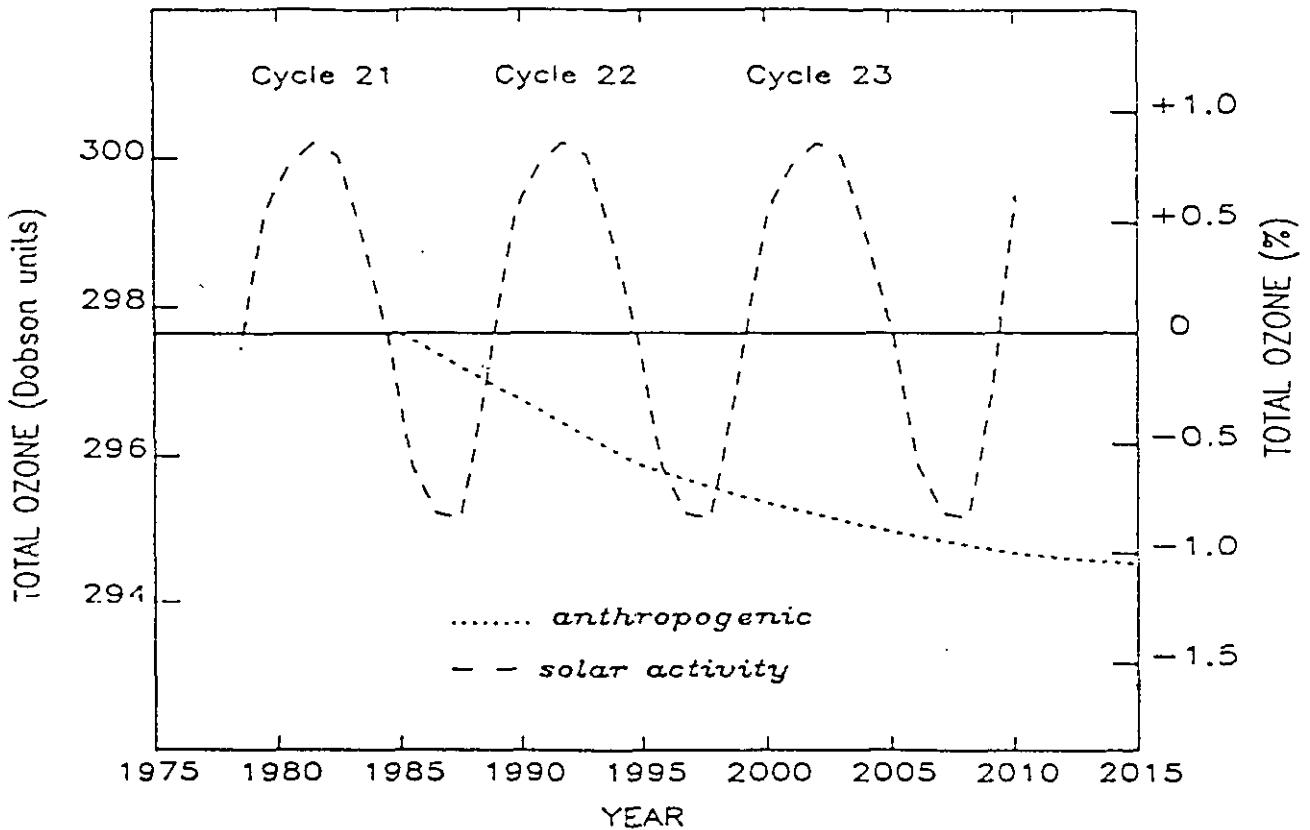


図 2: モデル計算に基づくオゾン総量の長期変化予測 (Wuebbles [1991])

生命にとって有害な、可視光に近い紫外光を吸収する重要な機能をはたしているが、近年、フロンなど人類の活動にともなって放出される物質によるオゾン層破壊が大きな問題となっている。現時点では、太陽の11年周期によるオゾン量の変動分は、人類活動に起因する変動量とほぼ同程度と見積もられている。図2はモデル計算によって求められたオゾンのコラムコンテンツの長期変動を示すが、2000年以降は人類活動の寄与が大きくなっていくことを予測している。このように、今後の人類活動の拡大が、ますます大きな影響を地球環境に与えることを考えると、太陽活動そのものの変動に起因する地球環境の変動を正確に押さえておくことが、現在の課題であるといえる。このためには、地球環境の精密な計測と同時に、太陽活動の長期にわたる観測を行うことが重要である。太陽紫外光の観測は地球大気の外でなければ行えないので、長期間のデータを取得するためには、必然的に人工衛星による観測が必要であり、長期にわたる太陽紫外放射の変動を精密に計測して、11年周期や、さらに短期の変動成分の解析を行ない、他の地球環境観測データとの相関関係を解明することが必要とされている。さらに、地上観測が可能な量（例えば、HeI(1083 nm)) を使って、太陽紫外光放射の変動を予測する精密なモデルを作り出すことは、衛星観測によらずに太陽紫外光放射を知るために重要な課題である。

紫外光を含めた太陽放射変動の観測は1980年代に米国の人工衛星 (AE-E, SME 等) を中心に行われて、それまでにない長期間のデータを取得した。その結果、太陽常数の長期変動や、紫外光の変動幅等、太陽放射の変動について格段に理解が深まったが、残された課題は少なくない。ひとつには、これまでの観測データは太陽の11年周期を完全にカバーしていない点が上げられる。いくつかの衛星の観測データを合わせれば、観測期間はSolar Cycle 21をほぼカバーしているが、衛星によって絶対値にかなりの開きがあり、精密な議論は難しい。図3は1969 - 1990の期間でOSO-5, AE-E, SME衛星とロケットによるLy- α の観測データをプロットした結果を示す。SMEの観測は1982-1989であるが、図では地上で観測され

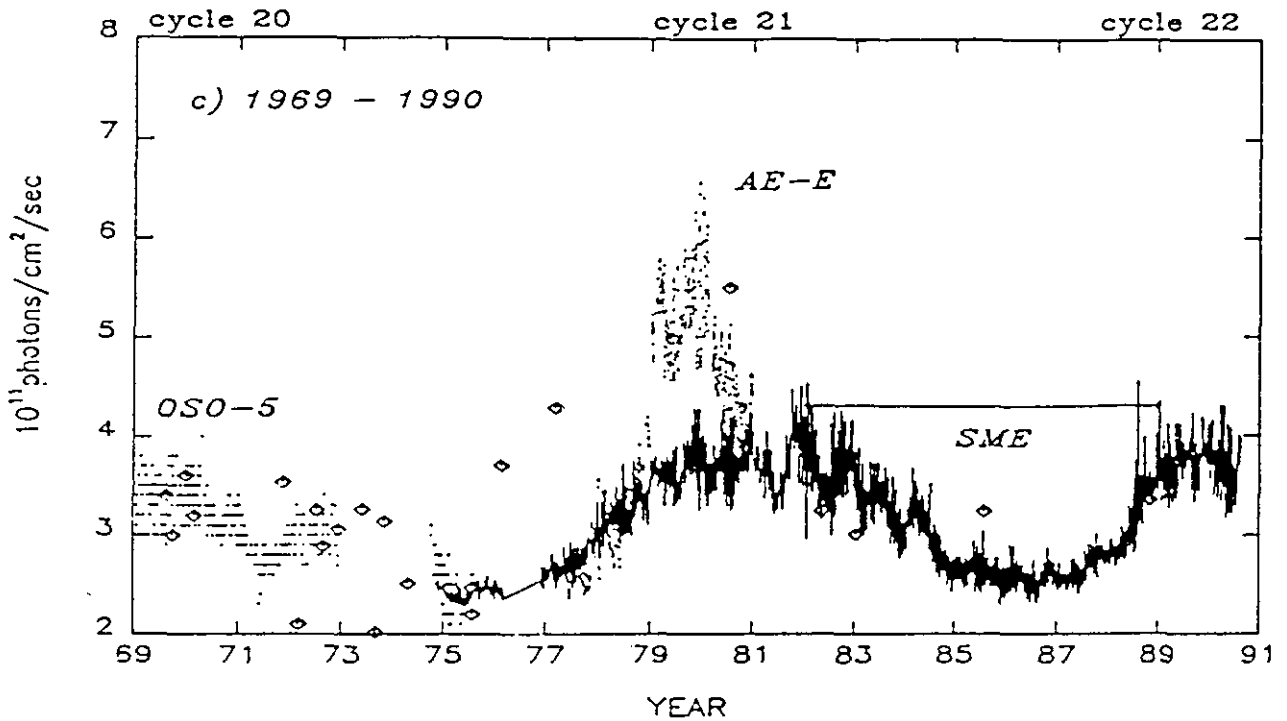


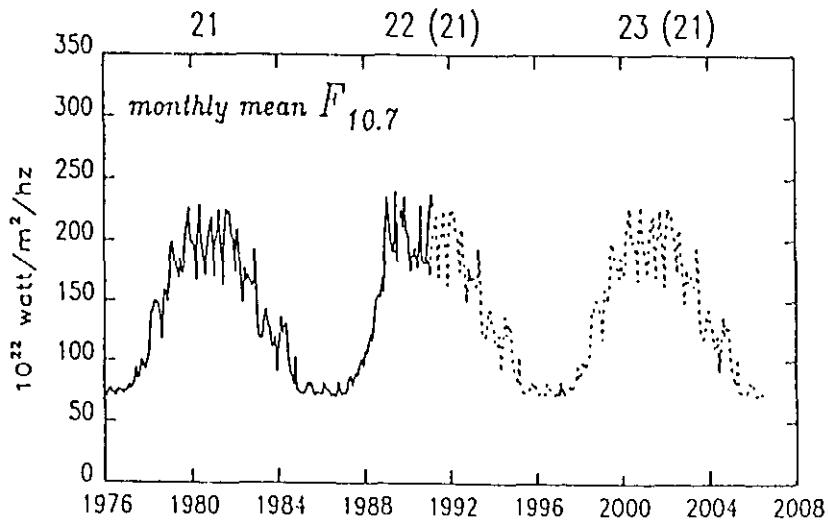
図 3: 1969-1990 の太陽紫外光強度の観測(Ly- α) (Lean [1991])

る HeI(1083 nm) の強度から推定される紫外線強度を使って期間を拡張している。図には 11 年周期が明瞭に現れているが、それとともに観測によって絶対値が大幅に異なっていることが解る。このことは、太陽紫外光計測の絶対精度の向上が今後の観測の重要な課題であること示唆している。

図 4 に現在予定されている人工衛星とシャトルによる太陽紫外光計測の計画を示す。図には、太陽観測を目的とする SOHO 衛星は無いが、これは、SOHO の観測が、必ずしも、太陽放射全体の計測を目的としてはいないからである。最新のニュースでは、1998 年に打ち上げられる EOS-A には紫外光計測は搭載されなくなったため、2000 年頃には太陽紫外光を観測する衛星は SOHO 以外存在しない。また、図に示されている搭載機器は、全て、100nm 以上を観測するものであり、地球の熱圏で重要な太陽極端紫外光(EUV)の計測はまったく予定されていない。以上のことから、今後の太陽放射の観測で必要なのは極端紫外域を含めた、長期にわたる絶対測光であるといえる。また、高時間分解能の観測データは、太陽フレアにともなう紫外光の変動を、スペクトルの情報とともに与えるので、太陽物理学の面からも有用である。

3 紫外光計測技術と人工衛星による観測

太陽紫外線は地球の大気層で吸収されるので、観測のためには大気層の外側に出なくてはならない。このためにこれまで人工衛星・ロケットを用いた観測が主になっている。分光強度測定のための装置としては回折格子または、薄膜などのフィルターに検出器(光電子増倍管、フォトダイオード etc.)を組み合わせた一般的な手法が用いられるが、衛星搭載用であり、また強烈な太陽光に照射されるために長期間の安定度を保つことが極めて困難である。この理由で前に述べたようにこれまでの観測結果は非常に大きいバラつきを持っていた。この点を解決するために、UARS などの新しい衛星に搭載される紫外光観測器は複雑な校正装置を組み込んでいる。図 5 には分光強度計の例として Smith 他によって提案されている衛星用紫外光観測装置(AESSIM)の外観とその性能を示す。AESSIM の例のように、EUV 帯と UV 帯では計



UARS: SUSIM, SOLSTICE, ACRIM

ATLAS: SUSIM, SSBUV, SOLSPEC
ACRIM, SOLCON

OSL: ACRIM

EOS: SOLSTICE
ACRIM

TABLE 4. Satellite and Space Shuttle Measurements of the Sun's UV Spectral Irradiance

Instrument and Launch Vehicle	Measurement Duration	Spectral Band	Description	References
OSO 5	1969-1975	Lyman α	Hydrogen and deuterium resonance cells at exit of predisperser.	Vidal-Madjar [1975] Vidal-Madjar and Phissamay [1980]
AE-E	1977-1980	14.2-125 nm	Multiple spectrometers with PMTs and CEMs.	Hinteregger et al. [1981]
SBUV		160-400 nm	1.1 nm resolution, double Ebert-Fastie spectrometer with PMT and diffuser; on-board Hg λ calibration and PMT gain monitor.	Heath and Schlesinger [1986] Donnelly [1988] Schlesinger et al. [1990]
Nimbus 7	1978-1986			
NOAA 9	1984-			
NOAA 11	1986-			
SME	1981-1989	115-305 nm	0.75 nm resolution, two separate monochromators each with PMTs and operational and stored diffusers.	Rottman [1988]
SUSIM		115-410 nm	0.15 nm, 1.1 nm, and 5 nm resolution, two identical double Wadsworth spectrometers with multiple, redundant optical elements, four on-board deuterium calibration lamps.	VanHoosier et al. [1988]
Space Lab 2	Aug. 1985			
UARS	Sept. 1991-			
ATLAS	1992-			
SOLSPEC UV		200-360 nm	1.3 nm resolution, double monochromator with diffuser and PMT; on-board calibration with deuterium and FEL-type lamps.	Labs et al. [1987]
Space Lab 1	Dec. 1983			
ATLAS	1992-			
ASSI	March-Dec. 1988	20-700 nm	0.7-3 nm resolution, two separate Rowland circle spectrometers with PMTs and CEMs; inflight detector calibration.	Schmidtke et al. [1985, 1990a]
SSBUV		160-400 nm	1.1 nm resolution, double Ebert-Fastie spectrometer with PMT and diffuser; inflight calibration using deuterium, 45-W quartz-halogen, and Hg lamps.	Cebula and Hilsenrath [1990]
STS 34	Oct. 1989			
STS 41	Oct. 1990			
STS43	July 1991			
ATLAS	1992-			
SOLSTICE		115-430 nm	0.15 nm resolution, three separate monochromators with PMTs; on-board calibration by observations with different apertures of bright UV stars.	Rottman [1988]
UARS	Sept. 1991-			
EOS	1999-			

図 4: 今後予定されている太陽紫外光計測計画 (Lean [1991])

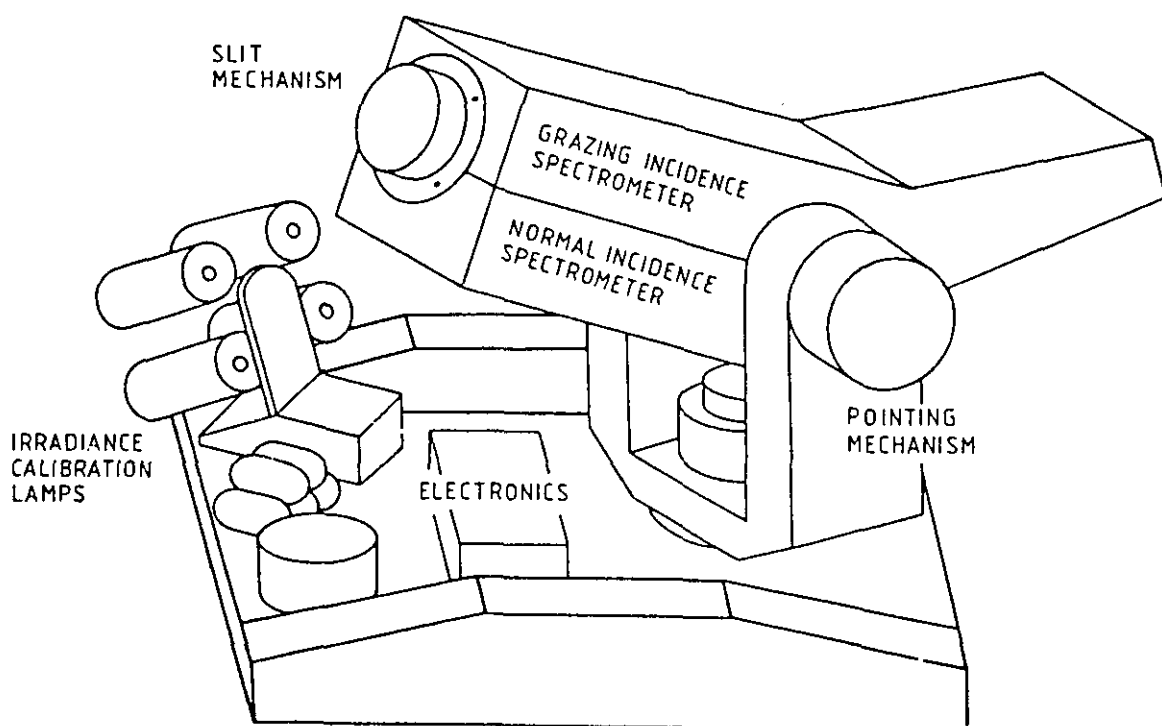


Figure 1. AESSIM Conceptual Diagram

Table 1. AESSIM Spectrometer Parameters

	Normal Incidence Spectrometer	Toroidal Grating Spectrometer
f/number	70	same
input arm length	500 mm	230 mm
output arm length	500 mm	518 mm
grating ruling	1800 mm ⁻¹	1800 mm ⁻¹
diffraction angle	3°	150°
wavelength range	29 nm to 135 nm	5 nm to 54 nm
grating dimensions	8 mm × 8 mm	50 mm × 3.3 mm
entrance slits	250, and 750 μm diameter, and 100 μm × 1.5 mm	100 μm and 250 μm diameter, and 100 μm × 1.5 mm
exit slit	100 μm × 1.5 mm	230 μm × 1.5 mm
reciprocal dispersion	1.1 nm mm ⁻¹	0.35 nm mm ⁻¹ (nominal)
angular dispersion	185 arcsec nm ⁻¹	735 arcsec nm ⁻¹
resolution (nominal)	0.3 nm (with 250 μm slit)	0.1 nm
grating drive speed	0.75 sec for any step within range	same

図 5: Smith et al. の提案する太陽紫外光計測器 (Smith [1988])

測技術の面で違いがあるために、通常、2つ以上の分光器を用いる。EUVとUVの分光系、および、その他の関連する技術について、以下に簡単に触れる。

3.1 EUV分光系

EUVの分光器としては、短波長では回折格子の反射率が小さくなるために、斜入射の形式が必要である。反射率を上げるためには、表面のコーティング方法を十分に考慮する必要がある。現在、短波長側の反射率の良いコーティング材としては金やSiCが使われているが、コーティング方法を工夫すればSiCがもっとも広い波長範囲をカバーできる。さらに、最近では、薄膜を多層コーティングする技術の進歩によって、回折格子の表面に反射率の下がる波長にチューニングした多層膜コーティングを施し、特性を改善することも試みられている。これらの点については今後、技術開発が必要と考えられる。太陽光は入射スリットを通して回折格子に導かれ、波長による分散をうけて、一次元受光素子によって検出される。EUV帯では回折格子の高次光を防ぐための良いフィルターは極めて難しい問題である。幸い、太陽放射はこの波長帯ではほとんどがラインスペクトルであるので、地上のデータ処理によって高次光を除去することが考えられる。この波長帯で使える多次元の受光素子としては、今のところMCPが適当であるが、これもCCD技術の進歩によってはCCDが使えるようになる可能性はある。MCPの出力を位置検出する方法としてはResistive Anode、光変換+CCD等の方法が考えられる。前者は分解能としては余り大きくはとれないので波長分解能を上げるには、後者の方法を採用するのが適当であるが、MCP、CCDともに特性は一樣ではないので、絶対測定の点からは不安が残る。前者の場合は、多段のMCPによってPhoton Countingを行えば、MCPのゲインの変動をある程度押えられるというメリットがある。検出器についてもさらに詳細な検討をする必要がある。

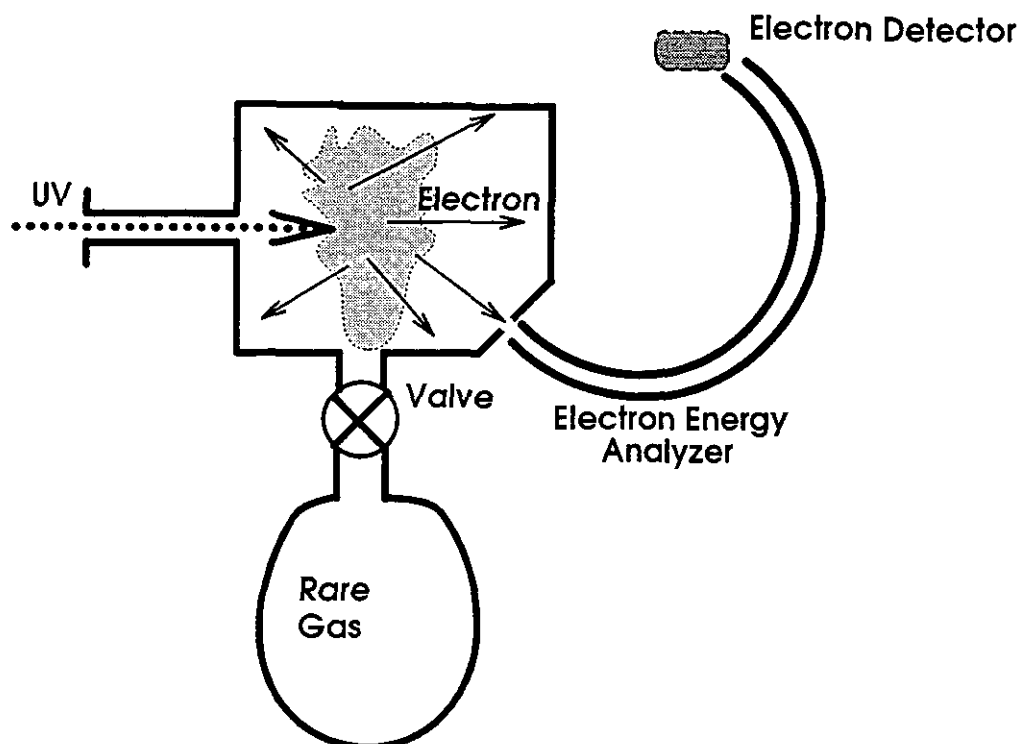
3.2 UV分光系

UVの分光器は直入射の光学系を使い、CCDまたはフォトダイオードアレイによるマルチチャンネル分光を行う。この波長帯ではラインスペクトルはLy- α 以外には強いラインはなくなり、連続スペクトルとなるが、放射強度は波長が長くなるにつれて急激に上昇する。このために、分光器にはきわめて大きなダイナミックレンジが要求される。この問題を解決するための方法としては、検出用の素子の前に、長波長側で面積が小さくなるスリットを組み合わせることが考えられる。UV帯では120から300nmにかけて放射強度が大幅に上昇するために、回折格子の高次光の影響はLy- α 以外は小さいと考えられるので、ここでもフィルターの挿入は必ずしも必要ではない。

3.3 その他の技術課題

入射光子によって電離される量を計測するイオン化チェンバーの技術は紫外光の絶対計測の標準的な手法として確立しており、NIST（米国標準局）でも標準紫外光ディテクターとして使われている。窓無しイオン化チェンバーはEUV帯の測定を行うために、測定時のみガスを放出する方式で、ガスの種類を変えることによって、異なる波長レスポンスが得られる。さらに、図6の概念図に示すように、放出される電子のエネルギー分布を測定すれば入射光のスペクトルを測定することも可能であるが、この技術は、まだ確立しておらず、今後開発する価値のある技術である。

長期にわたる人工衛星の観測では、太陽紫外光が直接入射する表面の劣化によって特性の変化が起



Windowless Rare Gas Ionization Cell

図 6: 窓なしイオン化チェンバーと電子エネルギー分析器による太陽紫外光計測器

この点が絶対測定の上で一番大きな問題であり、これまでの観測でも、様々な工夫が凝らされてきた。UARS に搭載された SOLSTICE では校正のために太陽と明るい紫外線星を交互に観測するという方法がとられているが、もっとも一般的な方法としては校正用の光源を持つことである。さらに、校正用の光源の劣化をチェックするために、複数の同一の光源を用意し、稼働するデューティを変化させる等の工夫が必要である。校正用光源としてはホローカソードランプ (EUV 用) と重水素ランプ (UV 用) が考えられる。ホローカソードランプは EUV 帯で多数のラインスペクトルを発生することが可能であり、搭載用としてドイツで検討されていて、消費電力 10W 程度である。

4 まとめ

太陽紫外光の精密、かつ長期に渡る計測は、地球環境の変動を予測する上で、本質的な重要性を持っているが、わが国では、この分野の技術的な経験は極めて限定されている。また、必要な技術開発を、今後、我々だけで進めていくのでは、時間的にも、金銭的にも無駄な面が多い。今後は、国際的な協力を得ながら研究を進めていく必要が大である。

ミリ波・サブミリ波帯分光放射計による中層大気微量ガス観測

増子 治信、落合 啓（郵政省通信総合研究所）

1. ミリ波・サブミリ波帯観測

これまでオゾン層を含む中層大気中の微量ガスの観測に用いられてきたセンサは、紫外線から赤外線にいたる光センサで、太陽を光源とする吸収あるいは散乱を利用する観測がほとんどであった。これらのセンサでは昼間しか観測できず、観測時間・地域に大きな制約を受け、日変化の観測や3次元グローバル分布の観測に難があった。観測時間や地域に制約されずに観測するためには、これら微量ガスから放射される電磁波を検出する放射観測法が有利である。観測時間によらず放射観測を可能とするためには、対象分子の励起準位のエネルギーが大気の熱運動エネルギー程度以下でなければならない。成層圏の気温は二百数十K程度であり、これに対応する熱運動のエネルギーは熱赤外線エネルギーと同程度である。オゾン及びオゾン層破壊などに関与するNO_x、HO_x、C₁O_x、及びH₂O₂、H₂O、N₂O、HClなど比較的単純な構造の分子では、回転あるいは振動回転の準位がこの条件に対応し、これらの放射スペクトルは短波長ミリ波からサブミリ波と呼ばれる波長域(3~0.1mm)に存在する。この用語は電波分野で使用されるもので、周波数はほぼ100~3000GHzに対応する。一方、光分野では、この波長領域を遠赤外帯と呼ぶ。これらの放射は、分子の電荷分布が片寄っていることに起因する電気双極子モーメントあるいは磁気双極子モーメントによるこれら振動/回転準位間の遷移によって起こる。CFCのような重くて複雑な構造の分子では、回転の励起エネルギーは小さくなるが、ミリ波・サブミリ波帯では無数のスペクトルを生じ、個々のスペクトルの振動子強度は極めて弱く、従ってこれらを分離観測することは困難となる。図1に、オゾン層破壊の現況と目されるC₁Oの0~1000GHz帯のスペクトルを示す。

放射観測の弱点は、微量ガスから放射される極めて微弱な信号を受信しなければならないことである。このために、ミリ波・サブミリ波帯では、電波技術として開発されたヘテロダイン受信技術を用いる。図2に、ヘテロダイン方式のミリ波・サブミリ波帯分光放射計のブロック図を示す。大気からの信号はアンテナによって受けられる。この信号は、目的の周波数帯ごとにダイブ

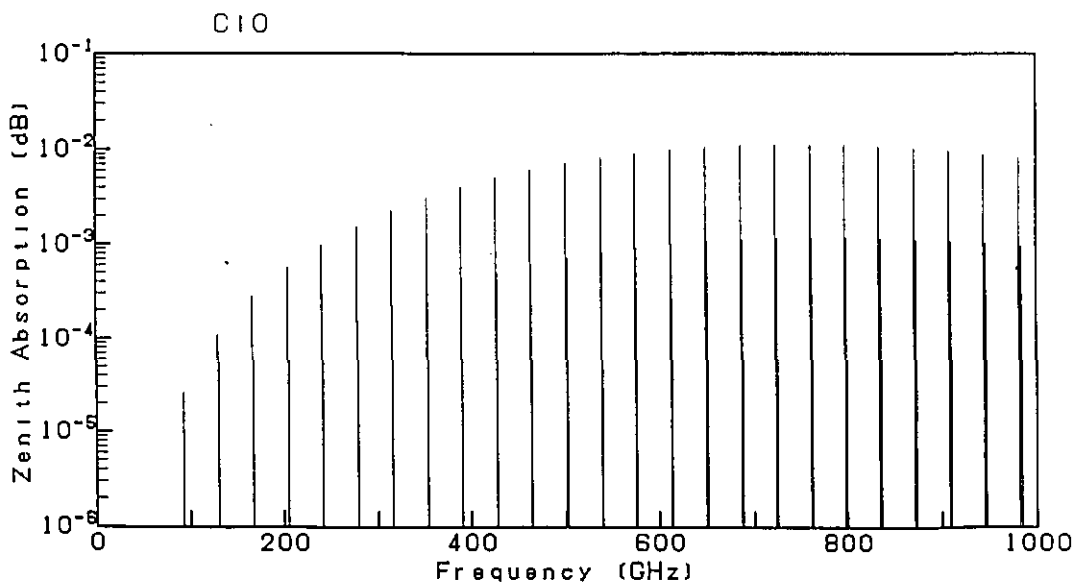


図1. ミリ波・サブミリ波帯におけるC₁Oのスペクトル。

レクサによって分離される。ダイプレクサとしては、干渉計や金属メッシュのフィルタ等が用いられる。大まかに周波数帯を分離された信号は、放射計に備えられたローカル発振器からの観測信号とはほぼ同じ周波数の規準信号と一緒にミキサに導入される。ミキサは、ミリ波・サブミリ波帯の高い周波数から、観測信号とローカル信号の差分の低い周波数帯（中間周波数帯）の信号へ、受信信号をコヒーレントに変換する。中間周波数は、ミリ波・サブミリ波帯システムでは、マイクロ波帯を用いる。ミリ波・サブミリ波帯では受信信号の低雑音で高い増幅は困難であるが、中間周波数帯ではこれが可能となる。全電力型の放射計の場合、観測感度は" $\Delta T = (T_A + T_S) \cdot (1/B\tau)^{1/2}$ "のように表される。 T_A は観測放射輝度、 B はバンド幅、 τ は積分時間である。 T_S はシステム雑音温度で、" $T_S = T_H + L \cdot T_{IF}$ "のように近似できる。 L はミキサの損失、 T_{IF} は初段IF増幅機の雑音温度である。通常、人工衛星による中層大気微量ガスの放射観測では、リム方向を観測する。これは、観測経路長を長くしコラム密度を増加させて感度を高めるため、及び細いビームを走査することによって高度プロファイルをより直接的に測定するためである。しかし、この場合でも、接線高度より高い高度からの放射の寄与があるために、高スペクトル分解観測により線スペクトルの圧力ブロードニングを解析して放射伝達式の逆変換を行うことが必要となる。このためのスペクトル分解能（バンド幅）は、1MHz(0.00003cm⁻¹)程度が必要である。積分時間は衛星観測の場合、数秒程度である。図3は、CIOの人工衛星による接線高度40kmにおけるリム放射

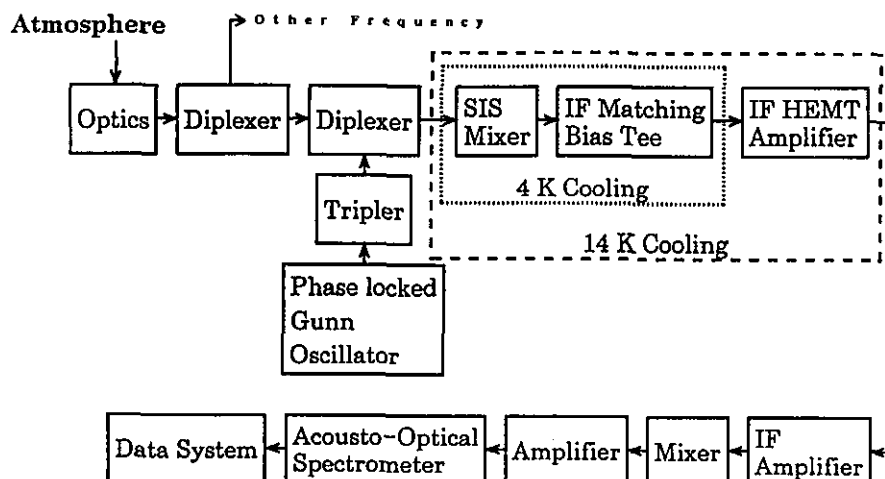


図2. ミリ波・サブミリ波帯分光放射計システムブロック図。

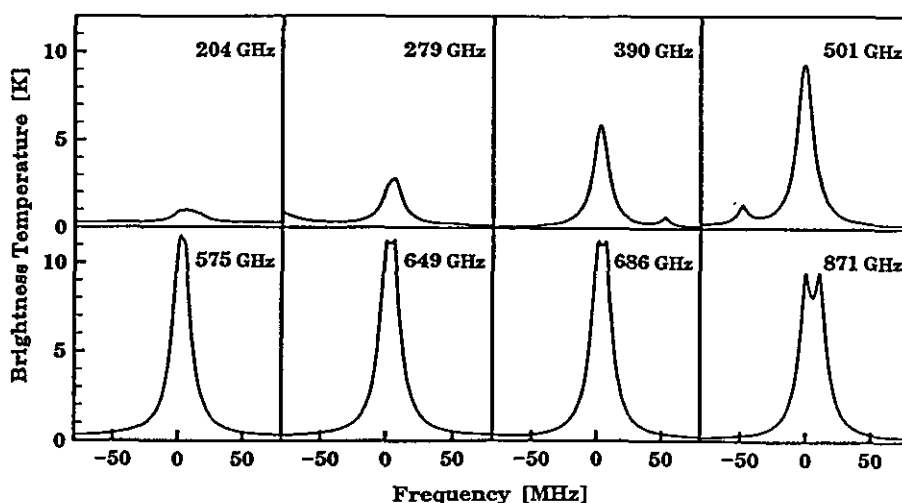


図3. 衛星リム放射観測によって期待されるCIOの観測スペクトル。

観測のシミュレーション計算結果を示す。204GHz帯で観測を行う場合、S/N=10程度では感度は0.1K程度が必要であるが、この場合のシステム雑音温度は200K程度となる。常温の半導体ミキサでは、このような低雑音は実現できない。また、500~600GHz帯では、同じ条件でシステム雑音温度2000Kが必要である。

中間周波数帯で十分な大きさに増幅された信号は、分光器に導入される。分光方式としては、電気信号を音響信号に変換しこの格子振動によってレーザ光を分散させる音響光学方式(AO)、デジタル的にフーリエ変換を行う方式などが提案されている。

2. 衛星搭載センサの現状と計画

上で述べたように、比較的簡単な構造の大気分子・ラジカルの放射観測を行う場合には、短波長ミリ波・サブミリ波帯の分光放射計の利用が不可欠となる。しかし、これまで技術的困難さのため、なかなか実用化するにいたらなかった。しかし、米国が1991年9月に打ち上げた上層大気観測衛星(UARS)にはジェット推進研究所が中心となって開発した短波長ミリ波帯のマイクロ波リムサウンダ(MLS)が搭載されている。図4に、MLSの概観を、表1に、観測周波数帯及び観測目的を示す(NASA Report 430-1003-001)。特に、204GHz帯ではC1Oの3次元グローバル観測を行う。この場合のシステム雑音温度は約1200K、ピーク付近のスペクトル分解能は2MHz、積分時間は9秒程度、感度は0.3K程度と考えられる。

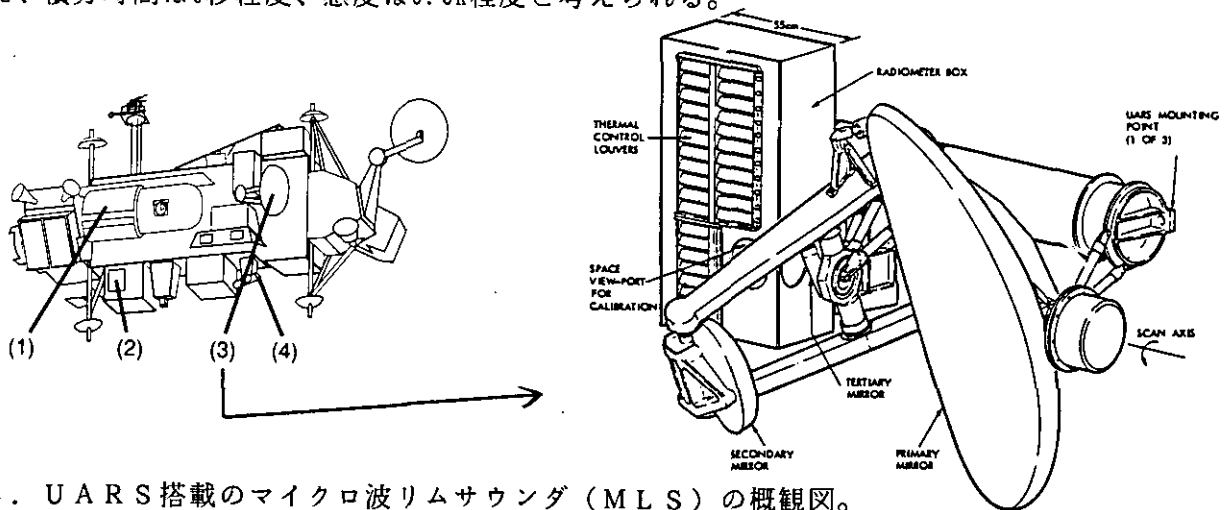


図4. UARS搭載のマイクロ波リムサウンダ(MLS)の概観図。

表1. MLSの観測周波数帯と観測目的。

Spectral Line Frequency (GHz)	Geophysical Parameter	Altitude Range (km)
63.0, 63.6	Pressure	30 to 60
183.3	H ₂ O	15 to 85
184.4	O ₃	15 to 80
204.3	ClO	25 to 45
204.6	H ₂ O ₂	30 to 40
206.1	O ₃	15 to 60

この他に、米国、スイス、ドイツのグループはMLSとはほぼ同じ周波数帯、同じ観測目的のシステム（ミリ波大気サウンダ：MAS）をシャトルに搭載し（応用と科学のための大気実験室：ATLAS）予備的観測を1992年ごろ行うことを計画している。将来的には、米国が640GHz程度までのサブミリ波システム（MLS）を地球観測システムB（EOS-B）に、ドイツがMASとはほぼ同じ周波数帯のシステムを大気観測衛星ATMOSに搭載することを計画している。日本においても、サブミリ波MLSとはほぼ同様のシステム（MILES）を宇宙開発事業団に、また500～600GHz帯のシステムを宇宙科学研究所に提案している。上で検討したように、サブミリ波帯の方が微量ガスの放射強度は10倍程度大きいので、システム的な問題が解決できれば、500～600GHzのサブミリ波帯の利用が有利である。

3. 地上・気球搭載システムによる衛星搭載センサの検証

日本ではミリ波・サブミリ波帯による上層大気観測の経験が極めて乏しく、専用の観測システムが無い。このため、郵政省通信総合研究所（CRL）では1990年よりこのための研究を開始し、1991年より地上設置観測システムの開発を行っている。また、1994年ごろより、将来の人工衛星搭載システムのための基礎技術の開発と解析アルゴリズムの開発を目的として、気球搭載用システムの開発を予定している。地上からの観測では、対流圏の大気（主に水蒸気）による減衰のため、オゾンなどの極めて強い放射を別として中層大気微量ガスの高精度観測は極めて難しい。特にサブミリ波帯では観測が困難となるために、200～300GHzの短波長ミリ波帯を使用する。この領域は、水蒸気の強い吸収バンドの間にあり大気の窓を形成しており、また多種類の微量ガスのスペクトルが存在する。CRLでは、CIOとオゾンの同時観測を主たる目的として、204GHz帯と278GHz帯で動作する2チャンネルのシステムを開発する。ただし、手動による周波数チューニングによって広い帯域の観測に対応できるように設計し、HOC1、HO₂、H₂O₂、HNO₃、NO、NO₂、N₂O、HCN、SO₂、OCS、CO、H₂COなどの微量成分の観測も可能とする。図5は、CRLの地上設置観測システムの概観を示す。表2に、性能を示す。本システムの特長は、高感度化を図るために、超伝導を用いたSISミキサを使用していることである。このような高い周波数帯におけるSISミキサの実際の観測における使用例は極めて少なく、このためシステムの開発では115GHz帯でSIS開発の実績を持つ国立天文台野辺山宇宙電波観測所と共同で進めている。

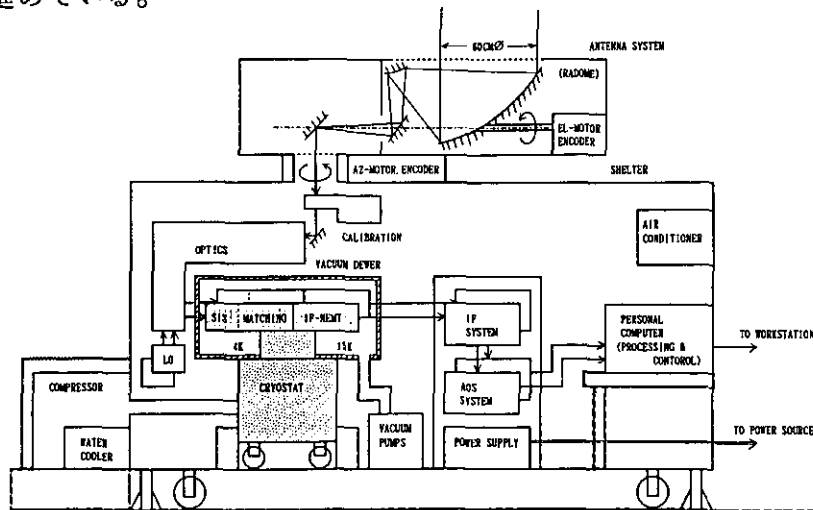


図5. 通信総合研究所が開発している短波長ミリ波帯地上設置観測システムの概観。

表2. 通信総合研究所の短波長ミリ波帯地上設置観測システムの諸元

項目	204GHz帯システム	278GHz帯システム
観測周波数帯	193 - 238 GHz	243 - 289 GHz
L O周波数チューニング領域	200 - 231 GHz	250 - 282 GHz
L O Gunn 発振器 逓倍器 ダイプレクサ	フェイズロック方式 62 - 77 GHz 3 逓倍 Folded Fabry-Perot	フェイズロック方式 62 - 77 GHz 4 逓倍 Folded Fabry-Perot
ミキサ ミキサ雑音温度 ミキサ変換損失 初段 I F 増幅器 初段 I F 雑音温度 I F ラジオメータ方式	S I S (4 K 冷却) 140 K 以下 5 dB 以下 H E M T (15 K 冷却) 15 K 以下 5 - 7 GHz 全電力型	S I S (4 K 冷却) 190 K 以下 5 dB 以下 H E M T (15 K 冷却) 15 K 以下 5 - 7 GHz 全電力型
受信方式 S S B フィルタ バックグラウンド 較正用参照信号 リップル除去 データ較正	シングル・サイドバンド Martin-Puplett ワイア・グリッド・ポラライザによる4 K 低温/常温 ダミー放射の混合方式 λ/4 板回転方式 4 K コールド+常温ダミー	シングル・サイドバンド Martin-Puplett ワイア・グリッド・ポラライザによる4 K 低温/常温 ダミー放射の混合方式 λ/4 板回転方式 4 K コールド+常温ダミー
アンテナ 開口径 掃引 (アジマス) (エレベーション) 使用可能周波数帯	クーデ方式 オフセット・カセグレン 60 cm -100 ~ +100° -90 ~ +90° 800 GHz 以下	
スペクトロメータ 分解能 観測帯域 サンプリング データ読み出し A/D データ転送	A O S 1 MHz 1500 MHz 0.5 MHz 3000 チャンネル 60 m 秒 14 ビット, 1 μ 秒 D M A, 5 μ 秒/チャンネル	A O S 250 kHz 500 MHz 125 kHz 4000 チャンネル 60 m 秒 14 ビット, 1 μ 秒 D M A, 5 μ 秒/チャンネル
システム制御・データ処理 積分数	高速パーソナル・コンピュータ 任意	
データ解析	高速ワークステーション	
動作環境 (気温) 条件 (高度)	-40 ~ +40 °C 0 ~ 6000 m	

CRLではこのシステムを日本だけでなく、南極、カナダ等で運用し、中層大気オゾンや微量ガスの観測可能性を実証し、日変化、季節変化などの観測を行うとともに、将来打ち上げられる中層大気観測センサの検証に利用する所存である。気球搭載システムでは、560GHz帯および640GHz帯の利用を検討しており、これによって観測の高感度化が図れるとともに、上述した微量ガスに加えてHCl、BrO、HBrなどの観測が可能となる。気球搭載システムも、各種キャンペーン観測や衛星搭載センサの検証に利用する所存である。

4. まとめ

以下に、短波長ミリ波・サブミリ波帯システムによる中層大気微量ガス観測の利点をあげる。

- ① 太陽に依存しないため昼夜に拘らず観測でき、冬季の極域観測に極めて有効である。
また、人工衛星による3次元グローバル観測にも極めて有利である。
- ② 地上からオゾン、C1Oなどの微量ガスの高度分布を測定できる。
さらに、人工衛星によるリムサウンディングでは、ほぼ直接的に高度分布を測定できる。
- ③ ミリ波・サブミリ波帯にはほとんどの大気分子のスペクトルが存在し、しかもそれらはあまり密集しておらず、さらに水蒸気などのメジャーガスのスペクトルの影響も小さい。
従って、微量分子の極めて弱いスペクトル線でも十分に分離観測可能で、精度の良い測定が可能となる。
- ④ 広帯域観測によって、同一条件で複数の分子の同時観測が可能で、O₃とC1Oなど互いに密接に関係する分子の挙動を明らかにできる。
- ⑤ ミリ波帯・サブミリ波帯観測で利用する分子の回転準位の励起エネルギーは大気の熱運動のエネルギーと同程度以下である。
従って、放射強度は大気中の分子の量と気温、気圧だけで決定され、大気分子の光化学反応過程などには影響されず、高精度の観測が可能である。
- ⑥ 気温依存性が小さいスペクトルバンドを選べば、気温高度分布の正確な測定値を必要としない。
- ⑦ 波長がエアロゾル粒子などと比べて極めて大きいため、これらによる散乱の影響をほとんど受けない。
後方散乱などの中間仮定の影響を受けずより直接的な観測が可能である。
- ⑧ 分光学的データが他の波長帯に比べて比較的良く整備されている。
また、計算機によるこれらパラメーターの推定も他の波長帯と比べて精度良く求められる。
- ⑨ システム上の利点として、電波技術で利用されているヘテロダイン受信技術により、極めて高いスペクトル分解能(1MHz; 0.00003cm⁻¹)、及び極めて高い感度で観測可能である。
- ⑩ 地上設置システムは比較的小型・軽量で、操作・運搬も簡便にできる。

短波長ミリ波・サブミリ波帯分光放射計は、オゾン層破壊など地球環境に重大な影響を与える中層大気微量ガスの放射観測を行うのに不可欠のシステムである。放射観測は、これら微量ガスの日変化、季節変化、グローバル分布等を得る場合に極めて有利な方法であり、また中層大気的光化学反応を解明する場合に不可欠の手段となろう。さらに、地上設置観測システムは、ほぼ15~80kmの領域領域のこれら微量ガスの高度分布を観測でき、人工衛星搭載センサの検証システムとしても適しており、今後日本においてもこの観測方法に積極的に取り組む必要がある。

1. はじめに

GOMEは ESAの衛星であるE-ERS2に搭載が決定している大気微量成分観測用の測器である。主要な観測対象はオゾンであるが、冬季の高緯度地方や汚染の激しい対流圏での各種微量成分観測も目指している。ここではGOMEの概要を述べる。

2. ERS衛星とGOMEの概要

ERS2は基本的にERS1と同一仕様であり、観測機器も同じものが搭載される。ただし、GOMEが追加搭載される点だけが異なっている。ERS2は高度約800km、軌道傾斜角 98.5° の極軌道衛星である。太陽同期の衛星で、地方時10時の軌道をとる。打ち上げ予定は1994年後半で、衛星寿命は3年となっている。GOME以外の観測機器については、昨年7月に打ち上げられたERS1と同じなので、ここでは述べないこととする。

GOMEはSCIAMACHYと称する衛星搭載用分光計のScale down版であり、紫外から可視、近赤外までの4チャンネルの1次元配列 CCD素子と(おそらく)3チャンネルの偏光測定用検出器をそなえている(表1)。観測のモードはnadir scanのみの予定である。表2には観測に関わる他のパラメータおよび図1に光学系のスケッチを示す。ちなみにSCIAMACHYは紫外から赤外までの8チャンネルの1次元配列 CCD 検出器を持つ構成となる予定である(正式にSCIAMACHYを搭載することが決まっている人工衛星計画は今のところない)。参考のために図2にSCIAMACHYの光学系を示す。

検出器の感度校正については、測器内蔵のランプ、月光、太陽光(diffuser plateを介する)を併用する。月光を実際の感度校正に使用するの新しい試みである。

ERS2の軌道を考えるとGOMEは3日間で全球をカバーする。オゾンについては対流圏から成層圏まで高度分布を求めることが可能である。他の微量成分に対しては、特別の条件下(オゾンホール、対流圏の高濃度大気汚染等)での全量観測を意図している(表3)。

3. データ解析 - オゾン -

2.でも述べたように、オゾンについては対流圏から成層圏までの高度分布を求める。これは、GOMEがオゾンの紫外(Hartley、Huggins帯)から可視(Chappuis帯)までの吸収帯を分解能0.2~0.3nmで測定しているための利点である。紫外域のスペクトルからは、いわゆるBUV測定と同様に成層圏の高度分布を求められる。可視域の観測からはオゾン全量がわかる。さらに、これらのデータと共に吸収断面積の温度依存性を利用した差分吸光法を応用して対流圏オゾン分布を導出するアルゴリズムを開発中である。このシミュレーションを行った一例を図3に示した。

なお図4に衛星観測からデータ解析までの簡単な流れを示す。一般に公開されるデータはレベル3段階になると思われる。

4. おわりに

ERS2とADEOSの打ち上げが予定通りに実行されたなら、GOMEとADEOS/TOMSは同じ時期に観測を行うことになる。TOMSによるオゾン全量観測と高度分布を求めるGOMEの観測は互いに相補的なも

のであり、両者の比較観測はどちらの測器にとっても大変に有益なものと期待できる。両者による観測が実施されてデータが得られるようになり次第、早い時期に比較観測を試みたいと考えている。

「謝辞」

筆者はGOME計画の正式な一員ではない。にもかかわらず今回このような発表の許可を快く与えてくださったscience teamの皆様に対し、以下に名を記して心からの謝意を表する。

GOME/SCIAMACHY Science Team

- Dr. K. Chance (CFA, U.S.A.)
- Prof. J.P. Burrows (Univ. Bremen, Germany)
- Dr. A.P.H. Goede (SRON, Netherland)
- Dr. R. Guzzi (IMGA, Italy)
- Dr. B. Kerridge (RAL, United Kingdom)
- Dr. C. Muller (ISAB, Belgium)
- Prof. U. Platt (Univ. Heidelberg, Germany)
- Dr. D. Perner (MPI, Germany)
- Dr. J.P. Pommereau (CNRS, France)
- Mr. W. Schneider (GARE, Germany)

表1. GOME測定器の仕様 (1)

- a) Double Monochromator - 波長領域 240 - 790 nm
 - b) チャンネルNo. 波長帯 観測対象分子
 - Ch. 1 240-295nm O_3 , NO
 - Ch. 2 290-405nm O_3 , O_4 , NO_2 , HCHO, SO_2 , BrO, OCIO
 - Ch. 3 400-605nm NO_2 , OCIO, O_2 , O_3 , O_4 , H_2O
 - Ch. 4 590-790nm O_3 , NO_3 , H_2O , O_2
- 他に偏光検出器3チャンネル
- c) 波長分解能 0.2 - 0.3nm
 - d) 検出器 1次元配列CCD素子(冷却型)

表2. GOME測定器の仕様 (2)

- a) 観測方向: 衛星直下 (Nadir)
- b) 測定器視野角: $0.13^\circ \times 3.0^\circ$
- c) 空間分解能(衛星直下): $40 \times 40 \text{ Km}^2$
- d) 走査角: 最大片側 31°
- e) 検出器積分時間: 約100ms~3000s

表 3. GOME観測対象分子と対象領域

Quantities Retrieved from GOME Observations

Species	Retrievable Quantity*	Wavelength (nm)	Notes-Applications
O ₃	Profile (S, T)	255-350, 480-680	
O ₂	Column (S, T)	690, 760	Cloud tops; boundary layer
O ₂	Profile (S)	1260-1275	
O ₄	Column (T)	475, 530, 560, 630	Cloud tops; boundary layer
H ₂ O	Column (S, T)	700-790	
HCHO	Column (T)**	310-360	Biomass burning; tropical vegetation
SO ₂	Column (T)**	290-310	Industrial pollution; volcanos
NO	Column (S, M)	255-280	Above 40 km in emission
NO ₂	Column (S, T)	300-600	Lightning; combustion
NO ₃	Profile (S)	660-665	Lunar occultation
NO		210-220	High stratosphere
ClO	Column (S)***	300-310	Polar regions in spring
OClO	Column (S)***	320-420	Polar regions in spring
BrO	Column (S)	310-345	

NOTES:

* - S = stratosphere; T = troposphere; M = Mesosphere.

** - Observable in regions with relatively high concentrations.

*** - Ozone hole conditions.*** - Observable in perturbed "O₃ hole" regions.

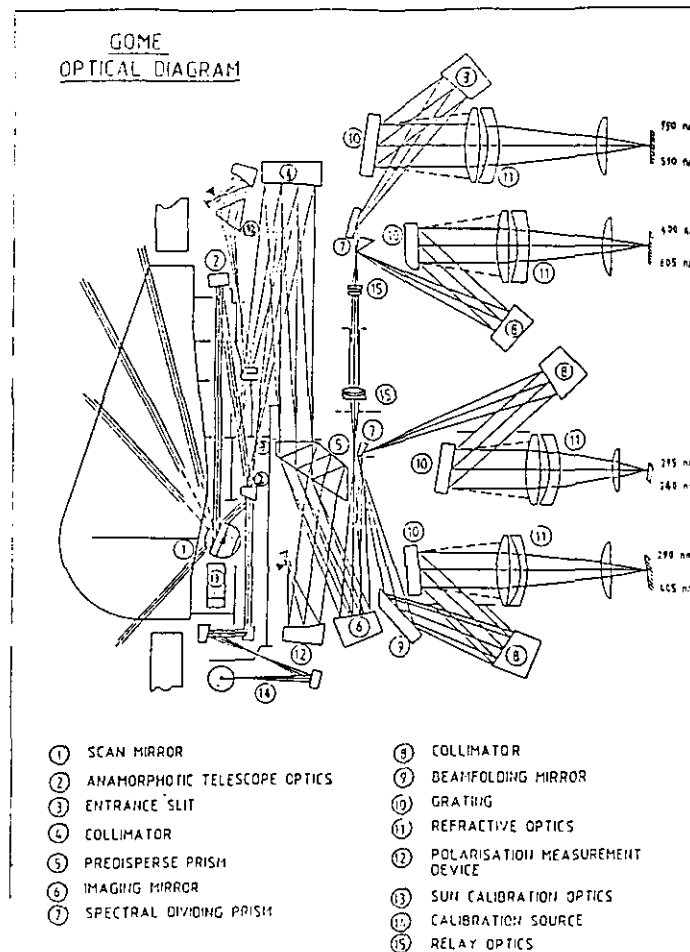


図 1. GOMEの光学系 (概念図)

SCIAMACHY OPTICS (1)

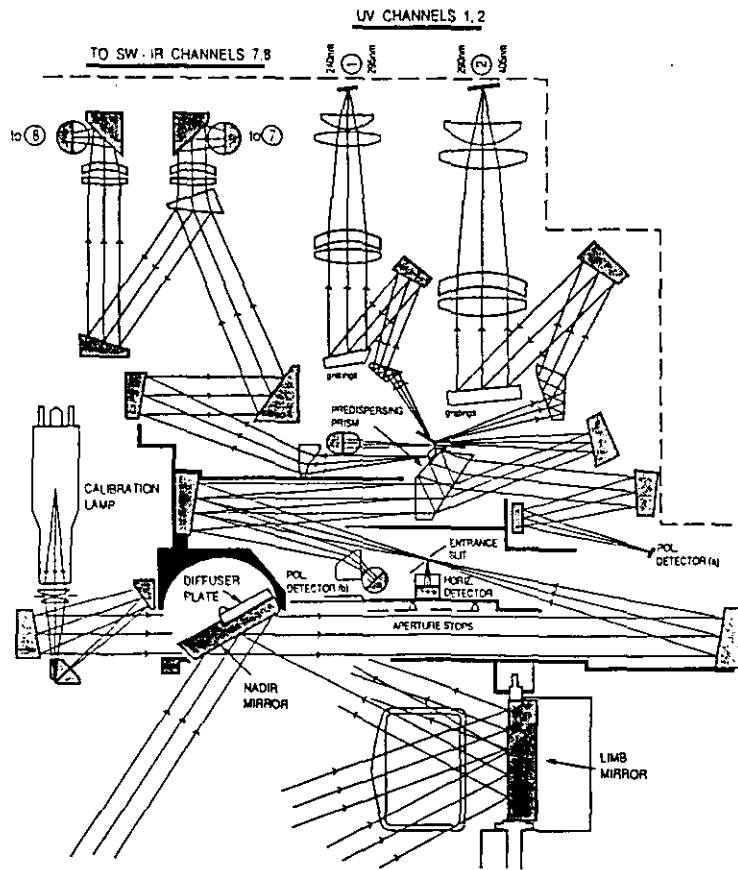


図 2. SCIAMACHYの光学系 (概念図)

SCIAMACHY OPTICS (2)

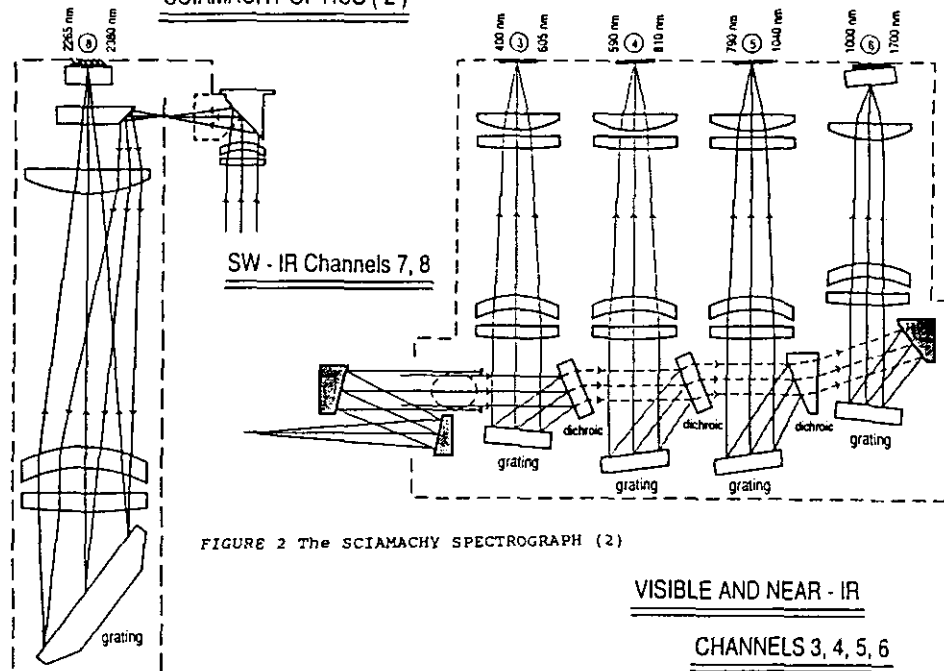
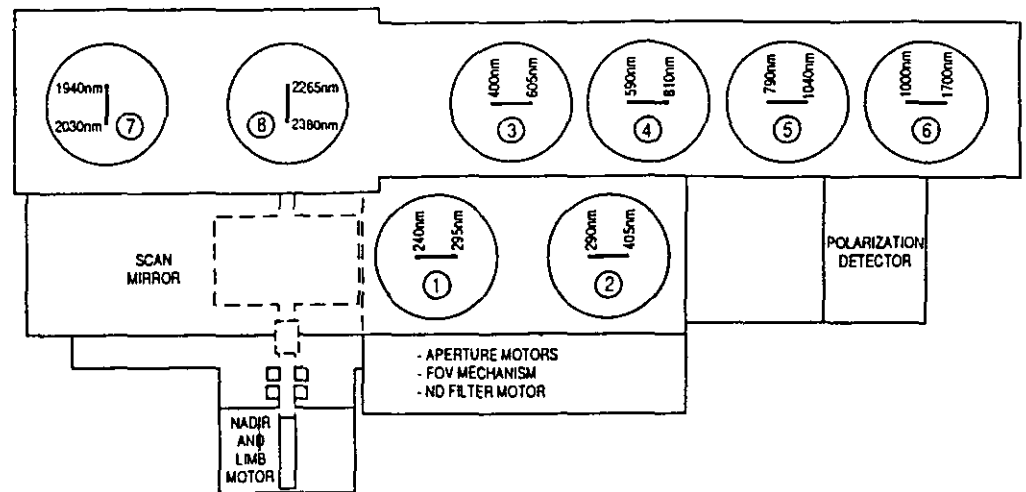


FIGURE 2 The SCIAMACHY SPECTROGRAPH (2)

VISIBLE AND NEAR - IR
CHANNELS 3, 4, 5, 6

SCIAMACHY TOPVIEW



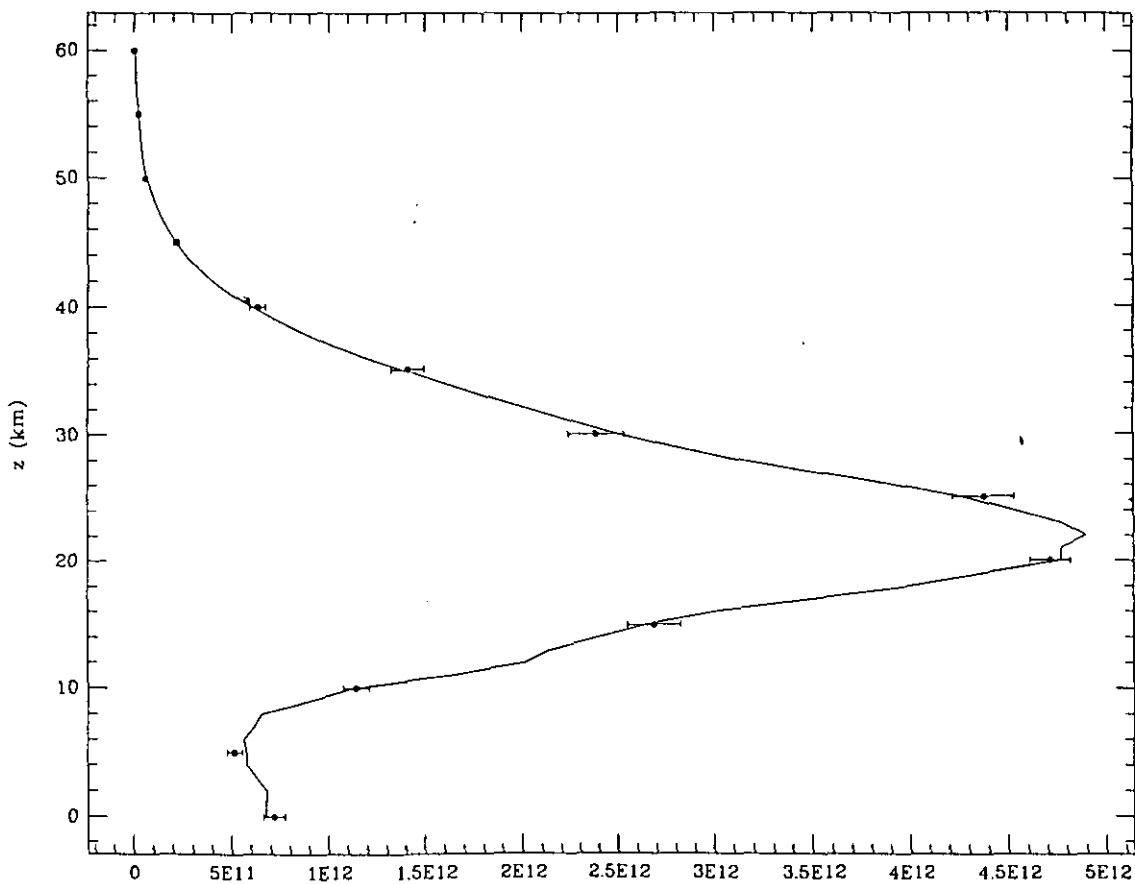


図 3. オゾン高度分布導出のシミュレーション - 清浄対流圏、アルベドが0.3の場合

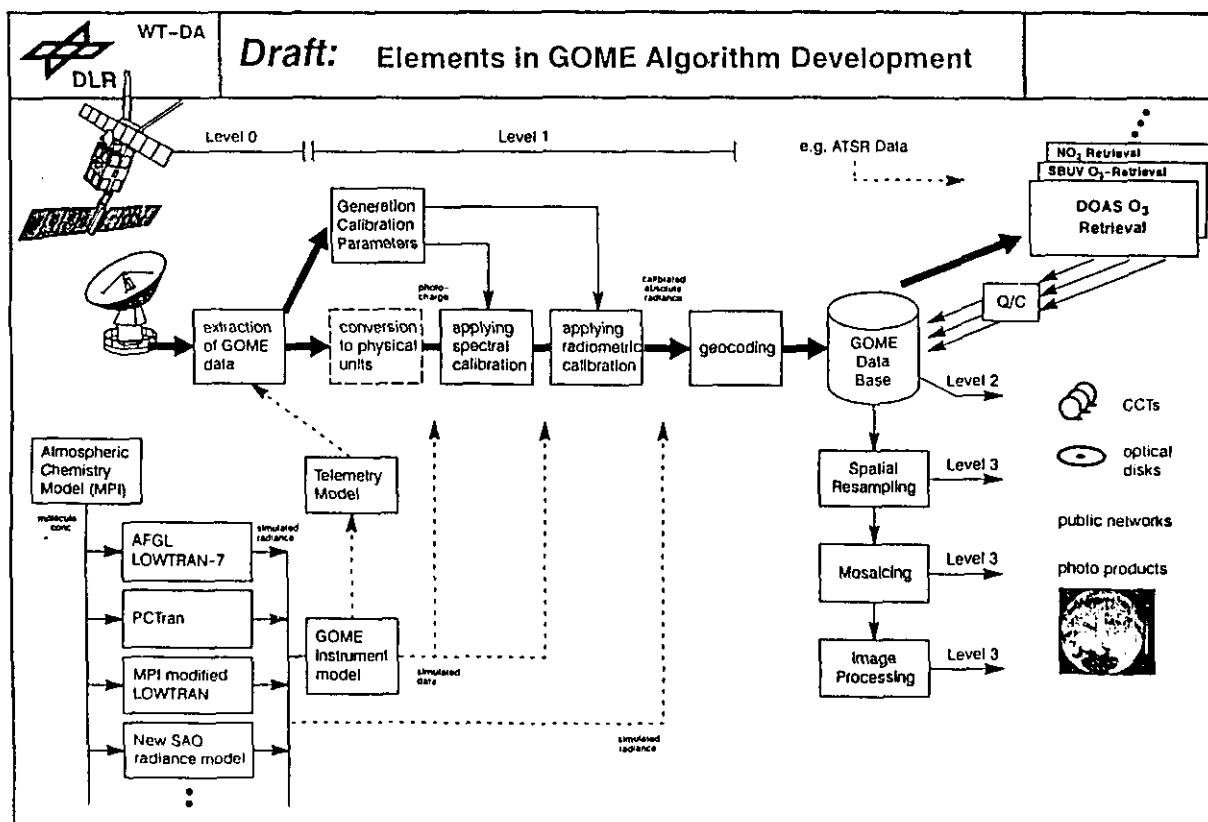


図 4. GOMEデータ解析の流れ

TERSEによる対流圏下層の 微量成分衛星測定

青木忠生（気象研究所）

1) はじめに

対流圏気体成分の遠隔測定としては、これまで TIROS-N 衛星の HIRS (High resolution Infrared Radiometer Sounder), NIMBUS-7 の THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer)、静止衛星 GOES の VAS (Vertical Atmospheric Sounder), MOS-1 の MSR (Microwave Scanning Radiometer) 等によって水蒸気の鉛直分布測定が行われ、スペースシャトルの MAPS では CO の測定が行われた。将来計画としては ADEOS 衛星の IMG (Interferometric Monitor of Greenhouse Gases) や 1990 年代後半から始まる EOS においては TES (Tropospheric Emission Spectrometer), MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding), MOPITT (Measurement Of Pollution In The Troposphere) などによって各種対流圏気体の測定が試みられようとしている。

2) 吸収法と Emission 法

これらはすべて大気気体自身が出す放射 (Emission) を測定することによって濃度を得ようとするものである。これに対して青木 (1989) は太陽の地上反射光をファブリペロー干渉計を用いて測定し、その途中大気の吸収から濃度鉛直分布を算定する方法を提唱している。ここに両者の比較をしてみると表 1 のようになる。(R: 観測放射, r_s : 地表反射率, R: 太陽放射, k: 吸収係数, τ : 透過率, μ : 天頂距離の余弦の逆数, ρ : 気体の密度, z: 高さ, B: プランク関数, T_0 : 等価黒体温度, T_s : 表温度, T: 地表から z までの平均気温)。気体の密度変化に対する感度 (表では Information Content となっている) は emission 法の場合、温度に著しく依存し、鉛直分布を求めるためには温度を非常に高精度で知っている必要があることが分かる。

この感度を一本の吸収線のみがある場合について計算したのが図 1-4 である。図は縦軸が吸収線の中心での光学的厚さ、横軸が line の中心からの距離 (波数) である。図 1, 2 は 0.4 km の高度での気体の密度の変化に対する吸収法と emission 法の感度の相対値を示している。図 3, 4 は高度 8km での同様の値を示している。このように下層大気のリモートセンシングには吸収法が圧倒的に有利であることが分かる。このような考察に基づいて我々は最近つぎのような装置の開発を行っている。

3) 装置の構成

TERSE (Tunable Etalon Remote Sounder for the Earth) は本来衛星搭載用に考案されたものだが、この原理はそのまま地上から太陽直達光を測定して途中大気の高さ分布を得るのにも使える。

図 5 は装置の概略図で、太陽直達光はヘリオスタットを使って分光器に導かれる。このヘリオスタットは普通の天体用赤道儀を改造して作ったものである。ET はエタロンで BPF (ブロッキングフィルター) と併せて、図 6 の FILTER で示すような非常に狭い狭帯域バンドパスフィルターを形成する。ただし図では ET の中を 2 回、光を通すようになっているが、実際の測定時には切り換え鏡の手前に置いた。これはオシロスコープで出力波形を見ながら ET の角度を調整するためである。TE はチューナブルエタロンで、走査によって少しずつずれた干渉縞を形成しスペクトル情報を与える。L はヘリウムネオンレーザで TE の 2 枚のエタロン板の並行度の調整に使う。D は検知器を示し InGaAs を使っている。図 6 は H₂O の測定に用いる波長域で、H₂O とあるパネルは水蒸気の吸収スペクトル、最下段は大気全気体のスペクトルである。エタロン板の間隔を少しずつずらしたときの TE の透過スペクトルを上 3 段に示している。図はエタロン板の間隔が 0.3855 cm の場合である。

4) 鉛直分布推定アルゴリズム

出力 (TE の干渉図形) の初期推定値からの差を y 、気体の高度毎の密度、温度、および地表反射率、吸収線強度等を未知量とし、その初期推定値からの差を x としたとき、その最適推定解を Rodgers²⁾ に従って次式のような逐次近似によって求める。

$$x_{n+1} = (S_x^{-1} + K_n^T S_y^{-1} K_n)^{-1} K_n^T S_y^{-1} (y - y_n + K_n x_n)$$

S_x, S_y は x, y の誤差共分散マトリックス、 K は y の x に対する感度を示す関数、添字 n は第 n 回目近似での値を示す。ここでは大気を 30 層に分け、物質の密度、温度、地表反射率、地表気圧等を未知とし、線強度、半幅値、等は既知とした場合についての例を示す。図 7 は H₂O の鉛直分布の算出例でエタロン板の間隔が 0.3855 cm の場合である。鎖線：初期値、太い実線：真値、細い実線：算出値、左側の実線はその誤差である。図 8, 9 はメタンに関するものである。図 10 はメタン全気柱量の精度を示し、イタレーションによる収束状況を示す。

図 11, 12 は実際の観測例で、図 11 は 6541.262 cm⁻¹、図 12 は 6691.655 cm⁻¹ の H₂O line を使った場合のものである。逐次近似によって得られた可降水量は各々、1.5g, 0.74g である。これに対して、ゾンデから得られたものは 1.48g, 0.72g と、たまたま非常に良く一致した。しかし、実際の測定精度はまだそこまで達していないはずである。というのは、バンドパスフィルターの中心波数を 0.3 cm⁻¹ ほどずらして解析すると 16% くらい異なった結果が出るが (図 12 の場合)、現在のところフィルターの中心が吸収線の中心にそれだけの精度で一致しているかどうかを、図 11 や 12 のような観測データそのものだけでは確認することはできない。このため近々、FSR (Free Spectral Range) のもっと大きいチューナブルエタロンに交換する予定である。これによってより実際のスペクトルに近いスペクトルが得られ、中心がどこにあるかが分かるはずである。ただしこのため不用なデータも取ることになる。半導体レーザなど波長可変の光源があればこのようなことは必要ない。なお吸収線強度や半値幅についても、まだ HITRAN のデータがこれほどの精度で正しいということは確かめられていないなど、課題がいくつか残されている。

引用文献

1) 青木忠生: 大気微量成分の衛星リモートセンシング: 近赤外分光計を利用して、第15回計測制御学会リモートセンシングシンポジウム資料, 17-20. (1989)。

2) Rodgers C.D.: Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation Rev. Geophys. Space Phys. 14, 609-624 (1976).

Table 1 Comparison between the absorption and emission methods.

	Absorption method	Emission method
Radiative transfer	$R = r, R^0 r'(0)$ $= r, R^0 \exp[-2\mu \int_0^{\infty} k \rho dz]$	$B(T_1) = B(T_2) r(0) + \int_0^{\infty} B(T) \frac{\partial r}{\partial z} dz$
Information content	$\frac{1}{R} \frac{\partial R}{\partial \rho(z)} = -2\mu k dz$ \downarrow 1	$\frac{1}{B(T_1)} \frac{\partial B(T_1)}{\partial \rho(z)} = -\mu k dz \times$ $r(0) \frac{B(T_1) - B(\bar{T})}{B(T_1)} + r(z) \frac{B(\bar{T}) - B(T(z))}{B(T_1)}$ \downarrow $0 \sim \frac{1}{10}$

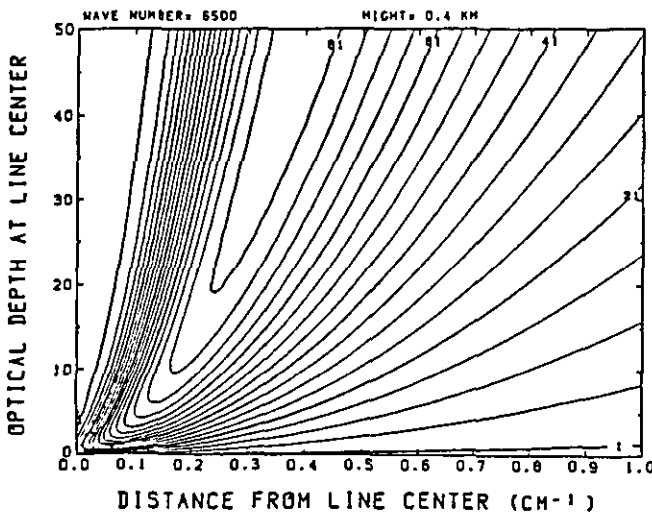


Fig.1 Sensitivity of the observed radiation to the density change at 0.4 km height in the case of the absorption method.

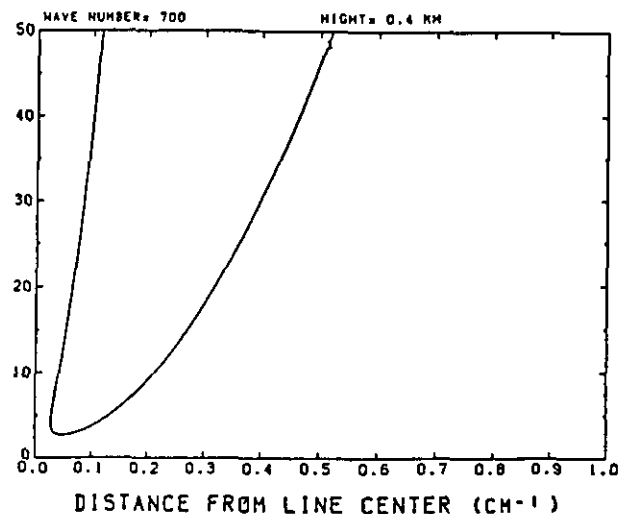


Fig.2 As in Fig.1 except for the emission method.

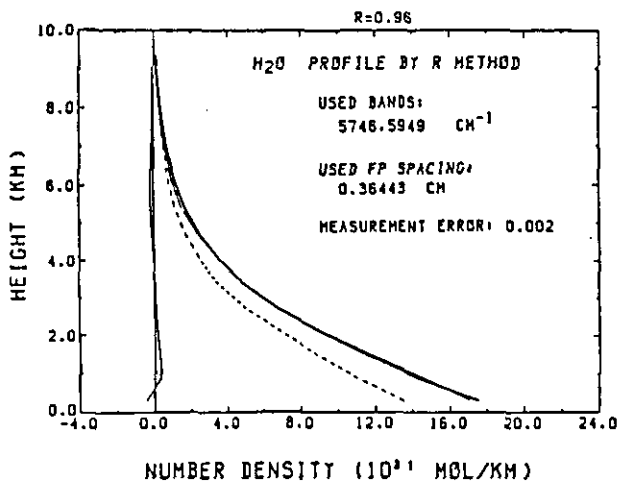


Fig.7 Retrieved vertical profile of H₂O(thin solid line) being compared with the true one(thick solid line) and initially given profile(dashed line). The curve on the left-hand side shows the error.

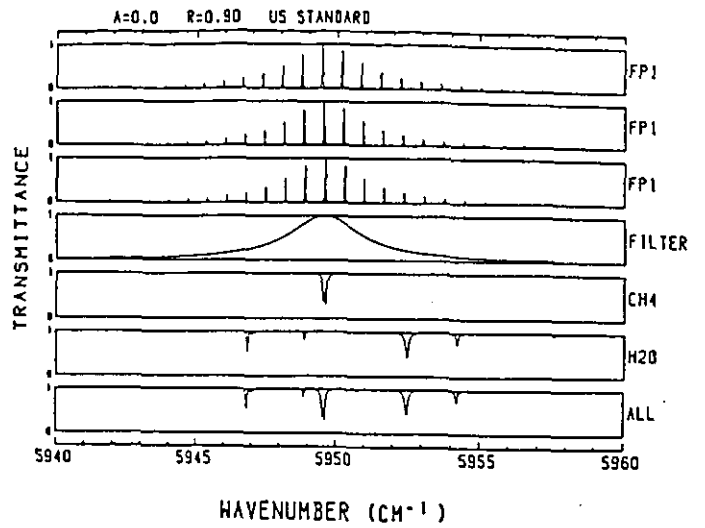


Fig.8 As in Fig.6 except for CH₄.

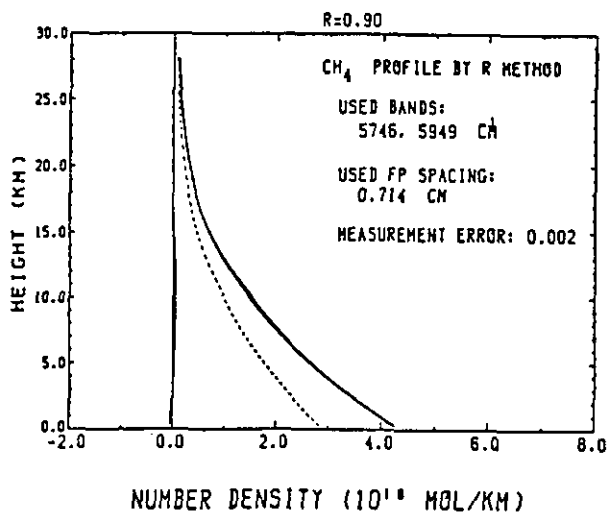


Fig.9 As in Fig.7 except for CH₄.

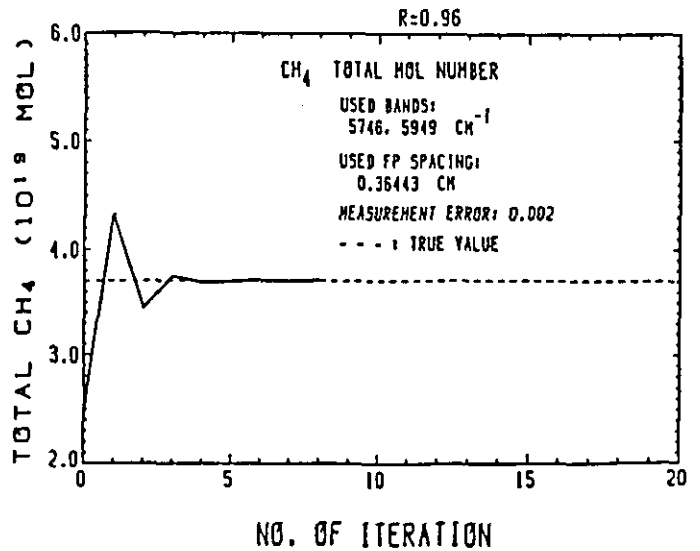


Fig.10 Total column methane amount with iteration.

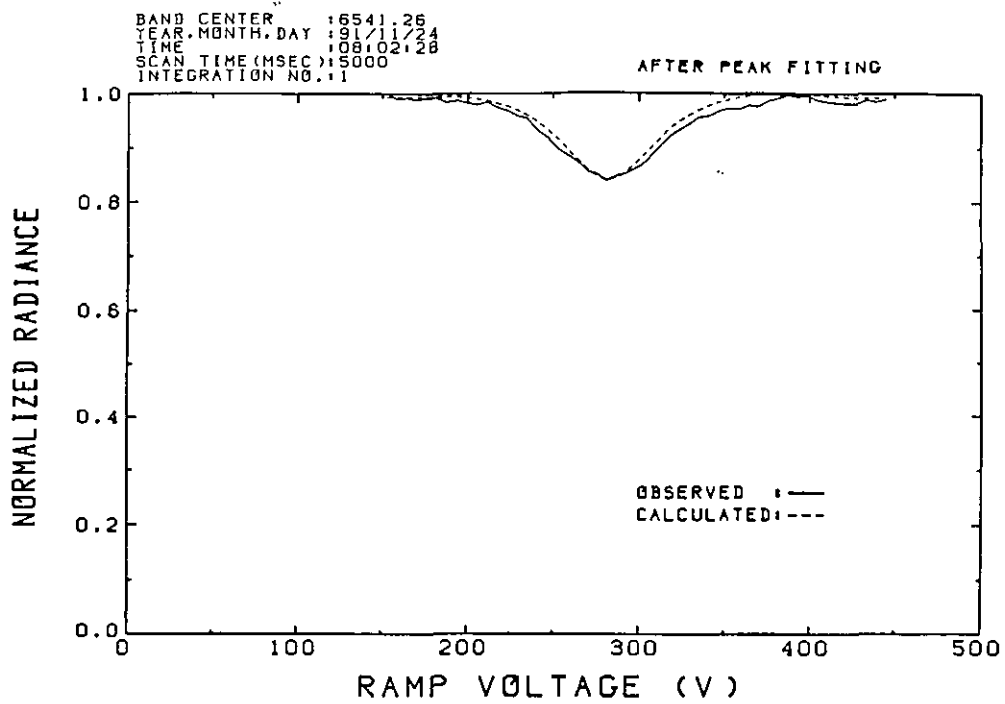


Fig. 11 Normalized observed radiance by TERSE on 1991
 Nov. 24 and fitted theoretical curve.

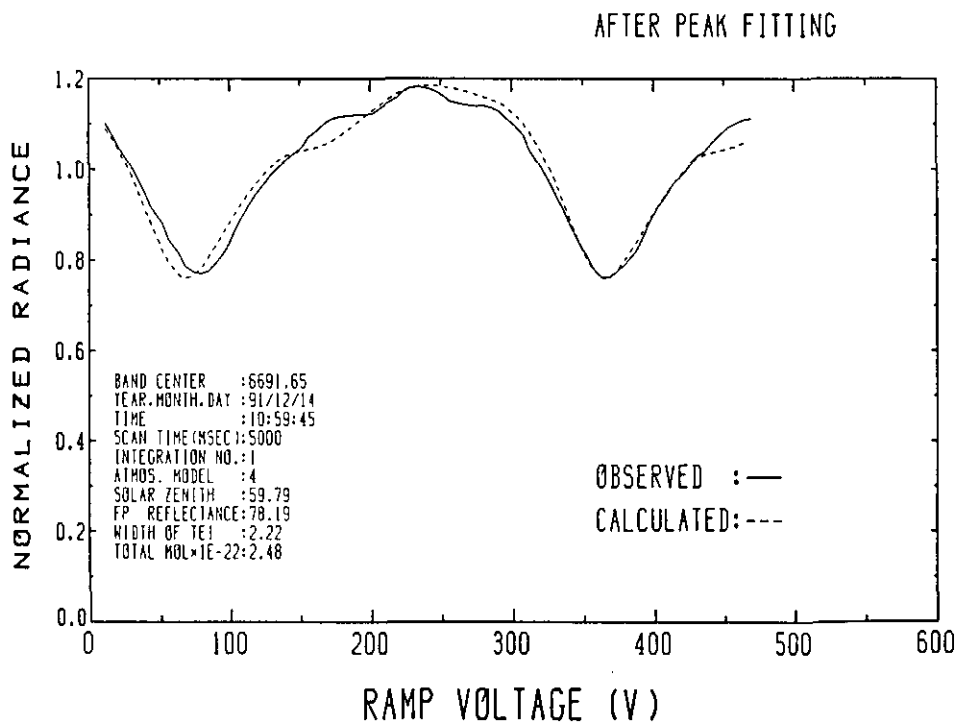


Fig. 12 As in Fig. 11 except for 1991 Dec. 14.

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

国立環境研究所 鈴木睦，古田直紀，笹野泰弘
宇宙開発事業団 森山隆，中島正勝，古澤明
日本電気株式会社 谷井純，石田十郎，○久世暁彦

1. 概要

地球温暖化現象や成層圏オゾン破壊の研究監視のため等に、人工衛星からのリモートセンシングによる高精度かつ詳細な継続的観測が望まれている。

Solar Occultationによる大気微量成分の高分光分解能同時測定（図1参照）を実現させる方法としてエシェレ回折格子型赤外分光器が小型で搭載に適する。

原理検証モデルとして、波長域を可視・近赤外とし、検出器に2次元CCDセンサを使用した電子走査方式によるエシェレ分光器を設計、製作し、分光性能の評価を行った。

今後赤外波長域用のモデルを開発し、搭載モデルの基礎的検討を行う。

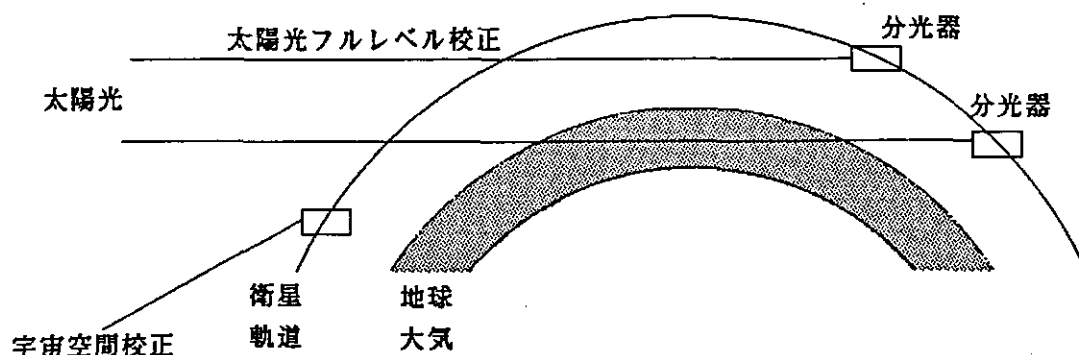


図1 エシェレ回折格子型赤外分光器観測概念図

2. エシェレ回折格子型分光器の特徴

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、次数間の分離を直交するプリズムもしくは回折格子で行い結像面に2次元のスペクトルを得るもので（図2参照）以下の特徴がある。

- ①高い分光分解能
- ②広い波長範囲
- ③可動部分の少ない宇宙用光学系
- ④2次元アレイセンサを用いることにより短時間に測定が可能

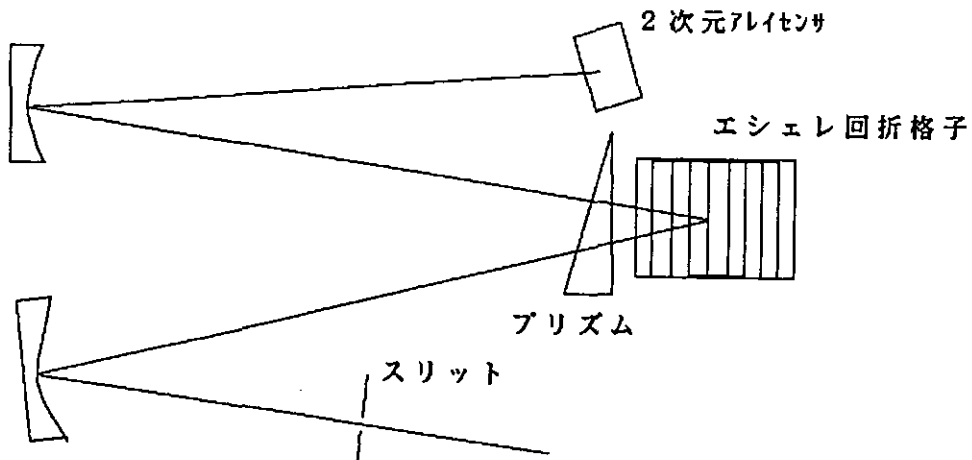


図2 エシェレ回折格子型赤外分光器光学系概念図

3. 原理検証モデルの概要

目標とする波長域は熱赤外波長域であるが、まず原理を検証するために可視・近赤外波長域用のエシェレ分光器を設計、製作した。製作の範囲を図3に示す。原理検証モデルの光学系仕様は表1に示すものであり、外観を図4に示す。検出器としてペルチェ冷却の1000×1000素子のフレームトランスファー型CCDを採用した。焦点面での分光分布の概念図を図5に示す。

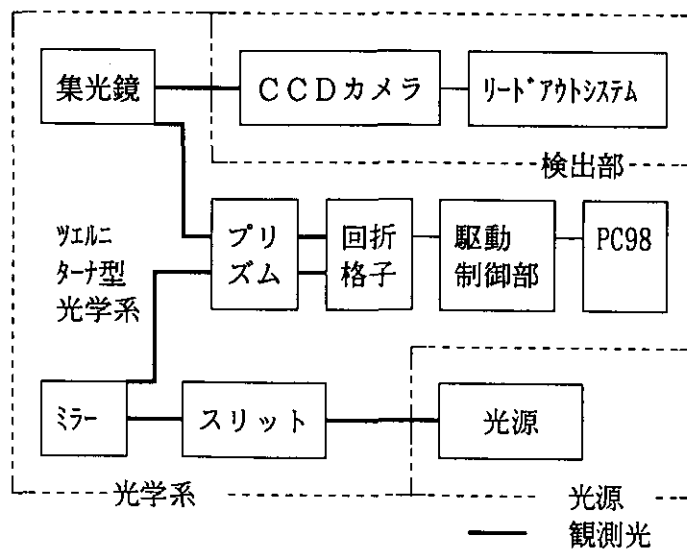


図3 原理検証モデルのブロック図

表1 原理検証モデルの光学系仕様

項目	仕様値
分光配置	変形ツエルニターナ型
焦点距離	800mm
回折格子	52.65本/mm 64° 12' フレズ 56×128mm (60×150×25mm アラック)
プリズム	113×75×59mm 頂角30° 石英
凹面鏡	82(V)×50(H)mm
入口スリット	0.3, 0.2mm (次数方向) 0.2, 0.15, 0.1, 0.05, 0.025mm (分散方向)

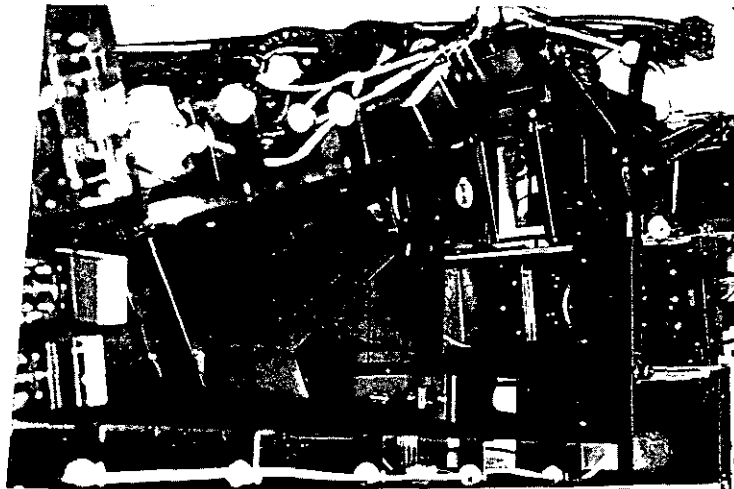


図4 原理検証モデルの光学系の外観

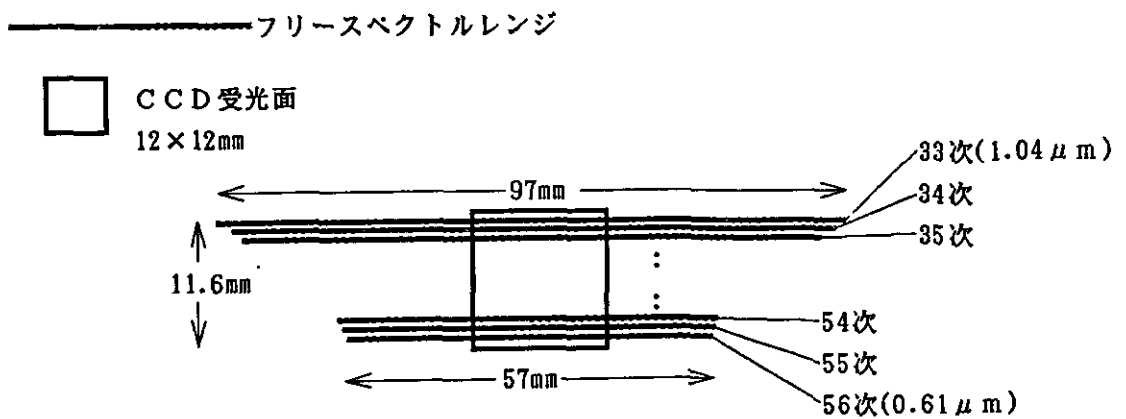


図5 焦点面での分光分布の概念図

4. 原理検証モデルの性能評価

各種光源を用いて上記にのべた原理検証モデルの性能評価試験を実施した。光源としてハロゲンランプ、キセノンランプ、水銀ランプ等の人工光源と太陽光を用いて行った。

原理検証モデルでは、水銀ランプを光源とすることにより 0.1 cm^{-1} の波数分解能が得られることが確認された。

測定結果例として図6、7、8にそれぞれハロゲンランプの可視域の分光画像、水銀スペクトル365.48、365.02nmの分光画像、太陽光の可視域の分光画像を示す。

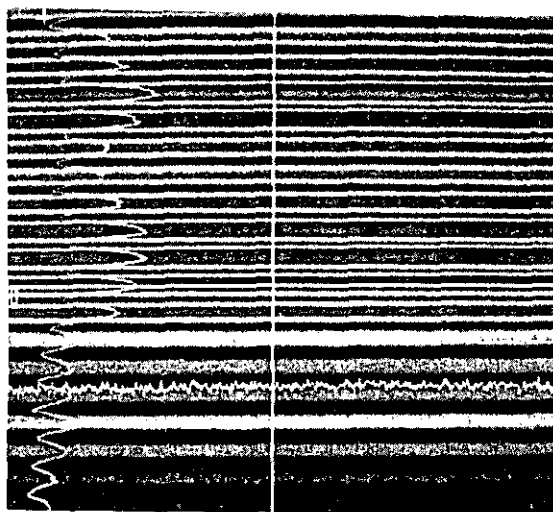


図6 ハロゲンランプの可視域の分光画像

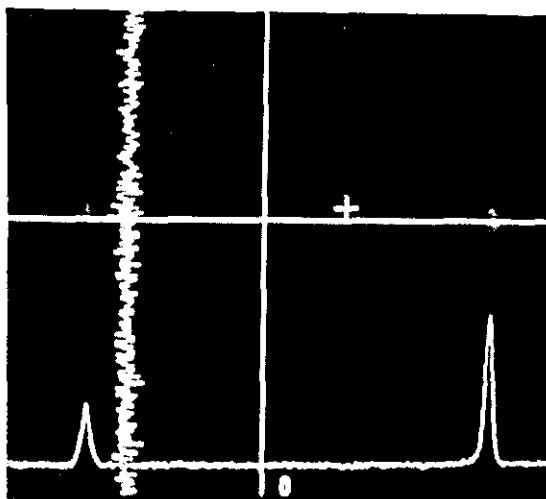


図7 水銀スペクトルの分光画像

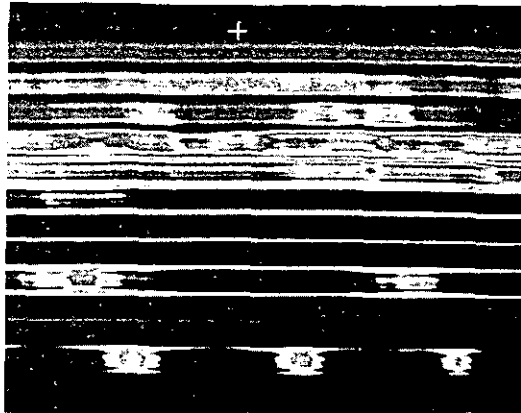


図8 太陽光の可視域の分光画像

5. 今後の開発計画

原理検証モデルのプリズム部、検出部を交換し、 $\sim 5\mu\text{m}$ 用に改修する。また検出器として液体窒素冷却のInSbのアレイセンサを用いる。性能評価のため、太陽光追尾系、気体ガスセル等も合わせて製作する予定である。

さらに熱赤外波長域用のモデルを開発する予定である。主な技術的課題として以下の点が考えられる。

- (1) 検出器 : 熱赤外波長域多素子2次元アレイセンサ
- (2) 光学系 : 衛星搭載用としてF値が小さく・収差の小さい光学系
熱赤外波長域用のエシェレ回折格子

熱赤外波長用のモデルでは分光分解能としては 0.1cm^{-1} を目標とし、 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1000程度を目標とする。

出席者リスト（当日受付記録から）

浅井和弘（東北工業大学）
福西 浩（東北大学）
渡辺 隆（筑波技術短期大学）
野口和夫（千葉工業大学）
安田嘉純（千葉大学）
小川利紘（東京大学）
中島映至（東京大学）
椿 広計（慶応義塾大学）
江森康文（東京情報大学）
鈴木勝久（横浜国立大学）
柴崎和夫（國學院大学）
宮沢直季（山梨大学）
荻原能男（山梨大学）
野村彰夫（信州大学）
鹿野哲生（信州大学）
渡邊 堯（名古屋大学 S T E 研）
廣田 勇（京都大学）
穂波信雄（大阪府立大学）
古賀隆治（岡山大学）
内海通弘（九州大学）
神沢 博（国立極地研究所）
古沢 明（宇宙開発事業団）
中西 功（宇宙開発事業団）
小林博和（電力中央研究所）
嶋原正義（光産業技術振興協会）
戎能賢明（光産業技術振興協会）
小島敏明（極東貿易株式会社）
久世暁彦（日本電気株式会社）
初田洋司雄（日本電気株式会社）
小泉深吉（日本電気株式会社）
大島裕之（国際気象海洋株式会社）
村治能孝（国際気象海洋株式会社）
東野 裕（富士通エフアイピー株式会社）
岸田光司（富士通エフアイピー株式会社）
田原 進（富士通エフアイピー株式会社）
伊藤康裕（富士通エフアイピー株式会社）
清 英夫（富士通株式会社）
大仲末雄（富士通株式会社）
棚橋修一（富士通株式会社）
辻野佳規（富士通株式会社）
瀬戸洋一（日立製作所）
徳尾貴昭（日立製作所）
石垣武夫（松下技研株式会社）
柳沼裕忠（松下電器産業株式会社）
津野克彦（東芝）
阿部 恵（環境庁）
青木忠生（気象研究所）
山崎孝治（気象研究所）
村上勝人（気象研究所）
木田秀二（気象研究所）
深堀正志（気象研究所）
千葉 長（気象研究所）
徳野正己（気象衛星センター）
吉崎憲仁（気象衛星センター）
山岸 進（船舶技術研究所）
吉野文雄（土木研究所）
今須良一（資源環境技術総合研究所）
林 正康（資源環境技術総合研究所）
佐川永一（通信総合研究所）
増子治信（通信総合研究所）
市川惇信（国立環境研究所）
秋元 肇（国立環境研究所）
笹野泰弘（国立環境研究所）
中根英昭（国立環境研究所）
杉本伸夫（国立環境研究所）
横田達也（国立環境研究所）
林田佐智子（国立環境研究所）
鈴木 睦（国立環境研究所）
湊 淳（国立環境研究所）
溝口次夫（国立環境研究所）
坂東 博（国立環境研究所）
宮崎忠国（国立環境研究所）
近藤矩朗（国立環境研究所）
清水 浩（国立環境研究所）
栗原 崇（国立環境研究所）
井上 元（国立環境研究所）
村野健太郎（国立環境研究所）
功刀正之（国立環境研究所）
清水 明（国立環境研究所）
高藪 縁（国立環境研究所）
植弘崇嗣（国立環境研究所）
荒木真一（国立環境研究所）
沼口 敦（国立環境研究所）
光本茂記（国立環境研究所）