

衛星搭載レーザーレーダーによる 地球規模大気環境の評価に関する調査報告(2)

Feasibility study on space lidars for measuring
global atmospheric environment No.2

笹野泰弘・小林喬郎¹ 編
Edited by Y. Sasano and T. Kobayashi¹

地球環境研究グループ
¹客員研究員(福井大学工学部)
Global Environment Division
¹Guest Researcher (Faculty of Engineering, Fukui University)

NATIONAL INSTITUTE FOR ENVIRONMENTAL STUDIES

環境庁 国立環境研究所

序

本調査は平成4年度環境庁地球環境研究総合推進費による「オゾン層の破壊」分野の研究のうち、新型レーザーレーダー計測技術の開発に関する研究の一環として行ったものである。

本調査の実施に当たり、(財)光産業技術振興協会に調査を委託し、同協会の下に専門家から成る調査委員会を設置し検討を進めた。調査委員会は福井大学工学部の小林喬郎教授を委員長とし、気候・気象に関わる研究者、レーザーレーダー等のリモートセンシング研究者、衛星システムの専門家等を擁するもので、合計3回の調査委員会を開催し議論を行った。

本書は、平成4年度の調査委員会の検討結果を主として取りまとめたものであり、広く関連研究者、行政担当者ならびに宇宙開発関連の担当者の皆様の参考としていただくため、国立環境研究所の出版物(資料集)として発行するものである。読者の便宜のため、平成3年度の検討結果についてもその概要を付している。詳細が必要な場合は巻末に記した問い合わせ先までご連絡頂きたい。

調査委員会の構成と本報告書の執筆分担を次頁に記し、ここに委員の先生方ならびに事務局として取りまとめに当たられた(財)光産業技術振興協会に謝意を表します。

地球環境研究グループ
衛星観測研究チーム
笹野泰弘

1992 (平成4) 年度 衛星搭載レーザーレーダー検討委員会 名簿

(敬称略・五十音順)

委員長	小林 喬郎	福井大学 工学部 電子工学科 教授
委員	浅井 和弘	東北工業大学 工学部 通信工学科 教授
委員	板部 敏和	郵政省 通信総合研究所 電波応用部 光計測研究室 室長
委員	井上豊志郎	気象庁 気象研究所 台風研究部 第2研究室 主任研究官
委員	今須 良一	通省産業省 工業技術院 資源環境技術総合研究所 環境影響予測部 研究員
委員	内野 修	気象庁 気象研究所 気象衛星・観測システム研究部 第3研究室 室長
委員	輿石 肇	財団法人 リモートセンシング 技術センター 技術参与
委員	斎藤 保典	信州大学 工学部 情報工学科 助教授
委員	柴田 隆	名古屋大学 太陽地球環境研究所 東山分室 助教授
委員	杉本 伸夫	環境庁 国立環境研究所 大気圏環境部 高層大気研究室 室長
委員	住 明正	東京大学 気候システム研究センター 教授
委員	中島 正勝	宇宙開発事業団 筑波宇宙センター 機器・部品開発部 特定機器開発室 開発部員
委員	早坂 忠裕	東北大学 理学部 大気海洋変動観測研究センター 助手
委員	村上 勝人	気象庁 気象研究所 台風研究部 第2研究室 室長
委員	谷貝 勇	気象庁 気象大学校 助教授
事務局	湯村 周三	財団法人 光産業技術振興協会 開発部 主幹 (1993年2月より)
事務局	伊藤 俊夫	財団法人 光産業技術振興協会 開発部 主幹
事務局	加藤 靖孝	財団法人 光産業技術振興協会 開発部 主幹 (1993年2月まで)

報告書 執筆分担一覧表 (敬称略)

1章	小林	喬郎
2章	小林	喬郎
3章		
3. 1	中島	正勝
3. 2	斉藤	保典
4章		
4. 1	住	明正
4. 2	谷貝	勇
4. 3	村上	勝人
4. 4	今須	良一
4. 5	井上豊	志郎
4. 6	早坂	忠裕
4. 7	柴田	隆一
5章		
5. 1	内野	修
5. 2	浅井	和弘
5. 3	板部	敏和
5. 4	中島	正勝
5. 5	杉本	伸夫
6章	小林	喬郎

目 次

・序文	
・平成4年度 衛星搭載レーザーレーダー検討委員会名簿	
・執筆分担一覧表	
1. はじめに	
1. 1 調査の目的と意義	1
1. 2 調査の方法	2
1. 3 本報告書の構成	3
2. 調査結果の概要	
2. 1 平成3年度の調査結果概要	4
2. 2 平成4年度の調査結果概要	5
3. 衛星搭載レーザーレーダー観測のシミュレーション	
3. 1 衛星搭載レーザーレーダーの観測軌道	7
3. 2 雲観測の数値シミュレーション	16
4. 衛星搭載レーザーレーダーに期待される役割	
4. 1 グローバルな雲観測における衛星搭載レーザーレーダーの果たすべき役割	27
4. 2 気候モデルの検証に必要な雲観測データ	29
4. 3 積雲活動の時間空間変動	36
4. 4 地上レーザーレーダーによる巻雲観測	41
4. 5 気象衛星による巻雲の研究	55
4. 6 衛星搭載レーザーレーダーと受動型衛星センサー	68
4. 7 極域観測	72
5. 衛星搭載レーザーレーダー開発の国際的取り組みの状況	
5. 1 大気観測用レーザーレーダー	74
5. 2 風ベクトル観測のためのコヒーレントドップラーライダー	77
5. 3 レーザー高度計	88
5. 4 NASAにおける研究開発の状況	101
5. 5 スペースライダーの掃引機構に関する考察	107
6. おわりに	112

第1章 はじめに

1.1 調査の目的と意義

本調査は、成層圏オゾン層破壊、地球温暖化等に関係する地球規模大気環境の評価のための衛星搭載レーザーレーダーの開発に係る基礎的研究として、衛星搭載レーザーレーダーによる地球大気環境評価の具体的目標（目的、目標性能）の設定に係る検討、開発すべき機器仕様の検討のための測定シミュレーション、地球大気環境評価のためのデータ利用方法に関する調査を目的としている。具体的には、衛星搭載レーザーレーダーによるエアロゾル、雲のグローバル観測の意義と可能性について検討を加えた。

地球温暖化、オゾン層破壊等の大気環境問題の特質は、一般に現象の時間的スケールが比較的長いということと同時に、地球スケールで現象が進行しているということである。また、各種の大気微量成分が大気中を輸送される間にも、互いに反応しあい、さらに太陽紫外線、赤外線などの吸収、散乱の放射過程が関与することから、地球大気環境の実態を把握し、その変動機構を解明することを非常に困難なものにしている。したがって、その全体像を把握するには空間的に広い範囲に亘る長期的な観測研究が不可欠である。

近年、遠隔計測技術の発展にはめざましいものがあり、人工衛星を利用した大気成分の空間分布の観測の有効性が認められ、成層圏オゾンを始めとした微量成分の観測が実施されている。これまで用いられてきた衛星搭載大気センサーはパッシブ（受動型）センサーと呼ばれ、大気の発する赤外線や、大気で吸収あるいは散乱される太陽光を分光測定することにより大気中に含まれる微量成分濃度を求めるものである。種々の原理、観測方法が提案され実現に移されているが、空間分解能、高度分解能、精度等においてそれぞれ一長一短がある。

エアロゾルや雲のグローバルな分布の観測においても衛星観測は多くの実績を上げてきている。例えば、気象衛星ひまわりに代表されるような雲画像観測は、雲の空間（水平）分布について、地上からの観測だけでは決して得られない多くの情報を与えてくれる。しかしながら、パッシブな観測の限界もあって、エアロゾル・雲の高度分布観測や、オーバーラップした雲層の識別などはきわめて困難である。

地上設置型のレーザーレーダーを用いた成層圏・対流圏上部のオゾン・エアロゾル・気温の観測が実用化され、世界各地で観測が始められている。一方、レーザーレーダー機器を航空機に搭載して、その機動性を活かして広域あるいは地球規模の観測に役立てようとする試みが、いくつかの外国の研究機関で進められ既に多くの成果を挙げつつある。衛星搭載レーザーレーダーに関しては、米国航空宇宙局、ヨーロッパ宇宙機関等で計画が進行しているものの、まだ実現されていない。

衛星搭載レーザーレーダーは、オゾン層のモニタリングや、地球温暖化・気候変動に関係するエアロゾル、雲（雲高、雲量、層厚等）、水蒸気の空間分布のモニタリング等、地球規模大気環境問題の実態解明の道具として、非常に有効と考えられる。我国においても、今後の環境問題への取り組みの一環として、その基礎的研究を開始する時期に来ている。今後、衛星搭載レーザーレーダーに関して取り組むべき研究課題は（1）衛星搭載レーザーレーダーによる地球大気環境評価の具体的目標（目的、目標性能）の設定に係る検討、（2）将来開発すべき機器仕様の検討のための、測定・データ解析シミュレーション、（3）データ解析アルゴリズムの高度化に関する研究、（4）データ利用手法に関する研

究等のソフト的な部分と、(5) 機器仕様決定のための原理検証実験、(6) 技術的評価等のハード的な部分とがある。いずれも独立の研究課題ではなく、互いに関連するものであるが、(1)～(4)のソフト的な研究を早急に推進すべきである。

このため、平成3年度は、成層圏オゾン層の破壊に関係する極域成層圏雲(PSC; Polar Stratospheric Clouds)、並びに地球温暖化現象と密接に関係する雲の広域分布計測に関する調査に重点を置き、次章に述べるような中間結果を得ている。前年度の検討に基づき平成4年度には、巻雲のグローバル観測に特に着目することとし、さらに議論を深めるために新たな委員の参加を得て、受動的な衛星センサーとの組合せ観測の検討、レーザーレーダーによる偏光観測を含む詳細なシミュレーションなどを実施した。

本報告書では平成4年度の議論を踏まえて各委員から原稿を提出して頂き、平成3年度の検討結果のまとめ(第2章)と合わせて、2年間の検討結果を取りまとめている。

レーザーレーダーはライダーと呼ばれることも多い。また、レーザレダ、ライダーと記載されることもある。本書では、敢えて統一することは避けて、各執筆分担者による呼称を尊重していることをお断りしておく。

1. 2 調査の方法

平成4年度の調査においても前年度同様、地球規模大気環境・気候変動に関わる研究者、レーザーレーダー技術に関する研究者、衛星システムの専門家から構成される調査委員会を設置し調査・検討を行うこととした。調査に加わった委員は次の通りである。

- 委員長 小林喬郎(福井大学工学部 教授)
- 委員 浅井和弘(東北工業大学工学部 教授)
- 委員 板部敏和(郵政省通信総合研究所電波応用部 室長)
- 委員 井上豊志郎(気象研究所台風研究部 主任研究官)
- 委員 今須良一(資源環境技術総合研究所環境影響予測部 研究官)
- 委員 内野 修(気象庁気象研究所気象衛星観測システム研究部 室長)
- 委員 輿石 肇((財)リモートセンシング技術センター 技術参与)
- 委員 斉藤保典(信州大学工学部 助教授)
- 委員 柴田 隆(名古屋大学太陽地球環境研究所 助教授)
- 委員 杉本伸夫(国立環境研究所大気圏環境部 室長)
- 委員 住 明正(東京大学気候システム研究センター 教授)
- 委員 中島正勝(宇宙開発事業団筑波宇宙センター機器・部品開発部 開発部員)
- 委員 早坂忠裕(東北大学大気海洋変動観測研究センター 助手)
- 委員 村上勝人(気象研究所台風研究部 室長)
- 委員 谷貝 勇(気象大学校 助教授)

計3回の委員会を開催し、気候・気象の専門家から特に巻雲のグローバル観測に着目して、その研究の状況、他の衛星センサーとの組合せの有効性等について報告を得た。また、近年の各国における衛星搭載レーザーレーダーの研究開発状況について、レーザーレーダ

一、衛星システム関連の委員から紹介があった。これらをもとに、研究者の間で質疑応答を行い、それぞれの持つ情報・知識を出し合うことにより、現実的な議論を行うよう努めた。

1.3 本報告書の構成

平成4年度の調査検討に基づき、各委員にそれぞれ専門の事項についてまとめて頂いた(第3章から第5章)。第3章では、衛星搭載レーザーレーダー観測に関わる衛星軌道等のシミュレーション、レーザーレーダーの観測シミュレーションの結果が述べられている。第4章では平成4年度に特に議論を行った、グローバルな雲観測において衛星搭載レーザーレーダーに期待される役割を、他の受動的な従来からの衛星センサーとの組合せ観測を考慮しつつ検討した結果が述べられる。

現在、世界各国で進められている衛星搭載レーザーレーダーの研究開発の状況を第5章に取りまとめた。ここでは、雲・エアロゾル観測用のミー散乱レーザーレーダー、水蒸気などの観測用の差分吸収レーザーレーダー、風観測用ドップラーレーザーレーダー、及びレーザー高度計について記述している。さらに、空間分布測定に必要なスキャン機構についての調査結果を記述した。

なお、読者の便宜のため、第2章1節に平成3年度の報告書のまとめの部分を抜粋して示した。また、第2章2節に平成4年度の検討結果の概要をまとめた。

第2章 調査結果の概要

2.1 平成3年度の調査結果概要

平成3年度においては、特に「衛星搭載レーザーレーダーによるグローバルな雲・エアロゾルの観測」の意義とその可能性について検討を行った。「地球温暖化に及ぼす雲の効果」、「地球の気候と雲の放射特性」、「大循環気候モデルにおける雲の問題」、「オゾン層破壊に関連する雲・エアロゾル」という観点から気象・気候の専門家の報告を得た。さらに衛星システムに関する事項、特に軌道、高度、観測対象領域等について、報告を得た。平成3年度の報告書から、主な事項を以下に抜粋する。

- ・地球温暖化に関する問題の解決には、気候モデルと呼ばれる数値モデルの精度の向上が不可欠であり、そのためには雲の気候に及ぼす効果の解明と気候モデルへの取り込みの研究が、海洋の効果の解明とともに大変重要である。

- ・雲はその高度、雲水量、光学的厚さ等によって、その大気放射場（赤外長波放射、可視短波放射）に及ぼす影響が異なるので、その出現の実態を正しく把握することが極めて重要であるが、観測の困難さのために十分な情報が集積されていない。

- ・雲のオーバーラップ構造は長波放射、短波放射に対して異なる影響を与えるのでその実態を把握することは極めて重要であるが、未だほとんど解決されていない。

- ・地球の温暖化などの気候変動の問題の解明においては、現状が正しく再現出来るモデルをもとに将来予測を行う必要があるが、必ずしも満足のいく状況ではない。ひとつの大きな理由は、モデルにおける雲の取扱が不十分なためである。例えば、複数の（19の）大循環モデルの国際比較実験の結果からも明らかなように、雲の取扱い方の相違によって生成される雲の種類、雲量、高度等が異なり、結果的に予測される地表気温等に大きなばらつきが生まれている。

- ・成層圏エアロゾルの表面反応を媒介としたオゾン層破壊のメカニズムが明らかにされつつあり、成層圏雲・エアロゾルの観測による実態把握が望まれている。特に極域成層圏の観測に関しては、地上からの観測、航空機観測では観測頻度、カバーレージに難点があり、また衛星利用でも従来のような受動的なセンサーによる観測では観測密度が低いという難点がある。

衛星からの雲・エアロゾルの観測可能性については数値シミュレーションの方法により、現実的な大気（雲、エアロゾル）のモデルを設定して評価した。ここでは、軌道高度によってスペースシャトル（高度300 km）、宇宙ステーション（高度460 km）、衛星（高度800 km）の3つのケースを考察の対象とした。また、観測域が昼間の場合は夜間の場合に比べて、背景光雑音が大きく観測精度が落ちると予想されるので、昼夜を分けてシミュレーションを行った。レーザーレーダーの観測性能はレーザーの出力エネルギー、観測時間（レーザー積算パルス数、高度分解能）、受信システムの効率（受信望遠鏡の口径等）に支配される。ここでは、レーザー出力（とレーザー積算パルス数）をパラメータとして観測性能を評価している。

シミュレーション結果によれば、いずれの飛翔体であっても現状で開発可能なレーザーレーダーシステムを用いて、昼夜ともに雲の観測（雲頂高度、雲の厚さ、雲のオーバーラ

ッピング)は十分な精度(信号対雑音比が10以上)で行える。エアロゾルに関しては飛翔体の高度、レーザー出力、観測時間、昼夜の別によって観測可能な高度範囲は異なるが、火山噴火に伴う高濃度の成層圏エアロゾルの挙動などをグローバルに捉えることは十分可能であることが示された。

これらの議論から、

- ・衛星搭載レーザーレーダーによる雲・エアロゾルのグローバル観測の意義は大きい
- ・現状で開発可能なレーザーレーダーによって昼夜ともに必要な精度での雲及び火山性成層圏エアロゾルの分布の計測が可能

の2点が結論づけられた。

また、レーザーレーダーと他のセンサーとの組合せによる高次情報抽出の可能性を次年度以降に検討することの必要性が提起された。

2.2 平成4年度の調査結果概要

平成4年度は前年度の検討を発展させ、特に巻雲のグローバル観測、他のパッシブセンサーとの組合せ観測の意義について検討するため、雲と雲の気候に及ぼす影響に関する専門家を新たに委員として招へいした。検討委員会では、最近の衛星搭載レーザーレーダーをめぐる状況として日本(NASDA:宇宙開発事業団)を含む世界各国の研究開発状況の調査結果が報告された。また、衛星搭載レーザーレーダーによる雲観測、特に巻雲の観測について報告と議論が行われた。

NASDAでは将来の衛星搭載レーザーレーダーの基礎的研究としてこれまで、ミー散乱レーザーレーダー、差分吸収レーザーレーダー、高度計について、定量的なシステム検討を実施してきている。また、その前段階としての航空機搭載レーザーレーダーについては、一部、製作段階に入っている。衛星搭載レーザーレーダーのための技術開発課題として、(1)高効率高出力LD励起固体レーザーの開発、(2)レーザーロッド及びLDからの排熱技術、(3)集光用望遠鏡ミラーの軽量化、等がある。

欧米の研究機関等で提唱されている宇宙用レーザーレーダーについての調査報告によれば、ミー散乱レーザーレーダーとして、ESAのATLID、NASAのLITE、フランスとロシア共同のALISSA等の計画が進行中である。差分吸収レーザーレーダーに関しては、わが国では九州大学、東京都立大学、気象研究所等で特に水蒸気測定用として研究が進められている。CNES(フランスの宇宙機関)でもBEST計画として、水蒸気観測用のレーザーレーダーの研究が行われている。

成層圏を航行する航空機に搭載して全自動で水蒸気分布を測定するシステムの開発がNASAラングレー研究センターを中心に行われている。

レーザーレーダーによる風測定はドップラーシフトの計測によって行われる。散乱光の検出方式により、コヒーレント方式、インコヒーレント方式に大別される。前者の地上システムについては、米国海洋気象庁、NASAにおいて、また後者に関してはフランス、米国等で精力的な研究が進められている。衛星搭載用としてはコヒーレント方式のレーザーレーダーの研究が行われており、NASAのEOS計画の一環としてNASA/NOAAによりLAWSが計画されている。また、ESAではALADIN計画が進められてい

る。しかし、いずれも具体的な打ち上げ計画の策定までには至っていない。

わが国でも通信総合研究所、大学等で次世代のコヒーレントレーザーレーダーの基礎研究が始められている。

衛星搭載レーザー高度計は1970年代初頭の月面探査で早くも用いられており、その開発研究の歴史は古い。1992年に打ち上げられた火星探査機にもレーザー高度計が搭載されている。宇宙環境におけるレーザーレーダー技術の応用という意味で、技術的な先駆けとなっている。

衛星からの雲観測の可能性について、実測値に基づいた多層雲をモデルとしてシミュレーションした結果によれば高度800kmからの観測の時、夜間では1観測当たり1J、昼間では10Jのオーダーのレーザーエネルギーがあれば、信号対雑音比が10の観測が可能である。これはパルス当たり100mJ出力のレーザーとすれば、それぞれ10パルス、100パルスの信号を積算をすることに相当する。偏光解消度の観測についても、10J程度必要とされる。衛星高度がさらに低い場合には必要なレーザーエネルギーは少なくて済む。

グローバルな雲観測の意義、衛星搭載レーザーレーダーに期待される役割について討議された主な点は以下の通りである。

- ・雲の気候に及ぼす影響という観点から、広い地域の雲の種別、重なり方、水滴・氷・霰・霰の区別や粒径分布、鉛直分布、光学的厚さ等の観測が重要である。
- ・レーザーレーダー観測の有効な対象として、巻雲のグローバルな分布とその経年変動、粒径分布とその経年変動の観測が期待される。
- ・雲頂高度、雲の厚さ、雲のオーバーラッピング等が正確に分かり気候モデルの検証や改善にきわめて有効なだけでなく、トルスデータとすることで、現在行っている気象衛星による雲解析をより正確なものに改善するのに役立つ。
- ・雲の地球環境に及ぼす作用を特徴づける要素（雲の高度分布や光学的特性）の観測と、その働きの解明のため、能動的センサーを含む各種のセンサー（可視、赤外、Split Window）、多種の衛星の複合利用が望まれる。
- ・観測に要求される時間スケール・分解能、空間スケール・分解能は観測目的に依存する。グローバル分布を求める際のサンプリングの問題を真剣に考える必要がある。また、複数の衛星データを複合利用する際の統計処理法の開発が必要となろう。

3. 1 衛星搭載レーザーレーダの観測軌道

人工衛星の軌道は軌道6要素と呼ばれる6つの独立なパラメータによって記述される。この6つとは、軌道傾斜角、昇交点赤経、近地点引数、軌道長半径、軌道離心率、平均近点離角である。この軌道6要素を変化させ、各ミッションに対応した軌道を決めていく。

この中で地球観測に用いられる軌道は特殊なミッションを除けば基本的に円軌道であり、ミッション的にみると、軌道に対する要求として主なものは軌道高度、軌道傾斜角、回帰性、太陽同期性である。ただし、これらは独立ではなく回帰性、太陽同期性は軌道高度、軌道傾斜角により決ってくるものである。回帰性に関するパラメータは、回帰日数や1回帰当り総周回数、日周回数、日周回数端数、軌道周回周期、対軌道面地球自転周期である。

これらは基本的に軌道長半径（すなわち、軌道高度）及び軌道傾斜角により表される。なお、每周回地表面に対して同じ軌道に戻ってくるのが回帰軌道であり、一定の周回数毎に同じ地点に戻ってくる軌道は準回帰軌道である。

準回帰軌道の場合は最小軌道間隔が存在し（通常軌道間隔が最も広くなる赤道上で規定する）、完全に隙間なく地表面を走査するためにはセンサは最小軌道間隔に相当する観測幅を持つ必要がある。以下に軌道高度、傾斜角と最小軌道間隔の関係について記述する。

3. 1. 1 軌道間隔と軌道高度・傾斜角

地球に対する軌道の回転角速度は、地球の公転および自転、そして昇交点赤経の変化の和で表される。昇交点赤経の変化は地球の偏平によるものが最も大きく他の要因は無視でき、次の式で近似できる。

$$\frac{d\Omega}{dt} = -\frac{3}{2} \cdot n \cdot \left(\frac{a_0}{a}\right)^2 \cdot J_2 \cdot \cos(i) \quad \text{-----} \quad (3.1-1)$$

ここで、

a = 衛星軌道長半径 (=地球の半径 + 衛星軌道高度)

i = 軌道傾斜角

n = 衛星の平均運動 = $(\mu / a^3)^{1/2}$ μ : 地球重力ポテンシャル定数
 $= 3.986009 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{s}^2$

a_0 = 地球の半径 = 6378142 m

J_2 = 1.083×10^{-3} (偏平を表す J_2 モデルのなかで偏平を示す項)

であるので、3.1-1式は次のようになる。

$$\frac{d\Omega}{dt} = -1.3194 \times 10^{10} \cdot a^{-7/2} \cdot \cos(i) \quad \text{-----} \quad (3.1-2)$$

地球の自転角速度は

$$\omega_e = 7.2919 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$$

である。

東方向を正とすると、地球の自転は東向きであるため、軌道面の対地角速度の自転による成分は、 $-7.2919 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ である。

したがって、軌道面の対地角速度は次のように表される。

$$\Delta \omega_0 = -1.3194 \times 10^{18} \cdot a^{-7/2} \cdot \cos(i) - 7.2919 \times 10^{-5} \quad (\text{rad/s}) \quad (3.1-3)$$

さらに、衛星の軌道周回周期を T_0 とすると、1日当りの周回数 $N + \Delta L$ (ΔL は1に満たない端数)は

$$N + \Delta L = \frac{2\pi}{\Delta \omega_0} \cdot \frac{1}{T_0}$$

となる。このとき、 ΔL が $\Delta L = L/M$ と有理数で表されるとき、回帰日数 M の準回帰軌道となる。また1周回ごとの移動量を θ rad とすると、赤道上での最小軌道間隔は θ/M radである。軌道周回周期 T_0 は軌道長半径 a の関数として次のように表される。

$$T_0 = \frac{2\pi}{(GM_0)^{1/2}} \cdot a^{3/2} = 3.1470 \times 10^{-7} \cdot a^{3/2} \quad (3.1-4)$$

ここで、 G は万有引力定数、 M は地球の質量である。

1日当りの周回数を a および軌道傾斜角 i の関数として表すと、次のようになる。

$$N + \Delta L = \frac{2\pi}{\Delta \omega_0} \cdot \frac{1}{T_0} = \frac{2\pi}{-1.3194 \times 10^{18} \cdot a^{-7/2} \cdot \cos(i) - 7.2919 \times 10^{-5}} \cdot \frac{(GM_0)^{1/2}}{2\pi a^{3/2}} \quad (3.1-5)$$

また、1周回ごとの移動量 θ rad は 次のように表される。

$$\theta = \Delta \omega_0 \cdot T_0 = -1.3194 \times 10^{18} \cdot a^{-7/2} \cdot \cos(i) - 7.2919 \times 10^{-5} \cdot \frac{2\pi a^{3/2}}{(GM_0)^{1/2}}$$

これらの関係をまとめて、図3. 1. 1～3. 1. 3に示す。

図3. 1. 1～3. 1. 3はそれぞれ軌道傾斜角が 30° , 45° , 98° のとき、軌道長半径が6778.142kmから7178.142km(すなわち、軌道高度が400kmから800kmまで)のときの1日の周回数の端数(左上の図)、1周回毎の軌道面の移動量(左下の図)、そして1日から40日までの回帰日数に対する1日の周回数の端数の1回帰分の合計 $L=1$ から $L=40$ までに対して書いたもの(右上の図)である。これにより希望する最小軌道間隔から衛星の高度や傾斜角、回帰日数を調べることが可能である。また逆に軌道高度と傾斜角から回帰日数や最小軌道間隔を調べることもできる。例えば、図3. 1. 1において回帰日数を10日、 $L=3$ とすると、図より軌道長半径は7080km(軌道高度は約702km)であり、このとき1周回当りの移動量は0.4394 rad(2802.6km)、したがって最小軌道間隔は280.3kmとなる。

また、逆に最小軌道間隔100kmで、27日の回帰日数が欲しいときは、1周回当りの移動量は $100\text{km} \times 27\text{日} = 2700\text{km} = 0.4233\text{rad}$ であるので、図より軌道長半径は6900km(軌道高度は約522km)、1日の周回数の端数は0.83となるが、回帰日数が27日では相当する L の値が存在しない。そこで近い値を捜すと $L=22$ であるため、これから逆算して1周回当りの移動量 $0.4242\text{rad} = 2705.6\text{km}$ 、最小軌道間隔100.2kmとなる。

ただし、ここでいう軌道間隔は赤道に沿った距離であり、軌道に対するcross-track方向で考えると、上記の軌道間隔に軌道傾斜角のcosineをかけた値になる。

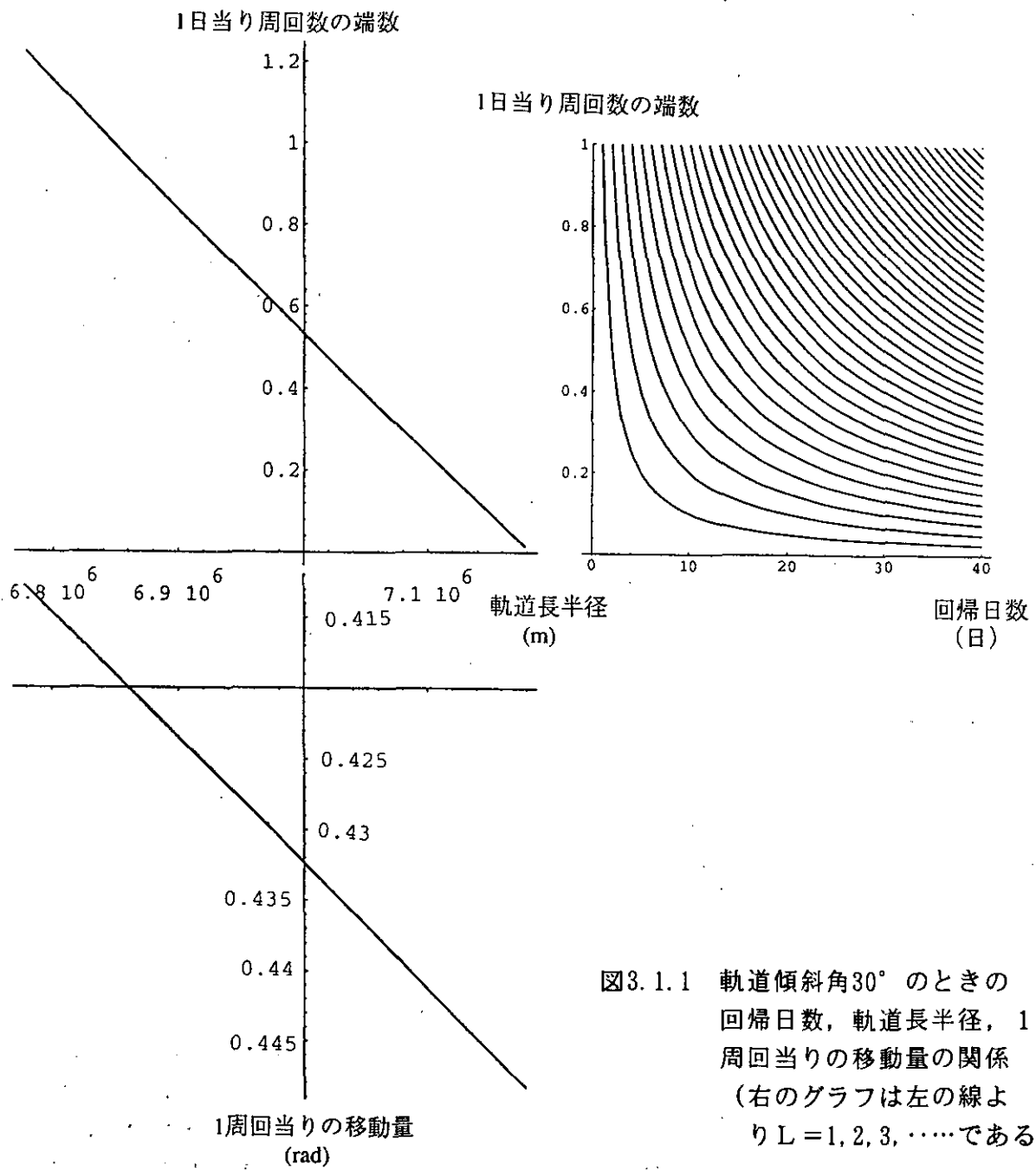


図3.1.1 軌道傾斜角 30° のときの
 回帰日数, 軌道長半径, 1
 周当りの移動量の関係
 (右のグラフは左の線よ
 り $L=1, 2, 3, \dots$ である)

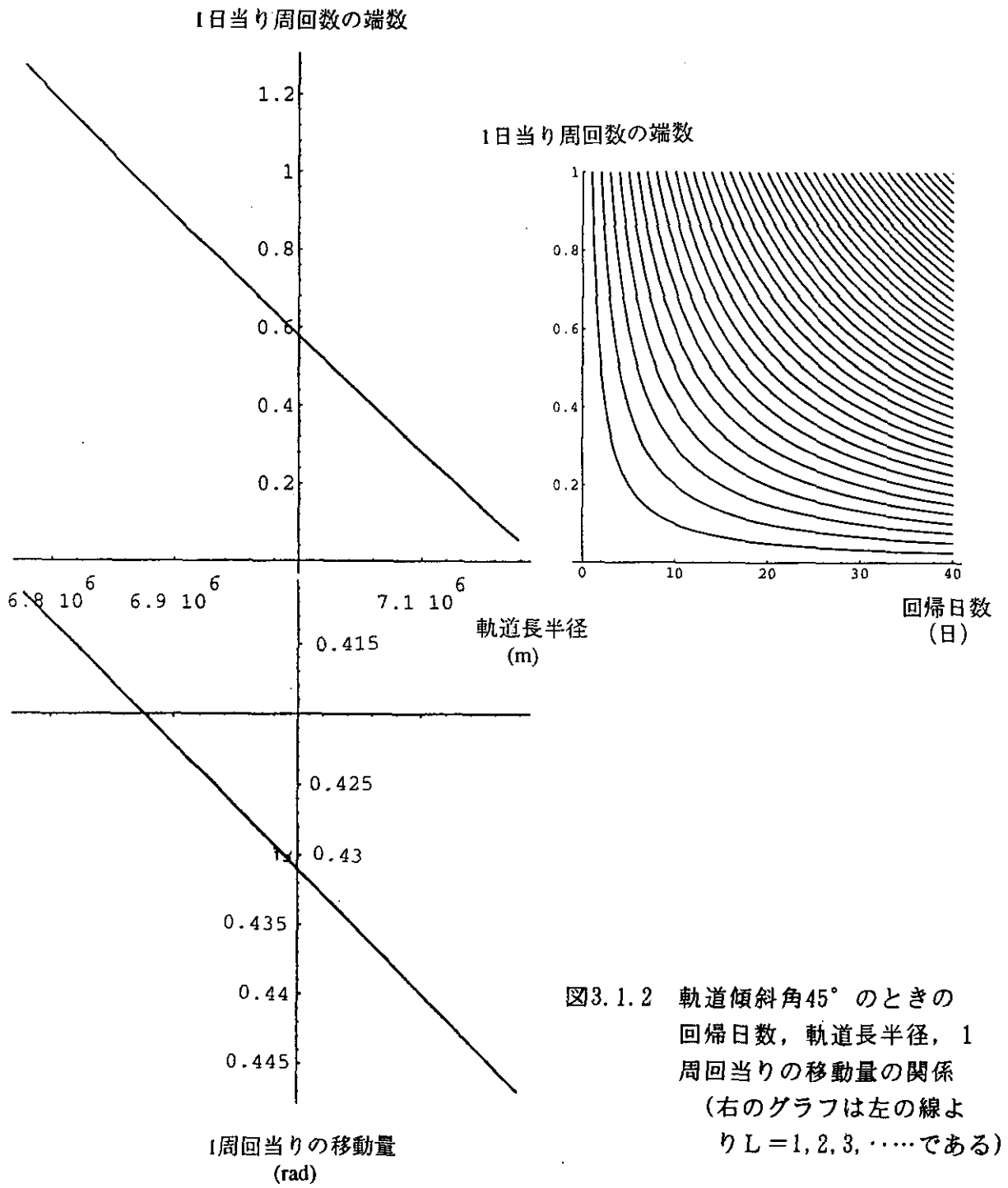


図3.1.2 軌道傾斜角 45° のときの
回帰日数, 軌道長半径, 1
周当りの移動量の関係
(右のグラフは左の線よ
り $L=1, 2, 3, \dots$ である)

1日当り周回数の端数

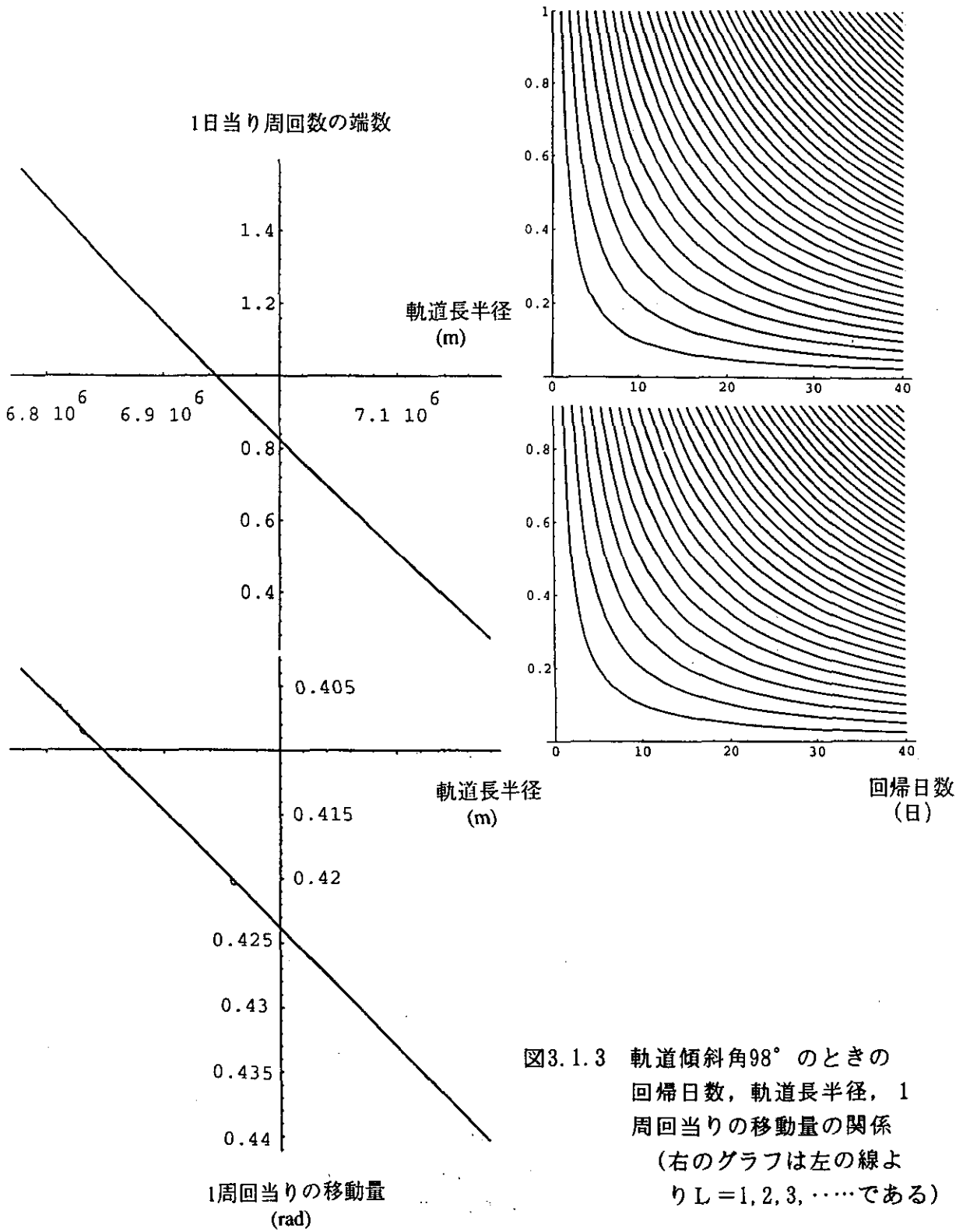


図3.1.3 軌道傾斜角 98° のときの
回帰日数, 軌道長半径, 1
周当りの移動量の関係
(右のグラフは左の線よ
り $L=1, 2, 3, \dots$ である)

3. 1. 2 軌道の地表面軌跡

太陽同期軌道衛星、低軌道傾斜角衛星について地表面軌跡を図3. 1. 4～3. 1. 6に示す。これらは東半球について日本が入るように南北60°の範囲を示してたものである。

これらの図は、

- ①高度400km, 傾斜角30° (2624.92km)
- ②高度600km, 傾斜角45° (2730.67km)
- ③高度800km, 傾斜角98° (2805.25km)

の軌道について1日間の軌道の地表面軌跡である。

また、1週間では赤道上での最小軌道間距離（赤道に沿って計った距離）は①の場合で最小1.94° (216.0km), 最大6.36° (708.0km)、②の場合で最小0.92° (102.4km), 最大6.89° (767.0km)、③の場合で、最小3.54° (394.1km), 最大3.66° (407.4km)である。

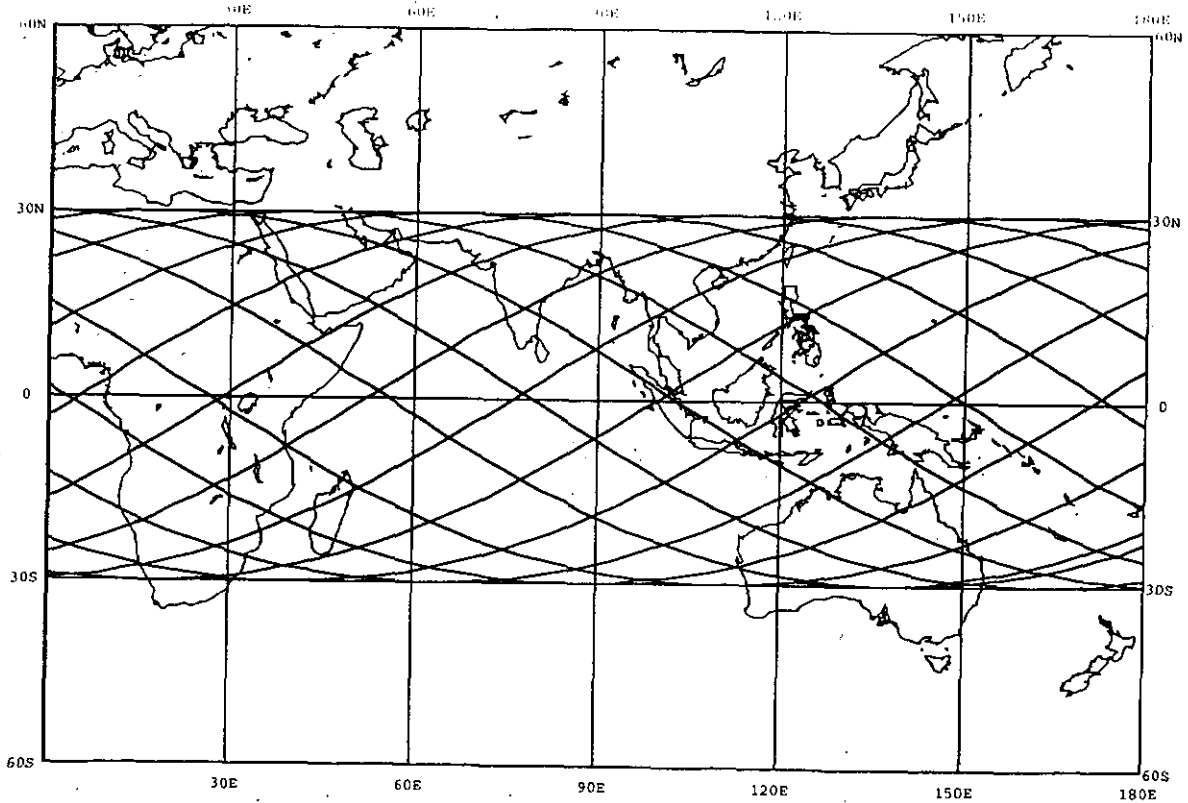


図3. 1. 4 軌道傾斜角30° , 軌道高度400kmのときの1日分軌道地表面軌跡

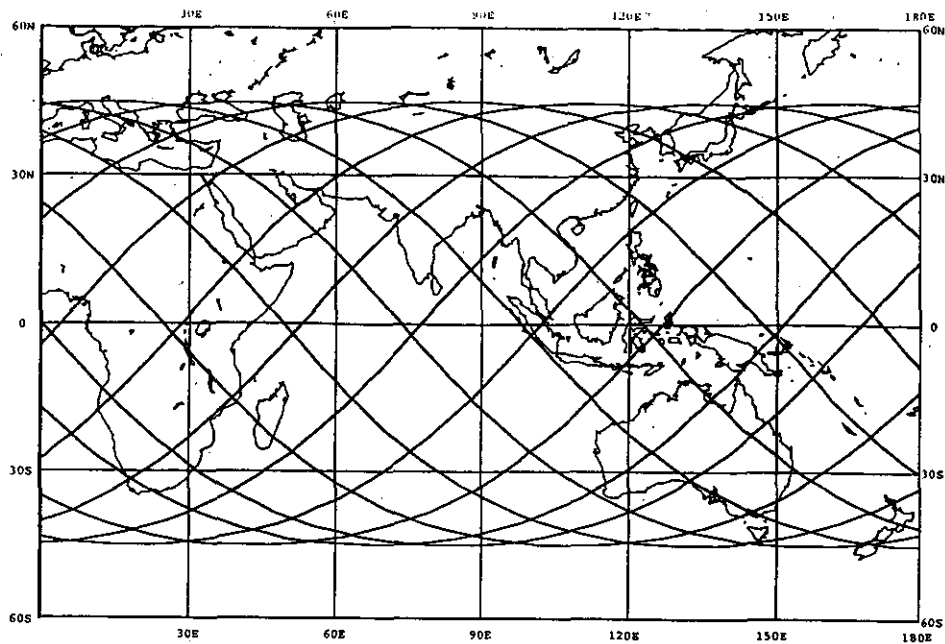


図3.1.5 軌道傾斜角 45° ，軌道高度600kmのときの1日分軌道地表面軌跡

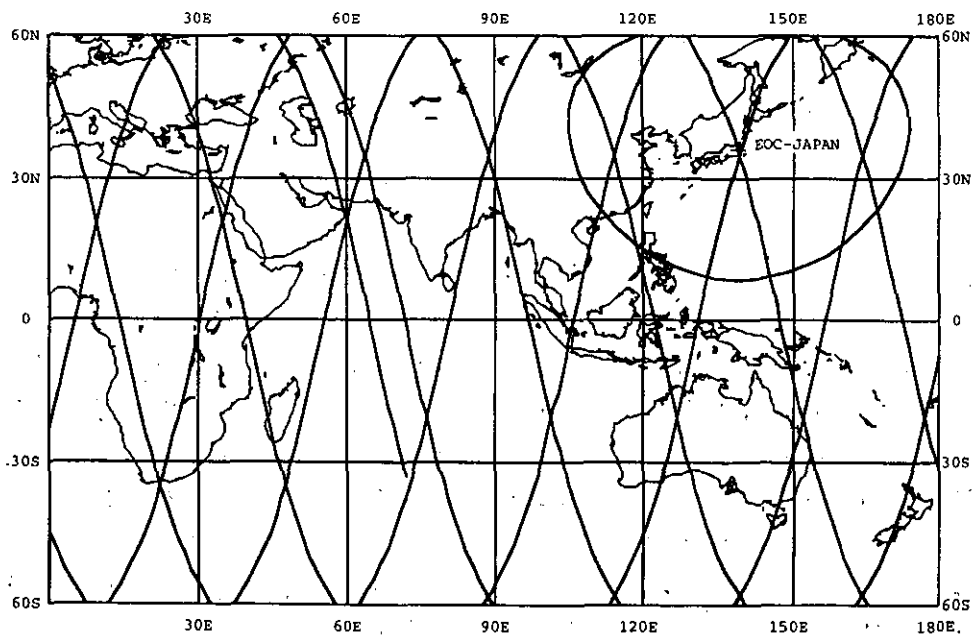


図3.1.6 軌道傾斜角 98° ，軌道高度800kmのときの1日分軌道地表面軌跡

3. 1. 3 レーザーレーダー観測におけるフットプリントの空間分布

ここでは、衛星からのレーザーレーダー観測の際の空間分解能について述べる。

レーザーレーダー観測においてレーザーは例えば、 10 Hz とか 50 Hz で発振される。一方、衛星自身は秒速約 7 km で進行する。したがって、衛星直下に向けられた衛星搭載レーザーレーダーによる観測では、レーザーが照射する空間あるいは地上におけるレーザーのフットプリントは図3-1-7の上図に示すように直線上の離散点となる。すなわち、高度約 800 km の衛星（対地速度を 7.6 km とする）から、発振周波数 10 Hz 、ビーム広がり幅 0.2 mrad のレーザーを用いて観測したとすると、フットプリントの直径は約 160 m 、フットプリントの間隔は約 760 m となる。1秒間の間に得られる信号を積算処理したとすると、同下図に示す帯状の部分の平均的な情報が得られる。ビーム広がり度を 2 mrad 程度とするとフットプリントの直径は約 1600 m となり、相続くフットプリントは約半分ずつ重なることになる。

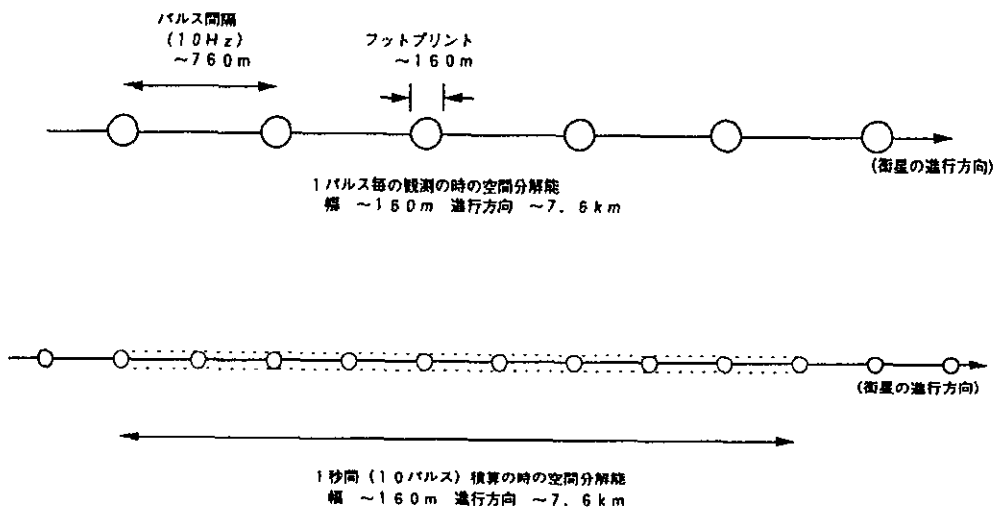


図3-1-7 衛星搭載レーザーレーダー観測の空間分解能

次に掃引（スキャン）測定の場合を考えてみよう。簡単にするために、衛星直下から進行方向に直角にある角度範囲を等速度で掃引できたとしよう。この時、得られるフットプリント位置の変化が図3-1-8に示されている。ここでは、掃引範囲を衛星直下点から左右に 200 km の幅とし、一端から他の一端までを1秒で掃引出来るものとした。そうすると、フットプリントは鋸波状に移動し、フットプリント間隔は約 40 km 、鋸歯の先端の間隔は約 15.2 km となる。レーザー発振周波数、掃引速度、信号の積算回数によって、フットプリントの間隔は変化することは言うまでもない。

積算処理についても、レーザーの発振順に受信信号の積算を行うことも可能であるし、レーザー1発ごとの受信信号を蓄えた上で、図に四角枠で示すように縦方向に積算処理することも出来る。これを、横 40 km 、縦 45 km 程度の領域の代表値とすれば、グリッドデータが得られることになる。

実際の掃引機構がどのようなものであるかによって、フットプリント空間分布は異なる

が、およその様子はここで示したものから類推出来る。現実的な掃引機構については第5章5節に述べられている。

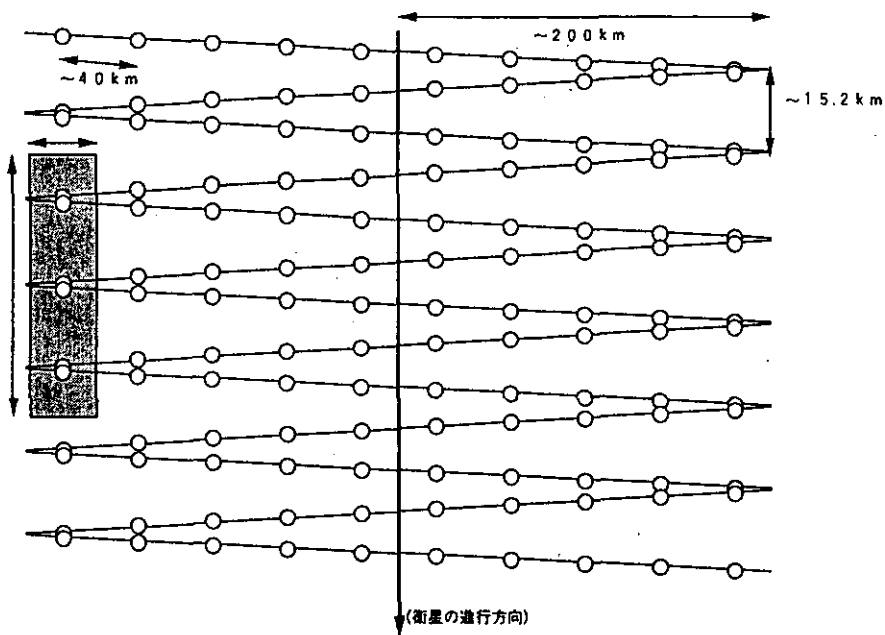


図3-1-8 掃引型の衛星搭載レーザーレーダー観測の空間分解能
(10Hz, 直下点より左右に200kmを掃引測定)

3. 2 雲観測の数値シミュレーション

衛星搭載レーザーレーダーによる観測対象として、エアロゾル、大気境界層、雲、水蒸気、オゾン分子、ナトリウム原子、風ベクトル、気温、圧力あるいは測距などが考えられている¹⁾⁻⁵⁾が、本シミュレーションでは雲観測を取り上げて検討した。特に巻雲に代表される上層雲は、太陽からの短波放射を透過させ、地球からの長波放射を吸収するという特異的な光学特性から、地球温暖化に直接的に影響を及ぼすことが知られている。また二酸化炭素量の増減による地球平均気温増加のシミュレーション結果は、大気大循環モデルの違いによって3倍程度の感度差が生じることが報告されているが、その原因の一つとして、雲に関連したフィードバック効果のモデルによる違いが指摘されており⁶⁾、このような点からも雲観測の重要性が理解される。衛星搭載レーザーレーダーにより、雲頂高度、雲量、鉛直構造（オーバーラップ構造）などの諸特性が、高距離分解能を持って高精度にしかもグローバルに把握できれば、大気大循環モデルなど種々の気候モデルの精度向上に役立つものと思われる。

シミュレーションにおいては、特に、多層雲観測の可能性および偏光解消度観測の可能性について検討した。地上設置レーザーレーダーにおいて多層雲の立体構造を把握しようとする、低層域にある光学的に厚い雲が壁になり、より高い雲の観測ができない場合が多い。衛星搭載レーザーレーダーでは、上空より地表方向にレーザー光を出射して観測を行うため、上層雲の比較的薄い雲をレーザー光が透過し、その下に存在する雲の観測も可能になると考えられる。観測が天候に左右されずに行えることも、衛星搭載レーザーレーダーの利点である。さらに直線偏光のレーザー光を使用し、これに平行な偏光成分と垂直な偏光成分との比を比較することにより偏光解消度を求め、雲粒子が球形（水滴）であるか非球形（氷晶）であるかの判断を下すことも可能になる。

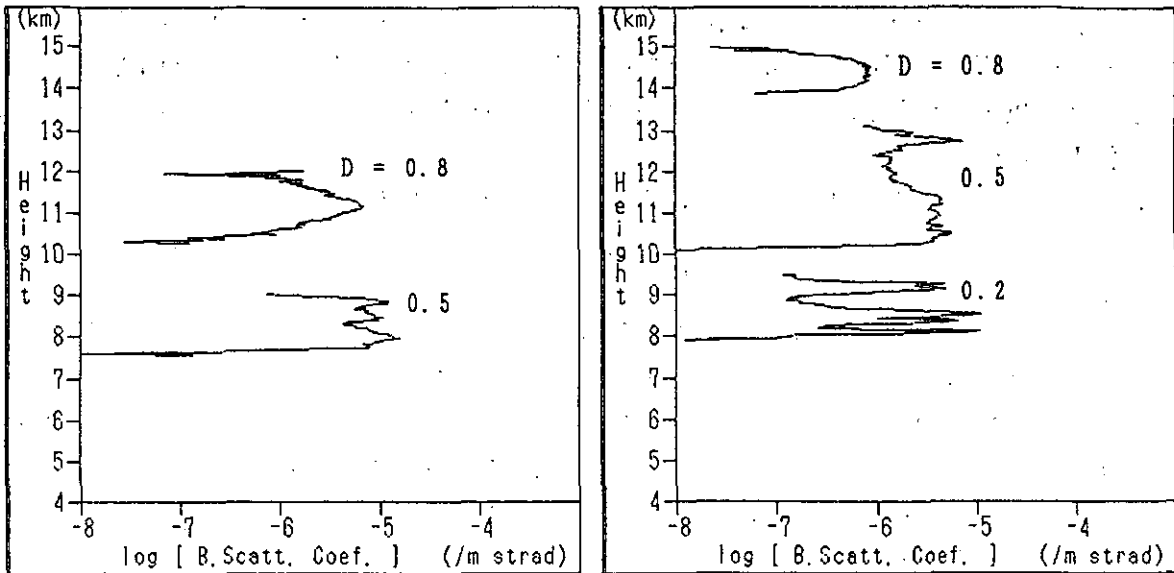
3. 2. 1 シミュレーション方法

(1) 多層雲観測のシミュレーション方法

基本的には昨年度報告のもの（文献1）と同じである。シミュレーションの流れは次の通りである。

①観測対象となる雲モデルと、大気分子、バックグランドエアロゾルなどの大気モデルや背景光強度を決める。雲モデルとしては、今須・岩坂らのルビーレーザー（波長694.3nm）レーダーによる巻雲の観測値⁷⁾を、次の②で述べる衛星搭載レーザーレーダーの仕様に基づいて、YAG レーザーの第2高調波（波長532nm）での値に変換して用いた。大気モデルは、米国標準大気⁸⁾とNASAのEOS REPORTに示されたバックグランドエアロゾル⁹⁾より近似式を導いて使用した。消散係数と体積後方散乱係数の比は大気分子の場合は $8\pi/3$ 、エアロゾルの場合は50そして雲の場合は20とした。シミュレーションに用いた雲モデルを図3.2.1に示す。

②衛星搭載レーザーレーダーシステムの仕様を設定する（表3.2.1参照）。大気圏外飛行体として、人工衛星（高度800km）、宇宙ステーション（高度460km）、スペース



(a)

(b)

図 3.2.1 シミュレーションに用いた雲モデル (Dは偏光解消度)

表 3.2.1 衛星搭載レーザーレーダーの仕様と観測条件

Transmitter			
Laser Wavelength	532nm (Nd:YAG, SH)		
Pulse Energy	Variable		
Pulse Rate	Considerable		
Receiver			
Telescope Diameter	1.0m		
Field-of-View	0.1mrad		
Optical Bandwidth	1.0nm (Night Time) 0.1nm (Day Time)		
System Optical Efficiency	30% (Night Time) 15% (Day Time)		
PMT Quantum Efficiency	20%		
Condition			
Target	Cirrus		
Background Noise	1.842W/m ² /nm		
Number of Shots	Variable		
Height Resolution	150m		
Horizontal Resolution	Depend on Number of Shots x Pulse Rate		
Flight Model	Spaceshuttle	Space-station	Satellite
Altitude	300km	460km	800km
Velocity	7.7km/s	7.6km/s	7.5km/s

シャトル（高度 300km）を、またレーザー光源としては現在最も完成度の高いNd:YAGレーザー（第2高調波）を考えた。日中観測時における太陽背景光雑音を除去し、さらに夜間観測を容易にする目的で、日中観測時の検出系受信スペクトル幅を狭く、夜間観測時には広くする等の工夫がなされている。

- ③レーザーレーダー方程式に上記①②の条件を代入して受信光電子数の高度依存性を求める。
- ④受信光電子数より信号対雑音比（S/N）を求める。信号対雑音比は、微弱光検出を想定して、信号強度に対する信号および雑音の重畳した検出系における標準偏差の比として与えた。雑音成分として、太陽背景光が雲や地表より散乱され受信されるものを考えた。Thekaekaraによる太陽からの放射エネルギーの値⁹⁾を用いて、地表より散乱される場合にはランバート散乱体（1/π）、雲より散乱される場合には等方散乱体（1/4π）として計算した。また雲からの散乱光のみを信号成分としたため、大気分子による散乱は雑音として取り扱った。
- ⑤観測可能な条件を信号対雑音比の値が10と設定し、10以上になる高度領域を、飛翔体高度、レーザーエネルギー、積算回数をパラメータにして計算した。

（2）偏光解消度観測のシミュレーション方法

雲内部観察のための偏光解消度観測について検討する。直線偏光（P偏光とする）したレーザー光を大気中に射出したとき、雲による散乱受信光電子数のうち射出レーザー光に平行な成分（P偏光）を $n_{c,p}$ 、垂直成分（S偏光）を $n_{c,s}$ とすると、それぞれの成分はレーザーレーダー方程式を用いて（1）および（2）式のように表わされる。ただし、雲の体積後方散乱係数は大気分子のものより大きいと仮定している。

$$n_{c,p} = Nn \frac{\eta KAY \beta_{c,p} T_{c,p}^2 T_s^2 \Delta Z}{(Z-H)^2} \quad (1)$$

$$n_{c,s} = Nn \frac{\eta KAY \beta_{c,s} T_{c,p} T_{c,s} T_s^2 \Delta Z}{(Z-H)^2} \quad (2)$$

- N : 積算回数
- n : 送信光子数
- η : 光電子増倍管の量子効率
- K : 送受信系の光学効率
- A : 受信望遠鏡の開口面積
- Y : 視野重なり (=1)
- T_{c,p} : P偏光成分に対する雲の透過率
- T_{c,s} : S " に対する雲の透過率

T_0 : 雲が無い場所での大気の透過率
 β_{cp} : 雲の体積後方散乱係数のP偏光成分
 β_{cs} : " S偏光成分
 ΔZ : 高度分解能
 H : レーザーレーダーシステムの高度

η や K の値は偏光度に依存しないものとした。偏光解消度 D は、通常 T_{cp} と T_{cs} を等しい($=T_0$) とすることで次のように定義される。

$$D = \frac{n_{cs}}{n_{cp}} \quad (3)$$

偏光解消度の観測値に ΔD の誤差があるとき、相対誤差(の2乗値)は(1)の④と同様の考え方で次のように表される。

$$\left(\frac{\Delta D}{D}\right)^2 = \left(\frac{n_{cp} + 2(n_m + n_{bp})}{n_{cp}^2}\right)^2 + \left(\frac{n_{cs} + 2n_{bs}}{n_{cs}^2}\right)^2 \quad (4)$$

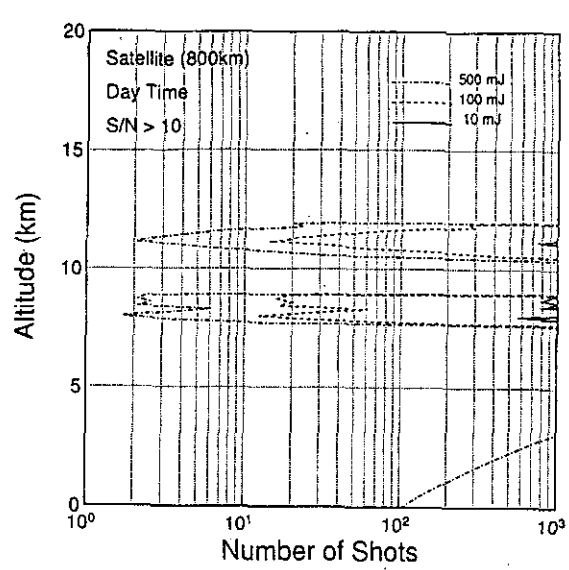
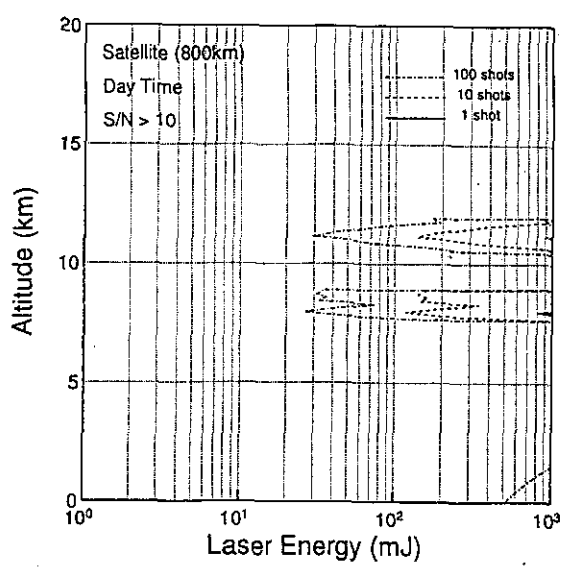
大気分子による散乱(n_m)は偏光状態を変えない(出射レーザー光と同じ)と仮定した。また n_{bp} と n_{bs} はそれぞれ背景光のP偏光成分とS偏光成分であり、背景光成分の半分の値と仮定した。

シミュレーションに用いた雲モデルは図3.2.1と同じである。各雲の偏光解消度の値としては、計算の都合上、各雲毎に一定の値(0.8-0.2)を設定したが、通常は雲内部においてかなり複雑な高度依存性を持つものと思われる。偏光解消度が高い値ほど雲粒子は主に氷からできていると考えられ、雲を構成する粒子の相の状態を判断できる。

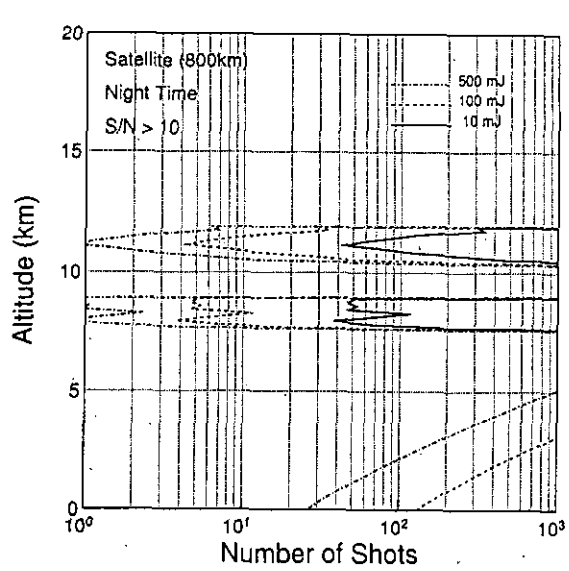
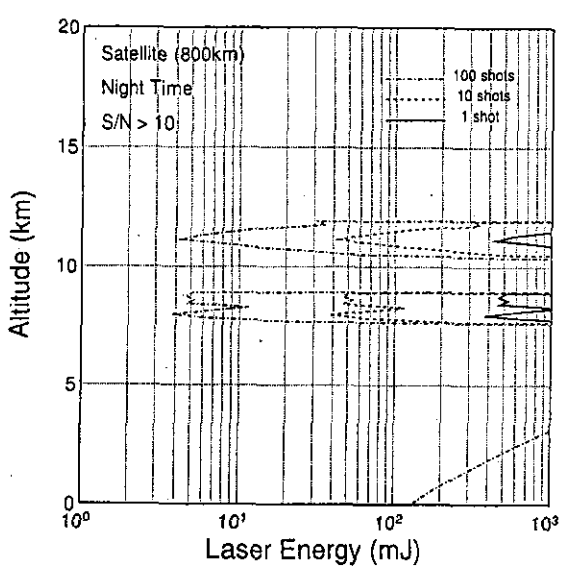
3.2.2 シミュレーション結果

(1) 多層雲観測のシミュレーション結果

図3.2.2と3.2.3に、比較的構造がよく似ている二層雲観測のシミュレーション結果を示す。図3.2.2は人工衛星からの観測結果で、レーザーエネルギーおよび積算回数を変化させて信号対雑音比が10以上になる高度領域を求めたものである。夜間観測においては、信号対雑音比の改善に対するレーザーエネルギー増減の効果と積算回数増減の効果が同じであるため、スケールパラメータを“レーザーエネルギーと積算回数の積”と定義すると、スケールパラメータ値が $4 \times 10^2 - 3 \times 10^3$ [mJ・回]程度であれば観測が可能である。日中観測においては、太陽背景光雑音のためスケールパラメータ値が増加し $2 \times 10^3 - 2 \times 10^4$ [mJ・回]程度になる。ただし日中観測においては、レーザーエネルギーと積算回数の信号対雑音比に対する効果が同じでない(水平方向距離分解能の許容値の範囲内においては、レーザーエネ

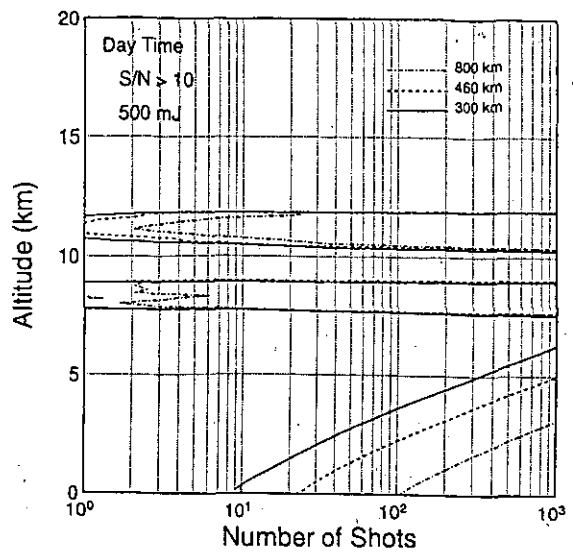
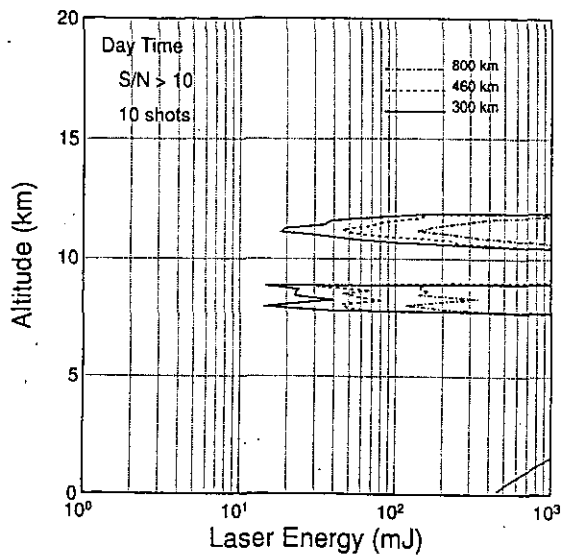


(a)

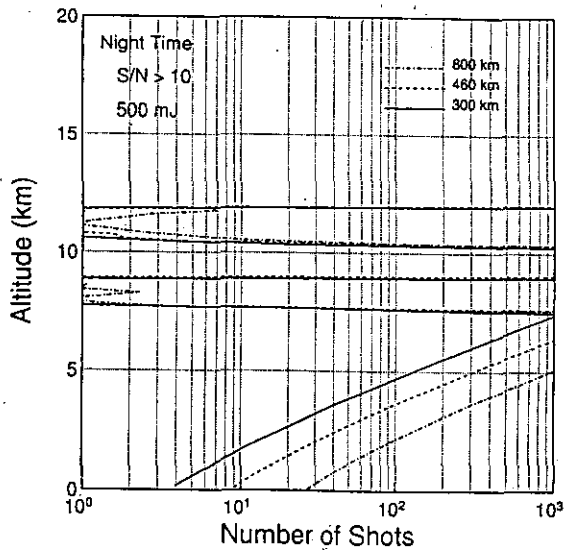
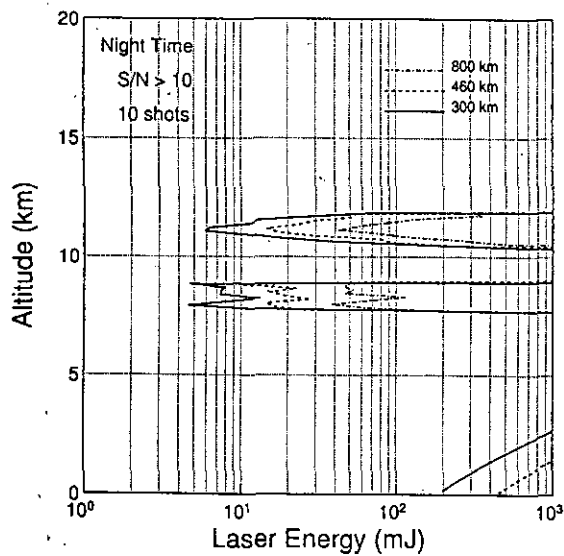


(b)

図 3.2.2 人工衛星からの二層雲観測結果: (a)日中観測 (b)夜間観測



(a)



(b)

図 3.2.3 人工衛星、宇宙ステーション、スペースシャトルからの二層雲観測結果の比較
 (積算回数10またはレーザーエネルギー500mJ 固定) : (a)日中観測 (b)夜間観測

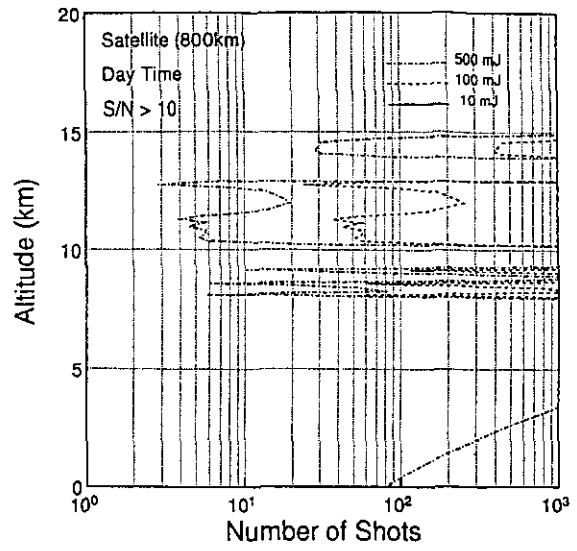
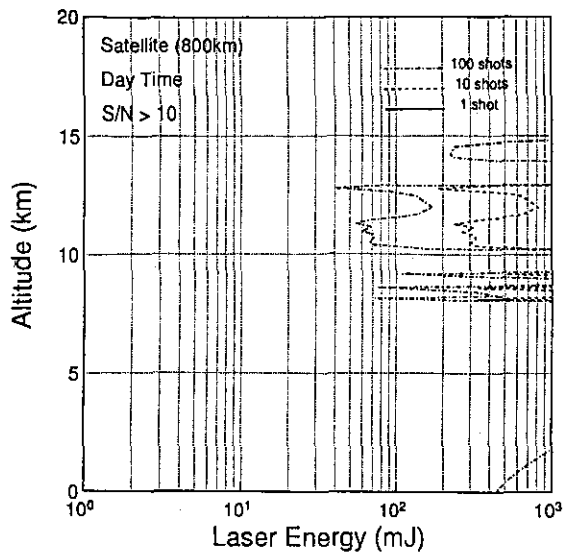
ルギー増加よりも積算回数増加のほうが、信号対雑音比改善に対しては効果的である)ことを考慮に入れておく必要がある。図3.2.3は、それぞれ積算回数あるいはレーザーエネルギーを固定して各飛翔体(高度)依存性を調べた結果である。より低高度を飛行する宇宙ステーションやスペースシャトルからの観測では、人工衛星からの観測よりも条件が緩やかになる。人工衛星とスペースシャトルを比較すると、要求されるレーザーエネルギーに一桁程度の違いが見られる。また500mJ程度のレーザーエネルギーであれば積算回数が10以下でも観測が可能であり、さらに雲の下の対流圏エアロゾルの観測も可能になることがわかる。

同様の計算を、構造にかなりの違いが見られる多層雲観測について検討した。シミュレーション結果を図3.2.4と3.2.5に示す。雲の違いによって必要とされるスケールパラメータ値が異なっている。人工衛星からの夜間観測では、10km以下および10-13km付近の雲では $7 \times 10^2 - 2 \times 10^3$ [mJ・回]程度で観測が可能であるのに対し、高度14km付近の雲は光学的に薄いためスケールパラメータ値で 1×10^4 [mJ・回]程度が要求される。日中観測では夜間観測の7倍程度の値が要求される。図3.2.5の結果は図3.2.3と同じような結果を表している。

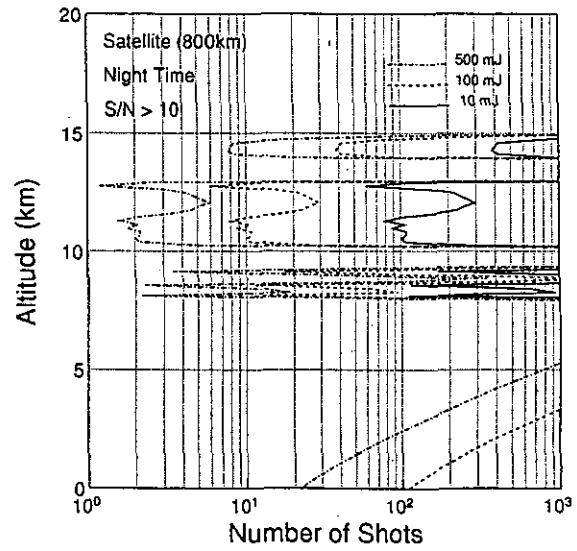
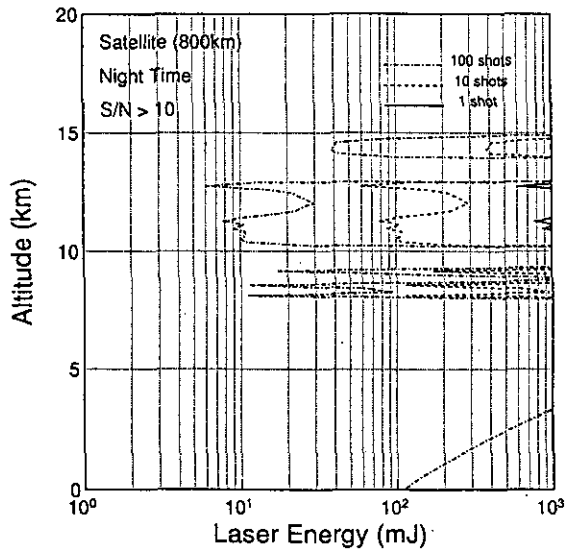
(2) 偏光解消度観測のシミュレーション結果

人工衛星から観測される偏光解消度の相対誤差($\Delta D/D$)の高度依存性を計算した。図3.2.6と図3.2.7に結果を示す。図中 n_p は受信光電子数のうち、出射レーザー光と同じ偏光成分を有するものの総数で、雲の存在する高度においては雲からの散乱受信信号のP偏光成分($n_{c,p}$)と大気からの散乱成分(n_m)の和として、雲のない高度では大気からの散乱成分とエアロゾルからの散乱成分の和としてそれぞれ与えた。 n_s は雲からのS偏光成分($n_{c,s}$)である(S偏光成分は雲によるのみ生じるものとした)。(1)でのシミュレーション結果より、レーザーエネルギーは500mJで積算回数は10とした(スケールパラメータ値は 5×10^3 [mJ・回]である)。

雲形状、偏光解消度の値あるいは観測時間などにより、相対誤差の値に一桁程度の違いが生じるため一概には言えないが、全体的に相対誤差10%($S/N=10$)程度で観測を行うためには、スケールパラメータ値で 10^4 [mJ・回]程度のオーダーの値が必要である。偏光解消度は出射レーザー光の偏光成分に垂直な成分と平行な成分の比である((3)式参照)ことから、基本的にはそれぞれの体積後方散乱係数の比となる。そのため、偏光解消度が大きすぎたり小さすぎたりした場合には、見かけ上受信信号の小さい方で誤差の値が決定されることになり、大きな誤差が生じてしまうものと思われる。中間程度の偏光解消度を与えた雲(二層雲の場合の高度約7.5-9kmの雲、多層雲の場合の高度約10-13kmの雲)では、比較的小さな相対誤差(日中観測で数10%、夜間観測で10%前後)で観測されている。人工衛星より低い高度の宇宙ステーションやスペースシャトルからの観測では、相対誤差はさらに小さくなる。

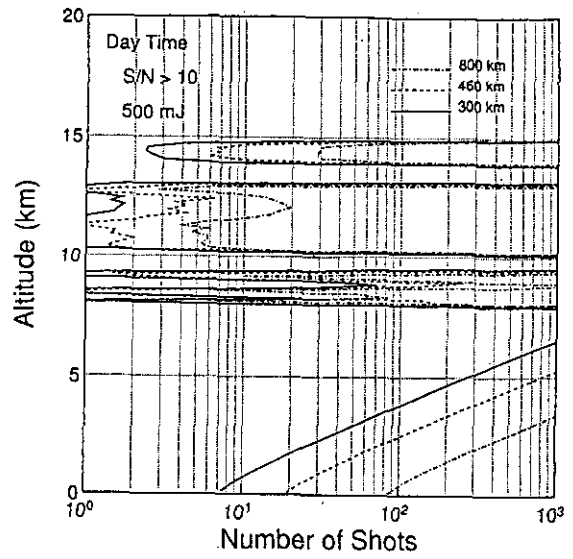
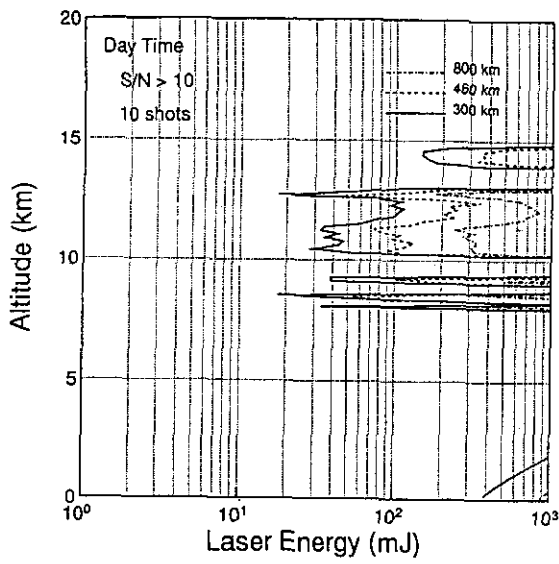


(a)

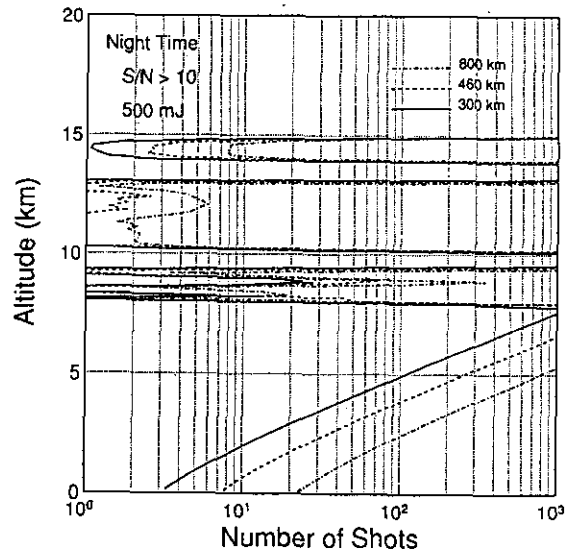
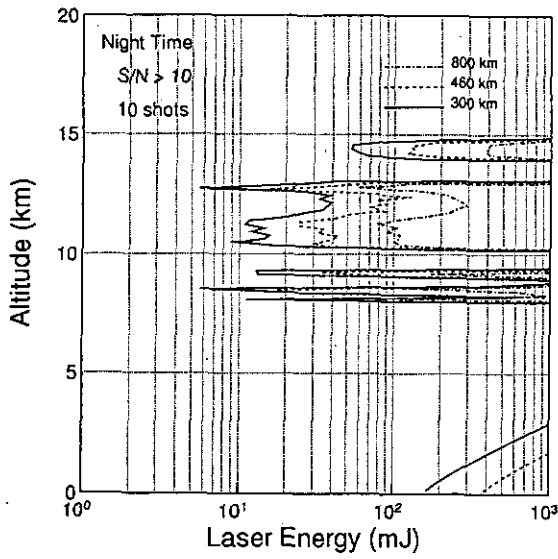


(b)

図 3.2.4 人工衛星からの多層雲観測結果： (a)日中観測 (b)夜間観測



(a)



(b)

図 3.2.5 人工衛星、宇宙ステーション、スペースシャトルからの多層雲観測結果の比較
 (積算回数10またはレーザーエネルギー500mJ 固定) : (a)日中観測 (b)夜間観測

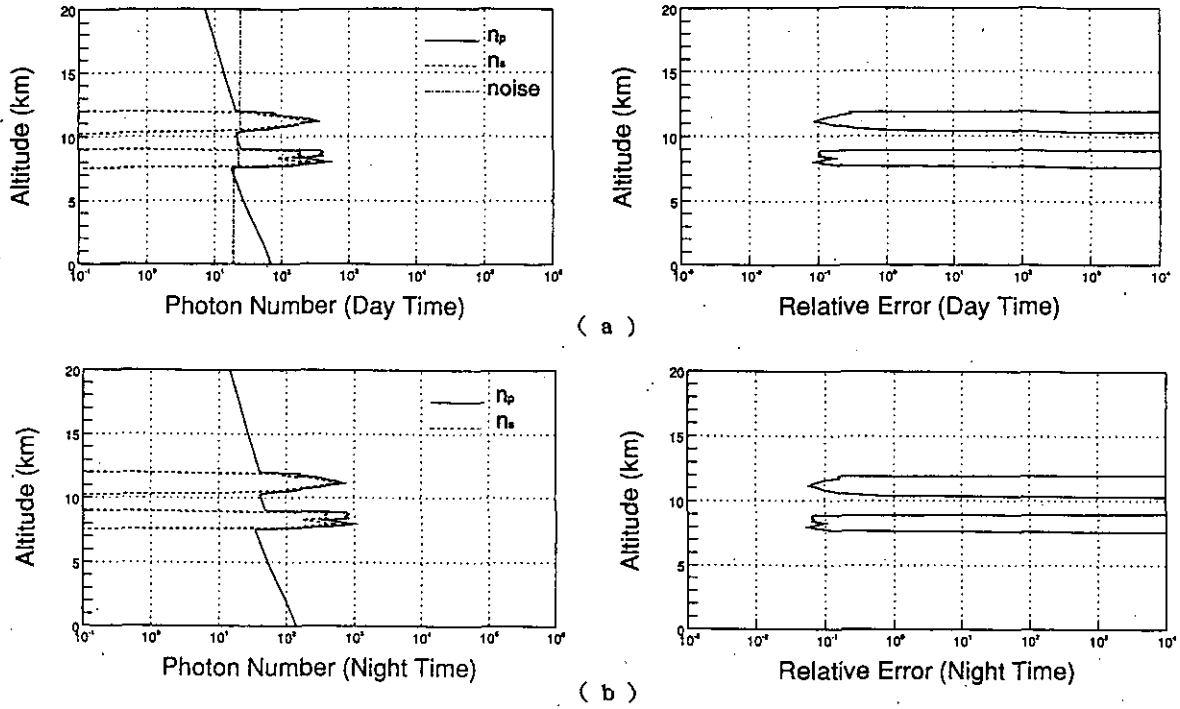


図 3.2.6 人工衛星からの二層雲偏光解消度観測における受信光電子数（左）と偏光解消度の相対誤差の高度依存性（右）（レーザーエネルギー500mJ および積算回数10固定）：(a)日中観測 (b)夜間観測

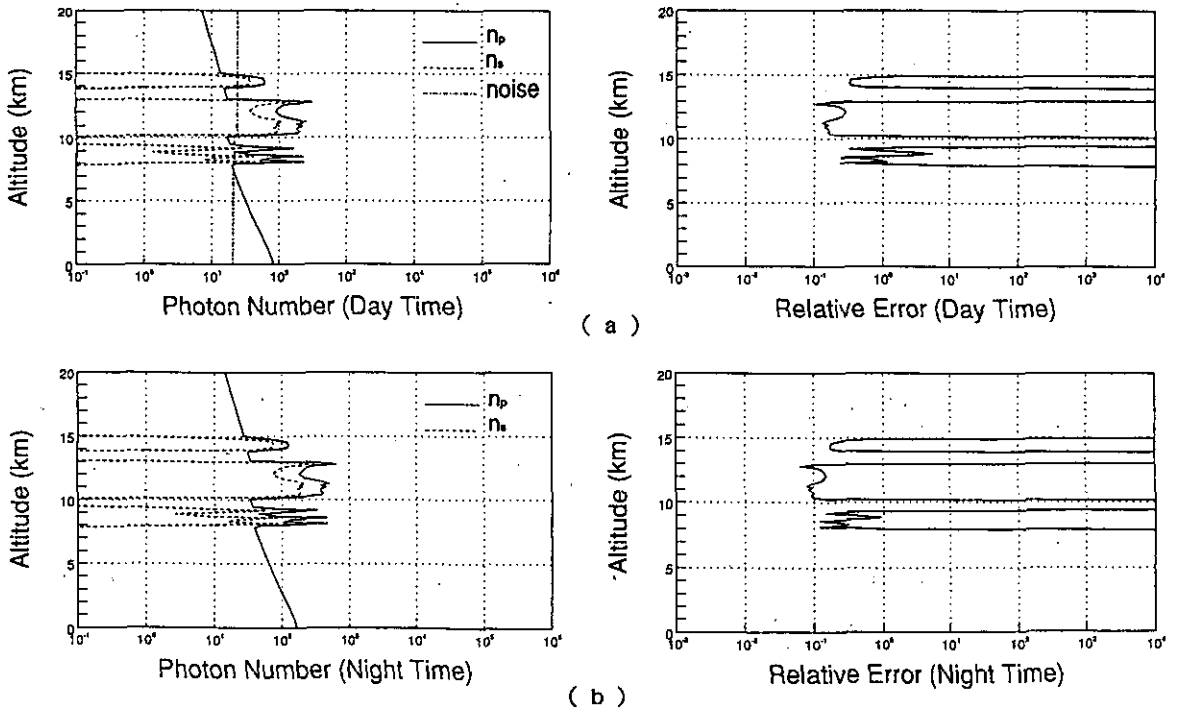


図 3.2.7 人工衛星からの多層雲偏光解消度観測における受信光電子数（左）と偏光解消度の相対誤差の高度依存性（右）（レーザーエネルギー500mJ および積算回数10固定）：(a)日中観測 (b)夜間観測

3. 2. 3 まとめ

雲観測の可能性について、実測値に基づいた多層雲をモデルとして検討した。信号対雑音比の値が10以上を観測の目安として、スケールパラメータを導入して考察した。最も観測条件が厳しい人工衛星からの観測においては、平均して、夜間観測では 10^3 [mJ・回]程度のオーダーで、日中観測では 10^4 [mJ・回]程度のオーダーの値が要求された。偏光解消度の観測についても、人工衛星からの観測（誤差）シミュレーションを行い、 10^4 [mJ・回]程度のオーダーの値が必要なことが示された。宇宙ステーションやスペースシャトルからの観測ではより小さなスケールパラメータ値で観測が可能である。

観測に要求されるスケールパラメータ値は、雲構造の違いに大きく依存しているため、なるべく多くの雲を対象とした検討が必要である。あるいは雲の特徴を抽出してグループ化して検討していくことが有効と思われる。

主としてスケールパラメータを中心にシミュレーション結果を考察してきたが、レーザーエネルギーはハードウェアに大きく依存するため、人工衛星の能力（電力容量、積載可能重量や容積など）についての検討、また積算回数は水平方向距離分解能に係わってくるため、観測したい雲の水平方向のスケールにあわせて設定するなど、今後はシステムやデータ取得のためのアルゴリズムなどの方面からの提案が重要になってくるであろう。

参考文献

- 1) 笹野, 小林編: 衛星搭載レーザーレーダーによる地球規模大気環境の評価に関する調査業務報告, 国立環境研究所資料 E-43-'92/NIES, (1992).
- 2) 文部省宇宙科学研究所地球ワーキンググループ編著: 地球大気観測計画, (1991).
- 3) LASA Instrument Panel Report, NASA, EOS Vol. II d, (1987).
- 4) LAWS Instrument Panel Report, NASA, EOS Vol. II g, (1987).
- 5) EOS, Background Information Package, Announcement of Opportunity, No. O SSA-1-88, Part 5, NASA (1988).
- 6) 谷貝 勇: 大気大循環モデルの国際的な比較実験と気象衛星データについて, 文献1), 32.
- 7) R. Imasu and Y. Iwasaka: Characteristics of Cirrus Clouds Observed by Laser Radar (Lidar) during the Spring of 1987 and the Winter of 1987/88, J. Meteor. Soc. Jpn., 69, (1991), 401.
- 8) U.S. Standard Atmosphere, U.S. GPO Washington, DC., (1976).
- 9) M. P. Thekaekara: Extraterrestrial Solar Spectrum, 3000-6100Å at 1-Å Intervals, Appl. Opt., 13, (1974) 518.

4. 1 グローバルな雲観測における衛星搭載レーザーレーダーの果たすべき役割

4. 1. 1 はじめに

現在の地球温暖化をめぐる不確実性が雲に関連しているということは、論を待たないところである。しかし、それでは雲の問題をどのように解決するか、と問われると、議論百出で確かなことはいえない、というのが現状であろう。

確かなことがいえないのは、我々の雲に関する知識が不十分であるからである。

「結構、雲の観測をしているのに、まだ、不十分なのですか」と言われそうである。確かに、日本ですら、WCRPの雲の観測、気象研を中心とした雲の観測、など、数多くあげることができる。しかし、個々の雲の力学ならいざ知らず、雲の気候に及ぼす影響となると、多様な雲が存在する結果としての大規模な現象に対する影響を評価しなければならず、個々の雲の観測を繰り返していてもとても足りない、ということになる。

本当に意味ある観測にするためには、広域であり、かつ、詳細な雲の観測が必要ということになる。しかし、詳細な雲の観測をできる限り広い地域で行うことは、天文学的な資金が必要となる。そして、「そのようなことが出来るのか？」という疑問が出され、「意味がありそうな観測には、膨大なお金がかかり、実現できそうな観測では、完全に物事がわからない」という堂々めぐりの議論になるのが普通のパターンであった。

しかし、そのようなことを嘆いていても仕方がない。地道に一步一步前進を計るしかない。その観点から、衛星搭載レーザーレーダーの意義を考えてみたい。

4. 1. 2 宇宙からの観測の意義は

衛星による宇宙からの観測の意義は、勿論、広域の観測、地球全域を同じ測器で観測することにある。グローバルに地球を観測するために地表に完ぺきなネットワークを展開することなどは不可能で、衛星観測によるリモートセンシングを軸に、地上の観測や数値モデルの結果などを組み合わせて、グローバルな地球観測を組み立ててゆかざるを得ない。その意味でも、衛星による地球観測をどの様にするかは地球環境の観測での中心課題である。

従来は、衛星からの観測というと大気を持つ固有の性質を利用した、可視・赤外の受動的な観測であった。こうすると、どうしても使用できる周波数（チャンネル数）が限られており、また、各チャンネル間の分離が悪く大気の情報精度を良くとり出すという点で不満が残るものであった。これに比べ、能動的なセンサーによる宇宙からの観測は、適当な周波数帯を選ぶことが出来る、という点で、魅力的なものである。ただ、問題は、どの波長帯を用いれば、どのような物理量がどの程度の精度で求まり、結果として地球環境問題に対する観測としてもっとも意義が大きいのか？という点を明確にすることである。

4. 1. 3 能動型センサーもいろいろある

現在、雲に関連して考えられている能動型のセンサーは、TRMMに代表されるセンチメートルの波を使う降雨レーダー、ミリメートルの波を使う雲レーダー、そして、光を使用するレーザーレーダーということになる。これらの能動型センサーは、3者3様の特徴があろう。しかし、これらのセンサーを打ち上げるには費用もかかり、これらのセン

サーの価格対効用比を、真剣に考えて行かざるを得ないことであろう。

レーザーは、大気中のエアロゾルなどに散乱されるので、他のマイクロ波の様に水滴や氷の粒を必要としない。このことは、非常に重要な性質で、レーザーを用いた風の観測が可能となるならば、文句無しに再優先事項となることであろう。しかし、雲を対象にする場合には、慎重に考える必要がある。

雲の気候に及ぼす影響が地球温暖化問題にとって決定的に重要であるという点から鑑みて、われわれが雲について知りたいことは、何なのかをもう一度考えてみる必要がある。そう思ってもう一度振り返って見ると、結局知りたいことは、出来る限り広い地域の雲の種別・雲の重なり方・水滴や氷、あられ、ひょうなどの粒径分布、及び、鉛直分布などである。

4. 1. 4 ライダーで何がわかる？

レーザーライダーの得意とするところは、上層に出来る絹雲の観測である。少なくとも、この絹雲の観測は、他の手段では簡単なことではない。しかも、この絹雲の効果は、結果として地球温暖化にプラスで効いているとされている。しかし、この絹雲の氷の粒径分布によっては、逆に効くようになるという意見も出されていることを考えると、絹雲のグローバルな分布、及び、その経年変動、また、その粒径分布、及び、その経年変動が観測されるとすれば、この観測は非常に有意義なものになる。

主として雨を伴うような雲を対象として降雨ライダーが考えられている以上、降水とは関係のない上層の絹雲のグローバルな分布、グローバルな高度分布、および、上層での重なり具合が得られるとしたら、雲の気候学という意味で大いに興味のあるデータが得られることと考えられる。

4. 1. 5 衛星搭載ライダー観測のサンプリングについて

ただ、問題は、そのような結果が本当に得られるかという点である。このようなライダーは軌道衛星に搭載するはずで、その際には、スキャンが出来るか、もし、スキャンが出来るとすればどの程度でどの程度の幅かということが非常に重要になる。もし、直下だけの観測であれば、本当に絹雲の気候学的な分布がグローバルに求められるか、スキャン幅が何キロメートルならば、絹雲のグローバルな分布が得られるかというサンプリングの問題を真剣に考える必要がある。

TRMMの降雨ライダーを実現するときに、「熱帯域の500km四方の月平均の降水量を10%程度の精度で求める」という目標を掲げ、それが、熱帯域の降水セルの特徴などから説明し実現に努力したのであった。同じようにレーザーライダーを衛星に搭載して絹雲をグローバルに観測しようとするときにも、明確な目標を掲げる必要がある。そして、それが本当に技術的に可能か、という点をつめてゆく必要がある。

絹雲は、降水セルとはまた異なる特性を持っているはずである。衛星搭載のライダーで絹雲の雲量分布の気候値をどの程度の精度で求めることが出来るか、を考えることは、絹雲の出来方、維持のされ方、消滅の仕方の知識を得ることでもある。それ自体としても興味のある問題と思われる。

今後の発展を望みたい。

4. 2 気候モデルの検証に必要な雲観測データ

4. 2. 1 これまでの衛星による雲の解析

グローバルな雲分布を調べるために、これまで地上の目視観測データと人工衛星による観測データが用いられている。これらはそれぞれ長所、欠点を持っていて、地上観測では雲の種類や高さの情報を得やすいが、観測点の遍在、観測領域の狭さ、観測の個人差、また雲底と同時に雲の側面を見ることによる過大評価の傾向があるなどの難点がある。他方、衛星データを用いると全雲量や雲頂高度はより正確に求められるが、雲の種類は難しい。また、衛星の観測能力以下の小さい雲や、背景とのコントラストの少ない雲を見落とすなどの難点もある。気象衛星データとしては Nimbus-7 が1979年4月より1985年3月まで観測しており、その結果からグローバルな雲分布を解析している。その方法はTHIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer) によって波長 $11.5\mu\text{m}$ の赤外放射を測定し、TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) で波長 $0.37\mu\text{m}$ の紫外線反射を測定する。これらの測定値を用いて IR algorithm とUV algorithm によって雲量を見積る。このとき雲量の解析は高、中、低層での雲量と巻雲、深い対流雲および曇天域と晴天域を調べる。赤外放射を用いる IR algorithm は昼夜にわたって用いることができるが、太陽光の反射を測定する UV algorithm は昼間のみしか使うことができない。さらにまた、雲と雪は両方とも波長が $0.37\mu\text{m}$ の紫外線をよく反射するために、その波長域を測定に用いる UV algorithm では雲と雪や氷の判別が難しく、雪氷域にある雲量を正確に見積ることができない。逆に IR algorithm では地表面との温度差が小さい下層雲の識別が難しい。結局、Nimbus-7 では両方の algorithm を用いて最終的な雲量を求めている。また雲の日変化を解析する場合には IR algorithm のみを用いている。

第4. 2. 1図はこうして解析された Nimbus-7 による帯状平均の雲量データと最近のISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) による解析結果を1984年7月と1985年1月について比較したものである Hurrell and Campbell (1992)。これらは南北両半球の中緯度にピークがあり、さらに赤道域 (ITCZ: Intertropical Convergence Zone) に極大を持っている。ハドレー循環の下降域では両半球で雲量は極小になる。

第4. 2. 2図と第4. 2. 3図は同じく Nimbus-7 とISCCPによる全雲量の地域分布を1984年7月と1985年1月について比較したものである Hurrell and Campbell (1992)。1984年7月におけるITCZは赤道域の陸上で雲量が極大の位置として現れている。特にアフリカと南アメリカの西岸域が顕著である。Nimbus-7

とISCCPの雲量はインド付近のアジアモンスーン域で90%以上の雲量を示し、また西部太平洋でも極大となっている。極大域は北太平洋と北大西洋のストームトラック域及び南半球の 40°S から 60°S でも見られる。雲量の極小域は太平洋と大西洋の亜熱帯高気圧域にあり、またアフリカ、オーストラリア中東部の砂漠、合衆国西部や赤道付近の東部太平洋でも雲量が少ない。

Nimbus-7 と ISCCP の雲量は明瞭な季節変化を示している。第 4. 2. 3 図の 1985 年 1 月の状況では南半球の熱帯から亜熱帯にかけての SPCZ (South Pacific Convergence Zones) と SACZ (South Atlantic Convergence Zones) で雲量の極大が見られる。シベリアやカナダにおける陸上の高気圧域で雲量が少ない。これらの図で分かることは Nimbus-7 による雲量は ISCCP による雲量より系統的に少ない。一般に雲量の極大域で ISCCP の雲量は Nimbus-7 より多く解析している。更に Hurrell and Campbell (1992) は、高層雲、中層雲、下層雲について Nimbus-7 と ISCCP による雲量を比較しているが、違いはより大きくなっている。より詳しい解析は Stowe et al. (1989) が行っている。

4. 2. 2 気候モデルの検証に必用な観測と衛星搭載レーザーレーダーの意義

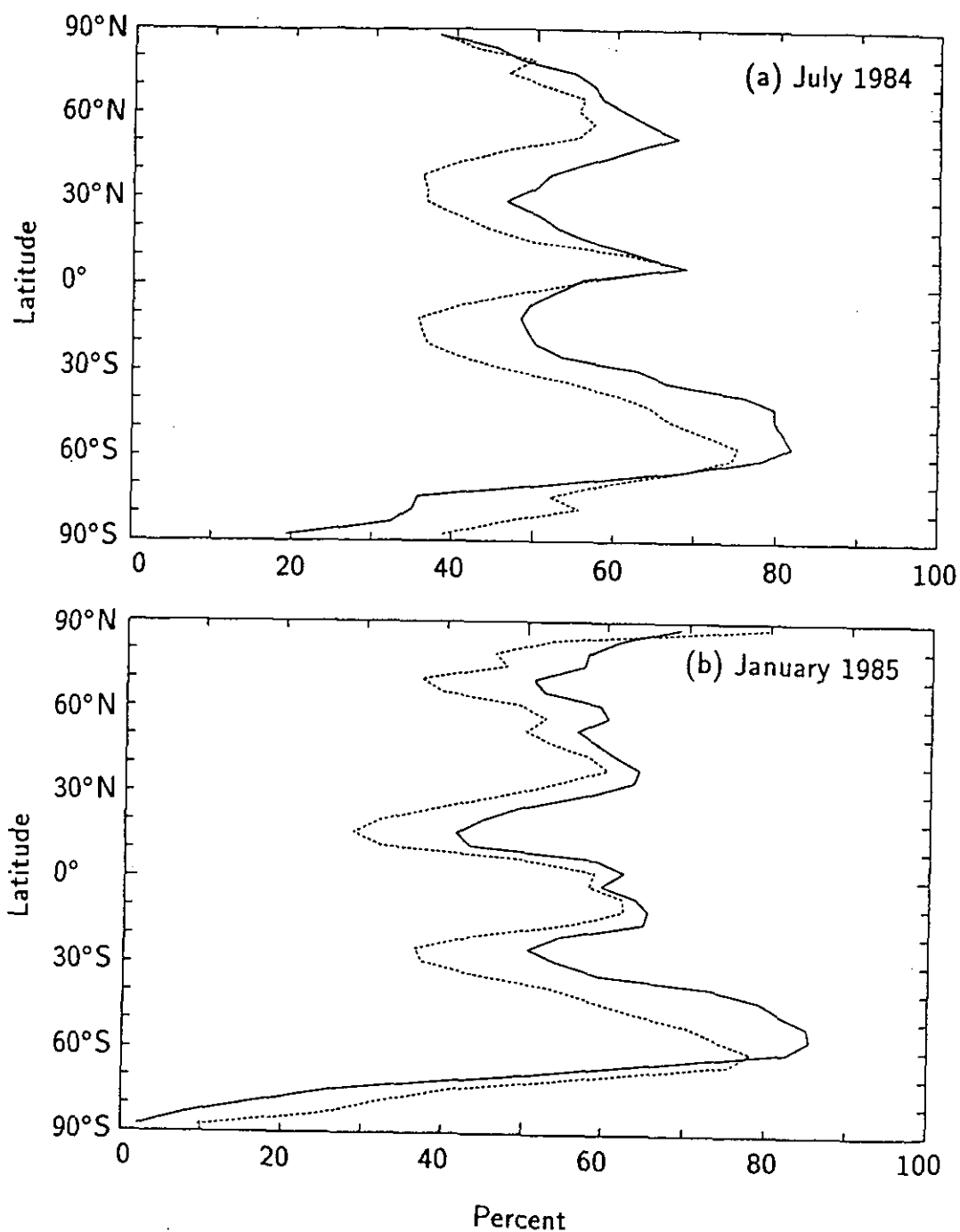
現在、温室効果気体（炭酸ガス、メタン等）の増加による地球の温暖化を気候モデルで予測、影響評価することが国際的に重要な課題として位置づけられている（谷貝、1992 参照）。このためには気候モデルの精度を向上させて、現実の地球大気の状態を十分な精度で再現することが必用条件である。第 4. 2. 4 図は気象研究所大気大循環モデルで再現された 1 月と 7 月の雲量（0-10）である。第 4. 2. 2 図と第 4. 2. 3 図で示された Nimbus-7 と ISCCP による雲量の特徴をおおまかに再現している。ただし、低緯度ではモデルの雲量は系統的に少ない。今後、気候モデルを改良する場合に（特に雲と放射に関連した物理過程）、Nimbus-7 と ISCCP による観測の違いは重大な問題になってくる。ISCCP の解析結果が Nimbus-7 の解析よりも新しいことからより信頼性の高いことが期待される。ところが、GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) の気候モデルの結果では、放射フラックスの結果は観測結果と合うのに雲量は ISCCP のデータよりも系統的に少なく再現されていることが指摘されている（Wetherald 1992、モデル比較実験ワークショップ）。このように、観測あるいはモデルで再現された雲量には問題があるため、直接、雲の光学的な厚さを議論したほうが良いとの意見がある。また Nimbus-7 では、雲量、短波・長波フラックスを同時に解析しているが、ISCCP データでは雲量のみ解析のために雲と放射に関連させた定量的な解析をやりにくい側面がある。

このように、これまでの気象衛星で行っている放射フラックスの測定による雲量データの解析には問題点があり、気候モデルの検証あるいはモデルの改良のためには、より正確なあるいはより直接的な物理量の測定が望まれる。この点から衛星搭載レーザーレーダーによる雲・エアロゾルの観測に期待が寄せられる。これは、レーザーレーダーで測定した雲頂高度、雲の厚さ、雲のオーバーラッピング等が正確に分かるという以外に、現在行っている気象衛星による雲解析をより正確なものに改善できるためである。地球大気を十分な時間・空間分解能で長期間観測することは難しいことであるが、これまでの気象衛星データの観測方式と衛星搭載レーザーレーダーの結果を組み合わせることで、気候モデルを用いた気候変動の研究、特に地球温暖化で問題になる雲の気候に及ぼす影響解明に大きく寄与できる。

参考文献

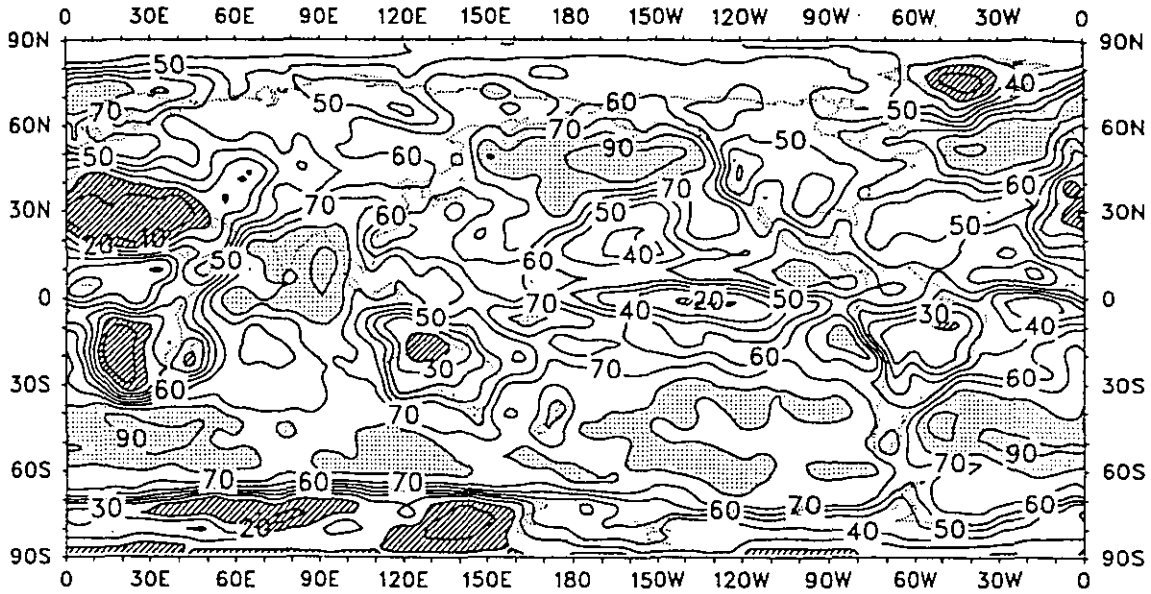
- 1) 谷貝 勇；大気大循環モデルの国際的な比較実験と気象衛星データについて、衛星搭載レーザーレーダーによる地球規模大気環境の評価に関する調査報告（笹野、小林編）（1992），32-49
- 2) Stowe et al.: Nimbus-7 Global Cloud Climatology. Part II: First Year Results. Journal of Climate, (1989), 671-709
- 3) Hurrell and Campbell: Monthly mean global satellite data sets available in CCM history tape format. NCAR TECHNICAL NOTE (1992)

Total Cloud Cover ISCCP (solid) Nimbus-7 CMATRIX (dash)

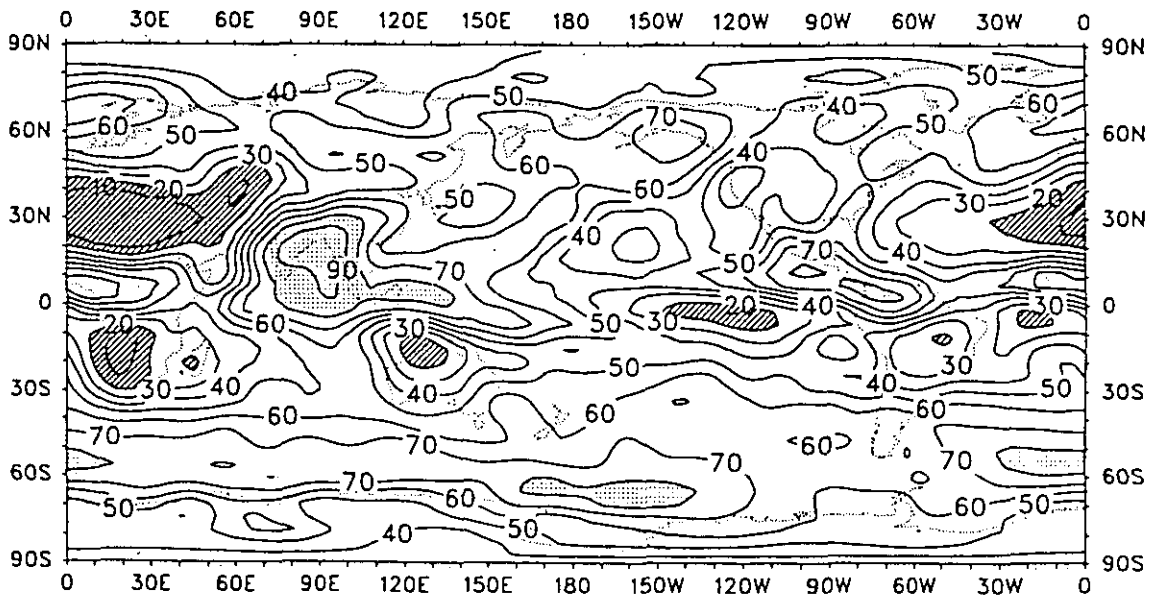


第4.2.1図 Nimbus-7 による帯状平均の雲量データ (破線) とISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) による解析結果 (実線)。(a) 1984年7月 (b) 1985年1月 (after Hurrell and Campbell)

Total Cloud Cover (%) July 1984 (a) ISCCP

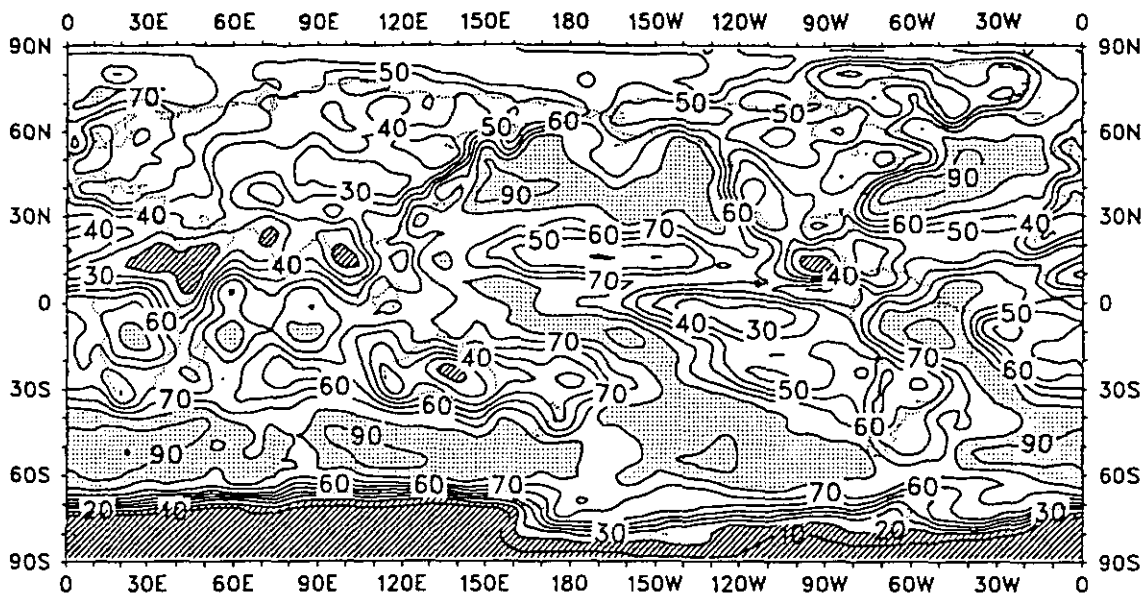


(b) Nimbus-7 CMATRIX

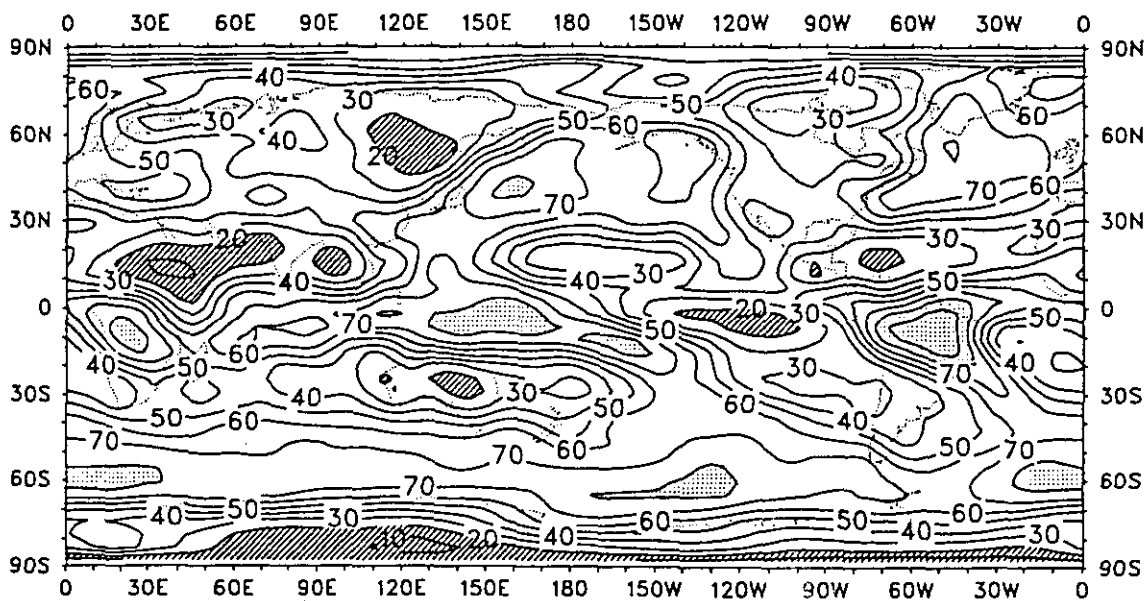


第4.2.2図 1984年7月の観測された全雲量(%)。(a) ISCCPの解析結果。(b) Nimbus-7による解析結果。雲量が20%以下の領域には斜線、80%以上の領域には点をつけている。(after Hurrell and Campbell)

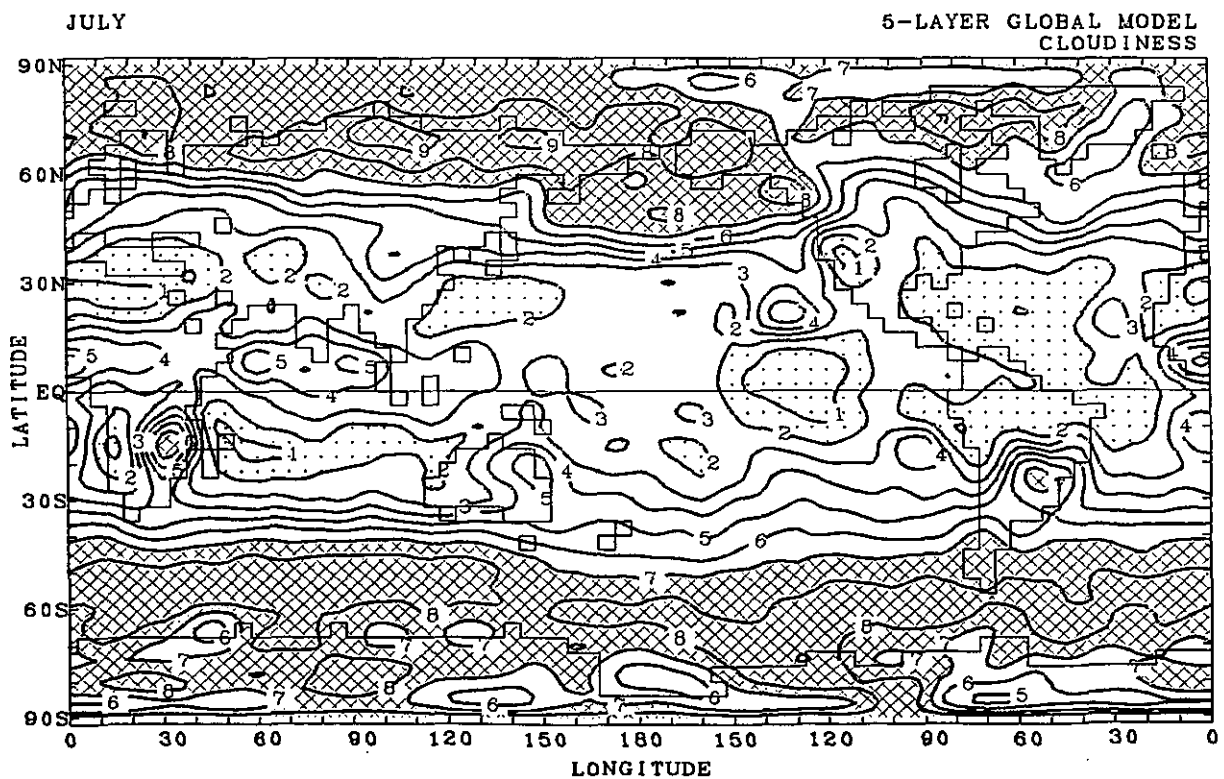
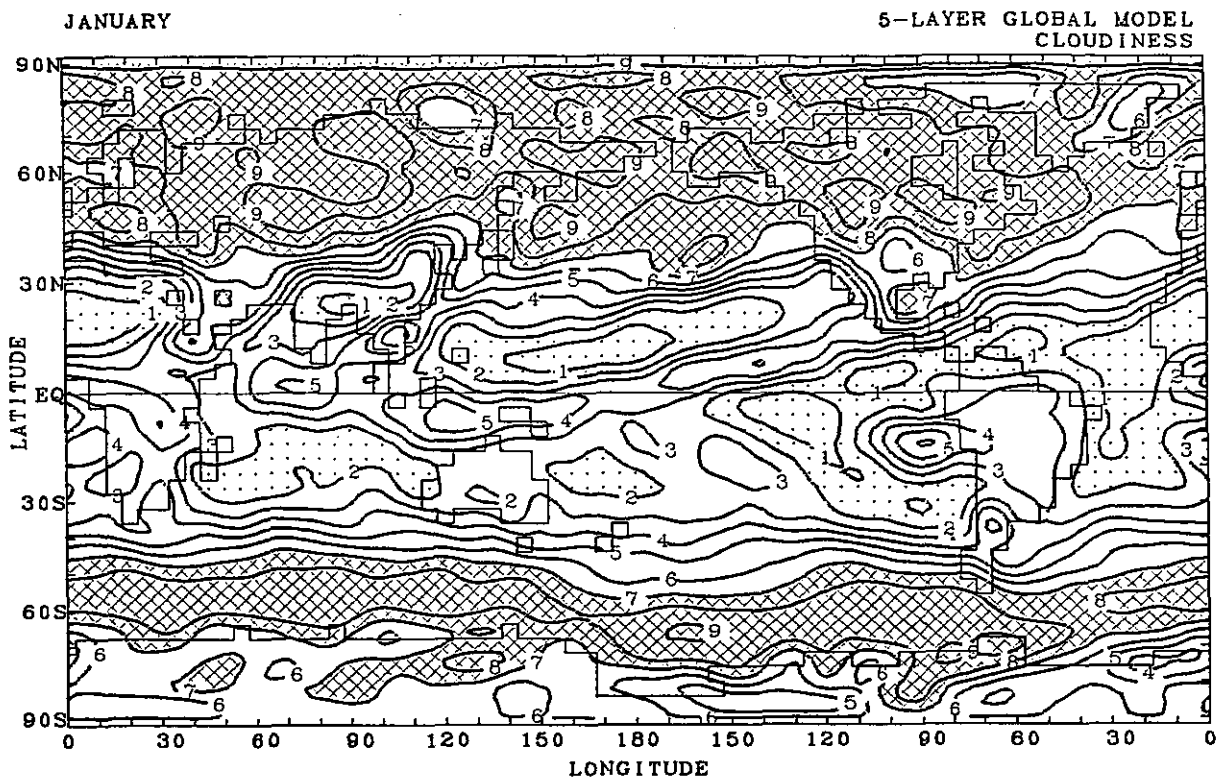
Total Cloud Cover (%) January 1985 (a) ISCCP



(b) Nimbus-7 CMATRIX



第4.2.3図 第4.2.2図と同様で1985年1月の解析結果。(after Hurrell and Campbell)



第4. 2. 4図 気象研究所大気大循環モデルで再現された(上)1月と(下)7月の全雲量(0-10)。雲量が70%以上の領域には斜線、20%以下の領域には点をつけている。

4. 3 積雲活動の時間空間変動

「水惑星」とも呼ばれる我々の地球環境は、海洋や陸水・土壌水分並びに雲水としての液相の水、雪氷や海氷並びに氷晶雲粒としての固相の水、そして大気中の水蒸気としての気相の水の存在によって大きく支配されている。

全体としてみると、地球表層の水の総量の約97%は海洋に存在し、約3%近くは陸圏における淡水として存在する。気圏における水蒸気を含む水の存在量は全体の約0.001%程度にしかすぎない。しかしながら、この気圏において、水の地球規模の移動及び蒸発・凝結・凝固といった相変化が最も活発に起こっている。それが即ち、大気圏における雲の形成や移動として我々が観測する現象である。この雲の形成・移動は、それに伴う顕熱・潜熱の作用、並びにその存在自身による放射特性によって、短時間の気象変動から長期の気候変動に至る大気の変動に大きな影響を与えている。

このような雲に伴う水の相変化を語る時に欠くべからざるものは、熱帯における活発な積雲対流活動である。熱帯における豊富な水蒸気を活発に消費し、多量の降水および大気への潜熱放出をもたらすこの現象は、同地域における水資源を左右する要因として、同地域での社会・経済活動に重大な影響を与えている。衛星観測以前の時代においては、このような積雲対流活動の空間的な分布や時間的な振舞いについては、各地点別の降雨観測により推察するしかなかった。しかしながら、この様な観測地点は主として人工密集地に偏って分布している。従って、大規模な広がりを持つ積雲対流活動と言っても、未開の森林・山岳地帯の多い熱帯においては、容易にその全貌が把握できず、特に熱帯海洋上における観測の欠如は致命的であった。

衛星による観測は、この積雲対流活動に関する広範囲かつ均質な情報を取得する強力な手段として登場した。初期の段階では、単に雲の可視画像を基に活発な積雲対流活動を示す積乱雲の領域を定性的に解析する程度であったが、昼夜の別なく地球放射の温度情報を取得できる赤外センサーが搭載されるようになると、より定量的な解析が可能となった。図1に赤外領域を中心とする長波放射量の季節平均分布を示す。図中の陰影部は放射量 200 W/m^2 以下の低放射量域である。一般に積雲対流活動が活発になると雲頂高度は高くなり、かつ低温になる。従って地表面温度の高い熱帯地域にあっては、この様な低放射量域によって、活発な積乱雲の存在領域および雲頂高度の変化を解析することが出来る。図4.3.1においてそのような領域に着目すると、地球を一回りする熱帯域にあって、赤道アフリカ、中南米、そして西太平洋から赤道インド洋を中心とする地域に活発な積雲対流活動域が存在することが分かる。いずれも北半球の夏と冬の期間に対応して、南北移動を伴う季節変化を示しているが、なかでも西太平洋からインド洋にかけての積雲対流活動域は、北半球の夏に大きく北進し、チベット高原の領域である北緯40度付近にまで達している。これがいわゆるモンスーンの降雨に対応する積雲対流活動の振舞いであり、衛星による観測は、その影響範囲が単にインドや東南アジアの各地域の現象にとどまらず、広くアジア・太平洋スケールに及ぶことを示している。

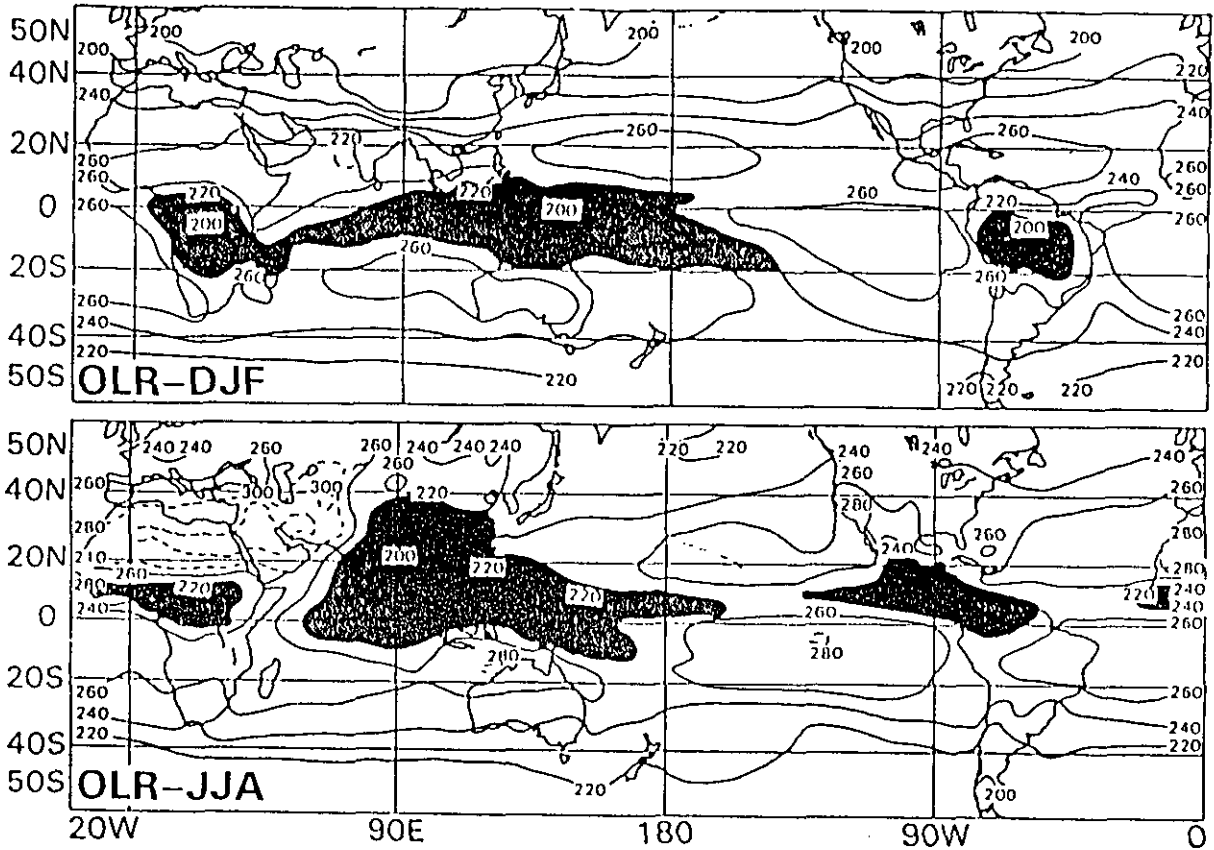
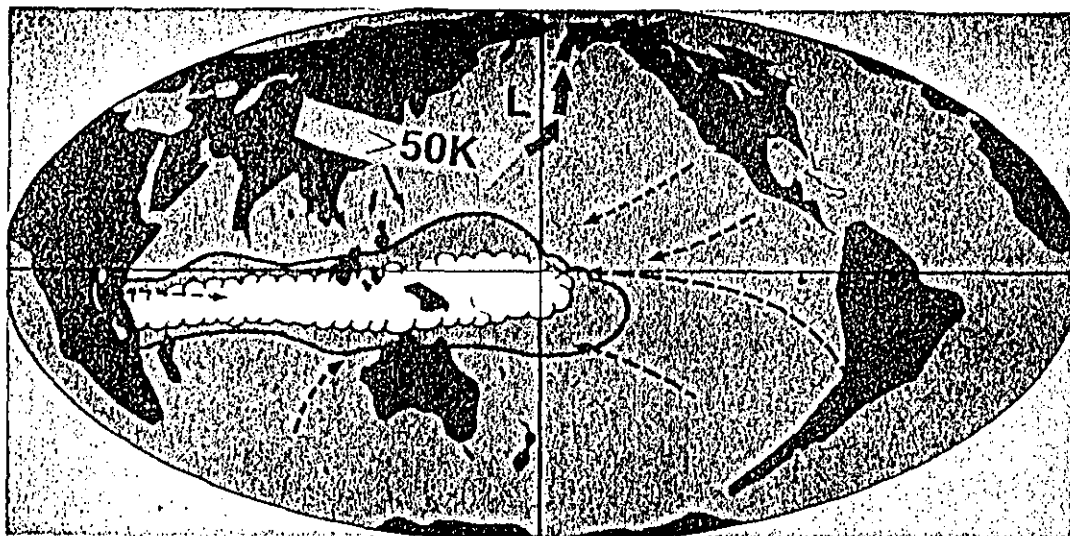


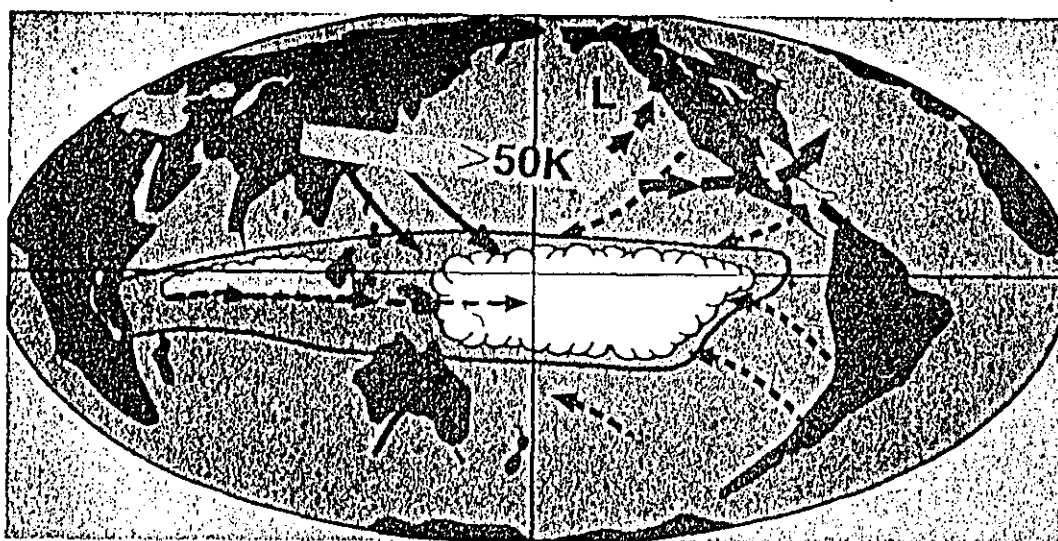
図4.3.1 12月-2月(上段)及び6月-8月(下段)で平均された長波放射量分布。単位は W/m^2 。

積雲対流活動は、また台風を始めとする数千kmスケールの熱帯擾乱の重要なエネルギー源でもある。台風は我が国にも時として甚大な被害をもたらす熱帯じょう乱として以前から注目され、かつ警戒されている。しかしながら、その発生・発達領域は広大な熱帯海洋上であり、衛星観測以前の時代においては、観測地点のある陸地に接近するまでその実態が把握できなかった。飛行機による観測は、ある程度この欠落を補ったが、やはり点と線の状況把握以上のものではない。衛星観測、特に熱帯を直下点として24時間監視の可能な静止気象衛星による観測は、台風を始めとする熱帯擾乱の実態把握にとって欠かせないものとなった。台風の発生域である熱帯西太平洋をカバーする我が国の静止気象衛星「ひまわり」は、1977年の1号機打ち上げ以来、台風の発生・発達の様相を始めとする有用な観測情報を提供し、気象予報の精度向上のみならず、熱帯擾乱の解析を始めとする気象学の進展にとっても重要な貢献を果たしている。

積雲対流活動は、更に中高緯度地帯をも含めた地球規模の大気の流れにも大きな影響を与えている。近年社会的な関心が高まっているエルニーニョ現象は、熱帯における積雲対流活動の大規模な変動が地球規模の気候変動をもたらす顕著な例の一つである。気象衛星による観測が開始されて後は、前に述べたように広大な熱帯海洋上における大規模な積雲対流活動の解析が可能となり、図4.3.2に模式的に示すような大規模な雲域の変位が明らかにされてきた。さらに我が国の静止気象衛星「ひまわり」の観測資料を用いた研究



NON-EL NIÑO

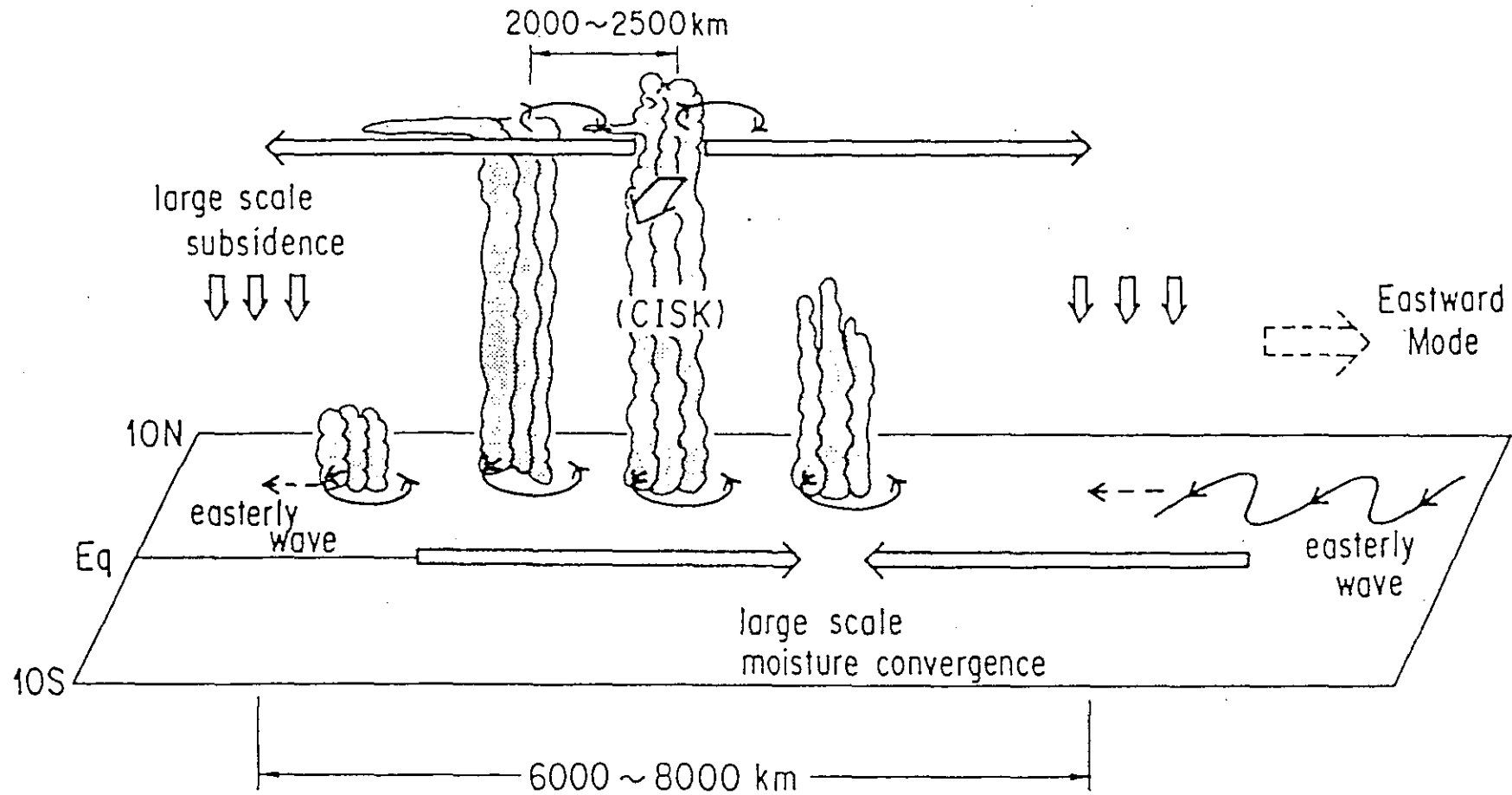


EL NIÑO

図4. 3. 2 非エルニーニョ期（上段）とエルニーニョ期（下段）における高海面水温域（斜線部）、積雲対流活動域（点影部）、大気下層の風（細矢印）及び上層のジェット気流（太矢印）の模式図。

は、この様な積雲対流活動の大規模な変位に伴う活動として、同時期に活発な積雲対流活動の領域が周期約1ヶ月程度の季節内変動を示しながら西太平洋上を東進していくこと、この東進する大規模な積雲対流域の中に、更によりスケールの小さな積雲対流群が存在し、大小のスケールにまたがる階層的な構造として組織化されていることを明らかにした(図4.3.3)。この様な大規模な積雲対流活動の変位は、それに伴う大気加熱量の変位によって、東南アジアから西太平洋に及ぶ熱帯大気循環であるアジアモンスーンの変動と密接に関連している。

気圏における雲の存在は、この様に地球環境にとって重要な存在であるにも拘らず、その作用を特徴づける要素(例えば雲の高度別分布や光学的特性など)の探査は技術的に立ち遅れているか、全球的な展開が未だに不十分な状態にある。このような状況を打開し、全地球的な水循環の把握と、それが地球環境において果たす役割を解明するためにも、リモートセンシング技術の進展に寄せられる期待は大きい。特に地域的な偏りのない探査の実行のためには、宇宙からの観測が不可欠である。しかしながら、上にも述べたように、雲の形成・移動においては気体・液体・固体の各相が相互に密接な関連を有しつつ循環している。このような問題へ取り組むためには、単一のセンサ開発のみの視点では十分とは言えない。各種センサのもたらす観測値から必要とする情報を求めるアルゴリズムまでを視野においたミッション指向型の技術開発を行い、三相の水環境およびその変動についての量的把握を目指す必要がある。特に太陽からのエネルギーの入射を駆動因とする大気圏の水循環においては、日変化の存在が重要である。このため観測システムの構築にあっても単一の衛星だけではなく、静止衛星と複数の極軌道衛星とからなるシステムが必要となろう。高度の低い極軌道衛星については、レーダー等の能動的なセンサーを積極的に搭載することを提言したい。



Schematic picture of the systems associated with a super cloud cluster.

図4. 3. 3 赤道西太平洋上における階層的な積雲対流活動組織の構造模式図。

4. 4 地上レーザーレーダーによる巻雲観測

4. 4. 1 はじめに

巻雲は可視光に比べ赤外放射を通しにくいという性質から、いわゆる大気中での温室効果的な役割があり、気候システムを考える上で重要な位置づけにある¹⁻³⁾。また、対流圏上部における水循環過程の中での役割も重要であり、時には” seeder-feeder process” などを通して、下層雲の降水効率をも左右することがある⁴⁾。さらに、雲の生成・消滅過程を通して、上部対流圏からのエアロゾルの除去に寄与している。

このように放射や水循環などの視点から、巻雲の重要性は古くから指摘されているが、その出現高度が非常に高いことなどから、これまでに観測的な研究は十分には行われてこなかった。しかし、リモートセンシング技術や航空機の発達により、近年、势力的に研究が行われるようになってきている。特に、時間・空間分解能の優れたレーザーレーダーによる観測がアメリカ、オーストラリア、日本などのグループによって進められている。以下、これまでに行われてきた観測的な研究を簡単にレビューし、衛星搭載レーザーレーダーを用いることにより期待される成果や、そのための要望などをまとめた。

4. 4. 2 レーザーレーダーで測定できる雲のパラメータ

(1) 後方散乱係数、高度

レーザーレーダーの受信信号から雲の後方散乱係数を求める方法としては、Klett による方法が一般的に用いられている^{5, 6)}。しかし、巻雲観測の場合、散乱比（受信信号と大気分子のみによる反射強度との比として定義。値が1の時、清浄大気）の値が1~2といった小さな値をとることも多く、その様な場合には空気分子と雲の散乱パラメータ（次節）の違いを考慮に入れた Fernald の方法が有効である⁷⁻⁹⁾。この方法を用いる場合でも、一つの境界条件と雲の散乱パラメータの値が必要である。

(2) 散乱パラメータ

散乱パラメータ：Sは消散係数： α と後方散乱係数： β との比の値として定義される ($S = \alpha / \beta$)。この値は、レーザーレーダー受信強度に減衰補正を行い、後方散乱係数を得る時に必要であり、積算後方散乱係数に乗して散乱体の光学的厚さを求める時にも必要となる。

雲については、それを構成する粒子の相（水-氷）や結晶形などによっても異なる値を示すことから、雲の微物理的な情報としても利用できる可能性がある。レーザーレーダーにより真上の雲を観測する場合、雲の中の基底面を水平に保つ六角板結晶により鏡面反射が起こることがしばしばある^{9, 10)}。この時、受信信号は非常に強い散乱強度とほぼ0に近い偏光解消度を持つという特徴がある。しかし、同様の特徴は雲中に小さな水滴が存在する場合にも見られ、これだけでは両者の区別は非常に難しい。このような場合、レーザーレーダーを真上から少し傾けることにより、受信強度の急激な減少と偏光解消度の増加により鏡面反射を区別することができるが（図4. 4. 1参照）、鉛直方向に固定式のレー

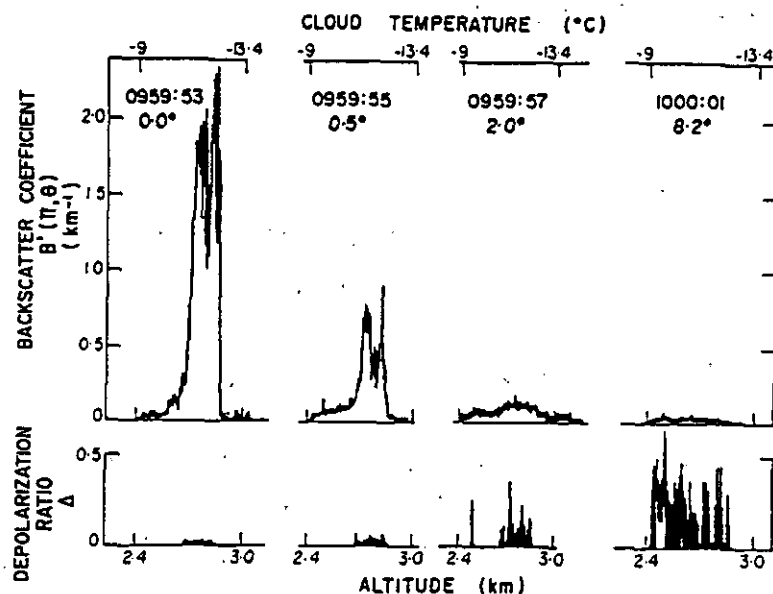


図4. 4. 1 六角板結晶による鏡面反射が起こっている時の、後方散乱係数と偏光解消度の測定例。4つの図はレーザーレーダー向く方向の天頂角による違いを示す。(Platt, 1978)

ザーレーダーの場合には、この方法が使えない。しかし、六角板結晶による鏡面反射が起こっている場合には、水滴が存在している場合と比べ、雲層の平均的な散乱パラメータの値はかなり小さくなっているため、この値が測定できれば両者を区別することが可能となる。

測定から散乱パラメータの値を求める方法としては、散乱体の分布が水平方向に一様であると仮定できる場合(例えば、成層圏エアロゾル)の方法として、スラントパス法がある¹¹⁻¹³⁾。しかし、巻雲などの雲については、一般的に空間の濃度変化は大きく、この方法は使用できない。今須・岩坂は Fernald の方法を変形し、雲の上下に境界条件を入れて散乱パラメータの値を求める方法を提案している。¹⁴⁾

(3) . 偏光解消度

後方散乱偏光解消度(以下、偏光解消度と略す)は、直線偏光した送信光に対して、平行と水平方向に偏光した受信光成分の比の値で定義される。散乱体の粒子がMie散乱領域の大きさにある場合、偏光解消度の値は粒子の球形度と関係が深い¹⁵⁾。すなわち、散乱体が完全な球の場合には偏光解消度は0となり、それより非球形度が大きくなるにつれて偏光解消度の値も大きくなる。

しかし、巻雲を構成するような大きな粒子(数100 μ m程度)については、光の散乱過程は幾何光学的に考えなければならず、偏光解消度の値についても、内部での光の屈折、反射の過程における偏光面の変化の影響が卓越する。Takano and Jayaweeraによる理論計算により、偏光解消度の値が特に大きくなる時の氷結晶内での光路を図4. 4. 2に示す¹⁶⁾。結晶の横から斜めに光が入る場合に最も偏光解消度が大きくなり、六角板結晶よりも六角柱結晶の方がその様な確率が高くなることから、結晶の向く方向がランダムな場合に

は、概して六角柱結晶の方が偏光解消度は高くなるようである。詳しくは原論文を参照されたい。

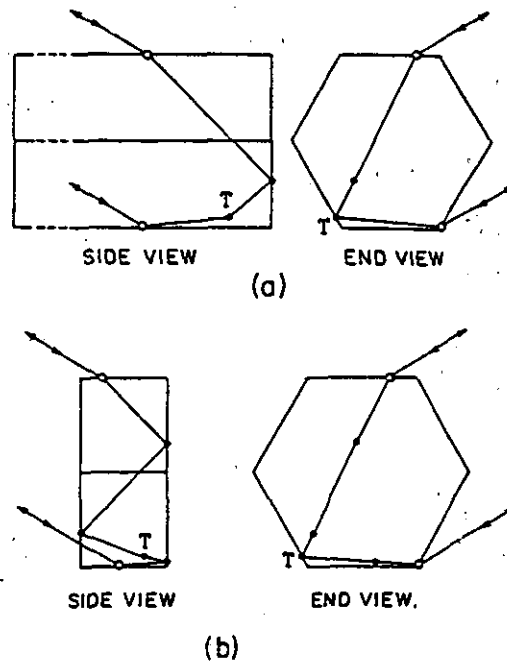


図4. 4. 2. 偏光解消度が大きな値になる時の氷結晶内での光路。(Takano and Jayaweera, 1985)

(4) S-Dダイアグラム

上記の散乱パラメータの節において、偏光解消度の値だけでは区別できない水滴と六角板結晶を含む雲が、散乱パラメータの値によって識別できることを示した。これとは逆に、水滴とほぼ同じ散乱パラメータの値を持つ氷粒子が存在することがあり、このような場合に両者を区別するには、偏光解消度の値が有効となる場合がある。このように、雲粒子の相や結晶形を判別するには、散乱パラメータと偏光解消度とを組み合わせる用いることが有効であるといえる。図4. 4. 3はこの二つのパラメータを軸とする二次元のダイアグラム上に、これまでの研究者により、実験的、あるいは理論的に求められた各粒子の領域を示したものである。実際の観測値をこの上にプロットすることにより、粒子タイプの判別を行うことができる。破線で示された境界値は、粒子の大きさや光学的厚さなどにも依存するため、あまり明確なものではなく、典型的な条件での概略値であるが、この方法が粒子タイプの判別には有効であることは示されているであろう。境界を描く基になったデータは、今須・岩坂の論文^{14, 17)}の参考文献を参照されたい。

4. 4. 3. これまでの巻雲の研究

(1) 高度、温度領域

これまでのPlattらや今須・岩坂らのレーザーレーダーを用いた観測から、巻雲は 5, 6 km ~ 16, 17 km といった広い高度領域に存在し、それに対応して雲の温度領域も非常に広

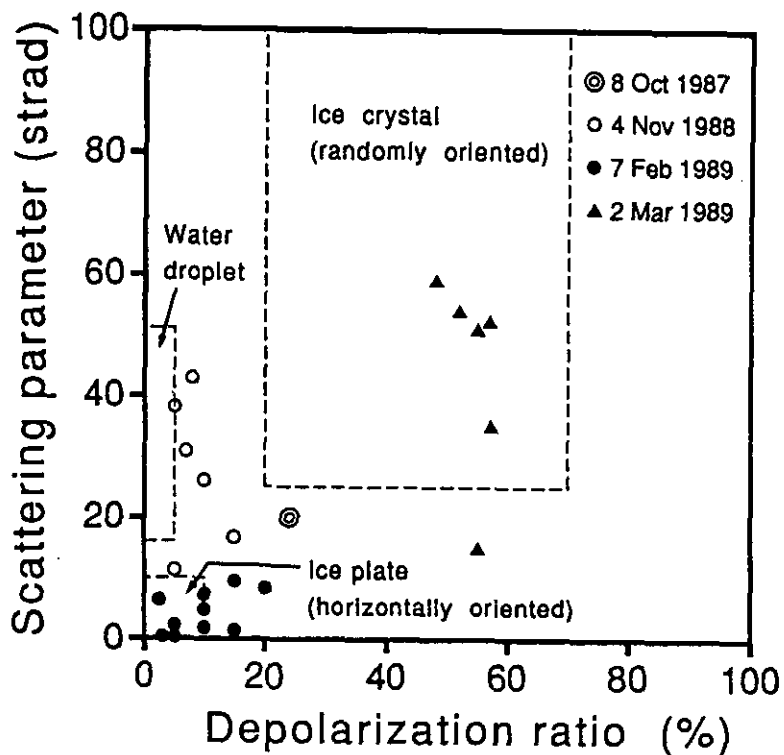


図4. 4. 3 偏光解消度と散乱パラメータを二軸とする雲粒子タイプ判別のためのダイアグラム。(Imasu and Iwasaka, 1992b)

いことが示されている¹⁸⁻²⁰⁾。図4. 4. 4には今須・岩坂により名古屋において観測された春季と冬季の巻雲の温度領域を示す²⁰⁾。図中の●は第一圏界面高度を、○は第二圏界面高度を表す。この例では、春季には -75°C 付近の低温域にまで雲が存在する一方、冬季には最も低温の雲でも -50°C 程度である。また、巻雲の雲頂高度と圏界面高度との関係にも興味深い違いがある。すなわち、春季にはほとんどの場合に雲頂は圏界面まで達している一方、冬季には圏界面から数km下方までしか達していないケースが多くあった。

これらの季節による違いには、ジェット気流の位置や風速が深く関係していることが示されている。ジェット気流の近傍(特に、高気圧性循環域の南側)には力学的に巻雲を生じ安いことが古くから指摘されているが、観測的に雲の分布をとらえた例はきわめて少ない²¹⁾。図4. 4. 5は今須・岩坂によるジェット気流の軸と巻雲との相対的な位置関係を解析した例である²⁰⁾。しかし、この図は、観測地点が一定で、ジェット気流の移動に伴って相対的な位置関係が変化したことを利用して描かれたものあり、ある瞬間の断面図ではない。本当のジェット気流近傍の巻雲の分布を知るためには、多地点における同時観測や衛星による観測が必要である。

これまでの観測により得られた巻雲の特徴のうち、注目に値するものの一つに -40°C 付近を挟んで、その前後で微物理的、光学的性質が急変することがあげられる。これは、Heymsfieldによる氷粒子の直接サンプリングによって、氷の粒子形が集合体から単体への変化(高温側→低温側)として、また、Plattらによるレーザーレーダー観測によって、散乱パラメータが小さい値から大きな値への変化として報告されているものである(図4.

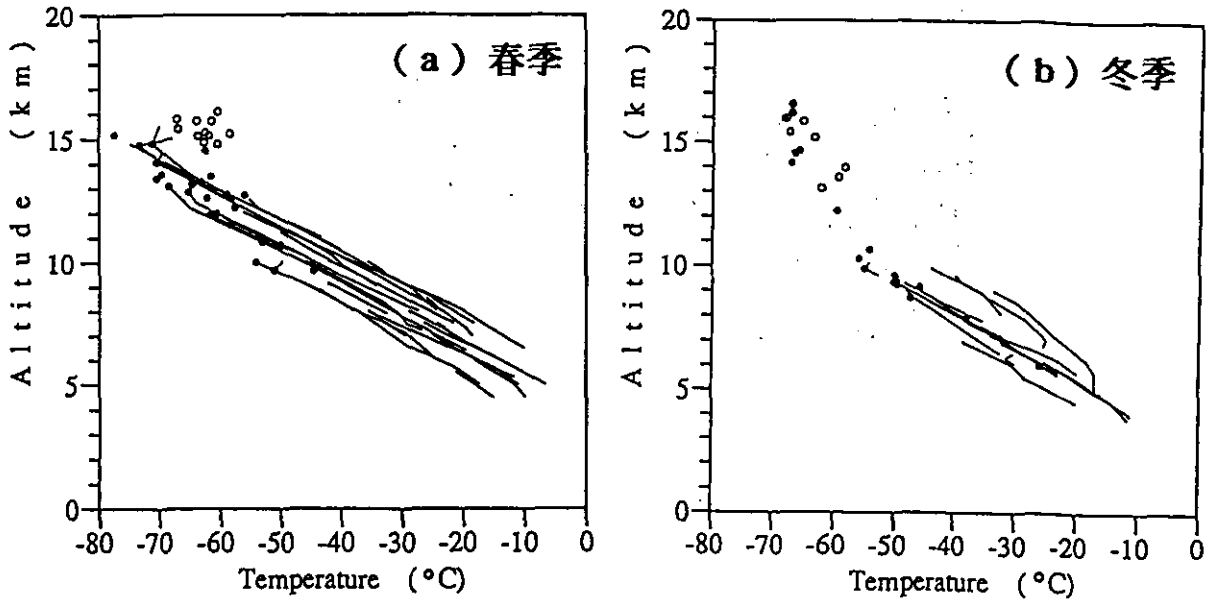


図4. 4. 4 巻雲の現れた高度・温度領域。●は第一圏界面高度、○は第二圏界面高度。
 (a) 1987年春季、(b) 1987~1988年の冬季の観測結果。1本1本の曲線は、1回の観測時間中に現れた雲の最低と最高の高度を結ぶものである。したがって、その長さは必ずしも雲の幾何学的厚さを表すものではない。(Imasu and Iwasaka, 1991)

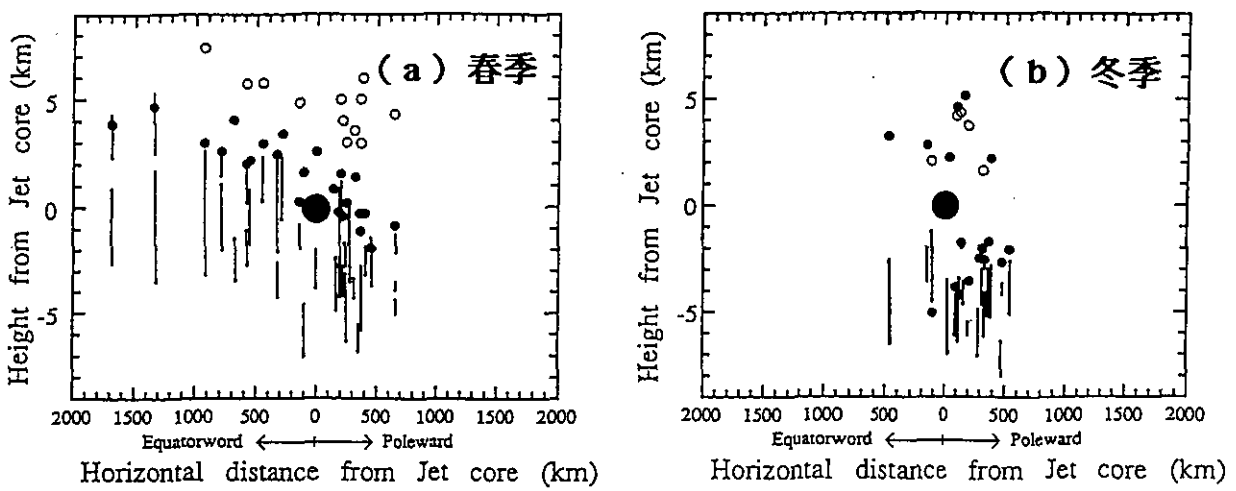


図4. 4. 5 ジェット気流に相対的な巻雲の位置。中心の●はジェット気流の軸の位置。直線が巻雲の観測された高度を示す。●は第一圏界面高度、○は第二圏界面高度。データは図4と同じ。(Imasu and Iwasaka, 1991)

(a)

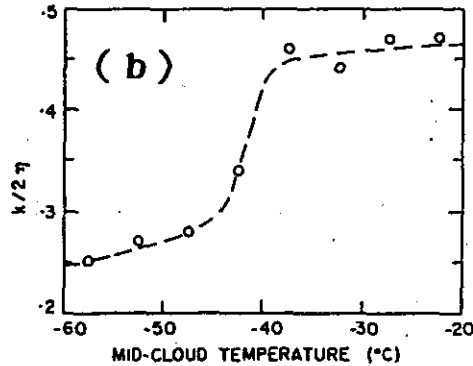
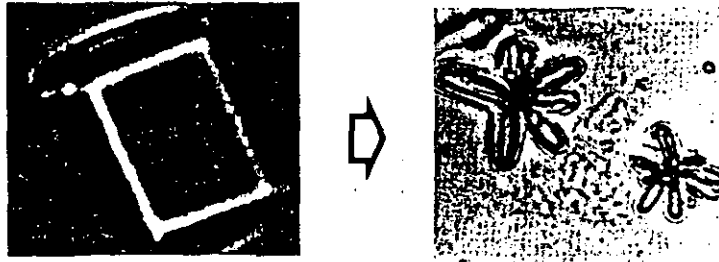


図4. 4. 6 -40°C 付近で起こる (a) 粒子形と (b) 散乱パラメータの値の急激な変化 (低温 \rightarrow 高温)。ただし、(b) の $k/2\eta$ は散乱パラメータ: S の逆数に対応する値。 η は多重散乱パラメータ。(Heymsfield and Platt, 1984)

4. 6) ²²⁾。しかし、このような変化の一般性や、 -40°C より高温および低温の雲の全球的な分布 (比率) などについては現在のところ不明であり、その説明は今後の課題であると言える。

(2) 光学的特性

レーザーレーダー観測では、まず後方散乱係数が直接的に得られる光学的物量である。今須・岩坂による約50の観測例について、後方散乱係数の鉛直プロファイルを重ね書きしたものが図4. 4. 7である²⁰⁾。データの解析方法については元の論文を参照されたい。この結果からは、各温度領域における後方散乱係数の最大値は、気温と共に徐々に減少していることがわかる。また、同じ温度において、その値は冬季よりも春季の方が大きくなっている。

巻雲の光学的な特性のうち、特に興味深いものは赤外域での射出率と可視域での反射率である。これらはこれまで多くの研究者により各種放射計を用いて観測が行われてきた²³⁾。ここではレーザーレーダーを同時運用していくつかの光学的物理量をいっしょに求める方法により、数多くの観測結果を示してきたPlattの解析方法を紹介する^{10, 18, 19, 24-26)}。

Plattの観測で直接的に測定されるのはレーザーレーダーによる後方散乱強度、 $10\sim 12\mu\text{m}$ での下向き放射強度、それにゾンデ観測による気温と水蒸気量である。これらを用

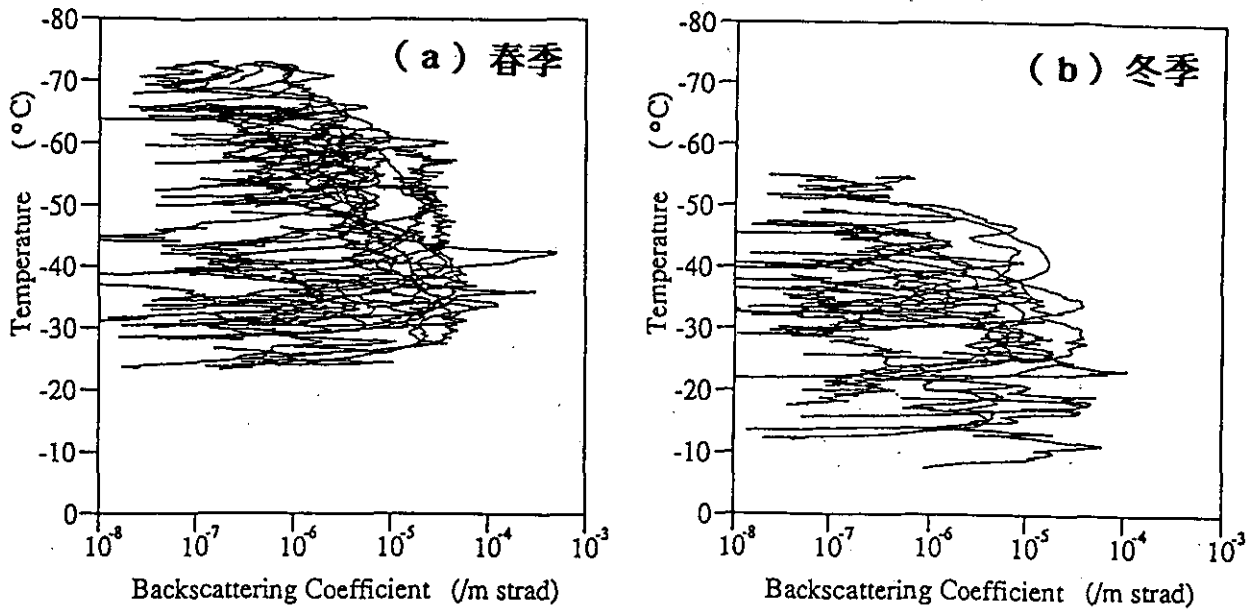


図4. 4. 7 後方散乱係数の鉛直プロファイル。データは図4. 4. 4と同じ。(Imasu and Iwasaka, 1991)

いて最終的に求めたい量は後方散乱係数（その鉛直積算量： β_i ）、赤外射出率： ε 、散乱パラメータ： S （Plattはその逆数に対応する $k/2\eta$ を使用）、可視と赤外における雲の光学的厚さ： σ_v 、 σ_i を結び付ける係数： α である。このままでは、求めようとする量の方が一つ多いことになるが、エアロゾルを考慮していないことから、解析時に暗黙の境界条件が一つ加わっていることになる。これら4つの量の間には

$$\begin{aligned} \sigma_v &= \beta_i \times S \\ \alpha &= \sigma_v / \sigma_i \\ \varepsilon &= 1 - \exp(-\beta_i \times S / \alpha) \end{aligned}$$

の関係があり、観測値に基づき、計算結果が集束するまで繰り返し計算を行うものである。このようにして求められた結果の例を図4. 4. 8、4. 4. 9に示す。

(3) 内部（鉛直）構造

巻雲の幾何学的厚さを測定した例は以外に少なく、Plattらによる観測と、今須・岩坂による観測が主なものである^{19,20)}。ここではPlattらによる結果を図4. 4. 10に示す¹⁹⁾。雲の厚さはあまり明確な温度の関数にはなっていないようであるが、ある程度の傾向があることは読み取れる。

これまで巻雲の気候への影響評価などのために用いられてきた様々な数値計算モデルの中では、巻雲は均質な単一の層を成しているという仮定をおくものがほとんどであった。しかし、最近の研究では、実際の巻雲は非常に複雑な内部構造を持つものがかなりあることが示されてきている^{14,27)}。今須・岩坂は上下に2~3 km隔たった二層構造をもつ巻雲が春季を中心に見られることを示している²⁰⁾。図4. 4. 11 aはその一例を、また、図4. 4. 11 bは各雲層の雲頂高度とその時の圏界面高度の関係を14例について示して

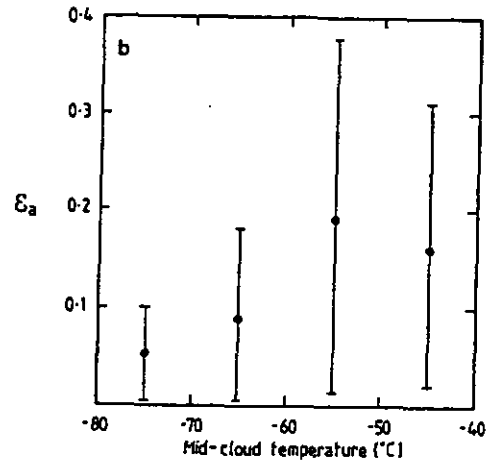
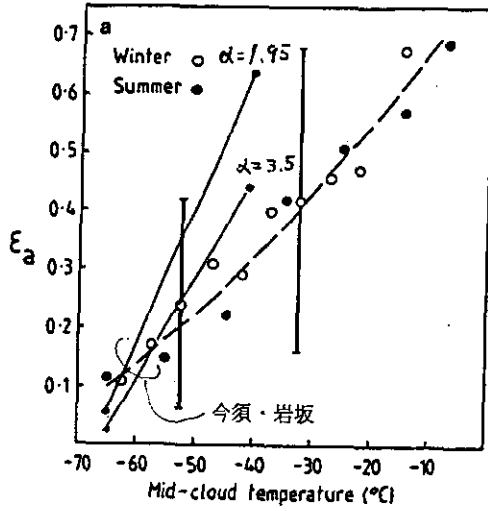


図4. 4. 8 赤外射出率の平均値。(a) 中緯度、(b) 熱帯域。細い実線は今須・岩坂による観測値。(Platt et al., 1987)

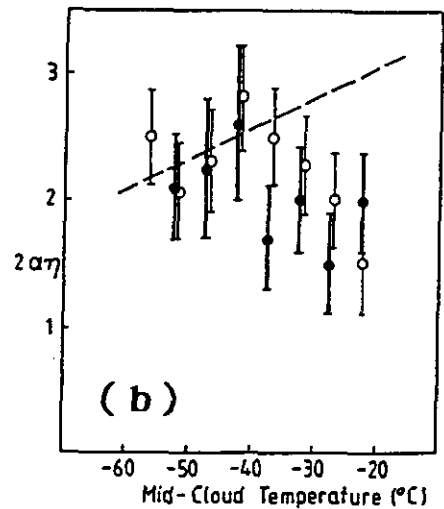
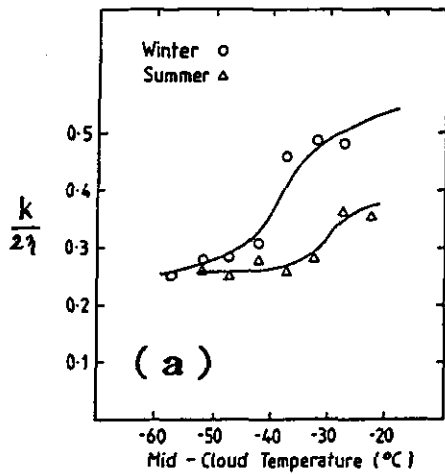


図4. 4. 9 (a) 後方散乱係数と消散係数の比： $k/2\eta$ の値。 η は多重散乱パラメータ。 $k/2\eta$ は散乱パラメータ： S の逆数に対応。(Platt et al., 1987)

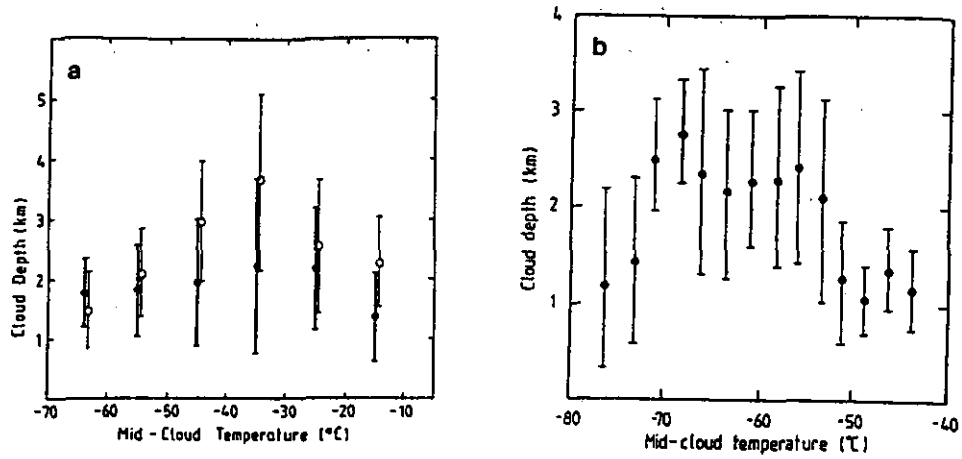


図4.4.10 巻雲の幾何学的厚さの平均値。(a) 中緯度、(b) 熱帯域。●：夏、○：冬。(Platt et al., 1987)

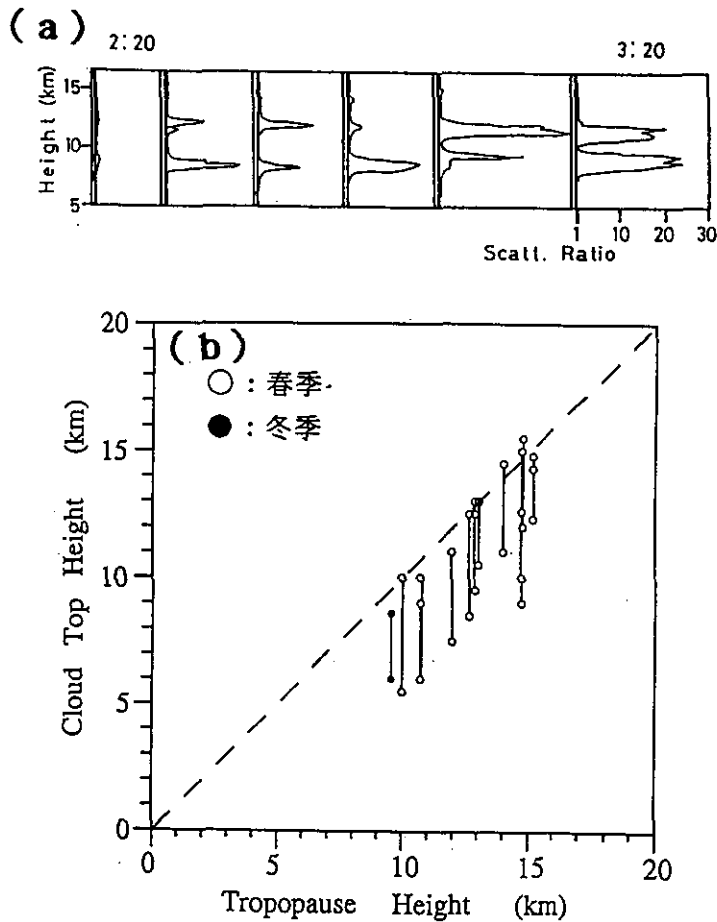


図4.4.11 二層構造を持つ巻雲の観測例。(a) 散乱比の鉛直プロファイルの時間変化。(b) 雲頂高度と圏界面高度との関係。対応する上下二層の雲頂高度は実線で結んである。破線は圏界面高度と雲頂高度が一致する場合を表す。(Imasu and Iwasaka, 1991)

いる。このような二層構造を持つ雲の上方の層はほぼ圏界面付近にあるようである。

さらに、より複雑な内部構造を持つ雲のレーザーレーダー観測の例を図4.4.12に示す¹⁴⁾。図からは、約1.5 kmにわたる比較的偏光解消度の高い雲層の中に、散乱強度が非常に高く、偏光解消度の値がほぼ0に近い、厚さ100 m程度の層が存在している。この雲は、図4.4.3における1989年2月7日の例であり、上記の特徴を持った薄い層は、基底面を水平に保った六角板結晶の氷粒子から構成されていたと考えられる。

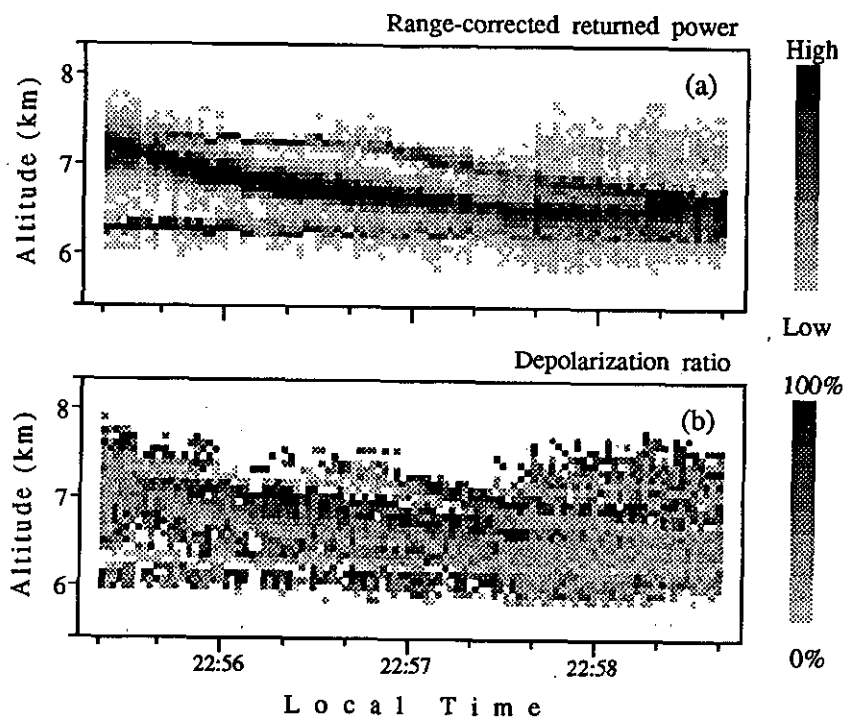


図4.4.12 複雑な内部構造を示す巻雲の観測例。(a) 後方散乱強度と(b) 偏光解消度の時間高度断面図。図4.4.3に示した1989年2月7日のデータと同じ雲。雲層内に基底面を水平に保つ六角板結晶を含むと考えられる。200秒の観測時間(横軸)は、雲層高度での風速から、3.4 ~ 4.4 kmの水平スケールに対応すると考えられる。(Imasu and Iwasaka, 1992b)

(4) 過冷却水滴を含む巻雲

近年、 -40°C 付近に近い低温の巻雲の中に、過冷却水滴が存在するという観測結果が Sassen らにより報告され、注目を集めている²⁸⁾。そのレーザーレーダーによる偏光解消度の時間-高度断面図を図4.4.13に示す。水滴が観測されたのは雲底部の黒塗の部分である。この結果を解釈するため、彼らを含め、微物理仮定を正確に含む雲モデルが作られた²⁹⁻³²⁾。その結果、この過冷却水滴は雲の対流部において、Homogeneous nucleation による凍結が起こる前の過渡的な相であるとの解釈が主流を占めるに至っている。

これに対し、今須・岩坂は温度領域はやや高温であるが、過冷却水滴を含むと考えられる雲層が雲の内部に存在する観測例を示している³³⁾。このような場合、過冷却水滴存在の

上記説明は当てはまらず、他のメカニズムによる可能性があると考えられる。

いずれにしても、このような過冷却水滴の層は、雲内にわずかに存在するだけで、可視光の反射率と赤外による冷却率を大きく変化させるため、巻雲の放射効果を考える上で極めて重要であり、その出現頻度や全球的な量の把握が是非とも必要がある。

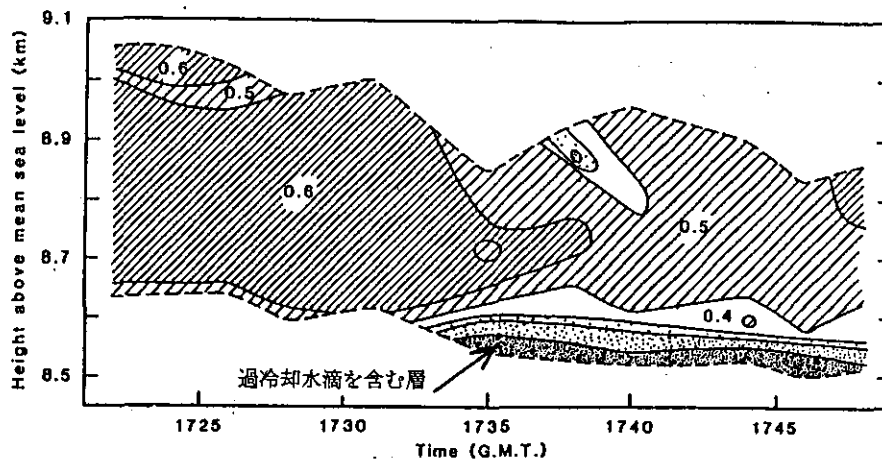


図4. 4. 13 過冷却水滴を含む巻雲の偏光解消度（時間－高度断面図）。（Sassen et al., 1985）

4. 4. 4 衛星搭載レーザーレーダーへの期待

（1）時間的スケール

巻雲の気候システム中での放射効果を通しての役割を解明するためには、ある瞬間における巻雲の高度と光学的厚さの全球分布が、数時間毎に得られれば理想的である。これは静止衛星からの観測が実現できれば可能であろう。

極軌道衛星による観測を行う場合、どのくらいの時間の中に、一つの全球データセットを得れば良いかということについては、巻雲の光学的物理量や空間分布の時間変動と関係する。これまでの研究では、一つの巻雲の生成・発達・消滅といった過程を追跡した観測的研究はきわめて少ないが、モデルなども用いた考察によれば、鍵状巻雲以外については数時間程度の時間スケール内では大きな変化はないようである。また、巻雲の放射効果を考える上では、個々の雲の寿命は短くても、ある領域内で雲が生成・消滅を繰り返し、一定量の雲が常に存在しているのであれば、その領域内における一定時間内の平均的な光学的物理量が得られれば問題はない。最も注目したいのは、一つの総観規模の現象（低気圧前線、ジェット気流、クラウドクラスター等）に伴い、どのような位置に、どのくらいの巻雲が発生するかという点である。この点から考えて、最低一日2回（昼、夜）、全球データセットが得られる程度の観測頻度は要求したい。

（2）空間的スケール

これまでの研究結果から、一般的に巻雲の空間的なスケール（水平）は数十km程度はあると考えられる（ただし、鍵状巻雲は数km程度）。巻雲の放射効果を考える立場から

言えば、この程度の間隔で光学的物理量の全球データセットが得られれば、気候システム中での役割を評価するのに一定の成果があげられると考えられる。また、総観規模現象の近傍の巻雲分布を得るにも、この程度のデータ間隔であることは必要であろう。ただし、これらの場合の瞬時視野は数 km 程度と広い方が望ましい。

しかし、鍵状巻雲や複雑な内部構造をもつといった様々なタイプの巻雲の出現頻度や、個々の雲の生成過程を研究する場合には、数 km の間隔でデータが必要であり、瞬時視野についても 100m 程度が望ましい。このためには、全球データセットを作るモードと、ある領域を集中的に観測するモードとが選択できれば理想的である。

衛星搭載レーザーレーダーでは、広域の巻雲の分布と同時に、その周辺でのエアロゾルの分布をも把握することができるであろう。これは、巻雲の凝結・氷晶核となるエアロゾルの量や起源に関する情報としての意味を持ち、巻雲の生成過程や微物理的特性の研究にとって大変重要であると考えられる。

いずれにしろ、現段階では巻雲の観測的なデータは極めて不足している状態であり、どのような形のデータであるにしろ、巻雲の放射的役割や水循環における役割を研究する上で、衛星搭載レーザーレーダーによる観測は画期的な成果をあげられるものと考えられる。

参考文献

- 1)Cox, S.K., J. Atmos. Sci., 28, 1513-1515, 1971.
- 2)Liou, K.N., Mon. Wea. Rev., 114, 1167-1199, 1984.
- 3)Ou, S.S. and Liou, K.N., J. Atmos. Sci., 41, 2289-2309, 1984.
- 4)Hobbs, P.V., Matejka, T.J., Herzegh, P.H., Locatelli, J.D., Hogg, D.C.,
J. Climate Appl. Meteor, 22, 789-806, 1983.
- 5)Klett, J.D., Appl. Opt., 20, 211, 1981.
- 6)Klett, J.D., Apple. Opt., 24, 1638-1643, 1985.
- 7)Fernald, F.G., Appl. Opt., 23, 652-653, 1984.
- 8)Fernald, F.G. Herman, B.M. and Reagan, J.A., J. Appl. Meteor., 11, 482-489,
1972.
- 9)Platt, C.M.R., J. Appl. Meteor., 17, 482-488, 1978a.
- 10)Platt, C.M.R., J. Appl. Meteor., 17, 1220-1224, 1978b.
- 11)Hamilton, P.M., Atmos. Environ., 3, 221-223, 1969.
- 12)Spinhirne, J.D., Reagan, J.A. and Herman, B.M., J. Appl. Meteor., 19, 426-
438, 1980.
- 13)Russell, P.B. and Livingston, J.M., J. Climate Appl. Meteor., 23, 1204-1221,
1984.
- 14)Imasu, R. and Iwasaka, Y., J. Geomag. Geoelectr., 44, 277-287, 1992a.
- 15)Liou, K.N., "An Introduction to Atmospheric Radiation", p.289, Academic
Press, California, 1980.
- 16)Takano, Y. and Jayaweera, K., Apple. Opt., 24, 3254-3263, 1985.
- 17)Imasu, R. and Iwasaka, Y., Tenki, 37, 689-698, 1990.
- 18)Platt, C.M.R. and Dilley, A.C., J. Atmos. Sci., 38, 1069-1082, 1981.
- 19)Platt, C.M.R., Scott, J.C. and Dilley, A.C., J. Atmos. Sci., 44, 729-747,
1987.
- 20)Imasu, R. and Iwasaka, Y., J. Meteor. Soc. Japan, 69, 401-411, 1991.
- 21)McLean, G.S., Bull. Amer. Meteor. Soc., 38, 579-583, 1957.
- 22)Heymsfield, A.J. and Platt, C.M.R., J. Atmos. Sci., 41, 846-855, 1984.
- 23)Stackhouse, P.W., Jr. and Stephens, G.L., J. Atmos. Sci., 48, 2044-2059,
1991.
- 24)Platt, C.M.R., J. Atmos. Sci. 30, 1191-1204, 1973.
- 25)Platt, C.M.R., J. Appl. Meteor., 18, 1130-1143, 1979.
- 26)Platt, C.M.R., J. Atmos. Sci., 31, 1079-1088, 1974.
- 27)Sassen, K., Starr, D.O. and Uttal, T., J. Atmos. Sci., 46, 371-396, 1989.
- 28)Sassen, K., Liou, K.N., Kinne, S. and Griffin, M., Science, 227, 411-413,
1985.
- 29)Heymsfield, A.J. and Sabin, R.M., J. Atmos. Sci., 46, 2252-2264, 1989.
- 30)Sassen, K. and Dodd, G., J. Atmos. Sci., 45, 1357-1369, 1988.

- 31) Sassen, K. and Dodd, G., *J. Atmos. Sci.*, 46, 3005-3014, 1989.
- 32) Wesley, D.A. and Cox, S.K., *J. Atmos. Sci.*, 45, 3470-3482, 1988.
- 33) Imasu, R. and Iwasaka, Y., *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 123-129, 1992b.

4.5 気象衛星による巻雲の研究

4.5.1. はじめに

雲が気候に及ぼす影響については重要な問題として認識されてはいるが、未解決の部分が多い。Manabe and Wetherald¹⁾によるシミュレーションの結果では雲は一般にアルビード効果が温室効果より大きいため大気および地表を冷却する。しかし巻雲は太陽からの短波放射は透過させるが地表面からの長波放射は吸収するため他の雲とは異なり、温室効果が卓越し地表気温を上昇させる。また雲の影響は雲量に依存すると同時に雲の出現する高度や雲の放射特性に依存していることが示された。このように雲型により放射特性が異なり、気候へ与える影響も異なることになる。

これまでの雲気候は研究者により大きく異なっており²⁾、地球上でどのような雲がどのように分布しているのかについて我々の知識は十分とは言えない。ことに近年気候や大気大循環モデルの研究者達からモデルの検証や改善のために用いる正確な雲気候資料作成の要望が高まっている。このための全球規模での雲情報を得るには衛星観測は不可欠と言え、国際衛星雲気候計画 (International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP) が現在進行中である。ISCCPでは衛星に搭載された可視、赤外データを用いた雲気候の作成が1983年7月以降について行われている。ここではこれまでの気象衛星によりどのような雲の観測が行われてきたかを特に巻雲観測を中心として概略し、Split Window の特徴および衛星搭載ライダーへの期待について述べる。

4.5.2. 気象衛星による巻雲の観測

(1) 可視、赤外チャンネルによる巻雲観測

気象衛星による雲域の観測は日々の天気予報と密接な関連があり、可視・赤外画像を基に気象の専門家が雲型を主観的に判断する雲解析 (Nephanalysis) 技術が確立された。巻雲については専門家が主観的とはいえ、可視・赤外画像を用いれば雲の形状等から判断することが可能である。しかしながら巻雲を赤外データだけから計算機に客観的に判別させようとするとは非常に難しい。主な理由として、赤外データから得られる輝度温度は、観測している雲が黒体に近い積雲系の雲であればその雲頂の温度を示すが、巻雲の場合は雲下に存在する巻雲の温度より高い海面温度や陸面温度に影響され実際の巻雲の温度より高温になっている。したがって、巻雲の示す温度はその光学的厚さにより非常に幅広い温度範囲を示し、輝度温度だけでは巻雲であるのか中層・下層の積雲系の雲なのか判定ができない。また、人間が判断材料にしている形状やばらつき等を計算アルゴリズムに反映させるにはパターン認識法等があるが、良好に判別されているとは言えない^{3, 4)}。

一方可視データで得られる情報は、対象物からの太陽光の反射を示す量である。可視データから雲の光学的厚さが推定でき、赤外域の観測から輝度温度が得られ、この両者を用いることによって巻雲についての情報が得られる。ISCCPでの雲解析に先だって、雲分類アルゴリズムの比較が行われたが、巻雲を判別するには可視データが不可欠であると結論されている⁵⁾。ところが、可視データは夜間は全く利用できないという欠点がある。また、昼間でも太陽高度による影響を補正しなければならずこの補正もやっかいである。

(2) 水蒸気チャンネルによる巻雲観測

古くから $6.7\mu\text{m}$ 帯の水蒸気チャンネルを用いた巻雲の研究がなされている⁶⁾。Lo and Johnson⁷⁾は赤外と $6.7\mu\text{m}$ 帯による2次元ヒストグラムから雲量と雲形を判別しようと試みた。また、Shenk et al.⁸⁾は可視、赤外、 $20\text{--}23\mu\text{m}$ 、 $6.7\mu\text{m}$ 帯の4チャンネルを用いて巻雲を含めた雲形判別法を示している。 $6.7\mu\text{m}$ 帯では水蒸気による吸収が強いため、情報が400hPa付近から最も多くきていることを利用し上層雲の情報を得ようとしたものである。しかし、上層の雲であるのか水蒸気が多いためなのかの区別ができなかったり、センサーのノイズが問題であった。Desbois et al.⁹⁾はMETEOSATの可視、赤外、水蒸気チャンネルを用いたダイナミッククラスター法による雲形判別法を示した。その結果巻雲についても赤外-水蒸気チャンネルの2次元ヒストグラムにより温度も算定できることを示した。

(3) 炭酸ガスチャンネルによる巻雲観測

Wylie and Menzel¹⁰⁾はGOESに搭載されているVASの $15\mu\text{m}$ の炭酸ガス吸収帯のチャンネルを用い雲の有効射出率と雲頂高度算定法を開発した。炭酸ガスによる吸収の強いチャンネル程高い高度からの情報をより多く含むことを利用している。この手法では射出率(ε)と視野内の部分雲量(N)の積(εN)として雲の情報が得られ、 $\varepsilon N < 1.0$ の場合を巻雲としている。しかし、積雲系の雲が視野の一部を覆っている場合($N < 1$ 、 $\varepsilon = 1$)、視野が巻雲によって覆われている場合($N = 1$ 、 $\varepsilon < 1$)また巻雲が視野の一部を覆っている場合($N < 1$ 、 $\varepsilon < 1$)の区別はできない。空間分解能が $\sim 16\text{ km}$ であることを考えると積雲系の雲が視野の一部を覆っている場合も多いと考えられる。

(4) ISCCPでの巻雲観測

ISCCPを実質的に進めているRossow¹¹⁾はこれまでの衛星による雲解析アルゴリズムをレビューし、今後の方向を示している。ISCCPの雲解析アルゴリズムは可視データから推定した光学的厚さと、赤外データからの輝度温度を用いて、一層の雲モデルについての放射伝達式を満足させる光学的厚さおよび高度として算定される¹²⁾。可視の光学的厚さが9.38以下で440hPaより高い雲頂高度を持つ雲が巻雲と考えられている。ここでの問題点としては、可視データが使えない夜間については雲はすべて黒体と仮定するため、昼と夜では雲解析のアルゴリズムは異なり、夜間には巻雲は判別できないことになる。しかしながら昼について言えば、現在一番信頼できる雲解析データと考えられている。

(5) Split Window による巻雲観測

Split Window とは $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の2チャンネルを総称して言う。現在極軌道衛星NOAAに搭載されているAVHRRの他には静止衛星GOESのVASにほぼ同じような $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ のチャンネルがある。しかしVASの $12\mu\text{m}$ チャンネルの観測波長巾が非常に狭いためノイズが多くデータ処理が難しい。

Inoue¹³⁾はこの $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ では巻雲の放射特性が大きく異なることを観測から初めて示した。その後理論的にも観測的にも巻雲では氷晶の放射特性がこの2チャンネルでちがいが、大きな輝度温度差 {TBB($11\mu\text{m}$)-TBB($12\mu\text{m}$)} を示すことが確認されている^{14) 15) 16)}。巻雲系の雲では輝度温度差は大きい、積雲系の雲のように黒体に近い雲では輝度温度差

が0に近い小さな値を示す（負の値を示すこともある）。この $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ での輝度温度差の特徴と雲の輝度温度からInoue¹⁷⁾は雲型分類法を開発した。図4.5.1に雲型分類のダイアグラムの例を示す¹⁸⁾。図中のI型が巻雲で、BおよびU型が積雲系の雲と考えている。これらの雲型はERBEの観測からも雲型を支持する大気上端での短波、長波放射量を示している¹⁹⁾。また、N型は薄い巻雲の下に雲が存在する場合や、雲の周辺部で現れることが多い。このダイアグラムを用いて各画素（ $\sim 5\text{km}$ ）ごとに雲型を判定し、1987年2月における熱帯太平洋で解析された雲型別雲量分布を図4.5.2に示す。このように熱帯域における主要な雲は巻雲であり、巻雲の分布は下層雲の分布とは大きく異なり、背の高い対流活動を示す積乱雲系の雲量の大きい地域を含み周辺に分布していることが分かる。この結果は 基本的には赤外1チャンネルデータを用いた3D雲解析法によるHenderson-Sellers²⁰⁾が示した主要な雲は下層雲であるという結論および分布の特徴（上層雲と下層雲の高雲量域の地理的分布が相似系である、図4.5.3）と大きく異なっている。

Prabhakara et al.¹⁵⁾は Split Window 法と同じ根拠に基づきNimbus-4のIRISのデータを用いて $10.8\mu\text{m}$ と $12.6\mu\text{m}$ の輝度温度差の大きい領域の分布が巻雲の分布に対応しているとし、熱帯の対流活動の活発な領域と分布が一致していることを示した。しかし、IRIS は空間分解能で $\sim 95\text{km}$ とスペクトルの情報は非常に多い一方、空間分解能の点では不満が残る。

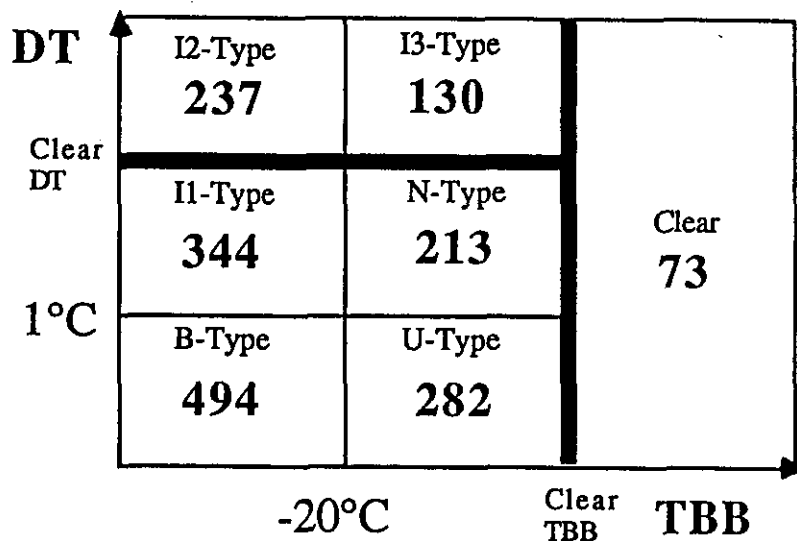


図4.5.1 Split Window による雲型判別ダイアグラム。縦軸は輝度温度差、横軸は輝度温度を、数字は可視データ（10 bit）の平均値を示す

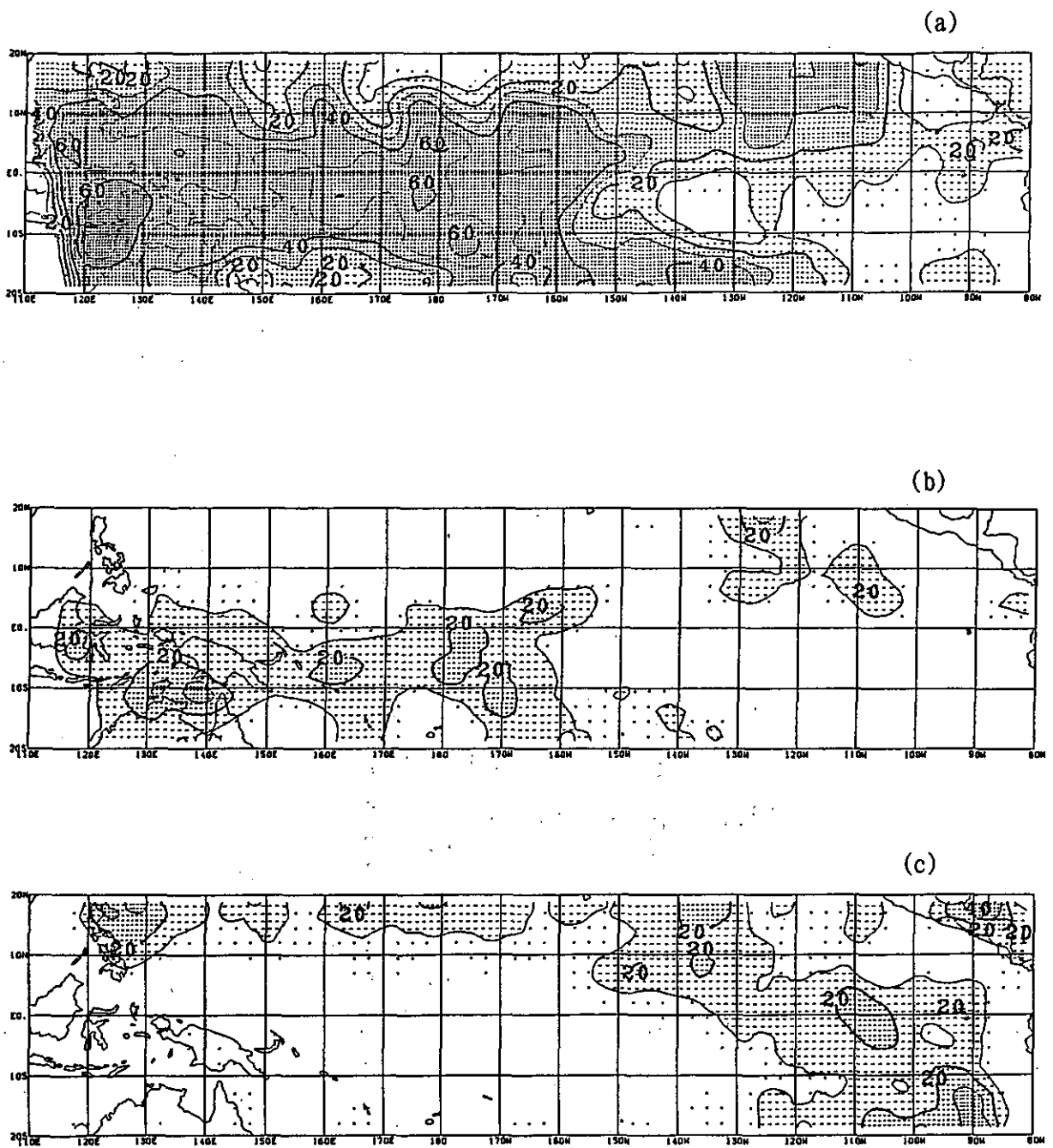


図4.5.2 Split Window による算出された巻雲 (a)、積乱雲 (b)、積雲・層積雲 (c) の雲量分布図 (1987年2月)

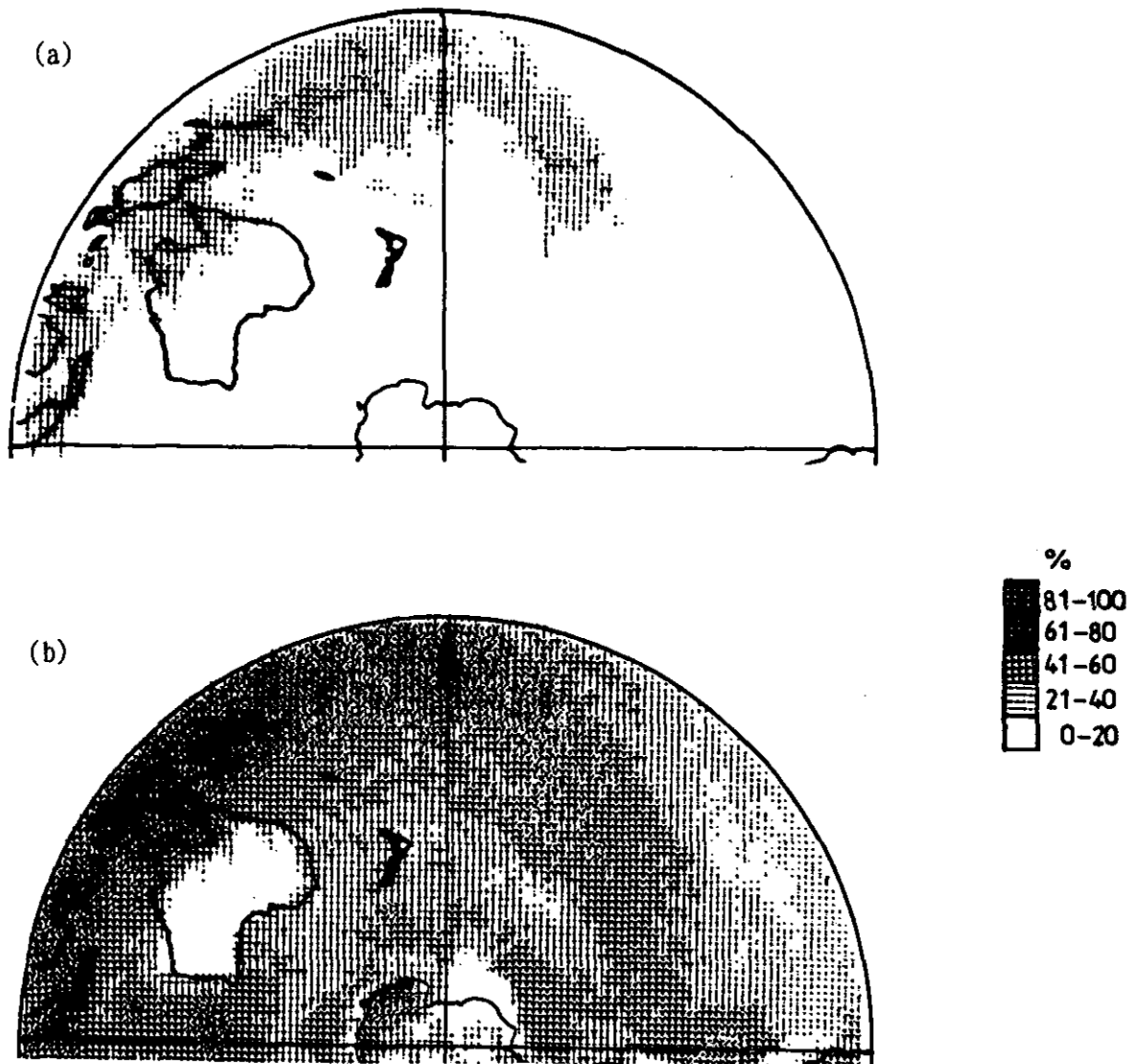


図4.5.3 3D雲解析法による上層雲 (a)、下層雲 (b) の雲量分布 (1979年1月) (after Henderson-Sellers²⁰⁾)

(6) 巻雲の地理的分布

これまで述べたように衛星による巻雲の観測は難しく、巻雲の地理的分布を示した解析は少ない。初期のものとしては、Barton²¹⁾が示したNimbus-4のSCRの $2.7\mu\text{m}$ の太陽光の反射を用いて巻雲を含めた上層雲の観測頻度分布 (図4.5.4) や、Woodbury and McCormic²²⁾が示したSAGEのデータを用いた巻雲の観測頻度分布 (図4.5.5) がある。最近のものとしてはRossov and Lacis²³⁾が示したNOAA-5のSRの可視、赤外データによる巻雲の雲量 (図4.5.6)、Stowe et al.²⁴⁾がNimbus-7の赤外とTOMSのUVデータを用いた巻雲の雲量 (図4.5.7)、Prabhakara et al.¹⁵⁾によるNimbus-4のIRISの $10.8\mu\text{m}$ と $12.6\mu\text{m}$ の輝度温度差の分布 (図4.5.8)、Wylie and Menzel²⁵⁾がNOAAのHIRSを用いて算定した巻雲の雲量 (図4.5.9) や、Hartmann et al.²⁶⁾がISCCP Cデータをまとめた巻雲の雲量 (図4.5.10) がある。

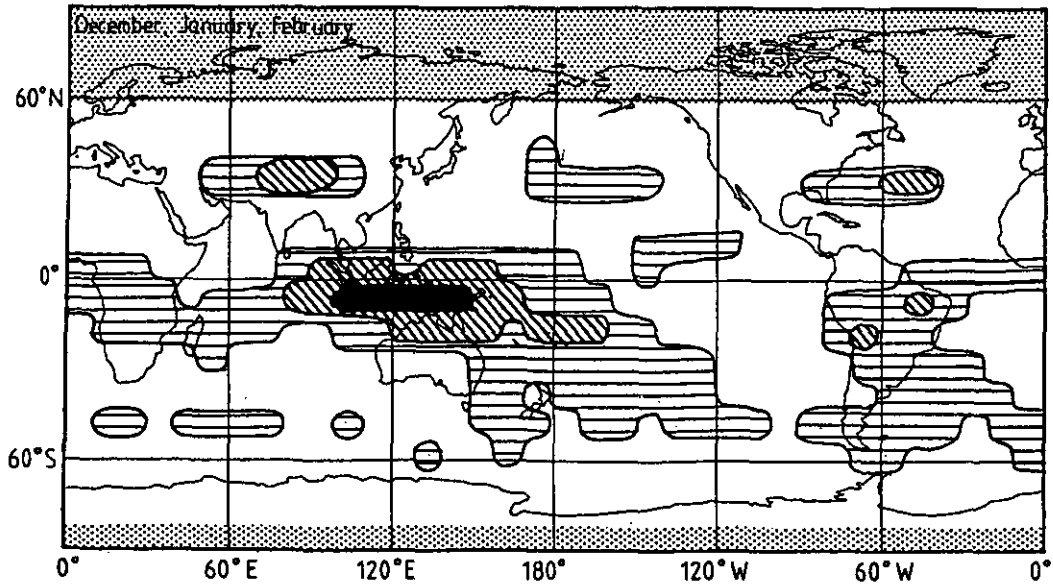


図 4. 5. 4 $2.7\mu\text{m}$ の反射率から算定された上層雲の観測頻度分布図 (1972-1975年の12月、1月、2月) (after Barton²¹⁾)

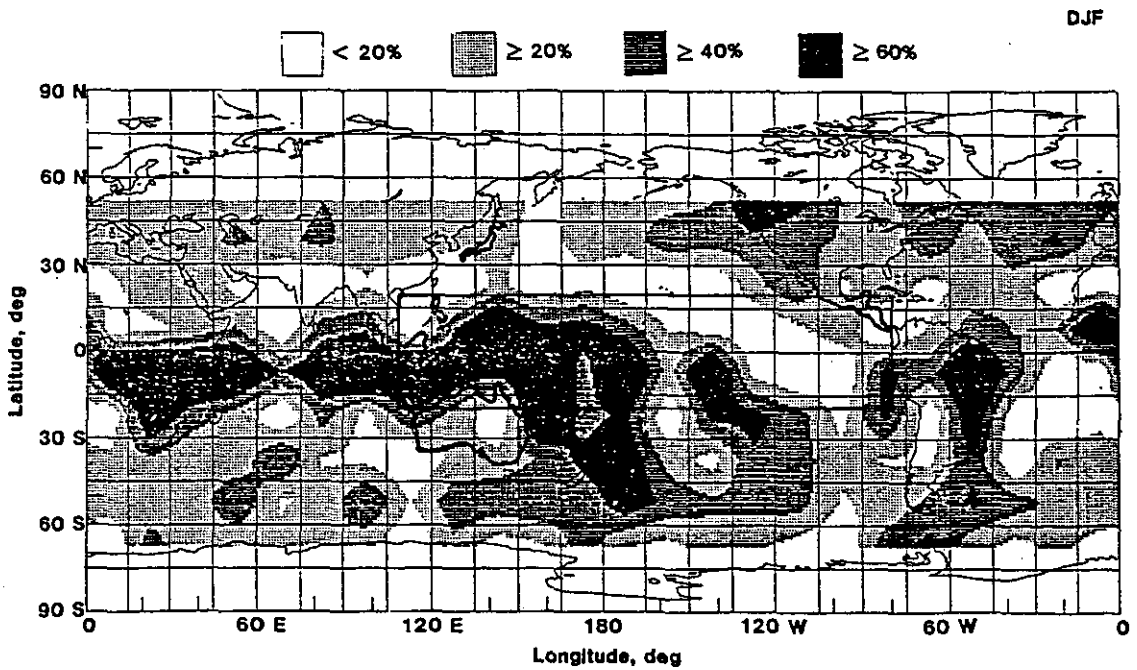


図 4. 5. 5 SAGEによる巻雲の観測頻度分布図 (1979-1981年12月、1月、2月) (after Woodbury and McCormick²²⁾)

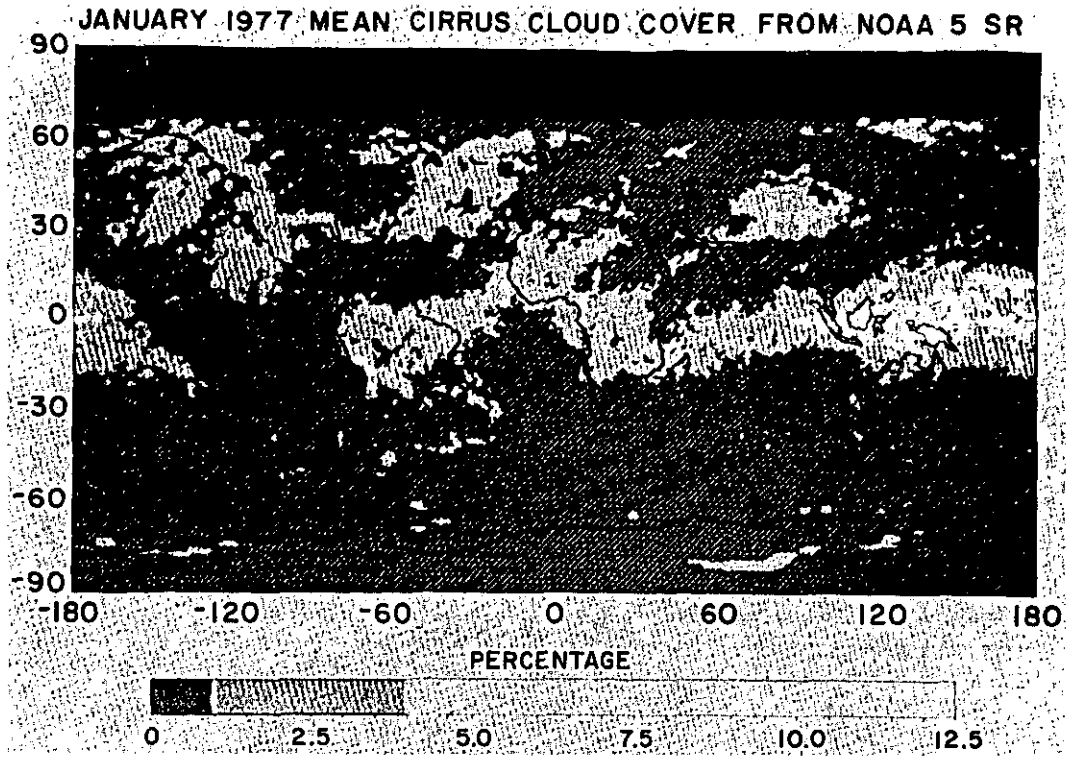


図4. 5. 6 NOAAのSRによる巻雲の雲量分布図 (1977年1月)
(after Rossow and Lacis²³⁾)

NIMBUS-7 CIRRUS CLOUD JAN 1980

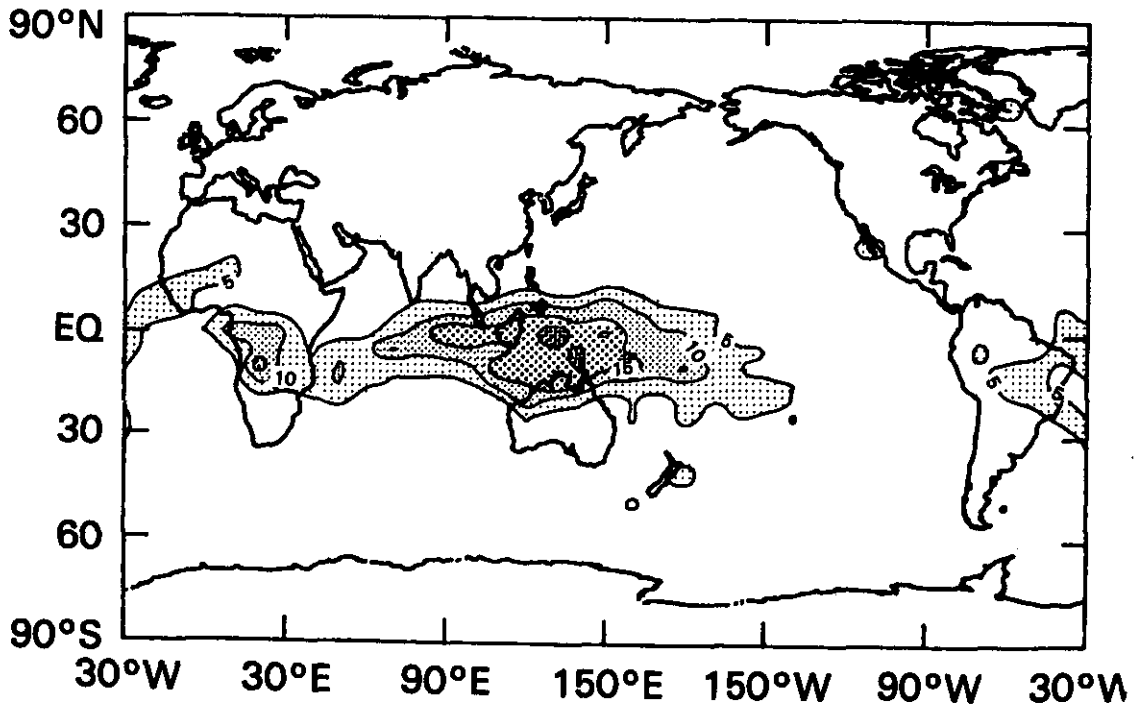


図4. 5. 7 Nimbus-7 による巻雲の雲量分布図 (1980年1月)
(after Stowe et al.²⁴⁾)

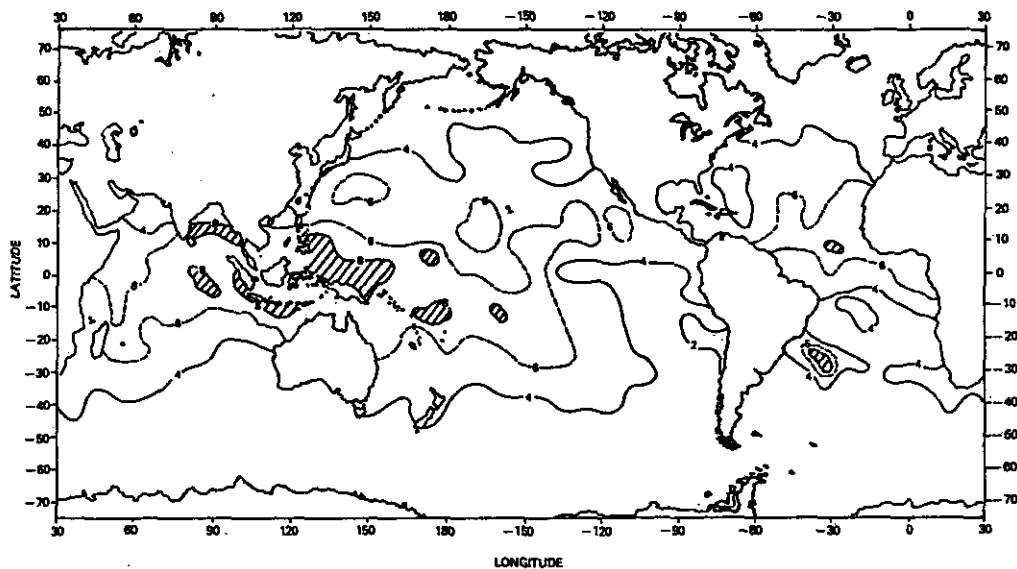


図 4. 5. 8 IRISによる輝度温度差の分布図 (1970年12月、1971年1月)
(after Prabhakara et al. ¹⁵⁾)

TRANSMISSIVE CLOUD
DECEMBER JANUARY FEBRUARY



図 4. 5. 9 HIRSによる巻雲の分布図 (1989-1991年の12月、1月、2月)
白いほど高い観測頻度を示す。
(after Wylie and Menzel ²⁵⁾)

DJF High Thin

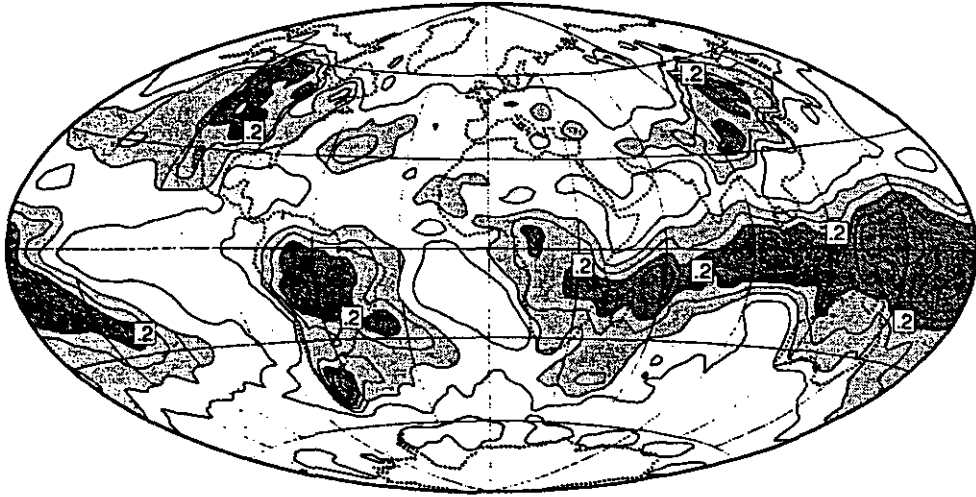


図4. 5. 10 ISCCPのCデータによる巻雲の分布図 (1985年12月、1986年1月、2月)
(after Hartmann et al. ²⁶⁾)

各図とも同じ期間の統計値を示したのではなく単位も異なるので、定量的な比較はむずかしい。ただ、基本的に可視、赤外を用いた図4.5.6、4.5.7、4.5.10では巻雲の雲量が Split Window に比べ少なめに出ているといえる。また、低緯度について見れば各アルゴリズムとも積雲対流活動の活発な領域に巻雲が存在しやすいことを示している。エーロゾルの観測に用いられるSAGEによる巻雲の空間的分布および非常に高い値を示す発生頻度は気象研究者によって非常に注目され、別の手段での評価が望まれている²⁷⁾。SAGEは地球の周辺を観測するため水平分解能は $\sim 100\text{km}$ であり熱帯での観測頻度も少ない。この点 Split Window は地球を高空間分解能で観測したもので、図4.5.2では60%以上の高い雲量を示しており巻雲観測に有効なセンサーと考える。

(7) 巻雲の温度 (高度) の観測

Szejwach²⁸⁾は Desbois et al⁹⁾を發展させ $6.7\mu\text{m}$ と $11\mu\text{m}$ の赤外2チャンネルを用いて巻雲の温度を算定することを提案した。この論文では $6.7\mu\text{m}$ と $11\mu\text{m}$ で巻雲の射出率が同じであることを仮定している。METEOSAT の $6.7\mu\text{m}$ のデータにノイズが多く簡便法を用いて温度を算定している。井上²⁹⁾はNOAAに搭載されたHIRSの $6.7\mu\text{m}$ と $10\mu\text{m}$ を用いてSzejwach²⁸⁾の手法を検証した。視察などにより巻雲を含む画素が2点あれば原理的に温度を決定することはできるが誤差が大きく、相当数の画素が必要となる。したがって、HIRSの空間分解能が $\sim 17\text{km}$ であることから、巻雲の詳細な温度分布算定は困難ではあり、 $\sim 200\text{km}$ のスケールのジェット気流に伴うような巻雲についての平均的な温度を算定するにはまずまずであることを示した。一般に温度から高度への変換は近傍のラジオゾンデか数値予報の高度-気温関係を用いる。ここでの問題点としては、各画素が巻雲を含んでいるかどうかの客観的な判別法の開発が必要なことである。

また、Inoue¹³⁾は $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ のデータから巻雲の温度と有効射出率を算出する手法を開発した。ここでは巻雲の消散係数が巻雲の幾何的な厚さのみの関数と仮定しているため

氷晶の粒径分布の違いにより誤差が発生する。図4.5.11に積乱雲に伴うアンピルの巻雲について $\sim 2 \times 2 \text{ km}^2$ ごとの算出結果の空間分布を示す。積乱雲域が227Kを示し、アンピル域ではらつきは大きいもののこれに近い値を示している（例えば有効射出率が0.4で228K等）。このようにSplit Windowにより巻雲の温度（高度）分布の詳細な解析が可能であるが、表4.5.1に統計的な結果も示しているように巻雲の温度算定精度としては高度に換算して約1 kmの精度を示すのがやっとなという現状である。

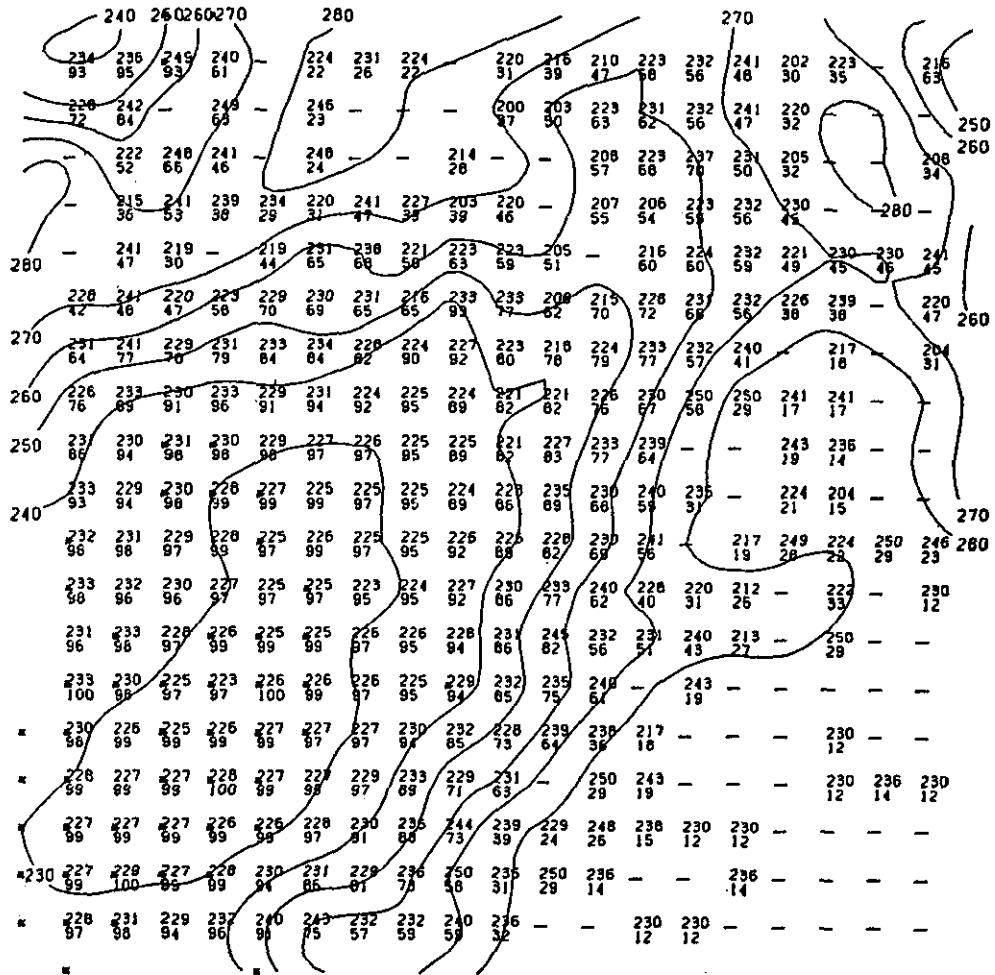


図4.5.11 Split window のよる雲頂温度および有効射出率の算出例。
上段に温度 (K)、下段に射出率 (x0.01) を示す。

表4.5.1 積乱雲から広がる巻雲についての有効射出率ごとにまとめた雲頂温度の算出統計値

Emissivity (CH-4)	1.0~0.95	0.95~0.8	0.8~0.6	0.6~0.4	0.4~0.2	0.2~	
Cirrus a	mean r. m. s. # of data	233.4 4.3 42	238.4 6.0 168	234.1 8.0 42	229.0 8.3 39	221.0 13.0 27	218.5 11.4 4
Cirrus b	mean r. m. s. # of data	215.3 2.7 30	218.9 6.2 101	223.6 9.8 41	219.6 9.8 54	220.6 11.4 53	220.0 16.2 13
Cirrus c	mean r. m. s. # of data	227.4 2.8 22	230.0 4.5 147	228.6 5.4 79	221.9 9.6 72	218.6 12.2 46	213.7 5.6 4
Cirrus d	mean r. m. s. # of data	228.5 2.5 50	229.7 5.6 96	231.6 8.4 57	227.3 11.7 72	227.5 15.5 65	230.5 10.3 27
Cirrus A	mean r. m. s. # of data	215.4 1.4 13	217.3 4.4 37	222.7 9.5 45	223.1 11.2 55	228.7 15.2 78	237.3 10.3 17

4.5.3 衛星搭載レーザーレーダー

このように気象衛星による巻雲の観測は現在でもまだ十分とは言えない。また、巻雲の雲気候についてはアルゴリズムにより定量的に一致しているとは言えない。気候変動に与える雲の影響が近年大きな話題となり、巻雲と層積雲の研究の重要性が認識されている今、衛星搭載レーザーレーダーによる観測による雲頂高度、雲底高度、雲の光学的厚さ等従来の衛星では十分な精度で得られていない情報が観測されることの意味は非常に大きいと言える。特に薄い巻雲の下に雲が存在するような多層構造の場合には従来の衛星観測に比べレーザーレーダーの観測が有効であると思われる。衛星搭載レーザーレーダーによる情報をトランスとしてこれまでの衛星による解析アルゴリズムの検証や改良に役立てることができる一方、それ自身気候値として価値の高い雲の情報を提供し、気候モデルの検証や改良にきわめて有効となる。

さらにユーザーとしては委員会で示された40km間隔のスキャン型のレーザーレーダーでかつ、その領域を従来のセンサーが観測することを希望する。これにより従来のアルゴリズムの改良のみならず数百kmのスケールを持つ台風や気象じょう乱等の雲構造の解析に利用できる可能性がでてくる。これまで、衛星による巻雲の雲のパラメータ算出の各種アルゴリズムを検証するトランスデータは非常に少ないと言える。地上からのレーザーレーダーやミリ波による観測や航空機による放射や雲物理の観測と衛星の観測を同期させた解析はきわめて少ない。レーザーレーダーと従来の気象衛星に搭載された観測器（可視、赤外、Split Window）を同じ衛星に搭載し同時刻、同一領域での雲観測は非常に望まれるデータセットと言えよう。

参考文献

- 1) Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- 2) Huges, N.A., 1984: Global cloud climatologies: A historical review. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 724-751.
- 3) 加藤一靖、1980: 気象衛星の画像データによる客観的雲形判別方法について、気象衛星センター技術報告 第3号、37-54.
- 4) 加藤一靖、石川正勝、1982: GMS画像データによる客観的雲頂高度算出処理について、気象衛星センター技術報告、第5号、1-24.
- 5) Rossow, W.B., F. Mosher, E. Kinsella, A. Arking, M. Debois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Seze, C. Simmer and E. Smith, 1985: ISCCP cloud algorithm intercomparison. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 877-903.
- 6) Fritz, S. and P. K. Rao, 1967: On the infrared transmission through cirrus clouds and the estimation of relative humidity from satellites. *J. Appl. Meteor.*, 6, 1088-1096.
- 7) Lo, R. C. and D. R. Johnson, 1971: An investigation of cloud distribution from satellite infrared radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 599-605.
- 8) Shenk, W.E., R. J. Holub and R. A. Neff, 1976: A multispectral cloud type identification method developed for tropical ocean area with Nimbus-3 MRIR measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 284-291.
- 9) Desbois, M., G. Seze and G. Szejwach, 1982: Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery: Application to high-level clouds. *J. Appl. Meteor.*, 21, 401-412.
- 10) Wylie, D. P. and W. P. Menzel, 1989: Two years of cloud cover statistics using VAS. *J. Climate*, 2, 1-13.
- 11) Rossow, W. B., 1989: Measuring cloud properties from space: A review. *J. Climate*, 2, 201-213
- 12) Rossow, L. C. Garder, P-J Lu and A. Walker, 1991: International satellite cloud climatology project (ISCCP) documentation of cloud data. *WMPO/TD - No. 266.*
- 13) Inoue, T., 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the $10\mu\text{m}$ window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 88-99.
- 14) Yamanouchi, T., K. Suzuki and S. Kawaguchi, 1987: Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 949-961.
- 15) Prabhakara, C., R. S. Fraser, G. Dalu, M. L. C. Wu, R. J. Curran and T. Styles, 1988: Thin Cirrus Clouds: seasonal distribution over oceans deduced from

- Nimbus-4 IRIS. *J. Appl. Meteor.*, 27, 379-399.
- 16) Parol, F., J.C. Buring, G. Brogniez and Y. Fouquart, 1991: Information content of AVHRR channel 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *J. Appl. Meteor.*, 30, 973-984.
- 17) Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA-7 split window measurements. *J. Geophys. Res.*, 92, 3991-4000.
- 18) Inoue, T., 1989: Features of clouds over the tropical Pacific during northern hemispheric winter derived from split window measurements.
- 19) 井上豊志郎, S. Ackerman, 1992: Split Windowによる雲型とERBE、日本気象学会予稿集 (62)
- 20) Henderson-Sellers, A., 1986: Layer cloud amounts for January and July 1979 from 3D-Nephanalysis. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 118-132.
- 21) Barton, I.J., 1983: Upper level cloud climatology from an orbiting satellite. *J. Atmos. Sci.*, 40, 435-447.
- 22) Woodbury, G.E. and M.P. McCormick, 1986: Zonal and geographical distributions of cirrus clouds determined from SAGE data. *J. Geophys. Res.*, 91, 2775-2785.
- 23) Rossow, W.B. and A.A. Lacis, 1990: Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part II: Cloud properties and radiative effects. *J. Climate*, 3, 1204-1253.
- 24) Stowe, L.L., H.Y.M. Yeh, T.F. Eck, C.G. Wellemeier, H.L. Kyle and the Nimbus-7 cloud data processing team, 1989: Nimbus-7 global cloud climatology. Part II: First year results. *J. Climate*, 2, 671-709.
- 25) Wylie, D.P. and W.P. Menzel, 1991: Two years of global cirrus cloud statistics using HIRS. Technical Proceedings Sixth International TOVS Study Conference. Airlie, Virginia, U.S.A.
- 28) 井上豊志郎, 1987: 水蒸気および窓チャンネルによる絹雲の観測、日本気象学会予稿集 (51)
- 26) Hartmann, D.L., M.E. Ockert-Bell and M.L. Michelsen, 1992: The effect of cloud type on earth's energy balance: global analysis. *J. Climate*, 5, 1281-1304.
- 27) Liou, K., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1167-1199.
- 28) Szejwach, G., 1982: Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: Application to METEOSAT. *J. Appl. Meteor.*, 21, 384-393.

4. 6 衛星搭載レーザーレーダーと受動型衛星センサー

4. 6. 1 はじめに

ここでは、今までの受動型衛星センサー（いわゆる可視、赤外およびマイクロ波領域に感度を持つ様々な種類の放射計）による雲観測の問題点に触れ、それらを簡単に議論した上で、衛星からのレーザーレーダー観測を組み合わせた場合の利点について考えることにする。

4. 6. 2 受動型衛星センサーによる雲観測の問題点

衛星観測によって雲の定量的評価を行う場合、一般には、次の3つのプロセスが重要である。すなわち、

- (1) 雲の判別
- (2) 放射モデル
- (3) 統計処理

である¹⁾。

(1) は、ある領域での雲量を求める際にはもちろんのこと、(2) を通して雲水量や雲粒有効半径等を推定する際にも、まず各々のピクセルが雲を含むか否かを判別し、雲を含む場合にはピクセルが一様な雲で覆われているという前提のもとに解析が行われているので、そのような意味においても重要といえる。現在、様々な衛星データの解析でよく使われている可視域と赤外域による雲判別を考えると、一般には、可視域では反射率の大きいところを雲、小さいところを地（海）表面と判別し、赤外域では放射輝度温度の低いところを雲、高いところを地（海）表面を判別する。また、これらの2つを組み合わせることによっても判別を行っている。しかしながら、これらの方法では判別できない場合がある。例えば、METEOSAT-2で観測されたある領域での赤外データのヒストグラムを示すと図1のようになるが¹⁾、この図からこれらの領域の雲量を見積ることは困難であることが分かる。この図では、横軸のカウント値110がおおよそ輝度温度292Kに相当し、これより温度の低いもの（図4.6.1ではカウント値の大きいもの）を雲と考えるわけであるが、左の領域ではそれほどでもないが、右の領域では、この温度のしきい値が少しでも違うと、推定雲量に大きな影響を与えることになる。また、同じ輝度温度でも一つのピクセル内の雲の状態は様々なものが考えられ、これも、正確な雲量の推定に大きな影響を及ぼしている。図4.6.2に3種類の雲のパターンを示すが、これらいずれの場合にも、可視の反射率、赤外の放射輝度温度は同じになり、判別できない。すなわち、薄くて低い雲が一面を覆っている場合と、比較的厚くて雲頂高度が高い雲が部分的に覆っている場合では、ピクセル内の雲の光学的厚さ、雲頂高度、雲量等を組み合わせることによって、同じような可視、赤外の放射量を作れることになる²⁾。

次に、(2) は雲のモデルを仮定して衛星から観測される放射量を計算し、観測値と比較することにより各種雲パラメーターを求めるというものである。この場合、少なくともピクセル内においては雲は一層で均質なものと仮定される。しかしながら、実際の雲は、特に熱帯などでは下層雲そのものもかなり不均質であるほか、巻雲等の薄くて高い雲が頻繁に出現するので、それらの判別を行った上で解析を行わないと、雲パラメーター（雲水量、雲粒粒径等）を正確に求めることはできない。今のところ、受動型衛星センサーによる観測ではこのような、雲の多層構造に関する情報は全く得られないというのが現状であ

る。また、最近では衛星搭載マイクロ波センサーによる雲水量や降雨量の観測が行われるようになってきたが、マイクロ波センサーは空間分解能が悪く、数kmから数十kmであるためにその中の雲や雨の不均質性による影響を受けやすい³⁾。

(3)については、どの衛星も時空間的に連続ではなく、ある間隔を持って観測しているわけであるから、そのようなデータから実際の雲がどうなっているかということをはっきりさせる場合、避けては通れない問題である。理想的には、雲の空間変動スケールに比べて十分に小さい視野で連続的にデータをとることが必要であるが、一般には、太陽同期の極軌道衛星では一日二回、ランドサット等の高空間分解能の衛星では十数日に一回しか同じ場所を観測することができない。時間分解能という意味では静止気象衛星は他のものに比べて極めて良いといえるが、軌道が地球から遠く離れているので、観測される波長分解能や空間分解能に限界が生じてくることは否めない。また、各々のピクセルもある有限の大きさを持っているわけで、そういう意味では最小単位の個々のデータが、すでにある領域で平均をとるという一種の統計処理を施されたものになっているので、常にそのことを頭に入れて解析を行う必要がある。

4. 6. 3 衛星搭載レーザーレーダーへの期待

上に述べたように、受動型のセンサーでは、雲の判別および放射モデルを通して雲パラメーターを求める際に重要な、雲の鉛直、水平構造を推定することは極めて難しい。その点、レーザーレーダー等の能動型リモートセンシングを用いれば、例えば、図4. 6. 2に示されているような、可視、赤外の観測からは容易に判別できない雲の構造の違いについても、判別することが可能になってくると考えられる。ただし、地球をとりまく各種受動型センサーを持った衛星とレーザーレーダーを搭載した衛星が観測する領域は、静止気象衛星を除いては、完全に同期させることは難しい。また、現在のところ、衛星搭載型レーザーレーダーのフットプリントは100m程度、観測点の間隔は数百mなので、静止衛星データとの組み合わせについてもピクセルごとの比較は極めて難しい。従って、極軌道衛星等、時間のズレが生じる衛星との組み合わせに関しては、実際にはある程度広い領域での統計処理が必要になり、衛星搭載レーザーレーダーをより有効に利用するためには、この点が鍵になるものと思われる。

4. 6. 4 むすび

以上述べたように、従来から用いられている様々な受動型衛星センサーと、能動型センサーである衛星搭載レーザーレーダーを組み合わせる観測を行うことは、極めて有意義であると考えられる。衛星からの雲観測における能動型センサーとして、最近ではミリ波を用いた衛星搭載雲レーダーの話題が目につくようになってきた。雲レーダーは雲粒による後方散乱のシグナルは弱いですが、途中の減衰も小さい。一方、レーザーレーダーはその逆で、シグナルも強いかわりに減衰も大きいので、各々の特徴を良く考えて研究を進める必要がある。現実問題としては、レーザーレーダーの方がフィージビリティはありそうであるが、10年先には雲レーダーもかなり有力な観測手段のひとつになってくるものと考えられるので、今後も引続き様々な角度からの検討が望まれる。

参考文献

- 1) W. B. Rossow: Measuring cloud properties from space: A review. *J. Climate*, 2 (1989), 201-213.
- 2) A. Arking, J. D. Childs and J. Merritt: Remote sensing of cloud cover parameters. *Atmospheric Radiation: Progress and Prospects* (Proceedings of the Beijing International Radiation Symposium, Beijing, China, August 26-30 1986), 473-488.
- 3) C. Kummerow and J. A. Weinman: Determining microwave brightness temperatures from precipitating horizontally finite and vertically structured clouds. *J. Geophys. Res.*, 93 (1988), 3720-3728.

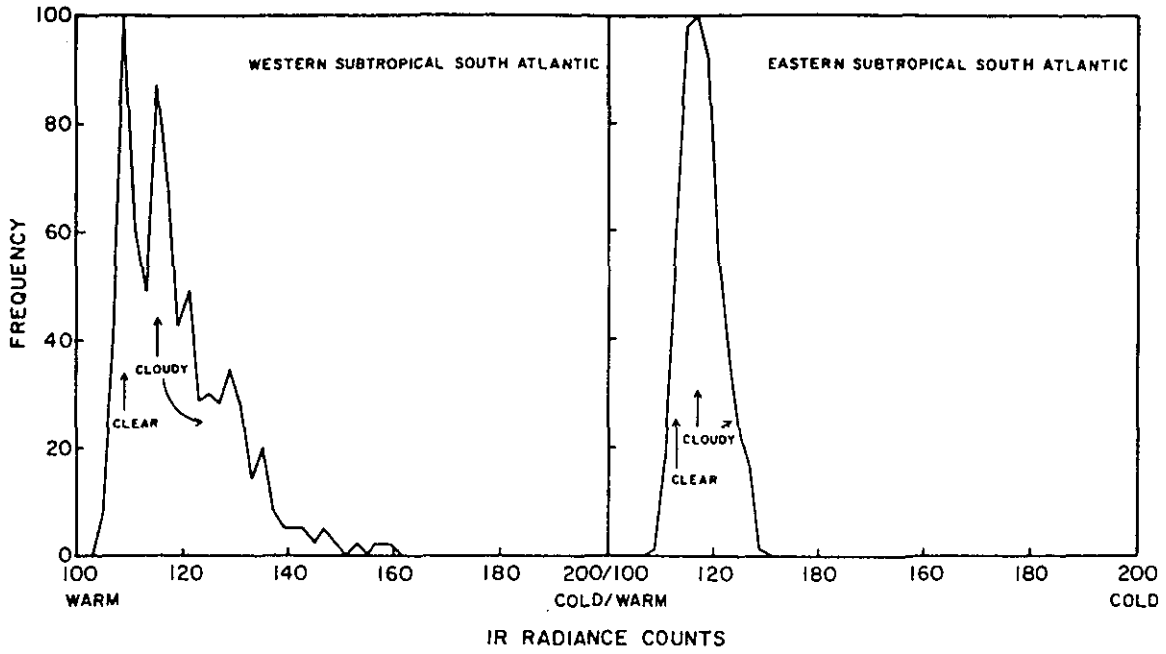


図4. 6. 1、METEOSAT-2で観測された南大西洋のある領域での赤外データのヒストグラム。横軸のカウント値は値が大きい方が輝度温度の小さいものに対応している¹⁾。

NON-UNIQUENESS PROBLEM

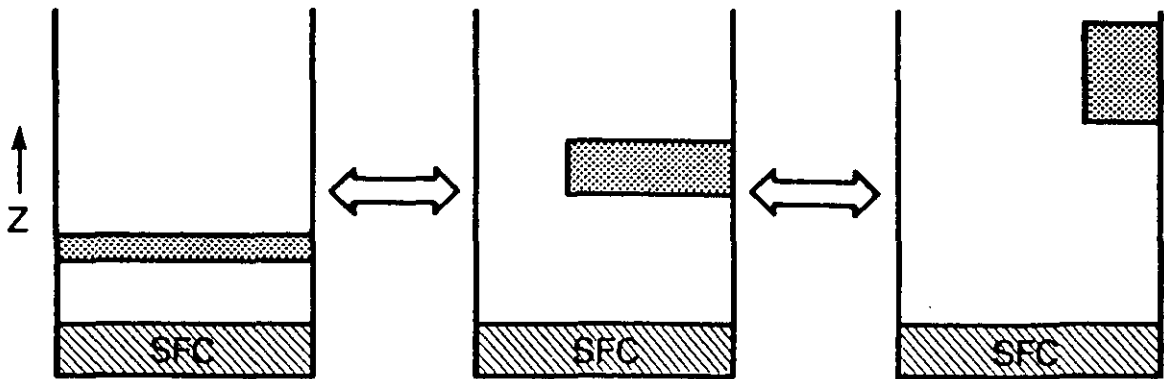


図4. 6. 2、可視および赤外域において等価な放射量を与える雲のパターン²⁾。

4-7 極域観測

極域大気は中低緯度に比較して遙かに微妙な平衡状態でその環境を維持している。そのため、極大気は全地球的に微小な環境・気候の変動に対して、いち早く大きな反応を示す。人工起源の塩素化合物に端を発する極域成層圏オゾン破壊はその顕緒な例であろう。また、北極ヘイズは中緯度の人間活動が直接、北極大気を汚染している例として知られている。

極域大気はこのように、大気環境の変動を大きく写し出す鏡として捉えられている。しかしながら、環境の厳しさや、そこに達すること自体の難しさから、極域での観測は、現在のところ、限られた数の基地か、数少ない集中観測に限られている。特に人工密度の高い北欧やカナダに隣接した北極域の観測体制の貧弱さに関しては、幾分驚きの念すら感ずる所である。

この様な観点から、北極域での観測強化が欧米を中心とした各国ですすめられている。我が国のいくつかのグループも、カナダ（気象研・通信総研）、アラスカ（名古屋大・通信総研）、スピッツベルゲン（極地研・名古屋大）のそれぞれの地点に観測拠点を設け、もしくは設けようとしているところである。

南北極域を比較した場合、北極域は北半球の陸地の影響により、大気の流れが複雑であり、限られた数の地上からの観測では、大気環境の全体像を捉えるのには不十分と言わざるを得ない。

北極域におけるオゾン破壊は極渦の発達する冬季1月を中心に進むが、高次の惑星波の効果で渦の大きさは南極のそれに比較して遙かに小さい。極成層圏雲はこの極渦の中心に出現する。このため、オゾン破壊の平均を見積るには、これに強い係わりを持つ極成層圏雲を、高い水平密度で観測しなければならない。北極域の観測基地の配置を見ると、北欧、スピッツベルゲン、グリーンランド、極カナダ、アラスカ、ロシアと北極海沿岸の国々に、平均して約1000 kmおきに分布している。北極渦の中心のスケールが約1000 km程度であることを考えると、観測基地の密度は不十分と言わざるを得ない。しかしながら、すでに述べた極域の条件からこの数を大きく増すことはほとんど不可能であろうと思われる。

北極ヘイズに関しては、欧州、北米を中心とした人口稠密な地域からの汚染物資の移流によると考えられているが、輸送の詳しい形態については不明な点が多い。北極ヘイズの観測に関してもそれが輸送される北極海上での観測が皆無に等しく、極域全体でのヘイズの分布が捉えられたことはない。

極域の巻雲は極域の輻射過程に大きな影響を持つ。しかしながら、上記と同様の理由で地上からの測定は数が限られる。また極域は通常の静止軌道の気象衛星からでは観測が困難な地域でもある。

レーザレーダはこのような極成層圏雲、北極ヘイズ、巻雲等の分布を観測するのに最適の測定器である。筆者らは本年2、3月アラスカ中心部、ポーカフラットにて大気のライダー観測を実施した。結果の一例を図1に示す。この例では高度14 kmを中心としたピナツボ火山雲層と高度6から10 kmにかけての巻雲の層が見られる。この前日、巻雲のない日の観測では成層圏ピナツボ層の底の部分は対流圏界面以下1~2 kmの対流圏上端、14日の巻雲の存在した高度まで達していた。成層圏硫酸エアロゾルが対流圏にまで落下

してきて雲核として雲を作る可能性が以前から指摘されており、特に成層圏大気が対流圏に戻って来る極域での成層圏エアロゾルと巻雲間の相互作用は観測対象として興味深いと思われる。

極軌道衛星搭載ライダーによる観測が実現すれば、数百キロの水平分解能での測定が可能となり、観測点の限られている上記極域、特に北極域の大気現象の解明に寄与するところが大きであろうと考えられる。

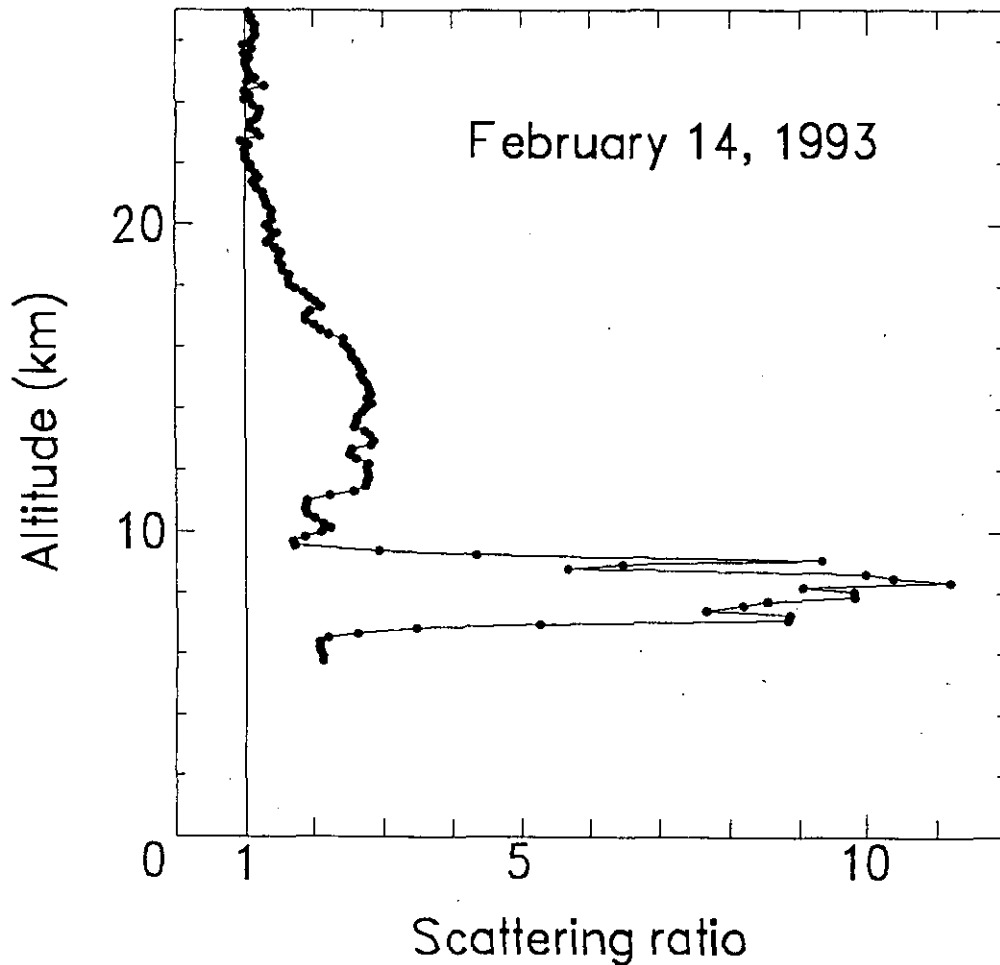


図4. 7. 1 アラスカ、ポーカフラット (65° N、147° W) で観測された成層圏ピナツボ火山雲及び上部対流圏巻雲。

5. 衛星搭載レーザーレーダー開発の国際的取り組みの状況

5. 1 大気観測用レーザーレーダー

1992年6月フランスのパリ市郊外ジュイ・アン・ジョサスにあるトムソンキャンパスにおいて、ESA、NASA、NASDA、WCRPの共催のもとにCNESが主催者となり、GEWEX (Global Energy and Water Experiment 全球エネルギー水循環実験) に関する能動センサー及び太陽非同期宇宙ミッション国際シンポジウムが開かれた。この会議の中で各国の衛星搭載レーザーレーダーの取り組み状況について詳しく発表された。

日本から東北工大の浅井が風向・風速分布を測定するためのコヒーレントドップラーライダーの専門家として、気象研の内野がエアロゾルや雲などの分布を測定するための大気ライダー (Backscatter Lidar、ミー散乱を測定するのでミーライダーとも呼ばれる) と、水蒸気分布を測定するための差分吸収法ライダー (DIAL、Differential Absorption Lidar) の専門家としてNASDAの援助のもとにRESTECを通じて出席した。ここでは大気ライダーとDIALについて会議の主な内容を報告することで各国の衛星搭載レーザーレーダーに関する取り組みの状況を把握して頂きたい。

5. 1. 1 大気ライダー (Backscatter Lidar)

(1) ATLID (Atmospheric Lidar)

ATLID (Atmospheric Lidar) はESAの衛星搭載大気ライダー計画で、1987年の初期の計画では、パルス出力エネルギー $E=1$ J、繰り返し周波数 $p=10$ Hzのフラッシュランプ励起のNd:YAGレーザーが考えられたが、効率と寿命の点から、現在は半導体レーザー (LD) 励起で100 mJ、100 HzのNd:YAGレーザーと口径 $D=50$ cmの受信望遠鏡を利用して雲の高度、広がり、光学的厚さ、偏光解消度の観測及びPBL (大気境界層) の高さを観測するために、平面鏡を利用したスキャン型ライダーの検討が開始されている。3日で地球の全域をカバーするためには800 kmの衛星高度で観測幅 (swath width) は1400 km必要である。このライダー装置で、雲頂高度を1km x 1km、PBLを100 km x 100kmのグリッドメッシュで高度分解能100 mで測定する。このような測定から気温の逆転層の高度の情報も得られる。その情報をもとにパッシブセンサーによる気温の高度分布の精度の向上が得られることがシミュレーションを用いて示された。

(2) LITE (Lidar-In-Space Technology Experiment)

NASAによるスペースシャトルを用いたライダーの基礎実験で、1994年6月に第1回目の実験が予定されている。Nd:YAGレーザーの3波長 (1064 nm、532 nm、355 nm) と口径1mの受信望遠鏡を用いたライダーで雲や対流圏や成層圏のエアロゾル、成層圏の大気密度や気温擾乱、境界層の研究を行う。スペースシャトルの軌道傾斜角は28.5度が予定されているので、主に赤道や亜熱帯の観測になる。第2回目の実験が1年後の1995年に予定されている (軌道傾斜角57度を予定)。その後水蒸気観測用DIALや中間圏の金属原子層などの観測も考えられている。

(3) ALISSA (l'Atmosphere par Lidar Sur SAliout)

この計画はフランスとロシア共同のミール搭載ライダー実験で、Nd:YAGレーザー (波長

$\lambda=532\text{ nm}$ 、出力 $E=40\text{ mJ}$ 、パルス繰り返し数 $p=50\text{ Hz}$) と口径 $D=40\text{ cm}$ のライダーを用いて、高度分解能 150 m 、水平分解能 1 km でエアロゾルや雲の分布の観測を行う。計測はホトンカントで夜間行う。海面からの反射のアナログ計測から雲高度の海面からの高度を 150 m の分解能で測定する。

(4) 日本の大気ライダー研究の現状とスペースライダーのフィジビリティ研究

1991年6月15日と16日にフィリピンのピナトゥボ火山爆発に伴う成層圏エアロゾルの急増とその拡散過程を調べるために日本では、三国立研究所と四大学が緊急に観測を開始するなど日本のライダーグループのアクティビティの高さをまず紹介した。この中で気象研究所(MRI)と通信研究所(CRL)は新たに日本の南の沖縄と北の稚内に新しくライダーを設置し観測を継続している。

航空機搭載ライダーについてはMRIのNd:YAGレーザーの波長 532 nm を利用した小型ライダーの開発とそれを用いた関西上空での航空機実験を紹介した。特に松山市上空では、高濃度のエアロゾルが海陸風により陸域から瀬戸内海上へひろがっている様子が観測され、航空機搭載ライダーが対流圏下層の汚染大気の観測に有用であることを示した。

5. 1. 2 DIAL

(1) 日本でのDIAL研究開発状況

日本はエキシマーレーザーを用いた成層圏オゾン層のDIAL観測手法の開発と観測で世界的に大きく貢献した。GEWEXで重要なセンサーとなる水蒸気観測のためのDIALは現在九州大でアレキサンドライトレーザーを用いて、都立大、MRIなどではチタンサファイヤレーザー(Ti:Sapphire)を利用した開発が進められている。この水蒸気観測のためのDIALでは特にレーザーのスペクトルの狭帯化と安定性および水蒸気吸収線への同調技術の開発が重要である。現在波長幅 $5\sim 6\text{ pm}$ のレーザーを利用し、水蒸気の吸収セルやオプトガルバニック法とウェーブメーターを用いて、水蒸気吸収線への同調を行い予備的なライダー観測が行われつつある。また光音響セル(Photo acoustic cell)を用いた方法は簡便で小型に製作できるので飛翔体搭載用に向いている。

今後衛星搭載を目指した航空機搭載の大気観測用ライダーや水蒸気観測用のDIALライダーを開発していくためには、小型高効率長寿命のレーザーの開発がまず重要である。光産業技術振興協会とNECは1990-1991年の2年間で、LD励起のNd:YAGレーザーのSHG(532 nm)を励起光にしたTi:SapphireレーザーのDIALライダーを開発し、現在MRIとNECで評価を行っている。

一方NASDAのつくば宇宙センターではLD励起のNd:YAGレーザーによる大気観測用ライダーの研究開発や、LD励起のNd:YAGレーザーのSHGを励起光にしたTi:SapphireレーザーのDIALライダーの研究開発の計画がある。また大気観測用ライダーやDIALのADEOSIIや小型衛星搭載に向けた設計検討がなされている。このことについては5.4を参照されたい。

(2) BEST計画におけるDIAL

CNESがBEST計画で考えている熱帯から亜熱帯域の水蒸気観測用のDIALである。レーザ

一はLD励起の2台のNd:YAGレーザーを用いて、1 msecの間隔で2台のTi:Sapphireレーザーを励起する。それぞれ水蒸気の吸収線 $\lambda_{0.9}$ 用のレーザー出力は $E=300\text{mJ}$ 、吸収線からわずかに離れた $\lambda_{0.7}$ 用には $E=100\text{ mJ}$ 、 $p=5\text{ Hz}$ である。受信望遠鏡は口径50 cm (SiC製) のものを4個用いる。受信視野は 0.5 mrad で、干渉フィルター (バンド幅 $b=1\text{ nm}$ 、透過率 $T=0.9$) とフアブリーペロー干渉計 (FP、 $b=0.06\text{ nm}$ 、 $T=0.35$) で背景光を除去する。

Ti:Sapphireレーザーの最も効率の良い $\lambda\sim 800\text{ nm}$ 付近を利用すると、衛星高度430km \sim 520 km で、DIALシステムとして重量275 kg、容積 $2060\times 1200\times 1200\text{ mm}^2$ 、電力460 W (マージン 20 %) でデータ量として、32 Kb/sとなることが予備設計の段階で予想されている。

このDIALでPBL内及び高度6 km で、それぞれ水平分解能200 km x 200 km、500 km x 500 km、高度分解能 0.5 km、2 km、測定誤差 10 %、20 %がシミュレーションで予想されといる。

(3) LASE (Laser Atmospheric Sensing Experiment)

この計画は成層圏飛行するER-2搭載DIALシステムでパイロット一人で自動的に下層の水蒸気分布を観測する計画で、NASAのラングレー研究センターを中心に開発が長年かけて行われている。最初はアレキサンドライトレーザーで開発を始めたが現在は、Nd:YAGレーザー励起Ti:Sapphireレーザーへ開発が移り、半導体レーザーの ($\lambda\sim 800\text{ nm}$) のTi:Sapphireレーザーへの注入同期により波長幅1 pmのレーザーが実現しているとのことである。このDIALシステムは成層圏 ($\sim 50\text{ mb}$) の薄い空気中でも使用できるようなレーザーやウェーブメータ (FP) が開発されつつあることから将来の衛星搭載に応用できるものと思われる。

アレキサンドライトレーザーと色素レーザーを組み合わせたDIALシステムでは1990 \sim 1991年に数km以下の水蒸気とエーロゾルの航空機観測が行われている。この実験では検出器としてAPDがPMTより昼間の観測ではS/N比がよかったと報告している。

以上のように、各国とも地上ベースの基礎実験をもとに、航空機搭載ライダーの開発を進めてフィールド実験を行い、衛星搭載ライダーに向けた開発を着実に進めていることがわかる。

5. 2 風ベクトル観測のためのコヒーレント・ドップラー・ライダー

5. 2. 1 ドップラー・ライダーについて

温度とともに風ベクトルの正確な高度プロファイルの観測技術の確立が、物理・化学の両過程を通して信頼おける大気モデリングを考える上で、また大気中の物質収支を考える上で大気物理学や大気化学そして気象学の分野から、強く望まれている。一方、対流圏においてはwind shearやclear air turbulenceなど航空機に対し重大な影響を与える空気の乱れの検知は、航空機を恐ろしい事故から未然に防ぐことができる。

レーザのスペクトル純度を $\Delta\lambda/\lambda$ 10⁻⁸程度に高めたライダーは、風のスピードと温度を高度分解能をもって精度よく、リアルタイムに同時に測定可能となる。風ベクトル測定のためのライダーの多くは、大気中に存在する空気分子（主にN₂, O₂, H₂O）やエアロゾル粒子からのレーザ散乱光のドップラーシフトを測定するようなシステム構成となっている。そのため、風ベクトル測定のためのライダーを特にドップラー・ライダーと呼んでいる。

図5. 2. 1にドップラー・シフトの概念を示す。ドップラー・ライダーは、表5. 2. 1が示すように大きく分けて、散乱光の検出方式によりコヒーレント・ドップラー・ライダーとインコヒーレント・ドップラー・ライダーに分類される。

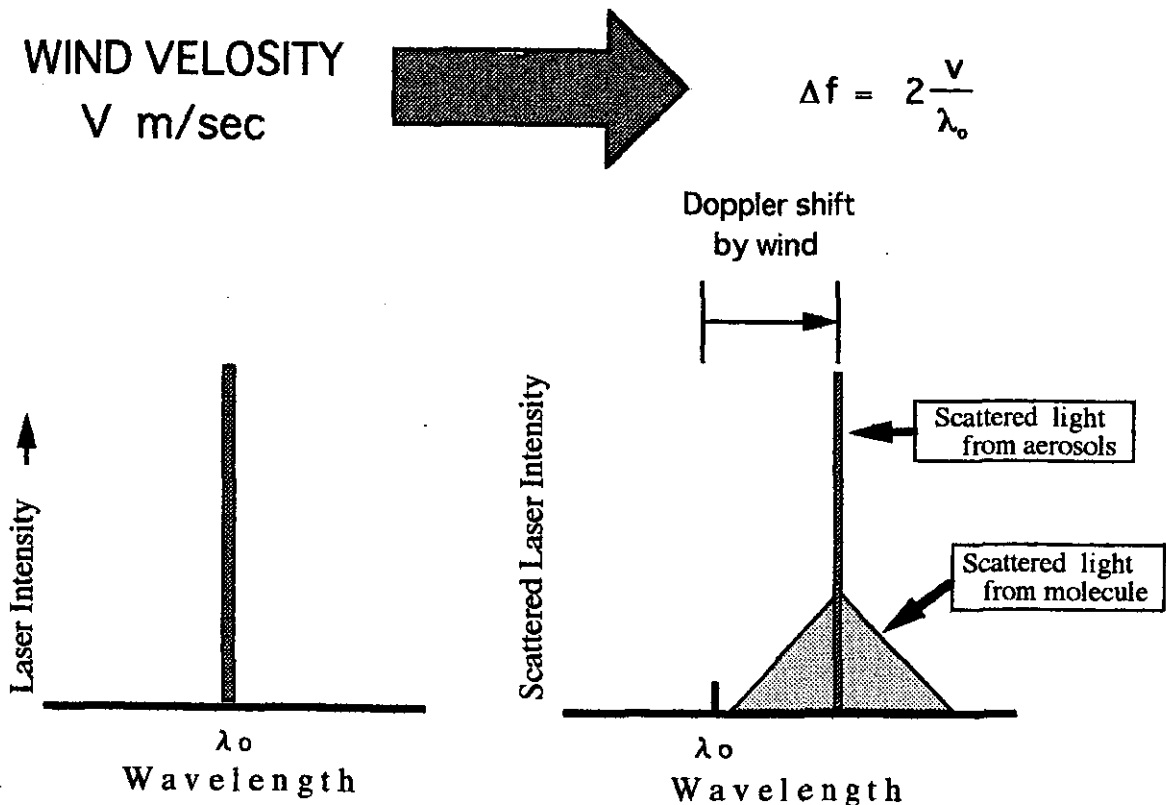


図5. 2. 1 ドップラー・シフトの概念

表5. 2. 1 ドップラーライダーの分類

インコヒーレント・ドップラー・ライダー	<ul style="list-style-type: none"> ・ <u>ウェッジ方式</u> ・ <u>イメージ・プレーン検出器法</u> ・ <u>差分フィルター法</u>
コヒーレント・ドップラー・ライダー	<ul style="list-style-type: none"> ・ <u>パルス・ペア法</u> ・ <u>DET法</u>

CO2レーザやNIRレーザを用いたコヒーレント・ドップラー・ライダーの研究開発は圧倒的に米国で多く、その主な機関はNASA所属の研究センター (Goddard Space Flight Center, Marshall Flight Center, Langley Research Center, Jet Propulsion Laboratory) とNOAA所属のERL /Wave Propagation Laboratoryである。米国におけるシステムの一覧を表5. 2. 2に示す。一方、イタリアのFioccoらによって提案された高分解能フィルター

表5. 2. 2 米国におけるコヒーレント・ドップラー・ライダーの研究状況

Laboratory	Where housed	Laser type	Energy per pulse	Pulse rep. freq. (Hz)	Data processor/recorder	Scanner	Wave-length	β calibration	Upgrades planned
NASA/MSFC Huntsville, AL	Semi-trailer	Raytheon low pressure MOPA	14 mJ	110	Lassen complex covariance w/vector display	30 cm alt-azi	10.6 μ m (P-20)	Ground returns	Injection-locked TEA under study at MSNW
NASA/MSFC Moffett Field, CA	CV990 aircraft	Raytheon low pressure MOPA	14 mJ	110	Lassen complex covariance w/vector display	24 cm fore-aft, or conical 40°	10.6 μ m (P-20)	Ground returns	Injection-locked TEA under study at MSNW
NOAA/WPL Boulder, CO	Semi-trailer	UTRC hybrid TEA	100 mJ	10	Lassen complex covariance w/color display	28 cm alt-azi	P-20 R-18 R-20	Sulfur & sandpaper targets	MSNW injection-locked TEA being installed (2 J, 50 Hz)
JPL Pasadena, CA	Lab.	Lumonics TEA injection lock	1-3 J	0.1	HP 1000 model 45	15 cm alt-azi	9.25 μ m 10.6 μ m	Sulfur, sandpaper, aluminum targets	1 J, 5 Hz planned
AFGL Bedford, MA	Semi-trailer	GE TEA E-beam ionized, injection lock	1 J	50	To be determined	30 cm alt-azi	10.6 μ m	Not yet in operation	Balloon-borne system planned
NASA/LaRC Hampton, VA	Lab.	CLS-modified lumonics TEA injection lock	0.75 J	20	To be determined	To be determined	10.6 μ m	Not yet in operation	Airborne operation projected

とダイレクト検出法を組み合わせたインコヒーレント・ドップラー・ライダーの研究は、世界的にはフランス、C. N. R. S. のChaninらのグループ、米国ミシガン大学のAbreuらのグループ、そしてNASA/GSFCのKorbらのグループが、現在最も精力的に研究を進めている。なお、インコヒーレント・ドップラー・ライダーは、空気分子のレーリー散乱光のドップラーシフトの検出を行うところからレーリー・ドップラー・ライダーと呼ばれている。

5. 2. 2コヒーレント・ドップラー・ライダーの動作原理

風向・風速測定のためのコヒーレント・ライダーの動作原理を図5. 2. 2に示す。この、ライダー・システムの心臓部は、精密に周波数安定化されたマスター・レーザーである。ビーム・スプリッターで分けられたマスター・レーザー光の一部は、受信散乱光をヘテロダイン検波するときのローカル光として使われる。残りのレーザー光は、送信レーザー光の“種”として、パルスレーザーに入れられる。マスター・レーザーの発振周波数 F_0 より Δf のオフセットをかけられたパルス・レーザーの周波数を F_1 とする。このレーザー出力は、送信望遠鏡を通して大気に照射される。大気中に浮遊しているエアロゾルの動きは、大気の流れすなわち風速にほぼ等しく、エアロゾルからの散乱光は、風速を V_w 、レーザーの波長とすると下のようなドップラーシフト f_D を受ける。ただし、風がライダー・システムに向かって吹く時をプラスにとる。

$$f_D = 2 \frac{V_w}{\lambda}$$

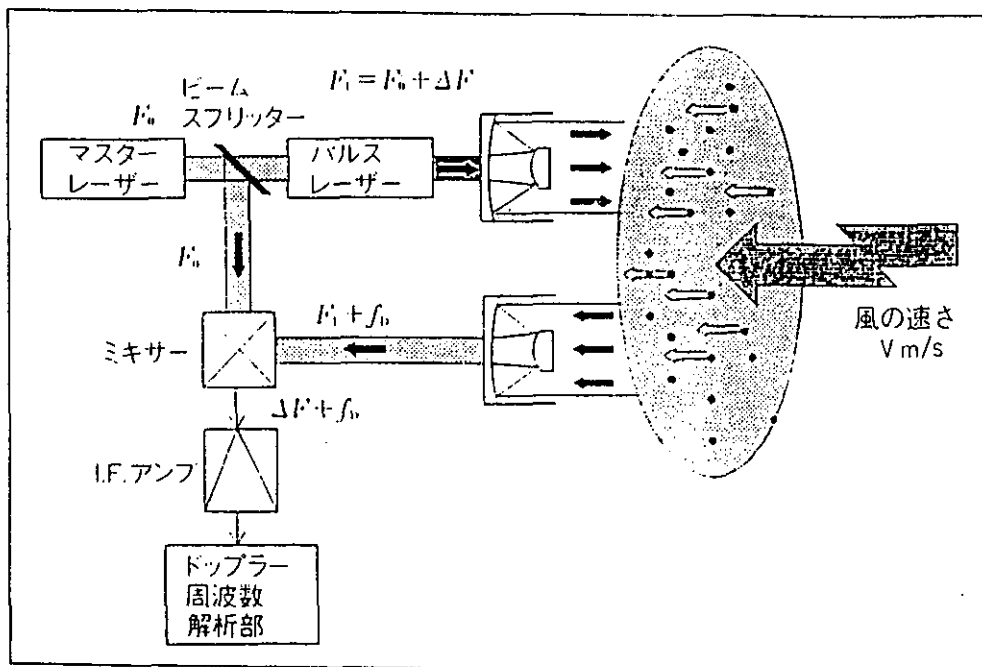


図5. 2. 2 コヒーレント・ドップラー・ライダーの原理

したがって、受信散乱光の周波数は F_1+f_0 となる。受信望遠鏡で集光された散乱光は、ミキサー上でローカル光と重ね合わされヘテロダイン検波された後、 $\Delta F+F_0$ の周波数成分を有する電気信号に変換される。この電気信号はただちに周波数分析器に送られるが、解析結果により風に関する情報 V_w が得られる。周波数解析法には、マイクロ波ドップラー・レーダーにおいてよく使われている2つの受信パルス間での複素covarianceから周波数を推測するパルス・ペア法、また近年のコンピューター技術の発展にともなって可能になったDFT法などがある。

ライダー・システムの光軸が固定されている場合は、光軸成分の風の情報しか得られない。それゆえ、風の種類・方向に対する2次元プロファイルの測定は、マイクロ波レーダーの分野でも使われている送受信軸の仰角を一定にして方位方向で1回転させるコニカル・スキミング法を用いて行われる。各方位ごとに得られた軸成分の風速はコンピューター内で水平方向の速度と方向に計算処理された後、CRT上にVAD (Velocity Azimuth Display) 表示される。

図5. 2. 3は、通信総合研究所で開発を進めているパルス・システムの概略を示す。単一周波数パルスCO₂レーザーには、ハイブリッド型を採用している。この方式により、周波数のふらつきは500KHz以内（風速にして、 ± 1.5 m/secに抑えることができた。出力100mJのレーザー光は、送信望遠鏡T₁、T₂でビーム径を拡大された後、大気中に照射される。風に乗って移動中のエアロゾルからの散乱光は、軸外し受信望遠鏡（25cmφ）で集光後ハーフ鏡（M₁）に向かう。この受信信号光は、M₁上で局発用レーザー（LO）（ハイブリッド型レーザー送信機の周波数に対し12.5MHzオフセットがかかっている）光と波面を重ね合わせられた後、ヘテロダイン検波用ミキサ（MX）に入射する。MXからのIF信号は、A/D変換器をへてフロッピーディスクにメモリーされる。ドップラ周波数の解析は、DFT（Discrete Fourier Transform）手法を用いて、一次、二次モーメントの計算を行ない最終的に風速の情報を得る。

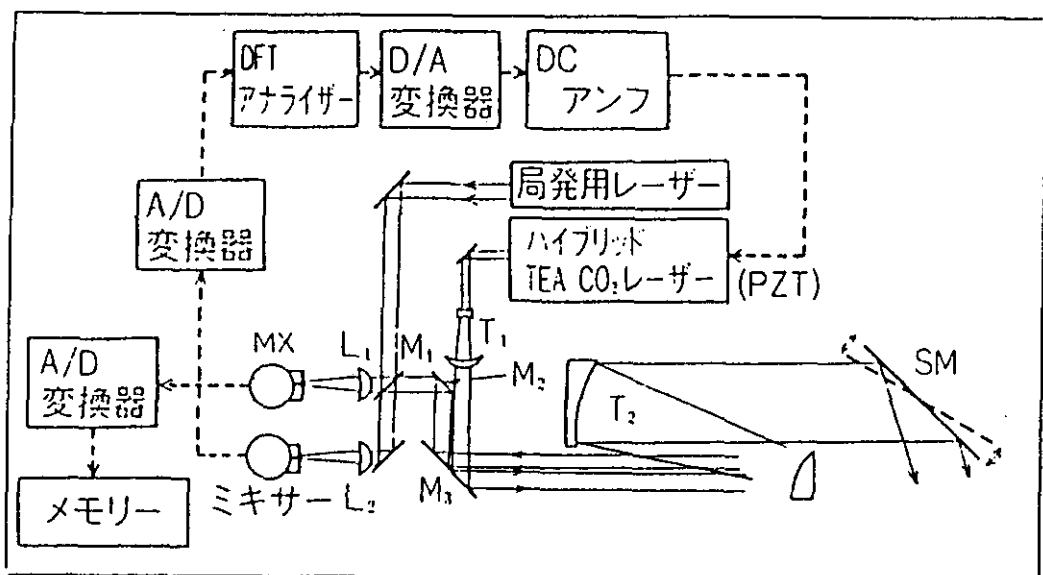


図5. 2. 3 通信総合研究所のコヒーレント・ドップラー・ライダーのシステム

図5. 2. 4 (a) は、ヘテロダイン検波後の I F 増幅器からの信号で通常のレーザ・レーダの A スコープ表示に対応している。(b) は、(a) 図中の 500m-800m を拡大したもので、確かに雑音中に正弦波が含まれていることが判る。風ベクトルを求めるために、繰り返し 1 Hz、積算ショット数 60 回を一つのデータセットとして、各エレベーション掃引ごとでのデータ取得を行ない、これらの生データの DFT 処理を施して算出した。風ベクトルの測定例を図 5. 2. 5 に示す。図のような高度別の風向・風速の時間変動に関するデータを従来からある測器で求めようとするならば、高さ 600m の鉄塔に 20m ごとに 1 台ずつ必要となる。このことから、コヒーレント・ライダーは非常に大きなメリットを有していることが判る。

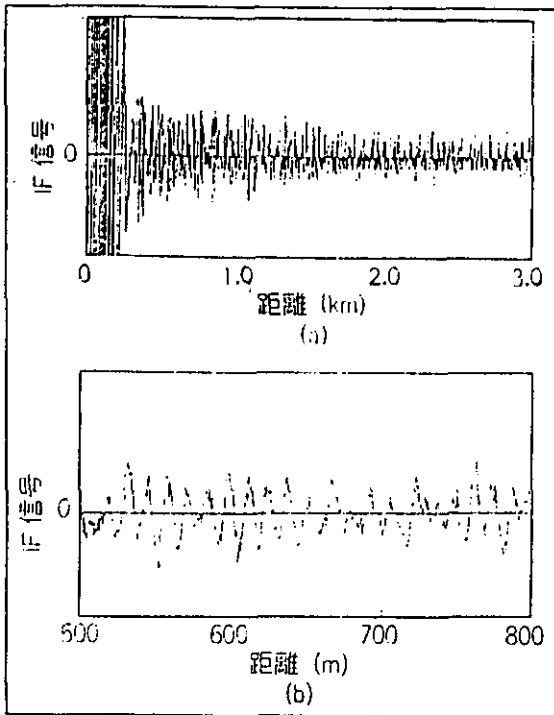


図 5. 2. 4 (a) I F 信号
(b) 500m-800m の拡大結果

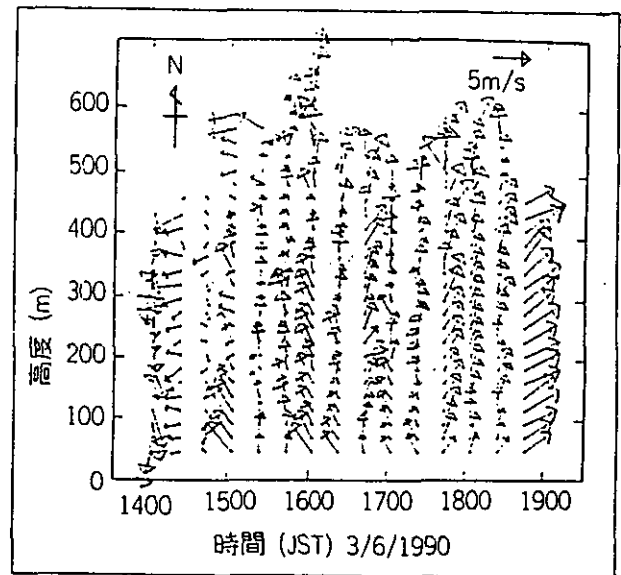


図 5. 2. 5 時間 vs 高度に対する
風プロフィール

このコヒーレント・ライダーの開発は、米国大気・海洋研究所 (NOAA)、航空宇宙局・研究所 (MSFC/NASA、LaRC/NASA) が最も活発に行っていて、素晴らしい成果を出している。図 5. 2. 6 は、テキサスの砂漠での実験中に捉えたジェット流 (CATの一部) である。図が示すように、PPI (Plan-Position-Indicator) 表示法のため、渦がきれいに観測されている。なおレーザビームは、地平より 20 度の角度で上向けてアジマス掃引し、測定を行なった。

5. 2. 3 衛星搭載のための研究開発動向

地球規模での風向・風速に対する情報は、われわれ地球上で生活を営むものにとってなくてはならない天気に関するパラメーターの 1 つである。現在では、気象衛星などの地球観

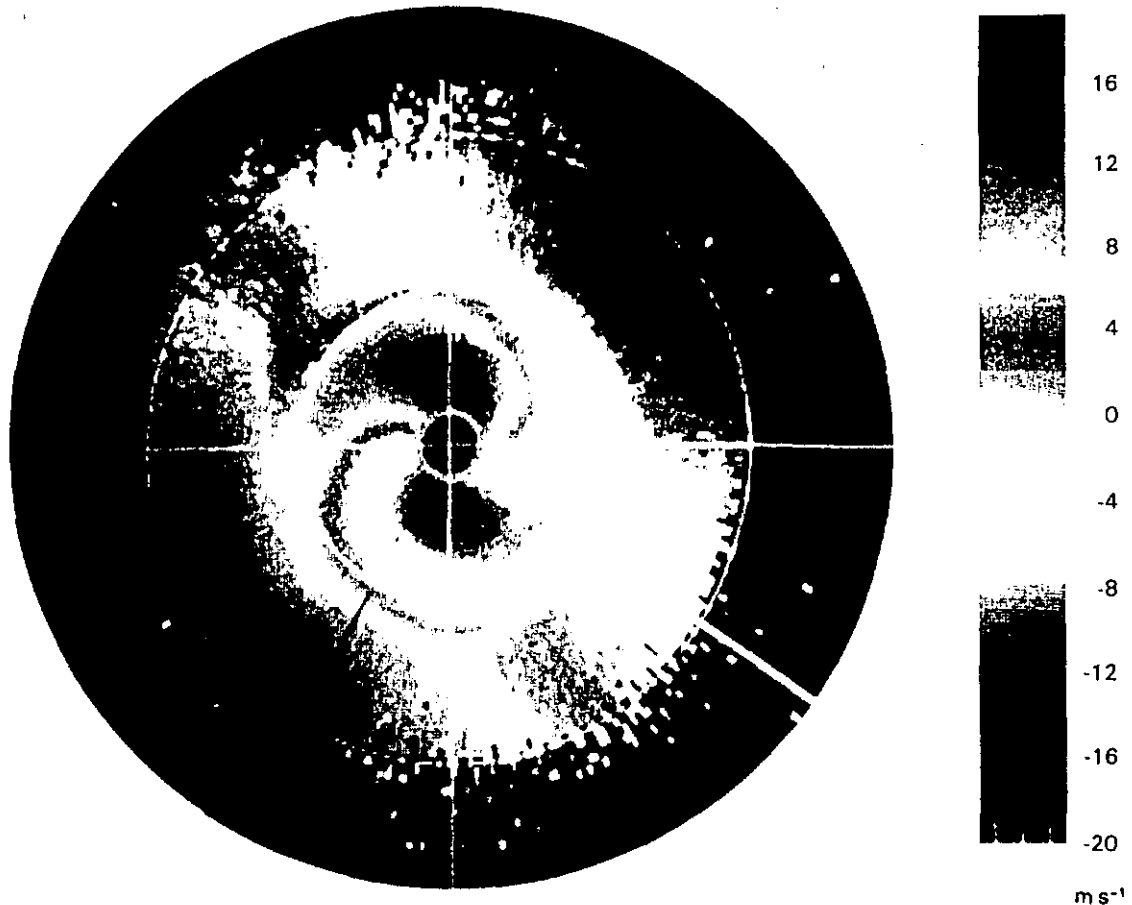


図5. 2. 6 NOAAのシステムによるジェット流の測定例

測衛星からのデータを基に数値気象予測モデルをたて、5日先までならほぼ正確に天気を予測できるようになっている。しかし、この数値気象予測モデルの理論的境界は2週間先と言われており、この理論境界まで到達するためには、いま以上に正確でかつ詳細な地球規模での風の観測データの取得が求められている。

現在、風のデータは、おもに世界各地に存在する気象台からあげられている気象ゾンデにたよっている。したがって、おのずからその観測地域は工業化された先進国に偏っており、地球表面の4分の3を占める大洋や未開発地域の多い南半球での風のデータは極端に乏しいのが現状である。これらの理由が長期的な数値気象予測モデルをたてにくくしている。

NASAは、地球観測計画EOS (Earth Observing System) の一環として宇宙から地球の風の観測を行おうとする計画を進めている。これは、さきに述べたEOSの中でLAWS (Laser Atmospheric Wind Sounder) 計画と呼ばれ、NASAのマーシャル飛行センターがその開発を担当している。これは、スペース・シャトルや極軌道衛星または太平洋上空の宇宙ステーションに搭載したコヒーレント・ライダーから地上に向けてレーザーを発射し、下部成層圏と地表面との間の大気中の風に漂うエアロゾルに照射して、その散乱光を再び衛星上で受信し、受信した散乱光の周波数解析を行ってこれらの大気中エアロゾルのドップラー・シフトから大気の流れを地球規模で把握しようとする壮大な計画である。LAWS開発の目的は、単に数値天気予報精度の改善だけではなく、その他、中規模スケールでの大気現象の

解明、機構変動と大気大循環の解明などであり、地球の環境を予測する上で大変重要な役割を担うものとなるであろう。

図5.2.7.1にLAWSの概念図を、また表5.2.3にシステムパラメータをそれぞれ示す。LAWSは、高度525Kmの太陽同期衛星上に設置され、送信レーザ・ビームは風ベクトルの算出のために直径1mの望遠鏡ごと20秒に1回転しながら地球を周回する。図5.2.7.2は、搭載衛星の細部を示している。システムは、大きく分けると、レーザ送信機部、受信機部、望遠鏡&掃引部、熱放射用パネル部、そしてコントロール部からなる。初期の設計段階では、レーザ出力として10J以上、消費電力1.2Kw以上が必要とされたが、プラットフォームの関係上大幅なdown sizingが要求されており、現在、出力4Jによる再設計とそのfeasibility studyが行われている。



図5.2.7.1 (a) LAWS (Laser Atmospheric Wind Sounder) の概念図

表 5. 2. 3 LAWS の諸元

Product	Expected Resolution	Expected Accuracy
1. Horizontal Vector Winds	100 km - Horiz; 1 km - Vert. (300 m in high aerosol regions (e.g., PBL) or cirrus)	± 1 to 5 ms^{-1} depending on aerosol amount with quality flags
2. Line of Sight Winds	6 per 100^2 km^2 - Horiz; 1 km - Vert. (300 m in high aerosol regions (e.g., PBL) or cirrus)	± 1 to 5 ms^{-1} depending on aerosol amount with quality flags
3. Aerosol ^A Distribution	100 km - Horiz; 1 km - Vert. (300 m in high aerosol regions (e.g., PBL). Temporally averaged (e.g., daily)	TBD
4. Cirrus ^B Distribution	100 km - Horiz; 300 m - Vert. Temporally averaged (e.g., daily)	TBD
5. Cirrus Cloud Top Height	50 km - Horiz.	$\pm 20 - 50 \text{ m}^C$
6. Stratiform Cloud Top Height	50 km - Horiz.	$\pm 50 \text{ m}$

NOTES: A. Wavelength dependent (currently $9.11 \mu\text{m}$)
 B. Cirrus not detectable by passive techniques (i.e., sub-visible)
 C. Height determination for thin cirrus will be significantly more accurate with LAWS than current passive techniques

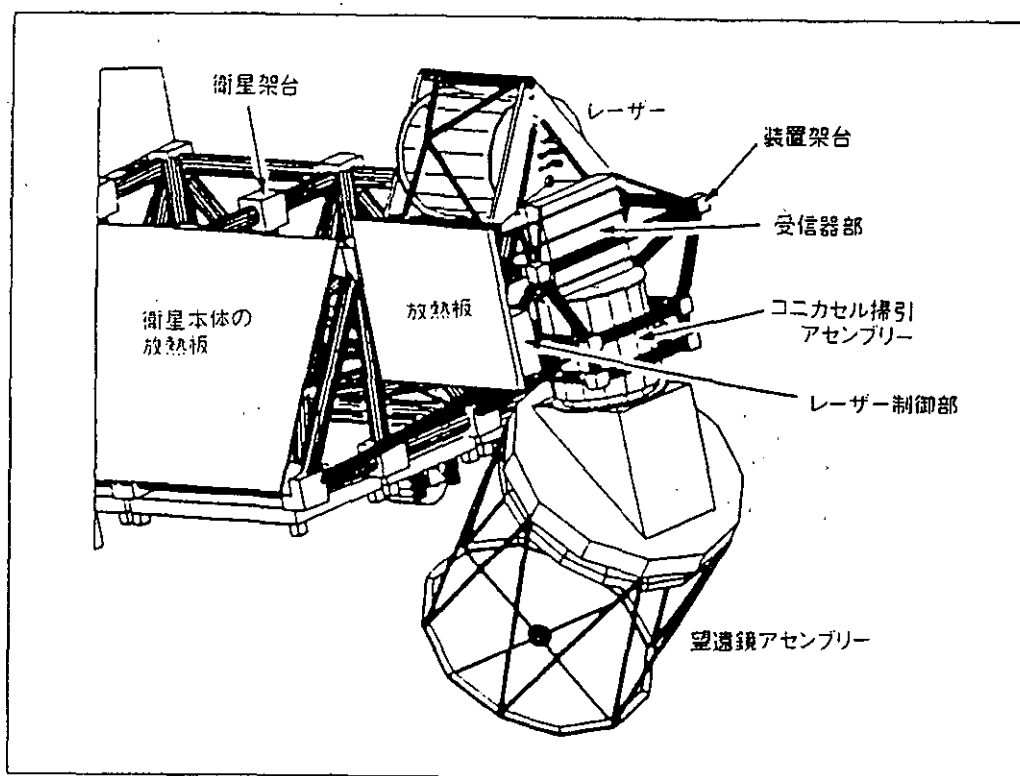


図 5. 2. 7. 2 (b) 衛星搭載部

また、近い将来、コヒーレント・ライダの送信機は現在のパルスCO₂レーザから、半導体レーザ励起が可能、目に安全である、小型化が可能などの長所を有するHo:YAG、Tm:YAG（ともに、発振波長は2μm帯）に置き変ると考えられており、これら全固体レーザ送信機の研究・開発も盛んに行われている。表5.2.4は、NASAを中心に精力的に研究が開始された全固体コヒーレント・ライダの現状である。

NASA/NOAAのLAWS計画とは別に、ESA（欧州宇宙機構）でも熱帯域での大気・水循環研究のための衛星搭載コヒーレント・ライダの開発（ALADIN計画：Atmospheric Laser Doppler Instrument）が精力的に進められている。表5.2.5に、ALADIN計画のシステム諸元を示す。システムの基本は、NASAのLAWSと同じであるが、今のところ打ち上げ時期は明確になっていない。

一方、日本でもNASDA（宇宙開発事業団）を中心に次世代の地球環境観測衛星に対する検討が2・3年前から始められているが、各分野の科学者、研究者を交えた検討の結果、大気-海洋における水循環を考慮する上で“風ベクトル”の地球規模での観測は非常に重要であり、そのためには日本独自のコヒーレント・ライダ開発の必要性が指摘された。国内でも郵政省・通信総合研究所を初めとして大学などで全固体レーザの研究を含め、次世代のコヒーレント・ライダの基礎研究に着手し始めている。

参考文献

- 1) J. W. Bilbro: "Atmospheric laser Doppler velocimetry: an overview", Opt. Eng., 19, 533 (1980)
- 2) R. M. Hardesty, R. J. Keeler, M. J. Post, and R. A. Richter: "Characteristics of coherent lidar returns:", Appl. Opt., 19, 2828 (1980)
- 3) T. Shibata, M. Ishizu, and T. Itabe: "Coherent Doppler Lidar using a Hybrid CO₂ laser with a Low Pressure Gain Section", J. Meteor. Soc. Japan, 69, 413 (1991)
- 4) M. J. Post and W. D. Neff: "Measuring Valley Winds with Doppler Lidar", Bull. Am. Meteor. Soc., 67, 274 (1986)
- 5) "LAWS", Earth Observing System Reports, Vol. IIG (1987)
- 6) "Proceeding of LAWS Science Team Meeting", Jan. 28-30, 1992 (Huntsville, Alabama)
- 7) "Proceeding of LAWS Science Team Meeting", July, 15-17, 1991 (Aspen, Colorado)
- 8) "2μm Solid State Doppler Lidar Technology for Remote Sensing of Winds", NASA Special Program, NASA Conference Publication 3158, 16th International Laser Radar Conference, July 20-24, 1992 (Cambridge, Massachusetts)
- 9) "Monitoring the Earth Environment from Space", edited NASDA (1991)

表5. 2. 4 米国での2 μ コヒーレント・ライダーの開発状況

LIGHTWAVE ELECTRONICS: TOM KANE (415) 962-0755

- DARPA FUNDED 20 W , 10 KHz Diode Pumped
Tm:YAG

- 25 mJ/pulse LIDAR (Wright Patterson)

- Injection seeders

- Frequency Off-set locked L.O.

- Fiber Coupled

COHERENT TECHNOLOGY : S. HENDERSON (303) 449-8736

- SINGLE FREQ. FLASHLAMP PUMPED PULSED DOPPLER
LIDAR

- DIODE PUMPED Tm:YAG Laser/Doppler Lidar
- QS/CW

LOCKHEED / SANDERS : EVAN CHICKLIS (603) 885-0868

- HIGH POWER , DIODE PUMPED Ho LASERS (100 W ,
QS)

-Single Frequency

- Side Pumped Rod Geometry

- YAG vs YLF studies

LOCKHEED / CALIF.: JIM HAWLEY AND RUSSELL TARG
(415) 424-2436

- Tested 0.5 J Nd:YAG Atmospheric Winds Coherent
Lidar
Space Shuttle Tests

- Change Lidar to 2 μ m Ho with Coherent Technology

- Programs for Upper Winds and Aircraft Windshear
Test of CO2 Doppler Lidar for Windshear this

summer

表 5. 2. 5 ALADIN(Atomospheric Laser Doppler Instrument)のシステム諸元

orbital parameters have to be optimized.

On that, low altitude orbit is preferred with:

- low inclination: better for the most important datas;
- 55° : large coverage and fairly good for intertropical region;
- sun synchronous: a good compromise.

MISSION REQUIREMENTS

- Climatologic objectives;
- Coverage: Intertropical zone (+28 to -28° in latitude);
- Horizontal resolution: 300 km;
- Vertical resolution: better than 500 m in the PBL, 1 km above to 20 km;
- Coverage: complete in 24 hours;
- Accuracy on the velocity: 1 to 3 m/s;
- Wind velocity dynamic: +50 to -50 m/s;
- Maximum shot integration path: < 50 km;

- Orbit:
- low inclination (28.5°);
 - altitude 430 or 520 km.

NOMINAL CONCEPT - ARCHITECTURE (Artist view: see figure 2)

- 4 telescopes:
 - * Galilean afocal
 - * primary mirror diameter=840 mm
 - * secondary mirror diameter=53 mm
 - * enhancement factor=16
 - * FOV=200 μrd
 - * obscuration < 1%(area)
- Transmitter specification (see tables 1 & 2)
 - * preferred preionization technique: E-beam (maximizes efficiency and lifetime)
 - * wavelength=9.11 μm (9R20 line of ¹²C¹⁸O₂)
- Heterodyne detection sub-system (see on figure 3 a possible focal plane arrangement)
 - * expected quantum efficiency=.8
 - * expected heterodyne efficiency=.5
 - * IF# 800 MHz
 - * maximum bandwidth # 70 MHz (can be reduced to 30 MHz with on-board corrections)

5. 3 レーザー高度計

5. 3. 1 はじめに

レーザー高度計は、航空機や衛星等の飛翔体をプラットフォームとして、このプラットフォームから地上を見るNadir Lookingと呼ばれる測定の方法で、プラットフォームから地上までの往復時間を求め、プラットフォームと反射体間の距離（高度）を測定するものである。レーザー高度計（Laser Altimeter）の測定原理や装置は、大陸間移動などの地殻計測に使われる衛星や月のレーザー測距技術と測定原理は同じものである。衛星あるいは月レーザー測距では、測距精度は1 cm以下にできるように反射体としてコーナキューブなどの逆反射器を用い、レーザーとしては数10 psecのモードロックレーザーが使用される⁽¹⁾。一方、レーザー高度計では5～10 nsec巾のレーザーを用いて、地面からの反射光が帰ってくるまでの往復時間から距離を測定するもので、既にアポロ計画での月面の地形測定、1992年に打ち上げられた火星探査機に搭載されているMOLA（Mars Observer Laser Altimeter）による火星表面の地形測定など宇宙用としての実績がある⁽²⁾⁽³⁾。また昨今、大きな話題となって来ている地球環境問題の中で海水や氷河などに代表されるグローバルな地球上の氷床分布のモニター用としても大きな注目を集めている。レーザー高度計で往復時間ではなく、反射光の受信パルス幅から地面の粗さ、海面の波高分布等反射体の地表面状態を計測することも提案されているが、パルス幅の精密な測定は野外実験として困難なため実際にそのようなシステムの実用的な開発や測定が行われた例はまだない⁽⁴⁾。

5. 3. 2 レーザ高度計の概要

レーザー高度計は、地殻変動等の計測に使われている衛星（または月）レーザー測距で反射体として使われるコーナキューブプリズム等の逆反射器を使わず、地表面自身を直接反射体として使う（Topographic Target）ため、測定精度は地表面の傾斜等によって影響を受けることを考慮しなければならない。地球環境のモニターを目的として重要性が指摘されている極域の氷床の厚みの変動は、1年で6 cmというおおまかな観測例があり、数年にわたって連続的にレーザー高度計で計測しようとするときには、その測定精度は10ないし20 cmとなるものが必要とされる。レーザー高度計と比較されるセンサーとしてはレーダー高度計があるが、レーザー高度計とレーダー高度計との大きな差は使用する波長の差である。この波長の差によって、地表面での照射領域（footprint）に大きな差が出てきて、レーザー高度計では波長が短い分だけ水平方向の空間分解能がたいへん良くなる。ヤグレーザの波長で回折限界の広がり度でレーザーが地上まで伝播されるとすれば、高度1000 kmから地上で最小のフットプリントを得ることの出来る送信望遠鏡の口径は1 mで地上で約2 mの口径のフットプリントを得ることが出来る。通常は、大気の揺らぎや目に対する安全性を考慮して1 mrad程度の広がり角で送信され、地上ではおおよそ100 m程度の口径のフットプリントとなるがこれでも水平分解能はレーダー高度計に比べて100倍程度良い⁽³⁾。

レーザー高度計で短いパルス幅（パルス幅 ΔT_L ）のレーザーをプラットフォームから地表面に向けて発射し、地表面からの反射光を再び受信してその往復に要する時間（ T ）を測定する時、反射体である地表面までの距離（ Z ）は、光速を C として

$$Z = CT/2 \quad (1)$$

となる。図5.3.1にレーザ高度計による測定の模式図をまた図5.3.2に装置のブロック図を示している。このとき、距離 Z の測定精度 ΔZ は、受信光信号の波形による成分 ΔZ_p とレーザが鉛直下方から角度 ϕ （レーザ発射方向の鉛直下方に対するオフセット角）だけずれて出て行くこととレーザ高度計の姿勢精度と地表面の傾斜等の地形によってきまる成分 ΔZ_ϕ に分けられ

$$\Delta Z = \Delta Z_p + \Delta Z_\phi \quad (2)$$

となる。

図5.3.3にレーザ高度計で測定された受信信号のタイムチャートを示しているが、地表面から反射されて戻ってくる受信光のパルス波形はレーザのパルス幅 ΔT_0 より広がる。この受信光のパルス幅 ΔT_R から決まる測定精度である ΔZ_p は、背景光（主として昼間の太陽光） E_B を無視すると

$$\Delta Z_p = C \Delta T_R / 2 / \sqrt{N_s} \quad (3)$$

となる。 N_s は、受信光の光電子数であり、受信信号エネルギーを E_R として

$$N_s = \eta E_R / h \nu \quad (4)$$

であり、 η は光の検出器の効率である。受信信号エネルギーは、通常のレーザレーダ方程式

$$E_R = E_0 \cdot A \cdot T_0 \cdot T_A^2 \cdot r / \Omega / Z^2 \quad (5)$$

から求めることができる。ここで、 r は Ω 全体の立体角全体での地面の反射率であり、その他の記号は通常通りである。受信望遠鏡で受信される光のパルス幅は、

$$\Delta T_R = \Delta T_0 + \Delta T_{B0} \quad (6)$$

であり、 ΔT_{B0} はレーザビームの広がりやレーザが照射される傾斜面の傾きによるレーザパルス幅の広がりであり、次式で与えられる。

$$\Delta T_{B0} = \tan(\phi + S) \cdot Z \cdot \theta_L \cdot 2 / C \quad (7)$$

ここで、 θ_L はレーザ高度計から出ていくレーザ光のビームの広がり、 S は図5.3.1に示されているようにレーザ高度計の鉛直下方とレーザの発射方向との面内で地表面の水平からの傾斜角（スロープ角）である。これら(3)式に関係する項は、(3)式の分母にある受信光の強度の平方根に反比例しているため、(5)式による受信強度の見積が必要で、

このためには地表面の反射率と大気の透過率が必要である。

ここで、火星探査機のレーザ高度計のシステム (MOLA : Mars Observer Laser Altimeter) の $E_0=45\text{mJ}$ 、 $\Delta T_L=15\text{nsec}$ 、 $\theta_L=0.25\text{mrad}$ 、受信口径50cm、波長はヤグレーザの基本波で、検出器として Si-APD ($\eta=0.6$) を使って、距離の測定精度を見積ると、ヘイズな対流圏で、反射体が雪氷の場合に $Z=1000\text{km}$ の標準的な衛星高度を想定して、 $N_s=672$ であり、受信光パルス波形は ϕ 、S ともに 0.01rad (約 0.6 度) として、 $\Delta T_{\phi}=33\text{nsec}$ と広がり、 $\Delta Z_{\phi}=1.8\text{cm}$ となる。海洋の場合は、 $N_s=336$ であり、 2.6cm である。スロープ角 S が、 0.01rad は氷床の観測で 80% 以上の部分を占める。

一方、(2) 式の第2項は、鉛直方向のオフセット角の決定の不確定によるものであり、オフセット角の測定精度 ($\Delta\phi$) が、“直接” 測距精度に影響をおよびし、それは次のように与えられる。

$$\Delta Z_{\phi} = \tan(\phi + S) \cdot Z \cdot \Delta\phi \quad (8)$$

(2) 式の第1項による誤差は、受信信号の光の揺らぎをポアソン分布とする時であり、第2項はレーザの発射毎独立に $\Delta\phi$ の範囲内でレーザがランダムな方向に出て行くことによる誤差であり、直接高度計の誤差に利いてくる。(7) 式のとおりと同じレーザ高度計の値を使って、 ΔZ_{ϕ} を 10cm とするには $\Delta\phi = 15\mu\text{rad}$ (約角度の3秒) となり、(2) 式の第1項に比べてレーザ高度計の精度に対する影響は大きい。レーザ高度計で精度を支配している (7) あるいは (8) 式は、Z に比例しているため、Z が小さい航空機では精度が良くなることが期待される。しかし、大気中を飛行する航空機ではでは気流の変化によってオフセット角 ϕ を小さな値で制御する事が困難であり、レーザ高度計の精度を向上させるためにはオフセット角の決定精度を上げ、それをできるだけ小さく維持する制御法の技術開発が重要である。

5. 3. 3 レーザ高度計の例

(1) MOLA (火星探査機用レーザ高度計 : Mars Observer Laser Altimeter)

1970年代初頭に有人月探査を行ったNASAのアポロ15、16、17号にはフラッシュ励起のQ-スイッチ・ルビーレーザを用いるレーザ高度計が搭載され、月面の高度が 100km のルナーオビターの高さから 1m の精度で測定された。これは、世界初の宇宙搭載レーザリモートセンサーである。アポロ計画の最後となった17号では4000発のレーザが発射され、その内99%の率でデータの取得が行われた。このアポロ計画によるレーザ高度計はレーザ等の装置自身は初期のものであったが、このレーザリモートセンサーの宇宙での有効性を示すこととなりたいへん意義の大きいものであった。

1992年に、NASAの火星探査機 (Mars Observer) が打ち上げられ、そのなかに火星の地形を測定する搭載センサーとしてレーザ高度計が搭載された。図5.3.4にある火星探査機は、火星の極軌道に投入され、約一火星年 (687日) 間の火星表面の地形観測を行うことになっている (図5.3.5) ⁽³⁾。アポロ計画の時代と異なり半導体レーザ励起の Nd : YAGレーザと検出器も Si-APDがMOLAには採用されており、今後予定されている宇宙搭載レーザレーダ (スペースライダ) の技術的な面の先駆けともなっている。

MOLAでの測定精度として、1 mが予定されている。この値は、(2)の地球上での氷床、海氷の観測に要求される精度からするとかなり悪い値であるが、地球周回衛星と違って火星周回衛星で高度計(MOLA)の姿勢や位置をどうして決定しているか今回は調査が不十分であり、今後この点は更にNASA等で詳細な調査が必要である。

(2) 氷床、海氷高度測定

氷床や海氷の様な地球表面上の氷の高さは、現在で大きな問題となっている地球環境の中で特に地球温暖化によって氷が減少しその高さが低くなると言われており、その変化を検出できる数少ない手段としてレーザ高度計が注目され、航空機や衛星搭載による観測の実現が強く望まれている。地球温暖化による海面からの氷床高度の変化は年に6 cm程度との見積がある。

5.3.2に述べたように、レーザ高度計の誤差は高度計自身の姿勢の誤差である。また、誤差とはいいがたいが地球上の氷の高さは海面あるいはある基準面からの高さとして測定するため、高度計の高さ(装置の高さ)をどうして決めるかも問題である。これは、衛星や航空機のプラットフォームの3次元位置の決定精度によっている。姿勢の誤差については5.3.2から見積もることができて、高度の精度を10 cmにするには姿勢を衛星の場合約角度の3秒(15 μ rad)に、高さ5 kmを飛行する航空機の場合角度の7分(2 mrad)程度で決める必要がある。このような、姿勢はジャイロ等による姿勢センサーによって測定されるが、姿勢を含む高度計の検証実験やデータの校正手法をどうするか(10 cmの精度で)については今後更に調査が必要である。

プラットフォームの高さの変化については、氷床や海氷の場合は海面からを基準面する高度を求めるが、独立してプラットフォームの位置を10 cm程度で決めることができればレーザ高度計はもっといろいろな所に応用が可能であり、これについては今後の課題である。図5.3.6は、航空機搭載CWのレーザ高度計での北極海氷のデータであり、高度が低く、かつ海面と同定される場所を選んで、なめらかな曲線を作りそれを基準点として海氷高度の測定を行っている⁽⁵⁾。この方法は、NASAが航空機搭載AOL(Airborne Oceanic Lidar)と呼ばれる窒素ガスレーザのレーザ高度計と潜水艦からのソナーとの比較観測の際に用いた方法であり、航空機搭載の海氷観測では一般的な手法として利用されている。ソナーとの比較観測では、双方は海上の塩分濃度(浮力)を考慮すると大変良い一致が得られ、海氷のモニタリングとして有効性(簡便かつ観測頻度が高い)が高いことが確認された(図5.3.7)⁽⁶⁾。

航空機搭載レーザ高度計の開発は、わが国に於いても通信総研(CRL)において1993年度から開始されている。装置の主な構成は図5.3.2と同等であり、諸元を表5.3.1に示している。写真5.3.1にその光学系部の、写真5.3.2に航空機(セスナ 402、キャラバン)に搭載したときの写真を示している。図5.3.8に、4 km離れた地点の鉄塔(ハードターゲット)からの受信信号が示されている。この姿勢を問題にしないときの測定精度は10 cmであり、エレクトロニクスによるジッターは3 cm(200ps)程度であり、レーザの出力波形の変動が精度を決めている。このCRLレーザ高度計には姿勢やGPSのデータが同時に取得装置が付加され、流水、積雪等の試験観測が今後行われ、わが国において衛星搭載レーザ高度計を開発するための技術的問題が調べられる予定である。

参考文献

- (1) J. J. Degnan: Satellite laser ranging : Current status and future prospects, IEEE Trans. Remote Sens., GE-23, (1985), 398
- (2) EOS Instrument Panel Report, vol IId, LASA, NASA, (1987)
- (3) J. L. Bufton: Laser altimetry measurements from aircraft and spacecraft, Proc. IEEE, 77, 3(1989), 463
- (4) C. S. Gardner: Speckle noise in satellite based lidar system, Radio Res. Labs. 488, Univ. of Illinois, Urbana, IL, (1977)
- (5) W. D. Hibler III: Removal of Aircraft Altitude Variation from Laser Profiles of the Arctic Ice Pack, J. Geophys. Res., 77, 36(1972), 7190
- (6) J. C. Comiso et. al., : Top/Bottom multisensor Remote Sensing of Arctic Sea Ice: J. Geophys. Res., 96, C2(1991), 2693

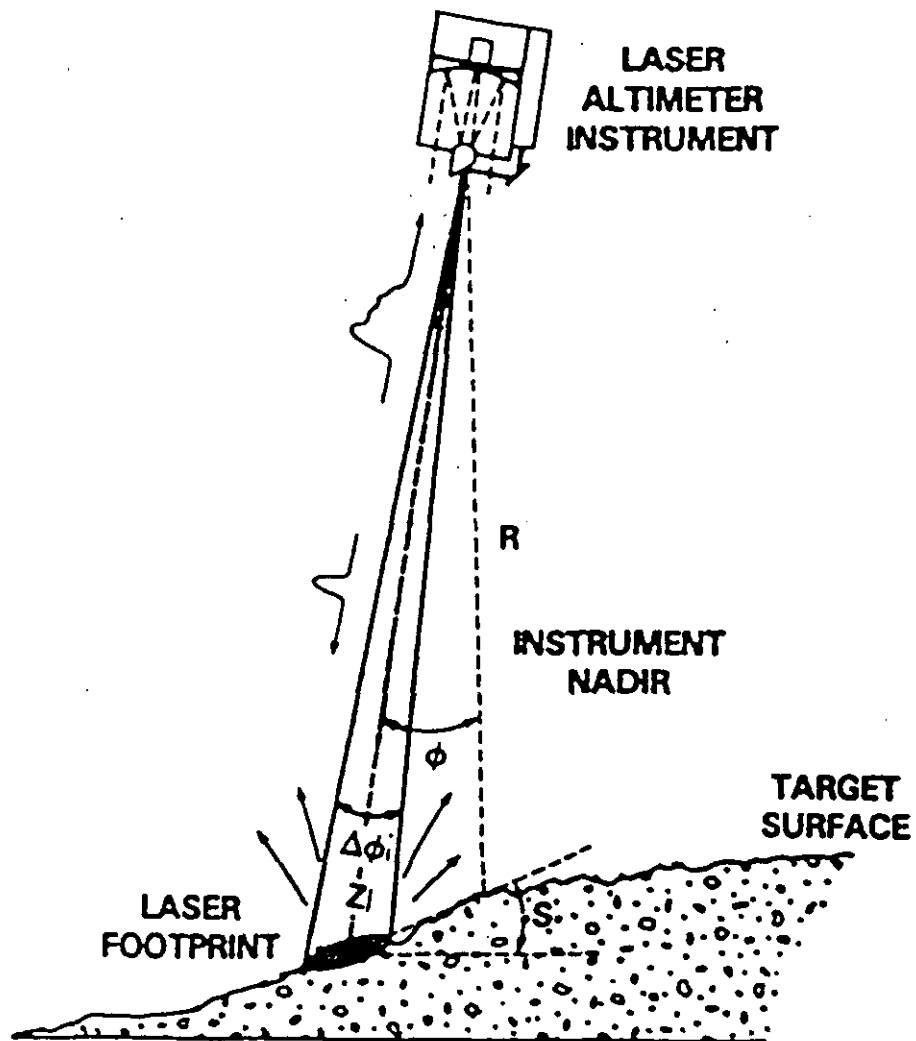


図5.3.1 飛翔体搭載レーザ高度計の測定模式図

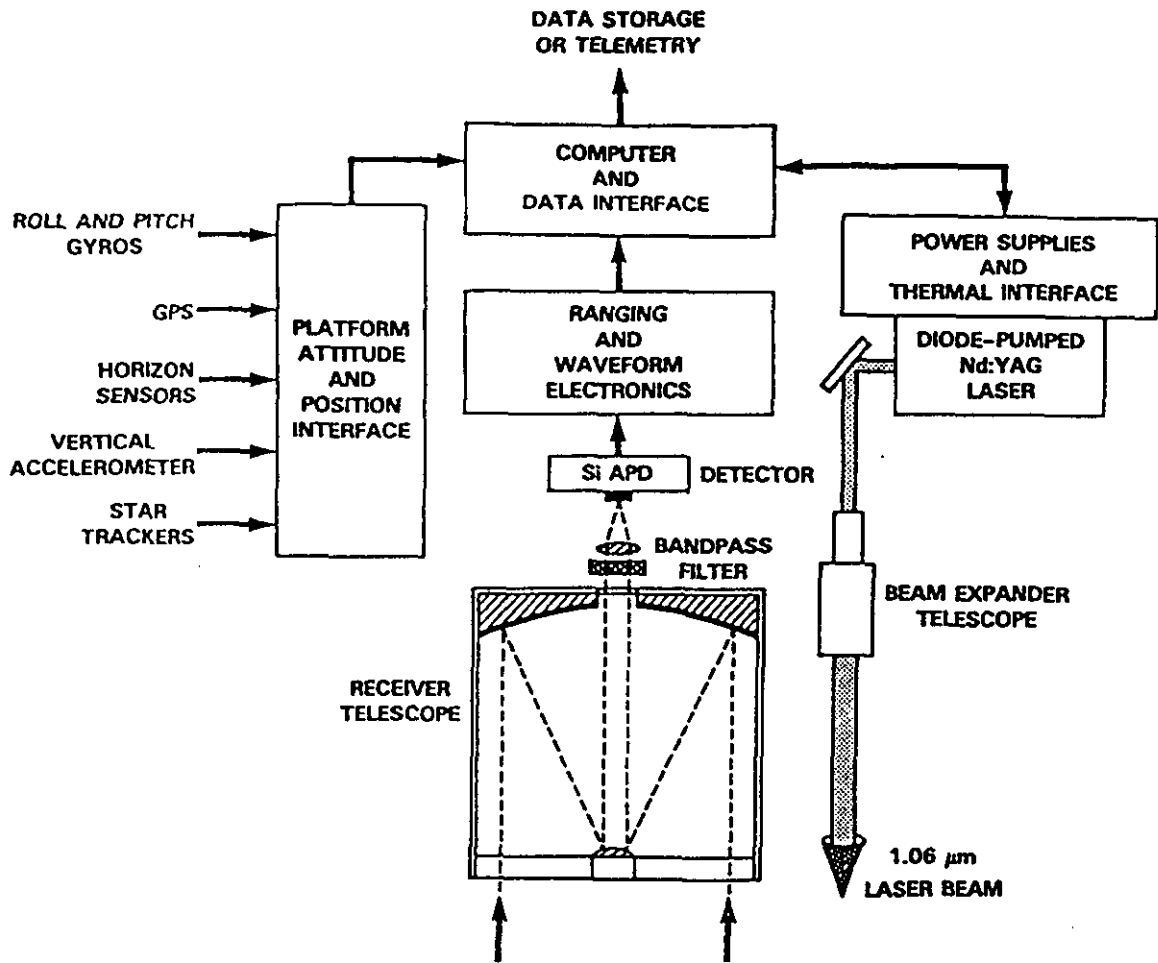


図5.3.2 レーザ高度計のブロック図

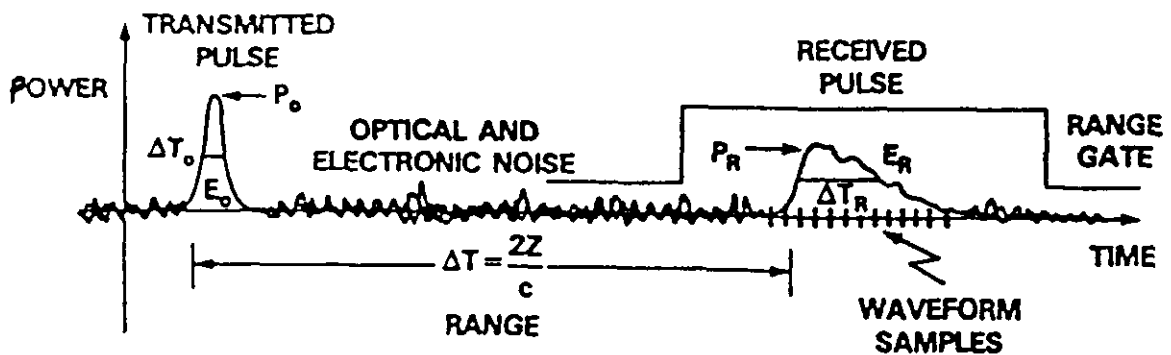
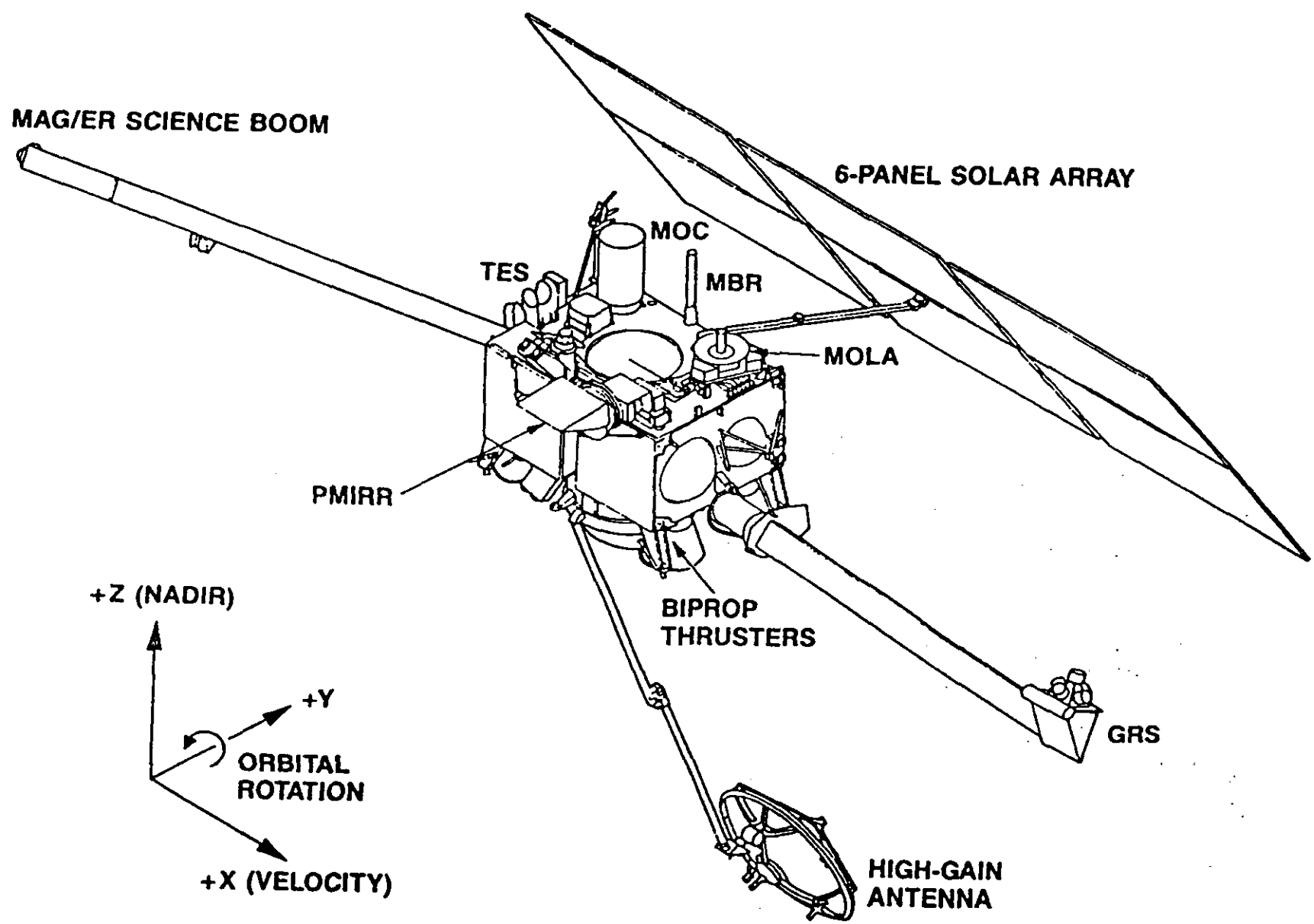
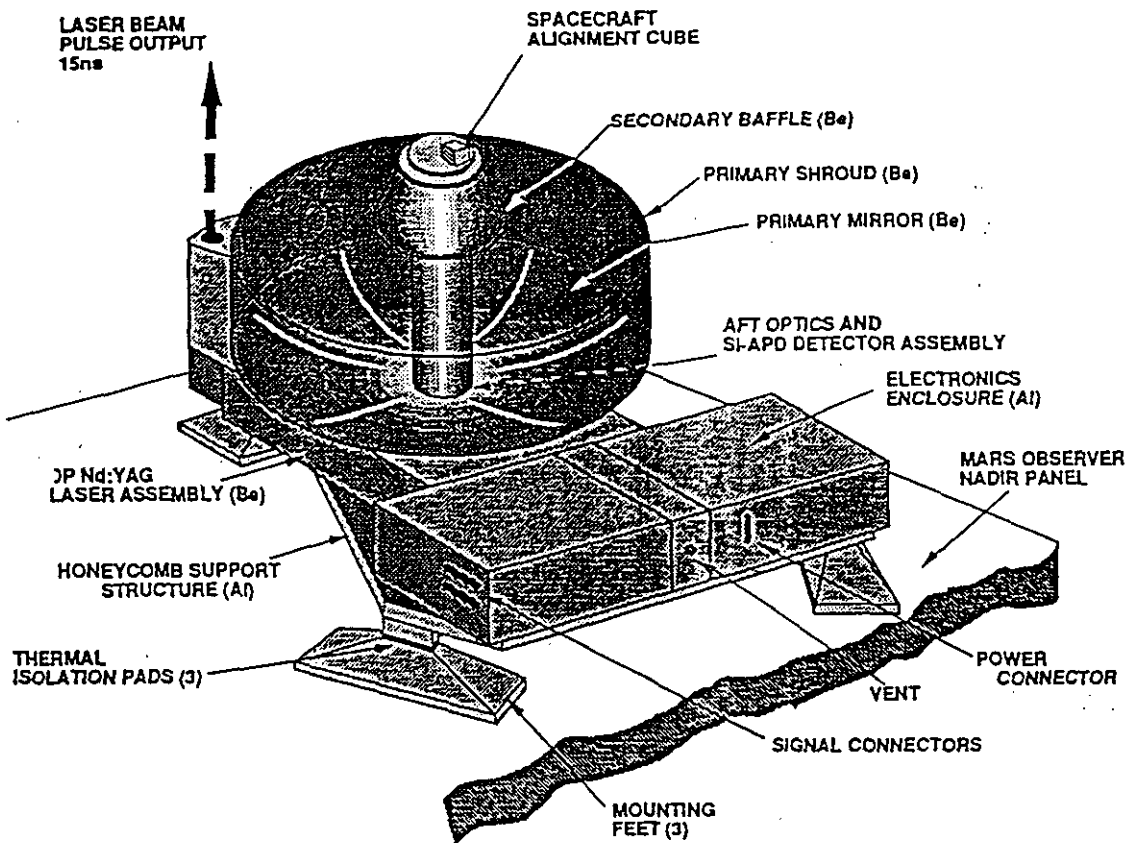


図5.3.3 レーザ高度計での送受信信号



☒ 5.3.4 Mars Observer



☒5.3.5 MOLA

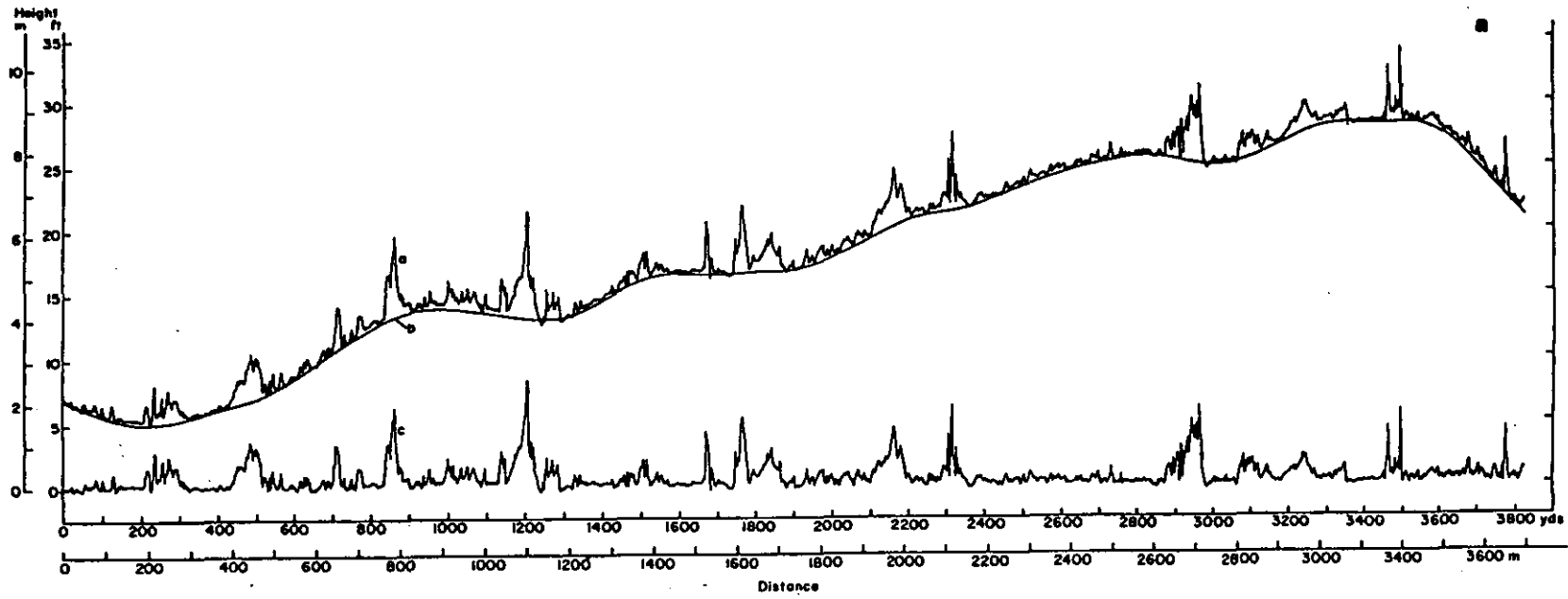


図5.3.6 海面高度の決定法 (Low-point method)

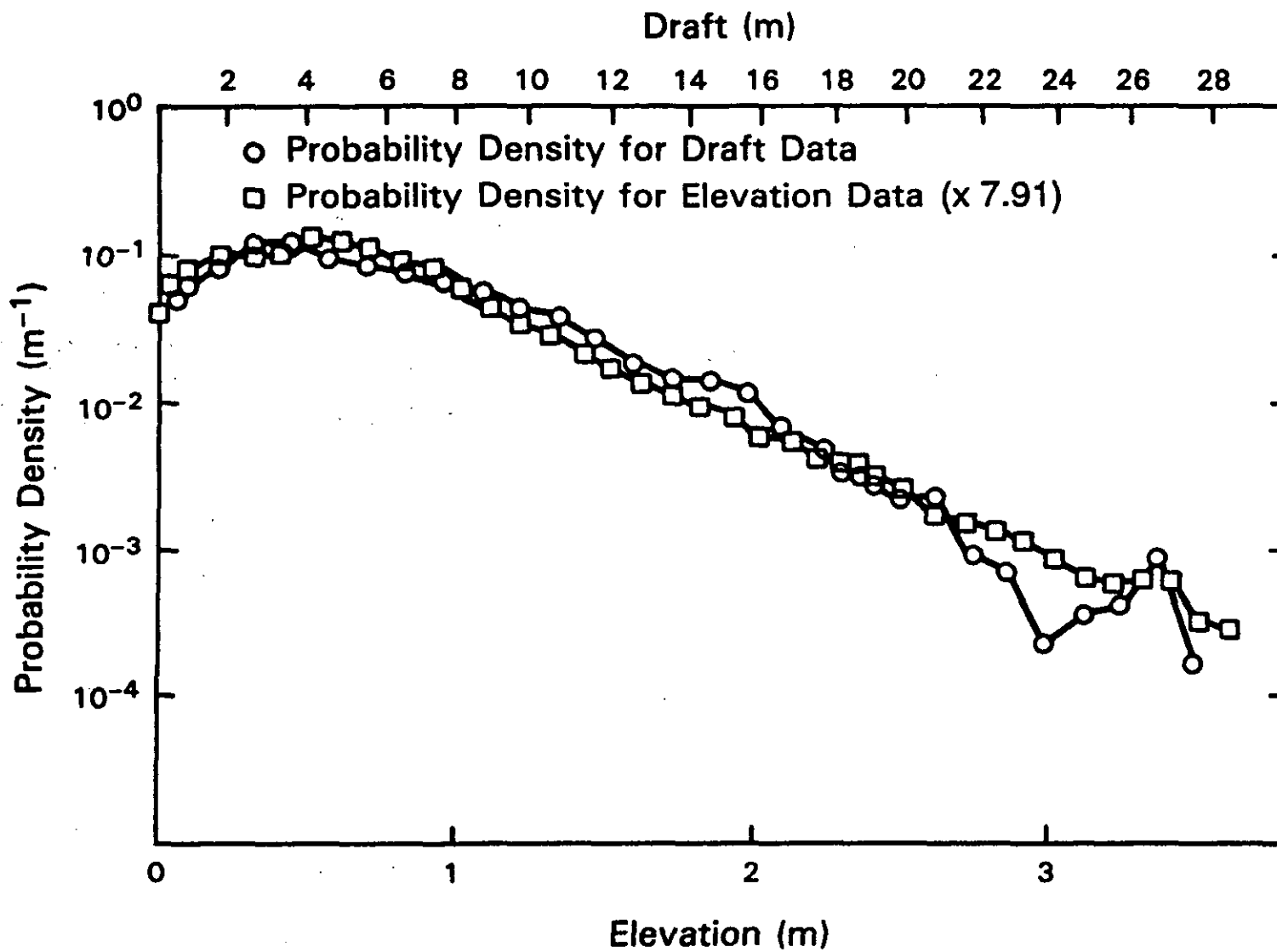


図5.3.7 レーザ高度計とソナーによる海氷高度頻度分布

filename: la3122#t3jan281 Jan 23 03:26:44 1993 4353m pixel 1cm

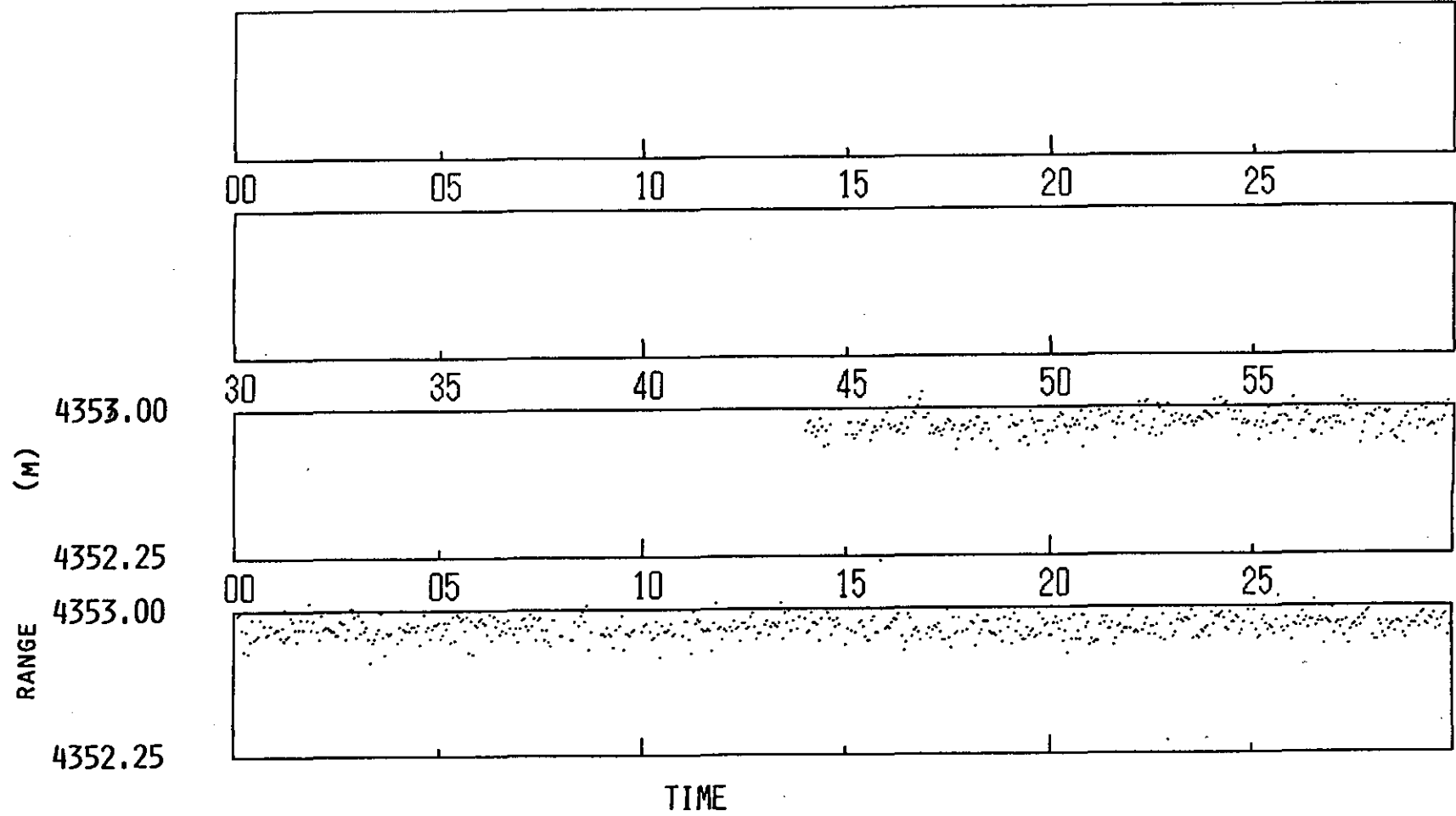


図5.3.8 CRLレーザ高度計での鉄塔からの受信信号

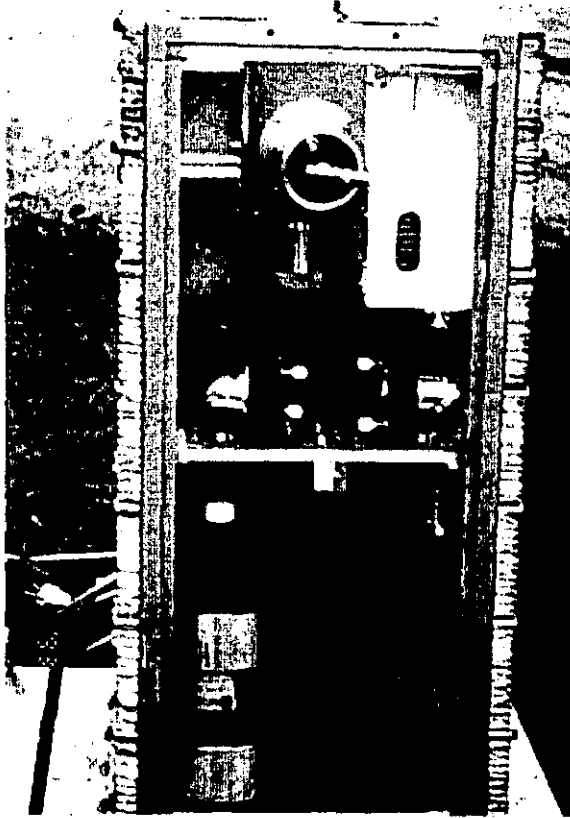


写真5.3.1 CRL航空機搭載レーザ
高度計光学部

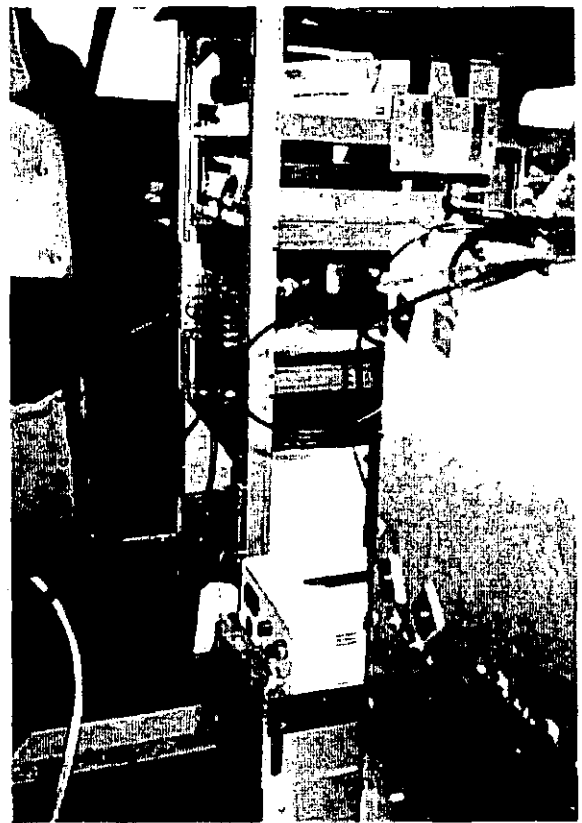


写真5.3.2 CRL航空機搭載レーザ高
度計の航空機への取り付け

表5.3.1 CRL航空機搭載レーザ高度計諸元

レーザ送信部

レーザ

LD励起 Nd:YAGレーザ
(LDP-150)

SHG by KTP

波長

532nm

出力

2mJ/pulse

繰り返し

20Hz

パルス幅

7nsec

ビーム広がり

~0.1mrad

受信部

受信望遠鏡径

20cm

検出器

MCP/PMT (Hamamatsu R28009U)

5. 4 NASDAにおける研究開発の状況

5. 4. 1 これまでの経緯

平成2年度にレーザ、検出器、集光光学系に関する調査を実施した。またライダシステムとして、

- ①高度計 ②ミー散乱ライダ ③差分吸収ライダ

についてシステム調査検討を実施した。

平成3年度はミー散乱ライダおよび差分吸収ライダについてより定量的なシステム検討として設計検討を実施した。本検討は、高度400kmおよび800kmの衛星搭載用とともに航空機搭載用のシステムについて実施した。表5. 4. 1に設計検討における目標仕様を示す。

表5. 4. 1 ライダ設計検討目標仕様

	ミー散乱ライダ	差分吸収ライダ
波長	1064/532 nm	727 nm付近に2波長
出力	500mJ-1J/pulse	500mJ-1J/pulse
繰返し	20-50Hz	20-50Hz
空間分解能	100km(水平)/0.5km(鉛直)	150km(水平)/1km(鉛直)
測定精度	体積後方散乱係数精度 10%	水分子数密度 10%
仕様規定高度/時間	3 km / 夜間	3 km / 夜間
観測範囲	0-30 km	0-30 km
高度計機能	地表面高度分解能 30 cm / 雲頂高度分解能 10 m	

設計検討は表5. 4. 1に示す仕様をもとに、

- (1)軽量化検討：使用材料、形状による軽量化/仕様変更による軽量化
- (2)コンポーネント検討：開発品目、仕様、コンポーネント構成
- (3)システム検討：機能・性能、構成/重量・消費電力
- (4)インターフェース検討：熱、機械、電気的インターフェース
- (5)試作・試験仕様検討
- (6)開発計画検討

を実施した。

(1) 設計検討結果

設計検討の結果、目標仕様をみたく仕様として表5. 4. 2および表5. 4. 3のパラメータを得た。またハードウェアとしては、表5. 4. 4に示す方式が適当であるとの結論を得た。衛星搭載を考える場合、耐環境性以外に重量・電力といったリソースが重要である。電力に関しては運用dutyを下げたり、運用方法を考慮して他センサとの競合を減

らすなどの対処方法があるが、重量についてはこういったことは不可能である。

したがって、衛星搭載の可能性は必要技術以外に重量（あるいは重量低減技術）が大きな要素を占めるとも言える。

設計検討による重量および電力の見積りを表5.4.5に示す。

表5.4.2 目標性能を満たすミュー散乱ライダの仕様

観測高度	800 km	400 km
波長	1064+532nm or 1053+527 nm	1064+532nm or 1053+527 nm
出力	total 1J/pulse	total 0.5 J/pulse
繰返し	20 Hz	20 Hz
ビーム拡がり角	2 mrad	2 mrad
受光望遠鏡径	1-1.2 m	0.7 m
受光系視野角	2 mrad	2 mrad
フィルタ帯域幅	1 nm/0.2 nm	1nm /0.2 nm

表5.4.3 目標性能を満たす差分吸収ライダの仕様

観測高度	800 km	400 km
波長	727 nm付近に2波長	727 nm付近に2波長
出力	0.2 J/pulse (on) 0.1 J/pulse (off)	0.1 J/pulse (on) 0.05 J/pulse (off)
繰返し	20 Hz	20 Hz
ビーム拡がり角	2 mrad	2 mrad
受光望遠鏡径	1-1.2 m	0.7 m
受光系視野角	2 mrad	2 mrad
フィルタ帯域幅	0.5 nm	0.5 nm

表5.4.4 ハードウェア方式

レーザ	LD励起Nd:YAG or Nd:YLF
SHG	KTP
集光鏡材質	Beあるいは発泡石英
排熱	液冷あるいは金属プレート+キャピラリポンプ
検出器	Si-APD
DIAL波長	Ti:Sapphire あるいは YAG(or YLF)のSHGのOPO

表5.4.5 重量・電力見積り

観測高度	ミー散乱ライダ		差分吸収ライダ	
	800 km	400 km	800 km	400 km
重量(kg)	300-350	200-250	450-700	400-550
電力(W)	600-800	500	1500-	800-

(2) 開発課題

衛星搭載用レーザレーダのために特に開発を要する主要な技術は以下の通りである。

①高出力・高効率LD励起固体レーザ

- ・消費電力を低減するために変換効率を上げる必要がある
- ・出力を高めることにより集光系の口径を小さくすることができる
- ・軌道上では(将来的には別であるが、)ミッション期間中メンテナンスフリーで動作するだけの寿命と信頼性が必要である。従って寿命の長いLDにより固体レーザを励起する
- ・振動、衝撃、熱真空環境、放射線を考慮した設計・構成にする

②レーザロッドおよびLDからの排熱技術

軌道上では空冷は不可能であり、また外部からの冷媒供給もできないため、循環式の液冷や伝導・放射を用いた排熱が必要である。

③集光望遠鏡用ミラーの軽量化

これまでの撮像センサに比べてより大きな集光鏡が必要であり、重量低減のために軽量で剛性の高い材料を用い、かつくり抜きなど構造を工夫することで軽量化をはかる必要がある。

衛星搭載のためにはこれらの技術開発をまず実施する必要がある。

5.4.2 航空機搭載用レーザレーダの試作試験

(1) 試作試験の目的

平成2および3年度に実施した調査検討および設計検討により、実現性や実現可能なシステムについて机上検討の範囲内でめどを得ることができたが、実績のないものについてはあくまでも理論的なものであり、実際に試作を行ってその機能・性能を確認する必要がある。そこで、衛星搭載を考慮した場合に発生する課題の開発を含め、机上検討を行ってきたシステムの機能・性能確認のために試作試験を行う。また衛星への搭載は移動するものからの観測であるため航空機搭載型として、なるべく環境を合わせるようにする。さらにアルゴリズムの研究などのためのデータ取得も考慮する。

(2) 試作試験

航空機搭載用レーザーレーダの試作試験により以下の項目を実施する。

① システム設計・検討

航空機搭載用レーザーレーダのシステムについて検討並びに設計を行う。

② 送信系の試作

レーザーレーダシステムのうち、送信系について試作試験を行う。ここで試作する送信系は以下の部分をさす。

- 1) レーザ発振部
- 2) 送信用光学系

また試験は、要求仕様をもとにレーザーとしての基本性能の評価を行う。さらに航空機レベルの振動試験を実施し、レーザー発振部単体での航空機搭載性の対振動性の確認を行う。

③ 受信系の試作

レーザーレーダシステムのうち、受信系について試作試験を行う。ここで試作する受信系は以下の部分をさす。

- 1) 受信望遠鏡
- 2) フィルタ
- 3) 検出器およびその周辺部
- 4) 信号処理・記録部
- 5) 電源部

④ 排熱系の試作

励起用LDの排熱、レーザーロッドからの排熱（1次排熱系）、放熱面までの熱輸送（2次排熱系）、システムの排熱、放熱系について試作試験を行う。これらのうち励起用LDおよびレーザーロッドからの排熱は送信系の試作に含めて行う。

⑤ システムの試作

①の設計・検討および②から④までの各コンポーネントの試作、試験に基づき、航空機搭載用レーザーレーダシステムの試作・インテグレーションを行う。ここでの試作には②から④までの項目において試作されない部分の試作・試験をすべて含む。

⑥ 地上実験

システムの機能・性能確認のための動作実験及び上方へ向けた観測実験を行う。

⑦ 航空機実験

航空機に搭載してハードウェア評価のためのデータ取得を行う。

⑧ データ解析・評価

⑥、⑦において取得されたデータの解析・評価を行い、衛星搭載用レーザレーダの実現性、達成可能性能、その他主要仕様の検討を実施する。

これらのうち、現時点(1993.3)ではシステム全体についての検討および送信系の設計・試作を終え、性能評価試験を実施しているところである。レーザ発信部についてはレーザ媒質としてYAGおよびYLFの2種類について比較試験を、また1次排熱系については熱伝導板によりコールドプレートに排熱する方法と循環式の冷媒により排熱する方法について試作試験を行っている。

5.4.3 今後の試作試験予定

受信望遠鏡およびフィルタを含む光学系、検出器および周辺部、信号処理・記録部、2次排熱系システム試作及び機能・性能確認試験を順次実施し、これらが終了した後、航空機に搭載した実験ならびにデータ解析・評価を行う予定である。

5.4.4 航空機搭載用レーザレーダの仕様案

試作するシステムはミー散乱ライダーである。ただし、ミーライダーとしての試験の後、DI ALへ改修できるようなシステム設計を行う。また衛星搭載のための技術開発の意味からも航空機搭載用としてはオーバスペックとなる部分も存在する。以下に目的とする主な開発要素を示す。

(1) 望遠鏡

材質にBeあるいは発泡石英を用い、なるべく軽量な、ただし打ち上げ環境、宇宙環境に耐える構造とする。

(2) レーザ

金属板によりレーザロッドからコールドプレートに排熱し、コールドプレートからは通常の循環式の水冷ポンプでヒートシンクにつなげファンにより冷却する。あるいは循環式液冷によりレーザロッドからの排熱およびヒートシンクまでの熱輸送を行う。

衛星搭載用には2次排熱系としてキャピラリーポンプが適当であると思われるが、重力変化の影響を受けやすく航空機搭載用には適当ではない(重力変化補償用のポンプ等が必要であり、これが本試作試験での開発要素とは無関係な開発上のリスクとなる)と判断し、通常の循環式の水冷とした。

また、排熱評価のために出力、パルス繰り返しをそれぞれ100mJ, 50Hzにする。実際に航空機実験を行うときはeye-safetyのレベルまで出力を減衰させる。

波長については基本波と2倍波の2波長の送信が可能であり、両波の出力比率を可変できるようにする。もしくは、出力変化と同等の効果を得るように受信系で調整できるようにする。

(3) 検出器

Si-APDを用いて、アナログ検出およびフォトンカウンティングの両検出方法ができるようにする。航空機からの観測としてはアナログ検出のみで十分であるが、衛星搭載の場合はフォトンカウンティングが必要となるため、本試作試験でも取り入れる。

(4) その他

その他の要素として、次のような点を考慮する。

航空機上での作業を極力減らすため、観測作業をなるべく自動シーケンスで実施可能なようにする。また、送信系と受信系の光軸調整も機上で自動的に行えるようにする。

さらに、振動、衝撃等の環境試験を実施する予定である。航空機搭載環境に対する試験は当然であるが、コンポーネントレベルでは打ち上げ及び宇宙環境試験を実施することを考えている。

表5. 4. 6に航空機搭載用レーザーレーダの開発目標仕様を示す。

表5. 4. 6 航空機搭載用レーザーレーダ開発目標仕様

レーザー	LD励起Nd:YAG or Nd:YLFレーザー
波長	1064 nm(Nd:YAG) or 1053 nm(Hd:YLF) and SHG
レーザー出力	100 mJ以上
レーザー繰り返し	50 Hz以上
平均出力	5 W以上
検出器	AD用、フォトンカウンティング用ともにSi-APD
レーザー効率	7 %
ビーム広がり角	1.5 mrad
集光望遠鏡口径	50 cm ²
受信系視野角	2 mrad
レーザー電源電圧	28 V
空間分解能	1 km (水平) 100 m (鉛直)

* 航空機の都合上、口径を小さくする可能性がある。

5. 4. 5 むすび

現在、衛星搭載技術の開発ならびに衛星搭載レーザーレーダの実現性、実現仕様を確認するために航空機搭載用のシステムの試作を開始したところである。この試作の第一の目的はハードウェア開発であるが、満足のいくものが開発できた場合は、アルゴリズム研究等ミッション研究のためのデータ取得を行う予定である。

また、本試作試験で得た技術・データをもとに衛星搭載レーザーレーダの開発に入れるよう期待している。

5.5 スペースライダーの掃引機構に関する考察

5.5.1 はじめに

スペースライダーの観測幅を広げるためには測定方向の掃引が必要となるが、ライダーに要求される受信望遠鏡の口径が大きいこともあって掃引の機構は検討を必要とする課題のひとつである。本文では、NASA、ESA等で提案されているスペースライダーの例も紹介しながら掃引機構の可能性について考察する。

5.5.2 掃引光学系

ミー散乱スペースライダーの場合、受信望遠鏡の口径は50cmから1mと考えられるがこの受信視野を掃引する機構が必要となる。受信視野の掃引の方法を概念的に分類すると、(1)望遠鏡の外部に掃引用の光学系を設けるか、あるいは望遠鏡自体を掃引する方法、(2)望遠鏡を構成する集光系に掃引機構を持たせる方法、(3)視野の広い受信光学系を用いて検出器周辺に掃引機構を持たせる方法に分けられる。以下、それぞれについて考察する。

(1) 望遠鏡の外部に掃引機構を設ける方法

まず望遠鏡自身を掃引する方法がある。この場合、例えば図5.5.1(a)に示すような光学系を用いて方位角を回転させる。この場合はコニカルな掃引となる。NASAのドップラーライダー、LAWSではこのような方式を用いている(図5.5.1(b))¹⁾。LAWSでは送受信に同じ光学系を用いる。この方式は可動部分の重量が大きいのが欠点である。

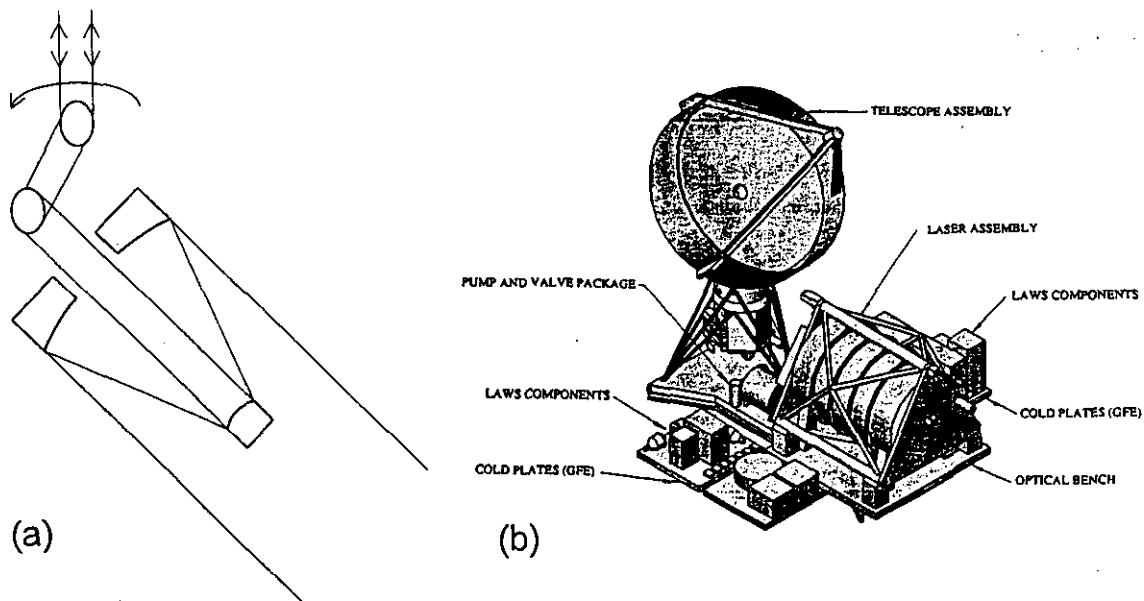


図5.5.1望遠鏡全体を回転させる掃引機構(a)概念、(b)NASAのLAWSの例。

二番目は望遠鏡の外に平面鏡を用いて掃引する方法である(図5.5.2(a))。この場合、45度に取り付けられた平面鏡が望遠鏡の光軸の回りに回転される。ライダーの場合には、回転は一方方向に連続ではなく掃引領域を往復することになる。ESAのATLIDではこのような光学系が用いられている(図5.5.2(b))²⁾。この場合の掃引は直線的になる。送信ビームは掃引鏡の手前の中央部から同軸に発射される。

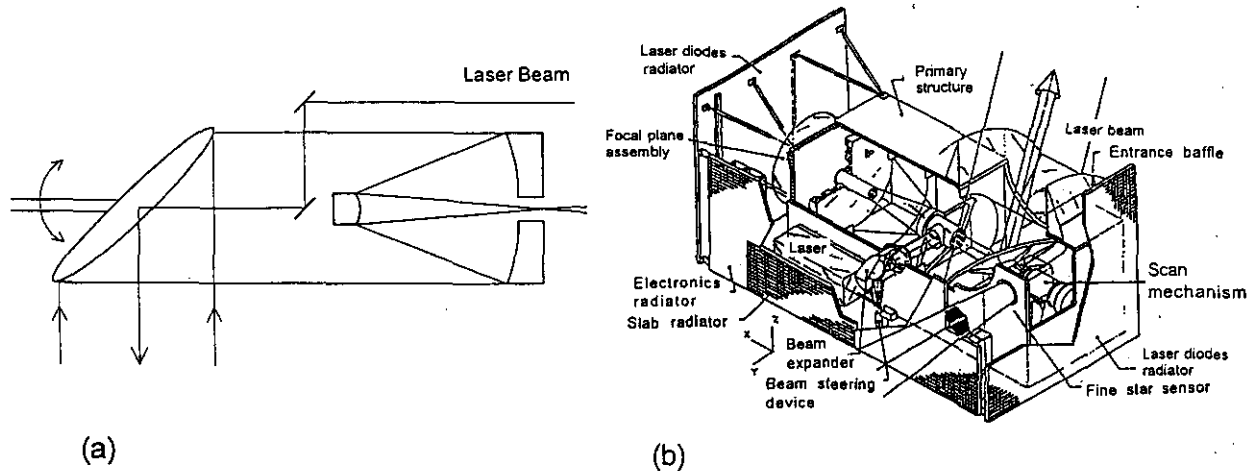


図5.5.2 平面鏡を用いる掃引機構。(a)概念、(b)ESAのATLIDの例。

もうひとつ概念として考えられるのは屈折光学系を使う方法である。航空機搭載ドップラーライダーでは大口径のウェッジ(楔型のガラスの円盤)が用いられた例がある。しかし、屈折式の光学系は掃引角を大きく取ることが難しく、また、材質、重量等の点でも大口径のものは難しい。スペース用としては、レーザー送信ビーム方向の微調整にウェッジを2枚重ねた光学系が用いられている例がある。

(2) 望遠鏡を構成する集光素子に掃引機構を持たせる方法

これには図5.5.3に示すような方法が考えられる。まず、図5.5.3(a)は軸外し放物面鏡を回転させる方法である。(b)は反射型のホログラフィック光学素子(HOE)を用いて構成したもの、(c)は透過型のHOEを用いる方法である。(b)、(c)の概念はSchwemmerらの論文³⁾から引用した。HOEはレーザーを用いたホログラフィーの手法で製作される。Schwemmerらは口径40cmのHOEの試作について報告している。

HOEは、回折格子のようなものであるが、例えばフレネルレンズのような考え方を微細化して波長のスケールで整合を取ったものという解釈も可能であろう。HOEは軽量化できる点に特徴があるが、宇宙用のHOEの開発は今後の課題である。また、HOEは基本的には単一の波長でのみ用いられる。多波長化も可能であるが効率は低下する。単一波長の場合でも効率は100%とはいかず、70%程度である。スペース用としては効率は重要な問題であろう。

図5.5.3に示した掃引機構の基本形は図5.5.3(a)であるが、この掃引方法は非常にシンプルで有望であろう。この場合の掃引のモードはコニカルで、掃引の角度は可変できない。

しかし、角度を大きくとって、コニカルの一部を使って円弧状の掃引を行うこともできる。この場合、回転軸の方向を鉛直方向とする必要はない。角度を 90 度とすることも原理的には可能で、この場合は直線的な掃引となる。図5.5.3(a)の手法の技術的な課題は極端な軸外し放物面を研磨する技術とミラーの軽量化である。

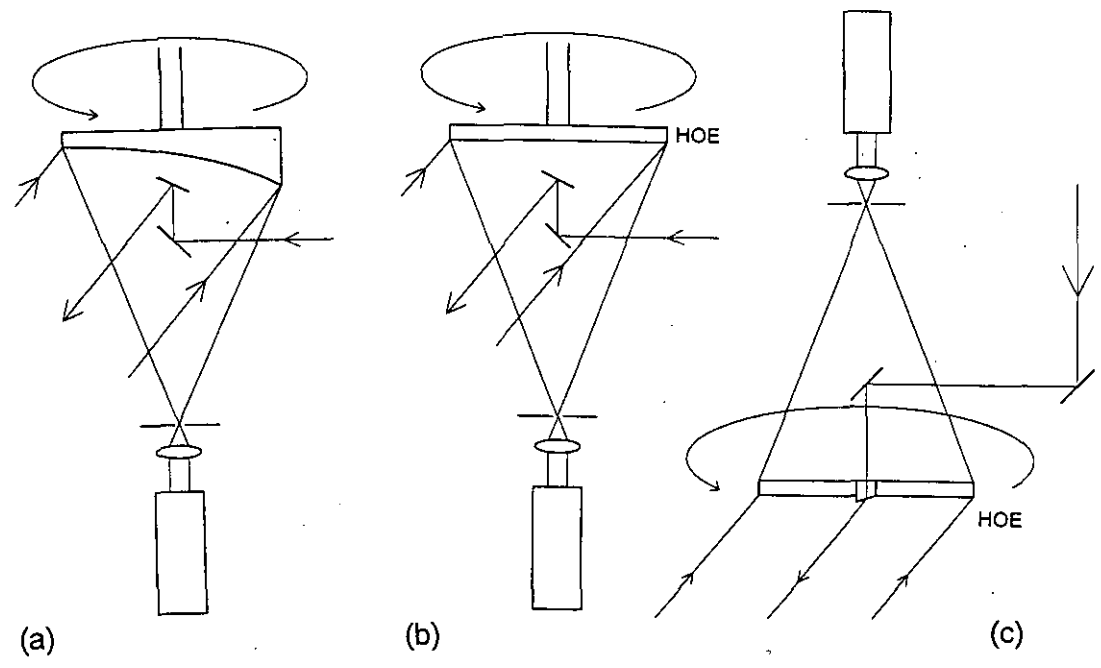


図5.5.3集光素子に掃引機構をもたせる方法。(a)軸外し放物面鏡を回転させる方法、(b)ホログラフィック光学素子 (HOE) を用いる方法、(c)透過型のホログラフィック光学素子 (HOE) を用いる方法。

(3) 視野の広い光学系を用いる方法

大口径で視野の広い光学系はシュミットカメラに代表される。シュミットカメラの最も大きな特徴は 図5.5.4(a) に示すように球面鏡を用い、球の中心に当たる位置に開口絞りを置いた点にある。球面鏡は球面の中心近くを通る光線に対して近似的に良好な集光鏡として働き、鏡面と球の中心の中央に焦点を結ぶ。図5.5.4(a)の光学系は開口絞り以外は球対称であり、従って、焦点面となる内側の球面上に広角の像が得られる。もっとも、実際には、内側の球面の影のために視野が制限される。

シュミットカメラでは球面の集光特性と放物面による理想的な集光特性との差を補正するために、開口絞りの位置に屈折式の補正板を用いる。f 数が大きい場合は補正板が無くても良好な特性が得られる。ミー散乱スペースライダーの場合の視野角は 0.1mr のオーダーであるので、仮に補正板無しで収差を十分小さく抑えようとする、f 数は約 5 以上とする必要があると見積られる。仮に、口径が 50cm とすると、焦点距離が 2.5m、開口絞りの位置がミラーから 5m となり現実的ではない。従って、やはり補正板は必要である。補正板を用いる場合は、f 数を 1 程度まで小さくすることが可能であると考えられる。

スペースライダーの場合に一次元の掃引を行うためには、鏡面を掃引方向に長くしてお

いて、検出系を焦点面上を円弧状に掃引すれば良い(図5.5.4(b))。検出系を多数個並べる方法(図5.5.4(c))や、光ファイバーを利用する方法も考えられる。検出系の影が一次的で大きくないものとする、非常に広い視野がとれる。ただし、開口絞りが固定であるとする、開口面積が角度に依存することになる。

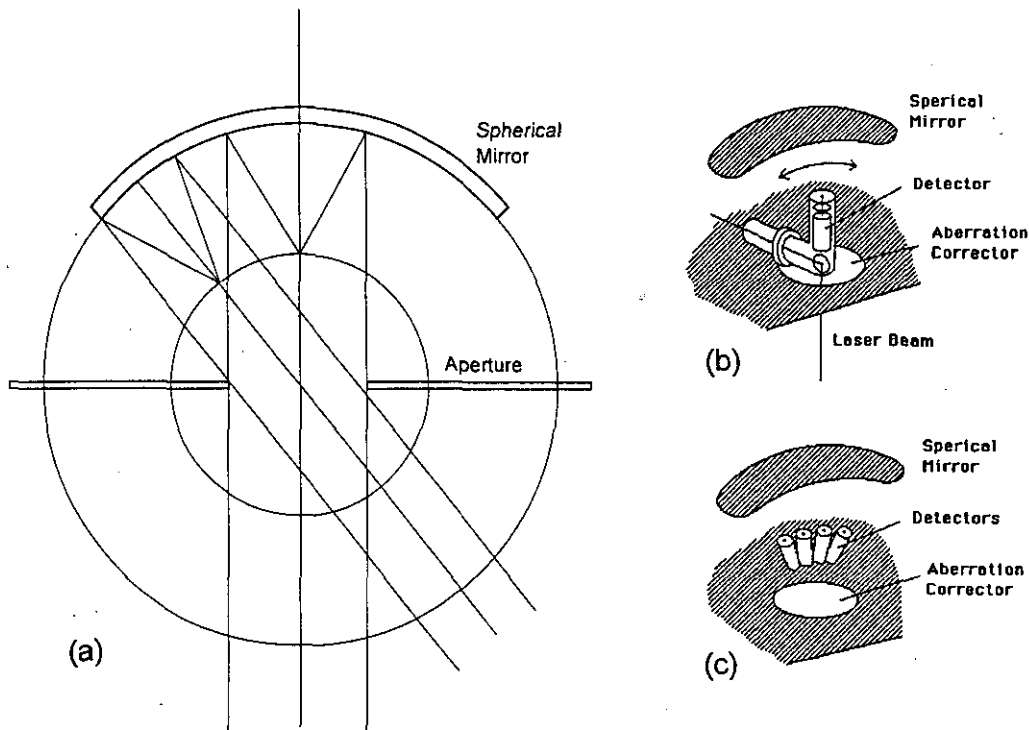


図5.5.4視野の広い光学系を用いる方法。(a)シュミットカメラの概念、
(b)検出系を掃引する方法、(c)複数の検出系を用いる方法。

視野の広い光学系を用いる場合、受光鏡の面積を視野に応じて大きくする必要があるため結果的には大きなシステムとなる。(集光鏡の全体を常に生かして広い視野を得ることは不可能である。)従って、視野の大きな受信系を用いることの利点が生きてくるのは、例えば固定した検出器を複数個使い、レーザービームも複数に分けて送信して横方向の数点のデータを同時に取りする場合のように、可動部分を基本的に用いないという設計思想を採用する場合であろう。

5.5.3 結論

NASAのLAWS, ESAのATLIDの設計は極めてオーソドックスな方法を採用している。しかし、受光系全体としての軽量化が可能で最も魅力的と思われる掃引機構は図5.5.3(a)に示した方法であろう。特に小型衛星の場合はこの軽量化の利点は大きい。この機構を実現するためには極端な軸外し放物面鏡が必要であり、現在の非球面研磨技術で製作が可能かどうかは調査が必要である。また、鏡面パネルの材料、構造等も検討が必要である。光学技術の観点から言えば、このような研究開発の意義は極めて大きいと

思われる。

ホログラフィック光学素子 (HOE) については、スペース用の耐環境性の課題がある。また、光学的効率が大きな問題である。HOEは円盤状にできる利点があるが、HOEの場合も精度を維持するためにはHOEを保持するための構造が必要となり、ミラーの場合と比べて大きな軽量化は期待できない。HOEは単一波長に対してのみ有効であるが、この性質を利用してバンドパスフィルターとしての機能を兼ねることができる。この場合のスペクトル特性と視野の関係、フィルターの機能を含めた全体としての光学的効率などが問題である。これらの評価を行ない、従来の光学系と比べた利点を明確にすることがまず必要である。

一方、掃引ではなく、固定した複数の方向の測定を行う場合には、図5.5.4(c)のような視野の広い光学系が有効であろう。

以上、掃引の機構について考察した。掃引のモードは直線的かあるいはコニカルである。直線的な掃引の場合、掃引機構から考えれば、フットプリントは折れ線というより、おそらくサイン関数的になる。コニカルな掃引の場合は、掃引角、掃引の回転数、衛星の進行速度でフットプリントのパターンが大きく変化する。コニカルスキャンの場合は、一地点を、異なる角度から2回測定することもできる。観測目的に応じた掃引パラメータの最適化が必要である。

引用文献

- 1) J. C. Petheram, D. L. Kenyon, A. B. Wissinger, and T. R. Lawrence, The Laser Atmospheric Wind Sounder (LAWS) Phase II Preliminary System Design, 16th ILRC, NASA CP3158, 257-259 (1992).
- 2) ESA の資料から引用。
- 3) G. K. Schwemmer and T. D. Wilkerson, Conical Scanned Lidar Telescope Using Holographic Optical Elements, 16th ILRC, NASA CP3158, 521-524 (1992).

第6章 おわりに

本調査に関連するものとして、平成2年度には環境庁地球環境研究総合推進費による課題調査検討の一環として「地球環境問題に関連した大気微量成分計測手法（飛翔体搭載レーザーレーダー）に関する調査」を実施した。そこでは、地球環境問題への寄与、実現可能性を考慮して、当面は「対流圏および成層圏のオゾン、エアロゾルの測定用の航空機搭載レーザーレーダー」に対する要請が大きいと結論された。

平成3～4年度は、上記調査での議論を踏まえ、さらに衛星利用のレーザーレーダーの可能性を検討することとし、オゾン層破壊、地球温暖化に極めて関係の深い雲と成層圏エアロゾル（極成層圏雲）のグローバルモニタリングを中心にその意義の検討を行った。特にミー散乱レーザーレーダーによる衛星からの観測を念頭において、雲と成層圏エアロゾルのグローバル観測の意味に関する調査を行った。

2年間にわたる検討の結果、地球温暖化の機構を考える上で雲の果たす役割を明らかにすることが極めて重要である一方で、雲のグローバルな分布、出現高度や、雲の光学的な性質あるいは放射に関する諸量の正確な情報が欠如している事実が明らかにされ、これらの観測の重要性が指摘された。従来の受動的な衛星センサーによる観測データだけでは、そのような情報を抽出することは困難であり、また地上からのレーザーレーダー観測では小数の観測点だけとなることから、これまでのところ十分なデータの蓄積にまで至っていないのが現状である。

衛星搭載レーザーレーダーは能動的（アクティブ）センサーであり、雲の高さ、厚さ、オーバーラップした雲の情報が水平的な広がりとともに観測できるという大きな利点を有している。特に、巻雲のグローバル観測に果たす衛星搭載レーザーレーダーの有効性が明らかにされた。また、その他のセンサー（受動的センサー、マイクロ波センサー）等との複合的な観測データの利用によって、レーザーレーダーだけでは得にくい高次の情報が抽出できる可能性が指摘された。

同時に、観測の方法（空間時間スケール・分解能）を観測目的、観測対象に応じて適切に設計することの重要性が挙げられた。また、掃引（スキャン）測定による広範囲の測定可能性が議論された。これらの事項は、衛星搭載機器のハードウェア仕様と密接に関係することから、今後の重要な研究課題とされた。

【平成5年4月27日編集小委員会受理】

[国立環境研究所資料 F-50-'93/NIES]

衛星搭載レーザーレーダーによる地球規模大気環境の
評価に関する調査報告(2)

問い合わせ先：地球環境研究グループ 笹野 泰弘

平成5年6月1日発行

発行 環境庁 国立環境研究所
〒305 茨城県つくば市小野川16番2
電 話 0298-51-6111 (代表)

印刷 ニッセイエプロ株式会社
住所 東京都港区西新橋2-5-10