

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

Feasibility study on space lidars for measuring
global atmospheric environment

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

¹ Guest 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3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。

本調査の実施にあたり、(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深めた。

本書は、同調査委員会の検討結果を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頂くため、国立環境研究所の出版物(資料集)として発行するものです。

調査委員会の構成と本報告書の執筆分担一覧を次ページに記し、ここに委員の先生方並びに事務局として取りまとめにあられた(財)光産業技術振興協会に感謝の意を表します。

地球環境研究グループ

衛星観測研究チーム

笹野泰弘

平成3年度 衛星搭載レーザーレーダー検討委員会名簿

(敬称略・順不同)

| | | |
|-----|-------|--------------------------|
| 委員長 | 小林 喬郎 | 福井大学 工学部電気工学科 教授 |
| 委員 | 浅井 和弘 | 東北工業大学 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 | 内野 修 | 気象庁 気象研究所 衛星観測システム部 室長 |
| 委員 | 輿石 肇 | (財)リモートセンシング技術センター 参与 |
| 委員 | 斎藤 保典 | 信州大学 工学部環境情報工学科 助手 |
| 委員 | 柴田 隆 | 郵政省 通信総合研究所 電波応用部 主任研究官 |
| 委員 | 杉本 伸夫 | 国立環境研究所 地球環境研究グループ 主任研究員 |
| 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 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 | 谷貝 勇 | 気象庁 気象研究所 気候研究部 主任研究官 |

執筆分担一覧表

| | |
|----|-------|
| 1章 | 小林 喬郎 |
| 2章 | 小林 喬郎 |
| 3章 | 住 明正 |
| 4章 | 早坂 忠裕 |
| 5章 | 谷貝 勇 |
| 6章 | 柴田 隆 |
| 7章 | 中島 正勝 |
| 8章 | 斎藤 保典 |
| 9章 | 小林 喬郎 |

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

目 次

•平成3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 調査結果の概要 | 2 |
| 2. 地球環境問題と衛星搭載レーザーレーダー観測の意義 | |
| 2. 1 地球環境問題へのアプローチ | 5 |
| 2. 2 衛星搭載レーザーレーダー研究の現状と意義 | 6 |
| 2. 3 今後の展開 | 9 |
| 3. 地球温暖化問題に及ぼす雲の効果について | |
| -日本が衛星搭載レーザーレーダーを上げる意義は何か- | |
| 3. 1 はじめに | 11 |
| 3. 2 海面水温の変動は? | 11 |
| 3. 3 絹雲の粒径分布の変化に伴う負のフィードバック | 13 |
| 3. 4 まとめ | |
| -衛星にActive Sensorを搭載する意義- | 14 |
| 4. 地球の気候と雲の放射特性 | |
| 4. 1 はじめに | 16 |
| 4. 2 地表気温と雲 | 16 |
| 4. 3 雲の基本的放射特性 | 19 |
| 4. 4 上層雲の放射特性 | 23 |
| 4. 5 上層雲の分布 | 25 |
| 4. 6 雲のオーバーラップ構造 | 27 |
| 4. 7 衛星搭載レーザーレーダーへの期待 | 29 |
| 5. 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 | |
| 5. 1 はじめに | 32 |
| 5. 2 モデルと実験 | 32 |
| 5. 3 気象衛星データについて | 42 |
| 6. 成層圏エアロゾルと極域下部成層圏大気化学 | |
| 6. 1 まえがき | 50 |
| 6. 2 PSCとオゾンホール | 50 |
| 6. 3 PSCの観測 | 53 |
| 6. 4 むすび | 57 |

| | |
|---|-----------|
| 7. 地球観測衛星の軌道について | |
| 7.1 軌道の要素 | 59 |
| 7.2 軌道の分類 | 60 |
| 7.2.1 高度分類 | 60 |
| 7.2.2 傾斜角分類 | 60 |
| 7.2.3 回帰性分類 | 60 |
| 7.2.4 太陽同期性分類 | 61 |
| 7.3 準回帰軌道 | 62 |
| 7.4 太陽同期軌道 | 63 |
| 7.5 観測軌道の地表面軌跡 | 66 |
| 7.6 太陽非同期軌道 | 66 |
| 7.6.1 回帰性 | 67 |
| 7.6.2 太陽角変化 | 67 |
| 8. 衛星搭載レーザーレーダーによる（高層）雲および エアロゾル観測の可能性 | |
| 8.1 はじめに | 71 |
| 8.2 シミュレーションモデル | 71 |
| 8.2.1 レーザーレーダー方程式と信号対雑音比 | 71 |
| 8.2.2 大気および雲モデル | 73 |
| 8.2.3 衛星搭載レーザーレーダーシステム | 75 |
| 8.3 シミュレーション結果と検討 | 76 |
| 8.3.1 夜間観測 | 76 |
| 8.3.2 昼間観測 | 76 |
| 8.4 開発の方向と課題 | 83 |
| 8.4.1 レーザー光源 | 83 |
| 8.4.2 移動体および飛翔体 | 85 |
| 8.5 おわりに | 85 |
| 9. おわりに | 88 |

1. はじめに

1. 1 調査の目的と意義

地球温暖化、オゾン層破壊等の大気環境問題の特質は、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。このため従来、計測機器を搭載した航空機や大型のサンプリング気球を用いての直接観測（現場観測）が行われてきている。しかしながら、広域の同時観測や、成層圏以上の高高度の観測が困難であるなど、そこには限界がある。

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。

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と言えよう。

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と考えられる。

そこで、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行うこととした。特に今年度は、成層圏オゾン層の破壊に係る極域成層圏雲（PSC；Polar Stratospheric Clouds）、並びに地球温暖化現象と密接に係る雲の広域分布計測に関する調査に重点を置いた。

さらに最近の研究によれば、中緯度域の成層圏下部においてもオゾン層の破壊の進行が認められており、これには成層圏エアロゾルの表面における不均一反応が関与していると考えられている。したがって、極域のエアロゾル（PSC）だけでなく、中低緯度成層圏のエアロゾルについてもオゾン層破壊の観点から、注目する必要がある。

1. 2 調査の方法

本調査では、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（福井大学工学部電気工学科教授）
- 委員 浅井和弘（東北工業大学教授）
- 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 内野 修（気象庁気象研究所衛星観測システム部室長）
- 委員 輿石 肇（（財）リモートセンシング技術センター参与）
- 委員 斉藤保典（信州大学工学部環境情報工学科助手）
- 委員 柴田 隆（郵政省通信総合研究所電波応用部主任研究官）
- 委員 杉本伸夫（国立環境研究所地球環境研究グループ主任研究員）
- 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 谷貝 勇（気象研究所気候研究部主任研究官）
- 委員 中島正勝（宇宙開発事業団筑波宇宙センター開発部員）
- 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）

3回の委員会を開催し、気候・気象の専門家からの雲、エアロゾルの環境変動との関係に関する報告をもとに、レーザーレーダー、衛星システム関連の研究者の間で質疑応答を行った。これによりそれぞれの持つ情報・知識を出し合い、現実的な議論を行うよう努めた。

本調査は2か年の計画で開始された。本年はその初年度にあたるので、全般的な議論を行い、それをもとに次年度の検討課題を明らかにすることにも留意した。

1. 3 調査結果の概要

今回の調査では、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

壤に関連する雲・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。詳細は、各担当委員により第3章から6章までに記述されている。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、第7章に記載されている。議論の過程で問題提起された主な事項は以下の通りである。

- 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、その大気の放射場（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、いずれの飛行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行体の高度、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。詳細については第8章に記載されている。

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. 地球環境問題と衛星搭載レーザーレーダー観測の意義

2.1 地球環境問題へのアプローチ

最近の地球大気の大気中の炭酸ガスや微量分子の増加による地球温暖化や、極地域を中心としたオゾン層の破壊、二酸化硫黄等から生ずる酸性雨などの地球規模の環境問題が注目されている。これらは人類の生存に関わる問題であるため、その解明が急務とされており、これらの諸問題の現状と基本的事項に関して既に多くの調査報告がある。¹⁾ それらの結論として地球環境問題を解明するためには、地球を微妙なバランスの上に成立っている複雑かつ大規模なシステムとして捉え、三次元空間での長期間にわたる環境情報を多元的、総合的に収集、蓄積し、予知できる地球システム科学と呼ばれる新しい研究のアプローチが必要とされている。

その研究活動の代表例として、内容や人的、予算的規模において卓越している米国のグローバル変動研究計画：GCRP (Global Change Research Program) があり、9つの主要な国立研究機関において地球環境問題関連の共同研究が行われている。図2.1にその研究課題の重要度別分類を示す。²⁾ この計画では、大気・気象関係の分野が、とくに地球温暖化に関係した雲の役割の解明や、酸性雨に関連した微量成分の動態の解明などが最も高いプライオリティを有している。

また、EOS (Earth Observation System: 地球観測システム) は、GCRPの一環としてNASAが中心となって国際協同研究として進めている地球観測プロジェクトであり²⁻⁴⁾ 90年代から21世紀にかけてのマイクロ波から光波領域での総合的な衛星搭載センサーシステムの開発プロジェクトである。その中で次の様な研究課題の究明が最も重要とされている。²⁾

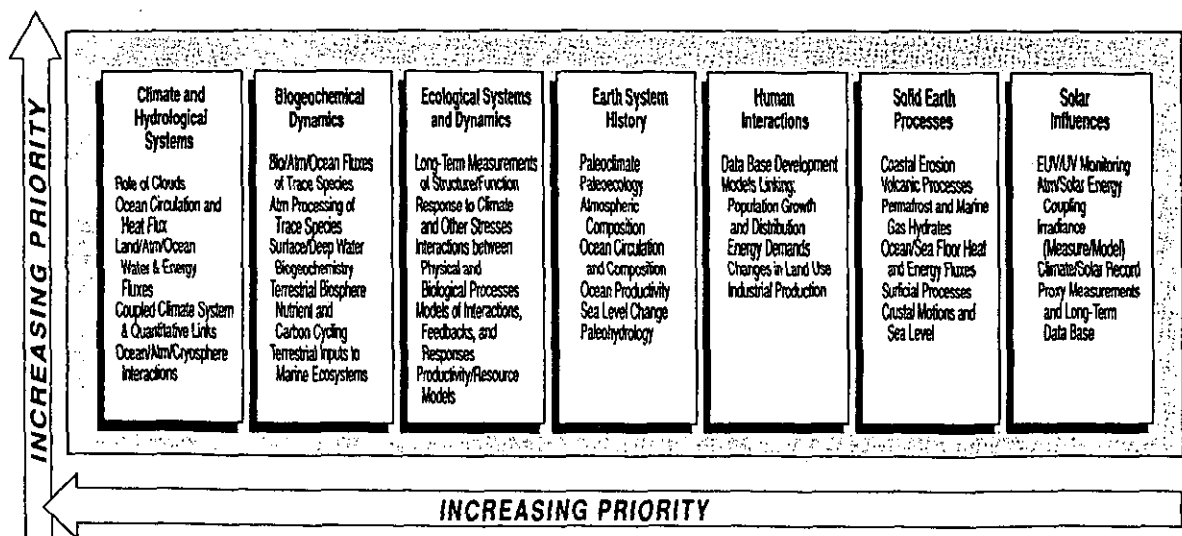


図 2.1 米国のグローバル変動研究計画 GCRP の科学研究課題の重要度分類 (after ref.2)

- (1) 大気圏全域の水循環の解明
- (2) グローバルな熱エネルギー収支の解析
- (3) エアロゾルや微量汚染物質の発生、輸送、沈着などの大気化学的解明

すなわち、大気中の水蒸気、雲（水滴粒子）、雪氷粒子などの水の輸送が気象を決定する要因であるため、上記(1)の解明には対流圏や大気境界層近傍における水蒸気、風、気温の高度分布についての詳細な情報が必要とされる。また、(2)の熱エネルギー情報は大気の流れや降雨を予測するための数値気象予報の高確度化に結びつくため、極めて重要である。また、(3)の微量物質のグローバルな三次元空間分布が求めれば詳細な数値解析モデルが構築でき、酸性雨やオゾン層破壊などの汚染予測精度の向上が期待できる。

これらの大気パラメータの高度分布のグローバルな観測は従来のパッシブセンサーでは不十分であり、衛星搭載レーザーレーダーではそれらの高精度計測が可能となるため、その意義が極めて大きいことが理解できよう。

2.2 衛星搭載レーザーレーダー研究の現状と意義

衛星に搭載したセンサーにより地球観測が開始されてから既に四半世紀が経過した。地球から放射される紫外、可視、赤外、マイクロ波領域の電磁波を受信するパッシブな高感度画像センサーとデータ処理技術の進歩によって地表や海洋、大気などのグローバルで多種多様な情報が得られようになった。また、合成開口レーダーの様なマイクロ波を送信するアクティブなセンサーも開発されている。これらのセンサー技術は高度に発達しており、地表数メートルの水平方向の高分解能特性も実現されている。しかしながら、その弱点として大気を測定する従来のパッシブセンサーでは高度（鉛直）方向の分解能が全く無いが、特殊な方式でも数kmと極めて低いことが挙げられる。³⁾

これに対して、レーザーレーダー（またはライダー：Light Detection and Ranging）はレーザーを光源とするアクティブセンサーであり、遠方の物質の密度や組成、温度などの三次元分布を高い空間分解能で連続測定が可能な技術であり、主に地上設置型のシステムにより対流圏や成層圏のエアロゾルやオゾン、気温などの観測が実用化している。^{5, 6, 13)}最近、このレーザーレーダーを衛星やスペースシャトル等の宇宙飛行体に搭載させるいわゆるスペースライダー計画の検討や準備研究が各国で活発に進められている。⁷⁻⁹⁾次に、これらの衛星搭載レーザーレーダーの概要を示す。

(1) L I T E

先ず、スペースシャトルを利用するレーザーレーダーとして、米国NASA（航空宇宙局）のL I T E（Lidar In-Space Tech. Exp.）計画¹⁰⁾は1988年に実験が予定されていたが、打上げ事故により94年3月に延期され、さらに95年にも計画されている。この実験では、先ず宇宙でのレーザーレーダー装置の基礎技術のテストが主目的となっている。図2.2にL I T Eシステムの外観を示す。送信光源として、現在最も信頼度の高い放電管励起のNd:YAGレーザーの1次と2次、3次高調波の同時発振で、出力はそれぞれ430, 400, 150mJである。受信には0.95m径のカセグレン型反射鏡を利用し、大気からのミー散乱とレーリー散乱光を受信する簡易な装置構成となっている。L I T Eでの観測対象と主な機能は次の通りである。

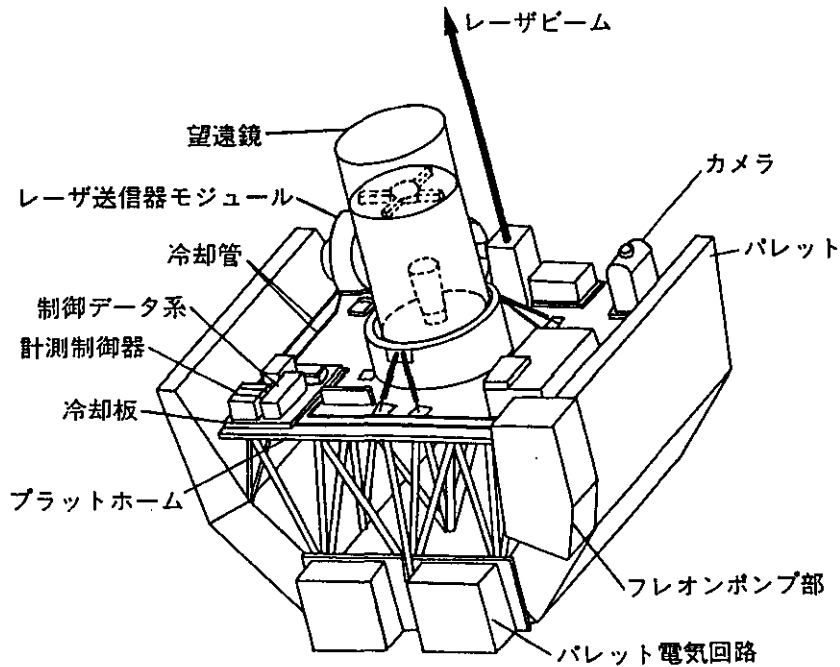


図 2.2 シャトル搭載レーザーレーダー “L I T E” の外観図
(after M. P. McCormick 6)

- (a) 雲の高度の測定 - 雲頂高度が数m の高精度で求められる。
- (b) 大気境界層 (P B L) 高度 - 分解能 50m で高精度観測が可能である。
- (c) エアロゾル分布 - 対流圏および成層圏での粒子密度が高度分解能 1 km で求まり、大気の構造や移動特性が測定できる。
- (d) 大気密度と気温分布 - 成層圏におけるこれらの高度分布が求められる。

しかし、L I T E はスペースシャトルを利用するため、1 週間程度の短期間の観測であり、衛星搭載のための種々の基礎データを得る目的で本格的な長期観測は目指していない。

次に、NASA の E O S の中でのスペースライダー計画として、次の G L R S と L A W S がある。

(2) G L R S

E O S では 2 種類の地殻変動観測のためのレーザー測距システムとして G L R S (Geodynamics Laser-Ranging System) が検討されている。²⁾ 1 つは、短パルスレーザーを用いて雪氷や陸地、雲などの高度を数 cm の精度で計るレーザーレーダー高度計、もう 1 つは、地表に多数配置したリトロフレクター間の相対位置を高精度で測定して地殻変動を調べるレーザーレーダーである。前者のシステムが G L R S - A として 2001 年に打ち上げが予定されている。

スペースからのレーザー測距は、1971 年以後のアポロ計画で月面の形状測定が行われた。距離分解能は約 1 m と現在の技術レベルからすれば低精度であったが、測地学や地球物理学の研究において大きな成果が得られた。この G L R S ではこの測距精度の大きな改善を

目指している。

(3) LAWS

現在、高層の風の観測は1地点でのレーゾンゾンデやレーダー計測、衛星からの雲の 패턴の移動による画像解析により行われている。しかしながら、気象学的に重要な熱帯や南半球では海洋の占める面積が大きく観測点が少ないため、風のデータが極めて不足している。このため、対流圏の風速、風向をスペースから直接的に測定するLAWS計画が注目されている。

LAWS(Laser Atmospheric Wind Sounder)は、大気の流れを遠隔測定するコヒーレントレーザーレーダーであり、^{2, 11)} 大気中のエアロゾル粒子からの散乱光をヘテロダイン検波してエアロゾルのドップラーシフトから風速を測定するものである。高度約800kmの極軌道衛星から鉛直より52度の方向にレーザー光を周期19秒でコニカルスキャンして、一地点に対し前方と後方の2方向から視線速度を測定して、風速と風向を求めるものである。約1200km先方の地上の風速を1m/s、高度1kmの分解能で測定する。レーザーは出力10J、繰返し10Hzの赤外TEA-CO₂レーザーを、また1.5mの望遠鏡の利用が検討され、BBM(breadboard model)の試作が進められている。また、システム設計の準備としてGLOBE(Global Backscatter Exp.)実験により、太平洋域を中心としてNASAのDC-8航空機搭載レーザーレーダーによる散乱信号強度の測定調査が行われ、日本のレーザーレーダー観測グループとも89年と90年の2回にわたり共同観測が行われた。

この様にLAWSはその高感度、高精度特性から極めて画期的なセンサーであり、それによって数値天気予報の確度の大幅な改善が可能となり、大気現象や気候変動の解明に大きく寄与することになる。このLAWSはEOS-B衛星計画に入っているが、現状のCO₂レーザーではシステムの総重量も約800kg、必要電力2.2kWと大型であるため、装置の小型、軽量化が研究開発課題となっている。

(4) ATLID

ATLID(Atmospheric Lidar)計画はESA(欧州宇宙局)が担当しているもので、比較的小型軽量のシステム構成が特徴となっている。すなわち、レーザーは波長1.06μmのLD励起Nd:YAGレーザーの基本波で出力100mJ、繰返し周波数100Hzであり、口径50cmの4個のカセグレイン型集光鏡を用いて、電力400W以下、重量230kg、サイズ1.9x1.0x1.0mである。高度800kmの極軌道衛星に載せて、地表1400kmの幅をスキャンする構成となっている。雲は0~15km、PBL(境界層)は0~2kmの高度での測定を可能とすることが計画されており、1999年の打ち上げが予定されている。

(5) その他の計画

他にフランスCNESの提案しているBEST計画はLAWSに類似した風計測のドップラーレーザーレーダーである。LAWSが光学系をコニカルスキャンするのに対して、BESTでは4方向の固定した送受光学系を配置することが技術的特徴であり、CO₂レーザーを利用する大型のシステム構成となっている。

また、日本では中層大気中のNaやKなどの金属原子層観測用のレーザーレーダーの提案があり、¹⁰⁾ 今後の研究開発が期待されている。

以上が現時点で主に進行している計画であるが、既に1980年代に米国のEOSのセンサーとして、LASA(Laser Atmospheric Sounder and Altimeter)によりスペースライダー

の可能性が詳しく検討された。¹²⁾ 上記のL I T Eでのミー散乱方式に加えてD I A L (差分吸収ライダー)方式¹³⁾により、種々の分子の吸収線の近傍の2波長のレーザー光を送信して、後方散乱光の距離変化より分子密度の高度分布を求めることが提案された。水蒸気密度は地表から約8kmまで10%以下の誤差で、オゾン高度25~50kmにわたり10%程度の誤差で測定が可能と予測されている。¹⁴⁾ また、気温と気圧は酸素分子のAバンドの吸収線を利用して、D I A L方式により0~10kmの高度でそれぞれ1K, 0.5%の精度が予測されている。このL A S A計画はE O Sでは中止となったが、航空機搭載や単独の小型衛星搭載のための研究がN A S Aでは着実に進められている。

さらに、反射鏡を衛星に取り付けて、地上からのレーザー光を折返して光路中の吸収により微量分子密度を計測するR I S (Retroreflector In Space)実験が、我が国の環境庁で1995年打ち上げのA D E O S衛星で計画されている。¹⁵⁾ この方式では観測地点の種々の大気微量分子成分の鉛直方向の積算量、すなわちcolumn量の高感度測定を目指している。

2.3 今後の展開

以上、1990年代から来世紀にかけて地球大気環境の強力な観測手段となる可能性の高い衛星搭載レーザーレーダー計画の主要例について、観測目的や特性を概観してきた。

最近に至り、L D励起の新しい固体レーザーの研究開発が急速に進展し、レーザーの長寿命、高信頼化、小型化、高効率化などが達成され、衛星搭載レーザーレーダーの主要な技術課題の解決の目途が見えてきた。それに基づいて、新しいシステムの設計や新しい計測手法の検討が可能となり、さらに広い観測対象や利用面の拡大の可能性も出現してきた。今後このような地球規模大気環境の究極的なセンシングシステムとしての衛星搭載レーザーレーダーを実現するためには、さらに活発な研究開発が必要である。

参考文献

- 1) 笹野, 野村編著; 大気微量成分計測のための航空機・人工衛星搭載レーザーレーダーに関する基礎調査報告, 国立環境研究所資料, F-32-'91/NIES (1991)
- 2) EOS, Reference Handbook, NASA Goddard Space Flight Center (1991)
- 3) EOS, Science and Mission Requirements Working Group Report, NASA TM-86129 (1984).
- 4) EOS, Background Information Package(BIP), Announcement of Opportunity, No.OSSA-1-88, Part 5, NASA (1988).
- 5) D.K. Killinger and A. Mooradian Edit.; Optical and Laser Remote Sensing, Springer-Verlag (1983).
- 6) ライダー特集, レーザー研究, 16, 4 (1989).
- 7) 板部敏和; スペースライダー, 光学, 18, pp.68-73 (1989).
- 8) 内野 修; スペースライダーの現状と将来, レーザー研究, 17, pp.258-67 (1989).

- 9) 小林喬郎；スペースライダーによる地球大気環境の観測技術，電子情報通信学会誌，73, 6, pp.593-96 (1990)
- 10) M.P. McCormick; Lidar in Space, Tech. Digest of Optical Remote Sensing of the Atmosphere Topical Meeting, Incline Village, p.67 (1990).
- 11) LAWS Instrument Panel Report, NASA EOS, Vol. II g (1987).
- 12) LASA Instrument Panel Report, NASA EOS, Vol. II d (1987).
- 13) 小林喬郎；対流圏大気のリダラー計測技術，レーザー研究，17, 4, pp.233-40 (1989).
- 14) O. Uchino, M.P. McCormick, T.J. Swissler and L.R. McMaster; Error Analysis of DIAL measurements of ozone by a Shuttle excimer lidar, Appl. Opt., 25, 21, pp.3946-51 (1986).
- 15) N. Sugimoto, A. Minato and Y. Sasano, Retroreflector-In-Space for Japanese Satellite ADEOS, Tech. Digest of Opt. Remote Sens. of Atm., Top. Meeting, Incline Village, p.488 (1990).

3. 地球温暖化問題に及ぼす雲の効果について

—日本が衛星搭載レーザーレーダーを上げる意義は何か—

3.1 はじめに

地球温暖化の問題が重要な社会的な問題となってからはや数年が経つ。その数年の間に、ありとあらゆる情報が氾濫した。そのわりには、世間はこの問題にどのようにして対処をすれば良いか、思案に考えているという状況のように思われる。しかしながら、この間の議論の中で、はっきりしてきたことがある。それは、「地球温暖化の問題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ること、そして、そのためには、雲の気候に及ぼす効果の解明、及び、気候モデルの中への取り込みの研究と海洋の効果の解明が大問題であること」である。

ここでは、雲の気候に及ぼす効果の中でも、とりわけ「宇宙からのレーザーレーダー」で観測の対象とされる絹雲の地球温暖化問題における役割について考えてみることにしたい。

3.2 海面水温の変動は？

地球の表面の7割は海洋で占められており、地表気温というのは、実は、海面水温のことなのである。それ故に、二酸化炭素の倍増に伴う温暖化の問題を解明するためには、二酸化炭素の倍増に伴う海面水温の変化を正しく予測するモデルを作成する必要がある。二酸化炭素が倍増しても海面水温が不変であれば、地表気温はそれほど変化しないであろうことは、容易に予想がつく。実際、気候モデルによる温暖化問題のシミュレーションを解析してみると、「二酸化炭素の倍増に伴い海面水温が上昇し、それにともない、地表気温が上昇している」とのことのようである（時岡、1991）。

しかし、よく考えてみると、海面水温の決定というのは、容易なことではない。図3.2.1は、海面水温の決定に関与する様々のプロセスを表現した模式図であるが、海洋表面に入射する正味の放射量は海洋上に発生する雲の雲量に強く依存する。また、海面から大気に補給される熱は、顕熱、潜熱という形をとり、大気の風速、温度場、湿度場にも強く依存する。また、海洋表層の流れは大気の風によって与えられるストレスに強く依存し、主温度躍層から表層に湧き上がってくる深層水の湧昇の強さは、深層循環、中層循環など海洋大循環そのものであり、その強さには、グリーンランド沖や南極環海のしずみ込みの強さや海洋中の拡散過程などが効いてくる。つまり、結局のところ、気候システム全体の問題ということになるわけで、この問題を解決するためには、気候モデルの精度を上げるしか仕方がないのである。

従来気候モデルによる予測に依れば、熱帯域の海水温も2~4℃程度上昇する。現在、もっとも暖かい西太平洋の暖水域の海面水温の最大値は約30℃程度である。これが、32℃にも34℃にもなるのであろうか？それとも、東太平洋の湧昇域の温度が上昇するのであろうか？

海面水温がどのようにして決まるか？

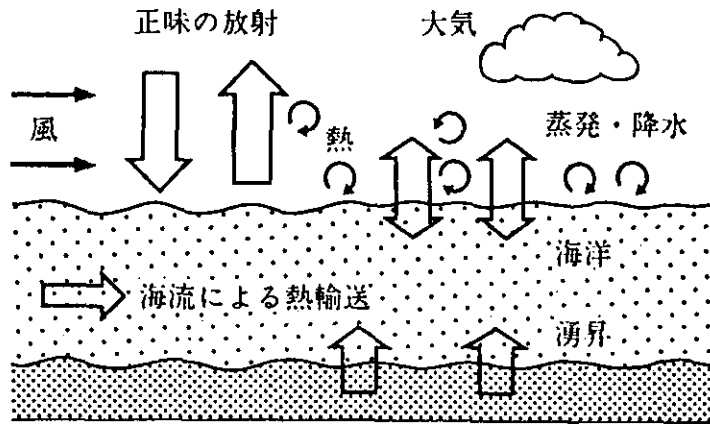


図 3.2.1 海面水温の決まり方を示す模式図。

ここで地球の過去の歴史を振り返ってみると興味深いことがわかる。地球は、約46億年の歴史を持っているが、その地球の歴史の中で、気候は大きな変動を繰り返してきた。図 3.2.2 には、地球の表面気温の変動と降水量の変動の見積りが地質年代と共に示されている。それと同時に、二酸化炭素も大きな変動を繰り返してきた。

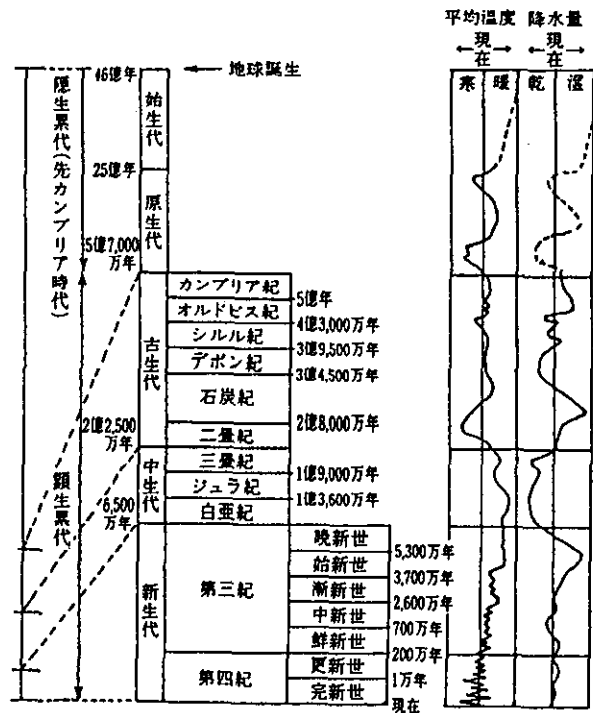


図 3.2.2 主な地質年代と古気候。

少なくとも、地球誕生期には現在の二酸化炭素量をはるかに上回る金星に匹敵するような二酸化炭素が大気中に含まれていたはずであり、その後、様々な過程を経て、大気から取

り除いてきたはずである。この過程にともない、大気中の二酸化炭素は大きな変動を繰り返してきた。しかし、このような二酸化炭素の変動にも拘らず海面水温が現在の海面水温をはるかに上回る高温を示したという証拠はない。とりわけ、白亜紀には地球全体が温暖であり、冷たい深層水が消滅したといわれているが、それでも、海面水温の最大値が現在よりもはるかに暖かかったという証拠は存在しない。勿論、地球の過去の海面水温の最高値が何度であったかを知ることは、非常に難しい。このような推論から、結論を出すのは注意してみる必要があるが、少なくとも、安易に海面水温が上昇すると考えない方がよい。

3.3 絹雲の粒径分布の変化に伴う負のフィードバック

このような問題意識を受けて、NIMBUSの放射データから面白い推論を提起したのがRamanathan and Collins(1991)である。つまり、海面水温が上昇すると、その上に発生する雲の雲頂高度が高くなる。一般には、高度が上昇すればするほど気温は低くなると考えて良いから、この積乱雲から吐き出されるアンビルの中の氷の粒の粒径が小さくなる。一般に、絹雲は太陽放射を反射する効果よりは、地球の放射を止める効果の方が大きいので温暖化には正のフィードバックの効果を持つとされた。しかし、粒径が小さくなると、地球放射の温室効果は変化しないもの、太陽放射に対する反射の効果は増加するため結果として負のフィードバックとなるというものである。

このような負のフィードバックがなければならぬということは地球上で“暴走温室効果”が存在しなかったということからも議論されている。暴走温室効果とは、水蒸気は、地球大気中のもっとも効果的な温室効果気体であり、気温が上昇すればするほど、水蒸気による正のフィードバックの効果が増大し、ついには、温度が暴走的に高くなるということである。

暴走温室効果が地球で働かなかったというのは、現在では、2つの理由が考えられている。1つは、地球全体で平均すれば、暴走温室効果を起こすような条件ではない、というものである。赤道域で暴走的に温度が上昇すれば、中高緯度から冷たい空気の移流が強まり、赤道域の温度上昇を止める、というものである。もう一つの考え方が、ここで取り上げた雲のフィードバックである。

粒径が小さくなれば、太陽放射に対する反射能が増加するのは事実であり(図 3.3.1 (Heymsfield and Miloshevich, 1991))、問題は、実際の絹雲の粒径分布がどの程度であるか、また、変化するとしても、空間スケールを考慮した時に、グローバルなスケールでみてこのような負のフィードバックが働いているかどうかである。現在の大循環モデルの雲の扱いは、このような雲の粒径分布を考え得るようなものとはほど違いものであるから、モデルのほうからこれに答を出すのは、相当に困難である。実際に、どのようになるかは、最近流行の“雲とエアロゾルとの相互作用”の問題と絡めて今後研究されなければならないであろう。

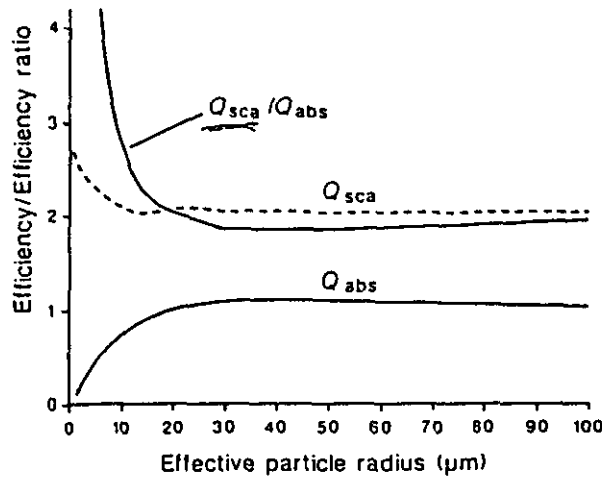


図 3.3.1 粒径に対する長波放射の吸収能と太陽放射の散乱能。

3.4 まとめ

—衛星にActive Sensorを搭載する意義—

従来の衛星搭載測器は、passiveな測器が主流であった。可視、赤外、マイクロ波、使用する波長は多岐にわたるが、波長を選ぶことは出来ず、また、受信感度が問題であった。いっぽう、active sensorは、原理的には、波長を任意に選ぶことが出来、また、受信感度も、どこまでも、良くすることが出来る（勿論、限界がある。例えば、アンテナは無限に大きくすることは出来ないし、送信パワーもどこまでも大きくする事はできない）。しかし、計りたい対象に即して、もっとも適した波長とパワーを選べる可能性の魅力は捨てがたい。

しかし、この魅力が同時に欠点となる。パワーを必要とする事は、重くなるということを意味する。衛星のペイロードが限られているときにこのことは、マイナスに働く。このような技術的限界を越えて、真に、active sensorの意義を実現することは、それほどたやすいことではない。しかし、“宇宙からの地球観測”の後発部隊として出発した日本としては、このような新しく、リスクのある分野こそこれから投資するに値するであろう。欧米が多大な投資をおこない安全性、経済性が確認された分野に参入しそれでよし、とする態度は、今こそ、やめるべきであろう。幸いにして、日本は、通信総合研究所が開発してきたTRMM衛星に搭載する降雨レーダの開発が宇宙開発事業団で行われており、また、ライダーグループの層も、例外的に厚いと聞く。今こそ、この厚みを生かして“衛星搭載のActive Sensor”の分野で新たな地平を切り開くときである。健闘を期待している。

参考文献

Heymsfield, A. J., and L. M. Miloshevich, 1991: Limit to greenhouse warming?,
Nature, 351, 14.

Ramanathan, V., and W. Collins, 1991: Thermodynamic regulation of ocean
warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987
El Nino, Nature, 351, 27-32.

時岡達志、1991：WCRPシンポジウム発表より。

4. 地球の気候と雲の放射特性

4. 1 はじめに

最近の100年あまりの間に炭酸ガスの濃度が70ppm程度増加していることが知られているが^{1,2)}、現在の気候モデルを用いたシミュレーションによると、この炭酸ガス増加量は全球平均で約1℃の地表気温の上昇に相当する³⁻⁶⁾。ところが、観測データからは、この間の全球平均の地表気温の上昇は0.3~0.7℃と見積られており^{7,8)}、従って、シミュレーションの結果と観測事実との間には0.5℃程度の開きがあることになる。今のところその原因としては、巨大な熱容量を持つ海による緩衝効果と並んで、雲やエアロゾルによる影響が十分解明されていないため、これらを気候モデルに正しく取り入れられないことが挙げられる。すなわち、気候変動の予測以前の問題として、解明されるべきメカニズムがまだまだ山積しているということである。とりわけ雲が気候に及ぼす影響については極めて重要な問題であるにもかかわらず、観測上の困難等のため未解明の部分が甚だ多いというのが現状である。雲の影響については、放射過程に関係する部分と熱力学過程に関係する部分の二つに分けて考えることができるが、ここでは放射過程に関係する部分に的を絞って述べるとともに、また、衛星搭載レーザーレーダー観測の観点から、特に絹雲の特性と雲のオーバーラップ構造について考察を加えることにする。

4. 2 地表気温と雲

地球は全球的にみれば、太陽からの短波放射の吸収と自らの長波放射（赤外放射）の射出を釣り合わせるように温度が決定され平衡状態を保っているといえる。このような地球の気候において、雲は短波放射を反射するアルビード効果と地球からの長波放射を吸収・射出することによる温室効果という性質の異なる二つのメカニズムを通して大きな役割を果たしている。これら二つの効果は雲の高度や厚さなどによって微妙に異なるため、その定量的な見積りは極めて重要な問題の一つとなっている。Manabe and Wetherald⁹⁾は放射対流平衡モデルを用いて放射過程を通しての雲の気候への影響を評価したが、ここではこの研究を例にして話を進めることにする。放射対流平衡モデルは鉛直一次元の気候モデルで、基本的には、各高度での正味の短波放射フラックスと長波放射フラックスが平衡するように大気温度構造が決められる。ところが、一般にこの放射平衡のままでは気温減率が極めて大きくなり熱力学的に不安定な状態になるので、現実に観測される気温減率の平均的な値（臨界気温減率：多くのモデルでは6.5℃/km）を越える場合には、対流等のメカニズムによってエネルギーが下層から上層へ運ばれると考え、気温減率が臨界気温減率の値に修正される。これを対流調節と呼ぶ。そこで再び放射フラックスの計算と対流調節が行われ、これを繰り返すことによって最終的には大気上端での放射エネルギー収支が釣り合うように気温分布が決定される。このモデルは水平方向には分解能を持たないが、平均的な地球大気温度分布については比較的良く再現できることが知られている。

Manabe and Wetherald⁹⁾は表4.1に示すような上・中・下層の3種類の雲を仮定して、雲が存在する場合と存在しない場合の気温分布の計算を行った。その結果は図4.1に示

されているように雲が存在することによって大気全体の温度が下がり、特に地表平均気温は約20℃も低くなっていることが分かる。すなわち、雲は総合的にはアルビード効果が温室効果を凌駕するために大気および地表を冷却しているということである。次に各々の雲が地表気温に対してどのような効果を持っているのか、という点についてももう少し詳しく見ることにする。表4.1に示した3層の雲について雲量を変化させた場合の地表気温の変化を図4.2および表4.2に示す。CIは絹雲（表4.1では上層雲に相当）、ASは高層雲（表4.1では中層雲に相当）、LOWは下層雲を表す。また、FBおよびHBは各々長波放射に対する特性が完全に黒体である場合と半黒体である場合を表す。各層の雲量を変化させる場合、残り二つの層の雲量は変化しないようにしてある。それらの固定された雲量の値は表2に示してあるように高層雲については0.218、中層雲については0.072、低層雲については0.306という値が用いられている。図4.2から中・下層雲の場合には雲が光学的に厚いために温室効果よりアルビード効果が卓越し、従って雲量の増加に伴って地表気温が低下することが分かる。ところが、上層雲の場合には、短波放射に対して光学的に薄く比較的透過率が大きいためアルビード効果はあまり卓越しない。一方、長波放射に対しては次節で述べるように、短波放射における反射率の値が徐々に大きくなってある一定の値に近づくよりも早く黒体に近づくために、太陽からの短波放射は透過するが地表面からの長波放射は吸収するということが生じる。その結果、上層雲量が増加すると中・下層雲の場合とは反対に地表気温が上昇、すなわち地球を温暖化することになる。

表 4.1 Manabe and Wetherald⁹⁾ がモデルで使した雲の分布と短波放射に対する特性

| Cloud | Height (km) | Amount | Albedo |
|--------|-------------|--------|--------|
| High | 10.0 | 0.228 | 0.20 |
| Middle | 4.1 | 0.090 | 0.48 |
| Low | | | |
| top | 2.7 | 0.313 | 0.69 |
| bottom | 1.7 | | |

表 4.2 雲量の変化に伴う地表気温の変化
(after Manabe and Wetherald⁹⁾)

| Experiment no. | Cloudiness (amount) | | | T_s (°K) |
|----------------|---------------------|-----------|-----------|------------|
| | High | Middle | Low | |
| C1 | 0.000(HB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 280.1 |
| C2 | 0.500(HB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 281.6 |
| C3 | 1.000(HB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 284.2 |
| C1 | 0.000(FB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 280.1 |
| C4 | 0.500(FB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 298.4 |
| C5 | 1.000(FB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 318.0 |
| C6 | 0.218(FB) | 0.000(FB) | 0.306(FB) | 290.5 |
| C7 | 0.218(FB) | 0.500(FB) | 0.306(FB) | 271.5 |
| C8 | 0.218(FB) | 1.000(FB) | 0.306(FB) | 251.8 |
| C9 | 0.218(FB) | 0.072(FB) | 0.000(FB) | 311.3 |
| C10 | 0.218(FB) | 0.072(FB) | 0.500(FB) | 272.0 |
| C11 | 0.218(FB) | 0.072(FB) | 1.000(FB) | 229.3 |
| C12 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 307.8 |
| C13 | 0.218(FB) | 0.072(FB) | 0.306(FB) | 287.1 |

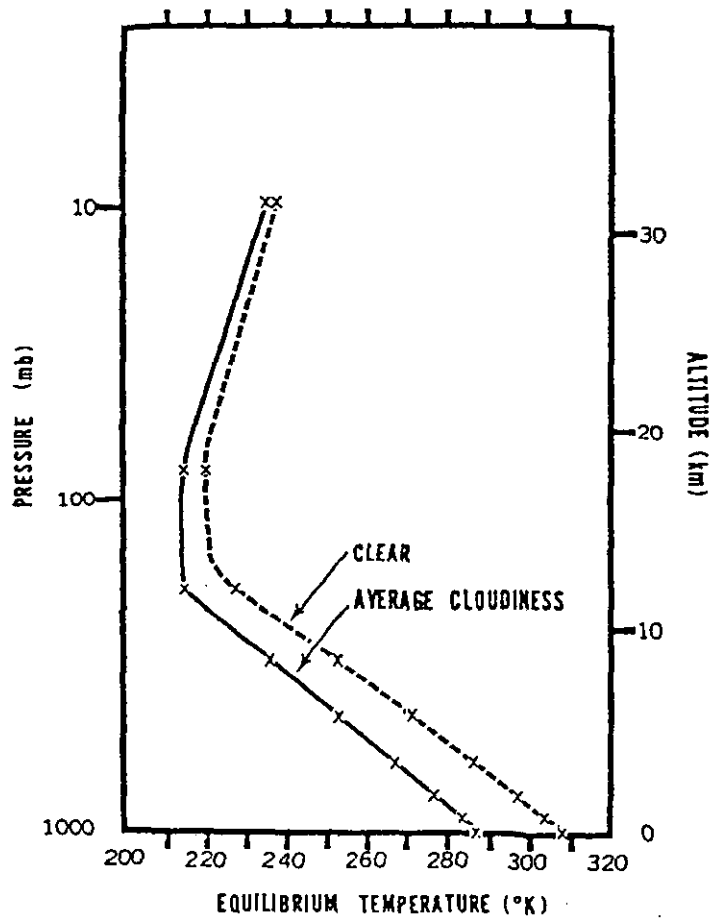


図 4.1 雲が存在する場合としない場合の地球の平均気温分布
(after Manabe and Wetherald⁹⁾)

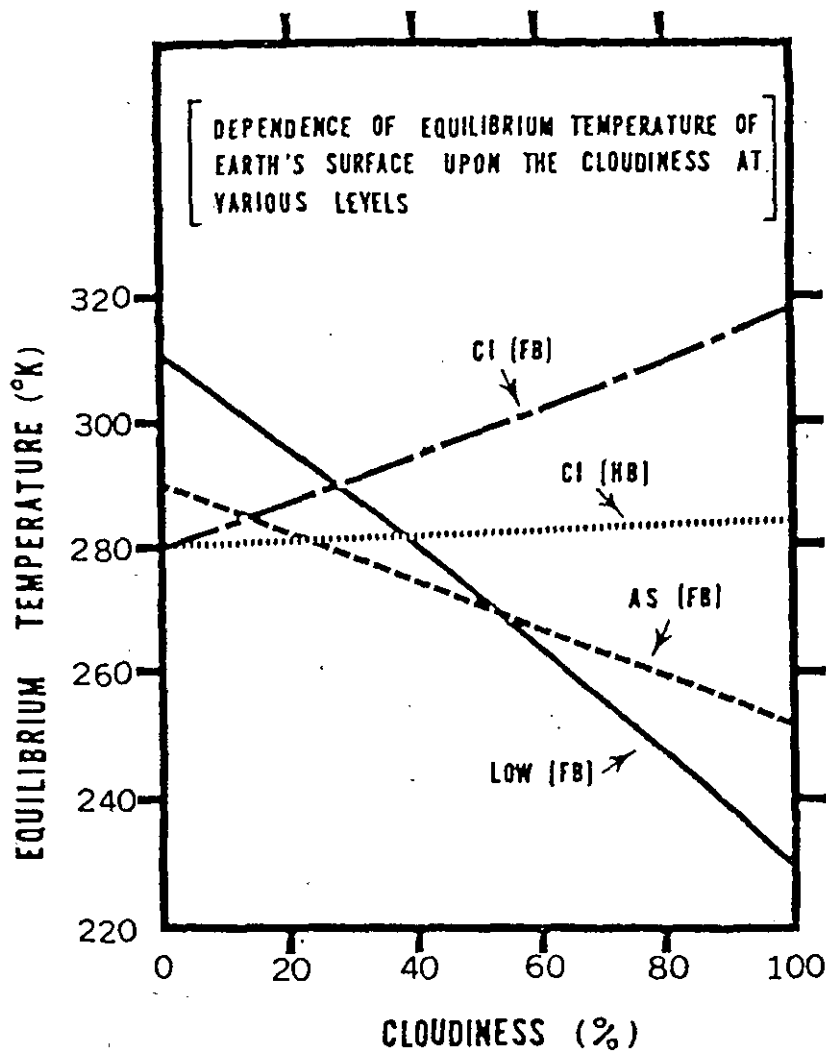


図 4.2 雲量の変化に伴う地表気温の変化
(after Manabe and Wetherald⁹⁷)

4.3 雲の基本的放射特性

次に短波放射および長波放射に関する雲の特性についてもう少し詳しく述べることにする。Stephens^{10, 11)}は図4.3および図4.4に示すような様々な粒径分布や厚さを与えて平行平板状の雲について放射特性、すなわち、短波放射に対する反射率・透過率・吸収率、および長波放射に対する射出率、の計算を行った。それによると、図4.5および図4.6に見られるように水雲に関しては短波放射・長波放射とも雲の種類や分布している高度によって細かな違いはあるものの、概ね総雲水量（雲水量の鉛直積算値）によってその放射特性をかなり良く表現できるという結果が得られている。

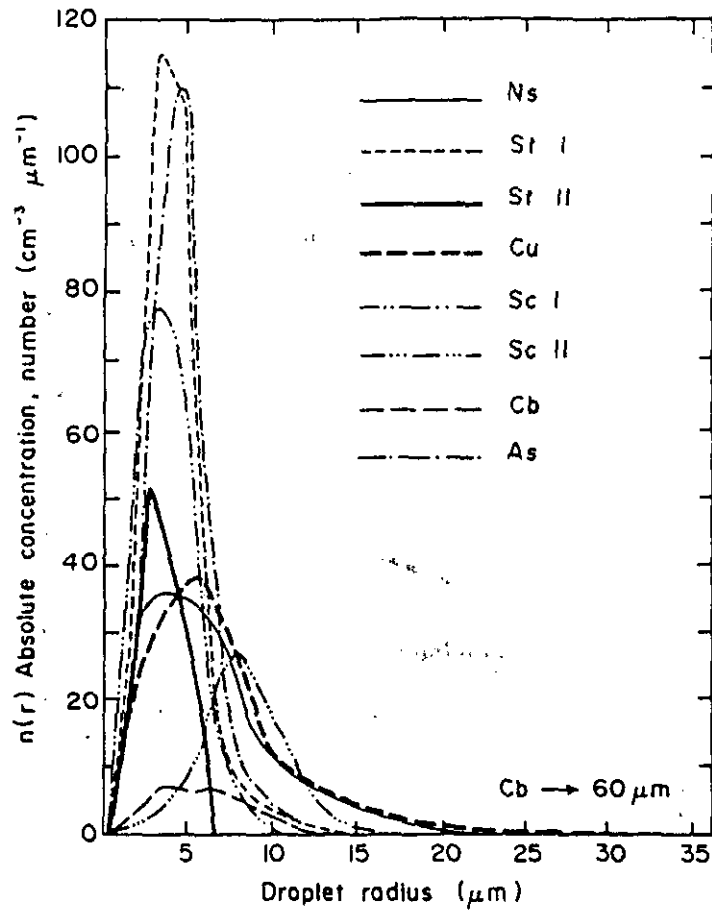


図 4.3 様々な雲の雲粒々径分布
(after Stephens¹⁰⁾)

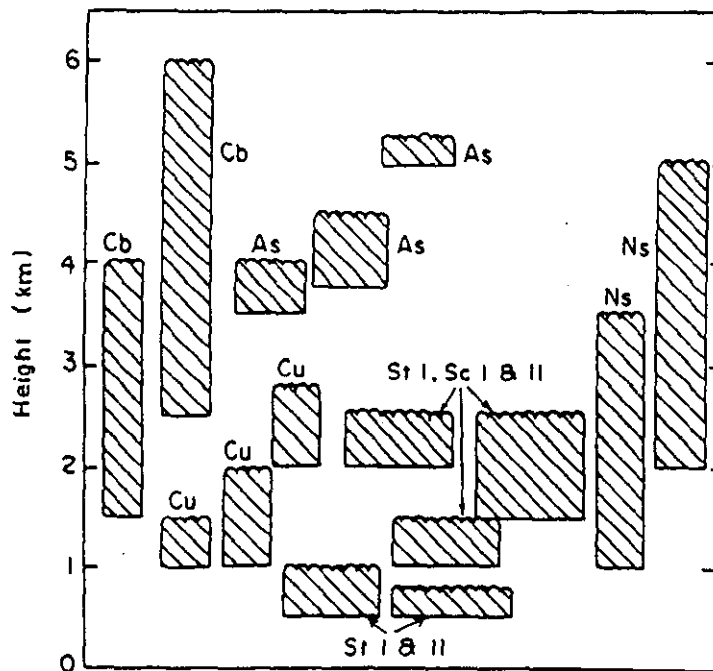


図 4.4 様々な雲の厚さと高度分布(after Stephens¹⁰⁾)

ところで、図4.5および図4.6をよく見ると短波、長波とも総雲水量がある程度大きくなるにつれて放射特性がある一定の値に収束することが分かるが、その様子は短波放射と長波放射では異なっている。長波放射では総雲水量が 30 g/m^2 程度で射出率が殆ど1、すなわち黒体になるのに対して短波放射ではまだ反射率は40%程度であり総雲水量がさらに一桁大きい 300 g/m^2 程度にならないと一定値に収束しない。一般に、雲の放射特性は総雲水量、雲粒々径分布、雲の高度、さらに大気全体にわたる水蒸気の分布等によって決まるものであるが、上に述べた違いは長波放射の領域では水の吸収係数がかなり大きいのに対して短波放射の領域ではその値が小さく、特に可視域では水は光を殆ど吸収しないという性質に依存するところが大きい¹²⁾。この性質は、多少の違いはあるが基本的には氷についても同様であり¹³⁾、従って図4.5および図4.6に見られる特徴は氷粒子からできている雲に対してもあてはまる。その結果、絹雲のように総雲水量が少なく光学的に薄い雲の場合には、太陽からの短波放射はある程度透過するが地表からの長波放射はかなり吸収するというようなことがおこり、地表面や下層の大気に対して加熱の効果を持つことになる。一方、下層雲のように総雲水量が多く光学的に厚い雲の場合には、一般に短波放射に対する反射率がかなり大きいのでアルビード効果が卓越し、冷却の効果を持つことになる。いずれにせよ総雲水量（総雲水量）あるいは雲の光学的厚さをできるだけ正確に把握することが重要である。

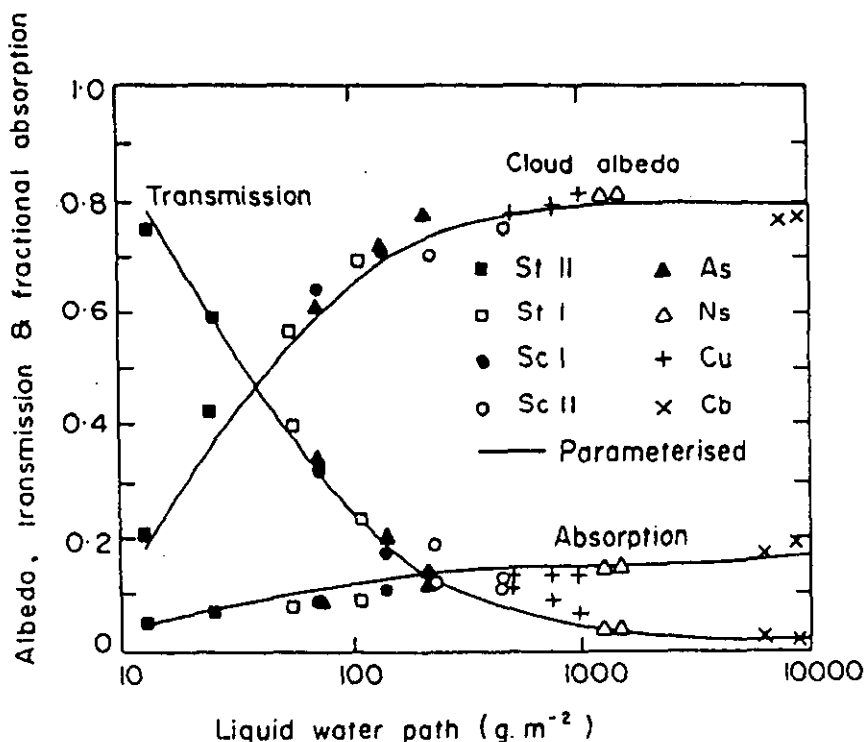


図 4.5 短波放射に対する反射率、透過率、吸収率と総雲水量の関係
(after Stephens¹¹⁾)

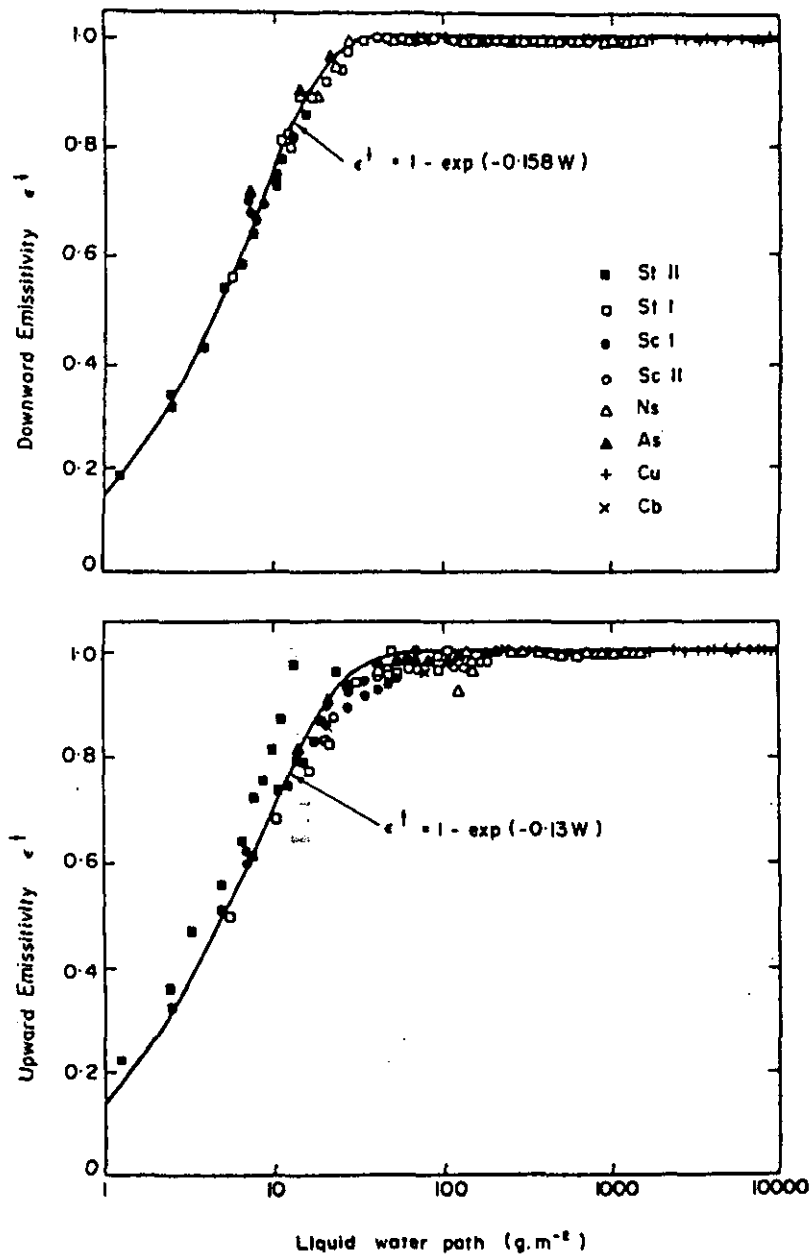


図 4.6 長波放射に対する射出率と総雲水量の関係
(after Stephens¹⁾)

4. 4 上層雲の放射特性

絹雲等の上層雲は中・下層雲とはその放射特性が異なっていると同時にその変化が大きいため地球の気候に及ぼす影響も複雑である。既に雲の放射特性を支配している第一のパラメーターは総雲水量であるということを述べたが、これは厳密には粒径分布があまり変わらない水雲について研究されたものであり、絹雲のように粒径がかなり大きく、かつ非球形の氷からできている場合には注意を要する。例えば短波放射に対しては、概ね雲粒子以上の比較的大きな球形粒子の場合、光学的厚さ τ と総雲水量 W の間には一般に次の関係式が近似的に成り立つことが知られている⁽¹⁾。

$$\tau = \frac{3W}{2\rho r_0} \quad (1)$$

ここで ρ は粒子を構成している物質の密度を表す。また、 r_0 は有効半径と呼ばれるパラメーターで次の式で定義される。

$$r_0 = \frac{\int_0^{\infty} n(r)r^3 dr}{\int_0^{\infty} n(r)r^2 dr} \quad (2)$$

ここで $n(r)$ は雲粒粒径分布を表す。絹雲等氷を含む上層雲の粒径分布は図4. 7⁽⁴⁾に示すようにならかなり大きな粒子が含まれており、その粒径の範囲も周囲の気温等に依存して極めて広く変化していることが知られている⁽⁵⁾。従って(1)、(2)式からも分かるように同じ総雲水量でもその光学的厚さ、ひいては様々な放射特性が違ってくることが推察される。また、上層雲に含まれる氷粒子の非球形効果も大きく、例えば、波長 $0.55 \mu\text{m}$ の光に対する六角柱の粒子と断面積等価の球粒子からなる雲の反射率を比べると図4. 8のようになり、非球形効果によって反射率が大きくなっている⁽⁶⁾。これは光の吸収がない可視域の波長に対する計算結果であるが、吸収がある近赤外域の場合にも非球形効果が影響してくるものと考えられる。一方、長波放射の射出率についても粒子の大きさや形状が異なると、同じ総雲水量（総雲氷量）に対してその値がかなり変化することが知られている⁽⁷⁾。図4. 9は様々な種類の雲粒子による射出率の違いを示したものであるが、同じ射出率の値に対して総雲水量（総雲氷量）の値には数倍の違いがあることが分かる。非球形粒子の放射特性については、その計算自体がかなり複雑であると同時に現実の雲氷粒子の形状が多様であるために、まだ決定的な計算方法が確立されておらず、重要な問題である割には、それほど研究が進んでいるとは言えない。

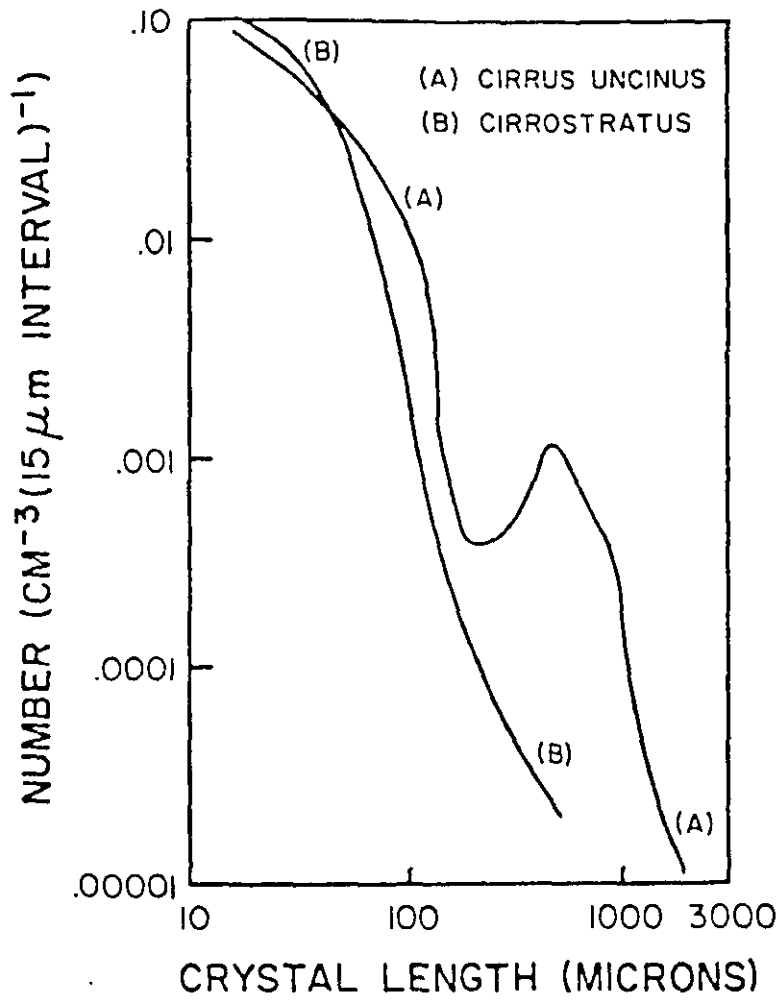


図 4.7 絹雲の雲粒々径分布の一例 (after Heymsfield¹⁴⁾)

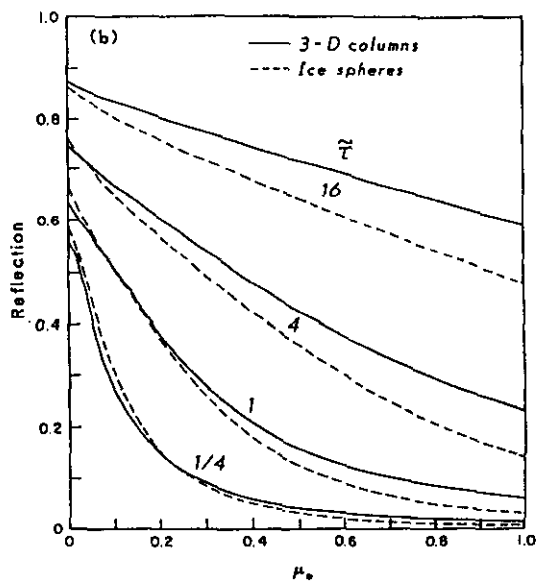


図 4.8 六角柱と断面積等価の球形粒子による雲の反射率の違い (after Takano and Liou¹⁶⁾)

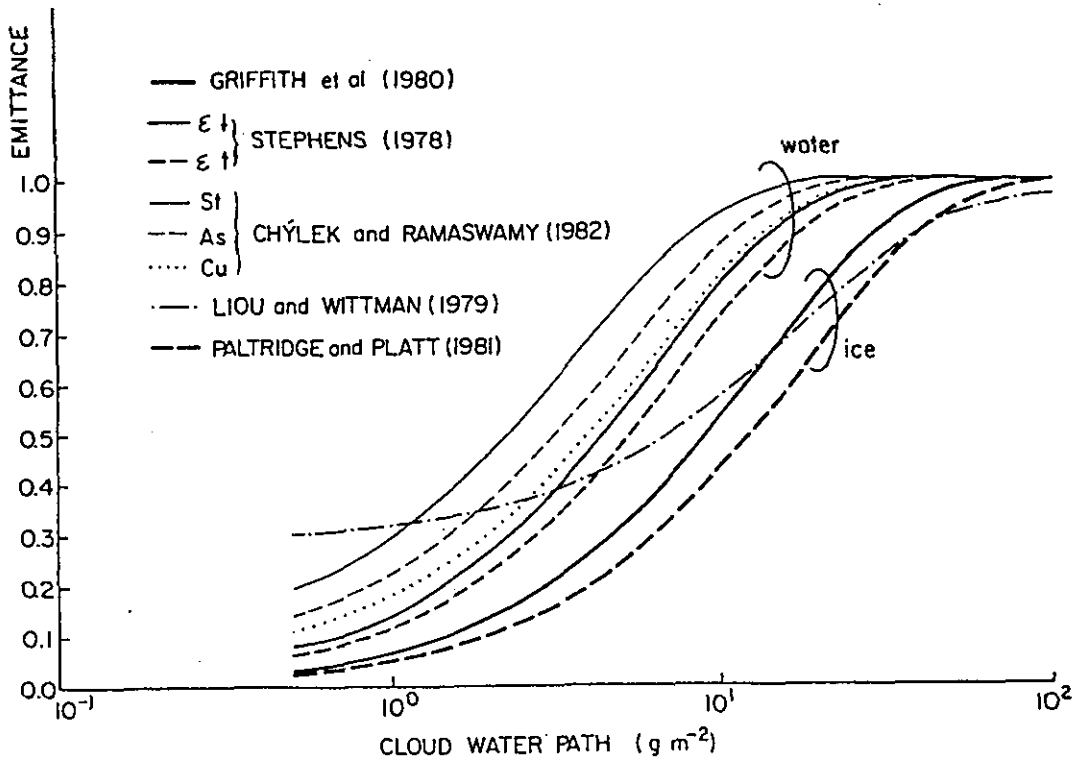


図 4.9 様々な種類の雲粒子による射出率の違い
(after Stephens¹⁷⁾)

4.5 上層雲の分布

これまで見てきたように、絹雲等氷を含む上層雲はその放射特性を通して地球の気候において極めて重要であると考えられるが、それでは実際に観測されている上層雲とはどのようなものなのか、また、それらは気候変動に伴ってどのように変化すると考えられているのかという点について以下に簡単に述べることにする。

図4.10に衛星観測から求められた上層雲の緯度分布を示す¹⁸⁾。地球の約20%は常に絹雲等の高い雲でおおわれており、気候への影響は重要であると思われる。これらの雲の光学的厚さおよび幾何学的厚さ、雲氷量等に関して全球にわたって観測されたものはないが、1986年にアメリカで実施された地上からのレーザーレーダーと衛星の同時観測による絹雲のケース・スタディの結果を図4.11に示す¹⁹⁾。これを見ると絹雲の場合には雲の幾何学的厚さは実に1 kmから8 kmの広い範囲にわたっているのに対して、光学的厚さは高々4程度であることが分かる。一般に絹雲の場合には雲内の上部は気温が低く、また生成直後の粒子が多いため比較的小粒子が多く、下部は成長後の大粒子が多い。これに関連して総雲水量(総雲氷量)も上部で少なく下部で多くなる構造をしている。このように見てくると、一見単純な鉛直構造を持っているようであるが、観測されている粒径の範囲は1~8000 μm、雲氷量は 10^{-4} ~ 1.2 g/m^3 であり¹⁵⁾、また、最近の地上からのレーザーレーダーとマイクロ波放射計による同時観測からは、気温-30℃程度の絹雲の内部にもかなり多量の過冷却水滴が存在していることも指摘されており²⁰⁾、

その構造はかなり複雑なものと思われる。また、水平方向の不均質性についても、航空機搭載レーザーレーダー観測によると図4.12に見られるようにより変化が見られ、複雑な構造をしていることが推測される²¹⁾。

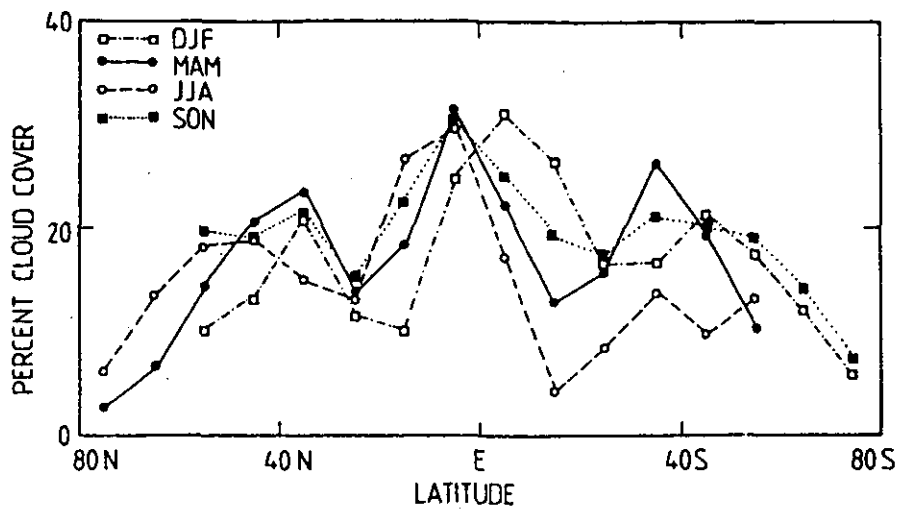


図 4.10 衛星観測から求められた上層雲々量の緯度分布 (after Barton¹⁸⁾)

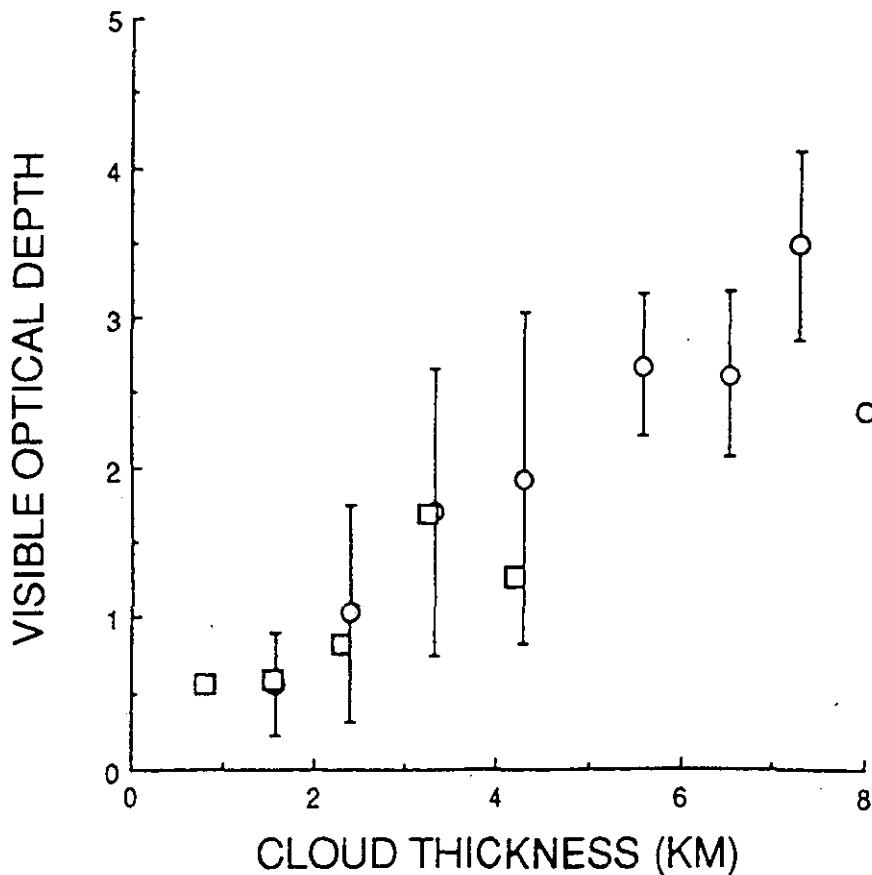


図 4.11 絹雲の幾何学的厚さと光学的厚さ (after Minnis et al.¹⁹⁾)

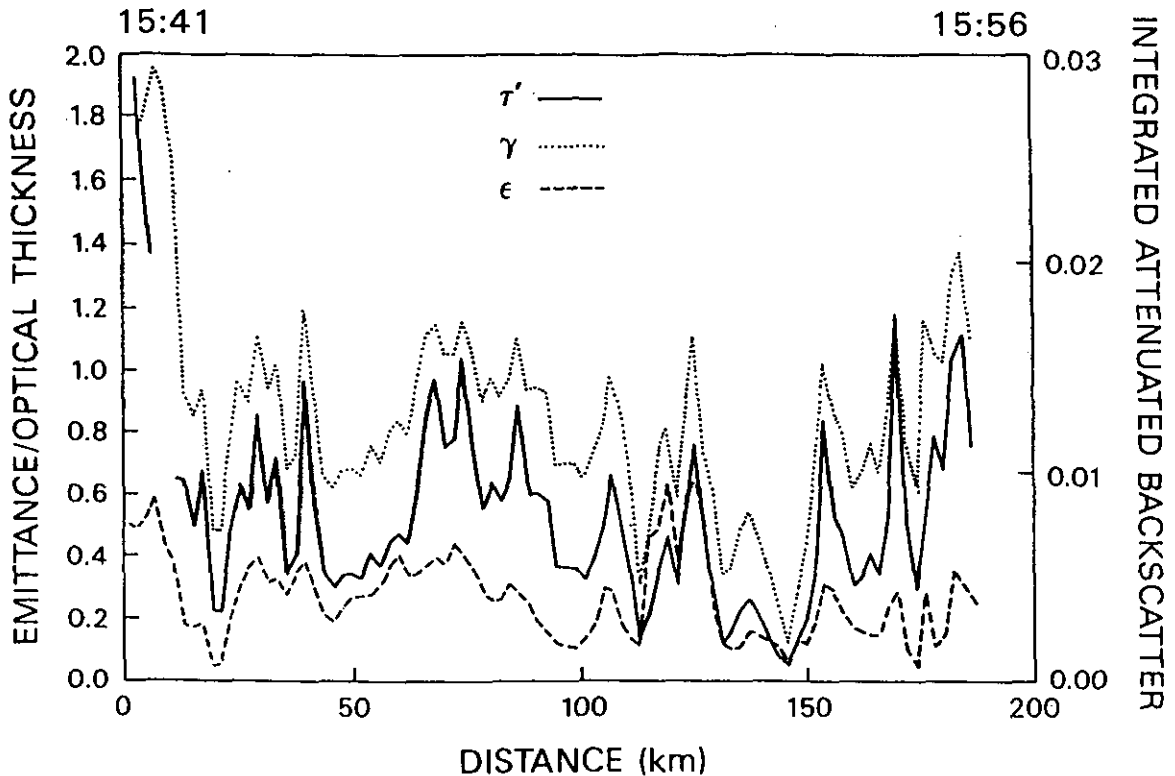


図 4.12 航空機搭載レーザーレーダーによる絹雲の観測例
(after Spinhirne and Hart²¹⁾)

現状ではこのような分布、構造を持つ絹雲であるが、温室効果気体等の増加により地球の気候が温暖化した場合、現段階の大気大循環モデルのシミュレーション結果によると、圏界面高度の上昇に伴いより高い高度で絹雲が発生し、また雲量も増加するようになる。その結果、今までに述べてきたメカニズムによって地表気温を更に上昇させる正のフィードバック効果をもたらすことになると考えられているが、その定量的評価については微物理過程を正確に取り入れることが困難なため不確定である³⁻⁶⁾。

4.6 雲のオーバーラップ構造

以前からその重要性が指摘されながら、未だに殆ど解明されていない問題のひとつとして雲のオーバーラップ構造（多層構造）の問題がある。雲がオーバーラップ構造を持つ場合、地表面に対しては短波放射の領域では殆ど雲の高さによらず、各層の雲の光学的厚さを加算した一層の雲と同じような効果をもたらす。一方、長波放射においては雲がどの高さにあるのかということが重要になってくる。これに対して大気層全体に及ぼす影響（例えば放射による大気加熱、冷却等）を考える場合には、短波、長波両方とも雲の高度分布と密接に関係してくる。すなわち、大気中のどの層で放射エネルギーの収束・発散が生じているのかを知る必要がある。

雲が水平・鉛直方向にどのように分布しているかということ把握するのは極めて難しいが、今までにまとめられたものの一例を図4.13に示す²²⁾。この図は地上からの目視観測のデータに基づいてまとめられているため雲が存在する高度の範囲、特に絹雲に関しては誤差がかなり大きいものと考えられる。この図によれば絹雲とその他の下層の雲との間には全く雲が存在しない層が各緯度帯にわたって見られるが非現実的であると思われる。実際、最近の航空機観測等からは絹雲と判定される雲は4~20 kmの広い範囲にわたって観測されている¹⁵⁾。一方、従来の衛星観測では雲からの短波放射の反射、あるいは長波放射の射いづれを用いても雲の鉛直構造を明らかにすることは不可能である。すなわち、ある厚い一層の雲が存在している場合も薄い雲が多層にわたって存在していても各々の厚さや高度等を組み合わせることによって、短波放射についても、また長波放射についても同じ放射特性を表すことができる。このように雲のオーバーラップ構造、あるいは3次元分布については定量的には殆ど明らかにされていないのが現状である。

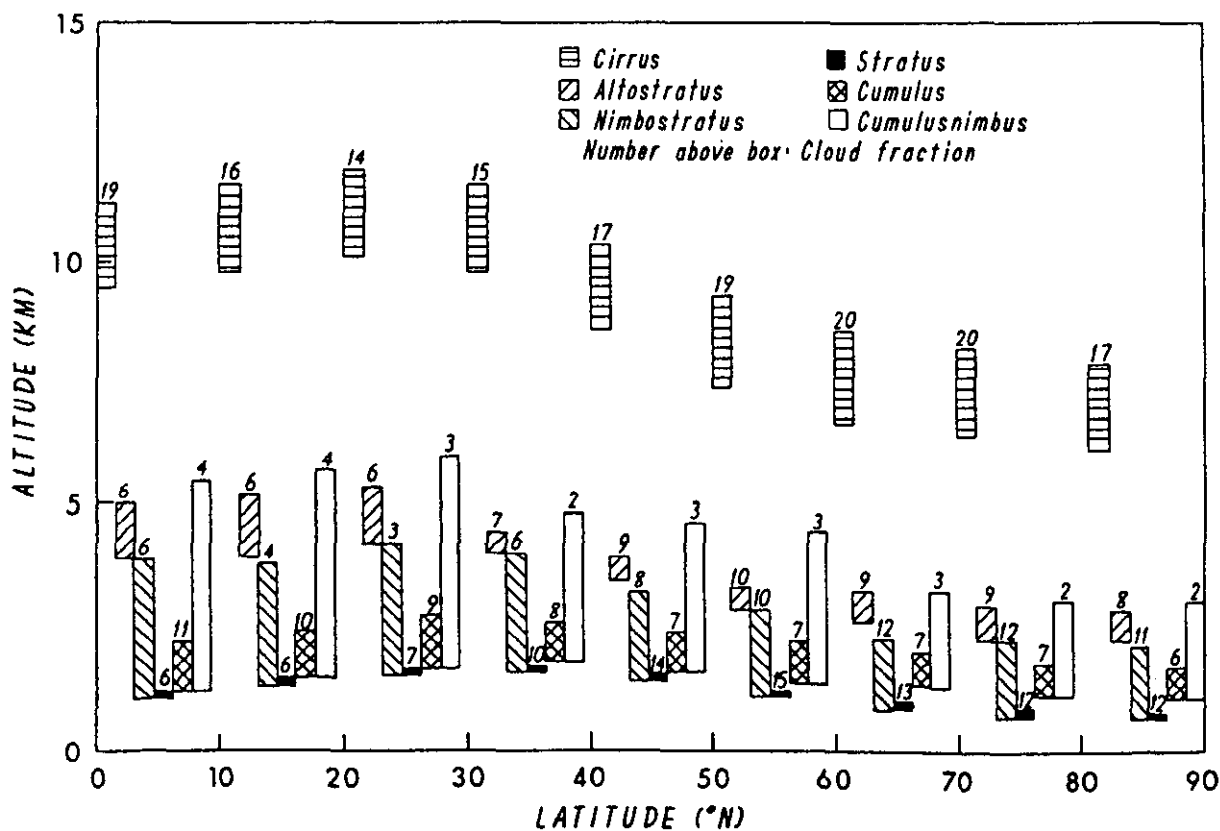


図 4.13 北半球の各緯度ごとに平均された雲の分布
(after Liou²²⁾)

4. 7 衛星搭載レーザーレーダーへの期待

おわりに、これまでの議論を踏まえて、雲の観測における衛星搭載レーザーレーダーの可能性についていくつか述べてみたい。

まず、4. 5で述べたように絹雲は幾何学的に厚い割には光学的に薄いので、レーザーレーダーによって鉛直構造を明らかにすることが可能である。その際に偏光解消度の測定も併せて行うことができれば、水と氷の判別も可能になり、絹雲の物理的特性を明らかにする上で非常に効果的である。これに関しては、既に地上^{19,20)}および航空機²¹⁾からの観測である程度実績が挙げられており、さらに衛星にレーザーレーダーを搭載することにより全球的な情報が得られるものと期待される。特に地上からの観測では下層に雲がある場合、その上に存在する雲は、光を用いたりモートセンシングでは観測不可能であるのに対して、その点、衛星からの観測ではそのような障害物がないので常時効果的な観測ができるものと考えられる。また、一般に絹雲の雲水量（雲氷量）は上から下に向かって増大する分布をしているので、これも衛星から観測する場合には好都合である。航空機を用いても同様の観測は可能であるが、飛行高度がかなり高い（圏界面以上）ことや観測領域に限られることなどから、衛星観測に比べるとかなり時空間的制約が大きいといえる。

次に、雲のオーバーラップ構造の解明においても衛星搭載レーザーレーダーは重要な役割を果たすものと期待される。既に何度も述べているように絹雲は光学的に薄いので衛星から見るとその下にある雲も見えることになり、少なくとも絹雲とその下の雲のオーバーラップ構造については観測が可能と考えられる。また、雲の厚さによらず、雲頂高度に関する情報は必ず得られるので、他の衛星で得られる雲頂温度等のデータと併せて解析することにより、3次元の雲分布とその変動を解明する上で重要な役割を果たすものと期待される。

参考文献

- 1) A. Neftel, E. Moor, H. Oeschger and B. Stauffer: Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature*, 315, (1985), 45-47.
- 2) T. Nakazawa, S. Aoki, S. Murayama, M. Fukabori, T. Yamanouchi, H. Murayama, M. Shiobara, G. Hashida, S. Kawaguchi and M. Tanaka: The concentration of atmospheric carbon dioxide at the Japanese Antarctic Station, Syowa. *Tellus*, 43B, (1991), 126-135.
- 3) J. E. Hansen, A. Lacis, D. Rind, G. Russel, P. Stone, I. Fund, R. Ruedy and J. Lerner: Analysis of feedback mechanisms. in *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Geophys. Monogra. Ser., 29, ed. by J. E. Hansen and T. Takahashi, AGU, Washington D. C., (1984), 130-163.
- 4) W. D. Washington and G. A. Meehl: Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. Geophys. Res.*, 89, (1984), 9475-9503.
- 5) R. T. Wetherald and S. Manabe: An investigation of cloud change in response to thermal forcing. *Clim. Change*, 8, (1986), 5-23.
- 6) C. A. Wilson and J. F. B. Mitchell: A doubled CO₂ climate sensitivity experiment with a global climate model including a simple ocean. *J. Geophys. Res.*, 92, (1987), 13315-13343.
- 7) P. D. Jones, T. M. L. Wigley and P. B. Wright: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, 332, (1986), 430-434.
- 8) J. E. Hansen and S. Lebedeff: Global surface air temperatures: Update through 1987. *Geophys. Res. Lett.*, 15, (1988), 323-326.
- 9) S. Manabe and R. T. Wetherald: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, (1967), 241-259.
- 10) G. L. Stephens: Radiation profiles in extended water clouds I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 35, (1978), 2111-2122.
- 11) G. L. Stephens: Radiation profiles in extended water clouds II: Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 35, (1978), 2123-2132.
- 12) G. M. Hale and M. R. Querry: Optical constants of water in the 200-nm to 200- μ m wavelength region. *Appl. Opt.*, 12, (1973), 555-563.
- 13) S. G. Warren: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, 23, (1984), 1206-1225.
- 14) A. J. Heymsfield: Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirroform clouds. Part I: Aircraft observations of the growth of the ice phase. *J. Atmos. Sci.*, 32, (1975), 798-808.

- 15) D. R. Dowling and L. F. Radke: A summary of the physical properties of cirrus clouds. *J. Appl. Meteor.*, 29, (1990), 970-978.
- 16) Y. Takano and K.-N. Liou: Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part II: Theory and computation of multiple scattering in an anisotropic medium. *J. Atmos. Sci.*, 46, (1989), 20-36.
- 17) G. L. Stephens: On the effects of ice crystal porosity on the radiative characteristics of cirrus clouds. *J. Geophys. Res.*, 92, (1987), 3979-3984.
- 18) I. J. Barton: Upper level cloud climatology from an orbiting satellite. *J. Atmos. Sci.*, 40, (1983), 435-447.
- 19) P. Minnis, D. F. Young, K. Sassen, J. M. Alvarez and C. J. Grund: The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: Cirrus parameter relationships derived from satellite and lidar data. *Mon. Wea. Rev.*, 118, (1990), 2402-2425.
- 20) R. Imasú and Y. Iwasaka: Utilization of the 4m microwave telescope for the measurement of liquid water path in cirrus clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, (1992), 123-129.
- 21) J. D. Spinhirne and W. D. Hart: Cirrus structure and radiative parameters from airborne lidar and spectral radiometer observations: The 28 October 1986 FIRE study. *Mon. Wea. Rev.*, 118, (1990), 2329-2343.
- 22) K.-N. Liou: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 114, (1986), 1167-1199.

5. 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

5.1 はじめに

米国エネルギー省(DOE, Department of Energy)主催の大気大循環モデルの比較実験が行われており、その成果の一部が論文として発表されているので(Cess et al., 1990, Journal of Geophysical Research)その概要およびモデル結果の検証に利用するための気象衛星データについて報告する。DOEでは、これまでに炭酸ガスの増加が気候に与える影響を調べる目的で総合的なプロジェクトを進めており、今回の比較実験はこれまでの成果を踏まえた新しい国際的なプロジェクトと位置づけることができる。炭酸ガスが増加すると地球の気候はどう変わるのか? この問題は、実は数年前までに考えられていたよりも遙かに難しい問題であることが認識され始めている。気候に対する影響を予測する最も信頼できる方法は、3次元の大循環モデルによるシミュレーションであるが、実際に行われた複数のモデル(GFDL, NCAR, GISS)による大気中の炭酸ガス濃度を2倍、4倍に増加させた場合のシミュレーション結果は、全球平均の量に関してはある程度のまとまりが見られたものの地域的な影響はモデルによって大きく異なった(Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide, U.S. Department of Energy Report DOE/ER, 1985)。例えば、GFDLのモデルによる結果では、炭酸ガスが増加すると1988年夏のようにアメリカ中部で気温の上昇と土壌水分の減少(干ばつ)を予測しているが、他のモデルでは異なった結果を示していた。(この後に行われた別のモデルによるシミュレーションは更に結果を発散させている)しかも、雲量の変化が結果に大きな影響をもたらすことが知られてきた。

このような状況でDOEでは、各国の大循環モデルの相互比較を通してモデルの物理過程のチェックを行い、モデルの信頼性を高めることを当面の目標とする方針を打ち出した。特に雲と放射に関連した部分が対象となり、このために放射や気候モデルの専門家であるR. Cess(ニューヨーク州立大学)とJ. Potter(ローレンス リヴァモア国立研究所)が主催者となりワークショップが開かれた。第1回は1987年9月ニューヨークで開催されモデル比較実験の方式が議論された。各国のモデル結果を持ち寄っての討議は、第2回(1988年7月、ボストン)、第3回(1989年11月、ニューヨーク)のワークショップで行われた。日本からは第2回以降、継続して参加している。又、第4回ワークショップが1990年12月ニューヨークで開かれ、新しい比較実験の結果について討議を行ったが、ここでは第3回目までに行われて結果がまとめられたものについて報告する。会議の様子はサイエンス(Cess et al., 1989, 1991)にレポートがある。

5.2 モデルと実験

今回の比較実験に集まった19の大循環モデルのリストが表5.2.1にある。各モデルのまとめと簡単な記述がそれぞれ表5.2.2、表5.2.3にある。

表 5.2.1 今回の比較実験に集まった大循環モデル

| Model | Investigator(s) |
|---|--|
| Bureau of Meteorology Research Centre, Melbourne (BMRC) (オーストラリア) | B. J. McAvaney and L. Rikus |
| Canadian Climate Centre (CCC) (カナダ) | G. J. Boer and J.-P. Blanchet |
| Colorado State University (CSU) (米国) | D. A. Randall |
| Department of Numerical Mathematics of the U.S.S.R. Academy of Sciences (DNM) (ソヴィエト連邦) | V. Dymnikov and V. Galin |
| Direction de la Météorologie National, Toulouse (DMN) (フランス) | J. F. Royer and M. Déqué |
| European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (ヨーロッパ中期予報センター) | J.-J. Morcrette |
| European Centre for Medium-Range Weather Forecasts/University of Hamburg (ECHAM) (西ドイツ) | E. Roeckner and U. Schlese |
| Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL I and II) (米国) | R. T. Wetherald |
| Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris (LMD) (フランス) | H. Le Treut and X.-Z. Li |
| Main Geophysical Observatory, Leningrad (MGO) (ソヴィエト連邦) | V. P. Meleshko, A. P. Sokolov, and D. A. Sheinin |
| Meteorological Research Institute, Japan (MRI) (日本) | I. Yagai |
| NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS) (米国) | A. Lacis and A. D. Del Genio |
| NCAR Community Climate Model, Version 0 (CCM0) (米国) | W. M. Washington |
| NCAR Community Climate Model, Version 1 (CCM1) (米国) | A. Slingo and J. T. Kiehl |
| NCAR Community Climate Model/Lawrence Livermore National Laboratory (CCM/LLNL) (米国) | S. J. Ghan and K. E. Taylor |
| Oregon State University/Institute for Atmospheric Physics, Beijing (OSU/IAP) (米国/中国) | X.-Z. Liang and X.-H. Zhang |
| Oregon State University/Lawrence Livermore National Laboratory (OSU/LLNL) (米国) | R. D. Cess, G. L. Potter and W. L. Gates |
| United Kingdom Meteorological Office (UKMO) (イギリス) | J. F. B. Mitchell |

There are two GFDL models.

表 5.2.2 19個の大循環モデルのまとめ

| Model | Reference |
|----------|---|
| BMRC | <i>Hart et al.</i> [1990] |
| CCC | <i>Boer et al.</i> [1984], see Appendix A for modifications. |
| CSU | <i>Arakawa and Lamb</i> [1977], <i>Suarez et al.</i> [1983], <i>Randall et al.</i> [1989] |
| DNM | <i>Marchuk et al.</i> [1986] |
| DMN | <i>Coiffier et al.</i> [1987], <i>Cariolle et al.</i> [1990] |
| ECIAM | Same as ECMWF. See <i>Morcrette</i> [1990] for radiation modifications. |
| ECMWF | ECMWF forecast model. Adiabatic part (Research Manual 2), physical parameterizations (Research Manual 3). <i>Meteorological Bulletin</i> , 2nd ed., 1988. ECMWF, Reading, United Kingdom. See <i>Slingo</i> [1987] for a description of the cloud parameterization and <i>Morcrette</i> [1990] for radiation modifications. |
| GFDL I | <i>Wetherald and Manabe</i> [1988]. |
| GFDL II | See Appendix B for a description of the cloud optical property modifications. |
| LMD | <i>Sudourny and Laval</i> [1984]. See <i>Le Treut and Li</i> [1988] for cloud modifications. |
| MGO | <i>Sokolov</i> [1986] |
| MRI | <i>Tokioka et al.</i> [1984]. |
| GISS | <i>Hansen et al.</i> [1983]. |
| CCM0 | <i>Washington and Mechl</i> [1984]. |
| CCM1 | <i>Williamson et al.</i> [1987]. |
| CCM/LLNL | <i>Williamson et al.</i> [1987]. See Appendix C for solar radiation and cloud optical property modifications. |
| OSU/IAP | <i>Zeng et al.</i> [1989], see Appendix D for modifications. |
| OSU/LLNL | <i>Ghan et al.</i> [1982], see <i>Cess et al.</i> [1985] for solar radiation modification. |
| UKMO | <i>Slingo</i> [1985], see <i>Wilson and Mitchell</i> [1987] for modifications. |

表 5.2.3 各大循環モデルの概略

| Model | Number Levels | Solution Technique, Spectral Truncation | Horizontal Resolution, longitude times latitude | Convection Parameterization | Diurnal Cycle | Soil Moisture |
|----------|---------------|---|---|-----------------------------|---------------|---------------|
| BMRC | 9 | spectral (R21) | 5.6°×3.2° | penetrating convection* | no | computed |
| CCC | 10 | spectral (T21) | 5.6°×5.6° | moist adiabatic | yes | computed |
| CSU | 9 | finite difference | 5°×4° | penetrating convection† | yes | prescribed |
| DNM | 7 | finite difference | 5°×4° | moist adiabatic | no | computed |
| DMN | 20 | spectral (T42) | 2.8°×2.8° | penetrating convection† | yes | computed |
| ECHAM | 16 | spectral (T21) | 5.6°×5.6° | penetrating convection* | no | computed |
| ECMWF | 19 | spectral (T42) | 2.8°×2.8° | penetrating convection* | yes | computed |
| GFDL | 9 | spectral (R15) | 7.5°×4.5° | moist adiabatic | no | computed |
| LMD | 11 | finite difference | 5.6°×3.6° | penetrating convection* | no | computed |
| MGO | 9 | spectral (T21) | 5.6°×5.6° | penetrating convection* | no | computed |
| MRI | 12 | finite difference | 5°×4° | penetrating convection† | yes | computed |
| GISS | 9 | finite difference | 10°×7.8° | penetrating convection† | yes | computed |
| CCM0 | 9 | spectral (R15) | 7.5°×4.5° | moist adiabatic | no | computed |
| CCM1 | 12 | spectral (R15) | 7.5°×4.5° | moist adiabatic | no | prescribed |
| CCM/LLNL | 12 | spectral (R15) | 7.5°×4.5° | moist adiabatic | no | prescribed |
| OSU/AP | 24 | finite difference | 5°×4° | penetrating convection† | yes | computed |
| OSU/LLNL | 2‡ | finite difference | 5°×4° | penetrating convection† | yes | computed |
| UKMO | 11 | finite difference | 7.5°×5° | penetrating convection† | yes | prescribed |

The horizontal resolution of the spectral models is that of the Gaussian grid.

*Kuo parameterization.

†Mass-flux parameterization.

‡Four levels are used for radiation and cloud formation calculations.

実験課題は、7月の状態で太陽高度を固定し主催者側より提供された海面水温と海水分布を基にして、全球の海面水温を2℃上昇させた場合と2℃降下させた場合についてモデルランを行って解析することである。この実験の趣旨は (Cess and Potter, 1987) に記述されているが、炭酸ガスが増加してその温室効果で海面水温が上昇した場合を想定した感度実験になっている。海面水温を気候値で与えた場合では炭酸ガス増加の影響は小さく、海面水温の上昇を通じた効果が大きいようである。又、季節変化を除くのは平衡に達するまでの計算時間を短縮するためにとられた。計算期間はモデル毎に異なっているが、気象研究所大気大循環モデル (MRI GCM) では90日間時間積分を行い最後の30日間の平均をとった。

全てのモデルは二つのタイプの雲を取り扱っていて、表5.2.4には層状雲 (グリッドスケールの雲)、表5.2.5には対流性雲の扱いが述べられている。MRI GCMでは相対湿度が100%に達した場合、グリッド全体が雲で覆われる。また、積雲が400mbに達し氷晶ができると絹雲が発生する。全球平均した雲量と海面水温 (SST) を±2℃変化させた場合の雲量の変化を表5.2.6にある。ここでは2℃下げた場合をコントロールとしている。各モデルの雲量には大きな違いが見られ、CCCやCSUモデルでは光学的に薄い絹雲が多量に作られるため雲量が多い。MRI GCMでは低緯度で雲量が系統的に少なく全球平均した雲量も少ない。表5.2.7と表5.2.8には $\Delta SST = -2K$ (コントロール) シミュレーションに於ける大気トップの赤外放射と下向き太陽放射フラックスが示されている。全球平均値と共に晴天域と曇天域で別々に全球平均を計算している。標準偏差は晴天域の場合が曇天域の場合より小さい。MRI GCMの結果は比較的平均に近い。

以上の結果を用いて気候感度パラメーターを定義することが出来る。大気トップに於ける放射バランスから

$$G = \Delta F - \Delta Q$$

ここで、FとQは大気トップに於ける全球平均された赤外放射と下向き太陽放射フラックスであり、 Δ は+2℃ランから-2℃ランを引いた差を現す。Gは放射強制力であり、全球平均された地表気温の変化 ΔT_s と関連させて気候感度パラメーター λ を

$$\Delta T_s = \lambda G$$

$$\lambda = (\Delta F / T_s - \Delta Q / T_s)^{-1}$$

で定義する。この値をそれぞれ晴天域、曇天域及び全体で計算した結果を表5.2.9にある。又、図5.2.1にはこの値をプロットしている。MRI GCMは11番目であり全体の平均に近い。晴天域の値は各モデルで一致しているが、全球平均では3倍の変動がある。すなわち、これらの不一致は雲に関連したフィードバックに基づいていることが分かる。

ここで定義された気候感度パラメーターを (Charlock and Ramanathan, 1985) で定義された Cloud radiative Forcing (CRF) と関連して調べる。その結果が図5.2.2であり、現状の大循環モデルは気候感度に定量的な差異があるものの、その違いは雲のフィードバックの差として理解することが出来る。

表 5.2.4 対流性雲のパラメタリゼーションのまとめ

| Model | Cloud Generation and Fraction | Optical Properties | Comments |
|-----------------|---|--|--|
| BMRC | cloud fraction function of relative humidity | prescribed | convective and stratiform clouds not distinguished |
| CCC | same as BMRC | function of cloud water content | no clouds in bottom layer nor above 100 mbar |
| CSU | no clouds in radiation sense unless convection penetrates above 400 mbar, then 100% cloudiness from 400 mbar to highest level reached by convection | prescribed (optically thick) | |
| DNM | same as BMRC | prescribed | no clouds below 930 mbar nor above 290 mbar |
| DMN | cloud fraction function of convective precipitation | function of cloud water content | no clouds above 65 mbar |
| ECMWF and ECHAM | convective precipitation used as cloud fraction predictor with upper limit of 80% cloudiness | function of cloud water content | no clouds in top and bottom layers |
| GFDL I | no clouds unless saturation occurs (relative humidity = 99%), then 100% cloudiness | prescribed | convective and stratiform clouds not distinguished |
| GFDL II | same as GFDL I | albedos functions of cloud water content, emissivities prescribed except for ice clouds | Same as GFDL I |
| LMD | same as OSU/IAP | function of cloud water content | |
| MGO | same as ECMWF | prescribed | no clouds in bottom layer nor above 150 mbar |
| MRI | same as CSU | prescribed (optically thick) | |
| GISS | cloud fraction proportional to pressure thickness of all layers up to cloud top | prescribed: optical depth = 8 per 100 mbar thickness | no clouds above 100 mbar |
| CCM0 and CCM1 | no clouds unless convective adjustment necessary, then 30% cloudiness | prescribed | no clouds in bottom layer |
| CCM/LLNL | same as CCM1 | visible optical depths and emissivities functions of cloud water content | no clouds in bottom layer |
| OSU/IAP | penetrative convection parameterization, 0% or 100% cloudiness | albedos and emissivities step functions of temperature at $T = -40^{\circ}$ | convective cloud formation only in 200-400 mbar layer or at 800 mbar |
| OSU/LLNL | same as OSU/IAP | visible optical depths and emissivities step functions of temperature at $T = -40^{\circ}\text{C}$ | convective cloud formation only in 200-400 mbar and 800-1000 mbar layers |
| UKMO | cloud fraction proportional to maximum parcel size in moist convection | prescribed | no clouds in top layer |

表 5.2.5 層状性（水蒸気の飽和で造られる）雲の
パラメタリゼーションのまとめ

| Model | Cloud Generation and Fraction | Optical Properties | Comments |
|-----------------|---|---|---|
| BMRC | cloud fraction function of relative humidity and lapse rate | prescribed | no clouds in bottom layer nor above 200 mbar |
| CCC | cloud fraction function of relative humidity | function of cloud water content | no clouds in bottom layer nor above 100 mbar |
| DNM | same as BMRC | prescribed | no clouds above 930 mbar nor above 290 mbar |
| CSU | no clouds unless saturation occurs (RH = 100%), then 100% cloudiness | visible optical depths and emissivities dependent on temperature | clouds in bottom layer can be arbitrarily thin |
| DMN | cloud fraction function of relative humidity | function of cloud water content | no clouds above 65 mbar |
| ECMWF and ECHAM | cloud fraction predictors are RH, vertical velocity and lapse rate | function of cloud water content | no clouds in top and bottom layers |
| GFDL I | no clouds unless saturation occurs (RH = 99%), then 100% cloudiness | prescribed | convective and stratiform clouds not distinguished |
| GFDL II | same as GFDL I | albedos dependent on cloud water content, emissivities prescribed except for ice clouds | same as for GFDL I |
| LMD | cloud fraction function of partial condensation | function of cloud water content | |
| MGO | same as ECMWF, but different parameters | prescribed | no clouds in bottom layer nor above 150 mbar |
| MRI | same as CSU | prescribed | no clouds in planetary boundary layer |
| GISS | no clouds unless saturation occurs (RH = 100%), then cloud fraction equals saturated grid fraction | visible optical depths prescribed function of pressure; emissivities calculated from visible optical depths | no clouds above 100 mbar |
| CCM0 and CCM I | no clouds unless saturation occurs (RH = 99%), then 100% cloudiness (100% and 95% for CCM1) | prescribed | no clouds in bottom layer |
| CCM/LLNL | no clouds unless saturation occurs (RH = 100%), then 100% cloudiness | visible optical depths and emissivities dependent on cloud water content | no clouds in bottom layer |
| OSU/IAP | no clouds unless saturation occurs (RH = 100% for 400-800 mbar, RH = 90% for 600-80 mbar), then 100% cloudiness | albedos and emissivities step functions of temperature at T = -40°C | stratiform cloud formation only in 400-300 mbar layer |
| OSU/LLNL | same as OSU/IAP | visible optical depths and emissivities step functions of temperature at T = -40°C | same as OSU/IAP |
| UKMO | cloud fraction function of relative humidity | prescribed | no clouds in top layer |

表 5.2.6 $\Delta S S T = -2^{\circ}C$ のシミュレーションにおける雲量 (%), A_c と雲量の変化 ($+2^{\circ}C$ シミュレーション - $-2^{\circ}C$ シミュレーション)

| Model | $A_c, \%$ | $\Delta A_c, \%$ |
|--------------------|-----------|------------------|
| CCC | 62 | -4.3 |
| ECMWF | 50 | -1.1 |
| MGO | 52 | -0.2 |
| DNM | 48 | -2.0 |
| GFDL II | 56 | -1.1 |
| DMN | 40 | -0.9 |
| CSU | 72 | -4.4 |
| OSU/IAP | 60 | -2.5 |
| OSU/LLNL | 58 | -1.3 |
| BMRC | 48 | -2.8 |
| MRI | 40 | -1.4 |
| GFDL I | 49 | -0.3 |
| UKMO | 52 | -2.1 |
| CCMI | 48 | -0.7 |
| CCM/LLNL | 58 | -2.8 |
| LMD | 58 | -2.5 |
| ECHAM | 57 | -3.5 |
| CCM0 | 53 | -4.4 |
| GISS | 52 | -1.3 |
| Mean | 53 | -2.1 |
| Standard Deviation | 8 | 1.3 |

表 5.2.7 $\Delta S S T = -2^{\circ}C$ のシミュレーションにおける
大気トップでの赤外放射フラックス

| Model | Flux, $W m^{-2}$ | | |
|--------------------|------------------|----------|--------|
| | Clear | Overcast | Global |
| CCC | 291 | 229 | 250 |
| ECMWF | 300 | 219 | 258 |
| MGO | 303 | 190 | 245 |
| DNM | 264 | 192 | 228 |
| GFDL II | 280 | 195 | 235 |
| DMN | 286 | 136 | 242 |
| CSU | 288 | 210 | 231 |
| OSU/IAP | 273 | 149 | 203 |
| OSU/LLNL | 284 | 162 | 220 |
| BMRC | 294 | 187 | 245 |
| MRI | 285 | 191 | 242 |
| GFDL I | 281 | 167 | 228 |
| UKMO | 294 | 147 | 233 |
| CCMI | 278 | 187 | 233 |
| CCM/LLNL | 277 | 183 | 224 |
| LMD | 298 | 220 | 253 |
| ECHAM | 275 | 162 | 215 |
| CCM0 | 271 | 178 | 227 |
| GISS | 281 | 190 | 233 |
| Mean | 284 | 184 | 234 |
| Standard Deviation | 10 | 26 | 14 |

(単位 m^{-2} 、晴天域と曇天域及び全球平均に分けて計算している)。

表 5.2.8 $\Delta S S T = -2^{\circ}C$ のシミュレーションにおける
大気トップでのS下向き太陽放射フラックス

| Model | Flux, $W m^{-2}$ | | |
|--------------------|------------------|----------|--------|
| | Clear | Overcast | Global |
| CCC | 270 | 248 | 255 |
| ECMWF | 273 | 194 | 240 |
| MGO | 271 | 201 | 235 |
| DNM | 259 | 221 | 242 |
| GFDL II | 269 | 221 | 243 |
| DMN | 260 | 212 | 247 |
| CSU | 259 | 209 | 222 |
| OSU/IAP | 277 | 198 | 230 |
| OSU/LLNL | 271 | 193 | 228 |
| BMRC | 280 | 213 | 249 |
| MRI | 258 | 199 | 236 |
| GFDL I | 269 | 194 | 234 |
| UKMO | 267 | 195 | 235 |
| CCMI | 275 | 218 | 243 |
| CCM/LLNL | 277 | 222 | 245 |
| LMD | 268 | 238 | 250 |
| ECHAM | 250 | 205 | 234 |
| CCM0 | 271 | 180 | 224 |
| GISS | 253 | 215 | 234 |
| Mean | 267 | 209 | 238 |
| Standard Deviation | 8 | 17 | 9 |

(単位 m^{-2} 、晴天域と曇天域及び全球平均に分けて計算している)。

表 5.2.9 19個のモデルについての気候感度パラメーター

| Model | $\lambda, K m^2 W^{-1}$ | | |
|--------------------|-------------------------|----------|--------|
| | Clear | Overcast | Global |
| CCC | 0.42 | 0.24 | 0.39 |
| ECMWF | 0.57 | 0.29 | 0.40 |
| MGO | 0.54 | 0.37 | 0.44 |
| DNM | 0.44 | 0.49 | 0.45 |
| GFDL II | 0.46 | 0.40 | 0.45 |
| DMN | 0.44 | 0.57 | 0.50 |
| CSU | 0.46 | 0.45 | 0.50 |
| OSU/IAP | 0.40 | 0.45 | 0.52 |
| OSU/LLNL | 0.48 | 0.53 | 0.52 |
| BMRC | 0.52 | 0.33 | 0.54 |
| MRI | 0.47 | 1.20 | 0.60 |
| GFDL I | 0.48 | 0.70 | 0.60 |
| UKMO | 0.53 | 0.54 | 0.61 |
| CCMI | 0.43 | 3.67 | 0.70 |
| CCM/LLNL | 0.49 | 0.72 | 0.76 |
| LMD | 0.43 | 1.42 | 0.89 |
| ECHAM | 0.47 | 0.60 | 1.11 |
| CCM0 | 0.45 | -2.58 | 1.11 |
| GISS | 0.52 | -3.71 | 1.23 |
| Mean | 0.47 | | 0.65 |
| Standard Deviation | 0.05 | | 0.26 |

(晴天域と曇天域及び全球平均に分けて計算している)。

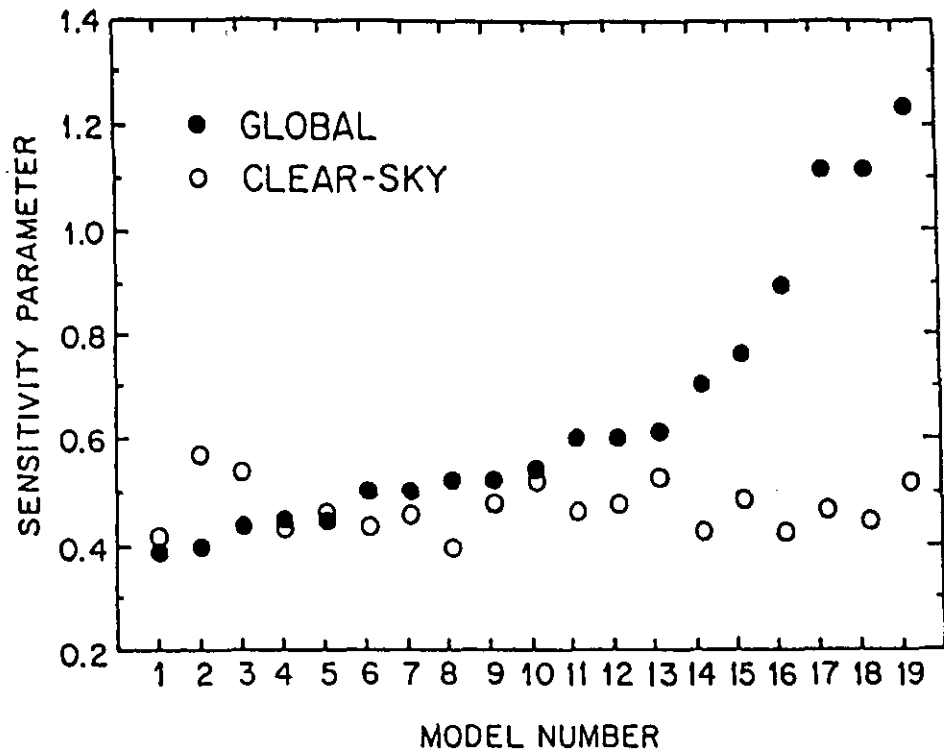


図 5.2.1 19個のモデルについての晴天域と全球の気候感度パラメター
(モデルの順番は第表 5.2.9による)

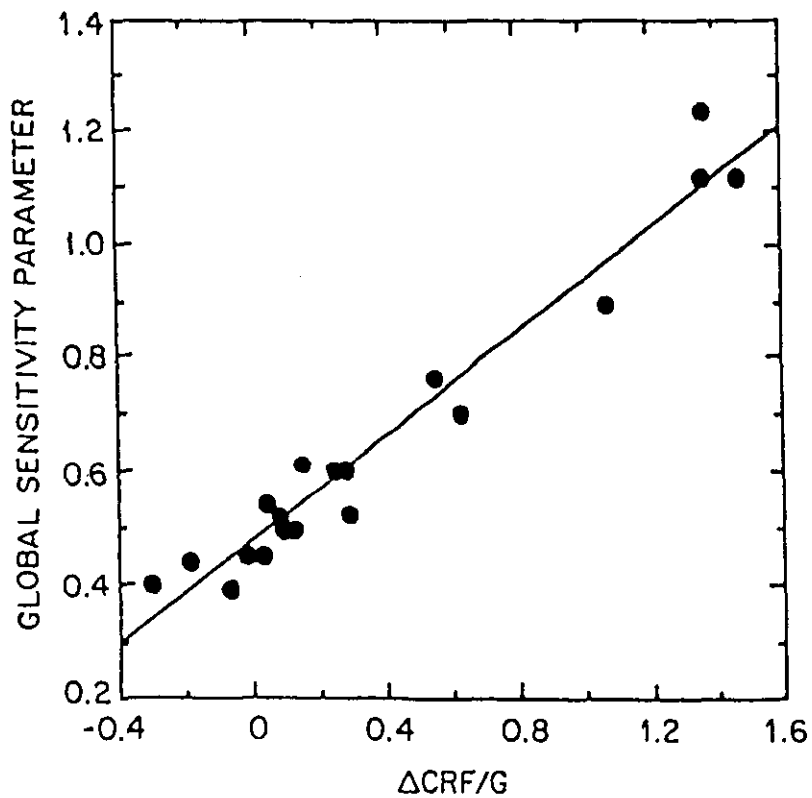


図 5.2.2 19個のモデルについての気候感度パラメター λ と
雲についてのフィードバックパラメター

世界各国から集められた19個の大気大循環モデルによる海面水温を±2℃変化させた実験で、現在のモデルの精度と雲に関連したフィードバックの重要性が理解された。気象研究所大気大循環モデルの結果の振舞いは全体の平均に近く、すなわち現在の気象学の理解の範囲では合理的にモデリングされていることが示された。この実験の更に詳しい内容は(Cess et al., 1990)に述べられている。この後の第4回のワークショップ(1990年12月)では、4月の状態において海面水温を変えた実験を行い雪の影響を調べている(サイエンス Cess et al., 1991)。

5.3 気象衛星データについて

モデルによる比較実験の最大の問題は、正解が不明な点にある。比較実験そのものを現実の大気で行うことは不可能であるが、モデルの気候状態をより現実に近づけ精度を高めるために全球的な観測手段として気象衛星データが用いられる。ただし、衛星による測器や水平解像度の違いは観測結果に影響を与える場合がある。図5.3.1はNOAA衛星による1979年-1985年の7年平均した1月のOLR(大気トップにおける長波放射フラックス)と同じ期間のNIMBUS衛星によるものとの差を示している。ヒマラヤ付近で30WAT/M²を越える違いがあり、またアフリカ南部や南アメリカ北部でNOAAの結果はNIMBUSの結果より20W/M²以上大きい。同じく図5.3.2は7年平均した7月の場合である。NOAAとNIMBUS衛星の差では南半球の40度から70度帯にかけて7月では負の値になり1月と符号を変えている。1月と7月の場合で同様な符号の変化は南北アメリカ大陸、オーストラリア、アフリカ中部及びユーラシア大陸東部で見られる。これらの違いは、現在の気候モデルの結果と気候値の差より小さいため、現在は問題にならないが、今後モデルの精度が向上した場合や短期・中期予報で衛星データを予報結果の検証に用いる場合に問題になる。

図5.3.3は7月における観測に基づく雲量(Berliand and Strokina, 1980)と気象研究所大気大循環モデルによる対応する雲量である。観測では太平洋や大西洋上の亜熱帯域にある海洋性の亜熱帯高気圧の下では雲量が少なく、またアフリカ北部の砂漠地帯でも雲量が少ない。北半球中高緯度、特に北部太平洋やカリフォルニア沖や南半球の60度付近やペルー沖で雲量が多い。一般に大気のじょう乱(移動性の低気圧や高気圧)活動の活発なところでは水蒸気が輸送されて雲量が多く、亜熱帯高気圧の下のように下降流の卓越する地域では雲ができにくい。そのほかカリフォルニア沖やペルー沖では冷たい海面で冷やされて層状雲ができる。低緯度の対流活動の活発な地域(インドネシア付近、南アメリカのアマゾン領域)でも雲量が多い。モデルは観測で見られる特徴をおおまかに再現しているが低緯度で系統的に雲量が少ない。

最近、衛星データ解析技術が進歩して晴れた領域と曇った領域に分けて放射フラックスを解析できるようになった。これを用いて Cloud Radiative Forcing(雲放射強制力)を以下のように定義する(Charlock and Ramanathan, 1985)。

$$C_{LW} = F_{c,lr} - F$$

$$C_{SW} = S \alpha_{c,lr} - S \alpha$$

$$C_{NET} = C_{LW} + C_{SW}$$

(F は上向き長波フラックス、 S は入射太陽光フラックス、 α はアルベド、 clr は晴天の値を示す。) 図5.3.4と図5.3.5はERBE(地球放射実験)による観測された1985年7月の雲放射強制力と実測の海面水温を用いた気象研究所大気大循環モデルの20年ラン(Kitoh, 1991)から1985年7月の結果を示す。 C_{LW} と C_{SW} は熱帯で観測よりもモデル結果の絶対値が大幅に小さい。これはモデルにおいて雲量の少ないことと関連している。正味の雲放射強制力では、観測、モデルとも北太平洋、北大西洋で大きな負の値(雲による冷却)、南半球60度付近で正のピーク(雲による加熱)が見られる。また、低緯度では全体として小さい値となっている。

現在、大気大循環モデルは衛星による観測をこの程度までに再現できるようになったが、問題点も明らかにされてきた。観測の方では、根本的な課題として衛星から観測される物理量の種類が少ないこと及び時間的、空間的な分解能が粗いことが上げられる。空間的な分解能についてはレーザーレーダーを搭載した衛星による観測で十分な解像度が得られるが、その空間的な広がりや日変化を解析する程度に必要な時間間隔(1日4回以上)は今後の課題になる。また、モデルで計算している量に対して観測されている物理量は僅かであり、モデル同士の比較では観測でチェックできていない量についてモデル間の違いの大きい傾向がみられるため、気象衛星による他の量(降水、雲水量、雲粒子分布、可降水量、エアロゾル等)の観測が望まれる。

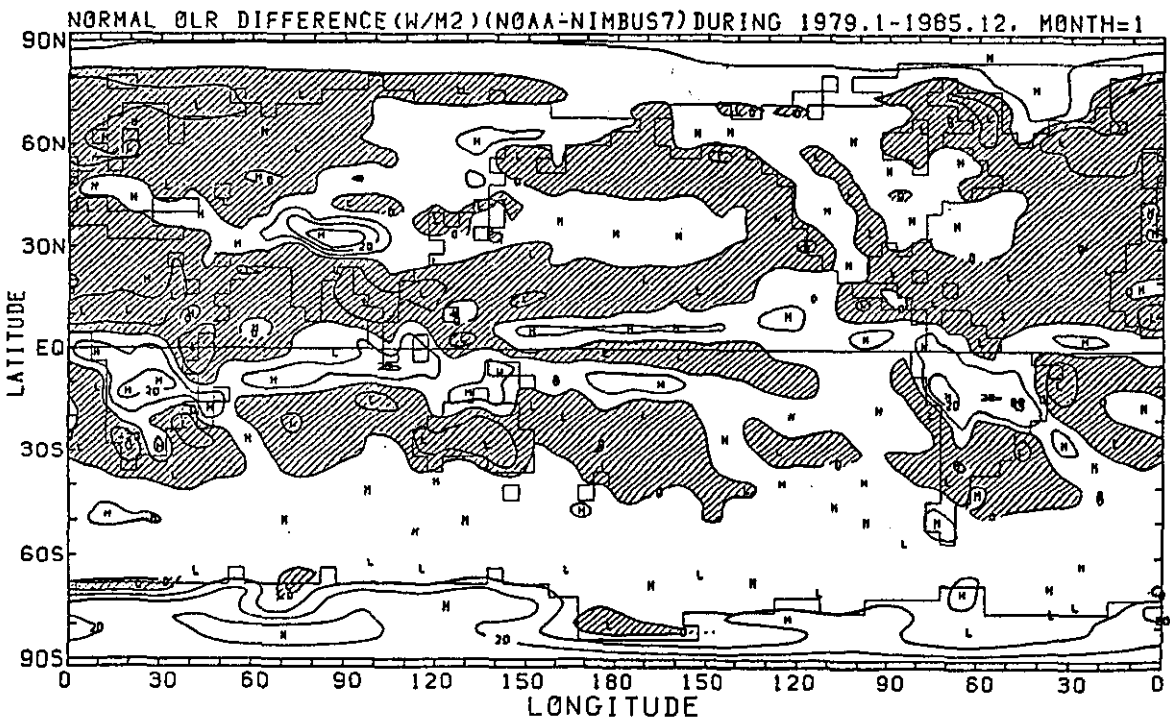
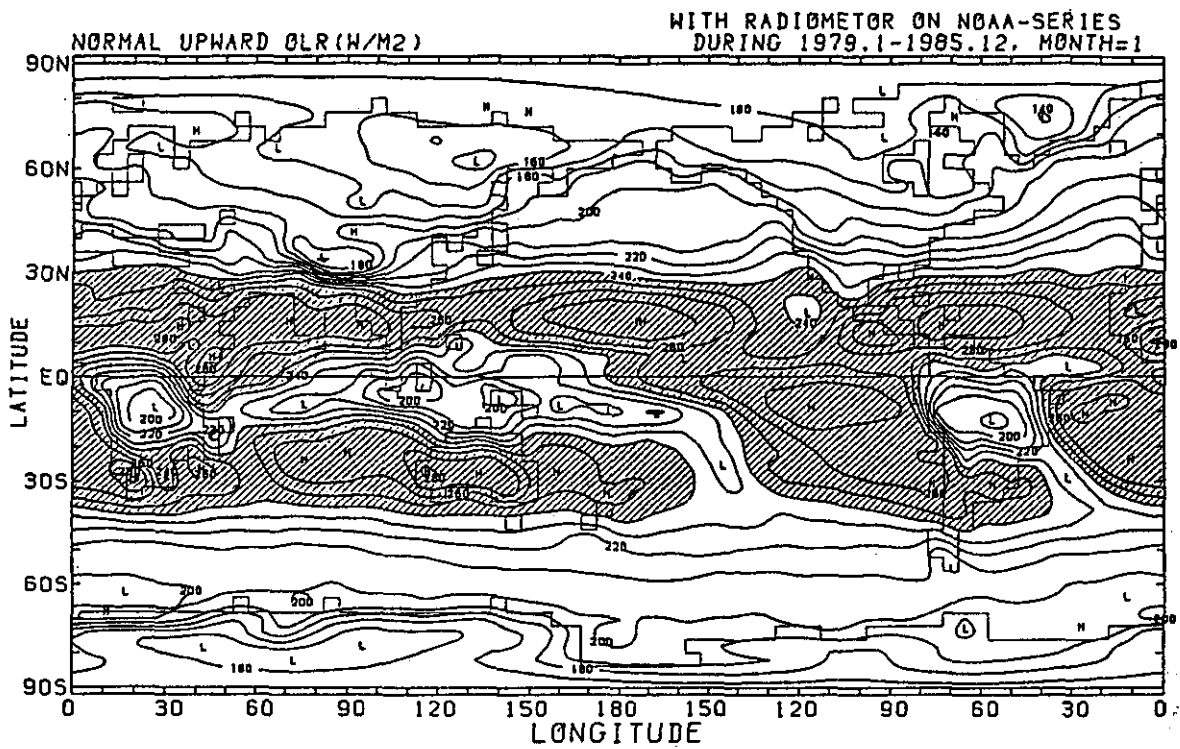


図 5.3.1 (上) NOAA衛星による1979年から1985年までの7年平均した1月のOLR(上向き長波放射フラックス)。等値線間隔は 10 W/M^2 で 240 以上に陰影がついている。(下) NOAA衛星-NIMBUS7衛星のOLRの値。等値線間隔は 10 W/M^2 で負の値に陰影がついている。

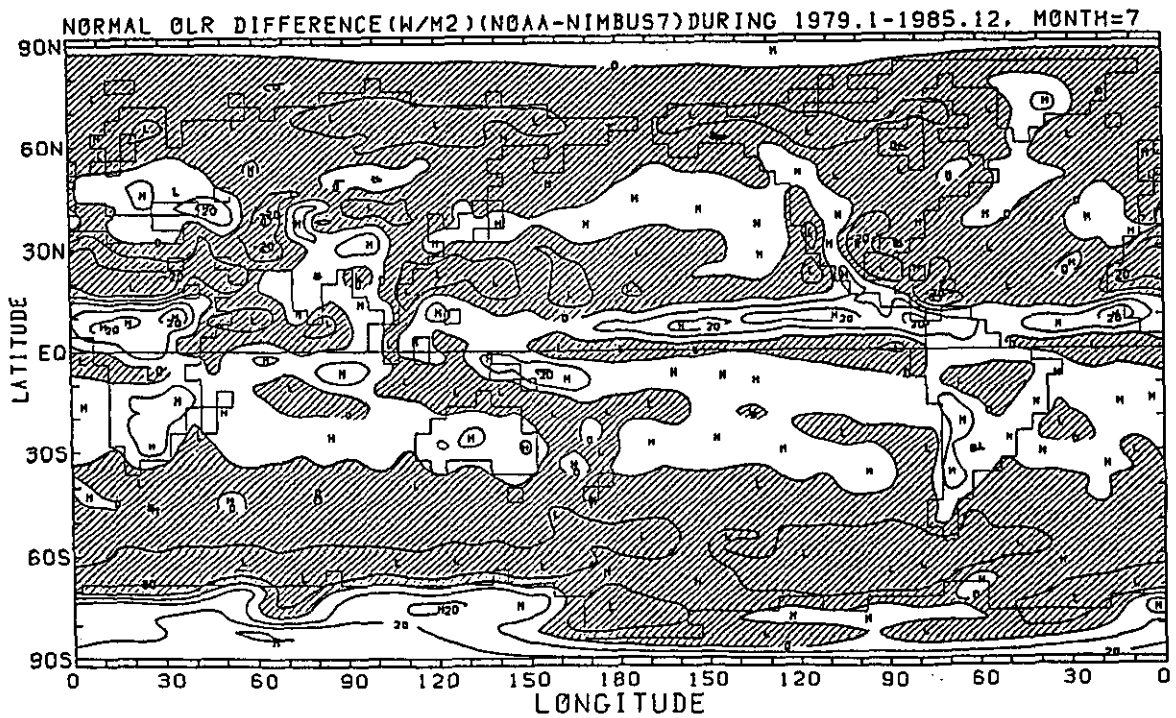
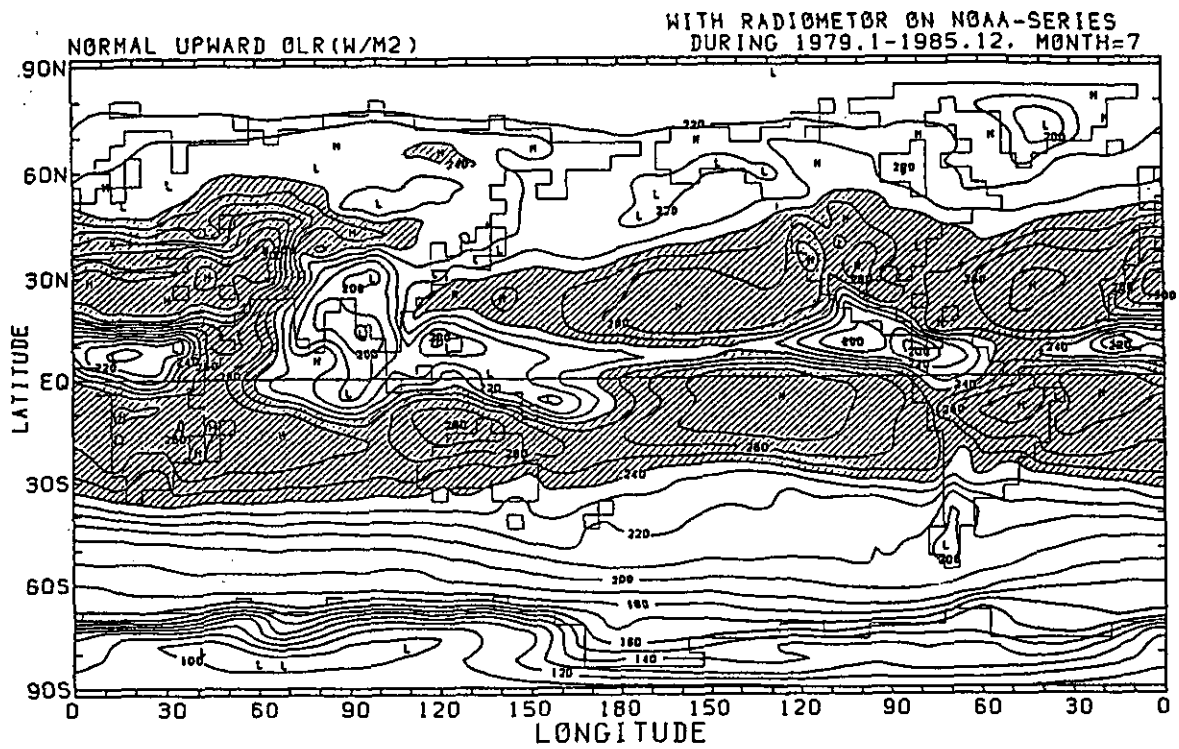


図 5.3.2 (図5.3.1と同じだが)7年平均した7月の場合。

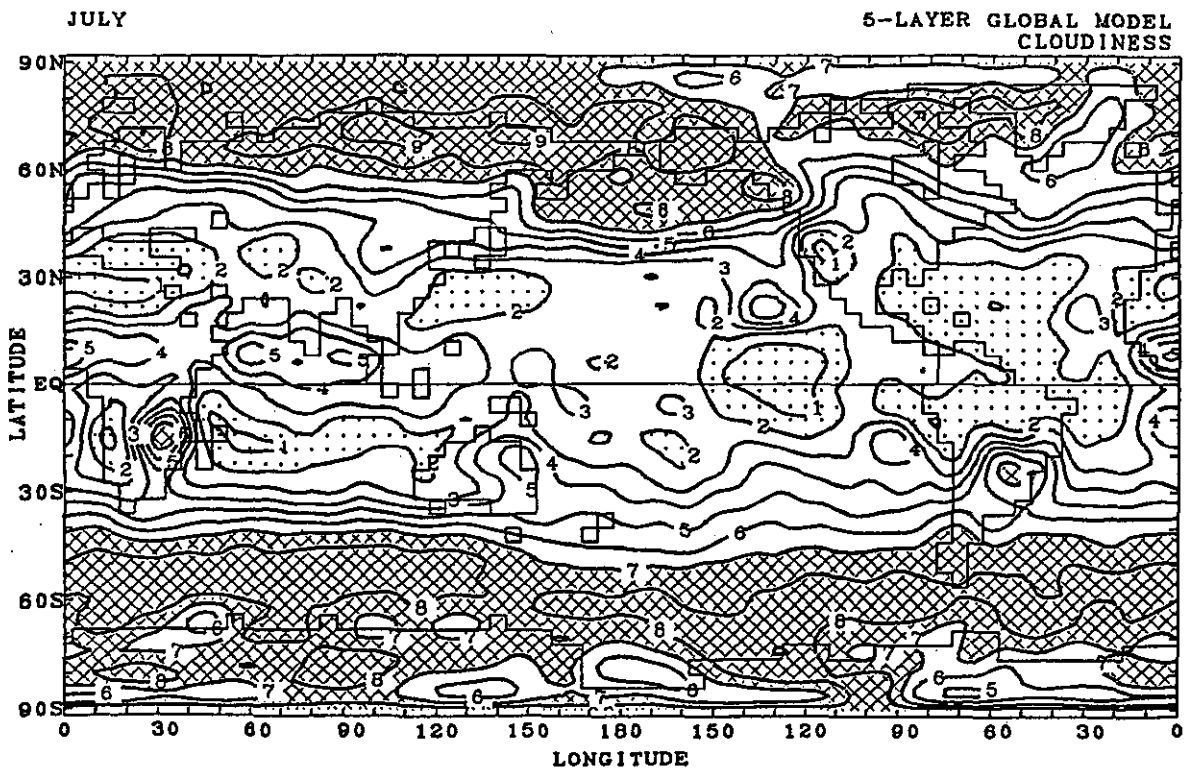
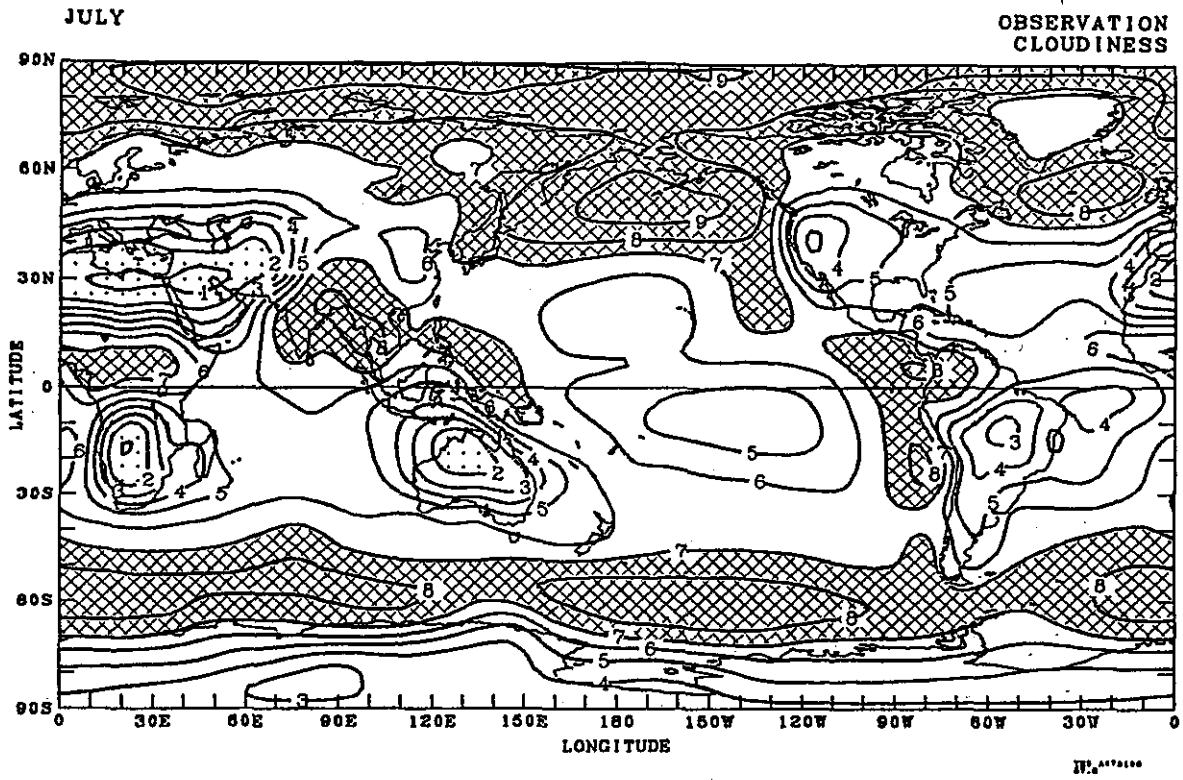


図 5.3.3 (上) 観測に基づく7月の全雲量 (Berliand and Strokina, 1980)と(下) 気象研究所大気大循環モデルで再現された雲量 (雲量7以上の領域に陰影がつけてある)

Cloud Radiative Forcing (CRF) July

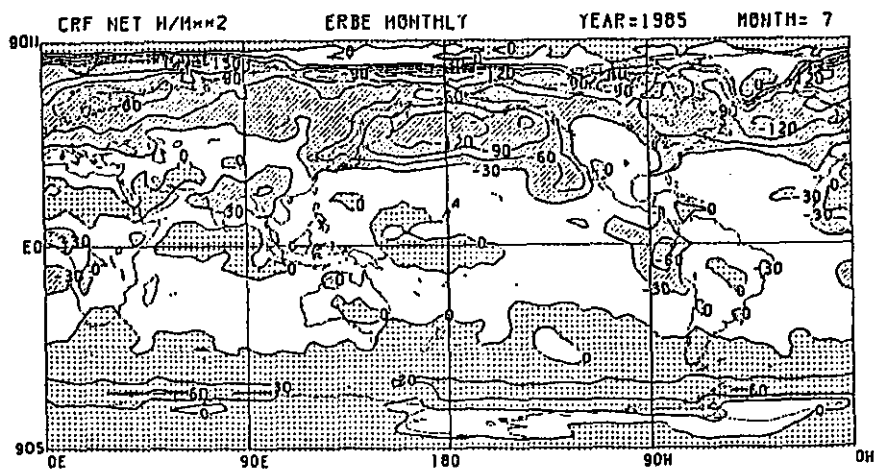
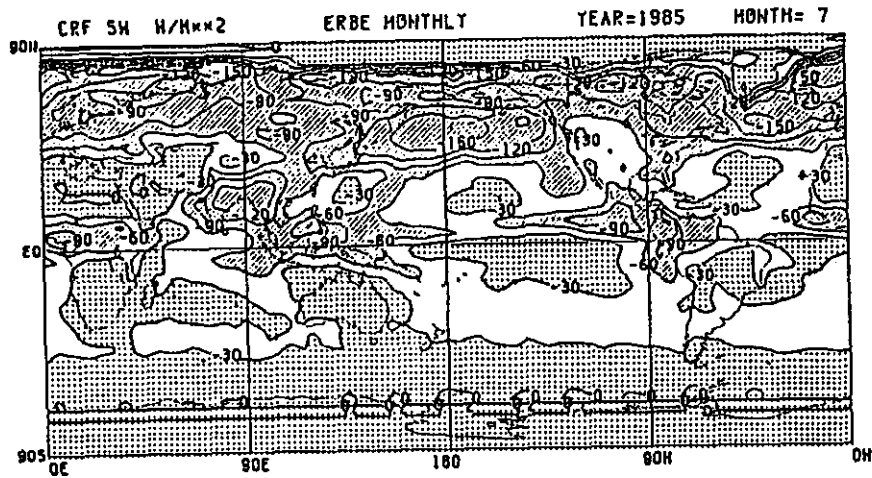
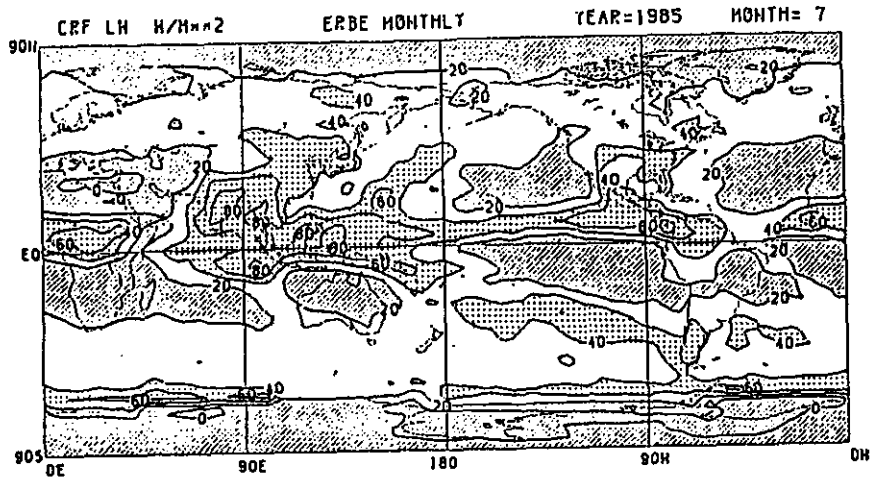


図 5.3.4 ERBEで観測された1985年7月の長波放射と太陽放射及び正味の雲放射強制力 (Cloud Radiative Forcing)。

Cloud Radiative Forcing (CRF) July

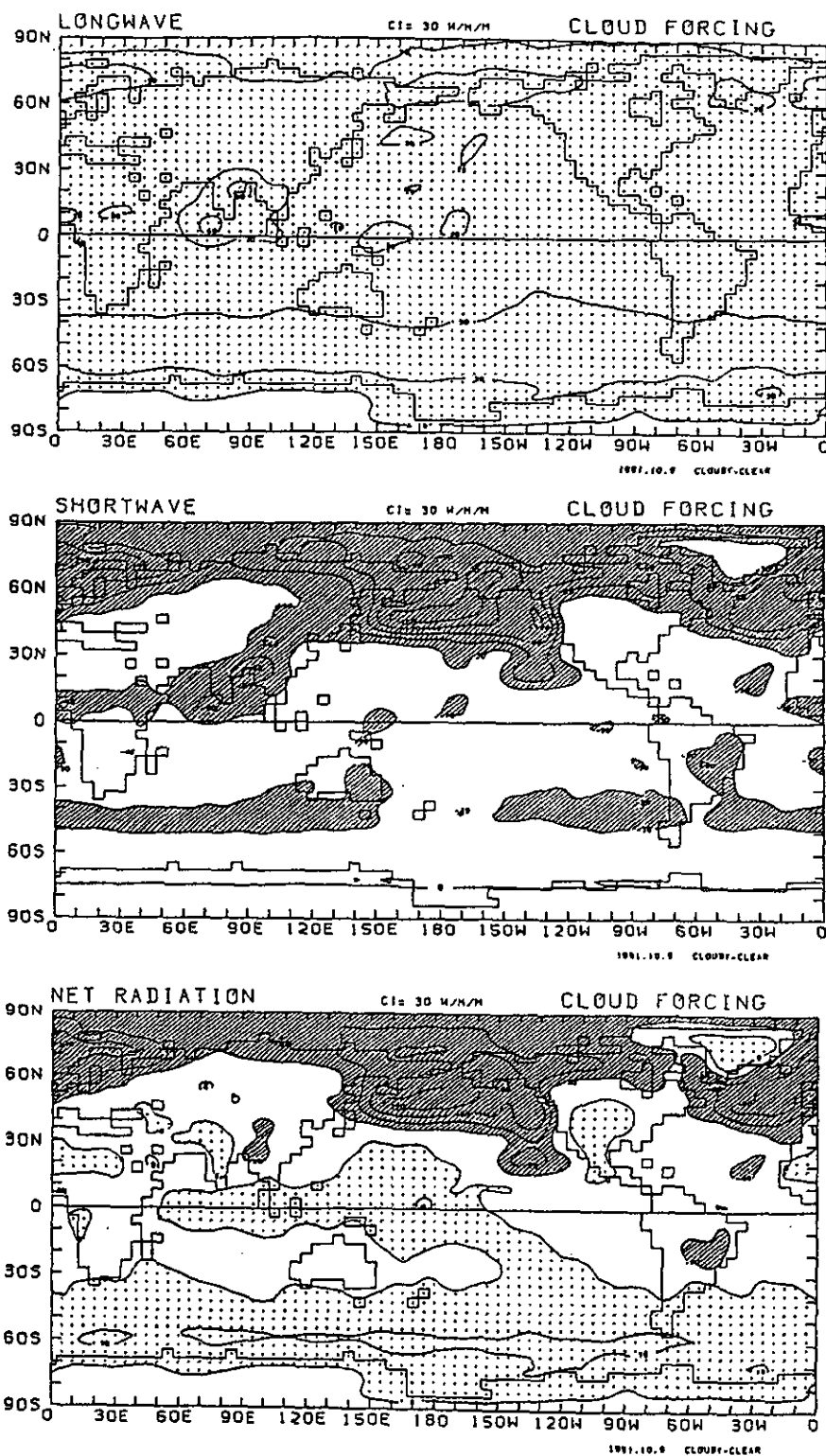


図 5.3.5 気象研究所大気大循環モデルで計算された7月の長波放射と太陽放射及び正味の雲放射強制力 (Cloud Radiative Forcing)。

参考文献

Berliand, T.G., and L.A. Strokina, : Global distribution of the total amount of cloudiness. Hydrometeorology Publishing House, Leningrad, 71 pp, 1980.

Cess, R.D., G.L. Potter, J.P. Blanchet, G.J. Boer, S.J. Ghan, J.T. Kiehl, H.Le Treut, Z.-X. Li, X-Z. Liang, J.F.B. Mitchell, J.-J. Morcrette, D.A. Randall, M.R. Riches, E. Roeckner, U. Schlese, A. Slingo, K.E. Taylor, W.M. Washington, R.T. Wetherald, and I. Yagai, : Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 Atmospheric General Circulation Models. *Science*, 245, 513-516, 1989.

Cess, R.D., G.L. Potter, J.P. Blanchet, G.J. Boer, A.D. Del Genio, M. Déry, V. Dymnikov, V. Galin, W.L. Gates, S.J. Ghan, J.T. Kiehl, A.A. Lacis, H.Le. Treut, Z.-X. Li, X.-Z. Liang, B.J. McAvaney, V.P. Meleshko, J.F.B. Mitchell, J.-J. Morcrette, D.A. Randall, L. Rikus, E. Roeckner, J.F. Royer, U. Schlese, D.A. Sheinin, A. Slingo, A.P. Sokolov, K.E. Taylor, W.M. Washington, R.T. Wetherald, I. Yagai, M.-H. Zhang, : Intercomparison and Interpretation of climate feedback processes in nineteen atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 95, 16601-16615, 1990.

Cess, R.D., G.L. Potter, M.-H. Zhang, J.P. Blanchet, S. Chalita, R. Coloman, D.A. Dazlich, , A.D. Del Genio, V. Dymnikov, V. Galin, D. Jerrett, E. Keup, A.A. Lacis, H.Le. Treut, Z.-X. Li, X.-Z. Liang, J. F. Mahfouf, B.J. McAvaney, V.P. Meleshko, J.F.B. Mitchell, J.-J. Morcrette, P. M. Norris, D.A. Randall, L. Rikus, E. Roeckner, J. F. Royer, U. Schlese, D.A. Sheinin, J.M. Slingo, A.P. Sokolov, K.E. Taylor, W.M. Washington, R.T. Wetherald, and I. Yagai, : Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 General Circulation Models. *Science*, 253, 888-892, 1991.

Charlock, T.P., and V. Ramanathan, The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1408-1429, 1985.

U.S. Department of Energy Report DOE/ER 02037 : Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide. Eds., M.C. Maccracken and F.M. Luther, 381pp., 1985.

6. 成層圏エアロゾルと極域下部成層圏大気化学

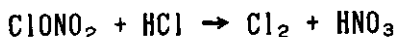
6. 1 まえがき

成層圏エアロゾルは、その生成、輸送または輻射に関連する大気化学・物理過程に関して興味を引いてきた。昨年6月に大噴火したフィリピン、ルソン島ピナツボ火山のような、火山大噴火後成層圏に大量に注入された火山性エアロゾルによる鮮やかな夕焼けはその顕著な例である。しかしながら、逆に成層圏エアロゾルが大気全体の化学・物理過程に大きな影響を与えていることはないであろう、というのが大気科学者の大方の見方であった。ところが、南極オゾンホールが発見され、極域オゾンの破壊過程が解明されるにつれ、成層圏エアロゾルがこの過程の中で重要不可欠な存在であることが明らかになってきた。またそれに関連して極以外の中低緯度における成層圏エアロゾルの働きの重要な新側面が注目されつつある。ここでは、極域成層圏エアロゾル（極成層圏雲、PSC: Polar Stratospheric Cloud）の特性とオゾン破壊、及びPSCの観測方法、観測例について述べる。

6. 2 PSCとオゾンホール

極夜の下部成層圏、とくに極渦中の温度は $-80^{\circ}\text{C}\sim-90^{\circ}\text{C}$ の低温になる。このため、PSCは195K以下で通常存在する硫酸液滴エアロゾルを核とした硝酸分子1個、水分子3個からなる通称NAT (Nitric Acid Trihydrate) の結晶、さらに188K以下ではNATエアロゾルを核とした氷である。後で述べるライダー観測によるPSCの形態により、NATからなるPSCがType I、氷のものがType IIとも呼ばれる。(図6. 2. 1 a)¹⁾

塩素原子を含んだフロンガスは成層圏まで達した後太陽紫外線にて破壊され、塩素原子を大気中に送り出す。しかしながら、Clは下部成層圏では NO_2 、 CH_4 等と直ちに反応して不活性な分子(ClONO_2 、 HCl)として存在しオゾンの破壊には関与しない。極夜、NATや氷のPSCができると、その表面の反応でこれら不活性な分子から効率良く Cl_2 、 HOCl 分子が分離される。



極夜明け太陽紫外線により、 Cl_2 、 HOCl 分子が分解、Cl原子が生じその触媒反応によりオゾンが破壊される。ところで、 Cl_2 、 HOCl 等は NO_2 分子が存在すると速やかに元の不活性分子に変換されるが、PSCは NO_2 分子の起源となる硝酸分子を固定する役目もはたしている。(脱窒化、denitrification、図6. 2. 1 b)¹⁾

PSCの形態の詳細はライダー観測により得られた。²⁾ 表6. 2. 1はPSCライダー観測の結果をまとめたものである。Type Ia、b、Type IIは、表に示されたように、それぞれ後方散乱強度と偏光解消度で分類される。回転楕円体による散乱モデル計算によると³⁾ Type Iaは $1\mu\text{m}$ より大、Ibは $0.5\mu\text{m}$ より小な粒子よりなることが推測されている。また出現温度よりType IがNAT、Type IIが氷粒子であることが予想された。このことは、PSCのサンプリングによりほぼ確認されている。⁴⁾

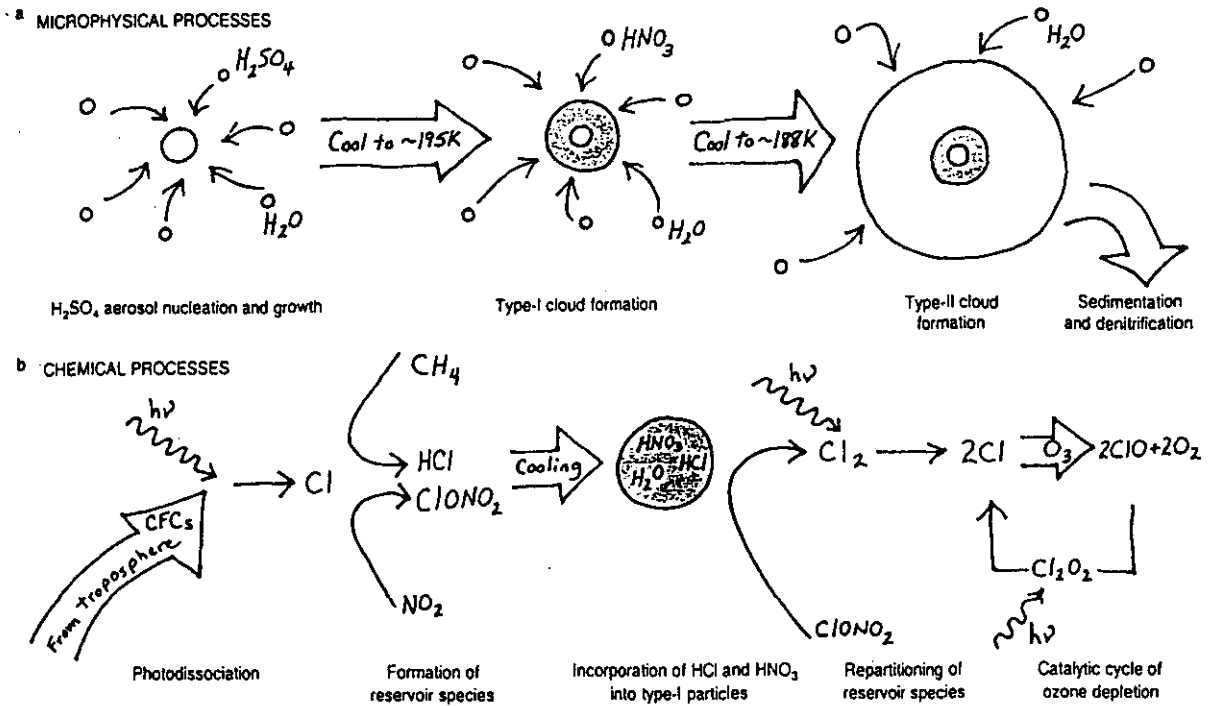
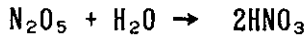


図 6.2.1 (a) PSC 粒子の生成過程、
(b) PSC を介したオゾン破壊過程¹⁾

表 6.2.1 PSC のそれぞれのタイプとその特性。²⁾

| Type | Scat. Ratio | | α | Aero. Depol. (%) | | β |
|------|-------------|------|----------|------------------|-------|---------|
| | VIS | IR | | VIS | IR | |
| 1a | 1.2-1.5 | 2-5 | 0.4 | 30-50 | 30-50 | -0 |
| 1b | 3-8 | 5-20 | 2-3 | 0.5-2.5 | <4 | - |
| 2 | >10 | >20 | <0.8 | >10 | >10 | -0 |

Type I NAT粒子a、bの相違は冷却率の違いによる生成過程の差で説明できると考えられている。³⁾ このようなNAT粒子間のType差は上記脱窒化過程に大きな差を生じる可能性があり⁵⁾、さらに脱窒過程の違いはオゾン破壊に大きな影響を与える。このためPSC粒子に関する化学・物理過程の詳細な把握はオゾンの変動の予測に重要な意味を持つ。最近の研究では、極域PSCの表面だけでなく硫酸エアロゾル表面でも



なる反応で NO_x が減少することが指摘されている。特に火山噴火後硫酸エアロゾルが増大した場合この反応でオゾンの減少が予想される。(図6.2.2)このため、昨年ピナツポ山噴火の様成層圏に甚大な物質を注入するような火山噴火の後には注意深い観測が必要である。

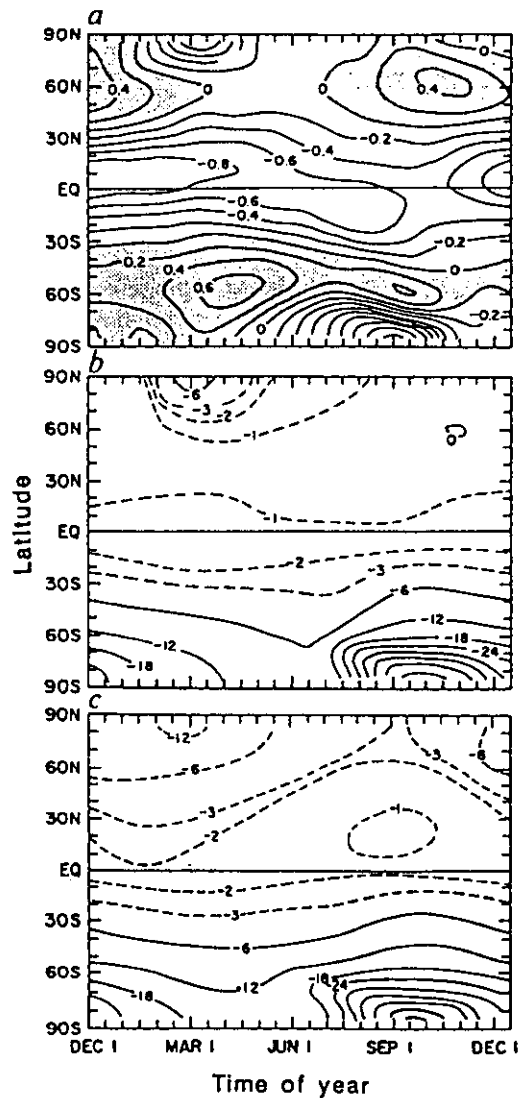


図 6.2.2 エルチチョン規模の火山噴火が2010年に起こった場合の、1960年のオゾン量に対する変化(%)。(a) 気体反応のみ、(b) PSC表面での不均一反応を考慮、(c) さらに、硫酸エアロゾル表面での N_2O_5 の反応を考慮。⁶⁾ NO_x の減少によりオゾン破壊が加速される。

6.3 PSCの観測

PSCは南北両極上空共に低温となる冬季極渦中で発生する。良く知られているように、南北半球の地形の差により、北極極渦はより高次の波数の擾乱を受けている。対照的に南極上空の極渦は軸対象に近くより深い。このため、極渦の水平スケールは北極でより小さく、極渦中心部の温度は南極でより低くなる。極渦内外の物質移動が少ないため、PSC及びオゾン破壊は低温の容器としての極渦中に生じる。これらのことから、極成層圏のPSCやオゾンホールに関連した現象を捉えようとする場合、南極に比べ北極では北極渦に対応してより小さい水平スケールに対応できる観測体制が必要である。南極渦中でも、PSCは一様に分布しているわけではないので(図6.3.1)、必ずしもより荒い観測網で十分という訳ではない。

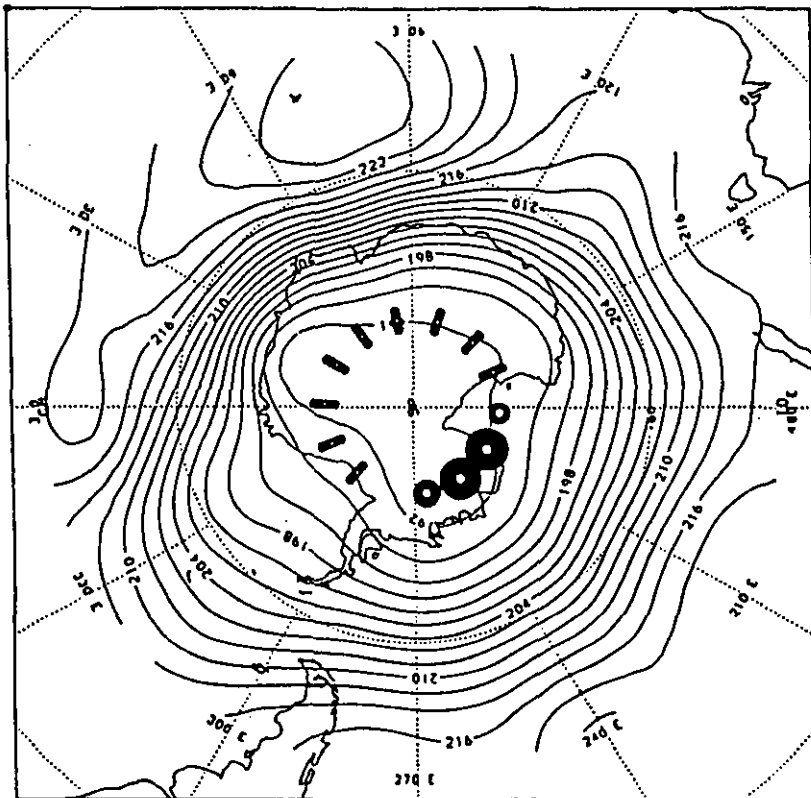


図 6.3.1 SAMⅡによって観測されたPSCの分布。⁷⁾

黒丸がPSCの存在する場所。

70mbの等温線を示す。

PSCの観測法として現在次の様な方法がある：

- i) 地上設置ライダー、気球搭載エアロゾルカウンター
- ii) 航空機搭載ライダー、エアロゾルカウンター
- iii) 人工衛星搭載測器 (SAMII、SAGE、SAGE II等)

i) は地上にほぼ固定した定点観測であり、長期的な木目細かい観測が可能である。南極では昭和基地をはじめとした各国基地観測が続けられている。北極に関しては上記のごとく地上基地をより密に配置する必要がある、しかしながらほとんどの観測点は欧州地区にかたよっている。このためカナダ、アラスカ、旧ソ連の北極域の観測点整備が望まれる。

ii) は最も機動的な観測方法でオゾンホールに関する多くの知見は航空機観測により得られた。航空機観測は極渦の分布に対応した観測が可能である。(図6.3.2、図6.3.3)

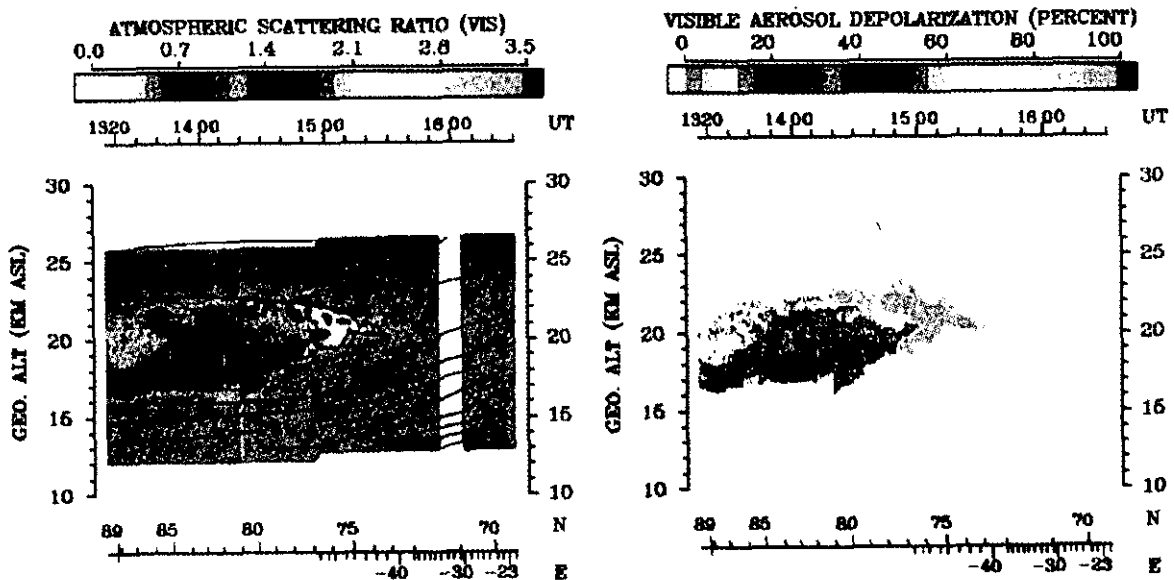


図 6.3.2 航空機搭載ライダーによるPSC、及び偏光解消度の分布。²⁾

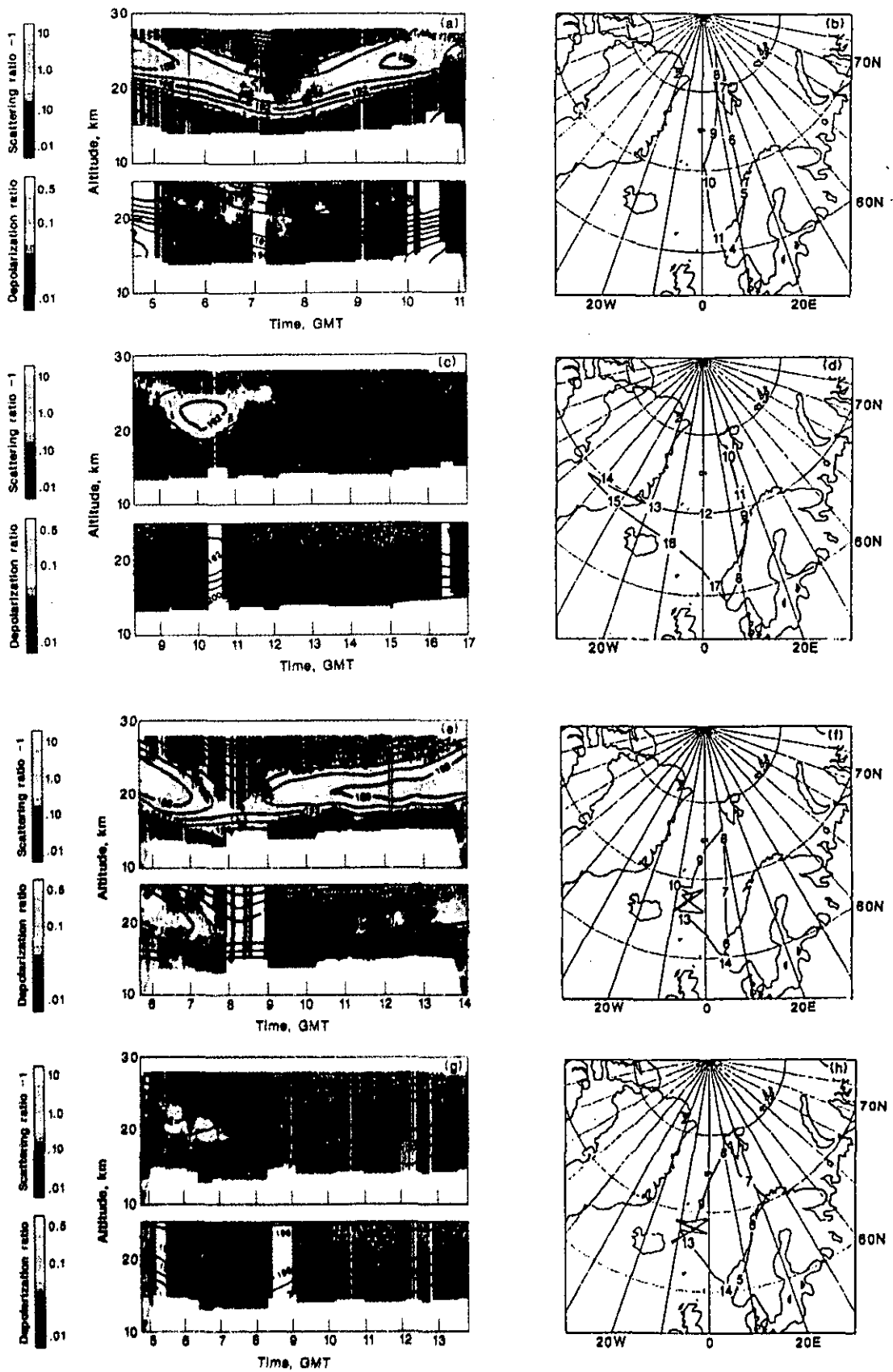


図 6.3.3 航空機搭載ライダーによるPSC・偏光解消度の分布、及び飛行経路。^{a)}

航空機観測は最も強力な観測手段ではあるが、定常的な観測は困難で、キャンペーンを主体とした観測が主となる。また成層圏まで観測ができるような航空機は米国しか所有しておらず、この点でも長期的より広範囲の測定は今のところ向かない。

iii) で、現在飛行している衛星からの成層圏エアロゾルの測定は、すべて受動的な観測である。その内、極域成層圏エアロゾルの信頼に足るデータを与えているのは、SAM II、SAGE、SAGE IIの観測である。これらの測定では日の出・日の入り時、大気による太陽光の消光からエアロゾルの鉛直分布を求める。図6.3.4にSAGE IIの測定例を示す。図6.3.1でも示したように、衛星の軌道の関係から1日に観測できる緯度と経度方向は狭い範囲に限られる。(図6.3.4、図6.3.5)

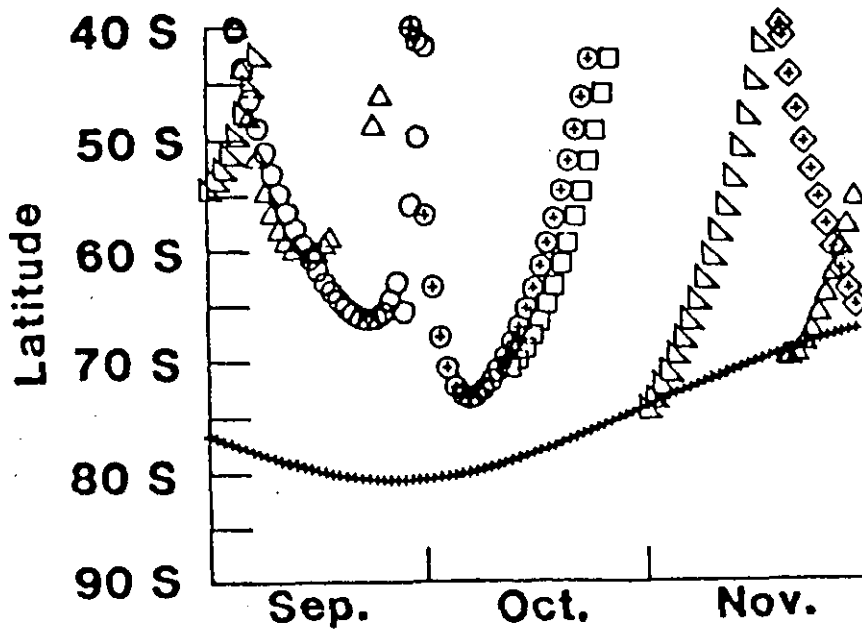


図 6.3.4 SAGE、SAGE II、SAM IIの観測緯度変化。⁹⁾
+印がSAGE II。

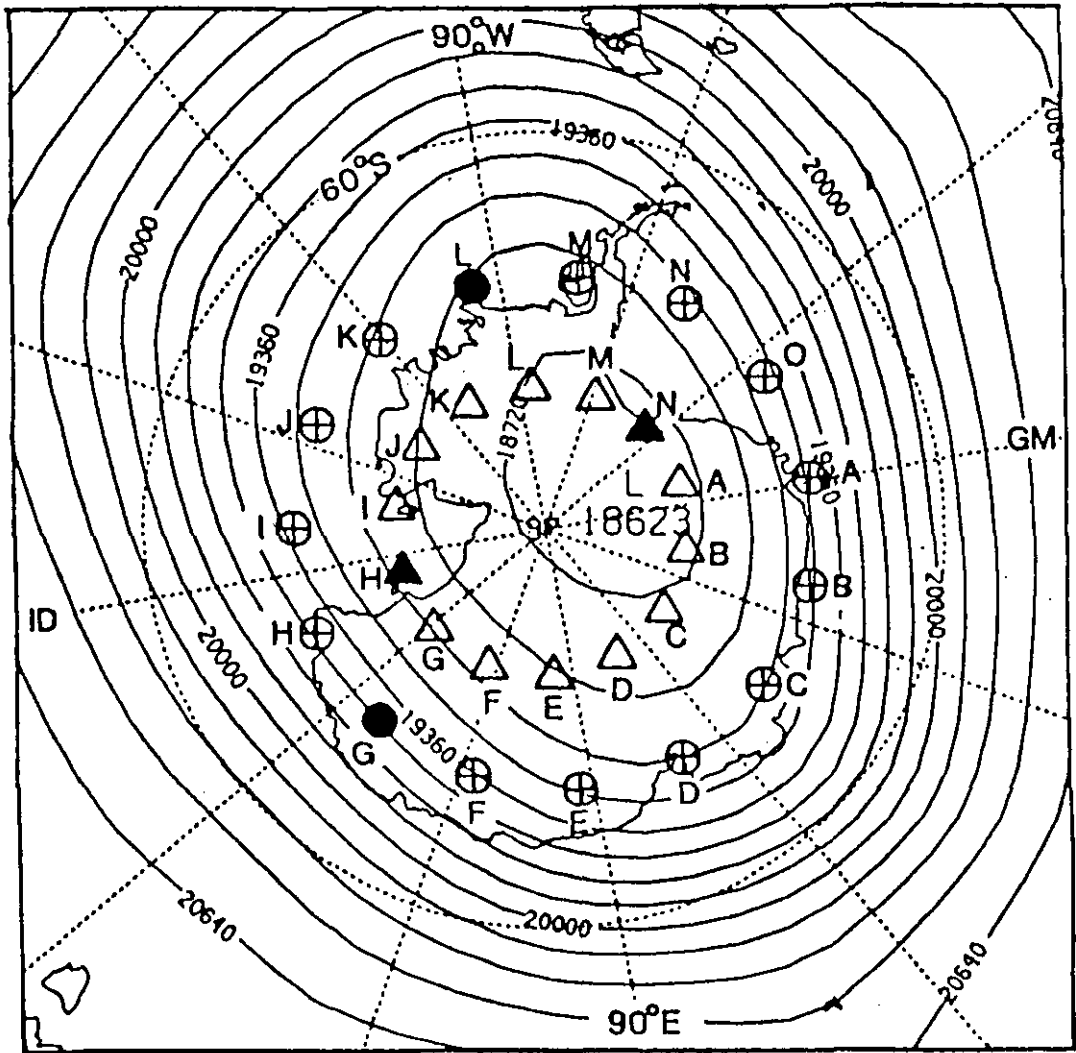


図 6.3.5 SAGE II、SAM II が一日の観測で測定する地点。⁹⁾
 三角印が SAM II

6.4 むすび

6.3 で見たように極域は地上からの定常観測の場合観測基地そのものの設置が困難で、特に北極域の観測地点が不足しているように考えられる。また、航空機は定常的な運用は困難である。受動的な衛星観測は極域の面積が中低緯度に比較して狭いことを考えると観測密度が小さすぎるように感じられる。この間の観測の空白を埋める測定器として能動的な衛星観測が待ち望まれる。

参考文献

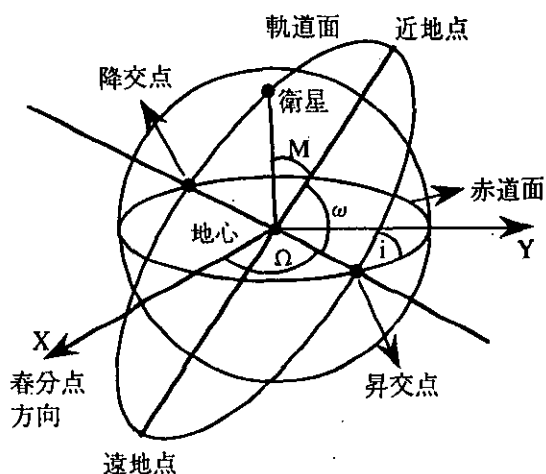
- 1) Hamil, P and O. B. Toon, *Physics Today*, 44, 34(Dec., 1991)
- 2) Browell, E. V. et al., *GRL*, 17, 385(1990)
- 3) Toon, O. B. et al., *GRL*, 17, 393(1990)
- 4) Gandrud, B. W. et al., *JGR*, 94, 11285(1989)
- 5) Toon, O. B. et al., *GRL*, 17, 445(1990)
- 6) Brasseur, G. P. et al., *Nature*, 348, 626(1990)
- 7) Watterson, I. G. and Tuck, A. F., *JGR*, 94, 16511(1989)
- 8) McCormick, M. P. et al., *GRL*, 17, 381(1990)
- 9) McCormick, M. P. and J. C. Larsen, *GRL*, 13, 1280(1986)

7. 地球観測衛星の軌道について

7.1 軌道の要素

人工衛星の軌道は地球の重力中心をひとつの焦点とする楕円軌道である。地球に最も近い点を近地点 (Perigee), 最も遠い点を遠地点 (Apogee) という。この軌道上にある衛星の位置は以下の軌道6要素と呼ばれる独立な6つのパラメータによって記述される。(図7.1参照)

- ①軌道傾斜角 i : inclination
軌道面と赤道面との交角
(昇交点側から地球を見たときの赤道面から軌道面への角度)
- ②昇交点赤経 Ω : right ascension of ascending node
昇交点 (軌道と赤道面との交点のうち南から北へ通過する点) の赤経
- ③近地点引数 ω : argument of perigee
地球の中心に対して昇交点と近地点がはる角
- ④軌道長半径 a : semi-major axis
楕円である軌道の長半径
- ⑤軌道離心率 e : eccentricity
楕円である軌道の離心率
- ⑥平均近点離角 M : mean anomaly
地球中心に対して近地点と衛星がはる角



軌道6要素のうち、軌道長半径 a と離心率 e を除く4つの要素を示す。

図 7.1 軌道6要素

これらの軌道6要素をさまざまに変化させることにより種々の軌道をとることができるが、地球観測に適した軌道はほぼ限られてくる。

以下に地球観測に用いる代表的な軌道を示す。

7.2 軌道の分類

地球観測用の軌道は、現在ほとんどが円軌道である。しかし、長楕円軌道もひとつの衛星で広い地域の観測と高空間分解能観測を交互に行なうといったように、観測高度を一定周期（ただし短周期）で変化させたいときなどには便利な軌道である。本節では円軌道について記す。軌道はその高度、傾斜角、回帰性、太陽同期性などにより分類される。

7.2.1 高度分類

(1) 低中高度軌道

300~1000km程度の高度を持つ軌道であり、大部分の地球観測衛星はこの軌道をとる。軌道高度や軌道傾斜角は任意にとれ、これらの組み合わせで回帰性や太陽同期性が決まる。

低中高度衛星には、

- 全経度の観測が可能である（緯度は軌道傾斜角、観測幅による）
- 高空間分解能観測が可能である

といった特徴がある。

1000 km以上の軌道高度も当然とれるが、地球観測ではあまり用いられていない。

(2) 静止軌道

高度約36,000km（軌道半径にして約42,000km）の軌道であり、その公転周期が地球の自転周期に一致している軌道である。地球観測では現在気象観測衛星のみがこの軌道をとる。

静止軌道には、

- 直下点に対して $\pm 70^\circ$ 程度の範囲のみの観測
- 観測地点により観測角度が1つだけであり、しかも直下点以外は斜め観測である
- 高空間分解能観測には向かない

といった不利な点はあるが、

- 一度に観測できる範囲が広い
- 高頻度観測が可能である

といった特徴を持つ。

7.2.2 傾斜角分類

高傾斜角と低傾斜角に分類されるが、両者を明確に区分する基準はない。高傾斜角軌道のうち、傾斜角が 90° 近辺の軌道を特に極軌道と呼んでいる。

傾斜角が高いほど高緯度まで観測が可能であり、低いほど赤道近辺の集中観測が可能となる。

7.2.3 回帰性分類

回帰性とは衛星が地表面に対して同じ軌道に戻ってくる性質である。衛星が一定の周回

数ごとに同じ点に戻ってくるような軌道を準回帰軌道と呼ぶ。また回帰周期が、衛星軌道面に対する地球の一回転（ほぼ1日）に等しいとき、回帰軌道と呼ぶ。

回帰軌道について7.3項に示す。

7.2.4 太陽同期性分類

軌道面が太陽に対して一定の角度を保っている場合を太陽同期、このような軌道を太陽同期軌道という。ただし、季節による太陽角変化分は変動する。

同期軌道は観測地点の太陽地方時や太陽入射角が一定であり、時期がずれても太陽光に関しては一定の条件での観測が可能である。太陽同期軌道について7.4項に示す。図7.2に地球観測円軌道の分類表を、図7.3にいくつかの軌道についてその概念図を示す。

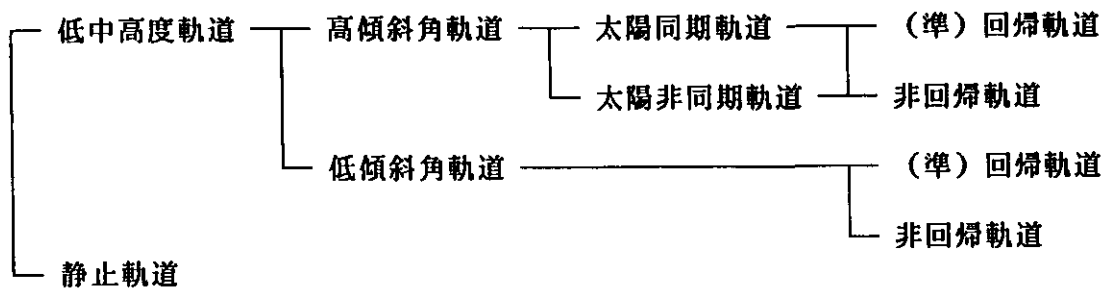


図 7.2 軌道の分類

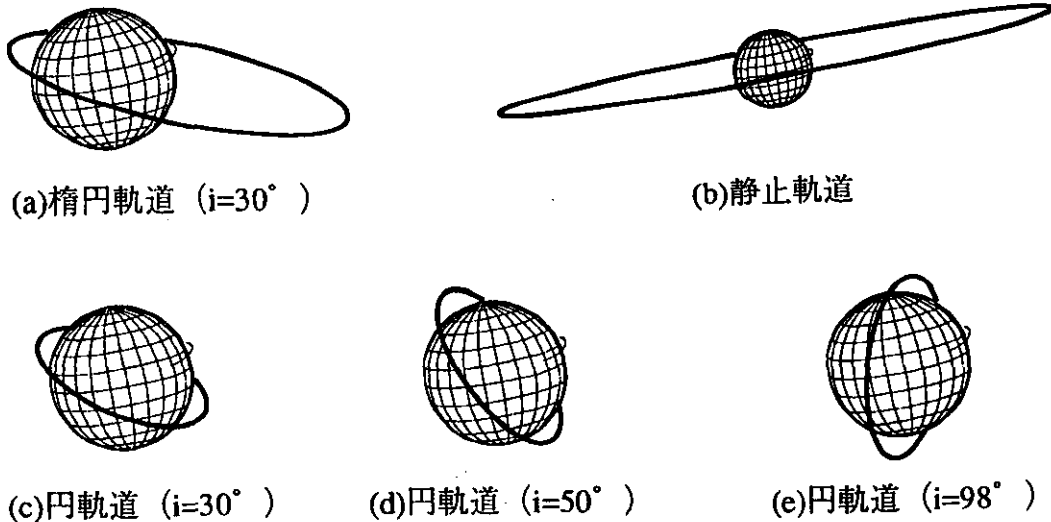


図 7.3 各種の軌道の概念図

7.3 準回帰軌道

準回帰軌道で回帰に関するパラメータには以下のようなものがある。

- ①回帰日数 M : 1回帰に要する日数
- ②1回帰当り総周回数 X
- ③日周回数 N : 1日当りの周回数の端数を四捨五入したもの
- ④日周回数端数 L : 1日当りの周回数の端数を回帰日数分たしたもの
- ⑤軌道周回周期 T_s
- ⑥対軌道面地球自転周期 T_e : 軌道面に対する地球の自転周期

図7.4に、 $M=5$ 、 $L=2$ の場合の初期軌道周辺の赤道付近における地表面軌跡を示す。衛星が軌道を1周したとき衛星は地表面に対して

$$\theta = \omega_e \cdot T_s = \frac{T_s}{T_e} \times 2\pi \quad \text{-----} \quad (7-1)$$

だけ西にずれる。これを繰り返して X 周回後にはじめて最初の位置に戻ってくるとき、それを M 日後とすると、

$$\theta \cdot X = 2\pi \cdot M \quad \text{-----} \quad (7-2)$$

となる。これより

$$\frac{X}{M} = \frac{2\pi}{\theta} = \frac{T_e}{T_s} \quad \text{-----} \quad (7-3)$$

すなわち、地球自転周期（対軌道相対値）と衛星の周回周期との比が X/M で表わされるとき、回帰日数 M 日、回帰周回数 X の準回帰軌道となる。またこのとき X と M は互いに素である。降交点と昇交点の経度差は東から西へ測って、

$$\begin{aligned} \frac{T_s}{2} \cdot \frac{2\pi}{T_e} + \pi &= \left(\frac{T_s}{T_e} + 1 \right) \cdot \pi \quad (\text{rad}) \\ &= \left(\frac{T_s}{T_e} + 1 \right) \times 180 \quad (\text{deg}) \quad \text{-----} \quad (7-4) \end{aligned}$$

また日周回数 N は1日の周回数 $(N + \Delta L)$ の端数 (ΔL) を四捨五入したものであるが、この端数を1回帰分をまとめたものが L であるので、

$$L = \Delta L \times M \quad \text{-----} \quad (7-5)$$

$$X = MN + L \quad \text{-----} \quad (7-6)$$

$$\frac{T_e}{T_s} = N + \Delta L \quad (|\Delta L| < 1/2, N \text{は整数}) \quad \text{-----} \quad (7-7)$$

となる。回帰周回数は整数であるため、 L も整数である。

1周ごとの移動量 θ (rad) 中には回帰日数 M より全部で $M-1$ 個の降交点（昇交点）を等間隔に持つ。すなわち θ/M が最小軌道間隔である。軌道面が1周した後で、最初の位置に最も近い軌道面と最初の位置の間隔は

$$-\theta \times \Delta L = -\theta \times \frac{L}{M} = -L \times \frac{\theta}{M} \quad \text{-----} \quad (7-8)$$

となる。

最初の点とこの交点との間には" $|\Delta L| - 1$ "個の交点がある。

この交点を通過するのはほぼ " $M/|\Delta L|$ " 日ごとである。

これを概回帰日数という。

θ と (X, M, N, L) は 1 対 1 に対応する。

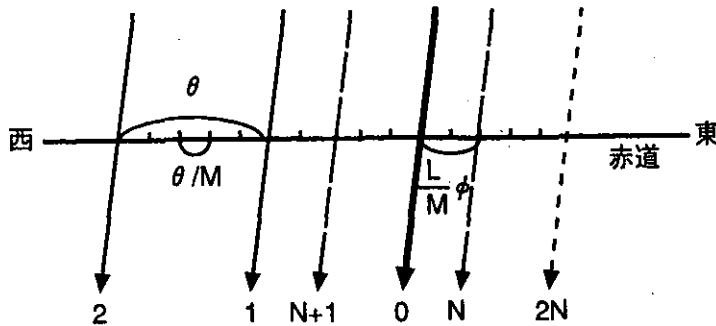


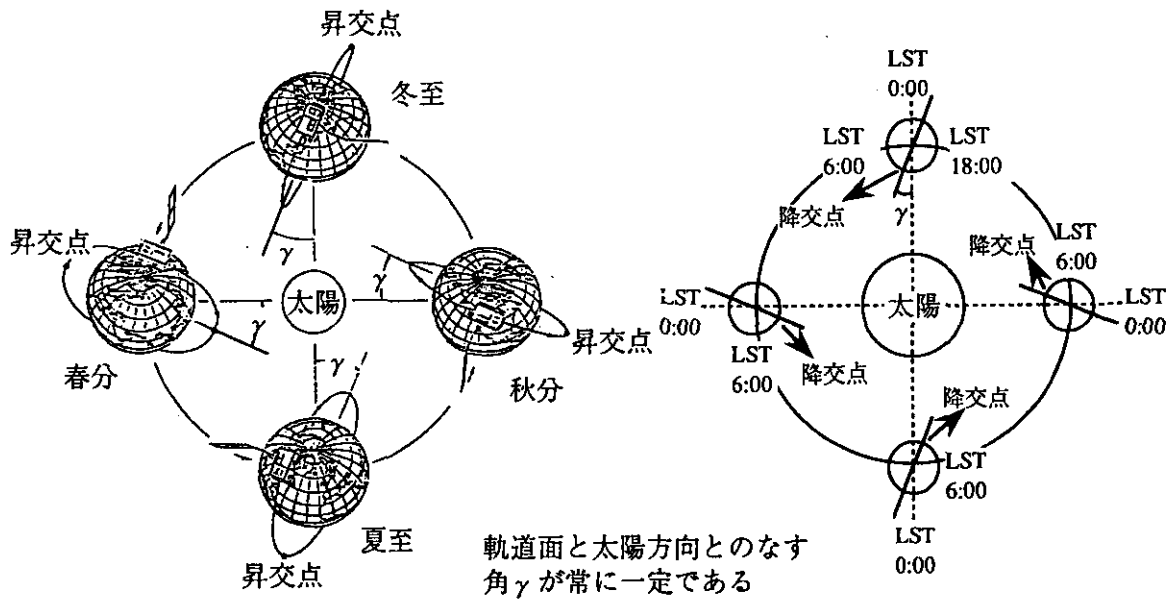
図 7.4 初期軌道の降交点における軌道の地表面軌跡

7. 4 太陽同期軌道

太陽同期とは図7.5のように軌道面と太陽方向が一定の角度を保っている状態である。すなわち降交点地方時，昇交点地方時が一定となる。ただし厳密には，軌道面の回転と地球の公転の周期が一致しても赤道面と公転面が平行でないことにより，季節ごとの太陽角変化分だけ軌道面と太陽方向の成す角に変化が生じる。

地球が均質な球体であれば（すなわち重力ポテンシャルが均一），衛星の軌道は地球からは摂動はうけない。しかし実際は地球は不均質であり，また赤道側の膨らんだ扁平であるといったようなさまざまな歪（重力ポテンシャルの歪）をもつ。

この歪により軌道は摂動を受け，その6要素に変化を生じる。この摂動のうち扁平による摂動が昇交点赤経（ Ω ）を変化させる。他の摂動でも Ω に影響を及ぼすものがあるが，扁平によるものが最も大きな要因であり，他のものは無視できる程度である。すなわち， Ω の回転はすなわち軌道面の回転となる。この回転が地球の公転と一致するときが太陽同期である。どのような軌道でも太陽同期がとれるわけではない。以下に太陽同期となるための条件を示す。



(a) $i=98^\circ$, LST10:30の軌道の立体図

(b) 北極側からみた太陽同期の様子

図7.5 太陽同期軌道

地球のさまざまな歪はそれぞれモデル化されているが、偏平を表わすモデルは J_2 モデルとよばれ、モデル式のなかで J_2 項によって示される。これによると偏平による昇交点赤経 Ω の時間変化率は以下の式で表わされる¹⁾。

$$\frac{d\Omega}{dt} = -\frac{3}{2} n \cdot \left(\frac{a_e}{a}\right)^2 \cdot J_2 \cdot \cos(i) \times \left[1 + 2e^2 - \frac{1}{32} \left(\frac{a_e}{a}\right)^2 \cdot J_2 \cdot (-120 + 152\sin^2(i))\right] \quad (7-9)$$

ここで、 n は衛星の平均運動 $= (\mu/a^3)^{1/2}$ であり公転角速度にほぼ等しい。また μ は地球重力ポテンシャル定数 (重力定数 \times 地球質量)、 a_e は地球の半径である。

式(7-9)の近似として J_2 についての1次の項までをとり、離心率 e を0とすると、

$$\frac{d\Omega}{dt} = -\frac{3}{2} \cdot n \cdot \left(\frac{a_e}{a}\right)^2 \cdot J_2 \cdot \cos(i) \quad (7-10)$$

となる。

これが地球の公転角速度 ω_E と一致するとき太陽同期となるのであるから、

$$\frac{d\Omega}{dt} = \omega_E \quad (7-11)$$

ここで、

$$a_e = 6378.142 \text{ km}$$

$$J_2 = 1.083 \times 10^{-3}$$

$$\mu = 3.986009 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{s}^2$$

$$\omega_e = 2\pi / 365.25636 = 1.991 \times 10^{-7} \text{ rad/s}$$

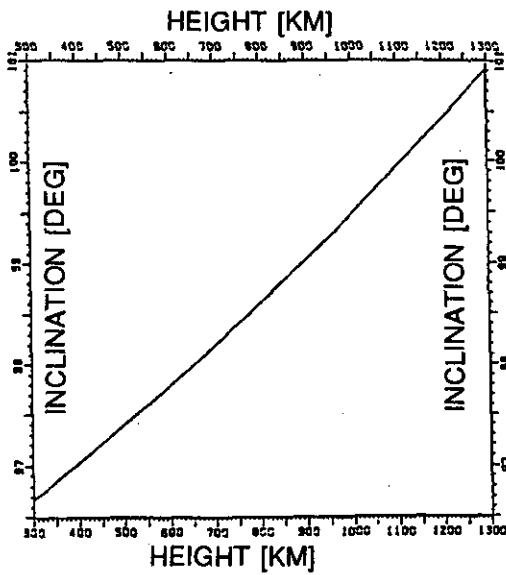
により,

$$a^{7/2} = -\frac{3}{2} \cdot \left\{ \mu^{1/2} \cdot \frac{a_e^2}{\omega_e} \right\} \cdot J_2 \cdot \cos(i)$$

$$= -6.627 \times 10^{24} \cdot \cos(i) \quad (a \text{ の単位は m}) \quad \text{----- (7-12)}$$

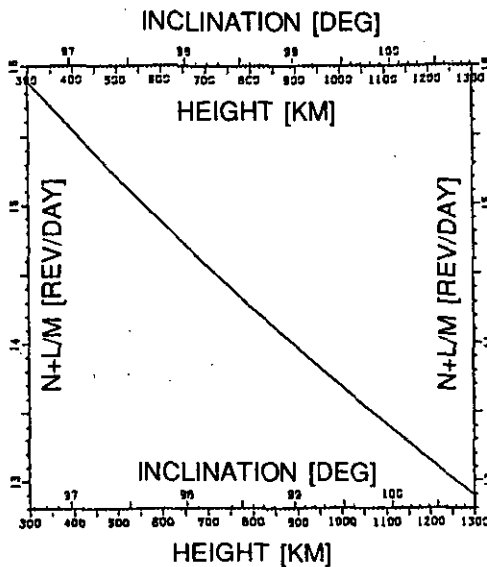
軌道半径と軌道傾斜角がこの関係式を満たすとき太陽同期軌道となる。

図7.6に太陽同期軌道の高度と傾斜角の関係を、図7.7に軌道高度及び傾斜角と1日当たりの周回数との関係を示す。



各軌道高度に対して太陽同期軌道となることのできる軌道傾斜角を示す。

図 7.6 太陽同期軌道の高度と傾斜角との関係



各軌道高度及び軌道傾斜角に対する1日当りの周回数（日周回数）を示す。
傾斜角で日周回数は決まらないが、太陽同期軌道の場合の関係で傾斜角と高度を対応させ横軸にあわせて記してある

図 7.7 太陽同期軌道の高度, 傾斜角と1日当たりの周回数

7.5 観測軌道の地表面軌跡

軌道傾斜角 i を

$$i = 90^\circ + \delta$$

とおくと、地表面軌跡の最高緯度は

$$90^\circ - \delta$$

である。また昇交点から降交点（あるいは降交点から昇交点）までの経度差は、衛星の軌道周回周期を T_s とすると、

$$\omega_e \times \left(\frac{T_s}{2} \right) + 180^\circ$$

となる。図7.8にADEOSの1周回分の地表軌跡を、図7.9に約1日分（14周回）の軌跡を示す²⁾。また図7.10にMOS-1の日本近辺の7日分の地表軌跡を、図7.11に日本近辺の1回帰分（17日間）の軌跡を示す。

7.6 太陽非同期軌道

太陽非同期軌道は軌道面の回転と地球の公転が一致しておらず、軌道面に対する太陽角が周期的に変化する、すなわち被観測点の太陽高度が周期的に変化するような軌道である。

非同期軌道を論ずるときに用いる式は基本的に同期軌道と同じである。非同期軌道は一般式であり、同期軌道はその特殊な場合である。

太陽同期である条件式(7-11)は次式で $\Delta \omega = 0$ のときである。

$$\Delta \omega = \omega_e - \frac{d\Omega}{dt} \text{-----} (7-13)$$

$\Delta\omega$ が正のときは降交点地方時が $|\Delta L|$ ずつ早くなり、負のときは $|\Delta L|$ ずつ遅くなる。

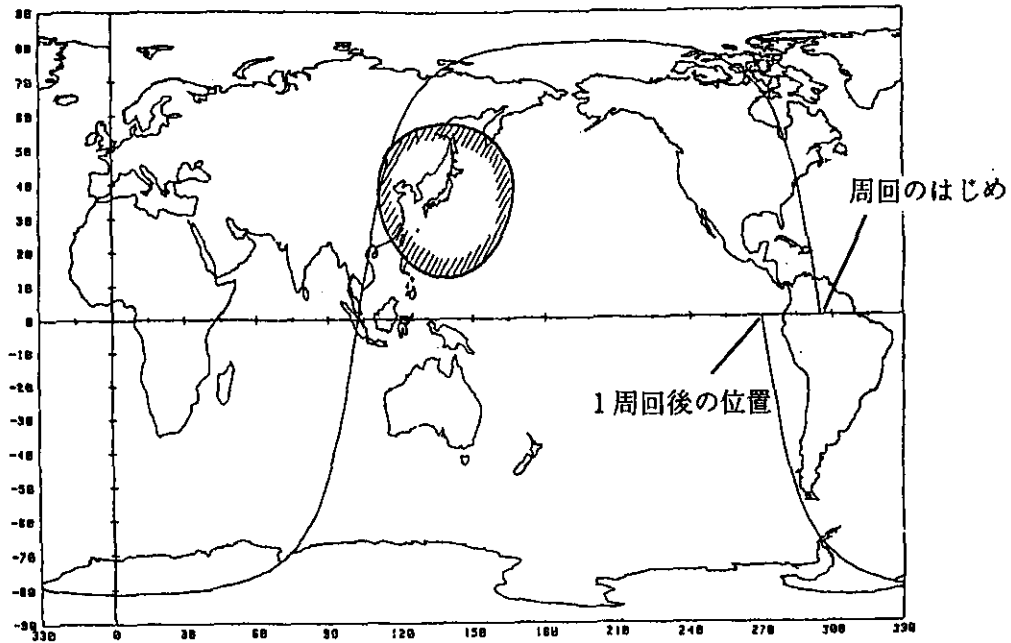


図 7.8 ADEOSの1周回分の地表軌跡

7.6.1 回帰性

式(7-6)より

$$\frac{X}{M} = N + \frac{L}{M} \quad \text{----- (7-14)}$$

と、(準)回帰軌道の場合は1日の周回数が表される。

すなわち、1日の周回数の端数が L/M という分数(正確に言えば有理数)で表されるとき(準)回帰軌道であるといえるが、実数は任意の精度で有理数に近似できることから任意の軌道を短期間であれば、準回帰軌道と見なすことができる。

7.6.2 太陽角変化

非同期軌道は上にも記したように、被観測点の太陽高度が周期的に変化するため、さまざまな太陽角に対するデータを取得することができる。

軌道面の回転による衛星直下点の太陽高度変化の周期は

$$T_0 = \frac{2\pi}{\Delta\omega} \text{ (sec)} = \frac{2\pi}{\Delta\omega} \times \frac{1}{86400} \text{ (日)} \quad \text{----- (7-15)}$$

これが太陽高度変化1周期分の観測に要する期間である。ただし1周期分を連続して測定できるわけではなく、ある一定の時間間隔(太陽地方時間隔)での観測となる。この間隔

は高度と傾斜角によってきまるため、観測要求をみたす高度と傾斜角を選択する必要がある。また1日のうちでひとつの地点をある時間ごとに観測できるわけではなく、1日当たりひとつの太陽地方時の観測となる。これも高度と傾斜角による。

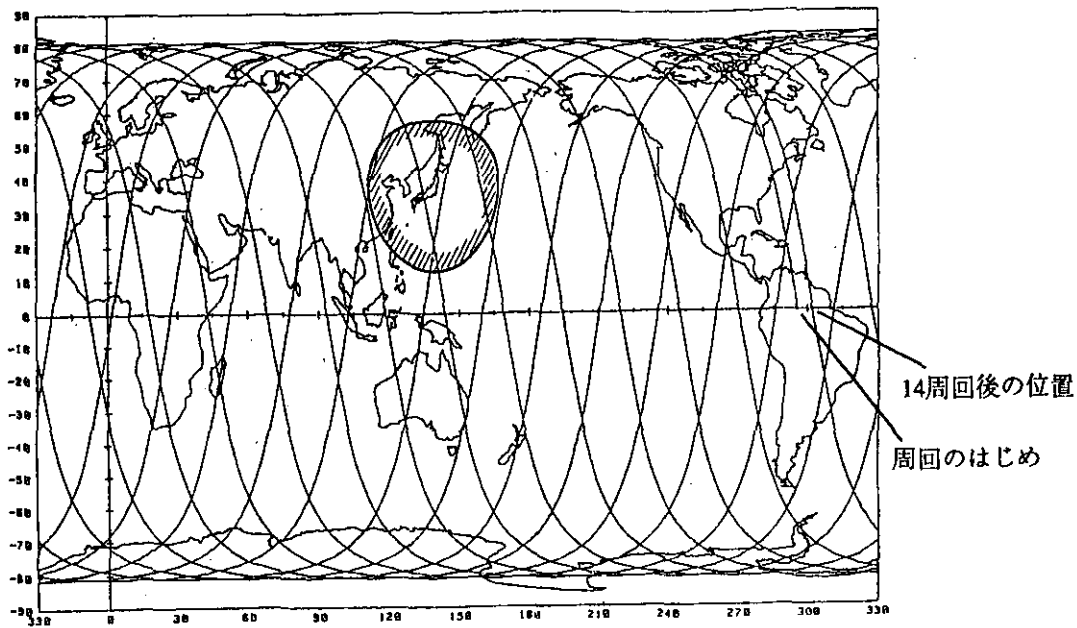


図 7.9 ADEOSの約1日分(14周回)の地表軌跡

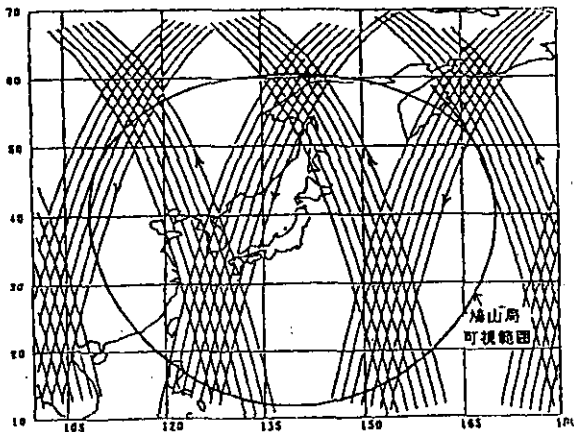


図 7.10 MOS-1の7日分の地表軌跡
(日本近辺)

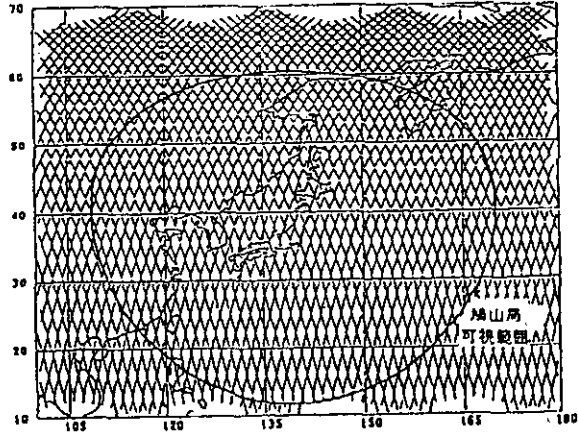


図 7.11 MOS-1の1回帰分(17日間)
の地表軌跡(日本近辺)

観測は概回帰日数ごとに時間分解能だけずれた時間で実施することになる。

①観測周期

1周期分の観測に要する日数は(7-15)式(を日数に換算したもの)で表される。周期日数ごとの高度と傾斜角の関係を図7.12に示す³⁾。

②時間分解能

観測の時間分解能(被観測地点の太陽時, いかえれば太陽高度の分解能)をhとする

と、概回帰日数 M' が

$$M' = \frac{T_0}{(24/h)} = \frac{T_0 \cdot h}{24} \quad \text{----- (7-16)}$$

となるような軌道をとる必要がある。図7.13に概回帰日数ごとの高度と傾斜角の関係を示す³⁾。これまで述べてきたように、軌道は無数にあるが真に観測要求に合う軌道は限られてくる。最適な観測を行うには観測センサごとに専用衛星で最適軌道をとることが理想であろう。

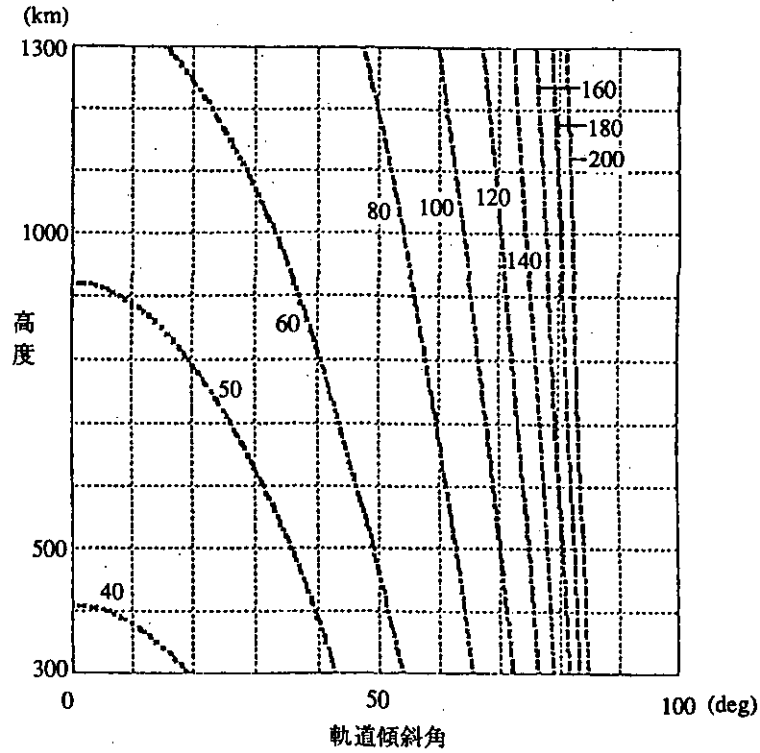


図 7.12 各周期日数に対する軌道高度と傾斜角との関係

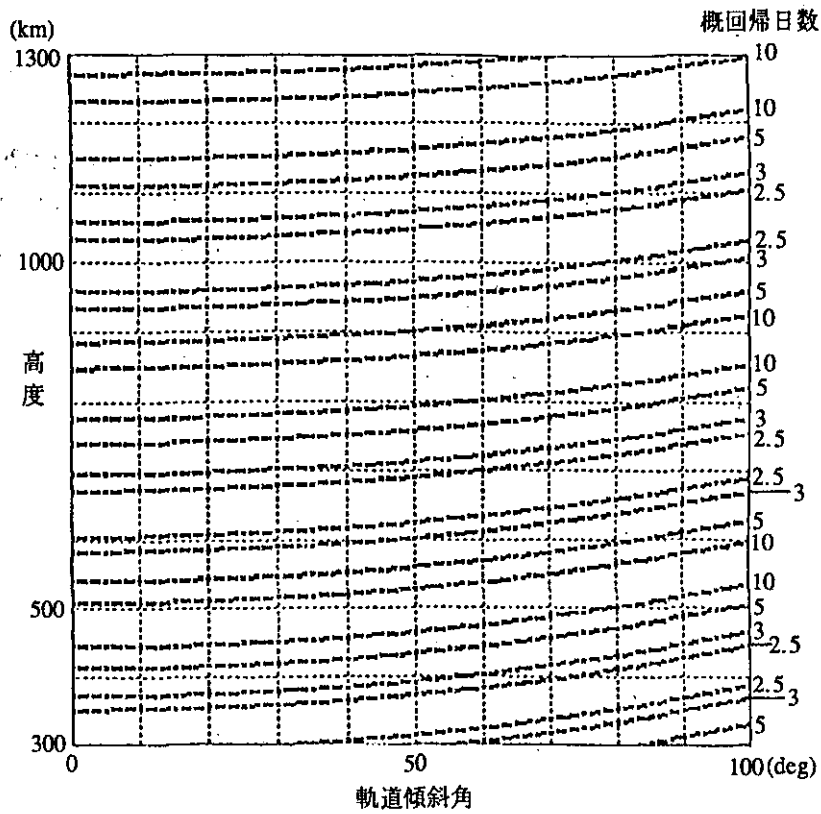


図 7.13 各概回帰日数に対する軌道高度と傾斜角との関係

参考文献

- 1) 歌島, 広田, 田中: 「太陽同期準回帰軌道の力学」: 宇宙開発事業団中央追跡管制所技術資料, TK-M15101 (1986)
- 2) 「地球観測プラットフォーム技術衛星 (ADEOS) 概念設計報告書」: 宇宙開発事業団システム技術開発部技術資料, TK-S30008 (1988)
- 3) 歌島: 「太陽非同期軌道の概説」: 宇宙開発事業団地球観測センター技術資料 (1991)

その他の参考資料

長沢 工: 「天体力学入門 (上, 下)」, 現代の数理学シリーズ⑤: 地人書館 (1983)

8. 衛星搭載レーザーレーダーによる（高層）雲およびエアロゾル観測の可能性

8. 1 はじめに

地球大気環境把握のためには、これまで議論されてきた以上に大きな空間スケールでの観測が必要で、航空機、スペースシャトルや衛星などの飛翔体を用い、その機動性を有効に活用することが重要である。たとえば、人工衛星NIMBUS-7による広域観測の結果からオゾンホールが存在が確認され、GMS やGOESの観測結果からエルニーニョ時の太平洋の雲分布（二次元平面での）など、地球全体を網羅した観測が行われるようになった¹⁾。しかしながらこれらの衛星に搭載されたセンサーはパッシブセンサーが中心であり、たとえば雲の高度方向分布（立体構造）の把握が不可能であったり、観測対象物とバックグラウンドとの輝度温度差の変化が小さい場合での観測の困難さ、また観測対象によっては夜間観測が困難な場合があることなどが指摘されている。一方、アクティブ物理計測法の一つであるレーザーレーダーは、レーザー出現後間もなく研究開発が進められ、その高い空間及び時間分解能を利用して O_3 、 NO_2 、 SO_2 などの大気微量分子の濃度分布計測、雲観測、エアロゾル濃度分布計測など、公害・気象・大気物理などの分野でアクティブセンサーとしての特徴を活かしたユニークで活発な研究が進められてきた。これまでに開発されたシステムのほとんどは地上設置型であるが、車載・移動型、船舶搭載型、航空機搭載型を用いた観測の報告も多く、アクティブ計測法と機動性を兼ね添えた観測手法として大気環境および海洋環境の観測に応用されている²⁾。

大気圏外飛翔体にレーザーレーダーシステムを搭載しようという試みは、NASAのスペースシャトル搭載LITEや人工衛星搭載LAWSおよびGLRS、日本ではADEOS IIのE-LIDAR(Experimental LIDAR)³⁾や金属原子層観測用レーザーレーダーの提案⁴⁾がある。

本章では、スペースシャトル、宇宙ステーション、人工衛星などの大気圏外飛翔体搭載レーザーレーダー（衛星搭載レーザーレーダーと略）観測の可能性について、地球温暖化という観点から重要と考えられる高層雲観測の計算機シミュレーション結果を例に挙げ検討を行う。

8. 2 シミュレーションモデル

8. 2. 1 レーザーレーダー方程式と信号対雑音比

雲観測のシミュレーションを行う際には、大気分子により生じるレーリー散乱の効果と雲（エアロゾルを含む）により生じるミー散乱の効果とを明確に分離して示すこと、昼間観測時に問題となる背景光雑音の評価を正しく見積もること（衛星搭載レーザーレーダーでは下向き観測であるため、雲や地表面からの反射・散乱光が背景光雑音となる）、信号対雑音比の定義を明確にすることなどが重要である。

レーザーレーダーによって観測される高度 Z からの受信光電子数は(8.2.1-1)式のレーザーレーダー方程式によって与えられる。

$$n_r = N n_0 \frac{\eta K A Y T^2(H, Z) \{ \beta_A(Z) + \beta_M(Z) \} \Delta Z}{(Z-H)^2} + n_b \quad (8.2.1-1)$$

- n_r : 受信光電子数
 N : 積算回数
 n_0 : 送信光子数
 η : PMT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)
 $T(H, Z)$: 大気透過率
 $\beta_A(Z)$: エアロゾルの体積後方散乱係数
 $\beta_M(Z)$: 大気分子の体積後方散乱係数
 ΔZ : 高度分解能
 H : レーザーレーダーの高度
 n_b : 背景光雑音光電子数

背景光雑音については、太陽からの放射エネルギー、雲や地表のアルベド、受信システムの仕様（望遠鏡の視野角、背景光除去用干渉フィルター幅等、表8.2.3-1参照）を決め、(8.2.1-2)式で評価した。太陽からの放射エネルギーはThekaekaraの波長依存性の表⁵⁾より必要な波長 λ での値を得た。

$$n_b = N P_b \frac{F_v^2}{4} \pi \nabla F \eta K A \frac{2 \Delta Z}{c} \frac{\lambda}{hc} \quad (8.2.1-2)$$

- P_b : 雲または地表からの反射光

$$P_b = A_\lambda \frac{I^0}{\pi}$$

- A_λ : 雲または地表のアルベド
 I^0 : 太陽からの放射エネルギー
 F_v : 受信望遠鏡の視野角 (radian)
 ∇F : 干渉フィルター幅
 c : 光速
 h : プランク定数

信号対雑音比は、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値の比とすることで(8.2.1-3)式で与えられるが、微弱光検出の場合には通常用いられる式である⁶⁾。(エアロゾルも含めた)雲観測を想定しているため、雲からの散乱成分のみを信号、大気分子からの散乱成分を雑音としている。

表 8.2.3-1 衛星搭載レーザーレーダーの基本性能パラメータと観測条件

| Transmitter | | | |
|---------------------------|--|---------------|-----------|
| Laser Wavelength | 532nm (Nd:YAG, SH) | | |
| Pulse Energy | Variable | | |
| Pulse Rate | Considerable (10Hz) | | |
| 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 (8-12km, Albedo 40%) Aerosol | | |
| Background Noise | 1.842W/m ² /nm | | |
| Number of Shots | Variable | | |
| High Resolution | 500m | | |
| 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 |

$$S/N = \frac{n_s}{\sqrt{n_s + 2(n_m + n_b)}} \quad (8.2.1-3)$$

ここで n_s 、 n_m 、 n_b はそれぞれ雲（エアロゾル）からの受信光電子数、大気分子からの受信光電子数、背景光雑音による受信光電子数である。

以上の式では、エアロゾル、大気分子、背景光雑音からの各受信光電子を分離可能なものとして取り扱ったが、例えば大気分子については、30km以上の領域からのレーラー散乱信号を検出して、標準大気モデルと適合させることで分離可能であり、その成分を取り除いたものをエアロゾルからの信号として取り扱うことができる。背景光雑音はレーザー射出以外の時間に計測が可能で、受信信号から減算処理を施す事により除去できる。

8.2.2 大気および雲モデル

大気モデルは米国標準大気(1976)とNASAのEOS Reportに示されたバックグラウンドエアロゾル⁷⁾を用い、計算を容易にするためこれらの大気モデルから得られる体積後方散乱係数の高度変化にフィットする近似式を導いた。大気分子による体積後方散乱係数 β_m は、ス

ケールハイトを 7000m (一定) として (8.2.2-1)式で与え、バックグランドエアロゾルの体積後方散乱係数 β_{a} は (8.2.2-2)式を用いた。(8.2.2-2)式の右辺第一項は対流圏エアロゾル、第二項は成層圏エアロゾルを意味する。本シミュレーションでは火山噴火などの成層圏イベント観測の可能性も考慮し、100倍の成層圏エアロゾルエンハンスメント時の体積後方散乱係数 β_{a} を (8.2.2-3)式で与え使用した。Zは地上からの高度である。また、消散係数と体積後方散乱係数の比は大気分子の場合 $8\pi/3$ 、エアロゾルの場合50とした。いずれも波長は0.532 μm としている。

$$\beta_{\text{m}} = 1.54 \times 10^{-6} \exp(-Z/7000) \quad (8.2.2-1)$$

$$\beta_{\text{a}} = 2.47 \times 10^{-6} \exp(-Z/1900) + 5.13 \times 10^{-9} \exp(-(Z-20000)^2/(5580)^2) \quad (8.2.2-2)$$

$$\beta_{\text{a}} = 2.47 \times 10^{-6} \exp(-Z/1900) + 5.13 \times 10^{-7} \exp(-(Z-20000)^2/(5580)^2) \quad (8.2.2-3)$$

雲は地球温暖化に影響が大きいと考えられる高層雲を観測対象に選んだ。具体的には 8~12kmの高度に厚さ 4kmのアルベド 40%の絹雲⁹⁾を想定し、絹雲の体積後方散乱係数は次のように仮定して導出した。まず雲最上部から距離500m (想定した衛星搭載レーザーレーダーの高度分解能) までの消散係数を基準値として未知数で与え、この値が距離とともに (雲下層部にかけて) 直線的に単純増加すると仮定して、500m毎の各層での透過率を(8.2.2-4)式および(8.2.2-5)式のように表わす。雲の下層部になるほど消散係数の値を大きくしたのは、下層部ほど水滴や氷晶の粒系が大きくまた密度も濃く^{9) 10)}、上層部と比較して減衰が大きくなると予想されたためである。

$$T_n = \exp(-500 \alpha_n) \quad (8.2.2-4)$$

$$= \exp\{-500(n\alpha)\} \quad (8.2.2-5)$$

T_n : 距離500m毎のn番目の層の透過率

α_n : n番目の層の消散係数

α : 雲最上部から距離500mまでの消散係数

次に、雲全体 (この場合4km、 $n=8$) の透過率を (8.2.2-6)式のように各層の透過率の積として与え、この値が0.6 (=1-アルベド) となるように消散係数 α および α_n を求めた。雲の消散係数と体積後方散乱係数の比は20とした。

$$T_0 = T_1 \times T_2 \times \cdots \times T_n \quad (8.2.2-6)$$

T_0 : 雲全体の透過率(=0.6)

このようにして得られた絹雲の体積後方散乱係数の値は、今須と岩坂によって報告された値¹¹⁾ と良い一致を示したが、実際には、雲の種類や構成は気象条件により千差万別であるため、本シミュレーションで用いた雲モデルは一つのケーススタディとして捕らえられるべきものである。さらに詳細なシミュレーションを行うためには、個々の雲に対して

の詳細な実験的モデルが必要である。

図 8.2.2-1にシミュレーションに使用した大気モデルと絹雲モデルによる体積後方散乱係数の高度変化を示す。

8. 2. 3 衛星搭載レーザーレーダーシステム

表8.2.3-1 に、本シミュレーションに想定した衛星搭載レーザーレーダーシステムの性能パラメータと観測条件を示す。

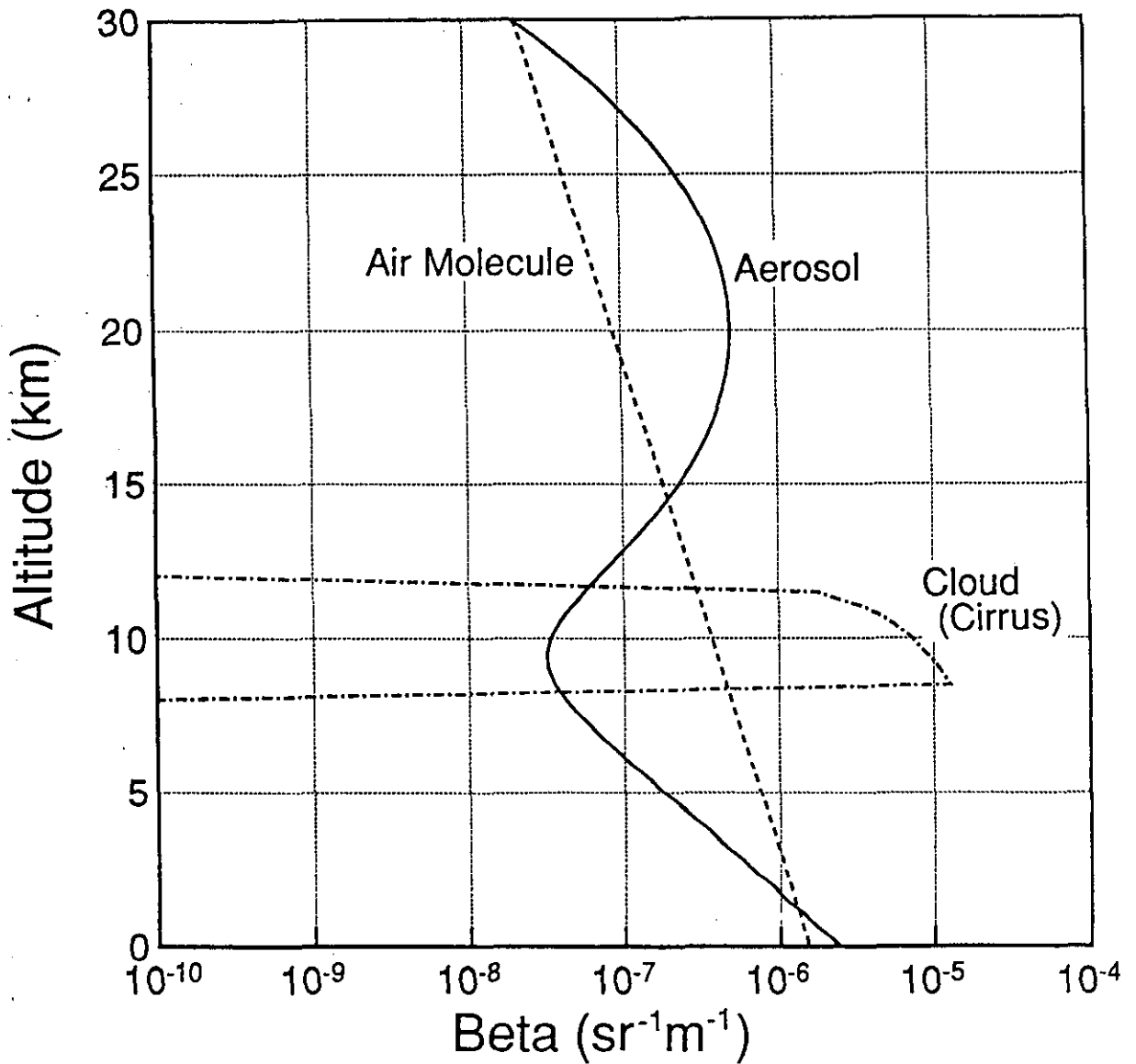


図 8.2.2-1 シミュレーションに用いた大気及び雲モデルの体積後方散乱係数の高度変化

8.3 シミュレーション結果と検討

8.3.1 夜間観測

スペースシャトル（高度 300km）、宇宙ステーション（高度 460km）、人工衛星（高度 800km）での各高度からの受信光電子数と信号対雑音比の計算結果を図 8.3.1-1 に示す。レーザーエネルギー 100mJ、積算 100回の条件で計算を行った。夜間観測においては背景光雑音は 0 であるため受信光電子数の高度変化が直接、雲を含む大気構造の鉛直分布を示すことになる。光子計数法を用いれば、どの飛翔体からも 30km 程度の成層圏から地表までの観測が可能である。信号対雑音比が 10 以上を観測の目安とすると、雲の観測では十分な信号対雑音比が得られる。エアロゾルについては飛翔体の高度により計測可能（信号対雑音比 > 10）領域が異なる。スペースシャトルや宇宙ステーションの場合には計測可能領域に大きな差はなく、おおよそ 28~14km と 4km 以下の領域で観測が可能である。人工衛星の場合は 26~16km の領域での観測が可能である。

次に、レーザーエネルギーと積算回数をパラメータにして、信号対雑音比が 10 以上になる条件を求めた結果を図 8.3.1-2 に示す。矢印で示した線は図 8.3.1-1 と同じ計算条件を示している。雲の観測だけに限定すれば、レーザーエネルギーは 10mJ 以下でも十分に観測が可能である。数 100mJ 程度のエネルギーであれば、高度分解能を 10m 程度としても信号対雑音比は 10 程度が得られるため、雲内部構造の詳細な観測も可能になるとと思われる。積算回数を少なくし水平方向の距離分解能を良くしたり、1パルス毎にレーザーを掃引して雲の二次元的情報の収集なども可能であり、今後の検討課題の一つとして興味深い。

8.3.2 昼間観測

昼間観測においては、背景光雑音が大きく夜間観測と同じ条件では観測が困難なことが予想されるため、レーザーエネルギー 500mJ、積算 100回の条件で計算を行った。雲が存在する場合には、背景光が雲から散乱される（アルベド 40%）ことより発生する散乱光を背景光雑音に、雲が無い場合には、地表面からの散乱光（地表面アルベド 20%⁹⁾）を背景光雑音とした。各飛翔体での各高度からの受信光電子数と信号対雑音比の計算結果を図 8.3.2-1 に示す。表 8.2.3-1 の条件では、信号光と背景雑音はほぼ同じ程度の大きさであることがわかる。実際には両者は一緒に計測されるため、レーザー出射以外の時間に計測し減算処理を施すことによって除去しなければならない。昼において観測が可能であるか否かは、太陽光による背景光雑音に大きく依存し、その抑制技術が非常に重要になる。例えば、望遠鏡の視野広がりレーザービームの広がり程度まで狭くしたり、狭帯化されたスペクトル幅を持つ干渉フィルタを用いたりすることで、日中でも夜間観測と比較しても遜色の無い計測が可能であると思われる。

夜間観測と同様に、レーザーエネルギーと積算回数をパラメータにして、信号対雑音比が 10 以上になる条件を求めた。結果を図 8.3.2-2 に示す。矢印は図 8.3.2-1 と同じ計算条件を示している。雲の場合には、数 10mJ のエネルギーでも十分な信号対雑音比が得られている。500mJ のエネルギーでは 1パルスでも観測が可能である。エアロゾル観測に関して

は、人工衛星の場合には 500mJ、積算1000回で28~14km程度の高度領域、宇宙ステーションやスペースシャトルからは積算 100回で27~13km程度および 4km以下の領域での観測が可能である。

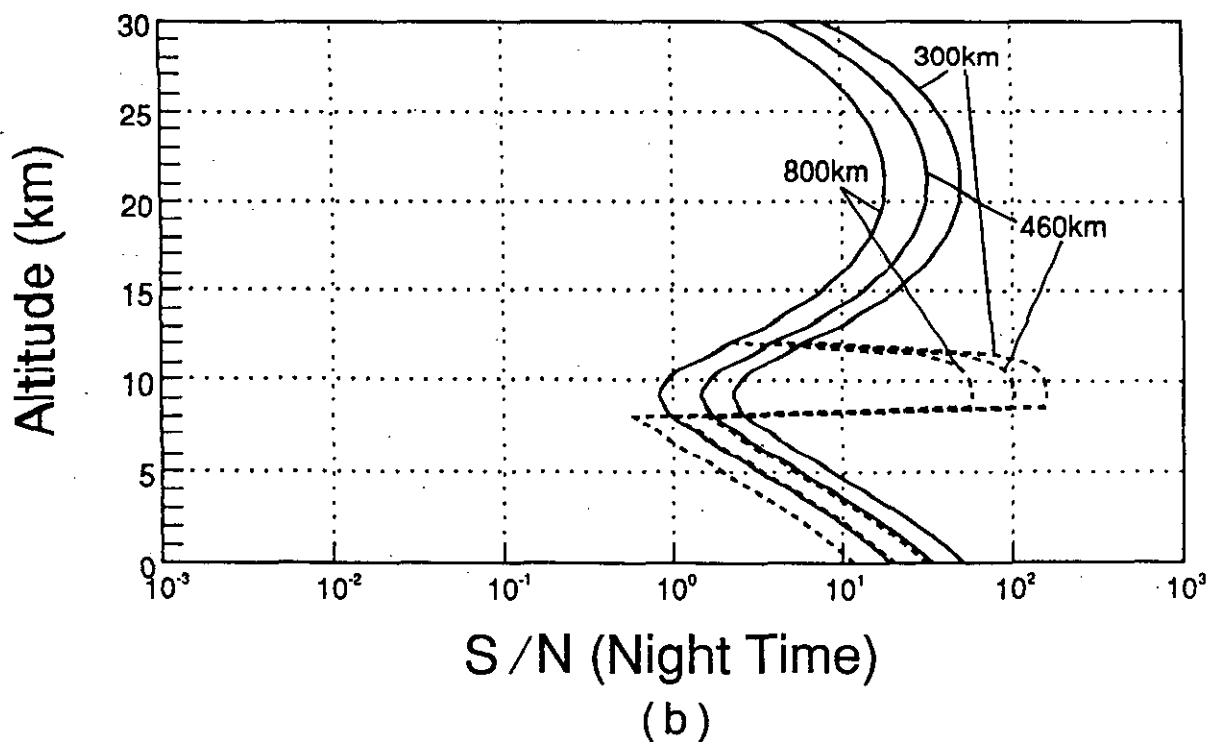
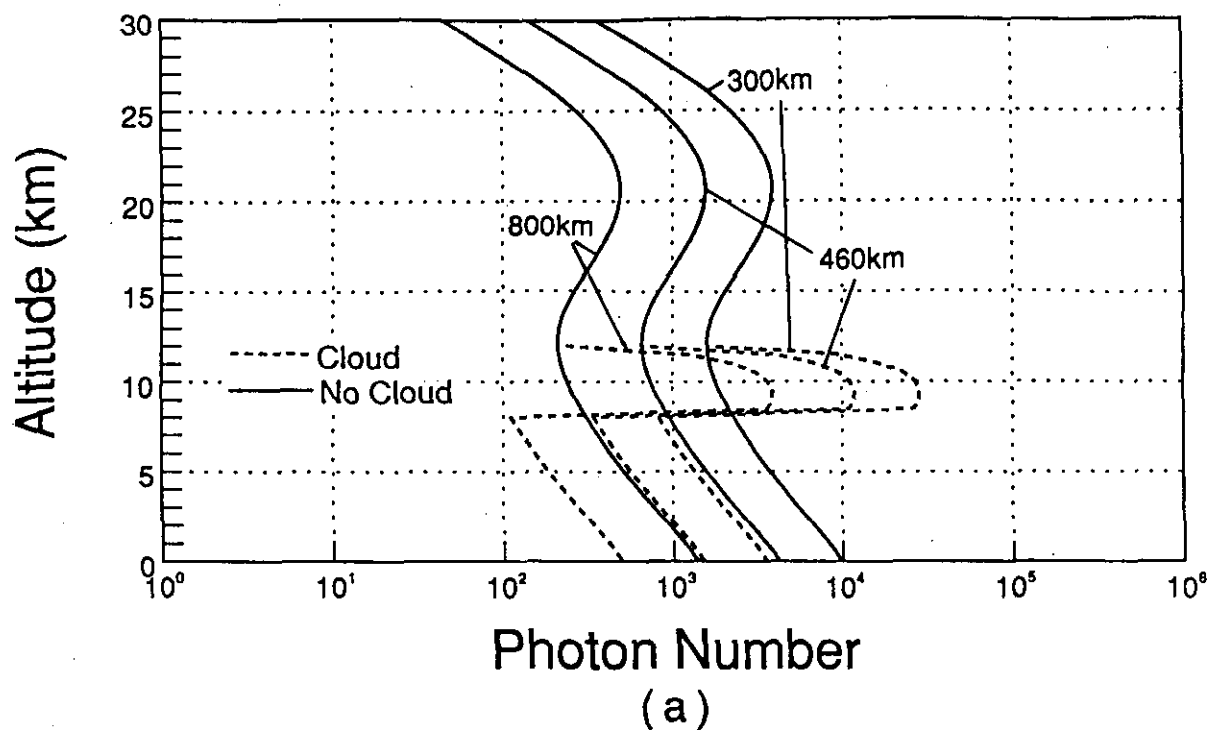
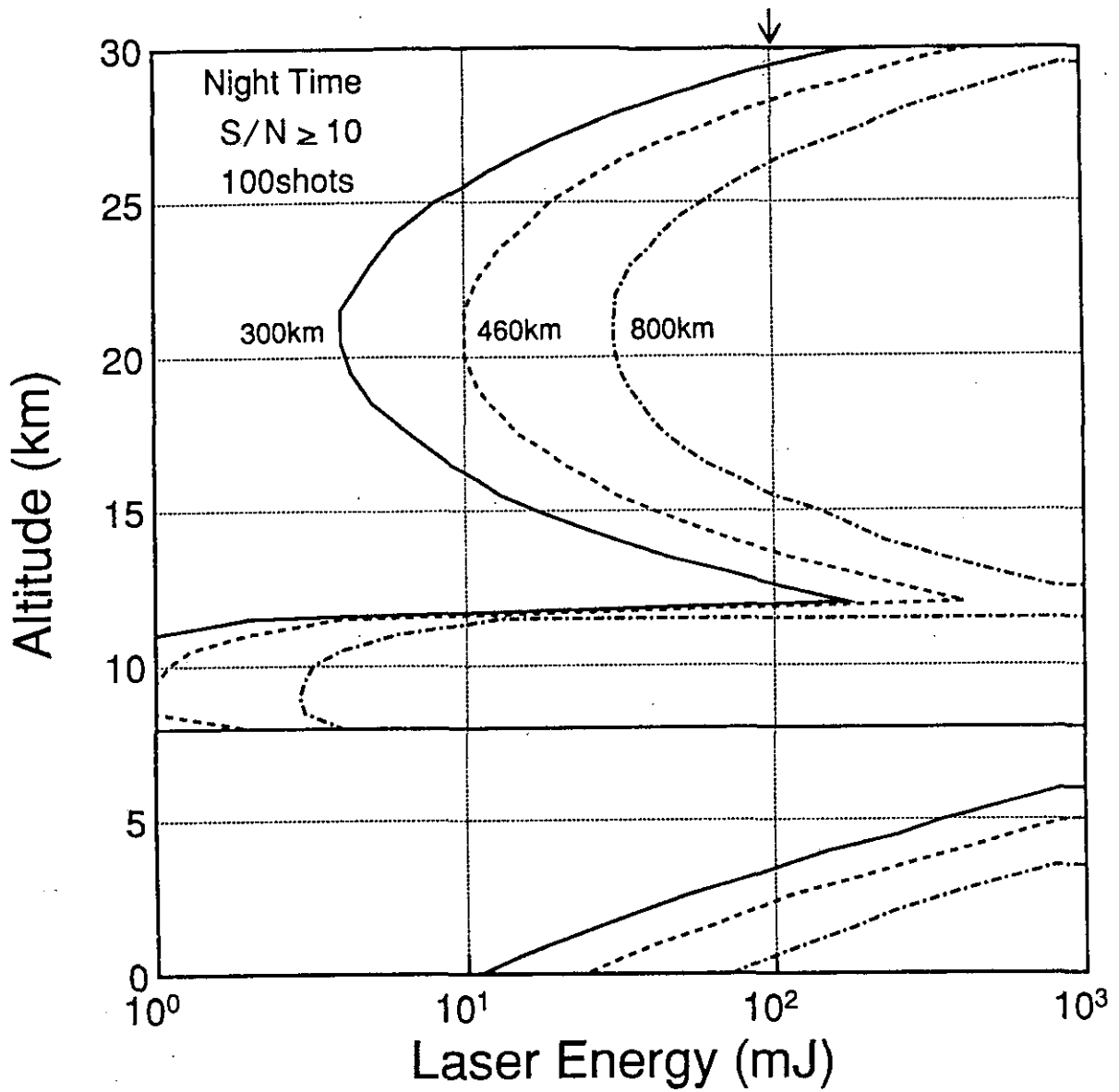


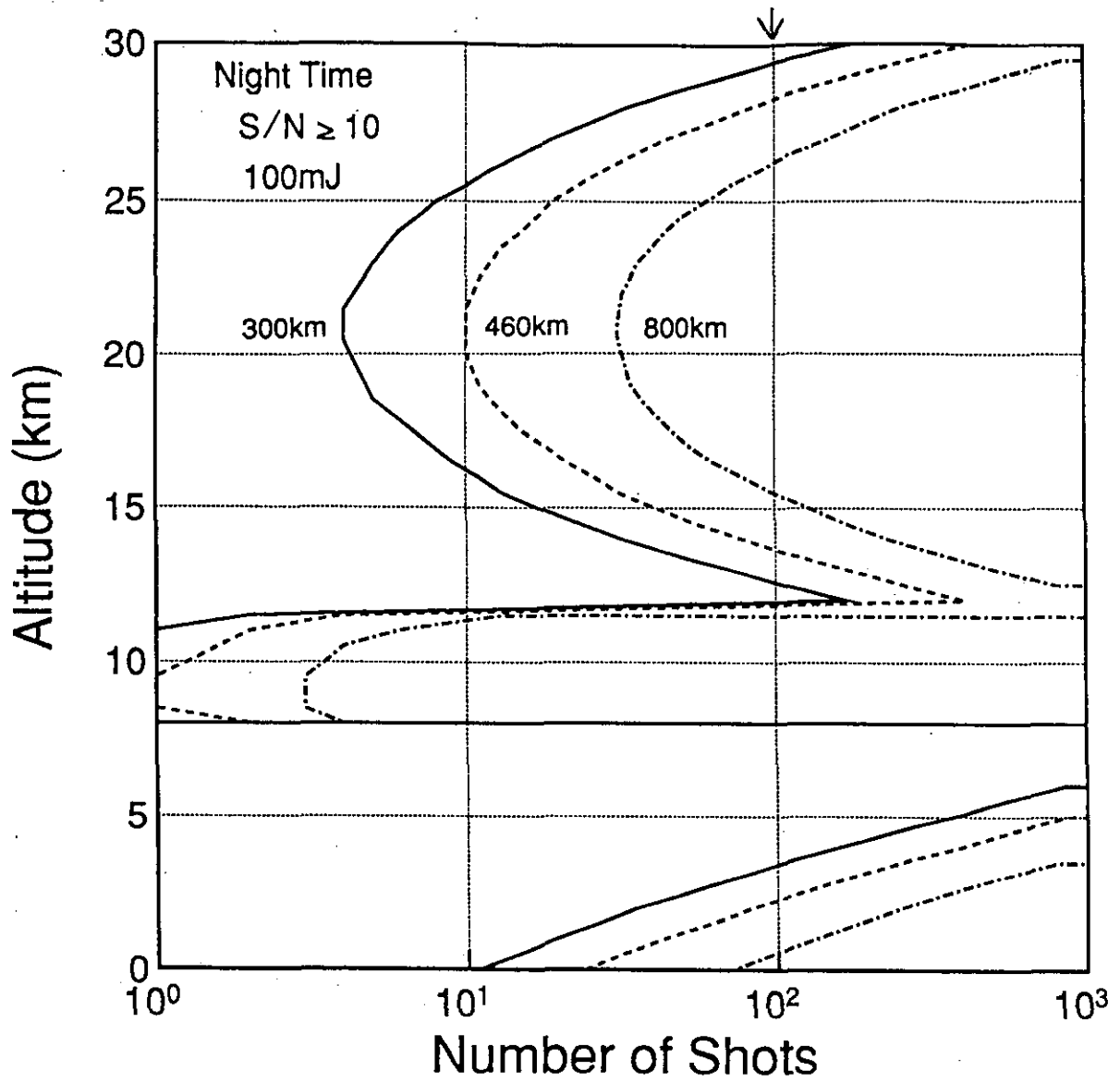
図 8.3.1-1 レーザーエネルギー100mJ、積算100回の条件で各飛行体から夜間に観測した場合の (a) 受信光電子数と (b) 信号対雑音比の高度依存性



(a)

(a)レーザーエネルギー（積算100回の条件）

図 8.3.1-2(a) 夜間の観測で信号対雑音比が10以上となる高度領域



(b)

(b)積算回数 (レーザーエネルギー100mJの条件) 依存性

図 8.3.1-2(b) 夜間の観測で信号対雑音比が10以上となる高度領域

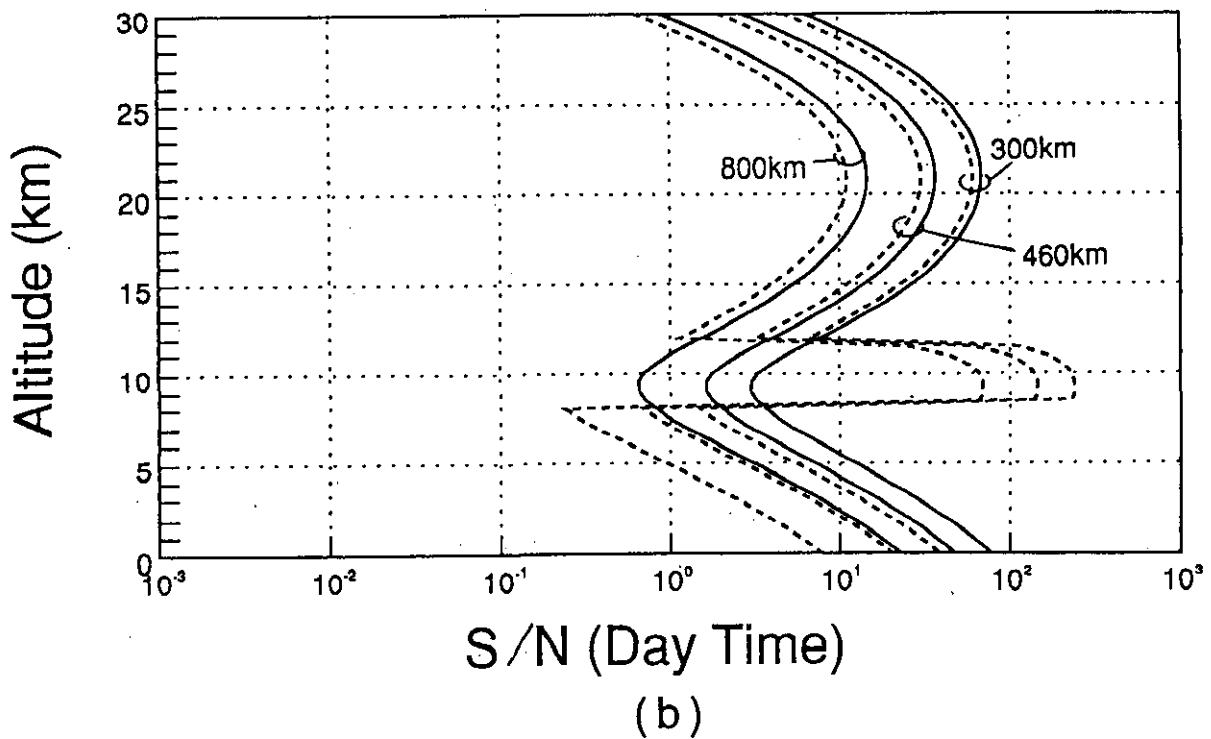
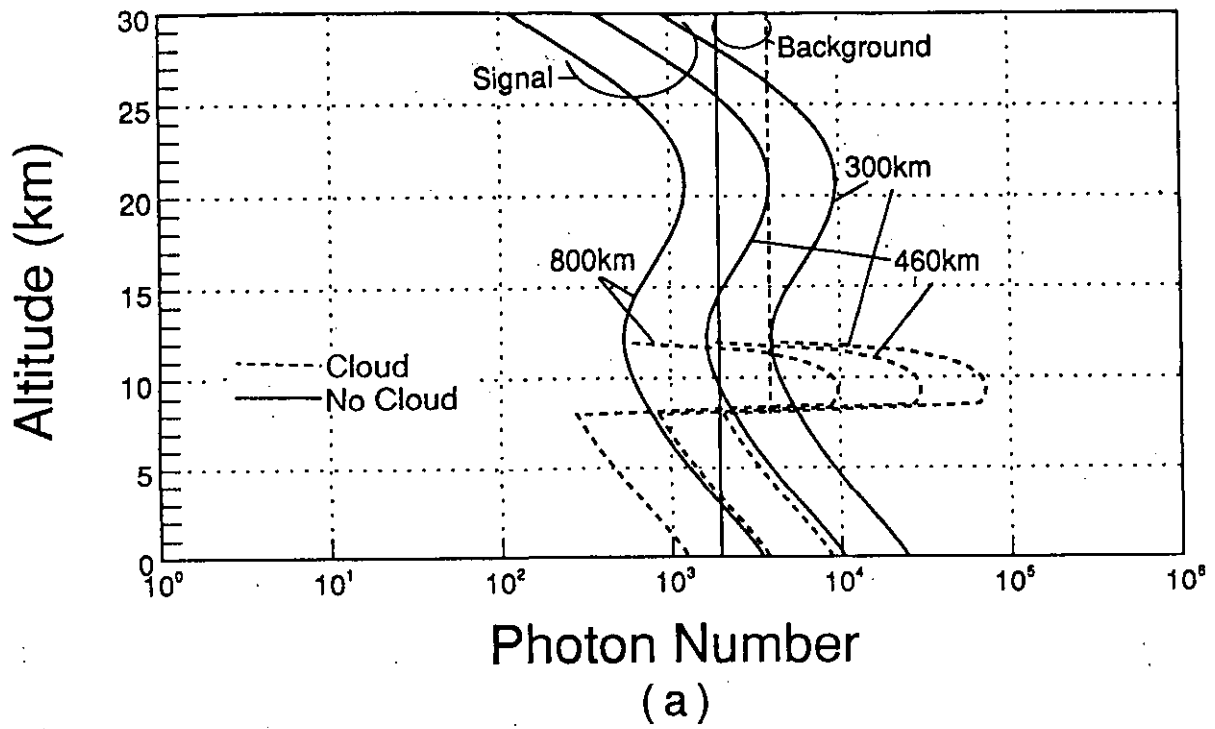
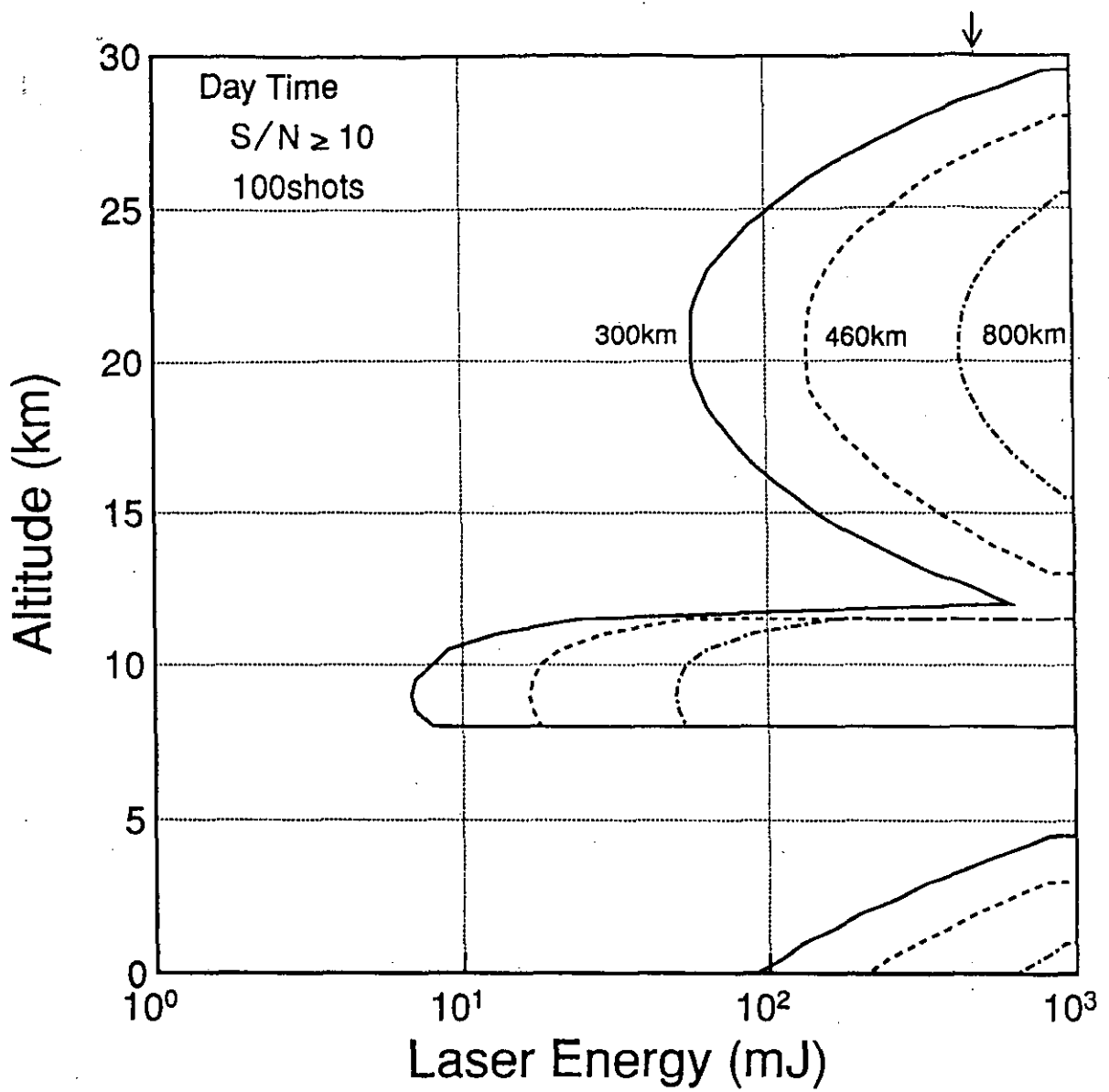


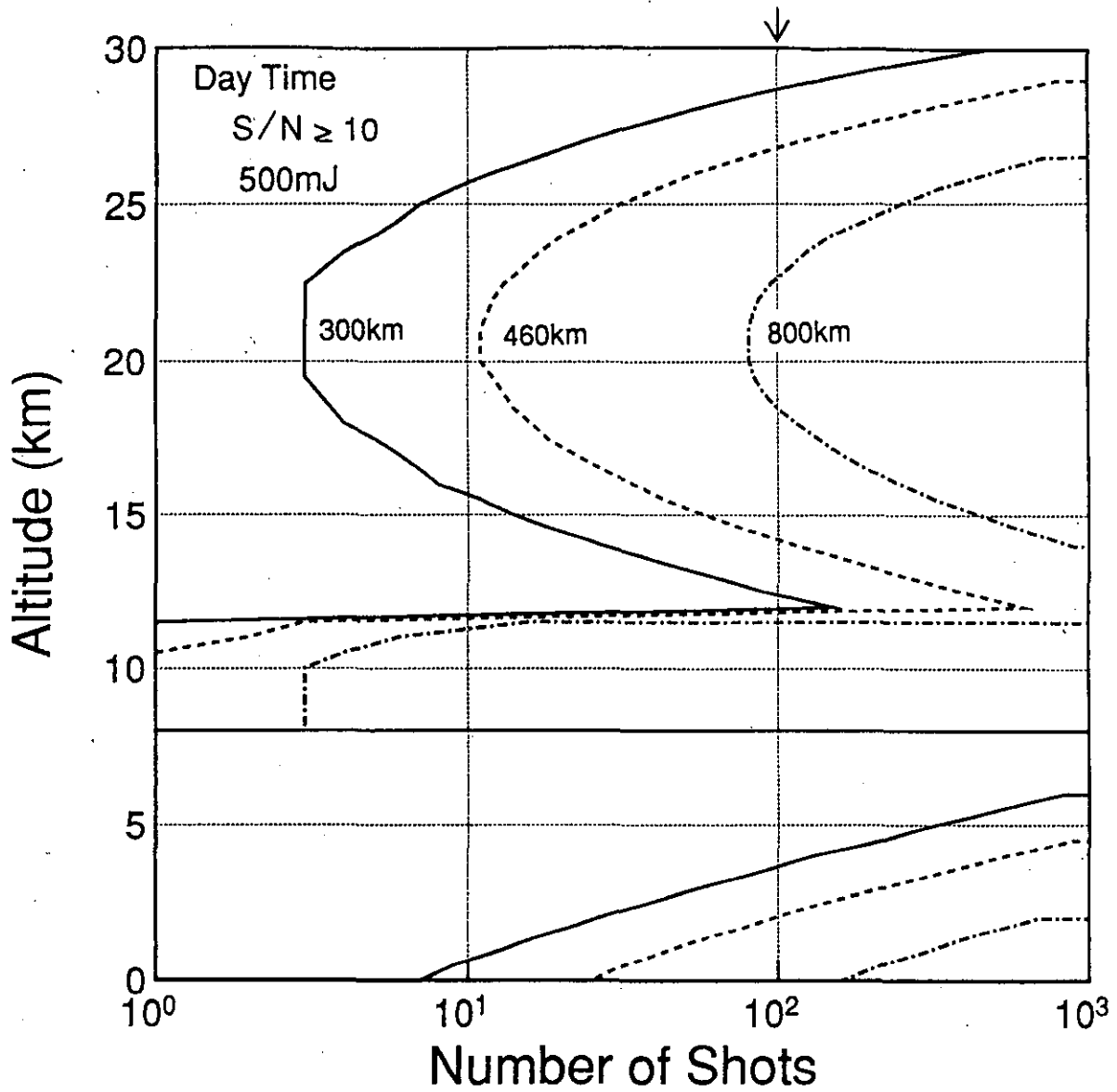
図 8.3.2-1 レーザーエネルギー500mJ、積算100回の条件で各飛行体から屋間に観測した場合の (a) 受信光電子数と (b) 信号対雑音比の高度依存性



(a)

(a) レーザエネルギー (積算100回の条件)

図 8.3.2-2(a) 昼間の観測で信号対雑音比が10以上となる高度領域



(b)

(b)積算回数（レーザーエネルギー500mJの条件）依存性

図 8.3.2-2(b) 昼間の観測で信号対雑音比が10以上となる高度領域

8.4 開発の方向と課題

8.4.1 レーザー光源

主にレーザー技術の現状について、レーザーレーダーでは最も一般的に使用されているNd:YAGレーザーを例に取り、他のレーザーとの比較も加えて検討する。

表8.4.1-1 に一般に市販されている（オーダーメイドは考慮していない）主な理科学用パルスレーザーの一覧を示す。

大気圏外飛行体への搭載を考慮した場合、大きさや重量、必要電力なども考慮すべき重要なファクターであるが、重量 100kg程度、大きさ1m×1m×1m程度を想定したとしても、観測に必要なエネルギーという観点からいえば、シミュレーション結果を満足するようなレーザーは現状の技術（フラッシュランプ励起）でも十分可能なことがわかる。現時点で、レーザー光源だけに限って言えば、必要電力の低減化と励起光源の長寿命化が最大の開発課題である（例えば、ADEOS IIにおける搭載センサーの電力は 2kW⁴⁾）。フラッシュランプ励起の場合には、電気入力からレーザーへの変換効率の悪さ（良くて1%程度）のために、小型軽量化には限界があるように思われる。さらにその寿命は 10⁶程度が得られているが、10Hzの連続使用でも約 116日で寿命となる。もしフラッシュランプを用いるのであれば、数本を回転式に順次使用する方法¹²⁾、夜間観測時には比較的低エネルギーのレーザー出力でも観測可能であるため、夜間でのフラッシュランプ入力エネルギーを小さく抑えるなどの工夫が必要である。

表8.4.1-1 において注目すべきは、No.9~11の励起光源に半導体レーザーを用いる方法である。半導体レーザー励起の場合には 10%程度の変換効率が見込まれるため、必要電力が1/10になり、その結果としてシステムの小型化および軽量化が計られる。寿命に関しても約10⁶程度が得られており、10Hzの繰り返しで約 3年間の連続使用に耐えうる。半導体レーザー励起レーザーはまだ開発途上にあり、高出力化、長寿命化に向けた一層の飛躍が予想される。また半導体レーザー励起の場合には、50Hz以上の高繰り返しが可能になることから、掃引型にして雲やエアロゾルの三次元マッピングも可能になるであろう。今後は半導体レーザー励起レーザー光源の開発が最重要テーマとなる。衛星搭載レーザーレーダーシステムに限らず、あらゆる分野への普及効果が期待される。

利用可能な波長別にみると、赤外域ではCO₂ レーザー(9~10μm)、近赤外域ではNd:YAGレーザー(1.06μm)、可視域では色素レーザーやNd:YAGレーザーの第2高調波(0.53μm)、紫外域ではエキシマレーザーやNd:YAGレーザーの第3高調波(0.35μm)などが良く使用されている。最近になり、近赤外域でのレーザーレーダーシステムの開発が盛んになってきた。この理由として、この領域でのレーザー光源や光検出器の最近の目ざましい開発が挙げられる。Er、Ho、Tm、Cr、Tiなどの希土類元素や遷移元素をドープしたレーザーロッド、は半導体レーザー励起で波長可変の高出力固体レーザー媒質として注目をあびている。このほかには、Nd:YAGレーザー励起ラマンレーザー、光パラメトリック発振などを用いて近赤外波長を得ることができる。また、1.4μm以上の波長領域は“Eye-Safe”と呼ばれ目に対する安全度が高く、レーザーレーダーのように高エネルギーのレーザー光を大気中に射出するような場合には都合がよい。さらにその高調波が使用されれば、多波長レーザーレ

表 8.4.1-1 主な市販理科学用パルスNd:YAGレーザーの一覧

| No | Pumping ¹⁾ | Pulse Energy (mJ at 532nm) | Pulsewidth (ns) | Rate (Hz) | Dimensions (LxWxH;mm) | | Weight (kg) | | Power (kW) | Cooling ²⁾ | Remarks |
|----|-----------------------|-------------------------------|--------------------|--------------|--------------------------|---------------|----------------|------------------|-------------------------|-----------------------|--------------------|
| | | | | | Laser Head | Power Supply | Laser Head | Power Supply | | | |
| 1 | FL | 300-500 | 6-8 | <30 | 1465x350x170 | 580x600x1545 | | | 6.6 | W, 4 | Spectron |
| 2 | FL | 70-150 | 6-8 | <30 | 1465x200x170 | 580x600x1025 | | | 3.6 | W, 2 | |
| 3 | FL | 330-800 | 6-7 | <40 | 1422x381x282 | 826x559x1073 | 78 | 241 | 10 | W, 7.6 | Spectra Physics |
| 4 | FL | 115-425 | 6-7 | <14 | 1022x229x267 | 495x590x559 | 26 | 70 | 2 | IW | |
| 5 | FL | 40-550 | 8-12 | <50 | 1500x285x207 | 515x1067x1517 | 200-450 | | 2-6 | W, 5 | Lumonics |
| | | | | | | 500x520x340 | | | | | |
| 6 | FL | 80-575 | 6-7 | <20 | 1300x285x207 | 800x606x1402 | | | | W, 6 | |
| | | | | | | 600x540x626 | | | | | |
| 7 | FL | 60-750 | 5-9 | <50 | 998x459x295 | 710x620x710 | | | 8 | W, 15 | Continuum |
| 8 | FL | 125-150 | 4-6 | <20 | 698x178x159 | 622x286x527 | 16 | 68 ³⁾ | 2.8 | IW | |
| 9 | LD | 50 | 10 | <1 | 193x23φ | 394x419x127 | 0.2 | 16 | 0.22 ⁴⁾ | A | Laser Diode |
| 10 | LD | 2 | 50 | <500 | 279x152x140 | 356x419x132 | 5 | 16 | 1.7 ⁵⁾ | L | |
| 11 | LD | 500 | 18 | <50 | 508x305x610 | 1016x406x305 | 59 | | 1 (or 28VDC, 35A) | L | Fibertek |
| | | | | | 711x305φ | | | | | | |

1)FL:Flashlamp, LD:Laser Diode, 2)W:Water, IW:Internal Water, A:Air, L:Liquid,
3)With Water, 4)Laser Head @130VDC 32A, 5)With Chiller; Laser Head @2VDC 4A

ーダーによるエアロゾルや雲粒子の粒系分布や散乱特性が明らかにされるかも知れない。さらに水蒸気、メタン、CO、N₂O等の吸収線があり、DIAL(Differential Absorption Lidar)計測の可能性も考えられる。次期システムの候補の一つとして、近赤外域レーザーレーダーシステムが重要になってくるものと思われる。

8.4.2 移動体および飛翔体

本章では飛翔体として、スペースシャトル、宇宙ステーション、人工衛星を取り上げて検討を行ってきたが、その前段階としての航空機搭載レーザーレーダー技術開発も十分な意義を有している。米国を例に取ると、LAWSやLASA計画以前には、地上設置型レーザーレーダーシステムの実績をベースに車載・移動体が開発され、さらに航空機搭載レーザーレーダーの開発へと発展し、豊富な実験的事実を基にしてLAWSやLASAによる大気圏外飛翔体搭載レーザーレーダーへと、段階毎のステップを着実に進んできた。一方我が国では、コンテナ搭載の移動型レーザーレーダーの報告は幾つかあるが、車載型は環境研(当時国公研)グループのYAGレーザーレーダーによるエアロゾル観測¹³⁾、航空機搭載レーザーレーダーは通総研(当時電波研)グループのCO₂ DIALによるオゾン観測¹⁴⁾および気象研グループのYAGレーザーレーダーによるエアロゾルと雲観測¹⁵⁾のみであり、その立ち後れが指摘される。早急に航空機搭載レーザーレーダー観測を行い、十分な実験的データを実績を積み重ねておく必要がある。

さらに航空機搭載レーザーレーダーは、衛星搭載レーザーレーダーのための技術開発の通過点としてだけではなく、科学的見地からも地上設置や衛星搭載レーザーレーダーでは得られない別個の観測手段とも考えられるべきものでもあり³⁾、独自の方向で開発が進められていくべきものでもある。

8.5 おわりに

シミュレーション結果をまとめると次のようになる。

- 1) 夜間の雲観測では、どの飛翔体からも、エネルギー100mJでは積算数回(10回以下)の条件で、また積算100回ではエネルギー数mJ(10mJ以下)でも、信号対雑音比が10以上で観測が可能である。
- 2) 夜間のエアロゾル観測では、飛翔体の高度により観測可能な高度領域は異なるが、成層圏(エンハンスメント)エアロゾルについては、100mJ程度のエネルギーで積算100回で28~13km程度の高度領域において十分な観測が可能である。対流圏エアロゾルに関しては、3km以下程度の高度領域に制限される。
- 3) 昼間の雲観測では、どの飛翔体からも、エネルギー数10mJでは積算100回の条件で、また500mJでは数回(10回以下)の積算でも、信号対雑音比が10以上で観測が可能である。
- 4) 昼間のエアロゾル観測では、飛翔体の高度により観測可能な高度領域は異なるが、成層圏(エンハンスメント)エアロゾルについては、500mJ程度のエネルギーで積算10

0 回で27~13km程度の高度領域において十分な観測が可能である。対流圏エアロゾルに関しては 3km以下程度の高度領域に制限される。

本報告では、雲およびエアロゾル（特に成層圏イベント）を観測対象としたが、多層に渡る雲の立体構造、雲の偏向解消度より雲内部組成や雲の種類、黄砂やサハラダスト、極成層圏雲(PSCs)、氷床高さなど、衛星搭載レーザーレーダーの観測対象として興味深い地球大気現象が数多くあり、今後のシミュレーションの課題として残されている。

開発の方向として、衛星搭載レーザーレーダーシステムに要求されるべきレーザー光源について検討を加え、半導体レーザー励起レーザー装置の開発が重要であること、波長域では近赤外域が重要であることなどを概説した。これらの他にも、受信光学系、データ収集および信号処理系、制御系など、システムの達成されなければならない幾つかの課題が存在している。

理想的には、現在ある技術を組み合わせて何が観測可能かという議論ではなく、地球環境上重要な観測対象物は何であるかを見極め、その対象物観測のためにはどのようなレーザー装置や技術が必要であるかという研究開発型の議論へと発展させなければならない。そのためには、衛星搭載レーザーレーダーの実現に向けて、領域を越えた産官学が一体となった総合プロジェクトとしての推進が今後一層重要になってくると思われる。

参考文献

- 1)地球環境観測調査委員会報告：地球環境を衛星技術で解明する，宇宙開発事業団，(1991)。
- 2)例えば R.M.Measures:Laser Remote Sensing, John Wiley & Sons, Inc., New York, (1984)。
- 3)笹野、野村編著：大気微量成分計測のための航空機・人工衛星搭載レーザーレーダーに関する基礎調査報告，国立環境研究所資料 F-32-'91, (1991)。
- 4)文部省宇宙科学研究所地球大気ワーキンググループ：地球大気観測計画，(1991)。
- 5)M.P.Thekaekara: Extraterrestrial Solar Spectrum, 3000-6100 Å at 1-Å Intervals, Appl.Opt., 13 (1974) 518。
- 6)市村，稲場：極微弱光の情報検出法の研究，応用物理，39，(1970) 913。
- 7)NASA (ed.): LASA Instrument Panel Report, NASA EOS, Vol. II d, (1987) 17。
- 8)I.M.Campbell (山元,福山訳)：エネルギーと大気(物理学、化学によるアプローチ)，共立出版，(1980) 29。
- 9)A.J.Heysfield, K.M.Miller and J.D.Spinhirne: The 27-28 October 1986 FIRE IFO Cirrus Case Study: Cloud Microstructure, Mon. Wea. Rev., 118, (1990) 2313。
- 10)W.L.Smith, Jr., P.F.Hein and S.K.Cox: The 27-28 October 1986 FIRE IFO Cirrus Case Study: In Situ Observations of Radiation and Dynamic Properties of a

- Cirrus Cloud Layer, *Mon. Wea. Rev.*, 118, (1990) 2389.
- 11) 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. of Japan*, 69, (1991) 401.
- 12) E. Armandillo, F. Brioschi, M. Endemann, and C. Malvicini: Development of a Long-life-Nd:YAG Laser for Spaceborne Backscattering Lidar Applications, Abstracts of Papers (Part I) on 15th International Laser Radar Conference (Tomsk, USSR), (1990) 53.
- 13) H. Shimizu, Y. Sassano, N. Takeuchi, O. Matsudo, and M. Okuda: A Mobile Computerized Lidar System for Observing Rapidly Varying Meteorological Phenomena, *Optical and Quantum Electronics*, 12, (1980) 159.
- 14) T. Itabe, K. Asai, M. Ishizu, T. Aruga, and T. Igarashi: *Appl. Opt.*, 28, (1989) 931.
- 15) O. Uchino, Y. Mizuno, H. Takashima, T. Fujimoto, T. Nagai and Y. Nikaidou: Ground-based and Air-borne Lidar Measurements of Atmospheric Aerosols, in Technical Digest on Optical Remote Sensing of the Atmosphere, 1991 (Optical Society of America, Washington, D.C., 1991), 18, (1991) 215.

9. 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、「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。

本年度は、昨年度の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、特に地球温暖化に極めて関係の深い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。具体的には、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。

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との指摘がある一方で、雲のグローバルな分布、出現高度や、ましてや雲の光学的な性質あるいは放射に関係する諸量の正確な情報が欠如している。受動的な衛星センサーによる観測データだけからは、そのような情報を抽出することは困難である。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。もちろん、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からは得にくい高次な情報が抽出できる可能性も指摘された。次年度以降の重要な検討課題として位置づける必要がある。

今後さらに検討を行うべき事項として、次のことが挙げられた。

- 他のセンサーデータとの複合利用による高次情報の抽出の可能性の検討
- 詳細なシミュレーションによる測定可能性の評価
- 多波長化および偏光解消度の測定の意義
- 将来の衛星レーザーレーダー開発に向けての推進体制

【平成4年5月15日編集小委員会受理】

[国立環境研究所資料 F-43-'92/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

問い合わせ先：地球環境研究グループ 笹野 泰弘

平成4年6月25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

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