

第1章 リモートセンシングとは

〈この章で学ぶべきこと〉

本章では、リモートセンシングとは何か、リモートセンシングの歴史、リモートセンシングのタイプ、リモートセンシングデータの特徴と得られる情報など、リモートセンシングの基礎事項について学ぶ。

学習目標：

- ① リモートセンシングの概念、歴史を学ぶ。
- ② リモートセンシングの特長と可能性を理解する。
- ③ 電磁波の波長帯による呼称を学ぶ。
- ④ リモートセンシングデータの特徴と処理の流れを理解する。
- ⑤ リモートセンシングデータから得られる情報の概要を理解する。

キーワード：

反射率 (reflectance), 放射率 (emissivity), センサ (sensor), プラットフォーム (platform), 可視・反射赤外リモートセンシング (visible-reflective IR remote sensing), 热赤外リモートセンシング (thermal remote sensing), 光学リモートセンシング (optical remote sensing), マイクロ波リモートセンシング (microwave remote sensing), レーダ (radar), 検知素子 (detector), 画素 (pixel), デジタル画像 (digital image), 情報抽出 (information extraction)

1.1 リモートセンシングとは何か

通常、リモートセンシングは、上空から地球表面あるいは大気を観測し、知りたい情報を得る技術（あるいは科学）の意味で用いられる。

言葉としてのリモートセンシングは、広義には、対象物に接触することなしに離れた (remote) 場所から観測する (sensing) ことを意味する。人間の五感（視、聴、嗅・味・触）に例えると、視覚、聴覚、嗅覚がリモートセンシングに相当し、それぞれが感じているものは、光（電磁波）、音波、気体分子である。

一般的な意味でのリモートセンシングは視覚に相当する。観測するものは光を含む電磁波である。これに対して、広い意味でのリモートセンシングの中には聴覚に相当するものがある。例えば海面から音波を出し、反射音波により海底の深度を観測する音波測深機がこれにあたる。

一般にリモートセンシングは上空から地球表面を観測するが、広義のリモートセンシングでは地上の観測装置で離れた位置の地上または大気を観測することも含めてよい。また、実用目的におけるほ

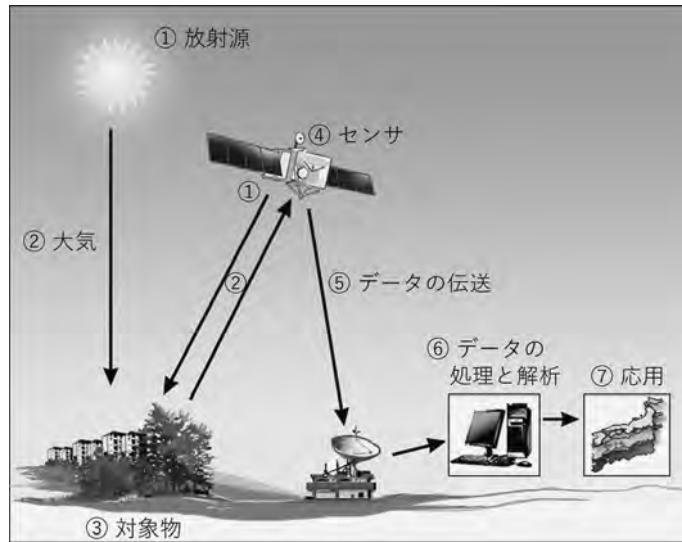


図 1.1 リモートセンシングの概念

とんどの対象は地球であるが、科学目的では月、太陽、惑星などの天体を対象としたリモートセンシングも行われている。

図 1.1 は、リモートセンシングの概念を示したものである。以下に①～⑦までの説明を記す。

- ① 放射源：放射源とは、電磁波を出す（放射する）源のことである。自然の放射源の例として、太陽や地球表面がある。一方、人工的な放射源の例としてレーダの送信機などがある
- ② 大気：電磁波が大気中を通過するとき、大気による吸収や散乱の影響を受ける。また、大気自身も電磁波を放射する
- ③ 対象物：対象物から上空に向かう電磁波の強さは対象物の特性により決まる。対象物の特性は、太陽が放射源の場合は対象物の反射率によりあらわされる。また、地表面自身が放射源の場合は放射率および温度、レーダの場合には後方散乱断面積（レーダで観測した時の対象物からの反射の大きさ、14.3 節参照）などのパラメータによりあらわされる
- ④ センサ、プラットフォーム：対象物の方向から進んでくる電磁波を観測する装置をセンサという。日常的に用いるカメラもセンサと同様に電磁波（光）の強さを記録する機能を持っている。こうしたカメラが人間の知覚できる光（可視光）を撮影するのに対し、センサは可視光を含んだより広い範囲の電磁波を観測する。センサを搭載した移動体や固定台をプラットフォームという。人工衛星、航空機は代表的なプラットフォームである
- ⑤ データの伝送：プラットフォームが人工衛星の場合、センサで観測された電磁波の強さはデジタルデータに変換され、電波で地上の受信局へ送られる
- ⑥ データの処理と解析：観測されたデータは前処理され、視覚判読あるいはデジタル処理により対象物に関する情報を得る
- ⑦ 応用：上記のプロセスで得られた対象物に関する情報を様々な分野に利用する。例えば、地球環

1.1 リモートセンシングとは何か

境のある側面を理解するための科学的研究、あるいは気象予報、土地利用調査、地図作成、農業、林業、環境保全、資源探査などの社会での実利用に応用する。これらの詳細は第2章～第4章において紹介する

上記を踏まえて、リモートセンシングを定義すると次のようになる。リモートセンシングとは、主として地球表面や大気中の対象からの電磁波を人工衛星などのプラットフォームに搭載されたセンサで観測し、対象に関する情報を得て、様々な分野に利用する技術（あるいは科学）である。

リモートセンシングにおいて情報を伝達する媒体である電磁波についての詳細な説明は第5章で述べるが、ここでは電磁波の波長による呼称のみ表1.1、図1.2に紹介する。電磁波の呼称は、特に赤外線領域においては専門分野により異なり、それぞれの呼称が示す波長帯の領域は厳密なものではない。赤外線領域では一般に、近赤外、中間赤外、遠赤外という区分けと短波長赤外、中波長赤外、長波長赤外という区分けがあるが、リモートセンシングの分野ではこれらを混合して用いている。また、太陽光が地表面で反射する成分の赤外線を反射赤外といい、地表面自身が放射する赤外線を放射赤外という。地表面付近においては約4μm（大気と地表面の状態によりこの値は約3～5μm間を変動する）より短い波長帯領域では反射赤外が放射赤外より卓越している。地球表面を対象とするリモートセンシングで主に利用される電磁波は、紫外線の一部（0.3～0.4μm）、可視光、近赤外、短波長赤外、中間赤外、熱赤外、マイクロ波である。

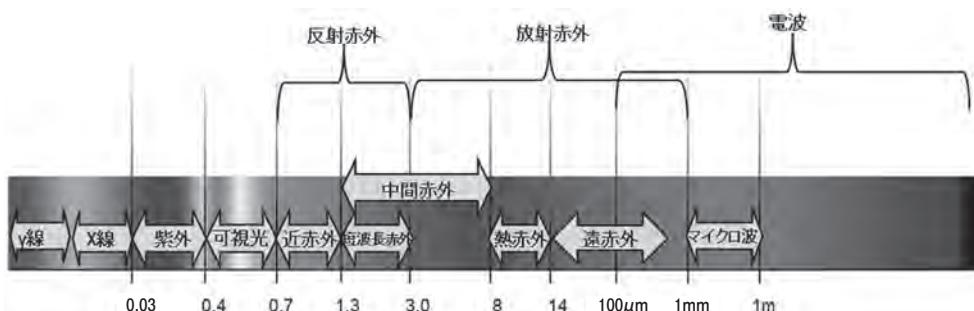


図1.2 電磁波の波長帯による呼称

コラム1：広義のリモートセンシング

本書が扱う「リモートセンシング」では電磁波を利用して遠隔の対象物の情報を取得する技術を指すが、電磁波に限らず、弾性波（音波や地震波）、重力、磁気、放射線なども遠隔の対象物の情報を得るのに利用でき、これらによる遠隔計測技術はしばしば「広義のリモートセンシング」と呼ばれる。例えば、資源探査などで利用される地震探査は地表において人工的に弾性波を発生させ、これが地下の各地層境界面などで反射して地上に戻ってくる反射波をもとに地下構造を調べる技術であり、広義のリモートセンシングに属する。また、海中においてクジラや魚などの海洋生物が発する鳴き声などの音を遠隔で捉え、生物種の存在や数・分布を調べる海洋生物の音響リモートセンシングも広義のリモートセンシングに当たる。

表 1.1 電磁波の波長帯による呼称

電磁波の呼称		波長 (下段: 周波数)
ガンマ線	Gamma rays	<0.03 nm
X線	X-rays	0.03~30 nm (= 0.03 μm)
紫外 (線)	Ultraviolet (UV)	0.03~0.4 μm
可視光 (線)	Visible	0.4~0.7 μm
赤外 (線)	Infrared (IR)	0.7 μm~ (0.1 または 1) mm
近赤外	Near IR	0.7~1.3 μm
短波長赤外	Short wave IR	1.3~3 μm
中間赤外	Middle IR	1.3~8 μm
熱赤外	Thermal IR	8~14 μm
遠赤外	Far IR	8 μm~ (0.1 または 1) mm
反射赤外	Reflected IR	0.7~3 m
放射赤外	Radiative IR or Emissive IR	3 μm~ (0.1 または 1) mm
電波	Radio wave	> (0.1 または 1) mm 周波数: <3 THz
マイクロ波	Microwave	(0.1 または 1) mm~1 m 周波数: 300 MHz~ (300 GHz または 3 THz)
サブミリ波	Terahertz (THz)	0.1~1 mm 周波数: 300 GHz~3 THz
ミリ波	Extremely High Frequency (EHF)	1~10 mm 周波数: 30~300 GHz
X バンド	X-band	25~37 mm 周波数: 8~12 GHz
C バンド	C-band	37~75 mm 周波数: 4~8 GHz
S バンド	S-band	75~150 mm 周波数: 2~4 GHz
L バンド	L-band	200~600 mm 周波数: 0.5~1.5 GHz

1.2 リモートセンシングの歴史

リモートセンシングの出現は、センサ、プラットフォーム、コンピュータの3つの技術の進歩に基づいている。

電磁波 (光) の強さを記録するセンサの歴史は、紀元前4世紀にアリストテレスが実験したカメラ・オブスキュラ (camera obscura; ラテン語「暗い部屋」) に遡れる。これはピンホールカメラの原理で外の風景を暗い部屋に映すものであったが、映像の記録はできなかった。その後の化学的な技

1.3 リモートセンシングのタイプ

術の発展により、映像を銀塩で固定するダゲレオタイプ・カメラが1839年フランスにおいて開発された。これがいわゆる写真のはじまりであり、センサのはじまりである。その後、写真技術が発展するとともに、新しいタイプのセンサ、すなわち熱赤外センサ、レーダなども開発され、第二次世界大戦（1939～1945年）で用いられた。戦後は、応答の速い検知素子が開発され、現在のセンサに繋がっている。

代表的なプラットフォームは人工衛星と航空機である。ライト兄弟により飛行機が発明される1903年以前は、鳩、鳩、気球にカメラが搭載された時期があった。1860年前後には気球から地上の写真が撮られた。米国の南北戦争における偵察撮影もその一例である。飛行機が使われるようになった第一次世界大戦（1914～1918年）では空中写真が偵察に使われた。その後、空中写真は地質、森林、農業など様々な分野で利用されるようになった。第二次世界大戦では飛行機は、写真カメラ、熱赤外センサ、レーダを搭載し再び偵察によく使われるようになった。1957年、初めての人工衛星がソ連により打上げられた。その後、多くの地球観測の人工衛星が打上げられ現在に至っている。

現在のコンピュータは第二次世界大戦後の1950年前後に登場し、現在に至るまで発展し続いている。コンピュータは人工衛星の打上げ、制御に必要なだけでなく、観測したデータを処理・解析するときにも必要である。

「リモートセンシング」という言葉は、1950年代末に米国の海軍研究所の地理学者により初めて使われた。1972年、米国が地球観測衛星 Landsat を打上げた後、その言葉は世界的に広まった。日本では、「遠隔探査」と訳したこともあったが、カタカナ表記が定着している。

1980年代にはフランス、日本、インドなども地球観測衛星を打上げはじめた。1990年代には合成開口レーダ（SAR: Synthetic Aperture Radar）を搭載した衛星が欧州宇宙機関（ESA）、日本によりそれぞれ打上げられた。1990年代末には地表分解能約1mの高分解能商業衛星が打上げられた。2000年代以降、高分解能衛星画像の商業配布がはじまり、現在に至っている¹⁾。2010年代にはドローンが産業利用において著しく発展し、低高度リモートセンシングの分野での活用が広まった。また、地球全体の観測に対しては、広域の高頻度観測を実現するために複数の小型衛星による協調観測（コンステレーション）も行われるようになった。現在では地球環境の監視および災害、農業、資源探査などの様々な利用のために多くの地球観測衛星が運用されている。

1.3 リモートセンシングのタイプ

リモートセンシングをある視点で見てタイプに分けて呼ぶことがある。まず、放射源の視点から、太陽、地表面などの自然の放射源に由来する電磁波を観測する場合を受動型リモートセンシングと呼ぶ。一方、レーダのように人工的に発した電磁波を観測する場合を能動型リモートセンシングと呼ぶ。

電磁波の波長の視点から、可視・反射赤外領域を観測する場合を可視・反射赤外リモートセンシングと呼び、同様に熱赤外リモートセンシング、マイクロ波リモートセンシングと呼ぶ。また、可視・

反射赤外領域から熱赤外領域までの「光」を使うリモートセンシングを光学リモートセンシングと呼び、マイクロ波リモートセンシングと区別する場合も多い。可視・反射赤外領域および熱赤外領域は受動型リモートセンシングが中心であるが能動型もあり、マイクロ波領域は能動型リモートセンシングが中心であるが、受動型もよく利用されている。図1.3は波長により分けた3つのタイプのリモートセンシングを示したものである。

リモートセンシングの応用分野の視点から、大気リモートセンシング、海洋リモートセンシング、地質リモートセンシング、農業リモートセンシング、森林リモートセンシング、植生リモートセンシングなどの言い方をする場合もある。

プラットフォームの視点から、衛星リモートセンシング、航空機リモートセンシングなどと呼ぶことがある。衛星リモートセンシングはいわゆるリモートセンシングの中心である。衛星リモートセンシングの特長は次の3つの性質を持っていることである。

- 広い地域をほぼ同時に観測できる（広域同時性）
- 決まった周期で反復して観測できる（反復性）
- 可視光だけでなく様々な波長帯で観測できる（多波長性）

一方、2010年代にドローンの低価格化とともにその普及が進むと、ドローンを用いて特定の対象地域を低い高度から観測するドローン・リモートセンシングが環境、農林業、土木など様々な分野で

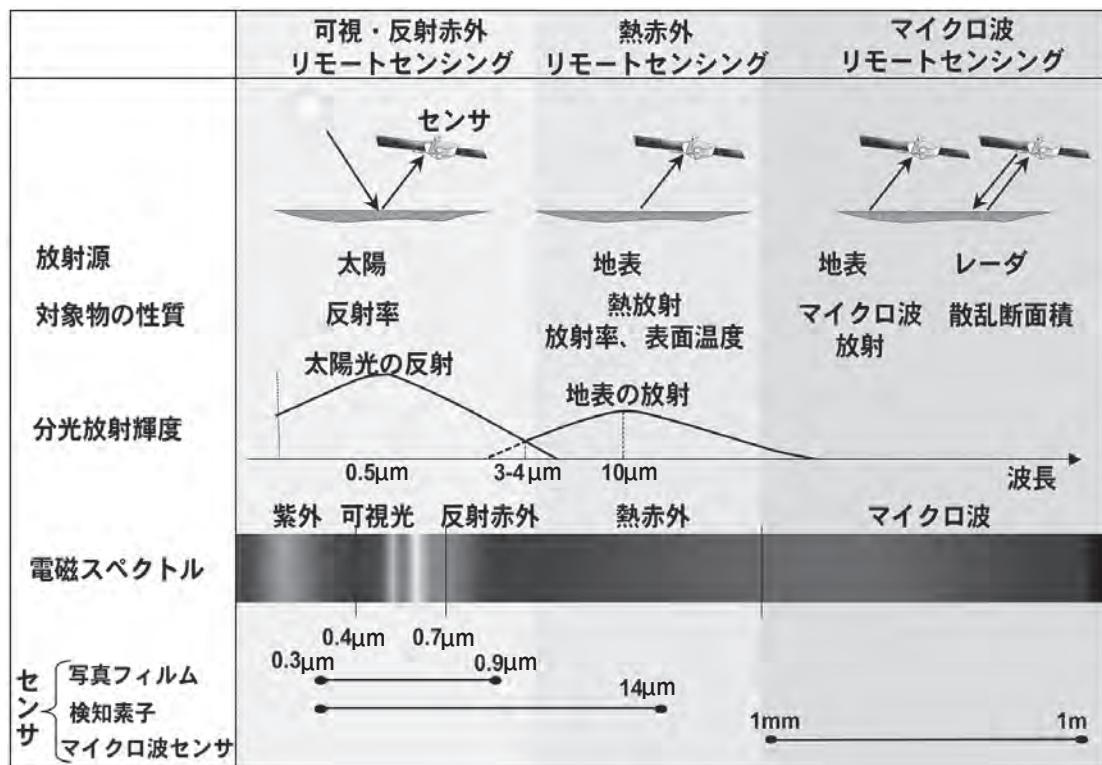


図1.3 波長帯による3タイプのリモートセンシング

利用されるようになった。また、飛行体からでなく地上の三脚、ポール、タワーなどに設置したセンサによる地上設置型のリモートセンシングも農業分野をはじめ、よく利用されている。

一般にリモートセンシングの短所は、電磁波を媒介して対象物の情報を得るため、電磁波に影響を及ぼさない対象物の特性は直接的には観測できないことである。例えば、海面の温度は観測できるが、海中の温度は直接的には観測できない。また、地表面の形態は観測できるが、地中の鉱物は直接的には観測できない。

1.4 リモートセンシングのデータと処理

リモートセンシングのセンサに入射した電磁エネルギーは、その強さに応じた電気信号に変換され、デジタル値として記録される。こうして記録されたデータは、衛星搭載センサの場合は無線通信を経て（8.2.2 項参照）、また航空機やドローン搭載のセンサの場合は無線通信や着陸後の直接回収を経て、最終的にデータ処理を担う地上システムに取り込まれる。

地上システムでは、取り込んだデータに対し、まず画像化など、初期段階（低次レベル）の処理を実行する。しかし、この段階の画像データは、通常、それぞれ記録されている画素（ピクセル）の値が地上のどの位置（経緯度）のものなのか、対応付けされていない。また、記録されている値も必要とする物理量ではなかったり、センサ自身の特性によるズレやノイズなども含んだままの状態である。こうした画像データをそのまま利用する場合もあるが、各画素を地上の地理的な位置に対応付ける幾何補正（第 10 章参照）や、各画素の値を電磁エネルギーの物理量である放射輝度に変換する放射量校正（9.1 節参照）などの処理を行うとともに、必要に応じて画質を改善する処理（9.2 節参照）や各画素の雲判定処理（9.4 節参照）などを行う。こうして、地上システムに取り込まれたデータは各画素が地上の位置に対応付けされ、かつ正しい物理量を持った画像データとなり、データプロダクト（データ成果物）としてユーザへ配布される。また、こうした画像データに対しては、必要に応じてさらに種々の解析処理や統計処理（高次レベル処理）が順次適用され、あらかじめ決められた処理段階ごとにデータプロダクトが生成される（8.2.3 項参照）。各ユーザは、これらのデータプロダクトの中から必要なものを入手し、活用することとなる。

図 1.4 に一般的な衛星搭載センサにおけるデータの処理の流れを示す。

1.5 リモートセンシングデータから得られる情報

リモートセンシングデータから得られる情報には、空間情報、スペクトル情報（波長情報）、時間情報の 3 つの基本要素が含まれていることが特徴である（図 1.5）。これらの基本要素から得られる情報は、利用するセンサの種類やプロダクトにより異なるが、得られた情報を最大限に活用してユーザの利用目的に応じた役立つ情報に加工することがデータ処理において重要である。このため、リ

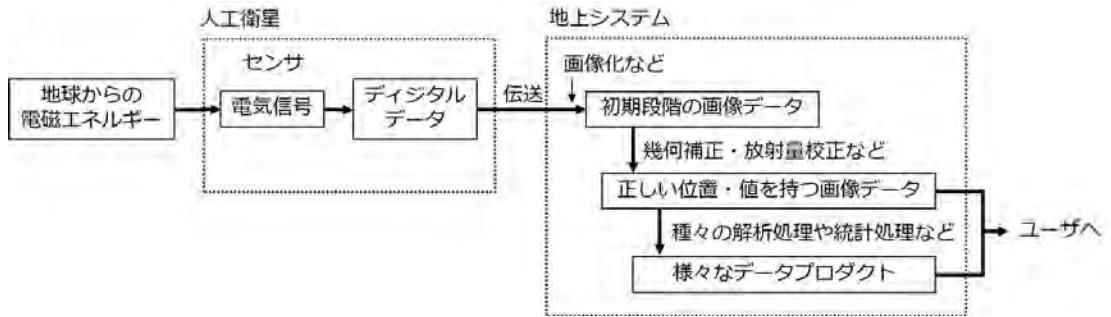


図 1.4 一般的な衛星搭載センサにおけるデータの流れ

モートセンシングデータの利用においては、観測データの特徴、データを取得したセンサの特性および使用するプロダクトの仕様を適切に理解することが必要となる。

空間情報は、対象物の空間的な広がりや分布に関する情報であり、2次元画像が持つ本質的な情報である。リモートセンシング画像の場合には、各画素が地球上のある位置（緯度・経度）に対応しており、その集合体としての画像は地図と対比できる。これにより、地形や建造物等の形状や大きさ、岩石、土壌、森林、作物、水、雪氷などの地表被覆物の2次元的な広がりや分布に関する情報を抽出できる。また、光学センサのステレオ画像やSARの干渉画像（インターフェロメトリ画像）により標高情報を得ることも可能であり、これにより地形を3次元的に表現できる。

スペクトル情報は、対象物のいわば"色"に関する情報、すなわち衛星に搭載された各種のセンサにより観測された電磁波の反射・放射・散乱等の波長方向の強度に関する情報である。電磁波の波長が可視域～熱赤外域の場合は光学センサが、マイクロ波域の場合はSARやマイクロ波放射計がそれぞれ用いられる。スペクトル情報により、対象物の固有の分光特性に基づく解析が可能となり、土地被覆の分類、植生状況の把握、鉱物資源の分布、海洋・湖沼等の状況などの把握が可能である。また、大気の吸収特性における波長依存性を利用することにより、大気中の水蒸気量や気温等の3次元分布を得たり、観測データを大気補正して分光反射率や分光放射率、温度等の地表パラメータを導出するなど、スペクトル情報と物理的モデルを組みあわせることにより、様々な地球物理量推定が可能となる。

時間情報は、対象物の"変化"に関する情報であり、同一あるいは複数の衛星センサによる複数回の観測により得られる情報である。対象物の変化には、不連続な変化（自然災害、地形変動、国土開発等）、年周期（季節的）変化（植生指数、地表面温度等）、数年から数十年にわたる長周期の変化（エルニーニョ等）、単調的な増加または減少傾向（トレンド変化）（CO₂濃度の上昇等）などがあり、それらの情報は各分野の解析において重要な情報を与える。なお、一般的な地球観測衛星は、一定周期にて同一地表面上空に同一時刻（地方時）に戻る太陽同期準回帰軌道を採用している。このため、同一時刻（地方時）に撮影された画像を繰り返し取得することが可能で、太陽光の入射角の違いのデータ補正なども比較的容易であり、長期間にわたる地表面の変化を定量的に評価できる。

観測データの空間情報、スペクトル情報および時間情報を適切に組みあわせることにより、特定の

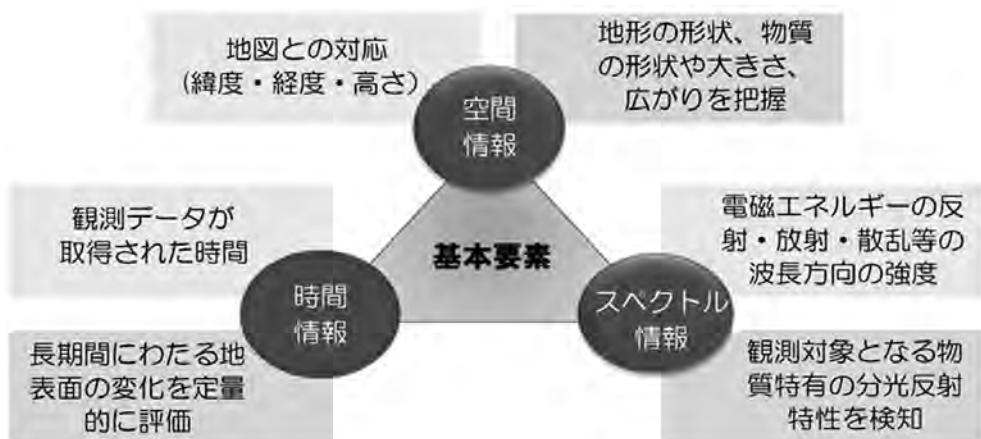


図 1.5 リモートセンシングデータの基本要素

表 1.2 リモートセンシングデータの画像強調、特徴抽出の代表的方法

	画像強調 Image enhancement	特徴抽出 Feature extraction
スペクトル情報	11 章 画像濃度値の変換 11 章 色空間への変換	11 章 バンド間演算 11 章 植生指数 11 章 その他の指標
空間情報	12 章 画像の鮮銳化処理	12 章 エッジ・線情報の抽出 12 章 テクスチャ特徴の抽出
時間情報		12 章 変化検出 12 章 時系列解析

時期における植生分布、土地被覆状況、森林・農作物等の生育状況、岩石・鉱物資源分布などが把握できる。また、植生状況の変動、氷河・雪氷の変動、土地被覆変化など長期間にわたる地表面の変化、災害時の被災地の抽出、復興状況などを把握することが可能となる。こうしたリモートセンシングデータの応用事例については、第2章～第4章で扱う。

最後にリモートセンシングデータの一般的なデータ処理の流れについて述べる。1.4節で述べた通り、センサによって観測され、記録されたリモートセンシングデータは、その後、様々な処理を経てプロダクトとして配布される(8.2.3項参照)。こうしたプロダクトに対し、利用目的に応じて画像強調あるいは特徴抽出の処理(第11章、第12章)を行う。画像強調とは視覚判読がしやすいように画像を変換する処理であり、特徴抽出とは分類などの後続する処理が行いやすいように画像データを特徴量に変換する処理である。画像強調、特徴抽出には空間情報、スペクトル情報、時間情報を対象とした処理があり、表1.2に示したような方法がある。第11章ではスペクトル情報に対する方法を述べ、第12章では空間情報、時間情報を対象とした方法を解説する。画像強調あるいは特徴抽出の後は、応用目的により様々な情報抽出、解析が行われるが、本書では代表的な処理として第13章で画像分類について解説する。

引用・参考文献

- 1) 日本リモートセンシング学会 (編) : リモートセンシング事典, 丸善出版, 2022.

第2章 大気への応用

〈この章で学ぶべきこと〉

本章では、雲や降雨等を含む大気および大気内の現象をリモートセンシングによって観測している事例について学ぶ。様々にリモートセンシング手法によって、「目にみえない」大気がどのように可視化されているか、そして観測結果が大気科学、さらには私たちの日常にどのようにいかされているかを理解する。

学習目標：

- ① 主要な気象現象等がどのようにリモートセンシングで観測されているか理解する。
- ② 天気予報等、日常の生活と大気リモートセンシングの関係について学ぶ。
- ③ 黄砂、大気汚染、オゾン、温室効果ガス等を対象としたリモートセンシングについて学ぶ。

キーワード：

雲 (cloud), 降雨 (降水) (precipitation), エアロゾル (aerosol), 黄砂 (yellow sand, yellow dust), オゾン (ozone), フロン (CFC : Chloro Fluoro Carbon), 温室効果ガス (greenhouse gas), 二酸化炭素 (carbon dioxide), メタン (methane), ライダー (Lidar), レーダ (radar), サウンダ (sounder)

2.1 雲と降雨、エアロゾルの観測

2.1.1 雲の観測

地球表面の約7割を覆っている雲は、大気中に浮かぶ直径数 μm ～数十 μm の小さな水滴あるいは氷晶の集合体である。旧来から静止気象衛星の主たる観測ターゲットとなり、天気予報等にも役立てられていることからもわかるように、雲に関する情報は私たちの生活において身近なものひとつである。また、雲は太陽光を効率的に散乱し、エアロゾルと相互作用をおこし、さらに地球の熱輸送を担うなど、地球環境、地球温暖化、水文、防災などの幅広い学問領域および応用領域において最も観測意義が高いターゲットのひとつとなっている。そのため、近年では様々にリモートセンシング技術を駆使した雲観測が積極的に行われている（図 2.1）。

(1) 観測機器と観測波長

雲粒や雲水は可視光～熱赤外、マイクロ波（ミリ波）など幅広い波長帯の電磁波に反応する。そのため、可視・赤外放射計、ライダー、マイクロ波放射計、マイクロ波レーダと多種多様な観測手法が提案されている¹⁾。近年では、特にレーダを用いた雲の鉛直観測が積極的に行われるようになってきた。表 2.1 に衛星搭載型の各種センサの観測波長帯、周波数、推定物理量、推定原理を示す。

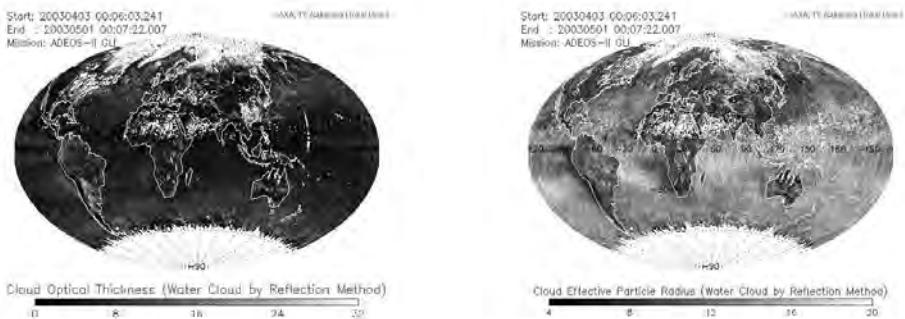


図 2.1 ADEOS-II 搭載 GLI データから推定された水雲の光学的厚さ (左図), および雲粒半径 (右図) (2003 年 4 月の 1 ヶ月平均値) (提供: JAXA, 中島孝 (東海大))

表 2.1 雲の観測における主な観測波長帯, 周波数, 推定物理量および推定原理

	観測波長帯, 周波数	推定物理量	推定原理
受動型	可視近赤外 (例: 0.64 μm)	雲光学的厚さ	光学的に厚いと散乱光が増加する
	短波長赤外 (例: 2.1 μm)	雲粒半径	水による吸収が大きく, 大粒子で反射率が低下する
	熱赤外 (例: 10.8 μm)	雲頂温度	厚い雲では 11 μm 波長帯の射出率が 1 に近い
	マイクロ波 (例: 35 GHz)	雲水量	鉛直積算雲水量に感度を持つ
能動型	可視, 近赤外 (例: 0.5 μm)	雲頂の高さ 相 (水/氷の別)	雲頂で強い後方散乱がある 粒子の形で偏光特性が異なる
	ミリ波 (例: 94 GHz)	雲の鉛直構造	雲粒 (直径数 μm ~ 数十 μm 程度) から霧粒 (直径数百 μm 程度) に感度を持つ
	マイクロ波 (例: 13.8 GHz)	雨の鉛直構造	雨滴 (直径 0.1 mm ~ 5 mm 程度) に感度を持つ

(2) 物理量の推定

雲観測では, 雲粒による電磁波の散乱や吸収を利用して, 雲の光学的厚さ, 雲粒直径 (半径), 雲水量, 雲頂温度などの物理量を推定する。しかし, 他の観測対象のリモートセンシングと同じく, 観測される電磁波はそれぞれの波長における主たる観測対象以外の諸量にも感度を持つことが多々ある。例えば, 薄い雲の光学的厚さを宇宙から可視光で推定するとき, 地表面での反射の影響も同時に受ける。この場合は直近の晴天時の観測データから地表面反射率をあらかじめ求めておく等の工夫がなされる²⁾。理学的にはおよそ 10% 以下の誤差範囲内での物理量推定が必要になるため, 高いセンサ校正精度が要請される。そのため波長位置, S/N 比, 偏光特性等のセンサの設計, そして物理量推定アルゴリズムの作成においては放射伝達シミュレーションが多く用いられ, 物理量とその放射特性の整合が常に保たれるように留意されている³⁾。

(3) 推定された物理量の検証

雲は大気中の現象であるため, リモートセンシングで得られた物理量の検証作業は難しい部類に入る。検証は地上検証と航空機検証に大別される。地上検証では, スカイラジオメータ, 全天日射計,



図 2.2 沖縄県辺戸岬地上検証拠点（左図）、航空機の翼先端に取り付けられた雲測定器（右図）
(提供：中島孝（東海大）)

地上ライダー、マイクロ波放射計、地上レーダ等を用いて行われる。地上設置測器はメンテナンス性と観測精度に優れるが、衛星リモートセンシングから得られた推定結果との比較では、観測時刻のずれや空間分解能の違いに留意する必要があるため、多くの場合は複雑な統計的処理を要する⁴⁾⁵⁾。航空機検証は直接雲層内の詳細な観測が可能であるが、やはり衛星による推定値との比較においては、情報の詳細さや精度の違いに注意する必要がある（図 2.2）。

2.1.2 降雨の観測

毎日のテレビの天気予報の番組の中でも気象レーダによる雨雲の分布の図が示され、レーダによる降雨の観測は私たちに馴染みの深いものになっている。降雨を観測する降雨レーダ（地上では、気象レーダと呼ばれることが多い）は、空間に浮かぶ雨滴に向かって波長が cm のオーダーのマイクロ波帯の電波をパルス状に発射し、雨滴によって散乱される電波を受信することによって、雨滴の位置、広がり、降雨強度を推定する。降雨レーダは、アンテナビーム幅と送信パルス幅で囲まれる 3 次元的な降雨散乱体積からの降雨散乱受信電力 P_r を観測する（図 2.3）。 P_r は、レーダ方程式を用いて、降雨レーダと降雨散乱体積間の降雨減衰の影響を無視すると、レイリー近似のもとで、

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t G_0^2 \theta_0^2 c \tau}{2^{10} (\ln 2) \lambda^2} \frac{|K|^2}{r^2} Z \quad (2.1)$$

であらわされる⁶⁾⁷⁾。ここで、 λ ：送信電波の波長、 P_t ：送信ピーク電力、 G_0 ：アンテナ利得、 θ_0 ：アンテナビーム幅、 $c \tau$ ：送信パルスの空間長、 K ：水の複素屈折率の関数、 r ：降雨レーダと降雨散乱体積までの距離、 Z ：レーダ反射因子、である。 Z は、降雨レーダの送信電波の波長 λ が雨滴の直徑 D （粒径、[mm]）よりも十分大きいときにはレイリー近似によって、雨滴粒径分布関数 $N(D)$ [$\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$] を用いて、

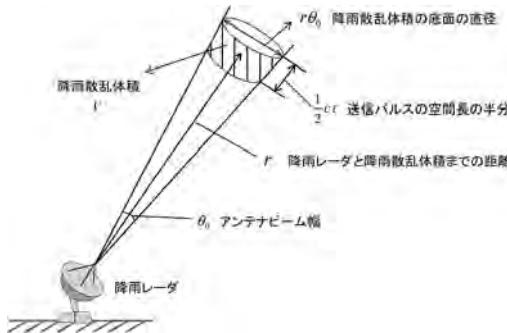


図 2.3 降雨レーダの観測原理

$$Z = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad [\text{mm}^6/\text{m}^3] \quad (2.2)$$

であらわされる。 $N(D)dD$ は、単位体積中における粒径 D と $D+dD$ の間にある雨滴の個数を与える。 Z は粒径の 6 乗の $N(D)$ の重み付きの和で与えられる。

降雨レーダは、 P_r を測定し、 Z を求めるものである。一方、降雨強度 R [mm/h] は、雨滴の落下速度 $V(D)$ を用いて、

$$R = 0.0006\pi \int_0^{\infty} D^3 V(D) N(D) dD \quad [\text{mm/h}] \quad (2.3)$$

であらわされる。 $V(D)$ は多くの実験式が提案されているが、Atlas-Ulbrich による実験式⁸⁾を用いると $V(D) = 3.778 D^{0.67}$ [m/s] とあらわされ、さらに式 (2.3) より R は粒径の 3.67 乗の $N(D)$ の重み付きの和で与えられる。

降雨レーダは、直接 R を求めるものではなく、 Z を求めるものである以上、降雨レーダの観測値である Z より R を推定するためには、 Z と R との間に、ある関係式を仮定することが必要となる。この関係式は、 Z - R 関係と呼ばれており経験的には、

$$Z = B R^{\beta} \quad (2.4)$$

の関係式が用いられている。多くの研究者によって多くの関係式が提案されてきたが、 B 、 β の値については、 B は 70~700、 β は 1~2 程度の値が用いられている。しとしと降る層状性降雨に対してよく用いられるのは、Marshall-Palmer による $Z = 200R^{1.6}$ の関係式である⁹⁾。雷雨については、Jones による $Z = 486R^{1.37}$ の関係式がある¹⁰⁾。厳密には、降雨ごとに雨滴粒径分布関数 $N(D)$ が異なるので、この関係式も異なってくる。このように降雨レーダは、レーダ反射因子を測定して降雨強度を推定するものであるが、その推定は多くの仮定を含んでいることを注意したい。特に降雨レーダと降雨散乱体積間の降雨減衰を無視したこと、レイリー近似を用いたこと、 Z - R 関係を用いたことなどが

2.1 雲と降雨、エアロゾルの観測

降雨レーダの観測精度に大きくかかわる。ただし国内の20箇所に設置され日本全国をカバーしている気象庁の現業の気象ドップラーレーダ¹¹⁾においては、送信電波の波長が5.6~5.7 cm（周波数5.3~5.4 GHz）であるため、上記の仮定のうち $Z-R$ 関係以外はほぼ満足している。同レーダは、直径4 mのアンテナを機械的に回転させ広範囲の雨を観測するが、その探知範囲は半径が数100 km程度である。また降雨域と降雨強度の観測に加え、発射した電波の周波数と降水粒子によって散乱されて戻ってきた電波の周波数の差（ドップラー周波数）を測定することによって、降水粒子のレーダサイトに対する移動速度を観測し、結果的に降水粒子を運ぶ風の速度を観測できる。全国の主要空港9箇所に設置されている気象庁の空港気象ドップラーレーダ¹¹⁾は、直径7 mのパラボラアンテナを回転させ、通常の降雨強度の精密観測に加え、風の急変する領域を検知して、航空機の安全な運航を支えている。さらに地上のレーダにおいては、降雨強度をより正確に推定するために、用いる電波の偏波（電波の進行方向に直交する面内における電界の振動方向）を直交する水平、垂直の二重偏波にすることにより、降雨強度をより正確に推定する二重偏波レーダも用いられている。気象庁では、2020年から二重偏波気象ドップラーレーダの導入を開始し、2023年5月現在、国内11箇所に設置されている。

衛星搭載の降雨レーダは、1997年に打上げられた日米共同の熱帯降雨観測衛星（TRMM）に搭載された、日本が開発した世界初の衛星搭載降雨レーダ（PR）によって、初めて実現した¹²⁾。衛星搭載上の制約から、同レーダは、波長2.2 cm（周波数13.8 GHz）のレーダであり、レイリー近似は使えず、ミー散乱と降雨減衰補正を考慮して降雨強度の推定が行われている。TRMM搭載PRは、2015年まで17年間以上にわたって宇宙からの降雨観測を行った。それにより、熱帯・亜熱帯地方の降雨および潜熱分布、台風、梅雨前線などをはじめ様々な気象システムの3次元構造のデータが長期にわたって取得された。また、エルニーニョ・ラニーニャ現象の観測を通して、熱帯降雨が大気循環におよぼす影響の研究を推進した¹³⁾。TRMMの後継機である全球降水観測計画（GPM）主衛星は、2014年に打上げられ、日本が提供した2周波（13.6 GHz, 35.55 GHz）の降水レーダ（DPR）を搭載している。同じ場所の降水粒子を2周波で同時観測することによって、周波数による降雨減衰量の差を検出し、降雨強度推定の高精度化を目指している。また、高感度化により、13.6 GHz 降水レーダでは0.5 mm/h、35.55 GHz 降水レーダの高感度モードでは0.2 mm/hまでの最小降雨強度が観測可能であり、弱い雨や雪を観測できる。13.6 GHz 降水レーダは強い雨まで観測できるため、これらを組みあわせて、熱帯域の強い雨から緯度65°付近の高緯度地域の雪まで観測できる¹²⁾。

マイクロ波放射計も多くの衛星に搭載されて降雨の水平分布の観測に利用されている。これは、雨滴自身が放射する非常に微弱なマイクロ波帯の電力から降雨強度を推定するもので、背景の放射輝度温度が低い海上の降雨観測に特に有効である。陸上の降雨観測においては、降雨層の上部の雪・氷のマイクロ波散乱を利用したミリ波領域の放射計も利用されている。複数の衛星に搭載された多周波・二重偏波マイクロ波放射計等から推定された降雨強度を用いて、全世界の降水分布図（GSMAp）が日本で作成されており、多方面で利用されている¹⁴⁾。

2.1.3 エアロゾルの観測

エアロゾルは、雲粒や雨粒以外の大気浮遊粒状物質で、大気汚染エアロゾル、土壤エアロゾル、海塩エアロゾルなど様々である。大都市の空は晴れた日でも大気汚染エアロゾルによりどんよりと曇った感じになることでもわかるように、エアロゾルは我々の環境、気候、健康に著しい影響を与えていく。最近では地球温暖化を相殺する日傘効果をつくりだす物質として気候研究でも注目されている。そのために地上や衛星からのエアロゾル・リモートセンシングが広く行われている。

エアロゾル・リモートセンシングは、透過法と散乱法に大別される（図2.4）。大気中でエアロゾルが増加すると、その散乱・吸収により太陽直達光が減衰する。透過法ではこの減衰量を観測することによって、エアロゾルの光学的厚さ（第5章コラム4参照）を得る。20世紀初頭に行われたスミソニアン天文台の観測が有名で、これらの初期の観測から次のオングストロームの法則が発見された。すなわち波長 λ でのエアロゾルによる太陽直達光の大気透過率は次式であらわされる。

$$T_a = \exp(-\tau_{a,\lambda}/\cos\theta_0), \tau_{a,\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.5)$$

ここで、 $\tau_{a,\lambda}$ は波長別のエアロゾルの光学的厚さ、 θ_0 は太陽天頂角である。 α と β をオングストロームの指数と係数と呼ぶ。 α は光学的厚さの波長依存性をあらわし、小粒子ほど大きくなる。例えば、大気汚染が激しい地域では小粒子が卓越するために α は1.5程度になる一方、黄砂現象などでは大粒の土壤粒子が増えて0近くになる。従って波長別の透過率観測から、エアロゾルの大きさの情報も得られる。

散乱法では、散乱された太陽放射（天空光）の測定からエアロゾル情報を得る。天空光には大気分子による青色光の散乱とともに、エアロゾルによる散乱が寄与している。特に、前方散乱（光輪、オリオールと呼ばれる太陽周辺の明るい部分）の強度は粒子サイズによって異なるので、天空光分布の観測より様々な大きさの粒子量を推定できる。さらに同じ粒子量でも、ススなどの黒色物質の割合が多いと光吸収が増え、散乱光が減って空が暗くなる。従って黒色物質の量も推定できる。このように太陽直達光と天空光には非常に豊富なエアロゾル情報が含まれており、近年ではサン・スカイフォト

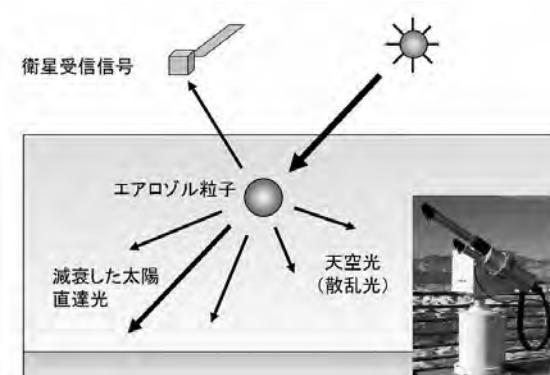


図 2.4 エアロゾル・リモートセンシング

2.1 雲と降雨、エアロゾルの観測

メータやスカイラジオメータと呼ばれる掃天型の全自動放射計が開発され、世界ネットワーク（NASAのAERONET¹⁵⁾や文部科学省のSKYNET¹⁶⁾等）が形成されている。

人工衛星によるエアロゾル・リモートセンシングでは、主に散乱法を利用する。地上からの場合と大きく異なるのは、次式のように衛星の受信信号 R には、大気からの散乱光（パラジアンスと呼ばれる第1項の R_a ）と同時に地表面反射光（第2項）の寄与が存在することである。

$$R = R_a + A_g T'_a \quad (2.6)$$

ここで、 A_g は地表面反射率、 T'_a は大気の減衰効果である。この式より、地表面反射を正確に見積もらなければ、エアロゾル情報が適切に得られないことがわかる。海上では、海面反射が小さいことと、理論的に反射率を見積もれるので、エアロゾル情報を比較的容易に得られる。4波長以上を使うとエアロゾルの種類も分類でき、火山爆発に伴って形成された硫酸塩エアロゾルのブルーム（噴煙の柱）などが衛星から観測されている¹⁷⁾。

一方、陸域では地表面反射が大きく、かつ複雑に変化するのでその補正が難しい。オングストロームの法則により、一般的には波長が長くなるとエアロゾルの効果は小さくなるので、近赤外波長で地表面反射率を決め、それからエアロゾル情報を含む短波長での地表面反射率を推定するカウフマン法¹⁸⁾が用いられる。しかし、エアロゾルの増加に伴い、式(2.6)の第1項（エアロゾル散乱）は増加するが、第2項の大気透過率が減少するため、両者が相殺してエアロゾル量に対する信号感度が低い。そのため、カウフマン法は砂漠などの反射率の高い地表面では適用が難しい。そこで最近では青色から近紫外域の波長を利用するディープブルー法¹⁹⁾などの方法が開発されている。これらの波長では土壤による光吸収のため地表面反射が非常に小さく、エアロゾルの推定は容易である。この方法により亜熱帯の乾燥域から発生する土壤エアロゾルの広がりが観測できるようになった。

エアロゾル・リモートセンシングは現在も発展を続けており、多方向・偏光観測などの新しい手法も導入されている。さらに、衛星搭載ライダー（CALIPSO）が打上げられて鉛直分布もわかるようになった²⁰⁾。

図2.5に、広く利用されているMODISセンサによるエアロゾル・リモートセンシング²¹⁾の例を示す。東アジアなど人間活動が激しい地域、南アフリカやアマゾンなどのように大規模な森林火災が発生する地域、また砂塵が発生する亜熱帯の乾燥域などから大量のエアロゾルが発生して、数千キロメートルにわたって輸送されている様子がわかる。このように様々なエアロゾルが地球を覆っており、我々の環境に大きな影響を与えていているのである。また、図2.6にさらにCALIPSOライダーによるエアロゾル濃度の鉛直分布を組みあわせたエアロゾルの3次元分布の例を示す。

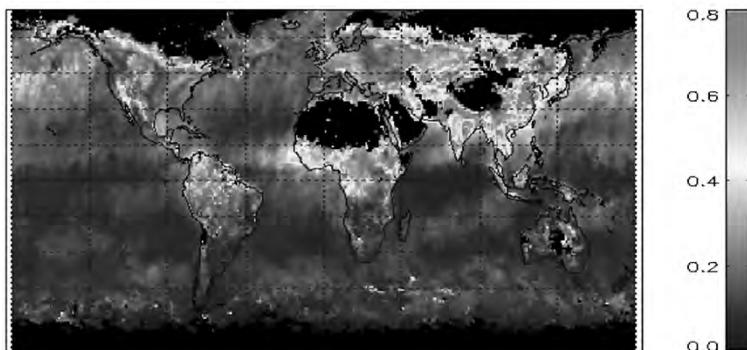


図 2.5 MODIS によるエアロゾルの全球分布。波長 0.55 ミクロンでの光学的厚さ(2009 年 8 月の月平均)(提供: NASA/MODIS チーム)

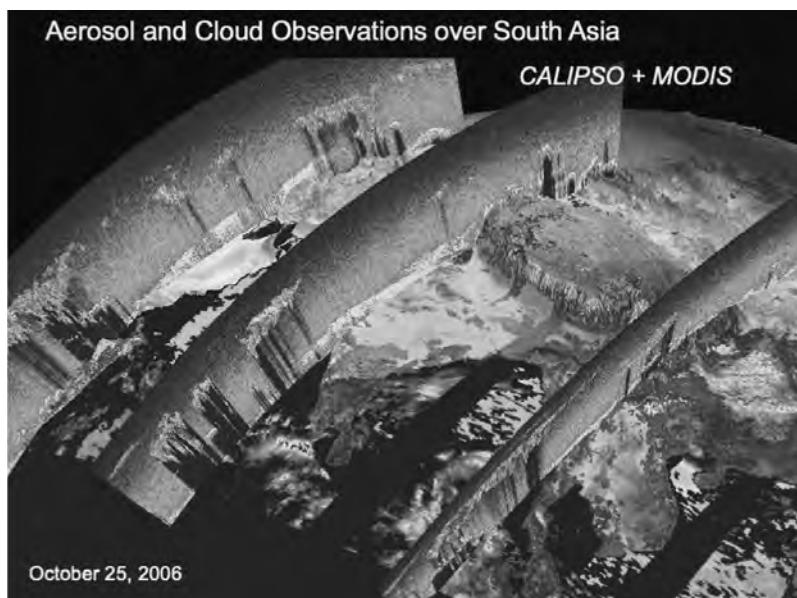


図 2.6 南アジア域におけるエアロゾルと雲の 3 次元分布。MODIS センサによるエアロゾル光学的厚さの水平分布と CALIPSO ライダーによるエアロゾルのライダーエコー信号の高度分布を合成した図。ヒマラヤからインド域にかけて発達する人為起源エアロゾル層の分布状態がわかる²²⁾ (提供: NASA)

コラム 1：月とかぐや

この写真、不思議ではありませんか？青い地球がモノクロ画面の中で浮かび上がっている。でもこの写真は決して月だけを白黒で撮ったものではない。地球上では砂漠や岩石の山肌が様々な色あいをみせているのに、なぜ月の表面には色がないのだろう。月の過酷な寒暖と放射環境は長い間に岩石表面に細かい亀裂をつくり、それが土壤粒子となって岩石表面を覆っていると考えるとこの現象は理解できる。本編で説明したように土壤エアロゾルのオングストローム指数は 0 に近いから、岩石表面は色を失って白っぽく見える。ほこりを被った家具を思いだしてみよう。我々はこの写真によって月面の土壤粒子の存在を知るのである。



写真 かぐやから撮影された月と地球（提供：JAXA）

2.1.4 ライダーによる大気観測

ライダー（LIDAR: Light Detection And Ranging）は、レーザを光源とする能動的なリモートセンシング装置である。高度計や距離測定装置としても利用されるが、大気中の雲やエアロゾルや黄砂などの微粒子の他、原子・分子密度および気温・風速などの空間分布を観測できる。ライダーは、電波を用いたレーダと類似性を持つことから、レーザレーダ（laser radar）とも呼ばれる。ライダーの特徴は、電波や音波を利用した他の能動的リモートセンシング装置と異なり、レーザ光の持つ高い指向性とパルス出力により空間分解能の向上が期待できる点と、レーザ光の高い周波数により特定の原子・分子・イオンなどの密度分布の観測が可能な点にある。

ライダーの種類は、レーザ光と大気中に浮遊している微粒子や分子などとの相互作用の種類により、表 2.2 のように分類される。大気中では、レーザ光の波長より極めて小さい酸素分子や窒素分子によるレイリー散乱現象が、またレーザ波長より大きい粒子によるミー散乱現象が発生する。ライダーの受信信号からミー散乱成分を抽出することにより、微粒子の分布を求められる。また、原子や分子は、特定の波長の光を吸収、または共鳴散乱現象をおこす。これらの現象を利用して、差分吸収ライダー（DIAL: Differential Absorption Lidar）や共鳴散乱ライダーが開発されている。また、分子への入射波から特定の波長だけ波長偏移した散乱光を発するラマン散乱現象を利用したラマン散乱ライダーにより多くの微量気体の定量化が可能である。基本的なライダーの原理図を図 2.7 に示す。送信光学系を経て大気中に打出されたレーザ光は、送信点から離れた位置に存在する原子、分子、エアロゾル、雲粒子などにより散乱され、受光系により集光される。その際、ライダーから散乱点までの距離情報は、レーザ光の送信時から散乱光の受信時までの経過時間から得られる。

ライダーは、レーザが発明されて間もない 1963 年に、イタリアの Fiocco ら²³⁾によって、いち早く大気観測装置として提案されて以来、今日まで多くの理論的・実験的研究がなされてきた。初期においては、大規模なレーザ装置や信号処理装置を必要としたが、最近では、レーザ技術と情報処理技術

表 2.2 ライダーの分類

ライダーのタイプ	相互作用の種類	主な観測対象
ミー散乱ライダー	ミー散乱	雲, エアロゾル, ダスト
レイリー散乱ライダー	レイリー散乱	風速, 大気密度 (気温)
ラマン散乱ライダー	ラマン散乱	気温, H_2O
共鳴散乱ライダー	共鳴散乱	Na, Fe, K, Ca, Ca^+, OH
差分吸収ライダー (DIAL)	ミー散乱 + 吸収	O_3, H_2O, CO_2 , 気温
ドップラーライダー	ミー散乱, ドップラー効果	風速

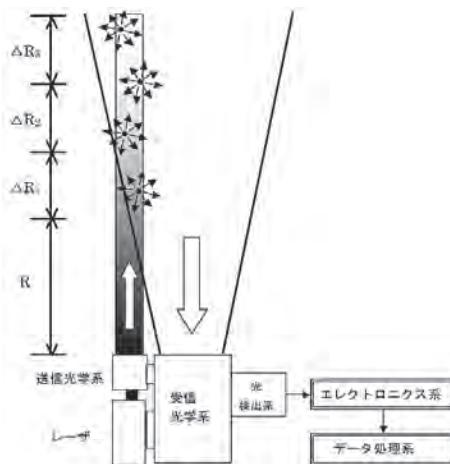


図 2.7 基本的なライダーの原理図

の進歩により、小型で安価なライダーの他、高スペクトル分解能ライダーやドップラーライダーなどのような風や気温分布を観測するための高機能ライダーも実用化されている。このように小型化や高機能化が可能になるにつれて、遠隔地から制御できる地上観測ライダーや航空機・衛星などに搭載されるライダーも開発されてきた。1994年に初めてスペースシャトルに搭載されたエアロゾルライダーである LITE が成功し、1995年には成層圏まで飛行できる航空機に搭載された水蒸気観測用ライダーである LASE により、対流圏における水蒸気の空間分布観測にも成功した。この後、NASA の CALIPSO 衛星に搭載されたライダー CALIOP は 2006 年の打上げ以来、2023 年 9 月まで長期にわたり、対流圏の雲・ダスト・エアロゾルおよび成層圏エアロゾルのグローバルな高度分布データを取得し、他の装置では取得が難しい貴重な情報を提供してきた。2018年に ESA により打上げられたドップラーライダー ALADIN は、対流圏や成層圏の風の空間分布データを取得可能であり、散乱強度が大きい共鳴散乱を利用すると、地上から中間圏である高度 90 km 付近に成層している希薄な金属原子や金属イオン密度も観測可能である。さらに、そこでの Na 原子スペクトルを観測することにより、この付近の風速や気温の観測も実施されている。

最後にライダーによる観測の実例を示す。図 2.8 は CALIOP による成層圏から対流圏までのエア

2.2 成層圏オゾンの観測

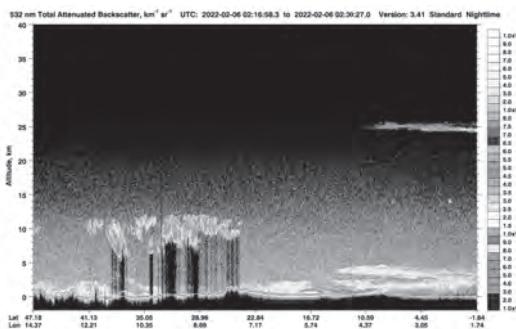


図 2.8 衛星搭載ライダーによる雲やエアロゾルの観測例（縦軸：高度、横軸：緯度・経度）

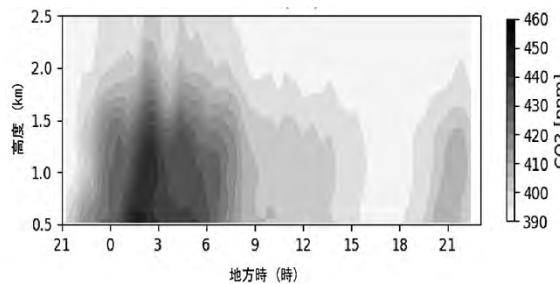


図 2.9 下部対流圏中の CO₂ 濃度の観測例（2018 年 4 月、日野市上空）

ロゾル、雲、ダストの観測例である。この図では、2022 年 1 月にトンガ沖で巨大な海底火山が噴火し、成層圏に注入されたエアロゾルや対流圏の雲、下層対流圏にはサハラダスト（Saharan dust）の分布がみてとれる。DIAL により、対流圏・成層圏のオゾンや、対流圏の水蒸気、二酸化炭素（CO₂）などの高度分布の観測にも成功している。下部対流圏中の CO₂ 濃度の高度分布の時間的推移がみてとれる観測例を図 2.9 に示す。ライダーは大気科学研究者や気象研究者にとって、貴重な観測データを提供する手段となっている。さらに詳しいライダーの解説は、参考文献²⁴⁾²⁵⁾などを参照されたい。

2.2 成層圏オゾンの観測

本節では成層圏オゾンの観測におけるリモートセンシングの役割を、成層圏オゾン研究の歴史とともに簡単に述べる。地球大気におけるオゾンの重要性は成層圏（およそ高度 10 km から 50 km）と対流圏（およそ高度 10 km 以下）にわけて議論される。成層圏では有害な太陽からの紫外放射を効率よく吸収することで我々の人体や生物を守っている。また、紫外放射の吸収は成層圏大気を加熱する役割を担い、成層圏およびその上の中間圏での大気大循環を駆動する一因となっている。一方、対流圏では高濃度オゾンは光化学オキシダントとして知られ、直接人体等に悪影響をおよぼす。

オゾンの成層圏における最大濃度は 10 ppmv（体積混合比）程度である。これは成層圏大気中の微量気体としてはアルゴン (9340 ppmv)、CO₂ (389 ppmv; 2017 年の下部成層圏)、ネオン (18

ppmv) につぐ。一般に気体分子には紫外からミリ波にかけての幅広い電磁波領域において、そのエネルギーに応じた解離、振動、回転がみられる。分光学的手法に基づくオゾンの測定はこのような分子の特徴によって生じる紫外・可視域での吸光や、赤外域での吸光および射出などを利用するものである。1919年、地上からのリモートセンシングとして Fabry と Buisson は上空のオゾンを測定する分光計を開発し、1920年の観測ではオゾンの全量（単位断面積の鉛直気柱内に含まれる分子数）が標準状態で 3 mm の厚さになることを発見した。その後、Dobson がこれを改良し可搬型の分光計として観測が進展した。現在も地上からのオゾン全量観測の主役を担っているドブソン分光光度計の原型は 1931 年にその完成をみている。また、1930 年には Chapman によって、オゾン密度の高度分布の中心が成層圏にあることが理論的に示唆された。オゾン全量の測定原理は太陽からの直達光を光源とし、地表に届くまでにどれだけオゾンの吸光により光が減衰したのかを求め、その割合からオゾン全量を算出するというものである。国際的に取り決められた特定の紫外域の波長における測定値からオゾン全量を導出することが標準となり、1957–58 年にはこの測器によるオゾンの連続観測が国際地球観測年 (IGY) としてはじまった（現在の茨城県つくば市での観測もこの時に開始）。後述する南極オゾンホールの発見もこの測器による。

一方、1920 年代終わりには無色・無臭で安定なフロンガス（以下、フロン）の合成が世界ではじめて行われ、それまでの冷媒として利用されていた二酸化硫黄やアンモニアの代替として世界的に常用されることとなった。フロンはその化学的性質から非常に長い寿命を持つ。この性質に着目した Rowland は成層圏内でフロンから遊離される塩素原子がオゾンを触媒的に破壊することを 1974 年に示唆した²⁶⁾（1995 年にノーベル化学賞を受賞）。1977 年には国連環境計画 (UNEP) が成層圏オゾンに関する調査委員会を設置し、1985 年 3 月には「オゾン層保護のためのウィーン条約」が採択された。この時点で南極オゾンホールの存在については明らかにされていなかったが、直後の 5 月に Farman らがドブソン分光計による IGY 以来の長期にわたる観測から春季南極オゾン全量の減少傾向を示した論文を発表した²⁷⁾。その前年の国際会合では日本の忠鉢繁氏が南極昭和基地上空で同様なオゾンの振る舞いを示している。このように高い精度管理のもとに長期観測を行うことの重要性や国際的な日本の貢献が称えられている²⁸⁾。この現象は人工衛星からのリモートセンシングによってはじめて包括的に示され、南極オゾンホール（図 2.10 の説明を参照）という言葉が用いられるようになる²⁹⁾。ここで活躍したのが 1978 年に米国 Nimbus-7 衛星に搭載された SBUV および TOMS と呼ばれるセンサである。これらのセンサはドブソン分光計と同様に特定の波長の紫外光を測定するが、地球方向を向いているため、太陽放射の大気分子によるレイリー散乱のうち後方散乱成分が測定される。この成分はオゾンの高度分布および吸収断面積（吸光の程度の指標）の波長依存性と相まって、より短波長ほど高度の高い所からの寄与が大きくなる。そのため、ある程度オゾン高度分布の情報が得られる。これを適用したのが SBUV である（測定波長範囲は 250~340 nm）。一方の TOMS はオゾン全量の観測を目的とし、310 nm よりも長い波長を測定する。この原理に基づくオゾンの観測は 2023 年の現在も GOME-2 (B/C), TROPOMI, OMPS などによって行われている。

2.2 成層圏オゾンの観測

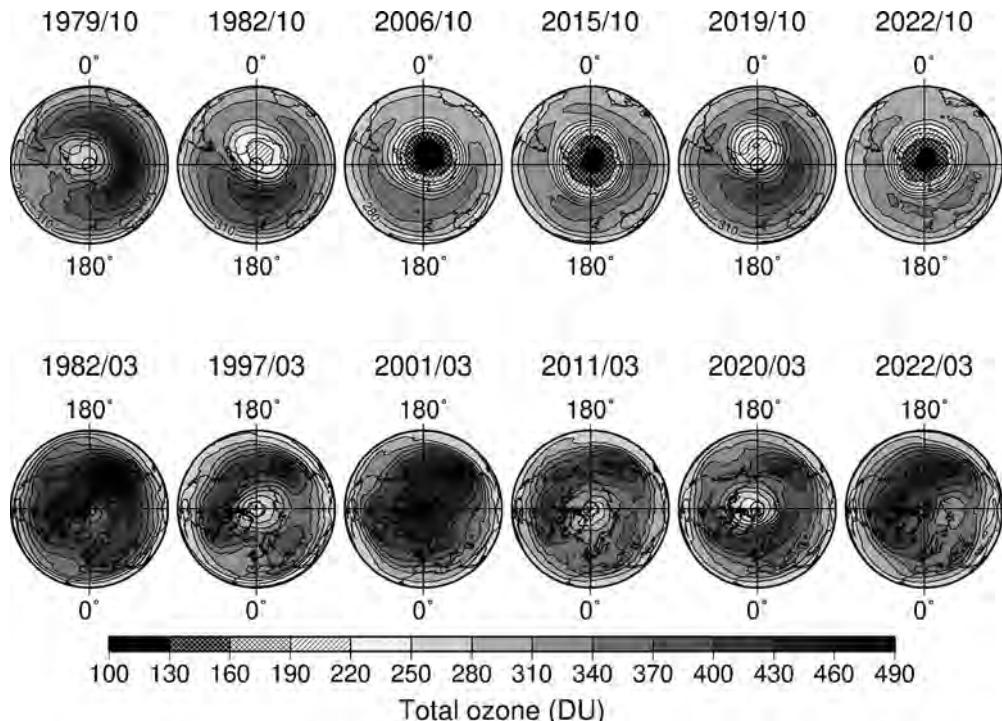


図 2.10 各年 10 月の南極域（上段）および各年 3 月の北極域（下段）におけるオゾン全量

単位はドブソンユニット (DU; 300 が標準状態で 3 mm の厚みになる) で、220 以下の領域（上段のハッチ部分）をオゾンホールと呼ぶ。南極域では、毎年の 9 ～ 10 月に高度 10 ～ 25 km の範囲でオゾン破壊が広がり、高度 20 km 付近ではオゾン濃度がほぼゼロになる場合もある。例えば 2006 年はこれまで最大級の破壊規模となったが、近年でもそれに匹敵する大規模なオゾンホールがみられている。北極域では、南極域に比べて平均的に成層圏気温が高いために 220 DU を下回ることは稀であるが、1997, 2011, 2020 年では月平均値で 220 DU に迫るオゾン破壊がみられた。今後も南極オゾンホールや北極域のオゾン破壊、さらには全球的なオゾン全量の回復傾向をみまもるためにリモートセンシングによるグローバル観測の継続が重要である）

Farman らの論文出版からほぼ 1 年後には南極オゾンホールのメカニズムに関する解釈が例えは Solomon らによってなされた³⁰⁾。この解釈にも衛星観測が重要な役割を果たした。南極冬季に特有の現象として極成層圏雲 (PSCs) が米国の SAM II (Nimbus-7 搭載) によって明らかにされており³¹⁾、この雲粒子表面で生じる反応がオゾンホールの鍵となっている。また、1984 年からは米国の SAGE II が 2005 年までの長きにわたってオゾンなどの観測を行った。このセンサは太陽を光源として衛星から地球の周縁方向を観測するもので、衛星の移動に伴い高度の異なる大気層の可視光の吸収スペクトルを測定し、1 km 程度の高い高度分解能を実現した。また、同じ原理に基づくセンサとして、日本の ILAS および ILAS-II の観測も 1996-97 年および 2003 年に行われた。TOMS や SAGE II などのデータは、オゾンの長期トレンド解析に有効であり、1987 年に採択されたフロンの排出規制に関する「モントリオール議定書」とその後の段階的な排出規制強化の結果として、全球的にも成層圏オゾンの減少傾向が弱まっていることが、これらセンサの観測に基づいて 2010 年までに報告され

ている^{32)～34)}。しかしながら未だに確固たるオゾン全量（北緯90度から南緯60度の範囲）の回復は認められていない³⁵⁾。また2020年に春季北極域で発生した大きなオゾン破壊（図2.10の下段）に代表されるように、その年の気象条件やその時のオゾン破壊にかかる大気化学種（エアロゾルを含む）濃度によっても左右される。こうした背景も踏まえ、毎年9月の国際オゾン委員会（IO₃C）からの報道発表では今後も成層圏オゾンとその破壊に関する物質の連続的なモニタリングの重要性が提唱されている³⁶⁾。

2.3 温室効果ガスおよびその他の大気中微量成分や気温の観測

2.3.1 衛星による温室効果ガスリモートセンシングの意義

昨今、人間活動による二酸化炭素やメタンといった温室効果ガスの大気中濃度の増加や、それに伴う地球温暖化が大きな注目を集めている。人間活動によって放出された温室効果ガスはその全てが大気中に残留するわけではなく、例えば二酸化炭素の場合、人為起源の放出量のうち大気中に残留しているのは約半分であり、残りは植物の光合成や海洋によって吸収されている。光合成や海洋による正味の吸収量は季節・場所によっても異なる上、現状では自然起源の変動に対する知見も不十分である。温室効果ガスの濃度を定常的に測定している地上測定局の数は全球で200局程度で、その多くが欧米や日本といった先進国に集中している。全球規模での温室効果ガス濃度分布の実態把握には、地上測定局の拡大のみならず、衛星リモートセンシングの活用も有効な手段となる。こうして得られた温室効果ガス濃度分布は、その吸収・排出量推定にも利用される（コラム2参照）。

2.3.2 短波長赤外域における温室効果ガスリモートセンシングの原理

気体分子はそのエネルギー準位の遷移に伴いそれぞれの気体分子固有の波長の光を吸収するという性質を有する。このため放射伝達過程における散乱と熱放射を無視すると、光源と観測点における放射輝度の比（透過率）は、その間の光路中に含まれる吸収分子の数に応じて決まる。従って、放射輝度が既知である光源からの光を観測することで、その光路中に存在する吸収分子の数を求めることが可能である。これが短波長赤外域における温室効果ガスリモートセンシングの基本的な原理である。

ただし、この原理を実際の大気にそのまま適用するには問題がある。短波長赤外域では熱放射は無視できても気体分子や雲・エアロゾルによる散乱過程を無視することはできない。特にここで対象とする温室効果ガスは、その主要な吸収・排出源が存在する地表面付近で濃度変動が大きいが、エアロゾルも同様に地表面付近に豊富に存在する。エアロゾルによる散乱でも有効光路長が変動するため、温室効果ガスの量の推定に誤差が生じることとなる。さらに散乱がどこでおき、光路長にどれだけの変化を与えるかは雲・エアロゾルや対象とする気体濃度の高度分布のみならず、地表面反射率にも依存する。

エアロゾルの分布は時間・空間的に変動が大きいため、太陽光を光源とした受動型の観測手法で

は、エアロゾルによる散乱の影響をいかに除去するかが大きな課題となる。酸素は $0.76\text{ }\mu\text{m}$ 帯や $1.27\text{ }\mu\text{m}$ 帯に吸収帯を持ち、その濃度は全球でほぼ一様であるとみなせるため、対象とする温室効果ガスと同時に酸素の量を推定することで、有効光路長を評価し、散乱の影響の補正に用いることがある。

他にも差分吸収ライダー (DIAL) を用いた能動型の観測がある。DIAL では対象とする気体の 1 本の吸収線に着目し、吸収の強い波長と弱い波長の 2 つの波長の光を出すライダーにより同一対象を観測する。両者の信号の比を取ることで、両者に共通の散乱の影響を取り除き、対象気体の吸収の寄与のみからその濃度を推定できる。

温室効果ガスの推定に必要不可欠な気体分子の吸収線の位置・強度などの分光パラメータは HITRAN³⁷⁾ や GEISA³⁸⁾ といったデータベースにまとめられている。吸収線パラメータの精度向上を目的とした研究は現在も数多く進められており、これらのデータベースも数年ごとに改訂されている。

2.3.3 衛星による温室効果ガスリモートセンシングの例

衛星による温室効果ガスリモートセンシングは 21 世紀以降急速に進展をみせている研究分野である。温室効果ガス観測を主目的とする世界初の衛星として、日本の人工衛星 GOSAT³⁹⁾ (Greenhouse Gases Observing SATellite : 愛称「いぶき」) が 2009 年 1 月 23 日に打上げられたのを皮切りに、米国の OCO-2 (2014 年 7 月打上げ)、カナダの GHGSat (2016 年 6 月打上げ、商業衛星)、中国の TanSat (2016 年 12 月打上げ)、欧州の Sentinel-5 P/TROPOMI (2017 年 10 月打上げ) と各国から衛星・センサが次々と打上げられており、さらに今後の打上げに向けた提案・開発なども進められている。また、衛星による温室効果ガスのカラム平均濃度の検証に広く用いられている、地上設置高分解能フーリエ変換分光計による温室効果ガス観測ネットワークである TCCON (Total Carbon Column Observing Network) のサイト数増加や、可搬型のフーリエ変換分光計を用いた観測ネットワーク COCCON (Collaborative Carbon Column Observing Network) の新規構築など、衛星観測のみならず地上観測も拡大を続けている。

衛星・センサごとに温室効果ガスのカラム平均濃度を推定するアルゴリズムの開発・改良が継続的に行われている。推定アルゴリズムにもよるが、推定された温室効果ガスのカラム平均濃度にはバイアス (真値からのずれ) が含まれていることが多く、重回帰分析などによる経験的なバイアス補正手法を開発・適用することで推定結果に含まれるバイアスの低減を図るといった工夫もみられる。

図 2.11 に GOSAT による晴天域の二酸化炭素とメタンのカラム平均濃度の推定結果を示す。緯度時間断面図からは、いずれの気体も季節変動をしながら年々濃度が増加している様子がみてとれる。月別マップからは、7 月に北半球中高緯度の森林上空で光合成活動に伴う二酸化炭素濃度の減少や、10 月に中国南部で水田から放出されたと思われるメタン濃度の増加などの特徴がみてとれる。

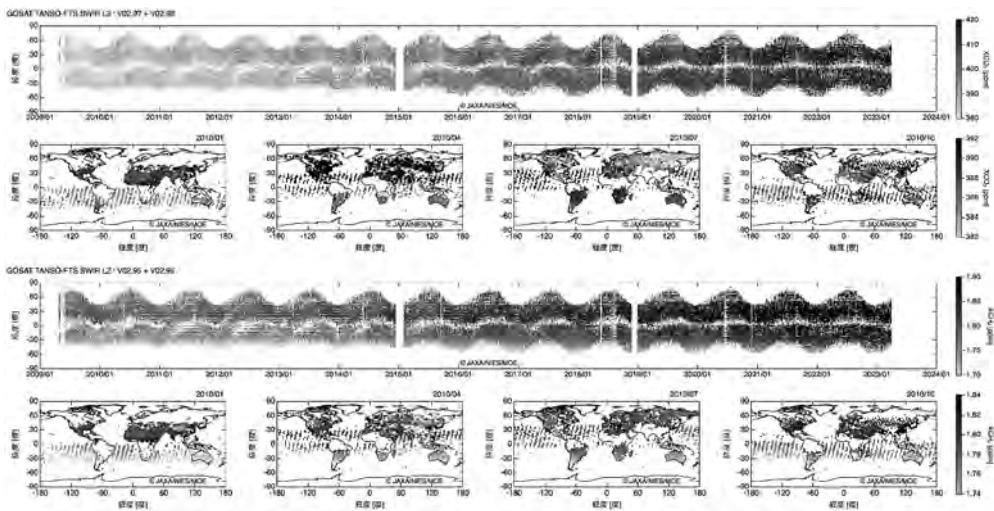


図 2.11 GOSAT の観測から推定された二酸化炭素（上 2 段）とメタン（下 2 段）のカラム平均濃度（バイアス補正済）。各気体の上段は緯度時間断面図、下段は 2010 年 1, 4, 7, 10 月の月別マップを示す（緯度時間断面図と月別マップではスケールが異なる点に注意）

コラム 2：全球炭素吸収・排出量分布の推定

ある地点の二酸化炭素濃度は、全球からの二酸化炭素の吸収・排出と風による輸送の結果として観測される。地球上のある領域における二酸化炭素の吸収（排出）が全球の二酸化炭素濃度に与える応答は風の場から計算できるため、観測された濃度分布の時間変動を満足するような正味の吸収・排出量分布を推定できる。地上測定局の観測空白域において衛星データが得られれば、より不確実性の低い吸収・排出量分布が得られると期待されており、実際、衛星データにより吸収・排出量分布を推定し、地上測定局のデータのみを用いて推定した吸収・排出量分布との違いや、エルニーニョ・南方振動（ENSO）などのイベントに伴う吸収・排出量の変化を示した研究成果が報告されている⁴⁰⁾⁴¹⁾。なお、衛星データに時間・空間依存性のあるバイアスがのこっていると吸収・排出量の推定に大きな誤差をもたらすことから、バイアス補正手法の開発が進められている。

2.3.4 热赤外域リモートセンシングによる大気サウンディング

二酸化炭素、メタンなどの温室効果ガスや、オゾン、一酸化炭素といった大気中微量成分（主に気体成分）、さらに気温の測定には、いわゆる熱赤外と呼ばれる波長領域の赤外線がしばしば用いられる。これは、対象となるほとんどの分子の吸収帯が、地表面を含む地球大気系の温度で放射される赤外線（熱赤外）の波長領域にあるからである。またリモートセンシングの中で、観測対象に向かう視線方向に分布する情報を得ることを一般にサウンディング（その装置をサウンダ）と呼ぶ。この言葉は主に人工衛星から地球を見下ろし、大気成分や気温の鉛直分布を求める下方視観測に用いる場合が多いが、大気を横から透かしてみる周縁観測により、大気成分の水平方向の分布情報を得る場合にも用いられる場合がある。また、ある方向に沿った情報を得るという意味において、気球による大気成

分や気温の鉛直観測もサウンディングと呼ぶことがある。本節では熱赤外リモートセンシングによる大気サウンディングについて解説する。

太陽を光源とした大気の掩蔽観測では、太陽から来る赤外線が大気で吸収された量から、その吸収をした気体の量を求める。この場合、太陽からの赤外線に比べ、大気自身が発する赤外線が弱いため、大気による赤外線の吸収効果のみを考慮すればよく、解析は比較的簡単である。一方、衛星からの温室効果ガス観測などに用いられる下方視観測の場合、大気を透かしてその先にみえる地表面や海面の温度が、大気自身の温度とさほど変わらないため、大気から発せられる赤外線も考慮する必要がある（詳しくは5.5節を参照）。

このように下方視観測では、気体濃度や気温が視線方向にある分布を持っていても、それらの影響の合計値としての赤外線強度しか観測できないが、気体による赤外線の吸収の強さが波長によって異なることを利用して気体濃度の鉛直分布等を算出できる。吸収が強い場合には、衛星からみて大気の上層で吸収が飽和するため、大気下層の影響を受けない。つまり、大気上層の情報のみが得られる。一方、吸収が弱い場合にはより深く、下層大気までの情報が得られる。このように様々な高度の大気情報を得るために、できるだけ多くの波長で観測する必要がある。近年では回折格子やフーリエ干渉型の分光装置を用いて、ある波長帯の連続した強度分布（スペクトル）を得ることが主流となっている。ただし、この観測では、画像センサのように水平方向に面的な情報を得ることは難しく、多くの数点程度の地点について数秒かけて測定し、衛星軌道に沿ってポツリポツリと対象地点を移動していくという観測になる。しかし、軌道に沿った点を集めることで、緯度－高度断面などが得られ、さらにそれらを複数軌道分、あわせることで3次元的な大気の情報が得られる（図2.12）。

一般に等密度の大気を観測する場合、視線方向には指数関数的に透過率が減少し、各深さから得られる情報も単調減少となる。しかし、衛星からの下方視の場合、地球大気の密度が下層に向かってほぼ指数関数的に増加するため、この2つの効果のかけ算の結果、情報の発信源はある深さ（高度）にピークを持つ関数となる。またその深さは気体による吸収強度で決まるため、波長ごとに異なる。こ

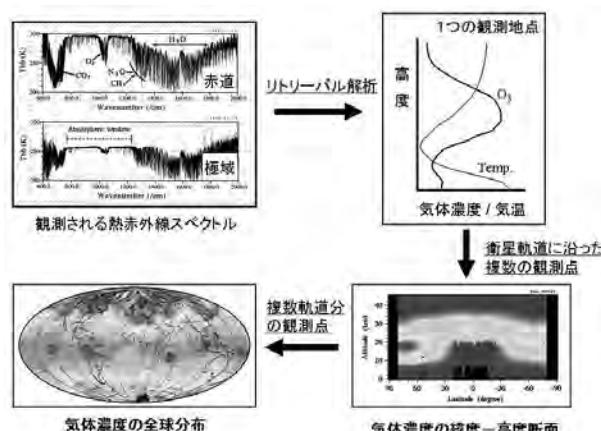


図 2.12 热赤外サウンダによる大気観測の概念図

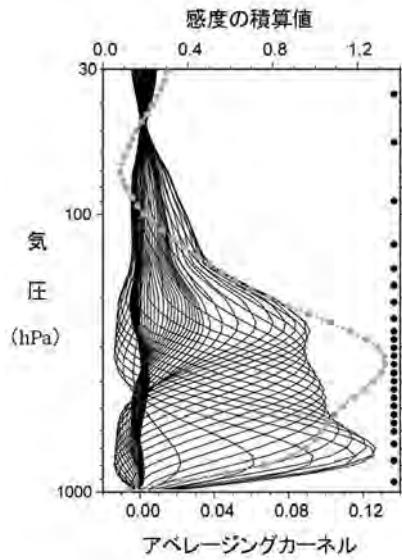


図 2.13 热赤外サウンダによる CO_2 観測におけるアベレージングカーネル（鉛直分解能関数）の例⁴²⁾（黒色の曲線の1本1本が、そのピーク高度における濃度変化がどの程度広がった情報として解析されるか（鉛直分解能）をあらわす。灰色の曲線は各高度における濃度変化に対する感度の積算値をあらわす。右端の黒丸は解析時に想定した大気層の中心高度を示す。この図からは、热赤外サウンダによる CO_2 観測では対流圏において数 km（数 100 hPa）程度の鉛直分解能があるものの、地表付近にはほとんど感度がないことがわかる）

れを利用して、衛星から観測されるある波長の赤外線強度に、特定の高度の気体濃度や気温の変化がどのように影響するかを事前に計算しておくことで、観測データから、気体濃度や気温の高度分布が求められる。このような解析を反転解析（リトリー・パル解析）という。実際の感度の鉛直分布はある幅を持つが、複数の波長を組み合わせた解析の鉛直方向の空間分解能をあらわすのにアベレージングカーネル（鉛直分解能関数）と呼ばれる関数が用いられる。図 2.13 は熱赤外サウンダによる二酸化炭素観測についての関数の例である⁴²⁾。各曲線（黒色）がそれぞれのピークの高度における気体濃度変化に対して、どの程度広がった情報として解析されるかをあらわしている。また、曲線で囲まれた領域の面積の値（灰色の曲線）が、各高度における気体濃度変化に対する感度の積算値をあらわしている。

一般に熱赤外域でのスペクトル強度は、吸収気体の濃度と気温分布で決まる。しかし、二酸化炭素の濃度変動は気温の変動と比べて相対的に小さいため、その吸収帯におけるスペクトル強度変化からは通常、気温の鉛直分布が求められる。1970年代から開始された気象衛星 NOAA 搭載の HIRS による気温と水蒸気量の観測データは広く気象予報に用いられてきた。欧洲の IASI や米国 AIRS, CrIS も、主目的は気象業務への利用であるが、解析方法の工夫により他の微量成分とあわせ、二酸化炭素濃度の解析も可能となってきている。熱赤外サウンダの最大の特徴は、太陽を光源として必要としないため、昼夜を問わず均質なデータが得られることである。

2.4 気象業務におけるリモートセンシングの利用

この分野で最も身近なものはテレビの天気予報番組で放送される静止気象衛星による雲の可視・赤外画像である。日本の「ひまわり」をはじめ、米国、欧州の5つの静止気象衛星で地球全域（以下、全球）の雲画像がほぼ実時間で得られ、日々の天気予報などの気象情報の作成に利用されている⁴³⁾。特に、日本のはるか南海上にある台風の場合、図2.14・15に示すように地上観測では不可能な台風の中心位置・中心気圧・強風半径を、ひまわりの雲画像と台風の平均的構造に関する経験式を用いて解析し、数値予報とあわせて今後の台風の進路予報などに役立てている⁴⁴⁾。

気象庁は全国に展開された地上レーダによる雨や雪からの反射強度をアメダスなどの雨量計の値を用いて補正し、1 km メッシュの1時間降水量分布を10分ごとに作成している（図2.16）。また、これまでの雨域の移動の状態がそのまま先も変化しないと仮定して現在の降水量分布から1時間先までの5分ごとの降水量分布を予測する降水ナウキャスト（雨雲の動き）や、地形による降水の発達・衰弱の効果を取り入れて6時間先までの各1時間降水量を10分ごとに予測する降水短時間予報が作成されている⁴⁵⁾。これらの情報は、防災活動はもちろんのこと、外出する際に傘が必要かどうかの判断にも有効である。



図 2.14 気象衛星ひまわりによる 2023 年 6 月 2 日 6 時の赤外画像⁴⁵⁾（台風 2 号に伴う雲の帯がみえる）



図 2.15 2023 年 6 月 2 日 6 時の地上天気図⁴⁵⁾（台風 2 号の中心気圧は 975 hPa と低い）

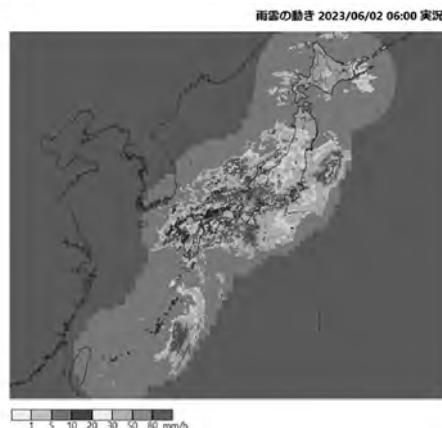


図 2.16 レーダとアメダスの雨量計などを用いて作成された 2023 年 6 月 2 日 6 時の降水量分布⁴⁵⁾

風に乗って動いている雨粒からのドップラーシフトを測定して風速を求めるドップラーレーダは、直径が数 km の低気圧性の渦（メソサイクロン）の検出や、今後の雨域の移動の予測に有用である。羽田や成田などの空港では、ドップラーレーダやドップラーライダーにより風の急変や晴天乱流などを測定し、航空機離発着の安全性に役立てている。なお、気象庁の気象レーダはドップラーレーダまたは二重偏波ドップラーレーダに高度化されている。気象庁は、地上から上空に発射した電波の大気乱流からの反射（ドップラーシフト）を測定して、平均 5 km の高度までの上空の風向・風速を 24 時間連続観測できるウインドプロファイラを全国 33 箇所に展開している。ウインドプロファイラは湿度が高い時ほど風向・風速を観測しやすいことから、湿った空気の流れを捉えるのに都合がよく、数時間先の大気予測の精度向上に寄与している。

現在の天気予報は、物理法則を用いて将来の気温、気圧、湿度、風向・風速などの大気の状態を 3 次元格子ごとに数値としてあらわす数値予報を基礎としている。数値予報を行うためには、初期値としての観測データが格子ごとに必要である。例えば、気象庁の全球数値予報モデルでは、水平格子間隔は 20 km で、高さ方向は地上から 0.01 hPa までを 128 層に区切って、11 日先までの予報を行っている。このための初期値として、世界各地における地上、船舶、高層、航空機による気温、気圧、湿度、風向・風速の直接観測データや、静止気象衛星による雲画像の移動から推定された上空の風向・風速、極軌道衛星搭載の赤外・マイクロ波サウンダから算出された気温（図 2.17）、水蒸気の鉛直分布、マイクロ波放射計による降水量、マイクロ波散乱計による海上風（図 2.18）などの多くのリモートセンシングデータが利用されている⁴⁴⁾。なお、最近ではハイパースペクトル赤外サウンダなどによって測定された輝度温度そのものを数値予報に取り込んでいる⁴⁸⁾。

しかし、これらの観測データを用いても全球 3 次元格子の初期値を全て得ることはできないので、6 時間前に予想された数値予報のデータも初期値として用いている。観測データが得られた格子ではその観測データで予報データを修正して初期値を作成している。このような手法を 4 次元データ同化と呼んでいる。