

大気中の光の散乱・吸収

等 松 隆 夫*

1. ま え が き

地表において天体の光学的観測をおこなう場合常に科学者の頭を悩ますものの一つに地球大気による光のじょう乱がある。われわれは水銀柱にして 760 mmHg, 大気分子数にして 1 cm^2 気柱あたり 2.5×10^{26} 個の大気の底にあるから, この大気による光の吸収・散乱の影響を考慮しなければならない。

大気による障害は大別して3種類あげることができる。すなわち (1) 大気による吸収・散乱にともなう天体光の減光, (2) 散乱光, 大気自体の放射による混光, および (3) 大気の密度乱流による解像力の低下 (かげろう) である。いわゆるバルーン高度 (30~40 km) で天体の観測をおこなった場合, これらの障害がどの程度まで改善されるかが興味ある点である。

ごく全般的な立場からすると, 大気による障害が観測点上空の大気量に比例して良くなるとすれば, 高度 30 および 40 km では大気圧はそれぞれ 8.89 および 2.25 mmHg となるから, 観測条件としては大気に関する限り 100 倍程度改善されるはずである。もちろん後述するように, バルーン利用による観測精度の改善は個々の種目で相当異なるので一概に論ずることはできない。

ここで扱う電磁波の範囲としては波長 2000 \AA ~数 10μ の範囲である。波長 1200 \AA ~ 2000 \AA の中間紫外線は高度 80~110 km の酸素分子によってほとんど完全に吸収されてしまいバルーン高度では問題にならない。また波長 1200 \AA 以下の極端紫外線・軟 X 線も電離層内で完全に吸収されてしまうので興味の対象外である。

2. 大気による光の吸収

大気による光の吸収は種々の原因によっておこるが大別して次の三種がある。

- (i) 主構成分子 (O_2 , N_2 , A) によるレーリー散乱,
- (ii) オゾン・炭酸ガス・水蒸気・メタン (および酸素分子) など副構成分子による吸収,
- (iii) 塵埃・水滴・エアロゾルなどによる吸収・散乱

減光作用を表現する場合, 吸光係数 (σ) あるいは減光係数 (β) が用いられる。光が単位気柱あたり N 個 / cm^2 の気層を通過した場合, 良く知られているように

$$I = I_0 \exp(-\sigma N) = I_0 \exp(-\beta l), \quad (1)$$

の関係がある。ここに I_0 および I はそれぞれ気層通過前後の光の強度, また l は 1 NTP に換算した気柱の長さである。一般に

$$\beta = 2.688 \times 10^{19} \sigma \quad (2)$$

* 東大理学部地球物理研究施設

の関係があり、 β , σ ともに波長の関数である。各種の減光源が混在している場合には、それぞれの吸光係数と量を σ_i , N_i であらわして

$$I = I_0 \exp(-\sum_i \sigma_i N_i) \quad (3)$$

となる。また σN のことを光学的厚み (Optical thickness) とよび τ であらわすこともある。

(i) レーリー散乱 (分子散乱)

$\lambda = 2000 \sim 10000 \text{ \AA}$ の範囲で

$$\beta_R(\lambda) = 10^{-8} (1.808 - 2.939 \lambda + 3.022 \lambda^2) / \lambda^4 \text{ cm}^{-1} \quad (4)$$

ただし λ は μ 単位であらわした波長,

となり、可視部ではいわゆる λ^{-4} 法則が近似的に成立する。

(ii) オゾンによる吸収

$\lambda = 2000 \sim 3000$ におけるハートレー帯連続吸収, 可視部チャピウス帯連続吸収, 赤外域では 4.7μ , 9.6μ および 14μ 付近の吸収帯がある。

紫外部の吸収については、 $\lambda = 2800 \sim 3200 \text{ \AA}$ では (6)

$$\beta_{O_2}(\lambda) = 25.44 - 81.62 \lambda(\mu) \quad (5)$$

なる実験式がある。 $\lambda < 2800 \text{ \AA}$ では実験値が用いられる。

(iii) その他の散乱・吸収因子

水滴・エロゾル・塵埃による散乱・吸収は、いわゆる Mie 散乱など複雑で気象条件に

第1表 平均大気的光学的深さ (地表)

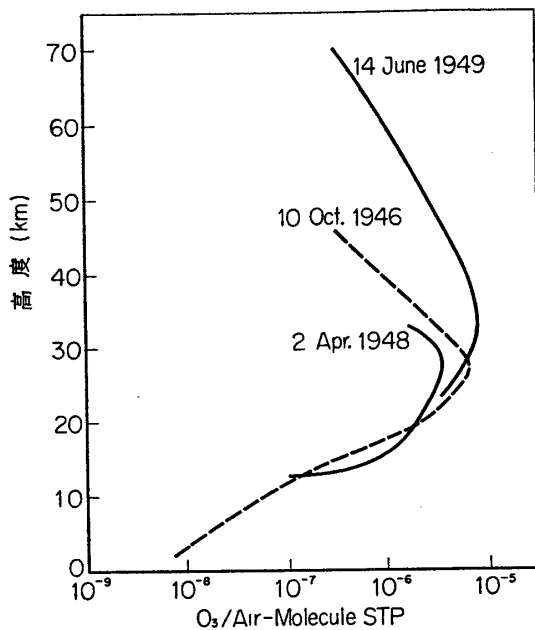
波長 (ミクロン)	レーリー散乱 (1気圧あたり)	水蒸気 (1cm 降水量あたり)	オゾン (3mm NTPあたり)	塵埃・その他 (晴天時)	計
0.20	7.26	—	—	0.24	20
0.22	4.68	—	19	0.21	27
0.24	3.16	—	65	0.19	68
0.26	2.21	—	88	0.17	89
0.28	1.606	—	36	0.157	38
0.30	1.194	—	3.2	0.143	4.5
0.32	0.908	—	0.25	0.132	1.30
0.34	0.702	0.010	0.02	0.122	0.84
0.36	0.552	0.006	0.00	0.113	0.67
0.38	0.441	0.0044	0.00	0.106	0.55
0.40	0.356	0.0040	0.00	0.099	0.46
0.50	0.142	0.0025	0.012	0.074	0.23
0.60	0.0675	0.0020	0.044	0.058	0.17
0.70	0.0361	0.0014	0.008	0.048	0.093
0.80	0.0211	0.0012	0.001	0.040	0.063
1.00	0.0086	0.0010	0.00	0.030	0.040
2.00	5.3×10^{-4}	—	—	0.012	0.013
3.00	1.0×10^{-4}	—	—	0.007	0.007
4.00	3.3×10^{-5}	—	—	0.005	0.005

支配されて著しく変化する

第 1 表は平均状態の大気各減光因子による光学的厚みをかかげた。

3. 中間紫外領域の透過度

第 1 表で分るように $\lambda=2000\sim 3000 \text{ \AA}$ の大気の透過度はオゾン吸収によって支配される。オゾンの高度分布は、緯度・季節で非常に異なるが、おおむね第 1 図に示したように高度 30 km 付近に最大値 (10^{12} cm^{-3} 程度) を持ち、単位気柱あたりの量は $7 \times 10^{18} / \text{cm}^2 \cdot \text{column}$, STP 換算 3mm 程度である。第 2 表は中間紫外域のオゾン吸光係数と高度 0.30 および 40 km における光学的厚みを示した [2] 高度 40 km まで上昇すれば $\lambda=2000\sim 2400 \text{ \AA}$, $\lambda=2700\sim 3000 \text{ \AA}$ において中間紫外域の観測が可能になることが分る。特に興味ある問題として、太陽彩層スペクトル Mg II 2796-2803 \AA 二重線の測定などが可能となる。またこの波長領域における昼間大気光、たとえば No の γ バンド, O_2 シューマンルンゲバンドの観測も可能であろう。



第 1 図 オゾン密度の高度分布 [1]

第 2 表 紫外領域におけるオゾンの吸光係数と光学的深さ

波長 (\AA)	$\sigma_{\text{O}_2} (\lambda) (\text{cm}^2)$	$\tau_{\text{O}_2} (0)$	$\tau_{\text{O}_2} (30)$	$\tau_{\text{O}_2} (40)$
2000	1.62×10^{-19}	11	0.56	0.051
2100	2.70×10^{-19}	18	0.94	0.085
2200	8.59×10^{-19}	58	3.0	0.27
2300	2.23×10^{-18}	150	7.8	0.71
2400	4.00×10^{-18}	269	14	1.3
2500	5.45×10^{-18}	303	19	1.7
2600	5.45×10^{-18}	303	19	1.7
2700	3.85×10^{-18}	259	13	1.2
2800	1.87×10^{-18}	126	6.5	0.59
2900	7.36×10^{-19}	50	2.6	0.23
3000	2.45×10^{-19}	17	0.85	0.077

4. 散乱光の問題

地上観測で問題となるレーリー散乱による混光がある。昼間においては、コロナ、昼間大気光などの測定上常に障害となるものの一つである。大気による散乱の問題はそれ自体気象光学上の一部門として厳密な理論があるが [1] 実用的な立場からは、散乱光の強度は光学的厚みに比例すると考えて十分である。すなわち昼間の観測において、散乱光は高度 30~40 km まで上昇することによって 1/100 程度にすることができる。このことは、地上で不可能なコロナ内縁の測定や大気光の観測を可能ならしめることになる。夜間においても、黄

道光・対日照・夜光などの面光源の観測については、散乱光の補正がいつもまつわりつくから、[3] バルーン高度において測定すれば正確な資料を得ることができる。

5. 赤外域の観測について

惑星大気の測定にバルーンを利用することは意義がある。惑星大気スペクトルは赤外域に多くの分子帯を持つから、 H_2O 、 O_3 、 CO_2 などの吸収の少ない高度で良好なスペクトルを得ることが重要である。ちなみに赤外域における地表におけるスペクトルの窓の位置は以下のような領域である [4], [7] (単位 μ)

0.9~1.1, 1.2~1.3, 1.5~1.7, 2.1~2.5, 3.5~4.1, 4.6~4.9.

6. バルーンによる実行可能なる実験例

以下他の著者の記述と重複する可能性もあるが、光の散乱、吸収の立場からみた光学測定種目を例示する。

- (i) 紫外分光によるオゾン密度測定, 特にオゾン層上部について
- (ii) 大気光の分光測光, 昼間の, 6300 Å, NO の γ バンドその他
- (iii) 太陽彩層線 2790 Å 線の微細構造の測定
- (iv) 内部コロナの測定
- (v) 黄道光・対日照の測定, 夜間大気光, 特に OH 赤外帯などの観測
- (vi) 赤外域における惑星大気スペクトル.

参 考 文 献

- [1] Hulst, H. C.: van de, Scattering in the atmospheres of the earth and the planets, The atmosphere of the earth and planets, 1948, p. 49 Univ. Chicago Press.
- [2] Watanabe, K.: Advances in Geophysics, Academic Press, London & New York, 1958, p. 153
- [3] Roach, F. E.: IQSY Instruction Manual No. 5, Airglow, IQSY Committee, 6 Cornwall Terrace, London NW1
- [4] Nawrocki, P. J. and Papa, R.: Atmospheric Processes, Prentice Hall Inc. New Jersey, 1963.
- [5] Johnson, F. S.: et al., J. G. R. **56**, p. 583, 1951, **57**, p. 157; 1952.
- [6] Allen: C. W. Astrophysical Quantities, Univ. London, Athlone Press, 1954.
- [7] 吉永 弘: ミリ波と赤外線, オーム社, 1962.