

火星現象論: 火星大気の温度場

地球流体電脳倶楽部

1996 年 12 月 12 日

目次

1	火星大気の温度の観測方法	2
2	火星大気の温度構造 (観測結果)	3
3	火星大気の温度構造 (模式図)	10
4	Appendix 気温の鉛直構造: $T(z)$ の決定法の骨子	12
5	参考文献	13

Abstract

火星の温度分布を概観する.

1 火星大気の温度の観測方法

- バイキング着陸船による温度の観測

着陸船に取り付けられた温度センサー(熱伝対)により地表面気温ならびに気温の鉛直構造を測定した。地表面気温は着陸船から上方向に0.7m(地表面から1.6m上), 水平方向に0.3m離れた点で測定した。(温度センサーを取り付けた arm を伸ばして観測を行った。) 気温の鉛直構造は着陸船が落下する際測定した。(Hess et al,1977)

- バイキング周回船による温度の観測

周回船は大気上端から出る4つの波長帯における上向き放射を観測した。この観測結果から火星大気の高高度における温度を求めることができる。つまり、観測から求めた上向き放射量を放射伝達方程式に入れて、温度 $T(z)$ について解けば良い。¹ 用いた4つの波長帯は次のとおり。(Martin,1979)

- 15 μ m 帯

CO₂ の吸収帯なので、この帯域の観測により各高度における気温を知ることができる。

- 9 μ m 帯

silicate の吸収帯なので、この帯域の観測によりダストの効果を知らることができる。(ダストは silicate であると考えられている。)

- 7 μ m 帯と 20 μ m 帯

silicate の吸収帯からはずれているので、この帯域の放射は全て地表からやって来ると考えられる。よってこの帯域から求められた輝度温度は地表面温度と見なすことができる。

火星の放射場の図(横軸に周波数, 縦軸に放射エネルギーをとった図)をまだ見つけることができない。もし見つけた人がいたら知らせて欲しい。

- 地表面温度の観測

地表面温度は1976年9月11日から9月24日にかけてバイキング1号によって観測された。この期間は L_s にすると $L_s = 120^\circ \sim 125^\circ$ (南半球の冬)にあたる。この期間は周回船の軌道は非同期軌道であり、主に南半球が広く見える軌道をとっていた。(近火点高度: 1500km, 遠火点高度: 32000km) この時期の軌道のおおよその形を図1下図に示す。周回船が1周すると真下の地点の経度は 30° ずれる。

この期間における周回船からの視野の例を図1上図に示す。これは周回船が近火点の2.2時間前の位置にいるときの視野である。この図では緯線と経線

¹Appendix 参照

がそれぞれ 15° おきに引かれている. 図の中で shade された領域は夜の部分である. この図には $7\mu\text{m}$ 帯の放射観測の時の scanning pattern も重ねて示されている. 周回船が放射観測する時は放射観測計を実線に沿って scan させ, \angle 印の点でシャッターを切る. (シャッターを切る間隔は 4.48 秒である) (Kieffer et al,1977)

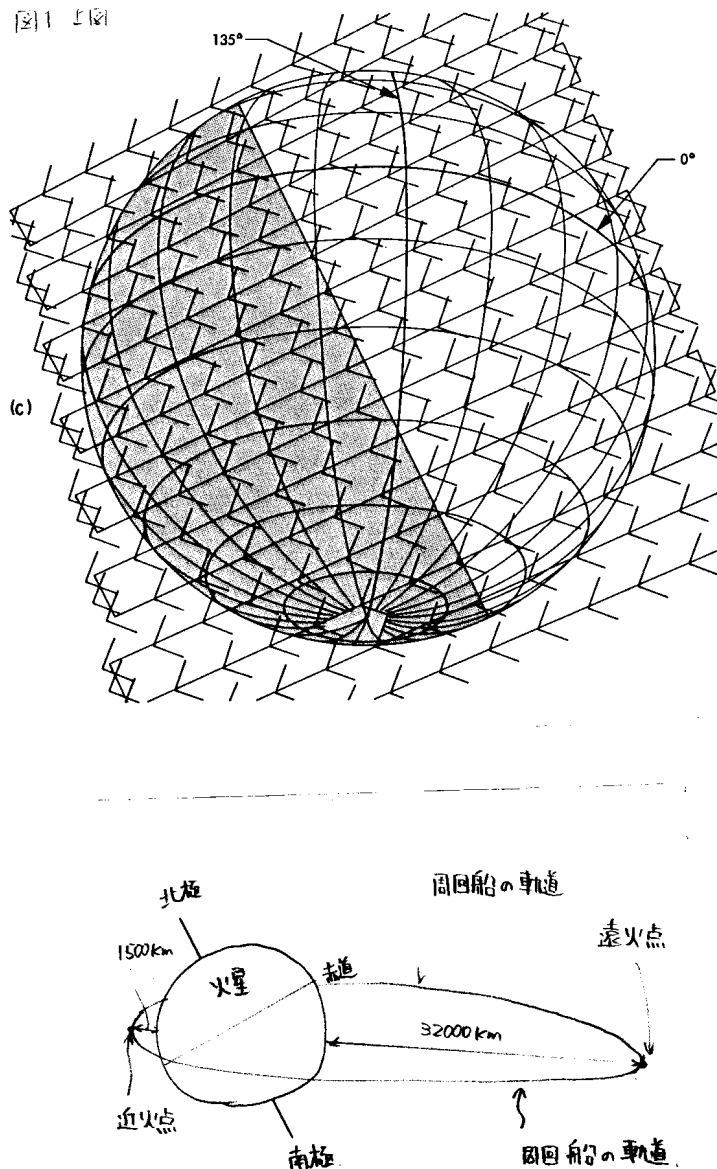


図1 周回船からの視野 (上図: Kieffer et al(1977), fig 3) と周回船の軌道

2 火星大気の温度構造 (観測結果)

- 気温の日変化

図2上図はバイキング1号(1976年)による気温の観測結果である。観測地点は(22.4°N, 48.0°W)である。図2の横軸はlocal timeで時間をあらわしており、縦軸は地表面気温をあらわしている。この図には $L_s = 108^\circ$ と $L_s = 121^\circ$ のデータが示してある。これらはそれぞれバイキング1号が着陸してから4日目と43日目に対応する。図2下図はバイキング2号による気温の観測結果である。観測地点は(47.9°N, 225.8°W)である。この図には $L_s = 123^\circ$ と $L_s = 138^\circ$ と $L_s = 141^\circ$ のデータが示してある。これらはそれぞれバイキング2号が着陸してから1日目と45日目と55日目に対応する。これらはいずれも北半球の夏の時期である。気温は1日で約50K変化し、日数が経過しても、日変化のパターンはほとんど変化していない。(Hess et al,1977)

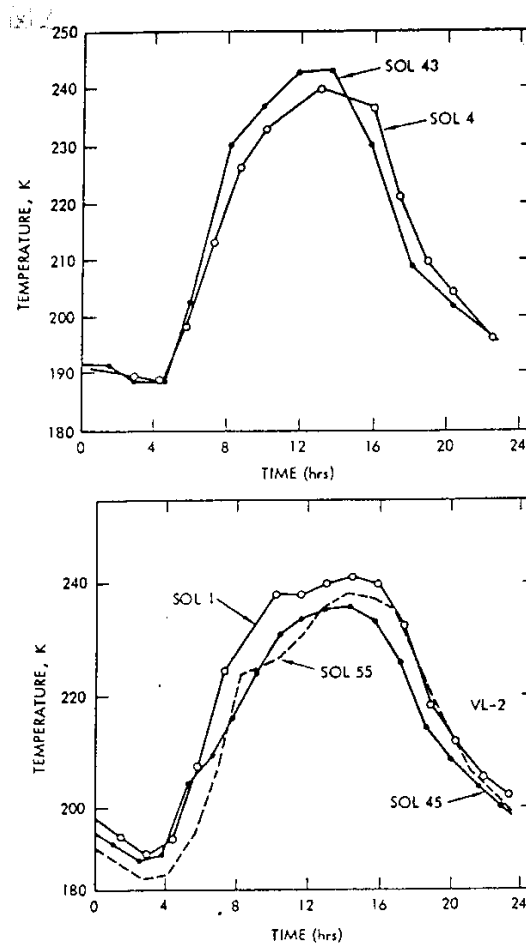


図2 地表面気圧の日変化 (Hess et al(1977), fig 6)

● 鉛直温度構造

図3はバイキング着陸船が火星の大気圏に突入した時に観測した温度の鉛直構造である。図3の横軸は気温(絶対温度)をあらわしたものであり、縦軸は高さ(Km)をあらわしたものである。左側の曲線がバイキング1号による観測結果(1976年7月20日)で、右側の曲線がバイキング2号による観測結果(1976年9月3日)である。図中Aというラベルがついた曲線はCO₂の乾燥断熱減率を表す。(“CO₂の物性”参照)図中Cというラベルがついた曲線はCO₂の凝結温度を表す。この図で読み取れるのは次の2点である。

- 40kmよりも上空では不規則な変動がある。Leovy(1979)によると、これは潮汐波によるものと考えられているらしい。(潮汐の計算例はZurek(1976))
- 15kmよりも下層では火星大気温度減率は放射対流平衡の計算から予想される値よりも緩やかになっている。これは大気中にあるダストが太陽光を吸収して大気を加熱する効果が原因であると考えられている。(鉛直温度構造がダストと循環により影響を受けるという議論はマーズ5号による観測結果をもとに、Gierasch,Goody(1968)によってなされている。)

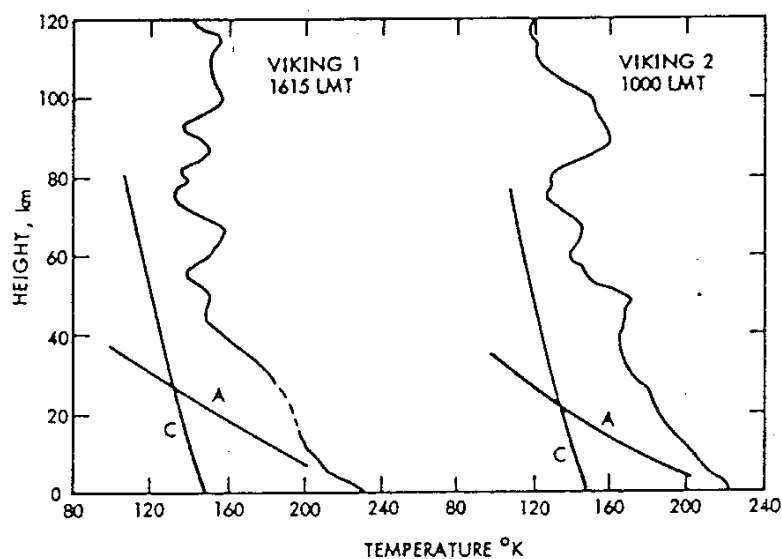


図3 気温の鉛直構造 (Leovy(1979), fig 2)

- 温度の子午面断面

図4はバイキング周回船の観測をもとにして作った温度の子午面断面図である。この図の横軸は緯度をあらわしており、縦軸は高さを気圧であらわしてある。図の右側には対応するおよその高さも示されている。観測時期は $L_s = 43^\circ \sim 54^\circ$ (北半球の夏の初め頃) である。この図の特徴をまとめると次のようになる。

- 北半球の温度は水平方向にほぼ一様である。
- 南半球の極域の下層 (1mb 以下) には激しい温度勾配が存在する。これは極冠と極冠でない所で約 30K の温度差があるためである。つまり、南極域は極冠に覆われており、その温度は 150K 程度 (CO_2 の凝結温度) であるのに対して、極冠でない地帯は地表面温度が 180K 程度になっているためである。
- 南半球の極域の上空には高温域がある。
これは冬半球 (この場合は南半球) の上空で下降流域になっているためと Leovy(1979) は考えている。

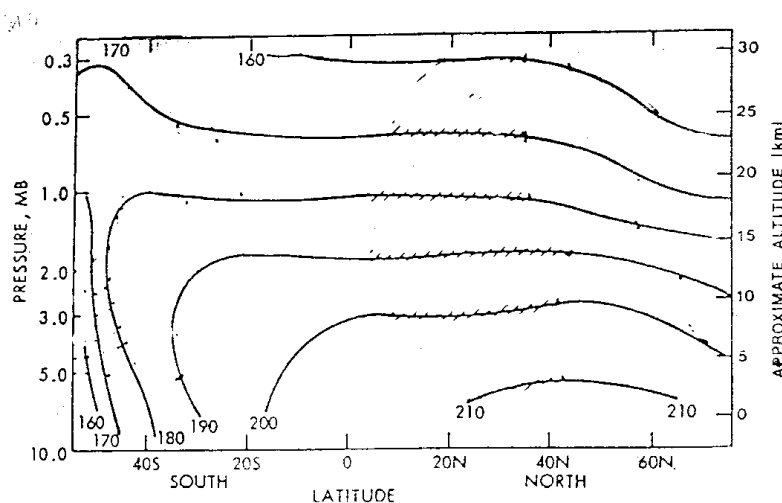


図4 気温の子午面断面図 (Leovy(1979), fig 3)

- 地表面温度

図5は $L_s = 120^\circ \sim 125^\circ$ (南半球の冬) における地表面温度の日変化の緯度分布である. この図は 7μ 帯での輝度温度観測結果から作成した. データは緯度, 経度ごとに得られるが, 日変化成分を取り出すために経度を local time に直し, 同じ緯度, local time を持ったデータを平均し, 緯度-local time の面上にプロットしたものが図5である. 7μ 帯はダストの効果をほとんど受けないと考えられるので, これは地表面温度と見てよい. この図から次の2つのことがわかる.

- 赤道付近での表面温度の日変化は約 100k である.
- 50°S より南側では表面温度は 150K よりも低い. 7μ 帯では 150k よりも低い温度は測れない (精度が落ちるらしい) のでこの図には 150K 以下の温度は示されていない. 地表面温度が 150K よりも低い領域は極冠であると考えられている.

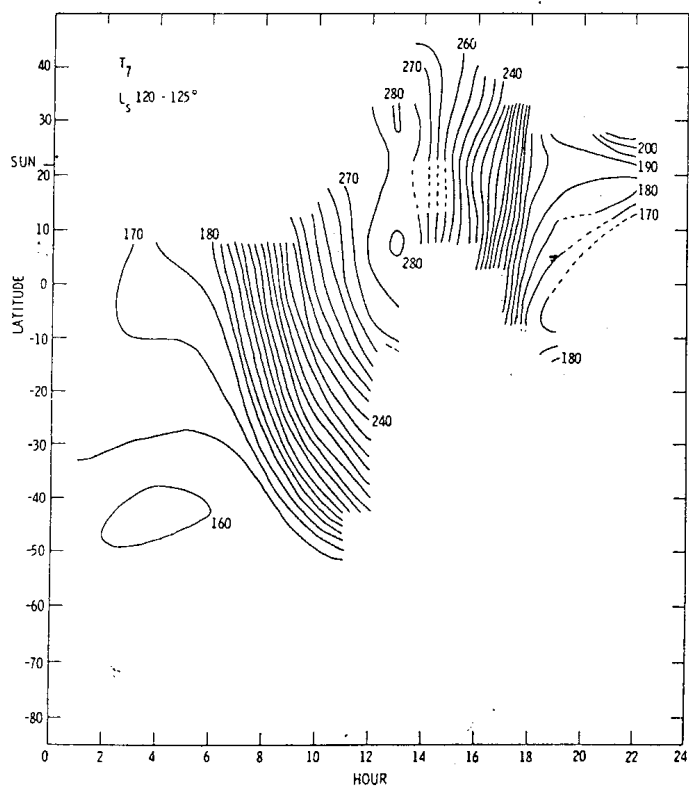


図5 地表面温度の分布 (Martin et al(1979), fig 3)

- 極域上空の温度

バイキング1号と2号の $15\mu\text{m}$ 帯の観測結果から図6を得た. この図に示されているのは高度25kmにピークを持つ重み関数に対応する気温である. だいたい高度25km付近(対流圏上部と考えられる)の気温と考えてよい. 図の横軸は緯度を表し, 縦軸は気温を絶対温度で表している. 図6にはAからEまでの5つの観測例が示してある.

- 観測結果 A

$L_s = 264^\circ$ における観測結果. dust storm の前の時期である.

- 観測結果 B

$L_s = 274^\circ$ における観測結果. dust storm の期間中である.

- 観測結果 C

$L_s = 281^\circ$ における観測結果. dust storm の期間中である.

- 観測結果 D

$L_s = 285^\circ$ における観測結果. dust storm の期間中である.

- 観測結果 E

$L_s = 292^\circ$ における観測結果. dust storm の期間中である.

それぞれの結果に示されている温度幅は同じ緯度での気温の差を示している. この気温差は昼側と夜側の気温差と考えることができる. しかし, 極夜の領域は日射の当る経度帯が無いにもかかわらず, 同じ緯度帯でも経度方向の温度差が存在している. (65°N よりも北では極夜になっている.) 極夜の領域では傾圧波 (baroclinic wave) の存在による温度の経度方向の変動が気温差の原因であると考えられる. (Martin and Kieffer, 1979)

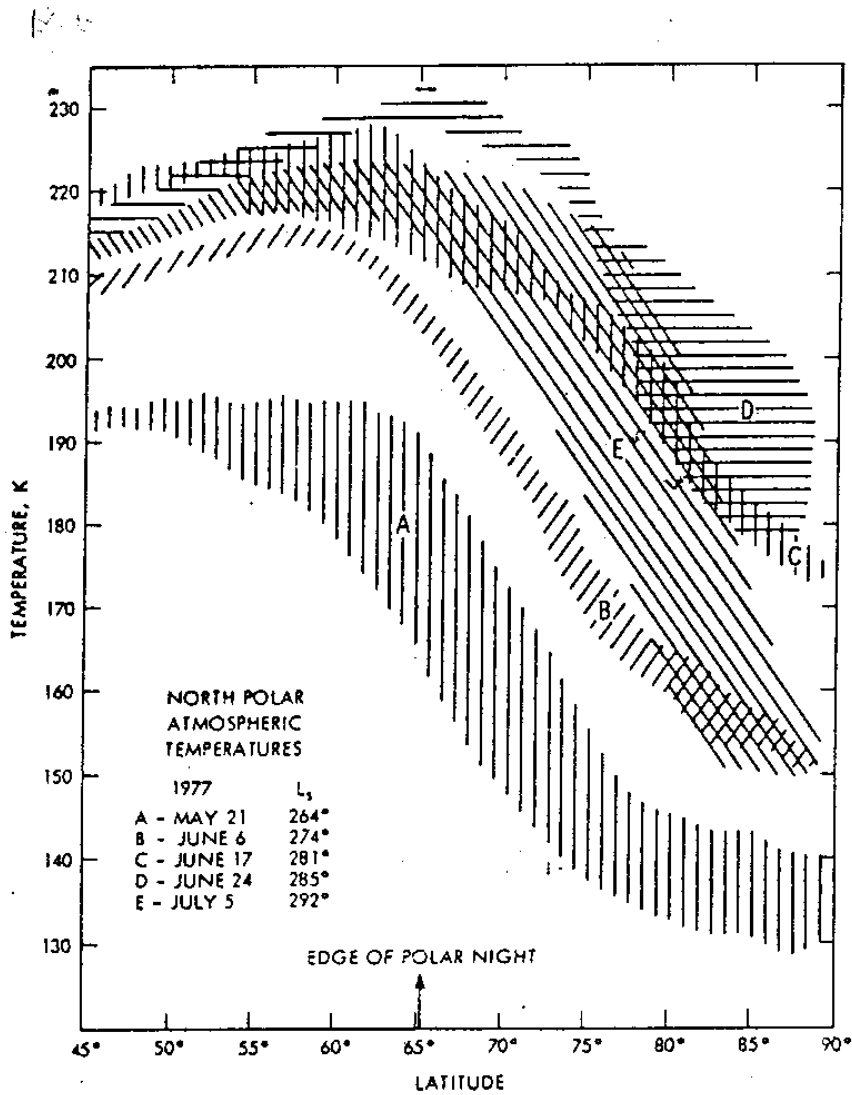


図6 極域上空の気温 (Martin, Kieffer(1979), fig 3)

3 火星大気の温度構造 (模式図)

- 大気の鉛直構造

鉛直温度構造の違いから, 大気は鉛直方向に分類されている. 以下は Carr(1996) による分類である (図 7 参照).

- 地表から 45 km 付近までを「下層大気」, 45 ~ 110 km 付近までを「中層大気 (中間圏)」, それより上層を「上層大気 (熱圏)」と呼ぶ.
- 下層大気では地球の対流圏のように高度とともに温度が低下する. この領域では主に地表からの熱輸送がその構造を決めるのに支配的.
- 中層大気ではさらに温度は低下する. ここでは CO_2 による放射の吸収・射出が支配的.
- 上層大気領域では温度は高度とともに上昇する. ここでは大気分子による紫外線の吸収が重要になってくる. また太陽活動の影響を受けるようになる (図 7, 上層の点線).
- 高度 125 km 付近で等質圏界面 (homopause). これより上空で大気分子は拡散分離し始める. さらに上空には外気圏 (exosphere) があり, 大気は非常に薄いので分子や原子は火星から脱出できるようになる.
- 地球の成層圏のような安定層がない. 十分な量の O_3 がいないためである.

ダストストームが発生すると, 温度構造は大きく変化する.

- ダスト自体が太陽光を吸収し発熱するので, 地表からの熱輸送は重要でなくなり大気はより等温になる (図 7, 下層大気の点線).
- ちなみに光学的厚さは通常 0.3~0.6 であるが, ダストストーム時には最大 5 まで増加する.

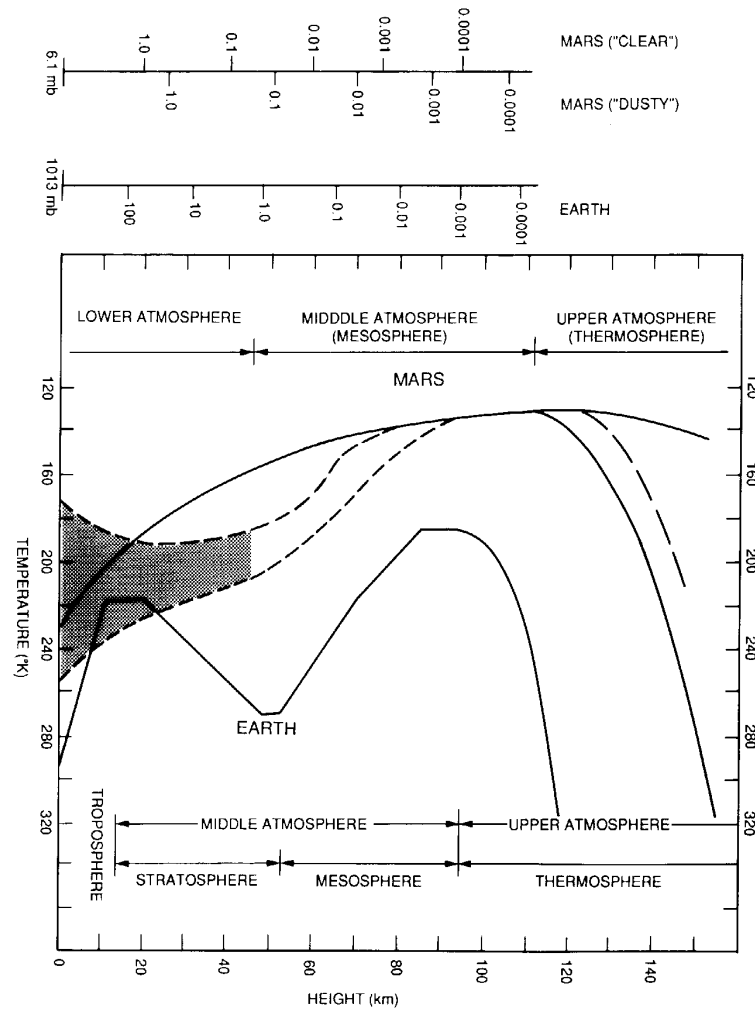


図7 火星と地球の大気鉛直構造の模式図 (Zurek, 1992; Carr, 1996, 図 1-3)

4 Appendix 気温の鉛直構造: $T(z)$ の決定法の骨子

たとえば火星大気が非散乱, LTE 大気であるとする. また火星大気が平行平面大気であるとする. この場合には次のようにして $T(z)$ を求めることができる. 上向き放射の放射伝達方程式積分形は

$$I_{15}(z, \mu) = I_{15}(0, \mu) \mathcal{T}_{15}(z, 0, \mu) + \int_0^z \frac{k_{15}^a \rho(z')}{\mu} B_{15}(T(z')) \mathcal{T}_{15}(z, z'; \mu) dz'$$

という形に書ける. ただし,

$I_{15}(z, \mu)$: 15μ 帯における, 高さ z において, 図 8 のような方向に進む単位断面積当り単位時間当たり, 単位立体角当たり, 15μ 帯における単位振動数当りの放射エネルギー. これを放射輝度という. ただし $\mu = \cos \theta$ (θ は天頂角) とおいた.

k_{15}^a : 15μ 帯における質量吸収係数

$\mathcal{T}_{15}(z_1, z_2, \mu) \equiv \exp(-\frac{1}{\mu} \int_{z_2}^{z_1} k_{15}^a \rho dz')$: 15μ 帯における z_1 から z_2 までの透過関数. ただし $\rho(z')$ は吸収物質の密度 (単位体積中に含まれる吸収物質の質量) である.

観測からは大気上端から出る $I_{15}(z, \mu)$ が得られるので, これから上の放射伝達方程式をインヴァージョンで解いて $T(z)$ を求める.

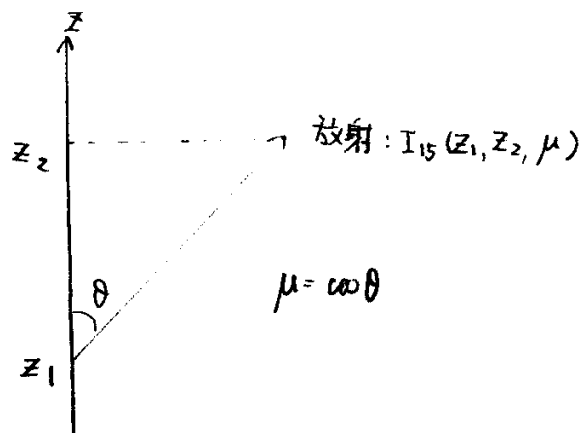


図 8 z 座標と θ の定義

5 参考文献

- 会田勝, 1982: 大気と放射過程, 東京堂出版.
- Carr, M.H., 1996: *Water on Mars*, Oxford Univ. Press, 229pp.
- Hess, S.L. *et al.*, 1977: Meteorological results from the surface of Mars: Viking 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4559-4574.
- Kieffer, H.H. *et al.*, 1977: Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4249-4290.
- Leovy, C.B., 1979: Martian Meteorology, *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, **17**, 387-413.
- Martin, T.Z. *et al.*, 1979: Thermal infrared properties of the Martian atmosphere 1. Global behavior at 7,8,11 and 20- μm , *J. Geophys. Res.*, **84**, 2830-2842.
- Martin, T.Z. and Kieffer, H.H., 1979: Thermal infrared properties of the Martian atmosphere 2. The 15- μm band measurements, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2843-2852.
- Zurek, R.W., 1992: Comparative aspects of climate of Mars. *Mars* (Kieffer, H.H. *et al.*, eds.), University of Arizona Press, Tucson, pp.799-817

謝辞

本稿は 1989 年から 1993 年に東京大学地球惑星物理学科で行われていた, 流体理論セミナー, 及び 1996 年に行われていた固体火星セミナーでのセミナーノートがもとになっている. 原作版は石渡正樹による「火星現象論」(1989/05/19)であり, 林祥介によって地球流体電脳倶楽部版「火星現象論」として書き直された(1996/06/23). その後小高正嗣によって加筆修正された(1996/12/12). 構成とデバッグに協力してくれたセミナー参加者のすべてにも感謝しなければならない. 本資源は著作者の諸権利に抵触しない(迷惑をかけない)限りにおいて自由に利用していただいて構わない. なお, 利用する際には今一度自ら内容を確認することを願う(無保証無責任原則).

本資源に含まれる元資源提供者(図等の版元等を含む)からは, 直接的な形でのWEB上での著作権または使用許諾を得ていない場合があるが, 勝手ながら, 「未来の教育」のための実験という学術目的であることをご理解いただけるものと信じ, 学術標準の引用手順を守ることで諸手続きを略させていただきます. 本資源の利用

者には, この点を理解の上, 注意して扱っていただけるようお願いする. 万一, 不都合のある場合には

dcstaff@gfd-dennou.org

まで連絡していただければ幸いである.