

5.4 研究トピックス

(1) 火星南極冠

火星の極冠は観測しにくい位置に在るとはいえ、その生長過程を見た人は誰もいません。いくつもの探査機が火星を観測していますが、その探査機ですら極冠の生長過程を見ていません。極冠が見えるのは極冠が最大に達しとけ始める頃からです。南極冠は南半球の春分あるいはその少し前から地上観測にかかるようになります。早春の頃の南極冠は南極点を中心にして南緯 60 度辺りまで緯線に平行に広がっています。南極冠の縁は早春から後退を始め、中春になりますと後退速度は経度により差がでてきます。経度 0 から 90 度辺りでは後退速度が遅く、その反対側の 180 度から 270 度辺りでは後退速度が速くなっています。即ち南極冠の中心は極点からずれてきます。夏至頃になりますと、極冠の後退は止まり永久極冠のみとなります。西経 240 度付近では極冠は極点付近まで後退しています。一方、北極冠は極点を中心にはほぼ同心円的に後退します。北極の永久極冠の中心はほぼ極点と一致しています。南極冠の後退速度が経度により差が出てくるのは南極地方の地形の影響によるものと思われます。

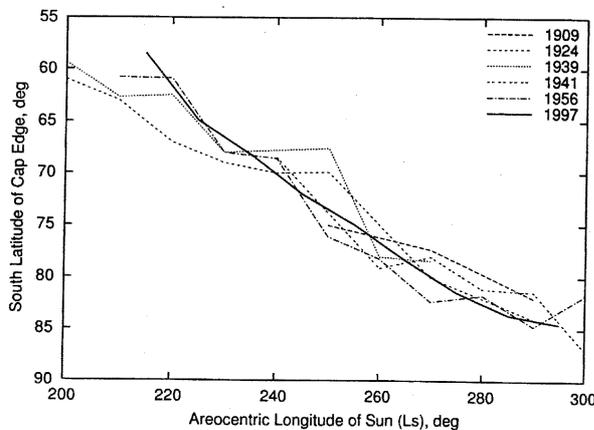


図 2. 1997 年と他の年の南極冠の比較

初夏 ($L_s = 180$ 前後) では砂嵐 (ダストストーム) が発生します。大気中に漂うダストは太陽光を吸収するために、地表に達する太陽エネルギーは減少します。従って大気中のダスト量によって極冠の後退速度が左右されるのではないかと想像できます。しかし、具体的な計算によりますと、大気中のダスト量が極端に多くないかぎり (ダストの光学的厚さが 10 以上)、大気中のダスト量は南極冠の後退速度に影響しません。

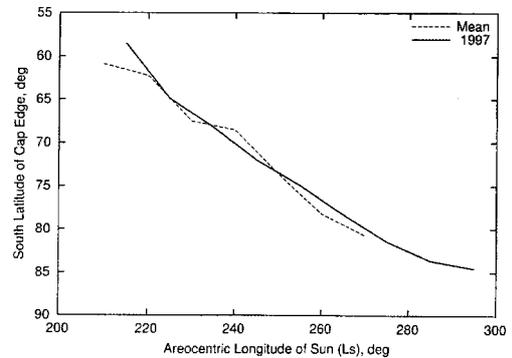


図 1. 西経 60 度における 1997 年の南極冠の後退曲線

南極冠の大きさや後退速度は年ごとに異なります。それを比較する場合は経度を指定しなければなりません。図 1 は西経 60 度において、1997 年の南極冠の大きさと 50 年間の平均値 (1907 から 1956 年までの平均) とを比較したものです。横軸は火星から見た太陽黄経 (L_s) で、季節を表しています。 $L_s = 180$ が火星南半球の春分です。1997 年の南極冠は平均的な大きさであったことがわかります。もっと詳しく他の観測年と比較したものが図 2 です。南極冠の後退の仕方は年により様々である事がわかります。特に太陽黄経 $L_s = 250$ 付近ではばらつきが大きくなっています。その原因は不明で今後の課題です。南半球の晩春から

極冠の後退速度を理論的に追跡することは非常に興味深いことです。正確には地形の影響を考慮した大気大循環モデルを作らなければなりません、それは非常に難しいことです。しかし、火星では水平方向の熱の移動は上下方向の1/10程度ですから、大気の水平方向の移動(循環)を無視しても可成り良い近似が得られます。私たちは上下方向の熱収支のみを考慮したモデルをつくりました。どのようなモデル計算にも二つの大きな制約がつきます。その一つは火星探査機 Viking Landers が観測した大気圧の季節による変化です。極冠の大部分はドライアイス(火星大気の主成分である炭酸ガスが凍ったもの)からできていますから、極冠の生長収縮に伴い火星大気圧は20%も変動します。二つ目の制約は観測された極冠の後退曲線です。この二つを再現できるモデルを作れば良いのですが、それは簡単でなく、まだ誰も成功していません。図3は北極冠についてのモデルを示しています。地面の反射能を0.25、極冠の反射能を0.55とすれば、観測値を説明できます。図4は北極冠のモデルに南極冠を加えたものです。ただし、南極地方の地面の反射能を0.45、南極冠のそれを0.75としてあります。大気圧の季節変動を、完全とはいえませんが、可成りよく再現できました。このモデルによりますと、北極冠と南極冠とでは反射能が異なります。反射能の信頼できる観測値がありませんので、その差が真実か否かは断言できませんが、北極冠の反射能0.55は飛騨天文台での観測値0.5-0.6と可成りよく合っています。

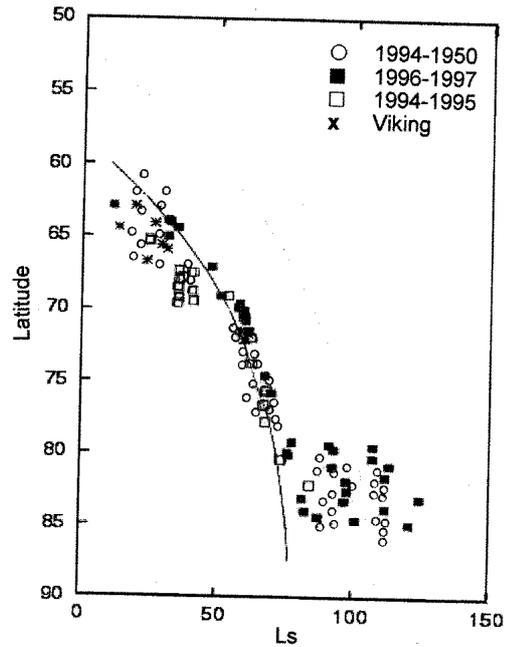


図3. 北極冠の後退曲線

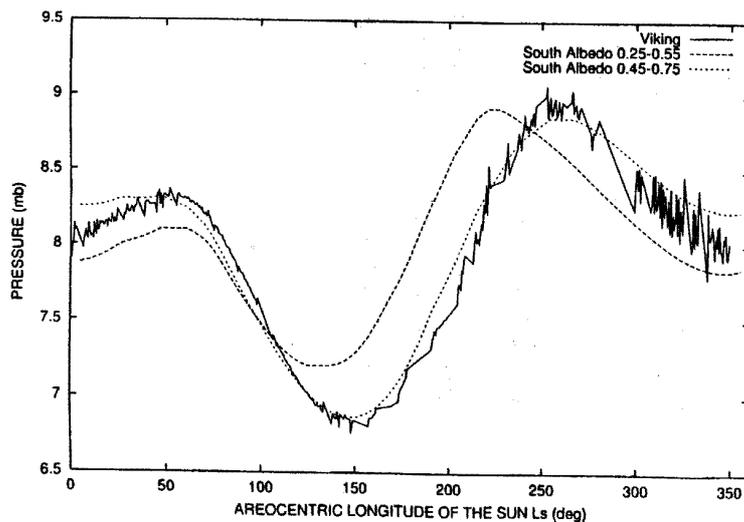


図4. 火星大気圧の年変化

(赤羽 徳英 記)

(2) 火星エリシウム山の昼雲

火星北半球の春から夏の季節には赤道地方や北半球中緯度帯に朝雲、昼雲、夕雲が発生します。朝雲と夕雲は北半球の低・中緯度地方のほぼ全域に見られますが、昼雲は北半球の特定の場所に限られます。ここでいう昼雲とは正午前後あるいは午後早めに発生する雲のことです。朝雲や夕雲は広い範囲を覆うのにたいして、昼雲は小さな斑点に見えます。昼雲は北半球低中緯度帯の巨大な火山の山頂あるいは山腹に発生します。エリシウム山、オリンパス山、アルバ山にかかる昼雲は明るく大きいですから、地上から容易に見られます。その他タルシス3山にも昼雲が発生します。今日までの地上観測から昼雲の発生場所として確認されているのは上記6カ所だけですが、ハッブルスペースステレスコプによりますと、タルシスにある小さな山にも昼雲が発生します。

Elysium afternoon cloud (1999)

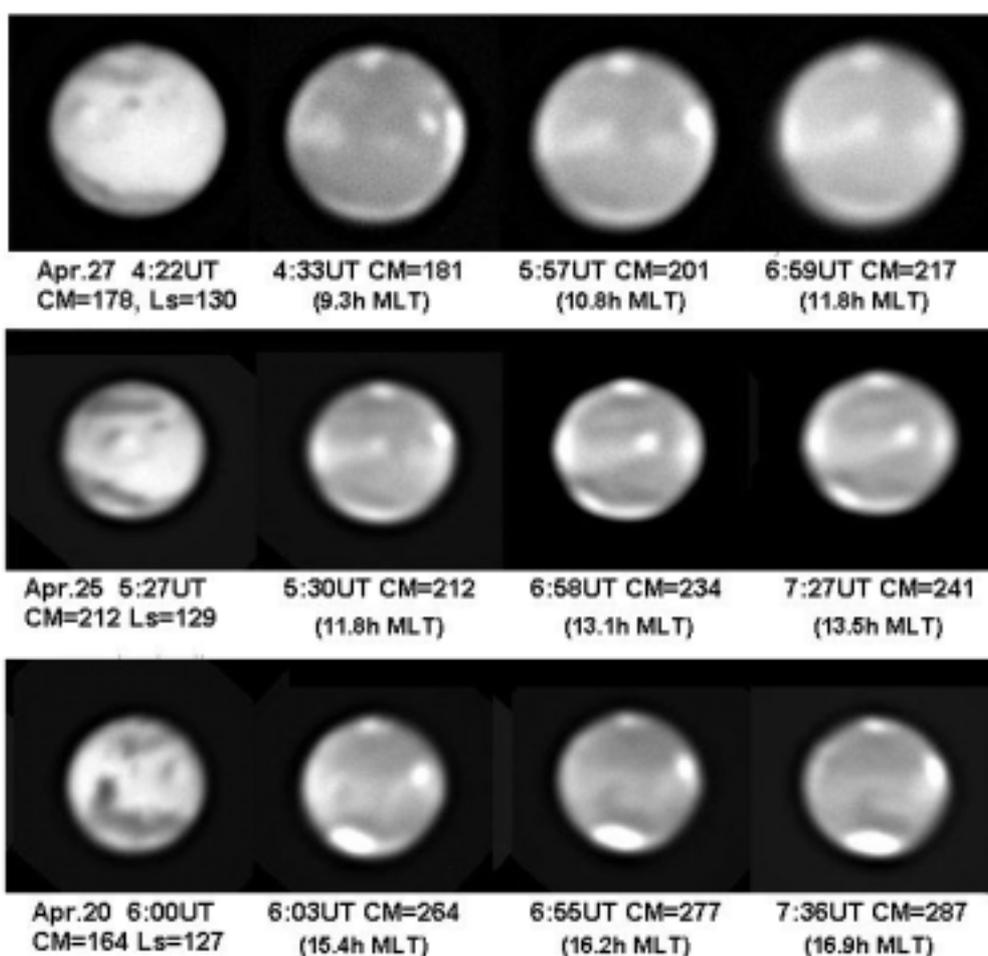


図1. エリシウムの昼雲 (1999)。各行の左端の像は赤色光によるもの、その他は青色光によるものです。

エリシウム山は北緯25度、西経214度に位置し、直径約500km、周囲からの高さ15,000mの大火山です。晩春から盛夏にかけてエリシウムは厚い朝雲で覆われます。朝雲は真昼には消滅するか可成り薄くなります。朝雲が薄くなると、エリシウム山に明るい斑点が見えてきます。それが昼雲です(図1)。その昼雲は時間とともに明るくなってきます。図2はエリシウム山にかかる雲の明るさの時間的変化を示したものです。朝方には昼雲が発生する位置に朝雲がかかっています。図2で雲の明るさが午前中減少しているのは時間がたつにつれて朝雲が衰退するからです。昼雲は正午頃から目立つようになり、夕方まで明るさを増しています。多分夜間には昼雲は消滅または衰退するのでしょう。昼雲は朝方には見られません。そして昼頃になると再び明るく見えてきます。エリシウム山の昼雲はかような日変化を仲春から盛夏まで毎日規則的に繰り返しています。図2は見かけ上の明るさの日変化でして、それが雲の活動の日変化を表しているとはいえません。雲の活動を推定する一つの方法に雲を真上から見た場合の光学的厚さがあります。図3はエリシウム山昼雲の光学的厚さの日変化を示したものです。図2と同じような日変化をしています。エリシウム山の昼雲は夕方になるまで厚さを増しているように見えます。しかし、15時以降ではエリシウム山に夕雲も発生します。昼雲は夕雲と重なっている可能性がありますから、昼雲は夕方まで厚さを増加し続けるとは断言できません。どの程度昼雲と夕雲とが重なっているのか、あるいは昼雲は夕雲の影響を全く受けていないのかは撮像観測だけでは解決できません。1982年におけるオリンパス山の昼雲は14時-15時に光学的厚さがピークになり、その値は0.7ほどでした。同じ時刻のエリシウム山の昼雲もほぼ同じ値になっています。

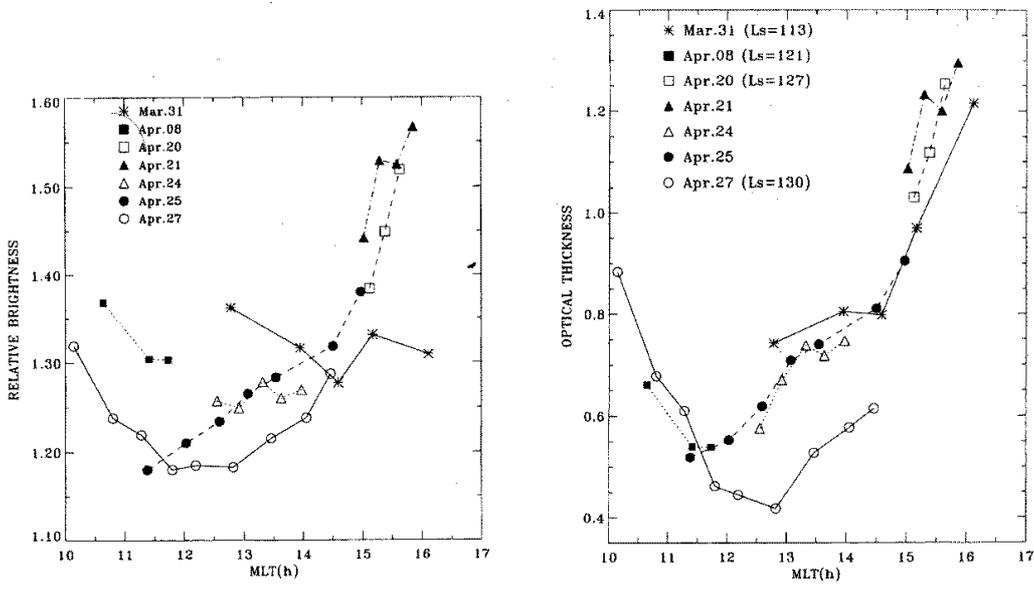


図2: エリシウム山昼雲の相対輝度の日変化。図3: エリシウム山にかかる雲の光学的厚さ。

(赤羽 徳英 記)

(3) 木星の偏光観測

東京理科大学理学部川端潔教授と共同で制作した惑星偏光観測装置が完成しました。これはウオラストンプリズムと半波長板を用いて惑星面上の偏光を二次元的に観測するものです。まだテスト観測の段階ですが、得られた資料は学術的にも十分に使えるものです。その装置で得られた像の一例を図1に掲げます。ウオラストンプリズムにより光の振動方向が光軸と平行な像と垂直な像とが同時に撮影できます。図2は偏光の強さを示したもので、明るい箇所ほど偏光度が高くなっています。

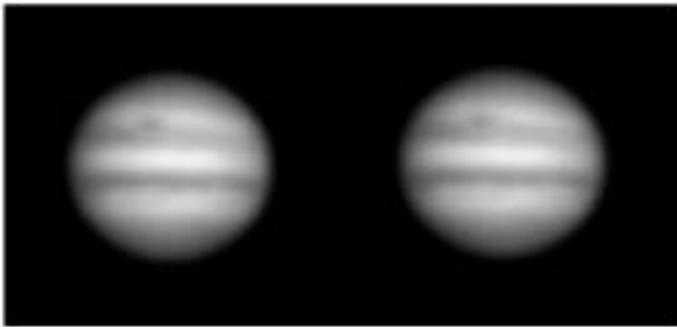


図1: 偏光観測装置で得られた木星像。



図2: 木星の偏光度の分布。

(赤羽 徳英 記)