

# タイタンの表層環境の理解と考察

北海道大学理学部地球物理学科  
(地球物理学)  
地球惑星大気物理学研究室

中神 雄一  
Yuichi Nakagami

2001年1月31日

## 概要

タイタンは、土星で最も大きく、太陽系でも木星の衛星ガニメデに次ぐ大きな衛星である。1655年にC. Huygensに発見され、又、1908年にはJ. C. Solsによって大気存在が予想されていた。1980年11月には惑星探査機ボイジャー1号によって窒素を主成分とする大気が確認されている。その後、観測された表面温度からでは微量成分のメタンが液体として存在できることから、メタンの雨が降っている可能性、更には、その供給元の海の存在までもが議論されてきた。又、タイタンは大気の上層でメタンを材料に盛んに光化学反応が行われ、赤外線観測から生命の誕生に必要なアミノ酸の原料となる物質が見つまっている。しかし、表面の低温状態から生物の実在については否定的である。

この論文は、Athena Coustenis, Ralph D. Lorenz, 1999, Titan. In: Paul R. Weissman, Lucy-Ann McFadden, Torrence V. Johnson. (Ed.), Encyclopedia of the Solar System, Academic Press, p377-404(以後 A&R) の全訳に、タイタン大気素過程の部分について要約を加えたものである。A&Rは、現在までに分かっているタイタンの大気構造及び現象、表面の構造、形成及び進化、さらには2004年に土星に到着するカッシーニ(Cassini)の探査の概要など広範囲に渡って記述されている。要約では、著者が特に興味を抱いている大気についてまとめた。要約は、以下の三点から大気理解を試みた。すなわち、タイタンの観測、大気組成と光化学反応、凝結と降水過程である。タイタンの観測では、この衛星に特有の光学的特性についてJ. I. Lunine et al(1989)を参考に詳しくまとめた。大気組成と光化学反応では、A. Cousteins et al(1989)から微量物質の存在度の決定について概要を紹介する。又、J. I. Lunine et al(1989)にある、Yung et al(1985)の光化学反応モデルについても触れておく。

本論文は、A&Rの記述全般にわたって解説を加えた分けではないが、この衛星の特異な環境の一端をまとめることにより、大気と表層の関係、大気形成及び進化に関する理解への、試金石となるであろう。

# 目次

第1章	はじめに	3
第2章	全訳	6
2.1	序論；歴史的背景	6
2.2	ボイジャーの土星探査	9
2.2.1	ボイジャーからの画像	9
2.2.2	大気組成	11
2.2.3	温度構造	13
2.2.4	磁気圏相互作用	15
2.3	タイタンの大気	16
2.3.1	化学組成	16
2.3.2	温度分布	18
2.3.3	東西方向, 一時的な大気の変化	19
2.3.4	全球的な循環	20
2.3.5	タイタン成層圏の帯状の“スーパーローテーション”	21
2.3.6	成層圏での凝結	22
2.3.7	表面付近の天気	23
2.4	タイタンの表層	24
2.4.1	表面の特性	24
2.4.2	近赤外での幾何学的アルベド	25
2.4.3	表面のスペクトル	27
2.4.4	タイタンの画像：表面に大陸があるのか？	28
2.4.5	表層の景観の想像	30
2.5	太陽系におけるタイタン	32
2.5.1	タイタンの起源と進化	32
2.5.2	タイタンと地球, 金星の比較	33
2.5.3	土星系でのタイタン	36
2.5.4	タイタン, トリトン, 冥王星	37
2.5.5	気候の進展：タイタンの今後	39
2.5.6	疑問点	40
2.6	宇宙探査：赤外線宇宙天文台と, カッシーニ/ホイヘンス	41

	2
2.6.1 赤外線宇宙天文台 . . . . .	41
2.6.2 カッシーニ/ホイヘンス . . . . .	41
2.7 用語解説 . . . . .	46
<b>第3章 要約</b>	<b>50</b>
3.1 タイタンの観測 . . . . .	50
3.1.1 光学的特性 . . . . .	50
3.1.2 温度分布 . . . . .	54
3.2 大気組成と光化学反応 . . . . .	55
3.2.1 化学組成 . . . . .	55
3.2.2 微量物質の存在度の推定 . . . . .	58
3.2.3 光化学反応モデル . . . . .	61
3.3 凝結と降水過程 . . . . .	68
3.3.1 凝結核 . . . . .	68
3.3.2 飽和 . . . . .	68
3.3.3 雲の形成と降水過程 . . . . .	68
<b>第4章 まとめ</b>	<b>70</b>
<b>第5章 参考文献</b>	<b>71</b>
<b>謝辞</b>	<b>73</b>

# 第1章 はじめに

タイタンをこれほど興味深い研究対象にしているのは、ひとえにその環境の特殊性による。つまり、環境が太陽系で最も地球似ているということである。我々、人類を含む数限りない生命を育ててきた地球環境と多くの類似点を持つという意味で、特殊であり重要で価値ある研究対象となるのである。以下に地球とタイタンの類似点を具体的に挙げてみる。

- 窒素を主成分する大気を持つ。これだけ大量の窒素からなる大気を持つのは地球の他タイタンだけである。
- 大気上層で太陽紫外線をメタンの光化学反応によって吸収し、表面まで透過させない。地球では成層圏のオゾンが紫外線を吸収してくれる。
- 地球では水が凝結して雨となるが、タイタンではメタンが凝結し雨となる可能性がある。
- タイタンでは、メタン等が赤外線を吸収する温室効果によって対流圏を暖かく保っている。地球では、水蒸気がその役割を担っている。
- タイタンの大気では光化学反応によって生命の誕生に必要なHCN等の有機化合物が生成されている。一方、地球では誕生直後の大気や海中でアミノ酸などの化合物が形成されたと考えられている。

しかし、太陽の平均距離だけを取り上げてみても、地球は1AUの距離を公転する太陽系第三惑星であり、方や、タイタンは土星からおよそ120万kmを公転する衛星で、太陽からは約9.6AU離れている。したがって、タイタンと地球の間には大きな隔たりが存在しているのも確かである。(表1.1)に地球とタイタンの相違について簡単にまとめてみる。

この相違を見ると、地球とタイタンの類似性を議論する前から悲観的になってしまうかもしれない。が、逆にこうした大きな違いを踏まえつつ上に述べた類似性について考察することによって、地球に生命が誕生した事実裏打ちされている本質を、とらえることができるかもしれない。

私が、卒論のテーマとしてタイタンを選んだ究極的な目的はここにある。今回はこの目的に触れることは出来なかったが、その為の準備としてまず、タイタンという天体についての全般的な情報を得るべく、A&Rの全訳を行った。又、要約では特

表 1.1: タイタンと地球の相違  
 タイタン 地球

	タイタン	地球
赤道半径 (km)	2575	6378
質量 (kg)	$1.35 \times 10^{23}$	$5.974 \times 10^{24}$
表面の重力 加速度 ( $\text{ms}^{-2}$ )	1.35	9.81
平均密度 ( $\text{gcm}^{-3}$ )	5.52	1.88
太陽から 受ける輻射量 (地球=1)	0.010994	1
反射能	0.29	0.367
表面大気圧 (bar)	1.45	1
表面温度 (K)	94	288
大気組成	90-97% $\text{N}_2$ 2-3% $\text{CH}_4$ 0.2% $\text{H}_2$	78% $\text{N}_2$ 20.9% $\text{O}_2$ 0.93% Ar 0.03% $\text{CO}_2$

に大気に注目し理解を深めた。具体的には、タイタンを全球的に覆っているもやを  
ふくめた大気の放射過程, 大気組成の同定, モデルを用いた存在度の推定方法等  
である。これらの内容は他の惑星大気理解に際してもについても, 当然重要になっ  
てくるものと思われる。

## 第2章 全訳

### 2.1 序論；歴史的背景

土星の最大の衛星タイタン（太陽系では2番目に大きな衛星）が、天文学者の更なる注目を集めるようになったのは20世紀初めのことである。タイタンには、十分な大気があることが知られていて、それは1908年にカタロニアの天文学者 Jose Comas Sola がタイタンに limb-darkening（タイタンの縁から反射した光が、中心部を反射した光より強く弱められている現象。たいてい表面に濃い大気があることと関連している）を観測したと主張したことに始まる。20世紀末には、この衛星の大量の大気が太陽系の他のどの天体の大気よりも地球大気に似ているということが分かっている。

タイタンは駆け出しのオランダの天文学者 Christiaan Huygens が、1655年3月25日の夜に望遠鏡を土星に向けたときに発見された。彼は、自分が目にした天体は小さな恒星だと考えていて、それは母天体から3秒離れていた。実は、この天体はそれ以前にも確認されていたのである。ポーランドの Hevelius やイングランドの Christopher Wren 卿らはすでにその天体を見てはいたのだが、当時は星図がまだ不十分であったため単に他の恒星であると信じていた。しかし、Huygens はそれが衛星ではないかと考え数日後その推測が正しいことを確かめたのである。この発見された衛星は予想された大きさから、タイタンと名づけられた。土星の衛星にはギリシア神話に登場する神、サタンに関係する名前を付けようという William Herschel 卿の提案に則ったものである。

Sola がタイタンの周りに大気があると主張した後、James Jeans 卿は1925年に太陽系天体をとりまく大気の散逸する過程に関する理論的研究に、タイタンと木星の最も大きな衛星を含めることにした。その結果は、タイタンは大きさが小さく重力も弱い、低温状態（彼は、60K から 100K の間と見積もった）が広く行き渡っているのであれば大気を保持し続けることができることを示した。この場合、気体分子量が16に等しいかそれより大きければ、大気はその形成時点から散逸することは出来ない。太陽系を形成するのに凝縮した、混合ガスや粒子のなかで無視できないくらい存在し、一方で Jeans 限界を満たす大気の構成物質は、アンモニア、アルゴン、ネオン、窒素分子そしてメタンである。最初に挙げた、アンモニア ( $\text{NH}_3$ ) は見積もられた温度で固体であるので、実質的に大気の構成成分としては寄与しない。最後の、メタン ( $\text{CH}_4$ ) はこの温度範囲では気体として存在しアルゴン、ネオン、窒素分子とは違い赤外域に強い吸収帯を表す。



これらの吸収帯は1944年にはじめて発見された。シカゴ大学のGerald Kuiper（もう一人は、オランダ人の学生Jan Hendrik Oort）が、タイタンにおける $0.6\mu\text{m}$ よりも長い波長域にスペクトルの特徴が存在することを発見したのである。彼は、その波長域にメタンの $6190\text{\AA}$ と $7250\text{\AA}$ 吸収帯を同定した。この影像上の観測と低圧下で得られたメタンのスペクトルを比較することで、Kuiperはメタンの存在度を200m-amagatsと見積もった。その後彼は、土星の他の衛星にもこれと類似したスペクトルが無いかわりに調べた。1952年のデータでは、予想とは裏腹に、観測した紫外線と可視光の連続スペクトルの強度がタイタンとその他の衛星で異なることが分かった。こうした違いは、タイタンの周りに大気があること、またタイタンの大気がオレンジ色のためである。

その後の幾年の間、科学者はタイタンの大気の謎を解明するべく奮闘した。1965年時点で、表面温度に対する電波観測と赤外観測からの観測値は矛盾しており意見の一致に至っていなかった。その観測値は、165Kから200Kの範囲にあった。1972年から1979年にかけて科学者の幾人かは（Laurence Trafton, Barry Lutz, Tobias Owen, Uwe Fink, Harold Larson, ら）、 $1\mu\text{m}$ から $2\mu\text{m}$ のスペクトル領域で得られた観測から、大気中と表面メタンの存在度と圧力状態を見積もることに努力を注いだ。limb-darkeningは1975年によく間違い無く観測されたが、これは光学的に厚い大気に調和的である。この間、テキサス大学のLaurence Traftonは $1.1\mu\text{m}$ のメタン $3\nu_3$ 吸収帯の観測を自ら行い、予想外にその強度が大きいことを見付けた。これは、Kuiperが推測したものよりメタンの存在度が少なくとも10倍多いか、または未確認の気体分子の衝突によるメタンの吸収線の拡大を示すものであった。後者の場合、未確認の分子はかなり量が大气中に存在していなければならない。いずれにおいても、吸収線の強度はメタンの存在度とその場所での圧力との関数である。1976年Barry Lutzとその共同研究者は、ほぼ同じ等価幅を持つタイタン可視領域のメタンの吸収帯を木星と土星のものと比較することで、メタンの存在度を320m-amagatsと導き（Traftonの観測から作成された圧力-存在度の関係を用いた）そして、タイタンの有効大気圧を200mbarと見積もった。この結果によって、メタンは思いがけず大気の微量構成成分に過ぎなくなってしまった。というのも、たとえ1.6Km-amagats（Traftonの大きな値）であったとしても表面圧力にして高々16mbarにしかならない。それは有効圧力にすると8mbarである。（A km-amagatsは、柱密度の尺度である。—1km-amagatsは、1平方センチメートルの面積の上に $2.6 \times 10^{24}$ 個の分子があることに相当する）

1975年、Traftonはタイタンのスペクトルに水素( $\text{H}_2$ )の3-0 S(1)quadrupolar line(四重線)を不確定ながら同定したと発表した。そこから評価した存在度は5km-amagatsであった。 $\text{NH}_3$ の検出のあらゆる試みからは、その存在度の小さな上限値以上のものは求まらなかった。このことは、アンモニアは光分解して $\text{H}_2$ を生成したのか、あるいは、表面の氷として閉じ込められていることを示唆している。

1973年までに、この衛星の低いアルベド観測や反射光のpositiveな偏光の観測からは、高高度に積雲が存在する厚く雲に覆われた、大気存在を示した。2種類の

エアロゾルがタイタンの大気に共存していることが予想された。その一つは固体メタンの雲、そしてもうひとつは光化学的な霧である。メタンの光化学反応はたくさん種類の有機成分、重合体を生成するであろう。

Fredrick Gillett は、タイタンの熱放射スペクトル中にメタンだけではなく、エタン ( $C_2H_6$ ,  $12.2\mu m$ ), 一重水素化メタン ( $CH_3D$ ,  $9.39\mu m$ ), エチレン ( $C_2H_4$ ,  $10.5\mu m$ ) そして、アセチレン ( $C_2H_2$ ,  $13.7\mu m$ ) の証拠を見つけた。すでに、これに近いタイタンのスペクトル調査から、周波数が増加するとともに連続スペクトルは減少することが指摘されていた。このことは、実際にありうる推定に行き着く。すなわち、近赤外のある波長ではこの厚い大気に覆われた衛星の表面まで全て見通せるかも知れないという可能性である。2200Å の波長のオーダーまで放射輝度の増加が見られないということは、この高度までエアロゾルが一様に混合されていることを支持する。エアロゾルの特性について得られている確かな証拠は無いが、その存在によって、スペクトル観測を解釈する試みがモデルにかなり依存したものになっている。

ボイジャーの観測以前には、2つの主要なモデルが広まっていた。一つ目は、1973年に Robert Danielson が提唱し John Caldwell が 1977年に改良したもので、メタンを主要な成分とし (約90%), 表面温度を  $T=86K$  大気圧を 20mbar を予想した、大気上層での赤外のハイドロカーボンの射出特性から温度の逆転を予想していた。二つ目は、John Lewis(1971) と Donald Hunten が 1977年に主張したもので、アンモニアの分解によって窒素分子 (可視、赤外スペクトルで透明) が大量に生成し、表面の温度、圧力をかなり高く維持している (200K, 20bars) という推定に基づいたものである。これら二つのモデルはそれぞれ独立に、観測された高い地表面温度の説明が展開されていた。すなわち、顕著な温室効果によるというもので、本質的には  $H_2-H_2$  の圧力誘起の  $15\mu m$  より大きい波長での不透明度に起因する。この不透明層が表面からの赤外線放射を吸収し、大気下層の温度を上昇させるのである。

ボイジャーのタイタン接近の直前、Owen と Jaffe は、新しく完成した Very Large Array を用いて電波観測を行い、表面の正確な輝度温度を得た。(大気圧 1.5bar 付近でおよそ 94K) 彼らは、メタンの海の存在を提唱したが論文はそれに値する注目を集めることができなかった。ボイジャー接近の興奮のさなかに出版されたからである。

ボイジャー1号が到着する一年前、一足先に、決して高度な観測機を積んだとはいえない (しかし、安い) 探査機がタイタンのそばを通過した。パイオニア11号は初歩的な撮像機と、spin-scan 輻射計を搭載し、タイタンの荒い像を得た。しかし、この装置から得たタイタンの偏光特性は大変精度が高く、今日まで使われている。

## 2.2 ボイジャーの土星探査

### 2.2.1 ボイジャーからの画像

探査機ボイジャー1号(1977年打ち上げ)は、タイタンに1980年11月12日に到達しタイタンの中心からわずか6969km(表面から4394km)まで接近した。ボイジャー2号は1号に遅れること9ヶ月、1号とは100倍はなれた距離663,835kmのところをフライバイした。したがって、この衛星の知識の大部分はボイジャー1号からのものである。タイタンの可視での外見は変化に乏しく、赤みがかった茶色の球で厚いもやに覆われ表面は見えなかった。(図1.1) ボイジャーから見た最もはっきりした特徴は、南北両半球で光度に違いがあることであった。この違いは、青の波長では約25%でそして、紫外、赤外波長では数%にまで小さくなっている。いわゆる南北の非対称性は、おそらくもやを一方の半球から他方へ押しやる大気の循環に関係するのだろう。光学的深さが1となる大気の高さはおおよそ100kmである。

この非対称性は、逆転することが観測されている。1990年、ハッブル宇宙望遠鏡(HST)がタイタンをはじめて観測した際、タイタンはボイジャーが接近してから1/4タイタン年強経っていたのだが、この時は北半球が南半球よりも明るく観測された。ボイジャーは赤の波長まで観測したが、HSTは近赤外で撮像した。これらの波長域でも非対称性が観測され、実際可視光よりもその非対称性は幾分強かった。(図1.2) これは、大気の光度の波長依存性(短波長ではレイリー散乱のために明るく、近赤外ではメタンの吸収のため暗い)と、もや(おそらく青の波長では暗く、赤やそれより長い波長では明るい。実験室で合成された“ソリン”の分析による)のためである。ソリンは、Carl Saganによれば“濁った”という意味のギリシア語の“ $\theta\omega\lambda\acute{o}\nu$ ”に由来する。明るく見える半球は暗い半球に比べもやが少ない。

タイタンの夏と冬の時期の画像はまだないが、1970年から現在までの光度測定から半球の光度の違いはなめらかに変化している。limb-darkeningもまた波長依存性が強い。紫外、紫の波長での円盤はかなり平坦で(Minnaert係数 $\sim 0.5$ 、用語解説を見よ)、一方緑や赤の波長ではnear-Lambertian(係数は $\sim 1.0$ )。近赤外では、limb-brighteningとなっている。(Minnaert係数 $\sim 0.4$ )

ボイジャーはまた北極上空(季節は冬)に暗い環も見つけた。この特徴は、ポーラフードと呼ばれ北緯70から90°まで広がり、青や紫の波長で目立っている。それは、冬期間の極域での太陽からの照度が不足する(太陽直下点緯度は26.4°まで増加する。)ことやそしてまた、全球的な大気の循環に関連があるかもしれない。

1983年、Kathy RagesとJames Pollack(NASA/AMES)はボイジャーの高位相角の画像からエアロゾルの特徴を調べ、粒径が0.2から0.5 $\mu\text{m}$ であることを確かめた。これらの“もや”粒子は、タイタンの全休を覆い隠す層を形成し高度200kmまで広がっている。彼らはまた、もやの光学的厚さとエアロゾルの鉛直分布を見積もった。その見積もりから、高度340-360kmにもやの分離した層を見つけた。その層は大きくて、密な、ふぞろいの暗い、タイタンのエアロゾルに必要な多くの特性

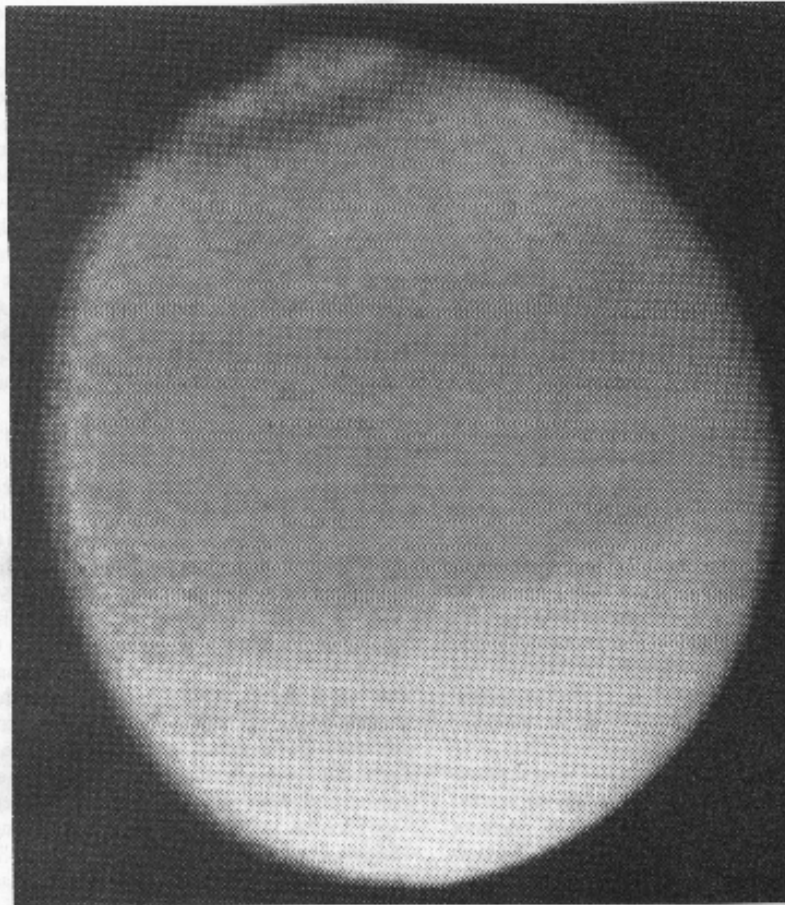


図 2.1: ボイジャーによって撮影されたタイタン. 変化に乏しい容貌は, 内部の複雑な世界を覆い隠している. ボイジャーによる画像からわかる数少ない特徴は, 分裂したもやの層 (青色), 暗いポーラーフード, 南北両半球での明るさの違いである.

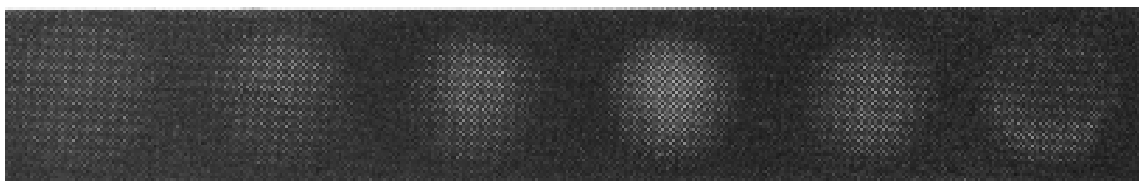


図 2.2: ハッブル宇宙望遠鏡がとらえた, タイタンの紫外, 可視, 赤外の像. 紫外 (386nm, 左) では, ほとんど一定の明るさ. 波長が増加して青 (439nm) になると, アルベドの南北の非対称は増加し, 円盤の縁で暗くなってく. 赤 (673nm) の波長になると, 非対称は消滅する. 近赤外 (889nm, 右) の波長になると, 非対称は再び現れ limb-brightning がある. (From Astronomy & Geophysics, Journal of the Royal Astronomical Society. )

を持つ粒子からなっていた。この観測結果は、秋/冬側の半球から粒子を上空に運び、粒子をより大きく成長させるのによい上向きの循環と一致するかもしれない。

### 2.2.2 大気組成

タイタンの大気の性質は、ボイジャーの探査以前の二つのモデルを組み合わせたものとして明らかになった。窒素分子 ( $N_2$  は、紫外線輻射計で発見された) が、大気中のかなりの主要成分である。(平均~90%) メタンが次に存在度が大きな分子で (2~8%), 微量の水素, 多数の有機ガス, 酸化物も赤外スペクトルから推定された。

電波掩蔽観測から、表面温度  $94 \pm 2K$ , 大気圧約 1.44bar とともにタイタンの正確な表面半径が  $2575 \pm 2km$  と求められた。タイタンのその時に明らかにされた主な特性は、表 1.1 に掲載しておく。

いま述べた表面状態のもとで、液体のメタンとこれの主要な生成物のエタンの存在が予想され、さらには海を形成する可能性があり、一方で対流圏ではメタンの雲 (メタンのガスが凝結して形成される。) が雨を降らせるかもしれない。しかしながら、メタンの存在度を決定するのが困難で大気の下層の飽和度は分からない。Robert Samuelson と Goddard Space Flight Center の共同研究者らは、平均値を凝結面より上では 3%, 下では最高で 6% と提唱した。平均分子量 (電波掩蔽観測から求められ、観測からは大気の屈折率の分布が分かる。この分布から密度、温度と分子量の比を決定することができる。) はおよそ 28amu (原子質量単位) で、窒素分子が ( $N_2$ ) もっとも優勢な大気成分であることが確かめられた。しかし、平均分子量は 29.4 程度まで大きくなる可能性もありタイタンの大気中に窒素より重い成分が存在する可能性を示唆している。全宇宙の元素存在度を基にすると、アルゴンの存在が暗示される。しかし、まだ発見されていない。

赤外スペクトルは、ボイジャーの赤外線分光計 (IRIS) によって撮影された。IRIS の観測可能な波数領域は 200 から  $1500cm^{-1}$  に及び、分解能は  $4.3cm^{-1}$  である。(波数  $cm^{-1}$  は波長の逆数。用語解説を見よ。) IRIS によって復元されたデータは、Rudy

Hanel と Goddard Space Flight Center の共同研究者のもと、いくつかのハドロカーボン (メタン, アセチレン, エチレン, エタンなど) の存在を裏付け、さらに複雑な炭化水素の存在することもはっきりと示した。複雑な炭化水素とはジアセチレン, メチルアセチレン, プロパン, 一重水素化メタンなどである。また、三種類の窒素化合物シアン化水素 (生命の誕生に重要な分子), シアノアセチレン, ジシアンの存在の兆候もスペクトルに見つかった。最後に、二酸化炭素は波数  $667cm^{-1}$  で同定された。スペクトルの実験値との比較から、これらの種類の分子の存在度が見積もられた。

メタンの光化学反応からこうした成分が生成されることは、Yuk Yung とその共同研究者が詳しく見積もった。(初めのモデルは存在したのだが) 彼らの後に作成したモデルは、これらの分子の相対存在度をかなりうまく再現している。窒素分子,

表 2.1: タイタンの軌道要素とサイズパラメータ, およびボイジャーによって決定された大気特性

**TABLE I**  
**Titan's Orbital and Body Parameters, and**  
**Atmospheric Properties Determined by Voyager**  
**(for atmospheric structure, see Table II)**

Surface Radius	2575 km	
Mass	$1.35 \times 10^{23}$ kg (=0.022 × Earth)	
Mean Density	$1880 \text{ kg m}^{-3}$	
Distance from Saturn	$1.23 \times 10^9$ m (=20 Saturn radii)	
from Sun	9.546 AU	
Orbital Period	15.95 days	
around Sun	29.5 years	
Obliquity	26.7°	
Surface Temperature	94 K	
Surface Pressure	1.44 bar	
Composition (mole fractions):		
Nitrogen	N <sub>2</sub>	90–97%
Argon	Ar	0–6%
Methane	CH <sub>4</sub>	0.5–4%
Hydrogen	H <sub>2</sub>	0.2%
Ethane	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	$1 \times 10^{-5}$
Acetylene	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	$2 \times 10^{-6}$
Propane	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	$5 \times 10^{-7}$
Ethylene	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	$1 \times 10^{-7}$
Diacetylene	C <sub>4</sub> H <sub>2</sub>	$1 \times 10^{-9}$
Hydrogen Cyanide	HCN	$1 \times 10^{-7}$
Carbon Monoxide	CO	$\sim 10^{-5}$
Carbon Dioxide	CO <sub>2</sub>	$1 \times 10^{-8}$
Water	H <sub>2</sub> O	$8 \times 10^{-9}$

水素分子, 一酸化炭素 (CO), そしてアルゴン (Ar) は, 大気の下層全般に渡って均一に混合していることが予想されている. 実験室での有機物の合成シミュレーションは, Carl Sagan とコーネル大学の共同研究者や, Francois Raulin とパリ大学の研究者などいくつかのグループによって行われている.

メタンもまた全球に渡って均一に混合されているはずである. しかし, 対流圏で相転移を受けるであろうから, 鉛直方向には一定ではないかもしれない. したがって, メタンの混合比は凝結面より上では一定であると考えられ, それ以下ではメタンは飽和し雲を形成しているだろう. そのようなメタンの雲は必然的に  $200$  と  $400\text{cm}^{-1}$  の間に不透明度の観測値をとるであろう. それ故, 表面に向かうにつれ温度が低下するとともにメタンの存在度は増加するはずである. メタンに続いて最も多く存在する炭化水素はエタン, アセチレン, そしてプロパンである. 大気成分の過飽和状態に注目するかぎり, ここに挙げたそれぞれの有機化合物や, 存在度がより小さな化合物も成層圏下部のある高度面で凝結し雨を降らせているに違いない. そうすることによって, 効率的に気相での存在度を減らし凝結面以下では小さな存在度を取るようになるのである.

現段階では体系的, 定量的な研究が成されていないが, 最も微量な分子の緯度方向での存在度の変化が観測された. それは北半球の高緯度で, シアノアセチレンやジシアン, 炭化水素のいくつかもまたはっきりとした存在度の増加を伴っており, こうした変化の原因として季節的な効果が指摘されている.

### 2.2.3 温度構造

ボイジャーを発した電波信号はタイタンの二つの赤道付近の大気を通過し, 本質的に同一な結果を得た. 地球上から測定された屈折波から二つの屈折率の鉛直分布を得て, まず初めに密度と純粋な窒素大気であると仮定した時の温度に変換した. (図 1.3)

対流圏での温度は, 表面での値  $\sim 94\text{K}$  と対流圏界面 (“cold trap” と呼ばれている) での最小値  $\sim 71\text{K}$  の間の範囲で値をとる. したがって, この温度の範囲では常に  $\text{N}_2$  の凝結温度より高く窒素の雲は形成されない. 一方, メタンの成層圏での混合比が  $1.6\%$  を超えているならメタンの凝結は起こりうる. 表面温度と対流圏での大気組成が, 表面に出来る海の特性に影響を与える. (なぜなら, 海は大気と熱平衡にあるからである.) 表面大気圧と温度状態はメタンが液体で存在することを示唆している. しかし, 表面付近で測定された最大温度減率は, 窒素分子の乾燥大気から予想される断熱減率と一致してしまう. 原理上は, この領域においてメタンの飽和は起こらないことを示している. 高度  $3.5\text{km}$  付近で観測された温度減率の変化は次の二通りに解釈できる. すなわち, 表面付近の対流領域とそれより上の放射平衡領域の境界または, メタンの雲の雲底というものである.

最下部の数  $\text{km}$  の温度分布からでは, 全球的に広がるメタンの海の存在を否定してしまうことになる. しかし, エタンはタイタンの大気でメタンの主な光化学反応

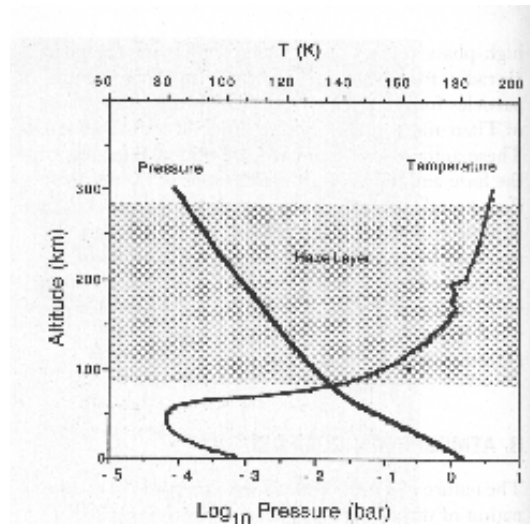


図 2.3: タイタンの大気温度と圧力分布. 対流圏では高度約 40km まで, 大気温度は低下する. この点より上では, もやのため温度は上昇する.

物質の一つでありそして, 表面に液体として蓄積できるのである. エタン-メタンからなる海であれば, メタンだけの海の場合よりもメタンは小さな蒸気圧を取るだろうし, そうなると観測された温度減率とも矛盾しない. このエタンの海モデルは, Jonathan Lunine その他の人々によって展開されたのだが, 感覚的にぴったり, そしてボイジャー以後のどのデータにも一致した.

高度 200km に近づくと温度の精度が  $\sim 10\text{-}15\text{K}$  低下しているのは, 信号対雑音比の低下と不特定な成分に対する乏しい感度によるものである. この高度での, 温度は 180K 前後で実質的に表面の温度よりも高い. これは, もやによって太陽光の大部分が吸収されてしまうからである.

1983 年, Robert Samuelson は, 鉛直方向に均質でしかもスペクトル的に広がった 3 つの範囲 (青, 赤, 熱放射) で放射平衡を考慮に入れた分析的な放射平衡モデルを用いて温度構造を再現した. その結果は, ボイジャー以前のモデルを裏付けるものであった. そのモデルとは, 観測された温度の逆転は, 成層圏での太陽紫外線の強い吸収と長波長の太陽可視放射が表面付近まで到達すると仮定していた. Samuelson は, 20km と 60km 付近の領域で大気の不透明度の増加があると指摘し, その増加はメタンとエチレン-エタン-プロパンがそれぞれ凝結し雲になる可能性があるためだとした. 彼はまた,  $400$  から  $600\text{cm}^{-1}$  の領域を熱赤外の “窓”, すなわち光学的厚さが小さく温室効果を抑制するスペクトル領域を同定した.

数年後, Christopher McKay とその共同研究者は, Samuelson のモデルより複雑な放射伝達モデルを開発した. このモデルでは, より多くの波長を使用し, ソリンの特性や  $\text{N}_2\text{-CH}_4$  による衝突誘発の吸収の実験データを改善した. タイタンの可視でのスペクトルとボイジャーの温度分布を比較することによって, このモデルはもやの微過程や, 表面のアルベド, メタンの雲の存在を制限するものであった. モデ



ルによると温室効果（ほとんどは、メタンと窒素のため）による 22K の加熱は、もやによる冷却を相殺しても、まだ放射有効温度の 82K よりも表面を 12K だけ暖かく保っているのである。

高度 200km 以上では、補うべきデータは太陽掩蔽時の UVS の実験からしか入ってこない。実験によると、高度 1265km・温度  $186 \pm 20\text{K}$  において密度は  $2.7 \pm 0.2 \times 10^8 \text{ cm}^{-3}$  となり高度 200-から 1265-km の範囲での平均気温は 165K であることが示される。これと同様の実験からメタンの混合比を  $8 \pm 3\%$  と推定できそして、熱圏界面を  $925 \pm 70\text{km}$  と定められる。

タイタンの熱圏の温度バランスは、1984 年に Friedson と Yung によって初めて研究された。彼らは、UV 観測を境界条件として用い熱輸送方程式と静水圧平衡の式を解いた。大気熱収支は、エネルギー源（本質的には太陽の放射、磁気圏に入ってきた電子の寄与）そして、損失 [非局所熱力学的平衡 (non-LTE) での微量成分、大部分はアセチレンの射出による冷却] を考慮入れた。これより、熱は分子の熱伝導によって下へ伝わっていることがわかった。Friedson と Yung は中間圏までの熱圏の温度分布を作った。（ $\sim 736\text{km}$ , 110k）

#### 2.2.4 磁気圏相互作用

タイタンは土星の磁気圏の境界付近に位置し、時にはその磁気圏の内部にあたりまたある時にはその外部にある場合もある。それは、太陽活動のレベルによって異なる。このことは、タイタン大気を構成する粒子の環境が大きく変化するということである。さらに、相対的な磁力線の流れや太陽光の照射方向はタイタンが軌道運動をする間に変化している。

ボイジャー 1 号の接近から決められる限りでは、タイタンは固有の磁場をもたない—あるとしてもせいぜい 5nT と測定されている。土星の磁力線はタイタンを横切って“引掛かり”重いイオン ( $\text{N}_2^+$ ,  $\text{N}_2\text{CN}^+$ ) が外側へ流れ、最終的には、表面から 700km から 2700km の間の電離層となる。こうして形成された磁気圏尾部は、非対称な流れのため 4 つのローブを持っている。

高度 700km 以下では、銀河由来の宇宙線が対流圏まで到達し電離を引き起こしている。この高度では、流星による電離もまた効いてくる。これらの電離を引き起こす要因は、光化学反応の生じているのとだいたい同じ高度で生じている、という点で興味深い。なぜなら、粒子の電荷はもや粒子の凝結に大きな影響を及ぼすからである。他の惑星よりもタイタンの大気と宇宙環境は、強い関係を持っているのかもしれない。

EUV 励起、磁気圏の電子が降り注いだりすることにより、大気圏上部の窒素分子が励起し、強い大気光となる。高エネルギーの窒素原子はタイタンから散逸できるが、太陽系形成からの年月で失われたのは、現在の大気の 1% にも満たない。

水素原子は熱運動によりタイタンから散逸する。(Jeans escape) この散逸によって、光化学反応は不可逆なものになってしまう。メタンから生成した水素がタイタ

ンから失われてしまうからである。散逸した水素は、土星の重力圏から直ちに逃れられるほど十分なエネルギーをもっておらず、タイタンの軌道の周りにトロイダルな雲を形成しているであろう。

## 2.3 タイタンの大気

### 2.3.1 化学組成

意外なことだが、タイタンの大まかな組成は微量な構成物質の存在度を決めるのよりも難しいのである。主要な成分の実際の値は窒素分子でおおよそ90から97%まで変化し、成層圏のメタンでは0.5-4%と変化する。(また、アルゴンが無い場合1.0から1.7%) 対流圏に存在するメタンの最大の存在度は表面で21%である。(アルゴンが無ければ12%) 最近の見積もりでは、水素分子の存在度はおおよそ0.2%であるようである。

アルゴンはまだ見つかっていないが、実際の存在度を確定するまでいかににしても、混合比の下限値を確定することは重要である。最近決定されたタイタンの大気の実平均分子量は不確定で ( $27.8 < m < 29.3 \text{amu}$ )、両端の値をもとりうる。平均分子量の値が28よりも大きければ、不特定が物質の存在し、窒素よりも重い成分が実際に存在しなければならない。タイタンの温度状態では、アルゴンが唯一の妥当な候補である。初期の研究ではアルゴンの存在度は0から27%としていた。アルゴンの共振線(タイタンのEUVで1048Åと1067Åで生じるはずである。それは、太陽と光電子が励起するからである)は、ボイジャーの紫外線スペクトルには出現しなかった。最近の研究では、Darrell Strobelと共同研究者が、ボイジャーの太陽掩蔽UVSのデータやフライバイの際に得られた北極領域での大気光のスペクトル分析から、アルゴンの混合比の対流圏における上限が、平均分子質量と照らし合わせたとき10%以下であると結論した。さらにごく最近では、ボイジャーの電波掩蔽観測を用いた温度の考察によると、アルゴンのモル比の上限値は6%に定められた。数多くの地上観測がアルゴンの存在の形跡を観測するため行われた。それは、 $\text{H}_2\text{-Ar}$ のファンデルワールス分子<sup>1</sup>を波長 $2.2\mu\text{m}$ で探そうというものだが、低分解能のためうまくいかなかった。地球からの観測方法で残されたものとしては、アルゴンの約3KeVのX線の蛍光発光を観測しようというものがある。(現在のところ、宇宙望遠鏡で試みられている。)

$3\nu_2$ 一重水素化メタン同位体の $1.6\mu\text{m}$ 帯の地上観測は、ボイジャーによる $\nu_6\text{CH}_3\text{D}$ の $8.6\mu\text{m}$ 帯の観測データから分かった $\text{D/H}=1.5\times 10^{-4}$ という値を裏付けるものでさらに、原始太陽の値や巨大惑星の値( $\text{D/H}\sim 2\text{-}3.4\times 10^{-5}$ )との関連で言えば、タイタンの大気には重水素が豊富であるということを立証した。しかし、なぜ豊富に存在するかという要因は、確実な起源を決するほど正確に分かっていない。これまで

<sup>1</sup>電荷をもたない中性原子又は分子2個以上が、遠距離まで働く弱いファン・デル・ワールス力によって結合している集合体。

に、いくつかの仮説が提案されている。原始太陽系星雲モデルは、太陽系が形成される以前に、二つの重水素の貯蔵先が二つ共存していたと説明した。その主な貯蔵元はガス状の水素 (HD) で、もう一つは氷や包接化合物に捕獲されたり、粒子に吸収された CNO 成分 (メタン, アンモニア, 水) の重水素同位体である。タイタンの大気は、第二の貯蔵元に起源を持つ粒子から揮発物質の脱ガスの結果生じ、そして、残りの粒子を付着して衛星に成長したのかもしれない。衛星の形成時、又は、その後起こった分化機構は、タイタンで観測された重水素の豊富な大気の形成に寄与したはずである。メタンと雲粒又は、推定上のメタン - エタンの海、さらにはその下の氷の地殻とメタンガスとの重水素の交換を含んむ、いくつかの過程が提唱された。さらなる可能性として、土星の原始星雲に金属の粒子が存在したことで、触媒作用を及ぼされた同位体の交換も含まれる。最近の地上及び赤外線宇宙望遠鏡 (ISO) を用いた観測では、タイタンの D/H の同位体比は  $7.5 \times 10^{-5}$  に近い値をとり、彗星の観測値の  $\frac{1}{4}$  の値となっている。Daniel Gautier と共同研究者のこの衛星の形成と進化の研究によれば、この観測結果は、大気の内起源を彗星起源より支持するものであろうとしている。

一酸化炭素と二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) は、最近までタイタンで発見されたただ二種類の酸化物であった。それらの存在度は、タイタンの大気に含まれている可能性がある微量の水蒸気 (最近 ISO によって発見) と関連付けられていた。これらの光化学反応や、CO と  $\text{CO}_2$  の形成と破壊に深く関連するモデルは広く研究された。水酸基の形で独立に原因物質が与えられたとすると (OH は、コンドライトまたは氷の隕石によって母天体とは無関係に水が供給され、その結果大気上層での光化学反応で生成される。), OH と  $\text{CH}_2$  または  $\text{CH}_3$  との反応で CO は、生成される。その後一酸化炭素は落下し高度約 500km で、OH との次の反応で  $\text{CO}_2$  が生成し破壊される。一方で、光化学反応、その他の様々な反応そして主に凝結を経て  $\text{CO}_2$  は CO に再生されるはずである。一酸化炭素が光化学的に存在する時間は大変長く (タイタンの年齢に匹敵する。),  $\text{N}_2$  大気に均一に混合していると予想されている。

水蒸気は、Athena Coustenis と共同研究者による ISO を用いた観測によって 1998 年発見された  $40\mu\text{m}$  付近で観測された射出は、高度 400km でのモル比約 10ppb の  $\text{H}_2\text{O}$  の射出に匹敵する。

二酸化炭素はボイジャー 1 号の IRIS のスペクトルの波数  $667\text{cm}^{-1}$  の輝線スペクトルから同定された。8mbar に代表される成層圏の平均のモル比が 1.5ppb で、凝結面より上で一定の混合比を取ると推定される。

一酸化炭素は、波数  $6350\text{cm}^{-1}$  付近の近赤外線地上観測で初めて発見された。対流圏で一定の混合比  $5 \times 10^{-5}$  を取り、誤差は  $3\sigma$ 、故に、(ボイジャーの観測値との一致にする) マイクロ波観測はこの値を裏づけ、予想されていたように CO はタイタンの大気全体に均一に混合しているようである。しかし、ヘテロダイン技術を用いた観測は、一酸化炭素の混合比はこれ以前の見積もりより小さいということであった。対流圏の混合比と比較してみると、この存在度からだと CO が成層圏で激減するかもしれないことを示す。しかしながら、ごく最近の測定では、データの全てが

$1\text{-}5\times 10^{-5}$  の範囲で高度に対して一定な CO の存在度を取るということに落ち着いているようである。

シアノアセチレン, ジシアンやジシアノアセチレンなど (ジシアノアセチレンは  $478\text{cm}^{-1}$  で氷の射出として観測. 気体の輝線とは異なる) その他の微量な成分は, ボイジャーの特殊な連続 IRIS 観測によって発見された. その観測データは, タイタンの北極域をかすめるように記録した $\sim 30$  のスペクトルから構成されていた. その後, それらのデータは有機化合物とニトロ化合物の大部分の鉛直分布をもたらした. 鉛直分布は一般に高度が大きくなるにつれ増加する. これは, これらの種類の化合物が上部大気で生成し成層圏で下方に向かって拡散するという, 光化学反応のモデルを裏付けるものである. それぞれのガスの凝結面高度より下では, 分布は各々の飽和蒸気圧曲線に従って減少すると推定されている. しかし, これらの分布に表される存在度の勾配は, いつでも理論モデルと一致するわけではない. タイタンは, 明らかに一筋縄にいかない場所である. 高度の関数としての変化に加え, 北極域で発見された微量成分のいくつかは存在度が増加している. おそらく季節的な変化であろう.

近年のミリメータ観測により, タイタンのシアン化水素 (HCN) の成層圏での分布が得られた. この鉛直分布は,  $88.5\text{GHz}$  でのシアン化水素の輝線 (1-0) の分析から得られ, 高度方向に増加を示した. 平均混合比スケールハイトは高度  $100\text{-}300\text{km}$  域で $\sim 47\text{km}$  で, HCN の存在度は高度  $170\text{-km}$  で $\sim 3.3\times 10^{-7}$  である. これらの結果は (全球平均), 概してボイジャーの局所的な測定の実験結果と矛盾しないものであった. しかし, 推定された鉛直方向の濃縮の勾配は, 光化学反応で予想されたものより遥かに急で, そして, 成層圏下部での存在度は小さかった. [THE SOLAR SYSTEM AT RADIO WAVELENGTHS を見よ]

1992 年, ボイジャーに発見されたどんなニトロよりも複雑な窒素化合物が同定された.  $\text{CH}_3\text{CN}$  (アセトニトリル) は, Bruno Bézard と共同研究者によって, Pico-veleta (スペイン) の IRIM30-m 電波望遠鏡のミリ波帯  $220.7\text{GHz}$  バンド, 分解能  $0.1\text{-MHz}$  で観測された. アセトニトリルの混合比は成層圏で高度とともに著しく上昇し ( $200\text{km}$  から  $400\text{km}$  の間でオーダー 2 の増加),  $\sim 10^{-8}$  に達する. このような事は, 将来の宇宙探査によってたやすく確かめられるであろう.

### 2.3.2 温度分布

後の, 高度  $0\text{-}200\text{km}$  の範囲での初めての電波遮蔽観測のデータの分析には,  $\text{N}_2/\text{CH}_4/\text{Ar}$  大気モデルを用い, 取りうる表面温度の範囲と組成を研究した. メタンの  $7.7\mu\text{m}$ ,  $\nu_2$  帯での輝線観測の分析と合わせることで, 成層圏上部 (約  $450\text{km}$ ) から表面までの温度分布が導かれた. タイタンの高層大気 ( $0.1$  から  $10^{-2}\text{bar}$ ) については, Roger Yelle が 1991 年に現実的な温度分布のモデルを発表した. 中でも, そのモデルには, non-LTE で (つまり, 局所熱力学的平衡が破れている状態. ), 主なハイドロカーボンと HCN の吸収-回転帯における加熱と冷却とエアロゾルによる加熱を計算に

含めてあった。タイタンの温度構造には二つの特別な条件を用いることができ、第一に高度約1265kmで $186 \pm 20\text{K}$ というUVSによる外気圏の温度、第二に1989年7月3日に恒星の掩蔽観測から導かれた $1\mu\text{bar}$ 付近での温度( $183 \pm 11\text{K}$ , 高度約450km)である。タイタンに掩蔽された射手座28番星は、イスラエル、バチカン、パリと広範囲で観測された。

この稀な現象から高度250-から500-kmの範囲の情報が得られた。高度450km(～3-mbar)で48kmという平均スケールハイトが推測された。これから、その高度での平均温度は149Kと178Kの間に限定することが出来た。

熱圏の温度分布は、1990年Emmanuel Lellouchと共同研究者が $\nu_4$ 帯(高度150-から450-kmの情報が得られる)のIRISで観測した射出と紫外線のデータを用いて再び求められた。彼らは、500km以上で“暖かい”領域(～175K)と、それを相殺する冷たい(135K)中間圏界面を800kmに見つけた。最も信頼できるタイタンの地面から外気圏まで大気の温度分布は今まで述べてきた全ての条件を考慮している。(RSSとUVSの結果、 $\nu_4$   $\text{CH}_4$ 帯からの示唆、Yelleのモデル、他の測定)

### 2.3.3 東西方向、一時的な大気の変化

エタン、アセチレンやプロパンはメタンの次に存在度の多い三つの炭化水素であり、緯度方向には著しい組成変化を示さないことが分かった。ボイジャーから見る限り北極から南極にかけて均質に混ざっている。対照的に、ボイジャー1号のIRISのデータからは、エチレンやメチルアセチレンは北極付近の領域に近づくにつれて増加する傾向があり(率にして3-4)、一方で混合比が中緯度から南極まで一定に維持されるということが示された。ジアセチレンの混合比については、赤道から南極の間では実質的な違いはないが、北極に近づくにつれ率にして～20の増加が観測された。ニトロのうち二種類(シアノアセチレン、シアン)は、北緯 $60^\circ$ 以南ではスペクトルに現れない。しかし北極領域において、これらの物質の $3\sigma$ の誤差を含む上限値は、シアノアセチレンで率にして少なくとも～50の増加、シアンでは3-4の増加を示した。シアン化水素は全ての緯度で射出が観測された。その存在度は南極-北極方向で単調に、率にして～12の増加を示した。(赤道から北極まででは～4)二酸化炭素は、南極から高緯度まで一定の約 $1.4 \times 10^{-8}$ という存在度を示したが、北極の近くでは射出が消滅した。

気体の緯度方向の変化は、今日まで完全に説明されていない。北極近傍で観測されたのニトロの増加は、1987年Yungによって、極域が影になる冬の間ニトロがその領域に蓄積されるためだとされた。ボイジャー1号がフライバイした時は、北極地域はちょうど冬が明けニトロの存在度が最も大きかったというわけである。ボイジャーが接近したのは春分の～8ヶ月後であったが、化学反応の時定数は、太陽紫外線が、著しく濃縮したニトロを激減させるのを妨げるくらい十分大きかったのである。北極域が冬であったため太陽光の入射が無かったことは、二酸化炭素の激減をも説明できる。この分子は、水分子の光化学反応で生成するからである。二酸化

炭素の生成は、紫外線の放射が少なかったために抑制されたのかも知れない。

緯度方向の温度変化は、ボイジャーのデータから温度分布が導き出された際に、タイタンの成層圏に発見された。最も大きな温度の減少は 0.4-mbar 面 (高度 225km) での 17K というもので、南緯 5° (ボイジャーのデータでは最も暖かい領域) と北緯 70° の間で観測された。一方で南緯 5° から 53° では温度は 3K しか下がらなかった。成層圏の、もやの波数が  $600\text{cm}^{-1}$  より大きな範囲でのもやの不透明度は、北から南に向かって約 2.5 増加していることが分かった。最低気温は北半球の高緯度で見つかったが、気体の濃縮度ともやの不透明度 (これは、より効率的な冷却によって引き起こされる)、そして力学的な慣性にも関係している。

ボイジャー2号の赤外スペクトル (ボイジャー1号の接近の9ヶ月後に撮影。しかし、1号からは170倍離れていた) が分析されると、IRISの撮影した領域 (0.25°) は、タイタンの直径の半分よりも大きかったが、二つの異なる領域を抽出することが出来た。組成、温度 (そしてそれらの変化) の結果は、小さな空間分解能や信号対雑音比にもかかわらず、ボイジャー1号の結果と大まかには一致することが分かった。ボイジャー2号の観測は、ボイジャー1号の観測からわずか季節にして1/10経た後に行われたが、ボイジャー1号のデータが正しい事を示し、指摘された温度変化の原因と矛盾しなかった。

タイタンの成層圏で観測された温度と組成の緯度方向での変化は、この星の大気 of 全てを理解するためには、季節的、力学的な、そして同様に放射の影響をも考慮に入れなければならないということを示しているのである。

### 2.3.4 全球的な循環

タイタンのもやのかすかな縞模様は、急速な帯状の運動を示している。つまり、赤道に平行な風が吹いているということであり、このような全体的な循環パターンは全ての外惑星や金星にも見られる。この縞模様は、赤外温度図によってさらに強調され東西方向の大変細かいコントラストも見えるようになる。かなり大きな模様が赤道から極の 20° 付近に見つかっている。

対流圏での温度の違いは 2 又は 3K と小さい。これは、南北方向にかなりの運動があることを示し、もし熱が移流によって極域に輸送されなければこの温度差はもっと大きくなっているだろう。計算された放射時間定数は大気の循環が赤道に対して、対称になるほど大きい。そして、タイタンの固体部分の回転は、両半球でハドレ - 循環が赤道から極まで広がる程ゆっくりしているのである。

不確定ではあるが、こうした循環の証拠があがっている。ボイジャー1号が観測した分裂したもやの層が、タイタンの夏/秋半球 (南半球) の上昇流で浮遊た粒子によって構成されているというものである。大気圧が 50mbar 程度か、それ以下の高度の高いところでは、放射時間定数が季節変化に比べて短くそして、最も隔たったもやの層では鉛直方向に大きな速度があると予想されている。この一帯は、帯状の風が大変強くなり次の節で述べるような “スーパーローテーション” になりうる

領域である。

### 2.3.5 タイタン成層圏の帯状の“スーパーローテーション”

タイタンの大気の上層はタイタンの表面よりも早く回転していると信じられていて、この状態をそのまま“スーパーローテーション”と称している。それは、我々が金星と似た状態だと予想するもので、金星にも厚く雲で覆われた大気が存在し、速い帯状の風が自転と同方向に吹いているのである。この状態は、1988年に不確定ながら裏づけられた。この年、ボイジャーの高感度画像から、風速が  $28\text{-}99\text{ms}^{-1}$  の範囲に及ぶと推定されるわずかな特徴が見つかったのである。もしこれが事実なら、赤道の周りを約2日で一周する大気の循環に相当する。この循環は、タイタンの固体部分の自転周期16日と差をなす。

1989年の射手座28番星の掩蔽観測の主な注目すべき点は、タイタンの0.25-mbar面(高度 $\sim$ 250km)で、扁平率に明確な条件を与えることができたということで、その値はおそらく0.014ぐらいである。扁平率が、すべて大気のスーパーローテーションによるものであるならば、250mbar面で約  $180\text{ms}^{-1}$  の風に相当する。この速度は、表面の回転速度の  $12\text{ms}^{-1}$  より遥かに早い。どうやらこの観測は方向に関してはどの方角に対してもあいまいであるようである。が、しかし、雲を捕らえる前の風はタイタンの自転と同じ方向である。表面の回転が大気の角運動量を与える唯一の原因であるが、それが輸送され、バランスが維持される過程は全てが理解されたわけではない。

Frédéric Hourdin と共同研究者による精密な力学モデルは、地球のGCMを基にし、タイタンの半径2575km、自転軸の傾き  $26^\circ$ 、そして自転周期16日、放射バランス(Mckayのモデルより)などの他の要素についても修正を加えたものである。

このモデルの最も注目すべき結果の一つは、静止状態から計算を始めたところ、我々が観測したのと同じオーダーの強さの風で、強い帯状のスーパーローテーションが生まれたということである。ジェット気流として知られている強風が密集した領域が、中緯度に出現した。これと類似の特徴(風速  $120\text{ms}^{-1}$  と同程度)は、金星でも生ずることが知られている。大気密度の関数の放射平衡時間の計算を基にした単純な議論から予想されたように、タイタンの下層大気での温度は、地球での約30年に相当する長い土星の1年を通してほとんど一定に維持されている。

可視光でのタイタンの明るさが半球間で違うことを説明する試みが、両極間でエアロゾル粒子の移動が生じる全球循環を用いたモデルによって行われてきた。最初の二次元循環モデル(両極に渡る一つのハドレ-循環、そしてさらに複雑なHourdinらのGCM循環パターンを考慮)では、明るさが緯度の関数として変化したが、ボイジャーやHSTによって観測されたほどではなかった。

### 2.3.6 成層圏での凝結

タイタン大気中での窒素-メタンの光化学反応の生成物の多くは、対流圏界面付近で飽和し対流圏を経て液体または固体という形で表面に落下してくる。表面だけでなく、成層圏下部もまたそれらの氷があることが予想されている。氷はこの星の大気に含まれた粒子状の物質の一つの形態である。固体も液体も凝結過程から形成される。つまりその過程には、凝結の種となる核の存在だけでなく、気体の、大気中での飽和があることを示している。こうした核の一つの起源は、上部成層圏または中間圏の気体の光化学反応である。光化学反応での生成物の重合反応はサブミリメートルサイズの粒子のもとになり、その粒子が凝結核として振舞うのである。

ボイジャーによるタイタンのスペクトルに、射出として見られる特徴の大部分は、様々な気体によるもので、時には凝結物質であることもある。凝結物質のうちの二種類（シアノアセチレンとジシアノアセチレンの氷）は、Samuelson と共同研究者によってそれぞれ  $503\text{cm}^{-1}$ 、 $478\text{cm}^{-1}$  の輝線スペクトルから同定された。ジシアノアセチレンの特徴は、他の輝線とは離れているので分析するのに適している。散乱と放射伝達過程の理論から、ジシアノアセチレンの雲の光学的厚さは 0.04 と 0.15 の間でそれは物質の鉛直分布に依っている。平均粒子半径は、 $\sim 5\mu\text{m}$  である。分析をさらに進めると、時間に依存しない蒸気の上から下方向への拡散過程（雲頂での凝結と雲底からの一定の降水が一緒になった）は、観測されたジシアノアセチレンの雲/蒸気の存在度の比と一致しないことが分かった。これは、時間に依存する過程（恐らくは、温度の季節変化や化学変化、力学的な変化に関連しているのであろう。）が、タイタンの成層圏下部で働いているということを意味しているのかも知れない。もしそのような過程がジシアノアセチレンに働いているのであるなら、水を含む、他の揮発性物質にもまた働いているのかもしれない。

タイタンのスペクトルには、凝結したエタンの輝線はまだ確認されていない。しかし、波数 200 から  $600\text{cm}^{-1}$  の間の連続スペクトルの独立した二つの研究によると、対流圏界面付近かそれより上方で凝結したエタンの存在を示した。そのうちの一つは、北極付近の大気の色 IRIS 連続スペクトルを分析したもので、波数依存のあるエアロゾルの雲が成層圏に存在することを示した。大きな波数と小さな波数の不透明度の比は、深さが減少するにつれて増加し、凝結物質が成層圏下部でのエアロゾルの層を形成している事を示している。もう一方は、散乱理論を用いた連続スペクトルのデータの再分析を行い、Samuelson と共同研究者は平均半径  $\sim 10\mu\text{m}$  の粒子からなるエタンのもやであれば、このデータを説明できると推測した。エタン以外の凝結物でも、波数に依存する不透明度を説明できるが、放射からその存在度を考慮してみると実際に存在する可能性は低い。



### 2.3.7 表面付近の天気

タイタンの対流圏は約40kmの深さを持つ。観測された温度構造は、Mckayのモデルによるとだいたい放射平衡しており、したがってわずかな対流しか存在していない。ボイジャーによる温度分布は最下部の数キロメートルの大気は乾燥しているということを示している。すなわち、温度勾配、又は気温減率は乾燥断熱減率よりも傾きが小さいのである。乾燥断熱減率は、乾燥空気塊の浮力と鉛直圧力勾配とが、ちょうど釣り合わなければならないという性質から与えられた比率である。タイタンにおいて、この断熱減率 $\Gamma$ は約 $1.4\text{Kkm}^{-1}$ で、地球では $6.5\text{Kkm}^{-1}$ である。(地球のほうが重力が大きいいため値も大きくなる) 観測された気温減率は約 $0.7\text{Kkm}^{-1}$ で、湿潤断熱減率より幾分傾きが急である。大気の底、数キロメートルは“wet”ではなくつまり、メタンについては不飽和であるということを表している。

McKayと共同研究者は、放射バランスモデルを用いて、メタンの雲が温度分布にどのように影響するか調査した。彼らは、メタンの雲はよくて中立の影響、悪くて冷却させる影響を持つことを見つけた。このモデルは、メタンの雲が高度30km以下に、雨と分類してもよい $>0.5\text{mm}$ サイズの粒子を含んでまばらに存在していることを示した。タイタンのメタンの雲は、地球の雲より粒は大きい数が少なく、地球の雨に似ているのである。Ralph Lorenzの研究は、タイタンの雨が、濃い大気と弱い重力( $1.6\text{ms}^{-1}$ , 地球上では $9\text{ms}^{-1}$ )のためとてもゆっくり降るであろうということを示した。小さな空気抵抗のためメタンの雨粒は直径約1cmまで成長できる。(地球上では、約0.6cmに過ぎない)しかし、もし大気の最下部が不飽和であるなら、ゆっくり降る雨は地面に到達する前に蒸発してしまう。(雨は高度3kmの雲から降ってくると仮定している。)でも、山の頂上は雨に打たれることがあるであろう。

厚いメタンの雲があるという観測的な強い証拠はない。もし雲が存在しても、間違いなく全球を覆うことは出来ず、まだらに分布しているに違いない。HSTと、強調され引き伸ばされたボイジャーの画像の調査は、分裂した雲の様子を示唆した。(雲の幅が数百キロメートルなので、天気の世界は推測にさらに当てはまる。)しかし、結論に至る発見はまだされていない。

もし雲が存在しなければ、対流圏界面でのメタンの高濃縮と低温のため、かなりのメタンの過飽和が生じることが当然考えられる。タイタン低緯度の連続スペクトルは、窒素分子とメタンや水素分子の色々な組み合わせから起きる、衝突誘起の吸収不透明度の増加を新たに仮定すると、観測と最もよく一致することが最近の研究で示された。この新たに加えられた不透明度は、対流圏で高度に過飽和しているメタンか、対流圏界面付近でのエタンのもやかどちらかによるものはずである。

最後に、IRISの波数 $200\text{cm}^{-1}$ から $600\text{cm}^{-1}$ の間の連続スペクトルの分析によると、半径 $\sim 10$ と $75\mu\text{m}$ のエタンの雲粒がそれぞれ北極領域と赤道領域の成層圏下部に存在していることを示した。エタンの氷が、データとつじつまを合わせるのに、残りの連続不透明度を与えることは理にかなっている。なぜなら、過飽和したメタンも同様な効果をもつが、エタンの氷は成層圏の最下部では支配的な氷になってい

るはずであるからである。

## 2.4 タイタンの表層

### 2.4.1 表面の特性

すでに述べたように、タイタンの表面は恐らく大気起源の岩屑や凝結物質に覆われている。この衛星の固体部分の外側の大部分は、観測された平均密度と一致させると、厚い氷の層から構成されているに違いない。この氷の層が、表面に剥き出しになっているのか、完全にまたは部分的にでも大気からの下降物質で覆われているのかということは、この星の謎に対する答えに直結するカギとなる疑問のひとつである。凝結する物質種がどのような性質を持ち、大気と表面の間でどの程度交換が行われているのか、そして両者の間の平衡関係を知ることは、もう一つのカギとなるトピックである。

ほんの最近まで、成層圏のエアロゾルのもやは、宇宙探査(タイタンの半径を調べたボイジャーの電波掩蔽観測は例外として)でも地球からの観測でもこの衛星の表面探知の妨げとなってきた。

すでに議論したように、もやそして雲をなす材料はそれがどんなものであれ、表面に降ってくる可能性を持っている。少なくともそれらのうちいくつかは、液体として存在できることが予想され、そして、蓄積過程が長い間続いてきたので、1983年に Lunine が提唱したような広大な海があるという考えは、多くの人を引き付け長い間の学会の流行でもあった。この“エタン-メタンの海”は、メタンの供給源と光化学物質の貯留池の両方の役割を担うであろう。

しかし、タイタンの表面を調査するのに用いた初のリモートセンシング技術、レーダーによると、表面は不均質で大部分が固体、あるとしても小さな湖程度という観測結果を示した。

Dewey Muhleman と共同研究者は、カルフォルニア州の NASA Goldstone 電波望遠鏡からタイタンに向けて電波信号を送り、受信機としてニューメキシコ州の National Radio Astronomy Observatory の Very Large Array を用いた。地球から伝送された信号の反射波によると、タイタンはエタン-メタンの深い全球的な海に覆われていないことが分かった。なぜなら、表面を浮遊する微粒子が全くなくそして数百メートル以上の深さをもった海では、レーダーの反射波は大変弱くなる。(反射率はおよそ 0.02) 平均のレーダーの断面積は 5 と 15% の間で変化し、観測した半球(東方最大離角; 中心子午線 (LCM) 経度  $90^\circ$  に対応。土星と同調して回転していると仮定した場合、地理的な経度とは反対で、このとき  $210^\circ$  となる。) に液体の炭化水素の溜まり場が存在する場合の値とは一致しなかった。

最も大きな反射率(約 0.15) という値は、ガリレオ衛星の中で最も小さな値をもつカリストよりも小さく、ガニメデ、エウロパの値よりも遥かに小さい。尚、これらの衛星は反射率の高い氷の表面を持っている。

タイタンの反射波の探知は、表面を覆う全球海モデルを否定する最初の根拠になった。このモデルだと、海の表面に浮く浮遊微粒子や泡がレーダーの反射率を変化させてのではないかという考えも取り得る。しかし、今日ではタイタンの表面の大部分が液体のヒドロカーボンに深く覆われているはずが無いのは明らかである。

タイタンの表面のある領域は、レーダーの波長では他より明るく見える。一僅か数組の困難な観測に過剰な解釈を加えるのを覚悟して述べるとその領域は、偏光や氷の表面であるかのようなスペクトルの挙動を示した。この挙動が見られる経度は、近赤外でももっとも明るい場所であり、後にタイタンの画像でも確認された(後ほど参照)。タイタンの他の経度では、レーダーの反射断面積は僅かに弱い。いずれにせよ、タイタンがレーダー観測にとって最も遠く隔たった天体であることに変わり無い。

カリストのような表面で、恐らくヒドロカーボンの湖によって反射率が低下しているとするのは、レーダーのデータの解釈の一つである。しかし、このモデルは問題も抱えている。例えば、返ってくるレーダーの偏光を説明できない。(ガリレオ衛星とは異なる)

表面は実質“dry”でヒドロカーボンの海は、穴ぼこや最高でも数キロメートルのメタンの包接化合物又は水の氷の“bed rock”に蓄えられているかも知れない。このモデルの表面は多孔質で、液体が蓄えられる“帯水層”へ必要な全てのエタンやメタンが透過できる。(約1.5kmの深さまで約20%の空隙率、非現実的な値ではない)このモデルは、1992年カルフォルニア工科大学のDavid Stevensonによって提唱された。このような多孔質表面モデルに対する異論の一つは、有機物に富む厚い表土のため(砂漠の“caliche”のように)エタンは表土の中にしみ込めないかも知れないというものである。

## 2.4.2 近赤外での幾何学的アルベド

タイタンの近赤外(0.7-5 $\mu\text{m}$ )のスペクトルは、巨大惑星のそれと同じように、メタンの吸収線が卓越している。短波長では(青)では、赤みがかったもやの粒子によって強く吸収される。(図1.4)赤の波長では、光はもやによって散乱されるが、円柱状の光学的厚さはそれでも大きい。近赤外線では、もやはますます透明になるが(もやの粒子が波長にくらべ小さくなるから)無数のバンドでのメタンの吸収は、大変強くなる。メタンの吸収が弱まる所、つまり透明な領域、“窓”では、(4.8, 2.9, 2.0, 1.6, 1.28, 1.07, 0.94そして、0.83 $\mu\text{m}$ 付近にある)大気の深いところや、恐らく表面の探査をすることができる。これらの窓領域の間では、巨大惑星で起きている事とは反対に、太陽のフラックスは、成層圏のエアロゾルによって、全てが吸収されるのではなく散乱され大気を通過して戻って来るのである。短波長では特にそうである。したがって、近赤外線のスぺクトルは、潜在的にタイタンの大気や表面についての情報が特に豊富である。

五つの異なる研究グループが独自に、タイタンの表面はこうして調査することが

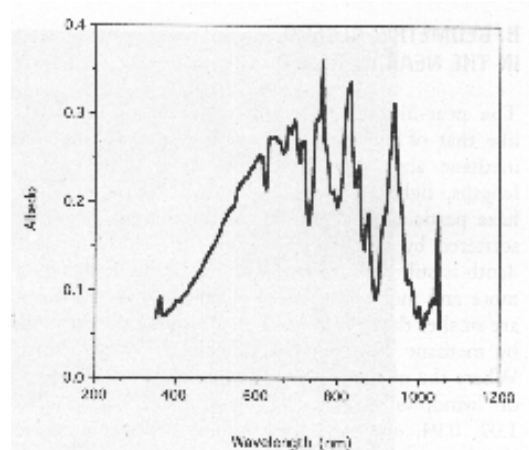


図 2.4: タイタンの幾何学的アルベド. 青の波長での暗いのは、もやの吸収の上にガスの吸収がわずかにあることを示している. 可視領域での滑らかな増加曲線は、もやの赤い色を示し、一方谷はメタンの吸収帯に対応している. 吸収帯の間の山の部分は、表面を宇宙から覗くことができる窓領域である.

出来るということを証明した. つまり, 1-から  $2.5\mu\text{m}$  の領域の幾何学的アルベドを測定したのである. 巨大惑星とタイタンの最初の観測は, 1979年 Uwe Fink と Harold Larson によって Kitt Peak の 4-m の望遠鏡を用いて行われた. Dale Cruikshank と Jeffrey Morgan は 1980 年にタイタンを観測し, アルベドの 32 日間の変化を調べた. これらのデータは 1993 年に Keith Noll と Roger Knacke によって経度方向の 16 日間の変化に整理しなおされ, 1-から  $5\mu\text{m}$  の窓領域の光度変化を与えた. タイタンの近赤外線のスเปクトルは, 1991 年 Caitlin Griffith らによって初めて表面を調査するために使われた. 彼らによって初めて作成された近赤外の詳細な放射伝達モデルによると, 表面のアルベドは全球的な海の存在と一致しないが, 大気の窓で観測された反射率を表面を覆っている雲が, 部分的に説明する可能性は残されている. 1990 年以降これらのグループや, その他 (Mark Lemmon et al. , Athena Coustenis et al. ) が, タイタンの赤外スเปクトルを軌道全範囲に渡って, 調査を成し遂げた. そして, タイタンの自転と正確に対応したアルベドの変化を表す, 表面の反射率の測定をもたらした. 図 1.5 にタイタンの光度変化を示す.

軌道一周分で測定したタイタンの幾何学的アルベドは, 明るい先行半球<sup>2</sup>(かつ地球の方向を向いている) と, 暗い追跡半球<sup>3</sup>があるという重要な変化を示している点で一致している. 外合, すなわち, 地球から見て土星の反対側にある時に土星に向いている半球で, アルベドは, LCM120° 付近で現れる最大値と LCM230° 付近の最小値の中間の値と取るという点で似通っている. つまり, タイタンの表面は異質な成分から出来ている. このこと自体, 先に引用した二つの可能性がありえないという理由で, 重要な情報である. 二つの可能性とは, 全球的な海や, 剥き出しに

<sup>2</sup>leading hemisphere, 公転運動の方向に面している半球.

<sup>3</sup>trailing hemisphere, 公転方向とは反対側の半球

なった“汚れた”均一な水の氷の表面である。雲の存在は、この観測では必要はなく—観測されなかった。最近, Griffith と Owen と共同研究者は, 新たに  $2.9\mu\text{m}$  付近に窓領域の存在を明らかにした。

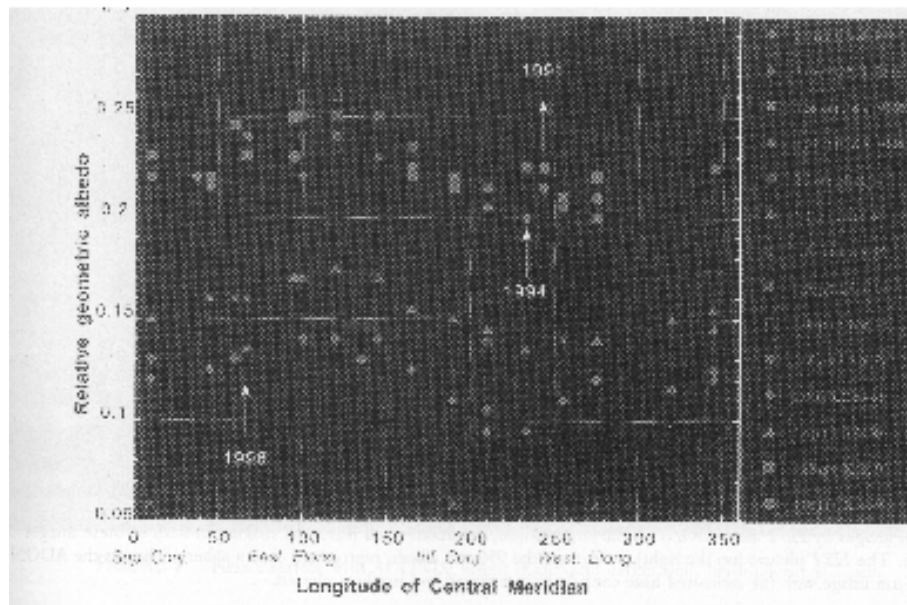


図 2.5: 近赤外窓領域のいくつかの波長での明るさの変化。光度の最大値は、図 6, 図 7 に示す明るい大陸サイズの領域に対応する。異なる印は、いろいろな調査チームに対応している。横軸は、左から順に、外合、東方最大離角、内合、西方最大離角。

### 2.4.3 表面のスペクトル

タイタンの表面のスペクトルは、直接には観測することができない。しかし、もやの生成率や雲の不透明度のような大気特性（不特定要素を認めてある）を組み込んだコンピュータプログラムを用いて、近赤外の異なる波長で観測したタイタンのフラックスから求めた、幾何学的アルベドを計算で再現した限りでは、表面のアルベドは変化し得る。そうした研究は、Coustenis と共同研究者によって最近、成し遂げられた。彼らは、ハワイのマウナケア山頂にあるカナダ-フランス-ハワイ望遠鏡で撮影された沢山のフーリエ変換スペクトルから、表面のスペクトルをモデル化した。推測された完全な表面のアルベドは、大部分の表面が固体で出来ている事 (Griffith et al. のレーダー観測による以前の研究と一致する) を肯定するものである。タイタンの表面のスペクトルは、この星の近赤外でのアルベドの観測からモデル計算されたものであるが、軌道に沿って同じ形を保ち、平坦ではなく他の波長よりも  $1\mu\text{m}$  付近で高い値を示すのである。

$1.6$  と  $2\mu\text{m}$  付近 ( $1\mu\text{m}$  付近でのアルベドに対して) で観測されたタイタンのスペクトルの減少は、ハイペリオンやカリストのデータにも見受けられる。それは、水

の氷によるものである。水の氷の吸収帯は、すべての経度でタイタンの表面のスペクトルに存在している。ハイペリオンのスペクトルはタイタンと、1-から 2- $\mu\text{m}$  の全領域でおおよそ一致している。

第二の（新たな）表面の構成物質の存在が、軌道運動における変化から暗示されている。それはスペクトル的には中性で、水の氷と一緒に混在している。複雑な有機物（ソリン）は、近赤外線では波長によらず明るいスペクトルを示し、完全なアルベドと一致するが、東西方向に均一に分離しているはずである。ハイドロカーボンの湖や氷、ケイ酸塩成分そして、他の暗い物質も存在する可能性がある。もう一つの可能性としては、公転における変化は氷の地形、つまり新しいか古いか、大きな粒子で構成されているのかそれとも小さい粒子でできているかなどの、東西方向の違いによるのかも知れないというものである。

レーダーと赤外のデータを一緒に取ると、タイタンは太陽系の他のどんな天体とも異なる、類のない天体に見えてくる。今日、新たな技術が試みられ、タイタンの表面に関する問題に更なる条件を提供している。

#### 2.4.4 タイタンの画像：表面に大陸があるのか？

1991年、タイタンの表面の研究に新たな道具が使用できるようになった。その道具は、タイタンの円盤を分解（視直径は0.8"）できるほど高分解能である。タイタンの表面の不均質性は、すでに近赤外やレーダーの光度変化によって示されていたが、ハッブル宇宙望遠鏡を用いた1994年のタイタンの表面観測によって画像として明らかにされた。地球大気の乱れによって、普通はタイタンを地上から観測することは出来ない。しかし、HSTは大気圏外にあるので、タイタンの円盤を分解することができるのである。HSTによる初期の観測は、表面を識別できたように思われたが（HSTが持つ沢山のフィルターは、940-nmの窓領域の光を抽出した）、しかし、主鏡の球面収差のためうまくいかなかった。新しい広域惑星カメラ（WFPC-2）が導入されると光学上の問題は改善され、タイタンの断面を約20ピクセルで分解することができるようになった。フィルターを使用しても、もやによる散乱光は地球にやってくる光の割合の多くを占めたが、ほぼ全経度範囲にわたるHSTのデータでは、もやの散乱光は特定され分離することができた。（なぜなら、もやは東西方向で変化が見られなかったからである。）

アリゾナ大学のPeter Smithに率いられた研究チームは、940-nmと1070-nmの窓領域での表面の地図を作成した。地図には、110°Eと10°Sにある著しく明るく大きな領域（2500×4000km）と、幾分暗い領域が載っている。（図1.6）幾分不鮮明ではあるが、赤い波長（673nm）でのおおまかな地図もまた作成された。この波長のもやの光学的厚さがおおよそ3であるので、光子は大気を通過するのに幾度となくもやによって跳ね返されているのである。1995年に撮影されたHSTのデータは、始めの発見を裏付けるものであった。そして、スペクトル上異なった場所を特定する能力に改良が施され、異なる成分で出来ている領域を識別でき得るようになった。

HST の 940-nm と 1070-nm における画像のコントラストは、およそ 8% である。

パリ天文台の Michel Combes の指揮の下、チリの 3.6-mESO 望遠鏡に取り付けられた ADONIS カメラを用いて撮影された画像には、赤道上の公転経度  $120^\circ$  に HST と同様な明るい領域が映っていた。南北半球の非対称性もまた、タイタンの暗い面で明らかであった。取り付けた光学系はリアルタイムで、波の先端が望遠鏡に到達した時に、大気の乱れによって引き起こされた揺らぎの位相を感知する。そして、絞り盤の変形可能な薄い鏡を使って、望遠鏡はそれとは逆位相を適応するのである。こうして回折を抑えられた画像は、メタンの吸収の無い波長や、吸収線からはなれたウイング部に中心を持つ、帯域の狭いフィルターを用いて、波長 1.3, 1.6 そして、 $2.0\mu\text{m}$  で得られたのである。 $2\mu\text{m}$  では、光はもやの散乱や吸収の影響を僅かしか受けず、HST の画像と比べて約 30% コントラストが高かった。

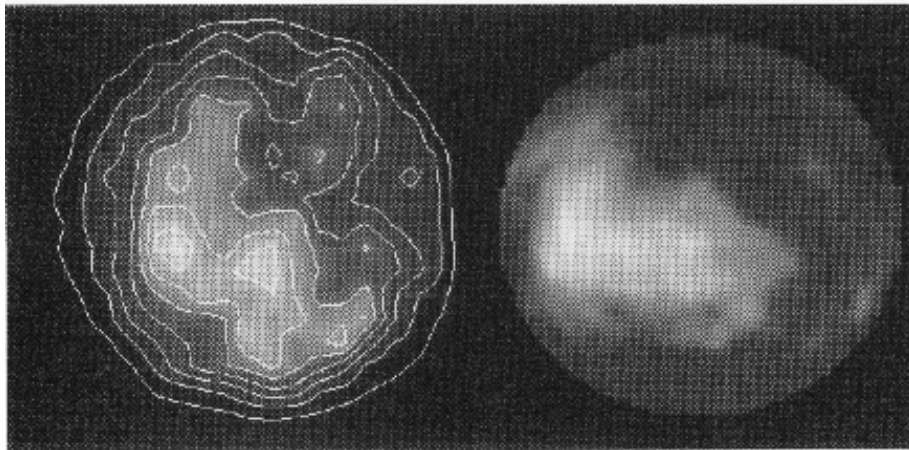


図 2.6: HST と ADONIS によって撮影されたタイタン。どちらの画像にも、タイタンの先行半球で大きく明るい大陸サイズの特徴が目立っている。HST の画像 (右側) は、球面に投影した 950-nm のアルベド分布図。一方、ADONIS の画像 (左側) は、見積もられたもやの影響を差し引き、等照線をプロットした  $2\text{-}\mu\text{m}$  の像。

$2.2\mu\text{m}$  の画像 ( $2.0\mu\text{m}$  よりも大気の影響を強く感知する) の分析によると、タイタンの公転方向の面では両半球の非対称性が見られた。特に南の縁が明るく、恐らくこの領域にエアロゾルが密集している為である。 $2.0\mu\text{m}$  の画像には、赤道付近に新たな明るい領域が映っている。そこから、 $2.2\mu\text{m}$  の画像を差し引くと、 $2.0\mu\text{m}$  の画像から成層圏でのエアロゾルの影響が引かれる。そうしてそこに残った画像は、表面あるいは、低い雲の放射による像である。この手順をたどると、赤道付近の明るい領域には、二又は三つの明るい“ピーク”があることが分かる。そして、コントラストの低い小さな場所を、先行半球の極付近に見て取ることができる。

分光器で分解された画像は、波長  $2.10\mu\text{m}$  の  $\text{H}_2\text{O}$  の氷の吸収帯のウイング部に相当し、光学系の回転式フィルター (CVF) を用いて記録され、 $2.0\mu\text{m}$  の画像とよく似ていることが分かった。それらは、液体のヒドロカーボン (エチレン, エタン) による強い吸収を表しているのではと予想された。このことは、暗い領域に大きなハ

イドロカーボンの湖が存在することを肯定するものではない。(図1.7)

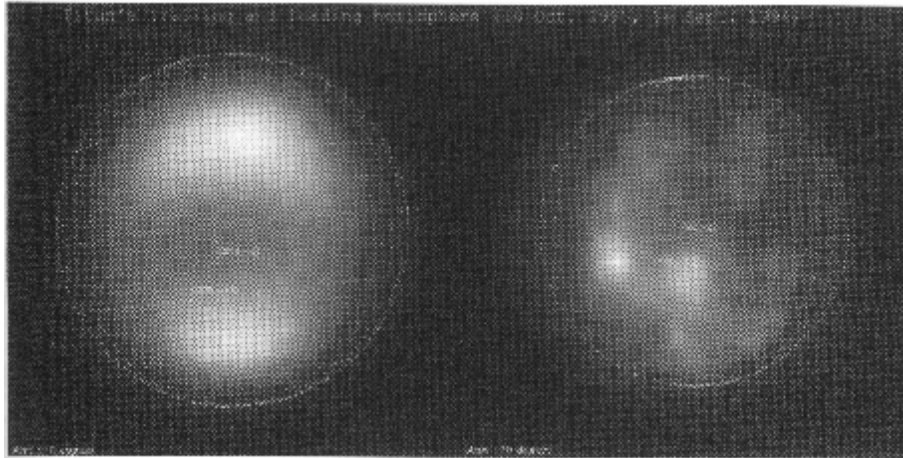


図 2.7: ADONIS で撮影されたタイタンの表面.  $2\mu\text{m}$  での明るい半球 (左) と, 暗い半球 (右).

全ての画像に一致して,  $\text{LCM}114^\circ$  付近に中心を持ち, 南北緯度方向に  $30^\circ$  そして東西経度方向に  $60^\circ$  に渡って広がる最も明るい赤道領域が見えた. (図6を参照) 他の明るい部分は, 西南領域 ( $25^\circ\text{S}$  付近) と北方部 ( $30^\circ\text{N}$ ) に見ることができる. これら領域の正確な性質は, まだ調査段階である.

明るい部分の位置は, 近赤外のアルベドの値が大きかったり, レーダーの反射波が強く戻って来る経度と一致する. 明るい点は高低の違いによるものかも知れない. Coustenis と共同研究者は, 均一な明るい表面が部分的に隆起しても (分厚いメタン吸収層より上まで, 隆起した領域を押し上げ, その結果明るく見える) 観測された明るさの違いを説明できないことを示した. ある種の明るい物質が必要である. この明るい物質は隆起した地形にだけに存在するかも知れない. (例えば, メタンの降水は山の上で暗い有機物質を洗い流すかもしれない)

太陽系全体で見つかった地形を基にすると, タイタンの表面の様子は一体どのようなになっているのか詳しく推測することは可能である. 類似点は, まず他の氷の衛星だけでなく, 金星からももたらされるかもしれない. 金星はタイタンに似た, 密度が高く, 光学的に厚い大気を持っているからである.

#### 2.4.5 表層の景観の想像

タイタンの地形は, 太陽系のほかの天体の様に沢山のクレーターに覆われているだけでなく, 液体も存在しているという点で特有である. たとえ, 後者の要因が無いとしても, クレーターの研究は, その領域の相対年代の決定を可能にしたり, この星の表面の更新の歴史を調査する重要な方法である. クレーターは, その天体の内部, 大気の歴史の両方の情報を伝える重要な窓なのである. 例えばクレーターの



形成の緩和が、地殻の材料の力学的な特性を示すような過程であったり、厚い大気にツングースカ隕石のような小さな隕石が衝突した後の大気の歴史が詰まっているのである。

タイタンの表面のクレーターの数はもちろんわかっていない。しかし、土星系のどこか他の場所のクレーター密度の簡単な内挿法、外挿法によって、タイタンの表面、百万平方キロメートル毎に、直径 20km 以上のクレーターが~200 個存在するはずなのである。しかし、最近の表面の更新によってその数は、かなり減っているに違いない。空気のない衛星は、一般に  $N \propto D^{-2}$  の法則に従って、空気のある衛星より多くの小さなクレータを保持しているだろう。しかし、タイタンの大気は、小さな隕石の衝突速度を表面に到達する前に遅くして、金星での 20km 以下のクレーターの同様な減少と比較すると、恐らく直径 10km 以下のクレーターの数密度を減少させるだろう。ここに示すクレーターの密度の見積もりは、タイタンの表面に実際にあるクレーターからは、少なかったり(タイタンとハイペリオンが軌道上の共鳴を起こし為に、原始のハイペリオンが分裂しタイタンへの隕石のフラックスの増加を引き起こしたかも知れなかったので)、多過ぎ(もし、表面の更新が初期の段階のクレーターをかき消したならば)であるかも知れない。

小さなサイズのクレーターの密度もまた、タイタンの気候の歴史に敏感に影響を受ける。もし、タイタンが過去に、現在より薄い大気を保持していたならば、大量の小さな隕石が表面まで到達できたかもしれない。タイタンの表面に広大な広がった液体が存在したならば、隕石は液体に覆われた広大な地殻に衝突したかも知れない。そのような衝突は底にわずかな跡を残すかも知れないし、津波による堆積物を残すきっかけとなるかも知れない。たとえ液体に覆われた表面が形成されなかったとしても、衝突による盆地地形は、地殻の粘性による衝撃の緩和によって和らいだものになったかもしれない。現在のタイタンの表面温度は、氷が大変硬くなるくらい低いですが、地殻にアンモニアの含水化合物が存在できるなら、氷は可動的になるかも知れない。さらに、氷は地温勾配によって数キロメートルの深さでさらに流動的になる。他の氷の衛星で観測されているように、この効果によって大きなクレーターの底はドーム状に膨れあがる。数多くのクレーターが、ドームの中心に小さな穴があるのが観測されるのと同様に、ドームの構造もあまりよく理解されていない。大量の液体をたたえた激しく窪んだ表面の相互作用によって、胸をわくわくさせるような、好奇心をそそる景観を形成するかも知れない。小さなボールのような形をしたクレーターが液体で満たされシンプルな湖を形成するかもしれない。一方、大きな(直径 > 10km)クレーターには、リング状の湖の中心部に一つの島を成す丘があるかもしれない。もっと大きなクレーターにも、ドームによってできた大きな島があり、その中心の穴が池-“的の中心”の湖、となっているかも知れない。

現時点では全くの思いつき程度のことであるが、タイタンは氷の火山活動をよく見せているかもしれない。タイタンの火山現象(カッシーニ探査機-のちほど紹介する-がその証拠をもたらすならば)を研究することは重要なことである。なぜならば、タイタンの熱史を理解できるからだけではなく、どのように揮発性ガス、特

にメタンが表面に運ばれるのかを理解できるかもしれないからである。

タイタンの現在の環境は大変穏やかである。潮汐は弱く、降水も—もし起こっていると—静かで、一日の温度変化も小さい(したがって、風もゆるやかである)。氷のハイドロカーボンに対する溶解度は、大部分の岩石の水に対する溶解度よりも小さい。それ故、有機物の堆積物や又、水とアンモニアの氷などのために、表面が侵食されやすいところを除いて、氷のタイタンの地形は、侵食によって大きく更新されるはずは無い。

タイタンの景観についてこれらの意見の中のいくつかは、2004年末の Huygens 着陸船によって実際に観測されるかもしれない。2004年は、カッシーニミッションが、この謎に満ちた衛星の表面をついに解明することになるであろう。

## 2.5 太陽系におけるタイタン

タイタンは地球型惑星(大気はその惑星の大変微量な成分で出来ている)と巨大惑星(大気はその惑星の深層と親密に関連している)の中間の天体だと考えられている。他の衛星について言うと、平均密度  $1.86\text{gcm}^{-3}$  そして、半径  $2575\text{km}$  という値は、タイタンがガニメデとカリストの間に位置している事を表している。これらの木星の二つの衛星は、岩石(ケイ酸化合物と金属)と水の氷(全体の質量の 25-50%)から出来ていると信じられている。これら三つの衛星の類似点は、似たような内部特性を持っているということかも知れない。しかし、タイタンが、ガニメデやカリストよりも温度の低いところで形成されたならば、水の氷と似た密度を持つほかの氷(アンモニアと水の氷や、メタンと結晶水を含む氷)を含んでいたかも知れない。三つの衛星全てで、ケイ酸塩が宇宙存在度と比較して豊富であり、52%が水の氷に対して40%が岩石である。タイタンは、地球と比べて厚い大気を持つ唯一の衛星であるという点で特有である。[OUTER PLANET ICY SATELLITES を参照]

### 2.5.1 タイタンの起源と進化

タイタンの起源と進化は、概して現在の太陽系モデルの点から説明されるが、細かい点については多くの疑問が挙がっている。現在の環境で働いてる物理過程(放射過程が働き、化学過程、大気の散逸、光化学反応、表面と大気の平衡など)で計算を開始し、試みに“時間を逆戻し”したモデルはタイタンの起源と進化を説明する上での助けとなる。しかし、我々には、モデルがうまく計算できるようなカギとなる多くの観測が、まだまだ不足している。

タイタンは、恐らく原始土星系星雲、土星を形成した岩石や氷そしてガスの円盤の中から形成された。タイタンの集積の早い段階では、形も小さく重力も小さく、集積した微惑星は溶けていなかった。後の段階になって、落下してくる微惑星が衛星の成長にともなって、より多くのエネルギーをもって衝突するようになると、微

惑星は溶けはじめる。集積の最後になって、タイタンの内部は恐らく固体の岩石と氷の混合物で、後から集積した密度の高いケイ酸塩によって取り囲まれ、そしてさらに液体のマントルによって取り囲まれる。水蒸気とアンモニアの原始大気が存在した可能性はある。アンモニアは光化学反応や、タイタンの初期にあったその他反応によって窒素に変換されやすい。はじめの数億年以内で、氷の地殻がマントルの上に成長するであろう。内部では、放射性同位体の発熱が氷やケイ酸塩をあためるようになると、可動性のある多くの氷は形を変え、核がとって変わられる。つまり、密度の高い岩石の層は中心に向かって落下するのである。多くのモデルでは、もしアンモニアが存在するなら、液体のマントルは、表面下約75から300kmのところまで持続しているであろうと述べている。

原始土星系星雲の温度は、原始木星系星雲より低い傾向にあった。そのため、水だけでなくアンモニアやメタン、そして、恐らく窒素も、初期のタイタンには含まれていただろう。星雲から濃縮し、窒素を含んだ氷の脱ガス作用(包含水化合物モデル)と、原始タイタンの集積の初期段階でのアンモニアの光化学反応が、現在の大気に至る一番もっともらしいシナリオであるようだ。ガリレオ衛星は大きさが似ているのに、おそらく暖かすぎたためにこれらの揮発物質を含むことが出来なかったのである。さらに、太陽から適度に離れていたため、タイタンはガリレオ衛星に比べ大気を遥かに逃しづらい。太陽から離れているため、大気は冷たくなりジーンズエスケープもはるかに遅くなる。次に、木星は土星より太陽の重力場の深いところにあるので、隕石は土星に近づくよりも早い速度で木星に近づいてくる。さらに、Kevin Zahnle と共同研究者が指摘したように、タイタンはガリレオ衛星が木星の重力圏に入っている程には、土星の重力圏に深く入り込んでいない。そのため、ガリレオ衛星の隕石(彗星)は遥かに早い速度で衝突する。それゆえ、隕石の衝突は大気を吹き飛ばしやすい。一方で、タイタンにおいては隕石はゆっくり移動し、概して大気の質量を取り去るよりむしろ付加する。

タイタンは幸運にも、軌道上の大部分が土星の磁気圏外にある。もし、磁気圏の内側にあったなら、エネルギーを持った粒子が大気を剥がしてしまったであろう。さらに、“Goldilocks”問題がうまく調整されていて、タイタンは、揮発性物質(メタンや窒素)がうまい具合に蒸気圧を生む程度で暖かかったが、ジーンズエスケープを促す程ではなかった。さらに観測やモデル計算が進めば、なぜタイタンが我々の太陽系で独特であるのかということについてあらたな洞察が得られるかもしれない。

## 2.5.2 タイタンと地球、金星の比較

タイタンは、窒素分子を主成分とする十分な大気を持っている。そのため、この星は、時に研究者らにとって、原始地球の大気とよく似た大気の化学的な進化を研究する、ある種の実験室と見なされることがある。

しかし、いくつかの重要な違いがある。低温と小さな重力のため、タイタンのスケールハイトは大きく、地球と非常に異なっている。(地球の大気は、厚さに

おいてりんごの薄皮と比べられるくらい薄い層であると考えられている。) タイタンの大気は、半径に比べてかなりの割合で広がっている。 [EARTH AS A PLANET; ATMOSPHERE AND OCEANS]

次に、太陽からの距離がずっと大きく、地球が受ける太陽光の約1%しか得られないので、タイタンは遥かに寒い。この低温は、化学上難解な効果をもたらす。-水のような酸化物、二酸化炭素、そして酸素分子はタイタンでは凝結してしまうので低い蒸気圧しかとらず、多くても大気の微量成分にしかならないのである。

興味深いことに、タイタンは地球と全く異なる化学反応によって、異なるスケールハイトと絶対温度のもとで、地球と類似した温度構造を生み出している。ちょうどオゾンが地球に降り注ぐ紫外線を吸収し成層圏を暖めているように、タイタンではもやが同様の役割を果たしている。同じように、水は-地球上では凝結する温室効果ガスであるが-タイタンではメタンが同様に、主要な温室効果ガスであり、凝結し恐らく表面に湖を形成するほどであろう。二酸化炭素は、地球では凝結しない温室効果ガスであるが、その存在度は消滅(ケイ酸塩の岩石の風化)と、生成(燃焼や火山ガスの噴出)の間のバランスでコントロールされている。タイタンでは、水素が同様な効果をもたらしていて、光化学反応により生成しそして宇宙に散逸している。

現在のタイタンの状態が、原始地球をその再現したものでないという、他のいくつかの理由は次のようなものである。(a) タイタンのもやの主成分(窒素-メタン)が地球のものとはことなる。(窒素-炭素、一酸化炭素、二酸化物?) これは、太陽系の内側と外側で大気の酸化状態がかなり違うという事実によるものかもしれない。全ての地球型惑星において、炭素は完全に酸化した状態(二酸化炭素)で存在し、太陽系の外側の天体では完全に還元的な状態で存在している。この違いは、地球型惑星大気において、水が炭素の酸化度を保つ能力を反映し、一方太陽系の外惑星の大気の炭素の酸化度は、原始のままかもしれない。現在の地球は、酸素分子が大量に存在しているという点に関していえば、極端なケースである。このことは、生命のゆりかごとしての地球の太陽系における特別な位置を明らかに反映するものである。(b) 炭素を含む物質(流星や彗星など)の惑星への落下が、過去よりも今日のほうが少なくなっている。(c) 地球は、タイタンより大きい、火山活動や時間とともに進行するテクトニクスのために、誕生以来大きく進化した大気を保有している。タイタンは、それとは対照的に、初期のうちに地殻運動に従わない、劇的な変化を受けたかも知れない。実質的な進化は光化学反応過程によって極度に進行した。恐らく、地殻活動によるものもあるだろう。

タイタンに生命が存在するかという疑問に関しては、反応の経路で主要な役割を果たす物質、つまり酸素が大気に不足(水が表面に凍結した状態で捕らえられそのままになっているから)し、他の成分と相互反応できないという、重大な欠落がある。だから、タイタンと地球にある全ての類似点(温度構造、有機化学反応、凝結と大気低層での降水、表面に液体の貯留池の存在の可能性)にもかかわらず、低温(化学反応の速度を遅らせる)、小さな太陽光の入射、そして十分な量の酸素の不足が、

この遠く離れた衛星の現在の環境に神秘的な生命の誕生を妨げることになっているのである。それにもかかわらず、タイタンの環境は、我々の住む太陽系の他のどんな天体よりも地球の環境に近く、実際、地球の初期の歴史において広まった環境や、生命が誕生するに至った化学反応についての洞察を与えてくれるのである。

金星は、雲に覆われ超高速で回転する濃い大気をもっている為に、たびたびタイタンや地球と比較される、もうひとつの惑星である。タイタンの成層圏下部は、金星と同様に、少なくとも対流に対しては安定していると予想されている。どちらにも、エアロゾルが大量に存在するが、雲粒の大きさはタイタンの方が大きい。タイタンの北極のフードの凝結したジシアノアセチレンやエタンについてそれぞれ、粒子の半径は $\sim 5$ と $\sim 10\mu\text{m}$ と分かっている。一方で、金星の硫酸の雲では半径 $\sim 1\mu\text{m}$ の粒子が支配的である。しかし、一般認められているように、幾らか大きな粒子 ( $r \sim 3.5\text{-}4\mu\text{m}$ ) が金星の低い雲底に存在しているかも知れない。もし、タイタンの低緯度の成層圏を考えるとしたら、タイタンと金星の雲粒の大きさの違いはさらに大きくなる。そこでは、雲に半径 $\sim 75\mu\text{m}$  くらいのエタンの氷の粒が含まれているようである。

もっとも重要な相違は、金星の雲粒は太陽のスペクトルの殆どを散乱し明るいということである。一方、タイタンの雲粒は暗く(とくに青い波長では)、太陽光を吸収する。金星の大気は高度とともに急速に減少するが、タイタンのエアロゾルは成層圏を暖め、高高度で大きなスケールハイトをもたらす。だから、大気は宇宙空間にごくゆっくりと消えてゆく。[金星:大気を参照]最後に、地球、金星を表1.2で比較する。

表 2.2: タイタン, 地球, 金星大気の比較

**TABLE II**  
**Atmospheres of Titan, Earth and Venus Compared**

	Titan		Earth		Venus	
Bond albedo	0.29		0.36		0.77	
Cloud top (km)	10-30		—		~160	
Surface (equator): pressure (bar)	1.45		1.0		92	
temperature (K)	94		288		733	
Atmospheric structure	T(K)	Alt (km)	T(K)	Alt (km)	T(K)	Alt (km)
tropopause	71	40	217	15	250	90
stratopause	180	200	247	50	—	—
mesopause	180	800	190	80	—	—
thermopause	200	1500	1000	700	300	135
Surface gravity (m s <sup>-2</sup> )	1.35		9.81		8.87	
$T_{\text{surface}}/T_{\text{cloud}}$	1.6		1.08		1.03	

### 2.5.3 土星系でのタイタン

前半の議論では、現在の土星の大気とタイタンの大気がここまで違う理由を説明する。土星は巨大ガス惑星で、低温で非常に大きな重力場を持っているので、水素やヘリウムなどの軽い元素を有り余るほど保持している。もし、タイタンの大気が剥ぎ取られ、土星からの無限の量のガスに置き変わるならば、重い成分、最初にアンモニアやメタンなどが残り、光化学反応が最終的に  $N_2$  や高級な hidrocarbon-エアロゾルとして凝結するものも含む-を生成するであろう。こうして最終的に、今日みられるような大気を再形成することができるであろう。大きな違いは、内部又は表面に凍結しているガスからの作用があるか、無いかということだろう。大気の微量成分について言えば、ボイジャーや地上からの  $5\mu\text{m}$  のデータでは、土星にメタン (一重水素化メタン)、エタン、アセチレン、アンモニア、リン、ヒ素、そしてゲルマニウムがあることがわかった。最近の赤外線宇宙望遠鏡 (ISO) の観測によると、水、二酸化炭素、メチルアセチレン、そしてジアセチレンもまた土星に存在する一方で、エチレン、シアン化水素、その他のシアン化合物が少ないことも分かっている。また、最近の ISO のデータにはタイタンに水の存在の兆候が現れている。[INFRARED VIEWS OF THE SOLAR SYSTEM FROM SPASE を参照]

大まかな原始の組成について言えば、土星からの距離によって衛星の組成に偏りが観測されている。恐らく、原始星雲の外側の冷えた領域が、より多くの揮発物質を取り込んだということによって引き起こされたのであろう。この傾向は、木星系ではより明らかである。タイタンは、ほかの兄弟衛星より遥かに大きく、さらには大気を保持しているので、その熱史はかなり異なっている。

我々は、高解像度の光度測定と分光測定から、土星の衛星には水があることを知っている。そのうちのイアペトスは、我々の太陽系のなかで最も不可思議な天体の一つである。イアペトスがそのように謎に包まれている理由は、その二つの面が徹底的に異なるからである。一方が明るく、他方が大変暗い。追跡半球の表面のアルベドは 0.4-0.5 (氷に覆われた天体に典型的な値) で変化し、先行半球の中心部分で 0.02-0.04 で変化する。タイタンとは反対ではあるが、半球による非対称性があるのである。暗い物質の形と指向性によると、それは明るい場所の上に重ねられ、結果として明るい領域より新しいということが分かる。この衛星の平均密度は  $1.16\text{gcm}^{-3}$  で、土星の他の氷の衛星の値と類似し、これらの天体の主成分として水の氷を予想したモデルと矛盾しない。イアペトスの暗い物質の起源と特性は謎のままである。この衛星の公転運動の方向に関する観測された対称性は、外部の働きかけを強く肯定するものである。さらにはこの物質の外部起源をも肯定するものであろう。地上からの成分の研究は、低分解能の観測になってしまうが、可視光と近赤外で非常に赤い。イアペトスのスペクトルは、HCN の重合体、有機物の残留物と水の氷の混合物のスペクトルとうまく合致した。

ボイジャーが撮影した紫外線の画像の最近の研究では、これらのモデルとの一致から、フェーベ (最も外側を回る衛星。軌道を逆行し、表面のアルベドがイアペトス

と似ている、もしくは赤みが少ないという特徴がある)からの外部の物質がイアペトスの表面に衝突し、氷の蒸発をもたらす暗く赤い堆積物を地面に残したのではないかとされている。この堆積物は、フェーベの物質と、もともとそこにあって衝突によって表面に現れた、非揮発性の成分の混合物であろう。このタイプの小惑星やハイペリオンにも見つかっている、Dタイプの物質に似ている。

ハイペリオンは、その無秩序な回転と不規則な形という複雑な様相のため、もう一つの特異な衛星である。全球の構成物質は分かっていないが、表面に水の氷が存在していることは分かっている。可視光と近赤外のスペクトルはタイタンのそれとよく合っていて、明るい半球と暗い半球があることを示している。ハイペリオンはタイタンと公転周期が4:3で共振していて、ハイペリオンの構成物質がかつてタイタンに堆積したのではとされていた。ハイペリオンのスペクトルは又イアペトスと似ているが、そのアルベドはイアペトスより大きい。(可視光で0.21, フェーベとイアペトスを除く全ての衛星のアルベドより小さい)赤と中間色のアルベドの値は、表面に(水の氷に加えて)新たな成分の存在を示唆する。イアペトスについてもそうであったように、フェーベ起源の物質がハイペリオンを部分的に覆っているという説も提唱されていた。

今日我々が手にしているデータからでは、土星の周りの衛星の表面組成や、又、タイタンの周りの大気存在についての有効な説明を得られない。土星の衛星の多様な一族は、多くの独特な天体を含んでいるのである。

#### 2.5.4 タイタン, トリトン, 冥王星

タイタンは、しばしば太陽系のほかの二つの小さな天体、冥王星と海王星の衛星トリトンと比較されることがある。なぜなら、これらは共通の大気組成をしているからである。(表1.3) 実際、地球とこれらの三つの天体は、本質的に窒素分子で出来ている大気を保持している唯一のものである。

タイタンとトリトンは、窒素や、光化学反応に寄与しこの反応の下で分解されているメタン、そして生成されるヒドロカーボンやニトロのような有機物など、一部同じような大気組成をしている。これらの成分は、二つの衛星の色に関係している。すなわち、タイタンは茶色がかったオレンジで、トリトンの一部分はピンク又はパールイエロウである。しかし、他の点についてはこの二つの星はかなり違って、ある部分では温度の違いである。なぜなら、二つの星と太陽の距離が異なっているためである。トリトンの大気( $N_2$ で約 $16\mu$  barの圧力を持つ)は、だいたい $\sim 38K$ の表面と蒸気圧平衡になっている。おおよその岩石と氷の比は、かなり異なる。タイタンは、トリトンより密度が小さいため、岩石が少ない。トリトンは恐らく原始太陽系星雲で形成されたのではなく、海王星に捕獲されたので、その形成状態はタイタンとはかなり異なっていたであろう。

同じようにして話を進めて行くと、冥王星のスペクトル観測によって、まずはじめに $N_2$ が、次いで微量な $CH_4$ も、一酸化炭素の氷に加えてこの惑星の表面に存在

表 2.3: タイタン, トリトン, 冥王星の比較

	Titan	Triton	Pluto
Semi-major axis of orbit (AU)	9.54	30.06	39.44
Equatorial radius (km)	2575	1352	1208 <sup>a</sup>
Surface gravity (m s <sup>-2</sup> )	1.35	0.76	0.60
Surface temperature (K)	94	38 ± 3	35–55
Bond albedo	0.29	0.7	0.2 ± 0.1
Surface Pressure (bar)	1.45	14 × 10 <sup>-6</sup>	1 × 10 <sup>-5</sup>
Temperature at 1 mbar (K)	150–170	41	104 ± 21
T <sub>eq</sub> (K)	185 ± 20	102 ± 4	?
Atmospheric Composition	90–99% N <sub>2</sub> 2–3% CH <sub>4</sub> 0.2% H <sub>2</sub> 10 <sup>-5</sup> –10 <sup>-3</sup> % CO	99% N <sub>2</sub> 10 <sup>-4</sup> % CH <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup> % H <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	99% N <sub>2</sub> 5 × 10 <sup>-4</sup> % CH <sub>4</sub> CO <sub>2</sub>
Exobase height (km)	1500	930	?
τ <sub>infrared</sub> /τ <sub>optical</sub>	1.6	1.3	≈ 3 <sup>b</sup>



することが明らかになった。トリトンと比べて、冥王星はメタンが3倍、一酸化炭素の水が5倍多い。[PLUTO AND CHARONを参照]

この惑星の表面温度は約40K。この温度から、表面の窒素の大気圧を18と157 $\mu$ barの間くらいと読み替えられる。(表面と大気間の蒸気圧平衡の下で)さらに最近の予想は、この範囲を10から30 $\mu$ barと制限した。

### 2.5.5 気候の進展：タイタンの今後

タイタンの現在の表面温度は、有効温度より約12Kだけ上回っている。これは、~20Kの温室効果の影響と、もやの(太陽光をさえぎるため)反温室効果の影響の双方の働きによるものである。温室効果は部分的に、衝突誘起の窒素、メタン、水素による赤外の不透明度によって引き起こされている。かつては、メタンが常に光化学反応で分解される一方で、時々にはしか再供給されないので、タイタンの大気で枯渇する可能性があった。その場合は、メタンの不透明度の減少によって、窒素が降水し始める温度まで大気が冷却することがあったかもしれない。降水のためのアルベドのフィードバックと、窒素の不透明度がさらに減少するため、冷却はさらに進行しつつには、大気圧がおそらく100mbar、もしくはそれ以下に低下することになるだろう。

フィードバックは複雑で、現在ではよく分かっていない。もし、メタンが完全に枯渇してしまったら、もやと水素の生成も両方止まってしまうだろう。もやが存在している時間はおよそ1000年くらいで、その後、表面まで到達する太陽光は増加するであろう。水素は、散逸する速度が幾分遅くなり恐らく二百万年くらいかかるだろう。その後、表面は僅かに寒くなるであろう。

もし、メタンが枯渇しないとしよう。たとえば、メタンの減少が表面のハイドロカーボンの海や湖によって緩和されるとするならば、大気の進化は落ち着いたものになったであろう。湖は次第に深さを減少させ、二つの分子のうち密度が小さなメタンは、もう一方のエタンの生成に使われる。さらに、窒素はメタンよりエタンのほうに溶けにくいので、メタンが使い果たされると、湖から窒素が吐き出され、大気圧を幾らか上昇させるであろう。タイタンの究極的な運命は、実情においても、さらに一般的な宇宙生物学的な関係においても興味深い。温室効果によって、タイタンはかなり潮汐熱の影響を受けやすくなっている。例えば、巨大惑星の周りを公転するタイタンのような衛星は、それがもし太陽を周回する惑星である場合より、幾分あたたかいかも知れないのである。もしタイタンが~80Kくらい暖かかったならば、表面や表面付近は液体であるかもしれない。(アンモニア水の融解点は~176Kである。)液体の水と、光化学反応で生成した有機物が共存すると、アミノ酸などの生命に必要な分子が合成しやすくなる。太陽が赤色巨星となった時、光度は数億年の間一桁のオーダーで現在より増加するであろう。

しかし、大気は熱されると広がって存在するようになる。エアロゾルの生成は、任意の圧力での紫外線の吸収によって決っている。(一般に、エアロゾルの生成光度

は、散乱モデルによると 0.1mbar である。)だから、太陽の光度が増加するにつれてもやのつくられる高度は上昇するのである。したがって、修正された生成率では、もやはさらに大量に落下するので、円柱当たりの光学的厚さは増加する。この効果は、増加した太陽光度の穴埋めを、かなりすることになる。これに対する小さな相殺効果は、入射する太陽のスペクトルの変化である—太陽の表面が冷え、さらに多くの赤色光を発するようになるにつれて、現在の太陽光より大気の深いところまで差し込むようになるのである。細かいモデルの研究には、これらの効果を見積もる必要がある。しかし、太陽が赤色巨星になってタイタンが幾分温かくなったとしても、温暖な楽園にはなりそうもないようである。

### 2.5.6 疑問点

タイタンの起源や進化についての疑問のいくつかは、最近になって部分的な答えが与えられたものもあるが、解答されずにそのままになっている。この節では、これらの疑問点をいくつか挙げてみる。

- タイタン大気の窒素の起源は何なのか？原始星雲に含まれていた窒素分子から由来しているのか、それとも、アンモニアの化学反応によって生成されたのか？
- どのくらいの一酸化炭素がタイタンとその原始大気に取り込まれたのか？
- メタンはタイタンに凍結した氷として取り込まれたのか、それとも包接化合物に捕獲された状態で取り込まれたのか？
- ガリレオ衛星には大気がないのに、なぜタイタンには大気が存在するのか？
- タイタンの大気の大部分は、集積が終わった後に揮発物質の豊富な彗星の衝突によって付加されたものではないのか？
- タイタンの進化において、大気と接する海の効果はどんなものだろうか？逆に固体の表面ならどうであろうか？

タイタンの大気中の、アルゴンやその同位体などの不活性ガスの存在度を正確に知ることは、もはや、窒素やメタンの起源を巡る、仮説論争の判定法の問題なのかもしれない。窒素の起源(窒素分子としてとりこまれたのか、または  $\text{NH}_3$  としてか?)についての未解決な問題は、現在の大気の  $\text{Ar}/\text{N}_2$  比を測定することで答えを知ることができる。アルゴンが大量に存在しているとすると、 $\text{NH}_3$  起源によるものでなく、もともと  $\text{N}_2$  としてあったということを示す。残念なことに、アルゴンはタイタンではまだ発見されていない。

重水素の豊富な存在は、衛星の形成の最中、又は、その後に働いた、異なった作用によって生じたはずである。つまり、雲粒子、海又は地殻との重水素の交換、原始

土星星雲内での金属物質による触媒反応を受けた同位体の交換, 星内部起源のすでに D が豊富な粒子の噴出などを含む作用である. タイタンの D/H 値を正確に測定すれば, どのように水素を含んだ化合物が, 惑星や衛星に組み入れられたのかということについて何かを得るはずである. 水は, 最近タイタンの大気中に見つかったが, すぐに OH に分解する. これは, メタンの光化学反応物質 ( $\text{CH}_2$  や,  $\text{CH}_3$  など) の生成や, CO や  $\text{CO}_2$  の生成に役立っている. タイタンの水の源は土星の環や, 流星, 彗星にあるはずである. CO は又, 原始太陽系星雲の包接含水化合物の中から, 直接捕獲され得る. しかし, これら全ての機構は, まだ定量化されていない, 異なる光化学反応モデル間の, 明確な優先順を認めていないなどのたくさんの不確定性を含んでいる.

## 2.6 宇宙探査：赤外線宇宙天文台と, カッシーニ/ホイヘンス

### 2.6.1 赤外線宇宙天文台

1995年, 赤外線宇宙天文台は地球の周回軌道にうまく載り, ごく最近までタイタンの赤外域でのいくつかのデータを送ってきた. 1997年1月10日に得られたデータは主に SWS(短波長スペクトル観測装置)の分光モードで記録され, おおよそ2から  $50\mu\text{m}$  の範囲をカバーしていた. このスペクトルの分解能は  $0.2\text{--}1\mu\text{m}$  で, ボイジャーの IRIS の約9倍の分解能がある. このスペクトルには, タイタンの成層圏にあると予想されていた全ての微量成分( hidrocarbon, nitro, そして  $\text{CO}_2$  )の輝線が映っていた. そして, 高分解能のおかげで輝線の分解や, 様々な放射の寄与を見分けることができた. 結論として, これらの成分の存在度, 鉛直分布のより詳しい同定が, 全球平均で行うことができた. 1997年12月, ISOのSWSによって初めて水蒸気の輝線をタイタンの  $40\mu\text{m}$  付近で発見することが出来た.

1997年6月の長波長スペクトル観測装置の分光モードで撮影された新しいデータだけでなく, SWSの Fabry-Pérot 干渉モードで撮影された新しいデータも現在分析中で, タイタンのサブミリ波領域での情報が得られるであろう. この波長ではかつて観測されたことはない. メタン, 一酸化炭素, シアン化水素, 恐らく水などのような重要な分子は, この領域で回転吸収線を見せる. これらの吸収線は, 成分の混合比の正確な測定を与えることになるだろう.

### 2.6.2 カッシーニ/ホイヘンス

カッシーニミッションは, タイタンに関する我々の主たる疑問に的を絞って計画された. ミッションの目的は土星系全体に及んでいるが, タイタンは特に興味がある観測対象である. (ボイジャーについてもそうであったように) 土星に到着後4年

間、カッシーニ軌道船はタイタンと約40回のフライバイをする予定である。そのうちの何度かは1000kmまで接近し(ボイジャー1号は表面から4000kmのところをフライバイした。)、直達光、赤外、レーダー観測器がデータを集めることになっている。

さらに、このミッションではヨーロッパで製作されたホイヘンスプローブの活躍を目にするだろう。カッシーニ軌道船から切り離された後、この300-kgのプローブはタイタンの大気に突入し、2.25時間の間パラシュートで降下する。(図1.8) 大気や、表面の画像を撮影するのに加え、プローブはもやや、大気のサンプルを採取する予定である。プローブの、タイタン大気中や、表面での測定は、軌道船から行われるリモートセンシングでの測定を補うものとなる。

軌道船はマルチモードのレーダーを搭載していて、もやに包まれた大気を完全に貫くことができるであろう。レーダーは、放射計(表面温度を測定したり、放射度を測定)や散乱観測器、高度計(反射能や軌道船のグランドトラックの地形を測定)として使われたり、合成開口画像装置として利用される。この最後のモードでは、最接近時にタイタンの表面を0.5-から2-kmの解像度で映し出すことだろう。(すなわち、マゼランの金星での解像度の1/3の解像度) 一度のフライバイの電波測定で約1%強の表面が映し出される。したがって、観測の期間合計でタイタンの20-40%の表面が撮像されることになっている。低解像度の測定は、表面の大部分を撮像する予定である。軌道船のカメラはフィルターを搭載している(たとえば、 $940\mu\text{m}$ )。そのフィルターは、HSTのようにメタンの吸収帯など、透過する波長がそれぞれ違い、表面の明るさの違いを測定することが出来るはずである。さらに、偏光プリズムも搭載されており、もやによって位相角約 $90^\circ$ で散乱された光のほとんどを取り除くことが出来る。だから、こうした観測によっても表面の調査をすることができるであろう。分解能の限界は、観測する場所のコントラストや、測定時のもやの光学的厚さ、軌道船が動くことによる画像のブレをどこまで補正できるかということにも依存している。しかし、せいぜい1kmかもしれない。その他のフィルターを用いれば、大気のことなる高さを探ることができるだろう。

可視光、赤外線スペクトル観測装置(VIMS)の測定領域は、赤外域では0.6から $5\mu\text{m}$ のスペクトル領域に及んでいる。これによって、高精度な表面の物質のスペクトル的な同定( $\sim 500\text{-m}$ の分解能)だけでなく、輝線から組成を測定することもできる。これでタイタンの夜側を観測したなら、活動中の氷の火山からの発光、又は温度放射を見つけることができるかもしれない。

合成赤外スペクトル観測装置(CIRS)は、大気の異なる場所での温度の分布だけでなく、空間的に分離した成分の測定もすることができる。(図1.9) これらのデータは、光化学反応や大気の循環のモデルが正しいかどうかを確かめ、改良に役立つので価値あるものになるであろう。タイタンの大気の高さにおける成分の直接測定は、プローブのガス・クロマトグラフ質量分析計(GCMS)によって行われる。タイタンの大気にはたくさんの成分が存在しているので、この装置は二つの要素(色相分析法だけではなく質量分光器でも)で分類することができる。GCMSはまた、

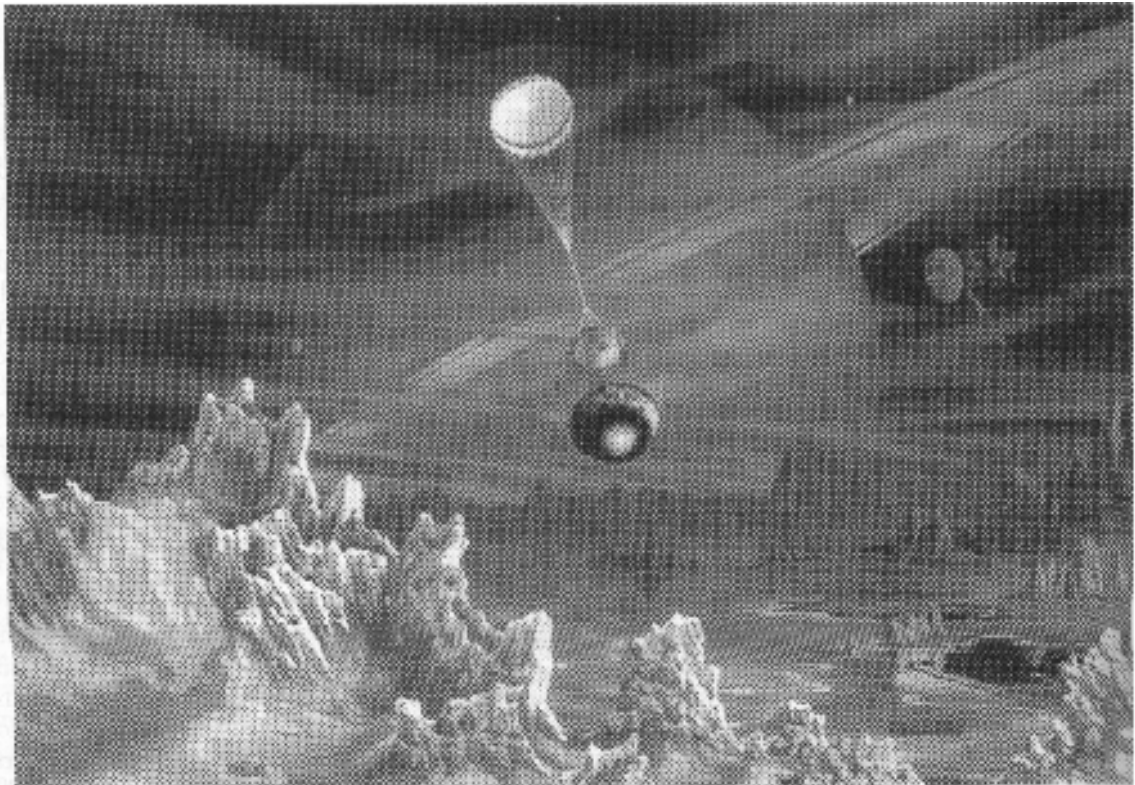


図 2.8: ESA が開発したホイヘンスプローブが大気に突入した時の想像図. カッシーニ軌道船, 土星が背景に映っている.

エアロゾル収集熱分解装置 (ACP) から熱分解した生成物の分析を行うことになっている。ACPはプローブの中にもや粒子を吸引し、それらをフィルターの上に捕らえる。その後、もやの巨大分子を、GCMSでも測定できるような小さな破片にばらばらにするために、それをオープンで焼くのである。又、GCMSはまた加熱された取り入れ口を持っている。もし、プローブが表面に衝突しても無事であるなら、着陸した地点の表面の物質の揮発成分が決定できるかも知れない。

高高度の大気成分は、軌道船が最もタイタンに近づくフライバイの間に、直接標本をとってくることになっている。イオン・中性・質量分析装置は、高度~1000kmでの原子や分子の成分を分析する。これらの、そして宇宙船の軌道運動の測定によって、ホイヘンスプローブの突入時の減速で測定された密度分布と直接比較することができる。

突入時の減速はホイヘンス大気構造測定装置 (HASI) によって測定される。この装置は、プローブのパラシュートが展開する前から作動する唯一の装置である。減速度は密度に比例し、密度分布と静水圧平衡から、上層大気の温度分布も導き出せるのである。温度と圧力は、プローブがパラシュートで降下するようになる170km以下で直接測定される。HASIは又、プラズマ波分析装置 (PWA) を一部に含み、大気の電気特性の測定 (もやの帯電や凝固作用の物理の決定に重要である。)、雷や発光の調査、そして、うまく着陸できたなら、表面の物質の誘電特性を測定することになっている。プローブはまた、レーダー高度計を積んでいて、レーダーの反射率や表面の地形を推定する。レーダー高度計は、それ自体はプローブの装置の一部であるが、信号はデータの処理のためにPWAに送られる。

表面の物質は、表層科学分析装置 (SSP) によって直接調査することになっている。これは、(表面が液体である時のために) 屈折率の指標、密度、その他の特徴を測定するためにプローブに載っているセンサー一式で、おおよその同定をすることができる。音波探知機は、降下中大気の音速を測定し (高高度で温度条件、相対分子量の決定)、液体の溜まり池の沈み込みの深さを測定する。衝突の前に、音波探知機は着陸地点の表面の荒さを推定することになっている。硬い表面に着陸したなら、加速度計と硬度計は表面の物質の力学的特性 (粒子の大きさ、粘性) を測定するであろう。傾斜計は、プローブの降下中の姿勢を測り、液体の表面の上では波の動きを測定する。

プローブのタイタンの大気中での動きは、ドップラー風速実験 (DWE) によってプローブ-軌道船方向に沿って正確に測定される。DWEは、プローブからの電波信号を正確な周波数に定める高精度発信機を使用している。ドップラーシフトはプローブの視線方向の速度を測定するのに用いられる、したがって、風の速度場を推定することができる。プローブからの信号は地球からだけでなく軌道船からでも測定可能であるので、二次元での測定をすることができる。

軌道船の電波観測装置は、二種類の方法でタイタンを探索するのに用いられることになっている。一つ目は、地球から宇宙船を追跡することでタイタンの重力場を決定することができ、それによって今度は内部構造を定める。(例えば、岩石の核の

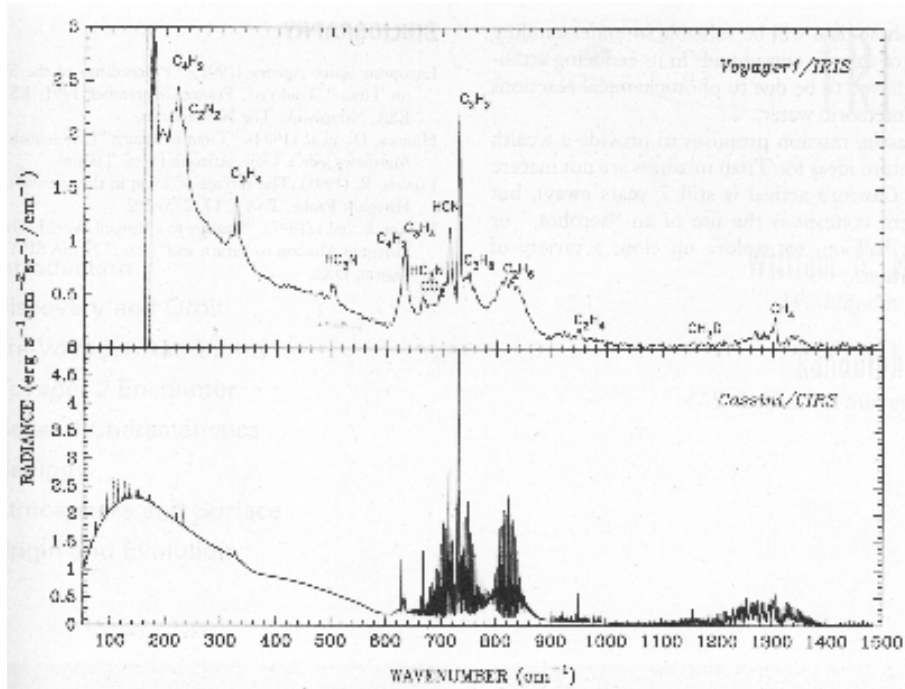


図 2.9: IRIS と CIRS の違い. 合成赤外スペクトル観測装置は、はるかに高い分解能を持ち、タイタンのスペクトルの特徴を決定してくるであろう。

大きさや、地殻の堅さ) 二つ目は、複合的な電波オカルテーションによって温度構造を測定し、タイタンの電離圏の広がりをお確かめするというものである。

タイタンと土星の磁気圏の相互作用は、磁力計 (MIMI)、カッシーニプラズマ測定装置 (CAPS) や、惑星電波天文観測装置 (PRA) によっても調査される。PRA は、タイタンの電波放射も調査することになっている。ボイジャーによる同様の調査では、そのような放射をとらえることはできなかった。

カッシーニダスト分析装置 (CDA) は、タイタン周辺部の粒子の質量、速度、成分を測定する。こうしたデータは、大気中で変化している酸化物の起源を理解するうえで価値のあるものである。それらは、流星に含まれる水を取り込んだ光化学反応のためであると信じられている。

カッシーニミッションは、価値あるデータをもたらしそうである。さらなるタイタンの探査計画はまだ煮詰まっていない。(そもそも、カッシーニの到着はまだ7年も先のことである。)しかし、卓越した発想としては、“aerobot” や知能をもった気球を利用し、タイタンの色々な場所を近くから調査しようというものがある。

## 2.7 用語解説

**断熱減率** 熱減率とは、高度と共に温度が減少していく割合。しばしばこの値はエネルギーの出入りの無い(“断熱”), 平行な空気塊の移動による値と等しいか、ほぼ同じになる。空気塊が上昇した時には、大気圧の減少によって空気塊は膨張する。この膨張のためには、空気塊が仕事をしなければならない。この仕事には、空気塊内部のエネルギーが使われる。したがって、上昇と共に温度が下るのである。

**分** 角度を表す単位。分。1度の60分の1と等しく、60秒(60”)と等しい角度。ハッブル宇宙望遠鏡の広域惑星カメラの視野は、34”。地球から見えるタイタンは角度にして、約1秒である。

**大気層** 地球をもとに分析すると、タイタンの大気は高度方向の温度変化(又は、圧力、静水圧の法則をもとにした)によって定義される何層かに分類できる。タイタン、地球両方について、平均した温度分布は二つの温度の逆転によって特徴付けられる。(それより上で高度とともに気温が上昇し、それより下で気温が下がる場所)これらの領域の境界は、-圏で終る用語で表されている。(ギリシア語の、“παύση”に由来)対流不安定は、大気最下部の40kmくらいで存在している。(言い替えば、温度が高度と共に低下するので、低い温度の空気に漂う暖かい空気は、不安定でそして上昇する。一方で冷たい空気が沈む)この領域が対流圏である(“変化する領域”)。上面の境界は、これより上層にある大気の宇宙へ放射冷却が、熱赤外のスペクトル領域で相当量起こるくらい密度が低い面である。対流圏界面と呼ばれるこの面では、放射が上昇してきた空気を効率的に冷却する。つまり、温度が高度方向に一定になるようにし、対流を止めるのである。成層圏は、各々の気層が下の光学的に厚い大気の放射によって温められ、宇宙への放射によって冷却されている領域である。ここでは、密度が高度と共に単調に減少する。そのため、気層は対流圏のように互いに上昇したり下降しようとしなない。温度は、この層の上面で最大値を取る。なぜなら、さまざまな気体やエアロゾルによる太陽の紫外放射の吸収や転換のためである。その面は、成層圏界面として知られている。成層圏界面より上では、温度は再び減少し、中間圏で最小値に達する。そこで、二番めの温度の逆転が生じ中間圏はそこで終る。中間圏での大気圧は僅か数mbarである。それより上では、気体の密度が低いので、エネルギーを持った粒子や極端紫外線の太陽の光子は、この領域を貫き、電離や光解離を引き起こす。これによる加熱は、高度に対して温度の急激な増加をもたらす。そこから、熱圏(“θερό”=warm)という名が与えられた。この領域は大気中でも最も広がっており、熱は伝導で輸送されている。熱圏にほんの少し入った高度では、拡散過程が支配的なプロセスとして働き、大気は軽い、もしくは重い成分に分離する。現実的な目的のため、この面をもって、大気の有効な最上部



(homopause:等質圏界面)と考えることが出来るかも知れない. 大気の最も外側の部分は, タイタンでは約 1500km まで広がっている. その領域をまた外圏 (“ $\epsilon\zeta\omega$ ”=out) と呼んでいる. なぜなら, 軽い粒子はその惑星の引力を逃れ, 宇宙へ失われていくからである.

**大気光** 上層大気が, 太陽からの高エネルギー光子によって励起することによる蛍光性の放射の射出.

**重水素** 水素の重い同位体で, 一個の陽子と中性子が原子核に含まれる. 重水素(そして, メタンや水のような水素の化合物)は, 普通の水素とは異なる割合で化学反応, 光解離や蒸発のような物理過程に関与する. 大気中の水素と重水素の比 (H/D) は, 以前起こった分化過程の指標になる.

**力学的慣性** 大気よりも重く深い層の混合による, 放射時間定数の増加. 高高度の薄い大気では, 太陽光の変化によりすぐに反応することが予想される, が, 十分な鉛直方向の循環があるならば, 変化はもっとゆっくりしたものになるであろう. なぜなら, 混合は考えている気層の有効質量を増加させるからである.

**宇宙生物学** 地球外生命についての学問. もっと広く言えば, 宇宙において生命が好む環境や生命の起源, 進化に付いての学問.

**幾何学的アルベド** 惑星によって反射した全ての方向のフラックスと, 単位半径の球面によって受けられた太陽光のフラックスの比を, 位相積分したもので割ったもの. よく反射する大気又は表面において, 幾何学的アルベドは, 0.65-0.8 の範囲である. 位相関数に依存している. (limb-darkening 参照)

**ハドレー循環** 熱を, 暖かい領域から冷たい領域へ輸送する経度方向 (南北方向) の風の流れのパターン. 地球では, 低緯度で加熱された空気は上昇し, 高緯度で下降する.

**赤外分光学** 赤外光の強度を分解し, 測定する方法, 学問. 近赤外線 ( $0.7-5\mu m$ ) のスペクトルは, 鉱物や氷の同定に有用. 中赤外線 ( $5-30\mu m$ ) は, 表面温度, 気体の存在度を測定する上でさらに役立つ. 波長は, しばしば波数で表示される. (例えば, 波数  $10,000\text{cm}^{-1}$  の波では, 10,000 個の波が長さ 1cm になる. だから, 波長は  $1\mu m$  となる. 波長  $10\mu m$  の波は, 波数  $1000\text{cm}^{-1}$  となる.)

**ジーンズエスケープ** 速い速度 (高エネルギー又は, 熱い) を持つ分子が宇宙に散逸する過程. 任意の温度での気体のエネルギー分布では, 限られた原子が残りの全ての原子より速く存在している領域がある. したがって, 分子同士の衝突がまれな高度高度では, もしその領域の分子がその場所の散逸速度より速く移動しているならば, 宇宙空間へ逃げ去ることができる. この過程は, 弱い重力の天体における軽い気体 (水素, ヘリウム) の高温大気で最も速い.

**limb-darkening** 惑星の円盤の縁で明るさ次第に暗くなって行く現象。この現象は、表面の散乱特性 (例えば、氷の表面のように後方散乱が強い場合) のためであったり、さらには光学的に薄い大気のために起こる。しばしば、Minnaert 指数で表される。散乱の法則により  $I = I_0 \mu^k \mu_0^{k-1}$  となる。  $\mu$  と  $\mu_0$  は、それぞれ任意の場所での観測者と太陽の角度の余弦である。  $I_0$  は、円盤の中心の明るさ。  $k = 0.5$  は、平坦な円盤に対応 (むしろ月に似ている) し、  $k = 1$  は、強い limb-darkening のある Lambertian な円盤、  $k < 0.5$  は limb-brightening に対応する。 limb-brightening は、大気の吸収領域 (暗い) より上の光学的に薄い領域での典型的な散乱である。

**混合比** ある成分の全体積に占める比。 (又は、分子数の比)

**混合比スケールハイト** 任意の成分の混合比が、異なる高度での生成や除去のために、高度方向に変化する時その変化は、  $\exp(-h/H)$  の形で簡便に記述される。  $h$  は高さの変化そして、  $H$  は混合比スケールハイトである。鉛直方向の混合比は、  $\frac{1}{e}$  で変化する。

**偏平率** 惑星や、衛星の潰れ具合。たいていは、自らの自転のために起こる。偏平率は、両極間と赤道方向の半径の違いである。地球の偏平率は、  $1/298$  ; タイタンの大気は高度 250km で  $\sim 1/250$  の偏平率を持っている。これより、上層大気の激しい回転が推定されている。

**不透明度** 大気を持つ放射を吸収 (時には、散乱) する能力。光学的厚さとも呼ばれる。光学的厚さ 1 の大気を通過する単一波長の放射は、その強度を  $\frac{1}{e}$  ( $e=2.718\dots$ ) の割合で減じる。一方、光学的厚さ 4 では、放射の 99% を吸収してしまう。不透明度は、波長だけでなく圧力、温度、考えている領域の大気組成の関数である。

**光学的に薄い** 吸収や散乱が相対的に少ない。つまり、“透明”ということ。光学的厚さが 1 より小さい場合、この表現が用いられる。

**光化学反応** 光の光子 (たいてい、紫外の波長) によって化学結合が切断されること。多くの分子の波片がこの過程を経て再結合する。光化学反応しやすい気体は、メタン、アンモニア、酸素などである。窒素のような“不活性な”ガスは光化学的に他の化合物 (タイタンでの HCN, 地球での窒素酸化物のような) を生成する反応をする。

**電波オカルテーション** 電波信号が惑星の大気を通過すること。電波信号の減衰や屈折は、電離層では電子の密度、大気では気体の密度を測定するのに用いることができる。電波信号が急に途絶えることを用いて、惑星の表面の半径を求めることも出来る。

**スケールハイト** 大気特性(たいていは, 圧力や密度)が $\frac{1}{e}$ だけ変化する鉛直方向の距離. 変化の特性は, 関数  $\exp(-h/H)$  の形で記述される.  $h$ は高度の変化,  $H$ はスケールハイト. 4倍のスケールハイトでは, 圧力は表面の値の約 $\frac{1}{100}$ になる. 等温大気の場合, 圧力スケールハイトは,  $(\frac{c_p T}{gM})$ となる.  $g$ はその場所での重力,  $M$ は相対分子量,  $c_p$ は定圧比熱,  $T$ はその場所での温度Kである. すべての量が高度とともに変化するのので, スケールハイトもまた高さとともに変化する. しかし, しばしば便利のため一定だと仮定する近似することもある. 地球では, スケールハイトは約10km, タイタンの上層大気ではおよそ40kmである.

**スーパーローテーション** 大気の上層の速い回転自転と同じ方向. 金星やタイタンで卓越している. 高度数百kmでのタイタンの大気は, 固体の部分が一回転する間におよそ20回回転している.

**窓領域** 相対的に透明なスペクトル領域で, 両側を不透明度の高い領域に挟まれている. 窓領域は, 惑星の表面を遠隔探査するためや, 温室効果の暴走を抑制するので重要である.

## 第3章 要約

### 3.1 タイタンの観測

#### 3.1.1 光学的特性

タイタンの熱放射スペクトルは、表面温度  $T=94\text{K}$  のプランク関数で表すことができる。これは、図 2.1 から分かる様に最大輝度が  $30\mu\text{m}$  にある赤外放射である。したがって、タイタンの大気の放射特性を考える時には、他の惑星と同様に、太陽の短波放射と、タイタンの長波放射を分けて考えることが出来る。この節では、まず太陽放射について、次にタイタンの熱放射について触れていく。

#### 短波放射に対する特性

タイタンの短波領域での放射特性を考える時に重要なのが、成層圏のもや (haze) の存在と、同じ高度領域で起こっている光化学反応である。もやは高度  $200\text{km}$  まで層をなして広がっており、又、一部分離した層が高度  $340\text{km}-360\text{km}$  に存在しているのが、ボイジャーによって観測された。もやの粒径はおおよそ  $0.2\mu\text{m}-0.5\mu\text{m}$  で、これは光の波長にすると紫外から紫、青に及ぶ長さである。

もやは、上部成層圏での主にメタンの光化学反応から生成されていると考えられているが、はっきりした事は定かではない。Bar-Nun and Podolak(1979) の実験では、メタンと窒素の混合気体に放射線や電子線を照射すると、 $\text{C}_2$  から複雑な物質に至るまで様々な物質が生成された。又、Pope and Tomasko(1986) によると、もやの質量生成率は  $\sim 8 \times 10^{-14} \text{gcm}^{-2}\text{s}^{-1}$  で、これは、メタンの質量損失率のおよそ  $1/5$  にあたるといふ。さらに、もやの生成が太陽系年齢の期間続いていたとすると、表面には  $0.1\text{km}$  の層を成すとも述べている。

以下、波長ごとに放射特性について述べる。(図 2.1 を参照)

- UV : 紫外領域 ( $0.1\mu\text{m}-0.38\mu\text{m}$ )

この波長領域の太陽入射光は、上部成層圏でメタン等の光解離のためのエネルギーとして吸収されている。(2.2.3, 光化学反応参照) 例えば、 $1216\text{\AA}$  ライマン-アルファ線の光学的厚さは、 $7 \times 10^6$  で、この波長の光は完全に吸収され表面には全く到達できない。つまり、メタンの光化学反応は地球のオゾンと同じ働きをしているのである。

図 3.1: タイタン大気の, 放射特性の高度分布の概念図

- VIS : 可視領域 (0.38 $\mu\text{m}$ –0.78 $\mu\text{m}$ )  
紫, 青の波長では, 紫外と同様に成層圏での光化学反応によって吸収されている. 赤の波長になると, 成層圏のもやによって散乱されるようになる. タイタンを, 宇宙から可視光で撮影した画像が, 赤みがかった茶色の球に見えるのはこのためである.
- near IR : 近赤外領域  
近赤外の波長になると, 光化学反応による吸収, もやによる散乱は受けなくなり大気は透明になる. 代わって, 大気中のメタンによって吸収されるようになり, 近赤外のスペクトルには, メタンの吸収線が現れるようになる. メタンの吸収の無いところは窓領域 (4.8, 2.9, 2.0, 1.6, 1.28, 1.07, 0.94, 0.83 $\mu\text{m}$ ) となり, 直接太陽放射が大気の深層や表面まで到達できる (大気上端の入射エネルギーの 5-15%). また, 大気や表面の反射波は, 逆に窓領域を通して宇宙まで達することができる. したがって, この窓領域からのタイタンの放射は大気深層, さらに表面の情報も豊富であるといえる. 表面を探索する多くの地上観測が, この波長を用いて行われている.

ここで, 第一章で紹介した図 1.4 を再び掲載する. 今述べた内容の理解に役立つであろう. (図 2.2)

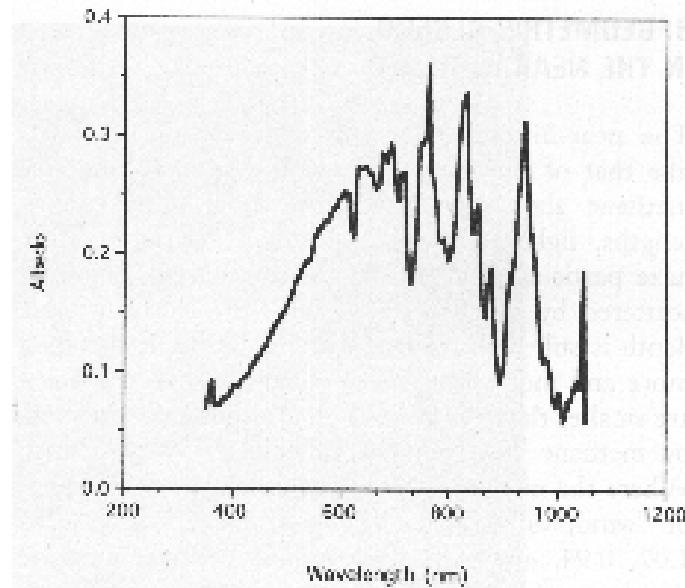


図 3.2: タイタンの幾何学的アルベド. 短波長(青)の値が小さいのは,  $\text{CH}_4$  等による光化学反応による吸収のためである. そこから, 次第に増加するのはもやによる赤色光の散乱のため. さらに長波長では, メタンによる吸収線(谷), 窓領域(山)が繰り返されている.

#### 長波放射に対する特性

表面温度  $T=94\text{K}$  の熱赤外放射は、図 2.1 に示したように大気中のメタン分子や窒素分子の圧力誘起による不透明度によって吸収され、宇宙空間に逃げることはない。この不透明度と波数分布の関係を示したものが、図 2.3 である。McKay et al(1988a) によると、不透明の原因となっている物質はそれぞれ異なり、 $150\text{cm}^{-1}$  付近では窒素分子の衝突によって、大気の光学的厚さをかなり大きなものにしてている。その他の波数領域では、 $150\text{-}500\text{cm}^{-1}$  ではメタン分子と窒素分子、 $500\text{-}650\text{cm}^{-1}$  では水素分子と窒素分子、 $650\text{-}900\text{cm}^{-1}$  ではエタン分子、アセチレン分子、シアン化水素分子と窒素分子が、衝突誘起の不透明度を生み出している。

したがって、表面及び対流圏は  $650\text{cm}^{-1}$  以下の波長を持つ大気からの放射によって温められる。すなわち、温室効果が生じる。この温室効果は、波数  $500\text{cm}^{-1}$  付近の大気の比較的透明な“窓”から熱放射を大気上層に逃す事によって、うまく調整されている。又、成層圏のもや粒子の放射は、逆にこの窓を通して対流圏を加熱を促している。

タイタンの対流圏で存在が予想されているメタンの雲は、波数  $200\text{-}400\text{cm}^{-1}$  に不透明度を持つといわれていた。しかし、MaKay によるとメタンの雲の影響は、ほとんど無視できるか又は、あるとしても冷却効果であるとしている。

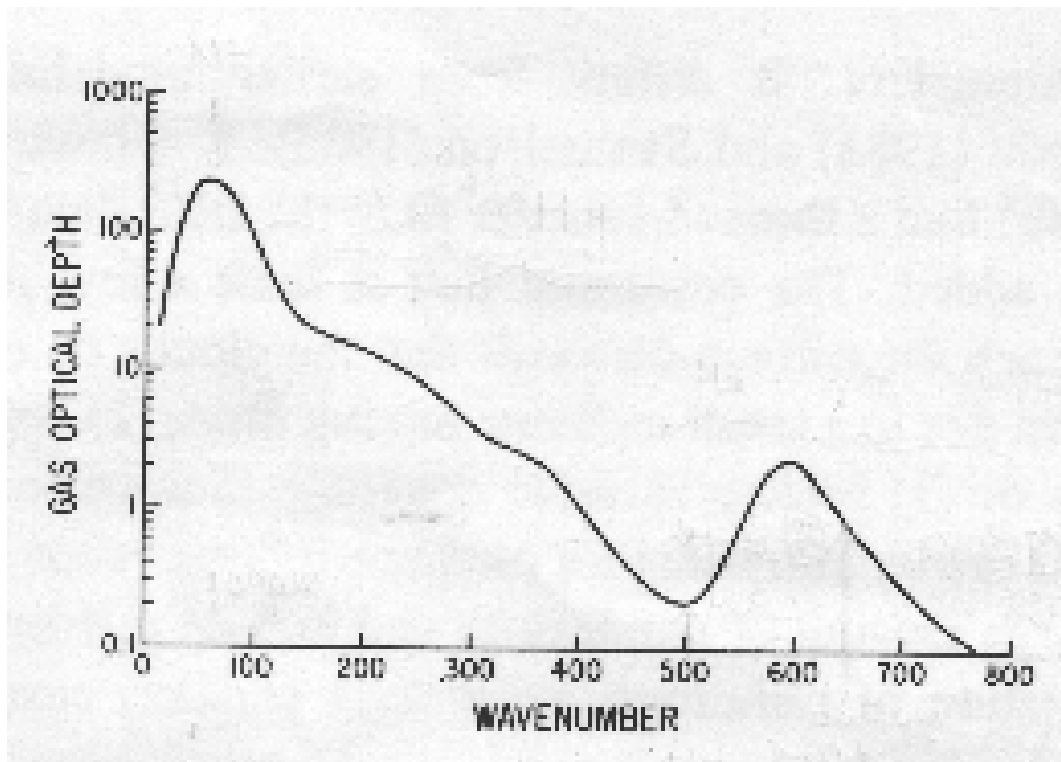


図 3.3: タイタンの表面における波数と、赤外域の光学的厚さの関係。光学的厚さは、衝突誘起の不透明度によるもの。MaKay et al.(1988a)

## 3.1.2 温度分布

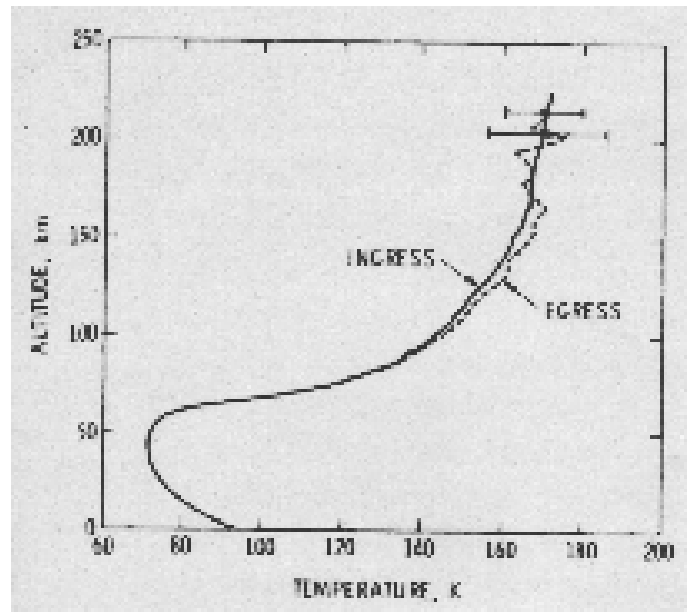


図 3.4: ボイジャー 1 号が、タイタンにオカルテーションした間にドップラー効果による周波数の変動から導かれた温度分布. 大気組成は  $N_2$  でできていると仮定した. Lindal et al(1983)

上の図は, Lindal et al(1983) がボイジャーの電波オカルテーションのタイタン大気の屈折率のデータから導いた, 表面から高度 200km までの温度分布である. これによると, 表面付近の温度  $94.9 \pm 0.7K$ , そこから高度と共に温度は低下し対流圏界面で最小値が高度 42km, 130mbar 付近の  $71.4 \pm 0.5K$ , それ以上では一転して温度は上昇し, 最上端での高度 200km では 170K となる. 注目すべきは, 地球の温度分布と同様に対流圏界面を境に温度の逆転がみられるということである.

この温度の逆転は, 成層圏での太陽紫外線の吸収による加熱と, 対流圏の気体による表面からの赤外線吸収による温室効果によるものである. この温室効果には, さらに波数  $500\text{cm}^{-1}$  付近の窓領域を通った, 成層圏のもやからの放射も寄与しているといわれている. MaKay et al(1988) は, 温室効果によって表面温度は放射有効温度 82K より 12K 高く維持されていると述べている.



## 3.2 大気組成と光化学反応

### 3.2.1 化学組成

大気組成は、現在タイタンで起きている大気の様々な過程や、表面の構造、そして、大気の起源や進化についての基本的かつ重要な情報である。この節では、

1. 多量成分について
2. 平均分子量について
3. 微量成分について

という順序で、要約を進めていくこととする。ただし、3 では、赤外スペクトル観測からの微量成分の検出について説明する。その存在度の見積もりについては、次節で紹介することにする。

#### 1, 多量成分について

全訳中の表 1.1 にあるように、タイタンの大気の主成分が窒素 ( $N_2$ ) であるということは、意外にも 1980 年にボイジャーが探査を行うまでは確定されていなかった。ここでは、ボイジャーの探査以前の観測、モデルをたどりながら  $N_2$  主体の大気が解明されたのかをまとめてみる。

#### < ボイジャー探査以前 >

タイタンに大気が存在していることは、早くも 1908 年、Jose Comas Sola によって提唱されていた。その後、James Jeans 卿は大気の散逸過程の研究から、タイタンが大気を保持し続けるためには、大気のアverage分子量が 16 以上でなければならないということを示した。この結果、大気組成の候補として、アンモニア ( $NH_3$ )、アルゴン (Ar)、ネオン (Ne)、窒素分子 ( $N_2$ )、メタン ( $CH_4$ ) が挙げられた。しかし、 $NH_3$  は当時見積もられていた温度範囲内 (60K~100K) では、固体となってしまうため大気成分とはならないと考えられた。一方、 $CH_4$  は、Ar, Ne,  $N_2$  とは異なり赤外で強い吸収帯を持つことが知られていた。

1944 年 Kuiper は、果してその吸収帯を 6190Å, 7250Å で確認した。(図 2.5) その後、研究者はタイタンの大気中でのメタンの存在度を見積もることに努力を注いだ。Laurence Trafton は、1972-1979 年の期間中に  $CH_4$  の 1.1 $\mu m$ ,  $3\nu_3$  吸収帯で予想以上に吸収強度が強いことをみつけた。この結果は、 $CH_4$  の存在度が Kuiper の予想値より 10 倍多いか、又は、未確認の分子の衝突誘起による吸収線の拡大を示すものであった。ここから、ボイジャー探査以前の主要な 2 つのモデルが与えられた。前者については、Robert Dunielson(1973), John Caldwell(1977) による、 $CH_4$

を主成分(約90%)とする大気モデル, 後者については, John Lewis(1971), Donald Hunten(1977)らによる,  $\text{NH}_3$  起源の  $\text{N}_2$  が大量に存在しているとするモデルである.  $\text{H}_2$  については, 1975年 Trafton によって  $\text{H}_2$  の四極線が発見された.

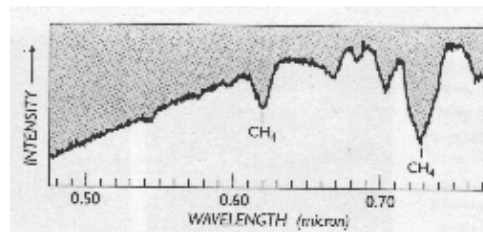


図 3.5: タイタンからの反射光には, メタンの  $0.62\mu\text{m}$  と  $0.73\mu\text{m}$  の深い吸収線が写っている. 1978年, McDonald 天文台 2.1m 望遠鏡で捕えたもの. Kuiper も 1944年 同じ望遠鏡でタイタンの大気を調査した. Tobias Owen, 1999

### < ボイジャー探査後 >

ボイジャーの観測により, 全訳中の表 1. に示したように  $\text{N}_2$  主体の大気組成が明らかにされた. 具体的に述べると,  $\text{N}_2$  はボイジャーの紫外線放射計 (UVS) によって確認された. その存在度は, 平均で約 90%であった. 早くから確認されていた,  $\text{CH}_4$  の存在度は 0.5-4%となり, 第 2 の成分となった.  $\text{H}_2$  の存在度は, 約 0.2%である.

### 2, 平均分子量について

1925年に導き出された Jeans 限界から, タイタンには気体分子量 16 未満の物質は大気として存在できないことが示された. 1980年のボイジャーの電波オカルテーション観測では, 大気の屈折率の鉛直分布が導きだされ, そこから, 分子数密度を得ることができた. 求められた平均分子量  $m$  は,  $27.8 < m < 29.3$  amu の範囲で値をとることが分かった. この 28 に中心を持つ値は, 紫外線観測でもたらされた  $\text{N}_2$  を主要成分とする大気に調和的である. しかし,  $m$  が 28 より大きな値をとる場合,  $\text{N}_2$  より重い分子の存在する可能性があり, その候補として Ar が挙げられている. Ar は, まだタイタン大気中には発見されていない. その上限値は, 大気上層で 6%と考えられている. Ar が存在する場合, 大気的主要成分の存在度に変化が生じる.  $\text{CH}_4$  では, 成層圏で Ar がいない場合が 1.0-1.7% で, 存在すると 0.5-4%となり, 表面では, 12%から 21%とそれぞれ変化する. 最後に, 大気的主要成分の存在度と平均分子量の関係を以下に示す.

$$\begin{aligned} 28 &= 16x_{\text{CH}_4} + 28x_{\text{N}_2} + 36x_{\text{Ar}} \\ x_{\text{CH}_4} + x_{\text{N}_2} + x_{\text{Ar}} &= 1 \end{aligned} \quad (3.1)$$

$x_{CH_4}$  : メタンのモル比  
 $x_{N_2}$  : 窒素のモル比  
 $x_{Ar}$  : アルゴンのモル比

### 1, 微量成分について

1944年に Kuiperがメタン ( $CH_4$ ) の吸収線を発見してから, ボイジャーの探査までの期間に, 地上からの赤外スペクトル観測からいくつかの微量成分の存在が確認されてた. Fredrick Gillett は, エタン ( $C_2H_6$ ,  $820cm^{-1}$ ), 一重水素化メタン ( $CH_3D$ ,  $1064cm^{-1}$ ), エチレン ( $C_2H_4$ ,  $952cm^{-1}$ ), アセチレン ( $C_2H_2$ ,  $729cm^{-1}$ ) の存在の兆候を見つけていた.

1980年のボイジャーの探査では, 赤外線分光計 (IRIS) によってタイタンの赤外スペクトルが撮影された. IRIS は, 観測波長範囲が  $200-1500cm^{-1}$ , 分解能が  $4.3cm^{-1}$  で, 最接近の前後 -8時間 ~ +3時間で観測を行った. 測定時のタイタンまでの距離は, 150万 km 以内で合計 3000ものスペクトルが得られた. これによって, 輝度温度から成層圏での温度構造や, 大気組成についての情報が得られた. 以下に, IRIS スペクトル (図 1.9) によって微量成分が同定された波数を示す (表 2.1).

表 3.1: IRIS で同定された気体成分の吸収帯の波数

成分名 (化学式)	成分名	吸収帯の中心 ( $cm^{-1}$ )	吸収帯名
$CH_4$	メタン	1304	$\nu_4$
$CH_3D$	一重水素化メタン	1161	$\nu_6$
		1307	$\nu_3$
$C_2H_2$	アセチレン	729	$\nu_5$
$C_2H_4$	エチレン	949	$\nu_7$
$C_2H_6$	エタン	822	$\nu_9$
$C_3H_4$	メチルアセチレン	327	$\nu_{10}$
		633	$\nu_9$
$C_3H_8$	プロパン	748	$\nu_{21}$
$C_4H_2$	ジアセチレン	220	$\nu_9$
		628	$\nu_8$
$HCN$	シアン化水素	713	$\nu_2$
$HC_3N$	ジシアノアセチレン	500	$\nu_6$
		663	$\nu_5$
$C_2N_2$	ジシアン	234	$\nu_5$
$CO_2$	二酸化炭素	667	$\nu_2$

IRIS のスペクトルから, Hanel et al. (1981) によって直ちにメタン, アセチレン, エチレン, エタン, シアン化水素が確認された. また, プロパン, メチルアセチレン

は, Maguire et al(1981) によって, ジアセチレン, シアノアセチレン, ジシアンは, Kunde et al(1981) によって確認された. 一重水素化メタンは, Kim and Caldwell によって1982年に検出され, タイタンのD/H比を推定しタイタンには重水素が豊富であることを立証した. その他の微量成分は, 1992年に Bruno Bézardらによる電波観測でアセトニトリル ( $\text{CH}_3\text{CN}$ ) が, 1998年には Athena CoustenisらによるISOでの観測で水蒸気の  $40\mu\text{m}$  の輝線が, 地上観測で  $6350\text{cm}^{-1}$  のCOの吸収が, 確認されている.

これらの成分の存在度は, スペクトルの観測値と実験値との比較から見積もられていたが, タイタンの大気組成を仮定し放射伝達モデルによる見積もりは, 以下に紹介する Coustenis et al(1989) によって始めて行われた.

### 3.2.2 微量物質の存在度の推定

この節では, タイタン成層圏の微量物質の存在度をモデル計算によって推定した, A.Coustenis et al.(1989) の方法を紹介する.

著者が行った方法の概要は,

1. IRIS の赤道域の複数のデータを抽出, 平均しサンプルとする.
2. 温度分布を設定し, 吸収気体の成層圏での存在度を考慮した放射伝達モデルから, 大気上端で予想される合成スペクトルを作成.
3. サンプルと合成スペクトルが一致するまで気体の存在度を変化させ, サンプルと一致した時の存在度を求める.

というものである.

#### 1, サンプルの抽出

ボイジャーが測定した約3000のスペクトルのうち, 赤道域の中心部, 西縁部, 東縁部にそれぞれ領域A,B,Cを設け, 測定されたスペクトル(それぞれの領域で約30)を平均しサンプルとする.(図2.6)ここからは, 簡単のため, 射出角を考慮しなくてもよいサンプルAについて説明する.

#### 2, 放射伝達モデル

仮定した放射場は, 非散乱, LTE 大気である. この仮定において放射伝達式

$$\frac{dI_{\kappa}}{k\kappa\rho dz} = -I_{\kappa} + \epsilon_g J_{\kappa} \quad (3.2)$$

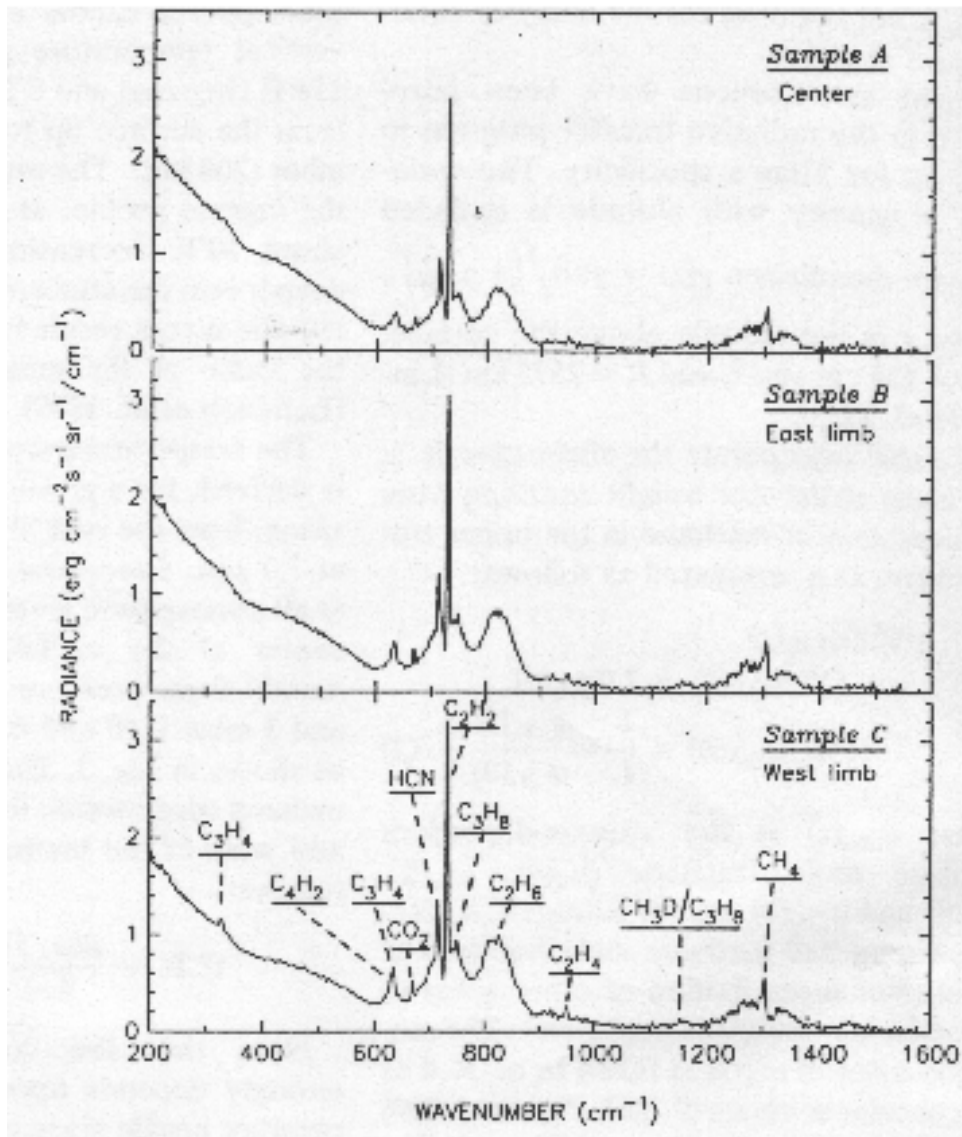


図 3.6: サンプル A(赤道中心部), サンプル B(東縁部), サンプル C(西縁部) の波数 200- 1500cm<sup>-1</sup> の平均スペクトル. サンプル C に, 同定された物質名を示した. A. Coustenis, 1989

$k$  : 消散係数

$\kappa$  : 波数 ( $\text{cm}^{-1}$ )

$\rho$  : 気層の密度

$J_\kappa$  : 放射源関数

$z$  : 高度

$\epsilon$  : 表面の射出率 (波数によらない一定値とした)

$g$  : 地面を表す

を, 大気上端での射出が求まるよう変形する. 仮定から上式は, 次の様に変形できて

$$\mu \frac{dI_\kappa}{\alpha \rho dz} = -I_\kappa + \epsilon_g B(T)$$

$\alpha$  : 吸収係数

$B(T)$  : 気層の温度  $T$  におけるプランク関数

最終的には

$$I(\kappa) = \int_{\tau_g}^1 B(\kappa, T) dH + \epsilon_g H_g(\kappa) B(\kappa, T_g) \quad (3.3)$$

$H$  : 透過関数 (大気上端<sup>1</sup>までに射出が減衰される割合)

となる. 式の意味を簡単に述べると,

[左辺] 大気上端での, 波数  $\kappa$  の単色光の放射輝度

[右辺第一項] 各気相からの射出が, 大気を通過する間に減衰され最終的に大気上端に達する波数  $\kappa$  の放射輝度

[右辺第二項] 表面からの射出が, 減衰を受け大気上端に達する波数  $\kappa$  の放射輝度

つまり, 式 (2.3) に温度分布と, 透過関数を与えれば大気上端 (宇宙空間) における, 波数  $\kappa$  の放射輝度が求まるのである. したがって, 全波数領域 (今回はサンプル A と同じ領域) にわたって  $I_\kappa$  を求めて値をプロットしてやれば合成スペクトルが得られる. 数値計算の手順としては, 図 2.7 のような温度分布を設定し気層を 80 層に分けたモデル大気でラインバイライン法を用いた. モデル大気中の組成は,

- 数値が与えられたもの :  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{Ar}$
- 存在度を変化させたもの :  $\text{C}_2\text{H}_2$ ,  $\text{C}_3\text{H}_4$ ,  $\text{C}_4\text{H}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_2\text{N}_2$ ,  $\text{HCN}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HC}_3\text{N}$  (ただし, 成層圏でそれぞれ一定値を取るものとして計算した)

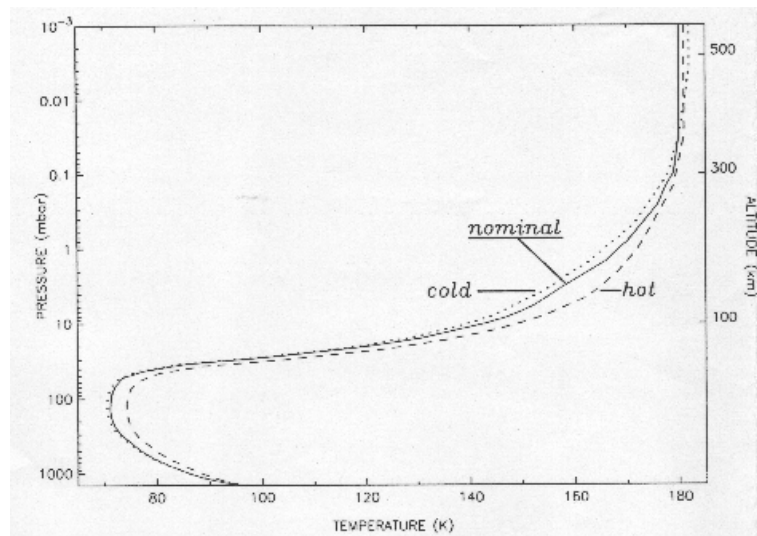


図 3.7: この論文で仮定した, タイタンの赤道領域高度 550km までの温度構造. 高度 200km 以上の温度の上限, 下限は Lellouch によるもの. それより高い高度ではメタンの  $7.7\mu\text{m}$ ,  $\nu_4$  吸収帯とうまく一致するようにして求められた Coustenis, 1989

## 結果

サンプルと合成スペクトルの比較を図 2.8 に, また, その時の微量成分の存在度の鉛直分布を図 2.9 に示す.

これより, 微量成分の成層圏での存在度は以下のなる. (表 2.2)

### 3.2.3 光化学反応モデル

2.2.2 で述べたように, 現在タイタンの大気中には様々な,  $\text{CH}_4$  の光化学反応生成物が存在している. 以下に主な物質の種類をあげてみる.

C-H :  $\text{C}_2\text{H}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{C}_3\text{H}_3$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ ,  $\text{C}_4\text{H}_2$

C-N :  $\text{C}_2\text{N}_2$

C-N-H :  $\text{HCN}$ ,  $\text{HC}_3\text{N}$

C-O :  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$

C-H, C-N-H などの化合物が生成するには, タイタン上層大気中の  $\text{CH}_4$  への太陽紫外線の照射や, 土星磁気圏からの荷電粒子の衝突などの原因が挙げられている. ここでは, Yung et al. (1984) による光化学反応モデルを紹介する.

<sup>1</sup>LTE 近似から高度 550km として計算を行った

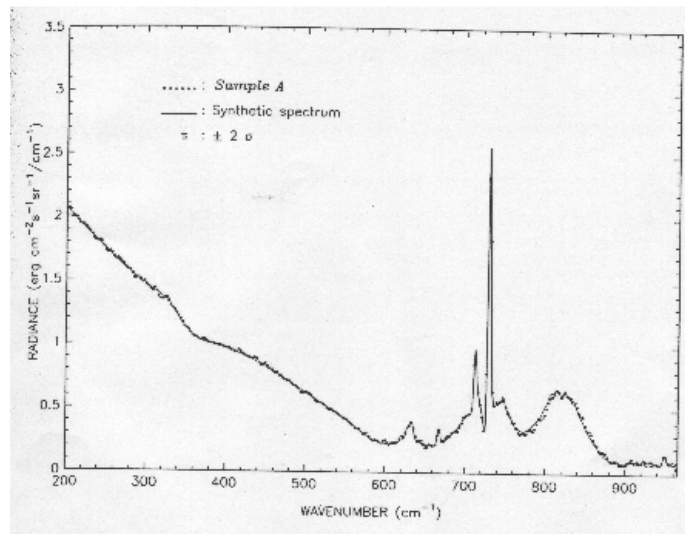


図 3.8: 波数範囲  $200\text{-}965\text{cm}^{-1}$  での、サンプル A と合成スペクトルもっとも良い一致. Coustenis,1989

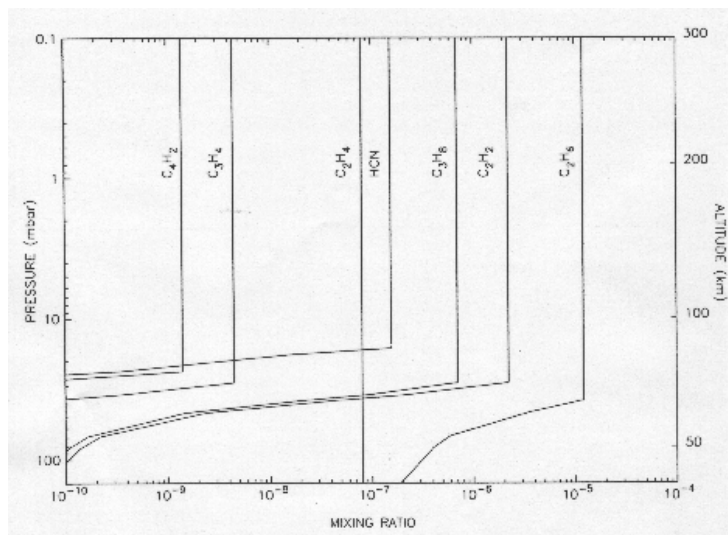


図 3.9: タイタンの赤道域での大気組成. 大気中に存在する吸収物質の鉛直分布モデル. 成層圏での混合比は凝結面まで一定で、そこから蒸気圧曲線に沿って減少する. Coustenis,1989



TABLE III  
ABUNDANCES OF TITAN'S MINOR CONSTITUENTS AT THE EQUATOR

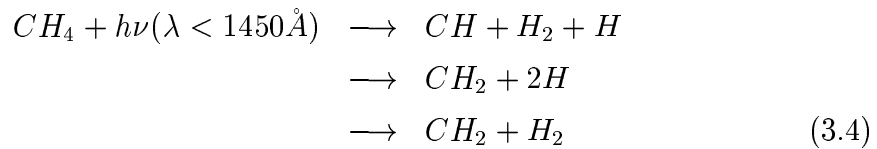
Gas		Mole fraction		
		This work	Previous estimates	Model predictions <sup>a</sup>
Acetylene	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	2.2 <sup>+0.7</sup> / <sub>-0.5</sub> × 10 <sup>-6</sup>	3.0 × 10 <sup>-6b</sup> 2.0 × 10 <sup>-6c</sup>	6.0 × 10 <sup>-7</sup>
Ethylene	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	9.0 <sup>+3</sup> / <sub>-3</sub> × 10 <sup>-8</sup>	1.0 × 10 <sup>-6b</sup> 4.0 × 10 <sup>-7c</sup>	3.5 × 10 <sup>-7</sup>
Ethane	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	1.3 <sup>+0.5</sup> / <sub>-0.7</sub> × 10 <sup>-5</sup>	2.0 × 10 <sup>-5b,c</sup>	2.0 × 10 <sup>-4</sup>
Methyl acetylene	C <sub>3</sub> H <sub>4</sub>	4.4 <sup>+1.7</sup> / <sub>-2.1</sub> × 10 <sup>-9</sup>	3.0 × 10 <sup>-8d</sup>	6.0 × 10 <sup>-7</sup>
Propane	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	7.0 <sup>+4</sup> / <sub>-4</sub> × 10 <sup>-7</sup>	2.0 × 10 <sup>-5d</sup> 1.2 × 10 <sup>-5e</sup>	9.0 × 10 <sup>-6</sup>
Diacetylene	C <sub>4</sub> H <sub>2</sub>	1.4 <sup>+0.5</sup> / <sub>-0.5</sub> × 10 <sup>-9</sup>		8.0 × 10 <sup>-9</sup>
Hydrogen cyanide	HCN	1.6 <sup>+0.4</sup> / <sub>-0.4</sub> × 10 <sup>-7</sup>		9.0 × 10 <sup>-6</sup>
Cyanoacetylene	HC <sub>3</sub> N	≤ 1.5 × 10 <sup>-9</sup>		
Cyanogen	C <sub>2</sub> N <sub>2</sub>	≤ 1.5 × 10 <sup>-9</sup>		
Carbon dioxide	CO <sub>2</sub>	1.4 <sup>+0.3</sup> / <sub>-0.3</sub> × 10 <sup>-4</sup>	1.5 × 10 <sup>-9f</sup>	4.5 × 10 <sup>-9</sup>

<sup>a</sup> Yung *et al.* (1984).  
<sup>b</sup> Hanel *et al.* (1981).  
<sup>c</sup> Kunde *et al.* (1981).  
<sup>d</sup> Maguire *et al.* (1981).  
<sup>e</sup> Kim and Caldwell (1982).  
<sup>f</sup> Samuelson *et al.* (1983).

表 3.2: タイタン赤道域での微量成分の存在度. Coustenis, 1989

### ハイドロカーボンの生成

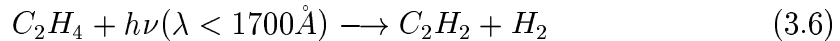
タイタンで起こっている光化学反応は、およそ木星で起こっているものと同様であるが、大気中に90%以上存在する $N_2$ が、 $H_2$ の代わりになしているという点が異なる。図2.10に示すように全ての光化学反応は、 $CH_4$ の太陽紫外線( $1000\text{\AA} \sim 1600\text{\AA}$ )の吸収による光解離によって始まる。



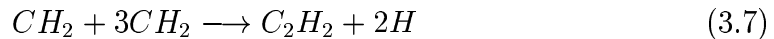
エチレン( $C_2H_2$ )は、CH基と $CH_4$ との反応で生成する。



さらに、エチレンの光解離によってアセチレン( $C_2H_2$ )が生成する。



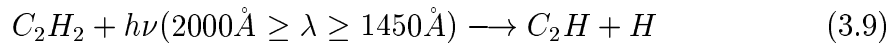
又、 $CH_2$ は次の反応で自らアセチレンとなる。



大気上層の成層圏で生成した $C_2H_2$ は、大気中を降下し対流圏界面の温度で凝結する。 $CH_2$ と $C_2H_2$ からメチルアセチレン( $CH_3C_2H$ )が生成。



さらに大きな重合体( $C_{2n}H_2, n = 3, 4, 5, \dots$ )は、 $C_2H_2$ から次のようにして合成される。Allen et al(1980)



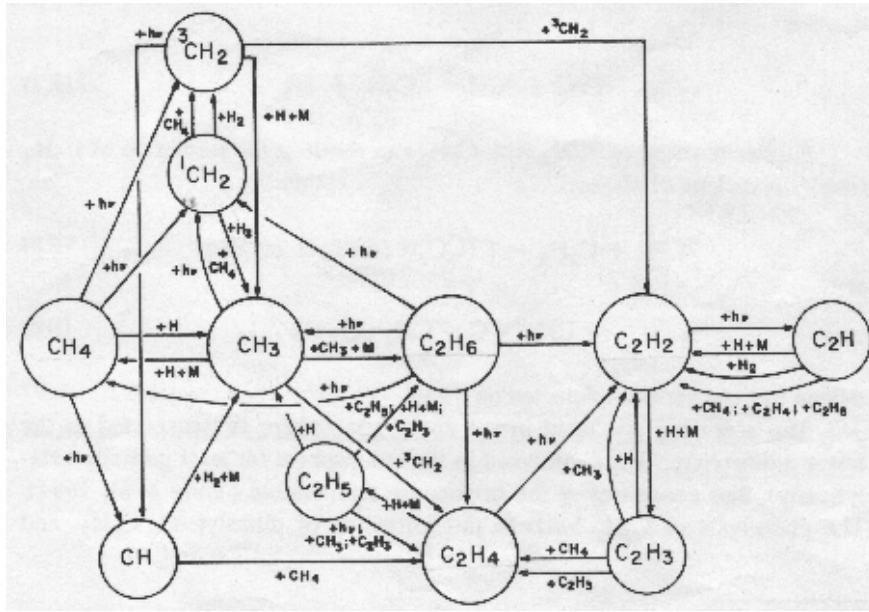
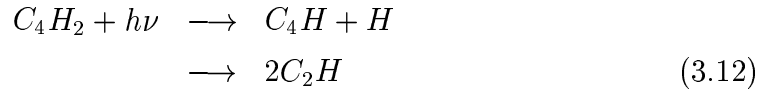


図 3.10: 主要な惑星とタイタンで起きているメタンの光化学反応. Atreya and Romani,1985

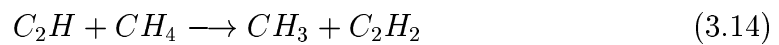
又は,



よって,



エタン (C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>) は, CH<sub>4</sub> と C<sub>2</sub>H との反応により,



と生成される. アセチレンと同様にエタンも降下によって凝結する.

プロパンやブタンなど重いハイドロカーボンは, 次の様に生成される

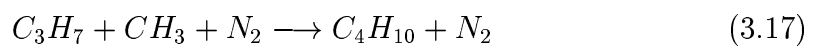
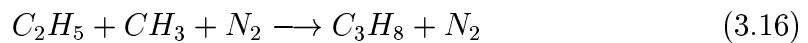


表 2.3 は, メタンが重いハイドロカーボンに合成される割合と, その割合が太陽系の年齢にわたって維持された場合, 表面に蓄積する厚さを表したものである. た

だし、ハイドロカーボンが、エアロゾルに変換する量は考慮していない。(Pope and Tomasko (1986) は、光化学反応したメタンの  $\frac{1}{5}$  がエアロゾルになる事を示した。) タイタンにおける光化学反応は、メタンの再供給がない場合、 $\sim 10\text{Myr}$  のタイムスケールで不可逆的にハイドロカーボンになってしまう。こうしたことから、メタンの供給先として表面にメタン-エタンの海があるのではと予想された。

表 3.3: メタンと一酸化炭素の光化学生成物の降下フラックスと、太陽系年齢にわたって表面に集積した場合の厚さ

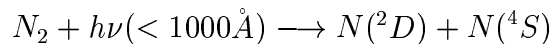
Species	Flux <sup>a</sup>	Depth <sup>b</sup>
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	$5.8 \times 10^9$	0.6
C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	$1.2 \times 10^9$	0.1
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	$1.4 \times 10^8$	0.02
CH <sub>3</sub> C <sub>2</sub> H	$5.7 \times 10^7$	0.006
HCN	$2.0 \times 10^8$	0.02
HC <sub>3</sub> N	$1.7 \times 10^7$	0.002
C <sub>2</sub> N <sub>2</sub>	$6.0 \times 10^6$	0.001
CO <sub>2</sub>	$3 \times 10^5$	$2 \times 10^{-5}$

<sup>a</sup>Flux in  $\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$  normalized to the surface, from Yung et al. (1984). Discrepancies between their model stratospheric abundance and Voyager IRIS results lead to a factor of 5 uncertainty in flux for propane, a factor of 2 for acetylene and hydrogen cyanide, and less than a factor of 2 for ethane. The model does not include production of aerosols. Loss of methane by photochemistry is  $1.5 \times 10^{10} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (Yung et al. 1984).

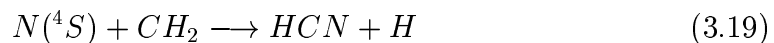
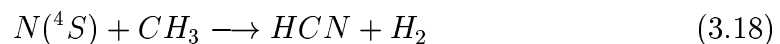
<sup>b</sup>Depth is given in km for densities of pure substances from Raulin (1985).

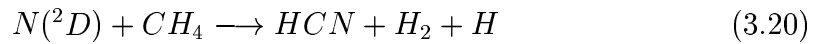
### シアン化合物の生成

N<sub>2</sub> は、不活性分子であるが 1000Å 以下の短い太陽紫外線や、土星磁気圏からの電子、銀河からの宇宙線を受けて、



と光解離する。磁気圏電子によるものは、紫外線や宇宙線よりも率にして 3~10 大きい。シアン化水素 (HCN) は N(^2D) と、N(^4S) が<sup>3</sup>, CH<sub>4</sub>, CH<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub> と反応することにより、





HCNの光化学反応からCNが出来、自らC<sub>2</sub>H<sub>2</sub>を生成する. シアノアセチレンは、アセチレン(C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>)とCNの生成物である.(図2.11) 又、電離層では、土星の磁気圏の電子や、極端紫外線の光子がN<sub>2</sub><sup>+</sup>や、N<sup>+</sup>イオンを作り、次の様な反応からHCNが生成する.

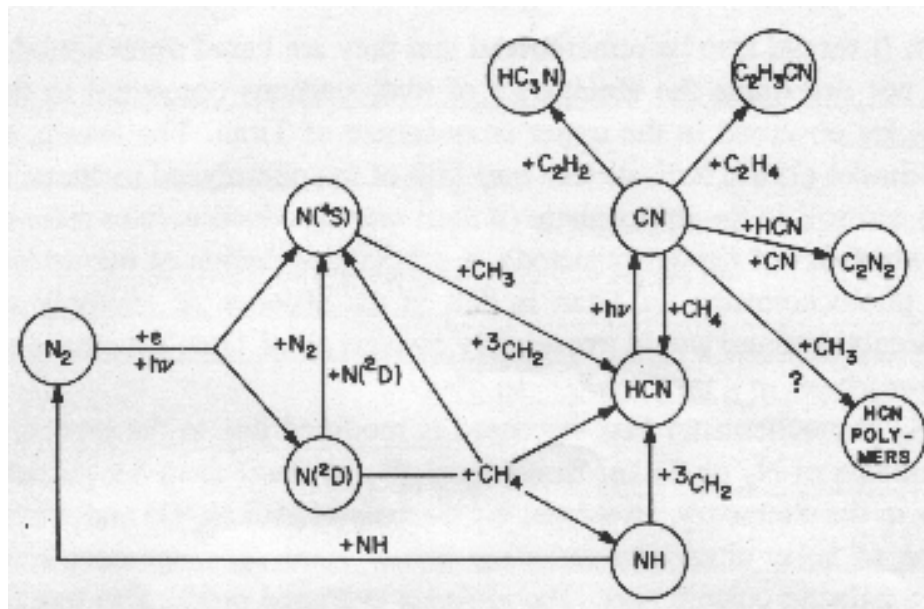
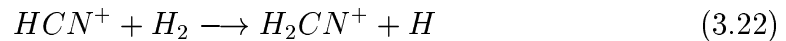
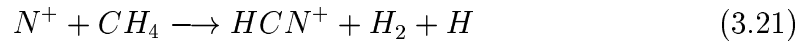


図 3.11: 窒素が存在する場合のメタンの光化学, 電子化学反応. Atreya and Romani,1986

これら反応中の、N<sub>2</sub><sup>+</sup>や、N<sup>+</sup>イオンが土星の磁気圏に捕えられタイタンの磁気圏尾部になっている様子が、ボイジャーのプラズマ観測から分かった. Hartle et al.(1982)

### CO,CO<sub>2</sub>の生成

Samuelson et al.(1983)によると、一酸化炭素(CO)、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)は、水の光化学反応から生じたOH基に、メタンの光化学反応生成物のCH<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub>,C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>が反応して生成したということである. 水の起源は、土星の環などからやってきたと考えられている. また、COは原始太陽系星雲起源ではないかともいわれている.

### 3.3 凝結と降水過程

ボイジャーの電波オカルテーション観測によると、タイタンの表面付近の温度は  $94 \pm 2$ 、圧力は 1.44bar であった。この温度はメタンの三重点の温度 90.7K に近く、このことから、タイタンの大気の下層部でメタンは気相、液相、固相の三体で存在しうることが分かる。これより、タイタンでは、メタンが雲を作り雨を降らせ、地表は湖や海を形成しているのではと予想された。このメタンの貯蔵源は、大気中での光化学反応で光分解されるメタンの重要な供給元であると考えられている。

#### 3.3.1 凝結核

気体が凝結するためには、気体の飽和と共に凝結核が必要である。タイタンにおいては、成層圏上部又は中間圏の、もやの層の光化学反応生成物が凝結核として振舞うと考えられている。この生成物は、太陽紫外線の入射によってメタンや窒素などの重合反応によってサブミリメートルサイズまで成長し、大気下層に落下し気体の凝結の種となるのである。

#### 3.3.2 飽和

メタンが成層圏で 1.6%以上の混合比を持つなら、成層圏下部や、対流圏で飽和すると考えられている。Robert Samuelsonらによると、メタンの存在度の平均値は、凝結面より上では 3%で一定値を、凝結面より下では 6%で飽和蒸気圧曲線に従うとした。しかし、メタンの存在度の鉛直分布を決定するのは困難で、下層の飽和度は分かっていない。もしメタンの雲が存在する場合、波数  $200-400\text{cm}^{-1}$  で不透明度を持つことが分かっている。

ボイジャーの観測によって得られた大気最下層部の気温減率は、 $\Gamma=0.7\text{Kkm}^{-1}$ 、一方窒素大気の乾燥断熱減率は  $\Gamma_d=1.4\text{Kkm}^{-1}$  であった。しかし、この気温減率はメタンによる湿潤断熱減率よりも大きく、この領域ではメタンについては不飽和であることを示している。高度 3.5km で観測された気温減率の変化は、表面付近の対流領域とそれより上の放射平衡領域の境界、又は、メタンの雲の雲底と推定されている。

#### 3.3.3 雲の形成と降水過程

McKay(1988)のメタンの雲を取り入れた放射モデルによると、高度 30km より下層に、 $>0.5\text{mm}$  サイズの粒子が疎らに存在するメタンの雲が形成されることを示した。このメタンの雲は、地球の雲より粒は大きい为数密度は小さく地球の雨に似ている。Ralph Lorenz(2000)は、タイタンの重力が地球に比べて小さいこと

( $1.6\text{ms}^{-1}$ ), タイタンが濃い大気を持っていることから, タイタンの雨粒は直径約1cmまで成長することを示した. しかし, 観測から明らかにされたように大気の最下部でメタンが不飽和であるならば, 雨がゆっくり降るため地上に到達する前に蒸発してしまう. したがって, 山頂など高い所では雨が降っていることであろう.

いままでのところ, 厚いメタンの雲があるという観測的な証拠は無い. もし雲が存在したとしても, タイタンの全球を覆う程のものではなくただらに分布しているに違いない.

## 第4章 まとめ

本論文では、まず A&R の全訳を行い、タイタン大気に注目して要約を行った。タイタン大気の特異性を考慮し、光学的特性、光化学反応モデル、微量成分の検出、存在度の推測などについては特に説明を補った。これらから明らかになった、タイタンの大気の特徴は以下のようなものである。

1. 表面付近の温度から判断して、メタンが凝結し雨となる可能性がある。
2. 成層圏上部、中間圏ではメタンや窒素などの光化学反応から様々な物質が生成し大気の組成を多様なものになっている。特に、重合反応によって生成するものはタイタン全球を覆い、太陽の赤色光をよく散乱し外観を赤みがかったものになっている。
3. 光化学反応は太陽紫外線がエネルギー源で、反応が起こる領域の温度を上昇させている。
4. 対流圏のメタンは、表面からの熱放射を吸収し温室効果をもたらしている。
5. 3,4 から、温度の鉛直分布は対流圏界面で最小値をとる。



## 第5章 参考文献

A., Cousteins, B., Bézard, and D. Gautter, 1989, Titan's atmosphere from Voyager infrared observations, I. gas composition of Titan's equatorial region, *Icarus*, 80, 54-76

Hanel, R., et al., 1981, Infrared Observation of the Saturnian System from Voyager 1, *Science*, 212, 192-200

G., L., Tyler, et al., 1981, Radio Science Investigations of the Saturn System with Voyager 1: Preliminary Results, *Science*, 212, 201-206

B., A., Smith, et al., 1981, Encounter with Saturn: Voyager 1 Imaging Science Results, *Science*, 212, 163-191

Ralph, D., Lorenz, 2000, The Weather on Titan, *Science*, 290, 467-468

G., G., Lindal, G., E., Wood, H., B., Hotz, and Switnam, and V., R., Eshleman, and G., L., Tyler, 1983, The Atmosphere of Titan: An Analysis of the Voyager 1 Radio Occultation Measurements, *Icarus*, 53, 348-363

E., Lellouch, A., Coustenis, D., Gautier, F., Raulin, N., Dubouloz, and C., Frère, 1989, Titan's Atmosphere and Hypothesized Ocean: A Reanalysis of the Voyager 1 Radio Occultation and IRIS 7.7- $\mu\text{m}$  Data, *Icarus*, 79, 328-349

Owen, B., Toon, Christophe, P., McKay, Régis, Courtin, and Thomas, P., Ackerman, 1988, Methan Rain on Titan, *Icarus*, 75, 255-284

Jonathan, I., Lunine, 1993, Does Titan Have an Ocean? A Review of Current Understanding of Titan's Surface, *Reviews of Geophysics*, 31, 2, 133-149

Tobias, Owen, 1999, Titan. In : J., Kelly, Beatty, Carolyn, Collins, Petersen, Andrew, Chaikin. (Ed.), *The New Solar System*. Cambridge University Press, pp. 279-284

Athena, Coustenis, Ralph, D., Lorenz, 1999, Titan. In : Paul, R., Weissman, Lucy-Ann, McFadden, Torrence, V., Johndon. (Ed.), Encyclopedia of the Solar System. The Academic Press, pp. 377-404

Lorenz, R., 1993, The Surface of Titan in the context of the ESA Huygens Probe, ESA J, 17, 275-292

Spilker, L. (ed), 1997, Passage to a Ringed World : The Cassini-Huygens Mission to Saturn and Titan, NASA SP-533

Hunten, D., et al., 1984, Titan in Saturn (T., Gehrels and M., S., Mathews, eds.), Univ. Arizona Press, Tucson

European Space Agency, 1992, Proceedings of the Symposium on Titan, ESA, SP-388

J., I., Lunine et al., 1989, Present State and Chemical Evolution of the Atmospheres of Titan, Triton and Pluto. In : S., K., Atreya, J., B., Pollack, M., S., Mathews. (Ed.), Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres. The University of Arizona Press, pp. 605-629

Kuo-Nan, Liou, 1980, Applications of Radiative Transfer to Remote Sensing of the Atmosphere. In : An Introduction to Atmospheric Radiation, chapter 7. The Academic Press, pp. 234-292

阿部豊, 2000, 惑星大気の基礎理論, 惑星大気の概観, : 松井孝典・永原祐子・藤原顕・渡辺誠一朗・井田茂・阿部豊・中村正人・小松吾郎・山本哲生編, 比較惑星学. 岩波書店, p233-277

会田勝, 1987, 大気と放射過程, 東京堂出版, p3-100

小倉義光, 1990, 一般気象学, 東京大学出版会, p18-72

## 謝辞

この論文をまとめるにあたり、多くの方々にいろいろと本当にお世話になりました。地球惑星大気物理学研究室の倉本 圭先生には、私の要領の得ない質問に気長につき合って頂き、又、研究を進めるにあたっての多くの示唆を与えてもらいました。渡部 重十先生には、提出の差し迫った時期に原稿のチェックをして頂き大変助かりました。3-201で同室の方々には、研究のみならずPCの設定など細かな事でも相談に乗って下さり感謝しております。特に、横畠さんには、私の基本的な質問にも丁寧な説明を頂き、研究に対する意欲を常に喚起してもらいました。杉山さんには、御自身も修論で多忙にもかかわらずPC環境の設定などに時間を割いて頂き助かりました。又、私の卒論をまとめるのに最低限必要な、Tex, emacs, などの資源を無償で提供している全ての人々にも感謝したいと思います。最後に、倉本先生の一日も早い快気を心から願いつつ、お世話になった方々への感謝の言葉といたします。