

総説：地球初期への惑星物理的束縛条件

Review: Planetary Physical Constraints for the Earth's Formation

小出良幸・山下浩之

神奈川県立生命の星・地球博物館

Yoshiyuki KOIDE and Hiroyuki YAMASHITA

Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250, Japan

Abstract. Planetary physics aims the accurate determination of orbital and physical constants of planets at the present. These physical data reveal the present and feature movements of planets. One of the most important purposes of the planetary physics is estimation of the planetary interior. Systematic differences and similarities among planets are derived from their origins, raw material and histories. Comparison to the planetary physics should constraint to the Earth's formation. In this paper we compile the basic data on planetary physics.

Key Words: the Earth's Formation, Planetary physics, Planetary interior

I はじめに

人類は、昔から星を眺め、宇宙の神秘を感じてきた。そのなかでひととき注目を浴びたのは、不思議な動きをする明るく輝く「惑星」であった。科学的データに基づいたCopernicusの地動説の提唱と、望遠鏡を宇宙に向けたGalileoにより、惑星の実態を科学的に解明しようとする態勢がととのってきた。その後の科学技術の進歩にともなって、情報量は急激に増加してきた。

地表から宇宙を覗く技術は、より遠くの星を見るために進歩を続けた。今や、100億年以上も前に輝いていた星の光すら見るできるようになった。さらに、目に見える光だけでなく、目に見えない光「電波」でも宇宙を観察できるようになった。ハッブル望遠鏡は宇宙空間に据え付けられ、地球の大気の影響を受けることなく日夜星や惑星の観測ができる時代になった。

このような進歩とともに宇宙を観測する技術は発展してきた。現在、大型望遠鏡建設や維持は、最先端の科学技術や多数の科学者の協力が不可欠になってきた。このような巨大科学や研究チームをもってしても、まだ、惑星の起源や進化を完全には理解できない。理解どころか、粗筋すらもまだ確立できないのが現状である。惑星や地球の起源、進化を完全に理解するのは、永遠に不可能なのかもしれない。しかし、このまま手をこまねいているわけにはいかない。より確かなものを求めて、研究は進められている。

地球が惑星として息づきはじめて、45億年余りの年月

が過ぎ去った。太陽が超新星爆発を起こして100億年の寿命を終えるまで、私たちの星・地球の寿命は続く。このような太陽系の歴史の中で地球が45億年間いかにして生き抜いてきたか、それは私たち人類が抱く永遠の疑問であろう。地球の誕生のシナリオがどのようなものであったかを知ることは重要で、今後50億年続くと言われる地球の旅がどちらを向いて進んでいるのかを知ることに他ならない。

100億年にわたる地球の歴史の方向づけは、地球の誕生の時代「冥王代」になされたはずである。冥王代は、惑星間の特徴や共通性から推測することが重要な方法である。それは、地球で冥王代の岩石がほとんどないこととすべての惑星が一緒に形成されたからである。本論文では、地球初期への大きな束縛条件になる惑星物理の現在までの成果を概観し、基礎データや各惑星の表面や内部の状態を整理する。なお、太陽系や地球の形成場について総括は小出(1994)、材料物質の総括は小出(1995b)、惑星化学に関するデータや総括については小出・山下(1996)を参考にされたい。

II 惑星探査

惑星の物理状態や化学組成より惑星の特徴を明らかにすることから、惑星科学は始まる。各惑星を比較し、内部構造を知ること、惑星科学の重要な目的の一つである。

1969年、人類は初めて他の天体に降り立った。その天体は、地球の衛星・月であった。その後、数度にわたって月の

表 1. 惑星を調べる方法

手法	内容	詳細
天文学的観測	軌道要素	軌道傾斜角、近日点引数、昇交点経度、軌道長半径、軌道離心率、近日点通過時刻、(公転周期)
	固有運動	赤道傾斜角、自転周期、慣性能率、J2、J4...
地球物理学的観測	固有物理量	半径、質量、表面磁場、大量輻射、表面温度、重力
	地震学	実体波（縦波、横波）、表面波（レイリー波、ラブ波）、自由振動（伸び縮み振動、ねじれ振動）
化学的観測	その他	熱流量、重力異常、大陸移動速度
	間接測定	大気組成、地表組成
	直接測定	大気化学組成、土壌化学組成、海洋化学組成、岩石化学組成、年代測定
モデル	状態方程式	高温高压実験、理論計算
	計算機実験	各種シミュレーション

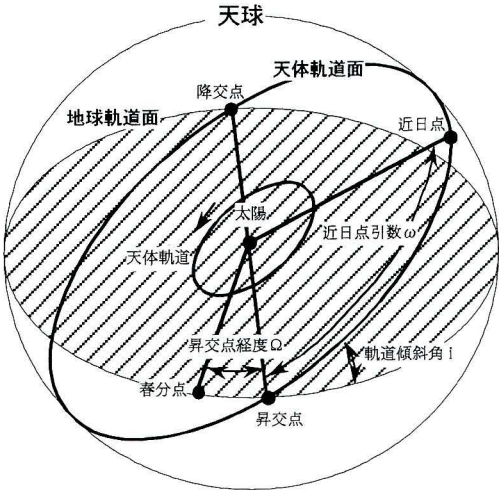


図 1. 惑星の軌道要素の関係図。

有人探査がおこなわれたが、現在では有人の惑星探査はおこなわれていない。唯一例外は、地球である。U. S. S. R./C. I. S. の宇宙ステーション Mir や U.S.A. の Space Shuttle で、地球を探査している。

地球以外の惑星や衛星、彗星、太陽などを詳しく調べるために、人類は自分達の分身ともいえる探査機を多数打ち上げた。探査機のあるものは、月や金星、火星に着陸して、表面物質の組成や、生命の有無を調べた。このような分身達によって、太陽系に関する情報が爆発的に増えてきた。

ここでは、惑星探査の方法やその歴史をまとめる。

1 アプローチの方法

惑星の物理量で直接得られるのは、天文学的観測による軌道要素、天体の固有運動、あるいは固有の物理量である(表 1)。

軌道要素とは、軌道傾斜角(i)、近日点引数(ω)、昇交点経度(Ω)、軌道長半径(a)、離心率(e)、近日点通過時刻(t_0)の6要素である。この他に公転周期(P)も要素に加えられることもある。各軌道要素の関係を図 1 に示した。離心率

表 2. 惑星の探査状況

内容	水星	金星	地球	月	火星	小惑星	木星	土星	天王星	海王星	冥王星	彗星
天文学的観測												
軌道要素	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
固有運動	○	○	○	○	○	△	○	○	○	○	○	○
慣性能率	△	△	○	○	○		△	△	△			
J2, J4, ...	△	○	○	○	○		○	○	△	△		
固有物理量	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	△
地球物理学的観測												
地震学			○	○								
その他			○									
化学的観測												
間接測定	○	○	○	○	○	△	○	○	○	△	△	△
直接測定		△	○	○	△							
モデル												
状態方程式	○	○	○	○	○	△	△	△	△	△	△	
高温高压実験			○									

○は比較的精度良く求められている。△は精度は良くないが求められている。ここでの状態方程式は理論計算によるものを示す。

表 3. 無人月探査

衛星名	国	打ち上げ年月日	結果
Pioneer Mission	U.S.A.	1958/8~1959/3	5基全て失敗
Luna1	U.S.S.R.	1959/1/2	月から6000kmを通過、初の人工惑星
Pioneer4	U.S.A.	1959/3/3	月から6000km以内を1959年5を1959年5月4日に通過、米国初の人工惑星
Luna2	U.S.S.R.	1959/9/12	月面「晴の海」に命中、人類が初めて月へ送り込んだ物体
Luna3	U.S.S.R.	1959/10/4	初めて月の裏側の撮影に成功、
Ranger3	U.S.A.	1962/1/26	第2段ロケットの失敗により1962年1月28日に月から3万5000kmを通過
Ranger4	U.S.A.	1962/4/23	月の裏側に命中、終段ロケットは惑星軌道へ。アメリカが月へ送り込んだ最初の物体
Ranger5	U.S.A.	1962/10/18	月から720kmのところを通過
Luna4	U.S.S.R.	1963/4/2	月から8万5000kmのところを通過
Ranger6	U.S.A.	1964/1/30	65.6時間後に月に衝突
Ranger7	U.S.A.	1964/7/28	68.6時間後「雲の海」に衝突、初めて月面写真4316枚撮影に成功
Ranger8	U.S.A.	1965/2/17	64.9時間後月に衝突、月面写真7137枚撮影
Ranger9	U.S.A.	1965/3/21	64.5時間後月に衝突、月面写真5814枚撮影
Luna5	U.S.S.R.	1965/5/9	月面軟着陸に失敗、82.2時間後に月面衝突
Luna6	U.S.S.R.	1965/6/8	月から約16万kmのところを通過
Zond3	U.S.S.R.	1965/7/18	月の近傍を通過、写真を送信
Luna7	U.S.S.R.	1965/10/4	軟着陸に失敗、86.1時間後に月に衝突
Luna8	U.S.S.R.	1965/12/3	軟着陸に失敗、83.1時間後に月に衝突
Luna9	U.S.S.R.	1966/1/31	人類初の軟着陸に成功
Luna10	U.S.S.R.	1966/3/31	初めて月を回る軌道にのり、1966年5月30日まで送信
Surveyor1	U.S.A.	1966/5/30	アメリカ初の軟着陸、1967年1月7日までに写真11237枚を撮影
Lunar・orbiter1	U.S.A.	1966/8/10	月を回る軌道にのり、1966年8月29日までにアポロ着陸点撮影、その後、月に衝突
Luna11	U.S.S.R.	1966/8/24	月を回る軌道にのり、1966年10月1日までデータ通信
Surveyor2	U.S.A.	1966/9/20	月に衝突
Luna12	U.S.S.R.	1966/10/22	月を周回
Lunar・orbiter 2	U.S.A.	1966/11/6	月に衝突、205枚の写真を送信
Luna13	U.S.S.R.	1966/12/21	月に軟着陸、写真及び土壌データを送信
Luna・orbiter3	U.S.A.	1967/2/4	月に衝突、182枚の写真を送信
Surveyor3	U.S.A.	1967/4/17	月に軟着陸。写真及び土壌データを送信
Lunar・orbiter4	U.S.A.	1967/5/4	月に衝突、163枚の写真を送信
Surveyor4	U.S.A.	1967/7/14	63.0時間後に月に衝突
Lunar・orbiter 5	U.S.A.	1967/8/1	月に衝突
Surveyor5	U.S.A.	1967/9/8	64.8時間後月に軟着陸。19万枚の写真及びデータを送信
Surveyor6	U.S.A.	1967/11/7	「中央の入江」に軟着陸後、月面を移動
Surveyor7	U.S.A.	1968/1/7	66.5時間後月に軟着陸、アメリカの月面無人探査は完了
Luna14	U.S.S.R.	1968/4/7	月を回る軌道にのり、月の重力場の観測を実施
Zond5	U.S.S.R.	1968/9/15	月周回後、地球に帰還した最初の探査機
Zond6	U.S.S.R.	1968/11/10	月周回後、地球に帰還
Luna15	U.S.S.R.	1969/7/13	月を55周した後、衝突。204.8時間飛行
Zond7	U.S.S.R.	1969/8/8	月周回後帰還
Luna16	U.S.S.R.	1970/9/12	「肥沃の海」軟着陸、月の岩石を収集後地球に帰還、無人探査機による月往復成功
Zond8	U.S.S.R.	1970/10/20	月周回後帰還
Luna17	U.S.S.R.	1970/11/10	「雨の海」に軟着陸、月面探査自走車で月面探査、天体観測
Luna18	U.S.S.R.	1971/9/2	月を54周後月に衝突
Luna19	U.S.S.R.	1971/9/28	月を周回
Luna20	U.S.S.R.	1972/2/14	軟着陸(2月21日)後、帰還
Luna21	U.S.S.R.	1973/1/8	軟着陸(1月16日)後、月面探査自走車による探査
Luna22	U.S.S.R.	1974/5/29	月を周回
Luna23	U.S.S.R.	1974/10/28	月に軟着陸
Luna24	U.S.S.R.	1976/8/9	月に軟着陸

データはClark (1988)、野田 (1994)、Wilson (1995) を改変した。

(e)は軌道の形を決める値で、 $e = 0$ なら円、 $0 < e < 1$ なら楕円、 $e = 1$ なら放物線、 $e > 1$ なら双曲線となる。軌道長半径(a)は、軌道の大きさを表すものである。軌道傾斜角(i)は、惑星の軌道面と地球の軌道面のなす角をいう。 $i > 90^\circ$ の時は逆行しているという。惑星の軌道面と地球の軌道面との交線が天球と交わる点を交点といい、惑星が南から北に移る際に通過する交点を昇交点、他を降交点という。昇交点と春分点との間が昇交点経度(Ω)である。 i と Ω によって空間における軌道面の方向が規定される。近日点引数(ω)は、昇交点から近日点まで軌道面に沿って測った角度をいう。 ω から軌道面における軌道の向きが決定される。

交点周期(P)は、恒星に対して惑星が軌道を1周する周期である。近日点通過時刻(T)は、近日点を惑星が通過し

た時刻である。PとTより、与えられた日時の軌道上での天体の位置が決定できる。この6個あるいは7個の要素がわかれば、ニュートン力学的には惑星の運行が完全に把握できる。軌道要素は太陽系内の観測可能な天体においては、比較的精度良く求められている。

軌道要素は、時間の経過によらず不変の値である。しかし、他の天体や大気などの外力によって軌道要素が乱されることがある。このような外力のうち、周期性または規則性のあるものを摂動という。摂動力を考慮すると、軌道要素は時間とともに変化していくことになる。最近では、摂動以外に、カオス的な運動があるという説もある。天体がカオス的な運動をすると、天体の運動の長期予測は不可能となる。しかし、天体運動がカオスではないという考えも強くある。

固有運動とは、天体の固有の値で、各天体の個性が現れる。赤道傾斜角、自転周期、慣性性能率、J2、J4…(天体の重力と形、内部状態によって決まる物理量)などのことである。

固有物理量とは、半径、質量、表面磁場、太陽輻射、表面温度、重力などのことで、固有運動同様、天体の個性を表す物理量である。

惑星の表面での精密な地球物理学的観測によって、地震学的データや熱流量、重力異常、大陸移動速度が得られる。地震学的データには、実体波(縦波、横波)、表面波(レイリー波、ラブ波)、自由振動(伸び縮み振動、ねじれ振動)などがあり、天体内部を間接的に知るためには重要な情報となる。

化学的観測として、間接的な測定によって大気組成、地表組成などがわかり、直接測定で大気化学組成、土壤化学組成、海洋化学組成、岩石・鉱物化学組成、物質の形成年代がわかる。直接的な観測による化学的データは、非常に重要である。化学的データは天体の歴史を知る上で不可欠なものである。同位体測定によって得られる形成年代や宇宙線照射年代、地球落下年代などからその物質の履歴を解くカギが得られる。物理データは現在の姿を克明に記録するのに対して、化学データはその物質にいたるすべての履歴の結果を見ることになる。

天体のモデルを想定し、初期的な物理量から各種シミュレーションをおこない、現実の惑星との比較よりそのモデルの確かさを検証する方法がある。その一つに状態方程式による方法がある。状態方程式は、物質がある温度、圧力でどのような密度をとるかの関係を示すもので、理論的に推定する方法と、実験的に求める方法がある。実験的な手法は、目的の物質を高温高压にし、密度の変化を調べるものである。また物質を直接高温高压にするため、実験中や実験後得られる物質から弾性係数や鉱物組成、鉱物組成などの情報を引き出すことが可能である。高温高压実験から得られた情報は、地震学などの手法で得られた情報とクロスチェックすることができる。

表1に示した各種の惑星を探る手法で、実際にデータが得られている天体はまだ少ない。惑星の探査状況は表2にまとめてある。

地球に関しては、ほぼすべてのデータが得られている。しかし、現在も測定や分析・実験が進行中で確定していない部分も多い。一番調べやすく、人類が長年おこなってきた地球ですらまだ不確定な部分があるのだから、他の天体について不明な部分が多いのはしかたないことである。

地球に次いで良くわかっているのは月である。月は人類が降り立った唯一の地球外天体である。そのため、他の天体に比べて格段に情報は多い。月に次いで情報が多いのは火星である。天文学的観測は比較的良く行われている。また、無人ではあるが探査機が降りていくつかの分析もおこなわれた。地球物理学的観測はない。金星は地球に近い惑星で、火星同様比較的良くわかっている。無人探査機も降りて観測がなされている。地球から離れるに従って情報量は少なくなる。天文学的観測は可能なため比較的良くなされている。しかし、精密なデータに基づいて求められる慣性性能率やJ2、J4…などはあまり得られていない。

表 4. 有人探査 (Apollo 計画)

衛星名	年/月/日	結果
TTS1/Pioneer8	1967/12/13	テスト飛行、成功
TETR2/Pioneer9	1968/11/8	テスト飛行、成功
TETR/Pioneer	1969/8/27	テスト飛行、失敗
TETR3/OSO7	1971/9/29	テスト飛行、成功
Apollo-Saturn	1966/2/26	弾道飛行、成功
Apollo-Saturn	1966/8/25	弾道飛行、成功
Saturn-Apollo	1964/5/28	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo	1964/9/16	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo (Pegasus1)	1965/2/16	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo (Pegasus2)	1965/5/25	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo (Pegasus3)	1965/7/30	地球周回飛行、成功

衛星名	年/月/日	試料	結果
Apollo1	1969/1/27		地球周回飛行、地上で爆発炎上
Apollo4	1967/11/9		地球周回飛行、成功
Apollo5	1968/1/22		地球周回飛行、成功
Apollo6	1968/4/4		地球周回飛行、発射のみ成功
Apollo7	1968/10/11		最初の有人飛行、地球周回飛行、成功
Apollo9	1969/3/3		着陸機テスト、地球周回飛行、成功
Apollo8	1968/12/21		有人の月周回を10周成功
Apollo10	1969/5/18		有人の月周回を31周成功
Apollo11	1969/7/16	21.7kg	静かの海 (0° 48'N 23° 28'E)
Apollo12	1969/11/14	34.4kg	あらしの大洋 (3° 02'S, 23° 25'W)
Apollo13	1970/4/11	-	月面着陸飛行、故障したが無事帰還
Apollo14	1971/1/31	41.5kg	フラマウロ山地 (3° 39'S 17° 30'E)
Apollo15	1971/7/26	76.8kg	ハドレー谷 (26° 06'N 3° 39'E)
Apollo16	1972/4/16	111kg	デカルト高原 (8° 59'S 15° 31'E)
Apollo17	1972/12/7	113kg	ラウリス山地 (20° 10'N 30° 45'E)

データはHeiken *et al.* (1991)、野田 (1994)、Wilson (1995) を改変した。

2 探査の歴史

人類が実際にロケットを飛ばし始めたのは1950年代にまで遡る。第二次世界大戦後、ドイツの有能なロケット学者を得たU.S.A.とU.S.S.R.は、宇宙に目を向けて激しい一番争いを行った。月への無人探査は、U.S.A.とU.S.S.R.の二大国の独壇場であった(表3)。当初U.S.S.R.が常に一歩先んじていた。初めて人工衛星を月に向かって飛ばしたのはU.S.S.R.であった。U.S.A.の人工衛星は一月遅れであった。月面に物体を初めて送り込んだのもU.S.S.R.で、初めて月の裏側を撮影したのもU.S.S.R.であった。有人の宇宙飛行も一番乗りはU.S.S.R.であった。月への無人探査に関しても、やはりU.S.S.R.が先行していた。

U.S.A.は、国の威信をかけてU.S.S.R.を追った。その時点で、当時できそうな一番乗りはすべてU.S.S.R.がおこなっていた。残されていたのは有人の月着陸だけであった。ケネディー大統領は、U.S.S.R.の先行に不満を持つ国民の要望を受けて、1960年代に人類を月に送り、無事に帰還することを公約した。そして1969年7月20日、U.S.A.国民が待ちに待った月面一番乗りがおこなわれた。Apollo計画では、合計6機が月に軟着陸して科学的な調査がおこなわれた。月面から採集された資料は400 kg近くになった(表4)。月の資料は世界中の研究機関に送られ、各種の分析がなされた。

月に人類は大きな精力を注いだ。しかし、1970年代から1980年代は、まさに宇宙時代と呼ぶにふさわしく、他の天体への各種の探査計画が実行にうつされた。最初は地球に近い内惑星から探査がおこなわれた(表5)。

水星は太陽に近い惑星で、地球からの観測も難しく、詳細が長く不明であった。しかし、探査機による観測で惑星の表面や各種の物理量が正確に求められるようになった。水星への探査機はMariner 10しかない。Mariner 10は、

表 5. 惑星探査

探査機	国	打ち上げ日	到達日	結果
Mercury				
Mariner10	U.S.A.	1973/11/3	1974/3/29	接近し表面の写真を撮影、1974/9/21 と 1975/3/16 にも接近
Venus				
Mariner2	U.S.A.	1962/8/27	1962/12/14	flyby で 34866km を通過した最初の探査機
Venera4	U.S.S.R.	1967/6/12	1967/10/18	probe が大気内にはじめて突入し夜の部分に硬着陸
Mariner5	U.S.A.	1967/6/14	1967/10/9	flyby で 4100km を通過
Venera5	U.S.S.R.	1969/1/5	1969/5/16	probe が大気内に突入し夜の部分に硬着陸
Venera6	U.S.S.R.	1969/1/10	1969/5/17	probe が大気内に突入し夜の部分に硬着陸
Venera7	U.S.S.R.	1970/8/17	1970/12/15	probe が大気内に突入、夜の部分に軟着陸、表面に到達するまでデータを伝送
Venera8	U.S.S.R.	1972/3/27	1972/7/22	probe が大気内に突入、昼の部分に軟着陸
Mariner10	U.S.A.	1973/11/3	1974/2/5	flyby で 5700km を通過
Venera9	U.S.S.R.	1975/6/8	1975/10/23	最初の周回探査機、probe は昼の部分に軟着陸成功、表面の写真をはじめて撮影
Venera10	U.S.S.R.	1975/6/14	1975/10/25	2番目の周回探査機、probe は昼の部分に軟着陸に成功、表面の写真を撮影
Pioneer Venus1	U.S.A.	1978/5/20	1978/12/4	3番目の周回探査機、レーダーで表面の地形を観測
Pioneer Venus2	U.S.A.	1978/8/8	1978/12/9	4機の probe が大気内に突入
Venera11	U.S.S.R.	1978/9/9	1978/12/25	flyby で 25000km に接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera12	U.S.S.R.	1978/9/14	1978/12/21	flyby で 25000km に接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera13	U.S.S.R.	1981/10/30	1982/10/30	flyby で接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera14	U.S.S.R.	1981/11/4	1982/11/4	flyby で接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera15	U.S.S.R.	1983/6/2	1983/10/10	周回しレーダーで表面の地形観測
Venera16	U.S.S.R.	1983/6/7	1983/10/14	周回しレーダーで表面の地形観測
Vega1	U.S.S.R.	1984/12/15	1985/6/11	flyby で接近、大気内に気球を投下
Vega2	U.S.S.R.	1984/12/21	1985/6/15	flyby で接近、大気内に気球を投下
Magellan	U.S.A.	1989/5/4		レーダーで表面地形の観測
Mars				
None	U.S.S.R.	1960/10/14		地球の軌道にのれず
None	U.S.S.R.	1962/10/24		地球の軌道を離脱できず
Mars1	U.S.S.R.	1962/11/1		1963年3月21日、地球から1億560万kmの地点で通信がとだえる
None	U.S.S.R.	1962/11/4		地球の軌道を離脱できず
Mariner3	U.S.A.	1964/11/5		打ち上げ後に耐熱カバーがはずれず、失敗
Mariner4	U.S.A.	1964/11/28	1965/7/14	最初の探査機、9850km上空を通過、22枚のクローズアップ写真を撮影
Zond2	U.S.S.R.	1964/11/30		1965年5月4日から5日にかけて通信がとだえる
Zond3	U.S.S.R.	1965/7/18		火星の軌道を通過、通信テスト
None	U.S.S.R.	1967/3/27		打ち上げに失敗?
Mariner6	U.S.A.	1969/2/24	1969/7/31	1969年7月30日、火星を通過して75枚の写真を送信
Mariner7	U.S.A.	1969/3/27	1969/8/4	火星を通過して126枚の写真を送信
Mariner8	U.S.A.	1971/5/8		打ち上げ失敗
Cosmos419	U.S.S.R.	1971/5/10		地球の軌道を離脱できず
Mars2	U.S.S.R.	1971/5/19	1971/11/27	周回に成功、probe は墜落して故障
Mars3	U.S.S.R.	1971/5/28	1971/12/2	周回に成功、着陸船が地表に到達、110秒間作動
Mariner9	U.S.A.	1971/5/30	1971/11/13	周回軌道に乗り、1972年10月27日まで698回の周回で地表と衛星の写真7329枚を撮影
Mars4	U.S.S.R.	1973/7/21		1974年2月10日に火星を通過したが周回軌道に乗れず
Mars5	U.S.S.R.	1973/7/25	1974/2/12	周回軌道にのる
Mars6	U.S.S.R.	1973/8/5	1974/5/12	着陸失敗
Mars7	U.S.S.R.	1973/8/9		1974年3月9日行方不明
Viking1	U.S.A.	1975/8/20	1976/6/19	周回軌道に乗り、probe は1976年7月20日にクリセ平原に着陸し
Viking2	U.S.A.	1975/9/5	1976/8/7	周回軌道に乗り、probe は1976年9月3日にユートピア平原に着陸
Phobos1	U.S.S.R.	1988/7/7		1988年9月1日に通信途絶
Phobos2	U.S.S.R.	1988/7/12	1989/1/29	周回軌道に乗り写真撮影、フォボスに計器類を送り込む前の3月27日通信途絶
Outer Planets				
Pioneer10	U.S.A.	1972/3/2	1973/12/3	木星にはじめて到達し、近接撮影に成功、太陽系をはなれた最初の人工物
Pioneer11	U.S.A.	1973/4/5	1974/12/2	木星を通過する2番目の探査機で近接撮影に成功
Pioneer11	U.S.A.	1973/4/5	1979/9/1	土星にはじめて到達し近接撮影に成功
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1979/7/9	木星接近し撮影
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1981/8/25	土星に接近し撮影、新しい衛星も多数発見
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1986/1/24	天王星に接近し、撮影
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1989/8/24	海王星に接近し、撮影
Voyager1	U.S.A.	1977/9/5	1979/3/5	木星接近し撮影
Voyager1	U.S.A.	1977/9/5	1980/11/12	土星に接近し撮影
ICE/ISEE-3	U.S.A.	1978/8/12	1985/9/11	ジャコビニ・ジンナー彗星に接近
ICE/ISEE-3	U.S.A.	1978/8/12	1986/3/28	ハレー彗星に接近
Vega1	U.S.S.R.	1984/12/15	1986/3/6	ハレー彗星に接近
Vega2	U.S.S.R.	1984/12/21	1986/3/9	ハレー彗星に接近
さきがけ	日本	1985/1/8	1986/3/11	ハレー彗星を観測
Geot	ヨーロッパ	1985/7/2	1986/3/13	ハレー彗星に最も接近、コマ内に突入
すいせい	日本	1985/8/19	1986/3/8	ハレー彗星を観測
Galileo	U.S.A.	1989/10/18		1995年に木星到達の予定

データは Cattermole (1994)、Colin (1983)、Snyder & Moroz (1992)、Wilford (1990)、Wilson (1995) を改変した。

1974年3月と9月、1975年3月の3回の接近をおこない写真を撮影した。Mariner 10によって水星の情報が格段に増した。

金星は厚い大気におおわれているため、地球から表面の様子を見ることができない。レーダーを利用すれば、地表を見ることができる。そのため探査機では、金星の周回軌道上からレーダーを用いて表面地形を観測する方法と、Probeをおろして観測する2通りの方法がおこなわれた。U.S.S.R.のVenera 4が初めて表面に硬着陸し、Venera 7は表面に到達するまでデーターの伝送をおこなった。Venera 13、14では表土の直接分析がおこなわれた。一方、レーダーによる観測は、U.S.A.のPioneer Venus 1や、U.S.S.R.のVenera 15、16が周回軌道上からおこなった。U.S.A.のMagellanでのレーダー観測では詳細な地図を作れるほどにデーターが集まった。

金星とともに火星は、地球の隣の惑星である。大気はあるが薄いため、表面の様子が比較的良く観測できた。火星は古くから天文学的観測がおこなわれた。河川の跡が見えることから、火星に生物がいるのではないかと考えられていた。また河川の跡が運河のように見えたことから、文明を持った火星の存在の可能性が考えられた時期もあった。火星探査では、U.S.A.がU.S.S.R.に先んじて探査機Mariner 3を送った。そして、上空9,850 kmから22枚のクローズアップ写真を送ってきた。つづいて、Mariner 9号も火星の周回軌道に乗り多くの写真を送ってきた。そして、興味深い探査は、U.S.A.のViking 1と2による生命体の探査である。Viking 1の着陸船はクリセ平原に、Viking 2の着陸船はユートピア平原にそれぞれ着陸し、生命体の有無に関する観測や各種の分析をおこなった。残念ながら生命の存在も痕跡も発見されなかった。

外惑星の探査は、U.S.A.の独壇場であった(表5)。今まで外惑星は、地上の望遠鏡による不鮮明な像しか見られなかったが、Pioneer 10、11そしてVoyager 1、2が外惑星に接近した。木星、土星、天王星そして海王星の鮮明な画像には、すべての人が目を見はった。その他に、木星で3つの衛星を土星で8個の衛星、天王星で10個の衛星、海王星で6個の衛星を発見した。Pioneer 10、11そしてVoyager 1、2は、太陽系遠く離れていきつつあるが、太陽系の限界がどこまであるのかを探る調査を続けている。

ハレー彗星が太陽に接近した時、U.S.S.R./C.I.S.、日本、U.S.A.、ヨーロッパの各国が合計6機の探査機をハレー彗星に向かわせた。その結果、彗星の実体が汚れた雪だるまであることを明らかにした。

最近のU.S.S.R./C.I.S.の宇宙活動は、宇宙ステーションを中心とした宇宙空間の利用や宇宙空間がおよぼす生物・人体への影響などの研究に重点が置かれている。U.S.A.の宇宙活動は、Space Shuttleを利用した各種の実験・研究がなされている。内惑星の探査は今後も各種のミッションが計画されている。今まで手つかずであった小惑星帯の天体もターゲットにされている。惑星探査は莫大な費用がかかるため、U.S.A.もU.S.S.R./C.I.S.もあまり積極的ではなくなってきた。そのため宇宙開発あるいは探査は米ソ主導ではなく、第三国や国際協力のもとでおこなわれるようになった。

III 惑星の物理

ここでは、IIで述べた各種の探査によって得られた惑星の物理状態に関する情報を整理し概観する。惑星の軌道要素や物理量で、比較的加工されていないデータを表6に、衛星の物理量を表7に、リングの物理量を表8にまとめた。

1 惑星の現状

太陽系には、9つの惑星とその惑星に随伴する58の衛星、数1,000個の小惑星、数は不明だが多数存在すると考えられる彗星から構成される。このような天体以外に、太陽系内の空間には、太陽から放出されているイオンや分子(太陽風)、宇宙塵などの小粒子や彗星からまき散らされた分子やイオンなどがある。粒子の数密度は地球軌道付近で $2\sim 5$ 個/cm³となっている。また、太陽からは強力な磁気が放出されている。地球軌道付近で、 $2\sim 5\times 10^{-5}$ gaussの磁場の強さを持つ。以上のようなものが太陽系の構成要素となる。

太陽系の範囲は、地球から観測可能な天体では、冥王星(平均距離: 5.9×10^9 km)であったが、最近冥王星より外側の軌道を持つ天体が相次いで発見された。このような天体の属する位置をカイパーベルト(Kuiper belt)と呼ぶ。その他には、大きな軌道長半径を持つ彗星がある。存在は確認できないが彗星が多数集まっているオ尔特雲(Oort cloud、平均距離: $3\sim 15\times 10^{12}$ km)が予想されている。太陽磁気圏の及ぶ範囲をヘリオスフェア(heriospher)と呼ぶが、その大きさは不明である。

9個の惑星は、地球型惑星と木星型惑星の2つに大別される。地球型惑星は、水星・金星・地球と火星である。月は地球の衛星であるが地球型惑星と同様に扱われることがある。地球型惑星は、平均密度 3 g/cm³以上で、半径が $2,000\sim 6,000$ km程度の岩石と金属からなる天体である。木星型惑星は地球型惑星より太陽から遠い所にその軌道を持ち、地球型惑星に比べて巨大で、平均密度が小さく、H₂とHeを主体とし、回りに多くの衛星やリングを持つ。冥王星は一番外側の惑星であるが、木星型惑星の衛星にサイズや組成が似ている異質な惑星である。

惑星の軌道要素は天体として運動や位置を規定するが、惑星自体の特徴は固有運動や固有物理量に現れる。このような固有運動や固有物理量は、他の天体の影響によるもの以外に、その天体自体の内部構造も反映されている。惑星の表面状態は重要な情報で、惑星の探査が進むにつれて詳しくわかるようになってきた。表層の地形は天体内部の性質や活動履歴を反映しておりそれぞれ個性的である(小森, 1995)。

2 水星

水星の軌道要素での特徴は、離心率(0.20564)と軌道傾斜角(7.00077°)が冥王星に次いで大きいことである。自転周期(58.646日)は公転周期(87.9693日)の2/3で太陽の強い潮汐力で共鳴関係が成り立っている。

平均密度(5.440 g/cm³)が平均半径($2,439$ km)に比べて大きいため地表での重力加速度(370 kg/sec²)も大きくなっている。水星は、半径では火星より小さいが、火星と同

表 6. 惑星の物理量

惑星	軌道半径 (10 ⁶ km)	軌道長半径 (AU)	軌道傾斜角*	離心率*	赤道傾斜角	公転周期 (日)	公転角運動量 (10 ⁴⁶ gcm ² /s)	軌道速度 (km/s)	自転周期 (日)
Sun	-	-	-	-	7.15°	-	-	-	25.4
Mercury	0.5790919	0.387099	7.00077°	0.20564	0°	87.9693	0.906	47.872	58.646
Venus	1.0820893	0.723332	3.39352°	0.00677	177.4°	224.7006	18.5	35.021	242.98 (R)
Earth	1.4959787	1	0.0065°	0.01671	23.45°	365.2564	26.7	29.785	0.99727
Mars	2.2794048	1.523688	1.8458°	0.0934	25.2°	686.9797	3.52	24.129	1.02596
Jupiter	7.7833273	5.202833	1.30813°	0.0483	3.07°	4332.554	19400	13.064	0.41362
Saturn	14.269785	9.538762	2.48824°	0.05603	28.08°	10759.76	7840	9.545	0.4264
Uranus	28.709912	19.191391	0.77308°	0.04612	97.98°	30688.81	1700	6.803	0.7
Neptune	44.970719	30.061069	1.77408°	0.01037	28.83°	60181.69	2500	5.434	0.7442
Pluto	59.135146	39.529404	17.15329°	0.024864	121.9°	90515.74	17.9	4.751	6.38718

惑星	赤道半径 (km)	平均半径 (km)	体積 #	表面積 #	質量 (kg)	平均密度 (kg/m ³)	表面磁場 (nT)	太陽輻射 #	表面温度 (K)
Sun	696000		1304000		1.99 · 10 ³⁰	1410		-	5800
Mercury	2440	2439	0.056	0.1466	3.3 · 10 ²³	5440	370	6.67	620(s), 100(s)
Venus	5988	5988	0.857	0.8834	4.87 · 10 ²⁴	5413	30	1.91	750(s), 240(c)
Earth	6378	6371	1	1	5.98 · 10 ²⁴	5514	31000	1	275(s)
Mars	3397	3388	0.151	0.2831	6.42 · 10 ²³	3936	64	0.431	250(s)
Jupiter	71398	69953	1316	120.539	1.9 · 10 ²⁷	1326	402000	0.0369	120(c)
Saturn	60330	58130	745	83.2	5.69 · 10 ²⁶	691	22000-69000	0.011	90(c)
Uranus	25400	25200	63	15.6	8.6 · 10 ²⁶	1303	25000	0.0027	60(c)
Neptune	24764	24623	58	15.05	1.03 · 10 ²⁶	1710	10 ⁻⁴ -10 ⁶	0.0011	50(c)
Pluto	1186	1180	0.006	0.033	9 · 10 ²¹	1840		0.0006	40(s)

データは国立天文台（1990）、鈴木（1991）より引用。*は2000年1月1日のデータ。#は地球を1とした時の相対比、自転周期のRは逆転、表面温度のsは表面でcは雲の温度を意味する。

じ重力加速度を持つ。磁場(370 nT)は、地球型惑星の中では地球に次いで強い。そのため水星にはバン・アレン帯がある。磁場は双極子磁場で自転軸より11°傾いている。

地形

水星表面の地形は、Mariner 10の3回の接近により、経度10°~190°の範囲が明らかになっている。地形は形成時期とその特徴によって分けられる。一番古いのは大小のクレーター地帯で、次いで多重リング地帯(Caloris basin)、最後に平原地帯である。クレーター地帯は月の高地に、平原地帯は月の海に似ているため、月と同様のプロセスで水星の地形が形成されたと考えられる。しかし、水星の「海」と「高地」の差は月ほど明瞭ではなく、境界も不明瞭である。

クレーター地帯は、クレーター密集地帯 (heavily cratered terrain) とその間にある平らなクレーター間平原 (intercrater plains) から成る。クレーター密集地帯は一番古い地形で、微惑星の激しい衝突があった時期に形成されたものと考えられている (Spudis & Guest, 1988)。

線状構造は丘陵地帯 (hilly terrain) に伴う線状地帯 (lineated terrain) に発達している。線状構造は、クレータを切ったり圧縮をしているためクレーター地帯より遅くまで活動が続いたと考えられる。線状構造としては、溶岩流の先端や逆断層や衝上断層によって作られる scarp、Caloris盆地内や周辺に発達するモザイク状リッジ、クレーターから放射状に伸びている細長い地溝状のトラフ等がある。線状構造はリニアメント (lineament) と総称され、NW-SEとNE-SW方向のものが卓越する (Dzurisin, 1978)。線状構造は、水星が形成初期に高温になって膨張し、その後冷却して収縮した時に形成されたと考えられている。

Caloris地帯 (Caloris mountain terrain) は、直径

1,300kmの環状構造で、中心は30°N、196°Wに位置する。中央は盆地で、モザイク状のリッジや割れ目が発達している。回りは環状山が取り囲み、外側は多くの谷やリッジが放射状に伸びている。Caloris盆地は、小天体が衝突し、火山性物質が盆地内を埋めたと考えられている (Schultz & Gault, 1975)。これは、月の海の起源と同じ考え方である。

Caloris盆地の対極点に丘陵状・線条地帯 (hilly and lineated terrain) が発達している。このような地形はCaloris盆地を作った小天体の衝突によって発生した衝撃波が惑星内部を伝わり、対極点の地表を破壊したためできたのではないかと考えられる。

平原はsmooth plainと呼ばれ、月の海に相当する。このような平原は盆地を埋めた溶岩によってできたと考えられる。平原には、断続的に若いクレーターができた。若いクレーターは形が明瞭で、放射状に広がる放出物でできているレイ構造 (rayed structure) や二次的クレーターが認められる。

Mariner 10の観測では反射能は月より高いが、表層物質は地球からのスペクトル分析により月の高地を構成する斜長岩質レゴリスに似ていると考えられている (Veverka *et al.*, 1988)。

水星は小さい天体であり太陽に近いため、難揮発性元素に富み、揮発性元素は少ないとされていた。しかし、最近水星には氷の極冠があるのではないかと考えられる。候補地としては、北極付近の88°N以北、320°Wの直径350 kmの領域、南極付近の88°S、150°Wの領域が挙げられているが、検証はされていない。

内部構造

水星は、半径に比べて密度が大きい非常に大きな核があると考えられる。あるモデルによれば核は半径が全水星の75 %、体積で42 %、質量で80 %に達すると考えられ

表 7. 衛星の物理量

母惑星	番号	衛星名	発見者 (国)	発見年	軌道長半径 (10 ⁴ km)	公転周期 (日)	自転周期 (日)	離心率	軌道傾斜角	赤道半径 (km)	質量 (10 ²⁰ kg)
Earth		Moon			38.44	27.3217	27.32s	0.0549	5.15°*	1738	734.9
Mars	M1	Phobos	A. Hall (USA)	1877	0.9378	0.319	1.026s	0.015	1.02°	13.5 × 10.7 × 9.67	0.000126
	M2	Deimos	A. Hall (USA)	1877	2.3459	1.263	0.319s	0.00052	1.82°	7.5 × 6.0 × 5.5	0.000018
Jupiter	J16	Metis	Voyager2	1979	12.796	0.2948	-	<0.004	~0°	? × 20 × 20	
	J15	Adrastea	Voyager2	1979	12.898	0.2983	-	~0	~0°	12.5 × 10 × 7.5	
	J5	Amalthea	E. E. Barnard (USA)	1892	18.13	0.4981	0.498s	0.003	0.4°	135 × 82 × 75	
	J14	Thebe	Voyager1	1979	22.19	0.6745	-	0.015	0.8°	? × 55 × 45	
	J1	Io	Galileo (Italy)	1610	42.16	1.769	1.769s	0.0041	0.04°	1815	894
	J2	Europa	Galileo (Italy)	1610	7.155	3.551	3.551s	0.0101	0.47°	1569	480
	J3	Ganymede	Galileo (Italy)	1610	107	7.155	7.155s	0.0006	0.195°	2631	1482.3
	J4	Callisto	Galileo (Italy)	1610	188.3	16.689	16.689s	0.007	0.281°	2400	1076.6
	J13	Leda	C. T. Kowal (USA)	1974	1109.4	238.72	-	0.148	27° *	~8	
	J6	Himalia	C. D. Perrine (USA)	1904	1148	250.57	0.4	0.158	28° *	90	
	J10	Lysithea	S. B. Nicholson (USA)	1938	1172	259.22	-	0.107	29° *	~20	
	J7	Elara	C. D. Perrine (USA)	1904	1173.7	259.65	-	0.207	28° *	40	
	J12	Ananke	S. B. Nicholson (USA)	1951	2120	631	-	0.169	147° *	~15	
	J11	Carme	S. B. Nicholson (USA)	1938	2260	692	-	0.207	163° *	~22	
	J8	Pasiphae	P. J. Melotte (Eng)	1908	2350	735	-	0.378	148° *	~35	
	J9	Sinope	S. B. Nicholson (USA)	1914	2370	758	-	0.275	153° *	~20	
Saturn	S18	Pan	Voyager2	1980	13.357	0.575	-	~0	~0°	10	
	S15	Atlas	Voyager2	1980	13.764	0.602	-	~0	~0°	19 × ? × 14	
	S16	Prometheus	Voyager2	1980	13.935	0.613	-	0.0024	0°	70 × 50 × 37	
	S17	Pandora	Voyager2	1980	14.17	0.629	-	0.0042	0°	55 × 43 × 33	
	S11	Epimetheus	Voyager2	1980	15.1422	0.694	s	0.009	0.34°	70 × 58 × 50	
	S10	Janus	A. Dollfus (Frenc)	1966	15.1472	0.695	s	0.007	0.14°	110 × 95 × 80	
	S1	Mumas	W. Herchel (Eng)	1789	18.552	0.942	0.945s	0.0202	1.53°	197	0.38
	S2	Enceladus	W. Herchel (Eng)	1789	23.802	1.37	1.370s	0.0045	0.02°	251	0.8
	S3	Tethys	D. Cassini (Frenc)	1684	29.466	1.888	1.888s	0	1.09°	524	7.6
	S13	Telesto	Voyager2	1980	29.466	1.888	-	~0	~0°	? × 12 × 11	
	S14	Calypso	Voyager2	1980	29.466	1.888	-	~0	~0°	15 × 13 × 8	
	S4	Dione	D. Cassini (Frenc)	1684	37.74	2.737	2.74s	0.0022	0.02°	559	10.5
	S12	Helene	Voyager1	1980	37.74	2.737	-	0.005	0.2°	18 × ? × <5	
	S5	Rhea	D. Cassini (Frenc)	1672	52.704	4.518	4.52s	0.001	0.35°	764	24.9
	S6	Titan	C. Huygens (Orand)	1655	122.185	15.945	15.9?	0.0292	0.33°	2575	1345.7
	S7	Hyperion	W. & G. Bond (USA)	1848	148.11	21.277	c	0.1042	0.43°	175 × 120 × 100	
	S8	Iapetus	D. Cassini (Frenc)	1671	356.13	79.331	79.33s		7.52°	718	18.8
	S9	Phoebe	W. H. Pickering (USA)	1898	1295.2	550.48	0.4	0.163	175.3° *	115 × 110 × 105	
Uranus	U6	Cordelia	Voyager2	1986	4.975	0.335		~0	~0.14°	~15	
	U7	Ophelia	Voyager2	1986	5.376	0.376		~0.01	~0.09°	~15	
	U8	Bianca	Voyager2	1986	5.916	0.435		~0	~0.16°	~20	
	U9	Cressida	Voyager2	1986	6.177	0.464		~0	~0.04°	~35	
	U10	Desdemona	Voyager2	1986	6.266	0.474		~0	~0.16°	~30	
	U11	Juliet	Voyager2	1986	6.436	0.496		~0	~0.06°	~40	
	U12	Portia	Voyager2	1986	6.61	0.513		~0	~0.09°	~55	
	U13	Rosalind	Voyager2	1986	6.993	0.558		~0	~0.28°	~30	
	U14	Belinda	Voyager2	1986	7.526	0.624		~0	~0.03°	~35	
	U15	Puck	Voyager2	1985	8.601	0.762		~0	~0.31°	75	
	U5	Miranda	G. P. Kuiper (USA)	1984	12.978	1.414	s	0	3.4°	235	0.689
	U1	Ariel	W. Lassell (Eng)	1951	19.124	2.52	s	0	0°	580	12.6
	U2	Umbriel	W. Lassell (Eng)	1951	26.597	4.144	s	0	0°	585	13.3
	U3	Titania	W. Herschel (Eng)	1787	43.584	8.706	s	34.8	0°	790	34.8
	U4	Oberon	W. Herschel (Eng)	1878	58.26	13.463	s	0	0°	760	30.3
Neptune	N3	Naiad	Voyager2	1989	4.823	0.296		~0	~4.5°	~30	
	N4	Thalassa	Voyager2	1989	5.007	0.312		~0	~0°	~40	
	N5	Despina	Voyager2	1989	5.253	0.333		~0	~0°	~90	
	N6	Galatea	Voyager2	1989	6.195	0.429		~0	~0°	~75	
	N7	Larissa	Voyager2	1989	7.355	0.554		~0	~0°	~95	
	N8	Proteus	Voyager2	1989	11.764	1.121		~0	~0°	~210	
	N1	Triton	W. Lassell (Eng)	1846	35.48	5.877	s	0	157°	1350	1214
	N2	Nereid	G. P. Kuiper (USA)	1949	551.34	360.16		0.75	29°	~170	
Pluto		Charon	J. W. Christy & R. S. Harrington (USA)	1978	1.913	6.387	s	0	118° *	642	

データは Burns (1986)、小森 (1992)、天文年鑑 (1995) による。主惑星に近い順に並べた。自転周期の S は同期している、C は無秩序、軌道傾斜角の * は主惑星の公転軌道面に対する値で、それ以外は赤道面に対する値を意味する。

表 8. リングの物理量

母星	名称	距離 (10 ⁴ km)	幅 (km)	厚さ (km)	質量 (kg)
Jupiter	halo	10~12.28	22800	~20000	
	main ring	12.28~12.92	6400	<30	~10 ¹⁶
	gossamen ring	12.92~21.42	850000		
Saturn	D	6.7~7.45	7500		
	C	7.45~9.2	17500		1.1・10 ²¹
	Maxwell's division	8.75	270	-	-
	B	9.2~11.75	25500	~0.1~1	2.8・10 ²²
	Cassin's division	11.75~12.22	4700	-	5.7・10 ²⁰
	A	12.22~13.68	14600	~0.1~1	6.2・10 ²¹
	Encke's division	13.357	325	-	-
	Keeler's division	13.653	35	-	-
	F	14.021	30~500	1000	
	G	16.58~17.38	8000	100~1000	6~23・10 ⁹
Uranus	E	18~48	~300000	~1000	
	1986U2R	~3.8	~2500	~0.1	
	6	4.184	1~3	~0.1	
	5	4.223	2~3	~0.1	
	4	4.258	2~3	~0.1	
	α	4.472	7~12	~0.1	
	β	4.567	7~12	~0.1	
	η	4.719	0~2	~0.1	
	γ	4.763	1~4	~0.1	
	δ	4.829	3~9	~0.1	
Neptune	1986U1R	5.002	1~2	~0.1	
	ϵ	5.114	20~100	<0.15	
	Galle	4.19	~15		
	Leverrier	5.32	~15		
	1989N4R	5.32~5.91	5800		
	Adams	9.293	<50		

データは Burns (1986)、小森 (1992)、天文年鑑 (1995) による。距離は主惑星からの距離を意味する。

る。核の占める割合が他の地球型惑星の金星 (12 vol%)、地球 (16 vol%)、火星 (9 vol%)、月 (0~4 vol%) に比べて格段に多くなっている。磁場を説明するには金属核の存在は不可欠であるが、液体核の部分があるかどうかは定かでない。地球の磁場はダイナモ理論によって液体核の流動によって説明されている。水星の場合、液体核があったとしても自転が遅いためダイナモ効果が働かない。そのため金属核の残留磁場で説明する説もあるがまだ解明されていない。

核の外側には珪酸塩鉱物からなるマントルと地殻がある。そして600 kmに及ぶ厚い一枚のリソスフェアがあるとされる。水星のリソスフェアはここ10億年間ほど動いたという証拠は無く、リソスフェア自体の活動は停止したと考えられる。

3 金星

金星は、地球に平均半径 (1.08×10^8 km) と質量 (4.87×10^{24} kg) が非常によく似ているため、地球と兄弟星と呼ばれる。平均密度 (5.44 g/cm^3) は地球より2%ほど小さい。表面磁場 (30 nT) は地球の100分の1程度の強度しかない。金星の自転周期が243日と非常にゆっくりしたもので、自転の向きは公転方向と逆方向 (逆行) である。金星の公転周期は224.7日である。金星と地球の会合周期は584日で、金星の5日分 (金星の1日は116.8日) となり、地球からは金星の常に同じ面を見ていることになる。これは一種の共鳴関係で地球との汐潮力によるものと考えられる。金星の軌道は

離心率 (0.00677) が惑星の中では最も小さく真円に近い軌道を持っている。しかし、軌道傾斜角 (3.39°) は、冥王星と水星に次いで3番目に大きい。

探査

金星の表面は、厚い大気があるため見えない。そのため厚い雲を通り抜けるレーダーによる探査か、表面に着陸しての探査が必要である。金星はU.S.A.のMariner 2、5、10やU.S.S.R.のVenera 11、12、13、14、Vega 1、2がflybyの時に観測したりprobeを落としたりした (Moroz, 1983)。U.S.S.R.は1960年代から70年代にかけて多くのprobeを金星に着陸させた (Surkov, 1983)。U.S.S.R.のVenera 9は、最初の周回探査機となりprobeを昼の部分に軟着陸させ、地表風景をはじめ撮影した。U.S.A.のPioneer Venus 1は、 75° の軌道傾斜角で周回軌道に乗った。周回船はレーダーで表面地形を観察した。金星表面の95% ($74^\circ \text{N} \sim 63^\circ \text{S}$) を走査してレーダー地図が作られた。その後、U.S.S.R.のVenus 15、16やU.S.A.のMagellanによってより解像度の良い観測が行われた。

地形

金星の表面はレーダー観測によってかなり詳しく分かってきた。表面の地形は、なだらかな起伏をもつ平原 (rolling plains)、高地 (high lands) そして低地 (low lands) の3つに分けられる。平原は、全表面の60%になり、起伏の範囲は2 kmをこえない。低地は、金星の平均面 (半径6,051.6 kmの面) より低い地域で、全表面の27%になる。高地は、平均面より2 kmより高い比高を持つ地域で、全表面の13%になる。

平原や低地には特徴的な地形やクレーターは少ないが、線状や網目状の割れ目あるいは断層が交差してできた地形や太陽系で最長のchannel (幅1.8 km、7,000 km長) やダイアナ谷 (Diana chasma) などが見つかっている。平地や低地は、比較的若い平坦な溶岩におおわれているのではないかと考えられる。

高地は、イシュタル高地 (Ishtar Terra, 65°N , 0°E に中心) やアフロディテ高原 (Aphrodite Terra, 5°S , 120°E に中心)、ベータ地域 (Beta Regio, 30°N , 280°E に中心) およびアルファ地域 (Alpha Regio, 25°S , 0°E に中心) がある (Cattermole, 1994)。イシュタル高地は金星の最高峰マクスウェル山 (Maxwell Mount, 11 km高) があり、3つの山地と平行に走るリッジと溝がある。アフロディテ高地は赤道に沿って東西に延びる金星最大の高地である。ベータ地域は、比較的若い2つの火山帯が複合した地形で、アルファ地域は古い火山地形であると考えられる。

高地は、火山と褶曲山脈、これらの地形の間に変形を受けたテセラ (tessera) からなる。火山には直径200~1,000 kmの巨大な円形火山コロナ (corona) あるいはオボイド (ovoid) と呼ばれるもの、コロナより小さい丸い火山アラクノイド (arachnoid) などがある。コロナは、内部に複雑な起伏を持つ同心円状のリッジを持つ環状地形である。コロナは平原の溶岩の上にもあることから、巨大なホット・スポットのドームではないかという説もある。高地は、数10 mgalの正の重力異常が認められ、下には重いマントル物質が上昇していると考えられる。

その他に特徴的な地形として、北極の平原地帯にある幅

60 km長さ100~200 kmのリッジや、パーケ(parquet)あるいはテッセラ(tessera)と呼ばれるリッジと溝の網目状のリニアメント模様がある。イシュタル高地のラクシュミ高原にあったリッジと溝のリニアメントは、交差した割れ目が発達した共役断層に似ている。このような断層は水平方向の圧縮が広域に起こったことを示している。

金星のクレーターは、衝突クレーターと内因的なものに区別される(Barsukov *et al.*, 1986)。衝突クレーターは、直径8~140 kmの小さいものはボウル型、大きいものは二重リング型になっており、139個が見つかった。内因的クレーターは、直径10~600 kmで起源不明のものまで含めると約600個が見つかった。

金星の高度分布は、平均半径(6,051.6 km)を基準に考えると、 ± 1 kmに全表面の80%が集中する(McGill *et al.*, 1983)。これは、地球のような大陸と海の分布が明瞭な星に比べて、大陸・海の化学的分化が起こっていないかアイソスタシーが成立していないためかもしれない。

テクトニクス

金星の地形は、火成作用とテクトニックな変形で形づくられている。海嶺や海溝が見られないことから、マルチプレート・テクトニクスは発達していないと考えられる。厚い大気のため小型の隕石は燃え尽きてしまい、直径3 km以下のクレーターは形成されない。そのためクレーター密度年齢は不正確である。しかし、推定される年齢は平均すると10億年前以降と若い。場所によってはクレーターがほとんどないような「最近」形成された地帯もある。

金星の表面には、地球のようにbrittleな層がないため、地球とは違ったテクトニクスが発生する。地球からリソスフェアをはぎ取ったものとなっている可能性がある。そのため、様々なサイズのプルームが上昇したのが金星の特徴的な地形を作ったと考えられている(Phillips & Malin, 1983; Stofan *et al.*, 1992)。これは、地球のリソスフェア下で起こっているプルーム・テクトニクスを直接見ている可能性がある(Fujii, 1994)。

内部構造

金星は、地球と半径や質量、密度が類似しているため、似たような材料物質が似たようなメカニズムで集まったと考えられる。そのため金星の初期は、地球と似た進化過程をたどり、内部構造も似たものとなっていると考えられる。しかし、詳しく見ると密度が地球より2%ほど小さいため、内部構造には違いが生じていると考えられる。その原因は、単純に核が小さい、地球より半径が小さいため高圧鉱物が少なく密度が小さい、金星の内部が地球より高温のため熱膨張した、basalt/eclogite比が大きいため密度が小さい、あるいは地球に比べてOが多いあるいはFeかSが少ないため低密度になっている、などが考えられる。

金星の磁場が非常に弱いのも特徴である。その原因は、液体核が無いのかあっても小さい、自転が遅いためにダイナモが働かない、たまたま磁場の逆転期に当たっている、などが考えられている。

一般には金星の核は地球のものよりやや小さく、固体の金属Feになっていると考えられる。金属Feであるされる理由は、平均密度を満たすためと、弱いながら磁場を持っているからである。

核の外側は、珪酸塩鉱物からできているマントルである。マントルの最上部には、地殻がある。地殻は、brittleではなく、elasticに振る舞うと考えられる。それは、金星の表面が高温であるからである。地殻の厚さは、11~18 km (Solomon & Head, 1990)、10~25 km (Sandwell & Schubert, 1992)、50 km (Grimm & Phillips, 1992)と見積もりに幅がある。それは、見積もった地域が違っているためである。いずれにしても、金星には10~50 km程度のelasticな地殻があると考えられる。

4 地球

地球の太陽系の惑星の中で一番際だった特徴は、水の存在である。地球全体として見たときは、 H_2O の量は多いとはいえない。しかし、大部分の水は地表や大気中、に存在するため、天体表面では非常に著しい特徴となる。地表の低地にたまる液体の H_2O (水)は、全地表の70%をおおう。大気中には光の反射能の高い気体の H_2O (水蒸気)が雲となり、激しい運動をしている。極地や高山には固体の H_2O (氷)が、季節変動はあるが存在する。地球は、 H_2O の3相、固体、液体そして気体が共存しうる非常に限られた条件を持つ惑星であるといえる。

テクトニクス

海洋は低地で、高まりは陸となっている。しかし、単に高い低いだけでなく、海と陸には様々な違いが認められる。陸地の平均高度は海水準面を基準とすると0.84 kmになり、海洋底の平均深度は-3.8 kmである。陸は、花崗岩の密度が小さい岩石の厚い層からできている。海は、玄武岩の密度が大きい岩石の薄い層からできている(表9)。このような分布は重力的につりあっており、アイソスタシー(isostasy)が成り立っている。

水が表面を広くおおっているため見えないが、惑星規模の大構造が海洋底にある。中央海嶺(mid-ocean ridge)と海溝(trench)である。中央海嶺は海嶺軸に対して線対称であるが、海溝は海溝軸に対して非対称である。海溝は大陸縁と背後に海を持つ列島沿いにある。海溝の陸側には火山が海溝と平行に並んでいる。列島の火山は弧状の形態を持つため島弧(island arc)と呼ばれ、大陸縁の火山は陸弧(continental arc)と呼ばれる。

中央海嶺は海洋にあるが、一部大陸の割れ目内にも形成されることがある。大陸の中の連なった高まりは山脈と呼ばれる。最近も上昇し削剥の激しい山脈は、インドシナ半島—ヒマラヤ山脈—パミール高原—イラン高原—アナトリア高原—カルパチア山脈—アルプス山脈—ピレネー山脈と続く褶曲山脈である。褶曲が激しく切れ切れになったり2~3列の山脈に分かれながら続く。また、開析が進んだ古い時代の山脈やすでに楕円地化した山脈跡が大陸各地にある。

このような大規模構造は、プレート(plate)の境界部に形成されている。プレートとは剛体的に振る舞うリソスフェア(lithosphere)のことで、地殻と上部マントルの一部からなるもので、50~100 km程度の厚さを持つ。リソスフェアは年代とともに厚くなる。特に海洋のリソスフェアの厚さ(D)は年代(t)とともに、 $D = 7.5 \cdot t^{1/2}$ の割合で増える。このようなプレートが地球の表面には10数枚あり、それぞ

れ相対運動している。プレートが複数あることからマルチ・プレート・テクトニクスと呼ばれることがある。プレートの相対運動が地球表面の大規模な地形や地質構造を支配している。そのスピードは、年間数cm～10数cm程度である。過去のプレートの相対運動は古地磁気の縞模様から推定され、現在の運動はVLBI(very long baseline interferometer、超基線干渉計)で実測されつつある。

プレートの境界部は、地表では地質学的には活発な部分である。境界部は3つのタイプに分けられる。すれ違い境界、発散境界、収束境界の3つである。時々2つの境界が複合していることがある。

すれ違い境界はトランスフォーム断層(transform fault)と呼ばれるものでプレートがすれ違っている所である。中央海嶺を横切るものが多数ある。地震も頻繁に起こる。トランスフォーム断層は、プレートが剛体として移動する時にできる断裂である。プレートとして振るまうがゆえにトランスフォーム断層ができるといえる。

発散境界(divergent boundary)には中央海嶺で二つのプレートが離れていく所である。中央海嶺では深部から熱いマントルが上昇して常に火成活動が起こっている。火成活動により、中央海嶺では新しい地殻が形成されている。このようなメカニズムが海洋地殻の特徴を作っている。中央海嶺では非常に特徴的な中央海嶺玄武岩(MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt)が形成されている。

収束境界(convergent boundary)は、二つのプレートがぶつかる所である。ぶつかるプレートの種類によって3つのタイプが考えられる。海洋プレート同士、海洋プレートと大陸プレート、大陸プレート同士の組合せがある。海洋プレート同士と海洋プレートと大陸プレートの衝突境界には、海溝が形成される。海溝は数km～10 kmの非対称のくぼみとなる。沈み込むプレートは密度の大きなプレートである。海洋プレート同士の場合は、古い海洋プレートが若い海洋プレートの下に沈み込んでいく。それは、若いプレートの方が熱くて軽いからである。伊豆—マリアナ弧がその例である。海洋と大陸プレートの場合は、海洋プレートが常に重いため沈み込んでいる。南米のチリがその例である。沈み込まれたプレートには海溝に沿って火山列が形成される。海溝付近では、地震が頻繁に起こる。大陸プレート同士の衝突は、巨大な褶曲山脈が形成される。褶曲山脈では、花崗岩マグマによる火成作用や変成作用が起こる。このようなタイプは、ヒマラヤ—チベットがその例となる。

プレート境界部以外にも火山は認められる。ホットスポット(hot spot)と呼ばれるもので、大陸や海洋を問わず分布する。単成火山や成層火山などの比較的規模の小さいものから、海台と呼ばれる大規模な火山まである。ホットスポットはリソスフェアより深部に起源を持つ火山である。単成火山のように単発の火山で終わってしまうものや、成層火山や単成火山の列を形成するほどの長い期間にわたって続くものがある。海台を作る火山は、長期間の大規模な火成活動によって形成される。

個々のホットスポットは、核とマントル境界部に由来する大規模なスーパー・プルーム(super plume)と呼ばれるものを起源とすると考えられている(Maruyama, 1994)。

表 9. 大陸地殻と海洋地殻の違い

	Ocean	Continent
Thickness	5-10 km ave. 6 km	20-60 km ave. 35 km
Rocks	upper: basalt lower: gabbro	upper: granite lower: eclogite
Mineral	mafic ol+px+pl	felsic Q+pl+Kfeld
Color Index	high	low
SiO ₂	50 wt%	upper: 70 wt% lower: 50 wt%
Latitude	0.84 km	-3.8 km
Density	high 2.8-3.0 g/cm ³	low 2.6-2.7 g/cm ³
Age	young	old
Geotherm	small	large

ave. は average の略で、Mineral の ol: olivine, px: pyroxene, pl: plagioclase, Q: quartz, Kfeld: K-feldspar の略である。

スーパー・プルームから枝分かれしたものが小規模なホットスポットとなっているというものである。このようなスーパー・プルームは、地震波トモグラフィーによってどこにあるかがよくわかってきた(Fukao *et al.*, 1994)。現在活動中のものは、インド洋—中・北アフリカ—大西洋に分布する。アフリカ—スーパー・プルームと南太平洋のイースター島—サモア—ニューギニアに分布する南太平洋スーパー・プルームの2つがある(図 2)。

内部構造

地球には地震波速度に大きな不連続が2つ認められる。その不連続面を境にして上から地殻、マントル、核の3つに大別される。地震波速度の変化は密度差によって起こり、密度差は組成、温度、鉱物相の違いによって生じる。地球の慣性率(0.3315)から、中心に高密度の物質が集まり外側に軽いものがあることが明らかである。地殻・マントル・核の3つの違いは構成物質の密度が全く違うためである(表 10)。

地殻は、海洋域では8 km程度、大陸域では20～60 km程度の厚さを持つ。海洋地殻はSiO₂の含有量の少ない玄武岩質の高密度の岩石でできている。玄武岩と斑れい岩は苦鉄質(mafic)鉱物を主とする色指数(color index)が大きい岩石である。形成年代も若く、古いものでも2億年前程度しかない。一方、大陸地殻はSiO₂含有量の多い花崗岩質の低密度の岩石からできている。花崗岩は、珪長質(felsic)鉱物からできており色指数は小さい。大陸地殻の岩石は、形成年代も古く、各種の変成作用や変形作用を受けているものが多い。海水や堆積物がなく月のように地表を直接見ることができれば、低地の「海」の部分は黒く、「高地」の部分は白く見えるはずである。月と比べて地球の海の部分が多く、海の形も外側に開く弧の連なりや直線的な境界線を持つのも特徴である。地球を宇宙から見ても海の形成プロセスが月のものとは違うことは明らかである。

地殻の下にはマントルがあり、境界はモホロビッチ不連続面(Mohorovicic discontinuity、略してモホ面)と呼ばれる。マントルは、地震波速度の差からさらに上部と下部マントルに分けられる。その境界は670 km付近の不連続面である。上部マントルには、100～200 km付近に地震波が遅くなる低速度層と400 km付近に地震波速度が変化する

所がある。

マントルはかんらん岩 (peridotite) と呼ばれるカンラン石 (olivine) と輝石 (pyroxene) と少量の Al_2O_3 を含む鉱物 (斜長石: plagioclase、スピネル: spinel、ガーネット: garnet) からなる。多少の化学組成のばらつきや偏りがあるが、かんらん岩組成でマントルは近似されている。

低速度層は、数%の部分熔融をしていると考えられる。低速度層と上のマントルでは物性が著しく変化する。低速度層より上のマントルは剛体として振る舞い、低速度層は剛体の動きについていけない。そのため剛体の部分は低速度層の上を滑りやすくなる。この剛体として振る舞う部分がリソスフェア、つまりプレートとして移動する。

上部マントルでの地震波速度の変化つまり密度変化の特徴は、400 km 不連続面、400~670 km 間の急増、そして 670 km 不連続である。特に 670 km 不連続は急激で数 km の幅で起こっている。

400 km 付近の不連続面では、カンラン石 (α 相) がより高密度の β 相へと相転移を起こす。ここでの境界は化学組成の違いではなく鉱物相の違いだけだと考えられる。

400~670 km の地震波速度の急増は一つの相変化ではない。400~480 km の深度で輝石とガーネットが Al の乏しいガーネットであるメージャライト (majorite) への相変化、600~700 km でメージャライトが CaSiO_3 ペロブスカイト (perovskite) への転移、500~550 km でのカンラン石が β 相から α 相へ転移する。このような各種の転移をつなげていくと 400~670 km の地震波速度と密度の増加が説明できる。

670 km の境界は明瞭なものである。ここではカンラン石やメージャライトがさらに高密度のペロブスカイトと

マグネシオウスタイト (magnesiowustite) に変わる。

上部、下部マントルの境界部が、単に鉱物相変化だけではないのか、それとも上部、下部マントルで違った化学組成を持つのかはまだ決着がつかない。化学組成の違いがあるとすると、マントル対流が上部と下部マントルで二層の対流があることになる。単に相変化の境界であるとする一層の対流でよいことになり、対流によりマントルの化学的均質性は維持される。

マントルと核の境界は圧力 14 GPa 程度で温度が 2,600 K から 4,800 K である。マントルの最下部は不均質で D" 層と呼ばれる。D" 層は高密度の物質からできていると考えられる。D" 層はマントル-核境界部に常にあるのでなく地域的に分布する。4 つの D" 層分布域がある。アラスカの SLHO、メキシコの SLHA、サモア-ハワイの SGHE、インドからその南部の SYL1、西シベリア-カラ海の SLHE の 4 つが確認されて (図 3)、それぞれ地震波速度の変化には個性がある (浜野, 1995)。D" 層の起源として、核から放出される熱がたまった部分、コアの鉄がマントルに混じった化学組成の違う部分などの説があった。熱境界層とすると速度も密度も小さくなること、化学境界だとすると高密度だが地震波速度が遅くなることから、観測結果と反する。現在では、プレートが沈み込んでマントル-核境界まで落ち込んだものという考えが有力である。

核は、半径が 3,480 km あり、半径で地球の約半分、質量で 32 % を占める。核は外核と内核の二つに分けられる。

外核は P 波が急激に遅くなり、S 波は通さない。そのため外核は液体であることがわかる。外核は液体の Fe と Ni の合金からできている。密度から見ると Fe-Ni 合金では密度が大きすぎ、O、S、Si、H などの軽元素が少し含まれていると

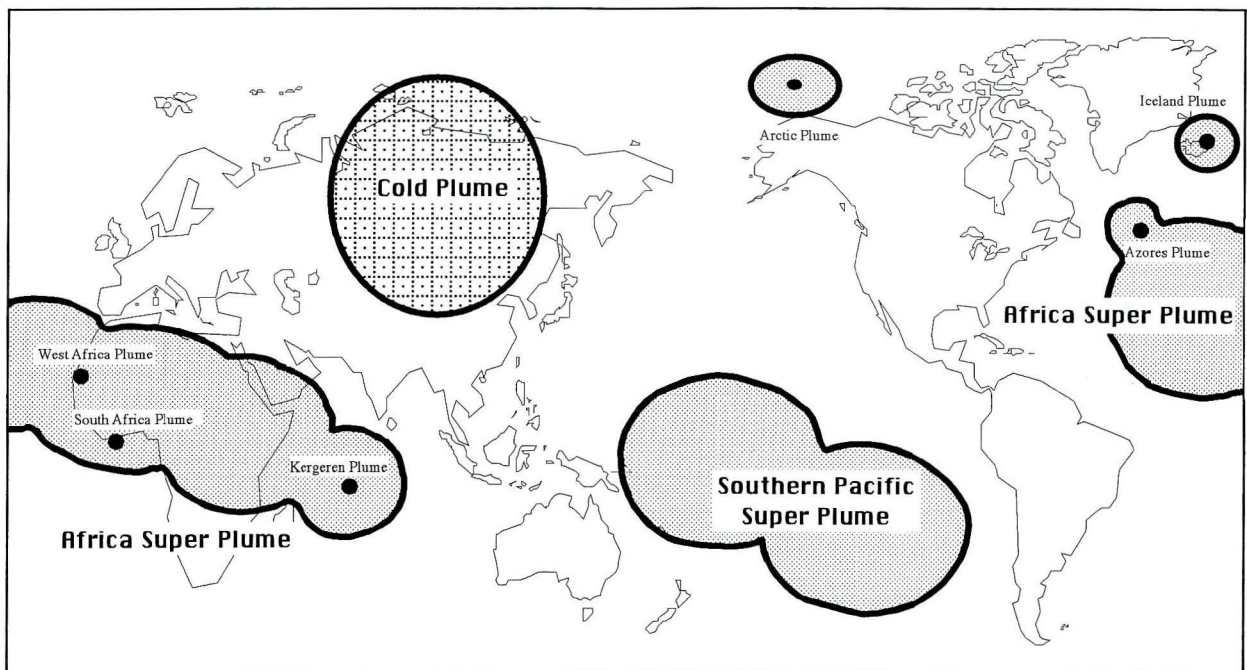


図 2. Plume の分布。

super plume と cold plume、plume の存在位置を示した。super plume は深度 2,900~2,600 km での形を示した。黒丸 (●) は plume の中心を示す。データは Fukao (1992) より引用した。

表 10. 地球の層構造

	P-wave (km/s)	S-wave (km/s)	Desity (g/cm ³)	Thickness (km)	Depth (km)	Temperature (K)	Pressure (Pa)
Crust	5.9-7.4	3.54-4.1	2.8	17		270-800	0-60M
Ocean			2.8-3.0	5-10	0-10	270-500	0-30M
Continet			2.6-2.7	20-60	0-50	270-1,000	0-150M
Mantle							
Upper	8.11-8.90	4.49-4.76	3.38-3.54	376	24.4-400	800-1,750	60-1,335M
transition	9.13-10.26	3.72-3.99	3.72-3.99	270	400-670	1,910-2,075	1.335-2.383G
Lower	10.75-13.71	5.94-7.26	4.38-5.56	2,220	670-2,890	2,375-2,934	2.383-13.575G
D"				0-300	2,890		
Core							
Outer	8.06-10.35	-	9.9-12.16	2,260	2,890-5,150	2,600-4,800	13.575-32.885G
Inner	11.2-11.26	3.50-3.66	12.76-13.08	1,220	5,150-6,370	3,500-7,600	32.885-36.385G

データは Dziewonski & Anderson (1981), Turcotte & Schubert (1982) による。

考えられる。液体の金属であるため、流動が起こりダイナモとして地球磁場が形成される。粘性係数は1 cP程度で標準状態の水の粘性と同じである。磁場の移動速度より流動の速度は約10 m/hourであると推定されている。

内核は半径1,220 kmで、質量では全地球の1.7 %を占める。密度は約13 g/cm³でFe-Ni合金の固体である。外核-内核の境界は、温度3,500~7,600 Kで、圧力33~36 GPaである。内核は、液体の外核から冷却によってFe-Ni結晶が晶出し、中心部に溜まったものであると考えられる。現在もFe-Ni結晶の晶出は続いており、地球内部の熱源の一つと考えられる。

5 月

月は地球から見ると一番大きく見える天体である。そのため昔から肉眼そして望遠鏡によって観察されてきた。赤道半径は1,738 kmで、地球型惑星の衛星の中では最大で、水星(2,440 km)にせまるサイズである。木星型惑星の衛星と比べてもガニメデ、タイタン、エウロパに次いで4番目の大きさである。地球型惑星の衛星としては、火星にフォボスとダイモスがあるが、月は異常に大きい。主惑星に比べてフォボス(重量で10⁻⁸倍)とダイモス(10⁻³倍)は非常に小さいのに対して、月は(1 %)、惑星なみのサイズであるといえる。

月は地球の回りを27.32日かけて公転し、自転は27.32日の周期を持つ。完全に共鳴しており、地球に常に同じ面を向けていることになる。地球の潮汐作用によって共鳴関係になったと考えられる。

月は、地球から見ると白っぽく見えるところと黒っぽく見えるところがある。白っぽく見えるところは「高地」と呼ばれ、黒っぽく見えるところは「海」と呼ばれる。海があるのは月の地球側で、反対側はすべて高地である。

地球側で高地は70 %占めるが、月の全表面で見ると80 %に達する。高地は、直径50~100 kmのクレーターが多数あるため、地球から見ても凹凸が激しくザラザラした感じがする。

海は地球側で約30 %、裏側に約2 %、月の全表面で17 %しかない。海の黒い物質は月の地殻の約1 %にしかない。海は、円形の多重リング盆地と不規則な形をしているものの2つのタイプがある。多重リング盆地の海は、巨大なクレーターによってできたと考えられる。海は東に行く

ほど低くなっており、スミス海では月の平均半径より5 kmも低い。不規則な形の海は様々な起源の低い地帯を埋めているもので、最も大きなものは嵐の海で、平均半径より2kmほど低くなっている。海は玄武岩の溶岩が埋めてできたものである。そのため海には火山地形が認められる。地球の台地玄武岩に似た溶岩流や、蛇行谷(溶岩チャネル)、溶岩流の先端の舌状地形、頂上が低く広いドーム状地形などが認められる。その他に海には、溶岩の海の冷却によってできた断層と考えられる直線状や弓状の谷や、圧縮によって溶岩が盛り上がったと考えられるリンクル・リッジがある。

クレーター

クレーターはサイズによってその形態に差がある。直径20 km以下のクレーターは、円形で底がボウル状になっている。リムから底まで2 km以下の高低差がある。放出物はリムから直径分程の距離まで広がっている。直径が50 kmを越えるクレーターには中央丘が形成される。直径20~200 kmのクレーターは底が平らでテラスが発達している。直径200~300 kmのクレーターは、中央丘が円形に並びピークリング構造とテラスを持つ。直径300 km以上のクレーターは、多重のリング構造を持つ。東の海や雨の海が多重リング構造の典型で、盆地内は玄武岩溶岩で埋められており、山脈状の円形リングが3重に重なっている。

月の地震

アポロが設置した地震計によって41ヶ所の地点からの地震が多数観測された。月の地震は繰り返し同じ所で起こることが多い。地震計のネットワークや感度に制限されて1,000 km以深の速度構造は決められない。しかし、中心部を通過したと考えられるP波で、走時が50秒以上遅れたものがあった。このことから、中心部に部分的に溶けているか完全に溶けた部分がある可能性がでてきた。

月の地震波は地球のものとは違っている。月の地震は初め小さく時間とともに大きくなり、やがて小さくなる。明瞭な横波や表面波は見られない。月の地震の頻度や規模は小さく、最大のものでもマグニチュード4のものである。年間3,000回の地震が記録されているが、その放出エネルギー2×10¹³ erg/yearは地球(10²⁴~10²⁵ erg/year)に比べて非常に小さい。月の地震の頻度に14日周期と206日周期が認められる。14日周期は地球との潮汐力で、206日周期は太陽との潮汐力であると考えられる。そのため月の地震

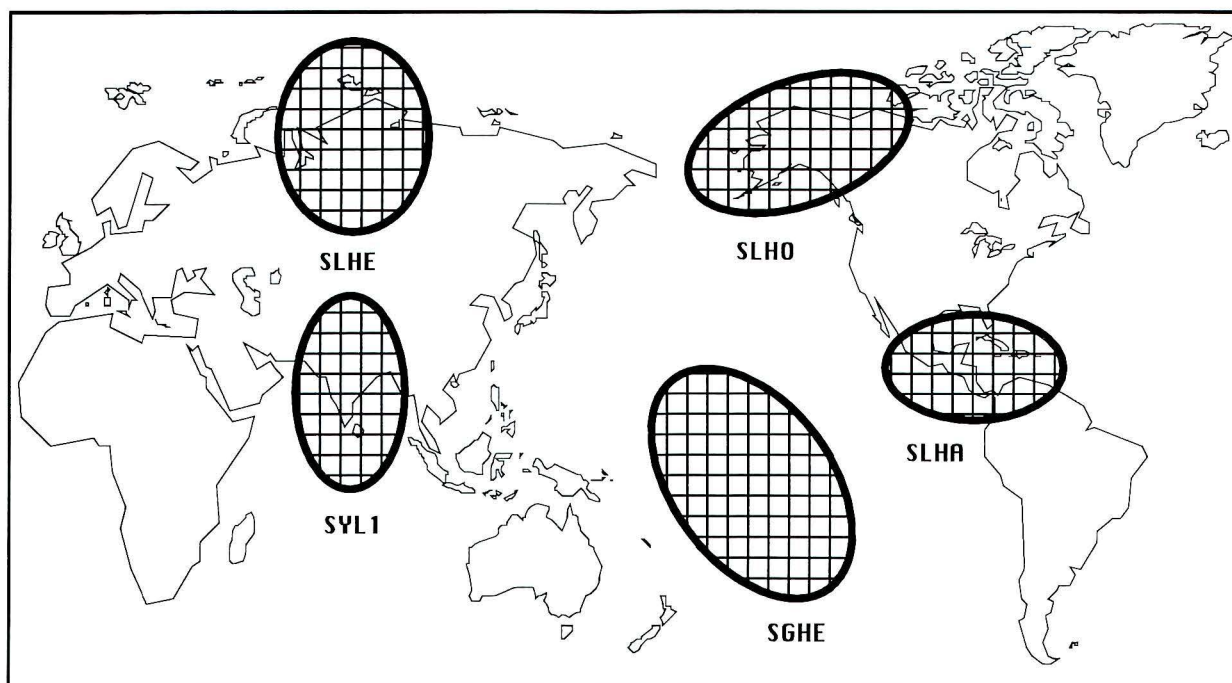


図3. D''層の分布.

D''層で不均質が見つかったところを示した。データは浜野（1995）より引用した。

は、潮汐力によって起こっていると考えられる。

内部構造

月の慣性能率が0.3901であることから、化学的分化が不十分であり、核がないと考えられる。しかし、月の岩石の化学組成が惑星の材料とは明らかに変化していることから、化学的分化は比較的良好に起こったと考えられる。月は、他の惑星とは違った材料で違ったプロセスで形成されたことを意味する。

月の表面にはレゴリス層(regolith)がある。レゴリスとは泥や砂に似た細かく砕かれた岩石片や鉱物片からなる表土である。地震波の観測では数m～数10 mの厚さとされているが、地質学的観測から2～20 mの厚さだと判断されている。

深度1～2 kmまで地震波速度が増加していく。このような地震波速度の変化は、海の玄武岩の割合が減って高地の斜長岩の割合が増加するためと、岩石中の割れ目の性質が深くなるとともに変化するためという2つの考えがある。

深さ2～25 kmまで地震波速度が急激に増加する(4～6 km/sec)。この深度の地震波速度は月の海の玄武岩のものと同じであることから、主として玄武岩質岩石でできていると考えられる。速度の急増は深部ほどクラックが圧力によって閉じているためだと考えられる。

深度25 kmで地震速度が6 km/secから6.8 km/secへと不連続に変化し、25～60 kmまでは一定の地震波速度を持つ。その速度は、月の斑れい岩や斜長岩やクラックの少ない玄武岩の値に近い。そのため25 kmの不連続面は、玄武岩から斜長岩質斑れい岩もしくは斑れい岩に変わっているか、単にクラックの少ない玄武岩に物性が変化しているかである。斑れい岩への変化だとしても25 km以深では岩石内のクラックが急激に減少していく。

60 kmまでは月の地殻であると考えられる。アポロ(地球側の赤道付近)の観測では、海で 58 ± 8 km、高地で 75 ± 5 kmの所にこの不連続面が観測された。地殻は地球側で薄く裏側で厚い。海の地殻の厚さは30～50 kmで、裏側の高地での地殻の厚さは90～110 kmで、平均で60 km程度だと考えられる。このような地殻の不均質な分布のために、月の重心は中心から2～2.5 kmずれている。

60 kmの不連続面でP波は6.8 km/secから7.7 km/sec、S波は3.9 km/secから4.5 km/secに変化する。このような速度変化は地球のモホ面と同じ程度である。そのため60 km以深は月のマントルと考えられる。深度60 kmから150 kmまでは、7.7 km/secの地震波速度を持つ。このような地震波速度の岩石は、カンラン石と輝石を主成分とするかんらん岩であると考えられる。

深度150 kmまでは、人工地震によって詳しく調べられてきた。しかし、150 km以深は自然地震に頼る必要がある。地球の地震と違って発生時間や震源が不確かなため構造を推定しづらい。月のモデルはいくつか提唱されているが、地震波のデータが不十分なため確定的なものはない。P波は0 kmから1,500 kmまで約8 km/secでほぼ一定であるが、1,500 km以深で5 km/secに減少するらしい。60～300 kmまではS波速度が4.7 km/secから4.4 km/secに減少する。300 km以深では著しく減少する。

以上のようなことから、60～300 kmは一樣なかんらん岩からできており、300～1,500 kmまではより始原的な物質で構成されている可能性がある。P波速度の減少より1,500 kmより深い層では部分融解している可能性がある。半径200 kmまでの中心部には、P波速度が小さく、溶けたFeまたはFeSの核があるかもしれない。このような核があっても月の慣性能率の値には矛盾しない。

6 火星

火星は、自転周期(1.02596日)と自転軸の傾き($25^{\circ}2'$)が地球(0.99727日、 23.45°)と似ている。自転軸が傾いているために季節変化が地球のように起こる。ただし、公転周期は687日で、地球の約2倍となっているため、季節変化も2倍の長さになっている。火星の離心率(0.0934)は水星に次いで大きい。フォボス(Phobos)とダイモス(Deimos)の2つの衛星を持つ。

火星の平均半径(3,388 km)は地球(6,371 km)の半分ほどである。体積は、地球の0.151倍で、質量(6.42×10^{23} kg)は地球の1/10の惑星である。密度(3.93 g/cm^3)は月(3.35 g/cm^3)に近い。磁場(64 nT)は金星(30 nT)の倍以上であるが、地球(31 mT)の1/500しかない。自転速度は地球と同じくらい速度だが、非常に磁場が弱い液体の核はないと考えられる。核がFe-Ni金属からできているとすると半径の1/3以下で、FeSからできているとすると半径の1/2以下となる(小森, 1992)。

探査

火星は金星と同様人類に非常に身近な惑星であるため、多くの探査機が送り込まれている。U.S.A.はMariner 4、6、7、9そしてViking 1、2を、U.S.S.R.はMars 5、6、Phobos 2を火星に送った。Mariner 9は解像力100 mで、Viking 1、2は解像力10~200 mで火星の表面の写真を地球に送ってきた。このような写真をもとに火星では表面の地図が作成されている。Viking 1、2のprobeは、それぞれクリセ平原とユートピア平原に着陸し生命の有無の調査や各種の分析を行った。

地形

火星は、南北でその地形に違いが認められる。赤道に対し約 5° 傾いた大円で分けられる、北側と南側で違いが認められる。

北側は、クレーターがまばらの低い平原で、火山物質で広く覆われている。平原は、全表面積の1/3に達する。北側は南側に比べて3 kmほど低い。ただし、火山地帯は高くなっており、クレーターが少ないことから若い時代に形成されたと考えられる。このようなことから北側は月の海に似ていると考えられる。惑星の半分に達するような、古い時代の巨大クレーターの上に形成された火山地帯の可能性が指摘されている。

南側は高地で全表面積の2/3を占める。多数のクレーターがある荒い地形で、流水の跡が残っている。高地の上に薄く土壌が堆積して平原化している地域もある。

大型の火山として、盾状火山(shield)、扁平なパテラ(patera)、盛り上がったソーラス(tholus)がある。小型火山は、円錐火山(cone)やドーム(dome)が多数ある。火山は、タルシス、エリシウム、ヘラスの3つの地域に偏って分布している。

タルシス地域($20^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $90^{\circ}\text{W} \sim 140^{\circ}\text{W}$)は、大型の盾状火山が集中している。NE-SW方向に直径350~400 km、高度17 kmの火山が3つ(アルシア山、パボニス山、アスクレウス山)が並び、タルシス火山群と呼ばれる。また、オリンパス山(Olympus Mous)もこの地域にある。オリンパス山は直径600 kmで周囲の平原より25 km高い。太陽

系で一番大きい成層火山である。頂上には直径70 kmの複合カルデラがある。回りは成因不明の断崖で取り囲まれ、300~700 km続くaureoleと呼ばれる縞模様がある。山腹に形成されているクレーターより数1,000万~数億年前に形成されたと考えられる。タルシス地域の北側にアルバ・パテラ(Alba Patera)と呼ばれ、中央にカルデラのある火山構造がある。全体の直径は1,500~1,600 kmあり中央のカルデラは直径約100 kmある。大規模な火山で単成火山としては火星で最大、そして太陽系でも最大である。タルシス地域の中にタルシス・バルジ(Tharsis balge、中心: 0° 、 150°W)がある。赤道域の高さ10~11 km、直径約3,200 kmの広域的な高まりがある。タルシス・バルジには、たくさんの放射状の割れ目がある。割れ目は年代によって分布が変わっていく。これは、タルシス・バルジの中心が時代と共に移動していることを示す。地形が重力と正の相関を持つことから、マントルの湧き出しが、火山の積み重なりによるものではないかと考えられる。タルシス・バルジにはマリネリス峡谷(Valles Mareneris)がある。マリネリス峡谷は、タルシス・バルジの頂上付近から東側平原まで、長さ4,000 km、幅は最大700 km、深さ最深7 kmに達する。マリネリス峡谷は、浸食の谷ではなく、南北の引っ張り力による陥没性の地溝帯と考えられ、地球のリフト帯と似ている。マリネリス峡谷は流水の浸食作用も認められる。

エリシウス地域($10^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $200^{\circ}\text{W} \sim 220^{\circ}\text{W}$)は、エリシウス山、アルボア・ソーラス、ヘクタス・ソータスの3つの火山から成る。エリシウス山は、高原9 kmに達する成層火山であると考えられる。

ヘラス地域には、南半球で火山帯がある平原で、高度が低い孤立したいくつかの火山がある。高度がかなり低い平原である。

火星を特徴づける地形として、チャネル(channel)、花弁状クレーター、中央丘、極冠がある。

カオス地帯($15^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 、 $15^{\circ}\text{W} \sim 40^{\circ}\text{W}$)からクリセ平原を抜け 45°N まで達するいくつかのチャネルがある。流水の浸食作用があり、大量の水が短時間で流れたものである。このチャネルはボリアリス海と呼ばれる低地に水を流していたと考えられる。花弁状クレーターは火星特有のものである。このクレーターは直径69 kmで、花弁部は広がっている。花弁状クレーターは、土壌中の水などの揮発成分が液体や気体になり放出物を遠くまで運んだと考えられる。中央丘(pit)は、クレーターの中央にある丘で、地下の氷層によって形成されたと考えられる。極冠は、両極にあり、その分布は季節変化する。極冠は、 H_2O と CO_2 の固体からできている。両極から経度で 10° を少し越えるあたりに渦巻状に谷と断崖が並んでいる。そこには層状の堆積物が認められる。この層状堆積物にはクレーターがないため、火星で最も若い地層であると考えられる。この堆積物は風によって低緯度地域に運ばれている。

水

水は花弁状クレーターや極冠によって、現在の火星に存在することは明らかである。また、チャネルが各地にあることから、かつてはかなりの量の水が存在したと考えられる。チャネルが各地にあることや、時代の異なるチャネルがあることから流水の事件は一度ではなく何度もあった

と考えられる。水は極冠だけでなく、地下に永久凍土の層があり水の供給源となっていると考えられる。かつては降水などの時期もあったかも知れない。Pieri (1980)は、海が存在していた可能性を述べている。その根拠は、海食崖や海岸段丘等の地形が存在することである。北半球の15%が水で覆われていたとも言われている。Greeley (1987)の計算では、内部から放出された水は、形成後20億年で火星表面を46 mの厚さで覆うほどの量であったとされている。

内部構造

火星は密度が小さいことから、他の地球型惑星とは化学成分が違ふ可能性がある。慣性率が0.365であることから、内部は化学的に分化していることを示している。

火星は、南北に高低差があること、タルシス・バルジの膨らみがあることから、地形的にかなり不均質である。重心は、火星中心から2.1 kmずれている。そのため全火星的にはアイソスタシーは成立していない。

地殻は平均数10 kmの玄武岩質岩からできている。そして表面は、玄武岩が風化された細粒の土壌がおおう。その色は赤褐色で、火星全体を赤い星と見せている。

マントルは、深度1,100 kmで上部・下部の境界がある。マントルの比率は、地球と比べて火星の方が多くなっている。マントルは地球よりFeに富んだ珪酸塩鉱物からできていると考えられる。上部マントルはカンラン石、斜方輝石、単斜輝石とガーネットからできており、その量比はそれぞれ50、25、15、10 wt%程度であると考えられる。ただし、単斜輝石とガーネットの比率は変化すると考えられる。このような比率は地球の上部マントルに似ている。

核はFeが主体であると考えられる。もし純粋のFeだとすると核のサイズは火星の1/3、FeSだとすると1/2以上である。2つの場合は両極端であるから、実際の火星の核は、Fe主体でNiと少量の軽元素(O、Sなど)からできていると考えられる。

衛星

1877年に、Hallが火星の衛星のフォボス(Phobos)とダイモス(Deimos)を発見した。2つの衛星は、離心率が小さく、軌道面は火星の赤道面に一致しており、順行衛星である。

フォボスは、7.7時間で公転している。火星に近い距離の所を回っており、ロシュ限界のすぐ外側である。自転と公転は同期しているため、フォボスは主惑星にいつも同じ面を向けている。フォボスの形態は、 $27 \times 21 \times 19$ kmの不規則な形をしている。長軸は火星の方を向いている。クレーターが多く、その密度は月の高地に近い。フォボス最大のクレーターは、直径10 kmのステックニー(Stickney)である。ステックニーには衝突によってできたと考えられる割れ目が放射状に延びている(Thomas *et al.*, 1978)。

ダイモスは自転と公転(30.3時間)の周期が同期しており、火星にいつも同じ面を向けている。この軌道は火星の静止衛星軌道である。ダイモスもフォボスと同様 $7.5 \times 6.0 \times 5.5$ kmのいびつな形態をしている。表面は直径10 m程度の多数の突起物が認められる。表面には直径が3 kmを超えるクレーターはないが、スムーズで明るい部分が斑状にある。

両衛星は暗い灰色で、反射能は約6%、玄武岩から炭素質コンドライトに似た物質であると考えられる。Mariner 9やVikingのprobeのスペクトル分析では炭素質コンドライトに似ていることがわかった。フォボスの平均密度が 2.0 g/cm^3 であることから、全体が炭素質コンドライトでできているのではないかとされている(Pollack *et al.*, 1978)。両衛星の表層は、細粒のレゴリスで覆われている。フォボスでは数10～数100 m、ダイモスでは数m～数10 kmの厚さがあると考えられる。

7 小惑星帯

火星と木星の間に軌道を持つ小惑星が、多数集まっている軌道帯がある。このような軌道帯を小惑星帯と呼ぶ。小惑星帯の小惑星の数が多いところは、2.2～3.2 AU(天文単位:1 AU = 1.5×10^8 km)の間にある。しかし一様に分布しているわけではなく、2.3、2.6、3.1 AUのあたりに小惑星が多い。

小惑星帯には多数の小惑星があるが、その数は1995年6月まで正式に番号登録されたもので6,465個に達する(天文年鑑, 1995)。さらに年間約500個のペースで登録数が増えている。これは、地球から観測できるほどの大きさと明るさを持ったものであるが、小さいものあるいは遠いものの、反射能が低くて見づらいものなどを考えると、小惑星はほんの一部しか発見されていないはずである。

小惑星の中で最大のものは、直径910 kmのセレス(Ceres)である。探査機Galileoは、小惑星アイダ(Ida、直径30 km)に直径1 kmの衛星(Dactyl)があることを発見した。小惑星には、数mの直径の小型のものや、球ではなくいびつな形をしたものも多数見つかった。2個の小惑星がくっついたり砕けたようなものもある。サイズが小さいと重力も小さいため、いびつな形も保つことができる。また、太陽系のすべての天体と同じように小惑星にもクレーターがある。

表面物質

小惑星は反射能と反射スペクトルによって区分されている。反射能や反射スペクトルは表層物質を反映している。反射能が0.1以下(low-albedo)、0.1～0.3(moderate-albedo)、0.3以上(high-albedo)のものに大別される。また、反射スペクトルのタイプから、low-albedoはClass C、D、P、T、Kに、moderate-albedoはClass A、M、Q、R、S、Vに、high-albedoはClass Eに細分される。

小惑星の表層物質と地球の岩石や鉱物、隕石を比べることによって、小惑星の表層物質を推定することが可能である。いくつかのClassは、主な隕石と対比可能である。Class CはCIとCMコンドライトに、Class Tは変質を受けた炭素質コンドライト、Class KはCVとCOコンドライト、Class Mは鉄隕石、Class QはH、LとLLコンドライト、Class Rはカンラン石に富むエイコンドライト、Class Sはバラサイトとある種の鉄隕石、Class Vは玄武岩質エイコンドライト、Class Eはエンスタタイト・コンドライトに対比されている(小出, 1995a)。

このような各Classの小惑星は一様に混在しているのではなく卓越するゾーンがある。小惑星帯の主ベルトの外側(2.5～3.5 AU)には炭素質コンドライトと考えられる

Class C、T、Kがたくさん分布している。エイコンドライトと考えられるClass A、R、V、Eは、主ベルトや固有の軌道を持つ。普通コンドライトと考えられるClass Qは、主ベルトではなくアポロ・アモール群という地球を横切ったり近づいたりする離心率の大きい軌道にある。石鉄隕石や鉄隕石はClass M、Sで、やはり小惑星帯の主ベルトにある。

主ベルトを構成する小惑星の70%は炭素質コンドライトである。しかし、地球にたくさん落ちてくる普通コンドライトは、アポロ・アモール群のみで現在地球に落ちてくる頻度が説明できる。しかしこのアポロ・アモール群の天体は、小惑星帯が起源になっていると考えられるが、その供給機構は良くわかっていない。隕石の頻度分布と小惑星のタイプの頻度分布が一致しない。それは反射スペクトルで見ているものが表層だけで、表層が炭素質コンドライトで中が普通コンドライトのような小惑星があると考えられる。

8 外惑星とその衛星

木星型惑星は、木星、土星、天王星、海王星の4つである。半径が大きな惑星である。HやHeを主成分としているため平均密度は小さい。木星型惑星は衛星数が多く、リングを持つことが特徴である。木星と土星が特別大きく、天王星と海王星は1/3~1/4程度のサイズがとなっている。質量で見ると、全惑星の質量の7割は木星にあり、2割は土星が持つことになる。外惑星には、木星型惑星ではない冥王星がある。木星型惑星はガスを主体とする惑星であるが、冥王星は氷を主体とする惑星で、木星型惑星の衛星に類似している。

木星

木星の平均密度は 1.33 g/cm^3 で太陽の平均密度 (1.41 g/cm^3) に近い。また自転周期が速い (0.414日) ため偏平率 (0.065) が大きい。

木星の特徴は、色鮮やかな縞模様である。縞模様は、明るく白く見える部分を帯 (zone) と呼び、暗く赤っぽく見える部分を縞 (belt) と呼んでいる。縞模様は、赤道と平行に7本並んでいる。明るい帯の部分は低温で、暗い縞の部分は高温である。帯の部分は上昇気流部で雲が高く昇っている所で、縞はその雲が消えてしまう下降気流域である (森山, 1979)。また、大赤斑は南緯22°付近に中心がある。大赤斑は寿命が長く、少なくとも300年以上も存続している。大赤斑は、周りより2 Kほど低く、気圧が高く上昇気流が起こり高く盛り上がっている。

木星の大部分は水素 (H_2) からできており、少量のヘリウム (He) が混ざっている。深度2万kmで H_2 は、液体金属水素に変わる。液体金属水素より下は、珪酸塩鉱物とFeと H_2O の固体 (氷)、岩石質の核がある。平均密度からは、必ずしも岩石核を必要としないが、太陽と同じ組成を持つと考えたと珪酸塩成分があるため、岩石核が存在すると考えた方が妥当である。

木星の核は木星半径の15~20%になり、高圧のため密度は 20 g/cm^3 以上に達すると考えられる。核の温度は2万Kにも達し、1億気圧もの高圧のため、岩石核は金属化している可能性がある。

木星は、太陽から受け取る熱エネルギーの2倍以上放射

していることがわかってきた。これは木星内部でエネルギーが発生していることを意味する。エネルギー量は $5 \times 10^{17} \text{ W}$ である。エネルギー源は、重力収縮で解放される重力エネルギーか、放射性元素の崩壊エネルギーだと考えられる。

木星には、強い磁場 (404 mT) がある。地球の4,000倍以上の強度がある。木星の磁場の発生源は、液体金属水素のダイナモ理論で説明されている。木星は自転が速いために液体金属水素の激しい対流が生じ、強力な磁場が形成されると考えられる。

木星にはリングが不鮮明ながらあることが、Voyager 1によって発見された。より鮮明な画像がVoyager 2によって示された。木星のリングは、赤道面上にある。リングの外縁は非常にくっきりとしているが、内縁は不鮮明である。リングの粒子は、木星の引力と磁気圏の影響で木星に落ち込んでいると考えられるので、リングを作る物質は、絶えず供給されていることになる。このような物質は、小惑星の衝突破片や、イオの火山物質、彗星や隕石の破片などが考えられている (Owen *et al.*, 1979)。

イオ

木星の衛星は、16個あるが、その中でもイオは特異である。イオには活火山がある。1979年、Voyager 1 から送られてきた画像に火山噴火が明瞭に映っていた。イオは大きさ (1,815 km) や平均密度 (3.57 g/cm^3) が、月に似ている。珪酸塩鉱物を主とする物質からできていると考えられる。イオは赤っぽく反射能は高い。しかし、氷が認められないことから、SやSの化合物で覆われていると考えられる。

Voyager 1, 2 によって発見された活火山は、10個になる。火山は噴火様式によりペレ式、プロメテウス式、ロキ式の3つのタイプに分けられる。ペレ式は最も噴火の大規模な噴火である。噴煙の高さは300 km、降下物は直径1,200 kmに広がる。ペレ式の火山は3個発見されている。プロメテウス式火山は、ペレ式より規模の小さい。噴煙の高さは100 kmで降下堆積物の直径は200~300 kmである。プロメテウス式火山は6個発見されている。ロキ式噴火は、長さ100 km、幅20 kmの大きな割れ目から起こっている。噴煙は放散するように不定形である。またロキ火山には溶岩湖がある (Loki Patera)。溶岩湖は300 K程で周りより170 K高く、かなり大きな熱源を持つ融けたSの湖である。

イオの噴火は、珪酸塩のマグマ溜まり (700~1,500 K) がSの層に接触したときSが気化して噴火が起こるとする「珪酸塩-イオウ・モデル」と、深部の珪酸塩マントルや地殻の熱によってSの海ができSの海に接した SO_2 が膨張して噴火したとする「イオウ- SO_2 ・モデル」の2つのメカニズムが考えられる (Kieffer, 1982)。

このようなイオのエネルギー源は、木星とイオの間に働く強い潮汐力であると考えられる。イオとその外側の衛星エウロパは共鳴しており、イオは振動する。振動のため離心率0.004の楕円軌道を持つ。この程度の楕円軌道でも木星の潮汐力によって変形が起き、内部に熱が蓄積されて加熱されると考えられる。

土星

土星はリングが非常に明瞭である。衛星は18個で惑星の中では一番多い。土星は木星に次いで2番目に大きい惑

星である。平均密度は 0.70 g/cm^3 で最も小さく、木星の半分しかない。偏平率は、0.108で惑星の中では最も扁平な形をしている。自転周期は0.444日で、木星に次いで速い。

土星の大気は、木星と比較的良く似ている。ただし、土星は木星より重力が小さいため、大気層は薄くなる。木星と比べて土星の雲は低いところにある。上部から NH_3 の雲、 NH_4SH の雲、一番下に H_2O の雲がある。成層圏と対流圏の圏界面では、土星の方が木星より単位面積あたりの粒子の質量は大きいと、木星に比べて土星の色が淡く、縞模様のコントラストが弱く見える。

土星は、木星に比べて密度が小さいことから、液体分子状水素から液体金属水素に転移する境界は深部にあると考えられる。中心から30,000~27,000 kmに不均質な層があり、その下が液体金属水素の部分に当たる。液体分子状水素が液体金属水素に転移する条件(圧力300 GPa、10,000 K)では、Heの金属水素への溶解度が小さくなる。転移領域では、HとHeの分離が起こり、重いHeは半径1 cm程の液滴として雨のように降る。そのため気体から液体分子水素の領域でHeが少なく、液体金属水素中ではHeが多い。中心部には、半径7,500 kmのところに岩石と鉄からなる核がある。

土星は、太陽から受け取る熱量の2~2.5倍のエネルギーを放出している。重力収縮によるエネルギーの放出を上回ると考えられる。これは、Heの液滴が降ることによって重力エネルギーの解放されることで説明できる(Stevenson & Salpeter, 1976)。Heの液滴が5,000 km落下すると $2 \times 10^8 \text{ J/kg}$ の重力エネルギーが解放される(Smoluchowski, 1983)。

土星の大気の動きは激しく、最大風速は500 m/secに達する。風のシステムは、赤道を境に南北に対称的である。土星の自転軸は、軌道面に対して 27° 傾いている。そのため季節変化(一周は29.5年)があるはずだが、目立った変化は観測されない。土星では太陽からの放射エネルギーがきわめて弱いためであろう。土星大気の動きは、土星内部のエネルギーによるものと考えられる。

土星の特徴的なリングは、7つの部分にA~Gの名前が付けられている。リングはABC順ではなく、発見順(あるいは予言の順)にふられたために内側から、D、C、B、A、F、G、Eとなる。リングには、Cassiniの空隙など非常に物質の少ないところがある。幅広のリングも細かいリングの集合体であることがVoyagerの観測より明らかになった。リングにみられるゆがみは、リング物質と衛星との共鳴によるものとされる。

タイタン

タイタンは、土星の最大の衛星で、木星のガニメデに次ぐ大きさで、その半径(2,575 km)は水星より大きい。タイタンは、平均密度 1.88 g/cm^3 で、岩石(5.2%)と H_2O の氷(48%)からできていると考えられる。

タイタンは大気を持つ天体として特異である。大気圧150 kPaで、 N_2 を主成分(65~98%)とし、未発見であるがArをある程度(約12%)含んでいる可能性がある(Owen, 1982)。タイタンの大気平均分子量28.6が得られ、 N_2 (分子量: 28)よりやや大きいため、Ar(分子量: 40)が12%程度必要と考えられる。

タイタンの表面温度は93Kで CH_4 の三重点(90.7 K)に近い。そのため、タイタンでは CH_4 が気体、液体、固体として存在しうる。これは、地球で H_2O が果たしているのと同じような役割を果たしている可能性がある。 CH_4 の海があり CH_4 の雲があり、 CH_4 の氷があるかもしれない。

天王星

天王星は、自転軸が 98° も傾いている不思議な惑星である。天王星には15の衛星があり、細いリングが発見されている。リングも衛星の軌道も天王星の赤道面に沿って横倒しで、赤道面に対し 60° 傾いている。この不思議な現象がどうして起こったかは、良くわかっていない。平均密度は 1.27 g/cm^3 である。

天王星の対流圏の底には CH_4 の雲があると考えられる。大気下部で、赤道から極地まで温度差がほとんどないことから、効率の良い熱輸送のメカニズムがあると考えられる。

以前は、内部には液体の H_2O があり岩石の核があると考えられてきたが、偏平率を説明することができない。そのため現在では、厚い氷と岩石の核があると考えられるようになってきた。

リングは、Voyagerの探査以前から発見されていた。Voyager 2の観測でも新たなリングが発見され、合計11本の細いリングがある。リングは、形、幅、密度が一様でなく、個性があることがわかってきた。 ϵ 環はリングの中でも、もっとも離心率の大きく幅も変化する。環は主惑星に近いほど狭く、遠いほど広がる。 α と β 環にも同様の性質がある。 η 、 γ および ρ 環は、円形に近い軌道だが、半径と幅は不規則に変化する。

海王星

海王星は木星型惑星としては、一番外側に位置する。未知の部分の多い惑星であったが、Voyager 2の接近観測によってかなりのことが明らかになっている。公転の離心率(10.0090)は金星に次いで2番目に小さい。自転軸の傾きは 29° 、自転周期は16.11時間である。

海王星には磁場が存在するが、南半球が強く、北半球が弱い(10~100 mT)。磁軸が自転軸に対して 46.8° も傾いている。磁軸は海王星の中心から南半球に大きくずれている。

海王星の対流圏には CH_4 の氷の雲がある。その下には、 NH_3 や H_2S の氷からなると考えられる雲がある。 NH_3 の存在は確認されているが、 H_2S は電波を通してしまうのでまだ存在は確認されていない。成層圏には、 C_4H_2 、 C_2H_2 、 C_2H_6 からなる3層の薄いもやが広がっている。

海王星の表面には大黒斑(great dark spot)と小黒斑がある。大黒斑は、16日の周期で回転する高気圧性の渦巻である。中心に明るい雲を持つ小黒斑は、自転周期と同じ周期で回転している。しかし、 42°S にはスクーターと名付けられた周期が同期してない明るい白雲がある。これは緯度によって風速が変わっていることを示している。大黒斑付近(22°S)では西向きの325 m/secの強い風が吹いている。

海王星の激しい大気の運動は、内部で発生しているエネルギーのせいかもしれない。海王星は、太陽から受ける熱量の2.7倍のエネルギー放射がある。このようなエネルギーの起源は、重力エネルギーの解放や放射性元素の崩壊

エネルギーの可能性があるが、まだ決着はついていない。

海王星の内部は、平均密度 (1.64 g/cm^3) が非常に小さいことから、岩石物質が氷より多いと考えられる。Stevenson (1989) のモデルによれば、 H_2O の気体と氷の大気から、氷と岩石部になり中心に近いほど岩石の割合が多くなる。また、磁軸のずれは、岩石物質に偏りがあるためかもしれない。

Voyager 2 の観測によって、海王星には4本の完全なリングがあることが明らかになった。Galle (1989N3R) と 1989N4R は薄く広がっており、Adams (1989N1R) と Leverrier (1989N2R) は非常に細いリングである。Adams には密度が大きく厚い部分が3ヶ所ある。

トリトン

海王星には、1985年まで2つの衛星が知られていたが、Voyager 2 に観測で新たに6個の衛星が見つかり、計8個の衛星があることが明らかになった。その中でトリトンは唯一逆行している衛星で、軌道面の傾きが 157° (逆行の 23°) である。自転周期と公転周期は同期している。トリトンは海王星の衛星の中では反射能が一番大きく ($0.6\sim0.9$)、平均密度が 2.075 g/cm^3 と外惑星の衛星の中では最大である。

トリトンの特異性は、イオとタイタンとともに大気を持つ衛星であることである。トリトンの大気は、 $700\sim800 \text{ km}$ の厚さを持つが、気圧で 1 Pa しかない。大気は N_2 を主とする大気で、 CH_4 、 H 、 H_2 などが微量含まれる。

もう一つのトリトンの特異性は、活火山があることである。2ヶ所から立ち昇る黒い噴煙 ($33^\circ 4' \text{E}$, 50°S と 12°E , 57°S) が発見された。噴煙は 8 km 上昇し、水平に 150 km 流れていた。噴煙は地下で液化した N_2 が地表に噴出し、気化したものだと考えられる。トリトンの火山の熱源は、潮汐摩擦による加熱が有力である (Kawakami, 1994)。

トリトンは平均密度が大きいのは、岩石が多いことを示している。内部が溶けているか固体であるかによってモデルに違いがある。溶けたモデルでは、中心に岩石核が ($1,000 \text{ km}$) あり、その回りに厚さ 350 km の氷のマントルになると考えられる。表層には N_2 と CH_4 の存在は確認されているが H_2O の氷の吸収帯は見られない。これは、 N_2 の氷に表面が覆われていると考えられる。

冥王星

冥王星は、太陽系の一番外側にある惑星である。惑星の中で最大の離心率 (0.25) をもつため近日点は海王星の軌道の内側に入り込んでいる。軌道面が赤道面より 17° も傾いており、海王星の軌道とかなり交差しない。

冥王星は、まだ探査機が接近していないので詳細はわかってない。カロンの (Charon) という衛星を伴っているが、両天体の距離は非常に近い ($19,000 \text{ km}$)。潮汐力のためカロンの軌道は円形で同期している。カロンが冥王星の赤道面を回っているとすると、自転軸は軌道面に対し 118° も傾いていることになる。また、カロンは冥王星の半分程の半径 (642 km) があり、衛星として異常に大きく、二重惑星と呼んだ方がよい。

冥王星には、地球の10万分の1以下の密度であるが、大気があると考えられる。冥王星の大気は CH_4 の他に Ar 、 N_2 、 CO 、 O_2 も含んでいる可能性がある。

冥王星の表面は、 CH_4 の氷で覆われていることが赤外スペクトルの観測で明らかにされている。冥王星の平均密度が $1.84\sim2.14 \text{ g/cm}^3$ で、カロンは $1\sim3 \text{ g/cm}^3$ の範囲にある。冥王星には他の氷惑星より、岩石比が多く $68\sim80\%$ と考えられる (McKinnon & Mueller, 1988)。 CH_4 の氷は数 km 程度あり、下には $210\sim320 \text{ km}$ の H_2O を氷があり、中心部は H_2O の氷を含み岩石に富む核があると考えられる。

外惑星の外側

一番外側の外惑星は冥王星である。しかしその外側にも太陽系の構成員である天体が発見されている。1992年、冥王星の軌道より外側に直径 250 km のくらい的小天体が発見された。1992QB1 と仮の名称で呼ばれているが、軌道長半径が 44 AU 、公転周期が165年の天体である。その後遠方の小天体が続々と発見され、1995年9月までに、37個が確認されている (天文年鑑, 1995)。

1951年、U.S.A. の天文学者カイパー (Kuiper) は、冥王星の軌道より外側にベルト状の彗星の巣があるとした。彗星の巣はカイパー・ベルト (Kuiper Belt) と呼ばれている。新しく発見された遠くの小天体はカイパー・ベルトに属するのではないかと考えられる。

短周期彗星の軌道は傾斜が小さく公転方向は惑星と同じものが多い。短周期彗星は、冥王星の外側に多数の天体が円盤状に分布しており、時々軌道が乱されて太陽系の内側に飛び込んでくる。このような短周期彗星の集まっているところがカイパー・ベルトである。ハッブル望遠鏡によるカイパー・ベルトの搜索によって統計計算では10平方 AU に約60,000個、全体で少なくとも1億個は存在するのではないかと考えられている (天文年鑑, 1995)。カイパー・ベルトには少なくとも冥王星程度の総質量を持つとされている。

カイパー・ベルトは黄道面に円盤状にあると考えられるが、その他に、太陽系を半径数万 AU の球状に取り囲むオールト雲 (Oort cloud) が存在すると推定されている (Oort, 1950)。Oort は、長周期彗星の軌道計算から太陽を球状に取りまくように分布しているとした。長周期彗星の頻度から、オールト雲の彗星のものは 10^{12} 個、総質量は地球質量の7~8倍と見積もられている。

カイパー・ベルトやオールト雲の小天体は、太陽系初期の微惑星で、惑星に集積しきれなかったものではないかと考えられる。

太陽系の一番外側はカイパー・ベルトやオールト雲であるが、太陽の磁気の及ぶ範囲をヘリオスフェア (heliospher) と呼ぶ。ヘリオスフェアは、太陽から放出される高エネルギーの粒子 (イオン化した H が主) の及ぶ範囲である。ヘリオスフェアの境界部はヘリオポーズ (heliopause) と呼ばれる星間風との衝撃波面を作る。ヘリオポーズは太陽から $90\sim120 \text{ AU}$ のあたりにあるとされているが、まだ観測されていない。現在、Voyager 1 は 52 AU 、Voyager 2 は 40 AU 付近を飛び続けてヘリオスフェアの観測をおこなっている。Pioneer 10 も観測を続行している (Pioneer 11 は1995年9月に交信を終了した)。

太陽系外の物質の流れが発見されている。物質は中性の水素で、水素特有の輝線ライマン α の存在から明らかになった。このような中性水素の流れは、太陽系がローカル・

バブル(local bubble)と呼ばれる星間物質の中を通過していると考えられる。ローカル・バブルは20万年以前におこった超新星爆発によって形成されたと考えられる。現在はローカル・バブルの密度の低い部分を通過しているが、20万年以内に濃い部分を通過する可能性がある。

IV 惑星の内部構造

惑星の物理量で、惑星内部を知るために重要なデータは、惑星の半径と質量である。半径は、直接観測できる量である。また、惑星相互の運動や探査機の受ける運動の変化より、惑星の質量を求めることができる。半径と質量は独立にもとめられる情報で加工されてないデータである。このような無加工のデータより二次的な情報を求めることが可能になる。

半径より体積が求められる。体積と質量から平均密度が得られる。この平均密度は物性を知るうえで重要な情報となる。平均密度は、天体の全体的な特徴を見ている(小出, 1995b; 小出・山下, 1995)。その材料を反映したものとなっているはずである。惑星ほどの大きさになると、質量と平均密度の関係は一定せず変化する。惑星の質量が増えれば、内部の圧力が高くなり同じ物質でも平均密度は大きくなる。各種の単一物質の質量と平均密度の変化を比べることによって近似的に物質を推定することができる(図4)。

水星、金星、地球および火星の地球型惑星といくつかの衛星は、珪酸塩鉱物からなる岩石を主成分とする天体である。木星と土星、海王星、天王星の木星型惑星は固体水素を主成分としていることがわかる。地球の衛星の月は、他の地球型惑星と比べて質量(7.3×10^{22} kg)と平均密度(3.3 g/cm^3)が小さい。火星の衛星のフォボス(Phobos)とダイモス(Deimos)は木星型惑星の衛星に比べて質量が小さく(1.3×10^{16} , 1.8×10^{15} kg)、平均密度は 2 g/cm^3 程度である。木星型惑星の衛星の多くが氷からできている。

木星型惑星の衛星は、2つのグループに分けられる。平均密度が 3 g/cm^3 程度のグループと、 $1 \sim 2 \text{ g/cm}^3$ 程度のものである。平均密度 3 g/cm^3 程度の衛星は、木星の衛星のイオ(Io)とエウロパ(Europa)である。平均密度から考えると月と同様の珪酸塩鉱物を主成分とするものである。軽い方の衛星は氷と少量の珪酸塩鉱物が混じったものを成分としていると考えられる。

地球型と木星型惑星は太陽からの距離によって区分できる(図5)。太陽に近い方に地球型惑星、遠い方に木星型惑星がある。不思議なことではあるが、ある系統的变化がある。水星・金星・地球は、一定の密度を持つが、地球・火星・木星・土星と距離が離れるにつれて密度が小さくなる。さらに、土星・天王星・海王星・冥王星と軌道半径が大きくなると密度が増えていく。このような、系統的变化になんらかの原因があるのか、それとも偶然そのような配列になったのかは不明である。

天体の内部状態を表す物理量として、慣性能率(I)がある。慣性能率は、質量が天体の中心にどの程度集中しているかを表す値である。球対称とみなせる天体では、密度が質量重心からの距離だけの関数で、重心から表面までの積分値が慣性能率となる。慣性能率Iは全質量Mと半径Rで

無次元化した比、 I/MR^2 で表される。密度が一般的な分布をしている場合、 I/MR^2 は0.4となる。深さとともに密度が増加すれば、0.4より小さくなる。

現在 I/MR^2 比がわかっている天体は、地球(0.33)、月(0.39)と火星(0.37)だけである。

月は、0.4に近く、比較的均質な物質からできている。一方、地球は中心部に重いものがあり、外ほど軽いものから構成されている。火星は地球と月の中間的な密度分布を持つと考えられる。

天体の内部構造を天文学的観測から推定する方法以外に、天体を構成する物質の状態方程式から推定する方法がある。物質の与えられた温度、圧力条件での密度を予想するものである。状態方程式から理論的に推定する方法と実験的に求める方法の2通りがある。

実験的方法是、予想される天体深部物質を実験装置を用いて高温・高圧にし、物質の密度変化を調べるものである。現在達成されている圧力は、ピストン・シリンダー型装置で4 GPa、マルチ・アンビル装置で30 GPa、ダイヤモンド・アンビル 400 GPa程度である。このような装置は静的な高圧発生装置で圧力を制御しながら実験できる。最近では地球科学では使用されなくなったが、衝撃波高圧発生装置では数100 GPaの圧力ができる。実験装置で作られる条件は現在数100 GPa程度で、木星型惑星の深部までは再現できない。

そこで、理論的な方法が有効になってくる。理論による状態方程式は、天体中心からの距離(r)、 r での圧力($P(r)$)、 r での重力加速度($g(r)$)、 r での密度($\rho(r)$)に関する微分方程式と、重力加速度と密度に関する微分方程式、圧力(P)と P での密度($\rho(P)$)の関係式の3つの連立方程式より圧力(P)、重力加速度(g)、密度(ρ)を求める方法がある。3つの連立方程式のうち2つが微分方程式であるので、いくつかの境界条件を設定しなければならないが、原理的には半径と質量の2つの観測量により方程式が決まってしまうことになる(斉藤, 1978)。

以上のような各種の試みによって惑星の内部の物理状態が調べられている。惑星の内部の構成物質を図6に示した。まだどのモデルがよいか決着の付いてないのが多いが、図には良く引用されているものを示した。

地殻(crust)、マントル(mantle)、核(core)という名称が使われるが、厳密に定義されているのは地球だけであり、他の惑星に適用するには注意が必要である。このような区分は、地球内部の地震波による不連続面を説明するために利用されてきた言葉であるが、今では、様々な意味が持たされている。

地殻は、地球では、モホ面より上をいう。構成物は珪酸塩鉱物からなる岩石である。それに対し、マントルは同じ珪酸塩鉱物からなる岩石であるが、岩石のタイプが違っている。地殻は花崗岩と玄武岩を主とする岩石で、マントルはかんらん岩よりなる。かんらん岩はFeやMgが多い岩石で玄武岩・花崗岩より密度が大きく密度差ができ、地震波の不連続面として表れる。地殻—マントルの境界は花崗岩・玄武岩からかんらん岩へと物質の違いである。

マントルと核の境界は、S波が通らない部分の始まりである。核は、マントルに比べて著しく高密度の物質からで

きている。核内側は固体で、外側は液体である。このような高密度の物質は、もはや珪酸塩鉱物ではなく、Fe金属であると考えられる。マントル—核の境界は一つは固体から液体への物性の変化と、珪酸塩鉱物から金属Feという物質の変化でもある。

地殻、マントルと核という定義は、地球上では明瞭にあり、位置や物性・物質も正確に述べることができる。しかし、他の惑星に対しては、必ずしも明瞭ではない。地球型惑星では、Fe金属(火星は磁鉄鉱:magnetiteかもしれない)が核を作り、珪酸塩鉱物がマントルを作る。しかし、木星型惑星では、金属Feではなく岩石や氷が中心部にあると考えられ、地球の分類は適用できない。木星型惑星では岩石の外側には液体状の金属の水素があることが多い。これは核なのかマントルなのか決めかねる。木星型惑星の液体金属水素の外側には、気体や液体の分子状の水素になる。これは大気なのか地殻なのかあるいはマントルなのか、区別できない。木星型惑星には地殻、マントル、核という分類はふさわしくない。また、中心に岩石質の核があるというのは共通しているが、外側の層構造は、多様でひとくくりに

はできない。それは、惑星のサイズつまり質量の違いによって、同じ物質でも、物性の違う層構造を作るからである。

地球型惑星では、金属Feの核と珪酸塩鉱物からなる岩石質のマントルは共通している。ただ、地殻があるかどうかは良くわかっていない。多分、何らかの地殻があると考えられる。それは、地球型惑星の表面は、玄武岩質の火山であることが多く、マントルのかんらん岩が直接出ているのではないらしい。地球型惑星の表面に、火山地形が見られることから推定される。火山活動があるということはマグマが内部で形成されることである。マントルがかんらん岩からできていれば玄武岩質マグマができる。火山活動があれば、玄武岩質の地殻とかんらん岩質のマントルに化学的に分化しているはずである。

地殻の構成物で、花崗岩は地球固有で、似たような岩石として月の斜長岩があるが、その起源は明らかに違う。水星では、マントル自体が一枚のリソスフェアとして振る舞う。また、金星は地殻はあったとしてもelasticな性質を持ち、マントルの動きが地表に現れていると考えられる。地

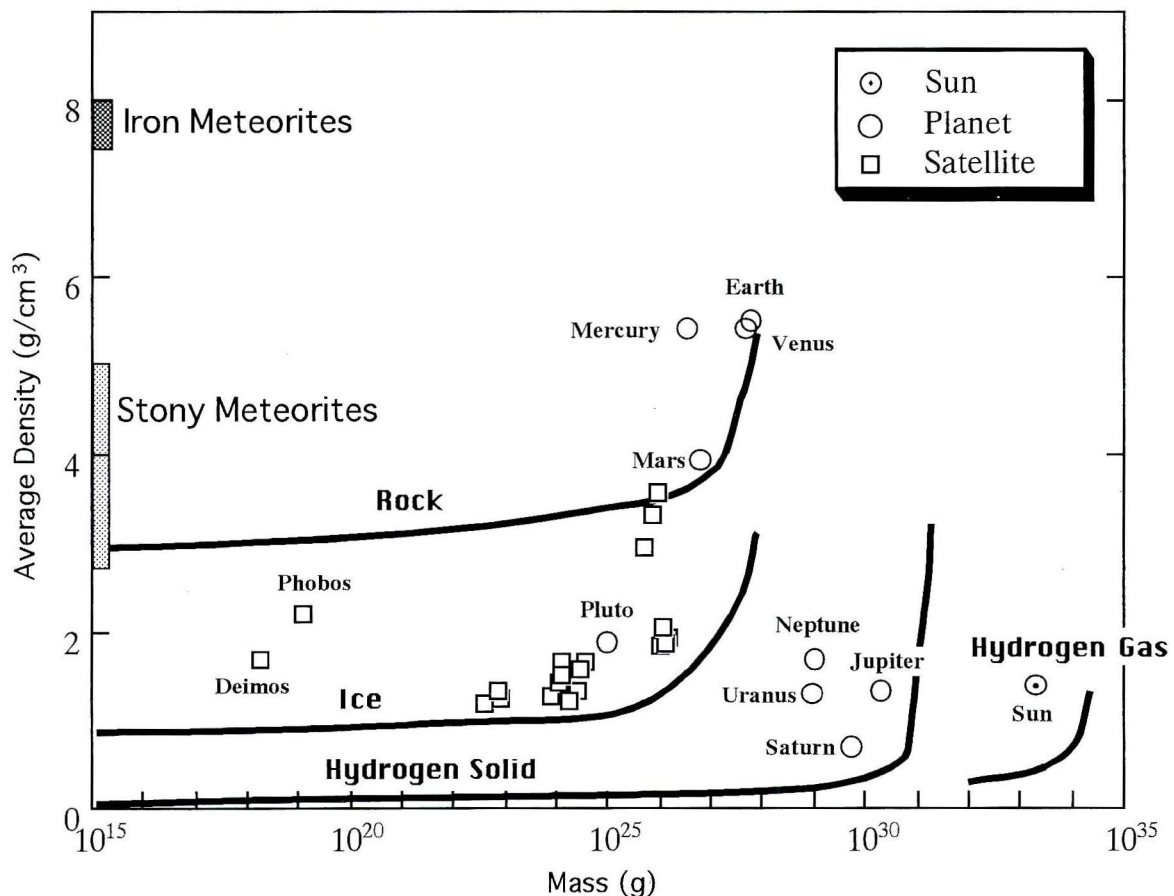


図 4. 惑星の質量と平均密度の関係図。

太陽、惑星そして物理量の正確にわかっている衛星をプロットした。実線は齊藤 (1978) より引用した岩石(Rock)、氷(Ice)、固体水素(Hydrogen Solid)、気体水素(Hydrogen Gas)の質量の増加に伴う密度変化の曲線を示す。アミのかかった部分は鉄隕石 (Iron Meteorite) と石質隕石 (Stony Meteorite) の密度範囲を示している。

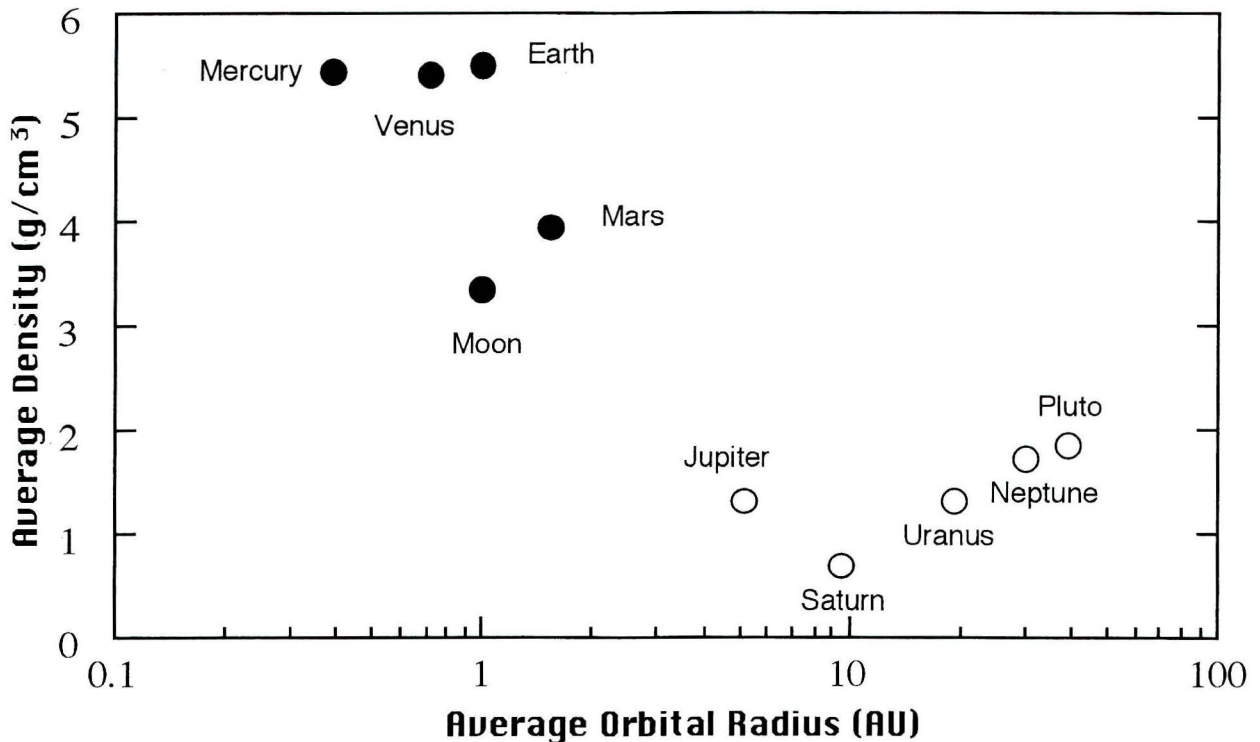


図 5. 惑星の平均軌道半径と平均密度の関係図。
平均軌道半径は天文単位 (AU: $1.5 \times 10^8 \text{ km}$) で示した。地球型惑星は黒丸 (●)、木星型惑星は白丸 (○) で示した。月も地球型惑星として表示した。データは天文年鑑 (1992) による。

殻はbrittleな振る舞いをしないので、プレート移動による地形は見られない。火星には地殻があるが、プレート特有の沈み込みや、海嶺の地形は見られない。マルチ・プレート・テクトニクスは地球固有のものであるが、なぜ地球だけが、マルチ・プレート・テクトニクスなのかよくわかっていない。

V まとめ

惑星の物理状態を調べることは、現在の惑星の状態や運動を詳しく知ることができる。本稿では探査の現状とその到達点を整理した。以下でその概略をまとめる。

惑星を太陽系の中の天体としてみるときは、天体としての運動、太陽や他の天体との位置関係が重要な問題となる。このような情報はすべての惑星について述べられている。

一つの天体として外から見た場合、大気の有無やその成分、そして雲や風の状態が注目され、さらに地表の起伏や地形が観察される。地球型惑星では、大気や地表の情報は、ほぼ集まりつつあるが、木星型惑星については大気の一部の情報が集まっているにすぎない。

天体の表面を見ると、地表物質の現状、分布そしてその構成成分を知ることが可能である。しかし、このような情報が得られているのは、月、火星そして金星である。しかも、その情報は不十分である。一番情報の多い月でも有人探査を6ヶ所、無人の資料採集が2ヶ所の合計8ヶ所の物質について精密な分析がなされたにすぎない。火星や金星では精密分析されたものではなく、分析装置を送り込んで、その場で分析されたもので、精度は悪い。また、分析地点も

金星で3ヶ所、火星で2ヶ所にすぎない。あとは、周回軌道からの γ 線分析による、U、Th、Kの量が推定されているにすぎない。

惑星の内部状態を調べる方法は、地震波による探査が有効である。地球以外に地震計が設置されているのは、月だけであるが、無人の天体で、地球側にしかも数少ない観測点しかないため、内部状態は良くわかっていない。地球と月以外の天体の地震学的データはない。内部の状態を知る有効なデータである慣性率も、月と火星でわかっているだけである。あとの惑星は、少ない情報とカンによってモデルが組立てられているが、その信憑性は不明である。

このような現状であっても、他の天体の情報は地球の形成史に重要な情報をもたらす。それは、惑星間の共通性と相異を明確にすることによって得られる。共通性は、太陽系全体に起こった事件を示しており、それぞれの天体にタイム・マーカーが打ち込まれていることになる。相異は、天体がそれぞれ一回限りの発展しかしていないため、個性が生まれ相異となる。相異のいくつかは、その天体が進化を途中でストップしたり、進化を終えてしまったように見える。もし、各惑星がある発展途上で進化をストップしたとすると、原材料の違いや、サイズ、太陽からの距離などの違いを考慮すれば、典型的な惑星の発展史の一般化ができる可能性がある。

惑星の科学はまだ未熟であるが、情報量さえ増えれば大きな発展が見込まれる。

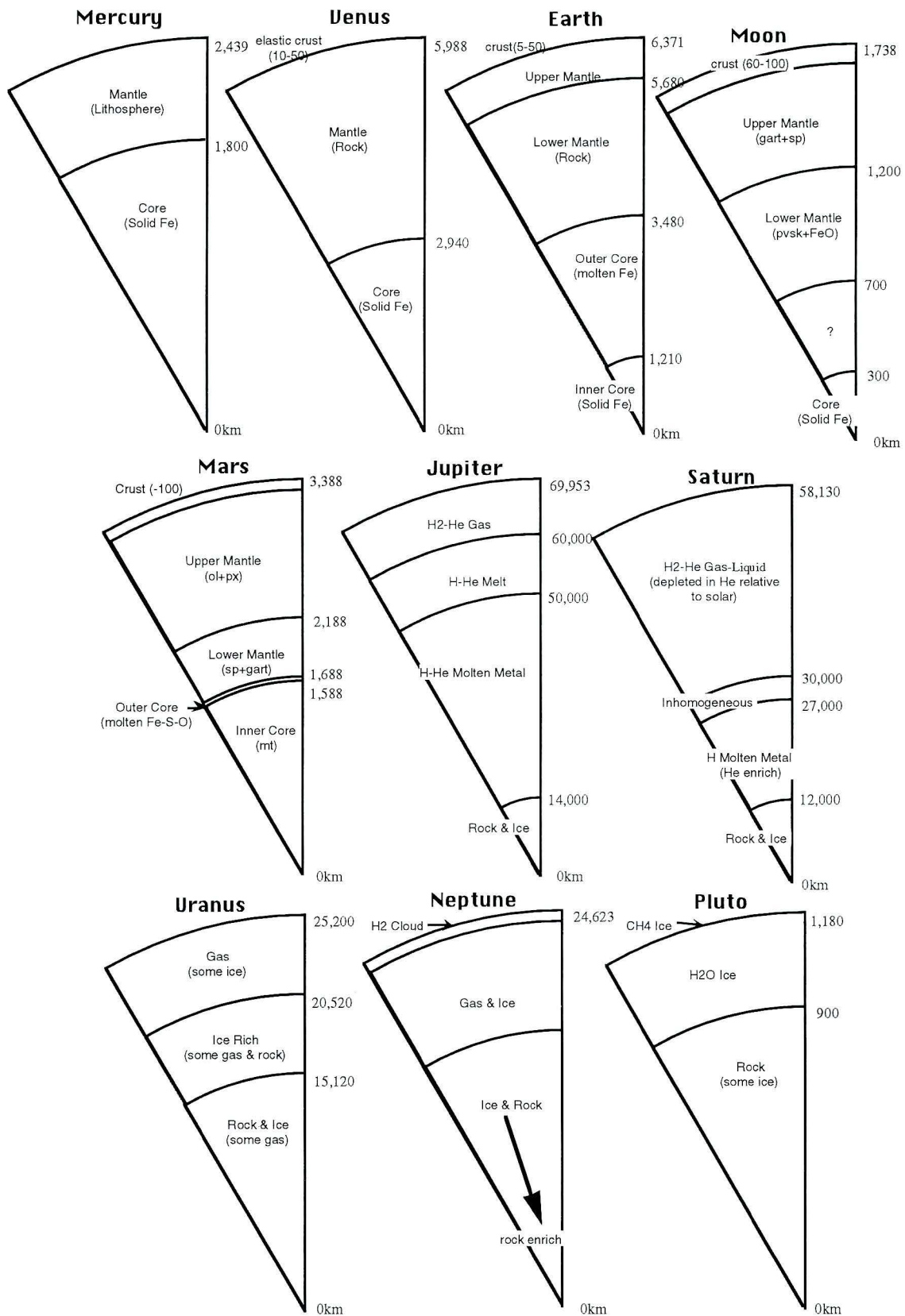


図 6. 惑星の内部構造.

データはHubbard et al. (1980)、Hunt & Moore (1982)、McKinnon & Mueller (1988)、Murray (1975)、Ringwood (1990)、Ringwood & Clark (1971)、Stevenson (1978, 1982, 1989)、Taylor (1992)による。

gart: garnet、sp: spinel、pvsk: perovskite、mt: magnetiteの略である。

謝辞

本研究は、文部省科学研究費一般C(課題番号06804030)および神奈川県調査研究費の援助をいただいた。また鈴木美沙緒女史にはデータの整理で、小出恵子女史にはデータ入力で助力をいただいた。以上の機関や方々に感謝申し上げます。

文 献

- Barsukov, V. L. & 29 other authors, 1986. The Geology and Geomorphology of the Venus surface as revealed by the radar images obtained by Veneras 15 and 16. *Jour. Geophys. Res.*, 91: 378-398.
- Burns, J. A., 1986. Some background about Satellites. In Burns, J. A. & M. S. Matthews, eds., *Satellites*, pp. 1-38. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Cattermole, P., 1994. *Venus. The geological story*. 250 pp. UCL Press, London.
- Clark, P., 1988. *The Soviet Manned Space Program*. 192 pp. Salamander Books Ltd., London.
- Colin, L., 1983. Basic facts about Venus. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., *Venus*, pp. 10-26. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Dziewonski, A. M. & D. L. Anderson, 1981. Preliminary Reference Earth Model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25: 297-356.
- Dzurisin, D., 1978. The tectonic and volcanic history of Mercury inferred from studies of scarps, ridges, troughs, and other lineaments. *Jour. Geophys. Res.*, 83: 4883-4906.
- Fujii, N., 1994. Global tectonic styles on Venus. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 60-70.
- Fukao, Y., 1992. Seismic tomogram of the Earth's mantle: Geodynamic implications. *Science*, 258: 625-630.
- Fukao, Y., S. Maruyama, M. Obayashi & H. Inoue, 1994. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 4-23.
- Greely, R., 1987. Was Venus wet? Deuterium reconsidered. *Science*, 238: 1702-1704.
- Grimm, R. E. & R. J. Phillips, 1992. Anatomy of a Venusian hot spot: geology, gravity and mantle dynamics of Eistla Regio. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 16035-16054.
- 浜野洋三, 1995. *地球のしくみ*. 170 pp. 日本実業出版社, 東京.
- Heiken, G., D. Vaniman & B. M. French, 1991. *Lunar Sourcebook, A users guide to the Moon*. 736 pp. Cambridge Univ. Press, New York.
- Hubbard, W. B. & W. L. Slattery, 1980. Interior structure of Saturn inferred from Pioneer 11 gravity data. *Jour. Geophys. Res.*, 85: 5909-5916.
- Hunt, G. E. & P. Moore, 1982. *The Planet Venus*. Faber and Faber, London.
- Kawakami, S., 1994. A comparative study on the volcanism and tectonics of the terrestrial planets and satellites. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 71-80.
- Kieffer, S. W., 1982. Dynamics and thermodynamics of volcanic eruptions: implications for the Plumes on Io. In Morrison, D. eds., *Satellites of Jupiter*, pp. 647-723. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- 小出良幸, 1994. 総説: 地球の生成場にまつわるモデルとその束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 23: 51-86.
- 小出良幸, 1995a. 総説: 隕石 —地球の材料物質としての隕石—. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 24: 9-38.
- 小出良幸, 1995b. 地球前史 —地球形成場の素描—. 月刊地球, 17: 203-209.
- 小出良幸・山下浩之, 1995. 地球前史 —地球形成場と原料への束縛条件—. 地学雑誌, 104: 167-188.
- 小出良幸・山下浩之, 1996. 総説: 地球初期の惑星化学的束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 25: 27-55.
- 小森長生, 1992. 現代の惑星学. 186 pp. 東海大学出版会, 東京.
- 小森長生, 1995. 新版地学教育講座12 太陽系 惑星. 204pp. 東海大学出版会, 東京.
- 国立天文台編, 1990. 理科年表 平成3年版. 1049 pp. 丸善, 東京.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 24-49.
- McGill, G. E., J. L. Warner, M. C. Malin, R. E. Arvidson, E. Eliason, S. Nozette & R. D. Reasenberg, 1983. Topography, surface properties, and tectonic evolution.
- McKinnon, W. B. & S. Mueller, 1988. Isotopic composition of nitrogen: Implications for the past history of Mars's atmosphere. *Science*, 194: 70-72.
- 森山茂, 1979. 木星大気を探る. 自然. 1979年6月号: 36-48.
- Moroz, V. I., 1983. Summary of preliminary results of the Venera 13 and Venera 14 missions. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., *Venus*, pp. 45-68. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Murray, B. C., 1975. 水星, 日経サイエンス, 62: 48-59.
- 野田昌宏, 1994. *Odyssey 1967-1972*. 126 pp. アスキー, 東京.
- Oort, J. H., 1950. The structure of the cometary cloud surrounding the solar system and a hypothesis concerning its origin. *Bull. Astron. Inst. Netherlands*, 11: 91-110.
- Owen, T., 1982. 大気をもつタイタン. 日経サイエンス, 139: 22-33.
- Owen, T., G. E. Danielson, A. F. Cook, C. Hanscen, V. L. Hall & T. C. Duxbury, 1979. Jupiter's Rings. *Nature*, 281: 442-446.
- Phillips, R. J. & M. C. Malin, 1983. The interior of Venus and tectonic implications. In Hunter, D. M. *et al.*, *Venus*, pp. 159-214. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Pieri, D. C., 1980. Martian Valleys; Morphology, distribution, age, and origin. *Science*, 210: 895-897.
- Pollack, J. B., J. Veverka, K. Pang, D. Colbarn, A. L. Lane & J. M. Ajello, 1978. Multicolor observations of phobos with the Viking lander cameras: Evidence for a carbonaceous chondritic composition. *Science*, 199: 66-69.
- Ringwood, A. E. & S. P. Clark, 1971. Internal Constitution of Mars. *Nature*, 234: 89-92.
- 斉藤正徳, 1978. 惑星の内部と進化. 小沼直樹・水谷仁編, 岩波地球科学講座 13, pp. 151-210. 岩波書店, 東京.
- Sandwell, D. T. & G. Schubert, 1992. Flexural ridges, trenches, and outer arc rises around coronae on Venus. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 16069-16084.
- Schultz, P. H. & D. E. Gault, 1975. Seismic effects from major basin formations on the Moon and Mercury. *The Moon*, 12: 159-177.
- Smoluchowski, R., 1983. The interiors of the giant planet. *The Moon and the Planets*, 28: 1422-1449.
- Snyder, C. W. & V. I. Moroz, 1992. Spacecraft exploration of Mars. In Kieffer, H. H. *et al.*, eds., *Mars*, pp. 71-119. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Solomon, S. C. & J. W. Head, 1990. Lithospheric flexure beneath the Freyja Montes foredeep, Venus: constraints on lithospheric thermal gradient and heat-flow. *Geophys. Res.*

- Lett., 17: 1393-1396.
- Spudis, P. D. & J. E. Guest, 1988. Stratigraphy and geologic history of Mercury. In Vilas, F. *et al.*, eds., Mercury, pp. 118-164. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Stevenson, D. J., 1978. The outer planets and their satellites. The Origin of the Solar System, pp. 395-431. John Wiley & Sons, New York.
- Stevenson, D. J. 1982. Interiors of the giant planets. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10: 257-295.
- Stevenson, D. J., 1989. Looking Ahead to Neptune. Sky & Telescope, May 1989: 481-483.
- Stevenson, D. J. & E. E. Salpeter, 1976. Interior models of Jupiter. In Gehrels, T. eds., Jupiter, pp. 85-112. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Stofan, E. R., V. L. Sharpton, G. Schubert, G. Bear, D. L. Bindschadler, D. M. James & S. W. Squyers, 1992. Global distribution and characteristics of coronae and related features on Venus: implications for origin and relation to mantle processes. Jour. Geophys. Res., 97: 13347-13378.
- Surkov, Yu. A., 1983. Studies of Venus rocks by Veneras 8, 9, and 10. In Hunter, D. M. eds., Venus, pp. 154-158. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- 鈴木敬信, 1991. 天文学辞典. 830 pp. 地人書館, 東京.
- Taylor, S. R., 1992. Solar System Evolution. 307 pp. Cambridge Univ. Press, New York.
- 天文年鑑編集委員会, 1995. 天文年鑑 1996年版. 276 pp. 誠文堂新光社, 東京.
- Thomas, P., J. Veverka & T. Duxbury, 1978. Origin of the grooves on Phobos. Nature, 273: 282-284.
- Turcotte, D. L. & G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. 450 pp. John Wiley & Sons, New York.
- Veverka, J., P. Helfenstein, B. Hapke & J. D. Goguen, 1988. Photometry and polarimetry of Mercury, pp. 37-58. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Wilford, J. N., 1990. Mars Beckons. (日本語訳)火星に魅せられた人びと. 1992. 295 pp. 高橋早苗訳, 河出書房新社, 東京.
- Wilson, A., 1995. Jane's space directory, 1995-1996. 11th ed. 555 pp. Jane's Information Group, Surrey.