総　説

冥王代の地質学的素描

Geological Sketch of Hadean Era

小出　良幸

神奈川県立生命の星・地球博物館

Yoshiyuki KOIDE

Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan

Abstract. The Earth was formed at about 4.56 Ga (Ga indicates an abbreviation of billion years ago). We can get many geological evidences after 3.8 Ga. There is, therefore, no evidence from 4.56 Ga to 3.8 Ga. The period is called Hadean era. The definition of Hadean is a period of no geological evidence. In this paper, I describe geologically the Hadean era from inductive and deductive approaches. The inductive approach is the estimation from inside and outside of the Earth. The deductive approach is the estimation from laws, rules, tendency and systematics by simulation of computer and high temperature and pressure experiments of rocks and magmas.

Key words: Hadean, Geology, Earth's history

I　はじめに

我々の認識できる世界は、広がりつつある。そして、今や我々は宇宙全体の広さや宇宙が静的ではなく、現在膨張中であることを知っている。地球内部についても、おぼろげながらその構造や構成成分、物理状態についての知見をもつにいたった。

直接触れることのできる世界を、我々の世界と呼ぶとすると、我々の世界は、地表付近に限られる。大航海時代に人類は地球が丸いことを知った。真っ直ぐ進めばやがて同じ場所にたどり着くという行為によって実証された。今や、まったく別の手法であるアポロやミール、スペースシャトルなどの宇宙船から見ることによって、地球が丸いと再確認された。技術の進歩により、宇宙からの画像や映像を目にすることができ、多くの人が地球が丸いことを知った。

こんなに技術が進んだ時代になっても、人類が直接手で触れられる世界はそんなに広がってない。1969～70年代にかけて、アポロ計画によって12人が月に降り立ったにすぎない。

基本的に人類は、地球表層の環境から逃れることができない。地球外に人類がでるときは、ミニ地球と呼ぶべき宇宙船や宇宙服に包まれていなければならない。海中でも同じである。人類の祖先である生命は海で生まれ、進化し、やがて陸上生活をするようになった。故郷である海には、陸地の環境を持ち込まないと戻ることができない。

人類の認識の世界は広がる一方であるが、肉体的な限界があるため、地表からあまり離れることができない。今のところ技術を進歩させることによって、人類は肉体的ハンディキャップを補っている。

我々が直接調査することのできるのは、地表付近の物質や現象に限られるが、間接的ならば、地球内部や地球外をも調べることができる。間接的情報は、地表から距離を隔てるにつれて、精度が悪くなる。しかし、精度は技術の進歩によって上げることができる。議論に必要な精度があるかどうかが、問題になるだけである。

本稿では、我々が認識しうる我々の世界の始まりを記述する。各種のアプローチの方法を試み、現在の情報から描ける地質学に裏づけされた冥王代を概観する。

本研究は、文部省科学研究費、文部省南関東科学系博物館ネットワーク推進事業、日本科学協会の援助を受けている。

II　冥王代とは

まず最初に、地球最初の時代である冥王代の位置付けと、その定義をする。

1　現在の世界

現在の太陽系あるいは地球の歴史は45億年、宇宙の歴史は100億あるいは150億年という時間を経ている。もし、時間が過ぎ去り、一度しか起きない事象の積み重ね

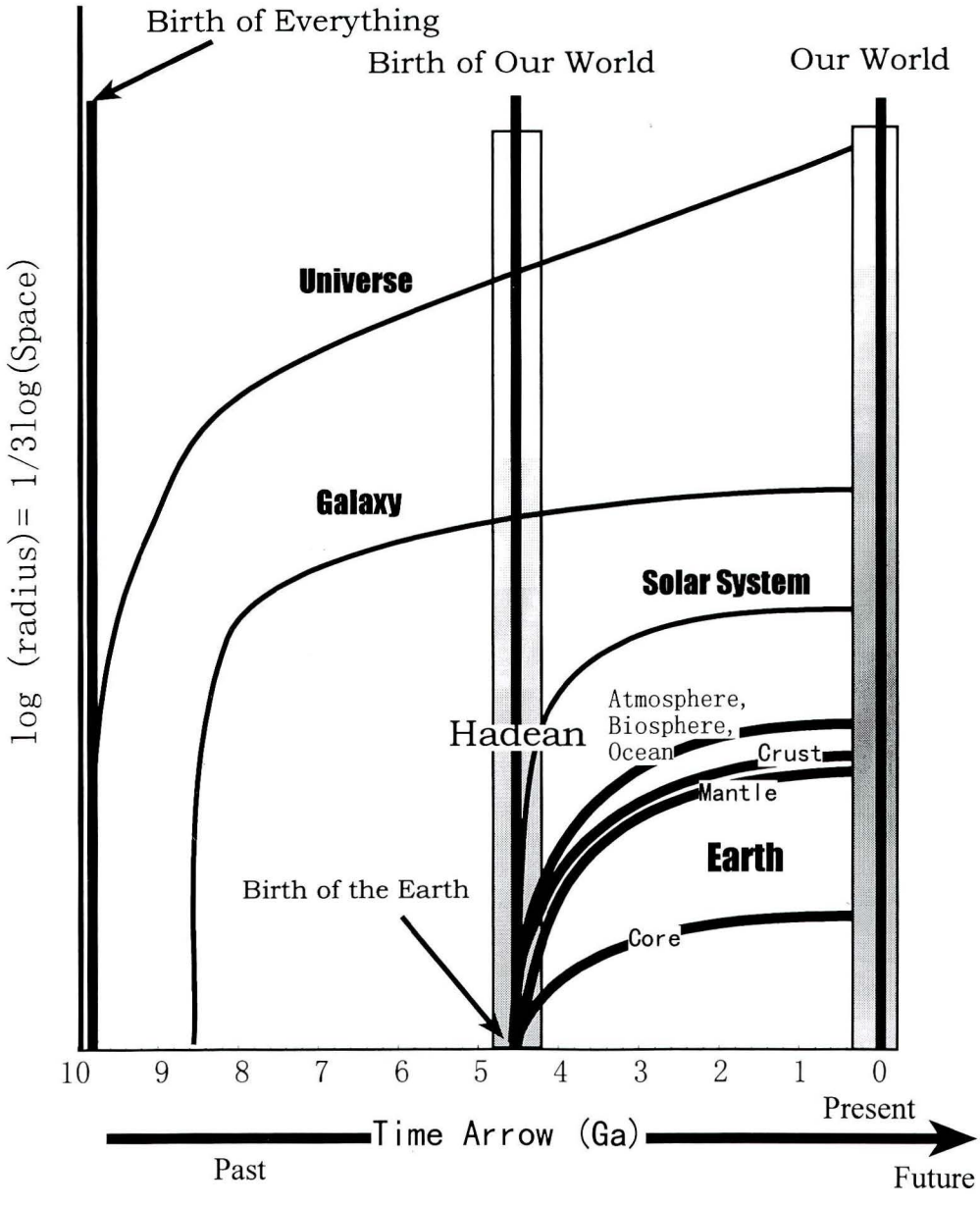

図 1. 現在の世界.
現在の世界を構成する要素を、時間と半径あるいは体積という次元で見た成長曲線として示した。現在の我々の世界は、冥王代に誕生し、さまざまな原因による結果の積分値として存在していることを示している。詳細は本文参照。

のうえに成り立っているとすれば、現在の世界は、「過去のすべての原因による結果である」という因果律に支配されていることになる（図 1）。従って現在の世界を理解するには過去を知る必要がある。逆に因果の積分値である現在の世界を知ることによって、原因をつくった過去を知ることが可能となる。

地球は、ある時、形成された。地球は小さい材料から今の大きさに成長してきたのである。太陽系もある材料から成長し、今の姿になった。それは超新星爆発によって作られた物質を材料としていると考えられている。太陽系が属する銀河も、ある時期に形成されたはずであるが、そのプロセスや時期は定かでない。宇宙は現在、物理的に広がっている。

過去には、ビックバンと呼ばれる宇宙の始まりがあったとされている。その証拠もそろっている。つまり我々の住む世界は、始まりがあり、成長し現在の姿になったということである。

冥王代こそ、我々の世界の始まりである。

2 冥王代の定義

地球の時代区分は、化石の変遷や地質現象の変化を用いて決められている。模式地となった地層がその時代を代表し、上下の地層との境界が、時代の境界となる。違う地域の地層に対しては、化石や火山灰の積み重なりや同時間を示す証拠があれば、同時代の地層と確認される。地球の地史は、新しいものから顕生代（Phanerozoic、0 ～ 5.7 億年前）、隠生代（Cryptozoic、5.7 ～ 45.6 億年前）に区分される。顕生代とは、生物が化石として多量に発見される時代につけられた名称である。顕生代内の区分は、他の惑星とは違って、生物による区分がおこなわれている。新生代（0 ～ 6500 万年前）、中生代（6500 万 ～ 2.45 億年前）、古生代（2.45 ～ 5.7 億年前）である。隠生代は、原生代（5.7 ～ 24.5 億年前）、太古代（24.5 ～ 38 億年前）、冥王代（38 ～ 45.6 億年前）に区分される（Harland et al., 1990）。図 2 に全地質時代の時代区分と、冥王代の時代区分を示した。

Hadean という名称は、太古代（Archean）に先行する時代として Cloud（1976）によって提唱された。Hadean

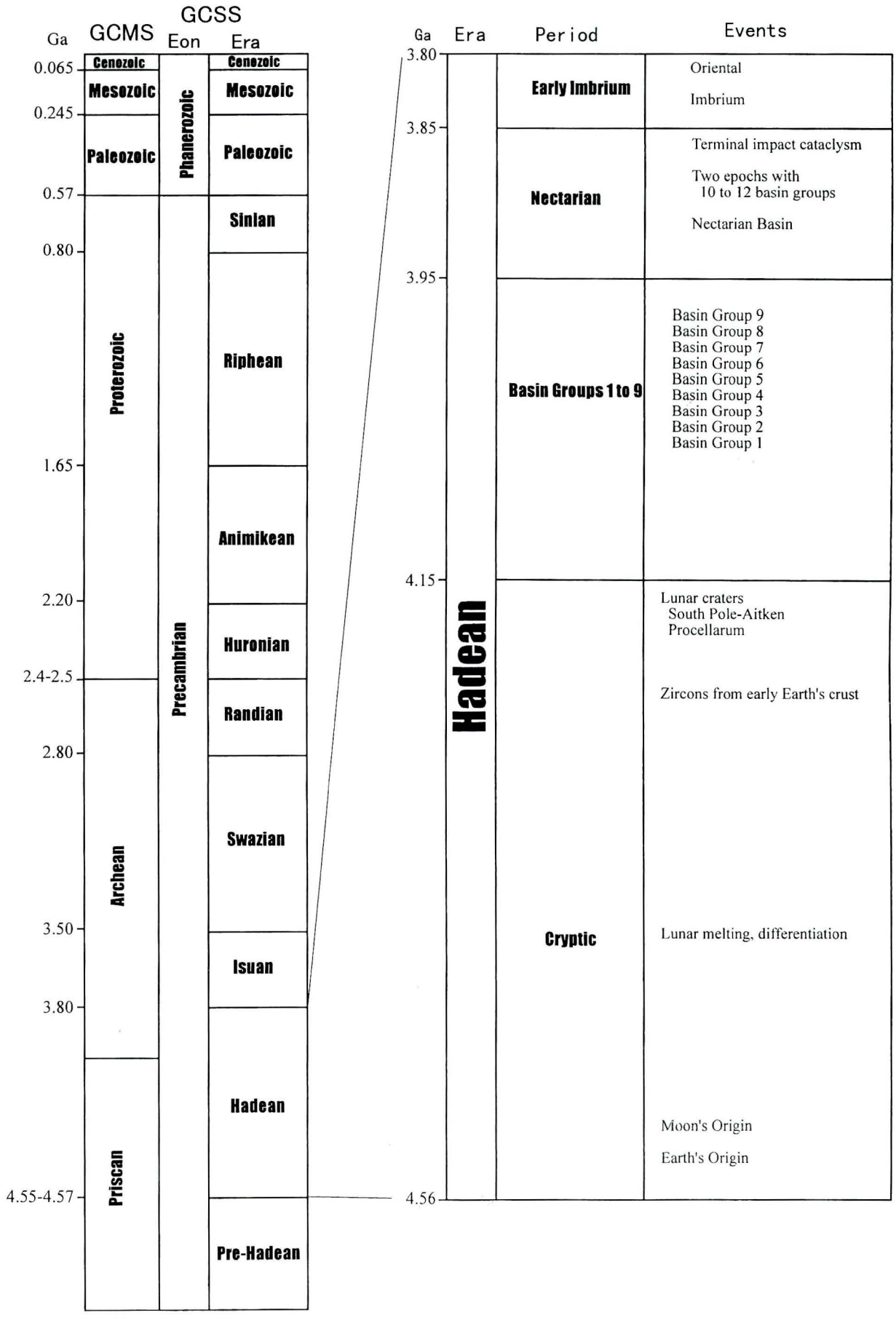

図 2. 時代区分と冥王代の細分.

時代区分とその期間を線形スケールで表示した。データは Harland et al. (1990) による。GCMS は Global chronometric scale の略で、GCSS は Global chronostratic scale 略である。

は日本語では冥王代と訳されている。冥王代の始まりは、地球形成の時期である。地球形成時の様子は、現在地球には残されていない。冥王代の終わりは太古代の始まりである。太古代の最初の時代は、イスアン（Isuan）紀と呼ばれる。グリーンランドのIsua地方に分布する地層が、最初の記録である。それ以降の記録は断片的であるが、地球に残されている。

冥王代は、一般的には地球上に記録が残されていない時代である。そのために他の手段によって時代区分がされている。冥王代の時代区分は、月の地質区分が参考にされている（Harland et al.,1990）。

冥王代は、古い方から順にPre-Nectarian紀（45.6億～39.5億年前）, Nectarian紀（39.5億～38億年前）, Imbrian紀（38.5億～38億年前）に区分される。

Pre-Nectarian紀は、月の形成から始まる。月の形成は地球の形成と同時期だと考えられている。しかし、giant impact説によって、原始地球の形成後、微惑星の衝突によって月が形成されたというモデルがある。とすれば、地球の形成は月の形成より前ということになる。従ってPre-Nectarian紀の始まり、すなわち冥王代の始まりは、地球の形成である。冥王代の始まりは、月を調べても分からないことになる。

Pre-Nectarian紀の記録は、激しい衝突によってほとんど消されている。微惑星の衝突は、時代とともに減少していくが、太陽系初期ほど多い。衝突があると角礫化や衝突溶融が起こる。そのため、もともとあった岩石の履歴が消されていく。

月の深成岩の破片から得られた放射性年代は45.4億～41.7億年前で、火山岩は39.8億年前より若い値が得られている。

Wilhelms（1987）やHarland et al.（1990）はPre-Nectarian紀を古い方から、Cryptic Division（45.6億～41.5億年前）、Basin Group 1（41.5億年～41億年前）、Basin Group 2－9（41億～39.5億年前）に分けた。

Cryptic Divisionは、月が形成された後、分化（differentiation）、深成作用（plutonizm）、火山作用（volcanism）、衝突混合（impact mixing）、衝突溶融（impact melting）が激しく起こった時代である。

Basin Group 1は、2つの大きな衝突盆地に特徴づけられる。41.5億年前に形成されたProcellarumと41億年前のSouth Pole-Aitkenである。

Basin Group 2～9は、28個の衝突盆地と30km以上の直径を持つ3400個のクレーターの分布と重なり方によって8個のBasin Groupに分けられている。年代は、41億～39.5億年前と推定されている。

Nectarian紀は、約39.2億年前のNectaris衝突盆地の形成から始まる。約7000万年間続く。10から12個の盆地から形成される。各Basin Groupには121個のクレーターからなり、形成時期は二つの時代に分けられる。この時期に、Serenitatisと次のCrisium衝突盆地がほぼ同時期に形成される。38.5億年前は"Terminal Impact Cataclysm"という非常に激しい衝突の時代と考えられている。

Imbrian紀は、月で三番目に大きいMare Imbriunをもとにしている。Imbriun衝突盆地は38.5億年前に形成された。38億年前に形成されたOrientale盆地がImbrian紀の終わりで同時に冥王代の終わりである。

ImbriunとOrientaleの衝突クレーターの形成に飛び出した放出物は、クレーターの縁から少なくとも1,000kmに達しそれぞれに放出物を出す二次的なクレーターも形成されている。KREEPに富む、玄武岩の年代から、角礫岩の年代は38.5億年前と考えられる。

III　アプローチの方法

冥王代とは、地質学的証拠のない時代であるから、どうしても推定する必要がある。地質学は地球の時間変化を記述する学問である、と定義しよう。ならば、冥王代を総合的に記述する学問は、地質学をおいてほかにない。つまり、自己矛盾を含んだ文章であるが、地質学的証拠ない冥王代を総合的に記述できるのは地質学である。

冥王代への地質学的アプローチは、二通りの方法がある（図3）。一つは帰納的アプローチでもう一つは演繹的アプローチである。

帰納的アプローチは冥王代の時間的前と後の証拠から、ある傾向を見出し、証拠のない時代へと推測していくものである。

帰納的アプローチは、時間経過を因果と見立てる。冥王代を結果とみなすか、原因とみなすかによって、二つの方向性がある。冥王代を結果とみなす方向性は、原因をなしていた時期、あるいは地球誕生の準備をしている時期の情報から冥王代を推定する方法である。つまり、原因から結果を予測するものである。逆に、結果から原因を推定する方法は、冥王代以後の地質時代のデータから冥王代を推定する方法である。冥王代以降の太古代や原生代などの岩石や地質情報から冥王代を推定することである。

一方、演繹的アプローチは、地質学的普遍則を冥王代に適応するものである。岩石成因論や惑星形成モデルなどの一般化された規則性や法則は、時間や場所を選ばず、普遍的なものである。このような規則や法則から冥王代を演繹的に推定するものである。

すべての推定法は独立な手法である。もし、それぞれの推定法での結論が一致すれば、かなりの精度を持って冥王代の姿が再現できたことになる。しかしながら、今のところこのような推定は断片的で、充分な結論を導き出すに至ってない。

IV　帰納的アプローチ1：地球内からの推定

帰納的アプローチのうち、地球内部から得られる証拠をもとに、より古い時代の冥王代をさぐる。冥王代を原因として、導き出された結果を集めて検討する。ここでは、最古の鉱物、最古の岩石、最古の堆積岩、太古代の岩石、全地球史からの外挿について検討する。

1　最古の鉱物

最古の証拠とは、古い物質の発見である。地球では、太古代の岩石が一番古い岩石である。

しかし、太古代より古い冥王代の物質が発見されている。それは、ジルコン（Zircon）と呼ばれている鉱物粒

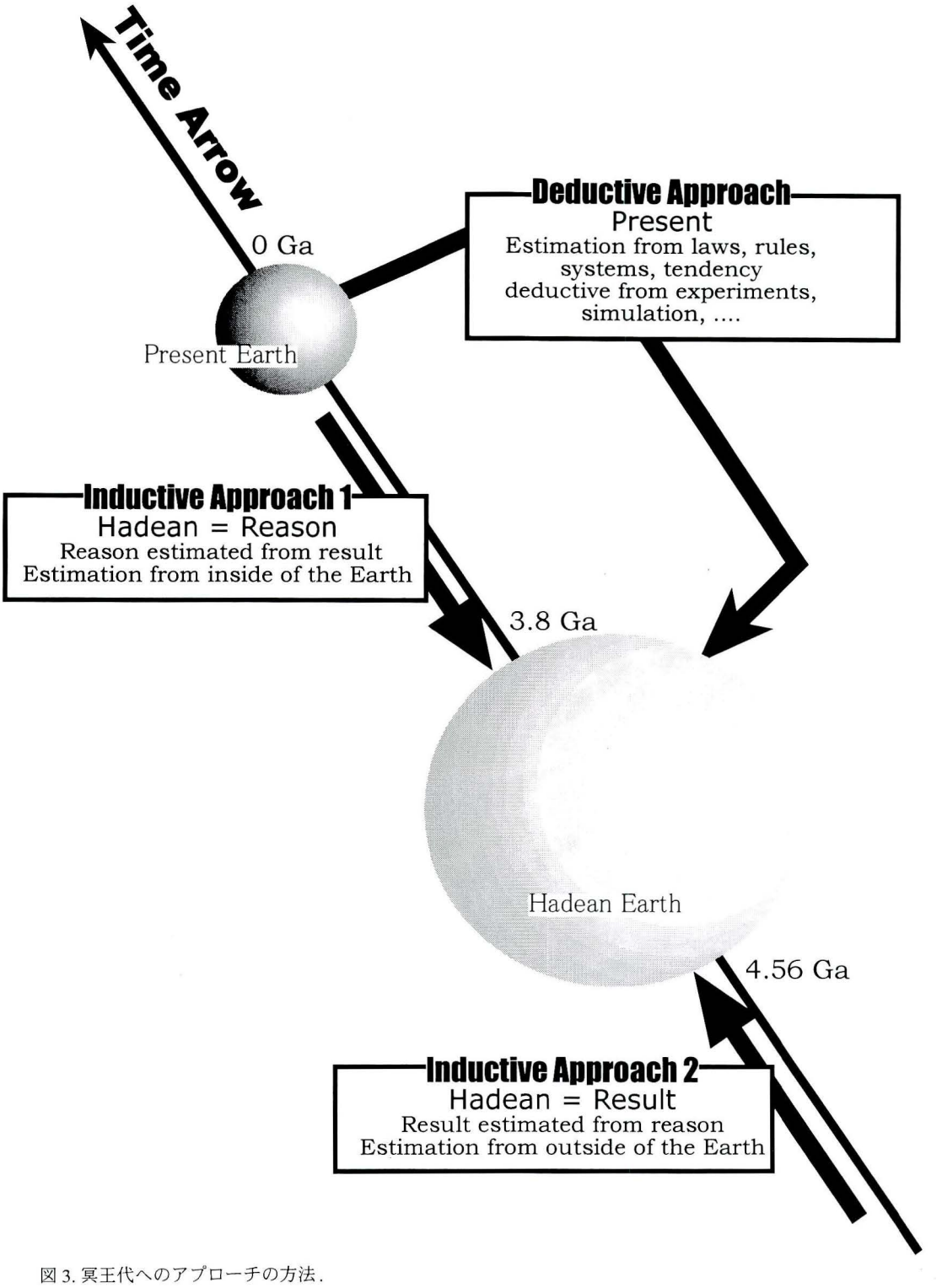

図 3. 冥王代へのアプローチの方法.
冥王代へのアプローチの方法を、帰納的方法の二種と演繹的方法に分けて、その概略を示した。詳細は本文参照。

である。

最古のジルコンを産出したのは、太古代後期の堆積岩である。堆積岩のうち、他の岩石の破片からできているものを砕屑性堆積岩という。砕屑性堆積岩は、堆積岩の形成年代より古い砕屑物からできている。もし、その砕屑物の年代を測定することができれば、冥王代に形成された物質を探すことは可能である。しかし、それは、非常に困難である。一般に砕屑性堆積岩の粒子は小さく、微小物質による年代測定をおこなわなければならない。そのためには非常に精度のよい測定技術、あるいは高精度の分析機器が必要となる。測定技術は、隕石の微量分析が可能なものを一部の研究室で達成されている。

高精度分析器機としては、SHRIMP と呼ばれる二次イオン質量分析装置がある。SHRIMP は20 μ mほどの微小部分のU-Pb年代測定をおこなうことができる。今のところSHRIMP で年代測定をしているのは、主にジルコン粒子である。ジルコンは、比較的変成作用に強く、結晶作用のときの化学組成を保存し、UやThを含みやすい鉱物

表 1. 冥王代のジルコン年代

Locality	Rock (Sample No.)	Age (Ga)	ε Nd	ε Sr	References
Acasta	zircon, tonalitic gneiss (BGXM)	3.967	-1.68		1
			0.65		
	zircon, leucocratic granitic gneiss (SP-405)	3.967	0.88		1, 2
Mt. Narryer	zircon, quartzite (71932)	4.19	-7.14	7540	3, 5
Jack Hills	detrital zircon, quartz pebble conglomerate (MT25F)	4.276	-7	-1085	4, 5
		4.276	-6.35	-1033	4, 5
	detrital zircon, quartz pebble conglomerate (MT14)	4.276	-7.37	-844	4, 5
	detrital zircon, quartz pebble conglomerate (MT17C)		-6.56	-1046	4, 5
			-5.93		
Qianxi	detrital zircon, fuchsitic quarzite	3.851			6
Anshan	zircon, sheared gneiss	3.804			6
Amitsoq	zircon, tonalitic gneiss	3.822			7
Isua	zircon, boulder	3.824			8

ε 値はziroconを含む岩石で、小出(1992)の再計算した値を用いた。Referencesで一番古い年代を示した。References. 1: Bowring et al. (1989a), 2: Bowring et al. (1990), 3: Compston & Pidgeon (1986), 4: Froude et al. (1983), 5: Mass & McCulloch (1991), 6: Lui et al. (1992), 7: Kinny (1986), 8: Michard-Vitrac et al. (1977).

であるために、U-Th-Pb の年代測定法が適用できる。

表 1 にジルコン年代で、冥王代の年代が出たものを示してある。冥王代の年代を示す岩石がいくつも見つかってきている。地質学的証拠のない時代を冥王代とすると、太古代と冥王代の境界（H-A 境界）は 42.76 億年前まで遡ることになる。GCSS の定義では、Cryptic 紀まで太古代に含まれることになる。これは、年代をいくらでも遡らせるのか、それともある模式の地層における H-A 境界を固定して、年代もそこで変化させないかである。これは定義の問題である。

第四紀を Lyell は人類の時代したが、古い人類化石が次々と発見されると、第三紀と第四紀の境界が変動することになる。そのため 1985 年以降、南イタリアの Vrica を模式地と決め、第三紀と第四紀の境界とされている。このような変更は、共通に認識され、周知されていればよい。H-A 境界もそうなのであろう。

地球最古の鉱物の年代は、SHRIMP でポイント分析された年代である。西オーストラリアの Yilgarn 地塊の西縁部に分布する Narryer Gneiss Complex の Mt. Narryer のクォーツァイト中から 41.9 億年前の砕屑性のジルコンが発見された（Froude et al., 1983）。同じく Narryer Gneiss Complex の Jack Hills の礫岩中の砕屑性ジルコンが 42.76 億年前のものであることが判明した（Compston and Pidgeon, 1986）。

このような年代をチェックするために、従来の質量分析による方法で、Mt. Narryer の同じ岩石（試料番号 71932）中のジルコンについて追試がおこなわれた。従来の化学分析と質量分析計による年代は 36.0～37.5 億年前（Scharer and Allegre, 1985）で、ジルコン粒を直接質量分析計で分析する方法で最古の年代 40.7 ～ 41.7 億年前（Kober et al., 1989）が得られた。同一試料でこのようにデータがばらつくのは、試料中に含まれるジルコンの起源がいくつかの時代の違う（30～33、36～38、39～43 億年前）後背地から由来したもので、そのうち最古のジルコンは稀な存在（2.5～12%の確率）で、たまたま Scharer らの試料には含まれていなかったらしい（Mass and McCulloch, 1991）。

砕屑性ジルコン粒子の年代測定は各地の試料でおこなわれている。しかし、岩石の年代のより古いものが見つかっているところはそれほど多くない。

ジルコン粒子の存在が、地球史で持っている重要性は単に¢古さ£だけでなく、その頃に地表に固体が形成され、後世の堆積岩に入り込むほどに存在したということである。マグマ・オーシャンの存在中は、地球表面が固まったとしても、地殻として残存しない。マグマ¥オーシャンが縮小もしくは、地下にだけ残るかしている状態でないと地殻として存続しない。従って 42 億年前に、後世に残る地殻が形成されていたことを最古の砕屑性ジルコンは物語っているのである。

2 最古の岩石

最古の岩石とは、文字通りその岩石が形成された時代の一番古いものである。

カナダ北部 Slave Province、Acasta 地方のトーナル岩質～花崗岩質の片麻岩が 39.67 億年前に固結したことが明らかになった（Bowring et al., 1989a; b）。

現在、最古の岩石は 39.67 億年前のものである。しかし、年代は決定されていないが、著者の調査から、トーナル岩質片麻岩に貫入された角閃岩が発見されている（図4）。角閃岩は斑れい岩を原岩としている変成岩である。変成作用が激しく年代決定ができそうにないが、地質関係の上では、39.67 億年前より古いことは明らかである。

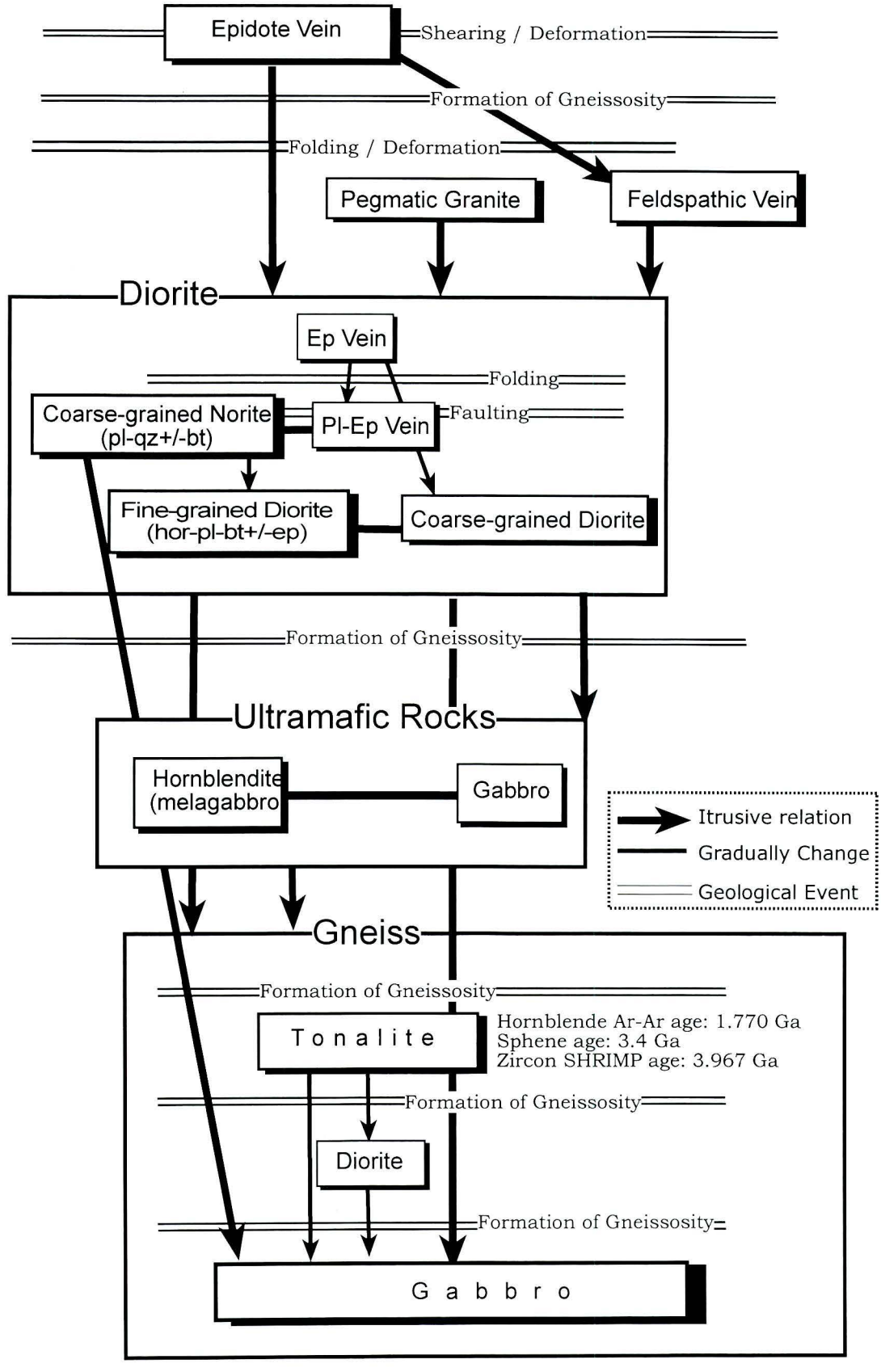

図 4. アカスタ地域の火成岩の貫入関係.

地球最古の火成岩の産地である Acasta, Northwestern Territory, Canada での調査によって読み取った最古の岩石群の地質学的関係を示した。最古の岩石は年代決定されていないが、角閃岩相の変成作用を受けた斑れい岩であることがわかる。

アカスタ地域以外でも冥王代の岩石が発見されるかもしれない。その年代は、地球誕生までさかのぼるかというとそうではなさそうである。月の形成史を見ていくと、古い岩石は天体形成直後の微惑星衝突によって破壊されている。月の高地では、38.5～40億年前の年代の角礫岩が多い。一番古い岩石は、troctliteで45.1億年前である。土壌では、約46億年前のものが見つかっている（小出・山下, 1996b）。また、月では、マグマ・オーシャンが形成され、古い時代の記録が消されている。

地球でも、微惑星の爆撃や、マグマ・オーシャンが形成されたと考えられる。従って、冥王代の初期の記録は、月と同様消されていると考えられる。従って、現状の情報から、地球上でさかのぼれるのは、ジルコンの鉱物の年代である、42億年前くらいまでであろう。

3 最古の堆積岩

従来グリーンランドの約38億年前の岩石が地球最古の岩石だとされていたのだが、Acastaのトーナル岩の発見によって最古の岩石という地位はカナダに移ってしまった。しかし西グリーンランドの岩石の地球科学的重要性は変わっていない。カナダの岩石は火成岩であるのに対し、グリーンランドは堆積岩を伴う岩石群である。両者は、時代が違うこともさることながら、地質的構成が全く異なっており、冥王代の重要な情報を提供する。

Isuaは、西グリーンランドの南にあり、地球で一番古い地層が分布する（McGregor, 1973）。

Isuaの堆積岩は、石英岩（quartzite）、シルト岩（siltstone）、泥質岩（pelite）、石灰質¥炭酸塩岩（calcareous and carbonate rocks）と鉄鉱（ironstone）からなる。鉄鉱は磁鉄鉱（magnetite）と石英（quartz）からなり初期の層状鉄鉱層（banded iron formation: BIF）である。Isua地域には同時代の火山岩が分布する。火山岩は塩基性から超塩基性の溶岩や火山角礫岩である。

BIFのPb-Pb全岩年代として、37.60 ± 0.70億年前が得られているが、花崗岩の貫入時の変成年代を示すと考えられている。Amitsoqにおける変成作用の年代は約37.50億年前である。

Isua地域の岩石での炭素同位体の研究から、海洋のバイオマスがすでにかなりの量の有機炭素をつくり出していたと考えられている（Schidlowski, 1988）。有機炭素は、^{12}Cに富んでいることから、原核生物のシアノバクテリアによって光合成がおこなわれていたと推定される。

Isua以外からも同じ頃か、より古い岩石が見つかっている。例えば、南アフリカのLimpopo帯のSand River片麻岩は少なくとも37.86 ± 0.61億年前の年代を示す。この片麻岩は堆積岩を原岩としているが、堆積岩の基準（Standard Scale）として西グリーンランドの岩石が完全である（Tankard et al., 1982）。

最古の堆積岩の地球史における重要性は、その生成過程にある。堆積岩は陸地の岩石が雨や風によって、削剥、風化、分解され流水によって運搬され、海底に堆積したものがやがて固まったものである。つまり堆積岩の形成には、地表において、液体、固体、気体の共存が前提となる。地球では液体は水つまり海であり、固体は海面の上の地殻つまり大陸で、気体は大気である。このようなものがある一定時間存在することによって堆積物が形成される。そして、それより長い時間堆積場が継続すると下位より固い堆積岩ができてくる。堆積岩が形成されても、その次にやはり長い継続によってその堆積岩が地殻に保存され、人類が発見できるところ、つまり陸地の地表に露出しなければならない。

グリーンランドの堆積岩は、このようなすべての条件を満たしているのである。グリーンランドは海洋地殻を伴い、深海堆積物と陸源性堆積物からなる。このような岩石群は最近、付加体として認識されるようになってきた（丸山・磯崎, 1992）。

付加体の存在の意味するところは、プレート・テクトニクスが働いていたことである。

その後、地表には断続的ではあるが、付加体が発見されている。つまり地表には、海が約38億年前から現在まで存在し、プレート・テクトニクスのメカニズムが働いていたことを示唆する。

4 太古代の岩石

大陸の最古の岩石を図5と表2に示した。大陸で古い岩石を産するのはクラトン（後述）と呼ばれる地帯である。クラトンは、大陸の各地に分布する。露出が連続しないが、地下に一連の古い地塊があると推定される場合は、クラトンとして一括される。しかし、その構成は多様である。太古代の地層の分布を見ても、大陸内の大きなクラトン分布の中に散在する。まだ、クラトンの内部の地質単元やその時代が、すべて明らかにされているわけではないが、基本的には大陸は、先カンブリア時代の古い岩石を中心に構成されていることが分かる。そして、その周辺に顕生代の構造帯の岩石類がくっついている。中心に古い地質体、その外側に新しい時代の構造帯が形成されている。グリーンランドのクラトンでは、太古代のIsuan紀まで溯ることができる。

このような現在の大陸内部の地質単元を見ると、大陸は段々成長してきたように見える。つまり地球初期は、陸地が少なく海洋が広く、時代とともに大陸の比率が増えてきたことになる。大陸は常に堆積岩の供給源として、削剥されてきた。大陸は陸地にある限り減少させられ、海で堆積物として保存されている。基本的には、大陸物質や堆積岩は、花崗岩質の組成を持ち、比重の軽いものである。従って、大陸物質は、いったん形成されると、大陸から海へ、そして堆積岩としてリサイクルされる可能性がある。

大陸の成長のモデルがいくつかあるが、地球初期に一気に形成されたというモデルと、時代ごとに増えてきているという二つのモデルに大別される。

時代ごとに大陸地殻が増加してきたというモデルは、マントルから大陸物質が常に供給されることを根拠としている。TTG（後述）として、マグマ起源の大陸物質が火成作用によって常にマントルから大陸地殻に付け加わる。島弧の火成岩類も、マントル起源の物質から島弧地殻となり、造山帯として大陸地殻へと成長する。海洋地殻の一部もオフィオライトや、グリーンストーン（後述）

として大陸地殻に取り込まれている。このような大陸物質の付加作用を考慮して、大陸は時代と伴に増加しているというモデルである。

一方、地球初期に大陸地殻が一気にできたとするモデルの発想は月の形成史から得られる。月では形成初期に大陸物質が大量に生成され、月の「高地」として現在も保存されている。

このような2つのモデルのどちらが正しいかは、まだ決着がついていない。

5 全地球史からの外挿

冥王代の歴史を知るための方法の一つとして、冥王代以降の歴史が包括的に認識できる時に、冥王代の歴史も帰納的に推測することができる。数学に例えていうと、太古代以降の地球の全歴史が、時間を変数とする方程式となったすると、その方程式の時間が0（ゼロ）の場合、あるいは方程式の初期条件が冥王代と見なせる。推定ではあるが、帰納的手法という正式な科学的手順に基づいている。

地球の歴史を、総合的にとらえようという考えは古くからあったが、近年、地球全史を地球外の天体との関連も含めておこなう試みがなされてきた。文部省科学研究費重点領域¢全地球史解読£である。

「全地球史解読」では、試料採集の「とる」、分析の「とけい」、解読の「よむ」、解釈の「もでる」という基礎を確立し、40億年前までの主要な地質時代における地球の日常的環境を知ること、そして、太古代—原生代（A-P）境界とペルム紀—三畳紀（P-T）境界の事件（イベント）の実態と原因を究明することを課題として取り組んだ。この研究では、物証に基づく「とる」、「とけい」、「よむ」、「もでる」という基礎的な技術を国産のオリジナリティを持って確立することを前提としている点で、ユニークである。

「とる」はすべての基礎としての、試料確保を目指して、世界各地の古い地層の採取を行った。採取のターゲットは40億～2億年前の深海底堆積物である。深海底堆積物は、地球と宇宙の歴史を連続的に記録している。2億年前以降の試料は、DSDPやODPですべて確保されている。2億年前以前は、大陸に地層として保存されているものを探査し採取しなければならない。そこには、地球の日常的環境と地球史上の大事件も記録されているはずである。「とけい」では、地層に現れる縞模様を時空間系列データと見なして、そこにタイム・スケールを付けようという試みである。放射性年代測定だけでなく、天体の運動の原因となる日常的現象によって縞模様ができ、それが時計となると考えたのである。「よむ」では、試料の縞模様から、宇宙と地球の環境変動を解読するものである。実物試料の化学分析や格子欠陥の特性から様々な次元で縞模様を読むことになる。「もでる」では、実験できない系を理解するためのモデルを作る。「とる」「よむ」「とけい」で集めた情報を整理解釈する為に、数値モデルを作り、数値シミュレーションをおこなって地球の多圏

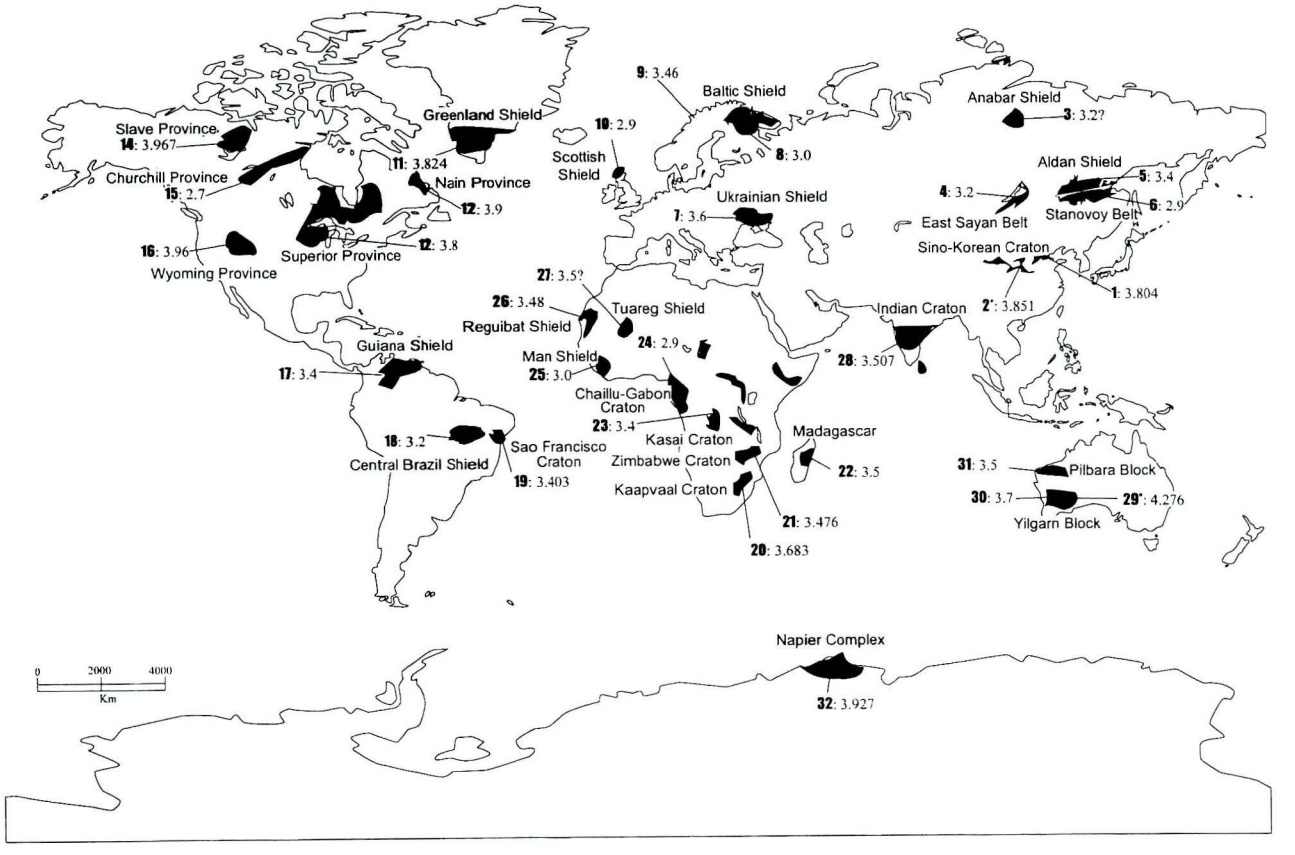

図5. 最古の岩石の分布.

冥王代と太古代のクラトンで、現在得られている最古の年代を示した。年代の前の数字は、表2のNoに対応する。詳細は表2を参照。

表 2. クラトンにおける最古の岩石

No	Rocks and Locality	age (Ga)	Reference
1	zircon , sheared gneiss, Anshan Complex, Cathaysian Craton	3.804	1
2	detrital zircon SHRIMP age, fuchsitic quartite, Caozhuang, Qianxi Complex, Cathaysian Craton	-3.851	1
3	protolith age, Anabar shield, Siberian Craton	> 3.2?	2
4	Krasnogarsk, East Sayan Fold Belt, Siberian Craton	3.2	3
5	zircon, Aldan shield, Siberian Craton	3.4 - 3.2	4
6	gneiss and greenstone, Stanovoy Belt, Siberian Craton	2.9	5
7	Yamburg migmatites, Ukraimian sheild, East European Craton	3.6 - 3.5	6
8	greenstone, Karelian Province, Baltic Shield,East European Craton	3.0 - 2.7	7
9	Vikan gneiss, Lofoten Islands N.Norway, East European Craton	3.46	8
10	Scourian gneisses, Scotland, Scottish Fragment	2.9	9
11	zircon, Isua boulder, West Greenland, Greenland Shield	3.824	10
12	Uivak protolith, Nain province, North American Craton	3.9	11
13	gneiss protolith, Minnesota River Valley, North American Craton	3.8 - 3.5	12
14	zircon SHRIMP age, Acasta gneiss, Slave Province, North American Craton	3.967	13
15	Kaminak felsic vocanic rocks, Churchill Province, North American Craton	- 2.7	14
16	protolith, Wind River Mountains, Wyoming, North American Craton	3.96 - 3.4	15
17	Imataca complex (gneiss, granulite), Guiana shield, South American Craton	> 3.4	16
18	Goias massif, Rio Porto gneiss-migmatite, Central Brazil Shield , South American Craton	3.2	17
19	zircon, granitoid, Boa Vista basement gniess, Sao Francisco Craton, South American Craton	3.403	18
20	toniltic orthogneiss, Ancient gneiss complex, Kaapvaal craton, African Craton	3.683	19
21	Tokwe-Shabani gneiss, Sebakwain group, Zimbabue Craton, African Craton	3.476	20
22	Antogil gneiss, Madagascar, African Craton	3.5 - 3.4	20
23	Luanyi gneiss, Kasai craton, African Craton	3.5 - 3.4	20
24	Gabon massif, Gabon craton, African Craton	3.0 - 2.6	20
25	Leonean orogeny, Man shield, African Craton	- 3.0	21
26	granulite, Reguibat shield, African Craton	3.48	22
27	Red 'Series', Central Hoggar (Pharasian chain), African Craton	- 3.5 ?	20
28	zircon, quartzofeldspathic gneiss, Bhandara craton, Indian Craton	3.509	23
29	detrital zircon SHRIMP age, metaquartzite, Mt. Narryer, Yilgarn, Australian Craton	3.8 - 3.3	24
30	Narryer gneiss complex, Mt. Narryer, Yilgarn, Australian Craton	3.7 - 3.35	25
31	Warrawoona group, Pilbara, Australian Craton	3.5 - 3.3	20
32	Mount Soues orthogneiss, Napier, Enderby land, Antarctic Craton	3.927	26

References. 1:Liu et al. (1992), 2: Bibikova et al. (1987), 3: Bibikova et al. (1984), 4: Bibikova et al. (1986), 5: Nutman et al. (1992), 6: Semenenko (1972), 7: Gaal & Gorbatschev (1987), 8: Taylor (1975), 9: Park & Taney (1987), 10: Michard-Vitrac et al. (1977), 11: Nutman et al. (1989), 12: McCulloch & Wasserburg (1980), 13: Bowring et al. (1989a), 14: Cavell et al. (1992), 15: Mueller et al., (1992), 16: Hurley et al. (1976), 17: Danni et al. (1982), 18: Cordani et al. (1985), 19: Kroner & Tegtmeyer (1994), 20: Goodwin (1996), 21: Macfarlane et al. (1981), 22: Latouche (1978), 23: Sarkar er al. (1993), 24: Scharer & Allegre (1985), 25: Nemchin et al. (1994), 26: Black et al. (1986).

（気圏、水圏、生物圏、地圏）の相互作用を明らかにしようというものである。

「全地球史解読」の成果は多分野の研究者が全く新しい視点で、全く新しい手法を開発し、全く新しい方向性を目指した点で成果を上げたと考えられる。そして、全地球史という壮大なるテーマにも、充分日本の研究は対応可能であることが明らかになった。「全地球史解読」では、地球史7大事件としてE1からE7を上げている。

46億年前に成層した地球の形成があった（E1）。40億年前以降に形成された岩石が保存されるようになった（E2）。27億年前に激しい火成活動があり地球磁場強度が急増した（E3）。19億年前に超大陸が形成された（E4）。6億年前に巨大太平洋プルームの出現と多様な生物が発生・進化し始めた（E5）。2.5億年前に、約1000万年間海洋が酸素欠乏状態となり、生物の大絶滅が起こった（E6）。現在、人類が自分や地球、宇宙の歴史やその摂理を科学によって探し始めた（E7）。

このような事件の詳細はまた充分に解明されていない。地球の歴史で一度しか起こらなかった現象を、科学的に普遍化された方法論で追求可能であることを「全地球史解読」は示したのである。一度しかない歴史とは、古い時代固有の物質や現象として、大地に記録されている。このような証拠から事件や過去の日常性を読み取ることが可能である。

大陸地域は変動帯（Mobile belts）あるいは造山帯（Orogenic belts）に対して、変動が少ない安定した地域という意味で、クラトン（剛塊、Craton）と呼ばれる。変動帯は新しい時代に形成されたものであるのに対し、クラトンは先カンブリア時代の古い時代に形成されて安定化した地域である。クラトンは、楯状地（Shield）や卓状地（Platform）と呼ばれる地域である。楯状地は、楯を伏せたように中央部が高く、周辺部に向ってゆるやかに低くなる地域である。卓状地は、楯状地と同義である。

クラトン中には、グリーンストーン帯（Greenstone belt）、コマチアイト（Komatiite）、TTG（Trondjemite-Tonalite-Granodioriteの略）などの先カンブリア時代固有の岩石類が含まれる。

グリーンストーン帯は苦鉄質～超苦鉄質の火山岩類と堆積岩類を伴う岩石群である。このような地球表層で、形成された岩石類を、表成岩（Supracrustal）と呼ぶこと

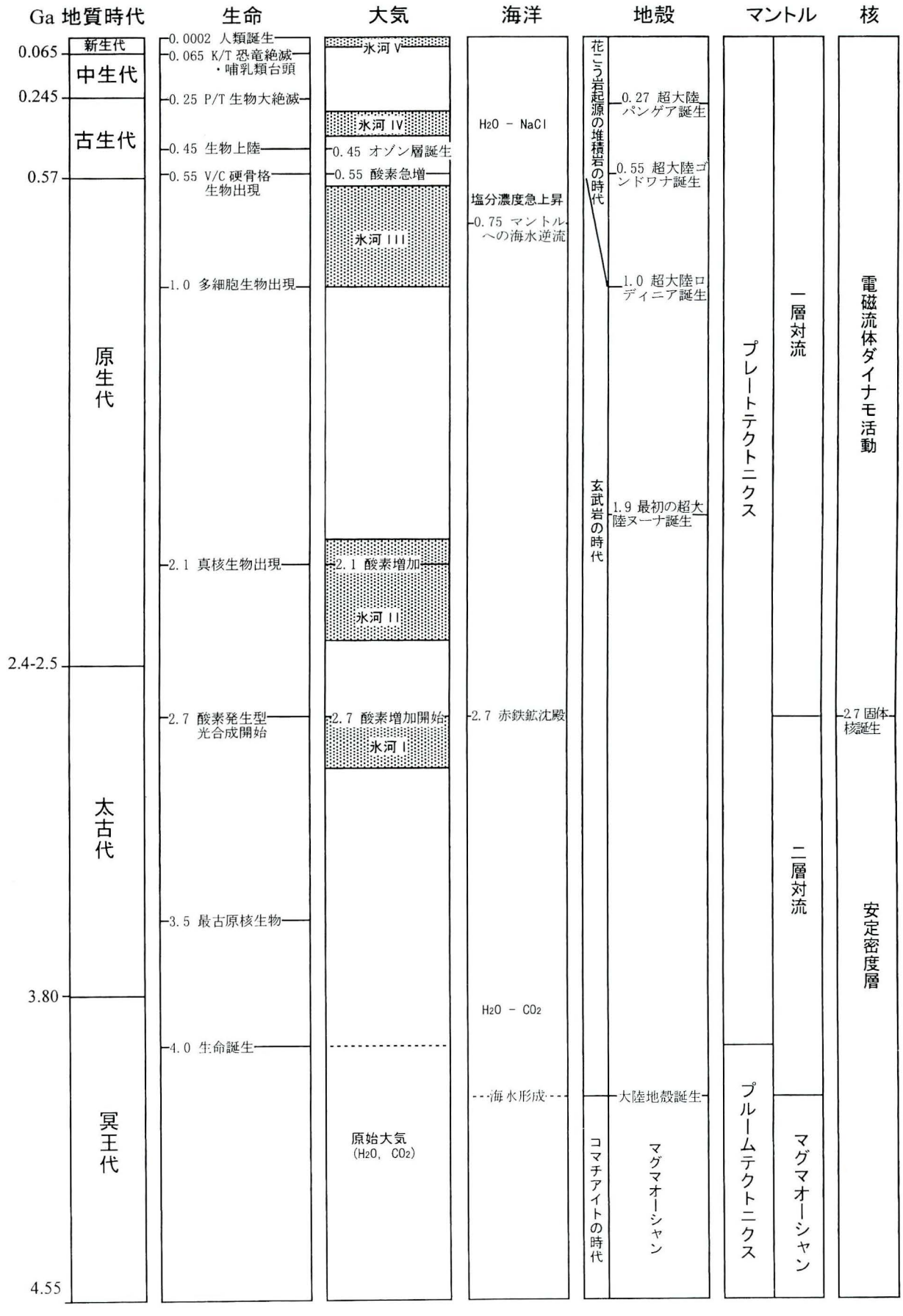

図 6. 全地球史.

地球史上で起こった各種の事件を、地球の構成要素ごとにまとめた。データは全地球史解読計画の成果や丸山・磯崎 (1998)、丸山 (1998) などによる。

がある。火山岩類は、変成作用を受けて緑色を呈するので、グリーンストーン帯と呼ばれる。火山岩類には、しばしば枕状構造が見られたり、上位に安山岩や流紋岩などの火山岩やその火山砕屑岩類があり、チャート、縞状鉄鉱層、泥岩、石灰岩などが重なり、最上位にタービダイトを伴うことがある。グリーンストーン帯の中央部には、ドーム状の花崗岩あるいは花崗片麻岩があり，火山岩および堆積岩類は、複背斜構造をなすことが多い。グリーンストーン帯の成因として、リフト説、島弧—縁海説、沈み込み帯説などがある（加納、1995）が、「全地球史解読」の成果として沈み込み帯説が有力である。

グリーンストーン帯の下部には、コマチアイトと呼ばれる特にMgOの含有量の多い超苦鉄質火山岩を伴う。太古代から原生代初期に産出するコマチアイトは、急冷によって長く延びたカンラン石のスピニフェックス構造を特徴的に持つ。コマチアイト・マグマの形成には1650℃以上の高温部がマントル上部に存在する必要がある。そのため、地球初期の頃のマントルは、温度が現在より高かったことを示している。

TTGは、グリーンストーン帯に貫入している花崗岩類で、直径10km～100kmのドーム状に構造を持つバソリスである。化学的には、Na_2Oに富みK_2Oに乏しい（$Na_2O > K_2O$）のカルクアルカリ岩質で、Al_2O_3、Sr、軽希土類に富み、Y、重希土類に乏しく、Eu異常はないという特徴を持つ。ザクロ石や角閃石に富む起源物質の部分溶融によって形成されたと考えられている。TTGは角閃岩相～グラニュライト相の変成作用を受けていることが多い。

冥王代をよりリアルにとらえるには、全地球史的視点で、冥王代を見ていく必要がある。しかし、この作業はまだ緒についてばかりで、これから明らかにされていくであろう。図6に現段階で得られている、新しい地球史をまとめた。

V 帰納的アプローチ2：地球外からの推定

帰納的アプローチのうち、地球外から得られるより古い証拠をもとに、より新しい時代の冥王代をさぐるものである。冥王代が結果として形成された原因となるものを集めて検討する。ここでは、隕石と地球相似物質として地球以外の惑星について検討する。

1 材料物質：隕石

隕石は、地球も含めて惑星の材料物質あるいは太陽系の平均的固体物質であると考えられている（小出，1995a）。そのため、隕石をくわしく調べると、冥王代の以前の様子がわかる（小出，1995b; 小出・山下，1995）。ここでは、隕石の分類とその化学的特徴をまとめ、隕石から読み取れる事件をまとめる。

i 隕石の分類

隕石は、珪酸塩鉱物とFe-Ni金属鉱物から構成されている。珪酸塩鉱物を主とする隕石を石質隕石（stony meteorite）、Fe-Ni金属鉱物を主とする鉄隕石（iron meteorite）、珪酸塩鉱物とFe-Ni金属鉱物からなる石鉄隕石（stony-iron meteorite）に区分される（表3）。表4には、隕石の平均化学組成をまとめた。

石質隕石はコンドリュール（chondrule）を持つコンドライト（chondrite）と、コンドリュールのないエイコンドライト（achondrite）に分けられる。コンドライトは、化学的特徴から、LLコンドライト（あるいはamphotelite）、Lコンドライト（olivine-hypersthene chondrite）、Hコンドライト（olivine-bronzite chondrite）、Eコンドライト（enstatite chondrite）、Cコンドライト（carbonaceous chondrite）に分類される。エイコンドライトは、鉱物組み合わせや化学組成、組織などによってホワルダイト（howardite）、ユークライト（eucrite）、ダイオジェナイト（diogenite）、オーブライト（aubrite）、ユレイライト（ureilite）に区分される。

鉄隕石は、全岩化学組成のNi、Ga、Ge及びIrの含有量によって15の化学グループに分けられる（Wasson, 1985）。石鉄隕石はFe-Ni金属鉱物のマトリックスに珪酸塩鉱物を含むポリミクト角礫岩である。石鉄隕石は珪酸塩鉱物の組合せによって、メソシデライト（mesosiderite）、パラサイト（pallasite）、ロドラナイト（lodranite）そしてシデロフィア（siderophyre）に分類されている。

ii 隕石の履歴

隕石の詳細な年代測定から、太陽系の形成時の事件が読み取られつつある。以下にその内容を概観する。

presolar grainとは，超新星爆発の元素合成ではなく，別の星からやってきた粒子である。presolar grainは，数ppm程度の量しか含まれていないが，carbonaceous chondriteの細粒で低温でできたmatrixから見つかる。現在，diamond，SiCとgraphiteの3種が見つかっている。同位体比の異常から，これらの粒子が別の星から来たことがわかる。同位体異常は，C, Si, N，希ガスなどで認められる。

diamondは，10Å程度の非常に小さいサイズだが，量は400～1800ppm程度で多い。XeやNeの希ガスで異常が見つかっている（Anders & Zinner, 1993）。このような異常は，超新星爆発でできたものであると考えられている。

SiCは，7ppmの量で，0.03～10 μm程度の大きさである。稀に15×26 μmの大きいものも見つかっている（Virag et al., 1992）。SiCの30%に，希ガスの同位体異常が見つかった。^{21}Neの含有量から，太陽以前の宇宙線を1.3～20億年間浴びたと考えられている（Lewis et al., 1994）。$^{12}C/^{13}C$でも，地球（89）より高い値をもつものや，低い値を持つものなど異常な粒子が見つかっている。このような粒子のうち，$^{14}N/^{15}N$が低いもの（地球は272）をgrain X，高いものをgrain Yと呼んでいる（Anders & Zinner, 1993）。grain YはSi同位体でも異常を示す。このような異常は，いくつかの星からやってきた粒子が混在している可能性がある。多くのSiCはasymptotic giant branch star（漸近巨星分枝星：AGB星と略す）で形成された。$^{12}C/^{13}C$が低いSiCは，hot bottom burningという過程かJ-type炭素星から来たものと考えられており，grain Xは超新星起源の可能性を示している（甘利，1993）。

表 3. 隕石の分類と化学的特徴

Type of chondrite	1	2	3	4	5	6
Mode of ol & px	-	>5%	>5%	<5%	-	-
Composition of ol & px	-	-	-	-	uniform	uniform
Mode of Low-Ca px	-	predominantly	predominantly	>20%	<20%	
Low-Ca px	-	monoclinic	monoclinic	monoclinic	monoclinic	orthorhombic
Secondary feldspar	-	absent	absent	<2 μm	<50 μm	>50 μm
Igneous glass	-	primary, isotropic, variable abund	primary, isotropic, variable abund	turbid if present	absent	absent
Ni in metals	-	<20%	>20%	>20%	>20%	>20%
Taenite		absent or very minor	present	present	present	present
Kamacite	-	-	present	present	present	present
Ni in sulfide	-	>0.5%	<0.5%	<0.5%	<0.5%	<0.5%
Chondrules	none	very sharp	very sharp	well-defined	readily delineated	poorly defined
Matrix	all fine-grained, opaque	much opaque	opaque	transparent microcrystalline	recrystallized	recrystallized
C Content	～3.5%	1.5-2.8%	0.1-1.1%	<0.2%	<0.2%	<0.2%
H_2O Content	～6%	3-11%	<2%	<2%	<2%	<2%

Type	matrix	olivine	pyroxene	Mg/Si	Ca/Si	Fe/Si	Fe ratio	mineralss
CI	> 95	serp		1.05	0.064	0.86	0	mt, dl, pyrr, sulf
CM	85 - 55	serp		1.05	0.068	0.80	0	toch, calc, arag, mt, eps, pent, pyr
CO	40 - 30	Fa_{60-30}		1.05	0.067	0.77	0-0.2	phyllosilicate
CV	50 - 35	Fa_{60-40}	Ca-rich(Fs_{50-10}, Wo_{50-45})	1.07	0.084	0.76	0-0.3	ne, sdpent, tr, mt
C4-5	80 - 50	Fa_{40-30}	Ca-rich and Ca-poor					pl(An_{90-20}), mt, pent, pyr
H3, L3, LL3	5 - 15	Fa_{30-20}	Ca-poor(Fs_{20-1})	0.77-0.96	0.0035-0.0050	0.52-0.81	0.11-0.83	glass, tr, Fe, Ni, mt

Type	olivine		Ca-poor pyroxene		Ca-rich pyroxene		plagioclase		troilite	kamacite		taenite
	mode	Fa	mode	En:Fs:Wo	mode	En:Fs:Wo	mode	Or:An:Ab	mode	mode	Co	mode
E	-	-	50-60	98.4:0.3:1.3	-	-	5-10	4.0:15.0:81.0	5-10	15-25	-	0
H	33-37	16-20	23-27	81.6:16.8:1.6	4-5	48.8:6.0:45.2	9-10	5.8:12.3:81.9	5-6	15-17	5.2	2-3
L	45-49	23-26	21-25	77.3:20.9:1.8	4-5	47.7:7.6:44.7	9-10	5.6:10.2:84.2	5-6	6-8	10.6	2-3
LL	56-60	27-32	14-18	72.6:25.2:2.2	4-5	46.5:9.6:43.9	9-10	3.6:10.5:85.9	5-6	1-2	32.9	2-4

Group	Type	Mineral Assemblages	Fe# in ol & px	Al_2O_3 (wt%)	CaO (wt%)
	Aubrite	Mg-rich en	<0.1	0.2 - 2	0.6 - 2
	Ureilite	ol, Ca-poor cpx, Fe-Ni, C	>0.3	0 - 1	0.1 - 2
HED	Howardite	opx, pl	>0.3	4 - 12	4 - 10
	Eucrite	pg, pl	>0.3	11 - 13	10
	Diogenite	Fe-rich hy	>0.3	1 - 3	1 - 3
SNC	Shergottite	cpx, pl, (ol)	>0.3	2 - 6	2 - 11
	Nakhlite	ol, Ca-rich cpx	>0.3	1 - 2	15
	Chassignite	ol	>0.3	0.4	2

Type	Frequency (%)	Kamacite Band (mm)	Ni (wt%)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	Ir (ppm)
IA (Octahedrite)	17.1	1.0-3.1	6.4-8.7	55-100	190-520	0.6-5.5
IB (Ataxite, Octahedrite)	1.7	0.01-1.0	8.7-25	11-55	25-190	0.3-2.0
IIA (Hexahedrite)	8.3	>50	5.3-5.7	57-62	170-185	2-60
IIB (Octahedrite)	2.6	5-15	5.7-6.4	46-59	107-183	0.01-0.5
IIC (Octahedrite)	1.5	0.06-0.07	9.3-11.5	37-39	88-114	4-11
IID (Octahedrite)	2.6	0.4-0.9	9.8-11.3	70-83	82-98	3.5-18
IIE (Octahedrite)	2.3	0.1-2	7.5-9.7	21-28	60-75	1-8
Mesosiderite	-	～1	6.1-10.1	8.9-16	37-56	2.2-6.2
Pallasite	-	～0.9	7.9-12.9	14-27	29-71	0.01-2
IIIA (Octahedrite)	24.9	0.9-1.3	7.1-9.3	17-23	32-47	0.17-19
IIIB (Octahedrite)	7.0	0.6-1.3	8.4-10.5	16-21	27-46	0.01-0.17
IIIC (Octahedrite)	1.5	0.2-0.4	10-13	11-27	8-70	0.07-0.55
IIID (Ataxite, Octahedrite)	1.1	0.01-0.05	16-23	1.5-5.2	1.4-4.0	0.02-0.07
IIIE (Octahedrite)	1.7	1.3-1.6	8.2-9.0	17-19	34-37	0.05-6
IIIF (Octahedrite)	1.1	0.5-1.5	6.8-7.8	6.3-7.2	0.7-1.1	1.3-7.9
IVA (Octahedrite)	8.3	0.25-0.45	7.4-9.4	1.6-2.4	0.09-0.14	0.4-4
IVB (Ataxite)	2.3	0.006-0.03	16-26	0.17-0.27	0.03-0.07	13-38

小出(1997)より引用した。略号. ol: olivine, px: pyroxene, serp: serpentine, mt: magnetite, dl: dolomite, pyrr: pyrrhotite, sulf: sulfate, toch: tochilinite, calc: calcite, arag: aragonite, eps: epsomite, pent: pentlandite, tr: troilite, ne: nepheline, sd: sodalite, pl: plagioclase, Fa: fayalite, Fs: ferosilite, Wo: wollastonite, En: enstatite, Or: orthoclase, An: anorthosite, Ab: albite, en:enstatite, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxedne, pg: pigeonite, hy: hypersthene, Fe#: $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$比.

表 4. 隕石の平均化学組成

Type	C1	CM2	CR2	CO3	CV3	C4	C6	LL3	LL4	LL5	LL6	LL7	L3	L4	L5	L6	H3
SiO_2	23.67	29.35	32.05	32.82	32.3	33.08	32.2	39.84	40.32	39.61	39.91	41.78	39.72	40.23	38.96	39.46	36.15
TiO_2	0.12	0.13	0.1	0.14	0.11	0.21	0.14	0.1	0.12	0.11	0.15	0.12	0.12	0.19	0.09	0.11	0.09
Al_2O_3	1.86	2.56	2.13	3.17	2.83	2.92	2.64	2.54	2.63	2.62	2.44	2.54	2.16	2.42	2.5	2.37	2.24
Fe_2O_3	2.32	3.81	6.34	4.3	9.21	11.27	6.47	2.25	0.05	0.32	1.68	0.25	1.5	0.47	1.2	0.58	5.03
FeO	10.27	19.82	16.64	22.19	20.38	16.97	20.65	17.42	16.33	17.2	18.73	18.15	13.76	14.82	13.47	14.09	15.02
MnO	0.22	0.23	0.22	0.22	0.18	0.21	0.25	0.34	0.29	0.31	0.34	0.35	0.33	0.32	0.31	0.33	0.31
MgO	16.45	20.9	23.25	23.71	23.47	25.19	25.42	25.13	25.5	25.76	25.51	26.44	25.4	25.43	24.63	26.03	23.38
CaO	1.62	1.99	1.85	2.37	2.34	2.4	2.4	1.81	1.96	1.8	1.71	1.99	2.26	1.85	1.76	1.74	1.6
Na_2O	1.4	0.37	0.26	0.46	0.34	0.42	0.31	0.9	1.01	0.98	0.87	1.08	0.81	0.98	0.85	0.93	1.07
K_2O	0.16	0.04	0.05	0.09	0.03	0.04	0.05	0.1	0.09	0.11	0.11	0.11	0.09	0.1	0.11	0.1	0.07
P_2O_5	0.29	0.3	0.3	0.28	0.32	0.23	0.09	0.26	0.21	0.2	0.25	0.22	0.24	0.22	0.21	0.34	0.26
Cr_2O_3	0.32	0.47	0.46	0.5	0.49	0.5	0.52	0.58	0.5	0.48	0.54	0.57	0.45	0.48	0.46	0.53	0.64
NiO	1.18	1.47	1.77	1.65	-	-	-	1.11	-	0.77	0.52	-	-	-	-	0.5	0.63
Fe	0.11	0.64	13.83	2.83	1.26	-	-	1.84	4.32	2.74	1.65	2.73	5.47	5.46	7.92	7.17	9.23
Ni	0.02	0.77	1.47	1.36	0.9	1.22	1.66	0.99	1.04	0.94	0.97	0.91	1.06	1.13	1.32	1.21	1.54
Co	0.01	0.03	0.05	0.06	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0	0.05	0.05	0.07	0.06	0.08
FeS	17.41	8.91	3	5.72	5.16	4.34	5.28	6.1	5.63	6.66	6.23	3.39	6.52	6.1	6.48	6.42	5.7
C	3.54	2.32	-	0.46	0.29	0.06	-	-	-	-	-	-	-	0.13	-	0.13	-
S	-	0.49	-	-	-	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H_2O+	17.06	9.4	4.15	2.01	3.35	0.53	1.4	1.55	0.4	0.16	0.31	0.17	1.16	0.37	0.19	0.12	1.6
H_2O-	3.94	3.01	0.8	1.23	0.7	0.68	0.65	0.44	0.04	0.07	0.24	0	0.26	0.05	0.04	0.07	0.44

Type	H4	H4	H5	H6	E3	EH3	EH4	EL6	(G)	How	Euc	Euc(cum)	Euc(mon)	Euc(pol)	Dio	Dio(A)	Dio(B)
SiO_2	37.02	36.48	36.92	35.92	32.58	36.31	35.88	36.32	38.98	49.01	48.54	48.52	47.47	48.35	50.34	51.71	51.55
TiO_2	0.11	0.14	0.12	0.11	0.08	0.08	0.09	0.14	0.08	0.28	0.61	0.24	0.69	0.86	0.14	0.11	0.29
Al_2O_3	2.26	2.25	2.36	2.19	2.14	2.93	1.81	1.86	2.96	7.99	12.56	14.17	11.7	11.54	2.12	0.76	2.23
Fe_2O_3	-	3.21	3.45	3.19	3.1	0	0	-	0.91	2.23	0.69	0.57	0.82	0.96	2.27	3.49	0.85
FeO	10.24	12.14	10.18	10.49	12.05	0.96	2.6	0.14	9.69	15.55	17.87	16.53	19.33	18	14.39	14.33	18.4
MnO	0.31	0.3	0.29	0.3	0.27	0.24	0.3	0.08	0.19	0.52	0.35	0.35	0.52	0.53	0.41	0.48	0.59
MgO	23.51	23.97	24.03	23.55	17.7	19.59	18.98	20.92	27.01	15.6	7.9	7.8	7.67	8.11	26.51	26.17	21.44
CaO	1.79	1.63	1.72	1.59	1.22	1.29	0.99	1.06	2.68	6.29	10.15	10.82	9.75	9.86	2.13	1.11	3.26
Na_2O	0.96	0.9	0.94	0.82	0.63	0.83	0.89	0.62	0.84	0.3	0.42	0.35	0.46	0.5	0.19	0.05	0.13
K_2O	0.11	0.08	0.09	0.09	0.04	0.07	0.21	0.08	0.07	0.04	0.11	0.05	0.06	0.06	0.06	0.03	0.04
P_2O_5	0.23	0.19	0.27	0.25	0.3	0.46	0.37	0.1	0.46	0.12	0.18	0.14	0.15	0.13	0.12	0.07	0.07
Cr_2O_3	0.54	0.57	0.47	0.47	0.36	0.45	0.41	0.25	0.34	0.67	0.36	0.23	0.33	0.39	0.81	1.79	0.7
NiO	-	-	0.59	0.86	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	0.01	-	0.01	-
Fe(-Ni)	15.79	12.5	15.41	14.42	8.04	17.8	21.09	27.57	4.89	1.07	-	-	-	-	-	-	-
Ni	1.52	1.3	1.56	1.6	1.41	1.71	1.62	2.29	0.98	0.04	0.01	0	0.01	0	-	0	0.01
Co	0.09	0.06	0.09	0.07	0.06	0.08	0.07	0.11	0.03	0	-	-	0	0	-	-	0
FeS	5.07	5.02	3.51	5.66	13.26	16.31	12.36	7.65	9.31	0.83	0.37	-	0.44	0.81	1.06	1.19	0.51
C	-	-	-	0.02	-	-	0.43	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.33	0.23	0.41	-	0.08	0.16	-	-
H_2O+	1.08	1.25	0.61	0.49	5.4	0.5	3.49	0.1	0.3	0.74	0.48	0.45	0.8	0.64	0.35	0.37	0.58
H_2O-	-	0.2	0.26	0.22	1.5	0.5	0.85	-	0.04	0.18	0.04	0.01	0.11	0.1	0.03	0.07	0.01

Type	Aub	Ure	Ang	Pall	Mes	Mes	Lod	Reg	Reg	Reg	Reg	AnBre	AnBre	Lunar	AnBre	AnBre	AnBre
SiO_2	56.91	39.5	40.62	40.24	49.59	28.14	32.21	44.4	45.7	43.9	44.9	43.14	43.59	45.67	43.05	44.34	43.64
TiO_2	0	0.08	1.64	0	0.52	0.12	0.05	0.22	0.25	0.34	0.23	0.35	1.52	0.53	0.22	0.24	0.03
Al_2O_3	1.45	0.47	9.4	0.01	9.81	5.24	0.43	28.1	25.6	26.1	28.9	26.01	12.89	16.73	27.78	28.35	29.08
Fe_2O_3	0	2.82	0.63	0.68	0	5.31	5.46	-	-	-	-	0.04	0.28	0.48	1.47	0.37	<0.05
FeO	1.12	13.75	16	10.92	15.35	7.89	4.16	4.7	5.4	6.4	4.3	7.02	21.17	13.57	3.69	4.96	5.03
MnO	0.19	0.38	0.14	0.28	0.57	0.31	0.33	0.065	0.075	0.082	0.065	0.08	0.18	0.09	0.08	0.04	0.03
MgO	35.45	37.71	12.43	48.08	13.84	9.2	27.85	5.3	8.2	6.1	4	6.22	5.75	9.52	5.64	5.26	5.03
CaO	1.34	0.8	18.51	0	6.61	3.73	1.88	16	15	15.4	16.9	15.33	13.25	12.28	16.28	15.76	16.63
Na2O	0.8	0.08	0.04	-	-	0.2	0.15	0.43	0.3	0.33	0.33	0.33	0.4	0.42	0.45	0.44	0.44
K_2O	0.1	0.02	0.01	-	-	0.02	0.02	0.15	0.16	0.18	0.2	0.02	0.13	0.08	0.02	0.05	<0.02
P_2O_5	0.07	0.18	0.15	0	0.97	0.27	0.34	-	-	-	-	0.31	0.29	0.08	0.15	0.09	0.06
Cr_2O_3	0.05	0.35	0.21	0.47	-	0.36	0.63	0.109	0.129	0.13	0.09	0.13	0.11	0.15	0.1	0.06	0.09
NiO	0	0.18	-	-	-	-	14.28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(-Ni)	0.22	5	-	-	-	32.02	27.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.19	0.15	0.02	-	-	3.18	1.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	0.02	0.01	-	-	-	0.11	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeS	0.87	0.72	1.26	-	-	6.19	1.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0	0.12	0.59	-	-	0.24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H_2O+	1.05	3.61	0	-	-	1	0.7	-	-	-	-	0.1	0	<0.05	0.1	<0.05	<0.05
H_2O-	0.13	0.2	0	-	-	0.3	0.07	-	-	-	-	0.48	0.18	<0.1	0.63	<0.1	<0.1

Type	AnBre	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
SiO_2	45.36	52.84	49.5	50.52	48.5	49	46.5	43.03	48.2	42.51	49.52	46.8	48.6	37.22
TiO_2	1.66	0.2	0.87	0.84	0.7	1.23	1.87	0.36	0.35	0.6	0.35	0.33	0.33	0.1
Al_2O_3	11.49	1.21	7.59	6.27	5.68	9.93	9.93	2.54	2.38	4.01	1.74	1.55	1.6	0.8
Fe_2O_3	0.6	-	-	0	0.7	0.22	-	0.38	-	0.22	1.14	-	-	-
FeO	21.18	17.24	19.8	18.03	17.9	16.9	19.4	18.97	19.3	20.52	18.62	22.5	21.3	27.07
MnO	0.25	0.47	0.518	0.44	0.52	0.47	0.49	0.45	0.47	0.44	0.67	0.5	0.5	0.48
MgO	6.41	24.71	8.95	12.14	16.6	7.32	6.25	29.69	24.7	25.98	10.92	12.9	12	32.31
CaO	11.99	1.82	9.63	9.57	7.1	11	11.1	2.84	4.41	3.76	15.82	14.1	15.3	0.91
Na_2O	0.5	0.14	1.47	0.13	0.84	1.68	1.44	0.37	0.47	0.24	0.82	0.46	0.45	0.15
K_2O	0.04	0.015	0.189	0.08	0.05	0.09	0.04	0.03	0.03	0.03	0.43	0.11	0.13	0.05
P_2O_5	0.05	-	0.72	0.46	0.65	1.25	2.04	0.39	0.39	0.51	-	-	0.11	0.08
Cr_2O_3	0.17	1.07	0.2	0.15	0.58	0.14	0.15	1	0.91	0.82	0.21	0.27	0.28	0.83
H_2O+	0	-	-	0	<0.1	<0.01	-	0.28	-	0.3	-	-	-	-
H_2O-	0	-	-	0	0.09	0.09	-	0	-	0	-	-	-	-

データは、小出ほか（1997b）による。Type の（G）は南極隕石 Y-74063 の特異なタイプ、How は howardite、Euc は eucrite、cum は cumulate、monはmonomict、pol は polymict、Dio は diogenite、Ure は ureilite、Ang は angrite、Pall はpallasite、Mes は mesosiderite、Lod は lodranite、AnBreは月起源のanorthosite breccia、Lunarは 月起源の未区分隕石、Mは火星起源隕石で1はALH84001、2はshergotty、3はZagami、4はEETA79001 Lith-A、5はEETA79001 Lith-B、6はQUE94201、7はALH77005、8はLEW88513、9はY793605、10はGovernador Valadares、11はLafayette、12はNakhla、13はChassignyを示す。

grain Yの起源は今のところ不明である。

graphiteは，0.8～7μm程度の大きさで，2ppm以下の量しか含まない。$^{12}C/^{13}C$は地球の値よりはるかに広い範囲の値（3～7000）を持つ。$^{14}N/^{15}N$や$^{16}O/^{18}O$でも広い範囲の値を持つ。また明瞭な過剰の^{26}Mgをもつ。このような同位体の特徴は，graphiteが，AGB星やWolf-Rayet star，novae（新星）の起源の粒子であることを示している（Amari et al., 1993）。

元素合成から隕石の形成までの期間は、I-Xeの同位体組成で推定できる。^{129}Iがβ崩壊して^{129}Xeが形成される。その半減期は1570万年である。余分の^{129}Xeが隕石から発見されたことから、元素合成から固体の形成まで非常に短い期間に形成されたことがわかる。形成期間は1億年のオーダーである。ある隕石の同位体組成を基準に用いることによって誤差が小さくでき、約3000万年間に隕石は固化したことがわかる。どのタイプの隕石もこの範囲内にはいる（Swindle & Podosek, 1988）。Iは、低温で固化するため、隕石のマトリックスがその主なリザーバーと考えられる。3000万年という時間は、元素合成からマトリックス形成までの期間を意味する。

^{26}Alはβ崩壊して^{26}Mgになる。その半減期は、72万年である。Allende隕石中の高温凝縮固体（CAI）に消滅核種の^{26}Alからできた^{26}Mgが発見された（Gray & Compston, 1974）。この発見によって、元素合成から高温で形成されたCAIの凝縮まで、数100万年程度で形成されたことがわかる。

AllendeのCAIのPb-Pb年代は、45.66 +0.02 / -0.01億年前である（Allegre et al., 1995）。この年代は、複数の研究室から得られた精度の良いデータ（300～700万年の誤差）に基づいている。一番古い年代は45.69 ± 0.26億年前（Ireland et al., 1990）で、新しいもので45.59 ± 0.05億年（Chen & Wasserburg, 1981）である。平均値は45.66億年前となる（Manhes et al., 1988）。この年代は、原始太陽系星雲の中でCAIが形成された時を示す。

普通コンドライト中のリン酸塩鉱物の年代は、精度の良い（300～50万年の誤差）Pbによる年代測定で45.63～45.04億年前が得られている（Gopel et al., 1994）。最古の年代は45.63億年前である。このような年代は、45.63億年前にH4コンドライトが形成され、6000万年間にわたって普通コンドライトが形成され続けたことを示している。落下する隕石の85～95％は普通コンドライトからなる。隕石の量比が微惑星の量比を反映するとすると、普通コンドライト母天体が微惑星の主要メンバーであったことになる。普通コンドライトの形成年代（45.63～45.04億年前頃）は、微惑星の形成時期とみなすことができる。

玄武岩質エイコンドライトのAngra dos Reisの全岩年代は、U-Th-Pbで45.578 ± 0.004億年前（Lugmair & Galer, 1992）、Sm-Ndで45.6 ± 0.3億年前（Jacobsen & Wasserburg, 1984）のほぼ一致する年代を得た。また、角礫化してないユークライト（Ibitira）は、45.56 ± 0.06億年前のPb年代が得られている（Chen & Wasserburg, 1985）。このような分化した隕石の年代は、母天体でマグマの活動が、コンドライトの形成後500万年以内に始まっていたことを示す。

H、LL、Eコンドライトの Rb-Sr 年代は 44.98 ± 0.15億年前である（Minster et al., 1982）。Rb-Sr年代で、CAIと普通コンドライトのリン酸塩鉱物の形成年代におけるギャップは、300～600万年となる。このような年代はPb年代から得られる結果と一致する。

コンドライトの^{40}Ar-^{39}Ar年代は、45.3 ± 0.3～43.8 ± 0.3億年前である（Lipschutz et al., 1989）。Pb年代とAr年代には、約1億5000万年のギャップがある。Arの閉鎖温度が低いため、その物質に起こった最後の事件を記録している。Ar年代は、母天体の冷却の年代、あるいは初期の角礫化と衝突の事件を記録していると考えられる。

2 相似物質：地球以外の惑星

惑星は、現在の標準的なモデルでは、ほぼ同時に形成されたと考えられている。そのため、地球以外の惑星の研究から、地球の起源に関する情報が得られる（小出・山下, 1996a, b; 小出ほか, 1997a）。また、月および地球型惑星の水星、金星、火星は、惑星活動をさまざまな段階で終了したものとみなされる。したがって、地球の歴史あるいは進化に重要な情報をもたらすはずである。以下にその内容をまとめる。表5には、惑星表層の実測された化学組成をまとめ、表6には予想される惑星の内部構造とその物性を示した。

i 惑星の現状

水星の表層物質は月の高地の斜長岩質レゴリス（regolith）に似ていると考えられている。水星内部は珪酸塩鉱物からなる地殻とマントルがあり、600 kmに及ぶ厚い一枚のリソスフェアがあるとされる。水星の化学組成はほとんどわかっていないが、水星の物理量から水星の化学モデルが推定されている。水星は密度が大きいため、核の占める割合が多いはずである。磁場を説明するには金属核の存在は不可欠であるが、液体核があるかどうかは不明である。

金星の大気は運動しており、紫外線で見ると明暗のすじが見える。金星大気の主成分はCO_2、N_2、H_2Oである。金星の大気圧は92 MPaに達する。金星大気のD/H比が大きいのは、激しいH_2Oの分解が起こったことを示唆している。金星大気中の$^{40}Ar/^{36}Ar$比は、放射性起源の^{40}Arが少なく内部からの^{40}Arの脱ガスが充分おこなわれていないことを示している。かつての金星の大気にはH_2Oはあったが、後にH_2Oだけが抜けたと考えられる。

金星の表層物質の分析は、旧ソ連の探査機VeneraやVegaでおこなわれた。Venera 8の着陸地点はK、U、Thが多く、インコンパティブル元素（incompatible element）に富むマグマから形成された岩石である。K、U、Thが地球の流紋岩や花崗岩に近く、酸性の火成岩の可能性がある。Venera 13の着陸地点はSiO_2の少ないアルカリ玄武岩で、Vega 2の着陸地点はカンラン石玄武岩、Venera 14の着陸地点はややSiO_2の多いソレアイト質玄武岩であると考えられる。このことから、平原地域や低地の多くは玄武岩からできており、一部アルカリ玄武岩や流紋岩（または花崗岩）で構成されていると考えられる。

表 5. 惑星物質の化学組成

Venus							
Atmosphere	$9.2\cdot10^7$(Pa)	CO_2	96.4±1.03	CO	20～1400	D/H	1.6±0.2
		N_2	3.4±.02	Ar	18.6±2.4	$^{13}C/^{12}C$	<<1.19
		H_2O	0.14±0.01	Kr	～9.2	$^{18}O/^{16}O$	2.0±0.1
		NH_3	100～1000	Ne	7±3	$^{20}Ne/^{22}Ne$	11.8±0.7
		SO_2	0.05～150	C	2.67±0.30	$^{38}Ar/^{36}Ar$	0.197±0.002
		O_2	69.3±1.3	N	2.49±0.30	$^{40}Ar/^{36}Ar$	1.19±0.07

Soil	Spacecraft	Venera 8	Venera 9	Venera 10	Venera 13	Venera 14	Vega 1	Vega 2
	SiO_2				45.1±3.0	48.7±3.6		45.6±3.2
	TiO_2				1.59±0.45	1.25±0.41		0.2±0.1
	Al_2O_3				15.8±3.0	17.9±2.6		16±1.0
	MgO				11.4±6.2	8.1±3.3		11.5±3.7
	FeO				9.3±2.2	8.8±1.8		7.74±1.1
	MnO				0.2±0.1	0.16±0.08		0.14±0.12
	CaO				7.0±0.96	10.3±1.2		7.5±0.7
	K_2O				4.0±0.63	0.2±0.07		0.1±0.08
	SO_3				1.64±1.0	0.88±0.77		4.7±1.5
	K	4.0±1.2	0.47±0.08	0.30±0.16			0.45±0.22	0.40±0.20
	U(ppm)	2.2±0.7	0.60±0.16	0.46±0.26			0.64±0.47	0.68±0.38
	Th(ppm)	6.5±0.2	3.65±0.42	0.70±0.34			1.5±1.2	2.0±1.0

Moon Soil																					
Locality	A-11	A-12	A-15	A-17	L-16	L-24	ave.	ave.	ave.	A-11	A-12	A-15	A-16	A-17	L-16	L-20	L-24	A-14	A-15	A-16	A-17	L-20
Rock Type	MB	MB	MB	MB	MB	MB	An	Nor	Tr	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	BX	BX	BX	BX	BX
SiO_2	40.46	44.88	46.68	39.03	44	46	45.57	50.6	43.5	41.99	46.21	47.19	44.89	44.47	44.37	45.2	45.4	48.9	-	45.48	45.21	-
TiO_2	10.41	3.62	1.97	11.94	4.77	1.02	0.08	0.3	0.18	7.94	2.61	1.46	0.53	2.84	3.3	0.5	1.04	1.51	1.68	0.64	2.23	0.49
Al_2O_3	10.08	8.93	10.21	9	13.83	12.2	33.4	17	24	12.58	12.13	14.32	27.23	18.93	15.68	22.75	11.95	16.72	13.96	25.11	17.82	23.18
FeO	19.22	20.48	19.87	18.82	18.7	21.58	1	8.2	4.1	16.4	17.19	14.98	4.98	10.29	16.75	7.46	19.55	9.53	14.04	5.08	9.8	7.11
MgO	7.01	10.64	8.76	8.54	6.4	7.4	1.21	12.5	15.1	7.93	10.42	10.95	6	9.95	8.78	9.69	9.87	10.18	10.25	7.24	11.55	10.46
CaO	11.54	9.81	10.63	10.82	11.82	12.2	19.1	9.9	13.4	11.74	9.85	10.47	14.56	12.29	11.5	14.7	11.07	10.67	12.78	15.14	11.42	13.75
Na_2O	0.38	0.25	0.3	0.39	0.53	0.23	0.4	0.38	0.37	0.47	0.41	0.4	0.47	0.43	0.35	0.39	0.28	0.73	0.46	0.45	0.53	0.42
total	99.1	98.61	98.42	98.54	100.1	100.6	100.8	98.88	100.7	99.05	98.82	99.77	98.66	99.2	100.7	100.7	99.16	98.24	-	99.14	98.56	55.41
K (ppm)	-	540	409	440	970	-	123	-	520	1370	2100	1300	800	1050	920	630	238	-	-	-	-	-
Ni (ppm)	-	46.7	57.5	2	79	43	-	-	-	199	260	216	378	211	174	252	158	-	-	-	-	-
U (ppm)	-	0.252	0.154	0.123	-	-	-	-	-	0.52	1.68	-	-	-	0.36	0.325	-	3.9	-	-	1.11	-
Th (ppm)	-	0.91	-	-	-	0.2	0.04	-	-	2.34	5.2	-	-	2.44	-	0.975	0.4	15.8	-	-	-	-
Pb (ppm)	-	0.42	0.24	0.278	-	-	-	-	-	1.61	3.9	1.81	1.9	1.47	0.96	-	-	9	-	-	-	-
Rb (ppm)	-	-	0.76	-	1.65	-	-	3.54	0.22	3.8	-	3.8	-	-	2.2	1.6	-	-	-	-	-	1.7

Mars									
Atmosphere	700 (Pa)	CO2	95.32	H_2O	0～0.03	D/H	$(9\pm4)\cdot10^4$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	3000±500
		N_2	2.7	Ne	2.5	$^{12}C/^{13}C$	90±5	$^{129}Xe/^{132}Xe$	～2.51
		Ar	1.6	Kr	0.3	$^{14}N/^{15}N$	170±15		
		O_2	0.13	Xe	0.08	$^{16}O/^{18}O$	490±25		
		CO	0.07	O_3	0.04～0.2	$^{36}Ar/^{38}Ar$	5.5±1.5		

Soil	Sample	S1	S2	S3	S4	C6,11	U2,4,6,7	C1,7,8	U1,3,5	C2,5,13	C1	C6	average
	Locality					Chryse	Utopia	Chryse	Utopia	Chryse	Chryse	Chryse	
	SiO_2	44.7	44.5	43.9	42.8	44	43	43	43	42	43	44	43
	TiO_2	0.9	0.9	0.9	1	0.62	0.54	0.66	0.56	0.59	0.65	0.61	0.6
	Al_2O_3	5.7	-	5.5	-	7.3	7	7.3	7	7	7.5	7.3	7.2
	MgO	8.3	-	8.6	-	6	6	6	6	7	6	6	6
	Fe_2O_3	18.2	18	18.7	20.3	17.5	17.3	18.5	17.8	17.6	17.6	17.3	18
	CaO	5.6	5.3	5.6	5	5.7	5.7	5.9	5.7	5.5	6	6	5.8
	K_2O	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	-	-	0.2
	SO_3	7.7	9.5	9.5	6.5	6.7	7.9	6.6	8.1	9.2	7	6.7	7.2
	Cl	0.7	0.8	0.9	0.6	0.8	0.4	0.7	0.5	0.8	0.7	0.8	0.6

Jupiter		H_2	89.8±2.0	(Strat.) CO, NH_3, C_2H_2, C_2H_6, C_3H_4, C_6H_6, C_2H_4	
		He	10.0±2.0	(Trop.) NH_3, H_2O, PH_3, GeH_4, CO, HCN	
		CH_4	0.196±0.016		
Saturn		H_2	96.3±2.4	(Strat.) CO, C_2H_2, C_2H_6, C_3H_4, C_3H_8, C_3H_4	
		He	3.3±2.6	(Trop.) NH_3, PH_3, GeH_4	
		CH_4	0.4±0.2		
Titan	$1.496\cdot10^5$ (Pa)	N_2	65～98	CO	60～150
		Ar	0～25	C_2H_6	20
		CH_4	0.5～20	C_3H_8	4
		H_2	0.5～1	C_3H_2	2
Uranus		H_2	85	(Strat.) C_2H_2	
		He	15	(Trop.) NH_3	
		CH_4	2		
Neptune		H_2	81±3.2	(Strat.) CH_4, C_2H_2, C_2H_6	
		He	19±3.2	(Trop.) CH_4, NH_3	
Triton	1.6±0.3 (Pa)	N2	～100	CH_4, H, H_2, C_2H_2, C_2H_4	
Pluto		CH4	?		
Halley's Comet		CO/H_2O	0.015～0.07	NH_3/H_2O	<0.1
		CO_2/H_2O	～0.015	N_2/H_2O	<0.02
		CH_4/H_2O	～0.02		

データは小出・山下（1996b）より引用した。Strat.は成層圏を Trop.は対流圏を意味する。火星で Sample が 2 個以上あるのは平均値を示している。No. 1: Shergotty, 2: Zagami, 3: EETA79001A, 4: EETA79001B, 5: ALH77005, 6: Nakhla, 7: Lafayette, 8: Governador Valadares, 9: Chassigny。Rock Type の S は shergottite、N は nakhlite、C は chassignite を意味する。月の Locality の A は Apollo、L は Luna の着陸地点を、ave は平均値を示す。 Rock Type の MB は mare basalt、An は anorthosite、Nor は norite、Tr は troctolite、S&RB は soil and regolith breccia、BX は polymict breccia、Reg は regolith、AnBre は anorthositic breccia、Lunar は分類不明の月隕石を示す。

表 6. 惑星の内部構造

	Mercury	Venus	Earth	Mars	Moon
Satellites	0	0	1	2	-
Atmosphere	-	CO_2, N_2, H_2O	N_2, O_2, Ar, CO_2	CO_2, N_2, Ar, O_2	-
Crust	?	10-50 km	5-50 km	0-100 km	60-100 km
	silicate	elastic silicate	brittle silicate	brittle silicate	brittle silicate
	lithosphere		**continent**: granite-eclogite		
	(600 km thick)		**ocean**: basalt		
Mantle	2,439-1,800 km	5,988-2,940 km	**upper**: 6,371-5,680 km	**upper**: 3,388-2,188 km	**upper**: 1,738-1,658 km
	silicate	silicate	silicate (ol+px)	silicate (ol+px)	silicate (sp+gart)
			lower: 5,680 km	**lower**:2,188-1,688 km	**lower**: 1,200-700 km
			silicate (sp+prvs)	silicate (sp+gart)	silicate (FeO+prvs)
Core	1,800-0 km	2,940-0 km	**outer**: 3,480-1,210 km	**outer**:1,688-1,588 km	**outer**: 700-300 km
	solid Fe	solid Fe	molten Fe-Ni	molten Fe-S-O	?
			inner: 1,210-0 km	**inner**: 1,588-0 km	**inner**: 300-0 km
			solid Fe-Ni	magnetite	solid Fe

	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptune	Pluto
Satellites	16	18	15	8	1
Rings	3	7	11	4	-
Atmosphere	H_2, He, CH_4	H_2, He, CH_4	H_2, He, CH_4	H_2, He	-
Gas/Crust	69,953 - 60,000 km	58,130 - 30,000 km	25,200 - 20,250 km	24,623- 15,000? km	?
	H_2-He gas	H_2-He gas, liquid (He depleted)	gas (some H_2O ice)	gas & H_2O ice	CH_4 ice
Mantle	60,000 - 50,000 km	30,000 - 27,000 km	20,520 - 15,120 km		1,180 - 900 km
	H-He liquid	inhomogeneous	H_2O ice rich(some gas & rock)		H_2O ice
Core	**outer**: 50,000 - 14,000 km	**outer**: 27,000 - 12,000 km	15,120 - 0 km	15,000? - 0 km	900 - 0 km
	H-He molten metal	H molten metal (He enriched)	rock & H_2O ice (some gas)	H_2O ice & rock	rock
	inner: 14,000 - 0 km	**inner**: 12,000 - 0 km		"rock rich	(some H_2O ice)
	rock & H_2O ice	rock & H_2O ice			

データは小出ほか（1997b）より引用した。crust は厚さで示し、それ以外は中心からの距離で示した。ol は olivine、px は pyroxene、sp は spinel、gart は garnet、 prvsは perovskite を示す。

金星の表面が高温であるため、地殻は elastic に振る舞うと考えられる。地殻の厚さは、地域ごとに 10 ～ 50 km (Sandwell & Schubert, 1992; Grimm & Phillips, 1992) と見積もりに幅がある。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。金星は、地球からリソスフェアをはぎ取ったプルーム・テクトニクスを直接見ていることになる（Fujii, 1994)。

月の海の玄武岩は、揮発性成分がほとんどないこと、Fe と Ti が多いのが特徴である。K や希土類元素（REE: rare earth element）と P に富んだ KREEP が、雨の海の周辺に産出する。月の深成岩は斜長質岩とカンラン岩の 2 種類がある。斜長質岩は、斜長岩（anorthosite)、斜長岩質ノーライト（anorthositic norite)、ノーライト質斜長岩（noritic anorthosite）に分類される。カンラン岩は、トロクトライト（troctolite)、ノーライト（norite)、スピネル・トロクトライト（spinel troctolite)、ダナイト（dunite）がある。ポリミクト角礫岩（polymict breccia）は各種の岩石片が集まって固結したものである。隕石の衝突によって岩石が破砕され、別の隕石の衝突によって高温・高圧になり固結したと考えられる。

月起源の隕石は、レゴリスと斜長岩質角礫岩が多いが、月の海から由来したと考えられる粗粒の斑れい岩も発見されている。

月の表面には 2 ～ 20 m の厚さのレゴリス層がある。海の地殻の厚さは 30 ～ 50 km で、高地の地殻の厚さは 90 ～ 110 km で、平均で 60 km 程度だと考えられる。海では、約 90 % が玄武岩で、残りの約 10 % が角礫岩である。高地では 85 % が角礫岩、10 % がカンラン岩から斜長質岩で、5 % が玄武岩である。60 km で地震波速度は変化し、深度 60 km から 150 km までは月のマントルだと考えられる。60 ～ 300 km はカンラン岩で、300 ～ 1,500 km まではより始源的な物質でできているというモデルがある。1,500 km より深い層では溶けた Fe または FeS の核があるかもしれない。

火星の大気圧は、700 Pa と低い。その成分比率は、金星の大気に似ている。火星の大気は、金星同様 CO_2 を主とし N_2 を伴う。微量成分は、H_2O が少く、O_2 が多い。火星の大気の D/H 比と $^{46}Ar/^{36}Ar$ 比は地球のものに比べて一桁大きい。火星内部からの脱ガスが効率よく起こったことを示している。$^{14}N/^{15}N$ は、地球の 1/2.5 しかない。^{14}N は ^{15}N より大気圏外に出やすいので、火星のもともとの大気量は地球の 2.5 倍程度、1 ～ 3 気圧の CO_2 と N_2 主体の大気があったと考えられる。

火星のクリュセ平原とユートピア平原の土壌は Fe_2O_3 が多いのが特徴で、酸化的な大気によって FeO から Fe_2O_3 に変化したと考えられる。火星の表層物質は、粘土鉱物を含み、高温多湿の環境で形成されたと考えられる。火星にはかつて水の多かった時代があり、現在も化石土壌が残っていることを示唆する。MgO が 5.7 ～ 8.6 wt% 程度で、玄武岩の化学組成を示す。TiO_2 はカンラン岩に比べて高く、地球の MORB のような（ソレアイト質玄武岩）値を持つ。

火星起源と考えられる隕石は、シャーゴタイト（shergottite)、ナクライト（nakhlite）およびシャッシナイト（chassignite）と、最近斜方輝岩（orthopyroxenite）が加えられた。シャーゴタイトは急冷された組織を持ち、ナクライトも急冷された玄武岩の組織を持ち、火星の地殻の岩石と考えられる。シャッシナイトは、細粒のカンラン岩のような組織を持ち、マントルの岩石と考えられる。斜方輝岩は一番古く 30 ～ 40 億年前(Ash et al., 1996)、

ナクライトとシャッシナイトは 13 億年前、シャーゴタイトは 1.8 ～ 13 億年前に形成された。火星では昔から比較的最近まで継続的な火成作用があったことを示す。最近、斜方輝岩に生命の痕跡があることが指摘された（McKay et al., 1996）。

火星の地殻は平均数 10 km の玄武岩質岩からできていると予測されている。火星は密度が小さいので他の地球型惑星とは内部構造が違う可能性がある。慣性能率が 0.365 であるので、内部は化学的に分化していることを示している。火星は、地球に比べて、核が少ないのが特徴である。火星の磁場は弱いため、液体の核はないと考えられる。

木星の特徴は、明るく白い帯（zone）と暗く赤い縞（belt）からなる色鮮やかな模様である。帯の部分の低温で上昇気流部で、縞は高温の下降気流域である（森山, 1979）。大赤斑は、南緯 22ß 付近に 300 年以上も存続している上昇気流部である。木星の大気は、表層では H_2 と He を主成分とし、CH_4 や NH_3 などを含む。He/H_2 比は 0.11 となり太陽の 0.12 に近い。一般的な宇宙は 0.25 前後の Y（He と He 以外のすべての元素との質量比）の値を持つが、木星の Y は 0.18 とかなり低い値である。木星大気の赤や褐色は、S の化合物や P の化合物（PH_3）、赤リンアミノ酸を含む有機物と考えられている。

木星の表層から 20,000 km のところまで液体分子状水素がある。深度 20,000 km より下では、液体金属水素になる。中心から 14,000 km は珪酸塩鉱物、Fe、氷（H_2O）からなる核である。木星には、地球の 4,000 倍以上の強い磁場（404 mT）がある。木星の磁場は、液体金属水素のダイナモ理論で説明されている。

土星の大気の動きは激しく、赤道を境に南北対称に動く。土星の大気成分は、H_2 が 94 % で、He が 6 % で、CH_4 や C_2H_6、C_2H_2、C_2H_4、C_3H_8 などが少量含まれる。密度が小さいのは、全体として He/H 比が 0.06 と小さいことや液体金属水素の部分が少ないためと考えられる。

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。転移領域では、He の金属水素への溶解度が小さく、H と He の分離が起こり、重い He が沈む。そのため気体から液体分子水素の領域で He が少なく、逆に液体金属水素中では He が多くなる。中心から 12,000km までは岩石と氷などからなる核である。外核は中心から 16,000 ～ 7,500 km で H_2O、CH_4、NH_3 の固体からなり、内核は中心から 7,500 km で、岩石と Fe からなる（Hubbard et al., 1980）。

天王星の大気は、H_2 を主として、He、CH_4 を伴う。成層圏には C_2H_2 が、対流圏には NH_3 がある。He/H_2 比は 0.15 で木星の値より大きく、Y は 0.262 と太陽や宇宙の平均的な値に近い（Gautier & Owen, 1989）。

天王星は、厚く濃い大気と岩石質の核という二層の単純なモデルと、未発見だが H_2O が大量にあるというモデルが考えられている。H_2O の多いモデルでは、氷の H_2O が主成分で、気体の H_2O と岩石も混ざっており、核は岩石と氷と少量の気体の H_2O が混ざっていると考えられる。

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、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。海王星の大気は、H_2が主体である。He/H_2 比は 0.25 以下である。海王星が青緑色に見えるのは、CH_4 による赤色光の吸収のためである。

海王星の内部は、密度が非常に大きいことから、岩石物質が氷より多いと考えられる。海王星は外側がガスと氷で、内側が氷と岩石からできており、中心に近いほど岩石の割合が多くなると考えられている。

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 CH4 を主体とする薄いものであると考えられる。

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観測で明らかにされている。CH_4 の氷は数 km 程度あり、下には 210 ～ 320 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。密度は 1.84 g/cm^3 であり、木星型惑星として一番大きい。そのため他の木星型惑星と比べて内部に占める岩石の比率が多いと予想され、岩石比が 68 ～ 80 % と考えられる（McKinnon & Mueller, 1988）。

ii 惑星の歴史

惑星探査から、惑星の進化が推定されている。今のところ、月と地球型惑星の水星と火星の進化史が編まれている。以下では、惑星の構造発達史の概略をまとめる（表 7）。

クレーター密度を用いる相対的で半定量的な年代推定法がある。クレーター密度（単位面積あたりのクレーターの数）とその地域を作る岩石の形成年代に相関がある（Hartmann, 1977）。年代がたつに従ってクレーター密度は指数関数的に減少する。クレーター密度の半減期は、40 億年前で 8000 万年、35 億年前で 3 億年となる。また、クレーター生成率（単位面積、単位時間あたりのクレーターの数）も同様に減少し、40 億年前頃は半減期 7 億年以下、30 億年前頃は 3 億年、現在では 10 億年程度になる。

クレーター年代学が適用できるのは、大気がなく固い表面を持つ天体で、水星と月、火星で、小惑星と木星型惑星に伴われる衛星である。年代決定における精度はよくないが、天体の表面観測だけでその天体の地史の概略が編むことが可能になる。

水星表層のクレーター密度年代から、地質構造発達史が提唱されている。新しい方から順に、Kuiperian 代（0 ～ 10 億年前）、Mansurian 代（10 ～ 35 億年前）、Calorian 代（35 ～ 39 億年前）、Tolstojan 代（39 ～ 40 億年前）、Pre-Tolstojan 代（40 億年前以前）に区分されている（Spudis & Guest, 1988）。

Pre-Tolstojan 代には、初期に高温期を迎えて中心核が形成され、化学分化が起こった。続いて盆地ができ、火成作用によって平原が形成された。天体が小さいため冷却が進み、天体が収縮を始めリニアメントが形成された。Tolstojan 代は、クレーター、小盆地、平原物質からなる Goya 層群が形成された。Calorian 代は、平原、クレー

表 7. 惑星の進化史

Planet	Division	Age (Ga)	Events
Mercury	Kuiperian	- 1.0	crater ejectors
	Mansurian	1.0 - 3.0	crater ejectors
	Calorian	3.5 - 3.9	Calorian formation
	Tolstojan	3.9 - 4.0	Goya formation
	Pre-Tolstojan	4.0 - 4.56	multi-ring basins, crater ejectors, formation of Mercury
Venus	undefined	-	-
Earth	Cenozoic	0 - 0.065	civilization, development of human, mammal
	Mesozoic	0.065 - 0.245	Alpine orogeny, development of reptoles
	Paleozoic	0.245 - 0.570	Valiscan (Helsinian) orogeny, life on land, development of sea life, Caledonian orogeny, Katangian orogeny
	Proterozoic	0.570 - 2.5	Grenville orogeny, Hadosonian orogeny, stromatolite, Karelian orogeny, banded iron formation
	Archean	2.5 - 3.8	Kenoran orogeny, Samian orogeny, birth of life, chemical evolution
	Hadean	3.8 - 4.56	magma ocean, formation of Earth
Mars	Amazonian	0 - 3.55	polar sediment, comosite lava flows, shield volcanism, one layer lava flows, formation of Marines Valley
	Hesperian	3.55 - 4.3	formation of Talsis plateau, domes, unfractionated lava flows, one layer lava flows, Alba patera, channel formation of catastrophic flood
	Noachian	4.3 - 4.56	development of boundary between north and south hemisphere, formation of plateau and pateras, one layer lava flows, formation of small channels, formation of Mars
Moon	Copernican	0 - 1.0	formation of a few craters (Chiko, Aristarchus, Copernicus)
	Eratosthenian	1.0 - 3.2	Eratosthenes crater, Mare Imbrium lava
	Imbrian	3.2 - 3.8	mare basalt volcanism, layering of crater ejector and lava, formation of mares (Orientale, Imbrium)
	Nectarian	3.9 - 3.9	formation of mares (Crisium, Moscoviense, Humorus, Nectaris)
	Pre-Nectarian	3.9 - 4.56	formation of mares (Serenitatis, Smythii, Tranquillitatis, Nubium), formation of Moon

データは小出ほか（1997b）より引用した。

ター、小盆地の物質からなる Caloris 層群が形成された。小天体の衝突によって多重リングを持つ Caloris 盆地と対極側の丘や線構造が形成された。Caloris 盆地では玄武岩溶岩が盆地を埋めて平原を形成した。Mansurian 代は、Mansur クレーターの放出物質よりなる。冷却に伴ってリソスフェアは成長し、10 億年前にはテクトニックな活動が起きないほどに厚くなった。Kuiperian 代は、Kuiper クレーターの放出物質よりなる。

月の時代区分は新しい方から、Copernican 代（0 ～ 10 億年前）、Eratosthenian 代（10 ～ 32 億年前）、Imbrian 代（32 ～ 38 億年前）、Nectarian 代（38 ～ 39 億年前）、Pre-Nectarian 代（39 ～ 46 億年前）となる（Heiken et al., 1991）。

Pre-Nectarian 代は、Nectaris impact までの時代である。高地が広いことから、月全体が溶けるようなマグマ・オーシャン（magma ocean）があったと考えられる。Nectarian 代は、Nectaris 盆地が形成された期間である。角礫岩の年代は、38.5 億 ～ 40 億年前の年代のものが多く、集中的に激しい衝突が起こったことを示している。この時期に、多数の大きな盆地ができ、玄武岩の火山作用が起こった。Imbrian 代は、Imbrian 盆地の形成の時期である。激しい衝突が起こり、多くの impact melt が形成され、火山活動も激しい時期である。海に玄武岩が大量に形成され、ほとんどの盆地を玄武岩が埋める時期である。海の玄武岩は 31 ～ 43 億年前に形成され、特に 31 ～ 37 億年前の間に活発な活動があった。Eratosthenian 代に、Eratosthenian クラスのクレーターが形成され、海の玄武岩の活動が終わる。クレーター形成はだいぶ下火になる。Copernican 代は、月の地球側で小さな隕石の衝突が時々あるだけで、ほとんどの地質活動は停止している。

火星の地史は、新しいものから、Amazonian 代（0 ～ 35.5 億年前）、Hesperian 代（35.5 ～ 38 億年前）、Noachian 代（38 ～ 46 億年前）の 3 つの地質時代に区分されている。Amazonian 代は前・中・後期に、Hesperian 代は前・後期に、Noachian 代は前・中・後期に分けられる（Neukum & Wise, 1976; Tanaka et al., 1992）。

Noachian 代は、惑星の分化、激しい impact 構造の形成、磁極移動などの盛んな時期であった（Banerdt et al., 1992）。SNC 隕石の同位体組成から、核の形成は集積の終了と同時であったと考えられる（Treiman et al., 1987）。大気の高い D/H 比や流水地形は、初期に脱ガスと大気形成、降雨が起こったことを示している。Hesperian 代は火星全体の活動から地域的な活動への移行期である。大規模な洪水がありチャネル群が形成される。後期 Noachian 代～前期 Hesperian 代は北と南半球の境界が発達する。Amazonian 代は地域の限られた活動となる。この時期に、極地の堆積物が形成される。そしてこの堆積は現在も続いている。

マントルと核が冷却し地殻が分化し、リソスフェアが厚く成長していく。冷却中はマントル対流が激しく 10 億年前くらいまでに一気に冷めていく（Schubert et al., 1992）。火星の半径が小さく、プレートのもぐり込み帯の

物理条件では、玄武岩がエクロジャイトの安定領域に達しないため地殻のリサイクルは起こらないと考えられている（Taylor, 1992）。

VI 演繹的アプローチ：シミュレーションによる推定

演繹的アプローチは、再現実験をおこない、そこから導き出された一般則を冥王代の現象に適用しようというものである。このようなアプローチとしては、高温高圧条件による岩石やマグマ合成実験や計算機によるシミュレーションなどがある。ここではシミュレーションによる成果をまとめ、冥王代に起こったであろう大気の形成、海洋の形成、地殻の形成、マントルの形成および核の形成について一般化して概観する。図7には、冥王代に至る年代決定された事件を示した。

1 太陽と惑星系の誕生

物理学的検討や計算機実験の集積によって、モデルは完成版ではないが収斂しつつある（小出, 1994）。骨子となっているのは、Safronov（1969）や林（1972）、Goldreich & Ward（1973）などのモデルで、以下のように要約できる。

星のもととなる分子雲が収縮を始め、回転を始める（分子雲コアの形成）。回転しながら重力落下してきたガスが、原始星（原始星の形成）とその赤道面に円盤状の星雲（原始惑星系ディスクの形成）になる。原始星で熱核反応が始まり明るく輝き始め、余分の物質やエネルギーを回転軸の両極から双極分子流として噴出し、熱核反応が始まり明るく輝き始め（古典的Tタウリ期星）、原始惑星系円盤も赤外線をだして輝く（活動的ディスクの形成）。その後、原始星はいったん活動を弱め（弱輝線Tタウリ期星）、ディスクは安定する（不活発ディスクの形成）。赤道面上に、凝縮温度の高い物質から順次固化しダストとなり、ダスト同士が衝突し付着合体し、微惑星が形成され、原始惑星へと成長する（微惑星から原始惑星の形成）。つぎに、各段階を詳しく見ていく。

2 分子雲コアの形成

宇宙空間には、分子の密度の高いところが存在する。このような部分は、分子雲（molecular cloud）と呼ばれ、実際に観測によってたくさん見つかっている。分子雲は、10^2 ～ 10^3 個 /cm^3 程度の分子を含んでいる。

このような分子雲が何らかの原因で、密度に不均質が形成される。密度の大きい部分は、分子雲コア（molecular cloud core）と呼ばれる。密度は、1桁から2桁大きくなる。分子雲コアが、原始星形成の場となる。分子雲コアは、一般に回転している。

3 原始星と原始惑星系ディスクの形成

密度が、ある一定量を越えると、分子雲コアは動的収縮を始める。動的収縮とは、ガスが拡散しようとするときの圧力と、重力によって収縮しようとする力の関係で、重力が勝った場合、収縮が始まる。これに対して、準静的収縮というのがある。圧力と重力が釣りあっているのに、磁場など別の条件が働いて、ゆっくりと収縮が起こることをいう。準静的収縮は、密度が増えるに従って、収縮のスピードが速くなり、動的収縮に移る。その条件は、密度によって決まる。太陽質量程度の分子雲コアの場合、磁場がない時には 2×10^6 個 /cm^3、磁場がある時は 10^9 個 /cm^3 といわれている。

動的収縮が始まると、分子雲コアの密度が大きくなる。圧縮による加熱と赤外線による熱の放射冷却の関係が、分子雲コアの温度を決定する（中野, 1983）。密度が小さい場合、加熱と放射は釣りあっており、温度上昇をあまりせず、密度が増加する。しかし、ある一定以上に密度が大きくなると、赤外線の放射が妨げられる。つまり、断熱圧縮が始まり、コアの温度は上昇し始める。質量の中心部、つまり分子雲コアの中心で密度が最大になり、そこをめがけてガスが集まる。断熱収縮による温度の上昇と重力の平衡に達したところで収縮は止まる。力学的平衡の地平は、ガスの収縮にともなって広がる。このような力学的地平が原始星（protostar）となる。原始星は、密度が 10^{-13} g/cm^3 以上あり、中心温度は10万 K から100万 K に達する。

ガスの衝突によって、ガスの持っていた運動エネルギーは熱エネルギーに変換され、中心部の温度は上昇する。原始星では、熱核反応は起こらないが、かなり高温になる。しかし、周りのガスがじゃまをして、光はほとんど外にもれない。そのため赤外線源として探査するほかない。

分子雲コアが角運動量をもっていると、収縮にともなって遠心力が増加する。重力による収縮と、ガスの持っていた遠心力の釣りあった状態になる。このような力学的均衡は、回転する分子雲コアの赤道面上で達成される。やがてガスは回転する円盤のようになり、原始惑星系ディスク（protoplanetary disk）を形成する。原始星や原始惑星系ディスクにもはいりきれず、周りにとどまっているガスが少なからずある。このようなガスを分子雲コアと区別するために、エンベロープ（envelope）と呼ぶ。

分子雲コアでの Jeans の重力不安定の問題で気体の塊が自由に収縮する場合の自由落下時間は、重力収縮の時間と見なされる。太陽系に適応してみると、自由落下時間は、100万年程度という結果を得る（阿部, 1996）。この100万年という期間は、分子雲コアから原始星ができる期間を意味する。

4 古典的 T タウリ期星と活動的ディスクの形成

収縮によって原始星の温度・圧力が急激に上昇する。ガスもディスクに落ちついて平衡に達すると、光が外に漏れ始める。つまり、星が輝き始め、星が誕生する。太陽程度の質量の星では、表面温度は3,000 ～ 5,000 K ほどになり、光度が現在の太陽の1,000倍程度になる。このような非常に活発な若い段階の星を、古典的 T タウリ期星（classical T Tauri star: CTTS と略す）という。この時期、余分の物質やエネルギーを回転軸の両極から噴出するジェット（双極分子流: bipole flow）が表れる。

原始惑星系ディスクには、ガスや微粒子が降り続け成長する。活動的ディスク（active disk）と呼ばれる活動的な時期がくる（accretion disk とも呼ばれる）。ディスク内

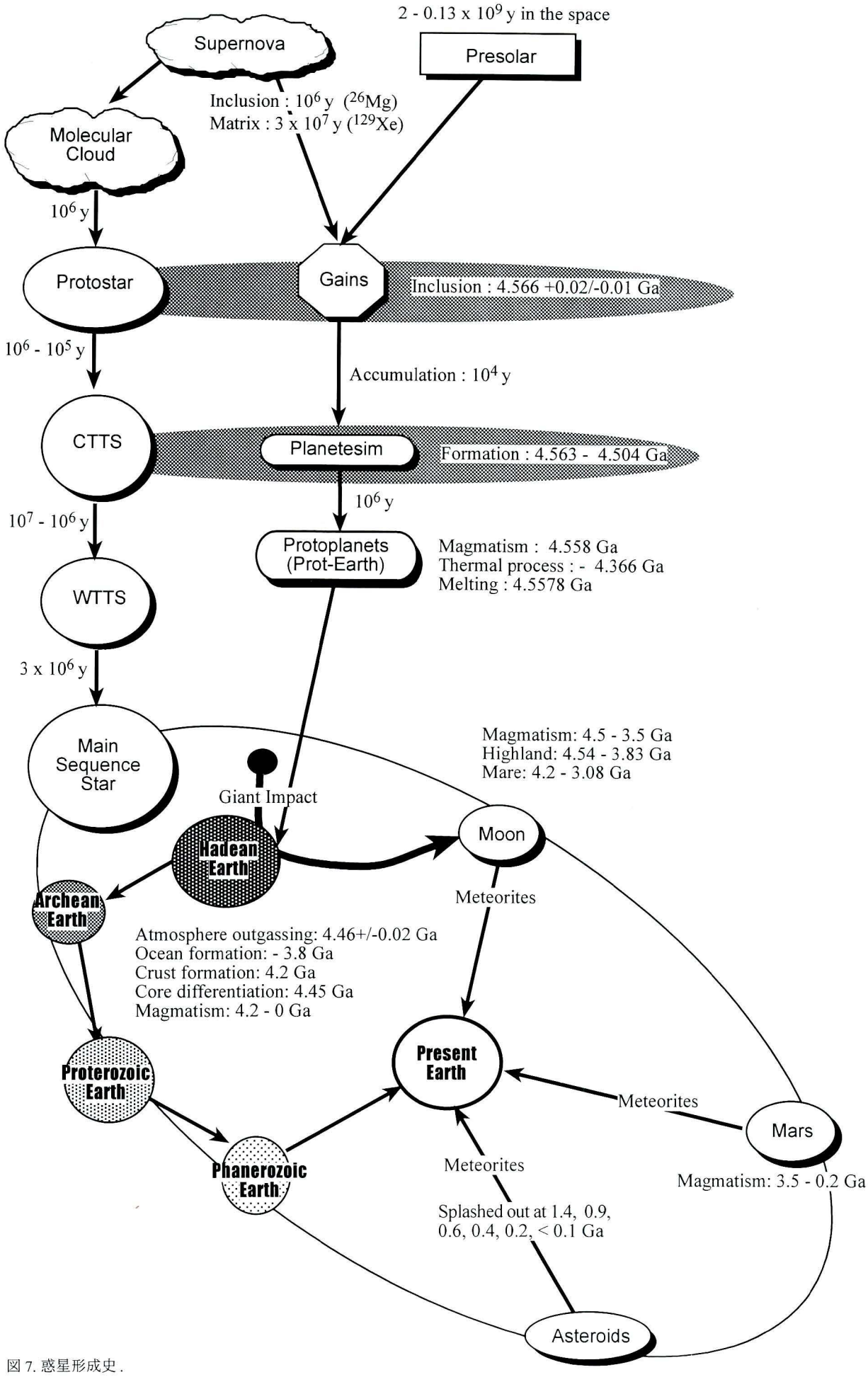

図 7. 惑星形成史 .

太陽系形成と地球の冥王代に至るまでの読み取られている事件をまとめた。yは年で期間を意味し、Gaは10億年前で時刻を意味する。詳細は本文参照。

の温度が上昇する。その原因は、急激な収縮によってCTTSの表面から衝撃波が発生してディスクの温度を上昇させるという説（中川, 1983a）や、CTTSの放つ強烈な光がガスに吸収され温度が上昇する説（中野, 1983）などが考えられている。この時、内惑星域で2,000 Kくらいまで上昇し、存在した固体の微粒子も蒸発する。外惑星域でも氷が蒸発する程の温度まで上昇する。収縮が終了すると熱力学的平衡に達し、温度は下がり、微粒子は固体凝縮（consolidation of solid particle）する（中川, 1983d）。

ディスク内では、固体の微粒子が成長しながら赤道面に降りてくる。約3,000年ほどで固体粒子が赤道面におりてきて固体層を作る（中川, 1983c）。1 μ m程度の微粒子は、赤道面に降りてきて、固体層を作る頃には、1 cm程度まで成長している。固体層ができて2,000年ほどたつと、ディスクの層厚はもとの10^{-5}以下になる。

固体凝縮の平衡温度は、地球軌道付近では氷が凝縮しない200 K程度で、木星軌道付近では氷が再び凝縮する100 K程度となる。氷の原料となるHとOは、もともとガスのなかに大量に含まれていた元素である。そのため、固体粒子の中に氷を含むか含まないかは、固体粒子に大きな差を生じる（中川, 1983d）。内惑星軌道では氷の再凝縮がおこらず金属と岩石を主とする地球型惑星が生まれる。一方、外惑星軌道では、氷を主成分とする大きな惑星核ができ、大きな重力で周りのガスを集め、大きな木星型惑星となる。

原始星の周りのガスやチリが、原始星に落ち込むか双極分子流で吹き飛ばされるのに10万～100万年くらいかかる。ガスやチリが吹き飛ばされると、原始星は可視光で輝くTタウリ星となる。

Tタウリ星が主系列星になるまでに、太陽程度の質量の星だと、3000万年くらいかかる。主系列星となった太陽は、HからHeへの核融合が始まり、星として安定して輝く。

原始惑星系円盤が形成されると、チリは成長する。成長のスピードは、チリの沈降速度に依存する。チリが赤道面に落下するのに、1 AUでは約2,000年、5 AUでは約4,000年、30 AUでは約40,000年かかる（阿部, 1996）。

5 弱輝線Tタウリ期星と不活発ディスクの形成

原始星は、活動が落ちつき、CTTSに比べてH_α線の輝線スペクトルの強度が弱い時期がおとずれる。スペクトルの特徴から、弱輝線Tタウリ期星（week line T Tauri Star：WTTS）と呼ばれる。WTTSの時代は、3×10^6～3×10^7年程度継続する。

ディスクの質量の大部分（約80 %）が、10^4年ほどで中心星に落下すると、ディスクは重力的に安定する。このような状態を不活発ディスク（passive disk）という。ガスの状態が穏やかになると、惑星形成へと一気に進む。

CTTSからWTTSをあわせてTタウリ期星と総称される。原始星からCTTS、WTTSまでをあわせて、林フェーズと呼ばれる。林フェーズとは、HR図で、比較的低温で光度が下がっていく段階のことをいう。

6 微惑星から原始惑星の形成

ディスクのダストの沈降がすすむにしたがって、ダストの成長がすすみ、微惑星（planetesimal）と呼ばれるものまで成長する。微惑星とは、直径数km、質量10^{18}～10^{21} gほどの仮想の初期天体である。このような微惑星が、約10^{11}個ほどが形成される。微惑星は、星雲ガスを引きつけるほどの重力を持たない（中沢, 1978）。

原始惑星（proto-planet）は、微惑星の衝突・合体によって、質量が10^{25} gに達したものをいう（中川, 1983b）。原始惑星は、重力によってガスを引きつけ大気を持つようになる。微惑星が原始惑星（質量、10^{25} g）に成長する頃には、同一軌道の微惑星は一つの原始惑星にほとんど吸収されている。分化した隕石の形成年代もほぼ同じであることから（小出, 1995a）、原始惑星での化学的分化は太陽系初期に起こり、分化した隕石も別の惑星の材料物質に加えられたことになる。

惑星成長には、各微惑星が一様に成長するという秩序成長（orderly growth）と、数個のものが選択的に急成長をおこなう爆走成長（runaway growth）の2つのモデルがある。

秩序成長では、原始惑星は10^8年ほどで地球くらいの大きさまでになる。内惑星領域では、各軌道に一つの原始惑星が成長するには、数百万～数億年ほどかかる（阿部, 1996）。天王星の領域では、ディスクの厚さや半径も大きいため材料も多く、長く惑星は成長できる。木星型惑星は太陽から離れるに従って形成時間が長くかかる（モデルによっては45億年以上）という致命的な問題が残されている（中沢・中川, 1984）。

暴走成長モデルでは、原始惑星は、10^6年ほどで地球くらいの大きさまで成長する。内惑星領域では、原始惑星ができるころには、微惑星はほとんどなくなっている。外惑星領域では、ディスクの厚さや半径も大きいため材料も多く、長く惑星は成長できる。10^7年後には、地球の10倍程度の質量になり、木星型惑星の核となる。

暴走成長はどのような条件で起こるのであろうか。衝突する微惑星の脱出速度と相対速度で決まると考えられる（阿部, 1996）。相対速度が小さな微惑星の脱出速度程度なら暴走し、大きな微惑星の脱出速度なら暴走しない。小さな微惑星の方が大きな相対速度を持つか、ガス抵抗があるとすれば、小さな微惑星の脱出速度程度の相対速度が得られる。一般的には、原始太陽系星雲内では暴走成長する条件になると考えられる。

暴走成長を想定しても、外側にいくほど形成時間がかかり、天王星や海王星で10^8年、冥王星では10^9年という長い時間が必要となる。暴走成長でも時間がかかりすぎる。別のメカニズムの導入を考えなければならない。

惑星成長の末期には巨大原始惑星同士の衝突が起こる。このような衝突は、ジャイアント・インパクト（giant impact）説と呼ばれ、月の起源を説明できるとされている。ジャイアント・インパクト説は小天体が、地球にぶつかり、そのときに飛び散った破片が集まって月になったとする説である。

惑星の誕生の厳密な定義はないが、一般には惑星のサイズが現在のものに近くなった時期をいう。Patterson et

al.（1955）は海洋底の堆積物の Pb 同位体組成から地球や惑星の形成年代を求めることの可能性を示した。しかし、まだ決定されていない。

VII 冥王代の地球

ここでは、さまざまなアプローチによって収集した情報に基づいて、冥王代の地球を眺める。

1 大気の形成

原始惑星は、回りに大気を保持することができる。もし、原始惑星形成当時に原始太陽系星雲ガスが存在していれば、大気は、原始太陽系星雲ガスとなる。当然その大気組成は太陽大気の組成と同じである。このような大気は、一次大気（primordial atmosphere）あるいは太陽組成原始大気（solar type proto-atmosphere）などとも呼ばれる。

木星型惑星の大気は、太陽組成に類似した還元的な構成である。これは、木星型惑星が形成初期に大量の原始太陽系星雲ガスを集めることができたことを示している。それは、木星型惑星に大量に引きつけるための質量があったこと、形成場に十分な原始太陽系星雲ガスが存在したことが原因であると考えられる。木星型惑星の大気は原始太陽系星雲ガスを今も保持している。

一方、地球型惑星は、CO_2、N_2、O_2 などを主成分としているため、原始太陽系星雲ガスとは全く違った酸化的な大気である。このような大気組成は、惑星形成初期にあったのではなく、惑星形成後に起こった変化である。原始太陽系星雲ガスは、もともと地球型惑星の形成場にはなかったとするモデル（Safronov, 1969）と、ガスはどこにでもあったが地球型惑星付近のガスはTタウリ期の強い太陽風で吹き飛ばされたというモデル（Hayashi et al., 1985）がある。

もし、惑星が形成されている時、H_2 や He も岩石や Fe と同様に大量にあったとすると、集める機構と逃がさない機構があれば木星型惑星ができる。集める機構とは大きな引力で、逃がさない機構とはTタウリ期の強い太陽風の時期にも耐えられる引力である。集める機構と逃がさない機構は H_2O の存在で達成できる。形成場に固体の H_2O が大量にあれば、惑星の大質量は達成しうる。大量の H_2O の存在と集積によって惑星の質量が多くなり、回りに H_2 や He が大量に引きつけられて木星型惑星が形成される。H_2O の固体になる位置が、木星型惑星と地球型惑星の境界である。

I-Xe から地球の大気の形成時期が推定される。この濃度から、脱ガス時期は、地球誕生から 1.05 +0.25 / -0.15 億年後である（Allegre et al., 1995）。つまり、44.6 ± 0.2 億年前に、地球は大気を保持できるほどの大きさの天体になったと考えられる。

木星型惑星の大気は、現在でもほぼ最初の大気を保持している。しかし、地球型惑星は原始太陽系星雲ガスとは全く違ったものに変化している。地球型惑星は原始太陽系星雲ガスを初期に持っていたとしても、何らかの作用で、別の大気組成に変わったと考えられる。現在の地球大気の希ガス存在度は、原始太陽系星雲ガスのものと明らかに違って、著しく低い（Brown, 1952）。このような大気は、二次大気とも呼ばれる。二次大気は、原始惑星誕生期か、誕生後に形成されたと考えられる。その形成のプロセスにはいくつかの説がある。連続脱ガス説（Rubey, 1951）、カタストロフィック初期脱ガス説（Fanale, 1971）、断続的脱ガス説、衝突脱ガス説などがある（Abe & Matsui, 1985）。いずれのモデルにしても、原始惑星あるいは材料の微惑星に含まれていた揮発成分が脱ガスして、大気となったと考えられる。その脱ガスの度合いと時期の見積もりの違いによっていくつものモデルが提唱されている。

衝突脱ガス説は、比較惑星学の立場より、微惑星衝突時の高温によって微惑星に含まれていた揮発成分が放出されたとするものである。このようなモデルは、地球型惑星の大気すべてに適用可能で、現在一応支持を集めている。

二次大気は、微惑星や原始惑星が持っていた揮発成分が熱によって開放されたものである。その成分は、CO_2、N_2、H_2O を主とした酸化的ガスであったと考えられる。火山ガスの成分に共通するものである。このような大気組成は、金星と火星の大気成分が良く似ていることからも支持される。また、始原的隕石の C コンドライトには、CO_2 や H_2O がたくさん含まれており、金星や火星の大気組成に類似する。

以上のことより、地球型惑星の二次的大気は、惑星の初期に脱ガスが起こったと考えると、地球も初期には CO_2、N_2、H_2O を主成分とする大気を持っていたことになる。その後、地球大気は、固有の進化をしたため、CO_2 はなくなり O_2 を中心とする大気に変化したと考えらる。CO_2 は生物が $CaCO_3$ として固定し、大気成分から抜けて固体地球に加えられた。一方、生物の光合成によって O_2 が形成され、大気に放出された。このような生物の関与によって地球大気が進化していったと考えられている。

2 海洋の形成

二次大気には、H_2O が主成分として含まれていた。高温の条件では、H_2O は水蒸気として大気に存在するが、低温では液体の水として存在する。さらに低温では固体の氷となる。液体の氷の存在範囲は地球大気の常温常圧では 100 ～ 0 ℃ の範囲でしか存在しえない。物理条件を広くしても水の存在する温度・圧力条件は限られている。

太陽系で、液体の H_2O が存在しうるのは地球と火星軌道付近だけである。地球は、海洋として液体の水が現在も存在している。火星には水は観測されていないが、かつては液体のあった跡が発見されている。河川跡から火星には大量の水が存在した時期が推定されている。火星の海では、生命が発生した可能性も指摘されている（McKay et al.,1996）。学会として、火星の生物は、まだ認知されていない（小出, 1998）。

太陽からの放射エネルギー密度から見ると、H_2O が液体でいられる範囲は、0.95～1.01 AU の範囲のみである。温室効果を考慮に入れると、1.5 AU でも液体の H_2O が存在しうることは、火星の河川跡からもわかる。小惑星帯の位置に大きな惑星はないため、火星より外では液体の

H_2Oが存在しうるかどうかは不明である。

海洋の形成プロセスは、惑星表面の温度低下によって始まる。温度の低下によってH_2Oは原始大気の中で凝結し、雨となって降ってくる。そして、原始大気の主成分であるH_2Oが大量に凝縮することによって原始大気は晴れ上がり、太陽光が地表に到達する。降った雨は低地にたまり海となる。熱かった地表も雨のために冷やされる。雨の降った時、地表にマグマ・オーシャンが存在したかどうかは不明である。雨が降ることによってそれ以前に存在していたかもしれないマグマ・オーシャンの表面あるいは大部分が固化して、地殻となる。

火星では、惑星のサイズが小さく質量が小さいため、大気を長期にわたり保持することができなかった。そのため現在では、液体のH_2Oは存在していない。H_2Oは極付近に固体として存在するのみである。一方、地球では、大気を長期にわたって保持する質量があったため、液体、固体、気体のH_2Oが共存できる環境が持続されてきている。

CO_2は、液体のH_2Oの存在下では、CO_3^{2-}として溶解し、陽イオンと結合して沈殿する。このような沈殿物は、熱によって分解するが、その量は、現在の地球を見る限り多くはない。固体として地殻に溜まるか、炭酸塩鉱物として地球深部に蓄えられていると考えられる。大気や海洋の物質循環とH_2Oがどのような相であるかが重要な要因である。

海洋の存在は、今のところ、グリーンランドの約38億年前の堆積岩が最古の証拠である。クリーンランドでは、生命の痕跡が存在するとの研究もあり、もしそれが事実で、化学進化に充分の時間が必要であれば、もっと前から海洋は存在する必要がある。しかし、38.5億年前のTerminal impact cataclysmがあったとすると、それ以前にあった海は破壊されたはずである。それ以前に生命が海で生まれたとしても、生き残れなかったかもしれない。しかし、海についての証拠が38億年前までなので、これより古い海についての推定はできない。

3 地殻の形成

地殻の存在が確認されているのは、地球型惑星と衛星である。固体表面が観測できない木星型惑星は地殻の存在は不明である。

惑星内部の熱源は定かではないが、惑星初期は高温であったと考えられている。惑星表面は珪酸塩鉱物が溶けるほど高温のマグマ・オーシャンになっていたと推定される。

マグマ・オーシャンが、天体のどの程度を占め、どれだけの期間存在したのか、またすべての地球型惑星にあったかどうかもわかっていない。しかし、地質学的根拠から地球と月ではマグマ・オーシャンが存在したと考えられている。また、慣性モーメンは、水星（0.33）、金星（0.33）、地球（0.3308）、火星（0.366）、月（0.3901）のいずれも0.4より小さい。地球型惑星は、中心部分に重いものがあるような化学分化を起こしていることは明かである。このような化学分化が、マグマ・オーシャンに由来するものであれば、地球型惑星はすべてマグマ・オーシャンがあったことになる。しかし、化学分化がマグマ・オーシャンに由来するものかどうかはまだ決着してない。

地球の材料物質が均質に集積するのではなく、不均質に集積したとすると、マグマ・オーシャンがなくても、惑星規模の化学分化をつくることは可能である。不均質集積モデルでは、金属の材料物質が最初集積し、惑星の核を形成し、その周りに珪酸塩質の岩石が集積しマントルとなったと考えるものである。不均質集積モデルは存在するが、現在は均質集積モデルが有力である。そしてマグマ・オーシャンで化学分化を起こしたことになる。

マグマ・オーシャンでは、表面から冷えていく。すると、結晶の晶出が起こる。マグマ・オーシャンの物理化学的条件が不明なので、どのような結晶がどのような順番で晶出するかは、よくわからない。月の場合は、斜長石が晶出している。斜長石の比重はマグマより軽く表面に浮き、月の高地を作ったと考えられる。地球にも斜長岩はあるが、月のものとは違いアノーサイト（anorthosite）成分に富む斜長岩からできている。月では、後に活動した玄武岩の海が17%を覆うが、その他は斜長岩がおおっている。海は42億～31億年前頃に微惑星の激しい衝突によって形成された（小出, 1997）。そのため、その前に存在していた斜長岩の地殻が破壊されたと考えられる。そして今も、斜長岩と玄武岩の地殻として残る。地球でも、月の高地をつくっていた斜長岩が形成されたかどうかは不明である。

金星や火星の惑星探査や隕石の情報から、玄武岩質の地殻があると推定されている（小出・山下, 1996b）。ただし、金星には酸性岩の地殻もあるらしい。いずれにしても、現在残っている斜長岩の地殻は月だけである。月固有の層なのか、他の天体にも初期には存在したのかは不明である。

玄武岩質にしても斜長岩質にしても、地殻ができるということは、マグマ・オーシャン内で化学分化が起こったことを示す。マグマ・オーシャン内では、核成分が沈み、地殻成分が浮いて分離したことになる。原始マントルは、Cコンドライト質物質から核成分と地殻成分が抜けて残渣となる。核物質はFeとFeに親和性のある親鉄元素類が挙動をともにしたはずである。地殻が玄武岩質のものであれば、原始マントルは、比較的インコンパティブル元素（incompatible elements）に富んだ（enrich）組成となることが予想される。一方、斜長岩質の地殻があったとすると、インコンパティブル元素は地殻に濃集し、原始マントルは枯渇（depleted）した組成になるはずである。

定性的には以上のような推定ができるが、定量的には議論されていない。いずれの場合にしても、天体が層構造を作った時点で、材料物質の化学組成からは変化し、層毎に相互作用が続く限り各層の化学組成は変化していく。

4 マントルの形成

マントルは、地球型惑星内では、体積も質量が多く主要構成成分となる。始源的隕石を材料物質とすると、金属鉄やFeSが脱けて核を作り、揮発性成分が脱けて大気

と海洋を作り、インコパティブル元素に富んだ珪酸塩が脱けて地殻をつくったと考えられる。核は地球型惑星では多くの体積と質量を持つため、核を作ったFeとそれに伴われる親鉄元素は、核に濃集していると考えられる。大気海洋では揮発性成分が濃集している。天体での地殻の占める割合は少ないため、インコンパティブル元素の枯渇はマントル全体に及んでいないかもしれない。それに、地殻はプレート・テクトニクスによって循環しているためマントルの化学組成はインコンパティブル元素に富んだ部分も多いと考えられている。

マントルは、地殻のリサイクルと時間の経過によっていつかの端成分マントルが形成されたと考えられる。

端成分マントルは、6つぐらいが識別されている（小出, 1992)。depleted MORB Mantle （DMM と略される）と呼ばれる枯渇した端成分マントルはMORB の供給源と考えられている。高い $^{238}U/^{204}Pb$ 比を持つ high μ （HIMU）は特異なホット・スポットの Mt. Helena や Tubnail の火山に産する。enriched Mantle（EM）は、同位体的に enrich したマントルで、リサイクルした地殻を起源とすると考えられている。EM には $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比の低い EM I と高い EM II に区分される。EM I は Walvis ridge や Samoa、Kerguelen のホット・スポット火山に産し、EM II はキンバーライトの起源物質と考えられる。材料物質から一番変化が少ない prevalent mantle（PREMA）と呼ばれる端成分がある。PREMA は、大陸洪水玄武岩(continental flood basalt)として大量の火山岩として産する。

このようなマントル端成分の形成は、マントル自身の進化によって形成されている。マントルは、端成分同士の混合と時間効率による変化、成分の分化や端成分を加味された複合的なものとして起こっている（小出, 1992)。

5 核の形成

核は、磁場の存在や慣性モーメント、太陽系の化学組成、隕石などから、Fe を主としたものあるいは H の金属化したものであると考えられる。地球型惑星では Fe を主とし、木星と土星は H の金属化したもの、天王星と海王星は氷と岩石の混合物であると考えられる。

ここでは、実体の比較的良くわかっている地球の核について述べる。

Fe の融点は 1,800 K で、珪酸塩鉱物の融点 900 ～ 1,300K に比べて、はるかに高い。珪酸塩メルトから Fe メルトが分離するというメカニズムを考えなければならない。Fe メルトが珪酸塩メルトと分離する液不混和状態を作らなければならない。このようなメカニズムはあったとしても複雑であろう。Fe は隕石にはたくさん含まれている成分ではあるが、溶融温度と分離過程の点で問題がある。

隕石の中にたくさん含まれる成分で硫化鉄（FeS）は、珪酸塩鉱物と比べても、融点が低く（1,194 K)、比重も大きい（4.84 g/cm^3)。FeS メルトを想定すれば、珪酸塩鉱物が溶けるほど温度が上昇せず、FeS メルトだけができ、沈んでいったと考えればよい。FeS メルトが形成されるとすると、FeS から Fe と S に分離する過程を考えなければならない。高温高圧におけるこのような過程はまだ調べられていないため、実際起こりうるかどうかも不明である。

MORB の Pb 同位体組成から得られるモデル年代は、大西洋の MORB は 44.4 億年前、太平洋は 44.3 億年前、インド洋は 44.8 億年前である。平均で 44.5 億年前が MORB から得られる。MORB の 44.5 億年前という年代は、地球が Pb と U の再配分をおこなった時期を示している。大規模な Pb と U の再配分とは、地球規模の化学分化、つまり地球の核形成の時期と考えられる。44.5 億年前に地球内部で核の分化が起こったと推定される（Allegre et al., 1995)。

VIII さいごに

地球の歴史を決定付ける時代である冥王代は、実はほとんどわかっていない。冥王代の現状は、暗い闇の中である。地質学的定義の中にのみ存在するだけのリアリティのない時代のように見える。しかし、本稿でまとめたように、技術と調査の進展によって、まったく暗闇の中にあるような冥王代も、少しづつ明かりが見え始めてきた。帰納的手法として地球物質からは、正確な年代決定による冥王代の物質の発見とそこからの各種の地質現象の解読がおこなえるようになってきた。また、同じく帰納法的手法だが、地球外の証拠である隕石や惑星探査の結果から地球の形成にまつわる情報が増加していることである。一方、演繹的手法として計算機によるシミュレーションによって、太陽系あるいは地球形成のプロセスが解明されてきた。以上のような成果は、今後ますます冥王代がリアリティを持つ時代となっていくであろう。

文献

阿部豊, 1996. 太陽系の起源. 地球惑星科学 1. 地球惑星学入門. 岩波書店 219-280.

Abe, Y. & T. Matsui, 1985. The formation of an impact-induced H_2O atmosphere and its implications for the early thermal history of the Earth. Jour. Geophys. Res., 90: 545-559.

甘利幸子, 1993. 隕石中の SiC：同位体比とその起源. 日本惑星科学会誌, 2: 73-77.

Amari, S., P. Hoppe, E. Zinner & R. S. Lewis, 1993. The isotopic compositions and stellar sources of meteoritic graphite grains. Nature, 365: 806-809.

Anders, E. & E. Zinner, 1993. Interstellar grains in primitive meteorites: diamond, silicon carbide, and graphite. Meteoritics, 28: 490-514.

Ash, R. D., S. F. Knott, & G. Turner, 1996. A 4-Gyr shock age for a martian meteorite and implications for the cratering history of Mars. Nature, 380: 57-59.

Allegre, C. J., G. Manhes, & C. Gopel, 1995. The age of the Earth. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 1445-1456.

Banerdt, W. B., M. P. Golombek, & K. L. Tanaka, 1992. Stress and tectonics of Mars. In Kieffer, J. H. B. M. Jakosky, C. W. Snyder, & M. S. Matthews eds., Mars. pp. 249-297. Univ. of Arizona Press, Tucson.

Bibikova, E. V., V. I. Shul-diner, T. V. Gracheva et al., 1984. Isotopic age of granulites on the West of Stanovoy region. Daklady Academii Nauk SSSR, 276: 1471-1474.

Bibikova, E. V., A. N. Belov, T. M. Gracheva, et al. 1987. On the age

of the granulite metamorphic and metasomatic processes. Transaction of the 23rd Session on Isotope Geochron., pp. 71-85. Nauka, Moscow.

Bibikova, E. V., G. M. Drugova, V. L. Duk & L. Keysky, 1986. Geochronology of the Aldan-Vitim Shield. In Shukolyukov, Y. A. ed., Isotopic Methods in Geology and Geochronological Scale, pp. 135-159. Nauka, Moscow.

Black, L. P., I. S. Williams & W. Compston, 1986. Four zircon ages from one rock: the complex history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. Contrib. Mineral. Petrol., 94: 427-437.

Bowring, S. A., J. E. King, T. B. Housj, C. E. Isachsen & F. A. Podsek, 1989a. Neodymium and lead isotope evidence for enriched early Archaean crust in North America. Nature, 340: 222-225.

Bowring, S. A., I. S. Willianms & W. Compston, 1989b. 3.96 Ga gneisses from the Slave Province, Northwest Territories, Canada. Geology, 17: 971-975.

Bowring, S. A., T. B. Housh & C. E. Isachsen, 1990. The Acasta gneisses: Remnant of Earth's early crust. In Newson, H. W. & J. H. Jones eds., Origin of the Earth. pp. 319-343. Oxford Univ. Press, New York.

Brown H., 1952. The atmospheres of the earth and planets. In: Kniper, G. P. ed., pp. 257-266. Chicago Univ. Press, Chicago.

Cavell, P. A., J. R. Wijbrans & H. Baadsgaard, 1992. Archean magmatism in the Kaminak Lake area, District of Keewatin, Northwest Territoies: ages of the carbonatite-bearing alkaline complex and some host granitoid rocks. Candian Jour. Earth Sci., 29: 896.

Chen, J. H. & G. J. Wasserburg, 1981. The isotopic composition of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. Earth Planet. Sci. Lett., 52: 1-15.

Chen, J. H. & G. J. Wasserburg, 1985. U-Th-Pb isotopic studies on meteorite ALHA81005 and Ibitira. Lunar Planet. Sci. 16th., 119-120 (abstr.).

Cloud, P. E. 1976. Major features of crustal evolution. A. L. du Toit Memorial Lecture Ser. 14, Transactions of the Geological Soc. South Africa 79: 33 pp.

Compston, W. & R. T. Pidgeon, 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. Nature, 321: 766-769.

Cordani, V. G., K. Sato & M. M. Marinho, 1985. The geological evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. Precamb. Res., 27: 187-213.

Danni, J. C. M., R. A. Fuck & J. R. Leonardos, 1982. Archean and lower Proterozoic units in Central Brazil. Geol. Rdsch., 71: 291-317.

Fanale, F. P., 1971. A case of Catastrophic early degassing of the earth. Chem. Geol., 8: 79-105.

Froude, D. O., T. R. Ireland, P. D. Kinny, I. S. Williams & W. Compston, 1983. Ion microprobe identification of 4,100 - 4,200 Myr-old terrestrial zircons. Nature, 304: 616-618.

Fujii, N., 1994. Global tectonic styles on Venus. Jour. Geol. Soc. Japan, 100: 60-70.

Gaal, G. & R. Gorbatschev, 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precamb. Res., 35: 15-52.

Gautier, D. & T. Owen, 1989. The composition of outer planet atmospheres. In Atreya, S. K., J. B. Pollack & M. S. Matthews eds., Origin and evolution of planetary and satellite atmospheres. pp. 487-512. Univ. of Arizona Press, Tucson.

Gopel, C., G. Manhes & C. J. Allegre, 1994. U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., 121: 153-171.

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.

Gray, C. M. & W. Compston, 1974. Excess 26Mg in the Allende meteorites. Nature, 251: 495-497.

Goldreich, P. & W. R. Ward, 1973. The formation of planesimals. Astrophys. Jour., 183: 1051-1061.

Goodwin, A. M., 1996. Principles of Precambrian Geology. 327 pp. Academic Press, Toronto.

Harland, W. B., & R. L. Armstrong, A. V. Cox, L. E. Craig, A. G. Smith & D. G. Smith, 1990. A geologic time scale 1989. 263 pp. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Hartmann, W. K., 1977. Relative crater production rates on planets. Icarus, 31: 84-99.

林忠四郎, 1972. 太陽系形成の理論. 月・惑星シンポジュウム報告集. 13-18.

Hayashi, C., K. Nakazawa & Y. Nakazawa, 1985. Formation of the solar system. In Black, D. C. & M. S. Matthews, eds., protostar and Planets II, pp. 1100-1153. Univ. of Arizona, Tucson.

Heiken, G., D. Vaniman & B. M. French, 1991. Lunar Sourcebook, A users guide to the Moon. 736 pp. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Hubbard, W. B. & W. L. Slattery, 1980. Interior structure of Saturn inferred from Pioneer 11 gravity data. Jour. Geophys. Res., 85: 5909-5916.

Hurley, P. M., H. W. Fairbairn & H. E. Gaudette, 1976. Progress report on early Archean rocks in Liberia, Sierra Leone and Guyana, and their general stratigraphic setting. In B. F. Windleg ed., The Early History of the Earth, pp. 511-521. John Wileg, New York.

Ireland, T. R., W. Compston, I. S. Williams & I. Wendt, 1990. U-Th-Pb systematics of individual perovskite grains from the Allende and Marchison carbonaceous chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., 101: 379-387.

Jacobsen, S. B. & G. J. Wasserburg, 1984. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites, II. Earth Planet. Sci. Lett., 67: 137-150.

加納博, 1995. 始生代の地球. 地学団体研究会編, 新版地学教育講座 7 地球の歴史. pp. 90-100. 東海大学出版会, 東京.

Kinny, D. D., 1986. 3820 Ma zircon from a tonalitic Amitsoq gneiss in the Godthaab district in southern West Greenland. Earth Planet Sci. Lett., 79: 337-347.

小出良幸, 1992. マントルの同位体的多様性 —マントル進化へのアプローチ—. 地学雑誌, 101: 159-192.

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, 1997. 宇宙階層概論 —宇宙の階層内における私たちの普遍性と特異性—. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然）, 8: 131-170.

小出良幸, 1998. 生命の起源－宇宙生物学へのアプローチ－. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 27: 1-30.

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, 1996a. 総説：地球初期への惑星物理的束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 25: 1-26.

小出良幸・山下浩之, 1996b. 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.

小出良幸・山下浩之・佐藤武宏, 1997a. 惑星進化論へのアプローチ: 要因と概論. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 23: 1-25.

小出良幸・山下浩之・佐藤武宏, 1997b. 惑星科学の現状—惑星の調べ方と調べてわかったこと—. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然), 8: 13-29.

Kober, B., R. T. Pidgeon & H. S. Lippolt, 1989. Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, western Australia. Earth Planet. Sci. Lett., 91: 286-296.

Kroner, A., & A. Tegtmeyer, 1994. Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution. Precamb. Res., 67: 109-139.

Latouche, L., 1978. Etude petrographique et structurale de Precambrien de la region des Gour Cumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Alberie). These. Doct. Etat. Univ. Paris.

Lewis, R. S., S. Amari & E. Anders, 1994. Interstellar grains in meteorites: II. SiC and its noble gases. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 471-494.

Liu, D. Y., A. P. Nutman, W. Compston, J. S. Wu & Q. H. Shen, 1992. Remnants of >3800 Ma crust in Chinese part of the Sino-Korean craton. Geology, 20: 339-342.

Lipschutz, M. E., M. J. Gaffey & P. Pellas, 1989. Meteoritic parent bodies: nature, number, size and relation to present-day asteroids. In R. P. Binzel, T. Gehrels & M. S. Matthews, Eds., Asteroids II. pp. 740-778. Univ. Arizona Press, Tucson.

Lugmair, G. W. & S. J. G. Galer , 1992. Age an isotopic relationships among the angrites Lewis Cliff 86010 and Angra dos Reis. Geochim. Cosmochim. Acta. 45: 1673-1694.

Macfarlane, A., M. J. Crow, J. W. Arthurs & A. F. Wilkinson, 1981. The geology and mineral resources of northern Sierra Leone. Overseas Mem. Inst. Geol. Scilond., 7.

Manhes, G., Gopel, C. & Allegre, C. J., 1988. Systematique U-Pb dans les inclusions refractaires d'Allende: le plus vieuz materiau solaire. Comptes Rendus de l'ATP Planetologie, 323-327.

丸山茂徳, 1998. 太古代付加体と新しい地球史. 科学, 68: 763-774.

丸山茂徳・磯崎行雄, 1992. 地球初期のテクトニクス 地球史研究の戦略との展望. 科学 62: 175-184.

丸山茂徳・磯崎行雄, 1998. 生命と地球の歴史. 岩波新書 543, 275 p.

Mass, R. & M. T. McCulloch, 1991. The provenance of Archean clastic metasediments in the Narryer Gneiss Complex, Western Australia: Trace element geochemistry, Nd isotopes, and U-Pb ages for detrital zircons. Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 1915-1932.

McCulloch, T. M. & G. J. Wasserburg, 1980. Early Archean Sm-Nd model ages from a tonalitic gneiss, northern Michigan. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 182: 135-138.

McKay, D. S., E. K. Gibson, Jr., K. L. Thomas-Kepra, H. Vila, C. S. Romanel, S. J. Clemett, X. D. F. Chillier, C. R. Maechling & R. N. Zare, 1996. Search for past life on Mars; Possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH84001. Science, 273: 414-419.

McKinnon, W. B. & S. Mueller, 1988. Pluto's structure and composition suggest origin in the solar, not a planetary nebula. Nature, 335: 240-246.

Michard-Vitrac A., J. Lancelot, C. J. Allegre & S. Moorbath, 1977. U-Pb ages on single zircons from the early Precambrian rocks of West Greenland and the Minnesota River Valley. Earth Planet. Sci. Lett., 35: 138-139.

Minster, J. F., J. L. Birch & C. J. Allegre, 1982. Absolute age for formation of chondrites studies by the 87Rb-87Sr method. Nature, 300: 414-419.

森山茂, 1979. 木星大気を探る. 自然, 1979年6月号: 2-59.

Mueller, P. A., J. L. Wooden & A. P. Nutman, 1992. 3.96 Ga zircons from an Archean Quartzite, Beartooth Mountains, Montana. Geology, 20: 327-330.

中川義次, 1983a. 第III章3原始原始太陽星雲. 現代天文学小事典. pp. 148-151. 講談社, 東京.

中川義次, 1983b. 第III章4原始惑星. 現代天文学小事典. pp. 151-152. 講談社, 東京.

中川義次, 1983c. 第III章5固体層. 現代天文学小事典. pp. 152-154. 講談社, 東京.

中川義次, 1983d. 第III章6固体の凝縮. 現代天文学小事典. pp. 154-156. 講談社, 東京.

中野武宣, 1983. 第III章2原始星. 現代天文学小事典. pp. 144-148. 講談社, 東京.

中沢清, 1978. 第2章太陽系の起源と進化. 岩波講座地球科学 13. pp. 21-87. 岩波書店, 東京.

中沢清・中川義次, 1984. 第2章惑星形成のシナリオ. 現在の太陽系科学. pp. 48-81. 東京大学出版会, 東京.

Nemchin, A. A., R. T. Pidgeon & S. A. Wilde, 1994. Timing of Late Archaean granulite facies metamorphism in the southwestern Yilgarn Craton of Western Australia: evidence from U-Pb ages of zircons from mafic granulites. Precamb. Res., 68: 307-321.

Neukum, G. & Wise, D. U., 1976. Mars: A standard crater curve and possible new time scale. Science, 194: 1381-1387.

Nutman, A. P., B. Chadwick, M. Bridgewater & M. N. Viswanatha, 1992. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircon in Sargar supracrustal rocks in western Karnataka, southern India. Jour. Geol. Soc. India, 39: 367-374.

Nutman, A. P., B. J. Fryer & D. Bridgwater, 1989. The early Archaean Nulliak (supracrustal) assemblage, northern Labrador. Canada. J. Earth Sci., 126: 2159-2168.

Park, R. G. & J. Tarney, 1987. The Lewisian complex: a typical Precambrian high-grade terrain? In Park R. G. & J. Tarney eds., Evolution of the Lewisian and Comparable High Grade Terrins. Geol. Soc. Spec. Public., 27: 13-25.

Patterson, C. C., G. R. Tilton & M. G. Inghram, 1955. Age of the Earth. Science, 121: 69-75.

Rubey, W. W., 1951. Geochemical history of sea water : an attempt to state the problem. Geol. Soc. Amer. Bull., 62: 1111-1147.

Safronov, V. S. 1969. Evolution of the protoplanetary cloud and formation of the Earth and the planets. Nauka, Moscow, Translated by the Israrel Program for Scientific Translation (1972).

Sandwell, D. T. & G. Schubert, 1992. Flexural ridges, trenches, and outer arc rises around coronae on Venus. Jour. Geophys. Res., 97: 16069-16084.

Sarkar, G., F. Corfu, D. K. Paul, N. J. McNaughton, S. N. Gupta & P. K. Bishui, 1993. Early Archean crust in Bastar Craton, Central India - a geochemical and isotopic study. Precamb. Res., 62: 127-137.

Scharer, U. & C. J. Allegre, 1985. Determination of the age of the Australian continent by single-grain zircon analysis of the Mt. Narryer metaquartzite. Nature, 315: 52-55.

Schidlowski, M. 1988. A 3,800-million-year isotopic record from carbon in sedimentary rocks. Nature, 333: 313-318.

Schubert, G., S. C. Solomon, D. L. Turcotte, M. J. Drake & N. H. Sleep, 1992. Origin and thermal evolution of Mars. In Kieffer,

H. H., B. M. Jakosky, C. W. Snyder & M. S. Matthews Eds., Mars. pp. 147-138. Univ. of Arizona Press, Tucson.

Semenenko, N. P. 1972. Comparison between the Ukrainian and Baltic Shield Precambrian. Geotektonika, 5: 93-98.

Spudis, P. D. & J. E. Guest, 1988. Stratigraphy and geologic history of Mercury. In Vilas, F. C. R. Chapman & M. S. Matthew eds., Mercury. pp. 118-164. Univ. of Arizona Press, Tucson.

Swindle, T. D. & F. A. Podosek, 1988. Iodine-xenon dating. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., Meteorites and the early solar system, pp. 1127-1146. Univ. Arizona Press, Tucson.

Tankard, A. J., M. P. A. Jackson, K. A. Eriksson, D. K. Hobday, D. R. Hunter & W. E. L. Minster, 1982. Crustal evolution of Southern Africa: 3.8 billion years of Earth history. 523 pp. Springer Verlag, New York,

Tanaka, K. L., David, H. S. & Greeley, R., 1992. Global stratigraphy. In Kieffer, J. H., B. M. Jakosky, C. W. Snyder & M. S. Matthews eds., Mars. pp. 345-382. Univ. of Arizona Press, Tucson.

Taylor, P. N., 1975. An early Precambrian age for migmatitic gneisses from Vikan IBO, Vesteralen, north Norway. Earth Planet. Sci. Lett., 27: 35-42.

Taylor, S. R., 1992. Solar System Evolution. 307 pp. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Treiman, A. H., J. H. Jones & M. J. Drake, 1987. Core formation in the shergottite parent body and comparison with the Earth. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 17, Jour. Geophys. Res. Supply., 92: E627-632.

Virag, A., B. Wopenka, S. Amari, E. Zinner, E. Anders & R. S. Lewis, 1992. Isotopic, optical and trace element properties of large single SiC grains from Marchison meteorite. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 1715-1733.

Wilhelms, D. E. 1987. The geologic history of the Moon, with sections by J. F. McCauley and N. J. Trask. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1348: 302 pp.

摘　要

小出 良幸, 1999. 冥王代の地質学的素描. 神奈川県立博物館研究報告（自然科学）, 28: 1-28. (Y. KOIDE, 1999. Geological Sketch of Hadean Era. Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.), 28: 1-28.)

地球は約45.6億年前に形成された。38億年前以降の地質学的証拠はたくさん得ることができる。しかし、45.6億から38億年前の間の証拠はない。このような時期を冥王代と呼ぶ。冥王代の定義は、地質学的証拠のない時代である。本論文では、冥王代への帰納的と演繹的アプローチを試みた。帰納的アプローチとして地球内部と地球外からの推定をおこなった。演繹的アプローチとしてコンピューターシミュレーションや岩石やマグマの高温高圧実験によって導き出された法則や規則、傾向、系統的変化などから推定をおこなった。

（受付：1998年11月27日, 受理：1998年12月3日）