水星の内部構造

-測地学的制約と宇宙化学的制約-

北海道大学 理学部 地球惑星科学科 惑星宇宙グループ 倉本・鎌田研究室 高橋一綺

学籍番号:02212046

2025年2月28日

目次

第1章	序論	2
第2章	水星についての理解	3
2.1	MESSENGER 以前	3
2.2	MESSENGER –測地学的観測とその解釈–	3
2.3	MESSENGER –物質科学的観測とその解釈–	5
第3章	測地学的推定量と宇宙化学的組成推定の整合性	9
3.1	計算手法	9
3.2	構成物質の仮定....................................	10
3.3	整合性の判定....................................	14
3.4	計算結果・考察....................................	15
第4章	まとめ	22
謝辞		23
参考文献		24
付録 Johr	nson et al. (2016) の和訳	27

第1章

序論

惑星の内部構造を理解することは天体集積・形成過程の解明に重要である他,天体内部の多様性について理 解を得られる.その中で水星は今も固有磁場をもつ岩石惑星である他,地球と同様に液体核を持つことが示唆 されている (e.g. Margot et al., 2007).水星の内部構造について研究することで,岩石惑星の内部構造につ いて普遍的あるいは特徴的な性質を発見できると考えられる.水星はこれまでに地上観測の他,Mariner 10, MESSENGER の2つの探査機による直接観測が行われ,重力場の高次の球面調和展開係数や表面組成の情報 が得られた.水星は大きな特徴として,以下が挙げられる. (1)高い平均密度を持つ,(2)固有磁場を形成す る液体核を持つとされる,(3)水星表面が揮発性元素に富んでいる.

MESSENGER により得られた観測事実から,水星の内部構造を制約する測地学的推定量や宇宙化学的条件 が推定されている.これらの制約に対して,水星内部について解釈するための内部構造モデルが整合的である ことは重要である.

McDonough and Yoshizaki (2021) はコンドライト比,平均密度,太陽系元素存在度と元素の 50% 凝縮温度から,水星のマントルと核それぞれについて組成推定を行っている.この推定は水星の平均密度をもとに行われている一方で,他の測地学的推定量に整合するかは言及されていない.

本論文では水星内部構造の現状の理解についてまとめた上で, McDonough and Yoshizaki (2021)の水星の 組成モデルが測地学的推定量と整合するかを検証する.

そのために,まず地上観測と Mariner 10 から得られた水星の理解を述べた上で,MESSENGER による測 地学的,物質科学的な観測から得られた水星表面や内部構造の理解について述べる(第2章).次に水星のマ ントル,外核,内核の組成をそれぞれ仮定して密度プロファイルモデルを作成し,慣性モーメントを求める. 慣性モーメントの算出値と測地学的推定値と比較することで測地学的制約を満たしているか判定する(第3 章).最後に全体のまとめを行う(第4章).

第2章

水星についての理解

水星探査には地上観測の他, Mariner 10 (1974–1975 年に 3 回のフライバイ観測) と MESSENGER (2011–2015 年に初の周回観測) が投入されている.この章では MESSENGER 以前の水星像を踏まえた上で MESSENGER による測地学的,物質科学的観測手法とその結果,解釈について述べる.

2.1 MESSENGER 以前

探査機による探査以前より,水星の質量や半径が地上観測によって推定されていた (e.g. NASA, 1972).水 星の質量は惑星や小惑星による水星の軌道への影響から $3.32 \pm 0.02 \times 10^{23}$ kg,半径は測光観測とレーダー観 測から 2435 ± 6 km と推定された.質量と半径の推定値の中央値から平均密度 5.49 g cm⁻³ が得られるが,こ れは地球と同程度である.水星は地球よりも半径が小さく自己重力による圧密の効果が小さいため,密度が大 きい物質に富んでいることが予想された.太陽系の元素存在比を考えると,重い元素の中で,水星の高密度 を説明するために十分な量が存在するのは鉄のみである (Siegfried and Solomon, 1974).一方で,地上から のスペクトル観測により,水星表面は FeO が少なく非常に還元的環境であることが示唆された (Vilas et al., 1988).

その後 Mariner 10 による重力場や半径の直接観測が行われ,より高精度な質量 $(3.302 \times 10^{23} \text{ kg})$,半径 (2439 km),平均密度 (5.44 kg m^{-3}) が推定された.水星のコア質量は惑星質量の~42%と推定され,地球の推定値(~16%)と比較して大きい(Strom, 1979).また,Mariner 10 は水星が固有磁場を持つことを明らかにした.磁場は残留磁気起源である可能性もあるが,ダイナモ起源であることが示唆された(Ness et al., 1976).

2.2 MESSENGER – 測地学的観測とその解釈–

MESSENGER は水星の重力場の高精度観測に加えて軌道要素,物理秤動の観測を行ったことで測地学的推定量である慣性モーメントやラブ数を推定した (e.g. Genova et al., 2019). その推定値から,水星はコア半径が大きく液体核を持つことが示唆された (Goossens et al., 2022). 付録に MESSENGER の初期の観測成果をまとめた論文である Johnson et al (2016)の全文和訳を載せる.

2.2.1 大きいコア半径の示唆

水星は大きい平均密度と小さい慣性モーメントの値から,コア半径が大きいことが示唆されている.慣性 モーメントとは質量集中の程度から剛体の回転のしやすさを示す値であり,剛体球の慣性モーメント C は体 積 V,微小質量 dm,軸からの距離 sを用いて式 (2.1) で定義される.均質球の時 $C = \frac{2}{5}MR^2$ となり (M, Rは質量と半径), MR^2 で除して規格化すると $\tilde{C} = 0.4$ である.

$$C \equiv \int_{V} s^{2} dm \tag{2.1}$$

また,剛体球殻の慣性モーメント C_m は体積 V_m を用いて式 (2.2) と表される.惑星科学の分野では液体核の上にあるマントル部分による慣性モーメントへの寄与を表すために用いる.

$$C_m \equiv \int_{V_m} s^2 dm \tag{2.2}$$

水星の慣性モーメントは,水星がカッシー二状態にあることから観測的に制約される.カッシー二状態とは次の条件を満たす物理的平衡状態である.(1)自転と公転が共鳴している,(2)平均公転面に対する水星赤道面の傾きが一定である,(3)自転軸,歳差運動する公転面の法線,平均公転面の法線が全て同一平面上にある.水星の軌道を記述する軌道要素は図(2.1)に示す.水星の規格化された全球の慣性モーメント \tilde{C} は次のように表せる (Peale, 1981).

$$\tilde{C} = \frac{C}{MR^2} = \frac{n\sin\theta}{\dot{\Omega}} \frac{-G_{210}C_{20} + (1+\cos\theta)G_{201}C_{22}}{\sin(i-\theta)}$$
(2.3)

ここで, n は平均運動 (中心天体を一周する平均の速さ), $\dot{\Omega}$ は昇交点経度の時間変化率, i は軌道傾斜角, θ は軌道法線に対する自転軸の傾き, C_{20} , C_{22} は重力場の球面調和展開係数, G は軌道離心率 e によりきまる 関数で $G_{201}(e) = \frac{7}{2}e_0 - \frac{123}{16}e^3$, $G_{210}(e) = (1 - e^2)^{-\frac{3}{2}}$ である. n, $\dot{\Omega}$, i, e は定数であるから, \tilde{C} は θ を測定 することで推定される.

さらに,全球の慣性モーメントに対するマントルの慣性モーメント C_m/C は \tilde{C} , C_{22} 水星の物理秤動 φ から推定される.物理秤動は太陽重力等による自転角速度変化の大きさを表す値で,次のように表せる (Peale, 1972).

$$\varphi = \frac{3}{2} \left(\frac{B-A}{C_m} \right) \left(1 - 11e^2 + \frac{959}{48}e^4 + O(e^6) \right)$$
(2.4)

ここで, A, B は天体中心と赤道を通る軸周りの慣性モーメント, e は離心率である.よって C_m/C は

$$\frac{C_m}{C} = \left(\frac{C_m}{B-A}\right) \left(\frac{B-A}{MR^2}\right) \left(\frac{MR^2}{C}\right) = \frac{3(1-11e^2 + \frac{959}{48}e^4 + O(e^6))}{2\varphi_0} \cdot 4C_{22} \cdot \frac{1}{\tilde{C}}$$
(2.5)

と表せる.代入する観測値によって \tilde{C} , C_m/C は異なり, MESSENGER 以降の慣性モーメントの推定をまとめると, \tilde{C} =0.325-0.370, C_m/C =0.39-0.49の範囲に収まる.

Hauck et al. (2013) は静水圧平衡を仮定して数値シミュレーションを行い,慣性モーメントに整合する値 としてコア半径を 2020 ± 30 km と推定した.水星の惑星半径 2440 km を踏まえると,コア半径は惑星半径の 82-84% となる.これは地球 (~54%) と比較して大きい.また,慣性モーメントや物理秤動を用いず,磁場の 解析からもコア半径が推定されている.Wardinski et al. (2019) は水星磁場を球面調和関数展開してモデル 化することで,コア半径を 2060 ± 22 km と推定している.



図 2.1: 水星の軌道の説明.(a) は軌道法線に対する自転軸の傾きである.カッシーニ状態において,自転軸, 歳差運動する公転面の法線,公転公転面の法線は同一平面上にある.(b)軌道傾斜角は平均公転軌道面に対す る水星公転面の傾き,昇交点経度は春分点を基準として軌道上において天体が位置する角度のこと.

2.2.2 液体核の示唆

Mariner 10 によって固有磁場が確認されてから水星は液体核の存在が示唆されていたが,MESSENGER によってさらに支持されるようになった.Genova et al. (2019) による水星の物理秤動の観測値は $\varphi_0 =$ $40.0 \pm 8.7 \operatorname{arcsec}$ と大きい.液体核が存在するとき,マントル部分が核と力学的に結合しない状態で潮汐力を 受けるので物理秤動は大きくなる.このことから液体核の存在が支持されている.また,潮汐力による変形の しやすさを示す値であるラブ数は $k_2 = 0.5690 \pm 0.025$ と大きく,全球的な液体層が存在すると考えられてい る (Genova et al., 2019).

2.3 MESSENGER –物質科学的観測とその解釈–

MESSENGER による表面観測の結果,水星が還元的環境で形成され,揮発性のある元素に富んだ惑星であることが示唆された.これを踏まえて,水星組成モデルが作られた (McDonough and Yoshizaki, 2021).

2.3.1 観測と結果

MESSENGER は GRNS (Gamma-Ray and Neutron Spectrometer), XRS (X-Ray Spectrometer) によ る表面元素観測を行った.図 2.2 は GRS, XRS の原理を表している.GRS, NS は元素が宇宙線と衝突して 放出するガンマ線,中性子線を観測して元素固有のスペクトルを観測する.XRS は元素が太陽 X 線と衝突し て放出する蛍光 X 線を観測する.これらの観測機器による表面元素観測の結果の一部を表 2.1 に示す.



図 2.2: GRNS,XRS の観測方法を表した図 (Nittler and Weider, 2019)

表 2.1: MESSENGER による表面元素観測の結果の抜粋 (Solomon et al., 2018). 比は質量比.カッコ内は XRS による測定の標準偏差で表面のばらつきを反映している.±は1標準偏差の統計的不確かさを表す. GRS, NS のデータは北半球のデータ.

元素 (比)	XRS	GRS	NS
O/Si		1.2 ± 0.1	
Mg/Si	0.436(0.106)		
Al/Si	0.268(0.048)	$0.29\substack{+0.05\\-0.13}$	
Ca/Si	0.165(0.030)	0.24 ± 0.05	
S/Si	0.076(0.019)	0.092 ± 0.015	
Fe/Si	0.053(0.013)		
C (wt $\%$)		1.4 ± 0.9	$\sim 1-4$
K(ppm, average)		1288 ± 234	
$\mathrm{Th}(\mathrm{ppm})$		0.155 ± 0.054	
m K/Th		8000 ± 3200	

水星表面には主に O, Si, Mg, Al, Ca, S が存在することが分かった.地球大陸地殻と比較すると,水星は Mg/Si, S/Si が約十倍であるのに対して Fe/Si は約二十分の一である (Wedepohl (1995) によると,地球大陸地殻において Mg/Si=0.045, S/Si=0.0031, Fe/Si=0.10). Mg に富むことから,水星表面はコマチアイトのような物質で覆われ,過去に高温な火山活動があったことが示唆されている (e.g. Nittler et al., 2011).

また,惑星の材料物質の揮発性を示す指標の一つである K/Th 比は 8000 \pm 3200 であり,他の地球型惑星 と同等かそれ以上である.K,Th はどちらも不適合元素であり地殻に多く分配されるが,天体が高温の場合揮 発性の高い K のみ枯渇するので K/Th は小さくなる.S や C といった揮発性元素が観測されたことと合わせ ると,水星は全球的に揮発性のある元素に富む可能性が示唆された.

地上観測と Mariner 10 から当初予想されていた水星は,現在とは全く異なり,表面が月によく似た乾いた惑星であった.MESSENGER によって水星内部についての理解が大幅に更新された.

2.3.2 バルク組成

McDonough and Yoshizaki (2021) は MESSENGER による表面元素観測を踏まえて,水星表面の Mg/Fe 比,コンドライト比,太陽系の元素存在度,元素の 50% 凝縮温度,水星の平均密度等を参考にマントルと核 それぞれの組成を推定した(表 2.2).

マントル	at $\%$	wt %
0	55.30	42.3
Mg	25.93	25.9
Si	14.6	19.6
Fe	0.17	0.46
Al	2.1	2.7
Ca	1.5	2.9
S	4.1	6.3
コア	at $\%$	wt $\%$
Si	7.6	4.1
Fe	81	86
Ni	4.4	4.9
\mathbf{S}	6.0	3.6

表 2.2: McDonough and Yoshizaki (2021) が推定した組成

McDonough and Yoshizaki (2021) はマントルの組成について,構成物質としてオリビンと同じオルトケイ酸塩鉱物を仮定し,コンドライト比や表面元素観測等から仮定した金属元素比を用いて決定した.また,核の組成は鉄隕石やエンスタタイトコンドライトに含まれる鉱物から決定した.さらに,揮発性元素であるSの存在量をK,Si等の親石元素の揮発傾向と10Paにおける50%凝縮温度から推定した.この組成モデルは水星の平均密度をもとにしている一方で,慣性モーメントやラブ数の観測的な制約との整合性は確かめられていない.

第3章

測地学的推定量と宇宙化学的組成推定の整 合性

本章では水星が McDonough and Yoshizaki (2021) で推定された組成をもつとき,測地学的推定量が現実 に即しているかを検証する.そのために,マントル・外核・内核からなる三層モデルを構築する.簡単のため, 静水圧平衡,水星全体にわたって等温を仮定する.

3.1 計算手法

水星内部の密度プロファイルを求め,慣性モーメントを計算する.水星半径 R,水星質量 M_{merc} は,

$$R = 2440 \,\mathrm{km} \tag{3.1}$$

$$M_{merc} = 3.30 \times 10^{23} \,\mathrm{kg} \tag{3.2}$$

を用いた.計算の仕方は Goossens et al. (2022) を参考にして,以下の式を用いて水星表面から中心まで数値 積分を行った.

水星を球と仮定すると,質量Mは半径r,密度 ρ を用いて

$$M(r) = \frac{4}{3}\pi\rho(r)r^{3}$$
(3.3)

である.球対称で,微小区間 dr で密度が変化しないとすると,水星内部の密度分布について

$$\frac{dM}{dr} = 4\pi\rho(r)r^2 \tag{3.4}$$

と書ける.

次に,静水圧平衡を仮定し重力加速度 $g=rac{GM}{r^2}$ を代入することで

$$\frac{dP}{dr} = -\rho(r)g(r) = -\rho(r)\frac{GM(r)}{r^2}$$
(3.5)

が得られる.

液体・固体の密度と圧力の関係は Birch-Murnaghan の状態方程式で表される.密度 ρ の物質の圧力 P は次式

$$P(\rho) = \frac{3K_T}{2} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{1}{3}} - \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{3}{3}} \right] \left[1 + \frac{3}{4} (K_T' - 4) \left(\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{4}{3}} - 1 \right) \right]$$
(3.6)

と書ける.ここで, ρ_0 は非圧縮密度, K_T は等温体積弾性率, K'_T はその圧力微分である.式 (3.6) を ρ で微分した式と式 (3.5) から,

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{dP/dr}{dP/d\rho}
= \rho(r)\frac{GM(r)}{r^2}
\cdot \left[\frac{K_T}{2} \left\{\frac{7\rho^4}{\rho_0^{\frac{3}{7}}} - \frac{5\rho^2}{\rho_0^{\frac{7}{3}}}\right\} \left\{1 + \frac{3}{4}(K_T' - 4)\left(\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{2}{3}} - 1\right)\right\}
+ \frac{3K_T}{2} \left\{\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{7}{3}} - \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{5}{3}}\right\} \left\{\frac{1}{2}(K_T' - 4)\frac{\rho^{-\frac{1}{3}}}{\rho_0^{\frac{2}{3}}}\right\}\right]^{-1}$$
(3.7)

が得られる.以上の式 (3.4-3.7) から水星の密度プロファイルが得られる.また,層の境界における密度は式 (3.6) についてニュートン法を用いることで求められる.

規格化された慣性モーメントの値 \tilde{C} は,定義式(2.1)を変形した式

$$\tilde{C} = \frac{8\pi}{3MR^2} \int_0^R \rho(r) r^4 dr$$
(3.8)

に密度プロファイルを代入することで計算される.また,マントル部分の慣性モーメント C_m はマントルの厚 さを d として

$$C_m = \frac{8\pi}{3MR^2} \int_{R-d}^R \rho(r) r^4 dr$$
(3.9)

と求められる.

3.2 構成物質の仮定

Birch-Murnaghan の状態方程式に代入するための非圧縮密度 ρ_0 ,等温体積弾性率 K_T とその圧力微分 K'_T をそれぞれ求める.

マントルの構成物質としてネソケイ酸塩鉱物 ((Mg, Fe, Ca)₂SiO₄), シリマナイト (Al₂SiO₅), 硫化鉄 (MgS) の混合物を仮定する.それぞれの物質の重量比は表 2.2 を参考にして図 3.1 のように設定する. (Mg, Fe, Ca)₂SiO₄ の金属の量比は Mg/Fe = 99, Mg/Ca = 14.66 とした (McDonough and Yoshizaki, 2021).



図 3.1: マントルの組成. 数字は質量分率

マントルの物理パラメータは表 3.1 に示す物質を参考にして,マントルに対する体積で重み付けして平均を取ることで決定した.また, $(Mg, Fe, Ca)_2SiO_4$ の物理パラメータについて, K_T はフォルステライト (Mg_2SiO_4) の値をあてはめ, ρ_0 は Mg_2SiO_4 の値に原子量比をかけることで決めた.

パラメータ	数値	単位	参考		
Mg ₂ SiO ₄					
K_T	127.3	GPa	Matsui and Manghnani (1985)		
K_T'	4.0	-	本研究		
ρ_0	3288	${\rm kg}{\rm m}^{-3}$	Matsui and Manghnani (1985)		
	MgS				
K_T	74.2	GPa			
K_T'	4.18	-	Gökoğlu et al. (2009)		
$ ho_0$	2618	${\rm kg}{\rm m}^{-3}$			
		Al	₂ SiO ₅		
K_T	171	GPa			
K_T'	4.0	-	Yang et al. (1997)		
$ ho_0$	3244	${\rm kg}{\rm m}^{-3}$			
マントル					
K_T	124.3	GPa			
K_T'	4.02	-	本研究		
$ ho_0$	3211	${\rm kg}{\rm m}^{-3}$			

表 3.1: 参考にした物質と計算に用いたマントルの物理パラメータ

表 2.2 を参考にして,核全体の組成は鉄 (92.3 wt%),ケイ素 (4.1 wt%),硫黄 (3.6 wt%) と仮定する.外核 は液体 Fe,S,Si の混合物,内核は固体 Fe,Si の混合物であるとする.フリーパラメータとして核全体に対する 内核の質量分率 $f \equiv \frac{M_{ic}}{M_c}$ と外核と内核のケイ素鉄比の比 $x \equiv \frac{(Si)_{ic}}{(Fe)_{ic}} / \frac{(Si)_{oc}}{(Fe)_{oc}}$ を与える. M_{ic} , M_c は内核の質量とコア全体の質量, (Si)_{ic}, (Fe)_{ic}, (Si)_{oc}, (Fe)_{oc}は内核のケイ素・鉄の質量と外核のケイ素・鉄の質量である.核全体組成の仮定から,次の等式が成り立つ.

$$\begin{cases} (\text{Si})_{oc} + (\text{Si})_{ic} = M_c \cdot \frac{4.1}{100} \\ (\text{Fe})_{oc} + (\text{Fe})_{ic} = M_c \cdot \frac{92.3}{100} \\ (\text{Si})_{ic} + (\text{Fe})_{oc} = M_c \cdot f \end{cases}$$
(3.10)

外核,内核におけるケイ素の質量分率をそれぞれ $f_{\rm (Si)_o},f_{\rm (Si)_i}$,外核における硫黄の質量分率を $f_{\rm (S)_o}$ とすると式(3.10)より,次のように表せる.

$$f_{(\mathrm{Si})_{i}} = \frac{(\mathrm{Si})_{i}}{M_{c}f} = \frac{\{(1-x)f - \frac{4.1x + 92.3}{100}\} + \sqrt{\{(1-x)f - \frac{4.1x + 92.3}{100}\}^{2} + 4(1-x)f \cdot \frac{4.1x}{100}}{2(1-x)f}$$

$$f_{(\mathrm{Si})_{o}} = \frac{(\mathrm{Si})_{o}}{M_{c}(1-f)} = \frac{4.1}{100} \cdot \frac{1}{1-f} - \frac{(\mathrm{Si})_{i}}{M_{c}f} \cdot \frac{f}{1-f}$$

$$f_{(\mathrm{S})_{o}} = \frac{(\mathrm{S})_{o}}{M_{c}(1-f)} = \frac{3.6}{100} \cdot \frac{1}{1-f}$$
(3.11)

表 3.2 は純鉄 ,FeSi (17 wt%) ,FeS (10 wt%) の物理パラメータである.外核 ,内核の物理パラメータはこれを

線形補間することで仮定する.特に外核は、図 3.2 のように、FeS $(f_{(S)_o}+f_{(Si)_o} wt\%)$ と FeSi $(f_{(S)_o}+f_{(Si)_o} wt\%)$ の組成でパラメータをそれぞれ考えてから S と Si の重量比で重み付けすることで仮定する.

パラメータ	数値	単位	参考	
K_T	165.3	GPa		
K'_T	5.5	-	Komabayashi and Fei $\left(2010\right)$	
ρ_0	8170	${\rm kgm^{-3}}$		
FeSi (17 wt%) (固体)				
K_T	199	GPa		
K'_T	5.66	-	Lin et al. (2003)	
$ ho_0$	7148	${\rm kgm^{-3}}$		
			純鉄 (液体)	
K_T	87.7	GPa		
K'_T	5.0	-	Anderson and Ahrens (1994) ; Balog et al. (2003)	
ρ_0	7019	${\rm kg}{\rm m}^{-3}$		
FeSi (17 wt%) (液体)				
K_T	68	GPa		
K'_T	4.0	-	Yu and Secco (2008)	
$ ho_0$	5880	${\rm kgm^{-3}}$		
FeS (10 wt %) (液体)				
K_T	63	GPa		
K'_T	4.8	-	Balog et al. (2003)	
$ ho_0$	5500	${\rm kgm^{-3}}$		

表 3.2: 金属の物理パラメータ



f, x の値を自由に与えた場合,ケイ素の質量分率が現実に即さない値になることがある.そこで,図3.3から,FeSi (4.1 wt%)が 25 GPa において結晶化・溶融する時の固相・液相のケイ素比を読み取ることで,外

ち、FeSI (4.1 wt%) か 25 GPa において結晶化・溶融9 5時の固相・液相の9 1 系にを読み取ることで、外核,内核のケイ素の質量分率の閾値を 2.5 wt% $\leq f_{(Si)_i} \leq 4.1 \text{ wt\%}, 4.1 \text{ wt\%} \leq f_{(Si)_o} \leq 6.5 \text{ wt\%}$ と設定した (Edmund et al., 2022).



図 3.3: Fe-FeSi 系の相図 (Edmund et al. (2022) を改変). FeSi (4.1 wt%) が 25 GPa においてソリダス, リキダスと交わる時の固相, 液相のケイ素の質量分率を読み取った.

3.3 整合性の判定

式 (3.8), (3.9) より算出した $\tilde{C}, C_m/C$ を,表 3.3 に示すこれまでの慣性モーメントの推定と比較し,算出 値が推定範囲に含まれているか判定する.

参考	$ ilde{C}$	C_m/C
Smith et al. (2012)	0.353 ± 0.017	0.452 ± 0.035
Margot et al. (2012)	0.346 ± 0.014	0.431 ± 0.025
Mazarico et al. (2014)	0.349 ± 0.014	0.424 ± 0.024
Stark et al. (2015)	0.346 ± 0.011	0.421 ± 0.0214
Genova et al. $\left(2019\right)$	0.333 ± 0.005	0.443 ± 0.019
Konopliv et al. (2020)	0.337 ± 0.02	0.438 ± 0.03
Bertone et al. (2021)	0.343 ± 0.006	0.423 ± 0.012

表 3.3: 慣性モーメントの推定範囲

3.4 計算結果·考察

3.4.1 計算結果

外核 ,内核にそれぞれにある組成をあてはめた時 ,f, x の値の組み合わせは一意に定まり ,一つの内部構造モデルが得られる . 図 3.4 は核全体に対する質量分率 f = 0.0702,外核に対する内核のケイ素鉄比 x = 0.7544のときの水星内部の密度,質量,圧力のプロファイルを示した図である . r = 1983 km がマントルー外核境界, r = 757 km が外核一内核境界であり,密度が不連続になっている.質量プロファイルはある半径より内側にある部分の総質量を表している.質量,圧力は r^3 , r^2 にそれぞれおよそ比例する.中心圧力は ~ 40 GPa と推定される.この内部構造モデルにおいて,水星の規格化された全球の慣性モーメント $\tilde{C} = 0.353$,全体に対するマントル部分の慣性モーメントの割合 $C_m/C = 0.478$ である.



図 3.4: 水星の密度, 質量, 圧力プロファイル

図 3.5 は与えた f, x の範囲を表しており, $2.5 \text{ wt}\% \leq f_{(Si)_i} \leq 4.1 \text{ wt}\%, 4.1 \text{ wt}\% \leq f_{(Si)_o} \leq 6.5 \text{ wt}\%$ を満たす.この範囲の f, x に基づいて組成を決定し,内部プロファイルを計算した.



図 3.5: 与えた f, x の範囲(斜線部).境界線上において, $f_{(Si)_i} = 4.1 \text{ wt}\%$ かつ $f_{(Si)_o} = 4.1 \text{ wt}\%$ (赤線), $f_{(Si)_i} = 2.5 \text{ wt}\%$ (青線), $f_{(Si)_o} = 6.5 \text{ wt}\%$ (緑線)である.赤い点は図 3.4 で示すプロファイルとなる f, xの値である.

図 3.6 はある外核半径 r_{oc} の時の規格化された全球の慣性モーメント \tilde{C} を示している.カラーは核全体に 対する内核の質量分率 f を示す. r_{oc} は最小の時 ~1940 km で,この時 \tilde{C} も最小となり ~0.325 である.内核 の質量が増加すると r_{oc} と \tilde{C} は線形に減少するが,これは \tilde{C} が中心の質量集中を反映することと整合的であ る.また,内核の質量が核全体の 80% 以上になると, r_{oc} が大きくなるために \tilde{C} も増加することが分かる.



図 3.6: 組成を変化させたときの外核半径と規格化された慣性モーメントの関係.カ ラーは核全体に対する内核の質量分率を示す.

図 3.7 は外核半径 r_{oc} とマントル部分の慣性モーメントの割合 C_m/C の関係を示している.カラーは核全体に対する内核の質量分率 f を示す.f が増加するとC が減少し, C_m/C は単調に増加する.f を変化させたとき \tilde{C} , r_{oc} はピークを持つが, C_m/C はピークを持たない.また, $r_{oc} = 1930, 1974$ km において外れ値が見られた.これは内核の質量分率 f が大きくなり,外核が極端に薄くなることに由来する.この時外核ではSの質量分率が大きくなり,マントルとほぼ同程度の密度となる.



図 3.7: 組成を変化させたときの外核半径とマントル部分の慣性モーメントの割合.カ ラーは核全体に対する内核の質量分率を示す.

図 3.8 は横軸に全球の慣性モーメントに対するマントル部分の慣性モーメントの割合 C_m/C , 縦軸に規格化 された全球の慣性モーメント \tilde{C} をプロットした図である.エラーバーは MESSENGER 以降の慣性モーメン トの推定誤差の範囲である.右のカラーは核全体に対する内核の質量比を表す.

本研究では, \tilde{C} が複数の測地学的推定範囲に含まれる一方で, C_m/C はほとんどの測地学的推定を上回る という結果が得られた. \tilde{C} , C_m/C の両方の算出値が推定範囲に含まれるのは Smith et al. (2012) による推 定のみである. 例えば, 図 3.4 のプロファイルを持つ組成はこの推定範囲に含まれる.



図 3.8: 組成を変化させたときの規格化された全球の慣性モーメントとマントルの慣性 モーメントの割合.カラーはコア全体に対する内核の質量分率を示す.エラーバーはこ れまでに推定された慣性モーメントの範囲を示す.

3.4.2 考察

本研究では \tilde{C} が複数の測地学的推定範囲に含まれる一方で, C_m/C がこれまでの推定と比較して大きく, Smith et al. (2012)の推定範囲にのみ重なる部分が存在するという結果が得られた.Smith et al. (2012) は広い推定範囲を持つが,これは MESSENGER による初期の観測結果を用いていることに由来する.した がって,実際の水星の C_m/C の値は,モデルから得られた値より小さいと予想される. \tilde{C} を変えないまま C_m/C を小さくするには,より薄いマントル,より小さい密度の核をもつモデルを考えるとよい.このことか ら水星は,本研究で仮定した組成モデルよりも全球的に軽元素に富んでいる可能性が示唆される.例えば,本 研究では核の密度を下げる主な軽元素として硫黄,ケイ素を仮定しているが,表面に炭素が $1.4 \pm 0.9\%$ 存在 する (Solomon et al., 2018)ことから,核が炭素にも富んでいる可能性がある.

本研究ではマントル・外核・内核の三層構造を仮定し,温度の効果を無視している.地殻を含めた四層構造 を考えると,マントルに対して地殻が厚いとき,あるいは地殻とマントルの密度差が大きいとき C_mは小さく なる.さらに温度の効果を考えると高温になるほど密度が小さくなるので,全球の慣性モーメント C が増加 し相対的に C_m/C が小さくなると予想される.水星の材料物質や層構造を正確に理解するために多層,温度 の効果を考慮してより現実に即したモデル構築をする必要がある.また,本研究では慣性モーメントの測地学 的推定に整合するモデルを考えたが,ラブ数の測地学的推定値との整合性は考慮しなかった.本研究で慣性 モーメントの算出値が測地学的推定と整合した組成モデルは,ラブ数については測地学的推定と整合しない可 能性がある.ラブ数は剛性率と粘性率から算出されるため,組成モデルから剛性率,粘性率を仮定することで 整合性を議論することが可能となる.さらに,マントルと外核の境界,外核と内核の境界における温度は,そ の圧力における融解曲線の温度と一致している必要がある.本研究では簡単のために外核は液体層,内核は固 体層として組成モデルを構築したが,非現実的な高温あるいは低温が必要とされる可能性がある.圧力や密度 と同様に内部について温度プロファイルを仮定することで,組成・圧力・温度から固体,液体を判定すること が可能となる.

第4章

まとめ

地上観測, Mariner 10 の観測事実を踏まえた上で MESSENGER の測地学的,物質科学的観測手法とその結果,解釈についてまとめ,水星の現状の理解について述べた.その上で,McDonough and Yoshizaki (2021)の水星の組成モデルが平均密度をもとに作成された一方で慣性モーメントの測地学的推定量との整合性が確かめられていないことに注目し,組成モデルに立脚した内部構造モデルから慣性モーメントを算出し,これまでの推定値と比較した.その結果,算出した \tilde{C} は複数の測地学的推定範囲に含まれた一方で, C_m/C は広い推定範囲をもつ Smith et al. (2012)に対してのみ重なる部分が存在した.全球的により多くの軽元素が含まれるモデルを考えることで, \tilde{C} , C_m/C 両方について複数の測地学的推定に整合することが期待される.層境界における温度とその境界の圧力における融解曲線の温度が一致しているか議論し,もう一つの観測量であるラブ数にも着目して研究を行うことが今後の課題である.

謝辞

本論文の執筆にあたり, 倉本圭教授, 鎌田俊一准教授をはじめとして PSG の皆様に大変お世話になりました.また, 家族・友人には研究に限らず多くの場面で支えていただきました.深く感謝いたします.

参考文献

- E. H. Abramson, J. M. Brown, L. J. Slutsky, and J. Zaug. The elastic constants of San Carlos olivine to 17 GPa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 102, pp. 12253–12263, 1997.
- [2] P. S. Balog, R. A. Secco, D. C. Rubie, and D. J. Frost. Equation of state of liquid Fe-10 wt metallic cores of planetary bodies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 108, 2003.
- [3] E. Edmund, G. Morard, M. A. Baron, A. Rivoldini, S. Yokoo, S. Boccato, K. Hirose, A. Pakhomova, and D. Antonangeli. The Fe-FeSi phase diagram at Mercury 's core conditions. *Nature Communications*, Vol. 13, 2022.
- [4] Antonio Genova, Sander Goossens, Erwan Mazarico, Frank G. Lemoine, Gregory A. Neumann, Weijia Kuang, Terence J. Sabaka, Steven A. Hauck II, David E. Smith, Sean C. Solomon, and Maria T. Zuber. Geodetic evidence that Mercury has a solid inner core. *Geophysical Research Letters*, Vol. 46, pp. 3625–3633, 2019.
- [5] G.Gökoğlu, M.Durandurdu, and O.Gülseren. First principles study of structural phase stability of wide-gap semiconductors MgTe, MgS and MgSe. *Computational Materials Science*, Vol. 47, pp. 593–598, 2009.
- [6] Sander Goossens, Joe P. Renaud, Wade G. Henning, Erwan Mazarico, Stefano Bertone, and Antonio Genova. Evaluation of recent measurements of Mercury's moments of inertia and tides using a comprehensive Markov Chain Monte Carlo method. *The Planetary Science Journal*, Vol. 3, 2022.
- [7] B I. Wardinski, Langlais, and E. Thébault. Correlated time-varying magnetic fields and the core size of Mercury. *Journal of Geophysical Research: Planets*, Vol. 124, pp. 2178–2197, 2019.
- [8] Robert W. Siegfried II and Sean C. Solomon. Mercury: Internal structure and thermal evolution. *Icarus*, Vol. 23, pp. 192–205, 1974.
- [9] Steven A. Hauck II, Jean-Luc Margot, Sean C. Solomon, Roger J. Phillips, Catherine L. Johnson, Frank G. Lemoine, Erwan Mazarico, Timothy J. McCoy, Sebastiano Padovan, Stanton J. Peale, Mark E. Perry, David E. Smith, and Maria T. Zuber. The curious case of Mercury's internal structure. *Journal of Geophysical Research: Planets*, Vol. 118, pp. 1204–1220, 2013.
- [10] Tetsuya Komabayashi and Yingwei Fei. Internally consistent thermodynamic database for iron to the Earth's core conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 115, 2010.
- [11] Jung-Fu Lin, Andrew J. Campbell, Dion L. Heinz, and Guoyin Shen. Static compression of ironsilicon alloys: Implications for silicon in the Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 108, 2003.
- [12] J. L. Margot, S. J. Peale, R. F. Jurgens, M. A. Slade, and I. V. Holin. Large longitude libration of

mercury reveals a molten core. Science, Vol. 316, pp. 710–714, 2007.

- [13] Jean-Luc Margot, Stanton J. Peale, Sean C. Solomon, Steven A. Hauck II, Frank D. Ghigo, Raymond F. Jurgens, Marie Yseboodt, Jon D. Giorgini, Sebastiano Padovan, and Donald B. Campbell. Mercury's moment of inertia from spin and gravity data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, Vol. 117, , 2012.
- [14] Teruyuki Matsui and Murli H. Manghnani. Thermal expansion of single-crystal forsterite to 1023
 K by Fizeau interferometry. Springer Nature Link, Vol. 12, pp. 201–210, 1985.
- [15] William F. McDonough and Takashi Yoshizaki. Terrestrial planet compositions controlled by accretion disk magnetic field. Progress in Earth and Planetary Science, Vol. 8, 2021.
- [16] NASA. THE PLANET MERCURY (1971), 1972.
- [17] N.F. Ness, K.W. Behannon, R.P. Lepping, and Y.C. Whang. Observations of Mercury's magnetic field. *Icarus*, Vol. 28, pp. 479–488, 1976.
- [18] Larry R. Nittler, Richard D. Starr, Shoshana Z. Weider, Timothy J. McCoy, William V. Boynton, Denton S. Ebel, Carolyn M. Ernst, Larry G. Evans, John O. Goldsten, David K. Hamara, David J. Lawrence, Jr. Ralph L. McNutt, II Charles E. Schlemm, Sean C. Solomon, and Ann L. Sprague. The major-element composition of Mercury's surface from MESSENGER X-ray spectrometry. *Science*, Vol. 333, pp. 1847–1850, 2011.
- [19] Larry R. Nittler and Shoshana Z. Weider. The surface composition of Mercury. *Elements*, Vol. 15(1), pp. 33–38, 2019.
- [20] S.J. Peale. Does mercury have a molten core? nature, Vol. 262, pp. 765–766, 1976.
- [21] S.J. Peale. Determination of parameters related to the interior of mercury. *Icarus*, Vol. 17, pp. 168–173, 1972.
- [22] Patrick N. Peplowski, David J. Lawrence, Edgar A. Rhodes, Ann L. Sprague, Timothy J. McCoy, Brett W. Denevi, Larry G. Evans, James W. Head, Larry R. Nittler, Sean C. Solomon, Karen R. Stockstill-Cahill, and Shoshana Z. Weider. Variations in the abundances of potassium and thorium on the surface of Mercury: Results from the MESSENGER Gamma-Ray Spectrometer. *Journal of Geophysical Research: Planets*, Vol. 117, 2012.
- [23] David E. Smith, Maria T. Zuber, Roger J. Phillips, Sean C. Solomon, II Steven A. Hauck, Frank G. Lemoine, Erwan Mazarico, Gregory A. Neumann, Stanton J. Peale, Jean-Luc Margot, Catherine L. Johnson, Mark H. Torrence, Mark E. Perry, David D. Rowlands, Sander Goossens, James W. Head, , and Anthony H. Taylor. Gravity field and internal structure of mercury from MESSENGER. *Science*, Vol. 336, pp. 214–217, 2012.
- [24] Sean C. Solomon, Larry R. Nittler, and Brian J. Anderson. Mercury: The View after MESSENGER. Cambridge University Press, 2018.
- [25] Robert G. Strom. Mercury: A post-Mariner 10 assessment. Space Science Reviews, Vol. 24, pp. 3–70, 1979.
- [26] Faith Vilas, Clark R. Chapman, and Mildred Shapley Matthews. MERCURY. The University of Arizona Press, 1988.
- [27] K. Hans Wedepohl. The composition of the continental crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59, pp. 1217–1232, 1995.

- [28] Thomas J. Ahrens William W. Anderson. An equation of state for liquid iron and implications for the Earth's core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 99, 1994.
- [29] H. Yang, R. M. Hazen, L. W. Finger, C. T. Prewitt, and R. T. Downs. Compressibility and crystal structure of sillimanite, Al2SiO5, at high pressure. *Springer Nature Link*, Vol. 25, pp. 39–47, 1997.
- [30] Marie Yseboodt and Jean-Luc Margot. Evolution of mercury's obliquity. *Icarus*, Vol. 181, pp. 327–337, 2006.
- [31] Xueyang Yu and Richard A. Secco. Equation of state of liquid Fe-17 wt High Pressure Research, Vol. 28, pp. 19–28, 2008.

付録 Johnson et al. (2016)の和訳

全く新しい水星: MESSENGER が明らかにした,内側太陽系の 最前線にある躍動的な惑星

概要

MESSENGER (The MErcury Surface, Space ENvironment, GEochemistry, and Ranging: 水星表面・宇 宙環境・地球科学・測距) ミッションは、水星の最も内側にある惑星に関する豊富な情報をもたらした。惑星 全体の可視画像、絶対高度測定と全球重力場、水星表面組成、磁場、外気圏、磁気圏の測定が初めて4地球年 以上にわたって利用可能になった。これらのデータから、2つの包括的なテーマが浮かび上がってくる。第一 に、複数のデータセットとモデリングの努力は、ダイナミックな太古の歴史を指し示している。地殻中のグラ ファイトの痕跡は初期のマグマオーシャンの固化を示唆し、画像データは広範な火山活動とその後の全球規模 の収縮を示す地殻変動を示し、低高度の磁場測定は古代の磁場を明らかにしている。第二に、現在の水星の環 境は静穏とは程遠い。外核の対流運動が現在の磁場を支えており、その強度と形状は全球的な磁場を持つ惑星 の中でも特異なものである。さらに、磁気圏と外気圏の周期的・非周期的な変動が観測されており、その一部 は地表や惑星深部にまで及んでいる。最後に、地表での地質学的に最近の揮発性物質の活動の兆候が検出され ている。水星の初期の歴史と現在の環境は、太陽系の他の内惑星と共通の要素を持っている。しかし、それぞ れのケースには決定的な違いもあり、それらが水星と地球型惑星の進化をさらに理解する鍵を握っている可能 性が高い。MESSENGER による水星探査は、水星の最も内側にある惑星の新たな捉え方をもたらし、さらに 重要なことに、大いに必要とされる将来の探査のための舞台を整えた。

キーポイント

- 水星がこれまで認識されていたよりもはるかにダイナミックな惑星だったことを、MESSENGER は発見した。
- 水星の初期の歴史は、活発な内部と地表の地質学的活動によって特徴づけられていた。
- 現代の水星は、活発なコアダイナモと結び付き、地表と相互作用するダイナミックな宇宙環境を持っている。

平易な言葉での要旨

NASA のメッセンジャー・ミッションによる最近の水星探査は、豊富な新発見をもたらした。現在、惑星全体の高解像度の写真があり、惑星の地質の特徴を明らかにすることができる。さらに、地形、地下の構造を示す地表の重力分布、惑星が太陽風とどのように相互作用し、その惑星深部がどのように進化してきたかを明らかにする磁場、地表の岩石の化学組成、そして外延大気(外気圏)の測定も行われている。私たちは今、メッセンジャーが水星に到着する以前とはまったく異なる水星の見方を持っている。水星は、惑星形成の時代からの長らく静かな遺物ではなく、その生涯のすべてではないにせよ、ほとんどの期間、動的な惑星であった。実際、メッセンジャーからのデータには、惑星の初期に地表を覆っていたマグマの海や、それに続く10億年にわたる大量の火山活動、そして同じ時代にコアに磁場が発生した痕跡が含まれている。さらに現代の水星は、惑星の中でも特異な磁場を持ち、外気圏の性質に変化を示し、極に水の氷が存在したり、hollows と呼ばれる謎めいた特徴的地形において、空洞に岩石が落ち込むなど、活動の兆候を示している。新たな発見があるたびに、この惑星に関する新たな疑問が明らかになり、その疑問は今後も探査を続けていく必要性を説いている。

導入

太陽に最も近い惑星であるため、水星は地球からの観測や探査機による探査が難しい。その結果、最近まで水星 は太陽系内における発見の事実上最後のフロンティアであり続けてきた。2011年、水星探査機 MESSENGER は、水星を周回する最初の探査機となった。2008年と2009年の3回のフライバイ(近接通過)を加えた4年 間の軌道運用により、ついに惑星全体の可視画像を含む基本的な発見が可能となった(図1)。本論文では、 MESSENGER ミッションから得られた主要な科学的成果のいくつかを述べる。我々は現在の水星と、その成 り立ちに関する新たな全体像を描くに至った発見に焦点を当てる。



図 4.1: 水星デュアル・イメージング・システムの広角カメラによる水星のカラー強調合成画像。画像は赤道 と経度(左)140°Eと(右)320°Eを中心とした半球である。異なる色は、表面ユニットの異なる化学的・ 物理的性質を反映している。新しく、新鮮な衝突クレーターとそこから放射状に伸びる光条は、水色または白 色に見える。褐色の部分は平原で、火山起源のものが多い。カロリス盆地は、左の画像の中央右上にある大き な円形の褐色の地形である。中青色と濃青色の部分は低反射物質(LRM)で、黒鉛に富んでいると考えられて いる。LRMの斑点は、しばしばクレーター内の地形としてみられる。(例えば、カロリス盆地内のいくつか のクレーター)

地球からの望遠鏡とレーダーによる水星の観測は、惑星の大きさ(図2)や軌道と自転の特徴に関する基本 的な情報を提供してきた[例えば、Pettengill and Dyce, 1965]。探査機マリナー 10 号は 1974 年から 1975 年 にかけて 3 回水星の近くを飛行 (フライバイ)し、水星の約 45 %をその場で観測し、クレーターの多い表面を 明らかにした(図1)。水星は小さく、空気のない、クレーターの多い惑星であるという記述から、天体の起源 や内部構造はまったく異なるにもかかわらず、しばしば月と比較される。マリナー 10 号が推定した水星の質 量は、惑星半径の 72–90% の半径を持つ金属コアを示唆していた [Harder and Schubert, 2001;Hauck et al., 2007]。地球(図2)・金星・火星では約 55%、月では約 20% 以下である。水星の高い金属珪酸塩比の起源は、 そのような非常に大きな金属コアを示唆したが、これは主要な未解決の問題であり、惑星の形成と進化に密接 に関係している。惑星の平均組成[例えば、Taylor and Scott, 2003] や初期のマグマオーシャンと浮遊地殻の 存在可能性[例えば、Brown and Elkins-Tanton, 2009] についての他の補足的な制約は最小限であった。さら に、地殻の厚さの推定[例えば,Nimmo,2002;Nimmo and Watters, 2004] は、他の内側太陽系天体のように 典型的な全球的重力・地形のデータセットがないために制限されていた。このほかにも、惑星の構造地質的な 進化に関するいくつかの問題が生じた。第一に、いわゆる平滑な (クレーターの少ない) 平原の起源は不明で、 火山と衝突に関連した両方の説明が提案された [例えば、Strom et al., 1975; Wilhelms, 1976]。第二に、マ リナー 10 号の画像に見られる lobate scarps は、過去 40 億年の間に全球が 1-2 km 収縮したことを示してお リ [Strom et al.,1975; Watters et al., 1998]、この観測と惑星の冷却をどのように調和させるかという数十年 にわたる謎につながった [例えば、Solomon, 1977; Schubert et al., 1988; Hauck et al., 2004]。 第三に,弱 い惑星磁場の検出 [Ness et al., 1974] は不可解であった。コア・ダイナモにせよ地殻起源にせよ、課題があっ た [Connerney and Ness, 1988; Schubert et al., 1988; Aharonson et al., 2004]。



図 4.2: (上) 水星と地球の内部構造の比較。水星の大きなバルク密度は、珪酸塩のマントルや地殻に比べて 金属核が大きいことを反映している。水星の内核の大きさは不明だが、かなり小さい可能性がある [Peale et al., 2016]。 MESSENGER で観測した重力場と地球ベースのレーダー観測を合わせると、水星のコア半径を $R_C = 2020 \pm 30$ km と推定し、MESSENGER 以前の推定値である 1800 km を除外することができた。ま た、水星は液体の外核とマントルの間に明確な固体層を持っている可能性が示唆されている (ハッチング模様) [Hauck et al., 2013] 挿入図は地球と水星の内部構造を同じ縮尺で示す。水星の半径は $R_M = 2440$ km であ る。 (下) LRM ソースと地殻構造の概略図。LRM は地殻深部にわたって分布し、衝突によって露出や再配置 が可能である。地殻磁場は、非常に浅い地殻の磁化が中層以上の深さの磁化よりも弱いことを示唆している [Johnson et al., 2016]。

弱い惑星磁場が存在し、大気は存在しないことから、この惑星の地表には興味深い独特な環境が存在する ことが示唆された。マリナー10号のデータは、惑星磁場が太陽風を「遮断」し、磁気圏(惑星磁場が閉じこ められ、太陽風がほとんど排除された領域)は地球磁場の小型版でありながら、より時間的に変動しやすいも のであることを示した [Russell et al., 1988]。この惑星の周囲では、水素、ヘリウム、酸素の痕跡が検出され た [例えば、Broadfoot et al., 1974]。その後、地球からの望遠鏡観測によって、薄いナトリウムとカリウムの 「外気圏」が時間と場所によって変化することが明らかになった [Potter and Morgan, 1985, 1986]。他の元素 も予想されたが、地球からは検出できなかった。肉眼では見えないが、磁気圏と外気圏は非常に活発であると 疑われた一方で、これらのダイナミクスの性質や、地表や、あるかもしれない内部との相互作用は未知であっ た。例えば、昼側表面の低緯度領域が太陽風にさらされているかどうかは、地表の宇宙風化や外気圏の生成に 対する潜在的な影響とともに議論されていた。外気圏の化学種の組成・存在量やそれらのダイナミクス、そし て惑星表面の組成との関連性については、まだ解明されていなかった。さらに、極近傍にレーダーで明るい 円形領域があるという不可解な証拠もあった [e.g.,Slade et al, 1992;Harmon and Slade, 1992;Harmon et al, 2011]。熱モデル計算 [Paige et al., 1992;Ingersoll et al., 1992] と地球からのレーダーデータは、観測によっ て、高緯度クレーターの恒久的に影になる領域に閉じ込められた、少なくとも深さ数メートルの水氷の堆積物 [Butler et al., 1993] で説明できることが示唆された。レーダーで明るく見える物質が本当に水の氷であるこ との決定的な証明と、もしそうなら、その起源と寿命 (すなわち、これらの領域が永久的な影になっているか どうか)が未解決の課題としてあげられる。

MESSENGER ミッションは 2004 年に打ち上げられ、次の 6 つの科学的課題を持っていた。(1) なぜ水星 の密度は大きいのか?(2) 水星の地質学的歴史は?(3) 水星の磁場の性質は?(4) 水星のコアの構造は?(5) 水星の極にある珍しい物質は?(6) 水星で重要な揮発性物質は何か?ここでは、ダイナミックな惑星として の水星の出現に焦点を当てながら、これらの疑問のいくつかに取り組む MESSENGER 主導の発見に触れる。 水星の初期の歴史と、現代のダイナミックな環境という 2 つの重要なテーマに焦点を当てる。

最も小さい惑星のダイナミックなスタート

どんな惑星でも、最初期の歴史の詳細を読み解くのはとても難しい。現在の地表の地質は、惑星ごとに地殻が 再構成された過程の結果である。水星の初期を知る手がかりは、地表のさまざまな組成の岩石 (図 1) や、地 殻の厚さと分布、その地殻の磁化、地表の大きな衝突クレーターの分布に記録されている。

形成と最初期の分化の過程は、惑星の最初の内部構造を決定し、その後の進化の舞台を整える。この点で、 地球、金星、火星は互いに類似しているが、水星や月とは異なっているように思われる(図2)。水星の高い金 属珪酸塩比の起源はまだ不明であるが、MESSENGERの結果によって、ある一連の仮説を除外することがで きた。その仮説とはすなわち珪酸塩物質を気化させるのに十分高い表面温度を想定するものであり、これらは 現在の水星の表層における揮発性物質の存在量と矛盾する [Peplowski et al., 2011]。

集積中の衝突、金属-珪酸塩の分化、高い割合の放射壊変で生じた熱の結果、地球型天体は、マグマオーシャンと呼ばれる、溶融した岩石が惑星内部まで広がる初期段階を経験する。斜長石に富む斜長岩から成る広範な月の高地は、月におけるこのプロセスの主要な証拠である [Wood et al., 1970]。これらの岩石はマグマよりも密度が低いため、月のマグマオーシャンの最上部に浮いた。水星表面の主要元素組成と一致するマグマの密度を実験的に決定したところ、水星のマグマオーシャンの最上部に浮遊できる鉱物は黒鉛だけであることがわかった [Vander Kaaden and McCubbin, 2015]。仮に、水星に CI コンドライトと同程度の量の炭素があれば、黒鉛の浮遊地殻の厚さは 20 km に達する可能性があるが、火星や地球と同程度の C 欠乏マントルであれ

ば、地殻の厚さは 1-100 m 程度になるだろう [Vander Kaaden and McCubbin, 2015]。水星の多くの衝突ク レーターは、地表から数 km 下の比較的反射率の低い物質 (LRM) [例えば、Denevi et al., 2009; Murchie et al., 2015]を掘り起こしていると思われる (図 1)。MESSENGER 探査機による低高度観測からの中性子分光 と可視光線から近赤外線までのデータ [Peplowski et al., 2016] の組み合わせによって、LRM が周囲の物質よ リも 1~3 %多くの炭素を含んでいることが示唆されている。これほどに黒鉛に富んだ物質が深部から掘り起 こされていることは、地殻のより深い部分に、マグマ同化や天体との衝突による破壊と混合によって後から地 殻に加わったケイ酸塩と混合された、初期の浮遊地殻の残骸が含まれているという説と調和的である (図 2)。

後の珪酸塩地殻の生成は、他の地球型惑星と比較して特に効率的なプロセスであった。水星の地殻の平均厚 さの推定値は 35km のオーダーである [James et al., 2015;Padovan et al., 2015]。この値を比較的小さいマ ントルの厚さで規格化すると [Hauck et al., 2013; Rivoldini and Van Hoolst, 2013]、水星の地殻は、他のどの 地球型惑星(あるいは地球の月)の地殻よりも、惑星のケイ酸塩の外装(地殻とマントルを合わせた部分)に おける割合が大きい [Padovan et al., 2014]。このような効率的な地殻形成は、マグマ生成速度が惑星の初期 に非常に大きかったことを示唆している。この結論は, 蛍光 X 線分光法 [例えば, Nittler et al., 2011; Weider et al., 2015] によって地表で観測される Mg に富む超苦鉄質岩 [Stockstill-Cahill et al., 2012;Charlier et al., 2013;Namur et al., 2016]の組成の原因となる大きな部分融解率(最大 50%)に関する推論とも一致する。実 際、Namur et al. [2016] は、推測される最大の融解率と融解温度が、最も古い地域と伴っており、およそ 42 億 年前から 40億年前の間に1億年あたり 70 K まで冷却されると述べた。より最近の 40億年前から 37億年前 の岩石においては、継続的に25%以上の融解率が推定されている。興味深いことに、水星には活発なメルト 生成と、高温をもつ証拠があり、これは減圧融解作用を示す [Michel et al., 2013; Tosi et al., 2013] が、表層岩 石の組成の地理的な変化は、組成的に不均質なマントル源域も示している [e.g., Charlier et al., 2013; Namur et al., 2016]。この二重性は重要な問題提起をしている。水星のマントル対流は、部分融解する程の高温下で 厚い地殻を形成するほど活発でありながら、どのようにして、対流している中でも混合されずに組成的に異な る領域を保持していたのだろうか?その答えは、水星の非常に薄いマントルによって、他の太陽系内天体のマ ントルとは異なる対流の仕方が可能であったからかもしれない。例えば、対流セルが非常に局所的であったた めに、水平方向の混合があまり効率的でなかった可能性がある。

水星のダイナミックな初期の歴史のさらなる証拠は、MESSENGER ミッション後半の、探査機が最初の ミッション段階よりもさらに惑星に近い有利な良い地点から観測を行ったときに発見された。これらの軌道 は、低振幅の磁気異常を検出することを可能にしたが [Johnson et al., 2015]、この磁気異常は、リソスフェア にある磁化された岩石内に存在している。この磁化は現在あるいは最近引き起こされたものかもしれないが、 少なくともその一部は、37 億年前以前の内部発生磁場の存在下で、主な岩石がキュリー温度以下に冷却された ときに獲得されたことが計算によって示されている [Johnson et al., 2015]。このように MESSENGER は、 水星には現在磁場があるだけでなく [例えば、Anderson et al., 2008]、過去にも磁場があったことを示してい る [Johnson et al., 2015; Hood et al., 2015, 2016]。その時代の表面物質から推定される内部の高温 [Namur et al., 2016] と、比較的低いコア密度 [Hauck et al., 2013; Rivoldini and Van Hoolst, 2013; Knibbe and van Westrenen, 2015] から推定されるコア内部の大量の合金元素は、コア内の熱駆動対流が当時の磁場の原因で あったことを示唆している。現在、金星を除くすべての内側太陽系惑星で、地殻の磁化と古代の全球的な磁場 の根拠がある。金星に古代の磁場があったことは否定できないが、その証拠は破壊あるいはリソスフェアの 再加熱によって抹消されてしまった可能性が、金星表面の平均的な年代が 10 億年未満 [例えば McKinnon et al., 1997] であることから示唆される。 火星と月は初期には限定的な磁場を持っていたように思われるが [例 えば、Lillis et al., 2008; Weiss and Tikoo, 2014]、地球と水星は現在も磁場を持っている。水星の磁場の寿 命、地球のように磁場が継続的なのか、それとも断続的なのか、時間を通したダイナモの駆動メカニズム、地 殻磁場を構成する岩石の鉱物学的性質などを理解することは、まだ未解決の問題である。

水星は 45 億年以上も太陽の周りを公転しているが、ダイナミックで活動的な惑星であることを示す最も明 白な兆候のひとつである火山活動は、主に 37 億年よりも前にできた領域に限定されているように見える。火 山平野が最も広く広がっているのは [例えば、Denevi et al.,2013;Ostrach et al., 2015]、カロリス衝突盆地と 北方の平原の中とその周辺である (図 3)。火星や月のように明らかな地殻の二分性がある訳ではないが、平 原の火山活動は北半球で優先的に起こった。最近の流出的火山活動は非常に少なく [例えば、Prockter et al., 2010]、衝突盆地に伴っている [Byrne et al.,2016] が、小規模な爆発的火山活動は時間的に広く分布している [Thomas et al.,2014]。水星における衝突クレーターの密度は、火山活動が 40 億年前から 41 億年前に水星表 面の大部分を作り変えたことを示唆しており、この時期は後期重爆撃 (LHB)の始まりと一致する [Marchi et al., 2013]。LHB から、3、4 億年後までの間は、水星の歴史における重要な時期であり、その間に、厚い地殻 を作り出した火山活動は、おそらく急速かつほぼ完全に収束した。その火山活動の停止が、衝突によって与え られたエネルギーが衰えた結果なのか [Marchi et al., 2013]、あるいはマグマを生成するための熱放出や対流 が自然に減少した結果なのか [e.g.,Tosi et al.,2013]、あるいは全球規模の収縮によってさらに圧縮された圧力 環境 [e.g.,Solomon, 1977] のために地表に表出する能力が失われたのか、まだ解明されていない。水星の収縮 は 5-7 km[Byrne et al., 2014] と現在推定されており、著しく圧縮された状態を発達させているが、これはお そらく初期から始まっている。



図 4.3: 水星レーザー高度計による水星北半球の一部 (北緯 30°から北緯 90°)の地形図。火山平原 (任意の 色に対して暗い色合いをつけた)の地図の下に、hollowの場所 (赤色 [Thomas et al., 2014]) および、少なく とも内部の一部が永久影であり、かつレーダーで明るく写る直径 10km 以上のクレーター (白丸 [Chabot et al., 2012; Deutsch et al., 2016])の位置を示す。北極を中心としたランベルト正積方位図法で緯度 10 度ごと、 経度 15 度ごとに格子線。主な地形的特徴のいくつかがラベル付けされている。東経 170.2 度、北緯 30.5 度を 中心とするカロリス盆地 (直径約 1540 km) は、内部の北側が隆起しているのが特徴である.

現在の水星の内部と外部:それほど"死んだ"状態であるわけではない

現在の水星は地質学的には静穏だが、地表付近の環境は非常にダイナミックであり、惑星自体と驚くべき形 で結びついている。さらに、深部が動的である証拠は、水星の磁場によって示されている。MESSENGER のフライバイによって全球磁場の検出が確認され、それがコア起源であることが立証されたが [Anderson et al., 2008]、これはダイナモを駆動するのに対流が十分活発であることを示唆している。MESSENGER の軌 道観測では、磁場が弱いだけでなく (表面の磁場強度は地球の1%程度)、自転軸に対して対称性が高く (図 4)、惑星の赤道に対して非対称であり、北半球の方が南半球よりも強いことを示した [Anderson et al., 2011, 2012; Johnson et al., 2012]。これらの特性によって、水星の磁場は現在双極子磁場が支配的な太陽系の惑星 (地球、土星、木星)の中でも特異なものとなっている。水星の磁場は、その軸対称性が土星のそれと似ている が、赤道方向は全く非対称であり、土星や地球の磁場よりも2桁以上小さい。磁場の強さ、軸対称性、赤道方 向の非対称性を、現在のダイナモモデルで同時に説明するのは難しい。非典型的な磁場を理解する鍵は、水星 のバルク組成と表面組成の推論 [Chabot et al., 2014]に合ったコアの軽元素の種類と分布 [e.g., Stanley and Glatzmaier, 2010]かもしれない。コアの軽元素分布は、対流を駆動する浮力源を制御する可能性があるため 重要である。最近のダイナモモデルの中には、強度が低く、かつ赤道方向に非対称な磁場の予測に成功したも のもある [Cao et al., 2014; Tian et al., 2015]。しかし課題も残っている。例えば、このようなモデルで現在 必要とされているコア・マントル境界熱流の水平方向の変化は、現在の最下部マントルの熱状態では予想され ていない。



b)

Magnetosphere Models



図 4.4: (a) 磁場の平均的な相対表面強度と地球と水星の内部ダイナモ場の双極子形状を示す模式図。それぞれの惑星について、実線は軌道法線(垂直)に対するスピン軸の向きを示し、灰色のバーは磁気双極子の向きを示し、その中心は地球では地球の中心であり、水星では 0.2 水星半径ほど北側にずれている。参考までに、赤道上の地球の磁場強度は約 30,000 nT である。(b) 水星の磁気圏のモデル [Korth et al.,2015]。昼夜零時面における磁気圏内部の磁力線が示されており、軸がオフセットしている双極子、磁気圏界面、尾部磁場等から成る。昼側は各パネルで右側である。中央の図は、MESSENGER ミッションの期間中の磁気圏の平均的な形と大きさを示しており (惑星を示す灰色の円に対して)、ここでは太陽直下の磁気圏界面の位置が水星表面から 0.43 R_M の高さにある。左の図は、太陽直下磁気界面が惑星から遠い (0.7 R_M) 場合の太陽風動圧が低い状態に対応し、右の図は、太陽直下磁気界面が惑星から 0.2 R_M 高い場合の太陽風動圧が高い状態に対応する。1 水星年の間に、磁気圏界面はその平均位置に対して $\pm 0.1 R_M$ ほど変化し、極端な状態では惑星表面に達するか、惑星表面から 2 R_M 以上高い位置にある。各図では、水星のコアの表面における磁気圏界面の磁場から生じる磁場強度がカラーで示されている (スケールバーはナノテスラ)。磁気圏の圧縮と膨張は、水星のコアとマントルの境界における磁場強度の時間変化をもたらし、それがコアの磁場を誘導する [Johnson et al., 2016]

特異な形を持つ弱い全球磁場は、水星の日心距離における太陽風条件と同様に、小さな磁気圏に重要な結果をもたらす。水星磁場と惑星間磁場 (IMF) のリコネクションは、ほとんど全ての IMF 条件下で起こり

得る [例えば、DiBraccio et al., 2013]。これは、強い内部磁場と比較的弱い IMF のために、リコネクショ ンが IMF が昼側の惑星磁場と逆向きの時に限られる地球とは異なる [Sonnerup, 1974]。そのため、磁束と プラズマは地球よりも頻繁にそして大量に、昼側から夜側へ運ばれ、また戻ってくる [Slavin et al., 2012; DiBraccio et al.,2013] 驚くべきことに、活発な磁気圏ダイナミクスにもかかわらず、水星磁場はほとんどす べての MESSENGER 軌道上の磁場へ支配的であった。長い時系列の観測により、磁気圏の準定常状態に対 する異なる電流システムの寄与を初めて決定することができた (図 4)。これは、水星の日心距離の変化に関 連したそれらのシステムにおける周期的変動を含む。[Johnson et al,2012,2016;Korth et al,2015;Anderson et al,2014]

マリナー 10 号以後の主な疑問は、磁気圏の激しい圧縮やリコネクションによる昼側の磁束の浸食、ある いはその両方によって、昼側表面が太陽風の衝撃に直接さらされることがあるか否かであった [Hood and Schubert,1979;Slavin and Holzer,1979]。MESSENGER の観測によって、このような現象が実際に起こりう ることが分かったがそれは稀であり、MESSENGER の軌道観測では、最も強い太陽風条件下において、時間 にして約 5% しか観測されなかった。より一般的には、リコネクションによる磁場の浸食は、惑星コアに誘導 される磁場によって相殺される [Slavin et al., 2014; Zhong et al., 2015; Johnson et al., 2016]。誘導された コア磁場の検出は重要である。なぜなら従来の測地学的手法とは無関係に水星のコア半径を決定することを可 能にし [Johnson et al., 2016]、そして太陽風条件の変動が惑星の鉄の核の応答を引き起こすことを示すから である。さらに、沿磁力線電流と、それが外核の上部を通って閉じていると検知されたことは、水星が宇宙空 間の環境と地下深部が結合した特異性を持つことのもう一つの証を表す [Anderson et al., 2014]。

多くの地球ベースの観測キャンペーンとモデリングの努力によって補完されながら、MESSENGER の観測 によって、水星の外気圏の特徴についてかなりの進歩を得ることができた。化学種ごとの検出可能性は、そ れらの相対的な放出強度と装置感度によって決まる (図 5)。中性種であるマグネシウム [McClintock et al., 2009] とマンガン [Vervack et al., 2015] がカルシウムイオン (Ca+)[Vervack et al., 2010] と同様に初めて検 出され、アルミニウム [Bida and Killen, 2016] の存在が確認された。ナトリウム、カルシウム、マグネシウ ムは毎日観測されたため、外気圏の中の平均的な分布がマップされた(図5)。これらの分布とその季節変動 は明瞭であり [Burger et al., 2014; Cassidy et al., 2015; Merkel et al., 2016]、異なる起源、輸送、損失過程 を示唆している。例えば、ナトリウムは昼側で増強され、主に光励起脱離によって外気圏に供給されるようで ある [Cassidy et al., 2015]。ナトリウムは冷たい「極」となる経度の近くでも増強される。水星の 3:2 のスピ ン軌道共鳴によって、これらの経度では1年のうち長い期間終端に位置するために効率的なナトリウムのト ラップとなっており、そこは、太陽放射圧によってナトリウムが夜側に押し出されてさらに満たされる。冷た い「極」が太陽光に照らされると、表面からナトリウムが放出されるが、これは水星一年の間に夜明けの場所 から夕暮れの場所に向かって回転しているような放出の増強につながる。対照的に、外気圏のカルシウムの平 均分布は、明け方の場所と夕暮れの場所で、かなりの非対称性を示す [Burger et al.2014]。季節的に、カルシ ウムの分布は水星表面への惑星間塵のフラックスに追っており、塵の衝突で気化することで生成されたことに 合致している。カルシウムの生成は水星が近日点を通過した直後に急激にピークに達するが、これは、エンケ 彗星からの付加的なダストの寄与によるものである。このダストの寄与は水星軌道と交差し水星の夜明けの終 端付近に衝突を起こす [Killen and Hahn, 2015]。マグネシウムも強い明け方-夕方の非対称性を示し、主に塵 の衝突の結果であることを示唆している。しかし、カルシウムとは対照的に、マグネシウムの生成は近日点の 少し前にずっと広いピークを示し、遠日点の直前に小さなピークがある [Merkel et al., 2016]。したがって、 観測されたカルシウムの季節変動に合わせて塵の雲の特性を調整したモデルは、マグネシウムの観測を同時に 説明することはできず、その逆もまた然りである。特に、MESSENGER は地球からの観測で見られるナトリ

ウムの短期の外気圏における変動を捉えなかった。この不一致は、両データセットの観測限界(例:タイミン グや空間的な範囲)に関連しているかもしれない。MESSENGER の結果は総合的には、非常に動的な外気圏 が、時間・空間において異なる化学種ごとにそれらの分布を決定する異なる過程を持つことを示唆している。 比較として、月の外気圏の現地観測では、水星よりもナトリウムの外気圏における変動がより激しく、カリウ ムの観測では、月の表面が KREEP (カリウム希土類元素とリンに富む岩石)に富む地域での増大が示されて いる [Leblanc et al., 2009; Mangano et al., 2013; Colaprete et al., 2016]。 月とは対照的に、水星では、外 気圏におけるマグネシウムの増大と、マグネシウムに富む表面領域との相関の可能性 [Weider et al., 2015]を 除いて、外気圏と表面組成との間の明確な関連はまだ特定されていない。



図 4.5: (上) MESSENGER による水星における様々な外気圏化学種の相対的検出感度。個々の化学種の検出 感度は、その固有の放出強度と水星大気・表面組成スペクトルメーター装置の感度に依存し、中性ナトリウム のそれに対して正規化されている [Vervack et al., 2011]。(下) 赤道面に投影した MESSENGER ミッション の周回段階における、Na, Ca, Mg の発光の赤道面に投影した地方時分布 (単位キロレイリー)。昼側と夜側 で異なるデータ範囲のパターンは、2 種類の系統的観測 (昼側リムスキャンと夜側テールスイープ [Burger et al., 2014; Cassidy et al., 2015;Merkel et al., 2016]) に起因する。カラースケールはそれぞれの種に固有であ り、昼側と夜側ではスケールが異なる。Mg パネルは A.Merkel 他 [2016] より。

水星表面は、最近の地質学的過去において宇宙環境と相互作用していたことを示すいくつかの証拠を示して いる。第一に、地球レーダーで発見された高緯度のレーダーで明るい円形領域は、永久影が存在し [Chabot et al., 2012] (図 3)、水氷が支配的であることが確認されている。この水氷は、いくつかの場所では昇華残留物 によって断熱されている層の下に埋もれている [Paige et al., 2013]。長期的にみて不安定な熱環境である小さ なクレーターで氷が観測されたことは、氷が比較的若いかどうかという疑問を提起している。第二に、水星に 特有と思われる地質地形である hollows (図 3 と図 6)の発見も、揮発性物質による水星表面の最近の変化を指 摘している [Blewett et al., 2011, 2013; Thomas et al., 2014]。これらの明るく、小さく、新鮮に見える特徴 は、揮発性物質が、地質学的には最近のうちに宇宙空間に放出された結果であると解釈されている。これらは LRM に多く見られ、太陽に面する斜面と強い相関があり、水星の暖かい「極」でより多く見られる。第三に、 MESSENGER の色とスペクトルのデータは、宇宙風化による表面の変化の証拠を示している。月と同じよう に、水星の宇宙風化物質は新鮮な物質よりも可視から近赤外の波長帯域にわたって赤い。しかし、水星の地殻 には鉄が少ないため、もう一つの宇宙風化の月における診断法である、1µm の吸収帯の強度の低下は検出で きない [Murchie et al., 2015; Izenberg et al., 2014]。 水星のカラーマップでは、主なスペクトルの傾向は、 高反射率でより赤い火山平原や火砕物と、暗くて赤くない LRM の違いに起因しており、宇宙風化はこれに重 なる二次的な特徴を形成している。宇宙風化の強度の地理的変化はまだ特定されていない。この非検出が、利 用可能なデータから地域的な変動を抽出することの難しさを反映しているのか、あるいは、例えば高緯度のカ スプ領域の磁場において風化が強くなるということはなく、全球的に比較的均一な時間積分された宇宙風化の 特徴を反映しているのか、ということについては不明である。



図 4.6: MESSENGER の低高度航行中に取得された狭角カメラによる hollows の最高解像度画像の 1 つ。画 像の中心は北緯 51.99 度、東経 272 度で、ショレム・アレイチェム盆地内に位置し、幅は約 1.5km。画像は、 これらの小さな hollows の信じられないほど滑らかな底を示している。周囲に多くの小さなクレーターがある にもかかわらず、いずれの hollows の底にも衝突クレーターが見られない。

次のステップ

MESSENGER は、まったく新しい水星の容貌を発見し明らかにした。その豊富なデータは、恒久的な方法と 思わぬ方法で深く調査する十分な機会を提供している。次に水星を訪れる探査機は 2020 年代半ばに到着する 予定であり、MESSENGER のデータは今後約 10 年間、水星を研究するための最良のデータセットとなる。 MESSENGER によって明るみに出た、水星と太陽系におけるその位置付けを理解する機会は、挙げればきり がないほどある。しかし、最も重大な疑問と、より大きな発見への道筋をいくつか強調することができる。

水星に火山活動の歴史があるかどうかという問題は、はっきりと決着がついた [例えば、Head et al., 2011; Denevi et al., 2013]。しかし、水星における火山活動の進化と、その歴史が水星内部の過程について何を示唆 しているかについての理解は、まだ初期段階にある。火山活動は内部の状態を反映しているので、火山活動の 時期や分布、特には火山組成を限定することは、惑星全体を理解する上で極めて重要である。水星で火山活動 がどのようなばらつきがあり、どのように進化してきたかを解明するための極めて重要な方法の一つは、地質 学的に意味のある空間スケールで地球化学的・鉱物学的情報を収集することである。全球規模でこのような詳 細な情報を収集することで、地表の地球化学的な多様性の原因と地質学的関係を理解する機会が得られるだろ う [e.g., Peplowski et al., 2012; Weider et al., 2015]。

高空間分解能の表面組成マッピングは、hollows の性質を理解するためにも不可欠である [例えば、Blewett et al., 2011, 2013; Thomas et al., 2014 2016]。Hollows 内部とその周辺の物質の厚さと組成を特定すること で、これらの特徴がどのように形成されるのか、またなぜ hollows が衝突クレーターとしばしば関連するのか がわかるかもしれない。Hollows の形成における揮発性物質の役割は、惑星の表面近傍の揮発性物質の存在量 に関する制約を与える可能性があるため、特に興味深い。

関連はあるが別個の課題として、極地の堆積物のさらなる研究がある。特にはその組成と厚さを特定すると いう研究課題である。これらの堆積物は、太陽系における水の供給と移動の重要な記録である。堆積物質とそ の熱物理的環境の、その場における特徴付けによって大きな進歩がもたらされる可能性がある。

バルク組成と水星地殻の進化を理解するためには、一貫した空間スケールでの全球的な地球化学的・鉱物学 的情報が極めて重要である。南半球において、空間的に解像された主要元素情報は限られており [Weider et al., 2015]、鉱物学的情報も不足している。水星の分厚い地殻の形成について更に制約するには、溶融度とそ の源をより完全に解明することが可能な化学的・鉱物学的情報を得られるかにかかっている。また、地殻磁 化のキャリアとなりそうな鉱物を絞り込むことも、地殻の鉄鉱物学に関するさらなる情報を得られるような 研究手法である。惑星全体、特に南半球で、より高い空間分解能かつより完全な重力と地形の情報が得られ れば、地殻の厚さとそれが惑星全体でどのようにばらついているかについて、より確実な推定が可能になる [e.g., James et al., 2015; Padovan et al.,2015]。

MESSENGER は水星の液体外核の存在を確認し、惑星の基本的な内部構造を解明した [e.g., Smith et al., 2012]。固体の内核の存在やその大きさ、上から下への固化 (鉄の雪)の示唆も含めて、核内部の構造はまだ解明されていない。水星の磁場構造と強さは、金属コア内で起こる過程と、その磁場構造によって定められる境界条件の産物である。関連して、水星のダイナモ磁場の時間的進化-断続的なのか連続的なのか-という疑問は、多様な手法による研究を必要とする。惑星の回転状態と潮汐応答の精密な測定は、コアの構造に制限を与える機会となる。しかし、その構造を詳細に理解するためには、最終的には内部の性質、特に内核の大きさや外核中の密度の層構造に関する証拠を地震学的に決定する必要がある。

水星の磁気圏と外気圏、そしてこれらと惑星表面・内部との結合をさらに理解するには、太陽風駆動条件と 磁気圏 / 大気圏応答を同時にその場で測定する必要がある。磁気圏ダイナミクスの重要な特徴的時間スケール であるダンジー周期 [Dungey, 1961] は、地球では数時間であるのに対し、水星では数分のオーダーである。 MESSENGER の軌道周期はこれらのダイナミクスの時間スケールよりもはるかに長いため、太陽風駆動条 件と磁気圏応答の独立した同時測定はできなかった。この点で、磁気圏の内側と外側の 2 つの周回機を持つ Bepi-Colombo ミッションは、重要かつ本質的な進歩をもたらすだろう。様々な周波数で惑星内部の磁気サウ ンディングを行うことで、マントルの電気伝導度構造を調べることができる。これは現在のマントル熱構造を 大きく制約することにつながる。低高度の Bepi-Colombo 探査機による南半球の惑星磁場のマッピングの向 上は、全球コアの磁場構造、ひいてはダイナモモデルを制約するために重要である。南半球のカスプ領域、特 に北半球のカスプ領域に対してどれくらい空間的な広がりを持つかという検出は、宇宙風化研究と外気圏の化 学種の生成に関連している [Anderson et al., 2011]。より高分解能の表面組成情報とともに、外気圏の化学種 の測定を向上させることによって、外気圏組成と表面組成の関連を調べることができるようになる。 MESSENGER の水星探査は、当然のことながら、既存の探究路線を拡張し、新たな探究路線を切り開いた。MESSENGER が最も内側にある惑星についての新しい見解を可能にした一方で、これは多くの点で偵察 ミッションであり、大いに必要とされる将来の探査のための舞台を整えたということは明らかである。新たな 疑問に答えるための次のステップは、ここ地球の研究室での新たな作業と、水星でのさらなる詳細な調査の両 方が必要となる。