



Review

화성 내부 구조 이해의 진화: 광물물리학, 지구화학, 그리고 인사이트 미션의 지진학적 역할을 중심으로

고병관, 이용재*

연세대학교 지구시스템학과

The evolution of understanding Mars' interior structure: Focusing on the roles of mineral physics, geochemistry, and seismology from the InSight mission

Byeongwan Go, Yongjae Lee[†]

Department of Earth System Sciences, Yonsei University, Seoul 03722, Republic of Korea

Received: October 14, 2025 / Revised: November 17, 2025 / Accepted: November 20, 2025

*Corresponding author: +82-2-2123-5667 / E-mail: yongjaelee@yonsei.ac.kr

요약: 행성의 내부 구조는 그 형성 과정, 열적 진화, 그리고 자기장과 지질 활동의 역사를 이해하는 데 필수적인 정보이다. 본 논평은 천문학적 관측에 의존했던 초기 모델부터, 고온-고압 실험 및 우주화학 모델에 기반한 이론적 진화를 거쳐, 최근 NASA 인사이트(Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport, InSight) 미션의 지진학적 관측에 이르기까지 화성 내부 구조에 대한 인류의 이해가 어떻게 진화해왔는지를 개략적으로 검토한다. 이러한 내부 구조 이해의 주요한 전환점으로 마리너 4호(Mariner 4) 이후 물리적 제약(constraint) 조건이 정교해지고 콘드라이트(chondrite) 및 SNC 운석 연구를 통해 지구화학적 모델이 발전하며 맨틀과 핵의 조성 모델이 구체화되었다. 특히, 2018년 착륙한 인사이트 미션은 최초로 지진파를 이용해 화성 내부를 직접 탐사함으로써, 기존 모델들을 검증하고 수정할 수 있는 결정적인 데이터를 제공했다. 인사이트의 관측 결과는 다층적인 지각 내 물의 존재 여부에 대한 새로운 논쟁을 낳았으며, 맨틀에 대해서는 예상치 못한 새로운 구조와 불균질성을 발견하는 한편, 황, 산소 등 경원소가 풍부한 크고 밀도가 낮은 액체 핵을 밝혀내었다. 최근 연구는 액체 외핵 내부에 작은 고체 내핵의 존재 가능성까지 제기하며, 화성 내부 연구에 새로운 프레임워크를 제시했다. 본 논평은 이러한 지식의 축적 과정을 조명함으로써, 향후 화성 탐사 및 비교 행성 과학 연구를 위한 하나의 기초 자료를 제시하고자 한다.

주요어: 화성, 화성 내부 구조, 화성 조성 모델, 인사이트 미션, 지진학, 광물물리학

ABSTRACT: This review article chronicles the evolution of our understanding of Mars's internal structure, a fundamental aspect for comprehending its formation, thermal history, and the evolution of its magnetic and geological activities. We trace this scientific journey from early models based on astronomical and geodetic constraints to later theoretical frameworks informed by mineral physics and cosmochemical models. A central focus is the transformative impact of the NASA InSight mission, which for the first time provided direct seismic observations of the Martian interior. Prior to InSight, models were refined by data from missions like Mariner 4 and Viking, and by geochemical analysis of chondrites and SNC meteorites, which progressively constrained the composition of Mars's mantle and core. InSight's seismic data, however, provided a crucial "ground truth", leading to significant revisions of long-standing models. Based on InSight observations, renewed debate has emerged concerning water budget within a multi-layered crust; moreover, previously unanticipated mantle structures and heterogeneity have been identified, and a large, low-density liquid core enriched in light elements (including S and O) has been inferred. Recent studies even propose the existence of a small, solid inner core. This newfound understanding has validated certain geochemical hypotheses while simultaneously refuting others, paving the way for a new frame of the Martian interior model. We provide a brief synthesis of this intellectual progression, which will form a basis for planning on-site exploration of Mars and a nascent field of comparative planetology.

Key words: Mars, Martian interior structure, Martian model composition, InSight mission, seismology, mineral physics

1. 서론

행성의 내부 구조를 이해하는 것은 그 행성의 현재 상태를 이해하고, 행성이 형성되고 겪은 진화 과정을 해독하는 핵심적인 열쇠이다. 지각, 맨틀, 그리고 핵의 크기와 조성은 행성의 형성, 열역학적 진화, 자기장 생성(다이내모), 그리고 표면 지질 활동과 직접적으로 연결된다. 화성은 지구와 같은 암석형 행성(terrestrial planet)이지만, 지구보다 크기가 작고 현재 전 화성적(global Martian) 자기장이 없으며 판구조 운동도 부재하다. 이러한 특성은 화성을 비교행성학적(comparative planetology) 관점에서 매우 독특하고 중요한 연구 대상으로 만든다. 화성 내부 구조의 특성은 왜 이 행성이 지구와 다른 진화 경로를 겪었는지를 설명하는 데 중요한 단서를 제공하며, 이는 암석형 행성의 지속가능한 거주 가능성(sustainable habitability)을 평가하는 중요한 요소이다.

본 논평은 화성 내부 구조에 대한 인류의 이해가 어떻게 발전해왔는지, 특히 인공위성 관측과 운석 분석 등 간접적 방법의 한계를 극복하고, 최근 인사이트 미션의 직접적인 지진파 데이터를 통해 어떻게 새로운 이해의 구조가 열렸는지를 종합적으로 분석한다. 초기 모델(1970년대 이전)은 천문학적 관측에 기반한 제한된 정보로 시작되었으며, 이후 탐사선 시대(1970-2019)에 들어서면서 간접적인 물리적, 지구화학적 제약 조건(constraint)들이 누적되며 모델의 정교함이 더해졌다. 최근의 인사이트 미션(2019-2022)은 최초의 직접적 지진학적 관측을 통해 기존의 모든 가설을 검증하고, 화성 내부 구조에 대한 새로운 패러다임을 정립하고 있다. 본 논평은 이러한 지식의 축적 과정을 시계열적으로 간략하게 조망하고, 인사이트 미션이 남긴 질문과 미래 화성 탐사 및 행성 과학 연구의 하나의 방향성을 제시하고자 한다.

2. 화성 내부 구조 연구의 서막(1970년 이전)

2.1. 천문학적 관측과 초기 모델의 한계

화성 탐사선에 의한 근접 관측이 이루어지기 이전에도, 천문학적 방법을 통해 화성의 질량 및 반경과 같은 기본적인 제약 조건들은 이미 확보되어 있었으며(Hall, 1878), 포보스(Phobos)와 데이모스(Deimos)의 운동 해석을 통해 화성의 관성 모멘트(Moment of Inertia)에 대한 제약으로서 편평도(ellipticity, e^{-1}) 또한 제시되었다(Woollard, 1944). 그러나 이러한 물리적 제약 조건에도 불구하고, 화성의 전체 화학 조성에 대한 정보는 거의 알려지지 않았기 때문에, 지구와 화성이 유사한 조성을 가질 것이라는 가정하에 화성 내부에 대한 연구가 이루어졌다.

따라서 20세기 중반 이전의 화성 내부 모델 연구는 지구 내부에 대한 당시의 이해를 바탕으로, 관측된 평균 밀도·질량·반경·관성모멘트를 동시에 설명하는 압력-밀도 구조를

구성하는 데 초점을 맞추었다. 이들 초기 모델은 Birch (1952)와 Bullen (1963)이 제시한 지구 내부 모델을 전제로 하였으며, 지진파 속도와 밀도 불연속면을 핵심 물리 제약으로 삼아 층상 구조(layered structure) 개념을 발전시켰다. 지구의 경우 대표적으로 약 2,900 km 깊이에서 확인된 지진파 속도 불연속면은, 상부의 규산염질 맨틀과 하부의 철-니켈 합금핵으로의 구성 차이를 반영하는 것으로 해석되었다. 각 층 내에서의 지진파 속도 증가 또한 압력 증가에 따른 밀도 및 체적 탄성률의 상승으로 설명되었다.

이러한 지구 내부 모델을 참조하여 구축된 초기 화성 내부 모델들은, 관측된 천문학적 제약 조건을 만족시키기 위해 지구의 압력-밀도 관계식을 그대로 적용하였다. 그러나 화성 반경에 대한 오차가 여전히 존재했기 때문에, 연구자들마다 다양한 반경(예: 3,310 km, 3,385 km 등)을 가정하여 서로 다른 내부 모델들을 제시하였으며(그림 1; 표 1), 이에 따라 핵 존재 여부 및 내부 분화 상태에 대한 상이한 해석이 도출되었다.

2.2. 층상 구조 존재 여부에 대한 초기 논쟁

상대적으로 작은 반경(약 3,310 km; Trumpler, 1927)을 기준으로 한 모델들은 화성이 내부적으로 거의 분화되지 않았거나, 매우 작은 핵을 지닌 균질한 행성일 가능성을 제시하였다(Kovach and Anderson, 1965; 그림 1a). 이러한 모델은 화성의 질량·밀도·관성모멘트를 모두 만족시키기 위해, 맨틀과 핵의 혼합비를 조절하여 밀도 분포를 미세하게 보정하는 방식을 사용하였다. 결과적으로, 핵이 없거나 지극히 작은 경우에만 모든 제약을 동시에 충족할 수 있다는 계산 결과가 제시되었으며, 이는 곧 “화성은 형성 당시 전 행성적 마그마 바다(magma ocean)를 형성하지 못하였다”는 결론으로 이어졌다.

반면, 상대적으로 큰 반경(≥ 3360 km; Russel *et al.*, 1945; de Vaucouleurs, 1964)을 가정한 모델들은 지구와 유사한 층상 구조의 존재를 추정하였다. Jeffreys (1937)는 화성을 “감람석(olivine, α -(Mg,Fe)₂SiO₄)질 상부 맨틀 - 링우다이트(ringwoodite, spinel-type structure, γ -(Mg,Fe)₂SiO₄)질 하부 맨틀 - 철 합금의 핵”으로 구분되는 3층 구조로 모델링하였으며, 감람석의 압력 유도 상전이(약 16.2 GPa, 1,350 km)를 고려하여 맨틀 내 불연속면을 예측하였다(그림 1b). 해당 모델에서 핵의 반경은 약 1,400 km (약 25 GPa)로 추정되었으며, 화성이 충분히 분화된 내부를 지녔다는 해석이 가능하였다.

이에 반해 Lyttleton (1965)은 화성이 철질 핵을 지니지 않으며, 상·하부 맨틀로만 구성된 행성이라는 대조적 모델을 제시하였다(그림 1c). 그는 화성의 내부 온도가 방사성 동위원소 붕괴열만으로는 지구보다 훨씬 낮을 것이라고 가

정하고, 액체 핵이 존재하기 어렵다는 결론을 내렸다. 따라서 지구에서 약 14 GPa에서 관측되는 ‘20°-불연속면(20°-discontinuity)’이 화성에서는 그보다 낮은 압력(약 10-12 GPa)에서 발생할 것으로 예측하였다.

3. 탐사선 시대의 도래와 광물물리학적 제약 조건의 적용 (1970-2000)

3.1. 마리너 4호 이후 물리적 제약의 정교화

1965년 미항공우주국(NASA)의 마리너 4호(Mariner 4)

탐사선이 인류 최초로 화성의 중력권을 통과하며 전송한 자료로 화성 내부 구조 모델의 정량적 제약을 한층 더 정교화할 수 있는 계기가 마련되었다. 탐사 이전까지 화성의 반경은 다양한 천문학적 측정에서 상당한 편차를 보였으며(Loomis, 1965), 이는 질량과 함께 관성모멘트의 정확한 산정에 불확실성을 초래하였다. 관성모멘트는 행성 내부의 질량 분포와 밀접히 연관된 물리량으로, 행성의 내부 구조를 규정하는 핵심 제약 조건 중 하나이기 때문에 관성모멘트의 정교화는 곧 화성 내부 구조 모델의 정교화로 이어졌다.

Binder (1969)는 마리너 4호 탐사 이후 확보된 정밀한 물

Table 1. Physical properties and interior models of Mars before the 1970s.

		Undifferentiated model (Kovach and Anderson, 1965)	Differentiated model (Jeffreys, 1937)	No-Fe core model (Lyttleton, 1965)	Model constrained by Mainer 4 (Binder, 1969)
Mass (10^{22} kg)			64.3		64.18-64.28 (Null, 1966)
Radius (km)		3,309 (Trumpler, 1927)	3,385 (Russel <i>et al.</i> , 1945)	3,400 (Lyttleton, 1965 and references therein)	3,381-3,387 (Radius at -50.5° from Null, 1966)
Mean density (g/cm^3)		4.24	3.96	3.89-3.94	3.943-3.971
Observed	Ellipticity (e^{-1})	191.8-192 (Struve, 1895; Woolard, 1944)			190-191 (Wilkins, 1967; Cain, 1967)
		200.3	205.3	187	-
Calculated	Mean or polar moment of inertia (I/MR^2 or C/MR^2)	$C/MR^2 = 0.384$	$C/MR^2 = 0.3589$	$I/MR^2 =$ 0.3807-0.3815	$I/MR^2 = 0.377$
	Radius (km)	-	1,424	2,757-2,853	790-950
Core	Uncompressed density (g/cm^3)	-	7.86	4.057-4.067	8
	M_C/M_P (%)	-	16.0	59.0-65.3	2.7-4.9
	Physical state	-	Fe core	Solid silicate lower mantle	Solid Fe-Ni core

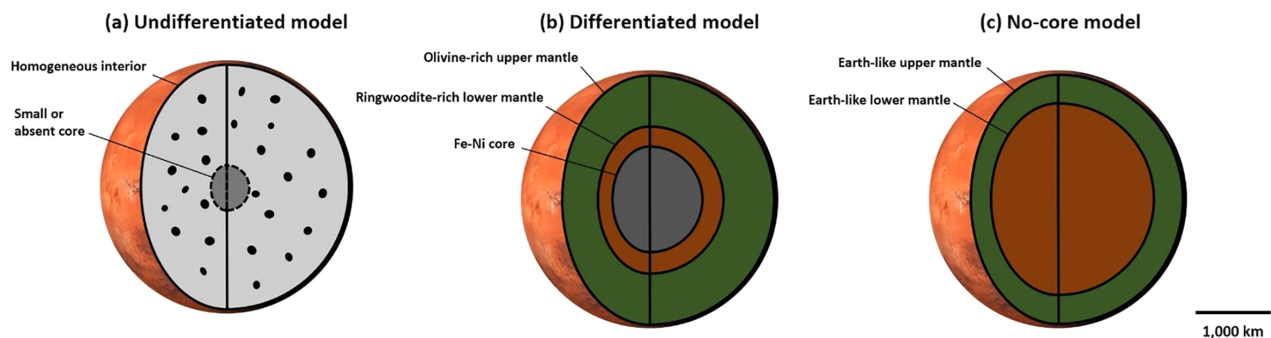


Fig. 1. The interior models of Mars before the 1970s. (a) undifferentiated model (Kovach and Anderson, 1965), (b) differentiated model with iron core (Jeffreys, 1937), (c) 2-layer model without iron core (Lyttleton, 1965). Modified images were used to illustrate the Martian surface (image credit: NASA).

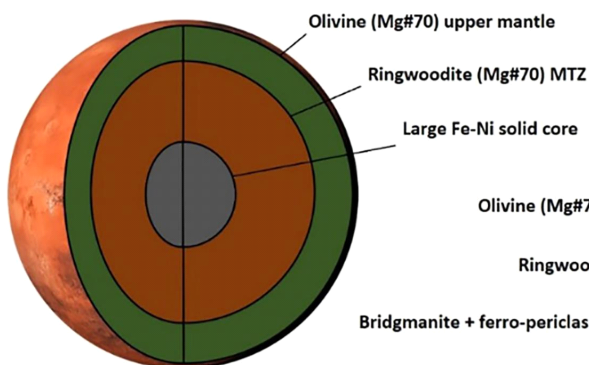
리량(질량= 6.423×10^{23} kg, 적도 반경=3394(5) km; Null, 1967)을 활용하여 계산된 평균 관성 모멘트 $I/MR^2 = 0.377$ 를 만족시키는 새로운 화성 내부 모델을 제시하였다(그림 2; 표 1). 이 모델은 지구 내부 구조에 대한 동시대의 연구 성과를 적극 반영한 것으로, 특히 Anderson (1967)의 지구 맨틀 구조 해석을 기반으로 하였다. Anderson (1967)은 이전에 단일 값으로 간주되던 ‘20°-불연속면’이 실제로는 두 개의 주요 불연속면으로 구성되어 있으며, 약 365-620 km 깊이에 감람석의 상전이에 의해 형성된 맨틀 전이대(Mantle Transition Zone, MTZ)가 존재한다고 주장하였다. Bernal과 Jeffreys가 예견한 바와 같이, 상부맨틀과 전이대 사이의 불연속면은 감람석이 압력 증가에 따라 링우다이트로 상전이하며 밀도가 불연속적으로 상승하는 현상으로 설명되었다. 그리고 이 시기부터 본격적으로 광물물리학적 제약이 모델 구축에 중요한 역할을 하기 시작하였다. 당시 고압 실험기술의 한계로 인해 고토감람석(forsterite, Mg_2SiO_4)의 상전이는 직접 관찰되지 못했으나, 철감람석(fayalite, Fe_2SiO_4), 니켈 및 코발트 감람석(Ni_2SiO_4 , Co_2SiO_4), 저마늄 유사체인 Mg_2GeO_4 등에서 철정석 구조(spinel-type structure)로의 고압 상전이가 확인되었다(Dachille and Roy, 1960; Ringwood and Seabrook, 1962; Akimoto and Fujisawa, 1968). 이를 통해 고토감람석의 상전이 압력-온도 조건은 약 13 GPa, 600°C로 외삽을 통해 추정되었다. 또한 SiO_2 의 고온-고압 실험 결과, 루틸 구조(rutile-type structured)의 고밀도 석영(스티쇼바이트, stishovite)의 합성이 이루어지면서, 지구 심부에서 규산염 사면체가 팔면체 구조로 전이될 수 있음이 입증되었다(Stishov, 1964). 이는 Birch (1952)가 예측한 바와 같이, 하부맨틀이 post-spinel 구조의 고밀도 상들(“브리지마나이트(bridgmanite, perovskite-type structure, $(Mg, Fe)SiO_3$) + 페로페리클레이스(ferro-periclase, $(Mg, Fe)O$)”, 당시에는

알려지지 않았음)로 구성되어 있음을 지지하였다. Anderson (1967)은 이러한 결과를 종합하여, 하부맨틀이 링우다이트에서 분해된 MgO , FeO , SiO_2 (스티쇼바이트) 들로 구성된다고 가정하고, 감람석계 광물의 열역학적 특성과 지진파 전파 속도를 기반으로 맨틀 조성($Mg\# < 0.75$, $Mg\# = \text{molar Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}]$)과 온도(1500-1900°C)를 추정하였다. 특히 그는 맨틀의 깊이에 따라 화학조성이 변한다는 개념을 제시하였는데, 상부에서는 $Mg\# = 0.8$ 이나 500-700 km 깊이에서는 철의 농도가 높아져 $Mg\# = 0.6$ 까지 감소한다고 추정하였다. Binder (1969)는 이러한 지구 맨틀 모델을 화성 내부 구조 계산에 직접 적용하였다. 즉, 지구의 상전이-밀도 관계를 화성의 압력-온도 조건에 맞게 변형하여, 관성 모멘트 제약을 만족시키는 층상구조를 도출한 것이다.

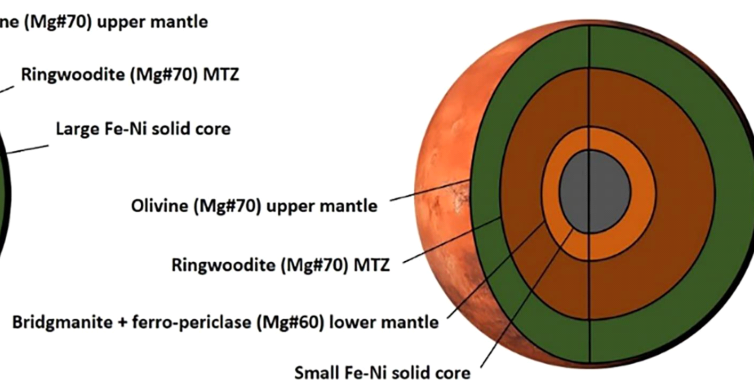
3.2. 자기장 부재의 관측과 열적 제약 조건의 부상

마리너 4호의 탐사에서 얻어진 또 하나의 중요한 결과는 화성의 자기장(magnetic field)에 관한 것이다. 당시 탐사선은 화성의 중력권을 통과하면서 자기 쌍극자 모멘트(magnetic dipole moment)를 탐지하려 했으나, 지구 수준의 자기권에 해당하는 유의미한 신호를 감지하지 못하였다(Smith *et al.*, 1965; Van allan *et al.*, 1965). 이 결과는 화성에 활성 다이내모(dynamo)가 존재하지 않음을 의미하며, 따라서 화성의 핵이 액체 상태가 아닌 고체 상태일 가능성을 강하게 시사하였다(Binder, 1969). 이러한 해석은 화성의 핵 온도가 철-니켈 합금의 용융온도 이하에 머물러야 한다는 열적 제약 조건(thermal constraint)을 도입하게 하였다. Binder (1969)는 이를 고려하여 지구의 평균 온도 조건(T)의 1/4~3/4 범위를 화성의 가능한 내부 온도 구간으로 설정하였다. 이 범위 내에서 저자는 감람석 고용체의 조성이 층별로 $Mg\# = 0.6-0.8$ 범위를 갖도록 가정하고, 이를 바탕으로 내부 모델

(a) Cold and large core model



(b) Hot and small core model



1,000 km

Fig. 2. The interior models of Mars after Mariner 4 with (a) cold areotherm and large core, and (b) hot areotherm and small core (Binder, 1969).

핵의 반경은 790-950 km 범위, 전체 행성 대비 핵 질량비율(M_C/M_P)은 2.7-4.9%로 산정되었다. 이는 동시대에 알려진 지구의 핵 질량비율(약 31%)과 비교할 때 매우 작은 값으로, 화성이 상대적으로 작은 핵을 가진 행성임을 시사한다. Binder (1969)는 계산된 변수들을 조합하여 두 가지 상이한 모델을 제안하였다.

첫번째 ‘차갑고 큰 핵 모델’은 낮은 온도(1/4 T) 조건에서의 결과로, 핵이 크고($M_C/M_P = 4.7\%$) 냉각된 내부를 가지며, 링우다이트 이후의 상전이가 일어나지 않아 지구의 하부 맨틀에 해당되는 층이 존재하지 않는 형태를 보였다(그림 2a). 두번째 ‘뜨겁고 작은 핵 모델’은 상대적으로 높은 온도(2/5 T) 조건에서의 결과로, 핵이 작고($M_C/M_P = 2.8\%$), 따라서 하부 맨틀을 포함하는 층상 구조를 형성하였다(그림 2b). 특히 뜨겁고 작은 핵 모델은 Anderson (1967)의 지구 모델과 유사하게 깊이에 따라 철이 부화되는 화학적 수직 구배를 보이는 것으로 해석되었다.

4. 지구화학적 관점의 도입: 운석과 전체 조성 모델

4.1. 콘드라이트를 통한 행성 전체 조성 모델의 발전

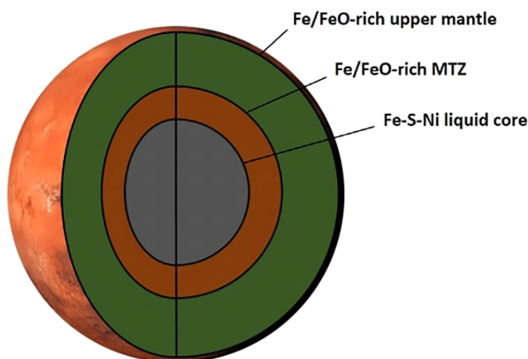
콘드라이트(chondrite)는 태양 성운(solar nebular) 단계에서 응축(condensation)이나 용융(melting) 등을 겪은 물질들이 혼합된 후 완전히 녹지 않아 분화되지 않은 시원적인(primitive) 운석이다. 지구화학자들은 1950년대부터 이러한 콘드라이트가 행성의 원시 조성, 특히 지구의 전체 혹은 규산염질 조성을 대표할 수 있다는 가정을 평가해왔다(Hurley, 1957; Macdonald, 1959; Taylor, 1964). 이로부터 발전한 ‘콘드라이트 지구 모델(Chondritic Earth Model)’은 일부 예외를 보이지만, 당시로서는 지구 전체 조성을 정

량적으로 근사할 수 있는 가장 신뢰성 높은 틀로써 받아들여졌다.

이러한 지구화학적 접근은 이후 행성 내부 구조 모델링에도 직접적으로 활용되었다. 특히 Birch (1964)는 지진파 자료를 바탕으로 지구 외핵의 밀도가 순수한 철보다 약 10% 낮음을 지적하며, 이를 설명하기 위해 외핵에 철(Fe)과 니켈(Ni) 외의 경원소(light element)가 용해되어 있을 가능성을 제시하였다. 초기에는 규소(Si)가 주요 후보로 고려되었으나, 실제 운석에서 철-규소 합금의 존재량이 적고, Si의 포화 조건을 만족시키기 어렵다는 이유로 반박되었다(Ringwood, 1966). 이후 황(S)이 새로운 경원소 후보로 제시되었는데, 이는 콘드라이트와 비교하여 지각 및 맨틀에서 황의 결핍이 뚜렷하며, 고동휘석 콘드라이트(bronzite chondrite, 현재의 H형 오디너리 콘드라이트) 조성의 지구를 가정할 경우 외핵의 밀도 저하를 잘 설명할 수 있다는 연구 결과가 이를 뒷받침하였다(Mason, 1966; Murthy and Hall, 1970).

이러한 일련의 연구를 종합하여 Anderson *et al.* (1971)은 지진학적 관측, 고온-고압 실험, 초음파 및 충격파 광물물리 실험을 통합한 정량적 지구 내부 모델을 제시하였고, 곧이어 지구에 대한 연구를 기반으로 화성에도 적용 및 확장하여 콘드라이트 조성으로 제약되는 화성 내부 구조 모델을 구축하였다(Anderson, 1972; 그림 3a; 표 2, 3). Anderson (1972) 이전의 화성 내부 모델들은 일반적으로 핵의 밀도를 순수한 철 또는 지구 핵의 압력 보정 밀도와 동일하다고 가정하였다. 이러한 가정에 기반한 Binder (1969)의 모델은 전체 행성 대비 핵의 질량비율은 2.7-4.9%로, 지구(약 31%)에 비해 현저히 작은 값이었다(Binder, 1969). Anderson (1972)는 이러한 불일치를 해결하기 위해 화성 핵에 황이 포함될 가능성을 제안하였다. 황이 철질 핵의 밀도를 낮추는 주요

(a) Chondrite mixing model



(b) CI chondritic model

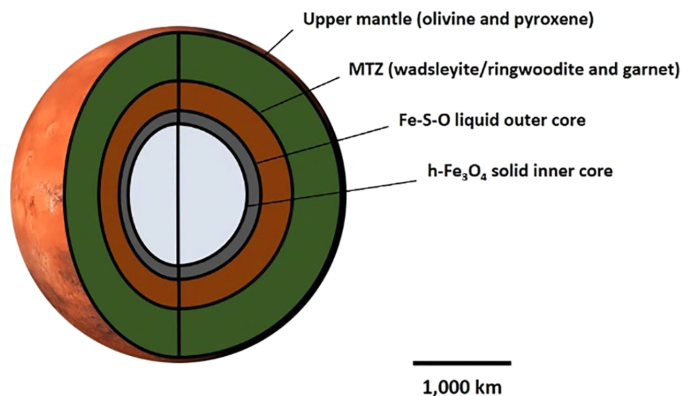


Fig. 3. The interior models of Mars based on the chondrite composition as a proto-planetary material. Models are based on (a) the combination of several chondrites and (or) incomplete differentiation (Anderson, 1972), and (b) CI chondritic composition with varying oxidizing condition (Ringwood and Clark, 1971).

Table 2. Physical/chemical properties and interior models of Mars before the 2000s.

		Anderson (1972)	Ringwood and Clark (1971)	Kamaya <i>et al.</i> (1993)	Bertka and Fei
Physical constraint	Calculated mean density (g/cm ³)	Mantle: 3.49-3.54 Core: 5.78-5.85	3.937-3.947	3.55	-
	Calculated mean moment of inertia (I/MR^2)	-	0.373-0.381	0.364	0.357-0.365
Chemical constraint	Composition model	Mixture of chondrites and(or) incomplete differentiation (Anderson, 1972)	CI chondritic Mars (Ringwood and Clark, 1971)	MA79	DW
Mantle	Mantle FeO contents (wt.%)	21-24	37.37 for CI chondrite (Mg#=0.68)	15.85 (Mg#=0.77)	17.9 (Mg#=0.75)
	Upper mantle mineralogy	-	Olivine + Pyroxene + Magnetite	Olivine + Pyroxene + Garnet	
	MTZ mineralogy	-	Wadsleyite + Ringwoodite + Garnet + Magnetite	Wadsleyite/Ringwoodite + Garnet + Magnesiowüstite	Wadsleyite/Ringwoodite + Majorite + Clinopyroxene
	Lower mantle mineralogy	Absence of lower mantle layer		Bridgmanite + Davemaoite + Magnesiowüstite + Majorite	Bridgmanite + Magnesiowüstite + Majorite (+ Stishovite)
Core	Radius (km)	~1,525	~1,638 for inner core	~1,350	~1,400
	Composition	Fe-S-Ni alloy (18.6 wt.% S)	Fe-S-O alloy for outer core Fe ₃ O ₄ inner core	Fe-S-Ni alloy (3.5 wt.% S)	Fe-S-Ni alloy (14.2 wt.% S)
	M _C /M _P (%)	12	21 for inner core	19	20.6-21
	Physical state	Liquid	Liquid outer core Solid inner core	Liquid	Liquid

요인으로 작용할 수 있음은 여러 실험적 근거로 뒷받침된다. 상압 및 3 GPa에서의 Fe-FeS 계의 상평형 실험 결과, 황은 철의 녹는점을 낮추며, 공용점(eutectic point)이 압력에 거의 의존하지 않는 것으로 나타났다(Hansen and Anderko, 1958; Brett and Bell, 1969). 이는 상대적으로 작고 냉각 속도가 빠른 화성과 같은 행성의 핵이 황을 포함하기에 열역학적으로 적합함을 시사한다. 해당 연구에서는 화성의 반경, 질량, 관성 모멘트, 맨틀 밀도 및 상전이 압력 조건을 결합하여 핵의 밀도-반경 관계를 수치적으로 계산하였고, 이러한 화성의 제약 조건을 만족하는 핵의 조성은 단순한 Fe-Ni 합금이 아닌 Fe-S-Ni 계 복합 조성으로 해석되었다. Anderson (1972)는 화성 핵의 밀도-반경 관계를 다양한 콘드라이트 조성과 비교한 결과, 어떠한 단일 콘드라이트도 계산된 곡선 위에 정확히 위치하지 않는다는 점을 발견하

였다. 이를 해결하기 위해 저자들은 두 가지 가능성을 제시하였다. 첫째, 불완전 분화 시나리오(incomplete differentiation)이다. 만약 화성이 형성되던 시기에 응집열이 충분하지 않아 금속철이 완전히 핵으로 분리되지 못했다면, 일부 철 성분이 맨틀 내에 잔류할 수 있다. 이러한 경우 맨틀은 상대적으로 FeO가 부화되며, 핵은 황이 풍부한 액체 조성을 가질 수 있다. 실제로 당시 분석된 콘드라이트 내 철-황화철(Fe-FeS) 조성이 공용점보다 Fe가 부화되어 있었기 때문에, 낮은 온도에서 분화가 제한될 경우 황이 풍부한 마그마 형성이 가능하다고 제시되었다. 둘째, 운석 혼합 시나리오(meteorite mixing model)이다. 오디너리 콘드라이트(ordinary chondrite, OC)와 카보네이셔스 콘드라이트(carbonaceous chondrite, CC)가 서로 다른 비율로 혼합되어 형성된 행성체가 높은 온도에서 완전히 분화되었을 경우, 핵과 맨틀의 밀도를 화

Table 3. Chemical composition models of Mars in chronological order.

wt. %	Anderson (1972)	Morgan and Anders (1979)	Dreibus and Wänke (1985)	Lodders and Fegley (1997)	Sanloup <i>et al.</i> (1999)	Taylor (2013)	Khan and Connolly (2008)	Yoshizaki and McDonough (2020)
Mantle	MgO	27.4	29.78	30.20	29.71	27.46	30.50	31.0
	FeO	24.3	15.85	17.90	17.21	17.81	18.10	14.7
	SiO ₂	40.0	41.59	44.40	45.39	47.79	43.70	44.0
	CaO	2.5	5.16	2.45	2.36	2.01	2.43	2.2
	Al ₂ O ₃	3.1	6.39	3.02	2.89	2.52	3.04	2.5
	Na ₂ O	0.8	0.1	0.5	0.98	1.21	0.53	-
	K ₂ O	-	0.01	-	0.11	-	0.04	-
	Mg# (Mg+Fe+Ca)/Si	0.67	0.77	0.75	0.755	0.733	0.75	0.77
Core	Fe-Ni	81.3	96.1	85.4	88.8	83.8	78.6	75-78
	S	18.6	3.5	14.2	10.6	16.2	21.4	22-25
	Other light elements (C, O, H, Si, P)	-	-	-	0.2	-	-	-
								6.43

성의 물리 제약 조건에 일치시킬 수 있다. 예를 들어, Anderson (1972)의 모델 1은 75%의 카보네이셔스 콘드라이트(type 3 CC)와 25%의 오디너리 콘드라이트가 혼합된 경우, 모델 2는 오디너리 콘드라이트 물질이 63%만 분화되어 핵을 형성한 경우를 가정하였다. 두 모델 모두 전체 행성 조성에서 철 함량이 약 25 wt.%, 핵 질량비율이 12%로 계산되었으며, 이는 지구(Fe = 35 wt.%)보다 철이 결핍된 화성을 잘 설명한다. 특히 두 모델 모두 황이 풍부한 액체 핵의 존재를 예측하였다. 이때 액체 핵이 존재함에도 전 행성적 자기장이 형성되지 않은 원인으로 (1) 핵 온도 조건에 따른 점성도의 상승, (2) 작은 행성 크기와 높은 황 함량에 따른 대류 억제, (3) 위성에 의한 외부 토크 부재를 들었다.

한편, 유사한 시기 Ringwood and Clark (1971)은 화성의 낮은 평균 밀도를 설명하기 위해 산화-환원 상태의 차이에 주목하였다(그림 2b; 표 2). 저자들은 화성이 지구나 오디너리 콘드라이트보다 산화적인 환경에서 형성되었을 가능성을 제기하며, 암석학적 타입 1 카보네이셔스 콘드라이트 (type 1 CC, C1 chondrite; 현재 분류체계에서 CI 콘드라이트를 의미하며 이하 CI로 표기)를 화성의 전체 조성으로 가정하였다. 해당 모델에서는 감람석, 휘석(pyroxene), 석류석(garnet), 자철석(magnetite) 등 화성 맨틀 구성 광물들의 고온-고압 상전이 자료(최대 20 GPa)와 제2차 Birch-Murnaghan 상태방정식을 이용하여 물질의 압력-밀도 관계를 계산하였다. 결과적으로, 화성의 평균 밀도 및 관성모멘트를 만족하기 위해서는 두 가지 조합이 필요함이 제시되었다: (1) 두께 약 195 km의 밀도 3.0 g/cm³ 지각, 또는 (2) 반경 1638

km에 해당하는 자철석(Fe₃O₄)의 고압상(h-Fe₃O₄)으로 구성된 내핵이다. 따라서 저자들은 화성이 산화성이 강한 콘드라이트질 조성을 가질 경우, 두꺼운 지각과 고압상 자철석으로 구성된 큰 내핵을 가질 가능성이 높다고 해석하였다. 또한 자기장이 존재하지 않는 이유 역시 황이 풍부한 액체상 외핵이 충분히 크지 않아 다이노모 작용이 발생하지 못하기 때문으로 설명하였다.

4.2. SNC 운석과 DW 모델 조성의 정립

1960년대 중반 마리너 4호를 기점으로 미국과 소련의 화성 탐사가 지속되면서, 화성의 물리·화학적 제약 조건에 대한 이해는 점진적으로 고도화되었다. 1971년 마리너 9호가 화성 궤도에 진입하여 전 행성 규모의 지형·지질 지도를 제작하였고(Masursky, 1973), 이어진 바이킹 임무(Viking 1 & 2)는 인류 최초의 성공적인 착륙에 기반해 표면 물질의 화학 조성을 다각도로 분석하였다(Owen *et al.*, 1977). 이러한 자료를 토대로 Morgan and Anders (1979)는 궤도 및 착륙 임무에서 얻어진 관측값과, 원시 행성 형성 물질(proto-planetary material)이 태양 성운으로부터 응축되는 과정을 기술하는 우주화학 모델을 결합하여 화성의 맨틀 및 핵 조성을 정량 추정하였다(표 3). 이들의 접근은 휘발성(volatility)에 따른 분별작용(fractionation)이 행성과 콘드라이트 모두에서 동일하게 작동했다는 가정하에, 휘발성이 유사한 원소군이 함께 거동한다는 원리로 U, Fe, K, Ti(혹은 ³⁶Ar)을 프록시(proxy)로 삼아 총 83개 원소의 상대 풍부도(abundance)를 역산하는 방식이었다. 구체적으로, U와 K는 마스 5호

(Mars 5) 감마선 분광 결과를(Surkov, 1977), Ti와 ^{36}Ar 은 바이킹 착륙선의 대기 조성 측정을 사용해 보정하였으며(Anders and Owen, 1977), 철 함량은 당시 제안된 맨틀 평균 밀도 (3.55 g/cm^3)와 핵 질량비율($M_C/M_P = 19\%$)를 만족시키도록 조정하였다. 이로부터 산출된 원소 분포는 맨틀-핵 분화 후 카보네이셔스 콘드라이트 성분의 후기 추가(late veneer)가 일부 휘발성 원소를 보충했을 가능성을 시사하며, 탄소·수소·질소 등 고휘발성 원소의 전반적 결핍을 지지한다(Morgan and Anders, 1979).

화성의 전체 조성 모델에 질적 도약을 가져온 것은 셔고타이트-나클라이트-샤시그나이트(Shergottite-Nakhlite-Chassignite, SNC) 운석에 대한 축적된 분석이었다(화성 운석의 암석학적, 지구화학적 특징 등에 대해서는 이 특별호의 Park (2025)에서 다룬다). SNC 운석은 용융되어 화학적 분화를 겪은 에이콘드라이트(achondrite)의 하나로 다수의 원소 비율과 산소 동위원소 조성이 공통된 모천체를 가리키며, 젊은 결정화 연령, 규산염 용융 및 분화의 지시자인 희토류 원소(REE) 패턴, 그리고 화성 토양과 셔고티(Shergotty) 운석의 조성적 유사성이 결합되어 모천체가 화성일 가능성을 강하게 제기해 왔다(Nyquist *et al.*, 1979; Wasson and Wetherill, 1979; McSween and Stolper, 1980; Wood and Ashwal, 1981). 이에 대한 결정적 근거는 바이킹이 측정한 화성 대기 조성과 EETA 79001의 비활성기체·질소의 원소 및 동위원소 비가 일치함이 확인되면서 확립되었다(Becker and Pepin, 1984). 이러한 축을 바탕으로 Wänke (1981), Dreibus *et al.* (1982), Wänke and Dreibus (1984, 1988, 1994), Dreibus and Wänke (1985)에 이르는 일련의 연구가 화성의 전체 조성과 기원을 제시했고, 이른바 DW 모델 조성이 정립되었다(표 3).

DW 모델의 핵심 가정은 다음과 같다. (1) 망간(Mn)을 포함한 난휘발성(refractory) 원소군은 CI 콘드라이트와 동일한 상대 풍부도를 갖는다. (2) Mn보다 휘발성이 높은 원소는 SNC 내부의 원소 상관관계를 이용해 추정한다. 이 가정으로부터 전체 규산염질 화성(Bulk Silicate Mars, BSM)의 상대 조성이 정량화되고, 이를 설명하는 상이한 산화도를 가지는 물질 간의 혼합 시나리오가 제시되었다. 구체적으로, 두 기원물질 A와 B의 혼합을 가정하는데, 물질 A는 난휘발성 원소 중심의 환원성 조성으로 금속상 Fe와 친철 원소(siderophile elements)가 우세하며 엔스타타이트 콘드라이트(enstatite chondrite)가 근사 재료로 제시된다. 물질 B는 상대적으로 산화된 조성으로 휘발성 원소가 풍부하고 금속 원소가 산화물로 존재하며, CI 콘드라이트가 대표 후보이다. DW 모델은 태양 근거리에서 형성된 A와, 소행성대 혹은 그 너머의 저온 환경에서 응축되어 휘발성 성분이 풍부한 B가 행성 형성 구역에 시차를 두고 공급되었다고 해석한다. 이 관점에서 지구는 응집 초기 A가 주로 공급되어 핵

형성에 기여하고, 응집 후기 B의 유입으로 맨틀에 산화성 및 휘발성 성분이 뒤늦게 부가되는 'late veneer'가 작동한 것으로 설명된다. 반면 화성은 CI 콘드라이트에 비해 Mn과 Cr의 결핍이 관찰되지 않고, 황(S) 및 친황 원소(chalcophile elements)의 결핍이 두드러진다는 점에서 A와 B의 보다 동시적이고 균질한 응집이 일어났음을 시사한다. 혼합 비율은 지구가 A:B = 85:15, 화성이 65:35로 추정되며, 특히 화성의 B 성분 유입은 목성의 형성 및 이동(grand tack hypothesis)에 수반된 섭동으로 촉발되었을 가능성이 제기되었다(Wänke, 1981; Wänke and Dreibus, 1984, 1988, 1994; Dreibus and Wänke, 1985).

4.3. 고온·고압 실험을 통한 모델 검증

1970년대 후반 이후, 화성의 조성에 대한 모델은 지구화학적 제약뿐 아니라 실험암석학적 접근을 통해 검증되기 시작하였다. Morgan and Anders (1979)가 제안한 화성 조성(이하 MA79)을 바탕으로, Kamaya *et al.* (1993)은 고온-고압 실험을 통해 화성 맨틀의 광물 조성 및 밀도 분포를 제약하고 이를 이용하여 정량적인 내부 구조 모델을 제시하였다(그림 4a; 표 2). 저자들은 피스톤 실린더(piston-cylinder), DIA6 고압 프레스, MA8 멀티 앤빌 프레스(multi-anvil press) 등의 대부피 고압기(Large Volume Press)를 이용하여 단순화된 $\text{CaO-MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (CMFAS) 계 조성에서 최대 20 GPa와 1100-1790°C 조건하에서 맨틀 상전이 및 광물 조합을 실험적으로 규명하였다. 실험 온도 조건은 Johnston and Toksöz (1997)의 온도-심도 곡선을 참고하였고, 밀도는 Birch-Murnaghan 상태방정식과 실험적으로 결정된 열팽창계수(thermal expansion coefficient) 및 체적 탄성률(bulk modulus)을 통해 계산되었다. 이러한 방법으로 산출된 밀도 분포와 MA79의 핵 조성을 조합하여 구한 결과, 화성의 핵 반경은 약 1,350 km로 계산되었으며, 이때 산출된 관성모멘트 계수(0.364)는 비정상압적 평형을 고려한 0.365(Reasenberg, 1977; Kaula, 1979)와 잘 일치하였다. 이는 실험적 제약이 화성의 관성모멘트를 정량적으로 재현할 수 있음을 보여주는 중요한 성과였다.

한편, Dreibus and Wänke (1985)가 제시한 DW 모델 조성은 화학적 제약 조건을 중심으로 구축된 모델이었기에, 이후 카네기 지구물리연구소의 Constance Bertka와 Yingwei Fei는 일련의 고온-고압 실험을 수행하여 해당 조성의 물리적 타당성을 검증하였다(그림 4b; 표 2; Bertka and Fei, 1996, 1997, 1998; Fei and Bertka, 1996; Fei *et al.*, 1997). 저자들은 멀티 앤빌 프레스를 이용하여 DW 모델의 화성 맨틀 조성을 단순화한 무수(anhydrous) $\text{CaO-MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ (CMFASN) 계 물질을 대상으로 24 GPa, 1,100-1,800°C의 온도-압력 조건에서 상평형 실험을 수행

하였다. 실험 후 회수된 시료에 대해서는 전자현미경 및 라만 분광법으로 분석하였으며, 유리·산화물·합성 광물 등 다양한 출발 물질(starting materials)을 이용해 평형 접근의 신뢰성을 검증하였다.

실험 결과, 화성 상부 맨틀은 감람석, 석류석, 단사휘석(clinopyroxene), 사방휘석(orthopyroxene)의 조합으로 구성되어 있으며, 약 9 GPa에서 사방휘석이 소멸하고 나머지 광물들이 13.5 GPa까지 공존하였다. 이 압력 부근에서 감람석이 부분적으로 링우다이트로 상전이하며 맨틀 전이대가 시작된다. 이후 14 GPa 부근에서 감람석·링우다이트가 와드슬레이아이트(wadsleyite, modified spinel-type structure, β -(Mg,Fe)₂SiO₄)로 대체되고, 15 GPa 이상에서는 철이 부화된 조성에 따라 와드슬레이아이트 안정영역이 좁아지며 다시 링우다이트로 전이한다. 17 GPa 부근에서는 모든 와드슬레이아이트가 링우다이트로 완전히 상전이하고, 단사휘석은 13-17 GPa 구간에서 점차 메이저라이트(majorite, Mg₃(MgSi)(SiO₄)₃)로 대체된다. 22.8 GPa 이상에서는 링우다이트가 페로브스카이트 구조의 브리지마나이트와 마그네시오우스타이트(magnesiowüstite, (Fe,Mg)O)로 해리되어 하부 맨틀을 구성한다. 이러한 상전이 거동은 링우다이트의 음의 클라페이론 기울기(negative Clapeyron slope)에 의해 온도 조건에 따라 크게 달라지며, 내부 온도가 충분히 낮을 경우 하부 맨틀의 형성이 억제될 가능성도 제기되었다. 또한 데이브마이트(페로브스카이트 구조의 CaSiO₃)가 지구 맨틀의 약 18 GPa에서 나타나기 시작하는 것과 달리, 본 실험에서는 메이저라이트가 더 많은 CaO (> 8 wt.%)를 함유하며 대체하는 양상을 보였다. 이러한 차이는 화성 맨틀이 지구에 비해 FeO 함량이 높고 산화도가 크다는 조성적 특성에서 기인하는 것으로 해석된다.

DW 조성의 핵에 대해서도 Fe-FeS 계의 고압 용융 실험을 통한 연구가 수행되었다(Fei and Bertka, 1996; Fei *et al.*, 1997). Dreibus and Wänke (1985)가 제시한 화성 핵의 황 함량(약 14 wt.%)은 매우 높은 편이기 때문에, Fe-FeS 이원계의 공용 조성과 용융 온도는 핵의 물리적 상태를 결정하는 핵심 요인이 된다. 실험 결과, 상압에서의 공용온도(988°C)는 10 GPa에서 약 900°C로 감소하였으며, 공용 조성의 황 함량은 31 wt.% → 20.5 wt.% → 18 wt.%로 압력 증가에 따라 점진적으로 감소하였다. 특히 14 GPa 이상에서 Fe₃S₂ 라는 새로운 고압상이 형성되며 포정점(peritectic point)이 새로 등장하였다. 이러한 경향은 화성 핵의 압력 조건(> 25 GPa)에서 공용 조성과 용융 온도가 핵-맨틀 경계보다 낮음을 시사하며, 결과적으로 화성 핵이 완전히 액체 상태일 가능성을 뒷받침한다.

저자들은 실험을 통해 얻은 광물 조성과 물성치를 바탕으로 화성 내부의 밀도 분포를 계산하고, 이를 이용하여 관성모멘트 계수를 산출하였다(Bertka and Fei, 1998). 지각 밀도를 2.7 g/cm³로 가정할 때 평균 지각 두께 42-150 km에 대해 계산된 관성모멘트 계수는 0.365-0.357, 지각 밀도 3.0 g/cm³일 때는 0.365-0.362의 범위를 보였다. 당시 마스 패스파인더 착륙선(Mars Pathfinder Lander) 관측에 기반한 최신 관성모멘트 값(0.3662 ± 0.0017; Folkner *et al.*, 1997)과 비교할 때, 핵의 황 함량 14 wt.%와 맨틀 Mg# = 0.75 조건에서 계산된 0.365는 관측치와 가장 근사하였다. 이후 마스 글로벌 서베이어(Mars Global Surveyor, MGS)로부터 얻은 중력장 및 지형 자료를 통해 평균 지각 두께가 30-80 km 범위로 제한되면서(Zuber *et al.*, 2000; Wicczorek and Zuber, 2004), 이러한 결과는 더욱 견고한 검증을 얻었다.

DW 모델을 기반으로 한 Bertka and Fei의 내부 구조는

(a) Model based on MA79 composition

(b) Model based on DW composition

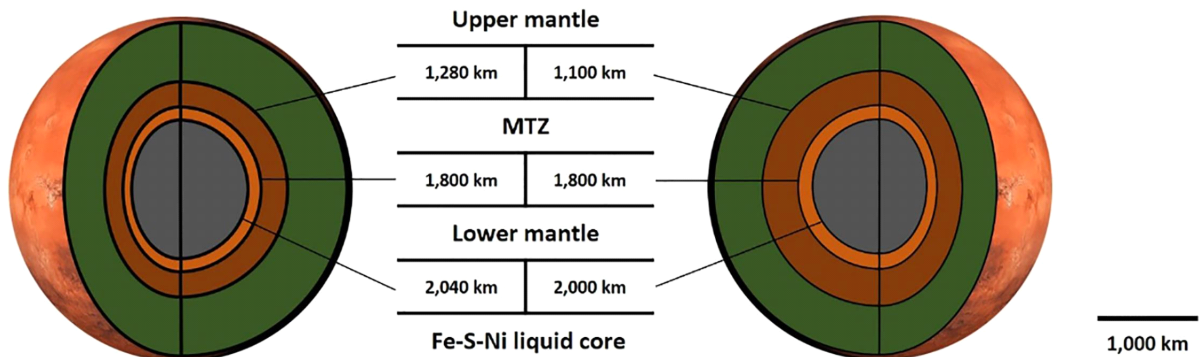


Fig. 4. The interior models of Mars based on two distinct compositional frameworks from high-pressure and high-temperature experiments. (a) the MA79 composition model, which incorporates chemical constraints derived from the orbiters and lander missions (Morgan and Anders, 1979; Kamaya *et al.*, 1993), and (b) the DW composition, which assumes that Mars is the parent body of the SNC meteorites (Dreibus and Wänke, 1984; Bertka and Fei, 1998).

MA79를 사용한 Kamaya *et al.* (1993)의 모델에 비해 맨틀 FeO 및 핵 S 함량이 부화되어 있으며, 이에 따라 맨틀 상전이 깊이와 하부 맨틀의 존재 가능성에서 뚜렷한 차이를 보인다. 두 모델은 모두 화학 조성을 제약조건으로 하여 고온-고압 실험을 수행하고, 그 결과를 밀도 계산에 반영하여 관성모멘트를 재현하였다는 점에서 방법론적 유사성을 가진다. 그러나 Kamaya *et al.* (1993)의 모델은 상부 맨틀에서 석류석 함량(약 15 wt.%)이 높고, 맨틀 전이대에서 메이저라이트 함량이 상대적으로 크며(약 60 wt.%), 마그네시오우스타이트가 더 낮은 압력(약 16 GPa)에서 나타나는 등 실험 결과에서 차이를 보였다. 반면 Bertka and Fei의 실험에서는 20 GPa 부근에서 메이저라이트로부터 용출(exsolution)된 데이브마오이트가 관찰되지 않았다는 차이가 존재한다.

5. 인사이트 이전 화성 내부 연구의 진전: 제약 조건과 모델의 고도화 시기

5.1. 정밀 관측과 새로운 제약 조건의 등장

1997년부터 임무를 수행한 마스 패스파인더와 MGS를 비롯한 후속 화성 탐사 임무들은 기존에 관측된 물리량을 더욱 정교하게 측정하는 한편, 새로운 관측 결과를 보여주기도 하였다. 마스 패스파인더 착륙선의 지구-화성 간 도플러 추적 자료를 통해 자전축의 세차운동 속도가 정밀하게 보정되었으며(Folkner *et al.*, 1997), MGS의 Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA) 및 Radio Science Experiment (RS) 데이터를 통해 화성 전역의 지형과 중력장이 정밀히 측정되어 지각 두께와 밀도에 대한 정교한 제약이 가능해졌다(Smith *et al.*, 1999; Zuber *et al.*, 2000; Turcotte *et al.*,

2002). 또한, MGS 임무를 통해 화성의 2차 조석 러브 상수(second degree tidal Love number, k_2)와 남반구 고지대에 남아있는 잔류 자기의 세기와 방향이 측정되었다(Acuña *et al.*, 1998; Yoder *et al.*, 2003).

MGS의 Magnetometer/Electron Reflectometer (MAG/ER) 장비를 통해 최초로 탐지된 화성 남반구 지각의 잔류 자화 패턴은 현재 내부 기원의 전 행성적 자기장이 없음을 확인함과 동시에 노아키스(Noachian) 시기 전후에는 화성에도 전 행성적 자기장이 존재했음을 시사했다(Acuña *et al.*, 1998). 이후 2013년 NASA에서 발사한 메이븐(Mars Atmosphere and Volatile Evolution, MAVEN)을 통해 250 km 이하의 고도에서 야간 자기장 데이터를 확보하며, MGS에 비하여 높은 공간해상도의 데이터를 통해 이전에 탐지되지 않았던 자기 신호들을 새롭게 확인하였다(Mittelholz *et al.*, 2018; Langlais *et al.*, 2019).

k_2 값은 행성이 태양의 조석력에 의해 얼마나 쉽게 변형되는지를 나타내며, 그 값이 클수록 내부의 탄성 강성(elastic rigidity)이 충분히 작고 변형이 용이하다는 것을 의미한다(Van Hoolst *et al.*, 2003). MGS 전파 추적(radio tracking)을 통해 측정된 약 0.153(17)의 k_2 값은 고체 핵 모델을 배제하며 완전히 혹은 부분적으로 액체상태의 핵 혹은 외핵이 존재한다는 강력한 제약을 제공한다(Yoder *et al.*, 2003). 해당 값을 통해 제약된 화성 핵의 반경은 1,520-1,840 km이며, 이러한 핵의 크기는 황을 비롯한 경원소들이 철질 핵에 수반되어 있음을 시사한다. 반면 큰 핵 외의 다른 대안으로는, 핵 대신 맨틀의 유동성을 증기시키는 달과 유사한(부분)용융층이 존재한다면 핵의 반경이 감소해도 큰 k_2 값을 설명할 수 있다. 가장 최근에 측정된 k_2 값인 0.163는 각각

Comprehensive model before InSight

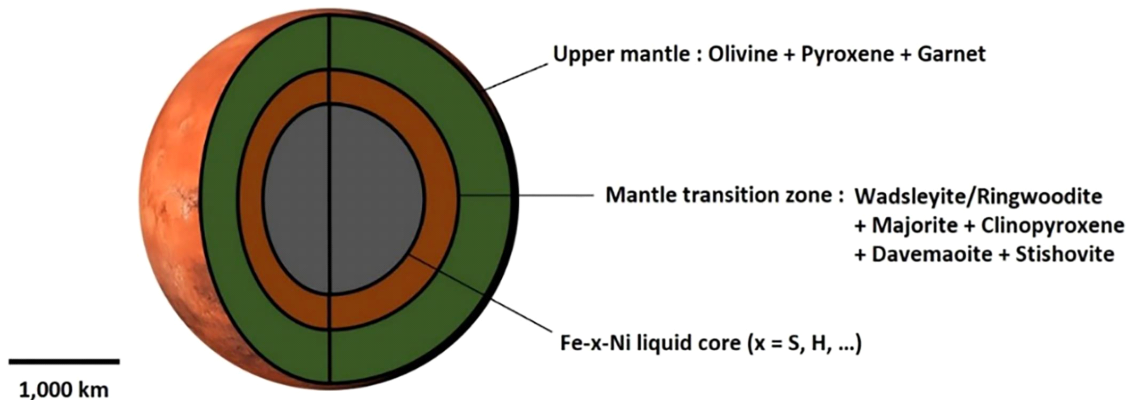


Fig. 5. A comprehensive interior model of Mars incorporating refined physical constraints, such as the tidal Love number (k_2) together with various compositional models and geodynamic approaches (Sohl and Spohn, 1997; Zharkov and Gudkova, 2005; Rivoldini *et al.*, 2011; Khan *et al.*, 2018).

2001년과 2005년 NASA가 발사한 다목적 화성 탐사선인 2001 마스 오디세이(2001 Mars Odyssey, ODY)와 화성 정찰 궤도선(Mars Reconnaissance Orbiter, MRO)의 전파 추적을 통해 더욱 정교해졌음을 보여준다(Genova *et al.*, 2016; Konopliv *et al.*, 2016; Smrekar *et al.*, 2019).

k_2 값이 정교해져감에 따라 동일하게 천체 내부의 밀도와 강성의 영향을 받는 조석 품질 인자(tidal quality factor, Q)의 관측값도 정밀해졌다(Khan *et al.*, 2018). 화성의 내부는 완전한 탄성체가 아닌 점탄성(viscoelastic)의 비탄성적(anelastic) 성질을 가지기 때문에 조석 변형 시 에너지의 소산(dissipation)이 발생하며, 해당 조석 소산의 정도를 Q 를 통해 나타낸다. 화성의 Q 는 화성 주위를 공전하는 포보스의 영년 감속(secular deceleration) 속도 측정을 통한 천문학적 관측을 통해 처음으로 제약이 되었으며, 50-150 범위를 가지는 것으로 보고되었다(Smith and Born, 1976). 이후 Yoder *et al.* (2003)은 측정된 k_2 값에 비탄성 효과를 고려하여 보정하고, 포보스의 영년 감속 속도가 k_2/Q 와 비교하는 관계를 이용하여 보다 정밀한 Q 값 (81-103)을 산출하였다(Yoder, 1995; Yoder *et al.*, 2003; Zharkov and Gudkova, 2005). 이후 제안된 Q 값들 또한 85(Bills *et al.*, 2005), 80(Lainey *et al.*, 2007), 83(Jacobson, 2010), 72-104(Nimmo and Faul, 2013), 85-105(Khan *et al.*, 2018)로 일정한 범위 내에서 일관적인 결과를 나타냈다. 일반적으로 Q 값이 작을수록 변형에너지가 열로 소산되는 비탄성적인 거동이 우세함을 뜻하며, 화성은 지구($Q=190-350$; Ray *et al.*, 2001)와 비교하였을 때 비탄성적인 거동이 더욱 우세함을 알 수 있다. 이는 화성의 맨틀이 같은 깊이의 지구보다 100-150 K 낮거나(Lognonne and Mosser, 1993), 화성의 핵이 액체 상태(Gudkova *et al.*, 1993)인 것으로 해석될 수 있다.

2001 마스 오디세이의 감마선 분광 자료는 화성 표면의 K/Th 비를 약 4,000-7,000으로 정밀하게 제약하였으며, 이는 방사성 동위원소 붕괴열에 의한 내부 열원을 이해하는데 중요한 단서를 제공하였다(Taylor *et al.*, 2006b; Hahn *et al.*, 2011). 이러한 제약은 행성 내부의 열적 구조와 장기적인 열적 진화를 규명하는 데 핵심적인 제약 조건으로 작용하며, 이는 소련의 마스 5 임무 이후 최초로 화성 내부의 방사성 원소 분포에 대한 정량적 제약을 제공한 성과라 할 수 있다.

5.2. 전체 조성 모델의 다양화

분석 기법의 발전과 함께 화성 표면 및 운석에 대한 지구 화학적 데이터가 축적되면서, CI 콘드라이트와 동일한 원소 풍부도를 가정한 기존 DW 모델 외에도, SNC 운석의 산소 동위원소 분별선(oxygen isotope fractionation line)을 충족하는 다양한 콘드라이트 조합을 기반으로 한 새로운 전체 화성 조성 모델이 제안되었다(표 3; Lodders and Fegley, 1997; 이하 LF97; Sanloup *et al.*, 1999; 이하 SJG99). LF 모델은 전체 화성 조성을 85 wt.%의 H 콘드라이트, 11 wt.%의 CV 콘드라이트, 4 wt.%의 CI 콘드라이트로 구성하였으며, SJG 모델은 55 wt.%의 H 콘드라이트와 45 wt.%의 EH 콘드라이트의 혼합으로 설명하였다. 이러한 모델들은 DW 모델과 동일하게 철이 풍부한 맨틀과 황이 풍부한 핵 조성을 제시하지만, 상대적으로 휘발성 및 알칼리 원소가 더 풍부한 특징을 보인다. 이러한 조성 차이는 (Mg+Fe+Ca)/Si 비가 낮아짐에 따라 감람석 비율이 감소하고 고철질의 휘석과 석류석이 우세한 맨틀의 광물 모드 조성(modal composition)을 유도한다(Taylor, 2013). 결과적으로, 이러한 광물학적 차이는 상전이에 따른 불연속면의 깊이와 특성뿐만

Comprehensive model after InSight until present(~25.10)

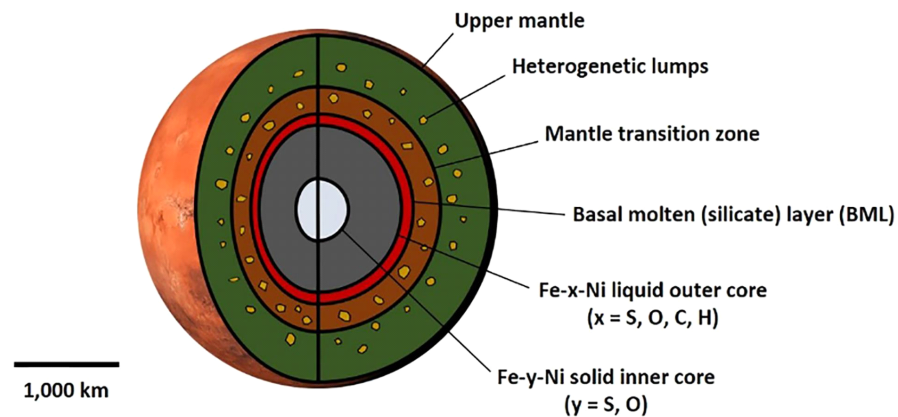


Fig. 6. A comprehensive interior model of Mars revised by the InSight mission up to October 2025 (Huang *et al.*, 2022; Khan *et al.*, 2023; Samuel *et al.*, 2023; Bi *et al.*, 2025; Charalambous *et al.*, 2025; Li *et al.*, 2025).

아니라 맨틀 내 밀도 분포에도 중대한 영향을 미친다.

이후 지속된 화성 탐사 미션과 지구 우주화학에 대한 이해의 진전은 이러한 모델 조성을 재평가하는 계기가 되었으며(Longhi *et al.*, 1992; Burbine and O'Brien, 2004; Taylor *et al.*, 2006a; Taylor, 2013; Khan *et al.*, 2018), 특히 2001 마스 오디세이의 감마선 분광기(Gamma Ray Spectrometer, GRS)로부터 얻어진 화성 표면의 K/Th 비율(평균 5,300)이 화성 전체 조성에 대한 중요한 제약 조건을 제공하였다. Taylor *et al.* (2006a) 및 Taylor (2013)에 따르면, 산소 동위원소 조성에 기반한 LF97와 SJG99 모델은 약 16,000의 K/Th 비를 보이는 반면, DW 모델은 약 5,450을 나타내므로(Taylor *et al.*, 2006a) DW 모델 조성에 새로운 지구화학적 제약을 반영한 수정된 조성 모델을 제안하였다(표 3; Taylor, 2013; 이하 T13). T13 조성 모델은 DW 모델의 중심 원리를 따라 망간보다 난휘발성이 높은 원소들은 CI 콘드라이트와 동일한 비율을 가지도록 설계되었기 때문에 여전히 FeO가 부화된 맨틀 조성(~18.1 wt.%)을 나타낸다. 반대로 망간보다 휘발성이 높은 원소들에 대해서는 세 그룹(moderately volatile, highly volatile, highly volatile chalcophile)으로 나누어 각각 CI 콘드라이트의 0.6, 0.06, 0.03배 결핍되어 있다고 제안하였다. 또한 화성 맨틀의 전체 물 함량을 150-450 ppm으로 추정하며, DW 모델 추정치인 약 39 ppm의 10배 수준으로 증가하였다. 화성 운석으로부터 측정된 D/H 비율이 지구와 유사하거나 약간 더 높은 것으로 나타났으며, 태양계 내행성 영역에 지구와 화성에 물을 공급한 공통 물질이 존재하였을 가능성을 시사한다.

Yoshizaki and McDonough (2020) (이하 YM20)은 DW 및 T13 모델이 전제하는 “CI 콘드라이트 유사 조성” 가정을 배제하고, 화성 운석-원격탐사 자료와 지구물리 제약을 통합하여 새로운 화성 조성 모델을 제시하였다(표 3). 외부 기준(예: CI 콘드라이트)에 대한 의존을 최소화하기 위해, 응축온도가 높고 부분용융 및 분별결정작용에서 유사한 불호정성(incompatible) 거동을 보이는 난휘발성 친석 원소(Refractory Lithophile Elements, RLE) 사이의 ratio-ratio 다중회귀로 BSM의 RLE 절대 스케일을 정립하였으며, 그 결과 화성 맨틀의 RLE는 상대비가 콘드라이트적이고 절대치는 대략 $2.3 \times$ CI임을 보였다. 이어 고정된 RLE 스케일을 화성 운석 및 GRS 자료와 결합하여 FeO, MgO, SiO₂ 등 주성분 산화물 함량을 도출하고, GRS의 K/Th로 K₂O를 고정한 뒤 응축온도에 따른 휘발성 결핍 추세를 이용해 기타 친석 원소를 보정함으로써 BSM 조성을 산출하였다. YM20이 제시한 맨틀 조성은 기존 예측에 비해 철 부화가 낮은 특성을 보이며(표 3), 열역학 모델링을 통해 이에 상응하는 안정 광물조합이 계산되었다. 마지막으로, 도출된 맨틀 모드 조성과 Fe-S-O-H 금속상의 상태방정식을 결합하여 질량, 평균밀도, 관

성 모멘트 제약을 만족하는 핵 질량비율과 경원소의 조성을 역산하였고, 그 결과 황 함량 상한 값이 7 wt.%로 도출되며 산소와 수소가 핵의 경량화에 실질적으로 기여할 수 있음을 제안하였다.

Khan and Connolly (2008) (이하 KC08)은 DW 모델을 비롯한 지화학적 화성 전체 조성 모델에 의존하지 않고, 전행성적 규모의 지구물리학적 제약조건인 밀도, 관성 모멘트, k_2 , Q 를 동시에 만족하는 맨틀의 조성 및 온도구조와 핵의 크기 및 상태를 확률론적 역산(Markov chain Monte Carlo algorithm)으로 구하였다(표 3). 그 결과 맨틀 조성은 화성 운석 기반 지구화학 모델과 유사하며, 약 1,100 km에서 “감람석→와드슬레이아이트+링우다이트” 전이에 기인한 뚜렷한 불연속면이 예측되고, 상부맨틀에서는 “사방휘석→C2/c-휘석+석류석” 전이에 따른 더 작은 불연속이 존재하는 것으로 예측된다. 핵-맨틀 경계(core-mantle boundary, CMB) 조건은 약 20 GPa, 1,800°C로 평가되어 페로브스카이트 구조가 안정한 하부 맨틀의 형성에는 불충분하며, 가장 그럴듯한 핵 반경은 약 1,680 km으로 도출되었다. 이때 액체 상태의 핵은 약 6.7 g/cm³의 밀도를 가지며 20 wt.% 이상의 황 함량이 요구된다. 또한 전체 화성 규모의 Fe/Si 비율이 1.2로 추정되어, 화성이 CI 콘드라이트보다는 오디너리 콘드라이트(L, LL) 계열과 더 가까운 비율의 물질로 주로 집적되었을 가능성을 시사했다.

5.3. 수치 모델링을 통한 내부 모델의 진화

약 2000년대 전후로부터 인사이트 미션 이전까지 화성 내부 구조와 진화를 이해하기 위한 연구는 크게 세 가지 축에서 발전해왔다. 첫째, 정밀한 관측 자료와 새로운 제약 조건의 등장으로 핵과 맨틀의 성질에 대한 추정이 구체화되었다. 둘째, 화성의 전체 조성 모델이 다양화되면서 단일한 조성 가설에서 벗어나 보다 복합적인 기원을 탐색할 수 있게 되었다. 마지막으로, 수치 모델링의 발달로 행성 진화 과정 전반을 포괄하는 열·화학적 시나리오들이 제안되었다. 이러한 연구 흐름은 단순한 구조 모델을 넘어서 화성의 동역학적 진화를 재구성하는 방향으로 이어졌다.

관성모멘트의 정밀화에 더해, k_2 와 Q 의 도입은 화성 내부의 밀도뿐 아니라 탄성 및 동역학적 특성을 함께 제약할 수 있는 새로운 방법론을 제시하였다. Sohl and Spohn (1997)은 DW조성을 바탕으로 화성 내부를 수치적으로 모델링하여, (A) 극 관성 모멘트 계수 $C/MR^2 = 0.366$ (Esposito *et al.*, 1992)을 우선적으로 만족하는 모델과 (B) SNC 운석과 콘드라이트에 기초하여 전체 화학 조성을 대표하는 Fe/Si 비율 1.71을 충족하는 모델을 제안하였다(표 4). 두 모델 모두 행성 반경의 절반보다 약간 작은 크기의 완전히 용융된 Fe-S-Ni 핵을 포함하고 있으며, 그 위로 갈수록 와드슬레이아이트와

Table 4. Physical/chemical properties and interior models of Mars before the InSight mission.

		Sohl and Spohn (1997)	Zharkov and Gudkova (2005)	Rivoldini <i>et al.</i> (2011)	Khan <i>et al.</i> (2018)
Physical constraint	Mean density (g/cm ³)	3.93 (Sohl and Spohn, 1997 and references therein)	3.93 (Zharkov and Gudkova, 2005 and references therein)	3.9338-3.9362 (Rivoldini <i>et al.</i> , 2011 and references therein)	3.9338-3.9362 (Rivoldini <i>et al.</i> , 2011)
	Mean or polar moment of inertia (I/MR^2 or C/MR^2)	$C/MR^2 = 0.345-0.376$ (Sohl and Spohn, 1997 and references therein)	$I/MR^2 = 0.3634-0.3658$ (Yoder <i>et al.</i> , 2003)	$I/MR^2 = 0.364-0.365$ (Rivoldini <i>et al.</i> , 2011 and references therein)	$I/MR^2 = 0.36378-0.36380$ (Konopliv <i>et al.</i> , 2016)
	Tidal dissipation factor (Q)	50-150 (Smith and Born, 1976)	81-103 (Yoder <i>et al.</i> , 2003)	-	85-105 (Khan <i>et al.</i> , 2018)
	Tidal love number (K_2)	-	0.153 (Yoder <i>et al.</i> , 2003)	0.15-0.168 (Konopliv <i>et al.</i> , 2011)	0.163-0.175 (Konopliv <i>et al.</i> , 2016)
	Chemical constraint	Composition model	DW	DW, LF97, and SJG99	DW, LF97, SJG99, and Mohapatra and Murty (2003)
Mantle	Bulk Fe/Si	1.35-1.71	1.58	1.24-1.77	1.66-1.81
	Mantle Mg#	0.75	0.8	0.72-0.84	0.75
	Existence of lower mantle	X	X	Depend on mantle temperature	X
Core	Radius (km)	1,468-1,667	1,600-1,820	1,729-1,859	1,730-1,840
	Composition	Fe-S-Ni alloy (14 wt.% S)	Fe-S-H-Ni alloy (14 wt.% of S, ≥ 30 mol.% H)	Fe-S-Ni alloy (14-18 wt.% S)	Fe-S-Ni alloy (15-18.5 wt.% S)
	M_C/M_P (%)	15-21	20.9	21.7-25.5	22-24
	Physical state	Liquid	Liquid	Liquid	Liquid

링우다이트로 구성된 MTZ, 감람석으로 이루어진 상부 맨틀, 그리고 두께 100-250 km의 지각이 이어진다. 화성의 온도 프로파일은 화성 맨틀의 전 층 대류(whole mantle convection)를 가정하여 열 역사(thermal history)를 반영한 단열 구배로 처리되었으며(Schubert and Spohn, 1990; Spohn, 1991), 맨틀의 대류 효율은 레일리 수(Rayleigh number)와 너셀 수(Nusselt number)로 각각 모델 A와 B에 대해서 9.9×10^4 및 2.2×10^4 와 10.6 및 6.46으로 정량화 되었다. 그리고 평균 100의 Q 값을 만족하는 모델을 만들기 위해 선형 Burgers 유동학(rheology) 모델을 사용하여 맨틀의 조석 유효 점성 프로파일을 계산하였다. Q 값의 주파수 의존성 때문에 조석 유효 점성($10^{13}-10^{14}$ m²/s)이 맨틀의 대류를 관찰하는 점성도보다 낮게 나타났지만, 깊이에 따른 변화 경향성은 유사할 가능성을 제시함으로써 화성의 내부 구조와 더불어 수치 모델링을 통한 화성 내부의 동력학적 특성 이해에도 기여하였다.

이후 Zharkov and Gudkova (2005)는 마스 패스파인더와 MGS 이후 정교해진 관성 모멘트와 k_2 및 Q (Yoder *et al.*, 2003)를 만족하는 내부 모델을 제안하였다(표 4). DW 조성 모델을 중심으로 Bertka and Fei의 맨틀 상전이 체계를 결합한 4층(최외곽의 다공성 층, 단단한 지각, 규산염 맨틀, 핵) 전향(forward) 수치모델을 계산하여 맨틀과 핵의 조성 및 상태를 정량화 하였다. 먼저, 높은 k_2 를 통해 화성의 핵이 액체상태임을 강하게 제약하고 k_2 의 탄성·비탄성 분해를 통해 비탄성 기여가 유효 k_2 를 증가시켜 결과적으로 더 큰 핵 반경이 요구되며, 핵에 14 wt.%의 황(S) 외에도 상당량의 수소(H)가 핵에 수반될 수 있음을 제안하였다. 핵-맨틀 경계의 압력은 20 GPa로 페로브스카이트 구조의 하부 맨틀이 부재한 모델을 지시한다.

Rivoldini *et al.* (2011)은 화성의 내부를 제약하는 측지학적 자료인 관성 모멘트와 k_2 를 최신했(Konopliv *et al.*, 2011)으로 채택하여, 핵의 반경과 황 함량, 지각의 두께와 밀도,

맨틀 광물의 화학 및 모드 조성을 매개변수화한 베이시안 역산(Bayesian Inversion)을 수행하였다(표 4). 결과적으로 측지학적 관측을 만족하는 해는 고체 내핵을 허용하지 않으며, 약 1,800 km의 반경과 16 wt.%의 황 함량을 수반할 것으로 추정되고, 이는 전 행성적 자기장이 부재한 현상과도 일관된다. 반면, 측지학적 자료만으로 맨틀 광물 및 지각의 구조는 거의 제약되지 않아, Fe/Si 고정 등의 전체 조성에 대한 제약이 병행되어야 한다는 점을 강조하였다. 추가적으로 저자들은 고온 맨틀 가정에서 맨틀 하부의 얇은 페로브스카이트 층의 존재 가능성을 제시하였다.

Khan *et al.* (2018)은 화성의 평균 밀도, 관성 모멘트, k_2 , Q 를 동시에 만족하며, 열역학적 상평형과 실험실 기반의 점탄성 소산 모델(extended Burger model; Jackson and Faul, 2010)을 통합한 역산 모델을 도입하였다(표 4). 특히, 점탄성 모델을 기반으로 한 k_2 와 Q 해석을 통해 맨틀 온도와 입자 크기가 동시에 제약되었으며, 이에 따라 기존 역산에 존재한 맨틀의 유동학적 특징과 핵의 크기 및 밀도의 상호보상적인 관계를 좁은 범위로 제약할 수 있었다. 이를 통해 1,730-1,840 km의 액체 핵은 15-18.5 wt.%의 황 함량을 가지고, Mg#=0.75의 맨틀에는 브리지마나이트로 대표되는 하부 맨틀이 존재하지 않는다는 결과를 보였다.

6. 인사이트 미션: 화성 내부 구조 연구의 새로운 시대

6.1. 지진계(SEIS)와 측지(RISE) 장비의 역할

2018년부터 화성에서의 임무를 시작한 인사이트 착륙선은 화성 내부를 직·간접적으로 탐사하기 위해 지진계(Seismic Experiment for Internal Structure, SEIS)와 측지 장비(Rotation and Interior Structure Experiment, RISE)를 핵심 탐사 장비로 운용했다(Folkner *et al.*, 2018). SEIS는 초광대역(VBB) 및 단주기(SP) 센서를 결합한 6축 지진계로, 0.01-50 Hz의 넓은 주파수 대역에서 지진 신호를 포착할 수 있도록 설계되었다(Lognonné *et al.*, 2019). 이는 1970년대 바이킹 미션의 탐지 능력에 비해 약 2,500배(1 Hz 기준) 또는 200,000배(0.1 Hz 기준) 개선한 것이다. SEIS는 로봇 팔을 통해 화성 표면에 직접 배치되었으며, 바람 및 온도 변화를 차단하는 차폐 장치를 갖추어 외부 노이즈를 최소화하였다. 이를 통해 화진(marsquakes)과 운석 충돌 신호를 고감도로 탐지하였으며, 이를 기반으로 화성의 지각 두께, 맨틀 구조, 그리고 핵의 물리적 상태를 추론할 수 있었다. RISE는 착륙선과 지구 간의 X-band 전파 신호의 도플러 효과를 정밀 측정하여 화성의 자전 및 세차 운동을 추적하였다(Le Maistre *et al.*, 2023). 이를 통해 화성의 자유 코어 세차 운동(free core nutation, FCN)을 포착함으로써, 핵의 크기(반경 약 1,835

± 55 km), 밀도(5,955-6,290 kg/m³), 그리고 핵-맨틀 경계에서의 밀도 차(약 1,690-2,110 kg/m³)를 정량화하였다. 이 결과는 핵이 액체 상태임을 독립적으로 입증하고, 고체 내핵의 존재 가능성을 배제하였다. 더 나아가 화성 자전 속도의 장기적 가속이 탐지되었는데, 이는 내부 동역학, 대기 변화, 혹은 극관 빙하의 질량 이동과 연관된 현상으로 해석된다.

6.2. 지각: 다층적인 구조와 물의 존재 여부 논란

암석형 천체의 지각은 마그마 바다가 냉각되며 만들어지거나, 이후 화산 활동 혹은 판 구조 활동에 의해 성장하고 소멸하는 과정을 겪기 때문에(Elkins-Tanton, 2012), 천체의 초기 형성과 진화를 제약하는 중요한 단서를 제공한다(Langmuir and Broecker, 2012). 화성의 지각은 그동안 중력과 지형 자료를 기반으로, 약 30 km (Wieczorek and Zuber, 2004)에서 약 100 km (Zuber *et al.*, 2000; Nimmo and Stevenson, 2001) 범위의 두께를 가지는 것으로 추정되었다. 화성 지각의 이분 구조(dichotomy; 본 특집호의 Choi, 2025 참조)을 반영하면, 북반구 저지대와 남반구 고지대 지각의 평균 두께는 각각 약 30 km와 60 km로 예측되었으며, 두 영역 사이의 타르시스 융기대(Tharsis bulge)는 최대 약 100 km의 두께를 가질 것으로 추정된다(Smrekar *et al.*, 2019). 지각 두께와 구조는 밀도와 상호보상(trade-off)적인 관계를 가지기 때문에 내부 밀도 구조와 행성의 진화를 제약하는 핵심 요인이며, 이를 정확하게 규명하는 것은 화성의 내부 구조와 진화 연구에도 매우 중요하다.

인사이트 미션의 지진파 데이터는 착륙 지점인 엘리시움 평원(Elysium Planitia) 하부의 지각 두께에 대한 상반된 초기 해석(2층으로 이루어진 약 20 km의 얇은 지각 혹은 3층으로 이루어진 39 km의 두꺼운 지각)을 제공하였다(Knapmeyer-Endrun *et al.*, 2021). 이후 추가적인 자료 축적과 다양한 분석 기법의 도입을 통해 평균 지각 두께가 약 42-56 km로 점차 수렴하며 북반구 저지대의 지각이 내부 약 8 km와 20 km에 경계면을 가지는 3층의 층상구조를 가지는 두꺼운 지각임이 확인되었다(Kim *et al.*, 2021; Durán *et al.*, 2022; Joshi *et al.*, 2023). 이러한 층상구조의 기원으로는 화산 퇴적물, 유토피아 분지(Utopia basin) 충돌 분출물(ejecta), 다공성 구조, Borealis 대충돌(Borealis impact)에 의한 용융 분화물, 초기 화성의 화산 활동 기간동안 바닷물이 내부로 침투하여 수화된 맨틀 상부층의 존재 등이 기여하였을 것으로 추정된다(Wieczorek *et al.*, 2022; Frazer *et al.*, 2025). 이러한 지각 모델은 인사이트 착륙선이 위치하는 엘리시움 평원에 국한되어 있기 때문에, 전체적인 화성 지각의 두께는 전 행성적 중력·지형 자료와 결합한 통합 모델링을 통해 약 30-72 km의 범위로 제약되었으며, 지각 밀도는 2,850-3,100 kg/m³로 추정되었다(표 5; Wieczorek *et al.*, 2022).

Table 5. Physical/chemical properties and interior models of Mars refined based on the InSight mission.

		Physical state	Thickness and density	Composition		Mineralogy
Crust			30-72 km & 2.85-3.1 g/cm ³ (Wieczorek <i>et al.</i> , 2022)	wt.%	BSM (Khan <i>et al.</i> , 2022)	-
				MgO	32.81	
Upper mantle	Solid		~1,000 km & 3.4-3.6 g/cm ³ (Samuel <i>et al.</i> , 2023)	FeO	13.68	Olivine + Pyroxene + Garnet
				SiO ₂	46.66	
				CaO	2.66	Wadsleyite + Clinopyroxene + Majorite
				Al ₂ O ₃	3.49	
Mantle	MTZ		550-590 km & 3.65-3.9 g/cm ³ (Samuel <i>et al.</i> , 2023)	Na ₂ O	0.69	Ringwoodite + Majorite + Davemaoite + Stishovite
				Mg#	0.81	
				(Mg+Fe+Ca)/Si	1.35	
BML	Liquid		150-165 km & 4.05-4.8 g/cm ³ (Khan <i>et al.</i> , 2023; Samuel <i>et al.</i> , 2023)	Enrichment of Fe (Mg#=0.2-0.3) and heat producing elements (U, Th, K) (Khan <i>et al.</i> , 2023)		
Core	Outer Core		1,650-1,675 km & 6.5-6.65 g/cm ³ (without inner core; Khan <i>et al.</i> , 2023; Samuel <i>et al.</i> , 2023)	Fe-X-Ni alloy (X=S,C,O,H / 9-15 wt.%) (Khan <i>et al.</i> , 2023)		
	Inner core	Solid	~613 km (Bi <i>et al.</i> , 2025)	O-enriched Fe inner core from total Fe-X-Ni core (X=12-16 wt.% S, 6.7-9.0 wt.% O, ≤3.8 wt.% C) (Bi <i>et al.</i> , 2025)		

특히, 운석 충돌에 의해 발생한 지진파는 정확한 진원 위치가 확보됨으로써 기존보다 정밀한 지각 구조 역산을 가능하게 했으며, 이를 통해 약 52 km의 지각 두께를 보고함과 동시에 약 6 km와 25 km 깊이에 존재하는 경계를 재확인하였다(Sun *et al.*, 2025). 저지들은 ~20 km 경계면을 초기 노아기스(Noachian) 지각의 하부 경계로 제안하며, 초기 분화 이후 점진적으로 지각이 두꺼워지는 진화를 겪었다고 설명하였다. 특히 이 ~20 km 경계면은 인사이트 착륙지와 약 4,000 km 떨어진 지역에서 발생한 실체파의 하강 반사(underside reflections)를 통해 전 행성적인 구조일 가능성이 드러났기 때문에(Li *et al.*, 2022), 초기 지각의 모호면으로 해석할 수 있는 여지를 제공한다. 하부 지각과 최상부 맨틀에서 낮은 P-S파 속도 ($V_p < 7.5$ km/s, $V_s < 3.5$ km/s)와 V_p/V_s 비율 (~1.85)은 하부 지각과 상부 맨틀 경계에서 2% 미만의 부분 용융에 의한 저속도층이 존재할 가능성을 내포한다. 이는 지각의 성장이 엘리시움 지역의 플룸 활동에서 기인한 마그마 하부점착(magma underplating)에 의해 국지적으로 발생할 수도 있음을 시사한다.

또한, 중력 및 지진 자료와 암석물리학적 모델링을 통합한 연구는 중·하부 지각에 액체 상태의 물이 존재할 가능성

을 제안하였으나(Wright *et al.*, 2024), Jakosky *et al.* (2025)은 이러한 해석에 대해, 중간 지각의 수분 포화 상태는 필수적이지 않으며, 관측된 신호는 건조한 지각 모델로도 충분히 설명 가능하다고 반박하였다(Jakosky *et al.*, 2025). 후속 연구에서는 점토광물이나 탄산염과 같은 2차 광물이 공극을 채운 경우 동일한 지구물리학적 신호를 만들어 낼 수 있음을 보여주었으며(Xiao *et al.*, 2025), 혹은 수화된 지각이 변성을 거쳐 프레나이트-펌펠리아이트 변성상(prehnite-pumpellyite facies) 및 펌펠리아이트-액티놀라이트 변성상(pumpellyite-actinolite facies)을 만든 경우에도 광물학적 변화가 암석의 밀도와 지진파 속도를 감소시키는 원인이 될 수 있다고 설명되었다(Palin *et al.*, 2024). 이는 인사이트 자료만으로는 지각 내 물의 존재 여부를 단정하기 어렵다는 점을 시사한다.

인사이트를 통해 밝혀진 화성의 지각 형성 과정은 균질하지 않고 지역적 플룸 및 충돌 사건과 밀접하게 연관되어 있음을 지시하며, 다공질의 상부 지각과 물이 존재하거나 물과 상호작용한 중부 지각 및 하부 지각의 존재를 암시한다. 앞으로 지각의 두께와 밀도를 더욱 제약하기 위해서는 지각의 열적 진화와 물과의 상호작용 여부를 해결하는 것

이 핵심적인 과제로 부상하였다.

6.3. 맨틀: BML과 불균질성

인사이트가 탐지한 P-파 및 S-파 분석을 통해 화성 맨틀 상부는 지구와 유사하게 “감람석-와드슬레이아이트-링우다이트” 전이와 같은 상전이 구조를 따르는 것으로 나타났다. 그러나 상전이 깊이는 화성의 낮은 중력으로 인해 지구보다 더 깊은 곳에서 발생하며, 상전이가 일어나는 구간도 더욱 넓어진다(Huang *et al.*, 2022). 해당 연구는 약 1,000 km 깊이에서의 상전이 신호를 포착하였고, 이는 화성 맨틀 내부에도 지구의 410 km-불연속면과 같은 뚜렷한 불연속면이 존재함을 시사하였다(Huang *et al.*, 2022). 하지만 지구의 410 km 깊이에서는 감람석이 와드슬레이아이트로 상전이 하는 반면, 화성 맨틀의 높은 FeO 함량은 감람석의 고압 상전이에서 와드슬레이아이트보다 링우다이트의 안정 영역을 넓히기 때문에 상전이 깊이에서의 온도와 Mg#에 따라 상전이 압력과 안정한 광물이 정해진다(Tsujino *et al.*, 2019).

지진파의 산란(Seismic scattering) 분석 결과, 화성 맨틀에는 파장 규모(1-4 km)의 작은 불균질성이 전 행성적으로 분포함이 확인되었다(Charalambous *et al.*, 2025). 이는 지구에서 주로 섭입 작용에 의해 형성되는 불균질성과 달리, 화성에서는 거대 충돌 및 마그마 바다의 결정화 과정에서 기원한 것으로 해석된다. 이러한 불균질성은 약 45억 년 동안 거의 보존되어 있으며, 이는 화성 맨틀의 점성도가 매우 높으며 대류가 매우 비활성적이기 때문에 원시적인 화학적 다양성이 장기간 보존되었음을 의미한다. 이러한 맨틀 불균질성은 화성 운석에 대한 지구화학적 측정 결과에서 나타나는 화성 맨틀의 지구화학적 불균질성과도 일치한다(Udry *et al.*, 2020; Day *et al.*, 2024).

심부 맨틀 영역(500-1,500 km)에서는 지구와 달리 낮은 지진파 감쇠(attenuation)가 관찰되었다(Li *et al.*, 2025). 이는 화성 맨틀이 건조(dry)하고, 입자크기(grain size)가 크며, 상대적으로 낮은 온도를 지니고 있음을 시사한다. 이러한 특성은 화성 맨틀이 물 저장 능력을 가질 수 있지만(Dong *et al.*, 2022), 실제 함수량은 제한적임을 시사한다. 더불어, 핵-맨틀 경계부에서는 철(Fe)과 방사성 열생성원소(heat producing elements, HPE)가 부화된 기저부 규산염질 용융층(basal molten layer, BML)이 존재한다는 지구물리학적 증거가 보고되었다(Khan *et al.*, 2023; Samuel *et al.*, 2023). BML은 핵의 열 대류를 억제하고, 맨틀과 핵 사이의 열-화학 교환 방식에 근본적인 영향을 미쳤을 가능성이 크다. Khan *et al.* (2023)은 BML의 두께를 약 150 ± 15 km, 밀도를 4.05 g/cm^3 로 제시하였으며(표 5), 이는 화성의 장기적 열 진화를 결정하는 핵심 요인으로 평가된다.

이러한 결과는 화성 맨틀이 고점성과 저함수 상태를 유지하며, 초기의 조성적 불균질성이 보존된 채로 남아 있을 것으로 유추된다. 이러한 독특한 특성은 제한적인 맨틀 대류, 플룸 기반의 국지적 화산 활동, 그리고 자기장의 조기 소실로 이어졌다고 해석할 수 있다. 이렇듯 BML의 존재는 화성 맨틀의 낮은 수분 함량을 설명할 수 있기 때문에(O'Rourke and Shim, 2019), 향후 BML의 화학적 성분 규명과 맨틀 함수량 정량화가 화성 맨틀의 구조와 진화를 더욱 이해하기 위한 핵심 과제로 남아 있다.

6.4. 핵: 크고 밀도가 낮은 액체 핵과 고체 내핵

암석형 천체의 핵은 자기장 생성, 맨틀 대류, 화산 활동, 그리고 장기적인 행성 진화에 핵심적인 역할을 담당한다. 인사이트의 지진파 자료를 통해 초기에 추정된 핵 반경은 약 1830 ± 40 km로, 평균 밀도는 약 $5.8\text{-}6.2 \text{ g/cm}^3$ 의 ‘매우 가볍고 거대한’ 핵으로 추정되었다(Stähler *et al.*, 2021). 이는 인사이트 이전의 추정과 동일하게 핵의 물리적 상태가 액체임을 강하게 시사하지만, 기존 예측값인 약 1,720-1,810 km 크기와 $6\text{-}6.5 \text{ g/cm}^3$ (Smrekar *et al.*, 2019) 밀도 값보다 더욱 가볍고 큰 핵을 지시한다. 이토록 낮은 밀도를 가지기 위해서는 핵 내부에 황(S)을 비롯한 산소(O), 수소(H), 탄소(C)와 같은 경원소들이 모델 조성들을 통해 제안된 함량의 상한선 수준인 17-22 wt.% 로 높다는 것을 지시한다(표 1). 또한 이와 같은 대규모의 액체 핵의 존재는 브리지마나이트로 대표되는 하부 맨틀의 부재함과 연결되는 점에서 지구와 중요한 차이를 보인다.

이후 화성 핵-맨틀 경계에서 약 150 km 두께의 BML이 보고되었고, 핵의 반경 또한 그만큼 줄어들어 약 1,650-1,675 km의 비교적 작은 핵으로 수정되었다(표 5; Khan *et al.*, 2023; Samuel *et al.*, 2023). 마찬가지로 해당 모델들의 평균 핵 밀도는 $6.5\text{-}6.65 \text{ g/cm}^3$ 로 인사이트 초기 추정치에 비해서는 다시 증가하였으나, 이러한 밀도를 설명하기 위해서는 여전히 높은 경원소 함량이 필요하다(표 5).

최근에는 인사이트 임무에서 확보된 지진파 자료를 분석하여 핵을 통과하는 새로운 지진 위상을 식별하여, 화성 중심부에 약 613 km 반경의 고체 내핵이 존재할 수 있음이 보고되었다(표 5; Bi *et al.*, 2025). 저자들은 액체 외핵과 고체 내핵을 통과한 위상인 PKKP와 내핵-외핵 경계면(inner core boundary, ICB) 반사 위상인 PKiKP를 검출함으로써 내핵의 존재에 대한 지진학적 증거를 제시하였으며, 역산을 통해 내핵의 크기와 밀도를 제약하였다. 이를 통해 구해진 ICB에서 외핵과 내핵의 밀도 차이는 약 2-12%로 큰 밀도 변화를 보이지는 않고, 이는 인사이트 이전의 주요 제약조건인 평균 밀도와 관성 모멘트를 만족시키는데 오히려 이점을 제공한다. 또한 고체 핵의 비교적 낮은 밀도는 상당

량의 경원소가 외핵의 결정화에 수반되었음을 시사한다. 저자들은 S-O-C-H의 네가지 경원소 중에서 철의 용융점을 크게 낮추는 수소는 우선적으로 제외하였고, ICB에서 밀도의 부분 증가를 더욱 잘 설명하는 산소가 많은 핵 조성을 제안하였다(표 5). 이 경우 FeO 성분이 부화된 고체 내핵이 높은 핵 온도에서도 결정화 될 수 있다는 점에서 실험 결과 (Yokoo and Hirose, 2024)와도 일치한다.

다이나모의 관점에서 각 핵 모델들은 초기 자기장의 존재와 현재의 자기장 부재를 어느 정도 설명할 수 있다. 먼저 황이 풍부한 핵이 Fe-FeS 이원계의 공용조성(약 15 wt% S)에 가깝기 때문에 결정화가 시작되는 액상선 온도가 약 1,200 K 정도로 매우 낮아진다(Mori *et al.*, 2017). 이 때문에 자기장 형성의 핵심 원동력 중 하나인 고체 내핵의 결정화를 방해하여 현재 전 행성적 자기장의 부재 상태와 잘 부합한다(Stewart *et al.*, 2007). 초기 자기장의 형성 원인으로 는 열적 요인(Breuer and Spohn, 2003; Williams and Nimmo, 2004) 혹은 FeO의 용출(exsolution)이나 내핵 결정화와 같은 조성적 요인(Tsuno *et al.*, 2007; Hemingway and Driscoll, 2021)에 의해 구동하였을 가능성이 존재한다. 초기 화성의 빠른 냉각은 이러한 요인들을 강화시키는 역할을 하여, 일 시적으로 다이나모를 발생시키고 유지하는데 도움을 주었을 것이다(Stevenson, 2001). BML과 결부된 핵의 진화 관점에서 보면, BML은 핵과 맨틀 사이의 열 전달을 차단하는 담요 역할을 하여 핵의 냉각과 대류를 억제하였을 것이다(Samuel *et al.*, 2021, 2023). 따라서 화성의 전 행성적 자기장이 비교적 짧은 시간 내에 소멸한 원인을 제공할 수 있다. 외핵의 존재 또한 자기장의 부재와 모순되지 않는다. 핵의 결정화로 인한 다이나모의 발생 여부는 핵 결정화 속도와 방식, 그리고 경원소가 고체와 액체 상 사이에서 어떻게 분배되는지 등 여러 요인에 따라 달라진다(Lister and Buffett, 1995; Stewart *et al.*, 2007; Hemingway and Driscoll, 2021). 화성이 초기에 빠른 냉각에 수반되는 열적 다이나모와 결정화를 통해 자기장을 형성하였다면, 지금의 느린 냉각 속도 환경에서는 결정화 속도가 너무 느리거나 혹은 재 용융이 발생하여 충분한 밀도 차이를 만들지 못할 수 있다 (Stevenson, 2001; Williams and Nimmo, 2004; Stewart *et al.*, 2007).

인사이트 미션은 화성 핵의 크기와 밀도를 지진학적으로 제약하는 것을 넘어, 존재 여부가 불확실했던 새로운 내부 구조들을 발견하는 성과를 이루어냈다. 특히 BML은 외핵과 같은 액체상태이기 때문에 관성 모멘트와 k_2 를 이용한 모델링에서는 액체 핵과 구별이 어려워 지진파를 통해서만 탐지가 가능하다(Samuel *et al.*, 2021).

인사이트 미션을 통해 제안된 결과들을 바탕으로 화성 핵에 대한 앞으로의 핵심 연구 주제들로는 (1) 황이 풍부한

외핵과 FeO가 부화된 고체 내핵의 조성을 보다 정밀하게 제약하고, (2) BML을 통한 핵-맨틀 경계에서의 열화학적 상호작용과 진화를 규명하고, (3) 내핵의 형성과 다이나모 발현 및 소멸의 인과 관계를 정량적으로 규명하는 것이 손 꼽힌다. 이를 위해서 더 많은 지진파 관측, 고온-고압 실험, 그리고 정교한 수치모델링이 병행되어야 할 것이다.

6.5. 과거 모델과의 비교 및 평가: 인사이트 결과가 가져 온 패러다임의 변화

인사이트 미션의 지진학적 관측은 화성 내부 구조 연구에 근본적인 패러다임 전환을 가져왔다. 2019년 이전의 연구는 주로 지구화학적 모델과 간접적인 지구물리학적 제약 조건(관성 모멘트, k_2 , 등)을 통해 ‘무엇이 가장 논리적으로 타당한가’를 추정하는 시대였다. 하지만 이러한 간접 제약은 핵의 반경·밀도·경원소 조성, 맨틀의 유동학적 특징(온도·입자 크기)과 조성(철 함량 등) 사이에서 강한 상호 보상 작용을 초래하여, 모델 추정에 있어서 비교적 넓은 범위의 가능성을 가지는 불확실성을 내재하였다.

그러나 인사이트의 직접적인 지진파 데이터는 이 논쟁에서 기존 내부 구조 모델들의 불확실성을 비약적으로 감소시키는 한편 새로운 영역에서의 논쟁(예, 지각 내부 대수층의 존재, 맨틀 불균질성, 고체 내핵의 존재 여부)을 불러 일으켰다. 이는 화성 내부 이해의 방법론이 ‘이론적 추론의 시대’에서 ‘실측 기반의 검증 시대’로 전환되었음을 의미한다. 이 전환은 기존의 모든 모델을 재평가하고, 특히 핵의 크기와 조성, 맨틀의 동역학적 특성 등에서 기존 모델이 예측하지 못했던 새로운 사실들을 밝혀내는 데 기여했다. 앞으로는 지진학적 제약으로 드러난 화성의 내부 구조를 기존의 방법론들(고온-고압 실험, 수치 모델링)과 통합하여 정밀하게 밝혀내는 한편, 이를 바탕으로 화성의 과거와 진화를 더욱 이해하는 계기가 될 수 있다. 이는 행성 과학 분야 전체에 새로운 비교 행성학적 연구 시대가 도래했음을 제시한다.

7. 결론 및 향후 전망

화성 내부 구조에 대한 인류의 이해는 다음과 같은 단계적 진화 과정을 거쳤다. 첫째, 1970년대 이전에는 제한적인 천문학적 관측과 지구 모델 기반의 이론적 추정에 머물렀다. 둘째, 탐사선 시대에는 마리너와 바이킹 등의 임무를 통해 물리적 제약이 정교해졌고, 콘드라이트 및 SNC 운석 연구를 통해 지구화학적 모델이 발전하며 맨틀 및 핵 조성에 대한 추정이 구체화되었다. 마지막으로 최근의 인사이트 미션은 최초의 지진학적 관측을 통해 화성 내부 구조 이해에 대한 ‘실측’ 기반의 새롭고 확고한 틀을 제공했다. 동시에

인사이트 미션은 새로운 질문들을 남긴다. 핵의 정확한 경원소 조성 비율, 고체 내핵의 크기 및 형성 과정, 초기 다이 나모의 형성과 소멸 원인, 그리고 맨틀 내 불균질성의 기원과 역할 등은 여전히 해결되지 않은 문제들이다. 또한 인사이트 미션의 성공은 향후 행성 내부 탐사 미션에 대한 방향성을 제시한다. 인사이트의 데이터를 보완하고, 전 행성적 규모의 지진 네트워크를 구축하여 화성의 내부 구조를 보다 정밀하게 지도화해야 할 것이다. 이를 통해 우리는 화성 내부 구조와 그 열적 진화에 대한 이해를 한 단계 끌어올릴 수 있으며, 나아가 태양계 암석형 행성의 형성 및 진화에 대한 비교 행성학적인 이해에 한발 더 다가갈 수 있을 것이다.

감사의 글

본 연구는 한국연구재단 리더연구자 사업(2018R1A3B1052052)의 지원으로 수행되었다. 본 논평의 원고를 심사해주신 익명의 심사위원님 두 분과 편집위원님의 건설적인 조언에 감사드린다.

REFERENCES

- Acuña, M.H., Connerney, J.E.P., Wasilewski, P., Lin, R.P., Anderson, K.A., Carlson, C.W., McFadden, J., Curtis, D.W., Mitchell, D., Reme, H., Mazelle, C., Sauvaud, J.A., d'Uston, C., Cros, A., Medale, J.L., Bauer, S.J., Cloutier, P., Mayhew, M., Winterhalter, D. and Ness, N.F., 1998, Magnetic field and plasma observations at Mars: Initial results of the Mars Global Surveyor mission. *Science*, 279, 1676-1680.
- Akimoto, S.I. and Fujisawa, H., 1968, Olivine-spinel solid solution equilibria in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 . *Journal of Geophysical Research*, 73, 1467-1479.
- Anders, E. and Owen, T., 1977, Mars and Earth: Origin and Abundance of Volatiles: Mars has only 3 percent of Earth's share of volatiles, but got them from the same meteoritic source. *Science*, 198, 453-465.
- Anderson, D.L., 1967, Phase changes in the upper mantle. *Science*, 157, 1165-1173.
- Anderson, D.L., 1972, Internal constitution of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 77, 789-795.
- Anderson, D.L., Sammis, C. and Jordan, T., 1971, Composition and Evolution of the Mantle and Core: Seismology and solid state physics place strong constraints on the constitution of the earth's interior. *Science*, 171, 1103-1112.
- Becker, R.H. and Pepin, R.O., 1984, The case for a Martian origin of the shergottites: Nitrogen and noble gases in EETA 79001. *Earth and Planetary Science Letters*, 69, 225-242.
- Bertka, C.M. and Fei, Y., 1996, Constraints on the mineralogy of an iron-rich Martian mantle from high-pressure experiments. *Planetary and Space Science*, 44, 1269-1276.
- Bertka, C.M. and Fei, Y., 1997, Mineralogy of the Martian interior up to core-mantle boundary pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 5251-5264.
- Bertka, C.M. and Fei, Y., 1998, Density profile of an SNC model Martian interior and the moment-of-inertia factor of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 157, 79-88.
- Bi, H., Sun, D., Sun, N., Mao, Z., Dai, M. and Hemingway, D., 2025, Seismic detection of a 600-km solid inner core in Mars. *Nature*, 645, 67-72.
- Bills, B.G., Neumann, G.A., Smith, D.E. and Zuber, M.T., 2005, Improved estimate of tidal dissipation within Mars from MOLA observations of the shadow of Phobos. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110.
- Binder, A.P., 1969, Internal structure of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 74, 3110-3118.
- Birch, F., 1952, Elasticity and constitution of the Earth's interior. *Journal of Geophysical Research*, 57, 227-286.
- Birch, F., 1964, Density and composition of mantle and core. *Journal of Geophysical Research*, 69, 4377-4388.
- Brett, R. and Bell, P.M., 1969, Melting relations in the Fe-rich portion of the system Fe-FeS at 30 kb pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 6, 479-482.
- Breuer, D. and Spohn, T., 2003, Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars: Evidence from magnetic field history and crust evolution. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108.
- Bullen, K.E., 1963, An introduction to the theory of seismology. Cambridge University Press, New York, 381 p.
- Burbine, T.H. and O'Brien, K.M., 2004, Determining the possible building blocks of the Earth and Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 39, 667-681.
- Cain, D.L., 1966, The implications of a new Mars mass and radius. *Jet Propulsion Lab. Space Programs Summary*, 37-43, 7-9.
- Charalambous, C., Pike, W.T., Kim, D., Samuel, H., Fernando, B., Bill, C., Lognonné, P. and Banerdt, W.B., 2025, Seismic evidence for a highly heterogeneous martian mantle. *Science*, 389, 899-903.
- Choi, B.-G., 2025, Topography, geology and geochemistry of Mars: an Overview. *Journal of Geological Society of Korea*, 61, 439-457 (in Korean with English abstract).
- Dachille, F. and Roy, R., 1960, High-pressure phase transformations in laboratory mechanical mixers and mortars. *Nature*, 186, 34-34.
- Day, J.M., Paquet, M., Udry, A. and Moynier, F., 2024, A heterogeneous mantle and crustal structure formed during the early differentiation of Mars. *Science Advances*, 10.
- De Vaucouleurs, G., 1964, Geometric and photometric parameters of the terrestrial planets. *Icarus*, 3, 187-235.
- Dong, J., Fischer, R.A., Stixrude, L.P., Lithgow-Bertelloni, C.R., Eriksen, Z.T. and Brennan, M.C., 2022, Water storage capacity of the martian mantle through time. *Icarus*, 385, 115113.
- Dreibus, G., Palme, H., Rammensee, W., Spettel, B., Weckwerth, G. and Wanke, H., 1982, Composition of shergotty parent body: Further evidence for a two component model of planet formation. *LUNAR AND PLANETARY SCIENCE XIII (Abstracts)*, 186-187 p.
- Dreibus, G. and Wanke, H., 1985, Mars, a volatile-rich planet. *Meteoritics*, 20, 367-381.
- Duran, C., Khan, A., Ceylan, S., Zenhäusern, G., Stähler, S., Clinton, J.F. and Giardini, D., 2022, Seismology on Mars: An analysis of direct, reflected, and converted seismic body waves with implications for interior structure. *Physics of the Earth and Planetary*

- Interiors, 325, 106851.
- Elkins-Tanton, L.T., 2012, Magma oceans in the inner solar system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 113-139.
- Esposito, P.B., Banerdt, W.B., Lindal, G.F., Sjogren, W.L., Slade, M.A., Bills, B.G., Smith, D.E. and Balmino, G., 1992, Gravity and topography, Mars. The University of Arizona Press, Tucson, 209-248.
- Fei, Y. and Bertka, C.M., 1996, The state of the Martian core. *Lunar and Planetary Science*, 27, 351 p.
- Fei, Y., Bertka, C.M. and Finger, L. W., 1997, High-pressure iron-sulfur compound, Fe₃S₂, and melting relations in the Fe-FeS system. *Science*, 275, 1621-1623.
- Folkner, W.M., Dehant, V., Le Maistre, S., Yseboodt, M., Rivoldini, A., Van Hoolst, T., Asmar, S.W. and Golombek, M.P., 2018, The rotation and interior structure experiment on the InSight mission to Mars. *Space Science Reviews*, 214, 100.
- Folkner, W.M., Yoder, C.F., Yuan, D.N., Standish, E.M. and Preston, R.A., 1997, Interior structure and seasonal mass redistribution of Mars from radio tracking of Mars Pathfinder. *Science*, 278, 1749-1752.
- Frazer, W.D., Park, J. and Link, F., 2025, Crustal anisotropy as evidence for hydration of the Martian upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 367, 107434.
- Genova, A., Goossens, S., Lemoine, F.G., Mazarico, E., Neumann, G.A., Smith, D.E. and Zuber, M.T., 2016, Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science. *Icarus*, 272, 228-245.
- Gudkova, T.V., Zharkov, V.N. and Lebedev, S.A., 1993, Theoretical spectrum of free oscillations of Mars. *Solar System Research*, 27, 129-148.
- Hahn, B.C., McLennan, S.M. and Klein, E.C., 2011, Martian surface heat production and crustal heat flow from Mars Odyssey Gamma-Ray spectrometry. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Hall, A., 1878, Observations and orbits of the satellites of Mars: With data for ephemerides in 1879. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 26 p.
- Hansen, M. and Anderko, K., 1958, Constitution of Binary Alloys. 2nd Edition, McGraw-Hill Companies, Inc., New York.
- Hemingway, D.J. and Driscoll, P.E., 2021, History and future of the Martian dynamo and implications of a hypothetical solid inner core. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126.
- Huang, Q., Schmerr, N.C., King, S.D., Kim, D., Rivoldini, A., Plesa, A.-C., Samuel, H., Maguire, R.R., Karakostas, F., Lekić, V., Charalambous, C., Collinet, M., Myhill, R., Antonangeli, D., Drilleau, M., Bystricky, M., Bollinger, C., Michaut, C., Gudkova, T., Irving, J.C.E., Horleston, A., Fernando, B., Leng, K., Nissen-Meyer, T., Bejina, F., Bozdağ, E., Beghein, C., Waszek, L., Siersch, N.C., Scholz, J.-R., Davis, P.M., Lognonné, P., Pinot, B., Widmer-Schmidrig, R., Panning, M.P., Smrekar, S.E., Spohn, T., Pike, W.T., Giardini, D. and Banerdt, W.B., 2022, Seismic detection of a deep mantle discontinuity within Mars by InSight. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119.
- Hurley, P.M., 1957, Test on the possible chondritic composition of the Earth's mantle and its abundance of uranium, thorium, and potassium. *Geological Society of America Bulletin*, 68, 379-382.
- Jackson, I. and Faul, U.H., 2010, Grainsize-sensitive viscoelastic relaxation in olivine: Towards a robust laboratory-based model for seismological application. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183, 151-163.
- Jacobson, R.A., 2010, The orbits and masses of the Martian satellites and the libration of Phobos. *The Astronomical Journal*, 139, 668.
- Jakosky, B.M., 2025, Results from the inSight Mars mission do not require a water-saturated mid crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 122.
- Jeffreys, H., 1937, The density distributions in the inner planets. *Geophysical Journal International*, 4, 62-71.
- Johnston, D.H. and Toksöz, M.N., 1977, Internal structure and properties of Mars. *Icarus*, 32, 73-74.
- Joshi, R., Knapmeyer-Endrun, B., Mosegaard, K., Wiczorek, M.A., Igel, H., Christensen, U.R. and Lognonné, P., 2023, Joint inversion of receiver functions and apparent incidence angles to determine the crustal structure of Mars. *Geophysical Research Letters*, 50.
- Kamaya, N., Ohtani, E., Kato, T. and Onuma, K., 1993, High pressure phase transitions in a homogeneous model Martian mantle. *Evolution of the Earth and Planets*, 74, 19-25.
- Kaula, W.M., 1979, The moment of inertia of Mars. *Geophysical Research Letters*, 6, 194-196.
- Khan, A. and Connolly, J.A.D., 2008, Constraining the composition and thermal state of Mars from inversion of geophysical data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113.
- Khan, A., Huang, D., Durán, C., Sossi, P.A., Giardini, D. and Murakami, M., 2023, Evidence for a liquid silicate layer atop the Martian core. *Nature*, 622, 718-723.
- Khan, A., Liebske, C., Rozel, A., Rivoldini, A., Nimmo, F., Connolly, J.A.D., Plesa, A.-C. and Giardini, D., 2018, A geophysical perspective on the bulk composition of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 575-611.
- Khan, A., Sossi, P. A., Liebske, C., Rivoldini, A. and Giardini, D., 2022, Geophysical and cosmochemical evidence for a volatile-rich Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 578, 117330.
- Kim, D., Lekić, V., Irving, J.C.E., Schmerr, N., Knapmeyer-Endrun, B., Joshi, R., Panning, M.P., Tauzin, B., Karakostas, F., Maguire, R., Huang, Q., Ceylan, S., Khan, A., Giardini, D., Wiczorek, M.A., Lognonné, P. and Banerdt, W.B., 2021, Improving constraints on planetary interiors with PPs receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126.
- Knapmeyer-Endrun, B., Panning, M.P., Bissig, F., Joshi, R., Khan, A., Kim, D., Lekić, V., Tauzin, B., Tharimena, S., Plasman, M., Compaire, N., Garcia, R.F., Margerin, L., Schimmel, M., Stutzmann, É., Schmerr, N., Bozdağ, E., Plesa, A.-C., Wiczorek, M.A., Broquet, A., Antonangeli, D., McLennan, S.M., Samuel, H., Michaut, C., Pan, L., Smrekar, S.E., Johnson, C.L., Brinkman, N., Mittelholz, A., Rivoldini, A., Davis, P.M., Lognonné, P., Pinot, B., Scholz, J.-R., Stähler, S., Knapmeyer, M., van Driel, M., Giardini, D. and Banerdt, W.B., 2021, Thickness and structure of the Martian crust from InSight seismic data. *Science*, 373, 438-443.
- Konopliv, A.S., Asmar, S.W., Folkner, W.M., Karatekin, Ö., Nunes, D.C., Smrekar, S.E., Yoder, C.F. and Zuber, M.T., 2011, Mars

- high resolution gravity fields from MRO, Mars seasonal gravity, and other dynamical parameters. *Icarus*, 211, 401-428.
- Konopliv, A.S., Park, R.S. and Folkner, W.M., 2016, An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data. *Icarus*, 274, 253-260.
- Kovach, R.L. and Anderson, D.L., 1965, The interiors of the terrestrial planets. *Journal of Geophysical Research*, 70, 2873-2882.
- Lainey, V., Dehant, V. and Pätzold, M., 2007, First numerical ephemerides of the Martian moons. *Astronomy & Astrophysics*, 465, 1075-1084.
- Langlais, B., Thébault, E., Houliez, A., Purucker, M.E. and Lillis, R.J., 2019, A new model of the crustal magnetic field of Mars using MGS and MAVEN. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124, 1542-1569.
- Langmuir, C.H. and Broecker, W., 2012, How to build a habitable planet: the story of earth from the big bang to humankind-revised and expanded edition. Princeton University Press, Princeton, 171-208.
- Le Maistre, S., Rivoldini, A., Caldiero, A., Yseboodt, M., Baland, R.-M., Beuthe, M., Van Hoolst, T., Dehant, V., Folkner, W.M., Buccino, D., Kahan, D., Marty, J.-C., Antonangeli, D., Badro, J., Drilleau, M., Konopliv, A., Péters, M.-J., Plesa, A.-C., Samuel, H., Tosi, N., Wicczorek, M., Lognonné, P., Panning, M., Smrekar, S. and Banerdt, W.B., 2023, Spin state and deep interior structure of Mars from InSight radio tracking. *Nature*, 619, 733-737.
- Li, J., Beghein, C., McLennan, S.M., Horleston, A.C., Charalambous, C., Huang, Q., Zenhäuser, G., Bozdağ, E., Pike, W.T., Golombek, M., Lekić, V., Lognonné, P. and Banerdt, W.B., 2022, Constraints on the Martian crust away from the insight landing site. *Nature communications*, 13, 7950.
- Li, J., Hua, J., Ferrand, T.P., Pou, L., Huang, Q., Allibert, L., Meng, H., Samuel, H., Jing, Z., Wang, W., Yang, T. and Zhou, T., 2025, Evidence for weak seismic attenuation in Mars' deep mantle. *Communications Earth & Environment*, 6, 656.
- Lister, J.R. and Buffett, B.A., 1995, The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 91, 17-30.
- Lodders, K. and Fegley Jr, B., 1997, An oxygen isotope model for the composition of Mars. *Icarus*, 126, 373-394.
- Lognonné, P., Banerdt, W.B., Giardini, D., Pike, W.T., Christensen, U., Laudet, P., de Raucourt, S., Zweifel, P., Calcutt, S., Bierwirth, M., Hurst, K.J., Ijpelaan, F., Umland, J.W., Llorca-Cejudo, R., Larson, S.A., Garcia, R.F., Kedar, S., Knapmeyer-Endrun, B., Mimoun, D., Mocquet, A., Panning, M.P., Weber, R.C., Sylvestre-Baron, A., Pont, G., Verdier, N., Kerjean, L., Facto, L.J., Gharakanian, V., Feldman, J.E., Hoffman, T.L., Klein, D.B., Klein, K., Onufer, N.P., Paredes-Garcia, J., Petkov, M.P., Willis, J.R., Smrekar, S.E., Drilleau, M., Gabsi, T., Nebut, T., Robert, O., Tillier, S., Moreau, C., Parise, M., Aveni, G., Ben Charef, S., Bennour, Y., Camus, T., Dandonneau, P.A., Desfoux, C., Lecomte, B., Pot, O., Revuz, P., Mance, D., ten Pierick, J., Bowles, N.E., Charalambous, C., Delahunty, A.K., Hurley, J., Irshad, R., Liu, H., Mukherjee, A.G., Standley, I.M., Stott, A.E., Temple, J., Warren, T., Eberhardt, M., Kramer, A., Kühne, W., Miettinen, E.-P., Monecke, M., Aicardi, C., André, M., Baroukh, J., Borrien, A., Bouisset, A., Boutte, P., Brethomé, K., Brysbaert, C., Carlier, T., Deleuze, M., Desmarres, J.M., Dilhan, D., Doucet, C., Faye, D., Faye-Refalo, N., Gonzalez, R., Imbert, C., Larigauderie, C., Locatelli, E., Luno, L., Meyer, J.-R., Mialhe, F., Mouret, J.M., Nonon, M., Pahn, Y., Paillet, A., Pasquier, P., Perez, G., Perez, R., Perrin, L., Pouilloux, B., Rosak, A., Savin de Larclause, I., Sicre, J., Sodki, M., Toulemont, N., Vella, B., Yana, C., Alibay, F., Avalos, O.M., Balzer, M.A., Bhandari, P., Blanco, E., Bone, B.D., Bousman, J.C., Bruneau, P., Calef, F.J., Calvet, R.J., D'Agostino, S.A., de los Santos, G., Deen, R.G., Denise, R.W., Ervin, J., Ferraro, N.W., Gengl, H.E., Grinblat, F., Hernandez, D., Hetzel, M., Johnson, M.E., Khachikyan, L., Lin, J.Y., Madzunkov, S.M., Marshall, S.L., Mikellides, I.G., Miller, E.A., Raff, W., Singer, J.E., Sunday, C.M., Villalvazo, J.F., Wallace, M.C., Banfield, D., Rodriguez-Manfredi, J.A., Russell, C.T., Trebi-Ollennu, A., Maki, J.N., Beucler, E., Böse, M., Bonjour, C., Berenguer, J.L., Ceylan, S., Clinton, J., Conejero, V., Daubar, I., Dehant, V., Delage, P., Euchner, F., Estève, I., Fayon, L., Ferraioli, L., Johnson, C.L., Gagnepain-Beyneix, J., Golombek, M., Khan, A., Kawamura, T., Kenda, B., Labrot, P., Murdoch, N., Pardo, C., Perrin, C., Pou, L., Sauron, A., Savoie, D., Stähler, S., Stutzmann, E., Teanby, N.A., Tromp, J., van Driel, M., Wicczorek, M., Widmer-Schmidrig, R. and Wookey, J., 2019, SEIS: Insight's seismic experiment for internal structure of Mars. *Space Science Reviews*, 215, 12.
- Lognonné, P. and Mosser, B., 1993, Planetary seismology. *Surveys in Geophysics*, 14, 239-302.
- Longhi, J., Knittle, E., Holloway, J.R. and Waenke, H., 1992, The bulk composition, mineralogy and internal structure of Mars. Mars, The University of Arizona Press, Tucson, 184-208.
- Loomis, A.A., 1965, Some geologic problems of Mars. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 1083-1104.
- Lyttleton, R.A., 1965, On the internal structure of the Planet Mars. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 129, 21-39.
- MacDonald, G.J., 1959, Calculations on the thermal history of the earth. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1967-2000.
- Mason, B., 1966, The enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30, 23-39.
- Masursky, H., 1973, An overview of geological results from Mariner 9. *Journal of Geophysical Research*, 78, 4009-4030.
- McSween, H.Y. and Stolper, E.M., 1980, Basaltic meteorites. *Scientific American*, 242, 54-63.
- Mittelholz, A., Johnson, C.L. and Morschhauser, A., 2018, A new magnetic field activity proxy for Mars from MAVEN data. *Geophysical Research Letters*, 45, 5899-5907.
- Mohapatra, R.K. and Murty, S.V.S., 2003, Precursors of Mars: Constraints from nitrogen and oxygen isotopic compositions of martian meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 38, 225-241.
- Morgan, J.W. and Anders, E., 1979, Chemical composition of Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1601-1610.
- Mori, Y., Ozawa, H., Hirose, K., Sinmyo, R., Tateno, S., Morard, G. and Ohishi, Y., 2017, Melting experiments on Fe-Fe₃S system to 254 GPa. *Earth and Planetary Science Letters*, 464, 135-141.

- Murthy, V.R. and Hall, H.T., 1970, The chemical composition of the Earth's core: possibility of sulphur in the core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2, 276-282.
- Nimmo, F. and Faul, U.H., 2013, Dissipation at tidal and seismic frequencies in a melt-free, anhydrous Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118, 2558-2569.
- Nimmo, F. and Stevenson, D.J., 2001, Estimates of Martian crustal thickness from viscous relaxation of topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106, 5085-5098.
- Null, G.W., 1967, A Solution for the Sun-Mars Ration Using Mariner IV Doppler Tracking Data. *Astronomical Journal*, 72, 1292.
- Nyquist, L.E., Wooden, J., Bansal, B., Wiesmann, H., McKay, G. and Bogard, D.D., 1979, Rb-Sr age of the Shergotty achondrite and implications for metamorphic resetting of isochron ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1057-1074.
- O'Rourke, J.G. and Shim, S.H., 2019, Hydrogenation of the Martian core by hydrated mantle minerals with implications for the early dynamo. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124, 3422-3441.
- Owen, T., Biemann, K., Rushneck, D.R., Biller, J.E., Howarth, D.W. and Lafleur, A.L., 1977, The composition of the atmosphere at the surface of Mars. *Journal of Geophysical research*, 82, 4635-4639.
- Palin, R., Wade, J. and Dyck, B., 2024, Metamorphism in a wet Martian middle crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 121.
- Park, C., 2025, Unlocking Martian geology with Martian meteorites. *Journal of the Geological Society of Korea*, 61, 481-494 (in Korean with English abstract).
- Ray, R.D., Eanes, R.J. and Lemoine, F.G., 2001, Constraints on energy dissipation in the Earth's body tide from satellite tracking and altimetry. *Geophysical Journal International*, 144, 471-480.
- Reasenberg, R.D., 1977, The moment of inertia and isostasy of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 82, 369-375.
- Ringwood, A.E., 1966, Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30, 41-104.
- Ringwood, A.E. and Clark, S.P., 1971, Internal constitution of Mars. *Nature*, 234, 89-92.
- Ringwood, A.E. and Seabrook, M., 1962, Olivine-spinel equilibria at high pressure in the system $\text{Ni}_2\text{GeO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$. *Journal of Geophysical Research*, 67, 1975-1985.
- Rivoldini, A., Van Hoolst, T., Verhoeven, O., Mocquet, A. and Dehant, V., 2011, Geodesy constraints on the interior structure and composition of Mars. *Icarus*, 213, 451-472.
- Russell, H.N., Dugan, R.S., and Stewart, J.Q., 1945, *Astronomy: The solar system*. Ginn, New York, 326 p.
- Samuel, H., Ballmer, M.D., Padovan, S., Tosi, N., Rivoldini, A. and Plesa, A.-C., 2021, The thermo-chemical evolution of Mars with a strongly stratified mantle. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126.
- Samuel, H., Drilleau, M., Rivoldini, A., Xu, Z., Huang, Q., Garcia, R.F., Lekić, V., Irving, J.C.E., Badro, J., Lognonné, P.H., Connolly, J.A.D., Kawamura, T., Gudkova, T. and Banerdt, W.B., 2023, Geophysical evidence for an enriched molten silicate layer above Mars's core. *Nature*, 622, 712-717.
- Sanloup, C., Jambon, A. and Gillet, P., 1999, A simple chondritic model of Mars. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 112, 43-54.
- Schubert, G. and Spohn, T., 1990, Thermal history of Mars and the sulfur content of its core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95, 14095-14104.
- Smith, D.E., Zuber, M.T., Solomon, S.C., Phillips, R.J., Head, J.W., Garvin, J.B., Banerdt, W.B., Muhleman, D.O., Pettengill, G.H., Neumann, G.A., Lemoine, F.G., Abshire, J.B., Aharonson, O., Brown, C.D., Hauck, S.A., Ivanov, A.B., McGovern, P.J., Zwally, H.J. and Duxbury, T.C., 1999, The global topography of Mars and implications for surface evolution. *Science*, 284, 1495-1503.
- Smith, E.J., Davis Jr, L., Coleman Jr, P.J. and Jones, D.E., 1965, Magnetic field measurements near Mars. *Science*, 149, 1241-1242.
- Smith, J.C. and Born, G.H., 1976, Secular acceleration of Phobos and Q of Mars. *Icarus*, 27, 51-53.
- Smrekar, S.E., Lognonné, P., Spohn, T., Banerdt, W.B., Breuer, D., Christensen, U., Dehant, V., Drilleau, M., Folkner, W., Fuji, N., Garcia, R.F., Giardini, D., Golombek, M., Grott, M., Gudkova, T., Johnson, C., Khan, A., Langlais, B., Mittelholz, A., Mocquet, A., Myhill, R., Panning, M., Perrin, C., Pike, T., Plesa, A.-C., Rivoldini, A., Samuel, H., Stähler, S.C., Van Driel, M., Van Hoolst, T., Verhoeven, O., Weber, R. and Wieczorek, M., 2019, Pre-mission InSights on the interior of Mars. *Space Science Reviews*, 215, 3.
- Sohl, F. and Spohn, T., 1997, The interior structure of Mars: Implications from SNC meteorites. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 102, 1613-1635.
- Spohn, T., 1991, Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury, and Venus. *Icarus*, 90, 222-236.
- Stähler, S.C., Khan, A., Banerdt, W.B., Lognonné, P., Giardini, D., Ceylan, S., Drilleau, M., Duran, A.C., Garcia, R.F., Huang, Q., Kim, D., Lekić, V., Samuel, H., Schimmel, M., Schmerr, N., Sollberger, D., Stutzmann, É., Xu, Z., Antonangeli, D., Charalambous, C., Davis, P.M., Irving, J.C.E., Kawamura, T., Knapmeyer, M., Maguire, R., Marusiak, A.G., Panning, M.P., Perrin, C., Plesa, A.-C., Rivoldini, A., Schmelzbach, C., Zenhäusern, G., Beucler, É., Clinton, J., Dahmen, N., van Driel, M., Gudkova, T., Horleston, A., Pike, W.T., Plasman, M. and Smrekar, S.E., 2021, Seismic detection of the martian core. *Science*, 373, 443-448.
- Stevenson, D.J., 2001, Mars' core and magnetism. *Nature*, 412, 214-219.
- Stewart, A.J., Schmidt, M.W., Van Westrenen, W. and Liebske, C., 2007, Mars: A new core-crystallization regime. *Science*, 316, 1323-1325.
- Stishov, S.M., 1964, Rutile-like silica and phase transformations in the earth's interior. *Tectonophysics*, 1, 223-226.
- Struve, H., 1895, Bestimmung der Abplattung und des Aequators von Mars. *Astronomische Nachrichten*, 138, 217 (in German abstract).
- Sun, W., Tkalčić, H., Malusà, M.G., Adam, L., Tang, Q., Wang, S., Wei, Z. and Pan, Y., 2025, Geophysical evidence of progressive Noachian crustal thickening on Mars revealed by meteorite impacts. *Earth and Planetary Science Letters*, 669, 119598.

- Surkov, Y.A., 1977, Gamma-spectrometry in cosmic investigations. Atomizdat, Moscow, 238 p (in Russian).
- Taylor, G.J., 2013, The bulk composition of Mars. *Geochemistry*, 73, 401-420.
- Taylor, G.J., Boynton, W., Brückner, J., Wänke, H., Dreibus, G., Kerry, K., Keller, J., Reedy, R., Evans, L., Starr, R., Squyres, S., Karunatillake, S., Gasnault, O., Maurice, S., d'Uston, C., Englert, P., Dohm, J., Baker, V., Hamara, D., Janes, D., Sprague, A., Kim, K. and Drake, D., 2006a, Bulk composition and early differentiation of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111.
- Taylor, G.J., Stopar, J.D., Boynton, W.V., Karunatillake, S., Keller, J.M., Brückner, J., Wänke, H., Dreibus, G., Kerry, K.E., Reedy, R.C., Evans, L.G., Starr, R.D., Martel, L.M.V., Squyres, S.W., Gasnault, O., Maurice, S., d'Uston, C., Englert, P., Dohm, J.M., Baker, V.R., Hamara, D., Janes, D., Sprague, A.L., Kim, K.J., Drake, D.M., McLennan, S.M. and Hahn, B.C., 2006b, Variations in K/Th on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111.
- Taylor, S.R., 1964, Trace element abundances and the chondritic Earth model. *Geochimica et cosmochimica acta*, 28, 1989-1998.
- Trumpler, R.J., 1927, Observations of Mars at the opposition of 1924. *Lick Observatory Bulletin*, No. 387, University of California Press, Berkeley, p. 19-45.
- Tsujino, N., Yoshino, T., Yamazaki, D., Sakurai, M., Sun, W., Xu, F., Tange, Y. and Higo, Y., 2019, Phase transition of wadsleyite-ringwoodite in the Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 system. *American Mineralogist*, 104, 588-594.
- Tsuno, K., Ohtani, E. and Terasaki, H., 2007, Immiscible two-liquid regions in the Fe-O-S system at high pressure: implications for planetary cores. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 160, 75-85.
- Turcotte, D.L., Shcherbakov, R., Malamud, B.D. and Kucinskis, A.B., 2002, Is the Martian crust also the Martian elastic lithosphere?. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107, 1-1.
- Udry, A., Howarth, G.H., Herd, C.D., Day, J.M., Lapen, T.J. and Filiberto, J., 2020, What Martian meteorites reveal about the interior and surface of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125.
- Van Allen, J.A., Frank, L.A., Krimigis, S.M. and Hills, H.K., 1965, Absence of Martian radiation belts and implications thereof. *Science*, 149, 1228-1233.
- Van Hoolst, T., Dehant, V., Roosbeek, F. and Lognonné, P., 2003, Tidally induced surface displacements, external potential variations, and gravity variations on Mars. *Icarus*, 161, 281-296.
- Williams, J.P. and Nimmo, F., 2004, Thermal evolution of the Martian core: Implications for an early dynamo. *Geology*, 32, 97-100.
- Wänke, H., 1981, Constitution of terrestrial planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 303, 287-302.
- Wänke, H. and Dreibus, G., 1984, Chemistry and accretion of Earth and Mars. *LUNAR AND PLANETARY SCIENCE XV (Abstracts)*, March, 15, 884-885 p.
- Wänke, H. and Dreibus, G., 1988, Chemical composition and accretion history of terrestrial planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 325, 545-557.
- Wänke, H. and Dreibus, G., 1994, Chemistry and accretion history of Mars. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 349, 285-293.
- Wasson, J.T. and Wetherill, G.W., 1979, Dynamical chemical and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites. *Asteroids*, 926-974.
- Wieczorek, M.A., Broquet, A., McLennan, S.M., Rivoldini, A., Golombek, M., Antonangeli, D., Beghein, C., Giardini, D., Gudkova, T., Gyalay, S., Johnson, C.L., Joshi, R., Kim, D., King, S.D., Knapmeyer-Endrun, B., Lognonné, P., Michaut, C., Mittelholz, A., Nimmo, F., Ojha, L., Panning, M.P., Plesa, A.-C., Siegler, M.A., Smrekar, S.E., Spohn, T. and Banerdt, W.B., 2022, InSight constraints on the global character of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 127.
- Wieczorek, M.A. and Zuber, M.T., 2004, Thickness of the Martian crust: Improved constraints from geoid-to-topography ratios. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109.
- Wilkins, G.A., 1967, The determination of the mass and oblateness of Mars from the orbits of its satellites. *Mantles of the Earth and terrestrial planets*, 67, 77.
- Wood, C.A. and Ashwal, L.D., 1981, SNC meteorites: igneous rocks from Mars?. *Lunar and Planetary Science Conference*, 12th, Houston, TX, March 16-20, 1359-1375 p.
- Woollard, E.W., 1944, The secular perturbations of the satellites of Mars. *Astronomical Journal*, 51, 33-36.
- Wright, V., Morzfeld, M. and Manga, M., 2024, Liquid water in the Martian mid-crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 121, e2409983121.
- Xiao, W., Pan, L., Wang, Y. and Li, J., 2025, Liquid water might not be the only answer: Evaluating pore-filling materials in the Martian crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 122.
- Yoder, C.F., 1995, Astrometric and geodetic properties of Earth and the Solar System. *Global Earth physics: a handbook of physical constants*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1-31.
- Yoder, C.F., Konopliv, A.S., Yuan, D.N., Standish, E.M. and Folkner, W.M., 2003, Fluid core size of Mars from detection of the solar tide. *Science*, 300, 299-303.
- Yokoo, S. and Hirose, K., 2024, Melting experiments on Fe-SOC alloys at Martian core conditions: Possible structures in the O- and C-bearing core of Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 378, 234-244.
- Yoshizaki, T. and McDonough, W.F., 2020, The composition of Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 273, 137-162.
- Zharkov, V.N. and Gudkova, T.V., 2005, Construction of Martian interior model. *Solar System Research*, 39, 343-373.
- Zuber, M.T., Solomon, S.C., Phillips, R.J., Smith, D.E., Tyler, G.L., Aharonson, O., Balmino, G., Banerdt, W.B., Head, J.W., Johnson, C.L., Lemoine, F.G., McGovern, P.J., Neumann, G.A., Rowlands, D.D. and Zhong, S., 2000, Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity. *Science*, 287, 1788-1793.