

Title	4.2.1 月の内部構造1(地震波探査/熱流量観測/電磁探査)
Author(s)	川村, 太一; 坂谷, 尚哉
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 99-117
Version Type	VoR
URL	<a href="https://doi.org/10.18910/83240">https://doi.org/10.18910/83240</a>
rights	
Note	

*Osaka University Knowledge Archive : OUKA*

<https://ir.library.osaka-u.ac.jp/>

Osaka University

## 4.2 「かぐや」の貢献とその後の月内部の科学

4.2.1 月の内部構造 1 (地震波探査/熱流量観測/電磁探査) [川村太一, 坂谷尚哉] 惑星科学における月研究の特徴としてアポロ計画によって月面に設置された月面地球物理探査パッケージ (Apollo Lunar Surface Experiment Package, ALSEP) の存在があげられる。リモートセンシングとこれらの地球物理観測データの双方を利用することで月科学は大きく発展し、これらのデータはアポロ計画が持ち帰った岩石とともに現在でも月科学を支えるデータとして重要な研究対象であり続けている。特に月の内部構造を制約する上で ALSEP のデータの果たしている役割は大きい。本項ではアポロ計画における地震探査の結果によって得られた月の内部構造および熱流量観測を始めとした地球物理学的観測によって得られた月内部の温度構造について概説する。磁場観測についても触れるがここでは結果のみを議論し、観測の詳細等については別項(4.2.2, 4.2.5)で議論する。

現在推定されている月の内部構造を図 4-1 および図 4-2 に示す。アポロ計画で得られた地球化学的、地球物理学的データによって月が分化天体であることが明らかになり、その定量的な評価が可能となった。月は地球と同様に地殻、マントル、コアという層構造を持つと考えられている。低速度層や部分熔融層などの詳細な構造に関してはまだ議論が続けられているが、すでに地殻、マントル、コアという層構造については広く受け入れられている。このような描像を得る上で重要な役割を果たしたのが地震波解析から得られた地震波速度モデルである。図 4-3 に過去の研究で得られた様々な月の地震波速度構造モデルを示す。研究間で結果に隔たりがあることも事実だがこれらの結果が月の内部構造の理解に果たした役割は大きい。

月内部の温度構造を知ることは現在の月環境を知るのみでなく、月形成時の温度環境にさかのぼる上での境界条件を与えるという点でも月の形成、進化を語る上で欠かすことのできない情報である。また地震学的、測地学的に示唆されている低速度層、部分熔融層との関連も深く、内部環境を知る重要な情報源の一つだと言える。しかし、様々なアプローチが試みられているものの、得られた温度モデルは現在でも不定性が大きい。元とするデータや手法によって結果が異なることもあり統一的なモデルの構築に至っていないのが現状である。温度モデルの構築の際に重要な制約となるのが ALSEP の熱流量観測である。熱流量観測は月の熱環境を直接探査したデータとして温度モデルの境界

条件を与える情報であるが観測点の地質学的環境や観測条件の影響もあり、その解釈には注意が必要である。現在ではアポロによって得られた熱流量の重要性は認められつつもその値は月の平均値を表すものではないと考えられている。

以下ではまず元となったデータの概略に触れ、地殻、マントル、コアのそれぞれの構造について現状の理解をレビューする。その後、月内部の温度構造について概説し、最後に現在の課題と今後の探査に求められることについて議論する。

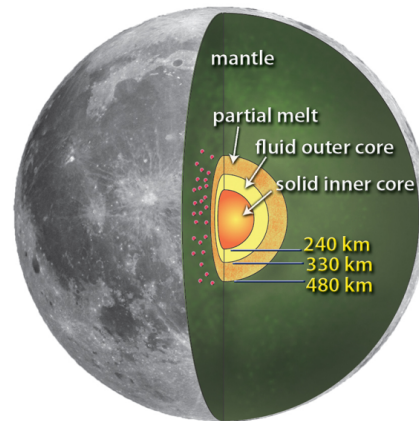


図 4-2 推定されている月内部構造。Weber et al. (2011) による。図 4-1 と比べてコアや部分熔融層の存在をより明確に示している。しかし地殻/マントル/コアという基本的な構造については一致している。

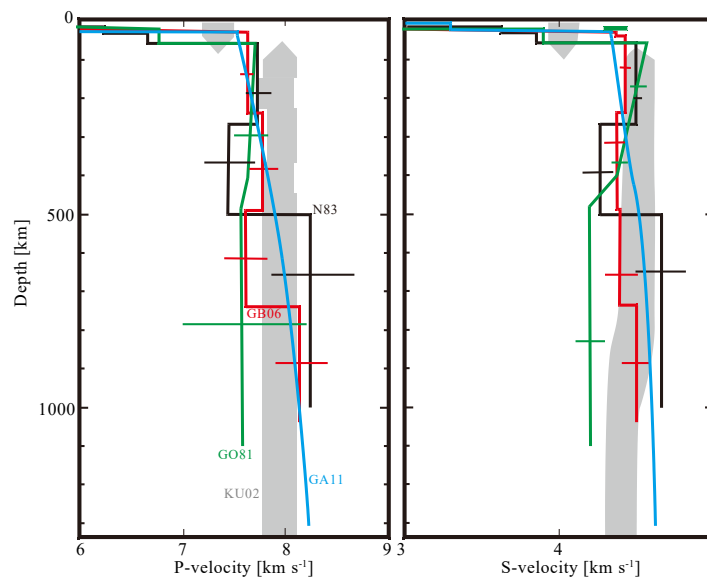


図 4-3 これまでの研究で得られた月内部の地震波速度モデル。Lognonné and Johnson (2015) に基づく。(KU02:Kuskov et al. 2002; GO81: Goins et al. 1981a; GB06: Gagnepain-Beyneix et al. 2006; N83: Nakamura 1983; GA11: Garcia et al. 2011; KH06: Khan et al. 2006b)

#### (a) 観測データ

まず以下で議論する内部構造探査の成果の元となった観測データについてまとめる。地震探査はアポロ 11, 12, 14, 15, 16, 17 で行われた。特にアポロ 12, 14, 15, 16 は Passive Seismic Experiment (PSE) として 1972-1977 の約 5 年半、地震観測ネットワークとして月面の地震活動を観測し続けた。アポロ 11 号は約 3 週間で観測を終了し、ネットワーク観測には寄与していない。その間に約 13,000 の月の地震、いわゆる月震を検出し、現在アポロ計画の地震探査の成果のほとんどがこのデータを用いている。これらの月震イベントはすでにカタログ化されており、データとともに一般に公開されている (Nakamura 1992, updated 2008; <http://ig.utexas.edu/staff/yosio-nakamura/>)。それぞれの観測点では 3 軸の長周期地震計 (LP) と鉛直の短周期地震計 (SP) が設置されており、連続観測が行われていた (Latham et al. 1973)。LP については Peaked Mode と Flat Mode が設定されていたが、ほとんどの観測は Peaked Mode で行われておりモードごとの観測期間についても上記の Web Site で公開されている。ただしアポロ 12 の SP, アポロ 14 LP の鉛直成分については不具合が報告されており、科学解析に利用可能データは得られていない (Vostreys 1980)。図 4-4 にアポロ計画の観測点と PSE で使用された地震計の周波数特性を示す。LP は主に 0.1-1 Hz, SP は主に 1-10 Hz と異なる帯域を対象としている。データは 10 bit のデジタルデータとして記録され、現在 2 つの研究機関によりデジタル形式で再アーカイブされ、公開されている (ISAS/DARTS, IPGP/<http://datacenter.ipgp.fr/descriptif.php>)。またアポロデータの中からまだカタログ化されていないイベントを探す試みも継続されておりカタログは更新され続けている (Bulow et al. 2005; Knapmeyer-Endrun and Hammer 2015)。

アポロ 14, 16 では PSE に加えて人工震源を用いた Active Seismic Experiment (ASE) も行なわれた。ASE では震源としてタンパーと発射型の火薬震源が用いられ、アポロ 16 号では最大 1500 m 離れた 3 つの人工震源から地震波の観測が行われた (Lognonné and Johnson 2015)。地震計は PSE と異なり小型の短周期地震計を用いており、主に浅部構造の探査を目的としていた。図 4-5 に ASE の火薬震源を用いた観測の概略図と短周期地震計の周波数特性を示す。PSE の短周期地震計と比較してもより短周期を観測対象としており、10-100 Hz に感度を持つ。

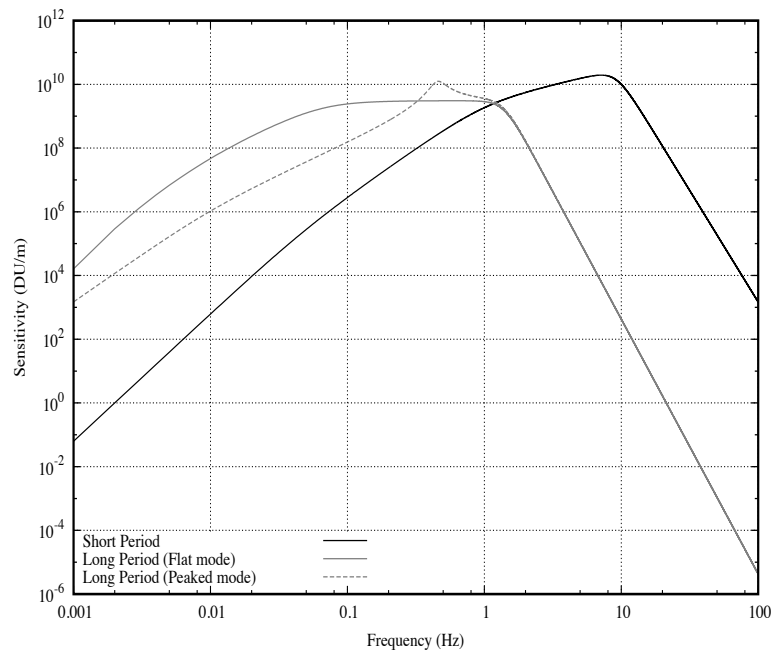
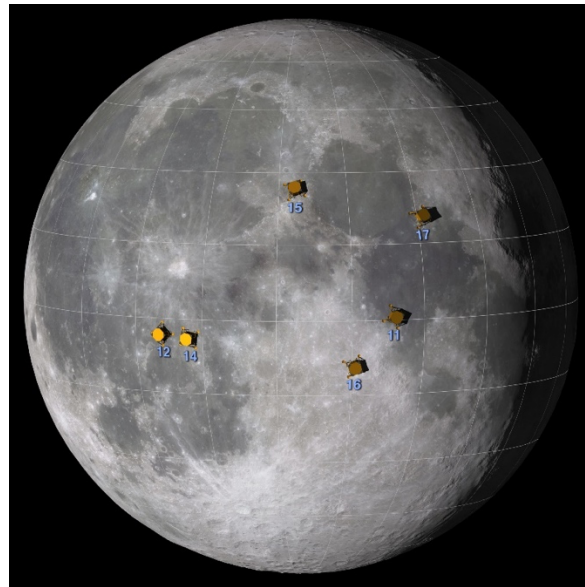


図 4-4 Apollo Passive Seismic Experiment の観測点(上) と地震計の周波数特性(下). ネットワーク観測はアポロ 12, 14, 15, 16 の観測点を用いて行われた. アポロ 11, 17 ではそれぞれ短期間の地震観測データと地震記録として利用可能な重力計のデータが存在する. (上の図は <https://moon.nasa.gov/resources/52/apollo-landing-sites/>より転載)

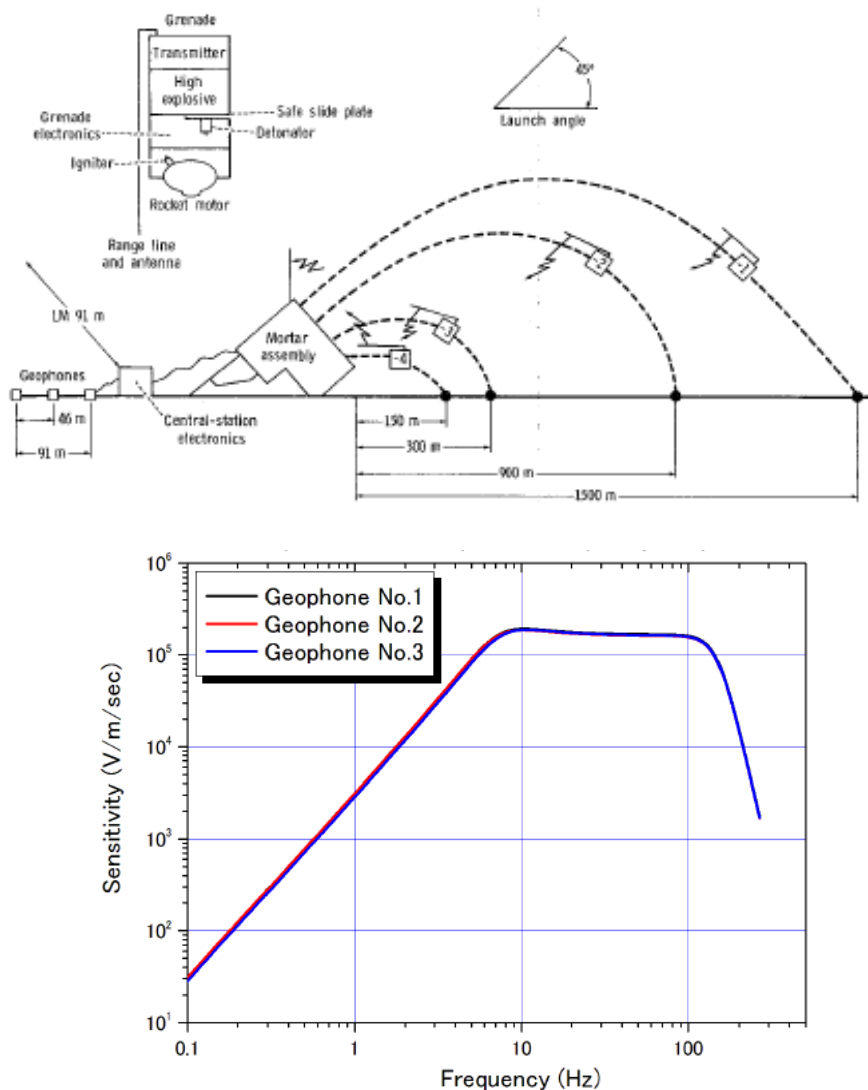
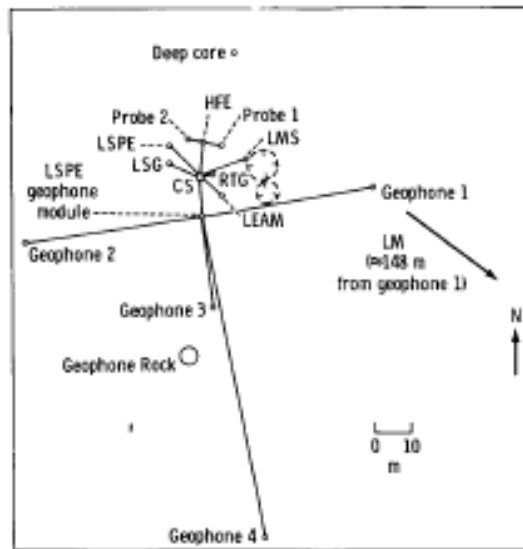


図 4-5 Apollo Active Seismic Experiment の観測の概略図（上）と用いられた短周期地震計の周波数特性（下） (Kovach et al. 1971; Yamada et al. <https://www.darts.isas.jaxa.jp/planet/seismology/apollo/PSE.html>)

一方アポロ 17 号では PSE のような長期地震観測は行われなかったが短周期地震計のアーレーによるアクティブ探査 (Lunar Surface Profiling Experiment, LSPE) を行っている。ここでは 4 つの短周期地震計が約 100 m 離れて配置されており、震源から最大 3500 m 離れた地点に設置されていた。図 4-6 に LSPE の地震計配置図と短周期地震計の周波数特性を示す。ASE と同様に PSE の短周期地震計と比較して、より短周期を観測対象としているが、LPSE 短周期地震計は、数 Hz-数 10 Hz に感度を持つ。観測データおよび観測機器の詳細についてはデータのアーカイブと公開を行っている ISAS/Darts (Yamada et al. <https://www.darts.isas.jaxa.jp/planet/seismology/apollo/PSE.html>) でレビューされている。



Key: CS - central station  
 HFE - heat flow experiment  
 LEAM - lunar ejecta and meteorites experiment  
 LMS - lunar mass spectrometer  
 LSG - lunar surface gravimeter  
 RTG - radioisotope thermoelectric generator

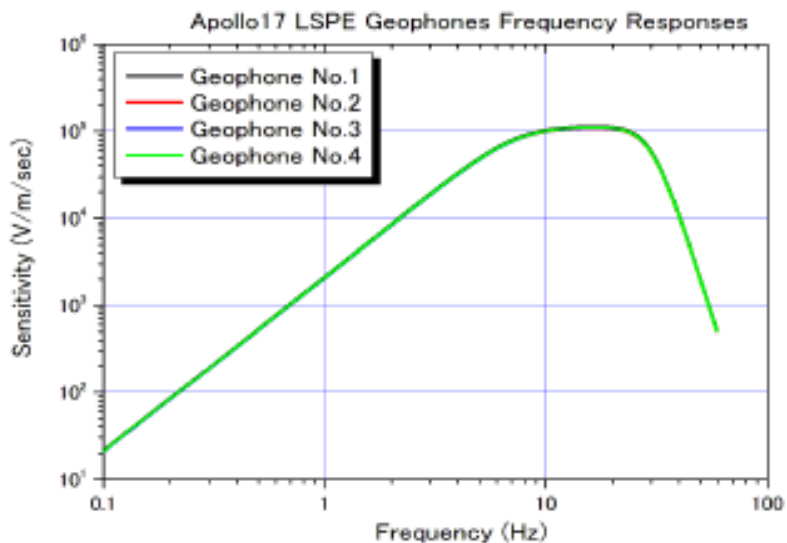


図 4-6 アポロ 17 Lunar Surface Profiling Experiment の概要 (上) (Kovach et al. 1973) と用いられた短周期地震計の周波数特性 (下) (Yamada et al. <https://www.darts.isas.jaxa.jp/planet/seismology/apollo/PSE.html>).

月面での熱流量観測は ALSEP の Heat Flow Experiment (HFE) としてアポロ 15, 17 で実施された。実際はアポロ 13, 16 でも熱流量観測が予定されていたがそれぞれ運行中のトラブル、設置時のトラブルにより観測が実現しなかった。観測は貫入型のプローブによって行われた。それぞれの観測点で 2 本の貫入プローブの観測が実施され、約

10 m 離れた 2 地点での熱流量が観測された (Langseth et al. 1972, 1973). 図 4-7 に貫入プローブの概要を示す. 図にあるようにプローブは深さ 250 cm に達するように設計されていたがアポロ 15 ではドリル機構の問題により, 2 本のうち 1 本のプローブは予定されていた深さに達することはできず, アポロ 16, 17 のプローブではドリル機構の見直しが行われた (Langseth et al. 1972, 1973; Heiken et al. 1991) (ドリル機構は貫入プローブとは別であり事前にドリルで開けた穴に貫入プローブを挿入した). そのため実際に当初予定されていた設定で観測を成功させたのはアポロ 17 のみであった. 熱流量は温度勾配と熱伝導率の積として求められる(e.g., Grott et al. 2010). プローブの異なる深さ (深さ 1-2.5 m) に取り付けられた温度センサーの温度差を計測することで温度勾配を測定する. プローブにはヒーターも設置されており, ヒーターを引火し周囲の温度変化を計測することで熱伝導率をアクティブに計測することが可能になっている. また, 温度の季節変動の観測等によっても熱物性を推定することが可能である. HFE の観測精度と観測範囲を表 4-1 に示す. 観測は 1971 -1977 の約 6 年間実施されたが実際に熱流量の測定に用いられたのは前半の約 3 年半のデータのみであり, 近年までそれ以降のデータは用いられてこなかった(Saito et al. 2008).

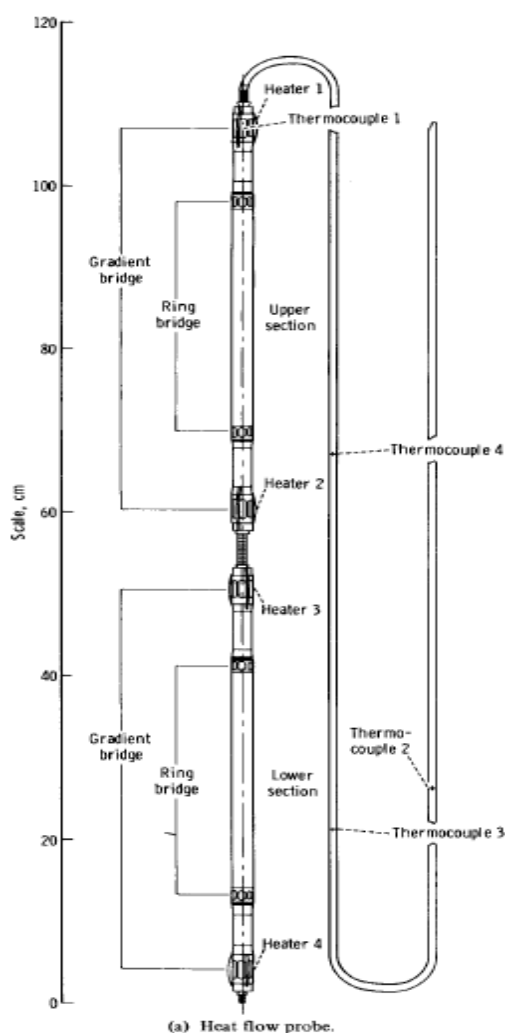


図 4-7 アポロ 17 の熱流量測定用の貫入プローブ. 4 つの熱電対のついたケーブル (図右, 長さ約 130 cm) と 2 つに分かれた先端のセンサー部からなる. センサー部は同一の測定器が 2 つ連なった構成になっている. それぞれに 2 点の温度差を計測する温度センサーが 2 対 (それぞれ Ring Bridge と Gradient Bridge と呼ばれている) についており, それぞれ 28 cm, 47 cm 離れた 2 点の温度差を測定した. また 4 つのヒーターが取り付けられ, アクティブに熱物性を測定することができる (Langseth et al. 1973 より引用).



表 4-1 HFE の観測精度と観測範囲

<i>Thermometer</i>	<i>Temperature difference, K</i>		<i>Absolute temperature, K</i>	
	<i>Range</i>	<i>Accuracy</i>	<i>Range</i>	<i>Accuracy</i>
Gradient bridge (platinum resistance) <sup>a</sup>	± 2/± 20	± 0.001/± 0.01	190 to 270	± 0.05
Ring bridge (platinum resistance)	± 2	± .002	190 to 270	± .05
Cable thermocouples <sup>b</sup>	—	—	70 to 400	± .5
Reference thermometer (platinum resistance)	—	—	253 to 363	± .01

<sup>a</sup>Gradient-bridge temperature-difference measurements are made at two sensitivities with a ratio of 10 to 1.

<sup>b</sup>The stated accuracy applies when the top gradient sensor of each probe is used as the reference thermometer and when temperature differences between the junction and the top gradient sensor are less than 10 K. Approximately one-half of the stated error is due to uncertainties in determining the correction for the copper/Kovar junctions, which are in the thermocouple circuit.

(b) 地殻構造

地震学的に決定された地殻厚はアポロ時代（70-80 年代）と 2000 年代で大きく見解が異なる。アポロ時代には主に厚い地殻が報告されており、地殻厚は約 60 km と考えられていた (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983)。一方、2000 年代にはより薄い地殻が報告されており地殻厚は約 30 km と考えられるようになった (Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003)。これらの違いは主に解析に使用するイベント数、イベントの種類、解析手法の違い、及び異なる走時の読み取りによるものである。

地殻厚は主に衝突地震によって制約されている。これらの衝突イベントにはアポロ サターン IV ロケットの一部を落下させた際の地動や Lunar Module の着陸の際の地動の観測も含まれている。これらの人為的なイベントは落下/着陸地点、時間がわかっているため、アクティブ探査として用いることができ、数は少ないものの地殻厚の決定においても重要なデータセットとなっている。これらは震央距離が大きく（最大震央距離約 1100 km）、ASE や LSPE と比べて深部まで探査が可能であるため地殻厚の推定が可能である (Toksöz et al. 1974)。アポロ時代の地殻厚探査は主にこれらのアクティブ探査の走時解析によって行なわれている。初期の解析結果に加え、アポロ月震観測終了後に自然イベントも含めた全地震観測データを用いて行われた解析が行われた。解析は二つの異なるグループによって行われ、互いに整合する結果が得られたことで、約 60 km という地殻厚が広く受け入れられてきた (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983)。その後、2000 年代に入り、計算機の性能が向上したことでモンテカルロインバージョンのような新た

な手法が可能となり、アポロデータの再解析が盛んに行われるようになった。その結果、アポロ時代と比べて有意に薄い地殻(30-40 km)が報告された (Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003)。現在は一般的にこちらの値が地震学的に決定した地殻厚として参照される場合が多い。

近年報告されたより薄い地殻厚が支持されている背景としては走時解析以外の解析結果が報告された影響が大きい。実際に走時解析のみに限ると地殻厚 30 km と 60 km を有意に分離できているとは言い難い。Lognonné et al. (2003) でも、一般的に走時の読み取り誤差は数秒程度あるのに対して地殻厚の違いによる走時の差は 0.2 秒程度であると指摘している。この結果は現在使用できる月震データによる地殻厚の分解能はアポロ時代と 2000 年代に報告されている地殻厚の差以下であることを示唆するものだと言える。そのため、2000 年代以降は走時解析以外の手法で地殻厚の推定が試みられた。代表的な例は変換波のレシーバー関数を用いた試みである (Vinnik et al. 2001; Lognonné et al. 2003)。レシーバー関数による解析では、地殻/マントル境界での Sp 変換波を用いて地殻厚の推定を試み、厚さ 27 km の薄い地殻を支持したことが 2000 年代の走時解析で得られた薄い地殻が受け入れられるようになった要因の一つであると言える。ただし近年地震波干渉法という異なる手法を用いた地殻厚の推定が行われそちらはアポロ観測点直下の地殻厚を 50 km と推定しており、現在も議論が続いている。地殻厚さの推定としては重力場の観測結果を用いた推定も行われている。一般に重力場でわかる点は全球的な相対地殻厚であり、絶対地殻厚を求めるためには参照値となる地殻厚が必要である。この参照値については地震学的に決定された地殻厚が用いられることが多いが地震学の結果とは独立に地殻が最も薄いところを 0 km とするなどの仮定を用いる場合もあり、この結果も比較的薄い地殻と整合的である (Ishihara et al. 2009)。

地震観測によって報告される地殻厚で注意が必要な点はこれらが月の表側の観測ネットワーク近傍を代表する値であり、月の裏側についてはほとんど制約できていない点である。これはアポロの観測点が全て月の表側にある以上、必然であり、裏側高地の地殻厚については重力探査の結果などを参照する必要がある。地震学的に地殻厚の水平不均質性を推定した試みとして、Chenet et al. (2006) の試みがあげられる。Chenet et al. (2006) は隕石衝突月震による屈折波を利用し、観測点と衝突点の地殻厚を推定した。彼らはこの結果を重力探査の結果とも比較しており、全球の地殻厚マップの作成が行われるなどの成果を上げている。近年グレイルによって重力場マップが刷新されたことを受け、再度、隕石衝突月震と合わせた解析も試みられている (Blanchette-Guertin et al. 2015)。

地殻内部の層構造については現状、統一的なモデルは存在しない。もっとも信頼度が高い結果は ASE, LSPE のデータを用いた結果であるがこれらは深さが最大でも数 km と浅く、地殻内部の組成の変化による層序よりもレゴリス層/メガレゴリス層といった破碎度の変化を観測していると考えられる。ASE, LSPE とともに表層 10 m までに非常に地震波速度の遅い層( $V_p = 100 \text{ m s}^{-1}$ )が存在すると報告しており、これらはほぼ定常的に微

小隕石によって破碎されているレゴリス層だと考えられている (Cooper et al. 1974). その下層にはより圧密された層が存在しており ( $V_p = 300 \text{ m s}^{-1}$ ) LSPE の結果によると深さ約 1 km で PSE の結果から報告されている地震波速度と同程度になるとしている. 一方, 最近の報告では, LSPE で観測されたイベントの時刻付けに誤りがあり, 低速度層が 3 km 以上の深さまで続く事も指摘されている (Nakamura 2011). 走時解析の結果の中には地殻内部に複数の層を設けている例もあるが (e.g., Nakamura 1983; Lognonné et al. 2003), 前述の通り現在の走時の読み取り精度では結果の不定性が大きいため地殻内部の層構造を議論するには不十分と考えられる. 表 4-2 に主要な研究の地殻内の速度構造モデルを示す. 地殻厚の違いに応じて地殻内の速度もモデル間で異なっているが概ね  $V_p = 4\text{-}6 \text{ km s}^{-1}$ ,  $V_s = 3\text{-}4 \text{ km s}^{-1}$  程度の値が得られている.

### (c) マントル構造

マントルの速度構造はほぼ, 自然地震の観測から推定されている. ここでは便宜上深さ 300 km までを上部マントル, それよりも深い部分を下部マントルとする. ただしマントル中の構造については明確な不連続面が観測されているわけではなく, 不連続な速度構造 (e.g., Lognonné et al. 2003; Gagnepain-Beyneix et al. 2006)を仮定しても地震波速度が連続的に変化する速度構造 (e.g., Garcia et al. 2011)を仮定しても観測データを説明することが可能である. 現在のデータでは反射波の有無を議論することが困難であるため, これらのモデルを明確に分離することは困難である. その点においてマントル内の構造は十分に理解されていない. 以下の議論ではマントル内の構造についてしばしば議論になる点を概説するが, 個々の結果についてはモデルや手法による差などが大きい.

上部マントルについては一部のサターン IV B ロケットを用いたアクティブ探査が利用可能なこともあり, 比較的地震波速度がよく定まっている. Nakamura (1983) では  $V_p = 7.74 \pm 0.12 \text{ km s}^{-1}$ ,  $V_s = 4.49 \pm 0.03 \text{ km s}^{-1}$  という値が報告され, 2000 年代以降の研究でも  $V_p = 7.6\text{-}7.8 \text{ km s}^{-1}$ ,  $V_s = 4.3\text{-}4.6 \text{ km s}^{-1}$  という値が得られている (Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003; Garcia et al. 2011) (図 4-3; 表 4-2).

表 4-2 現在提示されている地殻内構造, マントル内構造の比較

	Goins et al. 1981			Nakamura 1983		
	Depth	$V_p$	$V_s$	Depth	$V_p$	$V_s$
Regolith	/			0-1 km	0.51	/
Crust	0-20 km	5.1	2.96	1-15 km	4.9	/
	20-60 km	6.8	3.9	15-30 km	6.25	/
				30-58 km	6.68	/
Mantle	60-400 km	7.75	4.57	58-270 km	$7.74 \pm 0.12$	$4.49 \pm 0.03$
	400-480 km	7.65	4.37	270-500 km	$7.46 \pm 0.25$	$4.25 \pm 0.10$
	480-1100 km	7.6	4.2	500-1000 km	$8.26 \pm 0.4$	$4.65 \pm 0.16$

	Lognonné et al. 2003			Gagnepain-Beyneix et al. 2006		
	Depth	$V_p$	$V_s$	Depth	$V_p$	$V_s$
Regolith	0-1 km	1	0.5	0-1 km	1	0.57
Crust	1-12 km	3.2	1.8	1-10 km	4.15	2.37
	12-30 km	5.2	3.2	10-17 km	5.04	2.88
				17-28 km	6	3.43
Mantle	30-238 km	7.75	4.55	28-38 km	$7.65 \pm 0.06$	$4.37 \pm 0.1$
				38-238 km	$7.65 \pm 0.06$	$4.44 \pm 0.04$
	238-488 km	7.75	4.45	238-488 km	$7.79 \pm 0.12$	$4.36 \pm 0.07$
	488-738 km	7.45	4.3	488-738 km	$7.62 \pm 0.22$	$4.40 \pm 0.11$
	738-1000 km	7.9	4.2	738-1000 km	$8.15 \pm 0.23$	$4.5 \pm 0.1$

	Garcia et al. 2011		
	Depth	$V_p$	$V_s$
Regolith	0-1 km	1	0.5
Crust	1-12k m	3.2	1.8
	12-28 km	5.5	3.3
Mantle	連続的に変化するモデルを採用しているため割愛		

上部マントル下部から下部マントルについては、研究者間で結果が大きく異なっている。Nakamura (1983) では深さ 270-500 km までに地震波速度が上層から 5-10 %下がる低速層が存在するとしている。270 km, 500 km の境界は、便宜的に導入された区切りという程度で必ずしも明確な物質境界面が存在しているというわけではない (Nakamura 1983; 田中ほか 2011)。Lognonné et al. (2003) は同様に深さ 238 km から S 波低速層の存在を指摘しているが Nakamura (1983) よりも速度差は小さく、明確な違いを見分けることは困難だとしている。一方 Goins et al. (1981a) では特に低速層については言及がなく、Khan et al. (2000) では誤差の大きさもあり、マントル中はほぼ定速とみなせると結論しており、彼らの結果には Nakamura (1983) にあるような低速層は見られない。下部マントルについては、多くの研究 (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983; Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003; Garcia et al. 2011) が  $V_p = 7.5-8 \text{ km s}^{-1}$ ,  $V_s = 4-4.5 \text{ km s}^{-1}$  程度の地震波速度を報告しているが明確な一致が見られない。また、Lognonné et al. (2003) で報告されるような深さ 488 km 以降の低速層が他の研究では見られない。Garcia et al. 2011) では単調に地震波速度が深さとともに増加するモデルが提案されるなど、下部マントル中の速度が一定なのか深さと伴に増加するのかについても一致した傾向も見られない。この結果の示唆するところは現状のデータではイベントの数、質とともに深さ 300 km より深い構造を分解するには不十分であり、手法、解析に用いるイベント、走時の読み取りによって大きく結果が異なるということである。その点で保守的な立場をとるのであれば地震探査によって得られた地震波速度構造モデルの探査震度は 300 km 程度まででそれ以深はあくまで参考値とし、今後さらに検討すべきであると言える。

#### (d) コア構造

近年の月震波解析の大きな成果としてコア/マントル境界からの反射波の検出があげられる。使用したデータは先行研究と同様に PSE のデータを用いているが詳細な再解析によって初めて後続波の検出に成功した (Garcia et al. 2011; Weber et al. 2011)。コアの存在自体はアポロ時代から間接的にはあるが示唆されていた。アポロ時代には主に遠地の月震イベントの振幅の減衰が大きい点が注目されていた。特に P 波と S 波の振幅を比較した際に近地のものとは遠地のものでは遠地からの S 波が P 波に対して大きく減衰していることから月中心部に S 波を減衰させる部分熔融層とその下にコアが存在する可能性を指摘していた (Nakamura et al. 1974; Sellers 1992; Nakamura 2005)。しかし、近年の結果はコア反射波の予想到達時刻を用いたスタッキングを行い、より詳細に反射波検出の可能性を議論した点で以前の結果よりも信憑性が高いと言える。

ほぼ同時期に 2 つのグループがそれぞれコアの反射波の検出とコアサイズの推定を報告した (Garcia et al. 2011; Weber et al. 2011)。フィルタリングの方法など細部は異なるものの、いずれの研究でもコアサイズを仮定し、理論走時を計算することで、コア反射波の到達予測時刻近辺でスタックを試み、特定のコアサイズを仮定した際に有意にスタッ

クしたエネルギーが大きくなることを示し、アポロデータ内にコアの反射波が観測されている可能性を示した。ただしその波形の位相の整合性については議論されておらず、今後の課題であると言える。その結果 Weber et al. (2011) が  $330 \pm 20$  km, Garcia et al. (2011) が  $380 \pm 40$  km というコア半径を報告している。Weber et al. (2011) はさらに半径  $480 \pm 15$  km に部分溶融層が存在し、半径  $240 \pm 10$  km の内核が存在すると報告している。ただし、Weber et al. (2011) では深部マントルまでの速度構造として先行研究の値 (Lognonné et al. 2003; Gagnepain-Beyneix et al. 2006) を仮定している。そのため、結果は浅部で用いるモデルに依存し、先行研究の不定性も含めた場合、コアサイズの不定性は 5-10% 程度になる (Lin et al. 2017)。一方、Garcia et al. (2011) は地殻・マントルの速度構造を推定しているが部分溶融層や内核については言及していない。これは逆問題を解く過程で部分溶融層を仮定していないためであり、仮に部分溶融層が月内部に存在すると結果が大きく変わることは指摘しているが具体的な影響については議論されていない。最近の月震データから求められた地震波速度構造においても部分溶融層の有無を決定できておらず、あくまで振幅の減衰などから間接的にその存在が示唆されるにとどまっている。

これらの地震学的研究を含め地震学的にはコアの存在がある程度確立したと言える。一方、地震学的な探査に加えて数は少ないものの、磁場観測からもコアサイズの推定が試みられている。これはコアが現在期待されているように Fe もしくは FeS であると仮定すると、岩石と比べて電気伝導度が高く、磁力線及び磁場の湾曲が起ることを利用した試みである (e.g., Hood and Zuber 2000)。彼らの結果は  $340 \pm 90$  km と報告しており先述の地震学的考察から示唆されるコア半径もこれと矛盾するものではない。さらに近年かぐやの磁場観測の結果でもコアサイズが 300 km 程度 (最大 400 km) と示されており、こちらの結果も整合的である (Shimizu et al. 2013)。このような議論と次節で述べる測地学的観測の結果も踏まえ、現在は 300-400 km のコア半径が広く受け入れられている。ただしその正確なサイズ、部分溶融層の有無、コア内部の構造については、まだまだ議論の余地がある。

#### (e) 温度構造

月内部の温度構造についてはまだ不定性が大きい。主に制約条件として用いられるのはアポロ計画による月面熱流量の測定、電磁場探査、地震探査の結果であるがこれらの結果から温度構造を得るためには内部の組成を仮定する必要がある。採取された岩石サンプルを含めた地球化学的な制約も取り入れて考察されている (e.g., Kuskov and Kronrod 2009)。得られた温度構造はそれぞれの研究内での整合は保たれているが全ての観測を統一的に説明する温度構造は得られていない。以下ではまず熱流量観測について概説したのちに、その結果も含めた解析により得られた温度構造モデルについて議論する。

熱流量観測は主に熱伝導率の決定と温度勾配の決定という二つの要素に分けられる。前者はさらに ALSEP によるその場観測と持ち帰ったサンプルを用いた測定の 2 つに分け

られる。月面での熱伝導率の決定は(1) ヒーターを用いたアクティブ測定, (2) プローブ貫入から熱環境が定常状態になるまでの時間変化, (3) 表面温度の季節変化の地下方向への伝搬, (4) 宇宙飛行士の活動による熱環境の変動から再び定常状態に戻るまでの時間変化と複数の手法を用いて行われた。しかしこれら 4 つのうち, 前者 2 つでは  $0.0141\text{-}0.0295 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$  という比較的高い値が得られ, 一方後者 2 つでは,  $0.009\text{-}0.013 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$  と低い値が報告され, 結果が異なっている (Langseth et al. 1976)。また(1), (2)の結果が熱伝導率の深さ依存性を示したのに対し, (3), (4)では深さにより熱伝導率の違いはほぼ見られなかった。ただし(3), (4)の結果については直接推定されたのは熱拡散率であり, 熱伝導率はその結果に基づき, 比熱, 密度が一定であると仮定した上で産出された値である。著者らは前者がプローブ付近のより小さな領域を反映した値であるとし, このような違いが得られたのはドリルで掘削し, 貫入プローブを挿入したことによるレゴリス環境と熱物性が変化の影響が大きく出る可能性を指摘し後者の結果がより真値に近いと結論づけている。その後, サンプルを用いたレゴリスの熱物性の測定が行われたがその結果は  $0.003 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$  程度であり, アポロの観測を支持するものではなかった。その上で Horai (1981) はアポロの観測値を実現するためには自重による圧密の効果を考慮する必要がある点を指摘しシミュラントを用いてその効果を検証した。その結果, 圧密した場合でも  $0.01 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$  よりも低い値を示したことから (Horai 1981), 現在では後者の値が参照されることが多い。近年の数値計算の結果もこの結果を支持している。Grott et al. (2010) はドリルの掘削により, プローブの周辺 2-5 cm の範囲では熱伝導率が 2-3 倍程度大きくなりうることを示し, レゴリス層の熱物性を測定により変化させないことの重要性が強調された。近年では LRO の Diviner の観測結果を用い, リモートセンシングの結果からアポロ着陸点以外の熱伝導率を推定する試みも行われた (Vasavada et al. 2012)。彼らの結果は仮定する熱物性モデルに依存し, 観測の性質上, 地下の熱伝導率を観測していると考えられるものの, 後者の結果に近い値を示している。温度勾配については熱電対の測定と Ring, Gradient Bridge の温度差測定からそれぞれの深さでの絶対温度を決定することができ,  $0.72\text{-}1.34 \text{ K m}^{-1}$  と推定された (Langseth et al. 1976)。それらの結果をもとに, Langseth et al. (1976) はアポロ 15, 17 における熱流量をそれぞれ  $21 \pm 3 \text{ mW m}^{-2}$ ,  $14 \pm 2 \text{ mW m}^{-2}$  と結論づけた。

熱流量観測の問題点はアポロの観測が時間的にも空間的にも限られた観測であることである。当初は観測された値は月の代表値と見なされてきたが後の研究によりそうはみなせないことが明らかになった。まず空間的な制約については 90 年代以降の全球観測から明らかになった月の不均質性が挙げられる。 $\gamma$ 線観測の結果などから月の表側に K, Th, U などの放射性元素の濃集した領域が発見され, Procellarum KREEP Terrane (PKT) と呼ばれるようになった。熱流量観測はアポロ 15, 17 で成功しているがこの両方が PKT の内部, もしくは近郊であったことが明らかになり (e.g., Kobayashi et al. 2012), 熱流量観測への影響が議論されるようになった。数値シミュレーションの結果では PKT の影響を考慮すると熱流量は最も高い点 (PKT の中心部) で  $25 \text{ mW m}^{-2}$  程度, 最も低い

点（裏側の高地）で  $10 \text{ mW m}^{-2}$  程度になると報告しており、アポロの観測が月の平均値よりも高い値で有ると指摘している (Laneuville et al. 2013) (図 4-8). 一方、時間的な制約については月面温度の長期変動の影響が挙げられる. Saito et al. (2008)は Langseth et al. (1976) が観測期間の前半 3 年半のデータしか用いていないことを指摘し、後半のデータも含めた月の熱環境の変化を報告した. それによると観測期間中、熱流量計で測定された温度は上昇を続けていることがわかり、どの時点での温度勾配を用いるかで熱流量が大きく変わってくるということがわかった(図 4-9). 彼らはこの長期的な温度変化を月の歳差運動による太陽輻射量の変化の結果であるとし、それを考慮すると熱流量が Langseth et al. (1976) の結果と比べて 1/4 程度になることを示した. ただし彼らのモデルも温度の長期変動を完全には説明できておらず、これは観測期間が歳差運動の周期（約 18 年）に対して短すぎるということが原因であると指摘している.

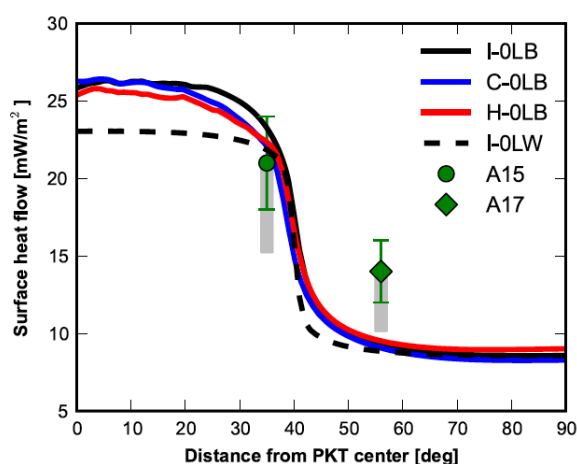


図 4-8 PKT 中心からの距離に応じた月面熱流量の変化. 赤, 青, 黒は異なる初期温度や PKT 内の放射性元素の分布を仮定した場合の熱進化の数値モデルから推定される熱流量を表している (Laneuville et al. 2013 より引用). アポロによる観測結果は緑で示されている.



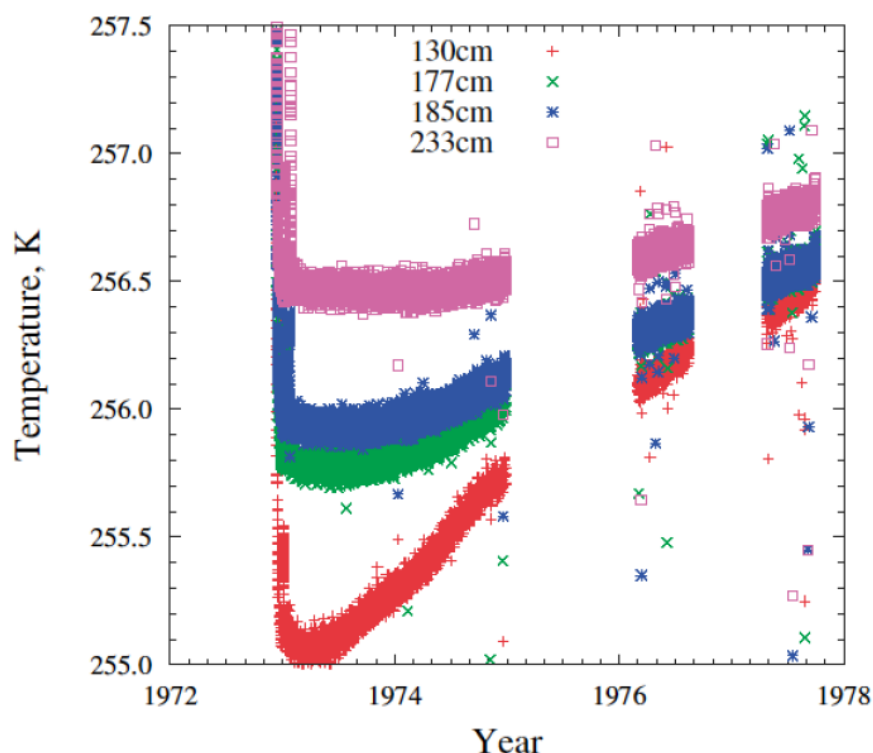


図 4-9 アポロ 17 熱流量計の全観測期間の温度変化. 観測期間中温度は上昇を続けており, それに伴い温度勾配も変化している. Saito et al. (2008) より引用.

これらの熱流量観測の問題点を解消するために, 将来の熱流量観測ではアポロ計画以降に得られた地質学的な情報を加味し観測点を吟味した上で, 長期観測 (月の秤動の周期が 18 年であるため最低でも 9 年以上の観測が望ましい) することが重要である (Saito et al. 2008). アポロ以前と比べて現在はリモートセンシングによる月の地質学的理解は格段に深まっている. PKT のような特異な点を含め異なる地質学的構造を持つ複数の観測点で熱流量を測定することが全球的な月の熱構造を理解する上で重要だと言える.

熱流量とともに温度構造の推定に用いられるデータは電磁場探査のデータである. アポロ計画では月面に設置された磁力計と周回機の磁力計で同時観測を行うことで, 磁場応答関数から月内部電気伝導度を求めて温度の推定をおこなった (Hood et al. 1982). 一般に電気伝導度は地震波などに比べると熱依存性が強く, より温度構造の推定に適していると考えられている. Hood and Zuber (2000) では磁場観測の結果から地表の温度を 270 K, 深さ 300 km で約 1000 K, 深さ 800 km で 1450 K, 深さ 1100 km で 1650 K と報告している. 一方, Lognonné et al. (2003), Gagnepain-Beyneix et al. (2006) は地球化学的な研究から得られた月内部の組成を仮定し, 走時解析から得られた地震波速度構造と整合する深さ 500 km までの温度構造を推定した. その中で彼らは深さ 30-40 km で 673 K, 深さ 238-458 km で 948 K, 深さ 458-738 km で 1223 K という値を報告している. 地震波速度から温度構造を推定する場合, 地震波速度の誤差  $0.05 \text{ km s}^{-1}$  が温度では 90-120 K の

誤差に相当することが知られている (Kuskov and Kronrod 2009). この精度は現在の地震波速度モデルの精度とは大きな隔たりがあり, 地震学的に月内部の温度を決定する場合や上記の結果の解釈には注意が必要である. Khan et al. (2014) は月測地データと磁場データの両方を用いて温度構造の推定を行った. その結果と先行研究の結果の比較を図 4-10 に示す. 彼らはマントル内の温度勾配が  $0.5\text{-}0.6\text{ K km}^{-1}$  とし, 深さ  $1300\text{ km}$  の温度が  $1870\text{-}2070\text{ K}$  であると報告している. 彼らはこの値は過去に考えられていた値よりも高温であり, 深部に部分熔融層が存在する可能性を指摘している. 一方, 彼らは表面熱流量の値を考慮しておらず, 彼らの結果を用いるとアポロ計画の観測点が PKT の影響を受けている点を考慮しても熱流量が大きくなり, この点は再度検討が必要である.

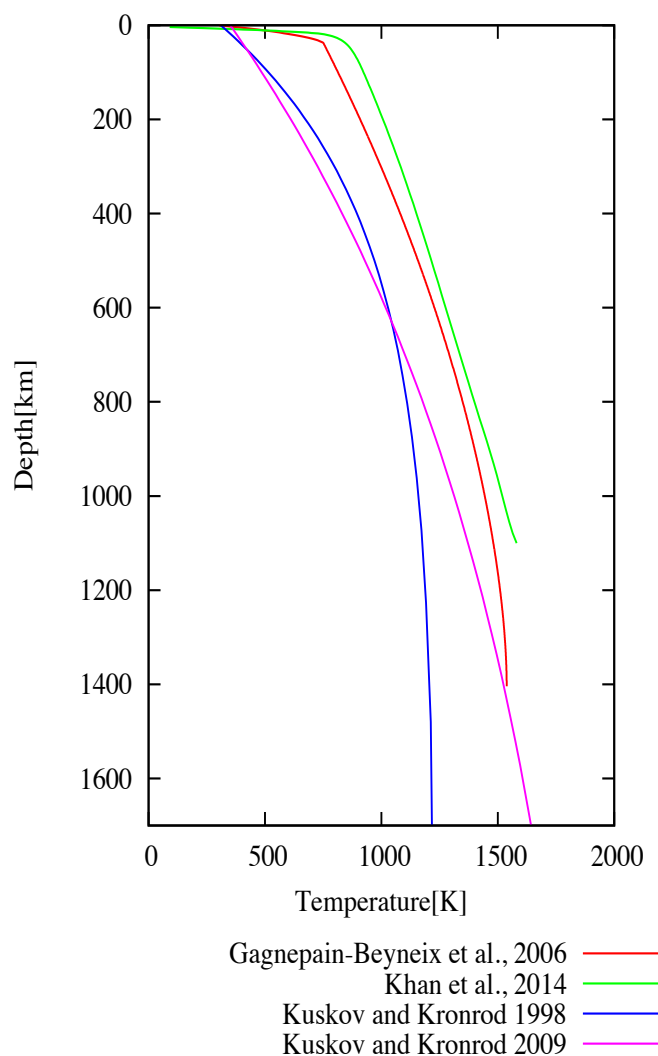


図 4-10 月内部の温度プロファイルのまとめ. 図中の論文より筆者作成.

上記の推定はすべて ALSEP の観測を用いており、月の表側の推定となっている。数値シミュレーションの結果では PKT や月の表/裏の地殻厚の違いなどを考慮すると月内部の温度構造が表と裏で有意に違う可能性が指摘されている (Laneuville et al. 2013)。このような内部温度の水平構造については現在観測的にはほとんど制約されておらず、新たな観測が必要である。これまで様々な観測データ、手法を用いて月内部の温度構造が推定されてきたが、現状では研究間のばらつきも大きく、すべての観測に整合するモデルは得られていない。数値シミュレーションから示唆が得られる部分も多いがシミュレーションの制約や境界条件を定める上でも将来探査では観測点、観測期間の両方で戦略的な熱環境の観測が求められる。

#### (f) 現在の問題点と課題、将来探査への要求

最後に現在の月内部構造における科学的な課題と現在の問題点と課題、将来探査への要求についてまとめる。

現在の月震波解析の最大の問題点は再現性のなさである。地殻厚を例にすると各々の研究が誤差の範囲を考慮しても一致しないことも少なくない (Taylor and Wiczorek 2014)。マントル、コアの構造についても同様で異なる研究者が異なる結果を報告し、それらが整合していないというのが現在の月震波解析の不定性をよく示している。

このような結果になっている主な要因の一つが走時の読み取りの誤差である。月震波の主要な特徴として 1 時間にも及ぶコーダ波があげられる。これらは月の表層の強散乱/低減衰環境によるものである。このような強く散乱した波形では正確に走時を読み取ることは困難である。そのため、走時の読み取り誤差が大きいだけでなく、研究者間で到達時刻の読み取りが大きくばらつく結果となっている。Nakamura (2005) では研究者間で最大 100 秒程度の読み取り値の差があることも報告されている。その結果、走時から推定される震源位置、時間、内部速度構造のすべてについてばらつきが生じている。地球では自動的に到達時刻を読み取る手法が確立されているがこれらも月震波のような強い散乱を受けたデータでは機能せず、正確な読み取りを行うことは困難である。走時が正確に読み取れない、もしくは研究者によって異なることは地震学において本質的な問題であり、将来月で地震観測を行う際はこの点を解決することが必要不可欠である。先述のとおり読み取り誤差/ばらつきの大きさは主に散乱の影響によるところが大きい。そのため将来探査では読み取り誤差/ばらつきの要因である散乱の影響を小さくする工夫が重要となる。その一つの方法として、地震計の広帯域化によって観測波長を長くすることがあげられる。一般的に主要な散乱体の大きさに対して波長が大きくなると散乱の影響が小さくなる。月の場合、周期 10 秒以上の波では散乱の影響が小さくなることが報告されている (Takeuchi and Kobayashi 2011)。別の方法としては地震計を地下に埋没させ、強散乱層より下層に設置することで散乱の影響を小さくする方法が考えられる。ただし、散乱層の厚さについては諸説あり、さらに検討が必要である。

2点目の問題として観測領域の狭さがあげられる。図 4-4 (上) に示すように、すべてのアポロ観測点は月の表側に存在している。そのため現在の地震探査の結果は月全体を代表する値ではなく、あくまで月の表側の値とみなされるべきである。様々な観測が月の表側/裏側の二分性を指摘する中で (e.g., Jolliff et al. 2000), 観測領域を拡張することは重要な課題であると言える。例えば地殻厚、温度構造など内部構造についても表側/裏側の二分性が存在することが指摘されており (e.g., Laneuville et al. 2013; Wiczorek et al. 2013), 裏側で地震探査を行いその場の構造を制約することは月の二分性を理解する上で重要だと言える。内部構造のみでなく、地震学的にも裏側で地震探査を行うことは価値が高い。現在観測されている月震の多くが月の表側に集中しており、月の裏側の地震活動度についてはほとんど理解されていない。現在の ALSEP データだけではこの震源分布の不均質が地震ネットワークの観測限界によるものか実際の活動度の違いを反映したものかを判断することはできない (Nakamura 2005)。月内部の二分性の違いを考慮すると月の表側と裏側で地震活動度が異なることは十分にあり得ることであり、裏側で観測することは月の地震活動を理解する上で本質的に重要である。