

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Tereza Kameníková**

Povaha magnetických anomálií Měsíce, analýza vzorků  
Nature of magnetic anomalies on Moon, sample analysis

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce/Školitel: RNDr. Günther Kletetschka, Ph.D.

Praha, 2017



### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 14.05.2017

Podpis



**Poděkování:**

Chtěla bych poděkovat svému školiteli RNDr. Günther Kletetschka, Ph.D. za jeho vedení, odborné poradenství, přátelskou spolupráci a možnost rozvíjet se. Mgr. Petr Schnabl, Ph.D., Ing. Petr Pruner, DrSc., Mgr. Kristýna Čížková (Šifnerová) z Paleomagnetické laboratoře Akademie Věd, poskytli pomoc a možnost realizace měření. RNDr. Roman Skála, Ph.D. konzultoval text a navrhnul zlepšení. Ondřeji Kozlovi děkuji za jeho technickou a psychickou podporu. Tato práce byla podpořena grantem GACR 17-05935S.



## ABSTRAKT

Magnetické vlastnosti hornin na Zemi jsou známé, ale jak se chovají horniny, které vznikly mimo Zemi? Například na Měsíci? Zabývám se problematikou měření intenzity paleopole na vzorcích dovezených Apollem 15 v 70. letech minulého století.

V textu jsou uvedeny poznatky o základních vlastnostech magnetizmu, způsob jeho vzniku, základy paleomagnetizmu a metody, jak dochází k remanentní magnetizaci hornin. Dále jsou shrnuty dosavadní poznatky o magnetizaci hornin, jejich vlastnostech a nastínění teorií způsobu, jak k jejich magnetizaci dochází, za předpokladu že Měsíc nevlastnil magnetické pole.

Závěrem přecházím k vlastním poznatkům získaných z měření dvou vzorků 15405.219 a 15445.277, které byly rozděleny na několik fragmentů, následně byly podrobeny měření v Paleomagnetické laboratoři Akademie Věd v Průhonicích.

Každá část byla zvlášť měřena na 2G kryogenním magnetometru, kde bylo zjišťováno AF (střídavé pole) spektrum remanentní magnetizace. Z těchto údajů byla vypočítána předpokládaná intenzita paleopole, ve které vzorky získaly svou magnetizaci.

Poslední část textu je věnována diskusi na téma možné existence lunárního dynama a dalších možností, jakým způsobem mohly Měsíční vzorky nabýt své magnetizace.





## **ABSTRACT**

The magnetic properties of a rocks on Earth are mostly well known. But what is the magnetic properties of a rocks which originate extraterrestrial? Such as on Moon. We are interested in the intensity of paleofield of some Moon rocks which were chipped by Apollo 15 in early 70s.

The text is an unification of the basic knowledge of a magnetism, the way how it originates. You can found here also the basics of paleomagnetism and methods how the rocks can get own magnetisation, their properties and some outline how the Moon rocks can get own magnetisation if moon doesn't have a dynamo.

Then we summaries the information got from measurements of two Moon rocks 15404.219 and 15445.277, which were divided to subsamples and measured in Paleomagnetic laboratory in Czech Academy of Sciences.

Each subsample was measured separately on 2G cryogenic magnetometer. We were interested in AF (alternating field) remanent magnetisation spectra from which we got an estimating intensity of paleofield from which the samples got own magnetisation.

The final part is devoted to discussion on topic of possible existence of lunar dynamo or other possibilities how the Moon rocks can have held the magnetisation.



## Obsah

1. Úvod.....	13
2. Magnetizmus.....	14
3. Paleomagnetizmus .....	17
3.1. Magnetizmus hornin.....	17
3.2. Druhy remanentních polí.....	18
3.3. Magnetická anizotropie .....	19
3.4. Demagnetizační pole .....	20
4. Laboratorní metody.....	21
4.1. Laboratorní metody měření remanentní magnetizace.....	21
4.1.1. AF demagnetizace .....	21
4.1.2. Termální demagnetizace .....	22
4.2. Laboratorní metody měření paleointenzity .....	23
4.3. Laboratorní metody měření absolutní paleointenzity .....	25
4.3.1. Modifikovaná Thellierova metoda.....	25
4.3.2. Shawova metoda.....	27
5. Měsíc.....	29
5.1. Historie.....	29
5.2. Měsíční stratigrafie.....	32
5.3. Lunární magnetizmus .....	33
5.4. Magnetické anomálie .....	35
5.4.1. Impaktová magnetizace .....	35
5.4.2. Magnetizace slunečním větrem .....	36
6. Praktická část .....	39
6.1. Úvod.....	39
6.2. Metody měření .....	40
7. Diskuse.....	42
8. Závěr .....	45
9. Použitá literatura .....	46



# 1. Úvod

Měsíc je jedním z nejnápadnějších objektů noční oblohy. Od pradávna jím byli lidé fascinováni. Stejně jako jsou jím fascinováni dnes.

Ačkoliv jeho průzkum začal již v roce 1959 družicí Luna 1, která poprvé vyfotila odvrácenou stranu Měsíce (Harvey, 2007). Další průzkum záhy následoval a přinášel fantastické poznatky o Měsíci, jeho vlastnostech a složení. Největším klenotem jsou však horniny přivezené na Zemi v rámci misí Apollo a Luna.

I přes jejich intenzivní zkoumání, probíhající již přes 30 let, jsou v poznatcích stále neobjasněné mezery. Snad největším otazníkem zůstává, zda měl Měsíc magnetické dynamo. A pokud jej neměl, proč horniny sesbírané na jeho povrchu vykazují určitou magnetizaci. Co může být její příčinou?

V textu jsou nastíněny základní informace o tom, jak magnetizace vzniká, její druhy a důležité laboratorní metody. Dále se práce zabývá historií Měsíce a teoriemi, které jsou v dnešní době přijímané jako pravděpodobné pro vznik magnetizace Měsíčních hornin.

V druhé polovině práce je zmíněn výzkum prováděný na Měsíčních horninách přivezených misí Apollo 15. Ten byl prováděn v Paleomagnetické laboratoři Akademie Věd v Průhonicích. Závěrem se zabývám interpretací dat získaných z měření a diskuzí nad možným pokrokem ve výzkumu Měsíčního dynamu.

## 2. Magnetismus

Magnetické vlastnosti vznikají pohybem elektricky nabitých částic. Elektron proto vykazuje magnetizaci spojenou se spinem kolem jeho vlastní osy a také díky pohybu kolem jádra atomu. To znamená, že všechny materiály mají magnetické vlastnosti v teplotách nad absolutní nulou (0 K) (Tarling & Hrouda, 1993).

Materiály vykazující magnetické vlastnosti, jsou-li ovlivněny vnějším magnetickým polem, nazýváme diamagnetické. Všechny ostatní látky, i s nekompletní elektronovou slupkou, se nazývají paramagnetické. Ty reagují na vnější pole tak, že jejich elektronový spin zachovává magnetický moment, mající stejný směr, jako je směr aplikovaného pole. Avšak paramagnetická i diamagnetická vlastnost materiálu vymizí ihned, jak na ně přestane působit aplikované vnější pole. V obou případech síla indukované magnetizace ( $M$ ) je přímo související s intenzitou aplikovaného pole ( $H$ ), konstanta proporce obou proměnných je susceptibilita ( $K$ ).

$$M = K \times H = K \times \frac{B}{\mu_0} \quad (1)$$

M	magnetický dipólový moment (A/m)
H	intenzita magnetického pole (A/m)
B	magnetické pole (T)
$\mu_0$	permeabilita vakua ( $4\pi \times 10^{-7}$ henry/m)
K	susceptibilita

Diamagnetické materiály mající negativní susceptibilitu, produkují pole v opačném směru, než je směr aplikovaného pole. Jejich susceptibilita bývá v řádech  $-10^{-5}$ (SI) pro běžné minerály. Paramagnetické minerály mívají pozitivní susceptibilitu, nejčastěji od  $10^{-2}$  po  $10^{-4}$  v běžných horninotvorných minerálech (Tarling & Hrouda, 1993).

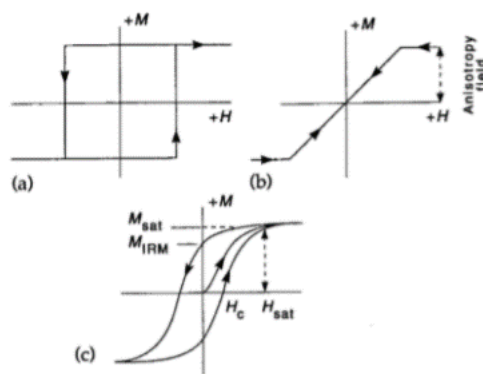
Některé materiály mající silnější pozitivní susceptibilitu než paramagnetické materiály a nesoucí též silnou remanentní magnetizaci se nazývají feromagnetické. Feromagnetické látky jsou vnitřně uspořádány do prvků zvaných domény, které mají souhlasnou magnetizaci. Pokud je tento typ látek vložen do externího magnetického pole, domény se natáčejí, aby jejich směr byl shodný se směrem magnetizace působícího vnějšího pole. Tím se pole zesílí. Dojde-li k magnetickému nasycení látky, stane se magnetickou i po

vyjmutí z působícího pole. Tento typ magnetizace je nazýván spontánní magnetizací a týká se především první řady přechodných prvků. Pokud je feromagnetický materiál ovlivněn zahříváním, chová se nadále paramagneticky (Tarling & Hrouda, 1993).

V kovových přechodných prvcích jako je železo, nikl, kobalt a jejich slitiny, je jejich elektronový spin párován s okolními kationty díky konceptu výměnné interakce (exchange force) (Tarling & Hrouda, 1993), ta zapříčiňuje, že všechny magnetické vektory leží ve stejném směru. Výsledná magnetizace se nazývá feromagnetismus. Ve více komplexních slitinách, jako jsou oxidy z první přechodné řady v periodické tabulce prvků, je elektronový spin kationtů sdílen přes elektronový obal nejbližšího aniontu, kterým je  $O_2$ . Vazebnou silou je zde koncept super výměnné interakce (superexchange force) (Tarling & Hrouda, 1993). Tato forma propojení znamená, že směr elektronového spinu v přilehlých kationtech je opačný, vytváří dvě opačně namagnetované smíšené mřížky uvnitř feromagnetického materiálu. Pokud dvě mřížky byly stejně silně namagnetovány, obsažená minerální zrna nebudou vykazovat čistou magnetizaci. Takovéto látky se nazývají antiferomagnetické. Pokud je jedna z mřížek více namagnetována, tato nerovnováha poskytne minerálnímu zrnu určitou magnetizaci. Takovéto látky jsou ferrimagnetické. V několika antiferomagnetických minerálech je jedna ze dvou magnetických mřížek více magnetická než ta druhá, a nebo obě mřížky nemusejí být přesně antiparalelními (většinou díky defektu). Takový materiál není již nadále antiferomagnetickým, ale může vykazovat parazitický magnetismus, který je o mnoho slabší než původní ferrimagnetický materiál a většinou velmi stabilní díky mřížkovým nedokonalostem, které efektivně uzamknou mřížku. Magnetit je jedním z nejdůležitějších zástupců (Tarling & Hrouda, 1993).

Pokud jsou ferromagnetická zrna malá, tak je jejich magnetizace homogenní ve směrech sledující specifické krystalografické osy. Větší zrna v průměru do 100 nm mají rozvinuté množství prvků, které bývají orientovány podél jednoduchých směrů magnetizace. Tento objem prvků je nazýván magnetickou doménou. Každá doména je oddělena Blochovou stěnou (to je přechodná oblast na hranici styku dvou domén, kde magnetizace přechází z jedné domény do druhé) (D'yachenko, Kovalenko, Tanygin, & Tychko, 2008), která ovlivňuje elektronový spin tak, že směřuje od jedné magnetické domény k druhé. Za absence externích vyrovnávacích sil, domény sníží magnetostatickou energii (energie jejímž zdrojem je zmagnetovaný materiál) (Hubert & Schäfer, 1998). Pokud částice v magnetickém materiálu mají komponentu podél směru působícího pole, materiál se v tomto směru stává magneticky saturovaným (Tarling & Hrouda, 1993).

Hysterezní smyčky popisují průběh magnetizace materiálů. (Obr.1) Umožňují vizuální identifikaci a měření důležitých magnetických vlastností, jako je saturovaná remanence ( $M_{sat}$ ), saturační pole ( $H_{sat}$ ) a koercivitu ( $H_c$ ) (Tarling & Hrouda, 1993).



Obr.1: Hysterezní smyčky popisují průběh magnetizace materiálů. Umožňují vizuální identifikaci a měření důležitých magnetických vlastností, jako je saturovaná remanence ( $M_{sat}$ ), saturační pole ( $H_{sat}$ ) a koercivitu ( $H_c$ ). (Tarling & Hrouda, 1993). Pokud pole  $H$  působí na ferromagnetické zrna, pozvolně narůstá do vysokých hodnot, pak se obrátí a pozvolně klesá, magnetizace zrna je cyklem a hysterezní smyčka jej popisuje. Tvar smyčky odpovídá magnetické energii potřebné k namagnetování zrna. Pokud pole působí v jednoduchém směru (energeticky nejvíce zatěžovaný směr využívaný materiálem pro spontánní magnetizaci) na jednotlivé zrna, smyčka utvoří čtverec (a), pokud pole působí pod úhlem, výsledná smyčka má tři lineární segmenty (b) poté pokračuje k nule. Smyčka (c), ukazuje počáteční růst od nuly, korespondující se susceptibilitou za nízkých polí (to platí pouze pro superparamagnetická zrna). Křivky se asymptoticky blíží k saturační hodnotě (Tarling & Hrouda, 1993).



### 3. Paleomagnetismus

#### 3.1. *Magnetismus hornin*

Primární magnetizací se obecně rozumí namagnetování horniny v době jejího vzniku, kdy na ni působí určité magnetické pole. Nejčastěji je to Zemské magnetické pole, které je modifikováno okolními horninovými vlivy (indukovanou či remanentní komponentou okolního prostředí). Tato primární magnetizace zpravidla obsahuje informace o směru a intenzitě magnetického pole, ale ne vždy to platí. V některých případech bývá hornina přemagnetována tzv. sekundární magnetizací, získanou po zformování horniny. V jiných případech dochází k chybnému určení vlastností magnetického pole Země při získávání informací o primární magnetizaci (Merrill, McElhinny, & McFadden, 1996).

Nejčastěji se vyskytujícím druhem magnetických minerálů jsou antiferomagnetické a ferrimagnetické. Ferrimagnetické materiály, jako například magnetit, mohou vykazovat spontánní magnetizaci a také remanenci. Pro získání a zachování remanence materiál prochází teplotou, která jej uvede do stavu neuspořádanosti díky termální energii. Pro ferromagnetické materiály se tato teplota nazývá Curierova a pro antiferromagnetické a ferrimagnetické je to teplota Neelova. V paleomagnetizmu je běžnou praxí názvy teplot zaměňovat a pro ferrimagnetické materiály používat většinou Curierovu teplotu (Merrill et al., 1996).

Když vyvřelá hornina začne chladnout z teploty převyšující blokující teplotu, která je vždy nižší než Curierova, její magnetické minerály v externím magnetickém poli nabývají remanentní magnetizaci zvanou TRM (termoremanentní magnetizace). Technicky řečeno RM (remanentní magnetizace) je síť magnetizace přítomná v materiálu za nulového externího magnetického pole. V magneticky izotropních horninách je TRM paralelní (ve velmi vzácných případech antiparalelní) s externím polem, ve kterém hornina chladla. Přesto většina magnetických minerálů vykazuje magnetickou anisotropii (každé magnetické zrno upřednostňuje jiný směr magnetické orientace). Pokud je TRM orientována antiparalelně k externímu magnetickému poli, dochází k vlastní reverzi TRM v hornině. K tomuto jevu dochází u speciálních minerálů, jako je např. ilmenohematit s 50% zastoupením ilmenitu a hematitu (Kletetschka, Wasilewski, & Taylor, 2002). Pozdější četné nálezy hornin namagnetovaných téměř přesně opačně než směr současného magnetického pole upozornilo na objev reverzní polarity magnetického pole Země (Merrill et al., 1996).

### ***3.2. Druhy remanentních polí***

Pro měření paleomagnetizmu je jako první zjišťována hodnota NRM (vlastní remanentní magnetizace), která se skládá z primární a sekundární magnetizace. Primární magnetizací bývá zpravidla TRM (termoremanentní magnetizace) u vyvřelých hornin a DRM (depoziční remanentní magnetizace), post-DRM (postdepoziční remanentní magnetizace) či vzácně CRM (chemická remanentní magnetizace) v sedimentárních horninách. Sekundárních magnetizací může být více a mít mnoho druhů původu (Merrill et al., 1996).

CRM vyžaduje, aby vzorek byl vystaven externímu magnetickému poli, v průběhu růstu jeho magnetických zrn. VRM (viskózní remanentní magnetizace) vzniká při dlouhodobém vystavení vzorku externímu magnetickému poli ve směru tohoto pole. Při IRM (isotermní remanentní magnetizaci) je vzorek vystaven po krátkou dobu stálé teplotě (většinou pokojová teplota), kde na něj působí (povětšinou silné) externí magnetické pole. ARM (anhysterezní remanentní magnetizace) vzniká při vystavení slabému magnetickému poli (srovnatelné se zemským), a zároveň je vzorek vystaven jinému střídavému magnetickému poli, které je z vysoké hodnoty pole snižováno pod hodnotu slabého pole. Pro NRM je nutné, aby vzorek byl v přirozených podmínkách. DRM vzniká v sedimentech usazovaných ve vodě, na magnetické momenty sedimentu působí zemské pole a natáčí jej. Post-DRM je vyvoláno procesy způsobujícími translaci a rotaci sedimentárních zrn po uložení (Merrill et al., 1996).

### 3.3. *Magnetická anizotropie*

Představením si vysoce zjednodušeného vzorku s obsahem jednotně namagnetovaných zrn v jednom směru, která jsou identická a nejsou ovlivňována navzájem, můžeme pro ně určit anizotropní energii,  $E_{an}$ .

$$E_{an} = K \times \sin^2 \theta \quad (2)$$

$K$  konstanta jednoosé anizotropie,  $\theta$  úhel magnetizace

Magnetická anizotropie je nezbytná, ale není dostatečnou podmínkou k získání remanentní magnetizace zrna. Pouze malá zrna získávají při namagnetování jednotnou magnetizaci. Zrna větších rozměrů jsou obvykle nehomogenní. To znamená, že zrna nebyla jednotně namagnetována a parametry jejich hysterezní smyčky jsou rozdílné od zrn s jednotnou magnetizací. Tyto hysterezní parametry jsou obvykle užitečné pro určení magnetického charakteru vzorku a pro rozlišení zrn s jednotnou a nehomogenní magnetizací (Merrill et al., 1996).

### 3.4. Demagnetizační pole

Ve chvíli, kdy byl vzorek namagnetován, produkuje vlastní magnetické pole, mající sklon být opačné ke směru magnetizace. To nastává díky nepravidelnému tvaru zrna, které je jednodušeji namagnetovatelné v určitých směrech.

Demagnetizační pole  $H_d$  je shodné pouze u zrn jednoduchých tvarů, jako jsou elipsoidy. Většinou je uváděno ve tvaru:

$$H_d = \bar{N} \times M_s \quad (3)$$

$\bar{N}$  demagnetizační tenzor druhého řádu  
 $M_s$  hodnota saturace magnetickým polem

V mnoha případech, pokud magnetizace probíhá podél jedné z hlavních os elipsoidu,  $\bar{N}$  degraduje na skalární  $N$ , uvedený demagnetizační faktor (Merrill et al., 1996).

## 4. Laboratorní metody

### 4.1. *Laboratorní metody měření remanentní magnetizace*

Primární magnetizaci hornina získá záhy po jejím utvoření. Je buď paralelní nebo antiparalelní s působícím polem v průběhu vzniku. To zaručuje magnetickou izotropii horniny. Sekundární magnetizace (CRM, VRM, atd.) se v horninách vyskytuje hojně. Abychom rozlišili mezi primární a sekundární magnetizací, je nutné použít některou z demagnetizačních metod pro zjištění RM. Za dvě nejpoužívanější metody se považuje technika demagnetizace střídavým polem (AF demag.) a termální demagnetizace (Merrill et al., 1996).

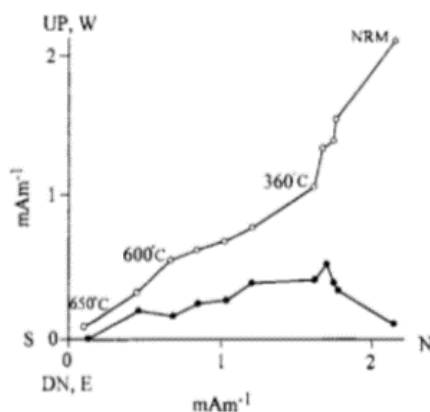
#### 4.1.1. *AF demagnetizace*

Pro AF demagnetizaci je vzorek vystaven střídavému poli o amplitudě  $H$ , která pomalu klesá až na nulu. Vzorek je při této metodě ve válci, který jej převrací, pokud možno co nejvíce náhodně. Tento proces náhodně rozdělí remanenci podle ochabování odpovědi zrn v čase na koercivity  $H_c \leq H_0$ .  $H_0$  je poté zvyšován v krocích, díky tomu směr začne být čím dál, tím více stabilní a remanence je zjištělná. Pokud je v NRM přítomna pouze jedna remanence, změna směru nebude pozorovatelná v průběhu demagnetizace. Pokud jsou přítomny dvě nebo více remanencí, a budou mít různé směry, pak změna směru při demagnetizaci může být náhodná, tzn., že budou relaxační časy spekter identické. Nejstabilnější komponentou remanence je primární magnetizace (Merrill et al., 1996).

#### 4.1.2. Termální demagnetizace

V této metodě je měřena stabilita remanentního pole jako funkce teploty, ze které vyplývá jeho stabilita v čase. Tyto údaje jsou zjištěny díky zahřátí vzorku na určitou teplotu  $T_0$  a jeho následné zchlazení v nemagnetickém prostředí. Remanence v průběhu chladnutí vzorku začne být nahodilou.  $T_0$  je poté stupňovitě zvyšována až dosáhne Curieovy teploty, pro daný materiál. Podobně jako u AF demagnetizace, termální demagnetizace dokáže rozlišit druhy remanence, pokud jsou přítomné. Pokud je vícero magnetizací přítomno ve stejném směru s primární magnetizací, je za primární remanenci určena ta s nejvyšší blokující teplotou (Merrill et al., 1996).

Hlavním problémem paleomagnetizmu je proces remagnetizace v průběhu vzniku sekundární magnetizace. Tento fenomén se vyskytuje zejména v sedimentárních horninách (McCabe & Elmore, 1989; Van der Voo, 1993). Výskyt remagnetizace je častější s větším stářím hornin. Vyskytuje se tedy zejména v Mezozoických a starších horninách (McCabe & Elmore, 1989). Pro tento případ je používána multikomponentní analýza (Dunlop, 1979; Halls, 1978; Hoffman & Day, 1978; Jones, Robertson, & McFadden, 1975; Kirschvink, 1980; McFadden & McElhinny, 1988; Van der Voo, 1993). V paleomagnetizmu je obvykle změna vektoru zaznamenávaná během demagnetizace, a vynáší se do Zijderveldova diagramu (Zijderveld, 1967). V tomto grafu se projekce pozorovaného vektoru zapisuje skrze dvě ortogonální roviny, vytvořené pro každý z demagnetizačních kroků zvlášť. (Obr. 2) je příkladem Zijderveldova diagramu ve kterém termální demagnetizace ukazuje přítomnost více než jedné magnetizační komponenty. Pokud dvě komponenty mají podobné výsledky při AF či termální demagnetizaci, pak je Zijderveldův diagram zobrazí pouze jednou a častokrát ve špatném směru. Typicky dochází k tomu, že čím více prvků je přítomno v diagramu, tím větší je šance pro chybu (Merrill et al., 1996).



Obr.2: Ortogonální Zijderveldův graf, zobrazující vektory magnetizace v průběhu termální demagnetizace sedimentární horniny (Li, Powell, Embleton, & Schmidt, 1991).

Zdrojem stabilní magnetizace hornin se zdá být primárně autogeneze, diagenese nebo prohřívání spojené s tektonikou (Elmore & McCabe, 1991; Van der Voo, 1993). Často jsou též přítomna fluida. VRM může být taktéž důležitým zdrojem remagnetizace (Moon & Merrill, 1986), ale přes výjimky se zdá být méně stabilní než formy primární magnetizace (Merrill et al., 1996).

#### 4.2. *Laboratorní metody měření paleointenzity*

Existuje mnoho metod na měření paleointenzity dávající spolehlivé výsledky pro velikost paleopole na Zemi a Měsíci. Pro TRM je,  $M_T$  proporcionalní s indukovaným polem  $H$ .  $C_1$  je konstantou proporcionality závisících na magnetických vlastnostech horniny.

$$M_T = C_1 \times H \quad (4)$$

Lineární vztah mezi  $M_T$  a  $H$  je předpokládatelný pouze pro malá indukovaná pole. Tímto způsobem jsou pozorována většinou experimentálně. Pokud  $M_L$  bude popisovat TRM produkované v laboratoři v poli  $H_L$ , tak

$$M_L = C_2 \times H_L \quad (5)$$

a poté:

$$\frac{M_T}{M_L} = \frac{C_1}{C_2} \times \frac{H}{H_L} \quad (6)$$

Pokud magnetické vlastnosti horniny nebyly pozměněny od doby, kdy hornina vnikla, pak  $C_1=C_2$ , předurčuje  $H$ , která má velikost paleopole. V přírodě však toto není vždy platné, a tak například chemické změny často způsobují zahřívání vzorku. Coe (Coe, 1967a, 1967b) ukázal, že i dávno vyvřelý lávový proud, není celý vhodný pro studium paleointenzity. Vhodná je pouze jeho malá část. Můžeme předpokládat, že pro starší horniny bude vhodné pro měření ještě menší procento, jelikož s velkou pravděpodobností remanenci přejali (Merrill et al., 1996).

Základní myšlenkou pro vybrání vhodné techniky pro měření paleointenzity je rozvinout metody, které by umožňovaly nezávislý odhad velikostí paleopolí získaných z téhož vzorku. Bohužel mnoho technik toto neumožňuje. Dále budou popsány dvě základní techniky měření paleointenzity. Existuje jich více, které jsou používány, ale jsou založeny na podobných principech jako ty, které jsou zde uvedené (Merrill et al., 1996).



### 4.3. Laboratorní metody měření absolutní paleointenzity

#### 4.3.1. Modifikovaná Thellierova metoda

Je klasickou metodou pro určení paleointenzity. Byla vyvinuta Thellierem pro studium vypáleného archeologického materiálu. I přes to je aplikovatelná pro materiály, které nabyly magnetizaci jako TRM. Tato technika je lehce poupravenou v porovnání s původní Thellierovou metodou. Všechny tyto techniky jsou založeny na Thellierově zákonu aditivity, který efektivně stanovuje částečné TRM ( $M_{T_i}^{T_{i+1}}$ ) získané v teplotním intervalu ( $T_i, T_{i+1}$ ), které je nezávislé na remanenci získané v jiném teplotním intervalu (Nagata, 1961).

$$M_{T_0}^T = \sum_{T_0}^T M_{T_i}^{T_{i+1}} \quad (7)$$

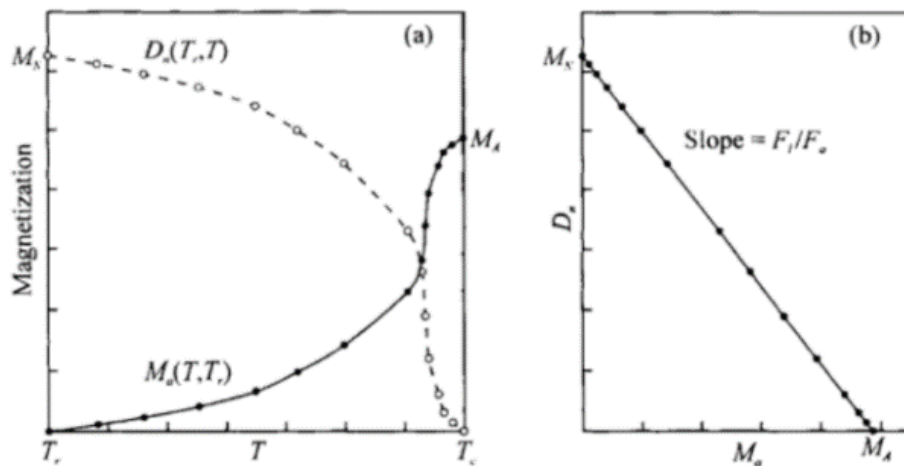
Zde je celkové TRM rovno sumě částečných TRM. Existuje mnoho způsobů, jak tuto metodu použít v praxi. Jednou z nejčastějších je zahřátí vzorku z pokojové teploty, na teplotu  $T_i$  a nechat ji zchladnout v nemagnetickém prostředí. Poté změřit zbývající remanenci. Následně zahřát vzorek podruhé na teplotu  $T_i$ , a nechat zchladnout v magnetickém poli, jehož hodnotu známe, a remanenci opět změřit (Merrill et al., 1996).

Remanence bude neměřitelná při prvním cyklu ohřátí a zchlazení, poté je očekávatelně opačná remanenci získané při druhém cyklu. Tento postup je poté opakován při vyšších teplotách, ideálně když vzorek produkuje hladkou křivku, jako je v grafu. (Obr.3)

Z křivky tohoto grafu můžeme určit následující vlastnosti, za předpokladu, že budou vykazovat ideální chování:

- NRM je nezměněné TRM.
- TRM je lineárně proporcionální s indukovaným polem (může být ověřeno v laboratoři).
- Thellierův zákon aditivity bude splněn (odchylky bývají obvykle malé).
- Fyzikálně-chemické vlastnosti magnetických minerálů zůstaly nezměněny od chvíle dosažení počáteční TRM (konstanta  $C_i$ ).

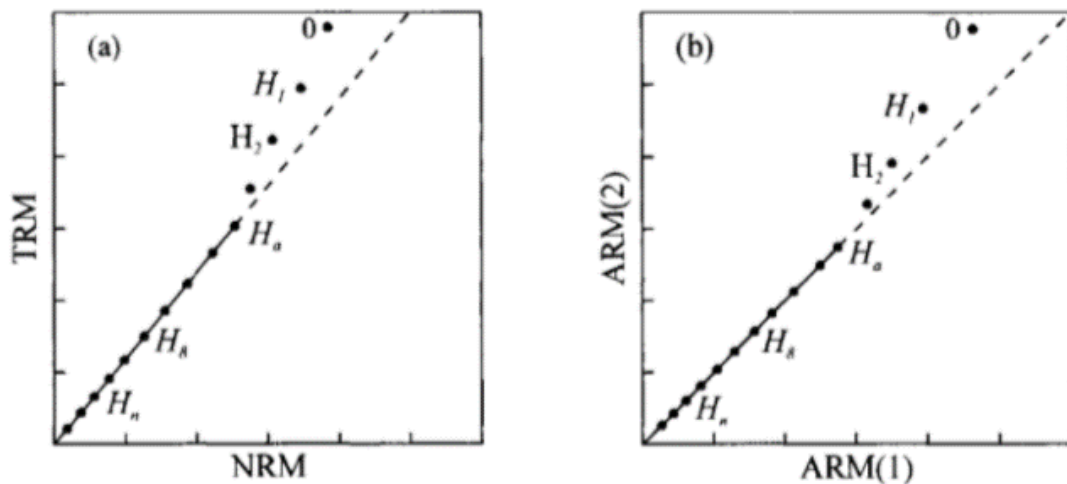
Odchylky od rovné linie grafu jsou přisuzovány neideálnímu chování podle Thellierova zákona. To prozrazuje, že jedna z podmínek popsaných výše nebyla splněna. Neideální chování je bohužel časté. Pouze velmi malé procento hornin je vhodné pro odhad paleointenzity. Pro archeologický materiál je častým problémem efekt zvětrávání v důsledku chemických změn. V některých případech toto může být použito pro modelování odhadu intenzity pole v neideálních podmínkách (Coe, 1967a; Merrill et al., 1996).



Obr. 3: (a) Ideální případ NRM demagnetizační křivky  $D_n(T_r, T)$ , a narůstání TRM křivky  $M_a(T, T_r)$  odvozené v průběhu modifikované Thellierovy metody pro určení paleointenzity. (b) Korespondující ideální NRM-TRM křivka získaná po tom, co  $T$  vymizelo. Křivka je poměrem intenzity ( $F_a$ ) v laboratorně indukovaném poli ( $F_i$ ), (Coe, 1967b; Merrill et al., 1996).

#### 4.3.2. Shawova metoda

Van Zijl et al. (Van Zijl, K. W. T. Graham, & A. L. Hales, 1962; Zijl, Graham, & Hales, 1962) se pokusil překonat problém obsahu sekundární magnetizace v horninách. Když počáteční paleomagnetické studie ukázaly, že sekundární magnetizace je lehce odstranitelná díky AF demagnetizaci v nejvyšších polích kolem 20 mT, předpokládal že NRM a celkové TRM bylo demagnetizováno v tomto poli. Nicméně neexistovaly žádné zkoušky shodující se s výsledky této metody a tak Smith (Smith, 1967) rozšířil metodu o porovnání koercivního spektra pro NRM a TRM. NRM je nejdříve demagnetováno použitím zvyšujících se kroků na nejvyšší hodnotu modifikujícího se pole. Po kompletní demagnetizaci je vzorek hotov a TRM je postupně demagnetována stejným způsobem. Předpokládaná hodnota paleointenzity je získána z lineární části NRM-TRM křivky grafu (Obr. 4a). Tedy spektrum koercivní síly je získáno díky AF demagnetizaci, použité pro následné odhadnutí paleointenzity, spíše než odhadování blokujícího teplotního spektra použité v Thellierově metodě. Křivka se může odchýlit od rovné linie v nízkých polích v důsledku odstranění sekundární komponenty NRM, nevyskytující se ve zkušební TRM. Ve spektru koercivní síly existuje porovnatelná část, která zůstala nezměněna jako výsledek laboratorního zahřívání (Merrill et al., 1996).



Obr. 4: (Shaw, 1974) metoda určení paleointenzity. (a) Hypotetický graf NRM-TRM při odlišných AF demagnetizačních polích ( $H_n$ ). Křivka  $H_n > H_a$  je poměrem laboratorně indukovaného pole pro TRM ( $F$ ) a intenzity paleopole ( $F_a$ ). Pro  $H_n < H_a$ , body nejdu v přímce kvůli odstranění sekundární komponenty během demagnetizace NRM nebo modifikaci spektra koercivní síly v této oblasti. (b) Hypotetický graf ARM (2), který zobrazuje zahřátý vzorek oproti ARM (1) zobrazující vzorek před zahřátím v různých AF demagnetizačních polích ( $H_n$ ). Přímka  $H_n \geq H_a$  je lineární 1.0. V případě  $H_n < H_a$  začínají body od přímky, protože tato část koercivního spektra byla pozměněna zahřátím (Merrill et al., 1996).

Bohužel existují případy, kdy horniny mohou být pozměněné díky teplotnímu zásahu. Existují způsoby, jak toto ověřit. McElhinny a Evans (McElhinny & Evans, 1968) vylepšili tuto metodu přidáním spektra koercivní síly saturace IRM, která je porovnána s výsledky před a po zahřívání vzorku veskrze AF demagnetizací (*Obr. 4b*). Což se stalo nezávislým ověřením konsistence měření. Tyto části spektra, které nebyly pozměněny zahřátím vzorku, mohou být poté použity pro odhad paleointenzity. Saturace IRM ale není příliš dobrým analogem pro ověření konzistentnosti TRM (Merrill et al., 1996).

Jak bylo již ukázáno, ARM má často identické AF demagnetizační spektrum jako TRM. Shaw (Shaw, 1974) použil tuto metodu jako vstupní konzistentní kontrolu. Porovnáním spektra koercivní síly ARM předurčil AF demagnetizaci před a po zahřátí (*Obr. 4b*). Pokud nastanou nějaké chemické změny v průběhu zahřátí vzorku a postihnou části koercivního spektra, tak části AF demagnetizační křivky mohou být použity pro předpovězení paleointenzity. Problém může nastat v případě kdy AF demagnetizační spektrum je dostatečně citlivé na rozlišení CRM od TRM. To představuje největší otazník této metody. Největší výhodou této metody je, že je méně obtížná než Thellierova metoda. Obě metody jsou ale zatíženy chybami, a tak je potřebné prvotně rozhodnout, které vzorky jsou vhodnější pro jakou metodu (Merrill et al., 1996).

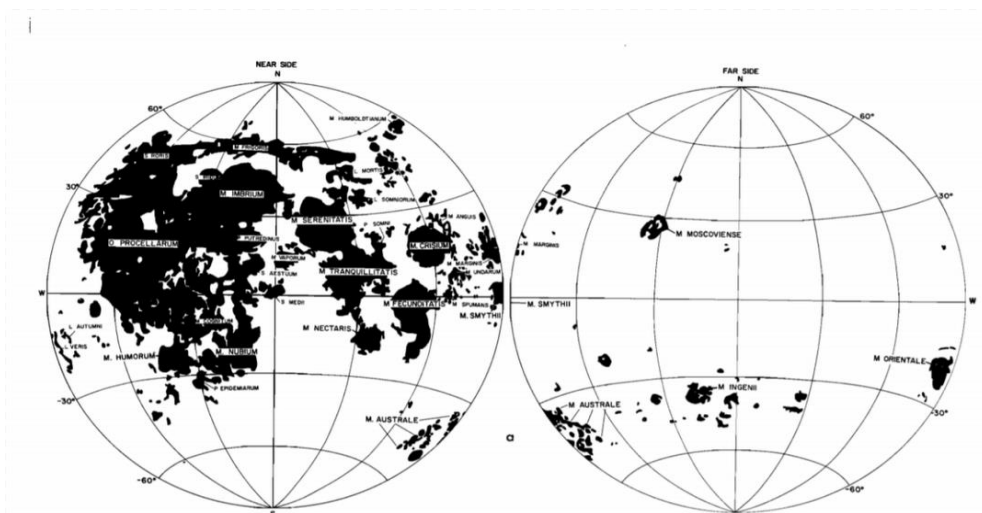
## 5. Měsíc

### 5.1. Historie

V dnešní době je nejpřijímanější teorií vzniku Měsíce srážka Země s obří planetesimálou přibližně o velikosti Marsu, před asi 4,59 Ga („giga-annum“, miliard let) (Benz & Cameron, 1990). Existence sluneční soustavy je odhadována na 4,6 Ga. Jako jeden ze způsobů ověření této teorie můžeme uvést, že složení zemského pláště a Měsíce je až nápadně podobné. To naznačuje, že v době srážky bylo zemské jádro již diferenciované. Tato diferenciací pravděpodobně proběhla během prvních 100 Ma („mega-annum“, milión let) po tom, co byla Země jako těleso zformována. To dokládají lunární horniny radiometricky datované na 4,5 Ga (Merrill et al., 1996).

Konverze gravitační energie spojené s akrecí Měsíce od 4,5 Ga do 4,6 Ga se zdá být díky oceánu magmatu vylitým na povrch Měsíce. Jeho hloubka je odhadována až na stovky kilometrů. Postupné chladnutí a diferenciací magmatu produkovala gabra a anortozity. Ty jsou zastoupeny především na Měsíčních vyvýšeninách (Merrill et al., 1996).

V Pre-Imbrickém období (4,5 Ga-3,95 Ga) (*Obr. 8*), byly vyvýšeniny formovány, Měsíc si prošel divokým bombardováním planetesimálami a velkými meteority. Bombardování postupně ustávalo a bylo zakončeno obdobím velkých impaktů (4,0 Ga-3,9 Ga). Následně se začaly formovat Měsíční moře (*Obr. 5*), tuhnutím bazaltu, který vznikl roztavením kůry v rozsáhlých depresích vzniklých po impaktu. Vzorky odebrané v těchto bazaltových mořích byly radiometricky datovány na 3,9 Ga-3,1 Ga. Metodou relativního stáří můžeme odhadovat, že moře, ve kterých vzorky odebrány nebyly, mohou být mladší cca 2,5 Ga (Head, 1976).



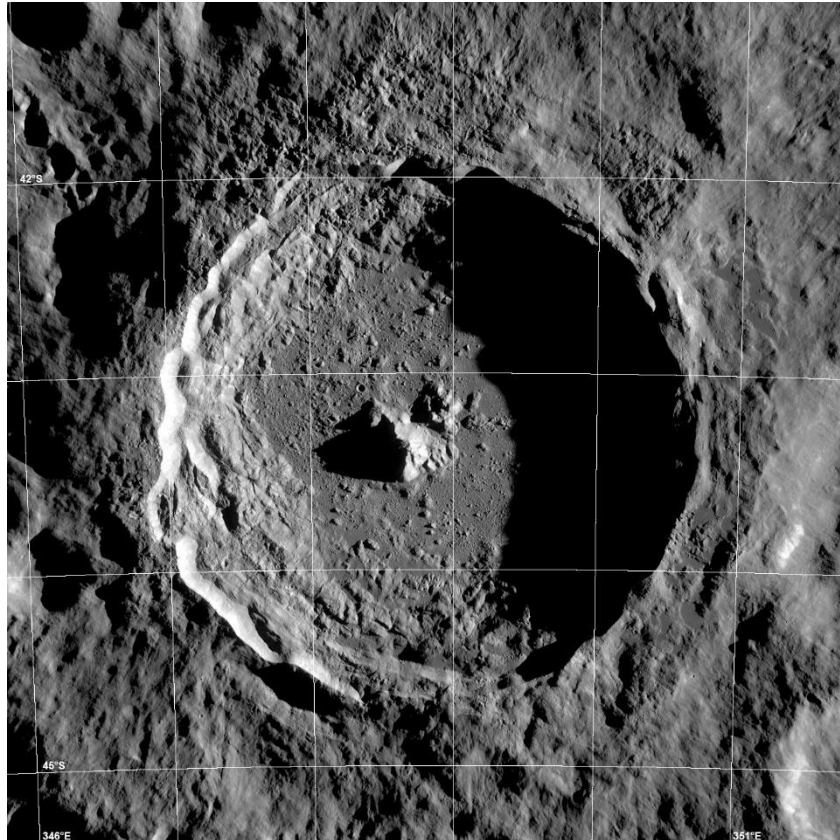
Obr. 5: Distribuce „mořských“ výlevů (a) měsíční deprese (b) lunární přilehlá a odlehlá strana (Lambertova ekvatoriální projekce). (a) Zobrazuje moře, (b) Hlavní lunární deprese. (pozice podle (Hartmann & Wood, 1971; Howard & A., 1974; Desiree E. Stuart-Alexander & Howard, 1970)), (Head, 1976).

Ačkoliv vlastnosti Měsíce zůstaly zásadně nezměněny v průběhu posledních 2,5 Ga-3 Ga, absence atmosféry znamenala, že povrch Měsíce byl postupně rozrušován na zvětralinový plášť tvořící vrstvy, který vznikl, díky konstantnímu bombardování meteority, mikrometeority, kosmickými paprsky a částicami solárního větru. Ale i zde se nacházejí výjimky. Například Tychův kráter (Obr. 6) byl s největší pravděpodobností utvořen dopadem meteoritu jen před 300 Ma (Merrill et al., 1996).

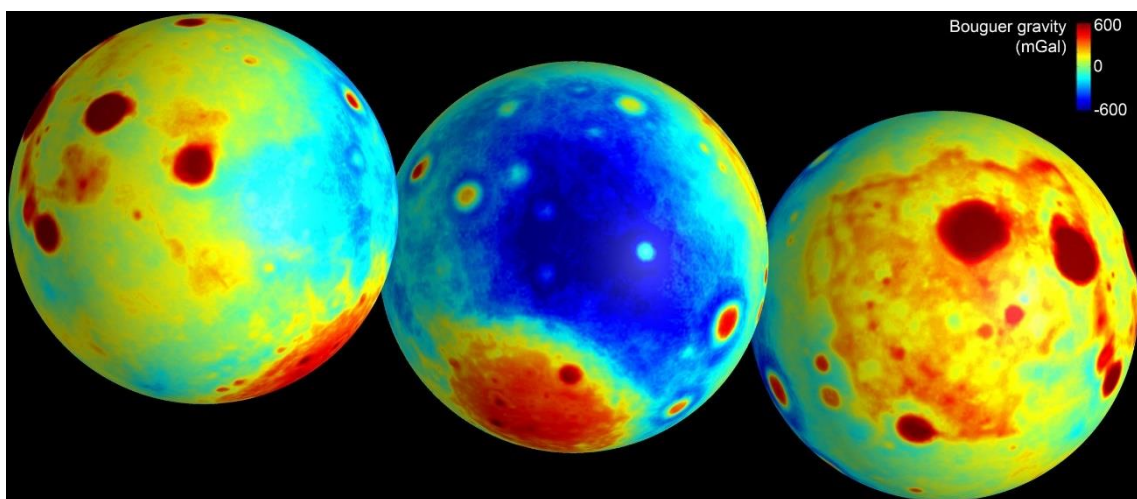
Povrch Měsíce je prakticky všude pokrytý vrstvou zvětralin a dosahuje mocnosti až několika metrů. Odborně se nazývá lunární regolit. Všechny zkoumané vzorky regolitu prodělaly šokové a radiační procesy. Konstantní spad částic „míchá“ vrchní část regolitu. Tento proces se nazývá „gardening“ (Merrill et al., 1996).

Měsíc má průměrnou hustotu  $3,34 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  a moment setrvačnosti  $0,391 \pm 0,002 M_a R^2$  ( $M_a$ , celková hmotnost,  $R$  poloměr (Blackshear & Gapeynski, 1977)). Tyto údaje spolu s geologickým pozorováním naznačují, že kdysi proběhla nějaká diferenciace vnitřního jádra Měsíce. Podle seismických dat, získaných díky misím Apollo, bylo zjištěno, že kůra má dosah zhruba 70 km od povrchu směrem do centra tělesa. Poté přechází do svrchního pláště s maximálním dosahem 300 km (Nakamura, Latham, & Dorman, 1976) nebo 500 km (Dainty, Toksoz, & Stein, 1976), pod kterým se nachází spodní plášť, ve kterém se snižuje rychlost střížných seismických vln (a snad i kompresních). Navíc se jejich signál zeslabuje (Merrill et al., 1996).

Měsíc není homogenní. Na jeho přilehlé straně jsou dominantní „moře“ spolu s gravitační anomálií (Obr. 7), která se nachází 2 km od předpokládaného výskytu v centru Měsíčního jádra a přiklání se směrem k Zemi (Kaula, Schubert, Lingenfelter, Sjogren, & Wollenhaupt, 1974).



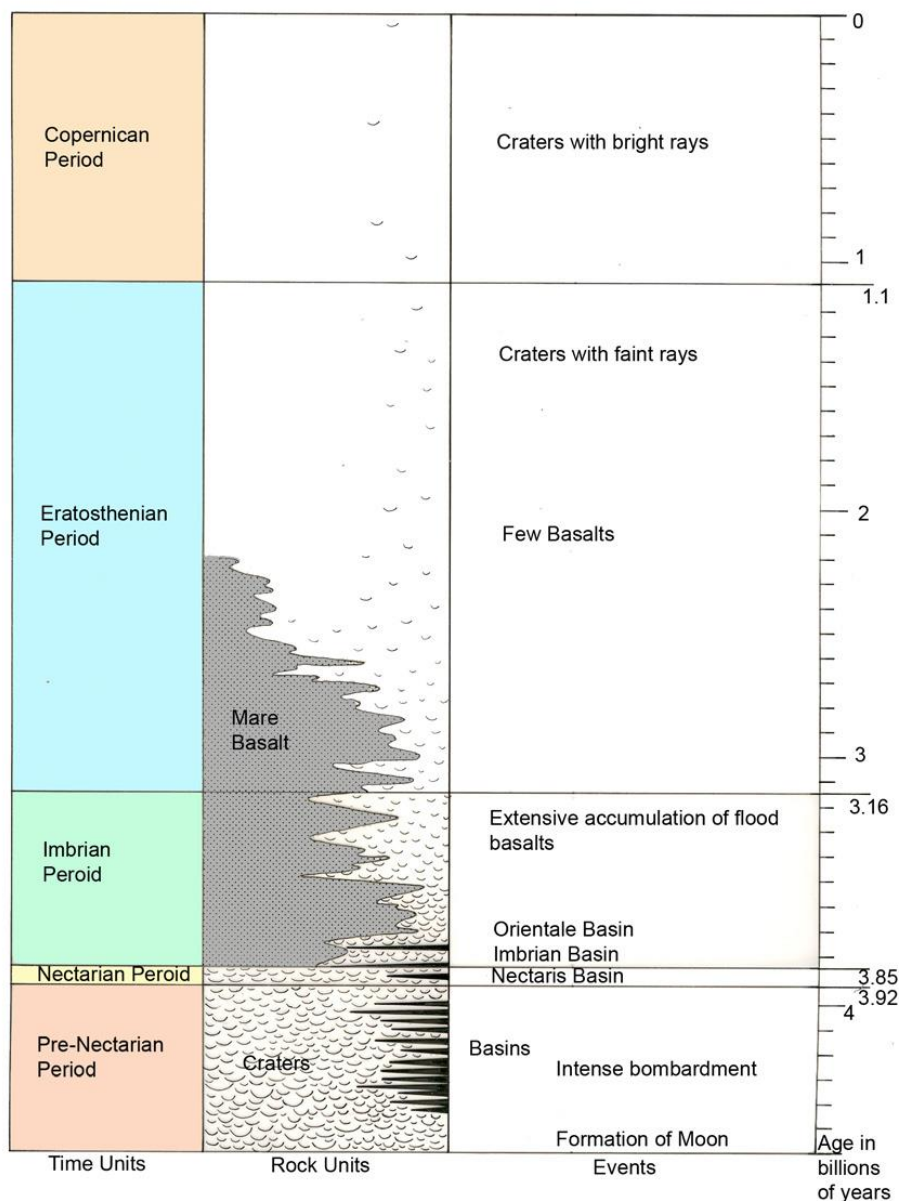
Obr. 6: Snímek Tychova kráteru (NASA Goddard/Arizona State University, n.d.).



Obr. 7: Mapa Bouguerových anomálií na měsíčním tělese. Vznikla po odečtení hmoty povrchu tělesa. Reprezentuje velké gravitační anomálie uvnitř tělesa, ovlivněné především tloušťkou kůry a hustotou pláště. Červené oblasti mají silnější gravitaci, než modré (NASA/JPL, 2012).

## 5.2. Měsíční stratigrafie

V roce 1962 byla definována geologická stratigrafie Měsíce (Obr. 8). Základní principy použité na interpretaci stáří jsou shodné jako na zemi, zejména na principu superpozice (pokud je povrch neporušený, leží zpravidla vrstva mladších hornin na starších), principu proražení (pronikající struktura je mladší než místa, kterými proniká), četnosti impaktních kráterů a míra degradace kráteru. Tyto principy pomohly určit relativní stáří jednotek (Christiansen & Hamblin, 1995).



Obr. 8: Stratigrafická tabulka měsíce, zobrazující jednotlivá období. Časová škála je v miliardách let (Christiansen & Hamblin, 1995).



### 5.3. *Lunární magnetismus*

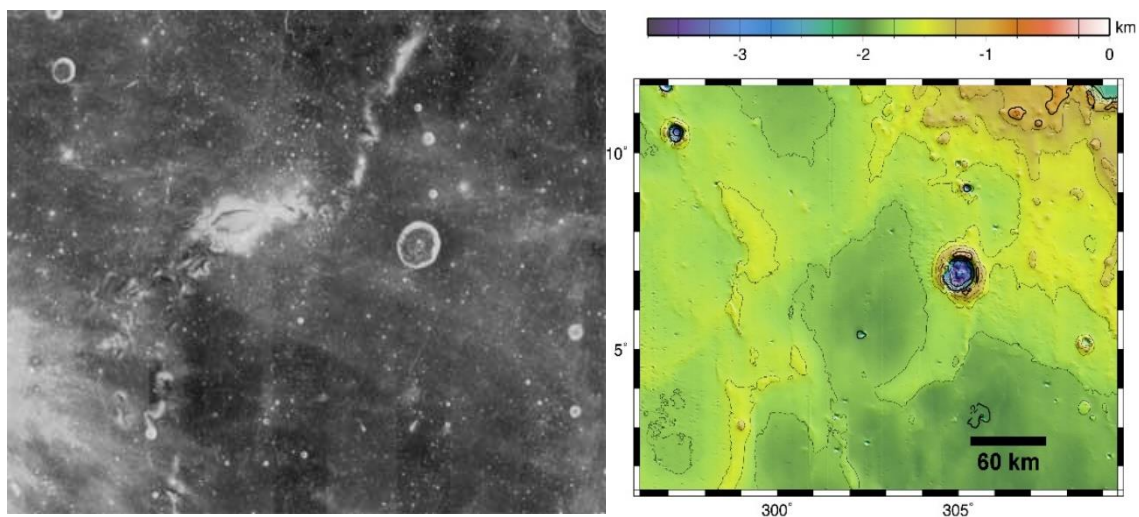
První magnetometrické přístroje umístěné na kosmických lodích zjistily, že Měsíc má pouze velmi slabé magnetické pole (Dolginov, Yeroshenko, Zhuzgov, & Pushkov, 1961, 1966; Sonett, Colburn, & Currie, 1967). To objasnilo skutečnost, že Měsíc skutečně nemá aktivní dynamo. Bylo tedy překvapující, že v odebraných vzorcích Měsíčních hornin byly nalezeny vysoké hodnoty remanentní magnetizace. Magnetometry umístěné na Měsíci zaznamenaly pole občas převyšující až 300 nT (Barnes, Cassen, Mihalov, & Eviatar, 1971; Coleman, Lichtenstein, Russell, Sharp, & Schubert, 1972; P. Dyal, Parkin, & Sonett, 1970; Lonnie L. Hood & L., 1981; Sharp, Coleman, Lichtenstein, Russell, & Schubert, 1973). Pozorovaná pole vznikla díky magnetizaci Měsíční kůry. Magnetizace je variabilní jak v intenzitě, tak směru. Nejvyšší naměřený dipólový moment (popisuje rozložení náboje v objektu) je v řádu  $1,3 \cdot 10^{15} \text{ A} \cdot \text{m}^2$  v porovnání se Zemským dipólovým momentem o hodnotách  $8 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$  (Russell, 1978; Russell, Coleman, Lichtenstein, & Schubert, 1974). Globální modely předpokládají, že mocnost kůry, která je namagnetovaná dosahuje až 30 km. Průměrná magnetizace se pohybuje kolem 30-40  $\text{mA} \cdot \text{m}^{-1}$ . Vzorky dovezené Apollem jsou významně slabší, než magnetizace kůry na Marsu a Zemi (Carley, Whaler, Purucker, & Halekas, 2012).

Hlavní charakteristikou magnetického pole kůry Měsíce je výskyt antipodes, to jsou místa která, leží na opačné straně se stejně starými lunárními impaktními krátery. Tyto krátery nejsou zpravidla příliš staré (J. S. Halekas et al., 2001; L. L. Hood et al., 2001; Lin, Anderson, & Hood, 1988; Mitchell et al., 2008). Zatímco antipodes mladých impaktních kráterů ukazují velmi silné magnetické pole, největší krátery na dně mare (Měsíční moře, tmavé oblasti) vyplněné impaktním materiálem a další Měsíční krátery ukazují magnetická minima, při porovnání s jejich okolím (J. S. Halekas, 2002). Výjimkou jsou některé starší krátery (pre- Nektariánského až Nektariánského stáří), které mají více než 50 km v průměru, vykazující nízké centrální magnetické pole (J. Halekas, Lin, & Mitchell, 2003; Lon L. Hood, 2011; Purucker, 2008). Mnoho silných magnetických anomálií, jako je Reinerova Gama anomálie (*Obr. 9*) jsou spojené se swirls (*Obr. 10*) - místa vysokého albeda (odrazivosti povrchu) (Richmond et al., 2003). Existence rozdílného albeda je přikládána výsledku nejednotného působení zvětrávacích procesů (optická maturace) lunárního regolitu, díky odrazu částic slunečního větru magnetickou anomálií (Carley et al., 2012). Swirls spolu se silnými magnetickými anomáliemi byly v

minulosti interpretovány jako zbytkový produkt po impaktu komety (Schultz & Srnka, 1980). Většina geologických jednotek neobsahující swirls, jsou charakterizovány nízkou mírou magnetizace (Richmond et al., 2005).

V důsledku velkého „bombardování“ povrchu Měsíce před 3,9 Ga (miliardy let), nemáme známku o starších horninách, než je pár vzorků měřených metodou  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  radiometrického datování, které dosahují nejvyššího stáří 4 Ga. V tomto období předpokládáme existenci Měsíčního dynama jako nejpravděpodobnější (Stevenson, 1983).

Podle dnešních předpokladů, efekt rozptylu na hranici tekutého jádra a pláště, podle orientace Měsíční rotační osy (Williams, Boggs, Yoder, Ratcliff, & Dickey, 2001) a měřením Loveho čísla (udává rigiditu planetárního tělesa) pro slapové pohyby (Goossens & Matsumoto, 2008) roste svědectví o tom, že Měsíc i v této době má malé, částečně tekuté jádro o poloměru cca 350 km. Navíc v počátečních epochách existence Měsíce je pravděpodobné, že jádro prodělávalo konvektivní proudění. Je tak souzeno na základě změny tepelného toku (Stegman, Jellinek, Zatman, Baumgardner, & Richards, 2003).



Obr. 9: Reiner Gama anomálie. a) Družicový snímek (Jenner, 2010). b) Topografické zobrazení povrchu Reiner Gama, stupnice vyjadřuje hloubku od referenční hladiny (Keller, 2010).

## 5.4. Magnetické anomálie

### 5.4.1. Impaktivní magnetizace

Velké magnetické anomálie (průměrem nad 500 km) měřené satelity ukazují přítomnost relativně silného a koherentního zdroje remanentní magnetizace. Nicméně magnetometry umístěné na povrchu ukázaly magnetické pole kůry s velkou variabilitou intenzity a směru magnetizace v rozmezí několika km. To podněcuje myšlenku, že zdroj magnetizace se nachází blízko povrchu (P. Dyal et al., 1970). Díky průzkumu vzorků dovezených Apollem, (Runcorn et al., 1970) se ukázalo že hlavními nosiči remanentní magnetizace jsou kovové železné částičky (Fuller, 1974). Železo může být původem z podloží, nebo mohlo být přimíseno do Měsíční brekcie v průběhu impaktu (Housley, Grant, & Paton, 1973). Místa s nejsilnějšími magnetickými poli jsou spojena s impaktními vyvrženinami (Palmer Dyal, Parkin, & Daily, 1974; Strangway, Gose, Pearce, & McConell, 1973). Vysokorychlostní impakty mohou produkovat přechodně magnetické pole velké intenzity (Crawford & Schultz, 1988; Srnka & J., 1977).

Pole generované impaktem může vzniknout dvěma mechanismy, které mohou být rozděleny do dvou kategorií: a) spontánním polem generovaným v průběhu zahloubení impaktu mrakem plazmatu v důsledku gradientu termálních tlaků, nebo b) pole generované externě mrakem díky expanzi ionizovaného plynu interakcí okolního plazmatu a pole (L. L. Hood & Huang, 1991).

Podle (Benz, Cameron, & Melosh, 1989) expandující chochol páry představuje jednu z nejdřívějších a nejrychlejších forem vyvrženého materiálu, který opouští impakt během zahlubování kráteru. Plyn dosáhne fázové rovnováhy a začne kondenzovat v kapalinu či vzniknou pevné částičky. Jako první tento proces proběhne v centru a poté propaguje na okraj. I přesto velká část nikdy nedosáhne rovnováhy a zůstane navždy v plynné fázi. Typickými teplotami mraku jsou od  $10^3$  K do  $10^4$  K, proto je plyn částečně ionizován. Pohyb kraje mraku po povrchu se pohybuje kolem  $20 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  (L. L. Hood & Huang, 1991).

#### 5.4.2. Magnetizace slunečním větrem

Dnes je povrch Měsíce vystaven dvěma hlavními faktorům, které jej ovlivňují. Plasma a magnetické pole Země. Během svého oběhu je vystaven částicím slunečního větru a jemu asociovanému magnetickému poli. Navíc, Měsíc během své dráhy prochází chvostem zemské magnetosféry po 3-4 dny ze své 28 denní orbity, kdy je porušeno nízko hustotní prostředí, a také prochází plazmovým obalem na chvostu Zemské magnetosféry (L. L. Hood & Huang, 1991). Geomagnetické pole zde má stejnou amplitudu kolem 10 nT a orientaci skoro paralelní s osou chvostu. Během této doby má okolní plasma hustotu kolem  $0,1 \text{ cm}^{-3}$  (L. L. Hood & Huang, 1991).

Solární vítr se sestává převážně z vodíkové plasmy, jejichž částice do sebe naráží a typická hustota je kolem 10 protonů na  $\text{cm}^3$ . Typická teplota se pohybuje kolem  $3 \cdot 10^4 \text{ K}$ . Pohybuje se rychlostí až  $400 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  radiálně, směrem přímo od Slunce. Jelikož Měsíc nemá žádnou ionosféru a žádné přirozené magnetické pole většího rozsahu, sluneční plasma dopadá přímo na povrch (L. L. Hood & Huang, 1991). Měsíční hemisféra vystavená dopadajícímu slunečnímu větru, je také vystavena přítomnosti ultrafialového záření, které generuje foton-elektronový plášť (plášť polarizovaných molekul vytvořený v důsledku průchodu ionizujícího záření) nad oblastí Měsíčního Dne. (A. Poppe & Horányi, 2010) Povrch Měsíce je elektrostaticky nabitý (Freeman & Ibrahim, 1975; J. S. Halekas, Delory, Lin, Stubbs, & Farrell, 2008), což může ovlivňovat interakci solárního větru s Měsíčními korovými magnetickými anomáliemi (A. R. Poppe, Halekas, Delory, & Farrell, 2012).

Největší koncentrace korových magnetických anomálií, lokalizovaných metodou elektronového odrazu jsou situovány poblíž antipodes, čtyř nejmladších Měsíčních pánví Imbrium, Orientale, Serenitatis a Crisium (Lin et al., 1988). Hood, Schubert a Lin (L. L. Hood & Schubert, 1980; Lin et al., 1988) navrhli, že magnetické anomálie mohou být zodpovědné za odstínění solárního větru, a tak mohou chránit Měsíční regolit před optickým zráním (zvětráváním) (Harnett & Winglee, 2003; L. L. Hood & Williams, 1989). Odraz dopadajícího slunečního větru na povrch Měsíce může být až 50% (Lue et al., 2011). Pokud korové remanentní pole je schopno odstínit dostatečný počet příchozích protonů slunečního větru, regolit pod tímto polem bude daleko méně zvětrávat a bude mít vyšší reflektanci v porovnání s magneticky nechráněným územím. Takto jsou produkovány Měsíční swirls (L. L. Hood & Schubert, 1980; L. L. Hood & Williams, 1989).

I když swirls (*Obr. 10*) většinou jsou charakteristické oblastmi s vysokým albedem, stejně důležitým faktorem je přítomnost tmavých míst „dark lanes“. Dark lanes jsou podlouhlé regiony se zřetelně nízkým albedem (Bell & Hawke, 1982; Blewett, Hawke, Richmond, & Hughes, 2007; Pinet, Shevchenko, Chevrel, Daydou, & Rosemberg, 2000). Tyto oblasti jsou zřejmě místy, kam mohou protony slunečního větru proniknout a efektivně zvětrávat. Podle spektroskopických údajů obsahují stopy hydroxyly, které jsou shodné s magneticky nechráněným územím na povrchu (Kramer et al., 2011).

Dark lanes (*Obr. 11*) byly nalezeny blízko Mare Ingenii v regionu protilehlém impaktové pánvi Imbrium. Tento unikátní geologický materiál, zdá se, že se vyskytuje v kráterech vzniklých v období pre-Nektariánském a v průběhu období Imbria (D. E. Stuart-Alexander, 1978).



*Obr. 10:* Měsíční Swirls (světlejší místa) v Mare Marginis, na odvrácené straně měsíce (Stacey, 2015).



*Obr. 11:* Dark lanes nacházející se ve středu Mare Orientale (Raupe, 2012).

## 6. Praktická část

### 6.1. Úvod

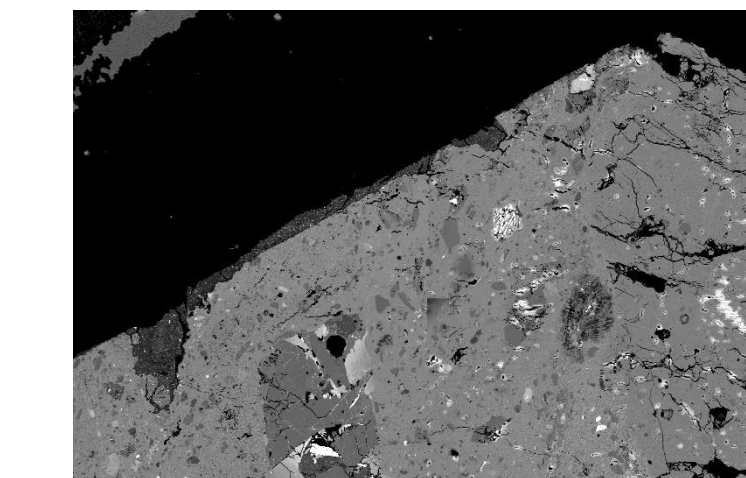
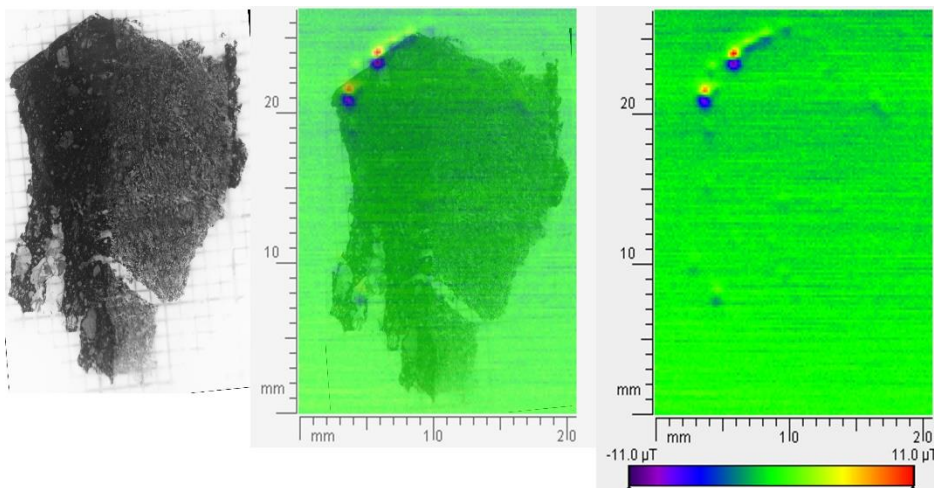
V této části je soustředěna pozornost na metodu měření termoremanentní magnetizace vzorků sebraných během mise Apollo 15. Vzorky mají název 15405.219 a 15445.277 a byly se svolením zapůjčeny Mikem Fullerem z NASA. Jsou to části boulderů přivezených na Zemi, a jsou složením brekcie. Vzorek 15445 obsahuje úlomky šokově metamorfovaného noritu a troktolitu, 15405 je částečně obsahem KREEP basaltu (K-draslík, REE – skupina prvků vzácných zemin, P-fosfor) bohatého na železo (Warren, 1993). V závislosti na tomto složení byla užita metoda ESL (Empirical scaling law), která je založena na určení NRM/SR magnetického scanování. Scan je prováděn na výbrusech. Každé omezené magnetické zrno je zjištěno in situ, tato možnost umožňuje zachovat magnetické paleopole in situ pro jednotlivé magnetické minerály v rámci jednoho výbrusu, což je výhoda, protože k měření je zapotřebí pouze pokojové teploty. Metoda ESL se používá pro magnetickou mineralogii, kde je možné popsat paleopole pro horniny obsahující specifické magnetické minerály, nezávisle na doménovém rozpoložení (Kletetschka et al. 2004). Díky vztahu:

$$B = B(max)\varepsilon(T_r) \quad (8)$$

popisující saturační magnetizaci, může být pro mnoho běžně se nacházejících minerálů vypočítán ESL.  $B(max.)$  je vztaženo k saturační magnetizaci specifického minerálu. Použitím konstant saturační magnetizace  $1.7 \text{ e}^6 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$  (Fe),  $8.5 \text{ e}^5 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$  ( $\text{Fe}_{93}\text{Ni}_7\text{Co}_{0.5}$ ),  $4.8 \text{ e}^5 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$  ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ),  $3.8 \text{ e}^5 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$  ( $\gamma\text{-Fe}_3\text{O}_4$ ),  $9.2 \text{ e}^4 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$  ( $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ),  $2.2 \text{ e}^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$  ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) (Dunlop & Özdemir, 1997; Kletetschka et al., 2004)  $B(max.)$  vyjadřuje maximální hodnotu TRM, která je možná k zaznamenání specifického magnetického minerálu. Poměr je dán pro specifické rozpětí demagnetizace AF (střídavé pole). Tato závislost je nazvána AF spektrem účinnosti. Limity rozsahu AF spektra dovolují odvodit magnetický záznam z minerálních nosičů, mající větší magnetickou koercivitu. Nízká koercivita zrn je ovlivněna nízkou magnitudou magnetického pole, které mohlo působit na vzorky během jejich předchozí manipulace. Vytvořený magnetizační přetisk není věrohodným údajem pro určení paleopole (T Kamenikova & Kletetschka, 2017).

## 6.2. Metody měření

Oba vzorky byly rozděleny, 15445 na 8 a 15405 na 17 podvzorků. Každý z nich byl měřen zvlášť na 2G kryogenním magnetometru (2G Enterprises, model 755R s rozpětím hluku 10-11 A·m<sup>2</sup>). Dostali jsme AF přirozené remanentní magnetizační spektrum (AFNS). Poté se postupně demagnetovaly od 1 mT do 50 mT s krokem 1 mT a od 50 mT do 100 mT po 5 mT. Následovala magnetizace, při pokojové teplotě v libovolné orientaci pulzním magnetickým polem (2,5 T), za použití MMPM10 (Magnetic Measurements, UK). Bylo dosaženo spektra AF saturace remanentní magnetizace (AFSS). Nakonec se vzorky postupně demagnetovaly s krokem 1 mT od 0 mT do 50 mT a s krokem 5 mT od 50 mT do 100 mT (stejně jako NRM demagnetizace). Poměr dvou sekvencí (AFNS/AFSS) umožňuje získat AF spektrum efektivity (AFES). To může být převedeno na spektrum paleointenzity, užitím vztahu (rovnice: 8), ten je uveden pro specifický

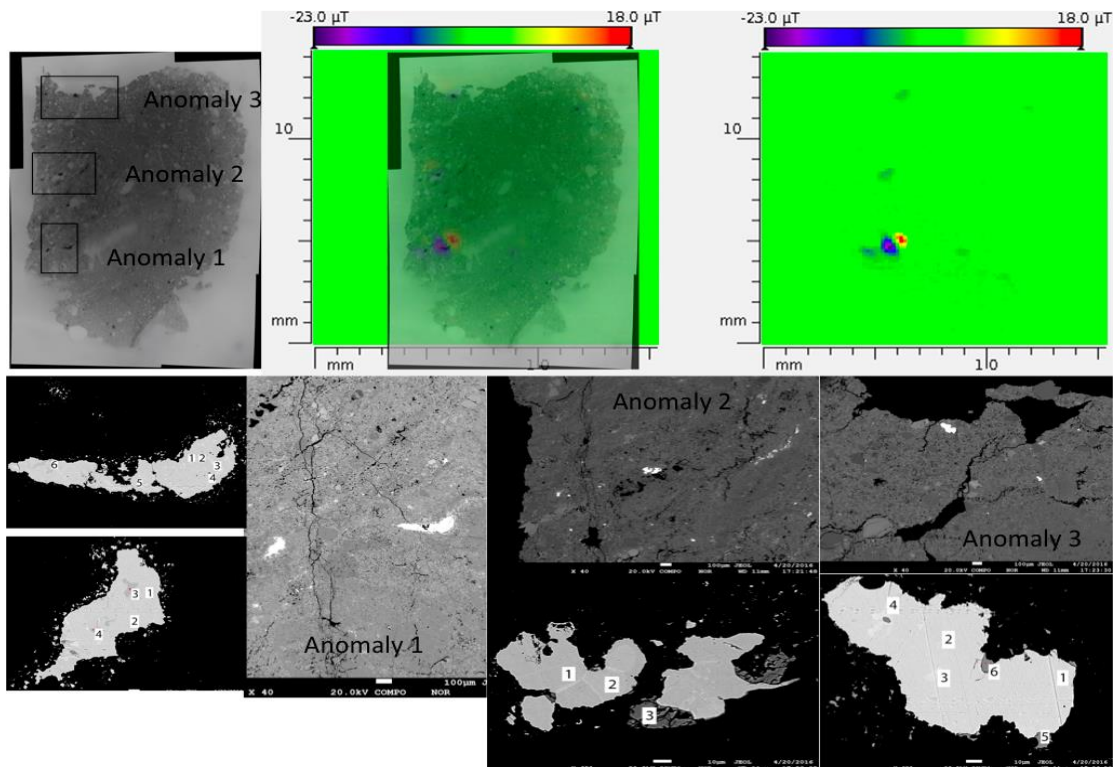


Obr. 12: Výbrus vzorku 15405.21, magnetický scan (nahore, modře zobrazeno umístění magnetických komponent), (dole) detail složení pořízený na elektronové mikrosondě (Tereza Kamenikova & Kletetschka, 2017).



minerál. Pokud jsou 2 minerály odpovědné za magnetický zápis, není možné tento vztah použít pro odhad paleointenzity.

Dalším měřením byly podrobeny výbrusy vzorků. Ty byly saturovány magnetickým pulsem s hodnotou 3 T (Tesla) podél delší strany výbrusu a magneticky scanovány pro zjištění umístění zdroje magnetizmu ve výbrusu. Rozlišovací schopnost této techniky je kolem 0.2 mm (Kletetschka et al., 2013).



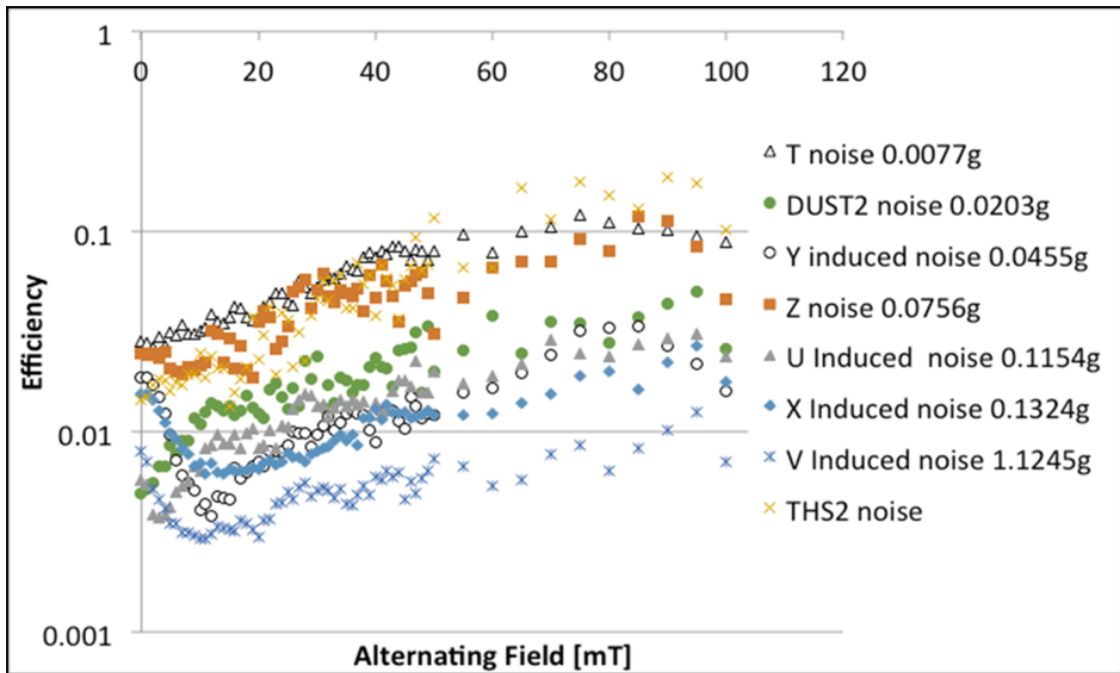
Obr. 13: Vzorek 15445.277, (nahore, modře zobrazeno umístění magnetických komponent) magnetický scan, (dole) fotografie pořízené na elektronové mikrosondě (Tereza Kamenikova & Kletetschka, 2017).

## 7. Diskuse

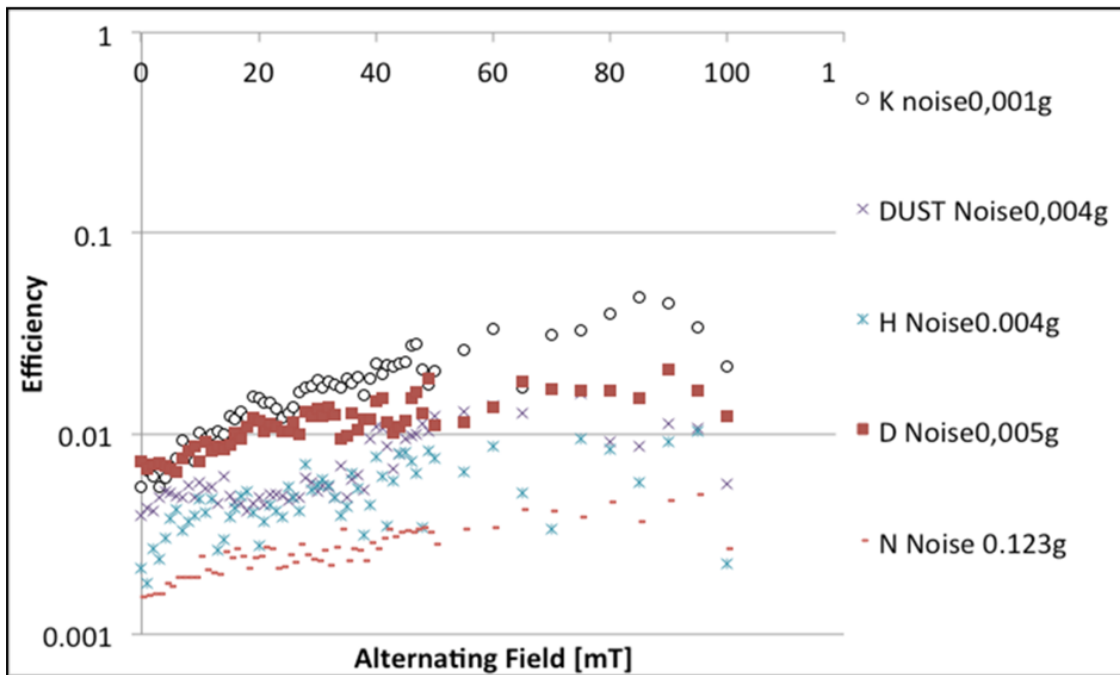
Vzorek 15405 byl rozdělen na 17 subvzorků, ze kterých jeden vzorek obsahoval prach, který vznikl jako odpad při řezání vzorku, který sloužil jako kontrola magnetického šumu. Pět vzorků neprokázalo nic než magnetický šum, tři indikovaly indukovanou zemskou magnetizaci a devět odhalilo potenciální paleopole. Osm vzorků, včetně výbrusu indikuje paleopole mezi 1-800  $\mu$ T. Vzorek 15445 byl rozdělen na 8 vzorků, ze kterých jeden obsahoval též prach pro ověření magnetického šumu. Pět z nich včetně výbrusu neprokázal žádný magnetický záznam, pouze magnetický šum. V případě, že se zvýší spektrum účinnosti pro všechny vzorky, indikuje to magnetický šum. To proto, že NRM spektrum magnetického šumu má konstantní hodnotu NRM během AF demagnetizace. Magnetická intenzita fluktuuje mezi úzkou oblastí, zatímco magnetické směry se mění náhodně. Na druhou stranu SIRM magnetizace (vždy klesá se zvyšujícím se AF polem). Dojde-li k odečtení NRM série dat (NRM demagnetizace) a SIRM demagnetizační série, dělíme více méně konstantní hodnoty se snižující se hodnotou AF (T Kamenikova & Kletetschka, 2017).

Tento fenomén je viditelný v případě všech podvzorků 15445 a jsou interpretovány tak, že tento vzorek neobsahuje záznam paleopole Měsíce. Nicméně několik podvzorků 15405 prokázalo reálný záznam paleomagnetického pole. Bohužel není možné odhadnout jejich paleointenzity, jelikož nevíme, kolik magnetických nosičů je zodpovědných za magnetický záznam. Proto byly provedeny magnetické scany dvou výbrusů. I přes to, NRM scan byl příliš slabý pro prokázání dostatečného rozlišení magnetických anomálií, které byly detekovány během SIRM scanu (T Kamenikova & Kletetschka, 2017).

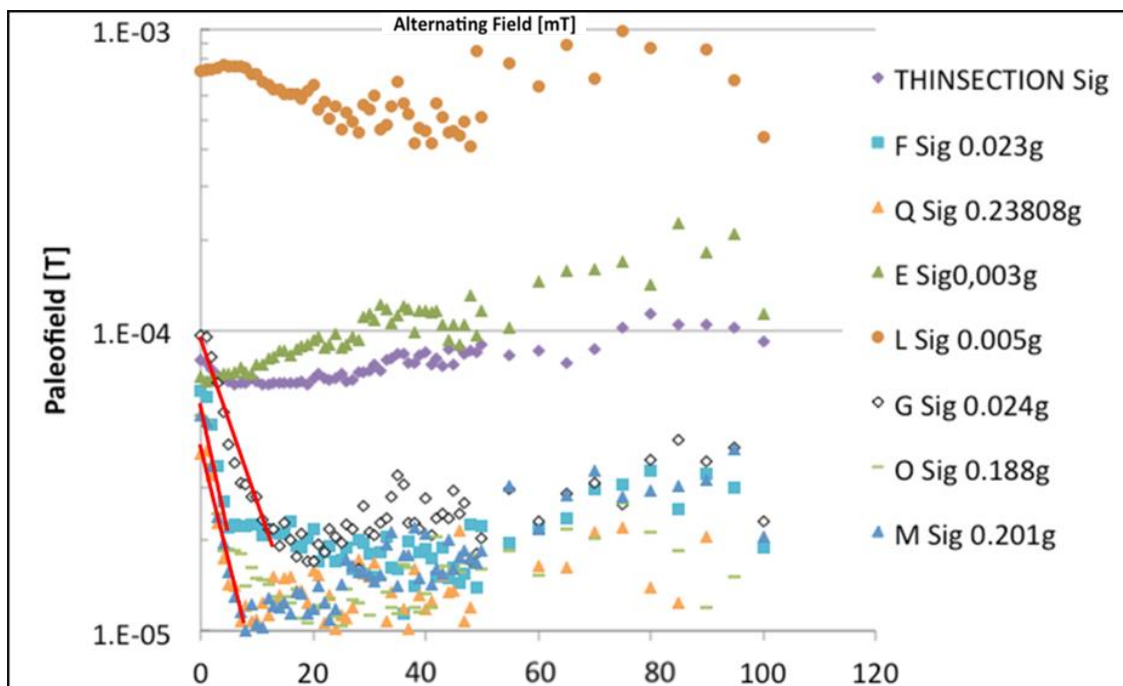
Podle výsledků tedy nelze jednoznačně uvést, zda Měsíc měl, či neměl magnetické dynamo, nebo zda-li tato slabá magnetizace nevznikla jiným způsobem, například impaktem. Pro jednoznačné přijetí či vyvrácení této myšlenky bude nutné provést další výzkum zaměřený primárně na odhalení původce magnetizace vzorků.



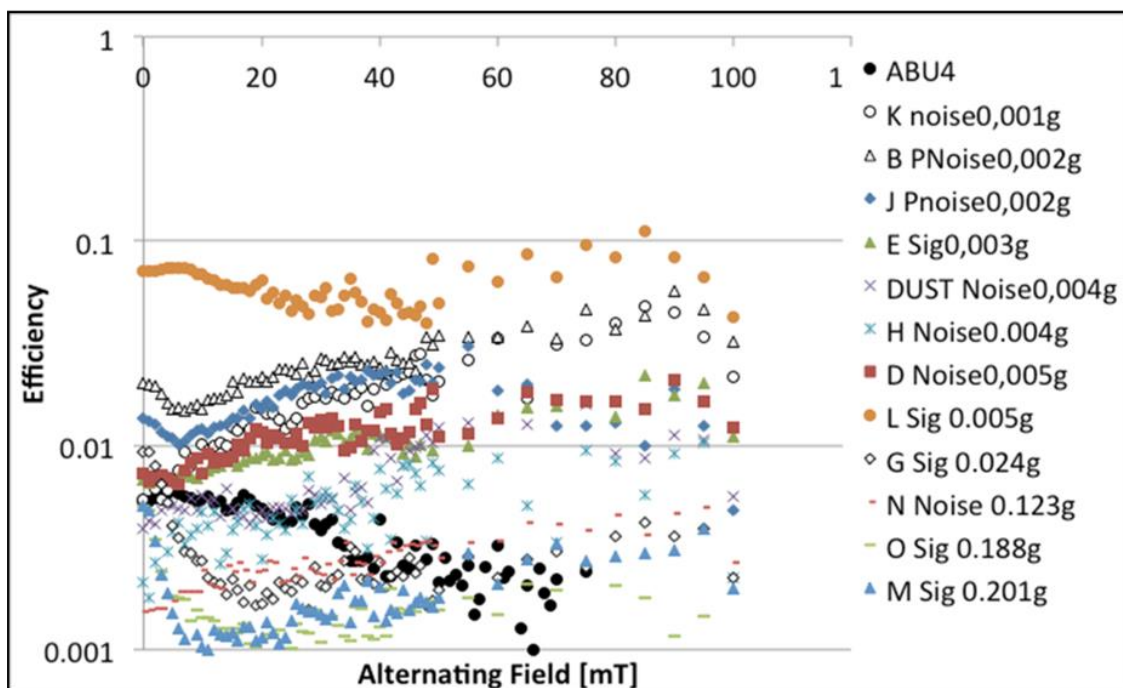
Obr. 14: Vzorek 15445.277, účinnost vzrůstá se zvyšujícím se AF. V tomto případě všechny vzorky obsahují magnetický šum. Pouze vzorek V a X má zprvu viskózní magnetizaci, poté však obsahuje jen magnetický šum. Žádný ze subvzorků neobsahuje paleomagnetický zázpis (Tereza Kamenikova & Kletetschka, 2017).



Obr. 15: Vzorek 15405.219, účinnost vzrůstá se zvyšujícím se AF. V tomto případě všechny vzorky obsahují magnetický šum. Žádný z nich neobsahuje paleomagnetický zázpis. Některé fragmenty vykazují nízký paleomagnetický zázpis (Tereza Kamenikova & Kletetschka, 2017).



Obr. 16: Vzorek 15405.219, účinnost vzrůstá se zvyšujícím se AF. V tomto případě subvzorky L, E a THINSECTION obsahují slabý magnetický záznam paleopole. Ostatní subvzorky obsahují viskózní magnetizaci (Tereza Kamenikova & Kletetschka, 2017).



Obr. 17: Vzorek 15405.219, účinnost vzrůstá se zvyšujícím se AF. V tomto případě subvzorky E a L obsahují záznam slabého paleopole. G, O a M obsahují viskózní magnetizaci. A zbytek subvzorků obsahuje magnetický šum (Tereza Kamenikova & Kletetschka, 2017).

## 8. Závěr

Bakalářská práce je rešerší paleomagnetických metod, z nichž jsme vybrali metodu pro určení paleointenzity magnetického pole na Měsíci. Praktická část ukázala na to, že vzorky, kde je nositelem magnetizace je železo, se chovají diametrálně jinak. Identifikovali jsme, jak magnetický šum, tak viskózní magnetizaci a také reálný signál souvisící s namagnetováním vzorků.

V budoucnu je nutné se zaměřit na provedení magnetických scanů přístrojem s vyšší citlivostí a stejná měření, která byla provedena na těchto vzorcích zopakovat na vzorcích přivezených z jiné Měsíční oblasti. Také je nutné uvážit, jakým způsobem bylo se vzorky nakládáno během a zejména po převozu a jakým způsobem byly uskladněny. V době, kdy byly vzorky sebrány, se teorie magnetického dynama Měsíce teprve rozvíjela, a tak nemuselo být se vzorky nakládáno vhodně, vzhledem k jejich magnetické povaze. Například manipulace nemagnetickými materiály, včetně řezání nemagnetickou pilou, uskladnění v permalloyovém pouzdře (slitina Fe a Ni, mající vysokou permeabilitu), atd.

Pro jednoznačné potvrzení Měsíčního paleopole bude zapotřebí použít tuto techniku na vzorcích větších rozměrů (větší pravděpodobnost obsahu magnetických nosičů, silnější magnetický záznam) a dalších lunárních materiálech, jako jsou utuhlé vyvřelé horniny nacházejících se v „mare“ oblastech. Případně doplnit metodou, která by byla schopna měřit Měsíční magnetismus, (určit paleopole) přímo na povrchu Měsíce. Tato vize je však spíše vzdáleným přáním než realitou. To ovšem nevylučuje možnost dalšího poznání v této problematice.

## 9. Použitá literatura

- Barnes, A., Cassen, P., Mihalov, J. D., & Eviatar, A. (1971). Permanent Lunar Surface Magnetism and Its Deflection of the Solar Wind. *Science*, 172(3984), 716–718. <http://doi.org/10.1126/science.172.3984.716>
- Bell, J. F., & Hawke, B. R. (1982). The Reiner Gamma Formation - Composition and origin as derived from remote sensing observations. *In: Lunar and Planetary Science Conference, 12th, Houston, TX, March 16-20, 1981, Proceedings. Section 1. (A82-31677 15-91) New York and Oxford, Pergamon Press, 1982, P. 679-694.*, 12, 679–694. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1982LPSC...12..679B>
- Benz, W., & Cameron, A. G. W. (1990). Terrestrial effects of the Giant Impact. *LPI Conference on the Origin of the Earth, P. 61 - 67*, 61–67. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1990orea.book...61B>
- Benz, W., Cameron, A. G. W., & Melosh, H. J. (1989). The origin of the Moon and the single-impact hypothesis III. *Icarus*, 81(1), 113–131. [http://doi.org/10.1016/0019-1035\(89\)90129-2](http://doi.org/10.1016/0019-1035(89)90129-2)
- Blackshear, W. T., & Gapcynski, J. P. (1977). An improved value of the lunar moment of inertia. *Journal of Geophysical Research*, 82(11), 1699–1701. <http://doi.org/10.1029/JB082i011p01699>
- Blewett, D. T., Hawke, B. R., Richmond, N. C., & Hughes, C. G. (2007). A magnetic anomaly associated with an albedo feature near Airy crater in the lunar nearside highlands. *Geophysical Research Letters*, 34(24), L24206. <http://doi.org/10.1029/2007GL031670>
- Carley, R. A., Whaler, K. A., Purucker, M. E., & Halekas, J. S. (2012). Magnetization of the lunar crust. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E8), n/a-n/a. <http://doi.org/10.1029/2011JE003944>
- Coe, R. S. (1967a). Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72(12), 3247–3262. <http://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>
- Coe, R. S. (1967b). The Determination of Paleo-Intensities of the Earth's Magnetic Field

- with Emphasis on Mechanisms which Could Cause Non-ideal Behavior in Thellier's Method. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 19(3), 157–179. <http://doi.org/10.5636/jgg.19.157>
- Coleman, P. J. . J., Lichtenstein, B. R., Russell, C. T., Sharp, L. R., & Schubert, G. (1972). Magnetic fields near the moon. *Proceedings of the Lunar Science Conference, Vol. 3*, p.2271, 3, 2271. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1972LPSC....3.2271C>
- Crawford, D. A., & Schultz, P. H. (1988). Laboratory observations of impact-generated magnetic fields. *Nature*, 336(6194), 50–52. <http://doi.org/10.1038/336050a0>
- D'yachenko, S. A., Kovalenko, V. F., Tanygin, B. N., & Tychko, A. V. (2008). Influence of the demagnetizing field on the structure of a Bloch wall in a (001) plate of a magnetically ordered cubic crystal. *Physics of the Solid State*, 50(1), 32–42. <http://doi.org/10.1134/S1063783408010083>
- Dainty, A. M., Toksoz, M. N., & Stein, S. (1976). Seismic investigation of the lunar interior. In: *Lunar Science Conference, 7th, Houston, Tex., March 15-19, 1976, Proceedings. Volume 3. (A77-34651 15-91) New York, Pergamon Press, Inc., 1976, P. 3057-3075.*, 7, 3057–3075. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1976LPSC....7.3057D>
- Dolginov, S. S., Yeroshenko, E. G., Zhuzgov, L. N., & Pushkov, N. V. (1961). Investigation of the magnetic field of the Moon. *Geomagnetism and Aeronomy*, 55(1), 18–25. Retrieved from <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=29421331>
- Dolginov, S. S., Yeroshenko, E. G., Zhuzgov, L. N., & Pushkov, N. V. (1966). Measurements of the magnetic field in the vicinity of the moon by the artificial satellite Luna 10. *Doklady Akademicheskoy Nauk SSSR*, 170, 574–577. Retrieved from [https://pdf.gsfc.nasa.gov/pub/documents/old/miscellaneous\\_documents\\_from\\_nssdc/b00472.pdf](https://pdf.gsfc.nasa.gov/pub/documents/old/miscellaneous_documents_from_nssdc/b00472.pdf)
- Dunlop, D. J. (1979). On the use of Zijdeveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20(1), 12–24. [http://doi.org/10.1016/0031-9201\(79\)90103-1](http://doi.org/10.1016/0031-9201(79)90103-1)
- Dunlop, D. J., & Özdemir, O. (1997). *Rock magnetism : fundamentals and frontiers*.

Cambridge University Press.

- Dyal, P., Parkin, C. W., & Daily, W. D. (1974). Magnetism and the interior of the Moon. *Reviews of Geophysics*, 12(4), 568. <http://doi.org/10.1029/RG012i004p00568>
- Dyal, P., Parkin, C. W., & Sonett, C. P. (1970). Apollo 12 Magnetometer: Measurement of a Steady Magnetic Field on the Surface of the Moon. *Science*, 169(3947), 762–764. <http://doi.org/10.1126/science.169.3947.762>
- Elmore, R. D., & McCabe, C. (1991). The occurrence and origin of remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*, 29, 377–383.
- Freeman, J. W., & Ibrahim, M. (1975). Lunar electric fields, surface Potential and Associated Plasma Sheaths. *The Moon*, 14(1), 103–114. <http://doi.org/10.1007/BF00562976>
- Fuller, M. (1974). Lunar magnetism. *Reviews of Geophysics*, 12(1), 23. <http://doi.org/10.1029/RG012i001p00023>
- Goossens, S., & Matsumoto, K. (2008). Lunar degree 2 potential Love number determination from satellite tracking data. *Geophysical Research Letters*, 35(2), L02204. <http://doi.org/10.1029/2007GL031960>
- Halekas, J., Lin, R., & Mitchell, D. (2003). Magnetic fields of lunar multi-ring impact basins. Meteoritical Society at the University of Arkansas, Dept. of Chemistry and Biochemistry. Retrieved from [https://apps.webofknowledge.com/CitedFullRecord.do?product=WOS&colName=WOS&SID=V1KGqR99HcB5dmyHfN8&search\\_mode=CitedFullRecord&isickref=WOS:000184834900007&cacheurlFromRightClick=no](https://apps.webofknowledge.com/CitedFullRecord.do?product=WOS&colName=WOS&SID=V1KGqR99HcB5dmyHfN8&search_mode=CitedFullRecord&isickref=WOS:000184834900007&cacheurlFromRightClick=no)
- Halekas, J. S. (2002). Demagnetization signatures of lunar impact craters. *Geophysical Research Letters*, 29(13), 1645. <http://doi.org/10.1029/2001GL013924>
- Halekas, J. S., Delory, G. T., Lin, R. P., Stubbs, T. J., & Farrell, W. M. (2008). Lunar Prospector observations of the electrostatic potential of the lunar surface and its response to incident currents. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 113(A9), n/a-n/a. <http://doi.org/10.1029/2008JA013194>
- Halekas, J. S., Mitchell, D. L., Lin, R. P., Frey, S., Hood, L. L., Acuña, M. H., & Binder, A. B. (2001). Mapping of crustal magnetic anomalies on the lunar near side by the



- Lunar Prospector electron reflectometer. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E11), 27841–27852. <http://doi.org/10.1029/2000JE001380>
- Halls, H. C. (1978). The use of converging remagnetization circles in palaeomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16(1), 1–11. [http://doi.org/10.1016/0031-9201\(78\)90095-X](http://doi.org/10.1016/0031-9201(78)90095-X)
- Harnett, E. M., & Winglee, R. M. (2003). 2.5-D fluid simulations of the solar wind interacting with multiple dipoles on the surface of the Moon. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A2). <http://doi.org/10.1029/2002JA009617>
- Hartmann, W. K., & Wood, C. A. (1971). Moon: Origin and evolution of multi-ring basins. *The Moon*, 3(1), 3–78. <http://doi.org/10.1007/BF00620390>
- Harvey, B. (2007). *Russian planetary exploration: history, development, legacy, prospects*. Springer.
- Head, J. W. (1976). Lunar volcanism in space and time. *Reviews of Geophysics*, 14(2), 265. <http://doi.org/10.1029/RG014i002p00265>
- Hoffman, K. A., & Day, R. (1978). Separation of multi-component NRM: A general method. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), 433–438. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90166-8](http://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90166-8)
- Hood, L. L. (2011). Central magnetic anomalies of Nectarian-aged lunar impact basins: Probable evidence for an early core dynamo. *Icarus*, 211(2), 1109–1128. <http://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.08.012>
- Hood, L. L., & Huang, Z. (1991). Formation of magnetic anomalies antipodal to lunar impact basins: Two-dimensional model calculations. *Journal of Geophysical Research*, 96(B6), 9837. <http://doi.org/10.1029/91JB00308>
- Hood, L. L., & L., L. (1981). The enigma of lunar magnetism. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 62(16), 161. <http://doi.org/10.1029/EO062i016p00161>
- Hood, L. L., & Schubert, G. (1980). Lunar Magnetic Anomalies and Surface Optical Properties. *Science*, 208(4439), 49–51. <http://doi.org/10.1126/science.208.4439.49>
- Hood, L. L., & Williams, C. R. (1989). The lunar swirls - Distribution and possible

- origins. *IN: Lunar and Planetary Science Conference, 19th, Houston, TX, Mar. 14-18, 1988, Proceedings (A89-36486 15-91). Cambridge/Houston, TX, Cambridge University Press/Lunar and Planetary Institute, 1989, P. 99-113., 19, 99–113.* Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1989LPSC...19...99H>
- Hood, L. L., Zakharian, A., Halekas, J., Mitchell, D. L., Lin, R. P., Acuña, M. H., & Binder, A. B. (2001). Initial mapping and interpretation of lunar crustal magnetic anomalies using Lunar Prospector magnetometer data. *Journal of Geophysical Research: Planets, 106*(E11), 27825–27839. <http://doi.org/10.1029/2000JE001366>
- Housley, R. M., Grant, R. W., & Paton, N. E. (1973). Origin and characteristics of excess Fe metal in lunar glass welded aggregates. Retrieved from <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19740040244>
- Howard, K. A., & A., K. (1974). Fresh lunar impact craters - Review of variations with size. *In: Lunar Science Conference, 5th, Houston, Tex., March 18-22, 1974, Proceedings. Volume 1. (A75-39540 19-91) New York, Pergamon Press, Inc., 1974, P. 61-69. NASA-Supported Research., 5, 61–69.* Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1974LPSC....5...61H>
- Hubert, A., & Schäfer, R. (1998). *Magnetic Domains: the Analysis of Magnetic Microstructures.*
- Christiansen, E. H., & Hamblin, W. K. (William K. (1995). *Exploring the planets.* Prentice Hall. Retrieved from <http://explanet.info/Chapter04.htm#>
- Jenner, L. (2010). NASA - Reiner Gamma – A Lunar Swirl. Retrieved May 16, 2017, from [https://www.nasa.gov/mission\\_pages/LRO/multimedia/lroimages/lola-20100520-lunarswirl.html](https://www.nasa.gov/mission_pages/LRO/multimedia/lroimages/lola-20100520-lunarswirl.html)
- Jones, D. L., Robertson, I. D. D., & McFadden, P. L. (1975). A palaeomagnetic study of the Precambrian dyke swarms associated with the Great Dyke of Rhodesia. *Transactions Geological Society of Sout Africa, 78, 57–65.*
- Kamenikova, T., & Kletetschka, G. (2017). Unusual Spectra of Magnetic Paleointensities of Two Breccia Samples from the Moon (p. 2). Retrieved from <https://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2017/pdf/2017.pdf>
- Kamenikova, T., & Kletetschka, G. (2017). Unusual Spectra of Magnetic Paleointensities

- of Two Breccia Samples from the Moon [. In *POSTER* (p. 1). Lunar and Planetary Science XLVIII (2017). Retrieved from <https://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2017/pdf/sess320.pdf>
- Kaula, W. M., Schubert, G., Lingenfelter, R. E., Sjogren, W. L., & Wollenhaupt, W. R. (1974). Apollo laser altimetry and inferences as to lunar structure. In: *Lunar Science Conference, 5th, Houston, Tex., March 18-22, 1974, Proceedings. Volume 3. (A75-39540 19-91) New York, Pergamon Press, Inc., 1974, P. 3049-3058.*, 5, 3049–3058. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1974LPSC....5.3049K>
- Keller, J. (2010). Reiner Gamma - A Lunar Swirl. Retrieved May 16, 2017, from <https://lola.gsfc.nasa.gov/science.html>
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699–718. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Kletetschka, G., Acuna, M. H., Kohout, T., Wasilewski, P. J., & Connerney, J. E. P. (2004). An empirical scaling law for acquisition of thermoremanent magnetization. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.001>
- Kletetschka, G., Schnabl, P., Šifnerová, K., Tasáryová, Z., Manda, Š., & Pruner, P. (2013). Magnetic scanning and interpretation of paleomagnetic data from Prague Synform's volcanics. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57(1), 103–117. <http://doi.org/10.1007/s11200-012-0723-4>
- Kletetschka, G., Wasilewski, P. J., & Taylor, P. T. (2002). The role of hematite–ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophysics*, 347(1), 167–177. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00243-8](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00243-8)
- Kramer, G. Y., Combe, J.-P., Harnett, E. M., Hawke, B. R., Noble, S. K., Blewett, D. T., ... Giguere, T. A. (2011). Characterization of lunar swirls at Mare Ingenii: A model for space weathering at magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 116(E4), E04008. <http://doi.org/10.1029/2010JE003669>
- Li, Z. X., Powell, C. M., Embleton, B. J. J., & Schmidt, P. W. (1991). New palaeomagnetic results from the Amadeus Basin and their implications for stratigraphy and tectonics. In *Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics*

- Geological and Geophysical Studies in the Amadeus Basin, Central Australia, Bulletin 236 P 349-360 (SEE N91-27647 19-46)*. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1991ggsa.rept..349L>
- Lin, R. P., Anderson, K. A., & Hood, L. L. (1988). Lunar surface magnetic field concentrations antipodal to young large impact basins. *Icarus*, 74(3), 529–541. [http://doi.org/10.1016/0019-1035\(88\)90119-4](http://doi.org/10.1016/0019-1035(88)90119-4)
- Lue, C., Futaana, Y., Barabash, S., Wieser, M., Holmström, M., Bhardwaj, A., ... Wurz, P. (2011). Strong influence of lunar crustal fields on the solar wind flow. *Geophysical Research Letters*, 38(3), n/a-n/a. <http://doi.org/10.1029/2010GL046215>
- McCabe, C., & Elmore, R. D. (1989). The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*, 27(4), 471. <http://doi.org/10.1029/RG027i004p00471>
- McElhinny, M. W., & Evans, M. E. (1968). An investigation of the strength of the geomagnetic field in the early precambrian. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1(7), 485–497. [http://doi.org/10.1016/0031-9201\(68\)90017-4](http://doi.org/10.1016/0031-9201(68)90017-4)
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. W. (1988). The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(1–2), 161–172. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90072-6](http://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90072-6)
- Merrill, R. T., McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. (1996). *The magnetic field of the earth : paleomagnetism, the core, and the deep mantle*. Academic Press. Retrieved from [https://books.google.cz/books/about/The\\_Magnetic\\_Field\\_of\\_the\\_Earth.html?id=96API4nK9IIC&redir\\_esc=y](https://books.google.cz/books/about/The_Magnetic_Field_of_the_Earth.html?id=96API4nK9IIC&redir_esc=y)
- Mitchell, D. L., Halekas, J. S., Lin, R. P., Frey, S., Hood, L. L., Acuña, M. H., & Binder, A. (2008). Global mapping of lunar crustal magnetic fields by Lunar Prospector. *Icarus*, 194(2), 401–409. <http://doi.org/10.1016/j.icarus.2007.10.027>
- Moon, T., & Merrill, R. T. (1986). A new mechanism for stable viscous remanent magnetization and overprinting during long magnetic polarity intervals. *Geophysical Research Letters*, 13(8), 737–740. <http://doi.org/10.1029/GL013i008p00737>

- Nagata, T. (1961). *Rock Magnetism*. *AICHE Journal* (Vol. 44).  
<http://doi.org/10.1002/aic.690440207>
- Nakamura, Y., Latham, G. V., & Dorman, H. J. (1976). Seismic Structure of the Moon. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, Volume 7, Page 602, (1976), 7*. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1976LPI.....7..602N>
- NASA/JPL. (2012). Space Images | Gravity of the Moon's Crust. Retrieved May 16, 2017, from <https://www.jpl.nasa.gov/spaceimages/details.php?id=PIA16578>
- NASA Goddard/Arizona State University. (n.d.). NASA - Sunrise View of Tycho Crater's Peak. Retrieved May 16, 2017, from [https://www.nasa.gov/mission\\_pages/LRO/news/lro-tycho.html](https://www.nasa.gov/mission_pages/LRO/news/lro-tycho.html)
- Pinet, P. C., Shevchenko, V. V., Chevrel, S. D., Daydou, Y., & Rosemberg, C. (2000). Local and regional lunar regolith characteristics at Reiner Gamma Formation: Optical and spectroscopic properties from Clementine and Earth-based data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E4), 9457–9475.  
<http://doi.org/10.1029/1999JE001086>
- Poppe, A., & Horányi, M. (2010). Simulations of the photoelectron sheath and dust levitation on the lunar surface. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A8), n/a-n/a. <http://doi.org/10.1029/2010JA015286>
- Poppe, A. R., Halekas, J. S., Delory, G. T., & Farrell, W. M. (2012). Particle-in-cell simulations of the solar wind interaction with lunar crustal magnetic anomalies: Magnetic cusp regions. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 117(A9), n/a-n/a. <http://doi.org/10.1029/2012JA017844>
- Purucker, M. E. (2008). A global model of the internal magnetic field of the Moon based on Lunar Prospector magnetometer observations. *Icarus*, 197(1), 19–23.  
<http://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.03.016>
- Raupe, J. (2012, July). Basin-forming impacts “rounding” the lunar sphere. Retrieved May 16, 2017, from <http://lunarnetworks.blogspot.cz/2012/07/basin-forming-impacts-rounding-lunar.html>
- Richmond, N. C., Hood, L. L., Halekas, J. S., Mitchell, D. L., Lin, R. P., Acuña, M., & Binder, A. B. (2003). Correlation of a strong lunar magnetic anomaly with a high-

- albedo region of the Descartes mountains. *Geophysical Research Letters*, 30(7).  
<http://doi.org/10.1029/2003GL016938>
- Richmond, N. C., Hood, L., Mitchell, D., Lin, R., Acuna, H., & Binder, A. (2005). Correlations between magnetic anomalies and surface geology antipodal to lunar impact basins. *Journal of Geophysical Research*, 110(E5), E05011.  
<http://doi.org/10.1029/2005JE002405>
- Runcorn, S. K., Collinson, D. W., O'Reilly, W., Stephenson, A., Greenwood, N. N., & Battey, M. H. (1970). Magnetic Properties of Lunar Samples. *Science*, 167(3918), 697–699. <http://doi.org/10.1126/science.167.3918.697>
- Russell, C. T. (1978). Re-evaluating Bode's law of planetary magnetism. *Nature*, Vol. 272, Mar. 9, 1978, P. 147, 148., 272(5649), 147–148.  
<http://doi.org/10.1038/272147a0>
- Russell, C. T., Coleman, P. J. . J., Lichtenstein, B. R., & Schubert, G. (1974). The permanent and induced magnetic dipole moment of the moon. In: *Lunar Science Conference, 5th, Houston, Tex., March 18-22, 1974, Proceedings. Volume 3. (A75-39540 19-91) New York, Pergamon Press, Inc., 1974, P. 2747-2760., 5, 2747–2760.* Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1974LPSC....5.2747R>
- Sharp, L. R., Coleman, P. J., Lichtenstein, B. R., Russell, C. T., & Schubert, G. (1973). Orbital mapping of the lunar magnetic field. *The Moon*, 7(3–4), 322–341.  
<http://doi.org/10.1007/BF00564638>
- Shaw, J. (1974). A New Method of Determining the Magnitude of the Palaeomagnetic Field: Application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39(1), 133–141.  
<http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1974.tb05443.x>
- Schultz, P. H., & Srnka, L. J. (1980). Cometary collisions on the Moon and Mercury. *Nature*, 284(5751), 22–26. <http://doi.org/10.1038/284022a0>
- Smith, P. J. (1967). The Intensity of the Tertiary Geomagnetic Field. *Geophysical Journal International*, 12(3), 239–258. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1967.tb03120.x>
- Sonett, C. P., Colburn, D. S., & Currie, R. G. (1967). The intrinsic magnetic field of the Moon. *Journal of Geophysical Research*, 72(21), 5503–5507.

<http://doi.org/10.1029/JZ072i021p05503>

- Srnka, L. J., & J., L. (1977). Spontaneous magnetic field generation in hypervelocity impacts. In: *Lunar Science Conference, 8th, Houston, Tex., March 14-18, 1977, Proceedings. Volume 1. (A78-41551 18-91) New York, Pergamon Press, Inc., 1977, P. 785-792., 8, 785-792.* Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1977LPSC...8..785S>
- Stacey, K. (2015). Crashing comets may explain mysterious lunar swirls | News from Brown. Retrieved May 16, 2017, from <https://news.brown.edu/articles/2015/06/swirls>
- Stegman, D. R., Jellinek, A. M., Zatman, S. A., Baumgardner, J. R., & Richards, M. A. (2003). An early lunar core dynamo driven by thermochemical mantle convection. *Nature*, 421(6919), 143–146. <http://doi.org/10.1038/nature01267>
- Stevenson, D. J. (1983). Planetary magnetic fields. *Reports on Progress in Physics*, 46(5), 555–620. <http://doi.org/10.1088/0034-4885/46/5/001>
- Strangway, D. W., Gose, W. A., Pearce, G. W., & McConell, R. K. (1973). Lunar Magnetic Anomalies and the Cayley Formation. *Nature, Published Online: 17 December 1973; | doi:10.1038/10.1038/physci246112a0, 246(155), 112.* <http://doi.org/10.1038/10.1038/physci246112a0>
- Stuart-Alexander, D. E. (1978). *Geologic map of the central far side of the Moon. IMAP.* Retrieved from <https://pubs.er.usgs.gov/publication/i1047>
- Stuart-Alexander, D. E., & Howard, K. A. (1970). Lunar Maria and circular basins-a review. *Icarus*, 12(3), 440–456. [http://doi.org/10.1016/0019-1035\(70\)90013-8](http://doi.org/10.1016/0019-1035(70)90013-8)
- Tarling, D. H. (Donald H., & Hrouda, F. (František). (1993). *The magnetic anisotropy of rocks.* Chapman & Hall. Retrieved from <http://www.springer.com/in/book/9780412498800>
- Van der Voo, R. (Rob). (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys, and Iapetus oceans.* Cambridge University Press.
- Van Zijl, J. S. V., K. W. T. Graham, & A. L. Hales. (1962). The paleomagnetism of the Stormberg lavas in South Africa: II. The behavior of the magnetic field during a reversal. *Geophysical Journal International*, 7, 169–182.

- Warren, P. H. (1993). A concise compilation of petrologic information on possibly pristine nonmare Moon rocks. *American Mineralogist*, 78, 360–376. Retrieved from [http://rruff.info/doclib/am/vol78/AM78\\_360.pdf](http://rruff.info/doclib/am/vol78/AM78_360.pdf)
- Williams, J. G., Boggs, D. H., Yoder, C. F., Ratcliff, J. T., & Dickey, J. O. (2001). Lunar rotational dissipation in solid body and molten core. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E11), 27933–27968. <http://doi.org/10.1029/2000JE001396>
- Zijderveld, J. D. A. (1967). A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. *Methods in Palaeomagnetism*.
- Zijl, J. S. V., Graham, K. W. T., & Hales, A. L. (1962). The Palaeomagnetism of the Stormberg Lavas of South Africa I: Evidence for a Genuine Reversal of the Earth's Field in Triassic-Jurassic Times. *Geophysical Journal International*, 7(1), 23–39. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1962.tb02250.x>