

Obsah

	strana
Miloš Boček: <i>Petrologické složení povrchu a kůry Měsíce</i>	3
<i>Vznik Měsíce</i>	3
<i>Vnitřní stavba a povrch Měsíce</i>	4
<i>Současná geologická aktivita</i>	5
<i>Horninová skladba povrchu Země</i>	6
<i>Vzorčky měsíčních hornin</i>	7
<i>Mineralogické a chemické složení, petrologické složení obecně</i>	8
<i>Magmatické horniny měsíčních pevnin</i>	10
<i>Vulkanické horniny měsíčních moří</i>	19
<i>Předpánovní bazaltový vulkanismus</i>	25
<i>Měsíční regolit</i>	26
<i>Závěr</i>	31
Miroslav Brož, Karel Zubatý, Jaroslav Svoboda: <i>Energetika kráteru Tycho</i> ..	33

Petrologické složení povrchu a kůry Měsíce

Miloš Boček

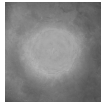
Z geologického hlediska se naše přirozená družice řadí mezi tělesa zemského typu a vzhledem k velkému stáří svého povrchu nám umožňuje studovat jejich ranou historii.

Vznik Měsíce

Existuje několik starších hypotéz vzniku Měsíce, které však byly většinou opuštěny:

1. hypotéza *neporušeného zachycení*: Měsíc vznikl z protoplanetárního mračna v podstatě kdekoli ve sluneční soustavě, například blíz k Slunci, uvnitř oběžné dráhy Merkuru. Později se na své dráze kolem Slunce přemístil blíž k Zemi, kde byl celistvý zachycen jejím gravitačním polem (podobně jako některé měsíce obřích planet). Chemické složení Měsíce by se při takovém vývoji prakticky neměnilo.
 2. hypotéza *zachycení s rozpadem*: podle ní se Měsíc vytvořil z materiálu těles obíhajících původně kolem Slunce. Tato tělesa byla rozlámana při průchodu Rocheovou mezí Země a později, už na oběžné dráze kolem ní, byly vzniklé úlomky stmeleny do tělesa velikosti Měsíce.
- Proti hypotézám zachycení svědčí například velmi podobné zastoupení tří stabilních izotopů kyslíku (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) v horninách Země a Měsíce (zatímco

Titulní strana: Obraz velkého impaktu na Protozemi, který dal vzniknout našemu Měsíci. Z filmu Sluneční soustava 2003 (<http://www.astrohk.cz/ss2003/>).



Obr. 18 — Úplněk, při němž kráter Tycho vyniká nejvíce. Převzato z [10].

Obr. 19 — Pozemský anortozit prekambriického (svrchněproterozoického) až staroprvohorního stáří (asi 540 až 570 miliónů let), navětralý. Velikost přibližně 12 cm krát 8 cm. Ranský bazický masív, asi 1,5 km jihojihozápadně od Starého Ranska. Nález a foto Miloš Boček. K článku na str. 3.

Obr. 20 — Pozemský alkalický bazaltoid (nefelinový bazanit) s dutinkami vyplněnými zeolitem chabazitem; navětralý, mladotřetihorního stáří (asi 4 až 6 miliónů let). Velikost 11 cm krát 9 cm. Malá Sněžná jáma v polských Krkonoších. Nález a foto Miloš Boček.

Obr. 21 — Pozemský anortozit (bytownitit až anortitit) prekambriického (svrchněproterozoického) až staroprvohorního stáří (asi 540 až 570 miliónů let), navětralý. Velikost asi 18 cm krát 12 cm. Ranský bazický masív, přibližně 2,5 km jihojihovýchodně od Starého Ranska. Nález a foto Miloš Boček.

Obr. 22 — Pozemský troktoolit prekambriického (svrchněproterozoického) až staroprvohorního stáří (asi 540 až 570 miliónů let), zčásti serpentinizovaný, navětralý. Velikost 13,5 cm krát 11 cm. Ranský bazický masív, přibližně 1,5 km jihozápadně od Starého Ranska. Nález a foto Miloš Boček.

Mars nebo meteority mají odlišné izotopové složení); obě tělesa tedy musí mít (alespoň částečně) původ ve stejné oblasti sluneční soustavy. Samotné zachycení tělesa velikosti Měsíce naší mladou planetou je navíc značně nepravděpodobné.

3. hypotéza *společné akrece*: Měsíc se vytvořil současně se Zemí v její okrajové části z jediné protoplanetární látky (podobně jako třeba čtyři Galileovy měsíce zároveň s Jupiterem), tedy slepením z částic, které obíhaly v blízkosti Země kolem společného středu vznikajícího dvojsystému Země–Měsíc.

Tuto hypotézu vylučují naopak jisté rozdíly v chemickém složení obou těles (Měsíc všeobecně postrádá téžavé prvky, siderofilní prvky jako kobalt, nikl, a celkově má i méně železa) a rovněž jejich rozdílná hustota. Hypotéza je navíc v rozporu s pozorovanými rotačními periodami Země a Měsíce.

4. hypotéza *rotačního odtržení*: Měsíc vznikl odstěpením od velmi rychle rotující Země díky odstředivé síle, a to v oblasti zemského oceánu (uvažovalo se, že by tomuto místu dnes měla odpovídat hluboká propadlina v západním Tichém oceánu). Země ale zdá se nikdy v minulosti nerotovala rychlostí potřebnou pro odtržení.

V současnosti se za nejpravděpodobnější považuje katastrofický scénář: *hypotéza velkého impaktu*. Na scéně se objevila v polovině 70. let minulého století (Hartmann a Davis, 1975). Postuluje srážku Země s protoplanetárním objektem pojmenovaným Theia, velikostí srovnatelným s Marsem, před necelými 4,6 miliardami let. Koliže již gravitačně diferencovaných těles vyvrhla žhavý materiál kůry a pláště z obou těles. (Názory se liší na to, zda větší část pocházela ze Země nebo z impaktoru; v poslední době je ve světle geochemických dat upřednostňována spíše druhá možnost.) Část materiálu se přetvořila v prstenec obklopující Zemi. Ten se později formoval do oblaku, který kolem naší planety obíhal a nakonec se stmelil vlastní gravitací v Měsíc.

Vnitřní stavba a povrch Měsíce

Ze studia rychlosti šíření *seizmických vln* (ať už přirozených, nebo uměle vyvolaných) pomocí seizmografů bylo zjištěno, že Měsíc má stejně jako Země koncentrickou slupkovitou stavbu v důsledku magnetické diferenciace původního materiálu. Ve středu se pravděpodobně nachází malé, pevné železné jádro, možná s malou příměsí niklu (případně s malou vnější železo-sulfidickou částí) o nejspíšejším poloměru 200 až 450 km. Jádro obklopuje mocný *plášť*, patrně tvořený hypotetickou (modelovou) ultrabazickou horninou ze směsi chemickým složením odpovídající hlavní olivínu a kosočtvercím pyroxenům v poměru přibližně 3:1. Na plášť navazuje lehčí *kůra*, jejíž mocnost kolísá od 107 km na odvrácené straně Měsíce k téměř nulové tloušťce pod Mořem nepokoje. Průměrná tloušťka kůry činí 60 až 70 km (s touto hodnotou se můžeme setkat zhruba ve středu přivrácené strany). Celkem zabírá kůra asi 10 % objemu měsíčního tělesa.

Protože Slunce má výkon $L_{\odot} = 3,8 \cdot 10^{26}$ W a zdánlivou vizuální hvězdnou velikost $m_{\odot} = -26,7$ mag, odpovídá impaktu hvězdná velikost:

$$m = m_{\odot} - 2,5 \log \frac{L/\Delta^2}{L_{\odot}/r_{\odot}^2} \doteq -26,7 - 2,5 \log \frac{10^{17}/0,00256^2}{3,8 \cdot 10^{26}/1^2} \doteq -18,2 \text{ mag}.$$

čili *impakt snad zářil více než 100krát jasněji než Měsíc v úpířku*, mající $-12,6$ magnitudy, a nejspíš i znatelně temně modře rozsvítil noční oblohu kvůli rozptýlu světla v zemské atmosféře.

Podrobněji jsme o procesech při vzniku pozemských dopadových kráterů psali například v Povětroňi S1/2003.



Obr. 17 — 70 m radar v Goldstone. Převzato z [7].

- [1] BRATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. Editoři *The New Solar System*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. ISBN 0521645875.
- [2] BOWELL, E., aj. *Application of photometric models to asteroids*. in Asteroids II, 1989. ISBN 0816518068.
- [3] BROŽ, M. *Astronomický kurz (3) — Planetesimály a embrya*. Povětroň 2/2006, s. 14.
- [4] BROŽ, M. *Impaktní kráter Steinheim*. Povětroň S1/2003, s. 3.
- [5] BROŽ, M. *Impaktní krátery (2) — Ries*. Povětroň 5/2000, s. 6.
- [6] BROŽ, M., ZUBAŘÍ, K., SVOBODA, J. *Model Valles Marineris*. Povětroň 3/2006, s. 4.
- [7] *Deep Space Network* [online]. [cit. 2007-01-31]. (<http://deepspace.jpl.nasa.gov/dsn/>).
- [8] MARGOT, J. L., CAMPBELL, D. B., JURGENS, R. F., SLADE, M. A. *The topography of Tycho Crater*. J. Geophys. Res., **104**, E5, 1999, s. 11875–11882.
- [9] *PDS Map-a-planet Moon top page* [online]. [cit. 2007-01-25]. (<http://pdsmaps.wr.usgs.gov/PDS/pubLic/explorer/html/moonpick.htm>).
- [10] Růkl, A. *Atlas Měsíce*. Praha: Aventinum, 1991. ISBN 8085277107.

Nejmenší práce v gravitačním poli Měsíce, potřebná pro vzdvižení hmoty zevnitř kráteru na okraj, je daná změnou potenciální energie:

$$\begin{aligned} \Delta E_p &= -GM_{\text{Měsíce}} m_{\text{kráteru}} \left(\frac{1}{R_M + h_k} - \frac{1}{R_M} \right) \doteq m_k g_M h_k \doteq \\ &\doteq 5,5 \cdot 10^{16} \cdot 1,6 \cdot 3\,000 \text{ J} \doteq 2,6 \cdot 10^{20} \text{ J} \ll E_k, \end{aligned}$$

čili *energie impaktu bohatě stačí na výhoz*.

Byla planetka před impaktem pozorovatelná na obloze? Mezi poloměrem planetky R , albedem A a absolutní hvězdnou velikostí H platí vztah [2]:

$$\begin{aligned} H &= \frac{5}{2} (6,259 - 2 \log_{10} 2[R]_{\text{km}} - \log_{10} A) \text{ mag} \\ &\doteq 2,5 \cdot (6,259 - 2 \log 4 - \log 0,2) \text{ mag} \doteq 14,4 \text{ mag}. \end{aligned}$$

Z Pogsonovy rovnice vyplývá, že zdánlivá hvězdná velikost m ve vzdálenosti r od Slunce a Δ od Země, při fázovém integrálu $p(\chi)$ (vyjadřujícím osvětlení a odrazivost planetky v daném fázovém úhlu χ), je:

$$m = H + 2,5 \log_{10} \frac{[r]_{\text{AU}}^2 [\Delta]_{\text{AU}}^2}{p(\chi)} \doteq 14,4 + 2,5 \log \frac{1^2 \cdot 0,00256^2}{0,5} \doteq 2,2 \text{ mag}.$$

Samotná *planetka byla tedy viditelná bez obtíží* těsně před přiblížením k Měsíci, jako vcelku jasná hvězdička 2. magnitudy. Z téže rovnice jsme schopni vypočítat, v jaké vzdálenosti byla patrná jako objekt 6 mag (tj. poprvé viditelná okem), a vyšlo by 2,2 milionu kilometrů, což je přibližně 2,5 dne před impaktem. Při určité geometrii se mohla planetka pohybovat úhlovou rychlostí řádově $\frac{10 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}}{384\,000 \text{ km}} \doteq 2,6 \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1} \doteq 5^\circ$ za hodinu. Kdyby se planetka již promítala před kotouč Měsíce, patrně by vidět nebyla, protože její plošná jasnost je srovnatelná s povrchem Měsíce a navíc praktická rozlišovací schopnost lidského oka, tj. asi $1'$, je podstatně horší než úhlový rozměr planetky $2 \arctg \frac{2 \text{ km}}{384\,000 \text{ km}} \doteq 2''$.

Byl impakt nápadný na obloze? To záleží především na tom, jak dlouho bude impakt zářit a jaká část energie se uvolní jako viditelné záření, což dále souvisí s konkrétní geometrií srážky, s pevností planetky a mnoha dalšími materiálovými parametry. Provedeme tedy jen velmi hrubý optimistický odhad: místo impaktu bude silně zářit $\delta t = 1$ minutu a světelná účinnost bude $\eta = 1\%$. (Většina energie se pravděpodobně spotřebuje na fázové přeměny, přemístění materiálu a déle trávající vyzářování v infračerveném oboru.) Zářivý výkon impaktu je tudíž:

$$L = \eta \frac{E_k}{\delta t} \doteq 10^{17} \text{ W}.$$

Z teplotního a tektonického hlediska se oblast mezi měsíčním povrchem a případným jádrem dělí na pevný a chladný vnější obal čili *litosféru*, která zahrnuje kůru a velkou část pláště do hloubky asi 900 až 1000 km a patrně i částečně roztavenou plastickou slupku zvanou měsíční *astenoféra*, která vyplňuje oblast mezi litosférou a jádrem a jejíž existenci naznačuje výrazné tlumení rychlosti příčných seizmických vln v této části pláště.

Již při pohledu pouhým okem podle barvy snadno rozeznáme, že je měsíční povrch tvořen dvěma odlišnými typy hornin. V dobách, kdy nebyl Měsíc po petrografické stránce detailněji prozkoumán, byly pro tyto dva typy dokonce navrženy speciální názvy. Pevninské oblasti světlé barvy (terrae) měly být tvořeny horninou zvanou „lunarit“, zatímco pro horninu „mořských“ oblastí tmavé barvy (maria) byl vymyšlen název „lunabáz“, případně „lunabazit“. Dnes díky automatickým a pilotovaným letům k Měsíci víme, že staré a světlé vyvýšené měsíční pevniny z převážné části buduje lehká vyvětlá hornina *anortozit* a mladší tmavé plošiny nebo nížiny jsou ve skutečnosti mělké deprese a páneve zalité těžší utuhlou *bazaltovou lávou*. Jde tedy o horniny, které se vyskytují — v případě bazaltu dokonce velmi hojně — i na Zemi.

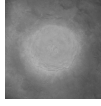
Povrch Měsíce je zřetelně petrologicky a topograficky asymetrický. Na přivrácené straně s tenkou kůrou zaujímají moře 31,2 % měsíčního povrchu, přičemž se koncentrují v severní části této strany, kdežto na odvrácené polokouli s mocnější kůrou tvoří moře jen 2,6 % povrchu. Celkem pokrývají moře 16,9 % celého měsíčního povrchu.

Současná geologická aktivita

V současnosti se Měsíc nachází, až na malé výjimky, ve stavu tektonického a vulkanického klidu.¹ Na Měsíci se magmatické procesy již dávno zastavily, mimo jiné i proto, že tam narozdíl od Země nedochází k pohybu litosférických desek na astenosféře a k jejich srážkám (desky tam vůbec neexistují).² Překážkou je tedy velká mocnost litosféry, která rychle vychladla, a slabý rozvoj astenosféry; Měsíc je vlastně „jednodeskové“ těleso. Kromě sporadických měsíčních zemětřesení (jež jsou však nejčastěji zapříčiněna slapovým působením Země a jen vzácně dopadem meteoritů a asi též sesedáním dna moří vlivem chladnutí a smršťování Měsíce) tak jedinou geologickou aktivitu již zabezpečují jen občasné impakty meteoritů a kosmické a sluneční záření jakožto faktory, které přetvářejí měsíční povrch.

¹ Pochybnosti zůstávají o původu radonu, zjištěného sondou Lunar Prospector v okolí kráterů Aristarchus a Kepler. Radon může být vypuzován do kosmického prostoru z puklin působením slapových sil Země, nebo může unikat při periodickém zahřívání regolitu. Odpověď by mohla naznačit jednoznačná perioda emanace, pokud existuje.

² Hybnou silou vzniku některých magnet je navíc přínos tékavých látek (především vody) do pláště, ale takových látek je na Měsíci málo nebo zcela chybí. K přínosu dochází vlivem subdukce, tj. podsouvání jedné litosférické desky pod druhou, jako to známe na Zemi.

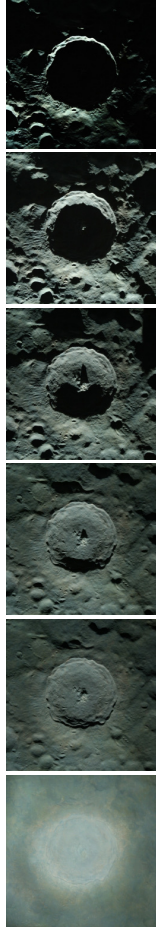


Horninová skladba povrchu Země

Abychom lépe pochopili, v čem se liší jednoduchá horninová skladba povrchu Měsíce od nepoměrně složitější skladby povrchu Země, je vhodné si zopakovat alespoň základní rozdělení a vznik velkého množství hornin vyskytujících se na Zemi.

Horniny, které sestávají z jednoho či více nerostů (minerálů), dělíme podle způsobu a místa vzniku na:

1. *vytvřelé* (magmatické). Vznikly diferenciací, utuhtutím a obvykle i krystalizací převážně zhavotekuté horninové taveniny zvané magma, které vystoupilo z hlubších poloh zemské kůry nebo ze svrchního pláště. Z hlediska chemismu, podle obsahu SiO_2 (nejen volného, ale i chemicky vázaného v minerálech), dělíme tyto horniny na kyselý (obsahují > 65 % SiO_2), neutrální (65 až 52 % SiO_2), bazické (52 až 45 % SiO_2) a ultrabazické (< 45 % SiO_2). Podrobněji je podle geologické pozice dále rozdělujeme na:
 - a. *intruzivní*, z nichž rozlišujeme hlubinné (abyzální, plutonické) a mělce intruzivní a žilné (hypabyzální, periplutonické). Vznikají při pomalém utuhtutí magmatu ještě uvnitř zemské kůry. Jako příklad hlubinných hornin kyselých jmenujme na Zemi vůbec nejhojnější intruzivní horniny granity (žuly) a dále granodiority a tonality, z neutrálních syenity, monzonity a diority, z bazických gabra a z ultrabazických peridotity, pyroxenity a hornblendity (amfibolovce). Mezi žilné horniny kyselé patří například granitové porfýry (porfýrické mikrogranity), apfity a pegmatity. K neutrálním až bazickým řadíme dioritové porfýry (porfýrické mikrodiority), žilné bazalty (dolerity) a horniny zvané souhrnně lamprofyry; k ultrabazickým pikrity.
 - b. *extruzivní* (vulkanické) se větví na příporchové a efuzivní (výlevné). Vznikají tehdy, když magma dosáhne těsně pod zemský povrch nebo v podobě lávy přímo na povrch (případně mořské dno), na němž poměrně rychle utuhtne. Proto jsou tyto horniny oproti hlubinným jemnozrnnější nebo až celistvé, amorfní–sklovité, tj. s nevykrystalizovanými minerály. Příkladem kyselých výlevných hornin jsou ryolity a dacity; neutrálních trachyty (včetně fonolitů), latity a andezity; bazických a ultrabazických pak bazalty (čedice) a další bazaltoidní horniny. Je dobré si zapamatovat, že *bazalty* jsou vlastně *efuzivní ekvivalenty gaber*. Velmi rychle utuhtlé výlevné (případně pyroklastické) horniny většinou kyselějšího chemismu nazýváme vulkanická skla. Patří mezi ně především obsidián, smolek, perlit, pemza nebo bazický tachlylt (sideromelan) a struska (bazaltová pemza).
- Sopečné vyvržení neboli pyroklastické (explozivní) horniny se také nazývají tefra a jejich zpevněným ekvivalentům se říká tufy. Tefra dosahuje zrnitosti od jemného vulkanického popela až po sopečné bomby, bloky a balvany.
2. *usazené* (sedimentární) horniny jsou na Zemi velice rozšířené. Vznikají nejprve zvětráváním (mechanickým rozpadem nebo chemickým rozkladem) hornin původně vytvřelých, metamorfovaných nebo i starších usazených. Poté většinou následuje vlivem eroze přemístění a nakonec usazení nebo chemické vysrážení z roztoků (někdy za součinnosti organismů), případně opětovné zpevnění těchto zvětralín (tzv. litifikace) a další pochody, jež souhrnně nazýváme diagenese. Na těchto procesech se podílí především voda, dále vítr, změny teploty, gravitace apod. Chemické složení sedimentů je často mnohem rozmanitější než u vyvřelín. Bývá někdy značně proměnlivé díky smísení sedimentárního materiálu různého původu a různého stupně chemického rozkladu, proto se mezi usazenými horninami velmi často objevují plynulé přechody. Sedimenty podle způsobu vzniku zhruba členíme na:
 - a. *mechanické* či *úlomkovité* (klastické) — například ostrohranné sutě (jejichž zpevněním a stmelěním vznikají sedimentární brekcie), zaoblené šítky (jejichž zpevněním a stmelěním vznikají slepence — konglomeráty), písky (po jejichž zpevnění a stmelěním vznikají písčovce



Obr. 16 — Proměny kráteru Tycho při různém osvětlení, od úplňku do poslední čtvrti.

Posudíme jednoduchými energetickými úvahami vznik kráteru Tycho. Stačí energie impaktu na roztavení materiálu celého kráteru? Hmotnost planetky (o poloměru $R = 2 \text{ km}$) odhadneme snadno:

$$m = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho \doteq \frac{4}{3} \cdot 3,14 \cdot (2 \cdot 10^3)^3 \cdot 3\,500 \text{ kg} \doteq 1,2 \cdot 10^{14} \text{ kg}.$$

Její kinetická energie E_k při rychlosti $v = 10 \text{ km/s}$ vzhledem k Měsíci je pak:

$$\begin{aligned} E_k &= \frac{1}{2} m v^2 \doteq 0,5 \cdot 1,2 \cdot 10^{14} \cdot 10\,000^2 \text{ J} \doteq 6 \cdot 10^{21} \text{ J} \doteq \\ &\doteq 1,4 \cdot 10^{12} \text{ t TNT} \doteq 100 \text{ milionů Hirošimských atomových bomb}. \end{aligned}$$

Teplu Q potřebné pro zahrátí a skupenskou přeměnu látky o hmotnosti M je dáno kalorimetrickou rovnicí:

$$Q = c \Delta T M + l_{t/v} M,$$

kde c označuje měrnou tepelnou kapacitu materiálu, ΔT nárůst teploty, $l_{t/v}$ měrné teplo tání nebo vypařování. Hmotnost pevného materiálu, kterou je možné přeměnit na plyn působením kinetické energie impaktu (za předpokladu $Q = E_k$) je tedy řádově:

$$M = \frac{E_k}{c \Delta T + l_{t/v}} \simeq \frac{10^{22}}{10^3 \cdot 10^3 + 10^6} \text{ kg} \doteq 10^{16} \text{ kg} \gg m.$$

Protože hmotnost materiálu skutečně vyhozeného z kráteru (odhadnutá z objemu válce):

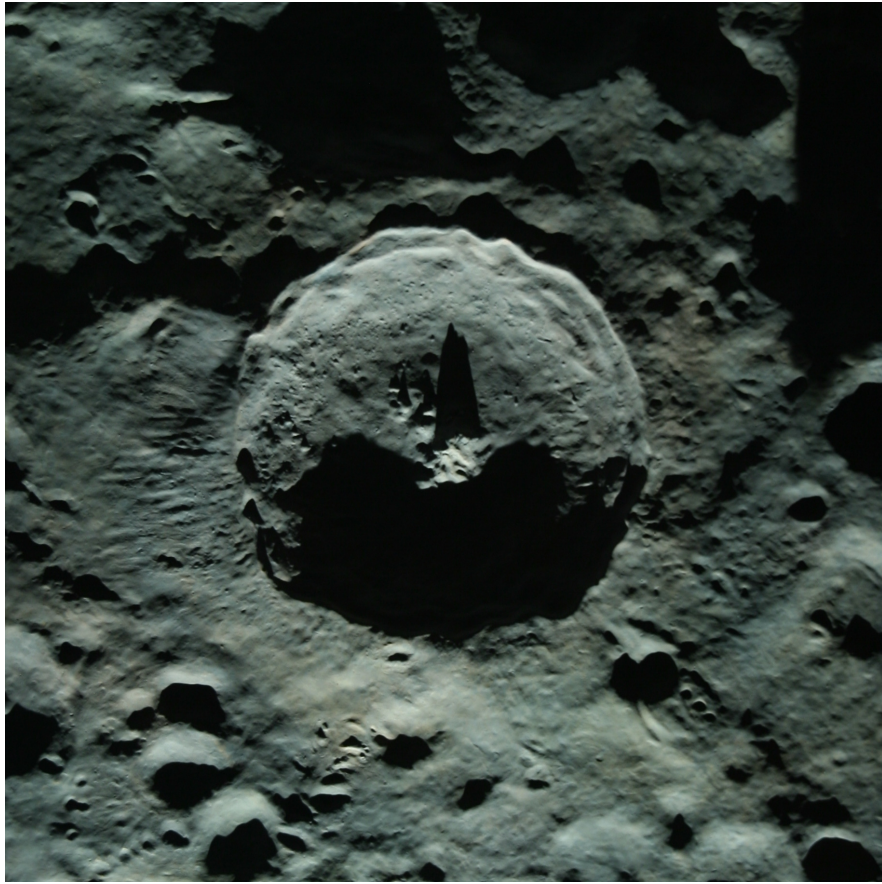
$$m_k = \pi R_k^2 h_k \rho \doteq 3 \cdot 42\,000^2 \cdot 3\,000 \cdot 3\,500 \text{ kg} \doteq 5,5 \cdot 10^{16} \text{ kg} > M,$$

znamená to, že *nebyl přetaven celý kráter, ale jistě se mohla vypařit celá planетка*.

Stačí energie impaktu na výhoz materiálu ze vznikajícího kráteru na okraje? Tíhové zrychlení na Měsíci vypočteme jako:

$$g_M = \frac{GM_M}{R_M^2} = \frac{6,7 \cdot 10^{-11} \cdot 7,3 \cdot 10^{22}}{(1,738 \cdot 10^6)^2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \doteq 1,6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \doteq \frac{1}{6} g_{\oplus}.$$





Obr. 15 — Model kráteru Tycho na hvězdárně v Hradci Králové.

od okraje. Kráter najdeme na jižní polokouli Měsíce, na souřadnicích $43,3^\circ$ j. š. a $11,2^\circ$ z. d. Colongitudo při východu slunce je 12° , to znamená, že kráter je na terminátoru pozorovatelný 1 den po první čtvrti nebo 1 den po poslední čtvrti. Nejvýraznější je ovšem za úplňku, kdy ostatní krátery „mizí“, nevrhají stíny. Od Tycha směřují 1 500 km dlouhé asymetrické paprsky přes celou polokouli.

Stáří kráteru je měřeno na 108 milionů let, radiometrickou analýzou vzorků získaných Apollem 17 ze vzdálených impaktních paprsků. Potvrzuje to i princip superpozice: kráter i jemu příslušné paprsky a sekundární krátery překrývají takřka všechny ostatní. Tycho je mnohem mladší než ostatní velké krátery na Měsíci, většíma vznikla v období pozdního velkého bombardování před 3,85 miliardami let [3].

a křemence) a jíly (jejichž zpevněním vznikají jílovce a jílovité břidlice). Mezi nezpěvněné sedimenty patří také spráše a naváté písky apod.

b. *chemogenní, biogenní* vznikly vyloučením látek z roztoků (případně za spoluúčasti organismů) nebo nahromaděním odumřelých částí organismů. Dělí se dále na karbonátové (například vápence, dolomity, travertiny), karbonáto-silikátové (např. slíny a písčité slíny, jejichž zpevněním vznikají slínovce a písčité slínovce čili opuky), křemité neboli silicity (např. spongility, sedimentární rohovce a bulžínky) a uhlíkem bohaté sedimenty neboli kaustobility (např. rašelina nebo uhlí).

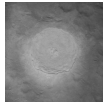
3. *přeměněné* (metamorfované) horniny vznikly proměnou, tj. vnitřní přestavbou vyvěřelých, usazených nebo starších metamorfovaných hornin následkem změněných podmínek (tlaků, teplot, přínosu či odnosu látek pomocí chemicky aktivních hydrotermálních roztoků a plynů) většinou pod zemským povrchem. Rozeznáváme především metamorfózu regionální, která probíhá zároveň v rozsáhlých oblastech, obvykle při vrasnění (tj. za vysokých teplot a tlaků), a kontaktní, která působí na malé vzdálenosti, hlavně na styku s magmatickou intruzí nebo lávou (uplatňuje se při ní především vysoká teplota). Méně významná je metamorfóza dynamická (působí na velkých zlomech, takže se při ní uplatňuje hlavně orientovaný tlak), metamatická čili hydrotermální (dochází při ní v důsledku látkové výměny nejen k nahrazení původních minerálů novými, ale i k podstatným chemickým změnám v hornině) a velmi rychlá šoková (narázová) metamorfóza (např. při dopadech meteoritů). Existuje ovšem mnoho přechodů.

Z metamorfovaných hornin převážně kyselějšího chemismu můžeme uvést kvarcitty, fylity, porfyroidy, svory, rulky, granulity a migmatity (ty vznikly ve větších hloubkách silnou metamorfózou, při níž u hornin došlo k částečnému natavení; případně vznikly injekcí magmatu nebo i metasomatiticky). Z metamorfických ekvivalentů bazických až ultrabazických hornin známe např. zelené a modré břidlice, amfibolity, chlortitické břidlice, serpentinity, často s polohami krystalických vápenců a dolomitů (mramorů); patří mezi ně i většina eklogitů. Nezávislé na výchozím chemickém složení jsou produkty dynamické metamorfózy (např. ka-tklazity, mylonity a fylonity). Mezi kontaktně metamorfované horniny patří např. kontaktní břidlice a rohovce, porcelanity a některé erlány; z metasomatitů lze zmínit skarny a greiseny. Zcela zvláštním typem hornin jsou meteority, impaktní brekie a tektity (meteoritická skla).

Nejstarší zachovalé horniny na Zemi, z Grónska, Antarktidy a jižní Afriky, jsou staré jen asi 3,8 až 3,9 miliard let (v severozápadní Kanadě až 3,96 miliard let, v západní Austrálii snad až 4 miliardy let). Je to dáno tím, že prvotní horniny počáteční zemské kůry prošly vlivem složitých a dlouhotrvajících geologických procesů (petrologického cyklu) několikanásobným přepracováním (recyklací). V současné době je popsáno na Zemi kolem 3 000 druhů hornin.

Vzorky měsíčních hornin

K identifikaci hornin našeho souputníka posloužily jednak detailní snímky Měsíce pořízené pomocí kosmických sond nebo i během pozemního snímkování, jednak, a to především, laboratorní průzkum vzorků dopravených na Zemi misemi Apollo a Luna od konce 60. let minulého století do roku 1976. Z lodí Apollo bylo na Zemi shromážděno 2 415 geologických vzorků o celkové hmotnosti 381,69 kg ze šesti různých míst na Měsíci; na Zemi pak byly rozděleny na celkem 35 600 částí. Z automatických stanic Luna pocházejí ze tří míst vzorky regolitu o celkové hmotnosti 300 g. Všechny vzorky byly sbírány pouze z přivrácené strany Měsíce. Kromě toho bylo k dnešnímu dni na Zemi nalezeno několik desítek měsíčních meteoritů



(mnoho z nich teprve v posledních letech), které se staly rovněž cenným zdrojem poznatků pro pochopení petrologie Měsíce.

Mineralogické a chemické složení, petrologické složení obecné

Zatímco na Zemi je v současnosti známo přes 4 000 druhů minerálů, na Měsíci jich bylo dosud zjištěno ani ne sto. Měsíční kůra je navíc z 98 % složena jen ze čtyř, resp. ze dvou skupin a dvou samostatných nerostů. První skupinou jsou bělošedé středně bazické a předešlé bazické a předešlé sodnovápenaté a vápenaté živce — *plagioklasy*, jež patří mezi aluminosilikáty.³ Druhou skupinu představují tmavě železnato-hořečnaté a vápenaté silikáty *pyroxeny*. Třetím hlavním minerálem je žlutozelený až tmavý železnato-hořečnatý silikát *olivín*, izomorfní směs forsteritu (Mg_2SiO_4) a fayalitu (Fe_2SiO_4). Posledním hlavním nerostem je černý oxid železa a titanu *ilménit* ($FeTiO_3$). Ve zbývajících 2 % kůry jsou nejvíce zastoupeny oxidy řady spinelů: spinel (včetně pleonastu), chromit aj.; dále se například vyskytují z oxidů titanu rutil, ze silikátů zirkon a draselné živce, z fosfátů bezvodý apatit, ze sulfidů troilit, a relativně časté je ryzí železo.

Jen tři měsíční minerály nalezené v dobách Apolla nebyly tehdy známé z pozemských hornin. Tmavě červenohnědý silikát *tranquilit* má chemický vzorec $Fe_3(Zr,Y)_2Ti_3Si_3O_{24}$. Je pojmenovaný podle Moře klidu a nachází se v mořských i pevninských bazaltech, na Zemi byl objeven pouze v měsíčních meteoritech. Šedý složitý oxid kovů *armalcolit* (Fe,Mg,Ti_2O_5 , pojmenovaný podle astronautů z Apolla 11 (ARMstrong, ALdrin, COLLins), na Měsíci vykrystalizoval v původně hluboce uložených intruzivních a v titanem bohatých mořských bazaltech. Po objevu na Měsíci byl nalezen i na Zemi, a to nejen v meteoritech (například i v České republice a na Slovensku). Konečně našloutlý trojklonný silikát *pyroxferit* $Fe_6(Mn,Ca)Si_7O_{21}$ blíže příbuzný pyroxenům, který byl poprvé nalezen v Moři klidu a bývá součástí gabroidních hornin, byl později objeven i v pozemských horninách a také v několika měsíčních a jednom marsovském meteoritu. Chemické prvky budující minerály na Měsíci a na Zemi srovnává tab. 1.

Z mineralogického složení vyplývá, že všechny horniny na Měsíci se řadí mezi silikátové (neexistují tam tedy například na Zemi velmi hojné karbonáty, zřejmě v důsledku ztráty CO_2 odplyněním) a většina z nich má bazický až ultrabazický chemismus. Na Měsíci je na rozdíl od Země naprostý nedostatek volného křemene; rovněž tam téměř chybí alkalické, tj. draselné a sodné živce, a vzácná je v jeho horninách i většina sulfidů. Měsíc (nejvíce jeho povrch) je výrazně ochuzen o těkavé, volatilní prvky (hlavně H, C, N, O, ale oproti Zemi v podstatě o všechny

³ Silikáty (křemičitany) jsou minerály, jejichž základní strukturální jednotkou je tetraedr (čtyřstěn) $[SiO_4]^{4-}$ s kationtem křemíku ve středu a čtyřmi anionty kyslíku v jeho vrcholech. Pokud je atom křemíku nahrazen atomem hliníku, hovoříme o aluminosilikátech. Silikáty jsou nejhodnějšími minerály i na Zemi, kde tvoří kolem 75 %, společně s křemenem (který se někdy také přičítá ke silikátům) až 95 % kůry.

Energetika kráteru Tycho

Miroslav Brož, Karel Zubatý, Jaroslav Svoboda

Dopadové krátery jsou nejběžnějšími útvary na povrchu Měsíce. Model jednoho typického, kráteru Tycho, máme na hvězdárně v Hradci Králové od října 2006. Byl vyroben Jaroslavem Svobodou a Marií Spáčilovou odléváním ze sádry do ztracené formy, podobnou technikou jako Valles Marineris (viz Povětroň 3/2006, str. 4).

Data pro digitální model terénu pocházejí ze 70 m radaru Goldstone (obr. 17), v Kalifornii v USA, a poskytl nám je Jean-Luc Margot [8]. Jde o jedno ze tří míst na Měsíci (spolu s jižním a se severním pólem), která byla mapována s rozlišením 200 m v laterálním a 30 m v radiálním směru. Neexistují zatím žádná jiná (natož globální) topografická data, která by měla dostatečné rozlišení a byla vhodná pro zamýšlený podrobný model.

Jako předlohu pro barevnost modelu jsme využili snímky ze sondy Clementine [9], slovní komentáře astronautů, kteří se po Měsíci procházeli, měsíční impaktní brekcii z muzea v Riesu [5] a odpovídající pozemské horniny. Tmavě šedá barva se zeleno-hnědým nádechem by měla být taková, jako bychom pozorovali povrch Měsíce ve vakuu.

Měřítko jsme volili 1 : 175 000, aby model kráteru s přilehlým okolím vycházel veliký 1 m krát 1 m. Potom 1 cm na modelu odpovídá $1\frac{3}{4}$ km ve skutečnosti. Zakřivení Měsíce není na modelu snadno patrné, protože jde o poměrně malou část kulového povrchu.

Kráter je doplněn též modelem planety o průměru asi 2 cm (4 km), která mohla kráter Tycho svým dopadem vytvořit. Poměr velikostí planety a výsledného kráteru bývá typicky 1 : 20 [1]. Další související pomůckou je interaktivní panel ze svítících diod, vyrobený Marianem Konrádem. Porovnává rychlosti, jakými se obvykle polybují Formule 1 (300 km/h), nadvuková stíhačka JAS 39 Gripen (2 000 km/h) a planetka před dopadem na Měsíc (více než 30 000 km/h). Miloš Boček poskytl pro expozici horniny: pozemské ekvivalenty měsíčních anortozitů a bazaltů (tvořících „pevniny“ a „moře“).

Soustředěným světlem baterky můžeme na modelu dobře ukazovat „efekt zářivého Měsíce“ (neboli úplněk se zdá na obloze zářivý pouze proto, že jej porovnááme s temnou oblohou). Stačí rozsvítit rozptýlené světlo v místnosti a je jasné, že skutečná barva Měsíce je temně šedá. Nádherné jsou proměny vzhledu kráteru s rostoucí výškou „sluníčka“ (baterky): při východu se nejprve rozzáří západní val, pak začne svítit centrální vrcholek utopený ve stínu dna, stín ze dna kráteru plíživě ustoupí, „zvlí“ se východní terasy, nakonec všechny stíny postupně zmizí a při kolmém osvětlení je reliéf kráteru nezřetelný (obr. 15, 16).

Skutečný kráter Tycho na Měsíci má průměr 85 km a hloubku 4,8 km. Centrální pohoří je 1,6 km vysoké; okraj kráteru vystupuje 1 km nad úroveň okolního terénu a většina materiálu vyhozeného z kráteru se nachází do vzdálenosti 100 km



Clementine (z roku 1994) navíc naznačují, že bazalty velmi bohaté na titan, spo- lečně s nízkotitanovými, zaujmají pouze menší díl mořských lávových příkrovů (asi jednu třetinu) a že se na Měsíci hojně vyskytují bazalty se středním obsahem TiO₂ (5 až 9%), tj. odlišného složení než ty, jež byly přivezeny lunárními misemi v minulém století. Také z dat získaných sondou *Lunar Prospector* (v letech 1998 až 1999) vyplývá, že horniny bohaté na nekompatibilní prvky (včetně mnoha hor- min Mg-skupiny) jsou z globálního hlediska na Měsíci podstatně méně rozšířené, než se předpokládalo, což by mohlo mít znatelný vliv na modely měsíčního mag- matismu. Budoucí výzkumy, hlavně případný zisk nových vzorků z Měsíce, nám možná uchystají nejedno překvapení.

- [1] BAJER, A. aj. *Petrologie* [online]. Brno: Masarykova univerzita a Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2004. (http://www.sci.muni.cz/ugv/petrologie_on-line/soubory/skripta.htm).
- [2] BEATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. Editoři. *The New Solar System*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. ISBN 0521645875.
- [3] BOUŠKA, V. aj. *Geochemie*. Praha: Academia, 1980.
- [4] GABZDYL, P. *Prohlídka Měsíce* [online]. (http://en.wikipedia.org/wiki/Geology_of_the_Moon).
- [5] *Geology of the Moon* [online]. (<http://www.lpi.usra.edu/books/MESSII/4020.pdf>).
- [6] GREGEROVÁ, M. *Magmatické horniny* [online]. 2000. (<http://petrol.sci.muni.cz/poznavanihornin/magmatity/uvod.htm>).
- [7] HOLUB, F. V. *Obecná a magmatická petrologie*. Praha: Karolinum, 2002.
- [8] JAKES, P. *Létavice a lunatika*. Praha: Mladá fronta, 1978.
- [9] JONES, J. H., PALME, H. *Geochemical Constraints on the Origin of the Earth and Moon* [online]. (<http://www.lpi.usra.edu/books/MESSII/4020.pdf>).
- [10] KAC, J. G. aj. *Planety očima geologů*. Praha: SNTL, 1991.
- [11] KLECZEK, J. *Velká encyklopedie vesmíru*. Praha: Academia, 2002.
- [12] *Lunar meteorites* [online]. (http://epsc.wustl.edu/admin/resources/moon_meteorites.html).
- [13] NORMAN, M. *The Oldest Moon Rocks* [online]. (<http://www.perd.hawaii.edu/April104/LunarAnorthosites.html>).
- [14] NORFON, O. R. *The Cambridge Encyclopedia of Meteorites*. Cambridge: Cambridge Uni- versity Press, 2002. ISBN 052162143 7.
- [15] O'HARA, M. J. *New Moon from an Old Hand* [online]. Chinese Science Bulletin, 49, 17, s. 1788–1800, 2004. (<http://www.dur.ac.uk/yaoqing.niu/MyReprints-pdf/0thers/2004MJOH-CSB.pdf>).
- [16] DE PATER, I., LISSAUER, J. J. *Planetary Sciences*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. ISBN 0521482194.
- [17] PETRÁNEK, J. *Malá encyklopedie geologie*. České Budějovice: Jih, 1993.
- [18] SHEARER, C. K., PAPIKE, J. J. *Magmatic Evolution of the Moon* [online]. American Mi- neralogist, 84, s. 1469–1494, 1999. (http://www.minsocam.org/MSA/admin/toc/Articles_Free/1999/Shearer_p1469-1494_99.pdf).
- [19] *Volcanism on the Moon* [online]. (http://www.geology.sdsu.edu/how_volcanoes_work/moon.html).
- [20] WILHELMS, D. E. *The Geologic History of the Moon* [online]. 1987. (<http://ser.sese.asu.edu/GHM/>).

Množství prvků v %	Zemská kůra (Saukov 1975)	Měsíční povrch (podle literárních údajů)
10 – 100	O, Si	O, Si, Ca, Fe
1 – 10	Al, Fe, Ca, Na, Mg, K, H	Mg, Al, Ti
10 ⁻¹ – 1	Ti, C, Cl, P, S, Mn	S, Na, K, Cr, Mn
10 ⁻² – 10 ⁻¹	F, Ba, N, Sr, Cr, Zr, V, Ni, Zn, B, Cu	
10 ⁻³ – 10 ⁻²	Rb, Li, Y, Be, Ce, Co, Tb, Nd, Pb, Ga, Mo, Br	C, N, P, Cl, Sr, Y, Zr, Ba
10 ⁻⁴ – 10 ⁻³	U, Yb, Dy, Gd, Sm, Er, La, Sn, Sc, W, Cs, Cd, As, Fr, Hf, At, Lu, Hg, Tm, Ho, Tb, I, Ge	F, Sc, V, Co, Ni, Zn, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb, Hf
10 ⁻⁵ – 10 ⁻⁴	Se, Sb, Nb, Ta, Eu, In, Bi, Tl, Ag	Ti, B, Be, Cu, Ga, Ge, Rb, Eu, Tl, Ho, Tm, Lu, Ta, Pb, Th
10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁵	Pd, Pt, Ru, Os, Po, Au, Rh, Ir, Te, Hc	Se, Br, Mo, Cd, Sn, I, Cs, W, Os, U
10 ⁻⁷ – 10 ⁻⁶	Ne, Re, Tc	As, Pd, Ag, In, Sb, Re, Ir, Au, Hg, Bi
< 10 ⁻⁷	Kr, Xe, Ra, Pa	

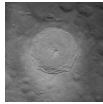
Tab. 1 — Zastoupení chemických prvků v zemské kůře a na měsíčním povrchu. Převzato z [3].
 těkavější než Fe), z nichž některé jsou nutné pro vytvoření vody a atmosférických plynů. Naopak je velmi obohacen o netěkavé, refraktorní prvky (Ti, Ba, U, Ca, Al) z čehož vyplývá, že jeho diferenciace proběhla extrémně rychle a za vysokých teplot.

Jelikož na Měsíci není hydrosféra (pravděpodobně se tam nenachází žádná voda⁴) a téměř tam chybí i atmosféra (kromě malé koncentrace plynů ze slu- nečního větru), nemožno se tam vyskytovat žádné horniny usazené ve vodním prostředí nebo přemístěné větrem. Mezi sedimentární horniny můžeme zařadit pouze část klastického materiálu, který tvoří sypaný povrch Měsíce zvaný regolit. Z metamorfovaných hornin se na Měsíci vyskytují pravděpodobně pouze produkty šokové metamorfózy: impaktní brekie a impaktity.⁵

Drtivá většina hornin měsíční kůry patří mezi vyvřelé. Téměř všechny horniny obsahují přinejmenším malé množství elementárního kovového (neokysličeného) železa nebo slitiny železa a niklu (hlavně kamacitu, tj. s 6 až 9% příměsí Ni) a jsou produktem vysokoteplotního prostředí s vlastnostmi tzv. suchých tavenin

⁴ Pouze ve stinných kráterech poblíž pólů se pravděpodobně vyskytuje zmrzlá voda v podobě ledových krystalků smíchaných s regolitem v poměru 1 : 100 až 1 : 300, o čemž přinesla pádné důkazy sonda Lunar Prospector v roce 1998. Voda však byla na Měsíc přinesena patrně kometami (nebo na vodu bohatými asteroidy).

⁵ Jen některé ze struktur měsíčních moří zvaných vrásnaté hřbety zřejmě dokumentují účinky tangenciální komprese, tedy vrásy až přesmyčky. K metamorfóze hornin však při jejich vzniku pravděpodobně nedocházelo. Také vliv kontaktní (tedy především tepelné) přeměny, vyvolané působením mladší lávy na okolní horniny, bude na Měsíci podstatně nižší, než na Zemi (tam se kontaktní metamorfóza projevuje hlavně tepelnou dehydratací těch minerálů, které obsahují vodu nebo skupinu OH).



(při jejichž vzniku nebyla prakticky vůbec přítomna voda). V jejich minerálech nejen že nebyla nalezena volná molekulární voda, ale ani voda chemicky vázaná v krystalových mřížkách nerostů v podobě hydroxylové skupiny OH. Je samozřejmě, že se na Měsíci nevytváří žádná půda.

Rozeberme nyní podrobně horniny, které známe z měsíčního povrchu, a srovnáme je se analogickými horninami, jež vznikly v pozemském prostředí. Obecně lze totiž říci, že měsíční horniny jsou složením víceméně blízké svým terestrickým ekvivalentům.

Magmatické horniny měsíčních pevnin

Prastaré horniny zviněných kontinentů, které představují prvotní kůru, se rozdělují do dvou hlavních skupin, jež vznikly z odlišných zdrojových magmat. První skupinu tvoří *amortozity*, dělí se do několika podskupin. Druhá skupina se nazývá *Mg-skupina* (či Mg-asociace), neboť obsahuje horniny bohaté na hořčík. Zahnuje ostatní gabroidní horniny (hlavně troktolity a nority) a v menším množství se vyskytující pyroxenity, peridotity a dunity. Málo se na pevninách nalézají zástupci prvotní, předmořské vulkanické aktivity a vzácně horniny *alkalické skupiny*.

Anortozit. Anortozit (plagioklasit) magmatického původu je nejčastěji odrůda gabra⁶ tvořená téměř výhradně, tj. z 90 a více %, středně bazických a bazickými plagioklasy (labradorit, bytownit, vzácněji anortit).⁷ Jako vedlejší, případně akcesorické minerály mohou být přítomny z tmavých pyroxenů (diálag, augit, hypersten), olivín, vzácně obecný amfibol, biotit, spinel a granáty; ze světlých pak andezín, oligoklas, draselné živce a křemen. Mezi hojně zastoupené tmavé akcesorie patří rudní minerály v podobě oxidů Fe, Ti a Cr: magnetit, ilmenit, rutíl, chromit. Anortozit je středně- až hrubozrnná hornina většinou bělavé (někdy nařízovělé, namodralé) až tmavě šedé barvy. Přestože obsahuje nad 90 % světlých minerálů, může být někdy relativně dost tmavý.

Na Zemi tvoří anortozity polohy ve vrstevnatých bazických až ultrabazických gabro-peridotitových kumulátových komplexech (tzv. stratiformních intruzích), které vznikly v hlubokých částech zemské kůry hlavně gravitační diferenciací

⁶ Pozemské gabro je tmavá středně zrnitá až hrubozrnná hornina, která se obecně skládá podstatně z pyroxenů (hlavně jednoklonných a vápníkem bohatých — diálagu, diopsidu, augitu, titanaugitu; méně kosotverčených, bezvápnatých — hyperstenu, bronzitu) a středně bazických a bazických plagioklasů (labradoritu, bytownitu, vzácně anortitu). Jako vedlejší minerály mohou být přítomny plagioklas andezín, dále olivín, obecný amfibol (hornblend), ojediněle biotit; z akcesorických součástí pak titanit, ilmenit, magnetit, spinel, rutíl, pyrit, pyrhotin, chalkopyrit, apatit, zirkon, granáty, draselny živce ortoklas, křemen.

⁷ Na Zemi existují i podobné, avšak kyselější horniny bohatší sodíkem, které odpovídají svým chemickým složením dioritům (andezit a oligoklasit, v nichž z plagioklasů převažuje středně bazický vápenato-sodný andezit, resp. kyselý, převážně sodný oligoklas), případně méně často syenitům (albitit, v němž převažuje kyselý sodný plagioklas albit). Na Měsíci k nim mají nejbliže málo zastoupené alkalické anortozity.

3. *seismické jevy*, u nichž můžeme předpokládat podíl na rozrušování měsíčních hornin, neboť vulkanické procesy musely být doprovázeny silnými měsíčními změtřeseními, zapříčínujícími vznik seizmických zřícení, lavin a trhlín v měsíční kůře.

4. *sluneční vítr*, sluneční ultrafialové záření a kosmické záření, jejichž účinek je patrný do hloubky asi 35 cm. Sluneční vítr obohacuje regolit o vzácné plyny He, Ne, Xe, Kr, Ar a dále o lehké prvky H, C a N. Jeho vlivem dochází k rozrušování krystalových mřížek minerálů exponovaných tomuto záření a jejich částice se navzájem spékají. To vede k „rozpráskování“ (nikoli však k úplnému rozmělnění) regolitu, vytváří se tak nejjemnější prachovité částice. Vlivem slunečního záření a působením mikrometeoritů také povrchová vrstva regolitu tmavne.

Dodejme, že podle magnetických měření se ve svrchních vrstvách Měsíce vyskytují silně zmagnetizované horniny (s remanentním, zbytkovým magnetismem), které vytvářejí lokální dipólová magnetická pole a tím zabírají slunečnímu větru proniknout až k povrchu. Tyto „minimagnetosféry“ se nacházejí na místech protilehlých k velkým pánvím.

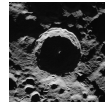
5. *vulkanické bombardování* v podobě vulkanických bomb a bloků ze sopouchů měsíčních vulkánů s průvodními jevy drcení povrchových hornin při jejich dopadu mohlo snad být také příčinou vzniku několika drobných kráterů. Jeho úloha a rozsah byl dlouho předmětem diskuzí, dnes se má za to, že nebylo významné.

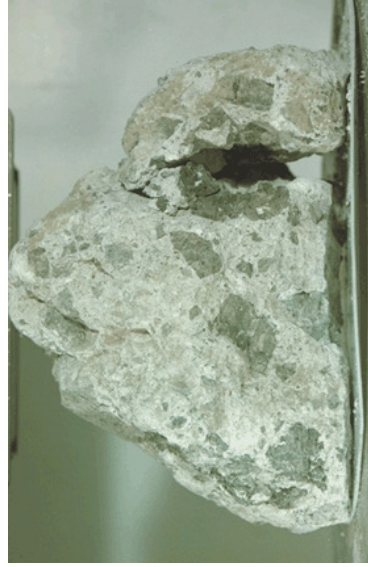
6. *gravitace* vede k tomu, že produkty všech zmíněných procesů se přemísťují po měsíčních svazích dolů a může dojít i k náhlým sesuvům. Jedná se možná o jeden z důležitých faktorů zapříčínujících v současnosti přetváření regolitu. Posunu materiálu vlivem gravitace napomáhá malé tíhové zrychlení na Měsíci (na rovníku 1,62 m/s²), neboť snižuje kohezi (soudržnost) částic a tudíž způsobuje značnou sypkost a nestabilitu povrchové vrstvy regolitu na svazích.

Regolit s impaktními brekciemi jakožto „složená hornina“ je vlastně z jistého hlediska nejhojnější horninou starého povrchu měsíčních pevnin. Prvotní anortozit, jakožto vyvětlá hornina jako taková, je téměř vždy součástí přeměněných hornin regolitu; nerozdrcený a impakty málo přeměněný je na měsíčním povrchu vzácný — nezachovaly se žádné výchozy této horniny (to samé platí o troktolitech, noritech a dalších horninách Mg-skupiny). Poznamenejme, že jennozrnný regolit byl odebrán především z mořských oblastí Měsíce, pouze několik vzorků pochází z pevninské oblasti.

Závěr

Vzhledem k tomu, že kromě meteoritů zatím všechny posbírané vzorky z měsíčního povrchu pocházejí jen z několika míst přivrácené strany Měsíce, nemáme ještě ani zdaleka ucelený obraz o petrografickém složení celého jeho povrchu. Mnoho přinesených vzorků ani nebylo dosud analyzováno. Nedávné výzkumy z družice





Obr. 14 — Polymiktní hrubozrnná živcová impaktní brekie (s menším novým podílem tmavěji zbarveného skla) z pevninské oblasti. Vzorek získaný Apollem 16 z okraje kráteru North Ray; stáří asi 4 miliardy let, velikost 14 cm krát 10 cm. Převzato z [13].

Měsíční regolit také nese důkazy o dopadech mikrometeoritů (meteoritického prachu o rozměrech $< 0,1$ mm až do velikosti jen kolem $0,1 \mu\text{m}$). Na některých minerálních zrnech a sklovitých kuličkách bylo rozpoznáno několik posoupných stop (mikrokráterů) po úderech těchto miniaturních tělísek. Mikrometeoritické bombardování způsobuje také tvorbu *aglutinátů* — malých velmi jemnozrnných brekcií s podílem skla, které vzniklo roztavením některých minerálních zrn. Aglutináty pak vznikají stmelením tohoto skla se zbývajícími neroztavenými součástkami.

b. impaktity. Šokovou metamorfózou zcela nebo do značné míry přetavené, a proto velmi jemnozrnné až sklovité horniny nazýváme impaktity. Při některých impaktech se do okolí rozstříkávaly kapalně částice zvané *impaktní taveniny*¹⁹, jejichž ochlazením a spečením se vytvářelo velké množství sklovitých sférických částic o velikosti do 1 cm. Vznikaly tak impaktity v podobě měsíčních kuliček, které často mohou být součástí impaktních brekcií. Mají často tmavou (hnědou) barvu díky vysokému obsahu titanu, mohou však být i průsvitně bílé.²⁰ Impaktní taveniny, které nebyly vyvrženy mimo impaktní kráter, pronikly do méně šokově postiženého, avšak rozdrčeného podloží a tam utuhly v podobě různých mocných vložek. Povlaky skla se vyskytují na mnoha horninách, některé největší impaktity mohou dokonce tvořit na povrchu velkých impaktních kráterů souvislejší povlak tlustý několik metrů až jeden kilometr.

Většina impaktních brekcií a impaktitů vznikla v době nejintenzivnějšího kosmického bombardování, zhruba před 4,00 až 3,85 miliardami let.

Mezi vzorky dopravenými na Zem převažují právě brekie — zaujímají 48 % z nich; vzorky impaktitů pak dosahují 10 % podílu vzorků.

¹⁹ Často se však termíny impaktní tavenina a impaktit berou jako synonyma pro výslednou přetavenou horninu.

²⁰ Impaktní kuličky z diaplektického (tíhotorfního) skla, např. maskelynitou vzniklého přetavením plagioklasu (anortitu), však nesmíme zaměňovat s kuličkami z vulkanického skla, které se také mohou vyskytovat i v pevninském regolitu, a o nichž již byla řeč.

a hustotní stratifikaci pravděpodobně tholeitického nebo pikritického magmatu v důsledku jeho frakční krystalizace. Tyto komplexy, v nichž se vyskytují směrem dolů stále bazičtější partie, se objevují hlavně v terénech prekambriického, tj. předprvohorního stáří (některé z nich však vznikly později než okolní prekambriické horniny).

Především však anortozity tvoří samostatné plošné intruze (masívy) o rozloze až $30\,000 \text{ km}^2$, rovněž v prekambriických oblastech — budují například Kanadský, Baltický, Ukrajinský a Aldanský štít.⁸

Kromě toho se také vyskytují v koncentricky zonálních gabro-peridotitových komplexech. Takové anortozity se vyskytují i v naší republice, i když jsou zde velmi vzácné — můžeme je nalézt například v horninové asociaci ranského masívu v Železných horách (obr. 19, 21).

Celkově je však v současnosti anortozitů na Zemi narozdíl od Měsíce již velmi málo, a to i ve starých štítech (méně než 0,5 % objemu ve svrchní kontinentální kůře). Z nich jen některé drobné výskyty nejstarších archaických (prahorních) anortozitů v Jihoafrickém, Indickém a Australském štítu a v grónské části Kanadského štítu možná představují zbytky prvotní kontinentální kůry. Většina původních pozemských anortozitů byla přeměněna nebo podlehla erozi.

Většina anortozitů jsou tedy velmi staré horniny vzniklé převážně utužením magmatu, v případě plošných intruzí v nevelkých hloubkách. Vulkanické ekvivalenty anortozitů neexistují. Geologové se kdysi domnívali, že velké masívy těchto hornin vznikly pouze jako výsledek kontaktu nejstarších, poněkud jílovitých usazených hornin zemské kůry s podložním bazaltickým magmatem, které tyto sedimenty asimilovalo.⁹ Velkým překvapením byl proto objev anortozitu na Měsíci. O světlem měsíčním materiálu se totiž často soudilo, že se jedná o kyselou magmatickou horninu podobnou pozemskému granitu. Jindy zase byla považována za vodou usazenou jílovitou horninu (a to ještě i v první polovině roku 1969, po výzkumu chemického složení pevninské oblasti poblíž kráteru Tycho automatickou stanicí Surveyor 7, která na ní odhalila vysoký obsah hliníku — o na Zemi vzácném anortozitu se tehdy vůbec neuvažovalo).

⁸ Jako štíty se označují vystupující obnažené části starých kratonů, nanejvýše se slabým pokryvem sedimentů. Kratony (tabule, platformy) jsou rozsáhlé stabilizované jednotky zemské kůry, nenesadno vrásnitelné a bez velkých tektonických polybů, které tvoří jádra kontinentů. Horniny štítů mají stáří převážně 2,5 až 3,5 miliard let.

⁹ Vzhledem k horninovým asociacím, v nichž se anortozity vyskytují, se totiž i v dnešní době předpokládá, že kromě magmatických anortozitů (při jejichž vzniku hrály významnou roli procesy akumulace plagioklasu) existují i speciální druhy anortozitů: právě zmíněné asimilační, dále anatektické (vzniklé částečným tavením původních hornin), metamorfni (vzniklé metamorfni diferenciací za podmínek granulitové facie) a metasomatické (jež vznikly odnosem Fe a Mg z noritů nebo troktilitů procesem tzv. anortozitizace).



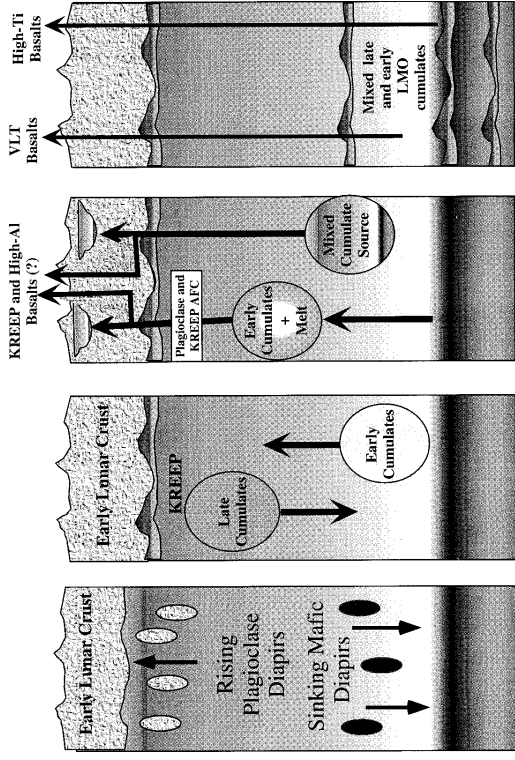


Obr. 2 — Anortozit, převládající a nejstarší hornina měsíčních pevnin. Vzorek přivezený Apollem 15 z úpatí hory Mons Hadley pohorí Apenin; stáří kolem 4,4 miliard let, velikost asi 8 cm krát 5,5 cm. Převezato z [4].

Měsíční anortozit je převážující horninou pevnin a zároveň nejstarší a nejprimitivnější (geochemicky nejméně diferencovanou) lunární horninou. Vznikl z původního globálního „oceánu“ bazického magmatu v nejranějším stádiu vzniku měsíční kůry, tedy přibližně před 4,55 až 4,40 miliardami let, o více než půl miliardy let dříve než nejstarší známý pozemský anortozit.¹⁰ Tento oceán byl podle různých modelů v závislosti na rychlosti akrece hluboký několik desítek, spíše však stovek kilometrů (předpokládá se, že i více než 500 km, snad až 1 000 km). Velmi pomalu chladnul, odhadem několik desítek miliónů až 200 miliónů let, pouze zpočátku a na povrchu byl tento proces rychlejší. Postupně v něm krystalizovaly plagioklas a během diferenciací vystupovaly kvůli malé hustotě na měsíční povrch, kde tvořily plovoucí ostrůvky anortozitu, zatímco těžší tmavé minerály, počínaje olivínem, klesaly ke dnu oceánu (nahromaděné produkty gravitační diferenciací nazýváme *kumuláty*). Další anortozity již tuhly pod tenkou vrstvou počáteční kůry a byly proto hrubozrnnější.

Měsíční anortozit světle šedé barvy obsahuje v průměru 90 % bazických plagioklasů, 5 % pyroxenů (převážují železnato-hořečnaté), 5 % železem bohatého olivínu a z akcesorií něco málo spinelu, troilitu aj.; rozsah jeho složení jen málo kolísá. Plagioklas mají průměrně 96 % anortitové složky, převládá tedy nejbažičtější plagioklas anortit, a proto můžeme tuto měsíční horninu nazvat *anortitit*.

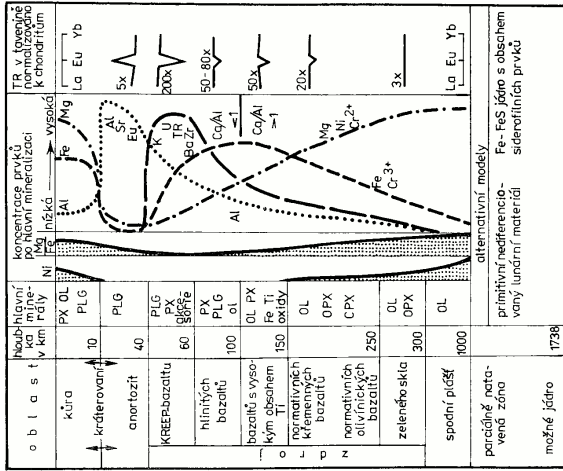
¹⁰ Stáří měsíčního anortozitu se ovšem radiometricky poměrně obtížně určuje, jednak kvůli dlouhému období, v němž byl na měsíčních pevninách vystaven meteoritickému bombardování zapříčínujícím změny jeho chemismu, jednak kvůli jeho jednoduchému chemickému složení obecně (převládá v něm pouze jeden minerál).



Obr. 13 — Souhrnný model měsíčního magmatismu: (a) Tvorba rané kůry a diferenciací pláště během vývinu a krystalizace měsíčního magmatického oceánu (LMO). (b) Rozpad kumulátových produktů vlivem gravitací poháněné destabilizace a jejich následné míšení. (c) Tvorba pevninských plutonických a vulkanických magmat během dekompresního adiabatického tavení. Příslušný obsah Mg a inkompatibilních prvků v horninách Mg-skupiny je způsoben asimilací KREEP materiálu a materiálu rané kůry zdrojovými magmaty s následnou frakční krystalizací, nebo parciálním tavením zdroje KREEP bazaltů (a asimilací KREEP). Magmata alkalické skupiny a pevninského vulkanismu (zdroje KREEP bazaltů a vysokohliníkových bazaltů) vznikla z magmat Mg-skupiny frakční krystalizací nebo se jedná o současně, avšak samostatně vzniklá magmata tvořená během parciálního tavení výrazně odlišných zdrojů. (d) Tvorba mořských bazaltů během slabého až středně silného parciálního tavení mineralogicky a chemicky odlišných smíšených kumulátů; tavení započalo v hluboké části pláště. Převezato z [18].

nin, a většinou jsou jemnozrnnější s hojným podílem skla. Jejich stavba svědčí mnohdy o mnohonásobném procesu rozdrčení a opětovného znovustmelení. Hrubozrnné brekie téměř bez podílu impaktního skla, zpevněné poněkud více jen působením tlaku (bez natavení) a častěji vzniklé ve větších hloubkách při větších impaktech, se nazývají *úlomkovitě brekie* (hojnější jsou na pevninách). Ne zcela vhodný termín *regolitová brekie* (též „půdní“ brekie nebo mikrobrekie) se někdy používá pro jemnozrnné brekie vytvořené malými impakty v nejsvrchnější (prachovité) vrstvě měsíčního regolitu. Jako *konglomeráty* jsou na Měsíci označovány horniny slepené z úlomků, které byly předtím působením impaktů značně zaobleny. Tzv. *LKFM horiny* (Low-K Fra Mauro) byly rovněž vytvořeny impaktem. Mají však vyšší podíl Fe a Mg než je běžné pro horniny svrchní pevninské kůry, protože úlomky, z nichž jsou stmelené, byly vyvrženy z větších hloubek.





Obr. 12 — Schematický diagram stavby Měsíce po diferenciaci magmatického oceánu podle [3]. Výchozí magmata různých druhů bazaltů (uvedeny ve sloupci „oblast“) pocházejí podle tohoto modelu z příslušných hloubek měsíčního nitra (svrchního pláště). V současnosti se však za pravděpodobnější místo zdroje primárního magmat většiny bazaltů považuje až spodní plášť, tj. hloubka větší než 400 km, jak to ukazují obr. 13. V období vzniku mořských bazaltů nemohly již v horní části svrchního pláště panovat dostatečně vysoké teploty, které by mohly vést k jeho znovutavení nutnému pro vznik těchto magmat. (Nestačí na to ani příspěvek katastrofického bombardování společně s obsahem radioaktivních prvků.) Stejně tak prvotní zdroj magmat KREEP bazaltů a vysokohliníkových bazaltů je kladen do větších hloubek, než je uvedeno ve schématu, v souvislosti s překocněním kumulátového tělesa v plášti brzy po diferenciaci. Význam použítých zkratk: PX – pyroxeny; OPX – ortopyroxeny (kosočtvercivé, romboické); CPX – klinopyroxeny (jednoklonné, monoklinické); OL – olivín; PLG – plagioklasy; TR – prvky vzácných zemin (terrae rarer). Převzato z [3], doplněny vysvětlivky.

2. *meteoritické bombardování*, jakási kosmická eroze, díky níž je povrchová vrstva Měsíce zcela přepracována — horniny jsou drobeny a promíchávány navzájem a s materiálem již dříve vyvrženým z impaktních kráterů. Při impaktech dochází navíc krátkodobým působením vysokých tlaků a teplot ke vzniku specifických přeměněných hornin:

a. **impaktní brekie** (obr. 14). Velmi hojnou součástí regolitu jsou impaktní brekie různého stáří. Byly vytvořeny tím způsobem, že úlomky hornin vyvržené při impaktu i vzniklé dřívější dezintegrací byly spolu s částicemi meteoritické látky rázovou vlnou částečně nataveny a stmeleny ve větší celek. Impaktní brekie jsou nejčastěji polymiktní, tj. stmelené z více druhů původních hor-



Obr. 3 — Anortozit (tlakově postižený). Vzorek z Apolla 16, z pevninské oblasti poblíž kráteru Descartes, stáří kolem 4,4 miliard let, velikost asi 14 cm krát 10 cm. Převzato z [19].

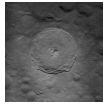
Kvůli obsahu na železo bohatých pyroxenů a olivínu se měsíčnímu anortozitu často také dává přívlastek *železnatý anortozit*, existují tam však i anortozity s nepatrným množstvím pyroxenů a bez olivínu.

Vzhledem k tomu, že tato hornina (jako všechny ostatní měsíční horniny) neobsahuje vodu v žádné formě, nemůže narozdíl od jejího pozemského ekvivalentu obsahovat amfiboly (od pyroxenů se odlišují mimo jiné přítomností skupiny OH) a biotit (obsahuje rovněž tuto skupinu). Má hustotu 2,8 až 2,95 g/cm³ (v průměru vyšší než pozemský anortozit) a někdy bývá slabě radioaktivní.

Ze vzorků sbíraných misemí Apollo (obr. 2, 3) tvoří anortozity asi 4 %.

KREEP materiál. Ze závěrečného stádia krystalizace globálního magmatického oceánu asi před 4,42 až 4,35 miliardami let zůstal ve spodní kůře na rozhraní se svrchním pláštěm tzv. KREEP materiál (obr. 4). Vznikl z reziduálního, pod zórnou anortozitu koncentrovaného magmatu obohaceného o velké litofilní, plášťově nekompatibilní prvky¹¹: draslík K, prvky vzácných zemin (Rare Earth Elements) a fosfor P (dále též např. Th, U, Zr, Hf, Nb, Cs, Rb, Sr a Ba). Na povrch Měsíce se tento materiál dostal pomocí velkých impaktů a tvoří tak součást KREEP brekií. Prvky KREEP jsou významnou součástí KREEP bazaltů (viz dále) a ve zvýšeném množství jsou přítomny ve většině pevninských magmatických hornin

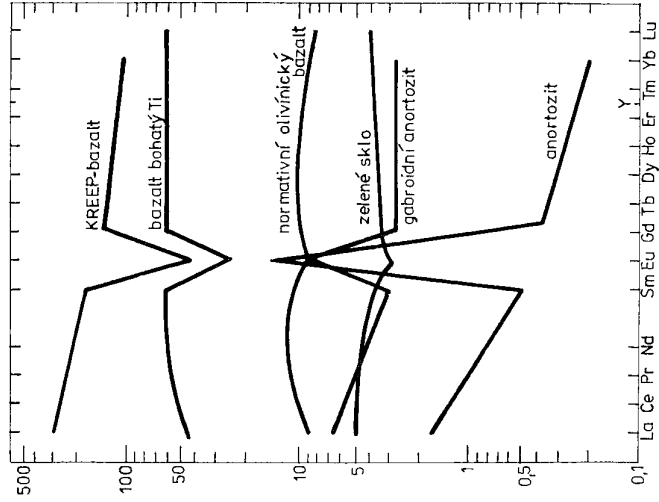
¹¹ Nekompatibilní prvky jsou takové, které se vzhledem k rozměrům svých iontů „nehodí“ do krystalových mřížek obvyklých raně krystalizujících minerálů — silikátů (olivínu, pyroxenu, Ca-plagioklasu), a proto se koncentrují ve zbytkových taveninách.



mimo anortozit. Obsah prvků vzácných zemin v některých pevninských a mořských horninách ilustruje obr. 5.

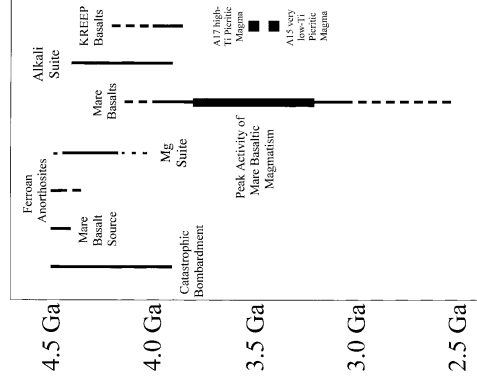


Obr. 4 — Hornina typu KREEP pocházející z oblasti měsíčních pevnin. © NASA.



Obr. 5 — Obsahy prvků vzácných zemin ve vybraných typech hornin povrchu Měsíce (normalizováno k obsahům v chondritech). Pozitivní europiová anomálie pevninských anortozitických hornin je považována za jeden z důkazů existence globálního magmatického oceánu. Převzato z [3].

Z dalších hornin měsíčních pevnin jsou k anortozitům v malém množství přítušeny troktoity, nority a jiné gabroidní horniny.



Obr. 11 — Sloupcový diagram zobrazující časový interval hlavních magmatických událostí na Měsíci. Podle různých autorů převzato z [18].

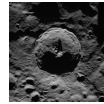
vyskytují centimetrové a větší úlomky. Po měsíčním povrchu jsou pak nerovnoměrně rozmístěny a větší části uloženy v jemnozrnném regolitu i úlomky o rozměrech několika metrů a větší. Vznikly z hornin vyvržených z hlubších částí Měsíce při impaktech a některé možná i jako vulkanické bomby.

Mocnost jemnozrnnějšího regolitu je různá, podle jeho stáří. Na pevninách může dosahovat 5 až 11 m, místy až 20 m a více (37 m), naproti tomu na mořských planinách je silný v průměru jen kolem 2 m, maximálně 8 m. I pod touto pevninskou a mořskou vrstvou jsou však horniny do hloubky 2 až 3 km roztržštěny a promíchány. Narušeny a rozpukány jsou do hloubky až několik desítek kilometrů (přibližně 25 km). Celková rozrušená vrstva měsíční kůry až po tuto hloubku se někdy nazývá *megaregolit*.

Mineralogické a chemické složení regolitu závisí na místě jeho vzniku, tj. na horninách, z kterých byl vytvořen. V šedém regolitu pevnin převládají vápenaté plagioklasy, hlavně anortit (regolit je zde tedy bohatý hlavně na Ca a Al), zatímco mořský tmavě hnědý regolit je bohatší na pyroxeny a ilmenit (je v něm více Fe, Ti, Mg). Asi 1 až 2 % měsíčního regolitu tvoří meteoritický materiál.

Objasněme si, jak vlastně regolit vzniká. Na jeho vytváření se podílí mnoho různých faktorů:

1. *tepelné zvětrávání*, důsledek značného kolísání teploty povrchu během měsíčního dne (+135 °C) a noci (−185 °C, na pólech až −230 °C), vede k postupnému rozpukání a drolení hornin. Jde tedy o faktor, se kterým se setkáváme i na Zemi právě v aridních oblastech.



Jejich vztah k tehdy probíhajícímu pevninskému plutonismu a katastrofickému bombardování však není zcela jasný. Na jejich zdrojové magma a způsob obohacení o prvky KREEP existují různé názory: může být výsledkem tavení smíšeného pláště nebo na hořčík bohatého mléčného zdroje asimilujícího KREEP. Tyto bazalty tedy mohou být vulkanickými ekvivalenty jak hornin Mg-skupiny, tak hornin alkalické skupiny.

Vysokohliníkové bazalty. V přibližně stejném období a podobným způsobem jako KREEP bazalty vznikly na Měsíci vysokohliníkové bazalty (leukobazalty) s obsahem Al_2O_3 nad 10 %. Jsou to kyseléjší, plagioklasem bohaté tholeiitické až alkalicko-vápenaté bazalty chudé na mafické minerály (olivín, pyroxeny i ilmenit), jinak ovšem mají podobné složení i texturu jako mořské bazalty. Nalezené vzorky pocházejí z období mezi 4,3 až 4,0 miliardami let, takže některé jsou až o 200 milionů let starší než nejstarší nalezené KREEP bazalty.

Způsob vzniku jejich magmatu se od vzniku magmatu KREEP bazaltů liší nižším stupněm parciálního tavení a menším obohacením o prvky KREEP. Uvažuje se o cyklické asimilaci těchto prvků olivínickým magmatem ochuzeným o lehké prvky vzácných zemin, nebo též o parciálním tavení smíšeného zdroje, které bylo způsobeno gravitační destabilizací kumulátového tělesa nebo impaktem velkého meteoroidu.

Všechny bazalty se podílí na celkovém objemu vzorků dovezených na Zemi zhruba 36 %. Jejich stáří dokumentuje obr. 8a.

Magmatický vývoj Měsíce, který byl většinou odrazem předcházejících dynamických a teplotních globálních procesů, je přehledně načrtnut na obr. 11, 12 a 13.

Měsíční regolit

Nejvrchnější část měsíční kůry tvoří *regolit* (nesprávně označovaný jako „měsíční půda“), typický pro kosmická tělesa bez atmosféry. Na Zemi se tímto názvem občas označují nepřemístěné zvětraliny, které vznikly mechanickým rozpadem hornin, pouze nepatrně ovlivněné chemickým zvětráváním (setkáváme se s nimi hlavně v aridních oblastech), jindy je tak nazýván zvětralinový plášť Země obecně, včetně půdy.

Měsíční regolit je velmi pórovitá, na rovině však přitom soudržná vrstva (viz bioglyfy v podobě stop člověka na Měsíci), tvořená různorodou směsí úlomků hornin a minerálů, produktů impaktů meteoritických těles i úlomků samotných meteoritů včetně meteoritického prachu. Nachází se prakticky na celém měsíčním povrchu.

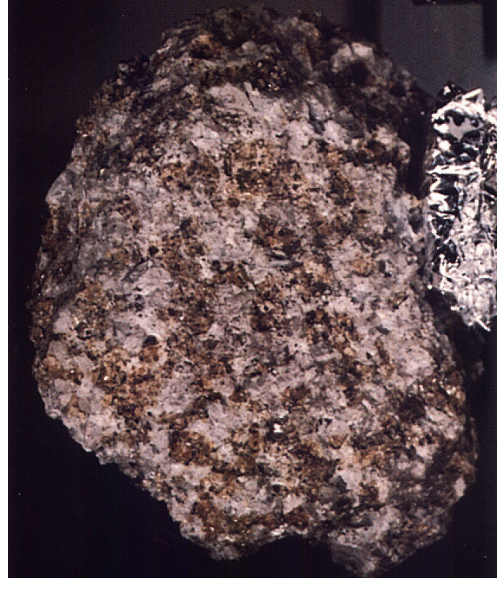
Velikost částic, tj. zrnitost regolitu se pohybuje poněkud od prachu a ještě jemnějších částic (které převažují) po zrnka do 1 mm, tj. rozměrů písku; méně se



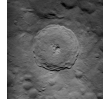
Troktolit. Troktolit (pstruhovec) je odrůda gabra tvořená plagioklasy (přítomen je většinou bazický bytownit nebo středně bazický labradorit) a olivínem, který je tu téměř výhradním zástupcem tmavých minerálů. V nepatrném množství se v pozemském prostředí v této hornině mohou vyskytovat pyroxeny (diálag, hypersten), amfiboly, biotit, spinel, apatit, draselné živce, a také rudní oxidické (magnetit, chromit, ilmenit) nebo sulfidické minerály (pyrhotin). Na Zemi minerály troktolitu obvykle nalezneme alespoň částečně podléhají dlouhodobým přeměnám na druhotné nerosty. Dochází u nich k serpentinizaci (olivín se hydratuje a mění na serpentín), saussuritizaci (plagioklasy se působením hydrotermálních roztoků přeměňují na jemnou směs Na-albitu, silikátů epidotové skupiny, sericitu, křemene a kalcitu), případně k uralitizaci (pyroxeny se hydrotermálně mění na zelený jehličkovitý až jemně vláknitý amfibol uralit, odrůdu aktinolit).

Troktolit je středně zrnitá až hrubozrnná hornina bělošedé, tmavě šedé až šedočerné barvy, zpravidla kroupnatého vzhledu. Na Zemi bývá sdružen s typickými gabry, anortozity a peridotity ve zvrstvených intruzích nebo koncentrických zonálních komplexech. V České republice, ale i ve světovém měřítku, je vzácný (obr. 22).

Měsíční troktolit (obr. 6) obsahuje průměrně 60 % bazických plagioklasů (hlavně však anortitu), 35 % olivínu většinou žlutozelené barvy a 5 % pyroxenů (hlavně kosočtverecných). Nenajdeme v něm biotit a amfibol a nedochází u něj ze zřejmých důvodů k serpentinizaci, saussuritizaci ani uralitizaci.



Obr. 6 — Troktolit, méně častá hornina měsíčních pevnin. Vzorek získaný Apollem 17 z úpatí Severního pohoří Taurus-Littrow, původně vzniklý patrně v hloubce 10 až 30 km, obsahuje 58 % plagioklasů, 37 % olivínu a 4 % kosočtverecných pyroxenů. Stáří přes 4,26 miliard let, velikost asi 6,5 cm krát 5,5 cm, hmotnost 156 g. Převzato z [4].



Norit. Norit je odrůda gabra složená ze středně bazických a bazických plagioklasů (labradorit, bytownit); z pyroxenů naprosto převládají kosočtverecné, tedy bezvápenaté (hypersten, méně enstatit a bronzit) nad jednodlonnými (ty se mohou vyskytovat maximálně do 5 %). Z dalších minerálů se na jeho skladbě může podílet olivín, amfibol, biotit, apatit. Z akcesorických rudních nerostů v něm najdeme podobně jako v troktilitu oxidy (ilmenit, magnetit, chromit) a sulfidy (pyrhotin, pyrit, chalkopyrit, pentlandit). Bývá tmavě šedý až černošedý, bronzového lesku. Vyskytuje se většinou společně s dalšími gabroidními horninami ve vrstevnatých intruzích, může však tvořit i samostatné intruze. V naší republice není příliš častý (o jediné se nachází také na Ransku).

Na Měsíci má norit (obr. 7) průměrné složení 60 % bazických plagioklasů (převládá anortit), 35 % kosočtverecných pyroxenů a 5 % olivínu. Zastoupen je i olivínový norit s obsahem olivínu nad 5 %. Měsíční norit má nejvyšší obsah prvků KREEP ze všech hornin Mg-skupiny. Vzhledem k tomu, že buduje spodnější část kůry, jeho výskyt na měsíčním povrchu je častější v impaktních vyvrženinách větších kráterů a pánví.



Obr. 7 — Norit (tlakově postižený), méně častá hornina měsíčních pevnin. Vzorek z Apolla 17 z oblasti pohoří Taurus-Littrow; stáří přibližně 4,34 miliard let, velikost asi 7 cm, hmotnost 93 g. Převzato z [4].

Gabro. Méně zastoupené leukokráttní gabro neboli *leukogabro* (zahrnuje *gabro-anortozit* a *amortozitické gabro*) tvoří přechod mezi typickým gabrem (který je tmavší) a anortozitem (který je světlejší), tím se řadí spíše do skupiny anortozitů než do Mg-skupiny. Na rozdíl od anortozitu obsahuje více tmavých minerálů

Vulkanické sklo. Na povrchu i pod povrchem Měsíce najdeme i vulkanická skla *pyroklastického původu*. Vznikla vyvržením a následným zchlazením kapiček bazaltové lávy z několika malých štítových vulkánů nebo i z puklin, podobným procesem jako sopečné vyvrženiny pozemských „lávových fontán“ (případně „lávových záclon“). Mají většinou podobu drobných vulkanických kuliček (často jen velikosti vulkanického popela, tj. pod 0,05 mm) tmavě zelené, žluté až oranžové barvy. Oranžové zbarvení způsobuje vysoký obsah titanu: 9 až 14 % (TiO₂ přitom mohou mít až 17 %), odtud pochází též výraz „oranžová půda“ od astronautů z Apolla 17 (mezi oranžovými se vyskytují i kuličky stejného složení, ale černé barvy, což je způsobeno jejich odsakelněním, tedy krystalizací v průběhu času). Zelené zbarvení zase zapřičinuje obsah normativního olivínu, resp. hořčičku (při nízkém až velmi nízkém obsahu titanu), odtud tzv. „zelené sklo“ objevené posádkou Apolla 15.

Vulkanická skla jsou bohatší na hořčík než mořské bazalty a proto se jim také říká *pikritická skla*. Chemickým složením vlastně odpovídají primárnímu, nediferencovanému bazaltickému magmatu, které vzniklo nízkým stupněm parciálního tavení v hluboké části pláště. Tvoří na povrchu tmavé povlaky, nánosy a struskové kužele hlavně v okolí mořských vulkánů, byly však díky nízké měsíční gravitaci nalezeny i na pevninách, daleko od místa zdroje.

Předpánvní bazaltový vulkanismus

Nakonec je důležité se zmínit také o nejranějším, „předmořském“ bazaltovém vulkanismu, který reprezentují tzv. KREEP bazalty a vysokohliníkové bazalty. Obou typů bylo sice na měsíčním povrchu nalezeno poměrně malé množství, složením jím však odpovídají „kryptomořské“ horniny odhalené dálkovým průzkumem, které mají naopak velký objem, zaujímají snad až třetinu ze všech bazaltů. **KREEP bazalty.** Specifickou, na stopové prvky KREEP bohatou odrůdou měsíčních čedičů jsou KREEP bazalty, které jsou však v současnosti vzhledem k jejich stáří charakteristické pro měsíční kontinenty. Mají chemické složení blízké tholeiitům bohatým hliníkem nebo i alkalickým bazaltům. Jsou také bohaté na železo a hořčík, jsou však navíc silně radioaktivní (mají vysoký podíl zirkonia, thoria a uranu a zvýšený obsah rubidia).

První KREEP bazalty se formovaly již v době před 4,1 miliardami let, především jako méně intruzivní pod měsíčním povrchem, ve svrchní anortozitové kůře. Jen některé již tehdy pronikly na povrch měsíčních pevnin ve formě výlevů, nejvíce z nich však o něco později — po opětovném částečném natavení zdroje jejich magmatu v důsledku intenzivního meteorického bombardování (případně dopadu jednoho velkého meteoroidu). K tomu došlo v období před 3,9 až 3,85 miliardami let, tj. těsně před mohutnými plošnými výlevy mořských bazaltů. Díky tomuto bombardování se však i intruzivní KREEP bazalty často dostaly na povrch. Nalézáme je hlavně jako fragmenty v pevninských brekcích.

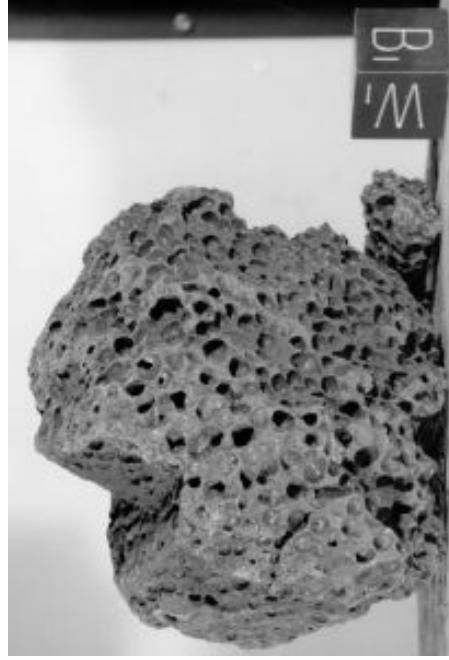


směs později vzniklých, ilmenitem bohatších kumulátů a časných kumulátů bez obsahu ilmenitu.

3. *velmi nízkotitanové bazalty* (mají méně než 1 % TiO_2), obsahující v průměru 55 % pyroxenů, 35 % plagioklasů, 8 % olivínu a 2 % ilmenitu (můžeme je tedy označit též jako olivínové bazalty, některé s vyšším obsahem olivínu i jako pikrobazalty). Jsou na Měsíci zastoupeny málo, jejich zdrojové magna vzniklo nízkým stupněm parciálního tavení v hlubší zóně pláště.



Obr. 9 — Tholeiitický vysokotitanový bazalt, hornina měsíčních moří. Vzorek získaný posádkou Apolla 11 z jihozápadní oblasti Moře klidu; stáří 3,6 miliard let, velikost asi 5 cm. Převzato z [12].



Obr. 10 — Tholeiitický nízkotitanový bazalt s dutinkami po úniku plynu. Vzorek Apolla 15 z východního okraje Moře deště (Hadleyho brázdy); stáří 3,3 miliard let, velikost asi 18 cm. Převzato z [12].

(především pyroxenů), do 35 %. Kromě toho se na měsíčním povrchu nalézají také další přechodové typy dosud jmenovaných hornin (např. *norritický anortozit*, *anortozitický troktolit*, *gabronorit*), a rovněž i typické *gabro* (v němž je na Měsíci z pyroxenů zastoupen hlavně augit, z plagioklasů hlavně anortit) nebo *olivínové gabro* s příměsí olivínu nad 5 %.

Ojedinelé se jako izolované bloky hornin na měsíčním povrchu vyskytují pyroxenit a peridotity, z těch především dunity. Tyto horniny pocházejí z ještě hlubších vrstev Měsíce (některé pravděpodobně až ze svrchního pláště), odkud byly na povrch vyhozeny meteoritickým bombardováním; ovšem i v kůře jsou dost vzácné. Naprosto v nich převládají tmavé minerály.

Pyroxenit. Pyroxenit (pyroxenovec) je středně až hrubě zrnitá ultramafická hornina (tj. s obsahem tmavých minerálů nad 90 %), zelené, černozele až černé barvy. Bývá složen buď z jednoho, nebo z více druhů pyroxenů (enstatit, bronzit, hypersten; diallag, diopsid), v obou případech však může obsahovat do 40 % olivínu. Z akcesorií bývají přítomny amfiboly, slidy (biotit, flogopit), granáty (nejčastěji pyrop), spinel, apatit, vzácně bazické plagioklasy (bytownit, anortit); často je možné v něm rovněž nalézt rudní minerály (chromit, magnetit, ilmenit, titanit). Na Zemi tvoří nejčastěji jen místní diferenciáty v gabrových nebo noritových masívech, často se nalézá také v gabro-peridotitových komplexech. V naší republice nemá významný výskyt (např. odrůda diopsidit se objevuje na Ransku).

Peridotit. Na rozdíl od předchozí horniny obsahuje peridotit (olivínovec) přes 40 % olivínu; pyroxeny se tedy na jeho složení mohou podílet až do 60 %. Akcesorické minerály bývají podobné jako u pyroxenitu, velmi často jsou přítomny chromit, picotit a pentlandit. Podle zastoupení pyroxenů se ještě rozlišují odrůdy *harzburgit* (téměř jen s kosočtverečnými), *herzolit* (s oběma druhy pyroxenů) a vzácnější *wehrlit* (v podstatě pouze s jednoklannými).

Dunit. Téměř nebo zcela monominerální odrůdou peridotitu je dunit (olivinit). Ten obsahuje nad 90 % olivínu, do 10 % v něm mohou být přítomny pyroxeny, rudní minerály apod. Dunit někdy obsahuje významné lokální akumulace chromu, platiny a niklu. Na zemském povrchu snadno podléhá serpentinizaci a mění se v horninu serpentinit (hadec).

V pozemských podmínkách tvoří peridotity a dunity buď jen malá tělesa jako relikt v hadcových masívech, nebo velké masívy společně s gabry, pyroxenity, troktolity a anortozity a bývají také součástí kumulátových sekvencí v ofiolitových komplexech. Vyskytují se rovněž ve svrchním zemském plášti, odkud jsou někdy vyneseny do kůry jakožto xenolity především bazaltoidním magmatem. V České republice jsou vzácné, nalézají se opět kupříkladu v ranském masívu (serpentinizovaný peridotit, serpentinizovaný plagioklasový peridotit (obr. 1) a serpentinitizovaný dunit).



Měsíční pyroxenit, peridotity (převážně harzburgity) a dunity samozřejmě neobsahují slidy a amfibol. Mají hustotu až $3,5 \text{ g/cm}^3$. Dunit byl jednou z prvních nalezených hornin na Měsíci, jejíž stáří bylo určeno na více než 4,4 miliardy let; známý je i vzorek peridotitu (Iherzolit) o stáří přes 4,2 miliardy let.

Horniny Mg-skupiny se na Měsíci vytvořily částečně souběžně, většinou však o něco později než anortozity, ponejvíce před 4,4 až 4,2 miliardami let, a pocházejí z větších hloubek. Brzy po krystalizaci převážné masy magmatického oceánu prodělalo patrné plášťové kumulátové těleso vzniklé diferenciací gravitační destabilizací v důsledku vzrůstajícího obohacení horní části o železo a titan. Destabilizace mohla vyústit v převrácení a rozrušení tělesa v různém rozsahu, čímž došlo k transportu později vytvořených, svrchních kumulátů obohacených o inkompatibilní prvky včetně části KREEP materiálu do hluboké části pláště a ke konvektivnímu promíchání různých kumulátů.¹²

Prevrácení, transport a přítomnost radioaktivních inkompatibilních prvků produkujících teplo také mohly zahájit tavení vespod ležících kumulátů. Výstup smíšeného lehkého, avšak více hořčnatého (na olivín a kosočtverecné pyroxeny bohatšího) plášťového materiálu způsobil silnější tavení při sníženém tlaku. Magmata pak mohla být při pokračujícím výstupu znovu obohacena o prvky KREEP a hliníkem bohatý korový materiál (plagioklasy) jejich asimilací blízko báze již vytvořené anortozitové kůry a nakonec v chladnoucí kůře vykrystalizovala. Horniny Mg-skupiny, které zabírají možná až 20 % kůry, v ní patrně mohly díky pomalému tuhnutí a diferenciaci vytvořit, podobně jako na Zemi, zvrstvené bazické komplexy.

Ze všech měsíčních vzorků tvoří celkově horniny Mg-skupiny jen kolem 2 %.

Je třeba se stručně zmínit o zvláštní, *alkalické skupině* měsíčních hornin¹³, které se ovšem na pevninách vyskytují v nepatrném množství. Patří mezi ně hlavně kyselé granitoidní horniny: granity, ryolity a horniny, které mezi nimi tvoří přechod a které se na Měsíci označují jako felzity. Dále se vyskytují i bazičtější monzodiority a kvarcmonzodiority (s větším podílem prvků vzácných zemin než u granitoidů) a též tzv. alkalické anortozity, alkalické nority a alkalická gabra (s plagioklasy obsahujícími 70 až 85 % anortitové složky).

Granitoidy je souhrnný název pro pozemské kyselé hlubinné vyvřeliny makroskopicky připomínající granit, tzn. složené především z křemene, alkalických (především draselných) živců a kyselých plagioklasů a obvykle také světlé a tmavé slidy (muskovitu a biotitu).

¹² Je třeba přiznat, že idea převrácení plášťového tělesa (uvazuje se až o velkorozměrovém převrácení) není všeobecně přijímána. Jedna z námitek je, že by se mělo projevit značnými tektonickými deformacemi povrchu a kůry, které nepozorujeme.

¹³ Toto pojmenování nekoresponduje s nomenklaturou pozemských magmatitů, kde pojmem alkalické horniny označujeme takové, které se vyznačují buď nadbytkem alkálií vzhledem k SiO₂ (jsou tedy kriticky nenasycené SiO₂), nebo nadbytkem alkálií vůči Al₂O₃ bez ohledu na obsah SiO₂ (takové se navíc označují jako peralkalické), případně obojí. Na Měsíci jsou jako alkalické definovány již takové horniny pevniny, které obsahují > 0,3 % Na₂O a zároveň > 0,1 % K₂O a jsou charakteristické i tím, že mají zvýšený obsah nekompatibilních prvků.

Na Měsíci jde tedy především o bazalty tholeiitického charakteru, s extrémně nízkým obsahem alkalických prvků K a Na a většinou s vysokým obsahem oxidů Fe a Ti. Rozpětí se však pohybuje od křemen-normativních až po olivín-normativní bazalty. Široký rozsah ve složení měsíčních bazaltů ve srovnání s ranějšími magmatickými horninami je důsledkem blízkopovrchové frakcionace chemicky velmi rozdílných primárních bazaltických magmat a také možná odraží tehdejší teplotní režim v plášti, který omezoval rozsah parciálního tavení a homogenizaci zdroje tavenin. Hustota měsíčních bazaltů je značně vysoká, blíží se průměrné hustotě Měsíce ($3,34 \text{ g/m}^3$).

Poměr Fe/Mg je obecně vyšší v měsíčních než v pozemských bazaltech, přesto jsou i na hořčík většinou bohatší. Mají také více chromu, často i více stří a uhlíku. Narozdíl od pozemských obsahují měsíční bazalty téměř vždy ryzí železo a často i troilit (sulfid železnatý s poměrem Fe/S = 1/1), kteréžto minerály jsou v podmínkách zemské kůry velmi vzácné. To svědčí o tom, že zdejší bazalty krystalizovaly v prostředí bez kyslíku a bez vody a i v současnosti v nich voda chybí, tudíž se v nich nemožno vyskytovat ani žádné produkty hydratace (jako např. zmíněné druhotné vzniklé zeolity), amfibol či biotit. Vzhledem k tomu, že krystalizovaly v redukčním prostředí (bez přítomnosti kyslíku), není v nich přítomno oxidované trojvalentní železo (Fe³⁺) a proto v nich chybí magnetit.

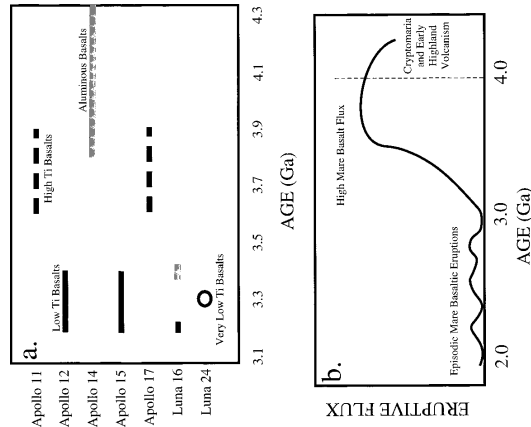
Z rozboru měsíčních vzorků a dálkového průzkumu vyplývá, že tmavě šedé měsíční bazalty obsahují výsoce bazické plagioklasy, z pyroxenů převažuje vápníkem chudý augit nebo pigeonit, dále bývá přítomen olivín a ilmenit, některé mají značný podíl skla. Ilmenit může být zastoupen v těchto horninách až 20 i více procenty (v pozemských bazaltech ho bývá obvykle jen do 2 %), takže na Měsíci může místy tento minerál tvořit celá ložiska. Pro zajímavost poznamenejme, že právě o ilmenitu se před zjištěním pravděpodobné přítomnosti vody na pólech nejčastěji uvažovalo jako o zdroji pro výrobu kyslíku, pokud by se v budoucnosti stavěla základna na Měsíci.

Protože zastoupení titanu v měsíčních bazaltech silně kolísá, rozlišují se tři skupiny podle obsahu tohoto prvku v doposud nalezených vzorcích:

1. *vysokotitanové bazalty* (s 9 až 14 % TiO₂; obr. 9), mající průměrné zastoupení 54 % pyroxenů, 30 % plagioklasů, 3 % olivínu, 18 % ilmenitu a nejvíce inkompatibilních prvků. Představují hlavně rané a střední fáze výlevů, jejich primární magmata vznikla ze smíšeného zdroje středně silným stupněm parciálního tavení v hluboké části pláště, pravděpodobně v hloubce pod 400 km.
2. *středně- až nízkotitanové bazalty* (s 1 až 9 % TiO₂), z nichž ve vzorcích naprosto převažují nízkotitanové (s 1 až 5 % TiO₂; obr. 10) s průměrným obsahem 60 % pyroxenů, 30 % plagioklasů, 5 % olivínu a 5 % ilmenitu. Najdeme mezi nimi např. pigeonitové, křemen-normativní, i olivínové či olivín-normativní bazalty. Jsou zastoupené hlavně v pozdějších výlevech, zdrojem jejich magmatu byla



Objemné, i když pomalé a klidné efúze vrcholily v intervalu 3,8 až 3,2 miliard let (obr. 8b) — některé erupce během největší vulkanické aktivity v době kolem 3,8 miliardy let mohly trvat nepřetržitě až jeden rok a bylo při nich vyhlito až 1 000 km³ lávy. Občasné slabší výlevy pokračovaly až do doby 2 nebo 1 miliardy let před současností. Láva o teplotě přes 1 200 °C se rozlévala do značné vzdálenosti od povrchového zdroje (výjimečně až 1 200 km v Moři deštěů) a vytvořila proudy a rozsáhlé plošné příkrovy, avšak relativně málo mocné. Dosahují tloušťky jen stovek metrů, ve vnitřních oblastech moří až několik kilometrů.¹⁸ Mořské bazalty tak vlastně tvoří, i se započtením žil utuhlých pod povrchem, jen necelé 1 % měsíční kůry.



Obr. 8 — (a) Věk bazaltů z různých míst, odkud byly odebrány měsíční vzorky. Podle Nyquist a Shiha (1992), převzato z [18]; (b) — Odhad intenzity výlevů mořských bazaltů v různém období. Podle Heada a Wilsona (1992, 1997), převzato z [18].

Mezi lávovými útvary dále najdeme stupňovitě terasy; meandrovité brázdy, které jsou považovány za propadnuté lávové tunely, případně za kanály vymleté mladší a velmi horkou tekoucí lávou; dále valy a hřbety (z nichž některé patrně představují utuhlé žily vytlačené z puklin kůry, jiné vznikly místním stlačením ztuhlé lávy), vulkanické dómy (některé zřejmě tvořené viskóznější lávou), apod.

že utuhly velmi rychle. Obecně však měla měsíční bazaltová láva nižší viskozitu ve srovnání s pozemskou, hlavně zásluhou velmi nízkého obsahu alkálií.

¹⁸ Většinou maximálně 4,5 až 5 km, avšak například v Moři deštěů až 6 km a v jeho vnitřní části snad až 8 km.

Granit. Granit je nejrozšířenější pozemská plutonická hornina, která tvoří podstatnou součást zemské pevninské kůry. Je světlé barvy (bělošedý, ružový, načervenalý, nažloutlý apod.), většinou středně až hrubě zrnitý. Obsahuje nejméně 20 % křemene a z dalších hlavních minerálů v něm převládají alkalické živce (hlavně ortoklas a mikroklin, méně albit) nad kyselými plagioklasy (přítomen bývá oligoklas, vzácněji až andezín), z prvků tedy dominuje K nad Na. Vedlejší nerosty zastupuje biotit a muskovit, někdy amfibol, turmalin; z akcesorií jsou obvyklé apatit, zirkon, titanit, ilmenit, rutil, někdy nechybí ani radioaktivní monazit, xenotim a allanit, případně z druhotných nerostů chlorit, sericit apod.

Kromě omezeného množství granitů, které mohou na Zemi vzniknout diferenciací bazického magmatu, je jejich převážná část výsledkem tavení (anatexe) materiálu kontinentální kůry za přítomnosti menšího či většího množství vody, která snižuje teplotu nutnou k počátku tavení.¹⁴ **Ryolit.** Ryolit představuje efúzivní ekvivalent granitu, proto má obecně velmi podobné chemické složení i barvu. Vylévá se na povrch jako silně viskózní a rychle tuhnoucí láva, tudíž jeho základní hmota (nebo celá hornina) bývá velmi jemnozrnná až celistvá, často je v něm podstatně zastoupeno vulkanické sklo jakožto nevykrytalizovaná směs potenciálních minerálů. Z oxidů křemíku obsahuje kromě křemene i vysokoteplotní tridymit nebo cristobalit, z alkalických živců je zastoupen vysokoteplotní sanidin; kyselé plagioklasy (oligoklas, vysokoteplotní anortoklas) jsou vzácnější. Ze slíd bývá přítomen pouze biotit.

Měsíční granity, felzity (což jsou v podstatě jemnozrnné žilné horniny blízké mikrogranitům, často se tak nazývají prostě jen jemnozrnnější měsíční granity), ryolity a další podobné kyselé i bazické magmaty mají vysoký obsah alkalických prvků, ačkoli ne tolik jako pozemské.¹³ Nemohou obsahovat slidy a turmalin (všechny se skupinou OH) a druhotné minerály, naopak některé členy mají i jisté množství pyroxenů relativně bohatých na železo. Jejich alkalické živce jsou často bohaté na baryum, z akcesorií je nejčastější zirkon. Jsou na měsíčních pevninách i mořích neobvyklé, nacházejí se ojedinelé jako sklovité a krystalické úlomky v brekcích, uzavřené v impaktitech, nemisitelná skla v základní hmotě bazaltů apod. (fragmeny granitů byly nalezeny i v několika málo měsíčních meteoritech — impaktních brekcích).

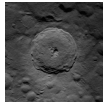
Vztah hornin alkalické skupiny k podstatně rozšířenější ostatním magmatitům není zcela jasný. Vznikly v době před 4,4 až 3,9 miliardami let a jsou patrně výsledkem buď různé pokročilé diferenciace původně bazaltických magmat, tj. zdrojových magmat Mg-skupiny, nebo výsledkem tavení zdroje bazaltického magmatu v menší hloubce pláště než horniny Mg-skupiny, s následnou asimilací prvků KREEP poblíž báze kůry. Uvažuje se i o tom, že nejkyselejší členy mohly vzniknout likvací, tj. rozdělením původně homogenní taveniny na dvě nemisitelné kapalné fáze po rozsáhlé frakční krystalizaci zdrojového magmatu KREEP bazaltů a mohou tedy představovat samostatnou magmatickou epizodu současnou se vznikem KREEP bazaltů.

Vulkanické horniny měsíčních moří

Přejdeme k hlavní hornině moří, která buduje druhotnou měsíční kůru.

Bazalt. Bazalt (čedič) je nejhojnější výlevná hornina na Zemi (zastupuje 90 % z nich) a téměř jediná výlevná hornina na Měsíci. Bývá převážně jemnozrnná a vzniká tuhnutím značně tekuté lávy, která se může díky své malé viskozitě rozlévat na velké vzdálenosti. Z hlavních minerálů obsahuje středně bazické až bazické plagioklasy (labradorit, bytownit, vzácně anortit a andezín) a jednodlonné

¹⁴ Na vznik pozemských granitů panoval dlouho nejednotný názor. Překonaná je dnes hypotéza vzniku tzv. granitizací — metasomatiticky, procesem krystalizace v pevném stavu (nikoli krystalizace magmatu) ze substrátu vhodného složení. V současnosti již magmatický původ granitů není zpochybňován.



pyroxeny — hlavně vápenatý augit, případně titanaugit, diopsid. Z vedlejších a akcesorických nerostů v něm mohou být zastoupeny olivín, oxidy Fe a Ti (magnetit, titanomagnetit, ilmenit); dále téměř bezvápenatý jednodokonný pyroxen pigeonit, kosočtverečné pyroxeny (hypersten), čedičový amfibol (hastingsit, kaersutit), apatit; vzácně biotit, alkalické žilce a křemen. Někdy bývá přítomno sopečné sklo.

Pozemské bazalty můžeme rozdělovat podle několika kritérií. Hlavně dříve se používalo dělení podle geologického stáří na:

1. *paleovulkanické bazalty* (předtřetihorní, někdy též předdruhohorní nebo jen předkřídové bazalty), zahrnují starohorní (svrchněproterozoické) silně alterované spility, staropravohorní diabasy a mladopravohorní melafyry. Některé mají mandlovcovou texturu — dutiny po úniku plynů, které obsahují, bývají vyplněny druhotně, hydrotermálně vzniklými minerály, hlavně oxidy křemíku (křemenem, chalcedonem a jejich „polodrahokamovými“ odrůdami) a kalcitem. Narozdíl od mladších bazaltů se obvykle vyznačují pestřejšími barvami (tmavozelenou, fialovou). Je to způsobeno častým výskytem dalších novotvořených minerálů, jako jsou albit, chlorit, uralit, epidot, serpentín a sulfidy (pyrit, pyrrhotin), vzniklých přeměnou prvotních.
2. *neovulkanické bazalty* (podruhohorní nebo druhohorní či křídové a mladší), jsou obvykle šedé, tmavošedé až černé. Mohou obsahovat zeolity, což jsou vodnaté aluminosilikáty vzniklé vulkanicko-hydrotermálními pochody nebo druhotně dlouhodobou přeměnou živců a foidů.¹⁵ Z bazaltů pouze neovulkanické budují mladé, rychle se obnovující zemské oceánské dno — tyto bazalty jsou staré maximálně 240 milionů let a jsou tedy nanejvýše druhohorní. Podle oblasti výskytu a s tím souvisejícího mineralogického a chemického složení rozlišujeme zhruba dvě velké skupiny bazaltů:

1. *subalkalické bazalty* (tzn. nealkalické), které se navíc dělí na tholeitické bazalty (nízkodraselné) a alkalicko-vápenaté bazalty. Neobsahují foidy, nemají většinou olivín (nebo jen málo a pouze ve formě vyrostlíc) a jsou nasycené SiO_2 , takže mohou obsahovat křemen jako akcesorii. Kromě vápníkem bohatého augitu obsahují obvykle i železato-hořečnaté pyroxeny (hypersten nebo pigeonit). Z těchto dvou podskupin jsou podstatně více rozšířené *tholeitity*, tvořící rozsáhlé výlevy na kontinentech (platóbazalty, trapové bazalty) a na oceánských dnech. Celkově mají nižší viskozitu než následující alkalické bazalty a vytváří

¹⁵ Foidy (feldspatoidy) neboli „zástupci živců“ jsou aluminosilikáty, které mohou zčásti nebo zcela zastupovat žilce, a to pouze v alkalických vyvrážených horninách, které neobsahují volný oxid křemičitý — magma, z nichž tyto horniny vznikají, má malý podíl SiO_2 , takže při tuhnutí se spotřebuje na tvorbu silikátů a nezůstane volný pro vznik křemene. SiO_2 je nedostatek i na to, aby se všechny volné alkalie mohly vázat jen v živcích, takže vzniknou foidy, které jsou oxidem křemíku chudší (nenasycené). Mezi foidy patří nefelin, leucit, sodalit, nosean, haityn, lazurit, kankrinit, kalsilit. Často je k nim zařazován i analcím (pokud se předpokládá, že vznikl primárně), jinak náležící též k zeolitům.

se z magmatu vzniklého za vysokých tlaků ve velkých hloubkách svrchního zemského pláště, diferenciací tohoto magmatu vznikají andezitové až ryolitové lávy.

2. *alkalické bazalty*, jež vždy obsahují větší množství olivínu a jsou silně nasycené SiO_2 (tj. mají nadbytek alkálií v poměru k obsahu SiO_2). Jsou mnohem méně zastoupené než subalkalické bazalty, budují především kontinentální sopky. Jejich magma se tvoří za nižších tlaků a jeho diferenciace vede ke vzniku andezitové až fonolitové (znělcové) lávy.

Speciální, samostatně vedená skupina silně nenasycených alkalických bazaltoidních hornin (obr. 20), které se dříve také přiřazovaly k bazaltům, obsahuje foidy. Dělí se zejména na tefity (obsahují do 10 % olivínu), bazanity (s olivínem nad 10 %) a konečně foidity (nefelinit, leucitit atd.), které obsahují ze světlých minerálů jen foidy, nikoli žilce. Specifickou, dříve odlišovanou podskupinu tvoří bazaltoidy bohaté sopečným sklem (augitit, limburgit), v nichž se kromě skla vyskytují převážně jen tmavé minerály.

Narozdíl od hornin měsíčních pevnin byl pravý charakter hornin moří správně odhalen poměrně brzy — naprosta většina geologů považovala tmavší hladké oblasti Měsíce vždy za bazaltové lávy. Spíše ojedinelé se objevovaly názory, že by se mohlo jednat o nahromaděný prach nebo dokonce o utuhlé bitumeny (žilce, přírodní uhlovodíky).

Měsíční bazalty jsou chemicky vcelku podobné těm pozemským, jež tvoří mladou zemskou kůru pod oceánskými bazény, rozdílné je jejich stáří. Z radiologických dat bylo zjištěno, že zaplňování měsíčních pánví bazaltovou lávou proběhlo v několika etapách, v období zhruba před 3,9 až 3,0 miliardami let¹⁶, tj. v návaznosti na éru intenzivního kosmického bombardování. V důsledku něho totiž došlo na mnoha místech k tektonickému narušení a rozpraskání tenké kůry měsíčních pánví do značné hloubky. Rozdrobení svrchní části kůry zvýšilo její izolační schopnosti, teplo generované radioaktivními rozpady prvků (hlavně U, Th a K) nebylo tolik odváděno, což vedlo ke zvýšení teploty v plášti. Výchozí (parentální) magmata bazaltů vznikla patrně opětovným slabým až středně silným parciálním natavením smíšených kumulátů hlubší zóny svrchního pláště až spodního pláště, tj. v hloubkách 250 km až více než 400 km pod povrchem (obr. 12 a 13d.). Primární magmata poté vystoupala, diferencovala se, pronikla trhlinami v kůře a rozlila se poněkud více z puklin jako velmi tekutá, extrémně řídká a tudíž relativně pomalu tuhnoucí láva¹⁷ na povrchu hlavně přivrácené strany Měsíce.

¹⁶ Stáří nejmladší krystalické horniny dosud nalezené na Měsíci bylo určeno na 3,16 miliard let.

¹⁷ Pomalému chladnutí napomáhala také nepřítomnost atmosféry. Známe však i měsíční bazalty, jež mají vezikulární (pórovitou, bublinatou) texturu s dutinami po úniku plynů (patrně oxidu uhličitého a uhelnatého s příměsí síry), což společně se zvýšeným obsahem skla napovídá,

