

MARS - FEHÉR KÖNYV A VÖRÖS BOLYGÓRÓL

Kereszturi Ákos

MARS

- fehér könyv a vörös bolygóról

Magyar Csillagászati Egyesület
Budapest, 2012

A könyv anyagának összeállítása a Bolyai János Kutatói ösztöndíj
2011–2012-es támogatásával kezdődött, míg végső formájának megszületését
az OTKA PD 105970 projekt segítette.

A kiadvány megszületését támogatók:

Polaris Csillagvizsgáló

Nagy Károly Csillagászati Közhasznú Alapítvány

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet

Közigazgatási és Igazságügyi Minisztérium

„Csillagászat a fejlődésért és a tehetségekért”

Lektor:

Dr. Szabados László

A könyv anyagának összeállításában közreműködők:

Balla Zoltán

Barta Gabriella

Csorba Ádám

Illés Erzsébet

Kuti Adrienn

Mizser Attila

Opitz Andrea

Palotai Márton

Szakmány György

Uhrin András

Felelős kiadó: Mizser Attila

Magyar Csillagászati Egyesület, www.mcse.hu

Nyomdai előkészítés: Kármán Stúdió, www.karman.hu

Nyomtatás, kötészet: OOK-Press Kft., www.ookpress.hu

Terjedelem: 12 fekete-fehér és 0,25 színes ív

2012. november

ISBN 978-963-87597-5-7

TARTALOM

Bevezetés	7
A MARS ÁLTALÁNOS JELLEMZŐI	9
TEKTONIKA A MARSON	14
VULKANIZMUS A MARSON	19
Vulkáni felépítmények	21
A vulkanizmus területi eloszlása	26
Vulkáni kőzetek	28
A vulkanizmus szerepe a bolygófejlődésben	29
A FELSZÍN ÁSVÁNYI ÉS KÉMIAI ADOTTSÁGAI	31
Szinképi elemzések	34
Elsődleges és másodlagos ásványok	35
MÁGNESES TÉR, IONOSZFÉRA	41
A LÉGKÖR JELLEMZŐI	43
Évszakok a Marson	45
Légköri anyagok körforgása	48
H ₂ O A MARSON	51
A felszíni jég	56
A vízjég vándorlása és állapotváltozásai	58
ÉGHAJLAT ÉS VÁLTOZÁSAI	59
SÓK A MARSON	64
FOLYADÉKOK A MARS FELSZÍNÉN	66
IDŐS VÍZFOLYÁSNYOMOK A BOLYGÓN	69
ÉGHAJLATVÁLTOZÁS ÉS FELSZÍNÁTALAKULÁS	73
APRÓZÓDÁS ÉS MÁLLÁS A MARSON	77
A kémiai mállás tényezői a Marson	78
Az aprózódás és a mállás nyomai	79
Földi tapasztalatok és analógiák	81
Hőingás a Marson	82

SZÉLFORMÁK	85
KLIMATIKUS PLANETOMORFOLÓGIA	89
Felszínformatípusok	91
ÜLEDÉKEK A MARSON.....	120
Üledékképződési folyamatok a Marson	120
Üledéktípusok a Marson.....	122
Esettanulmányok	128
Fejlődéstörténet az üledékek alapján.....	136
MARSMETEORITOK.....	139
FELSZÍN MORFOLÓGIAI ÖSSZEFOGLALÁS.....	142
A MARS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE	153
ASZTROBIOLÓGIAI VONATKOZÁSOK.....	158
KÉPMELLÉKLET	164
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	165
RÖVIDÍTÉSEK.....	166
GLOSSÁRIUM	167
HIVATKOZÁSOK	169
TÁRGYMUTATÓ	185

A borítón

Napkelte a Gale kráterben. A számítógéppel generált kép a Mars Global Surveyor-űrszonda lézeres magasságmérései alapján, függőleges túlmagasítás nélkül mutatja a bolygót. A 154 km-es Gale kráterben 2012 nyarán landolt a Curiosity rover, amelynek fő célpontját, az 5 km magas üledékes hegyet a reggeli napsugarak világítják meg, míg maga a leszállóhely a képen még árnyékban van.

BEVEZETÉS

A könyv a Marssal kapcsolatos általános ismereteket foglalja össze, és a 2012-ig publikált tudományos eredményeket tartalmazza. Bár a téma a természettudományok iránt érdeklődő közönség jelentős részének áll érdeklődési körében, összefoglaló munka magyar nyelven régóta nem jelent meg róla. Sok új ismeret látott napvilágot az elmúlt években, főleg űrszondás vizsgálatok révén, ismeretek mégis csak elszórva, főleg az interneten olvashatók a bolygóval kapcsolatban. Ezen a területen kíván hiánypótló lenni ez a könyv, amely tematikusan foglalja össze a vörös bolygóval kapcsolatos ismereteket. A kiadvány végén olvasható ajánlott irodalom és referenciák továbblépési lehetőséget nyújtanak az olvasónak, emellett részletes tárgymutató segíti a tájékozódást. Célunk olyan könyv összeállítása volt, amely éveken keresztül segíti a Marssal kapcsolatos újabb hírek közötti tájékozódásban a legalább középiskolai érettségivel rendelkező olvasót.

A könyvben sok egyszerűsítés olvasható a nomenklatúráról illetően, amelyek alkalmazása nélkül nehézkes lett volna az anyag olvasása. Leírásunkban a földi, földtudományi nomenklatúrát használjuk, noha a Marson nem feltétlenül történik minden folyamat ugyanúgy, mint azt a földi fogalmaknál értjük, emellett csak a felszinformák megnevezésénél csak az itthoni szakirodalomban meghonosodott változatoknál használjuk a magyarra lefordított megfelelőeket, egyébként az angol nyelvterületen elterjedt megnevezés olvasható. A marstalaj kifejezés esetében például a felszint borító regolit felső, finomszemcsés részét értjük, amely kémiaiilag átalakult, töredezett, ugyanakkor részben összeceMENTÁLÓDOTT – de a földi talaj fogalmával ellentétben, jelenlegi tudásunk szerint nem tartalmaz élőlényeket, vagy azok nyomát. A könyvben hivatkozások csak az új eredményekre vonatkozó információknál szerepelnek, a korábbi, sok évvel ezelőtti ismeretek és vonatkozó források a magyar szakirodalomból megszerezhetők, amelyek az ajánlott irodalom felsorolásában találhatóak.

A könyv nem taglalja azokat a földtudományi és csillagászati háttérismereteket, amelyek a bemutatott témakör megértéséhez fontosak, és más forrásból könnyen elérhetőek. Utóbbiak javasolt listája a könyv végén felsorolt ajánlott irodalomban található. Nem szerepel

a könyv anyagában továbbá a marsi élet lehetőségével kapcsolatban mindazon információ, amely az Asztrobiológia című könyvben olvasható – utóbbi anyag szorosan kapcsolódik ehhez a könyvhöz, ennek megfelelően a vonatkozó részekre zárójelben, az adott oldalszámokkal együtt (például Asztrobiológia 99–132.) utalunk. A könyvben szereplő képeknél, ahol egyetlen adott felvételtől van szó, ott zárójelben a kép azonosítási száma (például PSP_002328_2080) és az űrszonda, valamint a kamera neve is szerepel.

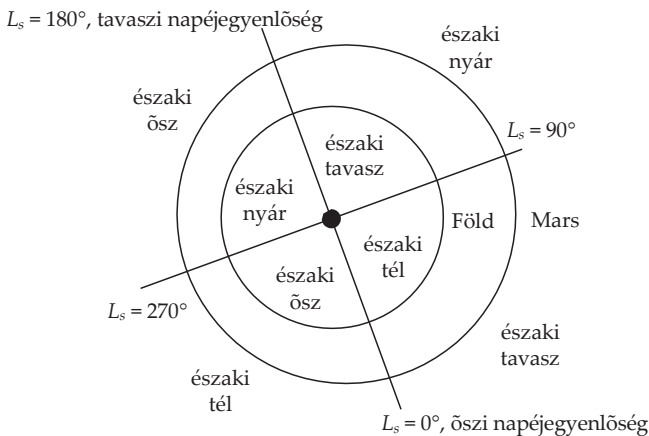
A könyvben több helyen a magyar szakkifejezés mellett zárójelben az angol is olvasható, mivel az interneten így könnyebben megtalálható a vonatkozó rész külföldi irodalma. Sok helyen felbukkan a három nagy marsi korszak neve, amelyek az alábbi intervallumokat fedik le: noachi (4,5–3,7 milliárd éve, *Noachian*), heszperiai (3,7–3,0 milliárd éve, *Hesperian*), amazoni (3,0 milliárd évtől napjainkig, *Amazonian*).

A könyv felépítése a következő szisztémát követi: először a belső szerkezet, majd a felszíni tektonikus és vulkanikus alakzatok leírása olvasható, ezt követően pedig a felszín ásványtani és kőzettani jellemzése tekinthető át. Az ionoszféra és a mágneses tér rövid bemutatása után a légkör jellemzése olvasható, majd ezzel összefüggésben az évszakos változások és éghajlat jellemzői. Az éghajlat változásának fontos indikátoraként a bolygó H₂O-készletének jellemzése, megoszlása olvasható, majd az éghajlatváltozások okai, jellemzői és következményei kerülnek sorra. A felszíni állapotok nyomán fellépő aprózódás és mállás követi ezeket, majd rátérünk a felszínformák jellemzésére, először a széllel kapcsolatban. A bolygón megfigyelhető övezetes eloszlást mutató felszínformák Felszínformatípusok című fejezetében olvasható a legtöbb felszínforma morfológiai jellemzése. A könyvet három összefoglaló fejezet zárja: a marsi üledékekről, a fejlődéstörténetről és az élet lehetőségéről – amelyek építenek a korábban bemutatott ismeretekre.

A kiadvány háttérét képező anyag összeállítása a Bolyai János Kutatói ösztöndíj 2011–2012-es támogatásával kezdődött, míg a könyv végső formájának megszületését az OTKA PD 105970 projekt elindulása és a Közigazgatási és Igazságügyi Minisztérium „Csillagászat a fejlődésért és a tehetségekért” támogatta. A könyv összeállításában közreműködött továbbá Balla Zoltán, Csorba Ádám, Illés Erzsébet, Kuti Adrienn, Mizser Attila, Opitz Andrea, Palotai Márton, Szakmány György, Uhrin András, és a Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet (MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont), valamint a Magyar Csillagászati Egyesület, és a Nagy Károly Csillagászati Közhasznú Alapítvány és a Polaris Csillagvizsgáló.

A MARS ÁLTALÁNOS JELLEMZŐI

A Mars, külső bolygószozszedunk a Földnél valamivel távolabb és lassabban járja körbe a Napot. Pályájának helyzete a Földéhez képest az 1. ábrán látható, fontosabb paraméterei az 1. táblázatban olvashatóak. A vörös bolygó tömege körülbelül tizede a Földének, összetételét tekintve a mi planétánkhoz hasonló kőzetbolygó. Átlagsűrűsége $3,95 \text{ g/cm}^3$. A Földnél kisebb tömege miatt csekélyebb belső hőforrásokai vannak. A marsfelszíni környezet több szempontból is eltér a földitől, amely a megszilárduló kőzeteket és azok későbbi átalakulását is befolyásolja. Mai ismereteink alapján a bolygó ásvány-, és kőzettani összetétele a Földéhez viszonylag hasonló, az oxigén- és kén-tartalma valamivel nagyobb, mint a Földé. Saját bolygónkhoz viszonyítva a kisebb tömeg kevesebb hőforrást jelent, a keletkezésekor lezajlott összeállás hőfelszabadulása és a radioaktív bomlásból származó hőben mutatkozó eltérések miatt. A bolygó tömegegységére jutó nagyobb felület miatt ugyanis gyorsabban hűlt a Földnél. A



1. ábra. A Mars és a Föld pályája, valamint kívülről a Mars északi féltékén érvényes évszakok. A vörös bolygón az évszakokat L_s -ben (solar longitude) mérik, amely a Naptól nézve a bolygó és a tavaszpont közötti szög. Megfigyelhető, hogy a Mars pályája elnyúltabb a Földénél, és ennek megfelelően a két féltékén az évszakok aszimmetrikusak.

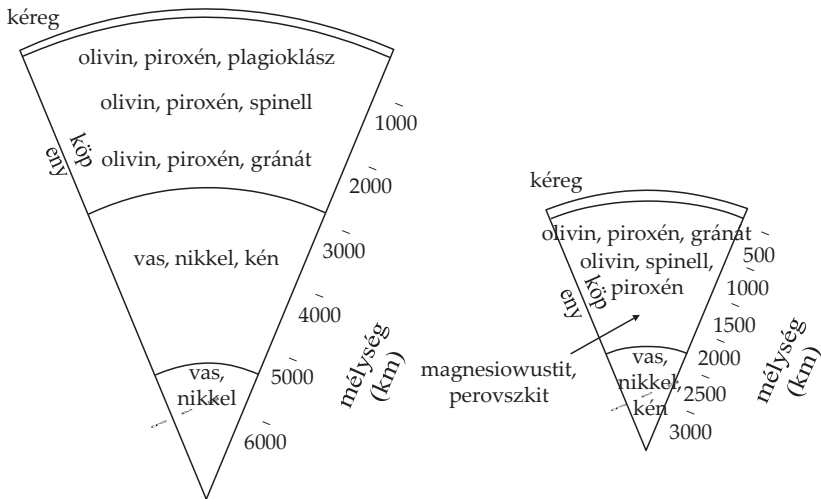
1. táblázat. A Mars bolygó fontosabb adatai

átlagos naptávolság	1,52 CSE
átlagos besugárzás	földi 43%-a
excentricitás	0,094
besugárzás aránya naptávolságban a nap- közelség jellemzőnek	69%
keringési idő	1,87 földi év = 687 marsi nap (sol)
keringési sebesség	24,13 km/s
tengelyferdeség	25,2 fok
tömeg	0,107 földtömeg
sűrűség	3,9 g/cm ³ (Föld 5,5 g/cm ³)
felszíni nehézségi gyorsulás	3,7 m/s ² (földi: 9,81 m/s ²)
egy marsi nap (sol) hossza	24,66 földi óra (1,02596 földi nap)
egyenlítői kerületi sebesség	869 km/h (földi 1760 km/h)
lapultság	0,005 (egyenlítői sugár 0,5%-kal na- gyobb a poláris sugárnál)

Földénél kevesebb belső hó gyengébb belső differenciációt eredményezett, emiatt köpenyének és kérgének magasabb a vastartalma, amely a magmák összetételét befolyásolja.

A Mars belső szerkezetére a bolygó átlagsűrűsége, tömege, a körülötte keringő szondák gravitációs mérései, a domborzat jellemzői, a bolygóalak, valamint a felszín és a marsmeteoritok összetétele alapján következtetünk (2. ábra). A kéreg 20–80 km vastag (Földön 6–40 km), ezzel együtt a szilárd litoszféra 100–200 km vastag lehet (Földön 50–150 km), a köpeny 1300–1800 km vastag, a vasmag pedig 1800–2000 km sugarú.

A bolygó magját általában szilárdnak tekintik, főleg mivel nincs globális mágneses tér. Azonban létezik ettől eltérő modell is (Stewart et al. 2007), amely szerint még nem szilárdult meg a Mars magja, bár mágneses teret már nem generál napjainkban. Mindezek mellett a Mars Global Surveyor és Mars Pathfinder űrszonda rádiójelei alapján számított árapálytorzulásokat feldolgozó modellszámítások szerint folyékony külső mag is elképzelhető. Laboratóriumi szimulációk



2. ábra. A Föld (balra) és a Mars (jobbra) közelítő belső szerkezete és néhány jellemző összetevője.

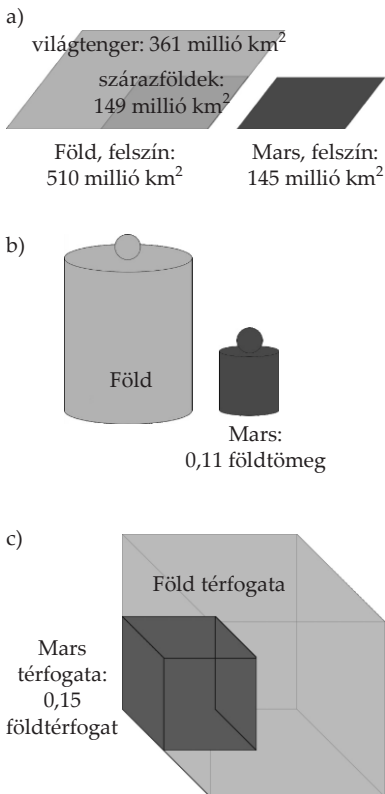
alapján, a marsmeteoritok összetételét és elméleti megközelítéseket tekintve futtatott modellek alapján a mágneses tér generálása nem csak attól függ, hogy folyékony mag, vagy szilárd halmazállapotú a mag legnagyobb része. A Föld esetében a mágneses tér ma is generálódik, amelynek fő kiváltói a mag külső folyékony részében zajló áramlások – ezeket pedig a mag centrumában lassan halmozódó szilárd belső rész képződésekor felszabaduló hő okozhatja. Ugyanakkor, ha a Marsnak ma sincs szilárd magja, és korábban sem lehetett, kérdés, hogy akkor mi hajtotta a kezdeti konvekciót, ami akkor mágneses teret generált – talán a bolygó összeállásából visszamaradt maradvány hő okozta, de pontos válasz erre egyelőre nincsen. Elképzelhető tehát, hogy a Mars magja jelenleg is folyékony.

További elvi lehetőség, hogy idővel szilárd fázis elkezdhet kiválni a Mars ma is olvadtnak feltételezett magjából. Ez a külső rétegekben történne, és a szilárd szemcsék a centrumba süllyednének. Eközben megmozgatják az anyagot és hő is felszabadul, és a folyamat mágneses teret generálhat, ami újból beindíthatja a dinamóhatást – ez azonban csak elméleti modell egyelőre.

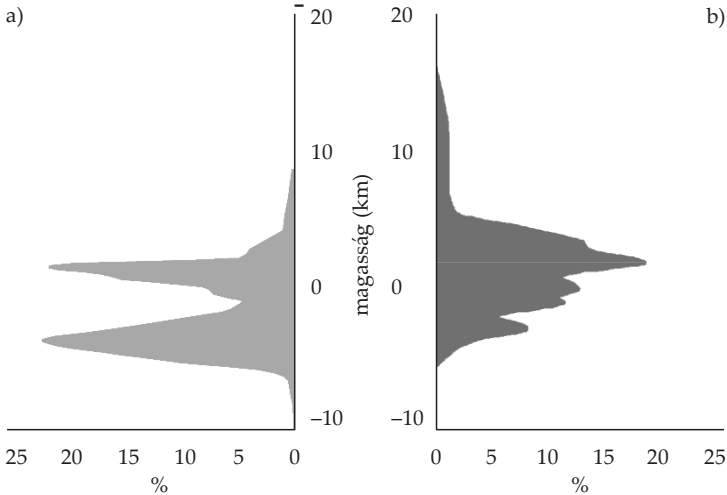
A 3. ábrán a Föld és a Mars bolygó főbb arányainak összehasonlítása látható: a) a két bolygó felületaránya. A Föld teljes felszíne (510 millió km^2) 3,5-szer nagyobb a Mars felszínénél (145 millió km^2), ugyanakkor

bolygónk szárazföldjeinek teljes területe majdnem megegyezik a Mars felszínével. b): a két bolygó tömegaránya. A Föld tömegét ($5,97 \cdot 10^{24}$ kg) a világosabb, a Mars tízszer kisebb tömegét ($6,42 \cdot 10^{23}$ kg) a sötétebb súly szemlélteti. A Mars sűrűsége ($3,9 \text{ g/cm}^3$) kisebb a Földénél ($5,5 \text{ g/cm}^3$), mivel kisebb vas/szilícium arány és nagyobb az oxigén- és kéngyakoriság a vörös bolygóban. c): a két bolygó térfogataránya. A világgal jelzett, a Föld térfogatát ($1,083 \cdot 10^{12} \text{ km}^3$) szemléltető kocka 6,6-szor nagyobb térfogatú, mint a Mars térfogatát ($0,163 \cdot 10^{12} \text{ km}^3$) szemléltető sötétebb kocka. A térfogat és az adott belső tömegegységre jutó felület aránya miatt fontos: minél nagyobb az, annál nagyobb felületen adhatja le a bolygó a belsejében termelődő hőt, tehát annál könnyebben/gyorsabban hűl.

A Mars globális domborzatának fontos jellemzői a déli egyenetlenebb és idősebb felföldek (*highland*), valamint a 3-5 km-rel mélyebben lévő és valamivel fiatalabb mélyföldek (*lowland*) (4. ábra). A két felszíntípust több helyen egy lejtős terület (Highland Lowland Boundary, HLB) választja el. A globális domborzatot vizsgálva jellegzetes alakzat még a Hellas- és Argyre-medencék, az egyenlítői Valles Marineris mélyedései, valamint a két nagy vulkáni kiemelkedés: a Tharsis- és az Elysium-hátság. A bolygón a maximális szintkülönbség 30 km, a különböző magasságú területek aránya a 4. ábrán látható, összehasonlításként a Föld hipszografikus görbéje is megfigyelhető itt – utóbbi az eltérő magasságú felszíni területek



3. ábra. A Mars és a Föld felszínének (a), tömegének (b) és térfogatának (c) arányát szemléltető ábrák. Érdemes megfigyelni, hogy a Mars teljes felszínének területe közelítőleg megegyezik a mi bolygónk szárazföldjeinek felületével.



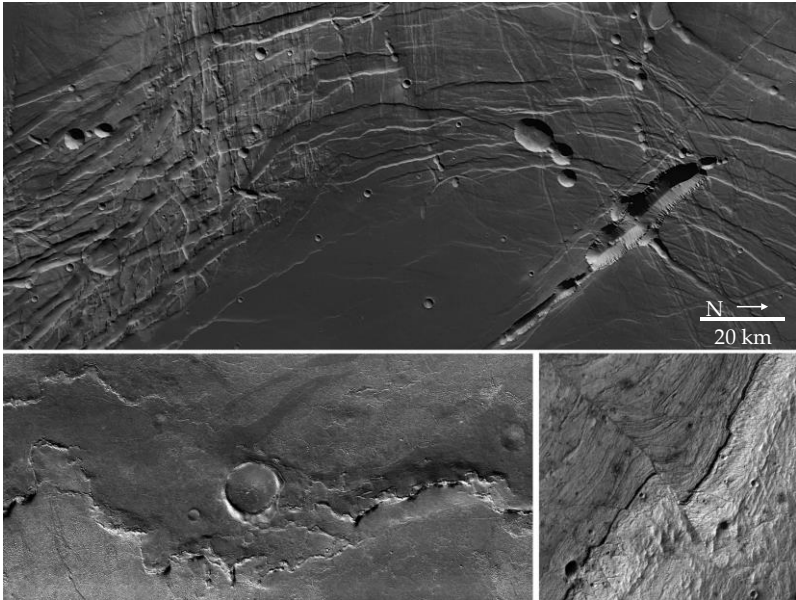
4. ábra. A Föld (a) és a Mars (b) hipszografikus görbéi, amelyek a felszín magasság szerinti eloszlását mutatják (a Marson ábrázolt területek függőleges abszolút magassága nagyobb a földinél, ami csak a nullapont kijelöléséből adódik, és nincs különösebb oka).

arányát mutatja. Míg bolygónkon a kétféle (óceáni/kontinentális) kéregtípus jól elkülönül egymástól, addig a Marsnál bár nagy a magasságbeli szórás, hasonlóan erős kettős maximum nem mutatkozik. A maximumok azokat a magasság szinteket jelzik, amelyek az adott égitest felszínén nagy területen fordulnak elő. A Mars hipszografikus görbéje szélesebb magasságtartományt tesz ki, mint a Földé, amelynek oka: a földinél vastagabb kéreg, a földinél gyengébb gravitációs erő, a földinél kisebb belső hőforrások és a ridegebb kőzetburrok. A Marson nagy szintkülönbségeket létrehozó/eltörlő folyamatok kezdetben voltak, ezek később alábbhagytak, a korai egyenetlenségek megmaradtak.

A Föld hipszografikus görbéjén az alábbi jelenségek láthatóak: a két maximum a két eltérő kéregtípusnak felel meg, az alsó a vékonyabb és kicsit sűrűbb óceáni kéreg mutatja, a felső a vastagabb és valamivel kisebb sűrűségű, ezért jobban kiemelkedett kontinentális területeket jelzi. A legmélyebb részek (alul) a mélytengeri árokat, a legmagasabb részek (fent) a magashegységek területén az összenyomó erőktől kivastagodott kéregrészeket képviselik.

TEKTONIKA A MARSON

A marsi tektonika (tehát a szilárd, illetve képlékeny kőzetek deformációja, elmozdulása, törése) jellemzőit erősen befolyásolják főleg bolygónkhoz hasonlítva, hogy a földinél gyengébb a gravitációs tér (kevésbé „nehezek” a kiemelkedések), kisebb geotermikus gradiens (lassabban nő a hőmérséklet lefelé haladva), ettől a felszín alatt lefelé haladva a rideg és képlékeny deformációs jelleg közötti átmenet mélyebben következik be, ami mélyebbre hatoló töréseket és kes-

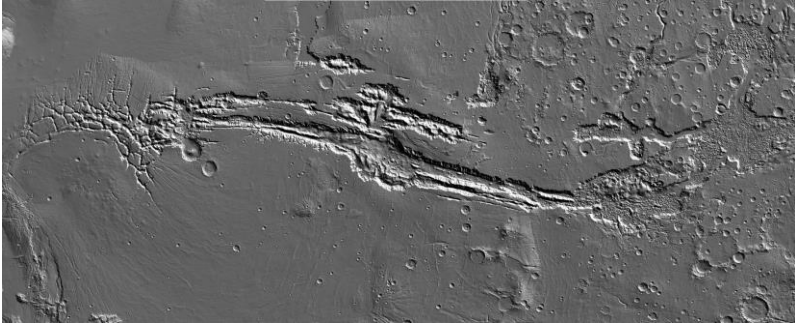


5. ábra. Tektonikus alakzatok a Marson. Fent: törések a Phoenicis Lacus térségében a Mars Express-űrszonda HRSC kamerájának felvételén egy 200 km széles területen, amelyek a Tharsis-hátság emelkedésekor keletkeztek a tágulástól (fent) (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)), Balra lent: Gyűrődéses lávagerincek egy 10 km széles területen az Elysium-síkságon (HiRISE PSP_007896_1890 felvétel, 8,7N 150,6E). Jobbra lent: Egy oldaleltolódás képe a Marson, ahol 70-75 méteres elmozdulás történt (HiRISE TRA_000823_1720 kép; 7,7S 279,5E).

keny, hosszú árkokat eredményez a bolygón. Ezek hossza gyakran a 100 km-t is meghaladja. Nagy kérdés, hogy a krioszféra jéganyaga mint a kőzeteknél lágyabb „kenőanyag” befolyásolja-e a tektonikát – elképzelhető, hogy az igen alacsony hőmérséklet miatt erre nincs sok lehetőség.

A Marson főleg összenyomódásos, kevesebb tágulós töréses alakzat mutatkozik, míg oldalirányú elmozdulásnak igen kevés nyoma van (5. ábra). Léteznek olyan törések, amelyek globálisan úgy is értelmezhetőek, mintha az egész külső szilárd burok (kőzetburok) fordult volna el a mélyebben fekvő részek felett. Mivel ekkor a külső kőzetburok elfordult, és a belső „helyben maradt”, a két el-lipszoid forgási tengelye mozdult el egymáshoz képest, ezért a külső burkon repedések, deformációk keletkeztek. A jelenséget a Tharsis-hátság hozhatta létre, amely fejlődése során nem az egyenlítőn keletkezett, viszont akkora nagy tömegkoncentrációt alkotott idővel, hogy a bolygó forgása stabilabb lett, ha az egyenlítőre „lefordult”. Ennek során a kőzetburkot „magával vitte”, előidézve a fent említett elfordulást. A Tharsis-hátság jelenleg az egyenlítőn található, és erős pozitív gravitációs anomália kapcsolódik hozzá. A Marson a legfeltűnőbb globális tektonikus rendszer a fenti Tharsis-hátságra sugárirányú repedések hálózata, ezek legnagyobbika a Valles Marineris, amelyet a későbbiekben egyéb folyamatok is szélesítettek a tektonikán kívül.

Hegységképződés jellegű folyamatok nem zajlottak a Marson a földi formában. Ami kiemelkedéseket hozott létre a bolygón, azok a becsapódások, vulkanizmus voltak, de alárendelten és a földtől eltérő formában a tektonika is járt ilyen következményekkel. Ha volt is valaha, már régóta nincsen globális lemeztektonika a Marson, azonban létezik egy ívelt lefutású kiemelkedés, a Thaumasia-plató, amely a térségben megfigyelhető tektonikus szerkezetek nyomán feltehetőleg összenyomódással keletkezett. Itt nincsenek magas hegyvonulatok, de a tektonikus szerkezetek feltérképezése révén sikerült kimutatni, hogy a térségben kompresszió lépett fel (Dohm & Tanaka 1999), és valószínűleg ezzel kapcsolatos kivastagodás történt a kőzetburokban (Okubo & Schultz 2003); ez a terület alkotja a hegyvonulatot. A jelenség talán a közeli Tharsis-hátsággal kapcsolatos, és a kompresszió nyomán ívelt alakban történt a kivastagodás (Dohm & Tanaka 1999). A terület kráttersűrűsége alapján idős, és a bolygó fejlődésének korai periódusában keletkezhetett. Itt azonban nem egymásnak feszülő, mozgó kőzetlemezeket



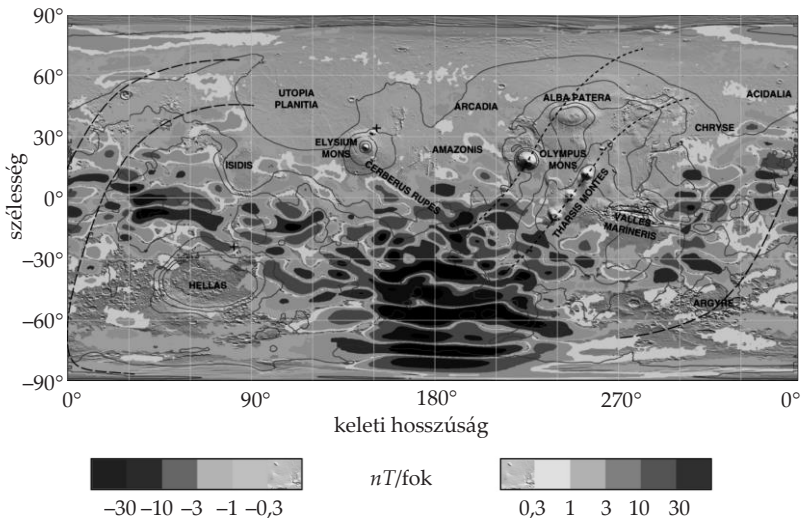
6. ábra. A Valles Marineris 1800 km széles részlete domborzatárnyékolásos ábrázolással, ahol több, egymással párhuzamos árok figyelhető meg (NASA).

kell elképzelni, a kiemelkedés létrejöttéhez szükséges feszültséget valószínűleg a bolygó globális hüléses zsugorodása okozta. Szintén összenyomódásos formák, de sokkal kisebb méretben a lávagerincek, amelyek réteges szerkezetűek és a bazaltos lávasíkságokon jellemzőek.

A leglátványosabb, főleg tektonikus eredetű alakzat a **Valles Marineris** a bolygón (6. ábra), amelyhez negatív gravitációs anomália kapcsolódik, akárcsak a Kelet-Afrikai-árokhoz a Földön. Több párhuzamos árkokból, illetve néhol nem teljesen összekapcsolódó, 1-10 km átmérőjű és 1-2 km mély, egy vonal mentén sorban húzódó beszakadásos süllyedékek sorozatából áll. A 4000 km hosszú Valles Marinerisben az egyes árkok (kanyonok, például Hebes Chasma) 50-100 km szélesek, és a legmélyebb pontok a környező platók pereméhez képest 6-8 km mélyen találhatóak. Keletről nyugatra enyhén szélesedik, keleti felében egykor vízfeltörések történtek, ahonnan hatalmas áradásos csatornák indulnak. A Valles Marineris nyugati vége a Tharsis-hátság tetőszintje körül a Noctys Labirinthusnak nevezett alakzatot tartalmazza, amelynek egyes árkai nyugaton külön állnak, míg kelet felé egyre gyakrabban kapcsolódnak egymáshoz, a 3-20 km széles, 1-2 km mély árkok találkozásánál gyakran kisebb mélyedések mutatkoznak. A Valles Marineris meredek sziklapereme mentén sok helyen hatalmas omlások mutatkoznak, a környező Luna Planum lávasíkságán itt rétegek bukkannak ki, amelyek akár 100 km hosszan is követhetőek. A Valles Marineris peremét sok helyen kisebb (30-100 km hosszú), elágazó völgyek szabdalják, amelyek némelyikénél ősi folyóvízi erózió nyomai is felfedezhetőek.

A Marson a földi óceánfenék szétterüléséhez (*spreading*) hasonló ősi folyamatra utalnak a felszínének jelentős részén megfigyelhető, egymással párhuzamos, váltakozóan normál/reverz polaritású mágneses sávok (7. ábra). Ezek a földi óceánközépi hátságok két oldalán található, a földi mágneses tér pólusváltásainak nyomát őrző mágnesezett kőzetsávokra emlékeztetnek (Fairén et al. 2002). Ennek megfelelően elképzelhető, hogy ez a kőzetanyag a Marson is a köpenyből származó és egy ősi hátság mentén a felszínhez közel jutó és ott megszilárduló anyag nyomát és kőzetburok-képződést képviseli. A mágneses nyomokon kívül más jellemzőben vagy domborzatban nem mutatkozik hasonló mintázat a bolygón.

A marsi mágneses sávozottság főleg az idősebb déli felföldek területén jellemző, 140-170 km széles, közel kelet-nyugati irányú sávok formájában. Az északi féltekén, valamint délen a Hellas és Argyre nagy becsapódásos medencék területén nincsenek sávok, feltehetőleg itt vastag lávák takarták el azokat, illetve a becsapódás hatásai eltörölték nyomukat. Míg a földi óceánfenéki mágneses anomáliák a 400 km-es magasságban keringő műholdaknál nagyságren-



7. ábra. Váltakozó irányú mágnesezettséget mutató sávok a Földnél kétszer kisebb Marson, egy Mercator-vetületű térképen. A megfigyelések közel kelet-nyugati irányú sávozottság létre utalnak (Connerney et al. 2005 nyomán). A szürke árnyalatok a mágnesesfluxus-sűrűség nagyságát jelzik.

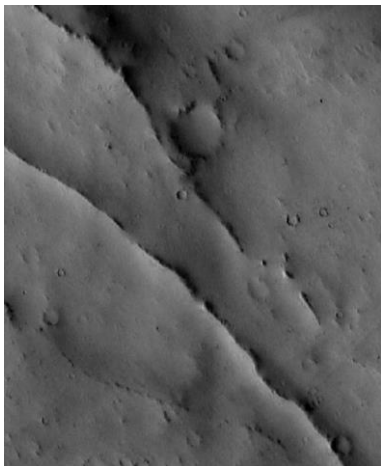
dileg ± 10 nT mértékű eltéréseket okoznak, addig a Marsnál ugyanez ± 1500 nT, és 600 km magasan még mindig ± 200 nT (Connerney et al. 1999). Ennek az oka feltehetőleg az, hogy a bolygó kérgének magasabb a vastartalma, mint a földi kéregnek, ezért intenzívebb mágneses nyomok maradtak benne az ősi tér után. Néhány helyen transzform vetők is azonosíthatók, amelyek mentén a mágnesezett sávok egymáshoz képest eltolódnak. Elképzelhető, hogy 4,0-3,8 milliárd évvel ezelőtt a Mars is lehetett globális mágneses tér, amely alkalmanként pólusváltásokat mutatott, és ennek nyoma a bazaltos kéreg szétterülésében is megmaradt. Ugyanakkor a fenti érvek ellenére ma még nem biztos, hogy a földihez hasonló spreading és mágneses pólusváltás nyomát őrzik a fenti képződmények.

A bolygón látható tektonikus alakzatok a Tharsis-hátságához kapcsolódnak, részben sugárirányúak, részben koncentrikusak ahhoz képest, és keletkezésük főleg a noachi és kora heszperiai időszakban volt jellemző. Fontosak emellett a nagy becsapódásos medencékkel koncentrikus, gyűrű alakú repedések. Az összenyomódásos alakzatok a lávasíkságokon legfeltűnőbbek, de a déli felföldek egyéb területein is előfordulnak (Watters 1993). Néhány összenyomódásos alakzat az észak-dél határvidékkel párhuzamos, de a legtöbb a lávasíkságokon alakult ki.

VULKANIZMUS A MARSON

A Marson látványos vulkáni alakzatokat figyelhetünk meg, ugyanakkor a bolygón zajló magmás tevékenység, tehát a felszín alatt a mélyben megrekedő kőzetolvadékok jellemzői kevésbé ismertek. A modellek alapján a földinél nagyobb magmakamrák lehetnek jellemzőek, nagyobb mélységben helyezkedhetnek el, és talán tartósabb aktivitást tápláltak, amelyek a Tharsis-hátság területén 9-13 (vagy 4-18) km mélységben lehettek (Wilson & Head 1998). Egyes területeken a felszíni repedésmintázat utal arra, hogy a magma a felszínhez közeledett, de nem tört ki. Néhány telért is találtak eddig (8. ábra), amelyek fedőrétege lepusztult, és ma a felszínen láthatók.

A központos vulkánok területe a bolygó felszínének majdnem 2%-át teszi ki, míg a lávafolyások közel 58%-át adják, azaz minden vulkáni eredetű alakzat együttesen mintegy 60%-át fedi le a bolygónak. Bár összetételét tekintve a Mars hasonlít a Földre, sok eltérés is van a két égitest között. A Földénél lényegesen kisebb tömeg miatt



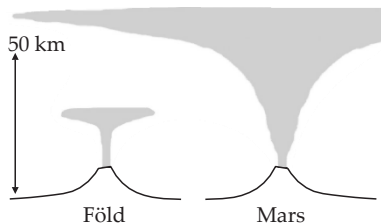
8. ábra. A Schiaparelli kráterben lévő körülbelül 100 m széles telérek 5 km hosszú szakasza.

kevesebb akkréciós hó halmozódott fel a Marsban az összeállítás során, valamint a radioaktív elemek bomlásakor felszabaduló hőmennyiség a tömeghez viszonyítva nagyobb felszínen távozhat el. Ezért szerényebb belső hőforrásokkal és időben jobban gyengülő vulkáni aktivitással számolhatunk, mint a Földnél. Ez gyengébb belső differenciációval jár, amelynek nyomán magasabb lehet a köpeny és a kéreg, valamint a beolvadásakor képződő magma vastartalma, ami akadályozza a hosszú szilikátláncok kialakulását, és elősegíti a kisebb viszkozitású, hígabb lávák képződését.

A kisebb geotermikus gradiens miatt vastagabb és így teherbíróbb a kőzetburok, amely a földinél 2,6-szor gyengébb gravitációs térben nagyobb tömegű vulkáni felépítményeket képes megtartani. Emellett ma már nincs (vagy sosem volt) globális lemeztectonika a Marson, ezért a felépülő vulkánok nem vándoroltak el a forró foltok feletti helyzetükből, ami szintén segítette nagyméretűvé alakulásukat. A magmaképződéshez szükséges beolvadást okozó nyomáscsökkenést a Földön gyakran a globális lemeztectonika során a szubdukcióval kapcsolatban fellépő „anyaghiány” segíti a kéregben. Emellett az olvadáspont-csökkenés és beolvadásos magmaképződés is gyakran kapcsolódik szubdukcióhoz, amikor az alábukó óceáni lemezben lévő H_2O felszabadul, és csökkenti a köpeny anyagának olvadáspontját. A gomolyáramlásokhoz és forró foltokhoz kapcsolódó vulkanizmus esetében a köpeny/mag határról induló feláramlások fontosak, ilyen tartós forró foltokra utalnak a Tharsis és Elysium-hátságánál megfigyelt vulkánok (lásd később).

A földinél gyengébb gravitáció miatt kevésbé heves emelkedés várható a magmánál, illetve nagyobb méretű magmatestekre lehet számítani. Míg a Földön a bazalt-magmakamrák 3-4 km függőleges méretűek (Ryan 1987), a Marson ugyanez 8-10 km lehet (Wilson & Head 1998). A földinél gyengébb gravitációs tér miatt adott mélységben a magmára kisebb bezáró nyomás hat, emellett a légnyomás is kisebb a mi bolygónkon jellemzőnél. A kisebb légnyomás miatt a magma, illetve láva már alacsonyabb illótartalmánál vagy hőmérsékletnél robbanásos kitörést okozhat. De ez erősen függ az olvadék H_2O -tartalmától, ami a korai nedvesebb időszak után csökkenhetett. A becslések alapján, míg a Földön körülbelül 1%-ot meghaladó illótartalom esetén válik jellemzően robbanásossá egy szárazföldi vulkánkitörés, a Marson ez az arány 0,2-0,03% lehet (Cattermole 2001).

A kitörési felhők a földinél gyengébb gravitáció és kisebb légnyomás miatt nagyobbak lehetnek, de a kisebb légköri gázsűrűség nem segíti a forró felhők hidrosztatikus emelkedését. A becslések alapján elméletileg egy földivel megegyező kitörés a Marson, 2-3-szor nagyobb kitörési felhőt eredményezne (9. ábra). A kis légnyomás miatt gyorsan



9. ábra. Hasonló vulkánkitörés által létrehozott felhők mérete a Földön és a Marson. A fő különbséget, a felhők nagyobb marsi emelkedési magasságát a földinél gyengébb gravitációs erő okozza.

terjednek oldalirányban a felhők, és az ernyőterület, ahova a törmelék visszahullik, szélső esetben akár az egész bolygó is lehet. A Mars-on nem várhatóak karcsú, gomba alakú kitörési felhők, inkább gyorsan szélesedő „tölcsérek”. Az elméleti számítások alapján azonos kitörési sebesség mellett a Földön egy 30-35 km-ig emelkedő vulkáni felhő marsbéli megfelelője a 60-100 km-es magasságot is eléri.

A ritkább légkör miatt valamivel lassabban hűlnek a felszínre ömlött lávák, ezért hosszabb lávafolyások és laposabb, kiterjedtebb lávasíkságok várhatóak – bár ezt főleg a magasabb vastartalomból adódó kisebb viszkozitás segítheti elő. További érdekesség, hogy a 60-80 km magas kitörési felhők finom anyagának egy része közvetlenül a bolygó ionoszférájába juthat.

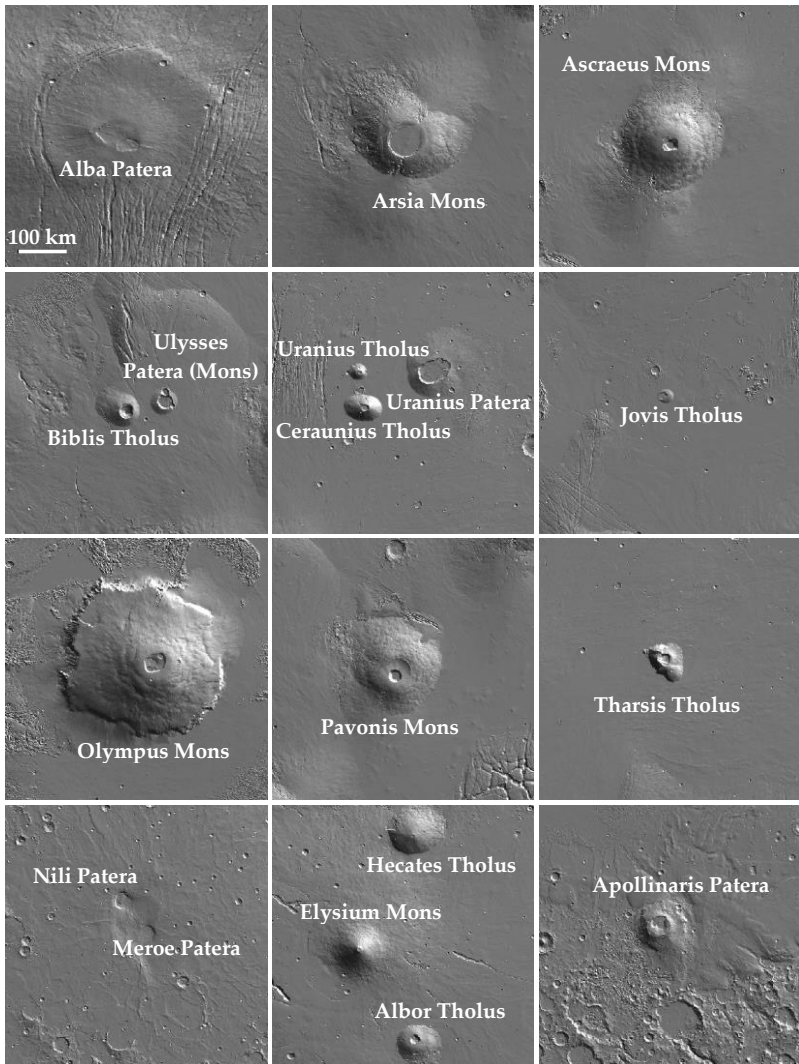
Vulkáni felépítmények

A bolygón megfigyelhető központos vulkánokat három nagy csoportba sorolják (Greeley & Spudis 1981), ezek a pajzsok, a kúpok és a paterák.

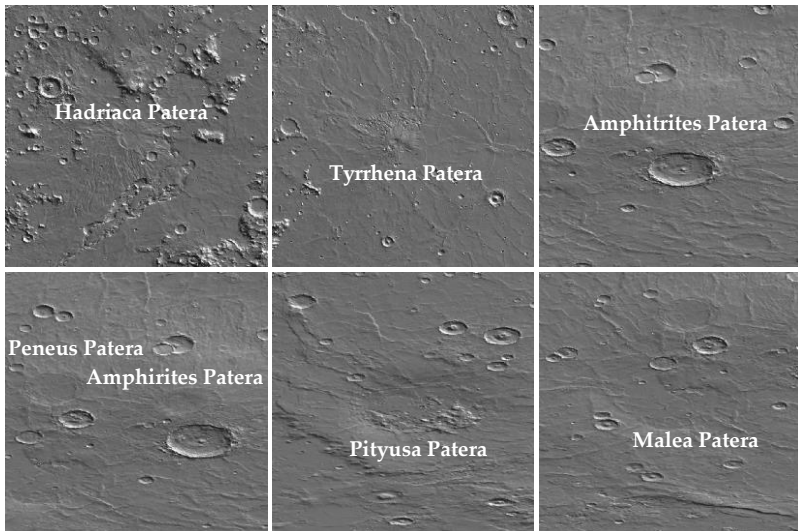
- A vulkáni **pajzsok** (*shields*, például Olympus Mons, 10. ábra) egymásra települő, néhol 10 m-nél is vékonyabb (Schaber et al. 1978) lávafolyásos alakzatokból felépülő kiemelkedések. Kúpjuk lapos, néhány fokos lejtőszöggel, lejtőiken gyakran figyelhetők meg lávafolyások, bár anyaguk jelentős része piroklasztikum is lehet. Centrumukban komplex kaldera látható.
- A **kúpok** (*tholi*, például Tharsis Tholus) a pajzsoknál meredekebb, néhol a 10 fokos lejtőszöveget is elérő vulkáni kiemelkedések. Méretük a 150 km-t is elérheti, a pajzsoknál viszkozusabb lávából és esetleg robbanásos kitörés törmelékéből épülnek fel.
- A **paterák** (*patera*, például Thyrrena Patera) rendkívül lapos, sugárirányú mintázatot és komplex kalderákat mutató vulkáni ki-



10. ábra. Földi és marsi vulkánok méretarányos összehasonlítása. Az Olympus Mons (a háttérben) és a Hawaii-szigetek vulkánjainak mérete 5-szörös függőleges torzítással.



11. ábra. A Mars nagyobb vulkánjainak domborzatárnyékolásos összehasonlítása. Észak a képeken felfelé van, az ábra következő oldali folytatásában látható vulkánok képei függőlegesen torzítottak, de a méretarányok közel azonosak mindenhol. Az ott bemutatott paterák nem látványosak, mivel domborzatuk kifejezetten lapos.

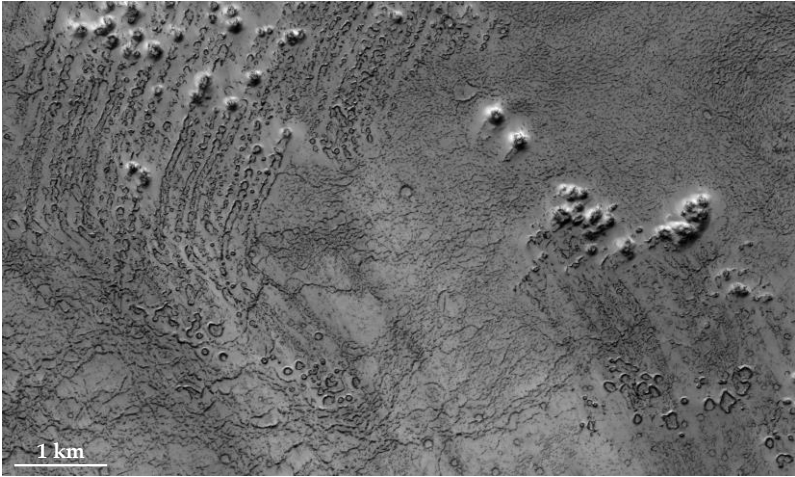


11. ábra folytatása, magyarázatát lásd az előző oldalon.

emelkedések. Ezek a bolygó legidősebb azonosított központos vulkánjai. Főleg a kráterezett déli felföldeken jellemzőek, a lepusztulásuk morfológiai mintázata alapján hamuból állnak. A pateráknál főleg robbanásos kitérésekkel és sok hamuval, illetve piroklaszt ár üledékkel számolnak.

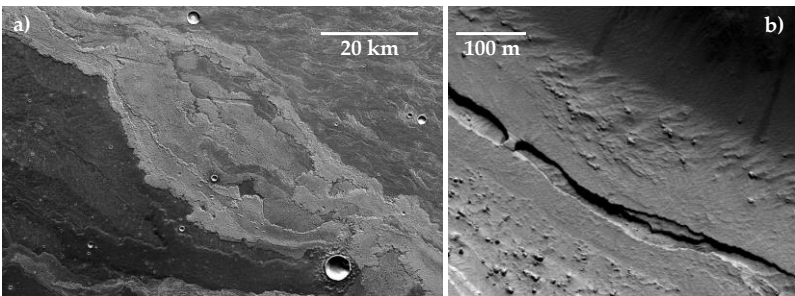
A legnagyobb marsi vulkánok képei a 11. ábrán láthatók (Robbins et al. 2005, Williams et al. 2009).

Külön csoportként említhetők a kisebb vulkáni alakzatok, néhány km-es kúpok. Ezek viszonylag meredek lejtőt mutatnak, és szintén a két nagy vulkáni hátságon összpontosulnak. Átlagos lejtőszögük a pólus felé növekvő tendenciát mutat (Sakimoto 2008), aminek oka talán az, hogy a pólus felé nő a H_2O gyakorisága a felszínen és alatta, talán ezzel kölcsönhatásba lépve lett egyre inkább robbanásos jellegű a kitérés magas szélességekre. A Cerberus és Amazonis Planitiáról készült részletes felvételek alapján számos 250 m-nél kisebb vulkáni képződményt sikerült azonosítani, amelyek a földi pszeudokráterekre emlékeztetnek (12. ábra). Feltehetőleg a vulkáni anyag és a felszín alatti jég kölcsönhatásával keletkeztek, koruk mindössze néhány 10 millió év. A Tempe Terra térsége szintén sok kisebb vulkáni képződményt tartalmaz, ahol akadnak köztük lapos pajzsok és meredek kúpok egyaránt.



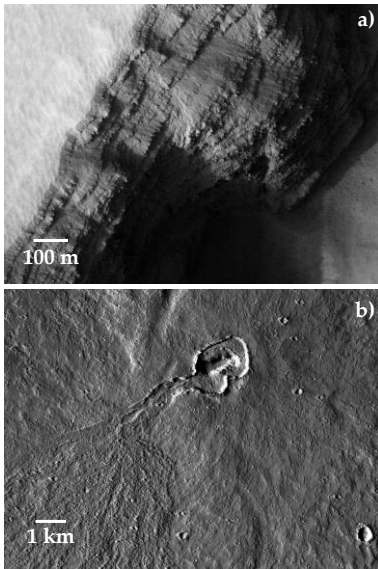
12. ábra. Pseudokráterek láncolata az Athabasca Valles környékén, amelyek lejtőszöge néhol a 30 fokot is eléri. A területen láva folyhatott jégtartalmú törmelékre, és a szilárduló lávatarakó repedései mentén kitörő gázok hozhatták létre a cúpok láncolatát.

Mindezek felett gyakran külön említik az 1000 km átmérőjű, gyűrűs törésekkel körbevett Alba Paterát, amely nehezen sorolható be az előbbi három csoportba, és más égitesten sem mutatkozik hasonló alakzat eddig. Ez a legnagyobb méretű központos vulkán a bolygón, amelynek lejtőszöge 0,1 fok alatti.



13. ábra. Lávaflowásos alakzatok a Mars-on. a) egymás tetejére települt lávaflowások a Deadalia Planum területén a Mars Express HRSC kamerájának felvételén, b) beomlott lávaflowás, illetve lávabarlang a Tartarus Colles térségében, a kép bal oldalán egy be nem omlott szakasszal, amely híd alakzatot formál.

A központos vulkánok mellett a kiterjedt **lávamezők** a holdi látatengerekhez hasonló összenyomódásos lágagerinceket, folyási lebenyeket mutatnak, területükön adott magasságig előtötte a láva a vidéket, amelyből csak a nagyobb kiemelkedések bukannak elő. Az ilyen kiterjedt lavasíkságok anyaga talán törésvonalakból ömlött a felszínre, amiket maga a láva takart el (Williams et al. 2009). Az egyes lávafolyások mérete változó a Marson, a leghosszabbak elérik a 300 km-t, esetenként keskeny lāvacsatorna van rajtuk, amelyet lapos kiemelkedés övez (13. ábra). A nagyobb vulkánokon megfigyelhető lávafolyások jellemző térfogata 10 és 600 km³ közötti (Wilson & Head 1998) – ezek az értékek közel egy nagyságrenddel kisebbek, mint az egyes kalderák berogyásakor „eltűnt” (a sülyedést lehetővé tevő) térfogat. A marsbéli lávafolyások bazaltosak, a földi nómenklatúra szerint aa típusú, nagy mennyiségű láva kiömlésével keletkező lāvákra hasonlítanak, kisebb részük pahoehoe típusú. Sok lávafolyás nagy távolságra jutott, aminek fő oka a földinél magasabb vastartalomtól előálló kisebb viszkozitás lehetett (14. ábra). A fiatalabb vulkánok lejtőin beszakadt lāvacsatornák is megfigyelhetők, a meredek törések falában az egymásra rakódott lávafolyások azonosíthatóak. Gyakran ismerhető fel a lávafolyások felszínén a korán megszilárdult nagy blokkok, lapok alakja.



14. ábra. Lávafolyások részletei: a) az Arsia Mons kúpjának falába mélyedő árok peremén kibukkanó, egymásra települt lávafolyások (PSP_004412_1715 kép), és b) a Tharsis-hátságon lévő Ceraunius Fossae területén mutatkozó vulkáni kráter és belőle induló lāvafolyás (PSP_002328_2080 kép).

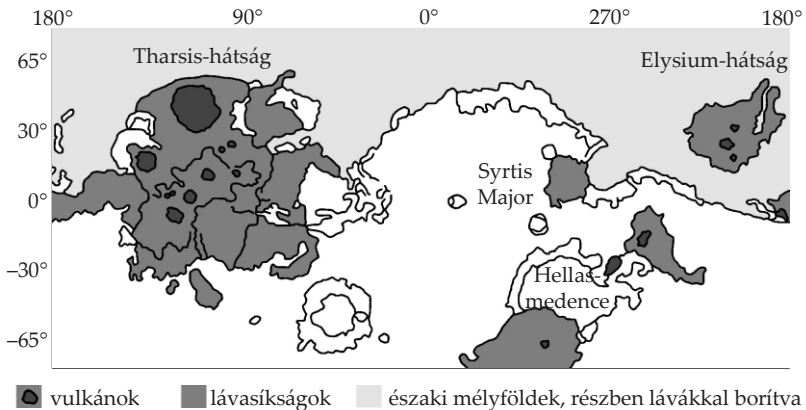
A lávafolyásokkal kapcsolatban említhetők a feltételezett **lávabarlangok**, amelyek hosszanti törések mentén sorakozó, a krátereknél meredekebb falú mélyedések, beomlott nyílások lehetnek. A 100-250 m átmérőjű mélyedések nappal hidegebbek, éjjel melegebbek környezetüknél (Cushing et al. 2008, Deák 2011).

A vulkáni **kalderák** általában nagyobbak a földieknél, főleg bero-
gyásos kinézetűek, néhol 1 km körüli, vagy még nagyobb mértékű
süllyedéssel. A kalderák néhol 25 fokos szögénél is meredekebb, lépcsős
falakat produkáló beszakadása és a lávaömlés néhol több ciklusban
megismétlődött (Mouginis-Mark et al. 1990), és a kalderák gyakran fia-
talabbak, mint az adott vulkánok lejtői. Emellett néhol egykori lávata-
vakra utaló nyomok mutatkoznak, kisebb kúpok és hidrotermális átala-
kulások jelei is megfigyelhetők területükön (El Maarry et al. 2011).

A vulkanizmus területi eloszlása

A központos vulkánok területi eloszlása foltos jellegű (15. ábra), ami
feltehetőleg forrófolt-aktivitáshoz kapcsolódik, és nem vonal mentén
jellemző, mint a Földön. A fő vulkáni térségek a Tharsis-hátság, az Ely-
sium-hátság, a Syrtis Major térsége és a Hellas-medence körüli zóna.

A **Tharsis-hátság** a bolygó legnagyobb vulkáni vidéke, amely a
felszínnek körülbelül 25%-át teszi ki, a vulkanitok becsült térfogata
 10^6 km^3 . Átmérője körülbelül 4000 km, és közel 8 km-re magasodik az
átlagos marsi felszín fölé. A térségben a litoszféra megvastagodott
70–150 km közötti értékig (McGovern et al. 2002). A Tharsis-hátság
területén a vulkáni tevékenység legalább 3,5 milliárd éve kezdődött,
a legutolsó kitérések néhányszor 10 millió éve történtek, a hátság



15. ábra. Avulkanikus területek eloszlása a bolygón, a legidősebb, azóta erősen kráterezett vidé-
kek jelzése nélkül, amelyek anyaga szintén bazaltos.

alatt egy tartós forró folt működhet. A hátság keleti peremébe vágódó Valles Marineris falain néhol 8 km vastag vulkáni réteg azonosítható. Tizenkét nagy vulkáni kúp van a hátságon, főleg lávaömléses, alárendelten robbanásos aktivitás nyomaival.

A Tharsis-hátságon található az **Olympus Mons**, a Mars legnagyobb pajzsvulkánja, amely 550 km átmérőjű és 24 km-re emelkedik környezete fölé. Peremét egy 9-13 km magas, 30° meredek fal alkotja. Lejtőjét lávafolyások borítják, 25-50 millió éve mutatott utoljára vulkáni működést. Tőle északnyugatra, az Olympus Mons területénél kétszer nagyobb lapos képződmény látható: az Olympus-aureola. Ez egy hatalmas csuszamlásos-folyásos szerkezet, ahol valószínűleg a kőzetekben lévő és azok képlékenységét növelő jég és talán víz, valamint a gravitáció hatására hatalmas kőzettömeg kúszott le a vulkán területéről a hátság peremének irányába. Az Olympus Monssal közel azonos magasságú, de kisebb átmérőjű **Pavonis, Arsia** és **Acraeus Mons** vulkánok egy délnyugat-északkelet irányú egyenes mentén körülbelül 700 km-es térközzel sorakoznak. Utóbbi egy törésvonal lehet, amely segítette a lávák felszínre jutását a térségben. A Marsnak e sorok írásakor ismert legfiatalabb vulkáni területei az Arsia és Pavonis Mons lejtői, ahol néhányszor 10 millió éves folyásnyomok is láthatók. A vulkánok kúpján lévő gödörszerű mélyedésekből kanyargó völgyek indulnak ki, amelyekben láva és feltehetőleg az általa olvasztott víz is áramlott. A viszonylag fiatal korok alapján elképzelhető, hogy a Tharsis-hátság területén működő forró folt ma is aktív.

Az **Elysium-hátság** közel 2000 km átmérőjű, átlagosan 5 km magas, a Tharsis-hátságánál kisebb vulkanikus kiemelkedés, ahol a meredekebb dómok jellemzőek. A terület közepén található az Elysium Mons, a hátság legmeredekebb kúpja. Lejtőjén néhol lávafolyások, néhol pedig törmelékszórással keletkezett rétegek láthatók. A tűzhányót körkörös törésrendszer övezi, amelyet a vulkáni anyagoktól vastagodó kéreg deformációja hozhatott létre. A gyűrű alakú árokból vízfolyásnyomok indulnak ki.

Még kisebb vulkáni vidék a **Syrtis Major térsége**, ahol a nyomok robbanásos aktivitásra utalnak, de helyenként messzire nyúló lávafolyások is előfordulnak. Rendkívül lapos vulkáni felépítmények jellemzőek itt. A **Hellas-medence körüli** vulkáni területet Circum Hellas Volcanic Province (CHVP) néven említi a szakirodalom (Williams et al. 2009), ahol hat idős vulkáni központ azonosítható a becsapódásos eredetű medence peremvidékén. Itt pajzsvulkánok jellemzőek (Tyrhena, Hadriaca, Amphirites), amelyek pozitív gravitációs ano-

máliát mutatnak, és lapos kúpjuk kinézete gyengén konszolidált törmelék pusztulására utal. A másik csoportot a kaldera kinézetű mélyedések alkotják, amelyek lávagerincekkel tagolt síkságokon jellemzőek (Peneus, Malea, Pityusa). A Hellas-medence környéki vulkánok kora 3,9-3,7 milliárd év, helyzetük a medencét létrehozó becsapódás által okozott törésekhez köthető.

A 15. ábrán a legsötétebb szín a nagyobb vulkánokat jelöli, amelyek a Tharsis- és az Elysium-hátságon csoportosulnak. Emellett még megfigyelhető a Hellas-medence vidékén és a Syrtis Major térségében néhány nagyobb tűzhányó. A középszürke szín a felismerhetően lávával borított területeket mutatja, míg a világosszürke az északi síkságot jelzi, ahol szintén kiterjedt lávamezők vannak – de sok helyen más üledék fedí azokat.

Vulkáni kőzetek

A vulkáni kőzetekre néhány felszíni vizsgálat és a Mars körüli pályáról készült színekpfelvételek, valamint a marsmeteoritok alapján következtethetünk. A vulkáni kőzetek a Marson mafikus, ultramafikus kőzetek (Greeley & Spudis 1981). Legfontosabb közöttük a bazalt, ez főként a déli felföldekre jellemző, amelyek keletkezésüket tekintve nem az ősi, elsődleges kéreg maradványai (mint például a Hold felföldjei), hanem a köpenyből differenciálódott bazaltok. Az északi síkságokon bazalt, bazalt-andezit, esetleg andezit jellemző – noha az andezitek létezése máig nem tisztázott. A Sojourner rover a Barnacle Bill nevű kőtömb vizsgálatakor 55% SiO_2 -tartalmat mért, ami bazalt-andezitre vagy andezitre utal. A földi andezitek és rokonaik a szubdukciós zónákban a leggyakoribbak, noha elvben szubdukció nélkül keletkezhetnek. A Mars körüli pályáról rögzített színeképek is összeegyeztethetők ezzel, azonban nem kizárt, hogy nem andezitet, hanem mállott bazaltot találtak sok esetben (Wyatt & McSween 2002).

Az egyes kitörésekkor jellemző lávatermelés becslése nehéz, mivel sok lávafolyás rakódott egymásra. Az Ascræus Mons effuzív tevékenységére végzett számítás 18 és 60 m^3/s közötti rátát ad a vulkán aktív időszakára (Zimbleman 1985). Egyéb számítások és becslések alapján általában a nagy pajzsvulkánok esetében 100-800 m^3/s erupciós ráta lehetett jellemző, ami egy-egy lávafolyás tipikus térfogatával számítva 300-400 éves aktív időszakot jelent (Wilson & Head 1998).

A vulkanizmus szerepe a bolygófejlődésben

A vulkanizmus több területen befolyásolta a Mars fejlődését. Gázki-bocsátással növelte alkalmanként a légkör mennyiségét, jeget olvasztott, és esetenként hatalmas vízfeltöréseket okozott, átmeneti tavakat is létrehozva. Ez történhet közvetlenül, a magma/láva jégbe, vagy annak közelébe nyomulásával. De előfordulhatott, hogy a vulkáni hó a krioszféra anyagát csak részben olvasztja meg, és az így meggyengült konzisztenciájú területek összeomlanak, ahol vízfeltörések történnek (a köztömbök lesüllyednek, a víz felemelkedik). Mindezekről megváltozik a légköri és a felszín alatti víz áramlásának rendje. A jég megolvasztása révén a vulkanizmus vizet és szén-dioxidot juttat a légkörbe, így erősen befolyásolja a klímát. Ilyen szempontból a Tharsis-hátság lehetett a legfontosabb, amelynek tevékenysége végigkísérte a vörös bolygó életét, és alapvető hatással volt az egész égitest fejlődésére. A vulkanizmus kéntartalmú gázai befolyásolták az ekkor megjelenő vizek kémhatását, ami pedig a mállás jellegére volt következménnyel, továbbá megemelkedett légköri koncentrációjuk csökkenti az egyébként felszínre bőséggel jutó ultraibolya sugárzás intenzitását. Megállapítható, hogy a bolygó fejlődését végigkísérte a vulkáni aktivitás (Robbins et al. 2011), és nemcsak sokkal nagyobb, de hosszabb életű vulkáni felépítmények is vannak a Marson, mint a Földön.

A Marson központos és hasadékvulkanizmus egyaránt előfordult, de a fejlődés során, a belső hüléssel párhuzamosan egyre kisebb térfogatban jutottak vulkanitok a felszínre, ami a litoszféra vastagodásával eshetett egybe. A legkorábbi vulkáni aktivitást hasadékokhoz kapcsolják, amelyek lávasíkságokat hoztak létre a noachi időszakban (3,7 milliárd évvel ezelőttig), területük ma már sűrűn kráterezett. Ezt követően már a központos vulkanizmus lett domináns a bolygón, közöttük a legidősebbek a Syrtis Major és Hellas-medence környéki vulkánok, ahol erős vulkán-víz kölcsönhatás és heves robbanásos aktivitás feltételezhető. A bolygó életének korai időszakában zajló vulkáni tevékenység gyakran freatomagmás jellegű lehetett, mivel akkoriban még gyakori volt a víz a felszínen és főleg a felszín alatt a kőzetek repedéseiben. A korai vulkanizmus sokkal nagyobb térfogatú lehetett, mint ami később jelentkezett a bolygón (McEwen et al. 1999). Közel 3,5-3,0 milliárd évvel ezelőtt vált dominánssá a lávaömléses aktivitás a robbanásoshoz viszonyítva, ez a heszperia/amazoni kor átmenetéhez közeli, amikor az alkalmanként nedves állapot tartósan száraz körülményekbe váltott.

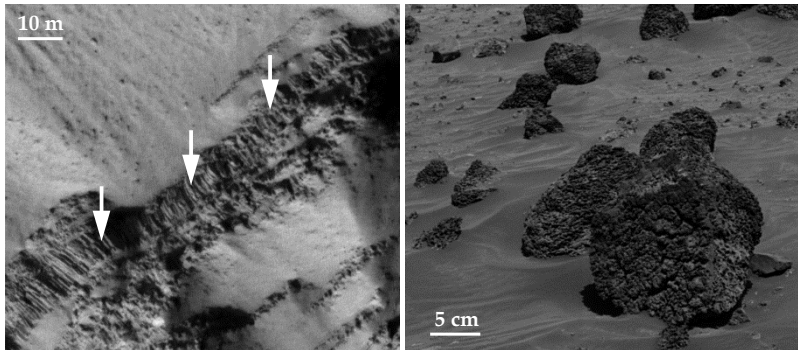
A heszperiai időszak végén (Cattermole 2001) a bolygó északi féltékéjén kiterjedt síkságok anyaga ömlött a felszínre, és közel ezzel egy időben fejlődött az Alba Patera. Kialakultak a Tharsis- és az Elysium-hátság nagy tűzhányói. A legfiatalabb vulkáni nyomok között említhetők az Elysium síkság délkeleti részein körülbelül 100 millió éve, az Arsia Mons kalderájában 40-150 millió éve, a lejtőjén körülbelül 10 millió éve, az Olympus Mons 25-50 millió éve zajlott működés nyomai.

A Marson található vulkáni kőzetek összmenyisége körülbelül $2 \cdot 10^8$ km³, amely 1,5 km vastag réteggel tudná beborítani az egész égitestet (Tanaka et al. 1987). A vulkáni tevékenység keretében kibocsátott gáz mennyiségét körülbelül 10^{20} kg-ra becsülik, amely a jelenlegi légkör gázmennyiségének 10-30-szorosa. A kitörések révén sok jég is megolvadhatott, és időszakos vízfolyások és tavak keletkezhetnek a felszínen, helyenként az Izlandon megfigyelhetőkhöz (Gadányi 2007) hasonló alakzatokat létrehozva.

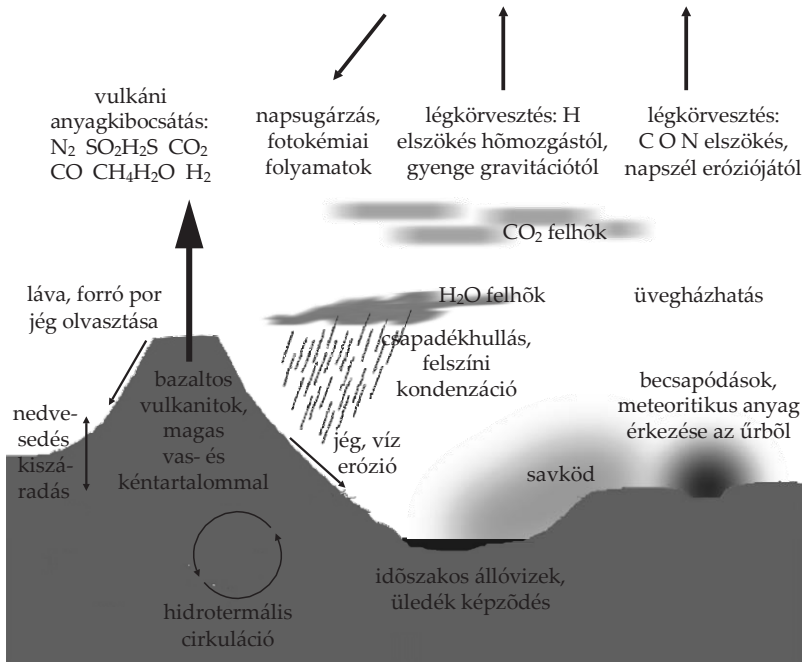
A FELSZÍN ÁSVÁNYI ÉS KÉMIAI ADOTTSÁGAI

A Marson a felszíni ásványi átalakulások terén is sok az eltérés a Földön jellemzőktől, ezek: a nagyobb naptávolság, az alacsonyabb átlaghőmérséklet. A földinél szerényebb belső energiaforrások miatt korán leállt a magban a dinamóhatás, és megszűnt a globális mágneses tér, ettől pedig a napszél (a Naptól kiáramló töltött részecskék együttese) gyorsabban erodálta a légkört. A légkörvesztés szintén a hűlés és szárazodás irányába hatott, utóbbiak lassú és gyenge mállást eredményeznek a bolygón (Lammer et al. 2003) (16. ábra). A földihez hasonló globális anyagkörforgás és az erős mállás hiányában egymástól erősen eltérő korú és így különböző kemizmusú, más-más átalakulást képviselő anyagok is egymás közelében halmozódhatnak fel a bolygón (McSween & Keil 2000).

A Mars felszínének összetételére távérzékeléses adatok, a leszállóegységek felszíni vizsgálatai, valamint a Földre hullott marsmeteoritok elemzése alapján következtethetünk. A bolygó felszínét sok helyen a szelek átkeverő hatása által homogenizált anyagú por borítja,



16. ábra. Oszlopos elválásos alakzatok a Marte Vallis térségében lévő bazaltsíkságnak egy meredek falon kibukkanó 200 m széles részén (balra) és egy 40 cm-es, a becsapódások által kidobott hólyagüreges bazalt szikla a Spirit rover felvételén (jobbra) (NASA/JPL-Caltech/Cornell/NMMNH).



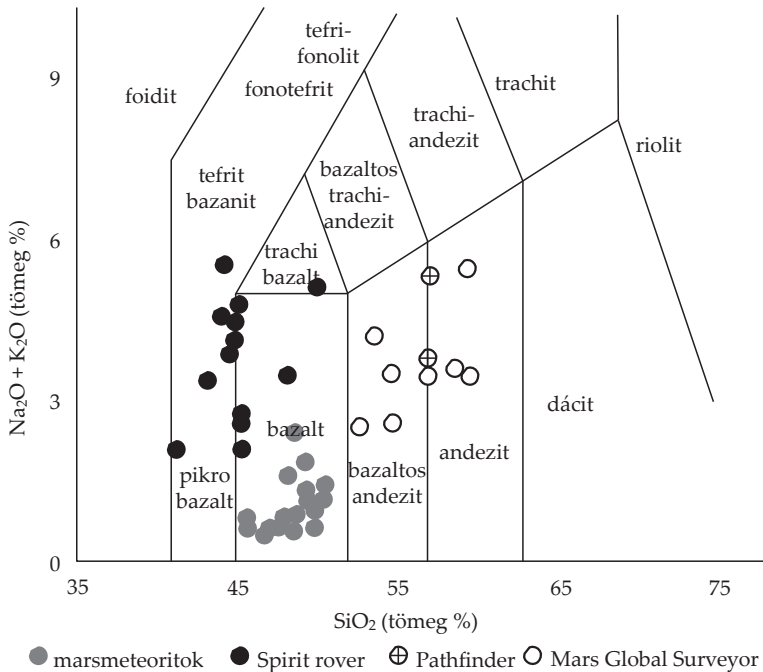
17. ábra. A felszín ásványtani és kőzettani fejlődése szempontjából fontos folyamatok a Marson, amelyek globálisan befolyásolják a mállást.

amely abszorpciós vonalakban szegény, főleg amorf vagy gyengén kristályos szerkezetű. Az általános vöröses szín az ultraibolya és kék tartományban fellépő erős elnyeléstől áll elő, amely vas-oxidoktól származik (Ferguson et al. 2006).

A marsi meteoritok mind bázisos-ultrabázisos jellegű magmás kőzetek, közöttük piroxenit, dunit, bazaltos és peridotitos kemizmusúak jellemzőek, metamorf és üledékes kőzetekből állók nem ismertek eddig. Anyaguk inkompatibilis elemekben a földi kőzetekénél szegényebb, ami a mi bolygónkon jellemzőnél kisebb belső differenciációra utal a Mars esetében (Breuer et al. 1993). A keringő- és leszállóegységek felszíni mérései alapján főleg bazaltok (17. ábra), alárendelten bazaltos andezitek, esetleg andezitek jellemzőek a bolygó felszínén (18. ábra) – de kisebb mennyiségben üledékes kőzetek is vannak, és különféle átalakulások nyomai is felismerhetők (Burns & Fisher 1990).

A felszint színképi jellemzői szempontjából első közelítésben vízjégre és szén-dioxidjégre, valamint kőzetekre és azok törmelékére oszthatjuk. A jégmentes területeket sok helyen egyenetlen eloszlású por borítja. Ezek főleg világos, kis hőtehetlenségű (azaz gyorsan melegedő és hűlő) területek, míg a sötétebb és nagyobb hőtehetlenségű vidékek cementált anyagúak, a legsötétebbek és legmagasabb hőtehetlenségűek a szálkőzetek. Ezért negatív korreláció mutatkozik a hőtehetlenség és az albedó között (a jegeket leszámítva): minél kisebb egy terület albedója (minél sötétebb), annál nagyobb a hőtehetlensége, mivel annál kevesebb világos por borítja. Ugyanakkor a sűrűség és a hőtehetlenség között pozitív korreláció van: minél nagyobb a hőtehetlenség, annál sűrűbb az anyag (tömör szálkőzet, vagy üregeit cement tölti ki).

A Mars felszíni üde kőzetei főleg bazaltok, illetve bazalt és andezit közötti átmenetiek, a keringő egységek (Hamilton et al. 2003) és a le-



18. ábra. A részletesen is megvizsgált marsi magmás és vulkanikus kőzetek a TAS diagramon (Witter et al. 2005 nyomán).

szállóegységek (Larsen et al. 2000) mérései alapján. A legfontosabb kőzetalkotó szilikátok az olivin, a piroxének és a földpátok. Az ásvány- és kőzettani jellemzők globális elemzése által a bolygó fejlődéstörténetébe is bepillanthatunk, amiben a távérzékelés nyújt segítséget.

Színképi elemzések

A Mars sötét, szálkőzetekből álló, pormentes területei első közelítésben két eltérő típusra oszthatók, amelyeket 1-es és 2-es típusnak neveznek (*Surface Type-1 (ST1)*, *Surface Type-2 (ST2)*) (Bandfield et al. 2000).

Az 1-es típus magas vastartalmú bazaltos vidék, jellemző ásványok: plagioklász földpátok és klinopiroxén. Típusterülete a Syrtis Major, és főleg a déli idős, sűrűn kráterezett területeken jellemző. A bolygó korai, 4,0-4,4 milliárd évvel ezelőtti bazaltos, kevésbé átalakult kérgét képviselheti. (Hasonló korú, de nem üde, hanem mállás nyomát képviselő ásványok is előfordulnak a bolygón – lásd később –, de azok aránya túl kicsi ahhoz, hogy külön típusként sorolják be őket.) Az 1-es típus ott fordul elő, ahol vastagabb a kéreg, de kisebb előfordulásai a vékonyabb kérgű északi síkságokon is megtalálhatók – elképzelhető, hogy északon a 2-es típusú terület alatt helyezkedik el. Emellett az 1-es típusú vidék jellemzően idősebb a 2-es típusúnál (Bandfield 2002).

A 2-es típus főleg az északi mélyföldeken fordul elő, de kisebb gyakoriságban a déli felföldeken is megjelenik, fő komponensei a plagioklász földpátok és korábbi megfigyelések alapján a vulkáni üveg. Anyaga andezit lehet, erre utalnak a Mars Pathfinder egyes megfigyelései (Rieder et al. 1997), amely bazaltos kemizmusú kőzet részleges olvadásával keletkezhetett, és akár ősi szubdukcióra is utalhat. A másik lehetőség, hogy vizes közegben átalakult bazalt alkotja (Wyatt & McSween 2002), amelynek üvegtartalma vízben elmállott. A két opció között nehéz különbséget tenni távérzékeléses megfigyelésekkel, mivel a vulkáni üveg, valamint annak és a bazaltnak a mállásával keletkezett ásványok (szmektitiek, palagonitok, zeolitok stb.) hasonlóan jelennek meg a színképekben a ma elérhető spektrális felbontás mellett (Wyatt et al. 2004).

Az első lehetőség esetében a szilícium-dioxidban gazdagabb 2-es típus a felszín fiatalabb vidékein jellemző, ami egybevág azzal a képpel, hogy a korábban kialakult bazaltos kéreg esetleges recirkulációjával, alábukásával, átalakulásával, majd magmás és vulkáni tevé-

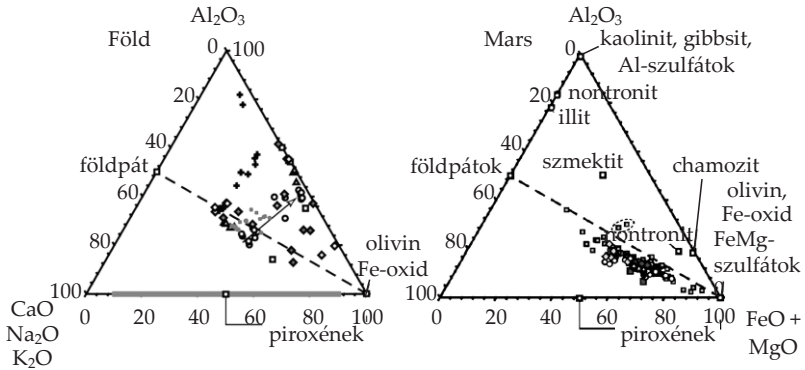
kenység révén, andezithez hasonló differenciált anyag keletkezett. A második lehetőség pedig annak az elgondolásnak kedvez, amely szerint az északi területeket borították egykor ősi állóvizek, ezek nyomán találhatóak ott mállástermékek. A 2-es típusból nemcsak északon van több, hanem az általában magasabb szélességen jellemző, ahol szorosabb kapcsolatba kerülhetett a jéggel, és ennek nyomán víz hatására történt mállással is. Utóbbi alapján (ha mállástermékek vannak benne) nem biztos, hogy azok az ősi felszíni vizek nyomát őrzik - elképzelhető, hogy inkább a magas szélességen lévő jég alkalmi megolvadása hozta létre azokat. Egyesek szerint a Mars fejlődéstörténete alapján nem is várható ilyen nagy mennyiségű andezit a bolygón. A két területtípus térbeli előfordulása között némi keveredés is megfigyelhető, és nem minden esetben jelenthet az 1-es típus nagyobb kéregvastagságot (Wyatt et al. 2004).

Elsődleges és másodlagos ásványok

A Mars felszíni összetételéről nagy méretskálán a keringő egységek által bolygó körüli pályáról végzett megfigyelések adnak információt. Ezek értelmezésénél fontos, hogy gyakran nem a szálkövetet, hanem a málladéktakarót figyelik meg, érdemes figyelembe venni, hogy általában a felszínen látható, és a helyben megvizsgált kőzetek többsége igen idős. A mállás lassú a Marson, és eléggé különbözik a földitől, regolit mégis szinte mindenhol található az égitesten.

Regolitnak a kéreg átalakult, legfelső törmeléktakaróját nevezzük. Porozitása a felszínen 30-50% közötti, lefelé haladva csökken, körülbelül 6-8 km mélyen éri el az 1%-ot. Alsó része a kevesebb töréssel harántolt úgynevezett megargoluit, amely az ősi nagy becsapódások robbanásaitól keletkezett. A regolit jelentősége, hogy sok H₂O-t és CO₂-t tud megkötni, globális lemeztektonika hiányában pedig a felszíni viszonyok változásainak hosszú időskálájú megőrzője.

A regolit morfológiailag vizsgálva három összetevőre osztható fel: 1. por, a legfelső nem konszolidált rész, amely szoros kapcsolatban van a légkörrel, 2. összecementált réteg és rögök (kemény felszín, „duricrust”), amely mechanikailag ellenállóbb a pornál, és szulfát sók valamint hematit cementálja, kloridtartalma is jelentős, 3. sziklák, amelyeket a becsapódások által kilökött törmelék alkotja, megjelenésük változatos (tömör, lyukacsos, breccsás), néhol hólyagüreggel és szélerózió nyomával.



19. ábra. Földi és marsi kőzetek eloszlása az $Al_2O_3 - (CaO+Na_2O+K_2O) - FeO_x+MgO$ diagramon. Balra mállott földi magmás és vulkanikus kőzetek valamint mállástermékek láthatók, jobbra hasonló adatok a Viking-1 (háromszög), a Pathfinder (élére állított négyzet), a Spirit (négyzet) és az Opportunity (karika) felszíni méréseiből származnak. Jól megfigyelhető, hogy a Marson sokkal kisebb a földihez hasonló mállástermékek aránya (Hurowitz és McLennan 2007 nyomán).

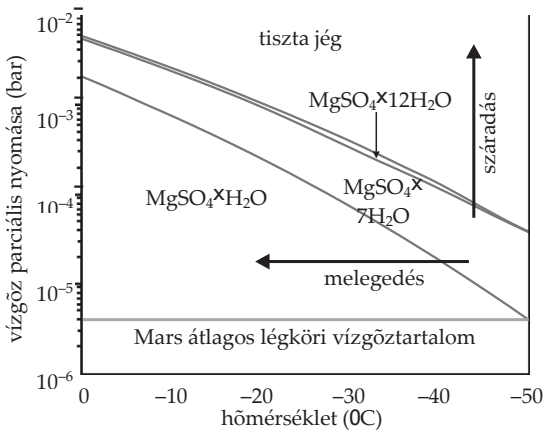
A marsi regolit idős és sok folyamat nyomát viseli magán, ugyanakkor általánosságban kevésbé mállott a földi kőzetekhez képest (19. ábra). A Phoenix-leszállóegység például mállott vas-oxidot, de üde olivint és vulkáni üveg szemcséket egyaránt talált benne. Felszínközeli része 30-50% porozitású, nagy felületével fontos a légköri vízpára és a szén-dioxid megkötésében. Mivel a bolygón (ha egykor volt is), már régóta nem lehet globális lemeztectonika, sokféle felszíni folyamat eredményét képviseli maga a regolit. Mélyebben (2-6 km mélységig) a gyengébben töredezett megaregolit lehet jellemző, amelynek anyagát főleg az ősi becsapódások tördelték fel.

A regolitra néhol a marstalaj kifejezést is használják. Ez a mechanikai és kémiai hatásoktól átalakult néhány centiméter vastag felszíni rétege a regolitnak. A gyakori vöröses szín a vas-oxidok kéken mutatott erős elnyelési vonalával kapcsolatban áll elő. A földi talaj fogalmától az eltérése, hogy bolygónkon az élőlények és aktivitásuk a fontos elemét képezik a talajnak, míg a Marson hasonlóról egyelőre nincs tudomásunk. Összetétel szerint a marstalaj legfontosabb komponensei: SiO_2 43%, Fe_2O_3 18%, Al_2O_3 7%, SO_2 7%, MgO 6%, CaO 6%, Na_2O 1%. Általánosan elmondható a marsi regolitról, hogy erősen oxidáló, vastartalma a marsi bazaltéhoz hasonló (Nelson et al. 2005), ugyanak-

kor a marsi bazaltnál több benne a S, Cl, P (feltehetőleg vulkanikus aeroszolozból, hidrotermális folyamatok révén), de kevesebb a Ca (talán a H₂O szállította el). A Spirit és az Opportunity kőzetkaparó berendezése alapján mállási kérgék is vannak egyes sziklákon.

Az átalakult felszíni anyagok a regolit idős kora révén az egykori felszíni viszonyokba, az ott zajló mállás jellegébe is betekintést nyújtanak:

- **szulfátok:** ezek nagyobb arányban vannak a marsi felszínalkotó anyagokban, mint a Földön. Szinte mindenhol előfordulnak a regolitban, koncentrációjuk általában 8-12% körüli, de mérték már 25%-ot is. Fontos ásványuk a jarosit (K,Na,H)Fe₃(SO₄)₂(OH)₆, a gipsz (CaSO₄×2H₂O), a kieserit (MgSO₄×H₂O) és a polihidratált szulfátok. Legtöbb belőlük a Valles Marinerisben található, ott kilométer vastag, rétegzett összeteteket alkotnak. Vagy beparlódo vizekből váltak ki evaporitok módjára, és/vagy bazaltokban lévő szulfidok mállásával helyben keletkeztek. Utóbbi átalakulást kiváltó tényezőt savködnek (acid fog) is nevezik, amelyben mikroszkopikus vastagságú vízfilm borította be a felszíni anyagokat. A folya-



20. ábra. Magnézium-szulfátok stabilitása a mai marsi felszíni viszonyok között. A hőmérséklet tartomány a bolygó alacsony szélességen jellemző értékeket fedi le. Látható, hogy az MgSO₄×12H₂O és az epsomit (MgSO₄×7H₂O) nem stabil ma a Marson, de például a kieserit (MgSO₄×H₂O) stabil a legtöbb környezetben. Ellenben, ha a jég is megjelenik, a korábbi kettő egyből stabil lesz újra. Az éghajlat és a felszíni viszonyok változása révén egyes marsi területek fizikokémiai adottságai változnak, ezért azok elhelyezkedése eltolódik a diagramon (Marion és Kargel 2005 nyomán).

dék talán vulkáni kigőzölgéssel a légkörbe került SO_2 -től volt savas kémhatású. A szulfátok fontosak a Marson, mivel kristályszerkezetükben sok vizet tudnak megkötni (Vaniman et al. 2004) (20. ábra).

- *karbonátok*: a légköri szén-dioxid és az egykori folyékony víz jelenlétére utaló nyomok alapján sok karbonátos üledék várható a Marson. Ezeknek sokáig nem akadtak a nyomára, és csak 5%-nál kisebb mennyiségben mutatkoztak (feltehetőleg hidromagnezit $(\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \times 4\text{H}_2\text{O})$ vagy artinit $(\text{Mg}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2 \times 3\text{H}_2\text{O})$ formájában), a regolitban, illetve a légköri porban (Pollack et al. 1990). A porban az átlagos koncentrációjuk 1-3% (Pollack et al. 1990), amely főleg magnezit (MgCO_3) formájában lehet jelen (Bandfield et al. 2003). A legidősebb marsmeteoritban is találtak kevés Ca-Mg-Fe-karbonátot. 2011-ig egy nagyobb karbonát kibukkanását azonosították egy 1500 km-es kráterben lévő Nili Fossae nevű törérendszer térségében (Ehlmann et al. 2008). Itt magnézium-karbonát lehet együtt olivinnel és agyagokkal, és nagyságrendileg 3,5 milliárd éves lehet. A Phoenix-szonda kevés CaCO_3 -t talált TEGA berendezése mérései alapján (igaz a Ca léte még kérdéses, míg a CO_3 biztos komponens), a Spirit rover pedig a Comanche-sziklában azonosított 16–34% karbonátot, amely ősi, bepárlódó vízből származhat. Karbonátok a marsmeteoritokban is előfordulnak, de általában 1% alatti arányban, a híres ALH 84001 meteoriton kívül például az EETA 79001 meteoritban 30-100 ppm koncentrációban (Wright et al. 1998). A karbonátos ásványok ősi, közel semleges vagy lúgos pH-jú vizes környezetre utalnak, ugyanakkor az üde olivin előfordulása a mállás hiányára utal, és nehezíti a pontos magyarázatot. A karbonátok gyakori előfordulásuk hiányának magyarázataként felmerült, hogy a vizek savassága, esetleg magas sótartalma (főleg Na, Ca, Mg, K, Cl) akadályozhatta meg a jelentős mennyiségű szén-dioxid oldódását, amelyből később karbonátok keletkezhettek volna. A feltételezett légköri SO_2 is korlátozhatta a vízben történő kiválást, amely a marsmeteoritok tanúsága alapján lehetett az ősi bolygón.
- *rétegszilikátok* (egyszerűsítéssel agyagásványokként említik őket, de ez nem egzakt megnevezés): főleg vas- és magnéziumban gazdag szmektitek. Az idős, noachi korból maradtak vissza (körülbelül 4,5-3,5 milliárd éve), és a mainál melegebb éghajlaton vizes mállással keletkezhettek. Főleg az idős déli, felföldeken bukkan ki a fiatalabb lávatakarók alól, emellett üledékes képződmé-

nyekben (például Holden-, Jezero kráterek lerakódásaiban) is mutatkoznak, és marsmeteoritokban is előfordulnak. Keletkezésükkor a mainál melegebb éghajlat lehetett. Néhány megfigyelés alapján magasabb rétegek Al-gazdagok, míg mélyebben több vasat tartalmaznak, talán a felszín alatti olatok áramlása miatt bekövetkezett kilűgzás révén. A Phoenix-űrszonda felszíni mérései alapján a sarkvidéken a marstalajban is van egy kevés belőlük.

- *vas-oxidok és -hidroxidok*: a regolit fontos alkotói. Nagy kérdés, hogy a felszíni vas-oxidos anyagok az egykori vízzel kapcsolatban, vagy inkább dominánsan száraz környezetben, a Nap ultraibolya sugárzásának hatására keletkeztek. Ásványi összetétel szerint:
 - Hematit (alfa Fe_2O_3): a leggyakoribb vas-oxid a felszínen (mikrokristályos vörös és kristályos szürke hematit egyaránt előfordul). Feltehetőleg azért a legelterjedtebb vas-oxid a bolygón, mert stabil a mai felszíni viszonyok között, és sok egyéb vas-oxid, -oxihidroxid átalakulásának végső állomása. Keletkezhetett hidrotermális átalakulás (Catling & Moore 2003), illetve palagonizáció keretében alacsony hőmérsékletű mállással (lásd később) (Bishop et al. 1998).
 - Goethit (alfa- FeOOH) a hematit után a második leggyakoribb oxidált Fe-ásvány, marsmeteoritokban azonosították, valamint a Spirit rover a Clovis nevű kődarabban is megtalálta, ahol az üregkitöltésekben emellett magas Br, Cl, S arány is mutatkozott. A goethit feltehetőleg vizes közegben keletkezett, jelentős része később hematittá alakult.
 - Magnetit ($\gamma\text{-Fe}_3\text{O}_4$) és titanomagnetit ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) a fő mágnesezhető komponens lehet a regolitban (Madsen et al. 2003).
 - További bizonytalanabban ismert, illetve feltételezett vastartalmú összetevők: ferrihidrit ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 9\text{H}_2\text{O}$), lepidokrokit ($\gamma\text{-FeOOH}$) és akaganéit (béta- FeOOH vagy béta- $\text{Fe}^{3+}(\text{O},\text{OH},\text{Cl})$), schwemannit ($\text{Fe}^{+3}_8\text{O}_8(\text{OH})_6(\text{SO})_4$), ferroxihit (delta- FeOOH).

Összefoglalóan megállapítható: A regolítot elsősorban átalakult bazalt képezi, a becslések alapján ennek körülbelül 5-8%-át adhatja világűr-ből érkezett meteorikus anyag. A felszín felső, néhány cm vastag rétege úgynevezett palagonitos jellegű, legjobb spektroszkopikus földi analógiája a Mauna Kea palagonitja. A földi palagonit barna és szürke színű kőzetanyag, tufa és vulkáni üveg mállásával keletkezik vízzel kapcsolatos átalakulás révén (Nelson et al. 2005). Gyengén kristályos szerkezetű, főleg nontronit, montmorillonit, egyéb szmektitiek, zeoli-

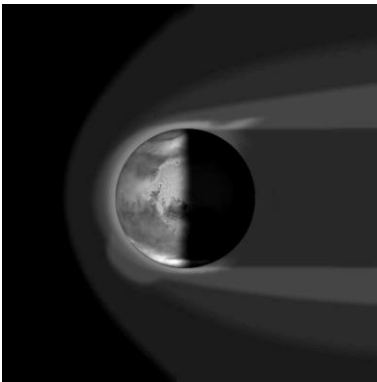
tok, oxihidroxidok, szerpentin ásványok, foszfát ásványok, hematit és különböző amorf összetevők alkotják. Anyaga erősen oxidált, vastartalma a marsi bazaltéhoz hasonló, S, Cl és P tartalma nagyobb az átlagos bazalténál, ami feltehetőleg vulkáni eredetű lehet, Ca-ban viszont szegényebb a bazaltnál, amit feltehetőleg víz oldhatott ki belőle. Jelenleg nagyon lassan változik a regolit a Marson, ebben fő hatótényező a napsugárzás (főleg az UV), az ezzel kapcsolatos foto-fenton reakció ($\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{O} + \text{UV} = \text{OH}^- + \text{H}^+ + \text{Fe}^{2+}$), továbbá alkalmanként az elvileg ma is megjelentő mikroszkopikus skálájú vékony „vízfilmmel” kapcsolatos folyamatok is történhetnek. Az ásványoknál a környező levegő relatív páratartalmának változása miatt hidratáció/vízleadás történhet, például: a $\text{MgSO}_4 \times n\text{H}_2\text{O}$ képlettel jellemezhető szulfátoknak változik a H_2O -tartalma, és ezzel együtt tágulás/zsugorodás felléphet bennük (Vaniman & Chipera 2006).

A regolit fontos alkotóelemei továbbá az oxidánsok. Ezek létezését a Viking-leszállóegységek, valamint a Phoenix-űrszonda vizsgálatai (KClO_3 , NaClO_3) is jelezték, emellett H_2O_2 -t földi távcsöves megfigyelésekkel is azonosítottak a légkörben. Az oxidánsokból mintha alacsony szélességen több lenne, aminek egyik lehetséges oka az, hogy a magas szélességen előforduló H_2O lebontja azokat. Az oxidánsok kis koncentrációjuk ellenére fontosak, mivel lebontják a szerves anyagot, köztük például a légköri metánt, vagy a lehulló kondrit meteoritokban lévő széntartalmú molekulákat. Az oxidánsokat létrehozhatják elektrosztatikus hatások az összesúrlódó porszemcsék között (például porördögökben, becsapódások során, vagy a szélről vándorló porszemcséknél), emellett kisebb gyakoriságban a regolit és az UV-sugárzás kölcsönhatásától is keletkezhetnek (Atreya et al. 2006).

Az általános jellemzőktől sok helyen eltérnek a regolit tulajdonságai. Helyenként kis mélységben, akár csak néhány cm mélyen már más anyag található, mint ami a felszínen látszik. A Spirit rover például a Tyrone nevű feltárásban (amelyet véletlenül hántolt ki beakadt kerekével) kénben gazdag Ca-szulfátot azonosított, ami hidrotermális átalakulással keletkezett. A Gertrude Weise feltárás esetében pedig minimum 90%-ban szilícium-oxidos anyag hantolódott ki a területen, ami szintén hidrotermális átalakulástól keletkezhetett, savas vizekkel, esetleg vízgőzzel kapcsolatban.

MÁGNESES TÉR ÉS IONOSZFÉRA

A magban zajló folyamatokról a mágneses tér is adhat ismereteket. Jelenleg nincs globális mágneses tere a Marsnak, feltehetőleg az ezt generáló dinamóhatás már körülbelül 4 milliárd éve leállt a bolygó belsejében. Ennek megfelelően a napszél közvetlenül a légkörrel lép kölcsönhatásba, akárcsak egy üstökösnél vagy a Vénusznál, és kisebb így a magnetoszféra, mint például a Föld esetében (21. ábra). Ugyanakkor sok mágneses anomália is mutatkozik a Marson. Ezek ősi erőter maradványai lehetnek, amelyek a kéreg erősen mágnesezett területei felett (ahol a mágnesezettség mértéke nagyságrendileg tízszerese a földi kéregének) miniatűr magnetoszférákat hoznak létre. Ezek főleg az idős, déli féltekén fordulnak elő, míg a fiatal lávasíkságok és a nagy becsapódásos medencék területe általában nem mutat mágnesezettséget. Ezek a kis mágneses burkok szerény védelmet nyújtanak a részecskebombázás és a légkörvesztés elől – hatásukat a felszínre érkező részecskefluxusra eddig nem sikerült kimutatni. A mágneses anomá-



21. ábra. Sematikus rajz a Mars és a napszél kölcsönhatásáról, amely mutatja, hogy a kialakuló magnetoszféra viszonylag kicsi, főleg a déli félteke felett a mágneses anomáliák hatása érzékelhető benne, és a napszél (fent) erodálja a bolygó légkörét.

liák felett a Marshoz érkező napszél nagyobb magasságban kezd lassulni, mint a bolygó egyéb területei felett (Brain et al. 2005).

A Mars ionoszférája a maximális részecskesűrűséget körülbelül 120 és 160 km magasság között mutatja nagyságrendileg 10^4 , alkalmanként 10^5 ion/ m^3 aránnyal. A kéreg mágneses anomáliái felett nagyobb részecskesűrűség figyelhető meg, és erős napaktivitás során általánosságban is emelkedik az energiasűrűsége (Mendillo et al. 2006). Az ionoszféra felső határa 300-400 km-en lehet, az érték élénk változékonyságot mutat a bolygóhoz közeledő napszél jellemzőivel kapcsolatban. A

napszél hatása a felszín felett 270 km-es magasságban is még kimutatható volt (Lundin et al. 2004). A fő ionizáló tényező az ultraibolya napsugárzás (körülbelül 130 km magasság felett), a Nap röntgensugárzása (110-120 km közötti magasságban erős). Ezek mellett számítanak a napszél részecskéinek becsapódásai, és 80 km körüli magasságban a meteorok felvillanásai. Fontos eltérés a földi ionoszférától, hogy ezt globális mágneses tér nem védi a napszél ellen. A maximális részecskesűrűség-szintek a légköri nyomásváltozásnak megfelelően emelkednek és süllyednek (Wilhers 2009), utóbbit a besugárzás és a porviharok fellépése erősen befolyásolja. Az ionoszférában a CO₂ fotodisszociációja révén CO és O keletkezik, főleg nagy magasságban gyakori az O₂⁺ és O⁺ ion, és a térségből sok H, H₂, N és O atom és ionjai szökhetnek el a világűrbe. A Phobos-2 űrszonda vizsgálatai alapján a bolygó felsőlégköréből másodpercenként 10²⁵ részecske szökik el (Lundin et al. 1989), míg a Mars Express hasonló méréseinél ez a szám 10²³ körülnek adódott. A Mars éjszakai oldala felett is viszonylag energikus ionoszféra húzódik (talán az odajutó napszél működik közre a kialakulásban), és a lokális mágneses anomáliák felett nagyobb részecskesűrűség jellemző. Az éjszakai ionoszférában jelentős horizontális különbségek vannak, ami eltérést okoz a plazmasűrűségben, és jelentős ionoszférikus áramlásokat generál. A legintenzívebb áramlások a mini magnetoszféráknál mutatkozó mágneses hasadékok (cusp) térségében jelentkeznek.

A LÉGKÖR JELLEMZŐI

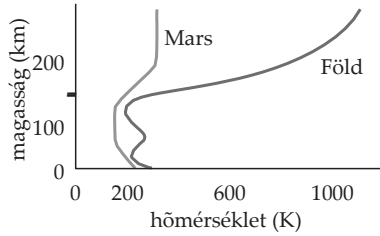
A vörös bolygó sok szempontból hasonlít a Földre, ezért a Mars éghajlatán a földi esethez hasonlóan a felszínen jellemző meteorológiai viszonyok együttesét értjük valamely periódus, például a részletes űrszondás megfigyelések, tehát az elmúlt körülbelül 3 évtized alatt. A Mars éghajlatát befolyásoló legfontosabb tényezők:

- **naptávolság:** a Mars körülbelül másfélszer messzebb van a Naptól, mint a Föld, így a napállandó értéke átlagosan 43%-a a földinek, azaz körülbelül 593 W/m^2 ;
- **pálya excentricitása:** a Mars pályájának viszonylag nagy elnyúltsága miatt a minimális és a maximális besugárzás között körülbelül 40%-os eltérés van az átlaghoz viszonyítva. Így naptávolban a felszíni átlaghőmérséklet 20-30 fokkal alacsonyabb, mint napközben;
- **tengelyferdeség:** a forgástengely a pályasík merőlegesével 25,2 fokok szöget zár be, ami miatt szintén évszakok váltakoznak a bolygón;
- **légkör:** a bolygó légköre ritka, a földinél kevesebb gázt tartalmaz, főként szén-dioxidból áll, az általa kifejtett üvegházhatás maximum körülbelül $5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal emeli a felszíni hőmérsékletet. A légkör és a benne lévő aeroszolok mennyisége időben erősen változik;
- **topográfia:** a bolygó felszínének legmélyebb és legmagasabb pontja között 29 km a szintkülönbség. A légáramlásokat befolyásolja, hogy az északi síkságok a déli felföldeknél 3-5 km-rel mélyebben fekszenek. Fontosak továbbá a nagy becsapódásos medencék, amelyekben a hideg levegő meg tud ülni, közülük legnagyobb a 2100 km átmérőjű, 9 km mély Hellas-medence. A pólussapkák domborzati hatása is számottevő. Az északi sapka közel 1,2 km-rel magasodik a környezete fölé, és róla könnyen „lefolyik” a sűrűbb hideg levegő. A legmagasabb hegyek a Tharsis-hátságban emelkednek, gyakran orografikus felhőket okozva és a párákicsapódást befolyásolva.

A Mars mai éghajlatának és évszakos folyamatainak jellemzői:

- **hőmérséklet:** a marsi átlaghőmérséklet $-53 \text{ }^\circ\text{C}$, alacsony földrajzi szélességen, nyáron, dél körül $+10 \text{ }^\circ\text{C}$ is lehet, a sarkvidéki hideg éjszakák $-123 \text{ }^\circ\text{C}$ -ig hűlhetnek. A bolygó légköréről általánosan elmondható, hogy hűvösebb a Földénél (22. ábra);

- **légnomás:** a földinél közel 100-szor kisebb tömegű légkör a háromszor gyengébb gravitációs térben átlagosan 6,7 mbar körüli felszíni légnomást eredményez, amely évszakok és napszakok szerint változik;



22. ábra. A hőmérséklet függőleges közelítő változása a Marson és a Földön, nappali időszakban.

- **páratartalom:** változó, vízborítás egyenértékben adják meg (*precipitable micrometer, μm*), amely egy átlagos bolygósugarú, gömb alakú Marsot beborító

azon képzeletbeli vízrétegvastagsággal egyenlő, amely rajta megjelenne, ha a teljes vizsgált H_2O mennyisége folyékony formában kicsapódna rajta. Összehasonlításként: a földi világtengerek teljes vízkészlete 3 km-es egyenértéket jelent a mi bolygónkra számítva. A Marson a vízborítás egyenértékben 1 méternyi megegyezik $144 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ térfogattal, amely körülbelül a Fekete-tenger víztartalmának felel meg;

- **albedó:** a felszíni por- és fagytakarótól függ, az átlagos értéke körülbelül 0,25. Legnagyobb fényvisszaverő képességűek az állandó pólussapkák és az évszakai fagytakaróval borított vidékek. Utóbbi évszakai változást mutat, akár csak a széllel szállított finom felszíni por eloszlása – mindezek az albedó módosítása révén erősen befolyásolják a hőmérsékletet és a meteorológiai viszonyokat;
- **csapadék:** főleg a felszíni albedó módosítása útján játszik szerepet az éghajlat alakításában. A kicsapódó H_2O világos fagytakarót formáz a téli féltekén, majd a hőmérséklet további csökkenésével a CO_2 is kicsapódik. Emellett a pólussapkák területén megfigyelhető, hogy a légköri szén-dioxid gyors kifagyása révén körülbelül 100 km átmérőjű téli sarkvidéki hideg foltok (légköri zónák) keletkeznek a pólussapka területén;
- **árapály:** nagy tömegű hold hiányában gravitációs eredetű árapály a Nappal kapcsolatban jelentkezik, a Phobos és a Deimos hatása elhanyagolható, de a Phobos a napfogyatkozások létrehozásával okoz rövid besugárzásváltozást a bolygó felszínére vetett árnyéka területén. A légköri árapály esetében a Földön elkülönítünk gravitációs eredetű, valamint főleg a felsőlégkörben érzékelhető, besugárzásos eredetű napi széljárást. Utóbbit a meteorológiában árapályként említik, bár nem gravitációs eredetű. A Marsnál ezek mértéke pontosan nem ismert, de a kis légköri sűrűség miatt feltételezhető, hogy

jobban érezhetőek főleg a besugárzásos eredetű változások következményei, mint a Földnél – azonban nagy tömegű hold hiányában a gravitációs eredetű komponens gyengébb lehet;

- **felhőzet:** H_2O , CO_2 és porfelhő van a bolygón, bár keveredés is lehet közöttük (jelenleg a ködöket is a felhők közé sorolják):
 - a **H_2O -felhők** vízgépből állnak, reggel és este gyakoriak, és sokszor hullám kinézetűek. 5 és 60 km-es magasság között jellemzőek, délután főleg a nagyobb tűzhányók felett mutatkoznak, a Tharsis-vulkánok az év nagyobb részében felhősek. Hasonlóan tartós néhány mélyedésben a felhő- vagy ködborítás: a Hellas-medence felhőtakarója a déli télen erős, majd tavasszal gyengül, és a melegedéssel együtt eltűnik. A Valles Marineris árokrendszerében az északi nyáron jellemzők a felhők avagy ködök. Eddig egyszer sikerült az Opportunity rover fotósorozatán egy konvektív H_2O -felhő fejlődését nyomon követni. További jellegzetes felhőalakzat az aphéliumi trópusi felhőöv a d. sz. 10 és az é. sz. 30 foka között (Clancy et al. 1996), az északi tavasz és nyár alatt. Ez a Hadley-cella felszálló ága lehet, amikor az északi évszakos pólusapka szublimál, és ezért vízgőzben gazdag a légkör. Hasonló felhőöv a déli nyár idején nincsen (Hale et al. 2005.). Az éjszakai oldalon főleg naptávolban jellemzőek az alacsony szintű felhők, amelyek sűrűbbek nappali társaiknál, és a napfelkelte után gyakran széteszlanak, illetve magasabbra emelkednek;
 - a **CO_2 -felhők** képződéséhez főleg nagy magasságban van elég hideg, 90-100 km környékén lehetnek ritkás felhők fagyott széndioxid-kristályokból. Ezek kondenzációs magvaiként a magasba feljutott, körülbelül 100 mikrométeres porszemek szolgálhatnak. Az alacsony szintű szén-dioxid-felhők vagy ködök a téli pólusapka felett főleg éjszaka jelentkeznek, és nem emelkednek 15 km-nél magasabban a felszín fölé (Titus et al. 2001);
 - a **porfelhők** nevüknek megfelelően a felszíntől felkapott, finom poranyagból állnak. Részletesebben a légköri anyagok körforgása témakörnél tárgyaljuk azokat.

Évszakok a Marson

A bolygón az évszakos változásokban a forgástengely jelenleg 25,2 fokos ferdesége mellett az elnyúlt alakú pályán történő változó naptávolság is fontos tényező. Az évszakok leírásában a *solar longitude*

2. táblázat. A marsi évszakok fő jellemzői a két féltekén

solar longitude (°)	napjárással kapcsolatos jelenség	északi félteke	déli félteke	egyéb jellemző
0	napéjegyenlőség	tavaszi	ősz	alacsony szélességen aphéliumi felhőv a vízpárában dús légkörbe emelkedő trópusi felhőktől
90	napforduló	enyhe, hosszú nyár	hosszú, hideg tél	
180	napéjegyenlőség	ősz	tavaszi	porviharok kialakulása a gyors melegeledéstől zsugorodó évszakos hősapka környékén
270	napforduló	rövid, enyhe tél	rövid, meleg nyár	

(L_s) értékét használják, amely a bolygó pályáján elfoglalt helyzetét adja meg a tavaszponthoz viszonyított szöggel. Értéke az északi féltekére a tavaszi napéj-egyenlőségkor $L_s = 0^\circ$, a nyári napforduló idején $L_s = 90^\circ$, az őszi napéj-egyenlőségkor $L_s = 180^\circ$, a téli napfordulókor pedig $L_s = 270^\circ$. Az évszakos változások keretében a termikus egyenlítő a besugárzásnak megfelelően vándorol, télen és nyáron, a Földön megszokott kettővel szemben egyetlen Hadley-cella jellemző a Marson (2. táblázat). A legfontosabb évszakos jellegű változások:

- **pólussapka változásai:** az évszakos sapka anyagának kifagyása a felszínre ősszel, majd visszatérése a légkörbe tavasszal;
- **felhőzet változása:** naptávolban az é. sz. 30° és a d. sz. 10° között megjelenik az aphéliumi felhőv, amely a Hadley-cella felszálló ágát képviseli. Ekkor, az északi nyár idején az északi pólussapkából származó vízpára csapódik ki felhőket alkotva;
- **regolit száradása/nedvesedése** évszakos szinten a felső néhány cm-ben jelentkezik. A TES műszer adataiból számolt hőtehetetlenség alapján $40\text{--}50\%$ -os szélesség között a téli félévben 2-6 térfogat% a jég aránya, amelyet évszakos

3. táblázat. Nappali és éjszakai hőmérsékleti szélsőértékek helye és L_s (évszakok) szerinti időpontja, valamint mértéke (Kuti, Kereszturi 2009a)

	hőmérséklet (K)	szélesség (°)	L_s (°)
nappali maximum	288	0	0-5
nappali minimum	144	-70	180-185
éjszakai maximum	214	-50	270-275
éjszakai minimum	141	-80	90-95

permafrosztnak (*seasonal permafrost*, SP) is neveznek. A jég aránya a nyári félévben jelentősen csökken. Az évszakos jégsapka visszahúzódása után egy ideig még a marstalaj felső rétegében szintén magasabb H_2O -tartalom figyelhető meg. Hasonló tendenciát mutatnak a neutron-spektrométeres mérések (HEND műszer), amelyek alapján a felső 20-30 cm vastag réteg WEH (vízmolekulákat jelentő hidrogén) értéke is évszakos változást mutat: az északi féltekén magas szélességen nagy az évszakos eltérés: az é. sz. 60-70° között a téli 20-30 tömeg% nyáron 14-18 tömeg%-ra csökken. Ugyanez az é. sz. 10-20° szélességen 11-13 tömeg%-ról 9-10 tömeg%-ra csökken. Az egyenlítőn nincs kimutatható évszakos változás, míg a déli féltekén alacsony és magas szélességen télen egyaránt csak 6-8 tömeg%, míg nyáron 5-7 tömeg% jellemző;

- **porviharok:** napközben változékony a légkör portartalma, és alkalmanként az egész bolygóra kiterjedő porviharok jelentkeznek. Por az örvénylő portölcsérek, a szelek és az évszakos pólussapka szublimációja hatására is jut a légkörbe. A por fényelnyelésével és saját infravörös visszasugárzásával csökkenti a nappali maximális, és növeli az éjszakai minimális felszíni hőmérsékletet.

A **napi és évszakos hőingás** több folyamat révén is előidézhethet felszíni változásokat (3. táblázat). A ritka és kis hőkapacitású légkör miatt a nappali besugárzás és az infravörös kisugárzás aránya fontos. A felszínnek a légkörrel fennálló hőcseréje csekély, a felszíni hőmérséklet a légkörnek nappal az alsó 1 km-es rétegben, éjszaka az alsó 100 m-es rétegben befolyásolja erősen a hőmérsékletet. A napi hőingás esetenként a 100 fokot is meghaladja, amiben a felszíni anyagok kis hőkapacitása is közreműködik (Kuti 2007). A leszállóegységek mérései alapján néhányszor 10 másodperc alatt az alsó néhány méter vastag légréteg hőmérséklete akár 10 fokot is változhat, amit a felszínről gyorsan emelkedő „meleg” légbuborékok okoznak.

A hőingás szempontjából fontos tényező a **hőtehetetlenség** (thermal inertia, TI), amely azt mutatja, milyen gyorsan melegszik nappal vagy hűl le éjszaka a felszín (Kuti, Kereszturi 2009a). Mértékét a hővezető képesség és a hőkapacitás együttesen befolyásolja, főleg a felszíni anyagok belső szerkezete határozza meg nagyságát. Ha az anyag folytonos, könnyen vezeti lefelé a hőt, ezért lassan melegszik és lassan hűl, tehát hőtehetetlensége nagy. Amennyiben porózus szerkezetű (homokkő, konszolidálatlan törmelék, lerakódott por), a hőt lassan vezeti lefelé, vagyis felszíne gyorsan melegszik és hűl, tehát hőtehetetlensége kicsi. A hőtehetetlenség a néhány mm-cm mélységig terjedő anyagról ad információt. Az alacsony hőtehetetlenség általában porborítást, a nagy pedig összefüggő szálkőzetet jelent. Néhány jellemző TI érték: laza por: $28\text{--}135 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$, homok: $160\text{--}355 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$, tömör kőzet: $> 386 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$.

A légköri folyamatok **változékonyságát** illetően fontos, hogy a felszíni anyagok és a légkör hőkapacitása is lényegesen kisebb a földinél, és alacsonyabb a felszíni gázsűrűség. A ma jellemző ritka marsi légkör és a száraz felszín élen reagál a változásokra. Míg a Föld éghajlatának stabilizálásában kulcsszerepet játszik a világtenger nagy hőkapacitása, mechanikai tehetetlensége és a tengeráramlások hőszállítása – a Marsnál nincs hasonló. A bolygó történetének nagy részében nem volt kiterjedt felszíni vízborítás, amikor viszont a feltételezett ősi északi óceán létezett, az erősen befolyásolhatta a klímát.

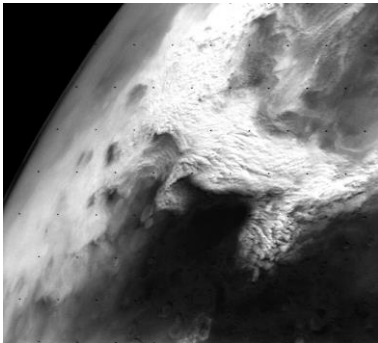
Légköri anyagok körforgása

A légköri körfolyamatok keretében H_2O , CO_2 és por vándorol, változtatva a felszínen és a légkörben elnyelődő energia mennyiségét, a légkör sűrűségét és az áramlások jellegét. Mivel a laza felszíni anyagot hatékonyan cementáló illókat befolyásolják az évszakos és éghajlati változások, az egyes ciklusok változásai növelhetik vagy csökkenthetik a felszíni anyag mobilitását, hajlamát a lepusztulásra – ennek megfelelően az éghajlattal kapcsolatban befolyásolhatják a felszín alakulását.

- **CO_2 -ciklus:** a mai marsfelszíni hőmérséklet- és nyomásviszonyok a CO_2 szilárd és gáznemű halmazállapotok határán mozognak. Télen a légkör egy része kicsapódik a sarkvidékre évszakos pólusapokát alkotva, tavasszal pedig visszaszublimál a légkörbe. Befolyásolja a légnyomást, az áramlásokat, a szublimációkor a látens hő elnyelésével, a kondenzációkor pedig annak kibocsátásával a hő-

mérsékletre is hat. A ciklus lépéseinek intenzitása erősen függ a kifagyott CO₂ albedójától és szemcseméretétől.

- **H₂O-ciklus:** az évszakosan mobilis H₂O-mennyiség főleg az északi állandó pólussapkából származik (Richardson & Wilson 2000), a légkörben egyszerre 1-2 km³ lehet belőle (Houben et al. 1997). A maximális koncentráció (80-100 ppm) naptávokban van, ugyanis ekkor van nyár az északi féltekén, ahol szabad felszínű a vízjégből áll az állandó pólussapka. A déli nyáron kisebb a légköri vízgőzjég-koncentráció, mivel a déli sapka nagy részét állandó szén-dioxid-fedőréteg borítja, és világosabb is, így az erős besugárzás ellenére sem melegszik fel annyira, mint északi párja. A északi nyár idején nemcsak a nyári pólussapka felett nő a légköri vízgőztartalom, hanem az egyenlítő vidékén is, feltehetőleg a regolithból származó H₂O révén.
- **porciklus:** az aeroszolok segítik a légköri nukleációt, és sugárzás-elnyelőként melegítik az atmoszférát, csökkentve a függőleges hőmérsékleti gradienst. Leglátványosabb pormozgással a porviharok járnak, amelyek egyharmad marsi éven keresztül is tarthatnak (23. ábra). Nagy porviharok elsősorban napközben fordulnak elő, globális porviharok pedig kizárólag olyankor lépnek fel. Ezek a légkör 40-50 km alatti régióját 1-2 nap alatt 5-30 fokkal melegíthetik, amitől a légkör közel izotermikus lehet akár 50 km-ig. A sokkal kisebb, tölcser alakú forgószelek („porördögök” vagy portölcserék (*dust devil*)) a nyári félévben helyi 14-15 óra körül a leggyakoribbak. Az általuk elvándorló és lerakódó mikrométeres felszíni porrétteg befolyásolja az albedót és ezzel a felszín melegedését. Egy porviharhoz kapcsolódóan sikerült már olyan rádiójeleket fogni a Földön, amelyeket feltehetőleg légköri elektromos kisülések okoztak (Christopher et al. 2009). Tehát villámlik is a Marson, de ezek feltehetőleg a porfelhők tompa felvillanásaként mutatkoznak a bolygón, azonban a hatásuk fontos, mivel szerepet játszhatnak az oxidánsok termelésében.



23. ábra. Porfelhők a Viking-2 keringőegység felvételén a Thaumasia régió térségében, amelyekből később globális porvihar alakult ki. A fényképen közel 1400 km széles terület látható (NASA, JPL).

A fenti körfolyamatok segítik vagy gátolják egymást bizonyos helyzetekben, és így ezért erősebb hatásuk lehet az éghajlatra és a felszínalakulásra, mint külön-külön. A legfontosabb ma ismert kapcsolódási pontok, visszacsatolások:

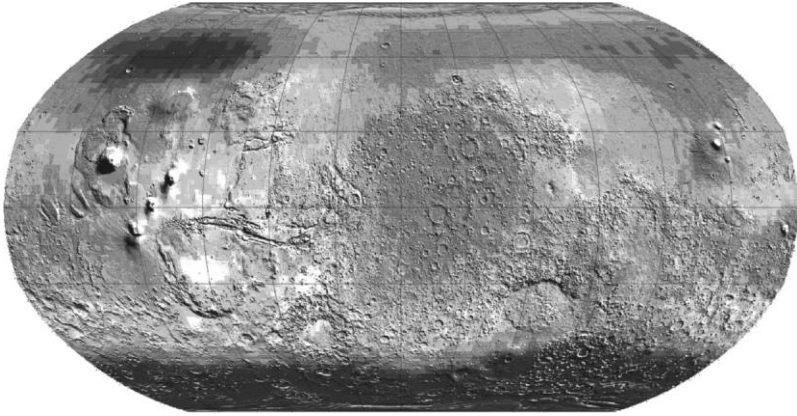
- A megnőtt légköri portartalom kondenzációs magvak formájában megkönnyíti a H_2O kiválását.
- A felszíni jégbe keveredett por megnöveli az albedót, több napfényt nyel el, melegítve a jeget.
- A jégmentes felszíni portakaró gyengén vezeti a hőt lefelé, így hőszigetelőként védi az esetleg alatta lévő jeget, apró pórusaival pedig enyhén lassítja a szublimáló jégből származó molekulák légkörbe diffundálását.
- A jéggel összecementált port nehezebben kapja fel a szél, ami csökkenti a légköri portartalmat.
- Jég – albedó – hőmérséklet hurok: visszacsatolási rendszer, amelyben ha terjedni kezd a felszíni vízjégborítás, csökken a légkörbe kerülő por mennyisége, amely nem rakódik a fagyra, és így nem csökkenti annak albedóját. Ez a felszín világosodásához és hűléséhez vezet. Ugyanakkor a kiterjedt fagyborítást a légkörzés hosszú idő alatt a szublimáció révén elszállíthatja, ami a fentivel ellentétesen sötétíteni fogja a felszínt. Emellett a szél port rakhat le a pólussapkára, amely így melegedhet és az szublimáció révén anyagot veszíthet.
- Felhőzet – hőmérséklet hurok: a felhőzet az albedó növelésével csökkenti a felszínre jutó sugárzást, és így hűlést okozhat – ugyanakkor vissza is veri a Mars felszínéről származó infravörös sugárzást, és ezzel melegedést hozhat létre. A felhők ezen jellemzői az őket alkotó aeroszolok szemcseméretétől függenek (Kasting 1991).

Mindezek a folyamatok a pályaelemek, elsősorban a tengelyferdeség változásaival kapcsolódhatnak össze, amely külső éghajlati kényszerként hat. A változások során lezajló jelenségeket erősen befolyásolhatja a rendszerben lévő CO_2 mennyisége. A bolygó gyenge gravitációs tere és a belső eredetű mágneses tér hiánya révén a légkört erodáló napszél és a fokozatosan gyengülő vulkáni aktivitás miatt a légkör tömege (és ezzel az üvegházhatás) a bolygó fejlődése során csökkent. A modellek szerint amikor a csökkenő hőmérséklet nyomán a jégsapka egyszer kialakul, erős visszacsatolás révén gyorsan növekedhet, míg végül a légkör jelentős részben pólussapkát alkotva, valamint a regolitba befagyva kicsapódik – és létrejön a mai, ritka atmoszférájú állapot (Haberle et al. 1994).

H₂O A MARSON

A Mars H₂O-készletén azt a mennyiséget értjük, amely a bolygó kérgében és légkörében van ebből a molekulából, függetlenül annak halmazállapotától. Ez egyébként nagyobb lehet a ma közvetlenül megfigyelhető mennyiségnél, mivel egy része a felszín alatt lehet, illetve egy része pedig el is vesztetett a világűr felé. A légköri folyamatokat, a klímát és annak változását befolyásolja a H₂O eloszlása a bolygón, és azok a pufferek (tárolók) jellemzői is, amelyekben a légköri gázok szilárd fázisban tárolódhatnak. A Mars jelenlegi H₂O-készlete az alábbiak szerint oszlik meg:

- **légköri vízpára:** mennyisége általában 10-30 prµm, amely 10²-10³ km³-rel egyenértékű jelenleg (ez nagyságrendileg a Balaton vízmennyiségének 10-50-szerese), a légköri koncentráció maximuma az északi területeken a helyi nyár idején 100 mikrométer egyenérték közelében mérhető,
- **felszíni jég:** a pólussapkákban 1-3 m globális egyenértékű H₂O van, amely 10⁶ km³-nek, tehát az antarktiszi jégpajzs 3-5%-ának felel meg. A poláris üledékekben lévő H₂O mennyiség egyenértéke 10-11 m.
- **felszín alatti jég:** a krioszférában (a regolit repedéseiben H₂O- és CO₂-jég, valamint ásványokban kötött H₂O és CO₂ is van itt), ennek H₂O-egyenértéke 50-500 méter közötti. Ez képviseli a mai H₂O-készlet legnagyobb részét. Létezésére az elméleti megfontolások mellett az alábbi megfigyelések utalnak:
 - lebenyes kráterek eloszlása (lásd Hargitai et al. 2005);
 - gammaszpektrométeres és neutronszpektrométeres mérések alapján H₂O lehet több helyen a felső körülbelül 2 m vastag regolitrétegben (24. ábra). A Mars Odyssey-űrszonda mérései alapján a pólusok felé haladva 55° szélesség felett minimum 20%, 75° szélesség felett minimum 50% WEH érték jellemző a marstalaj felső rétegében, miközben a pólus felé haladva a H₂O-tartalmú anyagot fedő kiszáradt réteg 60-ról 30 cm-re vékonyodik. A mért értékek évszakai ingadozást mutatnak, elsősorban a felszínre télen rakódó vastag CO₂-jég árnyékoló hatása miatt. Emellett évszakosan valódi H₂O-tartalom-változás is felléphet, de utóbbit egyelőre nem sikerült kimutatni az elérhető adatokból;



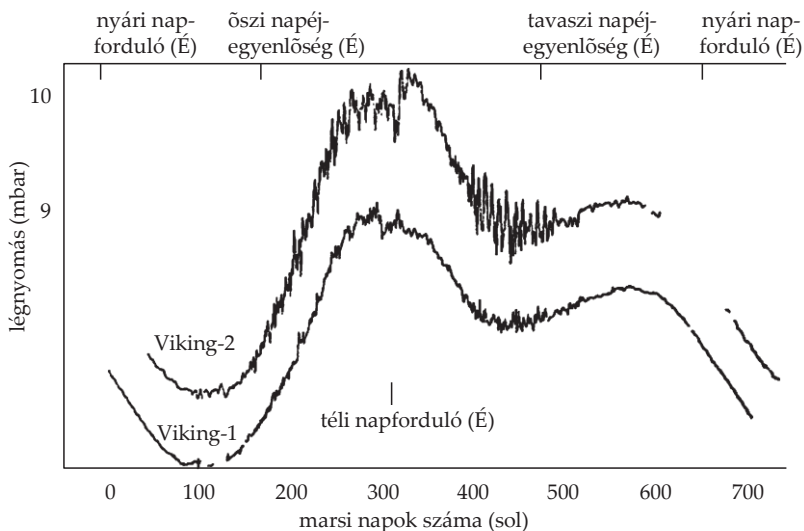
24. ábra. A felszín alatti körülbelül 2 m vastag rétegben mérhető jég eloszlása a Mars Odyssey űrszonda neutronspektrométeres mérései alapján. Erdemes megfigyelni, hogy nemcsak magas szélességen, hanem néhány foltban az egyenlítő környékén is előfordul a vízjég 6-8 tömeg% arányban. (A kép tetején téli CO₂-jég borítja a felszínt, amely leárnýékolja az alatta lévő víz-jégtől érkező jeleket.) (NASA/JPL/University of Arizona/Los Alamos National Laboratories)

- felszín alá behatoló radarmérésekkel főleg az LDA és LVF alakzatok (lásd később) területén sikerült vízjeget kimutatni néhány méter mélységben;
- légköri oxigénizotóp-arány nem mutat számottevő dúsulást a Föld típusú bolygókra jellemzőkhöz képest, ami jelentős (a felszínen láthatónál nagyobb) oxigénforrásra utal, ez a felszín alatti H₂O lehet. Ez szoros kapcsolatban állhat a légköri széndioxidban lévő oxigénnel, amely ezért a légkörvesztés ellenére nem tudott a nehezebb izotópban feldúsulni. A ma láthatónál több ősi H₂O létére utal a ¹⁴N/¹⁵N arány is, amely az egykor a kéregből kigázolgot oxigén mennyiségére is utal, feltételezvé a földihez hasonló N/O arányt.

A fent említettek mellett sok nyom utal arra, hogy több H₂O lehetett egykor a felszínen, mint ma megfigyelhető. Az egykori felszíni H₂O jelentős része folyékony formában is megjelenhetett. Itt említhetők a különféle folyásnyomok, tónyomok és vizes környezetben keletkezett mállástermékek, valamint üledékek. Egykori szilárd jég nyomai a pólussapkán kívül is megfigyelhetőek, amelyek a földi gleccserekre, sziklagleccserekre emlékeztetnek, morénák, tillit jellegű (osztályozatlan, kerekítetlen szemcsékből álló) üledékek. Mindezeket túl a Föld típusú

kőzetbolygók fejlődéséről szóló elméleti becslések és modellszámítások is a több H₂O-nak kedveznek, mint amennyi ma látható. A Mars fejlődésének kezdeti időszakában a felszínre, illetve légkörbe jutott H₂O mennyiség vízezenértéke 100 és 500 m közötti lehetett, az újabb becslések alapján inkább az intervallum felső része a valószínűbb. Eszerint a H₂O-készletnek egy része megszökhetett a bolygóról az idők során, illetve jelentős része ma is a felszín alatt tárolódik a krioszférában. Ugyanitt lényegesen több CO₂ is megtalálható, mint amennyi most a légkörben van. A Marson megfigyelt izotópdúsulások, illetve egyes elméleti megfontolások alapján újabban 10-30 m globális egyenérték H₂O-mennyiség elvesztésével számolnak (Lammer et al. 2003) – eszerint az eredeti készlet legnagyobb része ma is a bolygón lehet.

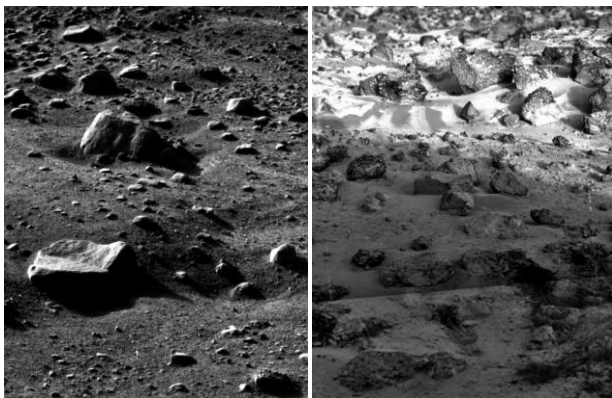
A pólussapkák kiemelten fontosak a jegek és az évszakos változások szempontjából. A Marson a pólussapkák két egységre oszthatóak: a nyáron is megmaradó állandó (avagy maradvány) sapkára (*permanent polar cap*) és a nyárra eltűnő évszakos sapkára (*seasonal polar cap*). Az évszakos sapkák szerkezete rétegzett: ősszel először a magasabb fagyáspontú H₂O, ezt követően pedig az alacsonyabb fagyáspontú CO₂ kondenzálódik ki magas szélességen – noha a kettő között keveredés is van, főleg a légköri vízgőz kifagyása fontos az igen hideg



25. ábra. Nyomásgörbe a Viking-1 és -2 felszíni megfigyelései alapján egy marsi év alatt.

szén-dioxid-sapka felületére. Az évszakos sapkában kikondenzálódó CO_2 egy része laza, porózus szerkezetű, de vannak benne összefüggő és tömör szerkezetűvé vált részek is (Eluszkiewicz et al. 2005), amelyek kristályszerkezete átalakult, és nagyobb szemcséjűvé váltak. A sapka növekedése a légkör rovására történik, ennek megfelelően évszakosan változik a légnyomás a bolygón (25. ábra).

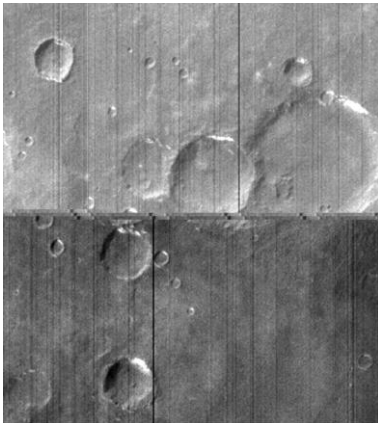
Az évszakos pólussapkák zsugorodása évről évre hasonló, a légköri portartalom változása kevésbé befolyásolja azt. A sapka pereméről elszublimált gáz részben a légkörben marad, részben magasabb szélességű, és ezért hidegebb területeken kondenzálódik – ennek megfelelően a pólus felé vándorol a jég, ezért ott a legvastagabb a pólussapka. Az évszakos pólussapkák télen legfeljebb 50 fokos szélességig nyúlnak le. Az évszakos sapkák peremén a CO_2 által fedett és fedetlen terület határát crocus vonalnak, a CO_2 -takaró eltűnésének időpontját crocus dátumnak nevezik. Elméletileg közel -113 °C (160 K) felett már nincs jelen szilárd szén-dioxid a Marson. A sapkák zsugorodásánál (Kieffer et al. 2000) az összefüggő fagyborításból a teljesen fagymentes állapotba történő átmenet 60 km-es méretskálán vizsgálva körülbelül 20 napot igényel. Az évszakos sapka pereme kijelölhető hőmérséklet és albedó alapján is, a kettő azonban nem feltétlenül fedi egymást. A hőmérséklet alapján kijelölt crocus dátum egyenletesebben halad, mint az albedó alapján meghatározott. $L_s = 240^\circ$ előtt a hőmérséklet alapján, ez után pedig az albedó alapján megállapított dátum késik a másikhöz viszonyítva.



26. ábra. A tél közeledtével éjszaka képződő fagytakaró a Marson a Phoenix-űrszonda leszállóhelyén (balra), a Viking-2 űrszonda leszállóhelyén (jobbra).

Az **északi évszakos sapka** maximális kiterjedésekor az é. sz. 53°-ig nyúlik le, a felszínre kihulló hó- vagy jégkristályokkal keletkezik, alkalmanként az éjszaka képződő anyag nappal elszublimál (26. ábra). A tavasszal zsugorodó pereménél a vízjég egy gyűrűt alkot. Ez részben a szén-dioxid-takaró alól eltűnő, még ősszel lerakódott vízjégtől, részben pedig az abból elszublimáló és a hideg szén-dioxid-sapka peremére kondenzálódó vízjégtől származik (Schmitt et al. 2006). $L_s = 60^\circ$ környékén a H_2O dominál az évszakos sapkában (Langevin et al. 2006), CO_2 csak néhány foltban van jelen az állandó sapka területén, vagy annak pereméhez közel. A zsugorodó H_2O -gyűrű a nyári napforduló idejére éri el az állandó pólussapka peremét. Az északi évszakos sapkában az alábbi zónák határolhatók le a pólustól távolodva: 1. stabil és viszonylag tiszta CO_2 , 2. szublimáló és porosabb CO_2 , 3. elkülönülő H_2O - / CO_2 -jegek régiója, 4. tiszta és szublimáló H_2O -jég, 5. jégmentes hidratált regolit, 6. „meleg” és száraz regolit.

A **déli évszakos sapka** kiterjedtebb, mint az északi, mivel itt a tél hosszabb és hidegebb. A fagytakarón a légkörben az északról (az ottani nyár idején) érkező H_2O a déli CO_2 -vel együtt kikondenzálódhat (Langevin et al. 2006; Douté et al. 2005). A déli évszakos sapka zsugorodása



27. ábra. A kráterek egyenlítő felé eső (tehát a déli pólus felé tekintő), gyengébben besugárzott peremén megmaradt szén-dioxid-jégtakaró világos foltjai egy 170 km széles területen (R0200411 MOCkép, 37S 137E).

rodása aszimmetrikus, az egyes évek zsugorodási görbéi azonban hasonlóak; eltérések főleg $L_s = 230^\circ$ után jelentkeznek. Az északi sarkvidéken megfigyelt H_2O -gyűrűhöz hasonló jelenség délen nem mutatkozik, kisebb vízjégfoltok azonban feltűnnek, főleg $L_s = 180$ – 200° között, majd $L_s = 240$ – 270° között már alig mutatkozik H_2O -jég. Míg északon az állandó pólussapka csak vízjégből áll, déli párja tetején néhány méter vastag állandó szén-dioxid-fedőréteg található az évszakos sapka elszublimálása után, amely alól a vízjég

csak néhol látszik ki. A helyi tavasz során vízjégfelhőket is észleltek a sapka peremvidékén (Langevin et al. 2006).

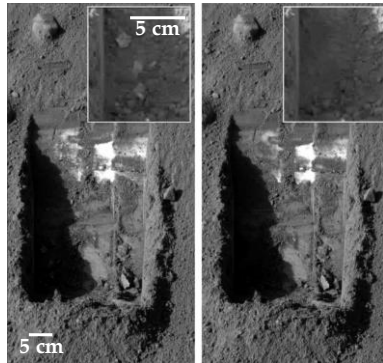
Az évszakos pólussapkáknál lényegesen alacsonyabb szélességen is előfordulnak alkalmanként vízjég és szén-dioxid-jég foltok is a felszínen (27. ábra). A vízjégfoltok a d. sz. 40–24° (főleg 33–24°) között is mutatkoznak a pólusok felé tekintő, ezért gyenge besugárzást kapott lejtőkön, de a Nap minden marsi napon ide is süt. Ezek a déli tél eleje és közepe között ($L_s = 100\text{--}148^\circ$) jelentkeznek évente. A TES és THEMIS megfigyelések alapján szén-dioxid-jég fagy ki a területen, a modellszámítások alapján több centiméter vastagságban is, de emellett vízjég is elképzelhető (Schorghofer & Edgett 2006).

Felszín alatti jég

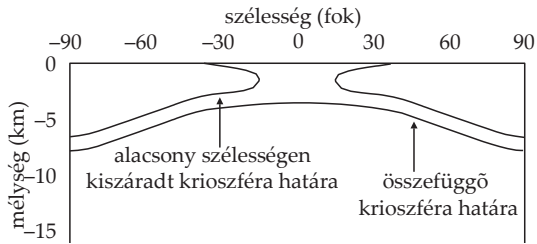
A Mars felszín alatti zónájának azt a részét, ahol a kőzetek repedéseit jég tölti ki, **krioszférának** nevezik. Anyaga a becslések alapján körülbelül 60°-nál magasabb szélességen közvetlenül a felszínen, esetleg néhány cm mélyen kezdődik (28. ábra). Felső határát a felszíni hőmérséklet és a légköri vízgőztartalom határozza meg.

A krioszféra alsó határát a geotermikus gradiens determinálja, amelynek révén alacsony szélességen 2-5 km, a pólusoknál 5-10 km mélységig terjedhet a jég (29. ábra). A geotermikus gradiens jelentősen csökkenhetett a bolygó fejlődése során, ennek megfelelően a krioszféra alsó határa is süllyedt idővel. A krioszféra alsó határánál mélyebben a jég helyett elképzelhető, hogy folyékony víz van a kőzetek repedéseiben. Utóbbi léte azonban kérdéses, esetleg a vulkáni központok környékén van még elég hó a jég megolvadásához.

A krioszféra stabil növekedéséhez vagy csökkenéséhez az adott terület éves H_2O -mérlegének kell pozitívnak vagy negatívnak lennie. A jégtartalom és a krioszféra felső határának helyzete ingadozik, a napi változások



28. ábra. A Phoenix robotkarja által kiásott Dodo-Goldilocks mélyedés falában a világos jég a szublimáció révén fogyatkozott a 20. (balra) és 24. (jobbra) marsi nap között. A fenti bekeretezett kivágaton néhány kisebb, különálló jégdarab eltűnése látható a kérdéses időszakban.



29. ábra. A krioszféra alsó határának két modellközelítése: az egyik esetben alacsony szélességen hosszú idő alatt kiszáradt a regolit és eltűnt a jég, a másik esetben alacsony szélességen is megmaradt.

hatása néhány cm mélységig érzékelhető, az éves ingadozás az 1 méteres mélységet közelíti, míg az éghajlatváltozásokkal kapcsolatban több tucat méter is lehet. A felszín albedója és hőtehetelensége is befolyásolja néhány tucat cm mélységig a jég elhelyezkedését. A modellek alapján egy-egy kőzetdarab alatt néhány cm-rel vagy 10 cm-rel is mélyebben húzódhat a krioszféra felső határa, mivel a kőzet összefüggő anyaga jól vezeti lefelé a hőt.

A legtöbb modell alapján alacsony szélességen 100-600 m mélyen lehet a krioszféra felső határa, mivel a felső része az időszakos melegedéstől kiszáradt szublimáció révén – azonban a felszín közeli néhány m vastag réteg jellemzőit a rövidebb időskálájú változások érintik, és feltehetőleg ezek révén kis mélységben, alacsony szélességen is van egy vízjégben gazdag réteg, amely alatt az előző feltételezésnek megfelelően néhány száz m vastag kiszáradt zóna következhet. Ez a két „nedves” folt a felszín közeli térségben alacsony szélességen 2-10%-nyi H_2O -t tartalmazhat fizikailag vagy kémiaiilag kötött formában.

A fenti nagy méretskálájú jégeloszlástól eltérések adódhatnak, elsősorban a felszín domborzata, albedója és a felső réteg hővezető képessége révén. Modellszámítások alapján (Schorghofer & Aharonson 2005) a mai klímán körülbelül 49° -nál magasabb szélességen lévő, a pólusok felé tekintő lejtőkön a felszín alatt kis mélységben egész évben stabil lehet a vízjég, míg évszakos szinten, a felszín alá diffundálva 3° -nál magasabb szélességen lehet stabil a hideg időszakban.

A kisebb hőtehetetlenség kisebb napi hőhullám-behatolási mélységet jelent, azaz ilyen (főleg porózus anyaggal borított) területen közelebb lehet a felszín alatti jégréteg teteje a felszínhez. Jelenleg a model-

lek és a megfigyelések alapján a sekély felszín alatti jég egyensúlyban van a légköri H₂O-tartalommal. A felszín alatti jeget a felette lévő réteg elsősorban nem a diffúzió lassításával, hanem a hőhullám behatolásának gátlásával stabilizálhatja.

A vízjég vándorlása és állapotváltozásai

A vízjég a Marson vándorolhat a légkör segítségével, egyes területekről elszublimálva, máshol kicsapódva. Ugyanakkor mozoghat a felszínen is: deformáció történhet benne, amelynek mértéke a rétegterhelés, a hőmérséklet és a szennyezőanyagok függvényében változik. Tágulni és zsugorodni is képes: a víz fagyásakor tágul, majd további hűlésekor zsugorodik, amitől poligonok és egyéb periglaciális alakzatok keletkezhetnek, valamint repedések támadhatnak.

A jég felszíni, illetve felszín alatti megjelenése/eltűnése sokrétű következményekkel jár: ha egy területen csökken a felszíni jég mennyisége, csökken az albedó, azaz jobban melegszik a besugárzástól. Mivel az eltávozott jég nyomán gázzal kitöltött üregek maradnak a szilárd szemcsék között, amelyek rosszabb hővezetők a jégnél, lassul a hővezetés, ugyanakkor csökken a besugárzástól felmelegítendő anyag mennyisége (a gáz gyorsabban melegszik a jégnél), ezért adott besugárzás melegebbé teszi a felszíni réteget, de ez a meleg lassabban hatol lefelé. Ha pedig cementáló jég távozott el, csökken a szemcséket összetartó erő, ami elmozdulásokkal, beszakadásokkal járhat.

A bolygó felszínén a jég elhelyezkedése jelentősen változott a fejlődés során. Erre utalnak a néhol előforduló olyan integrált völgyhálózatok, amelyek kiterjedt jég olvadásától keletkezettek (Head et al. 2006a 2006b, Levy et al. 2007), illetve jéggel kapcsolatos nyomok találhatóak az egyenlítő környéki vulkánokon, közepes szélességeken pedig különféle áramlásnyomok formájában (Lucchitta 1981, Squires & Carr 1986). Az észak-dél (felföld-mélyföld) határvidéken lévő, a heszperiai (3,5–1,8 milliárd éve) időszakban keletkezett kimart csatornákat kitöltő amazoni korú (1,8 milliárd évnél fiatalabb) LVF szintén glaciális eredetű lehet. A késő amazoni időszakban itt vastagabb lehetett a jégtakaró (Dickson et al. 2007), a Protonilus Mensae és a Coloe Fossae térségében a jelenlegi szintnél körülbelül 920 m-rel magasabban lehetett korábban az eljegesedés teteje. Egyes alacsony szélességű területeken közel km vastag egykori jégtakaróra utaló nyomok is akadnak (Dickson 2009a, 2009b).

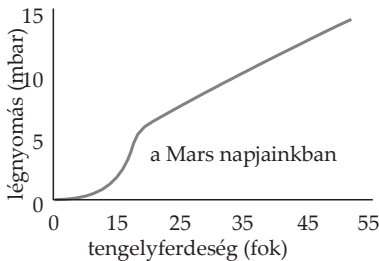
ÉGHAJLAT ÉS VÁLTOZÁSAI

Éghajlaton a Mars esetében is egy adott időintervallum (többnyire az űrszondás megfigyelések kezdete óta eltelt körülbelül 30 év) során jellemző meteorológiai paraméterek együttesét, rendszeres ismétlődését értjük. A fentiekben vázolt évszakos változások látványos, könnyen megfigyelhető következményekkel járnak. Ennél hosszabb időskálájú és nagyobb mértékű módosulások is történtek a bolygó múltjában a felszíni nyomok alapján.

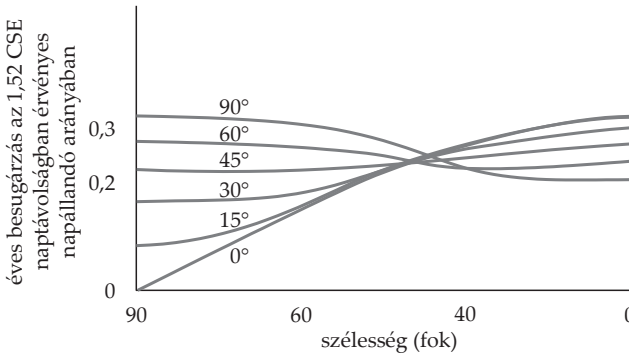
A Föld esetében a Hold stabilizálja a forgástengely dőlésszögét, amelynek nyomán a jelenlegi állapothoz képest körülbelül 1,3 foknyit tud ingadozni a forgástengely (Ward 1992). A Mars esetében azonban a tengelyferdeség ilyen hatás hiányában körülbelül 50 fokig is nőhet. Nagy tömegű hold hiányában a bolygó tengelyferdesége a földinél jobban ingadozik, emellett a Marshoz közeli Jupiter is erősen zavarja a bolygó mozgását és pályájának alakját. Ebben a bolygónak a Földénél kisebb tömege jelentősen közreműködik, emellett a kissé elnyúlt ellipszispálya is segíti a változásokat. Mindezeketől több, eltérő periódusú

és amplitúdójú ingadozás lép fel a pályaelemekben, az excentricitás (a pálya elnyúltsága) például 0,0 és 0,12 között ingadozik.

A tengelyferdeség a beeső napenergia révén az illó anyagok légköri mennyiségét, illetve szélességi eloszlását, migrációját is befolyásolja (30. ábra). A pálya elnyúltsága az évszakoknak a két félteke közötti aszimmetriájára van hatással, csökkenése szimmetrikusabbá is teheti azokat. Az elmúlt néhány millió évben 35°, az elmúlt 10 millió évben pedig 40°-nál nagyobb is lehetett a tengelyferdeség (Touma & Wisdom 1993, Laskar et al. 2002). Egyes



30. ábra. Az átlagos légnymomás és a tengelyferdeség kapcsolata (Fanale et al. 1982, Ward 1979 alapján). A pályasíkra közel merőleges forgástengelynél a szén-dioxid jelentős része állandó sapkát formál drasztikusan csökkentve a légnymóást (az egyenes bal oldali legörbülő vége), míg ferdebb forgástengelynél nő a légnymomás.



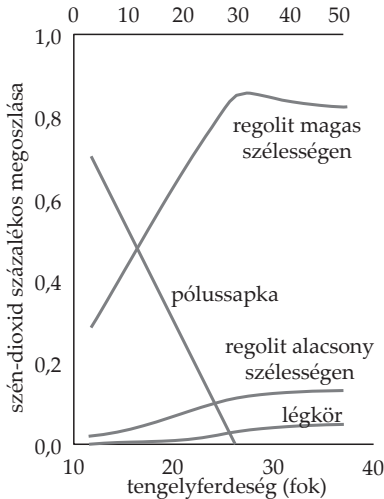
31. ábra. A besugárzás szélesség szerint változó értéke eltérő tengelyferdeségek esetén.

modellek alapján 40°-nál nagyobb tengelyferdeségnél nincs stabil pólusapka, a váltás a pólusapkáról annak hiányára éles lehet. 54° feletti tengelyferdeségnél pedig a pólusok összességében már több besugárzást kapnak, mint az egyenlítő (Ward 1992) (31. ábra).

Üvegházgázok: a Marson a légkör fő összetevője a szén-dioxid, ami a bolygó életének kezdetén sokkal nagyobb mennyiségben erősebb üvegházhatást okozhatott, melegítve a felszínt. Ugyanakkor a sűrű légkörben keletkező szén-dioxid-felhők sok napfényt is visszavernek – mindezek együttes következménye kevéssé ismert. Fontos kérdés, hogy az egykori légköri CO₂ kivált-e a felszíni vizekben, karbonátokat alkotva. A vízgőz a melegebb időszakok alkalmával nagyobb koncentrációban szintén fontos üvegházgáz lehetett a Marson. Számolhatunk még kén-dioxiddal és kén-hidrogénnel (Halevy et al. 2007), valamint az ammóniával (Sagan & Mullen 1972) és a metánnal mint üvegházgázzal (Kasting 1991), amelyek fotokémiailag könnyen bomlanak, és mára jórészt eltűntek a légkörből.

Érdeemes megjegyezni, hogy a Mars kezdeti időszakában a viszonylag meleg éghajlat paramétereit a modellek nehezen tudják igazolni. Sok számítás alapján még az 5 bar nyomású szén-dioxid-légkör is nehezen tudja 0 °C fölé emelni a felszíni hőmérsékletet (Colaprete & Toon 2003), emellett a CO₂-H₂O rendszer is ennél alacsonyabb hőmérsékleten már telített lesz, és elkezd kiválni (Kasting 1991, Squyres & Kasting 1994).

Az éghajlatváltozások következményeit – akárcsak a Földnél – a Marsnál is nehéz megbecsülni. Ennek fő oka, hogy a változó besu-



32. ábra. A szén-dioxid százalékos megoszlása a légkör és a különböző pufferek között eltérő tengelyferdeségnél. Nagy tengelyferdeségnél a pólussapka jelentősége csökken, és a regolit széndioxid-megkötése növekszik. A felső tengelyen a szén-dioxid elhelyezkedésének változásaihoz kapcsolódó időskálák nagyságrendje látható.

tok formálódnak a jég lerakódása és pusztulása nyomán. Más területen is fellép változás. Amikor a jég egészen az egyenlítő térségéig jut, az uralkodó szelek miatt elsősorban a Tharsis vulkánjainak nyugati lejtőin marad meg a legtovább.

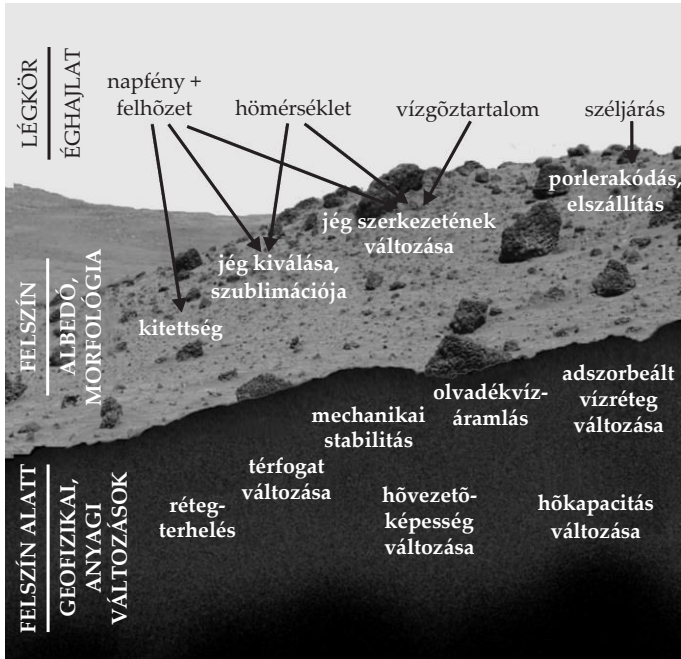
Nagy tengelyferdeségnél a nyári napforduló idején magasabb szélesség felett delel a Nap, ennek megfelelően meridionálisan kiterjedtebb a Hadley-cirkuláció, ezzel együtt emelkedhet a légkörbe jutó por mennyisége is (Newman et al. 2005). Nagy tengelyferdeségnél nincsen állandó CO₂-sapka, de télen jelentős a légköri CO₂ kifagyása, mindez növeli az évszakos nyomásváltozást. Kisebb tengelyferdeségnél az állandó CO₂ pólussapka mindkét féltéken kialakul, tartósan csökkentve a légnyomást, ezzel együtt a gázsűrűséget, és eközben gyengül a Hadley-cirkuláció „mélysége” a két pólus felé, mindettől pedig kevesebb por kerül a légkörbe.

mennyiségű illó anyagokat mobilizálhat, amelyek aztán kicsapódva összetett módon befolyásolhatják az albedót és ezzel a felszíni hőmérsékletet (Kereszturi 2007). Ráadásul nagyobb légköri sűrűség mellett változik az áramlás jellege, a sűrűbb légkör

több port kap fel és szállít el, kivéve ha a jég összecementálja. Tovább nehezíti a becsléseket,

csak a felszínt, hanem a regolit adszorbeáló kapacitását és pórustérfogatát is figyelembe kell venni.

Amikor a forgástengely ferdesége nő, a sarki jég határa az egyenlítő felé kiterjed, a tengelyferdeség csökkenésekor pedig a pólusok irányába húzódik vissza (32. ábra). Ezek eredményeként körülbelül 30 és 60 fokos szélességű zónákban látványos alakza-



33. ábra. Kapcsolatok az éghajlat változása (fent), annak elsődleges felszíni következményei (középen), valamint az utóbbiból adódó további felszíni és felszín alatti átalakulások (lent) között.

Elméletileg lehetnek állandó pólussapka nélküli, viszont kiterjedt téli évszakos sapkával bíró időszakok is a Marson, amelyek megfelelő helyzetben gyorsan válhatnak pólussapkával bíró periódusokra (Tokuta et al. 2002). A sapka kiválásának megindulása után a kicsapódás addig zajlik, amíg a légköri gáz és a felszíni szilárd fázis egyensúlyba nem jut. Kis tengelyferdeségnél állandó pólussapkák lehetnek, alul vízjéggel, felette pedig szén-dioxid-jéggel. Az aszimmetrikus évszakok és a két félteke közötti domborzati különbség miatt előfordulhat, hogy csak az egyik póluson van sapka.

A besugárzás az áramlási rendszerek és a szélerezio módosulása mellett változtatja a szublimációt, esetleg a jég olvadását és a felszín alatti hőmérsékletet. Ezekről módosul a felszín ellenállóképessége, stabilitása. Ha gyengül a cementáló jeget veszített szemcséket összetartó erő, omlások és berogyások történnek. Ugyanakkor a növekvő jég mennyisége, avagy a szemcséket befedő mikroszkopikus vízjár-

tya megjelenése képlékennyé teheti az anyagot, és a jég vándorolni kezdhet. Nagy hidegben pedig a keményre fagyó jég ellenállóvá teheti a korábban mobilis, erodálható alakzatokat is. A hőmérséklet és a H₂O mennyiségének változása továbbá kémiai átalakulásokat is eredményez – egy-egy terület kinézete tehát erősen módosul az éghajlat változása révén. Néhány kapcsolódó összefüggés a 33. ábrán tekinthető meg.

A fenti változások értelmezésének és egységes vizsgálatának egyik lehetősége, hogy a földi permafroszt területeken lévő aktív réteghez hasonlót keresünk a Marson. Ez olyan sekély felszín alatti zóna lenne, ahol a meleg évszakban megolvad a jég. Ismereteink alapján jelenleg ilyen nincs a vörös bolygón – mindössze mikroszkopikus méretskálán fordulhat elő hasonló a déli erős besugárzás idején, részben az olvadáspontot csökkentő sók miatt. Az elemzések alapján az elmúlt 10 millió évnek közel 20%-ában lehetett aktív réteg a Marson.

SÓK A MARSON

A Marson a vízfelvételekre képes, illetve vízben oldódó sók összetett szereppel bírnak a felszín alakulására, és éghajlat indikátoraként is használhatók. Az eddig azonosított sók között említhetők a különféle szulfátok, amelyeket távérzékeléssel (Gendrin et al. 2005, Arvidson et al. 2005) és leszállóegységek felszíni méréseivel is (Toulmin et al. 1977, Squyres et al. 2004) azonosítottak. Itt említhető a kieserit, a gipsz és különféle polihidratált szulfátok, amelyek a helyszíni vizsgálatoknál közel 8-15 tömeg% koncentrációban, néhol még magasabb arányban jellemzőek. Fontosak a vastartalmú szulfátok, amelyeket szinképi mérések alapján több világos üledékes formációban fordulnak elő a Valles Marineris térségében (Weitz et al. 2009). Elterjedtek lehetnek továbbá az epszomit jellegű anyagok. Fontosak a magnézium-szulfátok is, amelyek szintén sok vizet tartalmazhatnak. Elsőként a Viking leszállóegységei (Baird et al. 1976), majd az Opportunity rover mutatta ki jelenlétüket (Vaniman et al. 2004). A szulfátok fontos szerepet játszanak a felszínen a kemény és az erózióknak jobban ellenálló réteg összecementálásában is (Cooper & Mustard 2002, Clark et al. 1976, Clark & Van Hart 1981, Rieder et al. 1997, Matijevic et al. 1997).

Kloridokat a Mars Odyssey-űrszonda mérései alapján találtak a bolygón (Osterloo et al. 2008), amelyek a déli felföldek idős területein 1-25 km átmérőjű foltokban mutatkoznak, feltehetőleg egykori vizes állapotok nyomán maradtak vissza. A felszíni klór és a Mars Odyssey fedélzetén lévő HEND detektor mérései alapján feltérképezett H₂O-eloszlás korrelál egymással, ezért elképzelhető, hogy sók víztartalmát sikerült feltérképezni a marstalaj felső körülbelül 2 m vastag rétegében - ennek eloszlása nem teljesen egyezik a mai klímán vártakkal, és feltehetőleg korábbi éghajlati állapotból maradt vissza (Melchiorri et al. 2008). Nátrium-kloridot a Nakhla marsmeteoritban azonosítottak (Rao et al. 2005), míg a felszínen a roverek azonosítottak (Rao et al. 2005). Perklorátot a Phoenix-leszállóegység észlelt az északi sarkvidéken, amelyben a ClO₄ anionhoz főleg Mg, Na, illetve kevesebb K, Ca kapcsolódhat (Hecht et al. 2009). Karbonátokat távérzékeléssel (Ehlmann et al. 2008) és a Phoenix-leszállóegységgel (Boynton et al.

2009) azonosítottak, a Spirit rover megfigyelései alapján a Husband Hill térségében mutatkozott bizonytalanul. Emellett nitrátok szintén előfordulnak a bolygón (Benton 2004, Manning et al. 2007). Brómot a Burns formációban azonosítottak a Meridiani Planum területén és a Gusev kráterben is előfordult, feltehetőleg halitkristályokban. Mindezek mellett kis mennyiségben zeolitok szintén előfordulhatnak a bolygón (Ruff 2004, Michalski et al. 2006).

A marsfelszíni viszonyok sok víztartalmú só hidratációjának/dehidratációjának határvonalán vannak, ennek megfelelően víztartalmuk rendszeresen változhat. Ilyen lehet például az epszomit-kieserit rendszer (Kuti, Kereszturi 2009a), de a becslések alapján a szulfátok és kloridok víztartalmának változása általában lehet fontos. Ezek közül részletesebben az $MgSO_4 \times nH_2O$ rendszert tanulmányozták laboratóriumi körülmények között (Vaniman & Chipera 2006). A modellek alapján a magnézium-szulfátok víztartalma napi, évszakos és a bolygó pályaelem-változásaival kapcsolatos éghajlati ciklusok szerint is ingadozhat. Jelenleg az egyenlítői vidéken a meleg időszakban napközben dehidratálódhat, míg éjszaka rehidratálódhat a magnézium-szulfát. A napi (és emellett feltehetőleg évszakos ciklusú) vízfelvétel során (például kieserit epszomittá alakulásakor) az anyag térfogata kismértékben változik, ami a kémiai mellett mechanikai átalakulással is jár. A felszíni változások alkalmával az olvadáspontot csökkentő és a folyékony fázis megjelenését lehetővé tevő kemikáliák elérhetősége térben és időben is változik, ami tovább bonyolítja a folyékony fázisok megjelenésének kiszámíthatóságát.

FOLYADÉKOK A MARS FELSZÍNÉN

Ebben a fejezetben elsőként a vizes sóoldatok néhány jellemzőjét tekintjük át, amelyek elvileg akár ma is létezhetnek a bolygón, majd az idős, mára száraz folyásnyomok fontosabb jellemzőit vesszük sorra. A bolygó felszínén nem a tiszta víz az egyetlen folyadék, amellyel elméletileg számolni kell. Sóoldatok jelenlétére a Marson a modellek és néhány megfigyelés egyaránt utalnak. A Marson a jég mellett sok olyan anyag van, amelyek jelentősen csökkentik a H₂O-val alkotott keverék olvadáspontját – ezeket gyakran nevezik sóoldatoknak. Ezeknek nemcsak az olvadáspontja alacsonyabb a tiszta víznél, de párolgásuk lassabb, viszkozitásuk alig nagyobb, és átlátszóságuk lényegesen kisebb lehet.

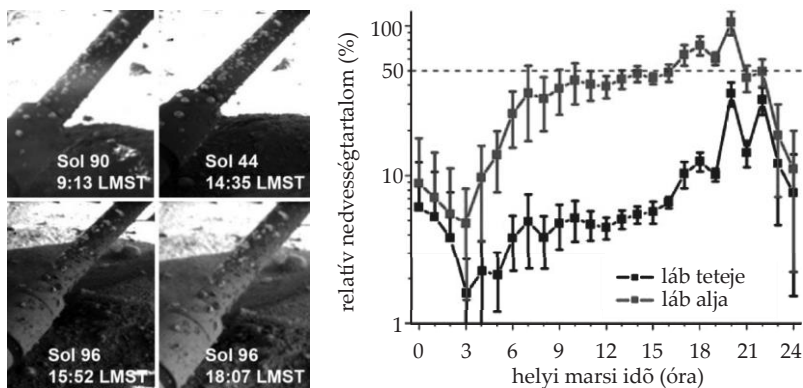
Mai ismereteink alapján a szulfátos és kloridos sóoldatok lehetnek a legelterjedtebbek a Marson, amelyekhez peroxid tartalmú oldatok is társulhatnak. Jellemző lehet a sóoldatoknál a savas kémhatás. Általánosan igaz továbbá, hogy a felszín alól érkező vizek sok oldott anyagot tartalmazhatnak, illetve nagy mélységben (ahol ehhez szükséges nyomás uralkodik) klatrátok is keletkezhetnek CO₂ és SO₂ gázokból. Laboratóriumi kísérletek és számítások alapján a bazaltos kőzetek mállásával az oldatokba sok Si, Fe, S, Mg, Ca, Cl, Na, K és Al juthat.

A fentiekben vázolt komponensekkel együtt keletkező oldatok általában 0 °C alatt is cseppfolyósak maradhatnak (Fairén et al. 2009). Durva közelítés alapján -9 °C-nál (264 K) 78%, -28 °C-nál (245 K) 14% és -50 °C-nál (223 K) 6% maradna cseppfolyós állapotban a marsi vízből (hasonló adatok a földi tengervízre: -10 °C-nál (263 K) 20%, -50 °C-nál (223 K) 0,3%). A marsi kloridos oldatok és főleg keverékeik eutektikus, azaz só-víz keverékének legalacsonyabb fagyási hőmérséklete -70 °C-hoz (200 K) közeli (Pestova et al. 2005). Ezek az anyagok emellett nagyon higroszkóposak is, azaz erősen megkötik a vízmolekulákat.

Az ilyen folyadékok feltételezése megoldhatja azt a problémát, amely szerint a modelleszámítások alapján a Mars fejlődése legnagyobb részében hűvös lehetett, folyásnyomok mégis keletkeztek rajta. A sóoldatok viszkozitása sok esetben csak kevéssel tér el a tiszta víztől, ezért áramlásuk is hasonló következménnyel jár. Ennek megfelelően ilyen

folyadékok is kialakíthaták a bolygón látható folyásnyomok jelentős részét, akár alacsony hőmérsékleten is. Mivel ezek nem mind átlát-
szóak, alkalmanként színes folyók szabdalhatták a bolygó felszínét.

A folyékony sóoldatokkal kapcsolatos elméleti lehetőségeket meg-
figyelések is kiegészítik. A Phoenix-űrszonda leszállólábán lévő apró,
néhány tized milliméteres, esetleg több milliméteres csepp változá-
sait figyelték meg. Ezek a helyi meteorológiai, valamint felszíniössze-
tétel-mérésekkel együtt arra utalnak, hogy folyékony halmazállapotú
sóoldatok is lehettek a szondánál. Ezek napi ciklus szerint változtak,
és alkalmanként a légköri vízpárából H_2O molekulákat kötöttek meg.
Felmerült, hogy a leszállóhajtómű hőhatása, illetve a belőle származó
kemikáliák is befolyásolhatták, esetleg ki is alakíthatták ezeket az
oldatokat. Miután a szonda ereszkedése végén lefújta a felső vékony
és laza törmelékakarót a felszínről, az alatta lévő vízjégrétegből közel
1 mm vastagságú részt olvaszthatott meg – talán ekkor „fresc- csent”
néhány anyagcsomó a lábakra. Ezek viselkedését azonban a
későbbiekben már nem befolyásolta a leszállás hatása. Szintén sike-
rült kizárni, hogy a hajtóműből származó anyagok fontos szerepet
játszhattak az esetleges oldatok kialakításában.



34. ábra. A Phoenix-űrszonda egyik leszállólábán lévő cseppalakzatok változásai a leszállástól (marsi napok, azaz sol) szerint (balra). A cseppalakzatok a legnagyobbak és leginkább gömb alakúak a 44. nap délutánján, mivel akkor magas relatív nedvességtartalom volt jellemző. A 96. napon az alakzatok kisebbek, ekkorra az alacsonyabb nedvességtartalom miatt anyagot veszíthettek. Jobbra a nedvességtartalom napi változásának menete látható a láb felső részén (fekete), ahol nem változott a cseppalakzatok mérete, a szaggatott vonal a magnézium-perklorát közelítő elfolyósodás (deliquescence) határértékét mutatja, amely felett folyékony víz jelenik meg rajta (Renno et al. 2009).

A csepp alakzatok a lábakon a későbbiekben változtak (34. ábra). Egyrészt sötétedtek, amit okozhatott a fagyott anyag folyékony halmazállapotúvá alakulásakor, mivel eközben az anyag reflexiós indexe csökken. Az egyik ilyen cseppalakzat a 31. marsi napon (sol) erősen sötétedni kezdett, majd a 44. marsi napra el is tűnt – talán folyékonyá vált és lehullott. Eközben más cseppalakzatok növekedtek, illetve egymással összeolvadtak. A 34. ábrán balra a cseppalakzatok kinézetének időbeli változása látható, jobbra a napi nedvességtartalom átlagos menete a TECP érzékelő első 100 napos mérései és számított hőmérsékletértékek alapján.

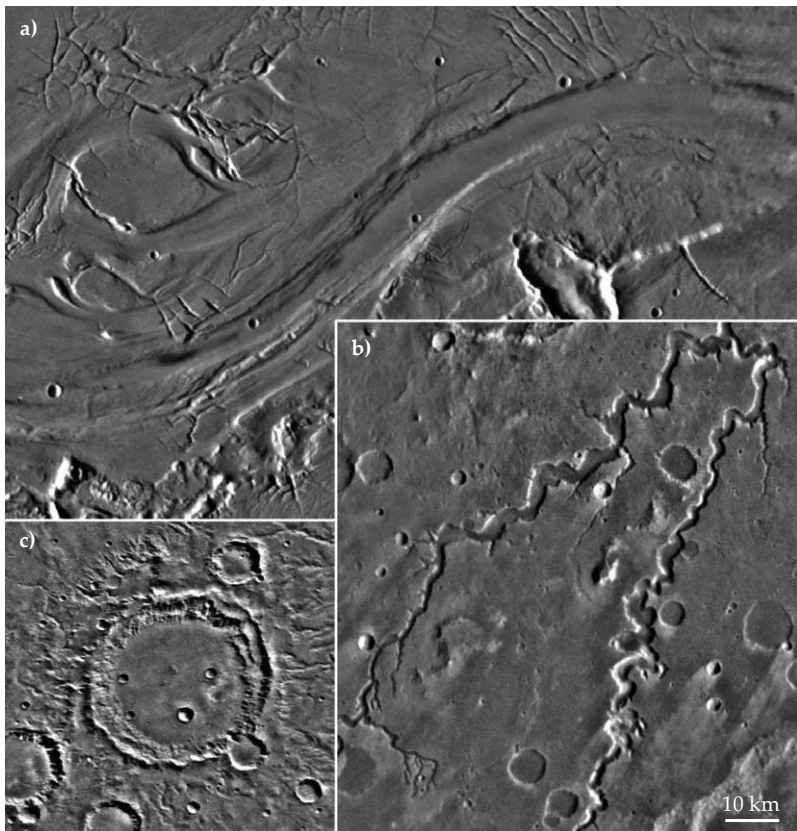
A fentiek mellett olyan, folyásnyom jellegű alakzatok is megfigyelhetők a Marson, amelyek hidegben is cseppfolyós oldatok lejtőirányú mozgásaként is értelmezhetők, ide tartoznak a nyakkendőknek is nevezett lejtősávok (*slope streaks*), valamint a DDS-folyásos alakzatok (lásd Asztrobiológia 124–130., az évszakos fagytakarón kialakuló sötét, folyásos morfológiájú alakzat). Általánosan elmondható, hogy a Mars felszínén mai ismereteink és modellszámítások alapján van esély a folyékony vizes oldatok megjelenésére. Ezek különböző olvadáspont-csökkentő sók segítségével jöhetnek létre, azonban előfordulásukra perdöntő bizonyíték eddig nem született.

IDŐS VÍZFOLYÁSNYOMOK A MARSON

A bolygón többféle vízfolyásnyommal találkozhatunk, ezek típusai: hálózatos csatornák (korai, mainál kedvezőbb klímán keletkezett folyásnyomok, a 116. oldalon tárgyaljuk őket), áradásos csatornák (hideg klímán keletkezett óriási folyásnyomok, az alábbiakban tárgyaljuk őket), vulkánok lejtőin mutatkozó folyásnyomok (nem sokban különböznek a hálózatos csatornáktól, az alábbiakban tárgyaljuk őket), sárfolyások és lejtősávok (mint potenciális folyásnyomok, az elsőt a 101. oldalon, a másodikat a 111. és 112. oldalakon mutatjuk be. Az alábbiakban tehát csak a két később nem tárgyalt folyásnyomról olvashatunk (35. ábra).

Az **áradásos** csatornákat (*outflow channel*) gyorsan lezajlott, sok folyadékot tartalmazó áradások hozták létre. Szélességük 10 km nagyságrendű, hosszuk az 1000 km-t is meghaladhatja, mélységük több km lehet. Forrásuknál mindjárt elérték teljes szélességüket. Néhol fonatos a mintázatuk, a kiemelkedések mögött elnyúlt, áramvonalas szigeteket hoztak létre. Egyes helyszíneken teraszos faluk alapján változott egykori vízhozamuk, és/vagy aktív időszakuk során mélyült az aljzatuk. Többnyire az északi mélyföldek síkságára futnak ki.

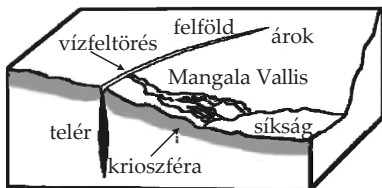
Morfológiájuk alapján két nagy csoportba sorolhatók. Az úgynevezett szabad (*unconfined*), azaz gyengén körvonalazható völgyekre (főleg a Chryse Planitia környéke) és a zárt avagy jól körvonalazott (*confined*) mélyedésekben haladó völgyekre (például Elysiumtól ÉNy-ra, Hellától ÉK-re). A vulkáni központok környékéről (Tharsis-, Elysium-hátság, Hellas-medence térsége), avagy a Valles Marineris mélyedéseiből indulnak. Folyadékuk főleg a felszín alól származott, ahonnan úgynevezett káoszterület, avagy törésvonal révén jutottak a felszínre. A káoszterületek a felszín alatti jég megolvadása után összeomlottak, és a lesüllyedt blokkok között a folyadék kiemelkedett. A törésvonalaknál nyomás alatt lévő mélységi folyadék kitört (például Athabasca Valles forrása a Cerberus Fossae, a Mangala Valles forrása a Mangala Fossae törésvonal) (36. ábra). Az áradások felszíni forrása folyadékkal feltöltött egykori kanyon is lehet, ahon-



35. ábra. Folyásnyomok összehasonlítása azonos méretarányval: áradásos (a), hálózatos, közepes méretű (b) és hálózatos, kisebb folyásnyomok (c) (NASA, JPL).

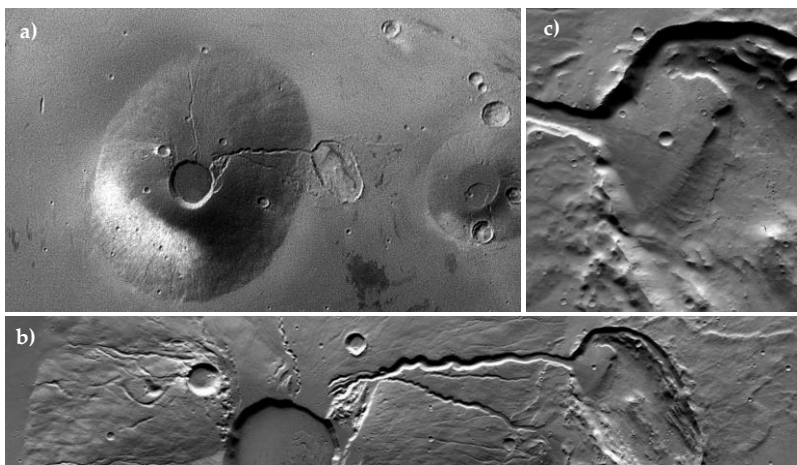
nan a víz egy gátszerű fal leomlásával szabadulhat ki. Folyadékhozamuk millió $\text{m}^3/\text{óra}$ nagyságrendű lehetett, és mélyedéseik napok, hetek alatt jöhettek létre.

Az áradásos csatornák az elmúlt 1,2–3,7 milliárd évben alakultak ki, de némelyikük néhány százmillió éves is lehet. Többségük akkor keletkezett, amikor a modellek alapján már a folyékony víz nem volt stabil a felszínen. Feltehetőleg vizük teteje megfagyott, és jégtakaró alatt áramlott tovább. A felszín alatti vizek forrása a déli pólussapká aljának, valamint a vulkánok lejtőit borító jégrétegnek az olvadása lehetett.



36. ábra. A Mangala Vallis áradásos csatornáit létrehozó feltételezett folyamatok és szerkezetek: egy vulkanikus telér nyomult a kőzetburokban, amely jeget olvasztott, utóbbi a felszínre tört, létrehozva a Mangala Vallist és némi üledékes takarót terítve a sík területre.

Leglátványosabb területük a körülbelül 2000 km átmérőjű Chryse Planitia, ahol hat nagy áradásos csatorna (Kasei, Maja, Simud, Tiu, Ares, Mawrth Valles) elvégződése vízszintesen egy 2200 km hosszú szakaszon belül függőlegesen mérve csak mintegy 350 m szintkülönbséget mutat. Ezek átlagos magassága körülbelül 60 m-rel tér csak el a feltételezett belső óceáni partvonal szintjétől. Az azonos szintű erózióbázis alapján elképzelhető, hogy vizüket az ősi óceánba öntötték. A korábban zárt medencének tartott Chryseről a MOLA adatok alapján kiderült, hogy ÉÉK-felé nyitott, tehát az ide ömlő víz tovább áramolhatott észak felé, akár egészen az Északi Poláris-medencéig (Ivanov & Head 1999). Az áradásos csatornák keletkezésére a vízáramlás mellett felállított alternatív javaslatok (láva-folyás, cseppfolyós szén-dioxid áramlása, gleccserszerű



37. ábra. Vízfolyásnyomok vulkáni lejtőn. a) A Ceraunius Tholus vulkán (MOC felvétel, Release MOC2-305); b) a kaldera és a belőle kiágazó legnagyobb folyásnyom; c) a folyásnyom az elnyúlt Rahe-kráterbe érkezik a vulkán lábánál, amelyben egy Gilbert típusú deltatoroklatra jellemző üledéket rakott le – utalván az egyik ott található ősi tó létére (B04_011399_2045_XN_24N097WCTX felvétel) (NASA/JPL/MSSS).

jégmozgás, tartós eróziót kifejtő szelek) a megfigyelésekkel nehezen egyeztethetők össze. Hasonló folyamatra (nagy víztömeg gyors áramlására) utaló nyomok a Földön is megfigyelhetők (Scabland, La Manche-csatorna, Gibraltár, Boszporusz).

Egyes vulkánok lejtőin lévő folyásnyomokat némely szerzők külön csoportba sorolják, noha azok a később bemutatásra kerülő hálózatos csatornákra hasonlítanak, de eredetük feltehetőleg más, mivel szoros kapcsolatban lehetnek a vulkánok fűtőhatásával. Nem minden vulkánon mutatkoznak, de ahol megfigyelhetők, ott általában elég sűrűek. A vulkánokon elvileg a vulkanikus eredetű hó fontos szerepet játszott a jég megolvasztásában. Utóbbi az éghajlatváltozások miatt kerülhetett a tűzhányókra, és akkor keletkeztek csak folyásnyomok rajtuk, amikor jelentős fűtőhatás és jéglerakódás egyszerre jelen volt (37. ábra).

ÉGHAJLATVÁLTOZÁS ÉS FELSZÍNÁTALAKULÁS

A Mars pályaelemeinek, főleg forgástengelyének változásai erősen módosítják egy adott területre érkező besugárzást (Kereszturi 2007). Ha egy vidékre intenzív, tartós napsugárzás érkezik, ott nagyobb mélységig hatol a meleg a felszín alá. Mai ismereteink alapján a bolygó kiterjedt vidékein jég tölti ki a kőzetszemcsék közti repedéseket a regolitban. A meleg behatolási mélységének és a benne lévő jéganyag mennyiségének függvényében eltérő térfogatú és mennyiségű jég meledgedhet fel, ami következményekkel jár a felszín megjelenésére is az adott területen.

Az átmelegedő kőzet és jég keverékében gyorsulhat a jég szublimációja, mikroszkopikus skálájú vízfilm jelenhet meg a szemcsék körül, és tömegesen is megolvadhat a jég. Mindezekről változik a szilárd anyag kohéziója, ellenálló képessége a lepusztulással szemben, és a szilárd felülethez kapcsolódó H_2O -molekulák mobilitása. A hóváltozással térfogatváltozás, fagyrepeztsés léphet fel, ami a terület beomlását, a H_2O -tartalom módosulását, hidratációt/dehidratációt okozhat. Megfelelő viszonyok esetén jégárok, periglaciális folyamatok, de akár folyók is indulhatnak, avagy apadhatnak és száradhatnak ki. A változó hőmérséklettel együtt változik a szél ereje és iránya, valamint a mállás jellege – ennek megfelelően alakul át vagy éppen konzerválódik a felszín. Az éghajlat változásaival együtt módosul a kicsapódó H_2O mennyisége is, néhol akár erősödhet is a cementáció.

Mindez módosítja a felszín és a felszín alatti térség jellemzőit, ami a morfológiában is megmutatkozik. A várható zonális (szélességfüggő) eloszlástól eltérések is adódnak. A felszínformák morfológiáját a besugárzással kapcsolatban ugyanis befolyásolja a szemcseméret, a topográfia, az adott térségben elérhető olvadáspont-csökkentő sók mennyisége és összetétele, valamint az anyagok higroszkóposága, vízmegtartó képessége, a kristályvíz képződésének lehetősége.

A fent vázolt elméleti lehetőségeket nehéz összegezhetni a megfigyelt felszínformákkal, de néhány esetben már vannak használható modellek az éghajlatváltozás és a keletkező felszínformák kapcsolatára:

- ahol a stabil szén-dioxid-jégsapka kiterjed, lehűti a felszín alatti sekély zónát. Ezzel zsugorodást vált ki, poligonálisan összetört alakzatokat okozva;
- amikor szárazodik a felszín alatti térség (erősebb besugárzás, kevesebb H₂O-kifagyás), a szemcseszerkezet összeomlása révén rogyásos alakzatok, valamint száradásos poligonok keletkezhetnek;
- a dűnékben lévő cementáló jéganyag eltávozása elősegíti a homokmozgást, a dűnék vándorlása gyorsulhat – emellett néhol a mainál erősebb szelekre is utal a dűnék megjelenése;
- a közepes szélességeken mutatkozó vékony fedőüledék-réteg állapota, a pusztulás mértéke kapcsolatot mutat a napsugárzásnak való kitettséggel. A réteg jéganyaga a mai klímán a besugárzás révén szublimál, és az így meglazuló szemcseszerkezetű anyag összeomlik, mélyedéseket alkotva. Anyaguk korábban vízjéggel együtt rakódhatott le;
- a sárfolyások szélesség, néhol kitettség szerinti eloszlása a besugárzástól megolvadó hófoltokkal magyarázható, illetve a maitól eltérő éghajlaton bekövetkezett H₂O-lerakódásra utal;
- a nagyobb tengelyferdeség idején az alacsonyabb szélességre vándorló H₂O elsősorban a magas egyenlítői vulkánok északnyugati oldalán csapódik ki. Az ott felhalmozódó jég nyomán időszakosan megindulnak a gleccserek, amelyek ciklikus aktivitására íves moréna jellegű formák utalnak.

Fontos, hogy a felszíni hőmérséklet változása milyen mélyre hatol le, és mekkora térfogatot, például mekkora jégtömeget érint. Ennek közelítésében segít a korábban bemutatott **hőtehetetlenség**, amely azt mutatja, hogy adott összetételű és szerkezetű anyag megfigyelhető felszíne lassan vagy gyorsan melegszik és hűl, a be-, illetve kisértés hatására.

A hővezetés sebességével kapcsolatos a **hőhullám-behatolási mélység** fogalma. Ez azt a mélységet jelenti, ameddig a vizsgált időtartam alatt érezni a felszíni hőmérséklet-változást. Napi, éves, illetve az éghajlati változásokkal kapcsolatos behatolás mélysége is definiálható, amelyek nagysága a felszíni anyag hőtehetetlenségétől függ. A Marson napjainkban a modellszámítások szerint a napi ciklus nagyságrendileg néhány mm-es, cm-es, az éves fél-egy méteres mélységig, míg az éghajlati változásoknál több méteres mélységig jelentkezhet a felszíni melegedés hatása (Möhlmann 2007, Hudson 2008).

A marsfelszíni viszonyok időszakosan, jelenlegi ismereteink alapján kváziperiodikusan, valamint véletlenszerűen is változnak. A fel-

színi állapotokat befolyásoló periodikus/kváziperiodikus változásokon belül elkülönítjük:

- A **napszakos változások** keretében erős a napi hőingás, amely átlagosan 40-60 °C körüli, de alkalmanként a 100 °C-ot is meghaladhatja. Porvihar idején általában csökken a mértéke, módosulnak a szelek és a légköri páratartalom, alkalmanként a felszíni fagytakaró is. A napszakos változások a felszín mm-cm vékony rétegét érintik.
- Az **évszakos** változások során egy adott helyen az éves hőingás meghaladhatja a 100 °C-ot a felszínen, a nyomás változása pedig elérheti a 30%-ot. Az északi nyár idején a bolygó naptávolban van, ezért gyengébb a besugárzás, és a kisebb keringési sebesség miatt az északi nyár hosszabb a délinél. A szén-dioxid-jég teljesen elszublimál az északi sapkáról, nem takarja az alatta lévő vízjégréteget, ekkor maximális a légköri vízgőztartalom. A felszálló légáramlatok miatt a d. sz. 10° és az é. sz. 30° között az úgynevezett aphéliumi trópusi felhőöv alakul ki. Ekkor délen hosszú és hideg tél van, a gyakran köd alatt rejtőző évszakos déli pólussapka mérete maximális. A déli tavasszal gyorsan zsugorodó déli évszakos pólussapka határán a nagy hőmérséklet-különbségtől szelek és porviharok támadnak. A déli nyár rövid és viszonylag meleg, ezalatt az északi pólussapka halmozódik, amelyre a kifagyó H₂O-val együtt sok por is lerakódik.
- Az **éghajlati rendszer** visszacsatolásai és belső folyamatai révén az évszakosnál hosszabb, de a pályaelem-változásoknál rövidebb, 10-100 éves időskálán is jelentkezhetnek módosulások. Ilyen főleg a légköri portartalom ingadozása, ami befolyásolja az energiamérleget és így a hőmérsékletet.
- A **pályaelem-változásoknak** megfelelő éghajlati módosulások periódusai a fenténél hosszabbak, 1-50 millió évesek, és nyomaik látványosak.
- A **bolygó életének időskáláján** lassú globális hűléssel, csökkenő belső hővel és gyengülő belső eredetű aktivitással számolhatunk.

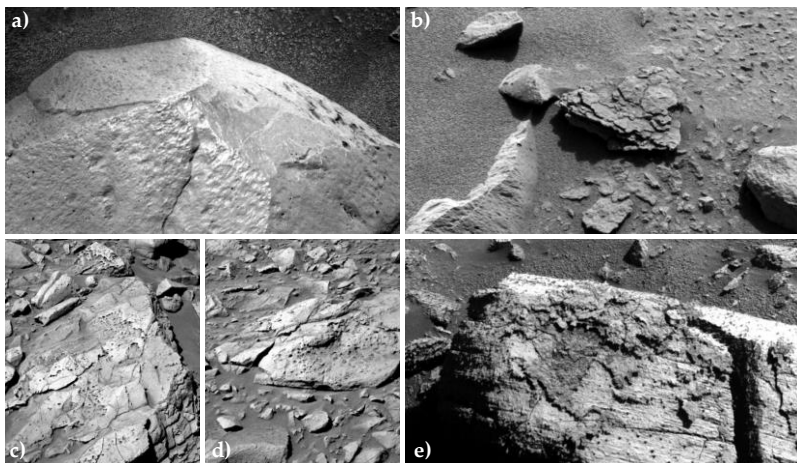
Véletlenszerű változások:

- **Becsapódások:** elméletileg véletlenszerű az eloszlásuk, de kezdetben intenzívebb volt, a Naprendszer születése utáni 500–800 millió évben sokkal több becsapódás történhetett, mint később. A becsapódások a jéggel teli krioszférából sok H₂O-t juttathatnak a légkörbe. Egy 100 km-es test becsapódása globálisan 10 m vastag forró üledéktakarót borít a felszínre, amitől sok jég megolvad, kötött szén-dioxid is felszabadulhat, és vízgőz kerülhet a légkörbe.

- **Vulkánkitörések:** elméletileg ezek is véletlenszerű időközökben jelentkeznek, azonban néhány megfontolás alapján ismétlődő jelleggel indulhat egy-egy intenzívebb vulkanikus időszak. A vulkánkitörések gázt bocsátanak a légkörbe, a felszínre ömlő láva, valamint visszahulló forró vulkáni törmelék pedig jeget olvaszt. A geotermikus hő alulról, a krioszféra olvasztásával mobilizálhat sok illót. A légkörbe kerülő kénvegyületek pedig savassá teszik az esetleg megjelenő vizek kémhatását.
- **A vulkanizmus és a jégeloszlás egybeesései:** egy vulkánkitörésnek az éghajlatra kifejtett hatása összetett (Kargel & Marion 2004), és függ attól is, hogy a lávaömlés vagy forró törmelék hullás idején van-e jég az adott vulkán közelében. A déli jégsapka anyagát az alatta elhelyezkedő vulkánok feltehetőleg többször is részben megolvasztották. A vízjég területi eloszlását elsősorban a pályaelemváltozások kontrollálják, és alkalmanként az alacsonyabb szélességen lévő Tharsis és Elysium vulkánok lejtőire is rakódhatnak – ha ekkor aktív az adott tűzhányó, sok jég olvadhat meg rajta.
- Részben vulkáni aktivitással kapcsolatos elméleti lehetőség, miszerint ha az éghajlat hűlésétől túl gyorsan vastagodik a déli sapka, nehezebben engedi át magán a felszín alól érkező belső hőt, ami a sapka aljának olvadásához vezethetett. A geomorfológiai jelek alapján lehetséges, hogy megolvadt a jég, ami először a Prometheus-medencét töltötte fel, innen folytatta útját észak felé, előntve az Argyre-medencét, majd kráterek láncolatán keresztül jutott el az északi síkságra – azonban a sapka aljának megolvadásában a fő szerepet lehet, hogy nem a jég gyors halmozódása, hanem az alatta kitörő vulkánok kitörései játszották (Ghatan & Head, 2004).

APRÓZÓDÁS ÉS MÁLLÁS A MARSON

Az alábbiakban megfigyelések és elméleti megfontolások segítségével azokat a tényezőket tekintjük át, amelyek a marsfelszíni anyagok aprózódását és mállását okozhatják napjainkban (38. ábra). Látványos a **szél** hatása, amely a finom szemcsék elszállításával, és a felszíni kődaraboknak ütköztetésével változtatja a tájat. Mivel a marsi légkör ritkább a földinél, azonos sebességű gázáramlás kisebb szemcséket képes csak megmozdítani – tehát az indítási sebesség nagyobb a nálunk megszokottnál. A szélerózió következtében sok kődarab felszínre látható az uralkodó áramlási iránynak megfelelő eróziós barázda (*blow-out*) (Bradley & Bridges 2007). A szél a mai éghajlati viszonyok és légsűrűség alatt elsősorban a felszíni albedó változása révén módosítja a hőmérsékletet és a légáramlást, ezért a lerakódó por mennyisége maga is befolyásolja a szelek intenzitását. A **sóaprózódás** felszínalakító hatására egyelőre



38. ábra. Aprózódás és mállás nyomai a Mars felszínén: a) az Adirondack szél szállította por által csiszolt felületű szikla a Gusev kráterben; b) rétegesen málló Mimi nevű szikla a Gusev kráterben; c) és d) méhsejt szerkezetű mállást mutató sziklák (felületükön apró mélyedésekkel) a Gusev-kráterben; e) a Chocolate Hills nevű szikla a Concepcionkráter peremén, felületén egy sötétebb, mállott réteg maradványával.

nincs közvetlen bizonyíték. Azonban a megfigyelések alapján található különböző sók, főleg szulfátok víztartalmának változása révén (lásd fentebb a Sók vízfelvétele című résznél).

A **fagyaprózódás** is megjelenhet a Marson, hiszen az ingadozó hőmérséklet mellett vízjég is előfordul a felszínen. Erre a víz váltakozó fagyása és megolvadása, avagy fagyott állapotban történő térfogatváltozása révén kerülhet sor igen alacsony hőmérsékletig. A fázis-, illetve térfogatváltozáshoz szükséges melegedésre vagy hűlésre a felszín közelében, a váltakozó intenzitású besugárzástól kerülhet sor. A bolygó légköre azonban nagyon száraz, ezért elméletileg körülbelül $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ felett gyorsan szublimál a jég.

Ennek megfelelően közvetlenül a felszínen nem várható a jég váltakozó fagyása és megolvadása miatt fagyaprózódás. A fagyaprózódásnak ugyanakkor a jég szublimálását lassító anyag, avagy szerkezet kedvez – például egy olyan finomszemcsés takaró, amelyen keresztül nehezen képes átdiffundálni a vízpára. Ugyanakkor a jég melletti pórusok vízpárában túltelítettek lesznek, amiktől nehezen szublimál a H_2O . A másik fontos tényező, hogy a napközben melegedő felszín felől a hőt az anyag milyen gyorsan vezeti lefelé, a sebesség elsősorban az anyag szerkezetétől függ. A folyamatos, összefüggő anyagú kőzetek sokkal gyorsabban vezetik a hőt, mint például a szemcsés, likacsos szerkezetűek.

A hóhullám korlátozott behatolási mélysége miatt elméletileg a hőtágulós folyamatok csak egy vékony felszíni réteget érinthetnek, aminek következtében héjas leválás is előállhat. A Marson a hőtágulásban és az aprózódásban fontos szerepet játszhat a nedvességtartalom, mint arra az elmúlt időszak kutatásai a Földön rámutattak (McFadden et al. 2005) – ugyanakkor egyes nagyon hideg földi környezetben végzett kutatások arra utalnak, hogy a hőtágulás szerepe szárazon is jelentős lehet.

A kémiai mállás tényezői a Marson

A Mars felszíne a földi viszonyokhoz hasonlítva gyengén mállott, amit legjobban a sok üde állapotú olivin mutat. A mállástermékek kis mennyiségét a vizes időszakok ritkasága, rövidsége, valamint az alattuk uralkodó alacsony hőmérséklet együttesen okozhatja. A kémiai átalakulások fő formái az oxidáció, a hidratáció és dehidratáció, az oldódás (és esetleg a karbonátosodás) lehetnek.

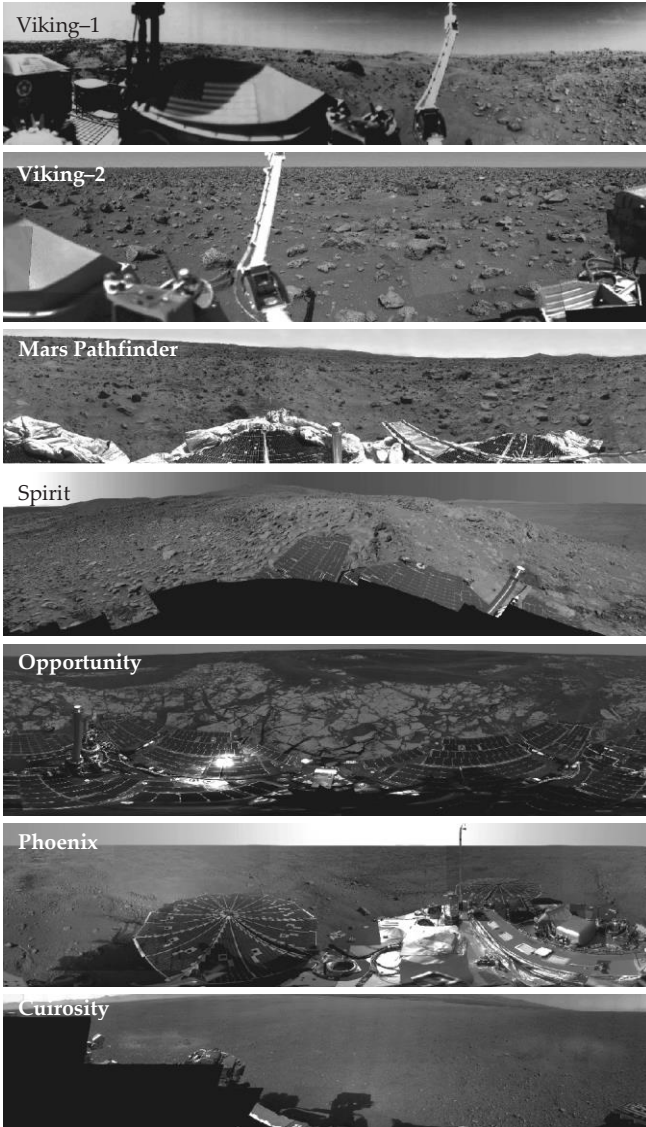
A rövidebb hideg vizes időszakokban szulfátok keletkeztek savas környezetben zajló mállással. A savas állapotot nemcsak vulkánkitörések, de akár becsapódások is okozhatták O_2 , SO_3 , NO_2 termelésével (Zolotov & Mironenko 2007). Mindezeken túl a felszíni anyagokban lévő foszfor, klór és kén szintén mállási folyamatok révén dúsulhatott, feltehetőleg ismét savas környezetben (Greenwood et al. 2007).

A mai felszíni mállásnak sajátos tényezője a savköd (Tosca et al. 2004). A folyamat keretében a felszínen kicsapódó vízjég a szulfátokkal érintkezve azokból kis mennyiséget oldatba vihet, és ennek nyomán savas kémhatású, mikroszkopikus vízfilm képződhet a kőzetek felszínén, ami a kísérletek alapján elsősorban különböző vas-oxidokat és amorf szerkezetű szilícium-dioxidot hoz létre.

A hőmérséklet és a H_2O -koncentráció változásának a napi, évszakos és éghajlatváltozások szerint menete is van – mindezekkel együtt pedig módosulhat egyes anyagok mobilitása. A modellek alapján emiatt keletkezhetnek például az egyes kőzetekben észlelt kalcium-szulfátban szegény zónák (Yen et al. 2005). Sok marsfelszíni folyamat szempontjából fontos, hogy a bolygón megjelent vizes oldatok párolgásuk, illetve szublimációjuk révén idővel erősen betöményedhetnek. Az így kialakult sóoldatok $0\text{ }^\circ\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékleten fagyhatnak meg – feltehetőleg ez minden marsi víztestre érvényes, tehát $0\text{ }^\circ\text{C}$ -nál alacsonyabb fagyáspontokkal számolhatunk. A leszállóegységek által eddig végzett elemzések alapján a szulfátok aránya 8-15%, a kloridok és bromidok aránya 0,5-1,5% közötti a regolit felső részében (Clark & van Hart 1981), amivel kapcsolatban 10-20 foknyi fagyáspontcsökkentő hatás feltételezhető (Mellon & Phillips 2001).

Az aprózódás és a mállás nyomai

A bolygó felszínén szétszórt szabálytalan kődarabok mechanikai aprózódásra utalnak. Kérdés, hogy kialakításukban mekkora szerepet játszottak a becsapódások. A szélmarásos barázdák és egyes kiterjedt kőtömbök áramvonalas alakja alapján a szélerezio számottevően befolyásolta a testek alakját és helyzetét. A mechanikai aprózódásra utalhat továbbá a Pathfinder leszállóhelyén talált néhány szikladarab, amelynek töredékei összeilleszthetőknek mutatkoznak. Az eddigi leszállóhelyeken a felszíni tájképeken az aprózódás és a mállás nyomai felismerhetőek (38. és 39. ábra).



39. ábra. Leszállóegységek tájképei: a Viking-1, Viking-2, Mars Pathfinder és Spirit közöttöm-
bökben gazdag leszállóhelyén; üledékes síkság az Opportunity és a Curiosity leszállóhelyén;
valamint a periglaciális poligonokkal szabdalts felszín a Phoenix leszállóhelyén.

A marstalaj finomszemcsés anyaga mechanikailag, a benne lévő vas-oxidok és szulfátok alapján pedig kémiaiilag is átalakult. Amennyiben ez a törmelék kizárólag becsapódásos termék lenne, sokkal több üveg-csepp volna benne (Morris et al. 2004). Kémiai átalakulásokra utalnak továbbá a felszíni törmeléktakaró felső, közel cm vastag rétegét alkotó szemcséket cementáló szulfátok és az egyes kőtömbökön a Spirit és az Opportunity roverek RAT nevű kőzetkaparó berendezésével átfúrt, mállási kéreghez hasonlító szerkezetek (Bartlett et al. 2005).

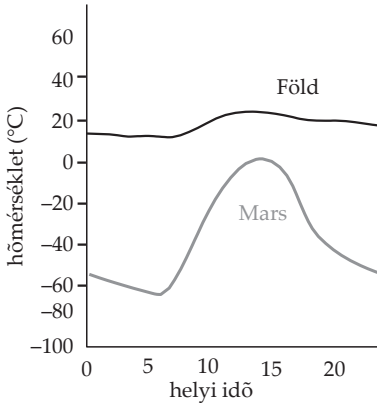
Földi tapasztalatok és analógiák

Az inszolációs és a fagyaprózódás következményeinek vizsgálatában az elmúlt években előtérbe került a hőmérséklet-változás és a nedvesség együttes hatása. Egyes kísérletek alapján ma már nem a jégkristályok fagyásának és megolvadásának váltakozását, hanem a jég szegregációját, illetve az ezzel kapcsolatos mikroszkopikus skálájú, felületi vízáramlást tekintik a fagyaprózódás egyik fő okának (Murton et al. 2006). Ennek keretében a hőmérséklettől függően vékony, mikroszkopikus skálájú folyékony vízfilm vándorol a felületek mentén abba az irányba, ahol megfagyhat, és eközben vált ki mechanikai hatást. Utóbbi, csekély H₂O-mennyiséget igénylő folyamat szerepe a Marson jellemző száraz körülmények és a ritka felszínközeli jég miatt lehet jelentős.

Az inszolációs aprózódás földi példái szempontjából fontosak, hogy egyes földi sivatagokban jellemzőek a meridionális (észak-dél irányú) repedések, amelyek közel függőlegesen szelik át sziklákat (McFadden et al. 2005). A modell szerint a napjárásnak megfelelően, a sziklák eltérő ütemben melegített keleti és nyugati felén fellépő eltérő hőtágulástól támadó feszültség alakítja ki a repedéseket.

Az eddigi publikációk alapján az egyik legjobb földi analógiát a marsfelszíni aprózódásra és mállásra az antarktisi McMurdo száraz-völgyek adják (Asztrobiológia 78–79.). Itt állandó a szárazság, alacsony az átlaghőmérséklet, erős a szélerózió, a sóaprózódás, és a tájkép is hasonlít a marsi környezetre (Marchant & Head 2004). Az itt található világos, szulfátokból, kloridokból és nitrátokból álló sókéreg a megolvadó hóból annak elpárolgása után maradhat hátra. A visszamaradó sók később elősegítik a H₂O megkötődését. Az antarktisi felszíni törmeléktakaró aktív rétegének felső részén sok vízben oldható ion dúsul, amelyek feltehetőleg a sóoldatok felfelé irányuló migrációjától halmozódtak fel (Wentworth et al. 2005).

Hőingás a Marson



40. ábra. Napi hőmérsékleti görbék a Földön hazánkban egy késő őszi napon (fekete), és a Marson a Pathfinder leszállóhelyén egy „meleg” nyári napon (szürke).

A napi hőingás mértéke a Marson a földihez viszonyítva nagy, általában 40-80 fok körüli, de alkalmanként a 100 fokot is meghaladja (40. ábra). A ritka légkör miatt gyenge az üvegházhatás, ezért az atmoszféra alig vesz részt a napi hőingás csökkentésében, kis sűrűsége miatt azonban gyorsan reagál a felszíni hőmérséklet változására: nappal gyorsan felmelegszik, a hőt viszont nem tudja megtartani, így éjszaka gyorsan lehül.

A legnagyobb napi hőingás az alacsony szélességeken lévő, porral borított területekre jellemző, ahol maximálisan napi 115 fokos értékek fordulhatnak elő. Ez a vidék a por gyenge hővezető képes-

sege miatt éjszaka erősen lehül, nappal azonban a hőmérséklet mindig meghaladja a fagypontot. Lehetséges, hogy a változó hőmérsékletű, vékony felszíni rétegben jelentkező tágulások és zsugorodások feszültségei miatt alakulnak ki itt lejtős tömegmozgások. Utóbbiak sötét lejtősávokként, avagy „nyakkendőként” figyelhetők meg a fenti területek lejtőin (lásd a 111. oldalon) – bár folyadékáramlás is közreműködhetett kialakulásukban. Durva, nagyságrendi becslés alapján azt állíthatjuk, hogy néhány cm mélyen napi 10-20 fokos hőingás fordul elő az alacsony és közepes szélességeken. Ha itt jelen van vízjég, és az nem szublimál el a napfelkelte után néhány óra alatt, akkor talán az olvadáspontig is felmelegedhet, mielőtt teljesen elfogyna.

A nedves időszakokban a mállás is megélenkül, intenzívebb lehetett az egyes ásványok, kőzetek repedéseinek nedvesedése és kiszáradása, egyes sók ezzel kapcsolatos térfogatváltozása és aprózó hatása. A felszabadult H₂O a későbbiekben részben a felszínen maradt, esetleg a pólussapkába vándorolt, részben az alá, a kőzetek repedéseibe épült be, valamint a vízben oldott CO₂ is kiválthatott nagyobb mélységben, szintén hozzájárulva az illó anyagok felszín alatti halmozódásához (Baker et al. 1999). Üledékes feltöltések keletkeztek, átala-

kultak a víz-, illetve jégtestek partvonalai, és a visszamaradt jégtartalom utólag is befolyásolta a felszínformákat.

A földitől részben eltérő viszonyok között a bolygónkon megszkottól eltérő aprózó (Kuti és Kereszturi 2009a) és mállásos folyamatok jellemzőek a Marson, amelyek az egykori környezetre és folyamatokra engednek következtetni. Míg a Földön a mállás folyamán a folyadék-ásvány reakciók jellemzőek, a Marson gáz-ásvány reakciók is fontosak lehetnek, amelyek igen lassan mennek végbe. A nedve-sebb periódusokban azonban a folyadék okozta mállás is fontos tényező, amelynek erősségét a vízaktivitás (relatív nedvességtartalom) segítségével jellemezhetjük. Utóbbi változása szerint tolódhat el a mállás jellege a főként gázokkal vagy folyadékkal történő kölcsönhatás felé, de többnyire hűvös, száraz környezetre utalnak a mai felszíni ásványok. Fontos általános jellemvonás, hogy míg sok helyen a száraz viszonyokra utaló olivin jellemző, addig az egykori vizes környezetben eredetileg limonit (goethit), majd abból dehidratációval képződött hematit várható, emellett szulfátok is képződtek a vizes környezetekben.

Míndezekek segítenek az egykori felszíni viszonyok rekonstruálásában. Fontos tényező, hogy a Marson jó ideje nincs (vagy sosem volt) globális lemeztektonika, ezért az egyszer kivált ásványok jelentős része a lerakódás helyén maradt. Eltérés még a földitől, hogy a felszínre hullott meteoritok is felhalmozódnak a bolygó felszínén, amelyek főleg redukált összetevőkből állnak, és egyes becslések alapján 20-30%-át is adhatják a regolitnak.

Alkalmanként, főleg a vulkáni aktivitáshoz kapcsolódóan hidrotermális átalakulások is történhettek a Marson. Erre lehet következtetni számos vulkánon lévő, az ott lerakódott jég belső eredetű olvadására utaló nyomokból (Neukum et al. 2004), valamint a becsapódásos krátereknél a törmelék-takaróban lévő folyásnyomok és a becsapódás becsült hőfelszabadulása nyomán. A marsmeteoritokban lévő egyes oxihidroxidok és az agyagásványok is keletkezhetek így. A kén-, a klór- és a brómdúsulás a felszínen jelentős részben szintén hidrotermális eredetű lehet, főleg alacsony hőmérsékletű vizes átalakulásokból maradt vissza. Ezekhez nem minden esetben kellett nagyobb folyadéktest a felszínen, mikroszkopikus vastagságú vízfilm is kiválthatta őket, amikor kedvező éghajlati viszonyok közepette, vagy vulkáni aktivitás nyomán megjelent a bolygón.

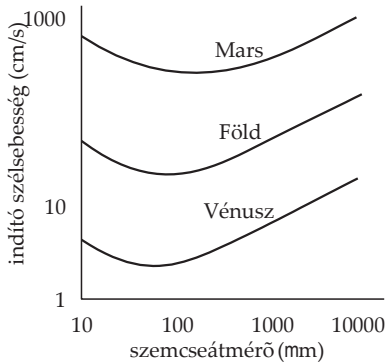
Bár napjainkban a gáz-ásvány reakciók dominálhatnak a Marson, de helyenként ezek könnyen eltolódnak az éghajlati kilengések

miatt (Kereszturi 2007) az erősebb folyadékhatás irányába. Ma a hematit a legstabilabb a vas-oxidok közül. A lassú változások szempontjából érdemes még kiemelni a szél hatását, amely rendszeresen és globálisan átkeveri, homogenizálja a regolit felső poranyagát. Emellett ahol a szél intenzív eróziót fejt ki (erre morfológiai jelek utalnak), ott üde kőzetanyagot hantol ki a felszínre.

SZÉLFORMÁK

A könyv következő fejezeteiben felszínformákat, illetve azok csoportjait mutatjuk be. Ezek jelentős része az egykori vagy mai éghajlattal fennálló kapcsolat miatt övezetes eloszlást mutat. A bolygón sokféle, szél által létrehozott felszínforma figyelhető meg, de mivel ezek övezetes eloszlása kevésbé ismert, illetve feltérképezett, a szélformákat a klimatikus planetomorfológia előtti, az alábbiakban külön fejezetben mutatjuk be.

A Marson a szél összetett hatással bír a felszíni folyamatokra. Befolyásolja a felszíni poreloszlást, ezen keresztül az adott terület albedóját és így annak hőmérsékletét – a világos porral borított vidékek több napfényt vernek vissza, ezért hűvösebbek. Az éghajlati és meteorológiai jellemzőkön túl a felszín domborzata is befolyásolja a szelek jelentkezését, erejét és irányát. A bolygón fontosak a lejtőszelek, amelyek általánosságban éjszaka lefelé, nappal felfelé



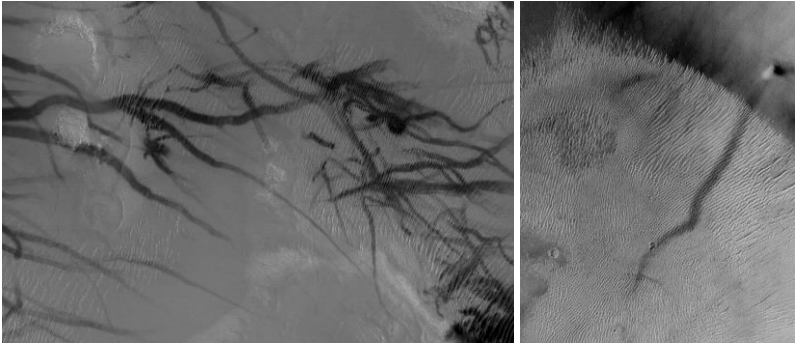
41. ábra. A szemcseméret (vízszintes tengely) és a kritikus indító szélesebesség (függőleges tengely) közötti kapcsolat a Vénusz, a Föld és a Mars esetében. Jól látható, hogy a három égitest csökkenő légköri gázsűrűségével növekszik a kritikus szélesebességek értéke, amelyek adott méretű szemcséket mozgatni képesek.

az igen kicsi légköri és felszíni hőkapacitás teszi lehetővé, amelynek révén erős a napi hőingás, és utóbbival kapcsolatban a légköri gázok tágulása/zsugorodása – ami áram-

km-es, hanem cm-es skálán is be-

borzati egyenetlenségek ugyanis elősegítik az örvények keletkezését, megkönnyítik, hogy a szél felkapja a finom port a felszínről (Greeley et al. 2000).

A Mars felszínén ma megfigyelhető szélformák elsősorban a porral és a homokkal kapcsolatosak (utóbbi alakzatok a Földön főleg kvarc anyagúak, a Marson ez ritka lehet, hiszen bazaltos kőzet



42. ábra. Porördögök eróziós nyomai: a légkörből folyamatosan ülepedő, világos poranyagot a mini forgószelek útjuk mentén félresöprik, kihantolva a por alatt lévő sötétebb felszínt.

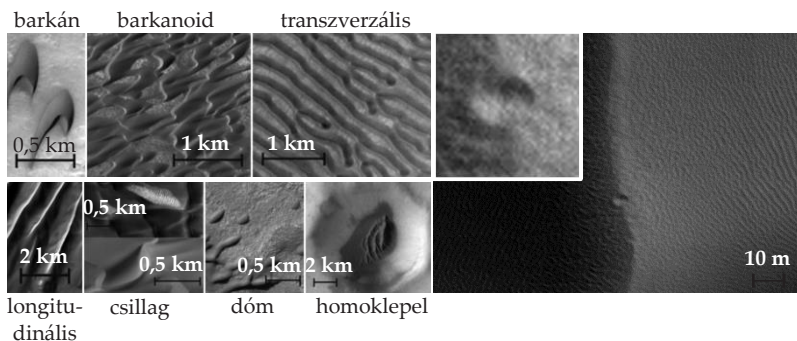
mállásával keletkeznek a szemcsék, a bazaltban pedig nincs kvarc). A szélerózió folyamatában eltérés a földi viszonyoktól, hogy sokkal ritkább a légkör, ezért nagyobb szélesebesség tud csak adott szemcsét felkapni, mint a Földön (Merrison et al. 2007) (41. ábra). A jelenlegi marsi szelek sebessége többnyire legfeljebb 10 m/s, porviharkor 20-30 m/s. A számítások alapján a leggyengébb szél a Földön 80, Marson 115 mikrométeres szemcsénél okoz akkora nyíróerőt, hogy azok elsőként mozdulnak el a különböző méretű testek között. Az átlagos szélesebesség tehát a kritikus nyírási határ alatt, lokálisan a határ környékén lehet. Az indítósebesség egy 100 mikrométeres szemcsénél körülbelül 2 m/s. Néhány tényező segíthet még a szemcsék elindulásában. Ilyen például ha a hozzájuk kapcsolódó, esetleg belsejükben lévő jég fázisú szén-dioxid szublimál, valamint ha a szemcsék nagyobb aggregátumokká tapadnak össze. Utóbbi jelenségre utalnak a Viking leszállóegységek megfigyelései, amelyek csomós-rögös felszíni anyagot találtak 1,0-2,2 g/cm³ sűrűséggel (Moore & Jakosky 1979), emellett földi modellkísérletek arra utalnak, hogy elektrosztatikus erők és felületi adhézió révén a kisebb szemcsék könnyen összetapadhatnak. A szél által egyszer felkapott, majd becsapódó szemcsék pedig (akárcsak a Földön) szintén elősegítik az újabb szemcsék elmozdulását, levegőbe jutását.

A szél által létrehozott képződmények között leggyakoribbak a különféle albedóalakzatok, ezek jelentős részét szélsávnak (*wind streaks*) nevezik, amelyek világosabbak a környezetüknél, többnyire kiemelkedések szélárnyékos oldalain jellemzőek, és általában 1 mm-nél is vékonyabb vörös porborítás alkotja őket. A sötét szélformák

lehetnek eróziós vagy lerakódásos alakzatok is. Gyakori szélformák kapcsolódnak még jégkiváláshoz, illetve szublimációhoz: fagyott H₂O vagy CO₂ rakódhat le vagy éppen maradhat meg a környezeténél tovább a felszínen egyes terepakadályok mögött a széllel kapcsolatos intenzívebb felhalmozódás nyomán. A világos CO₂-jégtakaró alól kitérő gázáramlások pedig poros sávokat is raknak le a jégfelszínre.

A széléróziós formák között említhetők a porördögök nyomai, amelyek általában keskeny, sötét sávok formájában rajzolják ki az egyes forgószelek haladását (42. ábra), útjuk mentén kisöpörve a lerakódott világos port. Erősebb eróziós tevékenység nyomait képviselik az úgynevezett jardangok, amelyek sok, egymással párhuzamos eróziós mélyedésből állnak, szélirányba eső végük kerekített, átellenesen végük ellaposodó, hosszuk 60 km, mélységük pedig 200 m is lehet. Többnyire gyenge konzisztenciájú, aprószemcsés üledékes kőzeteken alakulnak ki.

Leglátványosabb akkumulációs formák a **dűnék**, amelyek összesen körülbelül 70 000 km²-t borítanak a Marson (43. ábra), anyaguk bazaltos, gyengén mállott. Előfordulásuk apró szemcséket, tartós szeleket, néhol ragasztóanyag jelenlétét jelzi. Az északi pólusapka körül gyűrű alakú, kiterjedt dűnezóna létezik a 70°-os és 80°-os szélességek között. A dűnemező átlagos vastagsága általában néhány m, teljes térfogatuk körülbelül 1000 km³. A legsűrűbb részén transzverzális dűnék jellemzőek, amelyek néhol körülbelül 200 m vastag réteget alkotnak (Olympia, Hyperboreale, Siton Abalos Undae). A dűnék anyagának egyik



43. ábra. Példák eltérő morfológiájú dűnékre a Marson. Feltehetőleg szublimációs eredetű mélyedések egyike az északi homoktengerben a Marson (PSP_001736_2605 HiRISE felvétel, é. sz. 80,2°, k. h. 191,2°).

fontos forrása az Olympia Undae lehet. Csekély mértékben, de jelenlegi dűnevándorlást is kimutattak már a bolygón (Bourke & Edgett 2006). A déli féltekén a cirkumpoláris zónában nincs hasonlóan kiterjedt, összefüggő dűnezóna, ott csoportokban, a mélyedésekben, főleg kráterekben fordulnak elő a dűnék, néhol a 100 m-es vastagságot is meghaladják, anyaguk helyenként cementáltak tűnik.

Az Olympia Undae dűnemezőjében (k. h. 130–245°, é. sz. 78–83°) a CRISM spektroszkópiai adatok alapján sok kalcium-szulfát, főleg gipsz lehet, amely a dűnemező keleti részén a legsűrűbb, és nyugat felé csökken a koncentrációja. A neutrondetektoros mérések és a dűnék hőmérséklet-változási sebességének elemzése arra utal, hogy felszínükön 5-15 cm vastag porózus anyag, alatta vízjég által cementált, körülbelül 30±5%-os WEH víztartalmú anyag lehet. A cementáló jég eltávozásának nyomaként keletkezettek a néhol mutatkozó, talán szublimációs eredetű apró mélyedések (43. ábra), keskeny vonalas repedésekre emlékeztető alakzatok, cementált kinézetű felszínnek és íves gerincek. Ezek szerint a dűnék olyan nivációs-eolikus üledékek lehetnek, amelyekben a szél által szállított hó és a homok keveredik, rétegződik. A dűnék egykori mozgására és korábbi pozícióikra íves körvonalak utalnak a dűnék közötti sík területeken (Feldman et al. 2008), de ezek akár a korábbi emelkedett szintű talajvíz nyomai is lehetnek.

A marsi dűnék elemzése szempontjából érdekes potenciális földi analógiák az antarktiszi Victoria-völgy dűnéi a hiperarid sarkvidéken. Ott az évi középhőmérséklet $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$, csapadék $<10\text{ mm}$, amely főleg nyári havazás formájában hullik, és gyorsan el is szublimál. A mérések alapján 40 év alatt átlagosan 62 m-t (20–112 m) mozogtak összesen nyugat felé a dűnék, azaz átlagosan évi 1,5 m-t (Bourke et al. 2008). A marsi homokformákat sokáig inaktívnak, mozdulatlanak tartották, azonban néhány megfigyelés alapján a sarki dűnék ma is mozognak, igaz a jelenség főleg anyaguk omlásával kapcsolatos (Hansen et al. 2011), de olyan megfigyelések is születtek, amelyek alapján szél hatására bekövetkező dűnemozgás is azonosítható. Ilyet sikerült kimutatni például az Endeavour kráterben 2001 és 2009 között (Chojnacki et al. 2011), a Nili Patera területén (körülbelül 1,7 m/4 földi hónap sebességű dűnemozgás) (Silvestro et al. 2010), vagy a Rabe kráterben (1-2 cm/marsai év dűnemozgás) (Fenton 2006). Külön említhetőek a széllel kapcsolatos hullámfodrok (*ripples*), amelyeknek a dűnékkel szemben egyenetlen a szemcseméret-eloszlásuk. Eszerint kisebb és nagyobb fragmentumokat egyaránt tartalmaznak, anyaguk csak gyengén osztályozott. Szél szállította szemcsékből rakódtak le.

KLIMATIKUS PLANETOMORFOLÓGIA

A klimatikus geomorfológia (tehát nem planetomorfológia) a földtudományok azon témaköre, amely bolygónk felszínformáit az éghajlattól függő hatások fényében értelmezi (Gábris 1993, Lóki és Szabó 2004). Eltérő klimatikus viszonyok alatt más és más felszínformáló hatások dominálnak. Ennek megfelelően a felszín morfológiája magán viseli az éghajlattól függő nyomokat – és egy ideig őrzi is azokat. Ha pedig az éghajlat változik, és egy adott területen nem pillanatnyi állapotának megfelelő felszínformát látunk, akkor azokból az egykori éghajlat jellemzőire következtethetünk. A sivatagos területen lévő vízhálózatok például esősebb időkről, a magashegyi száraz gleccser-völgyek korábbi eljegesedéséről árulkodnak.

A földi klimatikus geomorfológiához hasonlóan más égitestek felszínformái is utalhatnak kialakulási körülményeikre, illetve az akkor uralkodó éghajlatra. Ezzel összefüggésben a földi geológiából ismert anyag – alak – folyamat – környezet logikai sor más égitestek felszínfejlődésére is alkalmazható. A Phoenix leszállóhelyén például a marstalajban azonosított sók és a poligonális felszíni alakzatok egykori nedvesebb környezetre és magasabb hőmérsékletre utalnak. Ezeket numerikus paraméterekkel (hőmérséklet, vízgőztartalom, kicsapódó H₂O mennyisége) jellemezve az egykori környezetre és a maihoz képest megváltozott éghajlatra lehet következtetni.

Mindebben az első lépéseket a felszín elemzése jelenti. Már régóta feltételezik, hogy a Marson a múltban a maitól eltérő viszonyok uralkodtak. A klimatikus planetomorfológia ennek megfelelően az övezetes eloszlású (Mizser & Kereszturi 2007) és az éghajlattól függő felszínformák segítségével próbál a kialakulásukkor jellemző viszonyokra következtetni. Az égitestek felszíne viszonylag érzékeny felület (Gyenizse 2008), gyakran fázishatárokkal esik egybe, és könnyen megfigyelhető – a Mars pedig a földihez hasonló felszínformáival ideális terep az éghajlat és a felszínalakulás kapcsolatának vizsgálatára.

A földiek mintájára a Marson is lehatárolhatunk éghajlat-morfológiai zónákat, amelyek területén tipikus felszínformák jelzik a napjainkban, vagy egykoron ott jellemző éghajlatot. Az éghajlati zónák a Mars felszíni aszimmetriái és egyedi jellemzői miatt nem mindig

párhuzamosak a szélességi körökkel. A jelentős domborzati különbségek, a regionális befolyással bíró felszínformák (hatalmas medencék és vulkánok) is erősen befolyásolhatják a területi eloszlást. Az éghajlat jellemzőit közelítő GCM (Global Climate Model) számítások alapján várható zónák nem követik pontosan a szélességi köröket.

A klimatikus planetomorfológia új témakör, sok része még ismeretlen, ennek megfelelően az alábbiakban vázoltak csak tudásunk pillanatnyi állapotát tükrözik. A felszínformák övezetes eloszlását több tényező kölcsönhatása befolyásolja. Legfontosabb közülük a beeső napsugárzás, amelynél nemcsak a napmagasság évszakos változása számít, hanem a nappalok hossza, tehát a folyamatos besugárzás időtartama is. Utóbbi a Marsnál nagy tengelyferdeség esetén egyes helyeken a száz marsi napot is elérheti. A számítások alapján a tengelyferdeség a jelenlegi $25,2^\circ$ -tól eltérően $35-40^\circ$ is lehetett az elmúlt 5 millió évben – még régebben akár a 60 fokot is elérhette. Emellett a pálya elnyúltsága (excentricitás) és a napközelpont térbeli helyzete (perihélium elfordulása) is befolyásolják a felszínre jutó napsugárzás mennyiségét és időbeli eloszlását. A legerősebb éghajlati kilengések a tengelyferdeség változásával kapcsolatosak. Az alábbiakban azokat a felszínformátípusokat vesszük sorra, amelyek főleg az egykori, részben a mai, felszínalakító folyamatok meghatározásához segítséget nyújtanak, röviden bemutatva jellemzőjüket és feltételezett keletkezési körülményüket. Mint a bevezetőben említettük, a Mars krátereinek jellemzőit nem tárgyaljuk, az részletesen Hargitai et al. (2005) Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai című munkájában olvasható.

A **pályaelem-változásokkal** kapcsolatos besugárzásváltozás következményei nehezen modellezhetők, mivel ilyenkor nemcsak a felszíni hőmérséklet változik, de a légköri áramlási rendszer és a szelek által elszállított/lerakott por mennyisége valamint területi eloszlása is. Utóbbi befolyásolja a felszíni albedót és így a hőmérsékletet, lassítja az eltemetett jégtestek szublimációját és a belőlük kiszabadult vízgőz légkörbe jutását. A kémiai környezet változása is visszahat az éghajlatra, részben a H_2O -t szennyező, olvadáspont-csökkentő anyagok (sók) előfordulásának, koncentrációjának változtatásán keresztül. Utóbbiak fontos szerepet játszanak az esetleges folyékony fázis élet-tartamának megnövelésében.

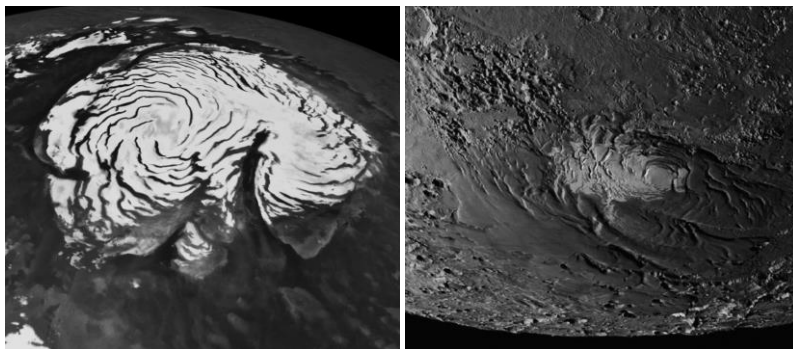
A **belső eredetű**, elsősorban vulkáni tevékenységgel kapcsolatos éghajlati változások hatása szintén összetett. A bolygó kőzetburka vastag, és a modellek alapján a magmakamrák nagyobbak és mélyebben találhatóak, mint a földiek. Egy-egy kitörés ezért igen energikus

lehetett, ha a kis légnyomás miatt gyakran robbanásos formában zajlott, nagy területre szórva a forró poranyagot, elősegítve a jég olvadását/szublimációját. A kitörések nyomán a H_2O -val reakcióba lépő kénes vulkáni gázoktól savas kémhatásúak lehetnek a felszínen esetleg megjelenő vizek, sőt a kicsapódó vízpára (savköd) is. Emiatt erősödhetett a mállás, és változhatott a légköri üvegházgázok koncentrációja, ettől pedig az évi középhőmérséklet és a hóingás. A legfontosabb vulkáni terület, a Tharsis-hátság tűzhányóinak térségében a porózus vulkanitokban sok jég kötődhetett meg, majd szabadulhatott fel víz formájában egy-egy kitörés nyomán.

Felszínformatípusok

Az alábbiakban az övezetes, vagy ahhoz hasonló eloszlást mutató felszínformákat vesszük sorra legfőbb jellemzőikkel és valószínű kialakulási folyamatukkal. Akárcsak a könyv egyéb fejezeteiben, itt is csak pillanatnyi ismeretet mutatunk be, és jelentős változások lehetségesek ezeknél a közeljövőben.

A **pólussapkák** kissé aszimmetrikus helyzetűek, vastagságuk 3 km, térfogatuk 10^6 km³ körüli az alattuk lévő réteges üledékekkel együtt, emellett az északi sapka 6 km-rel mélyebben van a délinél. A pólussapkáknál elkülönítünk évszakos és állandó (maradvány) sapkát (44. ábra).

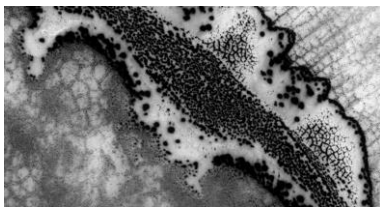


44. ábra. Az északi állandó pólussapka a Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) felvételeiből összeállított mozaikon, a helyi nyár idején (balra). A kép peremvidékén látható kisebb fehér foltok, a maradvány pólussapkától különálló, nyáron is megmaradó jeges területek. Jobbra a lényegesen kisebb déli maradvány pólussapka méretarányos képe látható a déli nyár idején.

Az állandó jégsapkához gyakran hozzászámítják az alatta lévő réteges üledékeket – noha utóbbit mi külön is tárgyaljuk. A déli pólussapka korát 10^6 évre, az északiét 10^4 évre becsülik. Míg az északi állandó sapkát csak télen borítja szén-dioxid-jég, addig a melegebb és rövid nyarú délen a hasonló fedőréteg jelentős része nyáron is megmarad. A bolygó globális hűlése vagy inkább a hosszú időskálájú éghajlati kilengések miatt a csökkenő hőmérséklettel elsőként a vízjég fagyott ki, majd annak tetejére telepedett a szén-dioxid-jég a déli állandó sapkáról.

Az **évszakos sapka szerkezete** és összetétele zonáisan változik, ahol az eltérő zónák a sapka zsugorodásával vándorolnak. A pólussapka belső részétől távolodva az alábbi övezetek határolhatók le: 1. stabil és viszonylag tiszta CO_2 -jég, 2. melegedő és szublimáló, porosabb CO_2 -jég, 3. H_2O - és CO_2 -jég elkülönülésének zónája, 4. szén-dioxid-jég nélküli szublimáló H_2O -jég (csak északon alkot összefüggő zónát), 5. jégmentes hidratált regolit, 6. „meleg” és száraz regolit. Az évszakos szén-dioxid-takaró mért maximális vastagsága az é. sz. 80° -nál 2 méter (Smith & Zuber 2007). A déli évszakos sapka egyébként nagyobb az északinál, és télen a 40° -os szélességig is lehúzódhat. Az évszakos pólussapkák területén lejátszódó változatos jelenségek látványos felszíni mintázatot hoznak létre (45. ábra).

Mindkét állandó pólussapka fontos jellemzői a néhány 100 m mély **spirális völgyek**, amelyekre északon aszimmetrikus keresztmetszet jellemző (egyenlítő felé átlagos lejtőszög $5,4^\circ$ ($2,0$ – $14,5^\circ$) pólus felé $3,1^\circ$ ($1,3$ – $6,4^\circ$)) (Pathare & Paige 2005). Ezek katabatikus (a lehülés során sűrűbbé váló és ezért lefelé áramló) szelektől, esetleg vízfeltörések nyomán a felszínen lefolyó vizektől, avagy szublimáció révén alakultak ki (Greve 2008) – feltehetőleg az utóbbi játszik döntő szerepet létrejöttükben, mivel az egyenlítő felé néző faluk meredekebb, a pólus felőli pedig lankásabb. A szublimáció a spirális szerkezet kialakulásában is közreműködhet (Pelletier 2004). A völgyek maximális mélysége 1 km körüli, az állandó pólussapka alatti poláris réteges üledékekbe is belemélyülnek. A legnagyobb ilyen spirális árok északon a Chasma Boreale, hossza 600 km, szélessége 200 km, mélysége 0,5 km. Az alakzat egy fej jellegű kezdő mélyedéssel indul, középső részén erő-



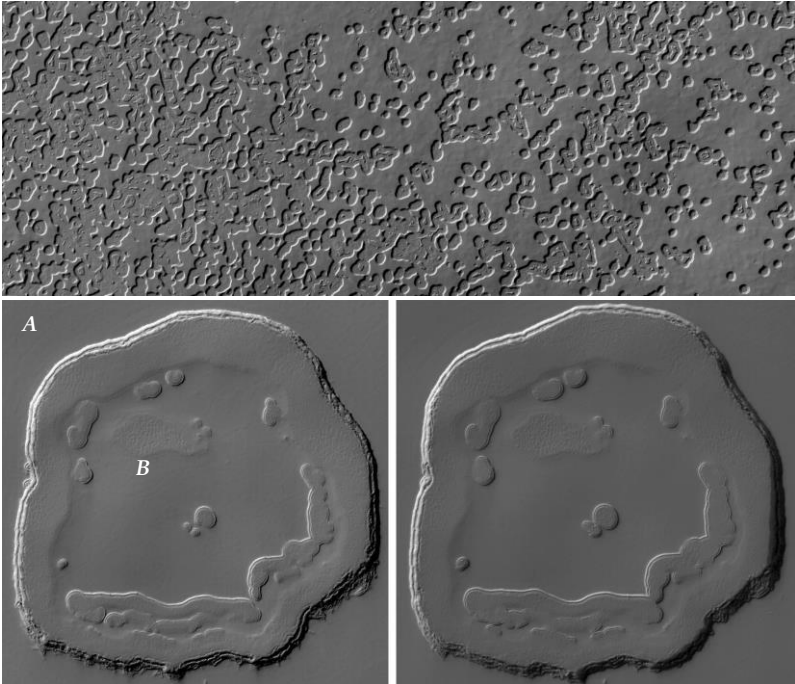
45. ábra. A déli évszakos pólussapka fogyatkozó 3 km széles területe, a sötét vidékeket már nem borítja szén-dioxid-jég (S0602236, MOC felvétel).

ziós, akkumulációs nyomok egyaránt előfordulnak. Kialakulásánál felmerült a jégsapka alatti vízfeltörés (Benito et al. 1997), de ezt követően a jég kiválása és szublimációja dominálhatott a fejlődésében.

Az északi állandó pólussapka felszínének kora körülbelül 10^6 év, a déli 10^4 - 10^5 év, tehát a teljes amazoni időszaknak csak kis részét, közel 1%-át képviselik, hezperiai korú aljzatra települnek, amelynek tetején több milliárd éves üledékhiány van, majd aztán következnek a poláris réteges üledékek és maguk a sapkák. A pólussapkák korhátározásánál problémát jelent, hogy a déli sapka alatti poláris réteges üledékeken 0,1–0,8 km átmérőjű káterekből túl kevés van (talán a sapka deformálódása miatt tűntek el), a 0,8 és 5 km közöttiek száma a becslést kornak megfelelő, de azok túlságosan laposak. A pólussapkák viszonylag fiatal korának lehetséges magyarázatai, hogy jelentős éghajlatváltozás történt a közelmúltban, és az utolsó akkumulációs időszak nyomát képviselik, avagy lehet, hogy oszcillálnak, illetve plasztikus jéganyaguk időnként megfiatalodik (a bennük keletkezett kráterek kilapulnak). A sapkák belső deformációjának jellege erősen függ a hőmérséklettől, főleg az alsó részükön jellemző értékektől. Nagy tengelyferdeség idején a sapka erősebb besugárzást kap, azonban a hó lassan vezetődik lefelé a jégben, de ha az alsó rész melegszik, jobban szétterülhet az egész szerkezet. A besugárzásmoდეlek alapján az elmúlt 10 millió évben 14 – 48° közötti tengelyferdeség (Laskar et al. 2002) lehetett jellemző, 20° tengelyferdeség alatt a pólussapka statikus (túl ritka lehet a légkör), 20 – 30° tengelyferdeség között a pólussapka növekszik, és 30° tengelyferdeség felett a felett pólussapka fogyhat. A déli állandó pólussapka aszimmetrikus helyzetű, és közepe a földrajzi déli pólustól 2 km-re van, amelynek a helyi klímával összefüggő okai lehetnek (Nye et al. 2000).

A **déli állandó pólussapka** felületén a napfényben vetett árnyékok mérése alapján 6–10 m széles, 30–50 m hosszú és 1 m-nél sekélyebb repedések alkotta sokszögletű mélyedések jellemzőek. A felső szén-dioxid-fedőréteg egykor a pólussapka egész területére kiterjedt, azonban ma már kisebb és erősen pusztul. Felületén a fenti poligonális mintázatnál mélyebb, kerekded, izolált depressziók vannak, amelyek pereme marsi évenként 1–3 métert hátrál, és ilyen ütemű zsugorodással körülbelül 1000 év alatt el is tűnhetne a szén-dioxid-fedőréteg.

A déli állandó sapka felső szén-dioxid-fedőrétegben legalább két eltérő képződmény azonosítható. Az idősebb, „A” jelű rész szinte mindenhol 10 m vastag, és körülbelül 2 m vastag rétegek építik fel. Az „A” egségénél mélyebben lévő, közel sík felszínű rész idősebb



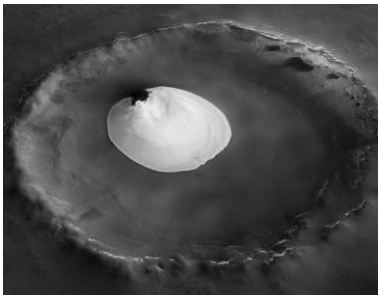
46. ábra. Fent: a déli pólussapka 5 km-es részlete a helyi nyár idején, a Nap a képen látszólag felülről süt. Az úgynevezett „ementáli sajt” (Swiss Cheese) mintázatot alkotó kerekded mélyedések alján a sötétebb vízjégsapka anyaga látható, amelyet fedő szén-dioxid-jég pereme vízszintesen évente 1-3 méternyit hátrál (PSP_003333_0930 HiRISE felvétel). Lent: egy kerekded mélyedés kinagyított része, amely az „A” jelű egységbe mélyed, és itt kibukkan a „B” jelű egység (balra: PSP_004000_0945 2007.06.04-én, jobbra: ESP_020745_0945 felvétel 2010. 12. 30-án) (NASA, JPL).

felület, a szén-dioxid-jég alatti vízjég kibukkanása, ez csak az „A” egység mélyedéseiben látható (46. ábra). Ezen az aljazaton az „A” egységnél fiatalabb, 1-2 méter vastag „B” jelű egység található, amelyet vékonyabb rétegek építenek fel. Felszíne sima, ennek pusztulásával változatos alakú mélyedések keletkeznek benne. A 46. ábrán az „A” és „B” egységekre látható példa két egymást követő marsi év során, ahol lassú pusztulásuk is megfigyelhető (d. sz. 87°, k. h. 356°). Jelenleg a déli állandó sapkát borító, a fentiek szerint fogyatkozó CO₂-jégtakaróból marsi évente felszabaduló CO₂ nagyságrendileg 10¹⁶ g, azaz körülbelül 0,1%-a a légkörnek.

Elsőként az „A” egység rakódott le, aztán pusztulni kezdett. Később a folyamat megállt, és ismét halmozódni kezdett a pólussapka, ekkor keletkezett a „B” egység, amely legalább még egy erózió-akkumuláció cikluson ment keresztül. Eközben a „B” anyaga az „A” tetejéről teljesen lepusztult, és ezért csak annak mélyedéseiben található meg. Vagyis az „A” és „B” egységen váltakozó halmozódás és lepusztulás nyoma figyelhető meg. Minderre a korábban említett évi 3 m körüli mértékű pusztulás extrapolálása alapján az elmúlt néhány 100 évben kerülhetett sor. Ez túl rövid időskála ahhoz, hogy a pályaelem-változások okozzák – inkább a légkör portartalmának évtizedes-évszázados skálájú ingadozásával lehetnek kapcsolatosak, ami eltérést okozhat a sapka hőháztartásában.

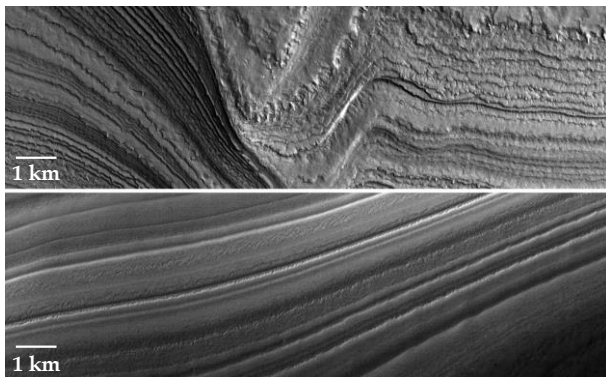
A legfrissebb éghajlati változások nyomai között említhető a déli pólussapka vízjégretegét borító fagyott szén-dioxid-fedősapka fent említett évről évre megfigyelt zsugorodása. Ezt a bolygón jelenleg zajló globális felmelegedéssel hozták kapcsolatba. Mindez azonban nem feltétlenül jelenti azt, hogy a légkör tömege a fenti éves szublimációs többlettel növekedne, mivel a pólussapkából elfogyatkozó rész szén-dioxidja lehet, hogy máshol, például a regolitban csapódik vissza. Az űrszondák képek elemzése alapján az elmúlt 21 évben úgy változott a poreloszlás a Marson, hogy összességében kissé sötétedett a bolygó, ami körülbelül 0,6 °C-kal növelte az átlaghőmérsékletet. Az állandó pólussapkáknál alacsonyabb szélességen

is akadnak kisebb, de állandó fagyfoltok, amelyek nyáron is megmaradnak (Kuti & Kereszturi 2009b). Ezek feltehetőleg az állandó jégsapkának egy korábbi, kiterjedtebb állapotában jöttek létre, majd annak visszahúzódása után maradtak meg (47. ábra).



47. ábra. Egy kráter az északi sarkvidéken a Mars Express-űrszonda HRSC kamerájának felvételén, amelynek belső területe (feltehetőleg a felszín alatt található jég hűtő hatása miatt) nyáron is megtartja jégtakaróját (ESA, DLR, FU Berlin, G. Neukum).

A **poláris réteges üledékek** (*polar layered deposit, PLD*) mindkét sarkvidéken a pólussapka alatt lévő, főleg délen a pólussapkánál kiterjedtebb képződmények, amelyek közel vízszintes, 100 km-es távolságon is követhető, egymás felett sűrűn el-



48. ábra. Két 10 km széles részlet a déli (fent, E1103053, MOC felvétel) és az északi (lent, M1801897, MOC felvétel) poláris réteges üledékek területéből.

helyezkedő rétegekből állnak (48. ábra). Északon az egyes rétegek főleg albedójuk alapján, délen inkább felületük morfológiája és pusztulásuk jellemző alakzatai alapján csoportosíthatók. Az egyes rétegek eltérő viszonyok között képződtek. Főként vízjégből és ebbe keveredett porból állhatnak. Plasztikus és rideg deformáció nyomai egyaránt megfigyelhetők bennük, legfelül néhány cm vastag porózus anyag borítja őket. Térfogatuk mindkét sarkvidéken körülbelül 10^6 km^3 , területük 10^6 km^2 , átlagos vastagságuk 1 km. Délen a maximális vastagságuk 3,7 km, de összességében itt vékonyabbak és valamivel kiterjedtebbek az északiaknál. Az üledékekben lévő vízjég globálisan 15-22 m mély vízborítást adna. Északon a pólussapka jéganyaga a réteges üledékek nagy részét lefedi, míg délen a jég alól jelentős részük kilóg.

Délen a poláris réteges üledékek legidősebb részei 30–100 millió évesek, a felszínük körülbelül 0,1 millió éves. Az északi üledékek felső rétegei körülbelül 5 millió évesek, itt legalul homokdűnékből álló réteg húzódik, amelynek képződésekor feltehetőleg nem volt pólussapka. Az üledékek északon $1100 \times 700 \text{ km}$ -es nagy dóm alakzatot formálnak, amelynek középpontja a földrajzi pólustól 13 km-rel az Olympia Lbeny (Olympia Lobe) felé van eltolódva (Pathare & Paige 2005). A poláris réteges üledékek a pályaelem változásaival kapcsolatos, nagy területen zajló ülepedés és erózió váltakozásával keletkeztek. Összetett szerkezetüket a szublimáció és a kifagyás tér- és időbeli vándorlása okozhatja.

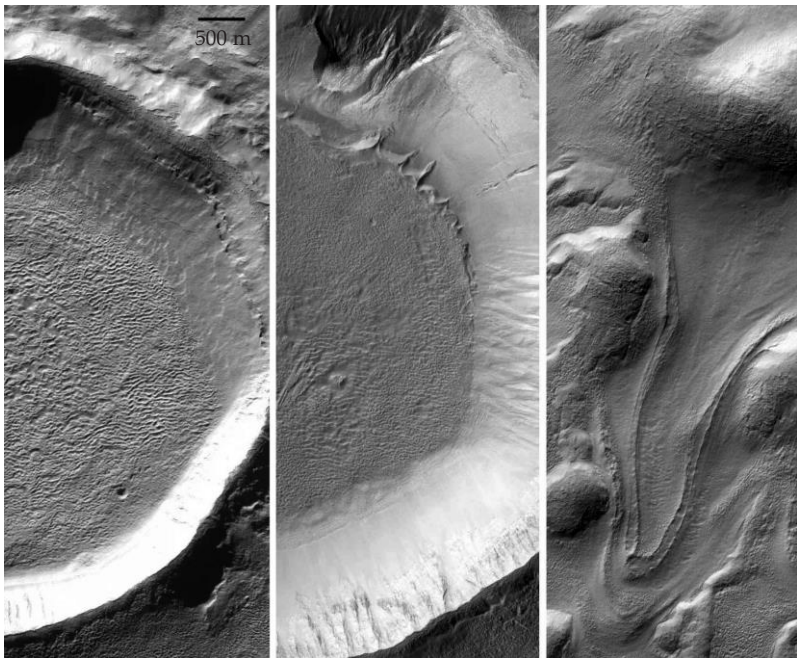
Mindkét sarkvidéken a poláris réteges üledékek egy idősebb formációra települnek, ezt északon Vastitas Borealis, délen Dorsa Argentea formációnak nevezik. Az északon felmerült, hogy dominánsan ősi óceáni üledék lehet, de erre egyelőre nincs bizonyíték. Közvetlenül az északi pólusapka jéganyaga mellett az Olympia Planitia található, amelynek jégmentes, domború felszínét sok dűne borítja. A vidék morfológiája alapján pusztuló terület, ahol a jég szublimációjától keletkezett mélyedések, tillit jellegű üledékek (osztályozatlan, kerekítetlen szemcsékből álló glaciális törmelékek) jellemzőek. A kérdéses vidék az északi sapka jeges részének egykori nagyobb kiterjedésére utal, feltehetőleg a poláris réteges üledékek ma már erősen pusztuló területét alkotja. A déli Dorsa Argentea Formáció sok morfológiai nyomot tartalmaz, amelyek a jéggel kevert poranyag pusztulására és egykori jeges felszínalakító folyamatokra utalnak.

Maguk a PLD rétegei a felső körülbelül 300 m vastag részben körülbelül 30 m vastag, egymáshoz hasonló rétegcsomagokat tartalmaznak, amelyek elképzelhető, hogy a közel 51 ezer éves periódusú precessziós ciklusból származnak (Milkovich et al. 2008) – de egyelőre nincs bizonyíték a feltételezésre. A felső egység alatt körülbelül 100 m vastag, ciklikusság nélküli egység következik, amely talán egy korábbi szublimációs periódus után visszamaradt finom törmelékéből áll. Az északi PLD alakja a délinél jobban közelít a körhöz, külső határuk az egyenlítő felé északon 80°, délen 71–83° szélesség között húzódik. A poláris réteges üledékek erózióval szemben vizsgált ellenállóképessége rétegenként változó, és az ellenállóbb rétegek kipreparálódnak a meredek falak mentén. Északon a PLD feltételezett térbeli középpontja közelebb van a pólushoz, és 6,4 km-rel mélyebben van domborzatilag, mint a déli – feltehetőleg főleg ez magyarázza az észak-dél eltéréseket.

Közepes és magas szélességen az északi és a déli féltekén együttesen a bolygó felszínének körülbelül 23%-át közel méter vastag üledékréteg borítja. Ennek nagyobb része néhány százezer évvel ezelőtt keletkezett, de magasabb szélességen ennél régebb óta megtalálható. A mainál melegebb és nedvesebb éghajlaton tartósan, vagy csak naponta a jég megolvadt, és aktív réteg jöhetett létre ebben a térségben. Az olvadáspont-csökkentő sók az ilyen fázisokban vándorolhattak, néhol feldúsultak, máshol megritkultak – változatosabbá téve a folyamatot. A besugárzásos melegedésben fontos a kitettség, főleg a maihoz hasonló ritka légkör idején – sűrűbb atmoszféra alatt a topográfiai magasság is fontos szerepet játszik.

Az itt ma megfigyelhető alakzatok (49. ábra) szoros kapcsolatot mutatnak a lejtőszöggel, a kitérítéssel és a földrajzi szélességgel. Eltérő kitérítésgű és eltérő irányba tekintő lejtőkön más-más hőmérséklet uralkodik a forgástengely eltérő ferdesége idején. Másról és máskor tud halmozódni a jég, majd eltérő helyen és időben lesz elegendő a besugárzás a megolvasztásához. A melegebb időszakokban keletkezett aktív réteg vastagsága a Marson nagyságrendileg 10 cm körüli. Az alábbi formák alakultak ki a közepes szélességű zónában:

- **Lapos lejtők:** az aktív réteg csökkenti a lejtőszöveget, feltehetőleg ennek köszönhető, hogy 40° -nál nagyobb szélességen kevesebb a

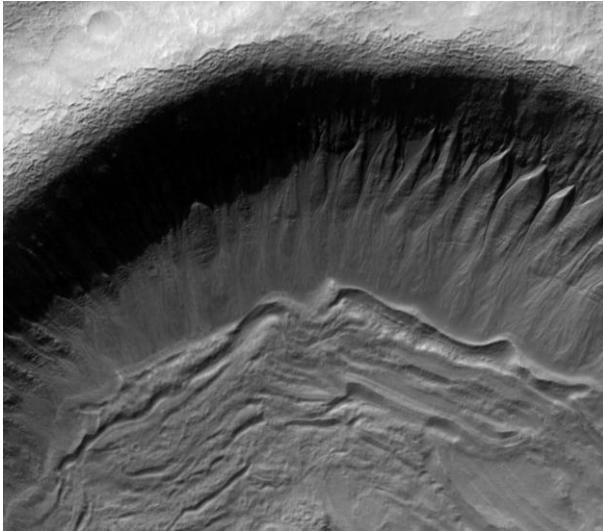


49. ábra. Példák a közepes szélességen megfigyelhető éghajlatfüggő alakzatokra. Balra: egy 6,6 km-es kráter részlete (d. sz. 43° , k. h. 165° , M2300404) látható, amelynek aljzata dél felé (lefelé) lejt, itt a korábban lerakódott és pusztuló anyag látszik. A kráter (északi) fenti lejtőjén aktív réteg keletkezett, amelyben lefelé áramlott az anyag. Középen is egy hasonló kráter látszik (d. sz. 44° , k. h. 196° , R0201196 kép), amelynek falán fent látványos a pusztulás. Jobbra egy morénára (gleccser szállította üledékre) hasonló alakzat látható, amely jég vagy közettörmelékek kevert jég mozgása nyomán keletkezett (d. sz. 38° , k. h. 113° , M1800897 kép).

meredek lejtő, mint a kisebb szélességű zónában. Ugyanakkor 40–30° közötti szélességen már csak a pólus felé tekintő lejtők laposak. A jég olvadásával keletkező áramló víz eróziós hatása, illetve a jég kúszó mozgása felelhet mindezzért.

- **Sima térségek:** méteres méretskálán körülbelül 45°-os szélesség felett kevesebb a felszíni egyenetlenség. Ezt talán kúszás jellegű folyamat hozta létre, de egy üledékes takaró is beborítja a területet. Az ilyen sima vidékeken néhol poligonális alakzatok mutatkoznak.
- **Sárfolyások:** lásd később.
- **Lejtőaszimmetria:** meridionálisan (észak-dél irányban) aszimmetrikus lejtők keletkeznek 35°-os szélesség feletti, ellentétes kitettséggű lejtőknél, magasabb szélességen egyre kisebb lejtőszög esetén jelentkezik már az aszimmetria.
- **Pusztuló réteg:** 30–50°-os szélesség között pusztul a fent említett sima réteg, amely sokféle eróziós alakzatot mutat. Itt ez a réteg 0,4–2,1 millió évvel ezelőtt rakódhatott le, majd a tengelyferdeség csökkenésével kezdett pusztulni az anyaga. Ekkor keletkeztek benne a szabálytalan alakú mélyedések, amelyeket kriokarszt vagy termokarszt formáknak is neveznek.
- **Poligonok:** sok helyen figyelhetők meg közepes és magas szélességen, néhol kinézetük alapján „kosárlabda” (*basketball*) területnek is nevezik a vidéket. Aktív rétegre is utalhatnak, de elképzelhető, hogy jégben dús törmelék szublimációjával, egyszerű kiszáradásával keletkeztek az elmúlt körülbelül 5 millió évben. Hasonló formák az antarktisz szárazvölgyek térségében is megfigyelhetők, ahol a parthoz közeli nedves és a belső szárazabb vidékeken talán aktív réteg, illetve egymaga a szublimáció vezetett a kialakulásukhoz.

Az **ívelt gerincek a kráterekben** (*arcuate ridges, tongue ridges, koncentrikus kráterkitöltések*), amelyek kráterek aljzatát töltik ki, és azok peremével párhuzamos mintázatot mutatnak (50. ábra). A mérések alapján közepes szélességen a 2–30 km közötti átmérőjű kráterekben, –1 és +3 km közötti magasságban jellemzőek, az eddigi megfigyelések alapján gyakran sárfolyásos alakzatokkal együtt (Berman et al. 2005), bár pontos elterjedésüket még csak a 287 km átmérőjű Newton-medence területén (Terra Sirenum, d. sz. 30–65°, ny. h. 120–180°) térképezték fel. Az ott azonosított közel 200 kráter belső lejtőin a sárfolyások elvégződésénél, a lejtő lábánál éles tetejű, közel koncentrikus helyzetű, ívelt és hullámzó futású gerincek mutatkoznak (Howard 2003). Az



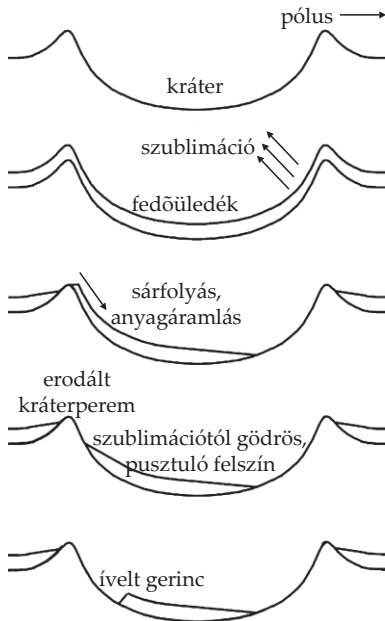
50. ábra. Példa a kráterfalakon lévő sárfolyásnyomokra és a kráter fenekén található ívelt gerincekre egy kráter 2,8 km széles területén (d. sz. 39,9°, k. h. 202,82°, MOC M1901837 felvétel).

ívelt gerincek többnyire (de nem minden esetben) a sárfolyásos kráterfal tövénél mutatkoznak. Itt a kráterek aljzata többnyire a gerincek méretskálájához hasonló méretű egyenetlenségeket mutat.

Az ívelt gerincek eloszlásában a kitétség szerint eltérések mutatkoznak, és az alábbi csoportok különíthetők el:

- a d. sz. 44–56° közötti sávban a kráterek egyenlítő felé tekintő belső lejtőn sárfolyások nyomai és ezek lábánál ívelt gerincek egyaránt előfordulnak,
- a d. sz. 33–44° közötti szélességen ugyanezek az alakzatok a kráterek pólusok felé néző belső lejtőin találhatóak, és itt maga a kráterek aljzata is a pólus felé lejt,
- a d. sz. 27–64° között a kráterek egyenlítő és a pólus felőli lejtőin is láthatók sárfolyások,
- a d. sz. 37–64° között a sárfolyások a kráterek kelet és nyugat felé tekintő lejtőin figyelhetők meg.

A fentiekben túl általánosságban elmondható, hogy a kráterek pólusok felé néző belső lejtői mellett lévő ívelt gerincek kevésbé hullámzóak. Néhol az ívelt gerincek olyan lepusztulásformákat (mélyedések, darabokra szabdaltságot) mutatnak, amelyek arra utalnak, hogy



51. ábra. Modell (Berman et al. 2005) az ívelt formák kialakulására.

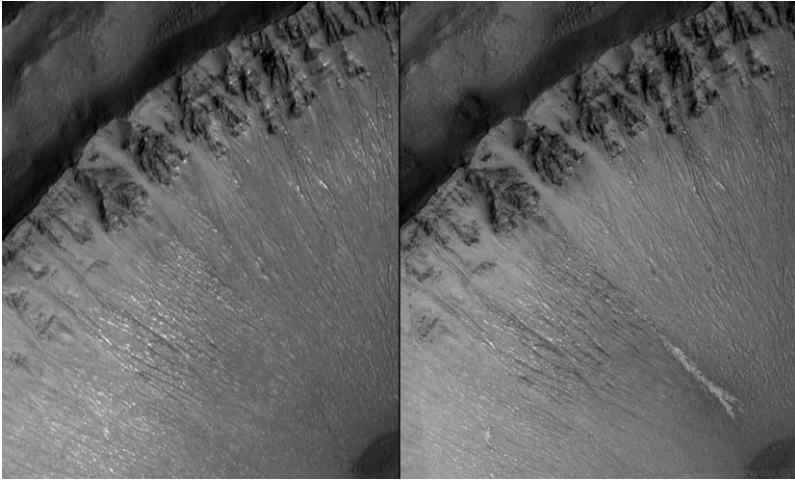
ző lejtőn ugyanakkor megmarad a borítás, amely kedvező esetben, megfelelő éghajlati állapotban a besugárzástól megoldvadhott. Ettől létrejöttek a sárfolyások, a folyamat során pedig anyag áramlott a kráter aljzatára. A mozgással kapcsolatban keletkeztek az ívelt formák, illetve későbbi szublimációval a lepusztulásformák.

Az alakzatok előfordulásában 44° -os szélesség körüli határ a kitettség miatt, a besugárzásban jelentkezett eltéréstől áll elő. A krátereken belüli képződmények felszínén kevés apró becsapódásnyom figyelhető meg, ezért feltehetőleg az elmúlt néhány millió-tízmillió évben keletkeztek, akár több ciklusban is. A vizsgált Newton-medencén belül és környékén a területet pusztuló fedőüledék (mantling sediment, l. később) borítja, amely feltehetőleg kapcsolatban van az ívelt gerincekkel.

A **sárfolyások** (*gullies* – noha maga a sárfolyás angolul *mud flow*, tehát a magyar kifejezés kicsit hibás formában terjedt el, maga a gully inkább vízmosás magyarul) 27° -nál magasabb szélességen jel-

jégtartalmú anyag alkothatja/alkothatta őket. Emellett az alakzatokat tartalmazó kráterek pereménél enyhe aszimmetria figyelhető meg: a pólus felé eső peremük alacsonyabb az egyenlítő felé esőnél. Ez arra utal, hogy a sárfolyásos kráterfalaktól lefelé mutató kúszás léphetett fel.

A kráterekben mutatkozó íves alakzatok helyzete és kinézete is az LVF alakzatokhoz hasonló. A képződmények kialakulására elterjedt modell (Squyres, 1986) (51. ábra): a közepes déli szélességen található, kezdetben „üres” kráterek területén a forgástengely dőlésszögének növekedésével kapcsolatban a maitól eltérő éghajlaton poros-jeges üledékréteg rakódott le. Később, kisebb tengelyferdeségű időszakban az egyenlítő felé tekintő lejtőről elszublimált a lerakódott anyag. A pólus felé né-



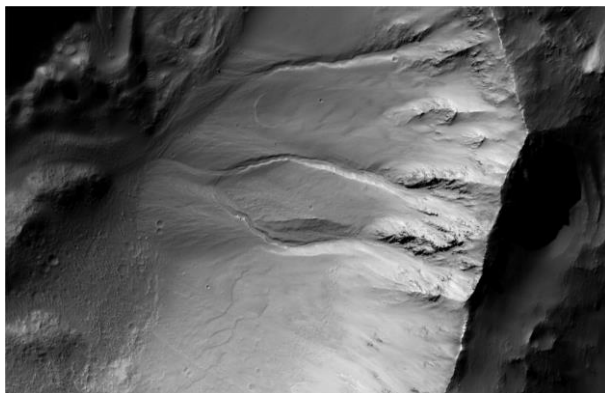
52. ábra. Egy korábbi mélyedést kitöltő, világos alakzat egy sárfolyásokkal szabdalta kráter belső lejtőjén az MGS-úrszonda MOC kamerájának felvételén. Az alakzat 1999 augusztusa (balra) és 2005 szeptembere (jobbra) között keletkezett. Arészletes megfigyelések alapján sem jeget, sem vízből kivált sókat nem sikerült kimutatni a területén, így eredete továbbra is kérdéses. A kép szélessége 1500 m, észak lefelé van rajta.

lemzők mindkét féltekén, de délen több van belőlük, legsűrűbb 30° és 42° -os szélesség között vannak mindkét féltekén (52., 53. ábrák). A kérdéses szélességi zónákban $-8,2$ és $+9,0$ km közötti magasságú területek találhatóak, de ezek közül csak -5 és $+2$ km közötti magasságban fordulnak elő, a Thaumasia plató magas és a Hellas-medence mély területein nem jellemzőek. Csak meredek lejtőkön fordulnak elő, legtöbb közülük körülbelül 21° -os lejtőn. Megtalálhatók kráterek peremén, azok központi csúcsán, völgyek és sarkvidéki gödör jellegű alakzatok falain, mindezek a területeken hasonló eloszlás és paraméterek jellemzők rájuk. Hosszuk 1000 m-nél kisebb, szélességük néhányszor 10 m-nél kisebb (Gulick 2008), gyakran nem érik el a lejtő legalját, ahol közel vízszintes a terep. -5 és $+3$ km abszolút magasság között, többnyire pólus felé néző lejtőkön jellemzőek, ahol a lejtőszög 10° -nál nagyobb, koruk néhány millió év. Jellegzetes szerkezetük egy felső mélyedésből (forrásrégióból (*alcove*)), egy ez alatt lévő eróziós vájathból, alul pedig egy többnyire legező alakú akkumulációs képződményből (*fan*) áll, ahol a lefelé áramlott anyag felhalmozódott.

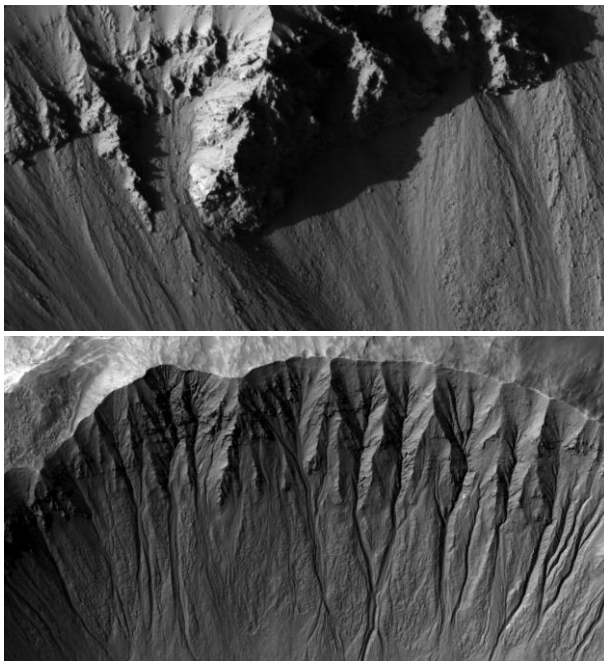
A sárfolyások eloszlása és gyakorisága erősen függ a földrajzi szélességtől és a lejtők kitettségétől. A legtöbb közülük a pólus felé néző lejtőkön található. (Malin & Edgett 2000). A d. sz. 30–42° között szinte csak a pólusok felé néző lejtőn vannak (Heldmann & Mellon 2004), majd d. sz. 40°-tól a pólus felé már nem mutatnak olyan erős orientációt a pólus felé tekintő lejtőkön, mint korábban (Costard 2001), d. sz. 44–58° között (Heldmann & Mellon 2004, Balme et al. 2006) inkább az egyenlítő felé néző lejtőkön van több. A d. sz. 58–72° között megint a pólus felé tekintő lejtőkön vannak legtöbben. Az északi feltekén sokkal kevesebb van belőlük, ezért ott nehezebb ilyen statisztikát készíteni (Heldmann et al. 2007).

Koruk legfeljebb 1,3 millió év (Schon & Head 2009), és feltehetőleg több külön ciklusban, nem egyszerre keletkeztek. Kialakulásuk megértése szempontjából fontos (Malin & Edgett 2000), hogy az előfordulási helyükön uralkodó felszíni hőmérséklet és nyomás általában a víz hármaspontja alatt vannak, többnyire hideg, a sarkvidék felé tekintő lejtőkön található, továbbá egyes régiókban (Newton kráter, Dao Vallis stb.) az átlagnál is sűrűbben fordulnak elő.

A sárfolyások keletkezésére három modell terjedt el. Az egyik szerint víz és jég nélkül száraz tömegmozgással keletkezett formák, és megjelenésük a poranyag apró szemcsemérete és a földinél gyengébb gravitációs térben bekövetkezett mozgása miatt hasonlít folyékonny anyag által létrehozott alakzatra.



53. ábra. Sárfolyások 2008. 04. 22-én egy kráter belső lejtőjén. Akörülbelül 2 km széles területet ábrázoló képen a folyásnyomok jobbról balra haladnak (d. sz. 35,3°, k. h. 149,2°, HiRISE 8239-1445 felvétel).



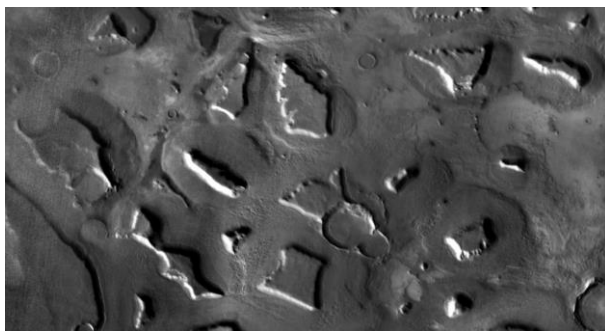
54. ábra. Két kráterfal 1 km széles részlete. A felső képen (PSP_002397_1880 kép, é. sz. $7,7^\circ$, k. h. $166,1^\circ$) az egyenlítőhöz közelebbi kráter lejtőjén csak tömegmozgásos alakzatok mutatkoznak, míg az alsó képen magasabb szélességen (PSP_005985_1455 kép, é. sz. $34,1^\circ$, k. h. $134,5^\circ$) mélyebb vágatokat is létrehozta az olvadástól lefolyó törmelékkal kevert vizek.

A másik két elterjedt modell szerint a felszín alól feltörő folyadék hozta létre őket. A bolygó globális hűlése miatt a felszín alatti víz fagyásakor tágulás lép fel, és helyenként kispriccelhet a felszínre a folyadék (Costard et al. 2002, Gilmore & Philips 2002). E sorok írásakor a legelfogadottabb modell, hogy a korábban lerakódott jégtestek napsugárzástól előálló melegedése hozza létre az eróziós nyomokat (Dickson és Head 2009a). Ha a felszíni porral kevert jég alkalmanként a napsugárzástól olvad meg és áramlik lefelé (Head & Marchant 2008), övezetes eloszlásuk érthető. Ekkor elhelyezkedésükben nem az lehet a döntő, hol olvadhatnak meg, inkább az, hogy hol halmozódhatott fel egykor a jég. 30° -nál kisebb szélességen feltehetőleg nem tudott elég jég lerakódni, ami aztán megolvadhat. 3 km-nél nagyobb magasságban pedig lehet, hogy a kis légnymás ellenére, ha le is rakódott jég,

az nem olvadt meg. A meredek lejtő segíti a jég felhalmozódását (védi a napsugárzástól, részben a szélétől is), és törmelékét biztosít a mozgáshoz, a meredek helyszín pedig elősegíti a mozgás megindulását. Ugyanakkor nem mindenhol voltak ehhez megfelelő körülmények. Alacsonyabb szélességen a lejtők felső, meredek részén szintén vannak kisebb öböl alakú mélyedések, valamint kibukkanó réteghatárok – de ott mégsem mutatkoznak folyásnyomok vájatai (54. ábra). A sárfolyások változatos megjelenése alapján elképzelhető, hogy többféle típusuk létezik, részben eltérő kialakulási folyamattal.

A sárfolyások potenciális földi analógiái sarkvidéki területeken fordulnak elő, például az Axel Heidberg szigeten (Heldmann et al. 2005), amelyekben az év nagyobb részében sós (körülbelül 10%-nál sósabb) vizek áramlottak. A vizek forrása jég alatti olvadás vagy magas szintű tavak vize lehet. A megfigyelések arra is utalnak, hogy a lejtőkön kibukkanó rétegek ideális csapdaként szolgálnak a hónak, ahol az felhalmozódhat.

Hegylábi törmelékmezők (*lobate debris aprons, LDA*) kiemelkedések lejtőin, illetve azok körül található, a felszínt beborító, lapos alakzatok, amelyek gyakran meredek peremű mélyedésekből indulnak ki, morfológiájuk lefelé kúszó folyamatra utal (55. ábra). A kiemelkedések lábainál lebenyes alakú nyúlványokként figyelhetők meg. Közélszélük 25° széles sávban mutatkoznak mindkét féltekén a d. sz. 40-45° körök mentén. Alakjuk kőzettörmelék és jég deformációjával egyeztethető össze, legalább 40% jégtartalom esetén mozoghattak. Koruk körülbelül 100 millió év. Keletkezésüknél azt alábbi fázisokat feltételezik: 1. kőzettörmelék képződése (fokozatos hullás kevés anyagot



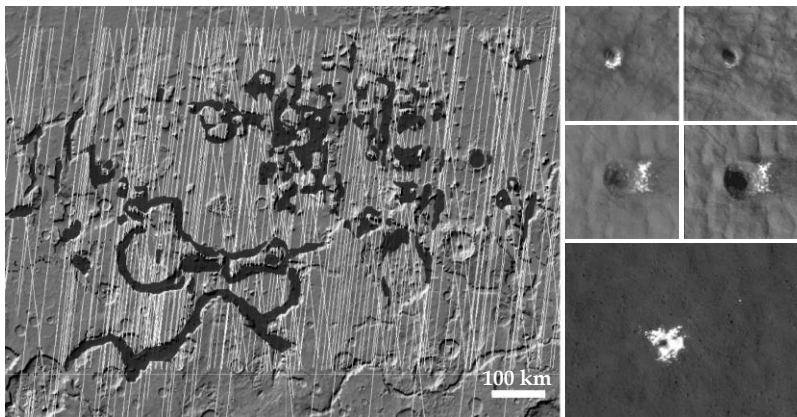
55. ábra. Hegylábi törmelékmezők egy 140 km átmérőjű területen (é. sz. 46,2°, k. h. 25,6°, THEMIS felvétel).

ad, nagyobb omlások is lehettek (Li et al. 2005)), 2. jégtartalom kialakulása: légköri (felszíni kifagyás, diffúzió, esetleg felszín alatti víz közreműködésével), 3. jég esetleges szegregációja, 4. deformáció beindulása (folyamatosan vagy csak a kedvező időszakban, plasztikus viselkedéshez 100-400 m vastagság kell), 5. pusztulás (szublimáció, omlás, beszakadás).

A törmelékmezők hossza 5-30 km közötti (északon maximum 33 km, délen 50 km), vastagságuk általában 1,4 km (északon maximum 0,4 km, délen maximum 4 km). Felső és középső részeiken közel sík a felszínük, az alsó szakaszon inkább domború. Felszínükön az áramlást akadályozó tényezőktől koncentrikus alakzatok, egyes részeik eltérő haladási sebességétől pedig radiális mintázat látható. A topográfiai szintkülönbség a heglábi törmelékmezők területén 0,04-4 km. Általában több lebeny mutatkozik egymás mellett, amelyek néhol összeolvadhatnak. Egy-egy lebeny területe 6-4000 km² (átlagosan 450 km²), térfogata 0,5-4000 km³ (átlagosan 300 km³) (Pierce & Crown 2003) lehet, elvégződésüknél lévő koncentrikus alakzatok ciklikus fejlődésre utalnak.

A fentiekhez hasonló képződmények a **vonalas völgykitöltések** (*lineated valley fill, LVF*), amelyek völgyekben találhatóak, mindkét féltéken 30-50°-os szélesség között. Felszíni alakzataik a völgy peremével párhuzamosak és hasonlítanak a földi gleccserekre. A képződmények az útjukba kerülő kiemelkedéseket látványosan „körbefolyják”, néhol az eltérő nyúlványok összeolvadnak, ami lejtőirányú, lassú mozgásukra utal. A heglábi törmelékmezők és a vonalas kitöltések találkozási pontjukon összekapcsolódnak. Az LVF alakzatok feltehetőleg a fent említett LDA szerkezetekhez hasonlóan keletkeznek, néhol mélyedések sorozata mutatkozik rajtuk, amelyek jég szublimációjával keletkezhetek. Északon a kimart területeken (Deuteronilus térség), délen az Argyre- és a Hellas-medence térségében figyelhetők meg. Eloszlásuk nem mutat kitettség szerinti preferenciát (Li et al. 2005), koruk 0,1 és 10 millió év között lehet, a sárfolyásoknál idősebbek.

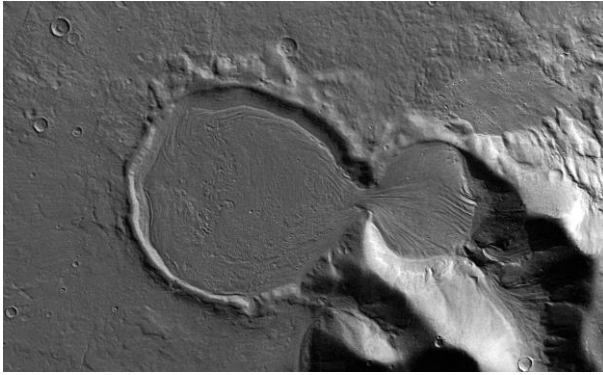
A heglábi törmelékmezők felületén mélyedések, repedések figyelhetők meg. Feltehetőleg jégtartalmú képződmények, amelyek egykor (esetleg ma is), lassan mozogtak lejtő irányba, emellett jéganyaguk jelenleg pusztul. Talán a földi sziklagleccserekre, illetve közettörmelékkel borított gleccserekre emlékeztetnek. Erre utalnak (a földi morénákra hasonlító) íves törmeléklerakódások és a jég szublimációja után visszamaradt mélyedések mellettük. Reológijuk alap-



56. ábra. A Deuteronilus Mensae terület 1000 km széles részlete, ahol a világosszürke háttér a domborzatot jelzi, a sötétebb foltok és sávok pedig a néhány méter vastag kiszáradt törmelékta-
karó alatti jeget, amely helyenként 1 km vastagságot is elérheti a SHARAD radarmérései alap-
ján. A halvány, közel függőleges vonalak az űrszonda mozgásának felszíni vetületét mutatják
(NASA/JPL-Caltech/ASI/University of Rome/Southwest Research Institute).

ján anyaguknak nagyságrendileg felét alkotja vízjég, emellett térfoga-
tuk is túl nagy ahhoz, hogy kizárólag kőzettörmelék-ből legyenek, de
az erősebben pusztult felszínű területükön kevesebb jég lehet. Peri-
glaciális (fagykörnyéki) környezetre utalnak, felső amazoni korúak,
északon legfeljebb 100 millió évesek. Emellett radarmérésekkel sike-
rült nagy mennyiségű jeget kimutatni a felszíni törmelék alatt terüle-
tükön (56. ábra).

Egyéb **viszkózus áramlásnyomok** is azonosíthatók a bolygón,
amelyek a fent említett LVF, LDA alakzatokhoz hasonlítanak, feltehe-
tőleg azok többé-kevésbé eltérő kinézetű megjelenési formái. Ezek és
a korábban említett LVF, LDA alakzatok keletkezéséről általánosan
elmondható, hogy tiszta jég avagy kőzetanyaggal kevert jég mozog-
hatott bennük egykor lejtőirányba, megfelelő lejtőszög és rétegterhe-
lés együttes hatására (57. ábra). Földi laboratóriumi megfigyelések
alapján (Mangold et al. 2002), amikor a szemcséknek aránya közel
50%, vagy annál nagyobb, elég nagy felületen érintkeznek egymással,
ami lassítja, és körülbelül 70%-os aránynál blokkolja a deformációt.
Sok viszkózus áramlásnyom a földi sziklagleccserekhez hasonló
alakzat lehet, amelyekben a deformáció döntő része a belsejükben
vagy alsó részükben lévő, közel tiszta vízjégmagban zajlik.

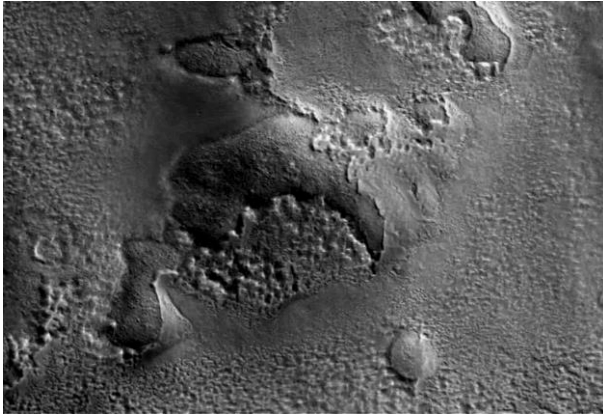


57. ábra. A Hellas-medencétől keletre lévő viszkózus áramlással keletkezett alakzat, amely közel 40 millió évvel ezelőtt lehetett aktív. Ekkor a jobbra lévő, magasabb mélyedésből a jeges anyag a balra látható, alacsonyabban lévő kráterbe áramlott (HRSC-fotó d. sz. 43,3°, k. h. 97,2°).

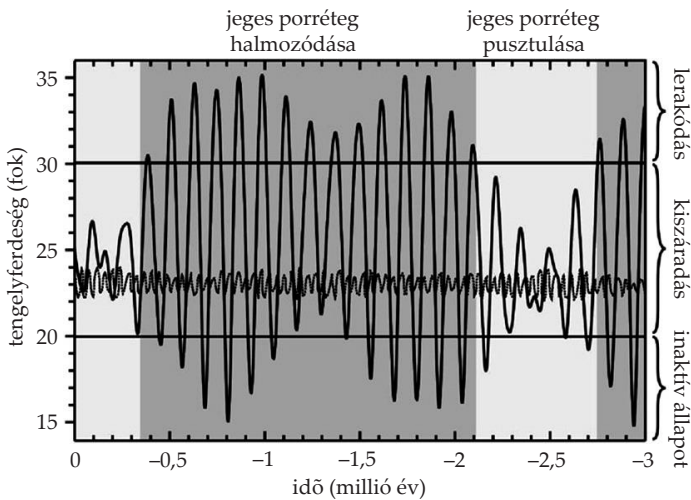
A viszkózus áramlásokkal kapcsolatban említhetők a **felszínellágyulás** (terrain softening) folyamatával keletkezett alakzatok. Ezek magas szélességen jellemzőek, ahol általában kerekítettebbek, kevésbé élesek a peremek. Az alakzatokat elsősorban a törmeléktakaró képlékeny deformációja hozta létre, a sima kinézetet a lerakódó üledékes réteg csak kisebb mértékben befolyásolhatta. A folyamat körülbelül 1 km-es mélységig érezte hatását a domborzatra.

A **fedő üledék** (*mantling layers, pasted-on layers*) mindkét féltéken, 30–60°-os szélesség között kiterjedt, általában sima, de néhol pusztuló és szakadozott megjelenésű borítást alkot a felszínen (58. ábra). Minden típusú felszíninformát elfedhetnek, kialakulásuk csak a bolygón elfoglalt helyzethez kapcsolható. Az 1-10 méter vastagságú képződményeket jég cementálta por alkothatja, a felszín közel 23%-át borítják, összterfogatuk mintegy 10^4 km^3 , a bennük lévő H₂O-mennyiség globális egyenértéke 10-40 cm. Néhol viszkózus áramlásnyomok jellemzőek bennük.

A fedőüledékek kora 1-5 millió év között lehet. Feltehetőleg 30°-nál ferdebb forgástengely esetén képződtek, amikor sok jég szublimált el a pólussapkáról, és az egyenlítőhöz közelebb rakódott le (59. ábra). A modellek alapján 30-50 ezer év alatt akár több méter vastag ilyen takaró keletkezhet. Amikor a forgástengely ferdesége csökken, a jég stabilitási határa a pólusok felé húzódik, és az üledék pusztulni kezd. Ezt a tetején felhalmozódó por lassíthatja hőszigetelő hatásával,



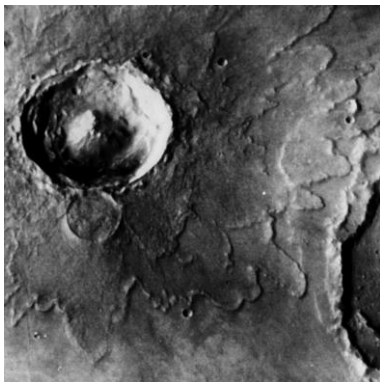
58. ábra. Néhol fedőüledék által borított felszínformák egy 2,9 km széles területen (d. sz. $46,8^\circ$, k. h. $217,9^\circ$, MOC M0402856 felvétel).



59. ábra. A tengelyferdeség modellezett változása az elmúlt 3 millió évben. A függőleges tengelyen balra a Mars tengelyferdeség-értékei láthatók, jobbra ennek megfelelően három időszak van lehatárolva, a szövegben említett közepes szélességen található fedőüledékek szempontjából. 20° -nál kisebb tengelyferdeség esetén nincs jelentős változás a területen (inaktív állapot). 20° és 30° közötti tengelyferdeségnél a kérdéses fedőüledék jégtartalma szublimál, azaz kiszárad, konzisztenciája gyengül és pusztul. 30° -nál nagyobb tengelyferdeség esetén pedig a fedőüledék területén por és jég rakódik le, tehát a réteg halmozódik (Head et al. 2003).

és alárendelten azzal is, hogy a felszabaduló H_2O -molekuláknak át kell diffundálniuk ezen a rétegen is, hogy elszökjenek.

Lebenyes kráterek (*lobate craters, lobe craters*): a Mars felszínén sok helyen láthatóak olyan kráterek, amelyek törmeléktakarójának külső peremét egy éles, vastagabb és hullámzó gerinc alkotja, emellett a törmeléktakaró folyásos jelleget mutat (60. ábra). A folyásos törmeléktakaró akkor keletkezhetett, amikor a felszín alatti jég a becsapódás során kirobbant, megolvadt és fluidizálta



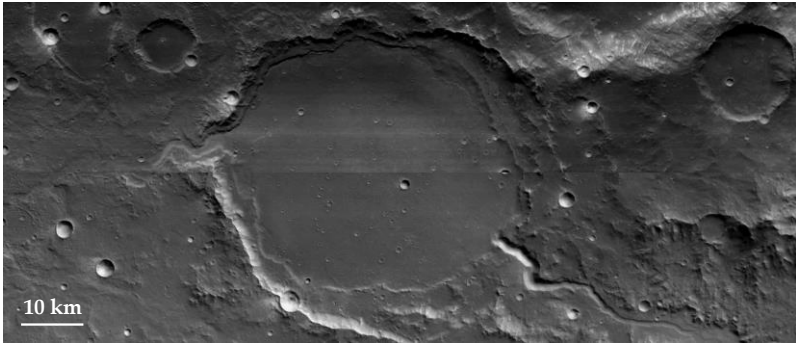
60. ábra. A folyásos lebenyzt mutató 18 km-es Yuty kráter (NASA, JPL, Viking-felvételek).

a visszahulló törmeléket. Az ilyen folyásos morfológiájú lebenyek az egyenlítő közelében 4-7 km-nél, míg közepes és magas szélességen 1-2 km-nél nagyobb kráterek körül fordulnak elő.

A méreteloszlás oka, hogy az egyenlítő közelében nagyobb mélységben található a felszín alatti jégréteg, a krioszféra teteje, és azt ott csak a mélyebbre hatoló, nagyobb becsapódások érik el. A jégréteg tetejének mélysége nő a földrajzi szélességgel. A fenti általános tendenciától eltérések is vannak, mivel az egykori állóvizek mélyedéseiben nagyobb mennyiségű jég található a felszín alatt, ezért ott két vagy több lebenyzt mutató kráterek is megfigyelhetők (Head et al. 1999).

Tónyomok (*crater lakes*): a partvonalakra emlékeztető alakzatok, az üledékes feltöltések, a mélyedésekbe érkező és onnan kiágazó folyásnyomok, a Gilbert-deltákra emlékeztető képződmények, az esetleges száradásos eredetű poligonális alakzatok utalnak az egykori tavak létrejöttére. A noachi korú tónyomok ± 60 fokos szélesség között jellemzőek, itt voltak megfelelőek a keletkezésükhöz és fennmaradásukhoz szükséges viszonyok (feltehetőleg az elegendő besugárzás). Közülük összesen 210-et azonosított Fasset & Head (2008). A legnagyobb tavak térfogata esetükben 10^4 - 10^5 km^3 lehetett, ami a legnagyobb mai földi tavakhoz hasonló nagyságrendű.

Ehhez hasonló földrajzi eloszlást mutatnak a heszperiai korú tónyomok is (61. ábra). Az alsó amazoni időszakból kevesebb tónyom van, a felső amazoni időszakban lokális csoportosulások jellemzőek a



61. ábra. Egy idős krátertó nyoma. A víz egykor a bal oldali folyásnyomból érkezett, középen a kráter mélyedésében megállt, létrehozva a sík üledékes feltöltést és a körbefutó teraszt, majd a jobb oldali folyásnyomban távozott el (d. sz. 14,5°, k. h. 185,2°).

térbeli eloszlásban. Ezek a fiatalabb krátertónyomok azon területek közelében vannak, ahol a GCM szimulációk alapján ma a legtávolabbi lenne stabil a víz a felszínen. Feltehetőleg áradások és a kiömlött, valamint a kráterekben felhalmozódott víz megmaradásának ezek a kedvező éghajlati adottságú területek feleltek meg. Az áradásos csatornák mélyedéseiben is keletkeztek alkalmanként állóvizek, például a Shalbatana Vallis területén (Di Achille et al. 2009).

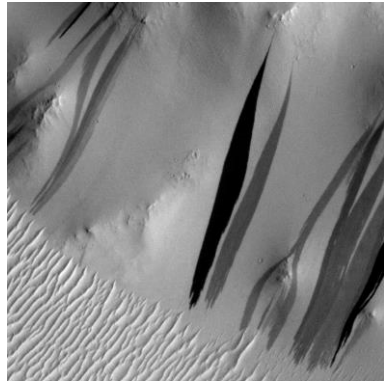
Az egykori tavak vizeinek összetétele változott a bolygó fejlődése során: kezdetben melegebb vízü és közel semleges kémhatású tavak lehettek, míg a heszperiai időszakban kifejezetten hideg vízü és savas tavak léteztek. Az oldott só révén fagyáspontjuk lényegesen 0 °C alá is süllyedhetett, miközben jégréteg keletkezett a tetejükön, tovább lassítva a hó eltávozását. Tavak a becsapódásos kráterekben is kialakultak a robbanás hője és a felforrósodott kőzetek által megolvasztott jégből. Az ilyen tavak élettartama 10^3 - 10^6 év lehetett a 20-200 km átmérőjű kráterek esetében a hideg klíma ellenére. Egyes noachi és heszperiai korú tónyomok egykori térfogata sok esetben az azokat tápláló folyóvölgyek vízgyűjtő területével arányos – míg a térfogatukhoz képest rendkívül kis vízgyűjtő területű tónyomok esetében komoly lehetett a felszín alatti hozzáfolyás aránya.

A **lejtősávok** avagy „nyakkendők” (*slope streaks*) általában 30°-nál kisebb szélességen figyelhetők meg, többnyire lefelé szélesedő, ritkán elágazó sávok formájában (62. ábra). Általában környezetüknél sötétebbek, az évek során világosodnak, majd eltűnnek. Jelenleg is kelet-

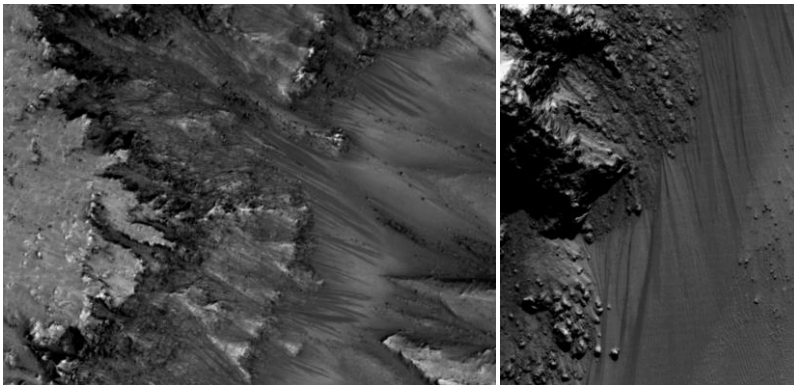
keznek, egy marsi év alatt minden korábbi lejtősávra körülbelül 0,03 új sáv megjelenése jut. Száraz por lejtőirányú csuszamlásával keletkezhetnek, de az sem kizárt, hogy folyékony víz (például sűrű kloridos oldatok (Kreslavsky & Head 2009)) is közreműködtek kialakulásukban.

Visszatérő avagy időszakos lejtősávok (*recurrent slope lineae* (RSL) vagy *transient slope lineae* (TSL)) a déli féltekén 30–60° közötti szélességű zónában, tavasszal megjelenő, majd télen eltűnő alakzatok (McEwen et al. 2011) (63. ábra). Meredek (25–40° közötti lejtőszögű), főleg az egyenlítő

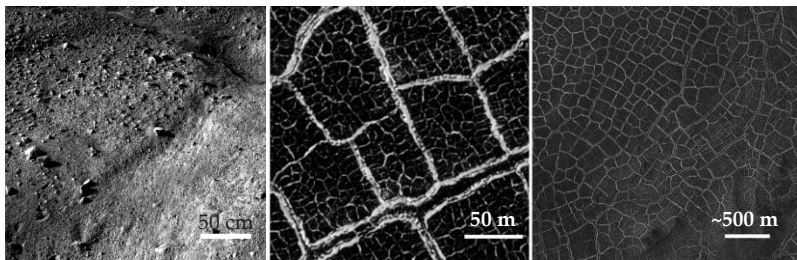
felé tekintő, fiatal megjelenésű lejtőkön tűnnek fel, gyakran sziklákhöz kapcsolódnak. Szélességük 0,5–5 m közötti, hosszuk a 100 m-t is elérheti, és sok ezer lehet belőlük a bolygón. Kialakulásuk idején 250 K-nél magasabb napi maximum-hőmérséklet jellemző a területre. A létrejöttüket magyarázó nedves modell szerint nagyon gyengén párolgó, sűrű sóoldatok kis mélységben vándorolnak a felszín alatt és



62. ábra. Különböző árnyalatú és feltehetőleg különböző korú lejtősávok egy 1500 m széles területen (é. sz. 0,1°, k. h. 32°, MOC R0400111 felvétel).



63. ábra. Visszatérő lejtősávok a Newton kráterben (HiRISE ESP_022188_1475 kép balra) és a (HiRISE ESP_011428_1380 kép jobbra).



64. ábra. Különböző méretű poligonok a Marson: a) a felszínen a Phoenix leszállóhelyén, valamint b) és c) keringő egységek felvételein.

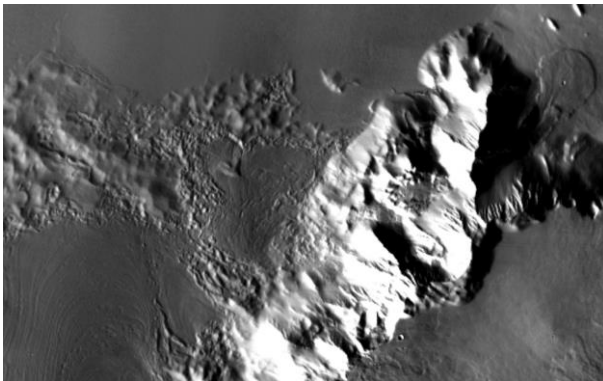
megnedvesítik az őket borító felszíni szemcséket, amelyek ettől sötét kinézetet kapnak – de száraz lejtős tömegmozgással is létrejöhetnek.

A Marson látható **poligonális mintázatú felszíneket** (*poligonal terrain*) közül az elmúlt évekig csak a sarkvidéken találtak nagy területen. Ezek a képződmények a földi periglaciális, azaz jég környéki vidékeken, a jég váltakozó olvadása-fagyása során fellépő periodikus térfogatváltozással kapcsolatban keletkező poligonokra hasonlítanak (64. ábra). Kis lejtőszögű területeken jellemzőek, lejtőn elnyúltak, sávos kinézetűek. Méretük a távérzékeléssel vizsgált területeken 0,02 és 10 km közötti (Mangold 2005), de a Phoenix-űrszonda helyszíni mérései során 1,2–2,0 méter közötti nagyságúakat is vizsgáltak. A poligonok mérete a becslések alapján közel háromszorosa a hóhullám-behatolási mélységének, ennek megfelelően elvben klímarekonstrukcióra is használhatók.

Főleg 50°-nál magasabb szélességen jellemzőek, de néhány helyen (például Cerberus Planitia) alacsony szélességeken is megjelennek. A magas szélességeken megfigyelhető nagyobb gyakoriságuk kiválasztódási effektustól eredő látszólagos jelenség is lehet, ugyanis észrevételüket megkönnyíti, hogy az évszakos jég tovább marad meg a mélyedéseikben. Ugyanakkor magas szélességen jellemző eloszlásuk egybeesik a neutronspektrométeres mérések alapján azzal a területtel, ahol a felső 1 m vastag réteg H₂O-ban gazdag. Korábban vulkáni kőzetek hűlési repedéseknek tekintették ezeket. Részletes vizsgálatuk azonban rámutatott, hogy fagypolygonok lehetnek ezek is, néhol olvadákvizek mozgására utaló jeleket mutatnak. Ugyanakkor elképzelhető, hogy egyes lávasíkságokon megfigyelhető, igen nagy (sok km átmérőjű) poligonális alakzatok víztől függetlenül a láva hűléses zsugorodása során keletkeztek.

A poligonális alakzatok kora eltérő, a látványosabbak közülük 10 millió évnél is fiatalabbak lehetnek, a földihez hasonló fagyváltozékonyság (váltakozó fagyás-olvadás) mellett kiszáradás, vagy olvadás nélküli fagyzsugorodás is kialakíthatta őket, amelynek keretében a fagyponthoz alatti hőmérséklet-változás okoz térfogatváltozást. A tengelyferdeség módosításával kapcsolatban jelentősen változhat a felszíni hőmérséklet: míg a sarkvidéken ma nyáron $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a maximum, 40° -os tengelyferdeség esetén ez a $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t is elérheti. A poligonok kialakulását befolyásolhatja, hogy a földinél gyengébb marsi gravitáción kisebb a kőzetterhelés, a törések mélyebbre hatolhatnak a kéregben, valamint hogy a krioszféra hidegebb a földinél. Az éghajlatváltozások során kiterjedő/visszahúzódó állandó szén-dioxid-pólussapka is okozhat repedéseket, amely ha vízjégre terjed rá, erősen lehűti azt, és zsugorodást okoz a jégben.

A Marson találunk a földi **gleccsernyomokhoz** hasonlókat is. Ezeket jelenleg két nagy csoportba osztják: néhányuk az egyenlítő közelében, a Tharsis-hátság nagy vulkánjainak (Olympus, Arsia, Pavonis, Ascraeus) nyugati-északnyugati lejtőin vannak (65. ábra). Itt kőzettörmelék borította, úgynevezett száraz bázisú (aljazatukon vízréteg nélküli) gleccserek nyomaira emlékeztető, nyelv formájú alakzatok láthatók. Ezek olyan hidegbázisú gleccserek lehettek, amelyek időszakosan kiterjedtek (amikor az alacsony szélesség felé mutató H_2O -migráció felerősödött), máskor visszahúzódtak (amikor ezek a vidékek szárazodtak).

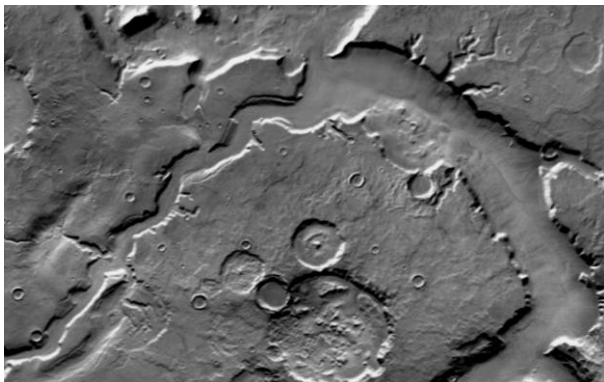


65. ábra. Az Olympus Mons északnyugati lábánál lévő, egykori gleccserek nyomára hasonlító alakzatok képe egy 150 km átmérőjű területen (é. sz. 23° , k. h. 223° , THEMIS-felvétel).

A Tharsis térség vulkánjainál megfigyelhető nyomokról általánosan elmondható, hogy pusztuló morfológiát mutatnak. Elvben ma is lehet jég néhol a térségben, de főleg egykor volt nagyobb mennyiségben, amely az 1-3 km vastagságot is elérhette itt. A négy nagy vulkán Ny-ÉNy-i lejtőin a lebenyes alakzatok nyomai jelentős területet borítanak: Olympus Mons (15 000 km²), Pavonis Mons (75 000 km²) (Shean et al. 2005), Ascraeus Mons (14 000 km²) (Parsons & Head 2004), Arsia Mons (180 000 km²) (Head & Marchant 2008).

A fent említett alakzatok úgynevezett „fáciéseket” alkotva egymás után, az egykori jeges környezet eltérő részeinek nyomaiként sorakoznak. Több nagy lebenyre oszthatók (az Olympusnál 15-öt azonosítottak), amelyek 15-140 km hosszan (átlagosan 45 km), többnyire 10-30 km (ritkán 80 km is) szélességben az Olympus Mons meredek peremi törése mentén 340 km hosszan, a k. h. 330–290° között sorakoznak. Anyaguk az Olympus Monstól távolodva vékonyodik, maximális vastagságuk 1 km körüli (Milkovich et al. 2006). Egy-egy lebeny jellegzetes felépítést mutat a forrásrégiótól távolodva: 1. jégfelhalmozódási zóna: ívelt mélyedés az Olympus Mons lábánál (*basal escarpment*), 2. blokkos, kaotikus fációs (*blocky, chaotic facies*): legnagyobb, lineáris, közel sugárirányú kiemelkedések láncolata, szublimációs till üledékkel, 3. íves gerincű fációs (*arcuate-ridged facies*): lebeny peremével párhuzamosak húzódnó morénák a jég váltakozó kiterjedésének és visszahúzódásának nyomai, 4. hullámzó fációs (*hummocky facies*): gödrök és kiemelkedések, 5. peremi ívelt gerinc fációs (*marginal ridges facies*): végmorénák.

A pólussapkáról 45°-nál nagyobb tengelyferdeség esetén alacsony szélességre vándorló jég elsősorban a magas vulkánok északnyugati lejtőin csapódott ki. A felhalmozódott jég gleccserek formájában néhol 140 km-es távolságra is elvándorolt. A modellek alapján tehát a Marson is keletkezhet magashegyi jégtakaró vízjégből, de csak a mainál nagyobb tengelyferdeségnél. Mivel folyásnyomok nem kapcsolódnak hozzájuk, ezek hidegbázisú gleccserek lehettek. A legidősebb gleccser jellegű nyomok a Tharsis-hátság vulkánjainak lábánál körülbelül 280 millió, míg a legfiatalabbak közel 4 millió évesek, és több fázisú kiterjedés/visszahúzódás nyomait képviselik. A vulkánok eljegesedéséhez kapcsolódó nyom az Olympus Mons hidratált lejtője északon. Itt vagy tiszta jég lehet (amelynek nyomai az optikai felvételeken nem azonosíthatók), vagy az ásványokban kötött formában fordul elő a H₂O – de a jéggel keveredő kevés por is megnehezítheti az azonosítást. Sárfolyásokra emlékeztető alakzatok mindeneset-



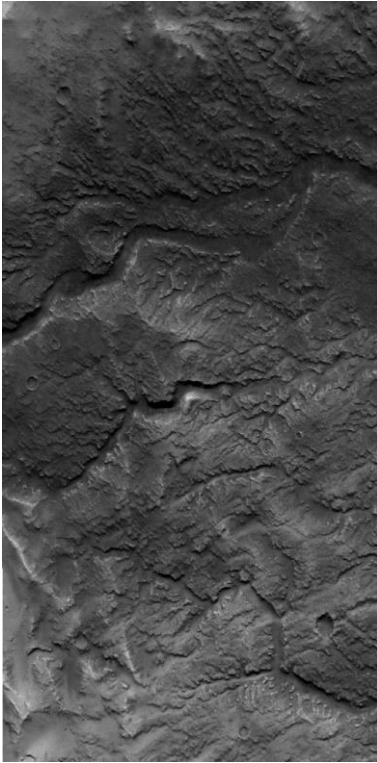
66. ábra. A kimart völgyek területének 90 km-es részlete (é. sz. 36°, k. h. 16°, THEMIS felvétel).

re felismerhetők a térségben. Itt akár évszakos fagylerakódás is lehet télen, de a H_2O nagy része korábbi éghajlati állapotból maradhatott vissza (Bellucci et al. 2007).

A gleccserszerű képződmények másik csoportjába a **kimart** (*fretted*) **csatornákat** sorolják, az ész. 30–50° és a ny. h. 290–360° fokos területén, a Deuteronilus és a Protonilus Mensae térségében, a déli felföldek és az északi mélyföldek határvidékén (66. ábra). Ezeket a völgyeket kitöltő, a völgyfalakkal párhuzamos vonalas szerkezetű felszint mutató alakzatokat a hegylábi törmelékmezőknél említettük korábban. Koruk 3,8-3,6 milliárd év közötti, főleg idősebbek lehetnek, míg a mélyedésüket kitöltő anyag képviseli a koreloszlás fiatalabb végét. Általában LVF tölti ki ezeket, de vannak kivételek is, például az egyenlítői Aeolis Mensae térségében. Tektonikus törések mentén eróziós folyamatok hozták létre őket (Irwin & Watters 2004).

Hálózatos csatornák (*valley networks, runoff channels*): idős, nagyságrendileg 4-3,5 milliárd éves területeken láthatók, ennek megfelelően főleg a déli féltekén fordulnak elő (67. ábra). Egymással részben összekapcsolódó hálózatokat alkotnak, felszíni csapadékhullással, esetleg felszíni megolvadással keletkeztek. Többségük kis és közepes szélességen fordul elő, de néhány közülük nagy déli szélességen is megtalálható. Utóbbiak egy része feltehetőleg a déli pólussapkpa olvadásából származó vízmennyiség kifolyásával keletkezett.

Sok olyan felszínforma van a Marson, amelyek térbeli elterjedése még nincs globálisan feltérképezve, vagy a domborzati sajátosságok nehezítik a zonális jelleg észrevételét – de kialakulásuk kapcsolatban



67. ábra. Idős vízfolyásnyomok alkotta hálózatot egy 10 km széles területen (é. sz. 0°, k. h. 301°, CTX-felvétel).

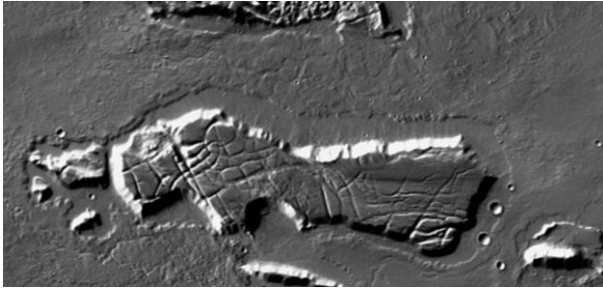
lehet/lehetett az éghajlattal –, ennek megfelelően övezetes eloszlást mutathatnak. Ezeket soroljuk fel az alábbiakban.

Hegylábi mélyedések (*circumferential depressions*): 30°-nál kisebb szélességen megfigyelhető kiemelkedések körüli, néhány km széles, közel 50 m mély, lapos mélyedések (elsősorban a Kasei Valles és a Tartarus Colles térségében) (68. ábra). Ezen a vidéken a korábban említett fiatal heglábi törmelékmezők nem mutatkoznak. A heglábi mélyedések területén körülbelül egymilliárd évvel ezelőtt léteztek heglábi törmelékmezők, amelyek környékét később egyéb anyagok (lávák, üledékes közetek) fedték el. Idővel a heglábi törmelékmezők jégtartalma elszublimált, míg a környező, jégmentes anyag megmaradt, és mélyedés maradt vissza a jég után (Hauber et al. 2008).

A **termokarsztos/kriokarsztos mélyedések** a Földről is ismert alakzatok, amelyek jeget tartal-

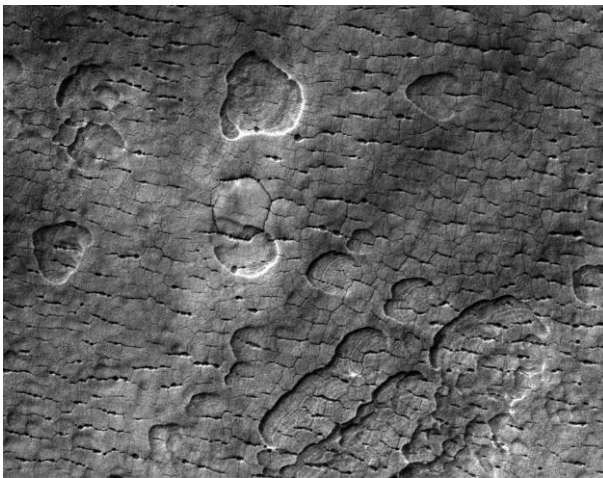
mazó permafroszt területeken jelentkeznek (69. ábra). Itt a jég olvadás (termokarszt) vagy szublimáció (kriokarszt) révén eltávozik, és a szerkezetében meggyengült terület összeomlik. A Marson az eddigi vizsgálatok alapján főleg közepes és magas szélességű területeken mutatkoznak (Soare et al. 2005). Ilyen, teraszos falú, szabálytalan alakú mélyedésekből sok található az Ares Vallis áradásos csatorna területén (Costard 2001).

A mélyedések néhol poligonális vidékeken, az egyes poligonok találkozási pontjain is megfigyelhetők, itt méretük 10 és 60 m, mélységük 5 és 40 m közötti, néhol 2-3 km hosszú árokba is összeolvadnak (Wan & Soare 2006). Általában közel sík aljzatú, kiemelkedő pe-



68. ábra. Hegylábi mélyedések egy 80 km széles területen (é. sz. 25°, k. h. 285°, THEMIS-felvétel).

rem nélküli alakzatok, néhol lépcsőzetes belső fallal, utóbbi talán ciklikus kialakulásra utal (Soare et al. 2007). Némely mélyedés meridionális irányban aszimmetrikus keresztmetszetű, ami arra utal, hogy kialakulásuk és fejlődésük a beeső napfény intenzitásával kapcsolatos. Egyes megfigyelések szerint a korábban említett fedőüledékekben fordulnak elő (Morgenstern et al. 2007). A mélyedések kialakulása alatt a permafroszt instabillá vált, elvesztette H_2O -tartalmát, és összeomlott. A folyamat során a földi karsztos beomlásokhoz



69. ábra. Termokarsztos vagy kriokarsztos mélyedések egy 5 km-es területen (é. sz. 45°, k. h. 84°, R0301203 MOC-felvétel).

hasonló alakzatok keletkeztek. Elképzelhető, hogy a jég nem olvadás-sal, hanem szublimációval távozott el, ami alacsony hőmérsékleten, olvadás nélkül is végbemehet.

Fontos környezeti indikátorok lehetnek a **dűnemezők** is, amelyek elegendő mennyiségű apró szemcse jelenlétére, az uralkodó szél-irányra, avagy cementált állapot esetén a bennük lévő jég (esetleg egyéb kötőanyag) jelenlétére utalnak. Időnként a cementáló jég el-szublimál, máskor pedig visszafagy, ennek megfelelően ciklikusan mozoghatnak, illetve „állhatnak” a dűnék az éghajlatváltozások függvényében. A marsi dűnék jellemzőiről a 87. oldalon olvashatunk.

ÜLEDÉKEK A MARSON

Ebben a fejezetben az egykori környezeti paraméterekre utaló üledékes képződményeket tekintjük át. Az üledékes képződmények azonosítása a Marson a földitől kissé eltérő megközelítést igényel, mivel a Földön ritka, illetve teljesen hiányzó összetételű üledékek is előfordulhatnak (4. táblázat). Ezek némelyike a vörös bolygó sajátos viszonyai között olyan formában is tartósan fennmaradhat, amely a földfelszínen instabil, illetve rövid élettartamú lenne. További fontos eltérés a gyengébb gravitációs tér, amely az ülepedési folyamatokat és az egykori vízfolyások hordalékszállítását befolyásolta. Adott összetételű rétegsorban, adott mélységben a Marson a földinél kisebb litosztatikus nyomás lép fel, ami a kisebb geotermikus gradienssel együtt gyengébb átalakulást eredményez. Mindennek következtében adott metamorf facies mélyebben jelentkezik a Marson, mint a Földön, esetleg egyáltalán nem is jelenik meg.

A Marson jellemző alacsony hőmérséklet miatt a vízjég és a széndioxid-jég tartósan (akár 100 millió – egymilliárd évig) fagyott állapotban maradhat, és jelentős tömegben fordul elő a felszínen és alatta. A jeges lerakódások a keletkezési folyamataik és az általuk létrehozott morfológiai alakzatok miatt szintén üledékeknek tekinthetők, ami nem megszokott, de már leírt helyzet a Földön (Báldi 1991). Jelentős különbség a két bolygó között, hogy a ritkább marsi légkörből gyorsabban ülepednek ki a szemcsék, és a földinél nagyobb szélsébség képes csak mozgatni őket – ennek ellenére a Marson jellemző porviharok és a forgószelel által keltett portölcéserek miatt mégis sok por lebeg a légkörben. A cementáló oldatok összetétele és mennyisége is eltér a földitől, emellett a Marson sokkal ritkább a cseppfolyós halmazállapot. A felszíni kémiát még a ritka légkör miatt fellépő erős UV sugárzás is befolyásolja. A marsi üledékekre általánosan igaz, hogy koruk 3,5 milliárd évtől 1-10 milli évig terjed.

Üledékképződési folyamatok a Marson

A bolygón egykor a szél, a víz és a jég is fontos üledékszállító közeg lehetett, amelyek közül napjainkban csak az első működik jelentős mértékben. A lerakódó üledékek keletkezésük után tovább módo-

4. táblázat. Az üledékképződéssel kapcsolatos marsi és földi folyamatok összehasonlítása

üledékképződési tényezők és folyamatok	jellemzők a Földön	jellemzők a Marson
léggör fizikai hatása	szélerózió és szállítás, üledékképzés kihullással	kis légsűrűség miatt gyors kihullás, csak erős szél tud homokot mozgatni
folyóvizek jellemzői	sivatagot és sarki területeket kivéve tartós szállítás	inkább alkalmi események, rövidebb szállítási idő
állóvizek jellemzői	sivatagi és sarki területeket kivéve többnyire tartós vizes környezet	párolgás és hűlés miatt erősen betöményedő, vulkáni hatástól savas és általában rövid életű vizek
jeges folyamatok	többnyire vékony vízfilm a jég/kőzet határfelületen, gyakran mozgó jégtakarók	amikor nincs vékony vízfilm a jég/kőzet határon, száraz bázisú gleccserek mozoghatnak, míg más időszakokban vékony adszorbeált vízréteg övezheti az ásványi felületeket
léggör kémiai hatása	léggöri oxigénnel jól kommunikáló közegben erős oxidáció	UV sugárzás keltette felszíni oxidánsok miatt igen erős oxidáció a szabad léggöri oxigén hiánya ellenére
talajfolyadékok hatása	gyakori talajfolyadékok, változó kémhatással	ritka, rövid életű és erősen sós talajfolyadékok

sulhatnak, részben a bolygón uralkodó éghajlati változásokkal együtt (például a víztartalom, vagy a jég területi eloszlásának módosulása miatt). Ilyen folyamat lehet például a poláris réteges üledékek pusztulása, vagy a savköddel kapcsolatos átalakulások. De itt említhető a cementáló hatású vas-oxidok és oxihidroxidok képződése, amelyek sok helyen keményedett réteget („duricrust”) alkotnak a felszínen.

Az üledékképződést is befolyásoló és a földitől eltérő tényező az ultraibolya sugárzás, amely a ritka légkör miatt a Mars felszínén nagyságrendileg 100-szor erősebb, mint a Földön. Ez a modellek alapján (Chun et al. 1978) oxidáló tevékenységet fejt ki. Bolygónkon általában csak regionális jelenség az erősen párolgó környezetekben zajló, kifejezetten sós üledékek képződése (sabkha), míg a Marson a hasonló folyamat a legkorábbi időszakot kivéve globálisan előfordulhatott.

Fontos tényező a felszín alatti különböző oldatok hatása a Marson lévő regolit jellemzőire, illetve a diagenezisre. Ilyen vizes oldatok a megfigyelések (felszíni víznyomok, átalakult anyagok) és elméleti modellek alapján időnként megjelennek a Marson a mai száraz állapot ellenére. Ezeknek a sóoldatoknak a sűrűsége és viszkozitása lényegesen nagyobb a tiszta víznél, ami fizikailag is eltérő viselkedést eredményez a kémiai különbségek mellett (Chevrier & Altheide 2008). A számítások alapján az áramló sóoldatok valamivel magasabb és nagyobb hullámokat alakítottak ki a lerakódva kereszttrétegzést mutató anyagban, mint a Földön (Lamb et al. 2011) – ugyanakkor a Földön is sokat kutattott, kevésbé értett a lerakódás fizikai háttere és a keletkező rétegzettség kapcsolata. A keletkező üledékek kémiai és ásványos összetételét is jelentősen befolyásolhatták a sóoldatok, többek között ioncserék segítségével (Vaniman et al. 2007).

Üledéktípusok a Marson

Az alábbi listák a legfontosabb marsi „üledéktípusok” felosztását mutatják be. Ez a kategorizálás jelenlegi, korlátozott tudásunkon alapul, ezért a jövőben jelentősen változhat. Kémiai szempontból a Marson előforduló üledékek fő típusai:

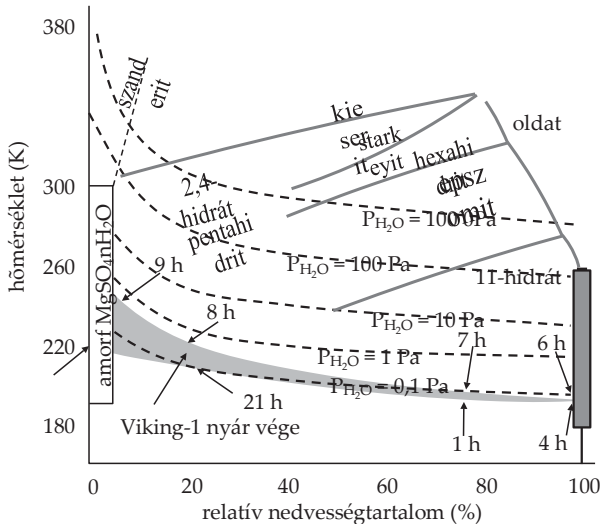
- **Hematit és egyéb vas-oxidok:** világos üledékek formájában fordulnak elő a Valles Marineris árokrendszerében, egyes káoszterületeken és a Meridiani Planumon (Roach et al. 2010).

5. táblázat. Üledékes alakzatok (típusa és néhány konkrét példája) áttekintése a Marson

elnevezés	keletkezés	elterjedés, egyéb jellemzők	kor
deltatorkolat jellegű alakzatok	folyóvízi szállítással, állóvízbe érkező	a folyóvölgyek kisebb részénél jelennek csak meg	főleg 4,0–3,2 milliárd év
közepes szélességek fedőüledéke	általában méter vastag, minden domborzati alakzatot beborító, légkörből kihulló por és a szemcsék közé fagyó/hulló jég együttese	közepes és magas szélességeken	0,1–10 millió év
tavi üledékek	állóvízből történő kiülepedés	nincs kitüntetett elterjedés, a fiatalabbak alacsonyabb szélességen jellemzőek	legtöbb 3,6 milliárd évnél idősebb, kevés 0,7 milliárd éves vagy még fiatalabb
poláris réteges üledékek (PLD)	légkörből történő por kihullása és jégkifagyás	körülbelül 70 foknál magasabb szélességen	0,1–100 millió év
pólussapkák	légkörből történő kifagyása és esetleg H ₂ O-kihullás	főleg vízjég, réteges szerkezet, eróziós nyomok	0,1–1 millió év
ILD	tavi vagy légkörből hulló, illetve vulkáni eredetű anyag	főleg a Valles Marineris árkaiban, de más alacsony szélességen fekvő mélyedésekben is	4,0–2,5 milliárd éve

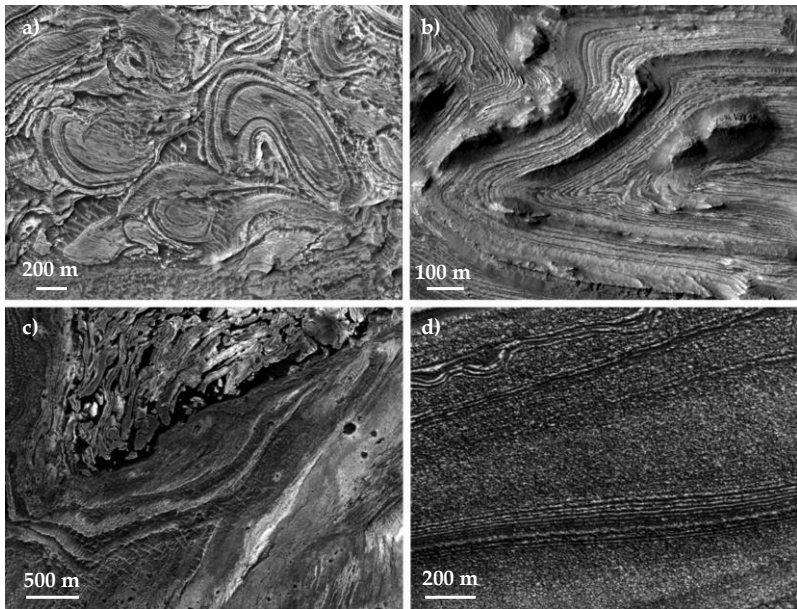
5. táblázat (folytatás)

elnevezés	keletkezés	elterjedés, egyéb jellemzők	kor
Vastitas Borealis	anyagának legnagyobb részét bazaltos lávák alkotják, amelyek tetején jeges és vízi eredetű üledékek vannak	a Mars északi síkságának legnagyobb területe, ide futnak ki a vulkánok környékéről induló áradásos csatornák, felszíni jég nyomai is találhatóak a területen	3,0–2,0 milliárd év, legfelső rétegei körülbelül 0,1 milliárd év
regolit felső, cementált része (duricrust)	regolit legfelső részében lévő, a légkörből kivált H ₂ O segítségével átalakult, szulfátok és vas-oxidok által cementálódott réteg	gyakorlatilag bárhol a bolygón a laza porral fedett és jégsapkával borított területeket kivéve	0,1–10 millió éves
Medusa Fossae	eredete pontosan nem ismert, porózus vulkáni kőzet, vagy glaciális eredetű finom törmelék alkothatja, ami feltételezhetően nem vízből ülededett ki	egyenlítői térségben, a mélyföld-felföld határvidékén (leginkább ny. h. 127-221° között), 100-1000 m vastagság, szakadozott, könnyen erodálható, elnyúlt eróziós alakzatokkal szabdalt, követi a domborzatot	2,0 milliárd évnél fiatalabb
Hellas-medence fenekén lévő üledékek	a nagy becsapódásos medence aljzatán nehezen azonosítható eredetű üledékek, amelyeket feltehetőleg jég és víz szállított	morfológia változatos, néhol a PLD-khez hasonló, hőtehetlensége alapján homokszem méretű anyagból áll	alsó heszperiai (3,8–3,5 milliárd év)



70. ábra. Magnézium-szulfátok stabilitása a hőmérséklet (függőleges tengely) és a relatív nedvességtartalom (vízszintes tengely) függvényében a Marson. A szürke sáv alul a Viking-1 le szállóegység nyári (balra) és téli (jobbra) méréseit mutatja, helyi időben (Vaniman et al. 2007).

- **Szulfátok** különböző formái, változó víztartalmuk miatt fontos jelzői az egykori környezetnek és a későbbi változásoknak, keletkezésüket sokszor bepárlással kapcsolják össze. Közülük a Marson az epszomit ($MgSO_4 \cdot H_2O$) és amorf Mg-szulfát lehet stabil fázis, nem pedig a kieserit, noha utóbbiból is sok van. A kieserit kristályos polihidrátált magnézium-szulfáttá alakulása 10-38%-os térfogatnövekedéssel járhat, ami feszültséget és deformációt eredményezhet a kőzetben (Wilson et al. 2011). Gipszet a kieseritnél és a polihidrátált szulfátoknál kevesebb helyen, de már azonosították a bolygón.
- **Filloszilikátok**, amelyek neutrális pH-jú és nem hideg vizek tartós jelenlétére utalnak. Az Antarktiszon például a jelenlegi klimatikus viszonyok között kevés filloszilikát keletkezik, a marsi tömeges megjelenésüket alkalmi és kis térfogatú vizes időszakok nem tudták létrehozni. A filloszilikátok eloszlása általában nem követi a szulfátokét a bolygón.
- Egyéb **sőüledékek** kisebb mennyiségben előfordulnak, főleg kloridok a bolygó idős, déli felföldjén jelennek meg.



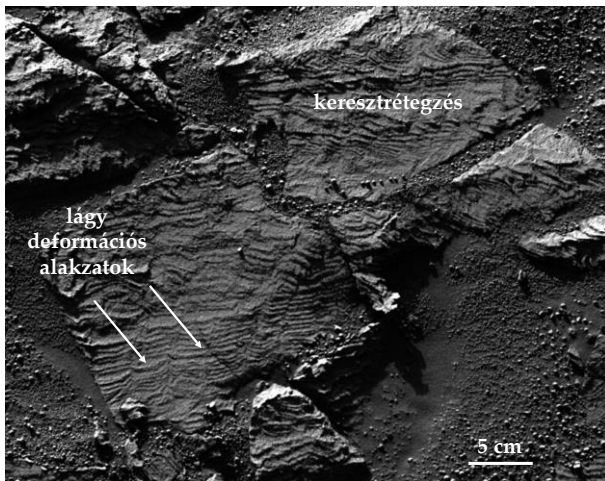
71. ábra. Példák üledékes kőzetek deformációira a Marson: a) konvolút rétegzés a Melas Chasma délnyugati részén (PSP_007087_1700 kép, MRO űrszonda), b) deformált rétegek a Candor Chasma területén (PSP_001918_1735 kép, MRO űrszonda), c) kaotikusan deformált anyag (ESP_013508_1665 kép, MRO űrszonda) a Melas Chasma területén (ábra felső részén lévő háromszög alakú terület), d) deformáció a poláris üledékes rétegek területén (M0001925 kép, MOC űrszonda, a képen közel sík felszín metszi el a korábban lerakódott anyagokat, és nem az egyenetlen felszín hozza létre látszólag az alakzatokat, akárcsak a b) ábrán) (Edgett és Malin 2000) (NASA/JPL).

- **Vízjég és szén-dioxid-jég**, amelyek alkalmanként stabilan hosszú időskálán is előfordulhatnak, és helyenként tipikus üledékes alakzatokat mutatnak.

Fizikai szerkezetük alapján a 5. táblázatban szereplő (hivatalosan nem elfogadott) felosztás ad áttekintést a szakirodalomban gyakran említett marsi üledékes képződményekről. A táblázatban bemutatott üledékek mellett a por is gyakran halmozódik fel jelentős mennyiségben, az egyenlítői térségekben például nagyságrendileg néhány millió km^2 -nyi területet borít sok por, amely erősen befolyásolja a terület hóháztartását (Kuti és Kereszturi 2009a). A Marson a por alatt a mikrométer körüli méretű szemcséket értjük, amelyeket a szél jelenleg is könnyen mozgat.

Víztartalmú ásványok főleg a bolygó fejlődéstörténetének első milliárd évéből maradtak hátra. (100 millió évnél fiatalabb, amazoni korú is van közöttük, amely hóval betemetett vulkanit mállásával jöhetett létre (Mangold et al. 2010)). Az ásványok keletkezése idején jellemző környezeti paramétereket, valamint a későbbi átalakulásokat az eltérő H₂O-tartalmú szulfátos fázisok segítenek rekonstruálni. A 70. ábra a magnézium-szulfátok egyes típusai, valamint a marsi környezet hőmérséklete és relatív nedvességtartalma közti összefüggést mutatja. Az ábra jobb oldalán láthatóak a nedvesebb környezeti feltételek (a Marson magas földrajzi szélesség) esetén jellemző fázisok stabilitási tartományai, míg balra a szárazabb viszonyok (a Marson alacsonyabb földrajzi szélesség) tanulmányozhatóak (Vaniman et al. 2007).

Az üledékes kőzetekben helyenként deformációk nyoma figyelhető meg (71. ábra), ezek részben lágy deformációk, amelyek feltehetőleg még akkor keletkeztek, amikor a lerakódott anyagban cseppfolyós víz volt, részben pedig rideg töréses formák. Ilyen alakzatok viszonylag ritkák a felszíni megfigyelések között (72. ábra). Ennek ellenére itt említhető a Spirit rover által vizsgált Home Plate nevű vulkanoszediment képződmény, amelybe lerakódása idején, még a



72. ábra. Kereszttrétegzett homokkő az Opportunity rover felvételén az Erebus kráter falán, az Overgaard nevű feltárás 40 cm széles részletén a Marson. A megfigyelhető alakzatok áramló vizes közegre utalnak, emellett néhány deformációs képződmény is látszik.

közötté válás befejeződése előtt, vulkáni bombaként hullott legalább egy kőzettest, amely deformálta a rétegeket. Az Opportunity rover által vizsgált szulfátos homokkőben is akad néhány törésszerű, elmozdulás közben deformálódott alakzat.

Esettanulmányok

Az alábbi fejezetek a Mars egy-egy érdekes üledékes képződményét mutatják be. A jellemzések néhol hiányosak, gyakran egy-egy alapvető ismeret nem áll rendelkezésre a képződményről, míg egyéb érdekes részletek már ismertek róla. Ennek ellenére a felsorolás bepillantást nyújt a marsi üledékes képződmények jellemzőibe.

Az északi dűnemezők területén a **gipsz** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) jelenléte egykori folyékony vízre utalhat a területen. A gipsz legnagyobb koncentrációja a dűnék felső tarajánál mutatkozik, és az egész pólus körül húzódó dűnemezőn a Chasma Borealetól nyugat felé csökkenő tendenciát mutat. Míg a dűnék gipszet is tartalmaznak, valamint anyaguk hidratált, a terület aljzatában (amelyen a dűnék elhelyezkednek) jóval kevesebb a gipsz és szárazabb is a dűnék anyagánál (Lahtela et al. 2009). Ugyanakkor a dűnék közötti területen lévő világos anyag mégis elképzelhető, hogy valamilyen evaporitos (bepárolódó vizekből kivált) üledék. Az itt megfigyelhető íves futású, világos alakzatok az egykor megemelkedett talajvízes állapot nyomát őrizhetik. Hasonló formák a Földön a San Andres és a Sacramento-hegyekben jellemzőek (Szykiewicz et al. 2009), ahol a megemelkedett talajvíz a dűnék közötti területeken az apró tócsák permén sókiválásokat okozott.

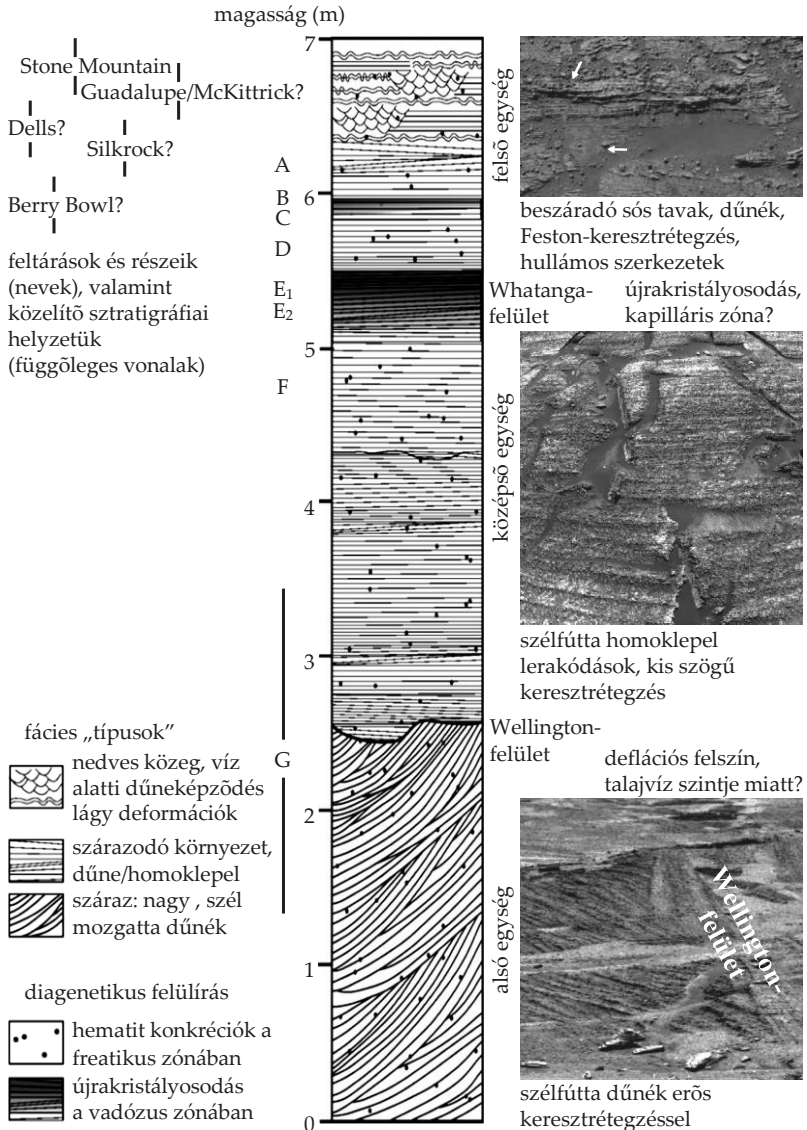
A Mars részletesen vizsgált területe a Terra Meridiani (Hematit régió), ahol az Opportunity rover landolt, és egyes kráterek (Eagle, Endurance, Erebus, Victoria) falainál kibukkanó feltárásokban a felszín alatti anyagot vizsgálta. A területen sötét és vékony fedőréteg alatt néhol 1 km-es vastagságot is elérő **szulfátos homokkő** található. Utóbbi 0,3-0,8 mm szemcseméretű, jól osztályozott, rétegzett, szulfátos anyagú szemcsékből álló, noachi korú képződmény. A kőzet körülbelül fele arányban tartalmaz evaporitokat és bazaltból átalakult szilikátos anyagokat. Összetétel szerint legfontosabb ásványai: jarosit ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), különböző Mg-, Ca-szulfátok, kloridok, hematit (Fe_2O_3), valamint további pontosan nem ismert szilikát(ok) és bromidok. Az összetétel alapján lerakódása során változott a kiváló üledék kémiai jellemzője.

A területen részletesen vizsgált feltárások által kihantolt 7 m mély zónát Burns Formációnak nevezték el (Squires & Knoll 2005). A 68. ábrán ennek jellegzetes rétegsora látható a kibukkanó részek elemzése alapján. Három nagy egység különíthető el benne. Az első egység durvaszemcsés, keresztarétegzett homokkőből áll, és egy eróziós felület határolja fentről. A középső egység finomlemez, néhol kis szögű keresztarétegzettséget mutat, és feltehetőleg szélfúttá eredetű, míg a felső egységtől egy diagenézis jeleit mutató, ásványkiválásokkal jelzett határ választja el, amely kapillárisvízből történő kiválással kapcsolatban keletkezhetett. A felső egység keverten tartalmaz eolikus eredetűnek tekintett és víz alatt keletkezett dűnéket, valamint dűnéközi lerakódásokat (Grotzinger et al. 2005).

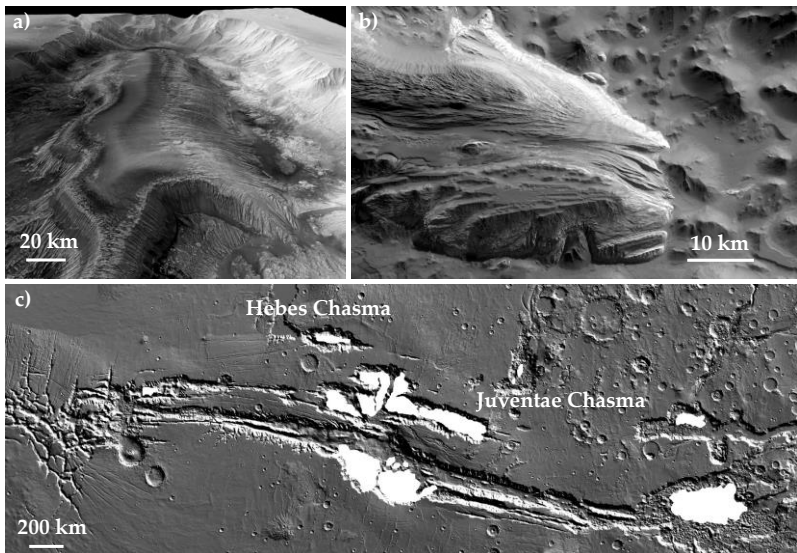
A homokkőben (73. ábra) hematittartalmú, 1-5 mm átmérőjű konkreciók vannak mintegy 7% arányban, ezek színképi azonosítása nyomán választották ki a területet leszállóhelynek. A szakzsargonban néha csak „áfonyáknak” nevezett apró gömb alakzatok mérete a Victoria kráterben vizsgált feltárásokban felfelé csökken, ami a felszín alatti víz hatásának változására utal. A 10 m magas kibukkanó falak egykori szélfúttá, emellett áramló vízben lerakódott dűnékről árulkodnak. A kémiai változásokat tekintve az egyes kráterekben megvizsgált feltárásoknál hasonló vizes átalakulások történtek, eszerint az egykori vizes közeg legalább néhány kilométeres kiterjedésű lehetett.

A szulfátos üledékek képződése során savas volt a víz, feltehetőleg az olivinbazalt oldódása és egyéb diagenetikus folyamatok miatt. A modellek kis mennyiségű, erősen betöményedett, magas sótartalmú vízzel számolnak itt, amelyek kéntartalma vulkáni eredetű (Tosca & McLennan 2006). A szulfátos összletekben a keresztarétegzés jelenléte, valamint a Br/Cr arány váltakozása felváltva sekélyvízi és szél általi szállítására utal. Az anyag, lerakódása előtt tehát jelentősen áthalmozódott a szél és az áramló víz hatására, és legalább két alkalommal történt cementáció köszönhetően egyes ásványok oldatba kerülésének, majd ismételt kiválásának (McLennan et al. 2005). A jarosit alacsony pH mellett és az oxidált összetevők alapján erősen oxidatív viszonyok között vált ki. A jó oldhatóságú, mégis a kőzetben maradt Mg-, Fe-, Al- és Ca-szulfátok jelenléte arra utal, hogy nem tiszta víz, hanem nagyon tömény, magas ionerősségű oldat járta át a kőzeteket.

A bolygó fejlődésének hosszú és eseménydús szakaszát örökítik meg a közel 4000 km hosszú, néhol akár 7 km mély **Valles Marineris árokrendszerben lévő üledékek**. Itt sokféle ásvány bukkan a



73. ábra. Az Opportunity rover által megvizsgált Burns formáció ismert részének felépítése (középen és balra), valamint néhány részletképe (jobbra) (McLennan et al. 2005 nyomán).



74. ábra. Áttekintés a Valles Marineris területén előforduló nagyobb, üledékes eredetű ILD egységekről. Az üledékek elterjedését fehér szín mutatja a c) képen (Scott és Tanaka 1986 nyomán), míg az a) képen a Hebes Chasma (HRSC kamera, MEX űrszonda), a b) képen pedig a Juventae Chasma árkokban lévő üledékek (CTX kamera, MRO űrszonda) kinagyított képei látszanak.

felszínre, közöttük változatos mállástermékek is vannak, elsősorban hematit és szulfátok. A hematit fontos egykori vizes közegre utaló ásvány a Mars felszínén – bár nem közvetlenül vízben keletkezett, inkább a vízben képződött goethit ($\text{FeO}(\text{OH})$) átalakulásával jött létre, és így közvetetten utal az egykori nedves környezetre. A szulfátok szintén jellegzetesen vizes közegben képződnek, és jelentős H_2O -tartalmuk lehet.

A Valles Marineris területén lévő üledékek legfontosabb képviselői az Interior Layered Deposit (ILD) nevű egységek (74. ábra). Ezek világos, közel párhuzamos rétegekből felépülő üledékes képződmények (Lucchitta et al. 1994), amelyek tavi, szélfúttá vagy vulkáni eredetű anyagból állnak, és vízzel kapcsolatos cementáció valamint átalakulás nyomait őrzik. Az üledékek a Valles Marineris árcai mellett néhány nagyobb kráter aljzatán és helyenként kráterközi síkságokon is megtalálhatók az alacsony szélességű területeken (McCauley 1978, Komatsu et al. 1993). Anyaguk egy része az árkok falai-

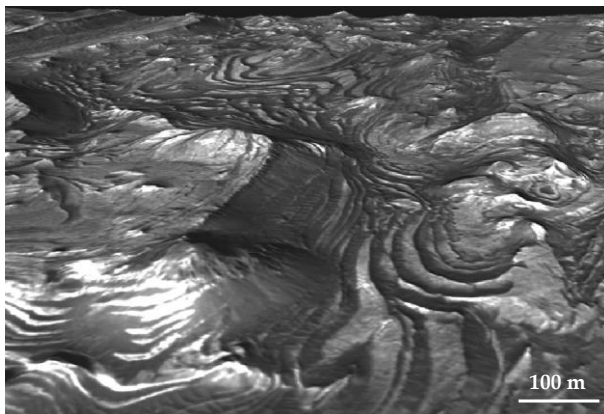
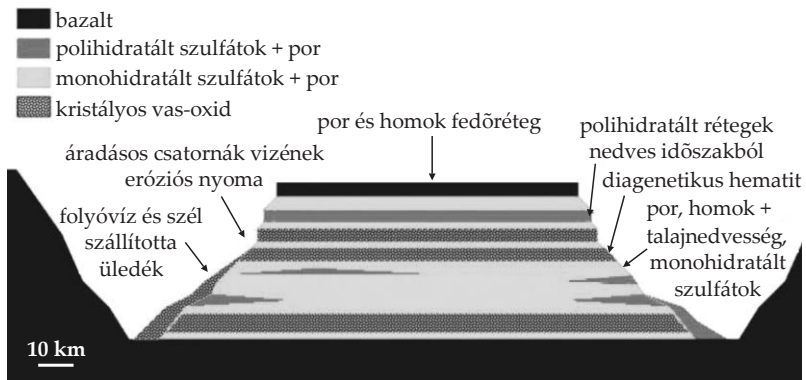
ból pusztult le (Lucchitta et al. 1994), továbbá a tavi üledékes eredet mellett felmerült, hogy jég alatti vulkáni aktivitás nyomán is keletkezettek (Chapman & Tanaka 2001), de a víztől független légköri ülepedés sem zárható ki (Peterson 1981). Általában egy sötétebb fedőréteg borítja őket, amely konszolidálatlan, finomszemcsés, szél szállította anyagból áll.

Az ásványcsoportok közül a **szulfátok** a legfontosabbak a Valles Marinerisben, de nem mindegyik itt előforduló üledékes képződményben sikerült ilyeneket azonosítani (74. ábra). Jellemző ásvány bennük a kieserit ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) és a kristályszerkezetükben több vízmolekulát is tartalmazó polihidratált szulfátok ($(\text{Fe,Mg})\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), ezek közül a kieserit van általában mélyebben. Az ILD-kben a vastartalom a kieseritben vagy a vörös kristályos hematitban lehet (a kettő együttesen fordul elő), ezek a szulfáttartalmú üledékek közötté válásával keletkezettek az üledékek alsó részén, ahol több km vastag fedőképződmény rétegterhelése hatott rájuk. A bennük található hematit durva kristályos szerkezetű, ez a külső erők hatására kimálik, és üledékként felhalmozódik a környéken. Az ILD egységek szerkezetüket tekintve rétegzettek, felszínükön kevés apró kráter mutatkozik, ami arra utal, hogy bár idősek, nemrég hantolódtak ki, és azóta csak kevés becsapódás történt a felszínükön. Nagy hőtehetetlenségük alapján cementált az anyaguk.

Az üledékes ILD egységek részletesen vizsgált területe az **Ius Chasma** árok, ahol legalul víztartalmú vas-magnézium szmektitiek vannak. Ezek a bolygó fejlődésének korai állapotában keletkeztek vizes mállással, majd a meredek falak pusztulásával jutottak az árok fenekére. Eközben, illetve később sok szulfát vált ki a mélyedésekben. Az így lerakódott anyagok később savas vizektől, részben H_2O -felvétellel tovább alakultak. Az oldatokra a szmektitiek képződésének idején jellemző, a korai semleges vagy bázisos pH savassá alakulását a vulkáni H_2S -kibocsátás, valamint a víz mennyiségének csökkenése okozhatta. Az egész rétegsor tetejére sok kristályvizet tartalmazó opálréteg rakódott le, a morfológiai jelek alapján folyóvizes szállítással (Roach et al. 2010), a rétegsor keletkezésénél későbbi időszakban. A **Capri Chasma** területén mutatkozó több km vastag ILD egységek tetején szintén néhány vízfolyásnyom figyelhető meg (Leah 2009). Az alsó rétegekben a Földön bepárlódó, sós tengerpártokon keletkező kieserit ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) található, emellett vörös hematit is előfordul itt. Mindezek fedőjében polihidratált szulfátok helyezkednek el, hematit nélkül.

Az IDL üledékek (75. ábra) nagyobb része a heszperiai korban keletkezett, és főleg a Valles Marineris árkaiban aljzatán, de néhol a belső falain is előfordulnak, leglátványosabb formáik több km vastag réteges összleteket alkotnak. Képződésük az éghajlatváltozásokkal (Kereszturi 2007) összefüggésben időnként alacsony szélességen kifagyott jéggel is kapcsolatban lehet (Head et al. 2005).

Az IDL egységek a Valles Marinerisben eleinte közel semleges kémhatású vizes közegben a bazalt mállásával, később savas közegben történt átalakulással képződtek. Az üledékeknél a ma megtalálható ásványok között általában alul kieserit és hematit, felül pedig



75. ábra. A Candor Chasma területén lévő üledékes alakzat feltételezett keresztmetszéve (fent) és egy kis részének térbeli ábrázolása (lent) a Marson (Murchie et al. 2009 nyomán).

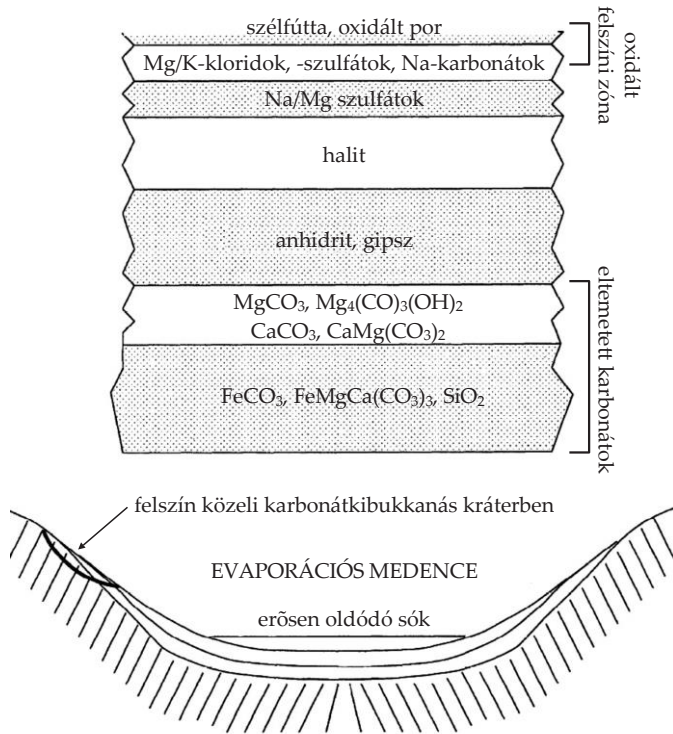
polihidratált szulfátok mutatkoznak – a felső rétegekben tehát több a nedvesség. Elképzelhető, hogy eredetileg az alsó réteg is polihidratált szulfátokként, esetleg epszomitként rakódott le, azonban később a rájuk telepedő újabb közettömegek nyomása és a megemelkedett hőmérséklet miatt vizet veszítettek, és kieserítetté alakultak, a vastartalmú jarositból pedig hematit keletkezett (Leah 2009). De az is elképzelhető, hogy felső rétegeik eredetileg is kisebb víztartalmú kieserítéként rakódtak le, majd a légkörből a felszínre (tehát a legfelső rétegekre) rakódott jégből vízfelvétellel alakultak polihidratált szulfátokká. Eközben 10-30%-os térfogatnövekedés történt, és talán ez a tágulás hozta létre az üledékek felszínén néhol megfigyelt repedéseket.

A vastag üledékes összletekben az alul fellépő nagyobb nyomás miatt vízvesztés történhetett, és az így keletkezett sóoldatok vándoroltak bennük. Mindezeket túl nemcsak a hatalmas árkokban, de néhány kisebb foltban a Valles Marineris környező síkságon is zajlottak ilyen vizes átalakulások, ahol szintén mutatkoznak hasonló üledékek (Weitz et al. 2009). A víz forrásaként az úgynevezett káoszterületeket létrehozó, felszín alól feltörő folyadék is közreműködhetett.

Az ásványtani vizsgálatok keretében több, vízzel kapcsolatban keletkezett ásványt is megfigyeltek a bolygón. A frissen felfedezettek között említhető az **opál**, amely víztartalmú, gyengén kristályos szilikátásvány. Vizsgált előfordulásai a Valles Marineris területén lévő rétegekben közel 2 milliárd évvel ezelőtt keletkezettek. Ezek az ásványok tehát lényegesen fiatalabbak, mint a korai meleg és nedves időszakból visszamaradt filloszilikátok, és többnyire fiatalabbak a bolygónak már hűvös és csak néha nedves periódusában keletkezett szulfátok jelentős részénél is. Az opál a vizsgált területen sok helyen bukkan elő a felszín alatti rétegekből, néhol vas-szulfát ásványokkal együtt mutatkozik, és több helyen folyásnyomokhoz kapcsolódik.

A régóta keresett **karbonátokat** több helyen is azonosították az MRO színképi mérései alapján. Az Isis-medence mellett elhelyezkedő Nili Fossae töréss alakzatnál sok helyen bukkan felszínre karbonát, amely agyagokkal együtt fordul elő. Ezek szintén arra utalnak, hogy közel 3,6 milliárd évvel ezelőtt, vagy még korábban semleges és lúgos pH-jú vizes környezetek is voltak a bolygón.

Egy másik fontos karbonátelőfordulást egy becsapódásos kráterben azonosítottak a Syrtis Major vulkáni területtől délre. Ott a robbanás után kerültek a felszínre a korábban közel 6 km mélyen lévő



76. ábra. Elméleti modell a betöményedő marsi tavakból történő sókiválásra, amelynek folyamán a karbonátok elsőként ülepednek ki, ezért eltemetett helyzetben lehetnek.

kőzetek. A karbonátok itt agyagásványokkal együtt fordulnak elő – mindkét anyag folyékony vizes közegben keletkezett. Később láva takarta be őket, részben átalakultak, majd egy becsapódás robbanása nyomán kerültek ismét a felszínre. A karbonátok elméletileg várható rétegtani helyzetére a 76. ábra mutat példát. Ha ez a helyzet máshol is jellemző a Marson, hatalmas eltemetett karbonátos kőzettömegek lehetnek a fiatalabb lávák alatt (Michalski & Niles 2010).

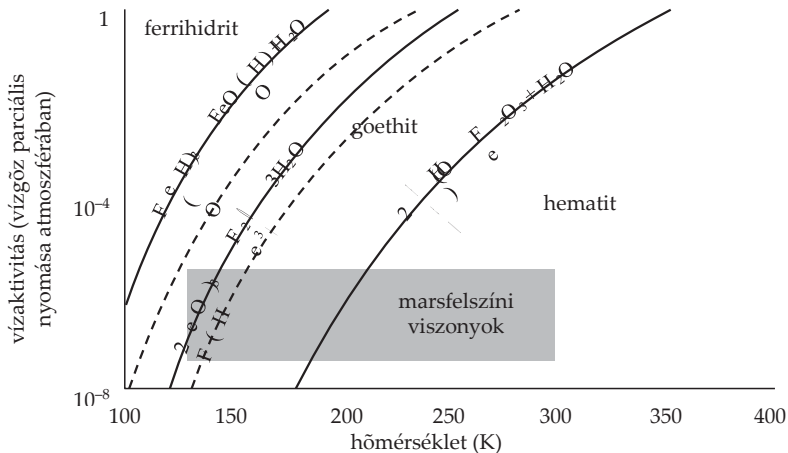
A Marson a korai és nedves időszakból fennmaradt agyagásványok egyik legtöbbet vizsgált idős területe a **Mawrth Vallis** elnevezésű folyásnyom térsége, ahol közel egymillió km^2 -es területen bukannak ki ezek az anyagok a felszínre. Itt az idős rétegek főleg két, a Földön is gyakori mállástermékből: kaolinitből és montmorillonitból állnak. Mindezek a felszínalkotó bazalt és a víz kölcsönhatása során

keletkezettek, nedves és a mainál melegebb viszonyok között. A térségben azonosítottak egy körülbelül 600 m átmérőjű kerekded alakzatot, amely jarositot tartalmaz – akárcsak az Opportunity rover leszállóhelye. Ez az anyag már erősen savas környezetre utal. A bolygó fejlődése során az eltérő összetételű ásványok feltehetőleg más-más időszakban képződtek a területen (McKeown et al. 2009).

Fejlődéstörténet az üledékek alapján

A marsfelszíni üledékek megfigyelése alapján az alábbi következtetések vonhatók le a bolygó fejlődéstörténetével kapcsolatban. A képződő üledékek **összetétele jellegzetesen változott** a bolygó fejlődése során. A noachi időszak meleg és nedves körülményei filloszilikátokká mállasztották a felszíni bazalt egy részét, azonban a sok idős folyásnyom ellenére nem ebből a korból maradtak vissza a leglátványosabb, több km vastag üledékek. Filloszilikátokat korábban csak az idős déli felföldeken azonosítottak, azonban az MRO színképi mérései nemrég északon is kimutatták a létezésüket. Az északi mélyföldeken 91 vizsgált kráter közül 9 esetében mutatkoznak a felszín alól kihantolt filloszilikátok, gyakran jelentős víztartalommal. A hesperiai korban a víz már sokkal ritkábban jelent meg a felszínen, a globális átlaghőmérséklet ekkor lényegesen alacsonyabb volt, és magas szulfáttartalmú, savas vizek lehettek jellemzőek. Ebből a periódusból maradtak vissza a hatalmas szulfátos összletek, főleg a Valles Marineris térségében. Az amazoni korban pedig még ritkább lett a víz megjelenése, és az oxidáció lehetett a jellemző mállási folyamat (77. ábra), főleg a vastartalmú ásványoknál. Míg a földi oxidált üledékek körülbelül 2,2-2,4 milliárd évvel ezelőtől jellemzőek, addig a Marson körülbelül 4 milliárd éve is keletkeztek ilyenek – eszerint az ottani környezet gyorsabban érte el ezt az oxidatív állapotot, mint a földi.

Az üledékek **kémiai** elemzése a későbbi változások nyomát is őrzi. Ezek keretében a szulfátos összleteket átjáró vizekből vaskiválás zajlott, illetve kompakció révén vízvesztés történt. A bolygó globális szárazodásával és a víz gyakoriságának csökkenésével egyre jellemzőbbek lettek a tömény sóoldatok, míg a tiszta víz egyre ritkábbá vált. Az elérhető vízmennyiség csökkenése egyre savasabb és oxidálóbb viszonyok felé vitte el a felszíni kémiai környezetet. Fontos lehet továbbá a légkör hatása, amely elsősorban szén-dioxidból áll, vala-



77. ábra. Vas-oxidok stabilitása a felszíni viszonyok függvényében a Marson. A vas-oxidok (ferrihidrit, goethit és hematit) stabil állapotai a hőmérséklet (vízszintes tengely) és a vízakktivitás (relatív nedvességtartalom, függőleges tengely) változásának megfelelően egymástól eltérnek. A jelenlegi felszíni viszonyokat az ábra alsó részén lévő szürke terület jelöli (Chevrier & Mathé 2007).

mint alkalmanként sok kén-dioxid is lehetett benne. Ennek megfelelően savas kémhatásúak lehettek a légkörrel egyensúlyban lévő felszíni vizek. Ugyanakkor, az ősi H_2O -nak jég formájában megkötődő része mellett, a fotodisszociációval felbomló vízmolekulákból a hidrogén könnyen elszökött, és a maradék oxigén a regolitban megkötődve oxidálhatta azt.

A kén és a vas fontos szerepét részben a Marsnak a Földiénél kisebb tömege magyarázza. A kisebb belső hőtartalékok miatt gyengébb differenciáción ment keresztül a bolygó (Sohl & Spohn 1997, Bérczi 1991), ezért a marsi köpeny és a kéreg is gazdagabb maradt vasban és kénben. Az ősi szulfidos üledékek mállásával sok szulfát keletkezett, emellett a szulfid és a víz kölcsönhatása során savas vizek jöttek létre, amelyek elősegítették a mállást és nehezítették a karbonátok kiválását (Chevrier & Mathé 2007).

További eltérés a földi üledékes képződményektől, hogy a legősibb időszakot kivéve, jelentős tektonikus aktivitás nem zajlott a bolygón (Wise et al. 1979, Gyenizse 2008, Kereszturi 2012). Ennek megfelelően a lerakódott anyagok nem dolgozódtak át mechanikailag, nem gyűrődtek, nem deformálódtak. Egyedül kémiai jellemzőik

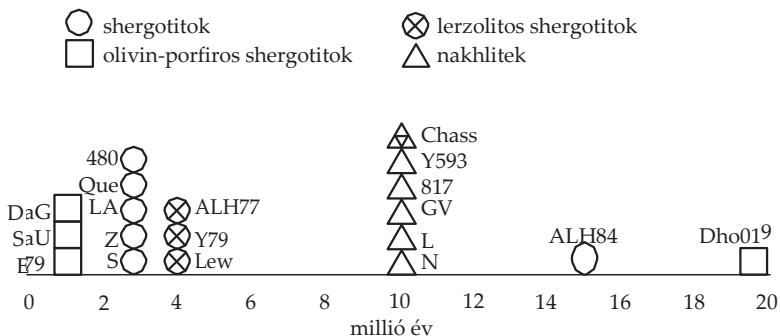
módosultak jelentősen, elsősorban magas sótartalmú vizek cementációja és az üledékek felszíni rétegeinél a tartós UV sugárzás hatására, valamint a léggörrel fellépő kölcsönhatás során. Rétegterhelés hatására fellépett átalakulásokat csak az alacsony szélességen lévő szulfátos ILD egységekben sikerült azonosítani, ahol feltehetőleg a víztartalmú szulfátokból kieserit, illetve a jarositból hematit keletkezett. Az egykor lerakódott karbonátok, a kémiai átalakulások keretében, talán a savas kémhatás miatt destabilizálódhattak, esetleg ki sem váltak – noha kis mennyiségben sikerült azonosítani azokat.

MARSMETEORITOK

2010-ig 58 marsmeteoritot azonosítottak. A bennük lévő ásványok jellege alapján nagy tömegű, differenciált égitestből származnak (tehát nem kisbolygókból szakadtak ki), emellett gázzárványaik elem- (N, Ar, Xe) és izotóp-összetétele a Mars légkörében mértékhez hasonlít. Az egyes marsmeteoritokban egymáshoz hasonló oxigénizotóp-, Fe/Mn, K/La, Co/(MgO+FeO) arányok jellemzőek. Ugyanakkor a meteoritok spektruma nem egyezik a Marséval, kivéve a Spirit rover által vizsgált Bounce nevű marsfelszíni szikla színeképét, amely a shergotty meteoritokéra hasonlít. A marsmeteoritok többnyire néhány 100 millió éve szilárdult kőzetek (tehát nem a bolygó korai állapotából származnak), legnagyobb közülük a 40 kg-os Nakhla.

Mind egyik magmás/vulkáni kőzet, nincsenek köztük átalakult metamorfitek, vagy lerakódott üledékes kőzetek. Kőzettanilag a bazaltokhoz, az ultramafikus kőzetekhez hasonlítanak. Inkompatibilis elemekben viszonylag szegények, ami a földinél gyengébb differenciációra utal a forrásbolygónál. Foszforban gazdagabbak és gyengébben töredezett a szerkezetük, mint a holdi mintáknál. Emellett gyengén mállottak, de némelyben illit, Ca-karbonát, szulfát, gipsz, halit (nakhlit) előfordul. Általános jellemzőjük, hogy sokkhatás nyomát mutatják a becsapódástól és kilökődéstől, amelynek során 15-50 GPa nyomás lépett fel. Minél nagyobb ez a nyomás, feltehetőleg annál mélyebbről származik az adott kőzet. A meteoritok forráskrateri legalább 10 km-esek lehettek, és anyaguk a felszín felső méteréből származik.

Az eddig talált meteoritok 5-6 nagyobb becsapódás során lökődtek ki, és egyes darabjaik nem ugyanakkor landoltak a Földön (78. ábra). A robbanással kilökött testeknek el kell érniük a marsi szökési sebességet, amely 5 km/s. Ezt követően a bolygóközi térben utaznak, majd a földi légkörben felizzanak, lehullanak, és a felszínen részben át is alakulhatnak. Kor szempontjából három eltérő időpont jelölhető ki bennük: a *kristályosodási kor*, amikor az adott kőzet megszilárdult a Marson (ez radioaktív elemek és bomlástermékeik alapján számolható), a *kilökődési kor*, amikor egy becsapódástól kirobbant az űrbe a test (ez a kozmikus sugaraktól a világűrben bekövetkezett elemátalakulások alapján számolható) és a *földi lehullás óta eltelt időszak*, amit már a mi bolygónkon



78. ábra. A marsmeteoritok kilökődési kora a vörös bolygóról (vízszintes tengely). A jelek alakja az anyaguk típus szerinti besorolását mutatja.

töltött a test (ez hagyományos földtudományi módszerek alapján becsülhető). A marsmeteoritok koráról elmondható, hogy általában fiatalok, kor szerinti csoportosulásuk egy-egy kirobbanás eredménye. A kirobbanásokra az elmúlt 20 millió évben került, emellett a megszilárdulásuk fiatal kora sem jellemzi az általános marsi felszíni korokat. Egyelőre nem tudni, hogy ez véletlen folyamat eredménye, az idősek-ből egyszerűen kevés van vagy mára elmállottak, avagy például régebben sűrűbb volt a légkör, és ezért repült ki kevesebb test onnan.

Három nagy típusuk: a shergotitok (S), nakhlitek (N) és chassignitok (C), a csoportot együttesen SNC (szakzsargonban „snick”) meteoritoknak nevezik:

- A shergotitok bazaltos lávafolyások felszíni vagy néhány km mély rétegéből származnak, feltehetőleg fiatal bazaltláva-területekről (Tharsis- vagy Elysium-hátság). A Tharsis esetében a fiatal aktivitás és a domborzatilag magas helyzet kedvezőbb az űrbe történő kilökődéshez egy becsapódásnál. Koruk: 0,15–0,47 milliárd év.
- A nakhlitek több km mélyen megszilárdult kumulátum kőzetek, amelyek az emelkedő magma megrekedésekor és lassú kihülésével keletkeztek. Olivinásványaik vizes átalakulás nyomát mutatják, ami bizonyítanul 0,5–0,7 milliárd éve történhetett, és maguknak a kőzeteknek az anyaga közel 1,3 milliárd éve szilárdult meg.
- A chassignitok közé egyetlen meteorit: a Chassigny tartozik. Ez kőzettilag egy dunit (főleg olivin ásványból álló mélységi magmás kőzet), amely a marsi kéreg alját vagy a köpeny tetejét képviseli. Kora körülbelül 1,3 milliárd év.

- A leghíresebb marsmeteorit, az ALH 84001 nehezen sorolható be a fenti kategóriákba, bár sokan shergotitnek tekintik. Ez 4,5 milliárd éves korával messze a legidősebb marsi meteorit, amelyben vizes átalakulásokat és esetleges életnyomokat találtak (bővebben: Asztrobiológia 104–107.).

A marsmeteoritok arra utalnak, hogy néhány 100 millió éve is volt magmás és vulkáni aktivitás a bolygón. Anyagukon csak gyenge mállás lépett fel, és vízzel csak átmeneti kapcsolatba léptek. Ásványátalakulások főleg 0,6-0,7 és 3,6-3,9 milliárd éve történtek anyaguk alapján. A bennük mérhető izotópeloszlások arra utalnak, hogy a H₂O-rezervoárok között gyengébb keveredés történt, mint a Földön.

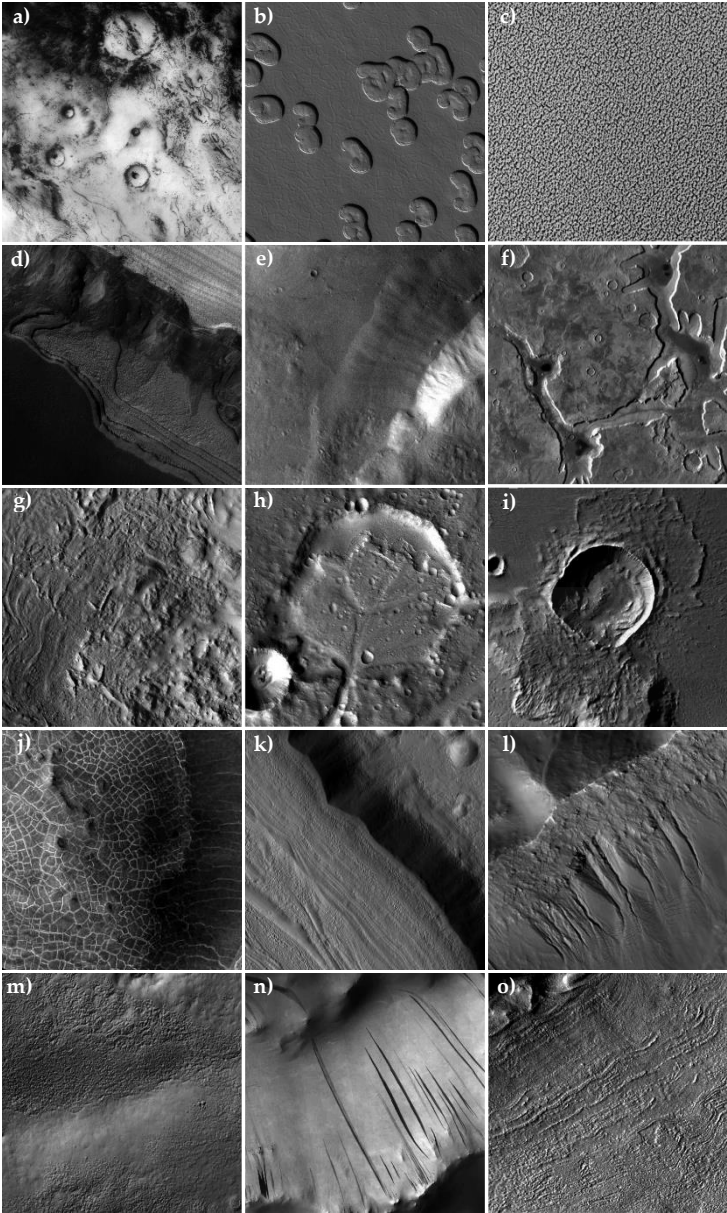
FELSZÍN-MORFOLÓGIAI ÖSSZEFOGLALÁS

A Földön egyes alakzatok meghatározott éghajlaton keletkeztek, és annak múltbéli jelenlétére utalnak. Hasonló helyzet mutatkozik a Marson is: övezetes eloszlású felszínformák azonosíthatók a vörös bolygón, és azok kialakulására a jelenlegitől többé-kevésbé eltérő éghajlat alatt kerülhetett sor.

Ezek helyzetükkel, korukkal és a keletkezési körülmények nyomával a bolygó múltjának jeleit viselik magukon, megismerésük tehát az egykori felszíni viszonyok rekonstruálásában segíthet. Több képződmény is arra utal, hogy a jég a múltban aktívabban formálta a felszínt a Marson, mint napjainkban. Jelenleg a bolygó forgástengelyének viszonylag kis ferdesége a sarkvidékre koncentrálna az illó anyagokat, ezzel csökkentve a légköri gázok mennyiségét és a jég felszíni aktivitását más területeken – ugyanakkor nagyobb dőlésszögű forgástengely esetén alacsonyabb szélességen is megjelenhet a jég, és formálja a felszínt. A klímamorfológiai kontextusba helyezhető felszínformátípusok összefoglalása a 79. ábrán és a 6. táblázatban látható.

A fentiek mellett a bolygó sok egyéb vidékén találunk olyan nyomokat, amelyek kialakulásuk idején jellemző éghajlatról árulkodnak. A 7. táblázatban az egyes felszínformáló hatások, valamint az általuk kü-

79. ábra. Példák a cikkben említett felszínformákra (zárójelben a képek azonosítási száma és az ábrázolt terület mérete) (Források: NASA, JPL, UA, HRSC_ESADLRFU Berlin, Neukum): a) évszakos fagytakaró (PIA06801, 250 km), b) a déli állandó CO₂ sapka részlete, amelynek kerekded mélyedéseinek alján kilátszik a vízjég (R2301081, 2 km), c) az északi maradvány vízjég-pólussapka részlete (R2301081, 2 km), d) az északi pólussapka alól kibukkanó poláris réteges üledékek (S0200486, 1 km), e) hegylábi törmelékmező (V23187003, 15 km), f) kimart csatorna (THEMIS mozaik, 150 km) g) magashegyi gleccsnyomok (P03_002052_2027 10 km), h) egykori krátertő és a beléje torkolló Nandedi Vallis által lerakott hordaléklegyező (H0905_0000_ND3, 8 km), i) lebenyes kráter (25 km) j) sarkvidéki poligonok (PSP_007372_2475, 4 km), k) vonalas völgykitöltés (PSP_008598_2155, 6 km), l) sárfolyásnyomok (PSP_007592_1425, 3 km), m) fedőüledék (PSP_001527, 2 km), n) lejtősávok (PSP_009192_1890, 4 km), o) koncentrikus kráterkitöltő gerincek (P06_003216_1393, 3 km).



6. táblázat. Klimamorfológiai kontextusban értelmezhető képződmények típusai a Marson. A számadatok és a jellemzők átlagos, közelítő paramétereknek tekinthetők.

felszínforma neve magyarul és angolul, példa a 79. ábrán	elhelyezkedés	morfológiai jellemzők	keletkezés, kialakulás esetleges periodicitása
pólussapka állandó CO ₂ fedőrétege (permanent CO ₂ cap, 79.b ábra)	délen körülbelül 85° szélességtől a sarkok felé, északon nincs	réteges szerkezetű, délen szakadozott, 2-6 m vastag, az alatta lévő H ₂ O-jégréteg nagyobb részét borítja	léggöri kifagyás, északon a mainál kisebb tengelyferdeség idején lehetett csak stabil CO ₂ -sapka. 100-1000 éves időskálán változó, kiterjedése erősen függ a léggöri portartalomtól, jelenleg délen pusztul
állandó pólussapka alsó H ₂ O-rétege (permanent H ₂ O cap, 79.c ábra)	északon 80°, délen körülbelül 85° szélességtől a sarkok felé	réteges szerkezetű, északon körülbelül 3, délen körülbelül 2 km vastag	kifagyással keletkezik a légkörből. Körülbelül 20°-30° tengelyferdeség között növekszik, 30° felett csökken. 100 ezer – millió éves időskálájú változásokat őriz. A szél és a besugárzás együttes hatásától keletkezett spirális vajatok szabdalják
évszakos pólussapka H ₂ O+CO ₂ (seasonal cap, 79.a ábra)	télen északon 53°-ig, délen 40°-ig leér	alul H ₂ O, felette CO ₂ , együttesen 1-4 méter vastag	léggöri kifagyással a hideg évszakban keletkezik, a felszíni albedót, szeleket, hőtágulást befolyásolja, mikroskálájú vízfilm jelenhet meg vele érintkező szemcsék felszínén
poláris réteges üledékek (polar layered deposit)	északon és délen körülbelül 80°-tól a pólus felé	méteres skáláig rétegzett, északon és délen 2-3 km vastag, por és jég keveréke	porlerakódás és jégkifagyás együttesen hozta létre, több lerakódás-pusztulás ciklust élhetett át, az állandó pólussapkához hasonló időskálájú éghajlatváltozások nyomát őrzi

6. táblázat (folytatás)

felszínforma neve magyarul és angolul, példa a 79. ábrán	elhelyezkedés	morfológiai jellemzők	keletkezés, kialakulás esetleges periodicitása
sárfolyások (gullies, 79.I ábra)	30°-nál magasabb szélességen, -5 és 3 km közötti abszolút magasságban	felső szakaszukon eróziós vájatot, alul hordaléklerakódást mutatnak, szélességük 10- 50 m, hosszuk 10-3000 m	eredetük többféle lehet, valószínűleg felhalmozódott hófoltok olvadásával jöttek létre. A mai klímán feltehetőleg nem keletkeznek, korábbi éghajlati állapotban halmozódott fel területükön a jég, majd erős besugárzás idején olvad meg
koncentrikus kráterkitöltések, ívelt gerincek kráterekben (concentric crater infill, 79.o ábra)	30–60° közötti szélességen jellemzőek, -1 és 3 km közötti abszolút magasságban, sok helyen sárfolyások elvégződésénél kezdődnek	kráterek aljzatán, peremükkel párhuzamosan futó, 40-200 m széles, 0,2-4 km hosszú ívelt mélyedések és kiemelkedések sorozata	korábbi éghajlati állapoton jéggel kevert poranyag lerakódásával keletkeztek, anyaguk részben lepusztult, részben elmozdult. Eltérő szélességi sávokban eltérő kitettségű lejtőkön jellemzőek
lebenyes kráterek (rampart craters, pedestal craters, lobate craters, 79.i ábra)	alacsony szélességen 4-7 km, magas szélességen 1-2 km- nél nagyobb kráterek körül	folyásos mintázatot mutató törmelékterítőjű kráterek	a becsapódáskor megolvadó felszín alatti jég által fluidizálódott a visszahullott törmelékanyag. Magas szélességen a felszínhez közelebb található a kérdeses réteg. A felszín alatti jégtakaró mélységére utalnak

6. táblázat (folytatás)

felszínforma neve magyarul és angolul, példa a 79. ábrán	elhelyezkedés	morfológiai jellemzők	keletkezés, kialakulás esetleges periodicitása
tónyomok (crater lakes, 79.h ábra)	40°-nál kisebb szélességen, általában kráterekben	főként kráterek mélyedései, beléjük torkolló folyásnyomokkal, üledékes feltöltésekkel, partvonalnyomokkal és Gilbert típusú, delta jellegű torkolatokkal	felszíni vizekből és éghajlati kilengésektől a noachi időszakban főleg alacsony szélességen keletkeztek, mélységi vízfeltérésektől a heszperiai és amazoni időszakokban az áradások haladási útja mentén alakultak ki
kímart csatornák (fretted channels, 79.f ábra)	30–50° szélesség közötti, jelentős magasságkülönbségű területnél, főleg az északi mélyföldek és a déli felföldek határvidékén	2-20 km széles, 20-300 km hosszú, elágazó völgyhálózat	idős eróziós képződmények, pontos eredetük nem ismert, feltehetőleg jég, esetleg víz közreműködésével keletkeztek. A maitól eltérő ősi klímára utalnak, fiatalabb éghajlatváltozást az aljzatukon lévő alakzatok (LVF) jeleznek
hegylábi törmelékmezők (lobate debris aprons, LDA, 79.e ábra)	30–60° közötti szélességen a kiemelkedések lábainál	5-50 km hosszú, 0,2-1 km vastag törmelékcsoknyák	sziklával borított gleccserek, vagy jéggel kevert anyagú, belsejükben jégmagot tartalmazó sziklagleccserek. A megfelelő hőmérséklet- és csapadékvizonyok idején lerakódó jég hatására mozognak, máskor inaktívak

6. táblázat (folytatás)

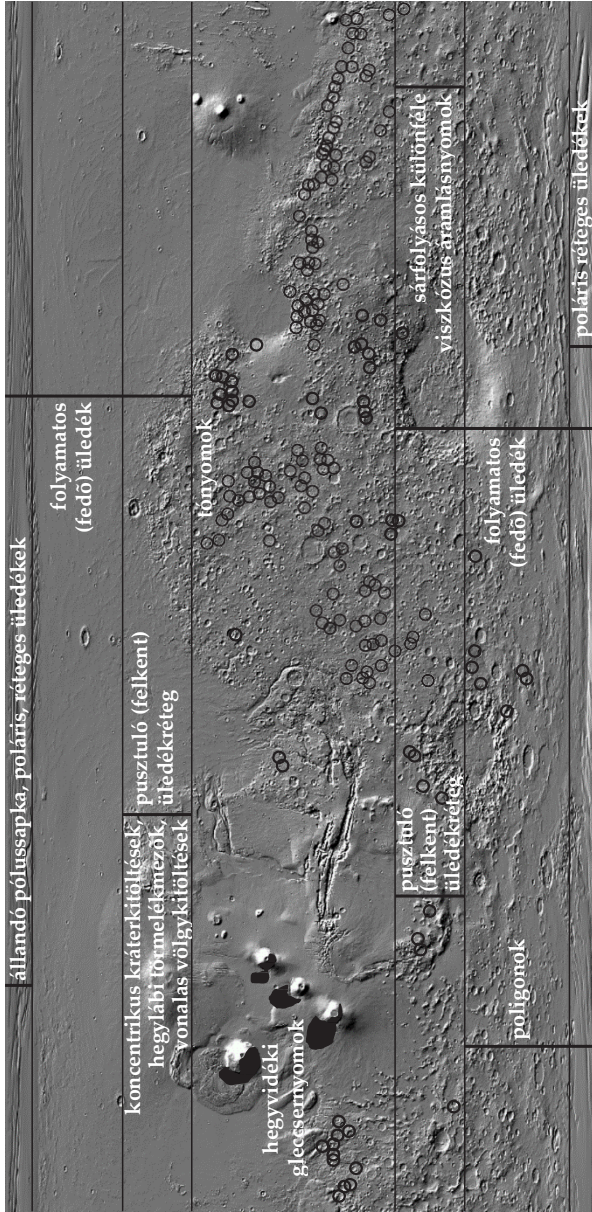
felszínforma neve magyarul és angolul, példa a 79. ábrán	elhelyezkedés	morfológiai jellemzők	keletkezés, kialakulás esetleges periodicitása
vonalas völgykitöltések (lineated valley fill, LVF, 79.k ábra) (Kress - Head 2009)	30–60° közötti szélességen, alacsony térzínen, főleg völgyekben	szélesség: 1-40 km, hossz 400 km-ig	sziklával borított gleccserek, vagy jéggel kevert anyagú, belsejükben jégmagot tartalmazó sziklageccserek. A megfelelő hőmérséklet- és csapadékviszonyok idején lerakódó jég hatására mozognak, máskor inaktívak
folyamatos (fedő) és pusztuló (szakadozott, felkent) üledék (mantling layers, pasted-on layers, 79.m ábra)	30–60° közötti szélességen	különböző felszínformákat borító, sima, de pusztuló felszínű, 1-2 m vastag réteg	jég cementálta por alkotja, amely a mai éghajlaton néhol pusztul. 30 foknál meredekebb tengelyferdeség idején a megfelelő kitettségű lejtőkön halmozódott jéganyaguk. A koncentrikus kráterívvel és a sárfolyásokkal rokon alakzatok
lejtősávok (slope streaks, 79.n ábra)	30°-nál kisebb szélességen, főleg por borította területeken	1-100 méter széles, 100-1000 méter hosszú, többnyire a környezetüknél sötétebb sávok	lejtős tömegmozgással, esetleg víz segítségével, avagy száraz porlavinaként keletkeznek ma is. Talán hótágulással kapcsolatos feszültségektől keletkeznek, ha víz is közreműködik kialakulásukban, érzékeny éghajlat-indikátorok

6. táblázat (folytatás)

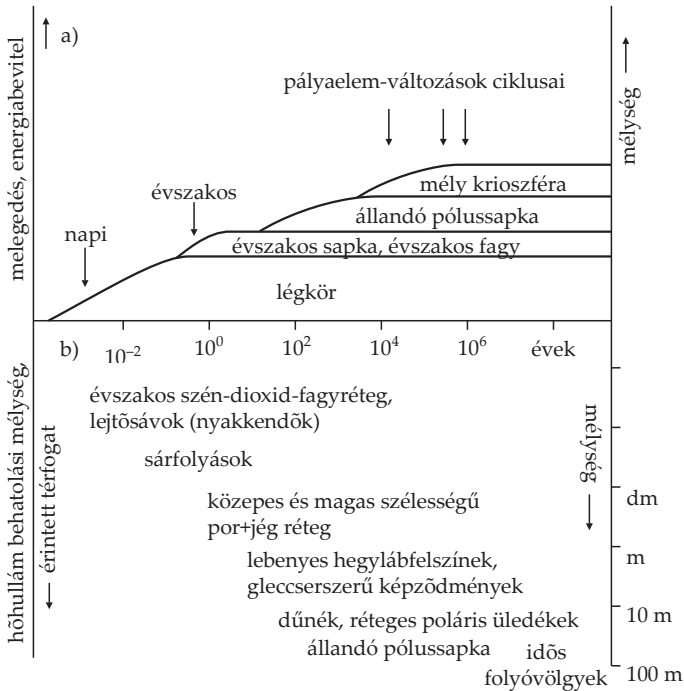
felszínforma neve magyarul és angolul, példa a 79. ábrán	elhelyezkedés	morfológiai jellemzők	keletkezés, kialakulás esetleges periodicitása
poligonális alakzatok (poligons, patterned ground, 79.j ábra)	általában 60°-nál magasabb szélességen	méteres – kilométeres átmérőjű alakzatok	a jég térfogatváltozása, a szemcsék közötti tér kiszáradása / jéggel feltöltődése, esetleg a jég váltakozó fagyása / olvadása során keletkeznek. Maximum néhány millió éves alakzatok, az éghajlatváltozással módosuló hőmérséklet és nedvességtartalom, jég stabilitásváltozásának nyomait viselik
hegyvidéki gleccsernyomok (tropical glaciation, 79.g ábra)	az alacsony szélességű Tharsis-vulkánok Ny-ÉNy-i peremvidékén, azok lábainál	maximum 1 km vastag, 20-200 km hosszú, 10-30 km széles lebenyek	nagy tengelyferdeség idején az alacsony szélességre vándorló H ₂ O a vulkánok nyugati lejtőjén csapódik ki, ahol nagy mennyiségben gleccserszerűen mozog

7. táblázat. Különböző időskálájú (oszlopok) meteorológiai/éghajlati változások és a különböző felszínalakító folyamatok (sorok) által befolyásolt területek/alakzatok.

meteorológiai és éghajlati változás időskálája / felszínalakító folyamat	napok	évek	1-10 millió év	100 millió év
szél	albedóváltozás, pormozgás	homokszemek mozgása, albedó változása	dűnék vándorlása	poláris réteges üledékek lerakódása
nedvesedés-kiszáradás	sók víztartalma	regolit felső cm-es része	regolit 100 m vastag részeinek kiszáradása	-
vízáramlás	lejtősávok, tavaszi folyásos alakzatok (?) a dűnéken		sárfolyások	nagyobb folyóvölgyek
jég képlékeny áramlása			gleccserek, sziklageccserek	pólussapka deformációja
jég vándorlása kicsapódással	éjszakai fagytakaró	évszakai pólussapka változásai	pólussapka széndioxid-fedőrétegének változása	pólussapka jégtömegének vándorlása
tömegmozgás		omlások	beroskadások	-
jég + marstalaj hőtágulása, fagy-változékonysága			kisebb poligonok, viszkózus elernyedés	nagyobb poligonok, viszkózus elernyedés



80. ábra. A Mars hengerretülétű, domborzatárnyékolásos térképe, rajta néhány zonális eloszlású alakzat helyzetével. A zónák meridióális méretét a vastagabb függőleges sávok jelzik az adott alakzatok nevével, míg a szélességi körökkel párhuzamos határukat a vékonyabb, vízszintes vonalak mutatják. A körök a tónyomokat, a Tharsis-hátság vulkánjai melletti fekete területek (balra közepén) a hegyvidéki eljegesedés nyomait jelzik (Berman et al. 2005, Head & Marchant 2008, Milliken et al. 2003).



81. ábra. Feltételezett kapcsolatok a klimatikus planetomorfológia témakörében. Fent: különböző nagyságú (függőleges tengely) és különböző periódusú (vízszintes tengely) energiabevitel (besugárzás) által érintett illószférák (középen). Lent: az ezeknek megfelelő változásokkal létrejött felszínformák (középen), illetve az érintett mélységi tartományok (függőlegesen).

lomböző időskálákon létrehozott változások láthatók. Minél hosszabb időskálát veszünk, annál erősebb a hatás, és a felszíni anyag annál nagyobb térfogatát módosítja, egyre nagyobb alakzatokat létrehozva.

A fent említett alakzatok (pólussapkák, poláris réteges üledékek, sárfolyások, kráterkitöltő ívelt gerincek, tónyomok, hegylábi törmelékmezők, fedő üledékek, lejtősávok, poligonális szerkezetek, gleccsornyomokra emlékeztető alakzatok, hálózatos csatornák, hegylábi mélyedések, termokarsztos/kriokarsztos formák, dűnemezők) feltérképezése e sorok írásakor is zajlik – sok közülük zonális eloszlást mutat (80. ábra). Ha modellek segítségével sikerül keletkezési körülményeikre következtetnünk, fontos segédeszközt kapunk az egykori éghajlati és felszíni viszonyok rekonstruálásához. A 81. ábrán az

éghajlati jellegű változások periódusát, az általuk érintett bolygószférát és némely alakzat előfordulását láthatjuk.

Ha a klimatikus planetomorfológia mint rendszer segít a megfigyelések és a modellek összekapcsolásában, ezek együttesen lehetőséget adnak rá, hogy a külön-külön hézagos ismereteinket fuzionálva jobban megismerjük a bolygó fejlődéstörténetét.

A MARS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

A Mars fejlődéstörténetének rekonstrukciójához krátorszámlálásos korbecsélést, felszínformák sztratigráfiai viszonyát (egymás felett/ alatt lévő helyzetét) és morfológiáját (paleoklíma-jelző tulajdonságukat), a marsmeteoritok radiometrikus koradatait, fejlődési modelleket, valamint analógiákat használunk. Utóbbiak közül legfontosabb a Hold, ahol a krátersűrűséget sikerült közelítőleg abszolút korokkal párhuzamosítani – ezt pedig a Mars felszínén érvényes valamivel nagyobb nehézségi gyorsulást figyelembe véve a vörös bolygóra extrapolálni. Utóbbi révén tehát a Mars felszínén mért relatív krátersűrűséget közelítőleg abszolút korokra lehet átváltani.

A Mars fejlődése szempontjából fontos általános jellemzők a belső aktivitás időbeli csökkenése, amellyel párhuzamosan kevesebb vulkánkitörés és gázkibocsátás történt. Ennek ellenére a tűzhányók által kipöfékelt gázmennyiség 10-20-szorosa a légkörben jelenleg lévő mennyiségnek, és a teljes fejlődéstörténet alatt nagyságrendileg 10^{20} kg körüli. A belső hűléssel kapcsolatban leállt a dinamóhatás és megszűnt a napszél ellen védő magnetoszféra, amelynek hiányában felgyorsult a légkörvesztés. Ez az üvegházhatás gyengülését vonta maga után, ami szintén a globális hűlés irányában hatott. Hasonló következményekkel járt, hogy a Naprendszer fejlődésének korai időszaka után csökkent a becsapódások gyakorisága, amelyek ideális esetben fűtőhatást is biztosítottak a kráter helyén. A fejlődéstörténetben általános tendencia, hogy a melegebb és nedvesebb állapotok felől a hidegebb, szárazabb viszonyok felé haladt a bolygó. A vulkáni aktivitás tekintetében a nagyobb mennyiségű, kiterjedtebb és kevésbé differenciált anyagú vulkanitoktól pedig a kisebb mennyiségű, differenciáltabb és lokalizáltabb magmaképződés irányában történtek a változások (8. táblázat). A fejlődés szempontjából fontos, hogy nincsen globális lemeztektonika, ellentétben a Földdel, ezért az illó anyagok, ha egyszer kiváltak, nem minden esetben tértek vissza az anyagkörforgásba, illetve a légkörbe (82. ábra).

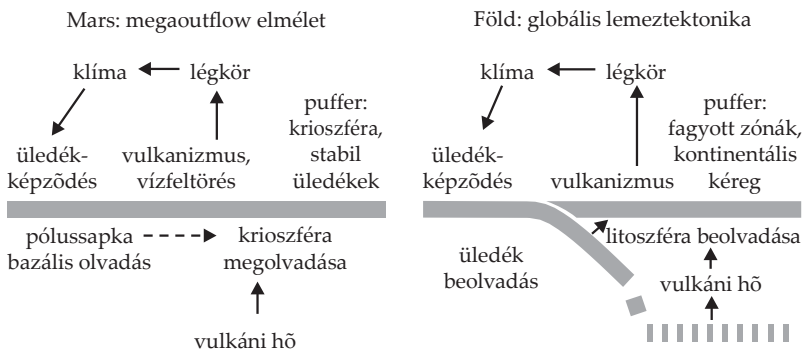
A bolygón a krátersűrűség alapján három nagy korszakot határoltak le, amelyek nem egyenletes hosszúságú periódusokat jelentenek. A három nagy kor és névadó területük, ahol a krátersűrűség értéke az

8. táblázat. A megfigyelt vulkáni nyomok alapján egy egyes korokban (1. oszlop) bekövetkezett vulkánkitörések által produkált kőzetek térfogata (2. oszlop) és a bennük lévő becsült vízmennyiség (3. oszlop). A vulkanizmus a noachi korban is igen aktív lehetett, de abból viszonylag kevés nyom maradt fent értelmezhető formában, ezért látszik az szerényebbnek a későbbiekhez képest.

kor	vulkanitok térfogata (km ³)	ekvivalens vízborítás (m)
kora noachi	0,28	0,1
késő noachi	21,03	4,8
kora heszperiai	71,62	16,3
késő heszperiai	48,81	11,1
kora amazoni	33,87	7,7
középső amazoni	20,78	4,8
késő amazoni	5,3	1,2

adott időszakra jellemző: noachi (Noachis-régió, d. sz. 15–83°, k. h. 320–60°), heszperiai (Hesperia-planum, é. sz. 10–35°, k. h. 113–102°), és amazoni (Amazonia-planitia, é. sz. 0–40°, k. h. 220–192°). A kráteresűrűség alapján elkülönített három nagy marsi időszak jellemzői:

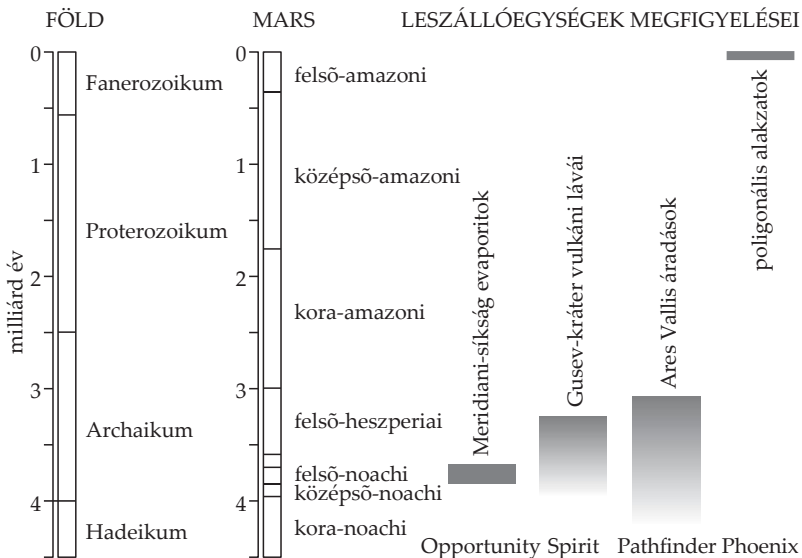
Noachi időszak (4,5–3,6 milliárd éve): Mars felszínének 40%-a ilyen korú. Ekkor (illetve egyesek által pre-noachinak nevezett időszakban)



82. ábra. A globális anyagkörforgás fő vonalai a Marson (balra) és a Földön (jobbra). A globális lemeztektonika hiányában a marsi „kör” nem zárul: az egyszer kivált üledékek, ha nem kerülnek például erős vulkáni behatás alá, akár „végleg” kiválásuk helyszínén maradnak.

történt a belső differenciáció, kéreg keletkezése, mag képződése. Ekkor született az északi mélyföld nagy mélyedése, valamint a legnagyobb kráterek, amelyek jelentős része eltemetett, úgynevezett QCD (Quasi Circular Depression, körszerű mélyedés) formájában, csak a domborzat mintája alapján figyelhető meg, az északi mélyföldek területén is. A Tharsis-hátság is ekkor indult fejlődésnek, és fordult el tőle a bolygó külső burka feltehetőleg. A mainál intenzívebb geotermikus hőforrásoktól hidrotermális cirkuláció több km mélységig volt jelen, illetve gyakran lehetett robbanásos vulkáni tevékenység, talán az akkor gyakoribb víz és a magma/láva kölcsönhatása miatt. Ekkor talán globális lemeztektonikához hasonló folyamat is zajlott, majd a belső hőforrások csökkenésével párhuzamosan 3,9-3,7 milliárd éve leállt a mágneses dinamo és megszűnt a mágneses tér. A felszínen ekkor vizes mállás zajlott a mainál melegebb viszonyok között. Vízgőzben gazdagabb volt a légkör, magas víz/kőzet arány mellett zajlott az ásványok átalakulása, ami ekkor hasonlított leginkább a földire, jellemzően filloszilikátokat létrehozva. A későbbieknél 5-6 nagyságrenddel nagyobb voltak az eróziós ráták, az erodálódott déli felföldek területéről mintegy 1 km vastag réteg pusztult le.

Heszperiai időszak (3,6–1,8 milliárd éve, de egyes kutatók 3,0 milliárd évre teszik a végét): ekkor jött létre a ma a felszínen látható legtöbb vulkáni síkság sok lágaverinccel a tetején, amelyek kialakulásában talán a globális zsugorodás is közreműködött (Mangold et al. 2000). A lágák forrásai, a feltételezett ősi hasadékvulkánok ma már nem látszanak. Ebben a korban nyílhatott fel a Valles Marineris, és alakultak ki a Tharsis-hátságra radiális törések. A bolygó globális hűlése sokrétű következménnyel járt. A hűlő felszínen a H₂O elkezdett kifagyni, főleg a két sarkvidéken, és a csökkenő belső hőszállítás miatt a fagyott krioszféra alsó határa lefelé süllyedt. Ugyanekkor a halmozódó déli pólussapka alja olvadt, és vizet táplált a felszín alatti rendszerbe. A vulkánokra rakódó jég is megolvadt és lefelé szivárgott. A magas déli felföldek és az alacsonyabb északi mélyföldek közötti szintkülönbség miatt délen magasabban volt a felszín alatti vizek tetőszintje, ami instabil helyzetet eredményezett. Ennek nyomán főleg a vulkáni területeken a hőhatás és a mozgástól támadt repedések nyomán sok helyen kitört a felszínre a mélyégi víz, káoszterületek és a belőlük kiáramló víz miatt áradásos csatornák jöttek létre. Ezek forrásrégióinak (a káoszterületeknek) a helyzete jól láthatóan süllyedt függőlegesen az idő előrehaladtával – azaz egyre vastagabb lett a krioszféra. Rövid életű tavak, északon esetleg „részóceáni” vízfeltöltések keletkeztek. Egy-egy ilyen időszakban átme-



83. ábra. A földi (balra) és a marsi (középen) korszaka összehasonlítása, valamint az Opportunity, Spirit, Pathfinder és Phoenix-űrszondák leszállóhelyén megfigyelt képződmények keletkezési korával (jobbra).

netileg változott a klíma, mivel nőtt a légköri H_2O mennyisége, és módosult a felszínalakulás, valamint a mállás. A megjelenő hideg és savas vizekből kiterjedt szulfátos üledékek váltak ki, ekkor általában alacsony víz/kőzet arány mellett zajlott a mállás.

Amazoni időszak (1,8 milliárd évtől (de egyesek szerint 3,0 milliárd évtől) máig): a bolygó legnyugodtabb és leghosszabb periódusa, amelyben általában hideg és száraz éghajlat volt jellemző. Az átalakulások főleg az ekkor is zajló éghajlatváltozásokkal kapcsolatosak, palagonizációhoz hasonló ásványi átalakulásokkal. A rövidebb melegebb vagy nedvesebb periódusokat kivéve többnyire lassú gáz-ásvány reakciók zajlottak, néha vékony vízfilm okozott átalakulásokat az ásványok felületén. Időnként savköd jelent meg, és gyengén kristályos fázisok, főleg vas-oxidok keletkeztek. Az időszak elején talán pólussapka nélküli periódus volt a bolygón. Az amazoni időszakban keletkeztek a poligonális alakzatok, a pólussapka alatti poláris réteges üledékek és maguk a pólussapkák. Időnként gleccserszerű jégárok mozogtak a felszínen, helyenként sok kőzettörmelékkal keverve.

A Marson **napjainkban** is zajlik néhány folyamat a korábban említett évszakos és napszakos változásokon túl. Ezek között említhető egyes dűnék lassú mozgása, feltehetőleg bizonyos kriokarszt alakzatok formálódása, a déli állandó pólussapkát fedő szén-dioxid-jégréteg zsugorodása, a metán légkör bejutása és néhány sárfolyásos (gully) alakzatban zajló szerény anyagmozgás. A nagy vulkánok kalderáiban végzett kráterzámlálások alapján az utolsó aktív időszakuk néhány-szor 10 esetleg 100 millió éve lehetett.

A kráterezettség alapján felállított kronológiával párhuzamosan egy geokémiai, ásványtani korbeosztás is létezik (Bibring et al. 2006), amely feltehetőleg a fenti három nagy periódusnak felel meg. Ennek egységei és jellemzői: phylloci (Phyllocian, 4,5–4,0 milliárd év): filloszilikátok keletkeztek alkáli vagy neutrális vizes környezetben, theiiki (Theikian, 4,0–3,5 milliárd éve): szulfátok keletkeztek vulkáni hatástól savas, hideg vizekben, sideriki (Siderikan, 3,5–0,0 milliárd éve): vasoxidáció, peroxidok képződése, a cseppfolyós víz megjelenése ritka és kérdéses. Mivel a legnagyobb felszínátalakulások a bolygó fejlődésének elején voltak, és később egyre kevesebb változás történt, ezért a földivel ellentétben a korbeosztás a bolygó korai időszakára sokkal részletesebb a földinél, a Föld korai fejlődéséhez viszonyítva (83. ábra).

ASZTROBIOLÓGIAI VONATKOZÁSOK

Az asztrobiológiai, tehát a Földön kívüli élet lehetőségével kapcsolatos fő tudnivalókat a Mars esetében Kereszturi Asztrobiológia című könyve tárgyalja részletesen (Asztrobiológia 99–132.). Az alábbi fejezet csak a kérdéses könyvben nem szereplő, illetve annak megjelenése óta nyert ismereteket tartalmazza, főleg a bolygó fejlődéstörténetének kontextusában. Teljes kép a marsi élet lehetőségéről a két kiadványból együttesen nyerhető.

A Mars fejlődésének elején és a későbbi időszakban erősen különbözhetnek az élet kialakulásának és fennmaradásának esélyei. A noachi korban a folyásnyomok és eróziós ráták alapján elérhető mennyiségű felszíni víz, az ásványos nyomok alapján annak közel semleges kémhatása, a korai védő mágneses tér és az akkoriban felszínt érő gyengébb UV sugárzás kedvezhetett az élet kialakulásának. Leginkább kedvezőnek a kezdeti 600 millió évet tekintik a szakemberek az élet kialakulására. A későbbiekben a felszíni viszonyok kellemetlenné váltak, amely elől az esetleg kialakult élet a felszín alá húzódhatott. A felszín alatti térségben kedvező az UV sugárzás hiánya (2–4 mm mélyen az ásványi szemcsék között), a galaktikus kozmikus sugaraktól és a napszél nagy energiájú protonjaitól való mentesség (1–2 m alatt), és a kellemetlen felszíni kémiai környezet csökkenő befolyása. Ugyanakkor a felszín alatt közel méter mélységben már az évi átlaghőmérséklet uralkodik, amely -50 és -60 °C körüli. Kellemetlen szempont ugyanakkor, hogy a geotermikus hőforrás hiányában csak kifejezetten nagy mélységben lehetnek megfelelő viszonyok, illetve a felszín alatt napfény sincsen. Érdekes átmeneti zóna lehet az a mindössze néhány milliméter mélyen lévő térség, ahol a fenti előnyök már érezhetőek, de a hátrányok még nem dominálnak, és legalább nyaranta kedvező hőmérséklet uralkodik.

A fejlődéstörténeti vonatkozások elemzése alapján az élet szempontjából fontos paraméterek az alábbiak szerint változtak az időben:

- elérhető víz mennyisége: fokozatosan csökkent a Mars fejlődése során, mind mennyiségét, mind az egyes előfordulások tartamát tekintve (egyre rövidebb életű tavakat várhatunk a Mars fejlődése során). Emellett a bepárlódó vizekben egyre magasabb lett a sótar-

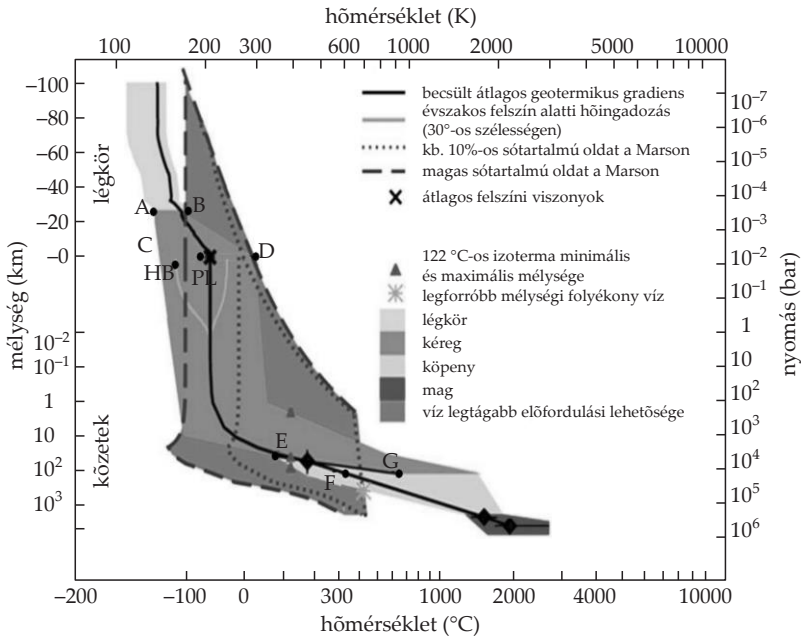
talom, amely a folyékony fázis későbbi megjelenésekor is könnyen oldatba mehet, és erősen sóssá teheti a vizeket. A sós vízből pedig nehezebb a H₂O felvétele egy élőlénynek;

- hőmérséklet: globálisan csökkenő tendencia jellemző, kedvezőek a hidegtűrő és a hidegben hosszú tetszhalott állapotot is túlélő életformák;
- légnyomás: csökkenő tendenciát mutatott, ennek megfelelően csökkent a víz forráspontja is. A kis légnyomás erősen kiszárítja az élőlényeket;
- sugárzási viszonyok: a korai vastagabb légkör és a mágneses tér hatására gyengébb volt az ionizáló részecskesugárzás, amely később erősödött, és a ritkábbá váló légkör miatt nőtt a felszíni UV sugárzás mennyisége is (lásd alább bővebben);
- kémiai jellemzők: a marstalajban kezdetekben nedvesebb felszín-kémia, intenzívebb mállás, később lassabb átalakulások a hidegben savas kémhatás mellett, majd száraz és hideg viszonyok között a felszínen táncoló porördögök és az UV sugárzás hatására sok agresszív oxidálószer képződött. Ezek lassan lefelé diffundálnak, de a becslések alapján 2-5 m mélyen már nagyságrendekkel kisebb a koncentrációjuk (Ellery et al. 2003).

Ha a víz előfordulásának **időbeli változását** követjük a bolygón, azt az antarktisz szárazvölgyekben megfigyelt potenciális élőhelyekkel párhuzamba állítva a következő szakaszok határolhatók le a hipotetikus marsi élet környezetének változását, adottságait tekintve (Ellery et al. 2003):

- 4,2-3,8 milliárd éve: felszíni és felszín alatti vizek jelenléte a Marson, amikor fotoszintetizáló élőlények is lehettek a bolygón (antarktisz tavak, fotoszintetizáló cianobaktériumok);
- 3,8-3,1 milliárd éve: jég borította sós tavak a Marson (Föld: Lake Hoare, Antarktisz, jég alatti sztratomolitok);
- 3,1-1,5 milliárd éve: nedvesség a porózus kőzetekben a Marson (Föld: Beacon homokkő, Victoria Land, Ausztrália, szárazságtűrő cianobaktériumok);
- 1,5 milliárd évtől máig: száraz, hideg felszíni viszonyok, kemoszintetizáló élet lehetősége a felszín alatt.

A felszín alatti térségek sem egyformák, a jelentős hőanomáliák területén lehetnek perspektivikusak: a bolygó becsült átlagos belső hőtermelése 30-40 mW/m², amely a földinél kisebb értéként csekélyebb kémiai energiaforrás létrehozásában működhet közre. A modellszámítások alapján 2,5-13,0 km közötti mélységben képzelhető el stabi-



84. ábra. Aföldihez hasonló élet előfordulási lehetőségének „fázistere” a Marson. Vízszintesen a hőmérséklet, függőlegesen a nyomás van feltüntetve. A sötét vonal a becsült átlagos geotermikus gradienst jellemzi a Marson, míg a szürke 30 fokos szélességen a felszín alatti évszakos változást mutatja. A bolygón egy becsült 10% körüli „átlagos” sótartalmú oldat esetében (a bolygón jellemző vas- és kalcium-szulfátokból, valamint vas- és magnézium-karbonátokból) a pontozott vonallal körbevett tartomány, míg kifejezetten tömény sóoldatnál a szaggatott vonal mutatja a cseppfolyós halmazállapotú víz határát. Betűjelek magyarázata: A, B – Olympus Mons teteje, C – legalacsonyabb felszíni hőmérséklet (déli pólussapka télen), D – legmagasabb felszíni hőmérséklet az Opportunity rover leszállóhelyén, HB – legmélyebb pont a Mars felszínén, Phoenix-űrszonda leszállóhelye (északi síkság, helyi nyár).

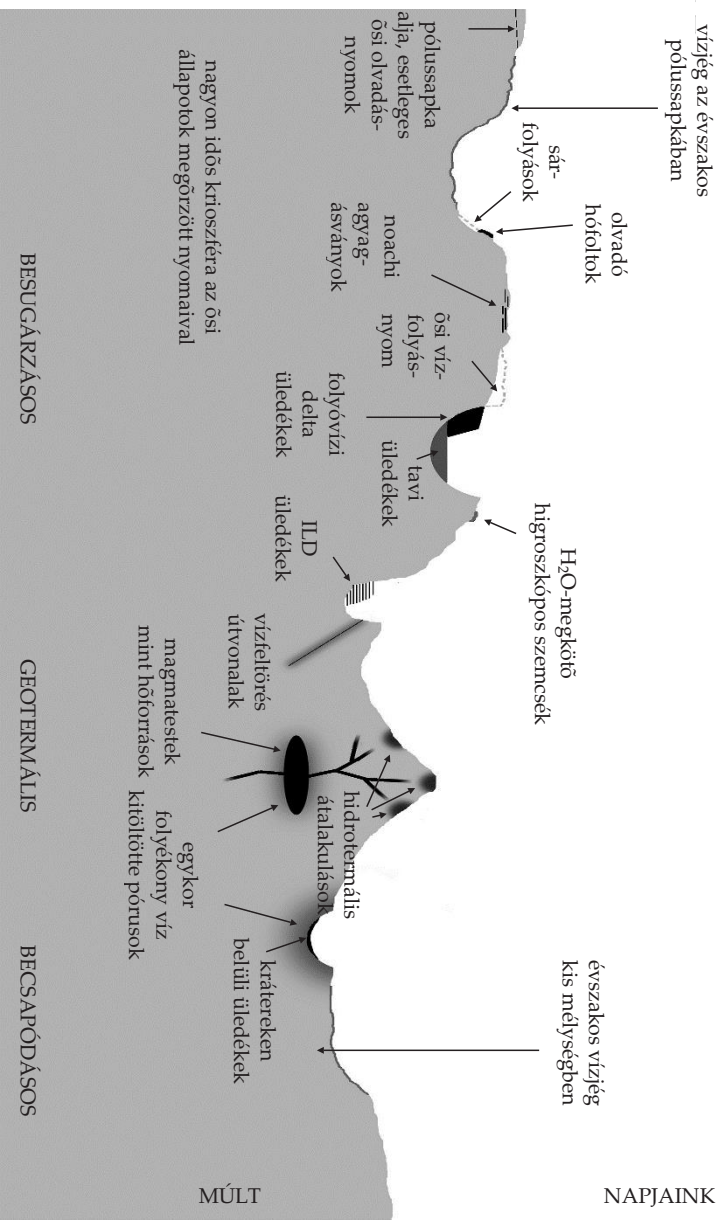
lan folyékony víz (Eller et al. 2003). Ilyen környezetekben úgynevezett kemolitoautotróf mikrobák tudnának megélni, ezek CO_2 -t és H_2 -t használnák fel alapanyagként, amelyek bazaltos kőzetek és víz kölcsönhatásakor keletkezhetnek. Ha van folyékony víz a Mars felszíne alatt, az erősen betöményedett sóoldat lehet, részben mert a bolygón nagy a szulfát- és klorid-, valamint egyéb sók aránya magas. Mivel igen lassú a globális H_2O -körforgás, ezért a folyadék a földi időskálánál nagyságrenddel hosszabb időt tölthet a felszín alatt – eközben beleoldódhat sok anyag. Ha létezik felszín alatti bioszféra a Marson,

az a földinél sokkal kisebb geotermikus gradiens miatt lényegesen mélyebbre nyúlhat, elvi becslések alapján nagyságrendileg 7-szer mélyebbre is (Jones et al. 2011). Ennek megfelelően akár 100 km körüli mélységben sem kizárt a lehetősége – noha bizonyos mélység alatt a kőzetek saját súlyuktól összepréselődnek, csökkentve a porózus térfogatot.

A 84. ábra a Marson jellemző hőmérséklet és nyomás értékeinek megfelelően ábrázolja azokat a környezettípusokat, ahol elméletileg cseppfolyós víz előfordulhat. Ez sajnos nem jelenti azt, hogy az adott környezetben valóban meg is jelenik, de elvileg van rá lehetőség. A víz előfordulási helyszínei esetében nem tiszta vizet kell elképzelni nagy térfogatban, sokkal inkább sós, ezért 0 °C alatt megfagyó folyadékot, illetve mikroszkopikus skálájú vékony vízfilmet az ásványi felszíneken. Míg a Földön 25, addig a Marson jelenleg körülbelül 5 kelvin/km a geotermikus gradiens, azaz ilyen ütemben melegszik lefelé haladva a bolygó anyaga. Az ábrán 122 °C van a földihez hasonló élet felhő hőmérsékleti határaként kijelölve (ennél magasabb hőmérsékleten élő mikroorganizmust még nem találtak) – ez a mélység a Mars esetében (nagy hibával) 36 km körül lehet. Ugyanakkor nem szabad megfeledkezni, hogy a téli kifagyott anyagból tavaszra megmaradt nedvesség és az erős tavaszi besugárzás együttesen talán átmenetileg kedvező mikrokörnyezeteket is létre tud hozni már néhány milliméterrel a felszín alatt, mint azt a magyar DDS-MSO hipotézis taglalja (Gánti et al. 2003).

Amennyiben az ősi életnyomokat és nem a mai élet lehetőségét keressük, az alábbi célterületek a leginkább perspektivikusak (85. ábra): felszín alól szivárgó metán területei mentén keletkezett kémiai üledékek (Komatsu & Ori 2000), tavi üledékek (ahova a finom szemcsés anyagokat hordtak be a vízfolyások) (Westall et al. 2000), evaporitok (Rothschild 1990), hévforrásüledékek (amelyek sűrű, tömött szerkezetűek és a felszíni viszonyok között stabil ásványokat tartalmaznak, ezek nem engedik magukba a légköri gázokat és igen kemények) (Farmer & Des Marais 1999), barlangi üledékek (Grin et al. 1998) és mállási kérgék (Cid & Casanova 2001).

A Marson az esetleges élőlényeknél előnyt jelent az alkalmazkodás az alacsony hőmérséklethez és nedvességtartalomhoz, az erős sugárzásokhoz és a hosszú inaktív állapotokhoz. A bolygó globális szárazodását és az időszakos vizek feltételezett magas sótartalmát tekintve a földi **halofilek** (sókedvelő extrém mikrobák) érdekes potenciális analógiát kínálnak. Ezek a száraz viszonyokhoz kedvező adottságok-



85. ábra. Asztrrobiológiai szempontból érdekes célpontok áttekintése a Marsnak a két pólus közötti sematikus keresztmetszeten (alul balra, észak jobbra). Asztétai szín a víz potenciális megjelenési helyszínét jelöli, a felszín alatt, főleg a múltban (alul) és a felszín közelében napjainkban (fent), a besugárzást (balra), geotermikus (középen) és becsapódásos (jobbra) eredetű hővel kapcsolatban.

kal bíró, sótűrő, illetve sókedvelő élőlények. A bolygón előforduló víz a modellek és a Marson sokfelé megfigyelhető sók alapján inkább sűrű sóoldat, mint tiszta víz lehetett. Mivel az esetleges, átmenetileg kialakult vizek bepárlódása nyomán utolsóra igen tömény sóoldatban van még folyadék fázis, majd végül ez is megfagy – bármilyen marsi életforma túlélésének esélyére hasznos példát mutathatnak a halofil mikrobák (Mancinelli et al. 2004). Földi kísérletek keretében Haloarcula-G és Halobacterium salinarum mikrobákat tartottak 25%-os NaCl oldatban majd megfagyasztottak, és tartottak -20 és -80 °C körüli hőmérsékleten. Az egysejtűek általánosságban túléltek ezeket a viszonyokat – mindez a marsi betöményedő és megfagyó tavaknak, illetve vizes környezeteknek lehet a részleges analógiája. Laboratóriumi vizsgálatok arra is rámutattak, hogy a különböző sók közül a Marson gyakori epszomitot (MgSO_4) jól tűrik egyes halotoleráns baktériumok az USA területén Oklahomában lévő sólápály mintáiban (Crisler et al. 2012). A mikrobák a szárazságot és az alacsony hőmérsékletet, valamint az ismételt szárazodás/ nedvesedés ciklus változásait is tolerálták.

Az **Atacama-sivatag** a száraz felszíne alatti nedvesebb környezetre nyújt érdekes példákat. Itt 2009 júliusában 5 m mélységig olyan fúrást végeztek, amelynek keretében a LDChip300 nevű detektort tesztelték (Parro et al. 2011). Ennek segítségével felszín alatti, magas sótartalmú környezetben élő mikrobákat találtak halit, nitrát és perklorát sókat tartalmazó kőzetekben közel 2 m mélyen. Az ott található erősen higroszkópos anyagok még szerény légköri nedvességtartalom esetén is elfolyósodást (deliquescence) mutatnak, azaz megkötik a nedvességet – az élőlények pedig az ásványok felületén lévő vékony vízfilmet használják fel.

KÉPMELLÉKLET

I. oldal

Fent: Az Echus Chasma perspektivikus látképe a Mars Express űrszonda HRSC kamerájának felvételei alapján készült domborzatmodellen. A közel 100 km hosszú és 10 km széles mélyedés a Kasei Valles áradásos csatorna vizének egyik forrásrégiója lehetett (é. sz. 1°, k. h. 278°) (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)).

Lent: Hatalmas homokórára emlékeztető alakzat a Marson a Mars Express űrszonda HRSC kamerájának felvételei és domborzatmodellje alapján. A Promethei Terra (d. sz. 38°, k. h. 104°) területén lévő kisebb kráterből a jég vagy kőzettel kevert jég lassan áramlott a nagyobb, 17 km átmérőjű és 500 m-rel alacsonyabban lévő kráterbe (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)).

II. oldal

Fent: Egy ősi tóba érkező 30 km hosszú és 1 km széles völgyben haladt folyó által lerakott Gilbert-típusú deltatorkolat. A Mars Express űrszonda HRSC kamerájának felvételei alapján, a Nepenthes Mensae területén (é. sz. 3°, k. h. 121°) lévő üledék 300 m magas helyén legalább ilyen mély lehetett az ősi tó (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)).

Lent: A Hephaestus Fossae nevű terület perspektivikus képe a Mars Express űrszonda HRSC kamerájának felvételei alapján. A 20 km-es becsapódásos kráter a területen húzódó egykori folyásnyomoknál később keletkezett (é. sz. 21°, k. h. 126°) (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)).

III. oldal

Fent: A Curiosity rover által a Gale-kráterben készített felvétel. Az előtérben apró kőzetdarabok láthatóak, amelyek feltehetőleg a leszállóhelyül szolgáló ősi folyó által lerakott üledékes hordalékhoz tartozhatnak. A háttérben pedig a kráter közepén magasodó üledékes hegy rétegei azonosíthatóak (NASA, JPL-Caltech, UA).

Lent: Omlás az északi pólussapká alatt lévő réteges üledékek meredek lejtőjén, amelynek lábánál közel 200 m átmérőjű porfelhő figyelhető meg. A lejtőn világos sávban az anyag néhány darabja a kép készítésekor még hullott lefelé, míg nagyobb része már elérhette a felszínt, felverve a barnás felhőt (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)).

IV. oldal

Fent: A Nicholson kráterben lévő, 55×37 km méretű és közel 4 km magas homokdűnére emlékeztető alakzat perspektivikus képe a Mars Express űrszonda HRSC kamerájának felvételén (é. sz. 0°, k. h. 195,5°), amelynek lejtőjét eróziós nyomok szabdalják (ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)).

Lent: A Nili Fossae térsége a Marson (é. sz. 21°, k. h. 42°) az MRO űrszonda HiRISE detektorának felvételén (kép: ESP_026570_2025). Idős, agyagásványokat tartalmazó réteges üledékek rakódtak itt a felszínre, amelyek később enyhén megdőltek, deformálódtak, majd az erózió révén látványos kinézetet nyertek (NASA, JPL, UA).

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A kiadvány háttérét képező anyag összeállítása a Bolyai János Kutatói ösztöndíj 2011–2012-es támogatásával kezdődött, míg a könyv végső formájának megszületését az OTKA PD 105970 projekt elindulása és a Közigazgatási és Igazságügyi Minisztérium „Csillagászat a fejlődésért és a tehetségekért” támogatta. A könyv anyagának összeállításában a következő személyek és intézmények nyújtottak segítséget: Balla Zoltán, Csorba Ádám, Illés Erzsébet, Kuti Adrienn, Mizser Attila, Palotai Márton, Szakmány György, Uhrin András; valamint a Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet (MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont), a Magyar Csillagászati Egyesület, a Nagy Károly Csillagászati Közhasznú Alapítvány és a Polaris Csillagvizsgáló.

RÖVIDÍTÉSEK

CTX: az MRO űrszondán üzemelő kontext kamera
HRSC: a MEX űrszondán üzemelő nagyfelbontású sztereókamera
ILD: rétegzett üledékes összetek neve a Marson
MEX: Mars Express űrszonda
MGS: Mars Global Surveyor űrszonda
MRO: Mars Reconnaissance Orbiter űrszonda
LDA: lobate debris apron
LGM: last glacial minimum, utolsó jégkorszak
LVF: lineated valley fill, vonalas völgykitöltés
 L_s : solar longitude
HEND: High-Energy Neutron Detector
pr_{um}: precipitable micrometer
sol: egy marsi nap hossza
TES: Thermal Emission Spectrometer
THEMIS: Thermal Emission Imaging System
WEH: Water Equivalent Hydrogen

GLOSSZÁRIUM

- aa láva*: durva, egyenetlen, salakos felszínű bazaltos lávafolyástípus
- amorf*: kristályos ásványi szerkezet nélküli anyag
- DDS-folyásos alakzat*: a sarkvidéki sötét dűnefoltokból kiinduló folyásos alakzat
- deliquescence*: elfolyósodás jellegű állapot, amikor egy szilárd anyag olyan sok nedvességet köt meg magában, hogy fizikailag képlékeny állapotba kerül
- eolikus*: szél által szállított, szél befolyását mutató
- epszomit*: ásvány, képlete $\text{MgSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$
- eutektikus pont*: két anyag olyan arányú keveréke, amelyek adott hőmérsékleten együtt fagnak meg. Ha a két anyag aránya eltér ettől, melegeedésük során a folyékony fázis mellett valamelyikük egy ideig szilárd állapotban marad
- filloszilikát*: rétegszilikát ásvány, amelyben a tetraéder alakú SiO_4 csoportok síkokat építenek fel (például muszkovit, biotit, szerpentin, agyagásványok csoportja)
- gránát*: szilikátokhoz tartozó ásványcsoport, többnyire viszonylag kemény, magmás és metamorf kőzetekben jellemző, viszonylag nagy mélységben keletkezik
- hiperarid*: gyengén definiált éghajlati típus, az adott területen nagy szárazság jellemző, az éves csapadék mennyisége 50 mm alatti, gyakran éveken át egyáltalán nincs csapadék
- higroszkóposág*: vízmolekulákat megkötő képesség, az erősen higroszkópos anyagok viszonylag száraz légkörből is megkötik a nedvességet, és melegeedés idején is tovább megtartják azt, mint egyéb anyagok
- kieserit*: ásvány, képlet: $\text{MgSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$
- kilúgzás*: a talajban lévő egyes anyagok oldatba vitele és elszállítása az átszivárgó víz által. Az elszállított anyagok összetétele függ a víz pH-jától és a hőmérséklettől
- krioszféra*: a felszín alatti, repedéseiben jéggel kitöltött kőzet és a benne lévő jég együttese. A krioszféra kémiaiilag és fizikailag kötött illókat (különféle jegeket) is tartalmazhat, és folyékony fázis is megjelenhet benne
- marstalaj*: a Mars felszínét alkotó regolit felső, néhány cm-m vastag, erősen átalakult része, nem azonos a földi talaj kifejezéssel
- mafikus*: színes elegyrészek együttes elnevezése a kőzettanban, amelyek általában magas Fe-, Mg-, Ti-tartalmú ásványokban (például olivin, amfibol, piroxén) gazdag kőzeteket jelentenek (például bazalt, gabbró)
- meridionális*: földrajzi hosszúsági körökkel párhuzamos irány
- moréna*: jeges folyamatok által szállított és lerakódott, nem cementálódott üledék
- napszél*: a Naptól folyamatosan kiáramló töltött részecskék együttese, főleg hidrogénatommagok és elektronok keveréke
- níváció*: Földön hófoltokkal kapcsolatos eróziós folyamat
- olivin*: $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ képletű szilikátásvány, amely vulkanikus kőzetekben jellemző, és vizes közegben a Földön könnyen elbomlik

pahoehoe láva: lebenyekből, fonatokból, kötélalakzatokból álló bazaltos lávafolyás-típus

periglaciális: jég környéki felszíni zóna, ahol időnként fagyás, máskor olvadás lehetséges (a Marson sok periglaciális felszínformánál alárendelt lehet az olvadás szerepe, gyakran szublimációval távozhat el a jég)

piroklasztikum: a piroklast az által lerakott vulkáni eredetű törmelékanyag

piroklastt ár: vulkáni törmelékár, amely a kitörési felhő összeomlásával keletkezik

piroxén: szilikát ásványcsoport, mélységi magmás kőzetek fontos alkotója

poligon: sokszögletű alakzat a felszínen, többnyire térfogatváltozással kapcsolatban keletkezik, csoportosan fordulnak elő

reológia: a szilárd és ahhoz közeli állapotú anyagok deformációját vizsgáló kutatási terület

sabkha: evaporitos üledékeket, cseppfolyós víz bepárlódásával keletkező anyagokat tartalmazó sólapály

spinell: $MgAl_2O_4$ képletű ásványcsoport, a Földön a köpeny felső részében jellemző

szmektit: a rétegszilikátokhoz tartozó agyagásványok alcsoportja, jellegzetesen vizes mállással keletkezik

termikus egyenlítő: a legmelegebb felszíni pontokat összekötő szélességi kör a bolygón, amely a nyári félteke felé van eltolódva a földrajzi egyenlítőtől

transzform vető: olyan oldaleltolódásos mozgás egy kőzetestben, ahol a törésvonal két oldalán lévő tömbök közel vízszintesen, egymással ellentétes irányban mozdultak el

transzverzális dűne: az uralkodó szélirányra közel merőlegesen elnyúlt dűne

till: osztályozatlan, kerekítetlen, többnyire glaciális eredetű törmelék, amely például morénát alkothat

ultramafikus: magmás kőzetek csoportja, amelyekben a szilíciumtartalom 45% alatti, kevésbé differenciált magmából keletkezik

vízborítás-egyenérték: az a képzeletbeli vízrétegvastagság, amely adott mélységben borítana be egy átlagos bolygósugárral bíró, gömb alakú Marsot, ha a kérdéses H_2O -mennyiség folyékony formában kicsapódna rajta

vulkáni üveg: gyorsan szilárdult, amorf (nem kristályos) szerkezetű vulkáni kőzet

HIVATKOZÁSOK

- Arvidson R.E., Poulet F., Bibring J.-P., Wolff M., Gendrin A., Morris R.V., Freeman J.J., Langevin Y., Mangold N., Bellucci G. 2005. Spectral reflectance and morphologic correlations in Eastern Terra Meridiana, Mars. *Science* 307, 1591–1594.
- Atreya S.K., Ah-San W., Nilton R., Farrell O., William M., Gregory T.D., Sentman D.D., Cummer S.A., Marshall J.R., Rafkin S.C.R., Catling D.C. 2006. Oxidant Enhancement in Martian Dust Devils and Storms: Implications for Life and Habitability. *Astrobiology* 6, 439–450.
- Báldi T. 1991. Elemző (általános) földtan. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- Baird A.K., Toulmin P., Clark B.C., Rose H.J., Keil K., Christian R.P., Gooding J.L. 1976. Mineralogic and Petrologic Implications of Viking Geochemical Results From Mars: Interim Report. *Science* 194, 1288–1293.
- Baker V.R., Strom R.G., Dohm J.M., Gulick V.C., Kargel J.S., Komatsu G., Ori G.G., Rice J.W. 1999. Mars Oceanus Borealis, ancient glaciers and the MEGAOUT-FLOW hypothesis. 31th Lunar and Planetary Science Conference #1863.
- Balme M., Mangold N., Baratoux D., Costard F., Gosselin M., Masson P., Pinet P., Neukum G. 2006. Orientation and distribution of recent gullies in the southern hemisphere of Mars: Observations from High Resolution Stereo Camera/Mars Express (HRSC/MEX) and Mars Orbiter Camera/Mars Global Surveyor (MOC/MGS) data. *Journal of Geophysical Research* 111, E05001.
- Bandfield J.L. 2002. Global mineral distributions on Mars: *Journal of Geophysical Research* 107, E6, 9-1–9-19.
- Bandfield J.L., Glotch T.D., Christensen P.R. 2003. Spectroscopic Identification of Carbonate Minerals in the Martian Dust, *Science* 301, 1084–1087.
- Bandfield J.L., Hamilton V.E., Christensen P.R. 2000. A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES. *Science* 287, 1626–1630.
- Bartlett P.W., Basso B., Kusack A., Wilson J., Zacny K. 2005. New Rock Physical Properties Assessments From the Mars Exploration Rover Rock Abrasion Tool (RAT). American Geophysical Union, Fall Meeting #P21A-0135.
- Bellucci G., Helbert J., Altieri F., Reiss D., Bibring J.-P., van Gasselt S., Hoffmann H., Langevin Y., Neukum G., Poulet F. 2007. Evidence for enhanced hydration on the northern flank of Olympus Mons, Mars. *Icarus* 192, 361–377.
- Benito G., Mediavilla F., Fernández M., Márquez A., Martínez J., Anguita F. 1997. Chasma Boreale, Mars: A Sapping and Outflow Channel with a Tectono-thermal Origin. *Icarus* 129, 528–538.
- Benton C. 2004. The salts of Mars - update. 2nd Conference on Early Mars #8075.
- Bérczi Sz. 1991: Kristályoktól bolygótestekig. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Berman D.C., Hartmann W.K., Crown D.A., Baker V.R. 2005. The role of arcuate ridges and gullies in the degradation of craters in the Newton Basin region of Mars. *Icarus* 178, 465–486.

- Bibring J-P., Langevin Y., Mustard J.F., Poulet F., Arvidson R., Gendrin A., Gondet B., Mangold N., Pinet P., Forget F. 2006. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science* 312, 400-404.
- Bishop J.L., Froschl H., Mancinelli R.L. 1998. Alteration processes in volcanic soils and identification of exobiologically important weathering products on Mars using remote sensing. *Journal of Geophysical Research* 103 (E13), 31457-31476.
- Bourke M.C., Edgett K.S. 2006. First Evidence of Dune Movement on Mars. American Geophysical Union Conference #P31B-0128.
- Bourke M.C., Edgett K.S., Cantor B.A. 2008. Recent aeolian dune change on Mars. *Geomorphology* 94, 247-255.
- Boynton W.V., Ming D.W., Sutter B., Arvidson R.E., Hoffman J., Niles P.B., Smith P. and the Phoenix Science Team 2009. Evidence for calcium carbonate at the Phoenix landing site. 40th Lunar and Planetary Science Conference #2434.
- Bradley T.J., Bridges N.T. 2007. Rock abrasion features in the Columbia Hills. 38th Lunar and Planetary Science #1780.
- Brain D.A., Halekas J.S., Lillis R., Mitchell D.L., Lin R.P., Crider D.H. 2005. Variability of the altitude of the Martian sheath. *Geophysical Research Letters* 32, CiteID L18203
- Breuer D., Spohn T., Wüllner U. 1993. Mantle differentiation and the crustal dichotomy of Mars. *Planetary and Space Science* 41, 269-283.
- Burns R.G., Fisher D.S. 1990. Iron-sulfur mineralogy of Mars - Magmatic evolution and chemical weathering products. *Journal of Geophysical Research* 95, 14415-14421.
- Catling D.C., Moore J.M. 2003: The nature of coarse-grained crystalline hematite and its implications for the early environment of Mars. *Icarus* 165, 277-300.
- Cattermole P. 2001. Mars, the mystery unfolds. Oxford University Press, 70-92.
- Chapman M.G., Tanaka K.L. 2001. Interior trough deposits on Mars: Subice volcanoes? *Journal of Geophysical Research* 106, 10087-10100.
- Chevrier V.F., Altheide T.S. 2008. Low temperature aqueous ferric sulfate solutions on the surface of Mars. *Geophysical Research Letters* 35, CiteID L22101.
- Chevrier V., Mathe P.E. 2007. Mineralogy and evolution of the surface of Mars: A review. *Planetary and Space Science* 55, 289-314.
- Christopher R., Nilton R., Jasper F.K., Bandelier E., Sander M.J., Gross S., Skjerve L., Cantor B. 2009. Emission of non-thermal microwave radiation by a Martian dust storm. *Geophysical Research Letters* 36(13), CiteID L13202.
- Chojnacki M., Burr D.M., Moersch J.E., Michaels T.I. 2011. Orbital observations of contemporary dune activity in Endeavor crater, Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research* 116, CiteID E00F19.
- Chun S.F.S., Pang K.D., Cutts J.A. 1978. Photocatalytic oxidation of organic compounds on Mars. *Nature* 274, 875-876.
- Clancy R.T., Grossman A.W., Wolff M.J., James P.B., Rudy D.J., Billawala Y.N., Sandor B.J., Lee S.W., Muhleman D.O. 1996: Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion: A key to Mars climate? *Icarus* 122, 36-62.

- Clark B.C., Baird A.K., Rose H.J., Toulmin P., Keil K., Castro A.J., Kelliher W.C., Rowe C., Evans P.H. 1976. Inorganic Analyses of Martian Surface Samples at the Viking Landing Sites. *Science* 194, 1283–1288.
- Clark B.C., van Hart D.C. 1981. The salts of Mars. *Icarus* 45, 370–378.
- Colaprete A., Toon O.B. 2003. Carbon dioxide clouds in an early dense Martian atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 108, 5025.
- Connerney J.E.P., Acuna M.H., Ness N.F., Kletetschka G., Mitchel L.D., Lin R.P., Reme H. 2005. Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *PNAS* 102, 14970–14975.
- Cooper C.D., Mustard J.F. 2002. Spectroscopy of Loose and Cemented Sulfate-Bearing Soils: Implications for Duricrust on Mars. *Icarus* 158, 42–55.
- Costard F. 2001. Thermokarst landforms and processes in Ares Vallis, Mars, *Geomorphology* 37, 289–301.
- Costard F., Forget F., Mangold N., Peulvast J.P. 2002. Formation of recent Martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity. *Science* 295, 110–113.
- Cousins C.R., Crawford I.A. 2011. Volcano-Ice Interaction as a Microbial Habitat on Earth and Mars. *Astrobiology* 11, 695–710.
- Crisler J.D., Newville T.M., Chen F., Clark B.C., Schneegurt M.A. 2012. Bacterial Growth at the High Concentrations of Magnesium Sulfate Found in Martian Soils. *Astrobiology* 12, 98–106.
- Cushing G.E., Titus T.N., Jaeger W.L., Keszthelyi L.P., McEwen A.S., Christensen P.R. 2008. Continuing study of anomalous pit craters in the Tharsis region of Mars: New Observations From HiRISE and THEMIS. 39th Lunar and Planetary Science Conference #2447.
- Deák M. 2011. Marsi lávabarlangok keresése térinformatikai eszközökkel. MSc Szakdolgozat, ELTE TTK.
- Di Achille G., Hynke B.M., Searls M.L. 2009. Positive identification of lake strandlines in Shalbatana Vallis, Mars Positive identification of lake strandlines in Shalbatana Vallis, Mars. *Geophysical Research Letters* 36, L14201.
- Dickson J.L., Head J.W., Marchant D.R. 2007. Late Amazonian Glaciation at the Dichotomy Boundary on Mars: New Evidence from MRO for Glacial Thickness Maxima and Multiple Glacial Phases. American Geophysical Union, Fall Meeting, #P33A-1015.
- Dickson J.L., Head J.W. 2009a. The formation and evolution of youthful gullies on Mars: Gullies as the late-stage phase of Mars' most recent ice age. *Icarus* 204, 63–86.
- Dickson J.L., Head J.W., Marchant D.R. 2009b. Kilometer-scale ice accumulation and glaciation in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for crater-filling events in the Late Amazonian at the Phlegra Montes. *Earth and Planetary Science Letters* 294, 332–342.
- Dohm J.M., Tanaka K.L. 1999. Geology of the Thaumasia region, Mars: plateau development valley origins and magmatic evolution. *Planetary and Space Science* 47, 411–431.

- Douté S., Schmitt B., Bibring J-P., Langevin Y., Altieri E., Bellucci G., Gondet B., the MEX OMEGA Team 2005. Nature and Composition of the Icy Terrains of the South Pole of Mars from MEX OMEGA Observations. 36th Lunar and Planetary Science Conference #1734.
- Edgett K.S., Malin M.C. 2000. The Martian north polar cap: sedimentary aspects. Mars Polar Science Conference #4043.
- Ehlmann B.L., Mustard J.F., Murchie S.L., Poulet F., Bishop J.L., Brown A.J., Calvin W.M., Clark R.N., Marais D.J.D., Milliken R.E. 2008. Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars. *Science* 322, 1828-1832.
- El Maarry M.R., Dohm J.M., Marzo G.A., Fergason R., Heggy E., Goetz W., Pack A., Markiewicz W.J. 2011. Evidence of hydrothermal activity at Apollinaris Patera, Mars. 42nd Lunar and Planetary Science Conference #1966.
- Ellery A., Kolb C., Lammer H., Parnell J., Edwards H., Richter L., Patel M., Romstedt J., Dickensheets D., Steele A., Cockell C. 2003. Astrobiological instrumentation for Mars – the only way is down. *International Journal of Astrobiology* 1, 365-380.
- Eluszkiewicz J., Moncet J-L., Titus T., Hansen G. 2005. A microphysically-based approach to modeling emissivity and albedo of the Martian seasonal caps. *Icarus* 174, 524-534.
- Fairén A.G., Davila A.F., Gago-Duport L., Amils R., McKay C. 2009. Stability against freezing of aqueous solutions non early Mars. *Nature* 459, 401-404.
- Fairén A.G., Ruiz J., Francisco A. 2002. An origin for the linear magnetic anomalies on Mars through accretion of terranes: implications for dynamo timing. *Icarus* 160, 220-223.
- Fanale F.P., Salvail J.R., Banerdt W.B., Saunders R.S. 1982. Mars – The regolith-atmosphere-cap system and climate change. *Icarus* 50, 381-407.
- Fassett C.I., Head J.W. 2008. Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus* 198, 37-56.
- Feldman W.C., Bourke M.C., Elphic R.C., Maurice S., Bandfield J., Prettyman T.H., Diez B., Lawrence D.J. 2008. Hydrogen content of sand dunes within Olympia Undae. *Icarus* 196, 422-432.
- Fenton L.K. 2006. Dune migration and slip face advancement in the Rabe Crater dune field, Mars. *Geophysical Research Letters* 33, CiteID L20201.
- Fergason R.L., Christensen P.R., Bell J.F., Golombek M.P., Herkenhoff K.E., Kieffer H.H. 2006. Physical properties of the Mars Exploration Rover landing sites as inferred from Mini-TES-derived thermal inertia. *Journal of Geophysical Research* 111, E02S21.
- Gábris Gy. 1993. Fejezetek a klimatikus geomorfológiából. JGYTF Kiadó.
- Gadányi P. 2007. Bazaltláva barlangok morfogenetikai típusai Izlandon. *Karszt és Barlang*, 19-32.
- Gánti T., Horváth A., Bérczi Sz., Gesztesi A., Szathmáry E. 2003. Dark Dune Spots: possible biomarkers on Mars? *Origins of Life and Evolution of the Biosphere* 33, 515-557.

- Gendrin A., Mangold N., Bibring J.-P., Langevin Y., Gondet B., Poulet F., Bonello G., Quantin C., Mustard J.F., Arvidson R., LeMouelic S. 2005. Sulfates in Martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view. *Science* 307, 1587–1591.
- Ghatan G.J., Head J.W. 2004. Regional drainage of meltwater beneath a Hesperian-aged south circumpolar ice sheet on Mars, *Journal of Geophysical Research* 109(E7) CitelID E07006.
- Gilmore M.S., Philips E.L. 2002. Role of aquicludes on formation of Martian gullies. *Geology* 30, 1107–1110.
- Greeley R., Spudis P.D. 1981. Volcanism on Mars. *Reviews of Geophysics* 19, 13–41.
- Greeley R., Wilsona G., Coquilla R., White B., Haberle R. 2000. Windblown dust on Mars: laboratory simulations of flux as a function of surface roughness. *Planetary and Space Science* 48, 1349–1355.
- Greenwood J.P., Blake R.E., Barron V., Torrent J. 2007. Phosphorus geochemistry of Mars: evidence for an early acidic hydrosphere. 7th International Conference on Mars, #3228.
- Greve R. 2008. Scenarios for the formation of Chasma Boreale, Mars. *Icarus* 196, 359–367.
- Grotzinger J.P., Arvidson R.E., Bell J.F., Calvin D.W., Clark B.C., Fike D.A., Golombek M., Greeley R., Haldemann A., Herkenhoff K.E., Jolliff B.L., Knoll A.H., Malin M., McLennan S.M., Parker T., Soderblom L., Sohl-Dickstein J.N., Squyres S.W., Tosca N.J., Watters W.A. 2005. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 11–72.
- Gulick V.C. 2008. Morphologic diversity of gully systems on Mars: new insights into their formation from HiRISE. Workshop on Martian Gullies: Theories and Tests #8041.
- Gyenizse P. 2008. Planetomorfológia. In: Lóczy D. (szerk.): *Geomorfológia II., Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs*, 305–362.
- Haberle R.M., Tyler D., McKay C.P., Davis W.L. 1994. A model for the evolution of CO₂ on Mars. *Icarus* 109, 102–120.
- Hale A.S., Tamppari L.K., Christensen P.R., Smith M.D., Bass D., Qu Z., Pearl J.C. 2005. Water Ice Clouds in the Martian Atmosphere: A View from MGS TES. 36th Lunar and Planetary Science Conference #1083.
- Halevy I., Zuber M.T., Schrag D.P. 2007. A sulfur dioxide climate feedback on early Mars. *Science* 318, 1903–1907.
- Hamilton V.E., Christensen P.R., Bandfield J.L. 2003. Volcanism or aqueous alteration on Mars? *Nature* 421, 711–712.
- Hansen C.J., Bourke M., Bridges N.T., Byrne S., Colon C., Diniega S., Dundas C., Herkenhoff K., McEwen A., Mellon M., Portyankina G., Thomas N. 2011. Seasonal Erosion and Restoration of Mars' Northern Polar Dunes. *Science* 331, 575.
- Hargitai H., Bérczi Sz., Gucsik A., Horvai F., Illés E., Kereszturi Á., Nagy Sz. 2005. Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai, A Naprendszer kisenciklopédiája - A Naprendszer formakincse (1), ELTE TTK - MTA Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport.

- Hauber E., van Gasselt S., Chapman M.G., Neukum G. 2008. Geomorphic evidence for former lobate debris aprons at low latitudes on Mars: Indicators of the Martian paleoclimate. *Journal of Geophysical Research* 113, E02007, doi: 10.1029/2007JE002897.
- Head W., Kreslavsky M., Hiesinger H., Pratt S. 1999. Northern seas and oceans in the past history of Mars: new evidence from Mars orbiter laser altimeter (MOLA) data, 30th Lunar and Planetary Science Conference #1352.
- Head J.W., Mustard J.F., Kreslavsky M.A., Milliken R.E., Marchant D.R. 2003. Recent ice ages on Mars, *Nature* 426, 797–802.
- Head J.W., Marchant D.R., Agnew M.C., Fassett C.I., Kreslavsky M.A. 2006a. Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for Late Amazonian obliquity-driven climate change. *Earth Planet. Science Letters* 241, 663–671.
- Head J.W., Marchant D.R. 2008. Evidence for non-polar ice deposits in the past history of Mars, 39th Lunar and Planetary Science Conference #1295.
- Head J.W., Nahm A.L., Marchant D.R., Neukum G. 2006b. Modification of the dichotomy boundary on Mars by Amazonian mid-latitude regional glaciation. *Geophysical Research Letters* 33, L08S03.
- Head J.W., Neukum G., Jaumann R., Hiesinger H., Hauber E., Carr M., Masson P., Foing B., Hoffmann H., Kreslavsky M., Werner S., Milkovich S., van Gasselt S., HRSC Co-Investigator Team 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars. *Nature* 434, 346–351.
- Hecht M.H., Kounaves S.P., Quinn R.C., West S.J., Young S.M.M., Ming D.W., Catling D.C., Clark B.C., Boynton W.V., Hoffman J., DeFlores L.P., Gospodinova K., Kapit J., Smith P.H. 2009. Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site. *Science* 325, 64.
- Heldmann J.L., Carlsson E., Johansson H., Mellon M.T., Toon O.B. 2007. Observations of Martian gullies and constraints on potential formation mechanisms II: the northern hemisphere. *Icarus* 188, 324–344.
- Heldmann J.L., Mellon M.T. 2004. Observations of Martian gullies and constraints on potential formation mechanisms. *Icarus* 168, 285–304.
- Heldmann J.L., Pollard W.H., McKay C., Andersen D.T., Toon O.B. 2005. Annual development cycle of an icing deposit and associated perennial spring activity on Axel Heiberg Island, Canadian High Arctic. *Antarc. Alp. Res.* 37, 127–135.
- Horvai F., Kereszturi A. 2009. Geology of Mars: new university course in Hungary. 40th Lunar and Planetary Science Conference #1673.
- Houben H., Haberle R.M., Young R.E., Zent A.P. 1997. Evolution of the Martian water cycle. *Advances in Space Research* 19, 1233–1236.
- Howard A.D. 2003. Tongue ridges and rumpled crater floors in midsouthern-latitude Martian craters. 34th Lunar and Planetary Science Conference #1065.
- Hudson T.L. 2008: Growth, Diffusion, and Loss of Subsurface Ice on Mars, PhD Thesis, California Institute of Technology.
- Hurowitz J.A., McLennan S.M. 2007. A ~3.5 Ga record of water-limited, acidic weathering conditions on Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 432–443.

- Irwin R.P., Watters T.R. 2004. Crustal dichotomy boundary and fretted terrain development at aeolis mensae, Mars. Workshop on Martian Hemispheres #4025.
- Jones E.G., Lineweaver C.H., Clarke J.D. 2011. An Extensive Phase Space for the Potential Martian Biosphere. *Astrobiology* 11, 1017-1033.
- Kargel J.S., Marion G.M. 2004. Mars as a salt-, acid-, and gas-hydrate world. 35th Lunar and Planetary Science Conference #1965.
- Kasting J.F. 1991. CO₂ condensation and the climate of early Mars. *Icarus* 94, 1-13.
- Kereszturi Á. 2007. Éghajlatváltozás a Marson I., II. rész. *Légkör* 52/2, 12-17, 52/3, 6-9.
- Kereszturi Á. 2012. Szemelvények a Földön kívüli tektonikai jelenségekről. *Földtani Közlöny* 142, 445-468.
- Kereszturi Á., Csorba Á. 2010. Ásványok és kőzetek a Mars felszínén: vizsgálati, meghatározási lehetőségek. *Földtani Közlöny* 140, 293-301.
- Kereszturi Á., Horvai F. 2009. Integration of Mars research into the education: synthesis at university level. European Planetary Science Congress, P175, abstract EPSC2009-309.
- Kieffer H., Titus T., Mullins K., Christensen P. 2000. Mars south polar spring and summer behavior observed by TES: Seasonal cap evolution controlled by frost grain size. *Journal of Geophysical Research* 105 (E4), 9653-9699.
- Komatsu G., Ori G.G. 2000. Exobiological implications of potential sedimentary deposits on Mars. *Planetary Space Science* 48, 1043-1052.
- Komatsu G., Geissler P.E., Strom R.G., Singer R.B. 1993. Stratigraphy and erosional landforms of layered deposits in Valles Marineris, Mars. *Journal of Geophysical Research* 98(E6), 11105-11121.
- Kreslavsky M.A., Head J.W. 2009. Slope streaks on Mars: A new "wet" mechanism. *Icarus* 201, 517-527
- Kreslavsky M.A., Head J.W., Marchant D.R. 2008. Periods of Active Permafrost Layer Formation During the Geological History of Mars: Implications for Circum-Polar and Mid-Latitude Surface Processes. *Planetary and Space Science* 56, 289-302.
- Kumar A., Tyagi M.B., Srinivas G., Singh N., Kumar H.D., Sinha R.P., Haeder D.P. 1996. UVB shielding and the role of FeCl₃ and certain cyanobacterial pigments. *Photochem. Photobiol.* 63, 321-325.
- Kuti A. 2007. Hőmérsékleti viszonyok vizsgálata a Marson. *Csillagászat Kari TDK dolgozat*.
- Kuti A., Kereszturi Á. 2009a. Inszolációs aprózódás a Marson. *Földrajzi Közlemények* 133/1, 1-12.
- Kuti A., Kereszturi Á. 2009b. Stabil fagyfoltok a Mars sarkvidékén, *Földtani Közlöny* 139/4, 395-402.
- Lahtela H., Titus T.N., Geissler P.E., Roach L.H., Verba C.A., Mustard J.F., Murchie S.L., Brown A.J., Seelos F., Seelos K., Calvin W.M., Parente M., Cornwall C. 2009. Coordinated HiRISE/CRISM observation on Gypsum Signature in Martian polar dunes. 40th Lunar and Planetary Science Conference #2254.

- Lamb M.P., Grotzinger J.P., Southard J.B., Tosca N.J. 2011. Were aqueous ripples on Mars formed by flowing brines. *Special Publication of the Society for Sedimentary Geology*, 139–150.
- Lammer H., Lichtenegger H.I.M., Kolb C., Ribas I., Guinan E.F., Abart R., Bauer S.J. 2003. Loss of water from Mars: Implications for the oxidation of the soil. *Icarus* 165, 9–25.
- Langevin Y., Bibring J.-P., Douté S., Vincendon M., Poulet F., Gondet B., Schmitt B., Forget F., Montmessin F. 2006. Omega Team: CO₂ Ice and H₂O ice in the seasonal caps of Mars during the spring retreat phase. 4th Mars Polar Science Conference on Mars Polar Science and Exploration #1323, p.8091.
- Larsen K.W., Arvidson R.E., Jolliff B.L., Lark B.C. 2000: Correspondance and least square analyses of soil and rock compositions for the Viking Lander 1 and Pathfinder landing sites. *Journal of Geophysical Research* 105 (E12), 29207–29221.
- Laskar J., Levrard B., Mustard J.F. 2002. Orbital forcing of the Martian polar layered deposits. *Nature* 419, 375–377.
- Leah R.H. 2009. Sulfates in Valles Marineris as indicators of the aqueous evolution of Mars. PhD disszertáció, Brown University.
- Lesser M.P., Cullen J.J., Neale P.J. 1994. Carbon uptake in a marine diatom during acute exposure to ultraviolet B radiation: Relative importance of damage and repair. *J. Phycol.* 30, 183–192.
- Levy J.S., Head J.W., Marchant D.R. 2007. Lineated valley fill and lobate debris apron stratigraphy in Nilosyrtis Mensae, Mars: Evidence for phases of glacial modification of the dichotomy boundary. *Journal of Geophysical Research* 112, E08004.
- Li H., Robinson M.S., Jurdy D.M. 2005. Origin of Martian northern hemisphere mid-latitude lobate debris aprons. *Icarus* 176, 382–394.
- Lóki J., Szabó J. 2004. A külső erők geomorfológiája, Kossuth Egyetemi Kiadó.
- Lucchitta B.K. 1981. Mars and Earth comparison of cold climate. *Icarus* 45, 264.
- Lucchitta B.K., Isbell N.K., Howington-Kraus A. 1994. Topography of Valles Marineris: Implications for erosional and structural history. *Journal of Geophysical Research* 99 (E2), 3783–3798.
- Lundin R., Borg H., Hultqvist B., Zakharov A., Pellinen R. 1989. First measurements of the ionospheric plasma escape from Mars. *Nature* 341, 609–612.
- Lundin R., Barabash S., Andersson H., Holmström M., Grigoriev A., Yamauchi M., Sauvaud J.-A., Fedorov A., Budnik E., Thocaven J.-J., Winningham D., Frahm R., Scherrer J., Sharber J., Asamura K., Hayakawa H., Coates A., Linder D.R., Curtis C., Hsieh K.C., Sandel B.R., Grande M., Carter M., Reading D.H., Koskinen H., Kallio E., Riihela P., Schmidt W., Säles T., Kozyra J., Krupp N., Woch J., Luhmann J., McKenna-Lawler S., Cerulli-Irelli R., Orsini S., Maggi M., Mura A., Milillo A., Roelof E., Williams D., Livi S., Brandt P., Wurz P., Bochsler P. 2004. Solar Wind-Induced Atmospheric Erosion at Mars: First Results from ASPERA-3 on Mars Express. *Science* 305, 1933–1936.
- Madsen M.B., Bertelsen P., Goetz W., Binau C.S., Olsen M., Folkmann F., Gunnlaugsson H.P., Kinch K.M., Knudsen J.M., Merrison J., Nørnberg P., Squyres

- S.W., Yen A.S., Rademacher J.D., Gorevan S., Myrick T., Bartlett P. 2003. Magnetic properties experiments on the Mars Exploration Rover mission. *Journal of Geophysical Research* 108, 1-19.
- Madsen M.B., Bertelsen P., Goetz W., Binou C.S., Olsen M., Folkmann F., Gunnlaugsson H.P., Kinch K.M., Knudsen J.M., Merrison J., Nornberg P., Squyres S.W., Yen A.S., Rademacher J.D., Gorevan S., Mangold N. 2005. High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control. *Icarus* 174 336-359.
- Malin M.C., Edgett K.S. 2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science* 288, 2330-2335.
- Mancinelli R.L., Fahlen T.F., Landheim R., Klovstad M.R. 2004. Brines and evaporites: analogs for Martian life. *Advances in Space Research* 33, 1244-1246.
- Mangold N. 2005. High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control. *Icarus* 174, 336-359.
- Mangold N., Roach L., Milliken R., Mouélic S. Le, Ansan V., Bibring J.P., Masson Ph., Mustard J.F., Murchie S., Neukum G. 2010. A Late Amazonian alteration layer related to local volcanism on Mars. *Icarus* 207, 265-276
- Mangold N., Allemand P., Thomas P.G., Vidal G. 2000. Chronology of compressional deformation on Mars: evidence for a single and global origin. *Planetary and Space Science* 48, 1201-1211.
- Mangold N., Allemand P., Duval P., Geraud Y., Thomas P. 2002. Experimental and theoretical deformation of ice-rock mixtures: Implications on rheology and ice content of Martian permafrost. *Planetary and Space Science* 50, 385-401.
- Manning C.V., McKay C.P., Zahnle K.J. 2007. Nitrates on Mars: Evidence from the 15/14N isotopic ratio. American Geophysical Union, Fall Meeting 2007 #P13D-1556.
- Marion G.M., Kargel J.S. 2005. Stability of magnesium sulfate minerals in Martian environments. 36th Lunar and Planetary Science Conference #2290.
- Marchant D.R., Head J.W. 2004. Antarctic dry valleys: modification of rock and soils and implications for Mars. 35th Lunar and Planetary Science Conference #2051.
- Matijevic J.R., Crisp J., Bickler D.B., Banes R.S., Cooper B.K., Eisen H.J., Gensler J., Haldemann A., Hartman F., Jewett K.A., Matthies L.H., Laubach S.L., Mishkin A.H., Morrison J.C., Nguyen T.T., Sirota A.R., Stone H.W., Stride S., Sword L.F., Tarsala J.A., Thompson A.D., Wallace M.T., Welch R., Wellman E., Wilcox B.H., Ferguson D., Jenkins P., Kolecki J., Landis G.A., Wilt D., The Rover Team 1997. Characterization of the Martian surface deposits by the Mars Pathfinder rover, Sojourner. *Science* 278, 1765-1768.
- McCauley J.F. 1978. Geologic map of the Coprates quadrangle of Mars. US Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map I-897.
- McEwen A.S., Malin M.C., Carr M.H., Hartmann W.K. 1999. Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris. *Nature* 397, 584-586.
- McEwen A., Ojha L., Dundas C.M., Mattson S.S., Byrne S., Wray J.J., Cull S.C., Murchie S.L., Thomas N., Gulick V.C. 2011. Seasonal flows on warm Martian slopes. *Science* 333, 740-743.

- McFadden L.D., Eppes M.C., Gillespie A.R., Hallet B. 2005. Physical weathering in arid landscapes due to diurnal variation in the direction of solar heating. *GSA Bulletin* 117, 161–173.
- McGovern P.J., Solomon S.C., Smith D.E., Zuber M.T., Simons M., Wieczorek M.A., Phillips R.J., Neumann G.A., Aharonson O., Head J.W. 2002. Localized gravity/shape admittance and correlation spectra on Mars: implications for regional and global evolution. *Journal of Geophysical Research* 107 doi: 10.1029/2002JE001854.
- McKeown N.K., Bishop J.L., Wray J.J., Noe Dobrea E.Z., Silver E.A. 2009. Textures and morphologies of phyllosilicate-bearing units at Mawrth Vallis. 40th Lunar and Planetary Science Conference #2433.
- McLennan S.M., Bell J.F., Calvin W.M., Christensen P.R., Clark B.C., de Souza P.A., Farmer J., Farrand W.H., Fike D.A., Gellert R., Ghosh A., Glotch T.D., Grotzinger J.P., Hahn B., Herkenhoff K.E., Hurowitz J.A., Johnson J.R., Johnson S.S., Jolliff B., Klingelhofer G., Knoll A.H., Learner Z., Malin M.C., McSween H.Y., Pockock J., Ruff S.W., Soderblom L.A., Squyres S.W., Tosca N.J., Watters W.A., Wyatt M.B., Yenp A. 2005: Provenance and diagenesis of the evaporite-bearing Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 95–121.
- McSween H.Y., Keil K. 2000. Mixing relationships in the Martian regolith and the composition of globally homogeneous dust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2155–2166.
- Melchiorri R., Davila A.F., Chittenden J., Haberer R.M. 2008. Hygroscopic Salts on Mars. American Geophysical Union, Fall Meeting #P11A-1255.
- Mellon M.T., Phillips R.J. 2001. Recent gullies on Mars and the source of liquid water. *Icarus* 106, 1–15.
- Mendillo M., Withers P., Hinson D., Rishbeth H., Reinisch B. 2006. Effects of Solar Flares on the Ionosphere of Mars. *Science* 311, 1135–1138.
- Merrison J.P., Gunnlaugsson H.P., Nornberg P., Jensen A.E., Rasmussen K.R. 2007. Determination of the wind induced detachment threshold for granular material on Mars using wind tunnel simulations. *Icarus* 191, 568–580.
- Michalski J.R., Niles P.B. 2010. Deep crustal carbonate rocks exposed by meteor impact on Mars. *Nature Geoscience* 3, 751–755.
- Michalski J.R., Ruff S.W., Christensen P.R., Cloutis E. 2006. Thermal emission spectroscopy of zeolite minerals. 37th Lunar and Planetary Science Conference #1146.
- Milkovich S.M., Head J.W., Marchant D.R. 2006. Debris covered piedmont glaciers along the northwest flank of the Olympus Mons scarp: Evidence for low-latitude ice accumulation during the Late Amazonian of Mars. *Icarus* 181, 388–407.
- Milkovich S.M., Head J.W., Neukum G. 2008. The HRSC Co-Investigator Team, Stratigraphic analysis of the northern polar layered deposits of Mars: Implications for recent climate history, *Planetary and Space Science* 56, 266–288.
- Milliken R.E., Mustard J.F., Goldsby D.L. 2003. Viscous flow features on the surface of Mars: observations from high-resolution Mars Orbiter Camera (MOC) images. *J. Geophys. Res.* 108 (E6). doi: 10.1029/2002JE002005

- Mizser A., Kereszturi Á. 2007. Climatic planetomorphology: hypothetical synthesis from available data. 36th Lunar and Planetary Science Conference #1523.
- Myrick T., Bartlett P. 2003. Magnetic properties experiments on the Mars exploration rover mission. *Journal of Geophysical Research* 108 (E12), #8069.
- Moore H.J., Jakosky B.M. 1989. Viking landing sites, remote-sensing observations, and physical properties of Martian surface materials. *Icarus* 81, 164–184.
- Morgenstern A., Hauber E., Reiss D., van Gasselt S. 2007. Deposition and degradation of a volatile-rich layer in Utopia Planitia and implications for climate history on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 112, E06010, doi: 10.1029/2006JE002869.
- Mouginis-Mark P.J., Robinson M.S., Zuber M.T. 1990: Evolution of the Olympus Mons caldera, Mars. 21th Lunar and Planetary Science Conference #1415.
- Möhlmann D. 2007. Adsorption water on Mars: possibilities and consequences. *Collegium Budapest, előadás.*
- Montmessin F., Qumerais E., Bertaux J.L., Korablev O., Rannou P., Lebonnois S. 2006. Stellar occultations at UV wavelengths by the SPICAM instrument: Retrieval and analysis of Martian haze profiles. *Journal of Geophysical Research* 111 (E12). E12S06.
- Morris R.V., Klingelhöfer G., Bernhardt B., Schröder C., Rodionov D.S., de Souza P.A., Yen A., Gellert R., Evlanov E.N., Foh J., Kankeleit E., Gütlich P., Ming D.W., Renz F., Wdowiak T., Squyres S.W., Arvidson R.E. 2004. Mineralogy at Gusev Crater from the Mössbauer Spectrometer on the Spirit Rover. *Science* 305, 833–836.
- Murton J.B., Peterson R., Ozouf J.-C. 2006. Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science* 314, 1127–1129.
- Murchie S., Roach L., Seelos F., Milliken R., Mustard J., Arvidson R., Wiseman S., Lichtenberg K., Andrews-Hanna J., Bishop J., Bibring J.-P., Parente M., Morris R. 2009. Evidence for the origin of layered deposits in Candor Chasma, Mars, from mineral composition and hydrologic modeling. *Journal of Geophysical Research* 114, E00D05.
- Nelson M.J., Newsom H.E., Draper D.S. 2005. Incipient hydrothermal alteration of basalts and the origin of Martian soil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69/10, 2701–2711.
- Neukum G., Jaumann R., Hoffmann H., Hauber E., Head J.W., Basilevsky A.T., Ivanov B.A., Werner S.C., van Gasselt S., Murray J.B., McCord T., The HRSC Co-Investigator Team 2004. Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature* 432, 971–973.
- Newman C.E., Lewis S.R., Read P.L. 2005. The atmospheric circulation and dust activity in different orbital epochs on Mars. *Icarus* 174, 135–160.
- Nye J.F., Durham W.B., Schenk P.M., Moore J.M. 2000. The Instability of a South Polar Cap on Mars Composed of Carbon Dioxide. *Icarus* 144, 449–455.
- Okubo C.H., Schultz R.A. 2003. Thrust fault vergence directions on Mars: A foundation for investigating global-scale Tharsis-driven tectonics. *Geophysical Research Letter* 30, 22, doi: 10.1029/2003GL018664. PLA 2-1.

- Osterloo M.M., Hamilton V.E., Bandfield J.L., Glotch T.D., Baldrige A.M., Christensen P.R., Tornabene L.L., Anderson F.S. 2008. Identification of chloride-bearing materials in the Southern Highlands of Mars. *Science* 319, 1651-1654.
- Parro V., de Diego-Castilla G., Moreno-Paz M., Blanco Y., Cruz-Gil P., Rodríguez-Manfredi J.A., Fernández-Remolar D., Gómez F., Gómez M.J., Rivas L.A., Demergasso C., Echeverría A., Urtuvia V.N., Ruiz-Bermejo M., García-Villadanos M., Postigo M., Sánchez-Román M., Chong-Díaz G., Gómez-Elvira J. 2011. A Microbial Oasis in the Hypersaline Atacama Subsurface Discovered by a Life Detector Chip: Implications for the Search for Life on Mars. *Astrobiology* 11, 969-996.
- Parsons R.L., Head J.W. 2004. Ascræus Mons, Mars: Characterisation and Interpretation of the Fan-shaped Deposit on Its Western Flank. 35th Lunar and Planetary Science Conference #1776.
- Pathare V.A., Paige D.A. 2005. The effects of Martian orbital variations upon the sublimation and relaxation of north polar troughs and scarps. *Icarus* 174, 419-443.
- Patel M.R., Bérces A., Kerékgyártó T., Rontó Gy., Lammer H., Zarnecki J.C. 2004. Annual solar UV exposure and biological effective dose rates on the Martian surface. *Advances in Space Research* 33, 1247-1252.
- Pelletier J.D. 2004. How do spiral troughs form on Mars? *Geology* 32, 365-367.
- Pestova O.N., Myund L.A., Khripun M.K., Prigaro A.V. 2005. Polythermal Study of the Systems $M(\text{ClO}_4)_2\text{-H}_2\text{O}$ ($M^{2+} = \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Sr}^{2+}, \text{Ba}^{2+}$). *Physicochemical Studies of Systems and Processes* 78, 413-407.
- Peterson C. 1981. A secondary origin for the central plateau of Hebes Chasma. *Proceedings of the 11th Lunar and Planetary Science Conference* 1459-1471.
- Perrier S., Bertaux J.L., Lefvre F., Lebonnois S., Korabiev O., Fedorova A., Montmessin F. 2006. Global distribution of total ozone on Mars from SPICAM/MEX UV measurements. *Journal of Geophysical Research* 111. E09S06.
- Pierce T.L., Crown D.A. 2003. Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern Hellas region, Mars. *Icarus* 163, 46-65.
- Pollack J.B., Colburn D.S., Flasar F.M., Kahn R., Carlston C.E., Pidek D. 1979. Properties and effects of dust particles suspended in the Martian atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 84, 2929-2945.
- Pollack J.B., Roush T., Whitteborn E., Bregman J., Wooden D., Stoker C., Toon O.B., Rank D., Dalton B., Freedman R. 1990. Thermal emission spectra of Mars (5.4 - 10.5 μm): Evidence for sulfates, carbonates, and hydrates. *Journal of Geophysical Research* 95, 14595-14628.
- Rao M.N., Sutton S.R., McKay D.S., Dreibus G. 2005. Clues to Martian brines based on halogens in salts from nakhlites and MER samples. *Journal of Geophysical Research* 110(E12), CiteID E12S06.
- Renno N.O., Bos B.J., Catling D., Clark B.C., Drube L., Fisher D., Goetz W., Hviid S.F., Keller H.U., Kok J.F., Kounaves S.P., Leer K., Lemmon M., Madsen M.B., Markiewicz W.J., Marshall J., McKay C., Mehta M., Smith M., Zorzano M.P., Smith P.H., Stoker C., Young S.M.M. 2009. Possible physical and thermodynamical evidence for liquid water at the Phoenix landing site. *Journal of Geophysical Research* 114, E00E03, doi: 10.1029/2009JE003362, 2009.

- Richardson M.I., Wilson R.J. 2000. Control of the Martian water cycle by the northern polar ice cap. 2nd Mars Polar Science Conference #4093.
- Rieder R., Economou T., Wanke H., Turkevich A., Crisp J., Bruckner J., Dreibus G., McSween H.Y. 1997. The chemical composition of the Martian soil and rocks returned by the mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode. *Science* 278, 1771–1774.
- Roach L.H., Mustard J.F., Lane M.D., Bishop J.L., Murchie S.L. 2010. Diagenetic haematite and sulfate assemblages in Valles Marineris. *Icarus* 207, 659–674.
- Robbins S.J., DiAchille G., Hynes B.M. 2011. The volcanic history of Mars: High-resolution crater-based studies of the calderas of 20 volcanoes. *Icarus* 211, 1179–1203.
- Rothschild L.J. 1990. Earth analogs for Martian life. Microbes in evaporites, a new model system for life on Mars. *Icarus* 88, 246–260.
- Ruff S.W. 2004. Spectral evidence for zeolite in the dust on Mars. *Icarus* 168, 131–143.
- Ryan M. 1987. Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems. In: Mysen B.O. (ed), *Magmatic processes: physicochemical principles*. Geochemical Society Special Publication 1, 259–287.
- Sagan C. 1973. Ultraviolet radiation selection pressure on the earliest organisms. *Journal of Theoretical Biology* 39, 195–200.
- Sagan C., Chyba C. 1997. The early faint young Sun paradox: Organic shielding of ultraviolet-labile greenhouse gases. *Science* 276, 1217–1221.
- Sagan C., Mullen G. 1972. Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science* 177, 52–56.
- Sakimoto S.E.H. 2008. Martian small volcanic shields and shield fields, 39th Lunar and Planetary Science Conference #1658.
- Schaber G.G., Horstman K.C., Dial A.L. 1978. Lava flow materials in the Tharsis region of Mars, Proc. 9th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings 3433–3458.
- Schmitt B., Schmidt F., Douté S., Langevin Y., Forget F., Bibring J.-P., Gondet B., OMEGA Team 2006. Recession of the Northern Seasonal Condensates on Mars by OMEGA/Mars Express. 4th International Conference on Mars Polar Science and Exploration #8050.
- Schon S.C., Head J.W. 2009. Terraced cutbanks and longitudinal bars in gully channels on Mars: Evidence for multiple episodes of fluvial transport. 40th Lunar and Planetary Science Conference #1691.
- Schorghofer N., Aharonson O. 2005. Stability and exchange of subsurface ice on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 110, E05003, doi: 10.1029/2004JE002350.
- Schorghofer N., Edgett K.S. 2006. Seasonal surface frost at low latitudes on Mars. *Icarus* 180, 321–334.
- Scott D.H., Tanaka K.L. 1986. Geologic map of the western equatorial region of Mars. U. S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map I-1802-A.
- Silvestro S., Fenton L.K., Vaz D.A., Bridges N.T., Ori G.G. 2010. Ripple migration and dune activity on Mars: Evidence for dynamic wind processes. *Geophysical Research Letters* 37, CiteID L20203.

- Smith D.E., Zuber M.T. 2007. The accumulation of seasonal CO₂ at the northern and southern poles of Mars. 38th Lunar And Planetary Science Conference #1932.
- Soare R.J., Wan Bun Tseung J.M., Peloquin C. 2005. Possible thermokarst and alas formation in Utopia Planitia, Mars, 36. Lunar And Planetary Science Conference #1103.
- Soare R.J., Kargel J.S., Osinski G.R., Costard F. 2007. Thermokarst processes and the origin of crater-rim gullies in Utopia and western Elysium Planitia. *Icarus* 191, 95-112.
- Sohl F., Spohn T. 1997. The interior structure of Mars: Implications from SNC meteorites. *Journal of Geophysical Research*, 102(E1), 1613-1635, doi: 10.1029/96JE03419.
- Squires S., Carr M. 1986. Geomorphic evidence for the distribution of ground ice on Mars. *Science* 231, 249-252.
- Squires S.W., Knoll A.H. 2005. Opportunity Sedimentary rocks at Meridiani Planum: Origin, diagenesis and implications for life on Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 1-10.
- Squyres S.W., Arvidson R.E., Bell J.F., Brückner J., Cabrol N.A., Calvin W., Carr M.H., Christensen P.R., Clark B.C., Crumpler L., Des Marais D.J., d'Uston C., Economou T., Farmer J., Farrand W., Folkner W., Golombek M., Gorevan S., Grant J.A., Greeley R., Grotzinger J., Haskin L., Herkenhoff K.E., Hviid S., Johnson J., Klingelhöfer G., Knoll A.H., Landis G., Lemmon M., Li R., Madsen M.B., Malin M.C., McLennan S.M., McSween H.Y., Ming D.W., Moersch J., Morris R.V., Parker T., Rice J.W., Richter L., Rieder R., Sims M., Smith M., Smith P., Soderblom L.A., Sullivan R., Wänke H., Wdowiak T., Wolff M., Yen A. 2004. The Opportunity Rover's Athena science investigation at Meridiani Planum, Mars. *Science* 306, 1698-1703.
- Squyres S.W., Kasting J.F. 1994. Early Mars: how warm and how wet? *Science* 265, 744-749.
- Stewart A.J., Schmidt M.W., van Westrenen W., Liebske C. 2007. Mars: A New Core-Crystallization Regime. *Science* 316, 1323.
- Szynkiewicz A., Ewing R.C., Fishbaugh K.E., Bourke M.C., Bustos D., Pratt L.M. 2009. Geomorphological evidence of plausible water activity and evaporitic deposition in interdune areas of the gypsum-rich Olympia Undae dune field. 40th Lunar and Planetary Science Conference #2038.
- Tanaka K.L., Isbell N.K., Scott D.H., Greeley R., Guest J.E. 1987. The resurfacing history of Mars - A synthesis of digitized, viking-based geology. 18th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings 665-678.
- Titus T., Kieffer H.H., Mullins K.F., Christensen P.R. 2001. TES premapping data: Slab ice and snow flurries in the Martian north polar night. *Journal of Geophysical Research* 106, 23181-23196.
- Tokuta Y., Masatsugu O., Kiyoshi K. 2002. Role of H₂O and CO₂ ices in Martian climate changes. *Icarus* 159, 439-448.
- Tosca N.J., McLennan S.M., Lindsley D.H., Schoonen M.A. 2004. Acid-sulfate weathering of synthetic Martian basalt: The acid fog model revisited. *Journal of Geophysical Research* 109, E05003, doi: 10.1029/2003JE002218.

- Tosca N.J., McLennan S.M. 2006. Chemical divides and evaporite assemblages on Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 21– 31.
- Toulmin P., Baird A.K., Clark B.C.; Keil K., Rose H.J. 1977. Report of the Viking Inorganic Chemical Analysis Team: Introductory Statement. *Journal of Geophysical Research* 82, 4625–4634.
- Touma J., Wisdom J. 1993. The chaotic obliquity of Mars. *Science* 259, 1294–1297.
- Vaniman D.T., Bish D.L., Chipera S.J., Fialips C.I., Carey J.W., Feldman W.C. 2004. Magnesium sulphate salts and the history of water on Mars. *Nature* 431, 663–665.
- Vaniman D.T., Chipera S.J., Bish D.L., Peterson R.C. 2007. Mars latitude, Mars obliquity, and hydration states of Mg-sulfates. 7th International Conference on Mars #3156.
- Vaniman D.T., Chipera S.J. 2006. Transformations of Mg- and Ca-sulfate hydrates in Mars regolith. *American Mineralogist* 91, 1628–1642.
- Wan Bun Tseung J.M., Soare R.J. 2006. Thermokarst and related landforms on Western Utopia Planitia, Mars: Implications for near-surface excess ice, 37th Lunar and Planetary Science Conference #1414.
- Ward W.R. 1979. Present obliquity oscillations of Mars – Fourth-order accuracy in orbital E and I. *Journal of Geophysical Research* 84, 237–241.
- Ward W.R. 1992. Long-term orbital and spin dynamics of Mars. In *Mars* (Eds. Kieffer H.H., Jakosky B.M., Snyder C.W., Matthews M.S.) University of Arizona Press, Tucson, 298–320.
- Watters T.R. 1993. Compressional tectonism on Mars. *Journal of Geophysical Research* 98(E9) 17049–17060.
- Weitz C.M., Milliken R.E., Grant J.A., McEwen A.S., Williams R.M.E., Bishop J.L., Thomson B.J. 2009. Mars Reconnaissance Orbiter observations of light-toned layered deposits and associated fluvial landforms on the plateaus adjacent to Valles Marineris. *Icarus* 205, 73–102.
- Wentworth S.J., Gibson E.K., Velbel M.A., McKay D.S. 2005. Antarctic Dry Valleys and indigenous weathering in Mars meteorites: implications for water and life on Mars. *Icarus* 174, 382–395.
- Westall F., Brack A., Hofmann B., Horneck G., Kurat G., Maxwell J., Ori G.G., Pillinger C., Raulin F., Thomas N., Fitton B., Clancy P., Prieur D., Vassaux D. 2000. An ESA study for the search for life on Mars. *Planetary and Space Science* 48, 181–202.
- Wilhers P. 2009. A review of observed variability in the dayside ionosphere of Mars. *Advances in Space Research* 44, 277–307.
- Wise D., Golombek M., McGill G. 1979. Tectonic evolution of Mars. *Journal of Geophysical Research* 84(B14): doi: 10.1029/0JGREA000084000B14007934000001.
- Williams D.A., Greeley R., Ferguson R.L., Kuzmin R., McCord T.B., Combec J.P., Head J.W., Xiao L., Manfredi L., Poulet F., Pinet P., Baratoux D., Plaut J.J., Raitala J., Neukum G. 2009. The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars: Overview. *Planetary and Space Science* 57, 895–916.
- Wilson S.A.; Bish D.L. 2011. Formation of Gypsum and Bassanite by Solid-State

- Mineral Reactions: Implications for the Bioavailability of Water on Mars. 42nd Lunar and Planetary Science Conference #1327.
- Wilson L., Head J. 1998. Evolution of magma reservoirs within shield volcanoes on Mars. 29th Lunar and Planetary Science Conference #1128.
- Witter J.B., Hamilton V.E., Houghton B.F. 2005. Thermal infrared spectroscopy of explosively erupted terrestrial basalts: potential analogues for surface compositions on Mars. 34th Lunar and Planetary Science Conference #1114.
- Wright I.P., Grady M.M., Pillinger C.T. 1998. Carbon, oxygen and nitrogen isotopic compositions of possible Martian weathering products in EETA 79001. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 917-924.
- Wyatt M.B., McSween H.Y. 2002. Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars. *Nature* 417, 263-266.
- Wyatt M.B., McSween H.Y., Tanaka K.L., Head J.W. 2004. Global geologic context for rock types and surface alteration on Mars. *Geology* 32, 654-648.
- Yen A.S., Gellert R., Schröder C., Morris R.V., Bell J.F., Knudson A.T., Clark B.C., Ming D.W., Crisp J.A., Arvidson R.E., Blaney D., Brückner J., Christensen P.R., Desmarais D.J., De Souza P.A., Economou T.E., Ghosh A., Hahn B.C., Herkenhoff K.E., Haskin L.A., Hurowitz J.A., Joliff B.L., Johnson J.R., Klingelhöfer G., Bo Madsen M., McLennan S.M., McSween H.Y., Richter L., Rieder R., Rodionov D., Soderblom L., Squyres S.W., Tosca N.J., Alian W., Wyatt M., Zipfel J. 2005. An integrated view of the chemistry and mineralogy of Martian soils. *Nature*, 436, 49-54.
- Zimbleman J.R. 1985. Surface Properties of Ascraeus Mons: Dust Deposits on a Tharsis Volcano. 16th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings 934-935.
- Zhanle K.J., Walker J.C.G. 1982. The evolution of solar ultraviolet luminosity. *Review on Geophysics and Space Physics* 20, 280-292.
- Zolotov M.Y., Mironenko M.V. 2007. Timing of acid weathering on Mars: A kinetic-thermodynamic assessment. *Journal of Geophysical Research* 112, E07006, doi: 10.1029/2006JE002882.

TÁRGYMUTATÓ

- aeroszol 49, 50
Adirondack 77
„áfonyák” 129
aggregátum 86
agyagásványok 38, 135
aktív réteg 62, 97
Alba Patera 24
albedo 33, 44, 50, 57, 62, 83
ALH 84001 38, 151
Amazoni 156
Amazonis Planitia 23
andezit 28
aphéliumi felhőv 45, 75
aprózódás 77
áradásos csatorna 69, 155
árapály 44
Argyre-medence 17, 76
árok 15
Arsia Mons 27, 114
artinit 38
Ascræous Mons 27, 28, 114
asztrobiológia 159
Atacama-sivatag 163
Athabasca Valles 24, 69
- Barnacle Bill 28
bazalt 25, 28, 31, 32, 33, 140
becsapódások 75, 153
bepárlódás 37, 125
besugárzás 59
Bounce 139
bróm 65, 79, 83, 128
Burns Formáció 65, 129
- Capri Chasma 132
Ceraunius Tholus 71
Cerberus Planitia 23, 113
Cerberus Fossae 69
Chasma Boreale 92
chassignitek 140
- Chocolate Hills 77
Chryse Planitia 69, 71
ciklusok (anyag körforgás) 45
Circum Hellas Volcanic Province 27
Clovis 39
Comanche 38
Concepcion kráter 77
Curiosity 80
crocus 54
- csapadék 44
csuszamlás 27
- Deadalia Planum 24
Deimos 44
Deuteronilus Mensae 107, 116
deliquescence 67
delta (üledékes) 71
differenciáció 10, 19
dinamóhatás 11
Dorsa Argentea 97
dűne 87, 119, 128, 151
- EETA 79001 38
éghajlat 47, 51
elfolyósodás 67
ementáli sajt 94
Endeavour kráter 88
Elysium-hátság 12, 14, 26, 27
Elysium Mons 27
epszomit 64, 65
eróziós barázda 77
eutektikus 66
evaporit 37, 135
évszakok 45, 151
évszakos pólussapka 53, 55
excentricitás 43
- fagyaprózódás 78, 81
fedőüledék 74, 101, 108, 123, 142

felhő 45, 50
 felföld (déli) 17, 38
 felszínellágyulás 108
 ferrihidrit 39, 137
 filloszilikát 125
 folyó völgy 69, 116, 149, 151
 forró folt 20, 26
 foszfor 40, 139
 fotódisszociáció 42
 foto-Fenton reakció 40
 folyó völgy 69
 freatomagmás 29

gammaespektrométer 51
 geomorfológia 89
 gipsz 37, 87, 125, 138
 Gertrude Weise 40
 Gilbert delta 110
 gleccser 74, 114, 142, 148
 globális lemeztektonika 15, 20, 153,
 155
 goethit 39, 137
 gránát 11
 gravitációs anomália 15
 Gusev kráter 65, 77

Hadley cella 45, 61
 hálózatos csatornák 116
 halofilek 161
 hegylábi mélyedések 117
 hegylábi törmelékmező 105, 142,
 146
 hegységképződés 15
 Hellas-medence 12, 17, 26, 27, 29,
 43, 45, 124
 hematit 39, 40, 83, 122, 137
 HEND 47, 64
 heszpériai 155
 hidegfolt (sarkvidéki) 44
 hidratáció 40, 65
 hidrogénperoxid 40
 hidromagnezit 38
 hidrotermális 26, 39, 46, 83, 155
 hidroxid 39
 highland-lowland boundary 12
 higroszkópos 66

hipszografikus görbe 13
 Holden kráter 39
 Home Plate 127
 homok 48, 85
 homokkő 128
 hőforrás 9
 hőhullám behatolási mélység 64
 hőingás 47, 81
 hőtehetetlenség 48, 57, 74
 hullámfodor 88
 Husband Hill 65

illó anyagok 59, 61
 indító szélesebség 85
 inszolációs aprózódás 81
 Interior Layered Deposit 131
 ionszféra 41
 ívelt gerincek 99, 142
 izotóp 52, 53, 139

jardang 86
 jarosit 37, 128
 Jezero kráter 39

kaldera 21, 26
 kaolinit 135
 karbonát 58, 60, 64, 134, 135
 katabatikus szél 92
 káoszterület 69, 155
 kémhatás 37, 38, 79, 111, 129
 kén 9, 11, 28, 83, 129, 132
 kén-hidrogén 60
 kéreg 10
 kieserit 37, 65, 125, 132
 kimart csatornák 58, 116, 142, 146
 klíma 28, 59, 89
 klór 64, 66, 79, 83, 125, 128
 koncentrikus kráterkitöltések 145
 „kosárlabda” terület 99
 kriokarszt 99, 117
 krioszféra 14, 29, 51, 56, 71, 75, 76,
 110, 114, 155
 kúp (vulkáni) 21
 kűzás 99, 101, 105
 köpeny 10
 kőzetburok 10, 12

krioszféra 15, 51, 52, 56
 lapos lejtők 98
 láva 23, 24, 25, 28
 lávabarlang 24
 lávacsatorna 25
 lávagerinc 15
 LDA 52, 105
 lebenyes kráterek 110, 142, 151
 légkör 41, 43
 légnyomás 20, 44, 48, 59, 91
 lejtő aszimmetria 99
 lejtősáv 111, 112, 147, 151
 lejtőszél 85
 lepidokrokit 39
 limonit 83
 litoszféra 10, 29
 Lunae Planum 16
 LVF 52, 58, 147
 mállás 77
 Mars Express űrszonda 24
 marsmeteoritok 139
 Mauna Kea 21, 39
 Mauna Loa 21
 magma 10, 19
 mágneses anomáliák 16
 mágneses tér 10, 40, 155
 magnetit 39
 magnetoszféra 153
 magnézium 19
 magnézium-karbonát 38
 magnézium-szulfát 65
 magnezit 38
 mállási kéreg 37
 Mangala Fossae 69
 Mangala Vallis 69, 71
 Mars Odyssey űrszonda 52, 64
 Marte Vallis 31
 McMurdo szárazvölgyek 81
 Medusae Fossae 124
 megaoutflow 154
 mélyföld 155
 Meridiani Planum 65
 metán 40, 60
 meteorit 38, 39, 40
 Mimi 77
 montmorillonit 39, 135
 moréna 52, 74, 98, 106
 Nakhla 64, 140
 napállandó 43
 napszél 31, 158
 neutron spektrométer 47, 52
 Nili Fossae 38, 134
 Nili Patera 88
 nitrát 64
 noachi 154
 Noctys Labirinthus 16
 nontronit 39
 óceán 71
 óceánfenék szétterülés 16
 olivin 11, 34, 38, 78
 Olympia lebeny (Olympia Lobe) 96
 Olympia Undae 87
 Olympus Aureola 27
 Olympus Mons 21, 27, 114
 omlás 62
 opál 132, 134
 Opportunity 45, 64, 80, 81, 128, 156
 oszlopos elválás 31
 oxidánsok 40
 oxidok 39, 40, 49
 oxigén 9
 pajzsvulkán 21
 palagonit 34, 156
 pályaelem változás 75, 90, 151
 patera 10
 Pathfinder 79, 80, 81, 156
 Pavonis Mons 27
 periglaciális 80, 107, 113
 permafroszt 47
 peroxid 66
 Phoenix űrszonda 38, 39, 40, 54, 64, 67, 80, 89, 156
 Phobos 44
 Phobos-2 űrszonda 42
 Phoenicus Lacus 14
 phylloci 157

- poláris réteges üledékek 95, 123,
 142, 144, 149
 piroklaszt 21
 piroxén 11, 34
 polihidratált szulfát 37, 125, 132
 poligonok 80, 99, 113, 148, 149
 pólusváltás 16
 por 38, 40, 44, 45, 48, 49, 61, 62, 85
 porördög 49, 86, 87
 porvihar 47, 49, 75
 pólussapka 46, 48, 51, 53, 58, 61, 91,
 123, 142, 144
 Protonilus Mensae 116
 Prometheus-medence 76
 pszeudokráter 23, 24

 quasi circular depression 155

 Rahe kráter 71
 rétegszilikát 38
 regolit 38, 61
 robbanásos vulkánkitörés 7, 20

 sárfolyás 101, 142, 145, 149, 151
 savkőd 37, 79
 Schiaparelli kráter 19
 Shalbatana Vallis 111
 shergotitok 140
 sideriki 157
 SNC 140
 sók 38, 64, 78, 125, 159, 160
 sóaprózódás 77
 sóoldat 66, 79, 81
 solar longitude 45
 Soyouner 28
 spirális völgyek 92
 Spirit 31, 38, 29, 40, 65, 80, 81, 127,
 139, 156
 Surface Type-1, Type-2 34
 Syrtis Major 26, 27, 29, 134

 szél 85
 szélsáv 86
 szerpentin 40
 szerves anyag 40
 szén-dioxid 38, 42, 43, 45, 48, 60, 61
 szén-dioxid jég 49, 51, 52, 53, 55, 56,
 62, 75, 92, 94, 126
 sziklagleccser 106
 szilícium-dioxid 40, 79
 szubdukció 28
 szulfát 37, 64, 66, 79, 125, 132, 135
 szulfid 37
 szmektit 38, 39

 Tartarus Colles 23
 TEGA 38
 telér 71
 Tempe Terra 23
 tengelyferdeség 43, 50, 90, 109
 terasz 69
 Terra Meridiani 128
 termokarszt 99, 117
 TES 46
 Tharsis-hátság 12, 14, 15, 26, 43, 45,
 61, 155
 Tharsis Tholus 21
 Thaumasia Plató 15, 49
 theiiki 157
 tholi 21
 Thyrrena Patera 21
 tillit 52, 97
 tónyomok 110, 123, 142, 146
 transzform vető 17
 tufa 39
 Tyrone 40

 ultraibolya sugárzás 39, 40, 42, 159

 üledék 38
 üveg 34, 36, 39
 üvegházgáz 91
 üvegházhatás 153

 Valles Marineris 15, 37, 45, 129, 155
 vas 10, 11, 19, 25, 32, 39, 40
 vas-oxidok 32, 39, 79, 122
 Vastitas Borealis 97
 Victoria-kráter 129
 Victoria-völgy 88
 Viking űrszondák 40, 49, 53, 54, 64, 80
 viszkózus áramlásnyomok 107, 149

visszatérő lejtősávok 112
víz (cseppfolyós) 38, 40
vízaktivitás 83
vízegyenérték 44, 52
vízfeltörés 93
vízfilm 40, 52, 79
vízjég 44, 49, 51, 58, 126
vonalas völgykitöltés 106, 147

vulkanizmus 19, 154
vulkánkitörés 28, 39, 76, 153

WEH 47, 51, 87
Weillington felület 130
Whatange felület 130

zeolit 65