

Stabil fagyfoltok a Mars sarkvidékén

KUTI Adrienn^{1,3}, KERESZTURI Ákos^{2,3}

¹ELTE TTK Csillagászati Tanszék, 1117 Budapest, XI. Pázmány Péter sétány 1/A.

²Collegium Budapest Institute for Advanced Study, 1014 Budapest Szentháromság u. 2.

³Magyar Csillagászati Egyesület, 1114 Budapest, Bartók Béla út 11–13.

Frost patches in the polar regions of Mars

Abstract

This paper presents a global overview of the behaviour of frost patches in the polar regions of Mars, it also introduces the results of an effort to reveal the basic properties of the crater called Dokka and its surrounding terrain in the north polar region. The outlined regions and units were analyzed morphologically and thermally. It was found that most of these units in and around Dokka have frost coverage throughout the whole Martian year. The crater floor of Dokka and the region above it have different thermal behaviour than the surrounding areas. The results obtained imply that the reason for this behaviour is the summertime frost coverage. This assumption is also supported by the fact that there is a typical trend in albedo, showing a second, summertime peak around $L_s = 160$ in the frost covered regions. Since the temperature at this time is too high to be CO_2 frost while the surface is still too cold and bright to be a barren surface, this ice coverage is presumed to be water-ice.

Keywords: planetology, Mars, polar cap, albedo, ice cover

Összefoglalás

Cikkünkben a Mars pólussapkáitól különálló sarkvidéki, fagytakaró borította területeket mutatjuk be általánosan, majd részletesen elemzünk egy északi sarkvidéki krátert, a Dokkát, valamint annak környékét. A vizsgálat során különös figyelmet fordítunk ezen területek morfológiai és hőtani jellemzőire. Eredményeink alapján az elkülönített felszíni egységek jelentős részét egész évben jégtakaró borítja. A Dokka-kráter aljzata, és a tőle északra fekvő terület hőtani viselkedése a vizsgált két és fél marsi év során eltért a környező térségétől. Ezen részek albedója nyaranta $L_s = 160^\circ$ körül egy második maximumot is mutatott a várttal ellentétben, vagyis a téli időszakot követően is fényesek voltak. Mivel elemzésünk alapján ekkor a hőmérséklet túl magas ahhoz, hogy szén-dioxid-jég borítsa a vidéket, de a felszín túl fényes és hideg, hogy jégmentes legyen, így csak vízjég takarhatja a vidéket.

Tárgyszavak: planetológia, Mars, pólussapka, albedo, jégtakaró

Bevezetés

Az alábbi munka a Mars északi sarkvidékén található fagyfoltok vizsgálatáról ad áttekintést, kiemelve és részletesebben tanulmányozva egy érdekes területet, a Dokka-krátert és környezetét. A fagy alatt a cikkben a felszínen évszakosan kialakuló víz-, illetve szén-dioxid-jéget értünk, amelyek közül bármelyik, esetleg a kettő együttese is alkothat fagyréteget.

A vízjég fontos felszínformáló a bolygón (GYENIZSE 2008, HARGITAI 2002, KERESZTURI 2008, SÍK et al. 2005), emellett millió éves időskálán akár ezer km-nél nagyobb

távolságokon migrálhat is, így viselkedésének megértése mind geológiai szempontból, mind a tavaszi melegedés során a folyékony víz megjelenési lehetősége (HORVÁTH et al. 2005), és a kráterekben található folyásnyomok szempontjából (MIHÁLYI et al. 2008) is fontos.

Az évszakos folyamatok háttere

A marsi évszakos változások hátterében a földihez hasonlóan a felszínre jutó napsugárzás mennyiségének ingadozása áll, amelyet a forgástengely 25 fokos ferdesége,

és az elnyúlt alakú pályán való mozgás következtében a változó naptávolság okoz. Az alábbiakban a sarkvidék és ott található fagytakaró viselkedésének háttérismeretei olvashatók, az évszakos folyamatok általános meteorológiai jellegű leírása a hivatkozásokban megadott forrásokból tanulmányozható (KUTI & KERESZTURI 2009, KERESZTURI 2007).

A marsi évszakok leírásában a „solar longitude” (ezentúl: L_s) fogalmát szokás alkalmazni, amely a bolygó pályáján elfoglalt helyzetét adja meg a tavaszponthoz viszonyított szöggel. Az északi féltekére $L_s = 0$ a tavaszi napéjegylenlőséget, $L_s = 90$ a nyári napfordulót, $L_s = 180$ az őszi napéjegylenlőséget, $L_s = 270$ a téli napfordulót jelöli.

A bolygón a napsütéstől legjobban felmelegedő felszíni pontok által kijelölt zóna — a termikus egyenlítő — a besugárzásnak megfelelően vándorol, méghozzá olyan mértékben, hogy télen és nyáron a megszokott kettővel szemben egyetlen Hadley-cella jellemző. Naptávolságban é.sz. 30° és d.sz. 10° között megjelenik az aféliumi felhőv, amely a Hadley-cella felszálló ágát képviseli. Ekkor, a helyi, északi nyár idején az északi pólussapkából származó víz-pára kicsapódik felhőket alkotva. Napközben változékony a légkör portartalma, s alkalmanként az egész bolygóra kiterjedő porviharok is megfigyelhetők. A por az örvénylő portölcsérek, a szelek és az évszakos pólussapka szublimációjának hatására jut a légkörbe. Ez fényelnyelésével és saját infravörös visszاسugárzásával csökkenti a nappali maximális, és növeli az éjszakai minimális felszíni hőmérsékletet.

A ritka légkör miatt a felszíni energiamérlegben a nappali besugárzás és az infravörös kisugárzás közti arány dominál. A légkörrel fennálló hőcsere csekély, a felszíni hőmérséklet a légkörre nappal az alsó 1 km-es rétegben, éjszaka az alsó 100 m-es rétegben van erős hatással. A hőingás esetenként a napi 100 fokot is meghaladja a ritka légkör és a felszíni anyagok kis hőkapacitása miatt (KUTI 2007). Így napközben, csupán 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 ugyancsak fontos szerepe van a hőtehetetlenségnek (thermal inertia, TI). Ez a felszínt alkotó és néhány cm–m mélységig terjedő anyagról ad információt. Értéke azt jellemzi, hogy milyen gyorsan melegszik nappal vagy hűl le éjszaka a felszín. Nagyságát a hővezetőképesség és a hőkapacitás befolyásolja. A Marson előforduló felszíni anyagok miatt elsősorban a belső szerkezet határozza meg a hőtehetetlenséget; ha az anyag összefüggő és folyamatos, a felszínről könnyen vezet lefelé a hőt, ezért lassan hűl és melegszik, hőtehetetlensége tehát nagy. A porózus anyag (homokkő, konszolidálatlan törmelék, lerakódott por) a meleget lassan vezet lefelé, vagyis felszíne gyorsan melegszik és hűl, hőtehetetlensége ezért kicsi. A marsi viszonyok között az alacsony hőtehetetlenség általában porborítást, a nagy pedig szállkőzetet jelent. Néhány jellemző TI érték az eddigi marsi megfigyelések alapján: 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 pólussapkák viselkedése

A pólussapkák esetében az állandó (avagy maradvány) sapka a helyi nyár idején is megmarad, míg az évszakos sapka a hőmérséklettel párhuzamosan zsugorodik, illetve terjed ki, és télen maximum 50 fokos szélességig nyúlik le (*I. ábra*). Az évszakos sapkák szerkezete rétegzett: ősszel a magasabb fagyáspontú H_2O havazással vagy gázfázisból közvetlenül szilárd halmazállapotban történő kiválással, ezt követően pedig az alacsonyabb fagyáspontú CO_2 is kifagy a pólusokra.

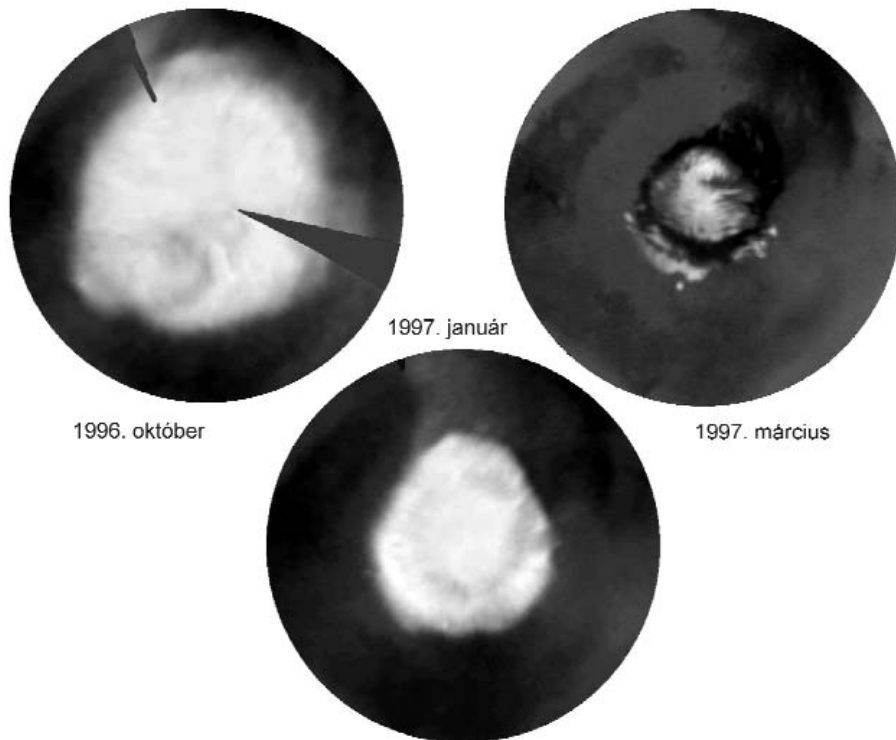
Az évszakos pólussapkáknak fontos szerepük van a CO_2 és H_2O körforgásában. Zsugorodásuk évről évre hasonló, a légköri portartalom változása kevésbé befolyásolja azt. Peremüknél a CO_2 által fedett és fedetlen terület határát crocus vonalnak, a CO_2 takaró eltűnésének egy adott helyre vonatkozó időpontját pedig crocus dátumnak nevezik. Közel 160 K felett már nincs jelen szilárd szén-dioxid a Marson.

A crocus helye és időpontja az egymással szomszédos fagyborította és a fagymentes területek eltérő hőmérséklete, avagy eltérő albedója alapján határozható meg. Ennek megfelelően az évszakos sapka pereme kijelölhető hőmérséklet és albedó alapján is, a kettő azonban nem feltétlen fed egymást. A hőmérséklet alapján kijelölt crocus dátum egyenletesebben halad, mint az albedó alapján meghatározott. $L_s = 240$ előtt a hőmérséklet alapján, ez után pedig az albedó alapján megállapított dátum késik a másikhoz viszonyítva.

A sapkák zsugorodásánál (KIEFFER et al. 2000) a teljes fagyborításból a teljesen fagymentes állapotba történő átmenet 60 km-es méretskálán vizsgálva kb. 20 napot igényel. Az évszakosan kifagyó CO_2 egy része laza, porózus szerkezetű lehet, de vannak benne összefüggő és tömör részek is (ELUSZKIEWICZ et al. 2005). Az évszakos sapka pereméről elszublimált gáz részben a légkörben marad, részben pedig magasabb szélességű, és ezért hidegebb területeken fagy ki — ennek megfelelően a pólus felé vándorol a jég.

Az **északi évszakos sapka** maximális kiterjedésekor é.sz. 53° -ig nyúlik le. A tavasszal zsugorodó pólussapkánál a vízjég egy peremi gyűrűt alkot. Ez részben a szén-dioxid-takaró alól előtűnő vízjégtől, részben pedig az abból elszublimáló, és a hideg szén-dioxid-sapka peremére ráfagyó molekulákból származik (SCHMITT et al. 2006). $L_s = 60$ 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 jellegzetes zónák határolhatók le a pólustól távolodva (SCHMITT et al. 2005): 1. stabil és viszonylag tiszta CO_2 , 2. szublimáló és porosabb CO_2 , 3. elkülönülő H_2O -, CO_2 -jég régiója, 4. tiszta és szublimáló H_2O -jég, 5. jégmentes hidratált regolit, 6. meleg és száraz regolit.

Mivel a déli tél hosszabb és hidegebb, a **déli évszakos sapka** kiterjedtebb, mint az északi. A fagytakaró visel-



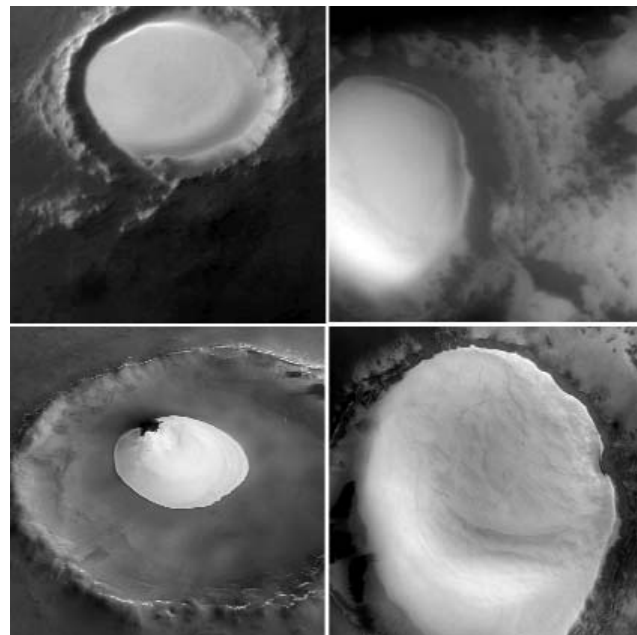
1. ábra. Az északi pólussapka zsugorodása a Hubble-űrtéleszköp WFPC-2 kamerájának felvételeiből készített mozaikok alapján (NASA, James, Clancy, Lee)

Figure 1. The recession of the northern polar cap on Mars, based on mosaics assembled from images acquired by the WFPC-2 camera onboard the Hubble Space Telescope (NASA, James, Clancy, Lee)

kedését azonban bonyolítja, hogy a légkörben az északról (az ottani nyár idején) érkező H_2O a déli CO_2 -vel együtt is kifagyhat. (LANGEVIN et al. 2006; DOUTÉ et al. 2005). A déli évszakos sapka zsugorodása aszimmetrikus, az egyes évek zsugorodási görbéi azonban hasonlóságot mutatnak; eltérések főleg $L_s = 230$ után jelentkeznek. Az északi sarkvidéken megfigyelt H_2O gyűrűhöz hasonló jelenség délen nem figyelhető meg, kisebb vízjégfoltok azonban feltűnnek, főleg $L_s = 180-200$ között, majd $L_s = 240-270$ között már alig mutatkozik H_2O -jég. Míg északon a maradványsapka csak vízjégből áll, déli párja tetején 1-2 méter vastag szén-dioxid-fedőréteg található, amely alól a vízjég csak annak kivékonyodó részeinél látszik ki. Az OMEGA detektorral (Mars Express-űrszonda) a helyi tavasz során vízjégfelhőket is észleltek a sapka peremvidékén (LANGEVIN et al. 2006).

Fagynyomok a jégsapkán kívül

A fent említett általános jellemzők alól vannak kivételek magas szélességeken is. Itt említhetők északon az állandó sapka határán kívüli területek, kráterek, ahol a fagytakaró nyáron sem szublimál el (2. ábra). Ezeket hátramaradó vízjégszigeteknek (frost outliers) is nevezik a szakirodalomban (KIEFFER & TITUS 2001, DOUTÉ et al. 2005). Délen hasonló anomális viselkedés már a távcsöves megfigyelések idejéből is ismert Mountains of Mitchel nevű hegyvidéknel mutatkozik, ahol tovább megmarad a szén-dioxid-jég



2. ábra. Négy kráter az északi sarkvidékről, amelyek nyáron is megtartják fagyborításukat. Az eltérő méretű ábrázoláson balra fent a Koroljov (átmérő 80 km, R2300178 THEMIS kép), jobbra fent a Dokka (50 km, E0202374 MOC kép), balra lent a Louth (36 km, HRSC kép), és jobbra lent egy névtelen kráter (é.sz. 77 k.h. 88, 31 km, P02-001819-2570 MRO CTX kép) látható

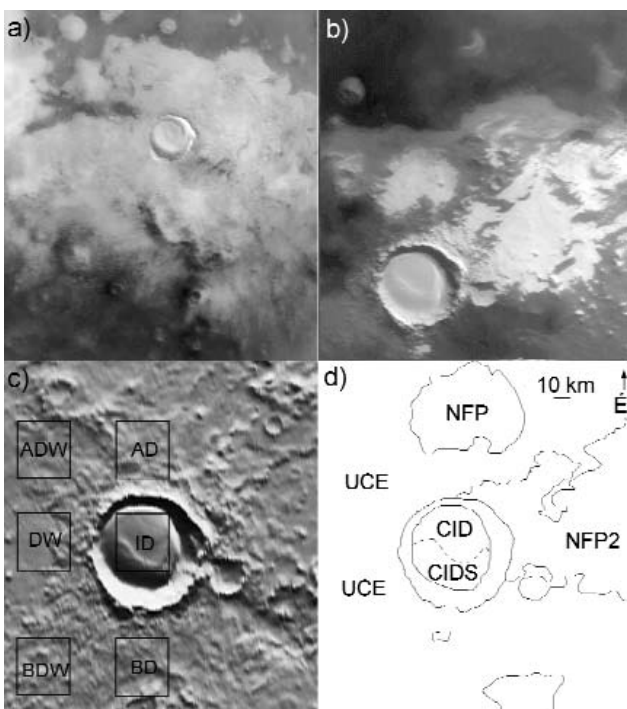
Figure 2. Four craters in the northern polar region, with summertime frost coverage. The images show different size of the terrains around: Koroljov crater in the upper left (diameter: 80 km, R2300178 THEMIS image), Dokka crater in the upper right (50 km, E0202374 MOC image), Louth crater in the lower left (36 km, HRSC image), and an unnamed crater in the lower right (77N 88E, 31 km, P02-001819-2570 MRO CTX image) corner of the figure

borítás. Ezt eredetileg magas területnek gondolták, azonban valójában egy sűrűn kráterezett, csak enyhén kiemelkedő vidék.

Nem visszamaradó fagyfolt ugyan, de az általános évszakos tendenciától eltér a „Cryptic terrain-nek” nevezett régió. Ez a déli évszakos pólussapka területén, k.h. 6–210 és d.sz. 73–85 között húzódik, ezen belül központi része k.h. 135–185, d.sz. 75–81 között található. Területe akkor is hideg marad, amikor az azt fedő szén-dioxid-jég a környező jégmentes területekhez hasonlóan sötét (KIEFFER et al. 2000), és ezért melegebbnek kellene lennie. $L_s = 290$ -nél hőmérséklete hozzávetőlegesen 164 K, míg a környező területek ez idő tájt 240–270 K közöttiek. Eszerint bár jég borítja, mégis viszonylag sötét vidék, feltehetőleg azért, mert a jégréteg metamorfizálódott, nagy szemcseméretűvé alakult, és átlátszó lett mind az optikai, mind az infravörös tartományban. Egyes modellek alapján az erre fújó erős szelek befolyásolják a CO_2 szilárd fázisba alakulását és lerakódását — ezzel együtt pedig a szemcseméretet is.

Egy különleges kráter, a Dokka

Az északi sarkvidéken előfordulnak olyan területek, melyekben a fagyborítás nyáron is megmarad, holott ezek a részek már elváltak a tavasszal zsugorodó sapkától. Ezek a területek a környező fagymentes részeknél hidegebbek, és így albedójuk is magasabb. Ilyen hátramaradt fagyborítást mutató kráter a Dokka-kráter, mely az északi sarkvidéken helyezkedik el, é.sz. 77, k.h. 214 foknál. Átmérője 50 km, belseje pedig valószínűleg ősi, poláris réteges üledékekhez hasonló anyaggal feltöltött (3. ábra). A következőkben a Dokka-kráter és környező területeinek megismerésére irányuló vizsgálataink eredményét ismertetjük.



Vizsgálati módszerek

Az albedó vizsgálata jelen szempontunkból a fagy-takaró viselkedése miatt fontos. Mért értéke sok tényezőtől függ: a felszínt borító jég összetételétől, szemcseméretétől, a napsugárzás beesési szögétől, az árnyékot vető felszínformák gyakoriságától, a felmelegedett porszemcsék jégbe történő beolvadásától, avagy felszínre kerülésétől. Az elszublimáló CO_2 jég alól előtűnő H_2O ráfagyhat a zsugorodó CO_2 jég peremére, megnövelve annak albedóját. Amíg a Nap nem éri el a horizont feletti, kb. 10 fokos magasságot, addig az albedó igen alacsony. Később a Nap emelkedésével együtt nő, akár 0,6-ig is, míg a jégmentes felszínen a 0,1 érték közelébe is lecsökkenhet. A két maradványsapka átlagos albedója eltér, mivel északon az állandó pólussapka tisztán H_2O -ból áll, délen viszont megmarad a felszíni CO_2 borítás (PAIGE & INGERSOLL 1985)

A hőmérséklet és albedó analízishez szükséges adatokat az MGS űrszonda TES műszerének méréseiből nyertük. A hőemissziós spektrométer termális bolométere az 5,1–150 mikronos tartományban rögzített adatokat, ahonnan a felhasznált hőmérsékletértékek származnak. A TES-alapú albedó ún. Lambert-albedó, mely a legegyszerűbb, izotrop módon szóró felszínt feltételez. Mivel eszerint ugyanakkora intenzitású fény szóródik minden irányba, a mérés eredménye szempontjából nem számít, hogy felülről nézünk a vizsgálati pontra, vagy oldalról. A vizuális értékeléshez THEMIS (Mars Odyssey szonda) optikai és éjszakai infravörös felvételeket is felhasználtunk, melyek ugyancsak a felszín tulajdonságaiba engednek betekintést, a TES-nél jobb térbeli, ám rosszabb időbeli felbontással.

A vizsgálatot összesen hat területre végeztük, melyek közül 3-3 különböző szélességen helyezkedik el. Méretük meghatározásakor az elsődleges szempont az volt, hogy elég kicsik legyenek ahhoz, hogy homogénnek tekinthessük őket, ám megfelelően nagyok legyenek ahhoz, hogy kellő mennyiségű adat álljon rendelkezésünkre a különböző L_s -ekre. E hat területből hármat tekintettük elsődleges vizsgálati célpontnak, beleértve magát a Dokka-krátert (BD, ID, AD), a további három részt pedig referenciaként határoztuk le (BDW, DW, ADW) (3. ábra, c).

Ezen kívül a kráternek és környezetének geológiai analízisét megkönnyítendő, megjelenés és topográfia alapján további négy területtypust különítettünk el: kráterbeli üledék (CID), kráterbeli üledék déli része (CIDS), szétszórott krátertörmelék (UCE), és a kráteren kívüli fagyfoltok (NFP) (3. ábra, d). Hangsúlyozzuk, hogy ezen egységek kijelölése önkényesen történt, nem állítjuk, hogy alaptípusok lennének az adott területen, de az elemzést megkönnyítik.

3. ábra. A Dokka-kráter. a) tágabb környezete tél végén, amikor kiterjedt a fagyborítás a területen (S1802213 MOC kép); b) a kráter és szűkebb környezete nyáron, az ekkor is jól kivehető fagyborítással (M0100629 MO kép); c) a kráter domborzatárnyékolásos ábrázolása, rajta a vizsgált területekkel; d) a lehatárolt területtypusok és rövid elnevezésük

Figure 3. Dokka crater. a) its surrounding terrains, with frost cover in winter (S1802213 MOC image); b) in summer with patchy frost (M0100629 MO image); c) topography of the terrains; d) the analyzed terrain types, defined by the authors

Eredmények

Kráterbeli üledék jellemzése

A kráter belsejében elhelyezkedő üledéken (CID) nem látható kisebb méretű kráter, így felszíne valószínűleg fiatal. Helyzete aszimmetrikus, tetején közel vízszintes síksággal, mely enyhén (0,6–1 fokkal) dél felé lejt. A kráterbeli üledék déli része (CIDS) takarószerű bevonatot képez, mely a kráterbeli üledék közel 1/3-át borítja. Az üledék déli részén kisebb aldebóalakzatok vehetők ki, ellentétben a homogén, északi résszel.

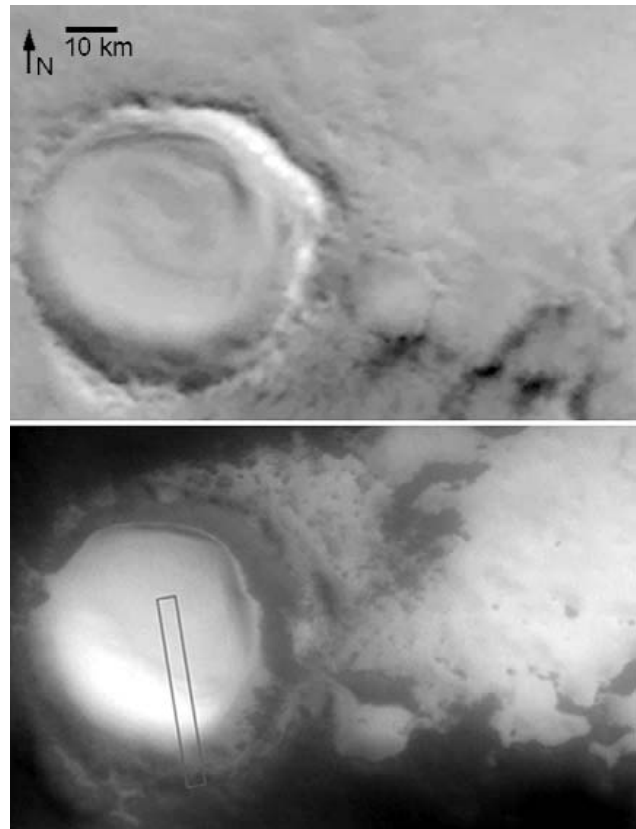
Mivel a Marson a besugárzás hatására szublimáló jégtakaró eltéréseket okoz a különböző kitétségű lejtők alakjában, ezért ennek nyomát itt is kerestük. A kráterbeli üledék északi és déli lejtőjének átlagos meredeksége hasonló, azonban maximális lejtőszögük eltér; a CID északi határán 1-2 fokkal nagyobb, mint a déli peremnél. Míg a CID északi része sima és jellegtelen, addig a déli rész elnyúlt alakzatokat, erőteljesebb topográfiai egyenetlenséget, és albedó-különbséget mutat.

Nyári fagyborítás

A korábban említett, visszahúzódó sapkán kívül maradt nyári fagyfoltok közül többet is megfigyelhetünk az elemzett területen, részben a CID-ben, részben a környező területen, mint az a 3. ábrán is látható. A következőkben kráteren kívüli fagyfoltokra (NFP) összpontosítunk, és azokat a Dokka kráter környezetében legjellegzetesebb képviselőjük, az AD jelzésű terület ismertetésén keresztül mutatjuk be.

A kráteren kívüli fagyfoltok felülete hullámzóbb, mint a kráter belsejében található üledéké, mivel azok az alattuk fekvő egyenetlen felszín domborzatát követik. Az albedó és hőtehetetlenség értékei ezen a részen igen tág keretek között változnak; a kráterbeli üledékhez viszonyítva minimális és átlagos hőtehetetlenségük alacsonyabb (CID: min.: $1200 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$, átlag: $2710 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$; NFP: min.: $800 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$, átlag: $1360 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$). Mindegyik érték tehát viszonylag magas, összefüggő anyagra, azaz folyamatos jégre vagy kőzetre utal, melyben kevés a gázzal kitöltött pórustérfogat. Ugyanakkor a környező, nyáron jégmentes területen ez 250 és 600 közötti, amely a cementálatlan homok, és a tömör kőzet alsó határa közötti érték. A fagyborítás foltokban van jelen, sötétebb, jégmentes területekkel, „lyukakkal” a déli lejtőkön, melyet valószínűleg a kitétség miatt ott érvényesülő erősebb besugárzás okoz. A fagyott részek legtöbbször élénk perem figyelhető meg, ám néhány esetben elmosódott, diffúz határvonal is látható. Az élénk peremek erős topográfiai változásokkal esnek egybe, pl. meredek gerincek mentén látszódnak.

Míg a sarkvidéki tél során a NFP egésze jéggel borított, tavasszal (Ls = 58-tól kezdődően) a déli lejtőkön eltűnik a jég (4. ábra). A hőmérséklet ekkor 175 és 180 K közötti. Míg ezen fagymentes lejtők dőlésszöge hasonló a kráterbeli üledék déli részének lejtőszögéhez, a kráterbelsőben nem tűnik el a jég. A CID dél felé néző lejtői vagy nem tudnak elegendően felme-



4. ábra. A Dokka-kráter tél végén (fent, S1802213 fotó, Ls = 58.11) és tavasszal (lent, E2000879, Ls = 69.22) az MGS űrszonda MOC detektorának felvételén. Jól kivehető a terület, ahonnan a fagytakaró eltűnt tavasszal

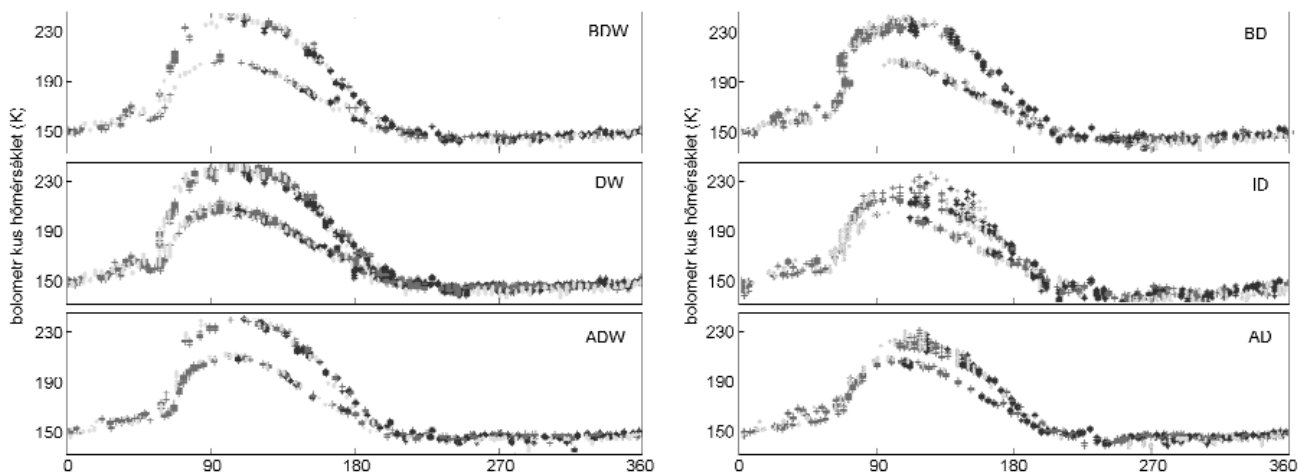
Figure 4. Dokka crater in late winter (top, S1802213 image, Ls = 58.11) and in spring (bottom, E2000879 image, Ls = 69.22) on MGS MOC images. The terrain where the ice disappeared in spring, can easily be identified

legedni a környező területekkel ellentétben, avagy a róluk elszublimáló anyag alulról utánpótlást kap.

Évszakos változás

A TES adatok alapján a hőmérséklet és az albedó együttes évszakos változása jellegzetes, és a jégtakaró tulajdonságaiba enged bepillantást. A hat vizsgált területen mért éves hőmérsékletgörbék az 5. ábrán láthatók.

Az 5. ábra jobb oszlopában a három „elsődleges területre”, három marsi évre láthatók a hőmérsékleti profilok. Szembetűnő, hogy a különböző évek hőmérsékletadatai jó egyezést mutatnak, vagyis megállapítható egy éves ismétlődő trend. A hirtelen hőmérsékletemelkedés Ls = 58 körül a crocus dátumnak felel meg. Ettől az időponttól kezdődően az évszakos sapka visszahúzódásának következtében a CO₂ teljesen eltűnik a felszínről. A maximális nappali hőmérséklet mindhárom területen a nyári napforduló (Ls = 90) idejére tehető, majd lassan csökkenni kezd, és Ls = 201-től a Nap magasságának megfelelően az éjszakák és nappalok megkülönböztethetetlené válnak. Innentől a hőmérséklet a CO₂ szilárd fázisban történő kiválásának hőmérséklete közelében marad, vagyis tartós téli fagyborítás fedi el a területeket.



5. ábra. Hőmérsékletprofilok a hat vizsgált területre. Minden görbe három év adatait mutatja; az eltérő árnyalatok eltérő éveket jeleznek. Ahol két görbe figyelhető meg, ott a felső a nappali, az alsó pedig az éjszakai hőmérsékletmenetet jelenti

Figure 5. Annual temperature profiles for the six analyzed areas. Each curve shows data values from three subsequent years. The upper and lower branches on each individual plot indicate daytime and night-time temperatures, respectively

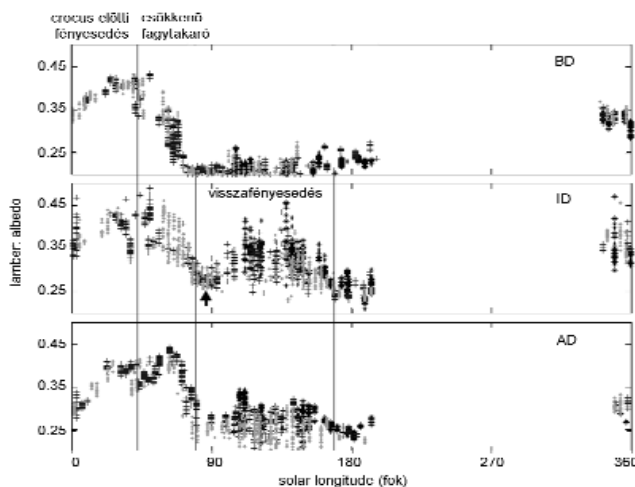
Eszrevehető, hogy az $L_s = 80$ – 150 időszakban a hőmérsékletértékek jelentősen alacsonyabbak a kráterben, illetve az attól északra eső területen (5. ábra, ID, AD jelzésű panelok), mint a krátertől délre lehatárolt területen (5. ábra, BD). Ennek két magyarázata lehet: egyrészt okozhatja a besugárzásból eredő meridionális eltérés, vagyis a hőmérsékletkülönbség lehet azzal kapcsolatos, hogy a kráter és a tőle északra eső terület kevesebb napfényt kap, mint a BD. A másik lehetséges magyarázat a THEMIS és MOC képeken is megfigyelhető, nyáron is megmaradó fagyborítás az ID és AD jelzésű területeken.

A lehetséges okok valószínűsítéséhez, illetve kizárásához a három referenciaterület hőmérsékleti profiljait is (5. ábra, bal oszlop) elkészítettük. Ez alapján egyértelmű, hogy csupán a szélességbeli különbség nem okozhatja a megfigyelt jelenséget. Ha ugyanis a kizárólagos befolyásoló faktor a besugárzás volna, ugyanazon szélességi övön belül hasonló menetet várnánk az eltérő területeken — a görbék alapján pedig nyilvánvaló, hogy nem ez a magyarázat. Vagyis az eltérő hőviselkedést nagy valószínűséggel a megfigyelhető nyári fagytakaró okozza. Mivel a fagytakarókon az ekkor mért hőmérséklet (215 K) túl magas ahhoz, hogy a területet CO_2 borítsa, de túl alacsony ahhoz, hogy teljesen fagymentes legyen — ezért a fényes borításnak H_2O jégnek kell lennie.

Az albedó éves menete a hőmérséklettel korrelálva érdekes eredményeket ad. $L_s = 0$ -tól a crocus dátumig, ameddig CO_2 -jég borítja a területeket, magas az albedó, majd a crocus dátumnál hirtelen visszaesik minden vizsgált területen. Mivel ekkor a hőmérséklet meghaladja a 150 K-t, a CO_2 szublimál, és így kiterjedése csökken. A 6. ábra ID paneljén a nyíllal jelölt részen ($L_s = 80$ – 93) az albedó rövid ideig lecsökken. Ennek oka lehet a CO_2 szublimációt követő porszennyezés, mely ideiglenesen sötétebbé teszi a térseget, avagy a CO_2 alatt lévő vízjégre jellemző olyan kristályszerkezet, amely kevesebb napfényt ver vissza.

$L_s = 80$ – 170 között két eltérő trend figyelhető meg a

területtől függően: a kráterben és az NFP területen visszafényesedés látszik, ami ugyancsak jég jelenlétét erősíti, ezzel ellentétben a krátertől délre (BD) elhelyezkedő területen ekkor az albedó alacsony, 0,20–0,25 közötti értékekkel. A visszafényesedés egy második csúcsként figyelhető meg $L_s = 160$ körül, mikor is az albedó akár a 0,45-ös értéket is elérheti. Mivel ekkor a hőmérséklet túl magas CO_2 -jég jelenlétéhez, a visszafényesedést vízjég kell, hogy okozza. 200 K felett a H_2O is szublimálni kezd. E második csúcsot követő albedócsökkenés oka valószínűleg egy régebben lerakódott, nagyobb szemcseméretű vízjégréteg kibukkanásának, és a porviharok következtében megnövekedő aeroszol mennyiségnek az együttes hatásában keresendő. A H_2O fagy kiterjedése nőni fog ebben a szakaszban, ugyanis 200 K alatt finomszemcsés vízjég kezd el lerakódni, melynek általában magasabb az albedója, azonban nem elég ahhoz, hogy az albedó csökkenő tendenciáját kompenzálni tudja (XIE 2008). $L_s = 180$ – 190 körül az albedó emelkedésére utaló nyomok fedezhetők fel, ám a poláris éjszaka



6. ábra. A három elsődleges terület albedójának éves változása

Figure 6. Annual albedo variation in the three primary areas

miatt ebben az időszakban nem állnak rendelkezésre mérési adatok. A hőmérséklet trendekkel összevetve azonban nyilvánvaló, hogy megkezdődik a CO₂ fagy lerakódása, ami az albedó fokozatos növekedéséhez vezet. A szén-dioxid mennyisége addig nő, míg végül teljesen befedi a H₂O-jeget.

Konklúzió

A Dokka-kráterre és környezetére irányuló vizsgálataink alapján a morfológiát illetően megállapítható, hogy a kráterbeli üledék meridionális aszimmetriákat mutat: a felszíne enyhén délre dől, a peremén mérhető maximális lejtőszögek északon 1-2 fokkal nagyobbak a délen jellemzőnél, emellett az üledék déli felén egy vékony felszíni borítás van, amely különbözik az északi résztől. Mindezeket az eltéréseket valószínűleg a különböző kitérítésű lejtőket érő eltérő mennyiségű besugárzás okozza, illetve a mai és a közelmúlt klímaváltozásaival kapcsolatban lép fel. A bolygó forgástengelyének dőlésszöge élénken változik, ezzel kapcsolatban közepes és magas szélességeken az eltérő éghajlati állapotok során más és más mértékben jelentkezik a jég és vele a por lerakódása/lepusztulása az eltérő kitérítésű területeken. A NFP esetében sok déli lejtőről nyáron eltűnik a fagy, melynek oka az ezeket a területeket érő erősebb besugárzásban keresendő.

A fizikai paraméterek elemzése alapján mind a hőmérséklet, mind az albedó esetén évesen visszatérő trend mutatkozik. A kráter maga és a rajta kívüli fagyfoltok eltérő viselkedést mutatnak, mint az a szélességi öv, amiben elhelyezkednek. A jelenséget a nyáron is megmaradó vízjég okozza.

Az albedónál a CO₂ jég eltűnése után megfigyelt visszafényesedés ugyancsak a nyári vízjégtakaróval kapcsolatos, amelyet okozhat a vízjég újra kifagyása a felszínre, illetve a szemcseméret változása is.

Modellvizsgálatok alapján a jelenség valószínűleg a következőképpen megy végbe: késő nyár végén, mikor a hőmérséklet meghaladja a CO₂ fagyáspontját, az albedó lecsökken. Később ismét megemelkedik, vagyis magas albedójú üledékek keletkeznek a kráteren belül. Ezt létrehozhatja a felszínre ráfagyó vízpára, avagy az eleve meglévő jég szemcseméretének változása az erős besugárzástól. A vízpárában gazdag, északi pólussapka pereméhez közeli kráterek mintegy csapdaként működhetnek mind a kráterbeli, mind a környező területbeli regolitból a nyár során kibocsátott vízjég és vízgőz számára.

A Dokka-kráter belseje feltehetőleg a pólussapka egy korábbi, kiterjedtebb állapotának maradványa, ezért fontos információkat tartalmazhat annak változására vonatkozóan. Tulajdonságainak megismerése segíthet a poláris területek jobb megértésében, illetve a hátramaradó vízjégszigetek marsi H₂O-körforgásban betöltött szerepének megértésében. Az ilyen vizsgálatok továbbá hasznosak lehetnek a pályaelem-változások által indukált klimatikus ingadozások tisztázásában.

Köszönetnyilvánítás

A kutatómunkát az ESA ECS-project No. 98076., valamint a Pro Renovanda Cultura Hungarie Tudomány az Oktatásban Szakalapítvány támogatta.

Irodalom — References

- DOUTÉ, S., SCHMITT, B., BIBRING, J.-P., LANGEVIN, Y., ALTIERI, E., BELLUCCI, G., GONDET, B. & 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, abstract no.1734*.
- 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.
- GYENIZSE P. 2008: Planetomorfológia — In: LÓCZY D. (szerk.) *Geomorfológia II.* — Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 305–362.
- HARGITAI, H. 2002: Planetary Landscape Geography. — *EGS XXVII General Assembly, abstract no. 1019*.
- HORVÁTH, A., KERESZTURI, Á., BÉRCZI, SZ., SIK, A., PÓCS, T., GESZTESI, A., GÁNTI, T. & SZATHMÁRY, E. 2005: Annual change of Martian DDS-seepages. — *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference, abstract no.1128*.
- KERESZTURI Á. 2007: Éghajlatváltozás a Marson I., II. rész. — *Léggör* **52/2**, 12–17. és **52/3**, 6–9.
- KERESZTURI Á. 2008: Klimatikus planetomorfológia. — ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 2007/2008 II. szemeszterben tartott kurzus online anyaga.
http://kereszturi.csillagaszat.hu/eloadasok/klimatikus_planetomorfologia_kereszturi.pdf
- 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 — *J. Geophys. Res.* **105/E4**, 9653–9699.
- KIEFFER, H. & TITUS, T. 2001: TES mapping of Mars' north seasonal cap. — *Icarus* **154**, 162–180.
- KUTI A. 2007: Hőmérsékleti viszonyok vizsgálata a Marson. — *Kézirat*, Csillagászat Kari TDK dolgozat.
- KUTI A. & KERESZTURI Á. 2009: Inszolációs aprózódás a Marson. — *Földrajzi Közlemények* **133/1**, p. 1–12.
- LANGEVIN, Y., BIBRING, J.-P., DOUTÉ, S., VINCENDON, M., POULET, F., GONDET, B., SCHMITT, B., FORGET, F., MONTMESSIN, F. & Omega Team 2006: CO₂ Ice and H₂O ice in the seasonal caps of mars during the spring retreat phase. — *Fourth Mars Polar Science Conference on Mars Polar Science and Exploration, October 2–6, Davos, Switzerland. LPI Contribution no. 1323*, p. 8091.

- MIHÁLYI, K., GUCSIK, A. & SZABÓ, J. 2008: Drainage Patterns of Terrestrial Complex Meteorite Craters: A Hydrogeological Overview. — *39th Lunar and Planetary Science Conference, abstract no. 1200.*
- PAIGE, D. A. & INGERSOLL, A. P. 1985: Annual heat balance of the Martian polar caps: Viking observations. — *Science* **228**, 1160–1168.
- SCHMITT, B., DOUTÉ, S., LANGEVIN, Y., FORGET, F., BIBRING, J.-P., GONDET, B. & OMEGA Team 2005: Northern Seasonal Condensates on Mars by Omega/Mars Express. — *36th Lunar and Planetary Science Conference abstract no. 2326.*
- 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. — *Fourth International Conference on Mars Polar Science and Exploration (2006) October 2–6, Davos, Switzerland. LPI Contribution no. 1323*, p. 8050.
- SÍK A., KERESZTURI Á. & HARGITAI H. 2005: A víz és a jég szerepe a Mars felszínfejlődésében. — *Földrajzi Közlemények* **129 (54)**, 3–4., 159–176.
- XIE, H., GUAN, H., ZHU, M., THUESON, M., ACKLEY, S. F. & YUE, Z. 2008: A conceptual model for explanation of albedo changes in Martian craters. — *Planetary and Space Science* **56**, 887–894.
- Kézirat beérkezett: 2009. 02. 09.