

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
Földrajz Tanszékcsoporth
Természetföldrajzi Tanszék

Sik András

KÖVES(S) – JEGES TÁJAKON!

Periglaciális lejtőfolyamatok a Marson és a Földön

Tudományos diákköri dolgozat

Fizika – Földtudományok – Matematika szekció
Földtudományok alszekció



Témavezetők:

Nagy Balázs – ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék
Dr. Illés Erzsébet – MTA Csillagászati Kutatóintézet
Dr. Gábris Gyula – ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék

Budapest, 2000. október–december

„Ésszel járom be a Naprendszert!”



TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	4. OLDAL
2. FELHASZNÁLT ADATOK ÉS MÓDSZEREK	5. OLDAL
3. A PERIGLACIÁLIS KÖRNYEZET	9. OLDAL
3.1. A földi sziklagleccserek.....	11. oldal
3.2. Sziklagleccser az Erciyas tövében.....	13. oldal
3.3. Sziklagleccser a Demirkazik alatt.....	16. oldal
4. VÍZ ÉS JÉG A MARSON.....	18. OLDAL
4.1. Nedves Mars.....	18. oldal
4.2. Globális krioszféra.....	19. oldal
4.3. A felszín mai képe.....	23. oldal
5. PERIGLACIÁLIS TÖRMELEKLEJTŐK A MARSON	26. OLDAL
5.1. Területi elhelyezkedés	26. oldal
5.2. Megjelenés	28. oldal
5.3. Kialakulás	31. oldal
5.4. Formakincs.....	34. oldal
5.5. Aktivitás.....	41. oldal
6. KÖVETKEZTETÉSEK, ÖSSZEGZÉS.....	47. OLDAL
7. IRODALOMJEGYZÉK.....	50. OLDAL
I. MELLÉKLET: A MARS GLOBAL SURVEYOR ÉS MŰSZEREI	I. OLDAL
II. MELLÉKLET: A MARS ÉS A FÖLD ÖSSZEHASONLÍTÁSA.....	II. OLDAL
III. MELLÉKLET: A MARS MEGISMERÉSE	III. OLDAL
IV. MELLÉKLET: ÖSSZEFOGLALÁS.....	IV. OLDAL



1. BEVEZETÉS

Életem eddigi leghosszabb utazása Törökország közepébe vezetett, 3000 méter feletti hegycsúcsok és őszintén kedves, jóindulatú emberek közé, ahol az Első Magyar Sziklageccser-kutató Expedíció tagjaként vizsgáltam a száraz éghajlatú magashegységi területek formakincsét. Délután hat óra lehetett, amikor körbetekintve a kora esti napfénytől megvilágított tájon, hirtelen úgy tűnt, mintha a Marson lennék. Akkor született meg bennem ennek a dolgozatnak a gondolata.

A lábam alatt lévő bolygót illető pillanatnyi bizonytalanság nem volt teljesen alaptalan – akkor már több, mint másfél éve foglalkoztam a Mars és a Föld közötti hasonlóságokkal illetve különbségekkel. E téma iránti érdeklődésem alapja, hogy tulajdonképpen metszete azoknak a tudományterületeknek, amelyek gyerekkorom óta a leginkább érdekelnek: a földrajznak és a csillagászatnak. Ilyen és ehhez hasonló kérdésekkel foglalkozik a planetológia, ez az alig néhány évtizede, az Űrkorszak hajnalán született és azóta is rendkívül gyorsan fejlődő tudomány. A földrajzhoz hasonlóan igen komplex, a Naprendszer égitestjeit vizsgálja részben földi törvényszerűségek tükrében, vagyis az űrkutatás eszközeit használja földtudományi vizsgálatok bolygónktól igen távoli elvégzéséhez. Ma még alap kutatás, de az így szerzett ismeretek valamikor a távoli jövőben nélkülözhetetlenek lehetnek majd az emberi civilizáció Naprendszeren belüli terjeszkedéséhez...

Dolgozatom célja a Mars és a Föld periglaciális területeinek, illetve azok formakincsének összehasonlítása, az itt megvalósuló lejtős tömegmozgások magyarázata, illetve ezen keresztül a bolygó vízkészletével és éghajlatváltozásaival kapcsolatos ismeretek pontosítása. Utóbbiak fontos kérdések a (valamikori) marsi élet napjainkban újra lendületet kapott kutatásában is. A terepi vizsgálatok „nehézségei” miatt azokat törökországi analógiákkal próbáltam helyettesíteni, a két bolygó eltérő környezeti paramétereinek figyelembevételével. Céloom volt továbbá a témakör szinte teljesen hiányzó magyar nyelvű feldolgozása is.

Ezúton szeretném megköszönni a dolgozat elkészítéséhez kapott szakmai segítséget és hasznos tanácsokat témavezetőimnek, Nagy Balázsnak, Dr. Illés Erzsébetnek és Dr. Gábris Gyulának, illetve volt földrajztanáromnak, Simon Tamásnak egyaránt.

Budapest, 2000. december.

Sik András
IV. évfolyam, geográfus szak
sikandras@ludens.elte.hu

2. FELHASZNÁLT ADATOK ÉS MÓDSZEREK

A Mars kutatása ma már egyáltalán nem maroknyi tudós különleges munkája, sokkal inkább világméretű együttműködés keretei között zajlik. Az eredeti adatokat természetesen a bolygót vizsgáló űrszondák szolgáltatják, de mivel ezek az információk az interneten keresztül szinte azonnal hozzáférhetők, tulajdonképpen bárki végezhet Marssal kapcsolatos kutatásokat. Így annak ellenére, hogy folyamatosan jelennek meg szakmai kiadványok (főként angol nyelven), a témakörrel összefüggő friss publikációk nagy része az interneten érhető el.

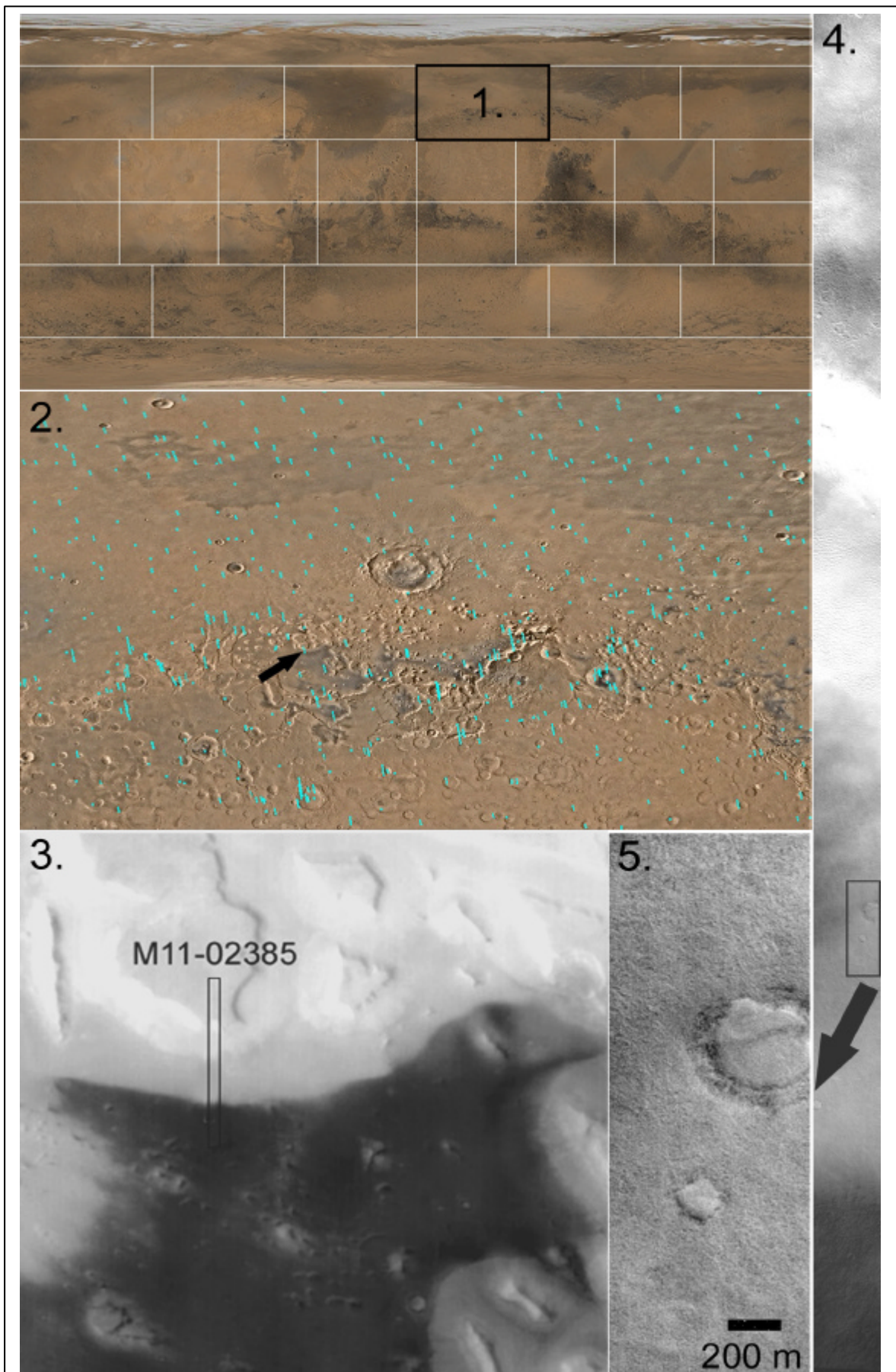
Az utóbbi évek legsikeresebb szondája a Mars Global Surveyor (röviden MGS), amelynek néhány fontos adatát illetve műszereinek leírását tartalmazza az *1. Melléklet*. Az MGS folyamatosan küldi adatait a Földre. Optikai kamerájának (Mars Orbiter Camera, röviden MOC) nagyfelbontású felvételei és lézeres magasságmérőjének (Mars Orbiter Laser Altimeter, röviden MOLA) profiljai alapján részletgazdag képet rajzolhatunk a Mars felszíni viszonyairól.

A hozzáférhető MOC-képek általában egy 2-5 km széles és 25-35 km hosszúságú sávot fednek le (a pillanatnyi repülési magasság függvényében), maximális felbontásuk 1,4 m/pixel. Tartozik hozzájuk egy jóval kisebb részletességű kép is (kb. 280 m/pixel-es felbontás), a környezet bemutatása céljából. A több, mint 57 ezer felvételt tartalmazó nyilvános digitális képtárból [1] térkép alapján vagy keringési azonosítószám ismeretében lehet kiválasztani azokat a felvételeket, amelyeket meg szeretnénk tekinteni (*1. ábra*). Dolgozatom készítése során mintegy 200 darab ilyen nagyfelbontású képet néztem meg, amelyek hozzávetőlegesen 20 000 km²-nyi területet fednek le, vagyis igen alaposan bejártam a Mars egyes részeit – sajnos csak virtuális értelemben. Kb. 50 darab felvételt elemeztem részletesen, az Adobe Photoshop 6.0 képfeldolgozó program felhasználásával.

A MOLA magassági mérésein alapul a Mars nagy pontosságú digitális terepmodellje. Minden MOC-képhez tartozik egy magasságprofil, amelyek segítségével könnyebben értelmezhetők a látható felszínformák. Egy ugyancsak nagy méretű elektronikus archívumból [2] kerestem ki néhány ilyen profilt – nyers adatok formájában. Ezeket a Microsoft Excel 97 program segítségével jelenítettem meg grafikusan.

Az MGS felbontásának érzékeltetésére szeretnék bemutatni egy olyan földi példát, amelyen a hazánkban igen kis számban előforduló, de a Marson teljesen általánosnak mondható homokbuckák láthatók. Légifelvételekből¹ illesztettem össze a *2. A ábra* Fülöpháza

¹ Ezekért a felvételekért köszönettel tartozom Dr. Licskó Bélának, a VITUKI Rt. munkatársának.



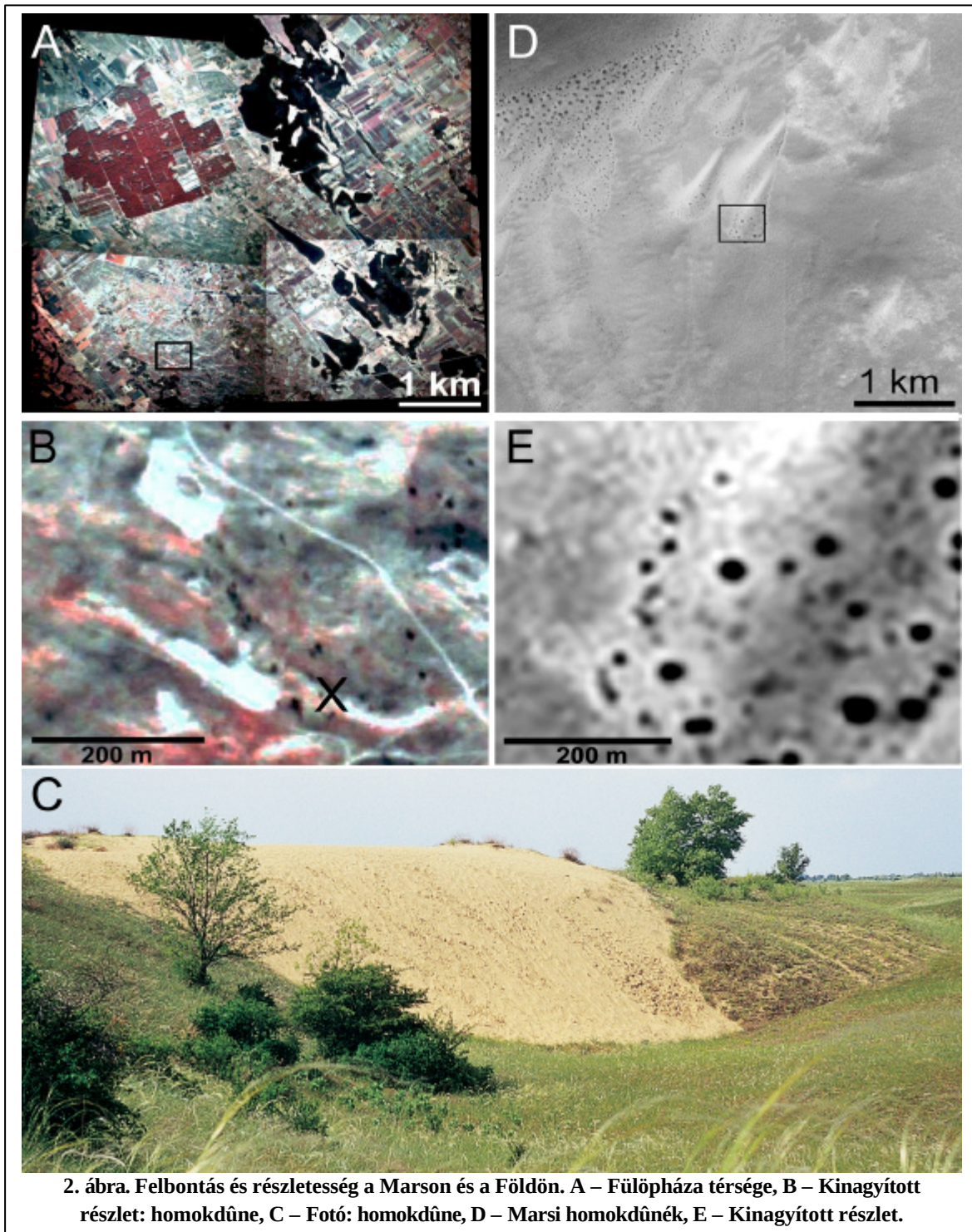
1. ábra. A MOC-felvételek kiválasztásának lépései. 1 – Áttekintő térkép, 2 – Régiótérkép, 3 – Környezeti felvétel, 4 – Nagyfelbontású felvétel, 5 – Felhasznált részlet.

térségét ábrázoló mozaikját, amelynek felnagyított részén (B) a fekete X a C részleten látható fénykép készítési helyét jelzi. A légifelvétel felbontása kb. 1 m/pixel-es, másfélszer akkora, mint a rendelkezésünkre álló legjobb marsfelszíni felvételeké. Ennek ellenére a közvetlen megfigyelés, akár csak egy terepen készített fénykép (C) részletgazdagságát nem helyettesíthetik sem a légi-, sem pedig az űrfelvételek. A 2. ábra D és E részletén egy teljesen azonos méretű területet illetve kinagyított részletét ábrázoló MOC-felvétel látható, a pontos összehasonlíthatóság céljából. Ennek felbontása 2,77 m/pixel, ami átlagoshoz közeli érték a MOC-képek esetében, ám kb. háromszor olyan rossz, mint a fülöpházai légifotóé. Azt érdemes tehát szem előtt tartani, hogy a Mars felszíni alakzatainak tanulmányozását már a kiindulási adatok oldaláról is lényeges bizonytalanságok terhelik.

Pontosan emiatt döntöttem úgy, hogy a Marsról készült felvételek interpretálásához földi terepi vizsgálatok eredményeit használok fel egyfajta kontroll céljából, bizonyos értelemben a felszín tökéletlen modelljeként, inkább talán analógiájaként. Ezért – az expedíció alapvető céljai, két mintaterület állapotfelmérése mellett – a marsfelszín egyes alakzataihoz hasonló formákat is igyekeztem közelebből megvizsgálni Törökországban. Vagyis ezek a terepi mérések a planetológiában oly gyakran alkalmazott összehasonlító vizsgálatok földi részét képezik. (Az expedíció során alkalmazott módszerek megválasztásakor természetesen figyelembe kellett venni, hogy a műszerek és más szükséges eszközök feljuttatása a mérőhelyekre komoly erőfeszítéseket igényel, mivel 800 illetve 1600 méteres szintkülönbséget kellett leküzdenünk elérésükhöz. Végül egy tahimétert és egy mérőlécet, valamint nagy pontosságú hőmérőket, páratartalom-mérőket és szélmérőt vittünk magunkkal.)

A vizsgált területeket 20 m-es élhosszúságú, négyzetes cellákra osztottuk fel, majd a csúcspontok magassági bemérésével készítettünk nagy méretarányú topográfiai térképeket, illetve a cellák egyenkénti térképezéséből állítottuk össze a pontos geomorfológiai térképeket. Ezeken kívül a lehatárolt vizsgálati területek felső, középső és alsó részén mikroklíma-méréseket is végeztünk: két napon keresztül óránként mértük a levegőhőmérsékletet és a légköri páratartalmat 20 és 200 cm-es magasságban, a talajhőmérséklet a felszínen, valamint 20 és 40 cm-es mélységben, továbbá időszakos szélirány- és szélerekség-adatokat is gyűjtöttünk. Mindezek mellett nagyszámú fényképfelvételt is készítettünk a vizsgált formák részleteiről.

Ennek az állapotfelmérésnek az eredményei, a képek, grafikonok és térképek most még csak önmagukban elemezhetők, esetleg más területek jellemző értékeivel hasonlíthatók össze. Néhány év múlva azonban, hasonló módon újra megvizsgálva ezeket a területeket, a kimutatott változások alapján már egyes folyamatokra is következtethetünk, pontosabb képet

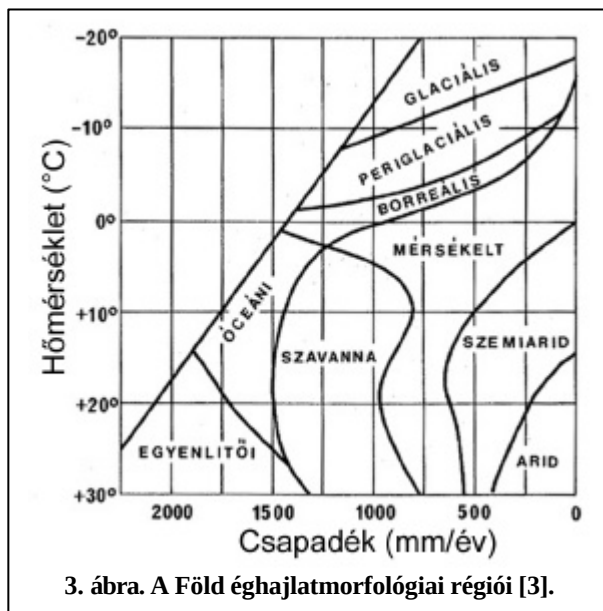


alkothatunk működésükről. A formák és a folyamatok ezen alapuló összekapcsolása pedig olyan jelmagyarázatot adhat a kezünkbe a marsfelszín egyes részeinek szemléléséhez is, amely jól kiegészítheti közvetett módon, űrszondák által szerzett ismereteinket.

3. A PERIGLACIÁLIS KÖRNYEZET

A periglaciális, vagy jégkörnyéki területek Földünk sajátos vidékei, egyedi éghajlati és morfológiai jellemzőkkel. Rendkívül érzékenyen és jól látható módon reagálnak ezen jellemzők egészen kis ingadozásaira is, ezért az ilyen területeken végzett vizsgálatok jól használhatók sok környezetváltozással kapcsolatos kérdés megválaszolására.

Éghajlati feltételeik és formakincsük együttes meghatározottsága lehetővé teszi önálló éghajlatmorfológiai régióként való elkülönítésüket. Egy ilyen régió nem feltétlen földrajzi abban az értelemben, hogy lehatárolási módja nem topológiai, hanem bizonyos környezeti paraméterek figyelembevételével történik. Mint két legfontosabb, a hőmérséklet és a csapadék jelentik az alapját Földünk ilyen módon történő morfoklimatológiai régiófelosztásának (3. ábra).



Ahogy az ábrán látható, a periglaciális régiót az évi középhőmérséklet-értékek határolják be jobban (-1°C és -17°C között), míg az évi csapadékmennyiség „szempontjából” valamivel nagyobb a kiterjedése (0-1300 mm/év). Ezzel magyarázható, hogy a jégkörnyéki területek elhelyezkedése zonális jellegű (4. ábra), összhangban az elnevezés szó szerinti jelentésével.

Bárhon is vizsgáljuk a periglaciális területeket, legfontosabb közös vonásuk a szilárd halmazállapotú, fagyott víz időszakos, felszín alatti jelenléte. Ennek – éghajlati szempontból – feltétele egyrészt a fagyás és az olvadás váltakozása, vagyis a





hőmérséklet 0°C körüli ingadozása, ami rendkívül intenzív közetaprózódáshoz vezet. Másrészt nélkülözhetetlen az időnkénti csapadékhullás is, amelyből a jég aktuálisan kialakulhat. (Ismertek gyakorlatilag csapadékmentes jégkörnyéki területek is, ahol eltemetett, fosszilis jégtestek maradtak vissza a korábbi, csapadékosabb időszakokból.) Mindezek mellett további, befolyásoló tényezők a domborzat, a közettani, a talaj- és a (meglehetősen szegényes) növényzeti adottságok is, amelyek együttesen valóban komplex módon határozzák meg a periglaciális területek általános képét, a felszínalakulást és a formakincset.

Épp az összetettség miatt, a jég jelenléte és ciklikus megolvadása több különféle földrajzi környezetben is megvalósulhat, így a jégkörnyéki területek altípusokra oszthatók. A legfontosabb a síkvidéki és a hegyvidéki periglaciális régiók elkülönítése, mivel a domborzatból adódó különbségek teljesen más folyamatokat indítanak el, és egészen eltérő formákat hoznak létre a tundrán vagy a tajgán, mint egy nagy relief-energiájú, a lejtős tömegmozgások kialakulása szempontjából kedvező magashegységben, a tartós hóhatár szintjében.

Lényeges különbségek forrása lehet a felszíni közet anyaga is, illetve hogy van-e egyáltalán közet a felszínen. Ha valahol a víz számára átjárható rétegek találhatók a felszínen (ez a legtöbbször talajszerű réteg, de ritkábban lehet valamilyen porózus közet is), akkor azokba belefagy a víz, s így kialakul egy állandóan fagyott réteg, a permafroszt. Alsó határának mélysége elsősorban a hőmérséklet függvénye, így a sarkok felől (400-500 m) a mérsékelt övezet felé egyre sekélyebben húzódik (25-50 m). Még tovább haladva az Egyenlítő felé az összefüggő permafroszt először szaggattottá, majd pedig szigetszerűvé válik, mielőtt teljesen eltűnne. (Természetesen olyan helyeken is kialakulnak egyes periglaciális formák, ahol csak az év bizonyos időszakában létezik a felszín alatti fagyott réteg, vagyis ahol a „permafroszt nem örök”.)

Az év azon időszakában, amikor a hőmérséklet átmenetileg 0°C fölé emelkedik, a permafroszt felső rétege megolvad, ám a folyékony víz nem tud lefelé szivárogni a mélyebben lévő, fagyott rétegekbe. Így helyben marad, és kialakul egy vizenyős, sáros felszíni réteg, az aktív zóna. Ennek vastagsága is zonálisan változik: néhány deciméter a pólusokhoz közel eső területeken, ám akár néhány méter is lehet a periglaciális régió Egyenlítő felőli területein.

Azokon a területeken, ahol közetrétegek alkotják a felszínt, a permafroszt csak akkor tud kialakulni, ha a fagyaprózódás által termelt közettörmelék már kellő vastagságot ért el.

Elméleti úton tehát a jégkörnyéki területek lehatárolhatók akár éghajlati adottságaik, akár a permafroszt kiterjedése alapján, ám ez sokszor komoly nehézséget jelent. Az éghajlati elemek kellő hosszúságú adatsora nem mindig áll rendelkezésre, és a régió határának hozzárendelése

egy-egy környezeti paraméter kiválasztott értékéhez gyakran ellentmondásos lehet az altípusok sokasága miatt. A permafroszt tényleges határvonala sem mindig jelölhető ki, ráadásul az is vitatható, hogy pontosan mit tekintünk állandóan fagyott földnek (pl.: Mióta fagyott? Milyen mélyen fagyott? Évszakosan felenged-e vagy sem?).

A gyakorlatban mindezeknél eredményesebb módszer, ha a kialakító feltételek helyett a folyamatokból illetve azok végeredményéből indulunk ki, a terület formakincséből. Számos olyan forma van ugyanis, amelyek képződése a periglaciális környezet biztos jelzője. Talajszerû réteggel fedett sík területeken ilyenek például a palsák, a pingók, egy-egy termokarsztos mélyedés illetve földpoligonok, amelyek lejtős viszonyok között szalagokká deformálódnak, és fagyos talajfolyásokkal (gelizoliflukció), fagyos talajszőnyeg-kúszással illetve girlandos gyepteraszokkal társulhatnak. Csupasz, sík közetfelszíneken viszont inkább rendezetlen kötengerek vagy kőpoligonok jelennek meg, amelyek helyét fagyos törmelékkúszás (creep) és kőáncok, kőfolyások illetve gravitációs törmelékletők (talus), periglaciális lépcsők (girlandok) valamint sziklagleccserek veszik át a hasonló felszínborítású, de hegységi területeken [5]. Ezek a formák tehát szinte biztos jelei a felszín alatti jégnek, időnkénti megolvadásának illetve újrafagyásának, és így a periglaciális környezetnek is.

Pusztán a formakincs alapján azonban nem feltétlen dönthető el, hogy a kialakító folyamatok ma is működnek-e, vagy a vizsgált formák jelenleg inaktívak, esetleg fosszilisak. (Egy inaktív forma kedvező környezeti változások hatására még „újraéledhet”, aktívvá válhat, szemben a fosszilis formákkal, amelyek korábbi, mára alapvetően megváltozott környezeti feltételek között jöttek létre.) Szerencsére a Földön a formák mellett a kialakító folyamatokat is vizsgálhatjuk, részletes helyszíni kutatások útján, ám erre más bolygók esetében még nincs lehetőségünk. Vagyis itt kell feltárni a formák és a mögöttük álló folyamatok közötti kapcsolatokat, hogy olyan helyeken is megsejthessünk egy-két mechanizmust, ahol vizsgálni csak a formákat tudjuk. Ha pedig már van elképzelésünk a felszínformálás módjáról, többé-kevésbé pontos képet alkothatunk a vizsgált környezetről, szerencsés esetben – az inaktív és fosszilis formák alapján – annak múltbeli változásairól is.

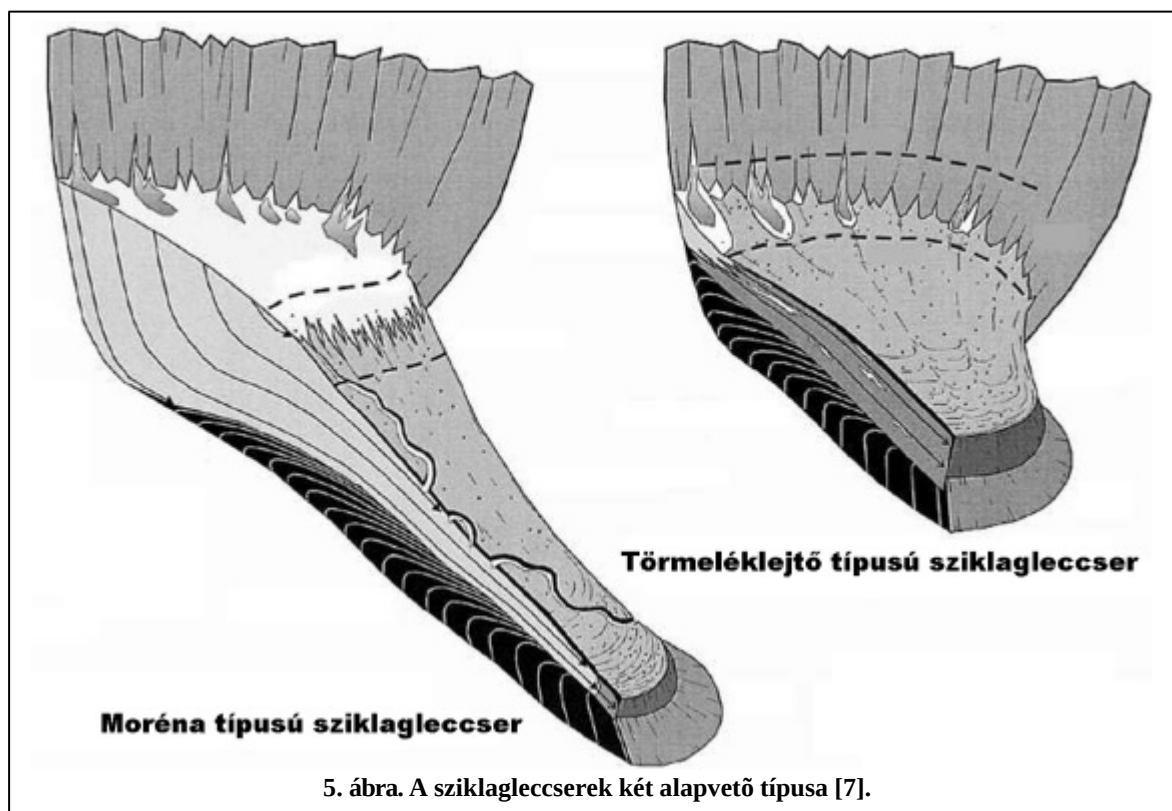
3.1. A földi sziklagleccserek

A Föld legnagyobb méretű, legtöbb anyagot szállító periglaciális lejtőformái a sziklagleccserek (másként sziklaárak vagy blokkgleccserek). Pontos meghatározásuk vitatott, de általánosságban úgy jellemezhetők, mint nyelvszerű, meredek homlok- és oldalsáncokkal határolt jégmagvú közettörmelék-összletek, amelyek felszínét íves barázdák tagolják [6].

Általában tömbösen aprózódó kőzeteken alakulnak ki, például grániton, dáciton vagy bazalton, de kemény mészkövön is megjelenhetnek. Hosszúságuk átlagosan egy-két km közötti, szélességük néhány száz méter, vastagságuk pedig 10-100 méter körüli, relatív magasságuk (az alsó és felső végük közötti szintkülönbség) sokszor ugyancsak több száz méteres. A sziklageccserek anyagának felső néhány métere általában durva törmelékes anyag, amely alatt finomabb szemcsés rétegek helyezkednek el, nagyobb vastagságban.

Alapvetően két morfológiai-genetikai csoportjuk különíthető el (5. ábra):

- a moréna-típusúak, amelyek képződéséhez gleccsereken kialakuló, főként moréna-eredetű törmelékburkolatra, illetve a gleccserjég részleges elolvadására van szükség, (gyakran turkesztáni típusú gleccserekből jönnek létre, ha azok elszakadnak táplálóterületüktől, de jégmagvú morénákból is keletkezhetnek), illetve a
- törmeléklejtő-típusúak, amelyek gravitációs törmeléklejtők alsó részein képződnek, ahogy a folyamatosan termelődő közettörmelék maga alá temeti az évszakosan kialakuló jégképződményeket.



5. ábra. A sziklageccserek két alapvető típusa [7].

Az aktív sziklageccserek lassú mozgásban vannak, mert jég tartalmuk időszakosan megolvadva lehetővé teszi a kőzetösszetétel egyes darabjainak lejtőirányú elmozdulásait. Kialakulásukhoz tehát legalább szaggatott permafroszt-réteg szükséges. A belsejükben lévő jég mennyiség egyrészt jégtestek formájában, másrészt cementáló anyagként, a kőzetszemcsék közötti pórusokat kitöltve jelenhet meg. Ennek megfelelően mozgási mechanizmusuk is

kétféle: plasztikus deformáció, vagy ritkábban viszkózus jellegű. Mozgásuk – több évtizedes időskálán mérve – jó közelítéssel folytonosnak tekinthető, szemben például a csuszamlási, omlási folyamatok szakaszosságával.

A mozgásból származó feszültség alakítja ki a felszín karéjos, néhány deciméter magas „gerinceit” és „völgyeit”, amelyek (felülről nézve) a mozgás irányába domborodnak. A sziklagleccserek felső rétegeire jellemző évi átlagos elmozdulási sebességként néhány centiméter és maximum egy méter közötti értékek adhatók meg. A mozgásnak fontos szerepe van a jellegzetesen meredek front kialakulásában illetve folyamatos megmaradásában is, amelynek dőlése akár 40-45°-os is lehet.

Az inaktív sziklagleccserek ugyan nem mozognak, de belsejükben még jelen van a jég, így esetleg újra „mozgásba lendülhetnek”. Természetesen ismertek fosszilis sziklagleccserek is, amelyek jege mára elolvadt, de egykor aktívak voltak, vagyis a vizsgált terület korábbi, periglaciális viszonyait jelzik [8].

Annak ellenére, hogy több, mint egy évszázada kutatott formák, számos kérdés a mai napig bizonytalan a sziklagleccserekkel kapcsolatban. Alapvetően vitatott például képződési módjuk. Többféleképpen is próbálják magyarázni, illetve a belső szerkezettel kapcsolatba hozni mozgásfolyamataikat (rheológiájukat). Továbbá az sem tisztázott, hogy milyen módon befolyásolják a környezeti változások a különböző formák, változatok kialakulását. Vagyis ma még csak nehezen használhatók a paleoklimatikus változások indikátoraiként [9].

Mindezen kétségek alapján talán logikus a következtetés, hogy mindaddig, amíg a Földön sem értjük a sziklagleccserek természetét, szinte felesleges marsi megfelelőik tanulmányozása. Ám ez egyáltalán nincs így, mert elképzelhető, hogy a Marson – épp az eltérő környezet, egyes tényezők ottani hiánya miatt – leegyszerűsítve vizsgálhatjuk a sziklagleccserek mechanizmusait, mint egy bolygónyi méretű laboratóriumban. Márpedig a planetológiának nem csak távoli égitestek megismerése a célja, hanem az is, hogy a más bolygókon szerzett ismereteket alkalmazza a Földre s ezáltal bolygónk még több titkát fejtsse meg.

3.2. Sziklagleccser az Erciyas tövében

Az Első Magyar Sziklagleccser-kutató Expedíció első vizsgálati területét a 3917 méter magas, csonka alakú Erciyas-vulkán (É. sz. 38,5°, K. h. 35,3°) területén jelöltük ki (6. ábra). Egykori kalderájának lepusztult



6. ábra. Expedíciónk vizsgálati helyszínei
Törökországban.

maradványai hatalmas, észak felé nyitott teknőt formálnak felső szintjében. A mintegy 10 millió éve megindult, bazaltos összetételű lávaöntést később magasabb SiO_2 -tartalmú, nagyobb viszkozitású közetolvadék váltotta fel, amelyből másodlagos kúpok és parazitakráterek sokasága alakult ki. Így a hegytömeg felépítésében meghatározók a jól aprózódó riolitos, riodácitos kőzetekből álló szabad sziklafelszínek.

Az éghajlat kontinentális és magashegységi jellegzetességeket mutat, a nyár forró, a tél hideg, a kis mennyiségű csapadék szinte kizárólag a téli hónapokban hullik, hó formájában. A hőmérséklet nagy évszakos változása mellett napi ingadozása is jelentős: nyáron a napsütötte részek $30\text{-}40^\circ\text{C}$ közötti hőmérséklete szinte pillanatok alatt akár $10\text{-}20^\circ\text{C}$ körüli értékre is lehűlhet.

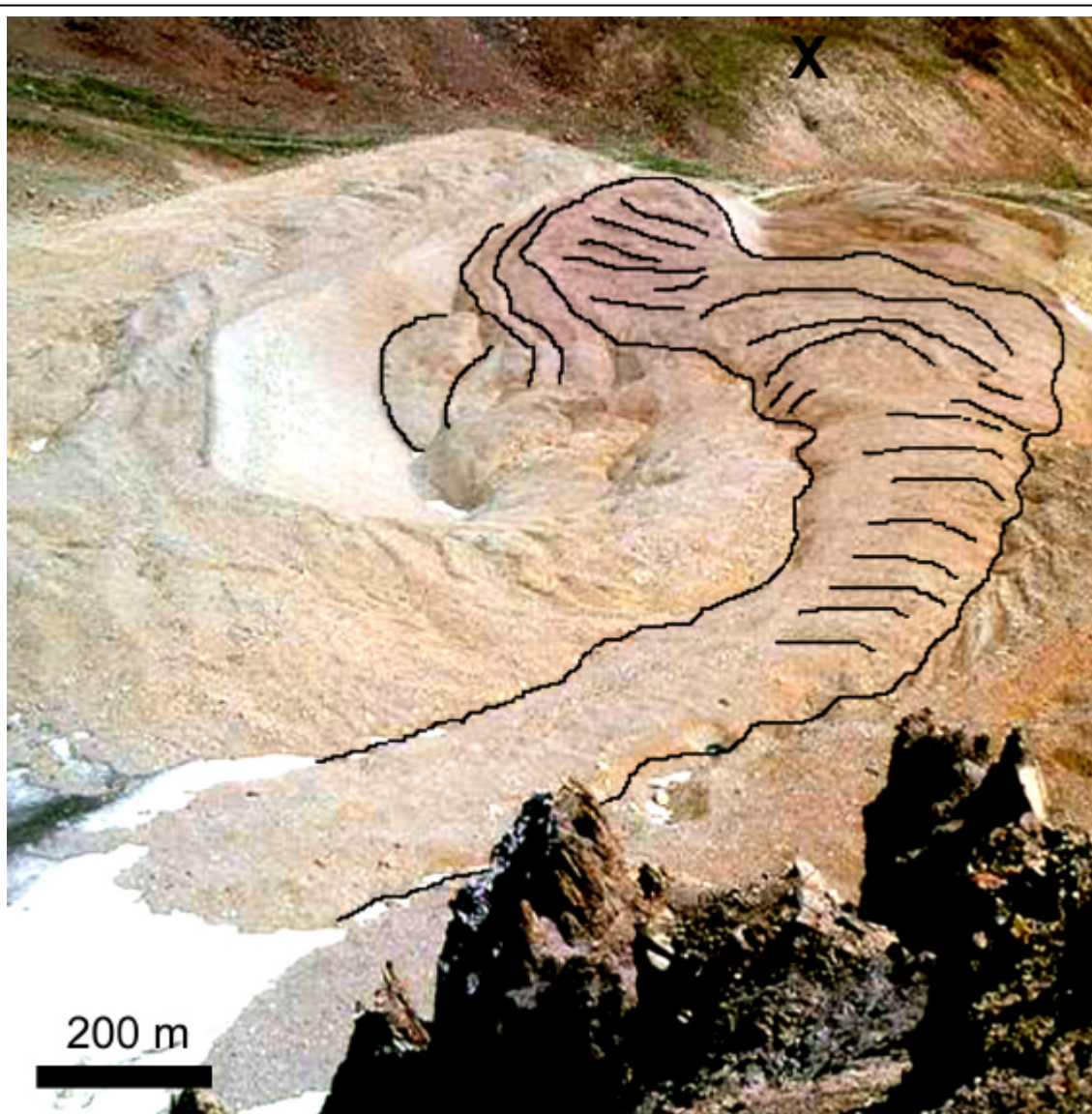
Mindezen közettani és éghajlati adottságok eredményeként a kalderaroncs növényzetmentes belső falain 300-600 méter magas gravitációs törmeléklejtők alakultak ki. Ezek lassan, de folyamatosan omló, pergő kőzetdarabjai a lejtők alján télről visszamaradt hó- és jégfoltokat temetnek be, létrehozva a terület sziklagleccsereinek forrásrégióit.

A kitettségi hatás miatt a kaldera keleti részét éri több besugárzás, ezért a keleti falak aljától indulnak a sziklagleccserek, északi-északnyugati irányba, a terület lejtésének megfelelően (7. ábra). Egymáshoz közeli helyezték miatt tulajdonképpen folyamatos inverzióval fejlődik a táj: egy új forma mindig két idősebb közötti mélyedésben talál utat magának. A nyugati fal periglaciális folyamatai sokkal lassabban zajlanak, amit gyér növényborítása is jelez.



7. ábra. Egymás melletti sziklagleccserek az Erciás-kalderaroncs keleti fala mentén (a nyíl a következő ábrán látható részletesen megvizsgált sziklagleccsert jelöli).

A terepi vizsgálatok során részletesen feltérképezett sziklagleccser mintegy 1,5 km hosszú és 300 méter széles, tengerszint feletti magassága 3060 és 3160 méter közötti, délkelet felől nézve az óramutató járásával ellentétesen ívelt (8. ábra). Települési helyzete alapján az egyik legfiatalabb forma a területen. Átlagosan 10-100 cm-es méretű közettörmelékből álló felszínét keresztirányban dm-es magasságú hátak és közöttük lévő mélyedések szabdalják, amelyek lejtőirányú domborodása a belső, jeges rétegek plasztikus deformációját jelzi (9. ábra). Emellett a külső ív mentén elnyíródó törmelék-mintázat, a kb. 30 méter magas homlokfront nagy meredeksége (10. ábra) és a mikroklíma-mérések 0°C feletti hőmérsékletű, olvadó felszín alatti vízkészletet jelző eredményei (11. ábra) is megerősítik, hogy ez a sziklagleccser lassú mozgásban van, azaz ma is aktív.



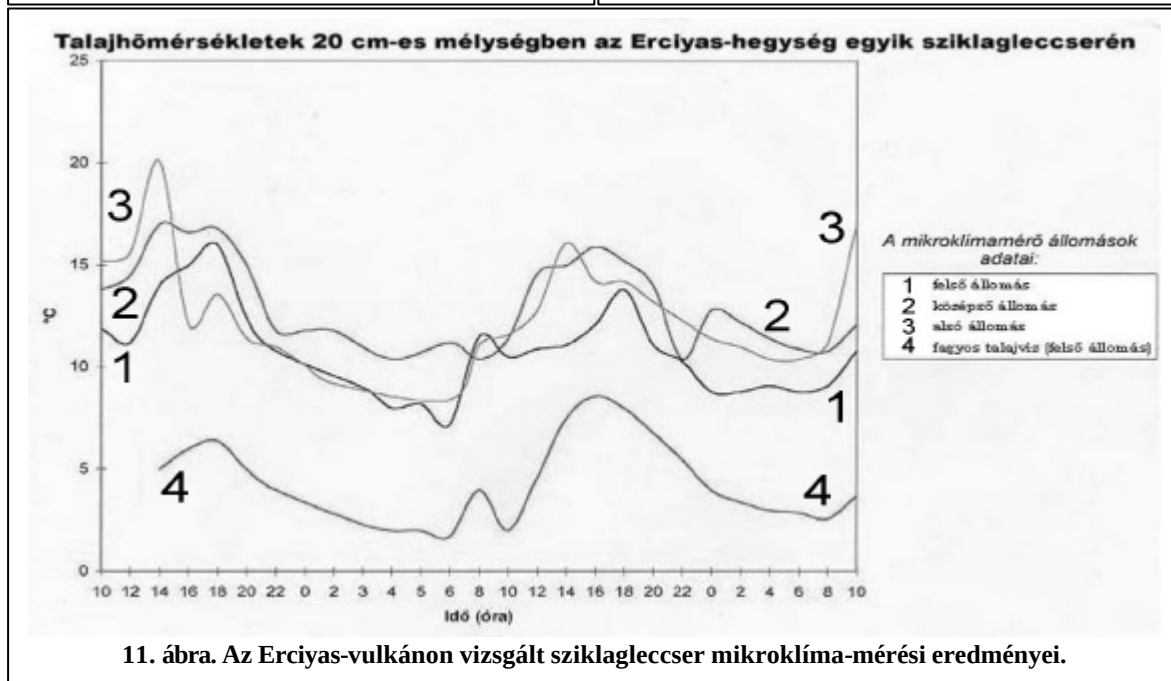
8. ábra. Az Erciyes-vulkánon feltérképezett sziklagleccser és formái
(a fekete X a 10. ábra készítési helyét jelzi).



9. ábra. Hullámos sziklagleccser-felszín.



10. ábra. Sziklagleccserek meredek homloka.



3.3. Sziklagleccser a Demirkazik alatt

Expedíciónk második vizsgálati helyszínéül a Toros-hegységben lévő Aladaglar-csoport (É. sz. 37,7°, K. h. 35°, 3756 m) egy észak felé szélesedő, meredek sziklafalakkal határolt völgyét jelöltük ki, a Demirkazik-csúcs (3756 m) alatt (6. ábra). A völgy felső részlete korábban egy gleccsert tápláló kárfülke lehetett, de ma már csak egy sziklagleccsert rejt magában.

A hegycsoport jura időszaki karbonátos kőzetekből áll, a völgyet kemény mészkőrétegekből faragta ki az egykori gleccser, a pleisztocén idején. A terület mai éghajlati vonásai sokban hasonlítanak az Erciyas-vulkán fent bemutatott jellegzetességeihez. Különbségként a besugárzás mennyisége említhető, amely a közeli völgyfalak árnyékoló hatása miatt kisebb ezen a teljesen növényzetmentes területen.

Az Aladaglar-csoportban vizsgált sziklagleccser hosszúsága 500 m, szélessége 150 m, relatív magassága pedig 185 méter (12. ábra). Egyedülisége miatt e forma határai különösen jól kijelölhetők: jégtartalmukat veszített, instabil oldalsáncai teljes hosszában követhetők,

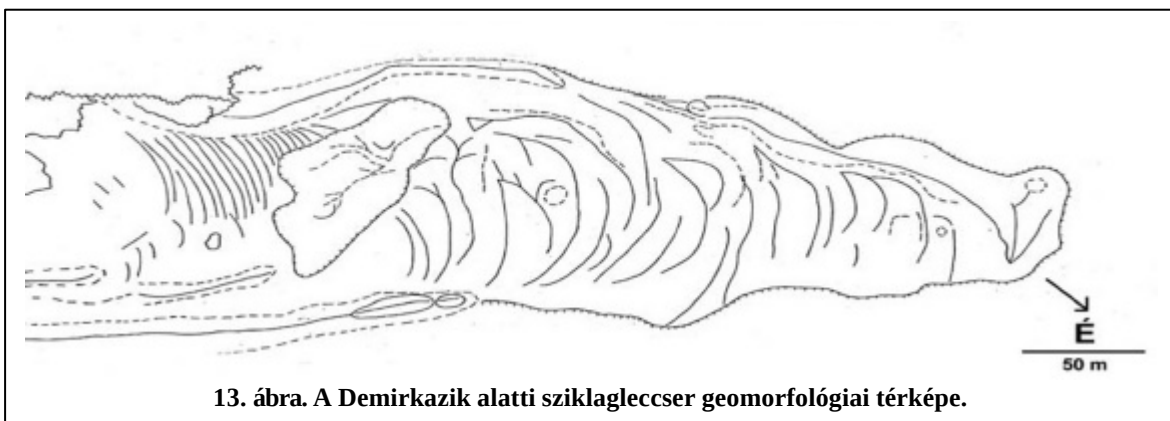
amitől megjelenése leginkább egy félig betemetett, kibillent helyzetű hosszú háztetőre emlékeztet (a félhenger, esetleg a trapéz alapú hasáb pontosabb formai megjelölés lehetne). Ám ez a képzeletbeli háztető nem csak hátrafelé billent meg, hanem oldalirányba is (délnyugat felé), így „gerincvonala” nem a közepén, hanem attól kissé északkeletre húzódik.



12. ábra. A Demirkazik alatti sziklagleccser.

A sziklagleccser meredek felső szakasza egy rövid firnlejtő, amelyre a félkörívesen záródó völgyfalakról folyamatosan törmelék hullik. Tulajdonképpen ez a kis terület táplálja a sziklagleccsert, itt kerül a jég a gravitációsan mozgó kőzetösszletbe, amelynek eredményeként a lejtőfolyamatok és a formák egyaránt plasztikussá válnak.

Az ebből származó kompressziós erők és a helyi lejtés okozta húzófeszültség együttesen alakítják ki a sziklagleccser középső szakaszának hullámos felszíni mintázatát, amely a geomorfológiai térképen is kirajzolódik (13. ábra).



13. ábra. A Demirkazik alatti sziklagleccser geomorfológiai térképe.

Az alsóbb részeken már nagyobbak a helyi szintkülönbségek, mintha a sziklagleccser kisebb szerkezeti egységekre darabolódna. Szinte egy töréslépcső választja el a forma fő tömegét a záróegységtől, amelyet „alulról” már a meredek homlokfront szegélyez.

Ez a több szintes szerkezet akár rövid idejű aktív és inaktív szakaszok váltakozását is jelezheti a sziklagleccser története során, amikor – a környezeti változásoknak megfelelően – eltérő sebességgel és intenzitással zajlottak mozgási folyamatai.

4. VÍZ ÉS JÉG A MARSON

Abból kiindulva, hogy Naprendszerünk bolygóinak különbségeit alapvetően Naptól való távolságuk (és ezen keresztül anyagi összetételük), valamint méretük határozza meg, úgy tűnik, hogy ezekre a tényezőkre vezethetők vissza fejlődéstörténetük eltérései is.

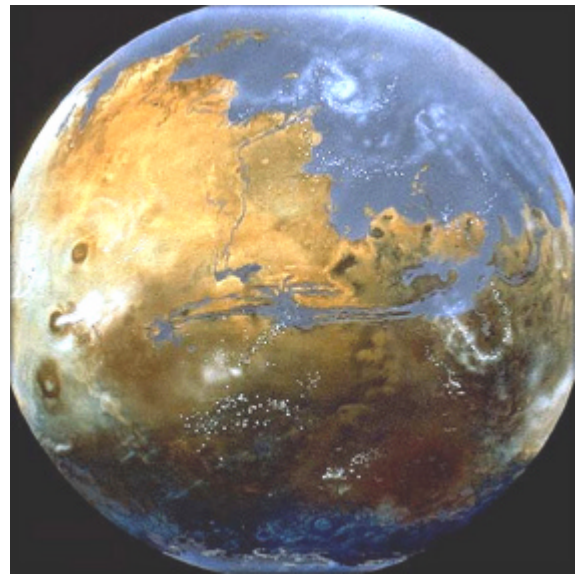
A tény, hogy a Föld optimális távolságra van a Naptól, mi sem bizonyítja jobban, mint hogy egyáltalán képesek vagyunk levonni, illetve leírni ezt a következtetést – bár ebben az esetben az optimális kifejezést természetesen az emberi értelem kialakulásának vonatkozásában használtam. A földihez hasonló alapú élet szempontjából a Mars is kedvező helyen van, kissé távolabb ugyan a Naptól, de nem olyan messzeségben, amely eleve kizárná mindenfajta élet kialakulását vörös bolygósomszédunkon.

Más a helyzet azonban, ha a két égitest méretük, vagy ami ezzel tulajdonképpen azonos jelentésű, tömegük alapján hasonlítjuk össze. A Mars sugara kb. fele a Földének, míg tömege csak alig több, mint 10 %-a bolygónknak, amelyben a két égitest eltérő sűrűsége is szerepet játszik (a Mars és a Föld táblázatos összehasonlítását tartalmazza a *II. Melléklet*). A kisebb tömeg miatt a bolygó belsejében – összeállása után – a Földre becsült értéknél lényegesen kevesebb radioaktív anyag volt jelen, vagyis szerényebbek voltak belső energiatartalékai. Ráadásul a térfogategységre jutó felület is nagyobb a Marson, így bolygónknál eleve gyorsabban hűlt, amely tényezők eredményeként a földitől eltérő útra terelődött a felszíni viszonyok alakulása.

4.1. Nedves Mars

A „marstörténet” kezdeti, Noachiszi-nek nevezett időszakában (4,5 – 3,5 milliárd éve) még minden „rendben ment”, a bolygó nedves korszakát élte. A belsejéből kigázolgot vízmennyiség globális vízborításként eloszlata a becslések szerint több száz méter vastagságú lehetett. A déli féltekén azonosított csatornahálózatok valószínűsítik, hogy a felszínen víz folyt, sokszor teljesen a földiekhez hasonló formákat, például meredek falú kanyonvölgyeket vagy egymást átszelő meandereket hozva létre. A becsapódásos medencékben tengerek, egyes kráterek belsejében tavak alakultak ki, s bennük üledék halmozódott fel. Ennek egyértelmű jeleit meg is találták a MOC legfrissebb felvételein, globálisan azonos megjelenésű és településű üledékes rétegek formájában [10]. Az északi mélyföldek területét pedig hatalmas összefüggő víztömeg, az Ocean Borealis borította (*14. ábra*), amelynek egykori medencéje, partvonalai és az ezekhez közel eső hirtelen folyóvölgy-elvégződések szintén kirajzolódnak a MOC felvételein.

Kb. 3,5 milliárd évvel ezelőttre azonban fokozatosan kimerültek a radioaktív energiaforrások, a bolygó saját hőtermelése, belső aktivitása lecsökkenhetett, illetve felszínén keresztül mindettől függetlenül is hűlt. Talán ezzel magyarázható, hogy a belső erők hatásai –mai ismereteink szerint– főként vulkáni mechanizmusokra korlátozódtak, és például lemeztektonikai folyamatok nem, vagy csak lokálisan módosították a kéreg szerkezetét [11]. További következmény, hogy az addig



14. ábra. Messziről talán ilyen volt a Mars 4 milliárd évvel ezelőtt.

minden bizonnyal folyékony külső mag megszilárdult, így ha működött is ezt megelőzően, ekkor biztosan leállt a „marsi dinamó” s a bolygó elvesztette igen hatékony planetáris védőpajzsát, a globális mágneses mezőt. Így a Napból érkező töltött részecskék árama, a napszél hatékonyan erodálhatta a főként CO₂-ből álló légkört, amely a kis tömegből adódó alacsony szökési sebesség miatt is fogyatkozott. Mindezek azonban csak másodlagos jelentőségű folyamatok voltak a légkör elvesztése szempontjából, amely a jelek szerint hirtelen zajlott le [12]. A feltételezések szerint a 3,5-4 milliárd évvel ezelőtti időszakban hatalmas testek csapódtak a felszínbe, amelyek tulajdonképpen elfújták a légkört és amelyek nyomait a Hellas- és Argyre-medencék őrzik.

Az illóanyagok jelentős része tehát távozott a bolygóról, a légkör elvékonyodott, a légnyomás csökkent, a légköri gázok okozta üvegházhatás is mérséklődött, s az egykor meleg felszín még inkább hűlni kezdett. Ezzel globális környezeti változások kezdődtek a Marson, amelyek eredményeként lezárult a „víz időszaka” és átadta helyét két másik felszínformáló erőnek, a jégnek illetve a szélnek.

4.2. Globális krioszféra

Mindezek előtt azonban röviden szólni kell a kozmikus erózióról, vagyis a becsapódási eseményekről is. A vékonyodó légkör miatt ugyanis a becsapódások a bolygótestek összeállását követő Nagy Meteorbombázás befejeződése (kb. 4-3,9 milliárd éve) után is folytatódtak, hasonlóan a Hold esetéhez. Egy-egy ilyen becsapódás óriási mechanikai erőhatást fejt ki, a felszínen kráter keletkezik, a mélyebb rétegek összetöredeznek,



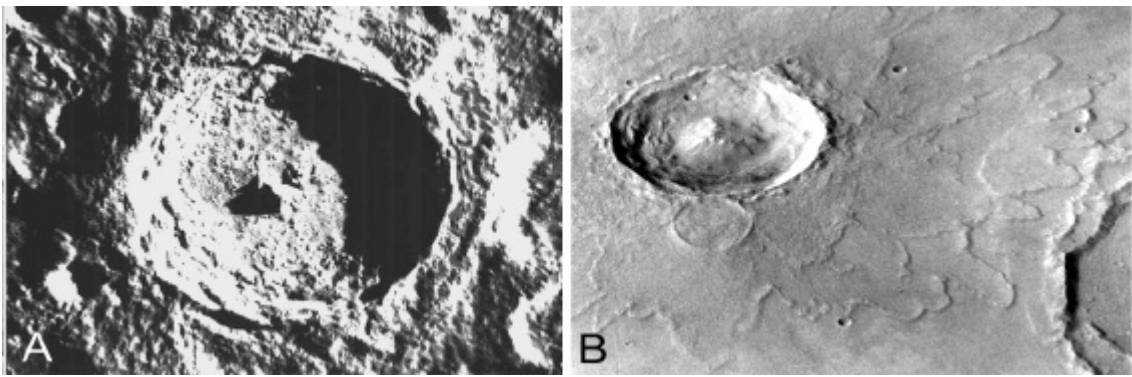
belsejükben repedéshálózat alakul ki, a kráterből kiszórt anyag pedig finomabb-durvább szemcsékből álló törmelékgyűrűként veszi körül a kozmikus „sebhelyet”.

A becsapódások mellett a vulkáni tufaszórás, egyes üledékes kőzetekhez kapcsolódó folyamatok, valamint a különféle mállási és aprózódási mechanizmusok is nagy mennyiségű törmelékot produkálhatnak. Ha ezek az anyagok nem esnek csapdába üledékgyűjtők mélyén és nem kezdenek kompaktálódni, illetve nem is cementálódnak össze, nagy vastagságú törmeléktréteggé boríthatják be a felszínt. Ezt nevezzük regolit-nak. Hasonló jellegű, nagy porozitású (a hézagterefogat átlagos értéke 30-40 % körüli lehet) és kis állékonyságú összletek találhatók a Holdon éppúgy, mint Földünk egyes – intenzív aprózódási folyamatokkal jellemezhető – területein. Ám a Földön ismert néhány tíz méteres rétegekhez képest lényeges különbség, hogy a hosszú képződési idő alatt, amely rendelkezésre állt, a marsi (mega)regolit akár több km-esre is vastagodhatott [13].

A fent részletezett okok miatti lehűlés következményeként a Heszperida időszaktól (3,5 – 2,7 milliárd éve) a H₂O már csak szilárd állapotban volt stabil a felszíni hőmérsékleti- és nyomásviszonyok között, így a légkör megmaradt víz- (és CO₂-) tartalma egyre nagyobb mennyiségben fagyott ki a sarkvidékeken, kialakítva a poláris jégsapkákat. Ezek teljes térfogata (az északi átmérője kb. 1200 km, a délié mintegy 400 km, átlagos vastagságuk pedig 1000-1500 méter közötti) azonban jóval kisebb az egykori felszíni vízmennyiség becsült értékénél, vagyis nem lehetnek annak egyedüli maradványai.

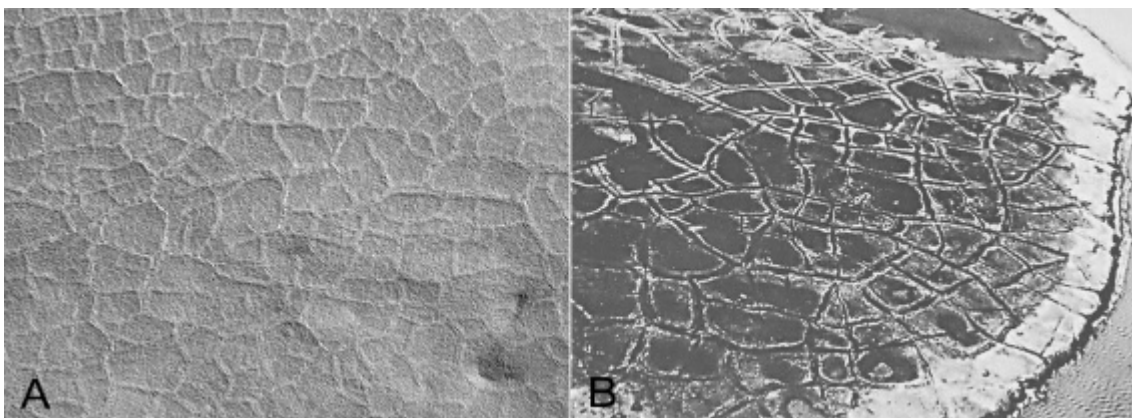
A legelfogadottabb elmélet szerint erre a látszólagos ellentmondásra a regolitréteg sajátos tulajdonságai szolgálhatnak megoldással. A felszíni víztömegek befagyása ugyanis felülről indult meg, és a fokozatosan vastagodó jégkéreg az alsóbb, még folyékony vízmennyiséget a tó-, tenger- és óceáni medencék aljzatába préselte. A kőzetrétegek hézagain, repedésein keresztül a nyomás alatt lévő víz lefelé és oldalirányban egyaránt messzire juthatott, így a felszíni vízkészlet – megfagyva – tulajdonképpen a regolit pórusaiba záródott. Más szavakkal, egy többé-kevésbé globális, permafroszt-szerű, köves-jeges réteg állandósult a Marson, amelyet krioszférának (vagy kriolitoszférának) nevezhetünk.

Létezésének meggyőző jelei az ún. lebenyes (vagy talapzatos) kráterek, amelyeket a legtöbb égitesten általánosnak nevezhető, kidobott törmelékgyűrű helyett nyelvszerű folyási szerkezetek vesznek körül (15. ábra). Ezeket a formákat minden bizonnyal a becsapódási hő hatására képlékeny állagúvá olvadó felszíni rétegek lassú, plasztikus elmozdulása alakította ki, amelyet az a megfigyelés is alátámaszt, hogy a kráterek környezetét ily módon beborító rétegek nem települnek rá a közelben lévő magasabb térszínekre, hanem „körbefolyják” azokat.

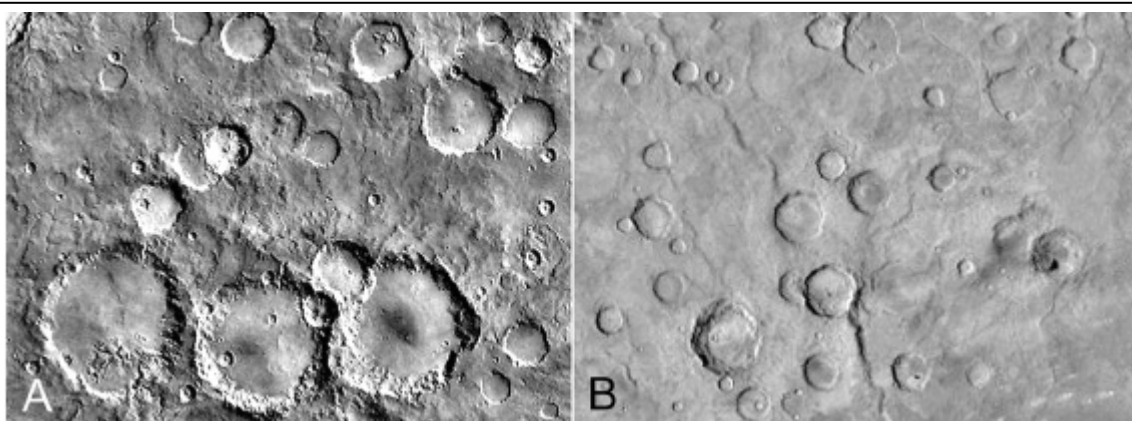


15. ábra. „Szabályos” kráter a Holdon (A) és lebenyes kráter a Marson (B, Yuty-kráter, É. sz. 22°, Ny. h. 34°).

További bizonyíték, hogy számos helyen poligonális rajzolat figyelhető meg a felszínen, amely csak méreteiben különbözik egyes földi területek mintázatától (16. ábra). A marsi poligonok átmérője akár 10-20 km is lehet – szemben a Földön ismert néhány száz méteres maximális értékekkel. Poligonális felszín persze sokféle ok következtében kialakulhat, például víztartalmú üledékek kiszáradása, forró kőzetolvadék lehűlése során – és a fagyváltozékonysághoz kapcsolódóan egyaránt. Mégis úgy tűnik (előfordulási területük elhelyezkedése és környezetük más formái alapján), hogy a Marson a legtöbb poligon felszín alatti jéghez köthető.

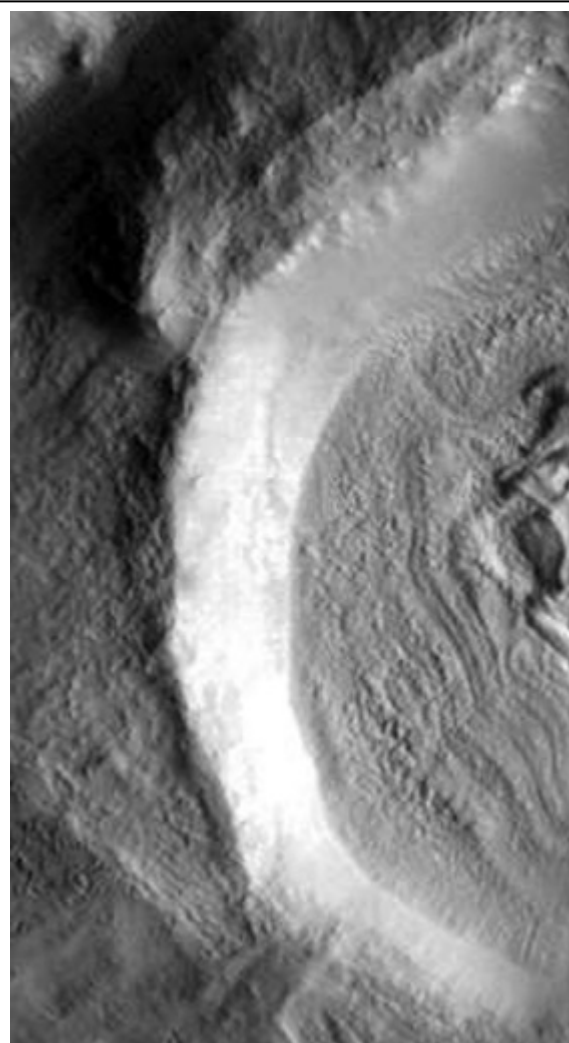


16. ábra. Poligonok a Marson (A) és a Földön (B).



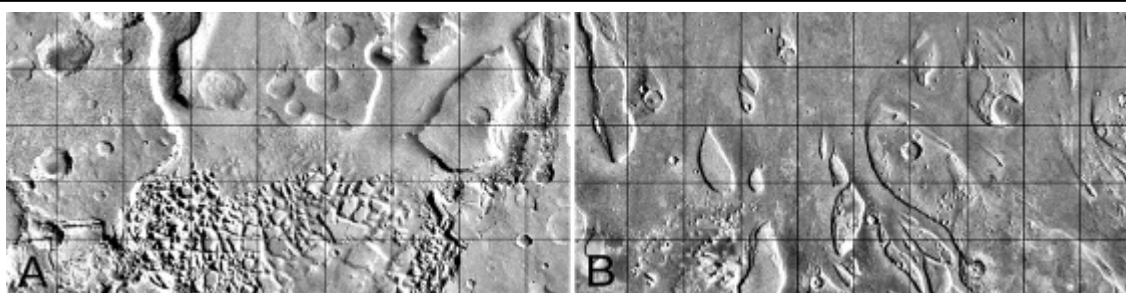
17. ábra. Domborzati relaxációtól mentes, alacsony szélességeken lévő (A) és relaxált, közepes szélességeken lévő területek (B) a Marson.

A krioszféra következménye lehet egyes marsi régiók kissé „elmosódott”, utólag élességét veszített formakincse. Olyanok ezek a területek, mintha valamilyen általános érvényű elegyengető, a magassági különbségeket mérséklő folyamat hatna rájuk. Ezt a domborzati relaxációt is magyarázhatják felszín alatti jéggrétegek, amelyek lehetővé tesznek ilyen relief-csökkentő mechanizmusokat (17. ábra). Egyes kráterek belsejében koncentrikus mintázat figyelhető meg (18. ábra), amelyet gyakran a belső falon végbement lejtőfolyamatok „hatásaiként” magyaráznak [14].



18. ábra. Koncentrikus kráter-kitöltés a Marson.

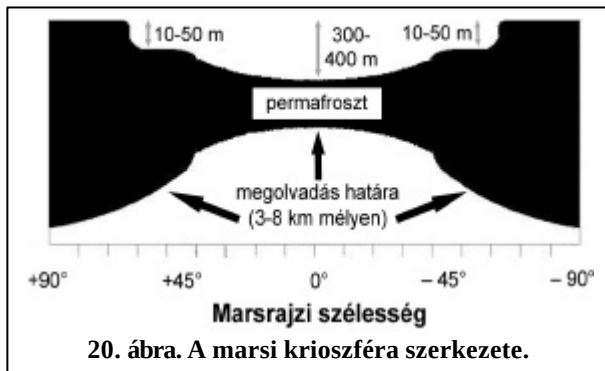
A krioszféra közvetett bizonyítékeként értelmezhetők a Mars hatalmas áradásos csatornáinak is. Kialakulásuk magyarázata azon a feltételezésen alapul, hogy a vízzáró felszínközeli jégréteg alatt, a magasabb hőmérsékleti- és nyomásviszonyok eredményeként folyékony állapotban maradhatott valamekkora víztömeg, amely helyenként, a krioszféra „meggyengült” területein a felszínre juthatott. Az ilyen régiók, a nagy méretű tömbökre szabdaltnak ún. káosz-területek az áradásos csatornák forrásvidékei, ahol a kéreg szerkezetét módosító, főként tektonikai vagy vulkáni folyamatok vékonyíthatták ki a globális jégréteget. A csatornák vizsgálata alapján úgy tűnik, hogy ezek az áradások több fázisban és sajátos módon, jégkéreg alatt zajlottak [11], mert a felszínre jutott víz legfelső rétege gyorsan megfagyott. Áramvonalas szigetekkel jellemezhető morfológiájuk leginkább a földi olvadékvíz-síkságokéra emlékeztet (19. ábra).



19. ábra. Káosz-régió (A) és áradásos csatorna részlete (B) a Marson.

Végül, a krioszféra jelei között meg kell említeni, hogy egyes kutatók termokarsztos eredetű formákként azonosítják a felszín egyes zárt, hátrálással növekvő depresszióit [13]. Ám a felszín alatti jég legbiztosabb jelei azok a táblahegyeket és más kiemelkedéseket körülvevő törmelékletők, amelyekről részletesen az 5. fejezetben esik szó.

A fentiekben röviden jellemzett formák tanúsítják, hogy előfordulási területeiken jég van a felszínközeli rétegekben. Annak meghatározásához azonban, hogy ezek a jeges rétegek mekkora mélységben találhatók, részletesebb elemzés szükséges, amelyre a lebenyes kráterek a



legalkalmasabbak. Átmérőjük ugyanis arányos kéregbe hatolásuk mélységével, így egy adott terület lebenyes krátereinek minimális mérete alapján meghatározható, hogy milyen mélyen húzódik a permafroszt felső határa. Az elvégzett vizsgálatok eredményei szerint az alacsony szélességeken a kritikus átmérő 6-7 km, amelynek alapján a jéggel telített zóna kb. 300-400 m-es mélységben kezdődhet. A közepes szélességektől viszont már az 1-2 km-es átmérőjű kráterek is lebenyes típusúak, néhány tíz méteres permafroszt-mélységet jelezve [13]. A krioszféra vertikális szerkezetét mutatja be a 20. ábra.

A megfigyelt zonális különbségeket elsősorban az éghajlat okozhatja, két tényezőn keresztül. Egyrészt a hőmérséklet, pontosabban a 0°C-nál magasabb átlaghőmérsékletű időszakok hosszúsága által, mivel ezek során (aktív zóna kialakulása helyett) a felszínközeli rétegek jégtartalma vízgőzzé szublimál. A másik tényező, a légkör nedvességtartalma az év hidegebb részében válik meghatározóvá azáltal, hogy az adott félteke telén főként a közepes és magas szélességek területein csapódik ki, ezért az alacsony szélességek elvesztett vízkészlete nem tud teljes mértékben pótlódni. Vagyis míg a mérsékelt övezetben évente újabb és újabb jégmennyiség juthat a felszíni törmelékrétegbe, addig a „trópusi övezet”-ben egyre nagyobb mélységben kiszárad a regolit.

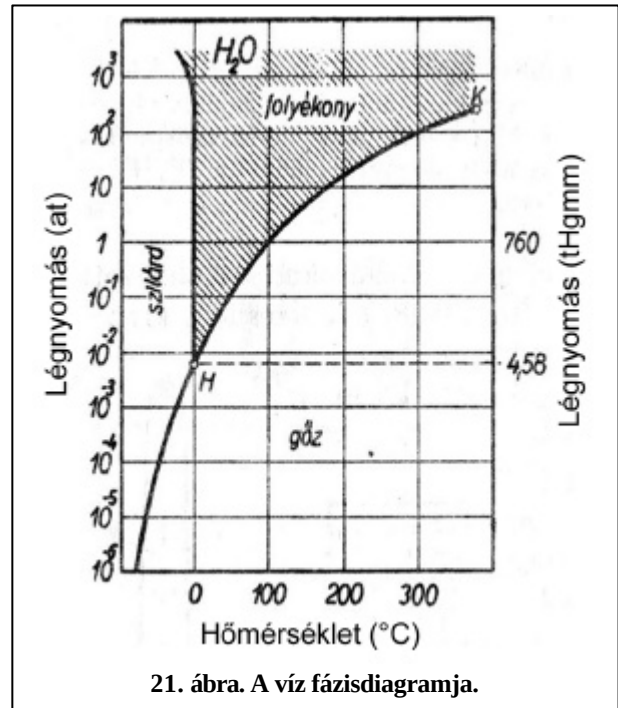
4.3. A felszín mai képe

Bár a Mars egykor sok szempontból hasonlított bolygónkra, durván leegyszerűsítve ma mégis leginkább egy hideg, száraz, szeles szikla- és homoksivatagra emlékeztet. Egyes területei évszázmilliók óta változatlanok, míg más helyeken akár évről évre is módosulhat a táj képe.

Az Amazonaszi időszakban (2,7 milliárd éve – jelen) a meghatározó felszínformáló erő a szél, amely sok területen állandó irányból fúj, barkánokat és keresztirányú dűnéket mozgat,

intenzíven erodálja és aprózza a felszín kőzeteit, a szállított anyagból pedig sok helyen kényszerformákat hoz létre [15a]. Az évszakosan előforduló globális porviharok illetve a napi gyakoriságú portölcsérek eredményeként az atmoszféra nagy magasságig telített a felszínt borító, vas-oxidoktól vöröses színű finomszemcsés törmelékanyaggal, amely folyamatosan ülepszik is ki a légkörből.

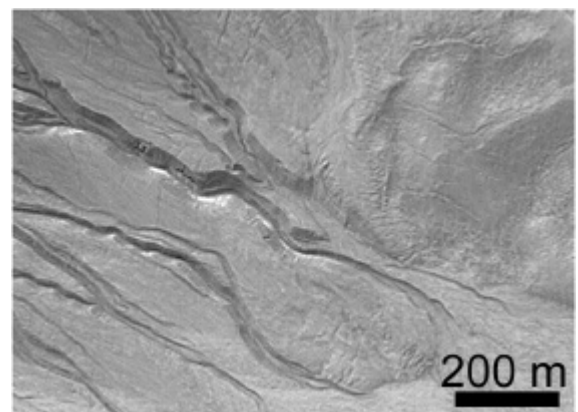
A víz a jelenlegi környezeti feltételek mellett kb. $+2^{\circ}\text{C}$ -on felforr (21. ábra), így általában gőz-, vagy fagyott állapotban van jelen. Új eredmény, hogy ennek ellenére bizonyos körülmények között ma is folyhat víz a felszínen [16]. Példaként mélyebb helyzetű (s így nagyobb légnyomású), vagy póluskörnyéki területek említhetők, ahol éjszaka vékony dérréteg fedi be a tájat. Reggelre, ha a hőmérséklet 0°C fölé emelkedik, ez a fagyott réteg megolvad, majd fel is forr és gőz állapotúvá alakul, vagyis szublimál. Ennek során azonban a



21. ábra. A víz fázisdiagramja.

légkör felszínközeli rétege telítődik vízgőzzel, ezért nem mindig tudja felvenni a teljes vízmennyiséget, annak egy része így cseppfolyós maradhat.

Egy más jellegű területekre vonatkozó magyarázat szerint egyes nagy magasságú sziklaperemeken meginduló csuszamlások alkalmával a felszínre kerülhetnek olyan rétegek, amelyek pórusaiban folyékony víz tárolódik. A csuszamlás során ez a vízkészlet a felszínre jut, ahol egy része megfagy, másik része viszont lejtőirányban elmozdulva vízmosásokat hoz létre, illetve



22. ábra. Sárfolyásra emlékeztető forma a Marson.

az átáztatott és állékonyságukat veszített felszíni anyagokból sárfolyásokra emlékeztető formákat alakít ki (22. ábra). Továbbá, a folyékony állapot fenntartásában a víz oldott sótartalma is fontos lehet, mivel a különféle sók akár több 10°C -kal is csökkenthetik a víz fagyáspontját (ez a jelenség Földünk egyes túlhűlésre hajlamos, magas sókoncentrációjú



tavaiban is megfigyelhető). Ráadásul egyes mérési eredmények szerint a Mars bizonyos területein igen magas koncentrációban vannak jelen a földi sóvegyületekhez hasonló anyagok.

Arra a kérdésre, hogy mióta ilyen a Mars általános képe, csak becsült válasz adható, leginkább a különböző eredetű formák kráterborítottságának összehasonlítása alapján. Azt azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy az eddigiekből kirajzolódó általános tendenciák mellett kisebb mértékű ingadozások is módosíthatják az éghajlatot, és ezen keresztül a felszínalakulás környezeti feltételeit. Például a bolygó pályaelemeinek változásai okozhatnak ilyen ingadozásokat, amelyeknek jelentős következményei lehetnek a napsugárzás zonális eloszlása szempontjából. Ezek hatására megváltozhat akár az éghajlati övezetek kiterjedése s ezen keresztül a felszínközeli rétegek (fent röviden bemutatott) vízforgalma is.

5. PERIGLACIÁLIS TÖRMELÉKLEJTŐK A MARSON

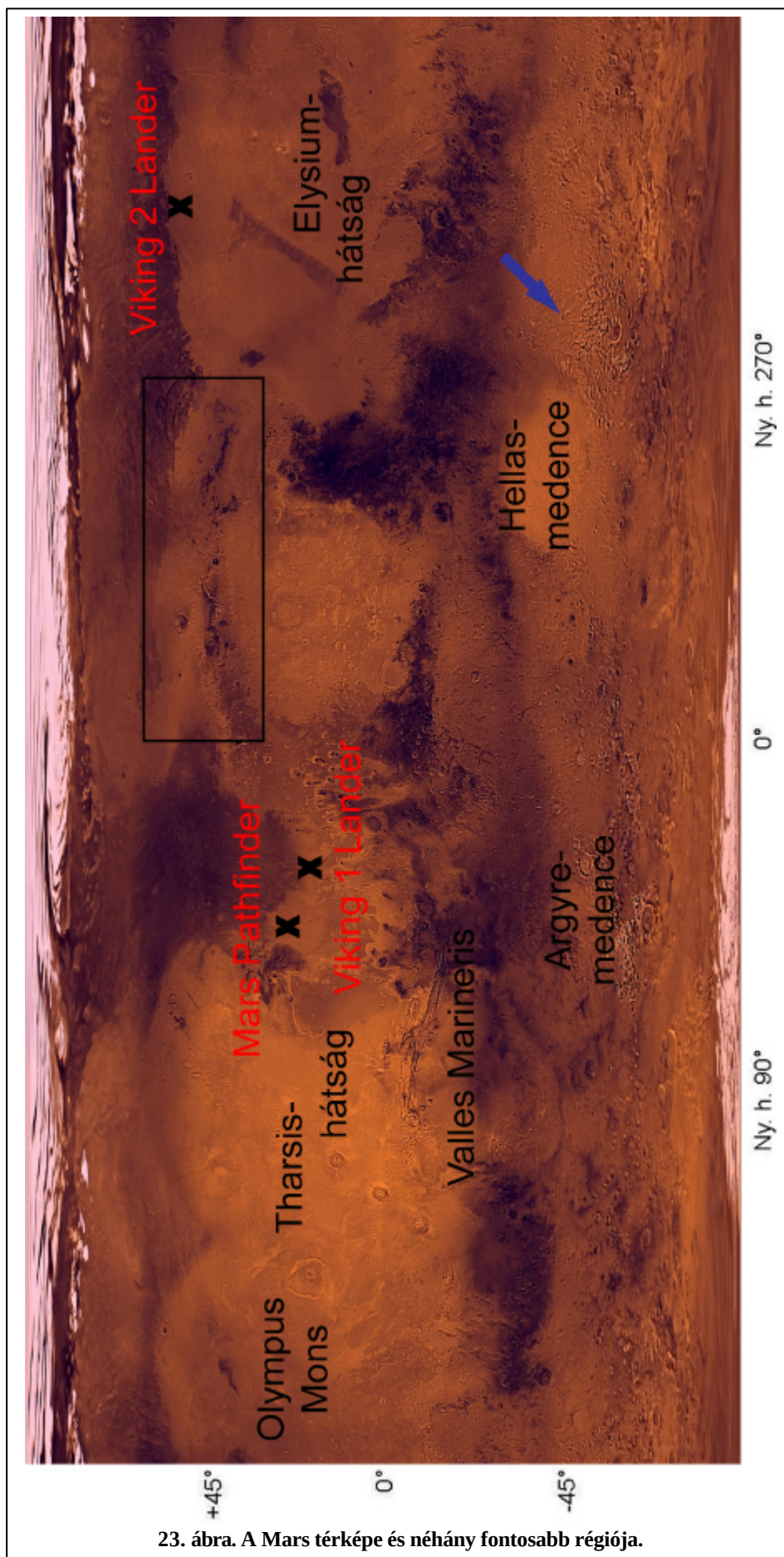
5.1. Területi elhelyezkedés

A következtetés, hogy a földi periglaciális területek lehatárolását a formakincs alapján a legcélszerűbb elvégezni, fokozottan igaz a Marsra is, mivel a rendelkezésre álló adatok csak hozzávetőleges képet adnak a felszín hőmérsékleti viszonyairól, a permafroszt elterjedéséről pedig egyáltalán nem rendelkezünk közvetlen mérési eredményekkel.

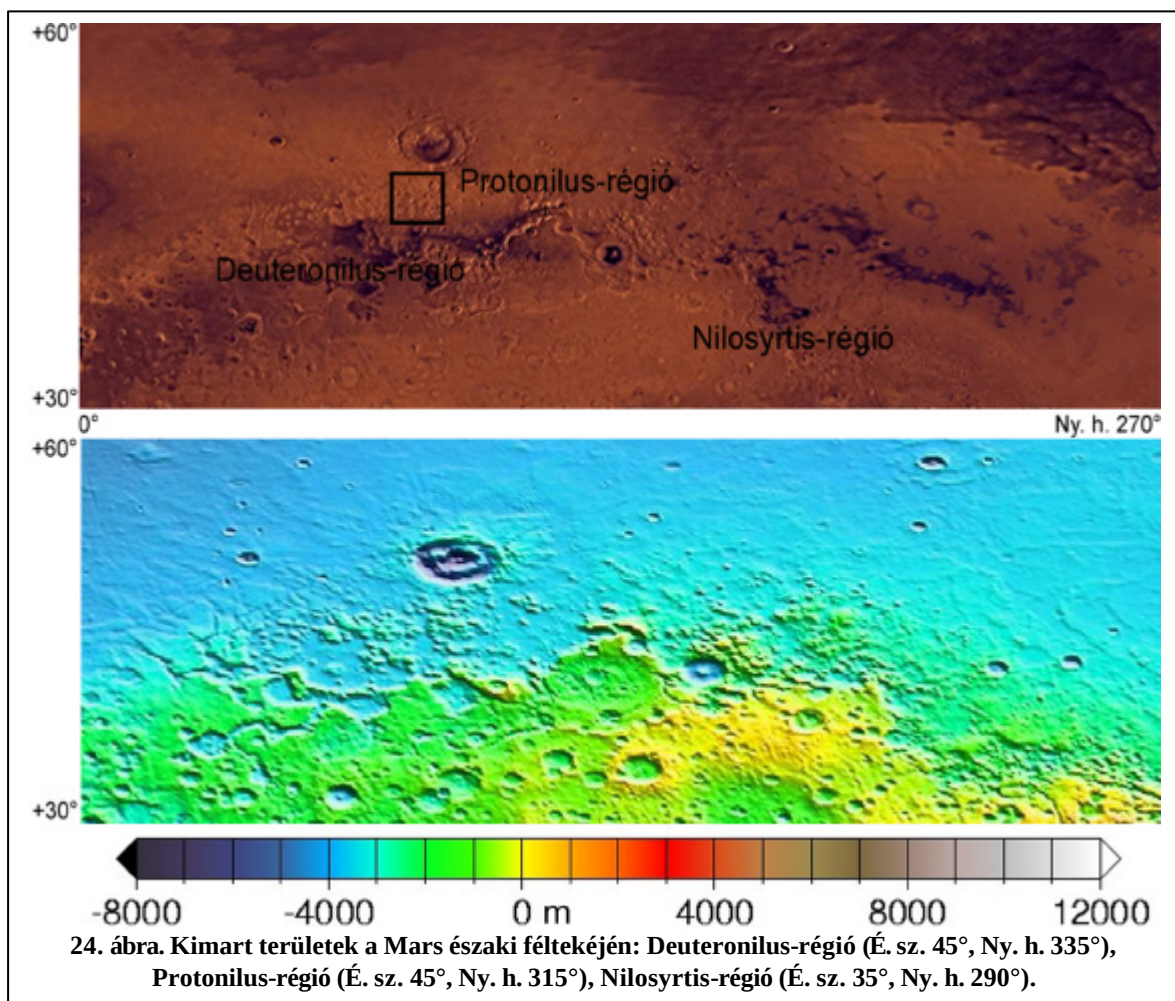
Már a Viking-űrszondapáros keringőegységei által készített, néhány tíz méter/pixel-es felbontású felvételeken is megkülönböztethetők voltak sajátos morfológiájú területek a Marson, amelyeket „fretted terrain”-nek nevezték el. Magyar fordításként talán a „kimart terület”, esetleg a „kikoptatott terület” a legmegfelelőbb, bár csak részben adják vissza a „fretted” tájkép lényegét.

A kimart területek formakincsére alapvetően a „nyugtalanság”, a dinamizmus jellemző: fokozatos átmenetet képeznek a Mars két alapvető felszíntípusa, a fiatal északi mélyfölkök andezithez közelebb álló és az idős déli felfölkök bazaltos kőzeteinek formakincse között (23. ábra). Itt szakad meg tehát a felfölkök egyenletes térszíne: közeledve a mélyfölkök felé, először nagyobb kiterjedésű platók különülnek el, amelyek 1-2 km-rel emelkednek az őket elválasztó lapos aljzatú völgyek fölé. Még távolabb a felfölkök összefüggő területeitől kisebb méretű, hasonló magasságú mezák jelennek meg, köztük a mélyföld jellegű felszínrészletek egyre nagyobb, összefüggő foltjaival. Egyfajta domborzati inverzió jellemzi tehát ezeket a régiókat, amelyek – a MOLA mérései szerint – a Mars legnagyobb reliefenergiájú, függőlegesen leginkább felszabdalt területei. Az északi félteke legjellegzetesebb kimart felszínrészletei láthatók a 24. ábrán, a felső részen egy űrfelvételekből összeállított térképszerű mozaikon, az alsón pedig színfokozatos domborzattérképen.

Helyzetük sajátosan lehatárolható a bolygón: főként a 35 – 55. szélességi fokok közötti sávban találhatók, mindkét féltekén. Az északon tulajdonképpen a mélyfölköket szegélyezik délről, kissé egyenetlen eloszlásban: egyes részeken szinte meg sem jelenik a kimart terület-típus, más helyeken viszont sűrűn sorakoznak egymás mellett sajátos formái, például a Deuteronilus, a Protonilus vagy a Nilosyrtis régiók területén. A déli féltekén még kevésbé homogén a kép, itt főként a két hatalmas becsapódási forma, a Hellas- illetve az Argyre-medence körül azonosítható ez a terület-típus.



23. ábra. A Mars térképe és néhány fontosabb régiója.



A kimart területek elszórt, szigetszerű táblahegyei körül és leszakadásai mentén helyezkednek el azok a törmeléklejtők, amelyek alapján ezek a régiók periglaciális környezetként értelmezhetők, és amelyekkel a továbbiakban részletesen foglalkozom.

5.2. Megjelenés

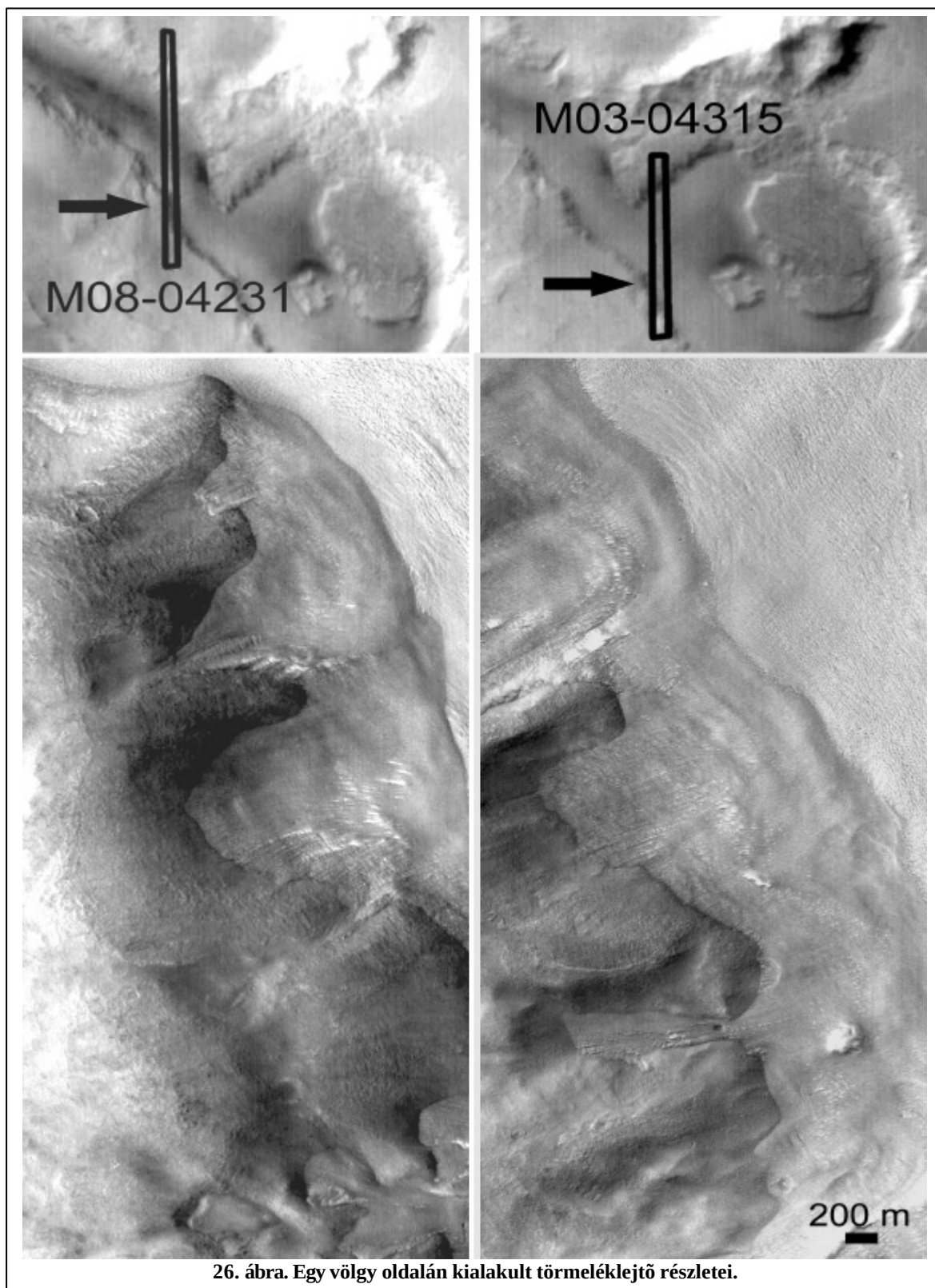
Ezek a marsi törmeléklejtők (debris apron) némely szempontból összehasonlíthatók földi megfelelőikkel, más tulajdonságaik tekintetében viszont jelentősen eltérnek azoktól.

Sok helyen szinte teljesen körbevesznek, szoknyaként szegélyeznek egy-egy táblahegyet. Ezek a formák pajzsszerű alakzatokként jelennek meg a kifelbontású űrfelvételeken (25. ábra, a 24. ábra felső

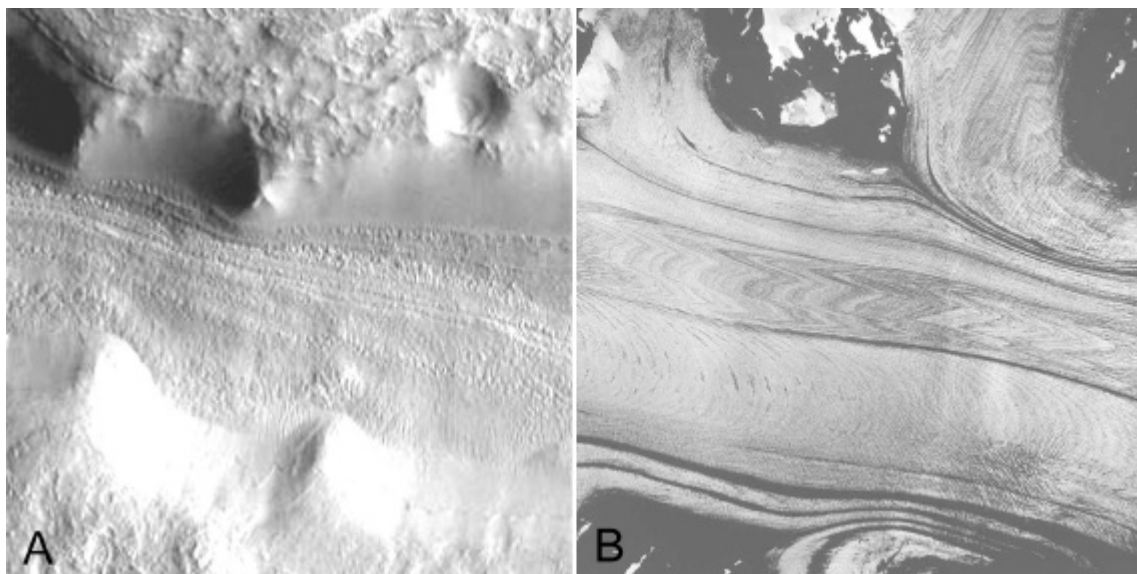


25. ábra. Táblahegyek körüli törmeléklejtők a Marson (a kép középpontja: É. sz. 46,5°, Ny. h. 333°, mérete: 4 x 5 fok).

részének bekeretezett részlete). Máshol viszont meredek leszakadásokat szegélyeznek azok teljes, akár több 10 km-es hosszúságában, gyakran mindkét oldalról (26. ábra). Ilyenkor a leszakadások közötti völgy közepén összetalálkoznak, s a völgy futásával párhuzamos sáv mintázatot hoznak létre (27. A ábra) [15b], hasonlóan egyes földi gleccserek felszíni rajzolatához (27. B ábra).

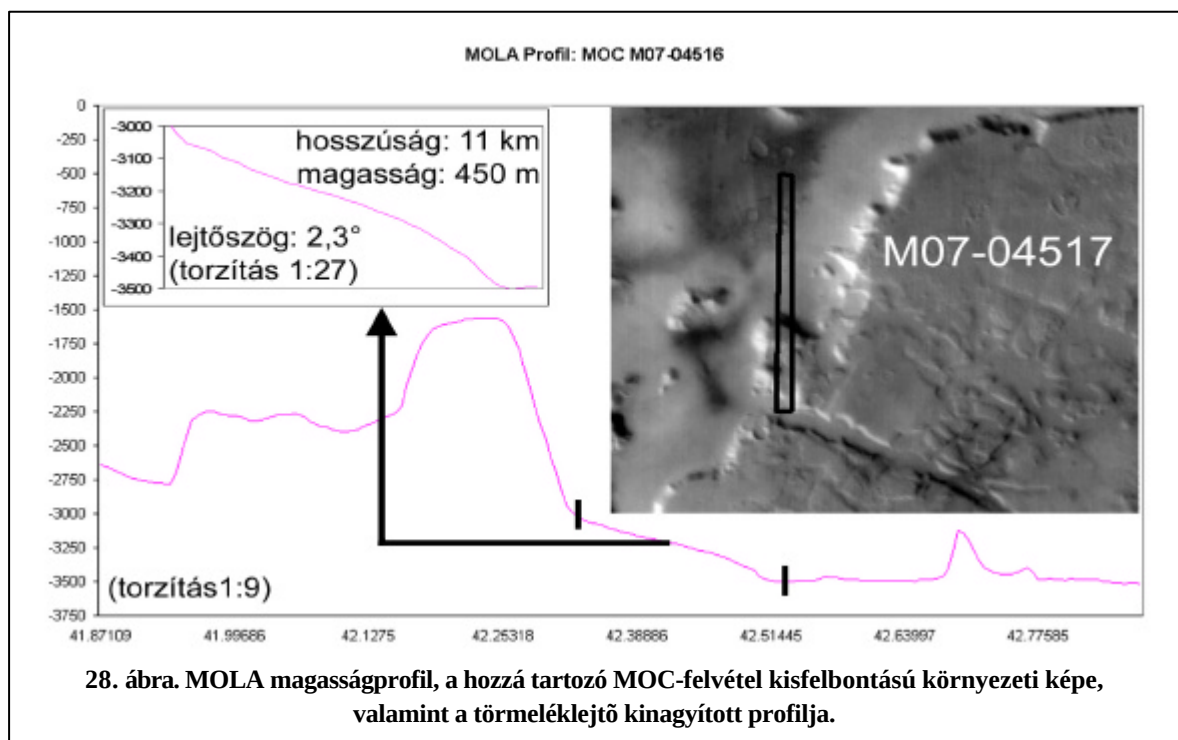


26. ábra. Egy völgy oldalán kialakult törmeléklejtő részletei.



27. ábra. Sávos völgykitöltés a Marson (A) és az erőteljesen barázdált felszínű Sherman-gleccser Alaszkában (B).

Sajátos alakjuk sok lézeres magasságprofilon felismerhető. Egy ilyet ábrázol a 28. ábra. A hozzá tartozó MOC-felvétel környezetének képén is jól elkülöníthető a leszakadás peremével párhuzamos világos sáv, a törmeléklejtő. A görbe jellegzetességei a törmeléklejtőt a táblahegytől elválasztó éles töréspont, a lejtő domború, konvex lefutása illetve hirtelen elvégződő homlokfrontja. Mindezek rendkívül lényeges tulajdonságok, amelyek a törmeléklejtő belső szerkezetének plasztikusságát jelzik. Tisztán formáik alapján nagyon hasonlítanak például egyes bazaltos lávafolyásokból megszilárdult alakzatokhoz, vagy (a geomorfológiától távolabb eső példával élve) egy kissé megolvadt jégkrém-tortához. Másként fogalmazva, úgy néznek ki, mintha hirtelen „dermedtek volna meg” valamilyen képlékeny,



28. ábra. MOLA magasságprofil, a hozzá tartozó MOC-felvétel kifelbontású környezeti képe, valamint a törmeléklejtő kinagyított profilja.

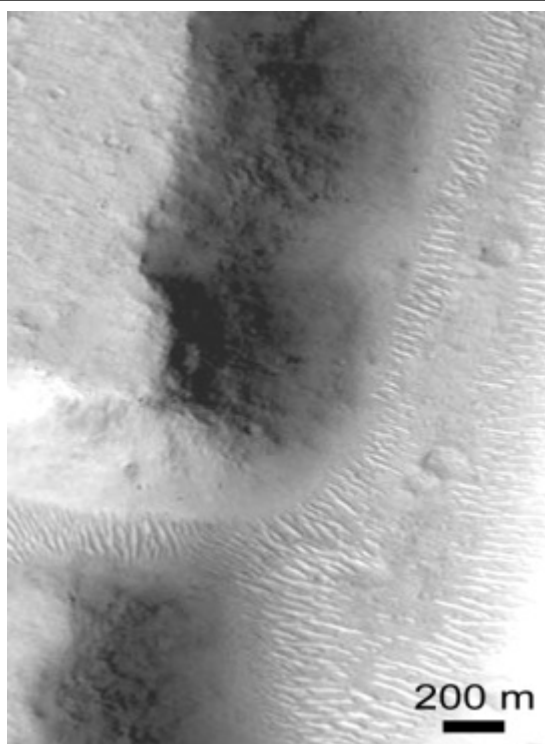
nagy viszkozitású masszából. A valóságos profilok alakja szinte teljesen egybevág azokkal a rheológiai számítások eredményeként kapott elméleti profilokkal, amelyekkel plasztikusan viselkedő kő-jég keverékként próbálták modellezni ezeket a törmeléklejtőket [17].

A profilokról a lejtők méretei is leolvashatók: hozzávetőlegesen egy nagyságrenddel nagyobbak az átlagosnak nevezhető földi értékeknél. Hosszúságuk gyakran 15-25 km-es is lehet (amelyben talán a Mars tömegvonzásának – a kis bolygótömegből eredő – alacsony értéke is szerepet játszik), relatív magasságuk több száz méteres, átlagos lejtésük pedig $1,5^\circ$ és 3° közötti. A profilok alapján úgy tűnik, hogy minimális lejtésű térségekre települnek, ebből pedig az következik, hogy rétegeik teljes vastagsága összevethető relatív magasságukkal. Szélességük nem mindig definiálható pontosan, mert meredek oldalsáncaik csak ritkán jelölhetők ki.

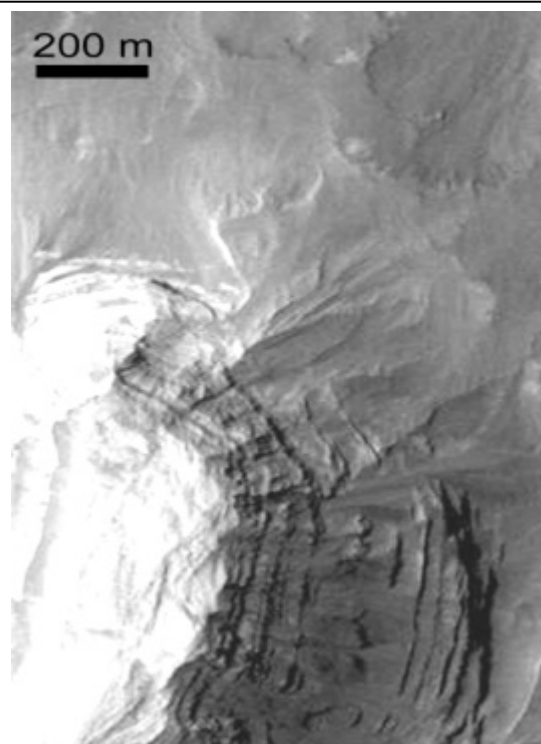
5.3. Kialakulás

A Marson ma már többféle lejtős folyamat nyomait ismerjük, s ezekhez formáik alapján hozzárendelhető a kialakulásukért felelős folyamat is. Mégis, ezen folyamatok egyike sem jöhet szóba a periglaciális törmeléklejtők kialakítójaként.

1. Egyes helyeken, főként az Egyenlítőhöz közeli szélességeken nem igazán jellemzőek a fejlett lejtőformák, gyakoribb, hogy a száraz törmeléket dűnékbe halmozza a szél a meredek sziklafalak aljánál (29. ábra).



29. ábra. Intenzív törmelék-felhalmozódástól mentes sziklaperemek a Marson (É. sz. 6° , Ny. h. 49° , MOC M04-03243 részlete).

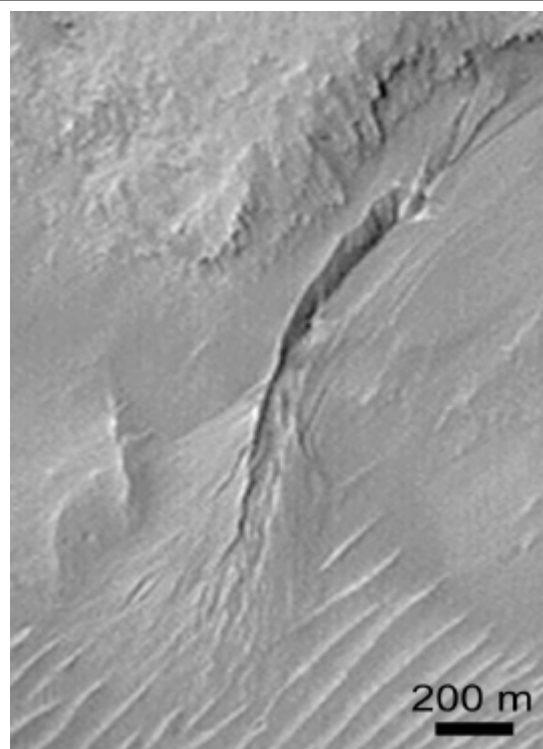


30. ábra. Réteges szerkezetű táblahegy a Marson, gravitációs törmeléklejtőkkel (D. sz. $27,5^\circ$, Ny. h. 286° , MOC M07-06039 részlete).

2. Vannak gravitációs törmeléklejtők, amelyek meredek sziklafalak alatt jönnek létre, hirtelen, szakaszos omlások és kőzetpergés eredményeként. Jellemzőjük a legyezőszerű forma illetve a törmelék osztályozottsága, mivel a nagyobb méretű kőzetdarabok a sziklafaltól távolabb fékeződnek le. Profiljuk lineáris, meredekségük pedig a kőzettípus egyensúlyi lejtőszögével egyezik meg (30. ábra). Teljesen hasonló formák alakulnak ki Földünk réteges kőzetekből felépülő területein, magányosan álló táblahegyek körül. Egy ilyen forma látható a 31. ábrán, amelynek lejtői még nem tudták teljesen elrejtetni az eltérő keménységű rétegek különbségeit.



31. ábra. Törmelékébe temetkező táblahegy a Földön, Új-Mexikóban [18].

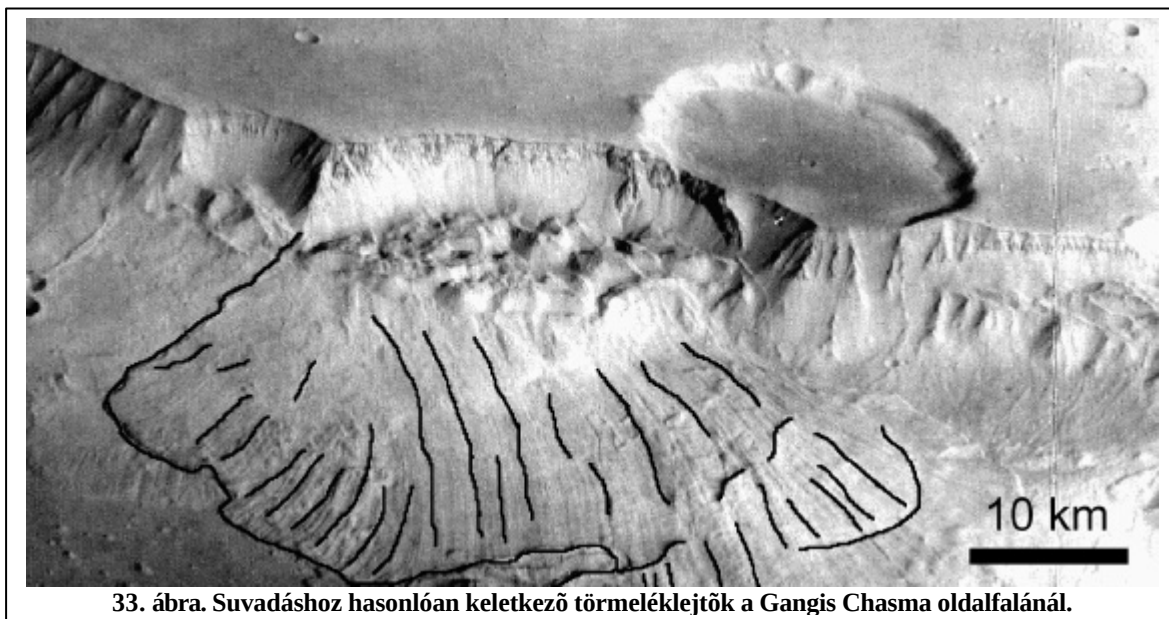


32. ábra. Homokdűnére települt, fiatal fluvialis hordalékkúp a Marson.

3. A MOC friss felvételein recens vízfolyásnyomok is azonosíthatók egyes meredek leszakadások, illetve kráterperemek mentén [16]. A megfigyelt formák fluvialis eredete – földi analógiák alapján – szinte teljesen biztos, sok helyen vízmosások láthatók, jól elkülöníthető forrásrégióval, abból kiinduló csatornákkal illetve az elvégződésüknél delta alakú, egyenes profilú hordalékkúpokkal (32. ábra).

Földi tapasztalataink szerint az eddig leírtaknál plasztikusabb lejtőformák magas víztartalmú és jó vízfelvevő képességű (pl. agyagos) rétegek kúszása, effúziós vulkáni működés vagy pedig felszín alatti jéghez kapcsolódó lejtős folyamatok során jöhetnek létre, így természetes, hogy ezek valamelyikével próbáljuk magyarázni az ilyen jellegű marsi formák kialakulását is.

4. Az első lehetőségről, a folyékony víz jelenlétével magyarázott állékonyság-vesztésről részben már esett szó a 4.3. alfejezetben. Kevésbé ismert a víz szerepe a marsi kanyonok meredek falai mentén látható hatalmas, suvadásszerű formák kialakulásában (33. ábra). A szelezesen megcsúszott tömbök tetőszintjei sokszor felismerhetők, alsó részük pedig kis lejtésű összletként terül szét a kanyon alján. Ennek tetején gyakran hosszanti, „sugaras” mintázat figyelhető meg, az eltérő sebességgel mozgó sávok eredményeként – alapvetően elkülönítve ezeket a formákat a periglaciális lejtőktől.



33. ábra. Suvadáshoz hasonlóan keletkező törmelékletjtők a Gangis Chasma oldalfalánál.

5. A vulkanizmussal kapcsolatban az mondható el, hogy a vizsgált törmelékletjtők az északi féltekén ugyan nincsenek túlságosan távol a Mars két nagy vulkáni eredetű régiójától (a Tharsis- illetve az Elysium-hátságoktól), ám a déli félteke kimart területeinek környezetében egyáltalán nem találhatók vulkáni folyamatok által formált térségek. Továbbá, a kőzetolvadék szállítódására utaló jelek hiánya, illetve a plasztikus lejtők mezák körüli elhelyezkedése alapján kizárható a vulkanizmus, mint alapvető képződési mechanizmus. Elképzelhető azonban, hogy másodlagos, befolyásoló tényezőként, a felszín alatti kőzetolvadék kéregszerkezetet módosító hatásán keresztül szerepe volt a kimart területek kialakulásában (az északi féltekén ezt a vulkáni régiók viszonylagos közelsége, a délin pedig a becsapódásos medencék képződése során feltételezhető lokális magmaképződés indokolhatja).

Mindezek alapján, a periglaciális törmelékletjtők alapvetően zonális elhelyezkedése közzetani-geológiai lehatárolhatóság helyett sokkal inkább egy sajátos éghajlatmorfológiai régiót jelez, amely felszín alatti jég jelenlétéhez köthető. Így joggal nevezhető periglaciális régiónak még akkor is, ha sok szempontból különbözik Földünk jégkörnyéki területeitől. A régió hozzávetőleges határait pedig azért épp a 35 – 55. szélességi fokok mentén húzhatjuk

meg, mert csak ezeken a területeken váltakozhat az éven belül a fagyás és az olvadás, mert nem túlságosan vastag a felszíni, kiszáradt zóna, továbbá, mert itt lehetséges a felszínközeli jégretek éves gyakoriságú utánpótlódása.

Fontos kérdés ezen periglaciális törmeléklejtők közetanyagának, illetve jégtartalmának eredete. A közettörmelék forrását természetesen a lejtők fölött tornyosuló csupasz, közel meredek sziklafalakon zajló csuszamlások, állékonyság-vesztés, az esetleg kötőanyagként szolgáló jég kiolvadása, illetve különféle aprózódási folyamatok jelentik. A jég pedig egyrészt a krioszféra felfelé mozgó jégtartalmából, másrészt a platók, mezák saját anyagából, harmadrészt, kisebb mennyiségben akár a légkörből is származhat. (Egyes kutatók szerint vízjég helyett akár klatrátvegyületekből² is állhat a lejtők jéganyaga [15c].)

Átmeneti helyzetük és jellegük miatt a kimart területek tanulmányozása talán megoldással szolgálhat a Mars felszínének egyik legnagyobb rejtélyére: az északi és déli területek domborzati-közzetani kettősségére. Ma még nem tudjuk ugyanis, hogy milyen módon jöttek létre az északi, mélyen fekvő síkságok, de elképzelhető, hogy ebben a kimart területeknek, pontosabban lejtős tömegmozgásaiknak is volt valamilyen aktív szerepe. Mégis valószínűbb, hogy ezek a formák illetve folyamatok egyáltalán nem okai, pusztán csak következményei a kimart felszínnek képződésének.

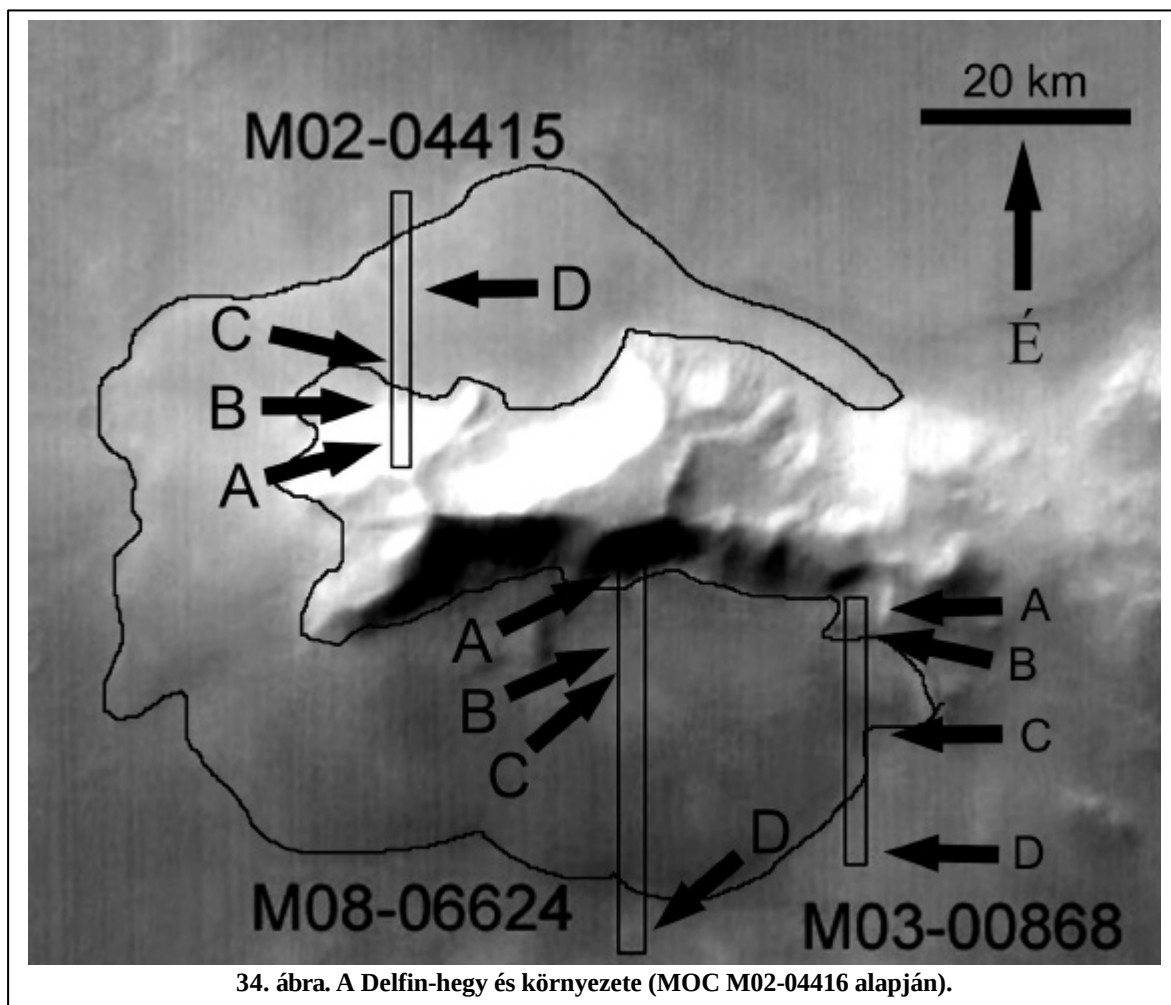
Szerintem ezek a területek bizonyos szempontból az észak-amerikai Glint-lépcső vidékére emlékeztetnek. Genetikájuk ebből kiindulva persze csak akkor magyarázható, ha feltételezzük az északi jégapka korábbi, jelenleginél sokkal nagyobb kiterjedését, amely – a bolygó éghajlatát meghatározó egyes tényezők széles határok közötti változásait figyelembe véve – egyáltalán nem tűnik lehetetlennek.

5.4. Formakincs

A periglaciális törmeléklejtőkre vonatkozó eddigi ismereteink alapját a Viking-űrszondák keringőegységeiről készült, maximum 11 m/pixel-es felbontású felvételek jelentették, amelyeknél a MOC-képek felbontása közel egy nagyságrenddel jobb. A Mars számtalan periglaciális törmeléklejtőjét ábrázoló több száz MOC-felvétel bemutatása azonban meghaladja jelen dolgozat kereteit, ezért formáik részletes elemzéséhez egy táblahegyet és környezetét választottam ki, amely területről három nagyfelbontású kép is rendelkezésre áll (34. ábra). Mivel nem találtam semmilyen, erre a táblahegyre vonatkozó hivatkozást vagy megjelölést, formája alapján Delfin-hegynek neveztem el. A Delfin-hegy a déli féltekén

² Molekulavegyület, amelyben az egyik összetevő kristályrácsába épülnek be a másik vegyület molekulái, kémiai kötések létrejötte nélkül.

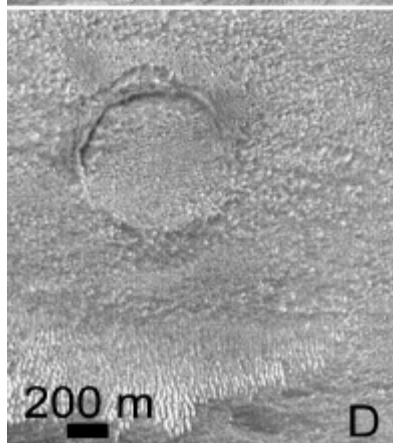
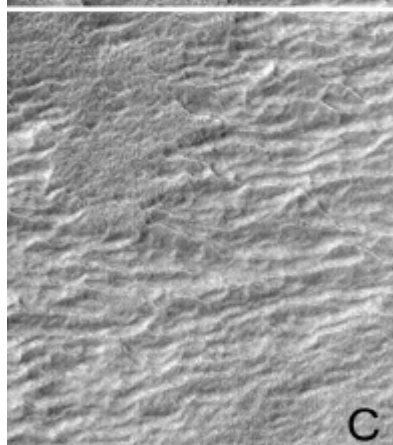
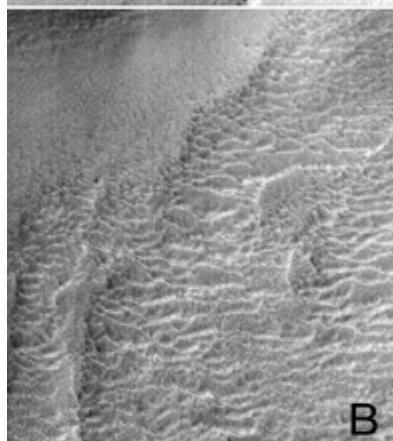
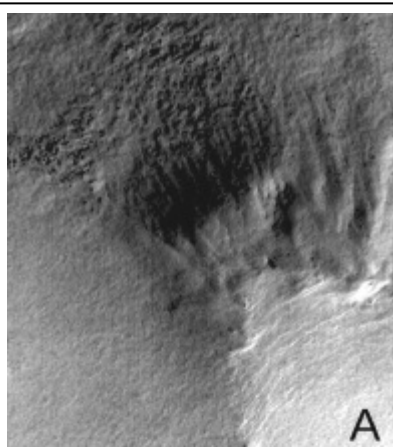
helyezkedik el, a Hellas-medence északkeleti pereménél, középpontjának koordinátái: D. sz. 45° , Ny. h. 255° (kék nyíl jelöli a 23. ábrán). A táblahegy és a törmelékszoknya hozzávetőleges határvonalait kiemelttem a felvételen.



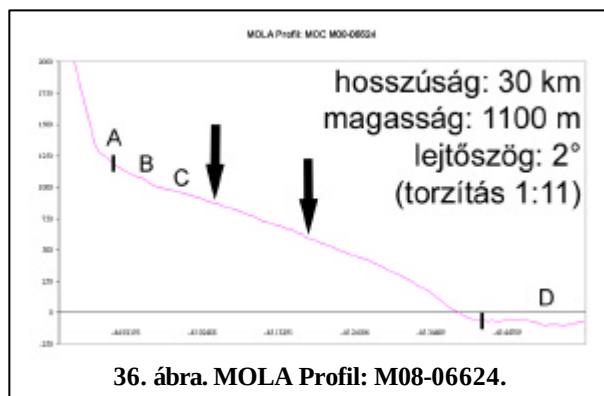
34. ábra. A Delfin-hegy és környezete (MOC M02-04416 alapján).

Mind a három nagyfelbontású felvételen (35., 38. és 40. ábrák) kiválasztottam négy jellegzetes pontot (A-D), amelyek magassági helyzetét a hozzájuk tartozó MOLA-profilokon is bejelöltem (36., valamint 39. és 41. ábrák).

A 35. ábra A részletén egy hátráló sziklaperem és az alatta képződött törmeléklejtő látható, amely utóbbin gyenge keresztirányú sávozottság figyelhető meg, a kompressziós hatások jeleként. Kicsit lejjebb haladva a lejtőn (B) a felszín szaggatottá válik, kis lemezes szerkezetek jelennek meg rajta, amelyek leginkább a girlandos teraszokra illetve periglaciális lépcsőkre emlékeztetnek. Még messzebb távolodva a sziklafaltól a girlandok mérete valamelyest növekszik (C), mintha a lemezek egyre hosszabb utakat tennének meg egymástól függetlenül. Külön mutatom be azt a hatalmas szerkezetet, amely a lejtő középső részén alakult ki, talán a növekvő meredekség eredményeként (37. ábra, a 36. ábrán a két nyíl között). Végül, a 35. ábra D részletén a lejtő aljánál egy idős, jelentős mértékben erodált becsapódásos kráter figyelhető



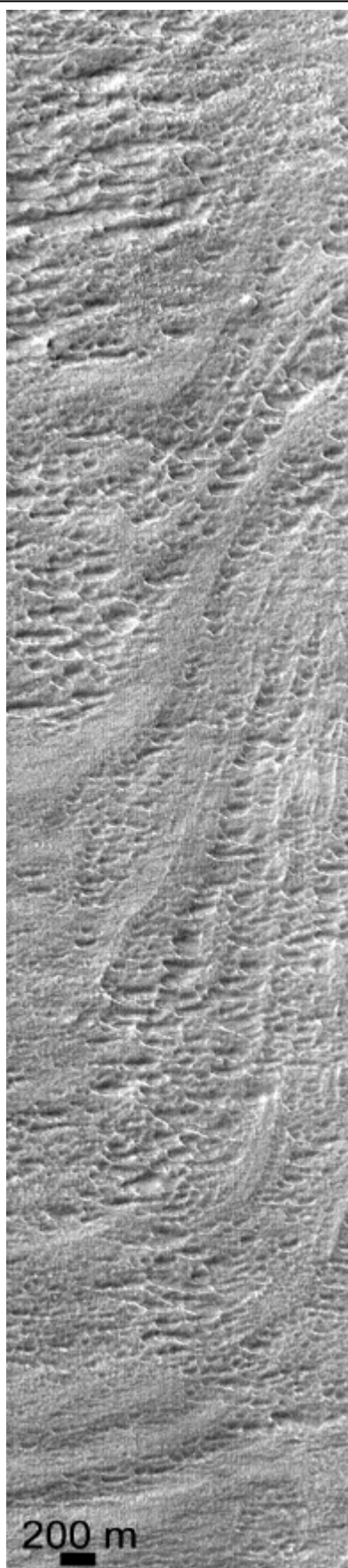
35. ábra. MOC M08-06624, részletek.



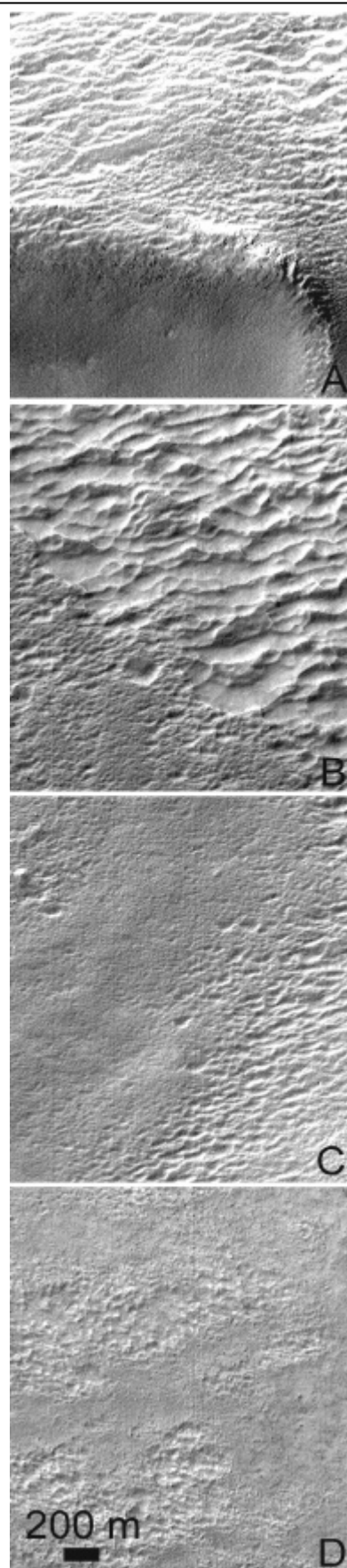
meg, szinte teljesen feltöltött belsővel, külső részén pedig „teraszosan” hátráló peremekkel. Elképzelhető, hogy a körülötte kialakult lineáris mintázat sávokba rendeződő fagyos lejtőtörmelék-kúszás eredménye, de az éles fényesség-különbségeket figyelembe véve, amelyeket domborzati különbségek hozhatnak létre, talán transzverzális homokdűnéket jelez. (Ezek a Marson igen gyakori formák akkor alakulhattak ki, ha a kráter körüli törmelék elvesztette cementanyagát, vagyis a jeget).

A 38. ábrán bemutatott terület különleges egyrészt azért, mert nem a táblahegyre merőleges szelvénye a törmelék-lejtőnek, másrészt pedig a hozzá tartozó magasságprofil alakja miatt (39. ábra). A profil egy 500 m-es leszakadással kezdődik, amelynek pereme látható az A részleten. Alatta (B) az előző ábrán látottakhoz hasonló girlandos szerkezet alakult ki, amelyet egy viszonylag nagy, kb. 3,4°-os meredekségű lejtő követ. Ennek végénél (C) egy kis területen megint előbukkan a teraszosan szabdaltszerű tér, amelyet végül a lejtő alatti réteg egyenetlen, sziklás felszíne vált fel (D).

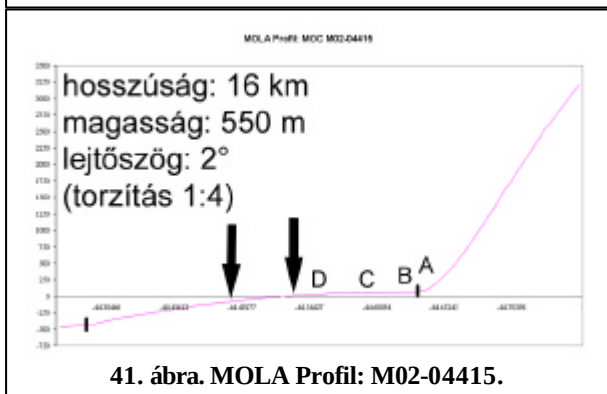
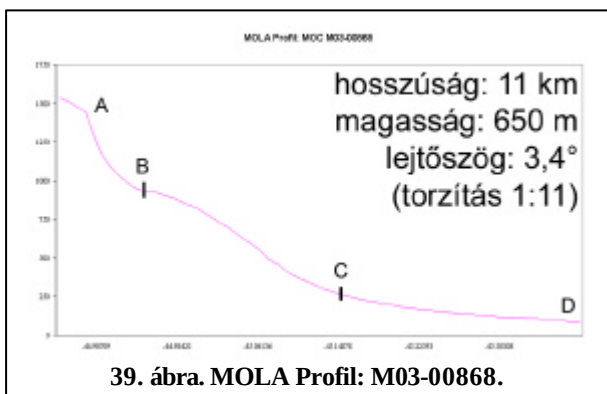
A Delfin-hegyet övező törmelék-lejtőt bemutató harmadik felvételen (40. ábra) északra, vagyis az Egyenlítő felé néző részletek láthatók, a 41. ábra pedig a hozzá tartozó magasságprofil mutatja. Az A részleten a sziklafal és a lejtő találkozási figyelhető meg, ahol erőteljesen megtörik a domborzat, a törmelékfelszín



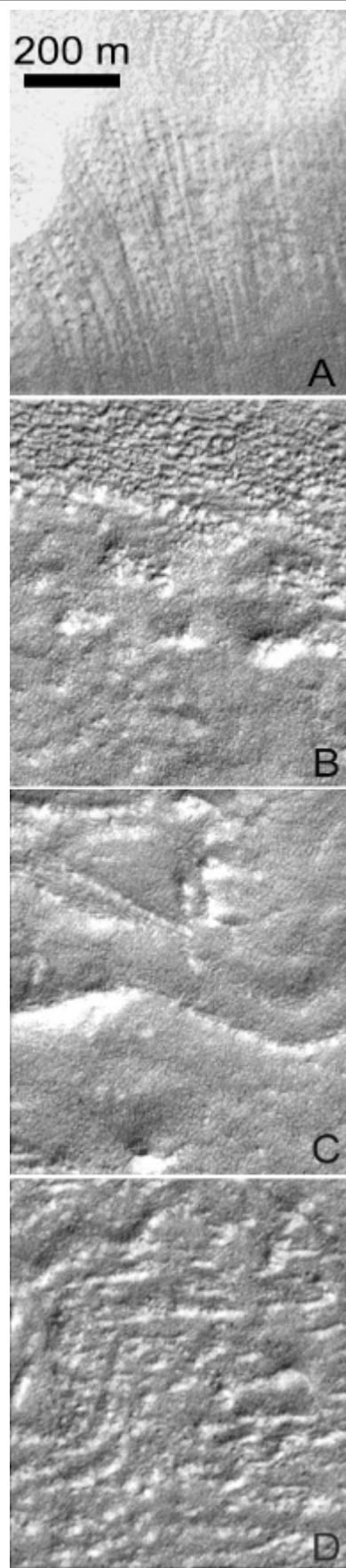
37. ábra. MOC M08-06624,
részlet.



38. ábra. MOC M03-00868,
részletek.



pedig függőleges sávozottságot mutat. A B részlet egy átmeneti területet ábrázol: a néhány tíz méteres nagyságrendű egységekre szabdalt, talán hatalmas sziklákkal borított durva felszín viszonylag hirtelen egyenletesebb, mélyebb helyzetű térszínbe megy át. A C részleten tovább folytatódik ez a felszíntípus, de lejtőirányba domborodó sáncok jelennek meg rajta, viszonylag rendszertelenül. A D részleten ezek a sáncok kezdenek szabályosabb formákba összeállni, egy közös kialakító folyamat jeleként. Ahogy a meredekség növekszik, nagyobb méretű lejtőformák jelennek meg. Erre példa a 42. ábra, amelyen ugyanennek a törmeléklejtőnek egy másik részlete látható, a felszínén egymást szabályosan követő, szinte fodorszerű íves szerkezetekkel (a 41. ábrán a két nyíl között). Elképzelhető, hogy különálló rétegek nyomai, de szerintem inkább a lejtőanyag mozgása során alakultak ki, amelyre elsősorban lefelé domborodó homlokfrontjuk



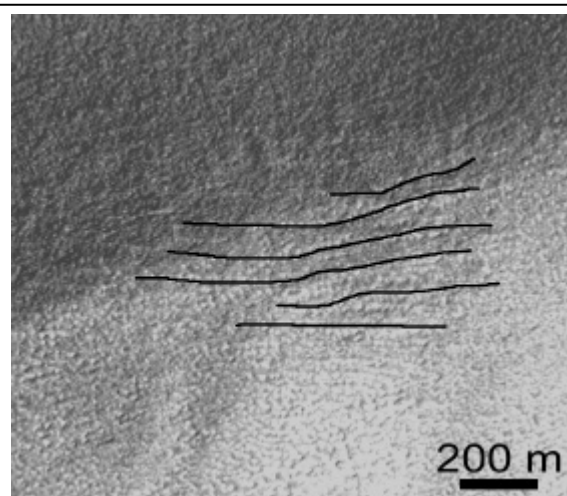


42. ábra. MOC M02-04415, részlet.

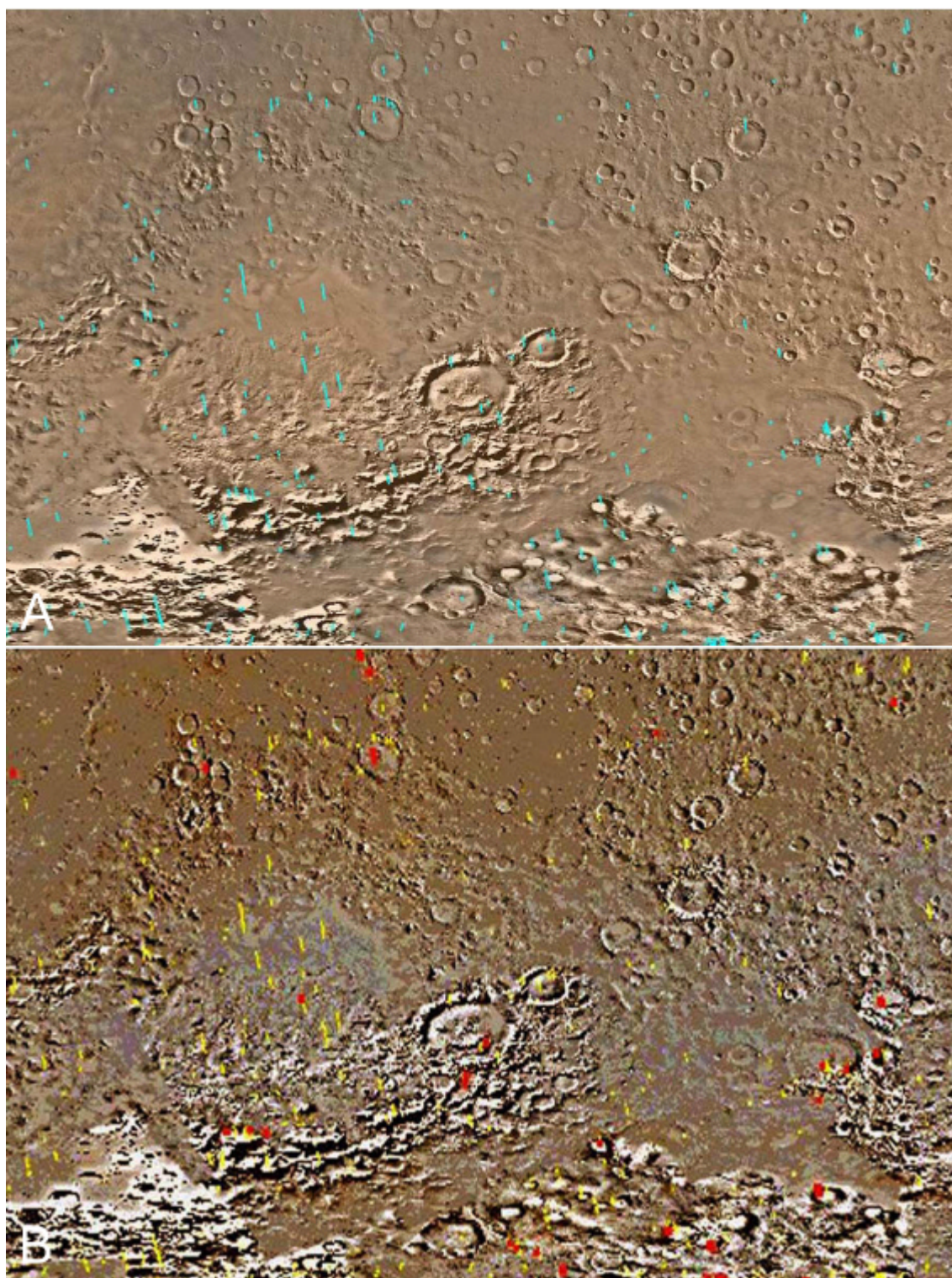


43. ábra. Földi sziklagleccserre emlékeztető forma egy kráter belső részén (É. sz. 35°, Ny. h. 297°, MOC M03-06958 részlete).

alapján következtek. Hasonló formákat más felvételeken is találtam, például a 43. ábrán látható kráterbelsőben karéjos, lebenyes alakzatok rajzolódnak ki, amely teljesen tömörszerű, plasztikus elmozdulásra utal. Méreteit és alakját tekintve is talán ez a forma hasonlít a leginkább a földi sziklagleccserekhez, meredek oldalsáncai és homlokfrontja egyaránt jól azonosíthatók.



44. ábra. Keresztirányú barázdák egy törmelékletűn (D. sz. 47°, Ny. h. 249°, MOC M08-02161 részlete).



45. ábra. Az Idrisi programmal végzett lehatárolás kiindulási felvétele (A) és az eredményül kapott kép (B).

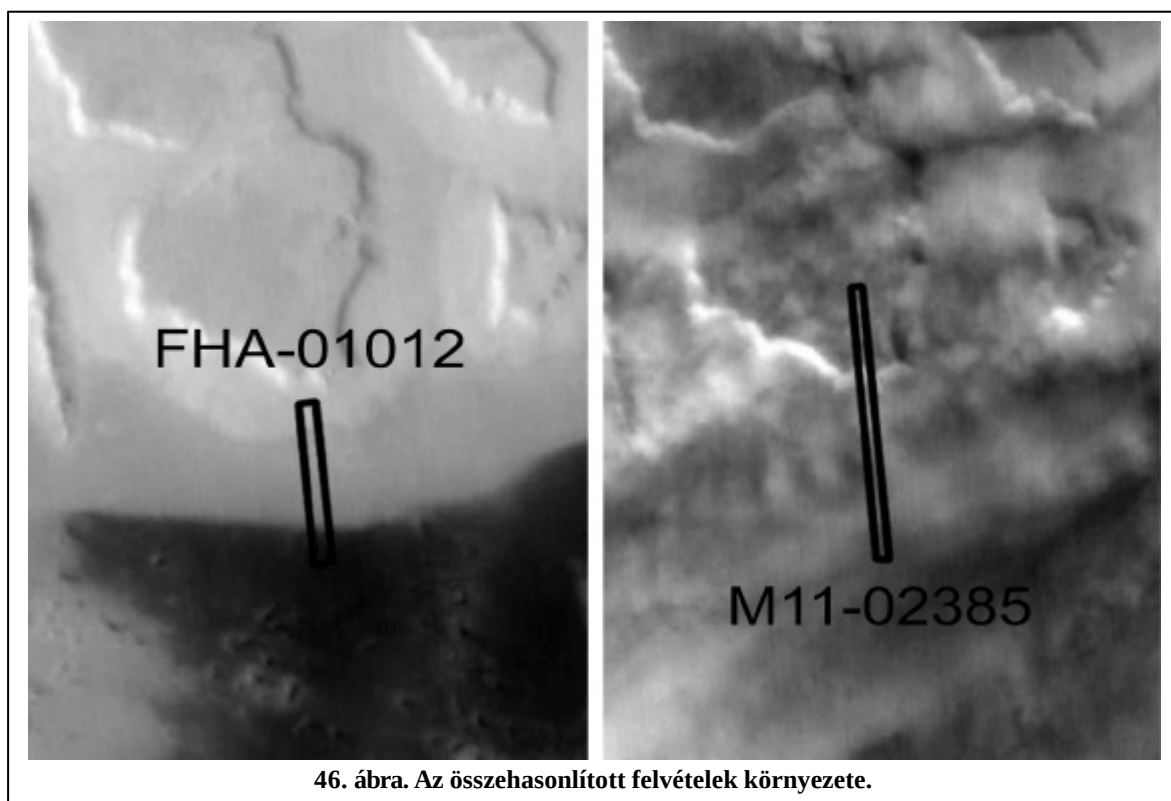
A földi analógiák alapján kissé nehezen magyarázható, hogy ezeken a lejtős folyamatokra utaló formákon csak kis számú keresztirányú barázda alakult ki. Igen kevés ilyen azonosítottam a részletesen megvizsgált felvételeken (44. ábra), ám ez nem feltétlenül jelenti azt, hogy tényleg alig néhány keresztirányú barázda található egy-egy törmeléklejtőn.

Elképzeltető, hogy voltak ilyen formák, de a különféle mozgásfolyamatok leállása után a felszín idővel erodálódott, esetleg relaxálódott. További lehetőség, hogy a jelenlegi felbontás még nem elég nagy felismerésükhöz (nem szabad elfelejteni, hogy a földi sziklagleccsereken ezek az alakzatok dm-es nagyságúak), illetve az is előfordulhat, hogy egyszerűen nem találtam meg az ebből a szempontból megfelelő felvételeket.

5.5. Aktivitás

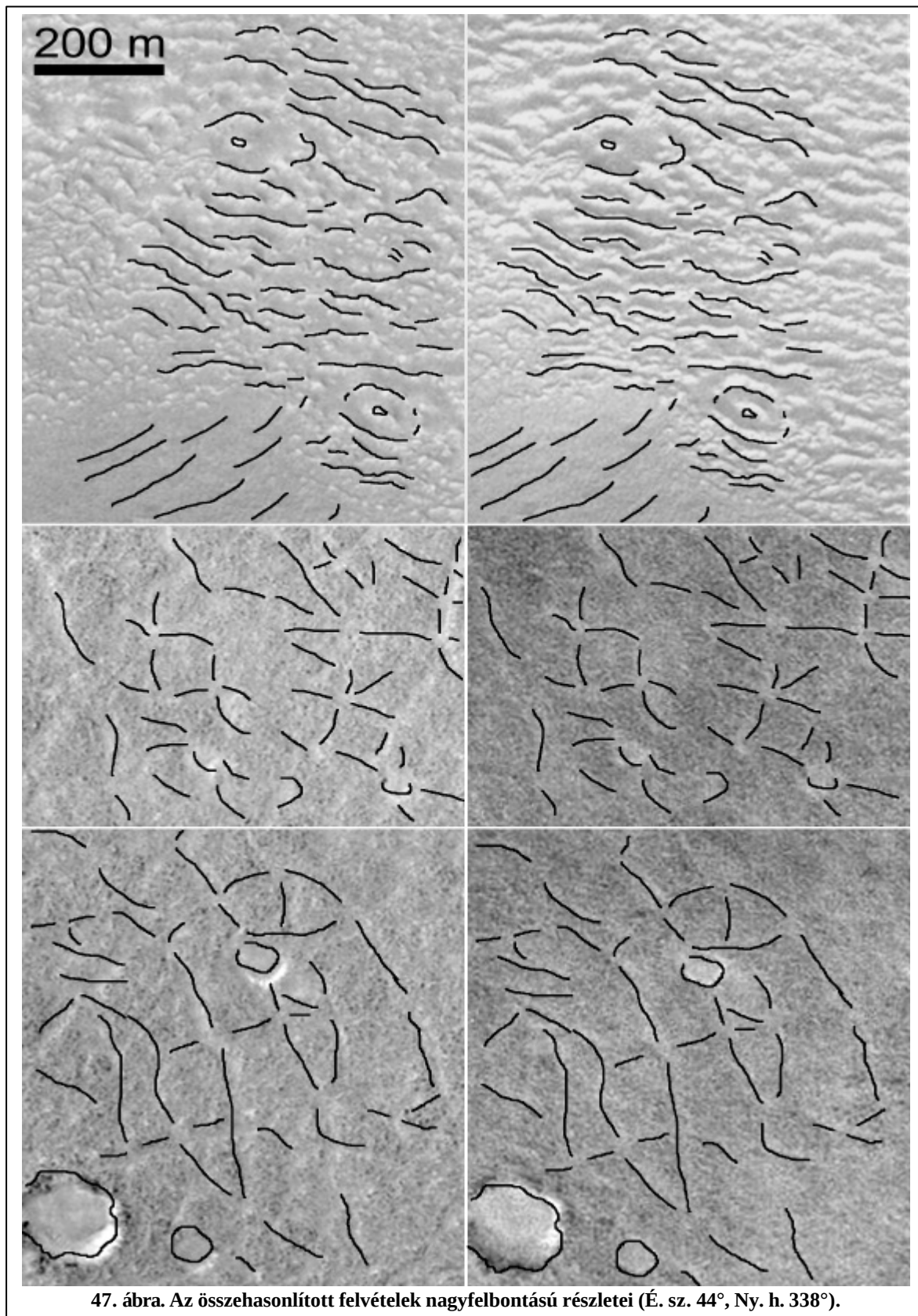
A periglaciális törmelékletők morfológiai elemzéséből eredő legizgalmasabb kérdés esetleges aktivitással kapcsolatos. Mai ismereteink alapján azonban még nem mondhatunk teljesen biztosat ezzel kapcsolatban, egyrészt, mert egy bolygó körül keringő űrszonda nem alkalmas minden ehhez szükséges paraméter mérésére, másrészt mivel a rendelkezésre álló adatok is csak egy igen rövid időszakot fednek le.

Az esetleges évszakos változások vizsgálata céljából az Idrisi térinformatikai program felhasználásával lehatároltam a kimart területek azon részeit, amelyekről egy marsi éven belül (azaz kb. két földi év alatt) több felvételt is készítettek. (Az Argyre-medence térségét ábrázoló áttekintőtérkép-részlet látható a 45. A ábrán, amelyen zöld sávok jelzik a MOC által 1999. szeptember 1-e után lefényképezett területeket. Az ábra B részlete az eredményül kapott kép, amelyen sárga szín jelöli az 1999. szeptember 1-e utáni felvételeket, piros pedig azokat a helyeket, amelyekről 1999. szeptember 1-e előtt is készült felvétel.) Sajnos csupán néhány ilyen felszínrészletet találtam, például a 46. ábrán látható területet.



46. ábra. Az összehasonlított felvételek környezete.

Az ezen jelölt nagyfelbontású felvételek három-három részletét illesztettem egymás mellé a 47. ábrán, amelyekre páronként ugyanazt a vonalas réteget helyeztem rá. Az illeszkedés pontossága jelzi, hogy egy fél (marsi) év során nem történtek észrevehető formai átalakulások, vagyis nincsenek évszakos változások a vizsgált területen.



47. ábra. Az összehasonlított felvételek nagyfelbontású részletei (É. sz. 44°, Ny. h. 338°).

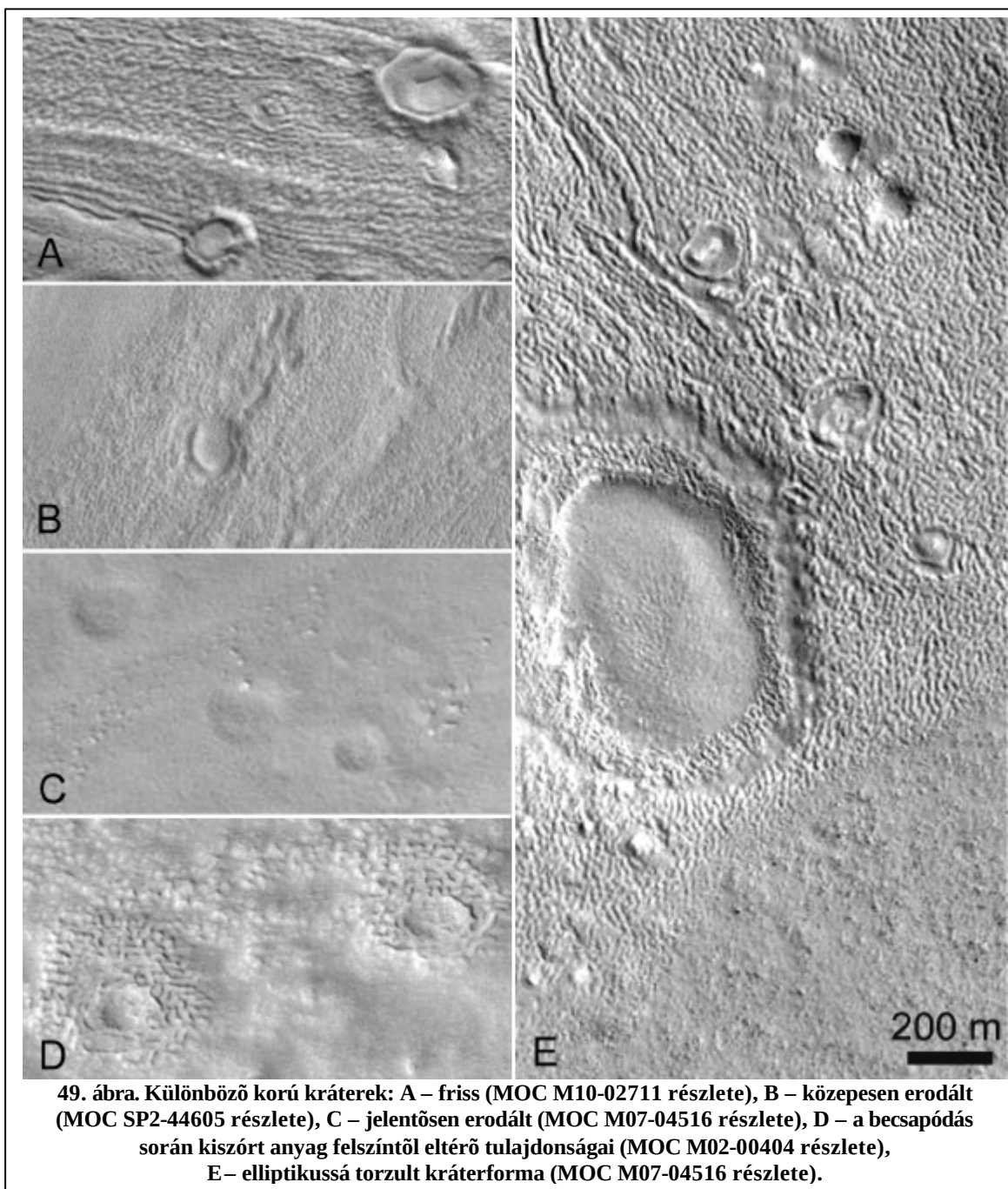
Fontos kérdés, hogy a szemben lévő völgyoldalokról egymás felé nyomuló törmeléklejtők által kialakított sávos szerkezetű völgyaljzatok csak formáik alapján hasonlítanak bolygónk gleccsereihez, vagy folyamataik is hasonlóak és a marsi összletek is lassan lefelé mozognak a völgyben. Ennek eldöntésére kerestem olyan MOC-felvételeket és hozzájuk tartozó magasságprofilokat, amelyek párhuzamosak egy-egy ilyen völgy csapásirányával. Néhány hely vizsgálata alapján úgy tűnik, hogy viszonylag gyakori az észak felé történő alacsonyodás, így nem zárható ki a völgy alján felhalmozódott törmelék további, völgyoldalakkal párhuzamos irányú elmozdulása. Az kérdéses, hogy ebben mekkora szerepe lehet a felszín alatti jégtartalomnak. Továbbá azt is fontos megjegyezni, hogy a völgyperemi keresztirányú sávok, illetve a mozgási irányba domborodó felszíni barázdák hiánya – természetesen a hasonló földi formákra vonatkozó ismereteink alapján (27. A ábra) – ellentmondani látszik a völgyaljzat lassú mozgásának.

Egy távoli égitest felszínének hosszabb időbeli változásairól ma még a becsapódásos kráterek nyújtják a legmegbízhatóbb információt. Területegységre vonatkoztatott sűrűségük, illetve erodáltságuk egyaránt a felszín korával arányos. Megvizsgálva a kimart területek kráterborítottságát úgy tűnik, hogy a törmeléklejtők relatív értelemben – vagyis a környezethez képest – mindenképpen fiatal képződmények (48. ábra).

A kráterek egy másik fontos tulajdonsága erodáltságuk foka. A törmeléklejtőkön lévő kráterek között (49. ábra) találtam friss (A), közepesen erodált (B) és szinte teljesen elmosódott formákat (C) egyaránt. Figyelembe véve, hogy ismereteink szerint a marstörténet ma is tartó, legutóbbi szakaszában csak a szél nevezhető globálisan ható külső erőnek és hogy átlagos hatékonysága (a csak időszakosan



48. ábra. A táblahegyek és a törmeléklejtők koreltérését megbízhatóan jelzik kráterborítottsági különbségeik (MOC SP2-46703 részlete).



megnövekvő szélességek miatt) igen alacsony, meglehetősen hosszú idő tűnik szükségesnek ezen erodáltsági fokozatok eléréséhez. Ám sokkal rövidebb idő is elegendő, ha feltételezzük, hogy lepusztításukban a periglaciális folyamatoknak is aktív szerep jutott. A kráterekkel kapcsolatos további megfigyelés, hogy egyes helyeken a környezettől eltérő tulajdonságú zóna szegélyezi őket (49. D ábra), jelezve, hogy a becsapódás során kiszórt, kis mélységből származó anyagok tulajdonságai eltérnek a legfelső rétegektől (a különbségek elsősorban talán a mélyebb rétegek magasabb jégtartalmával magyarázhatók).

Rendkívül sajátosak azok a kráterek, amelyek formája elliptikussá torzult valamilyen hatás eredményeként. Nagy méretű testeknél elképzelhető, hogy becsapódásuk nem merőleges a

felszínre, hanem laposabb szögben érkeznek, így kráterük aszimmetrikus formát mutat. Ezzel szemben a 49. E ábrán látható, kb. 700 x 1000 méteres méretű kráter minden bizonnyal a felszín lejtős folyamatainak eredményeként alakult ki, mivel pontosan a 28. ábrán bemutatott törmelékletjtő homlokán helyezkedik el. Plasztikus deformációra utal az egykori körvonalak viszonylagos épsége és szabályossága, amelyek tisztán gravitáció által hajtott folyamatok esetén biztosan nagyobb és differenciáltabb mértékben módosultak volna.

A kráterek eddig elhangzott jellemzői alapján a törmelékletjtők képződési időszaka maximum 100 millió évvel ezelőttre, de minimum néhány millió évvel ezelőttre tehető [19]. A jövőben szeretném megvizsgálni, hogy van-e korreláció a törmelékletjtőkön lévő kráterek erodáltsági foka és megnyúltsága között, mert ennek alapján összehasonlíthatóvá válna az eróziós és lejtős folyamatok sebessége.

Úgy tűnik tehát, hogy bár éves változások jelenleg nem mutathatók ki, voltak időszakok a múltban, amikor a törmelékletjtők aktívak voltak. Mindenesetre a vizsgált periglaciális törmelékletjtők nem tűnnek egyensúlyi formáknak, ahogy a Földön sem azok, ezért külső változás nélkül biztosan nem álltak le egykori aktív mechanizmusaik.

A lassú, folyamatos kúszásra, creep-re utaló nyomok viszonylagos hiánya (amely egyébkén a MOC felbontásának korlátaiból is eredhet), illetve a lejtők más morfológiai jegyei alapján elképzelhető, hogy ezek az aktív időszakok tulajdonképpen csak pillanatszerűek voltak a Mars története során. Egyes bemutatott nagyméretű csúszási szerkezetek olyanok, mintha nagy viszkozitású hirtelen megfolyások alkalmával jöttek volna létre, amint egy felszínközeli réteg megolvadt és a felette lévő öszlet nagy sebességgel megindult rajta lefelé. Aztán – talán a kenőanyag-tartalékok kimerülése miatt – ezek a folyamatok hirtelen meg is álltak, mintha megdermedtek volna, vagy pedig ez a kezdeti hirtelen esemény lassabban, kisebb intenzitással folytatódott volna tovább. Nem zárható ki, hogy ezen hirtelen megolvadásokat előidéző hőhatások felszín alatti vulkáni folyamatokkal magyarázhatók, de valószínűbb, hogy éghajlati/időjárási jelenségekhez köthetők.

Az utóbbi eset már csak azért is valószínű, mert a Mars éghajlata igen labilis, „rövid” idő alatt is jelentős ingadozásokat mutat. Ennek oka egyrészt nagy pályaexcentricitásában, másrészt 100 ezer éves periódusok során, igen tág határok között változó tengelyferdeségében keresendő, amely utóbbi részben egy esetleges nagyméretű hold stabilizáló hatásának hiányára vezethető vissza. Így jelenlegi, 23,98°-os tengelyferdesége az utóbbi néhány millió év során 25° és 45° között változott [15d], jelentősen módosítva a besugárzás mennyiségét egy adott szélességi körön. Ráadásul a Marson nem érvényesül félbolygónyi óceánok mérséklő hatása, így éghajlata a földinél sokkal gyorsabban reagál mindenfajta változásokra.

Végezetül, az elsődleges folyamatok vizsgálata mellett meg kell említeni a módosító, befolyásoló mechanizmusokat is, mert fontos megkülönböztetni a formakeletkezést a formák utólagos hatásokra történő lassú átalakulásától. Ebből a szempontból elsősorban a szél munkája említhető, amely gyakran elszállítja az össze nem cementált és be nem fedett, szabadon mozgatható törmelékanyagot, hogy sík területeken barkánokat, egyes völgyek alján pedig mozgó transzverzális dűnéket alakítson ki belőle. Így azt mondhatjuk, hogy ezek a formák olyan területeket jeleznek, ahol a felszíni törmelékanyag kiszáradt, esetleges korábbi jég tartalmát elvesztette, ezért nem lehetnek aktív periglaciális folyamatok helyszínei. Ellenben ha ha formakincsük alapján mégis annak tűnnek, akkor esetleg fosszilis periglaciális területekként értelmezhetők.

A jégkörnyéki területek vizsgálata tehát a Marson is szorosan kapcsolódik a paleoklimatológiai kutatásokhoz, hiszen ha sikerülne megmagyarázni ezeket a formákat, meghatározni aktivitásuk időszakát, mindez hatékony módszert adhatna a kezünkbe a víz felszíni történetének pontosabb megértéséhez és a bolygó éghajlati múltjának megismeréséhez. Pontosan ezek a Mars-kutatás jelenlegi legfontosabb problémái, amelyek megoldására újabb és újabb űrszondák és előbb-utóbb remélhetőleg majd ember is indul külső bolygósomszédunkhoz, mivel folyékony víz és megfelelő környezeti feltételek mellett a Marson is könnyedén kialakulhatott az élet [20]. Több, mint 20 éve, a Viking-leszállóegységek inkább kételyekkel, mintsem biztosan negatív eredménnyel zárult felszíni kísérletei óta tartja magát a marsi élet mai létezésével kapcsolatos bizonytalanság. Tehát tudományos és filozófiai szempontból egyaránt fontos lenne bizonyosságot szerezni: ha valamilyen formában máig fennmaradt egy korábban kialakult bioszféra, akkor azért, ha pedig eltűnt a bolygóról, akkor hogy a Föld esetében elkerülhessük ezt.

6. KÖVETKEZTETÉSEK, ÖSSZEGZÉS

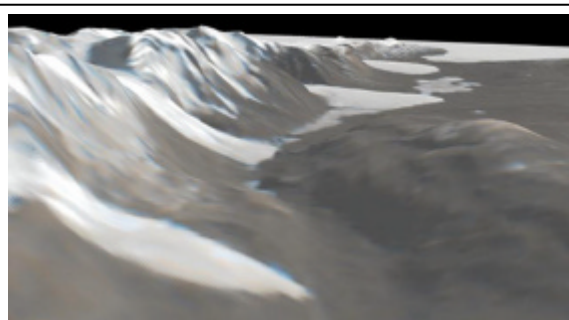
A marsi és a földi periglaciális környezetek hasonlóságainak és különbségeinek vizsgálata során felmerül a kérdés, hogy egyáltalán jogos-e az összehasonlításuk.

A Földön viszonylag elszórtan elhelyezkedő jégkörnyéki területek mind éghajlatukat, mind domborzatukat, illetve felszíni adottságaikat tekintve igen sokfélék. A különféle fagyos tundrasíkságokon éppúgy megjelennek permafroszthoz kapcsolódó formák, mint Anatólia magashegységi, szemi-arid vidékein vagy az Antarktiszi jégmentes foltjain.

A Mars esetében egységesebb a kép, a felszín alatti jég által formált tájak sokkal jobban hasonlítanak egymáshoz. Ez a különbség szerintem főként abból ered, hogy földrajzi környezetei sokkal kisebb változatosságúak, jobban hasonlítanak egymásra. Ennek következményeként egy fontos tényező hiánya sokkal nagyobb területeket zárhat ki a periglaciális környezet lehetséges kialakulási helyei közül a Marson, mint a Földön.

Adottságaik alapján az eddigiekben vizsgált marsi területek – egy sajátos típusként – tulajdonképpen beilleszthetők a földi periglaciális környezetek sorába. (Ezt próbáltam érzékeltetni a címlapon lévő képpárral, amelyek közül az egyik az Erciás-csúcsot ábrázolja úgy, amilyen az a valóságban, míg a másikon megkísértem egy képzeletbeli marsi tájképpé alakítani.) Legfontosabb jellemzőik a hozzávetőlegesen -60°C és -80°C közötti évi középhőmérséklet, a minimális mennyiségű csapadék illetve a felszín vastag közettörmelékborítása (a Mars egyes részein olyan mélységben kezdődhet a permafroszt, ahol a Földön már az alsó határa van).

Mindezek alapján legjobb földi analógiáiknak az antarktiszi száraz völgyek (McMurdo Dry Valleys) tekinthetők (50. ábra), ahol az évi középhőmérséklet -15°C és -20°C közötti, a kizárólag hó formájában hulló csapadék mennyisége pedig évi néhány, de maximum 20 mm. A dolgozatban analógiaként használt, általam



50. ábra. A McMurdo Dry Valleys régió egyik völgyének optikai felvételek és terepmodellek felhasználásával készített látképe.

„elérhető” törökországi helyszínek télen vastag hótakarójukkal, nyáron pedig magas hőmérsékletük miatt térnek el az átlagos marsi környezettől. Vagyis a Földön rövid idejű ciklusokban sokkal tágabb értékek között változnak az éghajlat egyes elemei, jelentősen dinamikusabb környezetet hozva létre. Ez pedig alapvetően meghatározza a folyamatok



időbeliségét, amely éppen ezért a legfontosabb eltérést jelenti a Mars és a Föld hasonló vidékei között.

Elképzelhető tehát, hogy lényegében ugyanazok a mechanizmusok alakítják mindkét bolygó jégkörmeyéki területeit, ám teljesen más sebességgel, intenzitással. Márpedig ezt rendkívül fontos tudni, ha a formák alapján próbálunk következtetni a háttérükben zajló folyamatokra. Mindezekkel kapcsolatos az a két kérdés is, hogy mióta és milyen térbeli léptékben zajlanak ezek a folyamatok.

Ezen kérdések alapján a marsi és földi periglaciális környezetek közötti legfontosabb különbségek úgy fogalmazhatók meg, hogy míg a Marson a folyamatok régóta tartanak, rendkívül lassúak és nagy méretű formákat hoznak létre, addig a Földön ezek a mechanizmusok a legutóbbi éghajlatváltozások után indultak be mai területeiken, igen gyorsan zajlanak, és viszonylag kis formák kapcsolódnak hozzájuk. Így a Marson több ideje és fontosabb szerepe lehet különféle másodlagos folyamatoknak a periglaciális felszín alakításában, s talán ezért nehezebb az egyedi formák csoportokba sorolása.

Az eddigiek alapján úgy tűnik, hogy valóban a sziklagleccserek lehetnek a marsi periglaciális törmeléklejtők legmegfelelőbb földi analógiái. Így a sziklagleccserek kutatása új célokat kaphat, hiszen minél több összefüggést sikerül találni formakincsük és a földi éghajlatváltozások, éghajlati ingadozások között (mint például a fák évgyűrűi és az évszakok között), annál többet tudhatunk meg a Mars egykori viszonyairól is. Mindaddig azonban csak sejtéseink lehetnek, amíg a terepen felmerülő alapvető kérdésekre nem szerezhetünk válaszokat. Mégis, fontosak ezek a sejtések, hogy ha majd eljön az ideje, a sok elmélet közül könnyedén kiszűrhesük a helyeset, amelyet már régen elkészítettünk, csak akkor még nem lehettünk biztosak állításaiban.

A marsi kutatások egyre részletesebb megvalósítása természetesen a jövő űrszondáinak feladata, a Földön továbbra is csak analógiák alapján következtethetünk külső bolygósomszédunk folyamataira. Ezek során természetesen rendkívül fontos figyelembe venni a két bolygó néhány fontos környezeti paraméterének (pl.: hőmérséklet, légnyomás, gravitáció) eltéréseit. A már említett McMurdo Dry Valleys mellett alkalmas helyszínnek tűnnek Belső-Ázsia száraz, szélsőségesen kontinentális hegyvidéki területei, ahol vastag közettörmelék-rétegek borítják a felszínt, kevés a csapadék, de azért kialakul a permafroszt és télen a hőmérsékleti viszonyok is párhuzamba állíthatók a marsiakkal. Sajnos azonban ezekről a területekről tulajdonképpen csak a terepen szerezhethők pontos adatok a publikációk és az elérhető űrfelvételek szűkössége miatt. Egy másik lehetséges terület az Arktikus-szigetvilág, ahol már üzemel is egy kísérleti Mars-bázis (Devon szigeten) azzal a célkitűzéssel, hogy



minél valóságosabb környezetben próbálhassák ki az elsőként a Marson éjszakázó emberek számára fejlesztett eszközöket, illetve hogy a kiválasztottak minél valóságosabb körülmények között készülhessenek marsi hétköznapiakra és tudományos feladataikra egyaránt.

Sajnos ezek a kutatási helyszínek számomra nem könnyen érhetők el, de tervezem a törökországi állapotfelmérések néhány év múlva történő megismétlését, hogy pontos képet alkothassak a két vizsgálat közben végbement változásokról illetve az azokat okozó folyamatokról egyaránt. (Az ilyen és hasonló jellegű hazai, planetológiához kapcsolódó kutatások ösztönzéséhez, illetve összehangolásához fontos lenne egy egyetemi vagy egyetemek közötti kutatócsoport létrehozása, amelynek kezdő lépései – néhány lelkes fiatal kollégával együtt – már a hátunk mögött állnak).

Így zárul hát az a „planetológiai kör”, amelyet terepi mérésekkel kezdtem Törökországban, ezeken alapuló analógiákkal és modellekkel folytattam a Marson, hogy végül visszatekintve a Földre, mindkét bolygóról nyerhessünk valami új ismeretet, legalább közös jellemzőik vonatkozásában.

Befejezésül, azzal a gondolattal szeretném zárni dolgozatomat, hogy rendkívül szép és izgalmas korban élünk – az űrkutatás szempontjából mindenképpen. Az elmúlt néhány évben megújult erővel „kezdődött újra” Naprendszerünk kutatása, így ez alatt a rövid idő alatt többet tudunk meg legszűkebb kozmikus környezetünkről, mint az előtte lévő néhány évtized során összesen. S ez még csak a kezdet: a következő néhány évben számos újabb űrszonda érkezik a Marshoz, de „planetáris kémeket” küldtünk a Szaturnuszhoz és a Titánhoz is, leszállásra készülünk egy kisbolygó felszínén és közeli találkozóra egy üstökössel, valamint több évtizednyi tervezés és előkészítés után most már visszavonhatatlanul kezdetét veszi a Nemzetközi Űrállomás tudományos programja is. Azt hiszem, hogy az elkövetkező évek során nagyon sokat fogunk még tanulni Naprendszerünk égitestjeiről és csak azt kívánhatom, hogy ez így folytatódjon akkor is, ha már egy másik Nap mögül tekintünk vissza otthont adó kék bolygónkra, a Földre.



7. IRODALOMJEGYZÉK

- [1] Mars Orbiter Camera-felvételek
http://www.msoss.com/mars_images/moc/index.html
- [2] Mars Orbiter Laser Altimeter home page
<http://wufs.wustl.edu/missions/mgs/mola>
- [3] Dr. GÁBRIS Gyula: Fejezetek a klimatikus geomorfológiából
JGYTF Kiadó, Szeged, 1993.
- [4] TRICART, J.: Geomorphology of cold environment
McMillan – St. Martin Press, London, 1970.
- [5] NAGY Balázs – SZALAI Zoltán: Periglaciális lejtős tömegmozgások vizsgálata a King George-szigeten (Déli Shetland-szk., Ny-Antarktiszt)
Földrajzi Értesítő, megjelenés alatt.
- [6] BORSY Zoltán (szerk.): Általános természetföldrajz
fejezet: A periglaciális felszínformálás, p. 356-421.
Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 1998.
- [7] HUMLUM, Ole: The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland
Geomorphology, 35 (2000), p. 41-67.
- [8] Dr. GÁBRIS Gyula: Éghajlati felszínalakok I. – Periglaciális geomorfológia
Tankönyvkiadó, Budapest, 1991.
- [9] GIARDINO, J. R. – SCHROEDER, J. F. – VITEK, J. D.: Rock glaciers
Allen and Unwin, London, 1987.
- [10] MALIN, M. C. – EDGETT, K. S.: Sedimentary rocks of early Mars
Science, Vol. 290 (2000. XII. 8.), p. 1927-1937.
- [11] KERESZTURI Ákos – SIK András: Marsi felszínalakok (A víz és a szél felszínformáló munkája)
Tudományos Diákköri Dolgozat, XXV. OTDK Konferencia, Pécs, 2001.
- [12] BAKER, V. R. et al.: Channels and valley networks in
Kieffer, H. H. et al. (szerk.): Mars, University of Arizona Press, Tucson, 1992.
- [13] SQUYRES, S. W. et al.: Ice in the Martian regolith, p. 523-554. in
Kieffer, H. H. et al. (szerk.): Mars, University of Arizona Press, Tucson, 1992.
- [14] SQUYRES, S. W.: The distribution of lobate debris aprons and similar flows on Mars
Journal of Geophysical Research, Vol. 84, No. B14 (1979. XII. 30.), p. 8087-8096.



- [15] XXXI. Lunar and Planetary Science Conference (LPSC 2000) abstractjai (CD-ROM)
[15a] KERESZTURI, Á. and SIK, A.: #1216
[15b] HAMLIN, S. E. et al., #1785
[15c] ROSSI, A. P. et al., #1587
[15d] PATHARE, A. V. and PAIGE, D. A., #1571
- [16] MALIN, M. C. – EDGETT, K. S.: Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars
Science, Vol. 288 (2000. VI. 30.), p. 2330-2335.
- [17] MANGOLD, N. – ALLEMAND, P.: Topographic analysis of features related to ice on Mars
Geophysical Research Letter, in press és személyes közlés.
- [18] AVERY, T. E. – BERLIN, G. L.: Fundamentals of remote sensing and airphoto interpretation, p. 310.
Maxmillan Publishing, New York – Toronto, 1992.
- [19] MANGOLD, N.: abstract #4029
Mars Polar Science Conference 2000.
- [20] McKAY, C. P.: Looking for life on Mars
Astronomy, 1997. VIII., p. 38-43.
- [21] ILLÉS Erzsébet: Planetofizikai adatok összeállítás
2000. januári állapot.



I. MELLÉKLET: A MARS GLOBAL SURVEYOR ÉS MŰSZEREI

Start: 1996. XI. 7.

Térképezési fázis kezdete: 1999. II. 19.

Térképezési pálya:

- napszinkron;
- átlagos keringési magasság: 378 km;
- inklináció: 93°;
- keringési idő: 1 h 58 min.

Legfontosabb műszerek (elhelyezés a nadír-panelen):

- Mars Orbiter Camera (MOC): optikai kamera, minden nap totálképet rögzít a bolygóról, így tanulmányozhatók a globális, évszakos változások; nagy látószögű üzemmódban halszemoptikával horizonttól horizontig terjedő képeket (ezek hasonlítanak a földi meteorológiai műholdfelvételekre, max. 280 m/pixel), kis látószögű üzemmódban pedig nagyfelbontású (max. 1,4 m/pixel) felvételeket készít a felszín alakzatairól;
- Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA): lézeres magasságmérő, a felszínre sugárzott és onnan visszavert lézernyalábok beérkezési ideje alapján térképezi a domborzatot, térbeli felbontása 300-400 m, függőleges pontossága 30 cm;
- Thermal Emission Spectrometer (TES): hősugárzást mérő infravörös spektrométer, a felszín hőeloszlását vizsgálja, fő feladatai: a légkör változásainak, globális és lokális energiamérlegének, szerkezetének, a levegő vízgőz- és portartalmának, a jégsapkák változásának, továbbá a felszín ásványi összetételének vizsgálata (annak alapján, hogy a különböző anyagok eltérő mértékben melegszenek fel a napsugárzás hatására);
- Magnetometer/Electron reflectometer (MAG/ER): előbbi a mágneses teret vizsgálja, méréseiből következtetni lehet a bolygó belső felépítésére, utóbbival pedig a kéreg mágnesezettsége tanulmányozható.

Tervezett adatmennyiség: kb. 83 GB (több, mint az összes korábbi Mars-szonda által a Földre visszajuttatott adatok mennyisége).

**II. MELLÉKLET: A MARS ÉS A FÖLD ÖSSZEHASONLÍTÁSA** [21]

	Mars	Föld	Mars/Föld
Közepes naptávolság (millió km)	227,9	149,6	152 %
Sziderikus keringési idő (földi nap)	686,98	365,26	188 %
Közepes pálya menti sebesség (km/s)	24,14	29,8	81 %
Pályaexcentricitás	0,0934	0,0167	559 %
Pályahajlás az ekliptikához (°)	1,85	0	–
Sziderikus forgási idő (h, m, s = sol hossza)	24 37 23	23 56 4	103 %
Forgástengely-ferdeség (°)	23,98	23,45	102 %
Egyenlítői sugár (km)	3393	6378	53 %
Felület (milliárd km ²)	145	511	28 %
Lapultság	1/156	1/298	191 %
Tömeg (10 ²⁷ g)	0,642	5,976	11 %
Sűrűség (g/cm ³)	3,93	5,52	71 %
Szökési sebesség (km/s)	5	11,2	45 %
Gravitációs gyorsulás az Egyenlítőnél (m/s ²)	3,69	9,78	38 %
Közepes mágneses térerő a felszínen (gauss)	0,00064	0,31	0,2 %
Holdak	Phobos, Deimos	Hold	–
Maximális felszíni hőmérséklet (K, arány °C)	300	331	47 %
Minimális felszíni hőmérséklet (K, arány °C)	100	185	196 %
Felszíni átlaghőmérséklet (K, arány °C)	220	288	–353 %
Átlagos légnyomás a tengerszinten (hPa)	6,1	1013,25	0,6 %
Víz átlagos szublimációs pontja (K, arány °C)	275	373	2 %
Légkör-összetétel (%):			
CO ₂	95	0,03	316667 %
N ₂	2,7	78	3,5 %
Ar	1,6	0,9	178 %
O ₂	0,4	21	1,9 %
H ₂ O	0,006	0,4 – 4	0,6 %



III. MELLÉKLET: A MARS MEGISMERÉSE

Legelső civilizációk: vörös színe miatt a férfiasság és a háború isteneként tisztelték.

Ókor: évszázadokon át komoly csillagászati problémát jelentett pályájának rejtélyes hurokvetése, amelyet a kopernikuszi heliocentrikus világkép oldott meg a 16. században.

17. század: távcsövekkel tanulmányozták, ismerték tengelyforgási idejét és jégsapkáit.

18. század: meghatározták tengelyferdeségét, lapultságát, a jégsapkák évszakos változásait.

1877: felfedezték két holdját.

19. század vége: értelmes civilizáció által lakott bolygónak tartották (főként a felszíni lineáris formák „mesterséges eredetű csatorna”-ként való, téves angolra fordítása miatt).

1965: először a Mariner 4 (USA) űrszonda repült el mellette, kb. 10 000 km-es távolságban.

1971: a Marsz 2 (SZU) űrszonda keringett körülötte elsőként.

1976: pályára álltak a Viking 1 – 2 Orbiter-ek (USA) és nagyfelbontású felvételeket készítettek a felszínről, illetve leszálltak a Viking 1 – 2 Lander-ek (USA), megvizsgálták a felszín anyagát, de életnek nem találtak egyértelmű bizonyítékát.

1997: a Mars Pathfinder (USA) küldetés éve, a Sojourner Rover 83 napos működése.

1999. II.: elfoglalta térképezési pályáját a Mars Global Surveyor (USA), amely azóta is tökéletesen működik és földi részletességgel térképezi a felszínt.

1999. IX.: a Mars Climate Orbiter (USA) túl alacsonyan lépett be a légkörbe és elégett (az űrszonda-készítők és a navigátorok által használt mértékegység-rendszerek eltérése miatt).

1999. XII.: nem sikerült helyreállítani a kapcsolatot a Mars Polar Landerrel (USA) a légkörön való áthaladás és feltételezett leszállás után.

2001. IV.: útnak indul az Odüsszeusz (USA) keringőegység, fő céljai: életnyomok keresése, a bolygó éghajlati és geológiai múltjának kutatása.

2003. XII.: célhoz ér a Mars Express, az Európai Űrügynökség első Mars-szondája, majd Beagle-2 egysége leszáll a felszínre.

2004. I.: pályára áll körülötte a Nozomi (Remény), Japán első Mars-szondája, illetve leszáll a felszínre két nagyméretű marsjáró (USA).

2005: keringőegység (USA) indítása, amely dm-es felbontású felvételeket készít majd.

2007: nagy teljesítményű, „guruló laboratórium” (USA) tervezett indítása.

2009: az Európai Űrügynökség egy újabb keringőegysége indul útnak.

2011-2014: felszíni anyagminták Földre juttatására tervezett leszállóegység (USA) indítása.

2020-2030: az első emberes Mars-utazás valószínűsíthető időpontja.

Köves(s) – jeges tájakon
Periglaciális lejtőfolyamatok a Marson és a Földön

Sík András geográfus

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar

Témavezetők:

Nagy Balázs, egyetemi tanársegéd (ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék)

Dr. Illés Erzsébet, kutató (MTA Csillagászati Kutatóintézet)

Dr. Gábris Gyula, egyetemi tanár (ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék)

A dolgozatban vizsgált periglaciális környezetnek mindenhol alapvető sajátossága a fagyott víz időszakos jelenléte. Ezért a Mars-kutatás legfontosabb kérdései, a víz egykori és jelenlegi mennyisége, illetve megjelenési formái a ma megvalósítható, geomorfológiai módszerekkel főként ezeken a jégkörnyéki területeken tanulmányozhatók.

Az adatok forrását egyrészt a Mars Global Surveyor űrszonda nagyfelbontású képei és lézeres magasságprofiljai jelentették. Másrészt, a terepi vizsgálatok „nehézségei” miatt azokat egy anatóliai periglaciális terepgyakorlat során végzett saját kutatás eredményeivel helyettesítettem, a két bolygó eltérő környezeti paramétereinek figyelembevételével, valamint antarktiszi analógiákat is megvizsgáltam.

A területileg jól lehatárolható marsi periglaciális régió legjellegzetesebb formái azok a hatalmas méretű törmeléklejtők, amelyek plasztikus megjelenésük, konvex alakjuk és felszíni mintázataik alapján leginkább a földi sziklagleccserekhez hasonlíthatók. Formakincsük a helyi lejtőszög függvényében a girlandos teraszoktól a nagyobb méretű, hirtelen megcsúszások nyomain át egészen az egyenletes sziklaborítású, közel sík felszínéig változik. Lehatárolva azokat a formákat, amelyekről évszakai különbséggel több felvétel is készült, úgy tűnik, hogy a törmeléklejtőkön nem zajlanak éves periódusú változások. Figyelembe véve kráterborítottságukat és a kráterek erodáltságát is, a részben aktív törökországi sziklagleccserekkel szemben a marsi törmeléklejtők inkább fosszilis vagy inaktív formáknak tűnnek, jelezve a Mars éghajlatának és környezeti viszonyainak múltbeli változásait.