

Földtudományi módszerekkel a Földön kívüli víz nyomában

MTA doktori értekezés

Kereszturi Ákos
Budapest, 2022

Tartalomjegyzék

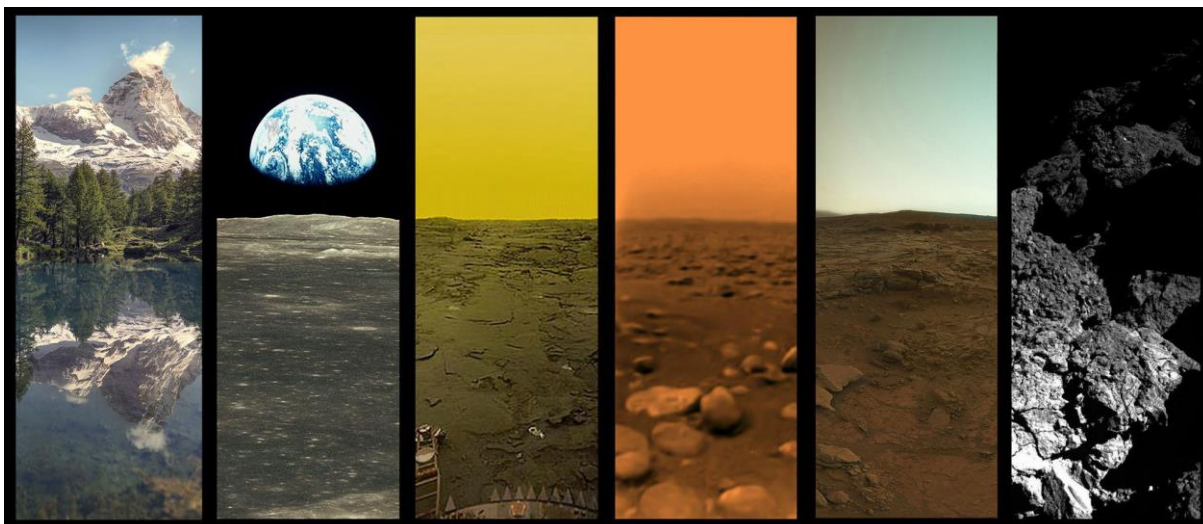
1. Bevezetés	3
1.1. Tudományos háttér.....	4
1.2. Háttér a marsi éghajlatról.....	7
...1.3. A bolygótudományi nomenklatúra és megközelítés sajátosságai	9
1.4. Kutatási kérdések	10
1.5. Tézispontok listája	11
2. Munkamódszerek	12
3. Eltérő viszonyok között keletkezett marsi folyóvölgyszakaszok azonosítása	23
3.1. Eredmények a Shalbatana Vallis mellékvölgyeiről	26
3.2. Eredmények egy közeli, névtelen völgyrendszerről	31
4. Folyóvölgygel kapcsolatos morfológiai elemek keletkezési korának becslése	36
4.1. Eredmények	35
5. Ősi völgyhálózat elemzése tektonikus alakzatokkal fennálló kapcsolat révén	49
5.1 Eredmények	52
6. Egykori tónyom azonosítása és vízmélység becslése	57
6.1 Eredmények	57
7. Folyásos kinézetű, jelenleg aktív alakzatok azonosítása a Marson	62
7.1. Eredmények	64
8. Vízjég felfedezése a déli sarkvidéki foltokban	77
6.1. Eredmények	79
9. Folyékony víz mai megjelenési lehetőségének elméleti kimutatása a Marson	85
9.1. A déli sarkvidék vizsgálata	86
9.1.1. Eredmények a déli sarkvidékről	88
9.2. Az északi sarkvidék vizsgálata	92
9.2.1. Eredmények az északi sarkvidékről	94
10. Mars releváns vízáramlási jelleg felfedezése az Atacama-sivatag térségében	101
10.1 Eredmények	103
11. Összefoglalás	108
11.1 A Mars idős vízfolyásnyomaival kapcsolatos eredmények értelmezése.....	108
11.2 A felszín alatti térségek elérésének elemzése a leszállóhelyeken	110
11.3 Zárszó	112
12. Köszönetnyilvánítás	115
13. Rövidítések	116
14. Saját publikációk a dolgozat témakörében	117
14.1. Külföldön megjelent cikkek	117
14.2. Magyar nyelvű és népszerűsítő cikkek	120
14.3. Könyvek, könyvfejezetek	121
14.4. Konferencia-prezentációk (csak első szerzős prezentációk)	122
15. Irodalmi források	124

1. Bevezetés

A dolgozat a Földön kívüli, a Marson előfordult egykori vagy esetleg jelenlegi cseppfolyós víz elemzése által mutatja be, milyen környezeti és fejlődéstörténeti paraméterekre lehet ennek vizsgálatából következtetni. A cseppfolyós H₂O viszonylag szűk környezeti paraméterek között jelenik meg, megfigyelése ideális vezérfonal az adott égitest megértéséhez. Emellett változatos átalakulásokat is okoz (erózió, akkumuláció, kémiai és ásványtani változások), így sok további jellemző/folyamat tisztázásában segíthet. A Földön kívüli víz elemzése általánosságban a nemzetközi kutatások frontvonalában van, a Mars esetében az egykori és mai vizet keresik a kutatók, a jeges égitestek felszíne alatt meghúzódó kiterjedt vízrétegek nyomait is kutatják, a távoli exobolygók esetében pedig a víz megjelenésének kedvező égitesteket keresnek. A cseppfolyós H₂O Földön kívüli előfordulási lehetőségéhez az ún. *asztrobiológiai* kutatások, a Földön kívüli élet lehetőségének és a földi élet eredetének témaköréhez is kapcsolódik, és ezen keresztül sok egyéb kutatási területre van hatással.

Felmerülhet a kérdés, miért tartozik ez a témakör a **földtudományokhoz**? A válasz a használt munkamódszerekben és eszközökben van: a dolgozatban tárgyalt kutatások klasszikus földtudományi módszereket alkalmaznak, és ezek segítségével vonok le következtetéseket. Geomorfológiai, morfológiai, távérzékeléses, laboratóriumi mikroszkópi elemzések szükségesek mindehhez – ezeket a témaköröket jórészt földtudósok művelik. Fontos megemlíteni, hogy míg az égitestek felszínfejlődését ugyanazok a fizikai és kémiai törvényszerűségek uralják, a gyakorlatban alkalmazott módszerek sok szempontból eltérnek a földi földtudományban megszokottaktól, esetenként furcsának tűnnek – bővebben erről a 1.3 fejezetben olvasható áttekintés. A gyakran *planetológiának* vagy *bolygótudománynak* nevezett, a földtudomány és a csillagászat határterületén lévő témakör hazánkban viszonylag szerényen van jelen, noha kutatóink külföldi társaikkal megegyező jelentőségű felismerésekre tudnának jutni, részben a meglévő eszközpark segítségével. A dolgozat tudományos tartalom melletti célja, hogy bemutassa: a klasszikus földtudományi módszerekkel milyen sokrétű ismereteket nyerhetünk más égitestekről (1.1 ábra). Az emberi megismerés határvonala az elmúlt évtizedekben lényegesen túljutott Földünkön, ennek megfelelően a népszerű és anyagilag is támogatott planetológiai kutatásokba Magyarország is bekapcsolódhat, hiszen hazánkban jelentős földtudományi tudás és kutatókapacitás létezik, amelyeket szerény módosításokkal egy új, perspektivikus területen lehetne kamatoztatni.

A **dolgozat szerkezetében** a bevezetést módszertani rész követ, az alkalmazott módszerek általános leírásával – azonban egy-egy specifikus módszertani elem a későbbiekben, a tézisek között is szerepel. Ezt követően olvashatóak a tézisek, mindegyik egy rövid összefoglalóval és a kapcsolódó saját publikációk jelzésével kezdődik, majd egy specifikus módszertani résszel, ezt követően az elért eredmények bemutatásával folytatódik, végül pedig a távlati jelentőségével kapcsolatos kitekintés zárja. A dolgozat végén egy összefoglalás, köszönetnyilvánítás után a saját kapcsolódó munkák listája olvasható (sorszámozással), majd a szakirodalmi források találhatóak (utóbbiakra vonatkoznak a szokásos szövegek közötti zárójel hivatkozások). A dolgozatban bemutatott képek saját készítésűek, kivéve ahol ezt a képaláírás jelzi, továbbá az északi irány általában felfelé van a képeken, kivéve ahol ez külön olvasható a képaláírásban.



1.1 ábra. Égitest tájképek és látóhatárok látványa (baról jobbra): a Földön, a Holdon, a Vénuszon, a Marson, a Titanon és a Churyumov-Gerasimenko-üstökös magján (Univ. Arizona, Malaska M.; NASA; IKI, Mitchell D., Stryk T.; NASA, JPL, Cornell, Malaska M., ESA, NASA, JPL, ISAS; JAXA Ugarkovic G.).

A **saját munka aránya** a dolgozatban minden egyes tézispontnál a bevezető összefoglaló fejezetben szerepel. Az értekezésben hivatkozott téziseknél Kereszturi Ákos az első szerző, és általában a kérdéses munka nagyobb részét is magam végeztem. Noha a dolgozatban bemutatott eredmények elérése elsősorban saját munkán alapul, több esetben, főleg egy-egy műszer mérési adatainak kinyerésében kollégák működtek közre. Ezen kollégák hozzájárulása a dolgozatban bemutatott egy-egy részeredményhez nem elhanyagolható, de a dolgozat törzsét és háttérét képező munka döntő többségét (70-80%) ezen munka szerzője végezte. A hivatkozások között csak a szakmailag relevánsok kerültek említésre, ezért számuk korlátozott – a közöttük feltüntetett saját elsőszerzőségű munkák hivatkozása releváns, és nem az „önfényezés” célozza, hanem azt hivatott igazolni, hogy a szerző aktívan dolgozott az érintett témakörökön.

1.1 Tudományos háttér

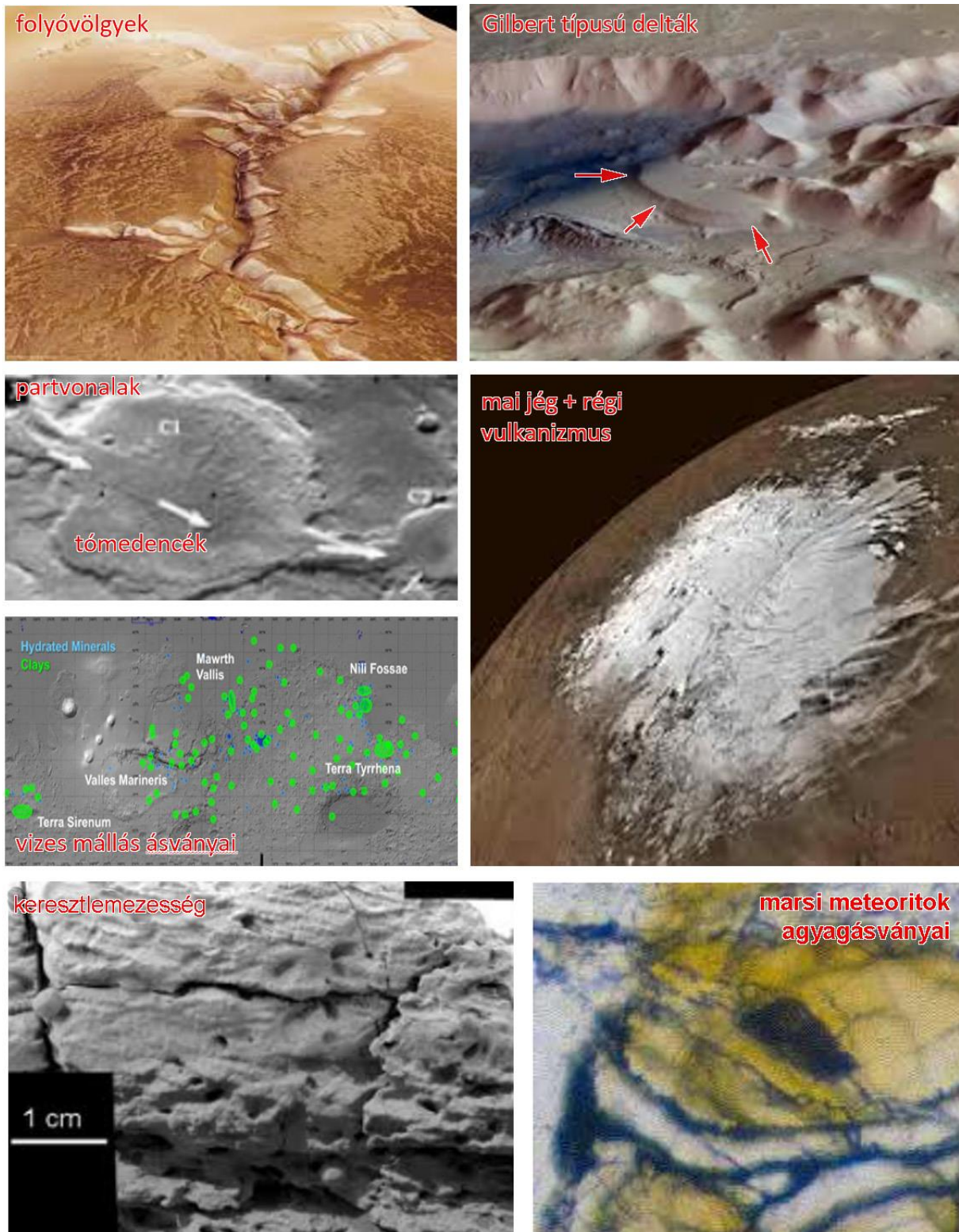
A dolgozatban több, egymástól viszonylag távolabbi témakört a hasonló munkamódszer, illetve a hasonló vizsgált jelenség, a cseppfolyós víz kapcsol össze. Ennek jellemzői, főleg az általa létrehozott képződmények a klasszikus földtudományban alkalmazotthoz hasonló módszerrel vizsgálhatóak. A bemutatott kutatási eredmények összeállításánál szempont volt, hogy Földön kívüli környezetben földtudományi munkamódszerrel nyert eredmények szerepeljenek, és azokat a cseppfolyós H₂O mint vezérfonal kapcsolja össze. Ennek megfelelően a háttérismeretek bemutatása röviden és általánosan az alábbiakban, specifikusan pedig az egyes tézispontoknál olvasható.

A **Marson az egykori víz nyomai** látványosak (1.2 ábra), azonban annak egykori térbeli, időbeli és kémiai jellemzői kevésbé ismertek. Ennek megértéséhez az idős folyásnyomok elemzése vihet közelebb. Ilyenek sok helyen azonosíthatóak a vörös bolygó felszínén, és esetenként egykor kiterjedt vízforrásra utalnak (Craddock és Howard, 2002), sok földihez hasonló folyóvízi morfológiai alakzatot mutatnak (Jaumann et al., 2005). Az elmúlt évek kutatási eredményei ugyanakkor abba az irányba mutatnak, amely szerint az ősi, melegebbnek és nedvesebbnek tartott időszak (Pollack et al., 1987) is inkább egy földi sivatagos és csak átmenetileg nedves periódus lehetett, valamint sok esetben a jég gyakoribb és elterjedtebb

volt, mint a folyékony víz (Dohm et al., 2015; Fairén et al., 2014; Head et al., 2005). Emellett elsősorban a sekély felszín alatti térségben voltak tartósan olyan viszonyok, amelyek között hematit (Christensen et al., 2000; Arvidson et al., 2006; Le Deit et al. 2012) illetve filloszilikátok keletkeztek (Bishop et al., 2008; Ehlman et al., 2008), a felszínen alkalmanként instabil formában is megjelenhetett a cseppfolyós fázis (Massé et al. 2006), esetenként olvadáspont csökkentő anyagok segítségével (Haberle et al., 2007). Ennek az időszaknak a jellemzői sem egyértelműek egyelőre (Murchie et al., 2009; Poulet et al., 2005), azonban az egykori víz jelentős része fagyott jég formájában ma is a bolygó pólussapkájában (Bibring et al., 2004; Feldman et al., 2002), valamint a felszín alatt (Arvidson et al., 2009, Holt et al., 2008; Mitrofanov et al., 2007) található.

Az ősi vizes környezetek paramétereinek vizsgálata nem csak az egykori éghajlati viszonyok tisztázásában segít. A Nap fiatal időszakában közel 70%-kal gyengébben sugárzott, mint jelenleg (Fairén et al., 2012; Wordsworth et al., 2013), ennek megfelelően a modellek alapján jelentős üvegházhatás (Haberle, 1998; Ramirez et al., 2014) avagy egyéb, pl. geotermikus (Halevy és Head, 2014), esetleg becsapódás indukálta hőforrás (Segura et al., 2008; Squyres és Kasting, 1994) is szükséges lehetett a felszíni cseppfolyós víznek kedvező klíma kialakításához.

Mindennek a pontosabb megismerése révén tisztábban láthatjuk, miként „működik” egy Föld-típusú bolygó, a miénknél kicsit kisebb tömeggel, kevesebb beeső napsugárzással és szerényebb belső hőforrásokkal. Az ősi állapotok vizsgálata az egykori Föld, és az élet keletkezési lehetőségének jobb megértéséhez is közelebb vihet. A Marson teljes rétegsorok maradtak meg eredeti lerakódásukhoz hasonló állapotban, sok esetben 3,5 vagy akár 4,0 milliárd éves korról – míg ugyanilyen korú földi anyagokból szinte csak néhány erősen átalakult kisebb kőzetminta maradt fenn.



1.2 ábra. Áttekintés az egykori marsi víz nyomairól (balról jobbra). Fent: idős folyóvölgyek, a földi Gilbert-típusú deltákra emlékeztető üledékes alakzatok (frontvonalát nyilakkal jelölve), középen: partvonalak és tómedencék nyomai, jég és egykori vulkanizmus együttes előfordulása, lent: keresztlemezesség valamint mállásnyomok egy marsi meteoritban.

A marsfelszíni víz mai előfordulási lehetősége szintén kiemelt témakör napjaink kutatásában. Több megfigyelés utal ugyanis arra, hogy az igen zord (rendkívül száraz, emellett többnyire igen hideg) körülmények ellenére talán előfordul a cseppfolyós víz, igaz

csak mikroszkopikus méretskálán, illetve erősen sós formában – ezek mai előfordulása sok kutató által feltételezett, de döntő bizonyíték, avagy cáfolat egyelőre nincs ezzel kapcsolatban. Itt említhetőek egyes folyásnyomokra emlékeztető alakzatok: az alacsony szélességeken megjelenő lejtősávok, avagy „nyakkendők” (Kreslavsky és Head, 2009; Miyamoto et al., 2004; De Mijolla et al., 2011) és a déli közepes szélességen lévő visszatérő lejtősávok (McEwen et al., 2011; Ferris et al., 2002; Ojha et al., 2013), valamint az ebben a munkában bemutatott cirkumpoláris folyásos képződmények. (A megnevezés vonatkozásában kissé „erőltetettnek” ható *folyásos kinézetű alakzatok* használatát indoka, ammellett hogy nincs bizonyíték a cseppfolyó eredetre, a „sáv” szót kifejezetten sok egyéb marsfelszíni alakzat típusra használják.

A Phoenix-űrszonda leszállólábán mutatkoztak, időben változó kinézetű, vízcseppekre emlékeztető alakzatok (Renno et al., 2009; Smith et al., 2008) amelyek megjelenésében a helyi regoitban lévő fagyáspontot csökkentő anyagok is közreműködhetnek (Haberle et al., 2001; Hecht et al., 2009), illetve a Curiosity-rover meteorológiai állomása által rögzített körülmények (Martin-Torres et al., 2015) is kedveznek a cseppfolyós víznek, amely alacsony olvadáspontú sóoldatok formájában jelenhet meg a higroszkópos ásványok felületén. Ezen lehetőségekkel kapcsolatos képek a dolgozat kapcsolódó részénél, a 7. tézispont (9. fejezet) bevezetésében tekinthetők meg a kapcsolódó tézispont.

A Földön kívüli „vizes témakörök” elemzése **napjaink kutatási irányainak** élvonalába tartozik, és nemcsak új tudományos eredmények várhatóak az ilyen munkáktól, hanem kapcsolódási lehetőség a tervezett űrszondás programokhoz is. Ez kutatásfinanszírozás szempontjából is perspektivikus, amióta Magyarország az Európai Űrügynökség (ESA) teljes jogú tagja lett, és ennek megfelelően űrszondás programokban is részt vehet. Mindez növeli az alap kutatás felhasználási lehetőségének a körét.

A dolgozatban bemutatott kutatási témakörök a vörös bolygót vizsgáló ExoMars rover programjához közeli. Ebbek célja fúrás végzése üledékes területen, a Marson korábban uralkodó körülmények, főleg az ősi víz és lakhatóság (földihez hasonló élet számára fontos körülmények) előfordulásának megértése szempontjából, emellett a szonda a mai, mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz megjelenési lehetőségét is vizsgálja.

1.2 Háttér a marsi éghajlatról

Éghajlaton a Mars esetében is egy adott időintervallum (többnyire az űrszondás megfigyelések kezdete óta eltelt körülbelül 30 év) során jellemző meteorológiai paraméterek együttesét, rendszeres ismétlődését értjük. A bolygón az évszakos változásokban a forgástengely jelenleg 25,2°-os ferdesége mellett az elnyúlt alakú pályán fellépő változó naptávolság is fontos tényező. Az évszakok leírásában a **solar longitude (Ls)** értéket használják, amely a bolygó pályáján elfoglalt helyzetét adja meg a tavaszponthoz viszonyított szöggel. Értéke az északi féltekére a tavaszi nap-éj egyenlőségkor $Ls=0^\circ$, a nyári napforduló idején $Ls=90^\circ$, az őszi nap-éj egyenlőségkor $Ls=180^\circ$, a téli napfordulókör pedig $Ls=270^\circ$. Az évszakos változások keretében a termikus egyenlítő a besugárzásnak megfelelően vándorol, télen és nyáron, a Földön megszokott kettővel szemben egyetlen Hadley-cella jellemző a Marson (Mitchell et al. 2005). A legfontosabb évszakos jellegű változások a bolygón:

- **A pólussapka változásai:** az évszakos sapka anyagának kifagyása a felszínre összel, majd visszatérése a légkörbe tavasszal (Jakosky és Farmer, 1982).
- **A felhőzet változása:** naptávolságban az é. sz. 30° és a d. sz. 10° szélességű térsége között megjelenik az aphéliumi felhőv (Clancy et al., 1996), amely a Hadley-cella felszálló

ágát képviseli. Ekkor, az északi nyár idején az északi pólussapkából származó vízpára csapódik ki felhőket alkotva.

- **A regolit száradása/nedvesedése** évszakos szinten a felső néhány cm-ben jelentkezik. Az évszakos jégsapka visszahúzódása után egy ideig még a marstalaj felső rétegében magasabb H₂O-tartalom figyelhető meg. Hasonló tendenciát mutatnak a neutronspektrométeres mérések (HEND műszer, Mars Odyssey-űrszonda, Mitrofanov et al. 2004), amelyek alapján a felső 20-30 cm vastag réteg WEH (water equivalent hydrogen, vízmolekulákat jelentő hidrogén egyenérték) értéke is évszakos változást mutat: az északi féltekén magas szélességen nagy az évszakos eltérés: az é. sz. 60–70° között a téli 20-30 tömeg% nyáron 14-18 tömeg%-ra csökken. Ugyanez az é. sz. 10–20° között 11-13 tömeg%-ról 9-10 tömeg%-ra csökken. Az egyenlítőn nincs kimutatható évszakos változás, míg a déli féltekén alacsony és magas szélességeken télen egyaránt csak 6-8 tömeg%, míg nyáron 5-7 tömeg% jellemző.
- **Porviharok:** napközben változékony a légkör portartalma, és alkalmanként az egész bolygóra kiterjedő porviharok jelentkezők (Haberle et al., 1982). Por az örvénylő portölcsérek, a szelek és az évszakos pólussapka szublimációja hatására jut a légkörbe. A por fényelnyelésével és saját infravörös visszasugárzásával csökkenti a nappali maximális, és növeli az éjszakai minimális felszíni hőmérsékletet.

A ritka és **kis hőkapacitású légkör** miatt a nappali besugárzás és az infravörös kisugárzás aránya fontos (Spanovich et al. 2006). A felszínnek a légkörrel fennálló hőcseréje csekély, a felszíni hőmérséklet a légkörnek nappal az alsó 1 km-es rétegben, éjszaka az alsó 100 m-es rétegben befolyásolja erősen a felszíni hőmérsékletet. A napi hőingás esetenként a 100 fokot is meghaladja, amiben a felszíni anyagok kis hőkapacitása is közreműködik. A leszállóegységek mérései alapján néhányszor 10 másodperc alatt az alsó néhány méter vastag légréteg hőmérséklete akár 10 fokot is változhat, amit a felszínről gyorsan emelkedő „meleg” légbuborékok okoznak (Aurora et al., 2017).

A légköri folyamatok változékonyságát illetően fontos, hogy a felszíni anyagok és a légkör hőkapacitása is lényegesen kisebb a földinél, és **alacsonyabb a felszíni gázsűrűség** (Carr, 2007). A ma jellemző ritka marsi légkör és a száraz felszín élesen reagál a változásokra. Míg a Föld éghajlatának stabilizálásában kulcsszerepet játszik a világtenger nagy hőkapacitása, mechanikai tehetetlensége és a tengeráramlások hőszállítása – a Marsnál nincs hasonló. A bolygó történetének nagy részében nem volt kiterjedt felszíni vízborítás, amikor viszont a feltételezett ősi északi óceán létezett (Baker et al., 1991), az erősen befolyásolhatta a klímát.

A fentiekben vázolt évszakos változások látványos, könnyen megfigyelhető következményekkel járnak. Ennél hosszabb időskálájú és nagyobb mértékű módosulások is történtek a bolygó múltjában a felszíni nyomok alapján (Carr, 2007). A Föld esetében a Hold stabilizálja a forgástengely dőlésszögét, a Mars esetében azonban a tengelyferdeség ilyen hatás hiányában körülbelül 50 fokig is nőhet. Nagy tömegű hold hiányában és a földinél közel tízszer kisebb bolygótömeg miatt a Mars **tengelyferdesége** a földinél jobban ingadozik, továbbá a bolygóhoz közelebbi Jupiter is erőbben zavarja mozgását és pályájának alakját. Emellett a kissé elnyúlt ellipszispálya is segíti a változásokat. Mindezeketől több, eltérő periódusú és amplitúdójú ingadozás lép fel a pályaelemekben, az excentricitás (a pálya elnyúltsága) például 0,0 és 0,12 között ingadozik (Newman et al., 2005).

A tengelyferdeség a beeső napenergia révén az illó anyagok légköri mennyiségét, illetve szélességi eloszlását, migrációját is befolyásolja. A pálya elnyúltsága az évszakoknak a két félteke közötti aszimmetriájára van hatással, csökkenése szimmetrikusabbá is teheti azokat.

Az elmúlt néhány millió évben 35° , az elmúlt 10 millió évben pedig 40° -nál nagyobb is lehetett a tengelyferdeség (Touma és Wisdom, 1993; Laskar et al., 2002). Egyes modellek alapján 40° -nál nagyobb tengelyferdeségnél nincs stabil pólussapka, a váltás a pólussapkáról annak hiányára éles lehet. 54° feletti tengelyferdeségnél pedig a pólusok összességében már több besugárzást kapnak; mint az egyenlítő (Ward et al., 1992).

Üvegházgázok: a Marson a légkör fő összetevője a szén-dioxid, ami a bolygó életének kezdetén nagyobb mennyiségben erősebb üvegházhatást okozhatott, melegítve a felszínt. Ugyanakkor a sűrű légkörben keletkező szén-dioxid-felhők sok napfényt is visszavernek – mindezek együttes következménye kevéssé ismert. Fontos kérdés, hogy az egykori légköri CO_2 kivált-e a felszíni vizekben, karbonátokat alkotva. A vízgőz a melegebb és nedvesebb időszakok alkalmával nagyobb koncentrációban szintén fontos üvegházgáz lehetett a Marson.

Az **éghajlatváltozások következményeit** – akárcsak a Földnél – a Marsnál is nehéz megbecsülni. Ennek fő oka, hogy a változó besugárzás eltérő területekről eltérő mennyiségű illó anyagokat mobilizálhat, amelyek aztán kicsapódva összetett módon befolyásolhatják az albedót és ezzel a felszíni hőmérsékletet (Halevy et al., 2007). Ráadásul nagyobb légköri sűrűség mellett változik az áramlás jellege, a sűrűbb légkör azonos sebességű szél mellett is több port kap fel és szállít el, kivéve ha a jég összecementálja. Tovább nehezíti a becsléseket, hogy az illók migrációjánál nemcsak a felszínt, hanem a regolit adszorbeáló kapacitását és pórustérfogatát is figyelembe kell venni (Fanale et al. 1982).

1.3 A bolygótudományi nomenklatura és megközelítés sajátosságai

A bolygótudományi szakkifejezések használata több szempontból is okozhat problémákat illetve félreértéseket, főleg magyar nyelven, ahol ennek szerény hazai hagyománya van. Leginkább logikus más égitestek felszínformáit a már ismert földi képződményekhez hasonlítani, és az itt található földi nomenklaturát alkalmazni – noha az egy az egyben történő megfelelés nem indokolt meglévő hiányos tudásunk alapján. Elképzelhető, hogy csak részben hasonló a földi a Földön kívülihez, emellett a hasonló kinézet nem feltétlen jelent hasonló eredetet. Ugyanakkor, mint sok egyéb területen, a megismerés korainak mondható szakaszában érdemes általánosítani. A fentiek nyomán vagy körülményes körülírással, vagy kissé „elnagyoló” megközelítéssel lehet dolgozni – utóbbi azonban itt nem szakmai hanyagság, hanem egyszerű kényszer, ha dolgozni, és főleg beszélgetni is akarunk ezenről a képződményekről.

A bolygótudományi kutatások további egyedi jellemzője, hogy sok esetben maga a kutatómunka kifejezetten egyszerűnek, esetleg „túl egyszerűnek” tűnik, mivel olyan alapvető ismeretek megszerzését célozza, amelyek néhány klasszikus távolságméréssel vagy lejtőszög meghatározással nyerhetőek. További gondot jelent, hogy esetenként a földi viszonyok között szokaltan léptékeket kell használni. A Mars mai felszínén például egy konkrét kődarab is maradhat akár több millió éven át egy adott fizikai helyzetben, anélkül hogy az eróziós hatások jelentősen befolyásolnák – igaz sok esetben a földi kőszövetekben sem tiszta még a változások időskálája. A marsi extrém nagy időskálák sajátos alkalmazására érdekes példák, hogy egy-egy rétegsor akár a 4 milliárd éves (!) kort is elérhet, ahol a lerakódás során képződött szedimentológiai formák maradnak meg ilyen időskálán. Emellett az általánosságban gyenge és lassú felszíni átalakulás, a ritka légkörrel és szárazsággal együtt lehetővé teszi, hogy egymástól akár néhány cm-re olyan ásványok maradjanak fent, amelyek a földi felszíni viszonyokon instabilak, gyorsan átalakultak volna.

Fontos továbbá kiemteni, hogy bolygótudományi témakörökben a víz kifejezést (bár jelentése egyértelmű), sokszor „folyékony vízként” használják angol nyelvterületen. A dolgozatban a víz természetesen ilyen csappfolyós halmazállapotot jelöl, de a jég esetében azonban mindig jelezni kell, hogy vízjégről avagy széndioxid-jégről van-e szó. Eseteknél a kémiai képletet is alkalmazzák, mert azt nem tudni, hogy a kérdéses H₂O mennyiség milyen fázisban volt jelen a vizsgált időszakban.

1.4. Kutatási kérdések

A dolgozat témakörében végzett kutatómunka fő kutatási kérdései és céljai az alábbiak:

1. Milyen környezeti változások nyoma azonosítható a Mars Xanthe Terra idős folyóvölgyeinél?
2. Milyen fejlődéstörténeti események nyomai mutathatók ki a korábban még nem vizsgált illetve el sem nevezett, az é. sz. 0,4°, k. h. 301,3° koordinátánál lévő marsi folyóvölgy esetében?
3. Milyen idős a Marson a legkorábbi, datálható folyóvölgyek?
4. Lehetett-e tó a Xanthe Terra területén az é.sz. 11,6° k.h. 308,7° koordinátán mutatkozó kráterben?
5. Milyen, a folyásos morfológiával összeegyeztethető jellemzőket mutatnak a szerző által felfedezett ún. DDS-folyásos alakzatok?
6. Előfordul-e vízjég a fenti folyásos alakzatokat adó foltokban?
7. Van-e annyira magas hőmérséklet a vízjeget is mutató foltokban, ami cseppfolyós halmazállapotú víz megjelenését lehetővé teszi?
8. Milyen Mars releváns jellemzői vannak az Ojos del Salado vulkán 5000 m feletti vízfolyásos eredetűnek kinéző völgyeiben?

Célom általánosságban annak bemutatása volt, hogy a földi gyakorlatban alkalmazott földtudományi kutatási módszerek milyen eredményekre vezetnek más égitestek elemzésekor. Ennek értelmében, a dolgozatban a hangsúly nem a módszertan bemutatásán van (amely erősen hasonlít a Földön alkalmazottakra), hanem az eredményeken és az elérhető új ismeretek jellegén van. Ugyancsak ennek a megközelítésnek az eredménye, hogy minél több és változatosabb témát érdemes bemutatni, demonstrálván mennyire széles körben használhatóak ezek a módszerek a Földön kívüli térségek megértésére.

1.5. Tézispontok listája (számozásuk nem felel meg a dolgozatban szereplő fejezetcímek sorszámainak):

1. tézis: A Mars Xanthe Terra térségében azonosítható egykori folyóvölgyeinél több esetben két eltérő szakasz határolható le: egy kis lejtőszögű, keskeny és sekély felső szakasz, valamint egy nagyobb lejtőszögű, szélesebb és mélyebb alsó szakasz, amelyek eltérő klimatikus viszonyok között, esetleg részben eltérő folyamatok révén jöhettek létre. (Kapcsolódó publikációk: Kereszturi, 2010; Kereszturi, 2013b)
2. tézis: A Xanthe Terra é. sz. $0,4^\circ$ k.h. $301,3^\circ$ koordinátája közelében lévő névtelen völgyhálózat területén végzett korbecslések alapján lehatárolt felszíninformák a marsi éghajlat hosszú távú változásait tükrözik. Ezen új mérések az éghajlat és a felszínalakulás esetében korábban térben kiterjedt, később térben koncentráltabb vízforrások megjelenését igazolják. (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi, 2014)
3. tézis: A Thaumasia Plateau nevű területén a folyóvölgyek és tektonikus alakzatok kapcsolatát első alkalommal alkalmazva korbecslésre, a folyóvölgyek keletkezési kora $3,5\text{-}3,7$ milliárd év közötti érték adódott (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi és Petrik 2019).
4. tézis: A Xanthe Terra területén az é.sz. $11,6^\circ$ k.h. $308,7^\circ$ koordinátán mutatkozó névtelen kráterben egy folyóvölgy elvégződésénél lévő üledékes lerakódás alapján $3,4$ milliárd évvel ezelőtt folyóvízes aktivitás jelentkezett, amely egy maximálisan kb. 157 m mély tavat hozott létre. (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi, 2020).
5. tézis: A Mars déli és északi sarkvidéki területein tavasszal, a zsugorodó jégsapka területén mutatkozó foltokból kiinduló folyásos kinézetű alakzatok figyelhetőek meg, amelyek átlagosan 1 m/nap sebességgel növekednek. (Kereszturi et al., 2009; Möhlmann és Kereszturi, 2010; Kereszturi et al., 2010; Kereszturi et al., 2011a)
6. tézis: A Mars déli cirkumpoláris vidékén, a télen lerakódott jégtakaróban tavasszal megjelenő sötét foltok gyűrű alakú területén vékony felszíni vízjég réteg jelenik meg szén-dioxid-jég nélkül. (Kereszturi et al., 2011b)
7. tézis: A Mars déli féltekéjén a sötét dűnefoltok csak vízjég borította területén a helyi dél környékén fellépő hőmérséklet elegendő a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós (ún. interfaciális) víz megjelenéséhez. (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi és Rivera-Valentin, 2012). A délihez hasonlóan az északi cirkumpoláris térségben is van esély a mikroszkopikus skálájú folyékony víz megjelenésére, igaz itt bizonytalanabbak az adatok. Tavasszal a zsugorodó északi vízjég-sapka peremvidékén jó eséllyel szintén megjelenhet a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz. Sikeresült jelentős területi különbségeket is kimutatni az ideális előfordulás tekintetében, eszerint az é. sz. $40^\circ\text{--}55^\circ$ és a k. h. $300^\circ\text{--}330^\circ$ közötti zónában marsi időben mérve $80\text{--}110$ napon keresztül valószínűleg megfelelőek a körülmények a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz megjelenésének. (Kereszturi és Appere, 2014)
8. tézis: A chilei Ojos del Salado vulkán lejtőjén, 5200 m-hez közeli tengerszint feletti magasságban betemetett hó- és jégtömegek olvadása révén, áramló folyóvízzel térben csak szakaszosan kitöltött völgyek voltak, amelyek csak nappali aktívak. A felfedezett aktivitás a Mars közepes szélességű területein mutatkozó folyásnyomok keletkezésére mutathat földi analógiát (Kereszturi, 2020).

A bemutatott kutatás téma szerint két nagy csoportra bontható: az egykori víz nyomainak elemzésére (1, 2, 3, 4 tézispontok) és a mai lehetséges vízelőfordulás vizsgálatára (5, 6, 7, 8 tézispontok).

2. Munkamódszerek

A dolgozatban többféle földtudományi munkamódszert és megközelítést alkalmaztam, amelyek áttekintése az alábbi fejezetben olvasható.

Morfológiai elemzések: a földi megfigyelések analógiás értelmezése elterjedt a Mars kutatásában, többek között a jéggel kapcsolatos felszínformák (Kochel és Trop, 2008) vízfolyásnyomok (Hobbs et al., 2013) kőzetek pusztulási morfológiája (McCauley et al., 1979), kráterek kialakulása és kinézete (Pike 1974), a vulkáni formák egyes jellemzői (Plescia 1981), és eolikus felszínformák esetében (El-Baz et al., 1979; De Silva, 2010). Ilyen analógiás közelítések alapján azonosítottam és jellemeztem az egyes idős folyásos alakzatokat, kijelölve a völgyek peremét (általában igen éles, meredek lejtőperemek ezek), legmélyebb pontjait, elvégződésüknél vagy aljzatukon azonosítható üledékes kinézetű feltöltéseket és lerakódásokat. Emellett becsapódásos krátereket (kerékded mélyedések többnyire kiemelkedő peremmel és mélyebb belsővel, amelyek nem keverendők össze a néhol szintén előforduló kriokarsztos formákkal (Head et al., 2011)) és albedó alapján azonosított mai folyásos alakzatokat elemeztem. Mindezek fényében az egyes fogalmakat az alábbiaknak megfelelő értelemben használom: *folyásnyom*: egykori felszíni vagy felszín alatti vízáramlás által létrehozott domborzati képződmény, amelynek eredetét kinézete alapján feltételezett folyamatokkal lehet megbecsülni; *vízforrás*: felszíni vagy felszín alatti lefolyást tápláló forrástérség, amely lehet pl. jég olvadása, zárt tó kifolyása, klatrát lebomlással felszabadult cseppfolyós víz, de itt említhető a csapadék hullással érintett felszíni terület is.

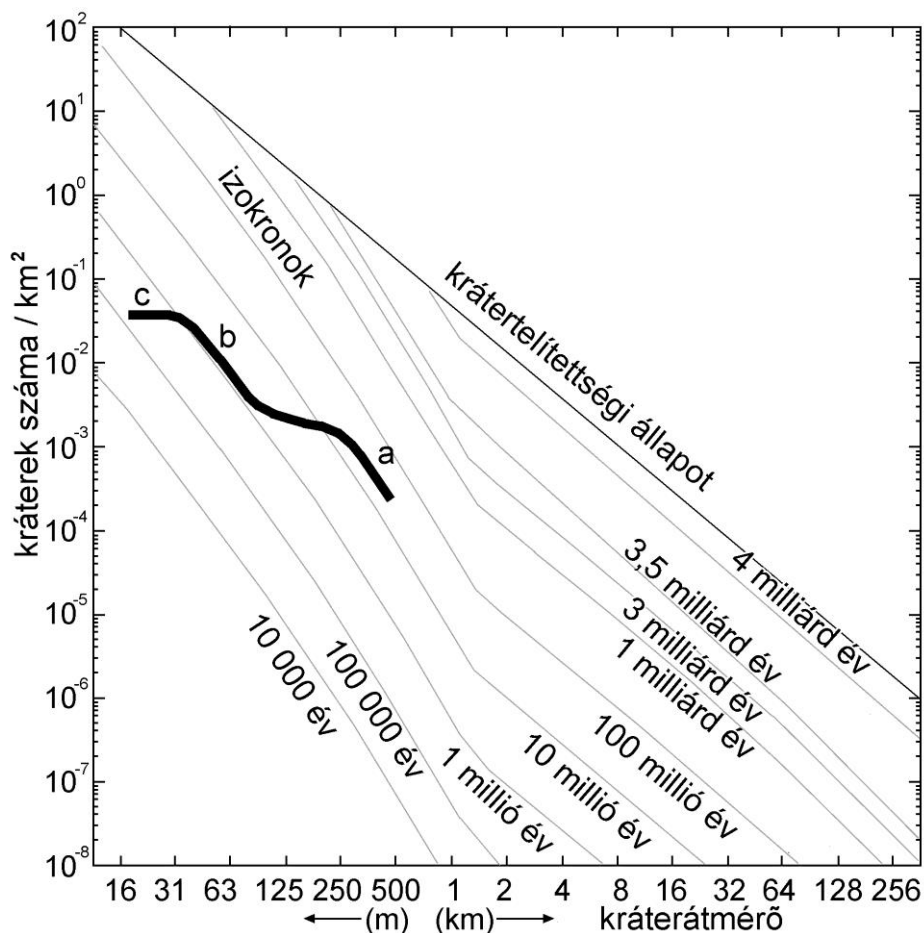
Morfometriai mérések: vízszintes távolság és függőleges magasságkülönbségek alapján készült mérések az első űrszondás felvételektől kezdődően fontos részei a kutatásoknak (Baker és Kochel, 1979; Baker és Partridge, 1986; Hynek és Phillips, 2001; Williams és Phillips, 2001). A völgyek szélességének (kijelölt két szemközti perem távolsága, Hynek et al., 2001), hosszának (forrásterület és elvégződés között befutott hosszának az értéke, Hynek és Phillips, 2003) lejtőszögeinek, esésgörbe (Howard et al., 2005) és keresztmetszvény alakoknak (Carr és Malin, 2000), a környező domborzat jellemzőinek meghatározása (Fassett és Head, 2008b) optikai és infravörös képek, valamint topográfiai adatok alapján (Di Achille és Hynek, 2010) történtek. Az 1. tézispont célterületén 32 keresztmetszvényt vettem fel és 1266 krátert digitalizáltam a korbecsléshez, míg a 2. tézisnél az é. sz. 5,2° és k. h. 301,4° pozíciójában lévő névtelen folyóvölgy vizsgálatakor 16 keresztmetszvényt vettem fel és 1313 krátert digitalizáltam, a Shalbatna Vallis mellékvölgyeinél pedig 43 szelvényt vettem fel és 2339 krátert digitalizáltam.

Korbecslés kráttersűrűség alapján: a marsi felszínnek datálására elterjedten használt, kráttersűrűség alapú korbecslés módszer a felszín keletkezésének, avagy utolsó átalakulásának közelítő időpontját adja. A korbecsléshez Hartmann (2005) által modellezett kráterkeletkezési rátát és ezzel kapcsolatos izokron görbéket (azonos korú, de eltérő méretű kráterek területi gyakoriságát mutató függvény) használtam, valamint pufferalát krátterszámlálási módszert (Fassett és Head, 2008a) alkalmaztam. A módszer során a különböző méretű kráterek területi gyakoriságát kell lemérni a kijelölt morfológiai egységen, amely egy-egy terület kráttersűrűség-függvényét adja kráterátmérő – területi sűrűség arányokat mutatva. A módszer jelentős hibákat tartalmaz, azonban mivel csak nagyságrendi korbecslésre használtam (millió, 10 millió, 100 millió, 1 milliárd, 2 milliárd, 4 milliárd éves korok szerinti besorolás), támpontot ad a kérdéses alakzat keletkezésének koráról.

A krátergyakoriság alapú korbecslés a lemért kráterstatisztika alapján hazánkban még kevésbé ismert, amelynek lényege az alábbiakban foglalható össze. A 2.1. ábrán a kráterek méreteloszlásának ábrázolására használt diagram látható, amelynek vízszintes tengelyén a kráterek mérete (logaritmikus skálán), a függőleges tengelyen pedig a területi gyakoriságuk (db/km^2) látható (szintén logaritmikus skálán). Az elméleti számítások és krátergyakoriság mérések alapján az eltérő méretű kráterek területi gyakoriságának eloszlása az ábrán jobbra lentől balra felfelé futó vonalakat ún. izokronokat követ, amelyek azonos korú területeket kötnek össze.

Az elméleti eloszlás csak ideális esetben közelíti az izokronokat, a gyakorlatban jelentős eltérések léteznek (a vizsgált területen lévő kráterek száma és a vizsgált terület mérete függvényében). Emellett egyes területek részben megfiatalodhatnak, ami a legnagyobb krátereket kevésbé érinti (2.2 ábra 'a' szakasz). A görbe törésétől balra felfelé lévő 'b' szakasz a kisebb kráterek gyakorisága alapján a felszín megfiatalodását (újraképződését) jelzi, és csak ezt az eseményt követően halmozódott kráterek korát mutatja. A görbe bal felső „lekonyuló” vége általában a megfigyelési lehetőségek határához (felbontás, fényviszonyok miatti domborzatérzékelés stb.) közeli kráterátmérőknél csökkenő felületi gyakoriságot mutat az észlelési szelekciós hatás miatt.

A jelentős hiba a hibaszámítás matematikai módszeréből adódik – de ami igazán fontos, az alábbi: a kráterstatisztika alapú korbecslés valóban csak becslés, az elnevezésnek megfelelően. Mivel a Naprendszer fejlődéstörténete során a nagyobb égitestek becsapódási gyakorisága eleinte igen magas volt, majd gyors ütemben csökkent, a nagyobb kráterek megbízhatóbb korokat adnak, többek között azért is, mert azok nehezebben pusztulnak le. Ugyanakkor minél kisebb a vizsgált terület nagysága, annál kisebb eséllyel jut egy-egy „nagyobb” kráter az adott területre. Ennek megfelelően a vizsgált területek méretének csökkenésével párhuzamosan nő a hiba nagysága, főleg a nagyobb kráterek irányába. Emiatt mutatkozik rendkívül nagy hiba a 2.2. ábrához hasonlóan a dolgozatban, amely egy kellemetlen, de meg nem kerülhető helyzet – ugyanakkor a használt korbecslési módszer még mindig a legjobb az elérhető korolási módok közül. A viszonylag nagy hiba pedig egyszerűen arra utal, hogy igen bizonytalanul lehet csak a kort becsülni, de támpontnak hasznos.



2.1 ábra. Krátereloszlás-görbék ábrázolásához használt diagram a Mars esetében, és azon egy hipotetikus krátereloszlás-görbe (vastag vonal). (Saját készítésű ábra a Hartmann 2005 által modellezett kráterkeletkezési ráta diagramjával a háttérben.)

Hőmérsékletmérések: TES- (Thermal Emission Spectrometer műszer, amely a felszí anyagok hőkibocsátását rögzíti, Mellon et al., 2000; Putzig et al., 2005) és THEMIS-képek alapján (Fergason et al., 2006), Vanilla szoftver (Scherbenski és Paige, 2002) segítségével végzett adatleválogatással (koordináta, évszakos időszak (Ls), helyi idő és kérdéses marsi év szerint, Edwards et al., 2011). A nappali maximális hőmérsékletnek a helyi napidőben 12 és 14 óra között mért értéket tekintetem, minimálisnak pedig a napkelte előtt 2-4 órával mérhető.

Infravörös színekpi mérések: a CRISM (MRO-űrszonda, Murchie et al., 2007) és OMEGA (Mars Express-űrszonda) detektorok adatainak értelmezése, amely megfelelő szűrések és korrekciók után a H₂O- és CO₂-jegek néhány domináns reflexiós színekpi minimumának azonosítását teszi lehetővé (Brown et al. 2010). A módszer részletesebb leírása a CRISM és OMEGA adatoknál olvasható, a légköri és a felszíni eredetű színekpi jelek elkülönítésében (Piqueux et al., 2008) a megfelelő hullámhossz kiválasztása és a spektrális jel területi eloszlásában kis méretskálán jelentkező éles szerkezetek segítettek (utóbbiak nem származhatnak például egy légköri felhőtől, lebegő jégkristályoktól).

Analógiás megközelítések általánosságban: a dolgozat tárgyát képező kutatásokban (morfológiai elemzések) több helyen használtam a felszínformák morfológiai hasonlóságának elvét, amely szerint a Földön megismerthez hasonló alakzatok a Mars felszínén hasonló, de nem teljesen azonos folyamatok révén jöhettek létre (Lucchitta, 1981; Whalley and Brian, 2003). Az ilyen jellegű extrapolációt nagy körültekintéssel és kritikus nézőponttal kell

alkalmazni (Bruno et al., 2006; Higgins, 1982), azonban esetenként hasznos módszer. Mivel a kutatások során elsősorban mért numerikus paraméterek értelmezésével foglalkoztam, és az analógiás megközelítés főleg a célpontok kiválasztásában játszott szerepet, jelentős „tévedések” az analógiás megközelítés alapján várhatóan nem befolyásolják az eredményeket.

Hibák és bizonytalanságok: a dolgozat méréseiben és becsléseiben az alábbi hibák és bizonytalanságok vannak:

- **Vízszintes távolságmérések a Marson:** ez a völgyek keresztmetszvényének, hosszának és a dűnefoltok átmérőjének meghatározását érinti elsősorban. Magában az adatállományban, illetve a képpont kijelölésnél pixel nagyságrendű hiba várható, amelynek mértéke a használt adatállományok pixelmérete függvényében közel 6 m (CTX képek) és 0,25 m (HiRISE képek) között változik, és ezen három alakzat típus esetében jellegzetesen mért távolságoknál néhány %, és minden esetben 10% alatti.
- **Függőleges magasságkülönbség mérések a Marson** a Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) adatok alapján történtek. A kérdéses adatbázisban lévő bizonytalanság több forrásból származik (Smith et al., 1999): a marsi referencia ellipszoid pontatlansága, amely függőlegesen 30-40 m-es hibát is adhat, de csak regionális (100-1000 km-es) távolságokon végzett méréseknél. Ezek esetünkben nem számottevőek, mivel itt km-es távolságokon belüli felszíni pontok közötti magasságkülönbségek számítottak. Ilyen távolságokon magában az adatállományban 0.3 m függőleges pontosság várható. A szomszédos MOLA magassági pontok távolága általában 200 m körüli, az ebből generált ún. griddelt adatállomány (Mission Experiment Gridded Data Records, MEGDR, Som et al., 2008) alapján készültek a mérések. Itt a hibát főleg az okozhatja, ha a domborzat a felbontásnál kisebb távolságon változik. Maga a mérési/leolvasási pont kijelölésének helye számottevően nem befolyásolja a domborzati adat leolvasása révén a hibát, mivel a kép adatok felbontása lényegesen jobb (utóbbi a HiRISE képeken akár 0,25 m is lehet). A vízszintes adatpont kijelölésből adódó hiba esetenként a két szomszédos magasságpont kiválasztása szerint általában méteres hibát adhat, ami a lejtős területeken lehet jellemző.
- **Albedó meghatározása a Marson** a HiRISE felvételek vörös csatornáján mért intenzitásérték alapján történt, ahol nem egyedi pixelek, hanem azok csoportjainak átlagértéke lett lemérve, ebből pedig a kamera technikai specifikációja alapján (Delemere et al., 2003) az albedó megbecsülve. Itt a bizonytalanságok az adatbázisban lévő néhány %-os hibán túl a domborzat gyenge ismeretéből adódnak, amely a beeső napsütés szögének meghatározásánál okoznak bizonytalanságot. Utóbbi csekély volt (néhány %), mivel csak az elegendően nagy dűnefoltok kerültek albedó elemzésre (az albedó becslés a hőmérséklet becsléshez volt szükséges), amelyek lapos területen voltak. Az albedó meghatározásában lévő hiba néhány % lehet – ugyanakkor voltak olyan egyéb tényezők is, amelyek a felhasznált albedó értéken túl befolyásolták a kinyerhető hőmérsékletbecslés pontosságát. Ilyen például a jég ismeretlen szerkezete (pl. a porózus szerkezet gyorsabban melegszik, és rosszabbul vezet lefelé a hőt), ennek megfelelően az ilyen modellek eredményei mindig a legjobb elérhető közelítésnek tekinthetők, biztosabb megoldást kapni csak pontosabb kiindulási adatok alapján lehet – utóbbiak egyelőre nem állnak rendelkezésre.
- Fontos megállapítani, hogy a kinyert numerikus adatok (méretek, magasságok, hőmérséklet értékek stb.) általában statisztikai vizsgálatok tárgyát képezik, tehát nem egy-egy kiemelt adatot használtam az értelmezéseknél, hanem azok csoportjait/halmazait – ennek megfelelően a hibák statisztikai szempontból veendőek figyelembe, és a végkövetkeztetéseket nem befolyásolják érezhetően.

A földi és marsi mérések, pontosabban a **mérendő paraméterek kijelölésének módja** alapvetően nem különbözik, de lényegi eltérések, hogy a Marson sokkal kevesebb fajta paraméter vizsgálható (mivel nem mindig olyan egyértelmű a felszínmorfológia értelmezése, mint többnyire a Földön), emellett sokkal rosszabb a lemérhető adatok térbeli felbontása. A marsi mérések jellege leginkább ahhoz hasonló, mint amikor például egy idős és már részben lepusztult sivatagi folyóvölgy jellemzőit próbálja valaki meghatározni a Földön: sok esetben nem egyértelmű, és jelentős hibát tartalmazó paramétereket tud csak meghatározni. Ennek megfelelően érdemes statisztikai sokaságot vizsgálni és minél alapvetőbb jellemzőket tanulmányozni.

A **mérési helyszínek kiválasztása** az elérhető adatok szempontjának és a viszonylag homogén térbeli eloszlás közelítésének figyelembevételével történt, a minél pontosabb vagy biztosabb paramétert meghatározandó. Ez főleg a topográfiára értendő, ahol az MGS-űrszonda keringése során felvett sávokban („track-ek”) a legjobb a domborzati adatok felbontása, ezért azokon a területeken történtek főleg mérések, amelyek ezen sávokba estek.

Az egyes **területek lehatárolásánál** a felszíni morfológiai jegyek voltak az irányadóak, ennek megfelelően:

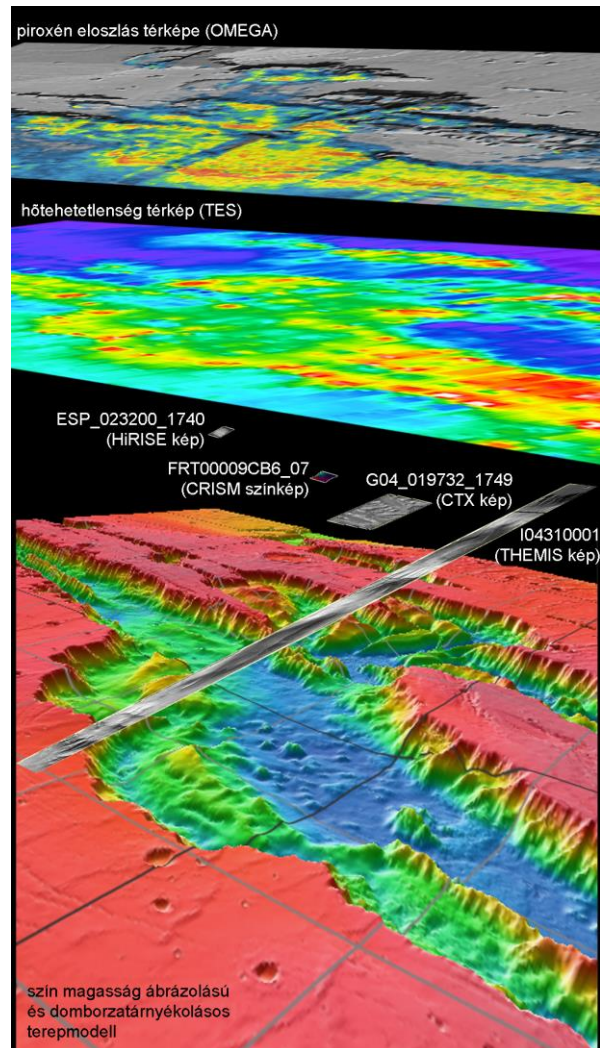
- A völgyek területét a völgyek pereme jelölte ki.
- Az eltérő völgyek egyes szakaszai a különböző morfológiai megjelenés alapján lettek lehatárolva (pl. feltűnő mélység- vagy szélességkülönbség az egyes völgyszakaszok között, ahol egy-egy összefüggő szakasz szélessége 30-50%-nál jobban nem változott az adott szakasz mentén, míg egy tőle eltérőnek nyilvánított szakasz esetében 2-3-szor nagyobb szélesség volt jellemző).
- Az üledékes lerakódások a völgyek elvégződésénél jól körülhatárolható, a környezetüktől domborzati tereplépcső révén elkülönülő képződmények voltak.
- A dűnék jellegzetes kinézetet mutató, egymással párhuzamosan futó gerincekből álló, az alattuk lévő felszínt elfedő felszínformák, peremük lehatárolása viszonylag egyszerű, ha összefüggő dűnemezőt alkotnak.
- A törmelékletjtők viszonylag meredek és lejtőirányban sávzott felszínek valamely kiemelkedés vagy mélyedés falánál.
- A környező terület pedig viszonyításként került kijelölésre, méghozzá a korhatározás tárgyát képező fluvialis felszínformától eltérő, tőlük néhány km, néhány 10 km messze lévő környező vidékhez hasonló terület lett kiválasztva.

A morfometriai vizsgálatoknál szelvényenként 30-60 pont került felvételre úgy, hogy a lehetőségekhez képest viszonylag egyenletesen fedjék le a vizsgált völgyszakaszokat (két egymással szomszédos kereszt-szelvény távolsága általában 5-20 km között volt). Ezek révén hasonló minőségű adatokkal sikerült lefedni a vizsgált völgyszakaszokat. Mivel az egyes szakaszok kereszt-szelvényei hasonlítottak egymásra, és az eltérő szakaszok kereszt-szelvényi különböztek egymástól, továbbá mindezek a tényezők kapcsolhatóak voltak a képek alapján vizsgált morfológiai jellemzőkhöz, a mért paramétereket és csoportosításukat a vizsgálat szempontjából használhatónak tekintetem.

Mások hasonló méréseit is figyelembe véve általánosan elmondható, hogy az egykori folyóvölgyek kereszt-szelvényeinek jellemzői alapján eddig még nem sikerült igazán erős, általános tendenciákat azonosítani a bolygón, az ebben a dolgozatban bemutatott „kettős jelleg” ugyanakkor egy ilyen tendencia lehet.

Az égitestfelszínek **távérzékeléses adatainak** vizsgálatára (2.2 ábra) GIS szoftvereket használtam, a morfológiai megfigyeléskehez Surfer, HiVIEW és JMARS szoftvereket, a színképi mérésekhez ENVI szoftvert, z alábbi részetek szerint.

- A megfelelő képeket, a magassági adatokat, valamint a gyengébb felbontású, „általános” méréseket **JMARS** szoftverrel (Gorelick, 2003) végeztem, amely eltérő műszerek által rögzített többféle adattípus (optikai és infravörös képek, domborzati, hőmérsékleti, ásványtani adatok) egységes megjelenítésére alkalmas. Itt a méréseknél az adatbázisok (HRSC, CTX, HiRISE, CRISM, OMEGA, MOLA, TES) tartalmazta hibák mellett a kérdéses képpontok kijelölésének hibája jelentkezik, amely általában nagy nagyítás mellett végzett munka esetén egy képpont körüli, tehát a kérdéses adatbázis térbeli felbontóképességét közelíti.
- A **Surfer** szoftvert az optikai vagy infravörös képeken készült nagyszámú távolságmérés végzésére használtam, például kráter-számlásánál, ahol sok becsapódásos kráter méretét kell meghatározni a felszín korának becsléséhez. Ilyen esetekben a távolságmérés és magasságmérés hibája általában 10% alatt volt, és a numerikus eredmények statisztikai vizsgálatokat támogattak.
- **Envi** szoftver CAT 3.7.1. (CRISM Analysis Toolkit) kiegészítéssel: hiperspektrális felvételek értelmezése, korrekciók végzése, mérések készítése, különböző spektrális sávokban elnyelést mutató pixelek leválogatása (Hill et al., 2010).
- Egyéb felhasznált szoftverek: Imagemagick (területszámítás), Excel (numerikus paraméterek kezelése), Photoshop (képek összeállítása), Pedr2Tab (MOLA magassági adatok leválogatása), Vanilla (TES adatok leválogatása), HRSCView (sztereo HRSC képeken alapuló DTM magassági adatainak kezelése), HiVIEW (nagy méretű HiRISE felvételek kezelése).



2.2. ábra. Példa a távérzékeléssel nyert, eltérő információ típusokra: alul magasság-színezéses és domborzatárnyékolásos terepmódel a Valles Marineris egy részéről, felette egy THEMIS-, CTX-, HiRISE- és CRISM-felvétel (fekete-fehér „szalagok”), még feljebb a terület hőtehetetlenségi térképe, legfelül pedig az azonosított piroxén ásványok területi eloszlása.

A **felhasznált adatállományok** között optikai (MOC, CTX, HiRISE), infravörös (TES, THEMIS), hiperspektrális (OMEGA, CRISM) képek, domborzati adatok (MOLA, HRSC

DTM) szerepeltek. A marsi adatokat szolgáltató műszerek összefoglalása az 2.1 táblázatban olvasható.

- A **THEMIS** képek az optikai és a közeli-infravörös tartományban készültek (Christensen et al., 2003 és 2004), amelyekből az egyes felvételek mellett nappali és éjszakai, közel globális lefedettségű (a sarkvidéki területeken hiányos) mozaikot is felhasználtam, továbbá az egyes képeket, utóbbi esetben a Reduced Data Records (RDR) által tartalmazott Brightness Temperature Records (BTR) adatokból nyertem ki a hőmérsékleti értékeket.
- A **TES** (Thermal Emission Spectrometer) a Mars Global Surveyor-űrszondán elhelyezett infravörös érzékelő (Christensen et al., 1992), amely 6,25–50 μm hullámhosszak között, 3–8 km közötti térbeli felbontással detektálja a bolygó felszínéről érkező sugárzást. Az adatok leválogatásához és kiértékeléséhez az Arizona State University által készített Vanilla szoftvert használtam, a helyi napidőben 12 és 14 óra közötti méréseket elemezve, amelyek az adott napok maximális hőmérsékleti értékeit közelítik.
- A Mars Express-űrszondán elhelyezett **OMEGA** hiperspektrális detektor 0,36–5,09 μm közötti tartományban rögzíti a Mars felszínéről érkező sugárzást (Bibring et al. 2005), 14–23 nm közötti spektrális felbontással. A Mars Express elliptikus pályája nyomán a mérések térbeli felbontása 300 m és több km között változik. A kapott színeképeken radiometrikus korrekciót végezve a felszíni CO_2 - és H_2O -jég előfordulását azok jellegzetes sávjai (Langevin et al., 2007; Appéré et al., 2011) alapján vizsgáltam. Az eltérő időpontokban rögzített színeképi adatokban az optikai albedó közelítésére az 1,44 μm -es hullámhosszon jelentkező intenzitást használtam (az alább említett napfénybeesési szög korrelációval számolva).
- A **CRISM** felvételek FRT (Full Resolution Targeted) változatát CAT-ENVI szoftverrel dolgoztam fel (Morgan et al., 2009b), ezek a hiperspektrális felvételek 18 m térbeli és 7 nm spektrális felbontást mutatnak (Murchie et al., 2007; Pelkey, 2008). Az 1 és 4 μm közötti tartomány méréseit elemeztem, fotometrikus és légköri gáz abszorpció korrekciót (McGuire et al., 2009) valamint zajszűrést (Parente, 2008) követően. A kapott színeképek értelmezése során a „spectral smile” jelenségre is figyelni kell, amelynek keretében a kinyert színekép annál jobban torzul, minél messzebb van a vizsgált terület a kép középpontjától (Ceamanos és Doute', 2009) – mindez nem befolyásolta érezhetően az eredményt, mivel a Richardson-kráterben vizsgált foltok majdnem pontosan a kérdéses képek közepén lettek kijelölve.
- A **CTX** (Context Imager) kamera felvételei az egész Marsot lefedő, közel homogén adatbázist alkotnak, amelyek 30 km széles sávokban, 6 m/pixel felbontással mutatják a Mars felszínét (Bell et al., 2013). A geometriai és radiometriai korrekción átesett adatokat a Planetary Data System oldaláról lehet letölteni többféle kereső opció használatával.
- A **MOC** (Mars Orbiter Camera) felvételei 1,4 m/pixel felbontással rögzítették a bolygó felszínének 6-8 km széles részeit. A képeket a kutatás korábbi fázisaiban használtam, később a jobb minőségű HiRISE felvételek miatt ezekre nem volt már szükség.
- Az optikai albedó becslésére a **HiRISE** képek közül a mások által is alkalmazott vörös csatornában rögzített felvételeket használtam, ahol a pixelek DN értékeinél a fényvisszaverő képesség az alábbi képlettel számolható: $I/F=(DN \times SCALING_FACTOR)+OFFSET$, amelyet elosztottam $\cos i$ -vel, mindez a terület Lamber-albedójának egy jó közelítése.
- Az egyes marsfelszíni pontok magasságának meghatározása és a domborzat jellemezése az MGS űrszondán üzemelt Mars Orbiter Laser Altimeter (**MOLA**) műszer lézeres magasságmérései alapján történt (Smith et al., 2001). Az adatállomány globális lefedettségű, a jelenleg elérhető legpontosabb domborzati információt szolgáltatja a

bolygó egészéről – némely leszállóhely jelöltre vannak csak pontosabb sztereo kép alapú ismeretek. (Hasonló, de csak szórványosan elérhető, és főleg kelet-nyugat irányban nem összefüggő domborzati adatok a Mars Express-űrszonda HRSC kamera felvételpárjaiból is rendelkezésre állnak (Heipke et al., 2007), de többnyire nem ideálisak a dolgozat céljaira).

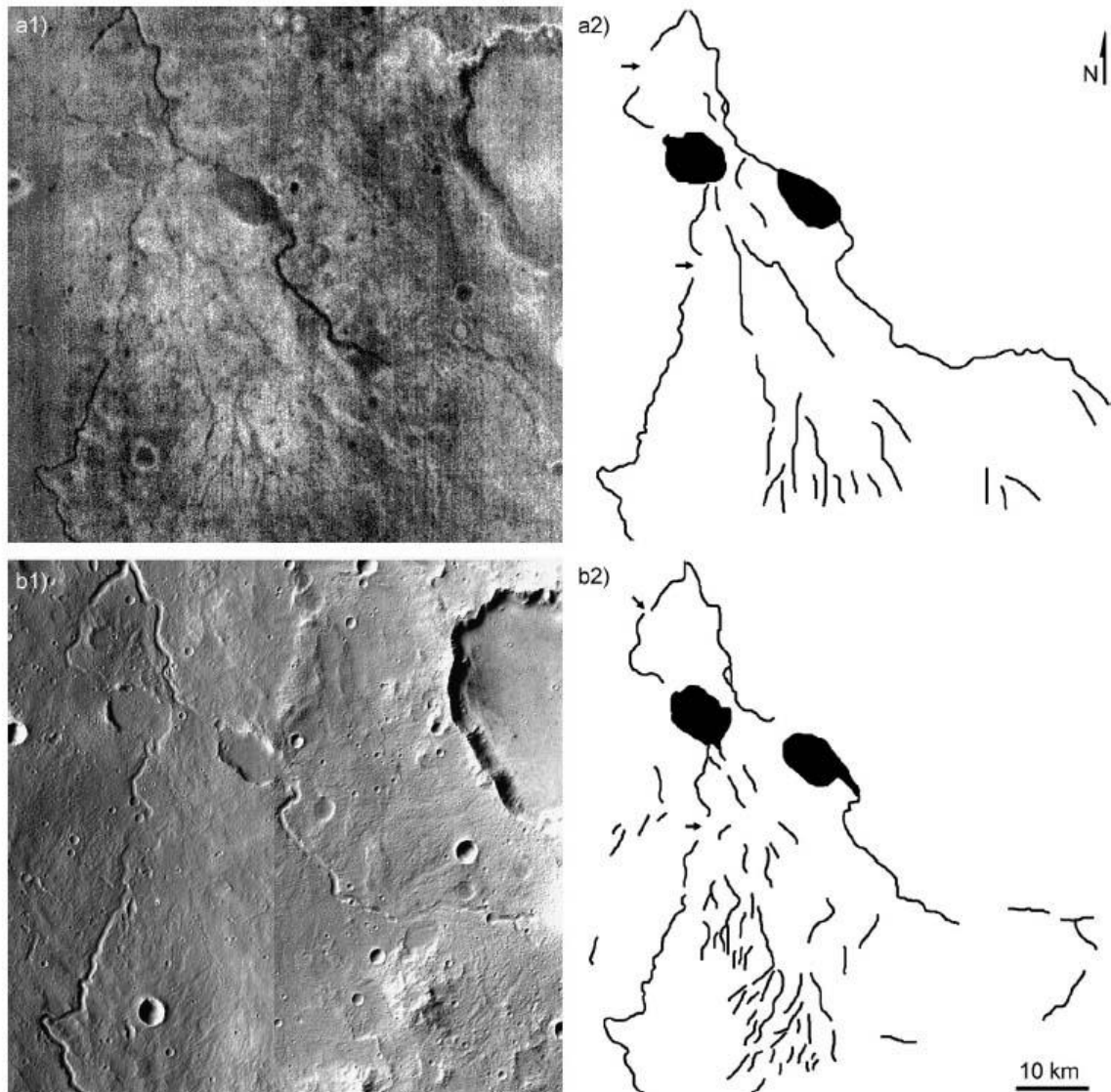
2.1 táblázat. Áttekintés a Mars körüli pályáról használt távérzékeléses műszerekről és jellemzőikről (az értékek közelítőek, a képkivétel módja szerint enyhén változhatnak. A TES, MOLA és GRS+HAND detektoroknál az egyetlen pixel azt jelöli, hogy méréseik során egyetlen pixel széles „sávot” képesek térképezni a felszínen).

Műszer	Űrszon- da	Hullám- hossz	Felszíni felbontás, lefedett terület	Megfigyelés célja
Mars Orbiter Camera (MOC) wide angle camera (WAC), narrow angle camera (NAC)	Mars Global Surveyor (1997-2006)	WAC 0.58- 0.45 μm NAC 0.50-0.9 μm	WAC: 280 m/px, 120 km széles sáv NAC: 1.4 m/px, 3 km széles sáv	felszín morfológia, léggör, felhő és pólussapka monitorozás
Context Camera (CTX)	Mars Reconnaissance Orbiter (2006-)	0.7-0.5 μm	6 m/px, 30 km széles sáv	globális térképezés, változások monitorozása, helyenként sztereoképek készítése
High Resolution Stereo Camera (HRSC) (+ Super Resolution Channel (SRC))	Mars Express (2003-)	0.44-0.97 μm (0.2- 1.0 μm)	10-50 m, 65-300 km (2.3 m/px, 2 km széles sáv)	globális térképezés, sztereoképek alapján domborzatmodell készítés (néhány kiemelt terület részletes vizsgálata)
High Resolution Imaging Science Experiment, (HiRISE)	Mars Reconnaissance Orbiter (2006-)	0.55-1.00 μm	0.25 m/px, 5-6 km széles sáv	érdekes területek eddigi legrészletesebb megfigyelése, rétegek, repedések, kis méretskálájú folyamatok elemzése
Thermal Emission Spectrometer (TES)	Mars Global Surveyor (1997-2006)	0.3-2,9 μm ; 5.8- 50 μm	3 km (egyetlen pixel)	felszíni hőmérséklet, porborítás, cementáltság, durva ásványi összetétel
Thermal Emission Imaging System (THEMIS)	Mars Odyssey (2001-)	0.42-0.86 μm , 6.8- 14.9 μm	100 m (de helyenként 18 m), 32 km széles sáv	hőmérséklet eloszlás, ásványi összetételek, felszín alatti jég

2.1 táblázat (folytatás).

Műszer	Űrszon- da	Hullám- hossz	Felszíni felbontás, lefedett terület	Megfigyelés célja
műszer	űrszonda	hullám- hossz	felszíni felbontás, lefedett terület	megfigyelés célja
Observatoire pour la Mine´ralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activite (OMEGA)	Mars Express (2003-)	0.35-5.09 μ m (352 csatorna)	300 m - 1 km (változó), 500-10 km (változó)	felszíni összetétel térképezés, felszíni jég jellemzőinek időbeli változása, légköri por és pára monitorozása
Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM)	Mars Reconnaissance Orbiter (2006-)	0.4-3.9 μ m (544 csatorna)	20 m, 10 km széles sáv	felszíni összetétel térképezés, felszíni jég jellemzőinek időbeli változás
Gamma Ray Spectrometer (GRS) + High Energy Neutron Detector (HEND)	Mars Odyssey (2001-)	lassú neutronok észlelése	20-100 km (egyetlen pixel)	felszín alatti hidrogén azonosítása, ebből eltemetett jég feltételezése
Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA)	Mars Global Surveyor (1997-2006)	1.06 μ m	vízszintes 100-300 m, függőleges 0.4 m (egyetlen pixel)	pontos domborzat meghatározás
Mars advanced radar for subsurface and ionosphere sounding (MARSIS)	Mars Express (2003-)	230-54 m	vízszintes 5-30 km, függőlegesen 70 m	felszín alatti rétegek, eltérő összetételű és szerkezetű kőzetek azonosítása, ionoszféra elemzése
SHallow subsurface RADar (SHARAD)	Mars Reconnaissance Orbiter (2006-)	20-10 m	vízszintes 0.3-6 km, függőlegesen 7-15 m	felszín alatti rétegek, eltérő összetételű és szerkezetű kőzetek azonosítása

A dolgozat tárgyát képező kutatási munka néhány kisebb **módszertani fejlesztéssel** is járt. Az alkalmazott módszertani vonatkozásokról az egyes tudományos eredményeket bemutató szakkikkek mellett a (Kereszturi, 2013a) publikációban olvasható általános összefoglalás. Ezek között egy újfajta, korábban nem azonosított használati lehetőségre hívtam fel a figyelmet az éjszakai **infravörös THEMIS felvételekkel** kapcsolatban (2.3 ábra).

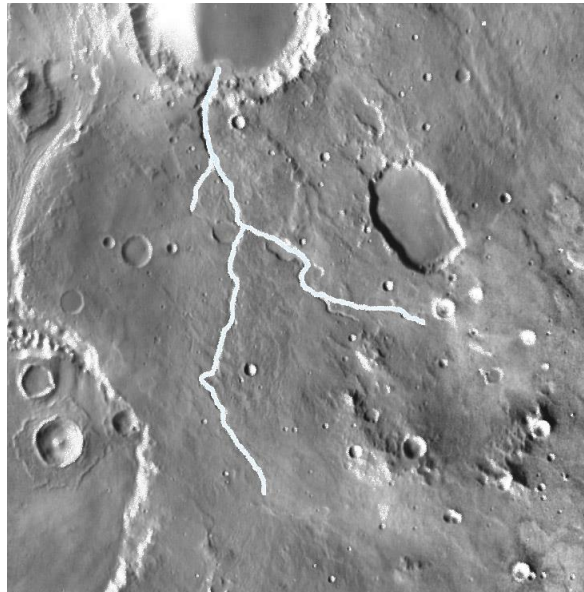


2.3 ábra. A vizsgált vízfolyásnyomok megjelenésének összehasonlítása éjszakai THEMIS-képekből (I07099013, I05626011, I06375008) készült mozaikon (a1), és optikai CTX képekből (P03_002247_1847, P20_008866_1844) összeállított mozaikon (b1), valamint ezek grafikus interpretációja (a2, b2).

Mivel az infravörös felvételek a nappali időszak vége felé jellemző besugárzási viszonyok nyomán „megmaradt hőmennyiség” területi eloszlását mutatják, elsősorban a közel sík területen jobban jelzik a csekély domborzati különbségeket, mint a nappal, magas besugárzási szög mellett rögzített optikai felvételek.

A fenti jelenség következménye az idős, erősen lepusztult, egyébként alig felismerhető, sekély folyásnyomok azonosításában segíthet. Utóbbi alakzatok csak lapos megvilágítás idején lennének felismerhetőek, ilyen felvételeket azonban a térképező űrszondák napszinkron pályájuk miatt ritkán készíteneek, de az éjszakai meredek rálátással rögzített infravörös felvételek azonban használhatóak ezen „lapos” alakzatok azonosítására, hiszen bár az infravörös felvétel készítése idején magas rálátási szöggel dolgozott az űrszonda, de nem a pillanatnyi (éjszaka nem létező) besugárzási viszonyokat, hanem a késő délutáni – esti „utolsó” besugárzás nyomát őrzi.

A fenti folyóvölgyek térségében a szakirodalmi adatok alapján, a 2.3 ábrán látható völgyszakaszok közül csak a 2.4 ábrán jelzett szakaszok voltak eddig katalogizálva (Hynek et al., 2010).

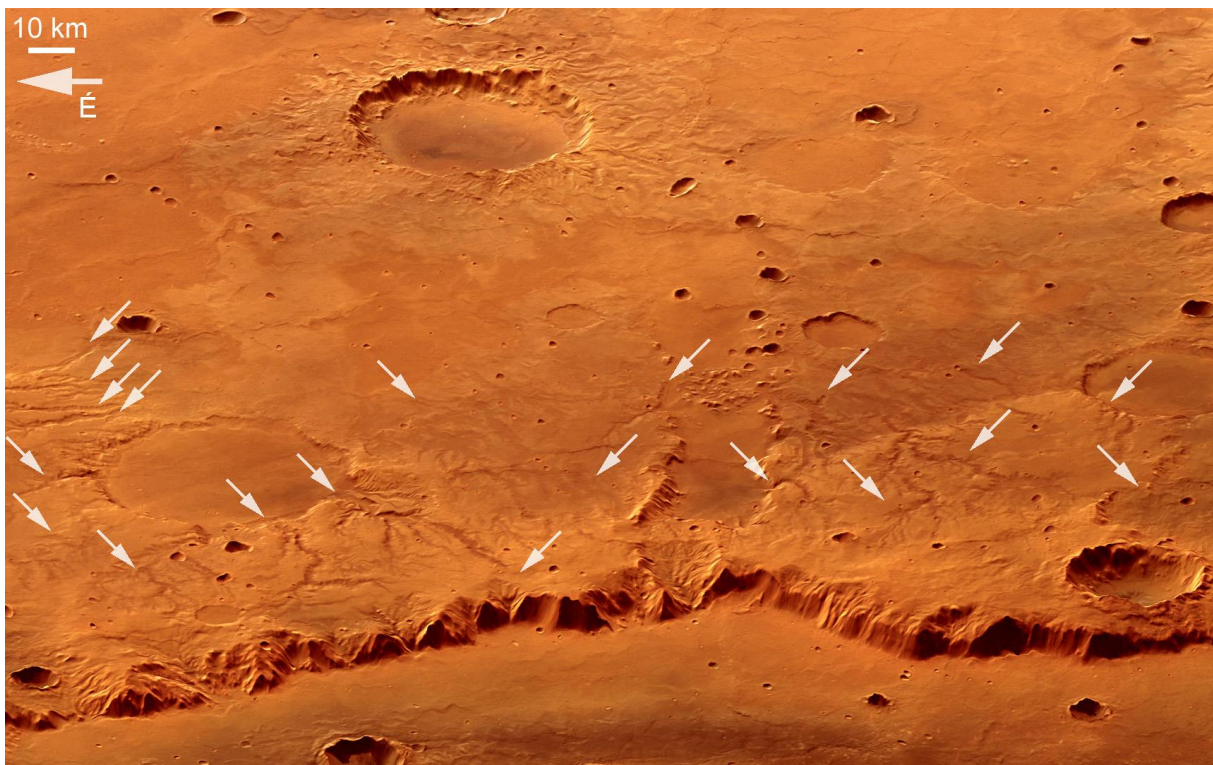


2.4. ábra. A 2.3. ábrán feltüntetett új völgyszakaszokat megelőzően a fentebb fehérrel jelzett szakaszok voltak csak hivatalosan.

3. Eltérő viszonyok között keletkezett marsi folyóvölgyszakaszok azonosítása

1. tézis: A Mars Xanthe Terra térségében mutatkozó egykori folyóvölgyeinél több esetben két eltérő szakasz határolható le: egy kis lejtőszögű, keskeny és sekély felső szakasz, valamint egy nagyobb lejtőszögű, szélesebb és mélyebb alsó szakasz, amelyek eltérő klimatikus viszonyok között, esetleg részben eltérő folyamatok révén jöhettek létre. (Kapcsolódó publikációk: Kereszturi, 2010; Kereszturi, 2013b)

Cél: idős marsi vízfolyások (3.1 ábra) keletkezésének jellemzése és a fő tulajdonságaik közelítő becslése főleg morfológia és elhelyezkedés alapján. **Saját munka:** minden munkafázis. A munka a PhD-dolgozatban megkezdett témakör folytatásaként is értelmezhető, további ősi folyóvölgyek elemzésével. Az alábbiakban a PhD előtt nyert saját eredmények csak kiegészítő háttér-információk keretében szerepelnek, amelynek kapcsolódó részletei a Kereszturi (2005) cikkben tekinthetők át.

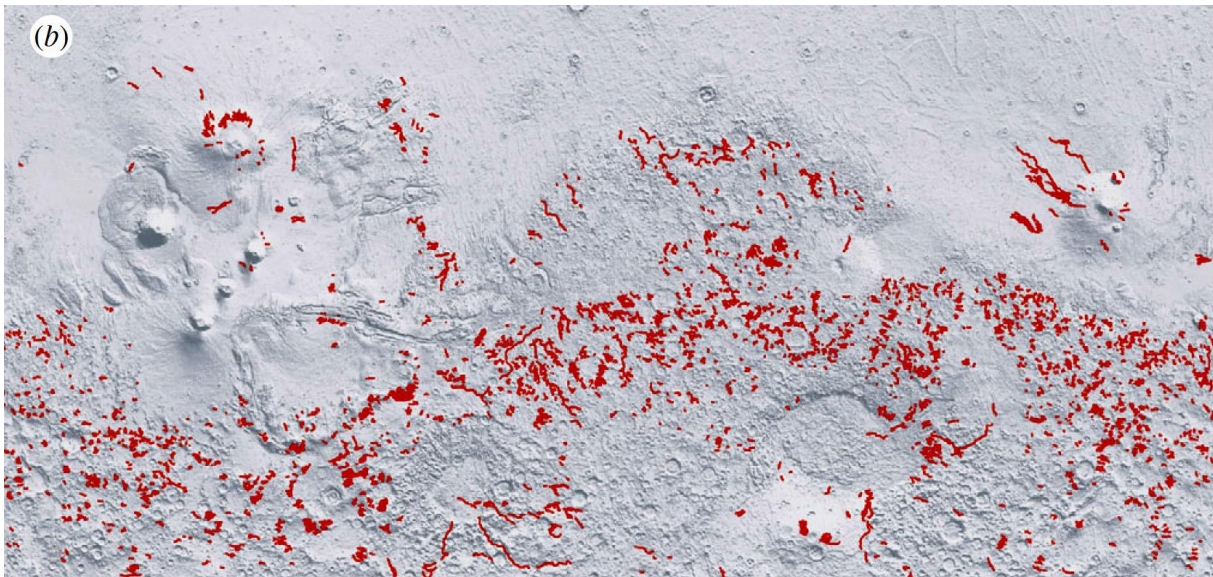


3.1 ábra. A Huygens-medence peremvidéke (a kép alsó felén futó meredek sziklaperem) a Mars Express-űrszonda HRSC kamerájának felvételéből összeállított domborzati adatokat is tartalmazó „madártávlati” képen (d. sz. 14°, k. h. 61°). A felvételen idős folyóvölgyek is láthatóak, amelyek egy része balra lent a kráter irányába haladva összekapcsolódó hálózatot alkot, és talán egykor egy tavat táplált a kráter mélyedésében. A képen az északi irány balra esik (ESA/DLR/FU Berlin, G. Neukum).

Háttér-információk: Az egykori marsi **folyóvízi felszínformálás megismerésének** első fontos lépcsőfokát a Mariner-9 űrszonda felvételei adták, amelyek elsőként mutattak rá, hogy folyóvölgyekhez hasonló alakzatok figyelhetők meg a bolygón (Masursky, 1973). Néhány évvel később a Viking-1 és -2 űrszondák keringőegységei a bolygó felszínének nagyobb részét 100 m körüli felbontással megörökítve rámutattak, hogy azon nagy számban vannak kiszáradt folyásnyomok (Milton, 1973; Carr, 1996), elsősorban a bolygó idősebb területein (Masursky et al., 1977). Hálózatuk szerkezetének elemzése alapján éretlen mintázatot mutatnak (az egyes völgyrendszerek nem kapcsolódnak egymáshoz), és kiterjedt területek (nagyságrendileg 100 km-es méretűek) mutatkoznak folyásnyomok nélkül a fentiek közelében, azok között. Később 1997 és 2006 között főleg a Mars Global Surveyor, valamint a Mars Express-űrszondák képi és domborzati adatai forradalmasították a bolygó egykori vízhálózatáról kialakult képet. Kiderült, hogy sok helyen nagyobb a vízfolyássűrűség, mint a korábbi adatok alapján becsülték, ami néhol a földi sivatagos vidékekre jellemző legritkább értékekhez közeli (Hynek és Phillips, 2003).

A marsi **folyóvölgyek kijelöléséhez, definiálásához** a földihez hasonló megközelítést alkalmaznak: olyan lineáris, főleg eróziós, részben akkumulációs alakzatok ezek a bolygó felszínén, amelyeket a bennük áramló folyadék alakított ki (Carr, 1996). Elkülönítésük a lávacsatornáktól nehéz, azonban a környező terület kinézete alapján lehetséges. Emellett a marsi völgyek nem mindegyikéről tudni, hogy valóban völgyek vagy esetleg medrek – noha közülük többet tekintenek völgynek és nem medernek. Három nagy csoportjukat különítik el: a földi folyóvölgyekhez leginkább hasonlító, a hazai szakirodalomban hálózatos völgyeknek nevezett csoportot (a dolgozat első négy tézise is ilyenekkel foglalkozik), továbbá a sokkal nagyobb, katasztrófális jellegű vízáramlásokkal keletkezett ún. áradásos völgyeket, a sokkal kisebb ún. *gully* képződményeket, amelyeket magyarul talán egyszerűen vízmosásoknak lehetne fordítani.

A fent említett első csoportba tartozó **marsi folyóvölgyek** hossza általában 10-100 km nagyságrendű, szélességük 0,2-20 km, mélységük néhányszor 10-100 m körüli (Hynek és Phillips, 2003). Eloszlásuk 3.2. ábrán látható. Az azonosított folyóvölgy szegmensek száma 82 ezer, teljes hosszuk 780 ezer km, a legnagyobb vízfolyássűrűség 0,14 km/km² körüli, ez a késő noachi korú (kb. 4,1-3,7 milliárd éves) területekre jellemző. A folyóvölgyeknek a Mars bolygórajzi hosszúsága szerint eloszlása közel egyenletes, alacsonyabb érték a vulkanikus Tharsis-hátság és a becsapódásos eredetű Hellas-medence térségében mutatkoznak. A 60°-nál kisebb szélességű vidékek többségén azonosíthatóak folyóvölgyek, bár vannak ezeket nem mutató területek is. Noha számos folyóvölgy elvégződésénél azonosítható valamilyen üledékes alakzat, sok esetben nem látható ilyen – talán utólag lepusztultak, bár hiányukra nincs általánosan elfogadott magyarázat (Howard, 2007).



3.2 ábra. A legalább 100 km hosszú folyóvölgyek területi eloszlása a Marson 60°-nál alacsonyabb szélességű vidékeket ábrázoló domborzatárnyékolásos Mercator-vetületű térképen (Carr 2012)

A folyóvölgyek **keletkezési kora** leggyakrabban a 3,6-3,8 milliárd éves noachi/hesperida időszakok közötti határra, illetve annál korábbra helyezik (Hartmann és Neukum, 2001), az erre az időszakra becsült eróziós ráták közel 1000-szer nagyobbak, mint ami az utóbbi közel 2 milliárd évre jellemző (Craddock és Maxwell, 1993). Gyengébb fluviális aktivitás még 2,8 milliárd évvel ezelőtt koncentrálódva is mutatkozott. A legkorábbi keletkezési időszak egybeesik a vizes környezetben mállott ásványok létrejöttének korával (Bibring et al., 2006) és a Tharsis-hátság fővulkáni aktivitásával (Anderson et al., 2001). Míg a noachi korú völgyek eloszlása nem mutat kapcsolatot az adott terület korán kívül semmilyen egyéb felszíni jellemzővel, a hesperida (3,7-3,0 milliárd éves) és amazoni (3,0-0 milliárd éves) korú folyóvölgyek vulkánok közelében csoportosulnak (Scott et al., 1986), és a három nagy bolygótörténeti időszak szerint folyamatosan csökken a vízfolyássűrűségük. A folyóvölgyek 91%-a 3,7 milliárd évnél idősebb, 6%-uk 3,7-3,0 milliárd éves, 3%-uk 3,0 milliárd évnél fiatalabb (Hynek et al., 2008). A leghosszabb folyóvölgyek hossza meghaladja az 1000 km-t.

Keletkezésüket illetően többféle elgondolás is lehetséges. Kiterjedt és tartós csapadék táplálta kialakulásra utalnak a teraszok, a völgyek fenekén azonosított medrek, az összetett völgyhálózat, és a vízvásztókhoz közel induló völgyek – ennek megfelelően a folyásnyomok többségét felszíni lefolyás táplálhatta (Craddock és Howard, 2002; Hynek és Phillips, 2001). Ugyanakkor a felszín alatti hozzátáplálás hatása is jelentős lehetett, erre utalnak a néhol elszórtan megfigyelhető gyengén összekapcsolódó völgyek (Pieri, 1980), U alakú keresztmetszetek, íves alakú beszakadásos forrásvidékek (Carr és Clow, 1981). Ugyanakkor a keresztmetszeteket tekintve az U és V alak egyaránt megfigyelhető, és nem látható tendencia ezek előfordulásában valamint kapcsolat egyéb jellemzőkkel pl. domborzattal, földrajzi elhelyezkedéssel (Williams és Phillips, 2001), de esetenként úgy fest, hogy a felszín alatti táplálás inkább fejlődésük végső időszakában lehetett jellemző (Baker és Partridge, 1986).

A folyóvölgyek keletkezésével kapcsolatos általános probléma, hogy a korai, leginkább jellemző kialakulási időszakokra az **éghajlati modellek** nem képesek a várt emelkedett hőmérsékletet biztosítani (Kasting, 1991), elsősorban azért, mivel akkor a Nap jelenlegi teljes energia kibocsátásának közel 75%-át adta csak. A vastagabb egykori légkör és benne a

melegítő hatású üvegházgázok jelenléte sem feltétlenül oldja meg a problémát, mivel ezek általában erősebb felhőképződéssel járnak, az pedig több visszavert napsugárzást eredményez. Talán az intenzívebb vulkanizmus járulhatott hozzá számottevően a vízfolyásokban gazdag időszak létrehozásához (Hauck és Phillips, 2002), de a kérdéskör még messze nem tisztázott.

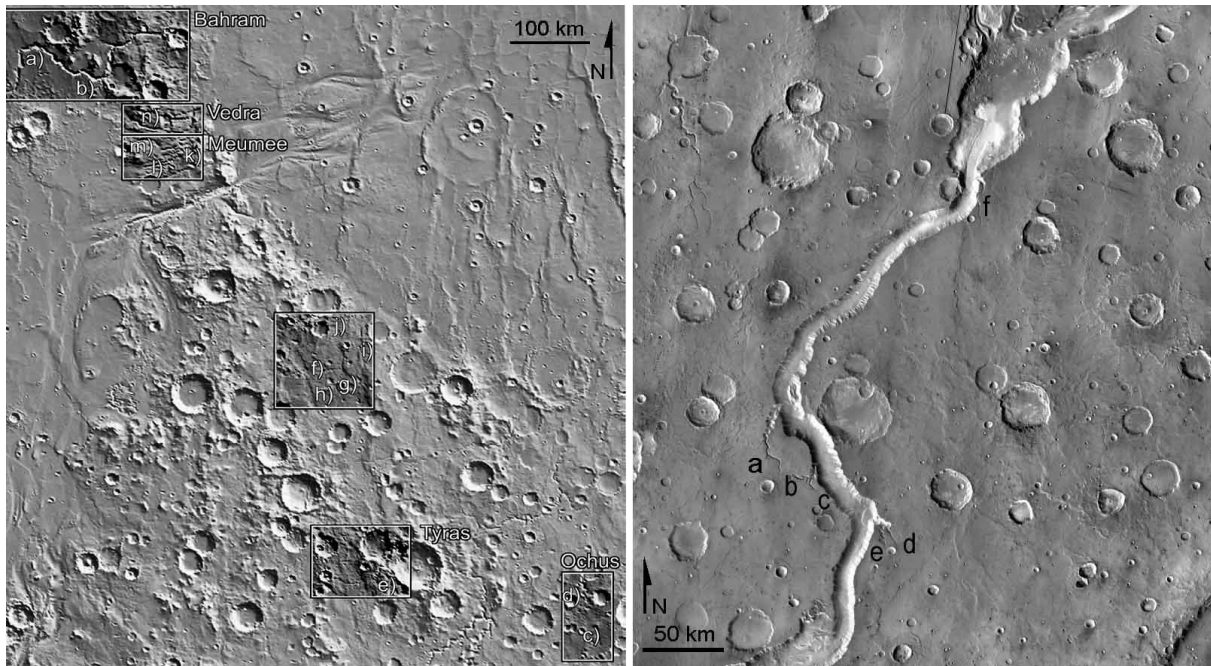
Az utóbbi általános megközelítésen túl azonban az egyes specifikus jellemzők (vízhozam, aktív időszak hossza, szabad felszínű avagy jég alatti áramlás, „tisztá” víz avagy erősen sós oldatok folyása stb.) még alig ismertek – ennek megfelelően a morfológiai és morfometriai elemzések új ismereteket adhatnak. Nagy kérdés, hogy az egyes eltérő kinézetű és helyzetű völgyek keletkezése között mekkora hasonlóság és eltérés lehet. Emellett az is ismeretes, hogy a Mars fejlődése során jelentősen változott az éghajlat, ennek nyoma pedig az eltérő korokban létrejött folyóvölgyek közötti morfológiai különbségekben is talán tetten érhető. Mindezek alapján került kiválasztásra két viszonylag összetett, de korábban nem elemzett völgyrendszer (1-4 tézisek), amelyek a vízfolyásnyomokban gazdag, korábban szintén a szerző által elemzett terület közelében (Xanthe Terra) mutatkoznak.

Munkamódszer: GIS szoftverekkel marsszondák által készített távérzékeléses felvételek (THEMIS, CTX, HRSC, HiRISE képek), valamint domborzati adatok elemzése történt. A mérések során az egyes egykori folyóvölgyek morfológiáját, elágazásait, keresztshelvényeit és esésgörbéit, valamint a környező területtel fennálló kapcsolatukat vizsgáltam. A méréseknek jellegzetesen 10% alatti hibája mellett a bizonytalanságok következményét tovább csökkentette, hogy az egyes folyóvölgyek lemért paraméterei statisztikai vizsgálatok tárgyát képezték: a szélesség, mélység és lejtőszög adathalmazának jellemzői, és nem egyes értékek alapján vontam le következtetéseket. A célterületén 32 keresztshelvényt vettem fel és 1266 krátert digitalizáltam a korbecsléshez.

3.1. Eredmények a Shalbatana Vallis mellékvölgyeiről

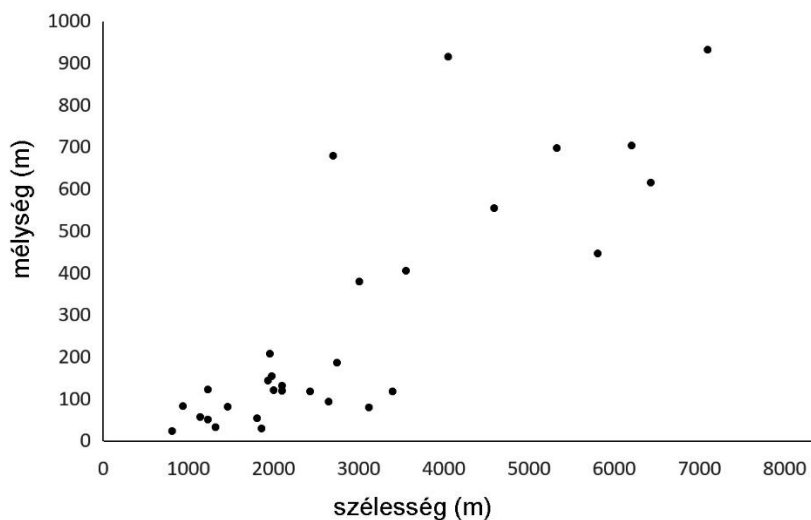
A Xanthe Terra térségében található idős folyóvölgyek látványos és változatos alakzatok, mellékvölgyekkel, néhol üledékes lerakódásokkal utóbbiak elvégződésénél. A munka során CTX felvételeket és MOLA alapú domborzati adatokat elemezve a keresztshelvényeket és a hosszirányú esésgörbét vizsgáltam az általános morfológiai elemzés mellett. Korábbi munkáim keretében két eltérő völgytípusra utaló jeleket sikerült azonosítani a Xanthe Terra területén a Marson, ezen jellemző pontosabb megismerése céljából választottam ezt a területet.

A kapcsolódó kutatási kérdés: Milyen, a folyóvölgyeket kialakító környezeti változások nyoma azonosítható a Mars Xanthe Terra idős folyóvölgyeket mutató területen? A vizsgálatokat a korábbi PhD-értekezésben felhasznált méréseket egészítik ki, és a korábban azonosított tendenciát hivatottak megerősíteni, avagy cáfolni a térségben. Ezen korábban vizsgált völgyek helyzete a 3.3. ábrán láthatóak, adataikat pedig az 3.1 táblázat alsó fele tartalmazza. Az újonnan vizsgált völgyek többsége a 3.3 ábra jobb felén azonosítható.



3.3 ábra. Az 1. tézispontban vizsgált völgyek helyzete a Lunae Planum síkságon (balra, a kép közepének koordinátái é. sz. 13° , k. h. 308°) és a 2. tézispontban vizsgált Shalbatna Vallis középső szakasza térségében (jobbra, a kép közepének koordinátái é. sz. 4° , k. h. 317°)

Magát a Shalbatana Vallist, amely a fővölgy, nem tárgya a dolgozatnak. A bele érkező mellékvölgyeket vizsgáltam, ezeknél viszont ritkák a hierarchikus rendszerek, többnyire egy-egy völgyről van szó, amelyek közvetlenül a Shalbatana nagy völgyébe érkeztek. Ezek keskenyebb felső és szélesebb alsó szakaszainak paraméterei láthatóak alább a 3.4. ábrán. A szélesség/mélység diagramnak az origó közeli részén a felső szakasz, a jobb felső felén az alsó szakasz keresztmetszéneinek pontjai csoportosulnak. A két csoport azonosítható, de itt nem mutatkozik olyan éles eltérés közöttük, mint a képeken látható a morfológiát vizsgálva.



3.4 ábra. A Shalbatana Vallis mellékvölgyek keresztmetszéneinek szélesség/mélység paraméterei.

3.1 táblázat. A tézispontban bemutatott folyóvölgyek adatai (a koordináta a völgyrendszer középső részének közelítő koordinátáit, a hossz a főág hosszát, a szélesség („szél.”) a főág átlagos szélességét jelzi). Az alsó és felső szakaszok határa ott lett kijelölve, ahol a közel konstans szélességű felső szakasz után a völgy szélessége hirtelen növekedni kezd. A megjegyzésnél a felső szakasz és az alsó szakasz átlagos szélességének közelítő aránya is olvasható. Az alábbiakban bemutatott völgyek alatt 9 további völgy is szerepel (táblázat alsó fele), szintén a Lunae Planum és Xanthe Terra térségében kontextusként, amelyek hasonló morfológiát mutatnak, de már a PhD-dolgozatom kerültek bemutatásra (Kereszturi, 2005). A „*” jelölésű völgyszakaszok pontos elemzése az őket részben borító törmelékek miatt nehéz.

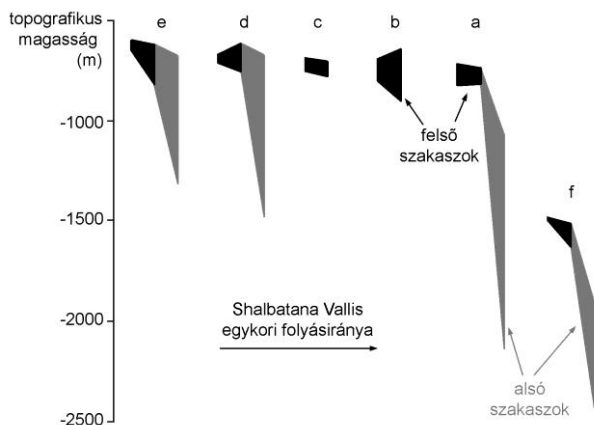
Azonosító	Középső terület koordinátája	Hossz (km)	Szél. (km)	Ágak száma	Megjegyzés
Shalbatana-a	é. sz. 3,9° k. h. 315,6°	42	3,8	0	alsó szakasza 4-szer szélesebb
Shalbatana-b	é. sz. 3,5° k. h. 316,0°	19	2,9	0	alsó szakasza 2-szer szélesebb
Shalbatana-c	é. sz. 3,4° k. h. 316,1°	17	3,1	0	alsó szakasza 3-szor szélesebb
Shalbatana-d	é. sz. 2,8° k. h. 316,9°	24	3,4	0	alsó szakasza 4-szer szélesebb
Shalbatana-e	é. sz. 2,8° k. h. 316,8°	25	3,9	0	alsó szakasza 4-szer szélesebb
Shalbatana-f	é. sz. 6,4° k. h. 317,8°	41	3,2	0	alsó szakasza 4-szer szélesebb
A térségben korábban (szerző PhD-munkája keretében) vizsgált völgyek					
Bahram	é. sz. 20,7°, k. h. 302,5°	321	6,2	2	közel sík, feltöltött aljzat
Vedra	é. sz. 19,1°, k. h. 304,3°	107	3,5	0	több párhuzamos ág
Meumee	é. sz. 18,7°, k. h. 304,1°	114	4,8	0	több párhuzamos ág
Lunae Pla. f	é. sz. 13,0°, k. h. 308,3°	92	5,1	*	részben törmeléktakaró fedi
Lunae Pla. g	é. sz. 12,9°, k. h. 308,7°	65	4,5	*	részben törmeléktakaró fedi
Lunae Pla. j	é. sz. 14,3°, k. h. 307,2°	134	5,5	*	részben törmeléktakaró fedi
Lunae Pla. i	é. sz. 13,1°, k. h. 307,9°	144	3,8	*	részben törmeléktakaró fedi
Tyras	é. sz. 8,2°, k. h. 309,7°	248	7,5	1	torkolati hordalékkúppal
Ochus	é. sz. 7,7°, k. h. 314,7°	35	5,7	2	

A Shalbatana Vallis (nagy áradásos folyóvölgy) mellékvölgyeinél szintén sikerült azonosítani több esetben a kettős tendenciát: a sekélyebb (<100 m), keskenyebb (0.4-3.1 km) és kisebb lejtőszögű (0°-2°) felső szakaszt, valamint a mélyebb (max. 1200 m), szélesebb (2.2-8 km), és nagyobb lejtőszögű (3°-8°) alsó szakaszt. Erre mutat példát a 3.5 ábra, ahol a keresztmetszvények (középen pl. 3 és 7 mérési pont), és az esésgörbe (alul pl. 3 és 7 mérési pont), amelyek összehasonlítása egyértelműen mutatja a két eltérő morfológiájú szakasz létét.

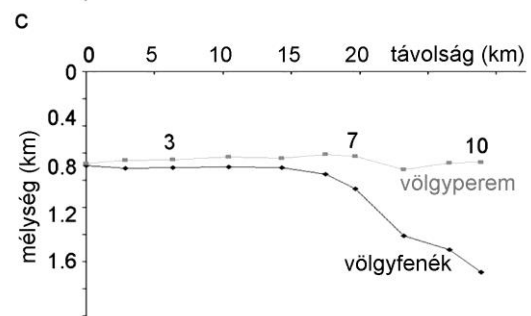
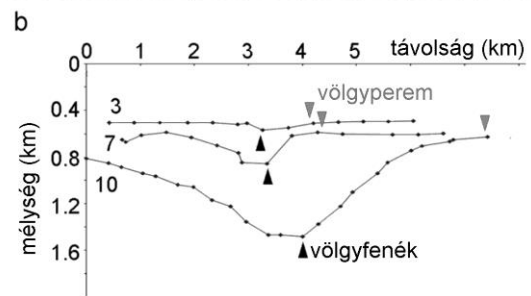
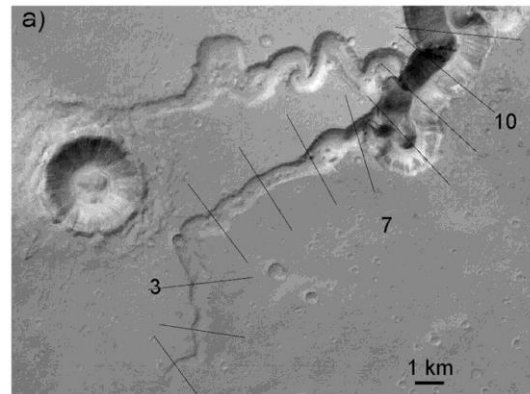
A felső szakasz kisebb mélysége és szélessége egyrészt természetes jelenség is lehetne, amely az erózió erősödését mutatná a folyóvölgy mentén. Ez a vízmennyiség folyásirányban várható növekedésével lehetne kapcsolatban. (Ezek a völgyek eltérnek az ún. áradásos völgyektől, amelyeknél a teljes vízmennyiség egyetlen, koncentrált forrásrégióban összpontosult.)

Hat vizsgált mellékvölgy közül négy mutat ilyen kettős morfológiát (3.5 ábra). Ugyanakkor az átmenet a felső és alsó szakaszok között egyes esetekben hirtelen történt, ami néhol egy éles, felszín alól kibukkanó réteggel esett egybe – de a kettő között nem feltétlenül van ok-okozati kapcsolat (lásd 3.8 ábra). Az elmetszett felszín alatti keményebb réteg pontos jellemzői nem ismertek, és ilyen képződmény csak nagyon kevés helyen bukkan ki.

A felső-alsó szakasz kettősségét a Shalbatana Vallis mellékvölgyei mentén négy esetben sikerült kimutatni (3.7. ábra). A 3.6. ábrán jól látható, hogy a kis lejtőszögű, sekély felső szakasz után ahol a meredek, alsó szakasz elkezdődik, az utóbbi látványosan, jelentős regolitterfogatot kierodálva jött létre. A kérdéses szakaszváltások térben nem csoportosulnak, és csak esetenként azonosítható olyan tulajdonság, amely karakterisztikusan kapcsolódik a felsőről az alsó szakaszra váltásra (felszín alatti réteg kibukkanása a 3.8 ábrán).

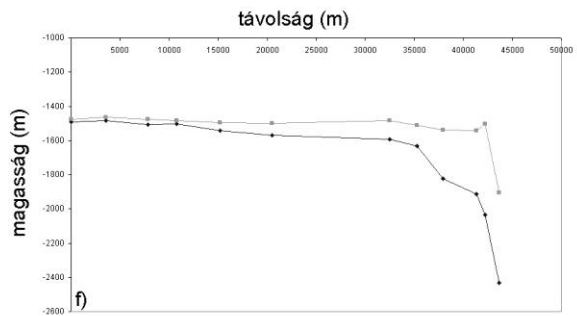
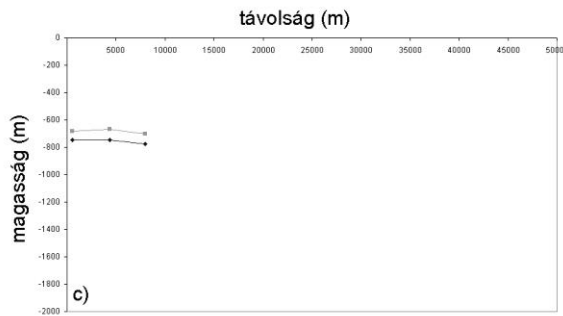
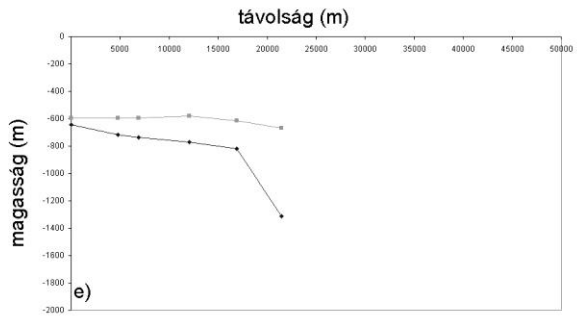
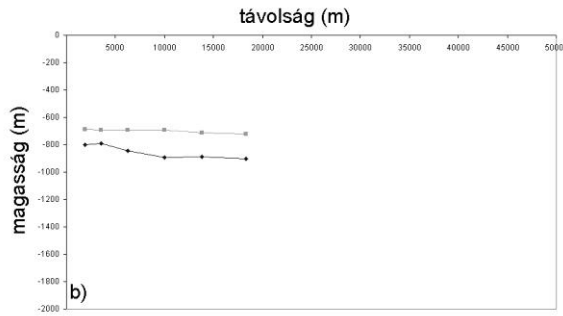
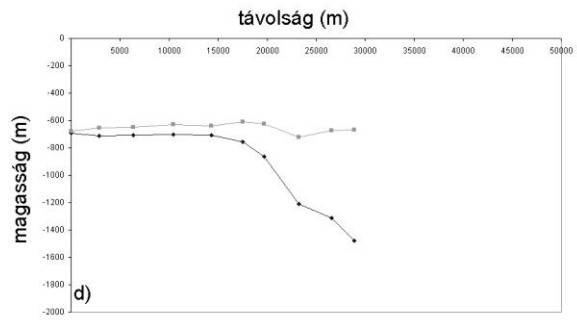
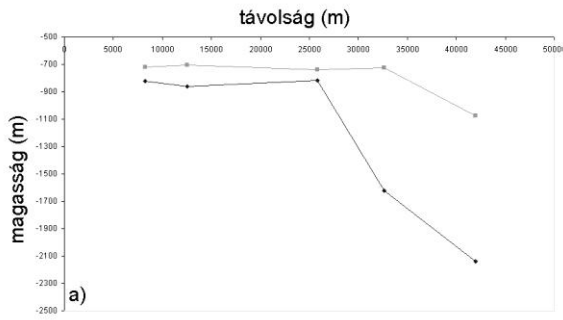


3.6 ábra. A mellékvölgyek két eltérő szakaszának sematikus topográfiai helyzete a Shalbatana Vallis mentén



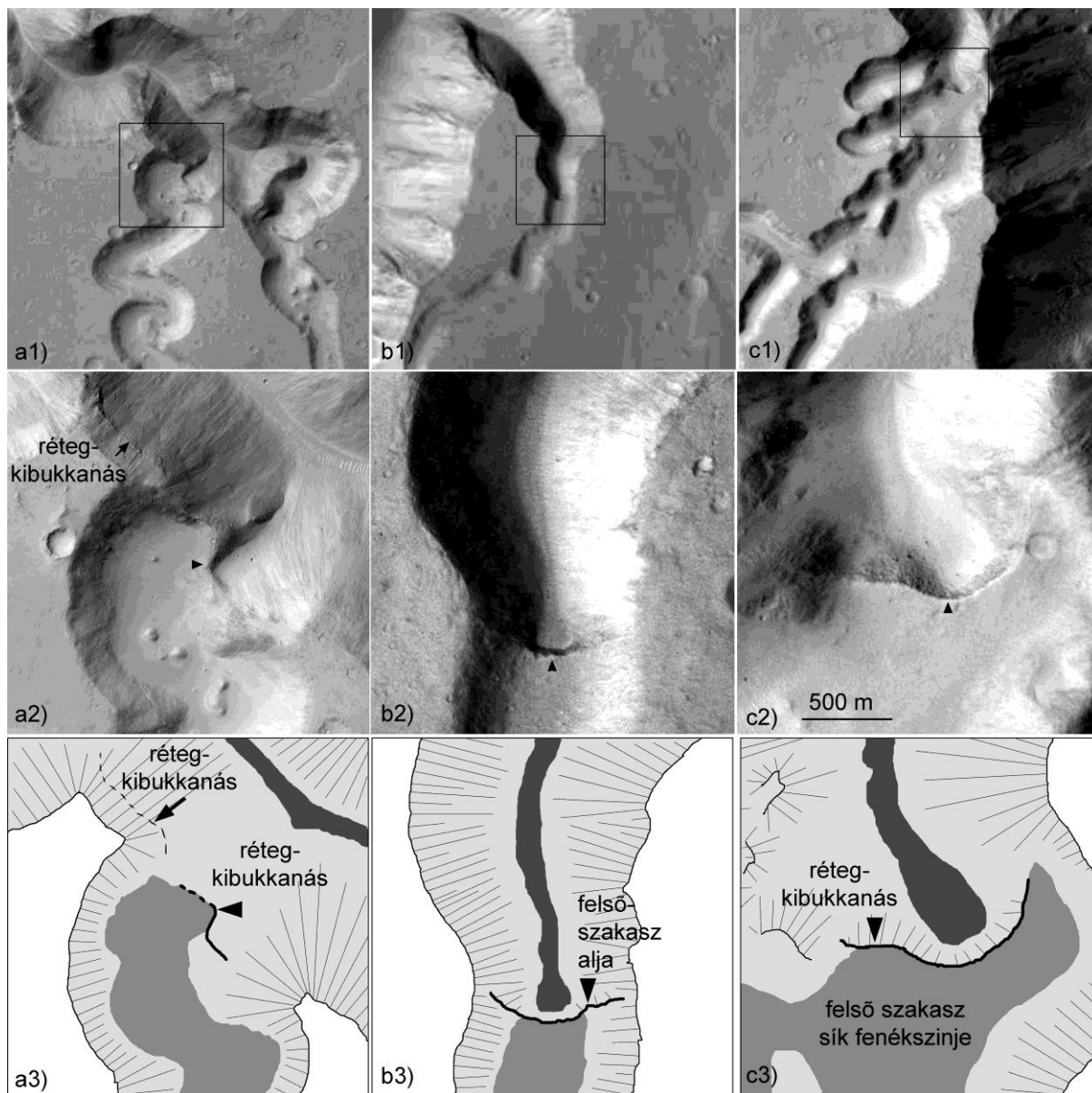
3.5 ábra Példa a két eltérő morfológiájú szakaszra: keresztmetsvények helye egy THEMIS-felvételen (a), a keresztmetsvények alakja 10-szeres függőleges torzítással (b), és a völgy hosszanti esésgörbéje (c)

A 3.8. ábrán látható éles kibukkanás (felszín alatti réteg, folyamatos fekete vonal a harmadik sorban) a két szakasz határvidékén mutatkozik. Mivel itt igen idős alakzatokról lehet szó, az ellenállóbb réteg jelenléte többféle módon is értelmezhető. A legegyszerűbb lehetőség, hogy egy ellenálló, mélyebben lévő réteggig hatolt a folyadékáramlás eróziója (felső szakaszok), majd ahol ez a réteg megsérült, ott mélyebb bevágódás történt (alsó szakaszok).



3.7. ábra. Néhány példa a kettős morfológiára az esésgörbénél a Shalbatana Vallis a, b, c, d, e, f mellékvölgyei esetében. A felső szakaszok sokkal kisebb lejtőszöget és kisebb mélységet mutatnak, míg az alsó szakaszok meredekebbek és szélesebbek. A fekete pontok a völgyfenék, a szürke pontok a völgyperem pozícióit mutatják.

Ugyanakkor egyéb forgatókönyv is elképzelhető. Több megfigyelés és modellszámítás utal arra (lásd a háttér-információkat ennek a fejezetnek az elején), hogy a korai nedves időszak sem volt kifejezetten meleg, és helyi esőzések, illetve jég megolvadása révén keletkeztek vízfolyások. Már ekkor krioszféra lehetett sok helyen a felszín alatt, ami (a földi permafroszthoz hasonlóan) megakadályozta a mélyebb bevágódást. Később a bolygó hűlt és szárazodott, még ritkábbak lettek a vízfolyások, a krioszféra pedig egyre nagyobb mélységig száradt ki. Csökkent a kőzetek állékonysága, ezzel a későbbi bevágódás mélyebbre hatolt, létrehozva az alsó szakaszokat. Utóbbi esetet vizsgálva érdemes szem előtt tartani, hogy a korai és a későbbi vízáramlások között több 100 millió év is eltelhetett, ami elegendő lehet a krioszféra kiszáradására.



3.8. ábra. Példák a felső és alsó völgyszakaszok kapcsolódására a Shalbatana Vallis mellékágai közül három esetben: (a) Shalbatana-e (PSP_008615_1830 kép), (b) Shalbatana-a (P06_003420_1860 kép), and (c) Shalbatana-b (P02_001930_1834 kép). A felső sor a területek áttekintő képe, a középső sor az alsó és felső völgyszakaszok találkozását 2x2 km-es területen, a harmadik sor a második sor grafikus értelmezése.

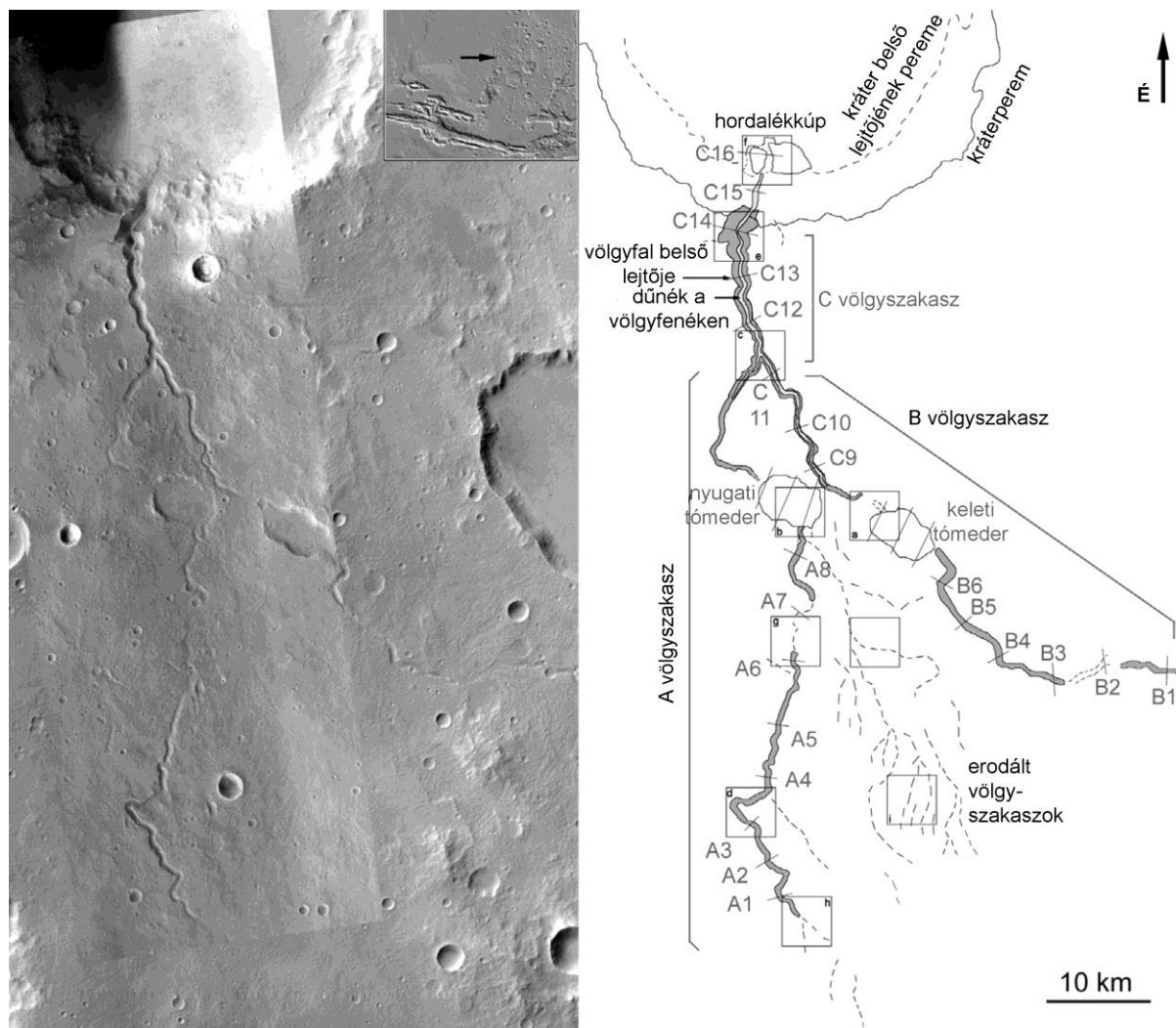
A két eltérő morfológiájú szakasz elképzelhető, hogy eltérő időszakban jött létre – azonban ezt bizonyítani nehéz, mivel a kráttersűrűség alapú korbecslés viszonylag bizonytalan ilyen kis területű alakzatokra, mint ezek a vizsgált folyóvölgyek. Emellett az alsó szakasz meredekebb részein a völgyfal állékonysága csekély lehet, amely ezért gyengén őrzi meg a krátereket, és így még nehezebb korbecslésre használni.

3.2. Eredmények egy közeli, névtelen völgyrendszeréről

A Xanthe Terra idős folyóvölgyei között (a fent említett Shalbatanától néhány 100 km-re) az é. sz. 5,2° és k. h. 301,4° térségében lévő, két nagy ágat tartalmazó, névtelen folyóvölgy esetében is mutatkozott kettős morfológia: a felső szakaszon végig keskeny és sekély völgyek, az alsó szakaszon szélesebb, folyásirányba szélesedő és mélyebb völgyek voltak jellemzőek.

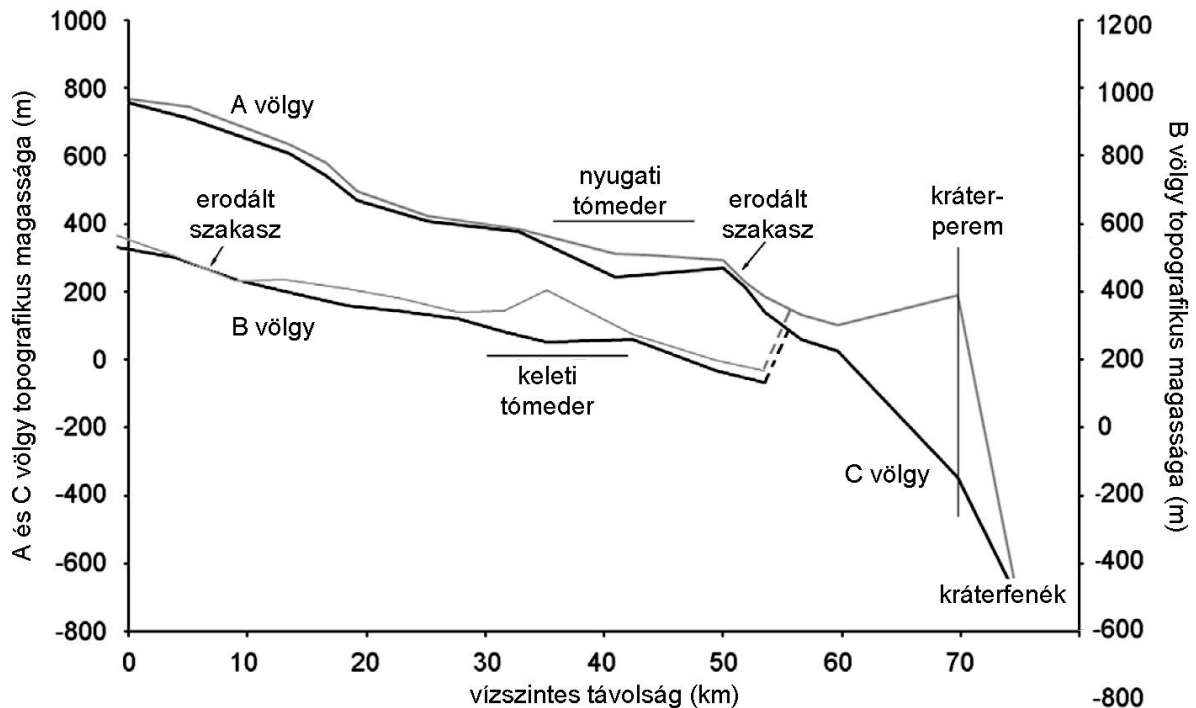
Az egykori vízfolyás két kisebb, átfolyó tómederre emlékeztető lapos mélyedést is érintett, valamint útja legvégén egy éles frontvonalú, üledékes legyezőben végződik, amely egy kráter aljzatán helyezkedik el – ez a mélyebb terület egykor feltehetőleg krátertő volt.

A terület vázlatos morfológiai kinézete, rajta a lehatárolt egységekkel a 3.9. ábrán tanulmányozható. Az A és B szakasz a két mellékágot jelöli, amelyek morfológiailag a völgyrendszer felső szakaszát képezik, míg a C egység a meredekebb alsó szakaszt mutatja.



3.9. ábra. A vizsgált terület képe (balra) a HRSC 1032 és CTX P03_002247_1847 képek alapján, és a területen azonosított egységek morfológiai értelmezése (jobbra), ahol a négyzetek további részletesebb elemzések helyszíneit mutatják. A területen halványabban további völgyszakaszok is sejthetők, jelezvén az egykor kiterjedtebb vízhálózatot. A befogadó kráterbe érkező völgy egy üledékes lerakódást hozott létre, amelynek anyagába később az erózióbázis süllyedése során a völgy bevágódott.

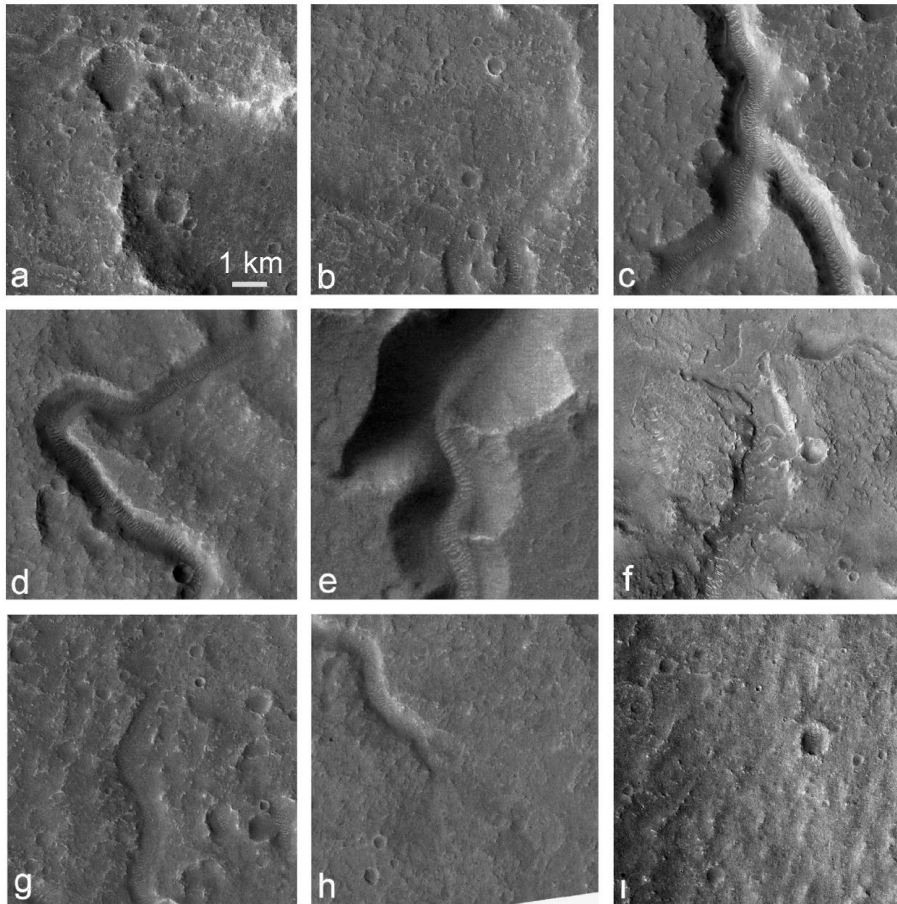
Az esésgörbét vizsgálva itt is lehatárolható a korábban említettekhez hasonlóan végig sekély és keskeny, kis lejtőszögű felső szakasz, valamint egy szélesebb, folyásirányba szélesedő és mélyebb, meredekebb esésű alsó szakasz. A völgyek szélességében jelentkező eltérés a 3.9. ábrán is jól látszik (a baloldali képen az A és a B jelű szakasz láthatóan keskenyebb a C jelűnél), az esésgörbe és a két potenciális tómeder helyzete pedig a 3.10. ábrán látható. Itt a két tómeder helyén megfigyelhető, hogy a tófenék formájában továbbhaladó mederfenék esése a két tónyom területén csökkent.



3.10. ábra. A folyóvölgy esésgörbéje (fekete szín a völgyfenék helyzetét, szürke a völgyperem helyzetét mutatja). A képen lejjebb látható 'B' völgyszakasz az ábrázoltnál magasabb topográfiai helyzetben található, de a könnyebb ábrázolás miatt 200 m-rel lefelé eltolva van, utóbbi magasságértékeit a jobb oldalon látható skála mutatja.

A völgyrendszer kinagyított részleteképei a 3.11. ábrán láthatóak. A völgy keletkezésének megértéséhez a krátergyakorosság-eloszlások alapján generált **korbecslések** is hozzájárulnak. Utóbbi eredményeinek összefoglalása a 3.12. ábrán tekinthető meg. Jól látható, hogy az A és B völgyek mért kráterkor-eloszlás görbéje csak a nagy krátereknél közelíti a környező terület eloszlásgörbéjét, a kisebb krátereket tekintve elhajlik tőle – ami arra utal, hogy az ilyen kisebb kráterek időbeli megőrződése gyenge, nehezítve a korbecslést.

A folyóvölgy végénél lerakódott éles peremű üledékes legyező idősebb a völgyfenéknél – ami nem reális, hiszen anyagát maga a völgyben áramlott egykori folyó rakta le, feltehetőleg a völgyfenék, mint üledékcsapda segítette a krátereket elfedő anyag felhalmozódását, látszólag megfiatalítva azt. Ez is jelzi, hogy a keskeny folyóvölgyek korbecslése igen nehéz. A kráterstatisztikai diagramok leolvasási módszere alapján a mért korértékek a 3 milliárd évhez közeledek az egykori folyóvízi aktivitás esetében, míg a völgyszakaszok falain jellemző 1-100 millió év közötti értékek a törmeléklejtőket borító törmelék keletkezési korát mutatják – ami feltehetőleg lényegesen későbbi, mint az egykori folyóvízi erózió.

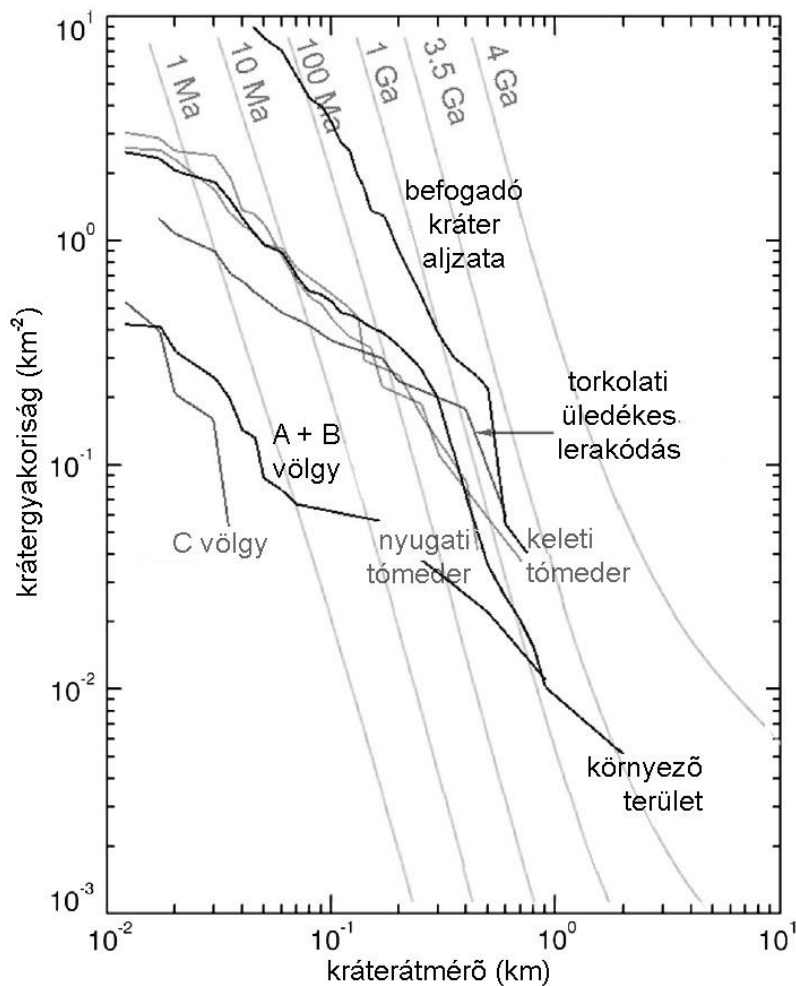


3.11. ábra. A 3.9. ábrán négyzetekkel jelölt 5x5 km-es méretű területek képei a CTX P03_002247_1847 felvétel alapján, mindegyik képen felfelé van észak.
A felvételek jellegzetes morfológiai elemeit mutatják a völgyrendszernek.

A 3.11. ábra képein az alábbi jellemzők ismerhetőek fel:

- a W jelű potenciális tómedence ÉK-i része jobbra lent látható
- az E jelű potenciális tómedence délkeleti része két beleérkező völgygel (lent)
- az A és B völgyszakasz összekapcsolódási pontja, ahonnan C völgyként haladnak tovább (felfelé), aljzatukat dűnék borítják
- az A jelű völgy látványos kanyarulata
- a C völgyszakasz egyre erősebben bevágódó része
- a C völgyszakasz elvégződése a befogadó kráterben lévő éles frontális peremű üledékes képződménnyel (a középső völgy mellett balra és jobbra)
- az A völgyszakasz egyik erodált részének képe
- az A völgyszakasz részlete az eredés környékén
- nehezen felismerhető, eróziósnak mutatkozó, egymással közel párhuzamos mélyedések és közöttük lévő kiemelkedések, amelyek elnyúltságának iránya megegyezik a völgyek irányával, amelyek lehetnek völgyek erősen lepusztult maradványai (lentől kissé balról felfelé, enyhén jobbra haladnak).

A fent bemutatott képek alapján sok helyen erős lepusztulást mutatnak a völgyek, amelyek közül több szakasz mára már talán nem ismerhető fel, ugyanakkor a mélyebb C szakasz általában jobb állapotban maradt meg. A völgyek eredésénél nem látszik olyan alakzat, amely a víz forrására utalna. Mindezek együttesen illeszkednek a völgyrendszer folyóvízi eredetének magyarázatához.



3.12. ábra. Az é. sz. $5,2^\circ$. k. h. $301,4^\circ$ térségben látható folyóvölgy és környezetének krátersűrűség-görbéi. Az egyes felszínformák eltérése főleg az eltérő krátermegtartási képességet mutathatja, valódi korkülönbség azonosításához nem ideális a pontosság (a Ga milliárd, a Ma millió éveket jelent).

Távlati kutatási lehetőségek: A bolygó többi völgyeire végzett hasonló vizsgálatok elvben globális szinten fellépő hasonlóságokat is mutathatnak. Továbbá, ha ezen képződmények között sikerül olyan nagyobb területű völgyeket azonosítani, amelyeknél kis hibával végezhető krátersűrűség alapú korbecslés, a két szakasz esetleges eltérő keletkezési ideje igazolható, meghatározható és összehasonlítható a bolygó fejlődéstörténeti jellemzőivel mind az éghajlat, vízforrás, valamint a felszíni anyag erodálhatóságának változásával. Utóbbi elsősorban a felszín alatti krioszféra jellemzőinek változását jelenti: geológiai időskálán megjelenhet, illetve eltűnhet a felszín alatti, a kőzetek repedéseibe fagyott jég – ez a változás pedig erősen befolyásolja a regolit erodálhatóságát.

4. Folyóvölgygel kapcsolatos morfológiai elemek keletkezési korának becslése

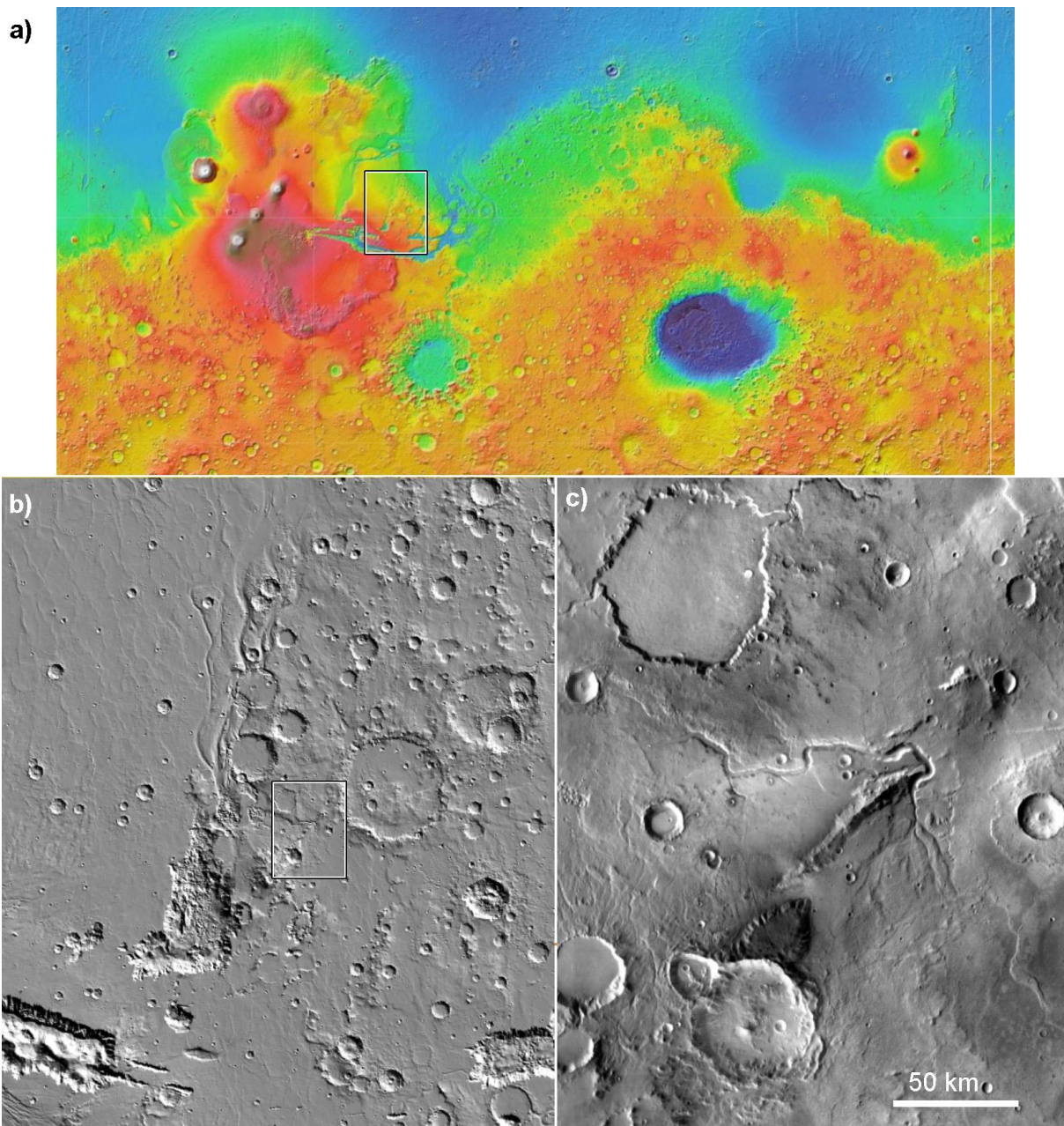
2. tézis: *A Xanthe Terra é. sz. 0,4° k.h. 301,3° koordináta közelében lévő névtelen völgyhálózat területén végzett korbecslések alapján lehatárolt felszínformák a marsi éghajlat hosszú távú változásait tükrözik. Ezen új mérések az éghajlat és a felszínalakulás esetében egy korábban térben kiterjedt, később pedig térben koncentráltabb vízforrások megjelenését igazolják. (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi 2014)*

A munka **célja** egy korábban még nem vizsgált folyóvölgy környéki területen sokféle, eltérő korú felszínforma azonosítása egymás közelében, ami ideális lehetőséget teremt a bolygó fejlődéstörténetét jellemző főbb események azonosítására és abban a folyóvizi aktivitás elhelyezésére. A viszonylag kis területen mutatkozó alakzatok révén biztosabban elemezhetőek ezen változások nyomai, és erősíthetők meg a bolygón várt hosszú távú környezeti változások. **Saját munka:** minden munkafázis.

Háttér-információk: A Mars fejlődése során viszonylag jól elkülöníthető periódusokban más-más felszínfejlődési „módban” játszott kulcsszerepet a H₂O (Hartmann és Neukum, 2001). A legkorábbi időszakban (noachi kb. 4,1-3,7 milliárd éve) a kiterjedt vízforrások (esőzések?) nyomán keletkezett sok kisebb folyásnyom, amelyek nem alkottak kiterjedt, összefüggő integrált rendszert (bár 10-100 km-es méretskálán összekapcsolódnak), és a bolygó idős területein szinte mindenhol, de főleg alacsony és közepes bolygórajzi szélességen fordulnak elő. Igaz, idős koruk miatt több területen is csak szakadozottan, erősen lepusztult formában figyelhetők meg. Később (heszperi időszak, definíciótól függően 3,7-3,0 avagy 3,7-2,0 milliárd éve) kevesebb és nagyobb folyásnyom keletkezett, részben felszín alatti vízforrásokkal kapcsolatban, ennek megfelelően sok a vulkanikusan fűtött területekről (Tharsis-hátság, Elisium-hátság, Hellas-medence környéki vulkánok) indul ki.

A bolygó fejlődéstörténete során még később (amazoni utolsó időszak napjainkig) általános szárazság volt jellemző, amelynek során a korábban felhalmozódott jég sok helyről elszublimált, de már nem olvadt meg. Mivel a bolygó sok területén igen hosszú geológiai időskálán gyenge volt az aktivitás, rendkívül idős nyomok is megmaradtak az egykori folyamatokból, ennek megfelelően széles időskála vizsgálható, akár egy szerencsésen kiválasztott kisebb területén is. Ezen tézispontban vizsgált területen lévő folyóvölgyeket korábban még nem elemezték, ennek megfelelően esély mutatkozott rá, hogy a munka fontos új eredményeket is felmutathat.

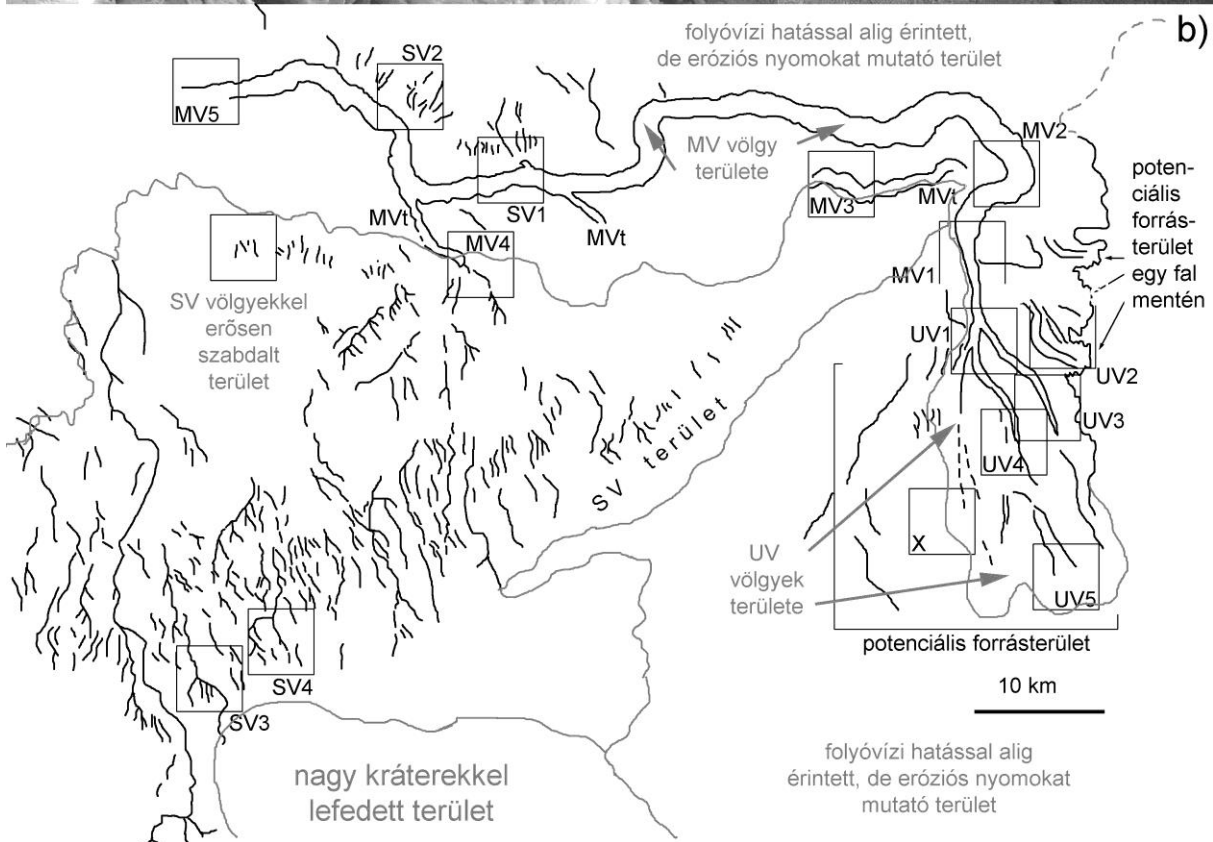
Munkamódszer: A vizsgált terület a Xanthe Terra vidékén, a d. sz. 0,4° k. h. 301,3° koordináta környékén található, áttekintése a 4.1. ábrán látható, amelyen délnyugatról északkeletre egy hegyvonulat húzódik, és mellette völgyek hálózata látható. A morfológiai elemzések a B05_011701_1792 és P17_007640_1805 CTX felvételek alapján készültek. A képek vizsgálatára HiVIEW, Surfer és Imagemagick szoftvereket használtam. A korhatározás során végzett becslések jelentős bizonytalanságokat tartalmaznak, azonban mivel csak nagyságrendi különbségek azonosítására használtam őket a sztratifráfia alapján meghatározott szuperpozíciós viszonyok kiegészítéseként, durva közelítésként hasznos eredményt adtak. A névtelen folyóvölgy vizsgálatakor 16 keresztmetszelvényt vettem fel, 1313 krátert digitalizáltam, míg a Shalbatana Vallis mellékvölgyeinél 43 szelvényt vettem fel, és 2339 krátert digitalizáltam.



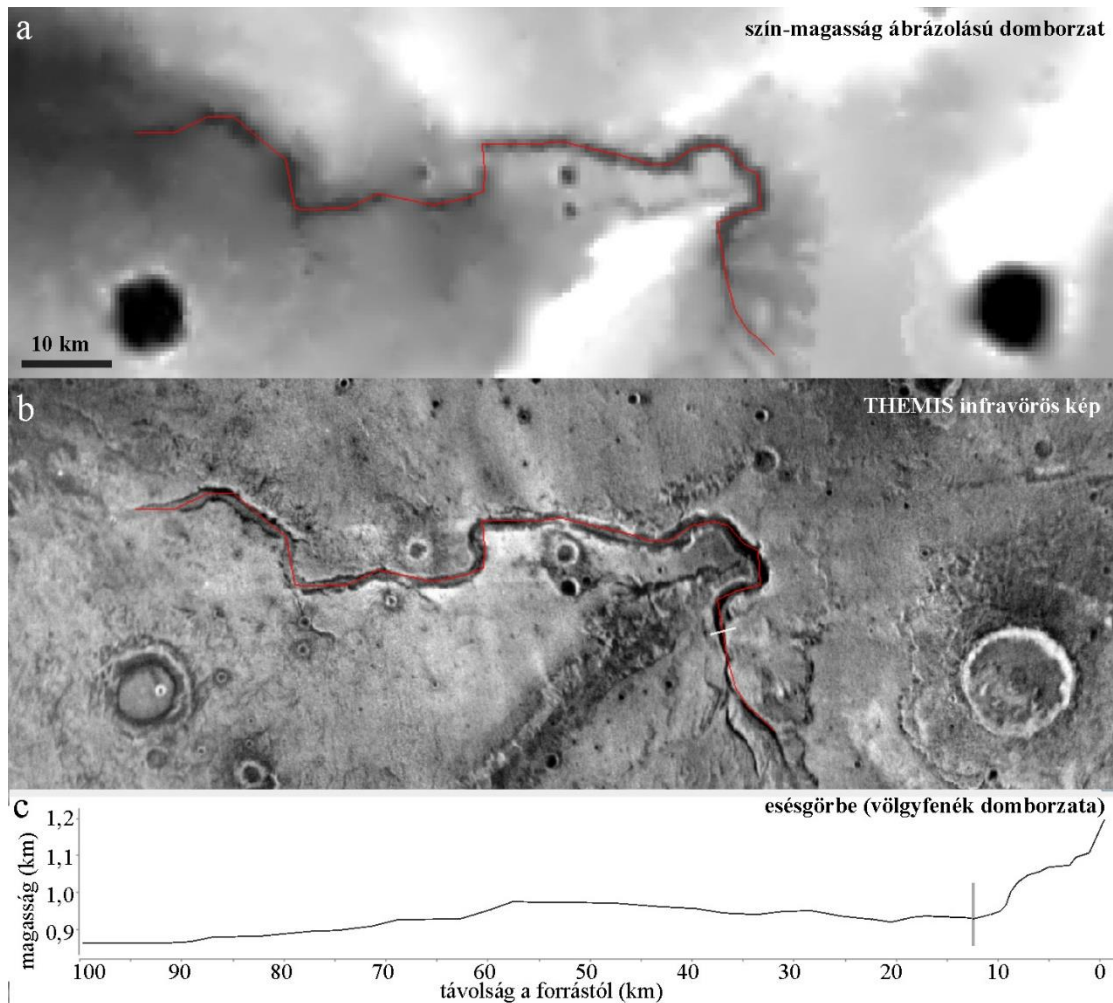
4.1. ábra A vizsgált terület helyzete a Mars színmagasság ábrázolású térképén (a) és a folyóvölgy tágabb (b) és szűkebb környezetét (c) domborzatárnyékolásos képeken.

4.1. Eredmények

Az egykori folyóvízi felszínformálás által érintett vidéken az alábbi eltérő morfológiájú területegységeket sikerült lehatárolni: fő fluviális völgy, ennek felső szakaszába torkolló mellékvölgyek, felső szakaszt alkotó mellékvölgyeket övező areálisan erodált terület, legkisebb és legnagyobb számban mutató völgyek, környező és a folyóvízi erózió által nem érintett vidék. A térségben egyenetlen felszínű, kiemelkedő területek egy délnyugatról északkelet felé húzódó hegyvonulatot alkotnak, amelynek felszínén a kisebb völgyek nagy számban fordulnak elő. A terület déli részén több összekapcsolódó völgy kanyarog, közöttük néhol eróziós barázdákkal szabdalta közel sík vidékkel, amelyen szintén fellépett vízáramlás okozta erózió, de nem jöttek létre jellegzetes völgyek/medrek, azonban kisebb eróziós „barázdák” megfigyelhetők (4.2. ábra).

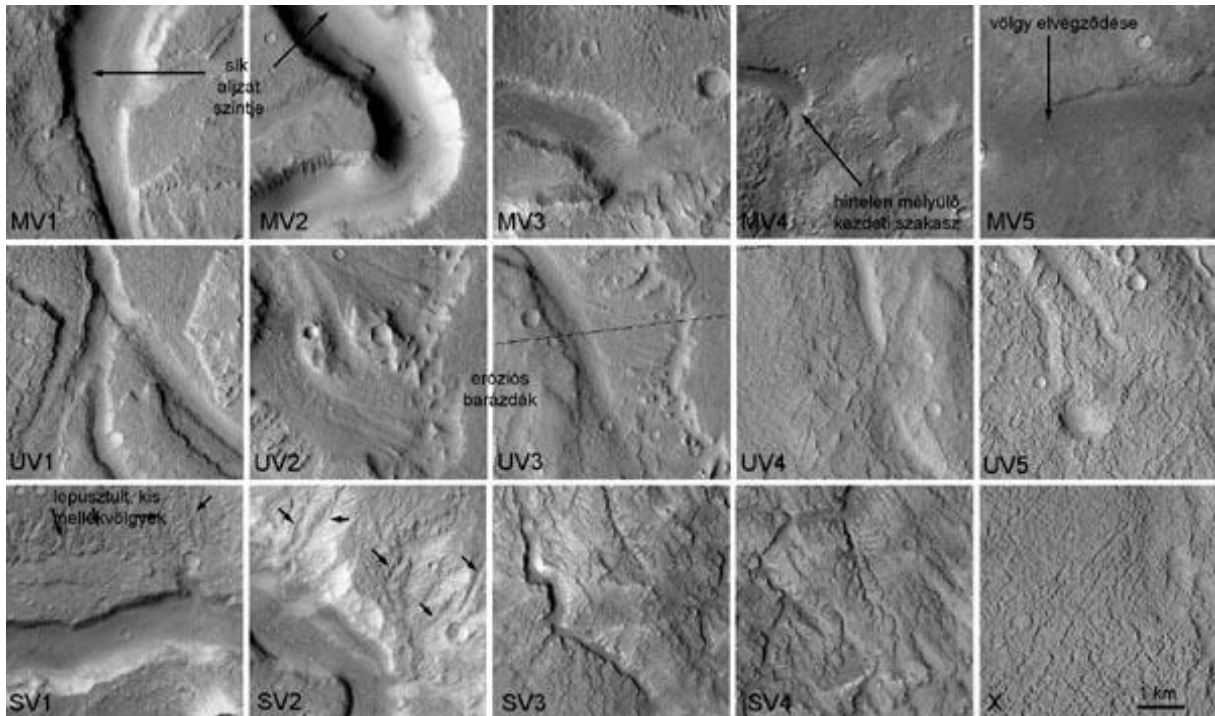


4.2. ábra. A vizsgált völgyrendszer áttekintő képe egy HRSC-felvételen (a), és az azonosított fluviális képződmények helyzete (b). Az alsó részen bekeretezett területek kinagyított részletei a 4.4. ábrán láthatók. A szürke szín az egyes vizsgált egységek határát mutatja.



4.3. ábra. A vizsgált völgy és környezetének szín-magasság ábrázolású képe (fent), valamint egy THEMIS éjszakai infravörös felvétel ugyanarról a területről (középen), és az esésgörbe (lent).

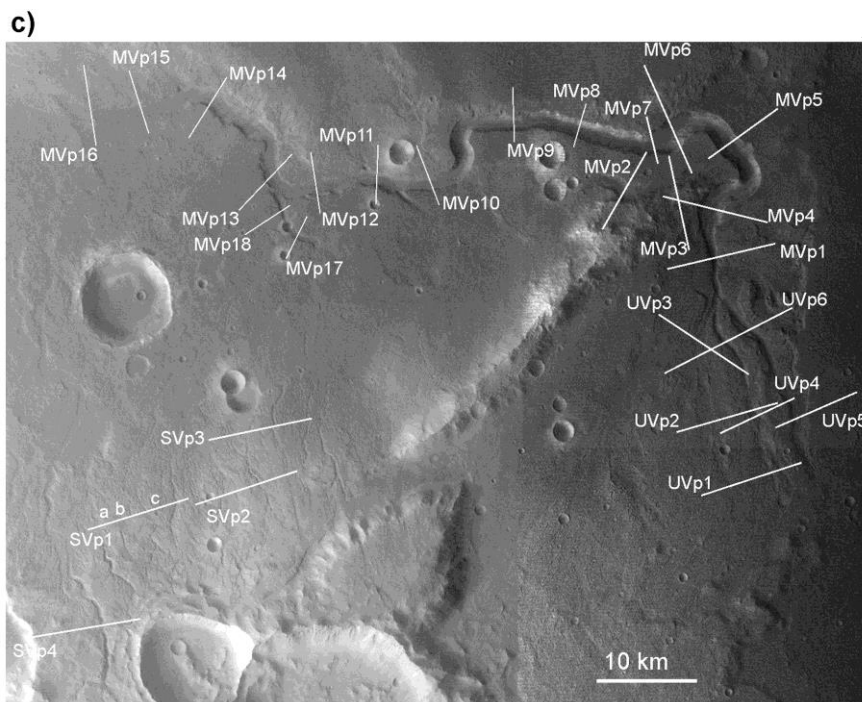
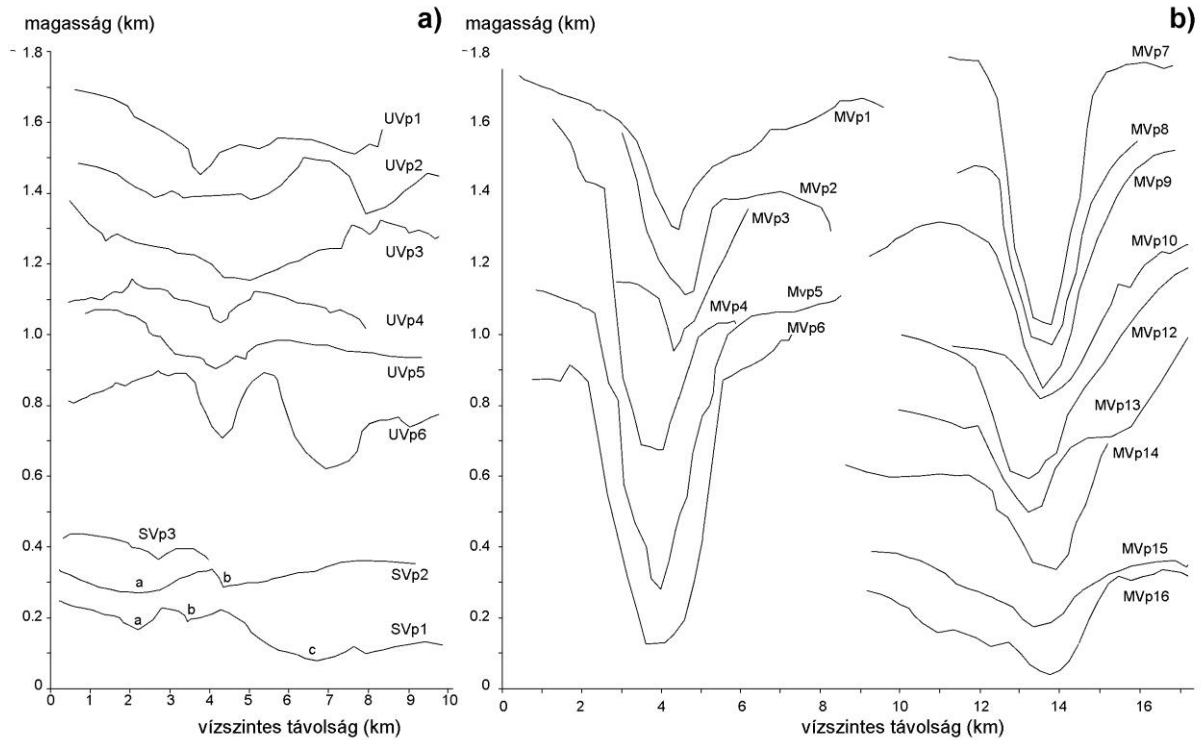
A három eltérő völgytípusok jellemzői a 4.1. táblázatban láthatóak. Az idős kiemelkedés területén a legkisebb és legsűrűbb völgyek figyelhetők meg („scattered valley”, SV-vel jelzett alakzatok, 4.2. ábra bal alsó fele), amelyek egykor talán összefüggő hálózatot alkottak, de később erősen lepusztultak, ezért ma már csak néhány esetben azonosítható egymással összekapcsolódó jellegük (SV1, 2, 3, 4 bekeretezett területek). A fő völgy felső szakasza (UV alakzatok, 4.2. ábra jobb oldali része) több mellékágból áll, amelyek közötti nagyjából sík területeken kisebb eróziós „barázdák” is azonosíthatóak. A fő völgy a legszélesebb legfeltűnőbb alakzat a térségben (MV jelölés, 4.2. ábra felső rész, esésgörbéje a 4.3. ábrán látható). Három esetben a fő völgybe hozzá hasonló morfológiájú (széles, lapos) mellékvölgyek kapcsolódtak (MV alakzatok).



4.4. ábra. 5x5 km-es példák a három eltérő völgycsoportra (1. sor: MV, 2. sor: UV, 3. sor: SV) a B05_011701_1792, P13_006282_1771, B05_011701_1792, B04_011345_1794 CTX felvételek alapján. A képeken észak felfelé van, a bemutatott területek helyzete a 4.2. ábrán tekinthető meg.

Az eltérő morfológiai jellegekre a 4.4. ábra mutat példákat. A fő völgy (main valley, MV) részletképein (főleg MV1, MV2) jól látható, hogy viszonylag meredek a völgyfala (amelyet nagy felbontású képeken lefelé mutató sávzottságú omlásos törmeléklet borít), emellett egy látványos kanyar révén kerül meg a DK-ÉNy irányú hegyvonulatot (MV2 részletkép), és két rövid mellékvölgye (MV3, MV4) is a fő völgyhöz hasonló morfológiájú (széles, viszonylag meredek peremű keresztmetszvény). Az MV elvégződésénél nem látható üledékes alakzat, a völgy fokozatosan „tűnik el” a síkság területén.

Az UV csoport völgyei (4.4. ábra, középső sor) közelében olyan eróziós barázdák is mutatkoznak, melyek areális lefolyásra utalnak. Itt tehát térben kiterjedtebb lehetett a vízforrás. Hasonló az MV esetében nem várható, az SV csoport esetében pedig a területi eloszlás alapján még inkább jellemző lehetett a nagy területű, kiterjedt vízforrás léte. A legkisebb (és mint később látható, legidősebb) SV völgyek sűrű hálózatot alkotnak, sok esetben hierarchikusan összekapcsolódnak egymással (SV3, SV4), számos mellékág kapcsolódik hozzájuk, térbeli eloszlásuk közel egyenletes az idős és meredek, egyenetlen felszínű vidékeken. Helyenként meredek fallal vágódnak be az alapkőzetbe (SV3), de általában viszonylag sekélyek – igaz idős koruk miatt jelentős erózió mehettek keresztül.



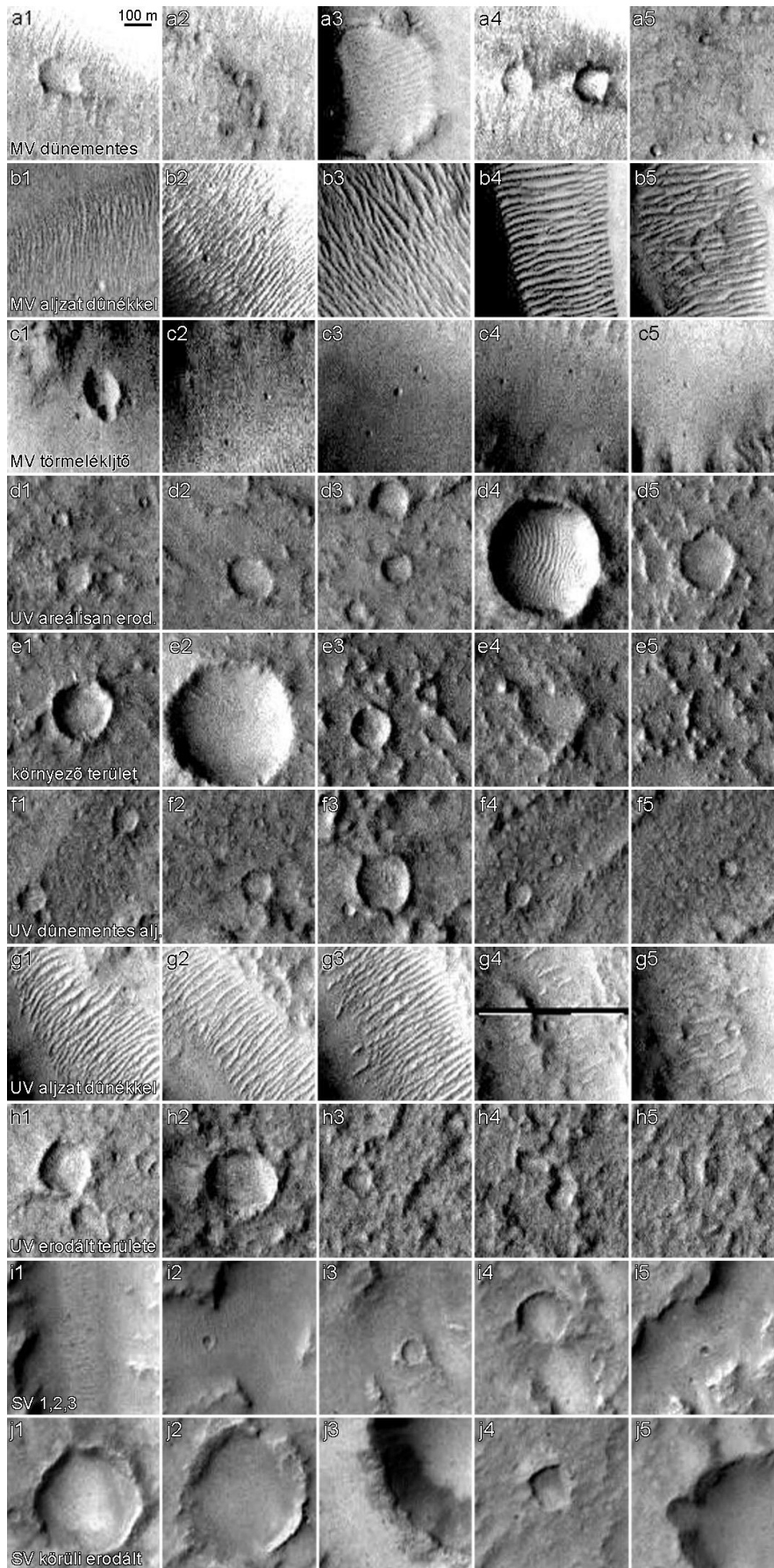
4.5. ábra. A vizsgált völgyek keresztmetsvényei 10-szeres függőleges torzítással az UV és SV csoportból (a), az MV völgy mentén (b), és a kérdéses profilok futása a területen (c). Az egyes keresztmetszvények az ábrán lefelé haladva folyásirányban következnek egymás után.

4.1. táblázat. A három fő völgykategória jellemzői.

Elnevezés	Szélesség (m)	Hossz (km)	Mélység (m)	Völgyek térköze (km)	Kapcsolat egyéb területi egységekkel
MV (fő völgy)	1000-2000	84	400-800	egyetlen ága van	környező lávasíkságba bevágódott, UV- és SV-nél fiatalabb
UV (felső völgyek)	100-4000	<18	50-200	4-6	környező lávasíkságba vágódott
SV (elszört kis völgyek)	<300	<10	<50	1-3	lávasíkságnál idősebb területekbe vágódott

Az elkülönített völgyek elnevezése és jellemzőik a 4.1. táblázatban olvashatóak. Ezek szerint a kinézet és területi elfordulás alapján lehatárolt típusok morfológiailag is mutatnak különbségeket. A keresztmetszvények eltérő kinézetére a 4.5. ábra mutat példákat. Jól látható, hogy az SV és UV völgyek a legváltozatosabbak, viszonylag kisebb méretűek, és igen eltérő a megjelenésük. A fő völgy (MV) esetében volt a legintenzívebb az erózió, itt lett a legmélyebb a bevágódás. Az is látható, hogy a fő völgy az elvégződése felé közeledve egyre laposabb lesz, és lassan, fokozatosan „tűnik el” (4.4. ábra MV5 részletkép, a 4.5 ábra közepén az egymás alatti keresztmetszvények ellaposodása jól megfigyelhető).

Az eltérő völgyek várhatóan eltérő keletkezési korát a területi krátorszűrűség alapú korbecsléssel elemeztem. Ehhez az elkülönített morfológiai egységeken végzett krátorszámolás eredményei a 4.2. táblázatban tekinthetők át, maga a krátorszámolás a 6 m felbontású CTX képeken ideálisan elvégezhető. Ennél a fajta munkánál fontos a terület pontos lehatárolása és annak megállapítása, hogy az adott kráter pontosan az elemzett felszíni egység része legyen, tehát egyértelműen azon helyezkedjen el. Ez ott kiemelt jelentőségű, ahol két felszíni egység részben „keveredik” egymással. Esetünkben például körültekintően kell megállapítani, hogy a völgy aljzatán lévő kráter az ott előforduló dűnéknél idősebb avagy fiatalabb – mivel az első a völgy keletkezési korával, a második a dűnék lerakódási korával kapcsolatos.



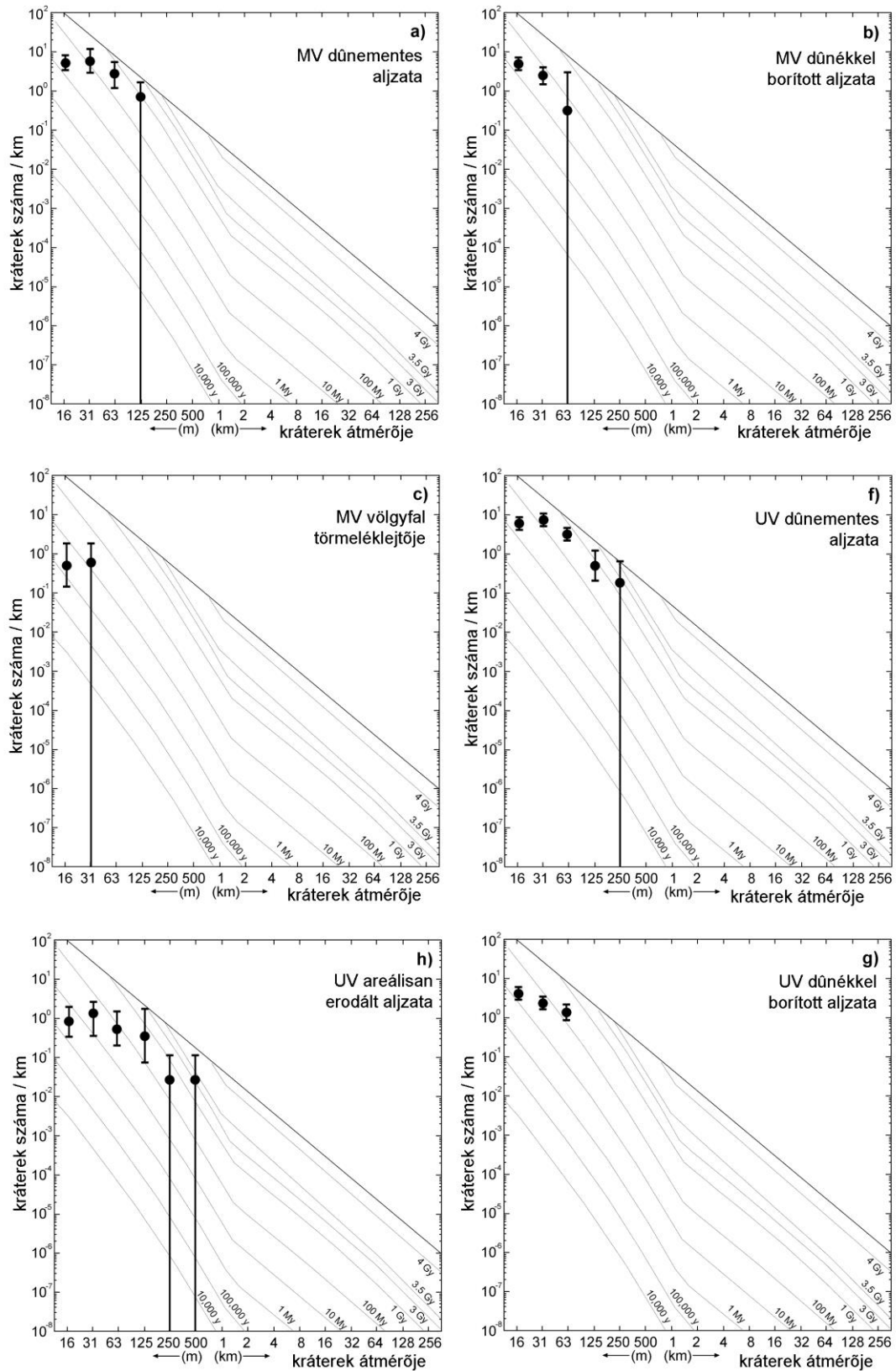
4.6. ábra. Az egyes vizsgált terület egységek (sorok) az MRO űrszonda CTX detektorával készített B05_011701_1792 képének 500x500 m-es részletein.

A 4.6. ábra a különböző egységeken vizsgált kráterekre mutat példákat. A nagyobb kráterek általában idősebb alakzatok. A b5 képen dűnével befedett és azoknál idősebb a kráter. Az e4, e5, h4, h5 képeken látható alakzatok kráternek kinéző, de erősen lepusztult, biztosan nem azonosítható képződmények, ezért nem szerepelnek a statisztikában. Az ábrán az alábbi egységek részletei láthatóak:

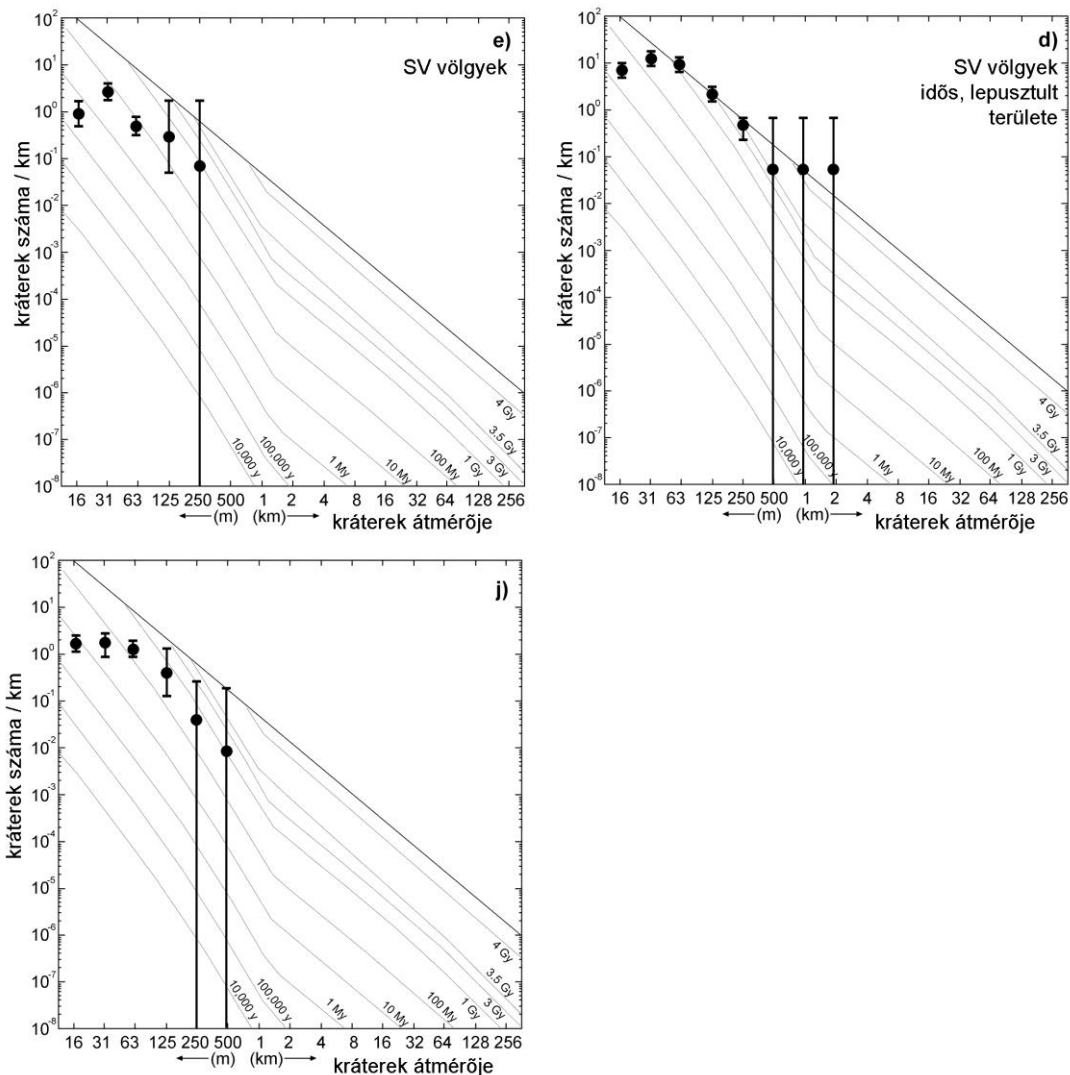
- a) az MV egység dűnementes aljzata
- b) az MV egység dűnével fedett aljzata
- c) az MV egység peremén lévő törmelékletői
- d) az UV egység areálisan erodált területe
- e) a környező, fluviálisan nem befolyásolt terület
- f) az UV egység dűnementes aljzata
- g) az UV egység dűnével fedett aljzata
- h) az UV egység nem fluviális erózió által átalakított, felülírt területe
- i) SV 1, 2, 3 völgyek térsége
- j) SV egység területe

4.2. táblázat. A kráttersűrűség alapú kormeghatározás során felhasznált területek jellemzői (* a becsült modellkor millió évben értendő).

Terület neve	Keletkezés morfológia és sztratigráfia alapján	Kráterek általános jellegzetessége	Terület (km ²)	Kráterek száma	Max. kráter méret (m)	Becsült modellkor (*)
MV dűne- és törmelékmentes aljzat	fluviális erózió által létrehozott eredeti aljzat	erodált, lepusztult kráterek	5,7	97	133	800-1200
dűnék MV aljzatán	szél szállította dűnék	kevés és csak kis kráterek	3,3	22	70	60-100
MV fal	friss kinézetű lejtő törmelékmozgástól	kevés és csak kis kráterek	16,2	21	33	5-15
UV aljzat	a felsőszakasz folyóvízi eróziója nyomán kivájt mélyedések feneké	erodált kráterek változatos mérettel	2,9	58	191	800-1200
UV areálisan erodált vidéke	felső völgyszakaszokban párhuzamos „barázda mintázat”	erózió nyomán kevés kis kráter	46,2	153	391	600-1500
dűnék UV aljzatán	szél szállította dűnék kora az UV völgyek aljzatán	kevés és csak kisméretű kráter	20,6	27	79	80-200
SV völgyek	erősen lepusztult, egyenetlen felszínbe vágódott völgyek	nagy, de kevés felismerhető kráter	22,2	103	239	2000-3500
közeli síkság	szomszédos síkság, fluviális eróziós nyomok nélkül	nem fluviális erózió befolyásolta a kráterek kinézetét	73,0	319	394	800-1200
SV völgyek körüli felszín	egyenetlen felszín, amelybe az SV völgyek vágódtak	legtöbb nagy, de erősen lepusztult kráter	13,4	466	1501	3500-4000



4.7. ábra. Kráttersűrűség alapú koreloszlásgörbék a vizsgált területi egységekre. A pontokon áthaladó függőleges szakaszok a hibák nagyságát mutatják, amelyek egyes esetekben a módszer jellemzői nyomán magasak, azonban nagyságrendi becslésre (az izokron kiválasztására) használhatóak.



4.7. ábra (folytatás). Kráttersűrűség alapú koreloszlásgörbék a vizsgált területi egységekre. A pontokon áthaladó függőleges szakaszok a hibák nagyságát mutatják, amelyek egyes esetekben a módszer használata nyomán magasak, azonban nagyságrendi becslésre (az izokron kiválasztására) használhatóak.

A 4.7. ábra görbéi a lehatárolt felszíni egységek krátereloszlását mutatják. A görbék értelmezésénél szem előtt kell tartani, hogy a kisebb kráterméretek irányába haladva az eloszlás balra „lehajlik” z izokronhoz képest, részben az erózió miatt, mivel a kisebb kráterek könnyebben elpusztulnak, valamint mert a kisebbeket nehezebb azonosítani (képproblémák, sajátos domborzat stb. a kisebb kráterek azonosítását esetenként jobban megnehezítik). Ennek megfelelően a nagyobb méretű kráterek jelzik jobban az adott terület korát, ugyanakkor itt nagyobb is a bizonytalanság. A földi geológiai korokhoz viszonyítva az értékek igen pontatlanok, azonban marsi viszonyok között ilyen pontosság általános, és esetünkben a célnak (képződmények kronológiai vizsgálata és más alakzatokhoz hasonlítása) megfelel.

A környező terület esetében az UV és MV völgyek melletti felszínt elemezve, azok kora hasonló (800-1200 millió év, igaz bizonytalansággal) a völgyekéhez, míg az SV völgyek környezetének esetében pedig az SV völgyekéhez (3500-4000 millió év) közelebb.

Az SV völgyek elszórt, nagyobb vízfolyássűrűséget mutató jellege kiterjedt vízforrásra utal, amely ellentétben áll az UM és MV völgyek lokális eredetétől. Míg az első esetben az összes

SV völgy lényegesen kisebb, az UV és MV völgyek sokkal nagyobb vízhozammal bírtak. A korbecslések alapján ezek a morfológiai jellegek illeszkednek a bolygó általános fejlődéstörténetébe, és az ebben fontos éghajlati változásokhoz. Elméletileg nem lehetetlen, hogy hasonló klímán keletkeztek az eltérő korú völgyek, ugyanakkor ez valószínűtlen, részben az eltérő morfológia miatt, továbbá részben azért, mert a Mars fejlődéstörténetét leíró modellek alapján a 3,5-4,0 milliárd évvel ezelőtti időszakok klimatikus jellemzői alapvetően eltértek az 1,2-1,5 milliárd évvel ezelőtől. Mivel a két völgytípus kiterjedt, több 100 km átmérőjű területen különíthető el, ezért feltételezünk klimatikus adottságok hatását kialakításukban. A völgyek aljzatán azonosítható dűnék és a peremen látható lejtős tömegmozgással keletkezett törmelék sokkal fiatalabb korú, az ezt létrehozó folyamatok száraz klimatikus viszonyokkal egyeztethetők össze.

Az eredmények alapján sikerült a Mars fejlődéstörténetének több fontos eseményét is rekonstruálni a korbecslések segítségével, az így azonosított sorrend egyezett a más területek elemzéséből, más szerzők által közölt eredményekkel. A 4.2 táblázat alapján az SV völgyek valamivel fiatalabbak, mint az a terület, amelyre belevágódnak. Ez elméletileg várható is, ugyanakkor a kráterstatisztika alapján végzett korbecslések bizonytalanok, továbbá magukra a kis területű völgyekre könnyen adhatnak fiatalabb kort, mint ami azok várható valódi kora. Utóbbi oka, hogy a relatíve kis területek korbecslését erősen befolyásolja, hogy kis eséllyel esik egy-egy nagyobb kráter oda, tehát nagyobb eséllyel mutatkozik inkább fiatalabbnak egy ilyen kis terület, mint idősebbnek. Ennek megfelelően szakmai körökben szokás az SV völgyekhez hasonló kis folyásnyomok korát annak a területnek a korával jelezni, amelybe belevágódnak. Ezek szerint az SV völgyek a bolygó fejlődéstörténetének korai időszakában keletkeztek (4,0-3,5 milliárd éve, avagy 3,5-2,0 milliárd éve – azaz eséllyel 3,5 milliárd év körül) kiterjedt vízforrás (esetleg csapadék hullás) révén, amely a vizsgált idős területen egyenletesen, közel „mindenhol” jelentkezett. Ez jól egybevág a korai, mainál nedvesebb körülmények feltételezésével.

Lényegesen később keletkeztek az UV és MV csoport völgyei. Ebben az időszakban már egyedi, lokális vízforrások nyomán alakultak ki folyóvölgyek. Az UV és MV csoport tagjainak korbecsléséből feltehetőleg az idősebb értékek lehetnek a reálisak, azaz legalább 1,5-1,2 milliárd évvel ezelőtti eseményekről lehet szó (a bizonytalanságok miatt ennél idősebb kor sem zárható ki. Az UV és MV völgyek közül a sztratigráfia alapján az MV keletkezett később. Itt főleg az MV morfológiája alapján a felszín alatti vízmozgás is valószínűsíthető, amit sok helyen feltételeznek a bolygón a korai, nedves időszakot követő periódusra.

Még később keletkeztek a dűnék, amelyek kora több eltérő területen is 80-200 millió év közötti. Ekkor már jó ideje jellegzetesen száraz volt a bolygó. Utolsóként a völgyek meredek peremi lejtőin keletkezett törmelék, ennek kialakulási kora 5-15 millió év. A lejtők stabilitása kevéssé ismert a Marson, de elméletileg várható, hogy a kráterek élettartama a lejtőkön rövidebb, mint a közel vízszintes felszíneken. Ezeknek megfelelően az itt mért korok főleg minimális kornak tekinthetők. A módszer tehát itt bizonytalanabb, ugyanakkor a kapott koradatok nagyságrendje így is érdekes információt adhat. A vizsgált esetekben 5-15 millió éves kor egy vagy két nagyságrenddel fiatalabb a területen mért második legfiatalabb korcsoportnál: a dűnék 80-200 millió éves koránál. A részben elpusztult kráterek hiánya a lejtők stabilitására utal a térségben. A völgyek falának meredeksége változó, legkisebb az SV és UV, legnagyobb az MV völgyek esetében, maximálisan 26°-28°, de az esetek többségében 5° és 15° közötti. Torzult kráterek azonban gyakorlatilag nem mutatkoztak a törmelék lejtőkön, ezért valószínűsíthető, hogy a becsült kor nagyságrendileg releváns.

Mindezek a korbecslések egybevágóan a Mars fejlődéstörténetének jellegzetes adataival, bár az UV és MV völgyek keletkezési kora egy folyóvízi eróziót ritkán mutató időszakra datálható.

Távlati kutatási lehetőségek: Perspektivikus kutatási témakörök nagy számban vannak ebben a témakörben. Jelenleg már elérhetőek olyan majdnem teljes lefedettséget mutató képi és domborzati adatbázisok a Marsról, amelyek alapján szinte bármely folyóvölgy könnyen elemezhető. Ezek részletes vizsgálata az elérhető völgyeknek csak 10-20%-ánál (főként a nagyobb völgyeknél) történt meg, és szisztematikus morfológiai összehasonlítás is kevés született. Ha a morfológiai elemzéseket korbecsléssel összekötve sok egyéb helyen azonosíthatóak korfüggő morfológiai jelek, ezek együttes elemzése a bolygó globális éghajlati változásaival kapcsolatos felszínalakulás jellegére, esetleg annak regionális különbségeire utalhat. További jelentősége a vizsgált völgyrendszernek, hogy a Marson általában jellemzően gyenge a felszínalakulás, és ezen terület szerencsés helyzete miatt itt igen széles korszak elemezhető különféle alakzatokkal. A közelmúltban született nagy felbontású (HiRISE) felvételek nyomán pedig az egyes felszínformák sztratigráfiai, szuperpozíciós viszonya is tanulmányozható, ami további támpontokat adhat a fejlődéstörténet rekonstrukciójához.

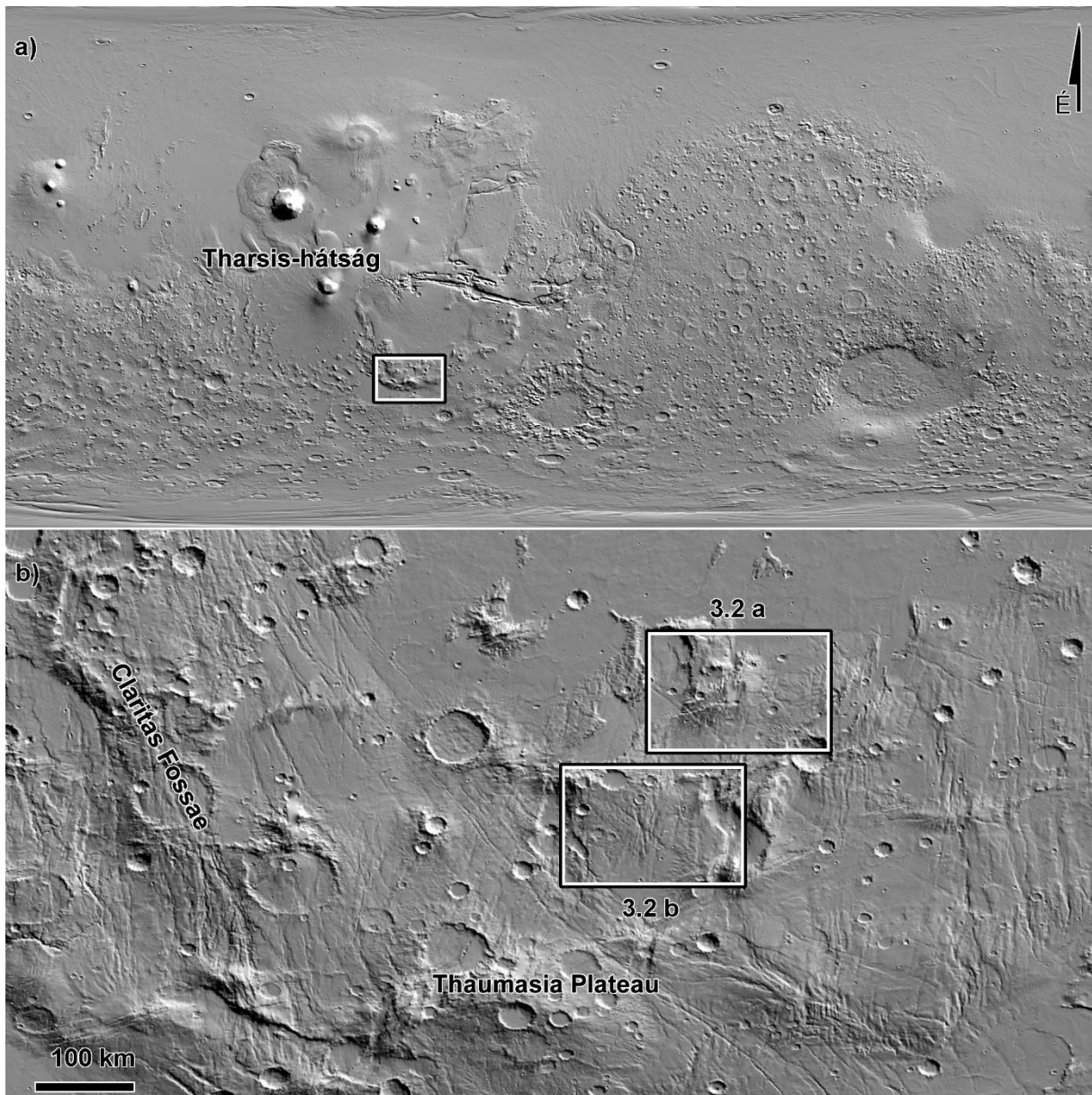
5. Ősi völgyhálózat elemzése tektonikus alakzatokkal fennálló kapcsolat révén

3. tézis: *A Mars Thaumasia Plateau nevű területén a folyóvölgyek és tektonikus alakzatok kapcsolatát első alkalommal alkalmazva korbecslésre, a folyóvölgyek keletkezési korára 3,5-3,7 milliárd év közötti érték adódott (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi és Petrik, 2019).*

Cél: A folyóvölgyek korának becslése a nedves időszakok (Fassett és Head, 2008; Masursky et al., 1977) és az esetleg ezzel összefüggő múltbeli klimatikus viszonyok rekonstruálása miatt fontos (Craddock és Howard, 2002). A jelenleg egyetlen megbízható módszer erre a Marson kráterstatisztika alapján zajló becslés, ami nehezen alkalmazható kisebb területű alakzatokra, így folyóvölgyekre (Loizeau et al., 2012; Mangold et al., 2012) – és ennek megfelelően eddig főleg csak nagyobb folyóvölgyekre készült ilyen becslés (Hoke és Hynek, 2009). Az egyik, általam vizsgált folyóvölgyeket mutató területen azonban sok tektonikus lineament is áthalad, amelyek sztratigráfiai helyzete és időbeli keletkezési viszonya a folyóvölgyekhez képest becsülhető. Ezek a hosszú tektonikus alakzatok sokkal több krátert írnak fölül vagy írónak fölül kráterek által, mint a rövidebb folyóvölgyek, ennek megfelelően keletkezési koruk pontosabban becsülhető. A folyóvölgyeknél idősebb és fiatalabb tektonikus alakzatok korbecslése alapján pedig a folyóvölgyek keletkezési korára adható becslés a korábbiaknál pontosabban.

Háttér-információk: Az idős és viszonylag sűrű hálózatot alkotó folyóvölgyek korának becslése nehéz (Hoke és Hynek, 2007a), mivel viszonylag kis területet fednek le, és kicsi az esély, hogy ekkora területen a megbízható becsléshez szükséges elegendő számú kráter mutakozzon. A más szerzők által korábban vizsgált idős és nagyobb területeket lefedő völgyek (pl. Licus, Al-Qahira, Evros, Naro stb. Valles, amelyek hossza 100 km nagyságrendű), a noachi/heszpériai korok határának környékére datálódnak (Fasset és Head, 2008). Az ezeknél kisebb és jellemzően több mellékágból álló, hierarchikus kinézetű völgyekre a fentieknél korábbi keletkezési időpontot és több eltérő keletkezési módot javasolnak a szakirodalomban (Hoke és Hynek, 2007b). Mindezek alapján, ezen kutatás tárgyát képező kisebb, hierarchikus szerkezetű völgyekre általában 4,0 milliárd év körüli vagy még idősebb keletkezési kort javasolnak (Baker és Partridge, 1979) – azonban ezek a korok a völgyek kis területe miatt bizonytalanok.

Az általános nézőpont alapján a Marson a tektonikus és a fluviális aktivitás egyaránt a noachi időszakban volt a legintenzívebb (Carr, 1995, Hauber et al., 2013). Az itt vizsgált Thaumasia Plateau területén fellépett tektonikus aktivitás több fázisból állhatott (Anguirta et al., 2001; 2006; Vaz, 2011), ami összetett szerkezeteket hozott létre (Hauber et al., 2010), de a terület feltehetőleg mégis egyetlen kőzetlemezes volt (Grott et al., 2007). Egy korábbi lokális kiemelkedő fázisban (Anderson et al., 2001) a Claritas Fossae térségére (az itt vizsgált területtől kb. 500 km-rel nyugatra) sugárirányú árkok képződtek, emellett később (még mindig a noachi/heszpériai átmenet környékén) a Tharsis-hátság központi részének további kiemelkedése által létrehozott radiális törések láthatók a vidéken (Frey, 1979).

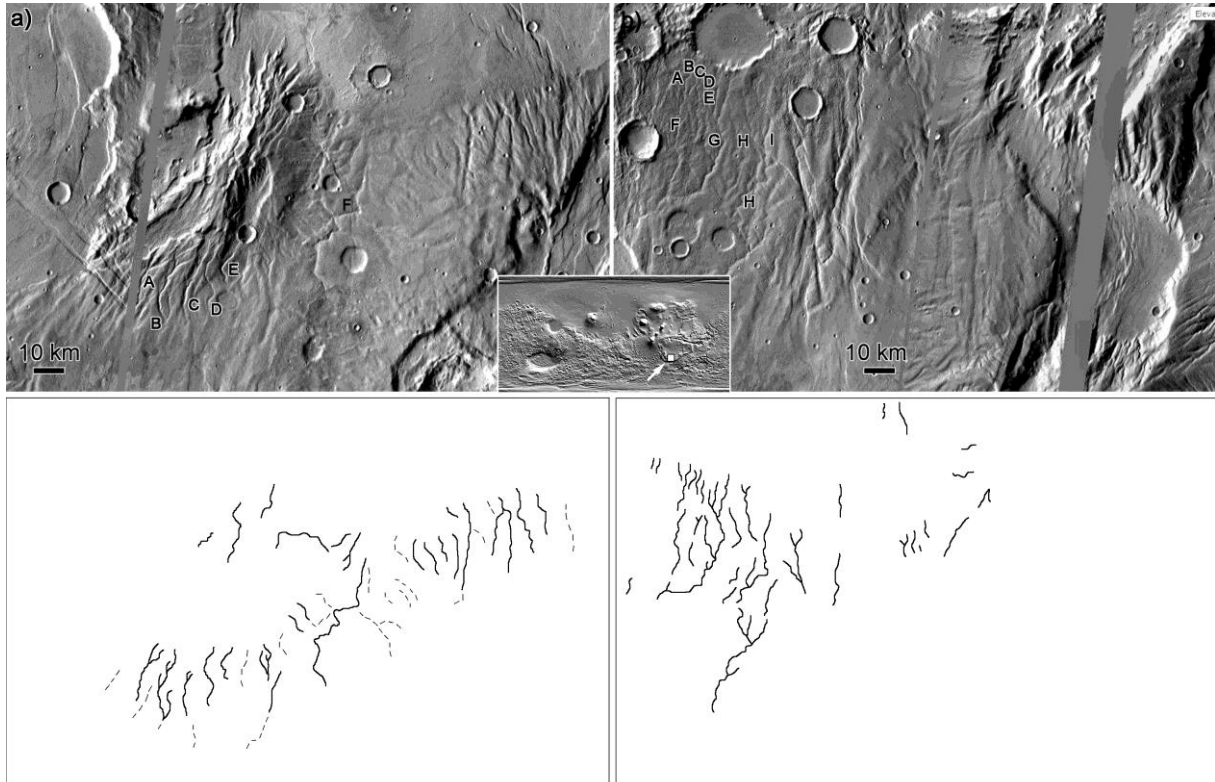


5.1. ábra. A vizsgált terület helyzete a Marson egy Mercator-vetületű domborzatárnyékolású képen (fent), amely a jobban kráterezett, egyenetlenebb felszínű és idősebb déli felföldekre, az ott húzódó, kissé íves futású Thaumasia kiemelkedés vidékére esik. Az erősen tektonizált térség kinagyított áttekintő képe (lent) a két részletesen elemzett területtel bekeretezve, amelyek az 5.2a és 5.2b ábrákon láthatóak.

Eddig csak néhány munka elemezte a fluviális és tektonikus folyamatok és képződmények kapcsolatát a Marson, például a Noachis Terra területén (De et al. 2015), az Eberswalde-kráterben (Rice et al. 2005), illetve általánosságban (Bernhardt et al., 2016; Irwin et al., 2011). A folyóvölgyek korának becsléséhez egyéb alakzatok kráterezettségét is felhasználták már néhány alkalommal (Kite et al., 2013), azonban ilyen idős, hálózatot alkotó völgyeknél a tektonikus képződmények segítségével végzett korbecslésre ez az első alkalom.

Módszertan: A kutatás során a Thaumasia Plateau két vizsgált területén (5.1 ábra) a tektonikus vonalas szerkezetek és a folyóvölgyek azonosítása, valamint kapcsolatuk elemzése során a THEMIS nappali globális mozaik 100 m/pixel felbontású adatállományát (Edwards et al., 2011) és a CTX kamera 6 m/pixel felbontású képeit (G22_026761_1453,

K03_054637_1441, K03_054426_1442 képek) (Derek et al., 2006; Edgett és Malin 2008) használtam. A munka során a monitor előtt, az egeret kézzel mozgatva, nagy nagyítással kerültek digitalizálásra a folyóvölgyek szakaszai (a digitalizálás során az egyes pontok közel 15-20 m távolságonként lettek kijelölve, 5.2 ábra), míg a tektonikus lineamensek közel egyenes futásuk miatt ennél nagyobb térközzel lettek digitalizálva.



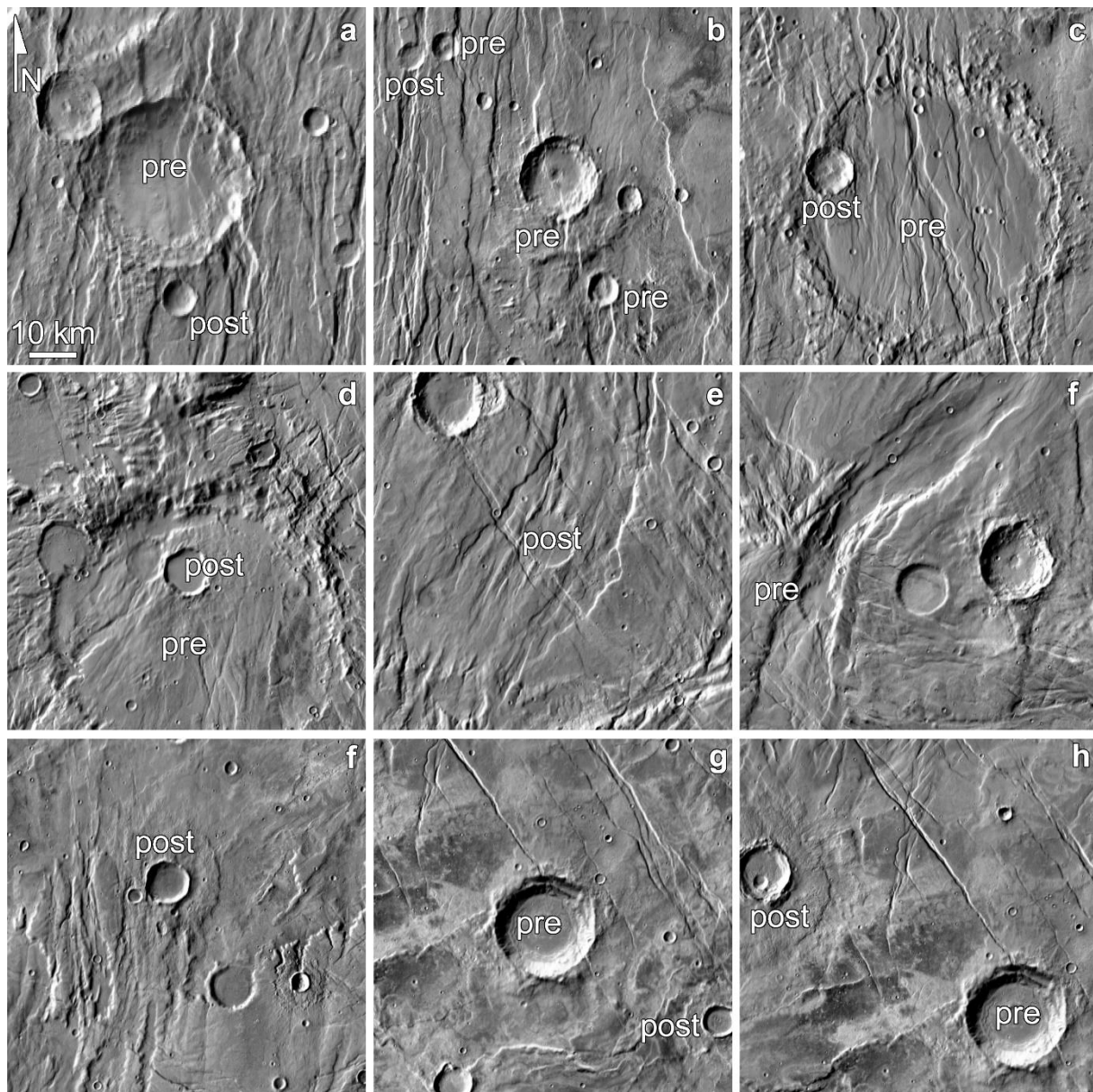
5.2. ábra. A két vizsgált terület áttekintő képei (fent), és az ott biztosan (folytonos vonal) valamint bizonytalanul (szaggatott vonal) azonosított völgyek futása (lent). Balra a d. sz. 33° , k. h. 272° , jobbra a d. sz. 37° , k. h. 269° térsége látható MOLA-adatok alapján készült domborzatárnyékolású Mercator-vetületű képeken.

A **morfológiai elemzés** során fontos volt annak megállapítása, hogy egy adott tektonikus lineamens felülír egy adott folyóvölgyet (5.3 ábra), avagy fordított a helyzet: a folyóvölgy írja felül a tektonikus lineamenset. A kráterek esetében hasonlóan tüzetes vizsgálat történt annak megállapítására, hogy egy-egy lineamens idősebb vagy fiatalabb a kráterekhez képest, szuperpozíciós viszonyukat tekintve.

Azon összefüggő, teljes méretükhöz képest keskeny, elnyúlt alakzatok lettek **folyóvölgyként besorolva**, amelyek mélyedések voltak, lejtésirányba haladtak, a domborzati kiemelkedéseket megkerülték, általában kanyarogtak, esetenként hierarchikusan egymásba kapcsolódtak. Ehhez képest a tektonikus alakzatok kifejezetten egyenes, egymással párhuzamos tagokból álló lineamentumok voltak, amelyek nem feltétlenül mutattak mélyedést, esetenként csak „féloldalas” lezökkenés formájában jelentek meg. Ez utóbbi csoport jellegzetes irányokban futott a vizsgált területeken. A tektonikus lineamensek és folyóvölgyszakaszok ábrázolása során a rózsadiagramok előállítására Polar Plots és ArcGis10 (Jenness, 2013) szoftverek segítségével történt.

A kráterstatisztikai vizsgálatoknál a kráter és a tektonikus lineamens kapcsolatának elemzése történt, főleg a kráterek pereménél, ott látható ugyanis a legjobban, hogy a tektonikus alakzat

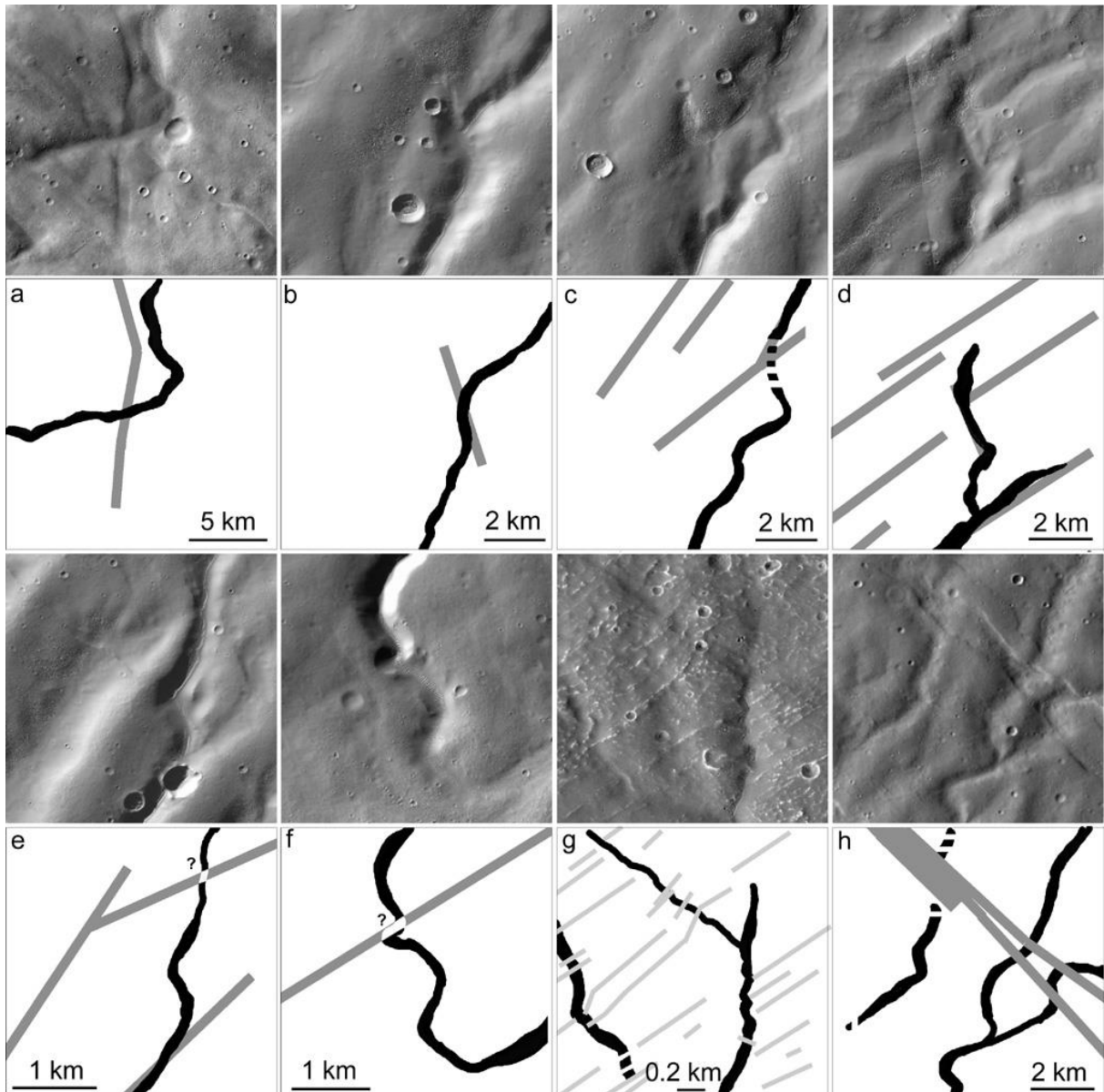
a kráternél korábban vagy később keletkezett. Sok esetben azonban a törések az egész krátert, annak aljzatát is látványosan átszelték.



5.3. ábra. Példák pre- és posztt tektonikus kráterekre („pre” és „post” jelölések a képen). Az 'a-d' panelek esetében 40 km-nél nagyobb krátereket kereszteznek tektonikus vonalak, míg sok képen az ennél kisebb kráterek általában felülírják a tektonikus képződményeket. A képek 50x50 km-es kivágatok nappali THEMIS-felvételek alapján.

5.1. Eredmények

Az azonosított folyóvölgyek szélessége 0,2-3 km, hossza 6–58 km között volt, a legtöbb hierarchikusan kapcsolódott egymáshoz. Két-három összekapcsolódott szintnél több nem mutatkozott, tehát az egyes ágak kisebb csoportokat alkottak, de végül legmagasabb hierarchiaszinten nem kapcsolódtak egymáshoz. Elvégződésük váratlan volt, nem kapcsolódott befogadó szerkezetbe. A folyóvölgyek és a tektonikus lineamentek kapcsolatára, sztratigrafikus viszonyára az 5.4 ábra mutat példákat.

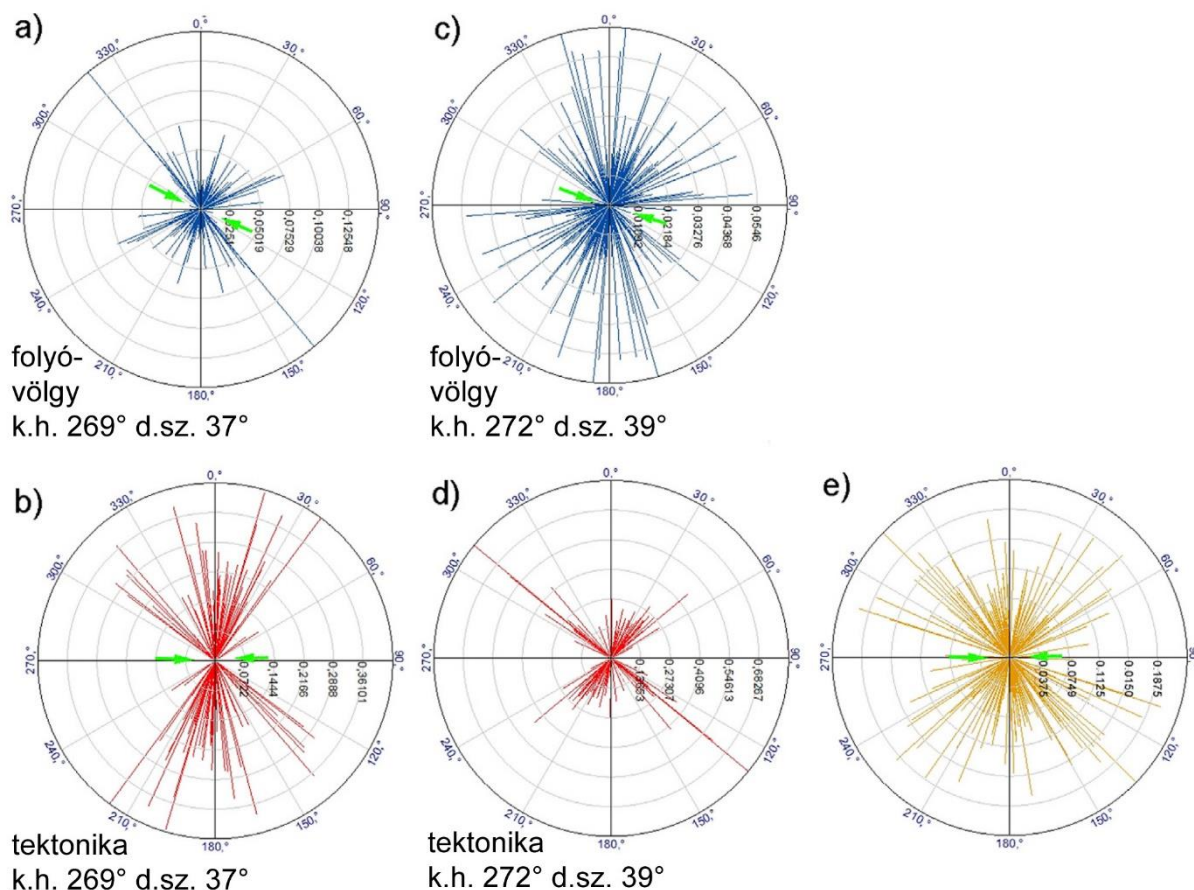


5.4. ábra. Példák a folyóvölgyek (fekete, esetenként ívelődő sávok) és a tektonikus lineamentek (szürke vonalak) szuperpozíciós viszonyára. A bizonytalan 'e és f' esetek kivételével a folyóvízi aktivitás minden esetben megelőzte a tektonikus tevékenységet. A 'g' esetben a világosabb szürke és vékonyabb vonalak egy közeli nagyobb kráter kidobott törmeléktakarójának sávjait képviselik, amelyek szintén a folyóvölgy után alakultak ki.

A folyóvölgyek többsége a tektonikus alakzatok keletkezését megelőzően jött létre, bár néhány esetben ez nem egyértelmű, és az sem zárható ki, hogy kevés törés a folyóvízi tevékenység után is aktív volt még. Az elvárásoknak megfelelően a pre-tektonikus kráterek jelentősen nagyobbak a post-tektonikus krátereknél. A tektonikus alakzatok irányeloszlása jól követte a Skinner (2006) által azonosított fő irányokat, de az abban a munkában bemutatottnál többet digitalizáltam a két vizsgált területen.

Néhány szemléletes példa a tektonikus lineamentek és a folyóvölgyek futására az 5.4 ábrán látható. Az egymással párhuzamos kanyarulatok hasonló topografikus akadályok miatt alakultak ki.

A folyóvölgyek szakaszai és a tektonikus lineamensek irányeloszlás-elemzésének eredménye pedig az 5.5 ábrán látható. A két vizsgált terület egyike balra (d. sz. 37°, k. h. 269°, 'a' és 'b' panelek) rózsadiagramon, míg a másik terület középen (d. sz.: 37° k.h.: 269°, 'c' és 'd' panelek) figyelhető meg, jobbra pedig Skinner (2006) korábbi tektonikus felmérésének eredménye látható. Érdekes megfigyelni a zöld nyilakkal jelzett „hiányzó” irányokat, valamint, hogy a folyóvölgy-szegmensek ('a' és 'c' panelek) és a tektonikus vonalak ('b' és 'd' panelek) irányeloszlása viszonylag hasonló.



5.5. ábra. A mért folyóvölgy-szakaszok (a, c) és tektonikus lineamensek (b, d) azimutális eloszlása, továbbá a tektonikus lineamensek irányeloszlása Skinner (2006) munkája alapján.

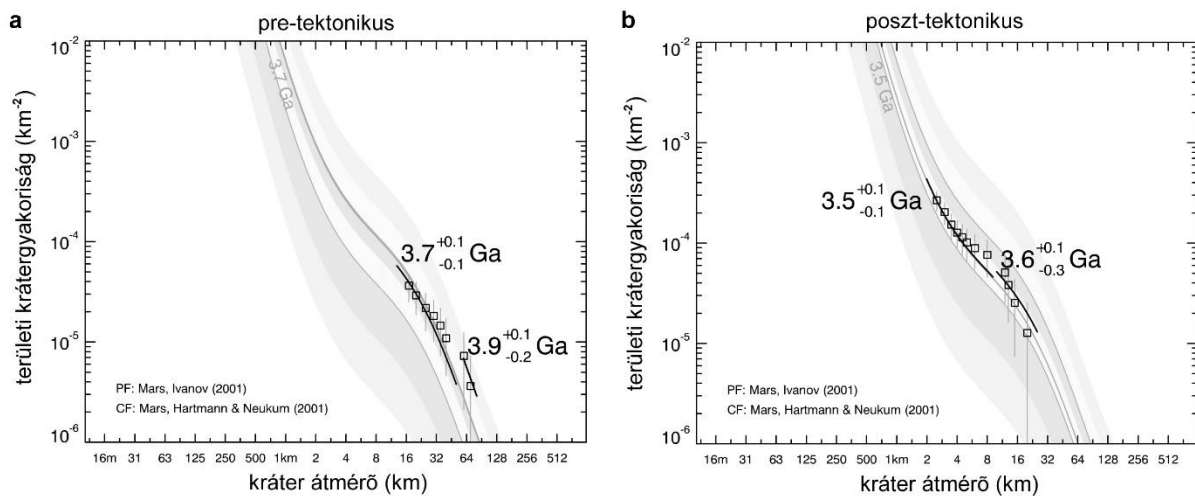
Kráttersűrűség alapján a tektonikus lineamensek keletkezési időszakát sikerült megbecsülni, külön elemezve azon lineamenseket, amelyeknél idősebbek a kráterek (a krátereket felülbélyegzik a tektonikus képződmények), valamint azokat, amelyek fiatalabbak a lineamenseknél (a kráterek bélyegzik felül a lineamenseket). Az 5.1 táblázat mutatja a két vizsgált területen azonosított kráterek statisztikai jellemzőit.

5.1. táblázat. A tektonikus esemény előtti (pretektonikus) és utáni (posztttektonikus) korok

A terület jellege	Nagysága (km ²)	Kráterek száma	Kráterek méret-tartománya (km)	Becsült kor (milliárd év)	Kor hibája (milliárd év)
pretektonikus	274651	12	9-70	3,7	+0,1 -0,2
posztttektonikus	78570	37	1-25	3,5	+0,1 -0,2

Amint az az 5.6 ábra két diagramján is látható, mind a pre- mind a posztttektonikus kráterek eloszlásgörbéjére (annak egy-egy szakaszára) két kor is illeszthető: a pretektonikus esetben

3,9 és 3,7 milliárd év, a poszttektonikus esetben 3,6 és 3,5 milliárd év is. Ezek közül azt tekintetem megbízhatóbbnak, amely görbeszakaszra több kráter illeszkedik – ennek megfelelő érték olvasható az 5.1 táblázatban is.



5.6. ábra. A pretektonikus (a) és poszttektonikus (b) kráterek gyakoriságeloszlása, a görbékre illesztett két-két korbecsléssel. A Ga milliárd évet jelent.

A korbecslésben hibát okozhat, ha a vizsgált kráterek kisebbek mint a tektonikus lineamensek közötti átlagos távolság – ez esetben azok a kráterek is poszttektonikusnak nézhetnek ki, amelyek valójában pretektonikusak, csak éppen véletlenül nem halad rajtuk keresztül egyetlen törés sem. Ennek megoldására kétféle becslést végeztem: az egész területre és egy lényegesen keskenyebb sávra, de nem látszik különbség a két közelítés között – ezért a korábbi korbecslést megbízhatónak vettem. A korok értelmezésénél további probléma, hogy a 0,1 milliárd év körüli hibahatár majdnem a pre- és poszttektonikus korok közötti időtartammal egyenlő. Ennek oka a kráterstatisztikai módszerben lévő bizonytalansággal magyarázható. Ugyanakkor fontos megemlíteni, hogy a Mars elemzésekor használt „szokványok” alapján a két eltérő értéket adó módszert, a valóságot a jelenleg elérhető módszerek közül legjobban közelítőnek tekintik – azaz nincs pontosabb módszer.

Következtetések: A törések többsége a folyóvízi aktivitás előtt alakulhatott ki, azonban elképzelhető némi időbeli átfedés is közöttük. A folyóvölgyek és a tektonikus lineamensek közötti kapcsolat kimutatható, azaz a tektonikus aktivitás nyomán megváltozott topográfia befolyásolta a folyásirányt. Más szerzők munkái révén a térségben többfázisú tektonikus aktivitás jelentkezett (Hauber et al., 2010), főleg kiemelkedéssel és ehhez párosuló tágulással. A fentiekben bemutatott saját munka alapján a vizsgált folyóvölgyek nem a korábban javasolt, kifejezetten korai időszakban (kb. 4 milliárd évvel ezelőtt, Baker és Partridge, 1986), hanem sok, egyedileg vizsgált, nagyobb folyóvölgyhöz hasonlóan 3,5-3,7 milliárd évvel ezelőtt, a noachi/hesperida korok átmenete környékén keletkeztek. Ez a korábbiaknál is jobban mutatja ennek a kérdéses időszaknak a jelentőségét, és felveti, hogy talán sok egyéb, még korábbiak tekintett folyóvölgy sem feltétlenül kb. 4,0 milliárd évvel ezelőtt keletkezett – ugyanakkor erre bizonyíték még nincsen.

Távlati kutatási lehetőségek: A Mars fejlődéstörténete során fellépett nedves időszakok kifejezetten fontosak, részben mert az egykori klíma és kapcsolódó érzékeny környezeti paraméterek hatékony jelzői, és mert megjelenési lehetőségük és jellegük segít egy Föld-típusú bolygó fejlődéstörténetének összefüggéseit jobban megérteni – továbbá az élet kialakulási lehetőségének becsléséhez is érdekesekek. Sajnos a marsi felszíni alakzatok korának

meghatározására szolgáló különféle módszerek egyelőre szegényesek, és sok esetben nem vagy csak durva közelítésként alkalmazhatók. Az egyik legelterjedtebb módszert, a krátergyakoriság alapú korbecslést a viszonylag kis kiterjedésű alakzatok, pl. a folyó völgyek esetében nehéz alkalmazni, illetve bizonytalan eredményt ad csupán. Ennek megfelelően fontos lehet olyan nagy területet érintő és kronológiai szempontból behatárolható képződmények datálása, amelyek kora a folyó völgyekéhez viszonyítható. Erre a tektonikus törések hasznosak, mivel nagy területen futhatnak. A jövőben ennek megfelelően érdemes további tektonizált vidékekre a fentiekhez hasonló korbecslést végezni, amire a Tharsis-hátság környezetében, elsősorban annak déli és nyugati területein nyílik lehetőség.

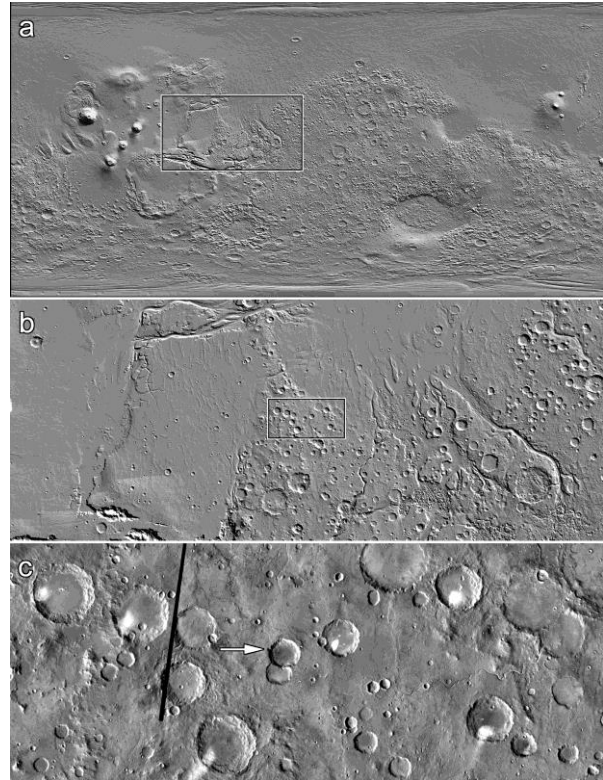
6. Egykori tónyom azonosítása és a vízmélység becslése

4. tézis: A Xanthe Terra területén az é. sz. $11,6^\circ$, k. h. $308,7^\circ$ koordinátánál levő névtelen kráterben egy folyóvölgy elvégződésénél lévő üledékes lerakódás alapján 3,4 milliárd évvel ezelőtti folyóvizes aktivitás mutatkozott, amely egy legfeljebb kb. 157 m mély tavat hozott létre. (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi, 2021)

A munka **célja** a Mars felszínén észlelhető egykori potenciális tónyomok rekonstruálása, ami segít a bolygón jellemző vizes területek és időszakok azonosításában, valamint az egykori éghajlat rekonstrukciójában. Több esetben a mélyedésekbe (gyakran kráterekbe) torkolló folyóvölgyek, azok elvégződésénél azonosítható üledékes lerakódások és a mélyedést kitöltő további üledékek együttese valószínűsíti az egykori tavi időszakot.

Munkamódszer: Morfológiai, morфомetriai és kráterstatistikán alapuló elemzéssel vizsgáltam a kérdéses területet, a THEMIS, HiRISE felvételek, a MOLA topográfiai adatai és a CraterStat szoftver alapú kormeghatározás segítségével.

A vizsgálat célpontjai a Xanthe Terra területén az é. sz. $11,6^\circ$, k. h. $308,7^\circ$ koordináta környékén lévő két, közel 30 km-es idős becsapódásos kráterben lévő folyóvizi eróziós és lerakódásos képződmények. Az idősebb, délebbi krátert (U) részben felülírja a nála valamivel fiatalabb, mélyebb kráter (L) a fő célpont, amelynek helyzetét mutatja a 6.1 ábra c paneljén látható nyíl.



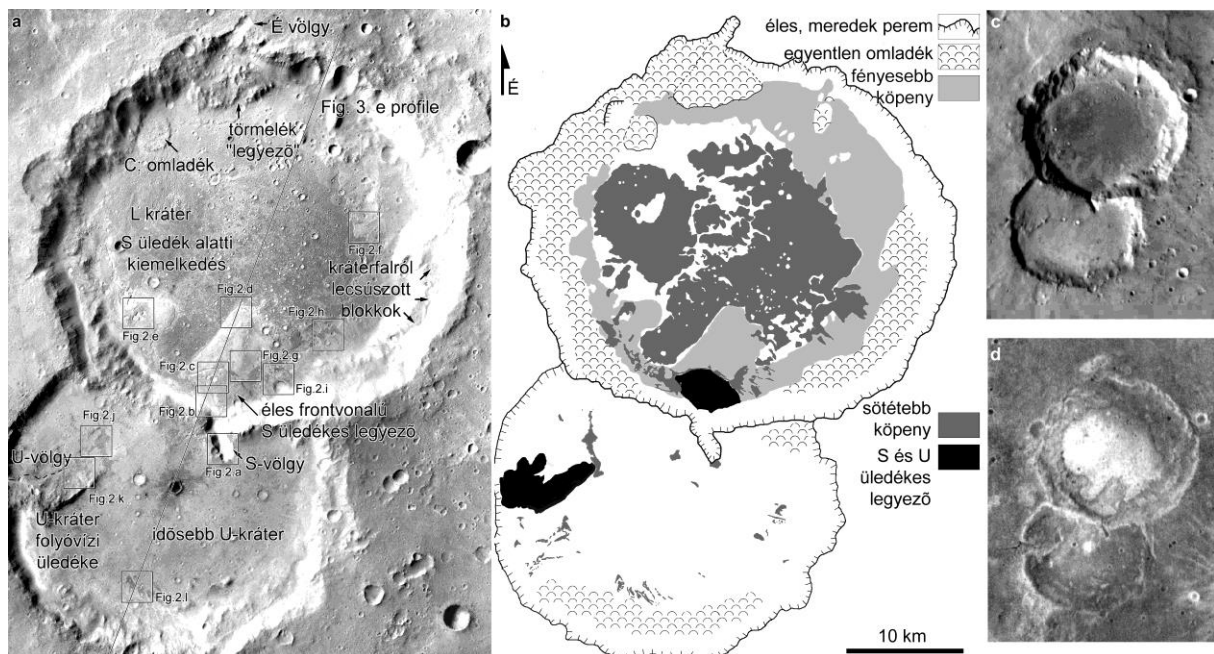
6.1 ábra. A vizsgált terület helyzete a Marson.

Háttér-információk: Az alábbiakban elemzett egykori vízáramlással kapcsolatos képződmények jellemzői relevánsak háttérismeretként, amelyeket a 3. fejezetben fejtettem ki.

6.1. Eredmények

A morfológiai elemzés alapján elkülönített felszíni egységek helyzete a 6.2 ábrán látható. Ezen azonosíthatók a feltételezett egykori vízáramlással kapcsolatos képződmények: U-völgy lerakott üledéke az U-kráterben (részletesen nem vizsgáltam); az U kráter aljzatába mélyült S-völgy; amelynek elvégződésénél az L kráter aljzatán üledékes lerakódás van. Ez utóbbi kráter morfológiája alapján két egységre osztható: a nagyobb, délről a kráter közepe felé elnyúlt kiemelkedésre (a továbbiakban torkolati alsó elnyúlt kiemelkedés), amelynek tetején egy kisebb, legyező alakú, éles frontális peremű üledékes lerakódás (a továbbiakban torkolati felső üledékes legyező) mutatkozik. E két és néhány további képződmény numerikus paraméterei a 6.1 táblázatban láthatók. Továbbá két eltérő fajta, itt köpenynek nevezett

üledékes eredetű réteg is látszik az L kráterben, amit eltérő szürke árnyalatok jeleznek. Ezek a kráter belső, kis lejtőszögű területein vannak, egy alsó vastagabb, világos köpeny; valamint egy felső, sötétebb és vékonyabb köpeny.



6.2 ábra. A vizsgált terület képe CTX fotók alapján, rajta néhány fontos felszínformával (balra); a lehatárolt egységek elhelyezkedésének egyszerűsített képe (középen); nappali (fent) és éjszakai (lent) THEMIS-felvétel a vizsgált területről.

Az egyes felszíni egységek 2x2 km-es kinagyított részlekeire a 6.3 ábra mutat példákat:

- az S völgy forrásvidéke
- az S völgy végénél, a torkolati felső üledékes legyező felületén látható sugárirányú mintázat, amely az utolsó vízáramlási időszak nyomán maradhatott vissza
- az S völgy elvégződésénél a legyező alakú üledékes képződmény íves lefutású frontális pereme (nyilak)
- az torkolati alsó elnyúlt kiemelkedés pereme (nyilak)
- a vastagabb üledékes köpeny egy része, közepén egy lepusztult, meredek peremű anyaghiányos zónával, amely jól szemlélteti a rétegszerű üledékes jelleget
- a vastagabb üledékes köpeny egy másik részlete, szintén eróziós, éles peremmel
- a vékonyabb üledékes réteg egy részlete, amely szabálytalan foltokban maradt meg, a nyíl a torkolati felső üledékes legyező peremét mutatja
- a vékonyabb üledékes réteg további részlete
- a vékonyabb üledékes réteg további részlete



6.3 ábra. 2x2 km-es részletek a vizsgált területről CTX-felvételek alapján.

Az S völgy viszonylag rövid képződmény (hossza csak kb. 2,5-szöröse a szélességének), amely az U kráter peremébe mélyed, és az S kráter aljzatán ér véget. Meredek falát omlásos eredetű törmelék borítja, és a területén felhalmozódott törmelék miatt sok egyéb részlet nem azonosítható az eredeti felszínből. Elvégződésénél, ahol az S kráter aljzatát eléri, a korábban említett üledékes képződmények azonosíthatók egymás tetején.

6.1 táblázat. A vizsgált felszínformák néhány lement fizikai paramétere.

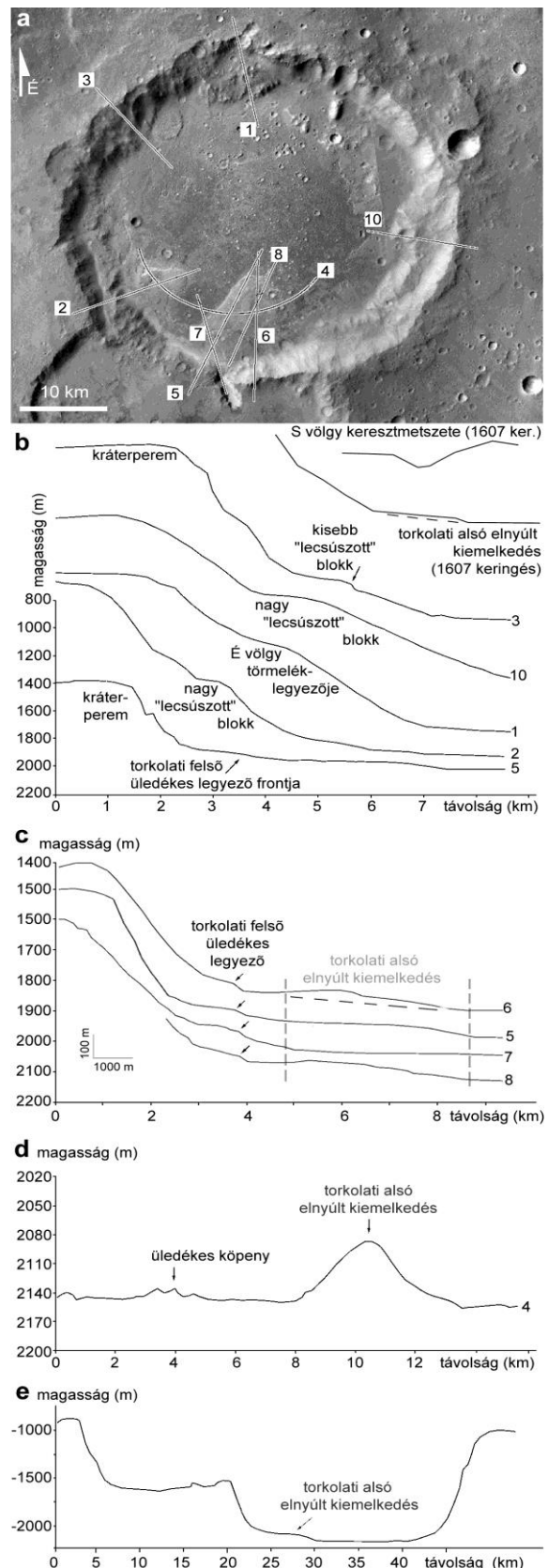
Egység neve	Terület (km ²)	Vastagság / mélység (m)	Térfogat km ³
S völgy	1,6	60	0,01
torkolati felső üledékes legyező	19,6	20	0,39
torkolati alsó elnyúlt kiemelkedés	23,3	70	2,22
vastagabb, alsó, világos köpeny	185	20	3,7
vékonyabb, felső, sötét köpeny	189	1	0,19

Az egyes alakzatok térfogatát összehasonlítva (6.1 táblázat) az S völgy és a torkolati felső üledékes legyező térfogata nem egyezik meg, ami arra utal, hogy az S völgyben az U kráterből nem csak víz, de jelentős mennyiségű hordalék is érkezett.

Az **S völgy** egy 2800 m hosszú, átlagosan 1120 m széles, és átlagosan 65 m mély völgy, amelynek falát törmelék borítja. Az S völgy a topográfiailag magasabb helyzetű U kráterből ered, amelybe egy másik kanyargó folyóvölgy érkezik (U völgy, 6.2 ábra), egykor vizet hozva abba. Az S völgy elvégződésénél látszik a torkolati felső üledékes legyező, amely közel 2,5 km sugarú, félkör alakú képződmény, éles frontális pereme kb. 20 m magas.

Utóbbi frontális lejtőn néhol az ívelt peremmel párhuzamos rétegek bukannak ki, amelyek közel 100 m hosszan követhetőek. Ezek az üledékes legyező közel vízszintes rétegeinek kibukkanásai is lehetnek – azonban az elérhető megfigyelések nem elég részletesek mindennek biztos állításához. Az üledékes legyező sima felszíne arra utal, hogy nem katasztrófális áradással vagy omlással, hanem csendesebb aktivitással, fokozatos építéssel keletkezett. Az S völgy folyóvízi eredetére utal az is, hogy az az üledékes legyező tetején radiálisan szétágazó mélyedések azonosíthatók, amelyek az utolsó folyóvízi aktivitás nyomait őrizhetik.

A vizsgált térség fő felszínformáit a 400 m-es horizontális felbontású **domborzati profilok** is érzékeltetik a 6.4 ábrán. A 2., 3., 10. profilok esetében a lejtőn lévő nagy blokkok nyomai láthatóak, amelyekhez hasonló méretű az 1. profil által keresztezett kaotikus megjelenésű északi völgy alakzat elvégződése térségében levő omlásos kinézetű felszínforma, míg a torkolati alsó elnyúlt kiemelkedés és a torkolati felső üledékes



6.4. ábra. Domborzatprofilok: a) futása, b) profilok 2,5x függőleges torzítással, c) torkolati üledékes képződmény profiljai, d) körkörösén futó profil, e) az U- és az L-kráterek keresztmetszelve.

legyező sokkal kisebb és főleg vékonyabb képződmény. Az 5., 6., 7., 8. profilok jól mutatják a torkolati felső üledékes legyező éles frontális peremét.

Az éles és meredek frontális perem létezése pedig kompatibilis azzal a lehetőséggel, hogy az aktív folyóvízi időszakban egy **tó létezett** az L kráter zárt mélyedésében. Utóbbi esetben a fokozatosan épülő torkolati felső üledékes legyező éles frontális peremét vagy hullámverés, vagy a Gilbert-típusú delták esetében megfigyelhető ülepedési jelleg hozta létre. Mindkét esetben a frontális perem jelezheti az egykori tó maximális vízszintjét, ami alapján a tó legfeljebb 157 m mély lehetett, ami kb. 1,5 köbkilométeres víztérfogatot jelent.

Kráterstatisztikai elemzés alapján a fentiekben bemutatott felszínformák közelítő kora a 6.2 táblázatban szerepel. Megjegyzendő, hogy nem készült korbecslés a torkolati alsó üledékes legyezőre, mivel annak felszínét az üledékes köpeny jelentős részben takarja, így a kráterezettség főleg a köpeny korát jelezné. Emellett több esetben is a kráterek eloszlása két izokronnal is illeszthető, amiből az idősebb a keletkezési kort, a másik a későbbi megfiatalodási kort jelzi, amikor a kisebb kráterek eltörölődtek, mivel ennek az eseménynek a kora is megjelenik.

6.2 táblázat. Kráterstatistikán alapuló korbecslés adatai.

Név	Terület (km ²)	Kráterek méret-tartománya (m)	Kráterek száma	Becsült kor (milliárd év)	Megfiatalodási kor (milliárd év)
torkolati felső üledékes legyező	12,72	12-590	192	3,41 ^{+0.12, -0.53}	0,38 ^{+0.05, -0.05}
kráter törmeléktakarója	5450	40-2436	436	3,40 ^{+0.05, -0.08}	-
környező terület	11648	193-44566	173	3,92 ^{+0.03, -0.04}	3,24 ^{+0.07, -0.10}
also, vastag üledékes köpeny	36,98	12-286	164	0,054 ^{+0.002, -0.002}	0,009 ^{+0.001, -0.001}

Mindezek alapján a közel 3,9 milliárd éves környező területen először az U kráter jött létre 3,6 milliárd éve, majd az S kráter keletkezett 3,4 milliárd éve. Nem sokkal ezt követően már egy folyóvízi időszak lehetett, a felső torkolati üledékes legyező kora ugyanis szintén 3,4 milliárd év. A 6.2 ábrán feltüntetett alsó, vastagabb üledékes réteg egy lényegesen későbbi, mindössze 54 millió éves képződmény, szárazabb és a maihoz közelebbi jellemzőjű időszakot jelez. Utóbbira utal, hogy nemcsak a mélyebb területeken, hanem a kiemelkedéseken is előfordul, mintegy takaróként borítva a terület egy részét. Ez főleg a kráter belsejében sok helyről lepusztult, majd később lerakódott, vékonyabb, sötétebb és fiatalabb üledékes köpeny.

Távlati kutatási lehetőségek. Az eddig kevésbé vizsgált, viszonylag kisebb képződmények elemzése perspektivikus és még kevésbé kiaknázott. Az összehasonlítás további, hasonlóan kis folyóvölgyekkel és tónyomokkal rámutathat időbeli és térbeli jellemzőkre. A folyóvölgyek üledékes lerakódásai sok olyan esetben is korbecslést tesznek lehetővé, amikor ez kizárólag a folyóvölgyek alapján nem lehetséges.

7. Folyásos kinézetű, jelenleg aktív alakzatok azonosítása a Marson

5. tézis: A Mars déli és északi sarkvidéki területein tavasszal, a zsugorodó jégsapka területén mutatkozó foltokból kiinduló folyásos kinézetű alakzatok figyelhetőek meg, amelyek átlagosan 1 m/nap sebességgel növekednek. (Kereszturi et al., 2009; Möhlmann és Kereszturi, 2010; Kereszturi et al., 2010; Kereszturi et al., 2011a)

A munka **célja** a Mars déli sarkvidék környéki területein tavasszal megjelenő ún. DDS (Dark Dune Spots, azaz sötét dűnefoltok) területéről kiinduló, folyásos kinézetű alakzatok elemzése. A kérdéses alakzatok a télen képződő évszakos pólussapka területén jönnek létre, az ott látható dűnék felszínén figyelhetőek meg. Maguk a DDS-ek három egységre különíthetők el: mag: 1-20 m átmérő, gyűrű: 3-30 m szélesség és világos haló: 5-30 m szélesség. **Saját munka:** a folyásos képződmények azonosítása, morfológiai és morfometriai elemzése, eredmények összegzése, végkövetkeztetések levonása. Érdeemes megjegyezni, hogy magukat a dűnefoltokat, folyásnyomok nélkül Horváth et al. (2002) fedezték fel – a folyásos alakzatok azonosítása és elemzése a releváns munka itt. A témakörhöz kapcsolódik továbbá az 6. tézispont (vízjég színképi azonosítása a déli féltekén), 7. tézispont (mikroszkopikus cseppfolyós vízhez szükséges körülmények elméleti kimutatása a déli féltekén).

Munkamódszer: Optikai tartományban készült képek, köztük főleg HiRISE és MOC felvételek elemzése, azonos területekről készült képek sorozatának összehasonlítása térinformatikai szoftverek segítségével. Az egymás után készült felvételeken a folyásos kinézetű alakzatok morfológiai és morfometriai elemzését végeztem. A vizsgált helyszínek az 7.1. táblázatban olvashatóak, és egy Mercator-vetületű térképen az 7.1. ábrán találhatóak meg. A célpontok mindegyike az északi vagy a déli cirkumpoláris övezetben helyezkedik el, az ott előforduló dűnék területén. Az északi féltekén egy összefüggő, zonális gyűrűben fordulnak elő dűnék, míg délen csak egy-egy nagyobb kráter mélyedésében mutatkoznak (közülük a Richardson-, Jeans- és Russell-krátereknek van egyedi neve, míg a 6. és 7. jelűnek nincs saját neve – ugyanakkor az északi területeken egyáltalán nincsenek ilyen kisebb térségekre érvényes elnevezések, ezért csak koordináták alapján lehet azonosítani a helyszíneket).

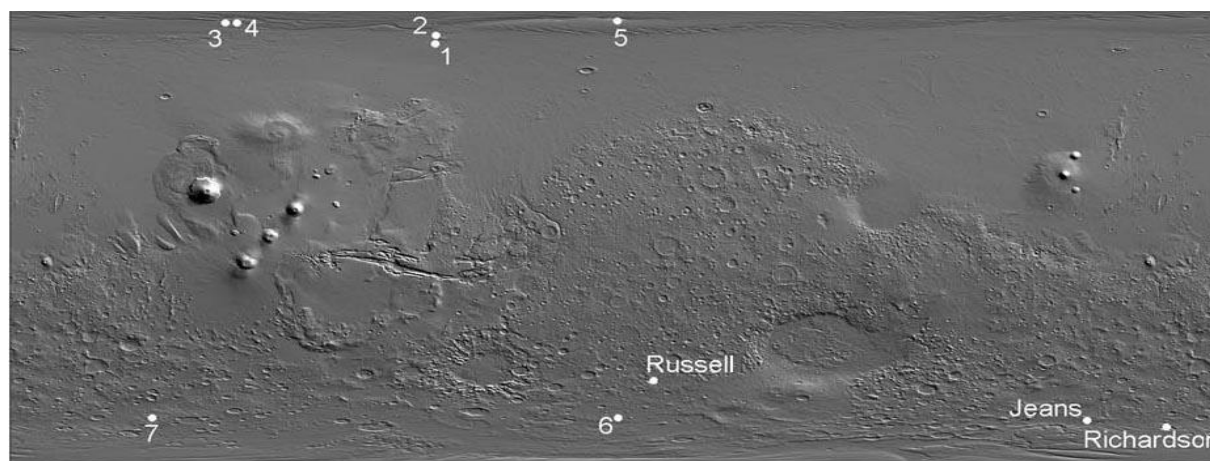
Háttér-információk: A Marson kevés helyen találtak olyan képződmények, amelyek napjainkban zajló folyadékáramlással kapcsolatban keletkezhetnek. Mint az az 1.1. Tudományos háttér fejezetben olvasható, két ilyen csoport létezett a dolgozatban bemutatott saját felfedezésen túl (egyiket az általam publikált után néhány évvel fedezték fel).

Egyikük az egyenlítő térségében lévő ún. alacsony szélességű lejtősávok csoportja, amelyek 1-10 m széles, 100-500 m hosszú, lefelé szélesedő, esetenként elágazó, a domborzati akadályoknál megtörő kinézetű, sötét területek, amelyek napjainkban is keletkeznek (Sullivan et al. 2011). A nedves keletkezési modell szerint (Kreslavsky és Head 2009) klorid oldatból álló folyadék halmozódik fel a kérdéses területen a regolit szemcsék felületén, amit talán higroszkópos tulajdonságú sók segítenek elő. Amikor ezen „cseppek” tömege meghalad egy kritikus határt, a folyadék mozgásba lendül, és lefelé áramlani kezd, majd feltehetőleg kis távolság után megáll. A folyamat időnként, például napi ciklussal újratekődhet. A nedves keletkezési modell gyengesége, hogy száraz pormozgással is létrejöhetnek az alakzatok (Schorghofer és King, 2011), és előfordulásuk korrelál a felszint borító finom por területi eloszlásával. Emellett a kérdéses térségben nincs nyoma H₂O-nak az eddigi megfigyelések alapján – igaz annak megfigyelése nehéz lehet, ha halmozódása néhány mm mélyen zajlik a felszín alatt.

A folyásos alakzatok másik csoportja az úgynevezett visszatérő lejtősávok (*Recurring Slope Linea*, RSL), ezek a helyi nyár idején (napközelen) jelentkeznek és növekszenek lefelé főleg a d. sz. 32°-48° szélességi zónában, emellett a Valles Marineris lejtőin az egyenlítő térségében is muttkoznak (Stillman et al., 2016). Szélességük szintén 1-10 m és hosszuk 10-100 m nagyságrendű, a környezetüknél sötétebb, lefelé enyhén szélesedő, ritkán elágazó alakzatok (Ojha et al., 2014). Csak a melegebb időszakban mutatkoznak, az év többi részében nem figyelhetőek meg (Chonjacki et al. 2016). További eltérés a fentebb, korábban említett másik lejtősáv csoporttól, hogy porban általában szegényebb térségben jelentkeznek. Aktív időszakuk során a nappali maximális hőmérséklet -20 °C (253 K) és +10 °C (283 K) közötti. A nedves keletkezési modell alapján (Chevrier és Rivera-Valentin, 2012) a légkörből itt is higroszkópos ásványok felületén megkötött nedvesség vesz részt a folyamatban, azonban elméleti számítások alapján ehhez nincs elegendő nedvesség a kérdéses térség felett a légkörben (Grimm et al. 2014). További kedvezőtlen jellemző, hogy itt sem sikerült színeképi úton H₂O jelenlétét kimutatni az ásványoktól független formában, azonban hidratált állapotban sikerült már azonosítani OH tartalmat (Ojha et al., 2015).

7.1. táblázat. A vizsgált területek helyzete, a megfigyelhető folyásos alakzatok aktív időszaka, és kb. 300 m-es térbeli felbontással mért nappali maximális és éjszakai minimális hőmérséklet értékei a kérdéses időszakban. Az Ls a marsi évszakot jelöli, amely a Nap ekliptikai hosszúságának (solar longitude) rövidítése, és szögértékben adja meg a Mars látszó pályamenti pozícióját (0°-360° között) a Nap felől nézve a tavaszponthoz képest. Az északi féltekén Ls=0°-90°, a déli féltekén 180°-270° között tart a tél utáni tavaszi melegedés.

Vizsgált helyszín	Szélesség (°)	Hosszúság (°)	„Folyási” időszak (Ls)	Min. csúcs-hőmérséklet (K)	Max. csúcs-hőmérséklet (K)
1	75,0	300,1	30,7–73,0	150–165	164–180
2	77,0	300,1	38,6–60,9	150–162	164–180
3	84,0	233,0	28,8–65,5	149–162	158–170
4	83,0	235,9	13,9–73,5	146–167	155–174
5	84,0	000,8	23,4–90,0	145–163	145–180
6	-68,1	001,3	222,9–236,4	175–190	200–250
7	-68,1	209,5	231,5	158-162	208-202
Richardson	-72,0	179,4	210,6–248,5	164–210	205–260
Russell	-54,3	012,9	178,9–197,9	150–160	210–250
Jeans	-69,5	153,5	191,3–228	145–165	160–258



7.1. ábra. Mercator-vetületű domborzatrnyékolásos Mars-térkép, rajta a vizsgált folyásos kinézetű, elnyúlt lejtősávok helyzetével (NASA).

7.1. Eredmények

Sikerült a foltokból kiinduló elnyúlt alakzatok **két eltérő csoportját** azonosítani és elkülöníteni: a korábbi évszakos fázisban megjelenő, bármilyen irányban elnyúló, diffúz peremű sávok csoportját; és a későbbi megjelenő, sötétebb, élesebb peremű és csak lejtőirányban elnyúló sávokat.

A sötét dűnefoltok egyes részeinek lehatárolásakor nem numerikus paraméterekből, hanem az optikai megjelenésből indultam ki, mivel az eltérő méretű foltoknál is kifejezetten hasonlóan mutatkoznak a szerkezeti egységek, csak arányosabban kisebbek avagy nagyobbak azok. Ennek megfelelően az alábbi méretintervallumok jellemzőek: mag: 1-20 m átmérő, gyűrű: 3-30 m szélesség, világos haló: 5-30 m szélesség, a folyásos kinézetű alakzatok pedig a legszélesebb mérettartományt ölelik fel, 1 m-től 100 m fölé is terjednek.

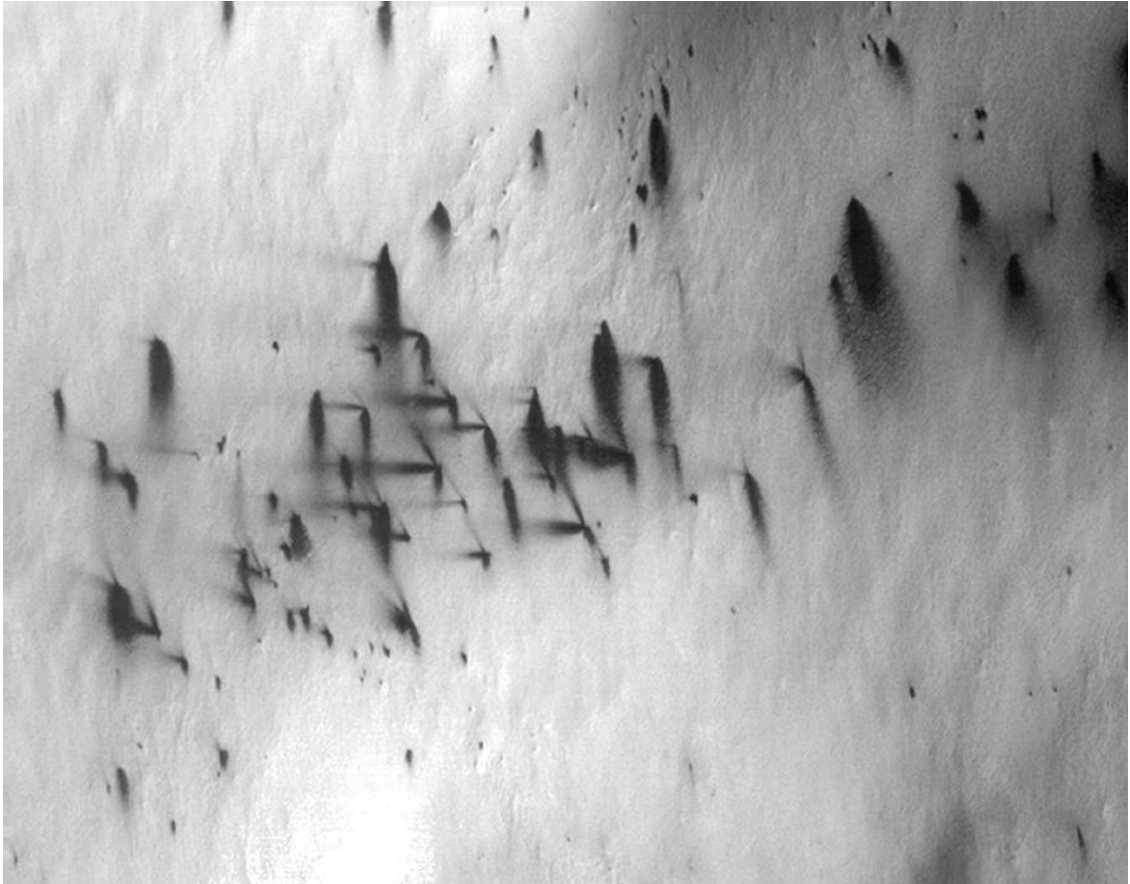
A foltokból kiinduló **diffúz szélű sávok** igen változatos, kimutatható domborzat nélküli albedó alakzatok, jellegzetesen csak az évszakos pólussapka területén a helyi tavaszi melegedés idején jelentkeznek. Amikor a hosszú sarki téli éjszaka után már naponta felkel a Nap egy adott területről nézve, ott megjelennek és gyorsan „elterjednek” (Kieffer, 2007). A jelenség kiváltó oka eleinte az ún. CO₂ gázkilövellés (Kieffer et al., 2006), amelynek keretében a kissé áttetsző CO₂ jégrétegbe bejutó napfény annak alján, a jég-kőzet határfelületen elnyelődik (Portyankina et al. 2010). Itt melegíteni kezdi a jeget, amely szublimál, a jég alján gázréteg jelenik meg, és a növekvő gáznyomás idővel átszakítja a jégréteget. Felette a repedésen keresztül zajló gázkifúvással a jégréteg alól felkapott porszemcsék „kispriccelnek”, majd az uralkodó széljárás szerinti irányban visszahullva lerakódnak a jégréteg tetejére (Thomas et al., 2006).

Az így keletkezett sávok diffúz pereműek, egy-egy DDS-ből az időben változó széliránynak megfelelően többfelé nyúlnak el, az egymással szomszédos DDS-ek pedig egymással párhuzamos sávokkal bírnak – mivel a szélirányok 10-100 méteres távolságban egy adott időpontban közel azonosak lehetnek. Emellett a nyár felé közeledve, a DDS-ek belső, jégmentes részéről, vagy éppen az előzőek szerint már lerakódott sávok területéről tovább szállítják a port a szelek, még újabb diffúz sávokat kialakítva. A diffúz sávok és az éles peremű folyásos kinézetű alakzatok fő különbsége, hogy míg az első csoport tagjai mindenféle irányba elnyúlhatnak, egyenes lefutásúak és diffúz pereműek; addig a folyásos kinézetűek csak lejtőirányba haladnak, kanyarognak és elágaznak útjuk mentén, a lejtő lábánál pedig felhalmozódásokat mutathatnak (Kereszturi et al., 2009, 2010). A fő morfológiai jellemzők összefoglalása a 7.2 táblázatban olvashatók.

7.2 táblázat. A diffúz és éles peremű sávok összehasonlítása.

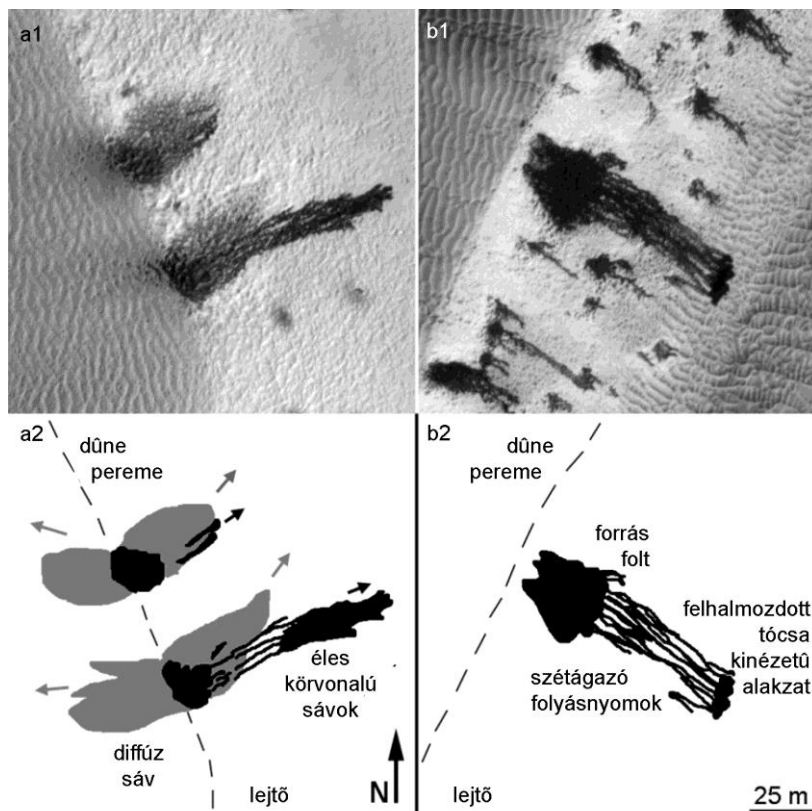
Jellemző	Diffúz sávok	Éles peremű sávok
időpont	kora tavasszal	diffúz sávok után
elnyúlás	bármerre	csak lejtőirányba
irány	szomszédosak párhuzmosak	mindik a lokális lejtőirány szerint
kinézet	diffúz peremű sáv	többfelé ágazó, éles peremű
végződés	fokozatos elhalványodás	lejtő lábán akkumulációs alazatok

Szél közreműködése nem feltétlenül szükséges a diffúz sávok kialakulásához, de magyarázatként ez jól egyezik azokkal az esetekkel, amikor több folt és azokból kiinduló még több diffúz sáv mutatkozik egymás közelében – amelyek a szél általi elnyúlás miatt párhuzamosak egymással (pl. 7.2 ábra, közel 1 km széles területet ábrázoló M07-01830 jelű felvételen).



7.2 ábra. Szél által elnyújtott diffúz sávok az évszakos jégsapka világos területén a d. sz. $78,5^\circ$ k. h. $293,3^\circ$ pozíció térségében, közel 1 km széles területen.

A második csoportot csak lejtőirányban elnyúlt, egymással párhuzamos, keskeny, **éles peremű sávok képezik**. Ezek pereme éles, időnként kanyarognak, összeolvadhatnak és szétágazhatnak, általában 1-4 m közötti szélességűek, hosszuk esetenként a 100 m-t is elérheti – ezek a tipikusan folyásos morfológiát mutató alakzatok (7.3. ábra).

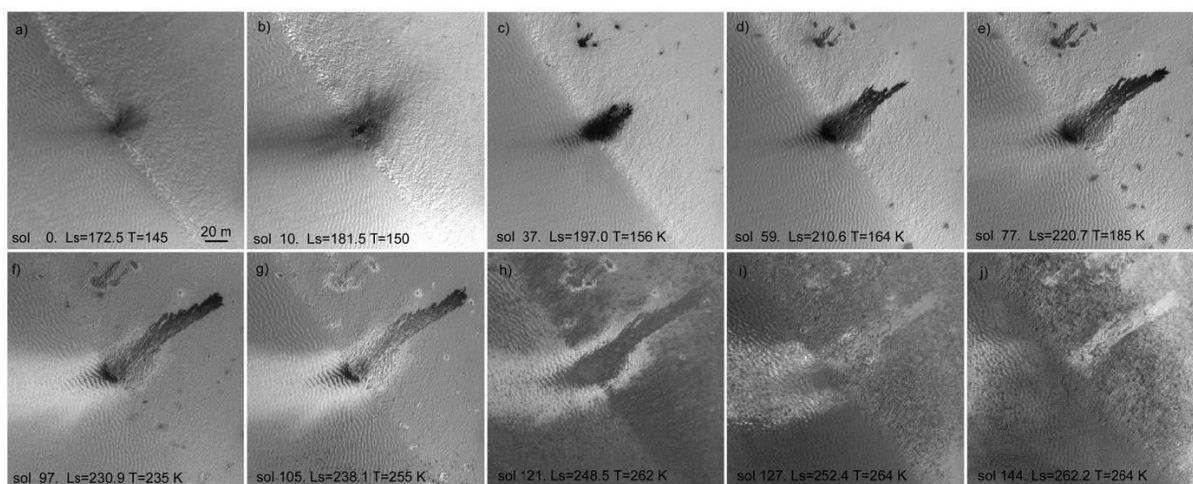


7.3 ábra. Példák a Richardson-kráterben lévő DDS-ekből kiinduló kétfajta sáv megjelenésére a PSP_003175_1080 HiRISE képből kivágott 125x125 m-es részekben, fent a1 és b1 esetében a fényképpel, lent a2 és b2 esetében grafikus interpretációval.

A két eltérő kinézetű, időben sem egyszerre megjelenő sávok fejlődési fázisai jól összehasonlíthatók az 7.4. ábrán, amelyek a Richardson-kráterben lévő dűnék egyikének oldalán látszanak $L_s=172^\circ$ és 262° évszakos fázisok között.

A korábbi a-b fázisok keretében még a diffúz sávok jönnek létre a gázkiáramlás nyomán, különböző irányban elnyúlva, majd a későbbi c-g fázisok során az éles peremű folyásos alakzatok lejtőirányú mozgása látszik. Megfigyelhető továbbá az f-i képeken, hogy a szélirányban elnyúló világos és diffúz sáv a CO_2 -jég visszafagyásával jöhetett létre. Az i-j fázisokban pedig a folyásos kinézetű alakzat helyén világosabb anyag maradt vissza.

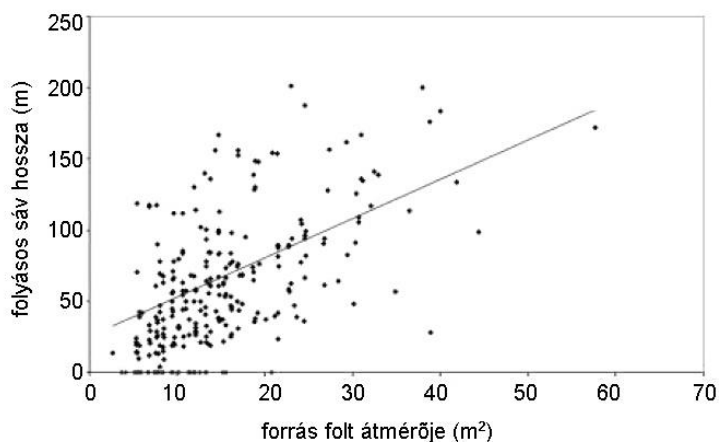
Néhol a **lejtők lábánál felhalmozódik** az éles peremű, második fázisban keletkezett elnyúlt sávokban szállított sötét anyag. Utóbbi képződmények alakja az adott lejtőláb morfológiájától függ, ahol éles a lejtő lábánál a topográfiai törés, ott a lejtési irányára merőlegesen terjednek ki, elnyúlt formát képezve, és itt több folyásos alakzat is végződhet ugyanabban az anyagfelhalmozódásban.



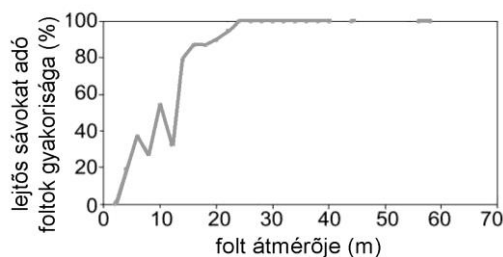
7.4 ábra. A Richardson-kráter egyik foltjához kapcsolódó alakzatok időbeli fejlődése egy 200x200 m-es területen, közel 150 marsi nap alatt. Az egyes képeken alul az évszakos fázis olvasható (Ls jelzés), mellette a T pedig a 300 m-es méretskálán mérhető hőmérsékletet mutatja. A képen jobbra letről balra felfelé futó perem egy dűne meredekebb lee (áramlásárnyékos) oldali pereme, ahol a meredek lejtő balra felfelé esik, míg az átlós vonaltól balra lefelé eső lankásabb oldal az áramlásnak kitett stossz oldal. Az alsó sorban itt látható fehéres visszafagyott CO₂ jég sáv elnyúlási iránya a dűne keletkezését létrehozóval ellentétes szélirányt jelez (a folttól balra nyúlik el). Ez nem ellentmondás, azt mutatja, hogy a dűne keletkezésekor nem az lehetett a domináns szélirány, mint ami azokon a napokon, amikor a visszafagyott világos sáv létrejött.

A munka keretében sikerült több száz 20-200 m közötti méretű folyásos alakzatokat azonosítani. Egyszerű numerikus kapcsolat is mutatkozik a „forrás” DDS területe és a belőle kiágazó folyásos alakzatok hossza között: a nagyobb foltokból általában hosszabb folyásos alakzatok ágaznak ki (7.5 ábra).

A dűnék vizsgált meredek, lee oldali lejtőszögeinél maximálisan 20 m körüli átmérőnél nagyobb foltok minden esetben mutattak folyásos képződményeket (7.6 ábra) – utalva arra, hogy létezik valamilyen kritikus mennyiség, amelynél ha több van a foltban a kérdéses anyagból, folyásos kinézetű képződmények feltétlenül megjelennek.



7.5 ábra. Numerikus kapcsolat a folyásos alakzatokat mutató foltok átmérője (vízszintes tengely) és a belőlük kinyúló sávok hossza (függőleges tengely) között. Az x tengelyen lévő nulla értékek folyást nem mutató foltokat jeleznek.

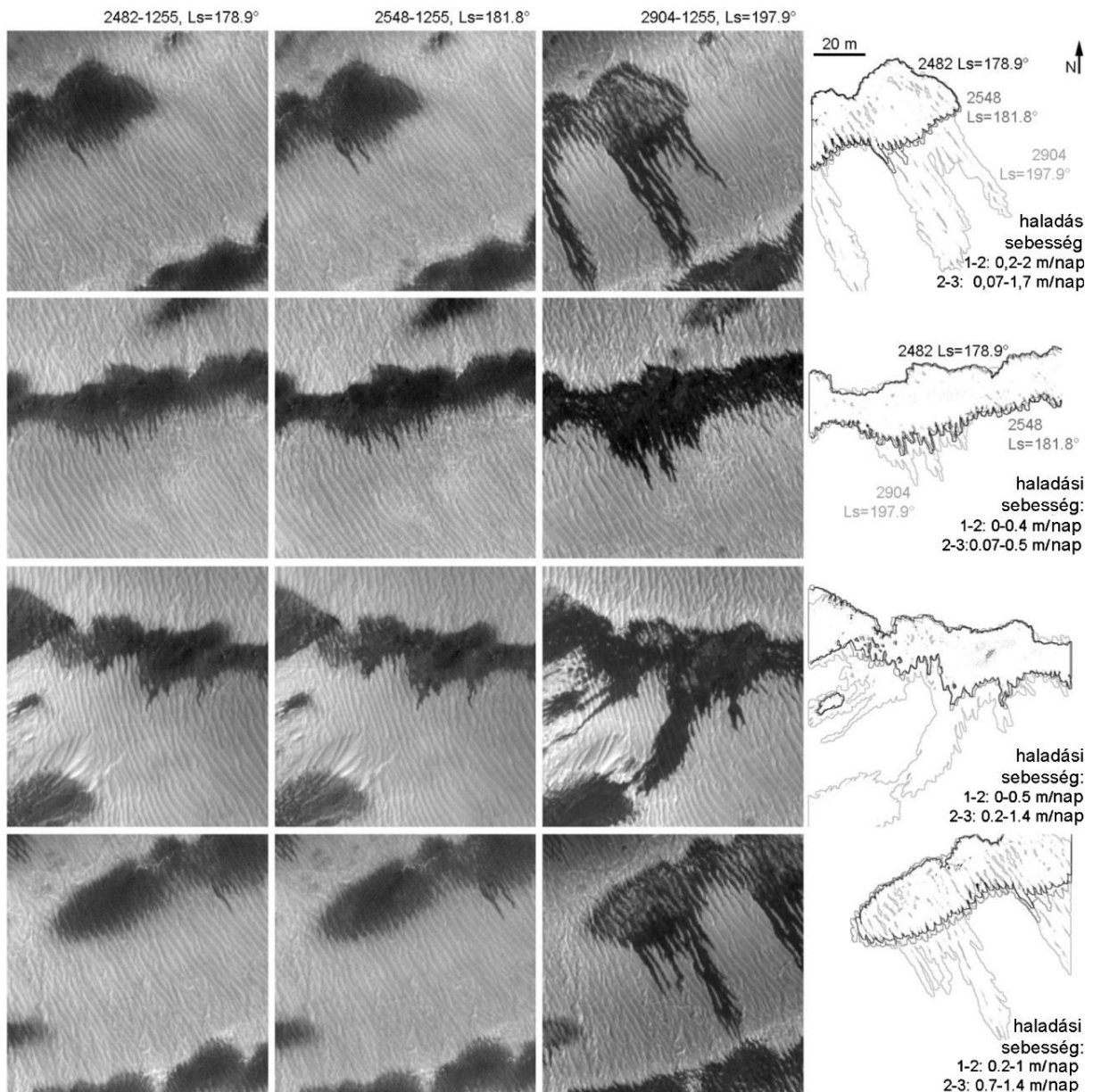


7.6 ábra. A folyásos alakzatot mutató foltok aránya méret szerint a Richardson-kráterben. A kb. 25 m-nél nagyobb foltok mindig mutatnak folyásos alakzatokat.

Domborzati adatokat is igénylő mérések csak néhány kivételes esetben végezhetőek, elsősorban azért, mert a kérdéses dűnék lee oldala (ahol a folyásos alakzatok általában megjelennek) keskenyebb, mint a domborzati adatok térbeli felbontása. Utóbbi átlagosan 200 m körüli, a szondák tervezett leszállóhelyeire HiRISE sztereó felvételpárok alapján generált domborzatmodellek esetében meggy csak le vízszintesen 1 m környékére a felbontás, de a dolgozatban vizsgált magas szélességű térségekben ilyen leszállóhely jelöltek nincsenek. Ennek megfelelően a képek morfológiája alapján lehet csak ilyen becsléseket végezni.

A foltok esetében nem mutatkozik egyértelmű összefüggés a lejtőszög és a foltok alakja között. Maguk a foltok többnyire közel izometrikusak még a lejtőkön is. Egyedül a lejtőláb morfológiájának hatása érhető nyomon a sávok kinézetében: az éles lejtőlábi törésnél kiszélesedő akkumulációs alakzatok figyelhetőek meg az elnyúlt sávok elvégződésénél, amelyek közül több is ugyanazon akkumulációs alakzatban végződhet – míg a fokozatosan ellapuló lejtőlábaknál nem jelentkeznek ilyen akkumulációs formák.

A lejtőn mutatózó sávok egymást követő felvételeinek összehasonlítása alapján sikerült növekedési sebességüket megbecsülni, ami átlagosan 1 m/nap körülinek adódott. A Richardson-kráterben azonosított ilyen alakzatok sorozatfelvételei láthatóak az 7.7. ábrán.

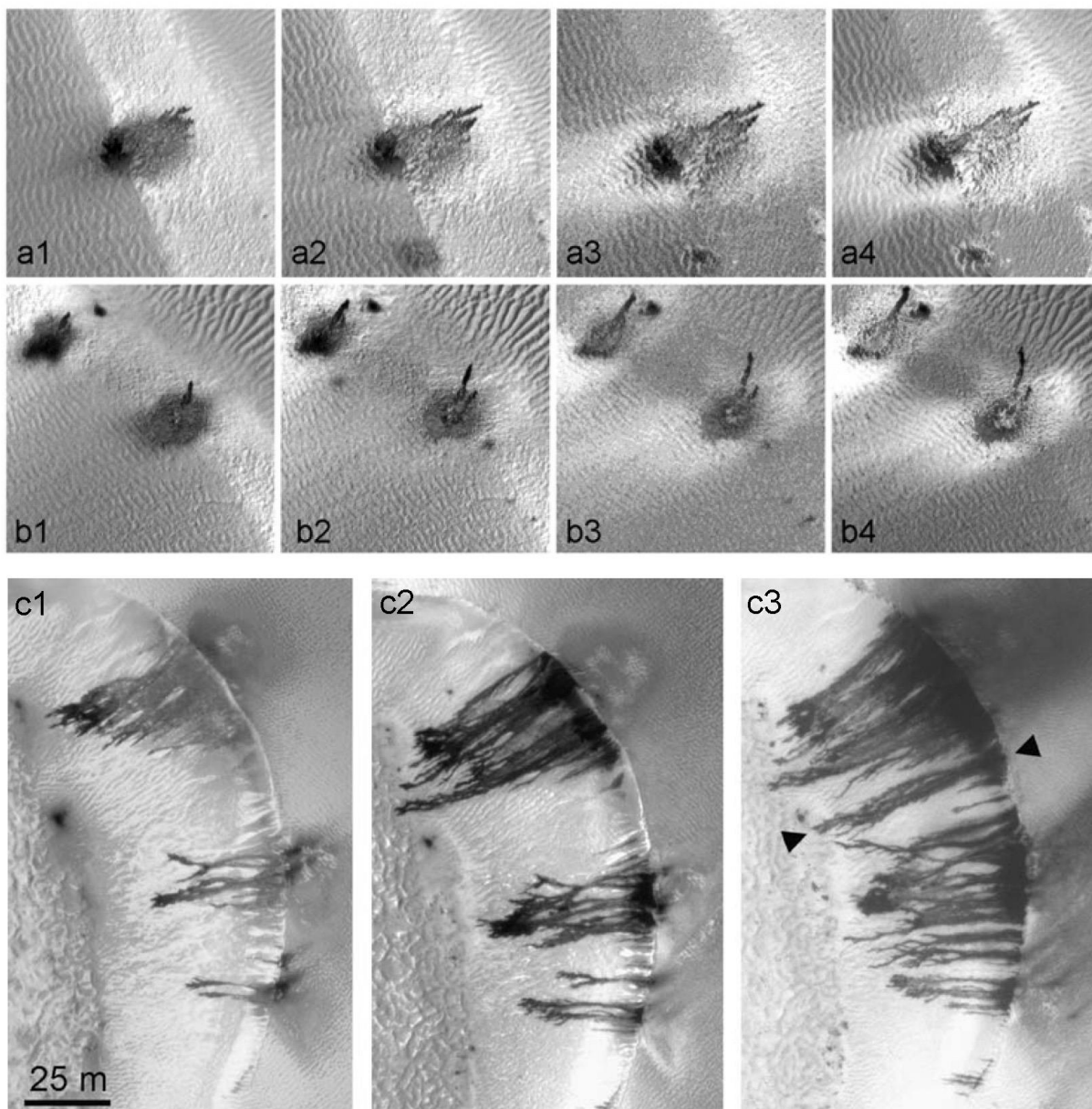


7.7 ábra. Néhány példa a folyásos kinézetű alakzatok haladási sebességének becslésére a Russel-kráter területéről (d. sz. $54,9^\circ$ k. h. $12,4^\circ$) a 2482_1255, 2448_1255 és 2904_1255 sorszámú HiRISE képek alapján, amelyek a helyi tavasz során $L_s = 178,9^\circ$, $181,9^\circ$ és $197,9^\circ$ idején készültek. A kép bal felén látható három oszlopban bemutatott, lefelé elnyúló sötét alakzatok (amelyek egymással összeolvadó foltokból indulnak ki) körvonala fekete, középszürke és világosszürke színnel jobbra látható egymásra vetítve, demonstrálandó a fokozatos lejtőirányú kiterjedésüket. Az egyes sávok haladási sebessége jobbra a kép szélénél olvasható, ahol a nap földi nap időtartamát (24 óra) jelenti, amely egyébként majdnem megegyezik a marsi nap 24,5 órás időtartamával, ezért a felvételek által lefedett időintervallumban marsi napnak is tekinthető.

Az éles körvonalú alakzatok kinézete a **folyadék áramlásból származó morfológiára** emlékeztet (sok szétágazó, esetenként összekapcsolódó, kanyargó alakzat, amelyek követik a domborzat kis méretskálájú morfológiáját, és legsötétebbek az elől haladó, frontális elvégződésüknél, emellett helyenként a lejtő lábán felhalmozódásokat alkotnak), de az egyéb, folyadéktól független avagy „kevert” keletkezési lehetőségeket sem lehet kizárni.

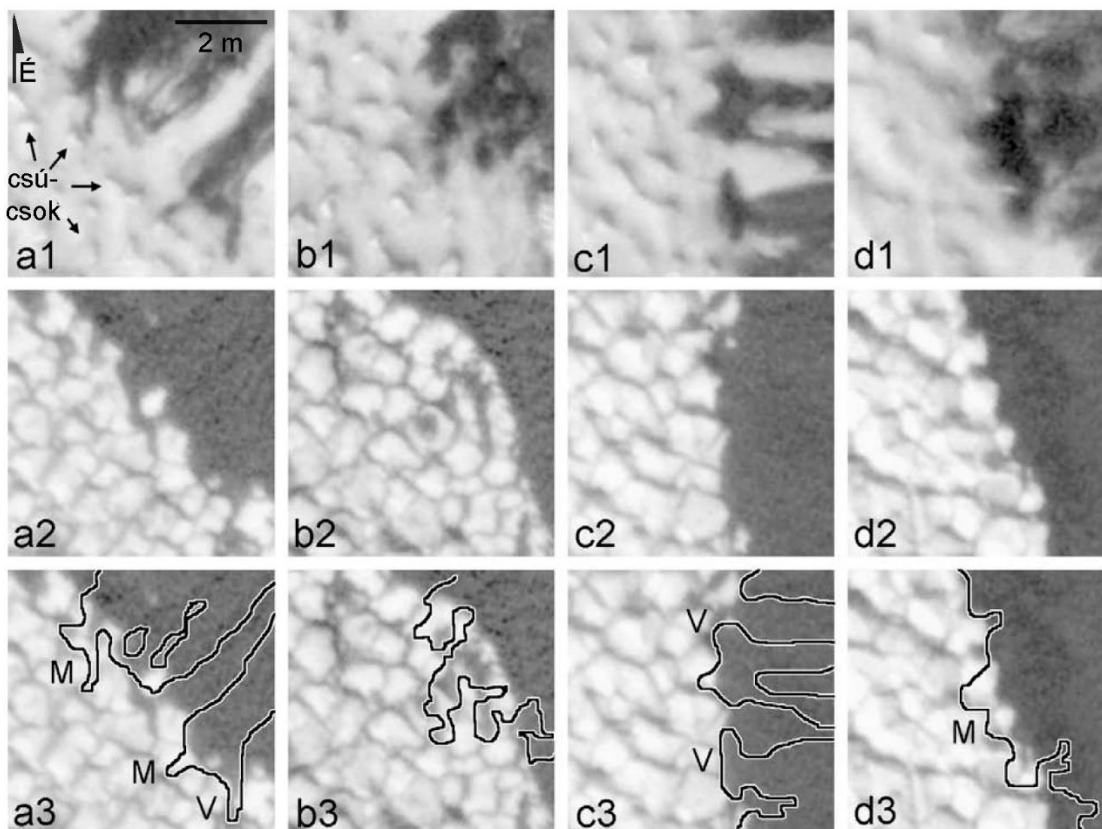
A morfológiai megjelenésre az 7.8 ábra szolgál néhány további példával. A felső két sorban a déli féltekéről, az alsó sorban az északi féltekéről láthatóak ilyen alakzatok. A bemutatott északi esetekben egy dűne gerince fut jobb lentről balra felfelé, és a dűnék lee oldala ettől jobbra esik, ezeken haladnak lefelé a sötét sávok. Az alsó, északi féltekét mutató képek jobb felén ívesen futó dűneperem mellett balra található a lee oldali meredek lejtő. A dűne tetejéről balra, a meredek oldalon a későbbi fázisban keletkezett éles peremű sávok növekedése figyelhető meg, míg a dűneperemtől jobbra diffúz, kifúvásos alakzatok vannak, amelyek elképzelhető, hogy részben az éles peremű sávok keletkezése alatt is képződnek/változnak. Érdemes megfigyelni, hogy a lejtőirányú (balra eső) frontális elvégződésüknél a legsötétebbek a folyásos képződmények, és a legtöbb alakzattól eltérően a harmadik képen a két nyíllal jelölt képződmény milyen gyorsan növekedett meg (kb. 5 m/nap sebességgel), egészen a lejtő lábáig.

A morfometriai paramétereket tekintve nincs kifejezetten nagy különbség: a déli féltekén néhány m széles és 50-200 m hosszú alakzatok láthatóak, az északi féltekén ugyanezek a paraméterek jellemzők – ugyanakkor a foltoknak kinézete jelentősen eltér a délen megfigyelhetőtől, és északon sokkal nagyobb a változatosság, sok helyen sűrűbben mutatkoznak a foltok. Erre pontos magyarázat még nincsen.



7.8 ábra. Dűnefoltokból kiágazó tavaszi elnyúlt alakzatok növekedése a déli féltekén a felső két sorban a d. sz. $72,0^\circ$ k. h. 179° környéki területen, PSP_002397_1080 ($L_s=172,5^\circ$), PSP_002542_1080 ($L_s=181,5^\circ$), PSP_002885_1080 ($L_s=197^\circ$) képek alapján. Az alsó sorban sorozatfelvétel látható néhány folyásos kinézetű alakzat növekedéséről az é. sz. $77,5^\circ$, k. h. $300,1^\circ$ környékén a PSP_007468_2575, 007758_2575 és 007903_2575 HiRISE-felvételek 100×150 m-es részletein, amelyeknél az első és a második kép között 22 nap, a második és a harmadik között 11 nap telt el.

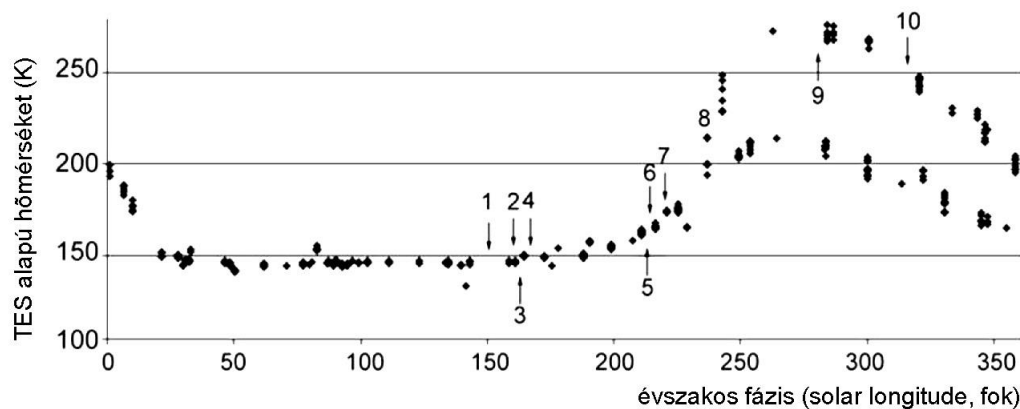
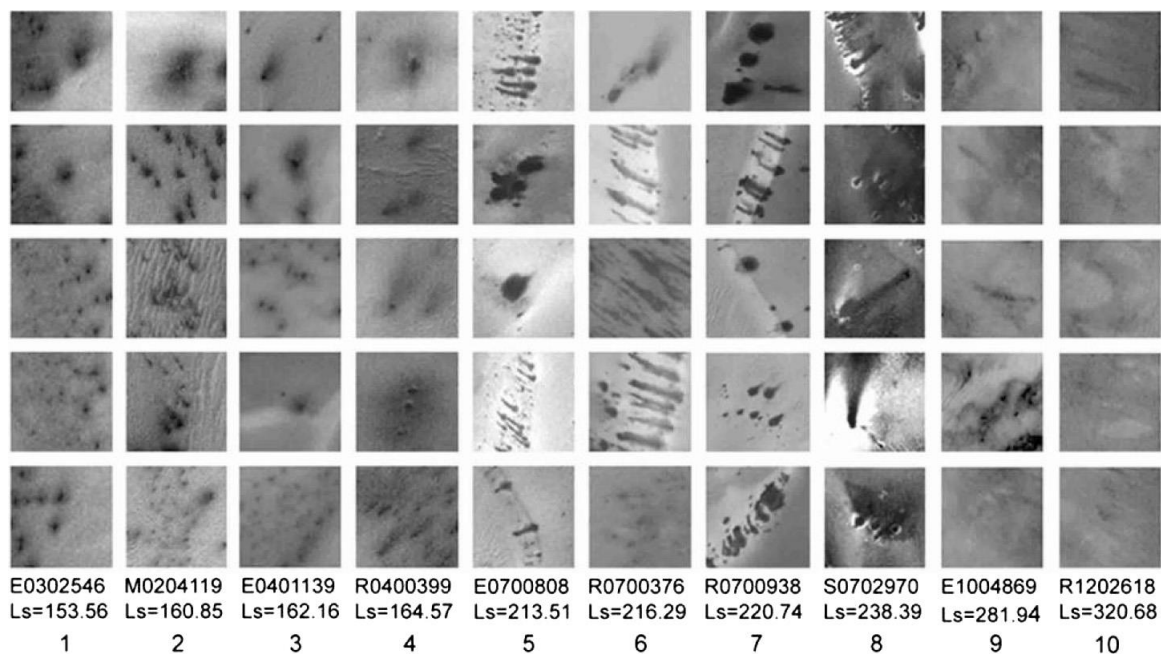
Szerény változás jelentkezik a geomorfológiai formákban az idő előrehaladtával, a képeken látható „nagy változékonyság” főleg a téli jégtakaró évente eltérő szublimációs mintázatának a következménye – az egyes évek során nem mindig ugyanolyan sorrendben és területi kiterjedésben szublimált el a jég az egyes felszínformákról, továbbá a port sem egyformán terítette a szél. Mindezeknek megfelelően a változás főleg a jég (világos) és jégmentes (sötét) területek időbeli kiterjedése és változékonysága miatt következett be. Magukban a felszínformákban, jég alatti dűneanyagban csak bizonytalanul sikerült mozgást kimutatni a vizsgált időszakban – erre mutat példát az alábbi képsorozat a 7.9 ábrán.



7.9 ábra. Sötét dűneanyag potenciális mozgása a PSP_008230_2650 (1 sor $L_s = 64,9^\circ$) és a PSP_008968_2650 (2. és 3. sor $L_s = 90,0^\circ$) HiRISE felvételeken, az é. sz. $84,7^\circ$ k. h. $0,1^\circ$ pozíció. A legfelső sorban a foltokból tavasszal kiinduló sávok mutatkoznak, a középső sorban az ezt követő nyáron láthatóak ugyanazok a területek, a legalsó sorban pedig az első sorban látható sávok sziluettje figyelhető meg a jégtakaró nélküli dűnéken. A képek jobb felső részén helyezkedik el a sötét dűneanyag, a bal alsón pedig az a világos aljzat, amin a bazaltos anyagú dűnék szemcséi találhatóak. A legalsó sor képein látató, hogy vannak olyan sávok, amelyek elvégződése túlnyúlt a dűnék peremén, azonban a sávok sötét anyaga azok elvégződésénél nem figyelhető meg. Ez úgy is magyarázható, hogy a sávok tavaszi növekedése során a bennük mozgott sötét anyag (pl. dűneszemcsék) a világos aljzat poligonális repedéseibe jutottak – ugyanakkor a megfigyelés nagyon közel van a képek felbontóképességéhez, ezért jelentős a bizonytalanság az értelmezésben.

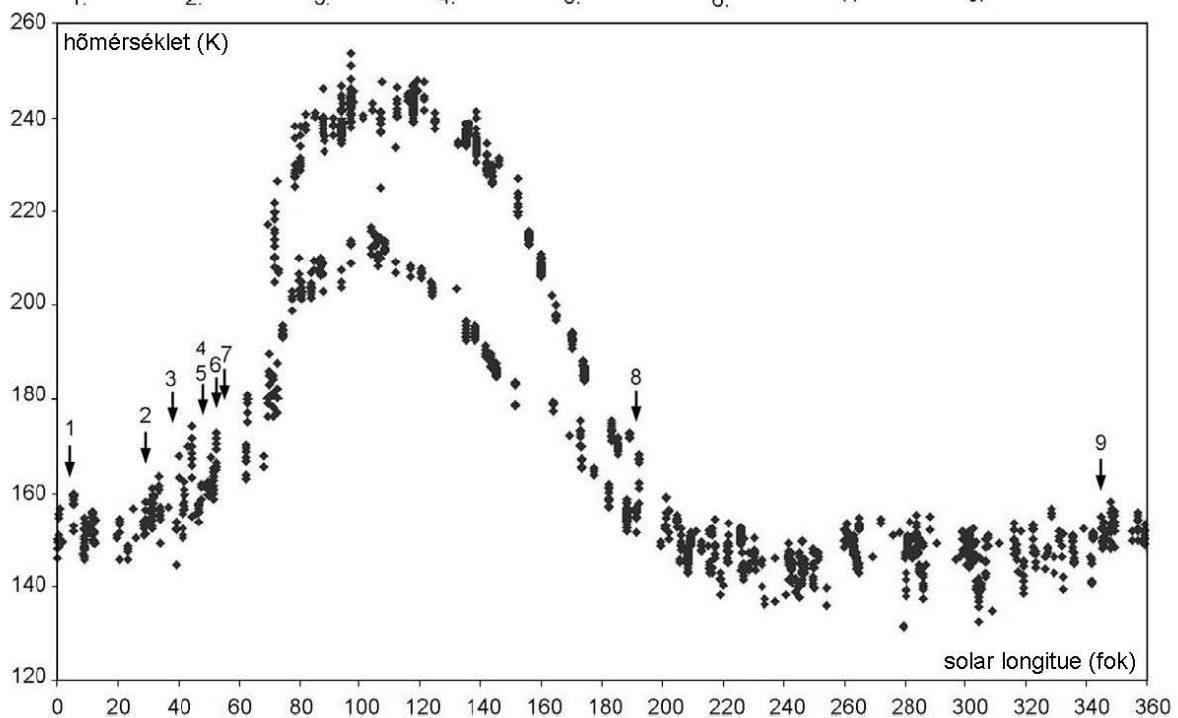
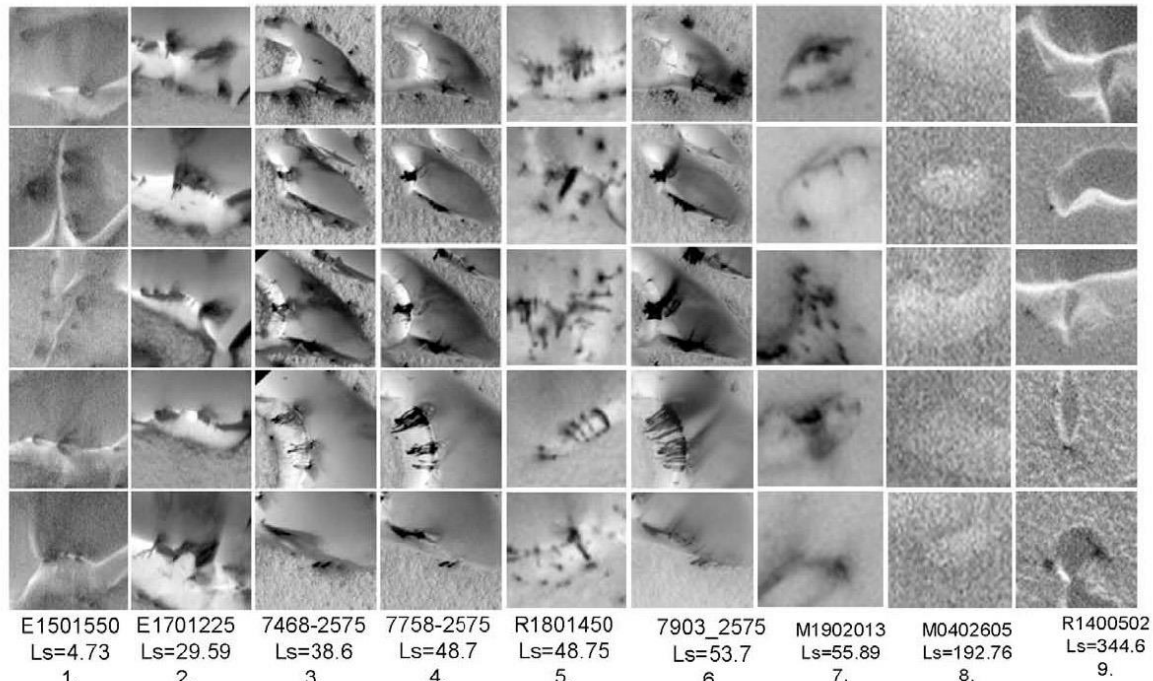
Az északi cirkumpoláris térségben szintén látszanak folyásos kinézetű alakzatok tavasszal a visszahúzódó évszakos pólussapka területén, de ezek kinézetükben általában eltérnek a délen megfigyeltektől, és sokkal nagyobb változatosságot mutatnak azoknál. Ugyanakkor itt is megfigyelhető az időben eltérő kinézet és különböző fázisok léte, ahol elsőként a diffúz, majd később az élesebb, keskenyebb alakzatok jönnek létre.

A kutatómunka során a 2010-et megelőzően elérhető MOC-felvételek révén 1,4 méter körüli felbontással sikerült már az eltérő fejlődési fázisokat azonosítani, igaz ezen képek minősége és a rajtuk látható részletek gazdagsága, valamint a leszűrhető eredmények köre elmaradt a később elemzett HiRISE-felvételekétől. Egy időbeli fejlődési sorozat a MOC-felvételek alapján a déli félteke folyásos alakzatairól az 7.10. ábrán látható. Megfigyelhető, hogy az 1-4 fázisok idején csak diffúz foltok vannak, majd a hőmérséklet emelkedésével párhuzamosan jelennek meg (5-8) folyásos alakzatok, még később (9, 10) pedig csak szélfúttá formák mutatkoznak.



7.10 ábra. A d.sz. 69°, k.h. 209° területen azonosítható foltok és belőlük kiinduló alakzatok időbeli változása 300x300 m-es MOC-képeken (fent, közvetlen a képek alatt az adott kép azonosítója, az Ls érték és a kép sorszáma olvasható), valamint a megfelelő időszak átlaghőmérséklete (lent). Az eltérő fázisok morfológiai különbségei megfigyelhetők, de gyengébben mint a későbbi nagyobb felbontású HiRISE-képeken. A folyásos kinézetű fázisok az 5-8 képek között mutatkoznak.

Az 7.11 ábra a TES detektor alapján számolt hőmérséklet éves menete szerint mutatja a képződmények változását fázisonként, nagyobb felbontású HiRISE-felvételek alapján: 1. diffúz sávok, 2-7 éles folyásos kinézetű alakzatok, 8 téli inaktív szakasz, 9 tavasz eleji diffúz sávok ismételt megjelenése. A hőmérsékletértékek a kérdéses foltoknál nagyobb területre érvényes átlagok, ennek megfelelően a sötét alakzatokban a görbéről leolvashatónál valamivel magasabb hőmérséklet lehet jelen. A jelenség korábbi állapotában (9, 1) a diffúz sávok, később (2–6) az élesebb, folyásos alakzatok jellemzőek. A hőmérsékleti adatok gyenge térbeli felbontása ellenére látható, hogy a folyásos alakzatok növekedése a kora tavaszi időszakra, a felszín melegedésének periódusára esik. Hasonló vizsgálat több marsi évre is készült, és azonos tendenciát mutat – azaz évente ismétlődő, rendszeres jelenséggel van dolgunk.

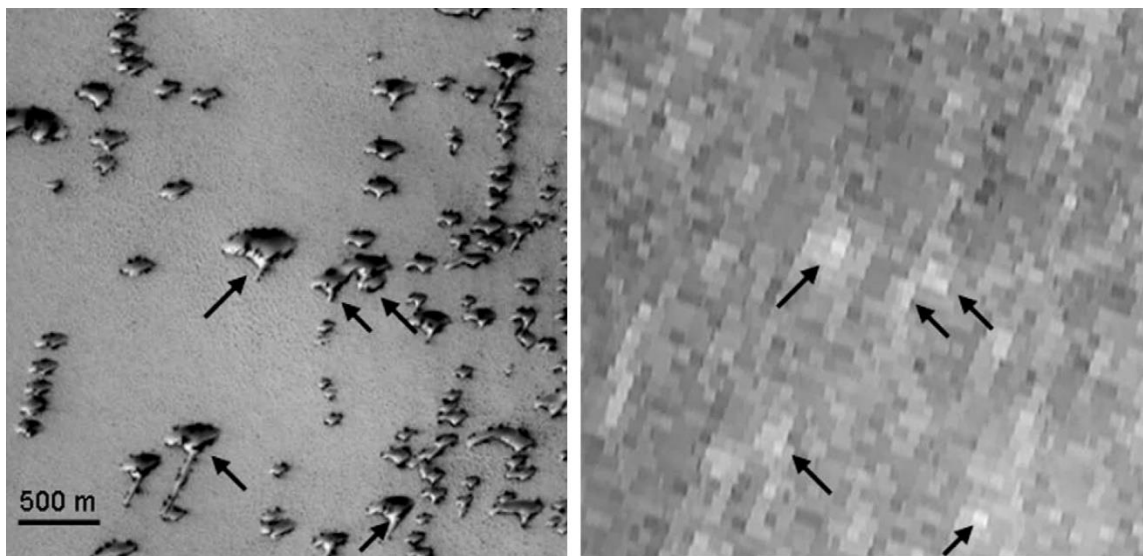


7.11 ábra. Az éles peremű („folyásos kinézetű”) alakzatok évszakos változása 300x300 m-es MOC- és HiRISE-képeken az é. sz. 77°, k. h. 300° térségében a képek azonosító számával és az északot jellemző Ls értékkel (fent), valamint a kérdéses terület éves mért felszíni hőmérséklet-változása (lent), ahol a magasabban haladó görbe a nappali, az alacsonyabban futó az éjszakai hőmérsékleteket mutatja.

A folyásos kinézetű alakzatok megjelenése és növekedése idején a hőmérséklet még mindig túl alacsony a tömbfázisú (azaz „hétköznapi” értelemben vett) cseppfolyós víz megjelenéséhez. Azonban speciális formában, ún. „interfacial water” képében mikroszkopikus méretskálán elképzelhető a megjelenése, a vízjég és az ásványi szemcsék érintkező felülete mentén. Ennek folyékony állapota, jellegét tekintve részben a kapilláris

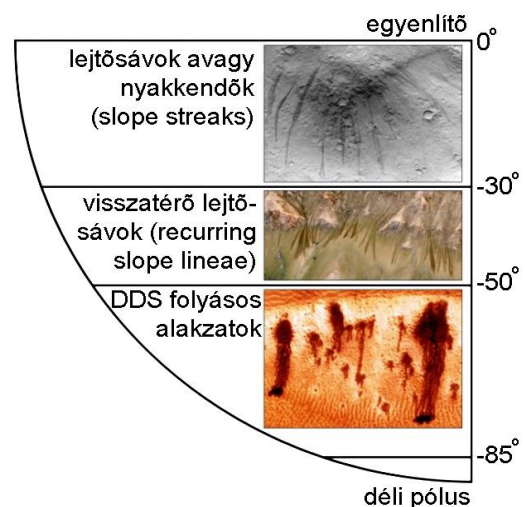
vízére hasonlít: speciális fizikai körülmények tartják cseppfolyós állapotban – ugyanakkor az interfacial water esetében még kisebb méretskála, és még extrémebb fizikai folyamatokról van szó. Ezzel kapcsolatban a foltokban a vízjég azonosítását tárgyalja a 6. tézispont, a vízjéggel borított területeken várható hőmérsékletet becsléséről és a „folyásos jellegű” mozgás fellépésnek lehetőségéről pedig az 7. tézispont szól.

További érdekesség, hogy sok forrásfolt a dűnék legmagasabb részén látható. Ez feltehetőleg azzal kapcsolatos, hogy ott a legintenzívebb a besugárzás, mivel ezeket árnyékolják a legkevésbé a szomszédos felszínformák. Erre utal az alábbi képpár is (7.12 ábra), amelyen balra az optikai tartományban rögzített kép (CTX kamera P16_007468_2578 sorszámú kép, készítés ideje $L_s=38,59^\circ$) látható, jobbra pedig egy infravörös felvétel látható (THEMIS I11998003 sorszámú kép, készítési ideje $L_s=79,89^\circ$) az é. sz. $77,5^\circ$ k. h. $300,1^\circ$ területén. Utóbbin megfigyelhető, hogy a terület legmelegebb és legmagasabb részei a dűnék csúcaival esnek egybe (nyilak).



7.12 ábra. Dűnék az északi féltekéről az optikai (balra) és az infravörös (jobbra) tartományban.

Távlati kutatási lehetőségek: Sok további lehetőség van a kérdéses alakzatok jellemzőinek vizsgálatára és magyarázatára. Ezek keretében sikerült szinképi úton a szén-dioxid-jégtől elkülönült vízjég-előfordulásokat azonosítani (6. tézispont), a mikroszkopikus cseppfolyós víz előfordulását valószínűsíteni (7. tézispont), valamint a folyásos jelenségre olyan modellt felállítani, amely összeegyeztethető mai ismereteinkkel (lásd a Kereszturi és Rivera-Valentin, 2016 publikációt).



7.13 ábra. A morfológiai megjelenés alapján feltételezett három mai vízelőfordulási lehetőség nyomainak sematikus helyzete a Mars déli féltekéjén.

A munka jelentősége, hogy ez a mai marsi víz három lehetséges előfordulása közül az egyik, amelyet a szakmai közösség 2016-ban relevánsnak tekint. Ezek bolygórajzi helyzetét mutatja az 7.13 ábra. Miközben az egyenlítő környéki lejtősávok (*slope streaks*) esetében akkumulációs alakzatok és H₂O spektrális jelenléte nem azonosítható, addig a közepes déli szélességen mutatkozó visszatérő lejtősávok (*recurring slope lineae*) esetében szintén nem jellemzőek az akkumulációs képződmények, és a H₂O jelenlétéről ellentmondásos mérések születtek (Ojha et al. 2015, Edwards és Piqueux 2016).

A háromféle folyásos alakzat alapvető jellemzői és paraméterei az 7.3 táblázat segítségével hasonlíthatók össze. Fontos megjegyezni, hogy ezeket tekintik napjaink leginkább releváns marsfelszíni jelenségeinek, amelyeket eséllyel hozhat létre cseppfolyós víz.

7.3 Táblázat (ahol nem szerepelnek pontos adatok, ott még nincs elérhető, megbízható mérés)

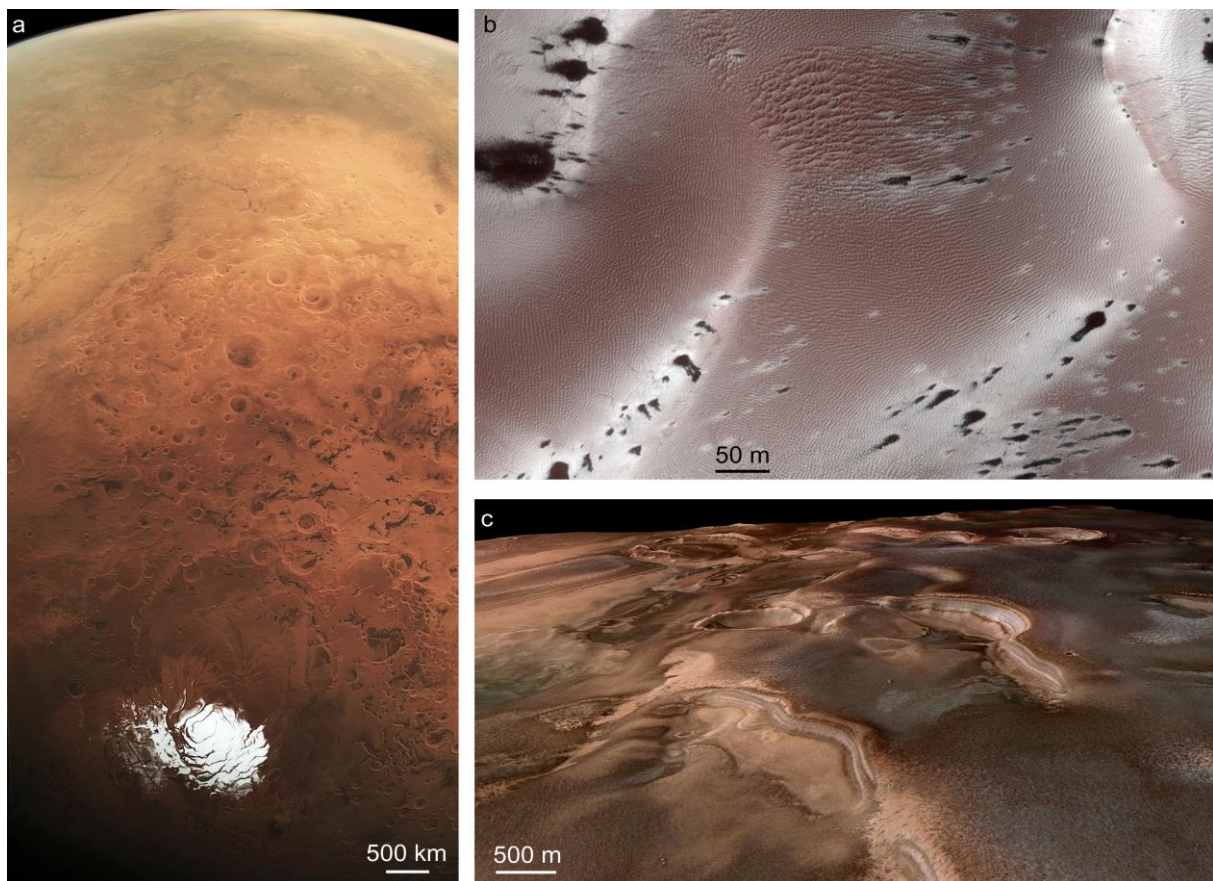
Név	Bolygórajzi helyzet	Lejtőszög (fok)	Területtípus	Aktív időtartam	Aktív évszak (Ls)	Folyások forrása
DDS-folyásos alakzatok	é. sz. és d. sz. 65°-80°	7°-21°	téli fagy-takaróval borított dűnék	hónap	észak: 14°-65°, dél: 210°-248°	sötét dűnefoltok
lejtősávok	északi és déli 30° között	meredek lejtők	por borította vidék	egész év	bármely évszak	nem látható
visszatérő lejtősávok	d. sz. 32°-48°	>20°	törmelék-lejtők	hónap	260°-20°	rétegkibukkanások, sziklák
Név	Morfológia	Haladási sebesség	Albedó viszonya a környezethez	Hőmérséklet (K)	Hőtehetlenség (m ² K ⁻¹ s ^{-1/2})	Keletkezés modell
DDS-folyásos alakzatok	elágazó, 10-100 m hossz	1,4 m/nap	0,2-0,3 (sötétebb)	180-220	200-400	vízáramlás
lejtősávok	elágazó, 0,1-1 km hossz	?	kb. 0,25 (ált. sötétebb)	>275	100	sóoldat-áramlás
visszatérő lejtősávok	10-100 m	0,6 m/nap	~0,20	250-300	180-340	sóoldat-áramlás

8. Vízjég felfedezése a déli sarkvidéki foltokban

6. tézis: A Mars déli cirkumpoláris vidékén, a télen lerakódott jégtakaróban tavasszal megjelenő sötét foltok gyűrű alakú területén vékony felszíni vízjég réteg jelenik meg széndioxid-jég nélkül. (Kereszturi et al. 2011b)

A munka **célja** a tavasszal déli pólussapka (8.1 ábra) környezetében megjelenő folyásos alakzatok térségében feltételezett vízjég előfordulásának bizonyítása színeképi mérések alapján. **Saját munka:** hiperspektrális képek leválogatása, kiértékelése, összekapcsolása optikai adatokkal, eredmények értelmezése.

Háttér-információ: A marsi sarkvidékeken mutatkozó jegek színeképi elemzésével kimutatták (Langevin et al. 2005), hogy az évszakosan keletkező pólussapka alsó zónájában mindössze mikrométer vastagságú vízjég rakódik le a helyi ősz során (Appéré et al., 2011), majd erre a hideg sarki éjszaka alatt főleg széndioxidjég valamint ezzel együtt kis mennyiségű vízjég kondenzálódik (Titus et al., 2001). A tavaszi szublimáció idején ez a főleg széndioxidból álló fedőréteg gyorsan elszublimál, míg az ez alatt lévő vízjég kicsit hosszabb ideig marad meg fagyott formában.



8.1 ábra. Balra a Mars déli féltekéje a Mars Express-űrszonda HRSC kamerájának felvételén, alul a helyi nyár idején is megmaradó pólussapkával. Jobbra fent az MRO-űrszonda HiRISE kamerájának PSP_003609_1110 felvétele a visszahúzódó déli évszakos jégsapka területéről, jobbra lent pedig az Ulyxis Rupes trésége a déli sarkvidéken az évszakos jég eltűnése után a HRSC kamera felvételén. A kibukkanó rétegek lejtői 300-600 m magasak. (ESA/DLR/FU/Neukum; NASA/JPL/UA)

A pólussapka peremvidéke a helyi tavasz idején összetett változáson megy keresztül, amelynek keretében a korábban elszublimált anyagok egy része visszakondenzálódhat (Wagstaff et al., 2008). A térség megjelenését és viselkedését a légkörből kirakódó por is tovább bonyolítja (Kieffer et al., 1976). A legtöbb kutató által vizsgált globális trendek mellett néhány esetben a jegek regionális viselkedésére is részben fény derült (Brown et al., 2014, Kieffer és Titus, 2001). Ugyanakkor a korábban említett DDS képződményeknél nem sikerült a jegek előfordulását azonosítani, feltehetőleg utóbbiak kis mérete miatt. Ezt a CRISM műszer adatai alapján első alkalommal sikerült elvégezni ennek a dolgozatnak a részeként.

Munkamódszer: a HiRISE kamera optikai képeit és a CRISM spektrométer közeli-infravörös tartományban végzett méréseit használtam fel, valamint az LMD Global Climate Model nevű marsi éghajlatmodell hőmérsékletadatai is segítettek a munkában. A méréseket a déli féltekén a Richardson-kráterben (d. sz. 72° k. h. 179°) végeztem, ahol megfelelő mennyiségű és időfelbontású adat állt ehhez rendelkezésre. A vizsgált időszak a helyi „tavasz” volt, $L_s=175-341^\circ$ közötti periódusban, amikor melegszik a térség, és a télen lerakódott jég visszahúzódik. A munka során felhasznált CRISM-képek listája a 8.1. táblázatban olvasható.

A hiperspektrális CRISM-adatoknál az elemzés elsősorban a BD1435 sávra összpontosult, amely a CO_2 jég előfordulását mutatja (a $1,435 \mu\text{m}$ -nél értelmezett sávmélységet az $R1430/(a \cdot R1370 + b \cdot R1470)$ képlet adja meg, ahol az R utáni szám a nanométreben jelzett helyzetétől mérhető relatív intenzitást jelzi). A BD1500 sávot a H_2O -előfordulás jellemzésére használják (itt az $1,5 \mu\text{m}$ -nél mérhető sávmélységet az $R1510/(a \cdot R1330 + b \cdot R1695)$ képlet adja meg). Az ICER1 jelű sáv pedig a kettő ($1,5 \mu\text{m}$ és $1,43 \mu\text{m}$) arányát jelzi az $R1510/R1430$ képlet szerint.

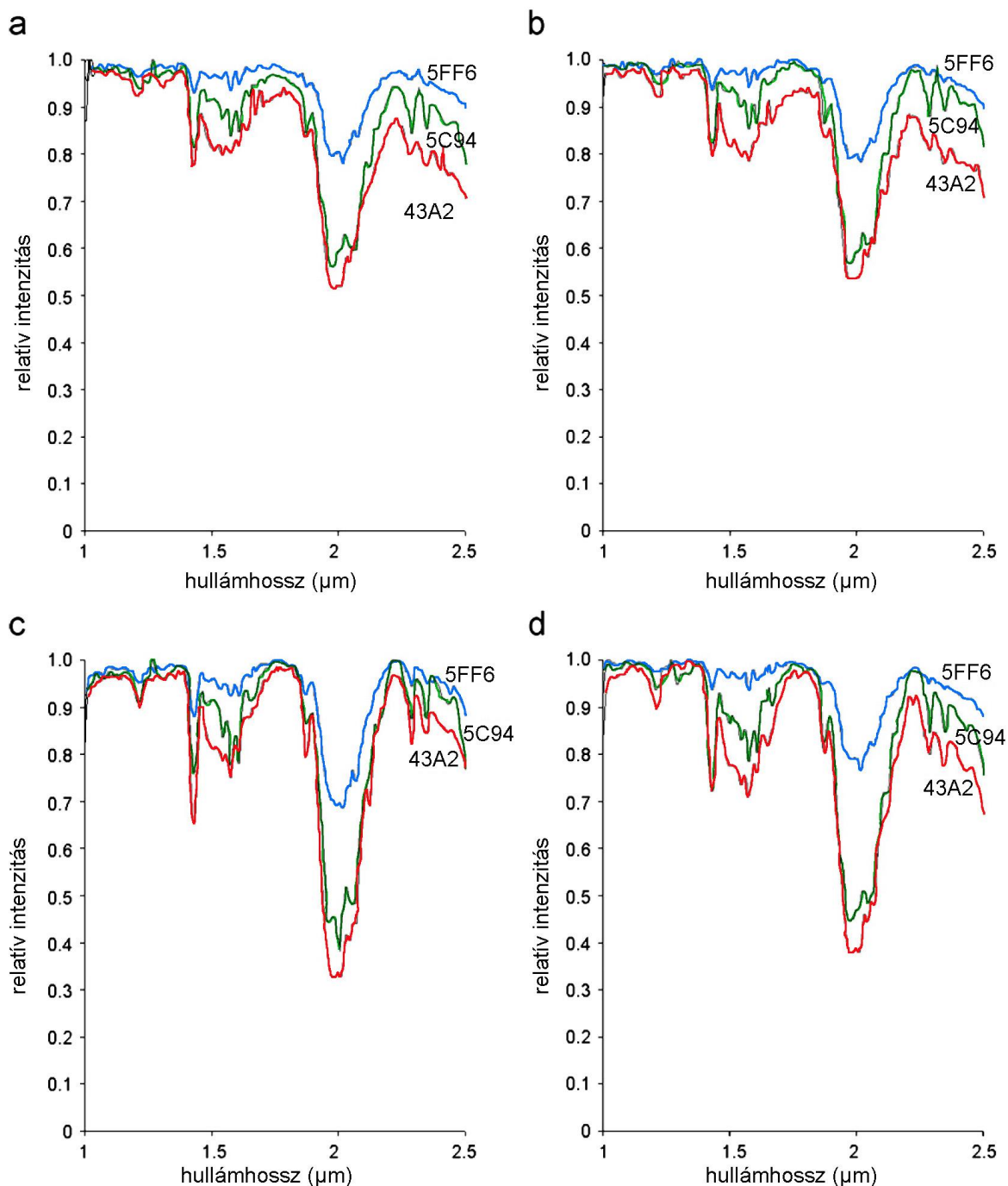
8.1. táblázat. A színeképelemzéshez felhasznált hiperspektrális CRISM-felvételek listája, és a CO₂- valamint H₂O-jég előfordulása az adott felvételen. Jól látható, hogy a két jégfajta igen hosszú időn keresztül figyelhető meg a területen kora tavasszal, majd a CO₂-jég eltűnése után nem sokkal a H₂O-jég is eltűnik – mindezt megelőzően térbeli eloszlásuk a színeképek alapján is vizsgálható.

Kép sorszma	Ls (°)	Dátum	CO ₂ -jég	H ₂ O-jég
HRS0000411F_07_IF172L	175,5	2007.01.30	+	+
HRL000043A2_07_IF188L	181,67	2007.02.10	+	+
FRT000052BC_07_IF163L	213,61	2007.04.05	+	+
FRT000054E5_07_IF163L	217,50	2007.04.12	+	+
HRS000056C0_07_IF172L	220,96	2007.04.17	+	+
FRT00005AF7_07_IF163L	238,52	2007.05.15	+	+
FRT00005C94_07_IF163L	241,68	2007.05.20	+	+
FRT00005E38_07_IF163L	245,49	2007.05.26	+	+
FRT00005FF6_07_IF163L	248,72	2007.05.31	+	+
FRT00006102_07_IF165L	251,14	2007.06.04	+	+
FRT00006199_07_IF164L	252,41	2007.06.06	+	+
FRT0000630D_07_IF163L	255,58	2007.06.11	?	+
FRT000063FD_07_IF164L	258,12	2007.06.15	?	+
FRT00006516_07_IF163L	262,55	2007.06.22	-	-
FRT000066D0_07_IF163L	266,35	2007.06.28	-	-
FRT00006C56_07_IF163L	283,23	2007.07.25	-	-
FRT0000725F_07_iIF163L	296,86	2007.08.16	-	-
FRT000073b2_07_IF163L	299,67	2007.08.21	-	-
FRT00007a6a_07_IF163L	312,97	2007.09.13	-	-
FRT0000824E_07_IF163L	329,13	2007.10.11	-	-
FRT000085BD_07_IF163L	335,05	2007.10.22	-	-
FRT00008914_07_IF163L	340,51	2007.11.01	-	-

8.1. Eredmények

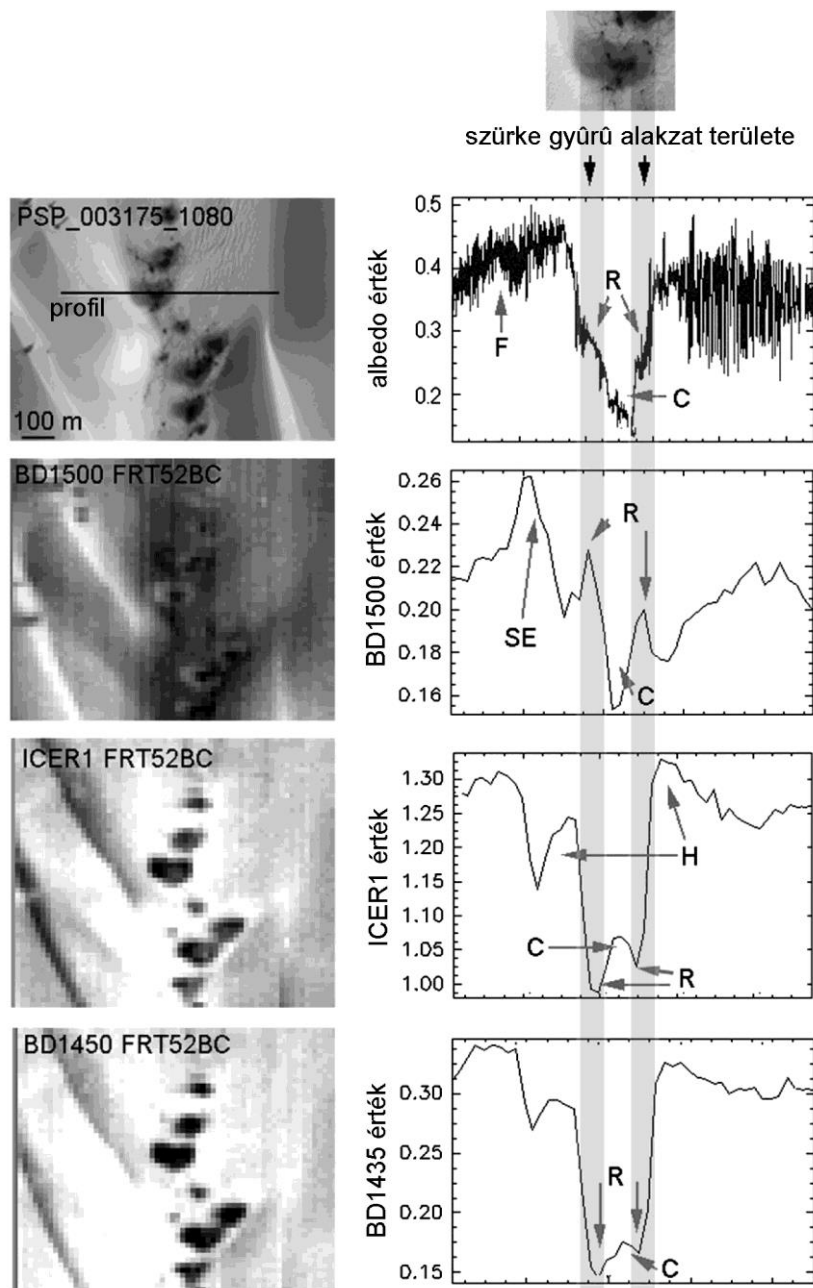
A mérések során a DDS alakzatoknál a különböző szerkezeti egységek (mag, gyűrű, környező világos haló, távolabbi és homogén jégtakaró) időbeli változása során a megjelenését és a színeképi jellemzőit elemeztem. A 8.2. ábrán a színeképek változása, a 8.3. ábrán ezeknek az albedó változásával fennálló kapcsolata látható.

A téli időszakban a területet szén-dioxid-jég borítja, benne vízjégnyomokkal, ami kis mennyiségben előforduló H₂O molekulák „szennyezése” lehet. Nagy tömegben, időben külön kondenzálódik a kétfajta jég a Marson. Ugyanakkor kis mennyiségben keveredés is van közöttük, és ritkán várható tiszta, teljesen elkülönült előfordulásuk. Ennek oka részben, hogy a CO₂-jég kondenzációjához szükséges alacsony hőmérsékleten is válhat ki H₂O-jég a légkörből. A nyár felé haladva a melegedéssel egyidejűleg jelennek meg és változnak a foltok, amikor a jég átalakuláson mennek keresztül a melegedő térségekben.



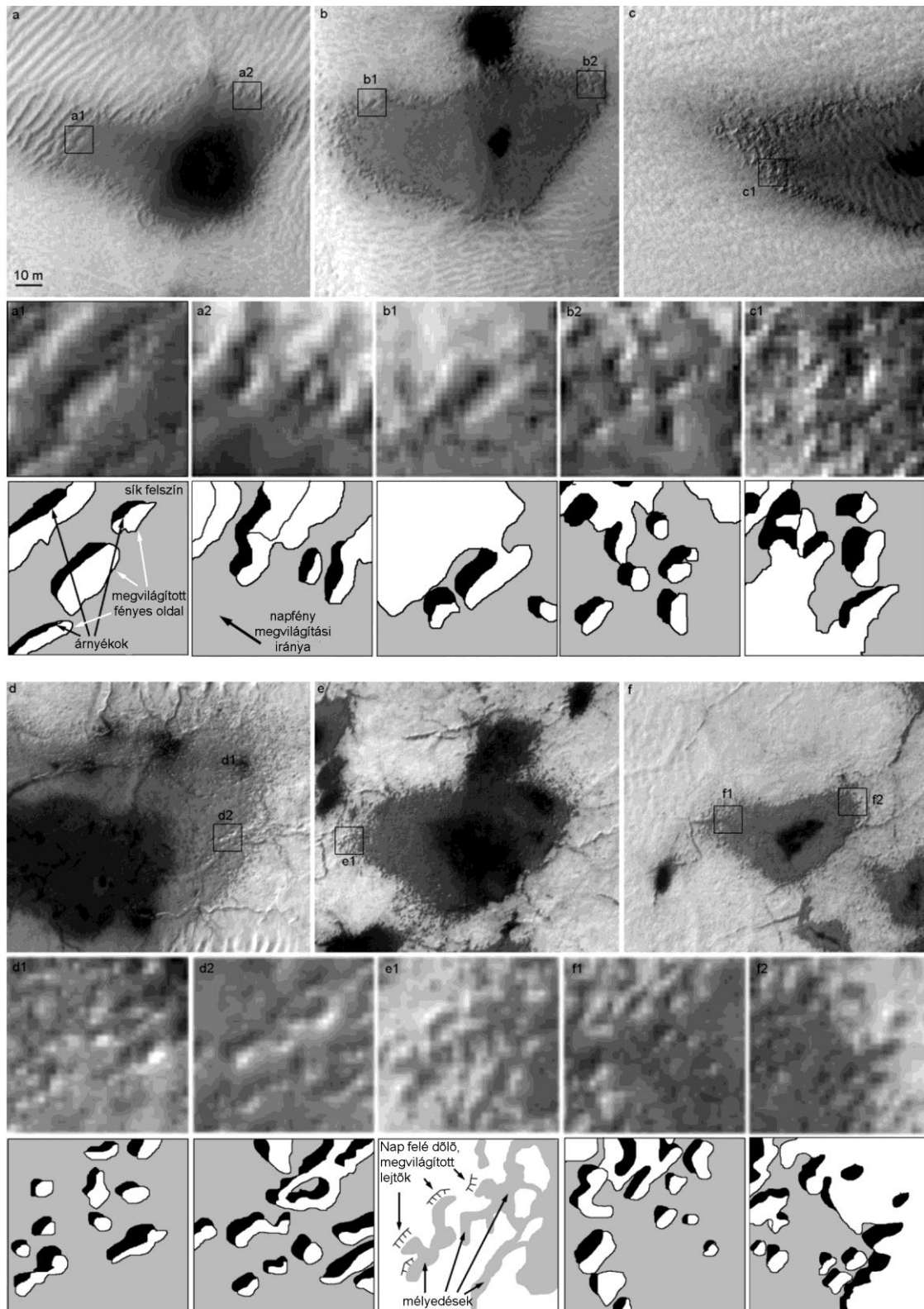
8.2 ábra. A foltok területéről felvett infravörös színeképek 1,0 és 2,6 μm közötti tartományának változása időben, négy egymást követő felvételen (CRISM 43a2, 5C94, 5FF6 képek, amelyeket $L_s=181,71^\circ$; $242,71^\circ$; $248,7^\circ$ időpontoknál készültek), ahol a fekete, középszürke és világosszürke görbék a foltok sötét középpontjára, a szürke gyűrű alakzatra és a környező területre vonatkoznak. Megfigyelhető a H_2O - és CO_2 -jég sávmélységeinek csökkenése az idő előrehaladtával.

A foltokat körülvevő világosabb, esetenként aszimmetrikus haló erős szén-dioxidtól származó színekpi jeleket mutat. Utóbbi területen a legvilágosabb sávokban a CO_2 -jég szemcséinek visszafagyása/visszahullása történhet a folt belső és sötétebb része körül ahonnan eltávozik a CO_2 -jég, méghozzá a szél által meghatározott területi eloszlásban. A különféle színekpi jellemzők profil szerinti változása egy nagyobb folt esetén a 8.3. ábrán látható.



8.3 ábra. A foltok jellemzőinek térbeli változása egy keresztmetszvény mentén az 52BC CRISM felvétel alapján. Balra a képek, jobbra az értékek változását mutató görbék láthatóak.

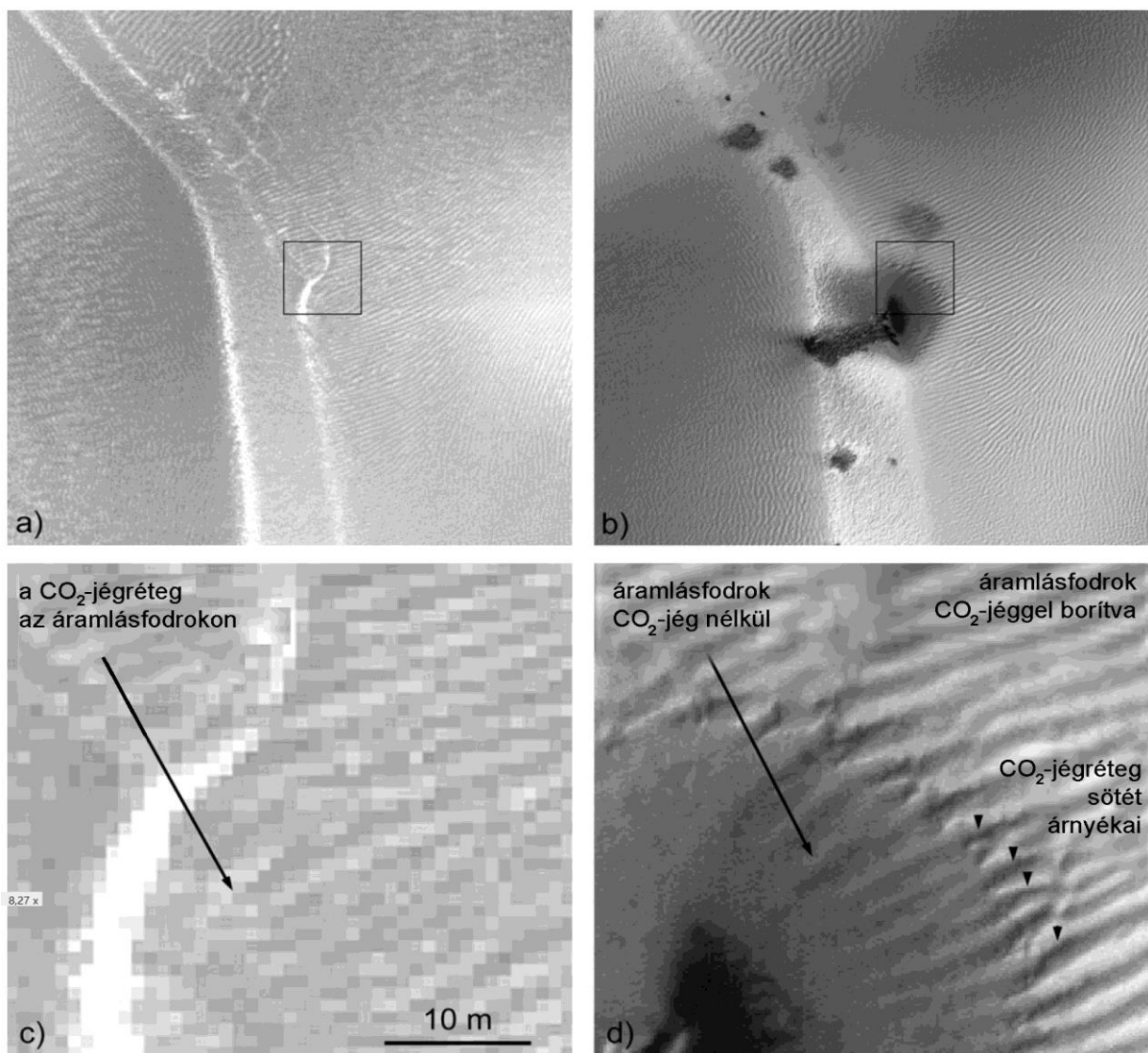
Legérdekesebb terület a gyűrű alakzat, amelyet két függőleges sáv jelez – itt mutatkozik a vékony vízjégréteg. Az egyes sorok által mutatott paraméterek: a – albedó, b – BD1500 vízjég sáv, c – $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ (ICER1) arány, d – BD1430 CO_2 sáv. Megfigyelhető, hogy a sötét mag (C) területén alig azonosítható jég, az a gyenge jel, ami megfigyelhető, feltehetőleg a légkörben lévő poron szóródott sugárzástól származik. Az R betűvel jelölt gyűrű alakzatnál jól látható a kissé emelkedett albedó, az erős H_2O és gyenge CO_2 jel. A C betű a mag, a H a világos haló, az F a szél által elnyúló, visszafagyásos CO_2 -jég borított sávot jelzi.



8.4 ábra. A gyűrű alakzat kialakulása után visszamaradt CO₂-jég területek árnyékai a PSP_003175_1080 HiRISE felvétel alapján a Richardson-kráterben. A finomabb részletek megfigyelése céljából 10x10 méteres kinagyított részek (a1,a2,b1,b2,c1,d1,d2,e1,f1,f2) és azok grafikus interpretációi láthatóak a 2., 3. és 5., 6 sorokban.

A legfontosabb szerkezeti egység a „penumbra kinézetű” gyűrű, amely a szinképi adatok alapján vízjégből áll. Ezt a felfedezést erősítik meg az optikai képek is, amelyeken a kérdéses területen egy, a szén-dioxid-jégnél sötétebb, de a jégmentes felszínnél világosabb réteg mutatkozik, amely árnyékmérések alapján lényegesen vékonyabb, mint az azt övező kb. 10 cm vastag CO₂-jég (8.4. és 8.5. ábrák). A kérdéses gyűrű alakzatban tehát vízjég borítja a felszínt, feltehetőleg igen vékonyan, nagyságrendileg 10 μm vastagságban. Az idő előrehaladtával a kérdéses jégréteg is elszublimál, akár csak az összes jég a területről.

A vastagságmérés a CO₂-előfordulásának peremén a 25 cm-es felbontású HiRISE képeken történt, ahol az árnyékok hossza és az ismert napmagasság alapján lehetett az árnyékot vető kérdéses felszínforma (CO₂-jég) magasságát becsülni. Ennek megfelelően egy közel 10 cm magas alakzat közel 1 m hosszú árnyékot vet – ez tehát a CO₂-jég vastagsága. Ugyanakkor a 10 μm-es vastagság modellek és nem megfigyelések alapján végzett becslés.



8.5 ábra. A H₂O-jég jelenlétének kimutatása egy folt területén a Richardson-kráterben. A két felső képen látható bekeretezett terület kinagyítva figyelhető meg az alsó képen. Az egymást követően készült két HiRISE-felvétel (balra: PSP_002252_1080 kép Ls=169,01° idején, jobbra: PSP_003175_1080 kép Ls=210,61° idején rögzítve) jól mutatja, hogy a szürke területeken már nincs jelen a vastag CO₂-jég, de a terület még világosabb az alatta lévő dűnehomoknál – ezeket a vidékeket borítja a vékony H₂O-jég.

A gyűrű alakzatban lévő vízjég feltehetőleg két forrásból származik: egyrészt az ősszel a felszínre, még a CO₂-jeget megelőzően, kissé magasabb hőmérsékleten kikondenzálódott vízjég alkotja; másrészt a szén-dioxid-gáz kifúvásos aktivitása során keletkezhet. Utóbbi a tavasz korai időszakában lép fel, amikor a szén-dioxid-jégbe besütő nap hője a jég/kőzet határon szublimációt okoz, és az ekkor kifúvott gáz apró szemcséket ragad magával, amelyeket vékony vízjég réteg borít. A kilövellt szemcsék jelentős része néhány méter távolságon belül visszahullik, és a folyamat egy vízjégben gazdag gyűrű alakzatot hoz létre a folt középpontja körül. Ennek megfelelően, a színképi és morfológiai mérések összekapcsolásával speciális H₂O halmozódási jelenséget sikerült kimutatni a déli féltekén, amely néhány méter átmérőjű, H₂O-ban gazdag foltokat hoz létre.

Sikerült emellett rámutatni, hogy a foltokat övező világosabb haló alakzatokban mutatkozó erős CO₂ jel alapján azok a légkörből visszafagyó, morfológiájuk alapján a szelek által meghatározott irányokban elnyúlt CO₂ jég szemcsék halmazából keletkeznek, a környező CO₂ jégtakarótól mérhető különbségüket az eltérő kristályszerkezet okozhatja. (Ezek tehát nem egyeznek meg egyik sötét sáv fajtával sem, hanem különálló típust alkotnak.) Emellett a megfigyelésekkel rámutattam, hogy a CO₂-jég a vizsgált tavaszi időszak közepén (Ls=214°) közel 10 cm vastag ott, ahol még nem szublimált el (8.4 ábra). Egy ilyen gyűrű alakzatnak a megjelenése előtti területét mutatja a 8.5 ábra, ahol korábban CO₂-jég borította a vidéket.

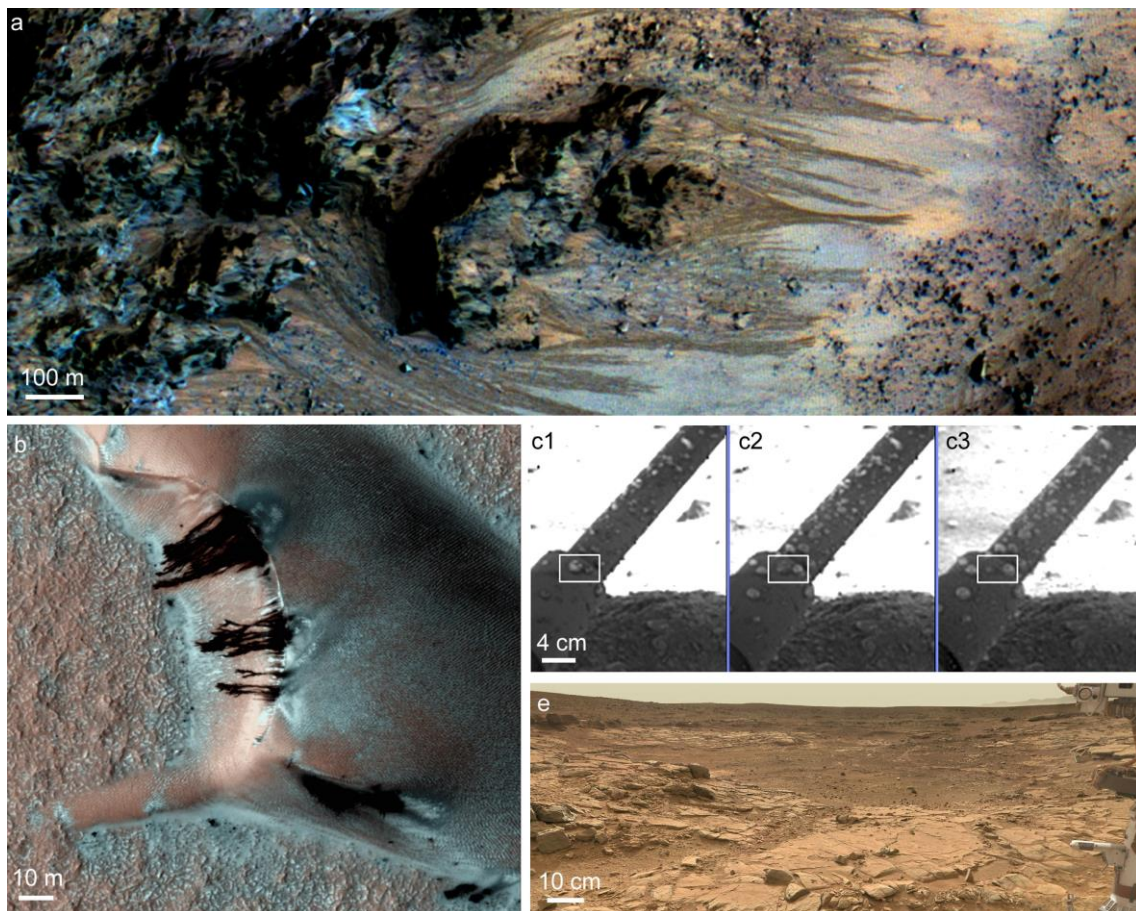
Távlati kutatási lehetőségek: A spektrális és optikai adatok együttes elemzésével kimutatott vízjég megfigyelésének jelentősége, hogy sikerült a déli féltekén kis területű, főleg vízjégből álló évszakos anyaglerakódásokat/felhalmozódásokat kimutatni – ezek speciális képződmények a Marson, amelyeket korábban még nem találtak. További érdekesség, hogy a jég közel olyan hőmérsékleten létezik a helyi dél idején, amely felette van az ún. interfaciális víz megjelenési küszöbértékének – ezek szerint a kérdéses területeken átmenetileg mikroszkopikus skálájú folyékony víz is megjelenhet (lásd 7. tézispont). Ez kapcsolatban lehet a folyásos alakzatokkal, ugyanakkor a cseppfolyós fázis előfordulásának bizonyításához még nincsen elegendő információ.

A „tisztá” vízjég előfordulási lehetősége általában véve is fontos a Marson, főleg a jelenlegi viszonylag száraz időszakban. Ha sikerül ezen előfordulások pontos keletkezési folyamatának rekonstrukciója, akkor becslést lehet végezni arra vonatkozóan, hogy az élénk éghajlati változások mellett fellépő, a maitól eltérő éghajlati állapotok között máshol előfordult-e hasonló jégkoncentrálódás. Utóbbinak elméletileg az ásványi átalakulásokra is lehet hatása, mivel igen hosszú időn keresztül lehet jelen a kérdéses vízjég, az alacsony hőmérséklet ellenére nem kizárt, hogy kémiaiilag is befolyásolja az egzotikus marsi felszíni viszonyokat.

9. Folyékony víz mai megjelenési lehetőségének elméleti kimutatása a Marson

7. tézis: A Mars déli féltekéjén a sötét dűnefoltok csak vízjég borította területén a helyi dél környékén fellépő hőmérséklet elegendő a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós (ún. interfaciális) víz megjelenéséhez. (Kapcsolódó publikáció: Kereszturi és Rivera-Valentin, 2012). A délihez hasonlóan az északi cirkumpoláris térségben is van esély a mikroszkopikus skálájú folyékony víz megjelenésére, igaz itt bizonytalanabbak az adatok. Tavasszal a zsugorodó északi vízjég-sapka peremvidékén jó eséllyel szintén megjelenhet a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz. Sikerült jelentős területi különbségeket is kimutatni az ideális előfordulás tekintetében, eszerint az é. sz. 40° – 55° és a k. h. 300° – 330° közötti zónában marsi időben mérve 80–110 napon keresztül valószínűleg megfelelőek a körülmények a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz megjelenésének. (Kereszturi és Appere, 2014)

Napjaink egyik fő kutatási kérdése, hogy előfordul-e cseppfolyós víz napjainkban a Marson. A kellemetlen környezeti viszonyok ellenére akad néhány elméleti lehetőség és megfigyelés, amelyek a cseppfolyós víz előfordulási lehetőségére utalnak. (9.1 ábra). Az ebben a fejezetben bemutatott munka **célja** több korábbi eredmény összekapcsolása alapján annak becslése, hogy a foltokban megfigyelt, kizárólag vízjég borította területeken van-e akkora hőmérséklet, amelyek révén mikroszkopikus skálájú folyékony víz jelenhet meg ott.



9.1 ábra. A mai marsfelszíni cseppfolyós víz potenciális helyszínei: a) Recurring Slope Lineae alakzatok, b) sötét dűnefoltokból (DDS) kiágazó folyásnyomok, c) a Phoenix-űrszonda leszállólábán mutatkozó és lassan változó csepp alakzatok, d) a Curiosity-űrszonda leszállóhelye, ahol éjszaka mikroszkopikus vízfilm válhat ki a higroszkópos ásványokon (NASA, JPL, UA)

A részletesebben vizsgált déli féltekéhez hasonlóan az északi zónában is szükséges megvizsgálni, hogy az optikai és infravörös megfigyelések alapján vannak-e olyan területek, ahol vízjég fordul elő szén-dioxid-jég nélkül, és egyben a hőmérséklet az interfaciális vízréteg megjelenésének határértéke felett van. A két félteke évszakos jellemzői között ugyanis jelentős eltérések léteznek. **Saját munka:** kutatási témakör kitalálása, célterületen jellemző albedó lemérése, egyéb bemeneti paraméterek kinyerése (ilyen a hőtehetelenség, ami az adott anyagra vett átlagos fizikai jellemző mások laboratóriumi mérései alapján, a porozitás és permeabilitás (becsült értékek) és a bolygórajzi szélesség (mért érték), hőmérsékleti adatok leválogatása összehasonlítás céljából, modell adaptálása a vizsgált esetre, eredmények értelmezése.

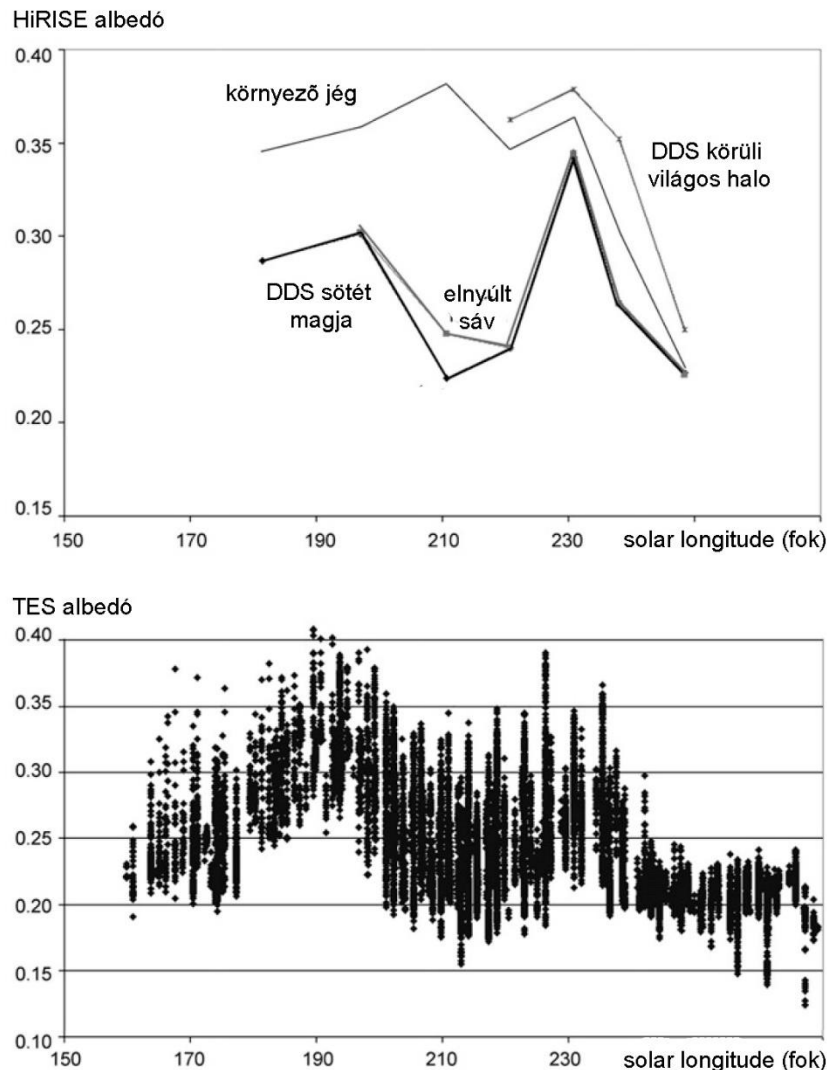
9.1. A dél sarkvidék vizsgálata

Elméleti háttér: A Mars felszíni hőmérséklet- és nyomásviszonyai mellett csekély lehetőség van a cseppfolyós víz megjelenésére (Chittenden et al., 2008), részben mert 0 °C-nál bekövetkező olvadás után néhány fokkal már forr is a víz az alacsony légnyomás miatt (Richardson és Mischna, 2005). Talán még nagyobb probléma, hogy a légkör rendkívül száraz (Farmer et al., 1977), és ezért általában -40 °C (233 K) feletti hőmérsékleten gyorsan szublimál a jég (Carr, 1996). Ennek megfelelően a cseppfolyós halmazállapot megjelenéséhez szükséges hőmérsékletű jég nem várható – ugyanakkor a mikroszkopikus méretskála (Nuding et al., 2015), illetve a fagyáspontcsökkentő anyagok mégis nyújthatnak lehetőséget erre (Zorzano et al., 2009). Az első esetben a jég és az ásványok érintkezése felületén jelenhet meg cseppfolyós halmazállapot (Möhlmann, 2008).

Ennek a sajátos fizikai viszonyok révén létrejövő folyadéknak nagyobb méretskálájú formája kapilláris vízként régóta ismert, amelynek fagyáspontja 10 fokkal is lehet 0 °C (273 K) alatt. A cseppfolyós halmazállapothoz szükséges hőmérsékletben még nagyobb mértékű csökkenése lehetséges, ha mindössze néhány molekulányi vékony réteget elemzünk. Elméleti számítások (Möhlmann 2008) és laborkísérletek (Mante et al., 2014) alapján néhány molekula vékony, cseppfolyós halmazállapotú vízréteg (angolul *interfacial water*) 180 K hőmérsékleten (-93 °C) is megjelenhet. Ez természetesen már más tulajdonságokat mutat, mint a tömbfázisú víz (Cull et al., 2010), itt gyakorlatilag néhány molekulányi olyan rétegről van szó, amely elsősorban a vízmolekulákat erősen vonzó van Der Waals-erők miatt az ásványi felületek mentén megbontja a vízjég kristályrácsát (Möhlmann, 2007), ezért mobilissá teszi a molekulákat, azaz sajátos jellemzőjű folyékony fázist hoz létre (Boxe et al., 2012). Mivel a Marson jelenleg feltehetőleg ritka a tömbfázisú (makroszkópos méretskálájú) cseppfolyós halmazállapot, ezért érdemes az ilyen „extrém interfaciális víz” előfordulási lehetőségét vizsgálni.

Munkamódszerek a déli féltekére: HiRISE felvételek alapján becsültem meg a folyásos képződményeket is mutató tavaszi dűnefoltok vízjég borította területének albedóját. A HiRISE kamera vörös csatornájának adataiból az $I/F=(DN*SCALING_FACTOR)+OFFSET$ képletből kiindulva, majd a kapott radiancia értéket $\cos i$ -vel leosztva kaptam a Lambert-albedó közelítését. Az így nyert eredmény a legjobb közelítése a valódi felszíni albedónak, amelynek még pontosabb értékét jelenleg nem lehet meghatározni, mivel a kis méretskálájú domborzat pontosan nem ismert. Ugyanakkor a kifejezetten nagy (km-es) méretskálán érzékelő TES detektor méréseivel jó egyezésben voltak a kapott értékekkel, mind az éves trendet, mind a konkrét numerikus értékeket tekintve (lásd 9.2 ábra) – jelezve, hogy az albedó jó közelítését kaptam ezzel a módszerrel. A két, egymástól független műszerrel mért

adatállományból is hasonló trend és abszolút értékek jöttek ki. Az alábbi 9.2 ábrán fent a HiRISE képekből mért albedó értékek láthatóak a foltok különböző szerkezeti egységeire, alatta a TES (sokkal rosszabb térbeli felbontású adataiból) kinyerhető, a célterületre vonatkozó átlagos albedó értékek. Az így nyert albedó értékeket 10x10 méteres területekre átlagoltam, és a sötét dűnefoltok egyes eltérő kinézetű részeire határoztam meg. A vizsgált területről Ls 175.5° és 340.5° között (helyi tavasz) készült CRISM- és HiRISE-felvételeket használtam fel.



9.2 ábra. Albedó értékek éves menete ugyanarra a területre a HiRISE (fent) és TES (lent) adatok alapján. A TES adatbázis pixelmérete 200 m körüli, a HiRISE esetében 0,25 m-es.

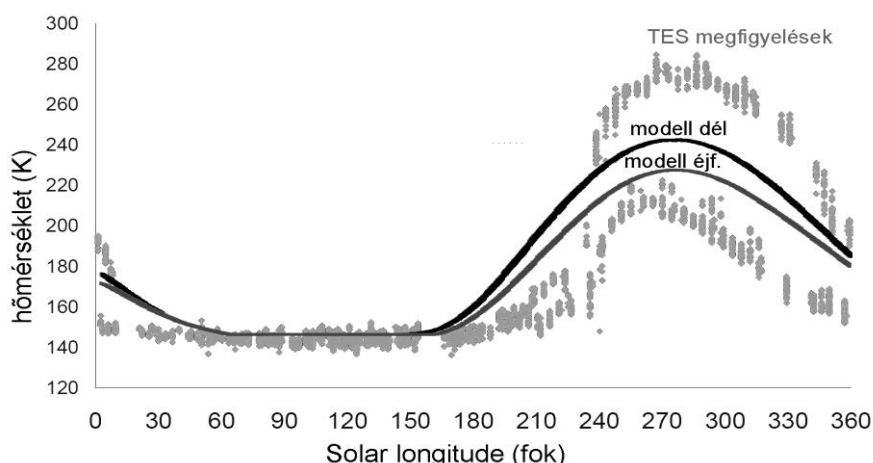
A felszíni hőmérséklet meghatározása a kívánt térbeli felbontással nem volt lehetséges, mivel a hőterképezésre használt TES és THEMIS detektorok felbontása a szükségesnél sokkal rosszabb – ezeknek a műszereknek a méréseit az éves, nagy méretskálájú trend megértéséhez használtam. A hőmérséklet modell alapú számítását Edgar Rivera Valentin kollégával együtt, a korábban általa kifejlesztett modell adaptálásával végeztük el. Az egydimenziós, a hőmérséklet diffúziós terjedését használó modell homogén felszínnel számol, megbecsli a hőmérsékletet az átlagos légköri vízgőztartalom függvényében, figyelembe véve a szublimációt, valamint annak hűtőhatását is. További részletek a modelltől az alábbi forrásokban olvashatók: Rivera-Valentin et al. (2011), Rivera-Valentin (2012) és Ulrich et al. (2010).

9.1.1. Eredmények a déli sarkvidékről

A hőmérséklet éves menetét mutató 9.3. ábrán kb. $L_s=40^\circ$ és 160° évszakos fázisok között van tél, ekkor a légköri szén-dioxid elkezd jégként kifagyni a felszínre, és állandó felszíni hőmérsékletet tart fenn. Tavasszal melegszik a terület, és elkezd szublimálni a CO_2 -jég, eleinte csak kisebb foltokban, ennek megfelelően a mért görbe sokkal lassabban kezd emelkedni, mint a modellezett. Utóbbinál a CO_2 -jégborítás egyszerre tűnik el mindenhol, és alatta a vízjég is melegedni kezd, ahogy közeledünk a nyár felé. Ennek megfelelően a modellezett görbék a csupán vízjégből álló felszíni borítás hőmérsékletét mutatják. Utóbbi eleinte magasabb értékeket jelez, mint a mért valódi eloszlás, mivel a mérések során a megmaradt CO_2 -foltok csökkentik a területileg átlagolt hőmérsékletértékeket (ezek a CO_2 -jégfoltok a hőkamerák felbontóképessége alatti méretűek, ezért van szükség a kisméretű foltok hőmérsékletének modellezés alapú becslésére).

Ennek számításában a **modell** a beeső és az albedó révén elnyelődő napsugárzásból becsült energianövekedést számol, amelynek kis része a felszín alá vezetődik el (a ritka légkörrel fennálló hőcsere gyakorlatilag elhanyagolható), ennek folyamán a melegedés révén a jég szublimálni kezd, amely hűtőhatásával csökkenti valamivel a hőmérsékletet. Mindez napi ciklus szerint lett kiszámolva a modellben, 5 perces lépésközökkel. A modell egydimenziós (felfelé szublimál el a H_2O), az oldalsó irány nem jelentkezik a modellben, térbeli felbontása ilyen értelmében nincsen. Ez tehát arra adhat becslést, hogy a különböző albedójú részein egy foltnak mikor milyen hőmérséklet és milyen jégvastagság várható – de a felszín eltérő részei között nem képes a H_2O kölcsönhatásával, viselkedésével számolni a modell. Ennek megfelelően nincs szerepe a bemeneti paraméterek (észlelési adatok) térbeli felbontásának.

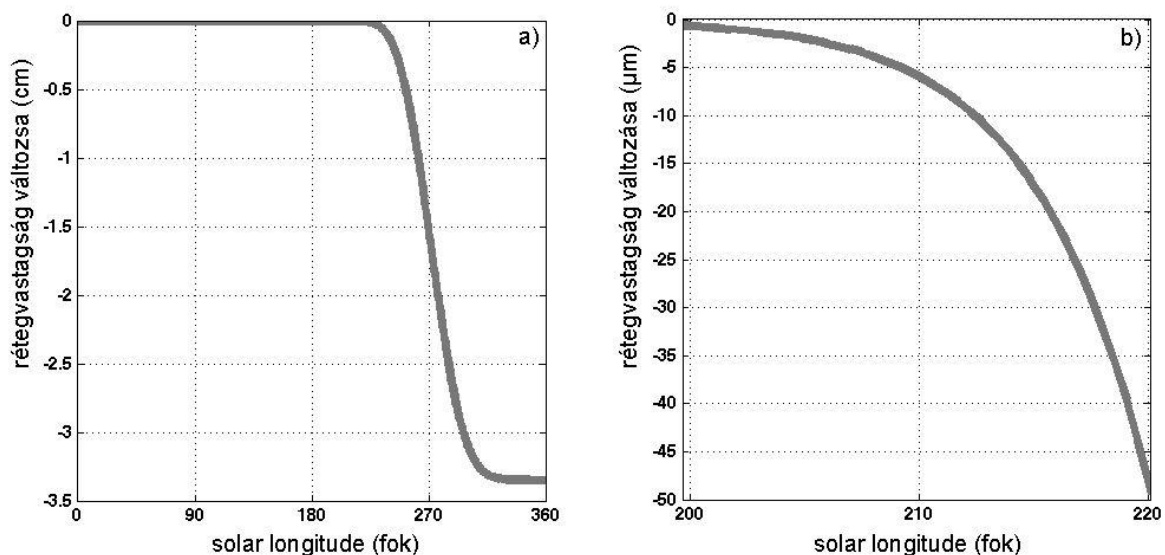
A tavasz későbbi felében megfordul a helyzet: a mért görbe mutat magasabb értékeket a modellezettnél, mivel a valóságban a CO_2 - után az alatta lévő H_2O -jég is eltűnik, és a „csupasz”, kiszáradt regolit borította felszín kis hőtehetetlensége nyomán könnyen melegszik. A modellben „végtelen vastag” vízjég réteg szerepel, ezért még nyáron is van vízjég, ennek emelkedett albedója miatt laposabb a modellezett görbe a mért értékekhez képest nyári maximuma körül.



9.3 ábra. Az éves ($L_s=0^\circ$ - 360°) hőmérséklet-változás menete a modell (folyamatos vonal) és mérések (szürke pontok) alapján. Mindkét esetben két-két görbe azonosítható: a nappali (fent) és az éjszakai értékeké (lent).

Az éves modellezett és mért hőmérsékleti görbék a 9.3 ábrán láthatóak, amelyekről az alábbi jelenségek olvashatók le:

- A téli időszakban ($L_s=50^\circ-170^\circ$) konstans a hőmérséklet, ami megegyezik a légköri szén-dioxid 150 K körüli kondenzációs hőmérsékletével.
- Tavasz elején $L_s=160^\circ-170^\circ$ körül kezd emelkedni a hőmérséklet. Ebben az időszakban a csak vízjég borította vidékek egyenletesen melegszenek a hőmérséklet egészen 240 K körül jellemző nyári értékéig. Mindezeknek megfelelően a foltokban a vízjég borítás idején ($L_s=200^\circ-220^\circ$ között) a modellezett hőmérséklet már magasabb 180 K-nél, és elméletileg lehetőséget ad a jég-kőzet határfelülete mentén a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz megjelenésére.
- Tavasz végén $L_s=225^\circ-230^\circ$ között a mért hőmérsékletek hirtelen megugranak, közel ekkorra szublimál el az összes szén-dioxid-jég a területről. Ekkorra a szén-dioxid alól kihantolódó vízjég nagyobb része is elszublimál, ugyanakkor a modell és HiRISE-felvételek alapján még ezt megelőzően megjelenik a sötét dűnefoltok külső, peremi (gyűrű alakú vagy penumbra kinézetű) vidékein. Ha valahol vízjég maradna meg, az még nagyobb arányban tartalmazna cseppfolyós fázist, de ekkorra a száraz légkör miatt elméletileg teljesen elszublimál a jég.



9.4 ábra. A vízjég réteg vastagságának (függőleges tengely) változása az évszak (vízszintes tengely) függvényében, jobbra a vizsgált időszak ($L_s=200^\circ-220^\circ$) kinagyított részlete (balra cm, jobbra μm a függőleges tengely mértékegysége).

Az általánosan száraz marsi légkörben fellépő szublimáció fontos korlátozó tényező, mivel a hőmérséklet emelkedésével gyorsul a szublimáció. A modell alapján becsült szublimációs érték változását mutatja az 9.4 ábra. Eszerint a kérdéses időszakban ($L_s=190^\circ-220^\circ$) felgyorsul a jégréteg vékonyodása. Nagyságrendileg 30 μm -nyi a jégvastagság veszteség, amelyet követően ($L_s=220^\circ$ körül) a megfigyelések szerint már nincs több vízjég a területen (a modellben „végtelen” vastagságú jég szerepel).

A fent említett 30 μm -nyi vastagság kicsit nagyobb az átlagos légkörben lévő 10 μm -nyi H_2O mennyiség egyenértékénél, tehát kicsit nagyobb a légkörből átlagosan kicsapódó mennyiségnél. Ugyanakkor az elméletileg várt átlagtól jelentős lokális eltérések is lehetnek,

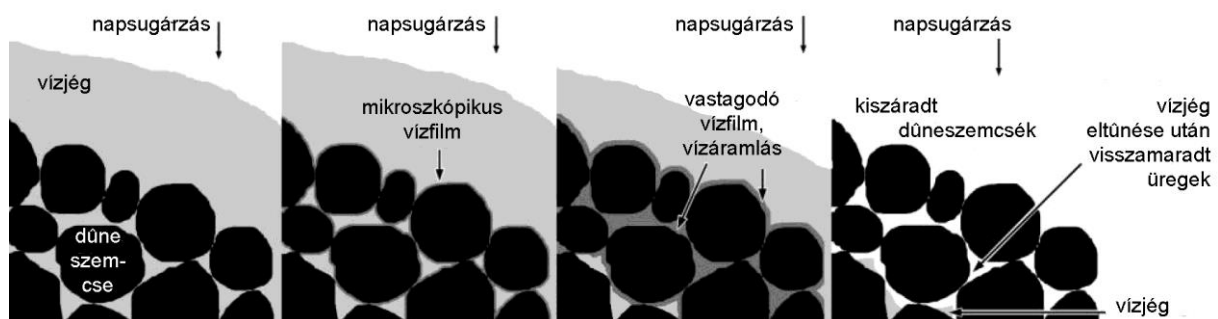
továbbá helyi folyamatok is felhalmozhatják a jeget (Kereszturi és Rivera-Valentin, 2016) – így az előre jelzett 30 μm -nyi mennyiség a becsült 10 μm -hez képest reálisnak tekinthető.

Az $L_s=200^\circ$ - 220° körüli időszakban tehát a hőmérséklet a kritikus 180 K feletti, ugyanakkor még van vízjég a felszínen a megfigyelések alapján. A kérdéses jégréteg kifejezetten vékony, a légkörben rendelkezésre álló vízpára mennyisége alapján 1 mm-nél vékonyabb, ezért jó eséllyel azonos hőmérsékletű a tetején és az alján. Alul pedig az ásványi felszínekkkel érintkezve a 180 K feletti hőmérsékleten mikroszkopikus vízréteg jelenhet meg.

A napi vízjég-veszteség közel 1 μm $L_s=200^\circ$ körül, és 4 μm -re nő az $L_s=220^\circ$ körüli időszakra. Az $L_s=200^\circ$ – 220° közötti, a mikroszkopikus víz előfordulása szempontjából még kedvezőbb periódusban 195–200 K közötti a nappali maximális hőmérséklet. Eszerint a nap „legmelegebb óráiban” még nagyobb valószínűséggel megjelenhet a mikroszkopikus skálájú folyékony víz a kérdéses területen. Mindennek nyomán többféle modell is elképzelhető a folyásos jelenségek vízzel kapcsolatos kialakulására, ezek olvashatóak alább.

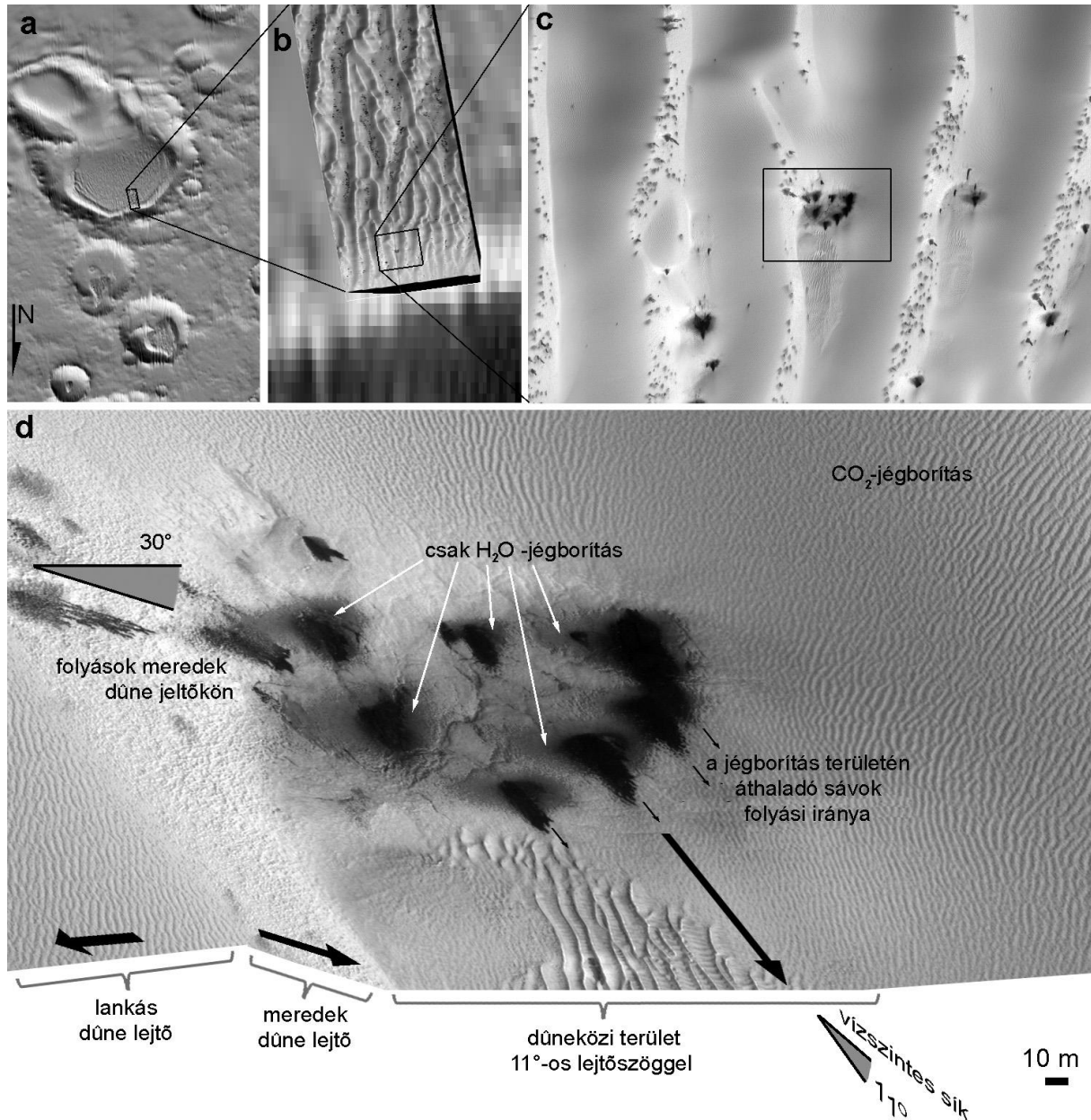
Az első esetben a mozgás kialakításában a szemcséfelületek mentén fellépő mikroszkopikus vízfilm akkor működhet közre hatékonyan, ha egy viszonylag laza, elsősorban a szemcsék közötti, a légkörből kifagyott jég a fő cementáló anyag. A vízfilm megjelenése **lazábbá teszi a felső mm-es réteg szerkezetét**, és a lejtőkön a cementáló jégréteg és a szilárd szemcsék közötti felületen megjelenő folyékony vízfilm elősegítheti az egyes közetszemcsék elmozdulását egymáson. Mindennek a pontos fizikai leírása nehéz a sok paraméter miatt, továbbá mert a meglévő modellek alapján (Kereszturi és Rivera 2016) noha a mozgás könnyen fennmaradhat a síkosító vízfilm révén, azt valószínűleg valamilyen egyéb folyamat inicializálhatja, pl. fagyváltozékonyság is megindítja.

A másik modell esetében nem a szemcsék mozognak, hanem csak a **felületükön megjelenő vízfilm áramlik**, amely a cseppfolyós fázis miatt csökkenti az érintett terület albedóját, magyarul a jégből folyékonyra váló víz sötétíti ezt a területet, és nem is a szemcsék mozgása történik, hanem csak az érintkező felületek mentén zajlik a folyadékáramlás (9.5 ábra). A kettő jelenség össze is kapcsolódhat: az eleinte csak folyadékmozgásként jelentkező folyamat az egymáson lévő apró közetszemcsék halmazát lazábbá teszi, így az egyes homokszemek maguk is elmozdulnak egymáson. A megfigyelésekkel és elméleti háttérrel legjobban összeegyeztethető saját modellt Kereszturi és Rivera (2016) munkában mutattuk be. A jelenség nyomán kialakuló folyásos alakzatoknak a domborzat szerint durva közelítéssel rekonstruált „madártávlati” képe a 9.5. ábrán látható.



9.5 ábra. Egy lehetséges modell a dűneszemcsék és az azokat borító vízjég között keletkező mikroszkopikus vízfilmről, amely lejtőirányú áramlásával, avagy az egymáson lévő szemcsék alkotta szerkezet fizikai gyengítésével okoz elmozdulást, amelyben maguk a szemcsék is részt vehetnek.

Távlati kutatási lehetőségek a déli sarkvidéken: A témakör jelentősége legalább két fontos területen mutatkozik, annak ellenére, hogy kis cseppfolyós vízmennyiségről és kis területekről van szó. Egyrészt a mikroszkopikus skálájú vízrétegben is felléphet néhány egyszerű kémiai reakció, köztük a kémiailag fontos oxidánsok, pl. H_2O_2 lebomlása (Kereszturi és Góbi, 2014). Másrészt a mikroszkopikus vízfilm a maitól kissé eltérő éghajlaton kifejezetten nagy területen jelenhet meg kevésbé ismert hatásaival együtt. De mindezek mellett a már ismert területek további monitorozása is perspektivikus (9.6 ábra).



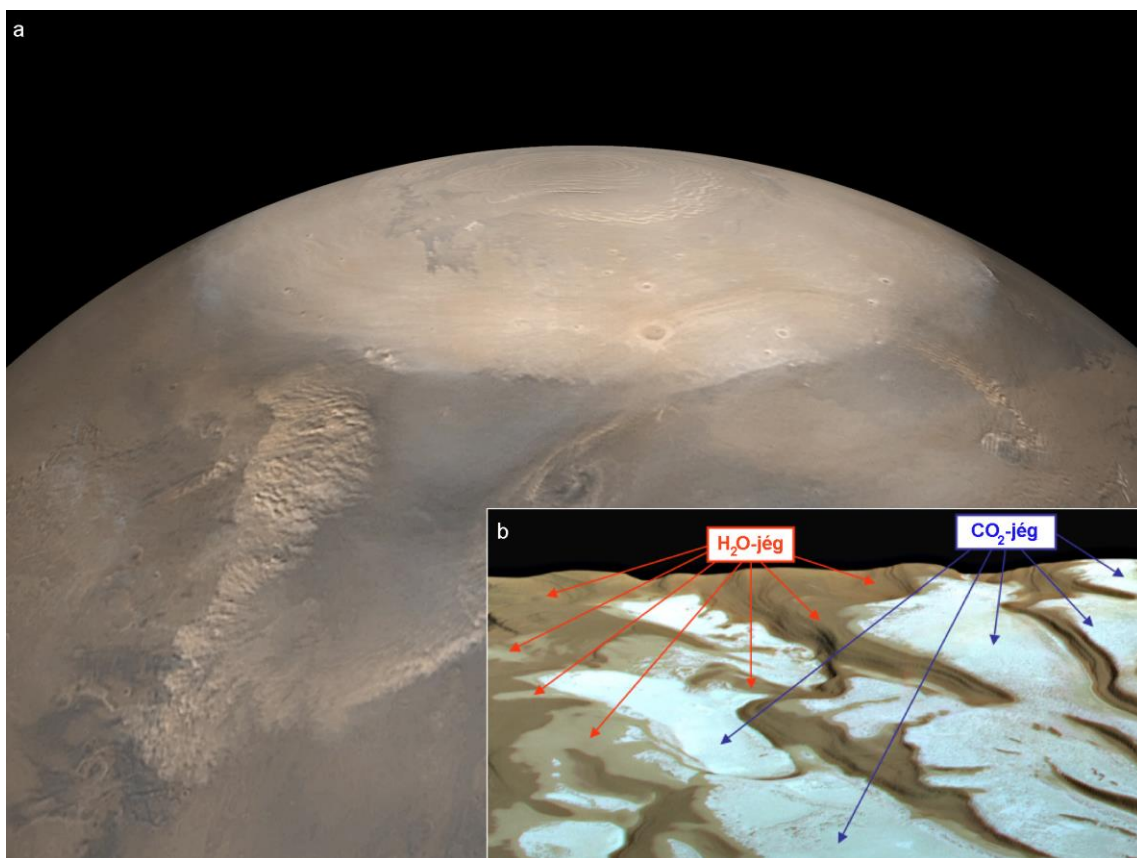
9.6 ábra. Példa a folyásos alakzatok elhelyezkedésére és domborzati kapcsolatára. A kérdéses alakzatok helyzetét nagyobb méretskálán az a, b, c ábrák mutatják. A c ábrán bekeretezett terület látható kinagyítva és a 3D topográfiának megfelelően közelítőleg áttorzítva a d ábrán. Itt a meredekebb lejtőn (kép bal pereme) a korábban tárgyalt folyásos alakzatok látszanak, míg a kép közepén, kisebb lejtőszögnél (11°), nagyobb méretű foltokból kiinduló szélesebb folyásos alakzatok figyelhetők meg.

A fent említett éghajlati változások a Mars változékony tengelyferdesége miatt gyakoriak, és a földinél sokkal intenzívebbek (Kereszturi, 2007), továbbá az elmúlt kb. 2 milliárd évben a cseppfolyós víz fő megjelenési formája a Marson ilyen mikroszkopikus skálájú lehetett, ennek nyomait azonosíthatta a Phoenix-leszállóegység a regolit összetételében (Cull et al., 2010).

A fentiek fényében nem zárható ki, hogy léteznek olyan kisméretű (mikroszkopikus skálájú, vagy akár mm-cm méretskálájú) helyszínek a bolygón, ahol a speciális adottságok nyomán cseppfolyós fázis jelenik meg átmenetileg. Az egyik kritikus feltétel esetünkben, hogy a megfelelő olvadáspont csökkentő sók a kívánt magas koncentrációban álljanak rendelkezésre – utóbbi földi viszonyok között nem várható, azonban a Marson a sós oldatok betöményedése és eutektikus szilárdulása sokkal gyakoribb lehet az éghajlat változásainak megfelelően, amely így különféle sók megkezdően erős koncentrálódását okozhatja.

9.2. Az északi sarkvidék vizsgálata

A Mars déli sarkvidékén perspektivikusnak mutatkozó megfigyelések és modellszámítások után a vizsgálatot érdemes az **északi sarkvidékre** is kiterjeszteni (9.7 ábra). Északon is létezik egy állandó valamint egy időszakos pólussapka, amelyek területén a helyi nyár idején szén-dioxid jégréteg már nem marad. A bolygó pályaelemei révén az északi nyár naptávol környékén következik be, ennek megfelelően alacsonyabb hőmérséklet is jellemző itt, mint a déli nyár idején. Az eltérő besugárzás nyomán eltérő a hőmérséklet éves menete, emellett az északi nyár idején az atmoszférában több vízgőz van jelen.



9.7 ábra. A Mars északi pólussapkájának képe a Mars Global Surveyor-űrszonda felvételén (a), és részlete a H₂O- és CO₂ jég inhomogén területi eloszlását mutató kép a Mars Express-űrszonda mérései alapján (b) (MSSS, JPL, NASA, ESA, DLR, FU Berlin, G. Neukum).

Munkamódszerek az északi féltekére: a Mars északi féltekéjének sarkvidéki területeiről készült OMEGA hiperspektrális felvételek (lásd 6.2. táblázat) és TES valamint THEMIS mérései alapján kapott hőmérsékletértékek elemzése és összekapcsolása volt a cél. Ennek segítségével ugyanis korrelálni lehetett a felszíni jégtakaró összetételét és az adott térség hőmérsékletét.

Az OMEGA-felvételeken a bolygó északi tavaszi időszakát a MY 27 és 28 évek során (2004–2006) elemeztem (MY = Mars Year, a marsi évek számozása, amely az 1955. évi tavaszi nap- ϵ egyenlőségtől indul) a téli napforduló ($L_s=280^\circ$) időpontjától a tavaszi nap- ϵ egyenlőségig ($L_s=95^\circ$) terjedő adatok alapján. A felhasznált képek adatai a 9.1 táblázatban olvashatóak.

9.1 táblázat. A vizsgált OMEGA- és THEMIS-felvételek adatai

Detektor elnevezése	Kép-azonosító	Marsi év	L_s ($^\circ$)	Helyi napidő	Felbontás (m/pixel)
OMEGA	2536_1	27	350,4	11:36	6500
THEMIS	I17996035	27	351,1	16:36	98
OMEGA	2619_1	28	2,1	10:15	4700
THEMIS	I18254013	28	1,8	17:00	98
OMEGA	2742_1	28	18,7	18:30	5000
THEMIS	I18704007	28	19,7	17:18	98
OMEGA	2946_1	28	44,8	6:24	4800
THEMIS	19329009	28	43,3	17:48	98

Háttér-információk: A Mars északi magas szélességű zónájában télen kiterjedt évszakos jégsapka jelenik meg, amely főleg szén-dioxid-jégből áll és nagyságrendileg 1-2 m vastagságú. Az erősödő tavaszi besugárzással párhuzamosan fellépő visszahúzódása során, a peremén egy keskeny vízjégből álló gyűrű is megfigyelhető. Később az évszakos sapka teljes eltűnése után előbukkan a több km vastag, vízjégből álló állandó jégsapka teteje – azonban az itt előforduló vízjégnek a napfény által besugárzott, felszíni része nem érintkezik az alatta lévő kőzetanyaggal. Ennek megfelelően az északi féltekén jelenleg olyan vékony vízjég, amely kőzetfelszínnel érintkezik, és közvetlenül melegíti is a napsugárzás, csak az évszakosan zsugorodó vékony réteget alkotó vízjég esetében várható – utóbbi az alábbi vizsgálat célpontja.

A sarki jegek térbeli és időbeli viselkedését többen is vizsgálták (Kelly et al., 2006, Langevin et al., 2006 stb.), azonban azt ezen munka szerzője vizsgálta meg elsőként, hogy milyen térbeli és időbeli jellemzőket mutat együttesen a vízjég és a hőmérséklet menete az északi pólussapka csak vízjeget mutató peremvidékén, amelynek keretében több adatbázist kellett egymásnak megfeleltetni.

A kérdés, hogy a tavasszal zsugorodó északi évszakos sapka peremén kibukkanó, rövidéletű H_2O -jégréteg területén fellép-e akkora hőmérséklet a nap legmelegebb óráiban, amelynek esetén mikroszkopikus skálájú folyékony vízfilm ott is megjelenhet, akár csak a déli féltekén. A terület helyzetét tekintve a korábban említett déli cirkumpoláris zónához hasonló, azonban itt kiterjedtebb formában fordul elő a vízjég, tehát nem kell olyan nagy felbontóképességű adat az elemzéshez mint délen – ugyanakkor kevesebb nagyfelbontású felvétel is áll rendelkezésre a tavaszi északi cirkumpoláris zónából. A munka keretben először OMEGA hiperspektrális felvételek alapján a CO_2 - és H_2O -jegek területi és időbeli eloszlásának

térképezése, majd pedig a csak vízjég borította területek THEMIS felvételek alapján történő hőmérsékleti elemzése történt.

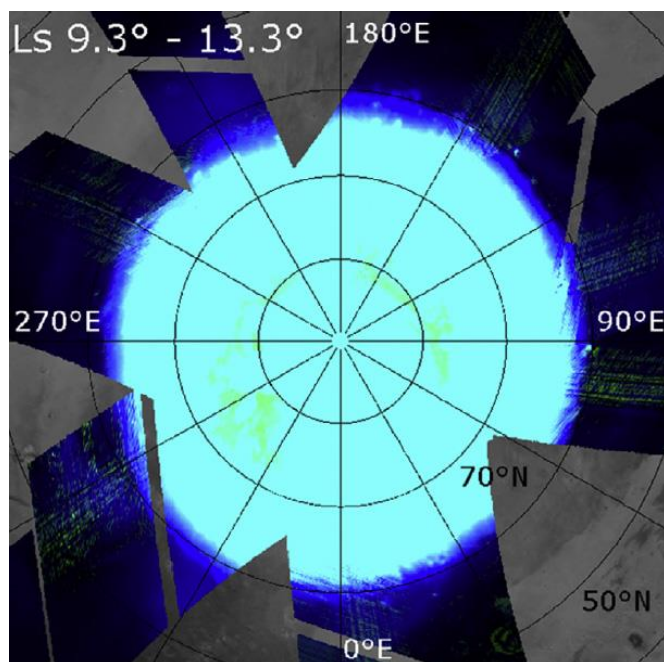
9.2.1. Eredmények az északi sarkvidékről

A megfigyelések során a H₂O- és a CO₂-jegeket a visszavert sugárzás infravörös spektruma 1,435 és 1,500 μm körüli minimumai alapján sikerült azonosítani az OMEGA detektor szinképi felvételein. A munka keretében külön figyelmet kellett fordítani a tavasszal zsugorodó évszakos CO₂-sapka peremére, ugyanis annak alacsony hőmérséklete miatt a felszínére H₂O kondenzálódhat a légkörből. Utóbbi a távérzékeléses méréseken akár tiszta H₂O-jégrétegnek is látszódhat, miközben csak egy vékony felszíni borítás az alatta lévő CO₂-jégen. Az ilyen területek hőmérsékletük alapján ismerhetők fel, mivel a H₂O az alatta lévő igen hideg CO₂-jég hőmérsékletét veszi át.

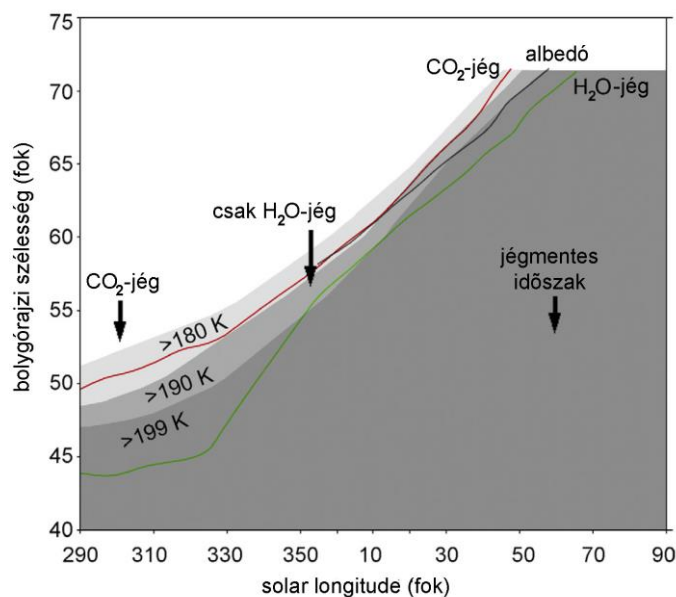
Az OMEGA műszer mérései alapján készült jégeloszlás térkép a téli időszakra a 9.8 ábrán látható. Sikerült megállapítani, hogy az eltérő szélességű zónákban milyen időtartamon keresztül fordul elő H₂O-jég CO₂-jég nélkül. A kérdéses vízjeges zóna gyűrű alakzatot képez, amely tavasszal egyre magasabb szélességre vándorol. Az egyes szélességi körök térségében a CO₂-jég eltűnése után visszamaradó H₂O-jég előfordulása eltérő időtartamot mutat.

A 9.9. ábrán hőmérsékletgörbék mutatják mely szélességi kör zónájában és mely évszakos fázisokban milyen jégborítás figyelhető meg. A tavaszi hőmérsékleti görbék 180, 190 és 199 K hőmérsékletre láthatóak – ezek segítségével nagyjából megbecsülhető, mikor és mely szélességi zónában esélyes a folyékony interfaciális víz megjelenése.

A 9.9 ábra zonális átlagértékeket mutat, ennek megfelelően a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz megjelenésének nem feltétlenül kedvező minden adott szélességű terület, ahol az ábra alapján H₂O-jég lehet emelkedett hőmérsékleten. Ha például egy adott szélességi zónában van jégmentes és ezért jobban felmelegedő terület, az egész a zónára számolt átlaghőmérséklet így magasabb értéket mutat, mint amekkora a jég borította területeken előfordul.



9.8 ábra. Az északi sarkvidéki jegek előfordulásának térképe az OMEGA műszer mérései alapján $L_s=9,3^{\circ}-13,3^{\circ}$ évszakos periódusban a 28. marsi év során. A CO₂-jeget világosabb kék, a H₂O-jeget sötétebb kék szín jelöli.



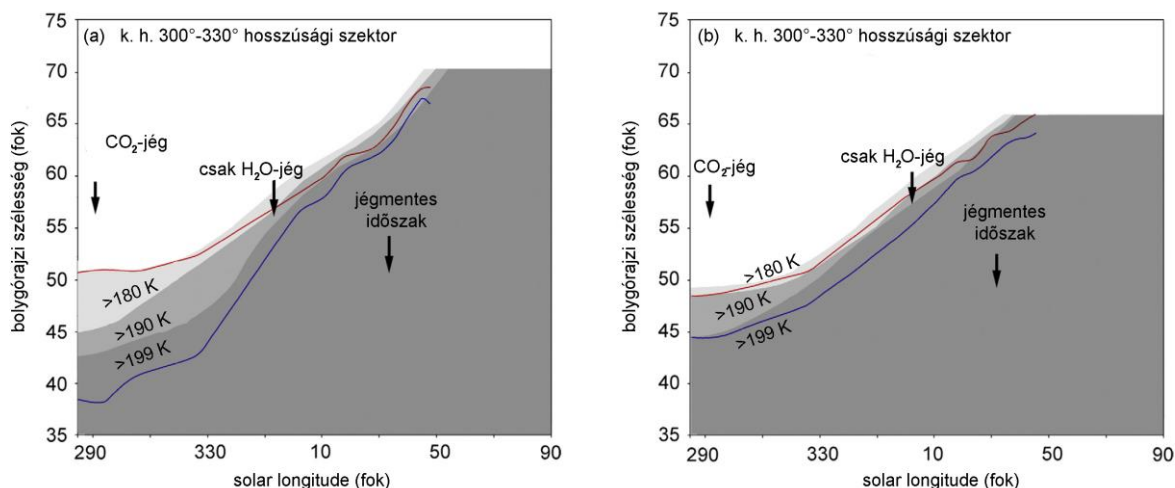
9.9 ábra. A CO₂ jég (fehér) és H₂O jég (középszürke) borította, valamint a jégmentes (sötétszürke) területek évszakos változása a bolygórajzi szélesség (függőleges tengely) és az évszakos fázis (vízszintes tengely) szerint, a TES műszer mérései alapján. Tehát a diagram tengelyekkel körülhatárolt területén a fehér szín a CO₂-, a világosszürke a H₂O-jég szélesség szerinti és időbeli elterjedését mutatja, míg a sötétszürke a jégmentes területet jelzi.

Ugyanezen jégtípusok elterjedését (határát) az OMEGA műszer mérései alapján a piros a CO₂-, a kék a H₂O-jegek esetében, míg a fekete vonal az albedó esetében mutatja – utóbbi a fényes sapka határát jelzi, amely főként a CO₂-jég eloszlásával korrelál. (Az északi féltekére érvényes L_s számok esetében a 270° a téli napforduló, a 90° a nyári napforduló.) Balról jobbra a télből a nyár irányába haladunk, ennek megfelelően a jegekkel borított pólussapka területe zsugorodik a pólus irányába (felfelé) visszahúzódva.

Ennek a kérdéskörnek a kezelésére hosszúsági körök szerint 12 darab, kelet–nyugat irányban 30-30° széles szektorra osztva a bolygót, majd ezekre is elvégezve ugyanezt a vizsgálatot, kiderült, hogy az egyes szektorok között jelentős regionális különbségek mutatkoztak (9.10 ábra). A legrövidebb, csak H₂O-jéggel borított időszak k. h. 0–30° között látszik az é. sz. 40°–55° közötti szélességi zónában, míg a leghosszabb ugyanebben a szélességi zónában a k. h. 300°–330° szektorban jelentkezett. Utóbbi térségben van legtovább jelen a H₂O-jég CO₂-jég nélkül a felszínen. Itt ez az időtartam egy marsi év során 80–110 helyi nap is lehet.

Az eltérő szélességű zónákban a H₂O-jég CO₂-jég nélkül előfordulásának bemutatása 9.10 ábrán látható, két adatállomány alapján közelítve: az OMEGA detektor színeképi mérései alapján, valamint a TES detektor hőmérséklet mérései alapján. A két adatállomány együttes használata azért szükséges, mivel ha a H₂O visszafagy a CO₂-jégre, csak színeképi mérés alapján az tiszta vízjég előfordulásnak mutatkozna, azonban az alatta lévő CO₂-jég erősen lehűti azt, utóbbi a hőmérséklet adatok alapján ez megállapítható, ezért kellett a hőmérsékleti és színeképi adatokat együttesen elemezni.

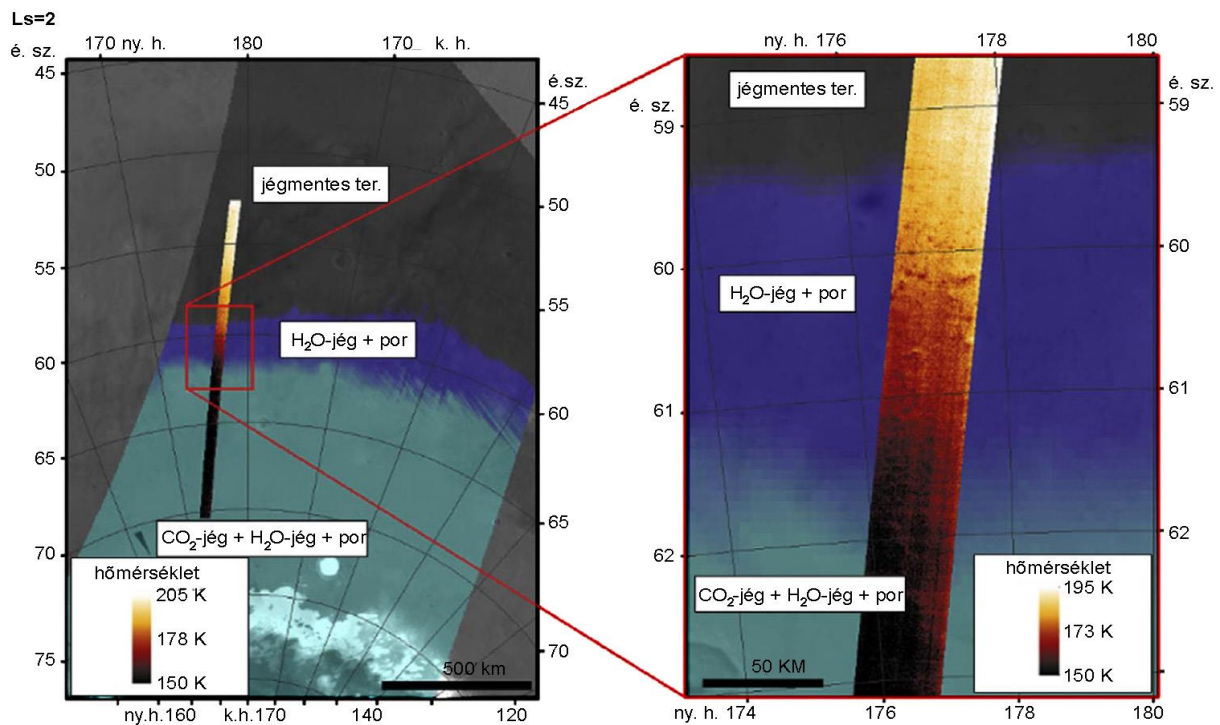
A 9.10 ábrán a vízszintes tengelyen lehet leolvasni, hogy az egyes szélességi tartományokban közel mennyi ideig van jelen H₂O-jég CO₂-jég nélkül. Noha az előfordulást bizonyítani csak a kérdéses adatok térbeli és időbeli felbontásáig lehetséges, azonban mivel ez mai ismeretünk „határa”, ezért a jelenleg elérhető legjobb közelítésként hasznos információ.



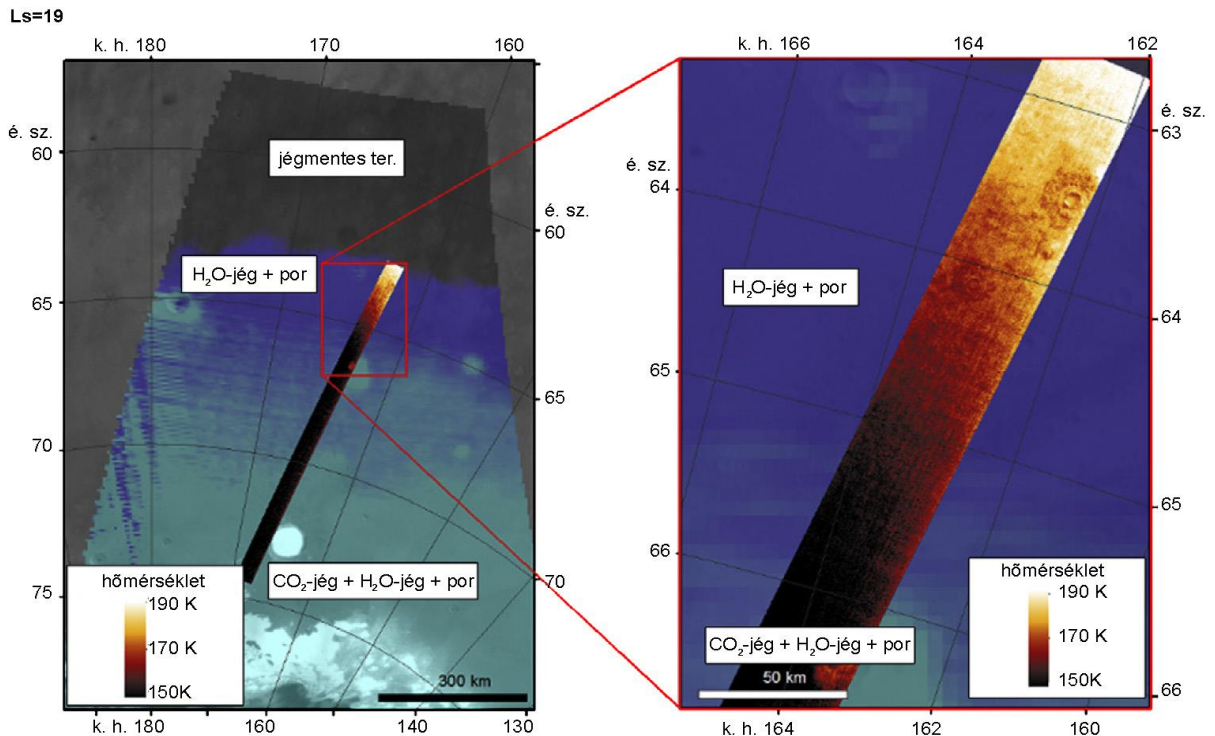
9.10 ábra. A CO₂-jég (fehér) és H₂O-jég (szürke) borította, és jégmentes területek (sötétszürke) évszakos változása a bolygórajzi szélesség (függőleges tengely) és az évszak (vízszintes tengely) szerint, a TES műszer mérései alapján. Tehát a diagram tengelyekkel körülhatárolt területén a fehér szín a CO₂-, a világosszürke a H₂O-jég szélesség szerinti és időbeli elterjedését mutatja, míg a sötétszürke a jégmentes területet jelzi a TES hőmérsékleti adatok alapján. Ugyanezen jégtípusok elterjedését (határát) az OMEGA műszer mérései alapján a piros a CO₂-, a kék a H₂O-jegek esetében, míg a fekete vonal az albedó esetében mutatja – utóbbi a fényes sapka határát jelzi, amely főként a CO₂-jég eloszlásával korrelál. Mindez a legrövidebb (jobbra) és leghosszabb (balra) H₂O-előfordulási időtartamot mutató hosszúsági szektorban is látható.

A 9.10. ábrán bemutatott eloszlás már figyelembe veszi az eltérő hosszúságú térségek közötti eltéréseket, azonban még mindig lehetnek az elemzett térbeli felbontás alatti olyan különbségek, amelyek nyomán csak látszólag éri el a kritikus hőmérséklet értéket a vízjég borította területen. Ennek elemzéséhez a jelenlegi legrészletesebb térbeli felbontású hőmérsékletadatokat (THEMIS-adatok) korreláltam a vízjég OMEGA detektor alapján nyert éves bolygórajzi eloszlásával az északi sarkvidéken.

A THEMIS- és OMEGA-képek egymásra vetítésével sikerült közel 100 m-es térbeli pontosságú adatokat nyerni a hőmérséklet eloszlásáról, míg a felszíni jégtakaró eloszlásának térbeli felbontása ennél rosszabb, km skálájú volt. A 9.11. és 9.12. ábrákon látható példák alapján sok esetben előfordulhat olyan hőmérséklet a vízjég borította területeken, ahol mikroszkopikus skálájú cseppfolyós vízréteg lehet jelen, ami közel 180 K felett várható.



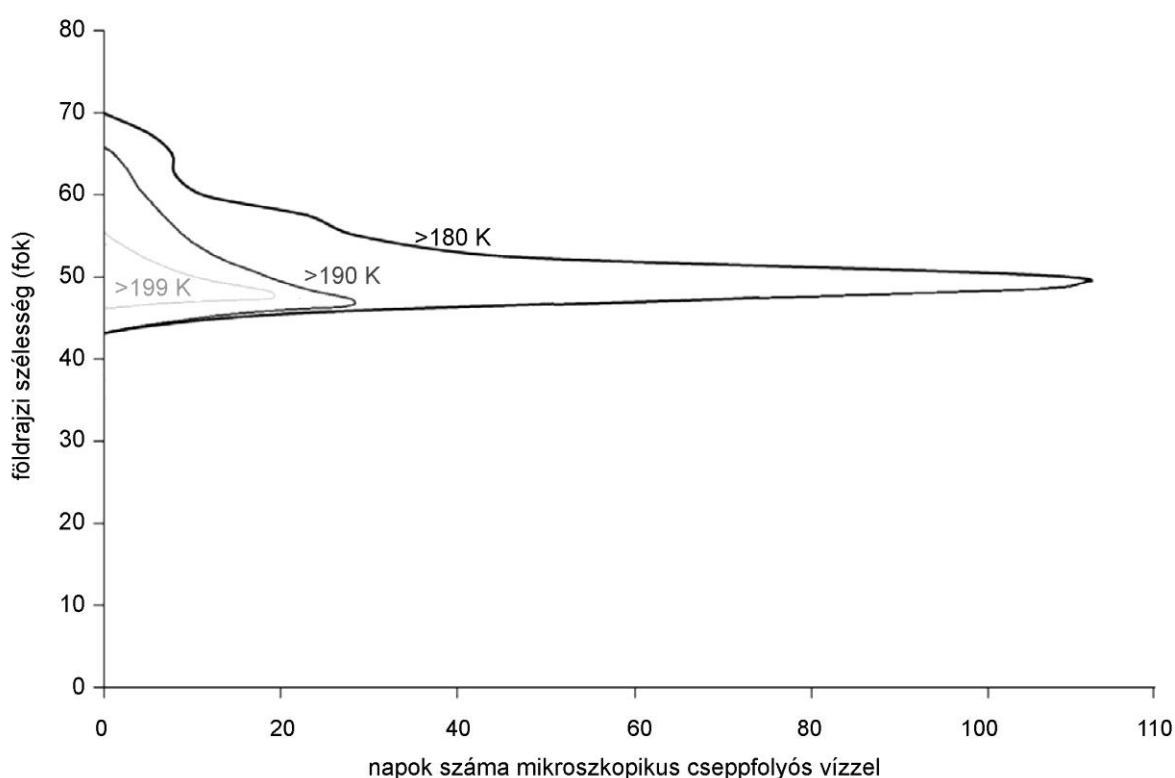
9.11 ábra. Az OMEGA- és THEMIS-mérések összevetése $Ls=2^\circ$ évszakos időpont körül. A háttér adó színek a jégek előfordulásával korrelálnak a 2619_1 OMEGA felvétel alapján: a zöldeskék a CO_2 -jeget, a sötétkék a H_2O -jeget, a fekete a jégmentes regolitot jelzi. A keskeny középső sáv az I18254013 THEMIS-kép, melynek sárgás árnyalatú részein a cseppfolyós interfaciális vízréteg megjelenéséhez szükséges hőmérséklet előfordul.



9.12 ábra. Az OMEGA- és THEMIS-mérések összevetése $Ls=19^\circ$ évszakos időpont körül. A háttér adó színek a jégek előfordulásával korrelálnak a 2742_1 OMEGA felvétel alapján: a zöldeskék a CO_2 -jeget, a sötétkék a H_2O -jeget, a fekete a jégmentes regolitot jelzi. A keskeny középső sáv az I18704007 THEMIS-kép, melynek sárgás árnyalatú részein a cseppfolyós interfaciális vízréteg megjelenéséhez szükséges hőmérséklet előfordul.

Az elemzés rámutat, hogy a kedvező napok a várakozásoknak megfelelően magasabb szélesség felé haladva egyre későbbre tolódnak. Emellett hasonló évszakos időbeli trend várható az eltérő szélességi zónákban a mikroszkopikus cseppfolyós víz potenciális megjelenésére, de az ennek kedvező napok száma változó, legmagasabb az é. sz. 45°–50° térségében.

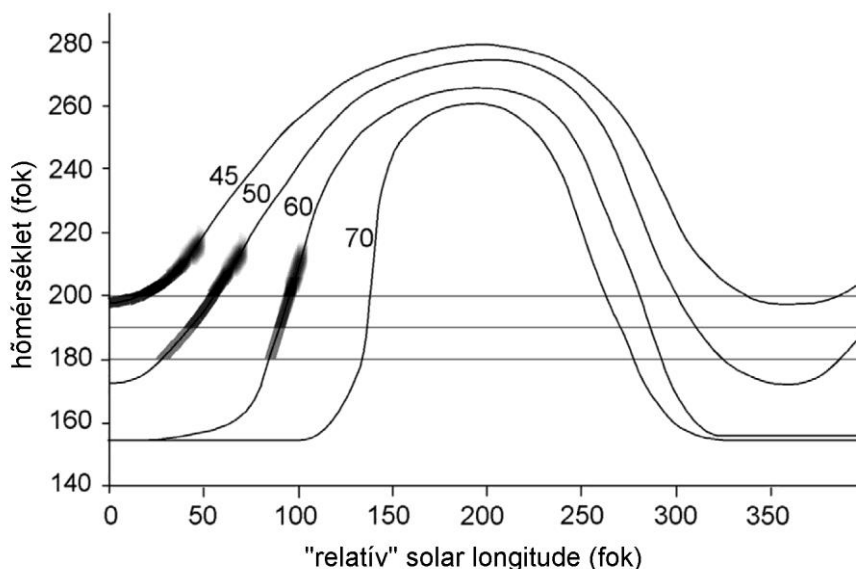
Ha globális skálán vizsgáljuk a **H₂O-jég CO₂-jég nélküli előfordulását**, a 9.13. ábrán látható eloszlás figyelhető meg. Ez alapján kijelölhető az ideális zóna, ahol a legtávolabbi előfordulhat a vízjég, és esetleg a folyékony fázis is a k. h. 300°–330° zónán belül. A mérések alapján itt évente akár 100 olyan marsi nap is lehet, amelynek során mikroszkopikus cseppfolyós víz előfordulhat – ez a terület ezért ideális célpont annak vizsgálatára, hogy van-e nyoma valamilyen kémiai-ásványtani változásnak, amelyet a víz okozhatott.



9.13 ábra. A vízjég réteg időbeli előfordulása az északi félteke különböző szélességi zónáiban 180 K (fekete), 190 K (középszürke) és 199 K (világosszürke) napi csúcshőmérséklet esetén. A hőmérsékleti értékek a TES műszer méréseiből származnak, és azok az OMEGA detektor vízjég előfordulásával együtt kerültek értelmezésre. A vízszintes tengelyen jelzett időtartam azon marsi napok számát mutatja, amikor mikroszkopikus skálájú folyékony víz elvben megjelenhet a kérdéses zónában. (Saját készítésű ábra.)

Az egyes szélességi zónákban tehát eltérő a folyékony fázis potenciális előfordulásának tartama. Általánosságban elmondható, hogy a vizsgált $L_s=45^\circ-70^\circ$ közötti intervallumban a szélesség növekedésével csökken ez az időtartam (9.14 ábra). Mindezek alapján tehát jó esély van arra, hogy az évszakos pólussapka peremén zsugorodó H₂O-gyűrű területén a nap melegebb, dél körüli szakaszában mikroszkopikus skálájú cseppfolyós interfaciális vízréteg keletkezzen. A jelenséget különféle fagyáspontcsökkentő sók is elősegíthetik, amelyek révén akár a tömbfázisú (makroszkópos méretskálájú víz) is megjelenhet.

Ilyen szempontból kedvezőek pl. a Marson gyakori vas-szulfátok, amelyeknél 48 tömeg%-os keverék eutektikus hőmérséklete 205 K körüli (Pestova et al., 2005, Chevrier és Altheide, 2008; Renno et al. 2009), illetve a magnézium-perklorát 44 tömegszázalékos keveréke 206 K körüli eutektikus hőmérsékletet mutat egyes laboratóriumi vizsgálatok alapján (Chevrier et al., 2009).



9.14 ábra. Maximális nappali hőmérsékleti értékek görbéi a 45°, 50°, 60° és 70° északi szélességi körökre az évszakos periódus (vízszintes tengely) függvényében. A hőmérsékleti értékek a TES műszer méréseiből származnak, és azok az OMEGA detektor vízjég előfordulásával együtt kerültek értelmezésre. Az egyes görbék vízszintesen el lettek tolvá egymáshoz képest, különben összeérnének, és nehezen látszana a kérdéses időszak. A vízszintes tengely beosztása abszolút értékét tekintve valóban értelmét veszítette a görbék eltolása miatt, ezért is neveztem azt a tengelyt „relatív” solar longitude-nak. A három vízszintes szürke vonal és a velük kapcsolatos szürke sávok a görbék bal oldalán három jellegzetes hőmérséklet értéket mutatnak: 180, 190 és 200 K-t korábban ezt a három értéket tűtettem fel – a cél itt mindössze annyi volt, hogy a két ábra összevetése könnyebb legyen. A lényeg a szürke sávozottság, amely a görbék bal oldali, tavaszi időszakában mutatkozik: a szélesebb, szürkés sávok azt a periódust jelzik, amikor a nap legmelegebb szakaszában a mikroszkopikus skálájú vízfilm megjelenhet a jég/kőzet határon. Ennek tartama csökken a pólushoz közeledve.

Távlati kutatási lehetőségek az északi sarkvidéken: A fentiek alapján számos további vizsgálati lehetőség körvonalazódik. A délihez hasonlóan tehát az északi féltekén is előfordulhat a mikroszkopikus cseppfolyós víz jelenleg. Az északi féltekén nagyobb a H₂O-forrás az ottani állandó vízjég pólussapka révén, ennek megfelelően kissé más körülmények jellemzőek az éves H₂O-változások szempontjából. A vízjég déli féltekétől eltérő jelentkezése (kicsit alacsonyabb hőmérséklet, de több elérhető H₂O) szélesíti a H₂O viselkedéséről szerzett ismereteket, és segíti az eltérő klimatikus viszonyok közepette várható H₂O viselkedésének megbecslését.

A két cirkumpoláris térségben időszakosan jelentkező vízjég fontos tényező, mivel noha az állandó pólussapka területén sokkal nagyobb mennyiségben van jelen H₂O egész évben, ott feltehetőleg ritkábban és sokkal kisebb felület mentén érintkezhet szilárd ásványi felületekkel

olyan mélységben, ameddig a napfény belehatol. Az itt vizsgált területek kiemelt figyelmet érdemelnek az esetleg ezzel kapcsolatos mállási vagy kémiai változások nyomán.

A fentiekben bemutatottak kapcsolhatóak az é.sz. 68° k.h. 234° zónájában landolt Phoenix-űrszonda méréseihez is. A szonda műszerei a leszállólábakon a küldetés során lassan változó csepp alakzatokat figyeltek meg, amelyek akár sűrű cseppfolyós sóoldatok is lehettek (Renno et al. 2009). Hasonló cseppfolyós fázis a regolit elektromos ellenállásának mérése alapján is feltételezhető a felszínközeli zónában (Stillman és Grimm, 2011). Emellett a regolit elemzése alapján a múltban a jelenleginél is nagyobb mennyiségű, avagy tartósabban megjelenő mikroszkopikus vízfilm lehetett, amely bizonyos sókat felhalmozhatott a repedésekben (Elsenousy et al., 2015).

10. Mars-releváns vízáramlási jelleg felfedezése az Atacama-sivatag térségében lévő Ojos del Salado vulkán lejtőjén

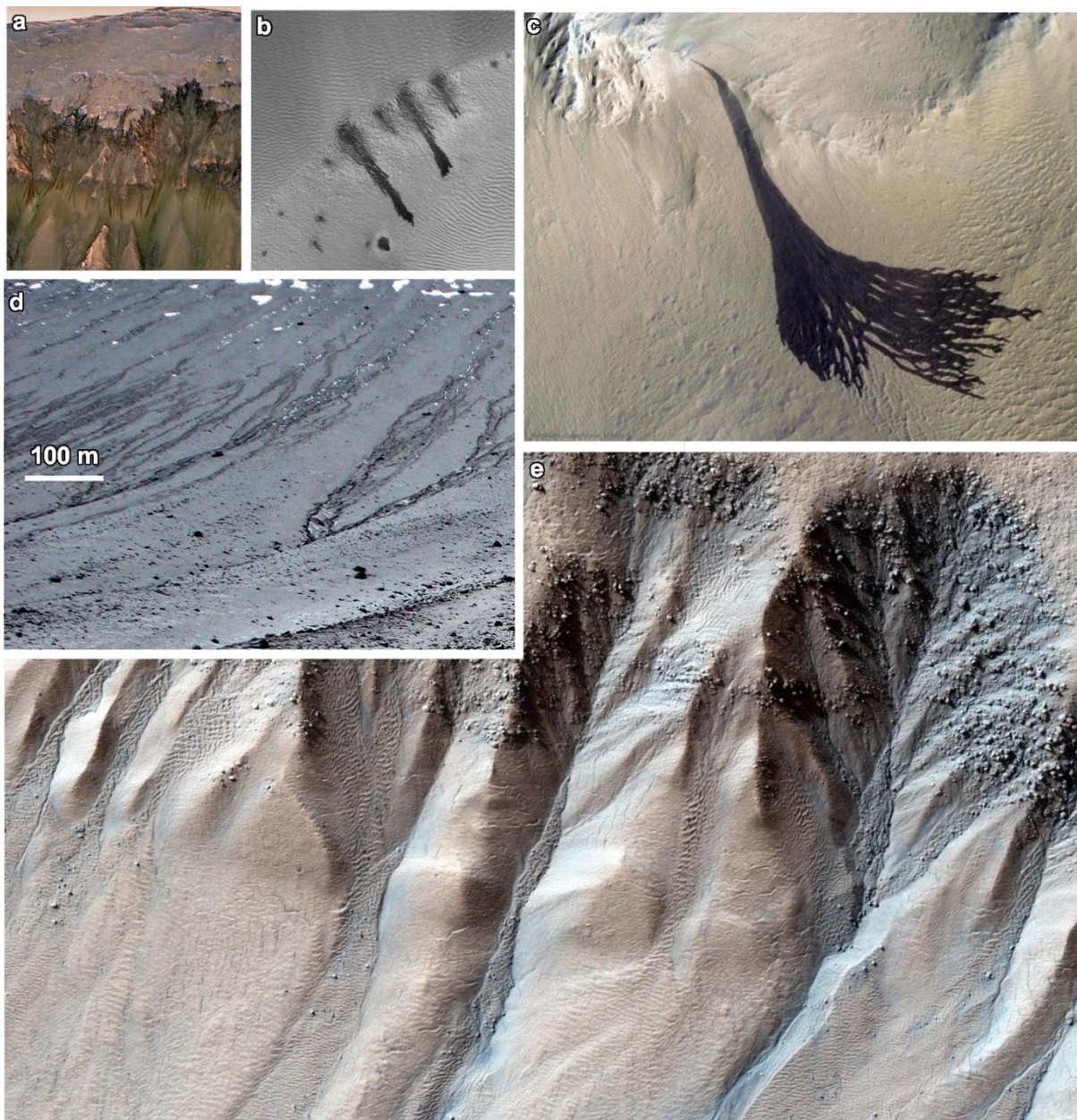
8. tézis: Az Ojos del Salado vulkán lejtőjén, közel 5200 m-es tengerszint feletti magasságban betemetett hó- és jégtömegek olvadása által, áramló folyóvízzel térben csupán szakaszosan kitöltött völgyek mutatkoznak, amelyek csak nappali aktívak. A felfedezett aktivitás a Mars közepes szélességű területein látható folyásnyomok keletkezésére jelenthet földi analógiát (Kereszturi, 2020).

Bevezetés: Az úgynevezett Mars-analóg- vagy Mars-analógia-kutatás olyan tudományos elemzést jelent, amelynek keretében a vörös bolygón jellemző morfológiájú vagy anyagú célpontokat, a Marson lezajlotthoz hasonló folyamatokat vagy a Marsra tervezett műszereket és módszereket teszteltnek a Földön, részben a marsihoz hasonló viszonyok között (Xiao et al., 2017). Ennek keretében tehát csak részben lehet a marsihoz hasonló körülmények között vizsgálni, de az eltérések ismerete és figyelembevétele nyomán így is hasznos eredmények nyerhetők.

Elméleti háttér: Az Ojos del Salado vulkán (Chile) közel 4000 m feletti magasságú részein Nagy Balázs, Heiling Zsolt és munkatársai 2012 óta folytatnak méréseket és megfigyeléseket, elsősorban a nagy magasságú permafroszt területeken a jég előfordulását és az azzal kapcsolatos felszíni pusztulást monitorozva (Nagy et al., 2019). 2018 februárjában egy magashegyi expedícióban vettem részt velük együtt, ekkor születtek az itt bemutatott megfigyelések, amelyek az Astrobiology folyóirat 2020 júniusi (Vol. 20, No. 6) számában jelentek meg vendégszerkesztőként végzett munkám keretében.

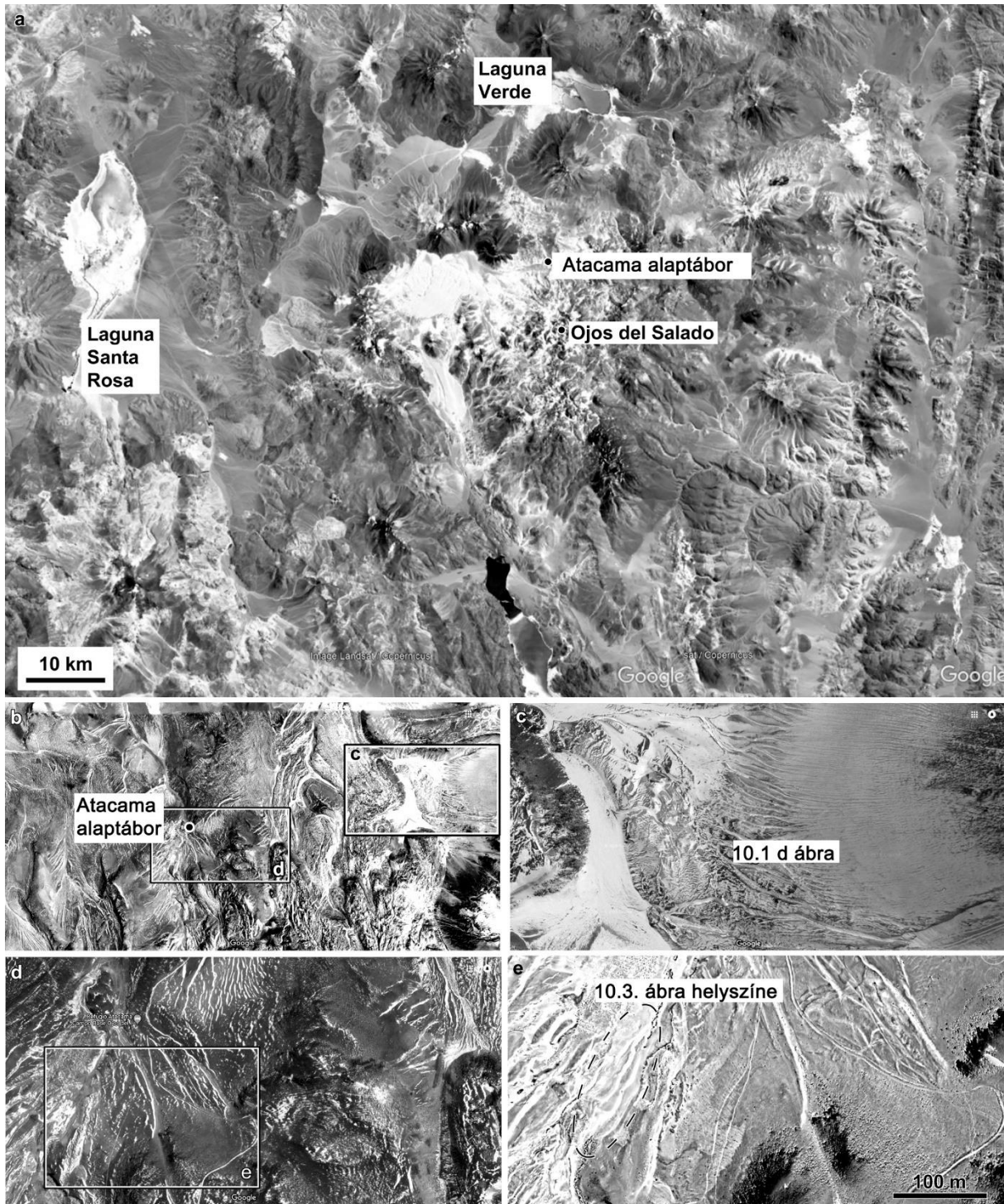
Az Ojos del Salado az Atacama-sivatag közelében emelkedő, 6893 m magas vulkán, amely egyben bolygónk legmagasabb tűzhányója, rajta az egyik legmagasabban fekvő tóval. Az Andok és az Atacama-sivatag térségében megfigyelhető időszakos vízfolyásnyomok fontos Mars-analóg képződmények, ehhez hasonló alakzatokat már évek óta tanulmányoznak a Marson. Emellett a permafroszt előfordulása egy száraz és hideg, helyenként geotermikus hőhatással is befolyásolt vidéken szintén mutathat párhuzamot a vörös bolygó egyes jellemzőivel.

A Mars közepes és magas szélességein nagy területeket borít olyan jég-por keverék, amelynek kora csak néhány millió év lehet (Schorghofer, 2007). Ehhez folyásos kinézetű alakzatok kapcsolódnak (Kreslavsky és Head, 2002), ahol a feltételezések alapján a jég-por keverék olvadása eredményez lefolyást (Schorghofer et al., 2002; Christensen, 2003; Malin et al., 2006). Néhány feltételezett marsi folyásnyom és az itt említett földi folyásnyomokat befogadó völgyek közel méretarányos összehasonlítása a 10.1 ábrán látható.



10.1 ábra. Folyásnyom kinézetű fiatal alakzatok a Marson és a Földön: RSL folyásnyomok (a), DDS folyásnyom (b), alacsony szélességű lejtősávok (c) és bevágódó folyásnyomok (d) közel méretarányos összehasonlítása. (NASA/JPL/Caltech/University of Arizona)

Munkamódszerek: Az azonosított folyásnyomok és a folyásrezsím megfigyelése az Atacama-alaptábornál (d. sz. $27,061^{\circ}$, ny. h. $68,546^{\circ}$) 1 km-es távolságon belül történt, 5200 m körüli tengerszint feletti magasságban. A terepi vizsgálatok során fotódokumentáció, ásóval készült feltárások vizsgálata és mintagyűjtés zajlott. A térségben világos színű finomszemcsés anyaggal (homok és kőzetliszt) feltöltött, közel sík aljzatú, enyhén kanyargó völgyek figyelhetők meg, amelyek néhány m szélesek, 0,5–3 m mélyek, és 25–300 m hosszúak voltak, 1° – 4° közötti hosszanti lejtőszöggel. A közel sík aljzatot peremükön meredekebb, durvaszemcsés kőzettömelék alkotta lejtő övezte. Három ilyen völgyről, illetve azok szakaszairól készült részletes felmérés a d. sz. $27,061^{\circ}$ és ny. h. $68,546^{\circ}$ környékén (10.2 ábra). Ezek mindegyikében 4-7 aktív, vízáramlást mutató szakasz jelentkezett, egymástól folyásirányban 30–80 m távolságban.



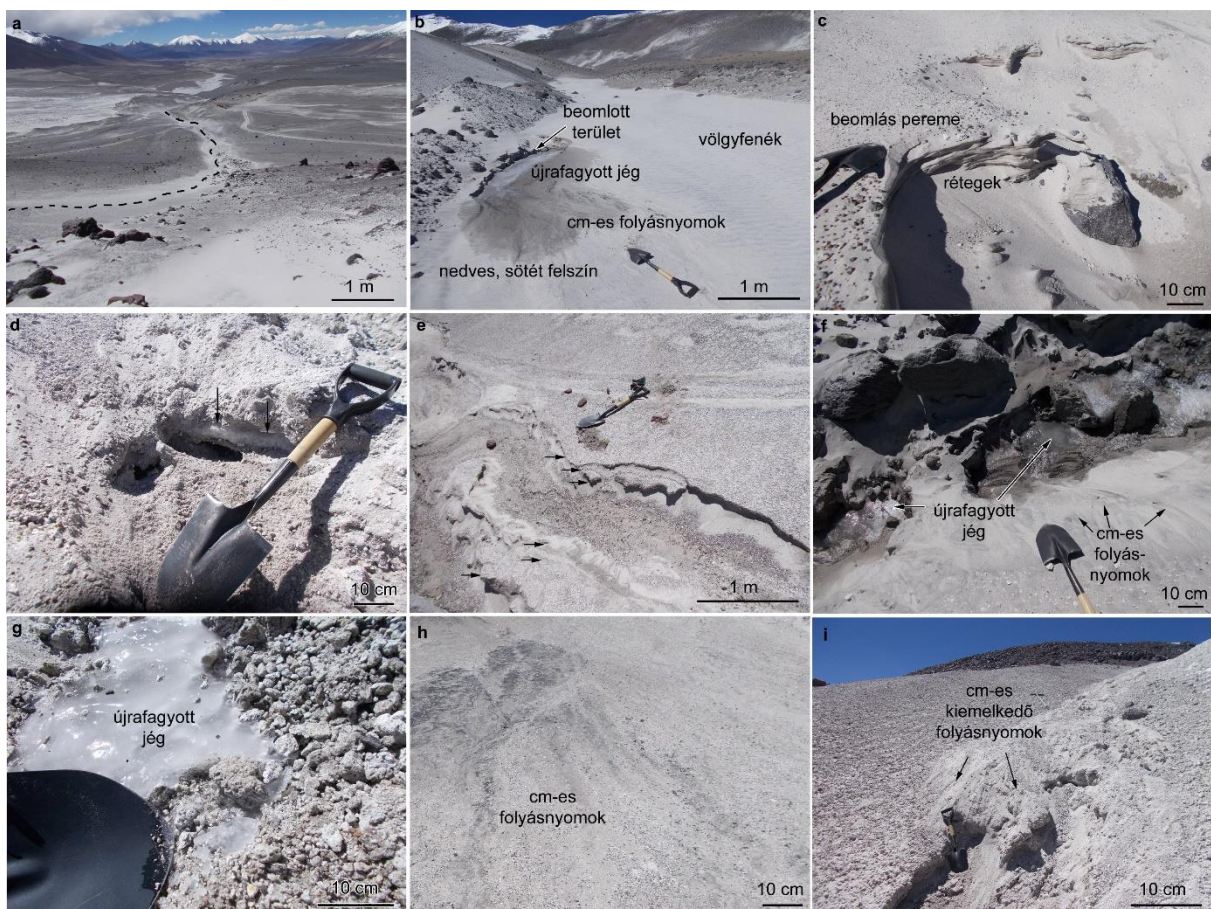
10.2 ábra. Áttekintés a vizsgált területről. a) az Ojos del Salado tágabb környezete; b) a 'c' és 'd' kivágaton látható területek környezete; c) és d) folyóvölgyek, amelyeket a bennük megragadt világos színű törmelék rajzolja ki; e) a vizsgált völgyek térsége (szaggatott vonallal).

10.1. Eredmények

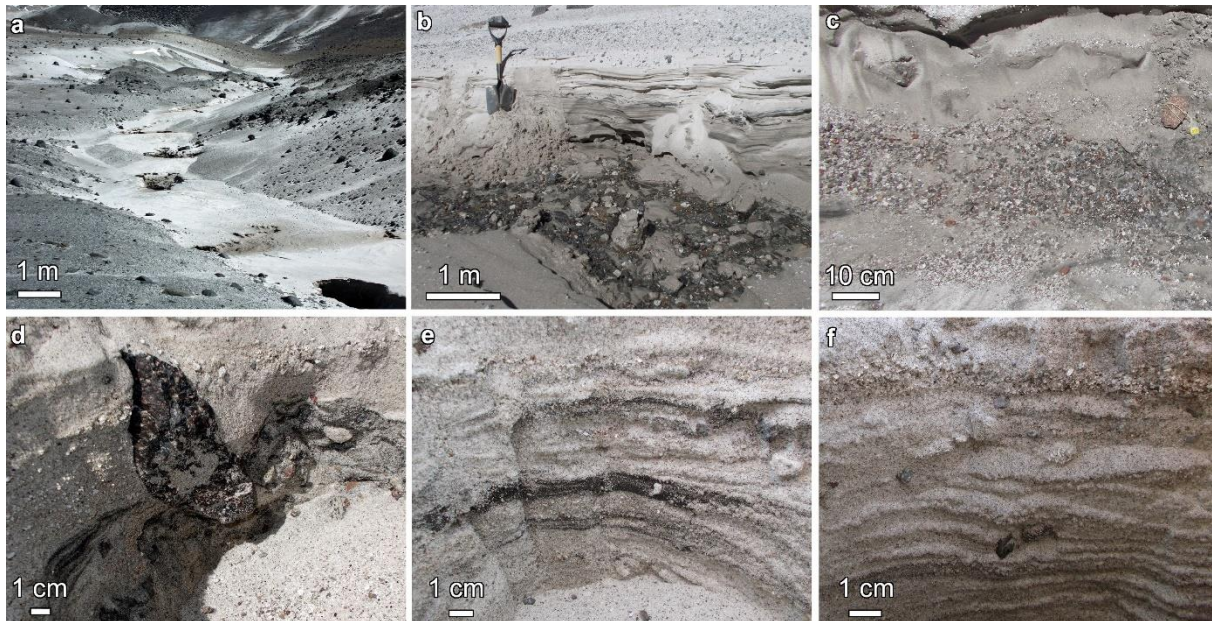
A vizsgált völgyben egy-egy aktív szakasz 1–8 m széles, 4–30 m hosszú volt, amelyek általában nem töltötték ki a völgy teljes szélességét. Az aktív szakaszokban folyásirányba tekintve legkorábban és legmagasabban mutatkozott a víz forrása, amely egy vagy több mélyedés volt. Ezekből víz áramlott nagyon kis mennyiségben (nagyságrendileg cm^3/s

vízhozammal), miközben a völgy többi része száraz volt. Néhol a forrás mélyedéseiben átlátszó és tömör jég mutatkozott, ezekből a mélyedésekből és közvetlen közelükből ágaztak szét maguk a keskeny vízfolyások. A folyások környezetében a felszín sötétebb volt, a szemcsék közötti nedvesség hatására.

Az ásással végzett legfeljebb 1 m mély feltárások alapján, a 10.3 ábra paneljain figyelhetők meg példák a felszín alatti eltérő szemcseméretű, közel párhuzamos rétegekre; ezek alkotják a völgyek aljzatát kitöltő világos anyagot, amelyet részben jég cementál (10.3 c ábra). A 10.3.c ábrán eltemetett tiszta hó kibukkanása látható, az (f) panel a forrás mélyedését mutatja, ahonnan a hó kiolvadt, és a terület beomlott. A finom törmelék az átmedvesedett területeken sötét színű, a felszíni újrafagyott jég pedig sima felületű. A felszíni vízáramlással kapcsolatos cm széles, vékony sávok mintázatú erek is megfigyelhetők, (g) visszafagyott jég az előző nap folyási eseményeiből, (h) és (i) panelek: cm-es skálájú folyásnyomok korábbi folyadékáramlástól a felszínen.



10.3 ábra. A megfigyelt völgyekben azonosítható tipikus alakzatok. a): egy völgy kanyargó futása (szaggatott vonallal); b), c), d), e): mélyedések, ahonnan az anyag kierodálódott; b), d), g): jégelőfordulások; f), h), i): kis folyásnyomok a völgy aljzatán. A képeken bejelölt skála a kép alsó részére, az előtérre érvényes.



10.4 ábra. A völgyek alján lévő finomszemcsés réteges anyagba mélyített feltárások falai.

A 10.4 ábra részletképein a völgyeket kitöltő finomszemcsés (kőzetliszt – homok szemcseméretű) anyagba mélyített mesterséges feltárások az alábbi képződményeket mutatták: a) a vizsgált völgy enyhén kanyargó futása; b) kihantolódó rétegek a völgy falán; c) omló törmelék a völgyfalon; d) eltérő méretű közt szemcsék, köztük egy nagy (fekete) blokk; e) mm-es és annál is finomabb rétegzettség a falakon, eltérő szemcsemérettel. A rétegsorokban legfeljebb 2-3 mm-es szemcsék találhatók.

A vizsgált völgyekben megfigyelt aktív szakaszokban kinézetük alapján a vízfolyásos térségekre jellemző alábbi elemek észlelhetők: a forrásterület, ez legalább kb. 6-10 cm mély és 40-60 cm átmérőjű. Korábban itt néhány cm mélyen eltemetett hó lehetett, de a területen ritkábban előfordul átlátszó, újrafagyott jég is. A mélyedés peremétől ágaznak szét cm széles, néhány m hosszú, fonatos szerkezetű folyásnyomok, amelyek 2-10 m után „elhalnak”, és vizük beszivárog a völgy aljátát alkotó finomszemcsés anyagba, majd ott megfagy. Eseteként néhány mm magas, néhány cm széles, néhány m hosszú, apró és kiemelkedő „csatorna” alakzatok is megfigyelhetők (10.3 i ábra). Az egyes ilyen aktív völgyszakaszok között jelentős, 50-100 m-es, vagy akár még nagyobb távolság is van, amelyek mentén semmilyen áramlásnyom vagy nedvesség nem tapasztalható a felszínen. Emellett korábbi, újra inaktívvá vált vízforrás nem mutatkozott sehol a vizsgált völgyek mentén.

Csak napközben volt elég magas a hőmérséklet a cseppfolyós halmazállapothoz, ezért vízáramlás csak nappal mutatkozott a kérdéses képződményekben a felszín alatti hó és jég, valamint a felszínen megfagyott jég újraolvadása révén. Az egyes apró, cm keskeny erekben áramló víz frontvonala jól láthatóan lassan haladt előre, jelezvén hogy közben a víz beszivárgott a felszíni törmeléktakaróba. Az áramló víz által kitöltött terület arányára az egyik vizsgált völgyben a 10.5 ábra négy panelje mutat példát.



10.5 ábra. Egy aktív, nedves völgyszakasz részletei: a) a bevágódással keletkezett, szélesebb völgy, amely aljzatának egy részén látszik a vízfolyás; b) és c) a csillogó vízfelület csak a völgy szélességének egy részét tölti ki; d) a vízáramlás nagyjából a nyílnál (lapát) enyészik el. A nyilak mindegyik részletképen ugyanezt a pontot mutatják.

Az egyes vízforrástípusok aránya nehezen becsülhető, de az valószínű, hogy a felszíni hó olvadása nem játszik fontos szerepet, ilyen a vizsgált területeken és időkből nem is mutatkozott. Említést érdemel az is, hogy inaktív mélyedés sem látszik a vizsgált területeken. A keletkezés legvalószínűbb módja, hogy a korábbi, időszakos havazás eredményét a szélfúttá finom törmelék borította be, és az általános szárazság ellenére a fagyott H₂O ezért tartósan megmaradhat. A megolvadás az erős napsugárzással kapcsolatos, de a folyás megindulásának pontos lezajlása (a mélyedés keletkezése) nem ismert. Maguk a feltöltött völgyek feltehetőleg nem ezen kis aktív szakaszok révén erodálódtak ki, mivel a megfigyeléskor bennük áramló vízhozam nem tűnik elegendőnek ehhez.

A megfigyelt felszínformák marsi relevanciája a vörös bolygón azonosított ún. gully képződmények (magyarul vízmosság, sárfolyás, eróziós folyásnyom), amelyek elnyúlt eróziós mélyedések a lejtős területeken (Malin és Edgett, 2000; Dickson et al., 2007). Periodikus aktivitást nem sikerült eddigi azonosítani ezen marsi folyásnyomoknál, csak időszakos hó-, illetve jéglerakódást, amely a modellek alapján a múltban intenzívebb lehetett (Christensen, 2003). Laboratóriumi tesztek alapján Mars-releváns körülmények között is jellemző lehet, hogy az eróziós mélyedésben csak rövidebb távolságon áramlik a folyadék (Conway et al., 2011; Masse et al., 2016). Ezek a marsi folyásnyomok az ún. szélességfüggő köpeny (latitude dependent mantle) anyagába mélyednek (Johnsson et al., 2014), amit por és jég keveréke alkot akár több méter vastagságban (Dundas et al., 2019), főleg közepes és magas földrajzi szélességű vidékeken. Területükön néhol fiatal becsapódások is kihantolják a felszíni

portakáro alatti havas-jeges anyagot (Byrne et al., 2009). Az itt bemutatott periodikus, csak nappalra korlátozódó aktivitás kifejezetten Mars-releváns, a modellszámítások is ezt valószínűsítik (Johnsson et al., 2014).

Fontos megjegyezni, hogy a fenti marsi gully alakzatok lényegesen nagyobbak, mint az itt megfigyelt földi aktív szakaszok a vizsgált völgyekben. A földi felfedezés a folyamat jellegét tekintve érdekes, a Marson is csak nappali olvadási események várhatóak, azok is feltehetőleg a maitól kicsit eltérő éghajlaton (Johnsson et al., 2014) zajló olvadások lehettek (Christensen, 2003).

Távlati kutatási lehetőségek: A földi példák, analóg helyszínek ideális lehetőséget biztosítanak a perspektivikus témák további elemzésére, mivel a megfigyelések ismételhetők és módosíthatók is. Az Ojos del Salado térségében a további elemzések során érdemes ellenőrizni pl. szűrőbottal, hogy a még nem kihantolt területeken a völgyekben milyen gyakori a jég és a hó, illetve a száraz por a felszín alatti dm-es rétegben. A terület további monitorozásától új eredmények várhatóak, főleg a korábbi mélyedések feltöltődésének mikéntjét lehetne tisztázni.

11. Összefoglalás

A dolgozatban bemutatott eredmények az alábbiak szerint illeszkednek a kutatások mai állapotához, kapcsolhatók mások munkáihoz és értelmezhetőek a napjainkban jellemző általános nézőpont szerint. A témakörök közötti összefüggés miatt a tézisek két csoportban (idős vízfolyásnyomok és potenciális mai vízfolyásnyomok a Marson) kerülnek bemutatásra.

11.1 A Mars idős vízfolyásnyomaival kapcsolatos eredmények értelmezése

A Marson azonosított idős folyóvölgyek keletkezésével kapcsolatos elgondolások alapján az alábbi kép körvonalazódik: a korai kiterjedtebb vízforrások pl. csapadékhullástól keletkeztek, amelyek nagyságrendileg 100 km-es távolságokon hasonló kinézetű völgyeket, esetenként sűrűn, egymástól csak néhány km távolságban hoztak létre (Hynek és Phillips, 2001, Hynek et al., 2010). Vizsgálataim alapján (**3. tézis**) a Thaumasi Plateau két területén a **tektonikus alakzatokkal fennálló kapcsolat** alapján ilyen „kisméretű” és sűrűn futó völgyek 3,5-3,7 milliárd évvel ezelőtt szakaszban keletkeztek. Ez tehát nem az a kb. 4 milliárd évvel ezelőtti vagy még régebbi időszak, amikor korábban az ilyen kisebb völgyeke keletkezését feltételezték (Craddock és Maxwell, 1993). Noha az itt vizsgált csak egy korlátozott példa, de arra utalhat, hogy a legkisebb és nehezen datálható völgyek korát tovább kellene elemezni, mert lehet, hogy azok mégsem nagyon korai vízforrásokra utalnak.

Az idő előrehaladtával térben koncentráltabbakká és részben felszín alatti lefolyás dominálta jellegűvé váltak a völgyek (Mangold et al., 2012, Morgan és Head, 2009a). Az ekkor kialakult, általában néhányszor 10 km-es átmérőt/hosszat mutató völgyhálózatokat 300-600 km távolság választja el a hasonló legközelebbi rendszertől, elhelyezkedésük tehát ritkább lett. Mindez a morfológiai bélyegek változásával járt (szélesebb és laposabb völgyek megjelenése, kevésbé elágazó völgyhálózat, egymástól távoli, „elszigetelt” völgyrendszerek kialakulása). Ez a Mars fejlődéstörténete során bekövetkezett globális változásokkal (főleg hűlés és szárazodás) járhatott együtt. Feltehetőleg ennek a térbeli koncentrálnak a nyoma látható a **2 tézisnél**.

A dolgozatban a Xanthe Terra idős folyóvölgyeinél azonosított **két elér morfológiájú szakasz** létezése (**1 és 2 tézis**) és eltérése illeszkedik a fent vázolt tendenciába. Míg a felső sekély, elágazó szakaszok inkább kiterjedtebb forrású, esetleg a földihez jobban hasonlító, csapadék támogatta felszíni lefolyástól keletkezettek, az egymástól távoli és inkább különálló, mélyebb és rövidebb alsó szakaszok jellege összeegyeztethető a szárazabbá váló bolygón egyre lazább, könnyebben erodálható regolitba (Clifford, 1991) erősebben bevágódó helyi vizes időszakok nyomaival. Utóbbiakat például az arra kedvező helyen kivált lokális jégtakaró olvadása táplálhatta. Mindezt kiterjedt területen, egymástól 100 km-es távolságkálán lévő völgyek esetében sikerült kimutatni a dolgozatban – tehát legalább regionális, ha nem globális ok kereshető magyarázatként.

A Xanthe Terra és Lunae Planum térségében (é. sz. 0°-13°, k. h. 304°-312°) összesen kb. 28 folyóvölgy mutatkozik (az itt nem vizsgált és jelentősen eltérő keletkezésű áradásos völgyek nélkül), ezek közül 13 esetben mutatkozik ilyen „kettős jelleg”, 15 esetben nincs ilyen, és 1 esetben nem vizsgálható eléggé részletesen ennek eldöntéséhez a folyóvölgy. Mindegyik eset egy-egy lehatárolható völgyet jelent. (A folyóvölgyek számát azért is nehéz pontosan meghatározni, mert lehetnek igen lepusztult, nehezen felismerhető alakzatok, továbbá sok helyen az erózió révén elmosódhatott a kapcsolat az egykor összefüggő ágak között, így azok ma már különálló völgyeknek mutatkoznak).

Ugyanakkor fontos megjegyezni, hogy a témakörben még elég sok a bizonytalanság, főleg az egykori potenciálisan „nedves” időszakok hőmérsékleti viszonyait illetően – elképzelhető ugyanis, hogy a kérdéses korai periódus sem volt sokkal melegebb, mint amilyen jelenleg a bolygó, de időszakosan mégis kiterjedt esőzések, később jég olvadások történtek (Russel and Head, 2007). Ennek nyomai pedig a rendkívül gyenge erózió miatt jó állapotban fennmaradtak. Mindettől függetlenül lehetséges, hogy a kétfajta völgyszakasz eltérése éghajlattól független okokkal magyarázható, azonban az éghajlatváltozások feltételezésére utal, hogy ez a magyarázat illeszkedik a Mars fejlődéstörténetét leíró modellek közül a leginkább elfogadottakhoz, másrészt az eltérő szakaszok egymástól távol jelentkeznek, tehát kiterjedt lehetett az ezeket létrehozó ok.

A morfológia elemzése és a völgyek helyzete szempontjából az eddigi megfigyelések alapján sajnos nem sikerült egyértelmű tendenciát kimutatni, azaz nem mutatnak jellegzetesen eltérő paramétereket vagy morfológiai megjelenést a völgyek sem a domborzati magasság, sem a bolygórajzi szélesség, sem a befogadó felszínforma léte avagy hiánya tekintetében. Ez általános nehézség a marsi egykori folyóvölgyek vizsgálatakor, aminek két feltételezett oka: 1. A kérdéses felszínformák idősök, és az általában gyenge eróziós hatás miatt jól fennmaradtak napjainkig. Ugyanakkor esetenként és helyenként történtek felszínmódosulások, amelyek felszabdalták az egykor összefüggő hierarchikus völgyrendszereket, és a ma vizsgált szakaszok egy-egy része nem képviseli az adott völgyet teljes hosszában – ezért az egyes völgyszakaszok nem feltétlen reprezentatívak. 2. A völgyek keletkezése még nem tisztázott általánosan, noha néhány esetben erős érvek vannak egy-egy keletkezési módra. Elképzelhető, hogy igen eltérő keletkezési módok révén jöttek létre akár egymáshoz viszonylag közeli völgyek is, például csapadékhullással, amelyet egy közeli becsapódástól a légkörbe jutott pára kicsapódása okozott (Segura et al., 2002) avagy a becsapódás által kihantolt jég helyszíni olvadása (Weiss et al., 2017), esetleg helyi vulkáni fűtés hatására fellépett jégolvadás révén (Tanaka et al., 1998), avagy a lokális viszonyoknak megfelelően egyenetlenül lerakódott jég későbbi megolvadásával (Reiss et al., 2004a). Ezen esetekben egymástól részben független, egyedi események és következményeik láthatóak a völgyek formájában, emiatt érthető, hogy nem sikerül általános tendenciákat találni jellemzőiket tekintve.

Kráterstatisztika alapú korbecsléssel még pontosabban helyezhetők kontextusba a folyóvízes felszínformálást mutató és anélküli időszakok, amelyek így jobban illeszthetőek a globális fejlődéstörténetbe (**2, 3, 4. tézisek**). A vizsgált legidősebb, kiterjedt vízfolyásokat létrehozó időszak nagyságrendileg 3,5-4,0 milliárd évvel ezelőtt lehetett. Ez közelítőleg megegyezik az általános fejlődéstörténeti elgondolással (Fassett és Head, 2008b), amely kb. 3,5 milliárd évvel ezelőttre teszi a bolygó korai nedvesebb időszakának végét. A 4. tézisben vizsgált kráterben egy maximálisan 157 m mély tó lehetett 3,4 milliárd éve. A 4. tézisben vizsgált MV és UV völgyek esetében a mérés során kapott maximális becsült korok 1,2-1,5 milliárd évesek – ezek a völgyek a korábbi nedvesebb időszakot követő periódusban keletkezettek, amikor már ritkábbak voltak a vízfolyások elfordulásához szükséges körülmények. Más kutatók elemzése alapján az ilyen korú folyóvölgyek ritkák, de nem példa nélküliek: 2 milliárd évnél nem sokkal fiatalabb völgyek mutatkoznak a Lyot-kráternél (Dickson et al., 2009), 1,4 milliárd évvel ezelőtti folyóvízi aktivitás nyoma pedig az Eberswalde-kráterbe érkező völgyeknél azonosítható (Jaumann et al., 2010).

A dolgozatban vizsgált területen a sokkal fiatal felszínalakulás nyoma dűnék és lejtős tömegmozgással létrehozott felszínformáknál jellemző. A **dűnék** esetében a dolgozatban

jelzett 60-100 millió éves kor (**2. tézis**) máshol is megfigyelhető, és nagyságrendileg egyezésben van a szakirodalomban publikált korokkal (Bourke et al., 2008), noha igen széles ez az intervallum: itt említhető egyes északi sarkvidéki dűnék amazoni kora, amely kb. 2 milliárd évnél fiatalabb kort jelent (Fishbaugh et al., 2006), a Nirgal Vallis völgyében mutatkozó dűnék utolsó aktív, vándorló időszaka 0,3-1,4 millió évvel ezelőtt lehetett (Reiss et al., 2004b), a déli félteke több dűneborított vidékére akár 10 ezer év körüli utolsó migrációs kort is becsültek (Fenon és Hyward, 2010). Emellett az éghajlati modellek alapján általánosságban is várható dűnemigráció az elmúlt millió években (Laskar et al., 2002).

A **lejtős tömegmozgásokkal** keletkezett felszínformák korára más kutatók igen széles intervallumot adnak (ami reális lehet, mivel ezek kialakulásához szükséges folyamatok a bolygó hidegebb és szárazabb időszakaiban is várhatóak) 3,0 milliárd és 0.05 millió év között korokkal (Hager és Schedl, 2017), több munka alapján az elmúlt néhány 10 millió évben is történtek ilyen események (Quantin et al., 2003, 2004), igaz a keletkezett felszínformák mérete tág határok között változik. A dolgozatban vizsgált lejtős tömegmozgással keletkezett felszínformák kora nagyságrendileg 5-15 millió éves, tehát a mások által észlelt legfiatalabb korokhoz közeli. Ez reális olyan szempontból, hogy viszonylag kisméretű képződmények, és a bolygón jelenleg is aktív lejtős tömegmozgások (Sullivan et al., 2001) között ezek is létrejöhetnek.

11.2 A sarkvidéki folyásos kinézetű alakzatokkal kapcsolatos eredmények értelmezése

A sarkvidéki dűnefoltokból kiinduló folyásos kinézetű alakzatok felismerése és publikálása a nemzetközi szakirodalomban a szerző és munkatársai eredményének tekinthető (**5. tézis**). A 5-7. tézispontok háttérét adó cikkekre nemzetközi szinten összesen 74 független hivatkozás született. Mint az a háttér-információk részénél olvasható, a DDS-ekből kiágazó alakzatok a mai potenciálisan aktív folyásnyomoknak tekintett képződmények három csoportjának egyikeként vannak számon tartva a nemzetközi szakirodalomban. Ezek és a visszatérő lejtősávok esetében egyaránt mutatkozik a folyadékáramlással összeegyeztethető morfológia, az éves visszatérés, és a H₂O előfordulása. A dolgozatban vizsgált elnyúlt képződmények morfológiájuk alapján elkülöníthetőek a DDS-ekhez szintén kapcsolódó szélfűvásos eredetű (Titus et al., 2006) sávoktól. Ezt az 5. tézisponthoz kapcsolódó publikációk megjelenése előtt ilyen részletességgel nem vizsgáltak és a két alakzat típust együttesen kezelték. Az elsőként történt felismerésre az adott lehetőséget, hogy a 2000-es évek közepén kezdett az MRO űrszonda HiRISE kamerája ilyen képződményeket megörökíteni, ezt megelőzően pedig csak sokkal rosszabb felbontású képek voltak elérhetőek a kérdéses területekről.

A DDS-ekben a vízjég felfedezése (**6. tézis**) szintén egy új műszer, a CRISM detektor mérései révén vált lehetségessé, nem sokkal az adatok nyilvánosságra hozatala után. Míg a szakmai közösség a CRISM esetében főleg szilikát és szulfát ásványok jellemzőit elemezte, a vízjég vizsgálata kisebb figyelmet kapott, feltehetőleg azért mert a műszer kis látómezeje és a magas szélességű területek nem folyamatos évszakos lefedése révén az egyik népszerű témakör: a sarki jég helyszín és évszak szerinti változása csak hézagosan ismerhető meg. A szerző és munkatársai által kimutatott kisméretű (nagyságrendileg 10 m skálájú) vízjég előfordulások egyediek a bolygón, hasonlóan kisméretű jég elemzésére csak néhány esetben kerül sor, elsősorban árnyékos területen éjszaka kondenzálódó jég esetében (Carrozzo et al., 2009). A H₂O felismerés a folyásos kinézetű alakzatokkal együtt a visszatérő lejtősávok néhány évvel későbbi felfedezésének jelentőségéhez hasonlítható, ezeket ma a szakmai közösség a Mars felszínén megfigyelhető potenciális cseppfolyós vízzel kapcsolatos felszíni képződménynek tekinti.

A megfigyelésekhez hőmérsékleti modell kapcsolása révén sikerült rámutatni (**7. tézis**), hogy a déli féltekén a DDS-ek vízjéggel borított részein elméletileg a nap melegebb óráiban uralkodó hőmérséklet elegendően magas lehet egy rendkívül vékony, mikroszkopikus méretű cseppfolyós vízfilm keletkezésére a jég-ásvány határfelületek mentén. Ilyen cseppfolyós vízelőfordulási lehetőséget sok szerző keresett az elmúlt évek során (Clow, 1987; Hecht, 2002; Malin és Edgett 2000; Massé et al., 2006; McEwen et al., 2011; Kreslavsky és Head, 2009; Miyamoto et al., 2004, De Mijolla et al., 2011), amelyek között a DDS-ekben potenciálisan megjelenő cseppfolyós fázis előfordulási lehetőségére a szerző és munkatársa elsőként hívták fel a figyelmet. Noha a kérdéses területek kicsik és az időszak is rövid, ahol és amikor a mikroszkopikus vízréteg megjelenhet a DDS-ekben, mégis érdemes figyelmet fordítani rá. Az éghajlati változások révén kedvezőbb körülményeket biztosító időszakokban, térben és időben akár kiterjedtebb formában is előfordulhat a cseppfolyós állapot a jég-kőzet határfelületen hasonló környezetben. Mindez az alacsony hőmérséklet ellenére hatással lehet a felszín kémiai jellemzőire, például a H_2O_2 lebontása révén, mint arra elsőként a szerző munkatársával mutatott rá (Kereszturi és Góbi, 2014).

A tiszta vízáramlás és a sós oldat áramlása közötti elkülönítés egy érdekes, de még nem tisztázott kérdés. A folyások folyamata tiszta víz és sós víz esetében a marsfelszín hőmérséklet, légnyomás és páratartalom viszonyait közelítő szimulációs kamrákban elemezhető – azonban feltehetőleg a technikai nehézségek miatt (a kamrák általában igen kicsik) ilyen kísérletekről még nem publikáltak eredményeket, csak a tiszta és sós víz közötti párolgási sebességben mutatkozó eltérést elemezték. Ugyanakkor fontos megfigyelés született a "nem stabil" viszonyok között zajló marsi folyások lehetőségéről (Masse et al., 2016). Utóbbi esetben miközben a folyadék áramlik, forr is egyben, és aktív felszíni változásokat okoz, noha a hőmérséklet csak a hármaspontja közelében van. A szimulációs kamrában végzett megfigyelések alapján miközben a megolvadt jég anyaga az üledék szemcséi között lefelé áramlik, egyben forrással gáz fázist is termel, amivel jelentősen csökkenti a lejtős területek stabilitását, omlást és törmelékfolyásos jelenségeket kiváltva.

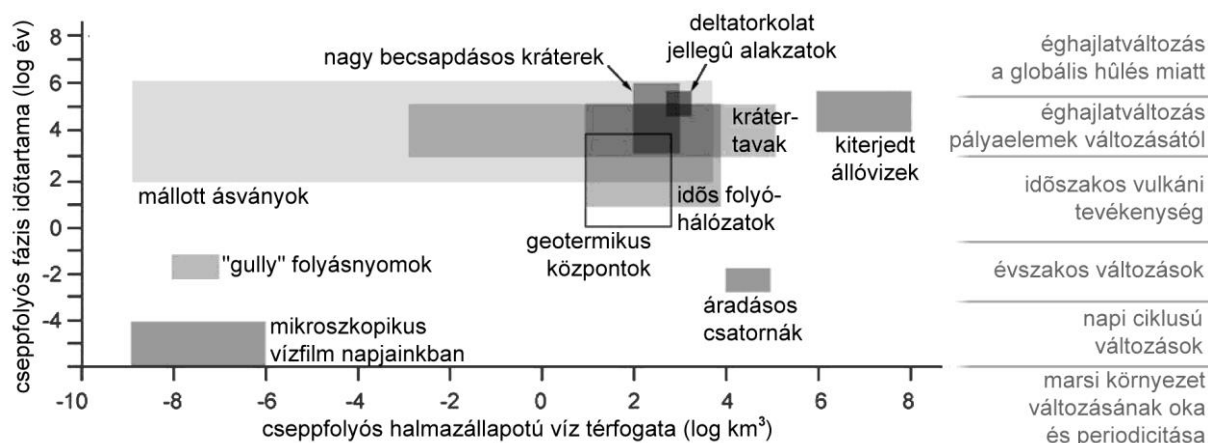
Az északi félteke DDS-eiről és hozzájuk kapcsolódó folyásos kinézetű alakzatokról nem készültek olyan nagy térbeli felbontású infravörös mérések, mint a déliekről, ennek megfelelően csak becsülni lehetett, hogy az ott szintén előforduló vízjéggel borított területen milyen hőmérséklet uralkodik és itt is van-e esély a mikroszkopikus skálájú cseppfolyós víz előfordulására. Az északi sarkvidéken a CO_2 és H_2O jég évszakos viselkedését sok szerző vizsgálta már (Bibring et al., 2004; Browns et al., 2014; Langevin et al., 2005), de azt 2014-ig nem nézték meg, hogy a csak vízjéggel borított zónában tavasszal milyen hőmérséklet uralkodik, pontosabban a legmelegebb területeken mennyi a maximális hőmérséklet (csak nagy méretskálán, globális szinten vizsgálták a jegek és a hőmérséklet viszonyát). Itt sikerült kimutatni, hogy van esély a délihez hasonló cseppfolyós víz előfordulására, de további mérések és még jobb felbontású adatok kellenek a bizonyításhoz.

Az elmúlt évek további eredményei nyomán kiderült, hogy a meteorológiai viszonyok elméletileg lehetővé teszik az erősen **higroszkópos ásványok felületén** egy speciális tulajdonságú, de folyékonyan tekinthető vékony vízfilm megjelenését (Martin-Torres et al., 2015), amelynek alapján a dolgozatban bemutatott formák még inkább perspektivikusnak. Ezzel kapcsolatban az ilyen alacsony hőmérsékletű cseppfolyós víz megjelenési lehetőségéről a szerző doktoranduszával közösen (Pál és Kereszturi, 2017) publikált előrejelzést, amellyel kapcsolatban a szerző az ExoMars rover HABIT műszerének csapatában társkutatóként bekapcsolódott.

A bemutatott földi analógiák alapján (**8. tétel**), ha csak időszakosan vannak megfelelő viszonyok a hó vagy jég keletkezésére és lerakódására, de szeles és poros a terület, a lerakódott hó és jég tartósan betemetődhet. Így a H₂O nem szublimál el és hosszú időre „raktározódik” – ha pedig később kihantolódik, az erős besugárzás nyomán meg is olvadhat, miközben esetleg szublimál. Mindez olyan folyamat, amelyhez hasonló a Marson is elképzelhető és vízfolyásokat hozhat létre (Conway et al., 2011; Head et al., 2008; Johnsson et al., 2014).

11.5 Zárszó

A dolgozatban két vezérfonal kapcsolja össze az érintett témaköröket: a H₂O környezetet átalakító, illetve környezeti viszonyokat jelző tulajdonságai, valamint a földtudományi kutatási módszerek Földön kívüli térségekre történő alkalmazása (alább a kapcsolódó publikációk a 14. fejezet sorszámai szerint kerülnek jelzésre itt). Az első esetben ugyanazon anyag különböző folyamatokban történő megjelenése a kapcsolódási pont: az égitest felszíni morfológiai jellemzői utalnak a H₂O előfordulására, a Mars cirkumpoláris térségében mutatkozó vízjég megjelenésének és hőmérsékletének együttes elemzése utal a mikroszkopikus cseppfolyós fázis megjelenési lehetőségére. A cseppfolyós H₂O mint vezérfonal tehát több eltérő környezetben segít a földtudományi szempontból érdekes folyamatok megértésében, illetve mutat rá egyébként nehezen azonosítható jelenségekre. Noha a Mars esetében sokféle bizonyíték van, amelyek az egykori cseppfolyós víz léteire utalnak (1, 3, 14, 15, 16, 35, 38, 39), illetve azzal kapcsolatos jégelőfordulásokat jelezhetnek (28, 29) – mindezek rendszerezése terén még akad tennivaló, de már látható, hogy egykori környezetindikátorként is használhatók (10). Összehasonlításukra sok lehetőség van, az egyik a szerző által bemutatott módszer (10) olyan alapvető numerikus paramétereket tekint, mint az adott folyadék előfordulásának teljes térfogata és a cseppfolyós állapot időtartama – utóbbi a bolygó általánosan alacsony hőmérséklete miatt fontos, környezetjelző paraméterként is használható (11.1 ábra).



11.1 ábra. A marsi vizes környezetek becsült térfogatának (vízszintes tengely) és a cseppfolyós fázis időtartamának (függőleges tengely) összehasonító ábrája. Az egyes szürke tartományok a megfigyelések és modellszámítások alapján becsült értékek intervallumát mutatják. Látható a jelentős bizonytalanság, de egyes vízelőfordulások helyzete már ekkor is eltér egymástól a diagramon. Jobbra szürke felirattal a változásokat létrehozó tényezők láthatóak, amelyek párhuzamosíthatók egyes vízelőfordulások okaival. A bizonytalanságok ellenére a diagram a cseppfolyós vízzel kapcsolatos környezeti paraméterek gyakorlati szempontokból (mért paraméterek) használható megközelítését, „kezelési lehetőségét” mutatja.

A fentiek elemzése pedig a „klasszikus” földtudományi munkamódszerek Földön kívüli alkalmazására mutat példákat. Az ilyen tudás szélesíti a földtudományi szakismeretet (43, 47, 50, 54), mivel földitől eltérő körülmények között vizsgálható pl. a folyóvízi erózió (15), a cseppfolyós fázis megjelenési lehetősége (12), avagy a lokális kémiai (17, 32) hatás. Gyakorlatias szempontból a bemutatott témakörök fontosak a jövőbeli szondák vizsgálatainak teszteléséhez (5, 8), és az ehhez kapcsolódó terepi munka tervezéséhez (9, 11, 19, 26, 27, 37).

A kutatásba távlatilag a marsi meteoritokat is érdemes bevonni, ha sikerül azonosítani a potenciális forráskráterüket (21), egyes komplex fejlődéstörténeti jellemzők is jobban megérthetőek (30, 38, 40) a bolygótudományi kutatások révén. A földi analógiás elemzések (11, 19, 26, 34, 37) nem csak a geológiai értelmezéshez hasznosak, de az esetleges élet nyomainak keresésében is támpontokat adhatnak (13, 23, 24), beleértve a mikroszkopikus skálájú víz megjelenési lehetőségét (2, 4, 6, 7, 18, 22, 25, 33, 36). Más égitestek vizsgálatakor az időskála is szélesebb – kivételes lehetőség például egy Föld-típusú bolygón 4 milliárd éves üledékeket, avagy ilyen korú elmállott (esetleg biogén úton befolyásolt) anyagokat közel érintetlen állapotban vizsgálni – ami a Földön nem kivitelezhető, a Marson azonban megvalósítható. A földtudományi felismerések pedig ideálisan kapcsolhatók össze egyes űrszondás mérések tervezésével (5, 8, 9), földi analógiás előkészítésével, amelyek révén növekedhet a küldetések által kinyert ismeretek köre (19), továbbá az ilyen munka a kutatás a nemzetközi együttműködések előmozdítása szempontjából is kedvező (11.1 táblázat).

A dolgozatban bemutatott témakörök illeszkednek abba a trendbe, amelynek alapján földtudományi ismereteink a Földön kívüli térségek elemzése által is gyarapodhatnak. Folyóvölgyek például nemcsak a Földön és a Marson mutatkoznak, hanem a Titan szaturnuszholdon is, azonban ott a H₂O (180 K hőmérsékleten jég formájában) szilárd alapkőzet, és a folyadékfázist szénhidrogének keveréke adja – újabb megközelítési módja az áramló folyadékok felszínformálásának, hordalékmozgató hatásának megértésére. Az ilyen megfigyelések, a felszínformák esetében a kinézet és a térbeli előfordulás valamint a keletkezés összekapcsolása mélyen gyökerező fizikai törvényszerűségek földtudományi megnyilvánulásaira mutathat rá. A különböző felszínformák összehasonlításáról és osztályozási lehetőségeiről, környezetrekonstrukcióra történő felhasználásáról a Springer által kiadott *Encyclopaedia of Planetary Landforms* könyvben adtunk áttekintést Hargitai Henrik társszerkesztővel együtt (58).

11.1 táblázat. Összefoglalás a szerző aktivitásairól a tézispontok témakörében
(publikációk sorszáma a 14. fejezet alapján)

Témakör	Tézisek	Publikációk	Egyéb kapcsolódó tevékenység
Mars, ősi cseppfolyós víz nyomai	1, 2, 3, 4	cikk: 1, 3, 10, 14, 15, 16, 18, 35, 38, 39, könyv, könyvfejezet: 52, 54, 57 konferencia-prezentáció: 60, 61, 62, 63, 68,	- COST TD1308 projekt Naprendszer altéma vezetője, - COOP-NN-116329 (NKFIH) projekt résztvevője, - International Space Science Institute (Svájc) 269. projekt résztvevője - Steinmnn Vilmos PhD témavezetése
Mars, egykori vizes környezetek kutatási stratégiája		cikk: 5, 8, 9, 12, 13, 20, 23, 24, 25, 30, 31, 40, 41, könyv, könyvfejezet: 53, 55, 56, konferencia-prezentáció: 64, 66, 69, 72, 74, 76,	- EXODRILTECH nevű ESA projekt vezetője (2017-), - Kapui Zsuzsanna PhD témavezetése
Mars, jelenlegi cseppfolyós víz lehetősége	5, 6, 7	cikk: 2, 4, 6, 7, 17, 22, 33, 36, konferencia-prezentáció:67, 70,	- ExoMars rover HABIT műszer társkutatója (Co-I), - ESA PECS 98076 projekt tagja, majd vezetője, - Pál Bernadett PhD témavezetése
Föld Mars analóg területek vizsgálata	8	cikk: 11, 19, 26, 27, 34, 37, könyv, könyvfejezet: konferencia közlemény: 75, :77,	- Európai Asztrobiológiai Intézet terepi munkacsoport vezetése

12. Köszönetnyilvánítás

Pályázati támogatások

- OTKA PD 105970
- ESA PECS No. 98076 (Co 4000105405))
- Bolyai János Kutatási Ösztöndíj
- COOP-NN-116927
- COST-TD1308
- GINOP-2.3.2-15-2016-00003

Kutatók:

- Ábrahám Péter
- Bérczi Szaniszló
- Góbi Sándor
- Gyollai Ildikó
- Hargitai Henrik

- Horváth András
- Józsa Sándor
- Kapui Zsuzsanna
- Pál Bernadett
- Sik András
- Steinmann Vilmos
- Szabados László
- Szathmáry Eörs

- Ernst Hauber
- Frances Westall
- Javier Martin Torres
- Muriel Gargaud

13. Rövidítések

- BD1430 A CO₂-jég előfordulás jellemzésére használt infravörös spektrális sávmélység.
- BD1500 A H₂O-jég előfordulás jellemzésére használt infravörös spektrális sávmélység.
- CRISM A Compact Reconnaissance Imaging Spectrometers for Mars nevű optikai-infravörös hiperspektrális detektor rövidítése, amely a Mars Reconnaissance Orbiter-űrszondán üzemel.
- HiRISE A High Resolution Imaging Science Experiment nevű optikai kamera rövidítése, amely a Mars Reconnaissance Orbiter-űrszondán üzemel.
- HRSC A High/Super Resolution Stereo Colour Imager nevű optikai sztereokamera rövidítése, amely a Mars Express-űrszondán üzemel.
- ICER1 A vízjég és a szén-dioxid-jég aránya a CRISM felvétel egy-egy pixelében.
- Ls A Nap ekliptikai hosszúságának (solar longitude) rövidítése, amely szögértékben adja meg a Mars pálya menti látszó pozícióját (0°-360° között) a Nap felől nézve a tavaszponthoz képest, amely az évszakos fázis azonosítására szolgál.
- MOC A Mars Global Surveyor-űrszondán lévő Mars Orbiter Camera detektor rövidítése
- MOLA A Mars Orbiter Laser Altimeter nevű magasságmérő detektor rövidítése, amely a Mars Global Surveyor-űrszondán üzemelt.
- MSL Mars Science Laboratory-űrszonda, azaz Curiosity-rover
- TES A Thermal Emission Spectrometer nevű műszer rövidítése, amely a Mars Global Surveyor-űrszondán üzemelt 6-50 μm közötti tartományban rögzítve az égitest sugárzását.
- THEMIS A Thermal Emission Imaging System nevű műszer rövidítése, amely a Mars Odyssey-űrszondán üzemelt és a felszín hőszugárzását rögzítette 0,4-14,9 μm közötti tartományban maximálisan 18 m felbontással.

14. Saját publikációk a dolgozat témakörében

14.1. Külföldön megjelent cikkek (impakt faktor (IF) zárójelben olvasható, ahol létezik)

1. Kereszturi Á. 2005. Cross-sectional and longitudinal profiles of valleys and channels in Xanthe Terra on Mars, *Journal of Geophysical Research* 110, E12S17. (IF=2,78)
2. Kereszturi Á., Möhlmann D., Bérczi Sz., Gánti T., Kuti A., Sik A., Horváth A. 2009. Recent rheologic processes on dark polar dunes of Mars: Driven by interfacial water? *Icarus* 201(2), 492–503. (IF=3,34)
3. Kereszturi Á. 2010a. Analysis of two sections of Shalbatana Vallis' tributary channels. *Planetary and Space Science* 58, 2008–2021. (IF=2,34)
4. Kereszturi Á., Möhlmann D., Bérczi Sz., Gánti T., Horváth A., Kuti A., Sik A., Szathmáry E. 2010. Indications of brine related local seepage phenomena on the northern hemisphere of Mars. *Icarus* 207, 149–164. (IF=3,81)
5. Kereszturi Á. 2011. Geologic field work on Mars: distance and time issues during surface exploration. *Acta Astronautica* 68, 1686–1701. (IF=0,61)
6. Kereszturi Á., Möhlmann D., Bérczi Sz., Horváth A., Sik A., Szathmáry E. 2011a. Possible role of brines in the darkening and flow-like features on the Martian polar dunes based on HiRISE images. *Planetary and Space Science* 59, 1413–1427. (IF=2,22)
7. Kereszturi Á., Vincendon M., Schmidt F. 2011b. Water ice in the dark dune spots of Richardson crater on Mars. *Planetary and Space Science* 59, 26–42. (IF=2,22)
8. Kereszturi Á. 2012a. Landing site rationality scaling for subsurface sampling on Mars — Case study for ExoMars Rover-like missions. *Planetary and Space Science* 72, 78–90. (IF=2,11)
9. Kereszturi Á. 2012b. Crater wall outcrop analysis for targeting subsurface sampling on Mars. *Planetary and Space Science* 67(1), 14–27. (IF=2,11)
10. Kereszturi Á. 2012c. Review of wet environment types on Mars with focus on duration and volumetric issues. *Astrobiology* 12(6), 586–600. (IF=2,8)
11. Kereszturi A. 2012d. Mars Analog Field Work and Astrobiology. *Journal of Astrobiology & Outreach* 1: e102. doi:10.4172/2332-2519.1000e102
12. Kereszturi Á., Rivera-Valentin E.G. 2012. Locations of thin liquid water layers on present-day Mars. *Icarus* 221, 289–295. (IF=3,16)
13. Marschall M., Dulai S., Kereszturi A. 2012. Migrating and UV screening subsurface zone on Mars as target for the analysis of photosynthetic life and astrobiology. *Planetary and Space Science* 71, 146–153. (IF=2,11)

14. Kereszturi Á. 2013a. An unnamed fluvial valley system formed under different climates at Xanthe Terra, Mars. *Planetary and Space Science* 85, 220–231. (IF=1,63)
15. Kereszturi A. 2013b. Paleoflood reconstruction in the Gale crater of Mars. *Astronomische Nachrichten* 334(9), 944–947. (IF=1,12)
16. Kereszturi Á. 2014a. Case study of climatic changes in Martian fluvial systems at Xanthe Terra. *Planetary and Space Science* 96, 35–50. (IF=1,87)
17. Kereszturi Á., Góbi S. 2014. Possibility of H₂O₂ decomposition in thin liquid films on Mars. *Planetary and Space Science* 103, 153–166. (IF=1,87)
18. Kereszturi Á., Appere T. 2014. Searching for springtime zonal liquid interfacial water on Mars. *Icarus* 238, 66–76. (IF=3,04)
19. Orgel C., Kereszturi A., Váczi T., Groemer G., Sattler B. 2014: Scientific Results and Lessons Learned from an Integrated Crewed Mars Exploration Simulation at the Rio Tinto Mars Analogue Site. *Acta Astronautica* 94(2), 736–748. (IF=1,22)
20. Kereszturi Á., Bradak B., Chatzitheodoridis E., Ujvari G. 2016. Indicators and methods to understand past environments from ExoMars rover drills. *Origins of Life and Evolution of Biospheres* 46, 435–454. (IF=1,14)
21. Kereszturi Á., Chathiteodoridis E. 2016. Searching for the source crater of nakhlite meteorites. *Origins of Life and Evolution of Biospheres* 46, 455–471. (IF=1,14)
22. Kereszturi Á., Rivera-Valentin E. 2016. Possible water lubricated grain movement in the circumpolar region of Mars. *Planetary and Space Science* 125, 130–146. (IF=1,94)
23. Kereszturi A., Noack L. 2016. Review on the role of planetary factors on habitability. *Origins of Life and Evolution of Biospheres* 46, 473–486. DOI: 10.1007/s11084-016-9514-1 (IF 1,141)
24. Domagal-Goldman S.D., Wright K.E., Adamala K., de la Rubia R.A., Bond J., Dartnell L.R., Goldman A.D., Lynch K., Naud M.-E., Paulino-Lima I.G., Singer K., Walter-Antonio M., Abrevaya X.C., Anderson R., Arney G., Atri D., Azúa-Bustos A., Bowman J.S., Brazelton W.J., Brenneka G.A., Carns R., Chopra A., Colangelo-Lillis J., Crockett C.J., DeMarines J., Frank E.A., Frantz C., de la Fuente E., Galante D., Glass J., Gleeson D., Glein C.R., Goldblatt C., Horak R., Horodyskyj L., Kaçar B., Kereszturi A., Knowles E., Mayeur P., McGlynn S., Miguel Y., Montgomery M., Neish C., Noack L., Rugheimer S., Stüeken E.E., Tamez-Hidalgo P., Walker S.I., Wong T. 2016 *The Astrobiology Primer v2.0*. *Astrobiology* 16(8): 561–653. (IF=2.63)
25. Pál B., Kereszturi A. 2017. Possibility of microscopic liquid water formation at landing sites on Mars and their observational potential. *Icarus* 282, 84–92. (IF=3.38)
26. Kereszturi A., Kapui Zs., Ori G.G., Taj-Eddine K., Ujvari G. 2018. Mars-Relevant Field Experiences in Morocco: The Importance of Spatial Scales and Subsurface Exploration. *Astrobiology* 18, 1329–1350. (IF=3,61)

27. Kapui Zs., Kereszturi A., Kiss K., Szalai Z., Újvari G., Hickman-Lewis K., Foucher F., Westall F. 2018. Fluvial or aeolian grains? Separation of transport agents on Mars using Earth analogue observations. *Planetary and Space Science* 163, 56–76. (IF=1.82)
28. Séjourné A., Costard F., Swirad Z.M., Losiak A., Bouley S., Smith M., Balme M.R., Orgel Cs., Ramsdale J., Hauber E., Conway S., van Gasselt S., Reiss D., Johnsson A., Gallagher C., Skinner J.A., Kereszturi A., Platz T . 2018. Grid-mapping the northern plains of Mars: using morphotype and distribution of ice-related landforms to understand multiple ice-rich deposits in Utopia Planitia. *Journal of Geophysical Research* 124, 483-503 10.1029/2018JE005665 (IF=3.54)
29. Orgel Cs., Hauber E., van Gasselt S., Reiss D., Johnsson A., Ramsdale J.D., Smith I., Swirad Z.M., Séjourné A., Wilson J.T., Balme M.R., Conway S.J., Costard F., Eke V.R., Gallagher C., Kereszturi A., Losiak A., Massey R.J., Platz T., Skinner J.A., Teodoro L.F.A. 2018. Gridmapping the Northern Plains of Mars: A New Overview of Recent Water- and Ice-Related Landforms in Acidalia Planitia. *Journal of Geophysical Research* 124, 454-482, DOI: 10.1029/2018JE005664 (IF=3.54)
30. Kereszturi A., Kanuchova Z., Dartnell L., Hauber E. 2018. The paleo-environment reconstruction on Mars: focus points for the next astrobiology missions. Ed.: Mehler N., *Research Advances in Astronomy*, Nova Science Publisher Inc., New York. (ISBN: 978-1-53614-098-9), p. 49-88.
31. Pal B., Kereszturi A., 2018. Searching for liquid water on the surface of present day Mars. Ed.: Mehler N., *Research Advances in Astronomy*, Nova Science Publisher Inc., New York. (ISBN: 978-1-53614-098-9), p. 49-88.
32. Góbi S., Kereszturi A. 2019. Analyzing the role of interfacial water on sulfate formation on present Mars. *Icarus* 322, 135-143. (IF=3,508)
33. Pál B., Kereszturi Á., Forget F., Smith M.D. 2019. Global seasonal variations of the near-surface relative humidity levels on present-day Mars. *Icarus* 333, 481-495. (IF=3,508)
34. Kereszturi Á. 2020. Unique and Potentially Mars-Relevant Flow Regime and Water Sources at a High Andes-Atacama Site. *Astrobiology* 20, 723–740. (IF=4,091)
35. Kereszturi A., Petrik A. 2020. Age determination for valley networks on Mars using tectonic-fluvial interaction. *Planetary and Space Science* 180, 104754. (IF=2,03)
36. Pal B., Kereszturi A. 2020. Annual and daily ideal periods for deliquescence at the landing site of InSight based on GCM model calculations. *Icarus* 340, 113639. (IF=3,508)
37. Kereszturi Á., Aszalós J.M., Heiling Zs., Ignéczi Á., Kapui Zs., Király Cs., Leél-Össy Sz., Nagy B., Nemerkenyi Zs., Pál B., Skultéti Á., Szalai Z. 2020. Cold, Dry, Windy, and UV Irradiated: Surveying Mars-Relevant Conditions in Ojos del Salado Volcano (Andes Mountains, Chile). *Astrobiology* 20, 677–683. (IF=4.091)
38. Kereszturi A. 2021. Record of environmental changes based on a low latitude martian crater. *Icarus* 357, 114296. (IF=3,508)

14.2. Magyar nyelvű és népszerűsítő cikkek

39. Kereszturi A. 2000. Ősi folyók a Marson. *Vízügyi Közlemények*, LXXXII. 2000/2., 324–333.
40. Kereszturi Á. 2006. Fejezetek a Mars fejlődéstörténetéből. *Magyar Tudomány* 2006/8. p. 946–954.
41. Kereszturi Á. 2007. Éghajtváltozás a Marson I, és II. *Légkör* 52(2), 12–17., *Légkör* 52(3), 6–9.
42. Kuti A., Kereszturi Á. 2009a. Stabil fagyfoltok a Mars sarkvidékén. *Földtani Közlöny* 2009/4, 139(4), 395–402.
43. Kuti A., Kereszturi Á. 2009b. Inszolációs aprózódás a Marson. *Földrajzi közlemények* 133(1), 1–12.
44. Kereszturi Á. 2010b. A víz és a szerves anyag nyomában. *Természet Világa* 141(7), 316–318.
45. Kereszturi Á., Csorba Á. 2010. Ásványok és kőzetek vizsgálata a Mars felszínén: vizsgálati, meghatározási lehetőségek. *Földtani Közlöny* 140/3, 445–468.
46. Kereszturi Á. 2012e. A legnagyobb marsjáró. *Természet Világa* 143(8), 364–365.
47. Kereszturi Á. 2013c. Távérzékeléses módszerekkel a marsi víz nyomában. *Geodézia és Kartográfia* LXV 2013/9–10, 18–23.
48. Kereszturi Á. 2013d. Üledékes képződmények vizsgálata a Marson: áttekintés. *Földtani Közlöny* 143/4, 445–468.
49. Kereszturi Á. 2013e. A marsi vizek fizikája. *Fizikai Szemle* 2013/3. 77–82.
50. Kereszturi A. 2014b. Mars Express – Európa az ősi marsi víz nyomában. *Természet Világa* 145. „Európa a Világűrben különszám” 14–18.
51. Kereszturi A., Madarász B., Örsi A. 2014. Domborzat alapú felszín elemzés és morfológiai korreláció a Mars északi síkságára. *Geomatikai Közlemények* XVII. 93–100.

14.3. Könyvek, könyvfejezetek

52. Kereszturi A. 2010. Lakes beyond the Earth: Dry Lakebeds on Mars, and Active Methane-Ethane Lakes on Titan. in Ponds: Formation, Characteristics, and Uses. ed. Paul L. Meyer, Nova Publisher, p. 125–138.
53. Kereszturi A. 2011. Asztrobiológia. Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest.
54. Kereszturi Á. 2012d. Comparison of wet environment types with liquid water on Mars. In Life on Earth and other Planetary Bodies. Ed: Hanslmeier A., Kempe S., Seckbach J., Springer, p. 237–252.
55. Kereszturi Á. 2012e. Mars – fehér könyv a vörös bolygóról, Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest.
56. Kereszturi Á. 2013d. Sampling Possible Subsurface Niches on Mars: Targeting Astrobiological Missions. Editors: Fairen A.G., Mars: Evolution, Geology and Exploration. Nova Publisher, p. 193–212.
57. Kereszturi A. 2015. Fluvial geomorphology of Mars: background to separate biogenic and abogen effects and identify climate change related features. In: Fluvial geomorphology and riparian vegetation. Ed: Noel Duncan. Nova Science Publishers Inc., New York, ISBN: 978-1-63482-486-6. p. 81–89.
58. Hargitai H., Kereszturi A. 2015. Encyclopedia of Planetary Landforms, Springer. New York - Heidelberg - Dordrecht - London.
59. Kereszturi A., Orgel Cs. 2018. Proposed elements and an approach to evaluate the astrobiology potential of landing sites on Mars. Ed.: Mehler N., Research Advances in Astronomy, Nova Science Publisher Inc., New York. (ISBN: 978-1-53614-098-9), p. 89-118.

14.4. Konferencia-prezentációk (csak első szerzős prezentációk)

60. Kereszturi Á. 2001. Analysis of the meanders of some runoff channels on Mars, 32th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1177.
61. Kereszturi Á. 2003. Paleodischarge estimation from morphometry for ancient martian channels. 6th International Conference on Mars, abstract 3039.
62. Kereszturi Á., Gábris Gy. 2007. Proposal for drainage network types on Mars. 38th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1045.
63. Kereszturi Á. 2008. Climatic planetomorphology: Synthetic framework for Mars surface analysis, 3rd Planetology Seminar, Budapest, abstract #D3.
64. Kereszturi Á., Horvai F. 2009a. Geology of Mars: new university course in Hungary. 40th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1673.
65. Kereszturi Á. Horvai F. 2009b. Integration of Mars research into the education: synthesis at university level. European Planetary Science Congress, abstract P175, EPSC2009-309.
66. Kereszturi Á. 2011b. Extrapolation of shallow subsurface structures from orbital data – case study for ExoMars rover mission. Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1351.
67. Kereszturi Á., Berczi Sz., Horvath A., Pocs T., Sik A., Szathmary E. 2011. Dark Dune Spots as favorable locations for brine formation on Mars. EGU General Assembly Wien, abstract 7353. (meghívott előadás)
68. Kereszturi Á. 2012. Valley analysis on Mars for paleo-environment reconstruction. Workshop on Mars – Connecting Planetary Scientists in Europe, Budapest (no. 19)
69. Kereszturi Á. 2013. Water, salt and life – astrobiology lessons from Mars. Collaboration on the Origin of life (COOL EDGE) workshop 26–28. February. 2013, CERN, Switzerland (meghívott előadás, 0228-3)
70. Kereszturi Á., Appere T., Rivera-Valentin E. 2013. Thin Liquid Water Films on Present-Day Mars. Present day habitability of Mars conference, 4–6 February, UCLA.
71. Kereszturi Á., Hargitai H., Merk Zs. 2013. Science and art in landing site visualization. in: Bircsák E.: Data is Beautiful Conference, January 21, 2013 Budapest, published by kitchenbudapest. p. 44–51.
72. Kereszturi Á. 2014. Infrared spectral analysis and paleo-environment reconstruction on Mars. Eighth International Conference on Mars, abstract 1280.
73. Kereszturi Á. 2014. Ice melting as paleoenvironmental indicator on Mars. The 2nd Martian Cryosphere Workshop. 10-12 February 2014, Wroclaw, Poland #24. (meghívott előadás)

74. Kereszturi Á., Újvári G., Bradak B. 2014. Estimating the origin and transport process of grains expected to find during the drill of ExoMars rover mission. 45th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1496.
75. Kereszturi Á., Dulai S., Marschall M., Pócs T., Pócs Tamásné, 2014. The Chott El Jerid Mars Analog Expedition. Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1357.
76. Kereszturi Á., Chatzitheodoridis E. 2015. Paleo-environment indicators for Mars – connecting laboratory and meteorite data to mission prospects for ExoMars rover. EANA 15 Conference, poster 26.
77. Kereszturi A. 2018. Field work at Ojos del Salado: a new high altitude extreme Mars analogue candidate site in Atacama desert. European Planetary Science Congress, EPSC2018-216.
78. Kereszturi A., Duvet L., Gróf Gy., Gyenis A., Gyenis T., Kovács B., Maros Gy. 2019. Borehole-wall scanning for Mars research – testing the ExoMars 2020 rover’s work at Tabernas Desert. EPSC-DPS2019-385.

15. Irodalmi források

Anderson R.C., Dohm J.M., Golombek M.P., Haldemann A.F.C., Franklin B.J., Tanaka D.L., fFaLias J., Peer B. 2001. Primary centers and secondary concentrations of tectonic activity through time in the western hemisphere of Mars. *Journal of Geophysical Research* 106(E9), 20563-20585.

Appéré T., Schmitt B., Langevin Y., Douté S., Pommerol A., Forget F., Spiga A., Gondet B., Bibring J.-P. 2011. Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express. *Journal of Geophysical Research* 116 (E15), E05001.

Arvidson R.E., Bonitz R.G., Robinson M.L., Carsten J.L., Volpe R.A., Trebi-Ollennu A., Mellon M.T., Chu P.C., Davis K.R., Wilson J.J., Shaw A.S., Greenberger R.N., Siebach K.L., Stein T.C., Cull S.C., Goetz W., Morris R.V., Ming D.W., Keller H.U., Lemmon M.T., Sizemore H.G., Mehta M. 2009. Results from the Mars Phoenix Lander Robotic Arm experiment. *Journal of Geophysical Research* 114, E00E02.

Aurora U., Zorzano M.P., Martín-Torres J., Valentin-Serrano P., Kahanpää H., Harri A.-M., Gómez-Elvira J., Navarro S. 2017. Analysis of wind-induced dynamic pressure fluctuations during one and a half Martian years at Gale Crater. *Icarus* 288, 78-87.

Baker V.R. és Kochel R.C. 1979. Martian channel morphology - Maja and Kasei Valles. *Journal of Geophysical Research* 84, 7961-7983.

Baker V.R. és Partridge J.B. 1986. Small Martian valleys - Pristine and degraded morphology. *Journal of Geophysical Research* 91, 3561-3572.

Baker V.R., Strom R.G., Gulick V.C., Kargel J.S., Komatsu G. 1991. Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars. *Nature* 352, 589-594.

Bernhardt H., Hiesinger H., Ivanov M.A., Ruesch O., Erkeling G., Reiss D., 2016. Photogeologic mapping and the geologic history of the Hellas basin floor, Mars. *Icarus* 264, 407-442.

Bell J.F., Malin M.C., Caplinger M.A., Fahle J., Wolff M.J., Cantor B.A., James P.B., Ghaemi T., Posiolova L.V., Ravine M.A., Supulver K.D., Calvin W.M., Clancy R.T., Edgett K.S., Edwards L.J., Haberle R.M., Hale A., Lee S.W., Rice M.S., Thomas P.C., Williams R. M.E. 2013. Calibration and Performance of the Mars Reconnaissance Orbiter Context Camera (CTX). *International Journal of Mars Science and Exploration* 8, 1-14.

Bibring J.-P., Langevin Y., Gendrin A., Gondet B., Poulet F., Berthé M., Soufflot A., Arvidson R., Mangold N., Mustard J., Drossart P., OMEGA Team, Erard S., Forni O., Combes M., Encrenaz T., Fouchet T., Mercurio R., Belluci G.C., Altieri F., Formisano V., Bonello G., Capaccioni F., Cerroni P., Coradini A., Fonti S., Kottsov V., Ignatiev N., Moroz V., Titov D., Zasova L., Mangold N., Pinet P., Douté S., Schmitt B., Sotin C., Hauber E., Hoffmann H., Jaumann R., Keller U., Duxbury T., Forget F. 2005. Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science* 307, 1576-1581.

Bibring J.-P., Langevin Y., Mustard J.F., Poulet F., Arvidson R., Gendrin A., Gondet B., Mangold N., Pinet P., Forget F., OMEGA Team, Berthé M., Gomez C., Jouglet D., Soufflot

A., Vincendon M., Combes M., Drossart P., Encrenaz T., Fouchet T., Merchiorri R., Belluci G.C., Altieri F., Formisano V., Capaccioni F., Cerroni P., Coradini A., Fonti S., Korablev O., Kottsov V., Ignatiev N., Moroz V., Titov D., Zasova L., Loiseau D., Pinet P., Doute S., Schmitt B., Sotin C., Hauber E., Hoffmann H., Jaumann R., Keller U., Arvidson R., Duxbury T., Neukum G. 2006. Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, 312, 400–404.

Bibring J.-P., Langevin Y., Poulet F., Gendrin A., Gondet B., Berthé M., Soufflot A., Drossart P., Combes M., Bellucci G., Moroz V., Mangold N., Schmitt B., OMEGA Team, Erard S., Forni O., Manaud N., Poulleau G., Encrenaz T., Fouchet T., Melchiorri R., Altieri F., Formisano V., Bonello G., Fonti S., Capaccioni F., Cerroni P., Coradini A., Kottsov V., Ignatiev N., Titov D., Zasova L., Pinet P., Sotin C., Hauber E., Hoffman H., Jaumann R., Keller U., Arvidson R., Mustard J., Duxbury T., Forget F. 2004. Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars. *Nature* 428, 627-630.

Bishop J.L., Dobrea E.Z.N., McKeown N.K., Parente M., Ehlmann B.L., Michalski J.R., Milliken R.E., Poulet F., Swayze G.A., Mustard J.F., Murchie S.L., Bibring J.-P. 2008. Phyllosilicate diversity and past aqueous activity revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science* 321, 830.

Bourke M.C., Edgett K.S., Cantor B.A. 2008. Recent aeolian dune change on Mars. *Geomorphology* 94, 247-255.

Boxe C.S., Hand K.P., Nealson K.H., Yung Y.L., Yen A.S., Saiz-Lopez A. 2012. Adsorbed water and thin liquid films on Mars. *International Journal of Astrobiology* 11, 169-175.

Brown A.J., Calvin W.M., McGuire P.C., Murchie S.L. 2010. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) south polar mapping: First Mars year of observations. *Journal of Geophysical Research* 115(52), E00D13.

Brown A.J., Piqueux S., Titus T.N. 2014. Interannual observations and quantification of summertime H₂O ice deposition on the Martian CO₂ ice south polar cap. *Earth and Planetary Science Letters* 406, 102-109.

Bruno B.C., Fagents S.A., Hamilton C.W., Burr D.M., Baloga S.M. 2006. Identification of volcanic rootless cones, ice mounds, and impact craters on Earth and Mars: Using spatial distribution as a remote sensing tool. *Journal of Geophysical Research* 111(E6), E06017.

Byrne S., Dundas C.M., Kennedy M.R., Mellon M.T., McEwen A.S., Cull S.C., Daubar I.J., Shean D.E., Seelos K.D., Murchie S.L., Cantor B.A., Arvidson R.E., Edgett K.S., Reufer A., Thomas N., Harrison T.N., Posiolova L.V., Seelos F.P. 2009. Distribution of mid-latitude ground ice on Mars from new impact craters. *Science* 325, 1674–1676.

Cáceres L., Gomez-Silva B., Garro X., Rodríguez V., Monardes V., McKay C.P. 2007. Relative humidity patterns and fog water precipitation in the Atacama Desert and biological implications. *Journal of Geophysical Research* 112(G4), G04S14.

Carr M.H. 1995. The Martian drainage system and the origin of valley networks and fretted channels. *Journal of Geophysical Research* 100 (E4), 7479–7507.

- Carr M.H. 1996. *Water on Mars*. ISBN-13: 978-0195099386, New York: Oxford University Press.
- Carr M.H. 2012. The fluvial history of Mars. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 370, 2193-2215.
- Carr M.H. és Clow G.D. 1981. Martian channels and valleys: Their characteristics, distributions, and age, *Icarus* 48, 91–117.
- Carr M.H. és Malin M.C. 2000. Meter-Scale Characteristics of Martian Channels and Valleys. *Icarus* 146, 366-386.
- Carrozzo F.G., Bellucci G., Altieri F., D'Aversa E., Bibring J.-P. 2009. Mapping of water frost and ice at low latitudes on Mars. *Icarus* 203, 406-420.
- Ceamanos X. és Doute' S. 2009. Spectral smile correction in CRISM hyperspectral images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 48(11), 3951–3959.
- Chevrier V.F., Altheide T. 2008. Low temperature aqueous ferric sulfate solutions on the surface of Mars. *Geophysical Research Letter* 35, L22101.
- Chevrier V.F., Hanley J., Altheide T.S. 2009. Stability of perchlorate hydrates and their liquid solutions at the Phoenix landing site, Mars. *Geophysical Research Letter* 36(10), GL037497.
- Chevrier V.F. és Rivera-Valentin E.G. 2012. Formation of recurring slope lineae by liquid brines on present-day Mars. *Geophysical Research Letters* 39, L2120.
- Chittenden J.D., Chevrier V., Roe L.A., Bryson K., Pilgrim R., Sears D.W.G. 2008. Experimental study of the effect of wind on the stability of water ice on Mars. *Icarus* 196, 477-487.
- Christensen P.R. 2003. Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature* 422, 45–48.
- Christensen P.R., Anderson D.L., Chase S.C., Clark R.N., Kieffer H.H., Malin M.C., Pearl J.C., Carpenter J., Bandiera N., Brown F.G., Silverman S. 1992. Thermal Emission Spectrometer experiment: Mars observer mission. *Journal of Geophysical Research* 97 (E5), 7719–7734.
- Christensen P.R., Bandfield J.L., Bell J.F., Gorelick N., Hamilton V.E., Ivanov A., Jakosky B.M., Kieffer H.H., Lane M.D., Malin M.C., McConnochie T., McEwen A.S., McSween H.Y., Mehall G.L., Moersch J.E., Neelson K.H., Rice J.W., Richardson M.I., Ruff S.W., Smith M.D., Titus T.N., Wyatt M.B. 2003. Morphology and composition of the surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS results. *Science* 300, 2056–2061.
- Christensen P.R., Bandfield J.L., Clark R.N., Edgett K.S., Hamilton V.E., Hoefen T., Kieffer H.H., Kuzmin R.O., Lane M.D., Malin M.C., Morris R.V., Pearl J.C., Pearson R., Roush T. L., Ruff S.W., Smith M.D. 2000. Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water. *Journal of Geophysical Research* 105(E4), 9623-9642.

Christensen P.R., Jakosky B.M., Kieffer H.H., Malin M.C., Mcsween H.Y., Nealson K., Mehall G.L., Silverman S.H., Ferry S., Caplinger M., Ravine M. 2004. The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews* 110, 85–130.

Chojnacki M., McEwen A., Dundas C., Ojha L., Urso A., Sutton S. 2016. Geologic context of recurring slope lineae in Melas and Coprates Chasmata, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 121, 1204-1231.

Clancy R.T., Grossman A.W., Wolff M.J., James P.B., Rudy D.J., Billawala Y.N., Sandor B.J., Lee S.W., Muhleman D.O. 1996. Water Vapor Saturation at Low Altitudes around Mars Aphelion: A Key to Mars Climate? *Icarus* 122, 36-62.

Clifford S.M. 1991. The role of thermal vapor diffusion in the subsurface hydrologic evolution of Mars. *Geophysical Research Letters* 18, 2055-2058.

Clow G.D. 1987. Generation of liquid water on Mars through the melting of a dusty snowpack. *Icarus* 72, 95-127.

Conway S.J., Balme M.R., Lamb M.P., Towner M.C., Murray J.B. 2011. Enhanced runout and erosion by overland flow under subfreezing and low pressure conditions: experiments and application to Mars. *Icarus* 211, 443–457.

Craddock R.A. és Howard A.D. 2002. The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *Journal of Geophysical Research* 107(E11), 21-1, 5111.

Craddock R.A. és Maxwell T.A. 1993. Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes. *Journal of Geophysical Research* 98(E2), 3453–3468.

Cull S.C., Arvidson R.E., Catalano J.G., Ming D.W., Morris R.V., Mellon M.T., Lemmon M. 2010. Concentrated perchlorate at the Mars Phoenix landing site: Evidence for thin film liquid water on Mars. *Geophysical Research Letters* 37, L22203.

Cull S., Arvidson R.E., Mellon M.T., Skemer P., Shaw A., Morris R.V. 2010. Compositions of subsurface ices at the Mars Phoenix landing site. *Geophysical Research Letters* 37, CiteID L24203.

De K., Dasgupta N., Kundu N., Chauhan P., 2015. Fluvial channels in the north-western part of Noachis Terra, Mars: implications for tectonic controls. In: 9th European Planetary Science Congress, abstract EPSC2015-296.

De Mijolla G. M., Howe K.L., Dixon J.C, 2011. Experimental simulation of Martian slope streak formation. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1142.

De Silva S.L., Bailey J.E., Mandt K.E., Viramonte J.M. 2010. Yardangs in terrestrial ignimbrites: Synergistic remote and field observations on Earth with applications to Mars. *Planetary and Space Science* 58, 459-471.

Delemere A., Becker I., Bergstrom J., Burkepille J., Day J., Dorn D., Gallagher D., Hamp C., Lasco J., Meiers B., Sievers A., Streetman S., Tarr S., Tommeraasen M., Volmer P. 2003. MRO High Resolution Imaging Science Experiment (HIRISE): Instrument Development. Sixth International Conference on Mars, abstract 3287.

Derek S., Bell III J.F., Malin M., Caplinger M., Calvin W.M., Cantor B., Clancy R.T., Haberle R.M., James P.B., Lee S., Thomas P., Wolff M.J., 2006. Calibration and validation of images from the Mars reconnaissance orbiter Mars color imager (MARCI) and context camera (CTX) Instruments. American astronomical society, DPS meeting #38, #61.11. Bull. Am. Astron. Soc. 38, 604.

Di Achille G. és Hynek B.M. 2010. Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience* 3, 459-463.

Di Achille G., Ori G.G., Reiss D. 2007. Evidence for late Hesperian lacustrine activity in Shalbatana Vallis, Mars. *Journal of Geophysical Research* 112(E7), E07007.

Dickson J.L., Fassett C.I., Head J.W. 2009. Amazonian-aged fluvial valley systems in a climatic microenvironment on Mars: Melting of ice deposits on the interior of Lyot Crater. *Geophysical Research Letters* 36, L08201.

Dickson J.L., Head J.W., Kreslavsky M.A. 2007. Martian gullies in the southern midlatitudes of Mars: evidence for climate-controlled formation of young fluvial features based upon local and global topography. *Icarus* 188, 315–323.

Dohm J.M., Hare T.M., Robbins S.J., Williams J.-P., Soare R.J., El-Maarry M.R., Conway S.J., Buczkowski D.L., Kargel J.S., Banks M.E., Fairén A.G., Schulze-Makuch D., Komatsu G., Miyamoto H., Anderson R.C., Davila A.F., Mahaney W.C., Fink W., Cleaves H.J., Yan J., Hynek B., Maruyama S. 2015. Geological and hydrological histories of the Argyre province, Mars. *Icarus* 253, 66-98.

Dundas C.M., Bramson A.M., Ojha L., Wray J.J., Mellon M.T., Byrne S., McEwen A.S., Putzig N.E., Viola D., Sutton S., Clark E., Holt J.W. 2019. Exposed subsurface ice sheets in the Martian mid-latitudes. *Science* 359, 199–201.

Edwards C.S., Christensen P.R., Hill J. 2011. Mosaicking of global planetary image datasets: 2. Modeling of wind streak thicknesses observed in Thermal Emission Imaging System (THEMIS) daytime and nighttime infrared data. *Journal of Geophysical Research* 116(E10), E10005.

Edwards C.S. és Piqueux S. 2016. The Water Content of Recurring Slope Lineae on Mars. *Geophysical Research Letters* 43, 8912-8919.

Edgett K.S. és Malin M.C., Science Operations Teams, 2008. MRO context camera (CTX) investigation primary mission results. In: AGU, Fall Meeting, abstract #P31D-04.

Ehlman B.L., Mustard J.F., Fassett C.I., Schon S.C., Head J.W., Des Marais D.J., Grant J.A., Murchie S.L. 2008. Clay minerals in delta deposits and organic preservation potential on Mars. *Nature Geoscience* 1, 355-358.

- El-Baz F., Breed C.S., Grolier M.J., McCauley J.F. 1979. Eolian features in the Western Desert of Egypt and some applications to Mars. *Journal of Geophysical Research* 84, 8205-8221.
- Elsensouy A., Hanley J., Chevrier V.F. 2015. Effect of evaporation and freezing on the salt paragenesis and habitability of brines at the Phoenix landing site. *Earth and Planetary Science Letters* 421, 39–46.
- Fairén A.G., Haqq-Misra J.D., McKay C.P. 2012. Reduced albedo on early Mars does not solve the climate paradox under a faint young Sun. *Astronomy & Astrophysics* 540(A13), 5.
- Fairén A.G., Stokes C.R., Davies N.S., Schulze-Makuch D., Rodríguez J.A.P., Davila A.F., Uceda E.R., Dohm J.M., Baker V.R., Clifford S.M., McKay C.P., Squyres S.W. 2014. A cold hydrological system in Gale crater, Mars. *Planetary and Space Science* 93, 101-118.
- Fanale F.P., Salvail J.R., Banerdt W.B., Saunders R.S. 1982. Mars – The regolith-atmosphere-cap system and climate change. *Icarus* 50, 381–407.
- Fasset C. és Head J. 2008. The timing of Martian valley network activity: constraints from buffered crater counting. *Icarus* 195, 61–89.
- Fasset C. és Head J.W. 2008. Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus* 198, 37-56.
- Farmer C.B., Davies D.W., Holland A.L., Laporte D.D., Doms P.E. 1977. Mars - Water vapor observations from the Viking orbiters. *Journal of Geophysical Research* 82, 4225-4248.
- Feldman W.C., Boynton W.V., Tokar R.L., Prettyman T.H., Gasnault O., Squyres S.W., Elphic R.C., Lawrence D.J., Lawson S.L., Maurice S., McKinney G.W., Moore K.R., Reedy R.C. 2002. Global Distribution of Neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey. *Science* 297, 75-78.
- Ferguson R.L., Christensen P.R., Kieffer H.H. 2006. High-resolution thermal inertia derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS): Thermal model and applications. *Journal of Geophysical Research* 111, E12004.
- Ferris J.C., Dohm J.M., Baker V.R., Maddock T., 2002. Dark slope streaks on Mars: Are aqueous processes involved? *Geophysical Research Letters* 29, 1490.
- Fishbaugh K.E., Poulet F., Langevin Y., Chevrier V., Bibring J.-P. 2006. Formation of the Martian North Polar Gypsum Deposit During the Amazonian. Fourth International Conference on Mars Polar Science and Exploration, abstract 8041.
- Frey H. 1979. Thaumasia - a fossilized early forming Tharsis uplift. *Journal of Geophysical Research* 84, 1009–1023.
- Gorelick N.S., Weiss-Malik M., Steinberg B., Anwar S. 2003. JMARS: A Multimission Data Fusion Application. 34th Annual Lunar and Planetary Science Conference, abstract 2057.

- Grimm R.E., Harrison K.P., Stillman D.E. 2014. Water budgets of martian recurring slope lineae. *Icarus* 233, 316-327.
- Grott M., Hauber E., Kronberg P., 2007. Martian rifting in the absence of plate tectonics? In: 7th International Conference on Mars abstract 3077.
- Haberle R.M. 1998. Early Mars Climate Models. *Journal of Geophysical Research* 103(E12), 28467–28480.
- Haberle R.M., Leovy C.B., Pollack J.B. 1982. Some effects of global dust storms on the atmospheric circulation of Mars. *Icarus* 50, 322-367.
- Haberle R.M., McKay C.P., Schaeffer J., Cabrol N.A., Grin E.A., Zent A.P., Quinn R. 2001. On the possibility of liquid water on present-day Mars. *Journal of Geophysical Research* 106(E10), 23317-23326.
- Halevy I. és Head J.W. 2014, Episodic warming of early Mars by punctuated volcanism. *Nature Geoscience* 7, 865–868.
- Halevy I., Zuber M.T., Schrag D.P. 2007 A sulfur dioxide climate feedback on early Mars. *Science* 318, 1903–1907.
- Hager A. és Schedl A.D. 2017. Classification and ages of landslides within Valles Marineris. 48th Lunar and Planetary Science, abstract 2076.
- Hargitai H. és Kereszturi Á. 2015. *Encyclopedia of Planetary Landforms*, Springer, New York Heidelberg Dordrecht London.
- Hartmann W.K. és Neukum G. 2001. Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science Reviews* 96, 165–194.
- Hartmann W.K. 2005. Martian cratering 8: isochron refinement and the chronology of Mars. *Icarus* 174, 294–320.
- Hauber E., Grott M., Kronberg P., 2010. Martian rifts: structural geology and geophysics. *Earth and Planetary Science Letters* 294, 393–410.
- Hauber E., Platz T., Reiss D., Le Deit L., Kleinhans M.G., Marra W.A., de Haas T., Carbonneau P., 2013. Asynchronous formation of Hesperian and Amazonian-aged deltas on Mars and implications for climate. *Journal of Geophysical Research* 118, 1–16.
- Hauck S.A. és Phillips R.J. 2002. Thermal and crustal evolution of Mars, *Journal of Geophysical Research* 107(E7), 5052.
- Head J.W., Mustard J.F., Kreslavsky M.A., Milliken R.E., Marchant D.R., Forget F., Schon S.C., Levy J.S. 2011. Mars in the current glacial-interglacial cycle: exploring an anomalous period in Mars climate history. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1315.
- Head J.W., Neukum G., Jaumann R., Hiesinger H., Hauber E., Carr M., Masson P., Foing B., Hoffmann H., Kreslavsky M., Werner S., Milkovich S., van Gasselt S., HRSC Co-

Investigator Team 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars. *Nature* 434, 346-351.

Head J.W., Marchant D.R., Kreslavsky M.A. 2008. Formation of gullies on Mars: link to 839 recent climate history and insolation microenvironments implicate surface water flow origin. *PNAS* 105(3), 13258–13263.

Hecht M.H. 2002. Metastability of Liquid Water on Mars. *Icarus* 156, 373-386.

Hecht M.H., Kounaves S.P., Quinn R.C., West S.J., Young S. M.M., Ming D.W., Catling D.C., Clark B.C., Boynton W.V., Hoffman J., DeFlores L.P., Gospodinova K., Kapit J., Smith P.H. 2009. Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site. *Science* 325, 64.

Heipke C., Oberst J., Albertz J., Attwenger M., Dorninger P., Dorrer E., Ewe M., Gehrke S., Gwinner K., Hirschmüller H., Kim J. R., Kirk R. L., Mayer H., Muller J.-P., Rengarajan R., Rentsch M., Schmidt R., Scholten F., Shan J., Spiegel M., Wählisch M., Neukum G. 2007 the HRSC Co-Investigator Team. *Planetary and Space Science* 55, 2173-2191.

Higgins C.G. 1982. Drainage Systems Developed by Sapping on Earth and Mars. *Geology* 10, 147-152.

Hill K.S., Bridges J., Smith K., Tragheim D.G., Ambrosi R.M., Davies S.J. 2010. Comparison of CRISM Analysis Techniques to Understand ILD Formation on Mars. AGU Fall Meeting 2010, abstract #P51B-143.

Hobbs S.W., Paull D.J., Clarke J.D.A. 2013. The influence of slope morphology on gullies: Terrestrial gullies in Lake George as analogues for Mars. *Planetary and Space Science* 81, 1-17.

Hoke M.R.T. és Hynek B.M., 2007a. Analyzing and dating valley networks in Arabia Terra and Terra Meridiani, Mars. In: 39th Lunar and Planetary Science Conference abstract 2183.

Hoke M.R.T. és Hynek B.M., 2007b. Valley network age determinations: multiple periods of formation. In: 38th Lunar and Planetary Science Conference abstract 1209.

Hoke M.R.T. és Hynek B.M., 2009. Roaming zones of precipitation on ancient Mars as recorded in valley networks. *Journal of Geophysical Research* 114 (E8). CiteID E08002.

Holt J.W., Safaeinili A., Plaut J.J., Head J.W., Phillips R.J., Seu R., Kempf S.D., Choudhary P., Young D.A., Putzig N.E., Biccari D., Gim Y. 2008. Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars. *Science* 322, 1235.

Horváth A., Gánti T., Bérczi Sz., Gesztesi A., Szathmáry E. 2002. Morphological Analysis of the Dark Dune Spots on Mars: New Aspects in Biological Interpretation. 33rd Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1108.

Howard A.D. 2007. Simulating the development of Martian highland landscapes through the interaction of impact cratering, fluvial erosion, and variable hydrologic forcing, *Geomorphology* 91, 332–363.

Howard A.D., Moore J.M., Irwin R.P. 2005. An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 1. Valley network incision and associated deposits. *Journal of Geophysical Research* 110(E12), E12S14.

Hynek B.M. 2014. Implications for hydrologic processes on Mars from extensive bedrock outcrops throughout Terra Meridiani. *Nature* 431, 156–159.

Hynek B.M., Beach M., Hoke M.R.T. 2010. Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research* 115(E9), E09008.

Hynek B.M. és Phillips R.J. 2001. Evidence for extensive denudation of the Martian highlands. *Geology* 29, 407.

Hynek B.M. és Phillips R.J. 2003. New data reveal mature, integrated drainage systems on Mars indicative of past precipitation. *Geology* 31, 757.

Hynek B.M., Phillips R.J., Nunes D.C., Williams R.M. 2001. Wide-Scale Denudation of Western Arabia Terra. 32nd Annual Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1178.

Irwin R.P., 2013. Testing links between impacts and fluvial erosion on post-Noachian Mars. In: 44th Lunar and Planetary Science Conference abstract 2958.

Irwin R.P., Baptista A., Craddock R.A., Howard A.D., Tooth S. 2010. Erosion of theater-headed tributaries by overland flow in the Atacama Desert, Northern Chile: analogs to Martian Valley Networks. AGU Fall Meeting, abstract P13B-1375.

Irwin R.P., Craddock R.A., Howard A.D., Flemming H.L., 2011. Topographic influences on development of Martian valley networks. *Journal of Geophysical Research* 116 (E2). CiteID E02005.

Jakosky B.M. és Farmer C.B. 1982. The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere - Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment. *Journal of Geophysical Research* 87, 2999-3019.

Jaumann R., Nass A., Tirsch D., Reiss D., Neukum G. 2010. The Western Libya Montes Valley System on Mars: Evidence for episodic and multi-genetic erosion events during the Martian history. *Earth and Planetary Science Letters* 294, 272-290.

Jaumann R., Reiss D., Frei S., Neukum G., Scholten F., Gwinner K., Roatsch T., Matz K.-D., Mertens V., Hauber E., Hoffmann H., Köhler U., Head J.W., Hiesinger H., Carr M.H. 2005. Interior channels in Martian valleys: Constraints on fluvial erosion by measurements of the Mars Express High Resolution Stereo Camera. *Geophysical Research Letters* 32, CiteID L16203.

Jayne R.S., Pollyea R.M., Dodd, J.P., Olson E.J., Swanson S.K. 2016. Spatial and temporal constraints on regionalscale groundwater flow in the Pampa del Tamarugal Basin, Atacama Desert, Chile. *Hydrogeol J* 24, 1921–1937.

Jenness J. 2013. Polar Plots and Circular Statistics: Extension for ArcGIS. Jenness Enterprises. http://www.jennessent.com/arcgis/Polar_Plots.htm

Johnsson A., Reiss D., Hauber E., Hiesinger H., and Zanetti M. 2014. Evidence for very recent melt-water and debris flow activity in gullies in a young mid-latitude crater on Mars. *Icarus* 235, 37–54.

Kasting J.F. 1991. CO₂ condensation and the climate of early Mars, *Icarus*, 94, 1–13.

Kelly N. J., Boynton W. V., Kerry K., Hamara D., Janes D., Reedy R. C., Kim K. J., Haberle R. M. 2006. Seasonal polar carbon dioxide frost on Mars: CO₂ mass and columnar thickness distribution. *Journal of Geophysical Research* 111(E3), E03S07.

Kereszturi Á. 2005. Cross-sectional and longitudinal profiles of valleys and channels in Xanthe Terra on Mars, *Journal of Geophysical Research* 110, E12S17.

Kereszturi Á. 2007. Éghajlatváltozás a Marson I, és II. *Léggör* 52(2), 12–17., *Léggör* 52(3), 6–9.

Kereszturi Á. 2010. Analysis of two sections of Shalbatana Vallis' tributary channels. *Planetary and Space Science* 58, 2008–2021.

Kereszturi Á. 2012c. Review of wet environment types on Mars with focus on duration and volumetric issues. *Astrobiology* 12(6), 586–600.

Kereszturi Á. 2012d. Comparison of wet environment types with liquid water on Mars. In *Life on Earth and other Planetary Bodies*. Ed: Hanslmeier A., Kempe S., Seckbach J., Springer, 237–252.

Kereszturi Á. 2012e. Mars – fehér könyv a vörös bolygóról, Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest.

Kereszturi Á. 2012f. Valley analysis on Mars for paleo-environment reconstruction. *Workshop on Mars – Connecting Planetary Scientists in Europe*, Budapest, no. 19.

Kereszturi Á. 2013a. Távérzékeléses módszerekkel a marsi víz nyomában. *Geodézia és Kartográfia* LXV 2013/9–10, 18–23.

Kereszturi Á. 2013b. An unnamed fluvial valley system formed under different climates at Xanthe Terra, Mars. *Planetary and Space Science* 85, 220–231.

Kereszturi Á. 2013c A marsi vizek fizikája. *Fizikai Szemle* 2013/3. 77–82.

Kereszturi Á. 2013d. Sampling Possible Subsurface Niches on Mars: Targeting Astrobiological Missions. Editors: Fairen A.G., *Mars: Evolution, Geology and Exploration*. Nova Publisher, 193–212.

Kereszturi Á. 2014. Case study of climatic changes in Martian fluvial systems at Xanthe Terra. *Planetary and Space Science* 96, 35–50.

- Kereszturi Á. 2020. Unique and Potentially Mars-Relevant Flow Regime and Water Sources at a High Andes-Atacama Site. *Astrobiology* 20, 723–740.
- Kereszturi Á. és Appere T. 2014. Searching for springtime zonal liquid interfacial water on Mars. *Icarus* 238, 66–76.
- Kereszturi Á., Bradak B., Chatzitheodoridis E., Ujvari G. 2016. Indicators and methods to understand past environments from exomars rover drills. *Origins of Life and Evolution of Biospheres* 46, 435–454.
- Kereszturi Á. és Chathiteodoridis E. 2016. Searching for the source crater of nakhlite meteorites. *Origins of Life and Evolution of Biospheres* 46, 455–471.
- Kereszturi Á. és Gábris Gy. 2007. Proposal for drainage network types on Mars. 38th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1045.
- Kereszturi Á. és Góbi S. 2014. Possibility of H₂O₂ decomposition in thin liquid films on Mars. *Planetary and Space Science* 103, 153–166.
- Kereszturi Á., Möhlmann D., Bérczi Sz., Gánti T., Horváth A., Kuti A., Sik A., Szathmáry E. 2010. Indications of brine related local seepage phenomena on the northern hemisphere of Mars. *Icarus* 207, 149–164.
- Kereszturi Á., Möhlmann D., Bérczi Sz., Gánti T., Kuti A., Sik A., Horváth A. 2009. Recent rheologic processes on dark polar dunes of Mars: Driven by interfacial water? *Icarus* 201, 492–503.
- Kereszturi Á., Möhlmann D., Bérczi Sz., Horváth A., Sik A., Szathmáry E. 2011a. Possible role of brines in the darkening and flow-like features on the Martian polar dunes based on HiRISE images. *Planetary and Space Science* 59, 1413–1427.
- Kereszturi A., Pal B., Gyenis A. 2020. Temperature and humidity monitoring to identify ideal periods for liquefaction on Earth and Mars – experiences from the High-Andes. *Geological Quarterly* 64(4), id: 1559.
- Kereszturi A. és Petrik A. 2020. Age determination for valley networks on Mars using tectonic-fluvial interaction. *Planetary and Space Science* 180, 104754.
- Kereszturi Á. és Rivera-Valentin E.G. 2012. Locations of thin liquid water layers on present-day Mars. *Icarus* 221, 289–295.
- Kereszturi Á. és Rivera-Valentin E. 2016. Possible water lubricated grain movement in the circumpolar region of Mars. *Planetary and Space Science* 125, 130–146.
- Kereszturi Á., Vincendon M., Schmidt F. 2011b. Water ice in the dark dune spots of Richardson crater on Mars. *Planetary and Space Science* 59, 26–42.
- Kieffer H.H. 2007. Cold jets in the Martian polar caps. *Journal of Geophysical Research* 112(E8), E08005.

Kieffer H.H., Christensen P.R., Titus T.N. 2006. CO₂ jets formed by sublimation beneath translucent slab ice in Mars' seasonal south polar ice cap. *Nature* 442, 793-796.

Kieffer H.H., Martin T.Z., Chase S.C., Miner E.D., Palluconi F.D. 1976. Martian north pole summer temperatures - Dirty water ice. *Science* 194, 1341-1344.

Kieffer H.H., Titus T.N. 2001. TES Mapping of Mars' North Seasonal Cap. *Icarus* 154, 162-180.

Kirk R.L., Howington-Kraus E., Rosiek M.R., Anderson J.A., Archinal B.A., Becker K.J., Cook D.A., Galuszka D.M., Geissler P.E., Hare T.M., Holmberg I.M., Keszthelyi L.P., Redding B.L., Delamere W.A., Gallagher D., Chapel J.D., Eliason E.M., King R., McEwen A.S. 2008. Ultrahigh resolution topographic mapping of Mars with MRO HiRISE stereo images: Meter-scale slopes of candidate Phoenix landing sites. *Journal of Geophysical Research* 113(E12), E00A24.

Kite E.S., Lucas A., Fassett C.I., 2013. Pacing early Mars river activity: Embedded craters in the Aeolis Dorsa region imply river activity spanned >(1–20) Myr. *Icarus* 225, 850–855.

Kochel R.C. és Trop J.M. 2008. Earth analog for high-latitude landforms and recent flows on Mars: Icy debris fans in the Wrangell Volcanic Field, Alaska. *Icarus* 196, 63-77.

Kreslavsky M.A. és Head J.W. 2002. Mars: nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle. *Geophys Research Letter* 29, CiteID 1719.

Kreslavsky M.A. és Head J.W. 2009. Slope streaks on Mars: an assessment of "wet" scenarios and the role of concentrated brines. *Icarus* 201, 517–527.

Langevin Y., Bibring J.-P., Montmessin F., Forget F., Vincendon M., Douté S., Poulet F., Gondet B. 2007. Observations of the south seasonal cap of Mars during recession in 2004–2006 by the OMEGA visible/near-infrared imaging spectrometer on board Mars Express. *Journal of Geophysical Research* 112, E08S12.

Langevin Y., Bibring J.-P., Montmessin F., Forget F., Vincendon M., Douté S., Poulet F., Gondet B. 2007. Observations of the south seasonal cap of Mars during recession in 2004–2006 by the OMEGA visible/near-infrared imaging spectrometer on board Mars Express. *Journal of Geophysical Research* 112(E8), E08S12.

Langevin Y., Poulet F., Bibring J.-P., Schmitt B., Douté S., Gondet B. 2005. Summer Evolution of the North Polar Cap of Mars as Observed by OMEGA/Mars Express. *Science* 307, 1581-1584.

Laskar J., Levrard B., Mustard J.F. 2002. Orbital forcing of the Martian polar layered deposits. *Nature* 419, 375–377.

Loizeau D., Werner, S.C., Mangold, N., Bibring, J.P., Vago, J.L., 2012. Chronology of deposition and alteration in the mawrth vallis region, Mars. *Planetary and Space Science* 72, 31–43.

- Lucchitta B. K. 1981. Mars and Earth - Comparison of cold-climate features. *Icarus* 45, 264-303.
- Malin M.C. és Edgett K.S. 2000. Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science* 288, 2330-2335.
- Mangold N., Kite E.S., Kleinhans M.G., Newsom H., Ansan V., Hauber E., Kraal E., Quantin C., Tanaka K. 2012. The origin and timing of fluvial activity at Eberswalde crater, Mars. *Icarus* 220, 530-551.
- Mante P.A., Chen C.C., Wen Y-C., Chen H-Y., Yang S-C., Huang Y-R., Chen I-J., Chen Y-W., Gusev V., Chen M-J., Kuo J-L., Sheu J-K., Sun C-K. 2014. Probing Hydrophilic Interface of Solid/Liquid-Water by Nanoultrasonics. *Scientific Reports* 4, 1–6.
- Martin-Torres F.J., Zorzano M.-P., Valentin-Serrano P., Harri A.-M., Genzer M., Kempainen O., Rivera-Valentin E.G., Jun I., Wray J., Bo Madsen M., Goetz W., McEwen A.S., Hardgrove C., Renno N., Chevrier V. F., Mischna M., Navarro-Gonzalez R., Martinez-Frias J., Conrad P., McConnochie T., Cockell C., Berger G., Vasavada A., Sumner D., Vaniman D. 2015. Transient liquid water and water activity at gale crater on mars. *Nature Geoscience* 8(5), 357–361.
- Massé M., Conway S.J., Gargani J., Patel M.R., Pasquon K., McEwen A., Carpy S., Chevrier V., Balme M.R., Ojha L., Vincendon M., Poulet F., Costard F., Jouannic G. 2006. Transport processes induced by metastable boiling water under Martian surface conditions. *Nature Geoscience* 9, 425-428.
- Masursky H. 1973. An Overview of Geological Results from Mariner 9. *Journal of Geophysical Research* 78, 4009-4030.
- Masursky H., Boyce J.M., Dial A.L., Schaber G.G., Strobell, M.E., 1977. Classification and time of formation of Martian channels based on Viking data. *Journal of Geophysical Research* 82, 4016–4038.
- McCauley J.F., Breed C.S., Grolier M.J., El-Baz F., Whitney M.I., Ward A.W. 1979. Pitted and fluted rocks in the Western Desert of Egypt - Viking comparisons. *Journal of Geophysical Research* 84, 8222-8232.
- McEwen A.S., Ojha L., Dundas C.M., Mattson S.S., Byrne S., Wray J.J., Cull S.C., Murchie S.L., Thomas N., Gulick V.C. 2011. Seasonal Flows on Warm Martian Slopes. *Science* 333, 996.
- McGuire P.C. Bishop J-L., Brown A.J., Fraeman A.A., Marzo G.A., Morgan M.F., Murchie S.L., Mustard J.F., Parente M., Pelkey S.M., Roush T.L., Seelos F.P., Smith M.D., Wendt L., Wolff M.J. 2009. An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science* 57, 809–815.
- Mellon M.T., Boynton W.V., Feldman W.C., Arvidson R.E., Titus T.N., Bandfield J.L., Putzig N.E., Sizemore H.G. 2008. A prelanding assessment of the ice table depth and ground ice characteristics in Martian permafrost at the Phoenix landing site. *Journal of Geophysical Research* 113(E12), E00A25.

Mellon M.T., Jakosky B.M., Kieffer H.H., Christensen P.R. 2000. High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Icarus* 148, 437-455.

Milton D.J. 1973. Water and processes of degradation in the Martian landscape, *Journal of Geophysical Research* 78, 4037–4047.

Mitchell J.L., Caballero R., Pierrehumbert R.T. 2005. The Dry Hadley Cell. American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract id. A12C-08.

Mitrofanov I.G., Litvak M.L., Kozyrev A.S., Sanin A.B., Tretyakov V. I., Grinkov V.Yu., Boynton W.V., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S. 2004. Soil Water Content on Mars as Estimated from Neutron Measurements by the HEND Instrument Onboard the 2001 Mars Odyssey Spacecraft. *Solar System Research* 38, 253-257.

Mitrofanov I.G., Zuber M.T., Litvak M.L., Demidov N.E., Sanin A.B., Boynton W.V., Gilichinsky D.A., Hamara D., Kozyrev A.S., Saunders R.D., Smith D.E., Tretyakov V.I. 2007. Water ice permafrost on Mars: Layering structure and subsurface distribution according to HEND/Odyssey and MOLA/MGS data. *Geophysical Research Letters* 34, L18102.

Miyamoto H., Dohm J.M., Beyer R.A., Baker V.R. 2004. Fluid dynamical implications of anastomosing slope streaks on Mars. *Journal of Geophysical Research* 109(E6), E06008.

Morgan G.A. és Head J.W. 2009. Sinton crater, Mars: Evidence for impact into a plateau icefield and melting to produce valley networks at the Hesperian-Amazonian boundary. *Icarus* 202, 39-59.

Morgan F., Seelos F., Murchie S. 2009. CAT Tutorial, Presentation at the CRISM Workshop, The Woodlands, TX.

Möhlmann, D. 2007. Liquid-like water in the upper surface of Mars - presence and properties. *European Planetary Science Congress, Proceedings* p.910.

Möhlmann D. 2008. The influence of van der Waals forces on the state of water in the shallow subsurface of Mars. *Icarus* 195, 131–139.

Möhlmann D. és Kereszturi Á. 2010. Viscous liquid film flow on dune slopes of Mars, *Icarus* 207, 654–658.

Murchie S., Murchie S., Arvidson R., Bedini P., Beisser K., Bibring J.-P., Bishop J., Boldt J., Cavender P., Choo T., Clancy R.T., Darlington E.H., Des Marais D., Espiritu R., Fort D., Green R., Guinness E., Hayes J., Hash C., Heffernan K., Hemmler J., Heyler G., Humm D., Hutcheson J., Izenberg N., Lee R., Lees J., Lohr D., Malaret E., Martin T., McGovern J.A., McGuire P., Morris R., Mustard J., Pelkey S., Rhodes E., Robinson M., Roush T., Schaefer E., Seagrave G., Seelos F., Silverglate P., Slavney S., Smith M., Shyong W.J., Strohbehn K., Taylor H., Thompson P., Tossman B., Wirzburger M., Wolff M. 2007. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research* 112, E05S03.

Murchie S.L., Mustard J.F., Ehlmann B.L., Milliken R.E., Bishop J.L., McKeown N.K., Noe D., Eldar Z., Seelos F.P., Buczkowski D.L., Wiseman S.M., Arvidson R.E., Wray J.J., Swayze G., Clark R.N., Des Marais D.J., McEwen A.S., Bibring J.-P. 2009. A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research* 114(E2), E00D06.

Nagy B., Ignéczki A., Kovács J., Szalai Z., Mari L. 2019. Shallow ground temperature measurements on the highest volcano of the Earth, the Mt. Ojos del Salado, Arid Andes, Chile. *Permafrost and Periglacial Processes* 30, 3-18.

Newman C.E., Lewis S.R., Read P.L. 2005. The atmospheric circulation and dust activity in different orbital epochs on Mars. *Icarus* 174, 135–160.

Nuding D.L., Davis R.D., Gough R.V., Tolbert M.A. 2015. The aqueous stability of a Mars salt analog: Instant Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 120, 588-598.

Ojha L., McEwen A., Dundas C., Byrne S., Mattson S., Wray J., Masse M., Schaefer E. 2014. HiRISE observations of Recurring Slope Lineae (RSL) during southern summer on Mars. *Icarus* 231, 365-376.

Ojha L., Wilhelm M.B., Murchie S.L., McEwen A.S., Wray J.J., Hanley J., Massé M., Chojnacki M. 2015. Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars. *Nature Geoscience* 8, 829–832.

Ojha L., Wray J.J., Murchie S.L., McEwen A.S., Wolff M.J., Karunatillake S. 2013. Spectral constraints on the formation mechanism of recurring slope lineae. *Geophysical Research Letters* 40, 5621–5626.

Pál B. és Kereszturi A. 2017. Possibility of microscopic liquid water formation at landing sites on Mars and their observational potential. *Icarus* 282, 84–92.

Parente M. 2008. A new approach to denoising CRISM images. 39th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 2528.

Pelkey S.M., Mustard J.F., Murchie S., Clancy R.T., Wolff M., Smith M., Milliken R., Bibring J.-P., Gendrin A., Poulet F., Langevin Y., Gondet B. 2007. CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance. *Journal of Geophysical Research* 112(E8), E08S14.

Pestova O.N., Myund L.A., Khripun M.K., Prigaro A.V. 2005. Polythermal study of the systems $M(\text{ClO}_4)_2\text{-H}_2\text{O}$ ($M^{2+} = \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Sr}^{2+}, \text{Ba}^{2+}$). *Russ. J. Appl. Chem. Engl. Transl.* 78, 409–413.

Pieri D.C. 1980. Martian valleys: Morphology, distribution, age, and origin, *Science*, 210, 895–897.

Pike R.J. 1974. Craters on Earth, Moon, and Mars: Multivariate classification and mode of origin. *Earth and Planetary Science Letters* 22, 245-255.

Piqueux S., Edwards C.S., Christensen P.R. 2008. Distribution of the ices exposed near the south pole of Mars using Thermal Emission Imaging System (THEMIS) temperature measurements. *Journal of Geophysical Research* 113(E8), E08014.

Plescia J.B. 1981. The Tempe volcanic province of Mars and comparisons with the Snake River Plains of Idaho. *Icarus* 45, 586-601.

Pollack J.B., Kasting J.F., Richardson S.M., Poliakoff K. 1987. The case for a wet, warm climate on early Mars. *Icarus* 1987, 203–224.

Portyankina G., Markiewicz W.J., Thomas N., Hansen C.J., Milazzo M. 2010. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars' southern polar regions: III. Models of processes involving translucent ice. *Icarus* 205, 311-320.

Poulet F., Bibring J.-P., Mustard J. F., Gendrin A., Mangold N., Langevin Y., Arvidson R. E., Gondet B., Gomez C. 2005. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature* 438, 623–627.

Putzig N.E., Mellon M.T., Kretke K.A., Arvidson R.E. 2005. Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission. *Icarus* 173, 325-341.

Quantin C., Allemand P., Delacourt C, 2003. Valles Marineris landslides: morphologies, ages and dynamics. 6th International Conference on Mars, #3053

Quantin C., Mangold N., Allemand P., Delacourt C. 2004. What can we learn from the ages of Valles Marineris landslides on martian impact history? 35th Lunar and Planetary Science, abstract 1277.

Ramirez R.M., Kopparapu R., Zuger M.E., Robinson T.D., Freedman R., Kasting J.F. 2014. Warming early Mars with CO₂ and H₂. *Nature Geoscience* 7, 59–63.

Reiss D., van Gasselt S.K., Hauber E., Jaumann R., Neukum G. 2004a. Regional Differences in Gully Occurrence on Mars: A Comparison Between the Hale and Bond Craters Using HRSC, THEMIS-IR and MOC Data. American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, abstract id.P34A-05.

Reiss D., van Gasselt S., Neukum G., Jaumann R. 2004b. Absolute dune ages and implications for the time of formation of gullies in Nirgal Vallis, Mars. *Journal of Geophysical Research* 109(E6), E06007.

Renno N.O., Bos B.J., Catling D.C., Clark B.C., Drube L., Fisher D., Goetz W., Hviid S.F., Keller H.U., Kok J.F., Kounaves S.P., Leer K., Lemmon M., Madsen M.B, Markiewicz W.J., Marshall J., McKay C., Mehta M., Smith M., Zorzano M.P., Smith P.H., Stoker C., Young S.M.M. 2009. Possible physical and thermodynamical evidence for liquid water at the Phoenix landing site. *Journal of Geophysical Research* 114(C10), E00E03.

Rice M.S., Gupta S., Bell J.F., Warner N.H., 2011. Influence of fault-controlled topography on fluvio-deltaic sedimentary systems in Eberswalde crater, Mars. *Geophysical Research Letters* 38. CiteID L16203.

- Richardson M.I. és Mischna M.A. 2005. Long-term evolution of transient liquid water on Mars. *Journal of Geophysical Research* 110(E3), E03003.
- Risacher F., Alonso H., Salazar C. 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth Science Review* 63, 249–293.
- Rivera-Valentin E.G., Blackburn D.G., Ulrich, R. 2011. Revisiting the thermal inertia of Iapetus: Clues to the thickness of the dark material. *Icarus* 216, 347–358.
- Rivera-Valentin E.G. 2012. Modeling H₂O Stability and Transport on Mars and Iapetus: Exploring Their Effects on Geomorphic and Atmospheric Processes. Ph.D. Dissertation, University of Arkansas, Fayetteville, USA.
- Russell P.S. és Head J.W. 2007. The Martian hydrologic system: Multiple recharge centers at large volcanic provinces and the contribution of snowmelt to outflow channel activity. *Planetary and Space Science* 55, 315-332.
- Scherbenski J.M. és Paige D.A. 2002. Mars Polar Thermal Inertia and Albedo Properties Using TES Data. American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract id.P72C-04.
- Schorghofer, N., Aharonson, O., and Khatiwala, S. 2002. Slope streaks on Mars: correlations with surface properties and the potential role of water. *Geophysical Research Letters* 29, 41–44.
- Schorghofer N. 2007. Dynamics of ice ages on Mars, *Nature*, 449, 192–194.
- Schorghofer N. és King C.M. 2011. Sporadic formation of slope streaks on Mars. *Icarus* 216, 159-168.
- Scott D.H. és Tanaka K.L. 1986, Geologic map of the western equatorial region of Mars, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map I-1802-A, 1:15,000,000.
- Skinner, J.A., Hare, T.A., Tanaka, K.L., 2006. Digital Renovation of the Atlas of Mars 1: 15,000,000-scale Global Geologic Series Maps. 37th Lunar and Planetary Science Conference, p. 2331.
- Segura T.L., Toon O.B., Colaprete A. 2008. Modeling the environmental effects of moderate-sized impacts on Mars. *Journal of Geophysical Research* 113(E11), E11007.
- Segura T.L., Toon O.B., Colaprete A., Zahnle K. 2002. Environmental Effects of Large Impacts on Mars. *Science* 298, 1977-1980.
- Smith P.H., Tamppari L., Arvidson R.E., Bass D., Blaney D., Boynton W., Carswell A., Catling D., Clark B., Duck T., DeJong E., Fisher D., Goetz W., Gunnlaugsson P., Hecht M., Hipkin V., Hoffman J., Hviid S., Keller H., Kounaves S., Lange C.F., Lemmon M., Madsen M., Malin M., Markiewicz W., Marshall J., McKay C., Mellon M., Michelangeli D., Ming D., Morris R., Renno N., Pike W. T., Staufer U., Stoker C., Taylor P., Whiteway J., Young S., Zent A. 2008. Introduction to special section on the Phoenix Mission: Landing Site Characterization Experiments, Mission Overviews, and Expected Science. *Journal of Geophysical Research* 113(E12), E00A18.

Smith D.E., Neumann G., Ford P., Arvidson R.E., Guinness E.A., Slavney S., 1999. Mars global surveyor laser altimeter precision experiment data record. NASA Planetary Data System, MGS-M-MOLA-3-PEDR-L1A-V1.0.

Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V., Garvin J.B., Head J.W., Muhleman D.O., Pettengill G.H., Phillips R.J., Solomon S.C., Zwally H.J., Banerdt W.B., Duxbury T.C., Golombek M.P., Lemoine F.G., Neumann G.A., Rowlands D.D., Aharonson O., Ford P.G., Ivanov A.B., Johnson C.L., McGovern P.J., Abshire J.B., Afzal R.S., Sun X. 2001. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research* 106(E10), 23689-23722.

Som S.M., Greenberg H.M., Montgomery D.R. 2008. The Mars Orbiter Laser Altimeter dataset: Limitations and improvements. *Mars Journal* 4, 14-26,

Spanovich N., Smith M.D., Smith P.H., Wolff M.J., Christensen P.R., Squyres S.W. 2006. Surface and near-surface atmospheric temperatures for the Mars Exploration Rover landing sites. *Icarus* 180, 314-320.

Stillman D.E., Michaels T.I., Grimm R.E., Hanley J. 2016. Observations and modeling of northern mid-latitude recurring slope lineae (RSL) suggest recharge by a present-day martian briny aquifer. *Icarus* 265, 125-138.

Stillman D.E. és Grimm R.E. 2011. Dielectric signatures of adsorbed and salty liquid water at the Phoenix landing site, Mars. *Journal of Geophysical Research* 116(E9), CiteID E09005.

Sullivan R.P., Veverka T.J., Malin M., Edgett K.S. 2001. Mass movement slope streaks imaged by the Mars Orbiter Camera. *Journal of Geophysical Research* 106(E10), 23,607–23,633.

Tanaka K.L., Dohm J.M., Lias J.H., Hare T.M. 1998. Erosional valleys in the Thaumasia region of Mars: Hydrothermal and seismic origins. *Journal of Geophysical Research* 103(E13), 31407-31420.

Thomas N., Hansen C.J., Portyankina G., Russell P.S. 2006. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars' southern polar regions: II. Surficial deposits and their origins. *Icarus* 205, 296-310.

Titus T.N., Kieffer H.H., Langevin Y., Murchie S., Seelos F., Vincendon M. 2007. CO₂ jets formed by sublimation beneath translucent slab ice in Mars' seasonal south polar ice cap. *Nature* 442, 793-796.

Titus T.N., Kieffer H.H., Mullins K.F., Christensen P.R. 2001. TES premapping data: Slab ice and snow flurries in the Martian north polar night *Journal of Geophysical Research* 106(E10), 23181-23196.

Touma J. és Wisdom J. 1993. The chaotic obliquity of Mars. *Science* 259, 1294–1297.

Ulrich R., Kral T., Chevrier V., Pilgrim R., Roe L. 2010. Dynamic temperature fields under mars landing sites and implications for supporting microbial life. *Astrobiology* 10, 643–650.

Vaz D.A., 2011. Analysis of a Thaumasia Planum rift through automatic mapping and strain characterization of normal faults. *Planet. Space Sci.* 59, 1210–1221.

Wagstaff K.L., Titus T.N., Ivanov A.B., Castaño R., Bandfield J.L. 2008. Observations of the north polar water ice annulus on Mars using THEMIS and TES. *Planetary and Space Science* 56, 256-265.

Ward W.R. 1992. Long-term orbital and spin dynamics of Mars. In *Mars* (szerk. Kieffer H.H., Jakosky B.M., Snyder C.W., Matthews M.S.) University of Arizona Press, Tucson, 298–320.

Weiss D.K., Head J.W., Palumbo A.M., Cassanelli J.P. 2017. Extensive Amazonian-aged fluvial channels on Mars: Evaluating the role of Lyot crater in their formation. *Geophysical Research Letters* 44, 5336-5344.

Whalley W. és Brian A.F. 2003. Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)* 108(E4), CiteID 8032,

Williams R.M.E. és Phillips R.J. 2001. Morphometric measurements of martian valley networks from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data. *Journal of Geophysical Research* 106(E10), 23737-23752.

Wordsworth R., Forget F., Millour E., Head J.W., Madeleine J.-B., Charnay B. 2013. Global modelling of the early martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Water cycle and ice evolution. *Icarus* 222, 1–19.

Xiao L., Wang J., Dang Y., Cheng Z., Huang T., Zhao J., Xu Y., Huang J., Xiao Z., Komatsu G. 2017. A new terrestrial analogue site for Mars research: The Qaidam Basin, Tibetan Plateau (NW China). *Earth Science Reviews* 164, 84-101.

Zorzano M.-P., Mateo-Martí E., Prieto-Ballesteros O., Osuna S., Renno N. 2009. Stability of liquid saline water on present day Mars. *Geophysical Research Letters* 36, L20201.