

Jäätikkömäiset muodostumat
Moreux-kraatterin ja Protonilus Mensaen
alueella

Juha Mustonen

22. tammikuuta 2013

Sisältö

1	Johdanto	4
2	Mars-luotaimet ja havainnot vedestä	6
2.1	Aika ennen luotaimia	6
2.2	Mars-tutkimus 1960-luvulta 2010-luvulle	6
2.2.1	Mariner-ohjelma	6
2.2.2	Viking 1 ja 2-luotaimet	9
2.2.3	Mars Global Surveyor-luotain	14
2.2.4	2001 Mars Odyssey-luotain	19
2.2.5	Mars Express-luotain	20
2.2.6	Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)-luotain	22
2.2.7	Mars mönkijät	24
3	Vesi Marsin pinnalla	26
3.1	Merkkejä veden olemassaolosta Marsissa	26
3.1.1	Purkausuomat (Outflow channels)	26
3.1.2	Jokiverkostot (Valley networks)	26
3.1.3	Rinneuurteet (Gully-uomat)	27
3.1.4	Järvet	28
3.1.5	Meret	30
3.2	Nykyhetki	31
3.3	Menneisyys	32
3.4	Marsin kallistuskulmanvaihtelut	33
4	Marsin jää	35
4.1	Ensimmäiset havaitut merkit jäädä Marsissa	35
4.2	Marsin jää Viking-luotaimien jälkeen	37
4.3	Tutkimukset 2000-luvulla	37
4.3.1	Hellaksen altaan ympäristö	38
4.3.2	Argyre Platinian alue	41
4.3.3	Dikotomiaraja	42
4.4	Muinaiset LDA-muodostumat	43
5	LDA-, LVF-, CCF- ja RMC-muodostumien tunnistamiskriteerit	45
5.1	LDA-muodostumat	45
5.2	LVF-muodostumat	47
5.3	CCF-muodostumat	49
5.4	RMC-muodostumat	51

6	Jään ja virtaavan veden merkitys Protonilus Mensae-alueen kehityksessä	55
6.1	Protonilus Mensaeen geologia	55
6.1.1	Moreux-kraatteri	56
6.1.2	Hespeeriset alangot	58
6.1.3	Noaakkinen ylänkö	58
6.1.4	Sirpaloitunut ylänkö	59
6.1.5	Virtausuomastot	60
6.2	Jään ja veden merkkejä tutkitulla alueella	61
6.2.1	Moreux-kraatteri	61
6.2.2	Hespeeriset alangot	65
6.2.3	Noaakkinen ylänkö	70
6.2.4	Sirpaloitunut ylänkö	74
6.2.5	Virtausuomastot	79
6.3	Tutkitun alueen jäätiköitymisen mekanismin pohtiminen . . .	84
7	Johtopäätökset	86
A	Käytettyjen termien ja lyhenteiden selitykset	88

1 Johdanto

Pro gradu-tutkielmassa kartoitetaan Marsin Protonilus Mensaen ja Moreuxkraatterin alueelta löytyviä jäätikkömäisiä kohteita. Alue sijaitsee Marsin dikotomiarajalla, joka sisältää runsaasti merkkejä amatsoonisella aikakaudella tapahtuneesta jäätiköitymisestä. Protonilus Mensaen alueelta tehdyissä aiemmissa tutkimuksissa alueelta on löydetty paljon merkkejä jäätä sisältäviä LDA- ja LVF-muodostumista [Squyres, 1978, 1979; Levy *et al.*, 2010b]. Kyseistä aluetta ei ole kartoitettu laaja-alaisesti 1970-luvun Viking-luotaimien jälkeen. Tämän työn päämääränä on ollut kartoittaa Protonilus Mensaen alue uuden sukupolven MGS-, MEX-, MRO- ja Mars Odyssey-luotaimien tuottamaa kuvamateriaalia hyödyntäen. Tutkimuksessa on hyödynnetty erityisesti MOLA-, CTX-, HiRISE-, HRSC- ja SHARAD-instrumenttien ottamia kuvia. CTX-kameran tarkkojen ja kattavuudeltaan erinomaisten kuvien avulla lähes koko Protonilus Mensaen-alue on voitu tutkia noin 6 metrin resoluutiolla.

Työssä on etsitty merkkejä mahdollisesti eri aikakausina toimineista jäätiköitymisprosesseista. Toisen mielenkiintoisen tutkimusaiheen muodostavat merkit veden virtauksesta. Pro gradu-tutkielmassa käydään läpi veden ja jään historiaa, koska niiden merkitys Marsin historiassa on koko ajan kasvanut. Tämän vuoksi on tärkeää nostaa esiin miten nykyinen käsitys Marsin jäästä ja vedestä on muodostunut. Tämän tutkielman myötä lukija saa kattavan käsityksen Marsin veden historiasta sekä nykyhetkestä.

Tutkielmassa käydään läpi Mars-tutkimuksen historiaa veden ja jään löytymisen näkökulmasta. Käsittelemme Marsista muuttui merkittävästi ensimmäisten onnistuneiden avaruusluotaimien jälkeen. Erityismaininnan ansaitsevat Mariner- ja Viking-luotaimet, joiden ansiosta Marsista löydettiin merkkejä vedestä ja jäästä. Tuolloin havaitut merkit jäästä ja muinaisuudessa virranneesta vedestä herättivät kuitenkin enemmän kysymyksiä kuin vastauksia. Seuraavan sukupolven luotaimien myötä saimme lisää todisteita Marsin nykyisistä ja muinaisista jäävarannoista. Uusimpien tuloksien perusteella voidaan todeta, että Mars on kokenut merkittäviä jäätiköitymisjaksoja lähimenneisyydessä [Baker *et al.*, 2010; Head *et al.*, 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan *et al.*, 2009; Dickson *et al.*, 2008; Levy *et al.*, 2007; Squyres, 1979; Levy *et al.*, 2010b].

Marsissa esiintyneiden jäätiköitymisjaksojen voimakkuus, kesto ja levinneisyys on voinut vaihdella merkittävästi [Hauber *et al.*, 2008]. Vaihteluiden taustalla on luultavimmin Marsin rataelementtien kaaottinen muuttuminen [Laskar *et al.*, 2004]. Jäätikkömäisiä kohteita Marsista on löydetty erityisesti dikotomiarajan [Pedersen and Head, 2010], Argyre Planitia- [Banks *et al.*, 2008] sekä Hellaksen altaan alueelta [Crown *et al.*, 2005]. Souness työryhmiin [2012] ovat tehneet laajan luettelon jäätikkömäisistä kohteista.

Tutkimuskohteena Protonilus Mensaen-alue on mielenkiintoinen, koska useat prosessit ovat vaikuttaneet samanaikaisesti alueen ympäristössä. Täs-

sä työssä kartoitetulta alueelta löytyy runsaasti merkkejä jään ja veden virtauksesta. Näitä ovat esimerkiksi Lobate Debris Apron (LDA)-muodostumat [Squyres, 1978], jotka ovat vuorien rinteiltä lähteviä laattamaisia muodostumia. Lisäksi on havaittu Lineated Valley Fill (LVF)-muodostumia [Squyres, 1979], joilla tarkoitetaan laakson pohjan täytteitä. Niissä havaitaan usein merkkejä virtauksista. Concentric Crater Fill (CCF)-muodostumat [Colaprete and Jakosky, 1998] ovat puolestaan hyvin samankaltaisia kuin LVF-muodostumat, mutta ne ovat syntyneet kraattereiden pohjalle. Ring Moulded Crater (RMC)-muodostumat [Kress and Head, 2008] ovat tuorein lajittelu-luokka jäätikkömäisiin kohteisiin. Niiden uskotaan syntyvän pienten meteoriittien törmätessä jäärikkaaseen aineeseen. RMC-muodostumat ovat kooltaan pieniä ja muistuttavat sublimoitumiskuoppia.

Monivaiheisen jäätiköitymisen lisäksi aluetta ovat muokanneet voimakkaat eoliset prosessit. Erityisesti tutkittavan alueen sirpaloituneen ylängön monimutkaisten LVF-virtausten kartoituksessa nähdään merkkejä muodostumien keskinäisistä vuorovaikutuksista. LVF-muodostumien törmäykset ovat luonteeltaan samankaltaisia kuin Maassa tapahtuvat jäätiköiden kohtaamiset. Alueen CCF-muodostumat ovat laajoja ja peittävät asteittain lähes jokaisen kraatterin. Tämä yhdessä muiden jäätikkömäisten muodostumien kanssa viittaa alueella tapahtuneen voimakasta jäätiköitymistä amatsoonisella aikakaudella. Jäätiköityminen dikotomiarajalla on ollut huomattavan voimakasta ja herättää kysymyksen siitä, kuinka laajalle levinneitä alueen jäätikkömäiset muodostumat ovat aikoinaan olleet. Merkittävää alueella on erityisesti LDA-muodostumien koon vaihtelut hyvinkin rajatulla alueella.

Merkit veden virtauksesta keskittyvät hespeeriselle aikakaudelle [Lucc-hitta, 1978]. Tuolloin syntyivät aluetta hallitsevat suuret virtausuomastot, joiden muodostumiseen tarvittava virtaava vesi on voinut merkittävästi edesauttaa jäätikkömäisten muodostumien syntymistä alueelle. Nestemäisen veden esiintyminen alueella suurten tulvien jälkeen on ollut hyvin paikallista, josta todisteena ovat virtausuomaston alueelta löytyvät gully-uomat. Niiden eroosioasteen vaihtelut viittaavat kyseisten uomien syntyneen laajalla aikaskaalalla.

2 Mars-luotaimet ja havainnot vedestä

2.1 Aika ennen luotaimia

Mars on helposti havaittava ja silmiinpistävä taivaankappale yötaivaalla, mistä johtuen jo muinaiset sivilisaatiot seurasivat sen liikkeitä taivaalla. Useimmat muinaiset sivilisaatiot antoivat oman nimen Marsille. Egyptiläiset nimesivät planeetan Har de'cher eli punainen. Babylonialaiset puolestaan nimesivät sen Nergaliksi, joka tarkoittaa kuoleman tähteä. Kreikkalaiset antoivat nimen Ares, joka on kreikkalaisessa mytologiassa sodan jumala. Lopulta roomalaisten antama nimi Mars on säilynyt nykypäivään.

Egyptiläiset, babylonialaiset sekä kreikkalaiset käyttivät planeettaa hyväksi kalentereiden teossa. Kreikkalaiset yrittivät selvittää matemaattisesti planeetan retrogradisen liikkeen ja loivat monimutkaisen episykliteorian kuvaamaan Marsin liikettä. Vasta Keplerin lakien myötä Marsin kiertorata osattiin laskea yksinkertaisemmin. Keplerin apuna radan johtamisessa oli Kopernikuksen ja erityisesti Tyko Brahe'n havainnot.

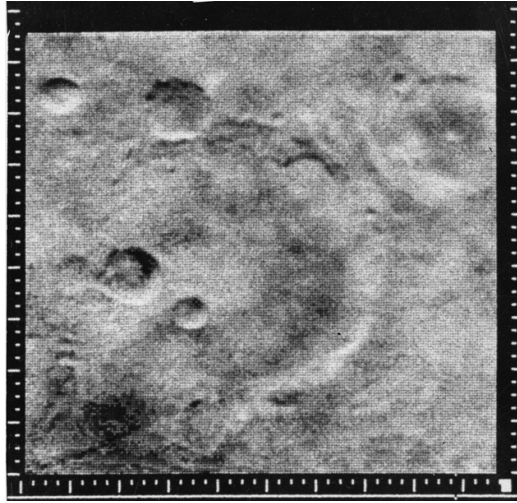
2.2 Mars-tutkimus 1960-luvulta 2010-luvulle

Harvoin tieteen historiassa oletukset ovat menneet niin pahasti pieleen kuin Marsin tutkimisessa ennen luotaimien lähettämistä. Maapallolta käsin Marsista havaittiin muun muassa kirkkauseroja, joiden tulkittiin olevan aavikoita (kirkkaat alueet) tai kasvillisuutta (tummat alueet), kolmentyyppisiä pilviä sekä jäätiköiksi tulkitut napakalootit [Kuva 5]. Napajäätiköt koostuvat hiilidioksidista, eikä vesijäästä, kuten alunperin oletettiin. Kaasukehän uskottiin olevan hyvin ohut, mikä osoittautui oikeaksi.

2.2.1 Mariner-ohjelma

Marsiin pääseminen osoittautui hyvin hankalaksi ja ensimmäiset kymmenkunta luotainta, jotka matkaan lähetettiin vuosina 1960-1971, olivat epäonnisia. Erityisesti neuvostoliittolaisille Marsista muodostui todellinen murheenkryyni epäonnistumisten seurattessa toinen toistaan. Poikkeuksena oli yhdysvaltalaisen Mariner-ohjelma, jonka luotaimet Mariner 4, 6 ja 7 onnistuivat ohilentoissaan ja lähettivät ensimmäiset kuvat punaisesta planeetasta [Kuva 1]. Mariner 4 vuonna 1965 otti yhteensä 22 kuvaa ja kuvasi noin yhden prosentin Marsin pinnasta. Kuvien perusteella Mars luokiteltiin Kuun kaltaiseksi kappaleeksi. Marsissa ei ollut kasveja, elämää tai merkkejä muinaisista sivilisaatioista, mikä oli pettymys tutkijoille.

Mariner 6- ja 7-luotaimet laukaistiin onnistuneesti kohti punaista planeettaa vuonna 1969. Tekniikassa tapahtuneiden edistysaskelten jälkeen luotaimien tiedonsiirtokapasiteetti oli 2000-kertainen verrattuna neljä vuotta aiemmin toimineeseen Mariner 4-luotaimen. Luotaimet tuottivat 200-kertaisen



Kuva 1: Mariner 4-luotaimen ottama kuva Marsin pinnasta. Kuvan koordinaatit ovat 35° S 164° W. Kuvasta voi erottaa kraattereita ja kuvan vasemmassa alalaidassa näkyy harjanne. Kuva löytyy Mariner-luotaimen kotisivuilta <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/mars/mariner.html> ©NASA

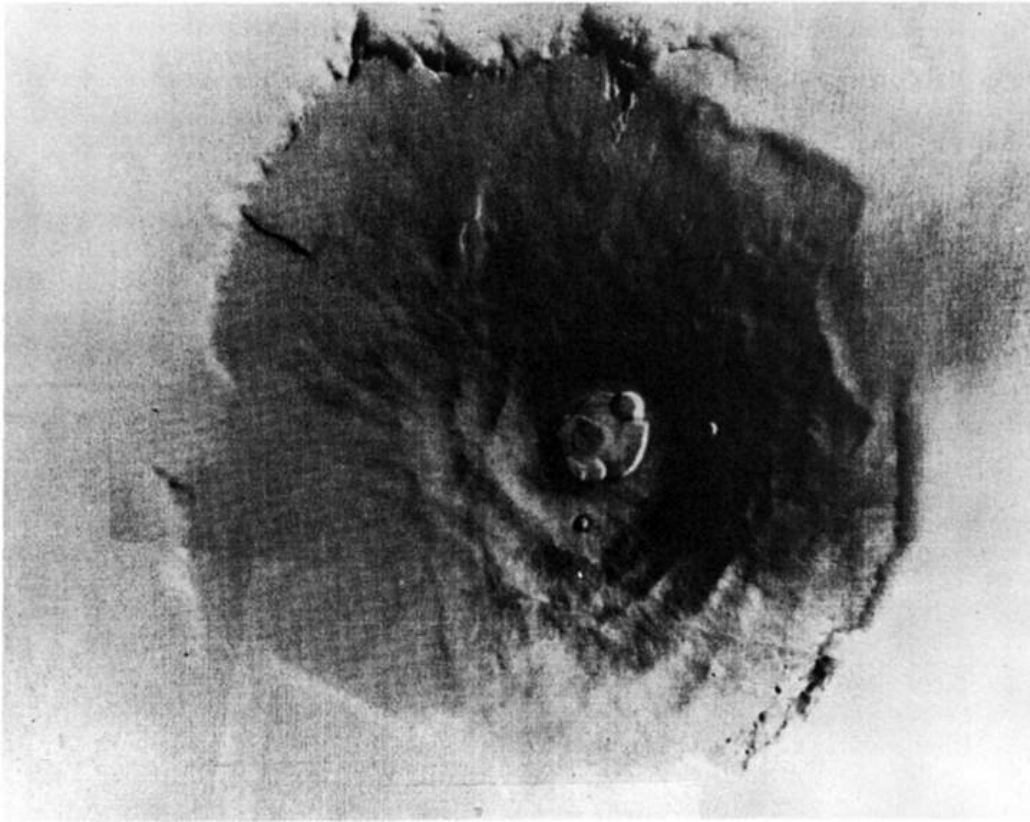
määrän valokuvia sekä kartoittivat 10 prosenttia planeetan pinnasta 1-2 km/pikseli tarkkuudella. Tieteellisesti suurin saavutus luotaimille oli kolmen eri pinnan tyyppin havaitseminen, jotka nimettiin seuraavasti: kraatterisoitunut, kaaottinen ja piirteetön.

Vuosi 1971 oli erityisen merkittävä Mars-tutkimuksen saralla, koska tuolloin sen radalle saapui kolme uutta luotainta: neuvostoliittolaisten ensimmäiset onnistuneet Mars 2- ja 3-luotaimet sekä yhdysvaltalaisten Mariner 9-luotain. Mariner 9:stä muodostui ensimmäinen pitkäkestoinen ja odotukset ylittänyt luotain. Se muutti käsitystämme Marsista enemmän kuin mikään luotain ennen sitä tai sen jälkeen. Mariner 9 pysyi toimintakykyisenä Marsin radalla 349 päivää, kunnes sen asennon vakauttamiseen käytettävä kaasu loppui.

Mariner-ohjelman tulokset

Mariner 9 tuotti yksistään 7329 kuvaa ja kaikkiaan tietoa kertyi 23 kertaa enemmän kuin kolmesta edeltävästä luotaimesta yhteensä. Luotaimen kuvamateriaalista koostettiin ensi kertaa koko planeetan kattavia karttoja sekä määritettiin Marsin topografia 100 metrin tarkkuudella jokaisesta mitauspisteestä. Kuvista löydettiin monia uusia piirteitä, kuten Olympos Mons [Kuva 2], Tharsiksen pullistuma, Valles Marines, dikotomiaraja sekä lukuisia törmäyskraattereita [Carr *et al.*, 1973; Masursky, 1973b].

Mariner-luotaimen kuvista löydettiin runsaasti merkkejä veden virtauksesta [Kuva 3]. Pisimmät havaitut uomat olivat 400-700 kilometriä pitkiä.

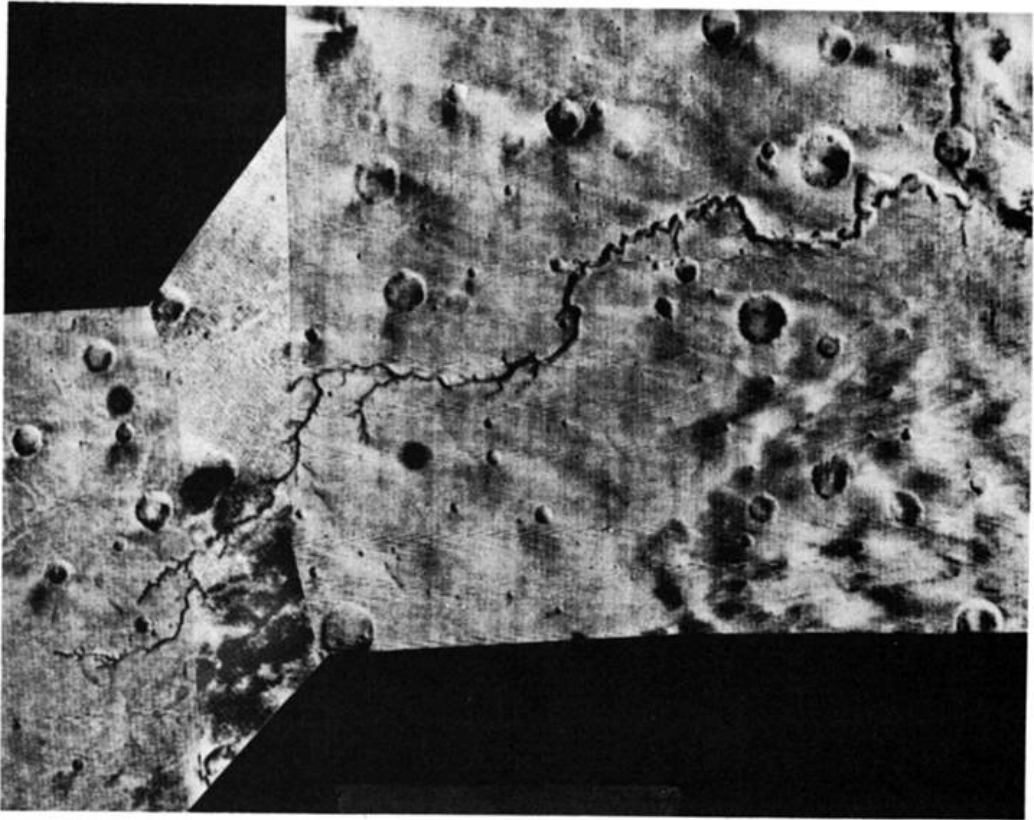


Kuva 2: Kuvassa näkyy Nix Olympica eli Olympos Mons. Se on suurin Marsin kilpitulivuorista. Korkeutta sillä on 27 kilometriä ja halkaisija 600 kilometriä. Tulivuoren reunoja ympäröivät jyrkät reunanteet [Carr, 1973]. Kuvan kontrastia on paranneltu piirteiden korostamiseksi.

Monet uomista muodostivat Kuun kaltaisia mutkittavia kapeahkoja uomia (sinuous rilles). Marsin tapauksessa osa uomista on laavatunneleita, kuten Kuussa. Osa uomista on puolestaan todennäköisesti muodostunut veden virtauksen johdosta. Uomien alkulähteillä esiintyy dendriittisiä muodostumia, joissa pienet uomat yhdistyvät ja muodostavat suuremman uoman. Osa uomista esiintyy vanhoilla kraatteroituneilla alueilla, joissa vulkaanista toimintaa ei ole esiintynyt pitkään aikaan. Tämä viittaa uomien syntyneen ennemminkin veden virtauksen johdosta. [Milton, 1973].

Jään ja roudan aiheuttamia muodostumia Mariner-luotaimien kuvista tutki erityisesti Sharp [1973] [Kuva 4]. Tutkimuksissaan hän ehdotti Marsin chaotic- ja fretted terrain-alueiden muodostuneen roudan sulamisen johdosta. Havaittujen piirteiden muodostumiseksi sulaneen routakerroksen paksuuden on täytynyt olla 1-2 kilometriä. Sharpin [1973] tuloksia käsitellään enemmän kappaleessa Marsin jää.

Mariner-ohjelma toi planeettatutkimuksen uudelleen suuren yleisön tie-

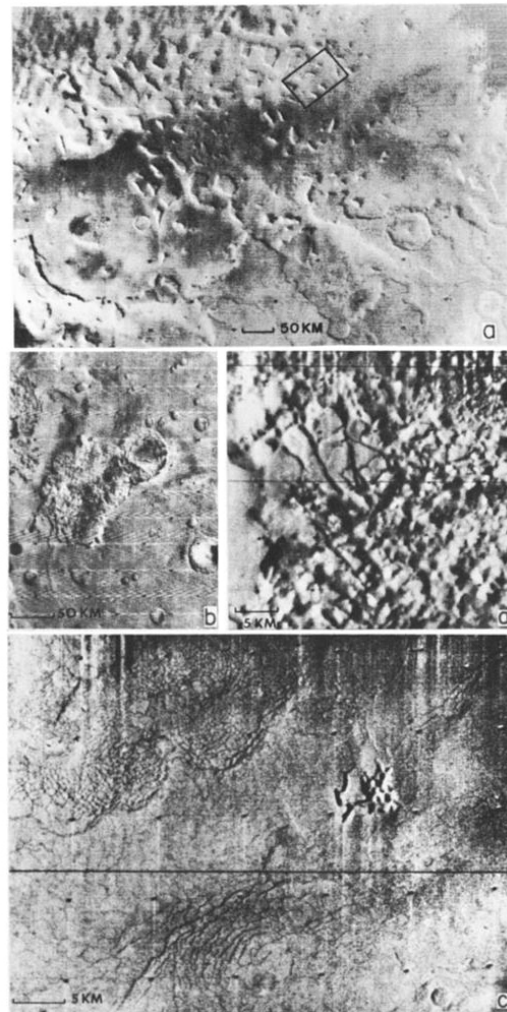


Kuva 3: Kuvan uoman pituus on 400 kilometriä. Kuvan alareuna muistuttaa hieman Kuun sinuous rilles laavatunneleiden muotoa, jotka jatkuvasti mutkittelevat ja muistuttavat hieman sinifunktion kuvaajaa. Erona Kuun uomiin on se, että uoma levenee alajuoksulla. Uoman leveneminen loppupäässä ei ole tyypillistä laavatunneleille. Tästä johtuen todennäköisempi selitys uoman synnylle on veden aiheuttama eroosio. Koordinaatit $29^{\circ}S, 40^{\circ}W$ [Milton, 1973].

toisuuteen, mikä edesauttoi tulevien luotaimien lähettämistä. Tutkijoille Mariner luotaimet antoivat ensimmäisen kerran mahdollisuuden kartoittaa Mars kokonaisuudessaan. Kattavan materiaalin ansiosta tutkijoiden kuva Marsista muuttui merkittävästi, mikä puolestaan nosti Mars-tutkimuksen ykkösaiheeksi planetologian saralla. Suuren mielenkiinnon takeina toimivat Marsista löydetyt napajäätiköt, merkit mahdollisista jäätiköistä, veden virtauksesta sekä pinnan monimuotoisuus.

2.2.2 Viking 1 ja 2-luotaimet

Viking-projektissa matkaan lähetettiin kaksi identtistä luotainta vuonna 1975. Luotaimet sisälsivät laskeutujamoduulin sekä planeetan kiertoradalle asettuneen luotaimen. Viking-luotain oli suunniteltu ensisijaisesti etsimään merk-



Kuva 4: Ylimmässä kuvassa näkyy tyypillistä fretted terrain-maastoa. Kuvassa näkyy yksittäisiä mesoja, joiden ympäriltä on löydetty myöhemmin paljon LDA-muodostumia. Toisen rivin vasemman puoleisessa kuvassa on yksittäinen kaaottinen alue, mikä voi olla esiaste fretted terrain-tyyppisen alueen muodostumiselle. Keskirivillä oikean puoleisessa kuvassa kallioperä on halkeillut yksittäisiksi muutaman kilometrin levyisiksi lohkeiksi. Alimmassa kuvassa näkyy kaareutuvia murtumavyöhykkeitä. Nämä voivat syntyä massan etenemisen tai massan alta katoavan aineen aiheuttamina romahduksina $1, 9^{\circ}S, 186, 5^{\circ}W$. [Sharp, 1973].

kejä Marsin muinaisesta tai nykyisestä elämästä. Projektiin kuului 13 tieteellistä koetta, joista kahdeksan suoritettiin planeetan pinnalla, kolme kartoitusta kiertoradalla, yksi laskeutujan tunkeutuessa Marsin kaasukehään sekä yksi luotaimien tutkaa ja radiolähettämiä hyödyntämällä. Pinnalla tehdyt koheet keskittyivät planeetan biologiaan, kemiaan, geologiaan sekä meteorologi-

aan. Projekti oli yksi aikansa kunnianhimoisimmista [*Soffen, 1977; Hultqvist, 1987*].

Tehtävien suorittamiseen Viking-luotaimet varustettiin kattavalla instrumenttikokoonpanolla, jolla oli laajasti erilaisia tehtäviä. Instrumentit ja niiden tehtävät ovat listattuna taulukossa 1.

Taulukko 1: Viking-luotaimen instrumentit

Instrumentti	Tehtävä
Kaksi vidicon-kameraa	Kartoitus
Infrapunaspektrometri	Vesihöyryn havaitseminen
Infrapunakamera	Pinnan lämpökuvaus
Laskeutumisen aikana toimineet laitteet	
Retarding potential analyzer	Ionosfäärin tutkiminen
Massaspektrometri	Kaasukehän koostumus
Paine-, lämpötila- ja kiihtyvyysanturit	Kaasukehän rakenne
Kaksi laajakuvakameraa	Laskeutujan ympäristön kuvaaminen
3 eri testiä elämän havaitsemiseksi	Biologia
Kaasukromatografi-massaspektrometri	Molekyylialalyysi
Röntgenspektrometri	Pintamateriaalin tutkiminen
Paine-, lämpötila- ja tuulenoisuusmittari	Meteorologinen tutkimus
Seismometri	Seismologia
Magneettia kuvaava kamera	Magneettikentän vaihtelut
Muita mittalaitteita	Marsin olosuhteet
Luotaimen tutka	Taivaan mekaniikka
	Kaasukehän tutkiminen
	Yleisen suhteellisuusteorian testaaminen

Projekti tuotti enemmän tietoa yksistään kuin kaikki aiemmat luotaimet yhteenlaskettuna. Vaikka Viking-luotaimet toivat uusia näkökulmia punaiseen planeettaan, ei se mullistanut käsityksiä samalla mittakaavalla kuin Mariner-ohjelma. Viking-projektin aikana planeettatutkimus koki mullistuksia, mikä näkyi ihmisten kiinnostuksena luotaimen laukaisuun sekä ensimmäisiin tuloksiin [*Soffen, 1977; Hultqvist, 1987*].

Viking-luotaimen instrumenttien valinnan taustalla oli tutkijoiden asettamat tieteelliset tavoitteet, joihin kuului muun muassa Marsin minerologisen ja kemiallisen pinnankoostumuksen selvittäminen. Lisäksi tarkoituksena oli tutkia Marsin ilmaston ja olosuhteiden muutosta lyhyellä ja geologisella aikavälillä. Viking-luotaimien toivottiin tuovan lisävaloa Marsin rakenteeseen liittyviin kysymyksiin. Viking-luotaimet varustettiin instrumenteilla, joiden päämääränä oli mahdollisen Maan ulkopuolisen elämän varmistaminen. Suurelle yleisölle Maan ulkopuolisen elämän etsiminen oli Viking-luotaimien suu-

rin tehtävä, mutta tutkijoille oli jo tuolloin melko selvää, että Mars on nykyisellään hyvin vihamielinen planeetta olosuhteidensa puolesta [Soffen, 1977; Hultqvist, 1987].

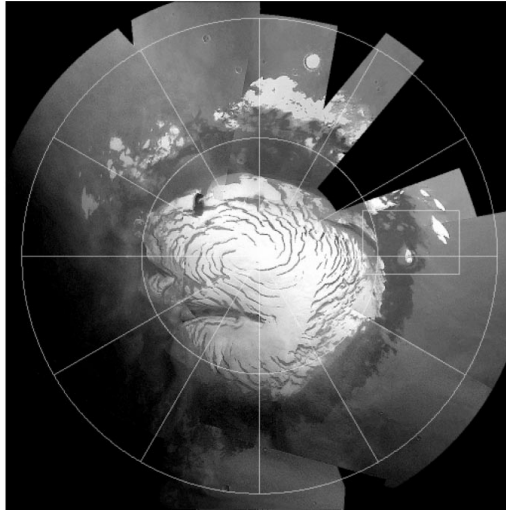
Suurimman huomion Viking-projektissa saivat laskeutujat, joiden laskeutumispaidat valittiin uudelleen tarkempien kuvien osoittaessa alkuperäisten alueiden olevan liian vaarallisia. Kiertoradalta tehtyjen havaintojen ja pitkien väittelyiden jälkeen laskeutujille annettiin lopulta laskeutumiskäskey Marsin pinnalle. Laskeutujen suurimmaksi ongelmaksi kehittyi hidas tiedonsiirto. Ongelman aiheutti vaadittu suora yhteys kiertävään luotaimeseen, joka puolestaan välitti saadun tiedon takaisin maahan. Laskeutujat toimivat huomattavasti pidempään kuin alunperin suunniteltiin ja täyttivät kaikki niille annetut tehtävät [Soffen, 1977; Hultqvist, 1987].

Viking-luotaimien tulokset

Viking-luotaimet tuottivat yhteensä noin kymmenkertaisen määrän dataa aiempiin projekteihin verrattuna. Kuvien resoluutio oli jopa kuusi kertaa parempi kuin Mariner 9:n tuottamissa kuvissa, mikä auttoi tutkijoita kehittämään käsitystämme Marsista. Viking-luotaimet tuottivat paljon tieteellisiä artikkeleita, joista julkaistiin muun muassa kokoelmia [Icarus elokuva, 1972; Journal of Geophysical Research syyskuun 10, 1974].

Planetologeille Viking-luotaimet tuottivat tarkempia karttoja Marsista: 118 kappaletta 1:2 miljoonaan karttaa sekä koko Marsin pinnasta 1:5 miljoonaan. Tämä oli huima parannus aiempiin Mariner 9 -luotaimen tuloksiin. Pinnalta havaittiin tulivuoria, Tharsiksen pullistuma, Valles Marines, törmäyskraattereita ja kraattereita, joiden heittelekentät näyttivät muodostuneen mutamaisesta aineesta [Kuva 6]. Lisäksi löydettiin tasankojen kanavia ja virtausuomia sekä tuolloin vielä vähäiselle huomiolle jääneitä Lobate Debris Apron (LDA)-muodostumia [Squyres, 1978], jotka ovat vuorien rinteiltä lähteviä laattamaisia kohteita. Niiden uskotaan syntyneen jään ja veden myötävaikutuksesta. Lineated Valley Fill (LVF) [Squyres, 1979] termillä tarkoitetaan laakson pohjan täytettä, joissa usein havaitaan merkkejä virtauksista. Concentric Crater Fill (CCF)-muodostumat [Colaprete and Jakosky, 1998] ovat hyvin samanlaisia kuin LVF-muodostumat, mutta niissä muodostuma on syntynyt kraatterin pohjalle. Glacier Like Feature (GLF)-rakenteilla [Sharp, 1973] tarkoitetaan yleisesti piirteitä, jotka näyttävät jäätikkömäisiltä.

Viking-luotaimet eivät havainneet Marsista nestemäistä vettä. Kaikki havaittu vesi oli joko jäänä napa-alueilla tai kaasuna. Geomorfologiset piirteet viittasivat kuitenkin mahdolliseen veteen, joka olisi jäätyneenä Marsin regoliittiin. Marsin pohjoisen napajäätikön vesijään paksuudeksi arvoitiin 1-1000 metriä. Vertauksen vuoksi jo 10 metrin keskimääräisellä jään paksuudella napajäätiköt sisältäisivät 1000-kertaisesti enemmän vettä kuin Marsin kaasukehä [Soffen, 1977].



Kuva 5: Marsin pohjoinen napajäätikkö. Jäätikkö koostuu useista kerroksista vesijäätä, pölyä ja hiilidioksidijäätä [Bass et al., 2000].

Veden olemassaolosta Marsin maaperässä ei voitu tehdä suoria havain- toja. Osa törmäyskraattereiden heittelekentistä näytti kuitenkin ”loiskahta- neen” paikoilleen [Kuva 6] [Carr et al., 1977]. Tämä viittasi siihen, että tör- mäyskohdan alla on esiintynyt enemmän vettä tai muita volatiiveja [Carr et al., 1977]. Törmäyksen vaikutuksesta vesijää ja muut volatiivit olisivat su- laneet tai höyrystyneet ja näin aiheuttaneet loiskahdusheittelekentän [Carr et al., 1977]. Heittelekentät näyttävät osassa tapauksissa virranneen, mikä viittaa veden mukanaoloon prosessissa [Carr et al., 1977; Mouginis-Mark, 1979]. Viking-luotaimien kuvia tutkineet havaitsivat kuvissa piirteitä massa- liikunnoista, joiden todennäköisin liikkeellepanija on ollut kiviainekseen se- koittunut jää [Squyres, 1978; Colaprete and Jakosky, 1998; Sharp, 1973]. Piirteiden morfologiset piirteet ja jakauman keskittyminen keskilatitudeil- le viittasivat Marsin ilmaston olleen hyvin erilainen menneisyydessä kuin Viking-luotaimien havaitsema ilmasto [Squyres and Carr, 1986]. Havaituille massaliikunnoille esitettiin kolmea eri syntymekanismia.

Sharp [1973] ehdotti dikotomiarajan syntyneen Marsin pinnan alle jää- neen roudan sulamisesta ja sublimoitumisesta. Carr ja Schaber [1977] ehdot- tivat massaliikuntojen aiheutuneen siitä, että Marsin regoliitin sekaan jääty- nyt vesijää on toiminut liukasteena ja aiheuttanut havaitut piirteet. Vesijään osuus maa-aineksessa voi olla jopa 50 prosenttia [Carr and Schaber, 1977]. Squyres [1978] ehdotti muodostumien olevan käytännössä jäätiköitä, joiden uskottiin sisältävän jäätä jopa 80 prosenttia. Muodostumien laajuuden ta- kia jäätä on kuitenkin täytynyt olla vähintään 20 prosenttia, jotta havaitut muodostumat ovat kyenneet liikkumaan nykyisille olinsijoilleen.

Squyres [1979] ehdotti edellä kuvattujen piirteiden aiheuttajaksi vuotuis-



Kuva 6: Chryse Planitian alueella sijaitsevan 15 kilometrisen kraatterin heittelekenttä koostuu useista kerroksista. Nuolen osoittamassa kohdassa heittelekenttä on kiertänyt pienen kohouman, joka viittaa maa-aineksen etenemiseen virtaamalla [Carr *et al.*, 1977].

ta lumen ja jään kertymistä vuorten rinteille ja näiden jääkerrosten hautautumista pölyn alle muodostaen havaitut massaliikunnat. Lucchitta [1984] piti muodostumia jäätikköperäisinä, joissa kiviaineksen sekaan tunkeutunut jää on auttanut kivimassoja etenemään [Sharp, 1973; Carr and Schaber, 1977; Squyres, 1978; Lucchitta, 1984].

2.2.3 Mars Global Surveyor-luotain

Mars Global Surveyor (MGS)-luotain oli ensimmäinen NASA:n lähettämä luotain kohti Marsia Viking-luotaimien jälkeen. MGS-luotain laukaistiin matkaan vuonna 1996, 20 vuotta Viking-luotaimien jälkeen. Luotaimelle suunniteltiin 5 päätehtävää:

1. Marsin pinnanmuotojen ja geologisten piirteiden sekä prosessien luokittelu.
2. Pintakerroksen mineraalien ja kivien koostumuksen sekä niiden jakauman selvittäminen.
3. Marsin topografian (MOLA), muodon sekä gravitaatiokentän tarkka mittaaminen.
4. Magneettikentän ja muinaisen magneettikentän havaitseminen Marsin pintakivistä.
5. Marsin ilmaston tarkkailu ja kaasukehän lämpöprofiilin laatiminen.
 - 5.1. Marsin pintakerroksen ja kaasukehän vuorovaikutuksesta aiheutuneiden pinnanmuodostumien tutkiminen.

Taulukko 2: Mars Global Surveyor-luotaimen instrumentit

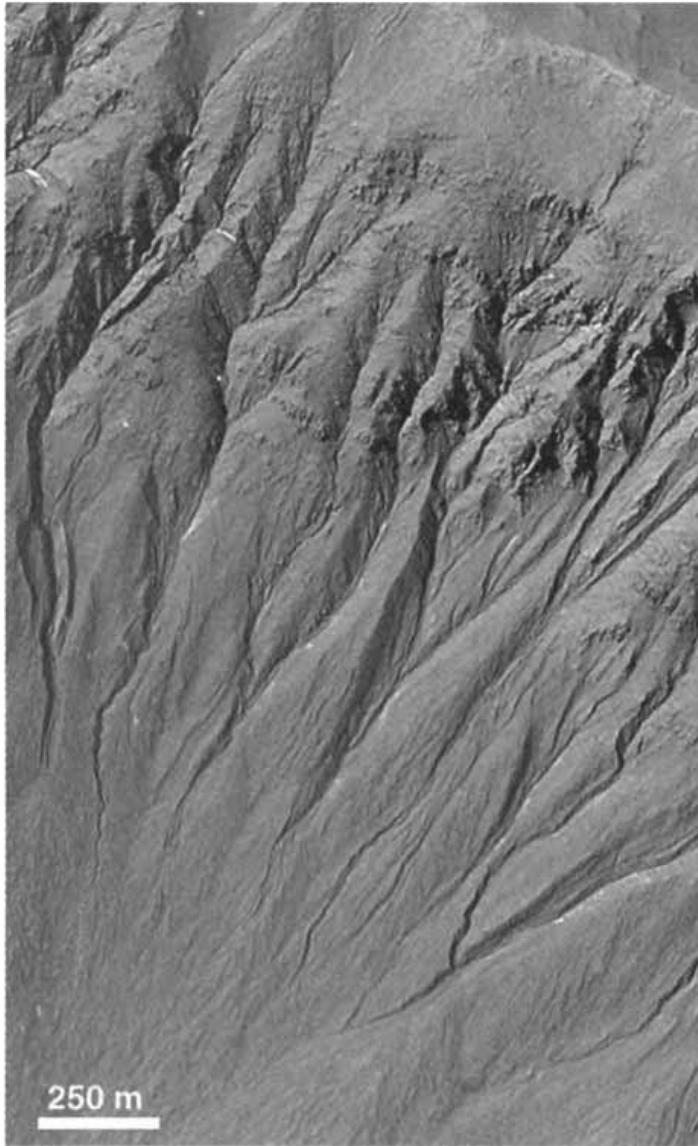
Instrumentti	Tehtävä
Mars Orbiter Camera (MOC)	Kamera, jonka tarkkuus on parhaimmillaan 0,5 m kokoiset kohteet
Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA)	Marsin topografinen kartta 0,3 m alueellisella tarkkuudella
Thermal Emission Spectrometer (TES)	Kaasukehän koostumus Pinnan mineraalien kartoitus Marsin pinnan lämpösäteilyn mittaaminen
Magnetometri	Magneettikentän tutkiminen
Radiolaitteisto	Gravitaatiokentän tutkiminen

Luotaimen suunniteltu toiminta-aika täyttyi vuoden 2000 lopussa, mutta luotaimen hyvän kunnon ansiosta se sai lisärahoitusta useita kertoja. Toiminta jatkui vuoteen 2006 saakka, jolloin yhteys luotaimen menetettiin lopullisesti.

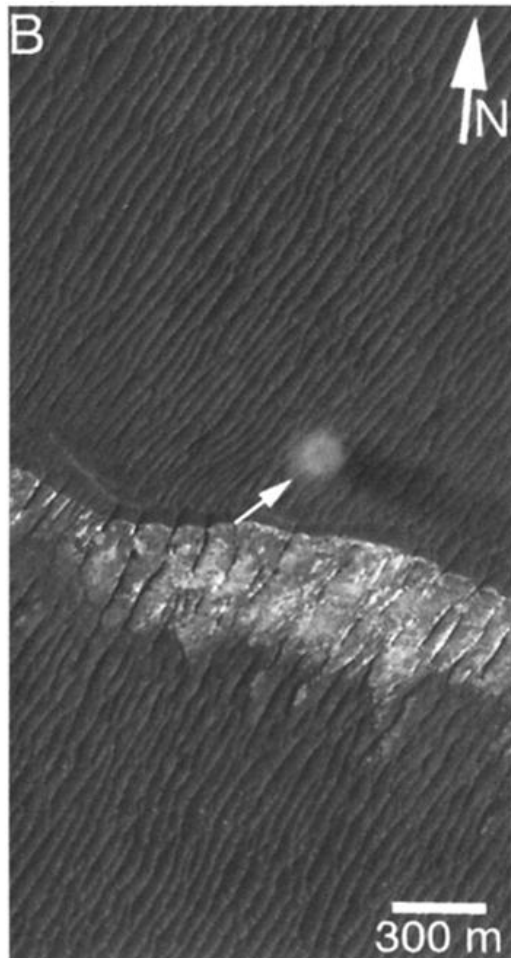
Mars Global Surveyor-luotaimen tulokset

Luotaimen lähettämistä kuvista on löydetty merkkejä veden uurtamista uomista (gullies) [Kuva 7], maanvyörymistä, sedimenttikerroksista sekä dust devil-pölypyörteistä [Kuva 8]. Osassa kuvista esiintyy mahdollisesti merkkejä hiljattain virranneesta vedestä [Kuva 9]. Lisäksi kuvista on havaittu delta-muodostumia [Kuva 10], jotka syntyvät vain virtaavan veden vaikutuksesta. TES-instrumentti on löytänyt merkkejä mineraaleista, joiden muodostuminen yleensä liittyy runsaaseen kosteuteen [Glotch and Christensen, 2005]. Magnetometrin tuottamasta datasta on löydetty todisteet Marsin muinaisesta magneettikentästä, joka on suojellut planeettaa aurinkotuulelta [Mangold and Ansan, 2006; Malin and Edgett, 2000a, 2001, 2000b].

MGS-luotaimen tuottamaa materiaalia käytetään tutkimuksessa edelleen ahkerasti. Erityisesti MOLA:n topografiadata on osoittautunut erittäin hyödylliseksi. MOC-kuvien käyttö on jäänyt vähemmälle johtuen uudemman Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)-luotaimen Context Camera (CTX)-kuvien paremman laadun ja kattavuuden myötä [Albee et al., 2001; Malin and Edgett, 2001].



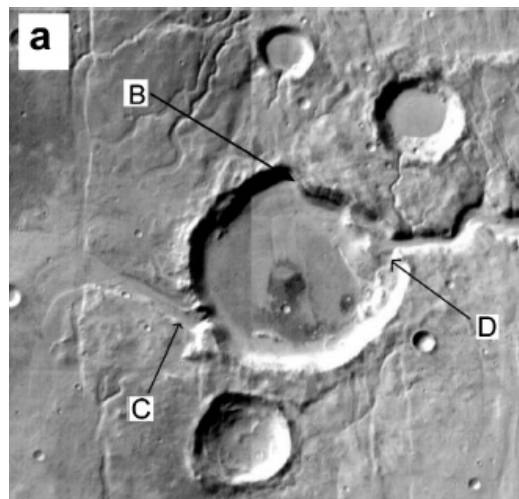
Kuva 7: Jokaisen uoman alkulähde on leveä ja alkaa topografisesti korkeimmalta kohdalta. Uomat etenevät alarinteeseen ja muodostavat sekundäärisiä uomia. Pääuomat lähtevät yksittäisistä alkoveista eli syvennyksistä. [*Malin and Edgett, 2000a*].



Kuva 8: Dust devil eli pölypyörre, joka havaittiin 11. heinäkuuta 1999 Melas Chasman lähellä 10.1° S, 74.4° W, M 03-01869. Kyseinen dust devil jättää jälkeensä yli 300 metrin pituisen varjon [*Malin and Edgett, 2001*].



Kuva 9: Yksi gully-uoma on kokenut merkittävän muutoksen kuvien ottamisen välisenä aikana. Mahdollinen selitys muutokselle voi olla pohjaveden tunkeutuminen ja jäätyminen uomaan. Kuvat on otettu samaan vuodenaikaan ja toisiaan vastaavissa valaistusolosuhteissa. Kuvat osoittavat, että olemme havainneet ensimmäisen kerran jonkin nesteen virtaamisen Marsin pinnalla. NASA/JPL/Malin Space Science Systems



Kuva 10: Kuva on otettu Tharsiksen pullistuman alueelta (Thaumasia Region). Kuvassa D:llä on merkitty deltamuodostuma, C on kraatterista pois lähtevän uoman kohdalla. B-kohta kuvaa kraatterin reunaa, joka on kulunut samalle tasolle kuin deltamuodostuma [Mangold and Ansan, 2006].

2.2.4 2001 Mars Odyssey-luotain

Vuonna 2001 lähetettiin matkaan 2001 Mars Odyssey-luotain. Sen tavoitteina oli tutkia Marsin kemiallista koostumusta sekä selvittää vedyn konsentraatio lähellä Marsin pintaa. Vetyä havaitsemalla saataisiin käsitys Marsin nykyisestä veden määrästä lähellä sen pintaa. Luotaimelle annettiin viisi päätehtävää:

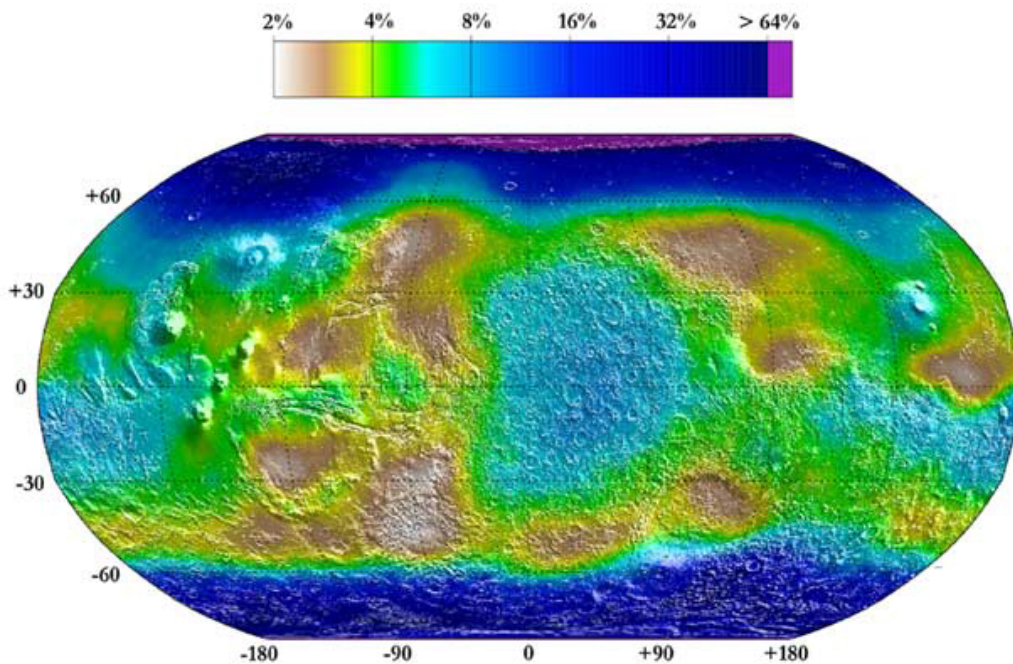
1. Marsin pinnan alkuainejakauman kartoitus
2. Välittömästi pintakerroksen alla sijaitsevan vedyn määrittäminen
3. Korkealaatuisten kuvien tuottaminen pinnan mineraaleista
4. Uuden tiedon kerääminen pinnan morfologiasta
5. Marsin säteilyolosuhteiden määrittäminen ja selvittää kuinka suuri uhka säteilystä voisi aiheutua mahdollisille Mars-matkaajille

Täyttääkseen annetut tehtävät luotain lastattiin asianmukaisella instrumenttikokoonpanolla. Seuraavaksi esitellään lyhyesti luotaimen tärkeimmät instrumentit:

1. Gamma Ray Spectrometry (GRS) eli gammasädespektrometri. Sen tehtävänä oli tuottaa koko planeetan kattava kartoitus pinnan alkuainejakaumasta 600 kilometrin alueellisella tarkkuudella sekä kartoittaa vedyn ja hiilidioksidin konsentraatiot pinnan läheisyydessä. Laite toimi yhdessä neutronispektrometrin kanssa.
2. Thermal Emission Imaging System (THEMIS) eli infrapunakamera. Laitteen päätavoitteena oli kartoittaa pinnan mineraaleja laajalla spektrialueella. Kamera havaitsi kahdeksalla eri spektrikaistaleella välillä 6,5 ja 14,5 μm . Se tuotti kuvia, joiden tarkkuus on 18 m/pikseli.
3. Martian Radiation Environment Experiment (MARIE). Tutki Marsin radalla saadun säteilyannoksen vaikutusta ihmiseen [*Saunders et al.*, 2004; *Boynton et al.*, 2000].

Mars Odyssey-luotaimen tulokset

Mars Odyssey-luotaimen avulla havaittiin Marsin pinnan lähellä sijaitseva vesijää ja tehtiin karttoja veden esiintymisestä Marsissa [Kuva 11]. GRS-laitteen osana ollut neutronispektrometri mittasi epitermaalisten ja nopeiden neutronien vuot. Näiden avulla voidaan laskea alaraja H_2O :lle. Menetelmällä pystyttiin havaitsemaan vain hyvin lähellä pintaa sijaitseva vesi. Luotain todisti ensimmäisen kerran suoraan, että Marsissa esiintyy merkittäviä määriä vettä muuallakin kuin napalakeilla [*Mitrofanov et al.*, 2002; *Boynton et al.*, 2002; *Feldman et al.*, 2004].



Kuva 11: Marsin kartta, jossa esitetään pintakerroksen alla esiintyvän veden määrä massaprosentteina. Mielenkiintoista on ylänköjen suhteellisen korkea vesipitoisuus verrattuna esimerkiksi Hellaksen altaan alhaiseen vesipitoisuuteen. Odyssey-luotaimen tulokset antoivat vain alarajan veden määrälle, eikä sillä voitu havaita syvemmälle hautautunutta vesijäätä. Tulos ei pois sulje sitä mahdollisuutta, etteikö Hellaksen altaan alueella voisi olla jäätä myös tällä hetkellä [Feldman *et al.*, 2004].

2.2.5 Mars Express-luotain

Mars Express oli ensimmäinen Marsiin matkaava ESA:n suunnittelema avaruusluotain. Vuonna 2003 laukaistu luotain sisälsi kattavan ja monipuolisen tutkimuslaitteiston. Monipuolisuuden ansiosta luotaimelle on myönnetty lisärahoitusta vuoteen 2014 saakka, vaikka sen alkuperäinen tehtävä loppui vuoden 2004 lopussa. Nimensä luotain sai sen suunnittelun nopeudesta sekä lyhyestä lentoajasta Marsiin.

Mars Express-luotaimelle annettiin monipuolisia tieteellisiä tavoitteita. Tutkimustavoitteet sisälsivät muun muassa Marsin pintakerroksen sekä pinnan luotaamisen tutkan avulla, pinnan geologian sekä minerologian tutkimisen, kaasukehän ja ilmaston tarkkailun sekä ionosfääritutkimuksen toteuttamisen. Mars Express luotaimen tieteelliset tavoitteet olivat:

1. Korkealaatuisen globaalien fotogeologisen kuvamateriaalin tuottaminen 10 metrin tarkkuudella.
2. Ennaltavalittujen alueiden kartoitus kahden metrin tarkkuudella.
3. Marsin pinnalla sijaitsevien mineraalien kartoittaminen 100-1000 metrin alueellisella tarkkuudella.
4. Kaasukehän virtausten tutkiminen ja kaasukehän koostumuksen määrittäminen aiempaa suuremmalla tarkkuudella.
5. Pinnanalaisten rakenteiden luotaaminen kilometrin tarkkuudella aina peruskallioon saakka.
6. Pinnan ja kaasukehän sekä kaasukehän ja aurinkotuulen vuorovaikutuksien tutkiminen.
7. Kaasukehän, sisäisen rakenteen sekä Marsin olosuhteiden tutkiminen radiolaitteilla.
8. Pinnan kemian ja biologian tutkiminen
(epäonnistui laskeutujan tuhoutumisen/yhteyden menettämisen takia)

Annettujen tehtävien täyttämiseksi luotain varustettiin seuraavilla instrumenteilla:

1. High Resolution Stereo Camera (HRSC). Kameran tavoitteena on kuvata Marsin pinta kauttaaltaan 10 – 20 metrin tarkkuudella ja tuottaa samalla kuvatuista alueista stereokuvia, joiden avulla voidaan laatia uusia näkökulmia Marsin pinnanmuodoista. Laite on ensimmäinen, joka teoriassa tuottaa Marsista lähes värivirheettömiä kuvia. HRSC-kamera toimii hyvin linkkinä vanhentuneiden Viking-kuvien ja MRO-luotaimen erittäin tarkkojen kuvien välissä. Laitteen toimintaa on hidastanut tiedonsiirron odotettua huonompi suorituskyky. Vielä nykypäivänäkään Marsin pintaa ei ole saatu kuvattua kokonaan. Instrumentti sisänsä on tälläkin hetkellä täydessä toimintavalmiudessa.

HRSC-kamera on tuottanut paljon todisteita Marsin GLF-muodostumista. Kuvista voidaan havaita LDA-muodostumien sisältävän tai sisältäneen huomattavia määriä vettä. Erityisesti napa-alueiden rakenteen ja ilmaston vuotuisen vaihtelun selvittämisessä HRSC-kameran tuottamat kuvat ovat olleet hyödyksi. Nykytutkimuksen nojalla Marsin ilmasto on kokenut merkittäviä muutoksia viimeisen muutaman sadan miljoonan vuoden aikana, minkä vuoksi Marsin toimintamekanismien selvittäminen on tärkeää [Laskar *et al.*, 2004].

Tarkat stereokuvat ovat avanneet mahdollisuuden tutkia Marsin uomien virtausten tilavuuksia uudella tarkkuudella. Tulokset viittaavat virtausten olleen yhtäsuuria kuin Missippin tai Amazonin virtaukset. Eroosion voimakkuuden ja kraatterilaskujen avulla uomien muodostuminen on alkanut noin 3,7 miljardia vuotta sitten ja kestänyt ainakin 350 miljoona vuotta [Jaumann *et al.*, 2005].

2. OMEGA on ranskalaisten valmistama monikanavainen (352) spektromet-

ri. Laite kartoittaa laajasti pinnan mineraaleja ja tunnistaa vesijään, kuuran sekä tutkii kaasukehän koostumusta yhtäaikaan. OMEGA-instrumentin avulla voidaan tutkia Marsin koostumuksen muuttumista geologisella sekä vuodenaikojen aikaskaalalla. Tämä avaa uusia näkökulmia Marsin nykyiseen tilaan sekä menneisyyteen. OMEGA:n SWIR-kanava havainnoi $0,93 \mu m$ ja $5,1 \mu m$ välisellä alueella ja tutkii jään kausittaista vaihtelua Marsissa. Havainnoista on nähty vesijään sublimoituminen ja härmistyminen takaisin jääksi pohjoisella napa-alueella.

3. Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding (MARSIS) luotaa Marsin pintaa sekä ionosfääriä yhtäaikaan. Suurimmat tieteelliset löydöt ovat Marsin pohjoisen napajäätikön 1,8 kilometrin ja etelän napajäätikön 1,6 kilometrin paksuuden määrittäminen. MARSIS on löytänyt viitteitä vesijään olemassaolosta myös muilla alueilla, mutta havaintoja häiritsee tutkan huono tarkkuus. Jääkerroksen on oltava vähintään 500 metrin paksuinen, jotta se voidaan luotettavasti havaita.

4. Planetary Fourier Spectrometer (PFS) on Marsin kaasukehän koostumukseen ja liikkeeseen sekä lämpötilan tutkimiseen erikoistunut instrumentti. Mielenkiintoisin havainto on ylimääräisen metaanin löytyminen. Osa tutkijoista pitää tätä mahdollisesti bakteereiden tuottamana, mutta metaanin muodostuminen on kuitenkin mahdollista myös kemiallisesti Marsin olosuhteissa.

5. Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere Of Mars (SPICAM) on puolestaan Marsin kaasukehän ominaisuuksien selvittämiseen tähtäävä instrumentti. Se käyttää hyväkseen tähtien okkultaatiota tarkempien mittausten tekemiseksi.

6. Analyzer of Space Plasmas and Energetic Neutral Atoms (ASPERA-3).

7. Mars Express Radio Science Experiment (MaRS) tutkii Marsin kaasukehän lämpötila-, tiheys- ja korkeusprofiilia sekä ionosfäärin elektronitiheyttä.

2.2.6 Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)-luotain

MRO on pääosin yhdysvaltalaisen suunnittelema luotain. Luotain lähetettiin matkaan vuonna 2005 ja se saapui kiertoradalle vuonna 2006 aloittaen tieteelliset havainnot. MRO suunniteltiin ottamaan lopullisesti selvää Marsin veden historiasta. Luotaimen tarkkojen kameroiden ja spektrometrien avulla toivotaan löytyvän vastaus siihen kuinka pitkään Mars on voinut pysyä elinkelpoisena. Etsinnöissä keskitytään löytämään mineraaleja, joiden muodostumiseen tarvitaan pitkäaikainen vetinen ympäristö. Mielenkiinto keskittyy muinaisten järvien, merien ja rantaviivojen mahdolliseen olemassaoloon. Luotaimen tutka voi selvittää, ovatko Mars Odysseyn löytämät vesikerrokset paksuja jäätiköitä vai ohut kerros vuodenaikavaihteluiden aiheuttamaa jäätä. Luotain ottaa ennennäkemättömän tarkkoja kuvia Marsin pinnalta

alle puolen metrin tarkkuudella. Kuvat ovat niin tarkkoja, että kiertoradalta pystytään kuvaamaan Marsin pinnalle laskeutuneita laitteita. Kolmas tärkeä tehtävä luotaimella on toimia tehokkaana tietoliikennelinkkinä Maan ja Marsia kiertävien luotaimien välillä [Zurek and Smrekar, 2007].

MRO:lle annettiin seuraavanlaiset tieteelliset päämäärät [Zurek and Smrekar, 2007]:

1. Selvittää Marsin nykyisen ilmaston ominaisuudet sekä mekanismit, jotka vaikuttavat ilmastoon vuotuisesti sekä pidemmällä aikavälillä.
2. Määrittää Marsin kerroksellisten piirteiden olemus ja tunnistaa veden tai jään aiheuttamat pinnanmuodot.
3. Etsiä merkkejä veden aktiivisuudesta.
4. Etsiä mielenkiintoisia tieteellisesti hedelmällisiä laskeutumipaikkoja tuleville luotaimille.
5. Toimittaa dataa Mars-laskeutujilta toimiessaan radiolinkkinä.

Tavoitteet saavuttaakseen luotain lastattiin asianmukaisilla instrumenteilla:

1. High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). HiRISE pystyy tarkimmillaan 0,3-0,6 metrin tarkkuuteen eli pystymme havaitsemaan metrin kokoisia kohteita Marsin pinnalta. HiRISE toimii samalla aallonpituusalueella kuin ihmissilmä. Mielenkiintoisten kuvauskohteiden tunnistamiseen on käytetty aiempien luotaimien (MGS ja Odyssey) tuottamia kuvia.

2. Context Camera (CTX) kuvaa yhtäaikaan HiRISE ja CRISM laitteiden kanssa. Näin voidaan tuottaa laajempi kuva alueesta, jota tutkitaan. CTX-kuvia käytetään tällä hetkellä hyvin paljon kartoituksissa hyvän laadun ja kattavuuden ansiosta.

3. Mars Color Imager (MARCI) tuottaa päivittäin kuvia Marsin pilvistä ja ilmastosta. Se helpottaa Marsin ilmastossa tapahtuvien vuosittaisten, vuodenaajoista riippuvien sekä päivittäisten vaihteluiden havaitsemista.

4. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) etsii erityisesti mineraaleja, joiden muodostumisessa tarvitaan nestemäisestä vedestä. Havainnot yleisesti antavat paljon viitteitä veden virtauksesta Marsissa, mutta todisteita pitkään Marsin pinnalla pysyneestä vedestä on hyvin vähän.

5. Shallow Radar (SHARAD)-tutka havainnoi merkkejä vedestä Marsin regoliitissa noin kilometrin syvyyteen saakka. Tutkan korkeusresoluutio on paljon tarkempi kuin MEXin Marsis-tutkan. Näin SHARAD pystyy havaitsemaan noin 10 metrin paksuisia kerroksia, kun Marsis havaitsi noin 500 metrin paksuiset kerrokset. SHARAD on todistanut tutkittujen LDA-muodostumien koostuvan melkein puhtaasta vesijäästä [Holt et al., 2008].

6. Mars Climate Sounder (MCS) tutkii Marsin kaasukehää ja tekee mittauk-

sia paikallisesta ilmastosta [*Zurek and Smrekar, 2007*].

2.2.7 Mars mönkijät

Spirit- ja Opportunity-luotaimet

Spirit- ja Opportunity-luotaimet laukaistiin matkaan kesällä 2003 ja saapuivat Marsiin tammikuussa 2004. Molempien luotainten laskeutumisalueilta oletettiin löytyvän merkkejä vedestä. Spirit-luotain laskeutui Gusev-kraatteriin, jonka pohjalla on todennäköisesti muinoin vellonut järvi [*Golombek et al., 2003*]. Opportunity-luotaimen laskeutumispaikaksi valikoitui Meridiani Planum. Kiertoradalta tehnyt mineraalikartoitukset Meridiani Planumin alueelta antoivat viitteitä mineraaleista, joiden muodostuminen on vaatinut kosteat olosuhteet [*Golombek et al., 2003*].

Molemmat luotaimet suoriutuivat yliodotusten ja saivat jatkorahoituksen useasti. Opportunity-luotain on edelleen toiminnassa, mutta Spirit-luotain koki kohtalonsa toukokuun ensimmäisenä päivänä vuonna 2009, kun sen havaittiin juuttuneen kiinni. Luotainta yritettiin useaan otteeseen saada irti hiekasta, mutta turhaan. Lopulta maaliskuussa 2010 yhteys luotaimen menetettiin lopullisesti.

Tieteellisesti molemmat luotaimet olivat menestyksellisiä ja niiden tuloksista on julkaistu laajasti tieteellisiä artikkeleita. Poikkeuksellisen pitkän toiminta-ajan ansiosta Spirit- ja Opportunity-luotaimet tekivät paljon mitauksia ja havaintoja Marsin geologiasta sekä meteorologiasta. Luotaimien oletettiin todistavan Marsin olleen aikoinaan vetinen planeetta. Pinnalla olevien kivien uskottiin sisältävän runsaasti merkkejä veden aiheuttamasta eroosiosista. Luotaimet löysivät lopulta vain vähän merkkejä veden eroosiosista. Vähäiset merkit vedestä selitettiin siten, että muinaiset merkit vedestä ovat tällä hetkellä hautautuneet tuorempien, vulkaanista alkuperää olevien kerrosten alle.

Opportunity-luotain on tällä hetkellä Endeavour-kraatterin reunalla. Suunnitelmissa on laskeutua kraatterin pohjalle, mikä jää luotaimen viimeiseksi tutkimuskohteeksi. Endeavour-kraatterin seinämät ovat sen verran jyrkät, ettei luotain voi nousta pois kraatterista.

Phoenix Mars Mission-luotain

Phoenix-luotain lähetettiin matkaan vuonna 2007. Se oli NASAn ensimmäinen luotain, joka ei sisältänyt kiertoradalle asettuvaa luotainta. Phoenix nimi valittiin, koska luotain "syntyi" epäonnistuneen Mars Polar Landerin "tuhkasta". Edellisen luotaimen epäonnistumisen johdosta Phoenixin testaamiseen Maan päällä käytettiin paljon aikaa ja rahaa.

Phoenixin laskeutumispaikaksi valittiin pohjoiset napa-alueet ja tutkimuskohde oli jälleen vesi, koska Mars Odysseyn tulokset viittasivat suureen

määrään hyvin lähellä pintakerrosta sijaitsevaa vesijäätä. Phoenix oli ensimmäinen luotain, joka todellisuudessa maistoi Marsin vettä. Veden löytyminen hyvin läheltä Marsin pintaa edesauttaa mahdollisten miehitettyjen avaruuslentojen tietä. Phoenix-luotaimen tulokset ovat uusin osa NASA:n Mars-tutkimusta, jonka tavoitteena on selvittää Marsin historia geologisesti sekä mahdollisen elämän mahdollisuus muinoin tai nykyisin.

Curiosity-luotain

Curiosity-luotain laskeutui Marsin pinnalle elokuun viides 2012. Luotain on golf-kärryn kokoinen ja painaa 900 kg. Se on edistyksellisin liikkuva tutkimuslaboratorio, joka on lähetetty toiselle planeetalle. Tärkeimpänä Curiosity-luotaimen tehtävänä on tutkia Marsin muinaisia ja tämänhetkisiä olosuhteita. Pääpaino on selvittää, onko Marsissa ollut koskaan elämälle otollisia olosuhteita.

Pitkän ja perusteellisen laitteiden testausvaiheen jälkeen Curiosity-luotain on siirtynyt tekemään tieteellisiä havaintoja. Ensimmäiset NASA:n julkistamat merkittävät tulokset ovat olleet muinaisen jokipohjan löytyminen [Kuva 12] ja merkit muinaisen paksumman kaasukehän olemassaolosta. Jäämme odottamaan lisää mielenkiintoisia havaintoja luotaimelta ja tutkijaryhmien kattavia tieteellisiä artikkeleita tämänhetkisistä löydöksistä.



Kuva 12: Curiosity-luotaimen ottama kuva, jossa virtaava vesi on kuljettanut alueelle soraa. Veden vaikutuksesta pyöreähköt kivet ovat muuttuneet sedimenttikerroksiksi. Ainoa tunnettu prosessi muodostaa kuvassa näkyviä kerroksia on veden vuorovaikutus pintamateriaalin kanssa. ©NASA/JPL-Caltech/MSSS

3 Vesi Marsin pinnalla

3.1 Merkkejä veden olemassaolosta Marsissa

Marsin vesi nousi puheenaiheeksi uudelleen Mariner 9-luotaimen kuvista löydettyjen jokiverkoston jälkeen [Kuva 3]. Mars on voinut kokea joskus historiassaan lämpimämmän ja kosteamman ajanjakson, mutta Marsilla ei välttämättä ole koskaan ollut vastaavaa jokiverkostoa kuin Maalla. Tyypillistä Marsin uomille on suhteellisen lyhyt kesto ja pienehkö koko [Williams and Phillips, 2001]. Marsilta on havaittu kolmea erityyppistä uomatyyppeä, jotka on yleisesti hyväksytty veden virtauksen aiheuttamiksi.

3.1.1 Purkausuomat (Outflow channels)

Niin kutsuttujen Outflow channels-purkausuomien koko vaihtelee huomattavasti. Suurin purkausuoma, Kasei Vallis on paikoitellen yli 400 kilometriä leveä ja 2,5 kilometriä syvä purkauskanava. Pienimmät uomat voivat olla alle kilometrin levyisiä. Purkausuomien uskotaan syntyneen massiivisten tulvien seurauksena, kun jäätyneet pohjavesi on geologisen tai vulkaanisen aktiivisuuden lisääntyessä sulanut [Crown and Mest, 1997; Kostama et al., 2007]. Toinen vaihtoehto uomien syntymisen taustalla on muinaisen järven reunaseinämän romahtaminen, joka on aiheuttanut altaan tyhjenemisen [Baker and Milton, 1974]. Molemmissa tapauksissa tapahtumat ovat aiheuttaneet valtavan tulvan, joka on kuljettanut huomattavan määrän pinta-ainesta mukanaan. Purkausuomat ajoittuvat hespeeriselle aikakaudelle, jolloin ne ovat nuorempia kuin osa jokiverkostoista. Purkausuomia on löydetty useilta eri alueilta Marsista [Ivanov and Head, 2001; Mest et al., 1998]. Eri uomien syntyperä ei välttämättä ole aivan identtinen [Baker and Milton, 1974; Kostama et al., 2007; Crown and Mest, 1997].

3.1.2 Jokiverkostot (Valley networks)

Marsin vanhoja ja kraatterisoituneita ylänköalueita halkoo kapea ja haaroittunut jokiverkosto [Kuva 32, 27]. Näiden uomien uskotaan syntyneen hitaasti virtaavan veden kuluttaessa alla olevaa kallioperää [Masursky, 1973a]. Ensimmäisenä Marsin jokiverkostoista raportoi Masursky [1973] Mariner 9:n ottamien kuvien pohjalta [Kuva 3]. Jokiverkostoille on ehdotettu kahdenlaisia syntytapaa. Ensimmäisessä ajatusmallissa niiden ajatellaan syntyneen samankaltaisesti kuin Maassa, jossa sadevesi virratessaan topografian mukaisesti kuluttaa pikkuhiljaa uoman itselleen [Masursky, 1973a; Craddock and Howard, 2002]. Toisen teorian mukaan uomat syntyvät pinnanalaisen pohjaveden purkautuessa ja sublimoituessa [Squyres and Kasting, 1994; Gaidos and Marion, 2003]. Tätä ilmiötä kutsutaan englanninkielisessä kirjallisuudessa groundwater sapping-termillä.

Jokiverkostot muistuttavat osittain Maassa havaittavia jokia, mutta suurimpana erona Marsin uomat ovat huomattavasti pienempiä. Tyypillisesti Marsin uomien leveydet vaihtelevat sadoista metreistä muutamaa kilometriin ja ne ovat tyypillisesti pituudeltaan alle 200 kilometriä. Kaikkein pisimmät jokiuomat Marsissa ovat noin 1000 kilometriä pitkiä. Marsin uomat ovat tyypillisesti V-muotoisia muuttuen pohjalla U-muotoisiksi [Williams and Phillips, 2001], mikä on tyypillistä myös Maan jokiverkostoissa. Marsissa uomat harvoin levenevät tultaessa kohti uoman päätepistettä, mikä osoittaa niiden syntyneen ennemminkin pohjaveden tunkeutumisesta tai kevättulvien aikaansaamasta vedenvirtauksesta kuin sateen vaikutuksesta [Craddock and Howard, 2002].

Uomat ovat pääosin vanhoja ja ne ovat joutuneet kestävänsä pitkään eroosion vaikutuksia. Tästä johtuen osa jokiverkostojen muodoista on syntynyt uoman seinämien romahtaessa sekä volatiivien sublimoituessa. Marsin topografia on muuttunut uoman syntymisen ja kuivumisen jälkeen, koska nykyisin havaitut uomat eivät aina kulje alavirtaan. Useimmat uomat on ajoitettu noaakkiselle aikakaudelle [Masursky, 1973a]. Noaakkisella aikakauden uomien tärkein synnyttäjä on ollut virtaava vesi. Myöhempinä aikoina syntyneiden uomien uskotaan muodostuneen paikallisten ilmastomuutosten seurauksena, jossa joko tulivuorenpurkaus tai törmäys on lämmittänyt pohjavettä, joka on sulaessaan virrannut topografian mukaisesti [Squyres and Kasting, 1994]. Massiiviset tulivuorenpurkaukset voivat muuttaa myös Marsin ilmastoa globaalisti ja aiheuttaa lyhyen, mutta seurauksiltaan merkittävän lämpimämmän jakson [Gaidos and Marion, 2003].

3.1.3 Rinneurteet (Gully-uomat)

Gully-uomat on yleisnimitys pienille, kapeille ja vähän eroutuneille muodostumille, jotka leikkaavat usein syvän uoman rinteeseen [Kuva 7, 40]. Uomat alkavat usein syvennyksistä ja jakaantuvat pienempiin puroihin päättyen usein kolmion muotoiseen debris-kenttään. Uomat ovat usein vain muutamia kymmeniä metrejä leveitä ja pituudeltaan joitain satoja metrejä. Kraattereiden vähyyden ja uomien peittymisen vähäinen aste viittaavat vahvasti näiden muodostumien olevan geologisesti hyvin nuoria [Malin and Edgett, 2000a]. Gully-uomat ovat paljon pienempiä kuin Marsin jokiverkostot, jonka vuoksi ne löydettiin ensimmäisen kerran vasta 2000-luvulla uusien luotaimien tuottaessa tarkempaa kuvamateriaalia tutkijoille.

Gully-uomien synnyn taustalla voi olla neljä erilaista mekanismia. Ensimmäiseksi syylliseksi on epäilty pohjaveden purkautumista pinnalle ja virtaamista topografian myötäisesti. Uomat näyttävät alkavan samasta tasosta ja penkereiltä, jonne sulamisvedet valuisivat ennen syöksymistä rinteiden reunan yli [Malin and Edgett, 2000a]. Teorian kääntöpuolena ovat nykyiset Marsin olosuhteet, jotka eivät tue tämänkaltaista kehitystä. Kylmyyden vuoksi poh-

javeden purkautuminen pinnalle ja sen virtaaminen on tällä hetkellä Marsissa hyvin epätodennäköistä. Veden pysyminen sulana vain muutaman sadan metrin syvyydessä vaatisi alapäin tulevaa lämpöä sekä erittäin hyvin eristävän pintakerroksen. Uomat eivät ole keskittyneet vulkaanisesti aktiivisille alueille, joten edellä mainittu teoria ei selitä uomia tyydyttävästi [*Mellon and Phillips, 2001*].

Toisen mallin mukaan uomat ovat syntyneet maanvyörymien seurauksena. Ongelmana teoriassa ovat useiden uomien alkukohtat, jotka alkavat ulkonemista ja alkoveista [*Treiman and Louge, 2004*]. Maanvyörymät eivät jätä jälkeensä tämäntyyppisiä muodostumia. Kolmantena mahdollisuutena uomien muodostumiseksi pidetään hiilidioksidia, koska hiilidioksidi pysyy stabiilina Marsin tämänhetkisissä olosuhteissa noin sadan metrin syvyydessä. Nestemäisen hiilidioksidin esiintyminen pintakerroksen alla voi itsenäisesti virratessaan uurtaa havaittuja uomia tai sublimoituaan liukastaa yllä olevaa massaa aiheuttaen romahduksen [*Musselwhite et al., 2001*]. Ongelmana on hiilidioksidin pitäminen stabiilina Marsin huokoisessa maaperässä. Hiilidioksidi purkautuu Marsin olosuhteissa ennemminkin rajuina suihkuina [*Pilorget et al., 2011*] kuin hitaasti virtaavana nesteenä, joka aiheuttaisi gully-uomien muodostumisen [*Stewart and Nimmo, 2002*].

Neljäntenä vaihtoehtona gully-uomien syntyyn pidetään lumen ja jään kertymistä rinteille talvella. Kesällä kertynyt jää ja lumi sulavat muodostaen virtaavia puroja tai sublimoituvat aiheuttaen vyörymiä. Teoriassa käytetään vahvasti analogiana Maassa olevia gully-uomia, jotka syntyvät arktisilla alueilla juuri lumen sulamisen johdosta [*Christensen, 2003*]. Marsin olosuhteet ovat huomattavasti epäsuotuisammat tämäntyyppiselle kehitykselle [*Lee et al., 2001; Christensen, 2003*]. Tilanne muuttuu teorian kannalta suotuisammaksi, koska Marsin kallistusakseli muuttuu kaaottisesti vuosimiljoonien aikana [*Laskar et al., 2004*]. Kallistuskulman ollessa suurempi napoja kohti olevat rinteet saisivat enemmän auringonvaloa ja lämpöä. Kallistuskulman vaihtelut yhdessä lämpimämpien aikakausien kanssa voivat olla todennäköinen selitys havaituille gully-uomille [*Christensen, 2003*].

3.1.4 Järvet

Useat tutkijat ovat vuosien varrella yrittäneet löytää merkkejä muinaisista järvistä Marsin pinnalta [*Fassett and Head, 2008; Cabrol and Grin, 1999*]. Veden virtauksesta on löytynyt paljon merkkejä, joten myös oletettuja järviä on täytynyt esiintyä planeetan pinnalla jossakin historian vaiheessa [Kuva 33, 10]. Muinaisten järvien tyypillisinä tunnistuskriteereinä on käytetty uomia, jotka linkittävät kraattereita toisiinsa [*Lahtela et al., 2011; Forsythe and Blackwelder, 1998*].

Muita tunnistamisessa hyväksikäytettyjä menetelmiä ovat materiaalin kerrostuminen, deltat [Kuva 10] sekä rantaviivat, jotka ovat samassa tasossa.

Tunnistaminen on tehty kiertoradalta otetuista kuvista ja osa tutkijoista epäilee paleojärvien olevan muinaisia laava-altaita [*Leverington and Maxwell*, 2004]. Yksi varmimmista kraattereista, joka on muinoin asuttanut järveä on Gusev-kraatteri [*Forsythe and Blackwelder*, 1998]. Oletetun muinaisen järven takia Gusev-kraatteri valittiin Spirit-luotaimen laskeutumisalueeksi. Spirit-luotaimen tekemien havaintojen pohjalta tehty analyysi ei kuitenkaan paljastanut merkittäviä viitteitä oletetun muinaisen järven tueksi. Tutkijoille tulokset tulivat yllätyksenä. Selitykseksi havainnoille ehdotettiin muinaisen järven hautautumista tuorempien vulkaanista alkuperää olevien kerrosten alle [*Arvidson et al.*, 2008]. Tärkein todiste Marsin muinaisista järvistä ovat delta-muodostumat ja rantapenkereet (terrace) [*Hauber et al.*, 2005]. Maassa delta-muodostumat syntyvät jokien kasatessa huuhtoutunutta pinta-ainesta joen suistoon. Nykyisin muinaisten kraatterijärvien olemassaolo on hyväksytty yleisesti [*Goldspiel and Squyres*, 2000; *de Hon*, 1992; *Hauber et al.*, 2005; *Fassett and Head*, 2008; *Cabrol and Grin*, 1999].

Marsin mielenkiintoisimmat muinaiset järvet ovat sijainneet suurien Argyren ja Hellaksen törmäysaltaiden pohjilla. Noaakkisella aikakaudella Argyren törmäysaltaassa olleesta järvestä on mahdollisesti lähtenyt pohjoista kohti jokiverkosto, joka voidaan edelleen tunnistaa yli 1000 kilometrin päähän [*Parker et al.*, 2000]. Muinoin jokiverkosto on voinut jatkua edelleen kohti Chrysen allasta, mutta tällä hetkellä uomia ei voida yksiselitteisesti tunnistaa [*Parker et al.*, 2000]. Argyren altaaseen laskevien ja siitä poistuvan purkausuoman ollessa todellisia jokiverkosto olisi aurinkokunnan laajin [*Parker et al.*, 2000]. Suurena ongelmana on kuitenkin tulo- ja lähtöuoman ikäero, mikä viittaa siihen etteivät uomat ole olleet toiminnassa yhtäaikaan. Toiminta eri aikakausina johtaa siihen, ettei ole mahdollista todistaa yksikäsitteisesti ovatko uomat vuorovaikuttaneet keskenään [*Hiesinger and Head*, 2002]. Tutkijat ovat yksimielisiä siitä, että Argyren altaassa on muinoin ollut järvi. Kiistelyn aiheena ovat edelleen järven koko, ikä ja se, virtasiko Argyren altaasta jokiverkosto kohti pohjoista [*Hiesinger and Head*, 2002; *Parker et al.*, 2000].

Hellaksen allas on Marsin syvin kohta ja se on kokenut merkittäviä muutoksia muodostumisensa jälkeen. Jos Mars on muinoin ollut lämpimämpi, Hellaksen altaan pohjalla on täytynyt olla järvi. Järven olisi todennäköisesti muodostanut Hellakseen laskevien jokien mukanaan tuoma vesi sekä pohjaveden virtaus kohti allasta [*Clifford*, 1993]. Hellaksen altaasta on löydetty kaksi mahdollista rantaviivaa. Toinen niistä on 5800 metriä keskipinnan alapuolella. Kyseistä rantaviivaa voi seurata lähes koko Hellaksen altaan ympäri, lukuunottamatta altaan eteläreunaa, jossa se on peittyneet nuorempien kerrostumien alle [*Moore and Wilhelms*, 2001]. Ylempänä sijaitseva rantaviiva on huomattavasti katkonaisempi, mutta myös sitä voidaan seurata yli 2000 kilometrin matka [*Moore and Wilhelms*, 2001]. Rantaviivan muodostuminen vaatii pitkän ajan, jolloin järven korkeus ei saa muuttua merkittävästi.

Maassa pinnankorkeuden säilyminen vakaana vaatii altaasta poistuvan joen olemassaoloa. Hellaksen altaasta ei kuitenkaan ole löydetty poistuvia uomia, mikä herättää kysymyksen siitä, miten Hellaksen altaan veden korkeudensäätely on toiminut [*Kargel and Strom, 1992; Moore and Wilhelms, 2001*].

3.1.5 Meret

Marsilla on samankaltainen pinnan dikotomia kuin Maalla eli Mars jakaantuu kahteen puoliskoon: etelän erittäin kraatteroituneisiin ylänköalueisiin ja pohjoisen alankoihin. Marsin gravitaatiokenttää tutkimalla on saatu selville, että Marsin kuori on ohuempi pohjoisilla tasangoilla [*Zuber et al., 2000*]. Marsin dikotomia esiintyy kolmessa eri muodossa: topografisesti [*Smith et al., 1998*], kraatterijakauman epätasaisuutena [*McCauley et al., 1972*] ja kuoren paksuuden vaihteluna [*Zuber et al., 2000*]. Ongelmana dikotomiarajalla on se, etteivät edellä mainitut kolme eroavaisuutta aina kohtaa. Yhdeksi selitykseksi epäjohdonmukaisuuksille on esitetty Marsin geologista aktiivisuutta [*Tanaka and Scott, 1987*]. Erityisesti Tharsiksen pullistuman syntyminen on muokannut merkittävästi Marsin topografiaa. Toinen mahdollinen selitys on muinaiset törmäykset [*Wilhelms and Squyres, 1984*], jotka omalta osaltaan olisivat muokanneet Marsin topografiaa. Dikotomiarajan on myös ehdotettu olevan muinainen rantaviiva [*Parker et al., 1989*].

Marsin suuret tulvat hespeerisellä aikakaudella ja noaakkisen aikakauden oletettu lämpimämpi ilmasto ovat muodostaneet todennäköisesti Marsin pinnalle meriä ja järviä [*Masursky, 1973a; McCauley et al., 1972; Milton, 1973; Baker and Milton, 1974*]. On vielä arvoitus, kuinka kauan Marsin vetinen aikakausi on kestänyt. Aikakauden pituuden selvittämiseksi useat tutkijat ovat yrittäneet löytää Marsista merten rantaviivoja, koska rantaviivojen todentaminen todistaisi Marsin vetisen aikakauden olleen geologisesti merkittävä ajanjakso [*Parker et al., 1993*]. Eniten tunnustusta rantaviivojen etsimisessä on saanut Parker työryhmineen [1989,1993]. He määrittivät kaksi oletettua muinaista rantaviivaa. Helpoin tapa todistaa rantaviivat todellisiksi on tutkia niiden sijoittumista topografian suhteen. Harmillisesti alemman, vanhemman rantaviivan korkeusvaihteluksi tulee jopa 11 kilometriä [*Head et al., 1999*]. Tämä viittaa vahvasti siihen, ettei rantaviiva ole todellinen. Toisen, nuoremman hespeerisellä aikakaudella esiintyneen rantaviivan korkeusero on vain noin kaksi kilometriä [*Head et al., 1999*]. Kahden kilometrin ero topografiassa voidaan selittää myöhemmillä geologisilla tapahtumilla. Pelkän morfologisen tulkinnan ja kiertoradalta tehtyjen mittausten perusteella on vaikea todistaa rantaviivat todellisiksi.

Toinen lähestymistapa muinaisten merien löytymiseksi on etsiä Marsin pinnalta mineraaleja, jotka vaativat kosteat olosuhteet muodostuakseen. Pohjoisen alankoja peittää noin 100 metrin paksuinen kerros, joka on tulkittu olevan joko vulkaanista alkuperää tai hespeerisen aikakauden suurten tul-

vien tuomaa jättömaata [Head et al., 2002; Tanaka and Scott, 1987]. Kerros vastaa tilavuudeltaan hyvin tarkasti tulvien kuljettaman maa-aineksen tilavuutta [Carr et al., 1987]. Lisäksi Parkerin [1989, 1993] esittämistä rantaviivoista nuorempi sulkee sisäänsä lähes kokonaan havaitun 100 metrin paksuisen kerroksen, joka antaa viitteen siitä, että kyseinen kerrostuma voi olla sedimenttikerros.

Suuret tulvat hespeerisen aikakauden lopussa ovat suurella todennäköisyydellä muodostaneet järviä ja mahdollisesti meren Marsin pohjoiselle pallonpuoliskolle [Lucchitta et al., 1986; Head et al., 1999]. Hespeeriselle aikakaudelle ajoitettu rantaviiva, joka myötäilee topografiaa -3700 metrin korkeudella Marsin keskipinnasta, on suurella todennäköisyydellä muinainen rantaviiva [Parker et al., 1989; Head et al., 1999]. Väitettä tukevat tasankoa peittävä mahdollinen sedimenttikerros, ajoittuminen suurten tulvien kanssa samaan aikakauteen sekä todisteet tulvavesien jäätymisestä alangoille [Parker et al., 1993; Clifford, 1993]. Paikallaan esiintyneen jään muodostuminen viittaa siihen, että tulvista vapautunut vesi jäättyi paikoilleen ja sublimoitui ajan kuluessa pois [Kargel et al., 1995]. Aiempien ja korkeammalla sijainneiden rantaviivojen todistaminen aidoiksi on lähes mahdotonta, koska todisteet ovat joko hautautuneet nuorempien kerrostumien alle tai tuhoutuneet eroosivoimien vaikutusten ansiosta [Malin and Edgett, 2001].

3.2 Nykyhetki

Tällä hetkellä Marsin pinnalla ei voi esiintyä nestemäistä vettä kuin mahdollisesti paikallisesti [Haberle et al., 2001], koska Marsin kaasukehä on erittäin ohut. Marsin pinnalla vallitsee keskimäärin vain 7 millibarin paine ja keskilämpötila on 240 K [Kahn, 1985]. Näiden olosuhteiden vallitessa ei saavuteta veden kolmoispistettä kuin paikallisesti kesällä. Nestemäisen veden esiintyminen pinnalla vaatii yli 273 K eli 0 °C lämpötilan ja vesihöyryn osapaineen, joka ylittää 6,1 millibar rajan [Leovy, 2001].

Veden määrä Marsin kaasukehässä on hyvin pieni verrattuna Maan kaasukehässä esiintyvään veden määrään. Marsin kaasukehän vesi muodostaisi planeetan pinnalle vain 0,1 millimetrin paksuisen vesikehän. Suurempi osa Marsin kokonaisvesimäärästä on sitoutunut napajäätiköihin, joiden sulattaminen tuottaisi 29,6 metrin paksuisen vesikehän planeetan pinnalle [Lunine et al., 2003].

Kaikkien havaittujen veden aiheuttamien piirteiden tuottamiseksi Marsissa on täytynyt olla vähintään 400 metrin paksuinen vesikehä [Lunine et al., 2003]. Maalla vesikehän paksuus on 2600 metriä, joten Marsin vesikehä on suurella todennäköisyydellä näiden kahden luvun välissä. Laskelmien avulla on pystytty osoittamaan, että Marsissa vesijää voi säilyä 40+ leveyspiireillä kohti napoja ja 1 – 2 metrin syvyydellä keskilatituteilla [Squyres and Carr, 1986]. Vähäinen havaittu vesimäärä johtuu luultavasti siitä, ettemme ole vie-

lä pystyneet havaitsemaan suurinta osaa Marsin vedestä [Lunine et al., 2003].

Valtaosa Marsin nykyisestä vedestä voi olla hautautunut pintakerroksen alle, jossa se voi säilyä hyvinkin lähellä pintaa [Malin and Edgett, 2001]. Mars Odysseyn GRS-laitteen tuottamat tulokset osoittavat korkeita vesipitoisuuksia 60+ leveyspiireillä [Albee et al., 2001]. Vastaavasti MRO-luotaimen SHARAD-tutka on löytänyt vahvoja viitteitä siitä, että LDA-muodostumat sisältävät runsaasti jäätä [Holt et al., 2008]. Osa tutkijoista on nimennyt LDA-muodostumat kivipeitteisiksi jäätiköiksi (armor covered glaciers) [Fas-took et al., 2011].

Marsin tämänhetkiset olosuhteet veden virtaukselle ovat erittäin huonot. Luotainten tuottamista kuvista on kuitenkin löydetty paljon merkkejä muinaisista virtauksista sekä geologisesti lähiaikoina tapahtuneista tulvista [Milton, 1973; Malin and Edgett, 2000a; Mangold and Ansan, 2006]. Marsin tapauksessa ilmastoon eniten vaikuttava tekijä tällä hetkellä on pyörimisakselin kallistuskulmanvaihtelut [Laskar et al., 2004]. Maalla Kuu tasapainottaa kallistuskulmanvaihtelut vähäisiksi, mutta Marsin tapauksessa kallistuskulmavaihtelee voimakkaasti vuosimiljoonien aikana. Laskelmien mukaan Kallistuskulman vaihtelut aiheuttavat merkittäviä ilmastonmuutoksia Marsissa [Laskar et al., 2004; Touma and Wisdom, 1993].

3.3 Menneisyys

Mineralogiset ja geologiset todisteet viittaavat muinaisen Marsin olleen nykyistä vetisempi paikka. Tutkimukset viittaavat nestemäisen veden olleen yleistä noaakkisella ajalla [Craddock and Howard, 2002]. Tuolloin Marsin kaasukehä on ollut huomattavasti paksumpi, mikä on aiheuttanut nykyistä voimakkaamman kasvihuoneilmaston. Edellä mainittujen tekijöiden summa on aiheuttanut lämpimämmän planeetan [Baker, 1982; Carr, 1996]. Pääepäilyty paksumman kaasukehän synnyssä on Tharsiksen pullistuman muodostuminen [Owen et al., 1988; Jakosky and Phillips, 2001], jonka seurauksena syntyneet massiiviset tulivuoret sylkivät purkautuessaan kaasukehään paljon hiilidioksidia ja vesihöyryä. Marsilla on aikoinaan ollut magneettikenttä, joka on estänyt tehokkaammin kaasujen karkaamisen avaruuteen [Nimmo and Stevenson, 2000]. Curiosity-luotaimen uusimpien mittausten mukaan Mars on todennäköisesti menettänyt kaasukehän uloimmat osansa aurinkotuulen mukana, kuten tutkijat ovat aiemmin päätelleet.

Hesperisen aikakauden alussa Mars menetti kyvyn ylläpitää magneettikenttää, joka aiheutti kaasukehän ohenemisen [Nimmo and Stevenson, 2000]. Curiosity-luotaimen ensimmäisten kaasukehä mittausten tulokset viittaavat osaltaan magneettikentän romahtamiseen, jonka seurauksena Mars on menettänyt kaasukehän ylemmät ja keveämmät osat aurinkotuulen vuorovaikutuksen myötä. Muutos paksun kaasukehän Marsista nykyisen kaltaiseksi on voinut tapahtua muutaman kymmenen miljoonan vuoden aikavälillä, mikä

geologisessa mielessä on lyhyt aika [*Nimmo and Stevenson, 2000*]. Yhtäaikaa hiipuvan geologisen aktiivisuuden kanssa Marsista tuli nykyisen kaltainen kylmä ja kuiva planeetta [*Jakosky et al., 1994*].

Havaintojen perusteella Mars on kokenut lyhyitä kosteampia aikakausia kaasukehän menetyksen jälkeen. Lyhyiden kosteampien aikakausien taustalla on luultavasti planeetan kaaottisesti muuttuva kallistuskulma [*Laskar et al., 2004*]. Poikkeuksena hespeerisellä aikakaudella syntyneet laajat virtausuomastot ovat nykyäsityksen mukaan syntyneet suurten törmäysten tai tulivuorten purkautuessa, eikä varsinaisesti ilmastonmuutoksen johdosta [*Baker and Milton, 1974; Baker, 1982; Kostama et al., 2007; Crown and Mest, 1997; Mest et al., 1998; Ivanov and Head, 2001*]. Näin ollen tapahtumat ovat olleet paikallisia, eikä niillä ole ollut merkitystä koko planeetan mittakaavassa, toisin kuin kallistuskulmanvaihteluiden seurauksena [*Laskar et al., 2004*].

Tuoreimmat havainnot jäätiköitymisestä on ajoitettu amatsooniselle aikakaudelle, jolloin Marsin geologinen aktiivisuus on käynyt jo hyvin vähäiseksi. Tämän johdosta suuria tulvia ei ole havaittu [*Baker et al., 2010; Head et al., 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007; Squyres, 1979*]. Amatsooniselle aikakaudelle tyypillisiä veden tai jään aiheuttamia muodostumia ovat LDA-, LVF-, CCF-muodostumat ja gully-uomat.

3.4 Marsin kallistuskulmanvaihtelut

Nykytutkimuksen valossa Marsin ilmastoon tällä hetkellä eniten vaikuttava tekijä ovat kallistuskulmanvaihtelut [*Laskar et al., 2004*]. Ne ovat niin epä säännöllisiä, että muutosten ennustaminen luotettavasti pitkällä aikavälillä on lähes mahdotonta. Uusimpia havaintoja hyödyntäen Laskar työryhmineen [2004] laskivat vaihtelun tarkasti 20 miljoonaa vuotta taaksepäin. Lisäksi he pystyivät ennustamaan todennäköisen kehityksen 250 miljoonan vuoden aikaskaalalla. Tätä pidemmällä aikavälillä kaaottisuus aiheuttaa suuren epävarmuuden laskelmille. Miljardien vuosien aikaskaalalla tutkimus toteutettiin simulaatioiden statistisella analyysillä.

Marsin ilmaston uskotaan olevan herkkä rataelementtien muutoksille. Eri tyisesti kiertoradan etäisyyden muutokset sekä planeetan kallistuskulman heilahtelut vaikuttavat suuresti ilmastoon [*Touma and Wisdom, 1993*]. Molempien aiheuttamat muutokset vaikuttavat planeetan pinnalle saapuvan säteilyn intensiteettiin. Kiertoradan parametrien muutokset aiheuttavat globaalisti säteilyn intensiteetin kasvamisen tai vähenemisen. Kallistuskulmanvaihtelut aiheuttavat paikallisia muutoksia planeetan saamaan säteilyjakamaan. Kallistuskulman ollessa suuri, toinen pallonpuolisko saa merkittävästi enemmän auringonvaloa. Lisääntynyt auringonvalo muuttaa kaasukehän tasapainoa ja johtaa volatiivien sublimoitumiseen, kunnes uusi tasapainotila saavutetaan. Eri tyisen voimakasta sublimoituminen on napa-alueilla ja se

puolestaan johtaa CO₂, H₂O sekä pölyn lisääntymiseen kaasukehässä [Laskar et al., 2004]. Edellä mainitut elementit voimistavat kasvihuoneilmiötä, joka puolestaan lisää edelleen kaasukehän epätasapainoa. Kallistuskulman ollessa yli 40° voi suurin osa napa-alueilla sijaitsevasta jäästä sublimoitua ja kulkeutua lähemmäs keskilatitujdeja. Tämä aikaansaa suotuisimmat olosuhteet nestemäisen veden ja jään esiintymiselle Marsin pinnalla. Nykyään vesijää pysyy pinnalla stabiilina vain korkeilla latitudeilla suojaavan pölykerroksen alla [Laskar et al., 2004; Touma and Wisdom, 1993; Squyres, 1979].

Merkittävimmät todisteet rataelementtien aiheuttamista muutoksista Marsissa ovat napajäätiköiden kerroksellisuus sekä kerroksissa muuttuvat hiilidioksidi, vesi- ja pölypitoisuudet. Lisätodisteena MGS-, MEX- ja MRO-luotaimet ovat löytäneet paljon merkkejä lähimenneisyydessä Marsin pinnalla virranneesta vedestä ja jäästä [Laskar et al., 2004; Touma and Wisdom, 1993; Crown et al., 2005; Pedersen and Head, 2010].

Simulaatiot ovat tarkkoja 20 miljoonaa vuotta menneisyyteen ja 60 miljoonan vuoden jälkeen funktioita on mahdoton ratkaista tarkasti. Tilastollisia menetelmiä hyödyntäen voidaan tuottaa hyvä arvio todennäköisimmästä kehityksestä Marsissa. Simulaatioissa pistävät silmään erityisesti Marsin keskimääräisen kallistuskulman suuruus 37,62° verrattuna nykyhetken arvoon 25,19° sekä todennäköisimpään arvoon 4 miljardin aikana 41,80°. Tulosten perusteella tällä hetkellä tutkimamme Mars on erilainen kuin Mars keskimäärin on ollut [Laskar et al., 2004; Touma and Wisdom, 1993].

Tulosten pitäessä paikkaansa Mars saa oman mielenkiintoisen leimansa maankaltaisten planeettojen joukossa. Oletetulla keskimääräisellä 40° kaltevuuskulmalla vesijää olisi stabiili päiväntasaajalla saakka [Laskar et al., 2004; Touma and Wisdom, 1993].

4 Marsin jää

4.1 Ensimmäiset havaitut merkit jäädä Marsissa

Maan päältä teleskoopeilla tehdyistä havainnoista Marsista löydettiin napalakit. Aluksi napalakkien uskottiin muodostuvan puhtaasta vesijäädästä, mutta asia ei kuitenkaan ollut näin, vaan napalakit koostuivat pääosin hiilidioksidijäädästä. Ensimmäiset Mariner-luotaimien kuvat tuuppasivat Marsin Kuun kaltaiseksi kohteeksi. Tutkijat huomasivat kuitenkin pian kuvista mahdollisesti jään aiheuttamia muodostumia.

Sharp [1973] esitti Marsin pinnalla havaittujen epämääräisesti painautuneiden ja muokkautuneiden (chaotic terrain) ja sirpaloituneiden ylänkökenttä (fretted terrain)-alueiden muodostuneen roudan sulamisesta ja sublimoitumisesta [Kuva 4]. Marsin olosuhteita mallintamalla tutkijat saivat selville, että pintakerroksen alla 1-2 kilometrin syvyydessä voi esiintyä paljon vesijäätä regoliittiin sekoittuneena [Sharp, 1973; Chapman and Tanaka, 2002; Burr et al., 2002]. Marsin ollessa geologisesti aktiivinen routa olisi sulanut herkästi altatulevan lämmön vaikutuksesta. Nouseva magma olisi toiminut tarvittavana lämmönlähteenä. Roudan sulaessa ja vesijään sublimoituneessa regoliittikerros muuttuu epävakaaksi. Tämän seurauksena syntyy romahduksia, vajoamia tai massan liukumista topografian mukaisesti alemmille alueille. Näin dikotomia-alueen kaksijakoisuus voitiin selittää hyvin yksinkertaisella mallilla.

Regoliittikerroksen romahtaminen ei selitä alangoilla havaittavia tasaisia pintoja. Niiden uskottiin tasoittuneen tuulen ja veden eroosion kautta. Toisaalta osaa tasangoista peittävät laajat laavatasangot, jotka omalta osaltaan tasoittavat maisemaa. Korkeuserot alankojen ja ylänköjen välillä ovat keskimäärin yhdestä kahteen kilometriä. Korkeuseron muodostuminen sublimoituneen roudan vaikutuksesta on epätodennäköistä, koska vaadittu roudan määrä on valtava verrattuna Marsin nykyisiin vesivarantoihin [Sharp, 1973].

Lisätodisteita jään olemassaolosta ja vaikutuksesta Marsiin saatiin tutkimalla Viking-luotaimien ottamia kuvia. Carr ja Schaber [1977] löysivät roudan aiheuttamia muodostumia. Tästä he päättelivät roudan esittäneen merkittävää roolia Marsin pinnanmuotojen kehittymisessä.

Hellaksen altaan ja dikotomia-alueen massaliikunnat, chaotic terrain-vajoamat sekä useista kuvista havaitut painaumat viittaavat jään ja roudan sublimoitumiseen. Piirteiden runsauden ja suuren koon myötä Carr [1977] ehdotti alkuperäisen vesijään osuuden olleen muodostumisissa jopa 50 prosenttia. Korkeilla leveyspiireillä sijaitsevien LDA-muodostumien [Kuva 15] uskottiin sisältävän edelleen runsaasti jäätä. Merkittävin eroosion aiheuttaja muodostumisissa on voinut olla lämpötilan vaihteluista johtuva kallioperän rikkoutuminen ja volatiivien karkaaminen syntyneistä raoista (thermokrasitic). Ylängöille muodostuneiden uomien alkulähteiden perusteella erityises-

ti vanhat ylängöt näyttävät sisältäneen runsaasti jäätä [*Carr and Schaber, 1977*].

Sharp [1973] ja Carr [1977] päätyivät hyvin samanlaisiin tuloksiin omista tutkimuksissaan. Vuotta myöhemmin Squyres [1978] julkaisi omat tutkimuksensa Protonilus ja Nilosyrtis Mensaen alueilta. Hän päätyi eriävään tulokseen aiempiin julkaisuihin verrattuna [*Squyres, 1978*].

Squyresin [1978,1979] mukaan LDA-virtaukset eivät muodostuneet veden sekä roudan sulamisen ja jäätyneen vuorottelun seurauksena. Syy tähän oli se, että seuraavia havaintoja ei voitu selittää edeltävien tutkimusten johtopäätöksillä. LDA-muodostumien virtaus ei näyttänyt esiintyneen vain lähellä pintaa, vaan edenneen enemmänkin yhtenäisenä massana. Jään sulamiselle pinnanalaisissa osissa ei voitu esittää mitään todisteita. Toisaalta jää, jonka päällä on paksu eristävä kerros, on hyvin herkkä alapäin tulevan lämmön aiheuttamalle sulamiselle. LDA-muodostumat vaikuttivat geologisesti erittäin nuorilta, eikä Marsista löytynyt viitteitä myöhäisestä geologisesta aktiivisuudesta. Squyres päätyi siihen, että havaittujen muodostumien todennäköisempi alkuperä ovat kivijäätiköt [Kuva 16]. Samankaltaisia kivijäätiköitä esiintyy Maassa runsaasti arktisilla ja vuoristoisilla alueilla. Ne koostuvat kivi- ja eroosiomateriaalista, jota jää sementoi. Jään alkuperäksi Squyres esitti lumisadetta sekä suoraa härmistymistä kaasukehästä.

Vuotta myöhemmin julkaistussa tutkimuksessa Squyres [1979] osoitti LDA- ja GLF-muodostumien keskittyvän kahdelle latitudivyöhykkeelle, joista toinen on etelässä ja toinen pohjoisessa. Havainto viittasi vahvasti muodostumien alkuperän olevan vuotuisessa jään kertymisessä havaituille vyöhykkeille [*Squyres, 1978, 1979*].

Viking-luotaimien tulosten pohjalta tehdyt tutkimukset viittasivat jään vaikuttaneen merkittävästi Marsin pinnanmuotoihin. Lucchitta [1981] löysi roudan aiheuttamia muodostumia runsaasti Marsin pohjoiselta pallonpuoliskolta, mutta myös läheltä päiväntasaajaa. Tulokset perustuivat vahvasti Maasta löydettyihin samankaltaisiin muodostumiin. Tärkeintä havainnoissa on ottaa huomioon Marsin hyvin erilaiset olosuhteet Maahan verrattuna [*Lucchitta, 1981*].

Eroavaisuuksia Maan ja Marsin välillä on runsaasti. Marsin pintakerroksen alta haihtuvan veden määrä on hyvin pieni, mikä vaikeuttaa routamuodostumien syntyä [Kuva 28]. Marsin kaasukehä on tällä hetkellä hyvin ohut, joka aiheuttaa samalla vesihöyryn matalan osapaineen. Marsin kaasukehä on siis vesiköyhä. Toisaalta GLF-muodostumien syntymiseen Marsin olosuhteissa riittää hyvin vähäinen määrä jäätä sekoittuneena regoliittiin. Tärkein Marsin ilmastoon vaikuttava tekijä on planeetan kiertoradan parametrien vaihtelu, joka on erittäin kaaottista. Mars on voinut olla nykyisenkaltainen myös syntymästään saakka, jolloin siinä on esiintynyt vain vähäistä pinnan uusiutumista [*Lucchitta, 1981*].

4.2 Marsin jää Viking-luotaimien jälkeen

Tutkijat pääsivät yleisesti yksimielisyyteen siitä, että vesi oli merkittävässä roolissa Marsin kehityksen historiassa. Havainnoista huomattiin, että vesijää voi esiintyä stabiilina hyvinkin lähellä pintaa korkeimmilla leveyspiireillä (yli 40°) [Squyres, 1979, 1978; Squyres and Carr, 1986]. Roudan aiheuttamat romahdukset ja virtaukset olivat yksi vahva todiste Marsin jäästä [Sharp, 1973]. Toinen erittäin merkittävä todiste olivat LDA- [Kuva 29], LVF- [Kuva 39] ja CCF-muodostumat [Kuva 30]. Muodostumien selittäminen ilman veden myötävaikutusta on vaikeaa. Maaperän pehmeneminen (terrain softening), jota havaittiin erityisesti kraattereiden pohjalla, osoittaa osan Marsin pinnasta olleen erityisen herkkä eroosiolle [Lucchitta, 1981]. Vahvin ehdokas pinnan pehmenemisen aiheuttajaksi on regoliittiin sekoittunut jää [Jankowski and Squyres, 1993].

Yleisesti hyväksytty selitys monille havaituille pinnanmuodoille on regoliittiin seassa esiintyvä jää. Ainoastaan jään määrästä sekä kulkeutumistavasta regoliittiin käytiin ja käydään edelleen keskustelua. Erityisen paljon merkkejä GLF-muodostumista löydettiin dikotomia-alueelta sekä Hellaksen altaan reuna-alueilta. Suurin heikkous havainnoissa on se, ettei kuvien perusteella pystytä tekemään mitään suoria havaintoja Marsin pinnan alla esiintyvän veden määrästä [Carr and Schaber, 1977; Crown et al., 1992; Lucchitta, 1984; Kochel and Peake, 1984; Squyres, 1989; Crown et al., 1992].

4.3 Tutkimukset 2000-luvulla

Marsin olosuhteiden ja mahdollisten jäätikkömäisten kohteiden tutkiminen sai uutta puhtia 2000-luvun vaihteessa. Ensimmäisen edistysaskeleen toi MGS-luotain, joka tuotti uutta ja tarkempaa kuvamateriaalia ensimmäisen kerran sitten Viking-luotaimien jälkeen. Seuraava suuri edistysaskel saavutettiin Mars Odysseyn myötä, joka määrittäi alarajan Marsin veden määrälle. 2000-luku on ollut Mars tutkimuksen toisen tulemisen aikakausi MGS-, Mars Odyssey-, MEX- ja MRO-luotaimien yhteistyön tuloksena.

Uusien kuvien myötä GLF-muodostumia löytyi useista paikoista. Erityisesti Hellaksen altaan [Pierce and Crown, 2003], Argyre Planitian [Banks et al., 2008], Alba Pateran itäpuoliset alueet sekä dikotomiaraja sisältävät runsaasti jäätikkömäisiä muodostumia [Baker et al., 2010]. Laajimmassa kartoituksessa on tunnistettu 1309 GLF-muodostumaa [Souness et al., 2012]. GLF-muodostumien esiintyminen on rajoittunut pääsääntöisesti Squyresin [1978] havaitsemille leveyspiirivyöhykkeille. Yksittäisiä muodostumia on löytynyt ja voi löytyä myös muilta alueilta. Piirteiden yhtenäisyyden ja muodostumien tiheyden lisääntyminen siirryttäessä kohti napoja osoittaa niiden syntyneen todennäköisesti ilmastonmuutosten johdosta. Pääsääntöisesti GLF-muodostumat on ajoitettu amatsooniselle aikakaudelle [Pedersen and Head,

2010]. Tämä osoittaa selvästi, että Mars on todellakin kokenut muutoksia geologisessa lähimenneisyydessä [Morgan et al., 2009; Fastook et al., 2011].

Viking-luotaimien kuvissa nähdyt hyvin piirteettömät LDA-muodostumat osoittautuivat lähemmässä tarkastelussa monipuolisiksi [Kuva 36]. MGS-luotaimen MOC-kamera oli ensimmäinen, joka paljasti uusia piirteitä Marsista. MOC-kuvista havaittiin LDA-muodostumien keskittyvän usein ryppäiksi siten, että yhden vuoren rinteiltä saa alkunsa useita virtauksia [Kuva 29] [Pierce and Crown, 2003]. Nämä yksittäiset virtaukset ovat myöhemmin törmänneet keskenään ja muodostaneet laajoja LDA-muodostumia [Kuva 16].

4.3.1 Hellaksen altaan ympäristö

Hellaksen allas on suurin Marsista löytyvä törmäyskraatteri. Viking-luotaimien kuvista löydettiin suuret virtausuomat Harmakhis, Dao ja Niger Valles sekä LDA-muodostumia. Uusien luotaimien avulla Hellaksen alue on osoittautunut mielenkiintoiseksi kohteeksi ja useat tutkijaryhmät ovat antaneet työpanoksensa sen kartoittamiseksi.

LDA-muodostumat

Hellaksen altaan ympäristöstä löydettiin hyvin paljon LDA-muodostumia. Kuvista tunnistettiin neljä yleistä päätyyppiä pinnanmuodoille [Kuva 13]:

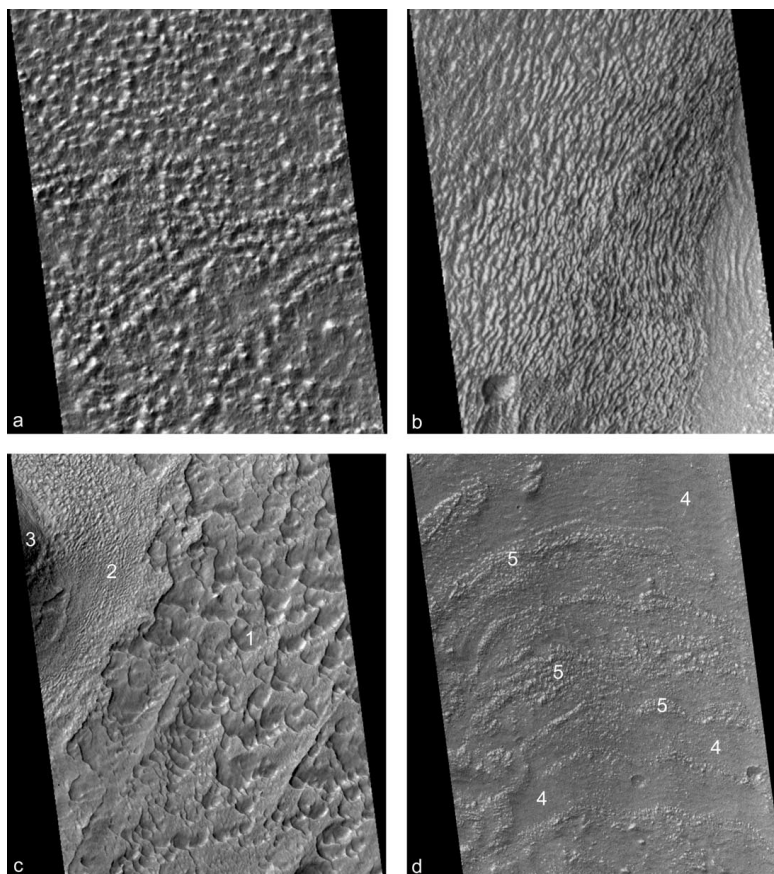
1. Knobby- eli ovennuppitekstuuri, jossa pintamateriaali koostuu noin 10-20 metriä korkeista pyöreähköistä kummuista. Nämä ovat tasaisesti jakautuneet ja niiden uskotaan edustavan LDA-muodostuman pintamateriaalia [Pierce and Crown, 2003].

2. Ridge-and-valley -tekstuurissa LDA-materiaalin eteneminen on aiheuttanut pinnan ryppyntymisen. Tekstuurissa vuorottelevat tasaisesti harjanteet ja kapeat laaksot. Kaksi ensimmäistä pinnanmuotoa esiintyy LDA-muodostuman ylimmässä kerroksessa. Pintakerroksessa esiintyvä kiviaines on luultavasti ajankuluessa menettänyt kaiken jään, kunnes pinnalle on syntynyt riittävän paksu eristävä kerros. Tyypillisesti harjannelaaksoyhdistelmä on tasajakoinen ja muodostuu kohtisuorasti LDA:n oletettua liikesuuntaa vastaan. Suuntaus ei kuitenkaan ole sääntö, vaan myös liikkeensuuntaisia muodostumia on havaittu. Muodostumat syntyvät todennäköisesti LDA:n oman massan aiheuttamasta puristuksesta [Pierce and Crown, 2003].

3. Sharp-ridge -tekstuuri koostuu alueista, joissa jyrkkäseinäisiä harjuja seuraa alempana sijaitseva laajahko huomattavan leveä piirteetön alue. Ne sijaitsevat usein kohdissa, missä pintamateriaali on poistunut eroosion vaikutuksesta. Sublimoitumisen seurauksena jäljelle jää havaittu piirteetön alue. Suuntaus on usein kohtisuorasti oletettua kulkusuuntaa vastaan [Pierce and Crown, 2003].

4. Smooth-tekstuuri on yleisnimitys LDA-muodostumien pinnoille, jotka ovat ympäröiviä alueita tasaisempia. Ne muistuttavat usein kohdan kolme

piirteettömiä alueita. Kaksi jälkimmäistä tekstuuria esiintyvät materiaalissa, joka on ollut herkempää eroosiolle [*Pierce and Crown, 2003*].



Kuva 13: Hellaksen altaan LDA-muodostumissa yleisesti esiintyvät neljä eri pinnanmuotoa: a) tyypillinen ovennuppi-tekstuuri (knobby), b) harjulaakso-muodostuma, joka syntyy luultavasti jäätikön liikkeen seurauksena, c) sharp-ridge -tekstuuri, jossa on paljastunut LDA-muodostuman pintakerroksen syvempiä osia, d) smooth-tekstuuri, jossa LDA-muodostuman pintakerros on sublimoitunut pois jättäen jälkeensä debris-materiaalia [*Pierce and Crown, 2003*].

LDA-muodostumista on voitu erottaa kerroksellisuutta, mikä mahdollisesti viittaa kerrosten eri iän, koostumuksen, eroosion kestämisyyden, syntyvän tai materiaalin muokkautumisen vaihteluun [*Pierce and Crown, 2003*]. Topografiassa LDA-muodostumien rinteet omaavat vain muutaman asteen kallistuskulman ja jyrkimpien rinteiden kaltevuuskulma ei ylitä seitsemää astetta [*Hubbard et al., 2011*]. Loivat rinteet ovat tyypillisiä Maan jäätiköille. Kaikki LDA-muodostumat alkavat mesan rinteiden juurelta tai yksittäisestä syvennyksestä. Volatiivien karkaaminen materiaalista on synnyttänyt usein sublimoitumiskuoppia [*Crown et al., 2005; Pierce and Crown, 2003*]. Syitä

materiaalin paljastumiselle voi olla materiaalin lämpiäminen tai etenemisen aiheuttamat halkeamat [Crown et al., 2005]. Rinteen ja LDA-muodostuman välissä voi olla myös vallihautamainen painauma (moat), joka on muodostunut joko liikkeen tai volatiivien karkaamisen johdosta [Hubbard et al., 2011; Baratoux et al., 2002; van Gasselt et al., 2007].

Hellaksen alueen LDA-muodostumien topografia ja morfologiset piirteet viittaavat jään olemassaoloon, joka edesauttaa kivimassojen virtaamista alaspäin. Pinnanmuotojen monimuotoisuus, eroosioasteen vaihtelut sekä kerroksellisuus viittaavat muodostumien syntyneet useista eri kokoisista ja mahdollisesti eriaikoina tapahtuneista massaliikunnoista [Pierce and Crown, 2003; Hubbard et al., 2011; van Gasselt et al., 2007].

Laajimmalle levinneet rakennelmat ovat syntyneet luultavasti muutamasta suuremmasta maanvyörymästä [Kuva 16]. Maanvyörymän on voinut aiheuttaa geologinen aktiivisuus tai rinteille kertynyt jää, joka sulaessaan on aiheuttanut massan stabiiliuden heikkenemisen. Tyypillisesti LDA-muodostumat katkeavat hyvin terävästi. Terävien reunojen muodostumisen on voinut aiheuttaa laavan työntymisen vasten LDA-muodostuman reunaa [Hauber et al., 2008] tai LDA-muodostuman vetäytyminen [Crown et al., 2005].

Hellaksen alueelta on löydetty kielekemäisiä kivivyörymiä, joissa jää on toiminut liukasteena [van Gasselt et al., 2007]. Kraatterilaskujen perusteella LDA-muodostumat ajoittuvat amatsooniselle aikakaudelle [Hubbard et al., 2011]. Ajoittaminen on hyvin hankalaa, koska liikkuvat massat tuhoavat tehokkaasti niiden pintaan syntyneet törmäysjäljet. Stratigrafisen tulkinnan pohjalta ne peittävät kaikkia vanhempia pintoja, joka tarkoittaa niiden olevan kaikkein nuorimpia [Pierce and Crown, 2003]. Joissain tapauksissa on löydetty merkkejä muinaisista LDA-muodostumista, joita ympäröivät laavatasangot [Hauber et al., 2008].

Hauber [2008] on tutkinut oletettuja muinaisia LDA-muodostumia ja ajoittanut niiden olleen jäätiköitä noin miljardi vuotta sitten. Tuhoutuneet muodostumat antavat todisteita aiemmille arvioille siitä, että LDA-muodostumat ovat hyvin riippuvaisia planeetan ilmastosta ja sisältävät runsaasti jäätä. Ilmasto riippuvuudesta johtuen LDA-muodostumia on voinut esiintyä eri paikoissa eri aikakausina.

Virtaukset ja LVF-muodostumat

Hellaksen allas on geologisesti hyvin mielenkiintoinen alue. LDA-muodostumien lisäksi alueelta on löytynyt useita suuria virtausuomia. Uomat ovat syntyneet hespeerisen aikakauden loppupuolella. Uomien aktiivisuuden lyhyys viittaa niiden syntyneen katastrofaalisissa tulvissa. Virrannut vesi on edennyt topografian mukaisesti kohti Hellaksen allasta [Crown et al., 2005; Kostama et al., 2007].

Veden alkuperälle on esitetty yleisesti kahta eri syntymekanismia. Ensimmäinen ehdotus on suuren pohjavesialtaan sulaminen geologisen aktiivisuuden aiheuttamana. Pohjaveden sulamisesta pitäisi jäädä selvä topografinen painauma Hellaksen alueelle [Kostama et al., 2010]. Toinen selitys veden alkuperälle on aikojen kuluessa suoraan kaasukehästä maaperään kasautunut lumi tai jää. Geologisen aktiivisuuden kasvaessa alueella jää olisi sulanut ja vienyt mukanaan runsaasti maa-ainesta. Jälkimmäistä teoriaa tukevat havainnot pienemmistä puroista, jotka yhdistyvät ja laskevat isoihin tulva-uomiin [Crown et al., 2005; Kostama et al., 2010].

Virtausuomien tarkempi tutkiminen on osoittanut, että niiden alkulähteillä on merkkejä pohjaveden purkautumisesta pintakerroksen alta [Kostama et al., 2010]. Molemmat teoriat voivat selittää havaitut virtausuomat ja ne ovat luultavasti yhdessä vaikuttaneet merkittävästi Hellaksen altaan nykyiseen ulkomuotoon. Kumpi syntytapa oli lopulta pääosassa Harmakhis, Niger ja Dao Valles purkausuomien muodostumiseen, on edelleen tutkimuksen kohteena [Crown et al., 2005; Kostama et al., 2010; Lahtela et al., 2011].

Monien uomien ja kraattereiden pohjia täyttää tällä hetkellä viskoosi aine, joka näyttää muokkautuneen ja virranneen hitaasti. Tämän perusteella Hellaksen altaan virtausuomissa myös jää on ollut merkittävä tekija. Hellaksen altaan reuna-alueilla sijaitsevista törmäyskraattereista löytyy puhkaisuja, joista työntyy ulos kielekemäinen uloke [Lahtela et al., 2011]. Tämä on hyvin todennäköisesti kiviainesta, joka on liikkunut jään vaikutuksesta. Kielekemäisiä muodostumia on löydetty myös uomien reunoilta sekä osassa uomista erottuu selvästi LVF-muodostuma, joka peittää uoman koko sen leveydeltä [Kostama et al., 2007]. LVF-muodostumien sisältävän jään määrä riippuu muodostumien syntytavasta. Mikäli LVF-muodostuma on pääosin syntynyt kerrostuneesta materiaalista, voi se olla täysin vesiköyhä tällä hetkellä. Mikäli uoman reunoilta lähtevät virtaukset muodostavat LVF-muodostuman, voi se koostua suurimmaksi osaksi vesijäästä [Squyres, 1979]. Tällä hetkellä ei tiedetä kuinka paljon jäätä LVF-muodostumat Hellaksen alueella sisältävät [Crown et al., 2005; Kostama et al., 2010; Lahtela et al., 2011].

4.3.2 Argyre Platinian alue

Argyre Planitian alue on muokkautunut voimakkaasti Argyre-törmäysaltaan muodostumisen jälkeen. Morfologiset todisteet viittaavat jään esittäneen merkittävää roolia alueen muokkautuessa nykyisen kaltaiseksi.

Jään kiertokulku on aiheuttanut ainakin osan Argyre Planitian eroosiosita. Merkittävimpiä todisteita muinaisesta jään olemassaolosta ovat pyöreähköt ja syvät painaumat, jotka eivät ole törmäyskraattereita. Syntymekanismina voi olla pohjaveden sublimoituminen kaasukehään, jolloin jäljelle jää jopa kolme kilometriä syvä painauma. Osassa kuvista löydettiin mäkiä, jotka ovat yleisesti suuntautuneet oletetun jäätikön virtaussuunnan mukaisesti.

Mäet muistuttavat Maassa tavattavia drumliiniharjuja, jotka ovat muodostuneet jäätikön virratessa. Laaksojen ja uomien pohjilta löytyvät suuret lohkar Kentät ovat todennäköisesti jäätikön kuljettamaa ja murentamaa kallioperää tai pintamoreenia, jotka ovat muodostuneet jäätikön vetäytyessä [*Banks et al.*, 2008].

Laajojen U-muotoisten laaksojen ja LDA-muodostumien alkuperä on todennäköisesti jäätikkö, koska virtaava vesi muodostaa perinteisesti V-mallisia uomia. Jäätikkö on edennyt topografian myötäisesti ja lopulta ilmaston muuttuessa eroitunut ainakin osittain pois. Kallioperän laajan erodoitumisen edesauttamiseksi on alueen jäätiköiden täytynt olla liukastettuja. Tässä joko alapäin tulevan lämmön tai jäätikön painon aiheuttaman paineen alla osa jäätikön pohjan jäästä on sulanut tai pehmentynyt, mikä edesauttaa jäätikön liikkumista [*Banks et al.*, 2008].

4.3.3 Dikotomiaraja

Marsin topografiassa esiintyy selvä dikotomia. Etelän ylänköalueita rikkoo vain Argyre Planitia ja Hellaksen allas. Pohjoista pallonpuoliskoa peittää tasainen tasankoalue. Dikotomiarajalla esiintyy yleisesti 1-2 kilometrin korkeusero [*Sharp*, 1973]. Useat ylängöiltä lähtevät tulvauomat purkautuvat lopulta pohjoisen tasangoille. Dikotomia-alueelta on vuosia yritetty löytää merkkejä muinaisista rantaviivoista [*Parker et al.*, 1989, 1993].

Sharp [1973] ehdotti dikotomiarajan syntyneen roudan sulamisen seurauksena. Uudempien luotaimien kuvista on havaittu alueelta massiivisia GLF-muodostumia [Kuva 29, 37, 39], jotka on ajoitettu myöhäiselle amatsooniselle aikakaudelle [*Baker et al.*, 2010; *Pedersen and Head*, 2010].

Useat tutkimukset ovat päätyneet samaan lopputulokseen, jossa pitkin dikotomiarajaa löytyy samankaltaisia ja morfologisesti vastaavia muodostumia [*Baker et al.*, 2010; *Head et al.*, 2006b; *Kress and Head*, 2008; *Morgan et al.*, 2009; *Dickson et al.*, 2008; *Levy et al.*, 2007]. Kraatterilaskujen perusteella muodostumat ovat vähintään 100 miljoonaa vuotta vanhoja [*Baker et al.*, 2010]. Dikotomia-alueen LDA- ja LVF-muodostumat ovat kokeneet enemmän muokkautumista kuin vastaavat muodostumat Hellaksen alueella [*Pedersen and Head*, 2010]. Yleensä LDA-muodostumat lähtevät yksittäisten vuorien rinteiltä ja levittäytyvät joka suuntaan [*Crown et al.*, 2005]. Mielenkiintoista dikotomia-alueella on se, että hyvin lähekkäin olevien vuorien ympärillä voi olla keskenään hyvin erilaisia LDA-muodostumia.

Tutkimuksien pohjalta voidaan vetää johtopäätöksiä siitä, että jäätiköityminen on ollut runsasta amatsoonisen aikakauden keskivaiheilla ja alussa [*Head et al.*, 2006a,b]. Tämän jäätiköitymisen vuoksi dikotomiarajan LDA- ja LVF-muodostumat voivat sisältää huomattavan määrän Marsin pinnan läheisyydessä nykyisyydessä esiintyvistä vedestä [*Morgan et al.*, 2009]. SHARAD-tutkan tulokset toivottavasti tuovat lisäselvyyttä tähän kysymykseen [*Holt*

et al., 2008].

Alueella esiintyy erittäin paljon CCF-muodostumia [Kuva 33], joissa kraatterin pohjalle on virrannut viskoosia ainesta. Aineen kertyessä kraatteri on osittain peittynyt virtaavan aineen alle [Levy *et al.*, 2010a]. Osa kraattereista on täyttynyt kokonaan ja osassa viskoosiainekes on puhkaissut kraatterin seinämän [Kuva 30]. Tämän jälkeen aines on virrannut topografian mukaisesti alarinteeseen [Levy *et al.*, 2010a].

HRSC-, HiRISE- ja CTX-kuvien pohjalta dikotomia-alueelta on löydetty myös uusi muodostumatyyppi, sormuskraatterimuodostuma eli Ring Mould Crater (RMC) [Kuva 21], jossa törmäyskraatterin ympäriltä on sublimoitunut jäätä. Edetessään prosessi jättää jälkeensä kraatterin, joka muistuttaa sormuksen muottia. RMC-kraattereiden uskotaan syntyvän meteoriitin törmätessä jäärikkaaseen maaperään [Kress and Head, 2008].

Topografisesti GLF-muodostumat ovat jakaantuneet dikotomiarajalla jopa yhdeksän kilometrin laajuiselle skaalalle. Yksittäisillä alueilla muodostumien uskotaan olleen alunperin jopa 900 metriä paksampia kuin nykyään [Baker *et al.*, 2010; Pedersen and Head, 2010; Morgan *et al.*, 2009; Fastook *et al.*, 2011]. GLF-muodostumien levinneisyys ja laajuus herättävät kysymyksiä, kuinka laajalle alueelle ne ovat aikanaan levinneet.

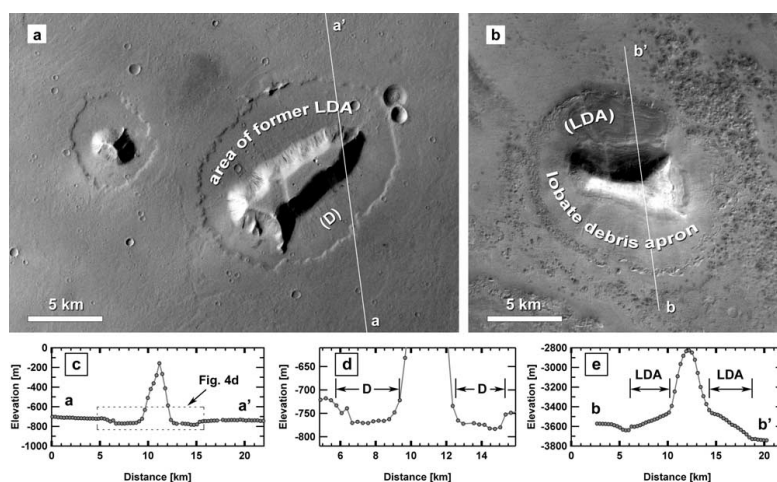
Marsin jäätiköityminen näyttää synnyttäneen samannäköisiä piirteitä eri puolille Marsia. Hellaksen altaan, Argyre Planitian ja dikotomiarajan LDA-, LVF-, CCF-muodostumat muistuttavat hyvin paljon toisiaan. Niiden syntymekanismit voivat olla samantyyppisiä. Dikotomiarajan GLF-muodostumat ovat kokeneet huomattavasti vähemmän erodoitumista ja muokkautumista verrattuna Hellaksen alueen vastaavanlaisiin muodostumiin [Crown *et al.*, 2005; Pedersen and Head, 2010].

4.4 Muinaiset LDA-muodostumat

LDA-muodostumat ovat syntyneet jäätiköitymisen seurauksena, minkä vuoksi ne ovat erityisen herkkiä ilmastonmuutoksille [Hauber *et al.*, 2008]. Marsista on löydetty vallihautamaisia (moat) painaumia vuorten ja ylänköjen ympäriltä merkkeinä muinaisista LDA-muodostumista [Kuva 14]. Oletettuja muinaisia LDA-muodostumia on löydetty Kasei Valles- ja Tartarus Colles-alueilta. Ne sijaitsevat huomattavasti lähempänä päiväntasaajaa kuin nykyiset ehjät LDA-muodostumat [Hauber *et al.*, 2008].

Muinaiset LDA-muodostumat ovat syntyneet noin miljardi vuotta sitten, kun laava tai jokin muu virtaava aines on saartanut LDA-muodostuman [Hauber *et al.*, 2008]. Laavan ja LDA-muodostuman törmäyksessä LDA:n tuhoutuminen on vähäistä, koska jään sulaessa myös laavan lämpötila laskee ja muodostuu eristävä kerros. Näin laavakenttä ja LDA-muodostuma synnyttävät terävän kontaktipinnan. Laavan jäähtyessä paikoilleen myös LDA-muodostuman eteneminen pysähtyy. Ilmaston muuttuessa LDA-muodostuma

alkaa tuhoutua sulamisen ja sublimoitumisen seurauksena. Jään sublimoitua kokonaan, jäljelle jää vain LDA:n mukana vuoren rinteiltä kulkeutuneita lohkareita ja jättömaata. LDA-muodostuman tuhoutumisen voi laukaista joko geologinen aktiivisuus tai muutokset Marsin kallistuskulmassa. Mars on voinut kokea useita tällaisia jäätiköitymiseen ja syntyneiden GLF-muodostumien tuhoutumiseen johtaneita ilmastopsyklejä. Tällaisen vaihtelun esiintyessä voi tämäntyyppinen prosessi olla merkittävä Marsin pintaa muokkaava prosessi [Hauber et al., 2008].



Kuva 14: Kuvassa esiintyy LDA-muodostuman kaksi ääripäätä. a) Kuvassa havaitaan kaksi painaumaa mesojen ympärillä. LDA-muodostuma on tuhoutunut ajan kuluessa. Kuva on otettu Kasei Valles alueelta 28.07° N and 286.25° E. b) Kuvassa on hyvin säilynyt LDA-muodostuma, jossa ei juurikaan näy eroosion merkkejä. Kyseinen muodostuma on Deuteronilus Mensae alueelta 46.29° N, 26.6° E. c/d) Tuhoutuneen LDA-muodostuman topografia. e) Tyypillinen LDA-muodostuman topografia [Hauber et al., 2008].

5 LDA-, LVF-, CCF- ja RMC-muodostumien tunnistamiskriteerit

Marsista saadun tarkemman kuvamateriaalin avulla on tunnistettu laaja kirjo GLF-muodostumia, joiden syntymisessä vesi ja erityisesti vesijää on ollut merkittävässä roolissa. Löydettyjen muodostumien tunnistamis- ja nimeämiskäytännöt ovat vuosien varrella vaihdelleet runsaasti, jonka vuoksi Marsin LDA-, LVF-, CCF- ja RMC-muodostumien tunnistamiseen ja luokitteluun on luotu kriteeristö [Souness *et al.*, 2012; Pierce and Crown, 2003; Pedersen and Head, 2010]. Tiettyjen morfologisten piirteiden täyttyminen sijoittaa kunkin muodostuman omaan kategoriaansa. On tärkeä muistaa, että saman kategorian muodostumissa voi todellisuudessa olla suuriakin eroja jääpitoisuuden tai syntymekanismien osalta.

5.1 LDA-muodostumat

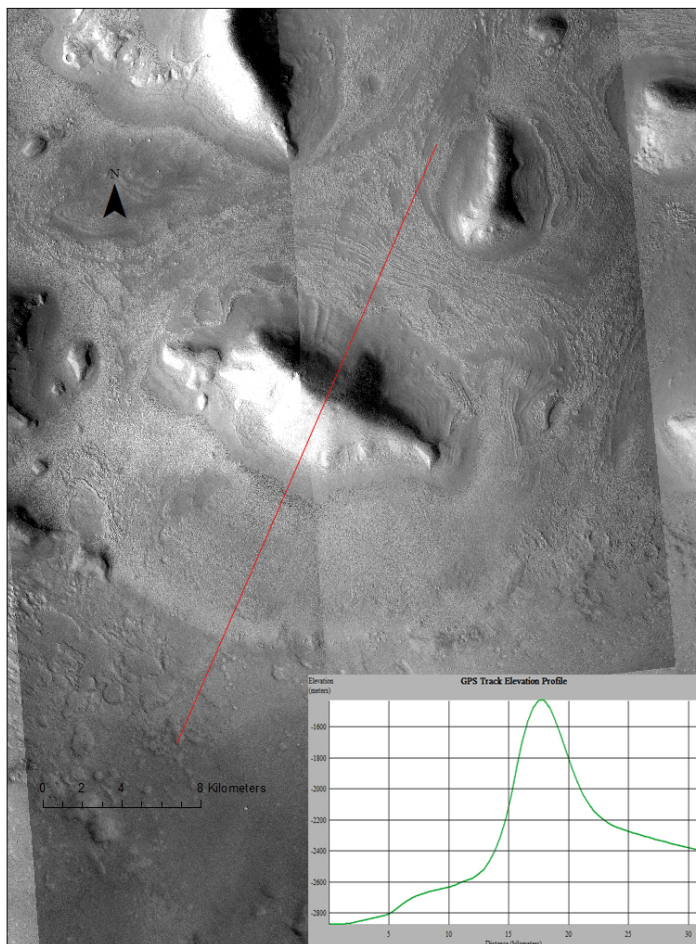
LDA-muodostumat sijaitsevat joko mesojen, ylänköjen alarinteiden tai kraatereiden reunavallien läheisyydessä [Pierce and Crown, 2003]. Ne ovat usein pyöreähköjä, laattamaisia muodostumia [Kuva 29] ja ne sisältävät harjuja, notkoja, sublimoitumiskuoppia sekä piirteitä jään sublimoitumisesta. Lisäksi nähdään merkkejä etenemisestä alarinteeseen, joskus myös ylärinteeseen sekä ainakin neljää erilaista pintarakennetta [Kuva 13, 15] [Pierce and Crown, 2003]. LDA-muodostumien sublimoitumisaste vaihtelee lähes koskemattomasta hyvin rikkonaiseen maisemaan [Kuva 14] [Hauber *et al.*, 2008]. Muodostumissa havaittuja piirteettömiä alueita pidetään kaikkein pahiten erodoituneina [Pierce and Crown, 2003].

LDA-muodostuman rinne on usein loiva, jota seuraa usein muodostuman terävä katkeaminen, joka edustaa LDA:n reunaa [Crown *et al.*, 2005]. Joskus LDA-muodostuman ja lähtöpaikan väliin on voinut muodostua vallihautamainen vajoama. Tämänkaltainen vajoama voi syntyä joko muodostuman loitontuessa syntypaikastaan tai toinen vaihtoehto on jään sublimoituminen rinteeseen ja LDA-muodostuman rajapinnasta [Pierce and Crown, 2003]. Vallihautamuodostuman syntymisen taustalla voi olla myös tuulen voimakas eroosiovaikutus vuoren rinteeseen juurella. Edellä mainitussa tapauksessa tuuli kuljettaa pois suojaavaa kerrosta, jolloin vajoama syntyy pinnan alta sublimoituneen jään johdosta.

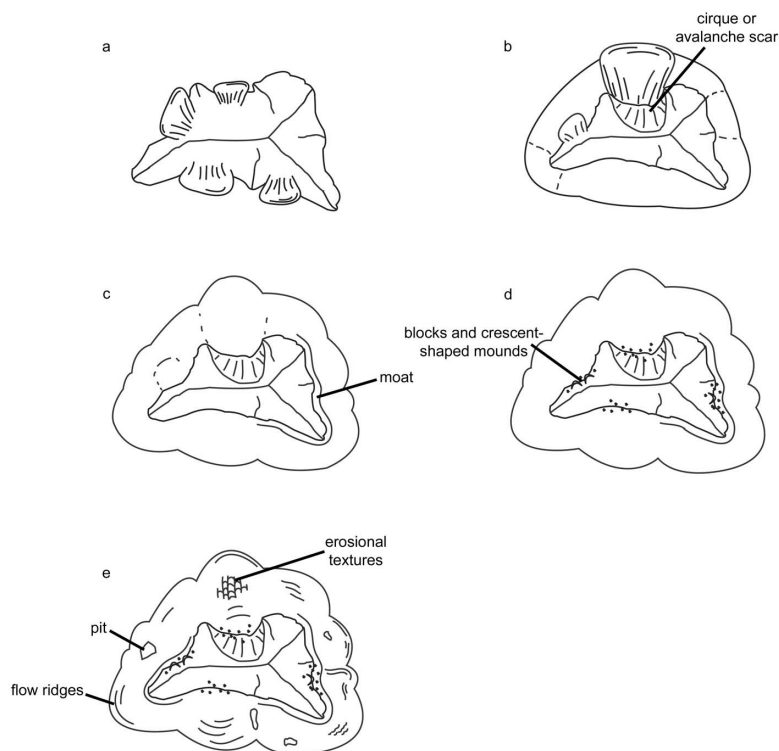
LDA-muodostumat luokitellaan tällä hetkellä morfologisten piirteiden perusteella [Kuva 13], minkä johdosta LDA-muodostumien syntyprosessissa voi esiintyä suurtakin vaihtelua. Vuoren rinteiltä lähtevät muodostumat voivat liittyä yhteen, törmätä keskenään tai törmätä esteeseen [Pierce and Crown, 2003]. Kaavakuva [Kuva 16] esittää yhden mahdollisuuden LDA-muodostuman kehityskaaresta synnystä aina tämänhetkiseen tilaan. Tällä hetkellä vallitsevan käsityksen mukaan LDA-muodostumien syntyminen on vaatinut ai-

nakin jonkin verran jäätä synnyttääkseen nykyisin nähtyjä laajoja LDA-muodostumia [*Pierce and Crown, 2003*]. SHARAD-tutkan ensitulosten perusteella LDA-muodostumat ovat lähes kokonaan vesijäätä [*Pierce and Crown, 2003; Holt et al., 2008*].

LDA muodostuma



Kuva 15: LDA-muodostuma Moreux-kraatterin pohjoispuolella. Kyseinen muodostuma on osa suurempaa kompleksia. Osassa muodostumia on selvästi havaittavissa liikkeestä ja sublimoitumisesta johtuvat moat-vajoamat. LDA-muodostuman topografia on klassisen hyllymäinen, se on mahdollisesti muodostunut jäältä ja LDA-peitto mesan eteläpuolella on 200 metriä paksu. Pohjoispuolella LDA-muodostuman paksuus on jopa 600 metriä. Kuvan koordinaatit $43,5^{\circ}\text{E}$ $44,7^{\circ}\text{N}$

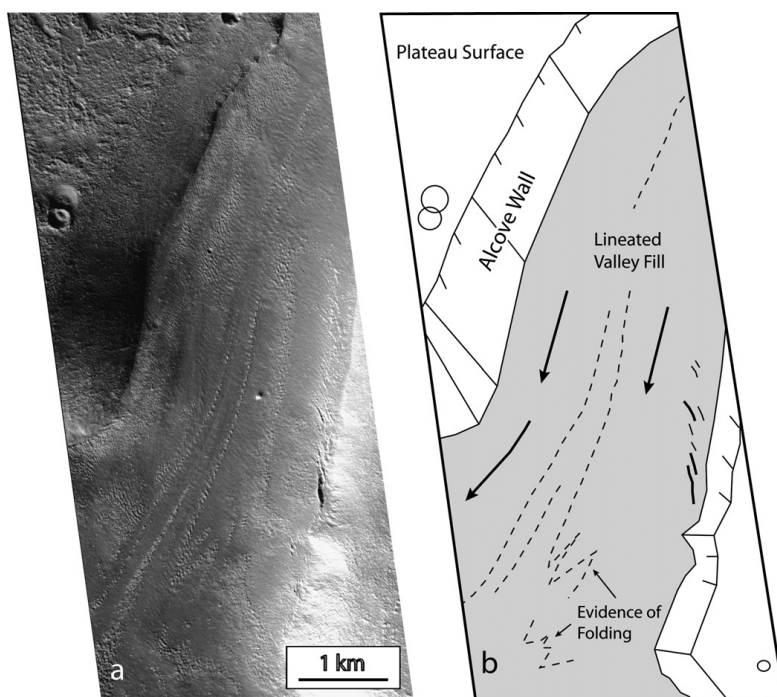


Kuva 16: Yksi mahdollinen LDA-muodostumien syntyteoria: a) Vuorille kertynyt jää ja maa-aines vyöryvät rinteiltä. b) Selitys usein LDA-muodostumissa havaituille vyörymille. Vyöryjen synnyttäjänä toimii joko jään sulaminen tai sublimoituminen. Vyöry synnyttää usein amfiteatterimaisen arven ja kielekemäisen massaliikunnan. c) Jäätiköitymisen jatkuessa vuorilta valuu jatkuvasti lisää massaa LDA-muodostumaan. Massan lisääntymisen myötä yksittäiset LDA-muodostumat yhdistyvät. Joissakin tapauksissa muodostuma irtoaa vuoren seinämästä aiheuttaen moat-muodostuman. d) Jäätiköitymisen loppuvaiheessa vuoren rinteiltä irtoaa ajoittain lohkaraita, jotka peittävät LDA-muodostumia. e) Ilmaston muuttuessa LDA-muodostuma alkaa erodoitumaan. Eroosiomuodostumia ovat sublimoitumiskuopat, pintakerroksen sublimoituminen sekä RMC-kraatterit. Muodostuma sisältää runsaasti massaa, jonka ansiosta se voi liikkua ja siten synnyttää harjuja ja pieniä laaksoja [*Pierce and Crown, 2003*].

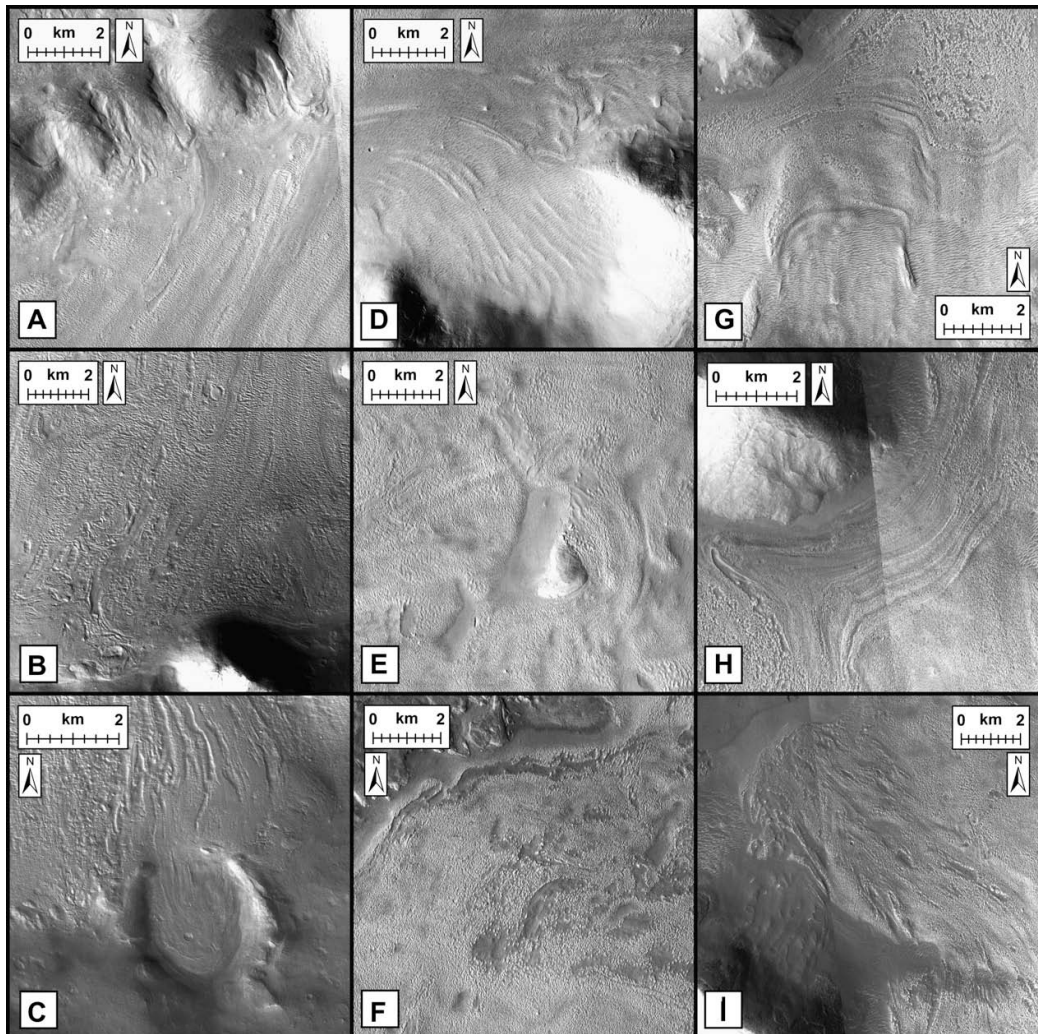
5.2 LVF-muodostumat

LVF-muodostumassa laakson pohja on täyttynyt viskoosista aineksestä [Kuva 17]. Tämä aines on liikkunut yleensä topografian mukaisesti alarinteesen ja voi sisältää hyvin erilaisia pintatekstuureja [Kuva 17, 18]. Muodostuman koostuessa lähes kokonaan jäästä voi jäätikön massasta aiheutuvan paineen myötä jäätikön loppupää työntyä ylämäkeen [*Lahtela et al., 2011*]. LVF-

muodostumat ovat saaneet usein lisämateriaalia laakson seinämistä romahdusten ja virtauksien muodossa [Kuva 18] [Pedersen and Head, 2010]. Niiden taustalla voi olla myös sedimenttikerrosten muodostuminen veden virratessa uomassa [Crown et al., 2005]. LVF-muodostumat sisältävät nimensä mukaisesti puristumisharjanteita, jotka kulkevat vastakkain oletettua liikesuuntaa vastaan [Pedersen and Head, 2010; Morgan et al., 2009]. LVF-muodostumat muistuttavat osittain Maassa sijaitsevien vuorilta lähteviä laaksojäätiköitä [Morgan et al., 2009]. Moreux-kraatterin lounaispuolen virtausuomaan kehittynyt LVF-muodostuma on oppikirjaesimerkki LVF-muodostuman morfologisista piirteistä. Alueen virtausuomastoihin kehittyneet LVF-muodostumat ovat täyttäneet uoman laajalti. Tämä viittaa siihen, että muodostuman synnyssä jäästä ei ole ollut pulaa [Kuva 31, 39]. Tyypillisesti LVF-muodostuma täyttää uoman pohjaa kymmenien tai muutaman sadan metrin paksuudelta. LVF-muodostumat päättyvät joko äkkinäisesti tai laajenevat viuhkamaisesti uoman päättyessä.



Kuva 17: Kuvassa tyypillinen LVF-muodostuma, joka on virrannut topografian mukaisesti alarinteeseen. Muodostuma on saanut uutta materiaalia laakson seinämiltä. Muodostumassa nähdään merkkejä voimakkaasta puristumisesta, joka on aiheuttanut sen laskottumisen [Morgan et al., 2009].

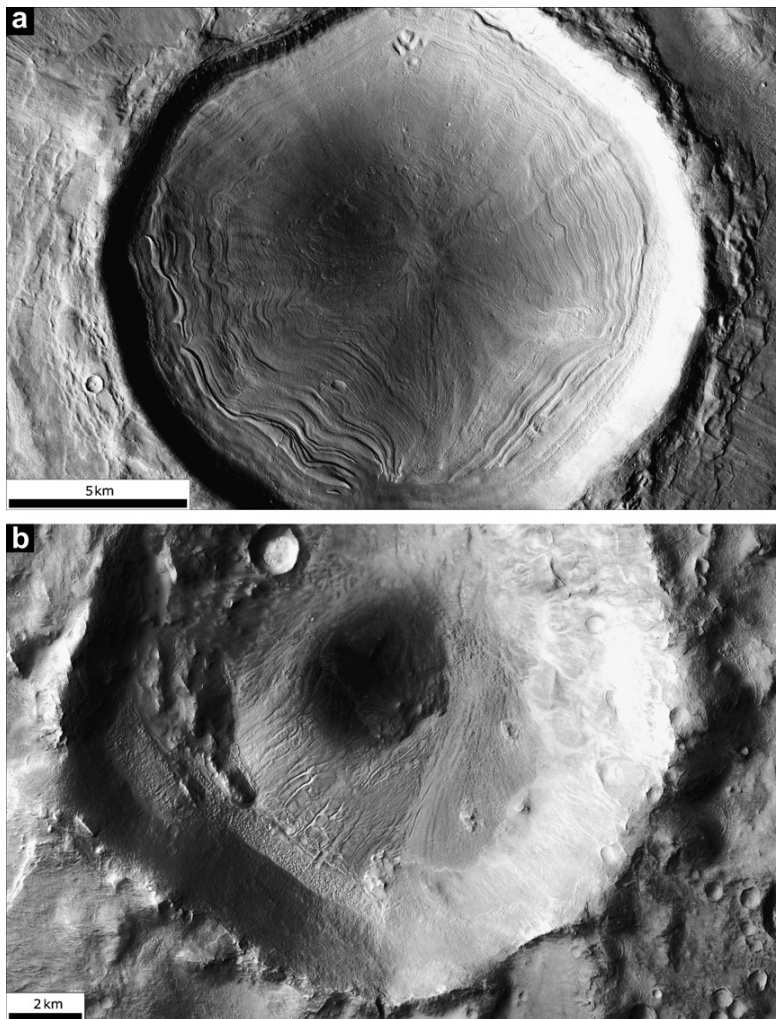


Kuva 18: Kuvassa nähdään LVF-muodostumien pintatekstuuri laajakirjo. Kuvista on havaittavissa alkoveista lähteviä pieniä virtauksia, jotka ruokkivat LVF-muodostumaa. Kuvassa f) nähdään LVF-muodostuman pintakerroksen laajaa sublimoitumista. Kuvassa g) LVF-muodostuman päälle on vyörynyt massaliikunta [Baker et al., 2010].

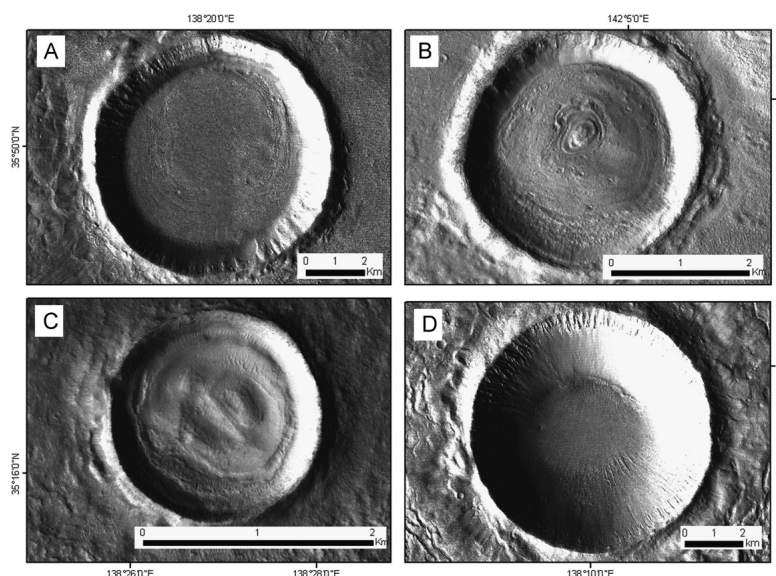
5.3 CCF-muodostumat

CCF-muodostumat ovat osittain peittyneitä kraattereita, joiden pohjalle on kertynyt materiaalia [Kuva 30]. Usein CCF-muodostumissa on myös merkkejä virtauksista [Pedersen and Head, 2010]. Kaikki CCF-muodostumat eivät välttämättä ole syntyneet jäätiköitymisen seurauksena, vaan osa voi muodostua eolisten prosessien kautta [Levy et al., 2010a]. Suurempien kraattereiden [Kuva 33] tapauksessa CCF-muodostuman syntymekanismiin on täytynyt olla samankaltainen kuin muillakin jäätiköitymisvaiheiden aikaan syntyneillä

muodostumilla [Pedersen and Head, 2010]. Muodostumia löydetään usein lähkekin ja ne ovat luultavasti samanikäisiä, mikä viittaa kaikkien muodostumien alkuperän linkittyvän toisiinsa [Levy et al., 2010a]. CCF-muodostumat voivat vaihdella hyvin ohuista kerrostumista melkein koko kraatterin täyttäneisiin muodostumiin [Kuva 19] [Pedersen and Head, 2010]. Muodostumien monimuotoisuuden takia niiden syntyyn on täytynyt vaikuttaa useiden prosessien summa [Pedersen and Head, 2010; Levy et al., 2010a].



Kuva 19: Ylempänä klassinen CCF-muodostuma ja alempana rajatapaus CCF-luokan saaneesta muodostumasta. [Levy et al., 2010a]



Kuva 20: CCF-muodostumien ulkonäkö vaihtelee runsaasti. CCF-muodostumien runsauteen voi vaikuttaa muodostumien herkkyys ilmastonmuutoksille. Kraatterin seiniltä vyöryvät massaliikunnat eivät välttämättä ylety kraatterin keskusta, jolloin muodostuman päälle ei synny riittävää suojakerrosta. Ilmaston muuttuessa riittämättömän suojakuoren omaavat muodostumat alkavat sublimoitua. Prosessi etenee, kunnes saavutetaan tasapaino tai muodostuma muuttuu volatiiviköyhäksi. [Pedersen and Head, 2010]

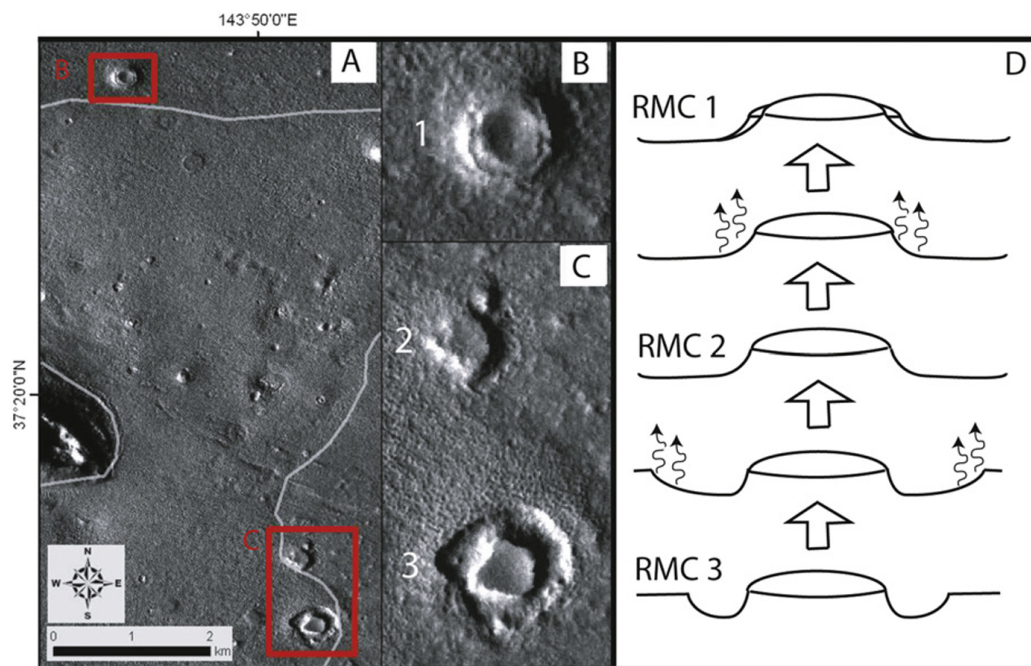
5.4 RMC-muodostumat

Sormuskraatterit (RMC) ovat pienien törmäysten aiheuttamia muodostumia, joissa törmäys on tapahtunut jäärikkaaseen aineeseen [Kuva 21]. Törmäyksen voimasta jäärikasta ainetta suojannut kerros rikkoutuu, mikä johtaa voimakkaaseen ja nopeaan törmäysjäljen tuhoutumiseen [Kress and Head, 2008]. Suurempien törmäysten tapahtuessa jäärikas aines yleensä sublimoituu ja aiheuttaa loiskahduskentän [Carr et al., 1977].

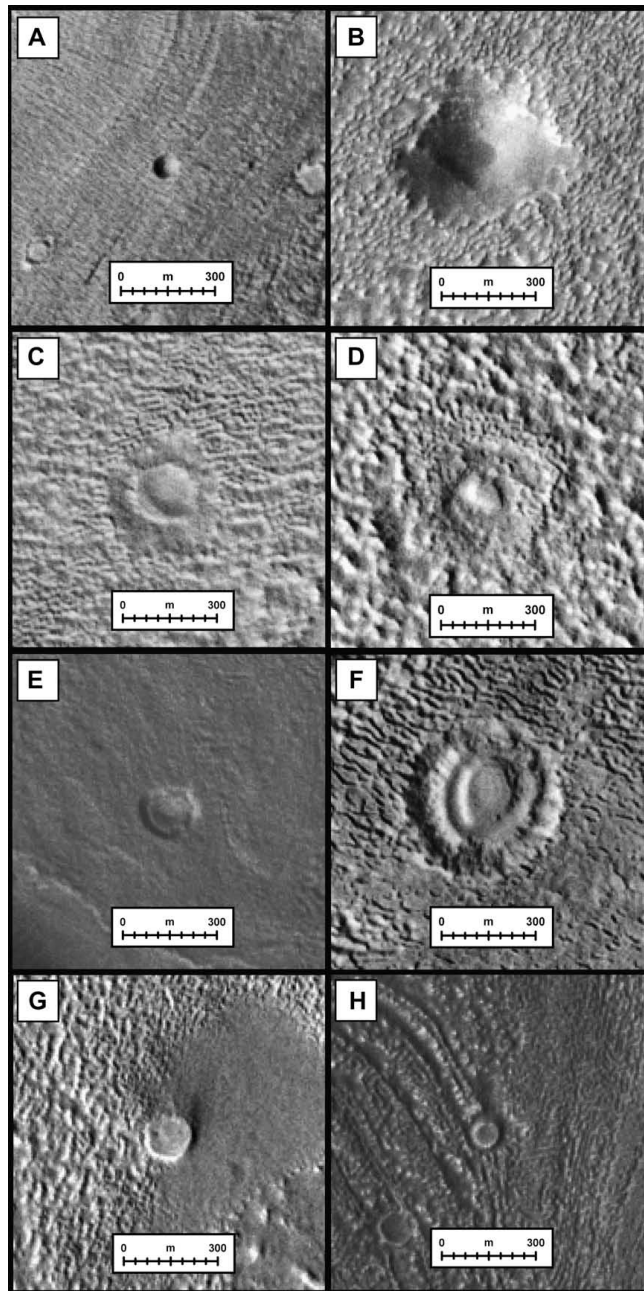
RMC-kraatterit sisältävät harvoin reunavalleja. Ne ovat suhteellisen pieniä, halkaisijaltaan tyypillisesti 10 – 1000 metriä. RMC-kraatterit voidaan jakaa neljään morfologiseen päätyyppiin: 1. Kraatteriin, jonka keskellä on kuoppa tai maljainen painauma. 2. Kraatterin keskellä voi olla pieni terrassi, jota ympäröi vallihauta. 3. Kraatteri voi koostua useista renkaista (multi-ring). Useista renkaista koostuvan törmäysjäljen muodostuminen kovaan maaperään vaatii suuren törmäyksen. 4. Kraatteriin, jonka keskustassa on pieni kohouma [Kuva 22]. RMC-kraattereita on löydetty vain LDA- ja LVF-muodostumien pinnalta [Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009].

Ajan kuluessa kraatterista jää jäljelle törmäyksessä muodostunut keskus-

kohouma, jota ympäröi vallihauta. Kraattereiden pienen koon johdosta ne tuhoutuvat ja peittyvät suhteellisen nopeasti. Kraattereiden nopean tuhoutumisen johdosta RMC-muodostumia ei ole löydetty muiden kuin LDA- ja LVF-muodostumien pinnalta. RMC-muodostumia on alettu käyttää LDA- ja LVF-muodostumien eroosioasteen mittareina [*Pedersen and Head, 2010*].



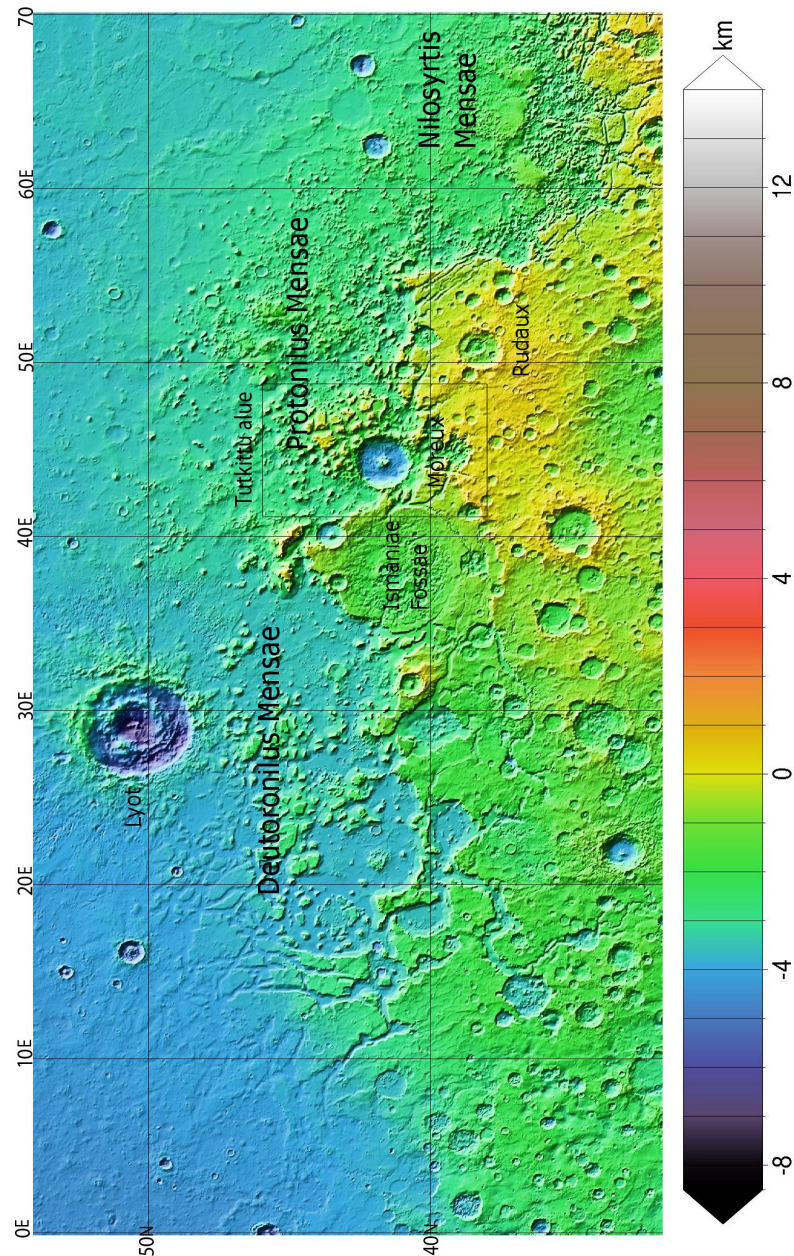
Kuva 21: Kuvassa on RMC-muodostumia, jotka ovat pienten törmäyksien aiheuttamia. Kuvassa oikealla oleva kuva sarja esittää RMC-muodostumisen kehityskaaren. RMC 1 kraatteri on tuorein ja vähiten eroosion vaikuttamana. Ajan kuluessa RMC 2 kraatterin reunat ovat tasoittuneet heittelekentässä esiintyneen jään sublimoituessa. Erodoitumisen jatkuessa lopputuloksena syntyy RMC 3 tyyppinen vallihautamaisen rakenne, joka muistuttaa sormusmuottia [*Pedersen and Head, 2010*].



Kuva 22: Sormuskraattereiden ulkonäkö vaihtelee runsaasti. Tämä vaikeuttaa niiden kartoitusta ja erottamista sublimoitumiskuopista. Kuvassa esiintyy edellä mainittujen neljän eri tyypin RMC-kraattereita. Kraatterit ovat hyvin pieniä ja niiden kartoituksessa tarvitaan tarkkoja kuvia tutkittavalta alueelta. [Morgan et al., 2009]

6 Jään ja virtaavan veden merkitys Protonilus Mensae-alueen kehityksessä

6.1 Protonilus Mensaeen geologia



Kuva 23: Konteksikuva tutkitusta alueesta. Alue sijaitsee Protonilus Mensaeen alueella dikotomiarajalla. Kuvan koordinaatit ovat 0°E-70°E ja 32°N-53°N. Ympäröiviltä alueilta on löydetty paljon merkkejä amatsoonisella aikakaudella tapahtuneesta jäätiköitymisestä. Karttaprojektiona on Mercator. Kuvan pohjana on käytetty Marsin globaalia MOLA-kuvaa.

Protonilus Mensae sijaitsee dikotomiarajalla Deutoronilus Mensaen ja Nilosyrtris Mensaen välissä. Useat tutkijaryhmät ovat kartoittaneet ympäröiviä alueita [Baker et al., 2010; Head et al., 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007]. Squyres [1978] tutki Protonilus Mensaen aluetta ja löysi Viking-materiaalista merkkejä LDA- ja LVF-muodostumista. Kaikissa tutkimuksissa alueelta on löydetty viitteitä amatsoonisella aikakaudella esiintyneestä jäätiköitymisestä. Alue on voinut kokea useita jäätiköitymisvaiheita historiansa aikana [Baker et al., 2010; Head et al., 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007].

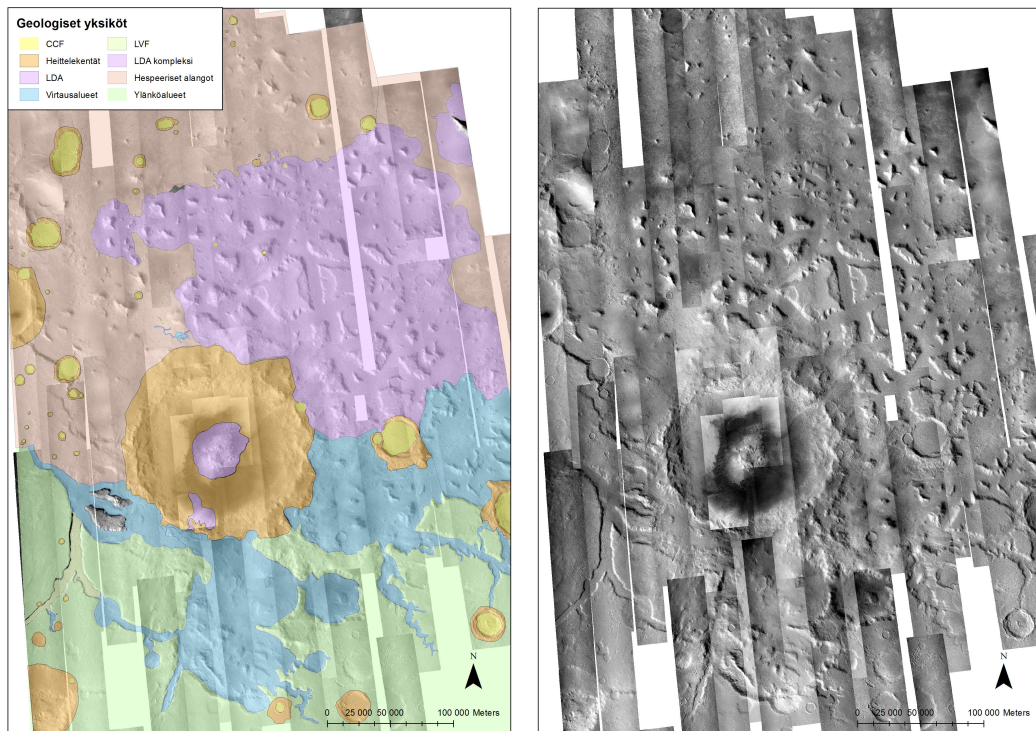
Jäätikkömaisten muodostumien ollessa todellakin jäätiköitä. Ne voivat ilmastomuutosten johdosta uudistaa pintansa tehokkaasti ja tuhota samalla todisteet niiden todellisesta iästä. Alueen GLF-muodostumien ikä voidaan luotettavasti määrittää alueen geologisen kartan perusyksiköiden [Lucchitta, 1978] iän ja viereisiä alueita tutkineiden tutkimusryhmien tulosten väliin [Baker et al., 2010; Head et al., 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007]. Jäätiköt Marsissa voivat käyttäytyä eri tavalla kuin Maan vastaavat, johtuen erilaisista ja muuttuvista olosuhteista. Tästä johtuen GLF-muodostumien ajoittaminen kraatterilaskujen perusteella herättää enemmän kysymyksiä kuin vastauksia.

Protonilus Mensaen alue koostuu viidestä geologisesta yksiköstä: Moreux-törmäyskraatterista, sirpaloituneesta ylängöstä, ehjänä säilyneestä ylänköalueesta, virtausuomastosta ja hespeerisestä alankoalueesta [Lucchitta, 1978] [Kuva 24]. Ylänköalueet ovat muinaisia noaakkisella aikakaudella muodostuneita alueita [Lucchitta, 1978]. Ylänköalue on luultavasti ollut muinaisuudessa yhtenäinen. Moreux-kraatterin muodostanut törmäys noaakkisella aikakaudella tai hespeerisen aikakauden alussa on aloittanut ylänköalueen sirpaloitumisen. Mikäli alue on ollut GLF-muodostumien peittämä törmäyksen ilmaantuessa, on törmääjä aiheuttanut osan ympäröivistä virtausuomista. Törmäyksen voima on rikkonut kallioperää, joka on edesauttanut jäätiköitä uurtamaan ylänköalueelle 4 – 15 kilometriä leveitä U-muotoisia laaksoja. Seuraavissa kappaleissa käydään tarkemmin läpi kunkin geologisen yksikön kartoituksessa havaittuja piirteitä ja merkkejä veden sekä jään esiintymisestä alueella.

Kartoituksessa päädyttiin hyvin samankaltaiseen tulokseen alueen geologiasta kuin Lucchitta [1978]. Suurimpana erona kartoituksessa on sirpaloituneen ylänköalueen kartoittaminen LDA-kompleksiksi.

6.1.1 Moreux-kraatteri

Moreux-kraatteriin on sen syntymisen jälkeen virrannut materiaalia useista suunnista [Kuva 27]. Kraatteriin tunkeutuu useita virtausuomia etelästä ja yksi LVF- tai LDA-muodostuman aiheuttama virtaus koillisesta [Kuva 35].



Kuva 24: Vasemman puoleisessa kuvassa tutkittu alue on kartoitettu hallitsevien geologisten piirteiden mukaan. Alueella sijaitsee viisi geologista yksikköä. Oikealla olevassa kuvassa sama alue CTX-kuvien mosaiikkina. CTX-kuvien laajan kattavuuden myötä aluetta on voitu tutkia laajalla perspektiivillä.

Kraatteriin ei virtaa selviä uomia muista suunnista. Kraatterin seinämiltä on vyörynyt usein pinta-ainesta kohti kraatterin pohjaa.

Alueella vallitsevat tuulet ovat tuoneet runsaasti pölyä ja jäätä kraatterin pohjalle. Kraatterin pohjalta on löydettävissä dyynikenttiä [Kuva 25] ja puolikuun muotoisia yksittäisiä dyynejä sekä monia muita eolisten prosessien aiheuttamia jälkiä [Cardinale et al., 2011; Cardinale and Komatsu, 2010].

Kraatterin pohja on hyvin kompleksinen sisältäen päällekkäin useiden prosessien muokkaamaa materiaalia. Kraatterin keskuskohouman ympärillä on monimutkainen ja monikerroksellinen LDA-rakenne [Kuva 26]. Pohjalla on havaittavissa merkittävää jään, veden ja tuulen aiheuttamaa eroosiota [Kuva 27]. Kraatterin pohja on hautautunut useiden kilometrien paksuisten kerrosten alle.

Kraatterin luoteispuolella kraatterin reuna on vain 200 metriä korkeammalla kuin nykyinen hespeerinen tasanko. Tasangon muodostanut laavakenttä ei ole kyennyt puhkaisemaan kraatterin reunaa. Tämä johtunee suurimmaksi osaksi alueen topografiasta, joka laskee pohjoista kohti mentäessä. Clifford työryhmineen [2001] esittivät noakkisella aikakaudella esiintyneen me-

ren pinnankorkeuden olleen -2500 metriä. Tällaisen meren olemassaollessa olisi Moreux-kraatteri ollut veden peitossa. Kraatteriin etelästä laskevat virtausuomat olisivat virranneet nykyisen luoteisreunan yli ja jatkaneet matkaa kohti pohjoista [Clifford, 1993]. Tämän tyyppisestä tapahtumasta ei ole jäänyt muita todisteita kuin topografinen tulkinta. Hespeerisellä aikakaudella tapahtuneet suuret tulvat ovat muodostaneet todennäköisesti kraatterin pohjalle lyhytikäisen järven.

6.1.2 Hespeeriset alangot

Hespeeriset alangot ovat syntyneet yhdessä Tharsiksen pullistuman ja Alba Pateran muodostaneen vulkaanisesti aktiivisen aikakauden aikana. Molempien muodostuminen synnyttämät laavakentät ovat tunkeutuneet kohti pohjoisen alankoja [Lucchitta, 1978]. Laavan tunkeutuessa Protonilus Mensaen alueelle se ei ole voinut edetä sirpaloituneelle ylängölle alueen topografiasta johtuen. Laavakenttien muodostumisen aikoihin on hyvin mahdollista, että alueella on ollut samankaltaisia muodostumia kuin nykyisin [Morgan et al., 2009]. Sirpaloituneen ylänköalueen LDA- ja LVF-muodostumat näyttävät täysin ehjiltä, kun taas lännempänä sijaitsevat LDA-muodostumat ovat pienempiä ja sisältävät enemmän merkkejä eroosiosta sekä kerroksellisuudesta. Alueelta ei löydy samankaltaisia merkkejä muinaisista LDA-muodostumista kuin Hauber työryhmineen [2008] löysi. Tämän johdosta alue on tuskin ollut LDA- ja LVF-muodostumien peitossa tasankojen muodostuessa. Ainakaan todisteita muinaisista LDA- ja LVF-muodostumista ei ole säilynyt.

Toinen teoria alankojen syntymiselle ovat hespeerisen aikakauden massiiviset tulvat, jotka ovat muodostaneet meren pohjoisille tasangoille [Clifford, 1993]. Melkein kaikki alueen kraatterit sisältävät CCF-muodostuman, joka voisi olla tulvien tuomaa sedimenttiä. Todennäköisempi syy CCF-muodostumien syntyyn on jään kertyminen kraattereiden reunoille, massaliikunnat sekä myöhäisemmät lyhyet jäätiköitymisjaksot [Pedersen and Head, 2010; Levy et al., 2010a]. Alangot voi erottaa LDA-muodostumista niiden karkeamman pinnan ansiosta. Alangoilla on säilynyt huomattavasti enemmän törmäysjälkiä kuin läheisellä LDA-kompleksialueella. Useat kraatterit ovat lähes kokonaan hautautuneet, mutta ovat edelleen tunnistettavissa. Pienienkin kraattereiden säilyminen viittaa tasankojen olevan vulkaanista alkuperää.

6.1.3 Noaakkinen ylänkö

Protonilus Mensaen eteläosassa sijaitsee hyvin säilynyt muinainen ylänköalue, joka eroaa merkittävästi kaikista muista alueen geologisista yksiköistä. Ylänköalue on syntynyt noaakkisella aikakaudella ja on ollut olemassa jo Moreux-kraatterin muodostaneen törmäyksen tapahtuessa. Ylänkö on ollut aikaisemmin paljon laajempi. Nykyään Protonilus Mensaen muinainen

ylänkö on jakautunut kahteen osaan. Eteläisempi puolisko on säilynyt huomattavasti paremmin kuin pohjoisessa oleva sirpaloitunut ylänkö. Alueella sijaitsee useita yli 20 kilometriä halkaisijaltaan olevia kraattereita sekä hyvin paljon pienempiä törmäysjälkiä.

Ylänköön on sitoutunut huomattava määrä jäätä. Tämä jää on sulanut aiheuttaen fluviaalista toimintaa alueella [Kuva 31, 32, 33]. Ylänköön on muovautunut jään ja virtaavan veden vaikutuksesta useita yli 100 kilometriä pitkiä uomia [Kuva 24]. Uomien pohjalle on muodostunut LVF-muodostuma [Kuva 31], joka viittaa uoman virtauksen muuttuneen jäärikkaammaksi ilmaston muuttuessa tai geologisen aktiivisuuden hiipuessä. Ylänköjen uomista vain yksi alkaa selvästi kraatterista [Kuva 33]. Muut uomat alkavat keskeltä ylänköä. Tämänäyttöinen syntytapa viittaa pohjaveden tunkeutumiseen pintakerroksen läpi tai roudan sulamiseen. Luultavasti jään sulaminen on tapahtunut alaspäin tulevan lämmönvaikutuksesta. Nouseva magma tai tektoniset jännitteet ovat voineet toimia kyseisenä lämmönlähteenä.

6.1.4 Sirpaloitunut ylänkö

Sirpaloitunut ylänkö on muodostunut samaan aikaan kuin etelämpänä sijaitseva ylänkö. Alue on kokenut sirpaloitumisen Moreux-kraatterin synnyttäneen törmäyksen jälkeen. Alue on tällä hetkellä kauttaaltaan LDA- ja LVF-muodostumien saartama [Kuva 24] [Squyres, 1978]. LDA-kompleksialueen koko on 30000 km². Ylängön mesat sisältävät huomattavasti enemmän kraattereita kuin LDA- ja LVF-muodostumat. LDA- ja LVF-muodostumat vaikuttavat huomattavan nuorilta, koska ne peittävät kaikkia muita alueen kerroksia ja sisältävät erittäin vähän kraattereita. Suurimmat LVF-muodostumat ovat yli 100 kilometriä pitkiä ja 14 kilometriä leveitä koko matkaltaan. LVF-muodostumat ovat puhkaisseet 11 kilometriä leveän aukon 30 kilometriseen kraatteriin.

Ympäröiviltä alueilta on löydetty samankaltaisia muodostumia kuin Protonilus Mensaen alueelta. Aiemmat tutkimukset ovat esittäneet jäätiköitymisen olleen laajaa koko dikotomiarajalla sekä GLF-muodostumien olleen aikoinaan huomattavasti laajempia [Baker et al., 2010; Head et al., 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007].

GLF-muodostumien toimintaa on helpottanut Moreux-törmäyksen aiheuttama kallioperän lohkeilu. LVF- ja LDA-muodostumien liike on ollut monimutkaista ja sama muodostuma on näyttänyt liikkuneen useampaan suuntaan. Squyres [1978] päätyi jo Viking-kuvien perusteella samankaltaiseen johtopäätökseen. LDA- ja LVF-muodostumien pinnoilla on äärimmäisen vähän merkkejä törmäyksistä. RMC-muodostumien vähyys alueella herättää kysymyksen muodostumien koostumuksesta ja iästä. Osa sublimoitumiskuo- pista voi olla myös RMC-kraattereita. Kraattereiden vähyys osoittaa, että

LDA- ja LVF-muodostumat ovat muodostuneet amatsoonisella aikakaudella eli ovat verrattain nuoria [Baker et al., 2010]. Muodostumat voivat olla edelleen aktiivisia, jolloin ne uusivat pintaansa erittäin tehokkaasti. Muodostumien keskinäinen törmääminen viittaa alueen olleen pitkän aikaa LVF- ja LDA-muodostumien valtaama.

Topografiassa sirpaloitunut ylänkö on 500-2000 metriä ylempänä kuin hespeeriset alangot. Ylänköalueille muodostuneet LDA- ja LVF-muodostumat ovat paljon suurempia ja paksumpia kuin vastaavasti alankoalueille muodostuneet LDA- ja LVF-muodostumat. Tämä viittaa siihen, että myöhäisen jäätiköitymisaikakauden aikana otollisemmat olosuhteet sijaitsivat topografisesti ylempänä.

6.1.5 Virtausuomastot

Tutkitulla alueella sijaitsee kaksi erillistä painauma, joissa näkyy runsaasti fluviaalisen toiminnan merkkejä [Kuva 24]. Ensimmäinen alueista sijaitsee Moreux-kraatterin eteläpuolella, jossa sijaitsevaan ylänköön on sitoutunut paljon vesijäätä. Vesijää on joko ilmastonmuutoksen [Laskar et al., 2004] tai geologisen aktiivisuuden lisääntymisen myötä sulanut ja aiheuttanut alueella laajaa fluviaalista toimintaa [Kuva 39].

Suurin osa ylängön uomista näyttää saavan alkunsa keskeltä ylänköä [Kuva 31]. Virtausalueen suuri koko ja uomien alkaminen keskeltä ylänköä viittaavat vahvasti siihen, että uomien aiheuttaja on ollut joko jäätyneet vesi regoliitissa tai pohjaveden tunkeutuminen pintakerroksen läpi. Lisäksi alueelta löytyy paljon pienempiä uomia [Kuva 32]. Nämä ovat muodostuneet myöhäisempinä aikoina amatsoonisen aikakauden alkupuolella. Suuret virtausalueet ovat syntyneet hespeerisellä aikakaudella ja ollessaan aktiivisia uomat ovat puhkaisseet Moreux-kraatterin reunavallin ainakin kahdesta eri kohdasta. Vanhempi 20 kilometriä leveä ja 400 metriä syvä V-muotoinen puhkaisu näkyy vain topografiassa selvästi. CTX-kuvissa uoma näyttää samankaltaiselta kuin ympäröivät reunavallit, mikä vaikeutti huomattavasti sen havaitsemista. Voimakkaan erodoitumisen takia purkausuoma on ollut toiminnassa vain lyhyen ajanjakson ja se on syntynyt todennäköisesti katastrofaalisen tulvan seurauksena. Myöhemmät jäätiköitymisvaiheet eivät ole onnistuneet aktivoimaan puhkaisua uudelleen.

Kahden ylänköalueen väliin jää hyvin samanlainen muodostuma kuin Moreux-kraatterin eteläpuolella sijaitseva virtauspainauma. Alueelle virtaa vain kaksi uomaa ylängöltä [Kuva 24]. Pidemmällä uomalla on kaksi alkupistettä, jotka yhtyvät yhdeksi uomaksi kauempana alkulähteistään. Toisen uoman alkupiste on törmäyskraatteri ja toinen, lyhyempi uoma alkaa keskeltä ylänköä. Molemmat uomat ovat yli 100 kilometriä pitkiä ja niiden leveys vaihtelee matkan aikana. Kaikissa tapauksissa uomien alkupäät ovat huomattavasti kapeampia kuin loppupäät. Tämä on tyypillistä vedenvirtauksen

aiheuttamille uomille.

Selvin virtaavan veden aiheuttama uoma alueella on Ismeniae Fossaen eteläosassa sijaitsevasta kraatterista lähtevä uoma, joka puhkaisee Moreux-kraatterin seinämän syöksyen kraatteriin [Kuva 27]. Mittaa uomalle kertyy 250 kilometriä ja sen leveys vaihtelee 5 – 10 kilometrin välillä. Protonilus Mensaen alueella uoman pohjalla on LVF-muodostuma [Kuva 39], joka viittaa siihen, että ilmaston muuttuessa uomassa on esiintynyt jäärikas virtaus. LVF-muodostuma päättyy hyvin terävästi ja topografia uomassa laskee 600 metriä alle 20 kilometrin matkalla. Todennäköisesti uoma on täyttynyt seinämiltä vyöryneen pölyn ja jään kasautuessa tai vaihtoehtoisesti uoma on jäänytynyt paikoilleen. Alueen virtausuomastojen ja LVF-muodostumien syntyminen ja virtaaminen on tapahtunut samankaltaisesti kuin koko dikotomiarajalla [Baker et al., 2010; Head et al., 2006b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007].

6.2 Jään ja veden merkkejä tutkitulla alueella

6.2.1 Moreux-kraatteri

Moreux-kraatterin ympäristöön on syntynyt paljon dyynejä ja dyynikenttiä [Kuva 25], jotka sijaitsevat lähellä keskuskohoumaa. Dyynit ovat syntyneet selvästi tummemmasta aineesta kuin ympäröivät alueet. Tämä viittaa dyynien muodostuneen erilaisesta hiekasta kuin tuulen mukana kraatteriin laskeutunut pöly [Cardinale et al., 2011; Cardinale and Komatsu, 2010]. Dyynit ovat muodoltaan vaihtelevia ja kuvassa [Kuva 25] esiintyvä dyynikenttä on 15 kilometriä pitkä ja 6 kilometriä leveä. Dyynejä on huomattavasti enemmän kraatterin länsipuolella. Tämä johtuu alueella vallitsevien tuulten suunnasta [Cardinale et al., 2011; Cardinale and Komatsu, 2010].

Moreux-kraatterin keskuskohouman jyrkille rinteille on muodostunut monikerroksellisia LDA-muodostumia [Kuva 26]. Keskuskohouman pohjoispuolen rinteille syntyneessä LDA-muodostumassa näkyy paljon merkkejä jään myötävaikutuksesta muodostuman etenemisessä, mikä on aiheuttanut massan liikkumisen nesteeseen tavoin. Muodostuma näyttää liikkuneen kohti pohjoista. LDA-muodostumaan on syntynyt sharp-ridge-valley -muodostuma. Piercen [2003] tulkinnan mukaan näkyvissä on LDA-muodostuman syvempiä kerroksia, josta pintakerros on sublimoitunut pois. Yhdyn Piercen mielipiteeseen siinä, että nyt näkyvissä oleva muodostuma on todellakin LDA-muodostuman syvempi kerros. Rinteen jyrkkyyden takia näkymä paikanpäällä voisi vaikuttaa jopa porrasmaiselta.

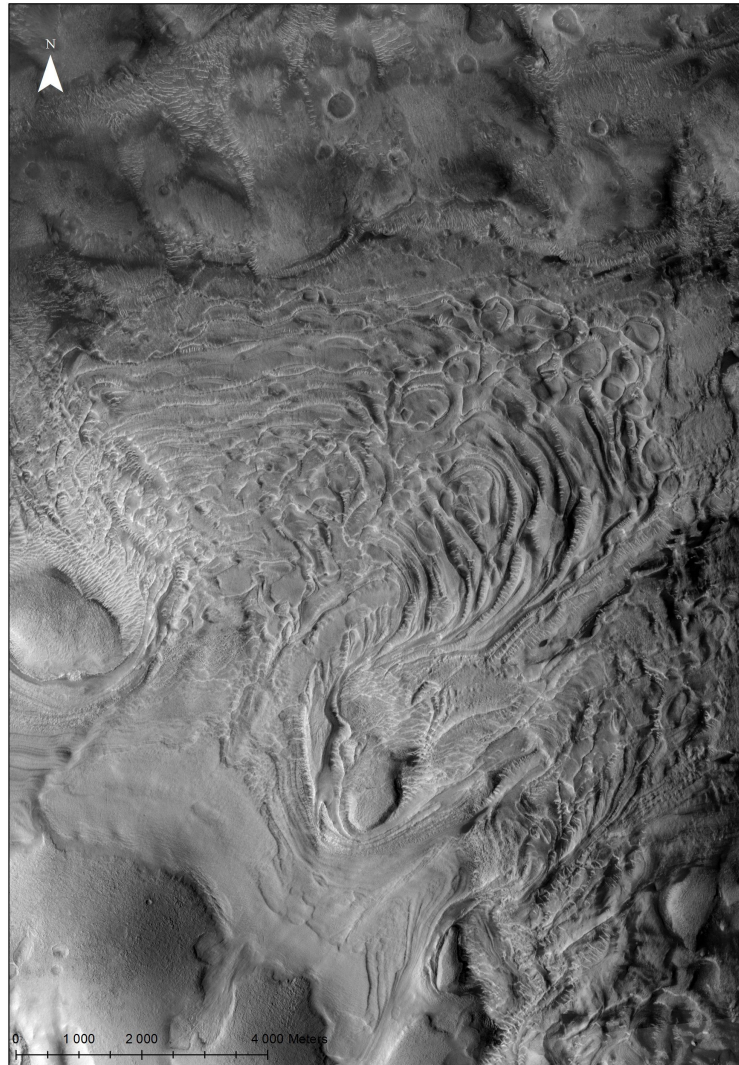
Täydellinen kraattereiden puuttuminen keskuskohouman ympärille muodostuneissa LDA-muodostumissa viittaa niiden olevan amatsoonisen aikakauden tuotoksia. Stratigrafinen sijainti kaikkein päällimmäisenä kerroksena ajoittaa muodostumat nuoriksi. Muodostumien jään runsas sublimoituminen



Kuva 25: Kuvassa näkyy Moreux-kraatterin pohjalla oleva dyynikenttä, joka muodostuu selvästi ympäröivää ainesta tummemmasta hiekasta. Kraatterin länsipuolella dyynit ovat selvästi isompia kuin kraatterin itäpuolella. CTX kuva: [B01 – 009851 – 2224 – XN – 42N315W]

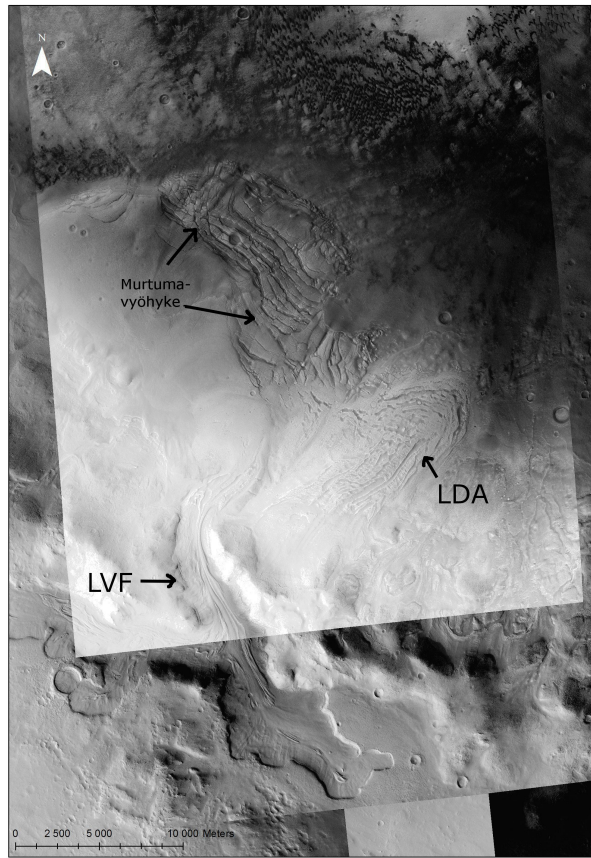
ja muodostumien liike niiden muodostuessa on voinut tuhota pienet kraatterit tehokkaasti ja näin ollen salata jäätiköiden todellisen iän.

Runsaan sublimoitumisen on voinut aiheuttaa jyrkkä rinne, johon muodostunut LDA-muodostuma nytkähtelee eteenpäin aiheuttaen halkeamia ja murtumia. Näiden murtumien kautta jää sublimoituu pois aiheuttaen epävakautta LDA-muodostumaan. Amatsoonisella aikakaudella muodostuneet LDA-muodostumat eivät ole kyenneet etenemään yli 15 kilometrin päähän keskuskohoumasta. Jäätiköityminen on ollut pienimuotoista ja paikallista.



Kuva 26: Kuvassa kraatterin keskuskohouman pohjoisrinteeltä lähtevä LDA-muodostuma. Muodostuma sisältää merkkejä kerroksellisuudesta ja LDA-muodostumasta on sublimoitunut runsaasti jäätä. Muodostuma laskee neljän kilometrin aikana yli kilometrin. Paikanpäältä katsottuna rinne näyttää luultavasti porrasmaiselta. CTX kuva: [P18 – 008137 – 2219 – XN – 41N315W]

Moreux-kraatterin eteläisen seinämän on todennäköisesti puhkaissut virtaava vesi, joka on myöhemmin muuttunut jäärikkaammaksi virtaukseksi [Kuva 27]. Uoma on uurtanut itselleen neljä kilometriä leveän ja 200 metrin syvyisen V-muotoisen uoman. Puhkaisu on muodostunut hespeerisellä aikakaudella syntyneiden suurten tulvien purkautuessa kohti pohjoisia tasankoja. Tulvat ovat tuoneet kraatterin pohjalle noin 200 km² kokoisien kerroksen huuhtoutunutta pinta-ainesta, joka on muodostanut sedimenttikerroksen.



Kuva 27: Kuvassa näkyy virtaavan veden aiheuttama V-muotoinen puhkaisu Moreux-kraatteriin. Virtaus on myöhemmin muuttunut historian-
sa aikana jäärikkäämmäksi ja aiheuttanut virtausuoman pohjalle LVF- ja
LDA-muodostuman. Jäävirtauksen aiheuttama kieleke on kokenut pinta-
kerrosten sublimoitumisen. Veden virtauksen mukanaan tuoma sediment-
tikerros on murtunut joko liikkuessaan tai kerroksen alta on sublimoi-
tuneen jään ansiosta. CTX mosaiikki: [B18 – 016642 – 2219 – XN –
41N316W],[G07 – 020822 – 2220 – XN – 42N315W],[P03 – 002098 – 2220 –
XI – 42N315W],[P17 – 007491 – 2211 – XI – 41N315W],[P18 – 008137 –
2219 – XN – 41N315W],[P05 – 002876 – 2219 – XI – 41N316W],[P13 –
006133 – 2196 – XN – 39N315W]

Uoman virtaus on ajan kuluessa pienentynyt ja se on uurtanut yhä syvem-
män ja kapeamman uoman itselleen, kunnes virtaavan veden saatavuus on
tyrhtynyt.

Aktiivisuuden hiipuessa virtaus muuttui viskoosimmaksi ja jätti jälkeen-
sä LVF-muodostuman uoman pohjalle. Amatsoonisella aikakaudella kraatte-
rin reunan alkoviin on alkanut muodostua jäätä. Jään kertyminen on muo-
dostanut alueelle LDA-muodostuman, joka on edennyt topografian mukai-

sesti kohti kraatterin pohjaa. LDA-muodostuma on rajoittunut hespeerisen ajan sedimenttikerrokseen ja sen pintakerrokset ovat sublimoituneet ilmaston muuttuessa.

Hespeerisen ajan sedimenttikerroksen muodostuessa siihen on sitoutunut runsaasti vettä, joka on jäänyt loukkuun sedimenttikerroksen alle. Ajan kuluessa muodostunut jää on sublimoitunut pois aiheuttaen murtumia ja kerroksen romahduksia. Kuvassa [Kuva 27] näkyy kuinka kerros on sirpaloitunut veden sublimoitua. Tarkemmalla resoluutiolla tarkastellessa alueella on runsaasti murtumia. Tämä viittaa siihen, että kerroksesta on sublimoitunut runsaasti jäätä sen muodostumisen jälkeen. Sedimenttikerros on erodoitunut kaikkein voimakkaimmin reuna-alueilta, missä kerrosta on suojannut ohuempi peitto. Ajan kuluessa kerros tulee sirpaloitumaan kauttaaltaan samankaltaiseksi kuin sen reuna-alueet ovat tällä hetkellä. Alueen roudan sublimoituminen muistuttaa mekanismiltaan Sharpin [1973] ehdottamaa mekanismia dikotomiarajan muodostumisesta, tosin pienemmässä mittakaavassa.

6.2.2 Hespeeriset alangot

Hespeerisen aikakauden alangot ovat kokeneet vain vähäistä pinnan uudistumista muodostumisensa jälkeen. Paikoin törmäykset ovat aiheuttaneet paikallisesti pintakerroksen alle jääneen jään sublimoitumista [Kuva 28]. Merkkejä jäätiköitymisestä ja fluviaalisista virtauksista esiintyy vain mesojen ja kraattereiden ympäristössä [Kuva 29,30]. Sublimoituminen voi johtua myös hiilidioksidin purkautumisesta pintakerroksen alta. Alangot näyttävät muodostuneen laavakentistä ja niiden pintakerrokset sisältävät runsaasti pieniä kraattereita. Nämä kraatterit ovat tosin osittain tai melkein kokonaan hautautuneet, jolloin niiden havaitseminen on vaikeampaa kuin ylänköjen kohdalla. Alankojen pintakerros näyttäisi olevan hyvin erilainen kuin noaakilla aikakaudella muodostuneiden ylänköjen pinta.

Alankojen pinta on rypyläistä ja rikkonaista. Välillä siinä on selvästi erotettavissa ehjiä laattoja ja pieniä merkkejä sublimoitumisesta. Alue on topografisesti -2800 metriä nollapinnan alapuolella. Souness työryhmineen [2012] havaitsivat, että jäätikkömäisiä piirteitä esiintyy tällä hetkellä eniten noin -3000 metrin topografiakäyrällä. Alueelle on kertynyt jäätä vuotuisena kertymänä ja tuulen kuljettamana, mutta jään säilymisen kannalta tärkeän eristekerroksen puuttuminen on aiheuttanut jään sublimoitumista. Eristekerroksen puuttumisen johdosta jäätiköityminen on keskittynyt kraattereiden ja mesojen ympäristöön. Kausittainen jään kertyminen ja sublimoituminen ovat aiheuttaneet pinnan muuttumisen karkeaksi.

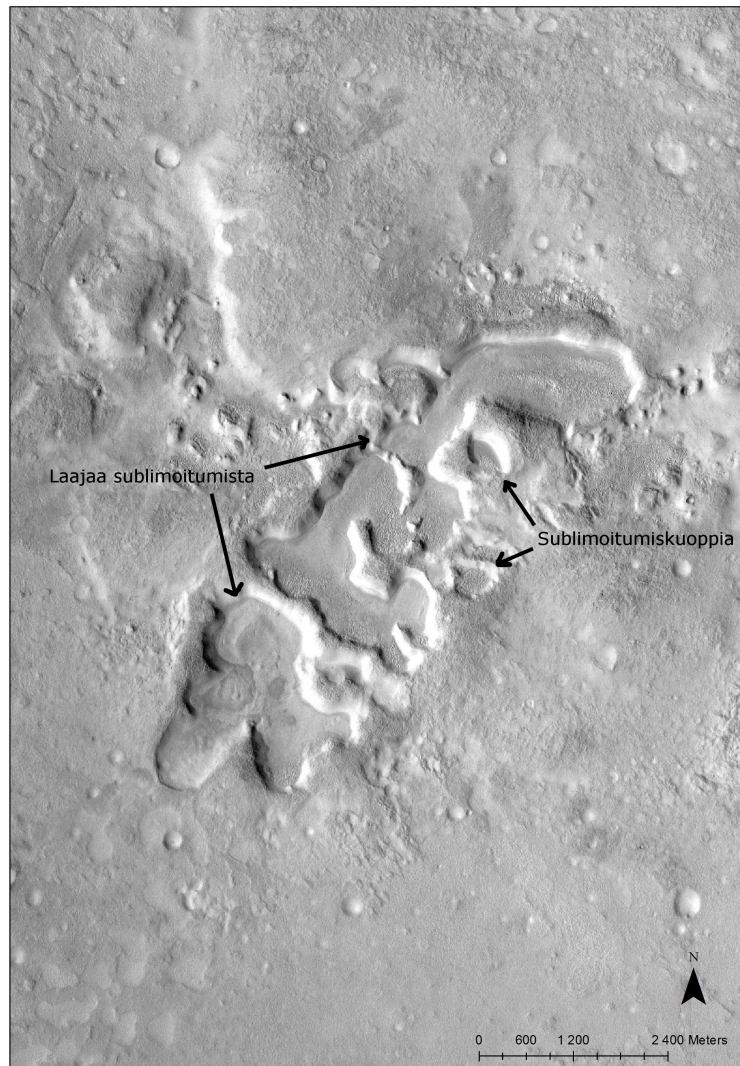
Jäätiköityminen amatsoonisella aikakaudella on ollut alankoalueilla paljon heikompaa kuin Protonilus Mensaen muilla alueilla, mikä viittaa jäätiköitymisen olleen hyvin paikallista.

Alueen mesojen ympärille muodostuneissa LDA-muodostumissa on run-

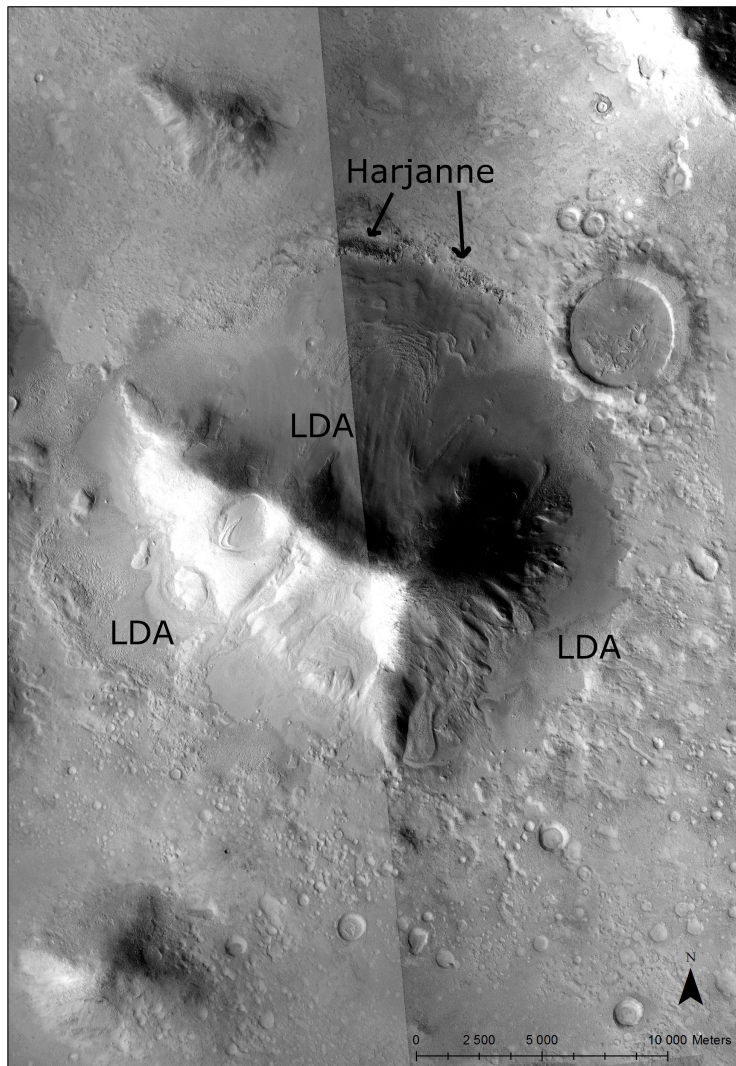
saasti eroja, jotka voivat johtua LDA-muodostumien erilaisista syntymekanismista, suojaavan kerroksen paksuudesta tai niiden ikäeroista [Fastook *et al.*, 2011]. LDA-muodostumia löytyy alueelta useiden kilometrien korkeuseroilla. Alankojen LDA-muodostumat ovat virranneet yleisesti joka suuntaan, mutta kohti pohjoinapaa oleville rinteille on tyypillisesti muodostunut laajempi LDA-muodostuma [Kuva 29].

Hespeeristen alankojen korkeamman iän vuoksi alue on kraatteroituneempi kuin ympäröivät alueet. Alueen kraattereille on ominaista se, että ne sisältävät CCF-muodostumia [Kuva 30]. Muodostumat ovat syntyneet pölyn ja jään kertymisestä kraattereiden reunaseinämille sekä alueella laajemmin vaikuttaneiden jäätiköitymismekanismien yhteisvaikutuksesta [Levy *et al.*, 2010a].

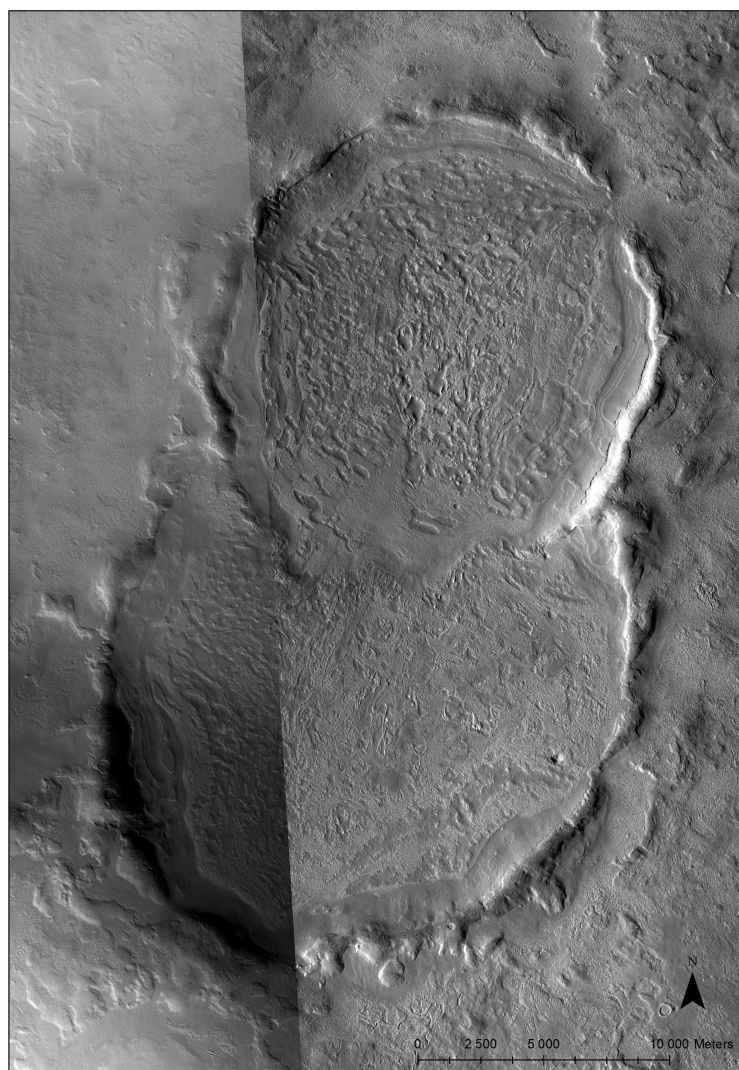
CCF-muodostumien syntyprosessi on kaikissa tapauksissa luultavasti samankaltainen ja alueen CCF-muodostumat muistuttavat toisiaan. Suurempien kraattereiden CCF-täytteen kehittyminen on linkittynyt alueen laajempaan jäätiköitymiseen, kun taas pienet kraatterit voivat peittyä kausittaisen jään ja pölyn kertymisestä kraatterin pohjalle tai eolisten prosessien vaikutuksen myötä. LDA-, LVF- ja CCF-muodostumien linkittyminen yhteen osoittaa CCF-muodostumien syntyneen samoihin aikoihin alueella olevien muiden muodostumien kanssa. CCF-muodostumat saattavat sisältää hyvin runsaasti jäätä [Levy *et al.*, 2010a].



Kuva 28: Alankoalueelta poimitussa kuvassa näkyy jään tai hiilidioksidin sublimoituminen pintakerroksen alapuolelta. Pintakerroksen alle jäänyt vesi on muuttunut epästabiiliksi joko geologisen aktiivisuuden tai pienen törmäyksen johdosta. Muodostuma on paikallinen ja kehittynyt hyvin lähelle nykyisiä LDA-muodostumia. Samankaltaisia pieniä sublimoitumiskuoppia on havaittavissa alankoalueen ja LDA-kompleksin rajavyöhykkeellä. Alankoalueen pintakerros on paljon karkeampirakenteista kuin ylänköalueen pinta. Tämä luultavasti johtuu siitä, että eoliset prosessit ja jään kertyminen sekä tuhoutuminen kuluttavat pintaa tehokkaammin topografisesti alemmilla alueilla. Toisaalta alankoalueet sijaitsevat lähempänä pohjoisnapaa, jolloin myös jään kertyminen alueelle on helpompaa. CTX kuva: [P17 – 007557 – 2256 – XN – 45N318W]



Kuva 29: Kuvassa yksittäisen vuoren ympärille on muodostunut LDA-muodostuma. LDA-muodostumat eivät ole levittäytyneet tasaisesti vuoren ympärille, vaan pohjoisrinteille on syntynyt huomattavasti suurempi LDA-muodostuma kuin vuoren muille seinustoille. Kyseinen LDA-muodostuma on kaikkein päällimmäisin yksikkö ja näin ollen nuorin. Vähäiset merkit sublimoitumisesta ja eroosiosta antavat olettaa muodostuman syntyneen amatsoonisella aikakaudella. Virtaus on saanut jatkuvasti lisämateriaalia pohjoisilta rinteiltä, mikä on aiheuttanut painetta LDA-muodostumaan. Paineen vaikutuksesta LDA-muodostuma on virrannut alarinteeseen ja puskenut eteenpäin pienen vallin. Maassa jäätiköiden eteen syntyy usein moreeniharjanteita. CTX kuvat: [P16-007201-2257-XN-45N316W],[P17-007702-2245-XN-44N317W]



Kuva 30: Alangolle kahteen törmäyskraatteriin muodostunut CCF-muodostuma. Pohjoisempi törmäyskraatteri on tuorempi kuin etelämpänä oleva. Kraattereihin on muodostunut CCF-täyte, joka on alkanut virrata eteläisemmästä kraatterista kohti alempana sijaitsevaa kraatteria. CCF-muodostuman voima on ollut suuri ja se on tuhonnut 10 kilometrin matkalta alempana sijaitsevan kraatterin reunavallit. Kraattereiden pintojen korkeusero tällä hetkellä on noin 200 metriä. CCF-muodostuma on puhkaissut alempana sijaitsevan kraatterin koillisessa. Alangolle valunut CCF-muodostuma on sublimoitunut ajan kuluessa kokonaan pois. Kyseisten kraattereiden muodostumiseksi on jään kertymisen täytynyt olla voimakasta. Pelkkä tuulen mukana tai seinämille kertyneen jään vyöryminen ei riitä selitykseksi näin suurten muodostumien syntymiselle. Levy [2009] ehdotti jäätiköitymisen olevan CCF-muodostumien pääasiallinen muodostaja. CTX kuvat: [P13 – 006199 – 2245 – XN – 44N318W], [P17 – 007557 – 2256 – XN – 45N318W]

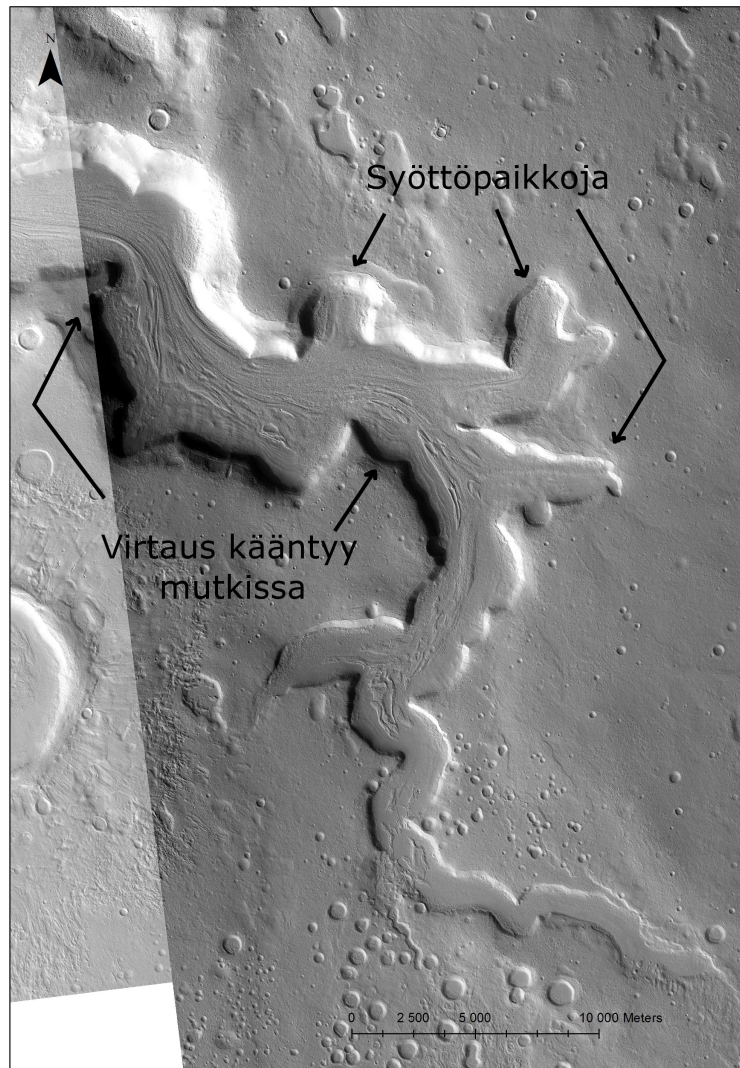
6.2.3 Noaakkinen ylänkö

Noaakkisella ylängöllä on havaittavissa kolmentyyppisiä jään tai veden aiheuttamia muodostumia. Hesperisellä aikakaudella alueella on tapahtunut pohjaveden massiivista sulamista, minkä seurauksena alueelle on muodostunut laajoja virtausuomastoja [Kuva 24]. Ylängön pintakerroksen alle loukkuun jäänyt jää on sulanut ja uurtanut itselleen reitin ylängön läpi. Ylängöltä lähtee ainakin viisi merkittävän kokoista uomaa, joiden alkupää on keskellä ylänköä [Kuva 31]. Yhden uoman alkupää on kraatterijärvi [Kuva 33]. Neljän muun uoman alkulähde on keskellä ylänköä. Uomat ovat syntyneet roudan sulaessa joko ilmaston lämpenemisen tai geologisen aktiivisuuden lisääntymisen seurauksena. Sulamisesta syntyneet vedet ja veden mukanaan kuljettama eroosiomaa ovat virranneet topografian mukaisesti kohti Moreux-kraatteria. Muinaisen kraatterijärven olemassaolo ja Mars Odyssey-luotaimen tulokset viittaavat siihen, että Marsin ylänköihin on voinut sitoutua runsaasti vesijäätä [Saunders et al., 2004].

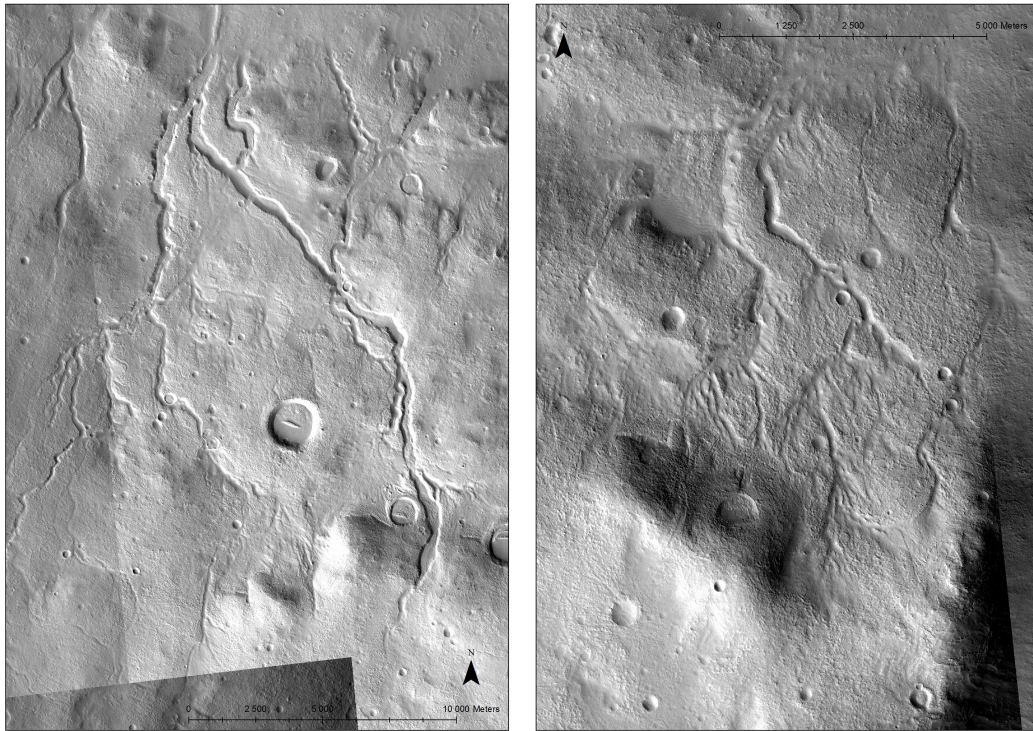
Toinen merkki vedenvirtauksesta alueella ovat dendriittiset uomastot. Uomat ovat kymmeniä kilometriä pitkiä, pieniä uomia, jotka halkovat maisemaa [Kuva 32]. Ne alkavat ylängön rinteiltä, jotka muodostuivat hespeerisen aikakauden tulvissa. Dendriittiset muodostumat ovat selvin todiste myöhäisestä vedenvirtauksesta alueella. Dendriittisen muodostuman syntyminen ilman virtaavan veden vaikutusta on vaikea selittää.

Kolmantena veden virtauksen merkinä alueelta on löydetty CCF-muodostumia [Kuva 33]. Korkealla ylängöllä ne ovat mahdollisesti syntyneet pohjaveden purkautumisesta kraattereihin tai todennäköisimmin samankaltaisten jäätiköitymisprosessien kautta kuin alueen muut GLF-muodostumat.

Kokonaisuudessaan noaakkinen ylänkö on kokenut muodostumisensa jälkeen ainakin kaksi kostempaa aikakautta: hespeerisen aikakauden suuret tulvat ja kraatterijärven muodostuminen. Lisäksi amatsoonisella aikakaudella on esiintynyt huomattavasti pienimuotoisempi fluviaalisen aktiivisuuden kausi.



Kuva 31: Kuva on otettu noaakkiselta ylängöltä. Kuvassa nähdään, kuinka uoma saa alkunsa keskeltä ylänköä. Uoman pohjalle on muodostunut LVF-täyte. Uoma on muodostunut alunperin pohjaveden purkautumisesta pinnalle tai ennemminkin roudan sulaessa pinnanalaisissa kerroksissa. Veden määrän vähentyessä virtauksessa on uoman pohjaan alkanut kehittyä LVF-muodostuma. Muodostuma on syntynyt viimeisimmän jäätiköitymiskauden yhteydessä. Se on saanut massaa uoman reunoille kertyvän jään muodossa. Kuvassa näkyy useita syöttöpaikkoja, joista uomaan on virranut lisää jäänsekaista pinta-ainesta. Muodostuman massan lisääntyminen ylärinteellä on pakottanut LVF-muodostuman virtaamaan uomassa. Tästä todisteena uoman keskikohdalla olevat puristuksesta aiheutuneet harjanteet ja näiden taittuminen joen mutkien muotoon. CTX kuvat: [B06 – 011908 – 2194 – XN – 39N314W],[P15 – 006779 – 2209 – XN – 40N315W],[B18 – 016510 – 2166 – XI – 36N313W]



Kuva 32: Noaakkisen ylängön rinteiltä on virrannut nestemäistä vettä, joka on uurtanut seinämään uoman ja synnyttänyt dendriittisen muodostuman. Kuvien välinen etäisyys on 11 kilometriä. Vasemmanpuoleisen kuvan uoman synty tapa voi olla pohjaveden tunkeutuminen pintakerroksen alta. Oikeanpuoleisen kuvan uomilla on oksistomainen rakenne, jonka muodostumisessa pienemmät virtaukset liittyvät suuremmiksi. Vasemman puoleisen uoman leveys on alle 500 metriä. Oikean puoleisen kuvan uomat ovat tätä huomattavasti pienempiä. Alkuperäin uomat ovat vain muutamien kymmenien metrien levyisiä. Alueella on esiintynyt laaja-alaista, mutta pienimuotoista veden virtaamista. Uomien ympäristössä näkyvät kraatterit viittaavat muodostumien olevan vanhoja. Amatoonin aikakaudella tapahtuneesta jäätiköitymisestä ei näy selviä merkkejä. CTX kuvat: [P05 – 002876 – 2219 – XI – 41N316W],[P13 – 006133 – 2196 – XN – 39N315W],[P02 – 001953 – 2220 – XN – 42N317W],[B19 – 017209 – 2182 – XN – 38N316W]



Kuva 33: Vasemman puoleisessa kuvassa on hyvin tyypillinen CCF-muodostuma, joka on muodostunut noaakkiselle ylängölle. Kraatterin täytyminen on ollut nopeampaa jäätiköitymisvaiheiden aikana ja se on säilynyt koskemattomana luultavasti tuulen tuoman pölyn ja jään ansiosta. Kraatterin heittelekenttä näyttää loiskahduskentältä. Kraatterin CCF-muodostuman laajuuden voi selittää sen törmäyskohta, joka on ylängön, virtausuomaston ja LVF-muodostuman välissä. Vaikuttaa siltä, että ylänköön on sitoutunut runsaasti vettä. Oikeanpuoleisessa kuvassa näkyy törmäyskraatteri, joka on muinoin ollut veden vallassa. Kraatterin läheisyydestä alkaa uoma, joka on virrannut pohjoisen alankoja ja Moreux-kraatteria kohti. Kraatterin reunoilla on havaittavissa terassimaisia muodostumia, jotka voivat olla muinaisia rantoja. Kraatterin pohja koostuu useista kerroksista ja siellä on paljon merkkejä virtauksesta. Merkit virtauksesta ovat muodostuneet järven sublimoituessa ja peittyessä osittain uudelleen. Kraatterin kaakkoispuolella sijaitseva pohja on selvästi ylempänä kuin luoteispuolella. Tämä viittaa siihen, että kraatterijärvi on ollut toiminnassa samaan aikaan, kun suuret virtausuomastot ovat muodostuneet alueelle. Tämän jälkeen ilmasto on muuttunut ja kraatterijärvi on sublimoitunut osittain. Amatsoonisella aikakaudella tapahtunut uusi ilmastonmuutos on käynnistänyt uuden jäätiköitymisvaiheen, jolloin kraatteriin on alkanut valua uutta jäärikasta materiaalia luoteisseinämiltä. Jäätiköitymisvaihe ei kuitenkaan ole ollut tarpeeksi pitkä tai voimakas peittääkseen koko kraatterin kauttaaltaan uuden CCF-muodostuman alle. CTX kuvat: [P15 – 006779 – 2209 – XN – 40N315W],[B03 – 010642 – 2208 – XN – 40N310W],[G04 – 019635 – 2220 – XN – 42N311W]

6.2.4 Sirpaloitunut ylänkö

Protonilus Mensaen sirpaloituneelle ylängölle on muodostunut massiivinen LDA- ja LVF-kompleksi. Squyres [1978] pystyi havaitsemaan Protonilus Mensaen alueelta laajoja LDA- ja LVF-muodostumia, joiden Squyres arveli syntyneen lähimenneisyydessä. Hän arveli muodostumien syntyneen kausittaisen jään sementoidessa seinämiltä irtoavan kivimassan. Uuden sukupolven luotaimien tarkkojen kuvien myötä LDA- ja LVF-muodostumien pintakerrokset ovat paljastuneet huomattavasti monimutkaisemmiksi kuin Viking-kuvien jälkeen oletettiin.

LDA- ja LVF-muodostumien vesipitoisuus on koko ajan kasvanut. Tällä hetkellä vallitsevien mielipiteiden mukaan LDA-muodostumat voivat olla jäätiköitä, joita peittää sublimoitumisen jälkeen jättämä kivipanssari [Fastook *et al.*, 2011]. Sirpaloituneen ylängön LDA- ja LVF-muodostumat ovat saaneet jatkuvasti uutta materiaalia vuorten seinämiltä [Kuva 34]. Tämä jatkuva uuden materiaalin kasautuminen muodostumien päälle on aiheuttanut niiden liikkumisen. Tämä on Squyresin [1978] ehdottama muodostumien syntymekanismi. GLF-muodostumien pintakerroksissa on havaittavissa eroja eroosioasteessa. Osassa muodostumia virtauksen keskialue on kokenut merkittävämpää sublimoitumista kuin reunoilla olevat alueet. Tämä viittaa siihen, että keskialueet ovat olleen pidempään alttiina eroosiovoimille. Toisaalta vuorten rinteiltä tapahtuvat massaliikunnot peittävät tehokkaammin muodostumien reunoja. Muodostumat ovat pääsääntöisesti noudattaneet alueen topografiaa.

Sirpaloituneen ylängön topografia vaihtelee merkittävästi, mistä johtuen massaa on virrannut useasta suunnasta kohti samaa pistettä [Kuva 37]. Yhdessä risteyksessä kolme eri muodostumaa etenevät kohti samaa topografisesti alimpana olevaa kohtaa, jossa muodostumat ovat osittain peittäneet toisiaan ja virranneet kohti Moreux-kraatteria.

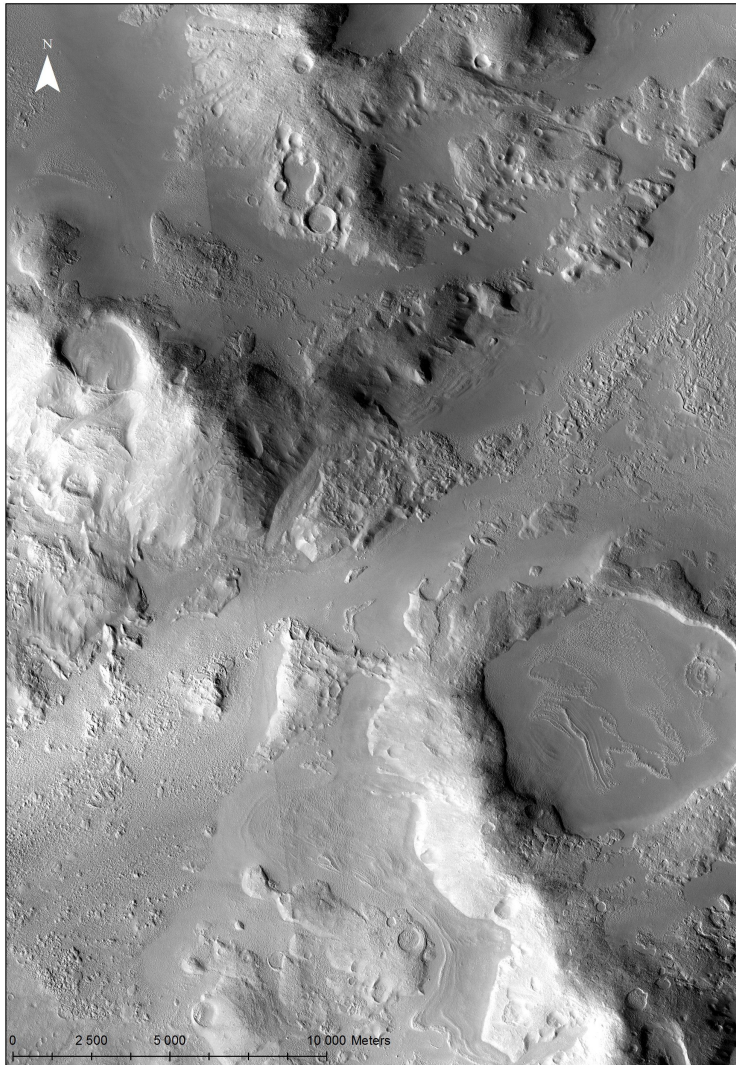
Sirpaloituneen ylänköalueen LDA-kompleksin koko on yli 30000 km². Alue sijaitsee topografisesti noin 500-2000 metriä korkeammalla kuin aluetta ympäröivät hespeeriset alangot. LDA-muodostumat näyttävät hyvin nuorilta ja pintakerrokset ovat syntyneet amatsoonisella aikakaudella, mutta itse muodostumat voivat olla vanhempia. Maassa jäätiköiden muodostuminen tapahtuu usein pitkän ajan kuluessa ja koostuu kerroksista. Marsin tapauksessa, mikäli LVF- ja LDA-muodostumat ovat jäätiköitä, voi muodostuman ikä olla eri kuin pintakerroksen ikä. Alueella tapahtuneiden muodostumien törmäyksien perusteella kaikki muodostumat eivät välttämättä ole samankäisiä.

Alueen LDA-muodostumat ovat sitä rapaantuneempia, mitä kauemmas sirpaloituneen ylängön keskialueilta edetään. Tämä viittaa siihen, että amatsoonisella aikakaudella tapahtunut jäätiköityminen ei ollut niin voimakasta kuin aiemmin [Morgan *et al.*, 2009]. Alueen LDA- ja LVF-muodostumat ovat

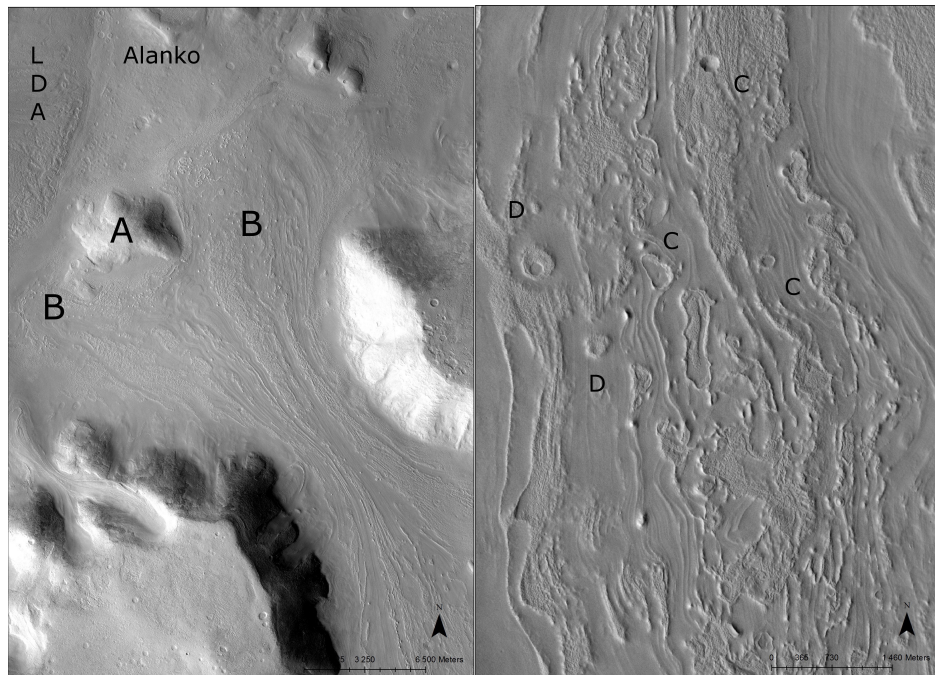
aikoinaan puhkaisseet Moreux-kraatterin seinämän ja valuneet kohti kraatterin pohjaa [Kuva 35]. Tämä laajempi jäätiköityminen on tapahtunut noaakikisella tai hespeerisellä aikakaudella [Morgan *et al.*, 2009]. Virtaavalla vedellä on voinut myös olla vaikutusta aikaisempien muodostumien laajempaan esiintymiseen. Amatsoonisella aikakaudella jäätiköityminen keskittyi vahvasti mesojen rinteille ja kompleksialueen laaksoihin. Alueen monimuotoisuus selittyy hyvin yksinkertaisesti olettamalla, että jäätiköitymiskausia on ollut kaksi. Tämä voi selittää myös sen, miksi alueen mesojen ympärille on muodostunut niin laaja kirjo LDA- ja LVF-muodostumia.



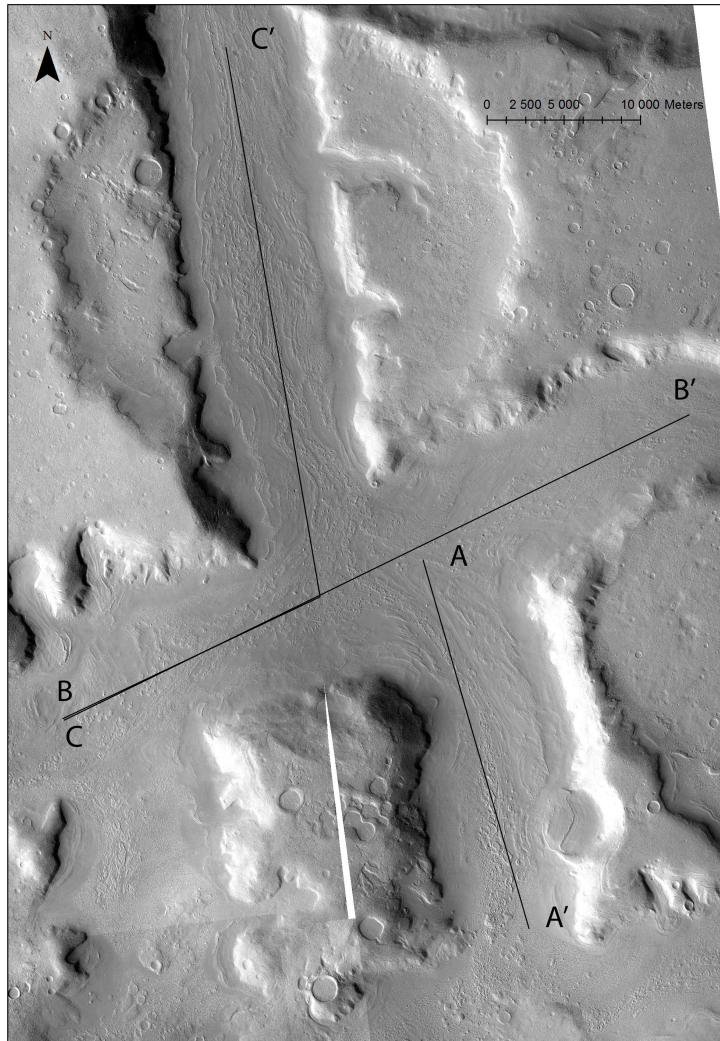
Kuva 34: Kuvassa havaitaan kuinka LVF-muodostuma on saanut lisämateriaalia vuoren seinämällä sijaitsevista alkoveista. Alkovioiden reunoilta lähtevät virtaukset peittävät kaikki muut piirteet, joten ne ovat kaikkein nuorimpia muodostumia. LVF-muodostumat syntyvät todennäköisesti juuri laakson seinämiltä vyöryvistä virtauksista, jotka ajan kuluessa täyttävät kokonaisia laaksoja. CTX kuvat: [B04 – 011275 – 2252 – XN – 45N313W],[P17 – 007781 – 2256 – XN – 45N314W]



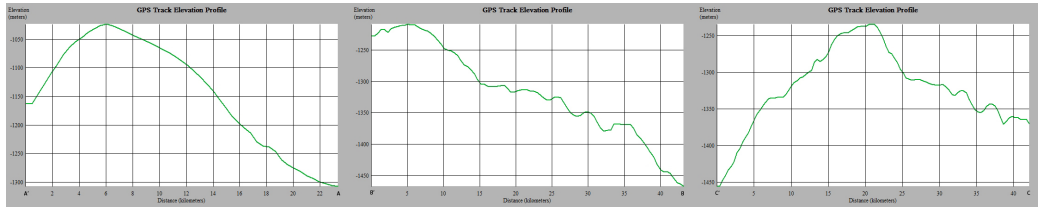
Kuva 35: Moreux-kraatteriin on syntynyt U-muotoinen puhkaisu, jonka ovat muodostaneet aiemmin laajemmalle levinneet LDA- ja LVF-muodostumat. Kuvassa näkyvät vähäiset merkit veden virtauksesta ovat muodostuneet, kun LDA- ja LVF-muodostumat ovat osittain tuhoutuneet ja vetäytyneet kohti yläntä. Pintakerroksessa on havaittavissa runsaasti merkkejä eroosiosta. Puhkaisu on huomattavasti vanhempi kuin nykyiset LDA- ja LVF-muodostumat. Alueen amatsoonisella aikakaudella tapahtunut jäätiköityminen on ollut huomattavasti pienempää kuin puhkaisun aiheuttanut jäätiköitymisvaihe. CTX kuvat: [P03 – 002032 – 2220 – XN – 42N313W],[P03 – 002243 – 2219 – XN – 41N314W],[P05 – 002810 – 2220 – XI – 42N314W]



Kuva 36: Vasemmalla olevassa kuvassa nähdään sirpaloituneelta ylängöltä valuva LVF-muodostuma. Kyseinen LVF-muodostuma sisältää runsaasti jäätä, koska se on käyttäytynyt nesteen tavoin ja kiertänyt eteen tulleen pienen kukkulan [A]. LVF-muodostuma on voinut haudata tätä pienemmät kukkulat alleen. Ylängön laaksoon pakkautunut LVF-muodostuma on lopulta purkautunut kohti alempia alueita. Muodostuman liike on lopulta pysähtynyt ja muodostanut kaksi kielekemäistä uloketta [B]. Liikkeen pysähtymistä on edesauttanut alueen muut LDA-muodostumat, joihin ylängöltä valunut LVF-muodostuma on törmännyt. Sen ja pohjoisessa sijaitsevan LDA-muodostuman väliin on jäänyt piirteetön alanko, joka on vanhempi kuin alankoa ympäröivät tuoreemmat muodostumat. Alueella on luultavasti limitäin muodostumia kahdelta eri aikakaudelta. Piirteetön tasanko on 200 metriä alempana kuin ympäröivät LVF- ja LDA-muodostumat. Oikean puoleisessa kuvassa on tyypillisen LVF-muodostuman pintakerros. Kuvassa näkyy sublimoitumiskuoppia [C] ja merkkejä virtauksesta sekä mahdollisia RMC-kraattereita [D]. Kuva on otettu LVF-muodostuman keskikohdalta. Mikäli LVF-muodostuma sisältää runsaasti jäätä, voi keskikohdan eroosioaste olla korkeampi. Tämä johtuu siitä, että LVF-muodostuman virtausnopeus keskellä on pienempi kuin reunoilla. CTX kuvat: [B04 – 011275 – 2252 – XN – 45N313W],[P17 – 007781 – 2256 – XN – 45N314W]



Kuva 37: Kuvassa nähdään kolmen LVF-muodostuman yhteentörmäys. Muodostuma A on dominoinut törmäyskohtaa ja kääntynyt kohti Moreux-kraatteria. Dominointi johtuu laakson korkeammasta topografiasta. Muodostuma A on tällä hetkellä päällimmäisenä. Muodostuma B:n eteneminen on pysähtynyt todennäköisesti virtauksien A ja C yhteentörmäyksessä. Muodostuma C on pärjännyt hyvin törmäyksessä A:n ja B:n kanssa. Sen virtaus on kääntynyt kohti Moreux-kraatteria. Kuvassa luultavasti A ja C virtaavat kohti Moreux-kraatteria. Virtaus B on törmännyt kahteen edellä mainittuun. Törmäyskohdassa vain virtaus B ei jatka selvästi kohti Moreux-kraatteria. Muodostumien tämänhetkisen asetelman voi selittää myös muodostumien eriaikainen syntyminen. Tällöin virtaus C ja A ovat toimineet pidempään kuin B, jolloin tästä johtuen virtaus B ei tunkeudu kohti Moreux-kraatteria. Muodostumien syntyminen eri ajanjaksoina on epätodennäköistä. CTX kuvat: [B04 – 011275 – 2252 – XN – 45N313W],[P17 – 007781 – 2256 – XN – 45N314W],[P03 – 002032 – 2220 – XN – 42N313W],[P16 – 007425 – 2220 – XN – 42N313W],[P15 – 006713 – 2212 – XN – 41N312W]



Kuva 38: Kuvassa nähdään LVF-muodostumien topografia. Edellä olevaan kuvaan 37 on viivoin merkitty kohdat, joista MOLA-topografiat on muodostettu. Muodostuman C topografia on tasainen koko matkalta, kunnes törmäys tapahtuu. B:n ja C:n topografia näyttää virranneen alaspäin koko matkaltaan topografian mukaisesti. Törmäyskohdan jälkeen topografia ei ole enää tasainen, mikä viittaa siihen, että virtauksien törmätessä toisiinsa Moreux-kraatteria kohti jatkanut LVF-muodostuma on muokkautunut.

6.2.5 Virtausuomastot

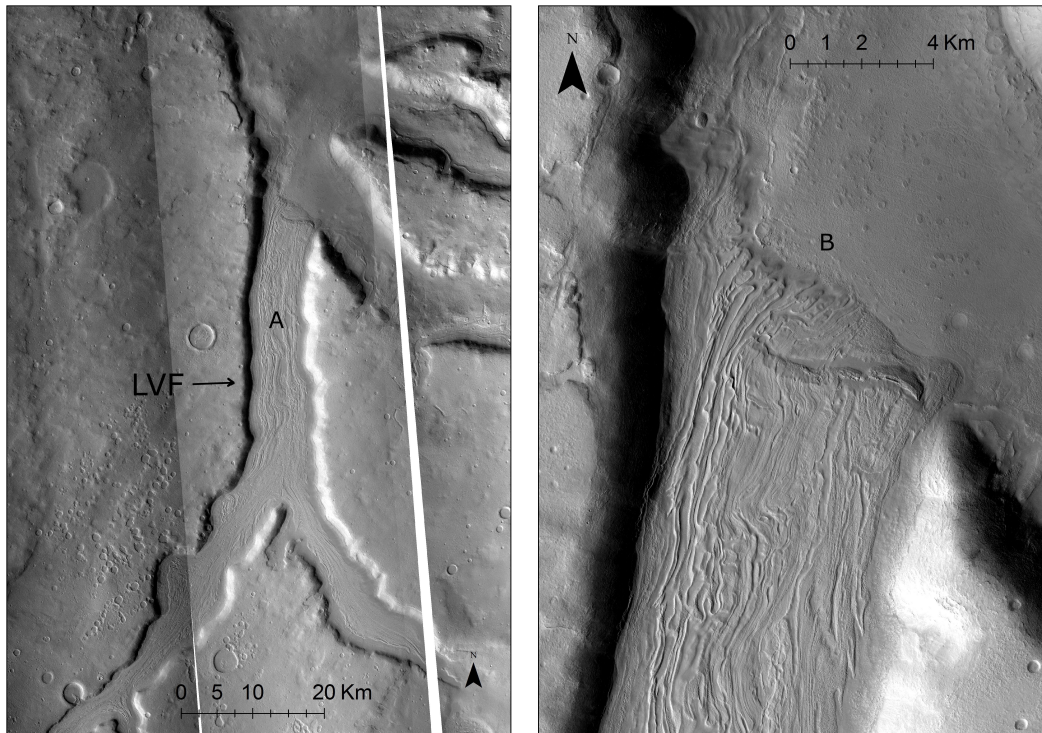
Virtausuomastot ovat olleet yksi merkittävimmistä aluetta muokanneista prosesseista. Noaakkiselta ylängöltä lähtevät uomat sekä lounaasta saapuva purkausuoja ovat huuhtoneet virratessaan merkittävän määrän pintaainesta [Kuva 39]. Tämä pinta-aines on suurimmaksi osaksi valunut Moreux-kraatterin pohjalle täyttäen kraatteria. Moreux-kraatteria kohti virranneet uomastot ovat pinta-alaltaan yli 12000 km² [Kuva 24]. Toinen erillään oleva 8000 km² kokoinen virtausalue ei ole kyennyt puhkaisemaan Moreux-kraatterin reunavalleja.

Virtausuomastossa on havaittavissa eri ikäisiä virtauksia [Kuva 40]. Suuret piirteet ovat muodostuneet muinaisuudessa, kun taas pienemmät dendriittiset virtaukset ovat voineet syntyä amatsoonisella aikakaudella. Alueen mielenkiintoisin virtauspiirre on lounaasta saapuvan LVF-muodostuman terävä katkeaminen [Kuva 39]. LVF-muodostuma on keskimäärin yli 400 metriä korkeammalla kuin oletettu uoman pohja. Squyres [1978] mukaan todennäköinen teoria LVF-muodostuman synnylle on uoman reunamilta vyörynyt jäänsenkainen kiviaines, joka omalla massallaan on pakottanut muodostuman virtaamaan kohti Moreux-kraatteria. LVF-muodostuma on selvästi tuoreempi kuin virtausuomasto ja se on luultavasti syntynyt Marsin viimeisimmän jäätiköitymisvaiheen aikana.

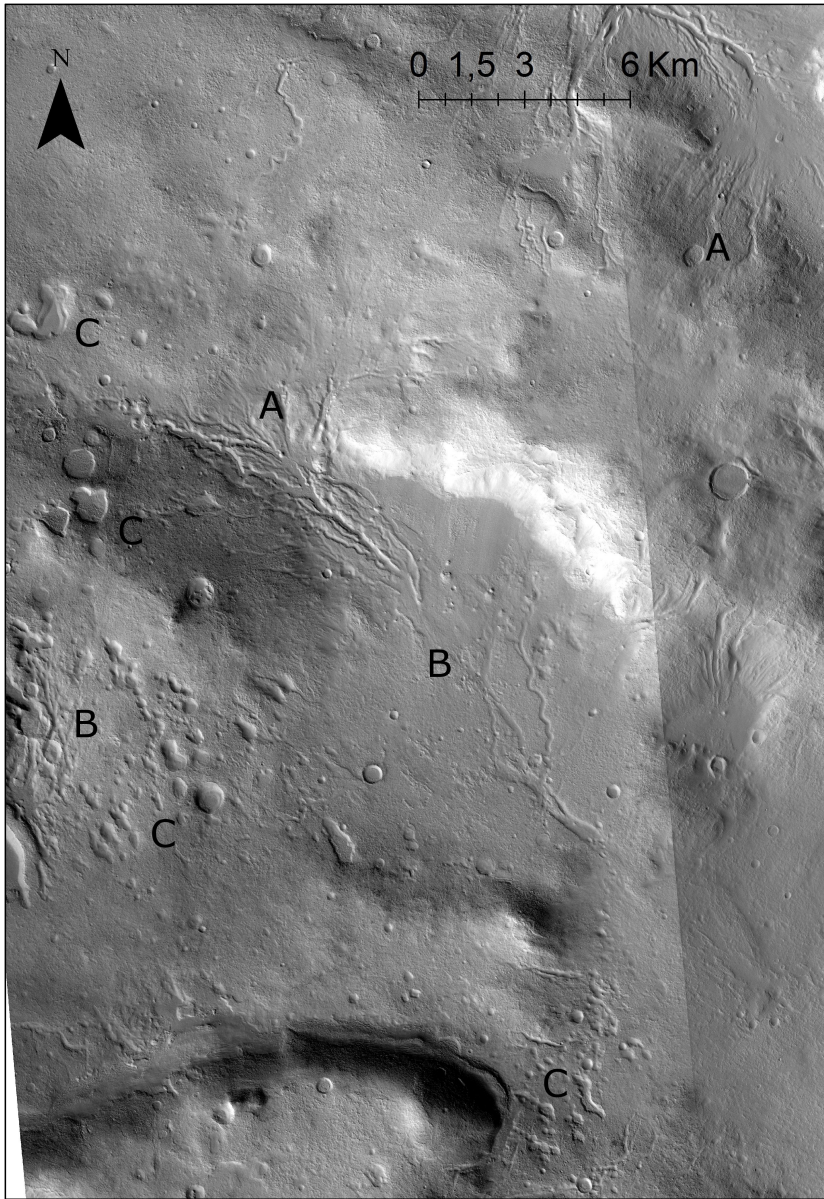
Alueella havaittavat pienet virtaukset ovat olleet paikallisia ja niiden tarkkaa ikää on mahdoton arvioida [Kuva 40, 41]. Stratigrafisen tulkinnan perusteella ne ovat kaikkein nuorimpia muodostumia, jotka uurtavat uomia kaikkiin muihin kerroksiin. Tyypillisiä virtauksien alkulähteitä ovat alkovit tai kraattereiden reuna-alueet sekä pienet gully-uomat mesojen ympärillä. Uomien leveys vaihtelee muutamista metreistä muutamaan kilometriin ja niiden pituudet ovat vain muutamia kymmeniä kilometrejä. Osa uomista on hautautunut ja osassa näkyy selviä merkkejä eroosiosta. Tämä viittaa pienten

uomien syntyneen laajalla aikavälillä. Todennäköisin uomien aiheuttaja on pintakerroksen alta tunkeutuva pohjavesi tai epätodennäköisempänä vaihtoehtona hiilidioksidin purkautuminen maaperästä. Lounaasta tuleva purkausuoma on kaivertanut kulkiessaan aina vain syvemmän ja kapeamman uran kulkiessaan kohti Moreux-kraatteria [Kuva 27]. Tämä viittaa siihen, että virtaavaa vettä on esiintynyt alueella pitkiä aikoja, jolloin veden hidas eroosio on tuottanut yhä vain syvemmän uoman. Uoman syveneminen osoittaa myös tarjolla olleen virtaavan veden käyneen koko ajan vähäisemmäksi. Virtaava vesi on luultavasti ilmaston muuttuessa jäänyt ja alueelle on alkanut muodostua LVF-muodostumia viimeisistä vesivarannoista. Nykyisin nähtävät LVF-muodostumat ovat syntyneet luultavasti amatsoonisella aikakaudella.

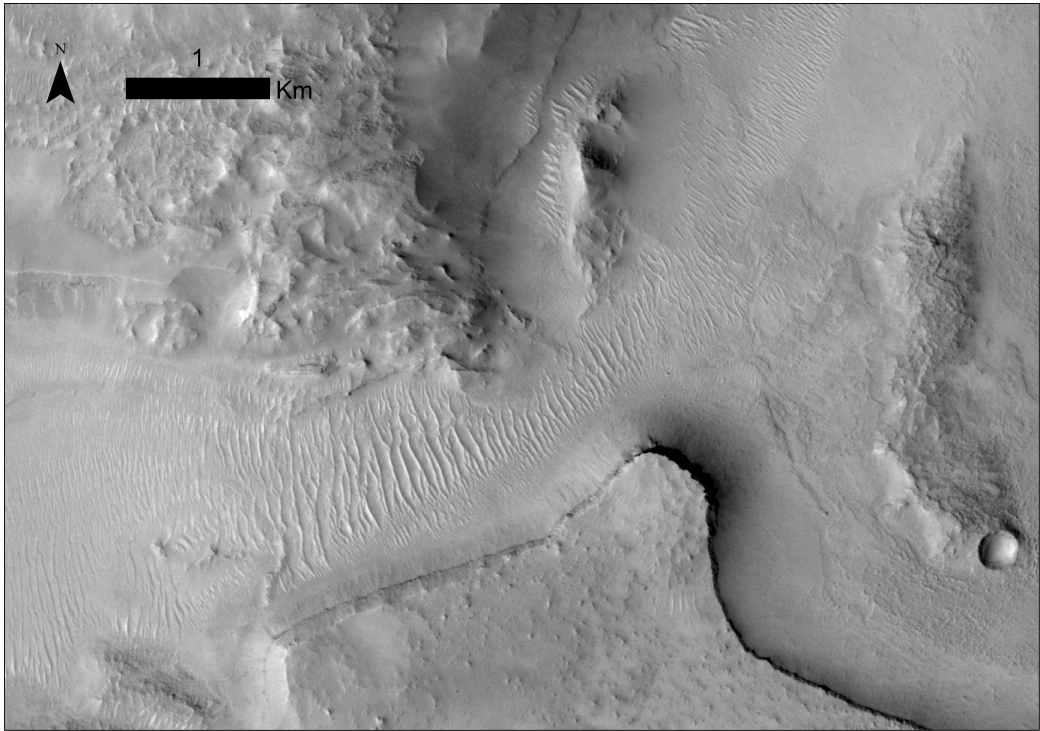
Virtausuomaston pohjalle on muodostunut painauma, jonka pohjalle on syntynyt dyynejä [Kuva 42]. Dyynit ovat muodostuneet todennäköisesti virtaavan veden vaikutuksesta, koska alueelta ei löydy muualta samankaltaisia muodostumia. Dyynit ovat pieniä vain muutamia kymmeniä metrejä leveitä ja muutamia satoja metrejä pitkiä. Allas on voinut olla viimeinen vesivaranto, joka on lopulta sublimoitunut pois. Alueesta ei ole saatavilla tarkempaa kuvamateriaalia ja siksi alue olisi hyvä kuvauskohde HiRISE-kameralle.



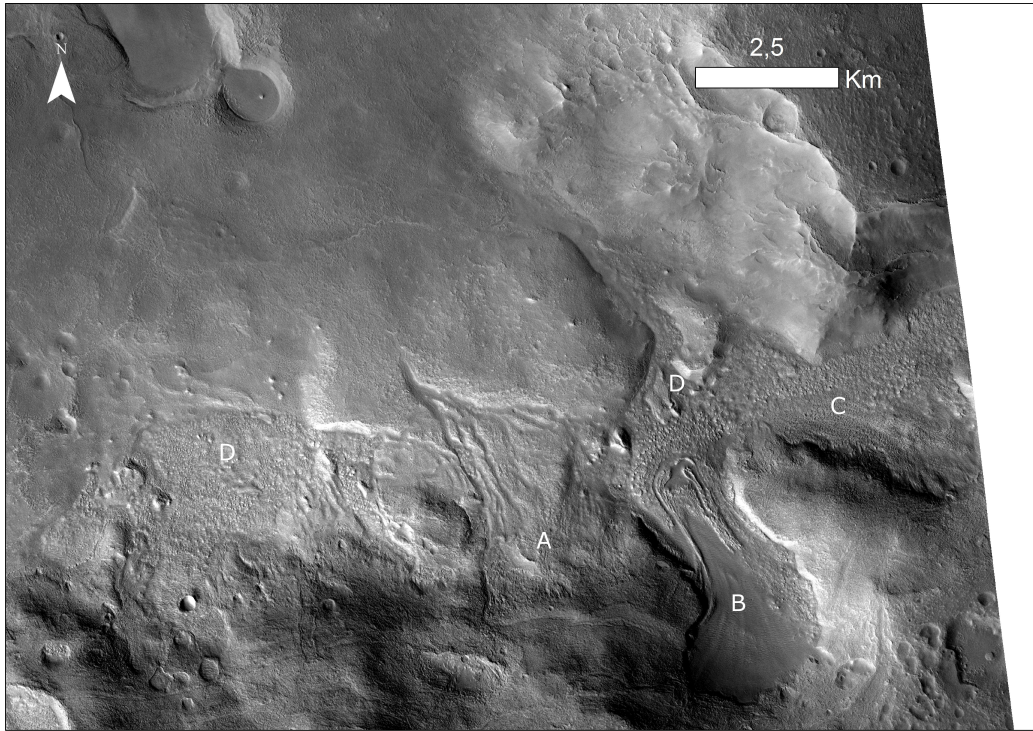
Kuva 39: Vasemmanpuoleisessa kuvassa on LVF-muodostuma, joka on syntynyt uoman pohjalle. LVF-muodostuma yhdistyy kahdesta erillisestä muodostumasta. Se on useita kymmeniä kilometrejä pitkä ja useiden satojen metrien paksuinen. Muodostumassa näkyy tyypillinen puristuksesta aiheutuva limittyminen [A]. Oikeanpuoleisessa kuvassa näkyy muodostuman äkillinen päätepiste. LVF-muodostuman eteneminen on pysähtynyt, kun uoma on leventynyt ja muodostumaa eteenpäin pakottanut paine on purkautunut laajemmalle alueelle [B]. Maassa samankaltaisia laakson jäätiköiden äkillisiä katkeamisia tapahtuu, kun jäätikkö nousee kellumaan veden päälle. Kuvan LVF-muodostuma on syntynyt myöhäisellä amatsoonisella aikakaudella tai ainakin sen pintamateriaali on uudistunut tuolloin. Todennäköisesti se on työntynyt nykyistä hieman kauemmas ja vetäytynyt nykyiselle sijainnilleen. CTX kuvat: [B17 – 016286 – 2204 – XI – 40N318W],[P03 – 002375 – 2209 – XN – 40N318W]



Kuva 40: Gully-muodostumasta on virrannut vettä topografisesti alempana sijaitsevaa uoman pohjaa kohti. Uoma on muodostunut luultavasti pohjaveden purkautuessa. Gully-uomia on syntynyt ympäri virtausuomastoa ja hespeeristä alankoa [A]. Osa uomista on peittynyt [B], mikä viittaa siihen, etteivät kaikki uomat ole syntyneet yhtä aikaa. Alueella on paljon sublimoitumiskuoppia [C], mikä voi viitata siihen, että hespeerisellä aikakaudella tapahtuneiden suurten virtausten myötä on alueen regoliittiin sitoutunut paljon jäätä. CTX kuvat: [P02 – 001953 – 2220 – XN – 42N317W],[P14 – 006700 – 2214 – XN – 41N317W]



Kuva 41: Hesperisen virtausuomaston pohjalle on muodostunut painauma, johon on syntynyt dyynejä. Alue on selvästi rajoittuva allas ja sen pohjalta näkyvät dyynit ovat luultavasti muodostuneet veden vuorovaikutuksen myötä. Dyynit ovat erittäin pieniä ja kapeita, vain muutamia kymmeniä metrejä leveitä. Aluetta olisi mielenkiintoista kuvata tarkemmin HiRISE-kameralla. Allas voi olla virtausuomaston viimeinen vesivaranto, joka on ilmaston muuttuessa sublimoitunut pois. CTX kuvat: [B16 – 016009 – 2182 – XN – 38N314W],[P15 – 006779 – 2209 – XN – 40N315W],[P17 – 007491 – 2211 – XI – 41N315W]



Kuva 42: Tyypillisiä gully-uomia [A], LDA-virtaus [B] sekä rajatapaus LVF-muodostumasta [C], joita löytyy kaikkialta virtausuomaston reuna-alueilta. Tämä viittaa siihen, että nestemäisen veden virtaus on ollut suhteellisen lyhytaikainen tapahtuma. Suurten virtausten jälkeen jäätiköityminen ja veden esiintyminen on jäänyt hyvin paikalliseksi, eikä sillä ole ollut suuren mitakaavan vaikutusta virtausalueiden nykyiseen ulkonäköön. Kraatterin pohjan reuna-alueet näyttävät hyvin karkearakenteisilta [D]. Koostumus on luultavasti lohkaraita, joita suuret tulvat ovat tuoneet mukanaan. CTX kuva: [B16 – 015943 – 2179 – XN – 37N312W]

6.3 Tutkitun alueen jäätiköitymisen mekanismin pohtiminen

Kokonaisuudessaan tutkimuksen kohteena olleen Protonilus Mensae-alueen jäätiköityminen on ollut monimutkainen prosessi. Paikoittain alueella on havaittavissa kohtia, missä selvästi on päällekkäin kaksi eriaikoina syntyntä jäätikkömäistä muodostumaa. Stratigrafisen tulkinnan, törmäyskraatterien vähäisen määrän ja ympäröiviä alueita tutkineiden työryhmien tuloksia hyödyntäen voidaan todeta, että tutkitun alueen tuorein jäätiköitymisvaihe on tapahtunut myöhäisellä amatsoonisella aikakaudella. Samaan lopputulokseen ovat päätyneet useat aiemmat tutkimusryhmät muun muassa [Baker et al., 2010; Head et al., 2006a,b; Kress and Head, 2008; Morgan et al., 2009; Dickson et al., 2008; Levy et al., 2007; Squyres, 1979]. Jäätiköitymi-

nen amatsoonisella aikakaudella ei ole ollut yhtä voimakasta kuin aiemmin. Yksinkertaisin selitys jäätiköitymisen hiljaisuudelle on saatavilla olleen vesimäärän vähäisyys. Amatsoonisella aikakaudella jäätiköityminen on keskittynyt mesojen, kraattereiden ja sirpaloituneen ylängön alueelle. Ylänköalueilla amatsoonisella aikakaudella esiintynyt jäätiköityminen on ollut huomattavasti vähäisempää kuin muilla alueilla. Ero johtuu korkeammasta topografiasta ja vuorien puutteesta ylänköalueilla. Osa ylängön kraattereista sisältää tuoreita CCF-täytteitä.

Veden ja jään toiminta on ollut Marsin historiassa alueen tärkein maisemaa muokkaava tekijä. Mielenkiintoisimpia kohteita alueella ovat paikat, joissa on havaittavissa selvästi kahden eri jäätiköitymisvaiheen tulokset päällekkäin [Kuva 36]. [Kuva 33] on yksi hyvä esimerkki, jossa amatsoonisella aikakaudella tapahtunut jäätiköityminen on vain osittain peittänyt kraatteria ja aiheuttanut siihen mielenkiintoisen topografian. Toinen mielenkiintoinen alue on [Kuva 36], jossa kahden muodostuman väliin on jäänyt alue, joka on täysin myöhempien jäätiköitymisprosessien ympäröimä. Sirpaloitunut ylänkö on muodostanut kompleksisen LDA-rakenteen alueelle. Tämä johtuu siitä, että alueelle on syntynyt paljon kapeita laaksoja ja pieniä mesoja, joiden rinteille kertyy helposti jäätä. Laaksoon kertyessään muodostunut jäätikkö liikkuu usein kahteen suuntaan ja tämän johdosta alueella on tapahtunut paljon törmäyksiä [Kuva 37]. Törmäykset osoittavat jäätiköitymisen tapahtuneen suhteellisen pitkällä aikavälillä.

7 Johtopäätökset

Tehdyn Pro gradu-tutkielman pohjalta voidaan todeta, että Moreux-kraatterin ympäristö ja Protonilus Mensae-alue on kokenut merkittävän jäätiköitymisjakson myöhäisellä amatsoonisella aikakaudella. Samankaltaisiin tuloksiin ovat päätyneet useat dikotomiaraja-alueita tutkineet työryhmät [*Baker et al.*, 2010; *Head et al.*, 2006a,b; *Kress and Head*, 2008; *Morgan et al.*, 2009; *Dickson et al.*, 2008; *Levy et al.*, 2007]. Jäätikkömaisten muodostumien ajoittaminen kraatterilaskujen perusteella on epävarmaa, koska Marsin olosuhteet voivat muuttua merkittävästi suhteellisen lyhyessä ajassa. Olosuhteiden muutokset vaikuttavat jään säilymiseen, kertymiseen sekä sen kykyyn edetä. Edellä mainitut tekijät vaikuttavat siten, että kraattereiden tuhoutumisnopeus voi radikaalisti vaihdella.

Ilmastonmuutosten johdosta jäätiköt voivat uudistaa pintansa tehokkaasti ja tuhota samalla todisteet niiden todellisesta iästä. Alueen GLF-muodostumien ikä voidaan luotettavasti määrittää alueen geologisen kartan perusyksiköiden [*Lucchitta*, 1978] iän ja viereisiä alueita tutkineiden tutkimusryhmien tulosten väliin [*Baker et al.*, 2010; *Head et al.*, 2006a,b; *Kress and Head*, 2008; *Morgan et al.*, 2009; *Dickson et al.*, 2008; *Levy et al.*, 2007]. Alueella on merkkejä myös aiemmin esiintyneestä jäätiköitymisestä. Laajempi jäätiköityminen on synnyttänyt puhkaisun Moreux-kraatteriin. Laajempi jäätiköitymisjakso on voinut esiintyä samoihin aikoihin kuin hespeerisen ajan suuret tulvat. Nestemäinen vesi on voinut olla merkittävä tekijä laajempien LDA- ja LVF-muodostumien synnyssä.

Jäätiköitymistä on tapahtunut sekä korkeilla että topografisesti alemmilla alueilla. Amatsoonisella aikakaudella tapahtunut jäätiköityminen on kuitenkin ollut hyvin paikallista ja jäätiköityminen on vaatinut juuri sopivat olosuhteet. Jäätä on kertynyt etenkin kraattereihin, gully-muodostumiin, mesojen rinteille ja laaksoihin. Erikoisinta alueella on LDA-muodostumien koon suuri vaihtelu. Lähekkäin sijaitsevilla mesoilla voi olla hyvin erilaiset LDA-muodostumat. Jäätiköitymisjaksojen todennäköiset aiheuttajat ovat olleet Marsin rataelementtienvaihtelut [*Laskar et al.*, 2004].

Sirpaloituneella ylängöllä tapahtuneet jäätiköiden törmäykset ja LVF-muodostumien virtaaminen useaan suuntaan viittaavat siihen, että niiden syntyprosessiin liittyy vahvasti laaksojen reunoilta kohti laaksoa vyöryvä materiaali, kuten Squyres [1978] ehdotti. Sirpaloituneen ylängön LDA- ja LVF-muodostumien keskinäisten vuorovaikutusten tutkiminen vaatisi vielä tarkempaa kuva- ja topografiamateriaalia. Alueella on tapahtunut ainakin kaksi eri jäätiköitymisjaksoa. Moreux-kraatterin koillispuolen puhkaisun aiheuttaneet GLF-muodostumat ovat pahasti erodoituneet [Kuva 35]. Tällä hetkellä havaittavat jäätiköt eivät yllä Moreux-kraatteriin [Kuva 37]. Tämä herättää kysymyksen siitä, kuinka vanhoja sirpaloituneella ylängöllä olevat jäätiköt todellisuudessa ovat. Topografisesti ylängön jäätiköt ovat ainakin useiden

satojen metrien, mutta kuitenkin alle kilometrin paksuisia. Todennäköisten jäätiköiden sijaitseminen yli 20000 km² kokoisella alueella on merkittävä vesivaranto Marsin nykyisissä olosuhteissa.

Alueelta löydetyt LDA-, LVF- ja CCF-muodostumat ovat hyvin samankaltaisia kuin muiltakin alueilta löytyneet vastaavat muodostumat. Niiden syntymekanismi on luultavasti ainakin osittain identtinen. RMC muodostumien vähäisyys alueella on merkittävä. Tämä voi johtua alueella vaikuttavista eolisista prosesseista, jolloin pienet kraatterit hautautuvat nopeasti. Alue on täynnä pieniä mielenkiintoisia GLF-kohteita, joiden tutkimiseen tulevaisuudessa kannattaa panostaa. Erityisesti muinaisen kraatterijärven myöhäisen jäätiköitymisprosessin tutkiminen tarkemmin olisi hyvin mielenkiintoista. Alueelta löytyy kaikkialta merkkejä jäätiköitymisestä ja veden virtauksesta. Vanhimmat virtausten merkit löytyvät noakkiselta ylängöltä, hespeeriselta alangolta ja itse virtausuomastoista. Tuoreimmat merkit jäätiköitymisestä näkyvät pääasiassa sirpaloituneella ylängöllä.

A Käytettyjen termien ja lyhenteiden selitykset

Armor covered glaciers: Jäätiköitä, joiden pinnalle on muodostunut suojaava kivikerros pinta-aineksen sublimoitumisen johdosta. Tämän suojaavan kerroksen ansiosta jäätikön rapautuminen loppuu ja se voi säilyä hyvinkin pitkään panssarinsa alla.

Concentric Crater Fill (CCF): Kraattereiden pohjalle muodostunut kerrostuma, jossa on selviä merkkejä virtauksesta ja liikahtuksista. Täytteidensä oletetaan sisältävän runsaasti jäätä ja syntyneen yhdessä muiden jäätikkömäisten kohteiden kanssa.

Chaotic terrain: Robert Sharpin löytämiä muodostumia dikotomiarajalla. Alueita leimaa niiden kaaottinen ulkonäkö, jossa nähdään runsaasti merkkejä sublimoitumisesta, pinnan halkeilusta sekä vajoamisesta.

Debris: Yleisnimitys karkealle pintatekstuurille.

Delta: Erityisesti virtaavan veden vaikutuksesta syntynyt muodostuma, jossa virtaavan veden mukana tuoma huuhtoutunut pinta-aines kasautuu joen suistoon.

Dust devil: Marsin pinnalta havaittuja pölypyörteitä.

Eolinen prosessi: Tuulen aiheuttama pinnanmuoto.

Fluviaalinen: Nesteen virtaamisesta johtuva muodostuma.

Fretted terrain: Patrick Sharpin keksimä nimitys dikotomiarajan sirpaloituksille ylängöille.

Glacier-Like-Feature (GLF): Yleisnimitys Marsissa havaituille jäätikkömäisille muodostumille. Termin käytössä ei alleviivata muodostumien syntyneen välttämättä jään vaikutuksesta. GLF-muodostumat viittaavat siihen, että ne ovat muodostuneet jäätiköitymisen seurauksena. Tämä ei ole kuitenkaan kiiven kirjoitettu toisin kuin käytettäessä LDA-, LVF- tai CCF-termejä.

Ground water sapping: Pohjaveden sublimoitumista pintakerroksen alta. Sublimoituminen jättää jälkeensä painauman. Osa tutkijoista väittää pohjaveden sublimoitumisen olleen jokiverkoston pääasiallinen aiheuttaja.

Gullies: Termi viittaa Maassa havaittuihin kapeisiin uomiin rinteissä. Nämä uomat syntyvät sadeveden uurtaessa uomia rinteeseen. Marsissa on havaittu hyvin samankaltaisia muodostumia ja näin ollen myös Marsin kapeita uomia kutsutaan gully-uomiksi. Niiden syntymekanismista käydään edelleen keskustelua.

Lobate Debris Apron (LDA): Squyresin ehdottama termi Marsissa esiintyville laattamaisille muodostumille, jotka ovat muodostuneet vuorien läheisyyteen. Niiden hyvän etenemiskyvyn perusteella, LDA-muodostumat ovat sisältäneet huomattavan määrän jäätä.

Lineated Valley Fill (LVF): Laakson täyte, jossa näkyy merkkejä virtauksesta ja puristumisesta.

Mesa: Marsin vuorista (erityisesti pöytävuorista) käytetty nimitys.

Moat: Vuoren ja LDA-muodostuman väliin muodostunut vallihautamainen muodostuma. Moat-muodostuma voi syntyä myös LDA-muodostuman tuhoutuessa täysin.

Ring Mould Crater (RMC): Sormuskraatterit ovat hyvin pieniä ja vaikeasti havaittavia kraattereita. Niitä esiintyy vain LDA- ja LVF-muodostumien pinnalla. Ne kuvaavat edellä mainittujen muodostumien eroosioastetta.

Sinuuous rilles: Uoma, joka tekee tiuhaan mutkia ja muistuttaa hieman Maan meanderoivia jokia ja sinifunktion kuvaajaa.

Thermoklastic: Lämpötilanvaihteluista johtuvaa kivien ja kallioperän lohkeilua, joka Marsin olosuhteissa voi aiheuttaa volatiivien karkaamisen pintakerroksesta.

Terrain softening: Maaperän pehmeneminen. Esiintyy varsinkin törmäyskraattereiden läheisyydessä. Kraatterin pohjaan on muodostunut paljon merkkejä eroosiosta.

Viskoosi: Tahmea virtaus

Viitteet

- Albee, A. L., R. E. Arvidson, F. Palluconi, and T. Thorpe, Overview of the Mars Global Surveyor mission, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23,291–23,316, 2001.
- Arvidson, R. E., et al., Spirit Mars Rover Mission to the Columbia Hills, Gusev Crater: Mission overview and selected results from the Cumberland Ridge to Home Plate, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *113*, 12, 2008.
- Baker, D. M. H., J. W. Head, and D. R. Marchant, Flow patterns of lobate debris aprons and lineated valley fill north of Ismeniae Fossae, Mars: Evidence for extensive mid-latitude glaciation in the Late Amazonian, *Icarus*, *207*, 186–209, 2010.
- Baker, V. R., *The channels of Mars*, 1982.
- Baker, V. R., and D. J. Milton, Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth, *Icarus*, *23*, 27–41, 1974.
- Banks, M. E., et al., High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) observations of glacial and periglacial morphologies in the circum-Argyre Planitia highlands, Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *113*, 12,015, 2008.
- Baratoux, D., N. Mangold, C. Delacourt, and P. Allemand, Evidence of liquid water in recent debris avalanche on Mars, *grl*, *29*, 070,000–1, 2002.
- Bass, D. S., K. E. Herkenhoff, and D. A. Paige, Variability of Mars' North Polar Water Ice Cap. I. Analysis of Mariner 9 and Viking Orbiter Imaging Data, *Icarus*, *144*, 382–396, 2000.
- Boynton, W. V., et al., Scientific Objectives of the Mars Surveyor 2001 Gamma-Ray Spectrometer, in *Second International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, p. 10, 2000.
- Boynton, W. V., et al., Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars: Evidence for Subsurface Ice Deposits, *Science*, *297*, 81–85, 2002.
- Burr, D. M., J. A. Grier, A. S. McEwen, and L. P. Keszthelyi, Repeated Aqueous Flooding from the Cerberus Fossae: Evidence for Very Recently Extant, Deep Groundwater on Mars, *Icarus*, *159*, 53–73, 2002.
- Cabrol, N. A., and E. A. Grin, Distribution, Classification, and Ages of Martian Impact Crater Lakes, *Icarus*, *142*, 160–172, 1999.

- Cardinale, M., and G. Komatsu, Aeolian Events in the Moreux Crater: Analysis of Diverse Dune Fields, *LPI Contributions*, 1552, 13–14, 2010.
- Cardinale, M., G. Komatsu, and J. Flahaut, Large dark dunes in Moreux Crater, Mars: Insights into their geometry and composition. M. Cardinale¹, J. Flahaut², G. Komatsu¹, (1) International Research School of Planetary Sciences, Università D’Annunzio, Viale Pindaro 42, 65127 Pescara, Italy. (2) Laboratoire de Géologie de Lyon, ENS Lyon/UCBL, UMR 5276 du CNRS, 696222 Villeurbanne Cedex, France. cardinal@irsps.unich.it, *AGU Fall Meeting Abstracts*, p. A1703, 2011.
- Carr, M. H., Volcanism on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 78, 4049–4062, 1973.
- Carr, M. H., *Water on Mars*, 1996.
- Carr, M. H., and G. G. Schaber, Martian permafrost features, *Journal of Geophysical Research*, 82, 4039–4054, 1977.
- Carr, M. H., H. Masursky, and R. S. Saunders, A generalized geologic map of Mars., *Journal of Geophysical Research*, 78, 4031–4036, 1973.
- Carr, M. H., L. S. Crumpler, J. A. Cutts, R. Greeley, J. E. Guest, and H. Masursky, Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow, *Journal of Geophysical Research*, 82, 4055–4065, 1977.
- Carr, M. H., S. S. C. Wu, R. Jordan, and F. J. Schafer, Volumes of Channels, Canyons and Chaos in the Circum-Chryse Region of Mars, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, vol. 18 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 155, 1987.
- Chapman, M. G., and K. L. Tanaka, Related Magma-Ice Interactions: Possible Origins of Chasmata, Chaos, and Surface Materials in Xanthe, Margaritifer, and Meridiani Terrae, Mars, *Icarus*, 155, 324–339, 2002.
- Christensen, P. R., Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits, *Nature*, 422, 45–48, 2003.
- Clifford, S. M., A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 98, 10,973, 1993.
- Colaprete, A., and B. M. Jakosky, Ice flow and rock glaciers on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 103, 5897, 1998.
- Craddock, R. A., and A. D. Howard, The case for rainfall on a warm, wet early Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107, 5111, 2002.

- Crown, D. A., and S. C. Mest, Dao, Harmakhis, and Reull Valles - The role of outflow channels in the degradation of the circum-Hellas highlands of Mars, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, vol. 28 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 269, 1997.
- Crown, D. A., K. H. Price, and R. Greeley, Geologic evolution of the east rim of the Hellas basin, Mars, *Icarus*, 100, 1–25, 1992.
- Crown, D. A., L. F. Bleamaster, and S. C. Mest, Styles and timing of volatile-driven activity in the eastern Hellas region of Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110, 12, 2005.
- de Hon, R. A., Martian lake basins and lacustrine plains, *Earth Moon and Planets*, 56, 95–122, 1992.
- Dickson, J. L., J. W. Head, and D. R. Marchant, Late Amazonian glaciation at the dichotomy boundary on Mars: Evidence for glacial thickness maxima and multiple glacial phases, *Geology*, 36, 411–414, 2008.
- Fassett, C. I., and J. W. Head, Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology, *Icarus*, 198, 37–56, 2008.
- Fastook, J. L., J. W. Head, F. Forget, J.-B. Madeleine, and D. R. Marchant, Evidence for Amazonian northern mid-latitude regional glacial land systems on Mars: Glacial flow models using GCM-driven climate results and comparisons to geological observations, *Icarus*, 216, 23–39, 2011.
- Feldman, W. C., et al., Global distribution of near-surface hydrogen on Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109, 9006, 2004.
- Forsythe, R. D., and C. R. Blackwelder, Closed drainage crater basins of the Martian highlands: Constraints on the early Martian hydrologic cycle, *Journal of Geophysical Research*, 103, 31,421–31,432, 1998.
- Gaidos, E., and G. Marion, Geological and geochemical legacy of a cold early Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 5055, 2003.
- Glotch, T. D., and P. R. Christensen, Geologic and mineralogic mapping of Aram Chaos: Evidence for a water-rich history, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110, 9006, 2005.
- Goldspiel, J. M., and S. W. Squyres, Groundwater Sapping and Valley Formation on Mars, *Icarus*, 148, 176–192, 2000.
- Golombek, M. P., et al., Selection of the Mars Exploration Rover landing sites, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 8072, 2003.

- Haberle, R. M., C. P. McKay, J. Schaeffer, N. A. Cabrol, E. A. Grin, A. P. Zent, and R. Quinn, On the possibility of liquid water on present-day Mars, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23,317–23,326, 2001.
- Hauber, E., S. van Gasselt, M. G. Chapman, and G. Neukum, Geomorphic evidence for former lobate debris aprons at low latitudes on Mars: Indicators of the Martian paleoclimate, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *113*, 2007, 2008.
- Hauber, E., et al., Delta-like Deposits in Xanthe Terra, Mars, as Seen with the High Resolution Stereo Camera (HRSC), in *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, edited by S. Mackwell and E. Stansbery, vol. 36 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 1661, 2005.
- Head, J. W., M. A. Kreslavsky, and S. Pratt, Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5003, 2002.
- Head, J. W., D. R. Marchant, M. C. Agnew, C. I. Fassett, and M. A. Kreslavsky, Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars: Evidence for Late Amazonian obliquity-driven climate change, *Earth and Planetary Science Letters*, *241*, 663–671, 2006a.
- Head, J. W., A. L. Nahm, D. R. Marchant, and G. Neukum, Modification of the dichotomy boundary on Mars by Amazonian mid-latitude regional glaciation, *Geophysical Research Letters*, *33*, 8, 2006b.
- Head, J. W., III, H. Hiesinger, M. A. Ivanov, M. A. Kreslavsky, S. Pratt, and B. J. Thomson, Possible ancient oceans on Mars: evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter data., *Science*, *286*, 2134–2137, 1999.
- Hiesinger, H., and J. W. Head, III, Topography and morphology of the Argyre Basin, Mars: implications for its geologic and hydrologic history, *Planetary and Space Science*, *50*, 939–981, 2002.
- Holt, J. W., et al., Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars, *Science*, *322*, 1235–, 2008.
- Hubbard, B., R. E. Milliken, J. S. Kargel, A. Limaye, and C. Souness, Geomorphological characterisation and interpretation of a mid-latitude glacier-like form: Hellas Planitia, Mars, *Icarus*, *211*, 330–346, 2011.
- Hultqvist, B., The viking project, *Geophysical Research Letters*, *14*, 379–382, 1987.

- Ivanov, M. A., and J. W. Head, Chryse Planitia, Mars: Topographic configuration, outflow channel continuity and sequence, and tests for hypothesized ancient bodies of water using Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 3275–3296, 2001.
- Jakosky, B. M., and R. J. Phillips, Mars' volatile and climate history, *Nature*, *412*, 237–244, 2001.
- Jakosky, B. M., R. O. Pepin, R. E. Johnson, and J. L. Fox, Mars atmospheric loss and isotopic fractionation by solar-wind-induced sputtering and photochemical escape, *Icarus*, *111*, 271–288, 1994.
- Jankowski, D. G., and S. W. Squyres, 'Softened' impact craters on Mars - Implications for ground ice and the structure of the Martian megaregolith, *Icarus*, *106*, 365, 1993.
- Jaumann, R., et al., Martian Valley Networks and Associated Fluvial Features as Seen by the Mars Express High Resolution Stereo Camera (HRSC), in *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, edited by S. Mackwell and E. Stansbery, vol. 36 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 1765, 2005.
- Kahn, R., The evolution of CO₂ on Mars, *Icarus*, *62*, 175–190, 1985.
- Kargel, J. S., and R. G. Strom, Ancient glaciation on Mars, *Geology*, *20*, 3, 1992.
- Kargel, J. S., V. R. Baker, J. E. Beget, J. F. Lockwood, T. L. Pewe, J. S. Shaw, and R. G. Strom, Evidence of ancient continental glaciation in the Martian northern plains, *Journal of Geophysical Research*, *100*, 5351–5368, 1995.
- Kochel, R. C., and R. T. Peake, Quantification of waste morphology in Martian fretted terrain., *Journal of Geophysical Research*, *89*, 336, 1984.
- Kostama, V.-P., M. A. Ivanov, A. T. Polit, T. Törmänen, E. B. Grosfils, J. Raitala, and G. Neukum, Topographic and morphologic characteristics of Reull Vallis, Mars: Implications for the history of the Reull Vallis fluvial system, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*, 11,001, 2007.
- Kostama, V.-P., M. A. Ivanov, J. Raitala, T. Törmänen, J. Korteniemi, and G. Neukum, Evidence for multiple ice deposits on the northeastern rim of Hellas basin, Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 321–331, 2010.

- Kress, A. M., and J. W. Head, Ring-mold craters in lineated valley fill and lobate debris aprons on Mars: Evidence for subsurface glacial ice, *Geophysical Research Letters*, *35*, 23,206, 2008.
- Lahtela, H., V.-P. Kostama, J. Korteniemi, J. Raitala, and M. Aittola, Mapping and analysis of a chain of channeled basins in the eastern rim region of Hellas basin, Mars, *Planetary and Space Science*, *59*, 1195–1209, 2011.
- Laskar, J., A. C. M. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, and P. Robutel, Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars, *Icarus*, *170*, 343–364, 2004.
- Lee, P., C. S. Cockell, M. M. Marinova, C. P. McKay, and J. W. Rice, Jr., Snow and Ice Melt Flow Features on Devon Island, Nunavut, Arctic Canada as Possible Analogs for Recent Slope Flow Features on Mars, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, vol. 32 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 1809, 2001.
- Leovy, C., Weather and climate on Mars, *Nature*, *412*, 245–249, 2001.
- Leverington, D. W., and T. A. Maxwell, An igneous origin for features of a candidate crater-lake system in western Memnonia, Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *109*, 6006, 2004.
- Levy, J., J. W. Head, and D. R. Marchant, Concentric crater fill in the northern mid-latitudes of Mars: Formation processes and relationships to similar landforms of glacial origin, *Icarus*, *209*, 390–404, 2010a.
- Levy, J. S., J. W. Head, and D. R. Marchant, Lineated valley fill and lobate debris apron stratigraphy in Nilosyrtis Mensae, Mars: Evidence for phases of glacial modification of the dichotomy boundary, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*, 8004, 2007.
- Levy, J. S., J. W. Head, J. L. Dickson, C. I. Fassett, G. A. Morgan, and S. C. Schon, Identification of gully debris flow deposits in Protonilus Mensae, Mars: Characterization of a water-bearing, energetic gully-forming process, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 368–377, 2010b.
- Lucchitta, B. K., Geologic map of the ismenius lacus quadrangle of mars, *U.S. Geological Survey*, 1978.
- Lucchitta, B. K., Mars and earth - Comparison of cold-climate features, *Icarus*, *45*, 264–303, 1981.
- Lucchitta, B. K., Ice and debris in the fretted terrain, Mars., *Journal of Geophysical Research*, *89*, 409, 1984.

- Lucchitta, B. K., H. M. Ferguson, and C. Summers, Sedimentary deposits in the northern lowland plains, Mars, *Journal of Geophysical Research*, *91*, 1986.
- Lunine, J. I., J. Chambers, A. Morbidelli, and L. A. Leshin, The origin of water on Mars, *Icarus*, *165*, 1–8, 2003.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett, Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars, *Science*, *288*, 2330–2335, 2000a.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett, Sedimentary Rocks of Early Mars, *Science*, *290*, 1927–1937, 2000b.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett, Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23,429–23,570, 2001.
- Mangold, N., and V. Ansan, Detailed study of an hydrological system of valleys, a delta and lakes in the Southwest Thaumasia region, Mars, *Icarus*, *180*, 75–87, 2006.
- Masursky, H., An Overview of Geological Results from Mariner 9, *Journal of Geophysical Research*, *78*, 4009–4030, 1973a.
- Masursky, H., An Overview of Geological Results from Mariner 9, *Journal of Geophysical Research*, *78*, 4009–4030, 1973b.
- McCauley, J. F., M. H. Carr, J. A. Cutts, W. K. Hartmann, H. Masursky, D. J. Milton, R. P. Sharp, and D. E. Wilhelms, Preliminary Mariner 9 Report on the Geology of Mars (A 4. 3), *Icarus*, *17*, 289, 1972.
- Mellon, M. T., and R. J. Phillips, Recent gullies on Mars and the source of liquid water, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23,165–23,180, 2001.
- Mest, S. C., D. A. Crown, R. A. Craddock, and J. R. Zimbelman, Topographic Characteristics of Outflow Channels in the Martian Southern Highlands, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, vol. 29 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 1334, 1998.
- Milton, D. J., Water and processes of degradation in the Martian landscape., *Journal of Geophysical Research*, *78*, 4037–4047, 1973.
- Mitrofanov, I., et al., Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey, *Science*, *297*, 78–81, 2002.
- Moore, J. M., and D. E. Wilhelms, Hellas as a Possible Site of Ancient Ice-Covered Lakes on Mars, *Icarus*, *154*, 258–276, 2001.

- Morgan, G. A., J. W. Head, and D. R. Marchant, Lineated valley fill (LVF) and lobate debris aprons (LDA) in the Deuteronilus Mensae northern dichotomy boundary region, Mars: Constraints on the extent, age and episodicity of Amazonian glacial events, *Icarus*, *202*, 22–38, 2009.
- Mouginis-Mark, P., Martian fluidized crater morphology - Variations with crater size, latitude, altitude, and target material, *Journal of Geophysical Research*, *84*, 8011–8022, 1979.
- Musselwhite, D. S., T. D. Swindle, and J. I. Lunine, Liquid CO₂ breakout and the formation of recent small gullies on Mars, *Geophysical Research Letters*, *28*, 1283–1286, 2001.
- Nimmo, F., and D. J. Stevenson, Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 11,969–11,980, 2000.
- Owen, T., J. P. Maillard, C. de Bergh, and B. L. Lutz, Deuterium on Mars - The abundance of HDO and the value of D/H, *Science*, *240*, 1767–1770, 1988.
- Parker, T. J., R. S. Saunders, and D. M. Schneeberger, Transitional morphology in west Deuteronilus Mensae, Mars - Implications for modification of the lowland/upland boundary, *Icarus*, *82*, 111–145, 1989.
- Parker, T. J., D. S. Gorsline, R. S. Saunders, D. C. Pieri, and D. M. Schneeberger, Coastal geomorphology of the Martian northern plains, *Journal of Geophysical Research*, *98*, 11,061, 1993.
- Parker, T. J., S. M. Clifford, and W. B. Banerdt, Argyre Planitia and the Mars Global Hydrologic Cycle, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, vol. 31 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 2033, 2000.
- Pedersen, G. B. M., and J. W. Head, Evidence of widespread degraded Amazonian-aged ice-rich deposits in the transition between Elysium Rise and Utopia Planitia, Mars: Guidelines for the recognition of degraded ice-rich materials, *Planetary and Space Science*, *58*, 1953–1970, 2010.
- Pierce, T. L., and D. A. Crown, Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern Hellas region, Mars, *Icarus*, *163*, 46–65, 2003.
- Pilorget, C., F. Forget, E. Millour, M. Vincendon, and J. B. Madeleine, Dark spots and cold jets in the polar regions of Mars: New clues from a thermal model of surface CO₂ ice, *Icarus*, *213*, 131–149, 2011.

- Saunders, R. S., et al., 2001 Mars Odyssey Mission Summary, *ssr*, 110, 1–36, 2004.
- Sharp, R. P., Mars: fretted and chaotic terrains., *Journal of Geophysical Research*, 78, 4073–4083, 1973.
- Smith, D. E., et al., Topography of the Northern Hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter, *Science*, 279, 1686, 1998.
- Soffen, G. A., The Viking project, *Journal of Geophysical Research*, 82, 3959–3970, 1977.
- Souness, C., B. Hubbard, R. E. Milliken, and D. Quincey, An inventory and population-scale analysis of martian glacier-like forms, *Icarus*, 217, 243–255, 2012.
- Squyres, S. W., Martian fretted terrain - Flow of erosional debris, *Icarus*, 34, 600–613, 1978.
- Squyres, S. W., The distribution of lobate debris aprons and similar flows on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 84, 8087–8096, 1979.
- Squyres, S. W., Urey prize lecture - Water on Mars, *Icarus*, 79, 229–288, 1989.
- Squyres, S. W., and M. H. Carr, Geomorphic evidence for the distribution of ground ice on Mars, *Science*, 231, 249–252, 1986.
- Squyres, S. W., and J. F. Kasting, Early Mars: How Warm and How Wet?, *Science*, 265, 744–749, 1994.
- Stewart, S. T., and F. Nimmo, Surface runoff features on Mars: Testing the carbon dioxide formation hypothesis, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107, 5069, 2002.
- Tanaka, K. L., and D. H. Scott, Eruptive history of the Elysium Volcanic Province of Mars, *Tech. rep.*, 1987.
- Touma, J., and J. Wisdom, The chaotic obliquity of Mars, *Science*, 259, 1294–1297, 1993.
- Treiman, A. H., and M. Y. Louge, Martian Slope Streaks and Gullies: Origins as Dry Granular Flows, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, edited by S. Mackwell and E. Stansbery, vol. 35 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, p. 1323, 2004.

- van Gasselt, S., E. Hauber, and G. Neukum, Cold-climate modification of Martian landscapes: A case study of a spatulate debris landform in the Hellas Montes Region, Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*, 9006, 2007.
- Wilhelms, D. E., and S. W. Squyres, The martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact, *Nature*, *309*, 138–140, 1984.
- Williams, R. M. E., and R. J. Phillips, Morphometric measurements of martian valley networks from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23,737–23,752, 2001.
- Zuber, M. T., et al., Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity, *Science*, *287*, 1788–1793, 2000.
- Zurek, R. W., and S. E. Smrekar, An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*, 5, 2007.