

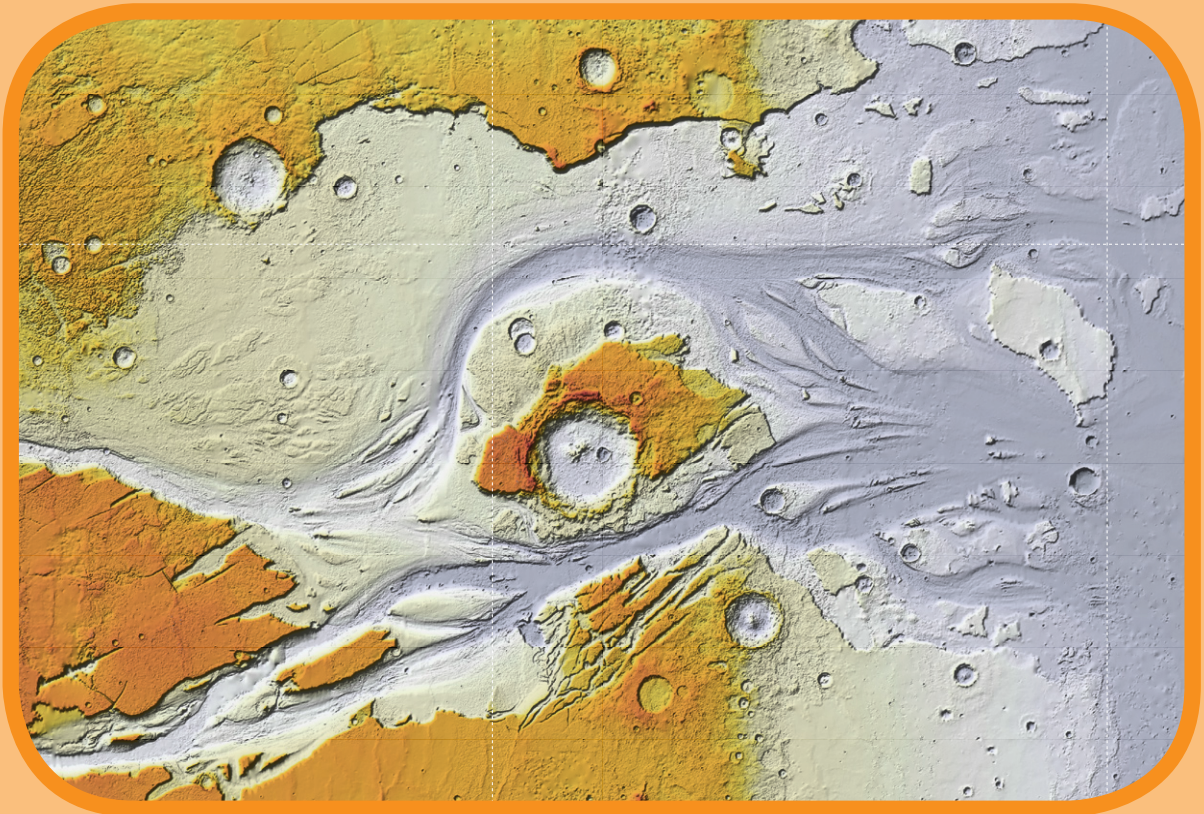


BOLYGÓTUDOMÁNYI KISKÖNYVTÁR 1

KAVÜCS

FOLYADÉKOK A NAPRENDSZERBEN

*Bérczi Szaniszló, Hargitai Henrik, Homolya Emese, Illés Erzsébet,
Kereszturi Ákos, Mörtl Mária, Pál Bernadett, Sik András,
Tasnádi Péter, Weidinger Tamás*



SZOLNOKI EGYETEM

Javasolt hivatkozás: Bérczi Sz., Hargitai H., Homolya E., Illés E., Kereszturi Á., Mörtl M., Pál B., Sik A., Tasnádi P., Weidinger T. (2023). *Folyadékok a Naprendszerben* (2. digitális kiadás). Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport.
<https://doi.org/10.21862/folyadekok2023>



FOLYADÉKOK A NAPRENDSZERBEN

*Bérczi Szaniszló, Hargitai Henrik, Homolya Emese, Illés Erzsébet,
Kereszturi Ákos, Mörtl Mária, Pál Bernadett, Sik András,
Tasnádi Péter, Weidinger Tamás*

KAVÜCS

Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport • Budapest 2023

Bevezető

A Naprendszer bolygói és kisebb égitestjei különleges helyszínek a világegyetemben. E „kozmosz helyszíneken” a nagy anyagsűrűség (valamint megfelelő nyomás és hőmérséklet) miatt már létrejöhettek a folyadék halmazállapot.

A folyadékok leggyakoribb természetes előfordulása a bolygók légköre. A Vénuszon kénsavból, a Földön vízből állnak a felhők. A Jupiteren, a Szaturnuszon, esetleg az Uránuszon és a Neptunuszon főként az ammónia és az ammónia-hidroszulfid, a Titánon pedig az etán alkot cseppeket, képez felhőket.

A folyadékok természetes anyagok a Föld felszínén. Fél évszázadnyi űrszondás kutatómunka nyomán ma már tudjuk, hogy a folyadékok a Mars felszínén is jelen vannak, bár sokkal ritkábban, mint a földi viszonyok között. A Marson elsősorban a sós oldatok alkotnak folyadékokat a talajszemcsék felszínén. A harmadik égitest, ahol tartósan jelen vannak a folyadéktestek, a Titán. Folyadékyszerű szivárgás azonban az Europa és az Enceladus hold felszínén is megjelenhet. A vulkáni eredetű anyagok olvadék állapotban terülnek szét a Föld felszínén és az Io holdon. Ez is folyadék.

Vannak azután rejtett tartózkodású folyadéktestek is a bolygókon. Rejtettek, mert csak közvetve mutatkozik meg a hatásuk. A Földön ezeknek többféle elnevezése van, mert

más-másféle összetételűek. Attól függően, hogy vizes oldatról, szénhidrogénekről, vagy szilikátolvadékokról van szó, nevezik őket víznek („víztestnek”), kőolajnak vagy lávának. Más égitesteken is erősen valószínű ezek előfordulása, de nem így egyszerre, mint a Földön. A Marson e három földi folyadékforma közül legalább kettőnek a jelenléte valószínű: a vizes oldatoké és a szilikátolvadékoké. Az Európán, a Ganymedesen, és az Enceladuson a vizes oldatok egy mélyebben fekvő óceánt alkothatnak, a szénhidrogének pedig a Titánon alkothatnak folyadéktesteket. A Titan belsejében egy óceáni réteg is valószínűsíthető.

A szilikátolvadékok széles köre a vulkanizmus rendkívül formagazdag világát hozza létre a bolygótestek felszínén. A külső-Naprendszer jeges holdjain a vizes oldatok kiterjedési sokszor a vulkanizmus jelenségéhez hasonló formákat teremtenek.

Látjuk, ahogy az égitestek felszínének jelenségvilágát átszövik azok az események, változások, átalakulások és kölcsönhatások, amelyek a folyadékokhoz kapcsolódnak. Ezért is tetszett meg a Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport (KAVÜCS) tagjainak a téma, ezért készült legújabb kis atlaszunk, egyben a bolygótudományi kiskönyvtár első kötete, a Naprendszer folyadékjairól.

Budapest, 2010–2023.

A szerzők

<https://doi.org/10.21862/folyadekok2023>

ISBN 978-963-87767-5-4

ISBN 978-963-00-6314-2 (Kis atlasz a Naprendszerről sorozat)

Második, bővített kiadás (A 2010-es elektronikus kiadás frissített és bővített kiadása, 2023)

KAVÜCS

Kiadja az ELTE TTK-n alapított Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport

Nyomda: Korrekt Nyomdaipari Kft, www.korrektnyomda.hu

A Kis Atlasz a Naprendszerről sorozat megjelenését a Magyar Űrkutató Irodánál elnyert 2000 és 2009 közötti pályázataink és a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0003 program tették lehetővé.

A 2023. évi nyomtatott megjelenést a Külgazdasági és Külügyminisztérium az 1953/2021(XII.22) Korm. határozatban megjelölt támogatása tette lehetővé.

A címlapon a Kasei Valles áradásos csatorna torkolatvidéke a Marson

A hátlapon névtelen völgyrendszerek a Marson

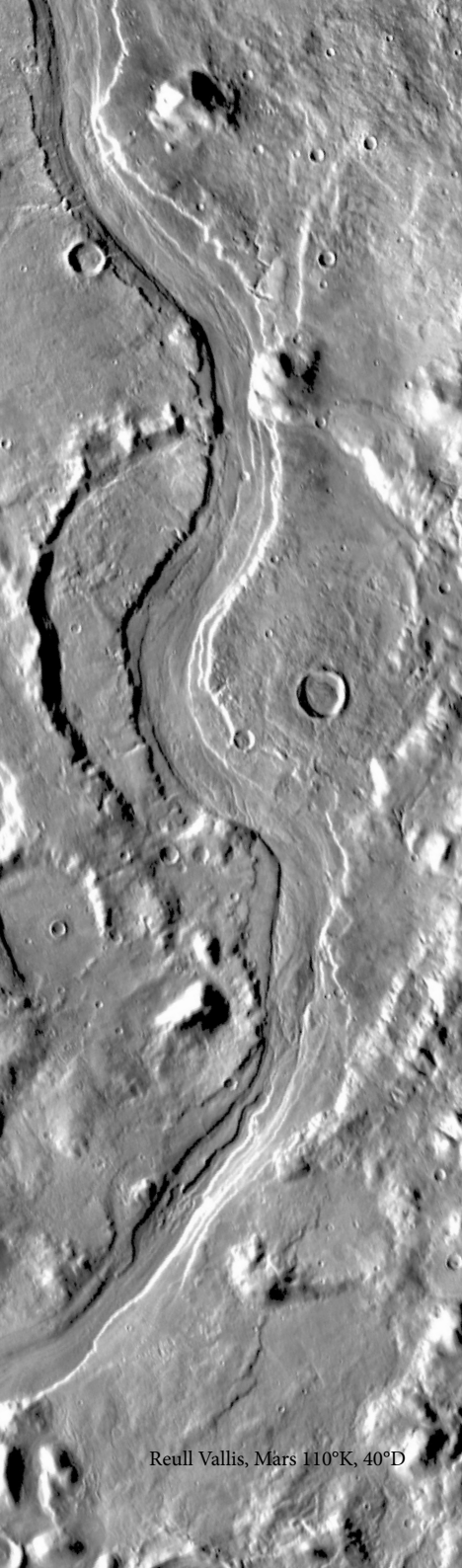
A 80. oldalon a vénuszi Morongo Valles részlete

Köszönet Regály Zsoltnak az 1. fejezet lektorálásához nyújtott segítségéért.

Fluids in the Solar System. In Hungarian

Subjects: Astronomy, Descriptive astronomy, Solar system

TARTALOMJEGYZÉK

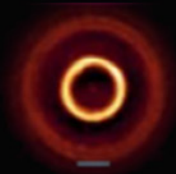
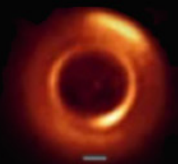
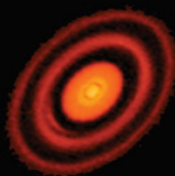
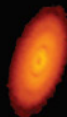
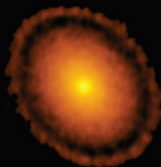
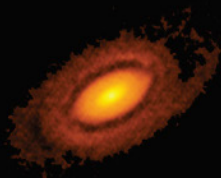
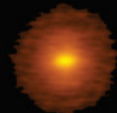
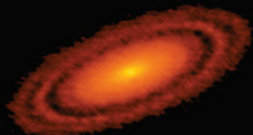
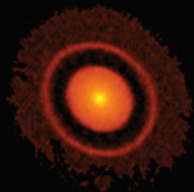
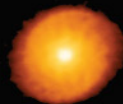
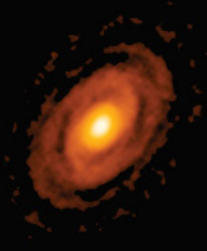
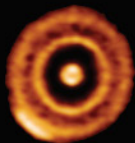
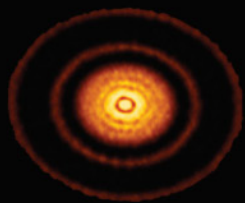
- 
- I. KICSAPÓDÁSI FOLYAMATOK 5**
(Homolya E., Bérczi Sz., Hargitai H., Mörtl M., Tasnádi P. és Weidinger T.)
 - 1.1. Anyagkiválások a szoláris ködben (Illés E., Bérczi Sz.) 5
 - 1.2. A bolygó légkörökben megjelenő folyadékok 10
 - 1.3. A kicsapódási folyamatok összefoglalása:
„havazások” a Naprendszerben (Bérczi Sz.) 30
 - 1.4. Kicsapódási folyamatok a Naprendszeren kívül 33

 - II. FOLYADÉKOK BOLYGÓFELSZÍNEKEN ÉS A FELSZÍN ALATT 35**
 - 2.1. Összefüggő folyadéktestek (Illés E., Weidinger T.) 35
 - 2.2. A Mars folyadékrendszerei 36
(2.2.1: Kereszturi Á., 2.2.2: Mörtl M., 2.2.4.2: Pál Bernadett)
 - 2.3. Más oldószerek (Bérczi Sz., Hargitai H. és Illés E.) 50
 - 2.4. A Titán folyadékrendszerei (Hargitai H.) 53

 - III. FOLYADÉKOK AZ ÉGITESTBELSŐKBEN ÉS ÉGITESTBELSŐKBŐL 59**
(Hargitai H., Bérczi Sz., Mörtl M., Tasnádi P. és Weidinger T.)
 - 3.0. Folyadékok a Föld belsejében 59
 - 3.1. A szilikát- és kriolávák összehasonlítása 59
 - 3.2. Kénláva, kénvulkanizmus 61
 - 3.3. Kriolávák a Külső-Naprendszer holdjain 62
 - 3.4. Folyadékok az égitestbelsőkből 66

 - IV. FÜGGELÉK (Bérczi Sz., Hargitai H. és Illés E.) 71**
 - 4.1. Fázisdiagramok 71
 - 4.2. Definíciók, fogalommagyarázatok 74
 - 4.3. Adatok 76

 - V. GYAKORLATOK (Hargitai H.) 79**
 - 5.1. Gondolatkísérlet 79
 - 5.2. Rétegtani gyakorlatok 80



I. Kicsapódási folyamatok

1.1. Anyagkiválások a szoláris ködben

Naprendszerünk kora 4,6 milliárd évre tehető. Tömegének 99,86%-a központi csillagjában, a Napban koncentrálódik. A maradék 0,14% a bolygók, törpebolygók, kisbolygók, holdak és a kisebb égitestek anyagát alkotja. A bolygók egy síkban, ugyanabban az irányban (direkt forgási irány) keringenek a Nap körül. Összetételüket tekintve két nagy csoportra oszthatók. A Mars és a Jupiter pályája közötti kisbolygó-övezeten belül, a Naphoz közelebbi régióban helyezkednek el a kőzetbolygók (Merkúr, Vénusz, Föld, Mars), azon kívül pedig a gázbolygók (Jupiter, Szaturnusz, Uránusz, Neptunusz).

A kőzetbolygókat a viszonylag kis méret és a nagy átlagsűrűség jellemzi, fő alkotóik a szilícium, az alumínium, a vas, a kalcium és a magnézium oxidjaiból felépülő ásványok. A gázbolygók ezzel szemben lényegesen nagyobbak, átlagsűrűségük pedig kisebb, mint a kőzetbolygóké. Főleg hidrogénből és héliumból állnak. Szilárd felépítésű holdak kísérik őket, amelyeken a leggyakoribb, kristályokat alkotó komponens a vízjég. Nagy mennyiségben tartalmaznak még szilikátokat is, amelyek a víz jelenlétéből adódóan hidratált formában találhatóak.

1. abra: Itt hamarosan bolygórendszerek keletkeznek.

Protoplanetáris korongok: koruk 500 ezertől 15 millió évig terjed. Az idősebbek a kisebb korongok. A sötét (vagy világos) sávok jelezhetik a kialakuló vagy már kialakult bolygók pályáját. Az alsó sorban ún. átmeneti (transition) korongok, melyek közepén jelentős porhiány van, vagy azért, mert egy nagy méretű égitest alakul ott ki, vagy mert a belső gáznyomás kitisztította ezt a területet, vagy a törmelékszemcsék mérete már nagyobb ebben a zónában. Az ALMA felvételek csak a mm-es porszemcséket mutatják ki. Az ALMA (Atacama Nagyméretű

Milliméteres/Szubmilliméteres Hálózat) „Disk Substructures at High Angular Resolution Project” keretében végzett megfigyelései 2018.(ALMA, ESO/NAOJ/NRAO), S. Andrews et al.; NRAO/AUI/NSF, S. Dagnello; alsó sor: Woods 2020)

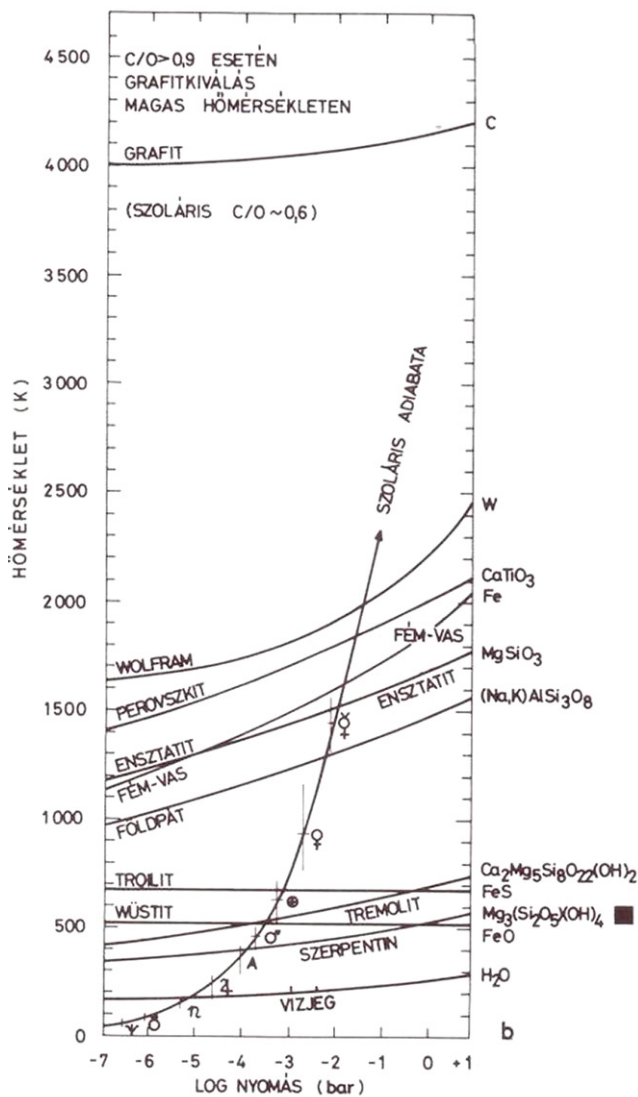
Ez az összetételbeli övezetesség az egész Naprendszerben megfigyelhető. Hogy hogyan alakult ki ez az övezetesség, az a Naprendszer keletkezésének kezdeti szakaszában, a Nap születésének idején lejátszódó folyamatokban keresendő.

A Naprendszer egy csillagközi gázfelhőben kezdett formálódni. Kozmikus hatások sűrűsödéseket indítottak el a felhőben, góccok alakultak ki, amelyek egyikéből továbbbi összehúzódások révén létrejött egy fiatal csillag, a Nap. Benne sűrűsödött a kozmikus felhő tömegének legnagyobb része, a maradék anyag pedig egy, a forgás tengelyére merőlegesen kiterjedt, korong alakú szerkezetet vett föl a központi csillag körül. Ezt a szerkezetet nevezük *protoplanetáris korongnak* (vagy *szoláris ködnek*). Ez, a kezdetben 1% por, 99% gáz összetételű anyag képezte a később kialakuló bolygórendszer alapanyagát (1. abra).

A korongban a hőmérséklet a „begyulladó Naphoz” közeledve növekedett, s ennek következtében a felhő poranyaga gázzá vált. Később olyan hőmérsékleti viszonyok alakultak ki a protoplanetáris köd korábban felmelegedett részében, hogy abban már megindulhatott a kristálykiválás. Ez a folyamat egyfajta kondenzáció. Megjegyezzük, hogy itt a kondenzációt mint kifejezést (a planetológiában szokásos) tágabb értelemben használjuk, ami minden hűléses fázisátalakulást magában foglal. Azt, hogy a Naptól vett távolság függvényében hol és milyen anyagok váltak ki, elsősorban a köd hőmérsékleteloszlása határozta meg.

1.1.1. Kémiai kristályosodás a szoláris ködben

Ahhoz, hogy az első ásványszemcsék megjelenjenek a Napot körülvevő szoláris ködben, annak 2000 K alá kellett hűlnie a legforróbb, a Naphoz legközelebbi régiókban is. A kiválást a nyomásviszonyok is befolyásolták, amit a hőmérséklet mellett szintén figyelembe kell venni a folyamat modellezésénél. A kondenzációt egy kiválási sorral írhatjuk le, ami azt mutatja meg, hogy meghatáro-



2. ábra: A Lewis-Barshay modell, Barshay és Lewis (1975) könyve alapján. (C/O a szén-oxigén arány; az egyes bolygókat csillagászati jelükkel tüntettük fel.)

zott nyomási és hőmérsékleti viszonyok mellett, a Naptól távolodva milyen anyagok milyen sorrendben jelentek meg. A különböző elemek koncentrációját a kozmikus elemgyakoriság adja.

Megkülönböztetünk egyensúlyi és nem-egyensúlyi kondenzációt. Egyensúlyi kondenzáció esetén a létrejött

részecskék minden hőmérsékleten egyensúlyban vannak a szoláris köddel, a nem-egyensúlyi folyamat során viszont a kialakuló részecskék egy része elvonódik a rendszerből. A meteoritok összetételét vizsgálva arra következtethetünk, hogy nagy valószínűséggel az egyensúlyi folyamatok voltak a meghatározók.

Az egyensúlyi kondenzáció modellezésénél az Univerzumban leggyakrabban előforduló elemeket vették figyelembe. Ezek a kozmikus elemgyakoriság vizsgálata alapján a H, C, N, O, S, Si, Mg, Fe, Ca, Al, Na, valamint a nemesgázok közül a He, Ne, Ar. Megjegyezzük, hogy a nemesgázok közül legfölbbebb az Ar kristályosodása játszhat szerepet a szoláris köd külső, hideg zónájában.

Ahogy azt korábban már említettük, a protoplanetáris korongot, a fiatal Naptól távolodva, a hőmérséklet és a nyomás csökkenése jellemezte. Ha megnézzük az előbb felsorolt elemekből felépülő legstabilabb ásványok szublimációs pontjait a nyomás és a hőmérséklet függvényében, és ábrázoljuk ezeket a fázishatárvonalakat, egy ásványkiválási sort kapunk (2. ábra). Ezt metszve a Cameron által becsült szoláris ködadiabatával, vagyis azzal a görbével, amely a Naptól távolodva a jellemző nyomási és hőmérsékleti viszonyokat adja meg, megkapjuk, hogy milyen ásványok válhattak ki a szoláris ködben övezenként. Ezt szemlélteti a Lewis-Barshay-modell, ami a 2000 K és 50 K között kiváló, legjelentősebb ásványokat rendszerezi. A kiválási sort szemlélve észrevehetjük, hogy az két részre osztható. A Naphoz közelebbi régióban, magasabb hőmérsékleten válnak ki a fém-oxidok, amelyek később szilikátokat képeznek. Távolabb, hűvösebb területeken elég alacsony a hőmérséklet ahhoz, hogy olyan vegyületek, mint a víz, az ammónia és a metán szilárd jég részecskékké kondenzálódjanak.

A víz az Univerzum leggyakoribb vegyülete, így kondenzációja is nagy jelentőségű. Beépülhet az előzőleg kivált szilikátásványokba, továbbá hidrátokat képezhet a metánnal és az ammóniával.

A szoláris ködben a hőmérséklet térben és időben is változik. Így a kiválási sor egy adott pillanatra térbeli sorrendet, a tér egy adott pontjára pedig időbeli sorrendet jelent. Ahogy a szoláris köd hőmérséklete idővel csökken, a kondenzációs vonal – ahol a vízjég kiválása megindul – folyamatosan egyre közelebb kerül a Naphoz.

A kémiai kristályosodás során kialakult szemcsék rugalmatlan ütközések során csomókba rendeződtek, majd bolygókezdeményekké – planetezimálokká – álltak össze. Ezek további ütközése és összekapcsolódása (akkréció) révén jöttek létre a bolygók. Az ütközések következtében keletkező (akkréciós) és a radioaktív elemek bomlásából felszabaduló hő differenciálódást indított el a bolygótestek anyagában, ami a bolygó tömegétől függően hosszabb, vagy rövidebb ideig tartott. (A kémiai kristályosodás mellett gravitációs kristályosodás is van, ami a bolygók kialakulásában játszott szerepet; az gázóriások pedig gázakkrécióval fejlődnek ki.)

A kémiai kristályosodás vizsgálata során kapott eredmények jól összeegyeztethetőek a bolygók kémiai összetételével és a Naprendszer övezetességével. Egy adott hőmérsékleti intervallumban kivált anyagok alkotják az ott formálódó bolygók vagy más objektumok (pl. kisbolygók) tömegének a legnagyobb részét.

1.1.2 A Föld típusú bolygók vízkészletének eredete

Az égitestek vízkészleténél két fontos kérdés merül fel: hogyan szerezte a vizet és hogyan tudta/tudja vagy nem tudta megtartani azt. A Föld nem csak a többiek-nél esetleg nagyobb kezdő vízkészletével tűnik ki, hanem azzal is, hogy ezt a vizet eddig képes volt meg is tartani. A földi vizet az ózonréteg létével összefüggő „hidegcsapda” (cold trap) jelensége tartja a felszínen, és nem engedi megszökni: az ózonréteg nem engedi le a vízmolekulákat felbontó (fotodisszociáló) UV sugarakat, a vízgőz viszont még az ózonréteg alatt kicsapódik és visszahull, így az ózonréteg fölé nem tud emelkedni (Illés, 1996). Az oxigénszint 2,3 milliárd évvel ezelőtti megemelkedése előtt a 200 nm alatti sugárzást a szén-dioxid is képes volt elnyelni (mint ahogy teszi ma a Marson), az ózon pedig a biológiailag káros 200–300 nm sugárzást is elnyeli (Catling et al. 2003). A Titánon a szerves aeroszolok zónája működik hasonló légköri elnyelő réteggént.

Honnan és hogyan épült a Föld és más szilikátos bolygók anyagába a víz, amely a Föld Naphoz túl közeli távolságában még nem csapódhatott ki a protoplanetáris korongból? Két modell létezik a Föld típusú bolygók vízkészletéről: a „távoli forrás” modell inkább távolabbról (kívülről) érkező kisebb planetezimáloktól, míg a „helyi

forrás” modell a közeli planetezimáloktól, vagy már nagyobb bolygóembrióktól eredetetzeti a vizet. A két modell szerinti vízkészlet végül összeadódik.

Megjegyezzük, hogy a planetezimál szó bolygócsírárt jelent. Ez olyan égitestek gyűjtőneve, amelyek a Naprendszer kialakulásakor az ősköd por- és gázfelhőjéből álltak össze, majd ezeknek további összeállásával keletkeztek a bolygóembriók, majd ezen nagyobb égitestek további, lassabb akkréciós növekedésével bolygók (*oligarchikus növekedés*).

A víz(jég) keletkezése a Naprendszer kialakulásakor több forrású. Egyrészt kicsapódik (kondenzálódik) a protoplanetáris korongot alkotó gázból a proto-Naptól megfelelő távolságra, másrészt a környező molekuláris felhőből is „behull”. Mindkét eredetű anyag önálló planetezimálokat épít, amelyek hozzájárulnak a bolygóembriók anyagához (Lunine, 2006). A szenes kondritos bolygócsírák és kisebb aszteroidák 2,5 csillagászati egységen (CsE) túl, az üstökösök a Jupiter távolságából és azon túlról is szállították a vizet a kialakuló bolygók testébe (még mielőtt az üstökösöket a fejlődő Jupiter szétszórta volna) (Lunine és mtsai, 2003).

A kiválási sor. A proto-Naphoz közel a refraktorikus szilikátok (alcsony (10^{-4} atm) nyomáson magas hőmérsékleten (1300–1500 K fölött) kondenzálódó anyagok), távolabb a Mg szilikátok, még messzebb a víz csapódik ki. A protoplanetáris ködben azt a proto-Naptól mért távolságot, ahol a vízjég először stabilan megjelenik, azaz a hőmérséklet a víz kondenzációs pontja alá esik, a planetológiában hóhatárnak (*snow line*) nevezik.

A fogalmat Hayashi (1981) vezette be. Ez az a távolság, amely elválasztja a kőzet- és jeges bolygók kialakulási régióit. Hayashi modelljét olyan szoláris ködre alapozta, amely a bolygókeletkezés beindulásához szükséges minimális mennyiségű anyagot tartalmaz. Ilyen feltételek mellett a vízjég akkor válik ki, amikor a hőmérséklet 170 K alá esik. Hayashi modelljében ez a távolság a Naptól 2,7 csillagászati egységre esik (Sasselov és Lecar, 2000). Későbbi vizsgálatok szerint a vízjég már 1,6–1,8 csillagászati egység távolságban, éppen a Mars pályája mögött kezd el kicsapódni (Lecar és mtsai, 2006). A hóhatár a Naprendszer korai korszakában a Föld pályáján belül is lehetett, mert akkoriban a Nap még halványabb

volt (*Faint young Sun*); de a korong anyaga (a hóhatár mozgásától függetlenül) is beljebb mozgott a már kicsapódott anyagú külső régiókból (Oka et al. 2011).

A vízjég valószínűleg éppen a hóhoz hasonló megjelenési formában csapódhatott ki az ősködből. A kicsapódás helye a vízgőztartalom parciális nyomásától függ a ködben. Amikor ez meghaladja a telített vízgőznyomást, kicsapódik. Ez az ősködben 145–170 K környékén történhetett meg, ami a köd hőmérsékletétől és sűrűségétől függően 2–5 CsE távolságban volt a Naptól. A közepes méretű (cm-m) porrészecskék a korongban a náluk lassabban keringő korongbeli gőz fékező ereje hatására energiát veszítettek, így lassan, spirális mozgást végezve besodródtak a korong központja felé (a különféle méretek eltérő sebességgel). Itt a jégszemcsék a napsugárzás hatására elpárologhattak – a szennyezett (poros, sötét) jégszemcsék hamarabb, a tiszták később –, azaz ismét gáz halmazállapotba kerültek. A por

A hóhatárnál 1–2 CsE-vel beljebb található a hidratációs vonal, amelyben a C típusú (szenes) meteoritok anyaga hidratálódhatott. E két nevezetes vonal a Jupiter körüli cirkumplanetáris (Jupiter körüli) korongban is jelen lehetett (csak az Io és az Europa lehetett a hidratációs vonalon belül) (Lunine, 2006).

Most kialakuló protoplanetáris korongoknál már sikerült a hóhatár helyét kimutatni olyankor, amikor egy fiatal csillag egy rövid erupciója során kijebb tolta a hóhatárt (Cieza et al. 2016).

A naprendszerbeli hóhatáron túl, a gázóriások körül kialakuló protoplanetáris, pontosabban protoszatellitikus korongokból (cirkumplanetáris ködből) kicsapódó anyagból olyan jégbolygó-csírák (szatellitizimálok majd holdembriók) jöttek létre, melyek végül jeges holdakká álltak össze (Coradini et al. 2009). A száraz szilikátok darabjai is hidratálódhattak az űrben (Lunine, 2006).

A Földön, a Marson és a Vénuszon egyaránt hasonló, de legalábbis jelentős mennyiségű víz lehetett közvetlenül a bolygók kialakulása után. (Erre a máig megmaradt, víz jelenlétében átalakult vagy létrejött ásvány szemcsék vizsgálatával lehet következtetni. A Földön a legidősebb anyagi emlék a 4,4 milliárd éves Jack Hills konglomerátumba beépült cirkonkristály, mely vizes környezetben volt.) Mivel ezek az égitestek a hóhatár „alatt” helyez-

kednek el, valamilyen szállító mechanizmus kellett a víz beszerzéséhez. Egyrészt szóba jöhet a száraz szilikátok hidratációja, a víz adszorbeálása a cirkumplanetáris ősködben, másrészt a belsejükben folyékony, áramló vizet tartalmazó planetézimálok Nap felé spirálózó mozgása a protoplanetáris köd közegellenállása miatti súrlódás hatására.

A felsorolt, viszonylag közeli forrásokon kívül további lehetőség, hogy a Jupiter pályáján is túlról érkezzenek a Földre (azaz a proto-Földre, a Föld-embrióra) a jeges égitestek, planetézimálok. Mivel a kisbolygók többsége a protoplanetáris korongban közel körpályán keringett, a Földre elsősorban az elnyúlt pályán keringő távolabbi égitestek hozhattak vizet. A Jupiter egyre erősebb gravitációs zavaró hatására nagyszámú Hold- és Mars-méretű planetézimál kerülhetett ilyen „földsúroló pályára” a hozzávetőlegesen 100–1000 db ilyen égitest közül. A bolygó vízkészlete attól függött, hogy ezekből hány csapódott az adott bolygóembrióba, ez viszont sok véletlen elemtől függhetett.

Honnan tudjuk, hogy mekkora lehetett az egyes égitestek eredeti vízkészlete? A könnyebb elemek könnyebben szöknek el a légkörből, ezért idővel a légkör „besűrűsödik”, a nehezebb elemek nagyobb gyakoriságúakká válnak, a légkör anyaga „differenciálódik” (Illés, 1996). Ezért használható a D/H (deutérium/hidrogén, 2H/1H) arány a légköri vízvesztés kiszámítására.

Idővel a hidrogén egy része megszökött, miközben a deutériumnak jóval kisebb része hagyta el a légkört, így tehát feldúsult. Feltételezzük, hogy a földi vízkészlet java része megőrződött, akárcsak a szenes kondritokban, ahol a bennük lévő illó/víz arány jelzi, hogy amióta létrejöttek, sohasem melegedtek kb. 150 °C hőmérséklet fölé, tehát őrzik a keletkezésük korabeli összetételüket (a szenes kondritok szülőégitestje jeges égitest volt, melyben a Naprendszer első 10 millió évében vizes átalakulások során kőzetekből agyagásványok képződtek). Ilyen előfeltevések mellett ha igaz, hogy a földi vízkészlet az aszteroidákból származik, a két égitesttípusban lévő D/H aránynak egyeznie kell. A „szabványos földi óceánvíz” (*VSMOW, Vienna Standard Mean Ocean Water*) 156 ppm deutériumot tartalmaz (Lunine és mtsai, 2003) értékkel. Az Oort-felhő üstököseinek dupla SMOW ér-

téke van, a kondritoknak 150–200 ppm (Lunine, 2006).

Mérések szerint a Föld anyagából csak pár százalékot tesz ki a kb. 20% kötött vizet tartalmazó szenes-kondritos anyag, ami még mindig elég ahhoz, hogy a Földön megfigyelhető vizet magában tartalmazhassa (Lunine és mtsai, 2003). A modellek a távoli üstökös eredetű vizet a Földön 10%-ban maximálják.

Mars. A földi kérgi és felszíni víz eredetét a modellek (Morbidelli és mtsai, 2000) a kisbolygóövből származó, Mars méretű bolygóembriók becsapódásával magyarázzák. Ez igaz lehet a Vénuszra is, de a kis tömegű Marsra nem: a modell szerint annak ellenére, hogy a Mars a kisbolygó-övhöz „közel” helyezkedik el, nem szenvedett nagyobb becsapódásokat, tömege csak „kisebb törmelékekkel” növekedett. Így hiába volt közelebb a hóhatárhoz, onnan sem kapott nagyobb bolygóembriókat. A kisbolygó-övbeli nagyobb égitesteket a gyorsan növekvő Jupiter hamar eltávolította az övből, és vagy a proto-Földbe, a proto-Vénuszba vagy a Napba csapódtak, illetve elhagyták a Naprendszeret.

A Naprendszer-keletkezési modellek szerint a Mars kialakulása a mai méretében és helyén véletlenszerű, egyedi esemény, azaz e modellek szerint a Mars feltehetően egy „véletlenül” ottmaradt – se nem becsapódott, se nem a Naprendszeret elhagyó – bolygóembrió (Lunine és mtsai, 2003; Lunine, 2006), ami nem néhány nagy planetezimálból, hanem sok kicsiből állt össze: véletlenül nem ütközött bele nagyobb planetezimál. Hasonló túlélő embrió lehet a Ceres is.

A marsi felszínen levő deutérium-tartalom a SMOW 1,2–1,6-szorosa, a légköré viszont 5 SMOW ami a légköri vízvesztéssel magyarázható. A marsi „kezdő érték” azonban nem ismert (Lunine és mtsai, 2003). Marson a víz forrásai így a kisbolygók lehettek, amelyek a mai földi óceánok víztömegének 6–27%-át is szállíthatták (1 óceán = $1,5 \times 10^{21}$ kg), ami a mai Marsot 600–2700 m mélyen borítaná, ha máig meg tudta volna tartani a vízkészletét (Lunine és mtsai, 2003).

A mai modellek szerint nagyobb állóvíz a Marson (*Oceanus Borealis*) 3,5 milliárd évvel ezelőtt létezhetett az északi mélyföldeken. Erre utalnak például cunamiüledékek és deltatorlatok. A feltételezett vízszint 550 m globális borításnak felelt meg (124 millió km³). A deltavi-

dékek fosszilis vagy mai életnyomokat is jó eséllyel tartalmazhatnak, ami fontos szempont volt a Perseverance leszállóhelyének kiválasztásakor.

Vénusz. A Vénusz légkörében lévő víz egy része nehézvíz (D₂O). A nehézvíz ugyanúgy disszociál, mint a közönséges víz, azonban a belőle keletkező deutériumnak kisebb a diffúziósebessége, mint a hidrogéné, így lassabban szökik ki a világűrbe. Ezért a Vénusz légkörében magasabb a deutérium/hidrogén arány, mint a Földön. A vénuszi 19 ezer ppm-es D-tartalmából (Kulikov és mtsai, 2006) következik, hogy a Vénuszban valaha sokkal nagyobb vízkészlete volt és nagy mennyiségű vizet vesztett története során. Ma a felszíni 460–480 °C-os hőmérséklet mellett a felszín közelében sem kötött, sem szabad állapotban nem lehetséges víz jelenléte. A légköri H₂O-tartalom 30 ppm körüli különféle magasságokban is (Marcq et al. 2017). Ez az érték a neon földi légköri arányához hasonló.

A kutatások szerint a Vénusz légköre néhány milliárd évvel ezelőtt sokkal inkább hasonlított a földire, mint ma. Valószínűleg folyékony víz is létezett a felületén, ami a növekvő besugárzás hatására párologásnak indult. Ahogy csökkent a víz mennyisége, kevesebb szén-dioxidot tudott kimosni a légkörből, így a szén-dioxid koncentráció növekedésnek indult. Ez erősebb üvegházhatást, következképpen növekvő hőmérsékletet eredményezett. Magasabb hőmérsékleten a kondenzációs szint is magasabbra helyeződik, és a ciklus gyorsított tempóban folytatódik, hiszen egyre nagyobb térrész áll rendelkezésre a víz disszociációjához. A teljes mai légköri vízgőztartalom kondenzálódva mindössze pár cm vastagon boríthatná a Vénusz felszínét.

Ha a vénuszi ősi óceánoknak a felszínen nem is, de a felszín alatt ma is (elméletileg) lehetnek olyan maradvány vízlencsék, amelyek a jelenlegi feltételek mellett is képesek az estleges régi élet menedékeként szolgálni. Mivel ma a hőáramlás kicsiny, ezek folyékony állapotban maradhattak meg nagy mélységben, de kérdés, hogy ha a pulzáló magmatizmus modell érvényes, akkor a magma-óceán állapotot is átvészeltetik-e ezek a maradványok (például a magma-óceánból kibukkanó vastagabb gyökerű tesszera területek alatt a mélyben (Penz és mtsai, 2004).

1.2. A bolygók légkörében megjelenő folyadékok

A Naprendszer bolygóit fő jellegzetességeik alapján két csoportba soroljuk. A Naphoz közelebb keringenek a kőzetbolygók, amelyek elsősorban szilárd ásványokból épülnek fel. A bolygótestet egy vékonyabb, vagy vastagabb gázburkok veszi körül. A külső bolygók anyagát, bár rendelkeznek szilárd maggal, nagyrészt gázok alkotják, ezért gázbolygóknak nevezzük őket. Ez a két csoport (kőzet- ill. gázbolygók) nemcsak a bolygótestek felépítésében, de légkörüket tekintve is sokban különbözik (a külső-Naprendszer holdjai külön csoport: a jeges égitestek). A belső bolygók felszíni légnyomása egyértelműen mérhető. Közülük a legnagyobb felszíni nyomás a Vénuszon található, a földi érték 92-szerese, a legkisebb pedig a Merkúr nagyon ritka gázburkának a nyomása. A gázóriásoknál a légnyomás széles határok között változhat. A belső régiók felé haladva a légkörben egyre nagyobb, a kőzetbolygók felszínén mért értékeket jóval meghaladó nyomások adódnak. Általánosságban igaz, hogy a Naptól távolodva az átlagos felszíni hőmérséklet csökken (a „felszín” a gázbolygók esetén az 1 bar, illetve a 0,1 bar nyomáson mért értékek felel meg). Ez alól csak a Vénusz kivétel, ahol a rendkívüli üvegházhatás miatt sokkal magasabb hőmérsékleti értékek jellemzőek, mint ami a távolságából adódna. Így a Vénusz melegebb, mint a nála beljebb keringő Merkúr. A kőzetbolygók között a Vénuszon a legkisebb a hóingás, ami szintén az erős üvegházhatás következménye. A lassú tengelyforgás ellenére – a légkör erős szuperrotációja miatt – alig van különbség az éjszakai és a nappali oldal hőmérséklete között. Ezzel szemben a Merkúron – ami a legközelebb kering a Naphoz és így a legtöbb sugárzás éri – a számottevő atmoszféra hiányában a napsütötte oldal mindig nagyon meleg, az árnyékos pedig nagyon hideg, így óriási hóingás alakul ki. A légmozgást tekintve az óriásbolygók sokkal szelesebbek, mint a belső bolygók. A legnagyobb szélességeket a Neptunuszon mérték.

A kőzetbolygók légköre rendkívül változatos összetételű, egymástól is nagyon eltérő. A leggyakrabban előforduló gázok a szén-dioxid, a nitrogén és az oxigén. Az óriásbolygók ezzel szemben leginkább hidrogénben és

héliumban gazdagok. A Jupiteren és a Szaturnuszon fontos szerep jut az ammóniának, az Uránuszon és a Neptunuszon pedig inkább a metán jelenléte lényeges.

1.2.1. Merkúr

A Merkúr gravitációs ereje túl kicsi ahhoz, hogy számottevő mennyiségű gázt hosszabb távon is meg tudjon tartani maga körül, viszont rendelkezik egy nagyon ritka, a földi exoszféraának megfelelő gázréteggel (Domingue és mtsai, 2007).

A MESSENGER űrszonda 2008 januárjában érkezett a Merkúr közelébe. Spektroszkópiai mérésekkel kimutatta a korábban már távcsöves megfigyelésekkel is jelzett ionok (pl.: nátrium, kálium, kalcium) jelenlétét a ritka gázrétegben, ezen felül pedig a csillagászok nem kis döbbenetére víz jelenlétét is jelezte. Erre több lehetséges magyarázat van. Régóta feltételeznek például vízig rezervoárokat a pólusok környékén, olyan kráterek mélyén, ahova soha nem süt a Nap. Ezen kívül üstökösök is hozhatnak magukkal vizet, vagy akár a napszél részecskéi és a kőzetek kölcsönhatásai révén is keletkezhet. A már említett ionokon kívül héliumot, magnéziumot, szilíciumot és molekuláris oxigént is azonosított a szonda a légkörben (Lakdawalla, 2008).

Egy ilyen ritka, vákuumszerű atmoszférában nyilvánvalóan nem számolhatunk semmiféle olyan jelenséggel, amit „havazásnak” nevezhetnénk.

Érdekességként megemlítjük Atkinson (2008) elméletét, amely a Merkúr gyenge mágneses terét magyarázza. Eszerint a Merkúr belsejében felforrósodik a vas és a kén, a felszín felé emelkedik, ennek következtében lehűl, és egyfajta csapadékot eredményez, ami aztán visszasüllyed a centrum felé. Ők ezt a folyamatot is (a planetológiai szóhasználatlal egyezően) havazásnak minősítették, a keletkező csapadékot pedig „vashó”-ként emlegették (lásd még az exobolygókról szóló 1.4. fejezetet!).

1.2.2. Vénusz

A Vénusz meglehetősen sűrű légkörrel rendelkezik. Egyik fő jellegzetessége az egész bolygófelszín takaró felhőrendszere. Ez a felhőrendszer teljesen megakadályozza a vizuális megfigyelést. A légkör szerkezetének megismerésében a szondák voltak segítségünkre.

1.2.2.1. A légkör felépítése a Vénuszon. A Vénuszon négy különböző légköri réteget különböztetnek meg a kutatók: a troposzférát, a mezoszférát, a termoszférát és az exoszférát (3. ábra). A földi sztratoszférához hasonló – a magassággal növekvő hőmérsékletű – réteg hiányzik, viszont van egy különlegesen hideg zóna a mezoszféra-termoszféra határon.

A troposzférában a hőmérséklet felfelé haladva kilométerenként 7,7 K-nel csökken (Zasova, 2006). A Magellan szonda mérései alapján a felszín felett 52,5 km-es magasságban 310 K-es értéket vesz fel. Nem sokkal ez alatt, 49,5 km magasan éri el a nyomás a földi átlagos tengerszinti légnyomást, az 1 bart. Így ez az a terület, ahol a Vénusz légköre a leginkább hasonlít a földre (Shade Tree Physics, 2010). 58–60 km-es magasság környékén helyezkedik el a tropopauza, a troposzféra és a mezoszféra közötti határréteg (Zasova, 2006).

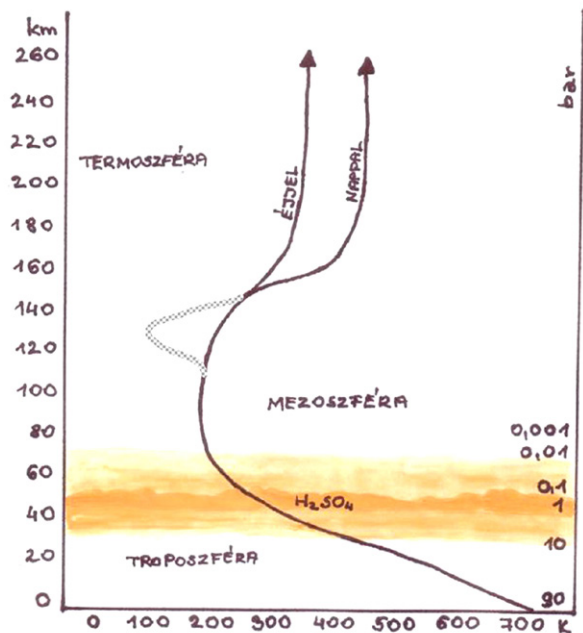
A mezoszféra 60 km fölött kezdődik, és 120 km-ig terjed. Két eltérő rétegre osztható. Az alsó, 62–73 km közötti réteg egybeesik a felső felhőborítás magasságával. Itt a hőmérséklet alig változik, 230 K körüli. A másik rétegben, ami 73 km-től 95 km-ig terjed, a hőmérséklet ismét csökkenésnek indul, majd 95 km-en eléri a 165 K-t. Itt kezdődik a mezopauza, ami 95 km-től 120 km-ig terjed (Pätzold és mtsai, 2007).

A mezopauza Nap felőli oldalán a hőmérséklet kb. 300–400 K-nek megfelelő értékre növekszik. Ez az érték jellemzi a 120 km magasan kezdődő termoszféra Nap felőli oldalát is. A Pioneer-Venus szonda figyelte meg a termoszféra másik, éjszakai oldalán levő zónát, ahol a hőmérséklet egész 100 K-ig süllyed. Ez a Vénusz leghidegebb területe, ezért krioszférának is nevezik (Bertaux és mtsai, 2007).

A termoszféra felső határa 220 km és 350 km közé tehető. Itt kezdődik az exoszféra, a légkör legkülső, ritka rétege.

A Vénusz, más bolygókhoz hasonlóan, sajátos sarkvidéki örvényekkel rendelkezik (4. ábra)

1.2.2.2. Víz és üvegházhatás a Vénuszon. A mai Vénusz klímáját az ún. elszabadult üvegházhatás határozza meg. Ez nem meglepő, ha arra gondolunk, hogy a légkör legnagyobb részét szén-dioxid alkotja. A hőmérséklet csökken a magassággal. Amikor a vízgőz felemelkedik és



3. ábra: A Vénusz légkörének vertikális szerkezete és felhőzete. Az ábrán a felhőmentes tartományok a rétegek kis vertikális kiterjedése (1–2 km) miatt nincsenek feltüntetve. 120 km magasságnál a pöttyözött vonal az újabban felfedezett hideg zónát jelzi.

lehül – egy meghatározott, a harmatpontjának megfelelő magasságban – megfelelő körülmények között kondenzálódik. Az így kialakuló kondenzációs zóna lényegében egy vizet csapdába ejtő hidegcsapda (*cold trap*). (Ilyen hidegcsapda a Földön is van. Ez a tropopauza.) Minél magasabb a hőmérséklet, ez a szint annál magasabban van: a Földön 12 km környékén, a Vénuszon akár 50–100 km magasságban, azaz eddig juthat fel a víz, ahol az UV sugárzás hatásának ki van téve.

A Földön az ózonréteg védi a vízmolekulákat az ultraviolet sugárzás bontó hatásától. A Vénuszon (vagy Mars) ilyen réteg nincs. (Megjegyzés: a Föld történetének első milliárd évében, az ózonréteg és vele a légköri oxigén megjelenése előtt is léteztek kiterjedt óceánok; a Vénusz légkörének vízgőztartalma 20 ppmv (0,002 térfogatszázalék), a Földön a teljes atmoszférában 400 ppmv (0,4 térfogatszázalék), 1–4% a felszín közelében).

A légkör a kondenzációs szint alatt egy meghatározott

magasságig nem válik áthatolhatatlanná az UV sugárzás számára. Így a sugárzás bontja a vízmolekulákat a kondenzációs szint és az UV sugárzás lehatolási szintje között. Ahogy a vízgőz emelkedése során eléri ezt a régiót, az UV sugarak két hidrogén és egy oxigén atommá vagy egy hidrogén atommá és egy OH-gyökké disszociálják a vízmolekulákat. A hidrogén atom könnyebb a vízmolekuláknál, így könnyedén elszökhet a Vénusz légköréből. Ezeket a napszél fújja el, mely saját magnetoszféra hiányában az exoszférába mélyen behatol. Az oxigén ellenben gyorsan újraegyesülhet a szén, vagy szén-monoxid molekulával, és így szén-monoxidot, vagy szén-dioxidot alkot. Ez tovább növeli a szén-dioxid mennyiségét. A légkörben maradó hidrogén többnyire kénsav vagy hidrogén-szulfid molekulákban kötve van jelen.

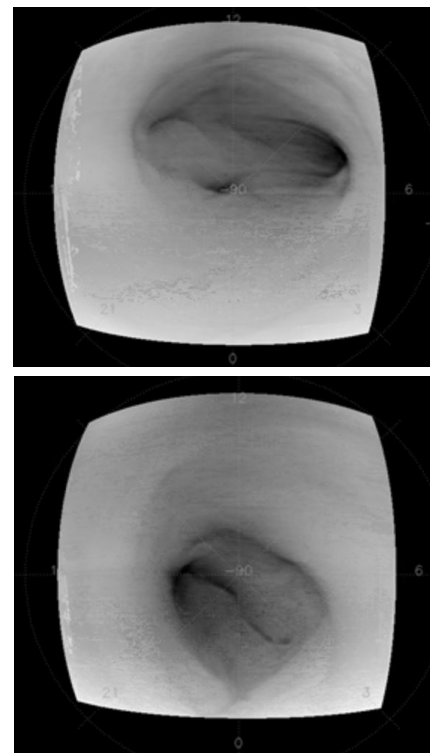
1.2.2.3. Felhőzet és csapadék a Vénuszon. Az első pontosabb eredmények a Vénusz felhőzetének struktúráját és összetételét illetően a hetvenes évek végén, a nyolcvanas évek elején születtek. A Venyera és a Pioneer Venus szondák által nyert adatok alapján a fő felhőréteg kiterjedése 45–70 km közé tehető (Esposito és mtsai, 1983). Nagyjából ugyanebben a régióban összefüggő ködréteg azonosítható, amelyet nagy koncentrációban jelenlévő aeroszol részecskék alkotnak. (A köd, felhő és homály különbségéről lásd a szöveget, 4.3.1. fejezet). A ködréteg kb. 10 km-rel nyúlik a felhőtető fölé és ugyanennyivel a felhőalap alatt is jelen van egy vastag összefüggő réteget alkotva (Knollenberg és Hunten, 1980).

Mikrofizikai tulajdonságok alapján a Vénusz felhőzete három rétegre osztható, amelyeket éles felhőmentes tartományok választanak el (3. ábra). A legfelső felhőréteg 58–68 km között található. Vastagsága néhány km (Zasova, 2006). Ezt felhőnek nevezzük ugyan, de valójában meglehetősen ritka, inkább egy ködrétegnek felel meg. 50–56 km magasságban újabb, az előzőnél is vékonyabb felhőréteg következik. Az itteni fényviszonyok nagyjából megfelelhetnek a Földön, egy nyári kánikulai napon a felszínközeli sűrű füstből, kipufogógázokból, porból és szennyeződésekkel álló légkör fényviszonyainak (Francis, 1988). Ezt a meteorológiában száraz légköri homálynak nevezik.

A legalsó felhőréteg a legvastagabb a Vénuszon. Alapja a felszín felett 48 km-es magasságban van, sűrűsége

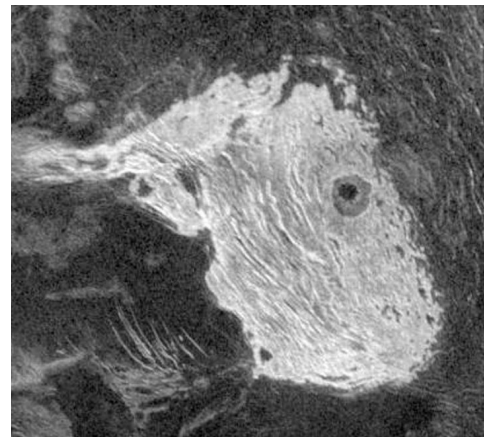
nagyjából a földi felhőkéhez hasonló. Belsejében a látástávolság jóval 1 km alatti. A felhőborítás miatt a beeső fény csupán 1–2%-a éri el a felszínt, így a megvilágítási viszonyok magas napállásnál is egy borult földi novemberi naphoz hasonlíthatnak (Gábris és mtsai, 2004).

A vénuszi felhőelemek összetételét illetően egyes kutatók már a hetvenes évek elején a kénsav jelenlétére gyanakodtak. A Pioneer Venus küldetés során részletes adatokat nyertek a felhőrendszeréről. A mérések azt mutatták, hogy a felhőelemek mérete és előfordulási gyakorisága a magasság függvénye (Knollenberg és Hunten, 1979), méret szerinti eloszlásuk rétegenként különböző (Knollenberg és Hunten, 1980). A középső és alsó felhőrégiókban az aeroszolak kénsav és egyéb kristályos anyag, valószínűleg szulfátok és/vagy kloridok jelenlétére utaltak. A 64 km-es felszínfeletti ma-



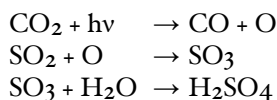
4. ábra. Pillantás a Vénusz-légkör mélyébe. Két 2007-es megfigyelés a Vénusz déli-sarki örvényéről. A világos rész hidegebb, a sötét melegebb hőmérsékletet jelez. Termális infravörös felvétel (3,8 mikron). ESA/VIRTIS-VenusX/INAF-IASF/LESIA-Obs. de Paris (G. Piccioni, INAF-IASF)

5. ábra. A Maxwell-hegység a Vénuszon. A kerek, sötét folt a 105 km átmérőjű Cleopatra kráter, a világos folt a „hó” a hegy magasabb régióiban (a hegy csúcsa 11 km magasságú) (Arecibo, 12,6 cm-es radarfelvétel, 1988).



gasságban a mérések kén-részecskéket jeleztek (Rákóczi, 1998).

A Mariner-10 mérései bizonyítékkal szolgáltak egy alsó, folyékony halmazállapotú összetevőket is tartalmazó, sűrű felhőréteg jelenlétére a légkör alacsonyabb régióiban (Cimino és Elachi, 1979). Ez, egyéb mérési eredményekkel együtt (turbulencia, függőleges légmozgás, aeroszol-koncentráció) felvetette a csapadékeletkezés lehetőségét. A vénuszi környezetben végbemenő cseppnövekedés modellezése során arra jutottak, hogy az esőcsepp-méretű csapadékelemek, hasonlóan, mint a Földön, pár óra leforgása alatt létrejöhetnek. Ma már bizonyított, hogy a felhőket alkotó fő komponens 48 km és 70 km között a kénsav, ami kéndioxidból és vízből fotokémiai úton keletkezik (Zasova, 2006). A lejutó UV-sugárzás fotodisszociálja a szén-dioxid molekulákat szén-monoxiddá és atomos oxigénné. Az oxigén atom különösen reaktív, így könnyedén reakcióba lép a vénuszi légkörben szintén jelenlévő kéndioxid molekulákkal. Kéntrioxid keletkezik, ami a vízzel reagálva kénsavat alkot:



A keletkező csapadékelemek kénsav-esőként hullnak le, de még jóval a felszín felett kéntrioxidra és vízre bomolva újra elpárolognak (a felszín elérése előtt elpárolgó csapadék neve [a Földön is] *virga*).

Havazások. *Fém-havak:* Már a 60-as években végzett radarmegfigyelések azonosítottak a Vénusz felszínén meglepően erősen radarvisszaverő területeket. Ezekről később kiderült, hogy következetesen a Vénusz felszínének magasabban elhelyezkedő (2,5 km fölötti) sziklás területein találhatóak a „csillogó” anyagok, többek között a Maxwell-hegység és az Ovda-régió magasabb részein. A légkörben található kémiai elemek mennyiségéből, a nyomási és hőmérsékleti értékekből kiindulva arra következtettek, hogy a fényes régiókat valamilyen fémtartalmú, a légkörben kiváló, „hőszerűen” lerakódó (vagy kicsapódó) anyag jelenléte okozza, ami pár milliméteres vastagságban beborítja a bolygó magasabban fekvő területeit.

Hogy milyen összetételű ez az anyag, az sokáig ismeretlen maradt. A számos lehetséges kémiai elemből először tellur származékokra gyanakodtak. Fegley és Schaefer (2003) azonban újra átvizsgálta a korábbi elméleteket. Olyan, a légkörben nyomnyi mennyiségben előforduló fémtartalmú vegyületeket kerestek, amelyek az adott környezeti hatások mellett már 2,6 km magasságban kondenzálódni képesek. Ehhez több száz különböző, C, O, N, H, S, Cl, F, Cu, Zn, Ge, As, Sn, Pb, Se, Br, Cd, In, Ag, Sb, Hg, I, Tl, Bi, Te és Au tartalmú vegyületre kémiai egyensúlyi számításokat végeztek a nyomás és a hőmérséklet függvényében. Arra következtettek, hogy az illékony tellur (Te) könnyedén elreagálna a kéntartalmú vegyületekkel, olyan stabil gázokat alkotva, mint a TeS és a TeSe, de nem tudna 38,6 km-es magasságig kondenzálódni. Ezzel szemben az ólom és a bizmut magas dielektromos állandójú vegyületei kondenzálódhatnak a megadott magasságon. Ezek alapján, Fegley és Schaefer szerint a vulkáni felhőkből ólom-szulfid (PbS) és bizmut-szulfid (Bi₂S₃) válik ki, ami aztán a 2,6 km-nél magasabb térszíneken fölhalmozódik (5. ábra). Felvetődött még a pirit is lehetséges anyagforrásként.

Szén-dioxid-bó. Akármilyen meglepő, a rendkívül forró felszíntől felemelkedve hamar eljuthatunk egy rendkívül fagyos zónába is, ahol a szárazjég is stabil lehet. A Mars Express mérései alapján sikerült egy korábban nem ismert hideg zónát is azonosítani a Vénusz légkörében, 125 km magasságban, ahol közvetett számítások alapján két, melegebb magassági zóna közé zárva -175°C hőmérséklet uralkodik (Mahieux et al. 2012), hidegebb, mint a Naptól távolabbi Föld légkörének bármely része. Ezen a hőmérsékleten a légköri szén-dioxid már fagyott, így elképzelhető a felszín természetesen el nem érő szén-dioxid havazás ill. szárazjégeső is (3. ábra).

1.2.3. Föld

A földi légkört ismerjük a legjobban. A következőkben a légkör vertikális szerkezete mellett a Földön lejátszódó, jól ismert kondenzációs folyamatokat, a felhőképződésben résztvevő aeroszol részecskék tulajdonságait és a keletkező csapadékelemeket vizsgáljuk.

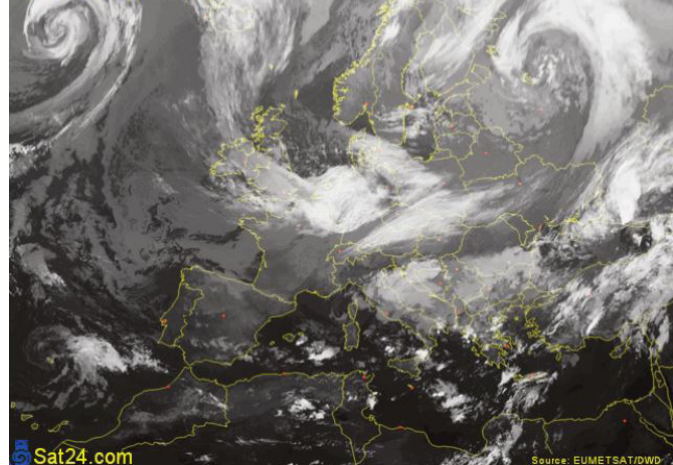
1.2.3.1. A földi légkör szerkezete. Összetételét tekintve a Föld légköre két fő tartományra osztható, a

homoszférára és a heteroszférára. A homoszféra kb. 80–90 km magasságig terjed, és abban különbözik a felette elhelyezkedő heteroszférától, hogy benne a gázok nem tudnak molekulasúlyuk szerint szétválni. Kicsi a molekulák szabad úthossza, s így a légkör jól átkevert, vagyis a fő összetevők (nitrogén, oxigén és az argon) aránya állandó. A heteroszféra azonban ritkább, nagyobb a molekulák szabad úthossza, a turbulens áramlást lamináris áramlás váltja fel, így a könnyebb, mozgékonyabb molekulák magasabbra jutnak, a légkör összetétele molekula-, illetve atomsúly szerint változik a magassággal.

A részletesebb, termikus jellemzők alapján vett felosztás szerint megkülönböztetjük a homoszférához tartozó troposzférát, sztratoszférát és a mezoszférát, valamint a heteroszférához tartozó termoszférát és exoszférát. A légkör egészét tekintve a sűrűség és a nyomás a felszíntől felfelé haladva közel logaritmikusan csökken. A hőmérséklet változása szféránként eltérő (8. ábra).

A legelső vékony réteg a troposzféra, itt játszódnak a meteorológiai jelenségek (6. ábra). A földrajzi szélességtől függően a felszíntől kb. 6–18 km-es magasságig terjed, a poláris területeken alacsonyabb, a trópusi területeken magasabb. Itt található a légkör össztömegének hozzávetőlegesen 80%-a. A hőmérséklet a magassággal csökken, átlagosan 100 méterenként 0,65 °C-ot. Ebben a rétegben zajlik a teljes vízkörforgalom, a vízgőz kondenzációja, a felhő- és csapadékképződés. A kondenzáció a felszíntől egészen a troposzféra felső határáig jelen van.

A troposzférát a tropopauza zárja. Itt megáll a hűlés, a hőmérséklet egy ideig változatlan marad, majd a következő rétegben, a sztratoszférában ismét melegedés tapasztalható. Ennek oka a sztratoszférában jelenlévő, viszonylag nagy ózonkoncentráció. A felszín felett 10 km és 50 km között elhelyezkedő ózonréteg tartalmazza a teljes légköri ózon több, mint 90%-át. Elnyeli az élőlényekre káros magas frekvenciájú ultraibolya sugárzás 93–99%-át, ezzel lehetővé teszi az élet fennmaradását a Föld szárazföldjeinek felszínén. Az elnyelt sugárzást az ózonréteg hővé alakítja. A troposzféra és a sztratoszféra között nagyon kis mennyiségű levegő mozog, így a sztratoszférába kevés vízgőz jut fel. Viszont, ha elég alacsony a hőmérséklet, ez a kevés vízgőz is képes kondenzálódni, jégkristályokat alkotni. Az így kialakuló felhőket nevez-



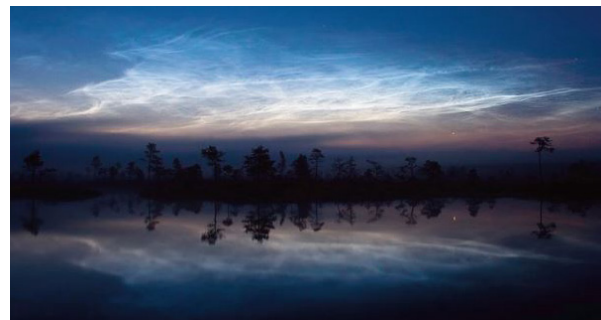
6. ábra: Műholdas felhőkép az európai-atlanti térségről. Nézzük meg a Földközi-tenger medencéjében kialakuló gomolyos felhőzetet, illetve az Atlanti-óceán felett elhelyezkedő, valamint az Oroszország időjárását alakító ciklonális rendszer felhőzetét (2010. október 15. 18:45 UTC)

zük poláris sztratoszférikus felhőknek. 15–25 km magasan helyezkednek el, anyaguk főleg vízjég és salétromsav. Ez utóbbi úgy keletkezik, hogy nitrogénből és oxigénből bonyolult fotokémiai reakciók során nitrogén-oxidok jönnek létre, amelyek vízben elnyelődve salétromsavat adnak. A sztratoszférában a folyamatos melegedés a réteg felső határáig, kb. 50 km-es magasságig tart.

Ezután ismét egy izoterm réteget találunk, a sztratoszférát, majd a mezoszféra következik, ahol akárcsak a troposzférában, a hőmérséklet csökken a magassággal. A mezoszférát lezáró mezopauza környékén, a földfelszíntől nagyjából 85 km-re találjuk a legalacsonyabb légköri hőmérsékletet (183 K). Érdekes, hogy még ilyen magasságban is előfordulnak max. 100 nanométeres jégkristályokból álló felhők, amelyek a mikrometeoritokból, vulkánkitörésekből

vagy máshonnan származó vízből alakulnak ki (a mezoszféra egyébként rendkívül száraz). Éjszakai világító felhőknek nevezik őket, mert akkor válnak

7. ábra: Világító felhők Észtországban
(Fotó: Martin Koitmäe)



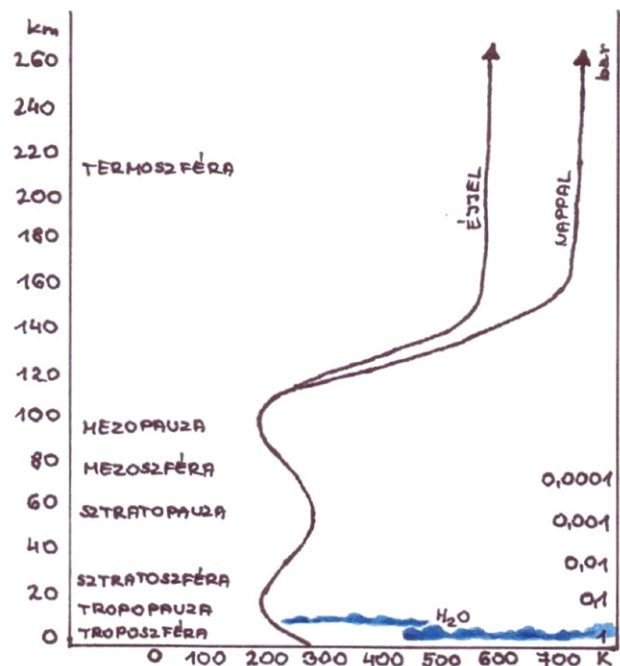
láthatóvá, amikor a lemenő nap megvilágítja a légkör felső rétegeit és csak 50–65° szélességről figyelhetőek meg, a nyári hónapokban (7. ábra).

A mezopauzát a termoszféra követi, ahol megint melegeedés jelentkezik (8. ábra). Ez ismét elnyeléssel magyarázható, itt az oxigénatomok nyelik el az ultraibolya sugárzás 0,2 μm -nél rövidebb hullámhosszú tartományát.

Az exoszféra alsó határát, a termopauzát kb. 120 km magasra teszik. Hőmérsékletét nagy ingadozás jellemzi. Itt már elég nagy a részecskék szabad úthossza ahhoz, hogy a Föld gravitációs erejét legyőzzék, és a világűrbe jussanak. Az exoszférában felfelé haladva a légkör anyaga lassan átmegy a bolygóközi tér anyagába (Bartholy és mtsai, 2007).

1.2.3.2. Kondenzáció a földi légkörben. A felhőkben a földi légkörben kondenzációra képes anyag, a víz, mindhárom fázisában jelen van. A víz teljes légköri mennyisége erősen ingadozik. Az, hogy egy felhőben a vízgőz mellett a folyadékcseppek és jégrészecskék milyen arányban találhatóak meg, elsősorban az adott rétegben uralkodó hőmérsékleti viszonyoktól függ. Általánosságban elmondható, hogy a troposzférában a felszíntől felfelé haladva a hőmérséklet csökkenésével növekszik a jégrészecskék koncentrációja. Egy -10°C -nál magasabb hőmérsékletű felhőtetővel rendelkező felhő esetén elvértve találunk csak jégrészecskéket. -20°C felé haladva ez a mennyiség egyre növekszik, míg -35°C -ot elérve már a nagyon kicsi túlhűlt vízcseppek is megfagynak (Geresdi, 2004). A meteorológiában a felhőket alkotó folyékony halmazállapotú cseppek és szilárd fázisú jégrészecskék képződését külön tárgyaljuk.

A vízfázisú részecskék kialakulása a földi légkörben. A vízcseppek homogén vagy heterogén kondenzációval alakulhatnak ki. Homogén kondenzáció esetén a cseppek szennyezőanyag-mentes levegőben jönnek létre vízgőzből. Ehhez viszont óriási túltelítettségi értékek szükségesek. A kialakuló kondenzációs csírák (a vízgőzből fázisátalakulással kialakult kis cseppek vagy jégkristályok) képződési sebességét $1\text{ cm}^{-3}\text{sec}^{-1}$ -os küszöbértéknek szokás tekinteni – ez a sebesség laboratóriumi kísérletek során már jól megfigyelhető. Ehhez az értékhez tartozó telítési arány az ún. kritikus telítési arány. Ez az érték vízcseppek esetén -15°C -on 500% körüli. A



8. ábra: A Föld légkörének vertikális szerkezete és felhőzete

jégkristályok kialakulásához még ennél is nagyobb, közel húszszoros túltelítettség szükséges. Valójában a légkörben a túltelítettség soha nem ér el ekkora értéket, ritkán haladja meg az 1–2%-ot, ezért homogén kondenzáció természetes módon nem megy végbe.

A földi légkörben nagy koncentrációban vannak jelen a felszínről (szárazföldről vagy óceánokból) származó aeroszol részecskék. (Megjegyezzük, hogy aeroszolak a légkörben is keletkeznek molekulák összekapcsolódásával.) Ha a vízcseppek aeroszol részecskék közvetítésével jönnek létre: heterogén kondenzációról beszélünk. Az aeroszol részecskék kondenzációs magokként szolgálnak, jelenlétükben sokkal kisebb telítettségi értékek mellett bekövetkezik a kondenzáció. A heterogén kondenzáción belül megkülönböztetjük azokat a folyamatokat, amikor vízben nem oldódó, nedvesíthető részecskéken, és amikor vízben oldódó, higroszkópos részecskéken alakulnak ki a kondenzációs csírák. Előbbinél a légkör, a homogén kondenzáció tárgyalásánál említett, viszonylag alacsony természetes túltelítettsége (1–2%) miatt kondenzációs magként csak a jól nedvesíthető felszínű, 0,1 μm -nél nagyobb átmérőjű részecskék jöhetnek szóba. Ezek a ré-

szecskék azonban meglehetősen kis számban fordulnak elő, így a légkörben a vízben oldódó részecskéken végbemenő kondenzáció a meghatározó. A vízben oldódó anyag jelenléte nagymértékben csökkenti a kritikus telítési arányt. A két legfontosabb ilyen anyag a nátrium-klorid [NaCl], és az ammónium-szulfát [(NH₄)₂SO₄] (Geresdi, 2004).

A jégkristályok kialakulása. A szilárd halmazállapotú jég részecskék kialakulhatnak közvetlenül vízgőzből, vagy a túlhűlt (0°C-nál alacsonyabb hőmérsékletű) vízcseppek fagyásával. Ezek a folyamatok **hat**féleképpen vezethetnek végbe.

Első a jégkristályok homogén diffúzióval történő kialakulása **(1)**, ez azonban, a légköri túltelítettségi viszonyok miatt természetes körülmények között nem megy végbe. Abban az esetben, amikor egy vízcsepp hőmérséklete 0°C alá süllyed, benne véletlenszerűen jégkristály-kezdemenyek jöhetnek létre, amelyek struktúrája megegyezik a jég kristályszerkezetével. Amikor ez a jégkristálykezdemény eléri egy kritikus méretet, a rendszer instabillá válik, és a túlhűlt vízcsepp a benne lévő jégkristálykezdeménnyel együtt nagyon gyorsan kifagy. Ezt nevezzük a túlhűlt vízcsepp homogén fagyásának **(2)**. E folyamat -35 – -40°C-on játszódik le.

A legtöbb esetben azonban a túlhűlt vízcseppek ennél jóval magasabb hőmérsékleten fagynak meg. A milliméteres átmérőjük már -5°C-on jégfázisúvá alakulnak, -35°C környékén pedig már csak a 10 µm-nél kisebb átmérőjű cseppek maradnak folyékonyak. E jelenség magyarázata a jégképző magvak jelenléte. A jégképző magvak anyagát főleg különböző üledékes szemcsék (pl. agyag, homok), fém-oxidok, réz-szulfid, ólom-jodid vagy ezüst-jodid alkotják. Ide sorolhatók még egyes baktériumok is, amelyek a növények elfagyásáért felelősek. A jégképző magvak kristályszerkezete nagyon hasonló a jég kristályszerkezetéhez. Egy adott anyag annál jobb

jégképző, minél nagyobb ez a hasonlóság. E részecskék képesek a fagyási folyamatot magasabb hőmérsékleten elindítani. Attól függően, hogy a fagyás a túlhűlt vízcsepp belsejében, vagy a felszínén indul el, beszélünk belső fagyásról **(3)**, vagy felszíni fagyásról **(4)**. A belső fagyást a vízcsepp által korábban összegyűjtött aeroszol részecske vízben oldhatatlan része, a felszíni fagyást pedig a csepp és a jégképző részecske ütközése idézi elő. Összességében a folyamatot a túlhűlt vízcsepp heterogén fagyásának nevezzük.

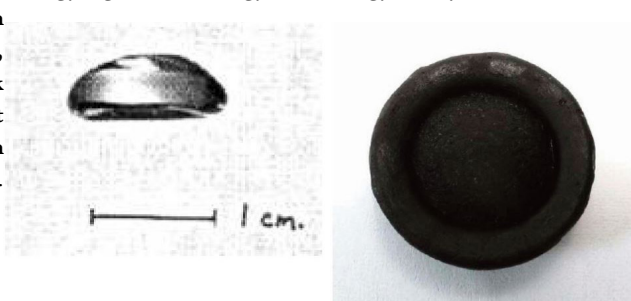
Jégkristályok közvetlenül vízgőzből is kialakulhatnak. Ehhez, mivel homogén depozíció csak többszázszoros túltelítés mellett lehet végbe, ugyanúgy, mint a heterogén fagyásnál, a jég kristályszerkezetéhez hasonló struktúrájú jégképző részecskék jelenléte szükséges.

Depozíció **(5)** (a szublimáció ellentéte) esetén a vízben oldhatatlan jégképző magvakra lecsapódó vízgőzből jönnek létre a jégkristályok. A folyamat csak nagyon alacsony hőmérsékleten játszódik le. Előfordulhat azonban, -20°C-nál magasabb hőmérsékleten is, hogy a jégképző mag felületén először egy folyékony, mikroszkopikus kiterjedésű vízréteg alakul ki (heterogén kondenzáció vízben oldhatatlan részecskén), majd ha ez meghalad egy kritikus méretet, megfagy (belső fagyás), és kialakul a jégkristály. Ebben az esetben kondenzációs fagyásról **(6)** beszélünk. A depozícióhoz elég 70–80%-os relatív nedvesség, a kondenzációs fagyáshoz ezzel szemben legalább 100%-os relatív nedvesség szükséges. E folyamat csakis vegyes halmazállapotú, túlhűlt vízcseppeket tartalmazó felhőkben lehet végbe (Geresdi, 2004).

1.2.3.3. Aeroszol részecskék a földi légkörben.

Az aeroszolak a légkörben nagy számban jelenlévő, szilárd vagy cseppfolyós halmazállapotú részecskék, amelyek egy része fontos szerepet tölt be a csapadékképzésben. Kémiaileg változatos összetételűek, átmérőjük a levegő molekuláinak átlagos méreténél legalább egy nagyságrenddel nagyobb. Nagy hányaduk a nukleáci-

9. ábra: Szabadon hulló nagy méretű esőcsepp (1 cm átmérőjű). Mellette egy 2 cm átmérőjű ausztrali tectit, amely egy becsapódáskor vágódott ki a földből, melynek anyaga megolvadt és a légkörön áthaladva hasonló alakot vett fel, mint a hulló esőcseppek; s ebben az alakban szilárdult meg szilikátüvegként (Fotó: H. Raab).



ónak nevezett fázisátalakulási folyamat során, gázok kondenzációjával keletkeznek. A létrejövő, 0,1 μm -nél kisebb átmérőjű részecskék Brown-féle mozgást végeznek, közben ütköznek és összetapadnak. Ez a folyamat a koaguláció.

Az így kialakuló részecskék a 0,1 és 1,0 μm -es mérettartományba esnek. Az 1 μm -nél kisebb átmérőjű részecskéket együttesen finom részecskéknek nevezzük. A nagyobb, durva részecskék légkörbe kerülése felszíni folyamatok eredménye. Ilyen a szárazföldi erózió, vagy az óceánok hullámozása és a víz felszínére emelkedő levegőbuborékok szétrobbanása. A részecskék kémiai minősége függ a felszíntől, ahonnan származnak. A szárazföldekről a légkörbe kerülő aeroszolok általában vízben oldhatatlan alumínium-szilikátok, az óceáni területek esetén azonban a vízben oldódó tengeri sók a jellemzőek (Geresdi, 2004).

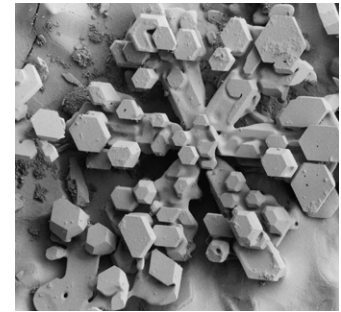
1.2.3.4. Csapadékelemek

Vízfázis. A felhőkben jelenlévő folyékony halmazállapotú részecskék négy nagyságrendbeli mérettartományt tesznek ki. A kis, pár mikron átmérőjű vízcseppecskéktől a majd egy centiméter átmérőjű esőcseppekig különböző méretűek lehetnek. Az 50–100 μm alatti tartományt felhőelemeknek nevezzük, e fölött csapadékelemekről beszélünk. A 100 μm -es átmérőt meghaladó, felhőből kihulló cseppek már elérhetik a felszínt. A csapadékelemek ütközéses növekedéssel (koaguláció), vagy jégfázisú részecskék olvadásával jönnek létre. Míg felhőelemek előfordulnak minden felhőtípusban, csapadékelemek csak meghatározott körülmények között vannak jelen (Geresdi, 2004). A felhőelemek még felfelé mozoghatnak, miközben a lefelé mozgó csapadékelemek már ütköznek velük és így növekednek. A nagyobb méretű esőcseppek sajátos alakot vesznek fel (9. ábra). (A cseppek méretéről lásd a függelékben a 4.3.1. fejezetet!)

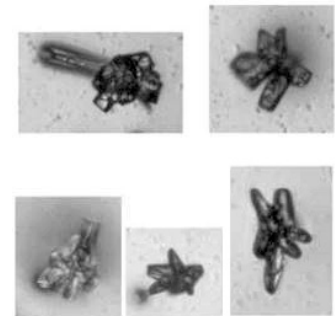
Szilárd halmazállapotú csapadékelemek. A felszíntől felfelé haladva, a hőmérséklet csökkenésével növekszik a felhőkben a jégfázis előfordulási valószínűsége. A jégkristályok méretben és struktúrában is rendkívüli változatosságot mutatnak (10–11. ábra). A legkisebbek depozíció vagy kondenzációs fagyás révén alakulnak ki, majd depozícióval növekednek tovább. Maximális átmé-

rőjük kisebb 5 mm-nél.

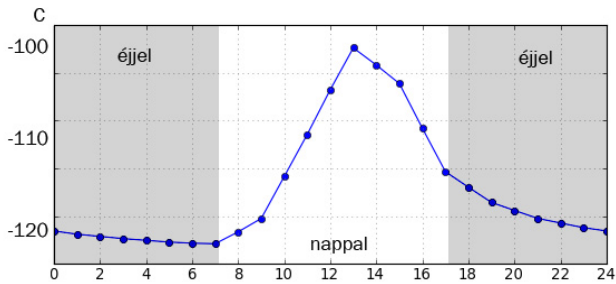
Változatos alakúak, minden esetben hexagonális szimmetriával rendelkeznek. Ahogy a jégkristályok növekszenek, nagyobb eséllyel ütköznek a környező túlhűlt vízcseppekkel. Ezen ütközések következménye a szabályos szerkezetű hókristályok kialakulása. A folyamatot zúzmarásodásnak nevezzük. A hókristályok sűrűsége függ a zúzmarásodás mértékétől. Jég- és hókristályok egymással való ütközésével jönnek létre a szabálytalan alakú hópelyhek. Méretük átlagosan 2–5 mm, a legnagyobb hópelyhek átmérője azonban a 15 mm-t is elérheti. Előfordulhat, hogy a hókristályok és a hópelyhek vízcseppekkel történő ütközéseik során annyi vizet gyűjtenek magukba, hogy elveszítik eredeti, szabályos hexagonális formájukat. Ilyenkor apró, gömbszerű formájú szemcsékből álló hódara (graupel) jön létre. Abban az esetben, ha a hódara kiterjedése meghaladja az 5 mm-t, már jég szemről beszélünk. A jég szemeknek ezen kívül van egy másik kialakulási lehetőségük is, amikor milliméteres



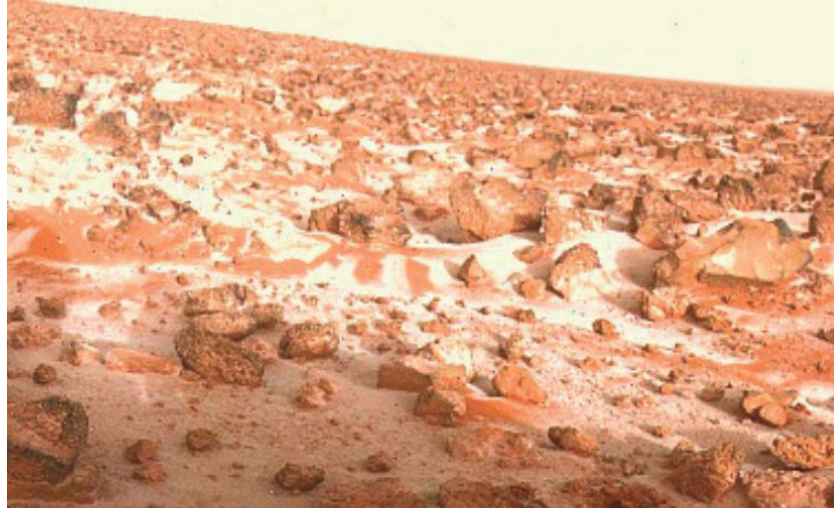
10. ábra: Hókristály, átmérője 2 mm (komputertomográf felvétel, Baker 2019), alatta 1 mm-es kristály (pásztázó elektronmikroszkóp felvétel, Wergin et al. 2002)



11. ábra: Egy felhő belsejében 6 km magasságban, -50°C hőmérsékleten fotózott, 0,2 mm átmérőjű jégkristályok (Kuhn és Heymsfield 2016).



12a. ábra: Hőmérsékleti viszonyok a jobbra látható kép elkészülte napján (modell). A szén-dioxid a Marson kb. -123°C fokon csapódik ki. Ezen a szélességen alig pár napig található dér a felszínen. (Mars Climate Database)



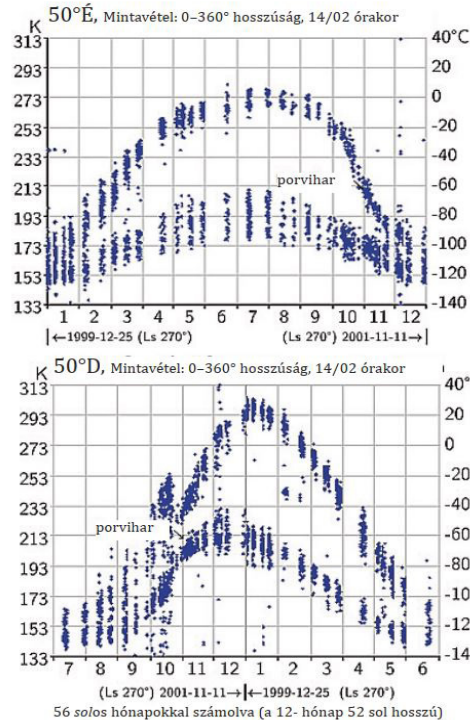
12b. ábra: Utópia télen: CO₂-dérsivatag. A Viking-2 felvétele a marsi dérről 1979. május 18-án (13. év, Ls 289, napközelség idején, északi január közepén, 48 É 225 Ny, nagyjából Budapest szélességi körén) P-21873.

méretű vízcseppekből keletkeznek. A kis cseppek megfagynak, majd további túlhűlt vízcseppekkel ütköznek, ezáltal növekszenek, végül nagyobb méretű jégszemekké állnak össze. A jégszemek sűrűsége függ a kialakulásuk mechanizmusától és a környezeti feltételektől. A síkjégénél alacsonyabb sűrűséget akkor érnek el, ha felépítésükben levegőbuborékok is részt vesznek, nagyobbat pedig akkor, ha a bennük található levegőbuborékokat víz tölti ki (Geresdi, 2004).

1.2.4. Mars

A Mars légköre ritka. Az átlagos felszíni légnyomás a földinek csupán 1%-a. Ez az érték viszont évszakosan akár 25%-kal változik (Glandorf és mtsai, 2002). Ennek oka a pólussapkák évszakos változása (Jian és Ip, 2006). Ahogy az adott féltekén közeledik az őszi, csökken a hőmérséklet, és a légköri vízgőz vékony fagyréteget alkotva kezd kicsapódni a felszínen (12a és 12b ábra). Később, a télhez közeledve, ahogy a hőmérséklet tovább csökken, és nő az éjszakák hossza, ez a fagyborítás to-

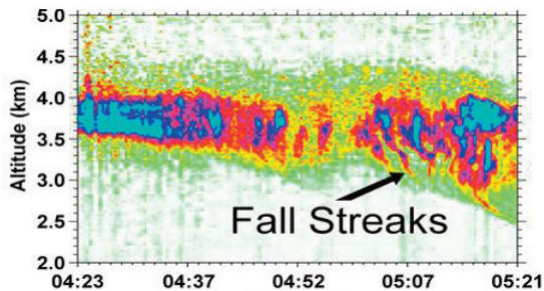
vább növekszik, és állandósul. Idővel annyira alacsonnyá válik a hőmérséklet, hogy a szén-dioxid is kifagyásnak



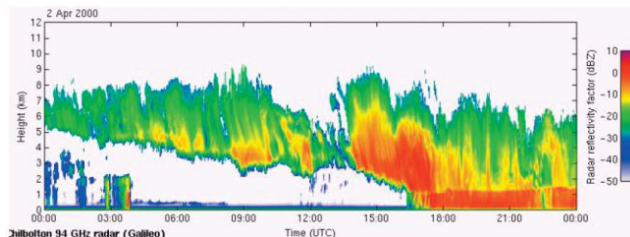
indul, végül nagyságrendileg 100 km átmérőjű, méteres vastagságú hideg foltok alakulnak ki a fagyos, napfénytől elzárt sarkvidéki területeken (Kereszturi, 2007). Ezáltal csökken a légkör tömege, és vele együtt a légnyomás. Tavasszal, amikor az idő újra melegebbre fordul, a kifagyott szén-dioxid és víz visszazublimál a légkörbe. Ilyen formában a folyamat a légnyomást, az áramlásokat, valamint a fázisátalakulási hő révén a légköri hőmérsékletet is befolyásolja.

Mivel a Mars távolabb van a Naptól, mint a Föld, kevesebb besugárzás éri, a napállandó hozzávetőlegesen 43%-a a földinek (kb. 590 W m^{-2}). Ezen kívül a marspálya excentricitása

13. ábra: A hőmérséklet évi járása a Marson az északi 50° és déli 50° szélességen az MGS TES mérései alapján (Hargitai et al. 2008)



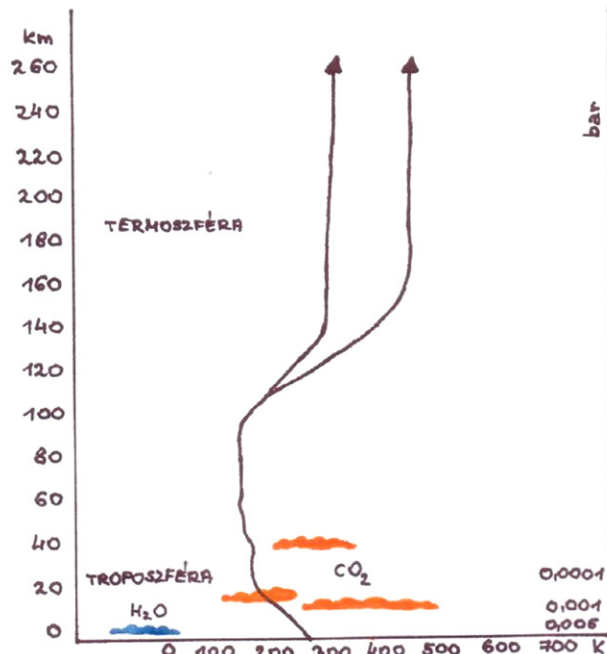
14a. ábra: 2008. szept. 3-án a LIDAR műszer képének jobb oldalán a felhőkből kihulló jégkristályok vonulata látszik. A hulló havat a szél fújja el, ezért görbe a vonala. A hulló csapadék víz és nem szén-dioxid, mert utóbbihoz túl meleg volt a levegő. (Sol199, NASA/JPL-Caltech/University of Arizona/Canadian Space Agency)



14b. ábra: Összehasonlításul: radarkép egy földi melegfront felhőzetéről

is sokkal nagyobb, s ennek következtében egy keringés során az átlaghoz képest 40%-os eltérés tapasztalható a minimális és a maximális besugárzás értékeiben. Ezért naptávolban a felszíni átlaghőmérséklet 20–30°C-kal alacsonyabb, mint napközben (Kereszturi, 2007). Az év során a minimális hőmérséklet lesüllyedhet akár -140°C-ig, a maximum pedig délen, nyár folyamán talajszintben elérheti a +30°C-t is (13. ábra).

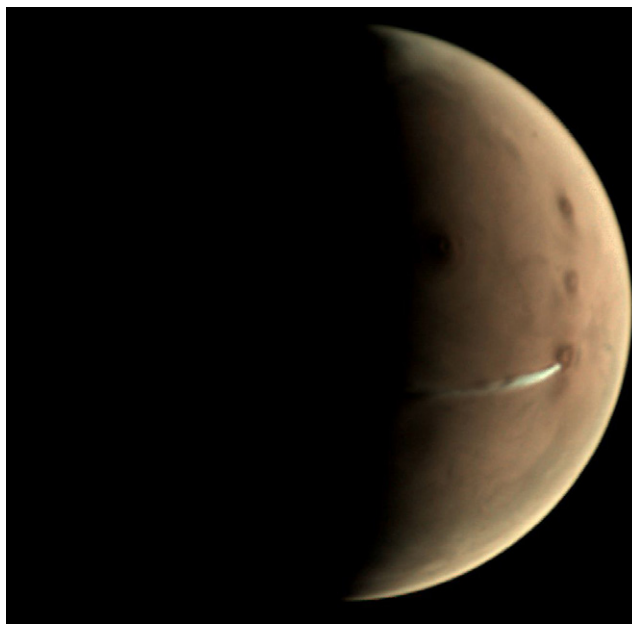
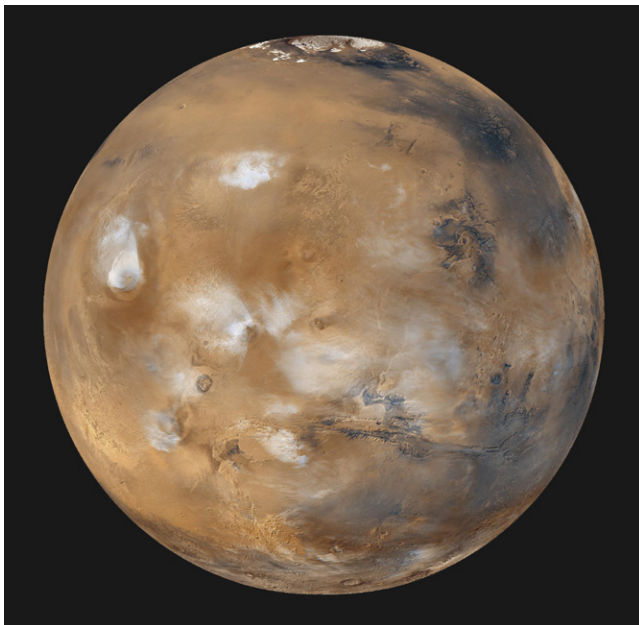
Fellép egy gyenge üvegházhatás is a légkörben. Ennek hatására a hőmérséklet kb. 5°C-kal magasabb, mint egyébként lenne. Ez a melededés sokkal kisebb mértékű, mint a Föld esetében, de nem elhanyagolható. (A földi üvegházhatás hozzávetőlegesen 33°C.) Annak ellenére, hogy vékony a légkör, a por- és jégzemcsék jelenléte miatt komplex dinamika alakul ki benne a lokális folyamatoktól a marsi általános cirkuláció mozgásrendszeréig.



15. ábra: A Mars-légkör vertikális szerkezete és felhőzete

A nagy hőmérsékletkülönbség, a kis sűrűség, a nyomási gradiens erő és a forgásból származó Coriolis-erő rendkívül erős szeleket eredményezhet, de jellegzetes marsi időjárási jelenség az alacsony szintű köd, az évszakosan megjelenő dér (12a-b. ábra), a magas szintű felhők jelenléte, vagy a felszínen táncoló porfogatagok, illetve a bolygó nagy részére kiterjedő időszakos porviharok jelenléte.

1.2.4.1. A légköri porciklus a Marson. A légköri porciklus nagy jelentőséggel bír a Mars légkörében. A porszemek egyrészt segítik a nukleációt, ezáltal a heterogén kondenzációt, másrészt sugárzáselnyelőként szolgálnak, s így melegítik az atmoszférát, csökkentve a vertikális hőmérsékleti gradienst. A porciklus legfőbb megnyilvánulási formái a különböző méretű porviharok. Ezek közül a legnagyobbak a globális porviharok, amelyek az egész bolygóra kiterjednek, és akár egyharmad marsi éven át is eltarthatnak. A legnagyobb viharintenzitás idején a por 60 km-es magasságig is feljut. Egy globális vagy regionális porvihar a légkör 40–50 km alatti régióját 1–2 nap alatt 5–30°C-kal is felmelegítheti. Egy ilyen esemény után a légkör kitisztulásához hónapok szükségesek. A porszemek 60±10%-ban szilícium-dioxidból állnak, de a bazalt is gyakori. Ezek mellett földpát, kvarc,



16. ábra: A Mars felszíne és felhőzete. *Balra:* naptávól idején keletkező felhők az északi félteke nyári napján (24. év, 1999 április) Mars Global Surveyor MOC, NASA/JPL/MSSS. *Jobbra:* napközelség (poros évszak) idején keletkező, 1500 km hosszú felhősáv a Arsia Monstól nyugatra. 2018. okt.10. (34. év $L_S=265$) Mars Express.

csillámpala és néhány százalékban titán-dioxid jelenlétét is kimutatták (Rákóczi, 1998).

1.2.4.2. Dér a Marson. A deret (12b. ábra) először a Viking-2 leszállógysége figyelte meg a marsi tél idején (Francis, 1988). Nagy meglepetést okozott a kutatóknak, hogy az előtte egy éven át sivár marsi felszínen egyszerre fehér foltok jelentek meg, főleg a sziklák északi oldala mentén. A dér összetételére előbb vizet feltételeztek, majd víz-szén-dioxid keveréket, míg újabban szén-dioxid-kristályokat.

Ahogy a Mars egyes területein közeledik az ősz, a csökkenő hőmérséklet következtében a vízgőz kicsapódik a felszínen. Eleinte csak éjszakánként van erre lehetőség, mert csak ekkor hűl le a felszín és a levegő a szükséges mértékben. A délelőtt folyamán az egyre magasabbra emelkedő Napból származó besugárzás hatására a jég szublimál, majd a következő éjszaka ismét kifagy. Az így kialakuló marsi deret a Phoenix-küldetés keretében látványos képek formájában sikerült megörökíteni.

1.2.4.3. Felhőzet a Marson. A Mars légkörében háromféle felhőfajtát különíthetünk el, vízjég-, szén-dioxid-, és porfelhőket (13., 15., 16. ábra). A porfelhőkkel itt nem foglalkozunk, mert esetükben nem megy végbe kondenzáció. A két kondenzációra képes anyag a víz és a szén-dioxid. A felhők, eloszlásukat tekintve elhelyezkedhetnek a légkör magasabb szintjein, vagy a felszínhez közelebbi régiókban is. Utóbbiakat inkább ködökként szokás emlegetni, de a kettő megkülönböztetése nehéz.

Vízjégfelhők a Marson. A marsi vízciklusban számottevően kevesebb víz vesz részt, mint a Földön. Emellett nagy a légköri koncentráció ingadozása is, a maximális és a minimális koncentrációs értékek között majdnem egy nagyságrendnyi különbség van. Becslések szerint a légkörben egyszerre 1–2 km^3 mennyiségű víz lehet jelen.

A vízjégfelhők morfológiailag a földi cirrusokra hasonlítanak. Az 5 és 60 km-es magasságok között jellemzőek. A napi ciklus szerint erős változékonyságot mutatnak. Reggel és este gyakoriak, délutánonként főleg a

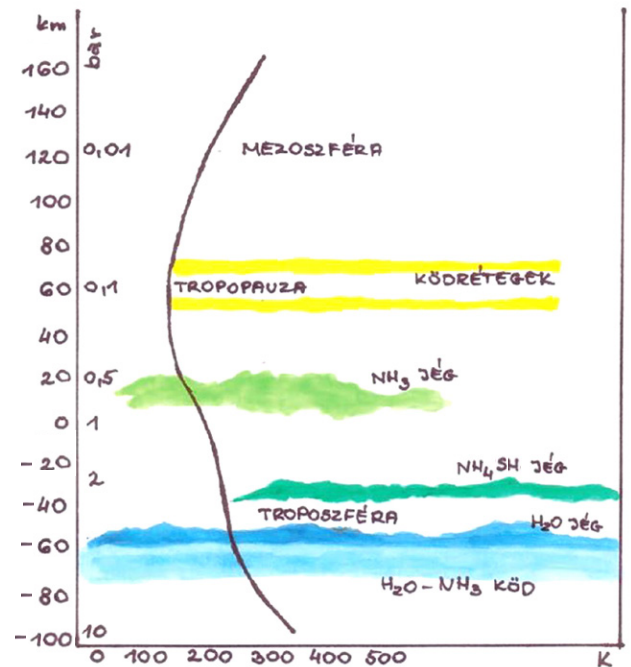
nagyobb vulkánok felett mutatkoznak. Az éjszakai oldalon leginkább naptávol idején azonosítottak ilyen típusú felhőket. Ezek alacsony szintűek, sűrűbbek, mint a nappal megfigyelhető változataik; napfelkelte után általában széteszlanak, vagy magasabbra emelkednek. Jellemzőes felhőalakzat a trópusi felhőöv a déli szélesség 10. és az északi szélesség 30. foka között, az északi tavasz és nyár idején.

A déli féltekén ugyanezekben az évszakokban nincs ehhez hasonló képződmény, talán mert a déli félgömbön a nyarak melegebbek, mint az északi félgömb nyarai. A Tharsis-vulkánok felett egész évben jellemző az erős felhőborítás. Ehhez hasonlóan egyes mélyedésekben, mint a Hellas-medencében vagy a Valles Marineris árokrendszerében szintén tartós a köd jelenléte.

Az Opportunity egy fotósorozatán sikerült a felszínről egy konvektív felhő fejlődését is nyomom követni.

Hópelyhek a Marson. A Phoenix-szonda 2008-ban a meteorológiai LIDAR műszer segítségével a földihez hasonló havazást rögzített a Mars légkörében (14. ábra). (A LIDAR monokromatikus sugárzást bocsát ki, s a visszaverődő jel feldolgozásával határozza meg a légköri nyomanyagok koncentrációját, illetve a turbulencia intenzitását.) A légkör-felszín kölcsönhatásokat is vizsgáló műszer egy 4 km magasan elhelyezkedő felhőből hulló hópelyheket azonosított. A hópelyhek anyaga még esés közben elszublimált. Bár előzőleg több elmélet született a jelenséggel kapcsolatban, ez volt az első alkalom, hogy közvetlenül sikerült megfigyelni marsi havazást.

Szén-dioxid-felhők a Marson. A szén-dioxid kifagyásához rendkívül alacsony, 150 K körüli hőmérséklet szükséges. Főleg a sarki területeken tapasztaltak olyan alacsony szintű ködöket vagy felhőket, amelyeket a lehűlő légkörből kifagyó szén-dioxid-kristályok alkotnak. Ezek a ködök főleg télen, illetve éjszaka keletkeznek, és nem emelkednek magasabbra 15 km-nél. A Mars Express ezen felül a ködöknél jóval magasabban, 90–100 km környékén elhelyezkedő, ritka szén-dioxid-felhőket is azonosított. Ezek a felszínről nehezen megfigyelhetőek, de napfelkelte előtt vagy naplemente után láthatóvá válnak – akárcsak a földi éjszakai világító felhők. A keletkezésükhöz szükséges kondenzációs magvakként a magasba jutott, kb. 100 µm átmérőjű porszemek szolgálhatnak.



17. ábra: A Jupiter légkörének szerkezete és felhőzete

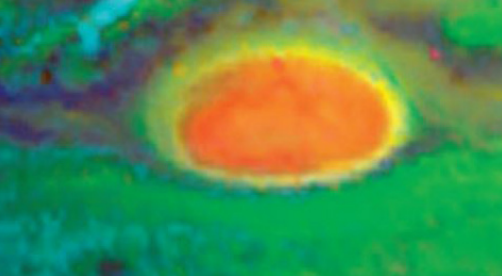
1.2.5. Jupiter

A Naprendszerben a Jupiter rendelkezik a legkiterjedtebb légkörrel (17–20. ábra). Sokak szerint ez a légkör jól reprezentálja a fiatal Nap körül formálódó szoláris köd kezdeti összetételét, mert a Jupiter nagy tömege miatt olyan nagy a szökési sebesség, hogy megőrződött az őslégkör összetétele.

1.2.5.1. A légkör szerkezete. Szerkezetileg a légkör négy rétegre osztható (17. ábra).

A gázbolygóknál szilárd felszín hiányában a magasságot az 1 bar nyomási szint felett számítják. A troposzfé-
ra alsó határát 90 km-rel az előbbi szint alatt, 10 baron húzták meg. Itt a hőmérséklet 340 K. A troposzfé-
ra alsó rétegei folyamatos átmenetet képeznek a bolygó belső, folyékony halmazállapotú régiói felé.

Felfelé haladva a hőmérséklet a tropopauzáig csökken, ami kb. 50 km-rel a látható felhők felett, a 0,1 bar nyomási szint mentén helyezkedik el. Itt a hőmérséklet eléri egy minimumot, majd a sztratoszférában újra emelkedésnek indul. A sztratopauza mentén, 320 km-es magas-



18. ábra: Ammóniajég-felhő a Galileo felvételén a nagy vörös folt közelében (világos felhő balra fent) (2000)

csökken, míg végül a légkör anyaga átmegy a bolygóközi térbe.

1.2.5.2. Felhőzet. A légköri hidrotermokémiai modellek eredményei alapján feltételezhető, hogy az egész bolygó felhővel borított (Atreya és mtsai, 2005). Ez a felhőrendszer formailag és összetételében is rendkívül összetett.

A felhőzet vertikális szerkezete a Jupiteren. A felhőzet struktúrájának meghatározásához (17. ábra) termokémiai egyensúlyi modelleket hoztak létre, amelyekkel szoláris összetétel és adiabatikus hőmérsékleti profil feltételezésével hidrosztatikai egyensúlyi számításokat végeznek. Az ilyen típusú modellek alkalmasak a fotokémiailag stabil összetevők vertikális eloszlásának és a felhőszintek helyzetének a meghatározására.

Kutatástörténet. Az első vizsgálatokat Lewis végezte még 1969-ben. Három felhőréteget különített el a Jupiter légkörében. A hőmérséklet magasság szerinti csökkenésével a víz az első anyag, ami kondenzálódik. Ezt egy ammónium-hidroszulfid (NH_4SH) kondenzációs szint követi. A felső, látható felhőréteg anyaga pedig ammóniajég (NH_3).

A szoláris összetételűnek feltételezett légkörben, termokémiai egyensúly esetén az alsó felhőréteg alapja a 270 K körüli hőmérsékleti értékekhez köthető. A középső felhőréteg alapja 200 K-en helyezkedik el, a felső pedig 145 K-en található (Hunten és mtsai, 1986). A nyomásviszonyokat tekintve egy olyan elfogadott elmélet alakult ki, amely az ammóniafelhőket 0,5–1 bar, az ammónium-hidroszulfid kondenzációs szintjét 2–4 bar, a vízjégfelhőket pedig 5 és 7 bar közé helyezi (Roos-Serote és mtsai, 1999).

Carlson és munkatársai (1987) újraelemzték ezeket az

adatokat, és az újabb megfigyelésekkel kiegészítve arra jutottak, hogy a nyomás-hőmérséklet profil a Jupiter légkörében lényegesen eltér attól, amit Lewis alapul vett. Az általuk kidolgozott, új nyomás-hőmérsékleti profil alkalmazásával – mivel a felhők nagyjából ugyanazokon a hőmérsékleteken keletkeznek – a felhőalapok helyzete a korábbi számításokhoz képest alacsonyabb nyomású helyekre tolódott.

Sato és Hansen, 1979-ben közölt eredményeik alapján arra következtettek, hogy az ammóniafelhők alatti régióknak relatíve átlátszónak kell lennie a 3–5 bar nyomási szintekig. Ez a megkötés nem zárja ki az ammónium-hidroszulfid felhők létezését, amelyeket 1,8 bar közelébe helyeznek, viszont arra utal, hogy ezek a felhők optikailag nem vastagok, ahogy azt a korábbi modellek alapján gondolták. 3–5 bar nyomáson egy jól visszaverő réteg jelenlétét feltételezik, amely megegyezik a vízfelhők várt elhelyezkedésével (Hunten és mtsai, 1986). Bézard azonban, 1983-ban kiadott tanulmányában azt írja, hogy egy meglehetősen vastag felhőrétegnek kell lennie 1 bar és 4 bar között, és erre a legmegfelelőbb összetevő az ammónium-hidroszulfid.

Megfigyelési eredmények. Kiváló lehetőség kínálkozott a fenti elméletek ellenőrzésére 1995-ben, amikor a Galileo szonda belépett a Jupiter légkörébe, és értékes adatokat szolgáltatott a légköri összetételre, felhőzetre, a szélmező és a turbulencia szerkezetére, a hőmérsékletre, nyomásra, és a villámokra vonatkozóan. Ez volt az első alkalom, hogy egy szonda egy gázóriás atmoszféráját közelről tanulmányozta. Légköri útja során azonban csak nagyon kis mennyiségben talált kondenzációra képes

19. ábra: A Jupiter felhőrendszere. Figyeljük meg a sávos elrendeződést, a jellegzetes hullámformákat és a nagy vörös foltot (Voyager-1, 1979). A sötét csíkok a „sávok”, a világosak a „zónák”.



gázokat, még jóval a várt kondenzációs szintek alatt is. Méréseit a tervezett 0,1 bar ellenére a 0,44 bar nyomási szinten kezdte. Sikerült kimutatnia egy rendkívül ritka, apró részecskékből álló, nagy valószínűséggel ammóniajég anyagú felhőt 0,45 bar-tól kezdődően (a légkör külső rétegei felé haladva). A 0,45 bar és 1 bar közötti rétegben csak elszórva tudott szilárd részecskéket azonosítani. Ezután egy jól elhatárolható, feltételezhetően 2,3–5,1 μm közti átmérővel rendelkező, valószínűleg ammónium-hidroszulfid részecskékből álló, az előzőhöz hasonlóan ritka felhőréteget talált nagyjából 1 bartól lefelé, egy éles határig (1,35 bar).

Ennél lejjebb már nem sikerült számottevő vastagságú felhőzetet kimutatni, egész a 12 bar-os szintig, ahol a műszerek már megbízhatatlanná váltak (Sromovsky és Fry, 2002).

Egy nagyon kicsi vertikális kiterjedésű vékony felhőt 1,6 baron és ettől lejjebb, 2,5–3,6 bar környékén még egy ennél is vékonyabb részecsketartalmat lehet elkülöníteni (Atreya és mtsai, 1999). Az 1,6 bar környéki vékony felhőréteget az előrejelzett vízfelhőkkel hozzák összefüggésbe.

Sokak szerint ezek a mérések nem reprezentálják a Jupiter teljes felhőrendszerét, hiszen a szonda egy nagyon száraz helyen lépett be a légkörbe.

Atreya et al. (1999) a kondenzációra képes gázoknak a Galileo szonda és a keringő egység által mért keverési arányait dolgozta fel modellszámításaiban. Ezek a keverési arányok jóval kisebbek voltak a korábban feltételezetténél. Az így kapott eredmények az ammónia kondenzációs szintjét a 0,5 bar, az ammónium-hidroszulfidét az 1,34 bar, a vizét pedig az 1,6 bar nyomási szintre teszik. Ez megfelel a szonda által megfigyelt struktúrának, azaz, hogy a feltételezett vízrészecskék jelenléte a mérések szerint elhanyagolható (Sromovsky és Fry, 2002).

A Jupiter sötét sávjaira a ciklonok jellemzőek, melegek, aeroszolban és egyes gázokban szegények, mivel a száraz levegő lefelé áramlása jellemző bennük. A világos zónák anticiklonokat tartalmaznak, hűvösebbek, gazdagabbak gázokban ami arra utal, hogy a „párás” levegő bennük fel-



20. ábra: Közelkép két jupiteri forgó viharról, amelyen az apró, fehér, kiemelkedő felhők 50 km átmérőjűek. Juno-felvétel, 2021. (NASA/JPL-Caltech/SwRI/MSSS/ Kevin M. Gill CC BY, pia25031-1041-1)

emelkedik. A sáv/zóna határon található a legnagyobb légsebességkülönbségek (Fletcher et al. 2020). A Jupiter sávjaiban igen erős konvektív „kitörések” történhetnek a vízfelhős rétegekben, melyekkel villámlás is társulhat és melyek ammóniát hoznak fel a felhők alatti rétegekből (de Pater et al. 2019).

A Juno űrszonda vizsgálatai (20. ábra) azt mutatták, hogy a felhőzóna tetején látható sávok és zónák szerkezete 100 bar mélységig fennmarad, de jellegük megváltozik. A mélységi határzóna a vízfelhők keletkezésének a zónája, ami stabil réteget alkothat. A sötét sávok a „felszínen” melegebbek és ammóniaszegények, míg a világos zónák hidegebbek és ammónia-dúsak. Ezek a tulajdonságaik viszont a mélyben felcserélődnek (Fletcher et al. 2021).

Csapadék a Jupiter légkörében. Palotai és Dowling 2005-ben adták közre az általuk fejlesztett

háromdimenziós dinamikus EPIC (*Explicit Planetary Isentropic-Coordinate*) modell eredményeit a víz- és ammóniafelhőkre vonatkozóan. Fő céljuk egy valóság-hű, szélesség- és nyomásfüggő zonális szél és hőmérsékleti profil meghatározása volt, amely segítségével már felépíthető egy interaktív felhőszerkezeti modell. A 0,01–8 bar közötti tartományt tanulmányozták. 40–45 függőleges réteget vizsgáltak, különösen nagy felbontásban azokat a régiókat, ahol feltételezhetően felhőképződés zajlik. Az eredmények azt mutatták, hogy a felhők vastagsága és a felhőalap elhelyezkedése erősen függ a földrajzi szélességtől. Az ammóniafelhők hol vékony, hol vastag régiókat alkotnak. A vízfelhők szélességi elterjedése a felettük lévő ammóniafelhőkét tükrözi.

A modell szerint a vízfelhők legtöbbször jégkristályokból tevődik össze, de 5 bar környékén folyékony vízcseppeket tartalmazók is lehetnek. A folyékony víz jelenlétére más forrás is utal (Atreya és Kuhn, 2006). Ez utóbbi olyan modellfuttatási eredményeket közöl, amelyek alapján az 5 bar nyomáson még vízjég anyagú felhő lejjebb folyékony vízcseppeket is tartalmazhat. A felhő anyaga valójában az ammónia vizes oldata, ami akár a 10 baros szintig is lenyúlhat. A vízjégfelhők a Jupiteren sokkal sűrűbbek, mint a Földön. Ezek alkotják a legsűrűbb felhőréteget az atmoszférában, és ezek vannak a legnagyobb hatással a légköri dinamikára is. Ennek oka a víz magasabb kondenzációs hője, valamint az, hogy más aeroszol részecskékhez viszonyítva nagyobb mennyiségben van jelen. Az EPIC modell alapján a vízfelhők adnak csapadékot, amely szilárd halmazállapotú hóként indul, és közben folyékony vízcseppé alakul, végül pedig elpárolog. Korábbi tanulmányok arra utalnak, hogy az ammóniafelhők szintén adhatnak gyenge csapadékot (Carlson és mtsai, 1988).

Színviszonyok a Jupiter légkörében. A Jupiter légkörében minden feltételezett felhőréteg anyaga eredetileg fehér színű (a légkört alkotó fő elemek, a hidrogén és a hélium színtelenek). A megfigyelések azonban nem ezt mutatják, különböző színű, világosabb és sötétebb csíkok különíthetők el a bolygó látható felületén. Kérdés, hogy milyen összetevők hatására alakulnak ki ezek a színeződések. Egyik elsődleges jelölt a kén vagy kénszármazékok. Ez a feltételezés Lewis és Prinn mun-

káihoz köthető. Szintén ők foglalkoztak a Nagy Vörös Folt színével.

Ennek kialakításában a vörös foszfornak van szerepe, de úgy vélik, hogy egyéb foszfor tartalmú összetevők is előfordulhatnak, de a különböző szerves eredetű anyagok jelenléte sincs kizárva (Hunten és mtsai, 1986).

Ködök a Jupiter légkörében. A felhők felett különféle troposzférikus és sztratoszférikus ködrétegeket is megfigyeltek. Ilyen ködök létezése bizonyított sok eltérő magasságon a felső troposzférában és a sztratoszférában is. Ezek tulajdonságai helyről helyre eltérőek, és változnak az idővel (Hunten és mtsai, 1986). A sztratoszférikus ködök szintjén a nyomást 0,1 bar körülnek becsülik, a ködöt alkotó részecskék átmérőjére 0,2–0,5 μm közti értékeket feltételeznek. Kialakulásukat policiklusos aromás szénhidrogének kondenzációjával magyarázzák (Atreya és mtsai, 2005).

1.2.6. Szaturnusz

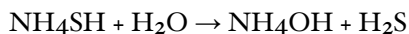
A Szaturnusz légköre összetételében, vertikális szerkezetében és felhőrendszerében is nagyon hasonlít a Jupiteréhez. Gravitációs ereje valamelyest kisebb, mint a Jupiteré, légköre a Naptól való nagyobb távolsága következtében hidegebb. A Szaturnuszra jellemzőek a legerősebb szelek a Naprendszerben. A Voyager a bolygót megközelítve 1800 km/h sebességű szeleket mért. A megfigyelésekből arra következtethetünk, hogy a vertikális átkeverés a légkörben jóval erősebb, mint a Jupiteren (Atreya és mtsai, 1999).

1.2.6.1. Felhőzet. A Szaturnuszon, ugyanúgy, mint a Jupiteren, három elkülönülő felhőréteget találunk (21. ábra). A kondenzációra képes anyagok itt is, a felső kondenzációs szinttől lefelé haladva az ammónia, az ammónium-hidroszulfid és a víz. Az ammónia ammóniajéggé alakul, a kén-hidrogén (H_2S) ammóniával reagálva ammónium-hidroszulfidot (NH_4SH), vagy ammónium-szulfidot ($(\text{NH}_4)_2\text{S}$) eredményez, a vízből pedig vízjég, vagy az ammóniának egy vizes oldata (ammónium-hidroxid) keletkezik (Atreya és mtsai, 1999).

A Szaturnuszon a felhők és az azokhoz kapcsolódó kondenzációra képes anyagok általában rétegzett formában találhatók (Baines és mtsai, 2009). A modellezett felhőrétegek nyomási és hőmérsékleti adatai jelentősen

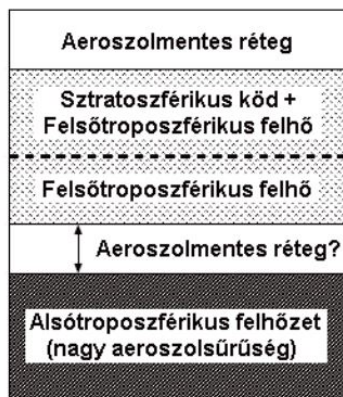
függenek attól, hogy a szoláris összetételhez képest a kondenzációra képes anyagok milyen összetételét veszszük alapul a számításokhoz. Ha a szoláris előfordulási arány ötszörösével számolunk, a víz a 20 bar nyomási szinthez közel kondenzálódik, 250 km-rel a megfigyelhető felhők alatt, ahol a hőmérséklet 330 K. Efölött 70 km-rel, 10 baron fagy meg, valamivel nagyobb nyomáson, mint a Jupiteren. A modell szerint feltételezhető a vízfelhők erőteljes vertikális fejlődése, amit a kondenzáció során felszabaduló kondenzációs hő vezérel. Az ammónium-hidroszulfid- és az ammónia felhők fő kondenzációs szintjeit 54 és 149 km-rel a 10 baros szint fölé, a 6 és 1,8 bar nyomási szintek közelébe helyezte a modell. Az ezekhez tartozó hőmérséklet rendre 234 K és 162 K (Baines és mtsai, 2009). Más modellszámítások és megfigyelések a felhőrétegeket alacsonyabb hőmérsékletekhez kötik.

A víz kondenzációjából felszabaduló látens hő, mint azt az előbbieken említettük, felfelé irányuló transzportfolyamatokat eredményezhet, így különböző anyagokat nagyobb magasságokba juttathat el. Így pl. ha a 20 bar közelében kondenzálódott vízcseppeket magasabba szállítja a konvekció, azok reagálhatnak az ott jelenlévő molekulákkal, pl. az ammónium-hidroszulfiddal. A lejátszódó hidrolitikus folyamatok eredményeképpen új anyagok jöhetnek létre, többek között ammónium-hidroxid (NH_4OH), ami a vízgőz és az ammónium-hidroszulfid reakciójából keletkezik 6 bar nyomáson (Baines és mtsai, 2009).

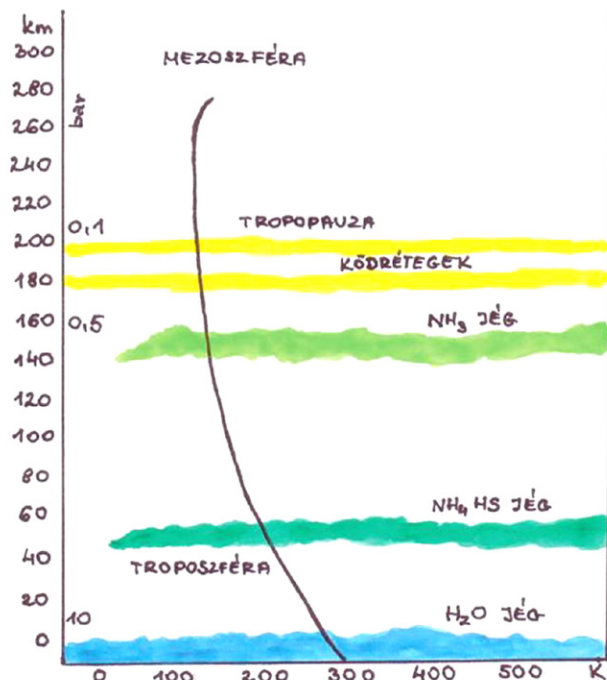


Ezeket az újonnan keletkezett molekulákat a Szaturnusz légkörében fellépő elektromos kisülések tovább disszociálhatják.

Újabb keletű színeképes vizsgálatok jelentős elnyelést (átlátszatlanságot) mutatnak a 4 bar nyomási szinten és alatta, ahol az ammónium-hidroszulfid kondenzációs szintjét feltételezik. Ezek a mérések optikailag sűrű, nagy részecskékből álló felhőkre utalnak a víz fagyási szintje felett (Baines és mtsai, 2009).



22. ábra: A Szaturnusz egyenlítői régiójának vertikális szerkezete



21. ábra: A Szaturnusz légköre és felhőzete

A Szaturnusz légkörében a Jupiteréhez képest általánosságban nagyobb az aeroszolok mérete és mennyisége. Jelen esetben az aeroszol részecskék a légköri gázok kondenzációjával kialakuló felhőelemeket jelentik. A különböző hullámhosszakon mért adatokból

a Szaturnusz egyenlítői régiójának vertikális szerkezetét is ismerjük (Temma és mtsai, 2005). A legvalószínűbbnek egy háromszintű felhőszerkezeti modell bizonyult, amelyet a 22. ábra mutat be.

Az alsó troposzférában nagy aeroszol sűrűség valószínűsíthető, az viszont nem nyilvánvaló, hogy ez az aeroszol réteg önmagában létezik-e, vagy egy diffúz felhő része. Az egyenlítői régióban a sztratoszférába is kiterjed a felső troposzférikus felhőzet, ami egy erős konvekcióra utal. Ebben a rétegben az aeroszol részecskék mérete növekszik a mélységgel. A részecskék átmérője a sztratoszférá-

ban 0,15 μm , a troposzférában 0,7–0,8 μm és 1,5 μm közé esik. A 22. ábrán a szaggatott vonal a tropopauza szintjét jelöli.

1.2.6.2. Aeroszol eloszlás, időfüggés. Karkoschka és Tomasko (2005) megállapították, hogy amíg a felső troposzférában az aeroszol részecskék szerkezete évszakos változásokat mutat, addig a sztratoszférában alig mutat évi változékonyságot. A troposzférában az aeroszol részecskék méret szerinti eloszlása is jelentősen évszakfüggő. Nyáron nagyobb, télen kisebb részecskékkel találkozunk.

1.2.7. Titán

A Titán, a Szaturnusz legnagyobb holdja az egyetlen hold a Naprendszerben, amely számottevő légkörrel rendelkezik. Felszíni nyomása a Vénusz után a második legnagyobb – a Föld csak ezután következik. A Titánon is megfigyelhetők kondenzációs folyamatok. A légkör fő alkotói 95%-ban a nitrogén, 5%-ban a metán, de etánnal is találkozhatunk. A légkör a felszínközélnél a földinél is sűrűbb. A felszínen a nyomás hozzávetőlegesen másfélszerese a földinek, a hőmérséklet az egyenlítő mentén 93,7 K. Ilyen viszonyok mellett a víz teljesen kifagy a légkörből, így az lényegében nem tartalmaz vizgőzt (Lunine és Atreya, 2008). A metán következtében – ami köztudottan jó üvegházhatású gáz – a felszíni hőmérséklet magasabb, mint egyébként lenne (23–24. ábra).

A tiszta metán olvadáspontja a Titan 1,5 atm-os légnyomása mellett 90,7 K, az etánnak 90,4 K, de nitrogénnel keverve (oldatként) sokkal alacsonyabb hőmérsékleten is folyékonyak maradhatnak.

1.2.7.1. Ködborítás a Titánon. A Titán légköre fotokémiai szmoggal (légköri homállyal) takarja el a felszínt. Feltételezik, hogy ez a „köd” összetett szerves molekulákból, tholinokból áll. A nitrogén- és metánmolekulák, ha fotonokkal vagy töltött részecskékkel ütköznek, felszakadhatnak, majd kémiai folyamatok révén összetettebb molekulákká alakulhatnak. Habár a Titán csak 1%-át kapja annak a szoláris besugárzásnak, ami a Földet éri, és a Szaturnusz magnetoszférájából származó töltött részecskék is csak alkalmanként érik el, ez az energia is elég a fotokémiai folyamatok működéséhez. Bizonyított a villámok előfordulása is Titán légkörében (Pintassilgo

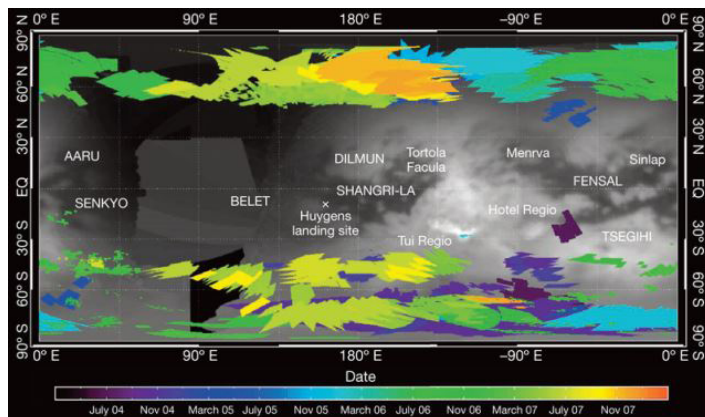
és Loureiro, 2009), amik a fotokémiai reakciókhoz hasonló folyamatokat eredményezhetnek – egyszerűbb szénhidrogének (etán, acetilén, diacetilén) és nitrilek (hidrogén-cianid, cianogén) keletkezhetnek. Ezeket valamivel összetettebb molekulák kialakulása követheti a légkörben, mint például a propán, bután, poliacetilén és cianoacetilén.

A fotokémiai reakciók az ionoszféra-termoszféra régióban indulnak be (kb. 1000 km magasan), de lenyúlnak az alsó sztratoszférába is (kb. 200 km-es magasságba). A kialakult részecskék kb. 200 km alatt már kondenzációra is képesek, egészen a tropopauza szintjéig (kb. 40 km). Az így létrejött ködelemek egy része csapadékként lehull a felszínre, és összegyűlik (Atreya, 2007). A feltételezések szerint az üledék egy részét a metáneső elmossa a folyókba vagy tavakba, de nagy mennyiség maradhat érintetlenül a felszínen is. Valószínűleg az előbb tárgyalt köd eredményezi a Titán narancssárga színét. Átlátszatlansága miatt a világúrból vizuálisan nem lehet megfigyelni a Titán felszínét, de egy infravörös ablakban igen.

1.2.7.2. A metán-ciklus és a felhőzet. A Titán légköre kedvez a metán és az etán kondenzációjának. Szórványosan elhelyezkedő, változékonny, metánból, etánból vagy egyéb szerves vegyületekből álló felhőzet képződik.

A feltételezések szerint a metán hasonló szerepet játszik a Titán légkörében, mint a víz a Földében (Lunine és Atreya, 2008). A kutatások egy metán alapú hidrológiai ciklusra utalnak: olyan felhőket figyeltek meg, amelyekből időszakosan intenzív csapadék hullik, továbbá

23. ábra: A Titán felhőrendszere 2004 és 2007 közötti megfigyelések alapján (Rodriguez és mtsai, 2009)

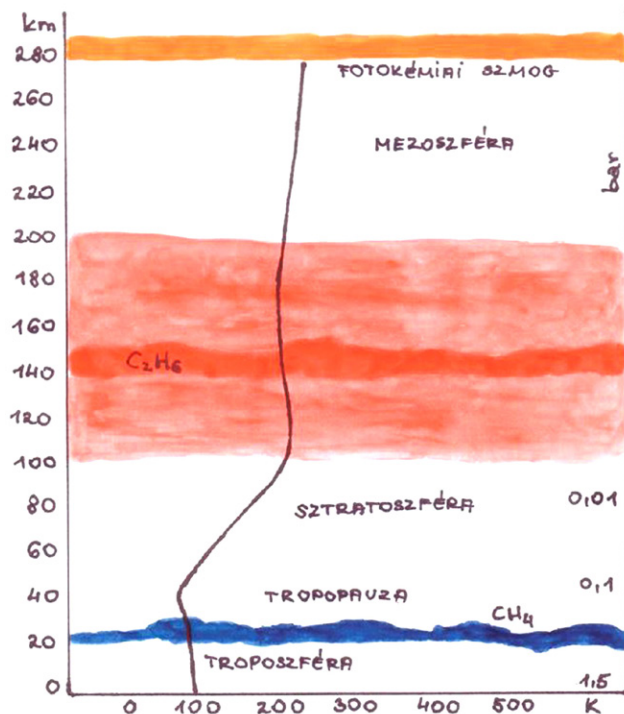


bizonyított metán-etán tavak jelenléte is a pólusok környékén. A metán a felszínről a légkörbe párolog, ahol felhőket alkotva kicsapódik, csapadék formájában le hull, majd a folyókon keresztül a tavakba jut. Nem rendelkezik azonban a hold globális metánóceánnal, mint ahogyan a Földet egy globális vízóceán borítja. Az aktív időjárási ciklust a Titánon nagy valószínűséggel elsődlegesen a kondenzációból felszabaduló látens hő hajtja (Griffith és mtsai, 2000).

2000-ben gyakori változásokat detektáltak a Titán infravörös színképében (Griffith és mtsai, 2000), amelyek szórványos felhők jelenlétére utaltak, kevesebb, mint 1%-át takarva a hold felszínének. Többségük a déli póluson koncentráldott, amely akkoriban a Napból származó maximális besugárzás alatt volt. A felhők jelenlétéből a kondenzáció és a lokális konvekciós folyamatok jelenlétére következtek.

2006 decemberében a Cassini metánt, etánt és más szerves anyagokat tartalmazó felhőzetet detektált, ami 2400 km-es átmérőjével majdnem a teljes északi sarkot beborította, s két héttel később is megfigyelhető volt (NASA, 2007). A Cassini vizuális és infravörös hullámhosszakon végzett mérései arra utaltak, hogy a felhőzet horizontális szerkezete, magassága és optikai mélysége erősen változik. A középsőből a felső troposzférába 30 perc alatt felemelkedő felhőket detektáltak, amelyek aztán egy órán belül fölsozlottak. A felhők fejlődését és gyors eltűnését figyelve arra következtek, hogy konvektív folyamatok során alakulnak ki, és a csapadékhullás következményeként oszlanak szét (Griffith és mtsai, 2005). *(A felszínen kialakuló tavakról lásd A Titán folyadékrendszerei c. 2.4. fejezetet!)*

A Cassini programjában szerepelt egy leszállóegység felszínre juttatása is a Titánon. A Huygens-leszállóegység volt az első olyan űreszköz, amely az eddigi legtávolabbi égitesten sikeresen leszállt. Leszállása közben négy órán keresztül sugárzott adatokat. Méréseket végzett többek között a légkör összetételére és a szélsőségekre vonatkozóan, valamint számos képet készített a Titán felszínéről leszállás közben, majd azután is. A felvételeken nincsenek folyékony szénhidrogén-tavak, de láthatóak az egykori folyadékáramlás nyomai. A leszállás helyén készült felvételek száraz folyómedreket mutatnak. A Huygens



24. ábra: A Titán légkörének vertikális szerkezete és felhőzete

mérései alapján a metán relatív telítettsége a felszín közelében 50% (Tomasko és mtsai, 2005). A bejövő napsugárzás erősségére vonatkozóan is végeztek méréseket a Huygens fedélzetén található DISR műszerrel (*Descent Imager/Spectral Radiometer*) 150 km-es magasságtól a felszínig. A légköri aeroszolok vertikális eloszlását vizsgálták. A részecskék sugárzás-visszaverő képessége 140 km-től lefelé növekedett. 80 km-en a részecskesűrűsége 5 db cm^{-3} körüli érték adódott. 80 km alatt a sugárzáselnyelés (optikai rétegvastagság) lineárisan nőtt a felszín felé közeledve (Tomasko és mtsai, 2008).

A konvektív felhők fontos szerepet játszhatnak a hold klímadinamikájában és a levegőkémiában. E felhők kialakulásának és fejlődésének leírására fejlesztették ki a TRAMS (Titan Regional Atmospheric Modeling System) számítógépes programrendszert (Barth és Rafkin, 2007). Ez egy háromdimenziós, időfüggő, légkördinamikai és mikrofizikai modell, ami képes a metán- és etánfelhők szimulációjára. Abban a környezetben, ahol a Huygens

landolt, nincs elegendő potenciális energia a konvektív felhők kialakulásához. A modell rétegszerű felhőzet jelenlétét adja a 10 km-es magassági szint közelében. A számítások alapján magasabb felszíni koncentrációjú (telítéshez közelebbi) környezetekben már képződhetnek konvektív felhők. A felhőtető 25–40 km közti magasságokban helyezkednek el. A légkörben kicsapódó, felhőt alkotó részecskék maximális átmérője pár száz μm . Ezek azonban egyesülhetnek, így 1 mm-nél nagyobb cseppek is képződhetnek. Elég nedves környezetben a keletkező „esőcseppek” elérhetik a felszínt. Hogy mennyi eső esik egy felhőből, az nagyrészt a részecskék méretének függvénye.

A Titan metánkörforgásának részletei egyelőre azért nem ismertek, mert a Titannak még egy évszakos teljes periódusát (29,5 földi év) sem sikerült megfigyelni, nem-hogy éghajlati jellegzetességeire fényt deríteni.

A kanyargó és elágazó völgyekben még nem sikerült aktív folyadékot megfigyelni, de mindkét pólusnál kiterjedt tavakat és délen metánfelhőket látott, amelyekből csapadék hullt. Az elmélet szerint a Titan kicsiny szénhidrogén-tavainak párolgása biztosítani tudja a jelenlegi légköri metán-páratartalmat, mely lehet aktuális adott évszakbeli helyzet, vagy egy hosszabb folyamat mai állapotja. A mai többé-kevésbé derült állapotot kb. évszázadonként felválthatja egy felhős állapot, amikor a mai völgyek megtelnek csapadékkal (Mitri és mtsai, 2007).

A légköri metán a felszín közelében a légkör 5%-át teszi ki. A légköri metántartalom a napfény hatására fotolízissel kb. 10 millió év alatt elfogyna. A Voyager-korszakban azt gondolták, hogy a Titan metán-óceánja adja az utánpótlást. Bár ilyen létezhetett a múltban, ma bizonyosan csak poláris tavak figyelhetők meg: a mai elmélet a metánutánpótlást kriovulkáni kigázolással magyarázza. Bár az sem zárható ki, hogy a Titan mai állapota nem jellemző (mint ahogy a Földi jelenlegi jégkorszak állapot sem az), azaz hogy a mai metántartalom valóban el fog fogyni 10 millió éven belül. Az sem kizárt, hogy párszáz millió évvel ezelőtt történt egy olyan nagyobb metánki-bocsátással járó esemény, amelynek eredménye a jelenleg megfigyelhető állapot: ez az állapot a tavakkal és a felszínalatti metánnal hosszú ideig fennállhat (Mitri és mtsai, 2007).

1.2.8. Uránusz és Neptunusz

Az Uránusz és a Neptunusz – a Naprendszer két külső bolygója – sok hasonlóságot mutat. A Naptól való nagy távolságuk miatt alacsonyabb hőmérsékletek jellemzik őket. Nagyobb arányban tartalmaznak metánt, ammóniát és vizet, mint belső szomszédjaik. Az általánosan kék árnyalatú színüket a gázfázisú metán jelenléte okozza (25–26. ábra). A földi és az űrbázisú megfigyelések mindkét bolygót, de főleg a Neptunuszt dinamikus világnak mutatják be, amelyet állandó, kisebb-nagyobb változások jellemeznek (Rages, 2008).

1.2.8.1. Felhőzet. Az Uránusz és a Neptunusz légkörének összetétele és termális szerkezete kondenzációs folyamatok révén kialakult felhők jelenlétére utal a troposzféra különböző szintjein. Mikro-, infravörös- és rádióhullámú mérések segítségével a felhőszerkezet közvetlenebbül is megfigyelhető. A vertikális szerkezet meghatározása adiabatikus hőmérsékleti profil alapján történik. Azt modellezték, hogy adott termodinamikai viszonyok között milyen kondenzációs folyamatokra van lehetőség. A felhőképződési szinteken a hőmérsékleti profil egyik alakítója a kondenzációból, vagy más kémiai reakciókból származó látens hő felszabadulása (Lunine, 1993).

A 27. ábra a lehetséges kondenzációs szinteket mutatja az Uránusz és a Neptunusz troposzférájában, a hőmérséklet és a nyomás függvényében (Lunine, 1993). Ez a szerkezet elméleti; csak a felső, metánból álló felhőket sikerült közvetlenül megfigyelni. Az ábra de Patertől származik (1991). Ő a metán mennyiségét a két bolygó légkörében a szoláris mennyiség 30-szorosának vette, a kénét 10-szeresnek az Uránuszon és 30-szorosnak a Neptunuszon. Az ammóniára nézve a szoláris összetételt vette alapul. A vízre két különböző előfordulási arányt vizsgált, egyrészt a szoláris összetétel arányát, másrészt

25. ábra: Az Uránusz felhőzete. Figyeljük meg a felhősávokat és az intenzív konvektív jellegű felhőformákat!
(Lawrence Sromovsky, UW-Madison)





26 ábra: A Neptunusz sávós felhői
(Voyager)

Az eredmények alapján a külső bolygók troposzférájának alsó rétegeiben vízfelhők alakulnak ki. A vízcseppekbe számottevő mennyiségben épülhet be a környező területekről ammónia és kén-hidrogén. A vízcseppek túlhűtése itt is lényeges lehet, mint a földi légkör esetében: hatására a víz folyékony halmazállapotú lehet több tíz fokkal a fagyási pont alatt is.

Rögtön a vízfelhők bázisa felett termodinamikailag stabil az ammónium-hidroszulfid, és megfelelő sebességű kinetikus folyamatok esetén felhőt is alkothat. A feltételezések szerint az ammónium-hidroszulfid a kén-hidrogén és az ammónia reakciójából keletkezik, így a kén-hidrogén az ammónia jó részét kivonja a légkörből, mielőtt az nagyobb magasságokban önálló felhőket alkotna.

A Neptunuszon viszont, ahol a légkör 6 bar nyomási szintjéig vannak adatok, a mikrohullámú mérésekből egy ammóniafelhőre is lehet következtetni az 5 baros szint környékén. Az Uránuszra ilyen jellegű adataink nincsenek, mivel csak a 2 baros szintig végeztek méréseket. A földbázisú megfigyelések viszont arra utalnak, hogy az ammónia teljes mennyisége oldatot alkothat a kén-hidrogénnel, így nincsenek a légkörben önálló ammóniafelhők.

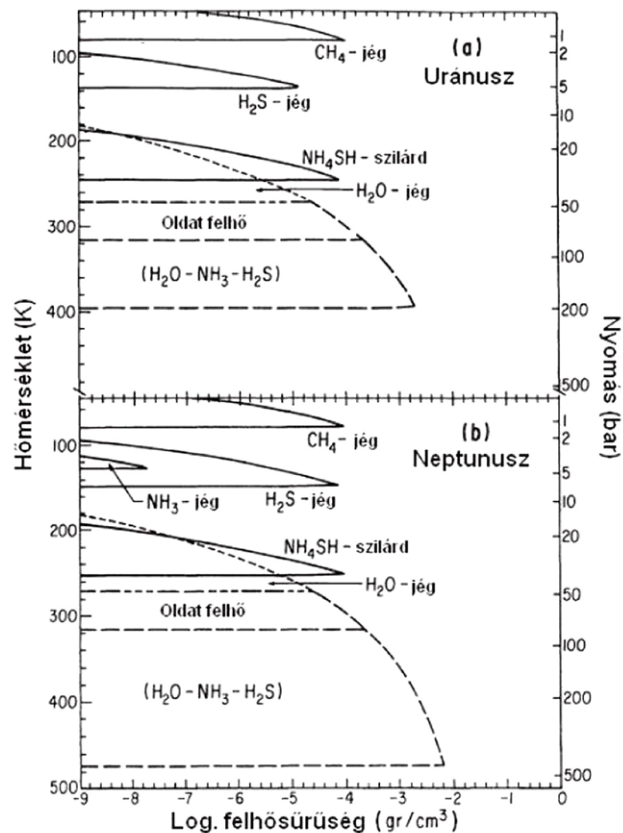
A felső kondenzációs szinten a vizuálisan is megfigyelhető metánfelhők képződnek. Ez a szint az Uránuszon 1,2 baron, a Neptunuszon 1,7 baron helyezkedik el.

Az Uránusz és a Neptunusz felhői rendkívül masszívak, 10-szer, 100-szor olyan sűrűek, mint a Föld legsűrűbb vízfelhői (Carlson és mtsai, 1988).

A konvekciós folyamatok tanulmányozásából arra kö-

ugyanazt, amit a kén esetében feltételezett. Az ábrán a vonalkázott görbe egy ammóniát és kén-hidrogént, mint oldott anyagokat tartalmazó vízfelhőt jelöl. A felső, vonalkázott görbe mint felhőalap, a szoláris vízmennyiségre vonatkozik, az alatta lévő pedig a növelt értékekre.

Az eredmények



27. ábra: Az Uránusz és a Neptunusz felhőzete (Lunine, 1993)

vetkeztethetünk, hogy azok a Neptunuszon aktívabbak, mint az Uránuszon. A konvekció magasabbra szállítja a kondenzációra képes anyagokat (víz, ammónia, kén-hidrogén) a légkörben, ezáltal egyes régiókban ködösödést okoz. Megfelelő körülmények között ezek az anyagok kondenzálódnak, felhőket alkotnak, majd kiülepsznek, így az előbbi régiók világosabbá válnak. A Neptunuszon a konvekciós aktivitás messzebbre kiterjed a pólusok felé, mint az Uránuszon (Hofstadter és mtsai, 2008).

Az ECCM (The Equilibrium Cloud Condensation Models) modell az óriásbolygók többrétegű vertikális felhőszerkezetét vizsgálja.

A mikrohullámú észlelésekből érdekes eltéréseket tapasztaltak az Uránusz és a Neptunusz spektrumában, a 3–5 bar közti régióban. Erre az ECCM modell alapján két különböző magyarázatot adtak. Első esetben a kérdéses

régióban egy kénhidrogénjég anyagú felhő okozza az el-téréseket. Egy ilyen felhő akkor tudna kialakulni, ha az ammónia csak nagyon kis mennyiségben lenne jelen. A másik lehetőség egy foszfintartalmú felhőréteg. Megfelelő körülmények között kén-hidrogén- és foszfinfelhők képződésére is van lehetőség a 2 bar és 8 bar nyomási szintek között (Mihalka és mtsai, 2009).

1.2.9. Plútó

Metánbó. A Plútó néhány hegyláncának magas régióin metándér-borítást figyeltek meg. A metándér fedte csúcsok azonban más mechanizmus szerint alakulnak ki, mint a hó a földi havasokban (Bertrand et al. 2020).

1.3. Összefoglalás: „havazások” a Naprendszerben

Miután áttekintettük azt, hogy milyen kondenzációs folyamatok mehetnek végbe a bolygók légköreiben, és milyen anyagok válhatnak ki a fiatal Nap légkörében, összefoglalhatjuk azokat a gáz–folyadék–szilárd fázis folyamatokat, amelyeket egyszerűen csak „havazásoknak” nevezünk a Naprendszerben.

Láttuk, hogy a bolygólégkörök nagyon különbözőek, változatosak. Azt mondhatjuk, hogy minden számottevő légkörrel rendelkező bolygón vagy holdon találunk olyan kondenzációs folyamatokat, amelyek felhők, ködök képződéséhez, esetleg egyéb, felszíni kicsapódáshoz vezetnek. A légkörök változatosságából adódóan a kicsapódó anyagok is különbözőek, továbbá a hőmérséklet és a nyomás magasság szerinti változásával különböző felszín feletti magasságban a kicsapódó (kondenzálódó) anyagok is változhatnak. Vagyis a különböző anyagú felhők 1) a szoláris ködben különböző naptávolságban, 2) a bolygók légkörében különböző magasságban alkothatnak réteget. A légkörökben kicsapódni képes anyagokat a planetológiában szokásos elnevezés szerint szintén „havazásoknak” tekintjük (28. ábra).

A földi havazáshoz hasonló jelenséget eddig csak a Marson tapasztaltunk. Bár a Mars légköre számottevően kevesebb vizet tartalmaz, mint a Földé, mégis jelen van a vízgőz kondenzációja. Rendszeresen keletkeznek vízjég-felhők, amelyek morfológiailag a földi cirrusokra hason-

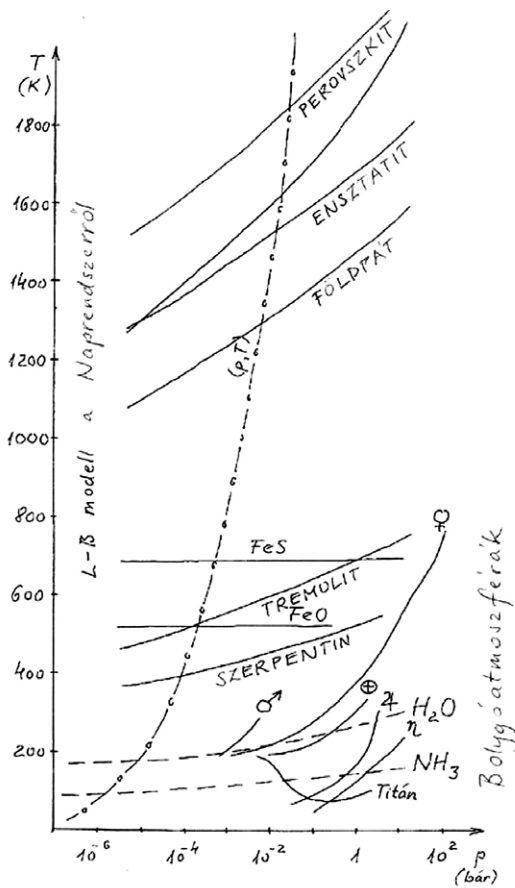
lítanak, és nagy változékonyságot mutatnak. Az utóbbi években LIDAR-mérésekkel ezekből a felhőkből hulló hópelyheket is sikerült azonosítani. A vízgőz a felszínen is kicsapódik, évszakos deret alkot, valamint a pólussapkák anyagát gazdagíthatja.

A másik kondenzációra képes anyag a Mars légkörében a szén-dioxid. A szén-dioxid-kristályok kiválásához rendkívül alacsony hőmérséklet szükséges, ezért csak helyenként van rá lehetőség. Főleg a déli sarki területeken a felszínhez közeli légrétegekben, de jóval magasabban, a felső légkörben is sikerült már azonosítani széndioxid felhőket. A szárazjég tehát a poláris sapkák másik alkotó anyaga.

A Vénusz légkörének összetétele és viszonyai a kén-sav kialakulásának kedveznek. Fotokémiai úton a kénsav kén-dioxidból és vízből keletkezik, és három rétegben alkot felhőket. Ezekből a felhőkből kénsavcsapadék esik, amely azonban a magas felszíni hőmérséklet miatt soha nem éri el a felszínt, mert időközben elpárolog.

A Jupiter és a Szaturnusz felhőszerkezete nagyon hasonló. Mindkét bolygó légkörében háromféle anyag csapódik ki három, különböző magasságban elhelyezkedő rétegben. Legalacsonyabban vízfelhők keletkeznek. Ezek fölött ammónium-hidroszulfid részecskékből álló felhők jönnek létre, majd magasabban az ammónia kondenzációjára van lehetőség. A Jupiter légkörét modellezve feltételezhető, hogy a vízfelhőkből csapadék is hullik. A Szaturnuszon a felhők rétegei vastagabbak, és mélyebben helyezkednek el. Korábbi tanulmányok arra utalnak, hogy az ammóniafelhők adhatnak gyenge csapadékot. A Voyager és a Galileo szonda mérései alapján megállapították, hogy a vízfelhők akár az ammóniafelhők fölé is feltornyozódhatnak.

A bolygó légkörében lezajló viharok összenergiája függ a bolygó belső hőjétől is: az ilyen viharok hozzák ki a termelődő belső hőt az óriásbolygók belsejéből. Az óriásbolygók meteorológiáját a Naptól kapott energia mellett a bolygók belső hője is hajtja. A Jupiter belső hőjének kiáramlása kb. kétszer nagyobb, mint a Naptól beérkező energia (Li et al. 2018). A belső hőáram legerősebb a lapult bolygók pólusain, ám ezt egyes modellszámítások szerint ellensúlyozza a besugárzás ellentétes trendje, így végül a hőeloszlás nagyjából egyenletes minden széles-



28. ábra: „Havazások” a Naprendszerben

A bolygók mellett tárgyaltuk még a Szaturnusz legnagyobb holdját, a Titánt, amely állandó, sűrű légkörrel rendelkezik. Ebben a légkörben szénhidrogének csapódnak ki, és alkotnak felhőket. A felhők változékonyak, elhelyezkedésük szórványos, anyaguk nagy valószínűséggel főként metán és etán. A felszint helyenként ugyanezen anyagokból álló tavak borítják. A Titán az egyetlen égi-test a Naprendszerben, ahol a Föld hidrológiai ciklusával analóg jelenséget sikerült megfigyelni. A víz szerepét itt a metán tölti be. A felszínről a légkörbe párolog, ott felhőket alkotva kicsapódik, csapadék formájában lehullik, majd a folyókon keresztül a tavakba jut.

A bolygólégköri kicsapódásokkal párhuzamba hozhatók a Naprendszer kialakulása kezdetén a Nap, vagy

bármely más napméretű protocsillag légkörében bekövetkező anyagkiválások. Ezek szintén kondenzációs folyamatok. Több távolságban mennek végbe. A Naphoz közelebbi, melegebb régiókban olyan ásványzemcsék jönnek létre, mint például a wolfram, perovszkit, ensztatit, vas, földpát, triolit, wüstit, tremolit, szerpentin. Távolabb a legfontosabb kondenzációs termék a vízjég, még távolabb egyéb illó anyagok exotikus jegei.

Az Uránusz és a Neptunusz sokban hasonlít egymáshoz. Elméleti számítások szerint összetett felhőszerkezettel rendelkeznek, ahol szintén három felhőréteg különül el. Ezek a troposzféra alsó rétegeitől felfelé haladva rendre a víz-, az ammónium-hidroszulfid- és a metánfelhők.

Összegezve ezeket a folyamatokat azt látjuk, hogy a létrejövő kondenzáció elsősorban a hőmérséklet és a nyomás függvénye. A 28. ábra a különböző skálájú folyamatokat rendszerezi. Ez az ábra egy egyesített nyomás-hőmérséklet diagram, amely összefoglalja a Naprendszerben előforduló „havazásokat”. Görbék jelölik az egyes bolygókra, valamint a Titánra, és a Nap légkörére jellemző viszonyokat. Ezek két elkülöníthető régiót jelölnek ki, amelyeket eltérő nyomási és hőmérsékleti viszonyok jellemeznek. Látható, hogy a Nap esetében egy sokkal szélesebb skálán, és több távolságban ment végbe a kondenzáció. A bolygólégkörökben ezzel szemben, az előbbieken alapján, egy, kettő, vagy három szinten csapódnak ki anyagok. Az 28. ábrán láthatóak a főbb ásványok, valamint a víz és az ammónia fázishatárvonalai. Ahol a görbék metszik a fázishatárvonalakat, ott van lehetőség az adott anyagok kondenzációjára. Az ábráról leolvasható, hogy az ásványok kiválásához sokkal magasabb hőmérsékleti értékekre van szükség. A bolygólégkörökben ezek nem teljesülnek, következésképpen itt ásványok nem jönnek létre. Ezeket a légköröket a könnyen illó anyagok kondenzációja jellemzi.

Láthatjuk tehát, hogy a Naprendszerben sokféle anyag kondenzációjára van lehetőség. Ezek a folyamatok közül egyesek rég lejajlottak, mások ma is, esetleg ismételtelen, zajlanak. Lehetséges, hogy az Univerzumban még sok másféle légköri kondenzációs folyamat is létezik, amelyek megismeréséhez talán majd az exobolygó-kutatás révén juthatunk közelebb. Másrészt a Naprendszer története korántsem ért véget: a jövőben a lassan felmelegedő Nap alapvető változásokat fog okozni a Naprendszer geológiailag aktív bolygófelszínein, és pár milliárd év múlva mai szemmel „ismeretlen” bolygókat és holdakat is találunk az ismerős, de geológiailag már inaktív bolygótestek mellett.

1.4. Kicsapódási folyamatok a Naprendszeren kívül

Képzeld el, hogy az emberiséget egy család nyolc tagja alapján próbálnánk meg jellemezni. Nagyjából így álltunk a bolygókkal kapcsolatban a nagy Voyager-felfedezések után, de az első exobolygók felfedezéséig. Az exobolygó-kutatás megfigyelési adatai és modellezési eredményei nyomán azóta olyan bolygótípusokra is találtunk, amilyenek a mi Naprendszerünkben nincsenek, mert anyaguk, nagyságuk, hő- és becsapódástörténetük, keringési paramétereik, kísérőik jellemzői, vagy csillaguk más. A Földnél nagyobb, de szilárd kőzetbolygó szuperföldek, óceánfelszíni bolygók, szub-Neptunuszok olyan környezetet teremtenek felszínükön és belsejükben, ahol még az ismerős anyagok is ismeretlen formában fordulnak elő. A legnagyobb exobolygók a még épp nem barna törpe szuper-Jupiterek (29. ábra). Az aktuálisan legjobb megfigyelési adatok alapján készített modellek szerint létezhet bolygó, ahol nagy nyomáson létező „forró jeget” találunk (Gliese436b), vagy a jég Földön nem található kristályszerkezetű (jég VII) formáit, amik mégis földi hőmérsékleten létezhetnek (GJ 1214 b). Egyelőre nagy biztonsággal csak a legnagyobb, Jupiter méretű bolygók légköri összetételét tudjuk azonosítani, a kisebb égitestek viszonyaira naptávolságuk és tömegük alapján tehetünk becsléseket. A bolygófelszíni folyadékok lehetőségeit modellekkel járhatjuk körbe, amelyek azt vizsgálják, hogy egy bolygó kialakulásakor és fejlődésekor milyen anyagok alkothatták a bolygó belsejét és légkörét, és a felszínen milyen nyomás, hőmérséklet és összetétel jellemezte, és ennek alapján milyen illóanyagok voltak jelen (Kite et al. 2021). A csillagközi térbe a csillagrendszer-keletkezések korai fázisában kipenderült vándorbolygók (*rouge planets*) hőtartalékuk és összetételük alapján is alkalmasak lehetnek folyékony víz és élet hordozására (Schulze-Makuch és Fairén 2021).

A bolygók „egyedfejlődésük” során többféle fejlődési fázison mennek át, amelyek során felszíni folyamataik markánsan eltérnek. Születésük után hasonló viszonyok uralkodnak felszínükön, mint ahogy csillagjuk pusztulását követően is hasonló sors várhat rájuk. A kettő közötti

életút azonban nagyon sok paraméter függvénye. Hogy vannak-e „tipikus” bolygóéletutak, azt még nem tudjuk. A csillagoknál sikerült ilyen szabványos életutakat meghatározni (H-Z diagram), mert bár Naprendszerünknek csak egy csillaga van, kozmikus környezetünkben mindenféle korú csillagot megfigyelhetünk. Hasonlóképp, bár Naprendszerünkben minden bolygó egykorú (4,5 milliárd éves), geológiai módszerekkel ezek múltjába valamilyen szintig betekintést nyerünk. Az exobolygó-megfigyelésekkel viszont közvetlenül tanulmányozhatóak lesznek különféle életkorú bolygók, a protoplanetáris korongokbeli kialakulásuktól a Naprendszerünknel sokkal idősebb vagy épp pusztuló bolygórendszerekig. Ezeket a vizsgálatokat egyelőre az korlátozza, hogy a hozzánk legközelebbi, tehát legnagyobb felbontással vizsgálható csillagoknak mi az életkora.

Egzotikus csapadékok. A Naprendszer bolygóinak felszínén egzotikusnak számító kicsapódások az Univerzum más bolygóján gyakoriak is lehetnek. Az eddig felfedezett nagy tömegű, csillagjához közel keringő, azaz forró exobolygók további „havazás”-típusok számára biztosíthatják a megfelelő környezeti tényezőket.

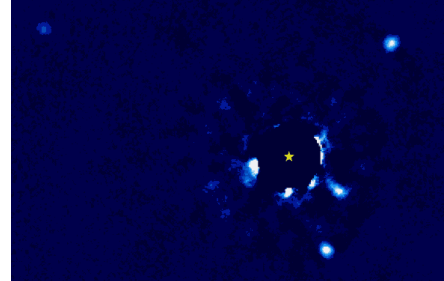
Lávacsapadék. A 2009-ben felfedezett, földéhez hasonló átlagsűrűségű, a Földnél 1,7-szer nagyobb és a feltételezések szerint kötött keringésű Corot 7-b 2600 K-es felszínén az illó anyag szerepében a kőzeteket alkotó szilikátkőzetek fő alkotóelemei – Na, K, SiO, O₂ – lehetnek. A nappali oldalon folyamatosan keletkező szilikátgőzből – mely a Földön legfeljebb becsapódások környezetében kerül a légkörbe – „kőzetfelhők” keletkeznek, melyekből lávaesőcseppek hullnak. A parciálisan olvadó magmához hasonlóan a légkör különféle magasságaiban is eltérő összetételűek a kondenzálódott anyagok, azaz eltérő magasságú felhőkből eltérő összetételű lávaesőcseppek hullanak ki (ensztatit, spinell, korund, wollastonit) míg az alacsonyabb olvadáspontú elemi K és Na gáz állapotban marad és állandó felhőket alkot, a modellek szerint (Schaefer & Fegley 2003, 2009). A bolygót a chtioniai típusú bolygók közé tartozik, mely görög eredetű elnevezés (jelentése: föld) arra utal, hogy olyan gázóriás, mely a Napjához túl közel kerülve gázburkát elvesztette, így szilikátos vagy fémes magja a Föld típusú bolygókhoz tette hasonlót.

Vascsapadék. Ahogy a Merkúr belsejére is feltételezik a vashavazás jelenségét; forró Jupiter típusú exobolygókon hasonló környezeti tényezők a felszín fölött is kialakulhatnak. Az OGLE-TR-56b, 2000 K felszíni hőmérsékletű bolygó felső légkörében a modellek szerint a felhőket vasatomok alkotják. Egy másik bolygó, a 43 órás keringési idejű Wasp-76b bolygó kötött keringésű: a nappali oldalon 2400°C-on a vas elpárolog, az 1400°C-os éjszakai oldalon viszont már kicsapódik.

A modellek szerint egyébként a csillagok és bolygók közötti égitestcsoport, a barna törpék légkörében kezdetben a vas és szilikátok 2000K fölött még gázként vannak jelen, ám a barna törpe hüllésekor ezek is kicsapódnak (Lásd még a földmag 3.o. fejezetét!)

Óceánbolygók. A Naprendszerben számos égitestet találunk, melyet nagyobb arányban alkot víz, mint a Földét. Folyékony globális felszíni óceán azonban jelenleg egyik égitesten sincs a Naprendszerben. A felszíni vizet tartalmazó óceánbolygók problémája, hogy a hóhatáron túl kicsapódott jégben gazdag bolygótestek fagyottak, míg a folyékony víz hőmérsékleti zónájában létrejövő bolygótestek vízben szegények. Tehát valamilyen mechanizmusnak vagy a bolygó keletkezésekor kell a jeges bolygócsírákat befelé mozdítani, vagy a már kialakul égitesteket kell lassan a Napjuk felé küldeni, esetleg várni kell, amíg a Nap lassú luminozitás-növekedése nyomán kiolvad a jégfelszín. Ilyen irányú, de rövid életű változás az is, amikor a Nap vörös óriás fázisában feltehetően elolvad az Europa hold jégkérgé. A helyi árapályfűtés is felfűthet a napjától távolabbi bolygókat.

Modellszámítások szerint óceánbolygók legkönnyebben a Földnél nagyobb, Neptunusznál kisebb bolygótestekből alakulhatnak ki. Ennek egyik oka, hogy nagy gravitációjuk miatt a domborzat sokkal ellapultabb lehet, beleértve a laposabb hegyeket és sekélyebb óceáni medencéket (Cowan és Abbot 2014). Az ilyen bolygók éghajlata azonban instabil lehet: kőzetfelszín híján nincs a geokémiai (szilikáteroziós) termosztátjuk, mely a felszíni kőzetek mállása révén a vulkáni eredetű szén-dioxidot annál intenzívebben vonja ki a légkörből, és köti meg, minél magasabb a hőmérséklet, ezáltal negatív visszacsatolási mechanizmussal hűtve a felszínt (és fordítva). Egy óceánvilágon a víz szén-dioxid elnyelő (oldó)



29. ábra: Más világok. Az első, infravörös fényképfelvétel egy négyes szuper-Jupiter exobolygó-rendszerről (W. M. Keck Observatory 2009-2016). A képen a HR 8799 csillag ki van takarva, a körülötte levő fényes pöttyök az óriásbolygók, melyek keringési ideje több évtized-évszázad. A fehér sáv 20 Csillagászati Egység. A bolygók a Földről nézve az óramutatóval ellentétesen keringenek. A rendszer mindössze 30 millió éves, azaz egészen fiatal. 2010-ben már több mint 500 exobolygót ismertünk, 2022-ben 5 ezret. Egy magyar nevű exobolygó is van, a Hunor csillagot 5 nap alatt megkerülő Magor.

képessége lehet stabilizáló (Kite és Ford 2018). Nagyon hosszú távon az igen hosszú élettartamú vörös törpecsillagok körül keringő bolygóknál a vulkanizmus lassú elhalása egyirányú folyamat, de a csillag stabil működése ezt bőven meghaladja. Kérdés, hogy ez után képes-e valamilyen negatív visszacsatolású folyamat fenntartani a folyékony vizet egy ilyen geológiailag halott, de stabil külső energiaforrású égitesten. Ez megfigyelési adatokkal kideríthető, hiszen ilyen rendszerek léteznek.

Külön kérdés a befagyott felszínű bolygóké, ahol a felszín alatt a belső hő fűtheti az óceánt, és a felmelegedő csillag vagy a meteoritikus anyagok felhalmozódásával sötétedő jégfelszín hozhat felszíni olvadást is.

A Neptunusz-típusú („jégóriás”) bolygók óceánbolygóvá úgy alakulhatnak át, hogy „bespiráloznak” a lakhatósági zónába, vagy akár azon túl is. Nagy tömegük miatt a megfelelő hőmérsékleten vastag gőzlégkörük is kialakulhat, amíg vízkészletük elpárolog (Léger et al. 2003). Kőzetmagjuk szolgálhat először az óceán aljzataként, majd annak elpárolgása után (száraz szub-Neptunusz) kiszáradó szilárd felszínként.

Az igen mély (100 km) óceánok belsejében nagy nyomású forró jég alakulhat ki, ami elzárja az óceánt a kőzetfelszín tápanyagaitól, és ez hátrányosan érinti az ilyen óceánok lakhatóságát (Noack et al. 2016).



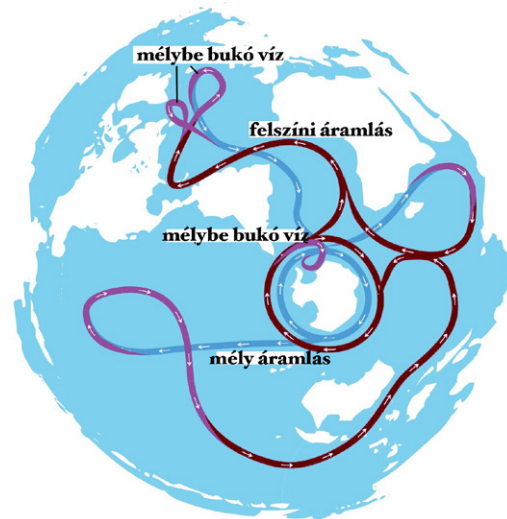
II. Folyadékok bolygófelszíneken és a felszín alatt

2.1. Összefüggő folyadéktestek

A légkörökből kicsapódó vagy vegyi folyamattal keletkező anyagok szilárd szemcsék, illetve folyadékcseppek formájában kihullhatnak és így elérik a felszínt, de hasonlóképp a felszínről a légkörbe kerülő és ott valamennyi időt eltöltő anyagok – por, homok, pollen, baktériumok, tengeri só, füst, vulkáni hamu, illetve a kozmikus eredetű mikrometeoritok – szintén idővel kiülepednek.

A folyadék – a Földön a víz – fontos szerepet játszik a felszíni és a talajfolyamatokban, de önálló folyadéktestet is alkothat (óceánok, tavak, folyók, felszín alatti vízkészletek, vagy pl. a kőolaj, ami szintén folyadék). Ha a felszíni, vagy talajfolyamatokat nézzük, akkor a lefolyásra, a beszivárgásra, a talajvíz, illetve a talaj szerkezetének megváltozásából származó talajmozgásokra gondolhatunk, de nem feledkezhetünk meg a párolgásról sem.

A felszínalatti (talaj-) réteg folyadék-, illetve víztartó-képességét többek között a szemcseméret és a szerkezet (porózusság) határozza meg. A folyadék (víz)-tartalom változásával megváltozik a talaj hőkapacitása, módosul az albedó, s így a felszín energiaháztartása is. A Földön a



31.a ábra: A nagy óceáni termohalin vízkörzés a Földön. Ezt nem a szelek hajtják, mint a felszíni áramlásokat, hanem a víz különböző sótartalma és hőmérséklete. Süllyedési és felemelkedési területeit a termohalin különbségek szabályozzák. A felszínen szél által mozgatott áramlatok által szállított víz szükségszerűen áramlási körbe zárul, melynek a sarkvidékeken a hideg és az édesvíz kifagyása miatt sós ezért lesüllyedő ága az óceán mélyén mozog (hidegház-Föld).

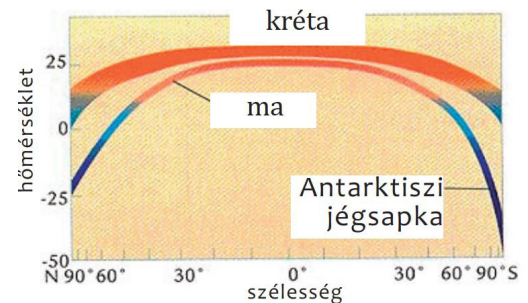
31.b ábra balra: A krétában (melegház-Föld, ábrát lásd balra) nemcsak a kontinensek más elrendeződése miatt volt teljesen más a víz körforgási képe, hanem azért is, mert a Földön a klíma kiegyenlítettebb volt: a hőmérsékleti helyett akkor a sótartalombéli különbségek hajthatták az áramlást. A legnagyobb különbség itt az Egyenlítőnél volt a párolgás miatt, ahol a sós víz lesüllyedt és a mélyben a sarkok felé vitte a meleg vizet. Amikor a két amerikai kontinens csatlakozott, az áramlások addigi szabad K-Nyi-i útja bezárult és az áramló víznek É-D-i irányba kellett fordulnia.

A víz dél felől a felszínen mozog észak

30. ábra (túloldal): A titáni Kraken-tenger és a környező folyók radarmozaikja (Titan SAR

HiSAR mozaik 350 m/pixel 2015)

felé, ezért lehül, majd a sarkokon süllyed le (Merck 2010) (Kép: Wikimedia/Avsa).



bolygó névadóját, a talajt az élet „teremtette”, ebből származik a szervesanyag tartalma. Biogén elemek nélkül csak kőzettörmelékről vagy kőzetmálladékról, regolitról beszélhettük. A talajban levő víz részben a növényeken keresztül párolog. A teljes párologást (talaj + növény) evapotranspirációnak nevezzük.

A légkörből a felszínre hulló finom porszerű szilárd szemcsék felhalmozódhatnak, a szél áthalmazhatja őket, hópelyhekből „hófúvásokat”, homokból homokdűnéket formálhat vagy állandó száraz ülepedéssel lösz keletkezhet (gondoljunk csak egy földi vagy marsi porviharra, esetleg a Titán szénhidrogén-dűnéire). Ha nagy mennyiségben kerül ki a légkörből a szilárd „csapadék”, vastag rétegek halmozódhatnak fel a felszínen (szénhidrogének a Titánon), a poláris sapkákban ill. kiterjedt sík területek jégtakaróiként (vízjég a Földön, vízjég és szárazjég a Marson, nitrogénjég a Tritonon), vagy magas hegységek, nagy szintkülönbségek esetén a lejtők mentén gleccsereket alakíthatnak (Föld, Mars).

A lehullott folyadék vagy a szilárd szemcsék felszínen megolvadt része tovább folyhat (erek, patakok, folyók), illetve összegyűlhet a felszín mélyedései (medencéi) alakította folyadékgyűjtőkben (pocsolyák, tavak, beltengerek, óceánok). Folyadéktestek jelenlegi vagy múltbeli jelenlétére utaló nyomokat eddig csak három égitesten ismerünk: a Földön, a Marson és a Titánon.

A Földön a felszín nagy részére kiterjedő „állóvizeket” nevezzük óceánoknak (31. ábra), de általánosítva a kifejezést a planetológiában óceánnak nevezték az Europa 100 km mély vízrétegét is, ami differenciálódással különült el a szilikát anyagtól. Ezt a vízréteget az egész bolygótestet beborító vízjég réteg takarja. Az óceán szó további általánosításaként óceánnak kezdték nevezni a bolygótetek belsejében kialakult globális vízburkokat is, mint amilyeneknek a létét a Callisto és a Ganymedes, később a Titán esetében is fel kell tételezni ahhoz, hogy a megfigyeléseket magyarázni lehessen.

Az óceánok jelenléte, a felszín borítottsága, a krioszféra (jégburok) megléte és változása, az üvegházhatású gázok és a légköri aeroszolok koncentrációja, a felhőzet mennyisége, szerkezete és változásai fontos éghajlat-alakító tényezők. Mind-mind befolyásolják a bolygók éghajlatát. Pozitív és negatív visszacsatolásokat gerjesztenek,

magyarázó tényezői az éghajlat ingadozásának és esetleges változásainak.

Az olyan nagy víztestekben, mint az óceánok, globális áramlások indulnak termális és árapály hatásokra. Egyrészt ugyanolyan áramlási cellák alakulnak ki, mint a légkörökben, amelyek a Naptól kapott hő újraelosztásában játszanak lényeges szerepet. Másrészt az óceánok esetében sokkal nagyobb az áramlások karakterisztikus ideje.

Ha egy bolygótesten kontinensek szakítják meg az óceáni réteg folytonosságát, akkor azok „megzavarják” a kialakuló cellákat. Bonyolult áramlási kép alakul ki, úgy, mint a Földön a nagy óceáni szállítószalag (31. ábra).

A Panthalassa-ősóceán áramlási képe is más volt, és más volt a K-Ny-i egyenlítői áramlásoknak szabad utat engedő Gondwana-Laurázia időszak képe is. Még egyszerűbb az áramlási kép ott, ahol az óceán az egész felszínt beborítja, mint például az Europa holdon.

Az árapályfűtés hőjének nagyobbik része a bolygótetek szilárd részével ellentétben az óceánokban tud fel szabadulni.

2.2. A Mars folyadékrendszerei

2.2.1 Vizes időszakok a Marson

Az egykori felszíni vízre utaló morfológiai nyomok, valamint a bolygó általános fejlődéstörténete alapján kijelenthető, hogy az Mars kezdeti néhány százmilliárd éve után egyre rövidebb ideig jelent csak meg a folyékony víz rajta. Mivel a rövid ideig fellépő folyékony állapotnak kevésbé marad nyoma, feltehetőleg a korai időszakban is voltak rövid, átmeneti víz előfordulások, de akkor tartósabb jelenlét is létezett – mára csak az utóbbiak nyoma maradt fent (1. táblázat, 32. ábra).

Az éghajlat hűlésével párhuzamosan csökkent a folyékony állapot időtartama és kiterjedése a felszínen. A morfológiai elemzések alapján a hideg ellenére sem szűnt meg teljesen, részben mert jég alatt sokáig folyékony maradhatott, részben mert a belekeveredő sók csökkentették a fagyáspontját. Mivel a bolygón globális szárazodás volt jellemző (a H₂O-tartalom egy része az űr felé elveszett, egy része pedig szilárd jégként megkötődött), ezért az idő előrehaladása során nőtt a sótartalom, ami

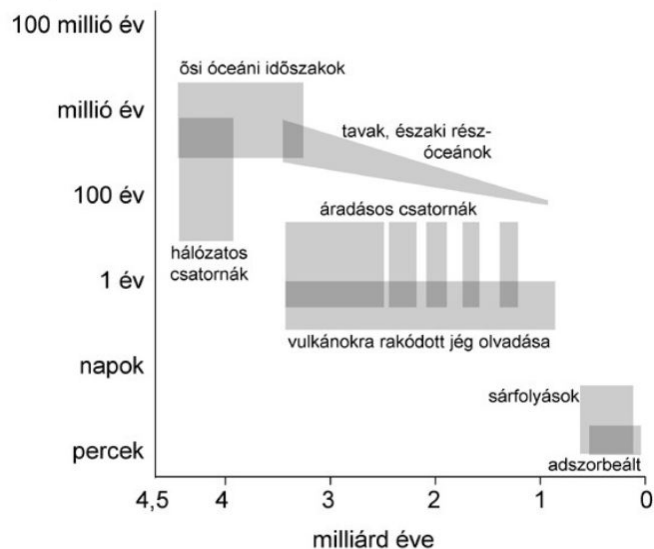
32. ábra: A marsi folyadékok jellegzetes típusai az előfordulásuk közelítő tartama (független tengely) és a bolygó fejlődéstörténete során jellemző időpontja (vízszintes tengely) szerint

csökkenthette a fagyáspontot. Ez a tendencia az alábbi ábrán is megfigyelhető, amely mutatja: a bolygó fejlődéstörténete során egyre rövidebb időtartamokon keresztül volt jelen a folyékony víz a felszínen.

2.2.2 Folyadékok és nyomaik a Mars felszínén

A kutatókat régóta foglalkoztató kérdés, hogy a Mars felszínén látható, a víz földi eróziós tevékenységéhez hasonló geomorfológiai képződmények (33., 69. ábra) (csatornák, kis szigetek, valamint kráterekben mutatkozó ősi vízvezeték, hordaléklerakódások stb.) (Mihályi és mtsai, 2008) hogyan keletkeztek. Ezek a nagyon változo-

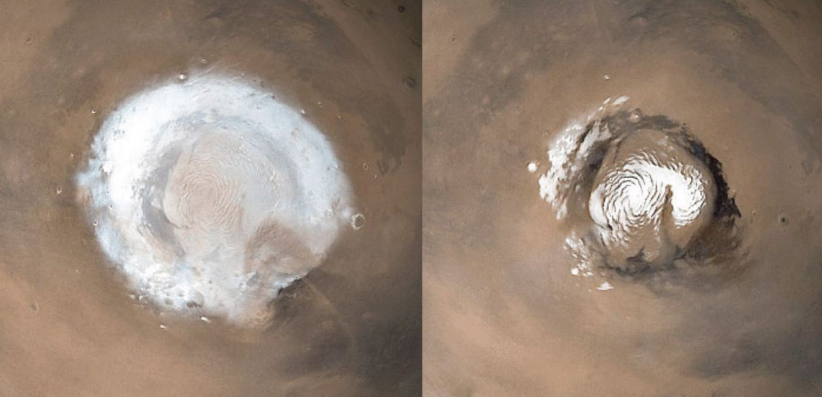
víz jelenlétének időtartama



év	keletkezés	folyékony víz időtartama	egyéb jellemző
hálózatos völgyek (térkép a hátoldalon)	esőzés korai nedves éghajlaton	100 – millió év	főleg a déli féltéken, eróziós árkokban, hierarchikusan összegyűlt esővíz
őszi óceáni állapotok	kezdetekben a bolygó globálisan nedves és enyhe éghajlata révén, később egy-egy áradás nyomán	millió – 100 millió év	kezdetekben talán szabad felszíni víz, de később többnyire jégtakaró alatti
áradási csatornák (kép a címoldalon)	felszín alól feltört folyadék	hetek – évek	jég alatt áramlott, hideg éghajlaton
tónyomok	felszínen lefolyó vizek által táplált tavak	1000 – millió év	feltehetőleg hűvös éghajlaton léteztek, gyakran jégtakaró alatt, alkalmanként az áradások vizéből
folyásnyomok vulkánokon	vulkáni hó hatására megolvadt jég a tűzhányók lejtőin	napok – évek	a Tharsis- és Elysium-hátságánál az éghajlati változásokkal kapcsolatban lerakódott jég olvadhatott meg, ha előfordulása egybeesett a vulkáni tevékenységgel
sárfolyások	besugárzástól megolvadt hó- és jégfoltok	percek – napok	az éghajlat változásával kapcsolatban alkalmanként jég rakódott le közepes szélességen, máskor pedig az erős napsugárzás miatt megolvadt
adszorbeált víz	mikroszkopikus skálájú vízfilm a jég-ásvány határfelületen	órák	elméletileg ma is megjelenhet a bolygón, ahol az ásványi felületekkel érintkező jég hőmérséklete tiszta víznél kb. 180 K fölé emelkedik, ugyanez a hőmérséklet sós jégnél még alacsonyabb lehet

1. táblázat: a bemutatott vizes időszakok és helyszínek néhány jellemzője (Kereszturi Á.)





tos formák, melyek hossza néhány tíz métertől akár 3000 km-nél is nagyobb lehet, a Mars mindkét féltekéjén megtalálhatók, általában a 30–75° földrajzi szélesség között. A völgyhálózatok nem érintkeznek, létrejöttüket akár időben és térben is messze elválasztott események is kiválthatták (térképi ábrát lásd a hátlapon). Képződésükre számos elképzelés született: sós áramlások, száraz folyások, törmelékek megcsúsúzása, a felszínközeli jég és hó megolvadása becsapódás vagy magmatest-benyomulás hatására, esetleg klimatikus változás következtében bekövetkező olvadás, szén-dioxid-kitörés is létrehozhatta a ma látható mintázatot. Sokáig az is vitatott volt, hogy víz vagy láva alakította-e ki ezeket a csatornákat. Manapság úgy tűnik, hogy a víz, pontosabban vizes oldatok játszották a fő szerepet ezen képződmények létrehozásában, ugyanakkor a többi mechanizmus is részt vehetett egyes csatornák kialakításában. Az újabb mérések során jelentős mennyiségben találtak hidratált ásványokat a Mars több pontján, ami „nedves” múltra utal. Az Ares-völgy nevű óriási völgyben tömeder formájú mélyedéseket figyeltek meg. Di Achille és Hynes (2010) korábbi képek és magassági információk feldolgozása alapján a Mars felszínén 52 deltatorokolatra utaló üledékes területet találtak.

Ennek több mint a fele azonos magasságban található, ami egy valaha létező, nagy kiterjedésű óceán partját jelölheti. Számítások szerint a bolygó felszínének 36%-át boríthatta víz, ami a földi vízkészlet tizede lehetett. A kutatók által azonosított mintegy 40 ezer marsi völgy léte is arra utal, hogy valaha bőséges csapadék áztatta a vörös

33. ábra: A Jezero kráterbe nyíló deltatorokolat képe a

Marson. Mars 2020 Terrain Relative Navigation Context Camera Orthorectified Image Mosaic <https://doi.org/10.5066/P9GV1ND3>

35. ábra: A Mars északi poláris jégsapkája télen és nyáron (NASA/JPL/MSSS)

34. ábra: Vízjég a Marson (70,5°É, 103°K, 35 km átmérőjű kráter (Mars Express, ESA/DLR/FU Berlin)



bolygó felszínét, a párolgással és csapadékképződéssel járó vízkörforgás egykor nagy mennyiségű folyékony víz-tömeget moztatott. Ez a víz valószínűleg egy átmeneti felmelegedés eredményeként a vízjég megolvadásával jött létre. Azt egyelőre nem tudni, hogy annak idején mintegy 3–3,5 milliárd évvel ezelőtt, a megnövekedett vulkáni aktivitás, a bolygó Nap körüli pályájának a megváltozása, esetleg a meteoritok tömeges becsapódása okozta-e ezt a változást. Ezután a felszíni vizekben gazdag korszak után egy hűvösebb és szárazabb korszak következett (Kereszturi 2006).

A folyékony víz nagy része eltűnt a Marsról, kisebb része jég formájában megmaradt nemcsak a sarki jégsapkában és más jégfelhalmozási helyeken (34. ábra), hanem nagy területeken a felszín alatt is. Nagy tömegű vízgőzt moztatott meg egykor az Egyenlítő felől a sarkok irányába a tengelyferdeség változása is, és lehet, hogy a mai felszín alatti jégréteg a korábbi nagy tengelyferdeség idejéből maradt meg. A tengelyferdeség ugyanis a beeső napenergia révén az illó anyagok mennyiségét, szélességi eloszlását, migrációját befolyásolja.

Ha nő a tengelyferdeség, alacsony szélességre (az Egyenlítő közelébe) vándorol a jég, és az uralkodó szelek miatt elsősorban a Tharsis vulkánok nyugati lejtőin feltehetőleg meg is marad. Elméletileg lehetnek állandó pólussapka nélküli, viszont kiterjedt téli évszakos sapkával bíró időszakok is a Marson, amelyek megfelelő helyzetben gyorsan válhatnak pólussapkákkal bíró periódusokra. A sapka kiválásának megindulása után a kicsapódás addig zajlik, amíg a légköri gáz és a felszíni szilárd fázis egyensúlyba nem jut. Kis tengelyferdeségnél állandó pólussapkák lehetnek, alul vízjéggel, felette pedig szén-dioxid-jéggel. Az aszimmetrikus évszakok és a két félteke

közötti domborzati különbség miatt előfordulhat, hogy csak az egyik póluson van sapka.

A mai marsi körülmények között (átlagos hőmérséklet: $-53\text{ }^{\circ}\text{C}$, átlagos légnyomás: $6,7\text{ hPa}$) a víz elsősorban jég és gőz formájában fordul elő. A Marson azonban jóval nagyobb a hőmérsékleti és a nyomásbeli ingadozás, mint a Földön (Kereszturi 2007, Hargitai et al. 2008) (36. ábra, 8. ábra). Ennek több oka van. Egyrészt a tengely ferdesége miatt az évszakos változás is megfigyelhető, másrészt a Mars elnyúlt pályája miatt a naptávolság, ill. napközeli helyzete között nagyobb különbség, harmadrészt a magasságbeli különbségek is nagyobbak. A déli térítő környékén a déli félteke nyarán (napközelpén) akár a $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is elérheti talajszintben a hőmérséklet. A hőmérsékletben megmutatkozó változás a légköri nyomás változását is maga után vonja, mivel melegedés hatására a főleg szén-dioxidból álló jégsapkák egy jelentős része elpárolog (35. ábra). Ily módon gyakran előfordul, hogy a nyomás és a hőmérséklet meghaladja a víz hármaspontjának megfelelő értéket ($0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $611,66\text{ Pa}$) és a folyadékfázis is átmenetileg stabilizálódik.

2.2.3 Búvóvizek nyomai a Marson

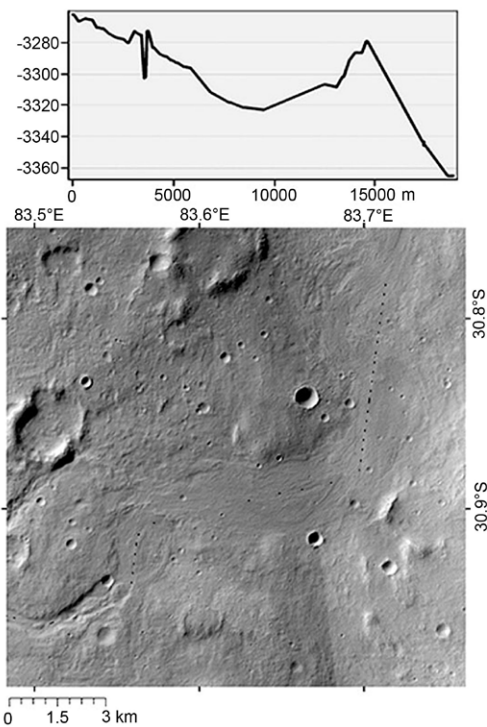
A vízfolyások egy sajátos háromdimenziós formáját alkotják búvópatakok, melyek vize karsztos vagy bazaltos üregekkel teli felszínen a kőzet réseibe veszik (lefejeződik), és útját a felszín alatt folytatja, amíg valahol ismét elő nem bukik a napvilágra pl. karsztforrásban. Ezeket a patakokat a víznyelőkben végződő száraz vakvölgyekről lehet megismerni. Ilyenek már a – karsztos területen található – ókori Görögországban is ismertek voltak és megjelentek a mitológiában is, mint a fenti és az alvilág összekötő kapcsai.

A karsztos-üreges kőzeten kialakuló folyókhoz hasonlóan szakaszos medrű, de nem karsztos eredetű jelenséggel száraz (arid) területeken is találkozhatunk. Ez esetben az időszakos vízfolyások medre egy ponton eltűnik, és később előbukkan. Az eltűnő szakasz elején a víz lerakja hordalékát, melyet általában villámárvizek mozgatnak. Ahol a meder ismét feltűnik (kimélyed), odáig a víz a felszín alá beszívároghatva folytatta útját, amíg ez a talajvíz ismét a felszínre nem jutott, hogy medret képezzen. Az ilyen el- és előbukó vízfolyások útját a lépcsőzetes dom-

36. ábra. A marsi Navua-völgyek egy szakaszhatára, ahol lerakja hordalékát.

A lejtős részen újra bevágódik. A hordalék nem töltötte föl teljesen a mélyedést, ami arra utal, hogy a víz a talajban is mozgott és a rendszer fiatal.

CTX-felvétel. (NASA/JPL-Caltech/MSSS)



borzat és a vízzáró rétegek felszíni metszéspontjai határozzák meg.

A marsi folyadékaramlások nyomainak egy sajátos csoportját alkotják az egymást követő, de nem folytonos szakaszokból álló mederrendszerek (pl. Hargitai et al 2017, 36. ábra). Itt a folyadék jelenlétét nem láthatjuk, hiszen ezekben a medrekben évszázmilliók óta nem folyt víz; ám a víz akkori útjára a felszíni morfológiából következtethetünk. Ezek a völgyrendszerek ritka, de nagyobb mennyiségű víz lefolyásakor keletkezhetek, hasonlóan a földi vádikhoz, eredetük viszont egy, magasabb térszínen keletkezett jégencse olvadása lehet.

Találunk szép számmal olyan medreket is, melyek épp egy kisebb medence (pl. kráter, vagy szabálytalan mélyedés) egyik peremén eltűnnek, és a túlsó peremén bukkannak fel: ezekről feltételezzük, hogy egy ősi állóvíz medencéjére bukkantunk, melynek belsejében nem zajlott mederfejlődés. Máshol nincs ilyen mélyedés, de hordaléklerakódás sincs. Ezek esetleg valamilyen jéggel történő interakcióban keletkezhetek: ismertek a Földön is a jégtakaró felszínén kanyargó patakok, melyek a jég

repedéseibe hatolva a jég belsejében, és még mélyebbre esve a kőzetfelszínen folytatják útjukat. Utóbbi szakaszain az eróziós medermélyítés nyoma megmarad, míg a jégbe mélyedő meder a jég elolvadásával maga is nyom nélkül eltűnik.

Földi tenger alatti domborzati térképek feltárnak olyan szakaszos medreket is, amiket mélytengeri turbidit-áramlások hoztak létre.

A fenti példákon a mederhiátus a vízfolyás eredményeképp jön létre, de a meder egy szakasza jóval a folyó kiszáradása után is eltűnhet, erózió vagy eltemetés következtében. A pontos okok feltárása sokszor csak részletes geológiai vizsgálattal lehetséges.

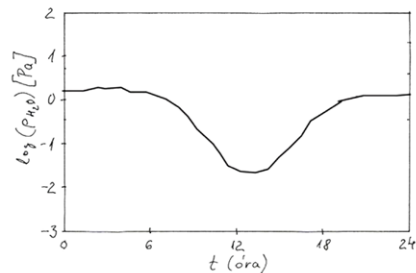
A bűvővizek más égitesten megfigyelhető medernyomai jó morfológiai jelzői az üregek alapkőzetnek, melyek sora a karsztól a bazaltosig terjedhet.

2.2.4. Regolit, sók, oldalak

A vízjégen kívül még három olyan előfordulási hely van, amely fontos szerephez jut a víz megőrzésében és tárolásában a Marson: a regolit réteg, a kristályvizes sók (pl. szulfátok) és a tömény sós vizes oldatok. Az elsőként említett felszíni törmelékes kőzetréteg (regolit), mint például a vízjég felett elhelyezkedő finom eloszlású bazalt, akadályozza a vízjég szublimációját, lassítja a vízgőz légkörbe jutását (Bryson 2008). Ez a réteg a napsugárzás hatására a felületén felmelegszik, s ily módon elősegíti a folyadék állapotú víz létrejöttét. A szemcsék felülete nagy mennyiségű vizet tud megkötni (adszorpció) akár a légkörből, akár az alsó jégrétegből távozó vízgőzből. Feltehetően a légköri vízgőz napi változását (37. ábra) elsősorban a jég szublimációjának sebessége és a regolit réteg vízfelvétele, ill. leadása határozza meg.

A másik nagy víztároló helyet a hidratált ásványok, ezen belül is a kristályvizes sók jelentik. A folyékony víz átmeneti stabilizálását az oldódó sók, ill. az ily módon keletkező tömény oldatok is elősegítik. Ezek szintén részt vesznek a légköri nedvesség szabályozásában.

A marsi sós üledékben mintegy 30% szulfát található hidratált formában, aminek más hidratált ásványokkal együtt szintén fontos szerepe lehet az Egyenlítő mentén található víz megőrzésében. Az első közvetlen bizonyítékot a marsi szulfátsók létezésére 1976-ban a Viking űr-



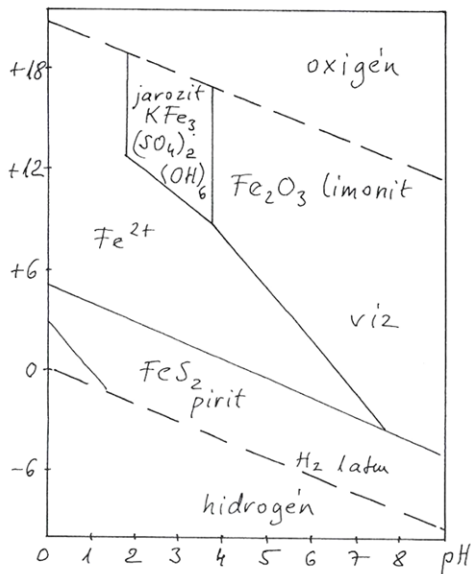
37. ábra: A marslégköri vízgőz parciális nyomásának napi változása a Phoenix szonda mérései alapján (Chevrier et al. 2010).

szondák szolgáltatták, amelyek két különböző leszállási helyen is röntgen-fluoreszcencia adatok alapján kapcsolatot mutattak ki a magnézium- és a szulfát-tartalom között. Ezen adatok alapján született meg az a feltételezés, hogy a marsi regolit felső pár centiméterében mintegy 10% magnézium-szulfát van jelen. Ezt erősítették meg 1997-ben a Pathfinder szonda mérései az Ares-völgy régióban és a később a Gusev kráter környékén valamint az Egyenlítő mentén végzett mérések eredményei.

A szulfátsók ilyen széleskörű elterjedtsége a közel-múltban lejátszódott olyan savas mállási folyamatok eredménye, amelyek nem igényelnek felszíni vagy talajvizet. Ugyanakkor a Meridiani-fennsíkon szállt Opportunity rover eredményei azt sugallják, hogy ott a szulfátban gazdag üledék a víz elpárolgásával keletkezett. A Mars Odyssey űrszonda meghatározta a vízhez köthető hidrogéntartalmat a bolygón, és a felszín közelében az Egyenlítő mentén meglepően magas értéket (kb. 10%) talált.

Ezekben a régiókban a víz nem stabil, szublimál. A felszíni törmelékes kőzet (regolit) felső egy méterében valószínűleg hidratált szilikátok vagy sóhidrátok (kristályvizes sók) vannak. A Viking űrszondák méréseiből tudható, hogy a Meridiani-fennsík környékén összetett ásványi összetétel jellemzi a területet. A szulfáthoz képest kisebb mennyiségű klorid és jóval kevesebb bromid van jelen, valamint jarozitot is találtak (40. ábra). A jarozit (képlete $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$) keletkezéséhez erősen savas és oxidáló körülmények szükségesek. Jelenléte azért is különösen meglepő, mivel sok hidroxilcsoportot is tartalmaz (20% OH, 11% vízzel ekvivalens) (39. ábra).

Az ilyen ásványok ugyanis nedves környezetben képződnek, szárazabb körülmények között vagy magasabb hőmérséklet hatására idővel vizet veszítenek.



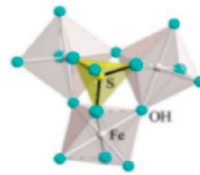
39a. ábra: Néhány vastartalmú ásvány stabilitási tartománya a redoxpotenciál (Eh) és a kémhatás (pH) függvényében. A jarozit savas és oxidáló körülmények között stabil.

2.2.4.1 Sóoldatok fagyáspont-csökkenése, eutektikumok a Marson

Első pillanatban talán meglepőnek tűnhet, hogy egy sóoldatból nem párolog el szinte azonnal a víz a Marson lévő ritka légkörbe. Lehet, hogy tiszta víz esetében gyors párolgással eltűnne a folyadék fázis, de az oldatok viselkedése eltérő. Először tekintsük át, hogy az egyensúly (folyadék-gőz) helyzetét hogyan befolyásolja a körülmények változása. Mivel a párolgás energiabefektetést igénylő (endoterm) folyamat, ezért a hőmérséklet csökkenése az ellentétes folyamatnak, a kondenzációnak kedvez. Alacsonyabb hőmérsékleten a víz egyensúlyi gőznyomása jóval kisebb, vagyis az elérni kívánt telített gőznyomás eleve egy alacsonyabb érték. Fontos megjegyezni, hogy úgy a Földön, mint a Marson általában nem telített vízgőzzel a légkör, vagyis legtöbbször nem 100%-os a relatív páratartalom.

Oldatok felett a tiszta vízéhez képest tovább csökken az egyensúlyi gőznyomás. A vízmolekulák az oldatban levő ionokkal erős kölcsönhatásban vannak, s ez csökkenti az aktivitásukat. Ez a kapcsolat olyan erős is lehet, hogy az ionokhoz kötődő hidrát burok legbelső rétege a kristályba is kiválik a sóval együtt (kristályvizes sók), ami még inkább csökkenti a víz párolgási képességét.

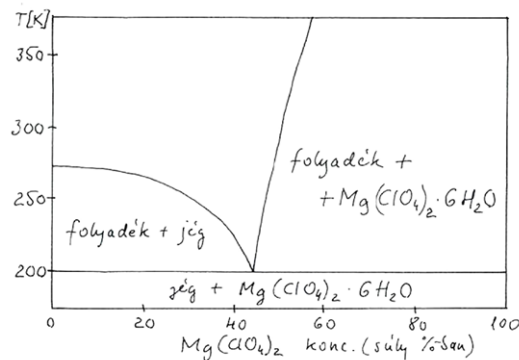
A tiszta víz földi körülmények között 0-tól 100 °C-ig



40. ábra: A jarozit ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$) kristályszerkezete. A vas(III)-ionokat oktaéderesen vesz körül az oxigének, amelyek vagy hidroxilsoporként, vagy szulfátion részeként vannak jelen.

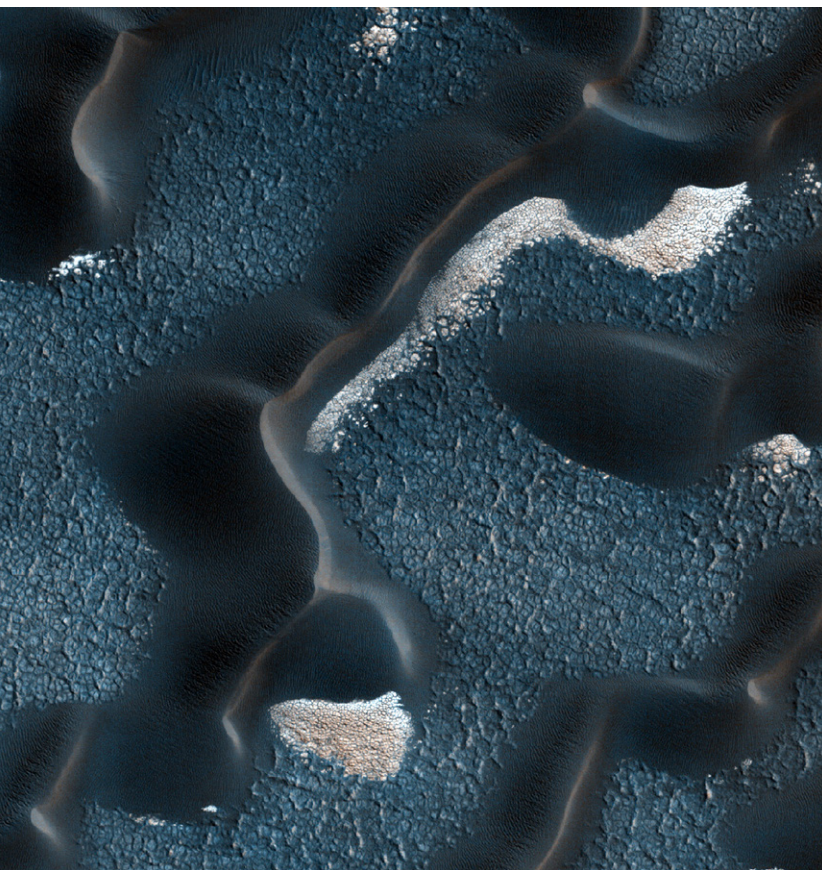
folyadék halmazállapotú, a tengerek és óceánok azonban nagy, kb. 3,5% sótartalmuk miatt alacsonyabb hőmérsékleten sem fagynak meg (fagyáspontjuk kb. -2 °C).

Ennek egyik oka az, hogy sók oldásának hatására az olvadáspont csökken. Ezzel párhuzamosan a forráspont is emelkedik, vagyis tágul az a hőmérséklet-tartomány, amin belül a folyadékfázis stabil. Ennek mértéke az oldott só mennyiségétől, és az oldószer anyagi minőségétől függ. Ideális esetben az olyan oldat fagyáspontja, amelyben 1000 g vízben egy mol oldott anyag van, $-1,86$ °C (ez a víz krioszkoáros állandója). Az oldatok azonban ritkán viselkednek ideálisan. Az ionos kristályok például oldás-kor ionjaikra esnek szét (elektrolitos disszociáció), és ez növeli a fagyáspontcsökkenés mértékét. A koncentráció növekedésével egyre nagyobb eltérés tapasztalható az ideális viselkedéstől. Egy bizonyos mennyiségű só oldása után (eutektikus összetétel) további fagyáspont-csökkenést nem lehet elérni, az oldat sóval telítődik, és egyensúlyt tart a jéggel is. A magnézium-perklorát ($MgClO_4$) fázisdiagramját a 41. ábra mutatja be. Látható, hogy a tiszta víztől (0%) elindulva eleinte lineárisan változik a



41. ábra: A magnézium-perklorát fázisdiagramja

fagyáspont, majd egy meredekebb csökkenéssel végül az eutektikus hőmérsékletre jutunk (200 K). Ezen a szakaszon a folyadék fázis (oldat) hőmérsékletének csökkentésével (pl. 300 K-ről 200 K-re) vízjég válik ki és az oldat töményedik. Az eutektikus összetétel és hőmérséklet függ a só anyagi minőségétől is (2. táblázat). A halogenidekkel (kloridok, bromidok) általában nagyobb mértékű fagyáspont-csökkenés érhető el, mint a szulfátokkal. Bizonyos elméletek szerint az ilyen nagy sótartalmú oldatok is részt vehettek a Mars felszínén jelenleg megfigyelhető, folyadékokhoz köthető geomorfológiai képződmények kialakításában. A telített kalcium-klorid oldat még a Mars átlaghőmérsékletének megfelelő -50°C táján is folyékony marad. A kloridok és más halogenidek azonban a földi gyakoriságukkal ellentétben sokkal ritkábban vannak jelen a Marson, ami valószínűtlené teszi azt, hogy a víz jelenlétéhez kapcsolható struktúrák létrejöttét ezek okozzák. Más sók azonban szerephez juthatnak. A magnézium-szulfátok, mint például a kieserit



gyakori a marsi talajokban (Gendrin, 2005). Más szulfátokat, mint például a gipszet ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) szintén találtak elsősorban az egyenlítői, ill. az északi-sarki tájakon (42. ábra). Ezek az ásványok azonban nem jól oldódnak vízben, ezért oldásukkal legfeljebb 5 K fagyáspontcsökkenés érhető el. Mivel ezek a sók nem tudják jelentősen csökkenteni a víz fagyáspontját, ezért ezen sók oldatai a Marson már megfagynak. Egyes kutatók azt feltételezik, hogy a vas-szulfátok is fontos komponensei lehetnek a marsi folyadékoknak. Mivel a vas és a szulfát is jelentős mennyiségben fordul elő, ezért az oldatuk is valószínűleg gyakori volt a Mars geológiai történetében. A már említett Meridiani-fennsík területén talált jarozit mellett más vas-szulfátok is gyakoriak, melyek aránya például a Gusev kráter talajában akár 30 tömegszázalékot is elérheti.

	% só	Eutektikus hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$)
BaCl_2	22,5	-7,8
CaCl_2	29,8	-55
FeCl_3	33,1	-55
FeSO_4	13,04	-1,82
MgSO_4	19	-3,9
MgCl_2	21,6	-33,6
NaBr	40,3	-28,
NaCl	23,3	-21,1
Na_2SO_4	12,7	-3,55
NiSO_4	20,6	-4,15
ZnSO_4	27,2	-6,55
MnSO	32,2	-10

2. táblázat. Néhány só-víz rendszer eutektikus összetétele és hőmérséklete

Az északi-sarki régióban (80°É , 245°K , Olympia-dűnék) az OMEGA látható és infravörös spektroszkópiai mérései alapján a kristályvizes sók közül a vízben kevésbé oldódó gipszet ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) azonosították (Langevin, 2005) (43b. ábra). A mért infravörös spektrumok jobban hasonlítanak a két kristályvizes kalcium-szulfát spektrumához, mint a fél kristályvizet tartalmazó hemihidrátéhoz (bassanit, $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$). Szerkezetüket a 43a. és b. ábrák mutatják. A gipszdűnék valószínűleg még a jelenlegi jégsapka előtt jöttek létre. Képződésükhöz egy szulfátban gazdag környezet szükséges, ahol a víz és a piroxén-

42. ábra: Gipsztartalmú lerakódások az Olympia-dűnék területén. (HiRISE, NASA/JPL-Caltech/Univ. of Arizona)

nek vagy földpátok közötti kölcsönhatás létre tud jönni. Ilyen folyamat lehet akár a felület mállása, a talajvíz keringése az üledékben, de keletkezhet savas eső vagy hó hatására a bazaltból vagy az állóvíz párolgása útján. A kén (H_2S , SO_2 , kénes hamu) a vulkáni folyamatokból származik. A bolygó tengelyferdülésének növekedése növelheti a vízgőz mennyiségét a légkörben ill. a jeges ködök előfordulását a sarki régióban, ami a mállást elősegítheti.

A légköri vízgőz pillanatnyi koncentrációjának kialakítása szempontjából egy másik fontos tényező az egyensúly eléréséhez vezető folyamatok sebessége (kinetika). A párolgás sebessége a hőmérséklet csökkenésével párhuzamosan jelentősen csökken a tiszta folyadékok esetében éppúgy, mint a sóoldatoknál (pl. NaCl -, CaCl_2 - és vas-szulfát oldat). Állandó hőmérsékleten az oldott só koncentrációjának növekedésével szintén csökken a párolgás sebessége. Vas-szulfát 50%-os oldata például húszszor lassabban párolog, mint a tiszta víz ugyanazon a hőmérsékleten.

A hőmérséklet csökkenésével a viszkozitás növekedése is együtt jár, ami a kristályosodás megindulását lassítja, s egyben a túlhűlés valószínűségét növeli. Ez a hatás különösen a töményebb, 40%-nál nagyobb koncentrációjú oldatoknál figyelhető meg. Elképzelhető, hogy a vízmosások képződését a fagyás és az olvadás évszakos változása okozza. A viszkozitás hőmérséklet csökkenésére bekövetkező nagymértékű változása magyarázhatja azt,

hogy a viszkózus folyások miért a vízmosásokkal együtt fordulnak elő azonos földrajzi szélességeken.

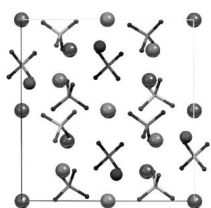
Összegezve, ha elegendően magas a só koncentrációja egy vizes oldatban, akkor az a Mars jelenlegi felszíni hőmérsékletén is lehet folyadék állapotú. Az alacsony hőmérsékletnek és a nagy koncentrációnak köszönhetően a párolgási sebesség nagyon alacsony, így ezek a folyadékok hosszú ideig létezhetnek akkor is, ha a körülmények változásával már nem a folyadék állapot jelenti az egyensúlyt.

2.2.4.2. Kristályvizes sók a Marson

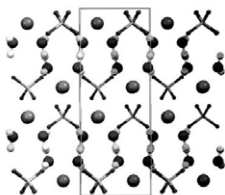
A sók egy része vizes oldatból történő kiválása során meghatározott mennyiségű vizet is magával visz, beépíti a kristályába (kristályvizes sók). A víz mennyiségét a só anyagi minőségén kívül befolyásolja a hőmérséklet és a víz gőznyomása is. Magasabb hőmérsékleten, ill. alacsonyabb gőznyomás (pontosabban relatív páratartalom) esetén a kristályvíz egy részét elveszítheti a sókristály. Ez rendszerint több lépcsőben történik. A vízfelvétel, ill. vízleadás sebessége azonban bizonyos esetekben elég lassú, mivel a kristályszerkezet felbomlása, átkristályosodása gyakran gátolt folyamat.

Magnézium-szulfátot nagy mennyiségben találtak a Mars felszínén (Vaniman 2004). A magnézium-szulfát hidratációs állapotai meglehetősen bonyolultak, és mint minden kristályvizes sónál a kristályvízként kötött molekulák számát erősen befolyásolja a hőmérséklet és a víz gőznyomása (páratartalom). A magnézium-szulfáthoz leginkább hét (epsomit), vagy esetleg 12 kristályvíz kötődhet, de kisebb víztartalmú ásványai is ismertek. Kinetikai szempontból a 12 kristályvizes forma kristályosodása nehezebb, hiszen nehezebben rendeződik el és épül be ilyen sok vízmolekula egy kristály szerkezetébe. Ez a gát jelentősen befolyásolja azt, hogy megindul-e a kristályosodás, illetve, hogy milyen a kiváló kristály összetétele.

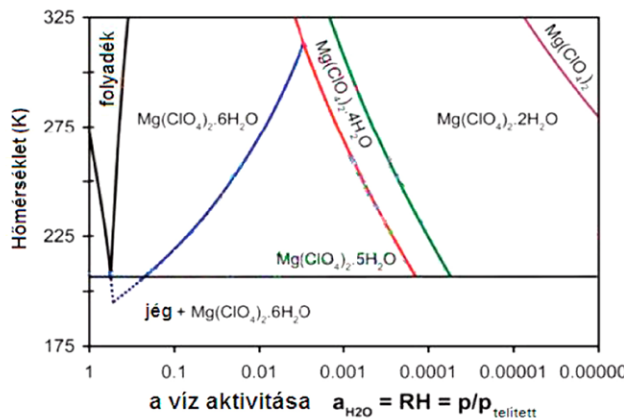
Földi körülmények között a magnézium-szulfát hidratációs állapotai ($\text{MgSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) közül három só stabil: a 7 kristályvizet tartalmazó *epsomit* ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, 51% víz), a 6 kristályvizet tartalmazó *hexahidrit* ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, 47% víz) és a *kieserit* ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 13% víz). Ritkán megjelenő, átmeneti formák a *pentahidrit* ($\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, 43% víz), *starkeyit* ($\text{MgSO}_4 \cdot$



43a. ábra. A bassanit ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$) kristályszerkezete. A szulfácionok (pálcikás tetraéderek) között elhelyezked nagyobb világos gömbök a Ca^{2+} ionokat, míg a kisebb sötétebb gömbök a vízmolekulák oxigénjeit jelölik.



43b. ábra. A gipsz ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) kristályszerkezete. A szulfácionok (pálcikás tetraéderek) között helyezkednek el a Ca^{2+} ionok, ill. a vízmolekulák.



44. ábra: A hőmérséklet és a víz aktivitásának (nyomás/telített gőznyomás) függvényében stabil fázisok a magnézium-perklorát-víz rendszerben

4H₂O, 37% víz) és a *sanderit* (MgSO₄·2H₂O, 23% víz). Néhány további hidratáltási állapotú forma (n = 1, 2, 3, 1, 2, 5) előállítható, de ezek a természetben nem fordulnak elő. A sók mind tartalmaznak SO₄²⁻ tetraédereket és Mg(O,H₂O) oktaédereket, valamint némelyekben olyan vízmolekulák is vannak, amelyek nem oktaédesen kapcsolódnak a központi magnézium-ionhoz. Az epsomit 298 Kelvinen 50–55% relatív nedvességtartalom alatt könnyen átalakul hexahidritté. Az átalakulás reverzibilis és alacsonyabb hőmérsékleten, ahol a víz parciális nyomása is alacsony, az epsomit eltűnik. A kieserit alacsonyabb nedvességtartalom mellett akár magasabb hőmérsékleten is stabil. Lassú melegítés hatására a kieserit 670 K-ig megőrzi struktúráját, míg a hexahidrit 450 K fokon bomlik. A nedvesség növekedésével a kieserit könnyen felveszi a vizet és hexahidrit vagy epsomit keletkezik, ugyanakkor szárítás hatására ezek a fázisok nehezen alakulnak vissza kieseritté. Ezeket a folyamatokat termogravimetriával lehet tanulmányozni, aminek során szabályozott hőmérséklet és relatív nedvességtartalom mellett mérik a minta pontos tömegét. A változások mértékéből, valamint abból, hogy az milyen körülmények között történik, meghatározhatók az egyes fázisok stabilitási tartományai.

Fontos adatok nyerhetők a kristályok összetételének és főleg a szerkezetének meghatározására szolgáló röntgendiffrakciós mérésekből is. Ezek a kísérletek azt mu-

tatják, hogy az epsomit nagyon kicsi (≤0,5%) relatív páratartalom mellett hexahidritté alakul, de a kieserit, ami szintén stabil fázis, nem alakul ki. Ehelyett az 1 mm-nél kisebb hexahidrit kristályok rövid idő alatt amorf szerkezetűvé válnak, de nem esnek szét, meglepő módon megőrzik az eredeti epsomitkristályok alakját. Az amorf só az eredeti hexahidrit 47%-os víztartalmának kétharmadát gyorsan leadja, de a további vízvesztés lényegesen lassabb folyamat. Ha 298 kelvinen, 133 Pa (1 torr) nyomáson és 0,5% relatív páratartalom mellett tanulmányozták a centiméteres nagyságú hexahidrit kristályokból keletkezett amorf anyagot, ez négy hónapos szárítás után a mérések szerint 22% vizet tartalmazott, ami 70%-kal több, mint a kieseritben lévő víz mennyisége. Hidegebb marsi körülmények között (220 K), 665 Pa (5 torr) felszíni nyomás és a relatív páratartalom éves változása (1–100%, nyáron az Egyenlítő mentén átlagosan 50%) mellett ezen vízfelvételei, ill. leadási folyamatok sebessége jelentősen csökken.

A hexahidrittel ellentétben a kieserit alacsony páratartalom meglétekor sem alakult át amorf fázissá, a jelenlegi száraz marsi körülmények között is stabil lehet. Magasabb páratartalom esetében viszont könnyen felvesz vizet és visszaalakul hexahidrit, majd epsomit kristályokká. Mivel azonban ez utóbbi fázisok kiszáradásakor amorf fázis keletkezik, így a marsi üledékben nem tud a kieserit több millió évig megőrződni. Az amorf magnézium-szulfát is képes a körülmények változásakor, magasabb páratartalom meglétekor vizet felvenni és különböző kristályos formáká átalakulni. Így például a marsi Egyenlítő közelében a vízjég stabilitási tartományának megfelelő feltételek közepette is képes az amorf fázis vizet megkötni és átkristályosodni.

A szulfátok mellett más kristályvizes sókat is találtak a Marson. Természetesen ezeknél is hőmérséklettől és nyomástól függően változhat a kristályos fázis összetétele, a különböző kristályvíztartalmú fázisok különböző körülmények között stabilak. Ezt szemlélteti a magnézium-perklorát (Mg(ClO₄)₂) esetében a 44. ábra. Látható, hogy 300 Kelvinen, amennyiben a víz gőznyomása a telített értékhez közeli (az ábrán ez az 1 körüli érték), a magnézium-perklorát oldata a stabil fázis.

A relatív páratartalom csökkenésével (pl. 10%, az ábrán ez a 0,1) előbb a hat kristályvizes forma alakul ki,



majd a további csökkenés hatására az egyre kevesebb kristályvizet tartalmazó formák megjelenésére számíthatunk. Magnézium-perklorátot nátrium-perkloráttal (NaClO_4) együtt a Phoenix szonda landolási helyén találtak mintegy 1 százaléknyi mennyiségben. Ezek hidratációs-dehidratációs ciklusai szintén részt vehetnek a légköri nedvesség szabályozásában (J. Hanley 2009 és F. Chevrier 2009).

A nátrium-perklorát esetében három fázis ismert: a vízmentes só, a monohidrát ($\text{NaClO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) és a dihidrát ($\text{NaClO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Míg más sóknál a vízfelvétel általában energiafelfelhasználással járó (exoterm) folyamat, a monohidrát esetében ez szokatlan módon endoterm folyamat. Az eutektikum 52% nátrium-perklorátot tartalmaz és az eutektikus hőmérséklet 236 K (45. ábra.)

A magnézium-perklorátnak alacsonyabb hőmérsékleten csak egyféle hidratja létezik: a hat kristályvizes $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ez 420 K-ig stabil, e fölötti hőmérsékleten megolvad és átalakul vízzé és a három kristályvizet formává ($\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$).

A magnézium-perklorát esetében a folyadék állapot alacsonyabb hőmérsékleten is stabil, és a kisebb párolgási sebesség is azt valószínűsíti, hogy a két klorát közül a magnézium-perklorát oldata lehet folyadékfázisként jelen a Phoenix szonda leszállóhelyének megfelelő körülmények között.

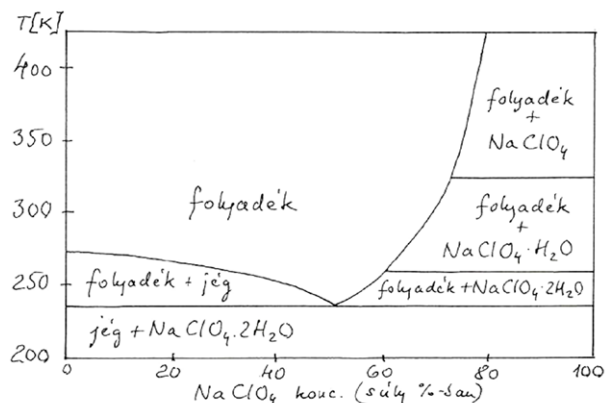
Az eutektikus összetétel 44% magnézium-perklorátot tartalmaz, és az eutektikus hőmérséklet 206 K (44. ábra). Meglepő módon a leghidegebb napokon a Marson a víz légköri nyomása az eutektikus magnézium-perklorát oldat telített értéke fölé kerül.

Ekkor a folyadék fázis néhány órára stabilá válik. A körülmények változásával ez a folyadék metastabil lesz, de könnyen megmaradhat akár néhány napig is, mivel a párolgás lassú folyamat és a kristályosodás nehezen indul meg. Ennek ellenére a hosszútávú stabilitáshoz szükséges az elpárolgó víz pótlása.

A marsi sók vizsgálatával betekintést nyerünk a Mars hidrogeológiai történetébe, A kristályvizet sók és más

Túldaldalt: vízmosság emlékeztető nyomok egy kráter falán

195,8°K, 38,8°D HiRISE ESP_073776_1410 NASA/JPL/University of Arizona



45. ábra: A nátrium-perklorát fázisdiagramja

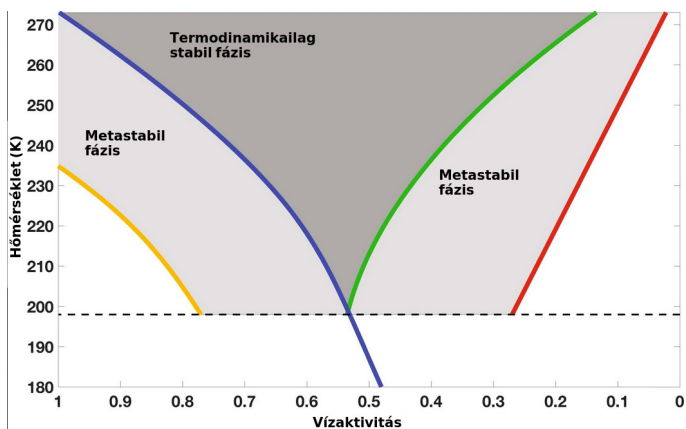
hidratált ásványok jelenléte, a kristályos és amorf formák eloszlása más adatokkal kiegészítve segítségünkre lehetnek például olyan események múltbéli igazolására, mint a tengelydőlés változása. A sók összetételének pontos meghatározására a helyszíni mérések sokkal biztosabb eredményeket szolgáltatnak, mivel a szállítás során még a gondos csomagolás mellett is történhetnek változások. Erre számos példa volt az úrkutatás története során.

A CI1 kondritoknál az epsomit a földi múzeumokban lévő nedves környezetben alakult ki. Említhetnénk az Apollo-16 által a Holdról hozott „rozsdát” (goethit, $\text{FeO}(\text{OH})$) is, ami a gondos csomagolás és a rövid szállítási idő ellenére az eredeti lawrencit (FeCl_2) oxidációjával és hidratációjával alakult ki.

A folyamatok megértéséhez sokszor elengedhetetlenül szükségesek a marsi körülményeknek megfelelő feltételek között végzett kísérletek is.

2.2.4.2. Metastabil folyadékok a Marson

A marsi sarkvidéki síkságot vizsgáló Phoenix leszállógység egyik legmeglepőbb eredménye volt a regolitban lévő 0,5 tömegszázalékos perklorát (ClO_4^-) felfedezése a *Wet Chemistry Laboratory* (WCL) berendezéssel (Hecht és mtsai, 2009). Ez később a TEGA mérőszközzel is megerősítették, majd a Viking spektrometriai méréseinek újraértelmezése (Navarro-González és mtsai, 2010) és a Mars Science Laboratory (MSL) rover vizsgálatai (Glavin és mtsai, 2013) is a perklorátok jelenlétére utalnak a marsi regolitban. A perklorátok befolyásolják a



46a ábra: Kalcium-perklorát fázisdiagramja

marsi talaj vízmegkötő képességét és ezzel potenciálisan a bolygó lakhatóságát is. Emellett a perklorátok könnyen abszorbeálják a légköri vízpárát és elfolyósodva (angol szakkifejezéssel deliquescence folyamat), kristályos szilárd halmazállapotból vizes oldattá alakulnak. A legtöbb sóhoz hasonlóan ezután szuperszaturált folyadék formájában maradnak egy ideig, ahelyett, hogy visszaalakulnának szilárd kristályos halmazállapotba. Ebben a lépésben a sós vizes oldat újra kikristályosodik, a benne levő víz pára formájában távozik, elpárolog (angol szakkifejezéssel ezt nevezzük *efflorescence* folyamatnak). Ha egy oldat alacsonyabb relatív nedvességtartalom mellett is folyékony halmazállapotú marad, mint amely értéknél az elfolyósodás bekövetkezett, metastabil állapotról beszélünk.

A metastabil állapot nem a legkisebb energiájú állapot, de bizonyos kinetikai korlátok miatt fenn tud maradni (Gough és mtsai, 2011). A metastabil fázis és a hiszterétikus viselkedés miatt hozzávetőlegesen alacsony relatív nedvességtartalom mellett is képesek folyékony oldatként fennmaradni, ami a mai marsi körülmények közt különösen releváns.

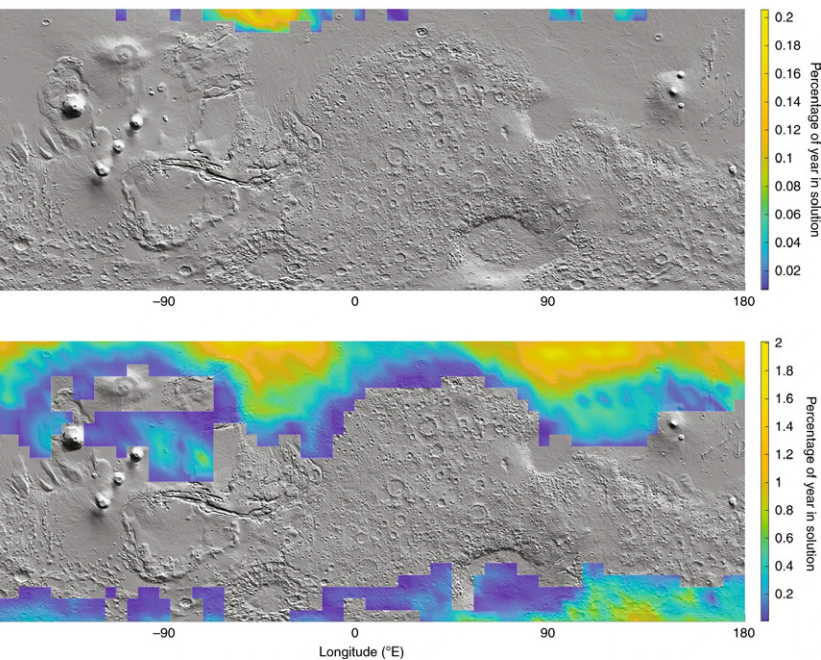
A 46a. ábrán látható a kalcium perklorát fázisdiagramja, melyen a termodinamikailag stabil és metastabil fázisok elhelyezkedése is megfigyelhető. Az ábrán bal szélső vonal jelzi a jéghez viszonyított relatív nedvességtartalom 145%-os értékét, míg a jobb szélső vonal jelzi azt a relatív nedvességtartalom értéket, ahol az oldat újra kristályos szilárd halmazállapotúvá alakul át. A stabil fázist határoló baloldali vonal a jéghez viszonyított relatív nedvességtar-

talom 100%-os értéke (a jég határvonala), míg a jobboldali az a relatív nedvességtartalom, ahol az adott perklorát só elfolyósodik. Az eutektikus hőmérsékletet a vízszintes, szaggatott vonal mutatja.

Hiszterézis akkor figyelhető meg, mikor a só-H₂O keverék előzményei határozzák meg, hogy mikor következik be a fázisátalakulás. Amint a sós vizes oldat kialakul, metastabil és hiszterétikus, mert *a)* alacsonyabb relatív nedvességtartalom mellett már hidratált sós vizes keveréket alkot; *b)* magasabb relatív nedvességtartalom mellett alakul át sós jeges keverékké; *c)* az oldat hőmérséklete az eutektikus hőmérséklet alá kell, hogy csökkenjen ahhoz, hogy jég és hidratált só keverékévé fagyjon az oldat. Ez a viselkedés látható a 46a ábrán. A vizsgált minták megolvadtak az eutektikus hőmérsékleten, utána viszont 15°C-kal alacsonyabb hőmérsékleten fagytak vissza jéggé, tehát tovább maradtak folyékony halmazállapotban, miután egyszer már kialakult a folyékony vizes fázis (Primm és mtsai, 2020)

Az elméletet követve a vizes oldat a jég vonala és az elfolyósodáshoz szükséges relatív nedvességtartalom közt alakulhat ki, de számos kísérlet bizonyította, hogy a hiszterétikus viselkedés miatt ennél alacsonyabb és magasabb relatív nedvességtartalom értékek mellett is folyékony halmazállapotú lehet az oldat. Ebben a tartományban a sós vizes oldatok forrás, párolgás és fagyás ellen is stabilak. A jég vonala és kb. 145 %-os jéghez viszonyított relatív nedvességtartalom érték között az oldatok metastabil folyadék és jég keverékeként vannak jelen. A kísérleti eredmények szerint tehát az eddig tanulmányozott perklorátok jelentős hiszterézis effektust mutatnak, azaz ha egyszer már folyadék halmazállapotba léptek, az elfolyósodáshoz szükségesnél alacsonyabb páratartalom értékek mellett sem kristályosodnak vissza (Nuding és mtsai, 2014).

Marsi körülmények között egy teljes marsi napra modellezve a perklorát oldatok viselkedését, a kora reggeli órákban ideálisak lehetnek a körülmények a folyékony fázis megjelenésének. Ha ez az oldat kialakul, akkor várhatóan néhány órán keresztül stabil marad, majd a délelőtti órákra kristályos halmazállapotba tér vissza. A késő esti órákban is néhány órán át stabil maradhat a folyékony fázis, mielőtt vízjég jönne létre.



46b ábra: A magnézium-perklorát (*fenti*) és kalcium-perklorát (*lent*) vizes oldatának előfordulása egy marsi évben. Ahol nem jelenhet meg vagy maradhat stabil az oldat, ott szürke marsi háttér van ábrázolva.

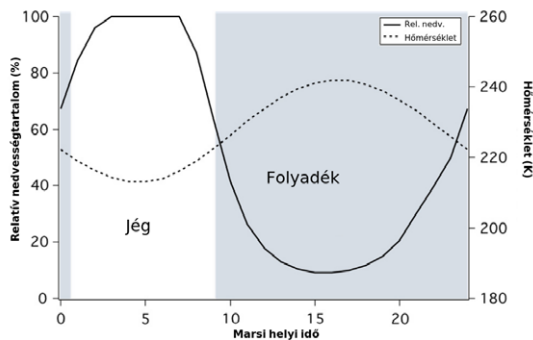
klorát sók oldatait vizsgálva modellezhető az egy marsi év leforgása alatt várható megjelenésük (pl. Rivera-Valentín és mtsai, 2020, Pál és Kereszturi 2022). A magnézium-perklorát vizes oldata csak az északi féltekén, ott is csak 50° szélesség felett várható, ahol az év körülbelül 0,2%-ban, legfeljebb napi 8 órán keresztül lehetnek stabil folyékony halmazállapotban; tipikusan viszont ennél rövidebb ideig, körülbelül 2 óráig maradnak folyékonyak az eredmények szerint. A kalcium-perklorát vizes oldata nagyobb eséllyel alakul ki a Marson, a teljes felszín mintegy 40%-án megjelenhet, még az egyenlítő közelében is. Legnagyobb valószínűséggel szintén az északi magas szélességeken jelenik meg, ahol akár az év 2%-ban metastabil folyadékként maradhat meg, legfeljebb 6 órán keresztül folyamatosan.

Ha a felszín helyett a sekély felszín alatti régiókat vesszük figyelembe, akkor javulhatnak az esélyek, a lassabb hűléssel kapcsolatban hosszabb időn keresztül megmaradó enyhébb hőmérséklet, és főleg magasabb helyi relatív nedvességtartalom szélesíti a metastabil tartományt. Ezeket a körülményeket a felszín alatti régió várhatóan alacsonyabb hő és vízpára diffúziója okozza. A kalcium-perklorát ($\text{Ca}(\text{ClO}_4)_2$) laboratóriumi kísérleteinek eredményei szerint marsi felszín alatt hőmérséklet és relatív nedvességtartalom értékek mellett akár 17 órán keresztül is folyékony halmazállapotú lehet a perklorát sós vizes oldata (Nuding és mtsai, 2014) a Phoenix leszállóhelyén.

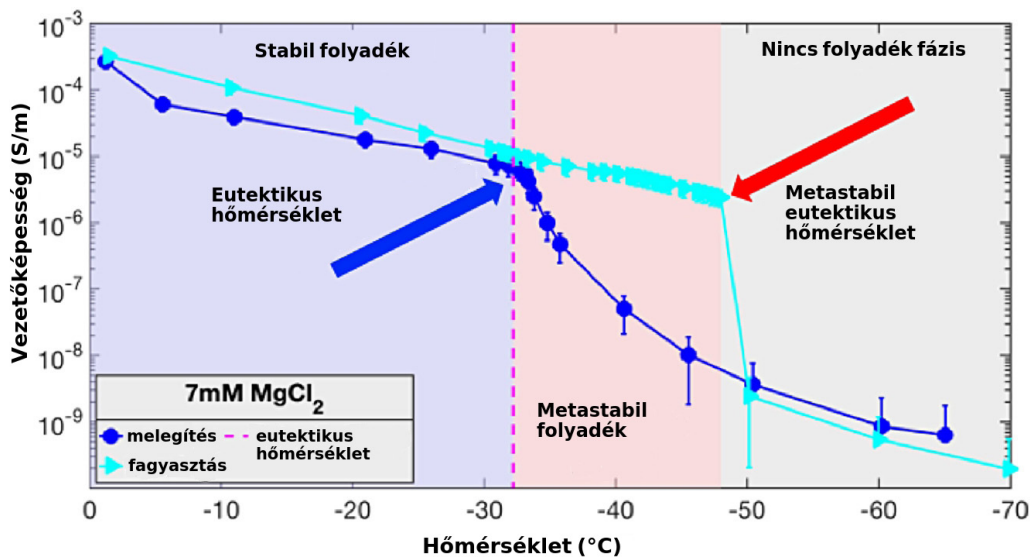
A magnézium-perklorát ($\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$) és kalcium-per-

A fenti kísérletek és modellszámítások mind tiszta sókat vettek figyelembe, míg a legtöbb természetesen előforduló anyag a Marson különböző sók keverékéből áll. Az összetétel természetesen befolyásolja az elfolyósodáshoz szükséges hőmérsékleti és relatív nedvességtartalom értékeket is; egy többkomponensű sóoldat jóval alacsonyabb eutektikus hőmérséklettel és minimum relatív nedvességtartalom határokkal is bírhat. Ez bár megnövelné a Marson potenciálisan előforduló folyadékok globális elterjedésének lehetőségét, illetve fennmaradásának hosszát is. Mivel ezek alacsonyabb hőmérsékleten és alacsonyabb páratartalom értékek mellett fennmaradó folyékony oldatokat jelentenének, nem következik belőle az, hogy az élet számára is alkalmasak lennének.

Noha akár magas vízakaktivitású (0,6 és magasabb értékű) oldatok is stabilak lehetnek a Marson a modelleredmények szerint, az ezeknek megfelelő hőmérsékletek szisztematikusan 210 K alatt maradnak (Rivera-Valentín és mtsai, 2020). Ez az érték jóval alatta van az élet számára szükséges legalacsonyabb hőmérsékletnek (Clarke és mtsai, 2013). Ezek alapján a metastabil sós vizes oldatok akár a felszínen, akár a sekély felszín alatti régiókban nem lakhatóak az ismert földi élőlények számára.



46c ábra: Felszín alatti elfolyósodás lehetősége a Phoenix leszállóhelyén.



46d ábra: Kísérleti eredmények $MgCl_2$ melegítésének, majd fagyasztásának megfigyeléséből. A bal oldali tartományban a folyadék stabil, a középső tartományban metastabil, míg a jobb oldali tartományban jéggé fagyott, már nincs jelen folyadék a keverékben.

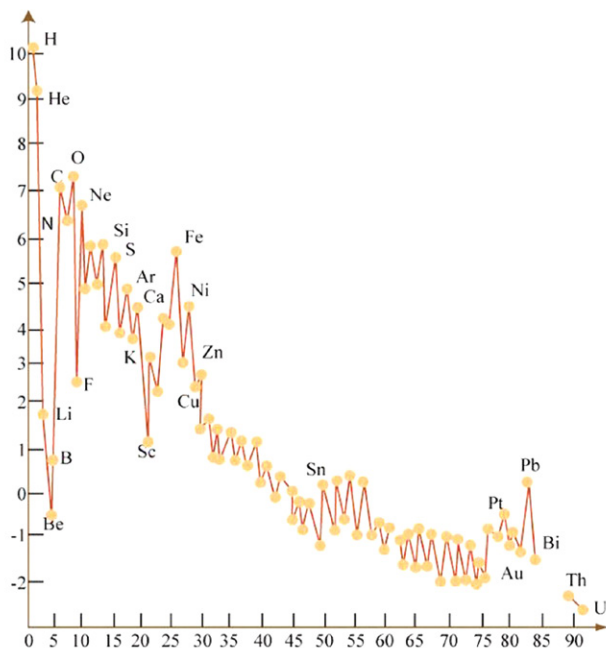
2.3 Más oldószerek

A Naprendszer – illetve jelenlegi tudásunk szerint az egész Univerzum – legfontosabb oldószere a víz, mely a kozmoszban található leggyakoribb elemek között található elemekből áll össze. A kozmikus elemgyakoriságból (47. ábra) látható, hogy két másik elem (a szén és a nitrogén) hidrogénnel alkotott vegyülete (metán, ammónia) is lényeges szerephez juthat a bolygók légkörében. Ezekről mutatunk be néhány fontos tulajdonságot a következő fejezetekben.

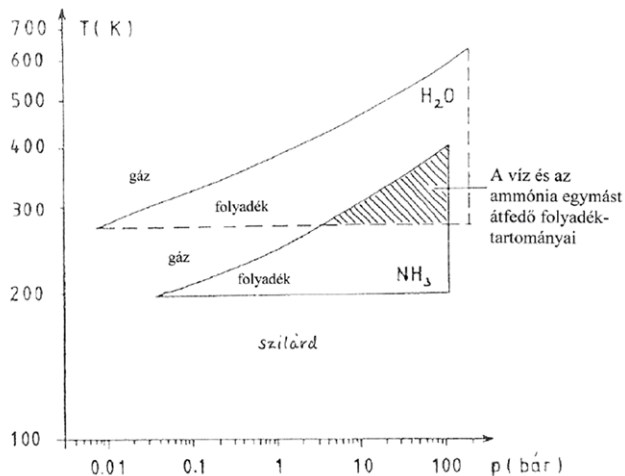
2.3.1. Ammónia

Nézzük meg azokat a területeket, ahol mindkét anyag folyékony halmazállapotban is előfordulhat.

A víz és az ammónia együttes előfordulását jól mutatja a két vegyület egyetlen p - T diagramon ábrázolt folyadéktartománya, amelyek nagy felületen átfedik egymást (48. ábra). Ha ezt a tartományt a bolygók naprendszerbeli környezetét is tartalmazó p - T diagramra vetítjük (3. ábra), még inkább kibontakozik annak a lehetősége, hogy a két anyag mind a szoláris ködben (kettős p - T görbe, balra), mind a bolygótestek közelében (a légköri p - T görbék, jobbra) előfordult. A Jupiter és a Szaturnusz légköri p - T diagramja a cseppfolyós tartományban metszi



47. ábra: Kozmikus elemgyakoriság a Nap és kondritos meteoritok vizsgálatá alapján

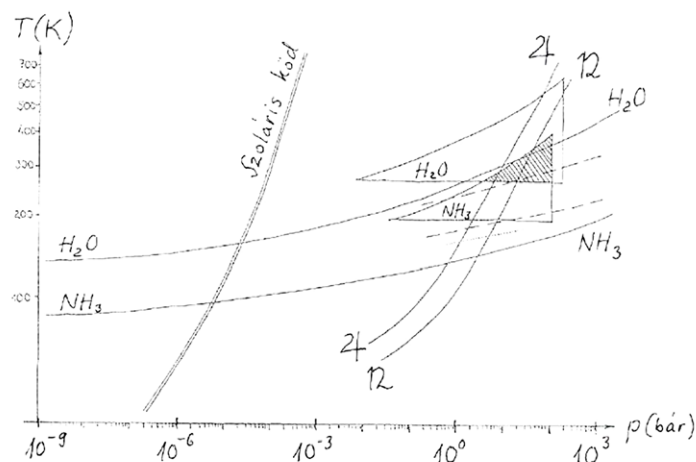


48a. ábra: Az ammónia és a víz folyadéktartománya. Az ammónia a hidrogén nitrogénnel alkotott egyszerű és gyakori vegyülete, amely egyes külső bolygók légkörében cseppfolyós halmazállapotban is megjelenik, de jelen lehet néhány külső bolygó holdjában is, az olvadt belső-köpeny tartományban.

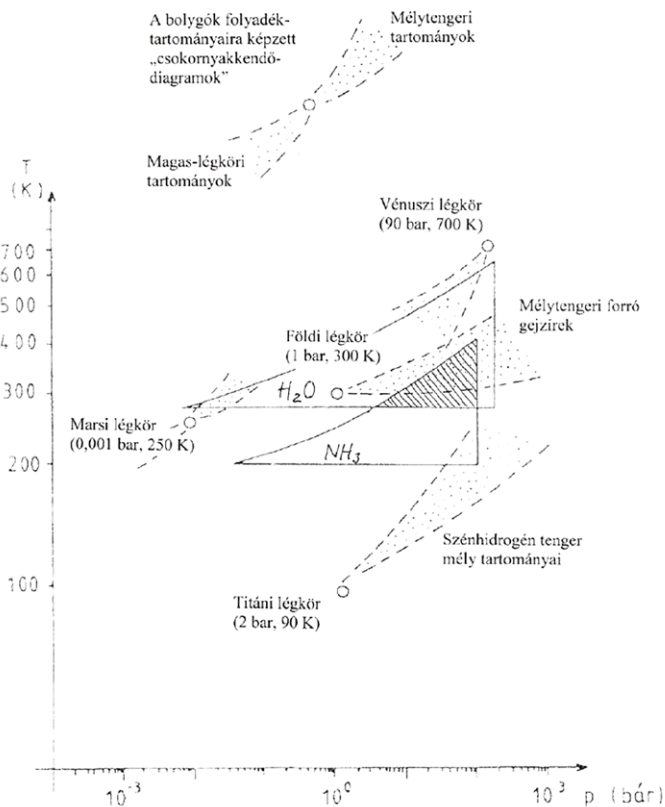
az átfedő víz és ammónia fázistereket. Legtanulságosabb azonban a bolygókhoz tartozó ún. „csokornyakkendő” diagramnak elnevezett fázisterek elhelyezése a p - T tartományon (49. ábra).

A bolygótest felszíni p - T viszonyai ugyanis a mélyben a nagyobb nyomások és magasabb hőmérsékletek, fölfelé a légkörben a kisebb nyomások és az alacsonyabb hőmérsékletek irányában „szétnyílnak”. A 49. ábrán jól látható, hogy a Vénusz felszín feletti tartományainak „csokornyakkendője” a víz, a Titán felszín alatti tartományainak a „csokornyakkendője” pedig az ammónia folyadék-fázisterébe nyúlik bele. A Mars mélységi tartományainak „csokornyakkendője” a víz, a Föld óceánmélységi gejzirjeinek a „csokornyakkendője” pedig az ammónia folyadék tartományába metsz bele. Ez a diagram típus tehát számos érdekes összehasonlítást lehetővé tesz e két folyadékra. Érdekes feladat lehet ilyen grafikon készítése a metánra és az ammóniára (vö. függelék!).

49. ábra: Az egyes bolygókhoz tartozó folyadékfázisok elhelyezkedése, a „csokornyakkendő” diagramok



48b. ábra: Az ammónia és a víz folyadéktartománya a bolygók naprendszeri környezetébe helyezve (V: Jupiter, W: Szaturnusz)

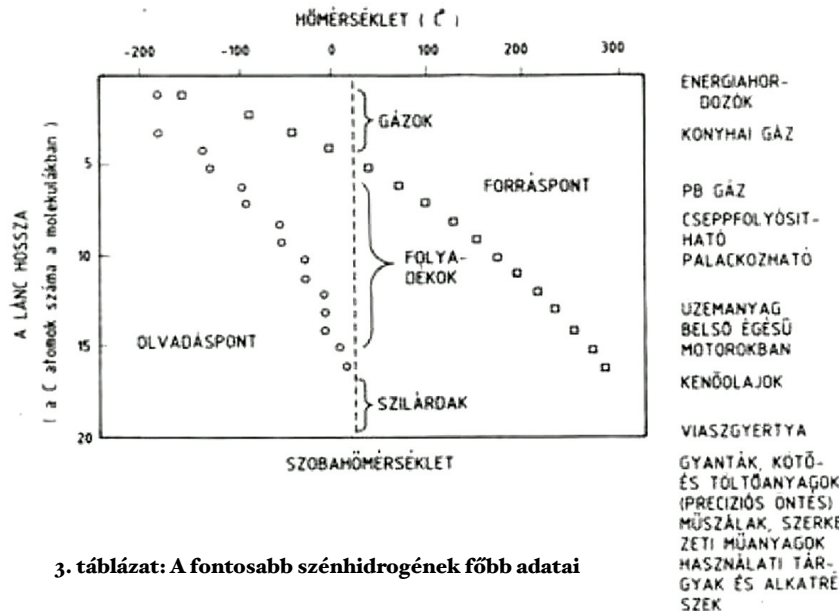


ELNEVEZÉS	KÉMIAI KÉPLET	MOLEKULA TÖMEG	HALMAZÁLLAPOT
MÉTAN	CH_4	16	GÁZ
ETAN	C_2H_6	30	GÁZ
PROPAN	C_3H_8	44	GÁZ
BUTAN	C_4H_{10}	58	GÁZ
PENTAN	C_5H_{12}	72	FOLYADÉK

KEROZIN (BENZIN)	$\text{C}_{12}\text{H}_{26}$	170	FOLYADÉK
PARAFIN	$\text{C}_{18}\text{H}_{38}$	254	SZILÁRD VI- ASZ

NÉHEZ VIASZ	$\text{C}_{58}\text{H}_{122}$	702	
-------------	-------------------------------	-----	--

KIS MOLEKULA SÚLYU POLIÉTI- LÉN	$\text{C}_{100}\text{H}_{202}$	1402	KÉMÉNY MŰ- ANYAG
---------------------------------------	--------------------------------	------	---------------------



3. táblázat: A fontosabb szénhidrogének főbb adatai

2.3.2. Metán

A metán (CH_4) a hidrogén szénvel alkotott egyszerű és gyakori vegyülete, amely egyes külső bolygók légkörében cseppek formájában meg is jelenik. Fontos üvegházhatású gáz.

A metán valójában az egész szénláncú szénhidrogén vegyületsorozat is képviseli címadásunkban. Ha a kisebb láncmolekulájú szénhidrogének olvadási és forráspontját táblázatosan összefoglaljuk, láthatjuk, hogy a láncoszsz növekedésével emelkedik mindkét fázisátalakulási hőmérséklet (3. táblázat). Ez a diagram egyformán utal a metán folyadék jelenlétére a Titánon és a hosszabb szénláncúak folyadékállapotú kőolajának jelenlétére a Földön, hiszen ezek más és más hőmérsékleteken vett metszetekben jelennek meg az olvadáspont-forráspont p-T diagramokon. (Lásd még a Titánt bemutató 2.4 fejezetet!)

2.3.3. Szénhidrogének a Földön

Szénhidrogénnel a Földön is találkozunk különböző halmazállapotban:

– *gáz*, mint a metán, etán, propán, bután,

– *folyadék*, mint a kőolaj és az abból lepárlással szétválasztott származékok: benzin, kerozin, gázolaj,

– *lágyképlékeny anyagként*, mint a sűrűbb olajok, viaszok,

– *ridegenképlékeny anyagként*, mint a kátrány, vagy a belőle készülő aszfalt alapanyaga,

– *szilárd fázisban* – gondoljunk csak a szén különböző „szénülési fokozatban”, több-kevesebb hidrogént tartalmazó vegyületeire.

E formák között a szénhidrogének általában kevert állapotban fordulnak elő a Földön (kőolaj és földgáz megnevezéssel), de a Titánon körforgást végző metán mellett különféle szénhidrogén vegyületek is színesítik a hold felszínét.

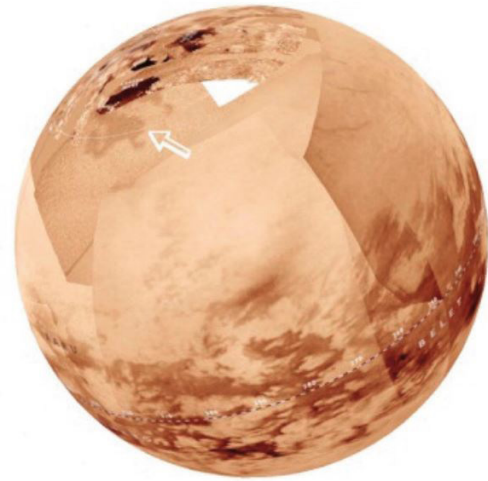
2.4. A Titán folyadékrendszerei

A Titánról 2005 elejéig nem tudtuk, hogy folyékony óceán vagy szilárd talaj várja-e a leszálló Huygens űrszondát (Gyenizse, 2008). A szonda óceánt ugyan nem látott, de a szénhidrogén-körforgásnak megtalálta az egyértelmű nyomait (50. ábra). A Titán felszíne 83 millió km^2 , ami

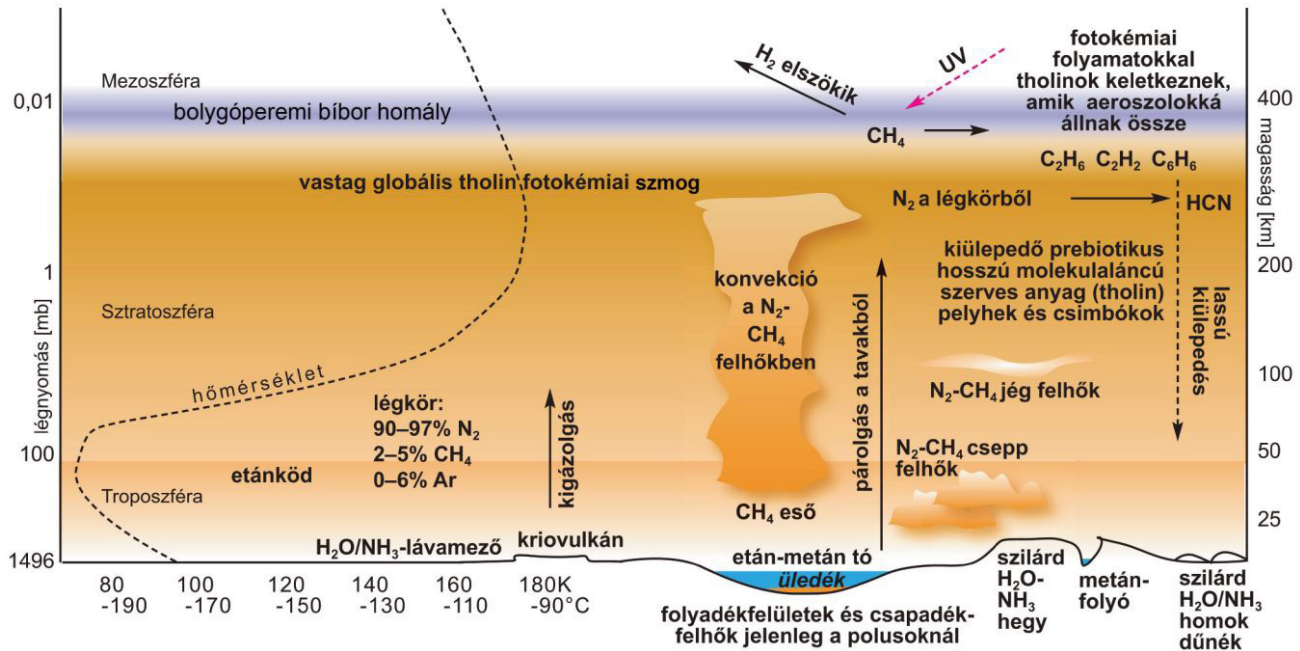
hozzávetőlegesen feleakkora, mint a földi kontinensek összterülete. A felszín nagy részén jelen lehet valamilyen folyékony anyag. A felszínen nincsenek nagy domborzati különbségek: egy lágyan hullámzó síksághoz hasonló. A kis domborzati különbségek eleve jellemzőek a jéghegyekre. A felszínt főként a sarkvidékeken szénhidrogén alkotta folyók tagolják, s mindkét pólusnál kiterjedt, tengernek nevezett tavak találhatóak. Időnként ezen a vidéken valamilyen csapadék is hullik a tholinok által narancsvörös árnyalatúra színezett nitrogén-légkörből.

Az Egyenlítő széles sávjában egy sötét terület húzódik (50. és 56. ábra). A felszín alacsony albedója (sötétsége) alapján korábban lehetséges tengereknek hitték ezeket a területeket. A Cassini űrszonda helyszíni fényképei azonban hosszan elnyúló dűnesorokat és homoktengereket mutattak. Ezek fedik az égítést 20%-át.

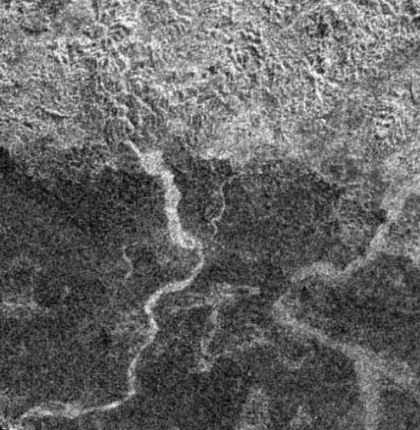
Miért éppen az Egyenlítő sávjában gazdag homokban a felszín? Nem kizárt, hogy az Egyenlítő vidékét valaha folyadék fedte és a látott dűnék anyaga egy valamikori



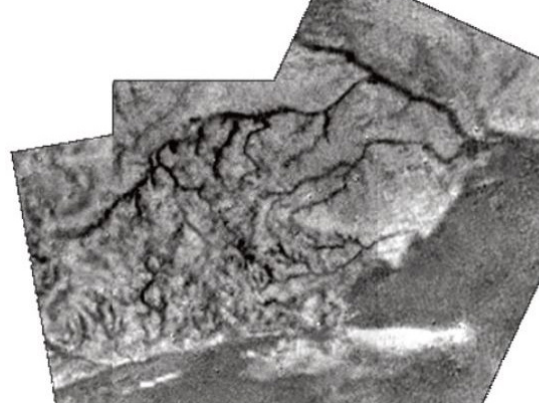
50. ábra: Pillantás a Titán északi féltékéjére a Kraken-tengerrel a pólus közelében (nyíl) (Titángömb: <http://planetologia.elte.hu/globes/>). A Kraken-tenger déli részéről csak infravörös kép van, északi részéről viszont a radarmérések éles képet szolgáltatottak.



51. ábra: A Titán felszíni és a légköri folyamatai, jelenségei



52. ábra: A Xanadu 200 km hosszú déli lefolyásai (15°D, 121°Ny)



53-54. ábra Fent: a Huygens szonda leszállás során készített képe egy egyenlítő közelében lévő ágas folyóhálózatról, ami a sötét, ma száraz, homokos térszínbe torkollik. Jobbra: A szonda látképe leszállóhelyéről (balra). A kép közeli részén jégből álló lekerekített, folyadékgörgette kavicsok láthatók, feltehetően valamilyen száraz vízmosásban (metánmosásban). Kicsit távolabb jégkavicsok. (2005. jan. 14.)

tengerrendszer fenekén ülepedett le. A teljes Titán-felszínen található folyadékmozgásra utaló nyomokat. A pólusok és az Egyenlítő táján elágazó völgyhálózatok, meanderező völgyek vannak, melyeket valószínűleg hulló csapadék hozott létre. A legfejlettebb völgyhálózatok az északi pólusnál jellemzőek ami arra utal, hogy itt a legaktívabb a folyadékkörzés.

A közepes szélességeken kanyon jellegű völgyek találhatóak, melyeket inkább az áramló talaj-metán hozhatott létre, de itt a felszín anyaga is jobban erodálható lehetett. Egyes rövid, széles völgyek arra utalnak, hogy a felszín alól feltörő metánforrások hozták létre őket. A déli közepes szélességeken széles és sekély völgyek figyelhetők meg, amelyek időszakos folyadékfolyásra utalnak.

Az eróziós térszíneken túl – értelemszerűen – akkumulációs felszínek is megfigyelhetők. Egyes kisebb, radsötét területekről úgy vélik, hogy finomszemcsés fluviális hordalékfelhalmozódás nyomai lehetnek, melyeket igen heves esőzések következtében raktak le az időszakos folyók. A bolygó egy-egy területén „kipattanó” zivatarok között akár tíz-száz év szárazság is eltelhet. A közepes szélességeken a radarképeken több, időszaki vízfolyásra utaló nyomot, széles és sekély, párhuzamosan futó, jelenleg száraz völgyeket, vádikat is lefényképeztek. Ugyanakkor a Xanadu nevű világos (albedó-)területről délre tartó, elágazó és egyre keskenyedő folyóvölgyek radarvilágosak (52. és 60. ábra). Ezt azzal magyarázzák, hogy a völgyeket sokat görgetett, ezért lekerekített vízjégszemcsék alkotja homok vagy görgetett jégkavicsok, jégszikkalák töltik ki.

Egyes világos völgyek – azaz lineáris alakzatok – vilá-

gos háromszögekbe torkollnak, amelyek legegyszerűbb magyarázata a delta alakú hordalékkúp (pl. a Leilah Fluctus). A Huygens szonda leszállóhelye közelében, az Egyenlítő sávjában, ágas-lugasos folyóhálózatot fényképezett le, ami egy sötét – most száraz – területbe torkollt (53-54. ábra).

Ahogy közelítünk a pólusok felé, mind sűrűbben és mind többféle alakzatot találunk, amelyek folyók jelenlétére utalnak. Itt már elágazó, jól kifejlett völgyrendszereket látunk, amelyek hosszabb eróziós múlttal rendelkezhetnek.

A déli félteke egyes, már radarral lefényképezett területeit különösen erősen tagolják eróziós formák. Egyik típusánál sokszögű gerincek hálózata látható, melyek mélyedéseket zárnak közre. Ennek a szabdaltságnak az egyik előfordulása egy sima, világos felszíni területet határol. A „szabdalt” terület karsztos folyamatra utal, a sima pedig kiszáradt tófenékre. A Titán felszíni anyaga ennek alapján karsztos folyamatokhoz hasonlóan oldódik és alakítja a felszín tájképét.

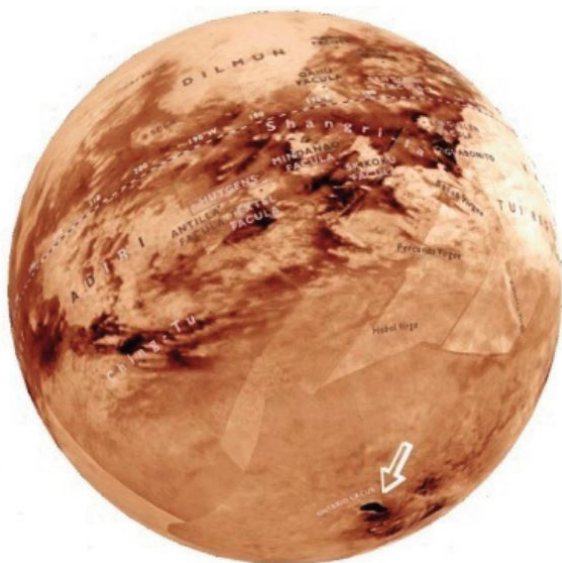
A tavak medre lehet karsztos eredetű, vagy termokarsztos, azaz a felszínt alkotó anyag elolvadásával keletkező medence. Termokarszt a Földön és a Marson

egyaránt a jégben keletkeznek. (A Titánon azonban a jég közetépítő és nem illó anyag, itt tehát más anyagok – pl. metán – adják a termokarszt képződésében résztvevő jéget).

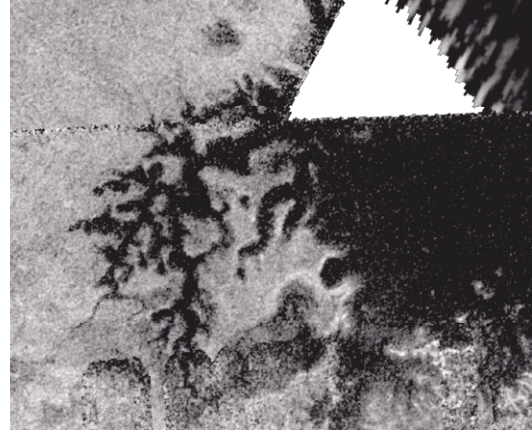
A pólusok a legaktívabb területek. Itt a megfigyelések szerint etán vagy metáneső, metán-jégeső vagy metán hó hullik. A déli pólus legnagyobb tava a titáni Ontario-tó (Ontario Lacus, 55. ábra). Az északi sarkvidék a leggazdagabb tavakban. A legnagyobb folyadékfelületű, a négy Magyarországnyi Kraken-tenger (Kraken Mare, 30. ábra), amelyről a visszacsillanó napfényt a Cassini szonda 2009 nyarán le is fotózta, újabb bizonyítékát adva, hogy valóban folyadékfelületről van szó (56. ábra). A képet már megjelenése után ikonikusnak nevezték, mert egy titán-sarlón mutatja meg a felszíni folyadék jelenlétét.

Az északi félteke poláris területein nagyobb számban azonosítottak szénhidrogén-tavakat, mint a déli féltekén. Figyelembe véve, hogy a vizsgálatok idején az északi féltekén volt tél, a déli féltekén pedig nyár, arra következtetnek, hogy télen a metán csapadék formájában a pólusokra kerül, majd nyáron elpárolog (SpaceRef, 2008). A tavak kiterjedése tehát évszakos változásokat mutat. Az egymás melletti tavakban, úgy tűnik, közel egyforma

55. ábra: A Titán déli féltekéjének részlete, a pólus közelében az Ontario-tóval (nyíl)

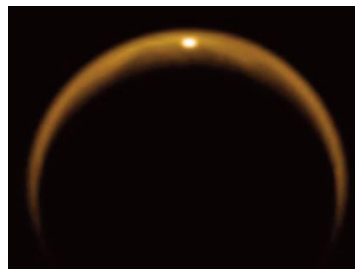


57. ábra: Fjordokra emlékeztető völgyek a Titánon 355°Ny, 82°É, a Punga Mare déli részén (Cassini Radar Team, ESA, JPL, NASA)



magasságban található a folyadék szintje, ami összefüggő felszínalatti folyadékszintre (földi szóhasználat: talajvízszintre) utal.

Ebből kiindulva a metán valószínűleg a felszín alatt is áramlik. A folyamat eredményeként a szomszédos tavakban többé-kevésbé kiegyenlítődik a folyadékszint. Úgy gondolják, hogy a tavak mellett a felszín alatti metán is párolog, ezzel növelve a légköri metánkoncentrációt.



56. ábra: A Cassini űrszonda felvétele a titán-sarlóról, a Kraken-tengeren megcsillanó napfényvel

Mastrogioseppe et al. (2018) közvetett radarmérésekből határozta meg a tavak összetételét, feltételezve, hogy az a légkörből oldott nitrogén, etán és metán valamilyen keveréke. Az elemzés meglepő eredménye, hogy a déli Ontario Lacus 38%-ban etánból áll, (50% metán, 11% nitrogén), az északi Punga Mare (57. ábra) viszont egyáltalán nem tartalmaz etánt (metán: 80%, nitrogén:17%). Ennek oka lehet, hogy az etán és nitrogén a földi tengeri sóhoz hasonlóan viselkedik, és az etán száraz időszakban földúsul, míg csapadékos időszakban (a csapadék a metán) átkerülhet más tómedencékbe. Az aktuálisan csapadékos sarkvidéki területek kis méretű de nagy vízgyűjtő területű (sok befolyó völgygel rendelkező) tavak (mint amilyen a Punga Mare) ennek alapján metánban gazda-



58. ábra: A Sotra Patera és környezet (kaldera és folyások)

(Cassini Radar Team, ESA, JPL, NASA)

gok, etánban szegények lesznek (ezért kevésbé sűrűek is), ami megfelel a méréseknek.

Egy másik elmélet szerint a metángazdag folyadékok a melegebb hőmérsékletű területek felé mozognak, ahol elpárolognak és így az alacsony szélességeken megint az etánban dús folyadékokat kapunk. Az etán (C_2H_6) sűrűbb, mint a metán (CH_4), ezért lesüllyed és a földi termohalin körzéshez hasonlóan a mélyben kerül vissza a sarkvidékekre.

Az északi-sarkvidéken két eltérő jellegű tóvidék található. Az egyik régiót tagolt (csipkézett) partvonalú tengerek jellemzik, szigetekkel és beléjük torkolló, ka-

nyargó, elágazó folyóvölgyekkel (59. ábra), ami gyakori és heves esőzésre utal. Ezt bizonyítja is egy megfigyelés, mely szerint egy felhős periódus után a déli féltéke tavai újabb mozaikos területekkel gyarapodtak; miközben az Ontario Lacus területe néhány év alatt némileg csökkent; vagyis az akkori helyi nyár során egy része elpárolgott. Mastrogiuseppe et al. (2018) szerint a kb. 200 km széles Punga Mare legmélyebb pontja 110 méter, a déli Ontario Lacus pedig 50 m mélységű.

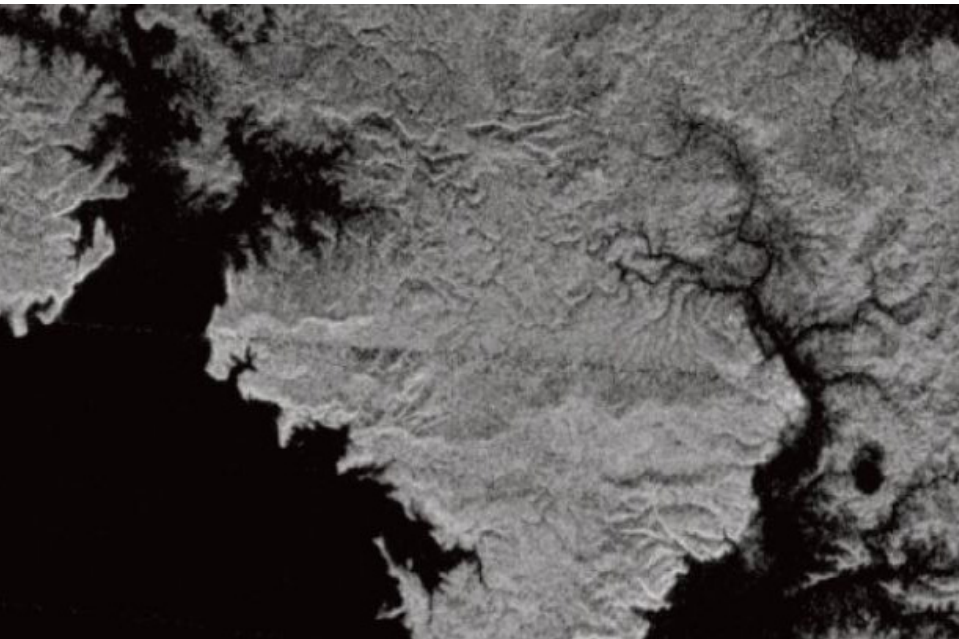
A másik északi tóvidéket kis méretű tavak csoportjai jellemzik (61. ábra), melyeknél nem látható betorkolló folyó. Ezek medencéit vagy közvetlenül a csapadék, vagy a folyékony talajmetán tölti fel.

A déli sarkvidéken ködfelhőket is megfigyeltek, melyek nem a légkör lehülésével keletkeztek (ilyen ködfelhők létrejöttéhez túl lassan változik a titáni hőmérséklet), hanem a felszíni anyag légkörbe párolgásával.

A modellek szerint az évszakos hőmérsékletváltakozás 90–94 K között ingadozik a pólusoknál és csak 1 K-t alacsony szélességeken, azaz igen kicsiny, de elegendő ahhoz, hogy a poláris tavak szezonálisan elpárologjanak majd újra megteljenek (a megfigyelt partvonal visszahúzódás azonban mélybe szivárgással is magyarázható).

A felszíni üledékanyag legaktívabb forrása feltehetően a légkör magasabb tartománya. Itt a légköri metán és nitrogén a napsugárzás hatására, azaz fotokémiai folyamatokkal egyre nagyobb molekulatömegű, hosszú láncú molekulákká (heteropolimer tholinná) alakul. Ezek a szénhidrogének vastag globális köd (légköri homály) réteget alkotnak. További, még komplexebb szerves vegyületek jönnek létre a légköri nitrogén beépülésével.

A tholinmagokra mind vastagabb rétegek tapadnak, melyek aztán



59. ábra: Öblök és torkolatok az északi-sarkvidéki Kraken Mare északi vidékén, Jobbra a Moray Sinus, balra a Tunu Sinus (a völgyek torkolata kb. 50 km széles) (Cassini Radar Team, ESA, JPL, NASA)

peleket, csimbókákat alkotnak, és kiülednek a légkörből, aláhullanak a felszínre, ahol főlhalmozódnak (57. ábra). Az aeroszok a felhőknek is kondenzációs magvakként szolgálnak.

A titáni légkör 1,6%-át alkotó metán, melynek mind a három halmazállapota megtalálható a holdon (megfagyva, folyadékként és gázként), valószínűleg nem zárt körforgásban mozog a felszín és a légkör között, hanem a légkörből kivonódik és folyamatosan pótlódik a kriovulkáni kitörések kigázolásaikor – vagy felszínalatti metántározókból. (A metán hármaspontja: -183°C ; a Titán felszínén átlagosan -180°C a hőmérséklet.)

Kriovulkáni felépítményeket csak néhányat azonosítottak. A radarsötét Ganesa-makula az első képek alapján kerek, lepényszerűen szétterülő kriovulkánnak tűnt, ám a későbbi domborzati adatok szerint nem dómformájú, hanem inkább eróziós alakzat; de potenciálisan kriovulkániként magyaráznak más alakzatokat, közöttük három, egymással összefüggő formát: magas hegyet – talán kriovulkán (1,4 km magas, 70 km átmérőjű: Doom Mons) a mellette lévő, Titánon legmélyebb gödöralakzatot (1,7 km mély: Sotra Patera – talán egy kaldera?), és a hegyből kiinduló folyásnyomokat (Mohini Fluctus) (Lopes et al. 2013) (58. ábra), ám egyik sem tűnik aktív vagy friss nyomnak. A metánutánpótlásra utaló másik jel viszont a a tavak összetételének változatossága.

A Titán felderítésének következő fázisa történhet léggömbbel, felszíni roverrel, vagy akár – ami más égitesten nem jöhet számításba – felderítő hajóról (*Titan Mare Explorer*). A NASA-nak már elküldött javaslat szerint egy automata kutatóhajó szonárral térképezne egy tengerfenék domborzatát, meghatározná a folyadék összetételét, kamerái pedig feltehetően festői képeket készítenének az eddigi radarmérések szerint nyugodt felszíni titáni tengerekről (a Punga Mare felszíni egyenetlensége 2 mm körüli volt a radarmegfigyelések idején. Nem kizárt azonban, hogy az évszakok változásával a tengerek háborgóvá is válhatnak). A NASA egyelőre a Dragonfly nevű küldetés előkészítését kezdte meg, amely egy 450 kg-os, atommeghajtású helikoptert küldene a Titanra.

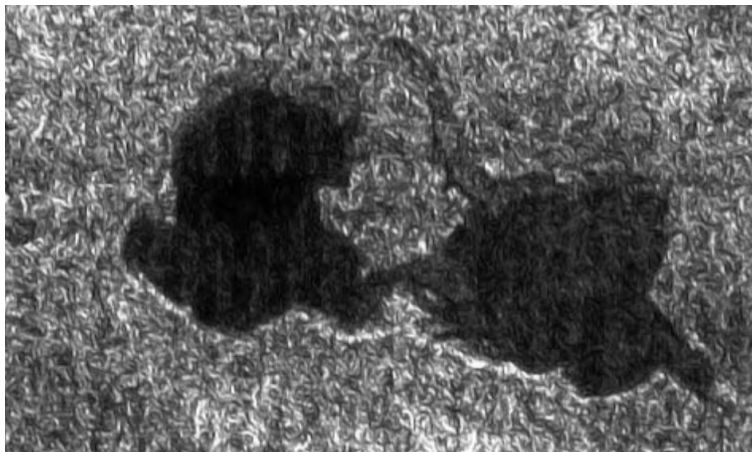
A Titán éghajlatáról keveset tudunk, így hosszú távú történetére még nem következtethetünk a mért adatokból. Hogy ma ilyen a Titán, az nem jelenti azt, hogy a

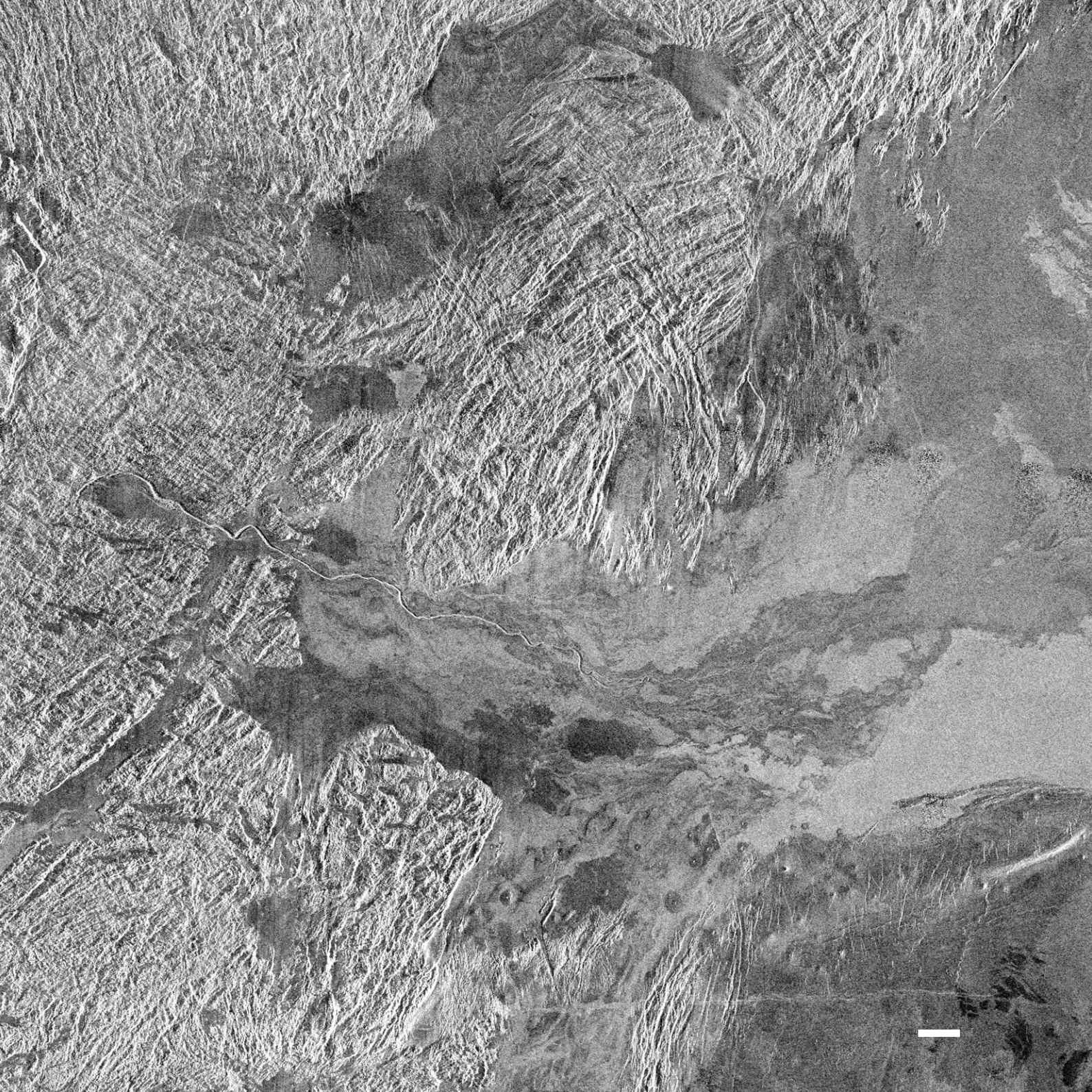


60. ábra: Meanderező völgyek a Xanadun

múltban is ilyen volt. A nap luminozitásának folyamatos emelkedése bizonyosan éghajlatváltozással jár. A Titan múltjában különféle modellekkel feltételeznek szénhidrogén-óceánt, nitrogénóceánt, metándértakarót, vagy akár illómentes felszínt is. Egy globális, de Xanadu központi kontinenssel rendelkező metángazdag óceánmóddel például alkalmas arra, hogy magyarázza a megfigyelt völgyeket, melyeket az óceán felől fújó szél orografikus felhőiből eső csapadék hozhatott létre (Tokano 2023).

61. ábra: Az Abaya Lacus összekapcsolódó tavai az északi-sarkvidék apró tavainak vidékén. Szélsségük 20-25 km. A jobb oldali már kezd elpárologni (73°E 46°Ny) (Cassini Radar Team, ESA, JPL, NASA)





III. Folyadékok a bolygótestek belsejében

3.0. A Föld vasmagja

A Föld Fe-Ni magjának belső része a nagy nyomás miatt szilárd, külső, azonos összetételű része viszont folyékony, azaz a belső mag „lebeg” a folyékony burokokban.

Ha nem lenne folyékony része is a mának, valószínűleg nem volna aktív mágneses tere a Földnek, és így a bioszférát és a légkört védő magnetoszféra sem keletkezhetne, ami nélkül a napszél szabadon erodálhatná a légkört.

A földi mágneses teret a mai elfogadott elméletek szerint mechanikai áramlások, egy önfenntartó dinamó hozza létre. Ez a vasmag külső, folyékony részének áramlása, mely elektromosan vezető, azaz plazmatikus állapotú.

A szilárd belső mag forgásának szögsebessége kisebb, mint a köpenyé, és modellek szerint kb. 1000 év alatt tesz meg egy ráadás fordulatot a felszínhez képest. Másrészt a külső magban konvektív áramlási cellák jönnek létre. A szilárd belső vasmag és a folyékony külső mag határán a hő felmelegíti a folyékony anyagot a szilárd mag felületén, mire az felfelé kezd áramlani a köpenyben. Hogy mitől melegedik fel a határfelületen az anyag, azaz mi indukálja a konvektív áramlást, arra számos elmélet született és nincs megegyezés abban, hogy melyiknek a hatása erősebb:

(1) a *kristályosodás* (fázisátalakulás) miatt felszabaduló (látens) hő hatására (a szilárd belső mag kb. 1000 évente 1 cm-rel lesz nagyobb);

(2) a köpenyben lévő *radioaktív anyagok bomlásának* hatására;

(3) a bolygókeletkezési *akkréciós hő* kisugárzása;

(4) a Nap és Hold *árapályerői* hatására (dagálysúrlódás);

62. ábra (túlololdal): Az Apisuahts Vallis canali a Vénuszon (66°D, 16°K). A fehér vonal 50 km. Magellan jobbra néző radarozai, Lambert-vetület (NASA/USGS PDS)

(5) a differenciáció során felszabaduló hő. A mágneses tér gyakori átfordulására azonban máig nincs magyarázat (Völgyesi 2002, Marone 2006).

3.1. A szilikát- és kriolávák összehasonlítása

Az égitesteken megjelenő folyadékokat kétféleképpen csoportosítjuk: forráshelyük és anyaguk szerint.

A forráshely szerint kétféleképpen kerülhet a folyadék a felszínre:

– *alulról*: a felszínalatti rétegből származó, a felszíni-nél lényegesen magasabb hőmérsékletű láva (víz összetevő esetén: krioláva) formájában, ami felszínre kerülve illóanyagát valamilyen mértékben elveszítette. A magma felszínre jutva eredeti összetételében módosulhat (pl. kigázolozhat) és így alakul lávává, majd kőzetté.

– *fölről*: légköri eredetű, „illóanyag összetételű” csapadék, amelynek a hőmérséklete alig különbözik a felszíntől.

Anyagát tekintve lehet a folyadék szilikát, víz, vagy a víz sós eutektikuma, de akár szénhidrogén vagy ammónia is. Előfordulhatnak azonban kénvegyületek és más ritkább vegyületekhez kapcsolódó folyadékok is.

3.1.1. Szilikátmagma

A kőzetbolygók belső anyaga, a szilikátmagma (mely a felső köpenyben képlékeny-szilárd, illetve megolvadva szilikátolvadék, vagy likvidmagma) a felszínen lávaként, egy ideig tehát folyadékként viselkedik. A mélyből a felszín közelébe jutó kőzetek, pl. az óceánközépi hátságok hasadékvölgyeinek magmája/lávája, a felfelé tartó mozgással együtt járó hirtelen nyomáscsökkenés hatására olvadnak meg (peridotitból bazalt keletkezése). Ha adalékanyagok kerülnek a magmába – pl. oldott víz vagy

CO₂ -, azok is kiválthatják olvadását, pl. a szubdukciós zónában. Hőmérséklet-emelkedésre a felszíni kőzetek is megolvadhatnak, ha a mélybe kerülnek (pl. az üledékes kőzetek a kőzetmozgásokkal mélybe jutva és nagy nyomáson átolvadva: gránit keletkezése; vagy szubdukcióval {bazalt és víz keveredése, andezitet létrehozva}). A helyben maradó, felszín alatti kőzetek egy felemelkedő forró köpenycsövával érintkezve olvadhatnak át; a felszínen lévő pedig a feltörő magma termális eróziójára vagy becsapódási hő hatására olvadnak meg.

Az eddig említett szempontokat a kriomagmára (pl. víz) is alkalmazhatjuk. Ha a jég hőmérséklete megemelkedik 1) a mélybe jutva, 2) geotermikus, 3) vulkáni vagy 4) becsapódási hő hatására, akkor megolvad.

A magma/láva hőmérséklete. A szilikátláva 700°C (Si-gazdag, viszkózus) és 1200°C (Si-szegény, hígán folyós) között olvad meg. A Mg-gazdag komatiit 1600°C-on tör ki, a vízhez hasonló viszkozitással (a Földön már nincs ilyen, mert túlságosan lehűlt – de az árapály-hő fűtötte Ión van). A földi felső köpeny felső része 500–1000°C-os, amely lefelé 4000°C-ig nő, de szilárd marad. A mag 5000°C-os.

A magma in situ vizsgálata. Más égitestek felszínének kutatásánál is nehezebb, de legalább olyan izgalmas vállalkozás egy égitest – akár a Föld – köpenyébe szondát küldeni. Az Europa jégkérgén átolvadó kriobothoz hasonlítható az egyik földi köpenyt vizsgáló szonda terve (Ozhovan, 2005), melyben egy önállóan mozgó eszköz szintén „átolvasztaná” magát a felső köpeny anyagába.

Kondukción/konvekció. Az égitest belső hője kondukción (hővezetéssel) vagy konvekcion (anyagáramlással) tud a felszínre jutni, azaz e két folyamat hajthatja a magmatizmust és a felszíni vulkanizmust.

Az égitest belsejének az állapota attól függ, hogy a belső (térfogati) hőtermelés nagyobb-e mint a felszíni hőveszteség. Ez függ a hőtermelés mértékétől, a kéreg vastagságától és más tulajdonságaitól (pl.: a lemeztektonika megléte), valamint attól, hogy kondukción vagy konvektív áramlásokkal jut-e a felszínre a hő. Kondukción lassabban hűl egy test, mint konvekcion. A konvekció beindulásához az kell, hogy az adott folyamatra jellemző értéknél nagyobb legyen a hőmérsékletkülönbség a konvektív réteg alsó és felső határa között (Illés, 1996).

A hőtermelés és hőveszteség arányának háromféle modellje lehetséges: 1) Ha a felszíni hőveszteség kisebb, mint a termelt hő, akkor a hő az felhalmozódik az égitest belsejében, nő a hőmérséklete. Az égitest belseje akár olvadt állapotba kerülhet (Io, Vénusz). 2) Ha a hőveszteség lépést tart a hőtermeléssel, az égitest belseje képlékeny magma/jég állapotú maradhat (Föld, Europa?). 3) Ha a hőtermelés kisebb, mint a hőveszteség, az égitest lassan kihűl, belseje rideg szilárd anyag lesz (Hold, Callisto).

Amíg a térfogati fűtések közül az akkréciós energia, a gravitációs szeparáció/fázisátmenet, és a radioaktív fűtés időben lecsengő (egyenletesen vagy logaritmikusan csökkenő intenzitású), addig a pályaeccentricitási vagy pályarezonancia eredetű árapály-fűtés „epizodikus jellegű”, az aktuális pályaelemektől függ (Illés, 2001), azaz eltűnhet és felújulhat. Így az árapály-fűtés dominálta, de térfogati fűtéssel is rendelkező égitesteknél a pályaelemek határozzák meg a bolygó felszíni folyamatait. Az árapályfűtés és radioaktív fűtés (tágabb értelemben a térfogati fűtés) egymást kiegészíthetik. Az árapályfűtés energiát a központi égitest kinetikus energiájától veszi el.

3.1.2. A szilikát- és a kriomagma közötti különbségek

A magma és a víz közötti legfontosabb különbség, hogy a magma többkomponensű, ezért különféle állapotokon át, mindig részben, parciálisan olvad meg: egyes elemei már megolvadtak, mások még kristályosak. E komponensek mozgásuk során elkülönülhetnek. A magma differenciálódva válik lávává illetve kőzetté; amíg a víz egykomponensű marad (kivéve, ha pl. ammóniával keveredik a Titánon).

A részben megolvadt, megváltozott összetételű magma könnyebb a még szilárd magmánál, ezért felemelkedik (megtörténik a differenciáció). A kriomagmából – összetételétől függően – differenciálódhat például só-, vagy ammóniatartalma. A kriomagma esetén azonban mindig kérdés, hogy mi hajtja felfelé, hiszen a víz esetében a folyékony víz a sűrűbb, így a megolvadó víznek a jégszíkla alá kellene süllyednie, és nem felemelkednie. Víz felemelkedését mégis magyarázhatja túlnyomás vagy többkomponensű összetétel. A vízben oldott ammónia jelentősen csökkenti a víz fagyáspontját (max. -97 °C-ig

[176 K], az ammónia-dihidrát fagyáspontjáig, lásd az 1.3. fejezetet is). Az oldathatás tehát a hideg jeges égitesteken is széles lehetőséget ad kriovulkanizmusra (a Földön a tenger sótartalma viselkedik hasonló, bár sokkal kisebb hatékonyságú fagyállóként). Az ammónia csökkenti a víz sűrűségét, így az ammónia-víz elegy már alkalmas kriovulkanizmusra.

A túlnyomásos kriovulkanizmusra a Charon korai modelszámításai adnak mintát: a felszín alatti ammónia-víz óceán lehül, a vízjég kifagy, de ezzel növekszik a térfogata, tehát nyomást fejt ki. Mivel lefelé nem terjedhet, nyomása a hold jégkérgében található repedéseket nyitja ki igen rövid idő alatt, és kitér a felszínre a magma, ahol a jégkristályok kirobbanva krioklasztikumként hullnak, „havazódnak” a felszínre (Cook és mtsai, 2007). Ez a modell tehát nem a jég és az olvadék sűrűségkülönbségére, hanem a jég feszítő hatására építi a kitérések magyarázatát.

3.1.3. A kriovulkáni kitérés

Amelyik égitestnek nincs légköre, ott a kriovulkáni kitérés központban a mélyből feltörő vízláva forrni kezd a felszíni vákuumban, azaz felfelé haladva egyre nagyobb arányban gőzbuborékok keletkeznek, amelyek a felszínre törnek és magukkal ragadnak folyékony cseppeket is. A cseppek kitérés sebessége a Ganymedesre számítva illelőben szegény víz esetén 70 m/s is lehet. Ilyen módon kb. 3,5 km-re jut fel a víz. Ha a víz nem tiszta, hanem CO₂, CO, SO₂, NH₃-mal kevert, ennél is erőteljesebb lehet egy-egy kitérés (Wilson és Head, 1998).

Kiseb lávaeffúziójú (effúziós rátájú) kitéréseknél a leérkezéskor már kemény jéggé fagy a krioklasztit (a piroklasztit jeges megfelelje). Nagy effúziós ráta esetén a teljes kitérés oszlop már nem tud átfagyni, és a még meleg víz visszahullva, tavakat és folyásokat alkotva jelentős termális erózióra is képes. Ilyen folyamatokat a földi szilikát-lávafolyásoknál is megfigyeltek (Wilson and Head 1998).

A Tritonon sáncnélküli kürtők beomlott krioláva alagutakat jelezhetnek. A „sárgadinnyehéj-területen” keresztül futó hosszú repedések a területet feltöltő krioláva forrásai lehetnek. A gödrökkel szegélyezett repedésekből robbanásszerűen törhet elő krioláva (Kargel és Storm, 1990).

A Titánon a Thera-makula „káosz-területi” beomlott dómja az egyik olyan képződmény, ami segíthet a Titán belső viszonyainak kiderítésében. Ezt az alatta lévő sillekbe (teleptelek) benyomuló és kikristályosodó víz térfogatváltozása, és az így kifejtett nyomás boltozhatta fel (Mével és Mercier, 2007).

3.2. Kénláva, kénvulkanizmus

Fumarolák környezetében mindennapos jelenség a kénvulkanizmus, pl. kondenzálódott kénkristályok formájában. A folyékony kén, azaz kénláva azonban ritkaság a vulkánok környezetében (Skinner, 1970). Néhány példa azonban van a kénláva előfordulására: Te Awapuia, Új-Zéland, 1928; Siretoko-Iosan, Japán, 1936; Tsurungisan, Lastarria Chile; Mauna Loa Sulphur Cone, 1967; Vulcano, Olaszország. Kénlávával azonban nem csak a Földön találkozunk. Az Io vulkanizmusának felfedezésekor (1979) a kutatók a hold színe és felszíni átlaghőmérséklete alapján azt gondolták, hogy az ióbeli vulkanizmus alapvetően kénes: kén-dioxid hajtja és a sárga, vörös és fekete kénszármazékok színezik lávafolyásait, kén tavait, továbbá felszín alatti kén-óceánnal rendelkezik, amelyet Carl Sagan nevezett el tioszférának (Hédervári, 1979; Illés, 1984). A Galileo űrszonda méréseiből azonban kiderült, hogy a kénvulkanizmus az Ión másodlagos (63. ábra), akárcsak a Földön: vagyis a szilikátvulkanizmus által felmelegített területen a kicsapódott kén megolvad és áthalmazódik (jó példa erre az Ión: a Lei Kung-lávafolyás, a Baldur-patera és a Emakong-patera területe).

A Mauna Loa 1950-es kitérésekor is a fumarolákból kicsapódó kén olvadt meg és folyt kénlávaként. Újabban a Vulcanón „önemesztő” kénlávafolyásokat fedeztek fel, melyeken a kifolyt kénláva elég és csak egy üreget hagy maga után. Ha ez a kénláva viselkedés általános, akkor megmagyarázhatja, hogy miért oly kevés kénlávafolyás ismert a Földön (Harris és mtsai, 2000).

Az ióbeli látavak és kitérések magas hőmérsékletűek (kb. 1600°C), és így forró szilikátvulkanizmusra utalnak – ilyen hőmérsékleten a kén már felforrna. (A kénláva hőmérséklete a Földön kb. 150°C.)

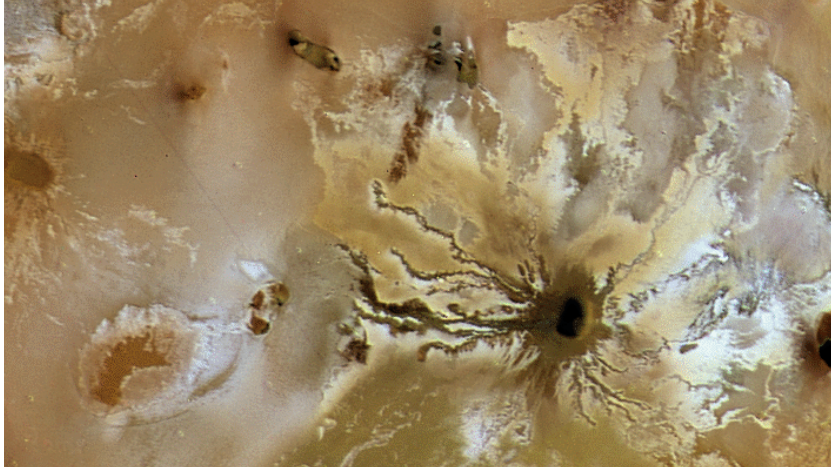
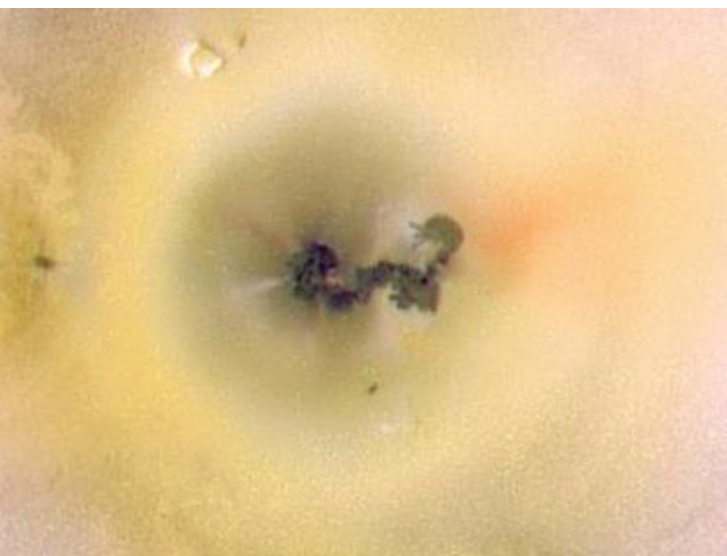
Az Io vulkanizmusa tehát alapvetően a földinél is forróbb szilikátos, de kénfolyások is előfordulhatnak; a

bolygót sárgára színező anyag is a kén. A hőmérsékletétől függően a kénláva különféle színeket vehet fel.

A szilikátmagma viszkozitását elsősorban anyagi minősége (SiO_2 -tartalma) befolyásolja, ami nem változik a lávafolyás során, így a folyások alakját a hűlési sebesség és a domborzat befolyásolja. A kénlávát a hőmérséklettől függő viszkozitása teszi különlegessé. Ráadásul épp fordítva viselkedik, mint a többi anyag. Amíg a szilikátlávák forróbbá válva mindig hígabbak lesznek, addig a kénláva lehűlésekor egy bizonyos hőmérsékleten hirtelen négy nagyságrenddel „meglődül”, veszít belső surlódásából: viszkozitása hasonló lesz a motorolajhoz. Ennek tipikus példája Rothery (1999) szerint a Ra-patera. Elmélete alapján a forrón és feketén induló folyások távolodva (=hűlve) vörössé válnak, majd hirtelen narancsszín tavakká szélesednek. A jelenség lehetséges interpretációja, hogy itt hűlt 175°C alá a láva hőmérséklete, ám mivel ez egyedi jelenségnek tűnik, a domborzattal is kapcsolatos lehet. Mások kevésbé tartják lényegesnek a kénvulkanizmust, amit a Ra-patera domborzati viszonyaival magyaráznak. Nem célunk a vita eldöntése. A területet a 64. ábra szemlélteti.

Az Io felszíni anyagait színük alapján próbálják meghatározni. Míg az 1990-es években a színváltozatokat különféle hőmérsékletű kénnel magyarázták, addig ma

63. ábra: A Prometheus-patera 200 km hosszú lávafolyama az Ión a Galileo Orbiter felvételén (NASA/JPL/University of Arizona)



64. ábra: A Ra-patera vulkanizmusa az Ión a Voyager felvételén

inkább különböző összetételüként értelmezik a színeket. Az általánosan elterjedt módszer szerint sokféle a kalderákban látható fekete anyag (látavak) szilikátos olvadék (esetenként kénes takaróréteggel), a paterák aljzatán levő vagy a síkságokat borító világossárgás üledék kénes (pl. Ra-patera), a vörös színt a kén-kloridok adják, vagy a sugárzás okozza, a zöldes árnyalatok a szilikát és a kén kölcsönhatásából keletkeznek, a fehér üledékek pedig SO_2 -lerakódások (McEwen, 2004; Williams, 2004).

3.3. Kriolávák a Külső-Naprendszer holdjain

A Külső-Naprendszerben a víz az égitestek anyagába is beépült. A Jupiter holdjainak mérete attól függött, hogy a szűkösen rendelkezésre álló és a Jupiterhez közelebb több szilikáthoz mennyi víz tudott hozzájárulni, ami felépítette a holdak anyagát.

Az Io túl forró volt hidratált szilikátokhoz is (vagy időközben elszegényedett az árapályhó miatt), az Europa hidratált szilikátként kezdte, amihez hozzájárult a vizes külső réteg, a Ganymedes és Callisto vízből épült fel, de akkréciójuk félbemaradt, amikor az akkréciós hó már több anyagot párologtatott el, mint amennyit beépített (Lunine 2006).

Az Európán található felszín alatti óceán (ha folyadékként létezik), nem csak a köpeny megolvadt szférájaként, hanem egész bolygófelszínét beborító óceánként (Illés

2001) is felfogható, hiszen a kéreg az óceán anyagából (vízből) épül fel, azaz ebben a tekintetben nem különbözik egy befagyott földi óceántól, ahol a felszínnek az óceán szilikátos fenekét tekintjük, amit az Europa esetében is megtehetünk (szintén szilikátos felszínt jeleznek a modellek az óceán alatt.)

3.3.1. Vulkanók a Jupiter-rendszerben

Az Europa. Az Europa működéséről két versenő geológiai elméletet alkottak. Az egyik modellben az Europa olvadt belseje és felszíne között lehetséges anyagforgalom. A felszíni folyamatokat a tektonikus árapálydeformációk hajtják (az átjárható jég modell, Greenberg, 2008). A másik modell szerint a mélyben levő óceán teljesen elzárt a felszíntől. A felszíni folyamatokat a kriovulkanizmus uralja (az elzárt óceán modell, Pappardo és mtsai, 1999). A két modell között a felszínen megfigyelt aktív folyamat, pl. a kinyúló repedés vagy az „új káosz” megfigyelése hozhat döntést. A kérdés, hogy a felszín alatt vízóceán vagy jégszféra található-e, és hogy a kéreg milyen vastag, hiszen ebből következik, hogy a felszín alatti anyag közvetlen (anyagáramlási) kapcsolatban lehet-e a felszínnel.

Ha az átjárható jég modell felel meg a valóságnak, akkor a bizonyítás lényeges eleme az ilyen kapcsolati pontok keresése. Az egyik ilyen terület lehet a repedések vonala, ahol a mélyből származó krioláva (víz) törhet a felszínre a függőleges repedések („kriodájkok”) mentén. Ezek felszínközeli része az aktuálisan ható erők hatására tágul-kinyílik vagy zárul-becsukódik. A másik a „káosz-területek” keresése, ahol akár nagyobb felszínen is megjelenhet a mélybeli óceán anyaga, egy-egy forró vízfeláramlással az alulról átolvasztott-átlyukasztott jégkéreg felett. A felszínre jutva a víz egyidejűleg megfagy és felforr (azaz a vákuum felszínhez közeledve a nyomáscsökkenés miatt egyre intenzívebben buborékosodik), létrehozva egy „kaotikus mátrixot”. A „káosz-területeken” (65. ábra) (illetve a kisebb lentikulákon) olyan jelenségek láthatóak, mint például a Balaton jegén: a felszíni jégkéreg részben helyben maradt vagy alig elmozdult táblákra szakadt maradékai újrafagynak egy új jégkéregbe. A becsapódási kráterek egy harmadik lehetséges helyszín, ahol a kéreg átüthető, már ha elég vékony. A fényképek szerint itt is

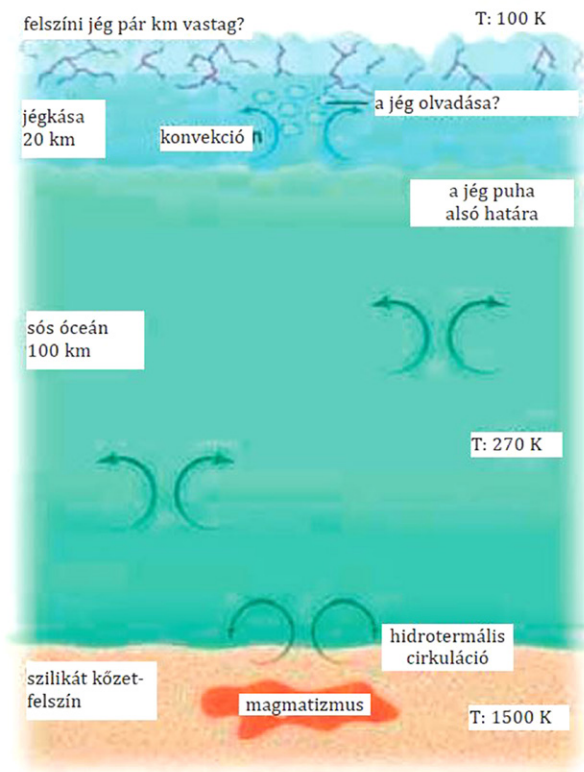


65. ábra: Káosz-terület (Conamara Chaos) az Európán
(Galileo E6ESDRKLIN01)

hasonló szerkezetű „káosz-területek” alakulnak ki (durva mátrixon úszó jégtáblák). Mindazonáltal nem szükséges feltétlen közvetlen anyagforgalmat feltételezni a mélyben lévő óceánnal ahhoz, hogy a megfigyelt jelenségeket megmagyarázzuk.

Az árapályfűtés magyarázata. A jégkéreg alakváltozásait, akárcsak az Io vulkanizmusát, az árapályerők keltette árapályfűtés tartja fenn. Ha az Europa (Io, stb.) szub-Jupiter pontja, azaz a Jupiter felé néző félteke aktuális középpontja a hold felszínén mindig ugyanott lenne, akkor nem lennének árapályerők a holdban. Azonban nem ez a helyzet, mert az „árapálybúb”, azaz a Jupiter felé néző pont folyamatosan ingamódra ide-oda mozog a hold felszínén.

A keringési cikluson belüli sebessége az Európának nem egyenletes: az excentrikus pálya miatt Jupiter-távolban lassabb, azaz a hold „lemarad” a pályája mentén, míg Jupiter-közelen gyorsabb, azaz „behozza” a lemaradást. Ez a sebességkülönbség azt eredményezi, hogy a Jupiter felé néző pont időnként „előresiet”, máskor visszamarad az elvileg egyenletes keringéshez (azaz a gyakorlatilag egyenletes forgáshoz) képest, azaz mozog a felszínen. Eközben az aktuális szub-Jupiter pont lassan és egyirányba vándorol a felszínen (ha nem így lenne, a repedések nem hálózna be teljesen a holdat, hanem a szub- és az



66. ábra: A hőszállítás sematikus képe az Europa fagyott óceánján keresztül (forrás: David Stevenson)

anti-Jupiter pont körül koncentrálnának).

A mi Holdunknál is megfigyelhető a szub-Föld pont (földfeletti pont) mozgása. A szub-Föld pont észak-déli (szélességi körök szerinti) mozgása a Hold inklinációja miatt történik, kelet-nyugati (hosszúsági körök szerinti) mozgása pedig a pályaexcentricitás miatt: a Hold is elliptikus pályán kering, azaz hol közelebb (és gyorsabban, Kepler-törvény), hogy távolabb (és lassabban) kering a Földtől, miközben forgási sebessége állandó (csak nagyon lassan és egyenletesen változhat a Hold-Föld távolság változásával a kötött keringés megtartása esetén).

Ha folyékony víz lenne az Europa felszínén, akkor – a modellszámítások szerint 85 óránként – a mostani jég-kérgen kb. 1 km nagyságúra növe „búb” magassága 30 m-rel emelkedne-süllyedne (az eltérő jupiterköz-

ség miatt); miközben a búb csúcsa 100 m-t is „kilengne” jobbra-balra (az elliptikus pálya miatt változó pályamenti sebesség miatt). Mindez már lézeres magasságmérővel kimérhető lenne.

A fenti magyarázat az árapályfűtés egyik típusára, a pályaexcentricitás okozta fűtésre vonatkozik, ezen kívül azonban az egyes holdak közötti pályarezonancia (Io/Europa/Ganymedes) is fejt ki fűtő hatást (Illés, 2001). A holdbelsőben az árapályerő sűrűlátsási hőként jelentkezik, ami megolvasztja a köpeny anyagát. Az óceánban nagyrészt árapályerő-hullámként (kinetikus energia) jelentkeznek. A rideg (jég)kérgen a feszültségek repedéseként oldódnak ki.

A jégkéreg nem olyan vastag, hogy a belső hőt hőszigetelőként teljesen visszatartaná. Ha mégis vissza tudná tartani, akkor a hó felhalmozódna és előbb átolvasztaná a belső jeget, majd alulról a kéreg anyagát is. A jég vastagsága valószínűleg állandó (vagy pulzálva epizodikusan) egyensúlyi állapotba kerül a hőtermeléssel: több hó több jeget olvaszt el: vékonyabb lesz a jég; ha viszont a belső hő elszökik, a kéreg és a felső vízréteg újra megfagy.

A Vénusznál azt feltételezik, hogy az egyensúly időszakos „hőkitörésekkel” teremődik meg: hosszabb ideig semmi sem jut a felszínre, majd hirtelen olvad át a kéreg és akkor nagy területre kiterjedő elöntés történik, majd ismét vastagszik a kéreg. Nem zárható ki, hogy az Europa most épp egy hófelhalmozó fázisban van. Egyik égitestnek sem ismerjük a múltbéli felszínalakulását; az Ión pedig talán épp ezt a hófelszabadulási állapotot látjuk.

A hővezetés mellett a jég mozgásával is szállíthatunk hőt. Ez nem más, mint a gleccserekhez vagy a föld asztenoszférajához hasonlóan képlékeny de szilárd jég mozgása.

Nézzünk egy planetológiai példát: A feltételezések szerint az Europa felső köpenye gyorsan leadja a hőt (66. ábra). A „túl” gyors hőkisugárzás miatt nem halmozódik fel annyi hó, hogy a jég képlékeny (vagy folyékony) maradjon, tehát rideggé fagy. A rideg, szilárd kérgen belül viszont a hó már csak kondukcióval tud kiszabadulni, tehát lassabban, mint a mélybeli konvekcióval (anyagáramlással), ez pedig a kéreg alatti hófelhalmozódáshoz vezet. Az árapályerők hatására keletkező repedések mentén viszont ismét feljuthat a hó a felszínre (konvekció).

A hő kibocsátás mégis lépést tarthat a hőtermeléssel (Ez utóbbi folyamat hasonló a földi óceánközépi hátságokhoz, azaz folyamatos szelepet biztosít a hó számára, biztosítva, hogy a mélyben nem következik be hőfelhalmozódás). Elméleti megfontolások alapján a repedések a jég tetején keletkeznek, ahol a szilárd, rideg jég könnyen törik. A jégkéreg alsó része ugyanis a víz nyomása (és a hó) hatására képlékeny. Ahhoz hogy víz jusson ezeken át a felszínre, nem lehet több km mély repedéseket elképzelni, a jégnek ennél vékonyabbnak (<10 km) kell lennie. A jég átlagos vastagsága nagyobb is lehet, mint a kriovulkánok, vagy főleg a „káoszterületek” alatt, ahol alulról egy „köpenyecske” termális erózióval kivékonyíthatja (azaz elolvasztja) a jégkérget (a köpenyecske itt forróbb vízáramlást, „termásvíz”-et jelent, ami a felszínalatti jégben átmeneti kriomagmakamrákat is alkothat). A földi láva esetén ilyenkor a feláramló magma hatására felszíni felboltozódás is történhet, ami az Európán is bekövetkezhet.

A kéreg és az óceán kapcsolata. Az európai oldal-elmozdulásos repedések felméréséből kikövetkeztethető volt, hogy az egész jégkéreg időnként merev testként elfordul a hold tengelyéhez képest. Ahhoz, hogy ez megtörténhessen, a jégnek sehol sem szabad összefüggésben lennie a szilikátos felszínnel (sem felülről, azaz nem lehet kapcsolatban a jégpáncél egy megvastagodó „kriohegység-gyökérrel”, sem alulról, azaz a szilikátos felszín egy magas hegye sem lehet jégkéregig érő „felhőkarcoló”). A jégkéreg alatt levő anyagnak elég képlékenynek kell lenni ahhoz, hogy a kéreg „csússzon” rajta (mint ahogy a földi kéreglemezek teszik a vizet kenőanyagként használva). Kell lennie valamilyen gravitációs anomáliának is, aminek a hatására a kéreg elfordul (pl. az új egyenlítőn egy pozitív (centrifugális) anomáliának, pl. egy „búbna”, anyagtöbbletnek) Ilyen jelenséggel találkozhatunk az Európán és az Enceladuson.

Abban az esetben, ha nincs vízóceán a jégkéreg alatt, az árapályerők sokkal kevésbé tudnak érvényesülni rajta, hiszen itt a jég a kőzetfelszínhez csatolódik (pl. a Tritonon, vagy a Titanon (Tobie és mtsai, 2010)).

A globális vízjégkéreg borította Europa felszíne több szempontból is hasonlíthat a Föld némely korai, „hógyó Föld” állapotára, amikor a világoceán befagyott. Erre

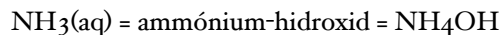
50 millió és (neoproterozoikum) (Hoffmann és mtsai, 1998) 2,4 milliárd éve (paleoproterozoikum) (Kirschvink és mtsai, 1999) kerülhetett sor. Az Europa jégkérgén látható folyamatok tehát a globálisan befagyott földi óceánokra is alkalmazhatóak, így ösföldrajzi eszközként használhatóak.

3.3.2. Vulkánok a Szaturnusz-rendszerben

A Szaturnusz körüli protoszatellitikus korongban (avagy cirkumplanetáris ősködben) a nitrogén ammónia-gőz formájában létezett. Ahogy a köd anyaga lehűlt, a fémek, a szilikátok és a vízjég kicsapódva megszilárdultak. 150 K körül az ammónia a vízjég kristályszerkezetébe épülve hidrátként kondenzálódott. Innentől kezdve a bolygók anyagába épülő víz ammóniát is tartalmaz, és eutektikumként (egyedi komponenseinél alacsonyabb olvadáspontú elegyként) viselkedve 176 K-en fagy meg.

A Titán belsejében. A Titánról készült modell szerint a radioaktív fűtés hatására a tiszta vízjég sokáig képlékenyen (a gleccserhez hasonló szilárd-képlékeny mozgással) viselkedik, így a jégben szilárd konvekció alakul ki. Mivel nem halmozódik fel a hó, a H₂O nem tud megolvadni. De nem is szükséges 273 K-ig felmelegednie, csak 176 K-ig, hiszen ez a víz-ammónia keverék olvadáspontja. A bazaltos magmához hasonló viszkozitású eutektikum könnyebb (kisebb sűrűségű), mint a tiszta vízjég, s így „kítő” (Beatty és mtsai, 1999).

A Titán egy tipikusan ammóniagazdag jeges hold. A modellek szerint azonban az ammóniadihidrát (NH₃ · 2H₂O) kristályos formában (ADH I) nem fordul elő benne. Ehhez a felső köpenynek (ADH I) fagyáspontja (176 K) alatt kellene lennie. A probléma az, hogy más számítások szerint itt a hőmérséklet nagyobb: 200–220 K. Így valószínű, hogy a kéreg alatt 200–400 km mélyen ammónia-víz oldat



található. Ha ez a NH₃-H₂O folyadék a felszínre jut, ott kristályosodhat. Feltételezések szerint a Triton és a Charon esetében is ammónia és víz keveréke lehet a kriovulkanizmus anyaga. A Szaturnusz és Uránusz más holdjain pedig már valóban jégként is előfordulhat az NH₃-H₂O

folyadék a holdak belsejében (Fortes és mtsai, 2003).

A titáni kriomagma is többkomponensű lehet: egy modell szerint a felszín alatti óceánt alkotó $\text{NH}_3\text{-H}_2\text{O}$ oldat (vagy más modellben ammónium-szulfát) kriomagmakamrákat alkothat a vízjég-kéregben, ahol a parciális olvadás hatására (a vízjég egy része kifagy, pl. a repedések falára) megnő az elegy NH_3 -tartalma.

3.3.3. Vulkánok a Neptunusz rendszerében

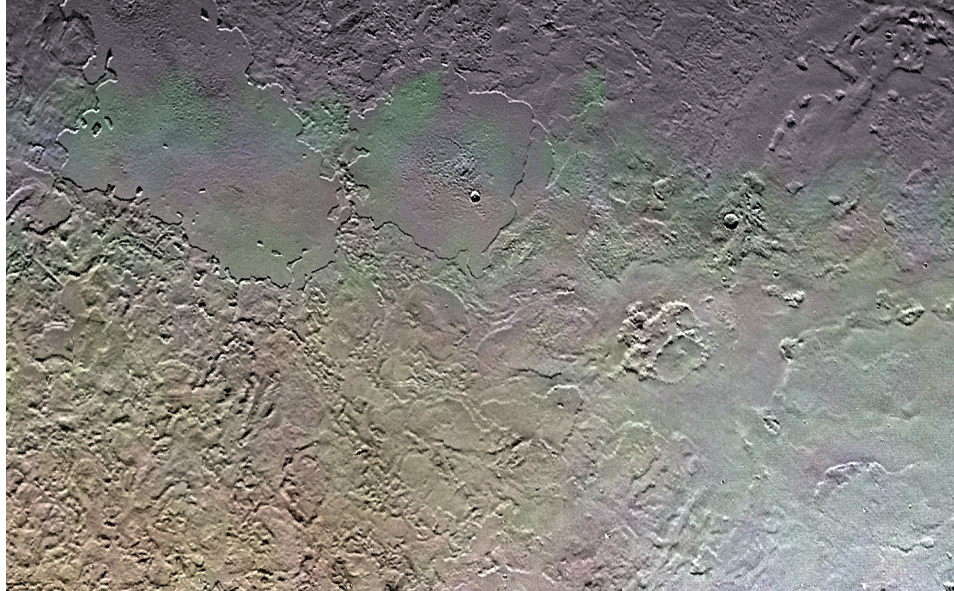
A Triton belsejében. A Triton egy Kuiper-övből befogott törpebolygó. A hasonló eredetű Plútóval szemben azonban felszíni domborzata nem haladja meg az 1 km szintkülönbséget, ami magas hőáramra, és emiatt egy felszín alatti folyékony vízóceán jelenlétére is utal.

A krioláva a Tritonon nagy krátereket tölt ki, a holdi mare-területekhez hasonlóan (67. ábra). A látavak középpontjában komplex, gödrökkel tarkított terület található, ami krioklasztos (robbanásos) vulkánosságra utal. A közeli Cipango Planumon robbanásos vagy beszakadásos eredetű gödörkrátereket találunk, körülötte sima anyaggal, ami nagyon friss (krio)láva vagy (krio)hamu is lehet (Schenk et al. 2021).

Mi készítheti a kriomagmát arra, hogy nagy sebeséggel a felszínre törjön? A kriolávák viszkózus anyagként viselkednek, ami kizárja a metánt (CH_4), a cseppfolyós nitrogént (N_2), vagy szén-monoxidot (CO), mint a láva anyagát. A tiszta víz is túl híg lenne a megfigyelt szerkezetek létrehozásához. A legvalószínűbb anyag itt is az ammónia-víz keveréke mint folyadék vagy megkásásodott jég. A robbanásos kitörések mindenképp megkívánnak valamilyen helyben illóként viselkedő anyagot (CH_4 , N_2). Egy másik lehetőség, hogy az ammónia-víz keverék és a felszíni CH_4 és N_2 jég együtt freatomagmás kitörésként viselkedik. (Kargel és Storm, 1990).

3.3.4. Óceánok a Plútó-Charon rendszerben

A megfigyelések extenziós és kompressziós törésvonalakat mutatnak a Charon felszínén, ami fagyott, kiol-



67. ábra: A Tuonela Planitia (balra fenn) és a Ruach Planitia (középen) fallal övezett síkságai, illetve a Cipango Planum friss kriovulkáni felszínei (jobbra) a Tritonon (Voyager-mozaik 1989)

vadt majd végleg újrafagyott óceán jelenlétére utalnak. A Plútón ezzel szemben főleg tágulós törésvonalakat látunk, amik a modellek alapján folyékony felszín alatti óceán jelenlétét jelzik. Az extenziós törések akkor keletkezhetnek, amikor a differenciálódott bolygóbelső felső H_2O -rétege megfagyott. Ez a réteg szilárd (konduktív), így képes a belső radioaktív hő úgy fűteni a felszín alatti vízóceánt, hogy a hő nem szökik el a felszínen keresztül a világűrbe. A két égitestet egymásra hangolódásának (kötött keringés) időszakában az árapályerők a radioaktív hőnél jóval nagyobb hőt generálhattak, megoldva a jégbelső (Bagheri et al. 2022).

3.4. Folyadékok az égitestbelsőkből

3.4.1. Magmaóceán

A magmaóceán kifejezést elsőként a Holdon használták (*Lunar Magma Ocean, LMO*) arra a modellre, amely a holdi anortozit eredetét egy globális magmaszférával magyarázta: az anortozit javarésze plagioklászból áll, melynek kialakulása úgy lehetséges, hogy a $2,7 \text{ g/cm}^3$ -es

plagioklász a Hold korai történetében a sűrűbb, bazaltos magmából kikristályosodva annak felszínén úszva hozta létre a Hold első kérgét (Warren és Wasson, 1979). Nem sokkal később az elméletet a Földre is alkalmazták (Ohtahi, 1985), mint arra a felszínre elérő, de nagy vastagságú, átolvadt szférára, amelyben a homogén köpeny differenciációja lezajlódhatott. A magmaóceán modellt azóta több másik égitesten is sikeresen használják. A helyi magmaóceán kifejezést is alkalmazzák pl. egy óriás becsapódás utáni, a mélyben átolvadt és felszínre jutó nagy mennyiségű magma leírására.

3.4.2. Lávasíkságok (árbazalt, trapbazalt)

A holdi mare-területek, a vénuszi vagy bármely más bolygó nagykiterjedésű lávasíkságai a földi árbazaltakkal (*Continental Flood Basalts* – CFB, pl. Dekkán, Szibéria, Columbia folyó) analógok. A lávasíkság és lávafolyás közt folyamatos az átmenet: amikor a lávafolyások teljesen beborítják a területet, az már lávasíkság. Bár egy holdi mare felszíne sík, azaz lávasíkság, általában impakt medencéket töltenek ki, azaz ez a speciális eset „három dimenzióban” a földi tengerekkel analóg, így a látatenger elnevezés is alkalmazható rá. A holdi mare-tengerek azonban több ciklusban, több száz, 10–20 m vastagságú, egymásra települt lávafolyással építkeztek, több száz millió éven keresztül (Colton, 1978). A becsapódás medencéje hozta létre azokat a töréseket is, amelyeken később láva hatolt a felszínre.

Az Io 40%-át kis szintkülönbségű, különféle fényességű síkság fedi. Vulkáni kitörésekből származó piroklasztit anyagok rétege(i) és különféle korú és összetételű lávafolyások együttese, azaz egyfajta „sík rétegvulkán”-ként képzelhető el az egész hold felszíne. A rétegelt szerkezet jól látható a törésvonalak mentén felnyomódott kőzetblokkjai peremén („rétegzett síkságok”).

3.4.3. Látatavak

Természetesnek vesszük, ahogy a kriomagma megfagy, jéggé válik, s hasonlóképp tesz a szilikátláva is a felszínre jutva. Akár a földi, akár az ióbéli látatavakat nézzük, a folyékony láva mindkét esetben idővel befagyhat, ha elég ideig nyugodt felszínnel rendelkezik és nem szivárog el (a külső hőmérséklet egyértelműen fagyáspontjuk alatti).

Ilyenkor a látatavon kéreg alakulhat ki, amely később, ha a láva visszahúzódik a tóból, beszakadhat.

Lávaalagutak tetejének beszakadásával feltárolt barlangok is ismertek a Földön (lávazsakadéktöbör, [angolul *skylight*], sorozatban szakadék lávauvala) vagy a Marson és a Holdon (catena, gödörkráterlánc; ill. lávazsakadék-töbrök).

Analóg jelenség a földi folyók és tavak befagyása is (a külső hőmérséklet fagyáspont alá csökken). Ezt a jégkérget szokás pl. jégpáncélnak nevezni. A befagyott tetejű folyókban a víz tovább áramolhat, akár csak a lávaalagutak esetében. A jégpáncél beszakadása termális erózióhoz kötődik (alulról átolvadáshoz, pl. melegvízű forrás felett; felülről olvadás, pl. melegebb idő esetén). Ilyenek a marsi medencékben is kialakulhattak, amikor ezek befagytak, majd a jégtakaró alatti víz elszivárgása után a jég elolvadt, vagy elszublimált.

Meddig tud folyadék maradni a láva? Ettől függ, hogy milyen hosszan folyhat egy lávafolyó. Nézzük meg, hogy földfelszíni körülmények között meddig tud stabil maradni egy szilikát-látató! Többféle látató-viselkedés ismert. A Kileuea Mauna Ulu kitörése 1969–71-ben folyamatosan keringő, stabil látatavat tartott fenn. A Kileuea Puu Oo kitörése 1983–84-ben viszont pár perces ciklusokból állt: gáz tört a felszínre (a tó kigázolgot), majd a láva hirtelen visszaszivárgott. A viselkedés (a felszíni lávaszint és a megjelent buborékok mennyisége) attól függ, hogy milyenek a magmakamra nyomásviszonyai, a magmában lévő gáz oldott vagy buborékok állapota és a buborékok egybeolvadása (Witham és Llewelin, 2006). Ha a buborékok összeolvadnak, pl. mert lassan emelkedik a viszkózus magma, a buborékok (illók) lecsatolódhatnak az áramló magmától és akkor nagy gáztartalom mellett sem valószínű robbanásos kitörés (Mitchell, 2006).

A visszaszivárgó, gázmentes magma keveredik a mélyben lévő, buborékossal. A kürtőben emelkedő magmában a buborékok a magmával együtt emelkednek. Ezzel szemben egy stabil látatóban a buborékok a magmán keresztül emelkednek. Egy idő után a kigázolható anyag elfogy és a magma végső egyensúlyba kerül, ha addig nem szivárgott már el. A megfigyelt magmatavak életük során végig buborékosak maradtak. Az Erebusnál 10 éven át történő folyamatos kigázolást figyeltek meg, vagy azért,

mert a mélyből utánpótlást kapott (exogén forrás), vagy azért, mert folyamatos konvekciós anyagáramlással a kigázolgot magma helyét a még gázt tartalmazó vette át (endogén forrás) (Witham és Llewellyn, 2006).

3.4.4. Lávacsatornák

A lejtős térszínen lineárisan lefolyó láva lávacsatornák formájában folyik le (68. ábra). A lávafolyásoknál lényeges, hogy minél nagyobb a lávahozam (effúziós ráta), annál tovább jut és annál később hűl le annyira, hogy a viszkozitás csökkenésével „befagyjon”. A külső hőmérséklet is befolyásolhatja a lehűlés sebességét. Több óras-napos befagyási idő mellett több tíz–száz km-re is eljuthatnak ezek a lávafolyók (Wilson és Head, 1998).

A lávafolyások hossza azzal is nőhet, ha egy ismétlődő aktivitás egy megelőzően létrejött csatornában vagy alagútban kezdi el az útját, s így sokáig folyékony marad. (Barnes és mtsai, 2006). A magas külső hőmérséklet miatt a vénuszi lávafolyások maradtak legtovább folyékonyak, ezért ott a leghosszabbak a lávacsatornák.

A lávacsatorna gyakran alakít ki lávagátakat (*lava leve*). Az elég magasra épült töltések közt a láva akár a felszín szintje fölött is folyhat.

A láva is kialakíthat „vízeséseket” (lávaesés), mely megszilárdulva lávafüggönyként terül a tereplépcsőre.

Ha a lávacsatorna teteje kihűl és kristályosodni kezd, a láva belül még folyhat tovább nagyobb hőveszteség nélkül. Így kialakulnak a lávalaagutak. A belül folyó 1000–1200 °C-os híg láva nagy lávahozammal áramlik, ami termális erózióval lágyítva a befoglaló kőzetet, mélyítheti vagy szélesítheti alagútját. A forrás elapadásával a láva lefelé kifolyik, és az alagút kiürül. Ha beszakad az alagút teteje, gödörkráterek (*pit crater*), vagy ezek sorozatával ún. *catena* keletkezik az alagút mentén (szakadék-lávauvalák) (Gadányi, 2007; Gadányi, 2010). Hasonló *folyamatok* a marsi völgyekre is elképzelhetőek. Különösen a szivárgó, magányos völgyek hasonlítanak látszatra a holdi, merkúri, mély völgyeket képző lávafolyásokhoz (a marsi lávafolyások azonban inkább a vénuszi, hosszán, keskeny sávban kanyargókhhoz állnak közelebb, pl. az Ascraeus-hegy óriásvulkán déli részén, ami részben alagút). A marsi példák olyan vízfolyások lehettek, amelyeknek a tetején jégkéreg keletkezett és ezután a víz hosszabb

időn keresztül „védve” folyhatott a völgyében. A jégkéreggel bevont vízfolyás tehát egyfajta alagútként szolgált; ám az ebben a környezetben illó jég elolvadván az erre utaló nyomok is eltűntek.

Érdekes vidék az Olympus Monstól K-re levő terület, amelyet alig 100 millió éves láva borít. Itt több, részben kiinduló csatornarendszer is található, melyek némelyike lávafolyás morfológiájú, közepén lávacsatornával, szélein lebenyes lávafolyásnyomokkal, a csatornában szabálytalan szigetettel, mások viszont áramvonalas szigeteket tartalmaznak, megint mások mélyek és redőzött anyag tölti ki mélyüket (mely láva lehet). A terület feltehetően egy forrásból feltörő láva- és vízfolyásoknak is helyet adott.

A Vénuszon is vannak meanderező lávacsatornák, melyek egyik típusát, a rendkívül hosszú, kanyargó lávacsatornákat *canalínak* nevezik. Ezek némelyike több mint 6000 km hosszán kanyarog, így sztratifráfiai szintjelzőként is használható. A canalik (62. ábra) alapvetően egyetlen, szinte nem változó szélességű csatornából állnak, de elágazhatnak, szigeteik és holtágaik is vannak, azaz vagy hosszú időn át folyt bennük a láva, vagy több kitörés láváját vezették le. Egyes helyeken az ártérre kifolyó láva is megfigyelhető.

A holdi lávacsatornák egyik típuspéldája a Hadley-rianás. A Holdon található meanderező völgyek lávacsatornák (ezek a *kanyargó rianások*, megkülönböztetve az egyenesektől, amelyek tektonikusak). A lávacsatornák vagy felszíni folyással vagy eredetileg lávalagútként alakultak ki, melyek később pl. becsapódások által keltett földrengések miatt beomlottak.

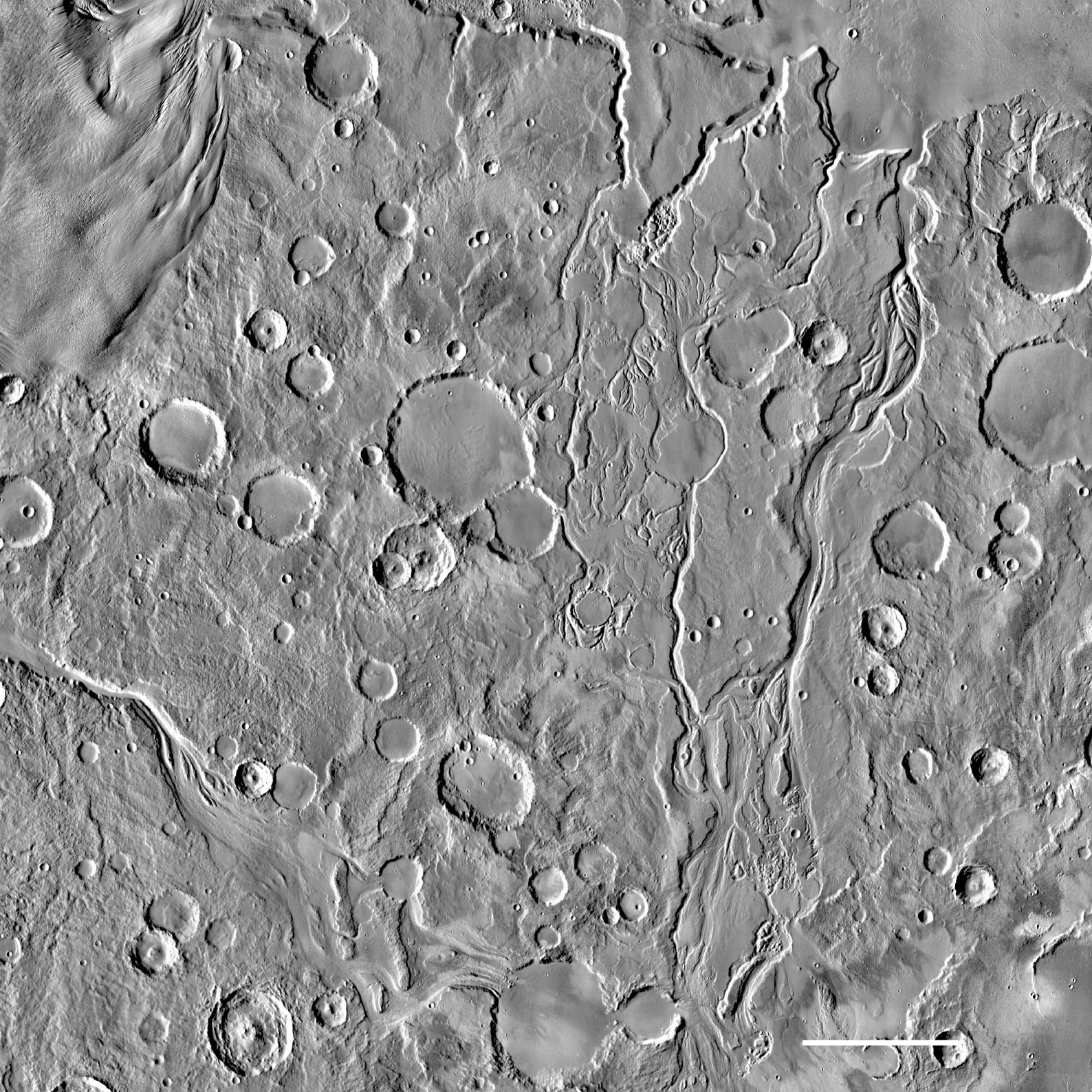
A holdihoz hasonló kanyargó lávafolyások a Merkúron is előfordulnak, pl. a Caloris-medence területén, sima síkságokon, továbbá a krátereket kitöltő sima (láva) anyagú területeken. A lávafolyások egy része kráterből ered (Kereszturi, 2002).

Az Io jellemző lávacsatornáit pl. a Hiiaka Montes vagy az Emakong Patera mellett találhatók. 200 km körüli hossz, 50–60 m mélység jellemzi őket és jellemzően ultrabázikus lávákat alkotnak a felszín kénes anyagán (Schenk és Williams, 2004).

68. ábra: A Hadley-rianás a Holdon. Az Apollo-15 leszállása napján Hold körüli pályáról készített fénykép. (AS15-M-0993

NASA/JSC/Arizona State University)

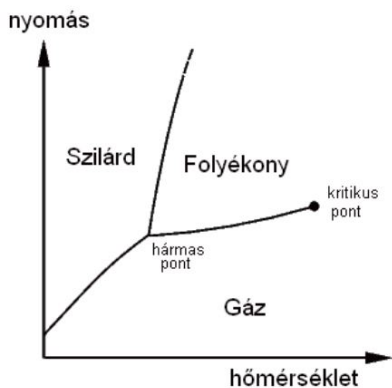




IV. FÜGGELÉK

4.1. Fázisdiagramok a bolygótudományokban

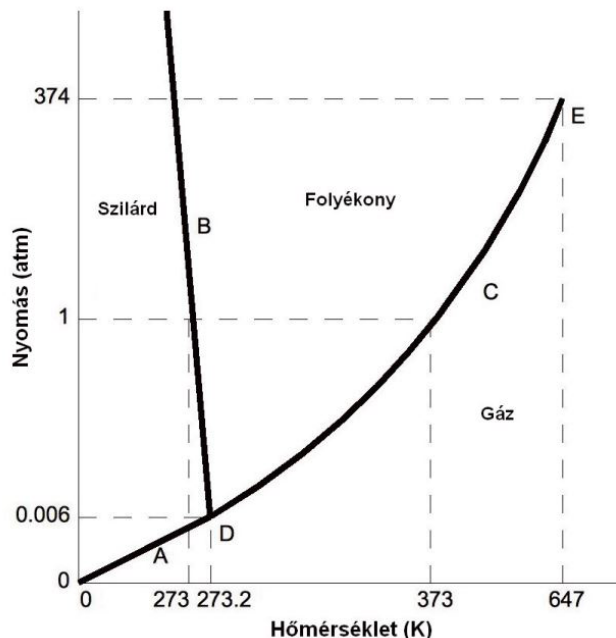
A fázisdiagramok megadják, hogy egy anyagi rendszerben, adott állapothatározók mellett, egyensúlyi állapotban az anyagnak milyen fázisai lehetnek jelen. Általában a nyomás és a hőmérséklet függvényében ábrázoljuk őket. Az egyes fázisok – szilárd, folyadék, gáz – területeit az egyensúlyi görbék választják el egymástól. A görbék által jellemzett értékpárok mellett a szomszédos két fázis egyensúlyban van, vagyis egyidejűleg létezhet. Az egyensúlyi görbék metszéspontjában a hármaspontot találjuk, azt a pontot, ahol mind a három fázis egyensúlyt tart, így mindegyik egyszerre van jelen. Másik jellemző pontja a fázisdiagramnak a kritikus pont. A kritikus pont értékeit meghaladva a folyadékfázis megszűnik (Lengyel és mtsai, 1960).



70. ábra: Fázisdiagram általános esetben

hasznos a fázisdiagramok tanulmányozása: segítségével meghatározható, hogy a viszonyok megváltozásával

69. ábra (a túldoldalon): A Mangala Váles felső folyásvidéke, Mars (Themis nappali infravörös kép, NASA/JPL). A fehér csík 60 km.

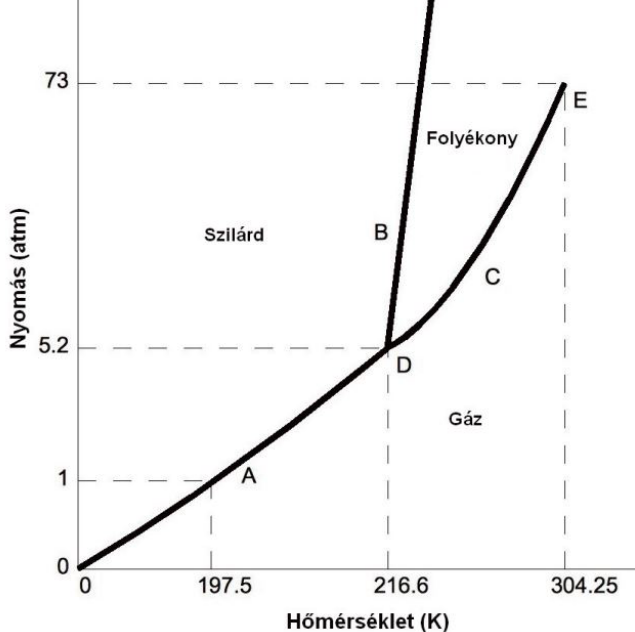


71. ábra: A víz fázisdiagramja

történik-e fázisátalakulás egy-egy anyag esetében, vagyis van-e anyagkiválás, csapadékképződés (70. ábra).

A Föld légkörében az egyetlen csapadékot adó anyag a víz. A víz fázisátalakulásait jól ismerjük. A fázisdiagram egyszerűen megszerkeszthető. Ezt a fázisdiagramot mutatja a 71. ábra. Az „A” betűvel jelölt görbe a szilárd és gáz fázisokat választja el. Ez a szublimációs görbe. „B” jelöli a fagyási, „C” pedig a párolgási, vagy kondenzációs görbét. A „D” pont adja meg a hármaspontot, az „E” pedig a kritikus pontot (Chemwiki).

A 71. ábráról leolvasható, hogy a víz kritikus hőmérséklete 647 K. A Földön ennél magasabb hőmérséklet nem fordul elő, így nem zárható ki a cseppfolyós víz vagy a szilárd jég jelenléte. Ha 1 bar nyomás mellett nézzük a hőmérséklet-változást, azt látjuk, hogy végbemegy egy fázisátalakulás 273 K-en (fagyáspont), és egy újabb 373 K-en (forráspont). Egyensúlyi állapotban tehát a fagyásponton a szilárd és a folyadék fázis együttesen van jelen, e fölött viszont csak folyékony, alatta pedig csak szilárd halmazállapotban van a víz. Ebből adódóan egy vízcseppnek, ha hőmérséklete a fagyáspont alá süllyed, egyensúlyi esetben át kell alakulnia szilárd jéggé. A légkörben azonban

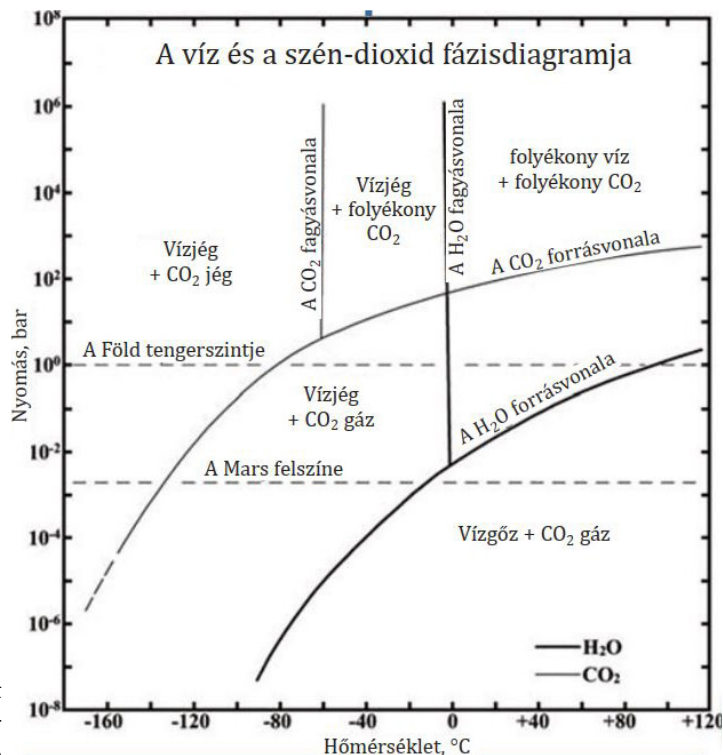


72. ábra: A szén-dioxid fázisdiagramja

tudjuk, hogy ez nagyon gyakran csak jóval a fagyáspont alatt következik be, ez a túlhűtés jelensége. A fázisátalakulásokat a valóságban tehát gyakran befolyásolják egyéb légköri jelenségek, így azok nem köthetők egyértelműen az állapotváltozók meghatározott értékeihez.

A kőzetbolygók körében a víz kondenzációjára a Föld mellett a Marson is van lehetőség. Itt azonban mások a körülmények, mint bolygónkon. A Marson a felszíni légnyomás csupán $6,36 \text{ mbar}$ ($6,36 \times 10^{-3} \text{ bar}$), s felfelé haladva a légkörben logaritmikusan csökken.

A víz fázisdiagramját (71. ábra) szemlélve azt látjuk, hogy a hármaspont épp $0,006 \text{ atmoszféra}$ nyomáson található, ez alatt pedig, bármilyen hőmérsékletet is nézzünk, a víz csak két fázisában lehet jelen, szilárd vagy gáz halmazállapotban. A Marson a hőmérséklet körülbelül 135 K és 300 K között ingadozhat, így lehetséges a vízjég szublimációja, vagy depozíciója. A felszíni légnyomás kevéssel a hármaspontéhoz tartozó nyomás fölött van, így a víz folyékony halmazállapotban is előfordulhat, viszont csak egy rendkívül szűk hőmérsékleti tartományban stabil. Még egy anyagot meg kell vizsgálni a Mars esetében, a szén-dioxidot. Nézzük meg a szén-dioxid fázisdiagramját (72. ábra)!



73. ábra: a H_2O és a CO_2 együttlétezésének tartományai.

A víz hármaspontja miatt ($T=+0,010 \text{ C}$; $P = 0,0060 \text{ atm}$) a Marson ma alig létezhet víz folyékonyan, a CO_2 hármaspontja miatt viszont ($4,2 \text{ atm}$, -53 °C) mindkét bolygón megakadályozza, hogy folyékony CO_2 létezzon (ezért hívják a Földön szárazjégnek). A Földön a szárazjég -78 C -on, a Marson -127 fokon szublimál. A víz (folyékony H_2O) marsi létezését légnyomás változása és a vízben oldott anyagok is befolyásolják. (2.3 kép Carr (1996), in: Faure & Mensing, 2007)

Láthatjuk a 72. ábrán, hogy a szén-dioxid hármaspontja $5,2 \text{ atm}$. Az ábra nem arányos, így nem tudjuk leolvasni a marsi légnyomáshoz tartozó fázisátalakulási pontot. Egyéb forrásból ez az érték 150 K körüli, így arra következtethetünk, hogy a Marson van lehetőség a szén-dioxid fázisátalakulására.

Ugyanezt megnézhetjük a Földre is. 1 bar (1 atmoszféra) nyomáson még mindig jóval a hármaspont alatt vagyunk, így folyékony szén-dioxid a Földön sem jelenhet

meg. A fázisátalakulási pont a 72. *ábra* alapján 197,5 K. Bár a Földön mértek már ehhez hasonló értékeket, ilyen alacsony hőmérséklet azonban ritkán, és csak meghatározott helyeken fordulhat elő.

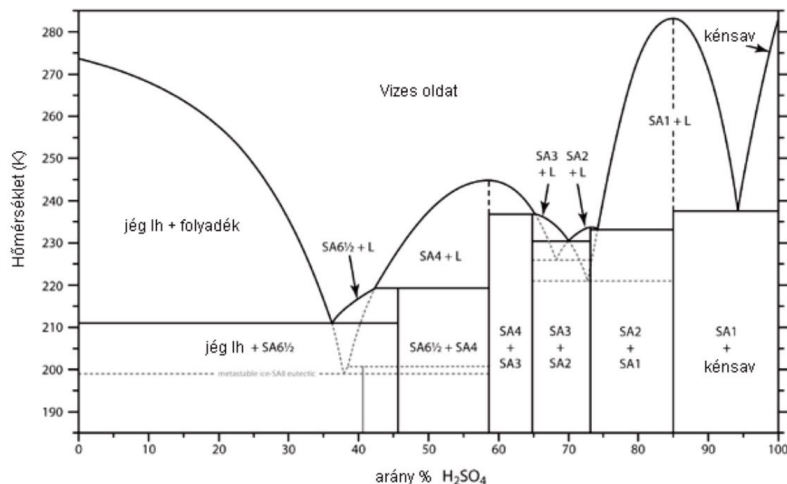
A szén-dioxid és a víz fázisdiagramjai egységes ábrán is megjeleníthetők (73. *ábra*).

A többi bolygó esetében a fázisok vizsgálata több nehézséget okoz. Nem minden anyagnak ismerjük olyan részletesen a fázisdiagramját, mint a vizét, vagy a szén-dioxidét. A bolygóléggörökben ráadásul gyakran összetett rendszereket kell vizsgálni. Ilyen esetekben, még ha ismerjük is az egyes összetevők fázisdiagramjait, a teljes rendszer leírását általában nem tudjuk megadni.

A légkört alkotó anyagok sokszor kémiai reakcióba is lépnek egymással, ami tovább nehezíti az elemzést. Ezen kívül sok anyag sokkal kevésbé stabil, mint a víz, így meghatározott körülmények között bomlik.

A kénsav például, ami a vénuszi csapadék alkotója, már a forráspontja közelében elbomlik. A következő fázisdiagram a kénsav hidrátjaira vonatkozik (74. *ábra*).

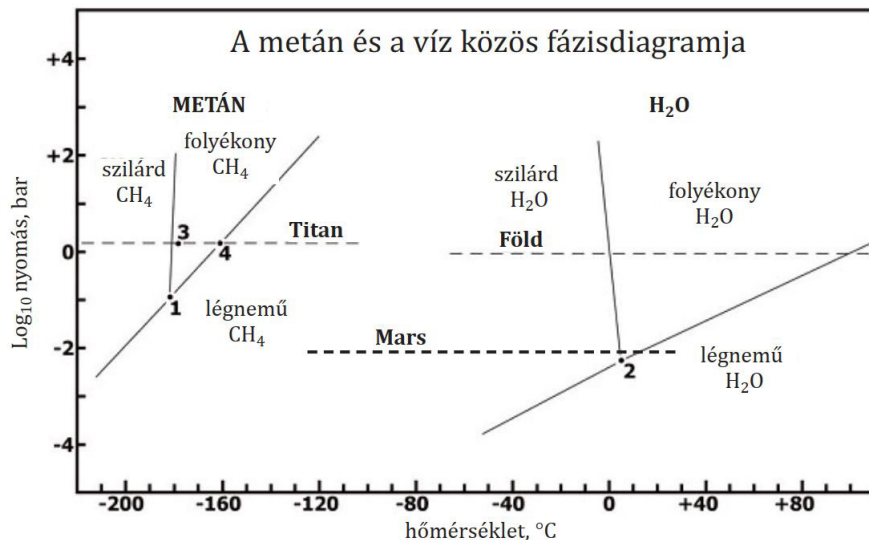
Az ammónia, amely a gázbolygók légkörének fontos összetevője, könnyedén disszociál nitrogénre és hidro-



74. *ábra*: A kénsav-víz rendszer fázisdiagramja (ucl.ac.uk/~ucf-banf/sulfuric_acid_hydrates.htm)

génre. Kritikus pontja 111,5 atmoszféra nyomás mellett 405 K, ilyen magas hőmérséklet az óriásbolygók légkörében nem fordul elő. A metán az Uránusz és a Neptunusz magasabb légrétegei mellett a Titán atmoszférájának lényeges alkotója. Hármaspontja: 0,117 bar és 90,68 K.

A gázóriások belsejében lejátszódó folyamatokat a 76., a Titán felszíni folyamatait a 75. *ábra* mutatja be.

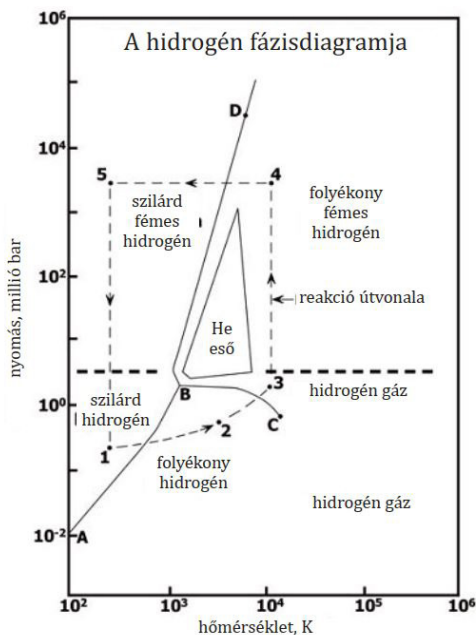


75. *ábra*: A metán és a víz fázisdiagramjai. A két fázisdiagramban nincs jelentős átfedés, azaz a víz a Titánon csak jég, a metán a Földön csak gáz formában fordulhat elő. Ugyanakkor a víz a Földön ugyanúgy megtalálható mindhárom halmazállapotában, mint a metán a Titánon.

A mai Marson a víz folyékony tartományának megfelelő viszonyok éppcsak hogy előfordulhatnak. (Adatok: Hartmann (2005) in Faure & Mensing, 2007.)

A számok magyarázatai:

1. A metán hármaspontja (-182,3 °C, 0,117 bar);
2. A víz hármaspontja (+0,010 °C, 0,006 bars);
3. A Huygens szonda leszállóhelyén fennálló viszonyok (-179 °C, 1,5 bar);
4. A metán forráspontja a Titánon (-162 °C).



76. ábra: A hidrogén fázisdiagramja a gázóriások belsejében lévő folyamatokat magyarázza. A „fém hidrogén” elektromosan vezető folyadékot jelöl a Jupiter és Szaturnusz belsejében). (Hubbard 1999, 6. kép, in: Faure & Mensing, 2007)

4.2 DEFINÍCIÓK, FOGALOMMAGYARÁZATOK

4.2.1. Részecskék a légkörben

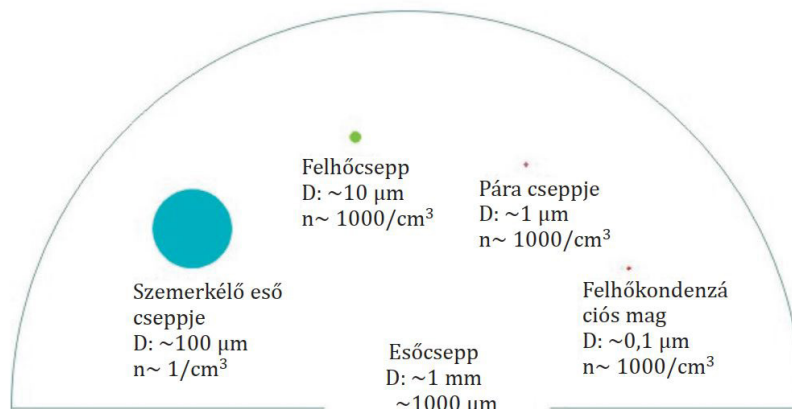
Kondenzációs mag: 0,1–0,2 μm (átlag: 0,0002 mm)
Koncentrációja 100–500 db/cm³

Felhőelem (felhőcsepp): 1–100 μm (0,001–0,1 mm)
(átlag: 0,02 mm) (5 μm : szennyezett város fölött,
15 μm : óceán fölött)

Csapadékelem (esőcsepp): 100–5000 μm (0,1–5 mm)
(átlag: 2 mm) (Az 5 mm-nél nagyobb vízcseppek esés
közben kisebb cseppekre esnek szét)

Jégeső: 10–500 mm

Hókrisztály: 0,1–3 mm (jégkristálytöredékek egymás-
hoz nőve és túlhűlt esőcseppek ráfagyva) (Libbrecht
2005) A hulló jégkristályokra ráfagnak a túlhűlt, nála



77. ábra: Részecskék méretei a légkörben

kisebb vízcseppek, így nő a hókrisztály, melyek egymás-
hoz tapadva hópelyheket alkotnak.

Hópehely (hókrisztályok egymáshoz tapadva): 1–30 mm

Hódara: megfagyott esőcseppek

Aeroszol: gáz halmazállapotú közegben finoman szét-
oszlalt (porlasztott) folyékony vagy szilárd részecs-
kék (méretük 10–500 nm). Szilárd diszpergált anyag
esetén füst, ha a porlasztott (vagy kondenzálódott)
anyag folyadék halmazállapotú, ködről vagy felhőről is
beszélhetünk.

A légkör állapotjelzői

Köd (= felszíni felhő) A vízgőz kicsapódása a talaj közelé-
ben meg végbe és a látástávolság nem éri el az 1 km-t.

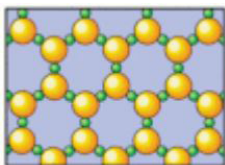
Párás levegő: A relatív nedvesség meghaladja a 80%-ot,
és a látásromlást elsősorban a vízcseppek túlsúlyba ke-
rülése okozza. A látástávolság 1 km-nél nagyobb, de 5
km-nél kisebb.

Száraz légköri homály (haze/szmoz) A relatív nedves-
ség 80%-nál kisebb és a látásromlást elsősorban a szilárd
szennyezőanyagok: por, korom, füst szuszpenzi-
ója okozza.

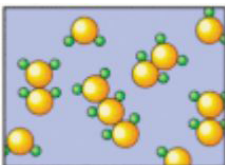
Porvihar, homokvihar: A látástávolság 1 km alatti,
porrészecskék miatt.

4.2.2. Halmazállapot-változások

A víz halmazállapotai

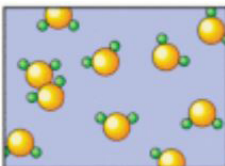


Szilárd halmazállapot. A részecskék hőmozgása az összetartó erőhöz képest kicsi, így tulajdonképpen helyhez kötöttek; a hőmozgás e hely körüli rezgőmozgásban nyilvánul meg. A víz rendezett molekuláris szerkezetű (jég).



Cseppfolyós halmazállapot. A molekulák hőmozgásának (mozgási energiájának) növekedtével eljutunk egy olyan állapothoz, amikor a molekulák egymáshoz képest is elmozdulnak, nincsenek

helyhez kötve, de ugyanakkor még érvényesül a molekulák között a vonzóerő is.



Légnemű halmazállapot. A molekulák hőmozgása már olyan nagy, hogy az összetartó erő elhanyagolható. A molekulák egymástól függetlenül, szabadon mozognak.

Folyamatok

Párolgás: a folyadéktérből időegység alatt kilépő gőzmolekulák száma nagyobb, mint a visszalépőké.

Kondenzáció: a folyadéktérből időegység alatt kilépő gőzmolekulák száma kisebb, mint a visszalépőké.

Forrás: a folyadék párolgása, pontosabban ha a folyadéknak a gőzfázisba való átmenetele nemcsak a határfelületen, hanem a folyadék belsejében is megindul.

Gőz, gáz, kritikus hőmérséklet

A **gőz** széles értelemben olyan gáz, melynek anyaga légköri nyomáson, szobahőmérsékleten jellemzően folyadékként (esetleg szilárd anyagként) viselkedik (cseppfolyósodási hőmérséklete 1 atm nyomáson szobahőmérséklet fölött van).

Szűk értelemben ha a légnemű anyag hőmérséklete annak kritikus hőmérséklete alatt van, akkor azt gőznek nevezzük, ha a hőmérséklete a kritikus felett van, akkor azt gáznak hívjuk. A kritikus hőmérséklet alatt az anyagok lehetnek gázok, folyadékok vagy szilárdak is, a nyomástól függően, vagyis a légnemű anyag neve addig gőz, ameddig a nyomás növelésével (ugyanazon a hőmérsékleten) még lehetséges folyadék állapot elérése (ez az érték a víznél 374°C).

H₂O. Külön nehézség a H₂O elnevezése, melyre nincs összefoglaló szó. Használhatóak a vízgőz, folyékony víz, vízgőz, H₂O-gáz kifejezések.

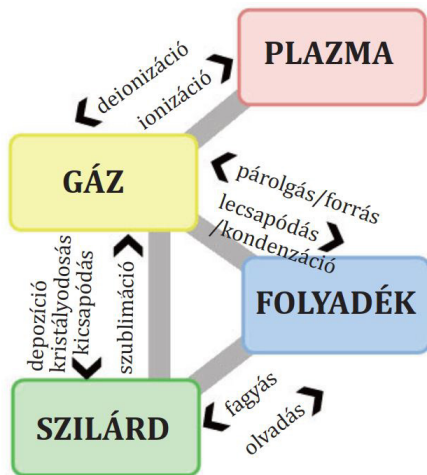
Forráspont, gőznyomás. A forráspont az a hőmérséklet, ahol a gőznyomás megegyezik a külső légnyomással. A gőznyomás a gáz parciális nyomása adott hőmérsékleten, folyadékkal egyensúlyt tartva, mely pl. akkor jelentkezik, ha az adott anyag érintkező szilárd vagy folyékony és gáz állapotban fordul elő egymás mellett.

A részecskék hőmozgásától függően az anyag egyik halmazállapotból átmehet egy másikba.

Illók

Illók a kozmokémiában: gázok, jegek, refraktorikus elemek. A geokémiában, kozmokémiában (pl. a gázóriások tanulmányozásakor) az illó anyagokat a szoláris ősködben (10⁻⁴ atm nyomáson) történő kondenzációs hőmérsékletük alapján csoportosítják. A refraktorikus elemek a magasabb olvadáspontúak, ezek 1300 K fölött kondenzálódnak (pl. Mg-szilikátok, Fe-Ni, Al, Ca stb.). Ezek csapódnak ki először a szoláris ősköd anyagából, vagyis legközelebb az ősz-Naphoz. A közepesen illó elemek 690–1300 K-en kondenzálódnak (Na, K, S, stb.), az (igen) illó elemek 690 K alatt kondenzálódnak (pl. ólom). Létezik még az atmofil elem megjelölés is a jégnél is alacsonyabb hőmérsékleten kondenzálódó anyagokra (H, C, N stb.) (Fegley 2010), de a planetológiai gyakorlatban ezt a megjelölést nem használják.

A kozmokémiában gázoknak nevezik a nagyon alacsony (-100 K alatti) olvadáspontú anyagokat (gázok: H, He), míg a -100 K olvadáspont felett olvadó/kondenzálódó anyagok elnevezése (illó) jég (jegek: NH₃, CH₄, H₂O stb), függetlenül az anyag halmazállapotától és hőmérsékletétől, vagyis a gázóriások belsejében lévő folyékony,



forró vegyületek is „gázok” és „jegek” a fenti megkülönböztetés szerint.

Illók a planetológiában: illók, jegek. A bolygótudományban illóknak nevezik azokat az elemeket, vegyületeket, melyek forráspontja „alacsony”, azaz a gyakorlatban az adott égitesten jellemző felszíni légnyomáson a levegő legmagasabb hőmérsékleténél alacsonyabb. A gyakorlatban: olyan anyag, mely adott felszíni hőmérsékleten és nyomáson kigázol az anyagból.

Az illó definícióját általában a földi hőmérsékleti viszonyok szerint alkalmazzák az egyes elemekre más égitest esetén is, ahol a kőzetek anyagát adják (azaz a földi illók ott lávaként funkcionálnak).

Jellemzően illónak nevezik a következőket: N_2 , H_2O , CO_2 , NH_3 , H_2 , SO_2 , CH_4 , és minden egyéb szénhidrogént. A földi alkalmazásban legáltalánosabb illó anyagok a magmából a felszínre érve buborékként a légkörbe távozó anyagok, pl. a víz(gőz) és a CO_2 .

Az asztrogeológiában (planetológiában) – a szilárd felszínnel rendelkező égitestek tanulmányozásakor – jégnek nevezik általában a vízjeget, de bármilyen más, egy adott égitesten fagyott és kristályos állapotban lévő elemet, vegyületeket; vagyis itt az olvadt vagy gáz állapotban lévő elemek elnevezése folyadék ill. gáz (gőz), ellentétben a kozmokémiai jégfogalommal. A planetológiai értelemben vett jég által alkotott formák és anyagok előtagja krió- (kriomagma, krioláva, kriovulkán, kriotefra stb.).

Kapcsolódó fogalmak

Folyadékszféra. Ha a bolygótest felszíni hőmérséklete és légnyomása olyan tartományba esik, amely mellett valamely illó anyag cseppfolyós állapotban maradhat, akkor folyadékszféra is kialakul az égitest felszínén (Illés 2001). Hidroszféra helyett tehát ha nem vízről van szó, akkor inkább folyadékszféra kifejezést használunk. A krioszféra kifejezés a földi jég megjelenési zónáira alkalmazandó, hiszen egy jeges égitest egésze krioszférá(ka)t alkot.

Termális erózió. Ha valamely anyag hőmérséklete magasabb, mint az alatta fekvő anyag olvadáspontja, azt képes megolvasztani, és ezzel „erodálni” (a megolvadt anyag elkerül eredeti helyéről). Példa: víz a jeget erodálja – pl. gleccserpatak –, láva a kőzetet (pl. lávacsa-torna medrét).

Eutektikum. Az eutektikum két vagy több komponens elege, amelynek létezik egy vagy több olyan összetétele amely a tiszta komponensek olvadáspontjánál alacsonyabb hőmérsékleten olvad meg.

4.3 Adatok

A Föld egyes zónáiban előforduló víz tömege

A földi hidroszféra	1,46	$\times 10^{21}$ kg
Üledékes kőzetek	kb. 0,21	$\times 10^{21}$ kg
Köpeny	(0,5–4)	$\times 10^{21}$ kg
A földtömeg	kb. 6	$\times 10^{24}$ kg /0,04%-a H_2O

Néhány bolygó légkörének légsűrűsége és légnyomása a felszín közelében

Légkör	Légsűrűség kg/m^3	Légnyomás
Mars	0,018	0,06 atm
Földfelszín	1,17–1,29	1 atm
Föld 5 km	0,72	
Föld 10 km	0,42	
Föld 30 km	0,018	
Titan	5	1,5 atm
Vénusz	67	90 atm

NB: A Vénusz felszíni légsűrűsége a vízének kb. 6–7%-ának felel meg.

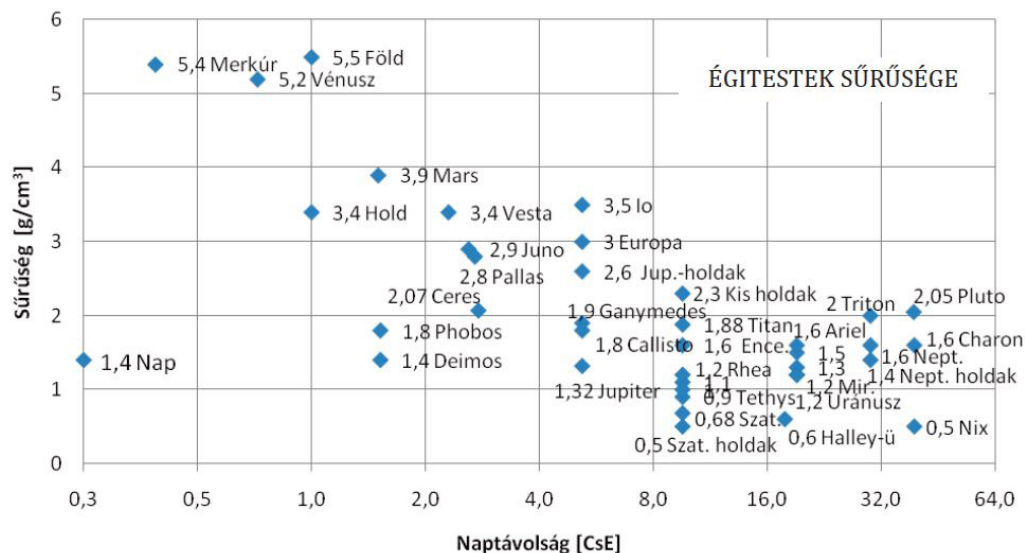
Egyes anyagok nevezetes hőmérsékleti értékei és sűrűsége

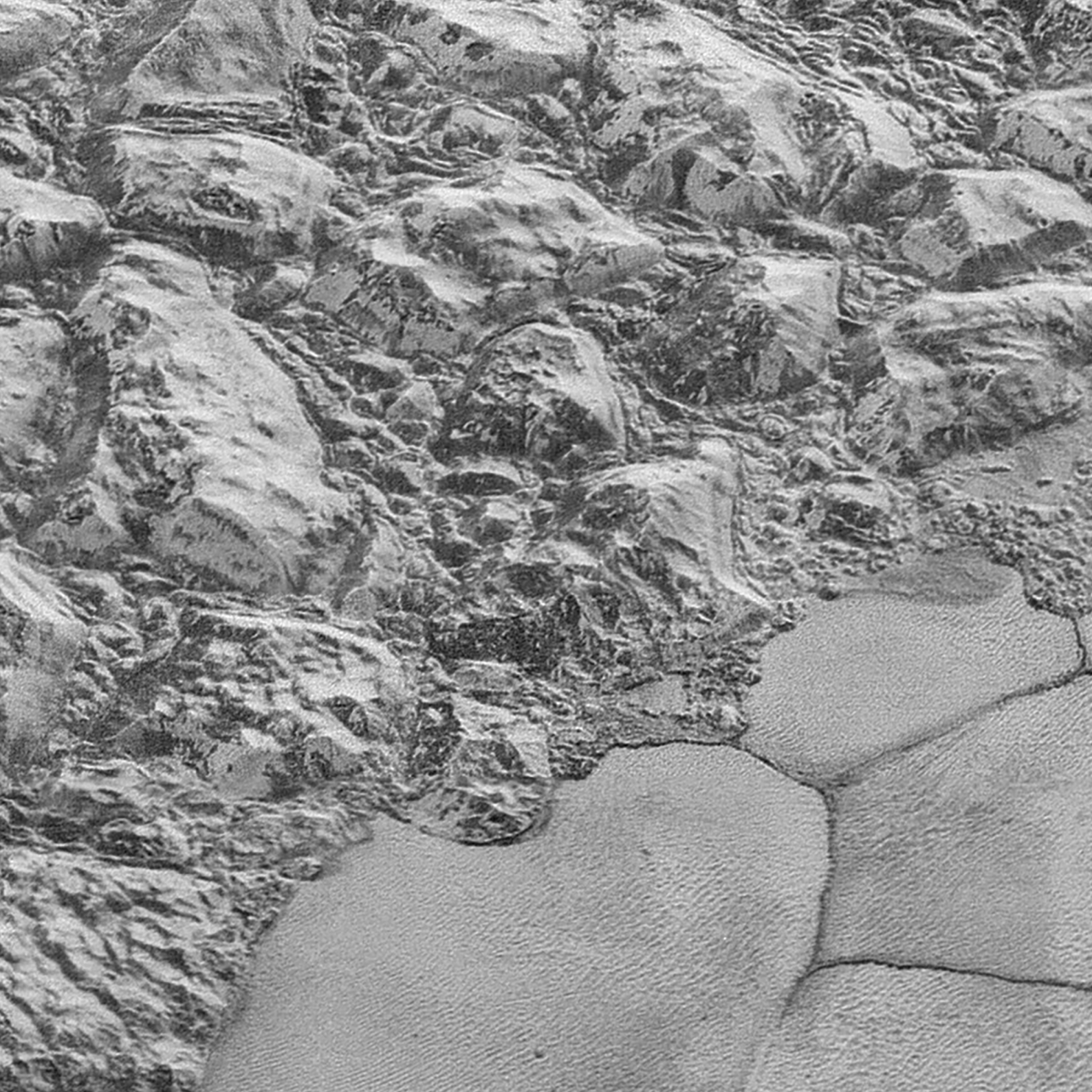
	Olvadáspont	Forráspont	Kritikus hőm.	Sűrűs. (foly.) (szilárd)		Kondenz. hőm.*
	C°/K	C°/K	C°/K	kg/m ³	kg/m ³	C°/K
Víz – H ₂ O	0/273K	100/373K	374/647K	1000	917	-91/182K
Szén-monoxid – CO	-205/68K	-191/82K	-140/133K	788		-253/~20K
Szén-dioxid – CO ₂	-78/194K (**)	-57/216K	31/304K	1032	1562	
Oxigén – O ₂	-218/54K	-182/90K	-119/154K	1141		
Ammónia – NH ₃	-77/195K	-33/240K	132/405K	682	817	52/325K
Metán – CH ₄	-182/91K	-161/112K	-83/190K	422		-232/41K
Etán – C ₂ H ₆	-181/89K	-89/184K	32/305K	546		
Nitrogén – N ₂	-210/63K	-195/77K	-147/126K	808		-250/~20K
Kén-dioxid – SO ₂	-75/198K	-10/263K	157/430K	1458	1460	
Ammónia-dihidrát-NH ₃ ·2H ₂ O		176K			kb. -948	kb. 982-965
Szalmiákszesz - NH ₄ OH (25%-os)	-57/215K	37/310K		910		-142/131K (amm.hidr)
Kén – S	115/388K	444/717K	1040/1314K	1819	1920–2070	
Fe-ötvényzet – Fe			8227/8500K			1357K
Alkáli földpát – (Na, K)AlSi ₃ O ₈						1000 K
Anortit – CaAl ₂ Si ₂ O ₈						1387K
Bazalt – SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO ...	1100–1400°C	~1800°C		~2760	2700–3011	
A földköpeny anyaga				~3400		

* a szoláris ősködben (Lodders 2003) **folyadék csak 5 atm felett

A folyadékok sűrűségi értékei forrásponton értendők, földi körülmények között, 1 atm nyomáson.

Források: Gas Encyclopaedia <http://encyclopedia.airliquide.com/> és a hivatkozott cikkek.





V. Gyakorlatok

5.1. Gondolatkísérlet

Gondolatban helyezzük a Jupiter holdját, az Európát a mi Holdunk helyébe. Milyen átalakulások történének az égitesttel? E gondolatkísérlet segítségével az égitestek hosszú időskálájú átalakulásáról, fejlődéséről, éghajlatának változásáról tudhatunk meg többet. Kereshetünk analógiákat is, amikor nem az égitestet helyezték át, hanem a légkör tömege, víztartalma, üvegházhatása változott. Földtörténeti léptékekkel az égitestek forgása, a Napból jövő sugárzás mennyisége is változik.

Az Európán a jelenlegi felszíni hőmérséklet: -170°C (-148 — -188°C). A Föld távolságában egy égitest feketetest-hőmérséklete $+6^{\circ}\text{C}$. Ezt növeli az üvegházhatás (a Földön 32 fokkal), csökkenti az égitest albedója (a Földön kb. 24 fokkal). Így jön ki a Föld átlaghőmérsékletére $+14$ fok. Kötött keringése miatt a Holdon két hétig nappal van ($+110^{\circ}\text{C}$) és két hétig éjjel (-150°C). A napi átlaghőmérséklet az Egyenlítőnél 23°C , a sarkokon -110°C . A Hold effektív hőmérséklete (albedó: $0,12$) -4°C (ezt nem növeli üvegházhatás). Az Europa szinte hófehér fényvisszaverő-tulajdonsága mellett az effektív hőmérséklet -62°C lenne, de ez hatalmas hóingást takar (Effective Temperature 2010), és nappal 0°C fölé emelkedne. A párolgás miatt az „új holdon” vízgőzlégkör alakulna ki.

Az Europa 3183 km, a Hold 3476 km átmérőjű, tömegük viszont más: a Holdé $7,0 \times 10^{22}$ kg, az Európáé $4,8 \times 10^{22}$ kg. Ezért a Föld–Hold tömegközéppont kissé eltolódna, kicsit kisebb lenne az árapály. Az Európával „betelepített” holdpálya is fokozatosan megváltozna. A Földön a holdas éjszakák jóval világosabbak lennének, mert az Europa albedója $0,67$, a Holdé mindössze $0,12$.

A Hold felszíne nappal $+110^{\circ}\text{C}$, éjszaka -150°C . Az

78. ábra (a túloldalon): A Plútó részlete: a Sputnik Planitia Al-Idrisi Montes nevű, vízjég-blokkokból álló peremhegysége, és a medencét kitöltő sokszögmintás nitrogénjég, melyen metánhomokdűnék találhatók. A mintázatot a jég olyan konvekciós áramlása okozhatja, melyet a felszíni nitrogén szublimációja hajt (Morison et al. 2021). A kép 80 km széles.

Europa ugyan jóval több fényt verne vissza, jégfelszíne azonban valószínűleg a kéthetes napsütésben felmelegedne és fokozatosan szublimálna. A globális vízpáraképződés miatt – mivel az Europa kisebb, mint a Föld – a vízgőz egy része bizonyára elszökne, különösen, amikor kikerül a Föld magnetoszférájából és a napszél közvetlenül éri. A vízgőznek egy kisebb része is elég lehetne ahhoz, hogy légkör alakuljon ki. A légkörben a vízpára üvegházgázként, pozitív visszacsatolással, egyre jobban melegítené a felszínt, miközben csökkenne a napi hőingás és nőne a légnyomás, így egyre inkább folyékony maradhatna a víz, így kisebb valószínűséggel szökne el.

Az éjszakai oldalon ill. a pólusoknál nagy magasságban a légköri víz kicsapódna, lehullana és visszafagyna a felszínre. Mi történne a nappali oldalon? Hogyan működne a magaslégtörzsi hidegcsapda? Milyen globális légkörzés és vízáramlási rendszerek alakulnának ki, tekintve a kisebb Coriolis-hatást és a kontinensek hiányát?

A nap UV sugárzása a vizet ill. vízgőzt akadálytalanul elbonthatná alkotóelemeire (fotodisszociáció), a hidrogén megszökne, az oxigén, ha megtartásához elég nagy a gravitáció és nem túl nagy a hőmérséklete, a légkörben maradna. A Jupiter árapályhatása és az általa keltett árapályhő megszűntével az Europa belsejében ma meglévő óceán bizonyára fokozatosan befagyna.

De ahogy egyre több vízpára szökik el, egy idő után a belső, kb. száz kilométer mély óceán felszínközeli tartományaira is sor kerülne, azaz lassan elpárologna, ezzel egyre mélyebb (korábbi) rétegek kerülnének a felszínre, lassan „olvadna” a bolygó kérge és köpenye. Ezáltal az egyre mélyebb rétegek válnak a felszínen, immár nem a belső hó, hanem a napsugárzás hatására folyékonyá. A vízből álló köpeny végső eltűnésével a légkör is eltűnik, és vele együtt a folyadék fázis is megszűnik a felszínen.

Ekkor már az Europa szilikátfelszínét látjuk csak, melynek esetleges vízjég tartalma kezd el fokozatosan kiolvadni, a légkör pedig egyre ritkább utánpótlás híján, hacsak a Föld és Nap nem okoz akkorá árapályerőt, hogy fűtse a szilikátos belsőt.

Hasonló gondolatkísérlettel a Hold helyére a Titán vagy a Plútó (lásd a szemközti oldalon) is tehető volna. Ennek kidolgozását azonban már az olvasóra bízuk.

5.2. Rétegtani gyakorlatok

A következő képeken feladatokat talál az Olvasó. A gyakorlat során *lehatároljuk* az egyes felszíni alakzatokat, majd megállapítjuk, hogy milyen *sorrendben* keletkeztek, vagyis melyik a legidősebb, ill. legfiatalabb stb. Ezáltal képesek leszünk felvázolni az adott terület felszínfejlődését.

A rétegtani módszer (*Steno törvényei*) lényege az, hogy az újabb képződmény a régebbi tetejére települ, vagy az újabb a régebbibe vág bele. Alakzat lehet tehát anyagi jellegű, ami például ráfolyik vagy ráhull egy korábbi területre és betakarja, elfedi azt; de alakzat az eróziós folyamat eredménye is, vagyis az anyagihiány, amely során a folyamat lepusztít egy korábbi anyagréteget. Előbbi során

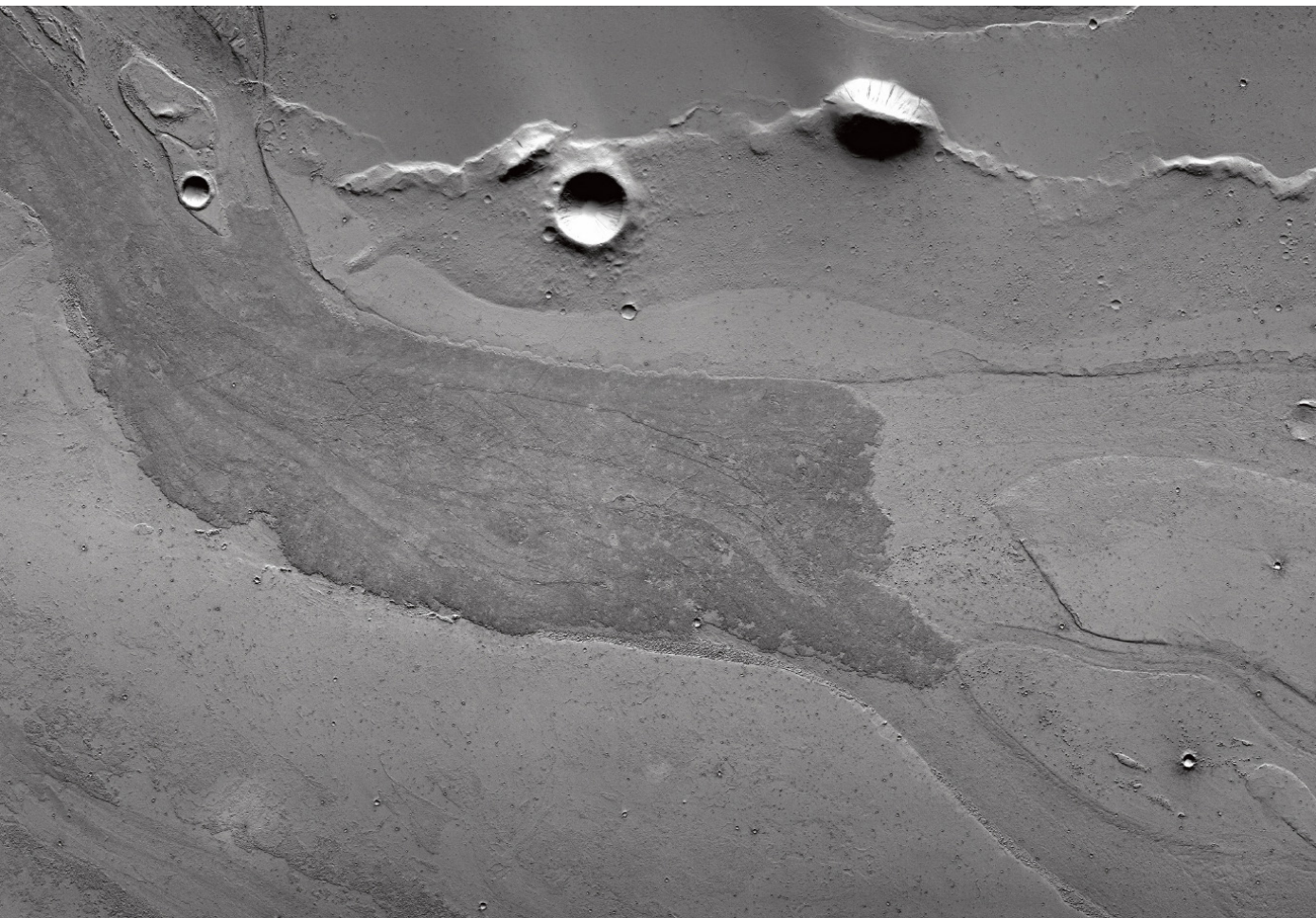
geológiai egység (közettömb) keletkezik, az utóbbi során viszont csak morfológiai egység jön létre, kivéve, ha az anyagihiányt (csatornát, repedést) új anyag tölti fel.

Az időbeli sorrend meghatározásában a másik eszközünk a becsapódási kráterek vizsgálata. Ennek lényege nagyon egyszerű: minél tovább van a felszínen valamilyen anyag, annál több becsapódást szenved el, annál több kráter keletkezik rajta. A fiatal területeken alig van kráter és azok is kicsik; az időségek tele vannak velük, és ott nagyobb kráterek is gyakoriak.

Végül a szerkezetek lepusztultsága is jelzi korukat, a fiatalok határai élesek, az időségek viszont jobban besimulnak környezetükbe, a mélységek feltöltődnek, a kiemelkedések lepusztulnak.

A képek a Mars területeit ábrázolják.

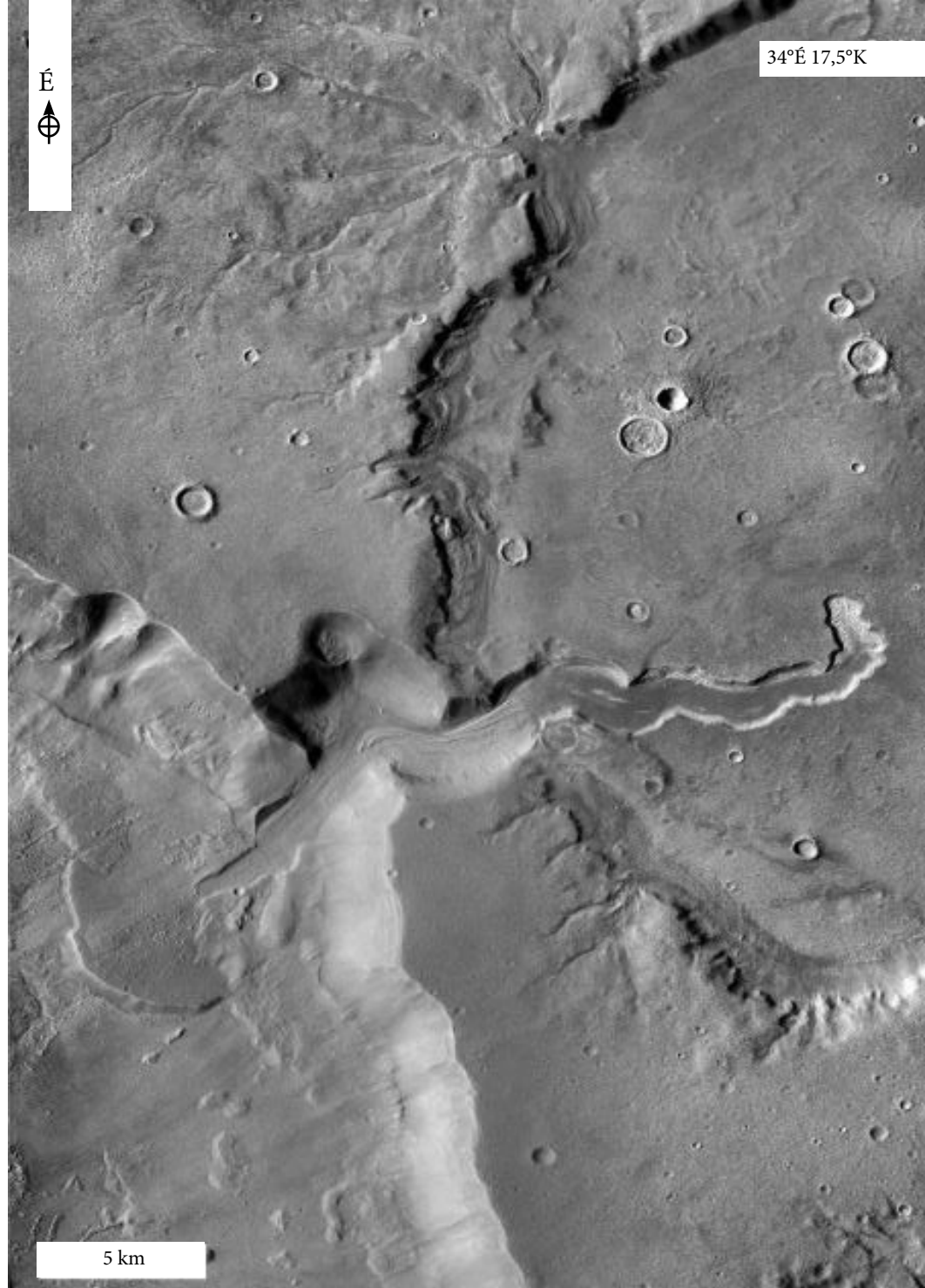
79. ábra



A balra látható 79. ábra a Mars egy áradásos csatornáját mutatja, amelybe lávafolyás áramlik. A csatorna maga is több fázisban jött létre, amit a szigetek többféle szintje (teraszai) jeleznek. A terület a Marte Vallis része, mely az Elysium-hátság-hoz kapcsolódó nagyon fiatal vulkanizmushoz kötődik. A vulkáni üledék kora jól látható a becsapódó kráterek hiányából.

A jobb oldali 80. ábrán a Mamers Valles kimart, jéggel feltöltött völgyeinek egyik szomszédos krátere látható. A kráterfalat egy völgy töri át, amely az Ismenius Cavus üregeket tartalmazó mélyedésbe szállította a kráter üledékanyagát és delta formában rakta le. A bal oldali mélyedés üledéke rétegzett tavi üledék. A jobb oldali kráter belseje szintén vastagon feltöltött. Ez a kráter már akkor rég lepusztult volt, amikor még folyadékokban gazdag volt a Mars felszíne, amire a lepusztult perembe vágott völgyek sorozata utal. A jobb oldali kráter maga is távolabbról fogadott vízfolyásokat, például a kép bal felső részén levő völgyekből.

80. ábra:
Mamers Valles



5 km

A *lent* látható *81. ábrán* az Elysium-hátság nyugati peremének egy részlete látható. Fent a Hebrus Vallis, lent a Hephaestus Fossae húzódik, melyek egy-egy közeli, mélyedésként megjelenő forrásból táplálkoznak. A területen szétszórt tömbszerű dombokat tartalmazó anyag talán sárfolyás eredményeképp zúdult a területre. A két csatornarendszer jellege élesen eltér, mégis forrásvidékük nagyon hasonló. Figyeljük meg, honnan erednek a csatornák!

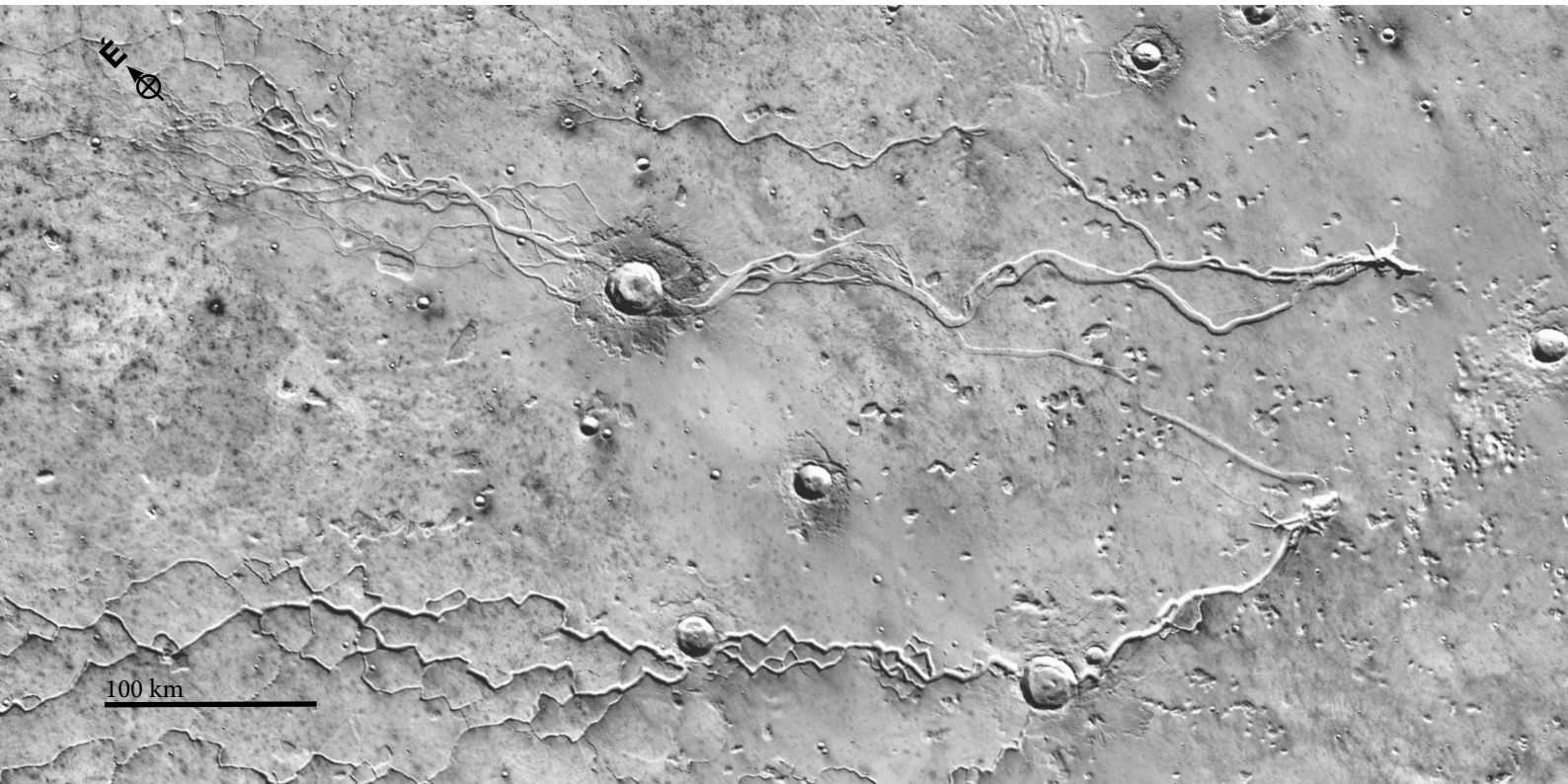
A *fönti* (a Marson keleti) csatorna kanyarog, és áramvonalas szigeteket zár körbe. A csatornák vonalát pont telibe találta egy becsapódás. Érdekes feladat kideríteni, hogy vajon melyik becsapódás előzte meg a csatorna kialakulását és melyik követte azt.

A képen *lent* látható csatorna is kanyarogva indul, ám később érdekes cikkcakkvonalat vesz fel futása. A szögletes árkok általában tektonikus eredetre utalnak, ám ez a cikkcakkvonal később, az Utopia Planitia becsapódásos medence mélyebb, a képen már nem látható területen óriás poligonális (sokszögű) mintázatba megy át. Feltehető, hogy az üledékrétegek már a csatorna kialakulásakor

sokszögmintásak voltak, és ebbe a felszínre vagy felszín alatti repedéshálózatba folyt bele a folyadék, mélyítve azt vagy beszakadásokat okozva.

A kráterek törmelékterítője is nyomként olvasható. A Mars jellegzetes kráterei a virágsziromhoz hasonló, lebenyes peremű (folyadékszerűen települő, azaz „fluidizált”), sokszor többrétegű törmelékterítőjű kráterek. Ezek a becsapódás idején fennálló vastag, akár több talajvíz- vagy jég rétegnek őrzik az emlékét: a becsapódáskor kivájt törmelék vízzel keverve sárként hullt vissza a kráter körül és kiemelkedő folyásfrontja lebenyeket formált, ellentétben a száraz becsapódások távolodva vékonyodó vastagságával és fókuszáltan kiszórt sugársávjaival. A földet ért becsapódások törmelékterítői hamar lepusztulnak, de néhány helyen megőrződtek részeik, pl. a Chicxulub és a Ries-kráter esetében, melyek Kenkmann és Schönián (2006) vizsgálata alapján fluidizációra utaló jeleket mutatnak. Fluidizációt a felforrósodó, nagy nyomású légkör és a rendkívül száraz talaj interakciója is okozhatja, mint azt a Vénusz virágszirom-törmelékterítőjű krátereinél látjuk. A Földön a száraz homok folyásával is találkozhatunk.

81. ábra



VI. Utószó

Végigtekintettük a Naprendszer bolygóinak folyadékszféráit a bolygóbelsőktől a felszínen át a légkörökig. Találkoztunk szilikátláva-folyadékokkal, folyékony metán által kivált vulgyrendszerekkel és folyó víz ősi nyomaival. Láthattuk, hogy a különböző összetételű és hőmérsékletű, de hasonló viszkozitású anyagok áramlása látszatra hasonló felszínformákat képes létrehozni. Megkülönböztető jegy, hogy a lávacsatornákban áramlott anyag lerakódva, vagy a csatorna elvégződésénél megmarad, míg illók esetén az áramló anyag eltűnik, és csak a nyoma marad.

Nem láttuk, mert alig ismerjük a növényzet megjelenése előtti Föld kontinenseinek folyóvízi formáit, de láttuk az ugyanebből az időből származó marsi vulgyrendszereket. Megfigyelhettük a Vénusz utóbbi évszázmillióinak lávafolyásait, de semmit sem tudunk a Vénusz korai, elszabadult üvegházhatás és globális lávaelöntés előtti felszíni viszonyairól; mint ahogy nem ismerjük az Europa, az Io vagy a Triton 10–100 millió évnél régebbi felszíni viszonyait.

Az eltérő anyagok létrehozta formák morfológiája lehet hasonló, jelentőségében azonban a víz és formái nyilvánvalóan kiemelkednek. Ereinkben nem láva kering, sejtjeink közege sem folyékony metán. A földi élet a vízre épül, ezért azok az égitestek, ahol folyékony víz található, különösen fontosak a számunkra. A bolygókutatás fókuszpontjában évszázadok óta az élet keresése áll. Földünk keletkezésének megértése és a Naprendszer történetének felderítése fontos eredménye a bolygókutatásnak, de a geológia és a planetológia sok szempontból csak segédtudománya az asztrobiológiának, illetve továbbmenve a

Földön kívüli értelmes élet keresésének. A geológia potenciális élőhelyeket keres, hogy ott nagyobb eséllyel találhassunk életnyomokat.

Az élet valamiféle univerzális kialakulási és fejlődési mechanizmusának a megértésétől még távol vagyunk, de az exobolygó-felfedezésekkel egyre közelebb kerülünk a bolygók működésének a jobb megértéséhez. Mégis, a kozmosz felderítésében az egyik legerősebb hajtóerő az, hogy hozzánk hasonló lényekre találhatunk valamelyik, talán vizet is hordozó égitesten. Ahogy a Naprendszer geológiai kísérleti műhelyként használhatjuk, ahol különféle körülmények között tesztelhetjük a felszínalakulás folyamatait, arra is kíváncsiak vagyunk, hogy más értelmes lények, eltérő geológiai és társadalmi körülmények között hogyan fejlődtek, hogyan gondolkodnak és – természetesen – hogy mit gondolnak rólunk.

De ettől még messze vagyunk. Először túl kell éljünk a technológiai fejlődés első felángolását bolygónkon. A geológiai rétegek vizsgálata nyomán bizonyosnak látszik, hogy sem a Földön, se más bolygón a Naprendszerben nem alakult ki értelmes élet előttünk, és egyelőre máshonnan érkezettek látogatásának sem leltük nyomát. A rétegek viszont már magukba zárják a mi történetünk bizonyítékait, és a többi égitestre látogató szondáink egy interplanetáris sztratigráfiai emelet azonosítását is lehetővé teszik, vagyis szertehagyott tárgyaink segítségével azonosítható az a kor, amikor mi éltünk a Földön. Hogy ez a réteg milyen vastag lesz, mekkora részét mossa el az emelkedő világoceán vize, és hogy fog kinézni az antropocén emelet fölső határvonala, az a jövő kérdése.

VII. Hivatkozások

- Atkinson, N., 2008: Snow on Mercury? <http://www.universetoday.com/2008/05/07/snow-on-mercury/>
- Atreya, S. & Kuhn, W., 2006: Cloud structure of the giant planets: con-densation and precipitation. European Planetary Science Congress 2006. Berlin, Germany, p.85.
- Atreya, S., 2007: Titan's Organic Factory, *Science* 316, 843-845. <https://doi.org/10.1126/science.1141869>
- Atreya, S.K., Wong, A.S., Baines, K.H., Wong, M.H. and Owen, T.C., 2005: Jupiter's ammonia clouds—localized or ubiquitous? *Planetary and Space Science* 53(5), 498–507. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2004.04.002>
- Atreya, S.K., Wong, M.H., Owen, T.C., Mahaffy, P.R., Niemann, H.B., de Pater, I., Drossart, P. and Encrenaz, T., 1999: A comparison of the atmospheres of Jupiter and Saturn: deep atmospheric composition, cloud structure, vertical mixing, and origin. *Planetary and Space Science* 47(10–11), 1243–1262. [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(99\)00047-1](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(99)00047-1)
- Aurnou J et al. 2008: Convective heat transfer and the pattern of thermal emission on the gas giants. *Geophys. J. Int.* 173, 793–801 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03764.x>
- Bagheri A et al. 2022 The tidal–thermal evolution of the Pluto–Charon system. *Icarus* 376 114871. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114871>
- Baines, K.H., Delitsky, M.L., Momary, T.W., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R.N. and Nicholson, P.D., 2009: Storm clouds on Saturn: Lightning-induced chemistry and associated materials consistent with Cassini/VIMS spectra. *Planetary and Space Science* 57(14–15), 1650-1658. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.06.025>
- Barnes, J.W., Brown, R.H., Radebaugh, J., Buratti, B.J., Sotin, C., Le Mouelic, S., Rodriguez, S., Turtle, E.P., Perry, J., Clark, R., Baines, K.H. and Nicholson, P.D., 2006: Cassini observations of flow-like features in western Tui Regio, Titan. *Geophysical Research Letters* 33, L16204. <https://doi.org/10.1029/2006GL026843>
- Barshay, S.S. & Lewis, J.S., 1975: Chemistry of solar material In: *The Dusty Universe*, eds. Field, G.B. & Cameron, A.G.W., Neale Watson Acad. Publ., New York.
- Barth, E.L. & Rafkin, S.C., 2007: Convection, Clouds and Precipitation on Titan Simulated with the Titan Regional Atmospheric Modeling System (TRAMS). Workshop on Planetary Atmospheres, held November 6-7, 2007 in Greenbelt, Maryland. LPI Contribution No. 1376, 14–15.
- Bartholy J., Geresdi I., Matyasovszky I., Mészáros R. és Pongrácz R. (szerkesztő: Bartholy, J.), 2007: A meteorológia alapjai. I. rész, 2. fejezet, Budapest.
- Beatty, J.K., Collins Petersen, C. & Chaikin, A., 1999: *The New Solar System*. Cambridge University Press, p302.
- Bérczi, Sz., 1978: *Planetológia*. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 205–220.
- Bérczi, Sz., 1991: *Kristályoktól bolygótestekig*. Akadémiai Kiadó, Budapest, ISBN: 963 05 5842 4, p. 17–20, 159–167.
- Bérczi, Sz., Hargitai, H., Illés, E., Kereszturi, Á., Ópitz, A., Sik, A., Weidinger, T., 2002: *Bolygóléggörök Atlasza*. ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, Uniconstant, Budapest–Püspökladány.
- Bérczi, Sz., Lukács, B., 1995: Solvent Liquids on Planets. *Acta Climatologica, Szeged*, XXVIII-XXIX. p. 5–22.
- Bérczi, Sz., Lukács, B., 1996: The water-ammonia Symmetry of amino acids: Constraints on paleoatmospheres. *Acta Climatologica, Szeged*, 30. p. 5–30.
- Bertaux, J., et al., 2007: A warm layer in Venus' cryosphere and high-altitude measurements of HF, HCl, H₂O and HDO. *Nature* 450(7170), 646–649. <https://doi.org/10.1038/nature05974>
- Bertrand, T., Forget, F., Schmitt, B. et al. 2020. Equatorial mountains on Pluto are covered by methane frosts resulting from a unique atmospheric process. *Nat Commun* 11, 5056. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18845-3>
- Bruce, F., Schaefer L., 2010: Cosmochemistry - Solar abundances of the elements, Cosmochemical behaviour of the elements. In: Goswami, A., Reddy, B. (eds) *Principles and Perspectives in Cosmochemistry*. Astrophysics and Space Science Proceedings. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10352-0_7
- Carlson, B.E., Prather, M.J., Rossow, W.B., 1987: Cloud chemistry on Jupiter. *Astrophysical Journal* 322, Part 1, 559–572. <https://doi.org/10.1086/165751>
- Carlson, B.E., Rossow, W.B., Orton, G.S., 1988: Cloud microphysics of the giant planets. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45, 2066–2081. [https://doi.org/1520-0469\(1988\)045<2066:C-MOTGP>2.0.CO;2](https://doi.org/1520-0469(1988)045<2066:C-MOTGP>2.0.CO;2)
- Catling D & Zahnle H. 2003: Evolution of Atmospheric Oxygen. *Enc. of Atmosph. Sci.* 754-761. <https://doi.org/10.1016/B0-12-227090-8/00291-8>
- ChemWiki: Phase diagrams. http://chemwiki.ucdavis.edu/Physical_Chemistry/Physical_Properties_of_Matter/Phase_Transitions/Phase_Diagrams
- Chevrier V. F.; J. Hanley, E. Rivera-Valentín 2010: Regolith control of atmospheric water vapor on mars from analysis of phoenix TECP data. *LPSC* 41 #2559
- Cieza LA et al. 2016 Imaging the water snow-line during a protostellar outburst. *Nature*. 535, 258–261. <https://doi.org/10.1038/nature18612>
- Cimino, J.B., & Elachi, C., 1979: Precipitation on Venus - Properties and possibilities of detection. *Journal of the Atmospheric Sciences* 36, 1168–1177. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<1168:POVPAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<1168:POVPAP>2.0.CO;2)
- Clarke, A. et al. 2013. A low temperature limit for life on Earth. *PLOS One* 8, e66207 <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0066207>
- Colton G.W., 1978: *Apollo Over the Moon: A View from Orbit* – NASA NASA SP-362.
- Colton G.W., 1984: *The Geology of the Terrestrial Planets* NASA SP-469.
- Cook, J.C., Desch, S.J., Roush, T.L., Trujillo, C.A., Geballe, T.R., 2007: Near-Infrared Spectroscopy of Charon: Possible Evidence for Cryovolcanism on Kuiper Belt Objects. *The Astrophysical Journal* 663(2). <https://doi.org/10.1086/518222>
- Coradini A, Magni G, Turrini, D. 2009: From gas to satellitesimals: disk formation and evolution. *Earth and Planetary Astrophysics*. <https://doi.org/10.1007/s11214-009-9611-9>
- Cordier, D., Mousis, O., Lunine, J.I., Lavvas, P., Vuitton, V., 2009: An Estimate Of The Chemical Composition Of Titan's Lakes. *The Astrophysical Journal Letters* 707(2). <https://doi.org/10.48550/arXiv.0911.1860>
- Cowan NB, & Abbot DS 2014: Water Cycling Between Ocean and Mantle: Super-Earths Need Not be Waterworlds. *The Astrophysical Journal* <https://doi.org/10.1088/0004-637X/781/1/27>
- Davies, A.G., Sotin C., Matson, D.L., Castillo-Rogez, J.C., Johnson, T.V., Choukroun, M., Baines, K.C., 2010: Atmospheric control of the cooling rate of impact melts and cryolavas on Titan's surface. *Icarus* 208 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.02.025>
- de Pater I et al. 2019: First ALMA Millimeter Wavelength Maps of Jupiter, with a Multi-Wavelength Study of Convection. *The Astronomical Journal* 158 139. <https://doi.org/10.3847/1538-3881/ab3643>
- Di Achille G. & Hynes, B. M. 2010: Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo891>
- Domingue, D.L., Koehn, P.L., Killen, R.M., Sprague, A.L., Sarantos, M., Cheng, A.F., Bradley, E.T., McClintock, W.E., 2007: Mercury's atmosphere: a surface-bounded exosphere. *Space Science Reviews* 131(1-4), 161–186. <https://doi.org/10.1007/s11214-007->

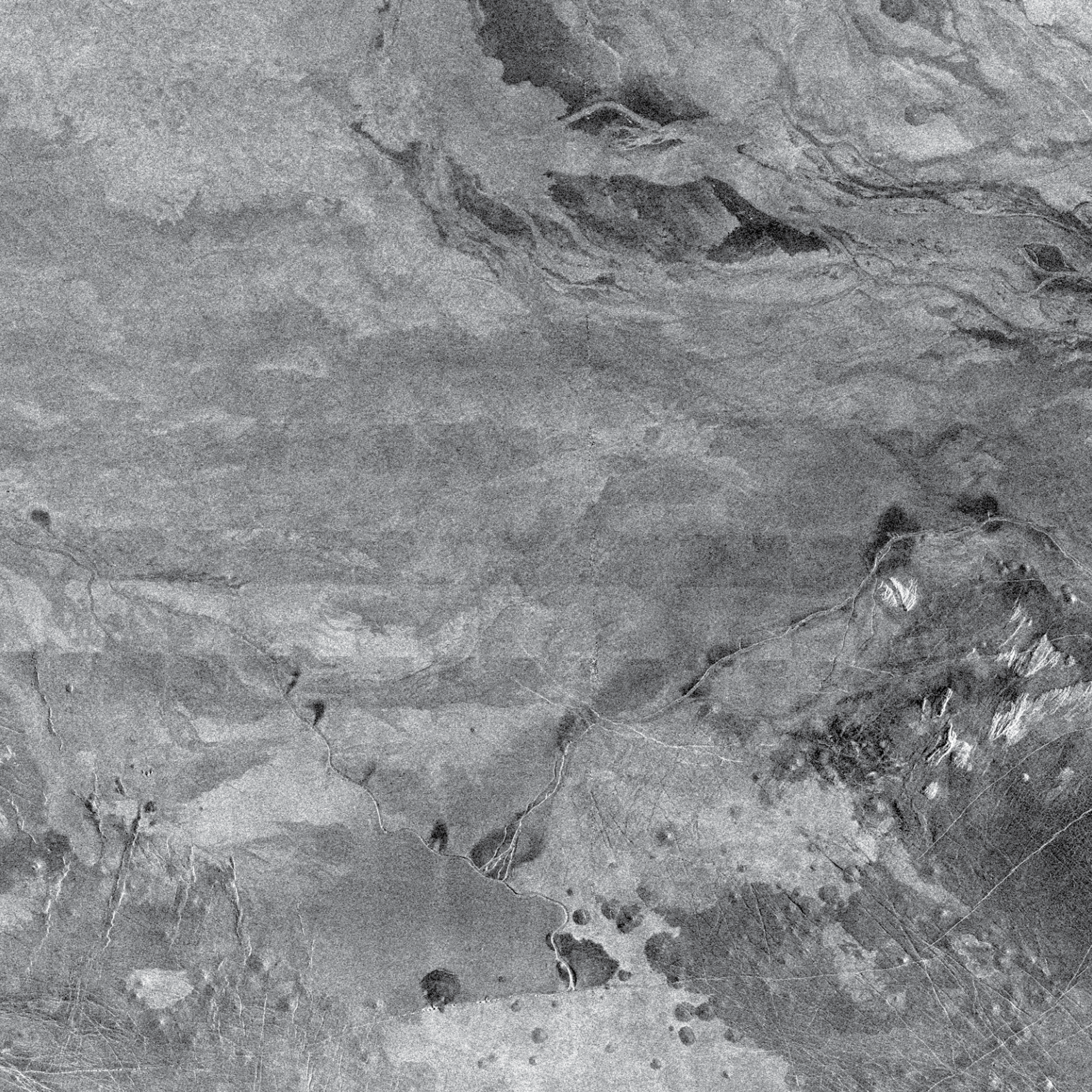
9260-9

- Effective Temperature 2010: <http://www.lwr.kth.se/grundutbildning/AE2201/Topics/Climate/Applets/T-effective/T-effective.htm>
- Esposito, L.W., Knollenberg, R.G., Marov, M.I., Toon, O.B., Turco, R.P., 1983: The clouds are hazes of Venus. In: Venus (A83-37401 17-91). Tucson, AZ, University of Arizona Press, p. 484-564. NASA-supported research.
- Faure, G & Mensing, T.M. 2007: Introduction to Planetary Science The Geological Perspective. Springer. ISBN 978-1402052330
- Fletcher L. N. és mtsai, 2021: Jupiter's Temperate Belt/Zone Contrasts Revealed at Depth by Juno Microwave Observations, JGR Planets <https://doi.org/10.1029/2021JE006858>
- Fletcher LN et al. 2020: How Well Do We Understand the Belt/Zone Circulation of Giant Planet Atmospheres? Space Science Reviews (216), 30. <https://doi.org/10.1007/s11214-019-0631-9>
- Ford, E., Wilson, S.L. and the Cassini Radar Science Team, 2006: Eruption of ammonia-water cryomagmas on Titan 2: eruption styles and land-forms. LPSC 37, 2425.
- Fortes, A.D., 1997: Surface processes in Titan. http://www.ucl.ac.uk/es/research/planetary/undergraduate/dom/we_athering_titan/tocf.htm
- Fortes, A.D., Wood, I.G., Brodholt, J.P., Vocablo, L., 2003: The structure, ordering and equation of state of ammonia dihydrate (NH₃ · 2H₂O). Icarus 162, 59–73 [https://doi.org/10.1016/S0019-1035\(02\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(02)00073-8)
- Francis, P., 1988: A bolygók. Fordította: Guman I. Gondolat Kiadó, Budapest, ISBN: 963 281 872 5, 202.
- Gábris, Gy., Marik, M., Szabó, J., 2004: Csillagászati földrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, ISBN: 963 19 5478 1, p. 170.
- Gadányi, P., 2007: Bazaltláva barlangok morfológiájának típusai Izlandon. Karszt és Barlang 2006. I-II, Budapest, 19–32.
- Gadányi, P., 2010: Bazaltláva-barlangok kialakulása, típusai és formak-incse. Ph.D. értekezés, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földtudományok Doktori Iskola.
- Geresdi, I., 2004: Felhőfizika. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, ISBN: 963 9542 09 1, 1-3. fejezet, 13-36, 39-53, 71-88.
- Giuseppe, M., Showman, A.P., Lunine, J.I., Lopes, R.M.C., 2008: Resurfacing of Titan by ammonia-water cryomagmas. Icarus 196, 216–224. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.02.024>
- Mitri G., Showman, A.P., Lunine, J.I., Lorenz, R.D., 2007: Hydrocarbon lakes on Titan. Icarus 186, 385–394. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.09.004>
- Glandorf, D.L., Colaprete, A., Tolbert, M.A., Toon, O.B., 2002: CO₂ Snow on Mars and Early Earth: Experimental Constraints. Icarus 160(1), 66-72. <https://doi.org/10.1006/icar.2002.6953>
- Glavin, D.P., Freissinet, C., Miller, K.E. 2013. Evidence for perchlorates and the origin of chlorinated hydrocarbons detected by SAM at the Rocknest aeolian deposit in Gale Crater. J. Geophys. Res.: Planets (118), 1955–1973. <https://doi.org/10.1002/jgre.20144>
- Gough, R.V., Chevrier, V.F., Baustian, K.J., Wise, M.E., Tolbert, M.A. 2011. Laboratory studies of perchlorate phase transitions: Support for metastable aqueous perchlorate solutions on Mars. Earth Planet. Sci. Lett. 312 (3–4), 371–377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.026>
- Greenberg, R., 2008: Unmasking Europa: The Search for Life on Jupiter's Ocean Moon. Springer, p. 278. ISBN 978-0387479361
- Griffith, C.A., és mtsai, 2005: The Evolution of Titan's Mid-Latitude Clouds. Science 310(5747), 474-477. <https://doi.org/10.1126/science.1117702>
- Griffith, C.A., Hall, J.L., Geballe, T.R., 2000: Detection of Daily Clouds on Titan. Science 290(5491), 509-513. <https://doi.org/10.1126/science.290.5491.509>
- Gyenyisz P. 2008: Planetomorfológia. – In: Lóczy D. (szerk.): Geomorfológia II. Dialóg Campus K. Budapest-Pécs, 305-362.
- Hargitai H, Gulick V, Glines N (2017): Discontinuous Drainage Systems Formed By Precipitation and Ground-Water Outflow in the Navua Valles and Southwest Hadriacus Mons, Mars. Icarus. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.03.005>
- Hargitai, H., Sz. Bérczi, Sz. Nagy, A. Gucsik, Á. Kereszturi 2008: Mars Climate Diagram Database. Lunar and Planetary Science XXXIX #1476
- Harris, A.J.L., Sherman, S.B., Wright, R., 2000: Discovery of self-combusting volcanic sulfur flows. Geology 28(5), 415-418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0415:DOSC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0415:DOSC>2.3.CO;2)
- Hayashi, C., 1981: Structure of the solar nebula, growth and decay of magnetic fields and effects of magnetic and turbulent viscosities on the nebula. Prog. Theor. Phys. Suppl., 70, 35-53. <https://doi.org/10.1143/PTPS.70.35>
- Hecht, M.H. és mtsai, 2009 Detection of perchlorate and the soluble chemistry of martian soil at the Phoenix lander site. Science 325 (5936), 64–67. <https://doi.org/10.1126/science.1172466>
- Hédervári, P., 1979: Az Io-hold tűzhányótevékenysége. Élet és Tudomány (?) p. 137-139.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998: A Neoproterozoic Snowball Earth. Science 281 (5381): 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>
- Hofstadter, M.D., Butler, B.J., Gurwell, M.A., Hesman, B.E., Devaraj, K., 2008: The Tropospheres of Uranus and Neptune as seen at Microwave Wavelengths. American Astronomical Society, DPS meet-ing #40, #50.04, Bulletin of the American Astronomical Society 40, 488.
- Hunten, D.M., Colin, L., Hansen, J.E., 1986: Atmospheric Science on the Galileo Mission. Space Science Reviews, 44(3-4), 191-240. <https://doi.org/10.1007/BF00200817>
- Illés, E., 1984: Az Io, a Naprendszer legaktívabb égitestje. Delta, 1984. jún., pp. 23-25.
- Illés, E., 1996: Összehasonlító planetológia. In: Almár, I., Both, E., Horváth, A., et al.: SH Atlasz: Űrtan. Springer.
- Illés, E., 2001: Összehasonlító planetológia. Az ELTE TTK Csillagászati Tanszék speciálkollégiumán 1996/1997, 1998/1999 és 2000/2001 második félévében elhangzott előadásorozatok vázlatai (kézirat).
- Jaumann, R., és mtsai, 2008: Fluvial erosion and post-erosional processes on Titan. Icarus 197, 526–538. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.06.002>
- Jian, J.J., Ip, W.H., 2006: The annual cycle of CO₂ snow depth at martian polar caps from MOLA data. LPSC XXXVII, #1777.
- Journey Through the Galaxy, 2006: <http://burro.astr.cwru.edu/stu/advanced/index.html>
- Kargel, J.S., Strom, R.G., 1990: Cryovolcanism On Triton. LPSC 21, p. 599. Karkoschka, E., Tomasko, M., 2005: Saturn's vertical and latitudinal cloud structure 1991-2004 from HST imaging in 30 filters. Icarus 179(1), 195-221. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.05.016>
- Kenkmann T, Schönián F 2006 Ries and Chicxulub: Impact craters on Earth provide insights for Martian ejecta blankets. Meteoritics & Planetary Science 41 10. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00437.x>
- Kereszturi, Á., 2002: Database of lunar-like rilles on Mercury. LPSC XXXII. #1663.
- Kereszturi, Á., 2006: A legmagasabb felhők a Naprendszerben. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20060906alegmagasabb.html>
- Kereszturi, Á., 2007: Éghajlatváltozás a Marson. Légkör, 52. évf., 2. szám, 12–17.
- Kereszturi, Á., 2008a: Egy 30 éve vált felvétel: hajnali dér a Marson. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20080821-vizjeg-a-marson-hajnali-deret-fotozott-a-pheniox.html>
- Kereszturi, Á., 2008b: Először figyeltek meg hóesést a Marson. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20080930-havazik-a-marson.html>
- Kereszturi, Á., 2009: Metánésó hullik és áradnak a tavak egy távoli világ-gon. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20090201-titan-aradnak-az-eso-taplalta-metantavak-a-szaturamusz-holdjanak-sarkvideken.html>
- Kirschvink, J.L., Gaidos, E.J., Bertani, L.E., Beukes, N.J., Gutzmer, J., Moeppa, L.N. and Steinberger, R.E., 1999: Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. PNAS, 2000, 97(4), 1400–1405. <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1400>
- Kite ES, Ford B 2018: Habitability of Exoplanet Waterworlds. The Astrophysical Journal, 864:75. <https://doi.org/10.3847/1538-4357/aad6e0>
- Kite, E., L. Kreidberg, L. Schaefer, R. Caracas, & M. Hirschmann 2021: "Earth cousins" are new targets for planetary materials research, Eos, 102. <https://doi.org/10.1029/2021E0159473>
- Knollenberg, R.G. & Hunten, D.M., 1980: The microphysics of the clouds of Venus - Results of the Pioneer Venus particle size spectrometer experiment.

- Journal of Geophysical Research 85, 8039-8058. <https://doi.org/10.1029/JA085A13p08039>
- Knollenberg, R.G. & Hunten, D.M., 1979: Clouds of Venus - Particle size distribution measurements. *Science* 203, 792–795. <https://doi.org/10.1126/science.203.4382.792>
- Kulikov, Yu.N., Lammer, H., Lichtenegger, H.I.M., Terada, N., Ribase, I., Kolb, C., Langmayr, D., Lundin, R., Guinan, E.F., Barabash, S. and Biernat, H.K., 2006: Atmospheric and water loss from early Venus. *Planetary and Space Science* 54(13-14), 2006, 1425-1444. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.04.021>
- Lakdawalla, E., 2008: MESSENGER scientists 'astonished' to find water in Mercury's thin atmosphere. http://www.planetary.org/news/2008/0703_MESSENGER_Scientists_Astonished_to.html
- Langhans, M., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R., Baines, K.H., Nicholson, P.D. and Lorenz, R.D., 2009: Fluvial valleys on titan – a global perspective. *LPSX XXXX* #1681.
- Langhans, M., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R., Baines, K.H., Nicholson, P.D. and Lorenz, R.D., 2009: Morphology of valley systems on Titan – a comparative study. *EPSC Abstracts* 4, EPSC2009-133, European Planetary Science Congress.
- Langhans, M., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R.N., Baines, K.H., Nicholson, P.D., Lorenz, R.D. and Sotin, C., 2010: Geologic impact of methane storms on Titan. *Geophysical Research Abstracts* 12, EGU2010-9939.
- Lecar, M., Podolak, M., Sasselov, D. and Chiang, E., 2006: On the location of the snow line in a protoplanetary disk. *The Astrophysical Journal* 640(2), 1115–1118. <https://doi.org/10.1086/500287>
- Léger, A., Selsis, F., Sotin, C., Guillot, T., Despois, D., Lammer, H., Ollivier, M., Brachet, F., Labèque, A. and Valette, C., 2003: A new family of planets? "Ocean-planets" *Icarus* 169(2). <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.01.001>
- Lengyel B., Proszk J. és Szarvas P., 1960: Általános és szervesetlen kémia. Tankönyvkiadó, Budapest, III. kiadás, p. 48.
- Li L et al. 2018: Less absorbed solar energy and more internal heat for Jupiter. *Nature Communications* 3709 <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06107-2>
- Libbrecht K.G., Kenneth G., 2005: The physics of snow crystals. *Rep. Prog. Phys.* 68 pp. 855–895 <http://dx.doi.org/10.1088/0034-4885/68/4/R03>
- Lodders, K., 2003: Solar System Abundances And Condensation Temperatures of The Elements. *The Astrophysical Journal* 591, 1220-1247. <https://doi.org/10.1086/375492>
- Lopes RM, Kirk RL, Mitchell KL, Le Gall A, Barnes JW, et al. 2013: Cryovolcanism on Titan: New results from Cassini RADAR and VIMS. *Journal of Geophysical Research. Planets*, 118 (3), pp.416-435. <https://doi.org/10.1002/jgre.20062>
- Lunine, J.I. és Atreya, S.K., 2008: The methane cycle on Titan. *Nature Geoscience* 1(3), 159-164. <https://doi.org/10.1038/ngeo125>
- Lunine, J.I., 1993: The atmospheres of Uranus and Neptune. Annual review of Astronomy and Astrophysics 31 (A94-12726 02-90), 217–263. <https://doi.org/10.1146/annurev.aa.31.090193.001245>
- Lunine, J.I., 2006: Origin of Water Ice in the Solar System. In: Lauretta, D.S. and McSween, H.Y. (ed): *Meteorites and the Early Solar System II*. 309-319. Arizona University Press.
- Lunine, J.I., Chambers, J., Morbidelli, A. and Leshin, L.A., 2003: The origin of water on Mars. *Icarus* 165, 1–8. [https://doi.org/10.1016/S0019-1035\(03\)00172-6](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(03)00172-6)
- Mahieux A. et al. 2012: Densities and temperatures in the Venus mesosphere and lower thermosphere retrieved from SOIR on board Venus Express. Carbon dioxide measurements at the Venus terminator. *Journal of Geophysical Research – Planets*, 117, E07001 <https://doi.org/10.1029/2012JE004058>
- Marqç E, F P. Mills, C D. Parkinson, A Carine Vandaele, 2018: Composition and Chemistry of the Neutral Atmosphere of Venus. *Space Science Reviews*, Springer Verlag, 214 <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0438-5>
- Marone, Ch. 2006: Probing Question: What heats the earth's core? <http://www.physorg.com/news62952904.html>
- Mastrogiuseppe, M.; Poggiali, V.; Hayes, A.G.; Lunine, J.I.; Seu, R.; Di Achille, G.; Lorenz, R.D. 2018: Cassini radar observation of Punga Mare and environs: Bathymetry and composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 496(0), 89–95. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.033>
- McEwen, A.S., Keszthelyi, L.P., Lopes, R., Schenk, P.M. and Spencer, J.R., 2004: The lithosphere and surface of Io. In: Bagenal, F., Dowling, T.E. and McKinnon, W.B.: *Jupiter: The Planet, Satellites and Magnetosphere*. Cambridge University Press. ISBN 0-521-81808-7
- Merck, J. 2010: Climate and How It Works I: Physical Components <http://www.geol.umd.edu/sgc/lectures/climatepart1.html>
- Mével, L. és Mercier, E., 2007: Large-scale doming on Europa: a model of formation of Thera Macula. *Planetary and Space Sciences* 55, 915–927. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.12.001>
- Mihalka, K., Atreya, S.K. and Egeler-Dowd, P., 2009: Cloud Structure of Uranus and Neptune. American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, abstract #P33B-1283.
- Mihályi K., Gucsik A., Szabó J. 2008: Drainage Patterns of Terrestrial Complex Meteorite Craters: A Hydrogeological Overview. *LPSX XXXIX* #1200
- Mitchell, K.L., Kargel, J.S., Wood, C.A., Radebaugh, J., Lopes, R.M.C., Lunine, J.I., Stofan, E.R., Kirk, R.L. and the Cassini RADAR Team., 2007: Titan's crater lakes: caldera vs. Karsts? *LPSX XXXVIII*, #2064.
- Morbidelli, A., Chambers, J., Lunine, J.I., Petit, J.M., Robert, F., Valsecchi, G.B. and Cyr, K.E., 2000: Source regions and timescales for the delivery of water on Earth. *Meteor. Planet. Sci.* 35, 1309-1320. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2000.tb01518.x>
- Morison, A., Labrosse, S. & Choblet, G. 2021: Sublimation-driven convection in Sputnik Planitia on Pluto. *Nature* 600, 419–423 <https://doi.org/10.1038/s41586-021-04095-w>
- NASA, 2007: Cassini Images Mammoth Cloud Engulfing Titan's North Pole. http://www.nasa.gov/mission_pages/cassini/media/cassini-20070201.html
- NASA/JPL NEWS RELEASE: Galileo sees ammonia ice cloud on Jupiter. Posted: October 27, 2000. <http://spaceflightnow.com/news/n0010/27jupiterice/>
- Navarro-González, R., Vargas, E., de la Rosa, J., Raga, A.C., McKay, C.P. 2010. Reanalysis of the Viking results suggests perchlorate and organics at midlatitudes on Mars. *J. Geophys. Res.* 115, E12010 <https://doi.org/10.1029/2010JE003599>
- Noack et al. 2016: Water-rich planets: How habitable is a water layer deeper than on Earth? *Icarus* 277, 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.009>
- NSSDC <http://nssdc.gsfc.nasa.gov>
- Nuding, D. L. et al. 2014. Deliquescence and efflorescence of calcium perchlorate: an investigation of stable aqueous solutions relevant to Mars. *Icarus* 243, 420–428 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.036>
- O'Donoghue, J., Moore, L., Bhakypapaibul, T. et al. 2021: Global upper-atmospheric heating on Jupiter by the polar aurorae. *Nature* 596, 54–57 <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03706-w>
- Ohtani, E., 1985: The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* 38, 70–80. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(85\)90123-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(85)90123-2)
- Oka A et al. 2011: Evolution of Snow Line in Optically Thick Protoplanetary Disks: Effects of Water Ice Opacity and Dust Grain Size. *arXiv:1106.2682* <https://doi.org/10.48550/arXiv.1106.2682>
- Ozhovan, M.I., Gibb, F., Poluektov, P.P. and Emets, E.P., 2005: Probing of the interior layers of the Earth with self-sinking capsules. *Atomic Energy* 99(2), 556-562. <https://doi.org/10.1007/s10512-005-0246-y>
- Pál B., Kereszturi Á. 2022. Deliquescence probability maps of Mars and key limiting factors using GCM model calculations. *Icarus*, 376, 114856 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114856>
- Palotai, Cs. and Dowling, T., 2005: Evolution of Water and Ammonia Clouds in the EPIC Jupiter Model. American Astronomical Society, DPS meeting #37, #22.04, Bulletin of the American Astronomical Society 37, 661.
- Pappalardo, R.T., et al. 1999: Does Europa have a subsurface ocean? Evaluation of the geological evidence. *Journal of Geophysical Research* 104(E10), 24015-24056. <https://doi.org/10.1029/1998JE000628>
- Pätzold, M., Häusler, B., Bird, M.K., Tellmann, S., Mattei, R., Asmar, S.W., Dehant, V., Eidel, W., Imamura, T., Simpson, R.A. and Tyler, G.L., 2007: The structure of Venus' middle atmosphere and ionosphere. *Nature* 450(7170), 657–660. <https://doi.org/10.1038/nature06239>

- Penz, T., Lammer, H., Piller, W. and Biernat, H.K., 2004: Venus early water inventory: Could life evolve? EANA 04 "Life in Extreme Environments" 22-25 November, Milton Keynes, UK.
- Pintassilgo, C.D. & Loureiro, J., 2009: Production of hydrocarbons and nitriles using a N₂-CH₄ afterglow plasma for simulation of Titan's atmosphere. *Planetary and Space Science* 57(13), 1621-1630. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.06.018>
- Primm, K.M., Stillman D.E., Michaels T.I. 2020. Investigating the hysteretic behavior of Mars-relevant chlorides. *Icarus*, 342, 113342 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.06.003>
- Ragent, B. & Blamont, J., 1980: The structure of the clouds of Venus - Results of the Pioneer Venus nephelometer experiment. *Journal of Geophysical Research* 85, 8089-8105. <https://doi.org/10.1029/JA085iA13p08089>
- Rages, K., 2008: Monitoring Active Atmospheres on Uranus and Neptune. HST Proposal ID #11630. Cycle 17.
- Rákóczi, F., 1998: Életterünk a légkör. *Mundus Magyar Egyetemi Kiadó*, Budapest, ISBN: 963 8033 48 7, 237-239.
- Rannou, P., Montmessin, F., Hourdin, F. and Lebonnois, S., 2006: The Latitudinal Distribution of Clouds on Titan. *Science* 311, 5758, 201-205. <https://doi.org/10.1126/science.1118424>
- Rivera-Valentín, E.G., Chevrier, V.F., Soto, A. et al. 2020. Distribution and habitability of (meta)stable brines on present-day Mars. *Nat Astron* 4, 756-761 <https://doi.org/10.1038/s41550-020-1080-9>
- Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Rannou, P., Tobie, G., Baines, K.H., Barnes, J.W., Griffith, C.A., Hirtzig, M., Pitman, K.M., Sotin, C., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R.N. and Nicholson, P.H., 2009: Global circulation as the main source of cloud activity on Titan. *Nature* 459, 678-682. <https://doi.org/10.1038/nature08014>
- Roos-Serote, M., Drossart, P., Encrenaz, Th., Carlson, R.W. and Leader, F., 1999: Constraints on the Tropospheric Cloud Structure of Jupiter from Spectroscopy in the 5- μ m Region: A Comparison between Voyager/IRIS, Galileo/NIMS, and ISO-SWS Spectra. *Icarus* 137, 315-340. <https://doi.org/10.1006/icar.1998.6043>
- Rothery, D.A., 1999: *Satellites of Outer Planets*. Oxford Univ. Press. 2nd Ed. ISBN: 9780195125559
- Sasselov, D.D. and Lecar, M., 2000: On the snow line in dusty protoplanetary disks. *The Astrophysical Journal* 528(2), 995-998. <https://doi.org/10.1086/308209>
- Schaefer, L. & Fegley, B. 2009: Chemistry of Silicate Atmospheres of Evaporating Super-Earths. *The Astrophysical Journal* 703 <https://doi.org/10.1088/0004-637X/703/2/L113>
- Schaefer, L. and Fegley, B., 2003: Metallic snow in the Venesian highlands. *American Astronomical Society, DPS meeting #35, #37.08, Bulletin of the American Astronomical Society* 35, p. 984.
- Schaller, E.L. & Brown, M.E., 2007: Volatile Loss And Retention On Kuiper Belt Objects. *The Astrophysical Journal* 659, L61-L64. <https://doi.org/10.1086/516709>
- Schenk PM et al. 2021 Triton: Topography and Geology of a Probable Ocean World with Comparison to Pluto and Charon. *Remote Sens.* 13(17), 3476 <https://doi.org/10.3390/rs13173476>
- Schenk, P.M. & Williams, D.A., 2004: A Deep Lava Channel on Io. *LPSC* 35, 1806.
- Schulze-Makuch, D.; Fairén, A.G. Evaluating the Microbial Habitability of Rogue Planets and Proposing Speculative Scenarios on How They Might Act as Vectors for Panspermia. *Life* 2021, 11, 833 <https://doi.org/10.3390/life11080833>
- Seiff, A., Kirk, D.B., Knight, T.C.D., Young, R.E., Mihalov, J.D., Young, L.A., Milos, F.S., Schubert, G., Blanchard, R.C. and Atkinson, D., 1998: Thermal structure of Jupiter's atmosphere near the edge of a 5- μ m hot spot in the north equatorial belt. *Journal of Geophysical Research* 103(E10), 22857-22890. <https://doi.org/10.1029/98JE01766>
- Shade Tree Physics, 2010: Venus atmosphere temperature and pressure profiles. <http://www.datasync.com/~rsf1/vel/1918vpt.htm>
- Skinner, B.J., 1970: A Sulfur Lava Flow on Mauna Loa. *Pacific Sci.* 24, 144-145.
- SpaceRef, 2008: NASA Cassini Image: Radar Images Titan's South Pole. <http://www.spaceref.com/news/viewsr.html?pid=26627>
- Sromovsky, L.A. és Fry, P.M., 2002: Jupiter's Cloud Structure as Constrained by Galileo Probe and HST Observations. *Icarus*, Volume 157, pp. 373-400. <https://doi.org/10.1006/icar.2002.6844>
- Stephan, K., et al, 2010: Specular reflection on titan – liquids in kraken mare. *Astrobiology Science Conference 2010*, 5149. www.lpi.usra.edu/meetings/abscon2010/pdf/5149.pdf
- Stofan, E.R. et al., 2010: Exploring the seas of titan: the titan mare explorer (time) mission. 41st Lunar and Planetary Science Conference, 1236.
- Temma, T., Chanover, N.J., Simon-Miller, A.A., Glenar, D.A., Hillman, J.J. and Kuehn, D.M., 2005: Vertical structure modeling of Saturn's equatorial region using high spectral resolution imaging. *Icarus* 175(2), 464-489. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.11.006>
- Tobie, G., Giese, B., Hurford, T.A., Lopes, R.M., Nimmo, F., Postberg, F., Retherford, K.D., Schmidt, J., Spencer, J.R., Tokano, T. and Turtle, E.P., 2010: Surface, subsurface and atmosphere exchanges on icy moons. *Space Science Reviews* 153 <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9641-3>
- Tokano T., 2023: Paleoclimate of Titan with hydrocarbon oceans and continents simulated by a global climate model. *Icarus* <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2022.115253>
- Tomasko, M.G., Doose, L., Engel, S., Daffoe, L.E., West, R., Lemmon, M., Karoschka, E. and See, C., 2008: A model of Titan's aerosols based on measurements made inside the atmosphere. *Planetary and Space Science* 56(5), 669-707. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2007.11.019>
- Tomasko, M.G., et al. 2005: Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature* 438(7069), 765-778. <https://doi.org/10.1038/nature04126>
- Venus, 2006: <http://burro.astr.cwru.edu/stu/advanced/venus.html>
- Völgysé L 2002: *Geofizika. Műegyetemi Kiadó*.
- Warren, P.H. and Wasson, J.T., 1979: Effects of pressure on the crystallization of a "chondritic" magma ocean and implications for the bulk composition of the Moon. *LPSC* 10, A80-23617 08-91.
- Williams, D.A., Keszthelyi, L.P., Schenk, P.M., Milazzo, M.P., Rathbun, J.A. and Greeley, R., 2004: Mapping Of The Zamama-Thor Region Of Io. *LPSC* 35, 1865.
- Wilson, L. & Head, J.W., 1998: Ganymede cryovolcanism: ascent and eruption of magma and its role in resurfacing. *Lunar and Planetary Science XXIX*, 1140.
- Witham, F. & Llewellyn, E.W., 2006: Stability of lava lakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 321-332. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.004>
- Woods, P. 2020 Extended family portraits. *Nat Astron* 4, 452 <https://doi.org/10.1038/s41550-020-1108-1>
- Yan, Q.Y., Tan, H.P. & Shang, D.K., 2001: Physical Properties of Basalt and Numerical Simulation of the Melting Process in Basalt Particle Beds. *Int. Journal of Thermophysics* 22(3). <https://doi.org/10.1023/A:1010747620737>
- Zágoni M., 2009: Az emberi tevékenység és a klímaváltozás. <http://www.ofi.hu/tudastar/globalis/zagoni-miklos-emberi>
- Zasova, L.V., 2006: Atmospheric structure and cloud properties on Venus. *European Planetary Science Congress 2006*. Berlin, Germany, 18 - 22 September 2006., p.485.

82. ábra (a következő oldalon): Lávfolyások a Vénuszon (Magellan radar)



2490 Ft

