

AKADEMIA GÓRNICZO-HUTNICZA
im. Stanisława Staszica w Krakowie

WYDZIAŁ WIERTNICTWA, NAFTY I GAZU

PRACA DYPLOMOWA
MAGISTERSKA

Imię i nazwisko: **Tomasz Gordon Wasilewski**

Kierunek studiów: **Górnictwo i Geologia**

Specjalność: **Zagospodarowanie i Ochrona Wód**

Temat pracy dyplomowej:

**ANALIZA MOŻLIWOŚCI POZYSKANIA WODY Z LODU
Z MARSJAŃSKIEGO REGOLITU**

**ANALYSIS OF POSSIBILITIES FOR WATER ACQUISITION
FROM MARTIAN ICY REGOLITH**

Promotor:

dr inż. Tadeusz Solecki

Ocena pracy:

OŚWIADCZENIE

Uprzedzony o odpowiedzialności karnej na podstawie art. 115 ust. 1 i 2 ustawy z dnia 4 lutego 1994 r. o prawie autorskim i prawach pokrewnych (tj. Dz.U. z 2006 r. Nr 90, poz. 631 z późn. zm.): „Kto przywłaszcza sobie autorstwo albo wprowadza w błąd co do autorstwa całości lub części cudzego utworu albo artystycznego wykonania, podlega grzywnie, karze ograniczenia wolności albo pozbawienia wolności do lat 3. Tej samej karze podlega, kto rozpowszechnia bez podania nazwiska lub pseudonimu twórcy cudzy utwór w wersji oryginalnej albo w postaci opracowania, artystyczne wykonanie albo publicznie zniekształca taki utwór, artystyczne wykonanie, fonogram, wideogram lub nadanie.”, a także uprzedzony o odpowiedzialności dyscyplinarnej na podstawie art. 211 ust. 1 ustawy z dnia 27 lipca 2005 r. Prawo o szkolnictwie wyższym (tj. Dz. U. z 2012 r. poz. 572, z późn. zm.) „Za naruszenie przepisów obowiązujących w uczelni oraz za czyny uchybiające godności studenta student ponosi odpowiedzialność dyscyplinarną przed komisją dyscyplinarną albo przed sądem koleżeńskim samorządu studenckiego, zwanym dalej "sądem koleżeńskim", oświadczam, że niniejszą pracę dyplomową wykonałem osobiście i samodzielnie i że nie korzystałem ze źródeł innych niż wymienione w pracy.

.....
(Podpis autora)

STRONA POŚWIĘCONA NA PRYWATNE ZAPISKI

Jeżeli przyszłość nie zakłada naszego istnienia wśród gwiazd, bycia gatunkiem międzyplanetarnym, uważam, że byłaby niezwykle przygnębiająca.

- Elon Musk

Nie możemy zaprzestać odkrywania, a nasze odkrycia zakończą się powrotem do początku i wreszcie poznamy to miejsce.

- T. S. Eliot

*A idąc wśród wilgotnej, tajemniczej nocy,
w milczeniu spoglądałem na gwiazdy.*

- Walt Whitman, Żdźbła trawy

Urodziłem się jako wolny człowiek.

- Robert Heinlein, Luna to surowa pani

Z tego miejsca chciałbym serdecznie podziękować wszystkim tym, którzy wspierali mnie w mojej pracy, a przede wszystkim mojej rodzinie, przyjaciołom, nauczycielom i promotorom za wkład w mój rozwój.

Niniejszą pracę dedykuję Pokoleniu Marsa. Nie bójmy się marzyć!

SPIS RYSUNKÓW

RYSUNEK 1. OGÓLNA MAPA GEOLOGICZNA MARSZA Z PODZIAŁEM NA LITOSTRATYGRAFIĘ.....	5
RYSUNEK 2. KUMULATYWNA GĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA KRATERÓW UDERZENIOWYCH.....	7
RYSUNEK 3. AKTYWNOŚĆ MARSZA W CHRONOLOGII GEOLOGICZNEJ MARSZA ORAZ ZIEMI	8
RYSUNEK 4. OBRAZOWANIE SIECI DOLINNEJ (22°S 12°W).....	10
RYSUNEK 5. PRZYKŁAD KANAŁU ODPŁYWOWEGO W MANGALA VALLIS ORAZ W KASEI VALLIS.....	12
RYSUNEK 6. PRZYKŁAD CECH PERYGLACJALNYCH OKRESU AMAZOŃSKIEGO.....	14
RYSUNEK 7. MODEL ZMIANY CIŚNIENIA POWIERZCHNIOWEGO OD OKRESU NOACHIJSKIEGO DO DZIŚ	16
RYSUNEK 8. PROCESY GLACJALNE I PERYGLACJALNE NA POWIERZCHNI MARSZA	18
RYSUNEK 9. ROCZNA ŚREDNIA TEMPERATURA POWIERZCHNI MARSZA.....	19
RYSUNEK 10. ŚREDNIA TEMPERATURA POWIERZCHNI NA DANEJ SZEROKOŚCI GEOGRAFICZNEJ.....	20
RYSUNEK 11. MODELOWANIE TEMPERATURY PODPOWIERZCHNIOWEJ.....	21
RYSUNEK 12. ŚREDNIE CIŚNIENIE NA POWIERZCHNI PLANETY NA DANEJ SZEROKOŚCI GEOGRAFICZNEJ.....	22
RYSUNEK 13. PRZEKRÓJ POPRZECZNY PRZEZ CZAPĘ BIEGUNA PÓŁNOCNEGO MARSZA.....	24
RYSUNEK 14. ZAWARTOŚĆ PARY WODNEJ W ATMOSFERZE.....	25
RYSUNEK 15. ŚREDNIA ROCZNA ZAWARTOŚĆ PARY WODNEJ W ATMOSFERZE MARSZA	26
RYSUNEK 16. GŁĘBOKOŚĆ DO STABILNEGO POZIOMU LODONOŚNEGO NA MARSIE	28
RYSUNEK 17. MAPA WODORU EKWIWALENTNEGO DO WODY.....	29
RYSUNEK 18. GŁĘBOKOŚĆ I MIAŻSZOŚĆ STABILNEGO POZIOMU LODONOŚNEGO.....	29
RYSUNEK 19. IZOTERMA PUNKTU KRZEPNIĘCIA WODY.....	30
RYSUNEK 20. CZAS WYSTĘPOWANIA WARUNKÓW POWYŻEJ PUNKTU POTRÓJNEGO.....	31
RYSUNEK 21. MODEL ZAPROPONOWANY DO WYJAŚNIENIA MECHANIZMU FORMOWANIA ŻLEBÓW.....	32
RYSUNEK 22. WYKRES FAZOWY WODY W OKOLICY PUNKTU POTRÓJNEGO.....	35
RYSUNEK 23. PROFIL TEMPERATUROWY DNA OTWORU WIERTNICZEGO	36
RYSUNEK 24. WYKRES ZMIAN JEDNOOSIOWEJ WYTRZYMAŁOŚCI NA ŚCISKANIE W FUNKCJI TEMPERATURY.....	37
RYSUNEK 25. KOMORA PRÓŻNIOWA FIRMY HONEYBEE ROBOTICS	42
RYSUNEK 26. WYKOP WYKONANY PRZEZ LĄDOWNIK PHOENIX.....	45
RYSUNEK 27. URZĄDZENIE WIERTNICZE MSL WRAZ Z INNYMI OKOLICZNYMI INSTRUMENTAMI.....	46
RYSUNEK 28. ROZMONTOWANA KORONKOWA CZĘŚĆ URZĄDZENIA SAS-1M	52
RYSUNEK 29. KONSTRUKCJA MODUŁU WIERTNICZEGO SYSTEMU ERBC.....	53
RYSUNEK 30. URZĄDZENIE SCAD.....	54
RYSUNEK 31. URZĄDZENIE SATM PODCZAS WIERCENIA.....	55
RYSUNEK 32. SCHEMAT URZĄDZENIA MICROROSA.....	55
RYSUNEK 33. TESTY OBROTOWO-UDAROWE URZĄDZENIA CRUX	56
RYSUNEK 34. OGÓLNY WIDOK SYSTEMU MARTE.....	57

RYSUNEK 35. URZĄDZENIE DAME.....	58
RYSUNEK 36. MODEL I PRZEKRÓJ URZĄDZENIA AUTO-GOPHER.....	59
RYSUNEK 37. SCHEMAT LPD WRAZ Z POSZCZEGÓLNYMI PODSYSTEMAMI.....	60
RYSUNEK 38. SCHEMAT DZIAŁALNOŚCI URZĄDZENIA LPD PRZY PRÓBKOWANIU WODY.....	61
RYSUNEK 39. ZDJĘCIE URZĄDZENIA MPDS Z WYSZCZEGÓLNIONYMI PODSYSTEMAMI.....	62
RYSUNEK 40. WIZUALIZACJA ATC NA PLATFORMIE KONCEPCYJNEGO LĄDOWNIKA.....	63
RYSUNEK 41. SCHEMAT DZIAŁANIA URZĄDZENIA MISWE.....	64
RYSUNEK 42. ZDJĘCIE URZĄDZENIA ZINTEGROWANEGO RESOURCE PROSPECTORI.....	65
RYSUNEK 43. ICEBREAKER I SKRZYNKA AWIONICZNA W ZINTEGROWANYM URZĄDZENIU RP.....	66
RYSUNEK 44. METODYKA WYDOBYCIA WODY Z MARSJAŃSKIEGO LODOWEGO REGOLITU.....	68
RYSUNEK 45. APARAT I METODA POZYSKANIA ZAMARZNIĘTYCH SUBSTANCJI LOTNYCH.....	70
RYSUNEK 46. ZACHODNIA CZĘŚĆ REGIONU UTOPIA PLANITIA.....	71
RYSUNEK 47. PRZEKROJE WYKONANE PROFILOWANIEM GEORADAROWYM SHARAD.....	72
RYSUNEK 48. MODELOWANIE ZAWARTOŚCI LODU W REGOLICIE.....	74
RYSUNEK 49. WYKRES ZALEŻNOŚCI WZGLĘDNEJ EFEKTYWNOŚCI (E) OD POTENCJALNEJ OBJĘTOŚCI LODU (Q_{MAX})..	79
RYSUNEK 50. OGÓLNY WIDOK MODELOWANIA CIEPLNEGO OKOLIC OTWORU ZE ŹRÓDŁEM CIEPŁA GENERUJĄCYM 450K.....	83
RYSUNEK 51. SZCZEGÓŁOWY WIDOK MODELOWANIA CIEPLNEGO OKOLIC OTWORU ZE ŹRÓDŁEM CIEPŁA GENERUJĄCYM 450K.....	83
RYSUNEK 52. MODELOWANIE ENERGII SKUPIONEJ GENERUJĄCEJ 800K.....	84
RYSUNEK 53. MODELOWANIE ENERGII SKUPIONEJ GENERUJĄCEJ 1000K.....	84
RYSUNEK 54. URZĄDZENIA WYCIĄGOWE SŁUŻĄCE POZYSKIWIANIU WODY NA MARSIE.....	87
RYSUNEK 55. DIAGRAM FAZOWY WODY Z PLANEM ZMIAN WARUNKÓW CIŚNIENIOWO-TEMPERATUROWYCH PODCZAS WYDOBYCIA WODY Z LODU.....	89

SPIS ZWROTÓW I WYRAŻEŃ

(w kolejności występowania)

$k_{dry,ice}$ – przewodnictwo cieplne regolitu; $Wm^{-1}K^{-1}$

$I_{dry,ice}$ – inercja termalna regolitu; $Jm^{-2}K^{-1}s^{-0.5}$

$C_{dry,ice}$ – ciepło właściwe regolitu; $Jkg^{-1}K^{-1}$

$\rho_{bulk,rock,ice}$ – gęstość regolitu lub lodu; kgm^{-3}

ϕ_c – strumień ciepła; Wm^{-2}

G – gradient geotermalny; mK^{-1}

$C_{wt,vol}$ – zawartość lodu; %

φ – porowatość; %

S_w – nasycenie porów lodem; %

z – głębokość; m

ε – współczynnik efektywności; $m^3W^{-1}kg^{-1}$

Q – objętość pozyskanej fazy wody; m^3

P – moc urządzenia próbkującego; W

M – masa urządzenia próbkującego; kg

d_z – średnica zewnętrzna próbki regolitu; m

d_w – średnica wewnętrzna próbki regolitu; m

WIP – wydobywalna objętość ciekłej wody; m^3

r_e – efektywny promień grzania strefy przyotworowej; m

r_w – promień otworu; m

m_i – miąższość i-tej warstwy; m

B_w – współczynnik objętościowy; -

EUR – wydobyta objętość ciekłej wody; m^3

RF – współczynnik szcerpalności; %

CFD – obliczeniowa mechanika płynów (Computational Fluid Dynamics)

poziom lodonośny – warstwy podpowierzchniowe zawierające lub mogące zawierać stabilny lód lub zawierające lód w stanie nierównowagi

sieci dolinne – sieci rozgałęzionych dolin przypominające zlewnie rzek

kanały odpływowe – długie formy fluwialne wskazujące na przepływy dużych objętości cieczy

LDA – przedpola płatowego rumowiska, utwory bogate w lód powstałe w wyniku zrzutu regolitu ze stromego zbocza (Lobate Debris Aprons)

LVF – liniowe wypełnienia dolinne, cechy morfologiczne terenu składające się z eolicznego pyłu, zagłębień oraz posublimacyjnych pozostałości lodowych (Linneated Valley Fill)

GLF – formy glacjo-podobne, formy wskazujące na istnienie lodowca poniżej warstwy regolitu obecnie bądź w przeszłości (Glacier-like Forms)

VFF – cechy lepkiego przepływu, cechy wskazujące na dużą zawartość lodu obecnie lub w przeszłości, odgródzone przez formy przypominające ziemskie moreny (Viscous Flow Features)

LDT – języki płatowego rumowiska (Lobate Debris Tongues)

LDM – płaszcz regolitu bogaty w lód tworzący różne formy morfologiczne (np. tereny poligonalne czy mózgowe) powstały w wyniku opadów atmosferycznych (Latitude Dependent Mantle)

CCF – koncentryczne wypełnienie krateru, forma morfologiczna, w której dno krateru wypełnione jest dużą liczbą równoległych grzbietów, uformowana przez ruch lodowca (Concentric Crater Fill)

GEL – globalna warstwa ekwiwalentna, grubość warstwy wody równomiernie rozprowadzonej na powierzchni planety (Global Equivalent Layer)

inwentarz wody – sumaryczna zasobność wody na planecie uwzględniająca i wyodrębniająca wszystkie formy występowania wody, podana w metrach GEL

PLD – depozyty biegunowe (północne lub południowe, Polar Layered Deposits)

jednostka bazalna – głęboka, bogata w lód forma podpowierzchniowa występująca poniżej spągu depozytów biegunowych

żleby – charakterystyczne formy wskazujące na spływ materiału z alkowy w dół zbocza (gullies)

RSL – strugi ciekłej solanki spływające ze zbocza (Recurring Slope Lineae)

TRL – poziom gotowości technologicznej (Technology Readiness Level)

SPIS TREŚCI

1.	ABSTRAKT	1
2.	INFORMACJE WSTĘPNE	2
2.1.	Cel pracy	2
2.2.	Zakres pracy	2
2.3.	Uzasadnienie podjęcia tematu pracy.....	3
2.4.	Metodyka i założenia pracy.....	4
3.	STAN WIEDZY NA TEMAT ŚRODOWISKA MARSJAŃSKIEGO.....	5
3.1.	Historia geologiczna Marsa	5
3.2.	Klimat wczesnego i późnego Marsa.....	14
3.3.	Warunki temperaturowe na powierzchni planety oraz w regolicie	19
3.4.	Warunki atmosferyczne	22
3.5.	Występowanie wody na Marsie	23
4.	WPŁYW WARUNKÓW ŚRODOWISKA NA DZIAŁALNOŚĆ WIERTNICZĄ I POZYSKANIE WODY ...	34
4.1.	Automatyzacja i autonomiczność procesów.....	34
4.2.	Problematyka wiercenia w warunkach bliskich próżni	35
4.3.	Problematyka wiercenia w warunkach niskich temperaturach	37
4.4.	Problematyka wiercenia w warunkach mikrogravitacji	38
5.	METODY SYMULACJI WARUNKÓW MARSJAŃSKICH NA ZIEMI.....	39

6.	DOŚWIADCZENIA WCZEŚNIEJSZYCH BADAŃ POWIERZCHNIOWYCH I PODPOWIERZCHNIOWYCH OBIEKTÓW POZAZIEMSKICH	43
7.	OBECNE KONCEPCJE I TECHNOLOGIE WYKONYWANIA OTWORÓW NA POWIERZCHNI MARSJA 49	
7.1.	Technologie wiercenia i próbkowania	49
7.2.	Technologie wydobywania wody	66
8.	SPECYFIKA ZACHODNIEJ CZĘŚCI REGIONU UTOPIA PLANITIA	71
9.	ANALIZA TECHNOLOGII PRÓBKOWANIA WODY	76
10.	ANALIZA METOD DOSTARCZANIA CIEPŁA DO REGOLITU	80
11.	DYSKUSJA OTRZYMANYCH WYNIKÓW	85
12.	PROPOZYCJA ARCHITEKTURY SYSTEMU UMOŻLIWIAJĄCEGO POZYSKANIE WODY NA MARSIE	87
13.	BIBLIOGRAGFIA	90

1. Abstrakt

ANALIZA MOŻLIWOŚCI POZYSKANIA WODY Z LODU Z MARSJAŃSKIEGO REGOLITU

Pozyskiwanie lokalnych zasobów w świetle załogowych misji kosmicznych oraz planów kolonizacji obiektów pozaziemskich jest istotnym elementem zwiększającym szanse powodzenia owych projektów. Mars, jako planeta najbardziej zbliżona warunkami środowiskowymi do Ziemi, jest wyjątkowo istotnym miejscem, mogącym w przyszłości zapewnić nowy dom dla naszego gatunku, a także udzielić odpowiedzi na pytanie, czy jesteśmy sami we Wszechświecie.

Niniejsza praca kompleksowo obejmuje powyższą tematykę zapewniając kompendium najnowszej wiedzy geologicznej, klimatologicznej, technicznej i technologicznej na temat Marsa i jego badań, szczególną uwagę poświęcając zasobom wody i procesom jej towarzyszącym zarówno w przeszłości jak i obecnie.

Ponadto, praca analizuje technologie próbkowania i wydobywania wody, opracowując model geologiczno-termiczny lodowego regolitu zachodniej części regionu Utopia Planitia, szacując względne efektywności ϵ technologii wierceń i próbkowań oraz modelując przepływy ciepła w regolicie za pomocą CFD.

ANALYSIS OF POSSIBILITIES FOR WATER ACQUISITION FROM MARTIAN ICY REGOLITH

In situ resource utilization is a valid and crucial element of manned space missions and extraterrestrial colonization plans that increases chances of their success. Mars – the planet most accurately resembling Earth – is an exceptionally important place, which in the future could harbour our species and provide an answer for existence of life in the Universe.

Herein, the thesis comprehensively covers this topic providing a compendium of up-to-date geology, climatology, technical and technological Martian research, particularly focusing on water resources and accompanying processes both in the past and today.

Moreover, the thesis analyzes water sampling and production technologies by developing a geological-thermal model of icy regolith in the Western Utopia Planitia, estimating relative effectiveness ϵ of drilling and sampling mechanism and modelling heat transfers in the regolith using CFD.

2. Informacje wstępne

2.1. Cel pracy

Praca magisterska ma na celu zapewnienie najnowszej dostępnej wiedzy z dziedziny nauk planetarnych w kontekście wody na Marsie oraz technologicznych możliwości jej pozyskania. Celem pracy jest oszacowanie rezultatów wykorzystania różnych technologii próbkowania i wydobycia lodu, wody i pary wodnej z marsjańskiego lodowego regolitu oraz ich względnej efektywności za pośrednictwem funkcji maksymalnej możliwej objętości pozyskanej wody.

2.2. Zakres pracy

Praca podzielona jest na dwie zasadnicze części: naukową i inżynierską, obejmujące zagadnienie wody na Marsie od poziomu ogółu do szczegółu.

Rozdział 3 obejmuje przegląd wiedzy naukowej w zakresie nauk planetarnych – geologii, mineralogii oraz klimatologii, przedstawiając zasadnicze różnice między Ziemią a Marsem oraz nakreślając historię geologiczną i klimatologiczną Marsa, szczególnie skupiając uwagę na zasobach wody.

Rozdział 4 przedstawia informacje na temat wpływu warunków marsjańskich na techniczne i technologiczne aspekty prowadzenia badań powierzchniowych podpowierzchniowych.

Rozdział 5 ukazuje możliwości symulacji warunków marsjańskich na Ziemi.

Rozdziały 6 i 7 przedstawiają wykorzystane oraz koncepcyjne technologie pozaziemskich badań podpowierzchniowych.

W rozdziale 8 zbudowano model geologiczno-termiczny lodowego regolitu w zachodniej części regionu Utopia Planitia, która jest perspektywnym miejscem z punktu widzenia przyszłych badań oraz obecności człowieka na Marsie.

W rozdziałach 9 i 10 analizowano kolejno technologie próbkowania i wydobycia wody, bazując na modelu opracowanym w rozdziale 8.

Rozdziały 11 i 12 ukazują wnioski płynące z powyższych analiz i wieńczą pracę propozycją architektury systemu pozyskiwania wody na Marsie.

2.3. Uzasadnienie podjęcia tematu pracy

Mars jest najbliższą nam planetą w najwyższym stopniu przypominającą Ziemię. Cztery miliardy lat przemian geologicznych i klimatologicznych zmieniły jej krajobraz w suchy i zimny z niegdyś mokrego i ciepłego. Pozostawiły one jednak wyjątkowe ślady wcześniejszych warunków, a co za tym idzie – nadzieję na odnalezienie wymarłego lub obecnego życia oraz szansę na zasiedlenie planety.

Kolonizacja Marsa lub w mniejszym stopniu tymczasowa lub stała obecność ludzi na Czerwonej Planecie nie jest odległym planem, ale projektem możliwym do uruchomienia w przeciągu kilku najbliższych dekad, mającym realne szanse powodzenia. Ludzkość chce dążyć do zrealizowania tego celu i innych, cytując słowa Prezydenta Kennedy'ego, *nie dlatego, że są one łatwe, ale właśnie dlatego, że są trudne, a przez to zmuszą nas do lepszej organizacji i wykorzystania wszystkich naszych umiejętności* (Houston, 1962).

Żadna misja eksploracyjna oraz kolonizacyjna w historii ludzkości nie zakończyła się jednak pełnym sukcesem bez wykorzystania lokalnych zasobów eksplorowanego lub kolonizowanego terenu. Tak istotnym wobec tego jest zapewnienie niezawodnego oraz efektywnego sposobu pozyskania lokalnych zasobów Marsa dla spełnienia naszych celów i potrzeb. Najważniejszym i podstawowym zasobem strategicznym jest woda, a ta jest powszechna na Marsie. Woda podtrzymuje życie, daje możliwość uprawy roślin, a także może być substratem w produkcji tlenu oraz paliw. Z tego powodu niezwykle istotne stają się prace nad technologiami pozyskiwania wody oraz wdrażanie ich w życie.

2.4. Metodyka i założenia pracy

Część obliczeniowa niniejszej pracy generuje model geologiczno-termiczny w oparciu o badania nad cyklem i inwentarzem marsjańskiej wody a także w oparciu o badania procesów lodowych, badań geologicznych i geofizycznych oraz badań mineralogicznych i termalnych regolitu i jego analogów.

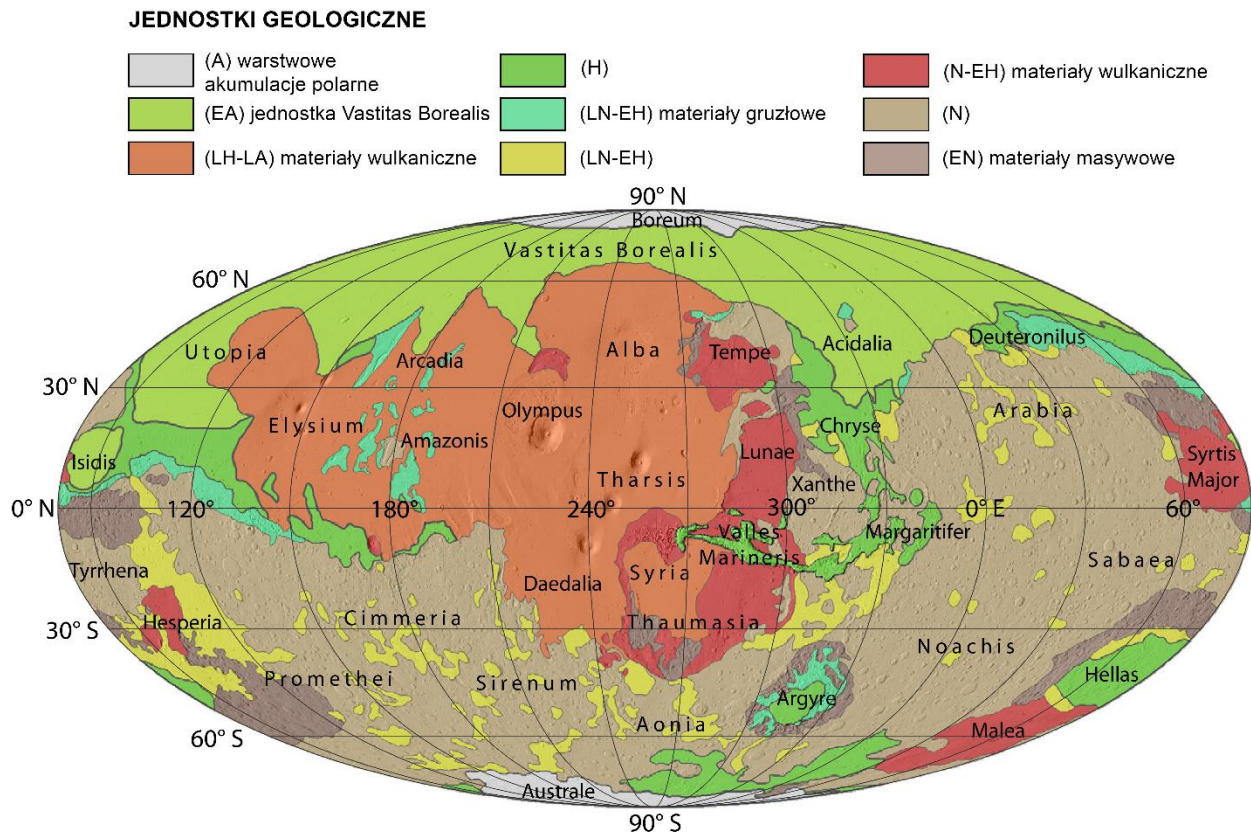
Inżynierska część dotycząca technologii pobierania próbek wody oraz wierceń planetarnych, analizuje je w oparciu o dane techniczne, a także wolumetrycznie szacuje objętość próbkowalnego lodu, zaś wraz z parametrami mocy i masy urządzeń generuje ranking względnej efektywności urządzeń.

Inżynierska część dotycząca wydobycia wody analizuje przepływy ciepła w lodowym regolicie wykorzystując modelowanie w programie COMSOL Multiphysics 5.1 a następnie wolumetrycznie szacuje objętość wydobywalnej wody.

3. Stan wiedzy na temat środowiska marsjańskiego

3.1. Historia geologiczna Marsa

Intensywne badania geologiczne Marsa prowadzone są już od ponad 50 lat. W tym czasie marsjańskie orbiter, lądowniki i łaziki zapewniły naukowcom niezliczone ilości danych geomorfologicznych i mineralogicznych, których interpretacja pozwoliła przyjąć modele stratygraficzne, klimatyczne i inne związane z historią planety, jak również pozostawić pewne kwestie bez odpowiedzi, a także zmultiplikować pytania dotyczące historii Marsa. Z całą jednak pewnością możemy powiedzieć, że struktura i warunki Marsa, które możemy obserwować dzisiaj, nie są wartościami stałymi, są natomiast efektem dynamicznych zmian zachodzących w przeszłości oraz w teraźniejszości. Niniejszy rozdział poświęcony jest przeglądowi oraz systematyzacji wiedzy w tym zakresie.

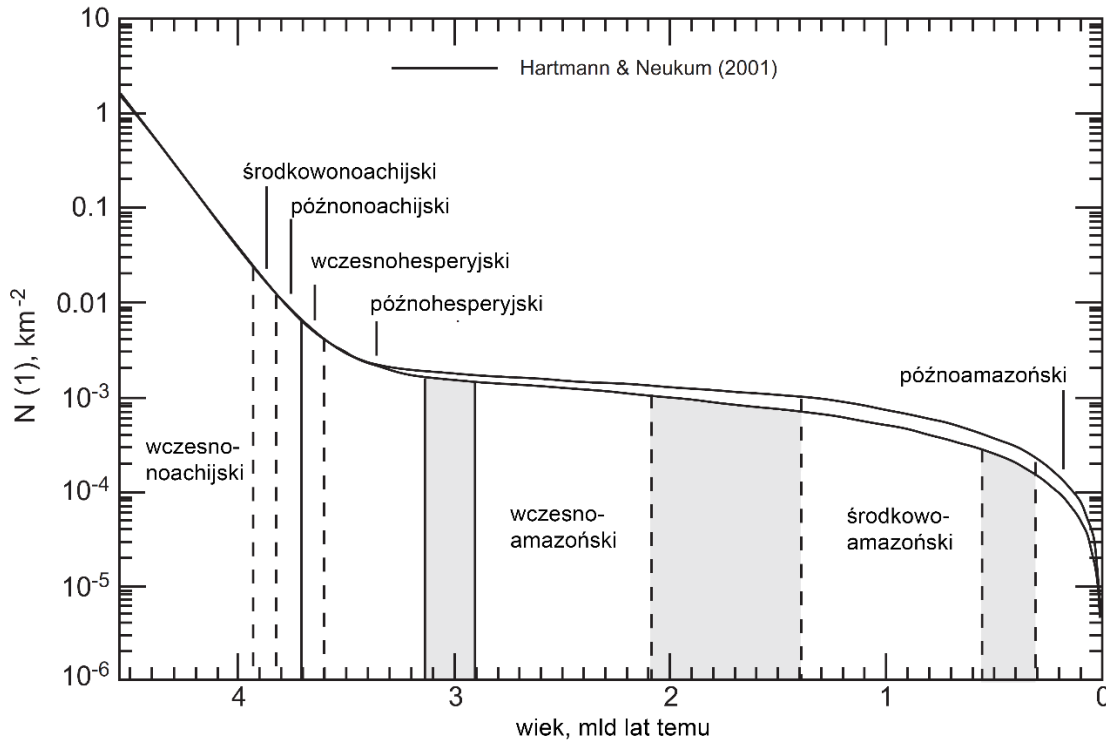


RYSUNEK 1. Ogólna mapa geologiczna Marsa z podziałem na litostratygrafię. Opracowanie Tanaki i Hartmanna (2012) na podstawie Nimmo i Tanaki (2005). Objaśnienia: okresy marsjańskie: N – noachijski, EN – wczesnonoachijski, LN – późnonoachijski, H – hesperyjski, EH – wczesnohesperyjski, LH – późnohesperyjski, A – amazoński, EA – wczesnoamazoński, LA – późnoamazoński.

3.1.1. Marsjańska skala czasowa

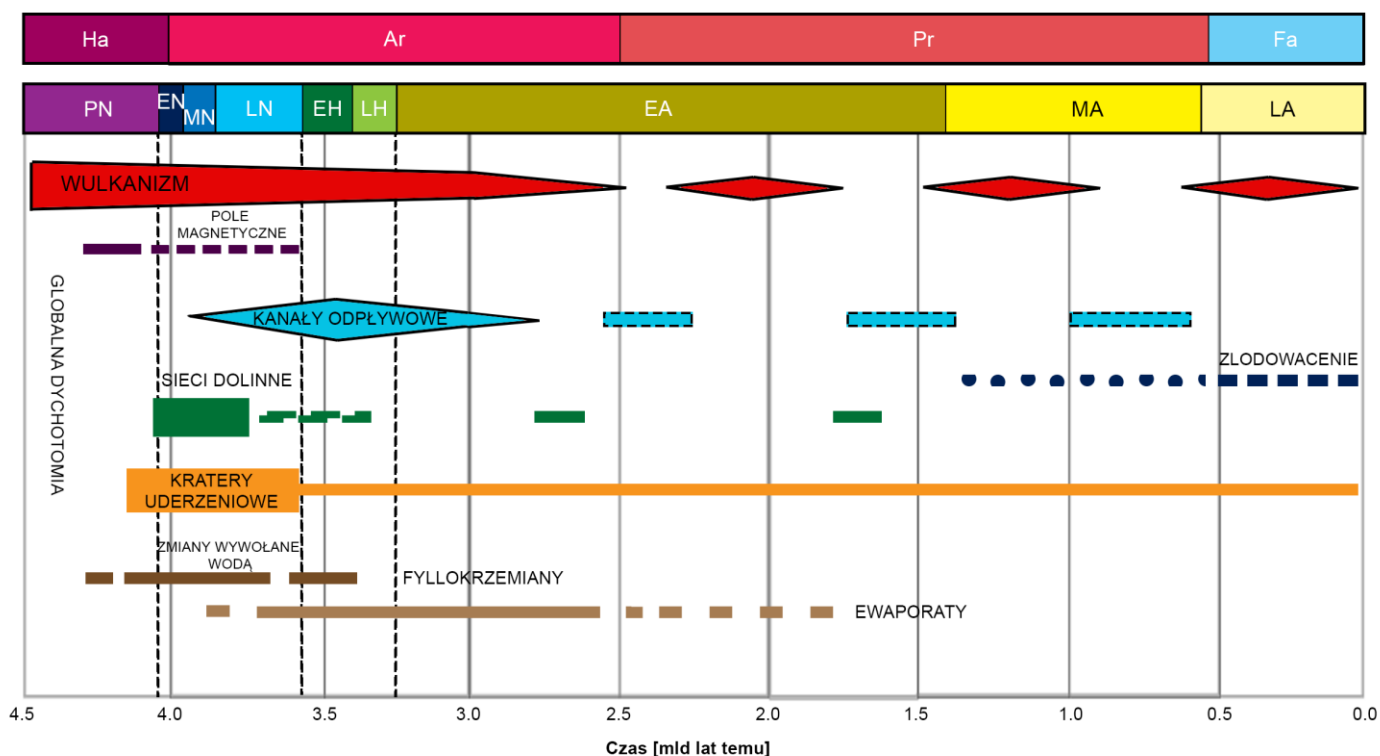
Prace nad opracowaniem stratygraficznej bazy dla Marsa rozpoczęły się wraz z misjami Mariner w latach 60. XX wieku od utworzenia globalnej mapy definiującej główne okresy geologiczne wobec ustalonych jednostek referencyjnych (form morfologicznych) na powierzchni planety (Scott & Carr, 1978). Pojawiły się wówczas określenia okresu noachijskiego, hesperyjskiego oraz amazońskiego (od najstarszego do najmłodszego). Podstawowym sposobem określania globalnej i lokalnej stratygrafii Marsa jest wykorzystanie zdjęć powierzchni planety o wysokiej rozdzielczości w celu ustalenia chronologii funkcji produkcji kraterów uderzeniowych za pośrednictwem gęstości kraterów o danej średnicy na kilometr kwadratowy (Tanaka, 1986) biorąc pod uwagę działalność wulkaniczną, sedymentacyjną oraz erozyjną (Hartmann & Neukum, 2001).

Produkcja kraterów uderzeniowych (Rysunek 2.) na Marsie zapewnia informacje na temat względnego wieku danych struktur i powierzchni, zaś przeniesienie tych informacji do wieku bezwzględnego wymaga ekstrapolowania modelu chronologicznego wykorzystując współczynniki skali biorące pod uwagę gęstości kraterów uderzeniowych na Księżycu, datowanie próbek skalnych z misji Apollo (Ehlmann, et al., 2016) oraz meteorytów pochodzenia marsjańskiego (Nyquist, et al., 2001). W efekcie wykorzystania tej metody oraz różnych modeli chronologicznych uzyskuje się niepewności w ustaleniu wieku bezwzględnego na niskim poziomie dla struktur starszych niż 3 miliardy lat oraz na wysokim poziomie dla struktur młodszych niż 2.5 miliarda lat (Hartmann & Neukum, 2001).



RYSUNEK 2. Kumulatywna gęstość występowania kraterów uderzeniowych o średnicy 1 km na kilometr kwadratowy w stosunku do bezwzględnego wieku powierzchni Marsa. Wykres ukazuje dwie niezależne interpretacje wykonane przez Hartmanna i Neukuma (2001) wraz z szacunkami niepewności zaznaczonymi pionowymi liniami, bazując na danych częstotliwości występowania kraterów opracowanych przez Tanakę (1986).

Innym sposobem datowania wieku struktur i powierzchni na Marsie jest mapowanie mineralogiczne za pośrednictwem instrumentów umieszczonych na orbicie. Korzystając z danych instrumentu OMEGA misji Mars Express zaproponowano zmianę modelu chronologicznego opierając się na występowaniu grup minerałów dominujących w danych okresach (Bibring, et al., 2006), tj. fyllokrzemianów, siarczanów oraz bezwodnych tlenków żelaza.



RYSUNEK 3. Aktywność Marsa w chronologii geologicznej Marsa oraz Ziemi [opracowanie własne na bazie (Carr & Head, 2010b), (Tanaka & Hartmann, 2012), (Fassett & Head, 2011), (Ehlmann, et al., 2016)].
 Objasnienia: eony ziemskie: Ha – hadeik, Ar – archaik, Pr – proterozoik, Fa – fanerozoik; okresy marsjańskie: PN – przednoachijski, EN – wczesnonoachijski, MN – środkowoachijski, LN – późnonoachijski, EH – wczesnohesperyjski, LH – późnohesperyjski, EA – wczesnoamazoński, MA – środkowoamazoński, LA – późnoamazoński.

3.1.2. Okres przednoachijski i noachijski

Mars jest planetą, która względnie szybko przeszła proces akrecji i zróżnicowania swojej struktury na atmosferę, skorupę, płaszcz i jądro (Lee & Halliday, 1997). Brakuje jakichkolwiek wskazań na znaczne zwiększanie objętości planety już 20 milionów lat od uformowania Układu Słonecznego (Halliday, et al., 2001), zaś planetarny embrion przeszedł proces akrecji w ponad 90% do 5 milionów lat od początku Układu (Dauphas & Pourmand, 2011). Szybkie uformowanie wewnętrznej struktury Marsa wpłynęło na nieprawidłowe ujednoczenie płaszcz planety oraz szybki koniec krystalizacji oceanu magmowego (Foley, et al., 2005), a także ograniczyło ewolucję termalną planety (Hauck & Phillips, 2002), bowiem przepływy ciepła osiągnęły maksimum (60-70 mW/m²) w okolicy 4.4 miliarda lat temu i stale zmniejszały swoją wartość do dzisiejszych wartości (10-25 mW/m²).

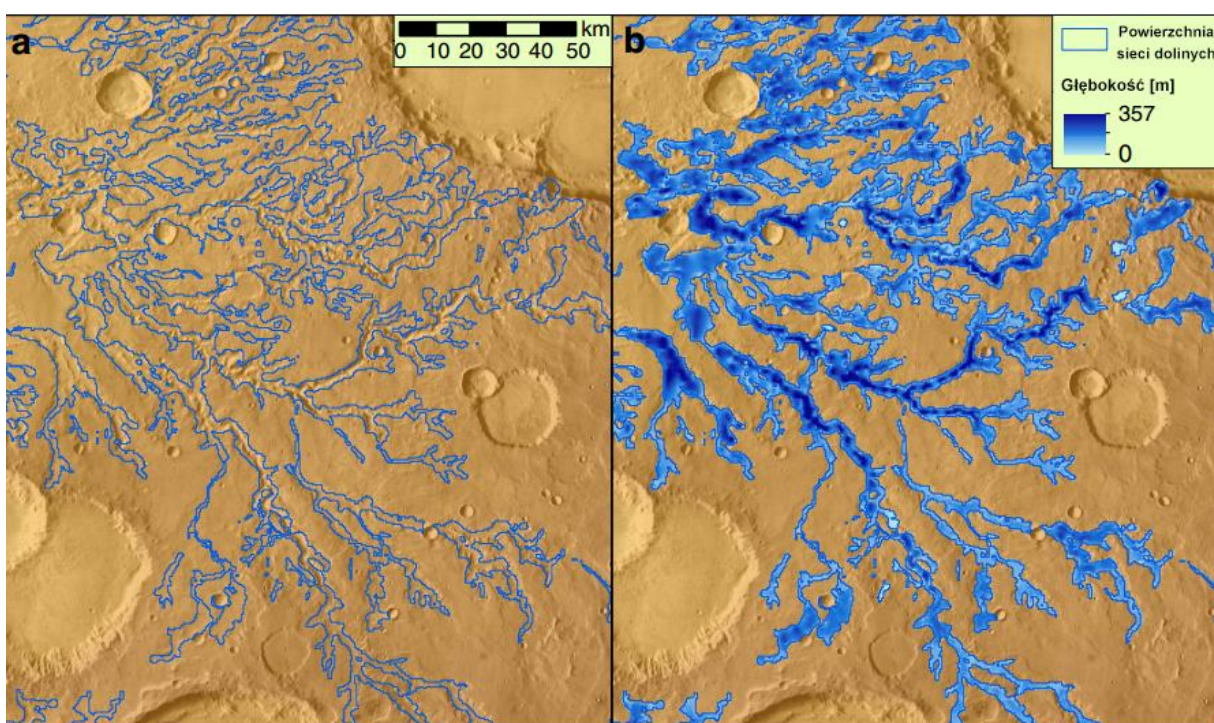
Okres przednoachijski sięga początków formowania się planety 4.5 miliarda lat temu do ukształtowania się północnych nizin w okolicy 4.1 miliarda lat temu (Frey, 2006). Z kolei okres noachijski posiada ramy czasowe między 4.1 a 3.7 miliarda lat temu (Hartmann & Neukum, 2001).

Najbardziej charakterystyczną cechą Marsa, a jednocześnie najwcześniejszym odnotowanym wydarzeniem geologicznym jest powstanie globalnej dychotomii (Carr & Head, 2010b), czyli zróżnicowania planety na północne niziny i południowe wyżyny. Dychotomia ukazuje się w trzech zasadniczych cechach: (1) różnicy wysokości większej niż 4 kilometry na dystansie kilkuset kilometrów (Zuber, et al., 2000), (2) różnicy grubości skorupy planetarnej średnio 30 kilometrów na północy oraz 60 kilometrów na południu (Neumann, et al., 2004) oraz (3) różnicy gęstości kraterów uderzeniowych. Najpowszechniejsza teoria wyjaśniająca istnienie dychotomii bazuje na jednym bądź kilku dużych zderzeniach obiektów kosmicznych z powierzchnią Marsa [np. (Nimmo & Tanaka, 2005), (Marinova, et al., 2008), (Andrews-Hanna, et al., 2008)]. Niewykluczone są jednak teorie wczesnej genezy związanej z konwekcją płaszcza (Roberts & Zhong, 2006), lub procesami związanymi z oceanem magmowym (Elkins-Tanton, et al., 2005).

W omawianym okresie Mars posiadał pole magnetyczne o sile porównywalnej do ziemskiego, na co wskazują liczne anomalie magnetyczne na całej powierzchni planety z najsilniejszymi anomaliami na południowych wyżynach (Acuña, et al., 1999). Istnienie dynama planetarnego mogło być odpowiedzialne za ochronę atmosfery przed wiatrem słonecznym (Jakosky & Phillips, 2001) oraz ochronę powierzchni przed promieniowaniem kosmicznym (Molina-Cuberos, et al., 2001), co miało poważne konsekwencje dla kształtowania klimatu wczesnego Marsa. Czas działania pola magnetycznego Marsa jest ograniczony dwoma niespójnymi dowodami – magnetyzmem meteorytu pochodzenia marsjańskiego ALH84001 oraz brakiem anomalii magnetycznych w młodszych od meteorytu regionach Hellas, Argyre, Isdis, Utopia oraz większości regionu Tharsis (Fassett & Head, 2011). W efekcie, zatrzymanie dynama planetarnego datuje się na koniec okresu przednoachijskiego lub koniec okresu środkowo bądź późnonoachijskiego (Ehlmann, et al., 2016).

Okresy noachijskie to również czas bardzo intensywnej działalności wulkanicznej, związanej szczególnie z początkiem tworzenia wulkanicznego regionu Tharsis (Phillips, et al., 2001). Przyjmuje się, że działalność wulkaniczna jest ważnym czynnikiem zmian klimatycznych oraz zmian środowiska powierzchniowego na Marsie w związku z uwalnianiem licznych frakcji i substancji lotnych do atmosfery (Jakosky & Phillips, 2001).

Innymi istotnymi cechami okresu noachijskiego jest utworzenie głównych basenów uderzeniowych (np. Hellas, Argyre oraz Isidis), oraz sieci dolinnych [(Craddock & Howard, 2002) oraz Rysunek 4.), minerałów fyllokrzemianowych (Bibring, et al., 2006) i jezior kraterowych (Fassett & Head, 2011) wskazujących na istnienie warunków dla przepływu ciekłej wody na powierzchni Marsa (Adeli, 2016a) oraz przynajmniej epizodycznych opadów deszczu (Carr & Head, 2010b). Jednakże kwestia tego, czy Mars w swojej wczesnej historii był 'ciepły i mokry' czy 'zimny i mokry z epizodycznie ciepłymi okresami' jest polem debaty [np. (Wordsworth, 2016), (Wordsworth, et al., 2015)].



RYSUNEK 4. *Obrazowanie sieci dolinnej (22°S 12°W) na bazie danych z wysokościomierza MOLA (Luo, et al., 2017).*

Warunkiem formowania fyllokrzemianów jest obecność ciekłej wody oraz obojętnego pH. W kilku lokalizacjach na Marsie zaobserwowano kaolinit (fyllokrzemian bogaty w glin) występujący nad fyllokrzemianami żelazowo-magnezowymi, co w warunkach ziemskich świadczy o mokrym środowisku i opadach deszczu lub roztopach, które ługują minerały żelazowo-magnezowe poniżej glinowych (Carter, et al., 2015), dlatego też doszukuje się sedimentacyjnego pochodzenia minerałów (Michalski & Noe Dobrea, 2007). Możliwe jest jednak wytłumaczenie tego zjawiska w zimnym klimacie, nieuwzględniającym efektów ciekłej wody (Wordsworth, 2016).

Koniec okresu noachijskiego charakteryzuje się obniżeniem częstotliwości i mocy aktywności uderzeniowej, wulkanicznej, erozyjnej i fluwialnej, jednak nie ich zaprzestaniem.

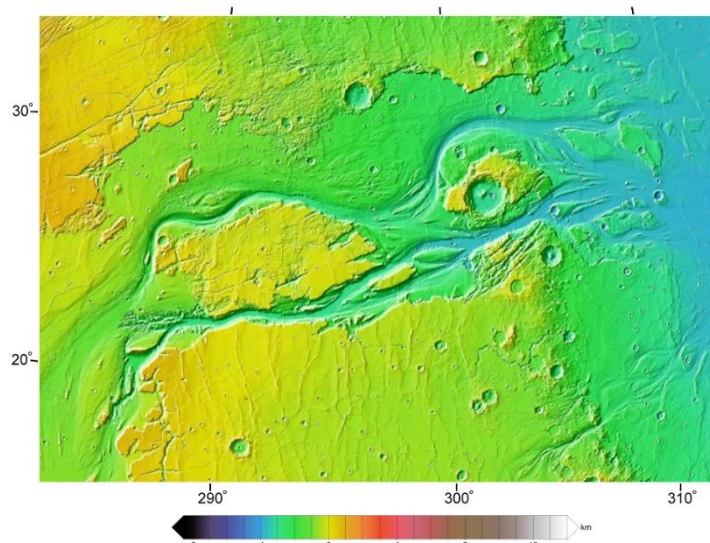
3.1.3. Okres hesperyjski

Początek trwania okresu hesperyjskiego datowany jest na 3.7 miliarda lat temu, zaś jego koniec na około 3.37 miliarda lat temu według chronologii Hartmanna (2001). Główną charakterystyką okresu jest kontynuowany (jednak prawdopodobnie epizodyczny) wulkanizm, niższy stopień formowania sieci dolinnych w stosunku do poprzedniego okresu, formowanie kanionów (szczególnie w zasięgu Valles Marineris), formowanie największych kanałów odpływowych oraz okresowych jezior i mórz, bardzo niskie poziomy erozji, szybki spadek i prawdopodobnie ustanie tworzenia fyllokrzemianów oraz akumulowanie minerałów siarczanowych, szczególnie na zachodniej półkuli Marsa (Carr & Head, 2010b).

Szczególnie istotnym elementem aktywności geologicznej Marsa w okresie hesperyjskim jest powstawanie kanałów odpływowych (Rysunek 5.), czyli długich form fluwialnych, wskazujących na przepływy dużych ilości cieczy w kierunku niższych powierzchni terenu. Większość dowodów świadczy o formowaniu kanałów przez ciekłą wodę bądź wodę roztopową (Carr & Head, 2010a), jednak lokalnie kanały wskazują na analogiczne formy pochodzenia wulkanicznego znajdujące się na Księżycu (McEven, et al., 2007). Charakter kanałów odpływowych mówi o szybkim uwolnieniu znacznych ilości wody magazynowanych na wyższych terenach, gdzie formą magazynową wody były jeziora lub inne zbiorniki ciekłej wody (Cabrol & Grin, 2010), poziom wodonośny (lub poziom lodonośny) w regolicie, znajdujący się pod ciśnieniem, bądź lodowce, w efekcie tworząc wielkie powodzie (Carr & Head, 2010a).



a)



b)

RYSUNEK 5. Przykład kanału odpływowego w Mangala Vallis (Carr & Head, 2010a), w którym rów tektoniczny umożliwił dostęp wody podpowierzchniowej do powierzchni (a) oraz w Kasei Vallis (b).

Konsekwencją działalności kanałów odpływowych, głównie w północnych szerokościach geograficznych, były prawdopodobnie tymczasowe morza i oceany, których efekty formowania można dostrzec w jednostce Vastitas Borealis (Tanaka, et al., 2005), jednak ich rozmiar i zasięg pozostaje kwestią sporną [np. (Lasue, et al., 2013)].

Kolejną charakterystyką okresu są powszechnie występujące w formacjach hesperyjskich minerały siarczanowe oraz inne ewaporaty, świadczące o zmianach skał

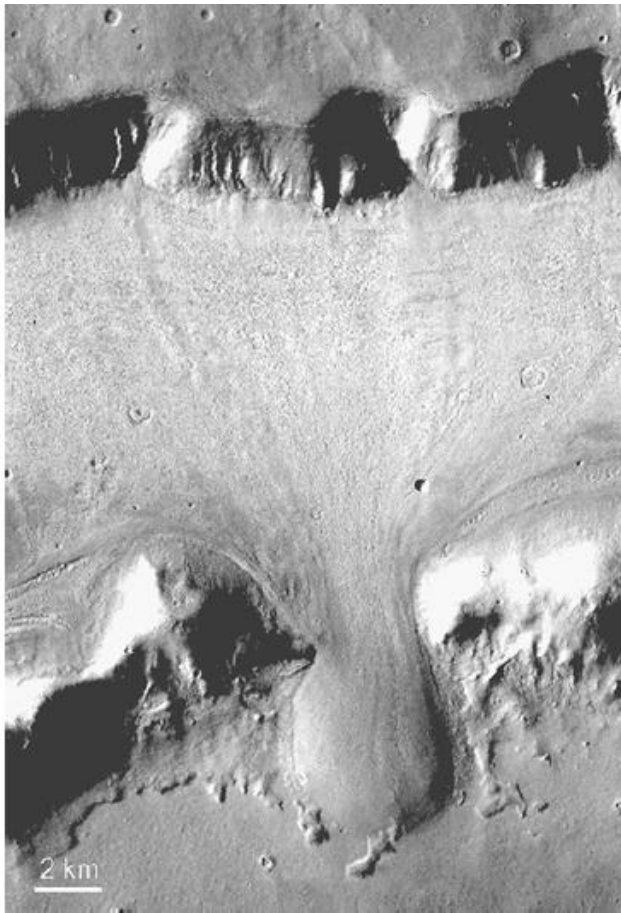
przez działalność wody i środowiska. Są to przede wszystkim warstwowe minerały siarczanowe zlokalizowane w Meridani Planum oraz Valles Marineris (Quantin, et al., 2010). Ich pochodzenie można wyjaśniać poprzez erupcję poziomu wodonośnego (lub lodonośnego) w miejscach zrzutów grabenów (Carr & Head, 2010a), jak również pochodzeniem eolicznym wynikającym z ruchu cząstek siarczanowych z suchej północy (tamże). Źródła dużych ilości siarki w środowisku powierzchniowym i podpowierzchniowym Marsa doszukuje się w erupcjach wulkanicznych regionu Tharsis (Bibring, et al., 2006).

3.1.4. Okres amazoński

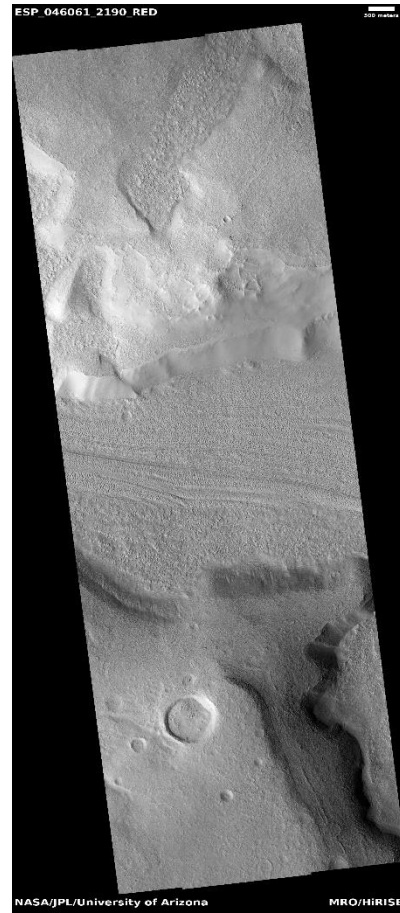
Okres amazoński sięga około 3.7 miliarda lat temu i trwa do dziś (Hartmann & Neukum, 2001). W porównaniu z resztą historii Marsa charakteryzuje się umiarkowaną aktywnością geologiczną, szczególnie biorąc pod uwagę jego czas trwania (Carr & Head, 2010b). Zjawiska erozyjne zostały mocno ograniczone (Adeli, 2016a), w związku z tym efekty działalności fluwialnej, glacialnej i eolicznej są znacznie lepiej zachowane i uwidocznione (Carr & Head, 2010a).

Działalność wulkaniczna wciąż odgrywała rolę w kształtowaniu powierzchni planety, jednak była ograniczona głównie do tarczy Tharsis oraz Elysium (Grelley & Schneid, 1991) i okresowo wykazuje swoje efekty po względnie niedawne czasy nawet 10-30 milionów lat temu (Hartmann & Neukum, 2001).

Niemniej jednak to aktywność fluwialna, glacialna i peryglacialna najlepiej ukazuje charakter okresu amazońskiego. Znaczne ilości lodu zostały zgromadzone w biegunowych szerokościach planety (>60° N/S) najprawdopodobniej w wyniku działalności kanałów odpływowych oraz powodzi okresu hesperyjskiego (Carr & Head, 2010a), lub opadów i migracji atmosferycznej (Lasue, et al., 2013), a także okresowo są gromadzone na umiarkowanych szerokościach (30°- 60° N/S) w wyniku zmian klimatycznych powodowanych przez zmiany nachylenia osi obrotu planety [np. (Jakosky, et al., 1995), (Schorghofer & Aharonson, 2005)]. Większość lodu znajdującego się na biegunach zostało zakumulowane w późnych latach okresu amazońskiego (Carr & Head, 2010a), zaś na każdym z biegunów okresowo zbiera się około metrowa warstwa lodu CO₂ (Malin, et al., 2001).



a)



b)

RYSUNEK 6. Przykład cech peryglacialnych okresu amazońskiego: a) LDA (lobate debris apron), bogatych w lód utworów, powstających ze źródła na stromym zboczu; b) LVF (linneated valley fill) składających się z eolicznego pyłu, zagłębień oraz pozostałości materiałowej po sublimacji lodu.

Mimo ograniczenia siły aktywności geologicznej związanej z występowaniem ciekłej wody, tereny amazońskie ukazują długie na setki kilometrów kanały fluwialne [np. (Salese, et al., 2016), (Adeli, et al., 2016b)] oraz delty (Hauber, et al., 2016).

3.2. Klimat wczesnego i późnego Marsa

Jak wspomniano we wcześniejszym rozdziale, badania naukowe wprost ukazują dynamiczne zmiany struktury Marsa – jego litosfery i hydrosfery – na przestrzeni historii geologicznej i stanowią część wyjaśnień procesów mających miejsce na planecie. Dalszych wyjaśnień dotyczących obecnych warunków Marsa należy szukać w kształtowaniu się klimatu planety, czyli w procesach obejmujących interakcje

powierzchni planety z jej atmosferą, w procesach astronomicznych oraz ewolucji tych procesów. Dyskusja w tym zakresie (szczególnie wyjaśniająca cykl oraz rozmiar inwentarza wody na Marsie) skupia się na badaniu ewolucji atmosfery oraz warunków termalnych na powierzchni planety, zaś najbardziej powszechne teorie dotyczące klimatu wczesnego Marsa wskazują na 'ciepłe i mokre' lub 'zimne i zlodowaciałe' warunki klimatyczne lub okresowe mieszanie się tych warunków, faworyzując zimny klimat z epizodycznymi okresami ciepła (Wordsworth, 2016). Mapowanie przestrzenno-objętościowe sieci dolinnych skłania jednak do wzięcia pod uwagę ciepłego i mokrego klimatu ze znacznym inwentarzem wody i starożytnym oceanem (Luo, et al., 2017).

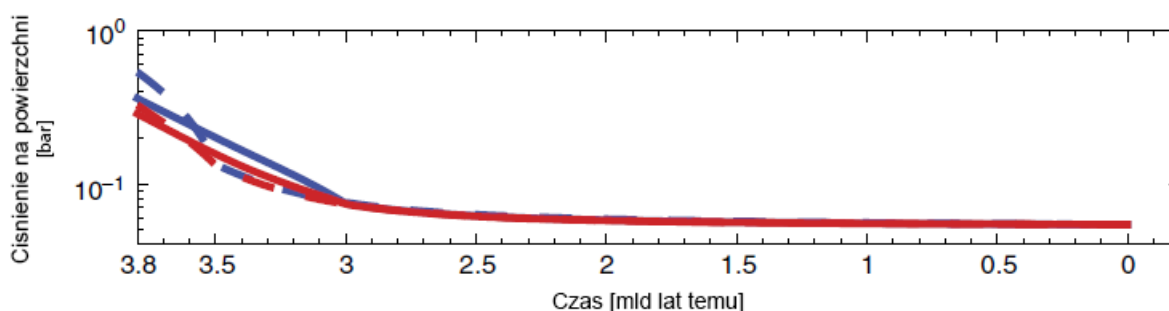
Jednym z podstawowych ograniczeń przy wyjaśnianiu zmian geologicznych i klimatycznych na Marsie (jak również na Ziemi) jest paradoks słabego, młodego Słońca, czyli rozbieżności pomiędzy obserwowanymi zmianami na Marsie (i występowaniem ciekłej wody na Ziemi), a modelowaniami astrofizycznymi wskazującymi na obniżoną moc Słońca w początkowym okresie rozwoju Układu Słonecznego na poziomie 70% obecnej (Sagan & Mullen, 1972), oraz 75% w okresie około 3.8 miliarda lat temu (Gough, 1981). To oznacza, że w czasie, w którym woda silnie zmieniała strukturę Marsa, temperatura równowagi planety wynosiłaby 210 K (Wordsworth, et al., 2013). Wymagany efekt cieplarniany dla występowania ciekłej wody (występującej przynajmniej okresowo) wynosiłby wówczas 63 K. W przypadku wzięcia pod uwagę efektu albedo, wynik ten byłby jeszcze wyższy. W celu wyjaśnienia tego paradoksu na Ziemi wykorzystuje się cztery możliwe rozwiązania (Ehlmann, et al., 2016):

- Zwiększenie zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze
- Zmiany ilości, składu i dystrybucji zachmurzenia planety
- Zmiany zasolenia oceanów lub dystrybucji lądów
- Zmiany nachylenia osi obrotu planety oraz okresu orbitalnego

W przypadku Marsa, pierwszy i ostatni scenariusz jest możliwy do modelowania oraz najprawdopodobniej to on spowodował wymagane ocieplenie planety.

Powszechnie przyjmuje się, że głównym składnikiem atmosfery Marsa na przestrzeni historii był (tak jak i dziś jest) dwutlenek węgla. Gęstość atmosfery w przeszłości jest jednak problematycznym zagadnieniem, a jej szacowanie jest obarczone dużymi

niepewnościami [np. (Jakosky & Jones, 1997), (Hirschmann & Withers, 2008), (Hu, et al., 2015) oraz Rysunek 7.]. Największy problem stanowi modelowanie bilansu mas dwutlenku węgla w atmosferze, na który przede wszystkim składają się procesy wulkaniczne, ucieczka do kosmosu, formowanie się węglanów, a także tworzenie się czap suchego lodu i absorpcja dwutlenku węgla w regolicie (Hu, et al., 2015). Ponadto, występowanie minerałów węglanowych określa się dziś jako rzadkie, jednak nie wyklucza się powstawania dużych podpowierzchniowych zbiorników sekwestrowanego CO₂ (Michalski & Niles, 2010). Z kolei uważa się, że większość pary wodnej (i w konsekwencji wody) utracono poprzez jej ucieczkę do kosmosu (Chaffin, et al., 2017).



RYSUNEK 7. Model zmiany ciśnienia powierzchniowego od okresu noachyjskiego do dziś (Hu, et al., 2015). Niebieski scenariusz oznacza depozycję węglanów w zbiornikach wody powierzchniowej, zaś czerwony w zbiornikach podziemnych.

Uznaje się, że większość atmosfery (50-90%) została utracona w przeciągu ostatnich 4 miliardów lat (Mahaffy, et al., 2015), zaś atmosfera mogła posiadać gęstość nawet 1-2 barów osiągając po latach dzisiejszy poziom około 6 milibarów. Co więcej, badania sugerują [np. (Soto, et al., 2015)], że dzisiejszy poziom nie jest wartością stałą, a jest silnie zależny od nachylenia osi obrotu planety i może się zmieniać w przedziale od 1 do 30 mbar.

Niezależnie od wartości ciśnienia atmosferycznego, atmosfera zbudowana z dwutlenku węgla (i pary wodnej) nie spowodowałaby wystarczającego efektu cieplarnianego (Kasting, 1991). Przez lata badań Marsa zaproponowano jednak inne scenariusze dla wyjaśnienia efektu cieplarnianego we wczesnej historii planety, korzystając z innego składu atmosferycznego. Wykorzystano atmosferę CO₂-H₂ [np. (Sagan, 1977), (Ramirez, et al., 2014)], atmosferę azotową (von Paris, et al., 2013), składniki

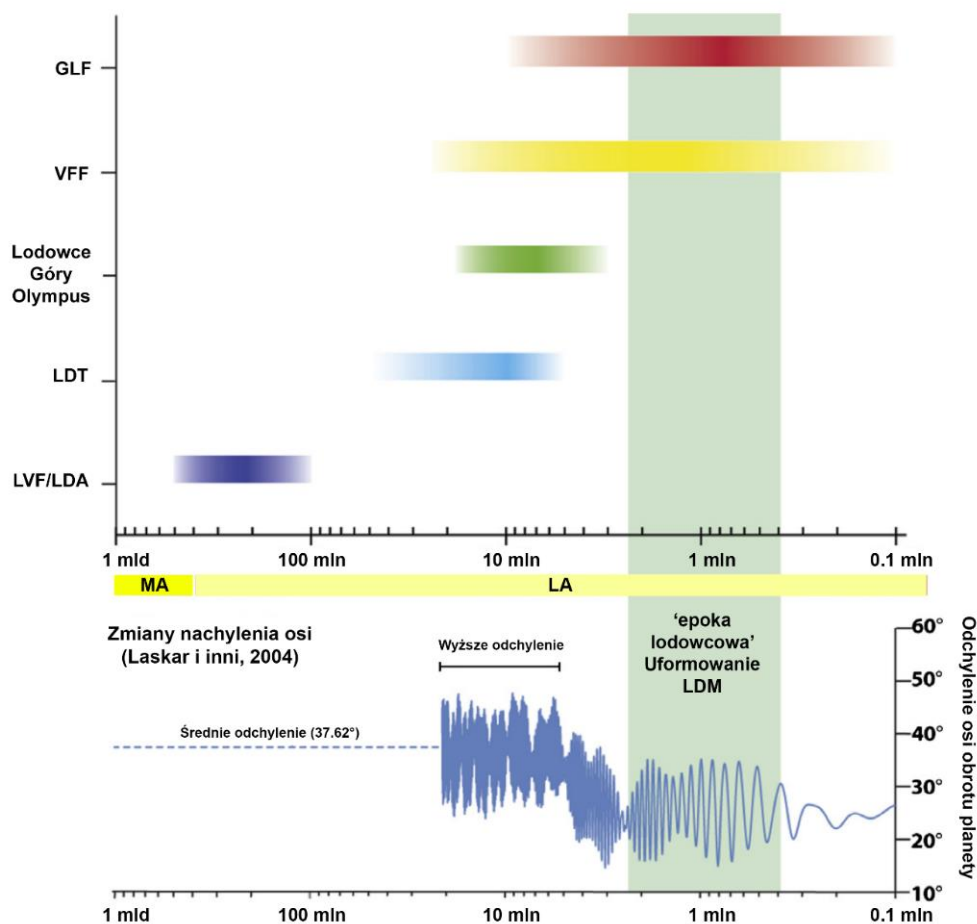
siarczanowe (Halevy & Head, 2013) i inne, które zgodnie z przypuszczeniami mogłyby spowodować ocieplenie klimatu Marsa.

Innym mechanizmem klimatycznym wyjaśniającym powstawanie sieci dolinnych, kanałów odpływowych czy formacji Dorsa Argentea, w przypadku hipotezy zimnego klimatu, jest efekt adiabatycznego ochładzania (Wordsworth, et al., 2013), który przy ciśnieniach wyższych niż 0.5 bar powoduje powstawanie zimnych pułapek w regionach wyżynnych, powodując migrację lodu w miejsca dzisiejszych sieci dolinnych. Okresowe ocieplenie i ochładzanie klimatu powinno wówczas powodować widoczne dziś ślady erozji, co jest spójne z modelowaniem klimatu i sieci dolinnych (Wordsworth, et al., 2015). To samo badanie doszukuje się odpowiedzi dla dystrybucji sieci dolinnych w opadach (w przypadku scenariusza ciepłego), jednak ten mechanizm nie daje tak dobrych rezultatów (tamże).

Ostatecznej odpowiedzi na problem warunków klimatycznych w czasach istnienia wód powierzchniowych na wczesnym Marsie udzielią badania geologiczne i geochemiczne. Z kolei późniejsze okresy historii Marsa, w miarę utraty mechanizmów powodujących globalne ocieplenie, charakteryzują się zmianami klimatycznymi związanymi głównie z cyklem orbitalnym oraz zmianami nachylenia osi obrotu planety. Stąd okres amazoński najczęściej określa się jako suchy i zimny.

Zmiany te szczególnie oddziałują na zachowanie podpowierzchniowego i powierzchniowego lodu (wody) (Mellon & Jakosky, 1995), wpływając na zawartość pary wodnej w atmosferze, temperaturę punktu zamarzania (szronu) i głębokość stabilnego lodu (tamże). Zmiany na powierzchni Marsa w zależności od zmian odchylenia osi obrotu planety można przedstawić w następujący sposób (Head, et al., 2009):

- ~25° (obecnie) – duże biegunowe lodowce zasobne w lód, podpowierzchniowy lód na wysokich szerokościach geograficznych;
- ~15° (niskie odchylenie) – zapadnięcie się atmosfery i jej kondensacja na biegunach jako suchy lód;
- ~35° (średnie odchylenie) – brak biegunowych lodowców, zlodowacenie na średnich szerokościach geograficznych;
- ~45° (umiarkowane odchylenie) – lód zlokalizowany na równikowych szerokościach, lodowce na tropikalnych górach.



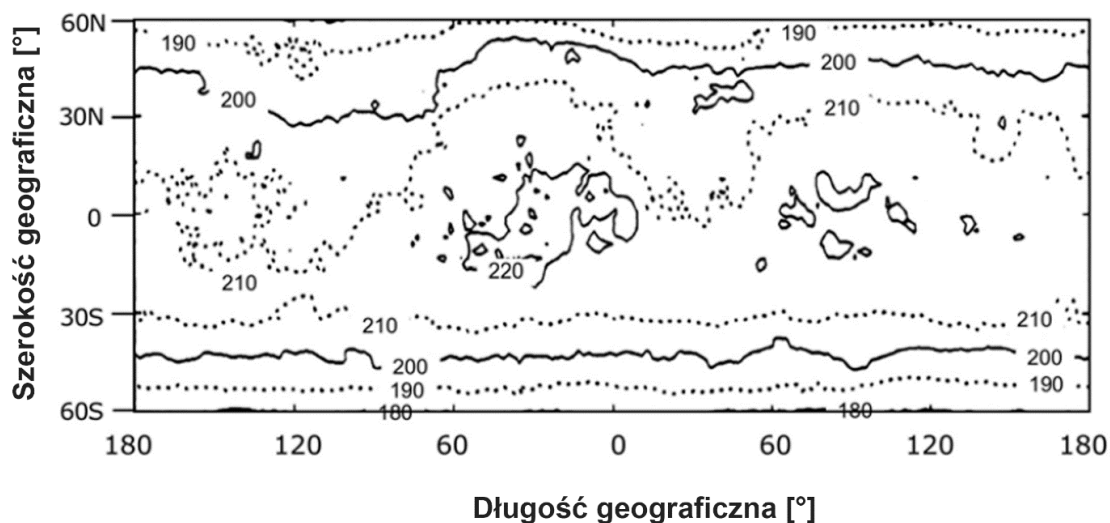
RYSUNEK 8. Procesy glacialne i peryglacialne na powierzchni Marsa oraz zmiany nachylenia osi obrotu planety [na podstawie (Morgan, et al., 2011) i odniesienia w środku oraz (Laskar, et al., 2004)]. Pionowa oś górnego wykresu przedstawia nazwy cech glacialnych i peryglacialnych: GLF – glacier like features (cechy glacio-podobne), VFF – viscous-flow features (cechy lepkiego przepływu), LDT – lobate debris tongues (jęzory płatowego rumowiska), LDA – lobate debris aprons (przedpola płatowego rumowiska), LVF – lineated valley fill (liniowe wypełnienia dolinne). Na niebiesko oznaczono niedawną marsjańską ‘epokę lodowcową’ (Head, et al., 2003), podczas której uformował się bogaty w lód płaszcz regolitu, którego miąższość i występowanie są zależne od szerokości geograficznej (LDM – latitude-dependent mantle).

Innym czynnikiem wpływającym silnie na zmiany klimatyczne są marsjańskie pory roku. Wyróżnia się 12 pór roku o różnej (~60) długości marsjańskich dni (solów) spowodowanej ekscentrycznością orbity Marsa (Read & Lewis, 2004). W czasie roku, temperatura i ciśnienie na powierzchni planety, jak również siła wiatru czy zawartość pary wodnej w powietrzu silnie oscylują i są zależne od szerokości geograficznej (Schmidt, 2007). Sama ekscentryczność orbity Marsa potrafi znacznie zmieniać swoją wartość na przestrzeni tysięcy lat i wpływać tym samym na nasłonecznienie planety (Rapp, 2008).

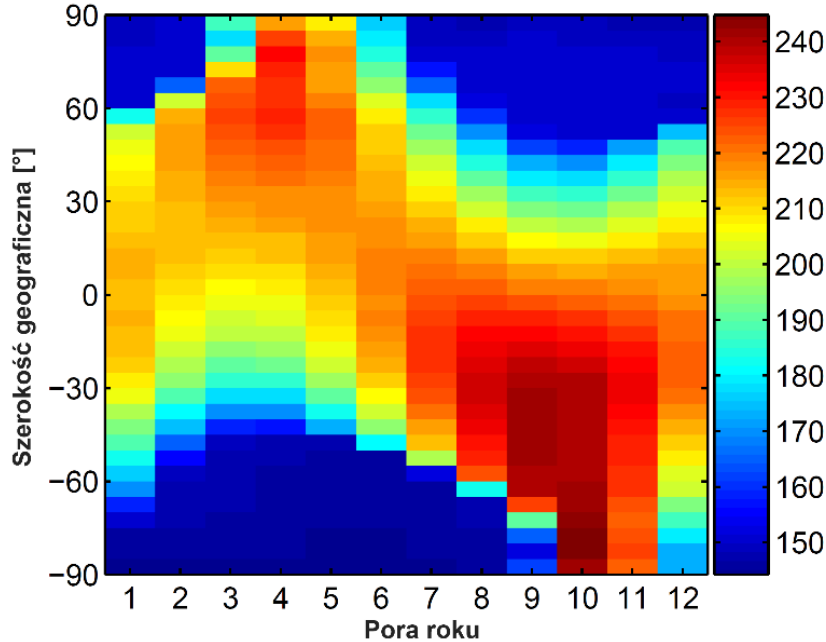
3.3. Warunki temperaturowe na powierzchni planety oraz w regolicie

Temperatura na Marsie jest dobrze zbadaną i modelowaną wartością dzięki wielu instrumentom badawczym znajdujących się na powierzchni i na orbicie. Podstawowym czynnikiem zmiennym dla wartości temperatur jest szerokość geograficzna, zaś w dalszej kolejności są to wysokość względem poziomu datum (odpowiednika ziemskiego poziomu morza), warunki atmosferyczne (np. ciśnienie, skład atmosfery, siła wiatru, zapylenie) oraz warunki geologiczne (wpływające przede wszystkim na albedo powierzchni).

Wartości średnie temperatur na powierzchni planety sięgają obecnie około 160 K w okolicach biegunowych, 220 K w okolicach równikowych oraz globalnej średniej na poziomie około 200 K (Rysunek 9. oraz 10.). Możliwe są jednak tymczasowe temperatury tak niskie jak 140 K i tak wysokie jak 300 K.



RYSUNEK 9. Roczna średnia temperatura powierzchni w ujęciu geograficznym Marsa (Mellon & Jakosky, 1993). Okolice biegunowe nie zostały ukazane na rysunku.



RYSUNEK 10. Średnia temperatura powierzchni na danej szerokości geograficznej w zależności od pory roku (Schmidt, 2007). Skala obejmuje wartości od 145 do 245 K.

Zmiany temperaturowe suchego (pozbawionego lodu) regolitu zależą przede wszystkim od współczynnika albedo oraz wielkości nazwanej inercją termalną (Rapp, 2008). Definiuje się ją jako pierwiastek iloczynu przewodnictwa cieplnego, gęstości i ciepła właściwego regolitu:

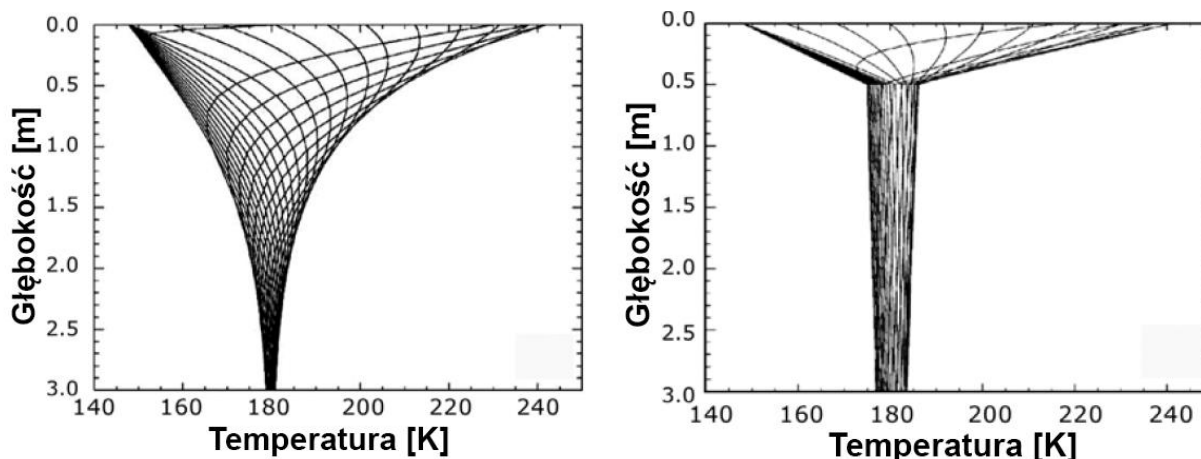
$$I = \sqrt{k\rho c} \left[\frac{J}{m^2 K \sqrt{s}} \right] \quad (1)$$

Wielkość przedstawia zdolność materiału do przekazania i magazynowania ciepła. Wysoka inercja termalna regolitu zapewnia niewielkie zmiany temperatury podpowierzchniowej i powierzchniowej w zależności od zmian dziennych i sezonowych, zaś niska inercja wpływa na duże amplitudy temperatur w zależności od zmian warunków.

Obecność lodu zmienia przewodnictwo cieplne, pojemność cieplną oraz gęstość materiału, dlatego inercja termalna jest wówczas definiowana jako funkcja tych zmiennych [np. (Schorghofer & Aharonson, 2005)]:

$$\frac{I^2}{\rho c} = \varphi k_{ice} + \frac{I_{dry}^2}{\rho_{dry} c_{dry}} \quad (2)$$

Przeptywy ciepła z powierzchni wglęb regolitu są powolnym procesem względem dynamicznych zmian dziennych i sezonowych, na które głębsze warstwy regolitu nie są zdolne reagować (Rysunek 11.). Stąd temperatura podpowierzchniowa w płytkich warstwach litosfery zmienia się asymptotycznie do temperatury równowagi, której wartość oraz głębokość na której się znajduje jest zależna od średniej rocznej temperatury, porowatości oraz inercji termalnej.



RYSUNEK 11. Modelowanie temperatury podpowierzchniowej w przeciągu marsjańskiego roku (Mellon, et al., 2004). W modelu przyjęto lokalizację na 55°S oraz inercję termalną równą 250 [Jm⁻²K⁻¹s^{-1/2}]. Pomimo zmian temperatury powierzchniowej w granicach 150-240 K, temperatura podpowierzchniowa ustala się asymptotycznie na 180 K. Zastosowanie w obliczeniach modelu dwuwarstwowego (prawy rysunek) z regolitem nasyconym lodem powoduje ustalenie temperatury bliskiej 180 K od głębokości występowania warstwy lodu.

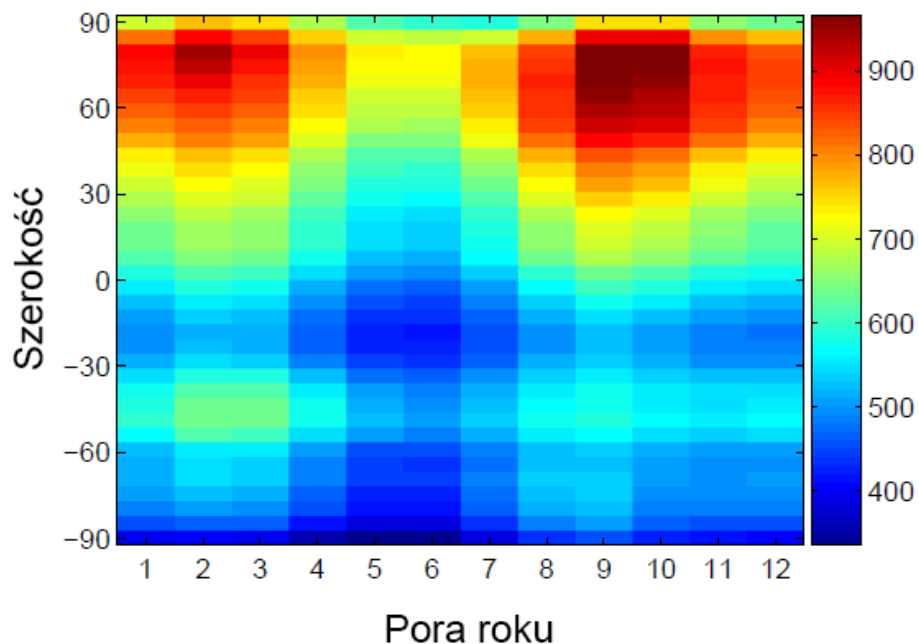
Poza nasłonecznieniem, źródłem ciepła w litosferze są przepływy geotermalne. Wczesne szacunki obecnego średniego przepływu ciepła z wnętrza Marsa wskazywały wartość 15-45 mWm⁻² (Clifford, 1993), jednakże zostały one zweryfikowane w dół do przedziału 8-25 mWm⁻² (Phillips, et al., 2008). Znana wartość przepływów ciepła i przewodnictwa cieplnego jest potrzebna do oszacowania gradientu geotermalnego:

$$\Phi_c = k \cdot G, \text{ stąd } G = \frac{\Phi_c}{k} \quad (3)$$

Biorąc zatem pod uwagę geotermalne przepływy ciepła na poziomie 20 mWm⁻², przewodnictwo cieplne lodowego regolitu 2 Wm⁻¹K⁻¹ oraz średnią temperaturę powierzchni równą 200 K (180 K w płytkim regolicie), wówczas głębokość izotermy 273 K wynosiłaby 9300 m, zaś w przypadku wartości k = 0.2 Wm⁻¹K⁻¹ wynosiłaby 930 m. Warstwa powyżej izotermy jest kriosferą (Lasue, et al., 2013).

3.4. Warunki atmosferyczne

Atmosfera Marsa składa się dziś z dwutlenku węgla (96%), argonu (1.9%), azotu (1.9%) oraz śladowych ilości innych substancji, między innymi tlenu, tlenku węgla, wody, metanu i innych gazów (Mahaffy, et al., 2013). Ciśnienie atmosferyczne na powierzchni planety osiąga średnią wartość 600 Pa (6 mbar) i posiada zasięg od 30 Pa na szczycie Góry Olympus do ponad 1155 Pa w głębinach Hellas Planitia. Sezonowe zmiany wartości ciśnienia (Rysunek 12.) zostały powiązane głównie z kondensacją i sublimacją dwutlenku węgla (Schmidt, 2007) a także wody (Mellon & Jakosky, 1995). Marsjańska atmosfera posiada niską absolutną wilgotność, jednak przez wzgląd na niskie temperatury jest często bliska nasyceniu (Schorghofer & Aharonson, 2005). Obecność pary wodnej jest głównym czynnikiem wypełniania porów regolitu lodem, powstawania lodu nadwyżkowego oraz warstw lodowcowych przy warunkach stabilności poziomu lodonośnego poprzez procesy dyfuzji molekularnej (Mellon & Jakosky, 1993). Silne sezonowe wiatry (nawet 400 km/h) powodują powstawanie burz piaskowych, a także zjawisk mrozowych i chmur pierzastych.



RYSUNEK 12. Średnie ciśnienie na powierzchni planety na danej szerokości geograficznej według pory roku (Schmidt, 2007). Skala obejmuje wartości od 326 do 933 Pa.

3.5. Występowanie wody na Marsie

Marsjańskie zasoby wody można podzielić na sześć części (Carr & Head, 2015): (1) parę wodną w atmosferze, (2) lód powierzchniowy, włączając w to depozyty biegunowe oraz powierzchniowy śnieg i lód, (3) płytki sekwestrowany lód, włączając lód zdeponowany w trakcie zmian klimatycznych oraz formacje LDM, LDA, LVF, i CCF, (4) część wiecznej zmarzliny zawierającej lód, (5) wodę podziemną poniżej kriosfery oraz (6) wodę związaną w minerałach.

Podczas dyskusji na temat inwentarza marsjańskiej wody – w przeszłości i dziś – wykorzystuje się termin globalnej warstwy ekwiwalentnej (*global equivalent layer* – GEL), która oznacza grubość warstwy wody w wypadku równomiernego rozprowadzenia jej po powierzchni planety. Do szacowania GEL w przeszłych okresach wykorzystuje się dowody geomorfologiczne, mineralogiczne czy klimatyczne przedstawione we wcześniejszych rozdziałach, natomiast obecny i potwierdzony inwentarz wody jest bezpośrednio obserwowany poprzez badania marsjańskich orbiterów, które wykorzystują metody spektrometryczne, georadar oraz badania lądowników i łazików.

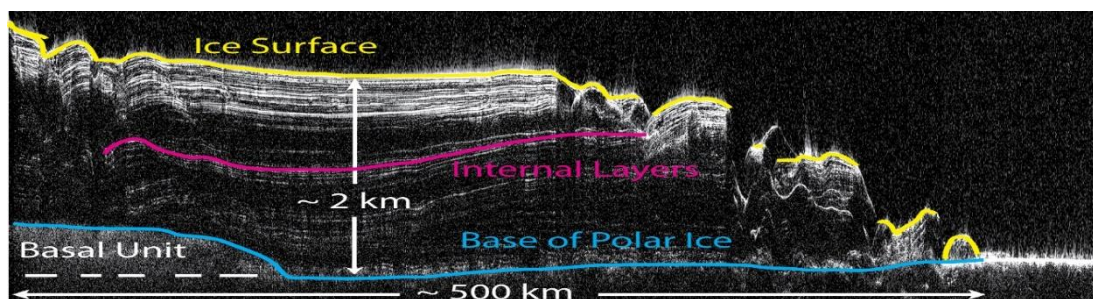
TABELA 1. *Całkowita prognozowana objętość wody na bazie dowodów geomorfologicznych* [Lasue, et al., 2013) oraz (Luo, et al., 2017)*]

Cecha geologiczna	Wiek	Szacunkowy inwentarz wody [m GEL]
Ciekłe wody stojące (m. in. ocean)	Epizodycznie od 4.5 do 0.2 mld lat temu (maks. zasięg w EN-LN)	160-1000
Sieci dolinne	MN-EH	300-5000*
Kanały odpływowe	Od 3.6 mld do 2 mln lat temu (głównie H)	500-1000
Biegun Południowy (SPLD)	Od 100 do 10 mln lat temu	11-16
Biegun Północny (NPLD)	Od 1.0 mld do 4 mln lat temu	8-12
Przedpola płatowego rumowiska (LDA)	LA	1
Wieczna zmarzlina	LA	50-200
Płaszcz sublimacji lodu (LDM)	<1 mln lat temu	kilka metrów
Całkowita objętość wody wymagana do utworzenia młodych utworów glacialnych i peryglacialnych	-	80-240

TABELA 2. Całkowita objętość wody potwierdzona obserwacjami orbitalnymi za pośrednictwem instrumentów HiRISE, OMEGA, MONS, MARSIS oraz SHARAD [(Lasue, et al., 2013), (Carr & Head, 2015)*].

Cecha geologiczna	Wykryty inwentarz wody
	[m GEL]
Globalna przypowierzchniowa zawartość wody	>0.11
Biegun Południowy (SPLD)	11 ± 1.6
Biegun Północny (NPLD)	5.5
Przypowierzchniowa wieczna zmarzlina	>7
Jednostka bazalna	1.6-3.1
Przedpola płatowego rumowiska (LDA)	1
Razem	24.5-29.3 lub 34*

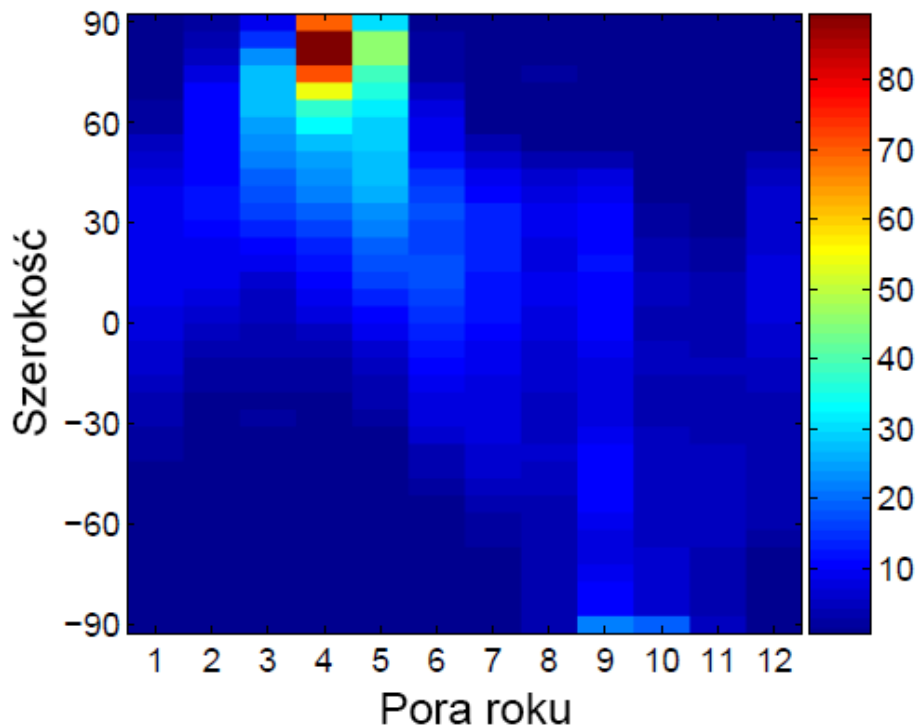
Dowodów istnienia utworów bogatych w wodę dostarczają między innymi bezpośrednio obserwacje warstwowych depozytów biegunowych, pomiary wodoru (ekwiwalentnej wody) w płytkich warstwach regolitu za pośrednictwem spektrometru misji Mars Odyssey (Mitrofanov, et al., 2002), anomalii dielektrycznych badanych radarą MARSIS misji Mars Express (Mouginot, et al., 2010) oraz SHARAD misji Mars Reconnaissance Orbiter (Stuurman, et al., 2016), częste występowanie młodych utworów glacialnych i peryglacialnych (Lasue, et al., 2013), bezpośrednie obserwacje podpowierzchniowego lodu w miejscu lądowania misji Phoenix (Smith, et al., 2009), a także odsłonięcia poziomów lodonośnych w kraterach w wyniku niedawnych uderzeń na umiarkowanych szerokościach geograficznych (Byrne, et al., 2009).



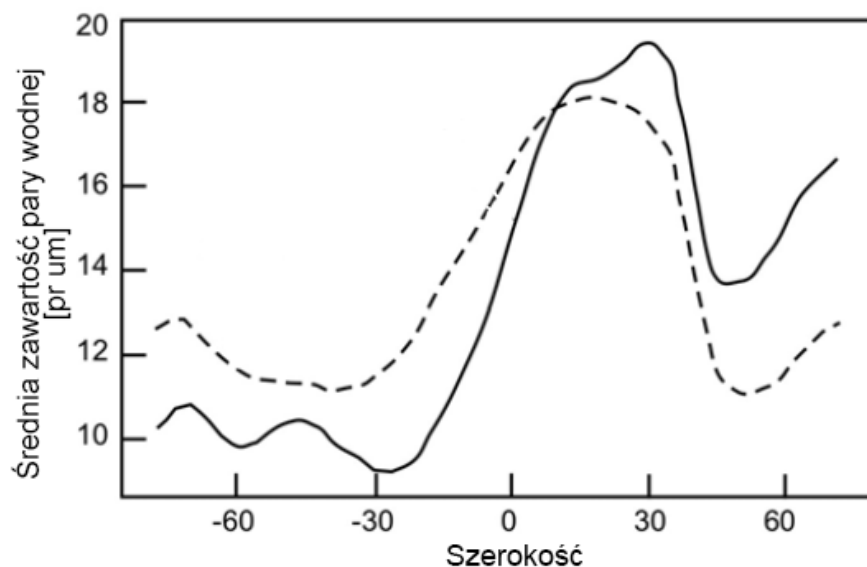
RYSUNEK 13. Przekrój poprzeczny przez czapę bieguna północnego Marsa. Zdjęcie wykonane na bazie danych georadaru orbitalnego SHARAD (NASA, 2010).

3.5.1. Zawartość pary wodnej w atmosferze

Jak już wcześniej wspomniano, stężenie pary wodnej w atmosferze Marsa jest niskie, jednakże niskie temperatury powodują jej nasycenie, a ponadto dzienne, sezonowe i wieloletnie wariacje powodują duże zmiany temperaturowo-ciśnieniowe, wpływając na sublimację, resublimację i dyfuzję pary wodnej z i do wnętrza planety. Proces ten nazywany jest oddychaniem regolitu (Hudson, 2008). Najczęściej, zawartość pary wodnej w atmosferze Marsa podaje się w mikronach zdolnych do opadu (*precipitable microns* – pr μm ; 1 pr $\mu\text{m} = 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}$), czyli wielkości wody mierzonej jako wysokość kolumny cieczy, która jest wynikiem kondensacji całej kolumny atmosferycznej pary wodnej. Ponadto, para wodna jest istotnym czynnikiem klimatycznym odgrywającym rolę gazu cieplarnianego (Kämpfer, 2013). Istotnym medium dla pary wodnej w atmosferze są drobiny pyłu, tworzące wspólnie aerozol i formujące chmury (Vandaele, et al., 2015).



RYSUNEK 14. Zawartość pary wodnej w atmosferze (całkowita kolumna pary wodnej w pr μm) na danej szerokości geograficznej na przestrzeni pór roku (Schmidt, 2007).



RYSUNEK 15. Średnia roczna zawartość pary wodnej w atmosferze Marsa (Jakosky, 1985). Wartości kreskowane podane są dla zeskalowanego ciśnienia powierzchniowego $p_{surf}/6.1$.

3.5.2. Równowaga poziomu lodonośnego

Już w początkowej fazie badań Marsa stwierdzono, że przy założeniu zawartości pary wodnej w atmosferze na poziomie 10^{-3} gcm⁻² (około 10 pr μm), temperatura punktu zamarzania znajduje się w okolicach 190 K (Leighton & Murray, 1966). To znaczy, że w regolicie o temperaturze poniżej 190 K, para wodna będzie się kondensować dyfuzyjnie w jego porach. Określono również, że takie warunki występują głównie powyżej 40-50° szerokości geograficznej i woda będzie migrować do tych regionów tworząc wieczną zmarzlinę. W późniejszych latach wyprowadzono wiele modeli określających dzisiejsze procesy związane z cyklem wody na Marsie, wpływu zmian klimatycznych i astronomicznych na kształt inwentarza wody na przestrzeni milionów lat oraz najważniejsze na modelach równowagi powierzchniowego i podpowierzchniowego lodu.

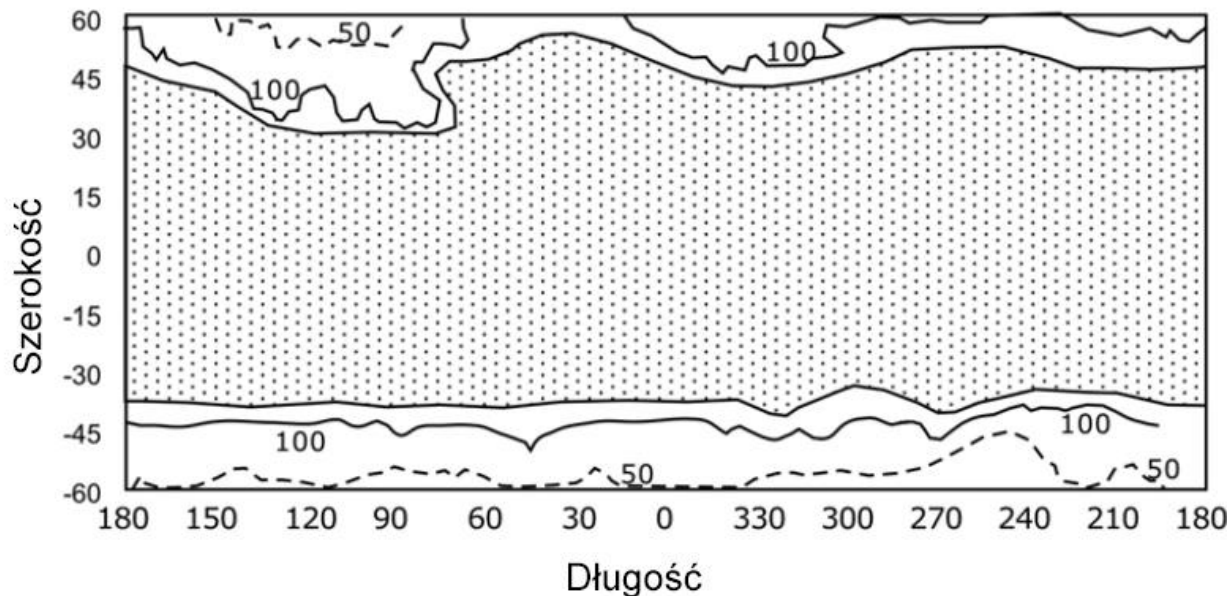
Kluczową i przełomową publikację pod tym względem opracowali Mellon i Jakosky (1993), którzy zastosowali modelowanie cyklu wody opierające się na dyfuzji termalnej i molekularnej pary wodnej, w celu określenia globalnej głębokości równowagi poziomu lodonośnego. Dalsze badania usprawniały modelowanie i potwierdzały jego słusność, bowiem dystrybucja podpowierzchniowego lodu na Marsie [na przykład w oparciu o spektroskopię neutronową i promieniowania gamma, Rysunek 17.; (Mitrofanov, et al., 2002)] jest zgodna z wynikami modeli równowagi [np. (Mellon, et al., 2004),

(Schorghofer & Aharonson, 2005), (Schroghoffer & Forget, 2012)], w wyniku czego podpowierzchniowy lód jest z pewnością obecny średnio powyżej 55° szerokości geograficznej na obu półkulach (Rysunki 16. i 18.).

Depozycja lodu na Marsie może i mogła odbywać się w trojaki sposób:

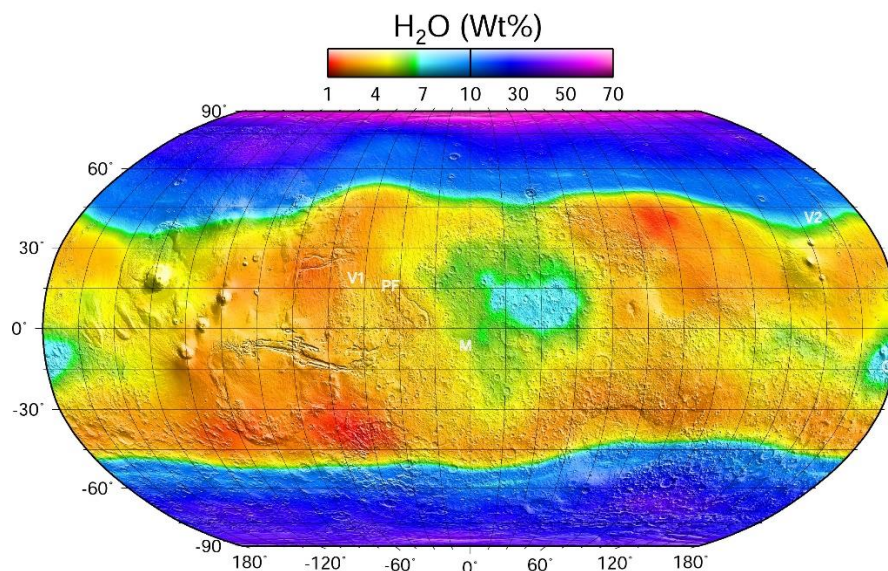
- W wyniku opadów śniegu w poprzednich okresach klimatycznych, kiedy odchylenie osi obrotu planety oraz okresy orbitalne na to pozwalały – podczas procesu cofania się lodu, materiały pyłaste zawarte w nim wcześniej stają się otuliną sublimacyjną, prowadząc do zagęszczania warstw lodu;
- Bezpośredniej depozycji w wyniku dyfuzji pary wodnej z atmosfery oraz
- depozycji w wyniku dyfuzji pary wodnej z głębokiego źródła wcześniej zdeponowanego lodu bądź ciekłej wody.

Dwa ostatnie procesy polegają na wypełnianiu porów regolitu lodem, tworzeniu się lodu nadwyżkowego (przy maksymalnym wypełnieniu porów) oraz tworzeniu się lodowca (brudnego, w którym materiały skalne stanowią większość objętości lub czystego, w którym woda stanowi większość objętości). Strumień masy pary wodnej jest kierowany w wyniku zaistnienia gradientu koncentracji pary wodnej i jest proporcjonalny do tego gradientu, co opisuje pierwsze prawo dyfuzji Ficka (Hudson, 2008). Gradient koncentracji występuje pomiędzy atmosferą a najpłytszą warstwą lodu, a także wewnątrz regolitu między najgłębszą warstwą lodu a nienasyconymi porami, jeżeli gradient geotermalny to umożliwia. Z kolei, jeżeli lód zostanie już zdeponowany, ciśnienie pary wodnej w głębszym, cieplejszym lodzie będzie większe niż w płytszym powyżej, w związku z tym strumień masy będzie skierowany ku atmosferze (tamże). Głębokość na jakiej znajduje się stabilny poziom lodonośny jest więc spójna z głębokością na jakiej średnia roczna zawartość atmosferycznej pary wodnej wyrównuje się z zawartością pary wodnej powyżej lodu, natomiast jeżeli lód występuje poniżej lub powyżej tej głębokości, określony jest stan nierównowagi, który skutkuje potencjalnie kolejno dodatnim strumieniem lub ujemnym strumieniem pary wodnej w regolicie.

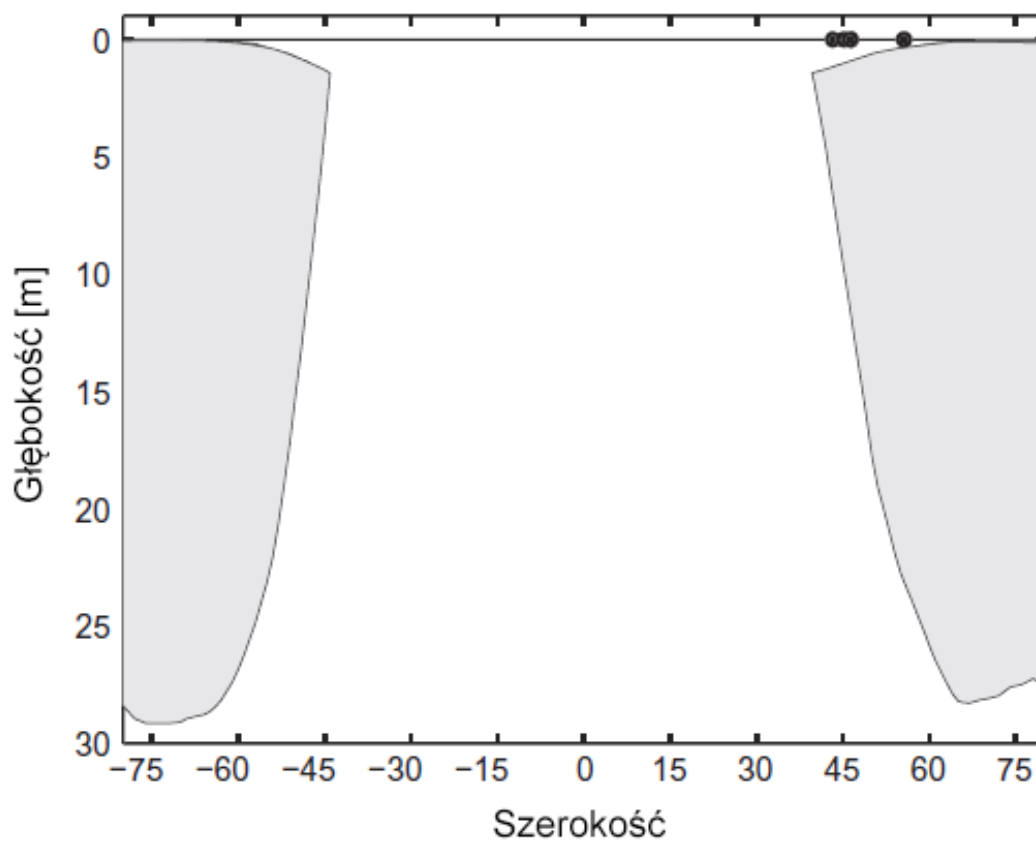


RYSUNEK 16. *Głębokość do stabilnego poziomu lodonośnego na Marsie* (Mellon & Jakosky, 1993). Warstwice ukazują głębokości w centymetrach. Centralny obszar oznacza, że lód nie jest stabilny na żadnej głębokości.

Termalna i dyfuzyjna stabilność poziomu lodonośnego jest silnie zależna od zawartości pary wodnej w atmosferze oraz od inercji termalnej i albedo regolitu. Takie warunki zapewniają wysokie i umiarkowane szerokości geograficzne na obu półkulach. Poziom lodonośny może jednak występować na niższych szerokościach geograficznych na zboczach (o nachyleniu większym niż 20°) skierowanych polarnie (Mellon & Phillips, 2001).



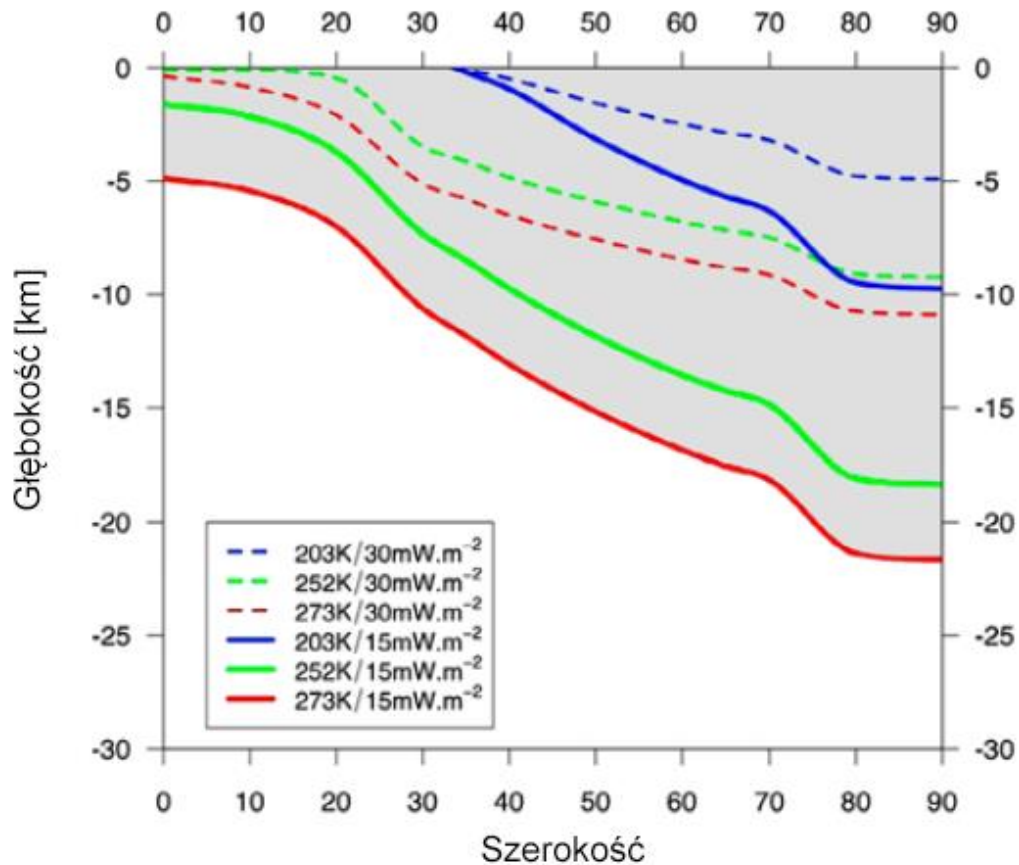
RYSUNEK 17. **Mapa wodoru ekwiwalentnego do wody (WEH)** ukazująca dolny limit koncentracji masowych wody (C_{wt}) w pierwszym metrze regolitu Marsa. Źródło: Badania spektrometryczne gamma misji Mars Orbiter, NASA.



RYSUNEK 18. **Głębokość i miąższość stabilnego poziomu lodonośnego w uśrednieniu strefowym danej szerokości geograficznej.** Efekt modelowania dynamicznego Schroghoffera i Forgeta (2012)

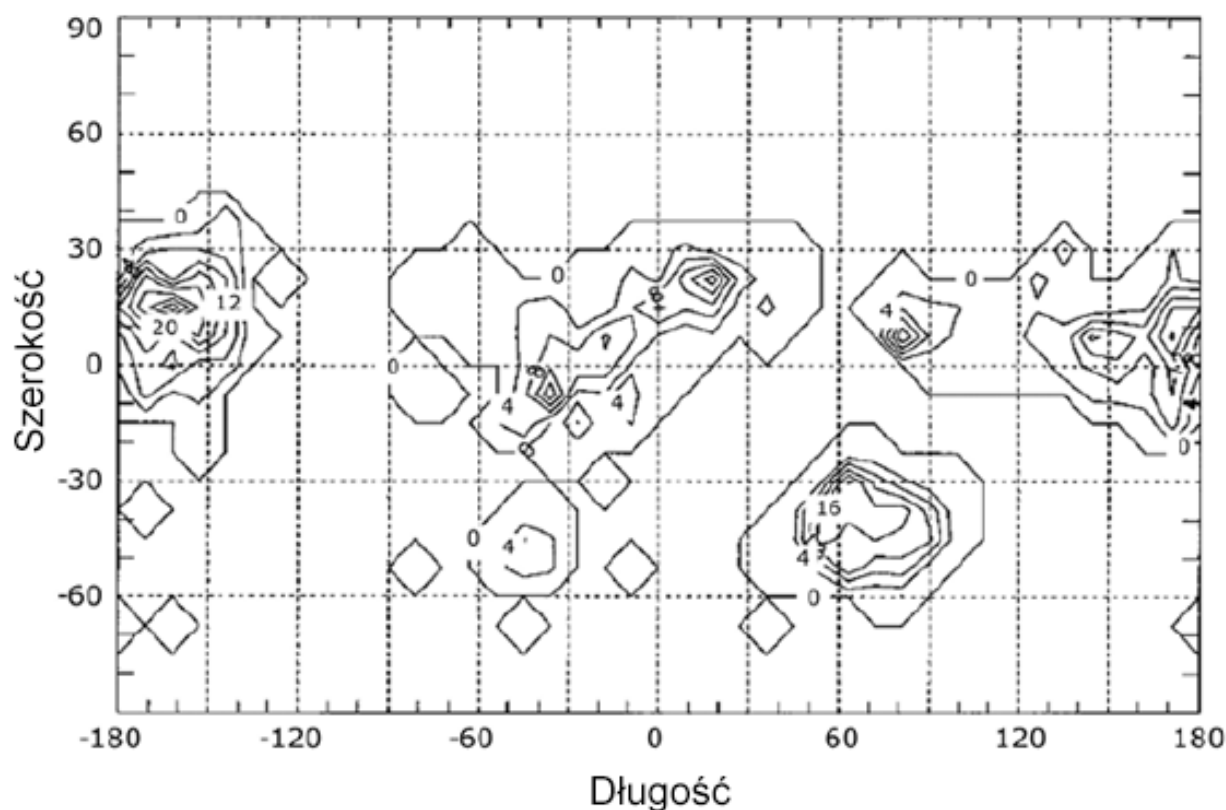
3.5.3. Występowanie ciekłej wody na Marsie

Obecne warunki na Marsie uniemożliwiają występowanie ciekłej wody na powierzchni planety, gdyż są to warunki poniżej punktu potrójnego wody (pozwalające na istnienie lodu lub pary wodnej). Jednakże, zarówno lokalnie na powierzchni przy bardzo sprzyjających okolicznościach lub głęboko pod powierzchnią, warunki temperaturowo-ciśnieniowe mogą przekroczyć punkt potrójny, szczególnie w przypadku występowania solanek NaCl lub nadchloranów, obniżających temperaturę krzepnięcia wody do kolejno 252 i 203 K. Poniżej poziomu terenu, izoterma punktu krzepnięcia lodu może być wobec tego średnio tak niska jak kilkadziesiąt metrów i tak wysoka jak kilkanaście kilometrów (Lasue, et al., 2013).



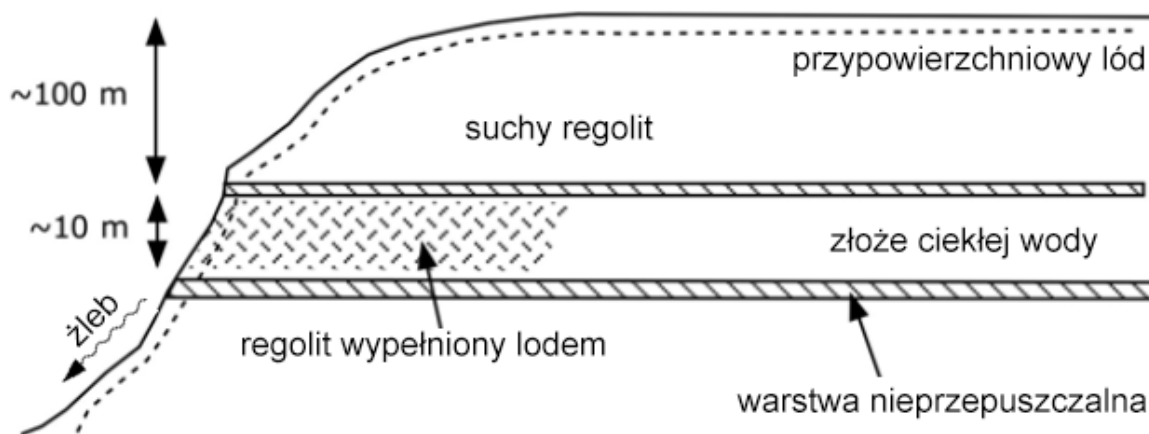
RYSUNEK 19. Izoterma punktu krzepnięcia wody w uśrednieniu strefowym danej szerokości (Lasue, et al., 2013). Powyższy rysunek ukazuje modelowanie kriosfery bogatej w lód (szara strefa) dla różnych przepływów ciepła z wnętrza planety oraz różnych składów wód, zaś współczynnik przewodnictwa cieplnego regolitu przyjęty do obliczeń wynosi $0.1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Warunkami występowania ciekłej wody na i przy powierzchni planety są – poza przekroczeniem temperatury krzepnięcia i odpowiadającego jej ciśnienia na wykresie fazowym wody – obecność lodu oraz źródła ciepła (przede wszystkim nasłonecznienia) pozwalającego na zbilansowanie strat ciepła na parowanie wody (Haberle, et al., 2001). O ile warunki pozwalające na występowanie ciekłej wody są lokalnie możliwe dla równikowych i umiarkowanych szerokości geograficznych (Rysunek 20.), regiony te nie posiadają stabilnego poziomu lodonośnego w dzisiejszych czasach, zaś straty na parowanie w warunkach marsjańskich są znaczne (tamże). Ponadto, warunki te występują tylko w przeciągu dnia, ponieważ we wszystkich częściach planety w przeciągu roku temperatura w nocy nie przekracza 190 K. To oznacza, że ciekła woda zgromadzona na powierzchni planety odparowałaby w przeciągu dnia, zaś jej pozostałość skrzeptałaby w nocy (Rapp, 2008). Obecność mieszanin eutektycznych soli powoduje jednak obniżenie temperatury krzepnięcia wody, a co za tym idzie zwiększenie długości i częstotliwości występowania warunków sprzyjających ciekłej wodzie powierzchniowej.



RYSUNEK 20. Czas występowania warunków powyżej punktu potrójnego na powierzchni planety w przeciągu marsjańskiego roku w solach (Haberle, et al., 2001). Temperatura krzepnięcia wody to 273 K.

Jak już wcześniej wspomiano, lód może być stabilny na zboczach regionów umiarkowanych. Tam z kolei powszechnie występującą formacją są żleby (*gullies*), czyli efekty erozji stromych zbocz z charakterystyczną alkową, która jest źródłem krętego kanału prowadzącego w dół do przedpoła (Lasue, et al., 2013). Przejściowa ciekła woda (pochodząca z topnienia lodu i przechodząca szybki proces parowania lub znajdująca się poniżej grubej warstwy lodu) jest jednym z wytłumaczeń ich powstawania (Goldspiel & Squyres, 2011). Płytke lub głębokie złoża ciekłej wody (Rysunek 21.) jest również przedmiotem badań (Heldmann & Mellon, 2004). Inne wytłumaczenia doszukują się mechanizmu formowania w ciekłym i stałym dwutlenku węgla lub suchej masie regolitu.



RYSUNEK 21. Model zaproponowany do wyjaśnienia mechanizmu formowania żlebów (Heldmann & Mellon, 2004).

3.5.4. Regiony specjalne

Filozofię badań Marsa najlepiej określa termin 'podążaj za wodą' (*follow the water*), ponieważ to z nią związane jest życie jakie znamy, zaś odnalezienie drugiego Genesis, czyli początku życia innego niż ziemskie, jest fundamentalnym celem naukowym. W tym celu *Mars Exploration Program Analysis Group* (MEPAG) działająca przy NASA klasyfikuje 'powierzchnie i objętości' na Marsie jako regiony specjalne, jeżeli ich potencjalne warunki umożliwiają replikację organizmów znanych na Ziemi, czyli sprzyjają kształtowaniu się marsjańskiego życia. Prowadzenie prac badawczych w tych miejscach niesie szczególne zagrożenia zanieczyszczeniem mikrobiologicznym pochodzenia ziemskiego i innymi rodzajem zanieczyszczeń mogącymi negatywnie wpłynąć na

znajdujące się tam potencjalne życie, a także niesie zagrożenie zanieczyszczenia środowiska ziemskiego organizmami marsjańskimi (*forth and back-contamination*), w związku z tym szczególne środki muszą zostać podjęte w celu zapobieżenia takiej sytuacji. Misje powierzchniowe wysyłane w okolice regionów specjalnych muszą przejść ścisłą procedurę przygotowawczą, zaś misje wysłane przed identyfikacją regionu jako specjalny, nie mogą badać jego okolic.

Kluczowe warunki, jakie są konieczne do spełnienia w celu klasyfikacji obszaru lub formacji jako region specjalny to (MEPAG, 2016):

- Aktywność wody (z ciśnienia parcjalnego) między 0.5 a 1.0;
- Temperatura powyżej -25°C;
- Przedział czasowy, w jakich można zidentyfikować ograniczenia to 500 lat.

W związku z brakiem informacji, które wskazują na powyższe warunki kwalifikujące formacje jako region specjalny, obserwowane obecnie formy o niepewnym charakterze są traktowane jako regiony specjalne ze względu na potencjalną możliwość kształtowania się tam życia i są to:

- a) Źródła metanu,
- b) Sezonowe przepływy na ciepłych zboczach (*Recurring Slope Lineae*), czyli strugi ciekłej solanki występujące na zboczach podczas najcieplejszych miesięcy (Ojha, et al., 2015),
- c) Żleby i jasne strugi związane ze żlebami,
- d) Płaszczyzowate materiały bogate w śnieg (*pasted-on terrain*),
- e) Jaskinie, podpowierzchniowe wgłębienia oraz utwory głębsze niż 5 metrów poniżej poziomu terenu, oraz
- f) Inne, wliczając w to ciemne strugi (*dark slope streaks*), tereny z aktywnością geotermalną, świeże kratery uderzeniowe z aktywnością hydrotermalną, nowe kanały odpływowe oraz tereny z niedawną aktywnością sejsmiczną.

W związku z tym inne niż wymienione obecne źródła wody nie są traktowane jako regiony specjalne i są to:

- Powietrze atmosferyczne,
- Regolit zawierający wodę krystalizacyjną (hydraty),
- Wieczna zmarzlina – lód znajdujący się w porach regolitu i lód nadwyżkowy (do 5 m p.p.t.), oraz
- Lodowce i lodowcowy regolit (do 5 m p.p.t.).

4. Wpływ warunków środowiska na działalność wiertniczą i pozyskanie wody

W poprzedniej części zidentyfikowano dynamiczne warunki środowiskowe przeszłego i dzisiejszego Marsa. Ukazano, że Mars jest surowym miejscem różniącym się znacznie od Ziemi, jednakże dalsze części pracy będą starały się sugerować to, że przy zastosowaniu odpowiednich środków, ziemsko-marsjańskie różnice można załagodzić w kontekście dostępu do wody, a w konsekwencji tlenu i energii. Poniższa część będzie służyć określeniu jak marsjańskie środowisko wpływa na techniczne aspekty badań podziemnych oraz proces pozyskiwania wody z wykorzystaniem otworów wiertniczych.

4.1. Automatyzacja i autonomiczność procesów

Mars i Ziemia krążą wokół Słońca po orbitach o różnej ekscentryczności, okresie obrotu oraz różnych odległościach do aphelium i peryhelium. Ziemia wobec Słońca znajduje się między 0.98 a 1.02 jednostek astronomicznych (au – średniej odległości Ziemi do Słońca), zaś Mars 1.38 do 1.67 au. W związku z tym, odległość między planetami waha się między 57.4 a 402.3 milionów kilometrów (Zacny & Bar-Cohen, 2009). Ponadto zarówno Ziemia jak i Mars obracają się wokół własnej osi. To czyni komunikację między dwoma planetami niezwykle trudnym – nie ze względów technicznych, ale czasowych.

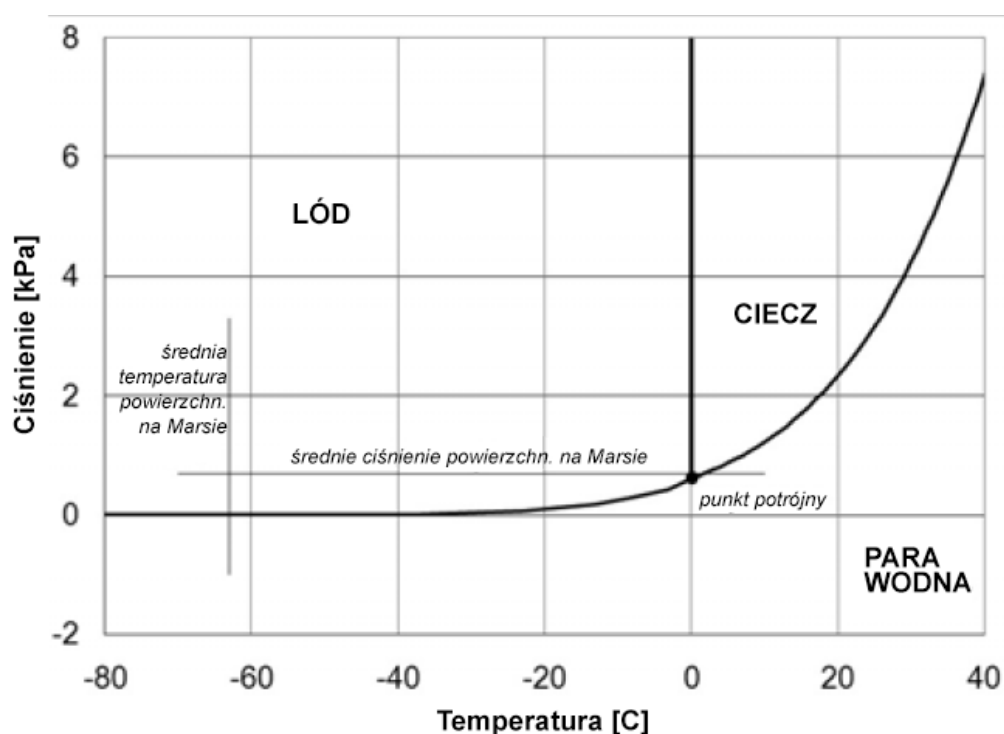
Przesył danych i sygnałów w jedną stronę zajmuje od 4 do 24 minut, zaś w dwie strony od 8 do 48 minut. Efektywnie czas komunikacji może ulec dalszemu wydłużeniu biorąc pod uwagę przepustowości przesyłu danych oraz proces ich analizy i podejmowania decyzji przez ludzi na Ziemi. Bezpośrednie połączenia między Marsem a Ziemią zapewniają przepustowości od 500 do 32000 bitów na sekundę, zaś przy wykorzystaniu pośredniego satelity (np. Mars Reconnaissance Orbiter) przesył danych może być tak duży jak 2 miliony bitów na sekundę, jednak zdolność komunikowania byłaby ograniczona przez czas znajdowania się satelity w zasięgu instrumentu, z którym należy się skomunikować (najczęściej jest to kilka minut w przeciągu dnia).

Dotychczas wykorzystano wielokrotnie zdalne sterowanie instrumentami (np. sowieckimi łazikami księżycowymi), jednak praca zdalna jest wykonalna przy prostych i ogólnych instrukcjach, nie zaś przy dynamicznych sytuacjach wymagających szybkiej reakcji (Zacny & Bar-Cohen, 2009). Te ograniczenia nakazują wykorzystanie urządzeń i instrumentów wykazujących przynajmniej pewien stopień autonomiczności (Ellery, 2016).

Z kolei automatyzacja operacji i procesów poza Ziemią oznacza wyeliminowanie jakiegokolwiek wymagania interakcji człowieka z maszyną bądź ustalenia minimalnego stopnia interakcji (Zacny, et al., 2008a). Taki stopień funkcjonalności jest możliwy i wykorzystywany w pozaziemskich badaniach podpowierzchniowych (tamże).

4.2. Problematyka wiercenia w warunkach bliskich próżni

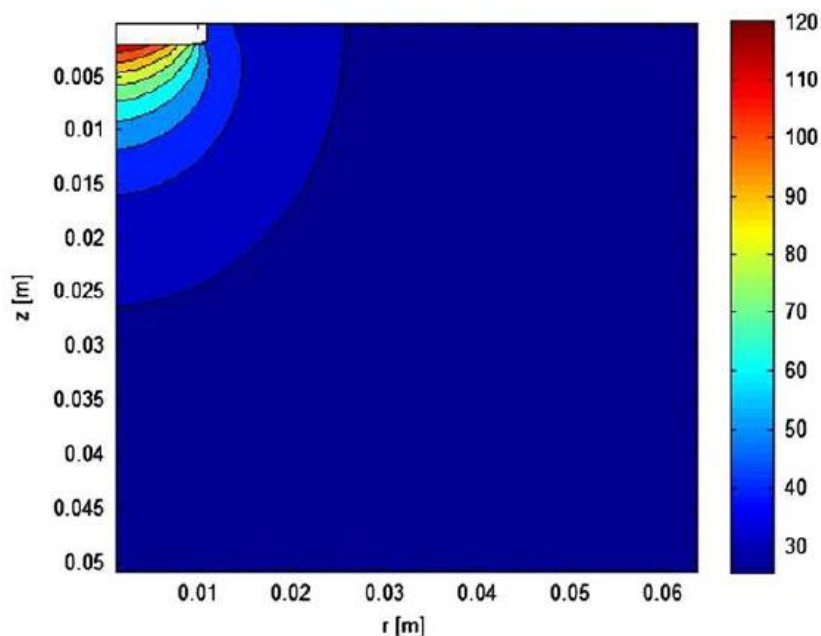
Warunki poniżej punktu potrójnego wpływają nie tylko na zachowanie wody, ale także na proces wiercenia skał. Sprawiają, że podstawowymi akceptowalnymi metodami wierceń marsjańskich czy księżycowych są wiercenia suche (bez użycia płuczek), z zastosowaniem głównie wierceń ślimakowych czy urządzeń rdzeniujących o małej mocy w celu zapobiegania przegrzaniu (Zacny, et al., 2004).



RYSUNEK 22. Wykres fazowy wody w okolicy punktu potrójnego (Morgan, 2009).

Jednakże, wiercenie w próżni w środowisku marsjańskim samo w sobie zapewnia mechanizm oczyszczający dno otworu. Wykorzystanie komory termopróżniowej symulującej środowisko marsjańskie (poniżej 4.5 Torr, 6.1 mbar) pozwoliło dowieść, że w wyniku generowania ciepła na dnie otworu podczas wiercenia (Rysunek 23.), nawet niewielkie ilości lodu zawarte w regolicie w kontakcie z ciepłym świdrem sublimują i stają

się płuczką powietrzną [(Zacny, et al., 2004), (Zacny, et al., 2008c)]. Lód, zgodnie z badaniami, zmieniając stan skupienia do pary wodnej zwiększa swoją objętość 170000 razy wynosząc zwierciny w górę otworu. W ten sposób 'płuczka' jest aplikowana na dnie otworu bez wykorzystania pomp i rurowego transportu z powierzchni. Wiercenie w warstwach lodowego regolitu w porównaniu do wiercenia w suchych warstwach sprawia więc, że prędkość wiercenia się zwiększa, wymagana moc się zmniejsza, a także zmniejsza się zużywalność świdra lub koronki. Ponadto zmiana stanu skupienia wody pochłania ciepło generowane w procesie wiercenia, co sprawia, że zarówno urządzenie jak i regolit jest termoregulowany (Zacny, et al., 2008a). Para wodna wydostając się z dna otworu ochładza się i osadza w formie szronu, co może spowodować zamarznięcie i przechwycenie urządzenia. Badania procesu wiercenia na straty wody w materiale wierconym ukazują 10% strat na rdzeniu, 20% na zwiercinach na ślimaku oraz 90% na zwiercinach wyniesionych z otworu pod wpływem sublimacji lodu (tamże).



RYSUNEK 23. Profil temperaturowy dna otworu wiertniczego po 480 sekundach wiercenia (Szwarc, et al., 2012).

W innych testach zademonstrowano, że wykorzystanie płuczki gazowej w środowisku bliskim próżni bardzo efektywnie oczyszcza dno otworu ze zwiercin, co spowodowane jest prawdopodobnie tym, że przepływ gazu nie trafia na opór jednej atmosfery na powierzchni (Zacny & Cooper, 2007a). W badaniach próżni o ciśnieniu 1 Torr

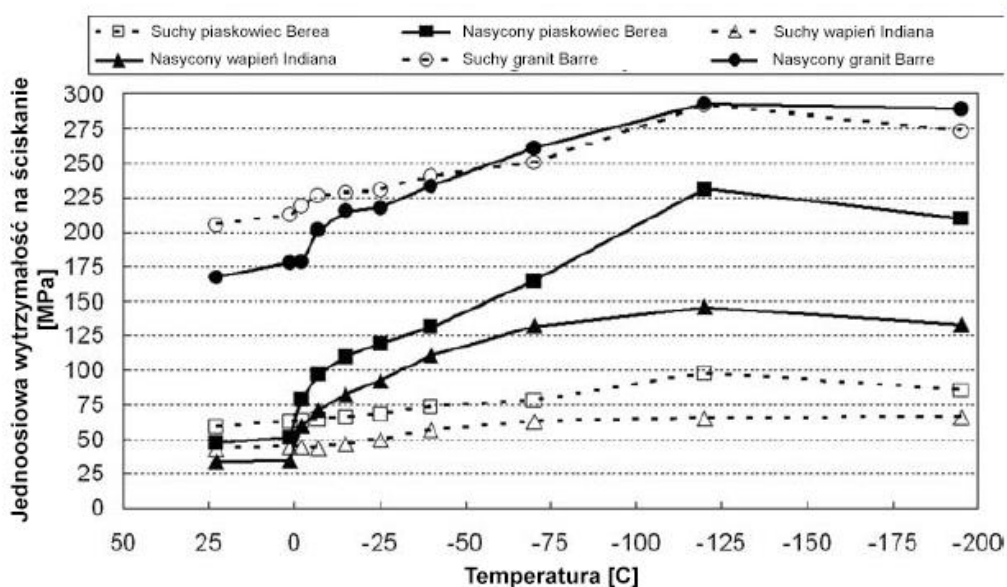
stwierdzono, że 1 gram gazu jest w stanie wynieść nawet 3000 g regolitu (Zacny, et al., 2008b). Przy ciśnieniu marsjańskim większość zwiercin może zostać wyniesiona z otworu przy zastosowaniu ciśnienia płuczki powietrznej już o wartości 3 kPa (40 mbar) (Zacny & Cooper, 2006).

Innym odkrytym fenomenem w symulacjach marsjańskiego wiercenia jest spadek współczynnika tarcia nawet o 50% przy ciśnieniach niższych niż 4.5 Torr spowodowany utratą adsorbowanej wody w regolicie w związku z niskim ciśnieniem (Zacny & Cooper, 2007b). Z kolei spowodowanie silniejszej próżni (poniżej 0.001 Torr) powoduje większe współczynniki tarcia.

Niskie ciśnienie ma również znaczący wpływ na rozprzestrzenianie się ciepła, pomniejszając je niemal całkowicie o konwekcyjne przekazywanie ciepła (główny sposób na Ziemi) i bazując w ten sposób przede wszystkim na kondukcji i radiacji zarówno gazów jak i ciał stałych (Presley & Craddock, 2006).

4.3. Problematyka wiercenia w warunkach niskich temperaturach

Właściwości mechaniczne skał oraz proces ich penetracji są znacznie zależne zarówno od temperatury jak i od nasycenia wodą [(Mellor, 1971) oraz Rysunek 24.].



RYSUNEK 24. Wykres zmian jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie w funkcji temperatury dla różnych typów skał oraz nasycenia wodą (Mellor, 1971).

Niska temperatura ma więc znaczący wpływ na proces wiercenia – wymagana moc wiercenia czy nacisk na świder (przy wierceniach obrotowych) lub siła i częstotliwość uderzeń (przy wierceniach udarowych) rosną proporcjonalnie, zaś prędkość wiercenia maleje proporcjonalnie do zwiększania się jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie (*Uniaxial Compressive Strength, UCS*) pod wpływem spadku temperatury (Zacny & Cooper, 2006). Na przykład trzykrotny wzrost wytrzymałości nasyconego piaskowca w temperaturze -80 °C powoduje trzykrotny spadek prędkości wiercenia w stosunku do suchego piaskowca w temperaturze pokojowej [tamże oraz (Zacny, et al., 2008a)].

Ponadto, duże amplitudy temperaturowe na Marsie wpływają silnie na właściwości mechaniczne i cechy konstrukcyjne urządzeń. Przykładowo, spadek temperatury wpływa na zwiększanie lepkości smarów, co może uszkadzać silniki i części ruchome urządzeń. Sytuacja ta wymusza więc stosowanie specjalnych środków (na przykład suchych lubrykantów lub materiałów powodujących niskie tarcie). Innym istotnym czynnikiem jest rozszerzalność termiczna materiałów o różnych współczynnikach rozszerzalności, powodująca zmianę objętości części urządzeń w różnym stopniu. Materiały konstrukcyjne pod wpływem temperatury mogą również zmieniać istotnie swoje właściwości. Przykładowo metale mogą zmieniać właściwości z plastycznych do kruchych, silnie wpływając na wytrzymałość i niezawodność urządzeń (Zacny & Bar-Cohen, 2009).

4.4. Problematyka wiercenia w warunkach mikrogravitacji

Podstawowym utrudnieniem związanym ze spadkiem grawitacji jest niższy ciężar urządzeń, a co za tym idzie niższy nacisk na świder, który można wywołać masą łożyska lub lądownika. Jest to szczególnie ważne, ponieważ masa urządzenia stanowi istotne ograniczenie projektowe związane z możliwością wysłania misji z Ziemi oraz lądowania na Marsie i jest ona najczęściej bardzo niska w porównaniu z urządzeniami wiertniczymi stosowanymi na Ziemi. Grawitacja Marsa stanowi około 38% grawitacji Ziemi (3.71 ms^{-2}). To oznacza, że w przypadku wywierania nacisku na urządzenie z poziomu powierzchni, nacisk na świder jest pomniejszony przynajmniej o tę wartość (Zacny & Cooper, 2006). Nacisk na świder może jednak zostać dostarczony poprzez kotwienie w otworze, co w połączeniu z udarowym lub obrotowo-udarowym

mechanizmem wiercenia pozwala na operowanie w niższym osiowym nacisku (Bar-Cohen, et al., 2008) i w konsekwencji wartość nacisku na świder może być funkcją wytrzymałości ściany otworu oraz projektowych możliwości przekazywania nacisku przez systemy kotwienia.

Badania nad wpływem mikrogravitacji na oczyszczanie dna otworu systemem pneumatycznym wykazały, że efektywność wynoszenia zwiercin jest wyższa w grawitacji księżycowej niż ziemskiej, gdzie przy warunkach 1g wystarczyło 0.018 gram azotu do wyniesienia 100 gramów regolitu symulacyjnego JSC-1A (Zacny, et al., 2008c).

Poza ekstremalnymi warunkami środowiskowymi, wiercenia są także ograniczane przez (Zacny, et al., 2008c):

- Dostępność urządzeń zdolnych do działania w ekstremalnych warunkach oraz urządzeń o wysokim stopniu gotowości technologicznej (TRL).
- Ograniczenia misji w masie, objętości i mocy urządzeń zdolnych do transportu.
- Zapotrzebowanie naukowe na duże ilości typów i form próbek podpowierzchniowych.

5. Metody symulacji warunków marsjańskich na Ziemi

W związku z licznymi problemami techniczno-ekonomicznymi związanymi z wysłaniem marsjańskich misji badawczych (w szczególności oznaczających się wysokim stopniem skomplikowania jakim niewątpliwie byłaby misja załogowa skupiająca się na badaniu wnętrza planety), pozaziemskie warunki środowiskowe są często symulowane na Ziemi. Pozwala to na testowanie systemów i sprzętu, prowadzenie badań naukowych, testowanie modeli teoretycznych czy badań nad rolą człowieka w misji. Kluczowymi aspektami symulacji warunków w kontekście badań podpowierzchniowych a także potencjalnego pozyskiwania wody są jednak badania nad autonomicznymi lub częściowo autonomicznymi systemami wykonywania otworów wierconych w skałach o podobnej charakterystyce mechanicznej oraz mineralogicznej do skał marsjańskich w niskich temperaturach oraz niskim ciśnieniu otoczenia. Badania mogą się wówczas odbywać w warunkach laboratoryjnych oraz polowych. Ponadto, istotnych doświadczeń dostarcza praktyka przemysłowa (naftowa i geoinżynierska) oraz naukowa, gdzie wykonywanie otworów wiertniczych odbywa się często w trudnych a nawet ekstremalnych warunkach.

Warunki polowe

Wyróżniając polowe symulacje należy mówić o badaniach i doświadczeniach w takich warunkach, gdzie zbliżone parametry środowiskowe znajdują się na Ziemi naturalnie. W przypadku doświadczeń, najbliższym analogowym procesem są robotyczne wiercenia na dnie mórz i oceanów, ponieważ urządzenia do tego wykorzystywane muszą cechować się zaawansowaną automatyzacją procesów wiercenia i próbkowania skał z możliwością zdalnego sterowania lub pewną autonomicznością.

Najważniejszym jednak źródłem informacji w tej kwestii są ziemskie lokalizacje analogowe (*Terrestrial Analogue Sites* lub *Space Analogues*), to jest miejsca które w pewien sposób odwzorowują geologiczne i środowiskowe warunki ciał pozaziemskich (takich jak Księżyc czy Mars) zapewniając podłoże badawcze oraz testujące elementy misji. Szacowanie takich lokalizacji odbywa się za pomocą ukazania 'wierności' reprezentacji konkretnego środowiska pozaziemskiego poprzez kryteria geomorfologiczne, geochemiczne, egzobiologiczne lub warunki poszukiwawcze (takie jak grawitacja, promieniowanie, temperatura i tym podobne). Mimo, że miejsca te nie w pełni oddają realia pozaziemskie, oferują dobry i względnie ekonomiczny sposób testowania różnych systemów wiertniczych (Zacny, et al., 2008c). Przykładowo, zimne ciała skaliste są 'wiernie' reprezentowane przez lokalizacje analogowe w Arktyce i na Antarktydzie.

Można wydzielić pięć klas analogów marsjańskich i są to analogi: chemiczne, mechaniczne, fizyczne, magnetyczne oraz organiczne (Marlow, et al., 2008).

Przykładowymi lokalizacjami analogowymi in-situ w kontekście badań Marsa są:

- Krater Haughton na kanadyjskiej Wyspie Devon oferujący kluczowe zagadnienia badawcze i operacyjne dla Marsa [(Zacny, et al., 2008c), (Lee & Osinski, 2005)] poprzez:
 - Duże, dobrze zachowane wychodnie warstw silnie zmienione w wyniku uderzenia;
 - Lód gruntowy w ciągłej warstwie wiecznej zmarzliny poniżej około 1 metra;
 - Poudzerzeniowe osady fluwialno-glacialne;
 - Poudzerzeniowe osady hydrotermalne;
 - Brak znaczących form roślinnych.

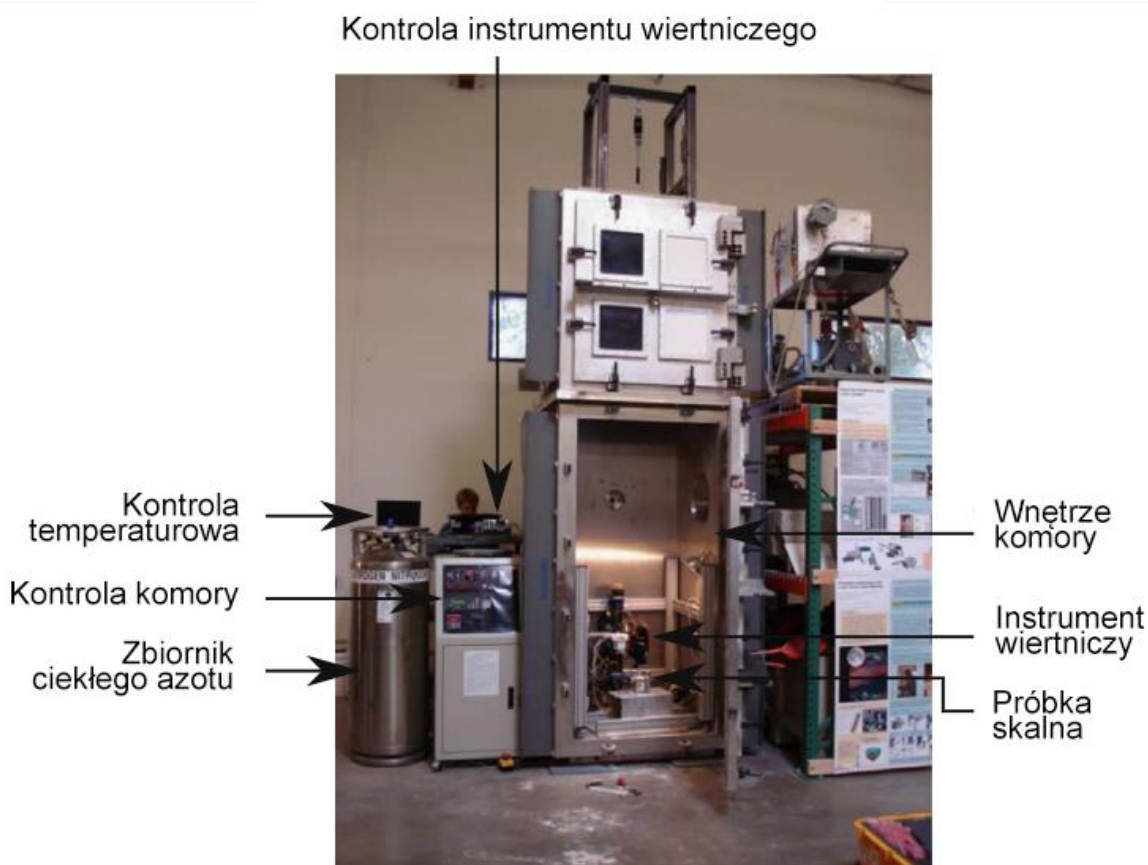
- Kopalnia w Kugluktuk w Kanadzie posiadająca silnie zwietrzałe i utlenione skały metamorficzne z dużymi ilościami siarczanów oraz związków żelaza (III) w warstwie aktywnej (do głębokości 1 metra) wiecznej zmarzliny sięgającej 440 metrów p.p.t., które są podobne do skał okresu hesperyjskiego.
- Rio Tinto w Hiszpanii, które było niegdyś miejscem wydobywania pirytu oraz posiada unikalne warunki mikrobiologiczne, gdzie bakterie żyją głęboko pod powierzchnią żywiąc się związkami siarki.
- Suche Doliny na Antarktydzie, które posiadają niskie średnie temperatury (poniżej $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$), względnie niskie opady czy niską zawartość pary wodnej w atmosferze. Warstwy przypowierzchniowe charakteryzują się strefą zwietrzałą, strefą wyższych stężeń soli, dużymi zmianami temperaturowymi, procesami sublimacyjno-resublimacyjnymi oraz parowaniem, aktywną warstwą wiecznej zmarzliny oraz możliwą przejściową ciekłą wodą. Głębiej występują warstwy brudnego lodu. Najprawdopodobniej tereny te najlepiej odzwierciedlają marsjańskie warunki w okolicy lądowiska Phoenix (Zacny, et al., 2008c).
- Pustynia Atakama, najbardziej suche miejsce na Ziemi, względnie dobrze odzwierciedla warunki niskich i umiarkowanych szerokości geograficznych Marsa.

Warunki laboratoryjne

Problematyka wiertnicza opisana w poprzednim rozdziale jest również eksplorowana w symulacjach laboratoryjnych. Głównymi czynnikami zapewniającymi dobre reprezentowanie rzeczywistych warunków środowiskowych są wykorzystywanie odpowiednich próbek skalnych, zapewnianie odpowiedniej próżni, temperatury oraz niższej grawitacji. Spośród tych czterech, najtrudniej symulować warunki niższej grawitacji. Po procesie przygotowania lub doboru analogowej próbki skalnej, warunki ciśnieniowo-temperaturowe mogą być łatwo odtworzone w komorze termopróżniowej (Rysunek 25.).

Działalność w tym zakresie prowadzą lub prowadziły przynajmniej trzy laboratoria zdolne do testowania pozaziemskich systemów wiertniczych:

- Advanced Subsurface Exploration Test Facility Japońskiej Agencji Kosmiczej
- Drill Testing Facility amerykańskiej firmy Honeybee Robotics
- Subsurface Access Testing Laboratory amerykańskiej firmy Orbital ATK



RYSUNEK 25. Komora próżniowa firmy Honeybee Robotics przygotowywana do testu wiertniczego (Szwarc & Hubbard, 2014).

Wspólnym mianownikiem laboratoriów jest zdolność osiągnięcia próżni na poziomie nawet 10^{-3} Torr (choć w przypadku Marsa wystarczającym przedziałem jest od 1 do 11 Tor) oraz zdolność schładzania próbek skalnych do niskich lub bardzo niskich temperatur. Chłodzenie całej komory w warunkach próżni jest trudne w związku z brakiem konwekcji.

6. Doświadczenia wcześniejszych badań powierzchniowych i podpowierzchniowych obiektów pozaziemskich

Rozwój technologiczny i procesowy badań powierzchniowych i podpowierzchniowych ciał skalistych Układu Słonecznego czerpie z doświadczeń przemysłu naftowego oraz wierceń naukowo-badawczych w trudnych warunkach na Ziemi. Podstawowymi zadaniami pozaziemskich badań wykorzystujących instrumenty wiertnicze są poszukiwanie przeszłego i obecnego życia, badanie historii geologicznej planet, a także (potencjalnie w przyszłości) pozyskiwanie rzadkich surowców. W tym celu misje wyposażane są w instrumenty do badań wywierconych i odzyskanych próbek in situ. Dotychczas misje transportu próbek na Ziemię (*sample return*) zostały zrealizowane tylko dla misji księżycowych (nie licząc próbek kosmicznego i asteroidowego pyłu), ponieważ w przypadku Marsa cechują się one bardzo wysokim stopniem skomplikowania. Niemniej, przez wzgląd na ilość danych naukowych, które można w ten sposób uzyskać, Mars Sample Return pozostaje niezwykle istotnym elementem planowania przyszłych misji (Harland, 2005). Dotychczas nie próbowano także pozaziemskiego lodu lub ciekłej wody.

Mimo ekstremalnych warunków znacznie bardziej złożonych od większości operacji wiertniczych na Ziemi, wiertnictwo pozaziemskie towarzyszy ściśle eksploracji powierzchniowej Układu Słonecznego już od lat 70 XX wieku, kiedy w bezzałogowej misji Luna 16 odwiercono otwór o głębokości 35 centymetrów i pobrano próbkę regolitu, zaś w załogowej misji Apollo 15 wykorzystano zaawansowany instrument obrotowo-udarowy ALSD, wierząc otwór do głębokości nawet 2.4 metrów, odzyskując ciągły rdzeń księżycowego regolitu.

Pierwszymi urządzeniami wykorzystanymi do badań podpowierzchniowych Księżyca były jednak rury rdzeniujące, które wbijano ręcznie w regolit przy pomocy młota podczas misji Apollo od 11 do 17. Zastosowanie tak prostych urządzeń było możliwe dzięki obecności astronautów i umożliwiało pobór rdzeni o długości urządzenia (w różnych wersjach około 32-37 cm).

Radzieckie urządzenia wiertnicze, które wykorzystano w misjach Luna (16, 20 i 24) przeznaczone były do pozyskania próbek luźnego regolitu poprzez w pełni autonomiczny system obrotowo-udarowy urządzenia wywierciły kolejno 0.35, 0.25 oraz 2.25 metrowe otwory i zdołano pozyskać i przetransportować próbki z powrotem na Ziemię. Były pierwszymi w pełni robotycznymi urządzeniami tego typu.

Z kolei amerykańskie ALSD (*Apollo Lunar Surface Drill*) były ręcznymi urządzeniami obsługiwanymi przez astronautów. Napęd obrotowo-udarowy zasilany był bateryjnie. Przewód wiertniczy składał się z rdzeniówek o długości 40 cm każda, z możliwością połączenia 8 rur (do osiągnięcia głębokości 3 metrów). Na końcu przewodu znajdowała się koronka wiertnicza z pięcioma ostrzami z węgliku wolframu. Zewnętrzna ściana przewodu miała kształt ślimakowy (śrubowy) w celu oczyszczania dna otworu ze zwiercin.

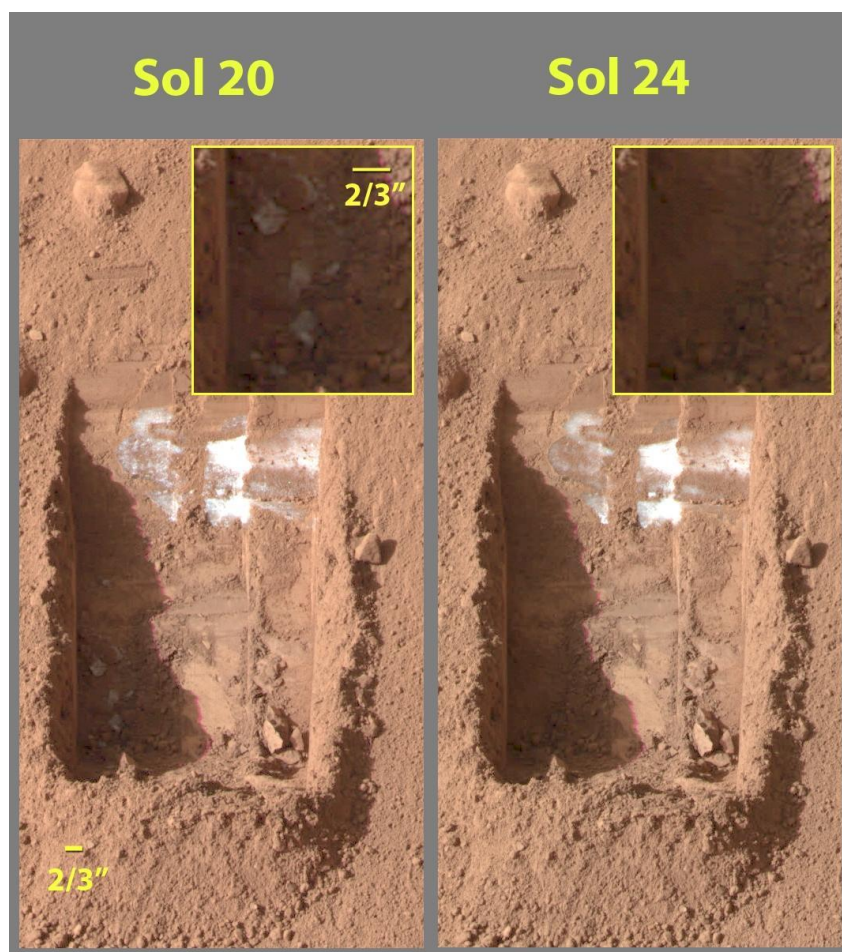
Misje Viking (1 oraz 2) posiadały identyczne lądowniki wyposażone w urządzenia do badań chemicznych i mikrobiologicznych, pozwalających ocenić czy powierzchnia Marsa może posiadać ślady życia jakie znamy. W tym celu lądowniki posiadały instrument próbkujący (SSAA) o trzech stopniach swobody składający się z ramienia oraz głowicy, która z kolei składała się z łyżki z pokrywką z wbudowanym sitem wibracyjnym oraz motyki. Urządzenie służyło do pozyskiwania próbek regolitu i skał oraz wykonywania płytkich wykopów. Zbierany materiał o średnicy ziaren do 2000 μm przekazywano do różnych urządzeń pokładowych lądownika (między innymi chromatografu czy testów biologicznych).

Badania powierzchniowe nie ograniczono tylko i wyłącznie do Księżyca i Marsa, bowiem niezwykle istotnym choć ekstremalnie trudnym polem doświadczalnym jest planeta Wenus. Wysokie temperatury (powyżej 460 °C) spowodowane przez gęstą atmosferę dwutlenku węgla (około 100 bar) znacząco komplikują misje badawcze. W latach 80. przedsięwzięto jednak cztery misje radzieckich lądowników (Venera 13 i 14 oraz Vega 1 i 2) wyposażonych w system wiertniczy GZU. Z pominięciem misji Vega 1, urządzeniom udało się odwiercić otwory do 30 mm głębokości oraz pobrać i przeanalizować próbki regolitu w pokładowym spektrometrze.

Po długiej nieobecności misji badawczych na powierzchni Marsa po zakończeniu projektu Viking, dopiero misja Pathfinder przetransportowała na Czerwoną Planetę małego

prostego łazika Sojourner Truth, który utorował drogę dla dwóch łazików MER (*Mars Exploration Rover*). Spirit oraz Opportunity dotarły na Marsa na początku 2004 roku. Spirit zakończył działalność w 2010 roku, natomiast Opportunity jest nadal aktywny. Wyposażone są w spektrometr rentgenowski, spektrometr Mössbauera, wysokiej rozdzielczości kamery oraz urządzenie RAT (*Rock Abrasion Tool*), służące do wiercenia otworów o średnicy 45 mm i głębokości do 5 mm, usuwając w ten sposób zwietrzałe warstwy skał i regolitu i umożliwiając analizę głębszego materiału. Poza szlifowaniem próbek, urządzenie może także oczyszczać ich powierzchnię z pyłu.

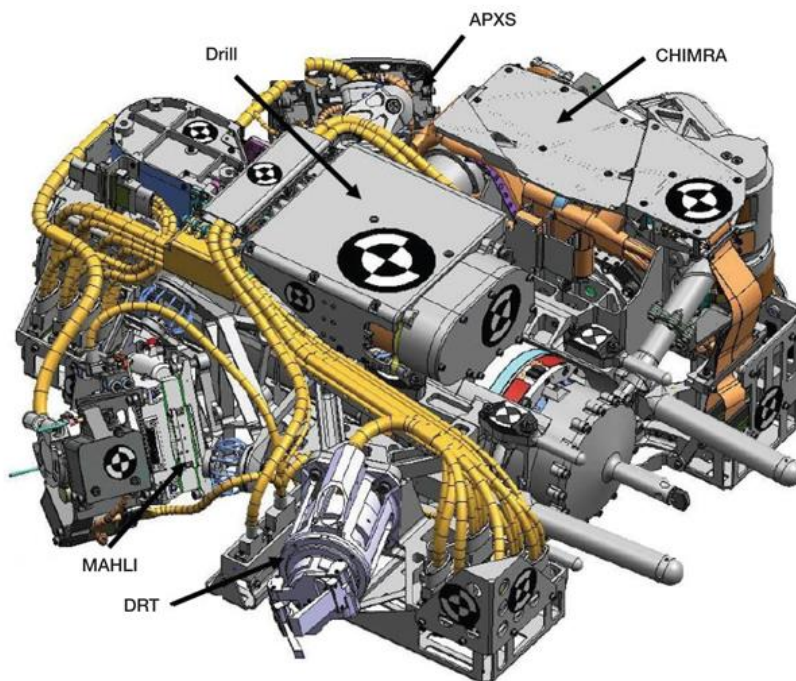
Podczas misji Cassini, lądownik Huygens pomyślnie dotarł na powierzchnię Tytana (księżyc Saturna) w 2005 roku oraz dokonał penetracji powierzchni za pomocą pokładowego penetratora. Urządzenie zagłębiło się na około 80 mm.



RYSUNEK 26. Wykop wykonany przez lądownik Phoenix ukazujący proces sublimacji lodu w okresie 4 solów (NASA, 2008).

Niezwykle istotnych danych (oraz obrazów lodowego regolitu na Marsie) dostarczyła misja Phoenix w 2008 roku. Lądownik wyposażony był w urządzenie próbkujące regolit pod nazwą ISAD (*Icy Soil Acquisition Device*), na które składało się ramię z łyżką oraz mikrowiertłem. Łyżka zbierała materiał wykonując wykopy zaś mikrowiertło zwiercało płytką warstwę wiecznej zmarzliny. Próbkowany materiał był obrazowany a następnie przekazywany do urządzeń TEGA (*Thermal Evolved Gas Analyzer*) oraz MECA (*Microscopy Electrochemistry and Conductivity Analyzer*).

Największym i najważniejszym urządzeniem wysłanym do tej pory na Marsa jest nadal aktywny łazik Curiosity (misji *Mars Science Laboratory*). Celem łazika jest badanie Krateru Gale pod kątem danych klimatycznych i geologicznych oraz szacowania sprzyjalności warunków środowiskowych dla mikrobiologicznego życia, a także badanie roli wody na Marsie.



RYSUNEK 27. Urządzenie wiertnicze MSL (Drill) wraz z innymi okolicznymi instrumentami. CHIMRA – urządzenie przetwarzające próbki regolitu, APXS – spektrometr rentgenowski, MAHLI – kamera, DRT – szczotka.

Łazik wyposażony jest w liczne (10) zaawansowane urządzenia badawcze. Składają się na nie przede wszystkim instrument SAM (*Sample Analysis at Mars*) oraz CheMin (*Chemistry and Mineralogy*). Instrumenty wykorzystują między innymi metody

spektrometryczne oraz dyfrakcję rentgenowską, dlatego wymagają dostarczenia sproszkowanego materiału. Ten z kolei generowany jest za pomocą instrumentu wiertniczego (Rysunek 27.) z napędem obrotowo-udarowym, pozwalającego na wiercenie otworów o średnicy 1.6 cm na głębokość około 5 cm.

Najpóźniejszym instrumentem wiertniczym wysłanym na kometę 67P/Czurimow-Gierasimienko jest element SD² lądownika Philae w misji Rosetta, która została dostarczona na miejsce w 2014 roku. Na instrument składa się próbnik wierzący w materiale i przekazujący go do pojemnika, obrotową karuzelę na pojemniki oraz miernik objętości próbek. Wiertło winno być zdolne do zagłębienia się na przynajmniej 20 cm, wierząc otwór o średnicy 12 mm. Lądownik wykonał kilka otworów jednak najprawdopodobniej w wyniku problemów technicznych nie pobrał próbek (JPL, 2015).

Ponadto, w ramach projektu REXUS w 2017 roku przetestowano w czasie rzeczywistym proces wiercenia w próbce gipsu w warunkach zerowej grawitacji oraz próżni na pokładzie rakiety suborbitalnej (Projekt DREAM, 2017).

Wiercenie w warunkach pozaziemskich ograniczane jest technicznie poprzez (Zacny, et al., 2008a):

- Zwierciny muszą być usunięte z otworu wiertniczego, niskie ciśnienie i temperatury uniemożliwiają jednak wykorzystanie płuczki. W związku z tym należy wykorzystywać urządzenia ślimakowe lub inne metody usuwania zwiercin (na przykład z wykorzystaniem skompresowanego gazu).
- Podczas pierwszego kontaktu urządzenia ze skałą, świder może doświadczyć poślizgu w wyniku zgięcia lub niestabilnego przymocowania urządzenia. W rezultacie otwór może odchyłać się od nominalnej osi, a dalsze zginanie może skutkować utratą urządzenia.
- Brak płuczki i intensywne wiercenie mogą skutkować uszkodzeniami termicznymi oraz stopieniem pobieranego materiału.
- Sztywność skręcania świdra może być niska wpływając na naturalne wibracje podczas wiercenia. To z kolei może wzbudzić drgania między świdrem a wierconym materiałem, co może skutkować utratą urządzenia.

Z kolei próbkowanie materiału pozaziemskiego musiało odbywać się w zgodzie z następującymi procesami (Beaty, et al., 2004):

- Ulepszona dokładność i ograniczenia detekcyjne poprzez adekwatne przygotowanie próbki (na przykład zgniatanie, odsiewanie, filtracja, dodanie reagentu i tym podobne).
- Osiągnięcie synergii pomiędzy obecnymi instrumentami naukowymi a różnorodnością istotnych analiz.
- Zwiększenie ilości próbkowań z minimalnym zanieczyszczeniem krzyżowym.
- Analizowanie odpowiednich próbek odpowiednimi instrumentami wykorzystując procedurę oceny pilności i ważności próbek, które muszą być badane bardziej czułymi urządzeniami tak, aby zmaksymalizować liczbę wartościowych danych wobec ograniczonych zasobów zasobów.
- Analizowanie próbek zgodnie z logiczną sekwencją, w której poszczególne poziomy umożliwiają podejmowanie decyzji o dalszym badaniu.

7. Obecne koncepcje i technologie wykonywania otworów na powierzchni Marsa

Niniejszy rozdział poświęcony jest przeglądowi koncepcji i technologii wiertniczych, technologii próbkowania (*sampling*) oraz wydobycia (*production*) wody z płytkich warstw podpowierzchniowego regolitu zawierającego lód. Urządzenia w nim przedstawione posiadają różny stopień zaawansowania i gotowości technologicznej (TRL) i są często kolejnymi planowanymi krokami eksploracji powierzchniowej i podpowierzchniowej Marsa. Analizowane technologie skupiają się na metodach otworowych wierconych mechanizmami obrotowymi, udarowymi lub obrotowo-udarowymi. Alternatywne metody wiertniczo-górniczne, takie jak metody wybuchowe, odkrywkowe, termiczne (poprzez spalling, topienie oraz odparowanie skał) czy chemiczne nie są brane pod uwagę. Ponadto w związku z wymaganiami osiągnięcia poziomu lodonośnego i wyższych niż przypowierzchniowych koncentracji lodu w regolicie, analizowane urządzenia zawierają się w klasie wiertnic jednowietrowych i wyższych, to znaczy takich, które są zdolne do osiągnięcia głębokości do jednego metra i powyżej jednego metra. W niedalekiej przyszłości wiercenia pozaziemskie celują w osiągnięcie głębokości od 3 do 5 metrów. Szacuje się także, że najwięcej danych naukowych dostarczą wiercenia w przedziale od 5 do 10 metrów (Ellery, 2016).

7.1. Technologie wiercenia i próbkowania

Jak wcześniej wspomiano, w związku ze skutecznością w środowisku pozaziemskim, najpowszechniej postulowaną metodą penetracji górotworu na ciałach skalistych są wiercenia otworów wykorzystujące mechanizm obrotowy, udarowy lub obrotowo-udarowy, wykorzystujące powszechnie rdzeniówki i mechanizmy ślimakowe wynoszenia zwiercin. Postuluje się również urządzenia wiertnicze z dolnym napędem BHA (*borehole assembly*) umieszczane na wyciągu, zamiast tradycyjnych ciągłych przewodów wiertniczych. Wiercenie i próbkowanie służą przede wszystkim celom naukowym.

TABELA 3. *Wiertnicze sposoby próbkowania substancji lotnych w warunkach pozaziemskich [(Zacny, et al., 2016a) oraz (Zacny, et al., 2015a)].*

	Wąchacz (Sniffer)	Rdzeniówka	Urządzenia zintegrowane (typu MISWE)
Efektywność pozyskania wody	Niska	Bardzo wysoka	Wysoka
Skomplikowanie	Niskie	Niskie	Średnie
Ryzyka	Zamarzanie, zalepianie otworów	Zalepianie rur, zalepianie otworów	Awaria siłowników

W przypadku próbkowania substancji lotnych (w szczególności wody), wydzielić można trzy rodzaje inżynierskich (wiertniczych) rozwiązań owego problemu:

Sniffer

Jest urządzeniem, którego ślimakowy przewód wiertniczy posiada łopatki głęboko osadzone na trzonie przewodu. Trzon z kolei posiada perforowane ściany, umożliwiając przepływ gazu do jego pustego wnętrza. Sniffer wwierca się w górotwór, a następnie uruchamia system grzewczy, który powoduje sublimację lodu zawartego w regolicie w pewnym promieniu efektywnego zasięgu grzania. Para wodna powstała w ten sposób migruje przez przewód wiertniczy do zimnej pułapki. Woda pozyskiwana jest wówczas in situ, jednakże część energii tracona jest na ogrzewanie górotworu.

Rdzeniówka

To podstawowe urządzenie do wierceń pozaziemskich, które może być wykorzystywane do próbkowania wody. Posiada wówczas dwie ściany – zewnętrzną o konstrukcji ślimakowej z płytkami łopatkami zbudowaną z materiałów słabo przewodzących oraz sperfiorowaną wewnętrzną wyposażoną w system grzewczy. Lód znajdujący się w pobranym regolicie sublimuje, a para wodna transportowana jest wewnętrzną przestrzenią pierścieniową do zimnej pułapki, jest więc pozyskiwana in situ. W przypadku

braku systemu grzewczego wewnątrz przewodu wiertniczego lub BHA, rdzeń może zostać przeprocesowany na powierzchni planety po uprzednim przetransportowaniu go do urządzenia ekstrakcyjnego.

Urządzenia zintegrowane

MISWE – jako reprezentant tej kategorii – jest całościowym urządzeniem zabudowanym na łożyku (lub pojeździe latającym) i składa się z przewodu ślimakowego z głęboko osadzonymi łopatkami, które transportują zwierciny skał i lodu do modułu ekstrakcyjnego. Po schowaniu przewodu, na którym osadziły się zwierciny, do szczelnego wnętrza urządzenia, następuje ogrzewanie łopatek i sublimacja lodu. To pozwala na wytworzenie ciśnienia umożliwiającego konwekcję ciepła i efektywniejsze ogrzewanie. Para wodna kondensuje się następnie w pojemniku na wodę. Po operacji, przewód wiertniczy opuszcza się w stronę powierzchni planety, gdzie oczyszczany jest z suchych zwiercin metodą obrotową.

Poniżej szczegółowo zaprezentowany zostanie katalog urządzeń wiertniczo-próbkujących dla wykorzystania pozaziemskiego. Wybór konkretnych przypadków ma przedstawiać obecny stan najlepszej wiedzy i praktyk z dziedziny robotyki planetarnej.

7.1.1. Sample Acquisition System (SAS-1m)

SAS-1m miał być jednym z pierwszych urządzeń próbkujących przeznaczonym dla misji poboru i transportu rdzeni wiertniczych zawierających materiał skalny komety podczas niezrealizowanego projektu NASA-ESA *Comet Nucleus Sample Return*. Urządzenie zaprojektowane zostało dla osiągnięcia poziomu jednego metra dla wartościowej próbki geologicznej, wierząc rdzeniówką o konstrukcji ślimakowej z koronką gryzową PDC w celu pobrania rdzeni o średnicy 10 cm, znajdujących się w wewnętrznej rurze przechwytyjącej. Wewnętrzna rura mogła zostać usunięta z rdzeniówki po ścięciu rdzenia, aby przemieścić próbki do modułu magazynowego ERC (*Earth Return Container*).



RYSUNEK 28. *Rozmontowana koronkowa część urządzenia SAS-1m. Od lewej: rdzeniówka z koronką, rdzeń piroklastyczny, wewnętrzna rura z mechanizmem ścinającym (ESA, 2014).*

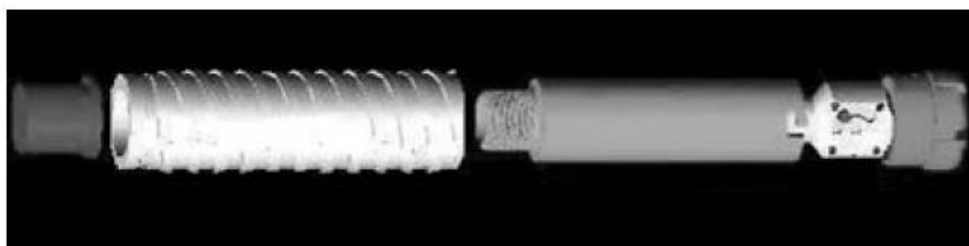
Projekt SAS-1m wypełnił wszystkie stawiane przed nim wymagania misji w warunkach ziemskich (Coste, et al., 1993). Został dokładnie zbadany przez DLR, wierząc w tufie Ettringer oraz w lodzie w ciekłym azocie oraz w analogu kometarnym (zamarzniętej emulsji zapylonej wody) w komorze termopróżniowej, demonstrując niskie wymagania mocy na świdrze (100 W), siły osiowej (100 N) oraz momentu obrotowego (<50 Nm). Badania nad SAS-1m silnie wpłynęły na późniejsze konstrukcje urządzenia SD2 na lądowniku Philae oraz przyszłej wiertnicy łazika misji ExoMars¹.

7.1.2. RESOLVE EBRC

Excavation and Bulk Regolith Characterization (EBRC) jest systemem opracowanym przez NORCAT składającym się z wiertnicy, urządzenia wiertniczego (przewodu ślimakowego, świdra i próbnika SCaD), modułu pozyskującego próbki oraz modułu przetwarzającego próbki (Viel, et al., 2011). Bazuje na technologii suchych wierceń rdzeniujących, operujących przy niskich mocach, masie i siłach naciskowych z systemem pozyskiwania, przetwarzania i badania materiału skalnego. Sama technologia wiertnicza

¹ http://www.esa.int/Our_Activities/Space_Engineering_Technology/Mechanisms/CNSR_SAS-1m_90-95

jest skalowalna w przedziale głębokości 0.5 do 5 metrów (Zacny, et al., 2008a). Siły obrotowe i osiowe są przenoszone przez przewód wiertniczy o konstrukcji ślimakowej, wewnątrz którego znajduje się system pozyskiwania rdzenia i system usuwania zwiercin (przy urządzeniach głębszej klasy). Na końcu przewodu znajduje się standaryzowany świder. Moduł EBRC jest częścią projektu NASA pod nazwą RESOLVE (*Regolith & Environment Science & Oxygen & Lunar Volatile Extraction*). EBRC jest zdolny do osiągnięcia głębokości 1 metra. Podobnie jak we wcześniejszym przypadku, urządzenie próbujące może zostać usunięte z przewodu wiertniczego w celu przetransportowania materiału na powierzchnię (zwięzłego lub luźnego).

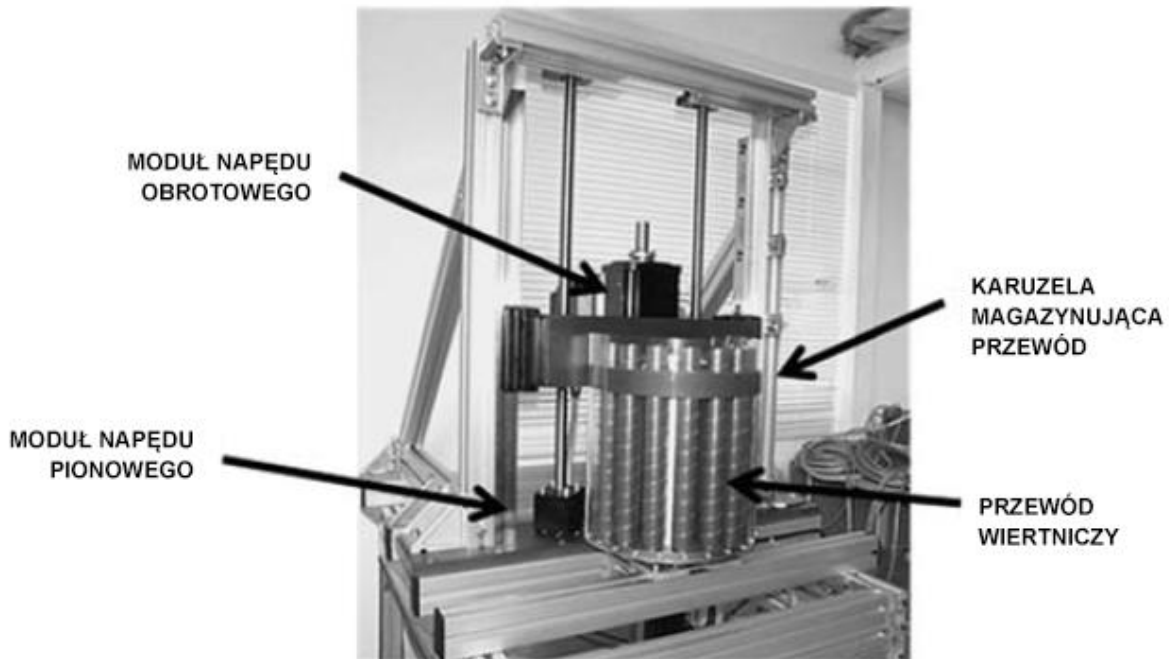


RYSUNEK 29. Konstrukcja modułu wiertniczego (zewnątrzna rura i świder) oraz SCaD (wewnętrzna część) systemu ERBC (Zacny, et al., 2008a).

Całość projektu RESOLVE (na którego składają się również inne moduły niż ERBC) ma za zadanie zbadać charakterystykę księżycowego regolitu, wyekstraktować i zebrać substancje lotne (w tym wodę) oraz wyprodukować tlen, mieszcząc się w ograniczeniach konstrukcyjnych masy (do 100 kg) oraz mocy (do 100 W).

7.1.3. SCAD

Segmentowana rdzeniówka SCAD opracowana przez ATK (obecnie Orbital ATK), w przeciwieństwie do poprzednich urządzeń, posiada skręcany przewód wiertniczy o dwumetrowej klasie głębokości. Części przewodu o konstrukcji ślimakowej znajdują się na karuzeli i podawane są do modułu napędowego, który umożliwia ich skręcenie i dalszy nacisk na świder. Wielkość i zasięg urządzenia dostosowane są do ograniczenia efektywności suchego wiercenia o głębokości od 20 do 50 średnic świdra. Urządzenie było w stanie pokonać granicę jednego metra w warunkach laboratoryjnych, wierząc łącznie 2.24 metry przez wapień i tuf, jednak powyżej tej granicy następował znaczny wzrost tarcia między przewodem a ścianą otworu.

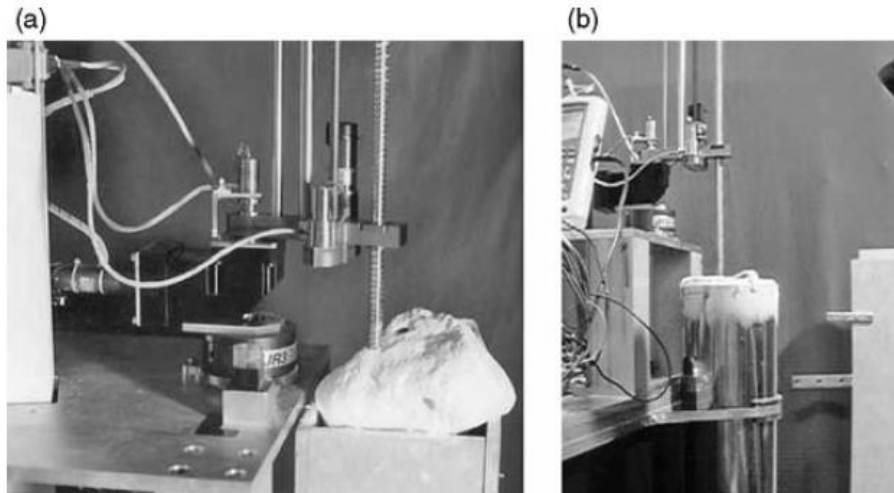


RYSUNEK 30. **Urządzenie SCAD** (Zacny, et al., 2008a).

7.1.4. **SATM**

Urządzenie firmy Honeybee Robotics wyprodukowane zostało z myślą o misji NASA-CNES Champollion ST 4 w celu próbkowania komety i przestania materiału z powrotem na Ziemię. Misja została usunięta z planów w 1999 roku, jednak zdołano wykonać prototyp urządzenia wiertniczo-próbkującego, zdolnego do wiercenia do głębokości 1.2 metra, produkując sproszkowane zwierciny skał z otworu o średnicy 13 mm próbując każdorazowo maksymalnie 1 cm³ materiału.

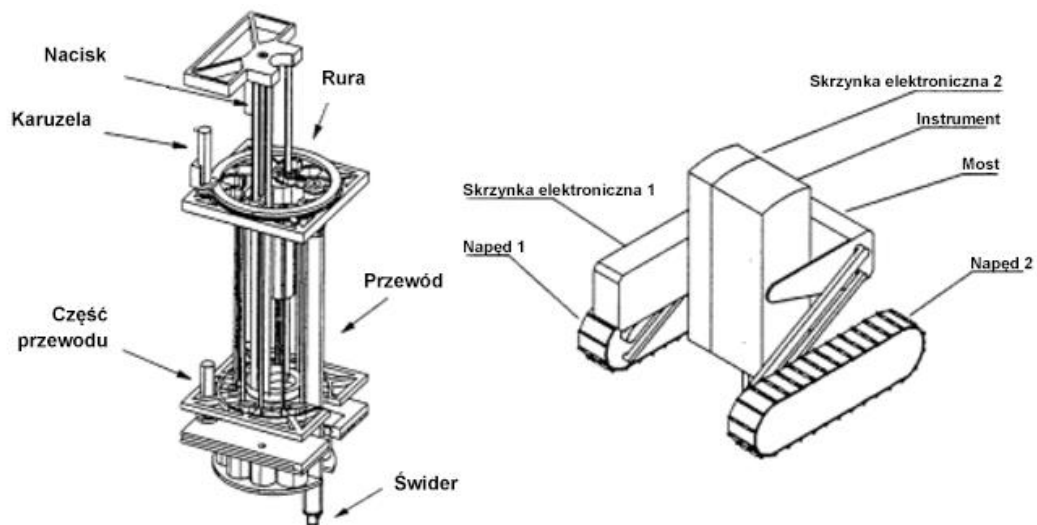
SATM posiada zdolność „wączania” próbki materiału podczas wiercenia, przekazując materiał do komory podgrzewającej, a w przypadku wiercenia w lodowym regolicie sublimowania lodu i badania powstałej pary wodnej (np. spektrometrycznie). Prototyp posiadał masę 9 kg, wymagając 25 Wh energii do próbkowania wapniem.



RYSUNEK 31. Urządzenie SATM podczas wiercenia w wapieniu (a) oraz w analogowym regolicie (b) (Zacny, et al., 2008a).

7.1.5. MicroRoSA 2

Urządzenie jest koncepcyjnym instrumentem wiertniczym zamontowanym na łożysku Nanokhod, i zdolnym do dowiercenia się do poziomu 2 m w regolicie i kilku centymetrów w skałach lub kamieniach (Bertrand, et al., 2000). Całość urządzenia składa się z modułu wiertniczego (DSS), platformy jeżdżącej (MDP) oraz modułu przetwarzającego próbki na lądowniku (DSDP). Posiada 11 skręcanych części przewodu wiertniczego na karuzeli oraz średnicę świdra 17 mm, który pozwala na pozyskanie rdzenia o wymiarze 9x20 mm.



RYSUNEK 32. Schemat urządzenia MicroRoSA (lewa strona) i łożyska Nanokhod (prawa strona) (Suomela, et al., 2002).

Instrument wiertniczy posiada masę 5 kg, zaś łożnik 12 kg. Celem urządzenia byłoby pozyskiwanie próbek regolitu lub skał do badań egzobiologicznych Marsa, poszukując oznak wymarłego lub obecnego życia.

7.1.6. CRUX

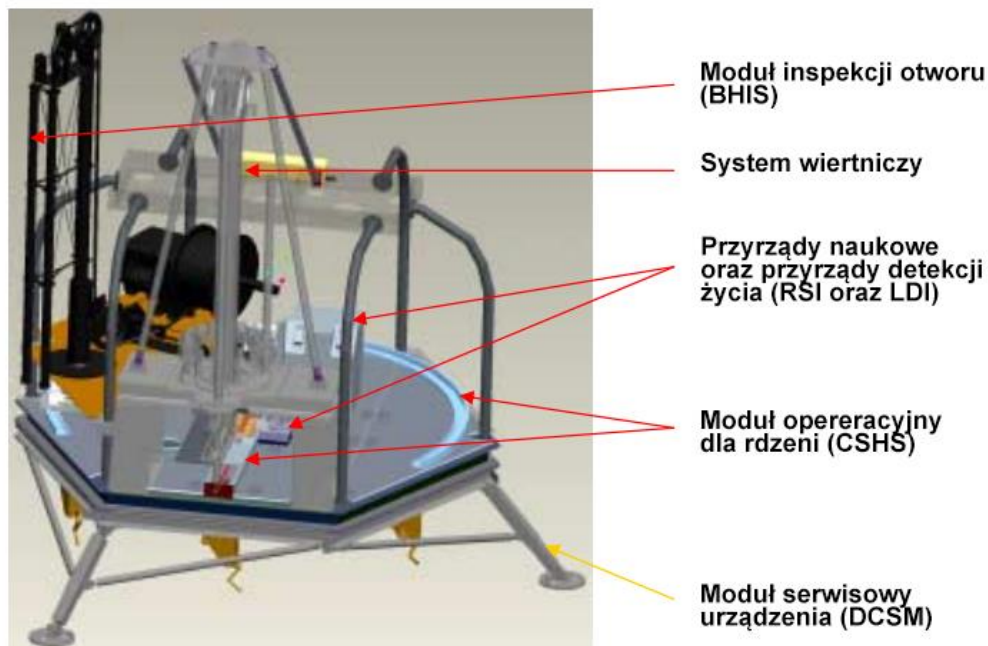
Construction and Resource Utilization Explorer (CRUX) został opracowany przez Honeybee Robotics dla NASA ze szczególnym przeznaczeniem dla wiercenia w utworach lodowych i poziomach lodonośnych, czyli w silnie niejednorodnym ośrodku, i dalszego analizowania wierconych skał. Pozwala na wiercenie obrotowe, udarowe i obrotowo-udarowe, dla umożliwienia przewiercenia się przez wszystkie warstwy znajdujące się w zasięgu urządzenia (jednorazowo przynajmniej 2 metry, zaś wielorazowo w warunkach analogowych 8.2 metry w sześciu otworach (Glass, et al., 2012)). Badany kompleksowo w warunkach analogowych, jest w stanie wykonywać odwierty o średnicy 50 mm. Przy zastosowaniu rdzeniówki z koronką (gryzy z węgliku wolframu i PDC) o średnicy zewnętrznej 38 mm, tworzy rdzenie o średnicy 25 mm.



RYSUNEK 33. Testy obrotowo-udarowe urządzenia CRUX w polowych warunkach analogowych (Glass, et al., 2010)

7.1.7. Projekt MARTE/DAME

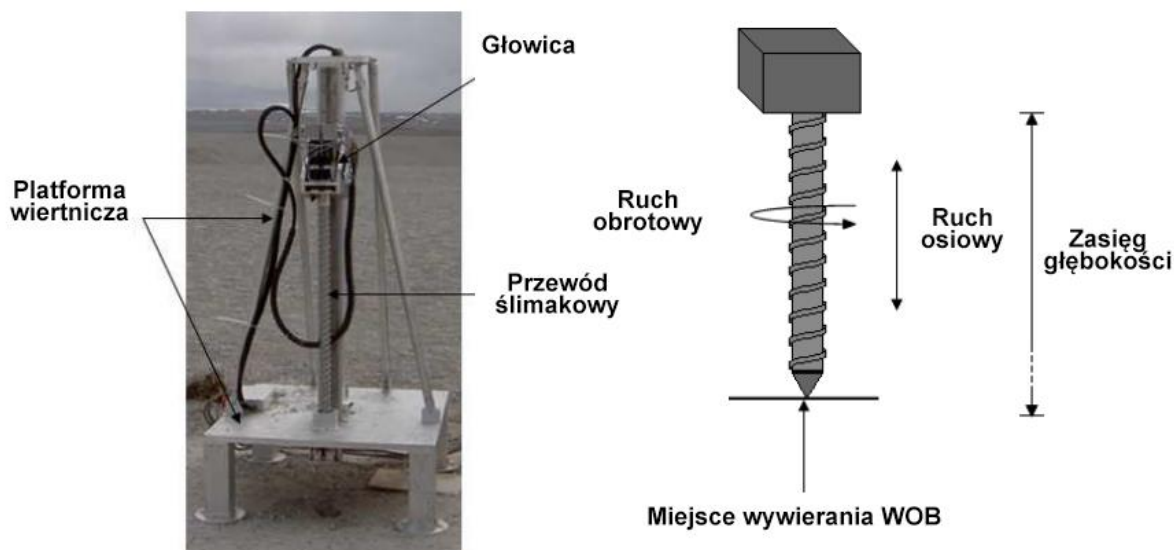
Po zdefiniowaniu przez komitet MEPAG strategicznych planów dla poszukiwania życia na Marsie i roli zaawansowanej technologii wiertniczej w tym procesie, w 2002 roku rozpoczęto trzyletni projekt *Mars Astrobiology Research and Technology Experiment* (MARTE), celem opracowania technologii i podstaw naukowych (Stoker, et al., 2008) dla badań biosfery oraz pozyskania próbek skał i wody. Symulację wierceń przeprowadzono w opuszczonej kopalni w regionie Rio Tinto w Hiszpanii. System MARTE wykorzystywał platformę symulującą lądownik oraz umieszczony na niej w pełni automatyczny oraz zintegrowany system wiertniczy z modułami pozyskiwania, przetwarzania i charakteryzacji próbek oraz z modułem detekcji życia (Cannon, et al., 2007). Urządzenie wiertnicze jest rdzeniówką wykonaną przez Honeybee Robotics pracującą w niskiej mocy (150 W) i należy do urządzeń o klasie głębokości 10 metrów. Każdorazowo produkuje rdzenie o wymiarach 27x250 mm, które są przekazywane do modułu operacyjnego CSHS (*Core Sample Handling System*) w celu przetwarzania i analizy. Moduł CSHS może magazynować 9 rdzeni.



RYSUNEK 34. **Ogólny widok systemu MARTE o wymiarach 3x2.4 m** (Cannon, et al., 2007).

Urządzenie wykorzystuje napęd obrotowy i koronkę z węglnikami oraz monokrystalicznymi diamentami, wierząc otwory o średnicy 48 mm. Dedykowany podsystem usuwa rdzenie z wnętrza rdzeniówki i przekazuje je do modułu CSHS. Jednometrowe segmenty przewodu wiertniczego są dołączane do 1.5 metrowego głównego segmentu podczas osiągnięcia limitu głębokości. Podczas operacji wyciągania przewodu, kolejne segmenty są rozkręcane i magazynowane, a rdzeń przekazywany dalej. Całość operacji odbywa się autonomicznie. Mimo że urządzenie wykorzystuje łopatki ślimakowe na ścianie bocznej przewodu do wynoszenia zwiercin z dna otworu, taka konstrukcja wymagana jest jedynie na głównym segmencie przewodu, w celu uniknięcia tarcia o ściany otworu na całej długości przewodu (Zacny, et al., 2008a). Głównym segmentem jest wyposażony w komorę przenoszącą zwierciny na powierzchnię (po jej oczyszczeniu).

Z kolei urządzenie wiertnicze projektu *Drilling Automation for Mars Exploration (DAME)* jest siostrzane względem MARTE. Posiada podobne parametry mechaniczne, konsumuje maksymalnie 100 W mocy i jest bardziej mobilne. W analogowych testach w Kraterze Haughton pozwoliło osiągnąć maksymalną głębokość 3.2 metrów.

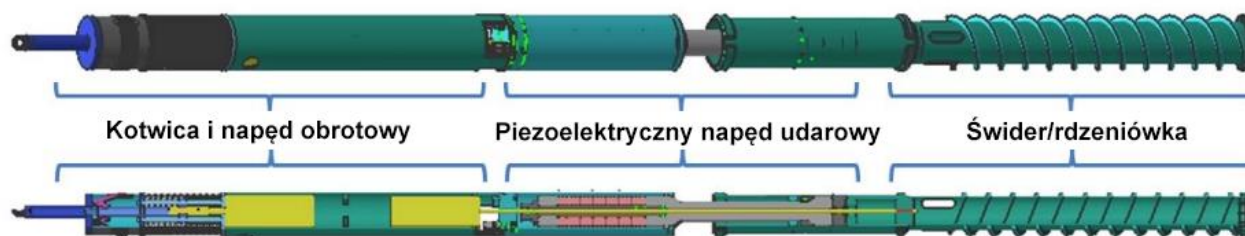


RYSUNEK 35. *Urządzenie DAME podczas testów (lewa strona) oraz jego schemat (prawa strona)* (Statham, 2011).

7.1.8. Auto-Gopher

Wspólne przedsięwzięcie Honeybee Robotics i NASA JPL wyprodukowało urządzenie inne niż pozostałe. Auto-Gopher składa się bowiem z urządzenia wierzącego (BHA) o długości 181 cm i wadze 22 kg zamontowanego na wyciągu za pomocą liny. Jego konstrukcja umożliwia trzy rodzaje wiercenia – obrotowe, udarowe i obrotowo-udarowe. Wyposażone jest w pięć podsystemów (Zacny, et al., 2013):

- Trójdzielna kotwica, mocująca BHA do ściany otworu
- Moduł przekazujący nacisk na świder (WOB) z kotwicy
- Napęd obrotowy
- Młot udarowy (piezoelektryczny)
- Świder oraz rdzeniówka



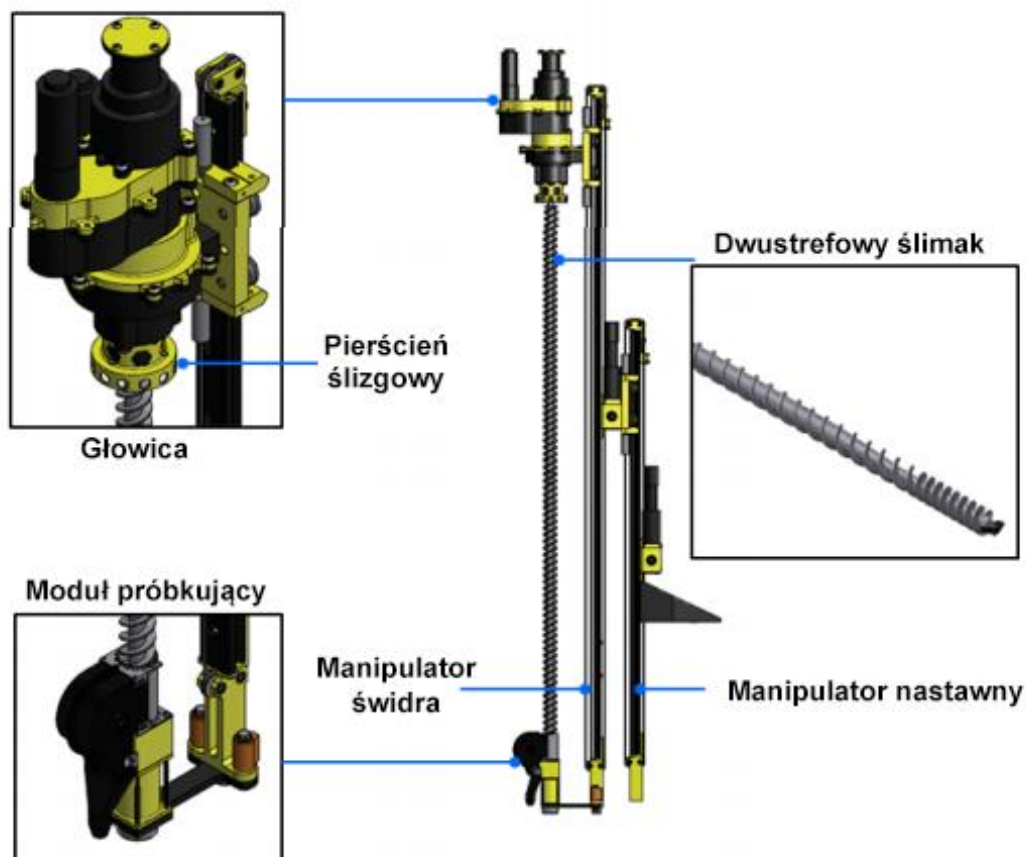
RYSUNEK 36. *Model i przekrój urządzenia Auto-Gopher* (Badescu, et al., 2011).

Auto-Gopher wykorzystuje koronkę diamentową (lub PDC) o średnicy zewnętrznej 71 mm do wiercenia otworów do głębokości ograniczanej przez długość liny wyciągowej i stabilność górotworu. Każdorazowo zagłębia się do otworu pozyskując rdzeń o długości 10 cm i średnicy 60 mm, po czym jest usuwane z otworu w celu przekazania próbki. W testach w kopalni gipsu (na próbkach o UCS = 38 MPa) zdołało osiągnąć głębokość 3 metrów (Zacny, et al., 2013). Ogółem pozwala na osiągnięcie wysokiej prędkości wiercenia (2.4 m/h) przy niskiej mocy (120 W) i nacisku na świder (100 N).

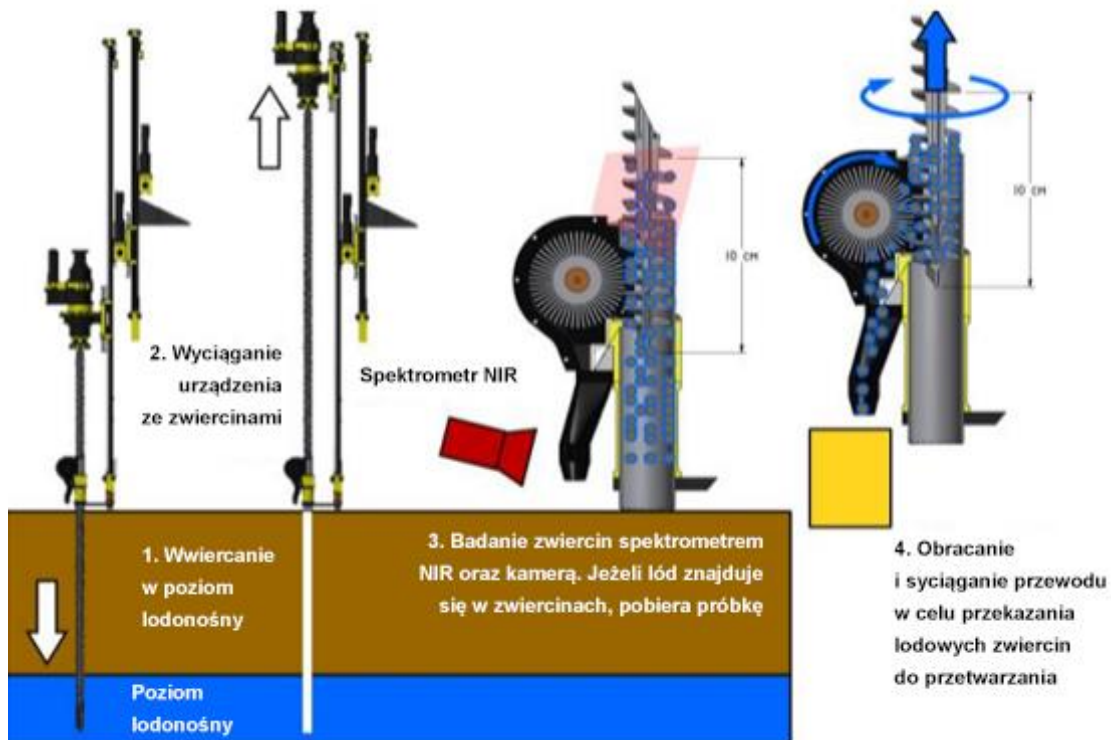
Prace nad tym urządzeniem i ogólnym mechanizmem ultrasonicznej/sonicznej urządzenia rdzeniującego zaowocowały kolejną wersją (Auto-Gopher II), który poza usprawnieniem działalności, wyposażony zostanie w moduły zarządzania zwiercinami i próbkami rdzeni (Badescu, et al., 2017).

7.1.9. IceBreaker/Lunar Prospecting Drill

Zaprojektowane dla NASA przez Honeybee Robotics, urządzenie LPD wykorzystujące system wiertniczy IceBreaker wyposażone jest w rdzeniówkę z dwustopniowymi łopatkami ślimaka. Celem urządzenia jest próbkowanie lodowego regolitu, w celu próbkowania zwiercin i wody. Napędzane jest głowicą obrotowo-udarową i działa w pełni autonomicznie. Waży około 10 kg i korzystając z mocy 100 W i nacisku 100 N na świdrze, jest w stanie wykonać otwór o głębokości jednego metra. Zwierciny próbkowane są w 10 centymetrowych interwałach głębokości. Ślimak wynosząc zwierciny, przekazuje je do spektrometru NIR. Instrument po wykryciu wody/łodu sygnalizuje przekazanie materiału do próbkowania. Próbkowanie odbywa się poprzez ogrzewanie zwiercin w instrumencie OVEN (*Oxygen and Volatile Extraction Node*).



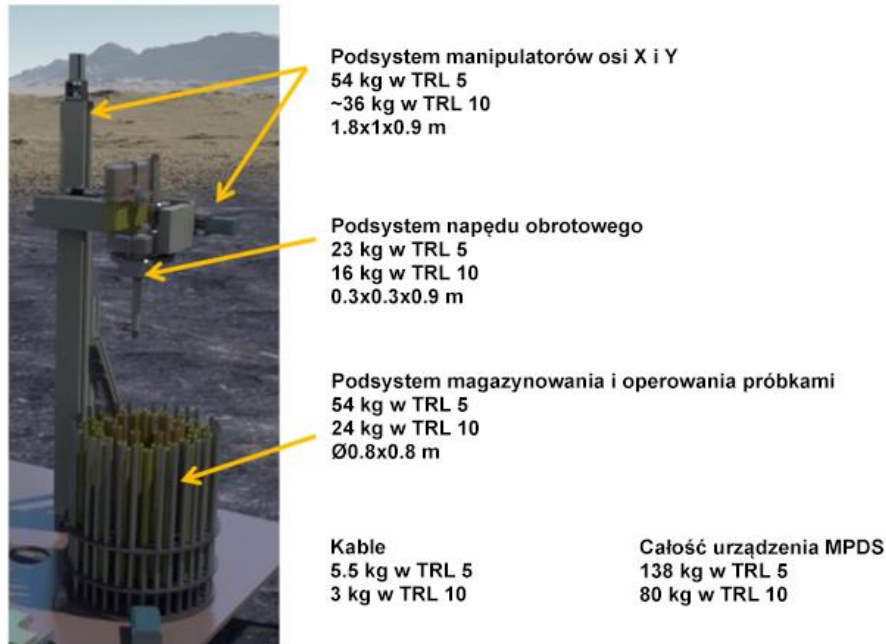
RYSUNEK 37. Schemat LPD wraz z poszczególnymi podsystemami (Zacny, et al., 2014).



RYSUNEK 38. Schemat działalności urządzenia LPD przy próbkowaniu wody (Zacny, et al., 2015b).

7.1.10. SPECES/MPDS

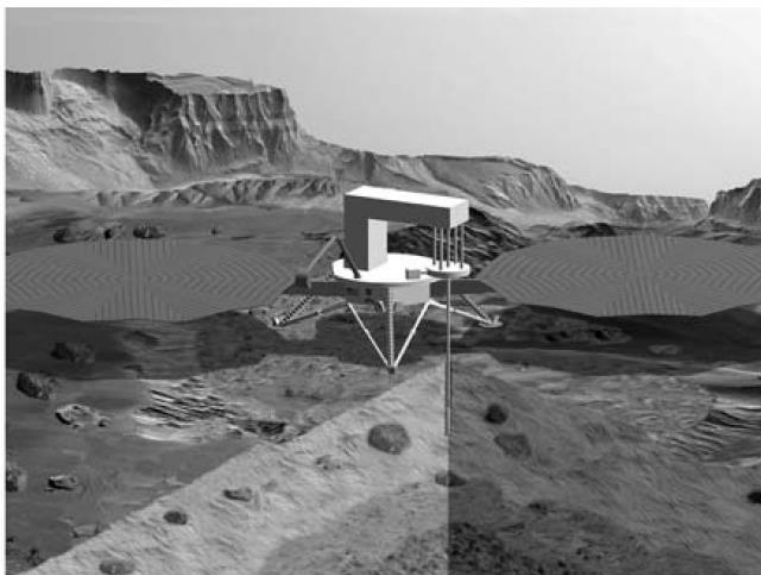
Urządzenie pod nazwą *Surface Planetary Exploration Core Extracting System* (SPECES) zostało wykonane przez ATK Space w 2002 roku dla NASA i NASA JPL w celu wiercenia otworów o głębokości 10 metrów. Zapewnia efektywną metodę suchego usuwania zwiercin, stabilizacji otworu oraz generowania ciągłych próbek. Wykorzystuje zaawansowany BHA z niezależną komorą do transportu zwiercin i skręcane segmenty przewodu wiertniczego. Generuje w ten sposób rdzenie o wymiarach 1.5x10 cm. Dalsze prace przekształciły urządzenie w system MPDS (*Modular Planetary Drill System*). Wiercenie ciągłego otworu o głębokości 10 metrów w piaskowcach wymaga średnio 100 W mocy i generuje ciągłe rdzenie o bardzo dobrej jakości (Guerrero, et al., 2014).



RYSUNEK 39. Zdjęcie urządzenia MPDS z wyszczególnionymi podsystemami oraz szacunkowymi masami (Guerrero, et al., 2014).

7.1.11. ATC

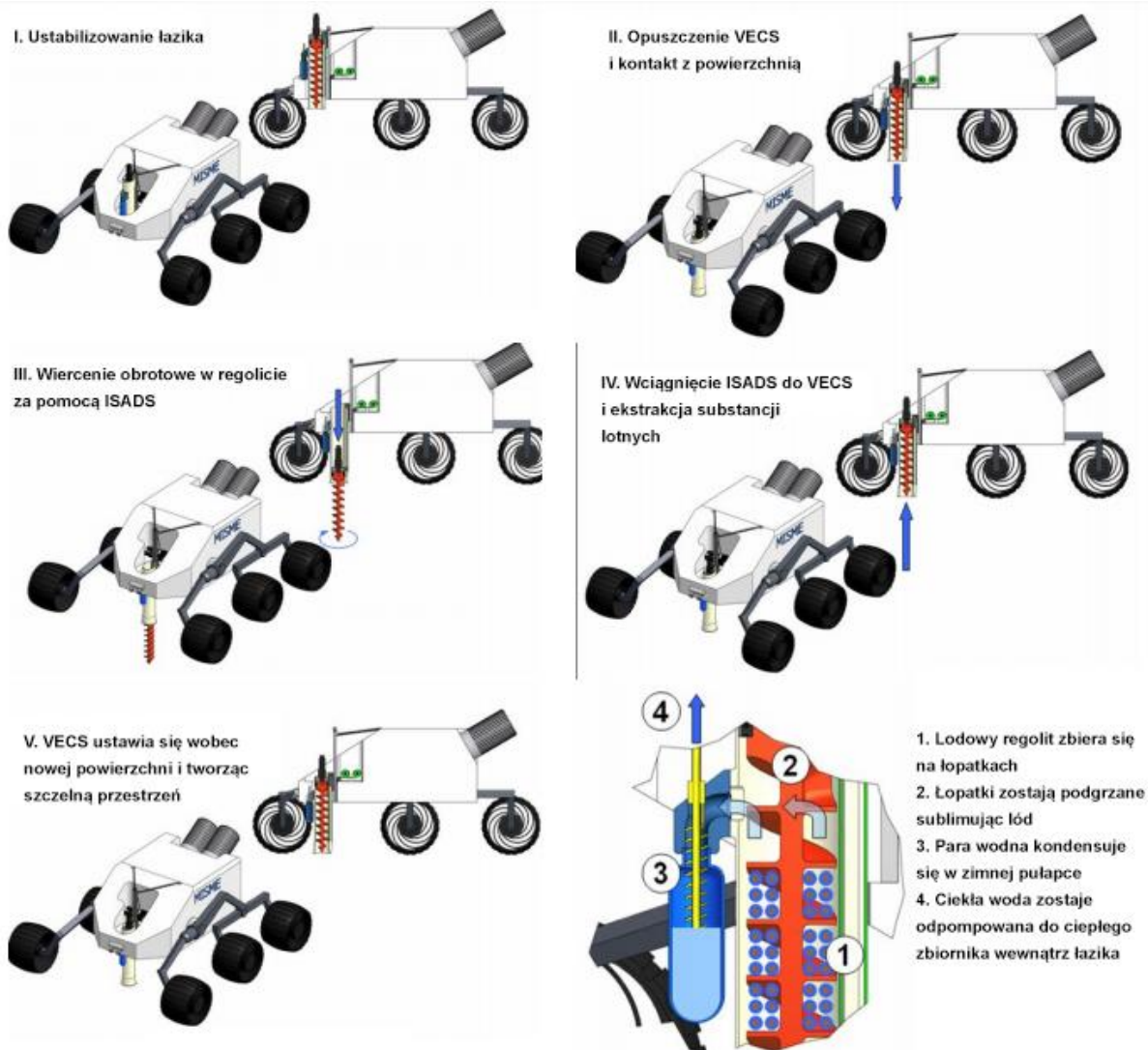
Autonomous Tethered Corer jest urządzeniem wiertniczym przeznaczonym do wierceń głębokich nawet powyżej 200 metrów i został opracowany w 2005 roku przez Raytheon UTD (Brennan, et al., 2005). Bazą urządzenia jest lądownik lub łazik, który jest platformą dla wyciągu i urządzenia wiertniczego. ATC zwierca skały za pomocą BHA wyposażonego częściowo w łopatki ślimakowe, które z kolei transportują zwierciny do komory powyżej rdzeniówki. Rdzenie generowane są w interwałach głębokości 110 mm. System zawiera się w 7 kg oraz wykorzystuje 75 W mocy. Wykonuje otwór o średnicy 37 mm i rdzeń o średnicy 25 mm. Podczas testów w wapieniu odwiercił 10 metrów głębokości (Zacny, et al., 2008a).



RYSUNEK 40. Wizualizacja ATC na platformie koncepcyjnego lądownika (Zacny, et al., 2008a).

7.1.12. MISWE

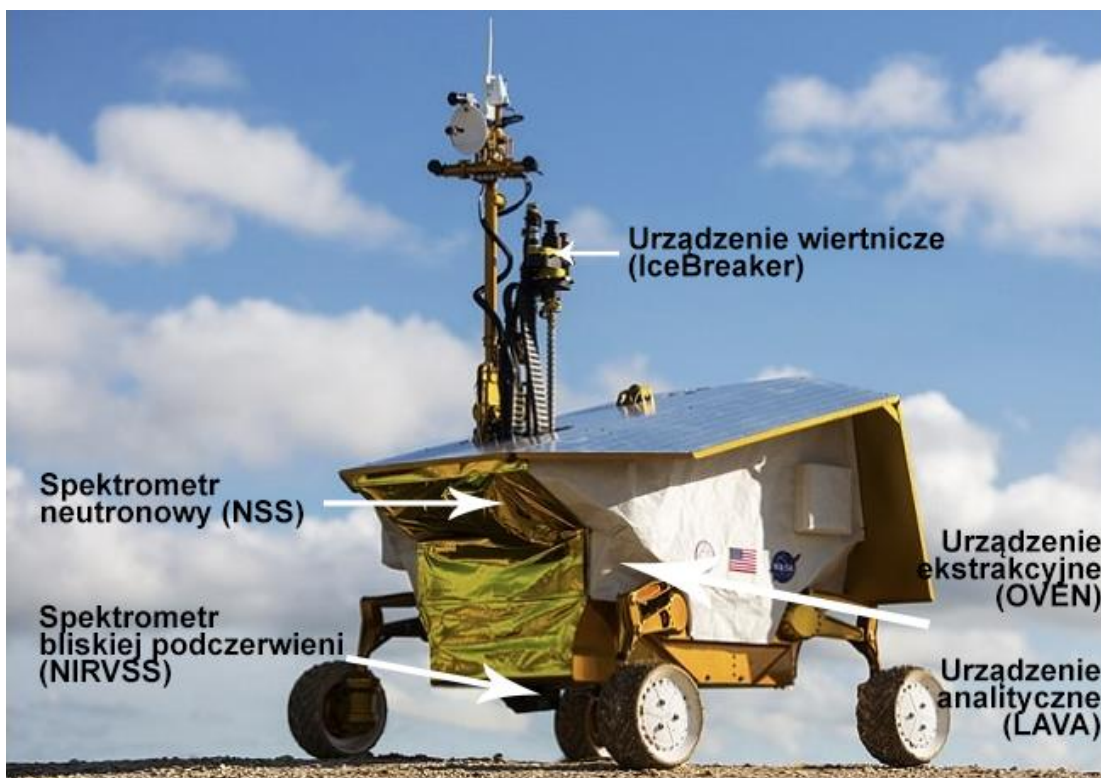
Mobile In-Situ Water Extractor (MISWE) jest w pełni zintegrowanym urządzeniem dedykowanym do próbkowania wody z lodowego regolitu na Marsie, Księżycu i na asteroidach. Wykorzystuje 50 centymetrowy przewód ślimakowy (ISADS), który umożliwia zebranie zwiercin i przekazanie ich do systemu ekstrakcji i wstępnego magazynowania (VECS) podczas wyciągania przewodu z otworu. ISADS wierci otwory o średnicy 10 centymetrów. Cały system koncepcyjnie zasilany jest dwoma zaawansowanymi generatorami radioizotopowymi Stirlinga (ASRG), zapewniając 700 W mocy w ciepłe oraz 300 W mocy w elektryczności. W przypadku zeskalowania przewodu wiertniczego do 1 metra, MISWE pozyskiwałby około 200 gram wody co 40 minut, wykorzystując 340 W ciepła (Zacny, et al., 2012). Całość procedury pozyskania wody ukazana jest na kolejnym rysunku.



RYSUNEK 41. Schemat działania urządzenia MISWE (Zacny, et al., 2012)

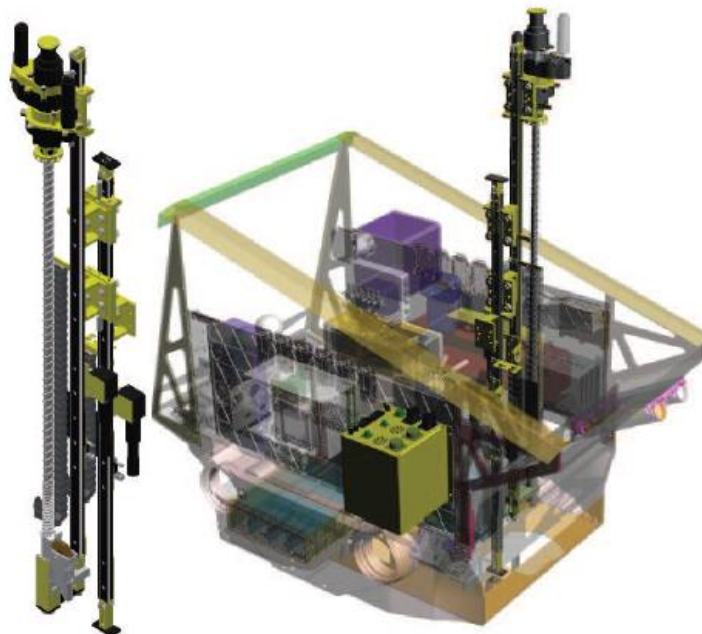
7.1.13. Resource Prospector

RP jest urządzeniem zintegrowanym usytuowanym na łaziku testowanym od 2015 roku przez NASA w celu wykonania misji około 2020 roku skupiającej się na pozyskaniu lokalnych zasobów (ISRU) z permanentnie zaciemnionych obszarów Księżyca (zawierających lód). Wyposażone jest w pięć kluczowych podsystemów: spektrometr neutronowy NSS, urządzenie wiertnicze, spektrometr niskiej podczerwieni NIRVSS, urządzenie ekstrakcji substancji lotnych (OVEN) oraz instrument analizy substancji lotnych (LAVA). Planowanym źródłem zasilania łazika są baterie słoneczne.



RYSUNEK 42. Zdjęcie urządzenia zintegrowanego Resource Prospector z wyszczególnionymi podsystemami

Resource Prospector wykorzystuje wersję rdzeniówki IceBreaker, opisywaną wcześniej. Waży 15 kg (wraz ze skrynką awioniczną 20 kg) i jest w pełni autonomicznym urządzeniem obrotowo-udarowym przeznaczonym do pozyskiwania i analizy próbek regolitu (Zacny, et al., 2016b). Maksymalnym zasięgiem głębokości urządzenia jest 1 m. Zwierciny wynoszone do góry przekazywane są do spektrometru niskiej podczerwieni, wstępnie analizowane i przekazywane do podsystemu ekstrakcyjnego (OVEN) w przypadku wykrycia wody. Po przetworzeniu próbki w podsystemie OVEN, materiał trafia do dalszej analizy w podsystemie LAVA zawierającym chromatograf gazowy/spektrometr masowy (Andrews, et al., 2015). Podczas testów integracyjnych odwierteło 50 otworów, ze średnią mocą 30 W, naciskiem na świder poniżej 20 N oraz średnią prędkością wiercenia 1.5 cm/min. Całkowita masa urządzenia wynosi około 300 kg (Andrews, 2016).



RYSUNEK 43. IceBreaker i skrzynka awioniczna w zintegrowanym urządzeniu RP (Zacny, et al., 2016b).

7.2. Technologie wydobycia wody

O ile technologie wiercenia pozaziemskiego i próbkowania wody z lodowego regolitu można w większości przypadków zaliczyć do wysokiego poziomu zaawansowania i gotowości technologicznej (TRL>5), ponieważ są elementem prac badawczo-rozwojowych, o tyle wydobycie pozaziemskiej wody (rozumiane jako pozyskanie dużych ilości wody do celów kolonizacyjnych) można włączyć w sferę prac koncepcyjnych i badawczych. Niemniej jednak, stawiając sobie za cel tymczasową lub stałą obecność ludzi na Marsie (lub innym ciele skalistym), rozwój tego obszaru wydaje się być nieunikniony, bowiem tylko w ten sposób można uzyskać kosztowo-efektywny dostęp do strategicznego surowca (podejście ISRU).

Wydobycie wody z lodowego regolitu na Marsie wiąże się przede wszystkim z problematyką dostarczania energii (ciepła) do górotworu lub materiału zwierconego (zwiercin lub rdzenia). Ciepło dostarczane do lodowego regolitu powoduje topnienie lub sublimację lodu, w zależności od ciśnienia otoczenia i całkowitego dostarczonego ciepła. Pozyskanie wody wiąże się więc z procesem wyznaczonym na diagramie fazowym wody (ciśnieniowo-temperaturowym), dostarczeniem odpowiedniego ciepła do górotworu oraz odpowiedniego ciepła do lodu. Przemiany fazowe wiążą się z zapotrzebowaniem na ciepło topnienia lodu równe 333.7 kJkg^{-1} lub ciepło parowania wody równe 2257 kJkg^{-1} .

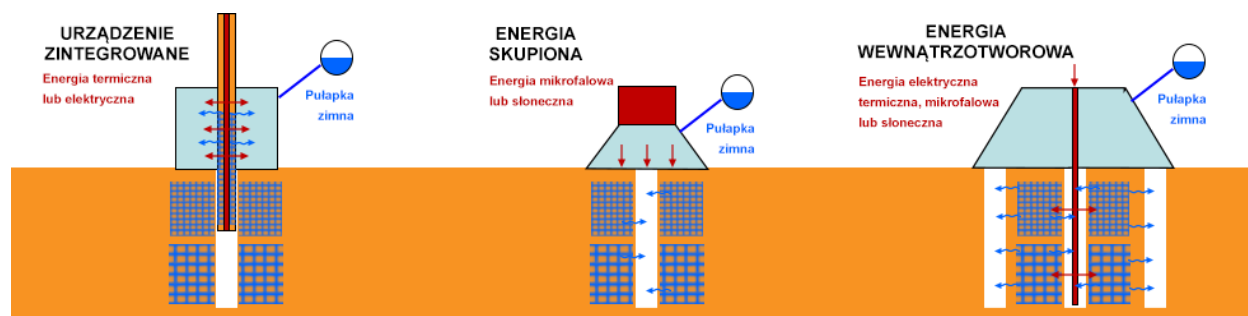
W przypadku, kiedy energia jest rzadkim i cennym zasobem (jak to jest w przypadku Marsa), rozsądnym na pierwszy rzut oka wydaje się być pozyskanie ciekłej wody na samym początku procesu. Problemy, które jednak taka sytuacja tworzy – przede wszystkim konieczność ochrony cieczy przed działaniem niskiego ciśnienia, zawartość nadchloranów i innych substancji niebezpiecznych oraz konieczność operacyjności procesu na wzór ziemski (wysoko komplikując działanie systemu i narażając go na dodatkowe ryzyka) – powodują, że pierwotne wydobycie pary wodnej jest skuteczniejsze, zapewniając między innymi łatwość transportu wody z otworu i/lub wewnątrz urządzenia oraz naturalnie oczyszczając wodę.

Stąd otworowe pozyskiwanie dużych ilości wody może się odbywać w trojaki sposób [na bazie (Sanders, 2016) oraz (Zacny, et al., 2012), wizualizacja na Rysunku 44.]:

- I. Poprzez wykorzystywanie urządzeń zintegrowanych (opisanych w poprzednim podrozdziale) zeskalowanych przemysłowo, wykonując wiele otworów pionowych i pozyskując wodę ze zwiercin lub rdzeni wewnątrz urządzenia na powierzchni.
- II. Poprzez wykonywanie otworów produkcyjnych i dostarczanie energii z powierzchni planety w formie energii skupionej (*beamed energy*) oraz wychwytywanie pary wodnej.
- III. Poprzez wykonywanie otworów produkcyjnych i dostarczanie energii z wnętrza otworu w różnej formie (*down hole energy*) oraz wychwytywanie pary wodnej.

Podstawową zaletą pierwszej metody jest fakt, iż nie dopuszcza się do strat energii oraz masy wody, ponieważ całość operacji odbywa się w szczelnym zamknięciu, a ciepło przeznacza się tylko do pozyskanego lodowego regolitu (nie przepływa więc dalej do górotworu). Szczelne zamknięcie powoduje także umożliwianie przepływów ciepła w wyniku konwekcji, co dodatkowo wzmacnia proces grzania, zwiększając całkowitą efektywność pozyskania wody. Wymaga jednak wielokrotnego odwiercania otworów, co może powodować szybkie zużywanie urządzenia wiertniczego, a także zwiększać ryzyko awarii wiertniczej. W przypadku braku obecności człowieka oraz braku możliwości wymiany przewodu wiertniczego, powodowałoby to przerwanie misji i dalszych operacji.

Dwie ostatnie metody wiążą się ze stratami energii i masy wody w górotworze. Ciepło przekazywane do górotworu przepływałoby do niego w granicach pewnego promienia umożliwiając sublimację lodu z większej objętości niż w pierwszej metodzie. Powstała para wodna mogłaby jednak znaleźć inne niż otworowe preferencyjne kierunki przepływu, a także zmieniać stan skupienia, blokując drogę ucieczki innym partiom ogrzanej wody. Procesy te wpływają na straty ciepła i nieefektywne wykorzystanie energii, zmniejszając całkowitą efektywność pozyskania wody.



RYSUNEK 44. **Metodyka wydobycia wody z marsjańskiego lodowego regolitu.** Opracowanie własne na bazie prezentacji Sandersa (2016).

Ostatecznie więc, problem otworowego wydobycia wody na Marsie (i na innych ciałach skalistych, na których występuje ona w formie stałej) jest związany z metodyką dostarczania ciepła i uzyskania stabilnej przemiany fazowej. O ile pierwsza metoda (urządzeń zintegrowanych w formie urządzeń próbkujących zeskalowanych do rozwiązań 'przemysłowych') wydaje się być naturalnym zwycięzcą pierwszych faz pozaziemskiego otworowego wydobycia wody dzięki wysokiemu zaawansowaniu technologicznemu i koncepcyjnemu, o tyle dwie pozostałe metody wydają się być jej następcami w późniejszych fazach rozwoju wydobycia.

Metodyki dostarczania energii do lodowego regolitu są polem badań naukowych [np. (Ethridge & Kaukler, 2012)], jak również rozwiązań patentowych (w przypadku metodyki otworowej między innymi US 8357884², US 20140262278³, WO 2016014320⁴, US 9581021⁵, w przypadku metodyki energii skupionej między innymi US 20110168164⁶ oraz US 20120155966⁷). Otwierają więc możliwości inżynierskiego rozwoju tej dziedziny.

Metoda ukazana na Rysunku 45. umożliwia pozyskanie substancji lotnych (w tym wody) z regolitu, wykorzystując kondukcję i radiację do przepływów ciepła do regolitu oraz dyfuzję i termicznie indukowaną konwekcję do transportu substancji lotnych do zbiorników kondensacyjno-magazynowych. Ciepło w otworze zapewnia dowolne źródło radioaktywne, chemiczne lub inne samodzielne, lub źródło powierzchniowe przekazujące energię w dół otworu poprzez ciecz, przewód elektryczny lub światłowód. Otwór produkcyjny uszczelniony jest od góry. Nie posiada mechanizmu pompującego parę wodną z otworu. Mechanizmem stabilizującym fazowo parę wodną w otworze jest utrzymywanie odpowiednio wysokich temperatur (np. 325 K). Dodatkowe mechanizmy ogrzewania mogą pojawić się na drodze transportu gazu do zbiorników magazynowych. Wymaga uprzedniego wykonania otworu (pionowego lub krzywionego) i może współgrać z wieloma otworami produkcyjnymi (jak przedstawiono na Rysunku 44.).

² <https://www.google.com/patents/US8357884>

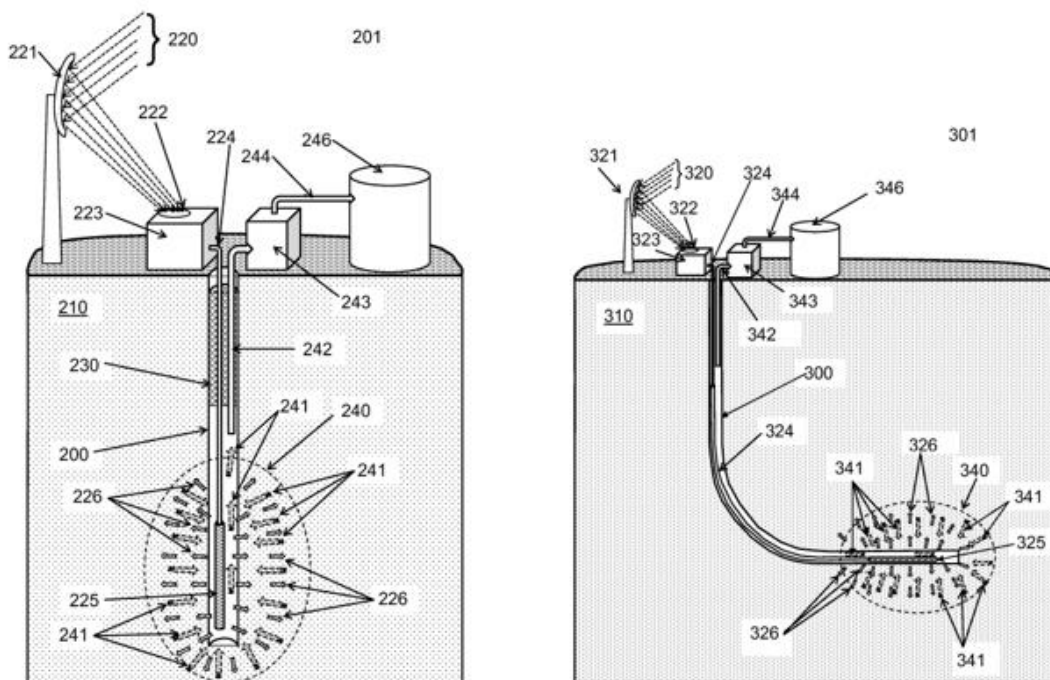
³ <https://www.google.com/patents/US20140262278>

⁴ <https://www.google.com/patents/WO2016014320A1>

⁵ <https://www.google.com/patents/US9581021>

⁶ <https://www.google.com/patents/US20110168164>

⁷ <https://www.google.com/patents/US20120155966>



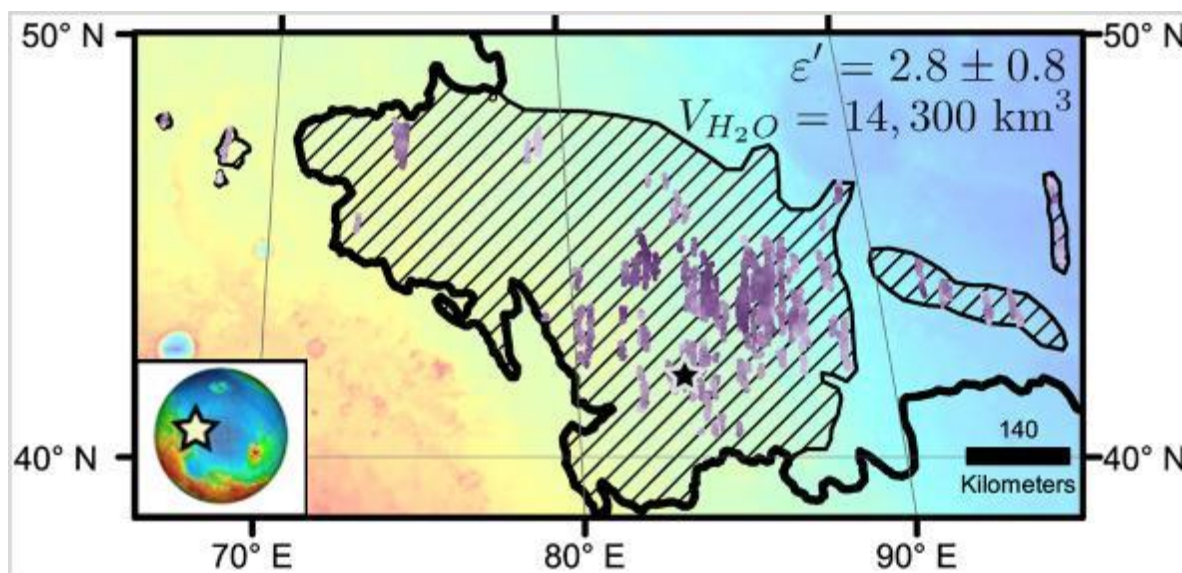
RYSUNEK 45. Aparat i metoda pozyskania zamrożonych substancji lotnych z powierzchniowego regolitu (patent US 20140262278). W związku z dużą liczbą objaśnień, dostępne są tylko w dokumentacji patentowej.

Trzy inne cytowane patenty dotyczą otworowego dostarczania ciepła do górotworu w formie mikrofal lub fal radiowych. Sposoby te eliminują konieczność wykorzystywania konwekcyjnych przepływów ciepła, ponieważ fale elektromagnetyczne lub radiowe mogą penetrować górotwór ogrzewając znajdujący się w nim lód (lub inne zamrożone substancje lotne) w zasięgu zależnym od częstotliwości generowanych fal. Fale o niskiej częstotliwości penetrować będą ośrodek głębiej z niższą mocą grzania, zaś fale o wysokiej częstotliwości mają niższy zasięg, ale większą moc. Metoda pozwala podgrzewać materiał nawet powyżej 1500 K (Ethridge & Kaukler, 2012). Podobnie jak w poprzednim przypadku, ta metoda zakłada sublimację lodu i pozostawienie wody w tej fazie do momentu kondensacji w pułapce kondensacyjnej.

Z kolei metody energii skupionej wykorzystują soczewkowanie promieni słonecznych lub wykorzystywanie promieniowania elektromagnetycznego, podgrzewając strefę przyotworową do efektywnego zasięgu głębokości i również zakładają pozyskanie wody w formie pary wodnej.

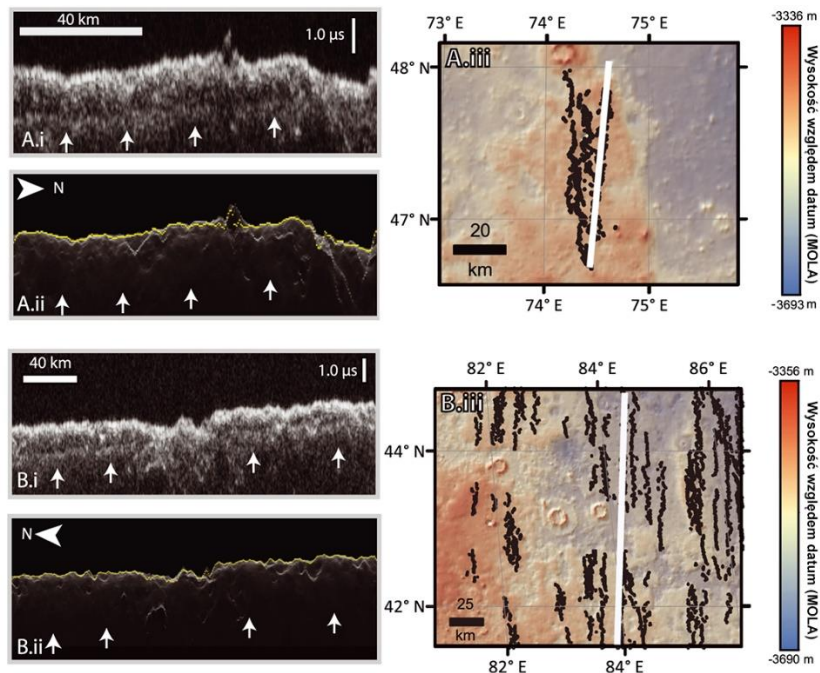
8. Specyfika zachodniej części regionu Utopia Planitia

Utopia Planitia jest największą równiną i basenem uderzeniowym Marsa rozciągającą się między 13° a 73° N oraz 72° a 165° E (w układzie planetocentrycznym)⁸. Charakterystyką tego obszaru są licznie występujące formy peryglacjalne (Séjourné, et al., 2012), przede wszystkim utwory poligonalne (*polygonal ground*) oraz tereny żłobieniowe (*scaloped terrain*) wskazujące na istnienie warstw wiecznej zmarzliny bogatej w lód. Utopia leży w obrębie jednostki geologicznej Vastitas Borealis, która powstała z sedymentów hesperyjskich kanałów odpływowych i następnie przekształcana była peryglacjalnie (Costard, et al., 2016). Formy geomorfologiczne znajdujące się w tym regionie znajdują liczne odpowiedniki analogowe na Ziemi, wskazujące na przekształcenia terenów w wyniku działalności wody, lodu, pary wodnej i wiatru. Region znajduje się w obrębie stabilnego poziomu lodonośnego występującego na głębokości do 1 metra lub powyżej jednego metra, a opisanego we wcześniejszych rozdziałach. To oznacza, że warstwy podpowierzchniowe mogą być zasobne w lód porowy, a także lód nadwyżkowy, bądź przybierać formę lodowca.



RYSUNEK 46. Zachodnia część regionu Utopia Planitia. Mapa przedstawia zasięg warstwy lodu podpowierzchniowego o dużej miąższości oszacowany na podstawie badań georadarem SHARAD (Stuurman, et al., 2016). Najciemniejsze odcienie fioletu oznaczają spąg warstwy lodu na głębokości około 170 metrów, zaś najjaśniejsze odcienie oznaczają spąg na głębokości 10 metrów. Szacunkowo podana jest objętość wody w tym regionie, bazując na charakterystycznej stałej dielektrycznej.

⁸ <https://planetarynames.wr.usgs.gov/Feature/6260>



RYSUNEK 47. Przekroje wykonane profilowaniem georadarowym SHARAD (lewa strona) oraz mapy lokalizacyjne przekrojów (prawa strona) (Stuurman, et al., 2016).

Zasobność w lód zachodniej części Utopii została zweryfikowana i potwierdzona przez profilowania georadarowe (Rysunki 46. i 47.), które wykazały, że w istocie lód stanowi znaczną część warstw podpowierzchniowych tego obszaru, osiągając wartości w przedziale 50-80%, pozostawiając warstwom skalnym zakres 0-30% ogólnej zawartości, przy porowatości mieszczącej się w zakresie 15-50%. Ponadto, warstwy lodowe osiągają wysokie miąższości rzędu od 10 do 170 metrów.

W związku z powyższym, w tej pracy zaproponowano utworzenie modelu hydrogeologicznego (kriogeologicznego) płytkich warstw podpowierzchniowego regolitu. Model wykorzystuje ogólną charakterystykę fizykochemiczną formy analogowej marsjańskiego regolitu JSC Mars-1 (Allen, et al., 1998), funkcję spadku porowatości wraz z głębokością (Hanna & Phillips, 2005), funkcję wzrostu zawartości lodu wraz z głębokością oraz zmianę parametrów termicznych warstw podpowierzchniowych wraz ze wzrostem zawartości lodu [(Siegler, et al., 2012), (Piqueux & Christensen, 2011)].

Wzrost zawartości lodu w regolicie przebiega logarytmicznie ($R=1$) z poziomu 2% wagowych przy powierzchni planety (zgodnie ze średnimi pomiarami wodoru

ekwiwalentnego do wody) wobec ustalonego maksimum 60% objętościowych (całkowitej objętości) na głębokości 10 metrów (w ramach pomiarów georadar SHARAD dla tej części Marsa). Wypełnienie porów regolitu lodem następuje na głębokości 1 metra, którą przyjęto za granicę stabilności poziomemu lodonośnego. Lód po całkowitym wypełnieniu porów regolitu zaczyna tworzyć lód nadwyżkowy, wypierając materiał skalny. Ostatecznie przyjmuje formę lodowca z dużą zawartością skał i pyłu. Wzór na obliczenie zawartości lodu w procentach wagowych C_{wt} przyjął następującą formę:

$$C_{wt} = \frac{m_w}{m_r + m_w} = \frac{\rho_{ice} V_p S_w}{\rho_{bulk} V} = \frac{\rho_{ice} \varphi S_w}{\rho_{bulk}} \quad (3)$$

Zawartość wagowa lodu w regolicie jest funkcją nasycenia porów regolitu lodem S_w , którą z kolei uzależniono od całkowitej objętościowej zawartości lodu w regolicie C_{vol} . Ta ostatnia ustalona jest poprzez warunki brzegowe zawartości lodu, o których wspomniano wcześniej i ma charakter logarytmiczny w funkcji głębokości z :

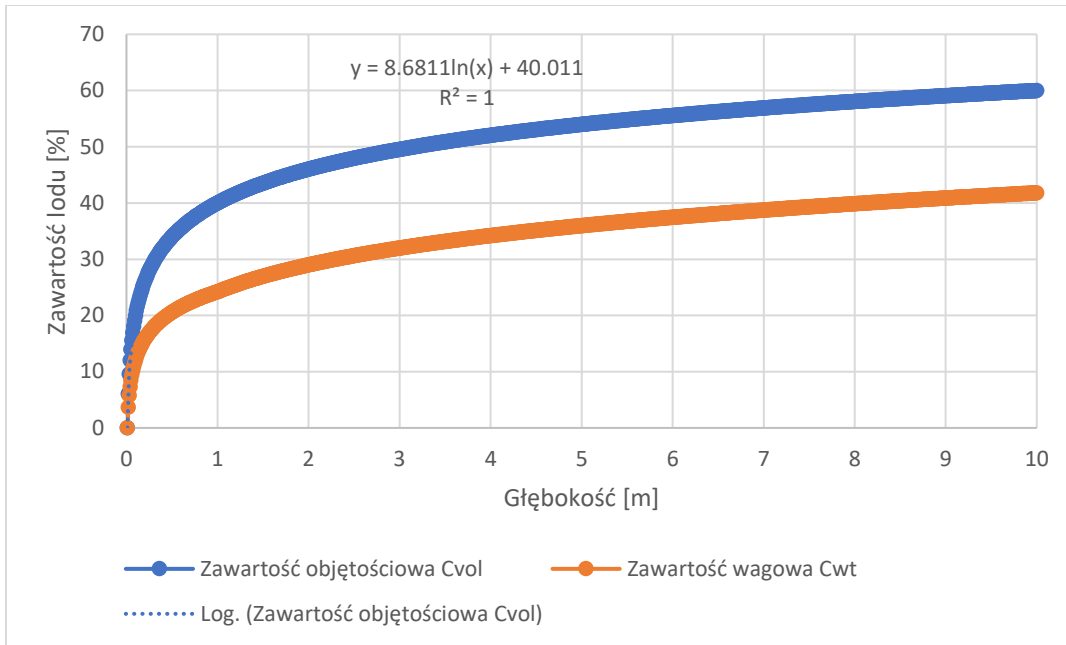
$$S_w = \frac{C_{vol}}{\varphi} \quad (4)$$

$$C_{vol} = 8.6811 \cdot \ln(z) + 40.011 \quad (5)$$

Proces wypierania materiału skalnego na rzecz lodu w regolicie został opisany funkcją gęstości objętościowej skał:

$$\begin{aligned} \rho_{bulk} &= \rho_{rock} \cdot (1 - \varphi), \text{ gdy } S_w < 100\% \\ \rho_{bulk} &= -10.007 \cdot S_w \varphi + 1920.7, \text{ gdy } S_w > 100\% \end{aligned} \quad (6)$$

Podstawowymi założonymi parametrami w powyższych obliczeniach były: gęstość materiału skalnego $\rho_{rock} = 2533 \text{ kgm}^{-3}$, przypowierzchniowa gęstość objętościowa regolitu $\rho_{bulk} = 1520 \text{ kgm}^{-3}$, gęstość lodu $\rho_{ice} = 920 \text{ kgm}^{-3}$ oraz przypowierzchniowa porowatość regolitu $\varphi = 0.4$. Wyniki ukazuje Rysunek 48.



RYSUNEK 48. Modelowanie zawartości lodu w regolicie. Interwały dz ustalono na 0.01 m. Całkowite wypełnienie porów regolitu następuje na głębokości stabilizacji poziomu lodonośnego. Opracowanie własne.

Kolejnym elementem modelu jest ustalenie parametrów termicznych warstw podpowierzchniowych. Specyfikacja termiczna analogu regolitu JSC Mars-1 w funkcji zawartości lodu zdeponowanego w warunkach marsjańskich została szczegółowo zbadana przez Sieglera i innych (2012). Parametry lodowego regolitu uproszczono do trzech zasadniczych funkcji: (1) przewodnictwa cieplnego (k , $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) od wypełnienia porów lodem, (2) inercji termalnej (I , $\text{Jm}^{-2}\text{Ks}^{-0.5}$) od wypełnienia porów lodem oraz (3) ciepła właściwego (c , $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) z inercji termalnej. Parametry opisane są kolejno poprzez:

$$k = 0.876 \cdot S_w + k_{dry} \quad (7)$$

$$I = -300.66 \cdot S_w^2 + 1314.6 \cdot S_w + 230.83 \quad (8)$$

$$c = \frac{I^2}{k\rho_{bulk}} \quad (9)$$

Przewodnictwo cieplne suchego analogu JSC Mars-1 (k_{dry}) ustalono na $0.0752 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

W efekcie powstał model geologiczno-termalny dla płytkich warstw lodowego regolitu opisany piętnastoma warstwami o uśrednionych wartościach dla różnych głębokości o miąższości 1 metra każda. 5 ostatnich warstw powstało z powielenia warstwy dziesiątej.

TABELA 4. Model geologiczno-termiczny lodowego regolitu.

WARSTWA	GLĘBOKOŚĆ KRAŃCOWA	GĘSTOŚĆ OBJĘTOŚCIOWA	POROWATOŚĆ	ZAWARTOŚĆ LODU W OBJĘTOŚCI	INERCJA TERMALNA	PRZEWODNICTWO CIEPLNE	CIEPŁO WŁAŚCIWE
	m	kgm ⁻³	-	%	Jm ⁻² Ks ^{-0.5}	Wm ⁻¹ K ⁻¹	Jkg ⁻¹ K ⁻¹
1	1	1520.17	0.3999	31.52	1264.717	0.766	1376.015
2	2	1487.05	0.3998	43.33	1652.469	1.025	1792.934
3	3	1441.47	0.3997	47.89	1802.419	1.125	2003.946
4	4	1411.90	0.3995	50.84	1899.947	1.190	2148.690
5	5	1389.92	0.3994	53.04	1972.626	1.239	2260.555
6	6	1372.41	0.3993	54.79	2030.686	1.277	2352.451
7	7	1357.86	0.3991	56.25	2079.094	1.310	2430.829
8	8	1345.39	0.3990	57.49	2120.645	1.337	2499.407
9	9	1334.50	0.3989	58.58	2157.074	1.362	2560.532
10a	10	1324.78	0.3987	59.55	2189.678	1.383	2616.046
10b	11	1324.78	0.3987	59.55	2189.678	1.383	2616.046
10c	12	1324.78	0.3987	59.55	2189.678	1.383	2616.046

9. Analiza technologii próbkowania wody

W niniejszej pracy, technologie próbkowania wody analizowane są pod kątem oszacowania współczynnika efektywności ε wyrażonego jako stosunek objętości próbkowalnego lodu do iloczynu mocy i masy urządzenia próbkującego:

$$\varepsilon = \frac{Q}{P \cdot M} \left[\frac{m^3}{W \cdot kg} \right] \quad (10)$$

Współczynnik efektywności ukazuje jak wiele wody urządzenie może pobrać, uwzględniając najważniejsze ograniczenia misji kosmicznych wyrażone poprzez moc (dostępną energię) oraz masę (dostępne miejsce wynoszonego ładunku). Wzrost współczynnika efektywności sygnalizuje większą względną efektywność próbkowania wody w danych warunkach. Względność współczynnika odnosi się do danej próby analizowanych urządzeń oraz ich różnych wersji i opiera się na obliczeniu próbkowalnej objętości lodu na podstawie opracowanego w tej pracy modelu geologicznego, oraz na danych dotyczących parametrów technicznych poszczególnych urządzeń.

Najistotniejszym elementem obliczeń jest szacowanie objętości próbkowalnego lodu. Obliczenia wykonane są w dwóch wymiarach: (1) do głębokości maksymalnej, które może osiągnąć dane urządzenie próbkujące oraz (2) do głębokości 10 metrów. Dwie wartości mają za zadanie lepiej scharakteryzować kolejno względną efektywność urządzeń oraz ich potencjał i łącznie pozwolić na bardziej wymierny ranking urządzeń próbkujących. Objętość próbkowalnego lodu jest funkcją: średnicy rdzenia lub średnicy otworu (d_z), średnicy wewnętrznej (d_w) oraz objętościowej zawartości lodu w funkcji głębokości (C_{vol}). Ustalony interwał głębokości dz (Δz) ustalony jest na 0.01 m. W konsekwencji należy więc dokonać obliczeń poprzez (kolejno dla rdzeniówek oraz urządzeń typu MISWE):

$$Q = \int_0^z \frac{\pi d_z^2}{4} \cdot C_{vol}(z) \cdot dz \quad (11)$$

$$Q = \int_0^z \frac{\pi(d_z^2 - d_w^2)}{4} \cdot C_{vol}(z) \cdot dz \quad (12)$$

W praktyce zastosowano jednak wzór uproszczony wykorzystujący sumę:

$$Q = \frac{\pi d_z^2}{4} \Delta z \cdot \sum_0^z C_{vol}(z) \quad (13)$$

Z kolei w przypadku całkowitej potencjalnej objętości lodu objętość oblicza się dla głębokości z równej 10 metrów w przypadku każdego urządzenia.

Wszelkie obliczenia opierają się na następujących założeniach:

- Urządzenia pobierają regolit bez strat materiału
- Osiągnięte są maksymalne głębokości bez awarii
- Urządzenia posiadają systemy manipulowania próbkami oraz systemy grzewcze z maksymalną możliwą sprawnością
- Całość gromadzonego lodowego regolitu jest przetwarzana (sublimowana) na powierzchni
- Wiercenie nie powoduje ogrzewania próbkowanego lodu
- Moc charakteryzowana jest wyłącznie jako moc urządzenia wiertniczego
- Masa obejmuje urządzenie wiertnicze oraz przetwarzające (bez systemów mobilności)

W przypadku braku dostępnych danych dotyczących parametrów technicznych urządzenia, brana jest pod uwagę średnia wartość parametru dla danej klasy głębokościowej urządzeń.

TABELA 5. *Oszacowanie współczynników efektywności poszczególnych urządzeń próbkujących. Malejąca kolejność efektywności. [między innymi na podstawie (Zacny, et al., 2008c)]*

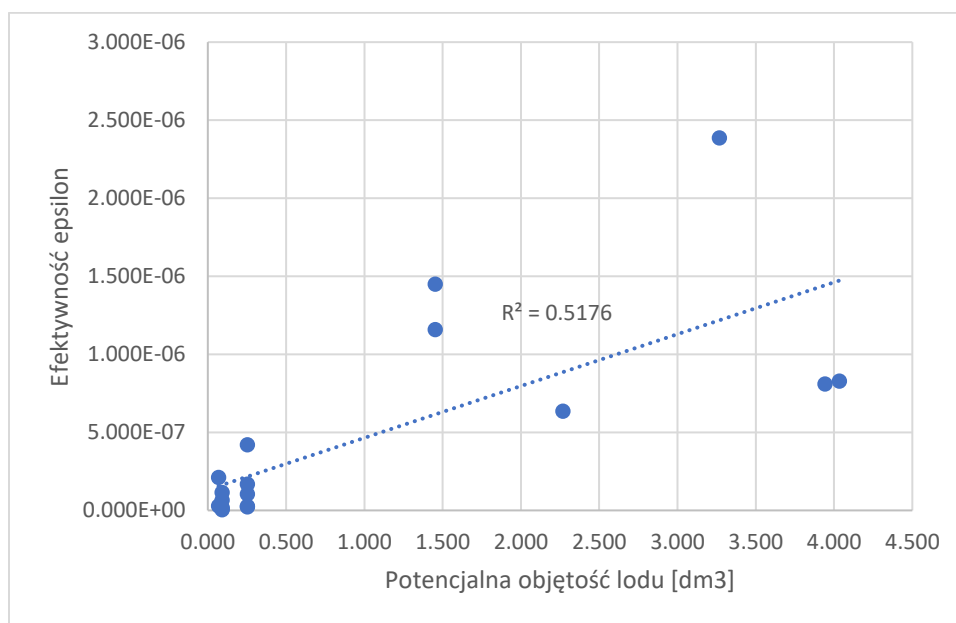
LP	URZĄDZENIE	ZASIĘG GŁĘBOKOŚCI	ŚREDNICA ZEWNĘTRZNA	ŚREDNICA WEWNĘTRZNA	OBJĘTOŚĆ LODU	POTENCJALNA OBJĘTOŚĆ LODU	MOC	Q/P	MASA URZĄDZENIA	Q/M	EFEKTYWNOŚĆ
		<i>m</i> [Z]	<i>m</i> [D _z]	<i>m</i> [D _w]	<i>m</i> ³ [Q]	<i>dm</i> ³ [Q _{max}]	<i>W</i> [P]	<i>m</i> ³ <i>W</i> ⁻¹	<i>kg</i> [M]	<i>m</i> ³ <i>kg</i> ⁻¹	<i>m</i> ³ <i>W</i> ⁻¹ <i>kg</i> ⁻¹ [epsilon]
7	MicroRoSA 2	2	0.09	N/A	4.772E-03	3.267	100	4.77E-05	20	2.39E-04	2.386E-06
10	Auto-Gopher I	3	0.06	N/A	3.476E-03	1.452	120	2.90E-05	20	1.74E-04	1.448E-06
11	Auto-Gopher II	3	0.06	N/A	3.476E-03	1.452	100	3.48E-05	30	1.16E-04	1.159E-06
1	SAS-1m	1	0.1	N/A	2.483E-03	4.034	100	2.48E-05	30	8.28E-05	8.275E-07
17	MISWE	1	0.1	0.015	2.427E-03	3.943	100	2.43E-05	30	8.09E-05	8.089E-07
5	SCAD	2.24	0.075	N/A	3.807E-03	2.269	100	3.81E-05	60	6.35E-05	6.345E-07
16	ATC	10	0.025	N/A	2.521E-03	0.252	75	3.36E-05	80	3.15E-05	4.202E-07
6	SATM	1.2	0.013	N/A	5.280E-05	0.068	25	2.11E-06	10	5.28E-06	2.112E-07
9	MARTE/DAME	10	0.025	N/A	2.521E-03	0.252	150	1.68E-05	100	2.52E-05	1.681E-07
15	SPECES/MDPS v2	10	0.015	N/A	9.076E-04	0.091	100	9.08E-06	80	1.13E-05	1.134E-07
18	Resource Prospector	1	0.025	N/A	1.552E-04	0.252	30	5.17E-06	50	3.10E-06	1.034E-07
14	SPECES/MDPS v1	10	0.015	N/A	9.076E-04	0.091	100	9.08E-06	140	6.48E-06	6.483E-08
13	IceBreaker 2gen	1	0.013	N/A	4.196E-05	0.068	150	2.80E-07	10	4.20E-06	2.797E-08
8	CRUX	2	0.025	N/A	3.682E-04	0.252	180	2.05E-06	80	4.60E-06	2.557E-08
12	IceBreaker 1gen	1	0.025	N/A	1.552E-04	0.252	175	8.87E-07	40	3.88E-06	2.217E-08
2	EBRC v2005	1	0.015	N/A	5.586E-05	0.091	100	5.59E-07	30	1.86E-06	1.862E-08
4	EBRC v2010	1	0.015	N/A	5.586E-05	0.091	100	5.59E-07	60	9.31E-07	9.310E-09
3	EBRC v2007	1	0.015	N/A	5.586E-05	0.091	200	2.79E-07	80	6.98E-07	3.491E-09

Oczywistą zależność możliwości próbkujących wyłania się ze średnicy pozyskanego materiału. Urządzenia pozyskujące próbki o średnicy mniejszej niż 5 centymetrów pozyskują mniej lodu oraz odznaczają się niższą efektywnością ϵ . Są one jednak najczęściej lekkie i najczęściej wpisują się w klasę urządzeń jednometrowych głębokości.

Z kolei urządzenia z większą średnicą próbnika odznaczają się wyższymi współczynnikami efektywności oraz większymi możliwościami próbkowania lodu.

Na szczycie rankingu znalazły się urządzenia MicroRoSA 2 oraz Auto-Gopher, jednak przez niepewności danych, związanych z brakiem możliwości określenia parametrów technicznych, urządzenie Auto-Gopher powinno znaleźć się najwyżej listy.

Wyniki są spójne z Tabelą 3. opracowaną przez Zacnego i innych.



RYSUNEK 49. Wykres zależności względnej efektywności (ϵ) od potencjalnej objętości lodu (Q_{max}). Lewy dolny róg ukazuje urządzenia o średnicy próbek poniżej 5 centymetrów. Opracowanie własne.

10. Analiza metod dostarczania ciepła do regolitu

O ile analiza we wcześniejszym rozdziale skupia się na pozyskiwaniu wody na wczesnym etapie badań Marsa, wymagającym w najwyższym stopniu tymczasowej lub stałej obecności ludzi zamieszkujących bazy naukowe (a więc względnie niewielkiej liczby mieszkańców), o tyle dalsze etapy rozwoju obecności naszego gatunku na Czerwonej planecie wymagają stałego, wymiernego i efektywnego źródła strategicznych zasobów, w tym wody.

Jak ustalono powyżej, problem inżynierski koncepcji pozyskiwania większych objętości wody z regolitu metodami otworowymi jest w największej mierze skupiony na dostarczaniu ciepła do górotworu w celu wywołania stabilnych zmian fazowych lodu i transportu cieczy lub gazu do zimnych pułapek magazynujących ciekłą wodę.

Spośród metod wydobywania wody przeanalizowano ogólne koncepcje dostarczania ciepła mechanizmami wewnątrzotworowymi oraz skupionymi (powierzchniowymi). Obliczenia przepływów ciepła dokonane zostały w tej pracy za pomocą programu COMSOL Multiphysics 5.1, pozwalającym na modelowanie ciepła w funkcji czasu na bazie ustalonych warunków brzegowych.

Dwuwymiarowy (x,y) model programu stworzony został w oparciu o model geologiczno-termiczny ustalony w Tabeli 4. Składa się z 12 warstw o każdorazowej miąższości 1 metra. Każda z warstw ma długość 5 metrów. Początek układu współrzędnych (0,0) zlokalizowany jest na promieniu otworu wydobywczego równym 15 centymetrów (średnica otworu 0.3 m). Współrzędne (0,-10) oznaczają dno odwierconego otworu. Parametry górotworu opisane są poprzez gęstość (ρ), przewodnictwo cieplne (k) oraz ciepło właściwe (c_p). Model dokonuje obliczeń przepływów ciepła w okresie 7 dni od startu z interwałami 0.01 dnia. Siatka obliczeniowa została ustalona automatycznie jako 'dokładniejsza' (*finer*).

Podstawowe warunki brzegowe oraz założenia sprowadzić można do:

- Początkowej temperatury regolitu w całym modelu wynoszącej 190 K
- Doskonałej izolacji cieplnej modelu na jego granicach nie będących źródłami ciepła
- Źródeł ciepła na ścianach otworu (w przypadku energii wewnątrztorowej) oraz na początku układu współrzędnych (w przypadku energii skupionej) pod postacią stałej temperatury
- Możliwości dostarczenia danej stałej temperatury w wyniku kontaktu i radiacji energii ze źródła ciepła lub skupiania energii ze źródła ciepła
- Pominięcia konwekcyjnych przepływów ciepła oraz ich pozytywnego wpływu na zasięg i efektywność przekazywania ciepła
- Pominięcia wpływu sublimacji lodu na przepływy ciepła, przepływy gazu oraz stabilność górotworu
- Ustalenia efektywnego promienia grzania (r_e) w oparciu o izotermę 273 K (jako temperaturę kontaktu lód-gaz).
- Sublimacji całego lodu w zasięgu efektywnego promienia grzania oraz przepływu 50% gazu do otworu i instalacji wychwytywającej (*recovery factor, RF*)
- Całkowitej stabilności fazowej pary wodnej od czasu sublimacji do czasu wychwytu
- Całkowitej efektywności energetycznej procesu oraz niewystępowania awarii
- Pominięcia efektu interwałowego dostarczania ciepła (np. w oparciu o długość radioizotopowego źródła ciepła)
- Cała para wodna wydobyta jest w przeciągu 7 dni

Obliczenia iteracyjne wykonano za pomocą wzorów standardowych programu COMSOL dla obliczeń przepływów ciepła w funkcji czasu:

$$d_z \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + d_z \rho C_p u \cdot \nabla T + \nabla \cdot q = d_z Q + q_0 + d_z Q_{ted} \quad (14)$$

$$q = -d_z k \nabla T \quad (15)$$

Dla oszacowania efektywnych promieni grzania w każdej sytuacji skorzystano z warunku brzegowego stałej temperatury wynoszącej: (a) w przypadku energii wewnątrztorowej 300, 350, 400 i 450 K na całej ścianie otworu od punktów (0,0) do (0,-10) oraz (b) w przypadku energii skupionej 800 i 1000 K na początku układu współrzędnych (0,0). W ten sposób model symuluje nieinterwałowy kontakt źródła ciepła (np. RTG) ze ścianą otworu, lub skupianie wiązki energii słonecznej na powierzchni.

Po ustaleniu efektywnego promienia grzania należy przystąpić do obliczeń zsublimowanej objętości lodu metodą wolumetryczną, objętości jaką zajmowałby ten lód pod postacią cieczy na powierzchni w warunkach normalnych (*water-in-place, WIP*) oraz maksymalnej możliwej objętości wody, którą można efektywnie wydobyć (*estimated ultimate recovery, EUR*).

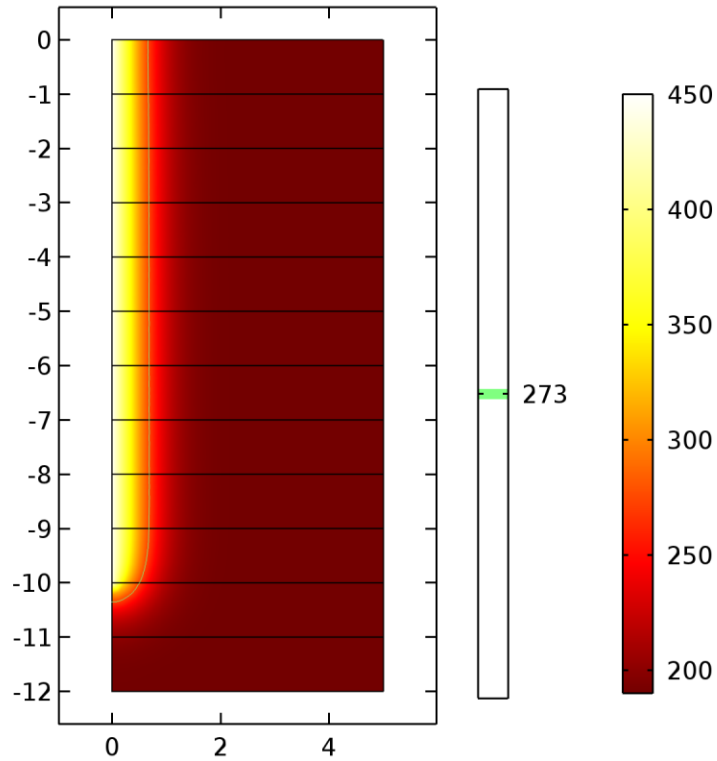
Powyższe obliczenia należy wobec tego wykonać w oparciu o wzory:

$$WIP = \frac{\pi(r_e^2 - r_w^2) \cdot \sum_{i=1}^{i=10} C_{vol_i} \cdot m_i}{B_w} [m^3] \quad (16)$$

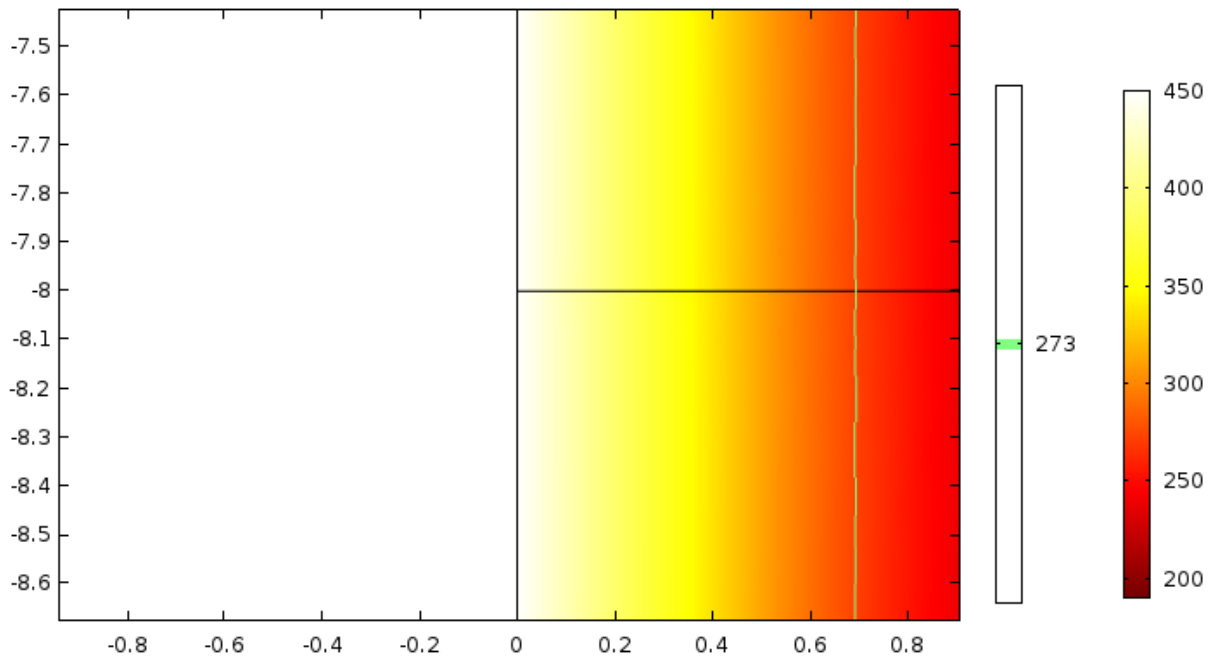
$$EUR = WIP \cdot RF [m^3] \quad (17)$$

$$B_w = \frac{\rho_{water}}{\rho_{ice}} \quad (18)$$

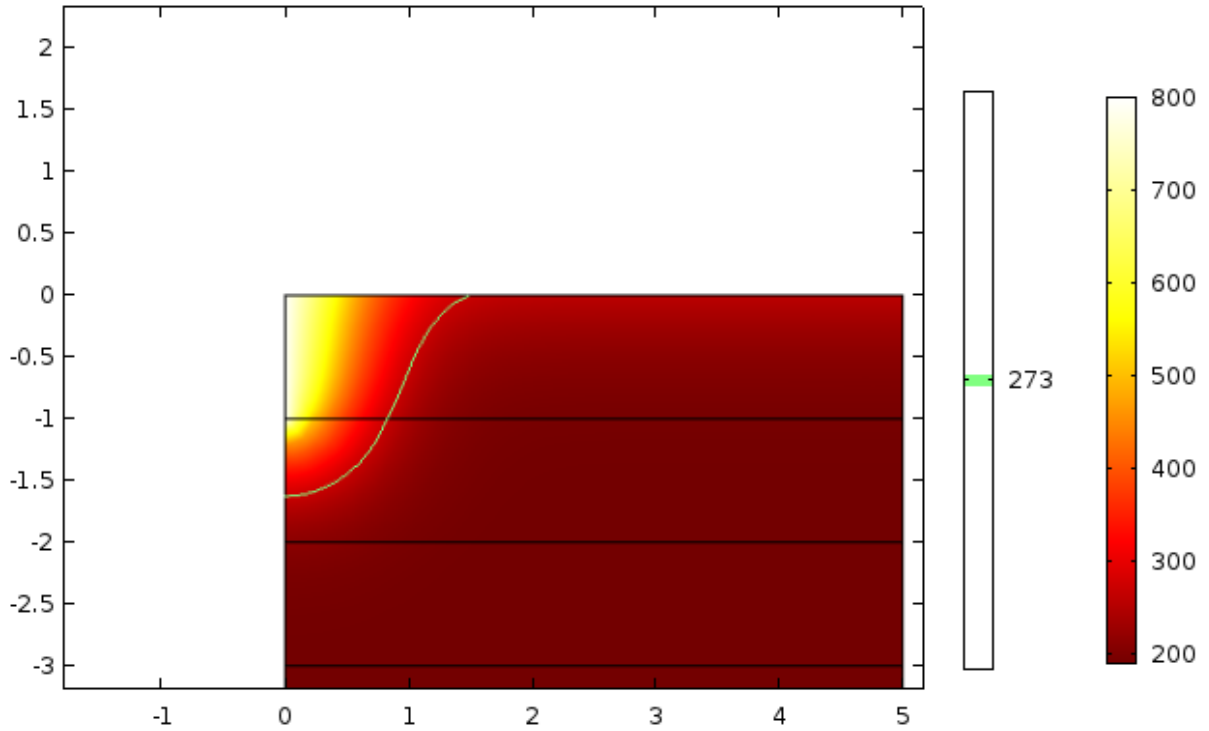
Efekty modelowania przedstawiają Rysunki 50-53, zaś efekty obliczeń wolumetrycznych przedstawia Tabela 6.



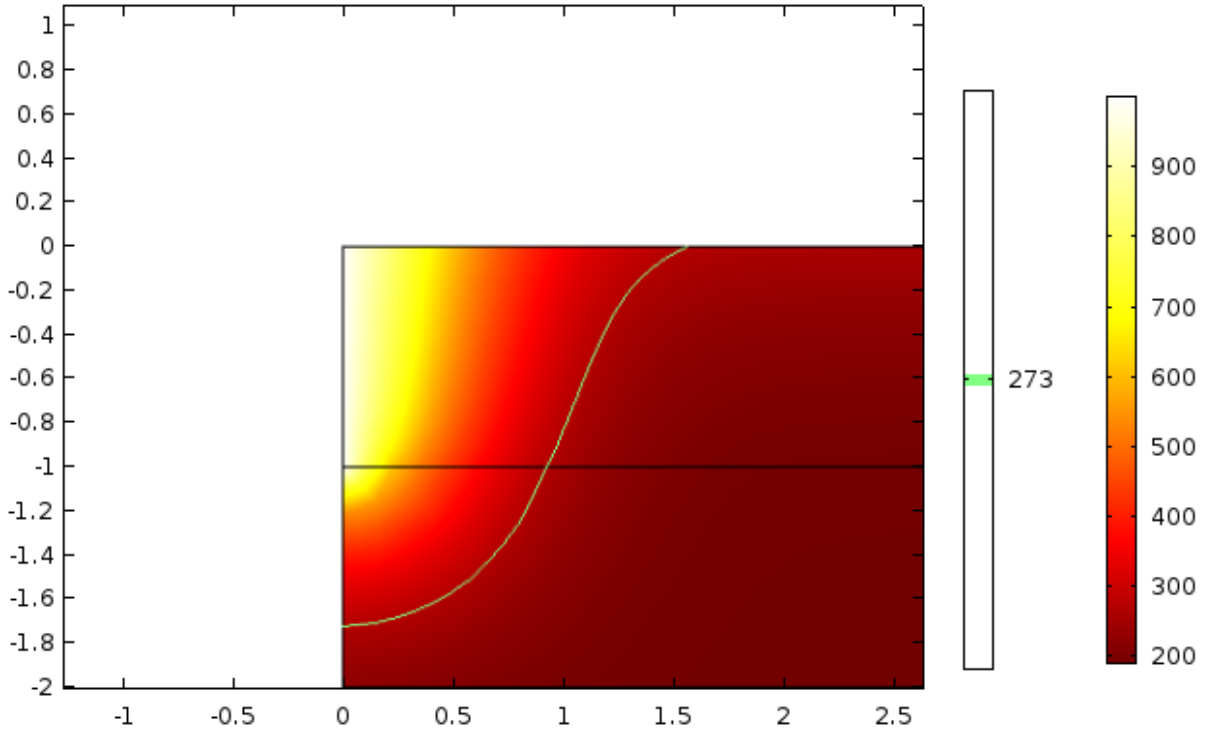
RYSUNEK 50. Ogólny widok modelowania cieplnego okolic otworu ze źródłem ciepła generującym 450K.
Skala przedstawia wartości w Kelwinach oraz metrach. Opracowanie własne.



RYSUNEK 51. Szczegółowy widok modelowania cieplnego okolic otworu ze źródłem ciepła generującym 450K.
Skala przedstawia wartości w Kelwinach oraz metrach. Opracowanie własne.



RYSUNEK 52. Modelowanie energii skupionej generującej 800K. Skala przedstawia wartości w Kelwinach oraz metrach. Opracowanie własne.



RYSUNEK 53. Modelowanie energii skupionej generującej 1000K. Skala przedstawia wartości w Kelwinach oraz metrach. Opracowanie własne.

TABELA 6. Szacowanie wolumetryczne wydobywalnej wody w zależności od zastosowanej metody wydobycia.

		Ciepło wewnątrztorowe				Energia skupiona			
		300 K	350 K	400 K	450 K	800 K	1000 K		
Efektywna odległość grzania (r_e)	[m]	0.2	0.4	0.6	0.7	1.6	1.4	1.7	1.5
Wydobywalna woda (WIP)	[m ³]	1.518	4.250	8.197	10.626	5.377	6.482		
Wydobyta woda (EUR)	[m ³]	0.759	2.125	4.098	5.313	2.689	3.241		

11. Dyskusja otrzymanych wyników

Podstawową kwestią, jaką zajmuje się ta praca, jest dostępność wody na Marsie. W efekcie modelowań opierających się na najnowszej wiedzy naukowej i technicznej ustalono, że zasobność lodowa płytkich warstw marsjańskiego regolitu (szczególnie w regionie zachodniej Utopia Planitia) jest znaczna. Ustalono, że lód może zajmować średnio nawet 50% objętości regolitu do 10 metrów głębokości. Z kolei ten zasięg głębokości może być dostępny technicznie i technologicznie dla małych, autonomicznych urządzeń wiertniczych, które obecnie znajdują się w okolicy lub powyżej piątego poziomu gotowości technologicznej (*TRL*). Wobec tego, próbkowanie marsjańskiej wody dla celów naukowych a nawet użytecznych jest realne i może zapewnić nawet do 4 litrów wody z jednego małośrednicowego otworu. Wykonywanie głębokich (<10 metrów) otworów badawczych na Marsie jest konieczne ze względu na bogactwo interdyscyplinarnych danych naukowych, jakie można w ten sposób zgromadzić. Termiczne przetwarzanie rdzeni lub zwiercin jest wówczas naturalnym krokiem w celu maksymalizacji użyteczności naukowej otworu, zapewniając w ten sposób lód, wodę lub parę wodną.

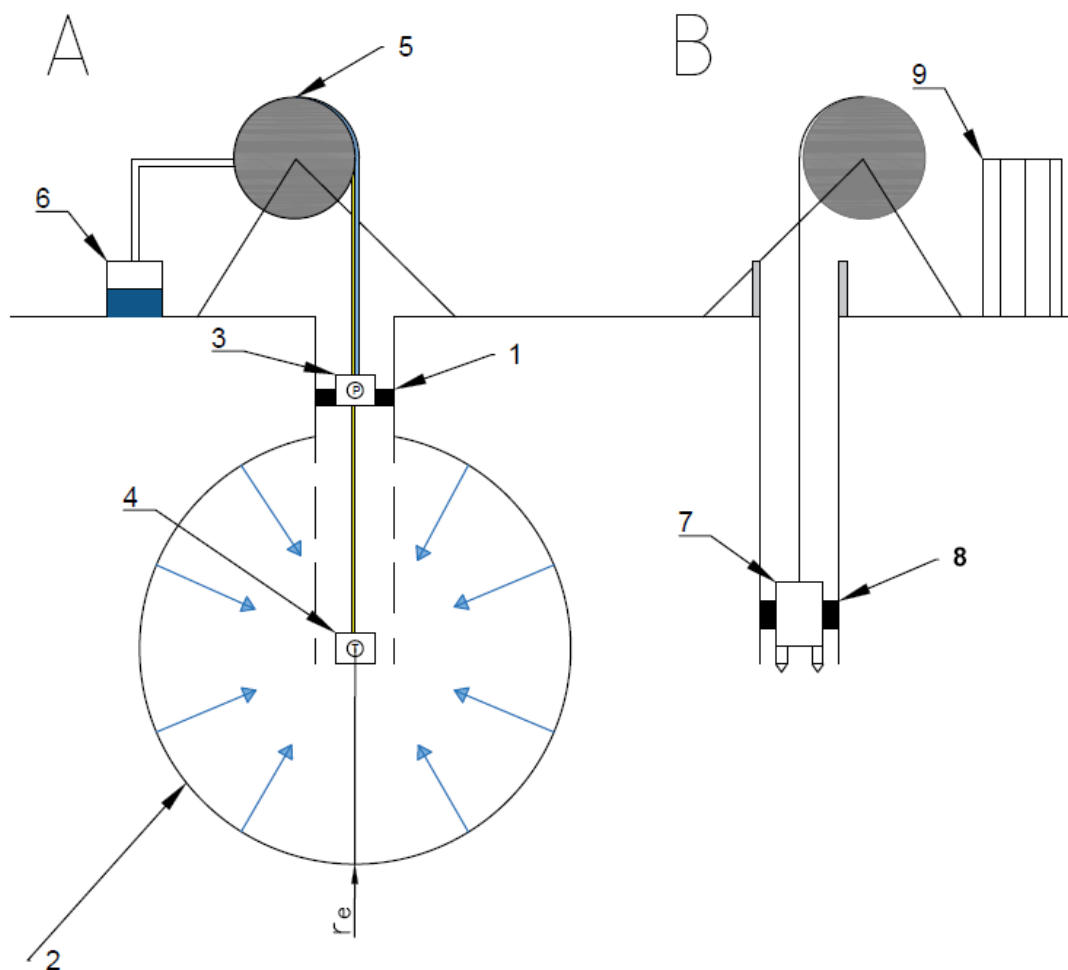
Szczyt listy rankingowej ustalonej w tej pracy zajęły urządzenia rdzeniujące. Przez niepewność danych szczególnie ciekawym jest pozycja urządzeń wyciągowych. Biorąc pod uwagę ich specyfikę, mogłoby to oznaczać, że wyciągowe metody rdzeniowania regolitu (zdolne do osiągnięcia dużych głębokości) mogą być obecnie najbardziej perspektywiczne dla wierceń marsjańskich, a szczególnie wierceń pozyskujących lód z głębokich warstw podpowierzchniowych.

Istotnym wnioskiem tej pracy (potwierdzającym zasadność rozwiązań patentowych w zakresie wydobycia pozaziemskiej wody) jest fakt, że dostarczanie ciepła do regolitu może generować wymierne objętości pary wodnej i wody użytecznej na powierzchni. W porównaniu do próbkowania wody, w przypadku wydobywania mamy do czynienia z wartościami rzędu wielkości metrów lub dziesiątek metrów sześciennych użytecznej wody w warunkach normalnych, w zależności od możliwości dostarczania ciepła.

Różnice pomiędzy energią wewnątrztorową a powierzchniową (skupioną) są zależne przede wszystkim od celowej warstwy regolitu. W przypadku energii skupionej ogrzewana jest jedynie powierzchniowa warstwa regolitu, a więc ta posiadająca najmniejszą objętość lodu w efekcie stanu nierównowagi dyfuzyjnej (na umiarkowanych szerokościach geograficznych). Głębsze, stabilne poziomy lodonośne zawierają większe objętości lodu. Energia skupiona powoduje jednak ogrzewanie niewielkiej powierzchni do wysokich temperatur, generując wysoki efektywny promień grzania. Z kolei wewnątrztorowe metody mogą ogrzewać większe powierzchnie, korzystając z niższych temperatur i generując niższe efektywne promienie grzania. Niemniej jednak, w zakresie temperatur od 300 do 450 K pozwalają wydobyć średnio 3.07 m^3 ciekłej wody z lodowego regolitu, zaś metody skupione z temperaturami od 800 do 1000 K pozwalają na wydobycie 2.96 m^3 ciekłej wody.

Aby wydobyć średnio podobne objętości wody, metody wewnątrztorowe wymagają natomiast odwiercenia otworu o głębokości 10 metrów, zaś metody skupione otworu około 2 metrowego. W związku jednak z możliwościami gromadzenia danych naukowych z głębokich otworów, głębokie metody wydobywania mogłyby być bardziej perspektywiczne dla rozwoju niezależnej zasobowo obecności naszego gatunku na Marsie.

12. Propozycja architektury systemu umożliwiającego pozyskanie wody na Marsie



RYSUNEK 54. **Urządzenia wyciągowe służące pozyskiwaniu wody na Marsie:** (A) urządzenie wydobywcze, (B) urządzenie próbkujące. **Objaśnienia:** 1 – paker, 2 – kontakt lód-para wodna, 3 – urządzenie pompowe, 4 – źródło ciepła, 5- wyciąg ze szpulą, 6 – pułapka, 7 – urządzenie rdzeniujące, 8 – kotwica, 9 – moduł operacyjny. Opracowanie własne.

W oparciu o przedstawione w tej pracy informacje oraz analizy możliwe jest opracowanie architektury systemu pozyskującego wodę z marsjańskiego lodowego regolitu (Rysunek 54.).

System próbkowania i wydobywania wody na Marsie mógłby zostać zbudowany na bazie urządzeń wyciągowych. Schemat ukazany na poprzednim rysunku przedstawia urządzenie wydobywcze i próbkujące. Urządzenie wyciągowe mogłoby być

podstawowym elementem w obu przypadkach, tworząc modułarny system z zamiennymi urządzeniami otworowymi bądź dwie osobne jednostki.

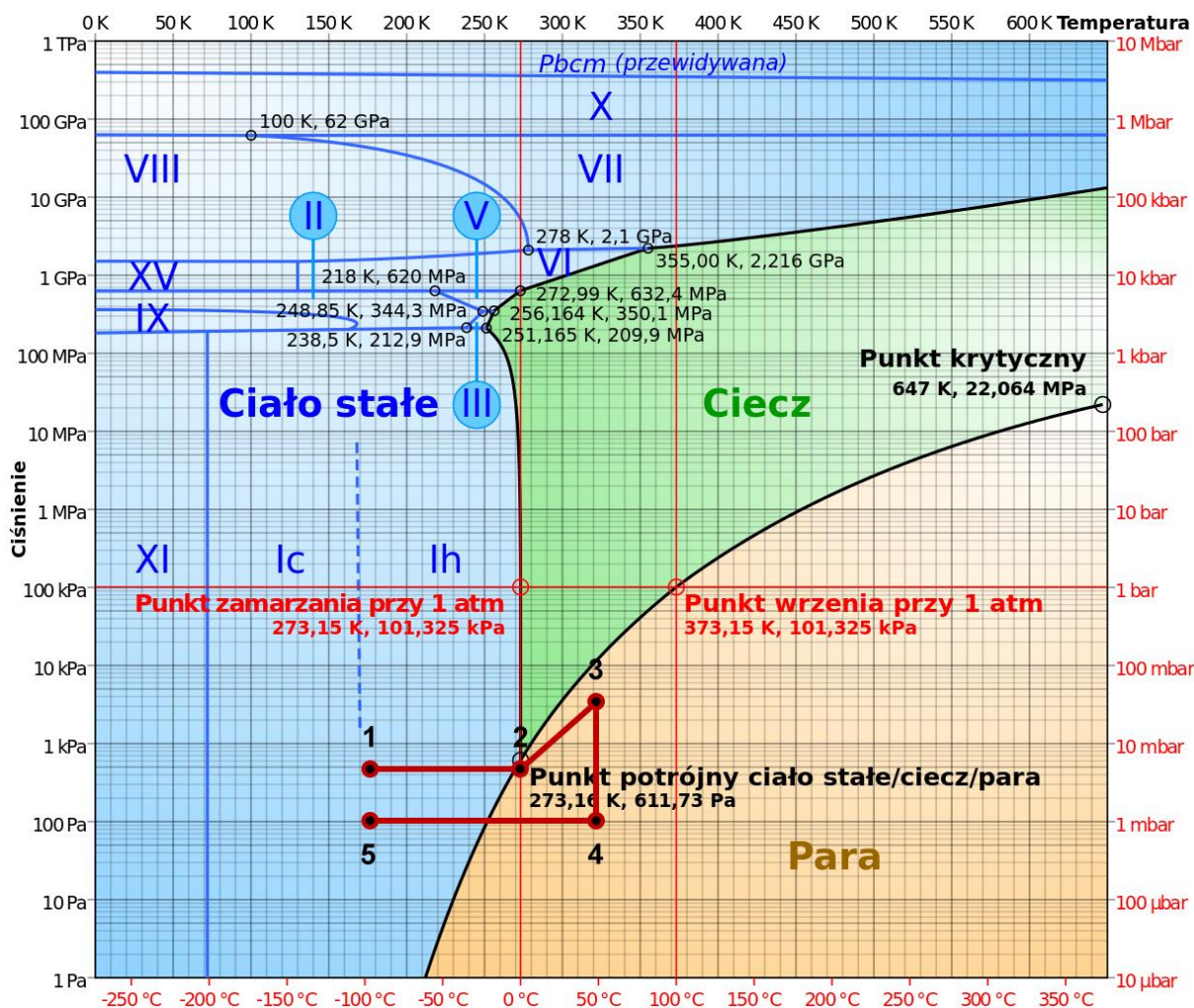
W takim wypadku, urządzenie wiertnicze miałyby za zadanie (poza zbieraniem interdyscyplinarnych danych naukowych) precyzyjne określanie perspektywiczności danego otworu dla procesu wydobywczego, tj. szacowania zawartości lodu i określania parametrów geologiczno-termicznych górotworu. Na powierzchni zlokalizowana byłaby jednostka odpowiadająca na operowanie rdzeniami między rdzeniówką a magazynem, badanie materiału oraz przetwarzanie cieplne w celu próbkowania ciekłej wody.

Po wykonaniu otworu do zadanej głębokości i pozytywnej ocenie perspektywiczności, w otworze należałoby umieścić urządzenie wydobywcze składające się ze źródła ciepła (np. RTG lub magnetronu) oraz uszczelnienia z jednostką pompującą, innym systemem stabilizacji ciśnieniowej lub samym zaworem zwrotnym. Źródło ciepła pracowałoby przez zadany czas, umożliwiając stabilną przemianę fazową i powodując gradient ciśnień między otworem a instalacją i w konsekwencji przepływ pary wodnej do zimnej pułapki, która magazynowałaby wodę do momentu opróżnienia (transportu rurowego lub pojemnikowego).

Ważnym problemem jest stabilizacja ścian otworów, w przypadku, gdy jest ona wymagana w danym miejscu. W związku z trudnymi warunkami ciśnieniowo-temperaturowymi, musiałaby ona być dokonywana na sucho poprzez kolumnę rur okładzinowych (preferencyjnie drukowanych na miejscu z lokalnych zasobów), wykorzystując lepszycze na ścianach otworu lub innymi metodami.

Z kolei uzdatnianie wody w przypadku sublimacji lodu i wychwytywania pary wodnej jest praktycznie dokonane przez sam proces przemiany fazowej, zaś dalszy proces (gdyby był wymagany) powinien być dokonany w ramach systemów podtrzymywania życia CELSS (*Closed Ecological Life Support Systems*), będących częścią habitatu.

Istotną częścią projektowania wydobywania wody na Marsie powinno być zaplanowanie procesu stabilnych przemian fazowych, zgodnych z diagramem fazowym wody (Rysunek 55.). Istotą procesu ujętego w niniejszej architekturze jest spowodowanie sublimacji lodu oraz utrzymanie wody w stanie gazowym.



RYSUNEK 55. Diagram fazowy wody z planem zmian warunków ciśnieniowo-temperaturowych podczas wydobywania wody z lodu. Wartości temperaturowe mają charakter schematyczny. Objasnienia: 1 – początek ogrzewania lodu, 2 – początek sublimacji lodu oraz transportu gazu w okolice otworowe pod wpływem wzrostu ciśnienia, 3 – początek transportu gazu do instalacji, 4 – koniec ogrzewania, 5 – ochłodzenie regolitu i ustabilizowanie nowego ciśnienia. Opracowanie własne na bazie diagramu fazowego dla wody na licencji CC.

Wymagane jest przez to utrzymanie wysokiej temperatury w strefie przyotworowej (wyższej niż przynajmniej 300 K), natomiast wytworzona w ten sposób para wodna jest łatwiejsza do transportu niż ciekła woda (nie wymaga zastosowania dodatkowego sprzętu, ponieważ jest transportowana zgodnie z gradientem ciśnień). Przy utrzymaniu stałej wysokiej temperatury, kontrola przemian fazowych może być wówczas dokonywana przez pompowanie gazu z otworu lub otwieranie i zamykanie zaworów instalacji eksploatacyjnej. Znaczne zwiększanie objętości wody (przy przemianie lód-gaz) powinno skutkować wysokim ciśnieniem w strefie przyotworowej i samoczynnym procesem wydobywania ze znacznym współczynnikiem szcerpalności (biorąc pod uwagę możliwie wysoki gradient ciśnień oraz wysoką porowatość i przepuszczalność regolitu).

13. Bibliografia

Acuña, M. H. i inni, 1999. Global distribution of crustal magnetism discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science* 284, pp. 790-793.

Adeli, S., 2016a. *Geologic history of water on Mars: regional evolution of aqueous and glacial processes in the Southern Highlands*. Berlin: Deutsches Zentrum fuer Luft und Raumfahrt (DLR).

Adeli, S. i inni, 2016b. Amazonian-aged fluvial system and associated ice-related features in Terra Cimmeria, Mars. *Icarus* 277, pp. 286-299.

Allen, C. C. i inni, 1998. *Martian regolith simulant JSC Mars-1*. Houston, TX, 29th Lunar and Planetary Science Conference.

Andrews, D., 2016. *Resource Prospector (RP) - a lunar volatiles prospecting and In-Situ Resource Utilization (ISRU)*. Briefing to IEEE Robotics and Automation Society.

Andrews, D. i inni, 2015. *Resource Prospector (RP) - early prototyping and development*. Pasadena, CA, AIAA SPACE 2015 Conference and Exposition.

Andrews-Hanna, J., Zuber, M. T. i Banerdt, W. B., 2008. The Borealis Basin and the origin of the Martian crustal dichotomy. *Nature* 453, pp. 1212-1215.

Badescu, M. i inni, 2017. Auto-Gopher-II: an autonomous wireline rotary-hammer ultrasonic drill. *SPIE Proceedings* 10166.

Badescu, M. i inni, 2011. *Auto-Gopher - a wire-line rotary-hammer ultrasonic drill*. San Diego, CA, Proceedings of SPIE Smart Structures and Materials Conference.

Bar-Cohen, Y., Badescu, M. i Sherrit, S., 2008. *Rapid rotary-percussive auto-gopher for deep subsurface penetration and sampling*, NASA New Technology Report No. 45949.

Beaty, D. i inni, 2004. Planning for a Mars in situ sample preparation and distribution (SPAD) system. *Planetary & Space Science* 52, pp. 55-66.

Bertrand, R., Bruckner, J. i van Winnendael, M., 2000. *The Nanokhod micro-rover - a versatile platform for surface exploration of celestial bodies*. Noordwijk, Fourth International Conference on Exploration and Utilisation of the Moon.

Bibring, J.-P. i inni, 2006. Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data. *Science* 312, Tom 312, pp. 400-404.

Brennan, M. i inni, 2005. *Mars lander based 1000m class drill*. Wiedeń, European Geosciences Union General Assembly.

Byrne, S. i inni, 2009. Distribution of mid-latitude ground ice on Mars from new impact craters. *Science* 325, pp. 1674-1676.

Cabrol, N. A. i Grin, E. A., 2010. Searching for lakes on Mars: Four decades of exploration. W: N. A. Cabrol i E. A. Grin, redaktorzy *Lakes on Mars*. Elsevier B. V., pp. 1-29.

Cannon, H. N. i inni, 2007. MARTE: Technology development and lessons learned from a Mars drilling mission simulation. *Journal of Field Robotics* 24, pp. 877-905.

Carr, M. H. i Head, J. W., 2010a. Acquisition and history of water on Mars. W: N. A. Cabrol i E. A. Grin, redaktorzy *Lakes on Mars*. Elsevier B.V., pp. 31-66.

Carr, M. H. i Head, J. W., 2015. Martian surface/near-surface water inventory: Sources, sinks and changes with time. *Geophysical Research Letters* 42, pp. 726-732.

Carr, M. H. i Head, J. W. I., 2010b. Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 294, pp. 185-203.

Carter, J. i inni, 2015. Widespread surface weathering on early Mars. *Icarus* 248, pp. 373-382.

Chaffin, M. S., Deighan, J., Schneider, N. M. i Stewart, A. I. F., 2017. Elevated atmospheric escape of atomic hydrogen from Mars induced by high-altitude water. *Nature Geoscience* 10, pp. 147-178.

Clifford, S. M., 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 98, pp. 10973-11016.

Costard, F., Sejourne, A., Kargel, J. i Godir, E., 2016. Modeling and observational occurrences of near-surface drainage in Utopia Planitia, Mars. *Geomorphology* 275, pp. 80-89.

Coste, P. A., Fenzi, M. i Eiden, M., 1993. *Collecting cometary soil samples? Development of the ROSETTA sample acquisition system*. NASA Ames Research Center, The 27th Aerospace Mechanisms Symposium.

Craddock, R. i Howard, A. D., 2002. The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 107, pp. (21)1-(21)36.

Dauphas, N. i Pourmand, A., 2011. Hf-W-Th evidence of rapid growth of Mars and its status as a planetary embryo. *Nature* 473, pp. 489-492.

Ehlmann, B. L. i inni, 2016. The sustainability of habitability on terrestrial planets: Insights, questions, and needed measurements from Mars for understanding the evolution of Earth-like worlds. *Journal of Geophysical Research: Planets*, pp. 1927-1961.

Elkins-Tanton, L. T., Hess, P. C. i Parmentier, E. M., 2005. Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes. *Journal of Geophysical Research* 110.

Ellery, A., 2016. *Planetary rovers. Robotic exploration of the Solar System*. Springer-Praxis.

Ethridge, E. C. i Kaukler, W. F., 2012. *Microwave extraction of volatiles for Mars science and ISRU*. Houston, TX, Concepts and Approaches for Mars Exploration.

Fassett, C. I. i Head, J. W., 2011. Sequence and timing of conditions on early Mars. *Icarus* 211, pp. 1204-1214.

Foley, C. N. i inni, 2005. The early differentiation history of Mars from W-Nd isotope systematics in the SNC meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, pp. 4557-4571.

Frey, H. V., 2006. Impact constraints on, and a chronology for, major events in early Mars history. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 111.

Glass, B. J., Paulsen, G., Dave, A. i McKay, C., 2012. *Robotics and automation for "Icebreaker"*. Turin, i-SAIRAS 2012.

Glass, B., Thompson, S., Paulsen, G. i Lee, P., 2010. *Planetary drill concept tests at Haughton Crater*. 41st Lunar and Planetary Science Conference.

Goldspiel, J. M. i Squyres, S. W., 2011. Groundwater discharge and gully formation on Martian slopes. *Icarus 211*, pp. 238-258.

Gough, D. O., 1981. Solar interior structure and luminosity variations. *Solar Physics 74*, pp. 21-34.

Grelley, R. i Schneid, B. D., 1991. Magma generation on Mars: Amounts, rates and comparisons with Earth, Moon and Venus. *Science 254*, pp. 996-998.

Guerrero, J. i inni, 2014. *The Mojave Subsurface Bio-geochemistry Explorer (MOSBE)*. 13th ASCE Aerospace Division Conference on Engineering, Science, Construction, and Operations in Challenging Environments.

Haberle, R. M. i inni, 2001. On the possibility of liquid water on present-day Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets 106*, pp. 23317-23326.

Halevy, I. i Head, J. W., 2013. Episodic warming of early Mars by punctuated volcanism. *Nature Geoscience 7*, pp. 865-868.

Halliday, A. N., Wanke, H., Birck, J. -L. i Clayton, R., 2001. The accretion, composition and early differentiation of Mars. *Space Science Review 96*, pp. 197-230.

Hanna, J. C. i Phillips, R. J., 2005. Hydrological modeling of the Martian crust with application to the pressurization of aquifers. *Journal of Geophysical Research 110*.

Harland, D., 2005. *Water and the search for life on Mars*. Springer-Praxis.

Hartmann, W. K. i Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews 96*, pp. 165-194.

Hauber, E. i inni, 2016. Asynchronous formation of Hesperian and Amazonian-aged deltas on Mars and implications for climate. *Journal of Geophysical Research: Planets 118*, pp. 1529-1544.

Hauck, S. A. i Phillips, R. J., 2002. Thermal and crustal evolution of Mars. *Journal of Geophysical Research* 107, pp. (6)1-(6)19.

Head, J. W. i inni, 2009. *Deciphering the Late Amazonian climate history of Mars: Assessing obliquity predictions with geological observations and atmospheric general circulation models*. 40th Lunar and Planetary Science Conference.

Head, J. W. i inni, 2003. Recent ice ages on Mars. *Nature* 426, pp. 797-802.

Heldmann, J. L. i Mellon, M. T., 2004. Observations of Martian gullies and constraints on potential formation mechanisms. *Icarus* 168, pp. 285-304.

Hirschmann, M. M. i Withers, A. C., 2008. Ventilation of CO₂ from a reduced mantle and consequences for the early Martian greenhouse. *Earth and Planetary Science Letters* 270, pp. 147-155.

Hudson, T. L., 2008. *Growth, diffusion and loss of subsurface ice on Mars: Experiments and models*. California Institute of Technology.

Hu, R., Kass, D. M., Ehlmann, B. L. i Yung, Y. L., 2015. Tracing the fate of carbon and the atmospheric evolution of Mars. *Nature Communications* 6.

Jakosky, B. M., 1985. The seasonal cycle of water on Mars. *Space Science Reviews* 41, pp. 131-200.

Jakosky, B. M., Henderson, B. G. i Mellon, M. T., 1995. Chaotic obliquity and the nature of the Martian climate. *Journal of Geophysical Research: Planets* 100, p. 1579–1584.

Jakosky, B. M. i Jones, J. H., 1997. The history of Martian volatiles. *Reviews of Geophysics* 35.

Jakosky, B. M. i Phillips, R. J., 2001. Mars' volatile and climate history. *Nature* 412, pp. 237-244.

Kämpfer, N., 2013. *Monitoring atmospheric water vapour. Ground-based remote sensing and in-situ methods*. Springer.

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

Laskar, J. i inni, 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus* 170, p. 343–364.

Lasue, J. i inni, 2013. Quantitative assessments of the Martian hydrosphere. *Space Science Review* 174, pp. 155-212.

Lee, D. C. i Halliday, A. N., 1997. Core formation on Mars and differentiated asteroids. *Nature* 388, pp. 854-857.

Lee, P. i Osinski, G. R., 2005. The Haughton-Mars Project: overview of science investigations at the Haughton impact structure and surrounding terrains, and relevance to planetary studies. *Meteoritics and Planetary Science* 40, pp. 1755-1758.

Leighton, R. B. i Murray, B. C., 1966. Behavior of carbona dioxide and other volatiles on Mars. *Science* 153, pp. 135-144.

Luo, W., Cang, W. i Howard, A. D., 2017. New Martian valley network volume estimate consistent with ancient ocean and warm and wet climate. *Nature Communications* 8.

Mahaffy, P. R. i inni, 2013. Abundance and isotopic composition of gasses in the Martian atmosphere from the Curiosity rover. *Science* 341, pp. 263-266.

Mahaffy, P. R. i inni, 2015. Mars atmosphere. The imprint of atmospheric evolution in the D/H of Hesperian clay minerals on Mars. *Science* 347, pp. 412-414.

Malin, M. C., Caplinger, M. A. i Davis, S. D., 2001. Observational evidence for an active surface reservoir of solid carbon dioxide on Mars. *Science* 294, pp. 2146-2148.

Marinova, M. M., Aharonson, O. i Asphaug, E., 2008. Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. *Nature* 453, pp. 1216-1219.

Marlow, J. J., Martins, Z. i Sephton, M. A., 2008. Mars on Earth: soil analogues for future Mars missions. *A&G* 49, pp. 2.20-2.23.

McEven, A. S. i inni, 2007. A closer look at water-related geologic activity on Mars. *Science* 317, pp. 1706-1709.

Mellon, J. T., Feldman, W. C. i Prettyman, T. H., 2004. The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars. *Icarus* 169, pp. 324-340.

Mellon, M. T. i Jakosky, B. M., 1993. Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars. *Journal of Geophysical Research* 98, pp. 3345-3364.

Mellon, M. T. i Jakosky, B. M., 1995. The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs. *Journal of Geophysical Research* 100, pp. 11781-11799.

Mellon, M. T. i Phillips, R. J., 2001. Recent gullies on Mars and the source of liquid water. *Journal of Geophysical Research: Planets* 106, pp. 23165-23179.

Mellor, M., 1971. *Strength and deformability of rocks at low temperatures*, CCREL Research Reports 294.

MEPAG, 2016. *Review of the MEPAG report on Mars Special Regions*, National Academy of Sciences.

Michalski, J. R. i Niles, P. B., 2010. Deep crustal carbonate rocks exposed by meteor impact on Mars. *Nature Geoscience* 3, pp. 751-755.

Michalski, J. R. i Noe Dobrea, E. Z., 2007. Evidence for a sedimentary origin of clay minerals in the Mawrth Vallis region, Mars. *Geology* 35, pp. 951-954.

Mitrofanov, I. i inni, 2002. Maps of subsurface hydrogen from the high-energy neutron detector, Mars Odyssey. *Science* 297, pp. 78-81.

Molina-Cuberos, G. J. i inni, 2001. Cosmic ray and UV radiation models on the ancient Martian surface. *Icarus* 154, pp. 216-222.

Morgan, G. A., Head, J. W. i Marchand, D. R., 2011. Preservation of Late Amazonian Mars ice and water-related deposits in a unique crater environment in Noachis Terra: Age relationships between lobate debris tongues and gullies. *Icarus* 211, pp. 347-365.

Morgan, P., 2009. Geothermal energy on Mars. W: V. Badescu, red. *Mars. Prospective energy and material resources*. Springer, pp. 331-350.

Mouginot, J. i inni, 2010. The 3–5 MHz global reflectivity map of Mars by MARSIS/Mars Express: Implications for the current inventory of subsurface H₂O. *Icarus* 210, pp. 612-625.

- Neumann, G. A. i inni, 2004. Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research* 109, pp. 2156-2202.
- Nimmo, F. i Tanaka, K., 2005. Early crustal evolution of Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, pp. 133-161.
- Nyquist, L. E. i inni, 2001. Ages and Geologic Histories of Martian Meteorites. *Space Science Reviews*, 96(1), pp. 105-164.
- Ojha, L. i inni, 2015. Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars. *Nature Geoscience* 8, pp. 829-832.
- Phillips, R. J. i inni, 2008. Mars North Polar Deposits: stratigraphy, age, and geodynamical response. *Science* 320, pp. 1182-1185.
- Phillips, R. J. i inni, 2001. Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. *Science* 291, pp. 2587-2591.
- Piqueux, S. i Christensen, P. R., 2011. Temperature-dependent thermal inertia of homogeneous Martian regolith. *Journal of Geophysical Research* 116.
- Presley, M. A. i Craddock, R. A., 2006. Thermal conductivity measurements of particulate materials: 3. Natural samples and mixtures of particle sizes. *Journal of Geophysical Research* 111.
- Projekt DREAM, 2017. *Prywatna komunikacja. Dokumentacja projektowa*. ESA.
- Quantin, C. i inni, 2010. *Timing constrains of interior layered deposit emplacement in Valles Marineris*. 1st International Conference on Mars Sedimentology and Stratigraphy.
- Ramirez, R. M. i inni, 2014. Warming early Mars with CO₂ and H₂. *Nature Geoscience* 7, pp. 59-63.
- Rapp, D., 2008. *Human missions to Mars. Enabling technologies for exploring the Red Planet*. Springer-Praxis.
- Read, P. L. i Lewis, S. R., 2004. *The Martian climate revisited - Atmosphere and environment of a desert planet*. Springer.

Roberts, J. H. i Zhong, S., 2006. Degree-1 convection in the Martian mantle and the origin of the hemispheric dichotomy. *Journal of Geophysical Research* 111.

Sagan, C., 1977. Reducing greenhouses and the temperature history of Earth and Mars. *Nature* 269, pp. 224-226.

Sagan, C. i Mullen, G., 1972. Earth and Mars: Evolution of atmospheres nad surface temperatures. *Science* 07, pp. 52-56.

Salese, F. i inni, 2016. Hydrological and sedimentary analyses of well-preserved paleofluvial-paleolacustrine systems at Moa Valles, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 121.

Sanders, G., 2016. *Mars water mining for future human exploration*, NASA JSC.

Schmidt, K. G., 2007. *The water cycle on Mars*. University of Copenhagen.

Schorghofer, N. i Aharonson, O., 2005. Stability and exchange of subsurface ice on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 110.

Schroghoffer, N. i Forget, F., 2012. History and anatomy of subsurface ice on Mars. *Icarus* 220, pp. 1112-1120.

Scott, D. H. i Carr, M. H., 1978. *Geologic map of Mars*, US Geological Survey.

Séjourné, A. i inni, 2012. Evidence of an eolian ice-rich and stratified permafrost in Utopia Planitia. *Planetary and Space Science* 60, pp. 248-254.

Siegler, M. i inni, 2012. Measurement of thermal properties of icy Mars regolith analogs. *Journal of Geophysical Research* 117.

Smith, P. H. i inni, 2009. H₂O at the Phoenix landing site. *Science* 325, pp. 58-61.

Soto, A. i inni, 2015. Martian atmospheric collapse: Idealised CGM studies. *Icarus* 250, pp. 553-569.

Statham, S. M., 2011. *Autonomous structural health monitoring technique for interplanetary drilling applications using laser doppler velocimeters*, Georgia Institute of Technology.

Stoker, C. i inni, 2008. The 2005 MARTE Robotic Drilling Experiment in Río Tinto, Spain: objectives, approach, and results of a simulated mission to search for life in the Martian subsurface.. *Astrobiology* 8, pp. 921-945.

Stuurman, C. M. i inni, 2016. SHARAD detection and characterization of subsurface water ice deposits in Utopia Planitia, Mars. *Geophysical Research Letters* 43, pp. 9484-9491.

Suomela, J. i inni, 2002. *Micro-robots for scientific applications 2 - development of a robotic sampling system*. Berkeley, CA, 2nd IFAC Conference on Mechatronic Systems.

Szwarc, T. i inni, 2012. A thermal model for analysis and control of drilling in icy formation on Mars. *Planetary and Space Science* 73, pp. 214-220.

Szwarc, T. i Hubbard, S., 2014. Thermal mapping and trends of Mars analog materials in sample acquisition operations using experimentation and models. *Planetary and Space Science* 99, pp. 158-166.

Tanaka, K. L., 1986. *The stratigraphy of Mars*. Journal of Geophysical Research 91, pp. E139-E158.

Tanaka, K. L. i Hartmann, W. K., 2012. The Planetary Time Scale. W: *The Geologic Time Scale*. Elsevier B. V., pp. 275-297.

Tanaka, K. L., Skinner, J. A. i Hare, T. M., 2005. *Geologic map of northern plains of Mars*, US Geological Survey.

Vandaele, A. C. i inni, 2015. Science objectives and performances of NOMAD, a spectrometer suit for the ExoMars TGO mission. *Planetary and Space Science*, pp. 233-249.

Viel, M. G., Boucher, D. S., Atwell, J. T. i Roberts, D. W., 2011. *Performance evaluation of the RESOLVE EBRC Module in field tests 2005-2010*. Orlando, FL, 49th AIAA Aerospace Sciences Meeting.

von Paris, P., Grenfell, J. L. L., Rauer, H. i Stock, J. W., 2013. N₂-associated surface warming on early Mars. *Planetary and Space Science* 82, pp. 149-154.

Wordsworth, R. D., 2016. The climate of early Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 44, pp. 381-408.

Wordsworth, R. D. i inni, 2015. Comparison of "warm and wet" and "cold and icy" scenarios for early Mars in a 3-D climate model. *Journal of Geophysical Research: Planets* 120, pp. 1201-1219.

Wordsworth, R. i inni, 2013. Global modelling of the early Martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Water cycle and ice evolution. *Icarus* 222.

Zacny, K. i Bar-Cohen, Y., 2009. Drilling and excavation for construction and in-situ resource utilization. W: V. Badescu, red. *Mars. Prospective energy and material resources*. Springer, pp. 431-459.

Zacny, K. i inni, 2008c. Drilling systems for extraterrestrial exploration. *Astrobiology* 8, pp. 665-706.

Zacny, K. i inni, 2008d. Drilling systems for extraterrestrial subsurface exploration. *Astrobiology* 8.

Zacny, K. i inni, 2008a. Extraterrestrial drilling and excavation. W: *Drilling in extreme environments. Penetration and sampling on Earth and other planets*. Wiley-VCH, pp. 347-558.

Zacny, K. i inni, 2012. *Mobile In-Situ Water Extractor (MISWE) for Mars, Moon, and asteroids In Situ Resource Utilization*. Pasadena, CA, AIAA SPACE 2012 Conference.

Zacny, K. i Cooper, G. A., 2006. Considerations, constraints and strategies for drilling on Mars. *Planetary and Space Science*, pp. 345-356.

Zacny, K. i Cooper, G. A., 2007a. Methods for cuttings removal from holes drilled on Mars. *Mars Journal* 3, pp. 42-56.

Zacny, K. i Cooper, G. A., 2007b. Friction of drill bits under Martian pressure. *Journal of Geophysical Research* 112.

Zacny, K., Luczek, K., Paz, A. i Hedlund, M., 2015a. *Planetary Volatiles Extractor (PVEx) for In Situ Resource Utilization (ISRU)*. Earth & Space Conference.

Zacny, K. i inni, 2016a. *The World is Not Enough (WINE): Harvesting local resources for eternal exploration of space*. AIAA SPACE Forum.

Zacny, K. i inni, 2008b. *Pneumatic excavator and regolith transport system for lunar ISRU and construction*. AIAA Space Conference and Exposition.

Zacny, K. i inni, 2013. Wireline deep drill for exploration of Mars, Europa and Enceladus. *IEEE Aerospace Conference Proceedings*.

Zacny, K. i inni, 2014. *Lunar Prospecting Drill*. Annual Meeting of the Lunar Exploration Analysis Group.

Zacny, K. i inni, 2015b. *The Icebreaker drill system: sample acquisition and delivery for the lunar resource prospecting mission*. Houston, TX, 46th Lunar and Planetary Science Conference.

Zacny, K. i inni, 2016b. *Resource Prospector drill performance during the integrated payload tests*. Big Sky, MT, Aerospace Conference, 2016 IEEE.

Zacny, K., Quayle, M. C. i Cooper, G. A., 2004. Laboratory drilling under Martian conditions yields unexpected results. *Journal of Geophysical Research: Planets* 109.

Zuber, M. T. i inni, 2000. Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity. *Science* 287, pp. 1788-1793.