

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Dipartimento di Fisica e Astronomia
Corso di Laurea in Fisica

**MAPPATURA DELLA POTENZA
DEGLI ECHI DEL RADAR MARSIS
PER L'IDENTIFICAZIONE DELLA
PRESENZA DI GHIACCIO NEL
TERRENO MARZIANO**

Relatore:
Prof. Roberto Orosei

Presentata da:
Gaia Lucrezia Dalla Pria

Anno Accademico 2021/2022

“In ogni essere umano c’è l’istinto primordiale di aiutare il prossimo. Se un escursionista si perde in montagna, ci sono altre persone che coordinano una spedizione di ricerca. Se un treno deraglia, c’è gente che si mette in fila per donare il sangue. Se un terremoto rade al suolo una città, c’è gente che da tutto il mondo invia rifornimenti. Tutto questo è così fondamentalmente umano che si riscontra senza eccezioni in tutte le culture. Sì, ci sono le teste di cazzo a cui non frega niente, ma sono una minuscola minoranza in confronto a tutti quelli a cui frega moltissimo.”

Weir A., The Martian, Crown Publishers, New York, 2014

Abstract

La superficie marziana è stata analizzata per decenni con immagini e tecniche spettroscopiche, sensibili alle proprietà dei primi millimetri e micrometri del terreno. Le zone sotto la superficie sono state studiate solo indirettamente fino al 2001, quando venne sviluppata la missione *Mars Odyssey*. Successivamente, è stato lanciato il *Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding* (MARSIS) a bordo di *Mars Express*, con l'obiettivo di ricercare ghiaccio e acqua sul pianeta rosso.

In questo lavoro è stata mappata la potenza degli echi raccolti da MARSIS, ottenuti ad una frequenza di 4.0 MHz, ispirandosi al lavoro descritto in *Mouginot et al. (2010)* [1]. I valori utilizzati sono stati selezionati tenendo conto degli effetti dell'attenuazione del segnale da parte della ionosfera e della rugosità della superficie. Dalle mappe degli echi, risultanti dall'analisi, si è potuta ricavare la costante dielettrica dello strato sotto la superficie. I dati sono stati normalizzati con una simulazione dei segnali di MARSIS, ottenuta a partire dalla topografia del *Marsis Orbiter Laser Altimeter* (MOLA). Si osserva che le proprietà dielettriche variano con la latitudine, con valori alti tra 20° e 40° e più bassi ai poli e all'equatore. Le tre zone di maggiore interesse, ovvero le due calotte polari e la *Formazione Medusae Fossae*, appaiono in blu nella Fig. 4.5. Ciò suggerisce che siano costituite da materiali con una costante dielettrica compresa tra 2 e 4, tipica del ghiaccio. Si pensa, però, che esse possiedano diverse quantità di impurità.

Indice

| | |
|--|-----------|
| Introduzione | 3 |
| 1 Storia geologica di Marte | 6 |
| 1.1 Primi eventi | 7 |
| 1.2 Noachiano | 7 |
| 1.3 Esperiano | 8 |
| 1.4 Amazzoniano | 8 |
| 1.4.1 Depositi polari stratificati | 9 |
| 2 Biofirme su Marte | 11 |
| 2.1 Abitabilità e vita su Marte | 12 |
| 2.2 Biofirme | 13 |
| 2.2.1 Strutture morfologiche | 13 |
| 2.2.2 Molecole organiche | 14 |
| 2.2.3 Tracce metaboliche | 15 |
| 2.2.4 Identificazione delle biofirme | 16 |
| 2.3 Confronto tra condizioni marziane e terrestri | 17 |
| 2.4 Scenari della ricerca di vita | 18 |
| 2.5 Criosfera marziana | 21 |
| 3 Strumenti | 23 |
| 3.1 MARSIS | 23 |
| 3.1.1 Strumentazione | 24 |
| 3.1.2 Caratterizzazione e normalizzazione dei dati | 26 |
| 3.1.3 Analisi dei dati | 27 |
| 3.1.4 Principali risultati del sondaggio ionosferico | 29 |
| 3.2 MOLA | 31 |
| 4 Metodo | 36 |
| 4.1 Estrazione degli echi di superficie | 36 |
| 4.2 Intervallo di attenuazione | 37 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 4.3 | Assorbimento ionosferico | 38 |
| 4.4 | Echi di superficie | 39 |
| 4.5 | Simulazione dei dati di MARSIS | 42 |
| 5 | Risultati e discussione | 46 |
| 5.1 | Polo Nord | 46 |
| 5.2 | Polo Sud | 49 |
| 5.3 | Formazione Medusae Fossae | 51 |
| | Conclusioni | 54 |

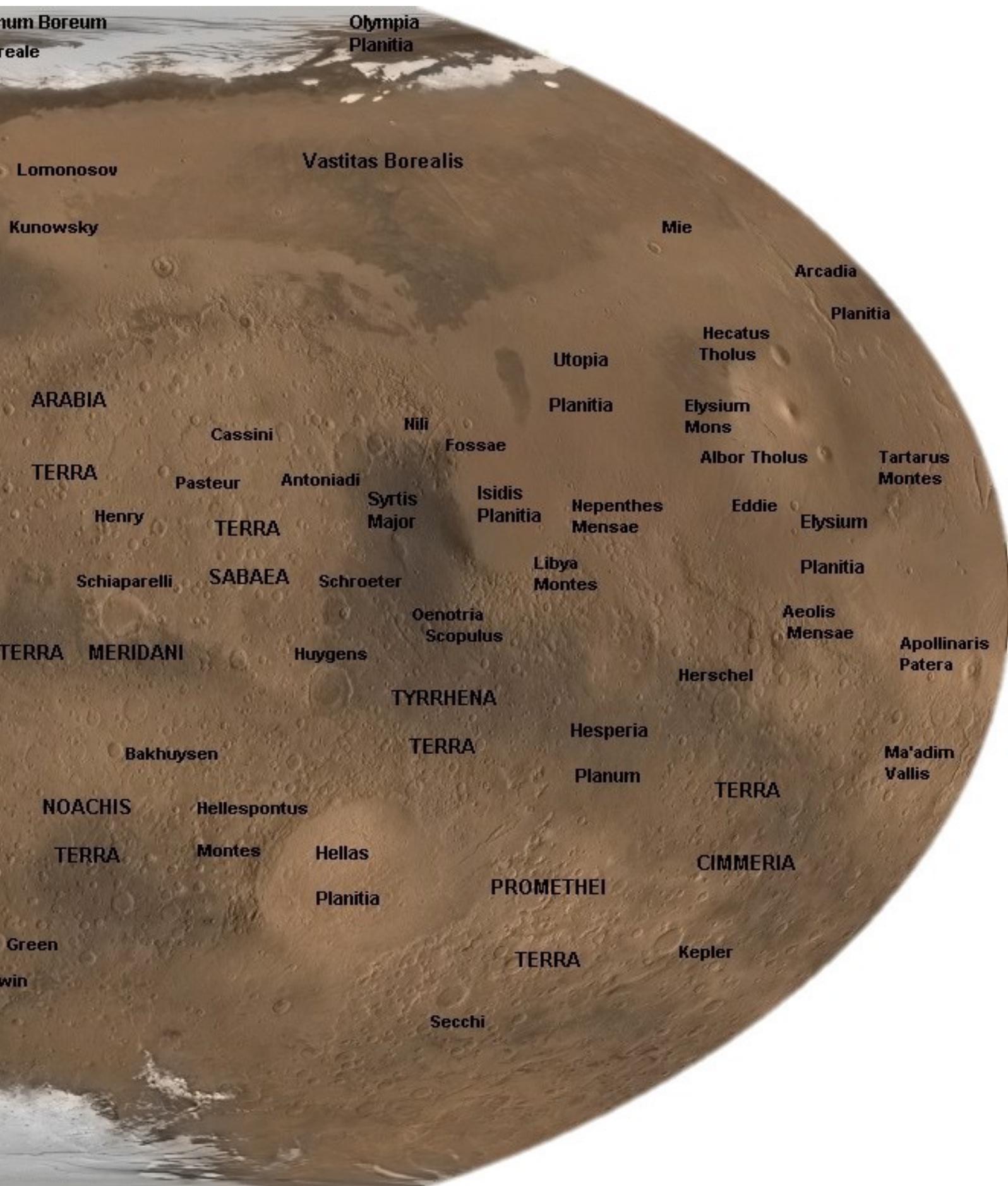
Introduzione

Marte è il pianeta più simile alla Terra nel nostro Sistema Solare; a partire dal 1960 sono stati inviati almeno quaranta veicoli spaziali per raggiungerlo, con lo scopo di raccogliere dati per rispondere a domande sul pianeta stesso, ma anche su quello che ci ospita. Purtroppo, più della metà delle missioni sono fallite.

Oggi Marte è un mondo sterile, freddo e arido con una sottile atmosfera di anidride carbonica; dall'analisi geologica e della composizione della superficie è risultato, però, che un tempo possedeva un'atmosfera più spessa e scorreva acqua liquida su di esso. Questo è il motivo per cui si pensa che la vita possa essersi sviluppata sul pianeta rosso.

La missione *Mars Express* è stata designata per concentrarsi sulla presenza di acqua nella crosta marziana e di tracce di attività biologica presente o passata. Sulla sonda è montato il *Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding* (MARSIS) che ricerca ghiaccio e acqua sotto la superficie del pianeta. Lo strumento lavora trasmettendo impulsi radio di bande ampie 1 MHz centrate a 1.8, 3, 4 o 5 MHz, alternando la trasmissione a due diverse frequenze. Il radar colleziona gli echi riflessi dalla superficie e da ogni discontinuità dielettrica sotto ad essa. Lunghezze d'onda maggiore penetrano più a fondo, ma la frequenza degli impulsi deve essere maggiore di quella del plasma della ionosfera marziana per raggiungere la superficie; la profondità massima raggiungibile è di 4 km in ghiaccio di acqua pura. Grazie a questo strumento si è potuta mappare l'interfaccia sostrato roccioso-ghiaccio al di sotto delle calotte polari marziane.

Futuri studi permetteranno di comprendere la composizione di altre zone del pianeta rosso di particolare interesse.



Capitolo 1

Storia geologica di Marte

Questo capitolo si basa sul lavoro di Carr M. H., Head J. W. (2010) [2].

Dal 1996 tre veicoli spaziali sono atterrati con successo sulla superficie marziana e quattro sono stati collocati in orbita. Essi hanno restituito enormi quantità di dati che stanno trasformando la nostra comprensione del passato e del presente di Marte.

I processi superficiali come l'erosione, la sedimentazione e gli agenti atmosferici presentano gli aspetti più enigmatici dell'evoluzione geologica del pianeta. Il ruolo dell'acqua liquida è particolarmente misterioso: con una temperatura media annuale vicina a 215 K all'equatore e una pressione media di superficie di 6.1 mbar, le condizioni fisico-chimiche sono tali che tutta l'acqua liquida formata rapidamente congelerebbe. Tuttavia, le prove geologiche della presenza diffusa di acqua liquida sono convincenti, in particolare per il Marte più antico.

Nel 1978, Scott e Carr [3] hanno suddiviso le caratteristiche della superficie marziana nei periodi geologici *Noachiano*, *Esperiano* ed *Amazzoniano*; essi si sono basati sulle relazioni di intersezione e sul numero di crateri da impatto sovrapposti. I terreni noachiani sopravvivono dall'era dell'*Heavy Bombardment*; questo periodo prende il nome dalla regione fortemente craterizzata di *Noachis*. Il resto della storia di Marte è stato diviso in Esperiano e Amazzoniano, così chiamati per *Hesperia Planum* e *Amazonis Planitia*. Si stima che essi siano terminati rispettivamente intorno a 3.7 e 3.3-2.9 miliardi di anni fa. La data per il confine Esperiano-Amazzoniano potrebbe incorporare errori significativi, poiché per datare terreni più giovani devono essere utilizzati piccoli crateri, e ciò è più incerto a causa della distribuzione non uniforme dei crateri secondari e della possibilità di un declino a lungo termine dei tassi di impatto.

1.1 Primi eventi

L'eccesso di ^{182}W e ^{142}Nd nei meteoriti marziani e l'età di 4.5 miliardi di anni di ALH84001 indicano che Marte si è differenziato in crosta, mantello e nucleo molto rapidamente, nel giro di poche decine di milioni di anni dalla formazione del Sistema Solare. Il pre-Noachiano si estende dal tempo di formazione del pianeta a quello di *Hellas*, tra 4.1 e 3.8 miliardi di anni fa. Forse il più antico evento geologico registrato nella configurazione della superficie è la formazione della dicotomia globale. Essa si esprime in tre modi che non coincidono ovunque: differenze di elevazione, di spessore crostale e di densità craterica. Ciò si traduce in una distribuzione bimodale delle elevazioni, con una differenza di 5.5 km tra i due emisferi. La missione *Mars Global Surveyor* ha scoperto grandi anomalie magnetiche presenti negli altopiani meridionali e per lo più assenti intorno ai grandi bacini di impatto. La spiegazione più semplice è che all'inizio Marte avesse un campo magnetico che ha lasciato grandi anomalie che sono state successivamente distrutte nei bacini come *Hellas*, *Utopia*, *Argyre* e *Isidis*. I grandi crateri da impatto e i bacini che si sono formati episodicamente avrebbero avuto effetti ambientali devastanti. Tuttavia, la natura dell'atmosfera, i tipi di volatili e le condizioni di superficie tra i grandi eventi di impatto sono tutti sconosciuti.

I modelli della prima storia del pianeta non pongono forti vincoli sulla quantità di acqua disponibile in superficie per partecipare ai processi geologici; ciò è dovuto a incertezze sull'efficacia e sulla tempistica di diversi fenomeni, tra cui degassazione e ritenzione dell'acqua durante l'accrescimento, perdite dovute alla fuga idrodinamica, aggiunte ricche di volatili dopo il frazionamento, erosione da impatto, processi di rimozione dell'acqua nell'alta atmosfera e degassazione vulcanica.

1.2 Noachiano

La formazione di *Hellas*, che è stata adottata come base del periodo Noachiano, è avvenuta tra 4.1 e 3.8 miliardi di anni fa, a seconda che il pianeta abbia vissuto o meno un cataclisma tardivo. Le caratteristiche principali del Noachiano, se comparato con i periodi successivi, sono gli elevati tassi di craterizzazione, erosione e formazione di valli. La maggior parte di *Tharsis* si è formata in questo periodo e le condizioni superficiali sono state, almeno sporadicamente, tali da causare una produzione diffusa di prodotti idro-atmosferici come i fillosilicati. Estesi depositi di solfato si sono accumulati più tardi nella stessa era. I tassi medi di erosione, anche se elevati rispetto alle epoche successive, sono stati inferiori ai più bassi tassi medi terrestri. I dati suggeriscono che le condizioni calde e umide necessarie per l'attività fluviale sono state soddisfatte solo occasionalmente, come potrebbe verificarsi se causato da impatti di grandi dimensioni o eruzioni vulcaniche. Alla

fine del Noachiano, i tassi di impatto, la formazione di valli, gli agenti atmosferici e l'erosione calarono rapidamente, ma il vulcanismo continuò ad un tasso medio relativamente alto in tutto l'Esperiano, con il conseguente riemergere di almeno il 30% del pianeta. Le osservazioni suggeriscono che il cambiamento alla fine del Noachiano abbia soppresso la maggior parte dell'attività acquosa in superficie, ad eccezione delle grandi inondazioni, e abbia portato alla crescita di una densa criosfera. Tuttavia, la presenza di distinti depositi ricchi di solfato, le concentrazioni di questo nel suolo e la presenza occasionale di reti nelle valli esperiane indicano che l'attività dell'acqua non è mai diminuita a zero.

1.3 Esperiano

Il periodo Esperiano è stato, inizialmente, introdotto per distinguere le pianure più vecchie del post-Noachiano, come *Hesperia Planum* e *Lunae Planum*, dalle più giovani come *Tharsis* e *Amazonis*. La densità di crateri suggerisce che questo periodo si è esteso da 3.7, fine del *Late Heavy Bombardment*, a 3 miliardi di anni fa. Le caratteristiche principali dell'Esperiano sono il vulcanismo, che ha formato distese di lava, i bassi tassi di formazione di valli ed erosione, la formazione di canyon, di canali di fuoriuscita e i loro laghi o mari, e il forte calo o la possibile cessazione dell'alterazione di rocce e dell'accumulo di depositi ricchi di solfati. Osservazioni orbitali e superficiali indicano che il tasso medio di erosione è diminuito di 2-5 ordini di grandezza alla fine del Noachiano. Nonostante i valori estremamente bassi, però, l'erosione è avvenuta localmente in alcune unità post-Noachiane, come la *Formazione Medusae Fossae*. La *Formazione Dorsa Argentea*, unità circumpolare a Sud, è stata interpretata come resto di un ampio deposito di ghiaccio esperiano. La natura friabile dell'area, confermata dallo studio di *Plaut et al. (2007)* sui dati di MARSIS, rende incerta l'età precisa del deposito.

1.4 Amazzoniano

Dopo la fine dell'Esperiano, circa 3 miliardi di anni fa, il ritmo dell'attività geologica è rallentato ulteriormente. Il tasso medio di vulcanismo durante l'Amazzoniano era inferiore a quello dell'Esperiano di un fattore 10 e l'attività era limitata in gran parte a *Tharsis* ed *Elysium*. L'era principale delle inondazioni d'acqua era finita, anche se, episodicamente, se ne sono verificate alcune di piccola entità fino a tempi geologicamente recenti. Lo sviluppo dei canyon è stato in gran parte limitato dalla formazione di grandi frane. I tassi di erosione sono rimasti estremamente bassi. La caratteristica più distintiva dell'Amazzoniano è la formazione di strutture che sono state attribuite alla presenza, all'accumulo e al movimento del ghiaccio. Sono

inclusi i depositi stratificati polari, i depositi glaciali sui vulcani, le faccette ricche di ghiaccio alle alte latitudini e una varietà di morfologie nelle fasce di latitudine 30° - 55° ; tra questi vi sono le coperture di detriti lobati, il riempimento concentrico dei crateri e di valli isolate. Anche la maggior parte delle gole sui pendii ripidi si formò in questa epoca. Il tasso di formazione delle caratteristiche legate ai ghiacci e alle gole probabilmente variava quando i cambiamenti nell'obliquità influenzavano le relazioni di stabilità dei ghiacci.

1.4.1 Depositi polari stratificati

I sottili depositi stratificati polari forniscono le testimonianze più complete degli eventi geologici recenti su Marte. I depositi a Nord formano un tumulo, approssimativamente centrato sul polo, che raggiunge i 3 km sopra le pianure circostanti di *Vastitas Borealis*. Il conteggio dei crateri indica che l'età media della superficie è di circa 105 anni.

I depositi possono essere distinti in due unità: una basale, piatta, con basso albedo, spessa fino ad 1 km, che poggia direttamente sul molto più vecchio riempimento del bacino Borealis, e una sovrapposta, finemente stratificata, che costituisce la maggior parte del tumulo. Lo scandagliamento radar mostra che gli strati nell'unità superiore formano quattro pacchetti distinti; i depositi a Sud, invece, sono più complessi. Un tumulo centrale di 3 km di altezza che si estende per circa 5° dal polo è parzialmente circondato da depositi più sottili e più vecchi che si estendono fino a diversi gradi più lontano, dove è presente un'unità stratificata molto più antica, la *Formazione Dorsa Argentea*. La differenza di età tra i due poli può derivare da differenze nella persistenza del limite di CO_2 residuo.

La stratificazione è stata a lungo attribuita all'accumulo di polveri e ghiaccio, regolato dai moti orbitali e rotazionali. I valori minimi di polvere nel ghiaccio individuati da SHARAD sono del 2%, i massimi del 30%. Variazioni nell'obliquità potrebbero aver influenzato la deposizione e la rimozione del ghiaccio ai poli e l'incidenza delle tempeste di polvere. Tuttavia, la stratificazione sembra riflettere eventi geologicamente recenti, ma vi è incertezza sul fatto che l'intero deposito di ghiaccio polare settentrionale sia stato perso durante i periodi di obliquità superiore, o se alcune parti più vecchie possano essere rimaste sotto la superficie, protette da un ritardo di sublimazione.

L'assenza di dati più antichi è coerente con l'interpretazione che molte caratteristiche alle medie latitudini siano il risultato della rimozione del ghiaccio alle alte latitudini e della deposizione alle latitudini più basse durante i periodi di alta obliquità. L'accumulo e la rimozione di depositi stratificati ai poli probabilmente si è verificato ripetutamente nel corso della storia del pianeta.

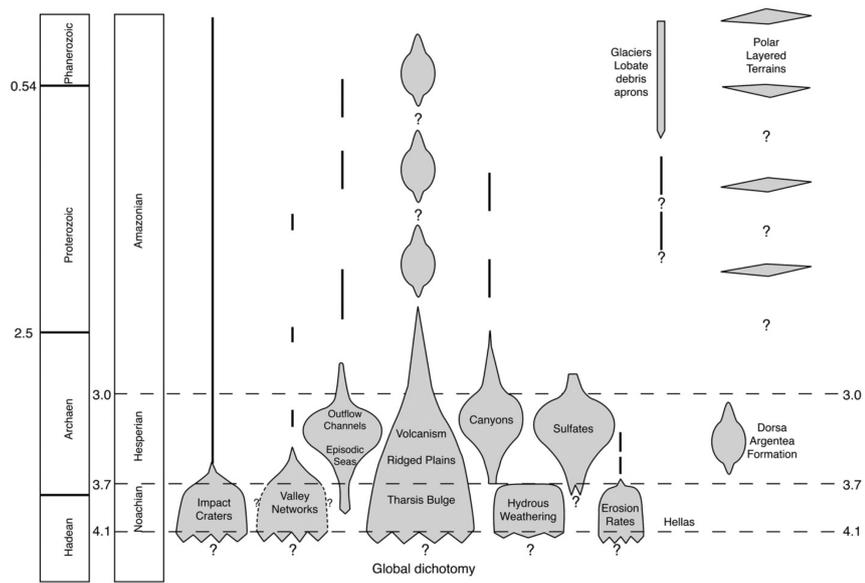


Figura 1.1: Attività geologica di Marte in funzione del tempo. Sono mostrate l'importanza e la frequenza di diversi fenomeni nei periodi storici marziani, comparati a sinistra con quelli terrestri. Fonte: Carr M. H., Head J. W. (2010) [2]

Capitolo 2

Biofirme su Marte

Questo capitolo si basa sui lavori di *Westall et al. (2015)* [4] e di *Clifford et al. (2010)* [5].

L'avvento del programma internazionale di esplorazione di Marte negli ultimi tre decenni ha portato nuove conoscenze e prospettive sulla sua storia geologica; la futura pianificazione delle missioni prende spunto proprio da qui e comprende molte tematiche, tra cui anche la ricerca di tracce di vita. Centrale in questo ambito è il concetto di *abitabilità*, ovvero l'insieme delle condizioni che permettono la comparsa della vita ed il riuscito sviluppo di microrganismi in qualsiasi luogo. I requisiti ambientali sono stati favorevoli alla comparsa della vita durante la prima parte della storia marziana, a differenza di quelli relativi all'abitabilità, spesso eterogenei su scala spaziale e temporale. Data la mancanza di abitabilità continua, si ipotizza che, se la vita si fosse formata sul pianeta rosso, sarebbe stata chemiotrofa ed anaerobica. Ottenere nutrizione dalle stesse fonti e svilupparsi nello stesso tipo di ambienti della vita primordiale terrestre permettono di utilizzare i resti fossili come proxy per comprendere la possibile distribuzione dei chemiotrofi marziani; così, il confronto con aree vulcaniche sul nostro pianeta mostra che in esse i resti fossili di chemiotrofi erano comuni, anche se scarsamente distribuiti, tranne in prossimità di attività idrotermali dove i nutrienti erano facilmente disponibili. Le tracce di questi tipi di microrganismi possono essere ben conservate, a condizione che siano rapidamente mineralizzate e che i sedimenti in cui si verificano siano velocemente cementati; inoltre, le unità geologiche avrebbero dovuto subire diagenesi e metamorfismo limitati, e le rocce non avrebbero dovuto sperimentare un contatto prolungato con la superficie marziana e la sua atmosfera, dove le condizioni di ossidazione e le radiazioni avrebbero distrutto gran parte dei componenti organici. I resti di potenziale vita chemiotrofa marziana sarebbero conservati come strutture fisiche, come molecole di carbonio chirale complesse con specifiche firme isotopiche o come altri tipi di biofirme.

2.1 Abitabilità e vita su Marte

Se mai la vita è apparsa sul Marte, è stato durante i periodi più antichi, pre-Noachiano e Noachiano, per i quali vi è evidenza di acqua liquida e forse anche di un oceano nell'emisfero settentrionale. Tuttavia, aree superficiali abitabili per periodi più brevi potrebbero essere state colonizzate da cellule vitali in qualsiasi momento durante l'Esperiano-Amazzoniano. Molti studi hanno considerato che, dopo la degradazione delle condizioni climatiche durante il Tardo Noachiano/Primo Esperiano, la vita su Marte potrebbe essere scomparsa dalla superficie ed essersi spostata nel sottosuolo, al verificarsi di determinate condizioni; queste non implicano solo la presenza di carbonio ed acqua liquida, ma anche la disponibilità di donatori ed accettori di elettroni che permettano il metabolismo microbico. La vita anaerobica marziana potrebbe aver utilizzato diverse sorgenti di elettroni, come l' H_2 , prodotto da serpentinizzazione, radiolisi o alterazione minerale, il Fe_2^+ e il Mg_2^+ prodotti dall'alterazione di rocce magmatiche, e il metano abiotico. L'identificazione degli accettori è, invece, più problematica. L'estrema eterogeneità degli habitat e la loro generale mancanza di interconnettività impongono gravi vincoli su dove dovremmo cercare potenziali forme di vita marziane. Il grado di connessione sarebbe dipeso dall'efficienza del sistema idrologico del sottosuolo, dalle opportunità di attività fluviale transitoria, o dal potenziale trasporto di celle vitali durante le espulsioni da impatto. Sarebbe preferibile cercare le biofirme in un luogo dove potrebbero essersi concentrate, come in ambienti idrotermali, lacustri o paleosol sedimentari.

La variabilità spaziale e temporale delle condizioni marziane potrebbe aver fortemente inibito colonizzazione e vitalità microbica; il trasporto di microrganismi con il vento, ad esempio, sarebbe uno scenario improbabile, soprattutto in condizioni ambientali del Primo Esperiano, a causa degli effetti della produzione di ossidanti durante le tempeste di polveri atmosferiche. La carenza degli ingredienti naturali e la discontinuità nelle condizioni di abitabilità su Marte hanno imposto limiti difficili da superare per l'esistenza della vita, implicando che questa sia probabilmente rimasta ai primi stadi dell'evoluzione; questo è il motivo per cui ci si concentra su forme di vita chemiotrofiche e non su metabolismi fotosintetici.

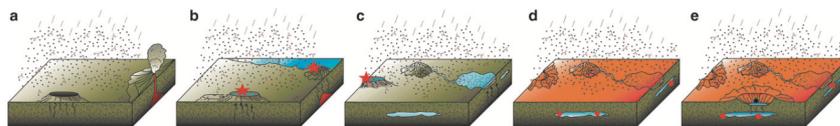


Figura 2.1: Abitabilità eterogenea e non continua di Marte. a) Periodo prebiotico (4.4 miliardi di anni fa): alti tassi di attività vulcanica e di impatti. b) Origine della vita (4.2 miliardi di anni fa): corpi idrici stabili con attività idrotermale associata. c) Avviamento della vita (3.8 miliardi di anni fa): corpi idrici ricoperti di ghiaccio, vita in cavità abitabili come fratture nella crosta o nelle falde acquifere sotterranee. Possibile sviluppo della vita nelle zone isolate indicate dalla stella rossa. d) Estinzione e sopravvivenza della vita (< 3 miliardi di anni fa): scomparsa dell'acqua dalla superficie, ricoprimento dei corpi idrici ghiacciati da parte di sedimenti e colate di lava, vita in cavità abitabili come fratture nella crosta o nelle falde acquifere sotterranee. e) possibile vita sottoforma di cellule sotto alla superficie (punti rossi). Piogge pesanti, meteoriti e micrometeoriti hanno importato molecole prebiotiche durante tutti i periodi trattati. Fonte: *Westall et al. (2015)* [4].

2.2 Biofirme

Le tracce che possono essere conservate nelle rocce sono legate alle caratteristiche morfologiche, organiche e metaboliche degli organismi.

2.2.1 Strutture morfologiche

Le strutture morfologiche possono includere le unità biologiche e i loro prodotti, come sostanze polimeriche extracellulari, e associazioni di cellule, come colonie e stuoie microbiche, e biocostruzioni, come le stromatoliti. Alcune di queste strutture possono essere visibili a occhio nudo, alcune richiedono un esame submillimetrico, fino a scale del micron, della superficie di una roccia. Anche le particelle virose dovrebbero essere ritenute valide, poiché sulla Terra i virus sono presenti nei tre domini della vita e possono avere giocato un ruolo importante nell'evoluzione della vita primordiale; essi sono, inoltre, fossilizzabili. Le strutture cellulari possono essere conservate in seguito al trasporto o possono essere circondate e permeate da una varietà di minerali, tra cui fosfati, ossidi di ferro, silice, carbonati, solfati e salgemma. Anche il ghiaccio può preservare i microbi.

Le indicazioni morfologiche della vita includono anche le strutture fisiche create da processi viventi, come le laminazioni parallele o gli edifici tridimensionali, come stromatoliti (vedi Fig. 2.2a) e tumuli fangosi microbici, prodotti in particolare da biofilm fotosintetici.



(a) Stromatoliti

(b) *Grand Prismatic Spring*

Figura 2.2: A destra, stromatoliti viventi sviluppatesi nel *Lago Thetis* in Australia occidentale; a sinistra, i brillanti colori del *Grand Prismatic Spring*, nel *Parco Nazionale di Yellowstone*, dovuti alla presenza di microrganismi termofili. Fonti: *Wikipedia* [6], *Wikipedia* [7].

2.2.2 Molecole organiche

I componenti organici che compongono le cellule e i loro materiali associati possono essere conservati sia come molecole deteriorate intrappolate in cellule mineralizzate, sia come molecole sparse legate chimicamente a particelle minerali. La struttura finemente stratificata, l'ampia area superficiale e la carica negativa della superficie dei fillosilicati li rendono siti attraenti per la fissazione di molecole organiche. Esse possono anche essere intrappolate in inclusioni fluide in minerali come il salgemma. I componenti organici delle cellule si scompongono in frammenti più piccoli e perdono gradualmente i loro gruppi funzionali distintivi; fino ad un certo punto, è ancora possibile attribuire ad una molecola degradata la sua origine e, a volte, persino identificare i domini microbici. Queste molecole organiche sono definite biomarcatori; tuttavia, essi diventano macromolecole generiche irriconoscibili con tempo e metamorfismo. La fossilizzazione rapida attraverso la deposizione minerale, la sepoltura o la fissazione sono necessarie per preservare le firme organiche.

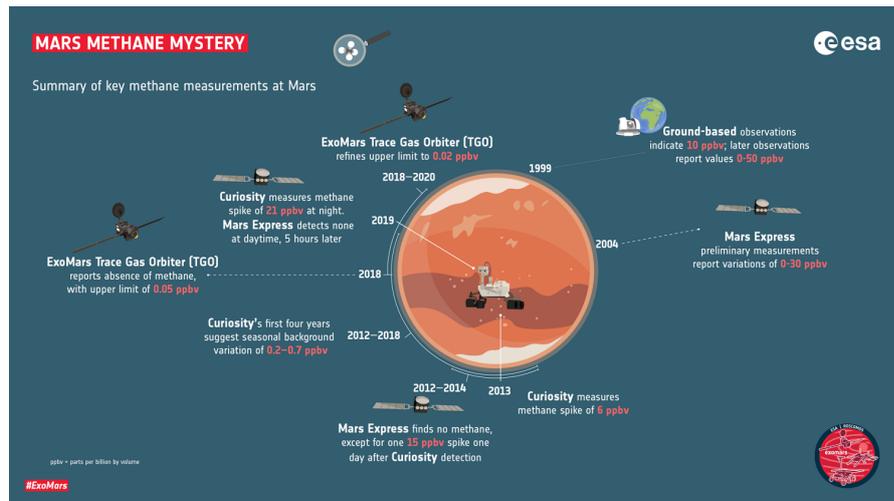


Figura 2.3: Ricerca dei biomarcatori su Marte. Fonte: ESA [8].

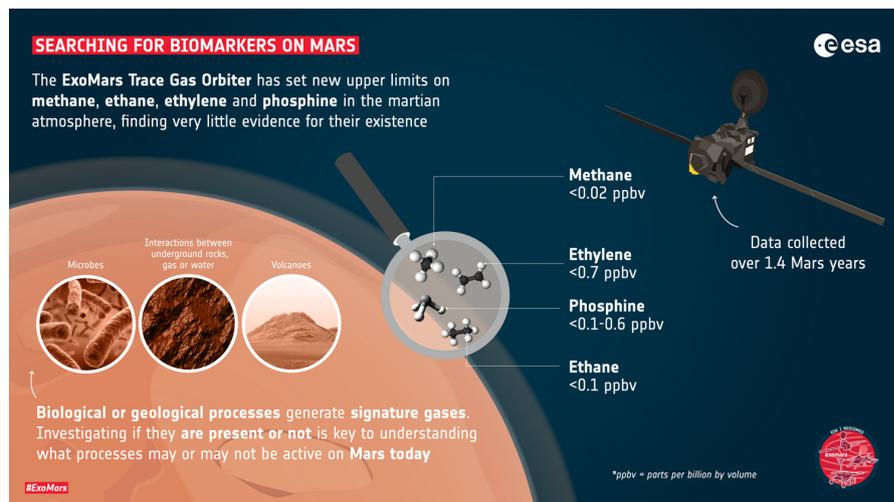


Figura 2.4: Mistero del metano. Il metano è un biomarcatore chiave poiché sulla Terra è per la maggior parte prodotto da esseri viventi o attività geologica. Le diverse missioni di ricerca di questa molecola su Marte, però, hanno portato risultati contraddittori. Etano ed etilene sono altri due possibili biomarcatori, in quanto dovrebbero registrarsi dopo la scomposizione del metano da parte della luce solare. Anche la fosfina sulla Terra è prodotta principalmente da processi biologici e ciò la rende un altro possibile biomarcatore. Fonte: ESA [8].

2.2.3 Tracce metaboliche

Ci sono molti tipi di biofirme che derivano dall'attività metabolica dei microrganismi, tra cui il frazionamento isotopico. Carbonio e zolfo sono frequentemente

utilizzati sulla Terra per la determinazione del frazionamento durante la biosintesi. Tuttavia, un certo numero di altri processi non biologici possono frazionare gli isotopi di questi elementi; i processi atmosferici, ad esempio, possono frazionare il carbonio e lo zolfo e la sintesi abiotica del carbonio, con le *reazioni di Fischer-Tropsch* in ambienti idrotermali, può anche portare a una serie di firme isotopiche che si sovrappongono a quelle prodotte dalla vita.

I resti organici conservati saranno caratterizzati non solo dalla loro composizione molecolare ed elementare, ma anche da tracce isotopiche del metabolismo microbico, una firma chirale, o distribuzioni specifiche di materia organica associate a una struttura specifica avente una morfologia microbica.

2.2.4 Identificazione delle biofirme

Il successo dell'identificazione di certe caratteristiche come una biofirma affidabile è spesso un processo controverso. In primo luogo, è necessario stabilire la natura biologica della traccia, poiché molte possono essere alterate o imitate da fenomeni abiotici. I fossili corporei o le biocostruzioni microbiche possono essere simili alle preconstituzioni minerali (vedi Fig. 2.5). I tessuti, le trame e le biocostruzioni derivanti da attività microbiche possono provocare fenomeni macroscopicamente visibili più facili da identificare. Ad esempio, su una Terra aerobica, i tumuli di fango carbonato vengono prodotti attraverso l'attività dei batteri chemiotrofi che riducono i solfati. Le biofirme di vita chemiotrofica anaerobica in rocce del primo Archeano, provenienti da territori vulcanici terrestri analoghi a quelli di Marte, sono generalmente tenui; la più comune è la presenza di materia organica disseminata in sedimenti a grana fine o specificamente localizzata in microhabitat vulcanici e idrotermali.

Date le difficoltà che si possono incontrare nel tentativo di identificare le firme biogeniche fossili e di differenziarle dai fenomeni abiogenici, è spesso necessario basare l'identificazione di una potenziale biosintesi su più di un parametro.

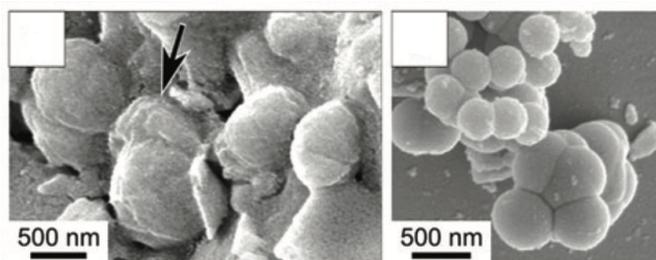


Figura 2.5: Microfossili coccoidali e sfere di silice abiotica. A destra, fossili di 3.45 miliardi di anni fa ritrovati nei sedimenti di *Kitty's Gap*; a sinistra, sfere abiotiche che presentano una morfologia simile ai precedenti, apparentemente imitando la divisione cellulare. Fonte: *Westall et al. (2015)* [4].

2.3 Confronto tra condizioni marziane e terrestri

Su scala microbica, l'ambiente terrestre primitivo offriva un'ampia varietà di habitat che andavano dalle superfici laviche, a quelle di particelle sedimentarie vulcaniche, ad ambienti idrotermali. Gli ambienti abitabili di Marte e della Terra primordiale avevano molte somiglianze dal punto di vista microbico. Il flusso di calore dai mantelli dei pianeti alle origini era più alto di quello attuale e ciò ha favorito abbondante attività vulcanica e idrotermale. Idrogeno e composti organici prodotti dall'alterazione delle rocce sono tra i principali nutrienti per le comunità chemiotrofiche in prossimità delle sorgenti idrotermali. Così, i primi materiali vulcanici terrestri e i loro prodotti di alterazione depositati in acqua sono analoghi rilevanti per gli ambienti abitabili passati su Marte.

Le condizioni ambientali sulla Terra primitiva erano simili a quelle di Marte su scala microbica, ma c'erano differenze significative su scala globale: il nostro era, infatti, un pianeta oceanico con vulcani esposti e protocontinenti, che assomigliavano ad altopiani oceanici poco profondi. Tuttavia, come Marte, la Terra aveva un'atmosfera ricca di CO_2 ed era anaerobica. La fotolisi del vapore acqueo nella parte superiore dell'atmosfera, la radiolisi delle molecole d'acqua sulla superficie degli oceani da parte di radiazioni UV e la dissociazione dei fluidi idrotermali pressurizzati in ebollizione all'uscita dalle bocche superficiali hanno prodotto non bioticamente una piccola quantità di O_2 ; esso è stato, però, subito consumato. Le stime delle temperature sulla Terra primitiva variano, il pH dell'acqua di mare era da neutro a leggermente acido e la salinità era il doppio dei valori attuali. I vulcani sulla Terra primitiva erano, per la maggior parte, di basalti da ultramafici a mafici e includevano komatiiti ricche di magnesio e ferro, prodotti di un mantello più caldo, più simili ai basalti marziani nella composizione di quelli della Terra attuale. I processi di attività vulcanica hanno reso molto comune l'attività termale sulla Terra primordiale; essi, inoltre, possono aver prodotto idrogeno e materia organica sotto forma di piccole molecole, come chetoni, acidi grassi e alcoli.

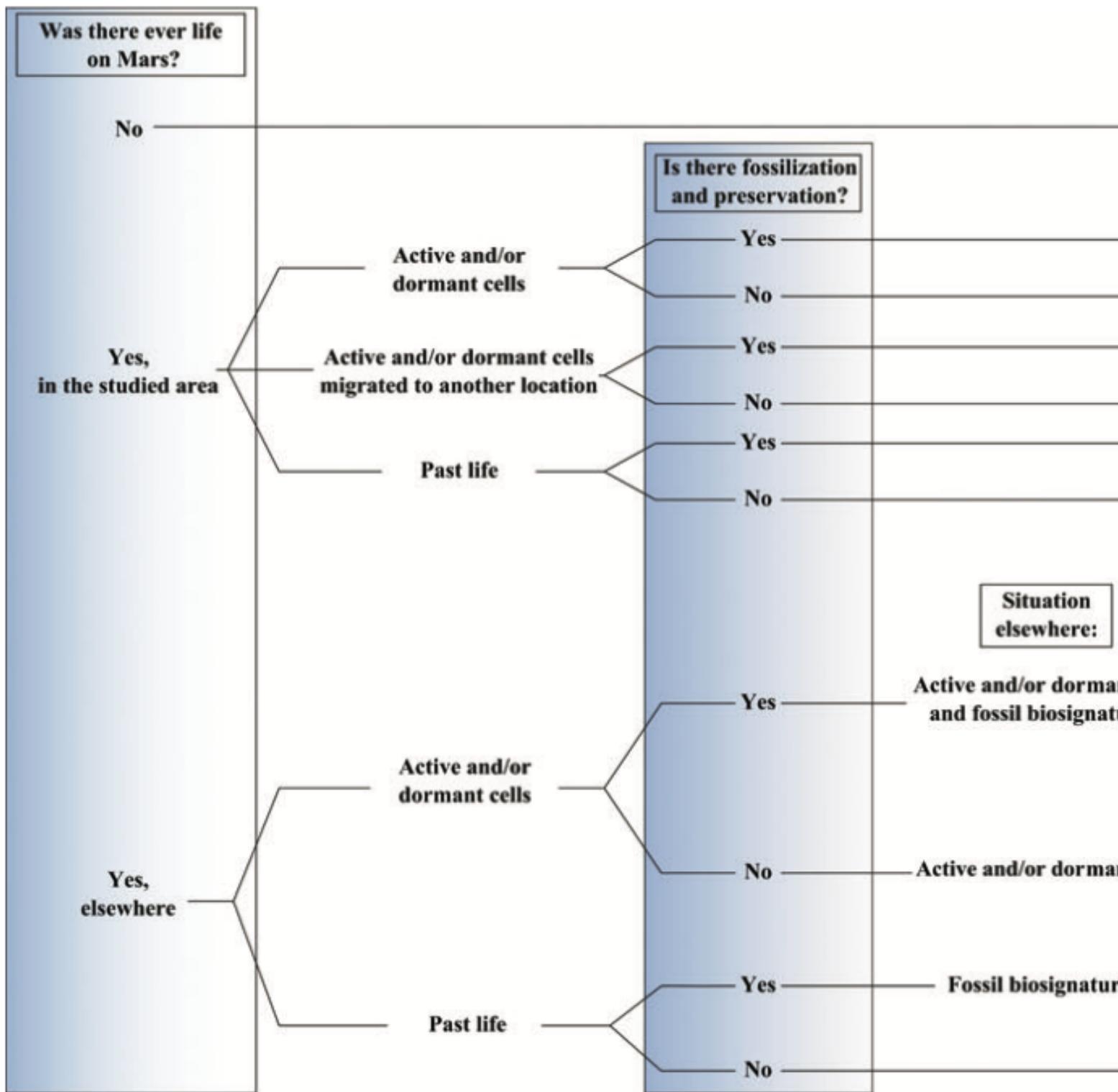
Gli impatti sembrano essere stati relativamente comuni sulla Terra primitiva, con conseguente fratturazione ed alterazione crostale ed una possibile importazione di carbonio extraterrestre. Questo elemento, prodotto anche idrotermicamente, sarebbe stato una fonte di energia per gli organotrofi e potrebbe aver contribuito alla formazione degli strati di condizionamento intorno ai grani vulcani.

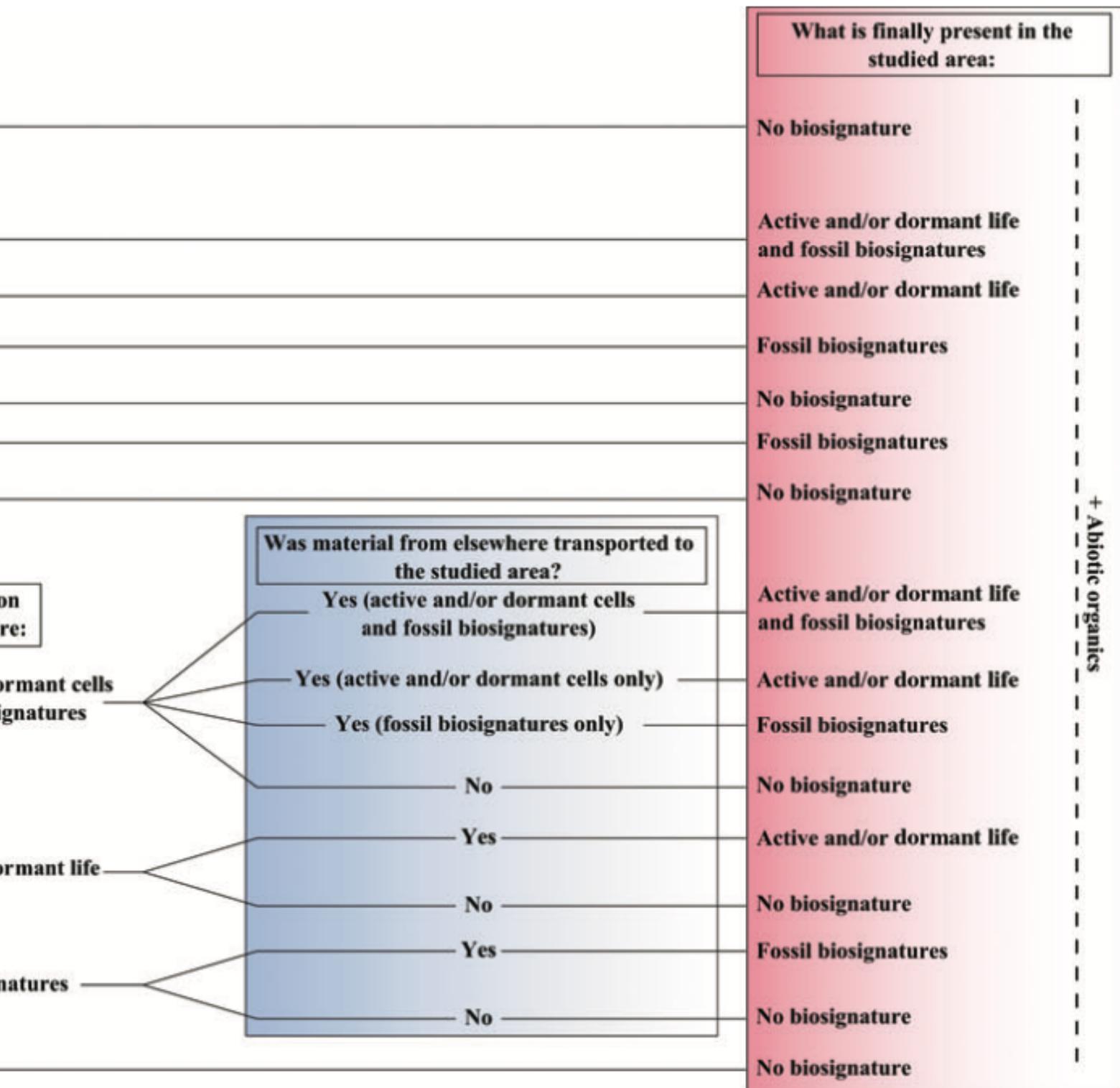
2.4 Scenari della ricerca di vita

Sulla Terra, la vita potrebbe essere apparsa in un luogo specifico, dove le condizioni erano favorevoli, prima di colonizzare il resto del pianeta grazie alle correnti oceaniche. Su Marte, a causa dell'assenza di un grande oceano globale, la vita potrebbe essere apparsa e scomparsa in un luogo particolare senza estendersi all'intero pianeta.

Quando si cercano tracce di vita passate, le possibilità o la mancanza di fossilizzazione e conservazione devono essere prese in considerazione: la vita microbica potrebbe non essere stata necessariamente preservata a causa di condizioni ambientali avverse o perché gli organismi non hanno sostenuto il processo di fossilizzazione e sono stati distrutti. Anche le biofirme fossili possono essere distrutte da processi e impatti geologici.

Nella figura alle pagine 20 e 21 (fonte: *Westall et al. (2015) [4]*), sono descritti sedici possibili scenari, di cui sette portano all'assenza di biofirme e uno corrisponde alla mancata apparizione della vita su Marte. Questi scenari sottolineano il fatto che ci possono non essere tracce di vita in un determinato luogo su Marte, anche se questo era stato precedentemente abitato. Al contrario, a causa dei processi di trasporto, una località dove la vita non si è mai sviluppata potrebbe potenzialmente contenerne tracce. Diversi scenari possono portare alle stesse osservazioni e, senza la possibilità di ricostruire il contesto, potrebbero portare a interpretazioni varie. Inoltre, le tracce di vita attese sarebbero probabilmente molto tenui e, a causa delle limitazioni tecniche della strumentazione, difficili da rilevare in situ. Per massimizzare la possibilità di scoprire potenziali biofirme, bisogna studiare il 'luogo e tempo' con la più alta probabilità di aver ospitato microrganismi. Nel caso di Marte, spiccano due scenari: luoghi antichi, tra 4.2 e 3.7 miliardi di anni fa, che hanno chiare indicazioni per ambienti a bassa energia e ricchi d'acqua, e il sottosuolo a circa 2 km di profondità, dove ancora oggi possiamo aspettarci l'esistenza di acqua liquida ed, eventualmente, sostenere la vita esistente. Nel primo caso si è deciso di favorire il Noachiano perché è più probabile che le acque superficiali e le falde acquifere sotterranee abbiano connesso i potenziali habitat e trasportato nutrienti e microrganismi in quel periodo; nell'Esperiano, infatti, la presenza di acqua in superficie sembra essere stata più rara. L'importanza del secondo scenario deriva, in particolare, dalle misurazioni del metano atmosferico che potrebbero essere collegate alla possibile presenza di biologia attiva del sottosuolo.





2.5 Criosfera marziana

La criosfera marziana è definita come quella regione della crosta dove la temperatura rimane continuamente sotto il punto di congelamento dell'acqua. Le stime del suo attuale spessore variano da 2.3-4.7 km all'equatore a 6.5-12.5 km ai poli; nel lavoro di *Clifford et al. (2010)* [5] si conclude, però, che la profondità possa essere fino a due volte maggiore di quanto si pensasse in precedenza, con valori da 0-9 km all'equatore a 10-22 km ai poli.

Varie prove suggeriscono che al tempo del tardo Esperiano, Marte possedesse una quantità di acqua pari a un oceano globale profondo 0.5-1 km, gran parte della quale si ritiene sia stata immagazzinata come ghiaccio e acqua nel sottosuolo. La potenziale sopravvivenza fino ad oggi delle acque sotterranee ha importanti implicazioni per comprendere l'evoluzione geologica, idrologica e mineralogica del pianeta, così come la potenziale sopravvivenza della vita marziana nativa. I due fattori più importanti che ne influenzano la persistenza sono la profondità e il volume dei pori della criosfera.

Ad oggi, i dati dello scandagliamento radar orbitale raccolti da MARSIS hanno fornito poche prove di riflettori profondi potenzialmente indicativi di acque sotterranee nel subpermafrost; vi sono due possibili spiegazioni per questa questione: l'attuale assenza delle acque o la loro limitata presenza a profondità inferiori al valore massimo stimato da MARSIS di 3-5 km, a causa dello spessore della criosfera. Anche se la presenza di una criosfera diminuisce la probabilità di un'efficace rilevazione delle acque sotterranee da parte del radar in orbita, le differenze locali nel flusso di calore litosferico e le proprietà termiche crostali possono comportare significative variazioni spaziali nel suo spessore, specialmente quando i due strati sono in contatto, una condizione che appare più probabile a basse latitudine e altitudine.

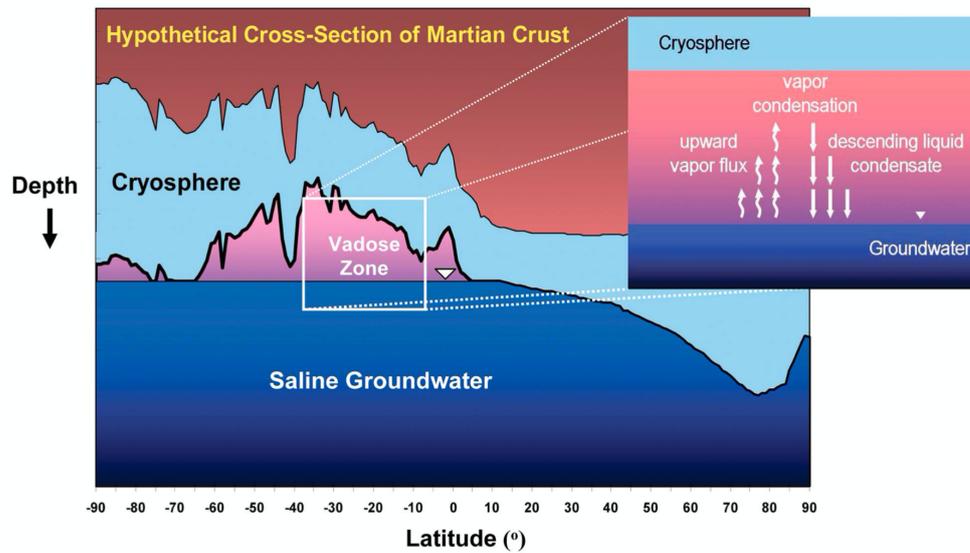


Figura 2.6: Ipotetica sezione trasversale della crosta marziana attuale. Sono illustrate le possibili relazioni tra la topografia superficiale risultante dai dati del MOLA, il suolo ghiacciato e le acque sotterranee. Dove la base della criosfera è in contatto con l'acqua, la presenza di sali disciolti potrebbe ridurre lo spessore dello strato di ghiaccio.

Fonte: *Clifford et al. (2010)* [5].

Capitolo 3

Strumenti

Questo capitolo si basa sui lavori di *Orosei et al. (2015)* [9], *Neumann et al. (2003)* [10] e *Kreslavsky M. A., Head J. W. (2000)* [11].

3.1 MARSIS

Il *Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding*, a bordo di *Mars Express*, opera con successo dall'agosto del 2005. L'esperimento si concentra su due questioni correlate: la presenza di ghiaccio o acqua liquida nella crosta marziana e di possibili tracce di attività biologica passata o presente sul pianeta.

MARSIS opera trasmettendo impulsi radio a bassa frequenza e a banda larga che sono in grado di penetrare al di sotto della superficie e sono riflessi da discontinuità dielettriche legate a cambiamenti strutturali o compositivi. Lo strumento è anche in grado di operare come una ionosonda, trasmettendo brevi impulsi a banda stretta a diverse frequenze che sono riflessi da plasma con densità variabili a diverse altitudini.

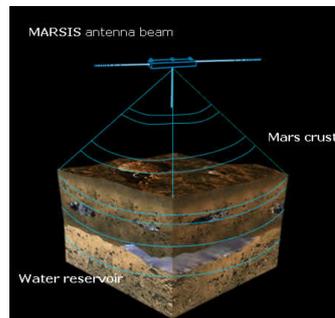


Figura 3.1: Raffigurazione dello strumento MARSIS. Fonte: *ESA* [12].

3.1.1 Strumentazione

Il radar opera da un'orbita altamente ellittica con un'altitudine alla periapside di 250 km, ma acquisisce dati solo da altitudini inferiori a 1200 km. MARSIS è un radar a bassa frequenza a doppio canale che opera tra 1.3 e 5.5 MHz per le analisi del sottosuolo e tra 0.1 e 5.5 MHz per quelle ionosferiche, con lunghezze d'onda rispettivamente negli intervalli 230-55 m e 3000-55 m. Vi sono quattro bande di frequenza disponibili e lo strumento può funzionare su una o due di esse.

Il radar trasmette impulsi a radiofrequenza della durata di 250 μ s attraverso un'antenna a dipolo di 40 m. Gli echi di ritorno vengono, poi, convertiti in forma digitale e temporaneamente memorizzati a bordo per alcuni processi digitali; l'elaborazione riduce la velocità dei dati prodotti dallo strumento a valori consentiti dal canale di comunicazione del veicolo spaziale. Questi ritorni processati vengono poi inviati sulla Terra dal sistema di telecomunicazioni.

Quando viene usato come ionosonda, MARSIS opera ad altitudini superiori a 800 km in una modalità che percorre l'intera gamma 0.1-5.5 MHz; il trasmettitore invia un segnale di 91 μ s a 127 impulsi al secondo. Per spazzare tutte le frequenze sono richiesti 7.3 s.

Le funzioni per il sondaggio della ionosfera e del sottosuolo condividono gran parte dell'hardware di MARSIS. Il canale di sondaggio del sottosuolo include un trasmettitore e un ricevitore che condividono l'antenna a dipolo di 40 m.

Nei siti con una superficie accidentata, l'intervallo dinamico dell'eco del terreno è fortemente ridotto dagli echi dovuti alla complessa topografia superficiale. I dati raccolti da direzioni che non siano il Nadir sono ridotti dall'elaborazione dell'antenna sintetica.

Antenna

Il dipolo di 40 m è composto da due elementi di 20 m, ciascuno dei quali è costituito da un tubo in vetroresina con un filo attaccato all'interno che agisce da conduttore dell'antenna. Per il lancio, gli elementi erano stati ripiegati singolarmente e riposti in un supporto rettangolare; dopo l'arrivo su Marte, un dispositivo pirotecnico li ha rilasciati uno alla volta, in direzione perpendicolare ai pannelli solari. Il monopolo di 7 m ha una costruzione simile agli elementi del dipolo.

Componenti elettronici del sensore radar

L'apparato elettronico è composto da due scatole poste all'interno di *Mars Express*: la prima contiene il sottosistema di elettronica digitale (*Digital Electronics Subsystem*, o DES) e il ricevitore, la seconda i trasmettitori e le interfacce per l'antenna. La scatola dell'antenna si trova all'esterno del veicolo spaziale e sulla piastra di fissaggio vi è un preamplificatore.

Trasmettitore

Il trasmettitore controlla il flusso del segnale tra l'antenna e il ricevitore attraverso il DES. L'impulso di bassa frequenza del generatore è amplificato e diretto in una rete di adattamento di impedenza a banda larga, che consente il funzionamento a più frequenze senza commutazione; quindi, le modalità operative possono essere progettate con qualsiasi combinazione di valori tra 1.3 e 5.5 MHz. Un interruttore di trasmissione/ricezione (T/R) si trova tra l'uscita del trasmettitore e l'ingresso di rete di adattamento di impedenza; esso protegge il ricevitore dalle alte tensioni durante la trasmissione degli impulsi e lo isola durante la ricezione per ridurre il carico del segnale.

Per la modalità di sondaggio ionosferico, la rete di adattamento di impedenza a banda larga viene bypassata e l'antenna viene accoppiata al trasmettitore con un trasformatore. Esso consente di posizionare un'alta tensione sull'antenna senza la necessità di una rete di adattamento di impedenza, di dimensioni e massa maggiori.

Ricevitore

Il ricevitore elettronico a radiofrequenza risiede nel DES ed è composto da un divisore di potenza, interruttori, amplificatori, mixer, filtri passabanda e filtri passabasso. Dopo l'amplificazione RF e il filtraggio, il segnale ricevuto è convertito ed elaborato in un dispositivo passabasso, amplificato e ne è controllato il guadagno. I segnali ricevuti vengono poi convertiti in forma digitale da due convertitori a 8 bit, uno in ciascun canale ricevente. Dopo il buffering, i segnali di ricezione digitale vengono indirizzati all'elettronica digitale.

Elettronica digitale

Il comando e il controllo dello strumento risiedono nel sottosistema di elettronica digitale. MARSIS ha cinque modalità operative di base per il sondaggio del sottosuolo (SS) e una modalità aggiuntiva per il sondaggio ionosferico (AIS). Ogni modalità imposta il numero di frequenze che possono funzionare e di filtri di Doppler che verranno sintetizzati, l'utilizzo della somma di echi a bordo e del canale monopolare, per cancellare gli echi laterali spuri.

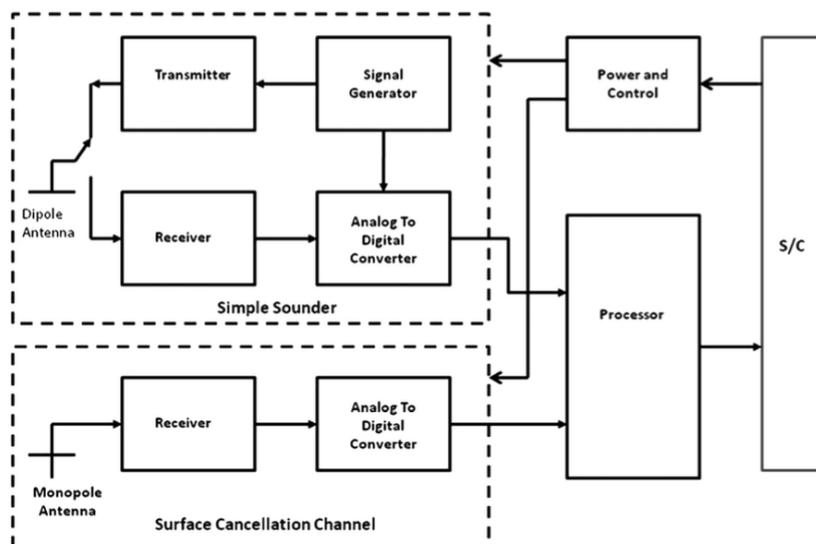


Figura 3.2: Schema a blocchi di MARSIS. Lo strumento è costituito da un generatore di segnali programmabile, un trasmettitore che aziona un'antenna a dipolo di 40 m e un ricevitore con un convertitore analogico-digitale, un canale di cancellazione di superficie costituito da un'antenna monopolare di 7 m e da un ricevitore con un convertitore analogico-digitale, un processore di dati a doppio canale e un sottosistema di elettronica e alimentazione e controllo digitale che gestisce il tutto. Fonte: *Orosei et al. (2015)* [9].

3.1.2 Caratterizzazione e normalizzazione dei dati

Per il sondaggio del sottosuolo, MARSIS trasmette un impulso a modulazione lineare e aspetta di riceverne l'eco prima di inviare il successivo. Gli echi sono elaborati a bordo, dopo essere stati raccolti in gruppi, chiamati *frame*; questi contengono un numero variabile di impulsi, in funzione dell'altitudine e della frequenza. A bordo viene applicata la tecnica di *focalizzazione del fascio Doppler* a frame di echi alla stessa frequenza: si va a compensare il movimento in direzione verticale, e non solo, del veicolo spaziale. A terra sono, poi, necessarie ulteriori elaborazioni, poiché la forma d'onda trasmessa è molto più lunga della risoluzione richiesta di 150 m nello spazio libero, corrispondente a $1 \mu\text{s}$ in larghezza di impulso. Pertanto, i dati di MARSIS relativi al sottosuolo sono completamente incomprensibili prima di questa modifica. La modalità di studio della ionosfera è molto più semplice: si usa un ecoscandaglio ad alta frequenza, che invia un segnale radio ad una frequenza preimpostata, e poi resta ad "ascoltare" per una risposta. Dopo un intervallo di ascolto specifico, la frequenza di trasmissione viene incrementata e un altro impulso viene inviato, con un ulteriore intervallo di ascolto. In Fig. 3.3 si può vedere uno ionogramma, che rappresenta i valori di intensità in funzione della frequenza di sondaggio e del tempo di ritardo.

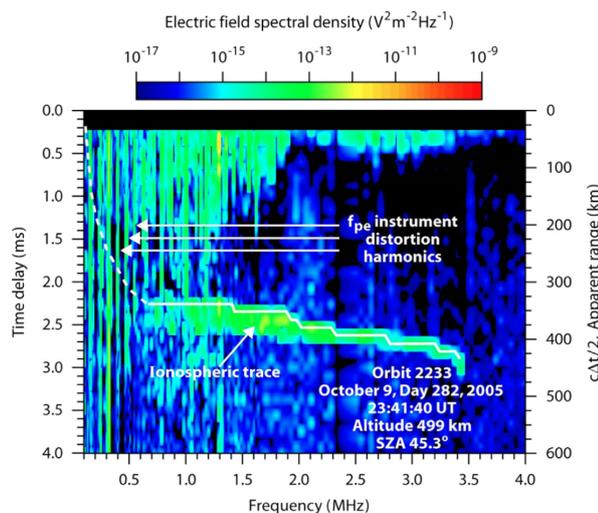


Figura 3.3: Esempio di ionogramma. Sugli assi orizzontale e verticale sinistro vi sono rispettivamente la frequenza di sondaggio e il tempo di ritardo. L'asse verticale destro mostra la distanza calcolata dal veicolo spaziale, assumendo l'assenza di dispersione dovuta al plasma, con: $r_{apparente} = T_{ritardo} \frac{c}{2}$. Sono, inoltre, rappresentate le armoniche di frequenza del plasma di elettroni, che ci danno la densità elettronica locale, gli echi degli elettroni di ciclotrone, che ci forniscono l'intensità del campo magnetico e la riflessione della superficie del pianeta, che può essere usata come misura dell'attenuazione dell'onda radar da parte della ionosfera. Fonte: *Morgan et al. (2008)* [13].

3.1.3 Analisi dei dati

In modalità SS, MARSIS trasmette una forma d'onda modulata per raggiungere una risoluzione pari all'inverso della larghezza di banda trasmessa, dopo l'elaborazione a terra. Questa tecnica si chiama *compressione dell'intervallo* e consiste nella correlazione tra l'eco ricevuto e la forma d'onda trasmessa: il primo raggiunge la risoluzione desiderata ed aumenta significativamente il rapporto segnale-rumore (SNR), ma si producono anche lobi laterali, artefatti che possono mascherare gli echi secondari prodotti dopo la riflessione superficiale. In Fig. 3.4 si può vedere un diagramma radar, un'immagine in scala di grigi con la distanza dal suolo sull'asse orizzontale, il tempo di viaggio dell'eco su quello verticale; la luminosità dei pixel indica il logaritmo della potenza degli echi.

Il plasma nella ionosfera di Marte agisce come mezzo dispersivo per le onde elettromagnetiche. MARSIS opera nella gamma dei MHz, e i valori tipici per la frequenza massima del plasma nella ionosfera marziana sono di pochi MHz; a causa della piccola differenza tra queste quantità, gli impulsi trasmessi da MARSIS possono essere gravemente distorti. L'effetto sull'eco ricevuto è una degradazione del rapporto segnale-rumore e una perdita di risoluzione dell'intervallo a causa dell'allargamento dell'impulso. Soprattutto nei momenti di forte attività solare,

questi effetti possono essere così forti da rendere i dati radar incomprensibili. Il *metodo dei contrasti* è l'algoritmo oggi utilizzato per l'elaborazione e si basa sulla massimizzazione di una funzione del segnale attraverso la variazione differenziale della fase dei componenti dello spettro del segnale di Fourier.

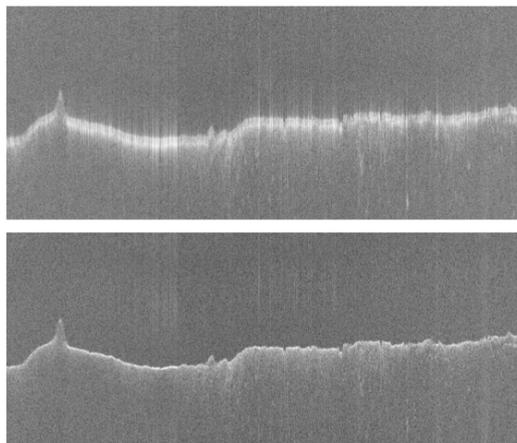


Figura 3.4: Diagramma radar dell'orbita 5017. Nell'immagine in alto è mostrato uno dei principali problemi per MARSIS: la defocalizzazione dovuta alla ionosfera. In basso si osservano gli stessi dati dopo l'applicazione del *metodo del contrasto*. Fonte: *Orosei et al. (2015)* [9].

L'impulso radar di MARSIS illumina l'intera superficie sotto il veicolo spaziale e non solo la porzione vicina al Nadir da cui sono attesi gli echi; se, allora, la superficie del pianeta non è liscia, parte della radiazione incidente è diffusa in direzioni diverse da quella speculare. Gli echi secondari prodotti da aree non direttamente sotto il radar possono mascherare o essere scambiati per echi sotterranei, producendo il così chiamato *clutter*. Il rilevamento delle interfacce del sottosuolo è, quindi, di solito convalidato attraverso modelli numerici elettromagnetici di scattering superficiale. Tali algoritmi sono utilizzati per produrre simulazioni di echi superficiali, che vengono poi confrontati con quelli reali rilevati dal radar. Se una caratteristica appare sia nel diagramma radar sia nella simulazione, allora si conclude che si tratta un'eco di superficie laterale.

L'elaborazione a terra dei dati AIS consiste nella ricostruzione del profilo della densità elettronica in funzione dell'altitudine reale. Poiché l'indice di rifrazione di un'onda radio in un plasma, trascurando l'esistenza di campi magnetici, è dato da:

$$n = \sqrt{1 - \left(\frac{fp}{fs}\right)^2}, \quad (3.1.1)$$

implicando che il gruppo di velocità è dato da:

$$v_{gruppo} = c \sqrt{1 - \left(\frac{f_p}{f_s}\right)^2}, \quad (3.1.2)$$

l'onda non può propagarsi e quindi deve essere riflessa quando la frequenza del plasma diventa uguale alla frequenza dell'onda elettromagnetica. Ciò rende la frequenza spazzata dal radar una sonda della densità elettronica della ionosfera. Poiché l'onda viaggia attraverso un mezzo di plasma, l'altitudine apparente deve essere corretta per la dispersione. Il metodo utilizzato è detto di *laminazione*: la dispersione nello strato superiore della ionosfera, sotto il veicolo spaziale, viene utilizzato per risolvere il livello successivo, e così via, fino a quando tutti gli strati sono risolti. Il processo richiede che sia nota la densità di elettroni sotto il radar, in molti casi fornita dalle armoniche di frequenza del plasma.

Gli echi di ciclotrone elettronico, mostrati in Fig. 3.3, sono il risultato dell'accelerazione degli elettroni dovuto all'aumento del campo elettrico sull'antenna a causa del segnale trasmesso dal radar. Queste particelle sono accelerate perpendicolarmente alla loro direzione di movimento e indotte a eseguire un moto circolare o elicoidale alla frequenza di ciclotrone. Esse, quindi, impattano sull'antenna causando intensi segnali distanziati di un periodo di ciclotrone. A differenza delle armoniche di frequenza al plasma, gli echi di ciclotrone non hanno alcun ruolo nell'elaborazione della densità di elettroni.

3.1.4 Principali risultati del sondaggio ionosferico

Le densità di elettroni di MARSIS AIS sono spesso usate in combinazione con i dati dello strumento al plasma a bordo di *Mars Express*, ASPERA-3, che include sia un analizzatore di massa ionica (IMA) sia uno spettrometro elettronico (ELS). Utilizzando le densità con gli spettri ELS si ottiene una maggiore comprensione e la conferma dei risultati dello strumento al plasma. Un altro uso di questa combinazione di dati si trova nello studio degli effetti meteorologici spaziali, ad esempio le espulsioni di massa coronale (CMEs). Si è osservata la compressione della ionosfera con l'energizzazione del plasma nella regione di confine con la magnetosfera, con oscillazioni apparenti visibili sia nella densità elettronica sia nella forza del campo magnetico locali. Infine, le densità di elettroni locali sono state utilizzate per studiare la ionosfera marziana notturna; è stato dimostrato che su quest'area c'è molta meno variazione nella ionosfera con l'altitudine.

L'obiettivo primario di scandagliamento ionosferico è sempre stato quello di ottenere i profili di densità degli elettroni, che danno la struttura della ionosfera, indicando la fisica responsabile della sua formazione. La ionosfera diurna è caratterizzata da uno strato principale formato da processi fotochimici iniziati dalla

radiazione EUV, con densità di picco intorno ai 130 km di altitudine nel punto subsolare. Inoltre, c'è una regione di diffusione ionosferica superiore, a partire da circa 200 km di altitudine, e uno strato più basso, con un picco di circa 100 km, probabilmente causato da fotoni ad alta energia ed elettroni secondari. Il contenuto di elettroni dello strato inferiore è di solito circa il 10% del totale. In Fig. 3.5 si può osservare l'EDP elaborato per la traccia in Fig. 3.3. Quando si ottiene un EDP accettabile, è spesso possibile fittarlo con un modello ionosferico. Di solito si usa il *modello a strati di Chapman*, che prevede tre parametri: la densità di picco subsolare, la sua altitudine e l'altezza di scala dell'atmosfera neutra, considerata costante per tutta l'atmosfera. Diversi modelli diurni sono stati creati utilizzando le tracce di MARSIS AIS e uno di essi ha dato come risultato che l'altezza di scala neutra sembrava variare con l'altitudine e dipendeva anche dall'orientamento del campo magnetico.

La ionosfera notturna di Marte è meno organizzata e più difficile da analizzare, poiché le densità sono molto più basse su questo lato e per gran parte del tempo non sono affatto osservabili. Gli ultimi studi mostrano una forte relazione tra la ionosfera visibile nel profondo lato notturno di Marte e le regioni di linee di campo magnetico crostale aperte.

I dati dello scandagliamento sono usati per rilevare gli strati superiori transitori nella ionosfera di Marte. Queste strutture hanno vita breve e sembrano verificarsi frequentemente durante gli eventi meteorologici spaziali. Le dinamiche dettagliate non sono chiare, ma diversi autori mostrano che la distribuzione di questi eventi nell'angolo di zenit solare è inclinata verso il punto subsolare, contraddicendo l'*instabilità di Kelvin-Helmholtz* come meccanismo di generazione.

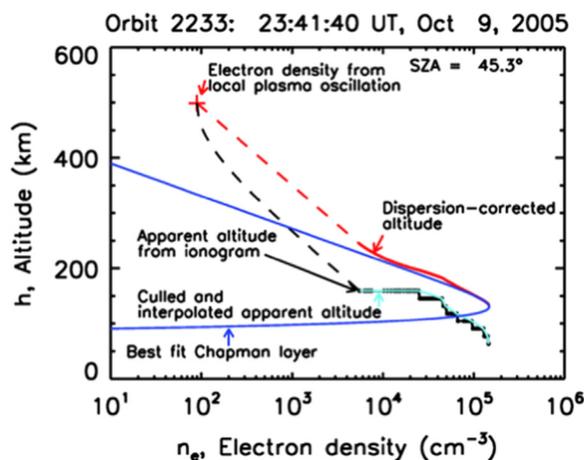


Figura 3.5: EDP generato dalla traccia mostrata in Fig. 3.3. Il profilo risultante è mostrato in rosso. La linea tratteggiata è il profilo dedotto. Il risultato del fit dato dal modello a strati di Chapman è mostrato in blu. Fonte: *Morgan et al. (2008)* [13].

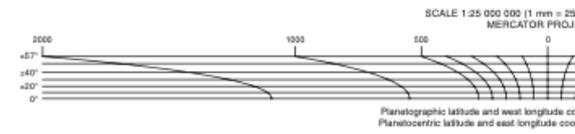
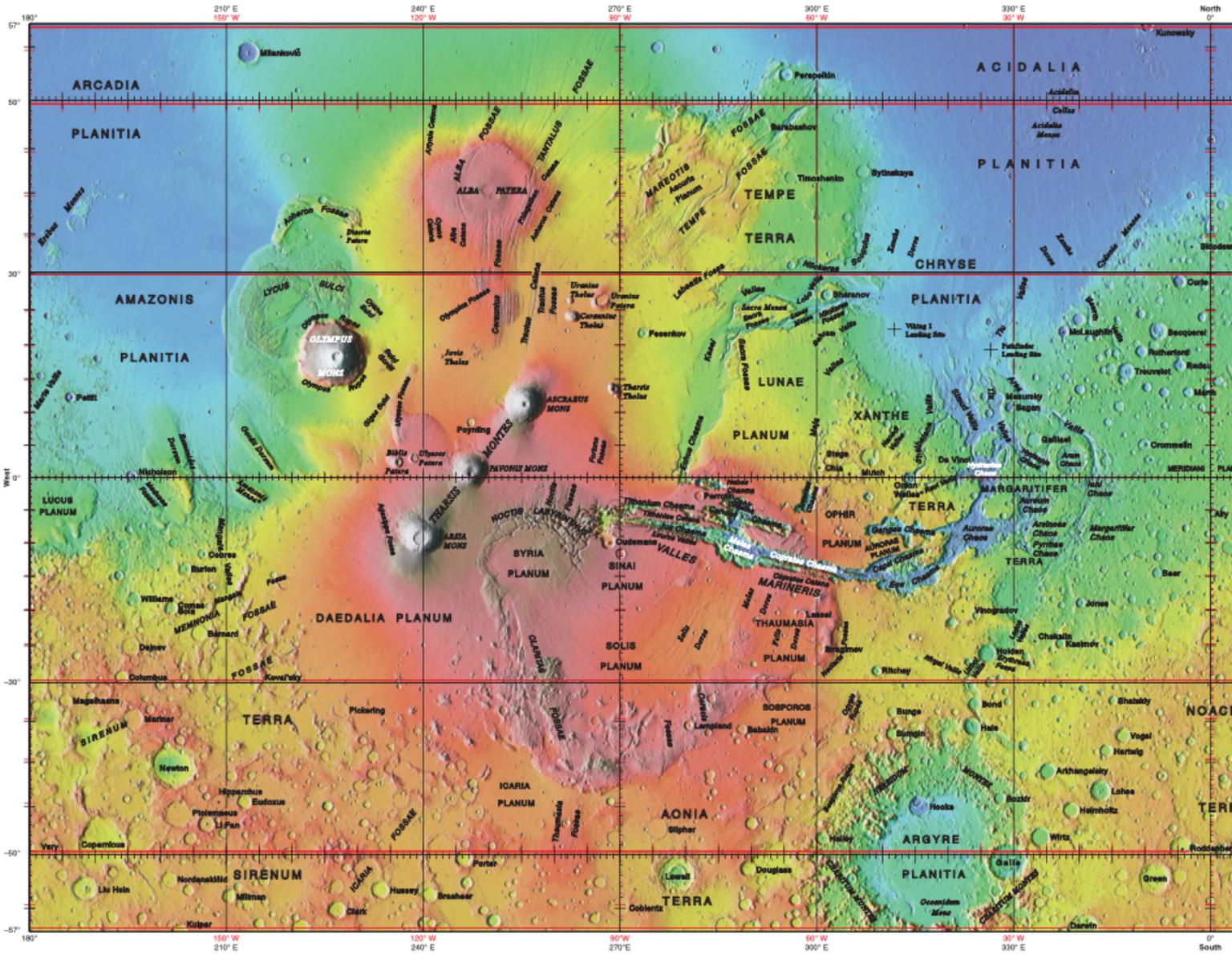
3.2 MOLA

Il *Mars Orbiter Laser Altimeter*, a bordo del *Mars Global Surveyor*, ha analizzato l'elevazione dell'intera superficie marziana. Gli studi altimetrici consistono nel colpire il bersaglio con un laser e danno informazioni quando le variazioni d'altezza "h" della superficie superano l'impulso di 6.67 ns/m (o $\frac{2h}{c}$, con "c" velocità della luce). Le mappe topografiche prodotte hanno una risoluzione spaziale di circa 4 km, ma vi sono delle informazioni mancanti nel dataset. Analizzando individualmente le varie orbite è possibile raggiungere la massima risoluzione, ma ciò limita una visione d'insieme dei dati.

Dalle mappe si deduce che il *Mons Olympus* è la zona più accidentata di Marte, come è possibile osservare anche nelle immagini della sonda *Viking*.

Le calotte polari sono lisce a scale chilometriche e sub-chilometriche ad eccezione delle zone di depressione, che risultano molto accidentate specialmente a grandi scale. I depositi di ghiaccio al Polo Sud sono molto più accidentati delle stesse zone al Polo Nord; ciò indica differenze nei regimi di sedimentazione e sublimazione tra le due calotte polari.

Un'altra zona di interesse è la *Formazione Medusae Fossae*, posta sopra al confine della dicotomia marziana. La superficie della Formazione è molto più accidentata di tutte le zone a Nord e degli altopiani vulcanici, ma più liscia degli altopiani equatoriali. È chiaramente visibile un trend latitudinale nell'emisfero australe: le regioni equatoriali sono più lisce di quelle più a Sud. Anche nell'emisfero boreale è presente un legame con l'altitudine, ma non è evidente.



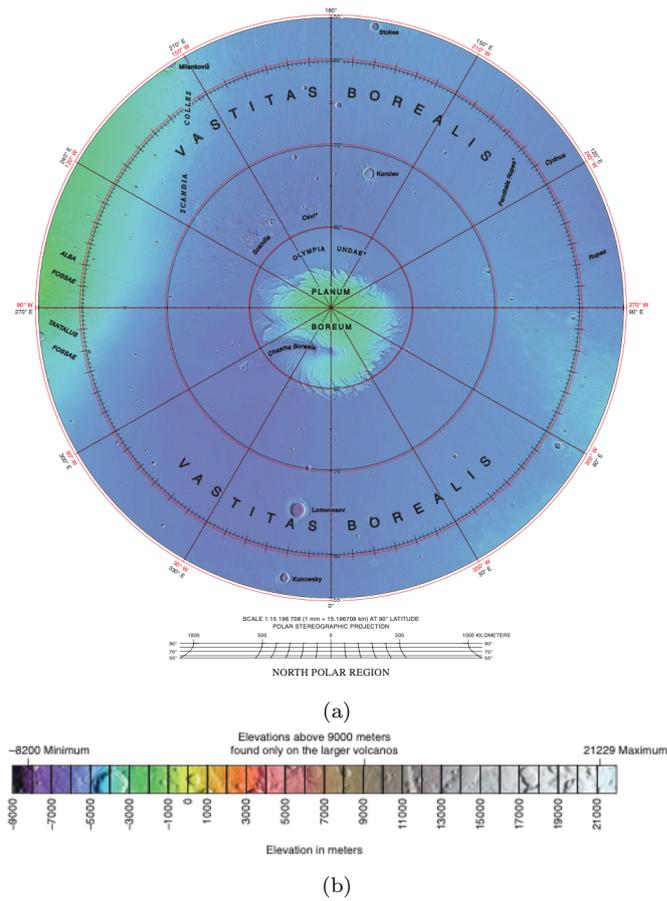


Figura 3.6: Mappa topografica del Polo Nord marziano, ottenuta a partire dai dati del MOLA. Fonte: *United States Geological Survey*.

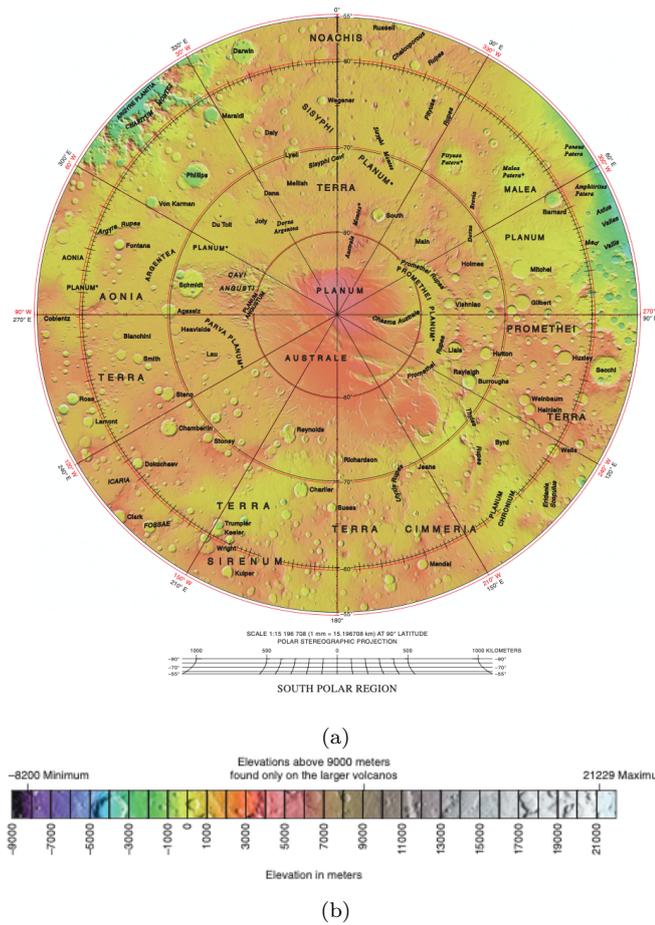


Figura 3.7: Mappa topografica del Polo Sud marziano, ottenuta a partire dai dati del MOLA. Fonte: *United States Geological Survey*.

Capitolo 4

Metodo

Questo capitolo si basa sul lavoro di *Mouginot et al. (2010)* [1].

I dati analizzati in questo progetto sono relativi alla sola frequenza di 4.0 MHz; i valori ottenuti dal radar a 1.8, 3.0 e 5.0 MHz, infatti, non consentivano una trattazione concreta a causa dell'ampio numero di elementi scartati. Nelle diverse procedure utilizzate prima della seguente sono state ottenute misure con associate grandi incertezze, che non è stato possibile gestire.

Per ogni valore di potenza dell'eco sono disponibili anche i dati relativi a latitudine e longitudine, angolo di elevazione solare, rugosità del terreno, numero di orbita e altri parametri non utilizzati nell'analisi.

4.1 Estrazione degli echi di superficie

I diagrammi radar di MARSIS sono composti da circa un migliaio di fotogrammi e ciascuno di questi corrisponde ad un sondaggio verticale della superficie marziana. In Fig. 4.1 se ne può osservare un esempio. Gli echi radar appaiono quando le onde trasmesse incontrano brusche variazioni nella costante dielettrica. Il primo eco nel diagramma, solitamente, corrisponde alla superficie, poiché gli echi del clutter e del sottosuolo arrivano più tardi a causa di una maggiore distanza tra i riflettori ed il veicolo spaziale. Inoltre, l'intensità dell'eco superficiale è generalmente molto superiore rispetto alle altre. Per localizzarlo si utilizza il seguente criterio:

$$C(i) = \frac{|S(i)|^2}{\text{mean}(|S(i-1 : i-30)|^2)} \quad (4.1.1)$$

dove “ S ” è il segnale di MARSIS in un dato frame, costituito da 512 campioni, ed “ i ” è l'indice temporale all'interno del frame. L'equazione calcola la differenza tra un segnale e la media dei 30 che lo precedono. C è massimo per $|S(i)|^2$ più alto e per livello di potenza del rumore galattico e termico minimo; questa condizione

è soddisfatta solo per l'eco di superficie, il che significa che l'unico eco che può precederlo è un rumore. Una volta che il segnale di superficie è stato identificato, l'ampiezza dell'eco superficiale può essere facilmente estratta come mostrato nella Fig. 4.2.

La potenza dell'eco dipende largamente dall'indebolimento delle onde elettromagnetiche tra il veicolo spaziale e la superficie, principalmente dovuta all'intervallo di attenuazione e all'assorbimento da parte della ionosfera.

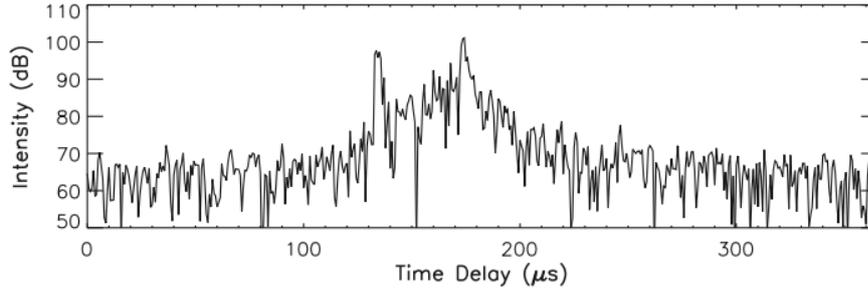


Figura 4.1: Diagramma radar dell'orbita 2682, sopra il deposito polare stratificato a Sud. A $t = 130 \mu s$ dopo l'apertura della finestra ricevente è stato registrato l'eco superficiale; a $t = 170 \mu s$ è presente un altro forte eco, attribuito alla riflessione sullo strato roccioso sotto al ghiaccio. Fonte: *Mouginot et al. (2010)* [1].

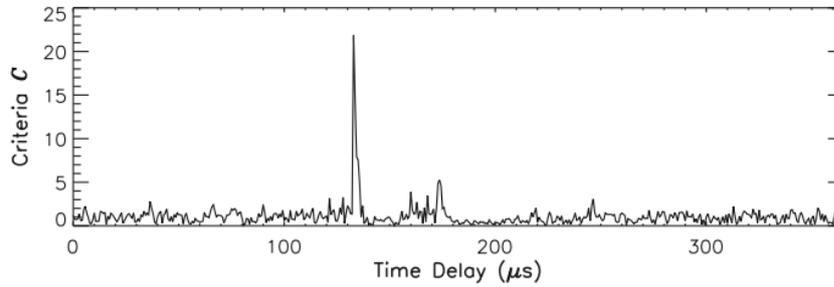


Figura 4.2: Valori del criterio C, calcolati per l'orbita 2682. La posizione dell'eco superficiale è indubbiamente sottolineata dal valore di C. Fonte: *Mouginot et al. (2010)* [1].

4.2 Intervallo di attenuazione

L'intensità degli echi superficiali può essere stimata utilizzando un'equazione che applica la *legge di Snell* per un'onda elettromagnetica incidente verticalmente su una superficie piana. Il picco della potenza dell'eco di superficie può essere stimato con:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 r_{0,1}}{4(4\pi R)^2} \quad (4.2.1)$$

dove "R", " P_t ", "G", " λ " e " $r_{0,1}$ " sono rispettivamente l'altitudine del satellite, la potenza di picco degli impulsi trasmessi, il guadagno dell'antenna, la lunghezza d'onda e la riflettività della superficie. Pertanto, l'intensità di un'eco di superficie è principalmente proporzionale alla gamma di propagazione "R", alla lunghezza d'onda di osservazione " λ " ($\lambda = \frac{2\pi c}{\omega}$) e al guadagno dell'antenna "G", il quale vale 1.64 per un'antenna dipolo corrispondente. L'orbita del *Mars Express* è ellittica e l'altitudine della sonda durante i passaggi di MARSIS varia tra circa 250 km e 1000 km. Per compensare le perdite di potenza dovute al cambiamento di altitudine, essa è normalizzata con l'altitudine della sonda al quadrato.

4.3 Assorbimento ionosferico

L'attenuazione delle onde elettromagnetiche per metro di plasma ionosferico è dato da:

$$A = 4.61 \cdot 10^{-5} \frac{n_e(z)\nu(z)}{\omega^2 + \nu(z)^2} \quad (4.3.1)$$

dove " n_e " è la densità di elettroni (m^{-3}) all'altitudine $z(m)$, " ν " è la frequenza di collisione elettrica ($rads^{-1}$) e " x " è la pulsazione dell'onda del radar. Nel caso di MARSIS, vi è una propagazione ionosferica bidirezionale e l'attenuazione totale delle onde radar diventa:

$$\int Adz = 2 \cdot 4.61 \cdot 10^{-5} \int \frac{n_e(z)\nu(z)}{\omega^2 + \nu(z)^2} dz \quad (4.3.2)$$

I principali parametri di controllo dell'assorbimento sono la densità elettronica e i profili della frequenza di collisione, che sono legati alla ionizzazione dovuta alla radiazione solare estrema ultravioletta (EUV); le variazioni nell'assorbimento su Marte hanno, quindi, una dipendenza del primo ordine dall'angolo di Zenit solare. Questi profili non vengono, però, misurati e non è possibile calcolare con precisione l'assorbimento; tuttavia, la correzione dell'effetto di dispersione dovuta alla ionosfera fornisce un valore del contenuto totale di elettroni (TEC), che costituisce un buon indicatore per stimarlo.

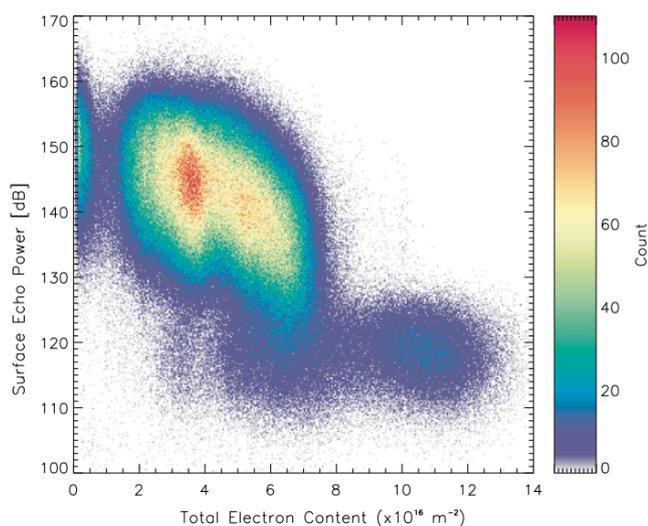


Figura 4.3: Riflettività in funzione dell'angolo solare. Per un dato valore del TEC, la potenza dell'eco superficiale varia su un intervallo di 10 dB a causa della diversa riflettività dei terreni marziani. Essa aumenta con il contenuto elettronico; il segnale diminuisce fino a raggiungere una soglia di circa 30 dB, che corrisponde al livello di rumore di MARSIS. Fonte: *Mouginot et al. (2010)* [1].

4.4 Echi di superficie

In Fig. 4.4 è rappresentato un esempio di mappa globale della potenza degli echi di superficie, obiettivo finale dello studio condotto.

Per poter ottenere il risultato voluto, per prima cosa, è stato generato un grafico a dispersione della potenza degli echi in funzione dell'angolo solare (vedi Fig. 4.5a); in esso sono stati osservati molti valori al di sotto dei 30 dB senza, però, una chiara distribuzione. Si è, quindi, realizzato un istogramma in 2D suddividendo la potenza dell'eco di superficie e l'angolo di elevazione solare rispettivamente in 100 e 180 intervalli. La superficie è stata sondata non oltre 87° Nord e 87° Sud a causa della direzione di lavoro di MARSIS, lungo il Nadir, e dell'orbita polare del *Mars Express*. L'esame dell'istogramma mostra che ci sono molti punti sul lato diurno; nella pianificazione delle osservazioni si è, infatti, scelto di usare la frequenza più alta quando la ionosfera è più attiva ed ha maggiore probabilità di disturbare il segnale radar. Per analizzare meglio cosa accade sui due lati, si è calcolato il logaritmo della potenza, capace di ridurre la differenza tra i valori collezionati alla luce del Sole o al buio (vedi Fig. 4.5b). Compagno, così, due elementi di fondamentale importanza: una popolazione anomala di valori di potenza al di sotto dei 30 dB e un trend decrescente per angoli positivi di elevazione solare. Il primo fenomeno è probabilmente dovuto all'attenuazione della ionosfera a causa di

eventi di espulsione di massa coronale. La seconda evidenza ci obbliga a selezionare solo i dati raccolti nel lato notturno, poiché non si è in grado di valutare né di controllare l'effetto della ionosfera (vedi Fig. 4.5c).

Essendo i dati rimanenti un numero esiguo, la risoluzione delle mappe è mantenuta ad 1° in latitudine e longitudine.

Molti parametri possono condizionare la potenza dell'eco di superficie: rugosità, pendenza dello strato superficiale e la costante dielettrica dei materiali che lo compongono. Molti modelli di retrodiffusione separano gli effetti topografici da quelli della costante dielettrica. La riflettività della superficie può, quindi, essere espressa nella forma:

$$r_{0,1} = \Gamma_s(\epsilon) f_s(rms_s, \lambda) \quad (4.4.1)$$

dove " Γ_s " esprime la riflettività di Fresnel e " f_s " è il termine di retrodiffusione. Alla lunghezza d'onda a cui lavora MARSIS, la rugosità è dovuta a variazioni di altezza di decine di centinaia di metri, invece, l'inclinazione dipende da variazioni di altitudine tra qualche centinaio e migliaia di metri.

L'eco di superficie è dato dal segnale di ritorno al Nadir, una riflessione coerente e speculare dell'onda emessa dalla superficie. Si osserva che i terreni più rugosi di Marte presentano una riflettività minore rispetto a quella di superfici più lisce. Tuttavia, poche regioni sono molto rugose ad una scala di 10-100 m, perciò l'effetto principale è quello dell'inclinazione del terreno.

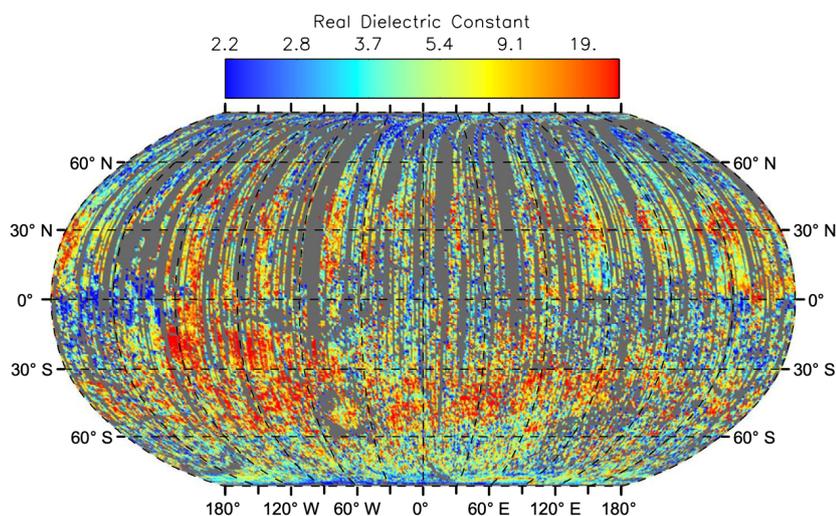
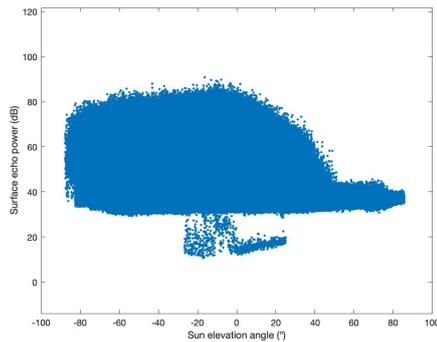
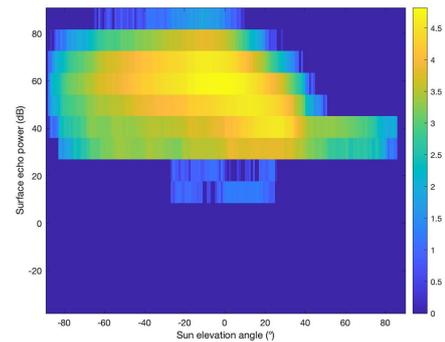


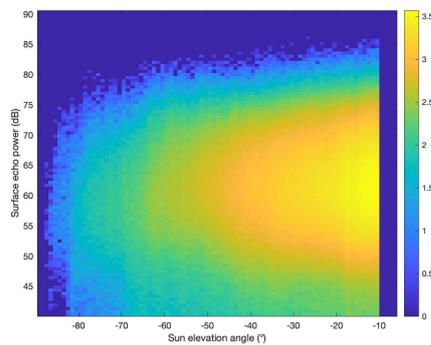
Figura 4.4: Mappa della riflettività, corretta per gli effetti della rugosità del terreno. La mappa è in proiezione cilindrica e la risoluzione spaziale è di 1° per bin. Le zone grigie sono dovute all'assenza o alla rimozione di dati. Fonte: *Mouginot et al. (2010)* [1].



(a) Grafico a dispersione della potenza degli echi in funzione dell'angolo di elevazione solare.



(b) Istogramma del logaritmo della potenza degli echi in funzione dell'angolo di elevazione solare.



(c) Istogramma del logaritmo della potenza degli echi in funzione dell'angolo solare per il solo lato notturno ($sun\ elevation\ angle < -10$).

Figura 4.5

4.5 Simulazione dei dati di MARSIS

Per ottenere mappe che mostrino le proprietà dielettriche dei materiali della superficie bisogna correggere gli effetti dei rilievi sul segnale e, poi, calibrare la risultante riflettività. Un metodo per simulare gli echi di MARSIS tenendo conto della topografia è stato sviluppato attorno al *modello a faccette*, un'estensione del *modello di Kirchhoff*. Questo procedimento può essere usato perché la rugosità della superficie è bassa alla lunghezza d'onda del radar. La superficie a faccette è realizzata dai dati di MOLA. Nella simulazione è fissato il valore della costante dielettrica. Si procede, quindi, a stimare il valore della riflettività di Fresnel " $\Gamma_s(\epsilon)$ " sottraendo ai dati raccolti da MARSIS quelli simulati. Al risultato si sottrae la mediana dei dati relativi a *Gemina Lingula* (latitudine: da 0° a 40° , longitudine: da 80° a 84°), zona di cui si conosce la composizione. In questa area la costante dielettrica " ϵ " può essere ritenuta costante e pari a 3.15, valore caratteristico del ghiaccio d'acqua.

Con la formula:

$$\Gamma_{ghiaccio} = 20 \cdot \log \frac{\sqrt{\epsilon_{ghiaccio}} - 1}{\sqrt{\epsilon_{ghiaccio}} + 1} \quad (4.5.1)$$

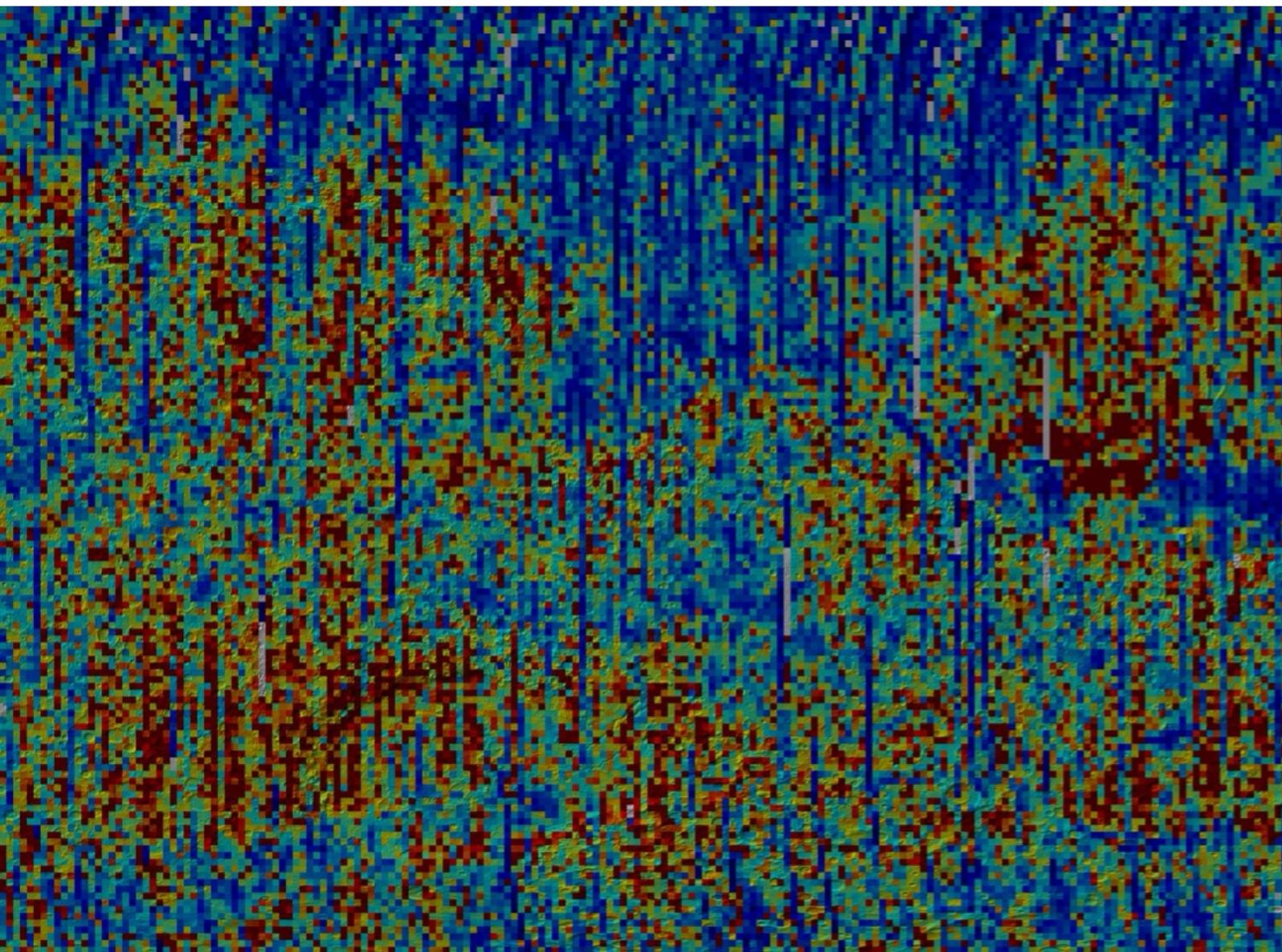
si ricava il valore della riflettività per il ghiaccio. Il *coefficiente di Fresnel* " $\Gamma_s(\epsilon)$ " per incidenza normale su un'interfaccia piana tra due mezzi di indici di rifrazione " n_i " e " n_j " è definito come:

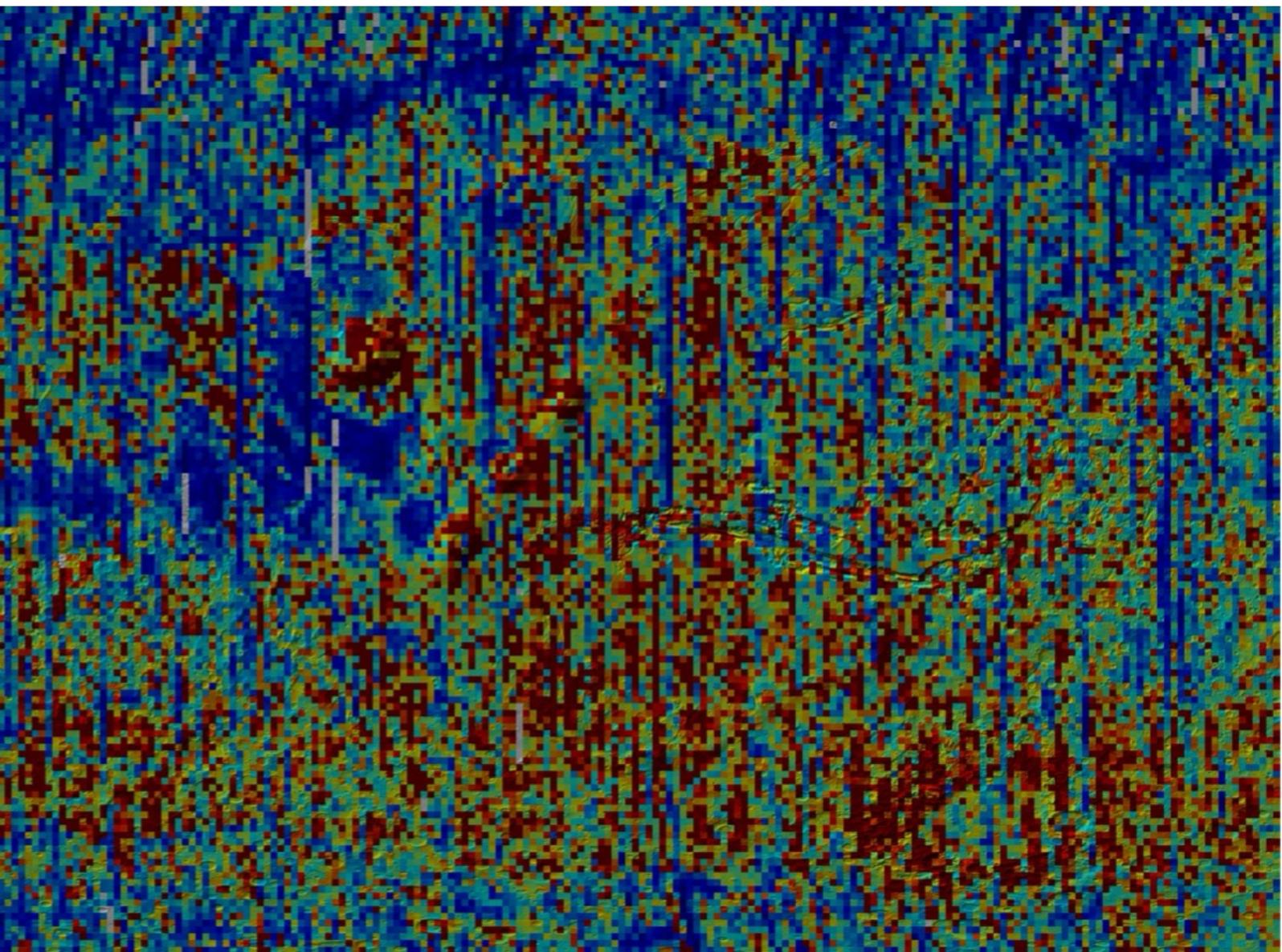
$$\Gamma = \frac{(n_i - n_j)}{(n_i + n_j)} \quad (4.5.2)$$

dove, nel nostro caso, " n_i " = 1 poiché relativo all'aria. La relazione tra la costante dielettrica e l'indice di rifrazione è $n = \sqrt{\epsilon}$. Il valore ultimo della costante dielettrica è dato da:

$$\left(\frac{1 + \Gamma}{1 - \Gamma}\right)^2 \quad (4.5.3)$$

Eliminando valori di offset si ottengono, infine, le seguenti mappe:





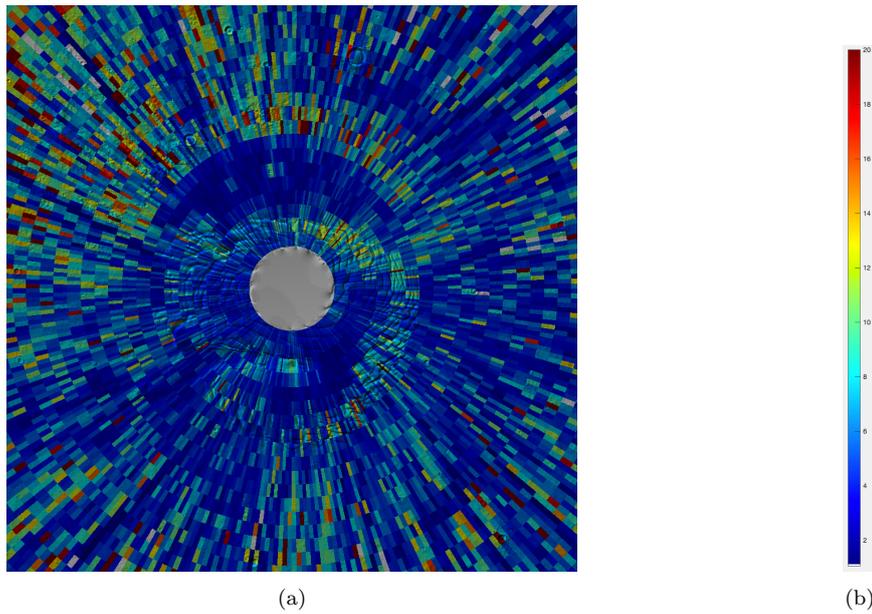


Figura 4.6: Mappa della costante dielettrica del Polo Nord marziano. Il colore prevalente è il blu, il che indica una costante dielettrica con valori tra 2 e 4: il Polo Nord risulta essere costituito principalmente da ghiaccio.

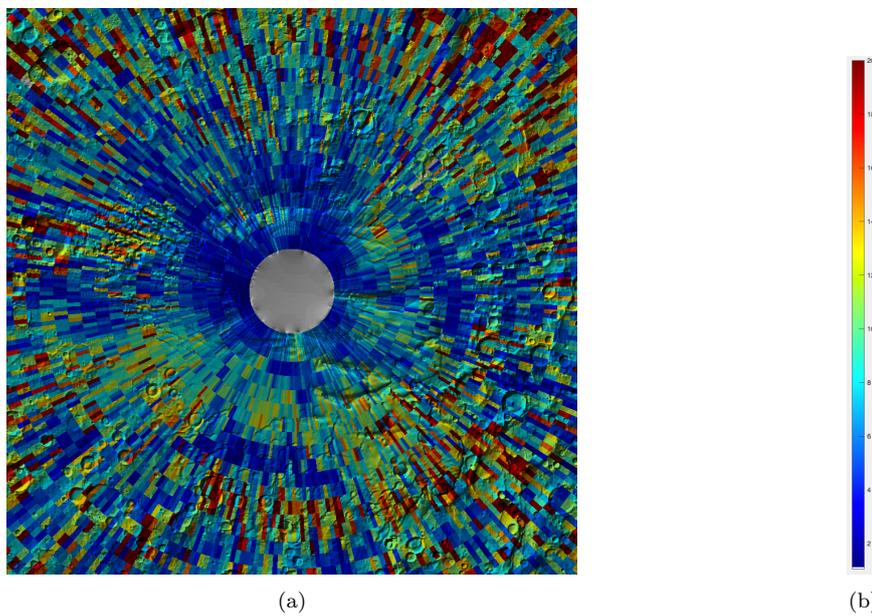


Figura 4.7: Mappa della costante dielettrica del Polo Sud marziano. La varia colorazione indica che la composizione dell'area non è omogenea, ma alterna zone di ghiaccio e zone rocciose.

Capitolo 5

Risultati e discussione

I depositi polari stratificati di Marte sono la più grande riserva d'acqua sulla superficie del pianeta. Una stima accurata della costante dielettrica di queste zone è importante perché correlata alle impurità del ghiaccio e alla reologia, la disciplina che studia gli equilibri raggiunti nella materia per effetto di sollecitazioni. Inoltre, sarebbe un valido contributo per la planetologia comparata con la Terra, in quanto il ghiaccio su Marte ha la stessa struttura cristallina di quello terrestre, ma è stato accumulato sotto condizioni estreme.

5.1 Polo Nord

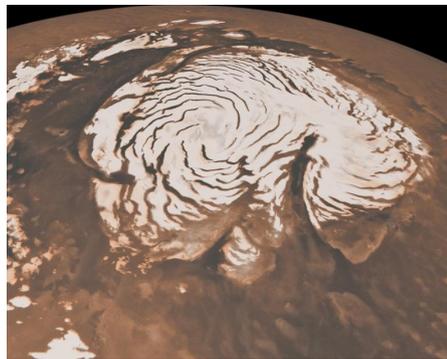


Figura 5.1: Polo Nord di Marte. Fonte: NASA [14].

Il piano del Polo Nord, *Planum Boreum*, sta sull'ampia e piatta *Formazione Vastitas Borealis*. Il deposito a Nord è costituito da sottili strati orizzontali, accumulati nel tempo, e contiene diverse polveri ghiacciate; a causa dell'alto valore di albedo degli strati, si pensa essi siano di ghiaccio puro, ma non è ben conosciuta la quantità di polveri contenuta. Tra la *Formazione Vastitas Borealis* e il deposito, è

presente la rugosa e scura *unità di base*, ma essa non si estende fino alla più recente regione di *Gemina Lingula*. Nell'articolo di *Grima et al. (2009)* [15] si dice che in questa zona lo strumento SHARAD ha individuato un crollo nel valore della costante dielettrica, la quale in media assume un valore di (3.10 ± 0.12) . Interpretazioni analitiche mostrano che il volume di ghiaccio è puro almeno al 95%. Le impurità hanno una distribuzione radiale, con maggiore concentrazione ai margini. Il tasso di impurità è stato calcolato con la *formula di Maxwell-Garnett*:

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_e + 3f\epsilon_e \frac{\epsilon_i - \epsilon_e}{\epsilon_i + 2\epsilon_e - f(\epsilon_i - \epsilon_e)} \quad (5.1.1)$$

dove " ϵ_{eff} ", " ϵ_e " e " ϵ_i " sono rispettivamente le costanti dielettriche della miscela, dell'ambiente e delle inclusioni.

Il fattore impurità non è, però, in grado di spiegare totalmente il crollo nel valore di ϵ , a cui va associato anche lo spessore della stratificazione e la conseguente densità. Nell'analisi effettuata, la regione di *Gemina Lingula* risulta avere una costante dielettrica di valori compresi tra 2 e 4, confermando la presenza di ghiaccio.

Le zone attorno ad essa hanno diversa ϵ , probabilmente per la ridotta presenza di ghiaccio e per una struttura superficiale meno liscia.

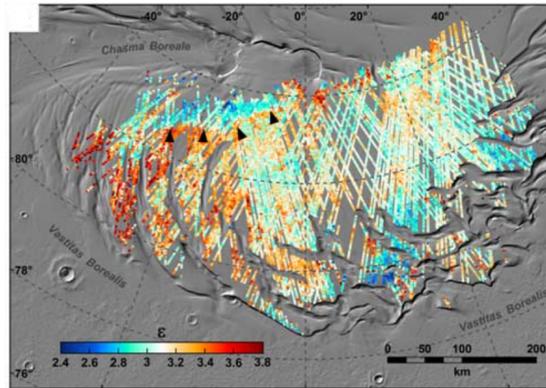


Figura 5.2: Mappa della costante dielettrica del deposito polare stratificato a Nord. Ogni punto rappresenta il valore medio per una colonna di ghiaccio sotto al deposito. Le frecce nere indicano il crollo nel valore di ϵ , interpretato come il limite di estensione dell'unità di *Rupes Tenuis*; la perdita di densità o un innalzamento della temperatura media, infatti, non permettono di spiegare il fenomeno. Fonte: *Grima et al. (2009)* [15].

Come scritto in *Mouginot et al. (2012)* [16], un'altra questione di interesse nel Polo Nord marziano è la possibile antica presenza di acqua liquida sulla superficie, come attestato dalla geologia: lo strato superiore della crosta marziana è stato profondamente eroso, creando reti di valli dendritiche e ampi canali di fuoriuscita, capaci di trasportare e redistribuire molti sedimenti. Dati topografici sono stati usati per supportare, ma anche mettere in discussione, la consistenza di

questi margini con superfici equipotenziali che possono indicare il passato livello del mare. È stato dimostrato che l'elevazione dei litorali è molto vicina alle antiche superfici equipotenziali, che successivamente sarebbero state deformate dal movimento della crosta. Altro appoggio deriva dalla distribuzione della rete di valli marziane e l'osservazione di depositi a delta alla stessa latitudine. Tuttavia, molti studi hanno contestato la vera natura delle zone interpretate come paleolitorali, in quanto le loro caratteristiche possono anche essere spiegate con un'origine vulcanica. Lo spessore del materiale vulcanico può superare il chilometro e coprire completamente i resti dell'ipotetico oceano del Noachiano. L'assenza di evaporiti e la relativamente bassa abbondanza di minerali alterati nelle pianure del Nord, trovate dagli spettrometri in orbita, può non dare supporto alla presenza dell'oceano.

Se ancora rimane qualche resto dell'oceano Noachiano, deve essere sepolto profondamente. Tuttavia, evidenze dell'ultimo stadio della sua evoluzione si manifestano in superficie. Il picco nell'attività dei canali di fuoriuscita è presente nella transizione Esperiano-Amazzoniano, che è avvenuta dopo la principale era di attività vulcanica. Ad esempio, la *Formazione Vastitas Borealis* è stata identificata come uno strato sottile che ricopre le pianure vulcaniche; in quanto tale, rappresenta la migliore evidenza geologica per datare l'esistenza dell'oceano nel Tardo Esperiano.

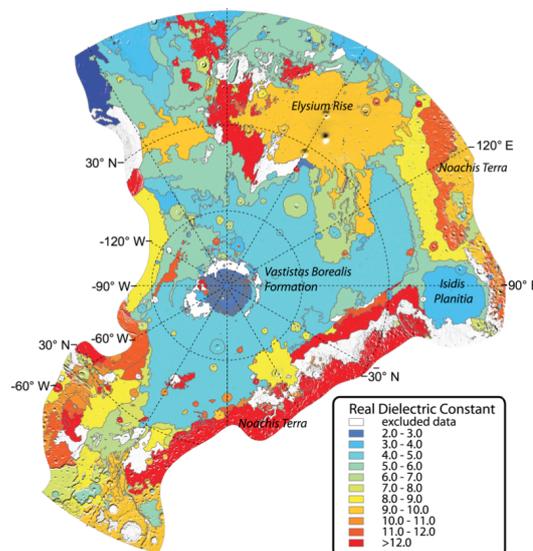


Figura 5.3: Mappa della costante dielettrica dell'emisfero Nord marziano, dalla calotta all'equatore, in proiezione stereografica polare. Le unità geologiche, in colori diversi a seconda del valore della costante dielettrica, sono state identificate da *Tanaka et al. (2005)*. Per le zone in bianco, sono stati esclusi i dati a causa dell'influenza della rugosità del terreno. Fonte: *Mouginot et al. (2012)* [16].

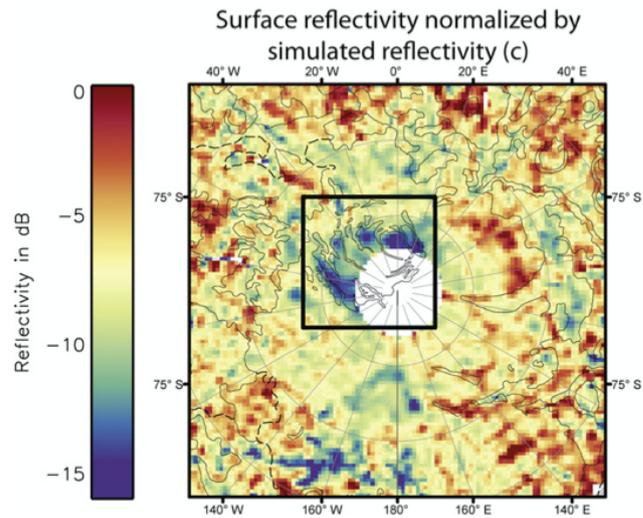
5.2 Polo Sud



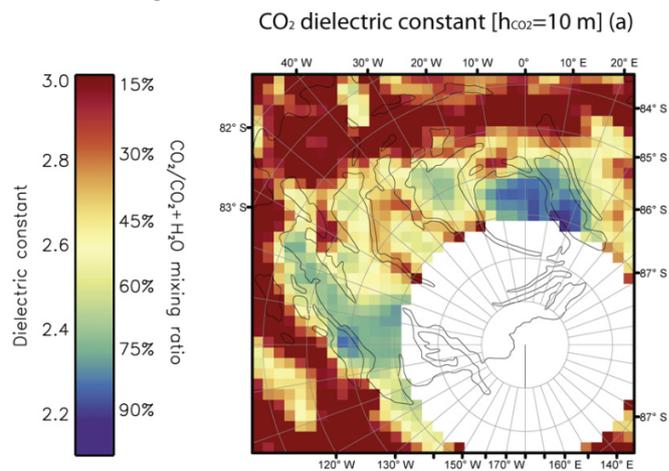
Figura 5.4: Polo Sud di Marte. Fonte: *ESA* [17].

La calotta polare residua a Sud è comunemente descritta come uno strato sottile e brillante di ghiaccio di anidride carbonica. La composizione di questa zona è stata determinata con i dati termici raccolti dalla sonda *Viking*: è stata rivelata la presenza di ghiaccio d'acqua, costituente dello strato al di sotto del ghiaccio di CO_2 . Il deposito di anidride carbonica congelata è costituito da diversi livelli, in particolare vi sono due distinte unità depositate in tempi diversi. L'unità più antica è spessa 10 m ed è costituita da strati di 2 m; l'unità più giovane ha un numero variabile di strati, ciascuno di circa 1 m. È stato osservato che nella calotta polare residua la riflettività non è omogenea, ma più alta nella zona centrale. Se si considerasse costante lo spessore dello strato sottostante, ciò potrebbe essere ricondotto al mescolamento di ghiaccio di CO_2 e di H_2O nella suddetta area. Alternativamente, considerando costante la composizione della calotta e risolvendo in termini di variazioni di spessore, si trova che i terreni centrali sono più sottili dei circostanti. Entrambe le ipotesi sono valide.

Nell'analisi effettuata è evidente l'assenza di omogeneità nel valore della costante dielettrica: nella zona centrale i valori sono compresi tra 2 e 4, confermando la presenza di ghiaccio; nelle aree più esterne, invece, ϵ assume anche valori superiori a 10. I risultati ottenuti sono in accordo con le osservazioni altimetriche di MOLA.



(a) Riflettività superficiale a 4 MHz, normalizzata per i dati simulati. Si osserva che la regione della calotta residua ha valori di riflettività molto bassi rispetto alle altre zone.



(b) Mappa della costante dielettrica della regione polare a Sud, trovata con un valore di spessore fissato a 10 m. È raffigurata la percentuale di ghiaccio di CO₂ e di H₂O, ottenuta utilizzando la formula di miscelazione Maxwell Garnett e supponendo che la costante dielettrica dipenda solo da quei due tipi di ghiaccio.

Figura 5.5: Risultati dell'analisi dei dati raccolti per il Polo Sud marziano. Fonte: *Mouginot et al. (2009)* [18]

5.3 Formazione Medusae Fossae

La *Formazione Medusae Fossae* si estende per circa 5000 km lungo la dicotomia marziana e si pensa sia costituita da materiale friabile e di bassa densità: presenta, infatti, aspetti tipici dell'erosione da parte del vento, come i *yardang*. L'area è caratterizzata da spessi sedimenti o da cenere vulcanica lentamente erosa, con età che si estendono dal periodo Esperiano fino ai più recenti depositi, ma l'origine rimane misteriosa. Ci sono evidenze che indicano il ghiaccio d'acqua come componente, forse come caratteristica paleopolare. Il ghiaccio è relativamente trasparente ai segnali radar nella frequenza usata per scandagliare il sottosuolo, di conseguenza gli strumenti possono esplorare fino a chilometri sotto la superficie: con MARSIS si è potuta raggiungere una profondità di 2500 m.

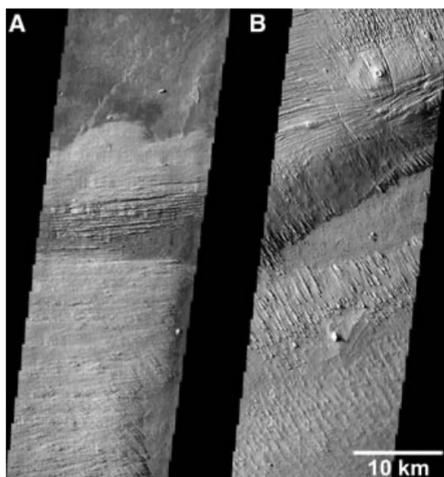


Figura 5.7: Yardang nella Formazione Medusae Fossae. Fonte: *Watters et al. (2007)* [20].

Come scritto in *Orosei et al. (2017)* [21], nell'area denominata *Lucus Planum*, lobo centrale della Formazione, sono state trovate tre zone di riflessione nel sottosuolo, distinte da particolari caratteristiche morfologiche superficiali; la parte centrale, invece, sembra essere costituita da un materiale capace di attenuare il segnale, rendendo difficile l'individuazione degli echi basali. Si è ipotizzato che la composizione dell'area a Nord-Ovest sia di materiali piroclastici altamente porosi. L'esatta origine di questi depositi non può essere dimostrata con i soli dati del radar, ma i risultati per la zona ad Est sono consistenti con la natura piroclastica. Tutte le evidenze portano a pensare che *Lucus Planum* sia altamente disomogeneo: la complessità geologica rivelata da MARSIS è consistente con l'azione di una combinazione di processi, tra cui attività fluviale, deposizione, erosione eolica o lo spostamento dei poli nei periodi di alta inclinazione. Non vi sono evidenze

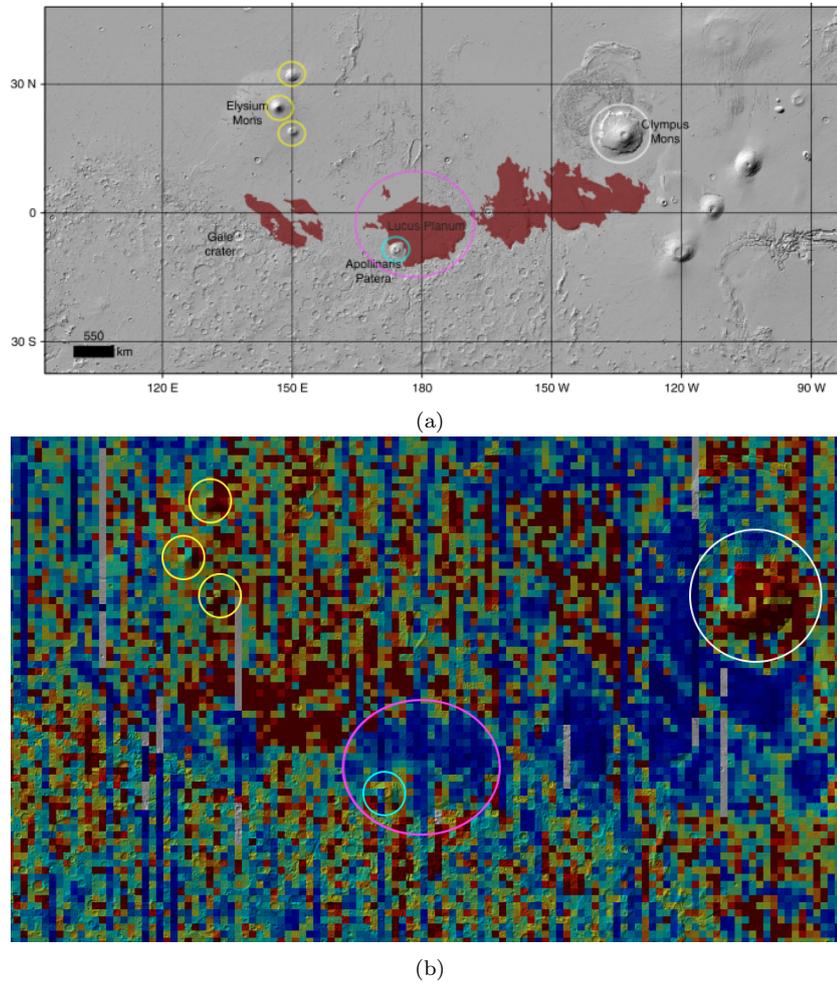


Figura 5.6: Mappe relative alla Formazione Medusae Fossae. In alto, l'estensione geografica della Formazione in marrone scuro sopra un rilievo del MOLA (fonte: *Nature* [19]); in basso, la mappa della costante dielettrica dell'area.

sufficienti a dimostrare né ad escludere la presenza di ghiaccio nella parte centrale di *Lucus Planum* e, più in generale, nella *Formazione Medusae Fossae*. Negli anni i dati analizzati sono stati interpretati in vario modo: l'intera area potrebbe essere costituita da materiale poco compresso e diverso dal ghiaccio; in tal caso la cenere o il deposito eolico dovrebbero avere un'inusualmente alta porosità e bassa densità a profondità di 2.5 km. Un'altra possibilità è che la Formazione sia ricca di ghiaccio, con una componente di materiale diverso da esso di alta costante dielettrica. Gli *yardang* suggeriscono che la sublimazione deve aver rimosso i composti volatili dall'ipotizzato deposito ricco di ghiaccio. L'accumulo di metri di sedimenti indica che la componente diversa dal ghiaccio deve essere maggiore del massimo stimato per il deposito polare a Sud.

L'analisi effettuata sembra confermare la presenza di ghiaccio in tutta l'area della *Formazione Medusae Fossae*; infatti, la zona in questione presenta una costante dielettrica molto simile a quella dei poli, come sottolineato dal colore blu che assume nella Fig. 5.6b.

Conclusioni

MARSIS è stato il primo strumento del suo genere ad essere inviato su Marte. Le analisi del radar sono state rese difficili da numerosi fattori che hanno agito sul segnale: dalla distorsione dovuta alla ionosfera agli echi laterali della superficie, all'apparente deformazione delle interfacce nel sottosuolo dovute a variazioni degli indici rifrattivi nei diversi materiali. Nel metodo utilizzato si è cercato di rimuovere tutti gli elementi di disturbo per il radar, ma ciò non permette di trarre conclusioni definitive sulla composizione della superficie marziana. Lo studio condotto suggerisce la presenza di ghiaccio in tutte le zone considerate: i due depositi polari stratificati e la *Formazione Medusae Fossae*. Il risultato ottenuto per le calotte polari è un'ulteriore prova ad avvallo dei già ipotizzati materiali costituenti le due aree; è, inoltre, confermata la differente struttura dei depositi polari stratificati Nord e Sud. Per quanto riguarda, invece, la Formazione lungo la dicotomia marziana, l'esito dell'analisi fornisce uno spunto per una futura indagine, senza confermarne la vera origine. Solo con ulteriori studi sarà possibile far prevalere una delle differenti ipotesi riguardo la composizione del terreno sulle altre.

Il confronto con i diversi lavori citati nel testo è positivo, ma ai valori qui presentati è associata una grande incertezza; per ridurne l'entità, sono prima stati scartati i dati relativi alle frequenze di 1.8, 3 e 5 MHz e, successivamente, sono stati usati diversi approcci per l'analisi.

Saranno necessari ulteriori studi anche per determinare il comportamento della ionosfera e dell'interazione del vento solare con il debole campo magnetico di Marte. A seguito di ciò, si potranno considerare validi anche i dati raccolti dallo strumento MARSIS nel lato diurno, rendendo più completa l'analisi della costante dielettrica e maggiore la certezza sulla composizione della superficie.

Bibliografia e sitografia

- [1] Mouginot et al. “The 3/5 MHz global reflectivity map of Mars by MARSIS/Mars Express: Implications for the current inventory of subsurface H₂O”. In: *Icarus* 210 (2010).
- [2] Head J. W. Carr M. H. “Geologic history of Mars”. In: *Earth and Planetary Science Letters* 294 (2010). DOI: 10.1016/j.epsl.2009.06.042.
- [3] Carr M. H. Scott D. H. “Geologic map of Mars”. In: *United States Geological Survey Publications Warehouse* (1978).
- [4] Westall et al. “Biosignatures on Mars: What, Where, and How? Implications for the Search for Martian Life”. In: *Astrobiology* 15 (2015). DOI: 10.1089/ast.2015.1374.
- [5] Clifford et al. “Depth of the Martian cryosphere: Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater”. In: *Journal of Geophysical Research* 115 (2010). DOI: 10.1063/1.1656484.
- [6] “Stromatoliti [online]”. In: *Wikipedia* (). URL: <https://it.wikipedia.org/wiki/Stromatoliti>.
- [7] “Grand Prismatic Spring [online]”. In: *Wikipedia* (). URL: https://it.wikipedia.org/wiki/Grand_Prismatic_Spring.
- [8] “ExoMars orbiter continues hunt for key signs of life on Mars [online]”. In: *European Space Agency website* (). URL: https://www.esa.int/Science_Exploration/Human_and_Robotic_Exploration/Exploration/ExoMars/ExoMars_orbiter_continues_hunt_for_key_signs_of_life_on_Mars.
- [9] Orosei et al. “Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding (MARSIS) after nine years of operation: A summary”. In: *Planetary and Space Science* 112 (2015). DOI: 10.1029/2003GL017048.
- [10] Neumann et al. “Mars Orbiter Laser Altimeter pulse width measurements and footprint-scale roughness”. In: *Geophysical Research Letters* 30 (2003). DOI: 10.1029/2003GL017048.

- [11] Head J. W. Kreslavsky M. A. “Kilometer-scale roughness of Mars- Results from MOLA data analysis”. In: *Journal of Geophysical Research* 105 (2000).
- [12] “MARSIS prospecting for water [online]”. In: *European Space Agency website* (). URL: https://www.esa.int/Space_in_Member_States/Italy/Ritardata_1_apertura_della_seconda_antenna_di_MARSIS.
- [13] Morgan et al. “Variation of the Martian ionospheric electron density from Mars Express radar soundings”. In: *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 113 (2008). DOI: 10.1029/2008JA013313.
- [14] “NASA Orbiter Penetrates Mysteries of Martian Ice Cap [online]”. In: *National Aeronautics and Space Administration website* (). URL: <https://mars.nasa.gov/news/1001/nasa-orbiter-penetrates-mysteries-of-martian-ice-cap/>.
- [15] Grima et al. “North polar deposits of Mars: Extreme purity of the water ice”. In: *Geophysical Research Letters* 36 (2009). DOI: 10.1029/2008GL036326.
- [16] Mouginot et al. “Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials”. In: *Geophysical Research Letters* 39 (2012). DOI: 10.1029/2011GL050286.
- [17] “Mars south pole and beyond [online]”. In: *European Space Agency website* (). URL: https://www.esa.int/ESA_Multimedia/Images/2015/09/Mars_south_pole_and_beyond.
- [18] Mouginot et al. “MARSIS surface reflectivity of the south residual cap of Mars”. In: *Icarus* 201 (2009).
- [19] “The Medusae Fossae Formation as the single largest source of dust on Mars [online]”. In: *Nature website* (). URL: <https://www.nature.com/articles/s41467-018-05291-5>.
- [20] Watters et al. “Radar Sounding of the Medusae Fossae Formation Mars: Equatorial Ice or Dry, Low-Density Deposits?” In: *Science* 318 (2007). DOI: 10.1126/science.1148112.
- [21] Orosei et al. “Radar sounding of Lucus Planum, Mars, by MARSIS”. In: *Journal of Geophysical Research: Planets* (2017). DOI: 10.1002/2016JE005232.
- [22] Campbell et al. “Calibration of Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar (SHARAD) data for subsurface probing and surface reflectivity studies”. In: *Icarus* 360 (2021a).
- [23] Campbell et al. “Dielectric Properties of the Medusae Fossae Formation and Implications for Ice Content”. In: *Journal of Geophysical Research: Planets* 360 (2021b). DOI: 10.1029/2020JE006601.

- [24] Orosei et al. “Supplementary Materials for Radar evidence of subglacial liquid water on Mars”. In: *Science* (2018). DOI: 10.1126/science.aar7268.
- [25] Watters et al. “Supporting Online Material for Radar Sounding of the Medusae Fossae Formation Mars: Equatorial Ice or Dry, Low-Density Deposits?” In: *Science* 318 (2007). DOI: 10.1126/science.1148112.
- [26] “MARSIS: Subsurface Sounding Radar/Altimeter [online]”. In: *Max Planck Institute website* (). URL: <https://www.mps.mpg.de/planetary-science/mars-express-marsis>.