

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

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

**Studio delle rilevazioni tramite radar per
l'individuazione di potenziali tracce di
acqua liquida su Marte**

Relatore:
Prof. Roberto Orosei

Presentata da:
Caterina Gobbetti

Anno Accademico 2018/2019

Sommario

Per molti aspetti Marte può essere considerato simile alla Terra, anche se tra i due intercorrono altrettante sostanziali differenze. Nonostante al giorno d'oggi esso appaia come un pianeta arido e deserto, con una sottilissima atmosfera formata prevalentemente da CO_2 , alcune osservazioni di carattere geologico e geofisico fanno supporre che in passato la sua superficie fosse caratterizzata dalla presenza di fiumi, laghi e oceani di acqua liquida. I poli del Pianeta Rosso sono tuttora composti principalmente da ghiaccio d'acqua e la possibilità che, al di sotto di tali regioni, siano ancora presenti delle riserve d'acqua è l'oggetto d'indagine portato avanti nel seguente lavoro di tesi. Dallo studio dei dati forniti dal Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) si arrivano ad illustrare le proprietà di carattere geologico, chimico, elettrico e termico responsabili della potenziale presenza di acqua allo stato liquido alla base delle calotte polari.

Indice

Introduzione	2
1 Caratteristiche geologiche e dinamiche delle regioni polari marziane	4
1.1 Depositi polari	4
1.2 Dinamica delle calotte glaciali	7
1.2.1 Il modello di Orowan	8
1.2.2 Il modello di Nye	10
1.3 Importanza geologica del fenomeno di basal melting	12
1.3.1 Chasma Boreale e Chasma Australe	12
2 La missione Mars Express	14
2.1 Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding	14
2.2 Subsurface sounding	15
2.2.1 Planum Boreum	15
2.2.2 Planum Australe	17
2.3 Ionospheric sounding	17
2.4 La scoperta dell'acqua su Marte	19
2.4.1 Propagazione delle onde elettromagnetiche in un mezzo stratificato	20
3 Analisi dati	23
4 Condizioni termiche responsabili del basal melting	30
4.1 Modello termico per il flusso di calore	30
4.1.1 Calcolo della temperatura media annuale superficiale	31
4.1.2 Sulla conducibilità termica	31
4.1.3 Risultati del modello	32
4.2 La presenza di una camera magmatica	34
Conclusioni	37
Bibliografia	39

Introduzione

L'esplorazione marziana ricopre un ruolo fondamentale nello studio e nella comprensione del sistema solare e dei pianeti di tipo terrestre. Già le prime osservazioni misero in evidenza sia le analogie che il pianeta sembrava avere con la Terra che le sostanziali differenze con essa. Questo duplice aspetto da un lato favorì lo sviluppo e l'applicazione di metodi di indagine ugualmente applicabili sul nostro pianeta, dall'altro però pose gli scienziati di fronte ad un territorio ancora troppo poco conosciuto, le cui caratteristiche rimasero solo parzialmente spiegate per diversi anni. Uno di questi aspetti riguardava la presenza di acqua liquida sul pianeta. Fin dagli anni Settanta è nota la presenza di ghiaccio d'acqua ai poli; tale fatto, unitamente a diverse evidenze di carattere geologico e geofisico, ha fatto supporre che in passato Marte fosse molto più simile alla Terra di quanto non sembri ora. Alcune formazioni geologiche portano i segni del passaggio di fiumi di grande portata, di laghi e oceani che rendevano la superficie del pianeta un luogo con caratteristiche che sulla Terra si sono rivelate favorevoli allo sviluppo della vita. L'ipotesi che parte di questa grande quantità d'acqua potesse essere ancora presente in tracce nel sottosuolo iniziò a farsi strada in analogia al caso terrestre: la presenza di un lago d'acqua liquida sotto la calotta antartica rilevato tramite tecniche radar fece pensare che tale strumento potesse essere utile anche per ricerche simili su Marte. Negli anni Novanta si iniziò quindi ad ideare la missione Mars Express, che vide poi la luce solamente nel 2003, quando venne lanciata verso il Pianeta Rosso. A bordo della sonda venne installato anche il Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS), a guida italiana, tramite il quale effettuare studi sull'atmosfera e delle regioni subsuperficiali del pianeta. Qui inizia il lavoro di tesi affrontato, avente come scopo lo studio e la riproduzione parziale dei risultati ottenuti dal team di ricerca italiano responsabile di MARSIS, guidato dal Professor Orosei. Nel primo capitolo si affronta lo studio della dinamica di una calotta polare, analizzando le condizioni sotto le quali avviene il fenomeno di basal melting tramite il quale dare una prima giustificazione della presenza di acqua liquida al di sotto delle regioni polari marziane. Dopo aver spiegato la metodologia operativa di MARSIS, nel Capitolo 2, si entra nel vivo del lavoro, introducendo un modello schematico per la propagazione delle onde elettromagnetiche in un mezzo dispersivo e i principali risultati ottenuti applicandolo, ricavando così informazioni fondamentali sulle proprietà dielettriche del sottosuolo che giustificano il fenomeno indagato.

Parte di questi risultati sono stati riprodotti tramite l'utilizzo e lo sviluppo di codici Matlab e vengono mostrati nel Capitolo 3. Infine, nell'ultimo capitolo, vengono analizzate le condizioni termiche che potrebbero essere responsabili dello stato liquido dell'acqua a quella profondità (circa 1.5 km). Sebbene ci si trovi per molti aspetti ancora nel piano delle ipotesi, l'importanza di studi in questa direzione rimane invariata. I risvolti che tutto ciò potrà avere in futuro sono innumerevoli, sia per l'eventuale insediamento umano su Marte, potendo favorire in tal senso di una mappatura delle regioni del pianeta con disponibilità di acqua liquida presso le quali risulterà conveniente stabilirsi, sia per lo sviluppo tecnologico che accompagna missioni di questo genere che, come noto, nel tempo porta a soluzioni e strumenti con un potere commerciale non trascurabile. L'idea, infine, che tutto ciò possa accompagnare la possibilità di trovare tracce di vita anche su altri pianeti ricopre un ruolo fondamentale sia per gli studi di carattere biologico che potrebbero contribuire alla comprensione di come essa si sia sviluppata anche qui sulla Terra, che da un punto di vista più generale, riservando la sorpresa di immaginare come possa cambiare la percezione che l'uomo ha dell'universo sapendo che non è più solo.

Capitolo 1

Caratteristiche geologiche e dinamiche delle regioni polari marziane

Marte, al giorno d'oggi, è un pianeta arido e apparentemente sterile con una sottile atmosfera formata prevalentemente da CO_2 . Fin dalle prime immagini inviate dalle sonde in orbita attorno al pianeta, si poté osservare la sua grande varietà geologica. Una delle peculiarità del Pianeta, che per certi versi lo rende paragonabile alla Terra, è la presenza di due grandi calotte polari in entrambi gli emisferi. Lo studio dei ghiacciai terrestri rappresenta uno dei principali metodi d'indagine dell'evoluzione climatica del nostro pianeta; grazie alla possibilità di prelevare campioni in profondità, infatti, si ricava un vero e proprio registro delle variazioni di temperatura e di composizione atmosferica nel corso del tempo. In analogia a tutto ciò, gli studi delle regioni polari marziane si rivelano essere di fondamentale importanza per la comprensione della storia evolutiva del Pianeta.

1.1 Depositi polari

Entrambe le regioni polari sono composte da due principali unità: la cosiddetta Residual Ice Cap (RIC) di natura stagionale vista la sua forte dipendenza dalle condizioni meteorologiche giornaliere e, sottostante, il Polar Layered Deposit (PLD), uno strato ghiacciato perenne. In figura 1.1 viene mostrata una mappa topografica globale del pianeta e delle sue regioni polari grazie alle rilevazioni del Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA).

Grazie ai dati inviati dalla sonda Mariner 7 si ebbe una prima conferma della composizione delle calotte stagionali: esse sono costituite principalmente da ghiaccio di CO_2 . Solo dopo le osservazioni nell'infrarosso da parte della missione Viking nel 1976 si riuscì a determinare gli altri elementi di cui tali regioni erano composte. Per la calotta polare

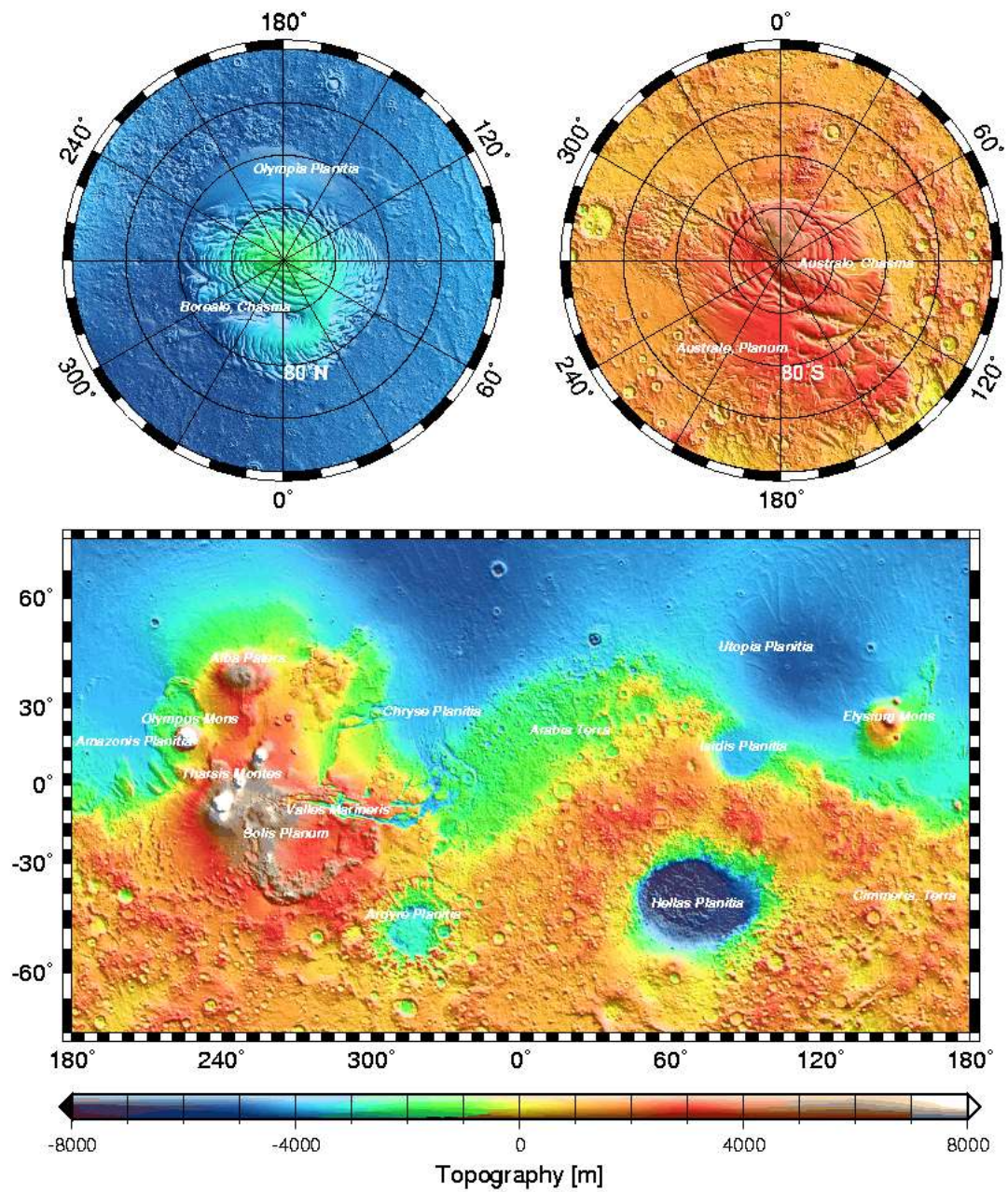


Figura 1.1: Mappa topografica globale di Marte ottenuta grazie alle rilevazioni del Mars Orbiter Laser Altimeter. (Credit: MOLA Science Team).

situata nell'emisfero Nord si osservò l'ulteriore presenza di ghiaccio d'acqua. Tuttavia, esso mostrava un albedo di 0.45, ben diverso dal valore di riferimento per il ghiaccio puro pari a 0.7. Si dedusse allora che dovevano essere presenti tracce di polveri atmosferiche depositatesi in precedenza. Si presuppose che fatti analoghi dovessero verificarsi anche nelle regioni polari dell'emisfero opposto, ma i dati raccolti rivelarono che la calotta perenne a Sud rimaneva coperta di CO₂ durante tutto il corso dell'anno. Al di là delle cause di tale asimmetria nei due emisferi, la presenza perenne di questo strato ghiacciato di CO₂ al Polo Sud poteva comunque essere responsabile della cattura di H₂O dall'atmosfera e dunque della sua presenza in forma ghiacciata. La comunità scientifica si trovò d'accordo nell'attribuire la formazione di tali regioni a processi erosivi e deposizionali intervenuti negli anni. Secondo tali previsioni, il pulviscolo atmosferico, innalzatosi in seguito a tempeste di sabbia globali, agisce come centro di nucleazione favorendo la formazione di ghiaccio d'acqua. Con l'arrivo della stagione autunnale, le particelle sospese formatesi ricevono un contributo di ghiaccio di CO₂ diventando più pesanti e precipitando al suolo, contribuendo così alla formazione e all'espansione sia delle calotte stagionali che dei depositi perenni. Queste ipotesi furono avvalorate dalla comparsa di neve rossastra nei periodi freddi, indice del deposito di materia ghiacciata contenente tracce di pulviscoli aventi il colore tipico del terreno marziano. Con l'aumento graduale delle temperature oltre il punto di fusione della CO₂, tale neve scompare, lasciando solamente un sottile strato di polveri. È importante sottolineare che la quantità di polveri e H₂O che precipita al suolo è funzione della latitudine a cui avviene il processo. A latitudini maggiori, dove le temperature sono inferiori, la componente di acqua ghiacciata presente nel deposito persiste lungo tutto l'arco dell'anno. A quelle latitudini, invece, in cui le temperature diurne superano il punto di congelamento, ogni superficie di H₂O scompare sublimando. Il susseguirsi periodico di questi fenomeni ha dato origine nel corso del tempo alla caratteristica struttura a strati delle regioni polari mostrata in Fig. 1.2, nella quale si riportano i dati e le immagini elaborate da HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment, Esperimento scientifico di riprese ad alta risoluzione) e SHARAD (il radar a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter).

Un altro importante aspetto che andrà a caratterizzare lo studio affrontato delle regioni polari, prima di procedere con lo sviluppo di modelli per il fenomeno di “basal melting”, riguarda la stima della loro temperatura superficiale. Assumendo una condizione di equilibrio radiativo, si possono calcolare le temperature medie annuali in superficie tramite la seguente espressione (Clifford, Polar Basal Melting on Mars, 1987):

$$T_s = \left[\frac{\langle I \rangle_{\text{pole}}(1 - A_b)}{\epsilon \sigma} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (1.1)$$

dove A_b ed ϵ sono rispettivamente l'albedo e l'emissività del ghiaccio polare, σ è la

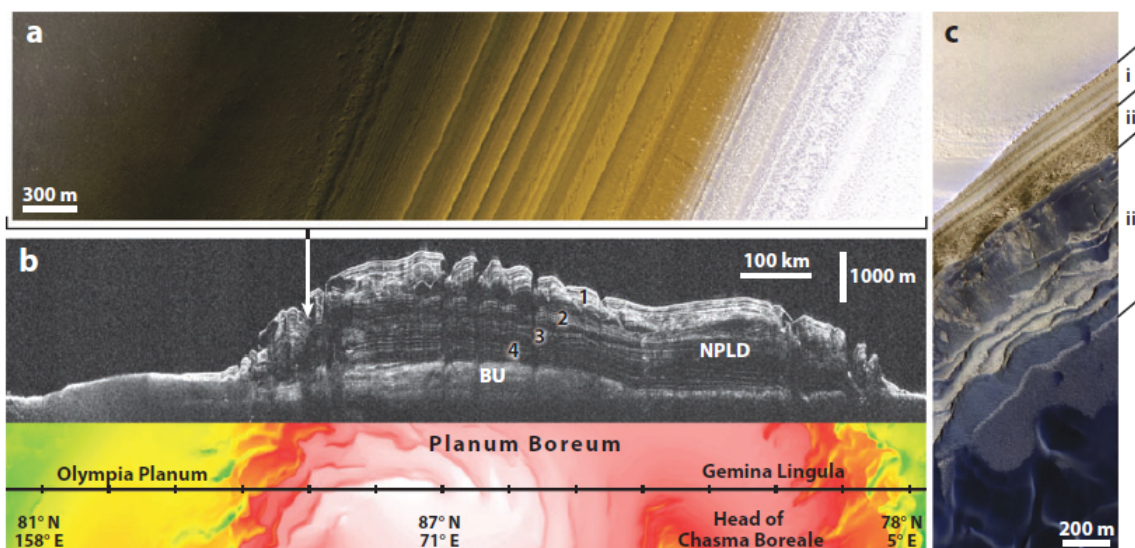


Figura 1.2: Stratigrafia della regione polare Nord ottenuta da HiRISE e SHARAD. (a) HiRISE false-color image PSP 008936 2660, a 144° E 86° N. (b) Radargramma ottenuto dall'orbita 5192 di SHARAD con traccia a terra associata. Un radargramma rappresenta infatti una sezione verticale del terreno visualizzata a partire da dati radar. (c) HiRISE false-color image PSP 001593 2635, a 119° E 83.4° N, che mostra la transizione degli strati partendo dalla superficie piana fino alla base ricca di sabbia e polveri. (Credit: Byrne, 2009)

costante di Stefan-Boltzmann e $\langle I \rangle_{\text{pole}}$ è il valore medio di insolazione polare dato da:

$$\langle I \rangle_{\text{pole}} = \frac{S_0 \sin(i)}{\pi(1 - e^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (1.2)$$

dove $S_0 = 1.52$ AU è la costante solare, i è l'obliquità ed e l'eccentricità orbitale. Con un albedo di 0.6, un'emissività di 0.9, un'obliquità pari a 25.2° e un'eccentricità orbitale di 0.09 si ricava un valore medio di temperature superficiale di 159 K.

1.2 Dinamica delle calotte glaciali

Lo scopo di tale sezione è lo studio del moto all'interno di grandi masse glaciali e del loro comportamento sotto determinate condizioni. Relativamente ai ghiacci terrestri, si è soliti indicare col termine "basal melting" tutti quei processi in cui il flusso di calore geotermico è in grado di aumentare le temperature alla base di uno strato ghiacciato fino al suo punto di fusione. Tale fenomeno è fortemente guidato da due fattori: la

temperatura e lo sforzo applicato alla base. Sebbene le attuali temperature su Marte sembrerebbero essere troppo basse per permettere lo spostamento e la deformazione della base ghiacciata, studi teorici e osservazioni in campo sui ghiacciai terrestri indicano la possibilità che ciò possa comunque avvenire. Si approfondiscono dunque due diversi modelli per lo studio di tale fenomeno proposti rispettivamente da Orowan (1949) e da Nye (1951).

1.2.1 Il modello di Orowan

Come già introdotto, fu molto importante il lavoro svolto dal fisico Orowan nel 1949 con l'obiettivo di riprodurre il profilo di equilibrio di uno strato di ghiaccio assumendolo in un regime di perfetta plasticità (lo strain rate è considerato nullo al di sotto di un valore di soglia, e infinito al di sopra). Egli fece l'ulteriore ipotesi che la massa accumulata in seguito a fenomeni di deposito superficiale fosse bilanciata da quella che lo strato di ghiaccio perde in seguito a fusione ed erosione alla base. Il modello di Orowan è mostrato nel grafico in Fig. 1.3, il quale mostra la sezione trasversale di uno strato di ghiaccio orizzontale avente semi lunghezza pari a L .

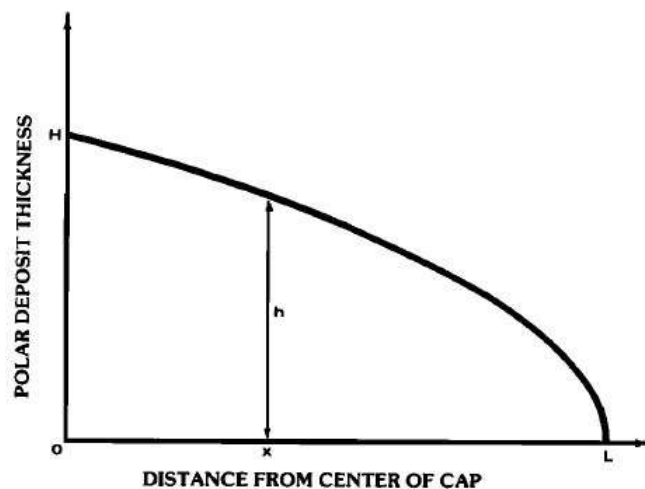


Figura 1.3: Profilo di equilibrio ottenuto applicando il modello di Orowan per uno strato di ghiaccio. (Credit: Clifford, Polar Basal Melting on Mars (1987))

Ad una generica distanza x dal centro, la forza (per unità di larghezza) responsabile della fusione del ghiaccio è data dalla seguente relazione:

$$\frac{1}{2}\rho gh^2 = \tau_b(L - x) \quad (1.3)$$

Ovvero il prodotto della pressione idrostatica per l'altezza sopra la quale tale pressione viene applicata. Il termine τ_b rappresenta, invece, lo sforzo applicato alla base. A questo punto risulta possibile ricavare in dettaglio l'altezza dello strato ghiacciato e quindi ricostruirne il profilo di equilibrio:

$$h = \left[\left(\frac{2\tau_b}{\rho g} \right) (L - x) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1.4)$$

Tale modello ha avuto particolare successo nella predizione dei profili osservati di diversi ghiacciai terrestri. Tuttavia, visto che l'equazione (4) ha forma parabolica, pur presentando differenze minime, questa non riesce a predire una pendenza nulla per $x=0$. Se si procede con l'applicare tale modello al caso di Marte, si possono ricavare i profili di entrambe le calotte polari per tre diversi valori di stress alla base e due diversi valori di densità. Uno sforzo basale compreso tra i 50 kPa e i 150 kPa è tipico dei ghiacci terrestri e di solito implicano una temperatura che si attesta attorno al valore di fusione. Tuttavia, il profilo di equilibrio è affetto anche dal valore di densità, poiché è necessaria una colonna più alta di ghiaccio a bassa densità per ottenere lo stesso stress da taglio di una colonna più bassa di ghiaccio ad alta densità. I risultati di tali applicazioni sono riportati visivamente in Fig. 1.4 e numericamente in Tab. 1.1.

Basal Yield Stress, kPa	North Polar Cap		South Polar Cap	
	920 kg/m ³	1630 kg/m ³	920 kg/m ³	1630 kg/m ³
50	3.82	2.87	2.26	1.70
100	5.40	4.06	3.19	2.40
150	6.61	4.97	3.91	2.94

Tabella 1.1: Altezze al centro delle calotte polari calcolate utilizzando il modello di Orowan. La semilunghezza della calotta polare Nord è di 5×10^5 m, mentre quella per il polo Sud è di circa 1.75×10^5 m. Le altezze ottenute dalle rilevazioni della missione Mariner 9 sono di 4-6 km per la calotta polare Nord e di 1-2 km per quella Sud. (Credit: Clifford, Polar Basal Melting on Mars (1987))

Poiché nessuna delle due calotte polari ha un'altezza al centro che supera quelle riportate in Tab. 1.1, nemmeno uno sforzo alla base che sia maggiore di 150 kPa è ragionevole. Inoltre, lo stretto accordo tra lo spessore dedotto per la calotta polare Nord e quello ottenuto dal profilo di equilibrio ricavato utilizzando parametri terrestri, fa sì che si possa immaginare una temperatura basale prossima al punto di fusione.

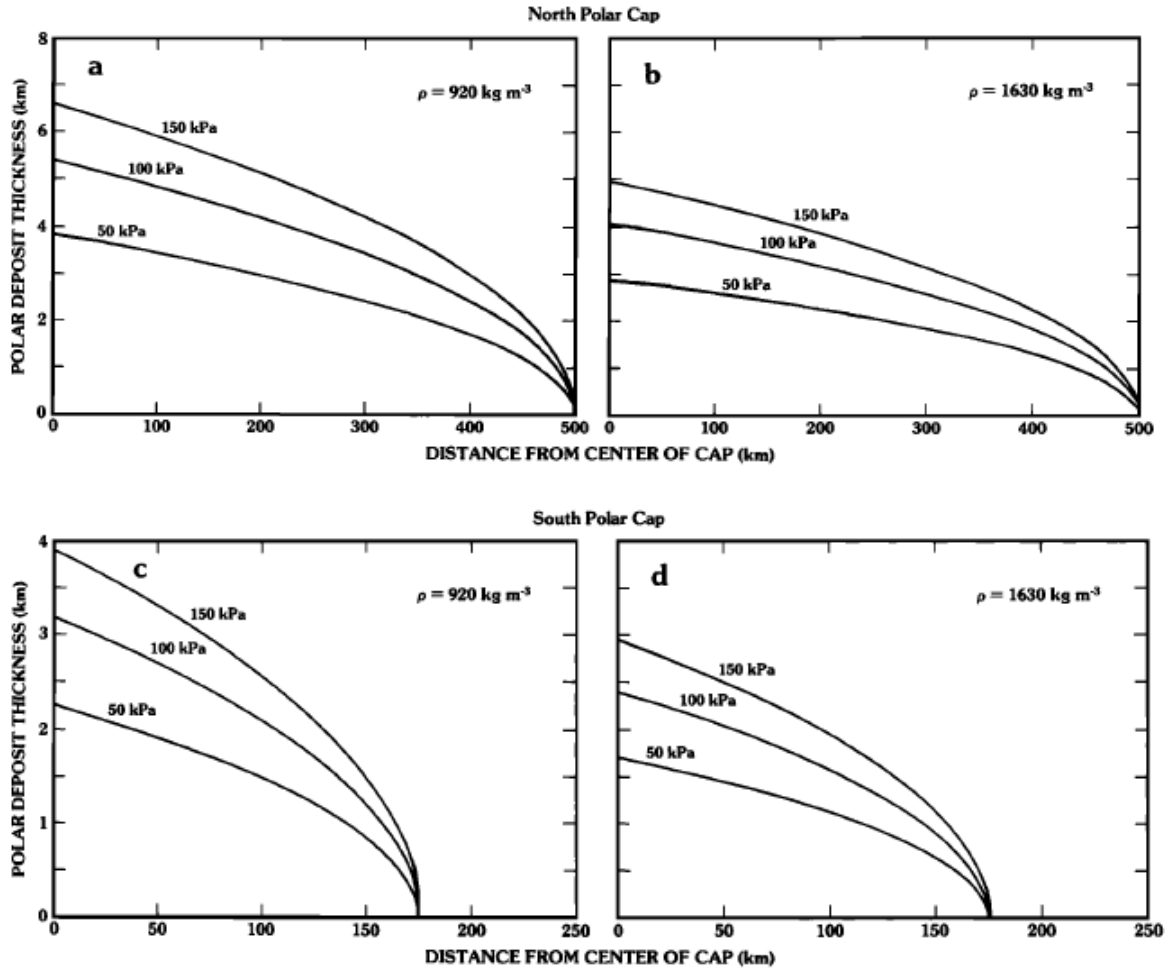


Figura 1.4: Profili di equilibrio per le calotte polari degli emisferi Nord e Sud ricavati dall'applicazione del modello di Orowan, calcolati utilizzando tre diversi valori per lo stress di taglio e due diversi valori di densità. (Credit: Clifford, Polar Basal Melting on Mars (1987))

1.2.2 Il modello di Nye

Si può trattare l'argomento in maniera più approfondita andando a studiare il modello sviluppato da Nye (1959) e Weertman (1961). Questi modelli non si basano più sull'ipotesi di perfetta plasticità ma sulla base di una legge più accurata per la fusione alla base.

$$h^{2+1/m} = \left(\frac{2m+1}{m+1} \right) \left(\frac{1}{\rho g} \right) \left(\frac{a}{b} \right)^{1/m} (L^{1+1/m} - x^{1+1/m}) \quad (1.5)$$

dove $m = (n+1)/2$, a è il tasso di accumulazione (assunto costante sulla superficie della

calotta) e B è la costante che compare nell'equazione di Weertman per la velocità, la quale risulta dalla combinazione dello scivolamento e il taglio alla base:

$$u = B\tau_b^m \quad (1.6)$$

Il valore di B è funzione delle proprietà meccaniche dello strato di ghiaccio e della scabrezza del letto del ghiacciaio:

$$B = a \left(\frac{2m+1}{m+1} \right)^m \left(\frac{1}{\rho g} \right)^m \left(\frac{L^{m+1}}{H^{2m+1}} \right) \quad (1.7)$$

dove H è lo spessore osservato al centro della calotta.

Il limite di tale modello però consiste nella necessaria conoscenza a priori dell'altezza al centro dello strato di ghiaccio. Tuttavia, si può pensare di utilizzare prima il metodo di Orowan per stimare l'altezza e successivamente inserire tale risultato nel modello di Nye e ricavare così il corretto profilo di equilibrio della calotta polare. Il difetto del modello di Orowan è eliminato semplicemente considerando una legge per la fusione più realistica come quella di Nye. Il risultato di tale applicativo è mostrato di seguito in Fig. 1.5.

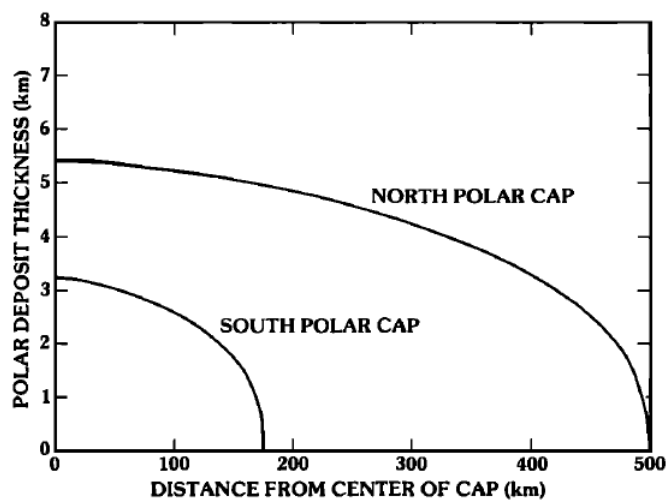


Figura 1.5: Profili di equilibrio per le calotte polari nord e sud ottenute tramite l'applicazione del modello di Nye. Tale risultato mostra correttamente una pendenza nulla al centro delle calotte polari. (Credit: Clifford, Polar Basal Melting on Mars (1987))

Si può dunque pensare che i fenomeni di “basal melting” e di flusso glaciale siano entrambi processi attivi nelle regioni polari di Marte, in particolare nella regione Nord dove lo spessore di 4-6 km sembrerebbe essere sufficiente per indurre condizioni di alte temperature e stress da taglio alla base. Al Sud, invece, lo spessore minore parrebbe rendere tale fenomeno più improbabile ma ad una certa profondità il “basal melting”

deve essere un'inevitabile conseguenza dell'esistenza di un deposito netto di materiale a lungo termine.

1.3 Importanza geologica del fenomeno di basal melting

Il processo di "basal melting" ricopre un ruolo fondamentale nello studio non solo delle regioni polari ma anche del ciclo climatico dell'acqua su Marte.

1.3.1 Chasma Boreale e Chasma Australe

Le regioni polari sono caratterizzate da una tipica forma a spirale, con rientranze di diverse dimensioni. In entrambe si possono identificare delle particolari formazioni rocciose, analoghe ai canyon terrestri, aventi un'orientazione radiale attraverso le calotte polari, denominate Chasma Boreale e Chasma Australe. Nonostante lo sviluppo di modelli che spiegassero l'origine delle regioni polari, tenendo conto anche della dipendenza dall'insolazione, ancora non vi erano risposte che giustificassero la presenza di zone di questo tipo. Una possibile soluzione, proposta da Clifford nel 1980, riguarda l'eventualità che queste regioni si siano formate in seguito al catastrofico rilascio di un enorme riserva subglaciale di acqua disciolta alla base delle calotte ghiacciate. Un fattore molto importante per lo studio di fenomeni di questo tipo è la permeabilità del terreno. In seguito agli studi di Weertman (1966, 1972) relativi ai ghiacci terrestri, si mise in evidenza il fatto che nel caso di ghiacciai formati sopra regioni rocciose poco permeabili, il flusso d'acqua creatosi in seguito alla fusione basale si dirigeva dal centro verso le zone più periferiche. Su Marte, dunque, le ipotesi sono due: la prima è che le calotte polari possano trovarsi al di sopra di una regione con una permeabilità tale da permettere la formazione di una riserva d'acqua subglaciale; la seconda, invece, riguarda la possibile presenza di un terreno sottostante a bassa permeabilità in analogia a quanto accade nel caso terrestre e dunque la formazione di un flusso d'acqua che si sposta verso le zone più esterne della calotta influenzandone ulteriormente la stabilità stessa. Questa seconda opzione potrebbe risultare valida per la formazione delle rientranze di minori dimensioni visibili nelle zone periferiche della calotta polare. Tuttavia non è ancora in grado di spiegare l'origine della Chasma Boreale e Chasma Australe, che si trovano vicine al centro della calotta. Dall'analisi di studi effettuati sui ghiacci dell'Antartide, si è osservata la presenza di laghi ad una profondità di 3-4 km formati in seguito a fenomeni di "basal melting". Pertanto, tornando al caso marziano, se la quantità d'acqua formatasi in seguito a fusione basale supera in percentuale quella che il terreno può assorbire per infiltrazione, questa inizia ad accumularsi entro i confini di quelli che potrebbero essere antichi crateri o bacini di riserva creati in seguito a grandi impatti. Se tale fenomeno persiste, si giunge ad un punto in cui avviene la rottura dei margini del lago subglaciale.

Il calore e l'attrito ulteriormente generati in seguito all'interazione con la base del ghiacciaio sovrastante provoca un ulteriore incremento di fusione basale, forzando l'acqua a scorrere verso le regioni più esterne e ad emergere in superficie dando luogo a formazioni analoghe a Chasma Boreale e Chasma Australe.

Capitolo 2

La missione Mars Express

Si è già accennato nel capitolo precedente alle analogie che intercorrono tra Marte e la Terra. Lo studio del Pianeta Rosso ricopre un ruolo fondamentale nell'ambito della cosiddetta planetologia comparata avente come obiettivo la maggior comprensione delle proprietà fisiche ed evolutive dei pianeti terrestri. Negli anni si è così assistito alla nascita di numerose missioni spaziali aventi lo scopo di ottenere sempre più informazioni sulle caratteristiche fisiche e chimiche dei pianeti, ricavando un bagaglio di conoscenze tali da permettere, di conseguenza, anche una miglior comprensione della Terra. Nell'ambito dell'esplorazione marziana, nel 2003, venne lanciata verso Marte la missione Mars Express la cui acquisizione dati, ancora in corso, fu avviata solamente nel 2005. Tra gli obiettivi principali della missione figurano lo studio dell'atmosfera, della superficie da un punto di vista mineralogico e delle regioni subsuperficiali del pianeta alla ricerca di tracce di acqua liquida. La partecipazione italiana alla missione è presente, in particolare, nella realizzazione del Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) in collaborazione con il NASA Jet Propulsion Laboratory.

2.1 Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding

Vista la possibile presenza di acqua allo stato liquido negli strati sottostanti delle calotte polari marziane, in analogia a quanto effettuato sulla Terra per ricerche simili al di sotto dei ghiacciai polari, si decise di utilizzare una tecnica nota come Radar Echo Sounding (RES) per lo studio delle aree subsuperficiali del Pianeta Rosso. Esso presenta due possibili modalità operative attraverso le quali effettuare sia studi sulla parte superiore della ionosfera sia sulle aree ancora inesplorate del sottosuolo. Tramite l'invio di impulsi radio a bassa frequenza che attraversano la superficie, è in grado di registrare l'intensità dei segnali che vengono riflessi da discontinuità di tipo dielettrico del terreno dovute a cambiamenti della composizione del sottosuolo. Cambiando le caratteristiche degli

impulsi, può effettuare studi analoghi su quelli riflessi dalla ionosfera a diverse altitudini ricavando misure e informazioni sulla densità elettronica e sul campo magnetico locali. MARSIS opera su un'orbita altamente ellittica e l'acquisizione dei dati avviene solamente quando esso raggiunge un'altezza sulla superficie compresa tra 250 e 800 km. Operando in un range di frequenze comprese tra 1.3 e 5.5 MHz, esse vengono scelte in modo tale da minimizzare i fenomeni distorsivi da parte della ionosfera la cui frequenza di risonanza si attesta anch'essa attorno a qualche MHz; pertanto, i segnali sono acquisiti nel range 1.8-3.0 MHz nelle ore notturne e nel range 4.0-5.0 MHz in quelle diurne. Tramite l'antenna dipolare di 40 m installata a bordo, MARSIS invia impulsi radio della durata di 250 μ s. Prima di inviare un nuovo segnale, però, attende quello di risposta del precedente; gli echi vengono così raccolti in gruppi detti "frames" contenenti un numero variabile di segnali, in funzione delle altitudini e delle frequenze. In una prima fase di elaborazione dei segnali, vengono uniti tutti gli echi alla stessa frequenza in un unico frame dopo aver applicato il cosiddetto "Doppler-beam sharpening" per compensare il moto della sonda in direzioni diverse da quella verticale. A questo punto i risultati vengono trasmessi a terra dove verranno analizzati e manipolati in maniera definitiva.

2.2 Subsurface sounding

Le prime osservazioni furono effettuate sopra il Planum Boreum, un'ampia regione geografica della regione polare nell'emisfero Nord composta da ghiaccio d'acqua e polveri.

2.2.1 Planum Boreum

Come già accennato nel Cap.1, il Planum Boreum è costituito tra diverse zone: la calotta polare residua (NRIC), il deposito polare stratificato (NPLD) e una basal unit (BU). In seguito alle prime acquisizioni, i radargrammi mostravano due superfici di riflessione (si veda Fig. 2.1).

Per una corretta interpretazione dei dati da segnali radar si devono fare alcune considerazioni. Se la superficie non è piana, parte della radiazione incidente viene riflessa in direzioni diverse da quella speculare. Questo può accadere per quelle zone che non sono direttamente al di sotto del radar, che producono così degli echi superficiali che raggiungono il radar in un tempo successivo rispetto a quello impiegato da quelle poste sotto la verticale. Con il termine clutter si indicano tutti gli echi indesiderati ricevuti da un radar; esso costituisce, quindi, un disturbo di tipo additivo che si sovrappone al segnale utile. Pertanto, i radargrammi devono essere validati tramite il confronto con simulazioni teoriche dell'eco superficiale che confermino o meno la presenza di ulteriori riflessioni. Se queste sono presenti in entrambi i radargrammi, allora sono effettivamente provocate da riflessioni laterali e non da elementi subsuperficiali. Nel caso attualmente

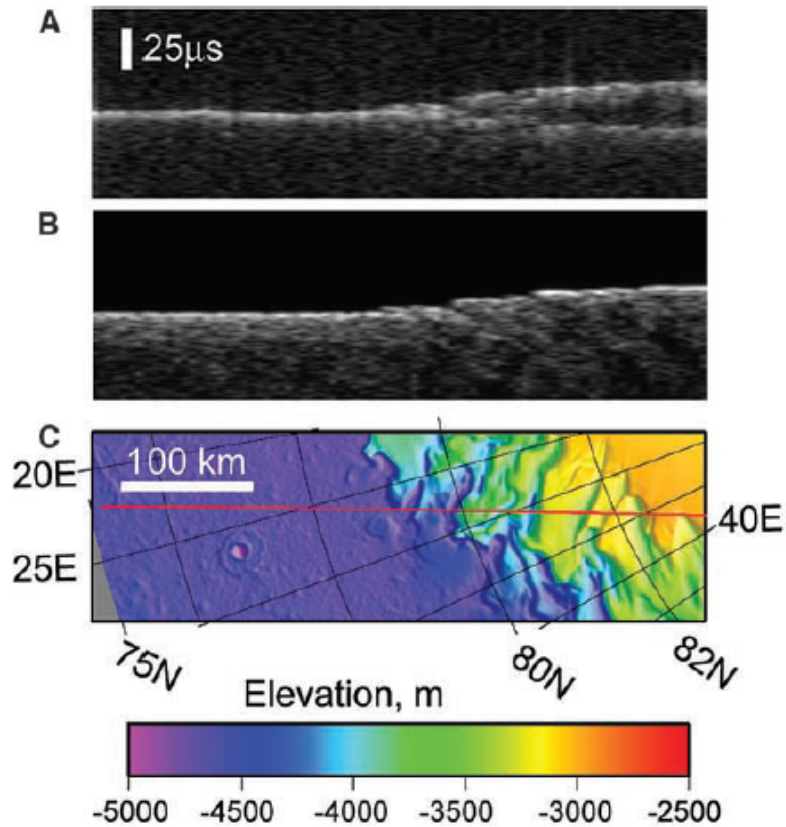


Figura 2.1: (A) Radargramma dell'orbita 1855 nel quale sono visibili le due superfici di riflessione oggetto di successive indagini. (B) Simulazione teorica del segnale da MARSIS nel caso in cui gli echi di risposta provengano solamente dalla superficie o da fenomeni di clutter. Non sono evidenziati fenomeni di riflessione laterale, la seconda superficie di riflessione visibile in (A) viene dunque associata ad un fenomeno reale di riflessione alla base. (C) Rilievo topografico dell'area indagata ottenuto da MOLA. (Credit: Picardi et al., 2005)

affrontato del NPLD, si vide che non vi erano caratteristiche analoghe simulate e dunque doveva trattarsi di una seconda superficie riflettente, ovvero quella basale.

Ulteriori acquisizioni permisero uno studio più dettagliato della struttura interna di tale regione. Fu possibile stimare lo spessore e l'estensione del NPLD e della BU, calcolandone anche il volume di ghiaccio contenuto ricavando i seguenti valori: $(7.8 \pm 1.2) \times 10^5 \text{ km}^3$ per il NPLD e di $(4.5 \pm 1.0) \times 10^5 \text{ km}^3$ per la BU. Nei mesi compresi tra giugno e dicembre 2011, MARSIS ebbe modo di acquisire dati di maggior qualità passando sopra la regione nelle ore notturne, quando la distorsione dovuta alla presenza della ionosfera era minima.

Ottenne così ulteriori dati tramite i quali produrre una mappatura completa della BU per tutta l'estensione del Planum Boreum.

2.2.2 Planum Australe

Analogamente a quanto accade per il Planum Boreum, il Planum Australe è l'area geografica che si estende attraverso la regione polare dell'emisfero Sud. Esso è composto principalmente di ghiaccio e può essere immaginato diviso in tre unità: la calotta polare residua (SRIC), il deposito polare stratificato (SPLD) e la Dorsa Argentea Formation (DAF). La calotta polare residua è formata da ghiaccio di CO₂ ed ha uno spessore di qualche metro, mentre il SPLD ha una struttura simile a quella del NPLD. La DAF si estende attorno al SPLD e si pensa possa essersi originata da un antico ghiacciaio. I dati raccolti da MARSIS al di sopra del Planum Australe mostravano echi di risposta dalla base con un'intensità prossima a quella della superficie. Ciò era in aperto contrasto con la propagazione delle onde elettromagnetiche in un mezzo dispersivo. Una variazione della costante dielettrica poteva essere la ragione di tale fenomeno, giustificabile attraverso la presenza di acqua liquida che però sembrava quasi impossibile, dato che tali echi provenivano da una regione al di sotto del SPLD, dove le temperature sono tra le più basse del pianeta. Zone caratterizzate da questo fenomeno furono osservate anche al di fuori dei confini del SPLD, la cui distribuzione spaziale è ben correlata alla Dorsa Argentea Formation. Si ipotizzò dunque che il materiale della DAF fosse diverso da quello che costituiva invece il SPLD, probabilmente a causa dell'alto contenuto di ghiaccio.

2.3 Ionospheric sounding

Si vuole dare, a questo punto, anche una panoramica generale dei risultati ottenuti da MARSIS in modalità AIS (Active Ionosphere Sounding). Tale modalità viene attivata quando il radar si trova ad altezze maggiori di 900 km; esso opera inviando impulsi radio e acquisendone i segnali di risposta con un'ampiezza di banda pari a 10.9 kHz centrata alla frequenza del segnale trasmesso (Jordan et al., 2009). Un tipico ionogramma acquisito in tale modalità è mostrato in Fig. 2.2, nel quale è chiaramente visibile la riflessione provocata dalla ionosfera ad un tempo di circa 3 ms e due ulteriori riflessioni a 3.2 ms e 5.2 ms associate al contributo del campo magnetico crostale. Nella porzione superiore dello ionogramma è, invece, possibile osservare una serie di linee verticali rappresentanti le varie armoniche della frequenza di risonanza del plasma locale.

Si procede col presentare i risultati relativi alla densità locale degli elettroni nella ionosfera e alle misure di campo magnetico. Essa ricopre un ruolo molto importante per lo studio della ionosfera. Una prima analisi dei dati permette di ricavarne l'andamento in funzione dell'altitudine per diversi valori dell'angolo solare allo zenit. Come mostrato in Fig. 2.3, presenta una dipendenza esponenziale dall'altitudine ed evidenzia una minor

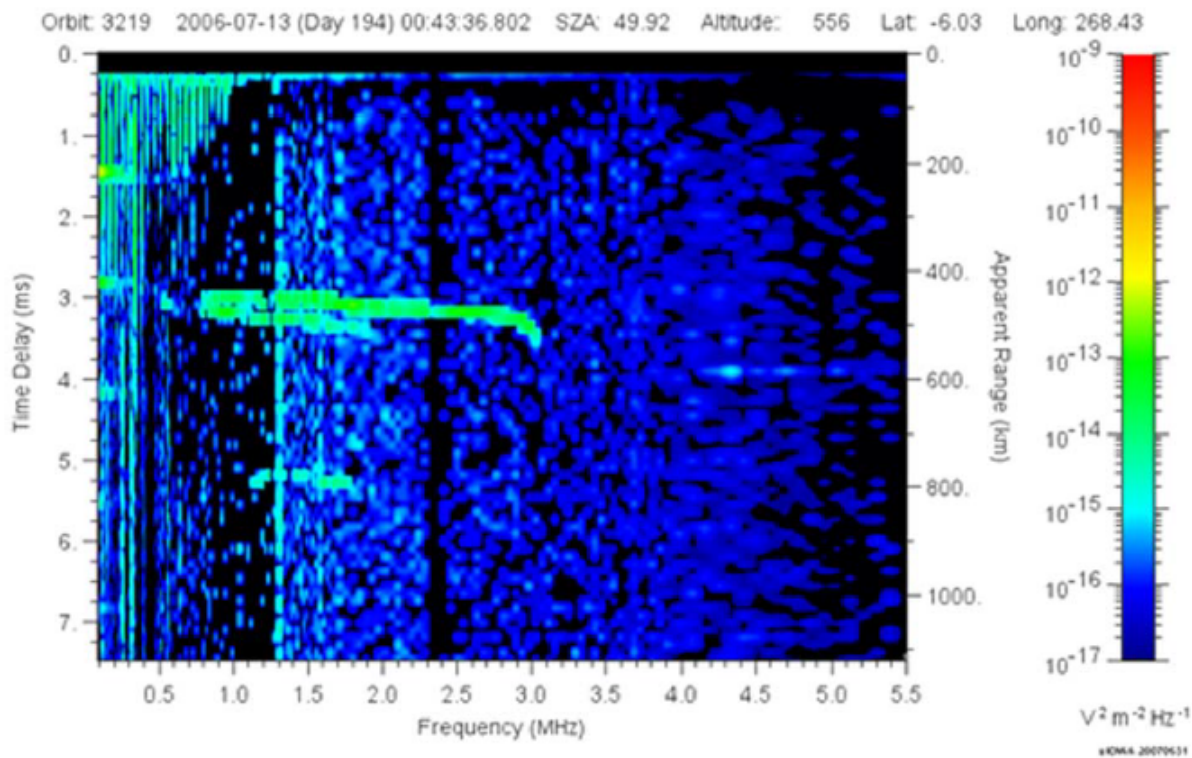


Figura 2.2: Tipico ionogramma acquisito da MARSIS in modalità AIS durante l'orbita 3219. I segnali orizzontali (in verde) rappresentano una misura del campo elettrico, presente per frequenze inferiori ai 3 MHz; mentre per frequenze maggiori la ionosfera non assorbe la radiazione incidente. (Credit: Jordan et al., 2009)

variazione della densità elettronica all'aumentare dell'angolo solare, ovvero al diminuire dell'altezza del Sole sull'orizzonte fino alla sua scomparsa nelle ore notturne.

L'obiettivo primario di MARSIS nello studio della ionosfera è dunque legato allo studio del profilo di densità elettronica, ricavando così informazioni sulla struttura della ionosfera. Nelle ore diurne, la ionosfera è costituita da uno strato principale formato da processi di tipo fotochimico iniziati dalla radiazione EUV incidente. È presente poi una zona di diffusione nella parte più alta della ionosfera costituita da fotoni ad energia maggiore ed elettroni secondari. Lo studio della stessa nelle ore notturne è più complicato, visto che le densità elettroniche sono inferiori rispetto a quelle diurne. Tuttavia, alcuni studi (Namec et al., 2011a) sembrano mostrare una relazione tra la ionosfera notturna e linee di campo magnetico crostale, immaginando dunque che quest'ultimo possa provocare un incremento dell'intensità elettronica, rendendo così visibile la ionosfera.

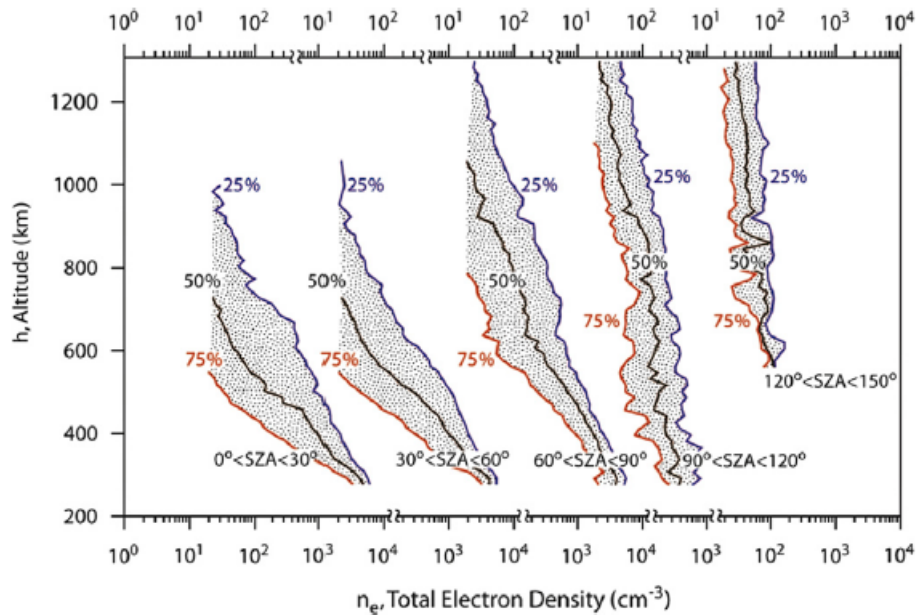


Figura 2.3: Andamento esponenziale della densità elettronica nella ionosfera in funzione dell'altitudine. (Credit: Duru et al., 2008)

2.4 La scoperta dell'acqua su Marte

Come già presentato nei precedenti paragrafi, MARSIS sorvola la superficie marziana alla ricerca di tracce di acqua liquida. Esso ha più volte riscontrato echi di risposta di intensità elevata sopra alcune aree molto sottili del South Polar Layered Deposits. Inizialmente si pensava fosse dovuto alla propagazione del segnale radar attraverso uno strato molto freddo di puro ghiaccio d'acqua. Nei mesi compresi tra Maggio 2012 e Dicembre 2015, MARSIS è passato sopra un'area con un'estensione di 200 km del Planum Australe. Nelle ore notturne, quando il fenomeno distorsivo della ionosfera è minimizzato, MARSIS effettuò 29 diverse acquisizioni e in figura 2.3 è possibile osservare uno dei radargrammi ottenuti durante tale periodo. Esso rappresenta una sezione verticale bidimensionale dell'area indagata riportata in un grafico in cui lungo l'orizzontale vi è la distanza lungo la traccia al suolo e in verticale, invece, il "round trip time" ovvero il tempo che intercorre tra l'invio di un segnale e il tempo necessario per sua ricezione; l'intensità dei pixel è pari al logaritmo della potenza dell'eco. Nella maggior parte dei casi, la riflessione alla base è di intensità debole e diffusa, ma in alcune zone essa risulta ben definita e molto elevata persino rispetto a quella della superficie.

MARSIS permette di tenere traccia dei tempi di viaggio del segnale; dunque, noti quelli per la riflessione dell'eco in superficie e alla base, nota la permittività elettrica del suolo, è possibile ricavare un valore approssimato della velocità del segnale nel terreno e così la

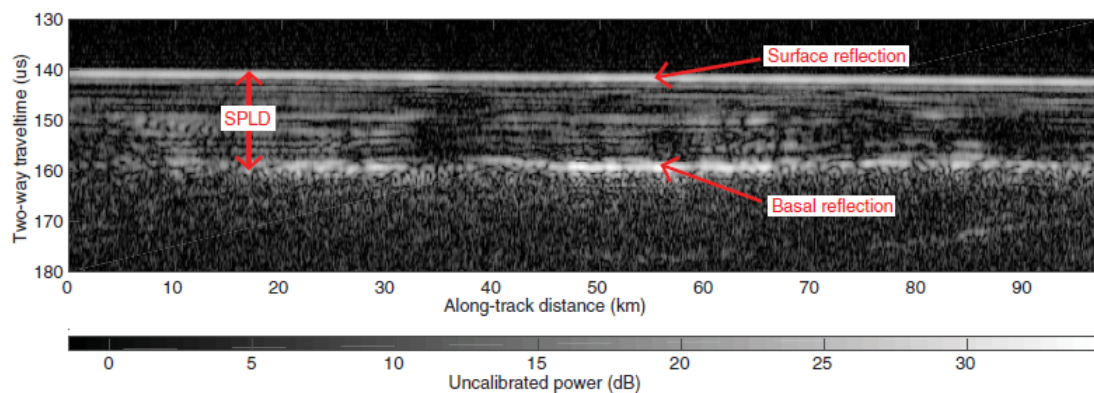


Figura 2.4: Radargramma per l'orbita 10737 di MARSIS. In orizzontale si osserva la distanza lungo la traccia a terra del radar, mentre in verticale il tempo di viaggio del segnale. Sono visibili gli echi di risposta superficiale e subsuperficiale proveniente dalla riflessione alla base della SPLD. (Credit: Orosei et al., 2018)

profondità a cui avviene la forte riflessione del segnale. Se la velocità dunque è circa $170 \text{ m}/\mu\text{s}$, come quella attraverso il ghiaccio d'acqua puro, la profondità stimata è di circa 1.5 km . Questo semplice calcolo permette una prima stima immediata della profondità a cui avviene la forte riflessione del segnale, tuttavia sono necessarie alcune precisazioni relative ai parametri utilizzati. La permittività elettrica, può essere teoricamente ricavata dalla potenza dei segnali riflessi alla base del SPLD. Tuttavia, non è nota la potenza del segnale trasmesso dall'antenna poiché non è stato possibile farne una calibratura al suolo, dunque le intensità diventano intensità relative. È cosa comune normalizzare la potenza dell'eco di sotto superficie alla mediana della potenza di superficie per ogni orbita e utilizzare la frazione trovata. Tale procedura ha il vantaggio di compensare eventuali attenuazioni del segnale da parte della ionosfera.

2.4.1 Propagazione delle onde elettromagnetiche in un mezzo stratificato

È possibile ricavare l'andamento e i valori per la permittività elettrica al di fuori e all'interno della regione luminosa alla base. Ciò è stato fatto partendo dalle seguenti ipotesi:

- Il SPLD è formato da un miscuglio di ghiaccio d'acqua e polveri in varie possibili proporzioni, comprese tra il 2 e il 20
- Il profilo di temperatura all'interno del SPLD è lineare e il valore in superficie è pari a 160K e cresce fino ad un certo valore alla base (tra i 170 e i 270K).

In questo modo è possibile prevedere diversi scenari, andando a considerare il caso di un'onda piana che incide normalmente su una struttura a tre strati: il primo è un semipiano infinito con una permittività pari a quella dello spazio vuoto, il secondo è un piano finito dimensionale omogeneo a rappresentare il SPLD e, per ultimo, un semipiano infinito a rappresentare il terreno sottostante la base con permittività variabile. In generale, in un mezzo a due strati con indici di rifrazione n_i e n_j , il coefficiente di riflessione nel caso di incidenza normale è dato da (Mouginot et al., 2009):

$$r_{ij} = \frac{n_j - n_i}{n_j + n_i} \quad (2.1)$$

Nel caso trattato di seguito gli strati considerati sono tre, pertanto il coefficiente di riflessione totale dovrà essere espresso in funzione dei coefficienti r_{12} e r_{23} associati alle due superfici di separazione (Born and Wolf, 1979):

$$r = \frac{r_{12} + r_{23}e^{2i\beta}}{1 + r_{12}r_{23}e^{2i\beta}} \quad (2.2)$$

dove $\beta = \frac{2\pi}{\lambda}n_2h$, con h che rappresenta lo spessore dello strato intermedio e λ la lunghezza d'onda. Secondo tale notazione quindi n_1 , n_2 e n_3 rappresentano gli indici di rifrazione dei tre strati. In ogni caso, l'indice di rifrazione può essere calcolato come $n_i = \sqrt{\epsilon_i}$. Il SPLD, come già visto, è composto da ghiaccio d'acqua e polveri. Per il ghiaccio d'acqua puro la costante dielettrica è pari a 3.15, mentre gli effetti della CO_2 vengono discussi separatamente e per essa si assume una costante dielettrica pari a 1.77 (Mouginot et al., 2009). Per le polveri costituenti il SPLD si considera, invece, una permittività complessa pari a $8.8 \pm 0.017i$, tipico delle rocce basaltiche presenti su Marte. I parametri liberi sono dunque la percentuale di polveri contenute, la temperatura basale e la permittività. Quest'ultima viene fatta variare tra 3 e 100, valori tipici rispettivamente dei materiali porosi e delle brine. Il modello applicato (Orosei et al., 2018) permette così di determinare la permittività sia al di fuori che per della regione luminosa visibile alla base del SPLD. I risultati di tali simulazioni vengono riportati anche in maniera grafica in Fig 2.4. La permittività basale al di fuori della regione luminosa è nel range 4-15, valori tipici per le rocce vulcaniche terrestri; mentre per la regione luminosa si è tra 22 e 33. Sulla Terra, l'alto valore della permittività elettrica è indice della presenza di acqua liquida. Vista pertanto la forte analogia che intercorre tra i due pianeti in fenomeni di questo tipo, è immediato pensare che ciò possa essere indice della presenza di uno strato di acqua allo stato liquido o di materiali saturi d'acqua. Ulteriori conferme in questa direzione vengono dai risultati del Phoenix lander's Wet Chemistry Lab, secondo i quali la presenza di perclorati di Magnesio, Calcio e Sodio sono diffusi nel terreno della regione polare dell'emisfero Nord e in varie altre aree del pianeta; pertanto, è lecito supporre che questi possano essere presenti anche nell'emisfero Sud alla base del SPLD, abbassandone in maniera consistente il punto di fusione.

È importante sottolineare che MARSIS è in grado di localizzare solamente regioni molto ampie di acqua liquida, dunque non è ancora possibile verificare la presenza di bacini di piccole dimensioni o possibili collegamenti tra essi. Non è quindi da escludere la possibilità che l'acqua si presenti in altri modi nel sottosuolo non ancora rilevati.

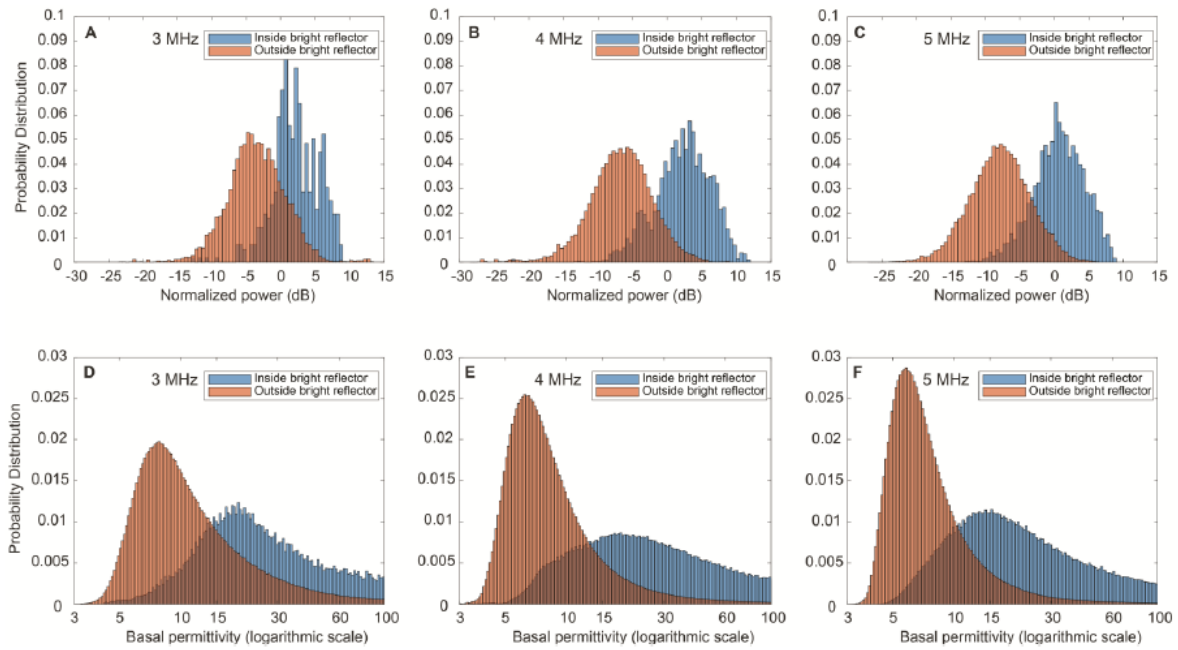


Figura 2.5: Istogrammi per la potenza normalizzata dell'eco basale e la permittività elettrica. Tali istogrammi vengono realizzati sia per i punti esterni all'area luminosa alla base, che per quelli interni ad essa. Si osservano range di valori compatibili con la permittività delle rocce vulcani per i punti esterni e valori maggiori di 15 per quelli interni, possibile indice della presenza di acqua allo stato liquido. (Credit: Orosei et al., 2018)

Capitolo 3

Analisi dati

Questa parte del lavoro di tesi ha come oggetto il tentativo di riprodurre alcuni dei risultati ottenuti dal gruppo di ricerca del Professor Orosei per lo studio del Polo Sud di Marte e la rilevazione di eventuali tracce di acqua liquida nel suo sottosuolo. Di seguito vengono così presentate le operazioni eseguite in tal senso e una serie di risultati rappresentativi del lavoro. Il tutto è stato elaborato tramite codici Matlab forniti dal docente e un codice finale autonomamente elaborato al fine della rappresentazione dei grafici mostrati in seguito. Tutti i dati e i grafici riportati a titolo di esempio nel seguente capitolo sono relativi all'orbita 15055 alla frequenza di 3 MHz, il cui radargramma è mostrato in Fig. 3.1. In accordo con la propagazione delle onde elettromagnetiche, ogni qual volta questa incontra un nuovo ostacolo parte di essa viene riflessa e parte ulteriormente trasmessa, con un'intensità dipendente dalle caratteristiche dielettriche dello stesso: nel radargramma è dunque possibile osservare la sezione verticale del terreno lungo tutta la traccia a terra del radar.

La prima operazione prevede l'identificazione degli echi principali di risposta superficiali e subsuperficiali a partire dai radargrammi forniti da MARSIS. Individuato il segnale da acquisire, è possibile indicare i punti entro i quali il programma sviluppato andrà ad estrarre il segnale, ricavando così i valori di intensità dell'eco che saranno utilizzati in seguito. In Fig. 3.2 viene mostrato un momento di tale procedura in cui è possibile osservare i segnali di risposta estratti ed evidenziati con colori diversi, rosso per la sottosuperficie e verde per la superficie. Le operazioni sul segnale di sottosuperficie richiedono maggior attenzione poiché, per i punti in cui il rumore provocato dai fenomeni distorsivi della ionosfera è elevato, risulta più complessa l'identificazione del segnale di risposta e potrebbe essere necessario ripetere l'operazione di estrazione del segnale fino ad ottenere il livello di precisione più alta possibile.

Alcuni dei radargrammi sono stati scartati prima ancora di procedere con tale operazione poiché erano affetti da un tasso di distorsione e rumore troppo elevati per una chiara identificazione dei segnali stessi. Tale difficoltà è dovuta agli effetti distorsivi della ionosfera ai cui si era fatto riferimento nel paragrafo 2.1: poiché il range di frequenze

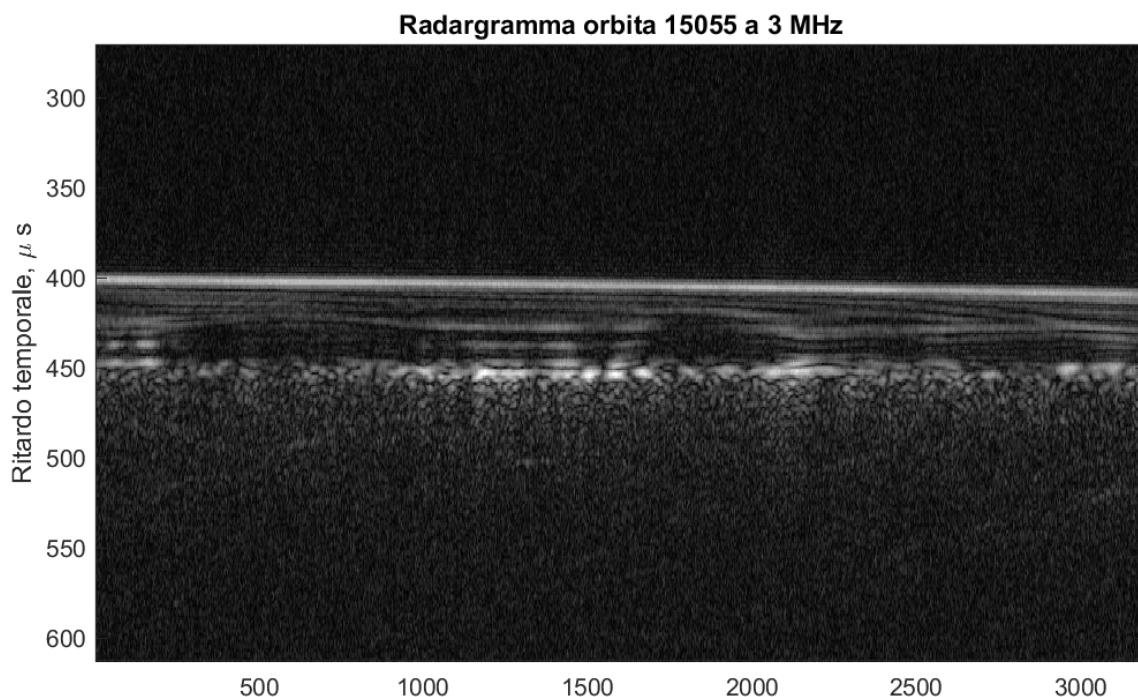


Figura 3.1: Radargramma per l'orbita 15055 a 3 MHz. Il radargramma fornisce una sezione verticale del terreno, che permette di osservare le due principali riflessioni del segnale: una dalla superficie e una dalla base del SPLD.

alle quali opera il radar è dell'ordine del MHz, così come la frequenza di risonanza del plasma ionosferico, è necessario che queste vengano scelte in modo tale da minimizzare tali effetti. Per le osservazioni notturne si opera quindi nel range 1.8-3.0 MHz e nelle ore diurne, invece, nel range 4.0-5.0 MHz.

Una volta effettuata tale operazione per tutte le orbite a disposizione sono note le potenze degli echi di risposta del segnale; queste, combinate assieme ad altri parametri noti di cui MARSIS ha tenuto traccia, permettono di portare avanti la fase di analisi sui segnali. Già una prima semplice visualizzazione dell'eco proveniente dalla superficie e di quello proveniente dalla base riflettente permette di fare alcune considerazioni sulla natura del fenomeno indagato.

Nel grafico in Fig. 3.3, in cui sono riportate le potenze per ogni punto della traccia a terra del radar, si nota l'andamento pressoché costante del segnale superficiale, dovuto al fatto che la superficie del terreno è pianeggiante. L'orbita 15055, presentata a titolo di esempio, è centrata ad un valore di latitudine pari a -81° e 195° per la longitudine; dalla Figura 1.1 si può ottenere conferma di ciò. L'andamento del segnale riflesso dalla base, invece, risulta essere molto variabile vista la minor omogeneità e la maggiore complessità del sottosuolo, caratteristiche tipiche anche delle regioni che circondano il SPLD (si

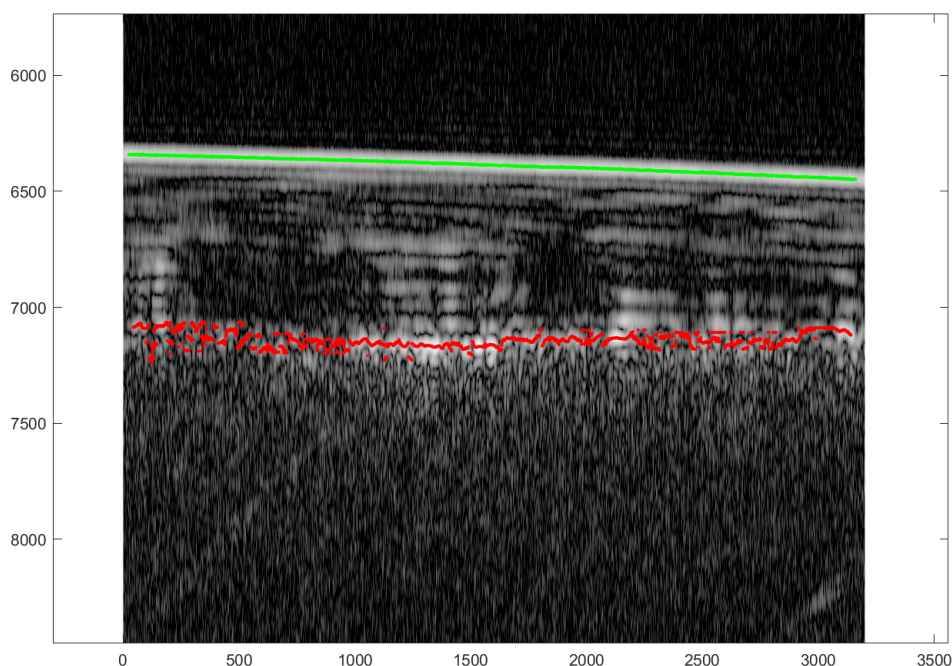


Figura 3.2: Rappresentazione della fase di identificazione dei segnali di risposta dalla superficie (in verde) e dalla base riflettente (in rosso). Si nota che dove l'eco è molto intenso l'estrazione dello stesso risulta ben riuscita, mentre per quei punti soggetti ad elevato rumore l'operazione diventa più complessa e si rende necessario ripetere l'operazione.

veda sempre Fig. 1.1). In alcuni intervalli, visibili in Fig. 3.3, l'andamento del segnale nel sottosuolo è molto irregolare e presenta intensità inferiori a quelle superficiali; in corrispondenza della forte riflessione basale, invece, il segnale è molto più nitido e la sua intensità supera quella superficiale in apparente contrasto con la propagazione delle onde elettromagnetiche in un mezzo dispersivo. Tale fatto si rivela essere un indice della possibile presenza di acqua se si vanno a fare alcune considerazioni di carattere teorico. Come già spiegato nella sezione 2.4.1, analizzando il caso di incidenza normale dell'onda elettromagnetica sulla superficie, il coefficiente di riflessione è dato dall'equazione 2.1 e risulta pertanto dipendere dalla differenza degli indici di rifrazione dei due strati, i quali a loro volta sono dati dalla radice quadrata delle rispettive permittività elettriche. Essendo il valore di permittività elettrica per l'acqua uno dei più alti in natura (se si escludono i metalli), tale coefficiente sarà maggiore nel caso in cui si consideri l'interfaccia tra ghiaccio e acqua, come accade alla base del SPLD, rispetto ad un'interfaccia aria-ghiaccio come in superficie. La simulazione dei valori di permittività elettrica per l'area dalla quale proviene la forte riflessione basale è stata descritta sempre nel paragrafo 2.4.1, ma la riproduzione di questi risultati esula dall'obiettivo di questo lavoro di tesi. I segnali di potenza vengono anche rappresentati tramite istogrammi garantendo così

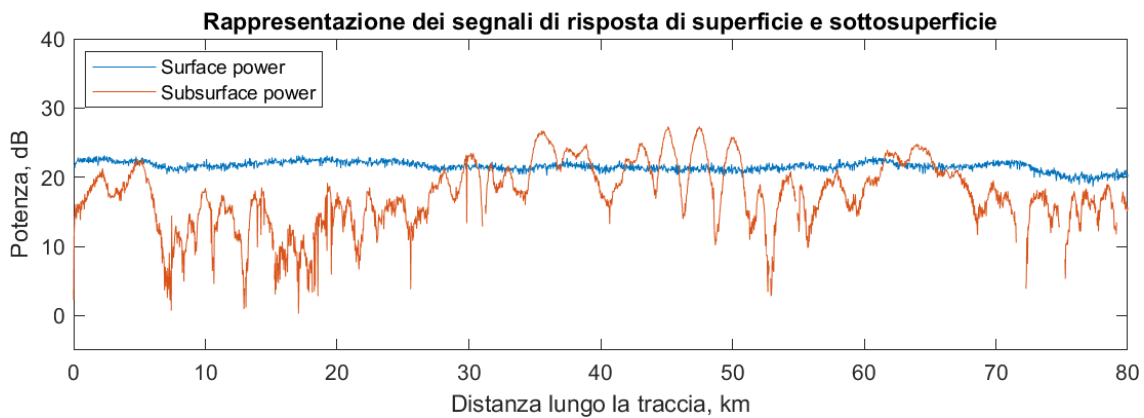


Figura 3.3: Andamento dei segnali di potenza degli echi di risposta superficiale e sottosuperficiale. Il primo si mantiene pressoché costante, a conferma del fatto che la maggior parte del segnale viene riflesso dalla superficie. Per l’eco basale, invece, si osserva un andamento meno regolare, data la maggior complessità del terreno a quella profondità; tuttavia, dove l’eco di risposta è molto intenso il segnale cambia di conseguenza arrivando anche a superare di intensità quello superficiale.

una visione più rapida della distribuzione dei valori di potenza. Se si vuole però sfruttare la possibilità di confrontare tra loro gli istogrammi ottenuti per ciascuna orbita, è conveniente effettuare un’operazione di normalizzazione dell’intensità dell’eco di sottosuperficie alla mediana di quella superficiale. Il motivo che rende necessaria tale operazione risiede nel fatto che non è mai stata effettuata una calibrazione a terra dell’antenna installata su MARSIS e dunque non si conosce la potenza dell’onda incidente. Le intensità dunque devono essere trattate come quantità relative, procedendo così con operazioni di normalizzazione. Ciò può essere fatto in accordo col fatto che la superficie è piatta (il che ne rende un comportamento simile a quello di uno specchio) e che la sua composizione è la medesima entro la zona di interesse, se così non fosse cambierebbero le proprietà dielettriche del terreno e dunque il suo coefficiente di riflessione. Il risultato è riportato in Fig. 3.4 e mette ancor più in evidenza il fatto che in alcuni punti il rapporto tra le due intensità è superiore all’unità.

Arrivati a questo punto ha inizio una fase di analisi focalizzata solamente sui punti di interesse per i quali il rapporto tra le intensità è superiore ad uno. Tali dati verranno utilizzati assieme ad altri parametri utili forniti da MARSIS. Se combinati assieme ai rispettivi valori di latitudine e longitudine forniscono uno strumento utile per la localizzazione della zona e la profondità dalla quale proviene la forte riflessione del segnale. Tra i parametri compaiono i valori dei cosiddetti "two-way travel time", ovvero dei tempi di propagazione del segnale dal suo invio fino alla sua ricezione da parte di MARSIS, che sono noti sia per il segnale che viene riflesso dalla superficie che per quello basale. Assumendo una velocità di propagazione del segnale nel terreno pari a quella nel

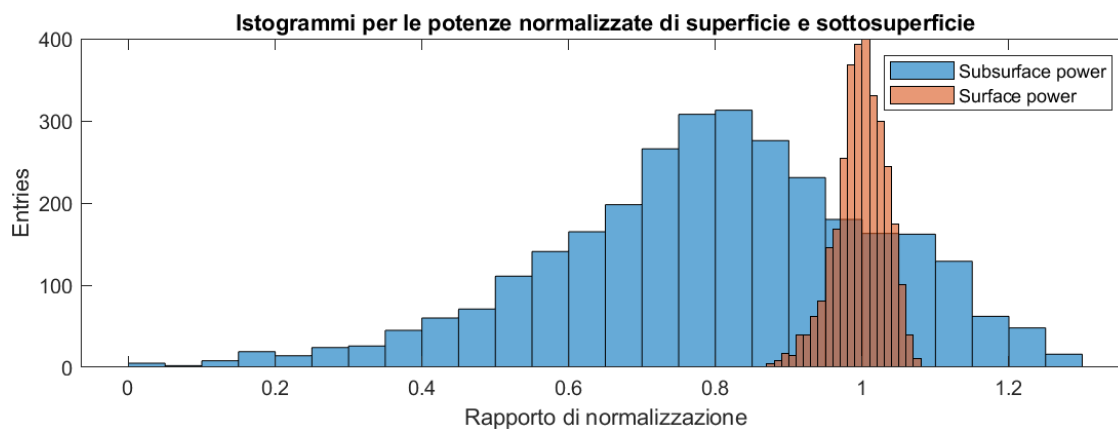


Figura 3.4: Rappresentazione tramite istogrammi delle intensità normalizzate di superficie e sottosuperficie. Gli andamenti confermano il range di valori pressoché costante per l'eco di risposta superficiale e un andamento, invece, variabile per quello sottosuperficiale. È immediato osservare la quantità di punti il cui rapporto è superiore all'unità.

ghiaccio puro di $170 \text{ m}/\mu\text{s}$, viene realizzato un plot della profondità dei punti interessati dalla potenziale presenza di acqua liquida. Esso è visibile in Fig. 3.5, in cui i valori di profondità vengono associati alle rispettive coordinate di latitudine e longitudine. Viene così confermata la prima stima per la localizzazione del lago di acqua liquida ad una profondità di circa 1.5 km.

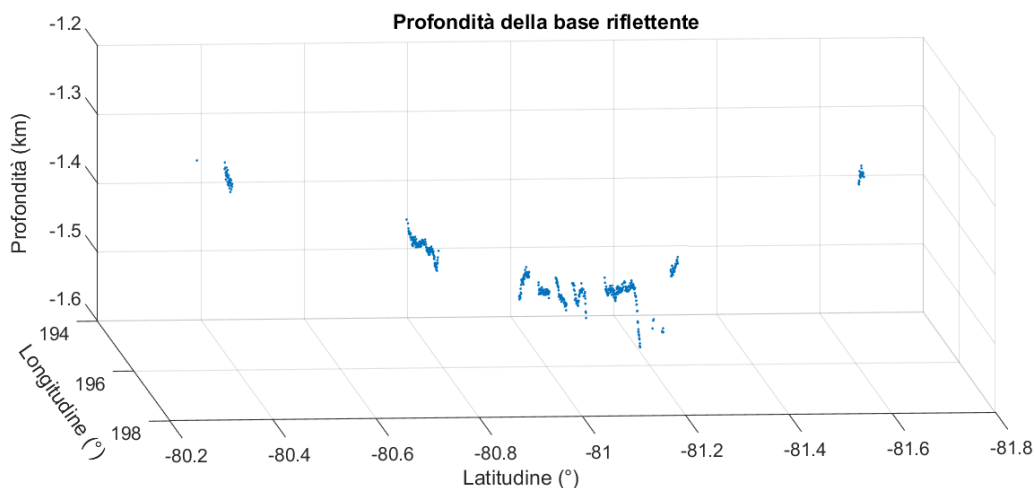


Figura 3.5: Rappresentazione della profondità dei punti il cui rapporto tra la potenza di sottosuperficie e la media di quella superficiale è maggiore all'unità. Unitamente ai rispettivi valori di longitudine e latitudine permette la localizzazione della provenienza del forte segnale basale.

Infine, per chiarire quale sia la zona di interesse si forniscono due mappe sulle quali sono stati riportati, per tutte le orbite analizzate, i segnali di interesse al fine di ricavare una visione più globale della possibile distribuzione di acqua allo stato liquido nel sottosuolo. La prima di queste mappe mostra il Polo Sud marziano e la regione indagata, riportando su entrambi gli assi la distanza dal Polo in km (si veda Fig. 3.6). Nella seconda, invece, viene effettuato uno zoom sulla regione d'indagine ed è possibile osservare l'area, contornata di nero, in cui l'intensità dell'eco di risposta è più elevata, a conferma della presenza di acqua (si veda Fig. 3.7).

Le procedure di analisi portate avanti in questo progetto di tesi hanno dunque permesso la riproduzione di alcuni dei risultati proposti dal Professor Orosei nel suo lavoro di ricerca. Nonostante non sia stata effettuata in questo frangente la simulazione necessaria per la stima dei valori possibili per la permittività elettrica sia per la base riflettente che per il terreno sovrastante, l'utilizzo dei risultati che questa produce (presentati nel Paragrafo 2.4.1) permette di identificare come acqua allo stato liquido la sorgente della forte riflessione oggetto di studio. Inoltre, la rappresentazione dei punti di interesse sulle mappe in proiezione stereografica fa supporre che la regione al di sotto della quale si può trovare acqua liquida si estenda anche oltre l'area di 20 km evidenziata in Fig. 3.6. Qui, entrano dunque in gioco i limiti di MARSIS riguardo l'impossibilità di individuare regioni di minore estensione o di eventuali canali di collegamento tra le varie aree soggette alla presenza di acqua.

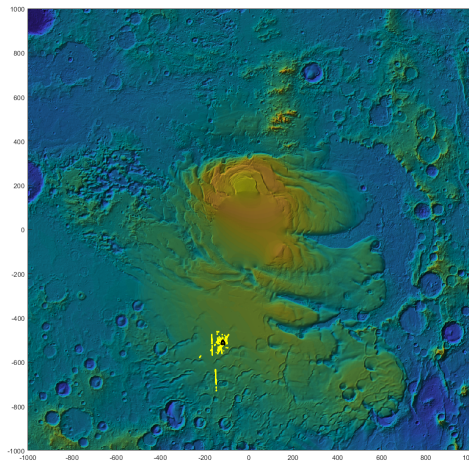


Figura 3.6: Mappa del Polo Sud in proiezione stereografica a rilievo ombreggiato, a colori più chiari corrispondono aree ad altitudine maggiore. Entrambi gli assi riportano la distanza in km dal Polo.

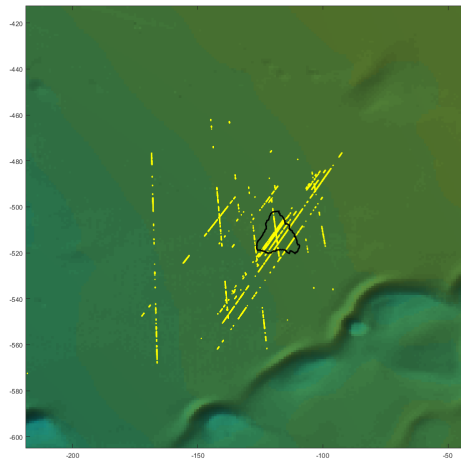


Figura 3.7: Zoom effettuato sulla regione oggetto di studio e analisi. Si tiene traccia di tutti i punti in cui il rapporto tra la potenza sottosuperficiale e la mediana di quella superficiale è superiore a 1. In nero viene, invece, evidenziata la zona in cui si concentrano i punti con intensità maggiore, individuando la posizione in cui rilevare tracce di acqua liquida nel sottosuolo.

Capitolo 4

Condizioni termiche responsabili del basal melting

Come mostrato nei capitoli precedenti, l'analisi dei segnali radar ottenuti da MARSIS mostra la possibile presenza di acqua liquida alla base dei depositi polari marziani dell'emisfero Sud. I fisici Michael Sori e Ali Bramson hanno elaborato alcuni modelli al fine di ricavare ulteriori informazioni relative alle condizioni sotto le quali la presenza di acqua liquida potrebbe essere giustificata. Cercare di identificare i requisiti necessari per la realizzazione di tale fenomeno permette di stabilire le condizioni di permanenza e di stabilità dell'acqua sul pianeta, dando un importante contributo al riconoscimento del suo potenziale sia dal punto di vista geologico, sia da quello biologico.

4.1 Modello termico per il flusso di calore

Il metodo che verrà illustrato nel seguente paragrafo farà più volte uso della legge di Fourier per la conduzione del calore:

$$Q = -k\nabla T \quad (4.1)$$

nella quale Q rappresenta il flusso di calore locale, T la temperatura e k la conducibilità termica. Il primo passo di tale modello consiste nel cercare di ricavare quali valori di gradiente termico possono provocare la fusione del ghiaccio alla base del SPLD. Si assumono come parametri liberi il flusso di calore Q e la percentuale e il tipo di perclorati disciolti che andranno ad influenzare il punto di fusione del ghiaccio; inoltre, lo spessore dello strato ghiacciato è assunto essere pari a 1.5 km, come ricavato in precedenza. La presenza dei perclorati mescolati al ghiaccio permette l'abbassamento del punto di fusione fino a una temperatura di 236 K per il Sodio, 205 K per il Magnesio e 199 K per il Calcio. Per ricavare tutto ciò è prima necessario calcolare la temperatura media annuale in superficie.

4.1.1 Calcolo della temperatura media annuale superficiale

Per il calcolo della temperatura superficiale su media annuale del SPLD si procede con l'applicazione del metodo di Crank-Nicolson, un metodo numerico alle differenze finite ampiamente utilizzato per la risoluzione dell'equazione del calore e di diffusione. Tale metodo viene applicato, in questo caso, per ricavare il bilancio energetico superficiale tenendo conto di diversi parametri quali l'insolazione, la radiazione di corpo nero e la conduzione termica negli strati sub-superficiali per i parametri orbitali e rotazionali attuali di Marte. Sori & Bramson hanno così deciso di utilizzare 15 strati numerici entro la skin depth diurna, aumentando di volta in volta lo spessore degli strati del 3% fino a quando l'ultimo di essi non raggiungeva una profondità pari a 6 skin depths annuali, qui definite come la profondità alla quale l'intensità dell'onda termica stagionale si riduce di un fattore pari a $1/e$. Si procede poi risolvendo l'equazione termica di diffusione al contorno per ciascuna superficie numerica immaginata. La superficie assunta per il modello è piatta, come quella osservata per il SPLD al di sopra dell'area che si pensa possa riservare acqua liquida in profondità. Per quanto riguarda i valori di albedo ed emissività assunti si devono distinguere due casi: per la superficie sono stati presi rispettivamente valori pari a 0.4 e 0.9; tuttavia, si deve tenere conto del fatto che, nel corso dell'anno, le temperature superficiali possono scendere al di sotto del punto di congelamento per la CO_2 e dunque dare luogo alle calotte stagionali di ghiaccio di CO_2 , in tal caso i valori per l'albedo e l'emissività vengono entrambi fissati a 0.7. Lo strato superficiale è considerato essere a bassa conducibilità e connesso allo strato ghiacciato avente, invece, alta conducibilità. Calcolando in questo modo la temperatura si ricava un media annuale di 162 K per un flusso geotermico nominale di 30 mW/m^2 . Variando il flusso geotermico in un range compreso tra $0\text{-}200 \text{ mW/m}^2$, i cambiamenti nella temperatura superficiali si mantengono inferiori a 0.2 K, dunque il valore trovato sembra essere consistente.

4.1.2 Sulla conducibilità termica

La conducibilità termica k , fissati i valori di flusso geotermico e di temperatura superficiale, regola il profilo di temperatura con la profondità. Di seguito si mostrano i risultati ottenuti da Sori & Bramson in seguito al variare di k con la profondità. Nel primo metro di profondità si assume un valore molto basso di conducibilità termica, ovvero $k = 0.02 \text{ W/mK}$, sulla base di osservazioni che evidenziano la bassa inerzia termica delle regioni polari (Putzig et al., 2005). Ciò di fatto permette di isolare lo strato sottostante del SPLD potendo così aumentare le temperature di qualche grado Kelvin. Tale modello di stratigrafia permette di fissare un valore minimo, che funge da vincolo, per il flusso geotermico Q poiché l'assenza dello strato a bassa conducibilità richiederebbe un valore ancora più alto di Q per poter aumentare le temperature alla base. Infine, per la profondità restante del SPLD si assume un valore di conducibilità più elevato associato alla presenza di uno strato misto di ghiaccio e polveri. La composizione di polveri si assume abbia $k = 2$

W/mK, mentre per il ghiaccio si assume una dipendenza dalla temperatura del tipo $k = 651/T$, dove T è la temperatura del ghiaccio a tale profondità (Petrenko & Whitworth, 1999). Poiché la presenza di perclorati è assunta essere alla base del SPLD, questi non influenzano in alcun modo i valori possibili per la conducibilità termica negli strati sovrastanti. Per lo sviluppo del modello si analizzano due diversi casi che forniscono il limite superiore e inferiore per la temperatura basale, immaginando una concentrazione delle polveri rispettivamente al 20% e allo 0%. Utilizzando la legge di Fourier, fissando la temperatura superficiale a 162 K, si procede col calcolare la temperatura per ogni strato. Per ognuno di essi, la conducibilità termica viene calcolata usando la temperatura trovata per lo strato precedente. Continuando in questo modo si ricava la temperatura basale nei diversi casi, che sarà poi confrontata con alcuni valori di temperatura per il punto di fusione sulla base del tipo di perclorato presente.

4.1.3 Risultati del modello

Di seguito vengono presentati i risultati ottenuti da Sri & Bramson. In fig. 4.1 vengono mostrati i profili di temperatura ottenuti per diversi valori di flusso di calore, ovvero $Q = 10, 30$ e 90 mW/m^2 . I risultati ottenuti sono poi confrontati con i valori di fusione sia per il ghiaccio puro che per il ghiaccio in presenza dei diversi perclorati.

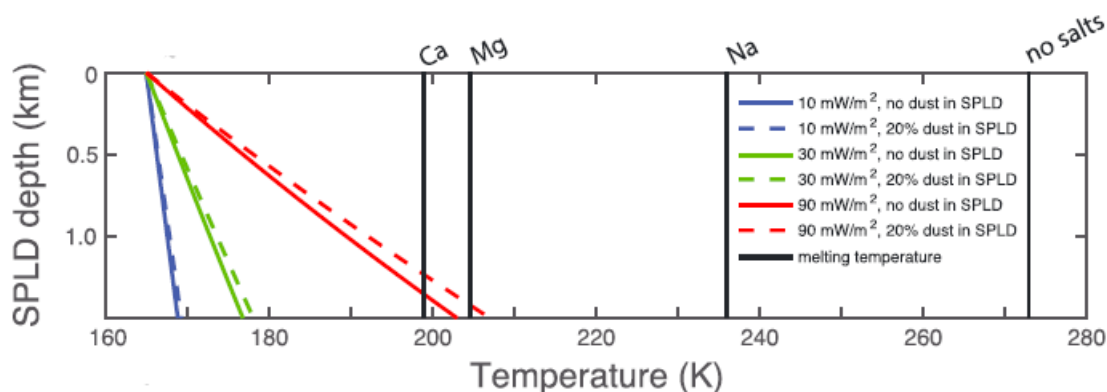


Figura 4.1: (a) Simulazione del profilo di temperatura in profondità del SPLD per $Q = 10, 30$ e 90 mW/m^2 e un contenuto in polveri pari al 20% o nullo. Le linee verticali rappresentano le temperature di fusione in presenza di perclorati di Calcio, Magnesio e Sodio o in totale assenza di essi. (Credit: Sori & Bramson, 2019)

Il liquidus rappresenta il punto oltre il quale esiste la fase liquida del composto, al di sotto di esso invece ha inizio la procedura di solidificazione. Il valore minimo richiesto per il flusso geotermico affinché si possa raggiungere il punto di liquidus, per una fissata

percentuale di sali, è mostrato in Fig. 4.2 dove è evidente che quando le concentrazioni di perclorati sono minori, il flusso necessario aumenta.

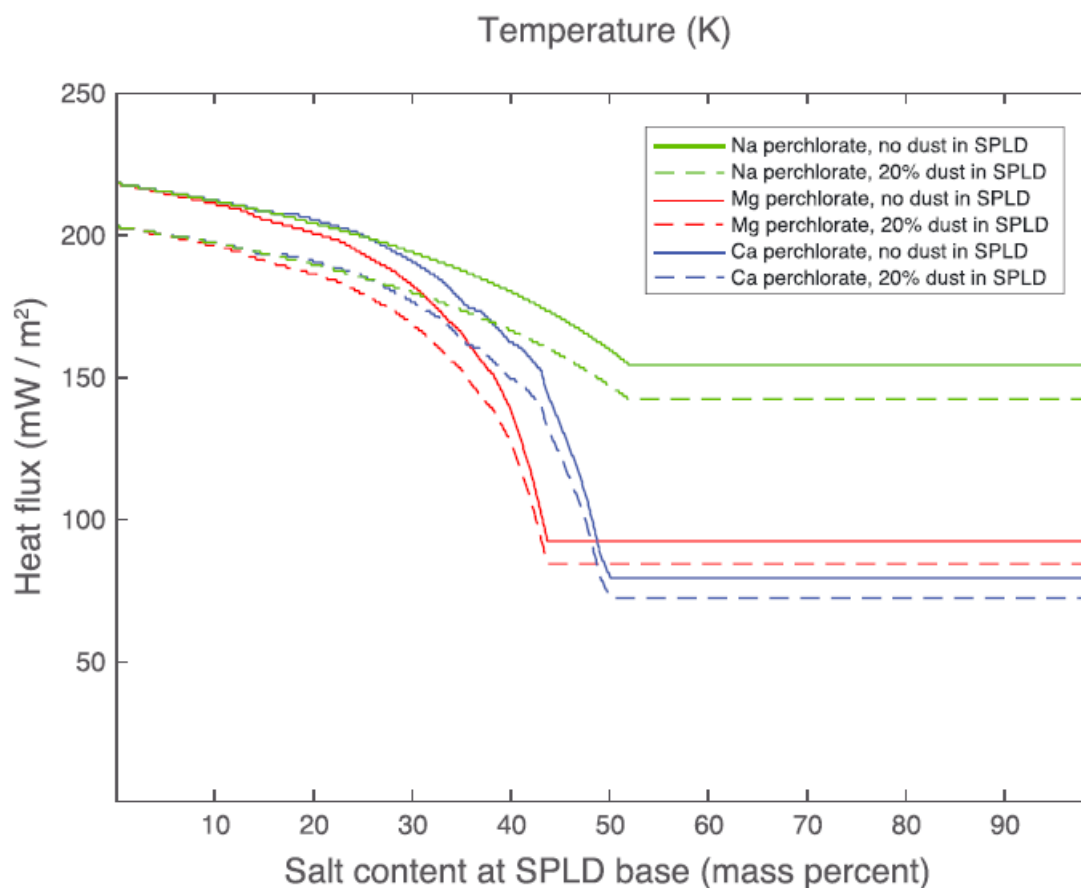


Figura 4.2: Flusso di calore geotermico necessario per il raggiungimento della temperatura di liquidus in funzione della percentuale di sali presente. (Credit: Sori & Bramson, 2019)

Dal punto di vista compositivo, le migliori condizioni possibili sono date da:

- Percentuale di perclorato di Calcio presente maggiore o uguale al 50% della massa alla base del SPLD.
- Un contenuto di polveri pari alla massima concentrazione possibile, ovvero il 20%.

Sotto tali condizioni il flusso di calore geotermico richiesto è dato da $Q = 72 \text{ mW/m}^2$. Altri studiosi (Clifford, 1987; Fisher et al., 2010) erano soliti assumere $Q = 30 \text{ mW/m}^2$, combinando tale considerazione con la mappatura dello spessore crostale, il bilancio termico globale prevede un valore di Q pari a 19 mW/m^2 con possibili variazioni regionali

comprese tra 14 e 25 mW/m². Visto che è difficile immaginare che il flusso reale possa essere quasi quattro volte quello attualmente stimato è più facile pensare che il valore di 72 mW/m² non sia attualmente raggiungibile date le condizioni odierne su Marte. Per provare a giustificare tale situazione si devono fare ulteriori ipotesi.

4.2 La presenza di una camera magmatica

Un flusso geotermico locale molto intenso può essere osservato per determinate condizioni geologiche. Sulla Terra casi di questo tipo si presentano al di sotto dei ghiacci antartici (Fisher et al., 2015; Schroeder et al., 2014), con un flusso maggiore di 200 mW/m², valore ben più alto della media globale. Sono molti i processi che possono contribuire ad un fenomeno di questo tipo; alcuni di essi sono già stati considerati in quanto appena trattato (per esempio lo spessore crostale) o non sono applicabili al caso marziano (quali fenomeni legati al movimento tettonico). Processi che potrebbero essere alla base di tutto ciò sono quelli di tipo magmatico o vulcanico. Di seguito si mostra un secondo modello agli elementi finiti applicato da Sori & Bramson nel tentativo di quantificare e descrivere l'attività magmatica necessaria per ottenere un valore $Q > 72$ mW/m², applicando la legge di Fourier nel caso bidimensionale. Per farlo si considera una camera magmatica circolare alla temperatura di 1300 K, di diametro D e alla profondità H al di sotto della base del SPLD. Una rappresentazione schematica di quanto appena scritto è mostrata in Fig. 4.3

Per la crosta hanno assunto una conducibilità termica $k = 2$ W/mK, un flusso di calore di fondo pari a 30 mW/m², una capacità termica $c = 8000$ J/kgK e una densità di 2500 kg/m³. Con tali ipotesi si ricava che una camera magmatica alla profondità di 8 km dovrebbe avere un diametro maggiore di 5 km per produrre il flusso di calore richiesto alla base del SPLD. In Fig. 4.4 si osservano i risultati ottenuti per diversi valori di profondità e diametro. All'aumentare del diametro devono inevitabilmente aumentare le dimensioni della camera.

La presenza di un corpo intrusivo di tali dimensioni potrebbe essere confermata in seguito al riscontro di anomalie di gravità positive. Esse descrivono le variazioni del campo gravitazionale reale rispetto a quello stimato tramite modelli teorici: se sono positive indicano un eccesso di massa rispetto a quello previsto e dunque un campo gravitazionale più intenso. Al momento studi di questo genere sembrano confermare tale presenza, ma ne dovranno essere fatti di ulteriori per averne certezza totale.

Un'ultima osservazione viene posta riguardo il ruolo dei perclorati in quest'ultimo modello. Sori & Bramson hanno calcolato anche le dimensioni che la camera magmatica dovrebbe avere per produrre un flusso di calore pari a 204 mW/m², ovvero il valore minimo per osservare fenomeno di fusione basale senza dover però sopporre la presenza di perclorati. In tal caso, le dimensioni del diametro e la profondità della camera mag-

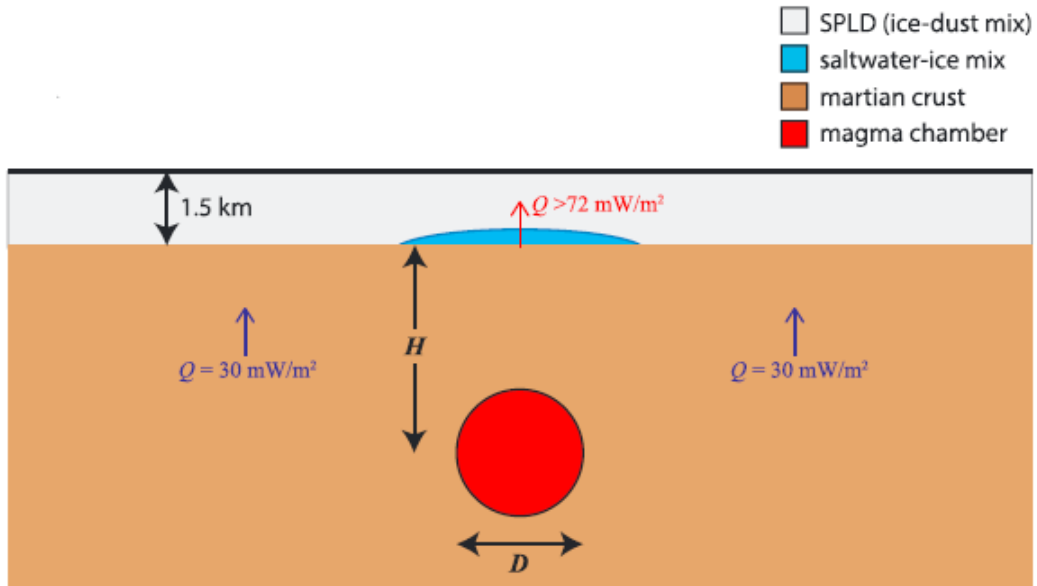


Figura 4.3: Rappresentazione schematica della camera magmatica di diametro D , alla profondità H al di sotto della base del SPLD. (Credit: Sori & Bramson, 2019)

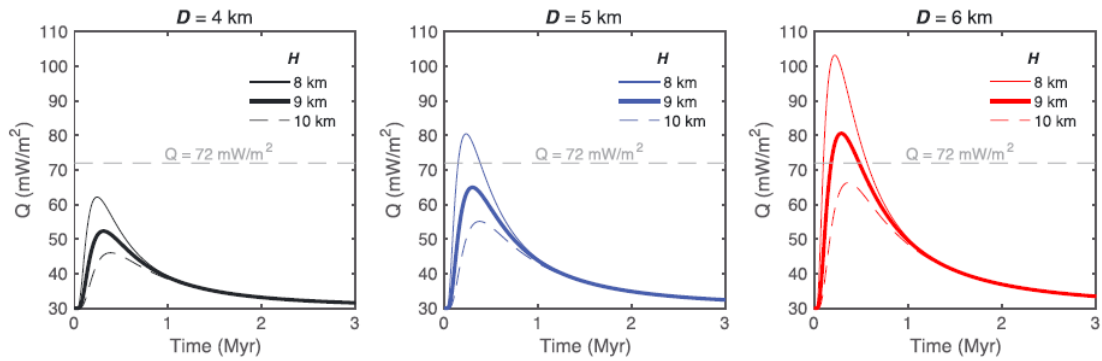


Figura 4.4: Risultati delle simulazioni del flusso di calore generato da una camera magmatica nel corso degli anni al variare del suo diametro e della profondità alla quale viene immaginata. (Credit: Sori & Bramson, 2019)

matica dovranno essere comparabili, ottenendo dunque H minore di 6 km per $D = 6$ km e H minore di 4.5 km per $D = 4$ km.

Richiamando quanto già scritto nei precedenti capitoli, l'estensione dell'area individuata da Orosei et al. (2018) è di circa 20 km. Un limite del modello termico appena presentato risiede quindi nel fatto che è stato interamente concepito per descrivere tale fenomeno

solamente in un punto posto verticalmente al di sopra della camera magmatica. Se in futuro ulteriori studi procederanno in tale direzione, si renderà necessario modificare quanto appena visto al fine di ricreare un modello applicabile all'intera area indagata.

Conclusioni

Gli aspetti affrontati in questo progetto di tesi sono molteplici. Esso ha visto lo studio e l'analisi dei dati forniti dal Mars Advanced Radar for Ionosphere and Subsurface Sounding (MARSIS), il radar installato a bordo della sonda Mars Express, lanciata verso Marte nel 2003. L'invio di onde elettromagnetiche a bassa frequenza, infatti, si rivela essere un ottimo metodo, già applicato anche sulla Terra, per lo studio della struttura e della composizione del sottosuolo. I dati che MARSIS acquisisce durante le sue fasi operative, vengono poi elaborati e rappresentati tramite i cosiddetti radargrammi che mostrano una sezione verticale del terreno lungo tutta la traccia a terra del radar. Già i primi di questi misero in evidenza due forti echi di risposta: il primo proveniente dalla superficie e il secondo, invece, proveniente da una profondità di circa 1.5 km. Questo sembrava inizialmente essere in contrasto con la propagazione di un'onda elettromagnetica in un mezzo dispersivo. Si rese necessario allora lo sviluppo di un modello di propagazione per il segnale che tenesse conto della stratificazione, anche se in maniera schematica, del terreno che, per il Polo Sud, sappiamo essere formato prevalentemente da ghiaccio d'acqua misto a polveri. Le simulazioni che seguirono permisero la stima dei range possibili per la permittività elettrica, ricavando valori molto elevati di quest'ultima per la zona basale da cui proviene il forte eco di risposta subsuperficiale. Tale situazione, sulla Terra, si verifica in presenza di acqua liquida. Il problema, però, si presenta quando si osservano i valori stimati per la temperatura superficiale, che si attesta attorno ai 160 K. Sotto tali condizioni, sembrerebbe altamente probabile che le condizioni di pressione alla profondità individuata siano tali da portare le temperature fino al punto di fusione per l'acqua. Grazie, tuttavia, a studi di carattere chimico-composizionale del terreno effettuati da altre missioni, si è osservata la presenza di perclorati di Calcio, Magnesio e Sodio, che avrebbero la possibilità di abbassare il punto di fusione anche di grandi quantità. Nonostante ciò, il principale limite di MARSIS, ovvero la possibilità di rilevare solamente zone molto estese che presentino le caratteristiche appena descritte, impedisce al momento una trattazione completa riguarda la localizzazione di acqua nel sottosuolo marziano. Essa potrebbe infatti essere presente anche in bacini o fratture di dimensioni minori, che allo stato attuale non possono essere rilevati.

Nel lavoro di tesi viene anche affrontato uno studio di carattere termico, sulla base di un modello proposto al fine di giustificare lo stato liquido dell'acqua senza dover

ricorrere ad elevate concentrazioni di perclorati. Si ricava dunque il valore di flusso geotermico necessario affinché si realizzino queste condizioni e si calcolano le dimensioni e della profondità di una possibile camere magmatica ancora attiva al di sotto della base riflettente. Seppur funzionante in linea teorica, tale metodo presenta diversi limiti quali l'assenza di osservazioni di attività magmatica e vulcanica allo stato odierno su Marte e il fatto che tale modello giustificherebbe lo stato liquido dell'acqua solamente per i punti posti esattamente sulla verticale della camera magmatica e non per l'intera estensione della regione individuata. Studi futuri avranno lo scopo di applicare il metodo discusso nel seguente lavoro di tesi anche ad altre regioni marziane al fine di ricavare quella che potrebbe essere una mappatura più vasta della distribuzione di tracce di acqua liquida nel sottosuolo. Nonostante il tutto resti ancora nel campo delle ipotesi, è bene ribadire l'importanza e le conseguenze di studi di questo tipo. Capire quale sia stato il processo evolutivo di un pianeta così simile al nostro, come è Marte, ricopre un ruolo fondamentale nella comprensione sia del Sistema Solare che della Terra.

Bibliografia

- [1] S. Clifford (1987), *Polar Basal Melting on Mars*, Journal of Geophysical Research, 92: 9135-9152.
- [2] S. Byrne (2009), *The Polar Deposits of Mars*, Annu. Rev. Earth Planet Sci., 37: 535-60.
- [3] G. Picardi et al. (2005), *Radar Soundings of the Subsurface of Mars*, Science 310: 1925-1928.
- [4] R. Jordan et al. (2009), *The Mars express MARSIS sounder instrument*, Planetary and Space Science 57: 1975–1986.
- [5] R. Orosei et al. (2018), *Radar evidence of subglacial liquid water on Mars*, Science 361: 490–493.
- [6] J. Mouginot et al. (2009), *MARSIS surface reflectivity of the south residual cap of Mars*, Icarus 201: 454–459.
- [7] M. M. Sori & A. M. Bramson (2019), *Water on Mars, with a grain of salt: Local heat anomalies are required for basal melting of ice at the south pole today.*, Geophysical Research Letters, 46.