

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Simulazione della risposta dei radiometri
satellitari nelle microonde AMSU-B e MHS
per il retrieval della precipitazione nevosa e
studio di sensibilità dell'algoritmo 183-WSL**

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Matteo Ponzano

Correlatore:
Dott. Sante Laviola

Sessione I
Anno Accademico 2015/2016

L'infinito

*Sempre caro mi fu quest'ermo colle
e questa siepe, che da tanta parte
l'ultimo orizzonte il guardo esclude.
Ma sedendo e mirando, interminati
Spazi di là da quella, e sovrumani
Silenzi, e profondissima quiete
Io nel pensier mi fingo; ove per poco
Il cor non si spaura. ...*

Giacomo Leopardi

Sommario

Il lavoro di questa tesi è focalizzato sulla valutazione della sensibilità delle microonde rispetto a differenti idrometeorie per le frequenze a 89 GHz e 150 GHz e nella banda di assorbimento del vapor d'acqua a 183.31 GHz. Il metodo di indagine consiste nell'utilizzo del modello di trasferimento radiativo RTTOV (Eyre, 1991) per simulare radianze dei canali dei sensori satellitari nelle microonde Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) e Microwave Humidity Sounder (MHS). Le simulazioni basate sul modello RTTOV si sono focalizzate su tre dataset indipendenti, forniti dall'European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF).

Il primo passo tiene conto di una selezione di categorie dei profili atmosferici basato su una distinzione della fase delle idrometeorie, LWP (Liquid Water Path), IWP (Ice Water Path) e WVP (Water Vapour Path), con sottoclassi terra e oceano. La distinzione in diverse categorie permette di valutare la sensibilità di ciascuna frequenza utilizzata nelle simulazioni al variare del contenuto di acqua e ghiaccio.

Un secondo approccio è usato per valutare la risposta di ciascuna frequenza nei casi di nevicata sulla terraferma. Questa indagine ha permesso lo sviluppo di un nuovo algoritmo prototipale per la stima dell'intensità di precipitazione nevosa basato su una serie di test a soglia e una equazione di combinazione lineare multipla che sfrutta una combinazione dei canali più sensibili alla snowfall: 150, 186 e 190 GHz. Una prima verifica su casi di studio pre-selezionati di snowstorm sembra fornire risultati promettenti.

Infine è stato realizzato uno studio di sensibilità dell'algoritmo 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2011) utilizzando le simulazioni di RTTOV con precipitazione/non precipitazione come predittori discreti e con le intensità di precipitazione come predittori continui. Le simulazioni RTTOV rivelano una sovrastima delle radianze in presenza di profili di pioggia e ciò potrebbe essere dovuto alle approssimazioni e parametrizzazioni adottate nel modello RTTOV-SCATT usato per la risoluzione dello scattering in presenza di precipitazione.

Indice

| | |
|---|-----------|
| Introduzione | 1 |
| 1 Trasferimento radiativo in atmosfera | 3 |
| 1.1 La radiazione di corpo nero | 3 |
| 1.2 Proprietà ottiche dell'atmosfera nelle microonde | 9 |
| 1.3 Equazione di trasferimento radiativo nell'intervallo spettrale delle microonde | 10 |
| 1.4 L'approssimazione Eddington | 13 |
| 2 Strumenti e metodi | 17 |
| 2.1 I dati NOAA KLMNN' e EPS-MetOp: AMSU-B e MHS | 17 |
| 2.2 Il modello di trasferimento radiativo RTTOV | 20 |
| 2.2.1 Una panoramica sul modello | 20 |
| 2.2.2 Il modello di trasmissività | 23 |
| 2.3 Il modello di emissività superficiale FASTEM | 26 |
| 2.3.1 Superficie terrestre | 27 |
| 2.3.2 Superficie d'acqua | 27 |
| 2.3.3 Gli atlanti di emissività CNRM | 30 |
| 2.4 La subroutine RTTOV-SCATT | 31 |
| 2.4.1 Implementazione di RTTOV-SCATT | 33 |
| 2.4.2 Tabelle di Mie | 36 |
| 2.5 I dataset e le parametrizzazioni adottate | 37 |
| 2.5.1 I profili ECMWF | 37 |
| 2.5.2 Parametrizzazione delle emissività superficiali | 46 |
| 2.5.3 La teoria di Mie e la Discrete Dipole Approximation | 48 |
| 2.5.4 La distribuzione dimensionale e la densità delle particelle | 52 |
| 3 Sviluppo di un algoritmo prototipale per il retrieval della neve | 57 |
| 3.1 Studio di sensibilità dei canali | 57 |
| 3.1.1 La compatibilità tra i sensori AMSU-B ed MHS | 57 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 3.1.2 | La suddivisione dei profili in sottogruppi | 59 |
| 3.1.3 | Studi di sensibilità basati sulle simulazioni RTTOV | 62 |
| 3.2 | La <i>snowfall</i> e l'algoritmo prototipale | 71 |
| 3.2.1 | Studi di sensibilità dei profili <i>snowfall</i> | 72 |
| 3.2.2 | Implementazione dell'algoritmo | 79 |
| 3.3 | <i>Snowstorm</i> : casi di studio | 85 |
| 3.3.1 | Marzo 2001: <i>blizzard</i> nel New England | 85 |
| 3.3.2 | Gennaio 2004: <i>snowstorm</i> negli USA orientali | 89 |
| 4 | Confronto tra i profili simulati e i retrieval dell'algoritmo | |
| | 183-WSL | 95 |
| 4.1 | L'algoritmo di retrieval della pioggia 183-WSL | 95 |
| 4.1.1 | Descrizione tecnica dell'algoritmo | 96 |
| 4.1.2 | Validazione dell'algoritmo | 98 |
| 4.2 | Tecniche di verifica | 98 |
| 4.2.1 | Previsioni non probabilistiche per variabili discrete | 99 |
| 4.2.2 | Previsioni non probabilistiche per variabili continue | 103 |
| 4.3 | Risultati | 105 |
| 4.3.1 | Analisi categorica | 105 |
| 4.3.2 | Statistiche di accuratezza | 110 |
| 5 | Conclusioni | 117 |
| | Acronimi | 119 |
| | Bibliografia | 129 |

Introduzione

La neve e la pioggia sono componenti fondamentali del ciclo idrologico su differenti scale dimensionali. Lo studio della distribuzione della precipitazione sulla superficie terrestre è importante a livello di quantificazione delle risorse e per considerare l'entità e la rapidità con cui avvengono cambiamenti significativi in un contesto di non stazionarietà del clima. Se per certi aspetti l'acqua precipitata, che sia di forma liquida o solida, è considerata come risorsa preziosa, è evidente che nel caso di eventi estremi la precipitazione si trasforma in pericolo e danno per le persone e i loro beni. La stima dell'intensità di precipitazione, come informazione supplementare alla comprensione della sua distribuzione e frequenza, è un obiettivo che va in questa direzione, come mezzo per una migliore valutazione dei rischi e a supporto di una messa a punto di contromisure atte a mitigare i possibili danni.

La comprensione dei processi fisici alla base del ciclo dell'acqua presenta al giorno d'oggi ancora alcune incertezze, dovute soprattutto alla difficoltà di misura in luoghi remoti e poco accessibili, con ulteriori problematiche nel caso della misura della neve, dovute alla non omogeneità e all'instabilità del manto nevoso. Tuttavia anche la misura della precipitazione liquida risulta fortemente limitata sulle regioni del Globo poco accessibili e sugli oceani.

Il *retrieval* per mezzo del telerilevamento satellitare nelle microonde rende possibile la misura, seppur non continua, della precipitazione su qualsiasi regione geografica. L'efficacia di questo approccio è da ascrivere all'abilità di penetrazione delle nubi da parte della radiazione nella regione spettrale delle microonde. Le prime tecniche di *remote sensing* passivo nelle microonde per l'identificazione della pioggia sono state sviluppate sul finire degli anni '70. Il *retrieval* della *snowfall* fu reso possibile soltanto negli anni '90, specialmente a seguito del lancio di AMSU-B, sensore in grado di misurare radianze nelle microonde ad alte frequenze.

Attualmente notevoli sforzi sono compiuti per il raffinamento delle tecniche di *retrieval* della precipitazione solida, in particolare nella discriminazione di precipitazioni deboli, dell'ordine di 1 mm/h. Il seguente lavoro si inserisce nel solco delle tecniche tradizionali di *retrieval*, tuttavia esplorando un

metodo di indagine alternativo: l'utilizzo di radianze sintetiche per lo studio di sensibilità del *retrieval* stesso. Questo approccio consente di fissare alcuni parametri in condizioni maggiormente controllate, isolando le variabili di maggiore interesse. Di contro lo svantaggio maggiore consiste nella non perfetta corrispondenza tra le variabili e le radianze prodotte da modello e le misure osservate, inficiando parzialmente il risultato finale. L'analisi si dipana attraverso una serie di studi di sensibilità, confronti e sviluppo di un algoritmo prototipale per il *retrieval* della *snowfall*, nella piena consapevolezza delle risorse e dei limiti della modellistica di trasferimento radiativo.

Il primo capitolo introduce alcuni aspetti fisici del trasferimento radiativo, utili alla trattazione dei capitoli successivi. In particolare è descritta l'approssimazione Delta-Eddington sulla base della quale è stato sviluppato il modello di trasferimento radiativo RTTOV. Il secondo capitolo descrive gli strumenti e i metodi adottati nell'attività di indagine, soffermandosi sulle parametrizzazioni implementate nel modello RTTOV e sulla subroutine RTTOV-SCATT. Nel terzo capitolo sono contenuti i risultati degli studi di sensibilità e un'analisi approfondita per i casi nevosi. Questo primo step è seguito dallo sviluppo dell'algoritmo prototipale, abbinato all'applicazione su due casi di studio di eventi nevosi. Il quarto capitolo riporta i metodi e i risultati derivanti dal confronto tra i dati dei profili (assunti veri) rispetto agli output dell'algoritmo di *retrieval* della precipitazione 183-WSL. Infine l'ultimo capitolo riassume le conclusioni maturate nell'analisi dei risultati prodotti dallo studio.

Capitolo 1

Trasferimento radiativo in atmosfera

Il *retrieval* basato su *remote sensing* passivo nelle microonde non può prescindere dai processi di trasferimento radiativo, fenomeni fisici su cui si fonda la teoria del telerilevamento satellitare e del modello RTTOV. Il capitolo si sviluppa inizialmente su una serie di definizioni al fine di descrivere analiticamente i fenomeni di trasferimento radiativo, con particolare enfasi alle proprietà ottiche nella regione spettrale delle microonde.

La seconda parte del capitolo si sofferma sull'approssimazione Eddington, artificio fisico-matematico che rende possibile la risoluzione del problema di equazioni integro-differenziali di trasferimento radiativo. Questa approssimazione è implementata come metodo numerico nel modello RTTOV e consente l'ottenimento dei valori di radianze sintetiche in presenza di scattering atmosferico (nubi e precipitazioni).

1.1 La radiazione di corpo nero

I radiometri acquisiscono per ciascun canale i fotoni provenienti da una determinata area della superficie terrestre nell'intorno di un definito intervallo di frequenze. I fotoni entranti nel sensore possono provenire a seguito di riflessione o emissione da parte della superficie terrestre, diffusione ottica o emissione da parte dell'atmosfera oppure da una combinazione di questi processi fisici. Il peso relativo associato al singolo fenomeno dipende in primis dalla posizione dello spettro elettromagnetico entro cui cade l'intervallo di frequenze considerato, in secondo luogo dalle condizioni ambientali al momento dell'interazione (concentrazione di particelle gassose in atmosfera ad esem-

pio). Nel caso specifico del telerilevamento satellitare nelle MW¹ si osserverà in seguito che tutti questi processi fisici influiscono in maniera apprezzabile nel computo della radianza misurata dal sensore, dipendentemente dal tipo di atmosfera e superficie terrestre interagenti con la radiazione elettromagnetica raccolta. La radianza misurata dai sensori rappresenta l'energia associata ad una determinata frequenza che fluisce ogni secondo su una superficie unitaria lungo una direzione determinata attraverso una cono di apertura unitaria. La radianza emessa da un corpo nero, ovvero un corpo che assorbe tutta la radiazione incidente senza rifletterla, può essere calcolata tramite la funzione di Planck:

$$B_{\tilde{\nu}}(T) = \frac{2h\tilde{\nu}^3}{c^2(e^{h\tilde{\nu}/KT} - 1)} \quad (1.1)$$

dove:

$h = 6.626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$ è la costante di Planck;

$c = 2.998 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$ è la velocità della luce;

$k = 1.381 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ è la costante di Boltzmann.

T è la temperatura assoluta (K) del corpo nero.

La funzione di Planck mette in relazione la radianza spettrale monocromatica con la temperatura e la frequenza del corpo nero emettitore. La figura 1.1 descrive l'andamento della funzione di Planck in funzione della frequenza $\tilde{\nu}$ (Hz), parametrizzata sui valori di temperatura assoluta 288 K e 2.7 K. Il primo corpo presenta una temperatura simile alla temperatura media superficiale della Terra, il secondo vuole descrivere la CMBR², ovvero la radiazione elettromagnetica residua prodotta dal Big Bang. La scelta delle Planckiane ha come intento una prima valutazione delle grandezze caratterizzanti le misure nelle microonde. L'intervallo dello spettro elettromagnetico su cui sono calcolate le curve spazia in ordine crescente in frequenza dalle MW al vicino infrarosso. La banda racchiusa lungo i due delimitatori rossi verticali è compreso tra 89 GHz e 183 GHz al fine di evidenziare l'intervallo entro cui effettuano misure gli strumenti che si prenderanno in considerazione. Una prima stima delle radianze emesse dai due corpi neri evidenzia per il corpo nero a 288 K un valore di tre ordini di grandezza maggiore rispetto al CMBR per la frequenza 89 GHz e due ordini di grandezza per la frequenza a 183 GHz. La differenza assoluta tra le due curve è maggiore per la frequenza a 183 GHz, in quanto al crescere della frequenza aumenta l'ordine di grandezza delle curve di radianza.

¹Microwave

²Cosmic microwave background radiation

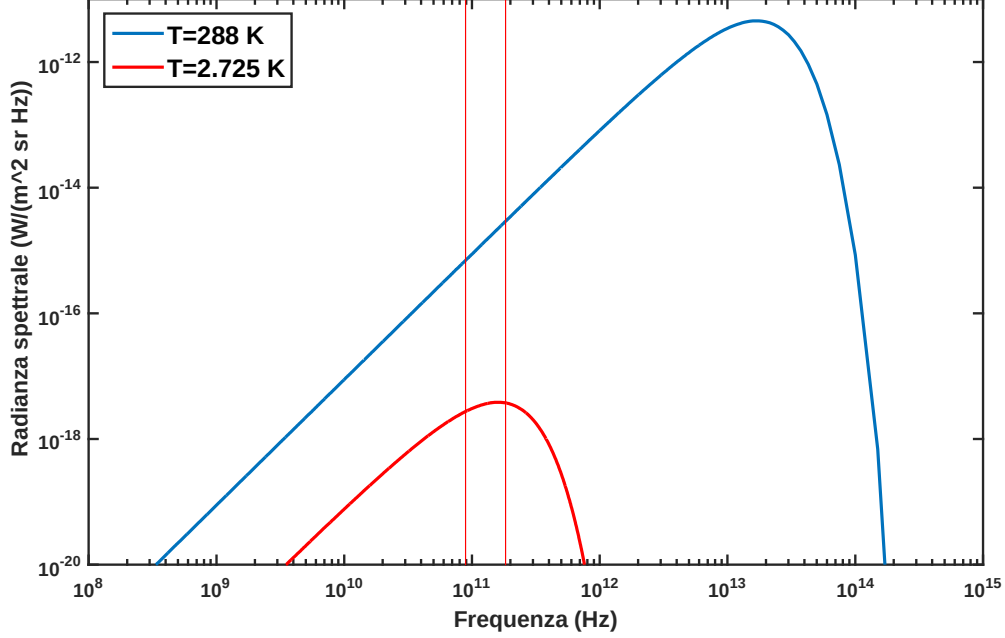


Figura 1.1: Radianza spettrale per unità di frequenza per due corpi neri alle temperature di 288 K e 2.7 K. Le linee rosse delimitano l'intervallo $89 \text{ GHz} < \tilde{\nu} < 183 \text{ GHz}$.

La radianza prodotta dal Sole che giunge sulla Terra assume valori inferiori rispetto ai due contributi descritti nell'intervallo spettrale analizzato. L'irradianza spettrale emessa dalla superficie solare può essere calcolata integrando sull'angolo solido di una semisfera:

$$E_{\tilde{\nu}} = \int_{\Omega} \mathbf{L}_{\tilde{\nu}} \cdot \hat{n} d\Omega = \int_{\Omega} L_{\tilde{\nu}} \cos \theta d\Omega \quad (1.2)$$

Per mezzo di semplici passaggi algebrici si può ottenere:

$$E_{\tilde{\nu}} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_{\tilde{\nu}} \cos \theta \sin \phi d\theta d\phi \quad (1.3)$$

Infine, assumendo isotropia, è possibile estrarre dall'integrale la funzione di radianza spettrale e pervenire alla seguente forma compatta:

$$E_{\tilde{\nu}} = L_{\tilde{\nu}} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \cos \theta \sin \phi d\theta d\phi = \pi L_{\tilde{\nu}} \quad (1.4)$$

| Descrittore | Valore |
|----------------------|--|
| r_{sun} | $6.960 \cdot 10^8$ m |
| $R_{earth-sun}$ | $1.496 \cdot 10^{11}$ m |
| $L_{183\ GHz}^{sun}$ | $6.169 \cdot 10^{-14}$ W/(m ² srHz) |

Tabella 1.1: Raggio del sole, distanza Terra-Sole e radianza emessa da un corpo nero con temperatura assoluta di 6000 K.

Noto il valore di irradianza spettrale su un punto della superficie solare, è possibile calcolare la potenza totale irradiata dalla Stella su una determinata frequenza. Si integra il flusso associato all'irradianza spettrale sulla superficie del Sole:

$$W_{\bar{\nu}} = \int_S E_{\bar{\nu}} dS \quad (1.5)$$

Per la sfericità del corpo celeste l'integrale di superficie è semplicemente:

$$W_{\bar{\nu}} = 4\pi r_{sun}^2 E_{\bar{\nu}} \quad (1.6)$$

La potenza totale irradiata propaga verso lo spazio sotto forma di onda sferica. Ad una data distanza R dal Sole, la potenza associata all'energia che fluisce per unità di tempo attraverso una sfera immaginaria di raggio R deve corrispondere alla $W_{\bar{\nu}}$ definita sopra. Pertanto, eguagliando:

$$4\pi r_{sun}^2 E_{\bar{\nu}} = 4\pi R^2 \hat{E}_{\bar{\nu}} \quad (1.7)$$

dove $\hat{E}_{\bar{\nu}}$ rappresenta l'irradianza spettrale alla distanza R dal Sole. L'irradianza spettrale ad una distanza R dal Sole, sarà pertanto:

$$\hat{E}_{\bar{\nu}} = E_{\bar{\nu}} \left(\frac{r_{sun}}{R} \right)^2 \quad (1.8)$$

Si osserva che l'irradianza spettrale è inversamente proporzionale al quadrato della distanza. In tabella 1.1 sono inseriti i valori del raggio solare, la distanza Terra-Sole e una stima della radianza spettrale emessa dal Sole, associando la stima alla radianza emessa da un corpo nero a 6000 K. Assumendo isotropia nella propagazione della radiazione sulla superficie del Sole e nello spazio, la radianza spettrale che sopraggiunge alla distanza terrestre è stimabile sostituendo i valori nell'equazione 1.8. Si ottiene:

$$\hat{L}_{183\ GHz} = 1.335 \cdot 10^{-18} \text{ W/(m}^2\text{srHz)} \quad (1.9)$$

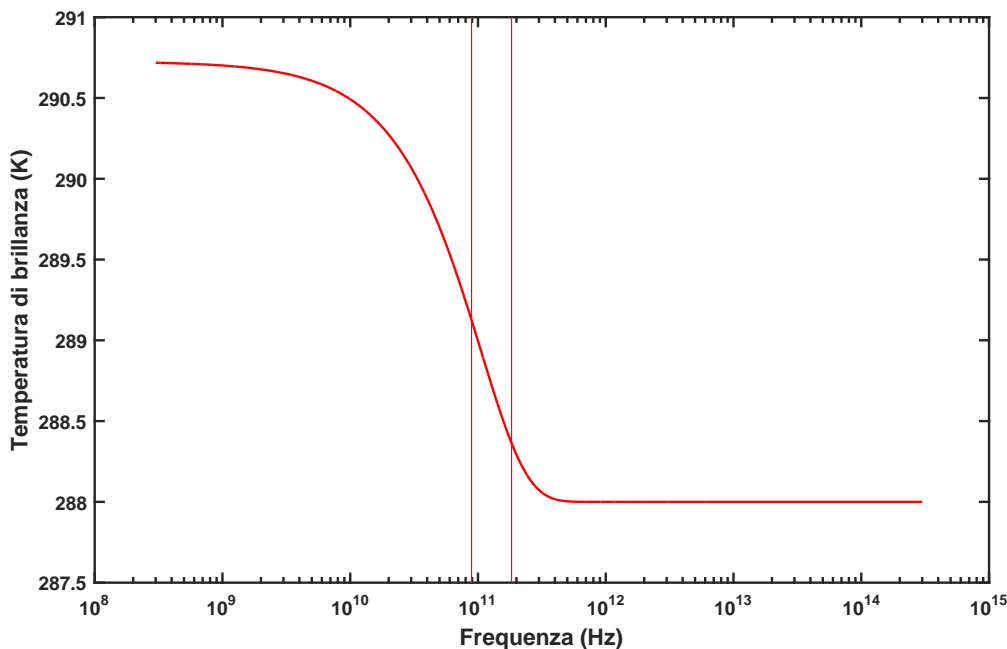


Figura 1.2: Temperatura di brillantezza ottenuta invertendo la somma aritmetica delle radianze spettrali dei due corpi neri di figura 1.1. Le linee rosse verticali delimitano l'intervallo $89 \text{ GHz} < \tilde{\nu} < 183 \text{ GHz}$.

Tale valore è inferiore rispetto alla CMBR, pur essendo dello stesso ordine di grandezza.

Per poter effettuare un confronto tra le radianze spettrali considerate può essere utile introdurre la grandezza temperatura di brillantezza (BT^3). Essa corrisponde alla temperatura che avrebbe un corpo nero in equilibrio termico al fine di eguagliare il valore di radianza spettrale misurata per una determinata frequenza. Si ottiene invertendo la formula 1.1:

$$T_b = \frac{h\tilde{\nu}}{K} \ln^{-1} \left(1 + \frac{2h\tilde{\nu}^3}{B_{\tilde{\nu}}c^2} \right) \quad (1.10)$$

La figura 1.2 descrive la BT relativa alla sovrapposizione delle radianze spettrali descritte in figura 1.1. Appare evidente che l'influenza della CMBR sia associabile allo spettro nelle microonde. Nell'intervallo spettrale evidenziato la CMBR ha scarso peso a 183 GHz, mentre influisce seppur limitatamente per la frequenza a 89 GHz. In tabella 1.2 sono riportati i valori di tempera-

³Brightness temperature

| | Radiazione di fondo | Sole |
|---------|---------------------|---------|
| 89 GHz | 289.1 K | 288.1 K |
| 183 GHz | 288.4 K | 288.1 K |

Tabella 1.2: Temperatura di brillantezza misurata in linea teorica da uno strumento che misura la radianza di un corpo nero a 288 K a cui si sovrappongono i contributi della radiazione cosmica di fondo (colonna I) e della radianza proveniente dal Sole (colonna II).

tura di brillantezza nel caso di corpo nero a 288 K, cui si somma la CMBR e nel caso in cui si somma la radianza spettrale proveniente dal Sole. Questi risultati mettono in luce come la potenza irradiata dal Sole nell'intervallo spettrale di interesse (89-183 GHz) abbia rilevanza quasi nulla sulla Terra rispetto a quella irradiata dalla superficie terrestre. La radiazione cosmica di fondo influisce maggiormente, seppur sempre limitatamente. Tale effetto è ravvisabile in particolare a basse frequenze: a 89 GHz alla BT è associato 1.1 K in più rispetto alla temperatura di emissione del corpo nero (288 K). Si rammenta che le stime effettuate sono basate sulla teoria dei corpi neri.

Un corpo nero, in equilibrio termodinamico, assorbe ed riemette tutta la radiazione che raccoglie:

$$a = \epsilon = 1 \quad (1.11)$$

dove a è l'assorbanza ed ϵ è l'emissività. Tuttavia la maggior parte dei corpi presenti sulla Terra non si comportano come corpi neri. In tale contesto ipotizzando uno strato di materiale si ha:

$$a_\lambda + r_\lambda + \tau_\lambda = 1 \quad (1.12)$$

dove r_λ è la riflettanza e τ_λ è la trasmittanza. Si noti la presenza del pedice che indica la dipendenza dei tre indici dalla lunghezza d'onda. Quando tale dipendenza viene meno i corpi sono definiti *corpi grigi*. In condizioni di equilibrio termodinamico è verificata la legge di Kirchhoff:

$$a_\lambda = \epsilon_\lambda \quad (1.13)$$

La condizione di equilibrio termodinamico richiede una temperatura uniforme e una radiazione isotropa, mai esistente in tali termini nell'atmosfera terrestre. Tuttavia, entro un volume localizzato entro circa 60 km di altitudine l'atmosfera è ancora in grado di soddisfare la distribuzione di Boltzmann, ovvero il popolamento dei livelli energetici delle molecole segue la medesima distribuzione caratteristica di un sistema materiale in equilibrio ad una da-

ta temperatura. Tale condizione è definita *Equilibrio Termodinamico Locale* (LTE⁴).

1.2 Proprietà ottiche dell'atmosfera nelle microonde

Nella regione delle microonde le sole linee di assorbimento più significative appartengono al vapor d'acqua (H_2O) e all'ossigeno molecolare (O_2). L'assorbimento dell'ossigeno è principalmente collocato in due bande: 50-60 GHz e 118 GHz. Sono associate al momento dipolo magnetico che deriva dalla combinazione di spin di due elettroni non accoppiati nello stato legato. Le variazioni nell'orientazione dello spin elettronico relativo all'orientazione della rotazione molecolare sono responsabili delle linee di transizione del dipolo magnetico. Il vapor d'acqua possiede due bande di assorbimento di linee di assorbimento rotazionale a 22 GHz e 183 GHz. La figura 1.3 descrive la trasmittanza atmosferica nella regione spettrale delle microonde. Si nota la significativa diminuzione della proprietà di trasmissione dell'atmosfera in corrispondenza delle frequenze riportate sopra. Una caratteristica riscontrabile dal grafico è una graduale diminuzione della trasmittanza all'aumentare della frequenza al di sopra dei 30 GHz. Questo comportamento è associato al *continuum* atmosferico, ovvero una componente empirica che fornisce un contributo aggiuntivo rispetto alle linee di assorbimento. Il *continuum* atmosferico ha due componenti: una componente proporzionale al quadrato della pressione parziale di vapore (“*self-broadened*”), l'altra proporzionale al prodotto delle pressioni parziali del vapor d'acqua e degli altri gas (“*foreign-broadened*”), come descritto in Rosenkranz (1998).

Il *continuum* atmosferico è la componente meno nota dell'assorbimento, in quanto si tratta di una correzione empirica dell'estinzione atmosferica delle linee di assorbimento. I modelli riproducono con elevata precisione le frequenze in prossimità delle linee di assorbimento, mentre le prestazioni peggiorano lontano delle linee, nelle regioni finestra, dove domina il contributo del *continuum*. Inoltre una ulteriore difficoltà è legata alla compatibilità delle misure di laboratorio o *in situ* quando vengono sintetizzati in modelli unificati.

⁴Local Thermodynamic Equilibrium

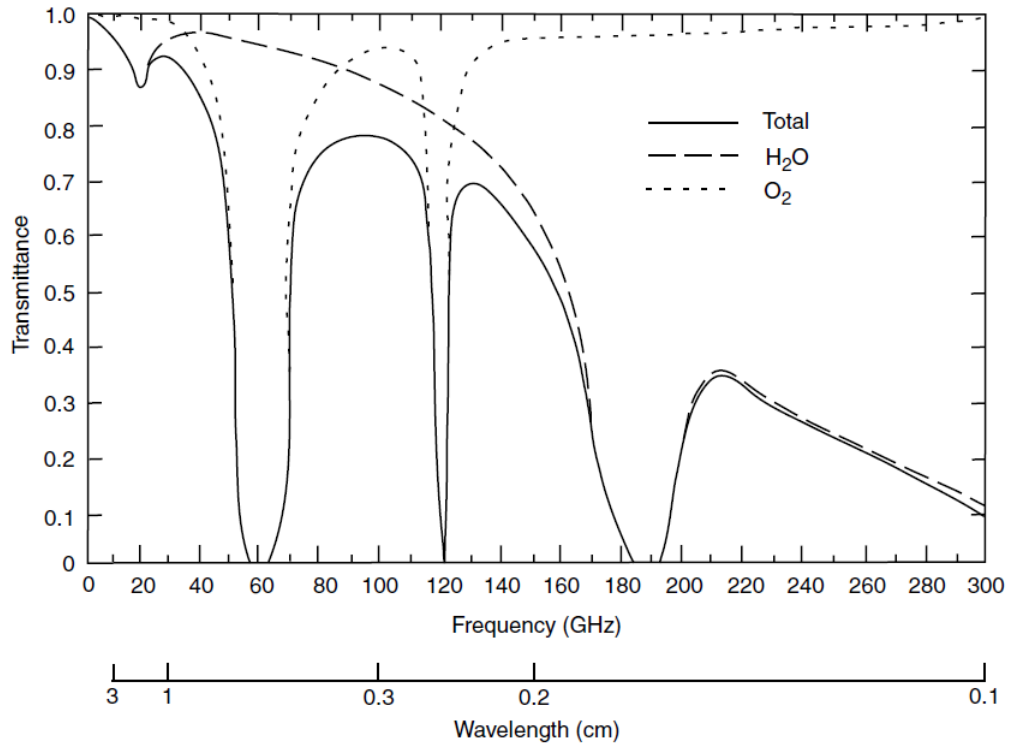


Figura 1.3: Trasmittanza atmosferica totale in funzione della frequenza e della lunghezza d'onda nella regione delle microonde. Fonte: Liou (2002)

1.3 Equazione di trasferimento radiativo nell'intervallo spettrale delle microonde

L'equazione di trasferimento radiativo può essere espressa in termini di variazione differenziale della radianza spettrale $L_{\bar{\nu}}$ lungo un percorso s :

$$dL_{\bar{\nu}} = -L_{\bar{\nu}}k_{\bar{\nu}} ds \quad (1.14)$$

dove $k_{\bar{\nu}}$ denota il coefficiente di estinzione di volume ed è composto dalla somma del contributo di assorbimento e di scattering: $k_{\bar{\nu}} = k_{a\bar{\nu}} + k_{s\bar{\nu}}$. Per via della forza di gravità nella maggior parte dei casi le variabili atmosferiche (temperatura e profilo dei gas) sono stratificate su piani paralleli rispetto alla superficie terrestre. Per via della sfericità della Terra, il concetto di piano è valido con buona approssimazione esclusivamente per calotte sferiche a superficie limitata, ovvero per porzioni di spazio con piccola curvatura. Questa distribuzione si riflette sull'intensità della radiazione e suggerisce l'utilizzo

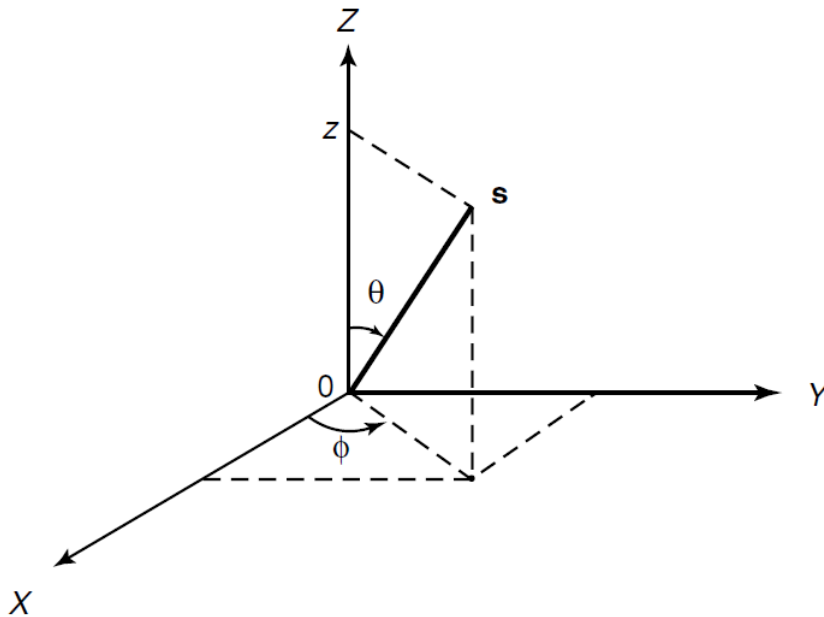


Figura 1.4: Geometria per un'atmosfera piano-parallela, dove θ e ϕ rappresentano gli angoli zenitale e azimutale, s rappresenta il vettore posizione. Da Liou (2002)

della coordinata z e degli angoli di orientazione θ e ϕ . Questo tipo di geometria è definita *piano-parallela* (figura 1.4). Tale scelta implica una serie di assunzioni:

- si trascura la curvatura terrestre;
- si trascurano gli effetti di rifrazione;
- si presuppone che il mezzo e la radiazione siano orizzontalmente omogenei.

D'ora in poi si ometterà il pedice $\tilde{\nu}$, sottintendendo l'esistenza di una dipendenza dalla frequenza della radianza spettrale e del coefficiente di estinzione. Nelle nuove coordinate ed includendo il termine sorgente J , l'equazione di trasferimento radiativo (RTE⁵) può essere suddivisa in radiazione verso l'alto

⁵Radiative transfer equation

e radiazione verso il basso:

$$\mu \frac{dL(z; \mu, \phi)}{k dz} = -L(z; \mu, \phi) + J(z; \mu, \phi) \quad (\text{upward}) \quad (1.15a)$$

$$\mu \frac{dL(z; -\mu, \phi)}{k dz} = L(z; -\mu, \phi) - J(z; -\mu, \phi) \quad (\text{downward}) \quad (1.15b)$$

dove $\mu = \cos \theta$. Il termine sorgente J descrive i contributi derivanti dallo scattering e dall'emissione:

$$J(z; \theta, \phi) = \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(z; \mu', \phi') P(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + (1 - \omega_0) B[T(z)] \quad (1.16)$$

dove $\omega_0 = \frac{k_s}{k}$ è l'albedo di singolo scattering, ovvero la frazione di radiazione scatterata rispetto alla radiazione estinta. $P(\mu, \phi; \mu', \phi')$ è la funzione di fase normalizzata sull'intero angolo solido e $B[T(z)]$ è la radiazione equivalente di corpo nero alla temperatura T in corrispondenza del livello z . La funzione sorgente è composta da due termini:

- il primo termine descrive il fenomeno fisico di scattering, ovvero la quantità di radianza spettrale proveniente dalla direzione (μ', ϕ') che viene diffusa verso la direzione di osservazione (μ, ϕ) . L'integrazione sull'angolo solido tiene conto della radiazione incidente proveniente da tutte le direzioni;
- il secondo termine rappresenta l'emissione isotropa emessa in corrispondenza del livello verticale z .

Si noti che nella funzione sorgente è assente il termine relativo alla radiazione solare, in quanto fornisce un contributo trascurabile relativamente all'intervallo spettrale considerato. Inoltre nella regione spettrale delle microonde la dipendenza della radiazione diffusa rispetto all'angolo azimutale ϕ può essere trascurata nella maggior parte dei casi in quanto la componente diffusa è molto meno anisotropa rispetto a quella prodotta da altre sorgenti fortemente anisotrope, quale ad esempio la componente solare. In virtù di questa assunzione la funzione di fase diventa:

$$P(\mu, \mu') = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} P(\mu, \phi; \mu', \phi') d\phi \quad (1.17)$$

L'equazione 1.15 diventa:

$$\pm\mu\frac{dL(z;\pm\mu)}{k dz} = L(z;\pm\mu) - \frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^1 L(z;\mu')P(\mu;\mu')d\mu' - (1 - \omega_0)B[T(z)] \quad (1.18)$$

Nella valutazione di processi di puro assorbimento ed emissione in atmosfera il primo termine della funzione sorgente si annulla in quanto la funzione di fase è nulla. I processi di scattering richiedono l'integrazione dell'equazione integro-differenziale 1.18 considerando tutti i termini. La difficoltà nella risoluzione è legata alla presenza della radianza $L(z;\pm\mu)$ nel termine sorgente. Introducendo alcune approssimazioni è possibile semplificare il problema. Uno degli approcci possibili è l'approssimazione Eddington.

1.4 L'approssimazione Eddington

L'approssimazione Eddington è un caso particolare dell'approssimazione *two-stream* (Meador and Weaver, 1979). Nel caso *two-stream* si discretizzano gli angoli zenitali in soli due termini *up* e *down*, con lo scopo di ottenere le radianze *upwelling* e *downwelling*, che integrate forniscono una stima dei flussi. L'approssimazione Eddington (si veda Wu and Weinman (1984)) assume l'esistenza di una dipendenza di tipo lineare della radianza rispetto a μ :

$$L(z, \mu) = L_0(z) + \mu L_1(z) \quad (1.19)$$

dove L_0 rappresenta la parte isotropa della radianza e L_1 la componente anisotropa. La variabile μ rappresenta l'angolo di osservazione. Questo risultato deriva dall'espansione al primo ordine (N=1) della radianza in termini di polinomi di Legendre :

$$L(z, \mu) = \sum_{l=0}^N L_l(z) P_l(\mu) \quad (1.20)$$

Si rimanda all'Appendice E del testo Liou (2002) per le proprietà dei polinomi di Legendre. Inoltre, sempre assumendo isotropia rispetto all'angolo azimutale, si espande la funzione di fase analogamente all'equazione 1.20:

$$P(\mu, \mu') = \sum_{l=0}^1 \omega_l P_l(\mu) P_l(\mu') = 1 + \omega_1 \mu \mu' \quad (1.21)$$

dove il coefficiente di espansione ω_1 è ottenibile utilizzando le proprietà di ortogonalità. Dalle quali:

$$\omega_1 = \frac{3}{2} \int_{-1}^1 P(\mu) \mu d\mu = \frac{g}{3} \quad (1.22)$$

dove $g \in [-1, 1]$ è il parametro di asimmetria, ovvero la funzione di fase mediata rispetto all'angolo. Questo parametro è maggiore o minore di zero a seconda che lo scattering avvenga prevalentemente *forward* o *backward*. Nel caso di scattering di Rayleigh (isotropo) $g = 0$. Inserendo le equazioni 1.19, 1.21 e 1.22 nel termine sorgente 1.16 mediato azimutalmente, si ottiene:

$$J(z, \mu) = [1 - \omega_0(z)]B[T(z)] + \omega_0(z)[L_0(z) + g(z)\mu L_1(z)] \quad (1.23)$$

Inserendo il termine sorgente e la radianza sviluppata al primo ordine (1.20) nelle RTE e riordinando, si ottiene:

$$\frac{dL_1(z)}{dz} = -3k(z)[1 - \omega_0(z)][L_0(z) - B[T(z)]] \quad (1.24a)$$

$$\frac{dL_0(z)}{dz} = -k(z)[1 - \omega_0(z)g(z)]L_1(z) \quad (1.24b)$$

Valutando queste equazioni all'interno di un singolo strato atmosferico si pone z' come ordinata rispetto all'altezza dello strato. Ipotizzando uno spessore sufficientemente sottile si assume che k , ω_0 e g non varino nel singolo strato. Derivando le equazioni 1.24 rispetto a z' :

$$\frac{d^2 L_0(z')}{dz'^2} = \Lambda^2 [L_0(z') - B[T(z')]] \quad (1.25)$$

dove: $\Lambda^2 = 3k^2[1 - \omega_0][1 - \omega_0g]$ L'equazione 1.25 è definita *equazione di diffusione per il trasferimento radiativo*. Si tratta di un oscillatore iperbolico forzato dal termine planckiano. La soluzione dell'equazione differenziale non omogenea al secondo ordine è:

$$L_0(z') = D^+ e^{\Lambda z'} + D^- e^{-\Lambda z'} + B[T_0] + B_1(z' - z'_0) \quad (1.26)$$

dove si è assunta una dipendenza di tipo lineare: $B(T) = B(T_0) + B_1(z' - z'_0)$, con B_1 *lapse rate* e z'_0 base dello strato. I coefficienti D_{\pm} possono essere ricavati dalle condizioni al contorno (TOA⁶ e superficie) e imponendo la continuità del flusso nell'interfaccia degli strati. A un generico livello z il

⁶Top of atmosphere

flusso *upward* è:

$$F^+ = 2 \int_0^1 \mu L(z, \mu) d\mu = 2 \int_0^1 \mu (L_0(z) + \mu L_1(z)) d\mu = L_0(z) + \frac{2}{3} L_1(z) \quad (1.27)$$

e analogamente:

$$F^- = L_0(z) - \frac{2}{3} L_1(z) \quad (1.28)$$

Ponendo $h = \frac{2}{3}k(1 - \omega_0g)$ si possono riordinare le equazioni, ottenendo una forma compatta per i flussi:

$$F^+ = \left(L_0 + \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right) \quad (1.29a)$$

$$F^- = \left(L_0 - \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right) \quad (1.29b)$$

Le condizioni al contorno e le condizioni di continuità per i flussi sono:

$$\left(L_0 + \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right)_{z=z_{TOA}} = B(2.7 K) \quad (1.30a)$$

$$\left(L_0 + \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right)_{z=0} = \bar{\epsilon} B(T_{skin}) + (1 - \bar{\epsilon}) \left(L_0 - \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (1.30b)$$

$$\left(L_0 \pm \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right)_{z=z_i}^i = \left(L_0 \mp \frac{1}{h} \frac{\partial L_0}{\partial z} \right)_{z=z_i}^{i+1} \quad (1.30c)$$

La prima equazione impone al TOA che il flusso verso il basso eguagli la CMBR, la seconda impone che il flusso *upward* in corrispondenza della superficie sia composto del termine di emissione e dal termine di irradianza riflessa. La terza equazione rappresenta la continuità dei flussi lungo le interfacce tra gli strati *i-esimo* e *(i+1)-esimo*. T_{skin} è la temperatura superficiale della superficie terrestre. L'emissività polarizzata $\bar{\epsilon}_p$ è calcolata mediando sul coseno dell'angolo zenitale specularmente rispetto allo zenit:

$$\bar{\epsilon}_p = 2 \int_0^1 \epsilon(\mu) \mu d\mu \quad (1.31)$$

L'integrale e la stima del valore di emissività è compiuto dal modello FASTEM.

L'approssimazione Eddington spesso non è in grado di rappresentare in maniera soddisfacente le funzioni di fase altamente asimmetriche che caratterizzano lo scattering da parte delle idrometeore. Questa carenza può essere colmata introducendo l'approssimazione Delta-Eddington (Joseph and Wiscombe, 1976). Essa consiste nell'approssimare la funzione di fase con una delta di Dirac relativa al picco di scattering *forward* con l'espansione a due

termini della funzione di fase, come già trattato nell'equazione 1.21:

$$P(z, \mu) \approx P_{\delta-Edd}(z, \mu) \equiv 2f\delta(1 - \mu) + (1 - f)(1 + 3g'(z)\mu) \quad (1.32)$$

dove f è il peso associato al picco di scattering *forward* e g' è il parametro di asimmetria della funzione di fase troncata. D'ora in poi si sottintende la dipendenza dalla variabile z . Si richiede che $P_{\delta-Edd}$ abbia lo stesso parametro di asimmetria g della funzione di fase originaria:

$$g = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \mu P_{\delta-Edd}(\mu) d\Omega = f + (1 - f)g' \quad (1.33)$$

da cui:

$$g' = \frac{g - f}{1 - f} \quad (1.34)$$

Il parametro f può essere calcolato ponendo che il momento secondo di $P_{\delta-Edd}$ uguale al momento secondo della funzione di fase originaria, approssimando quest'ultima con la formulazione di Henyey-Greenstein:

$$P_{H-G}(\mu) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l + 1)g^l P_l(\mu) \quad (1.35)$$

dove P_l sono i polinomi di Legendre. L'eguaglianza fornisce:

$$f = g^2 \quad (1.36)$$

Pertanto:

$$g' = \frac{g}{1 + g} \quad (1.37)$$

Inserendo la funzione di fase nelle RTE si perviene alla medesima formulazione delle equazioni 1.15 utilizzando g' , ω'_0 e k' con:

$$\omega'_0 = \frac{(1 - g)^2 \omega_0}{1 - g^2 \omega_0} \quad (1.38)$$

$$k' = (1 - \omega_0 g^2)k \quad (1.39)$$

L'approssimazione Delta-Eddington è implementata nel modello di trasferimento radiativo utilizzato in questo studio (RTTOV), la cui descrizione segue nel capitolo successivo.

Capitolo 2

Strumenti e metodi

La prima parte del capitolo verte sulla descrizione dei sensori su cui è basato lo studio, dei dataset utilizzati e del modello RTTOV. Particolare attenzione è stata riposta sulla routine RTTOV-SCATT, il modulo interno ad RTTOV sviluppato per la trattazione dei fenomeni di scattering.

La seconda parte del capitolo si muove all'interno delle subroutine di parametrizzazione a supporto di RTTOV-SCATT, dalle quali dipendono necessariamente i risultati prodotti dal modello. Un'accurata descrizione è seguita dalla scelta ottimale del set-up implementato per la generazione dei risultati, in base allo stato attuale di performance del modello stesso.

2.1 I dati NOAA KLMNN' e EPS-MetOp: AMSU-B e MHS

Nelle ultime decadi sono stati lanciati verso lo spazio numerosi satelliti con lo scopo di monitorare omogeneamente i processi fisici e le variabili fisiche che caratterizzano l'atmosfera terrestre. È possibile classificare i satelliti nelle due principali categorie:

- **geostazionari (GEO¹)** la cui orbita circolare intorno alla Terra ha un periodo di 24 ore e ha un'inclinazione nulla rispetto al piano equatoriale. Appare fermo ad un osservatore posto sulla superficie terrestre (elevata frequenza temporale) ed orbita ad una distanza di circa 36000 km (scarsa risoluzione spaziale);
- **eliosincroni (SSO²)** in cui il satellite transita in prossimità dei poli e attraversa l'equatore alla stesso ora locale per ogni rivoluzione, in modo

¹Geosynchronous equatorial orbit

²Sun-synchronous orbit

tale che l'angolo zenitale solare sia circa lo stesso a ciascun passaggio. L'altezza dell'orbita è solitamente contenuta nell'intervallo 700 - 1000 km (migliore risoluzione rispetto ai GEO). Per ciascun punto terrestre si dispone al più di due osservazioni giornaliere, distanziate di 12 h, pertanto la frequenza temporale è nettamente inferiore rispetto ai GEO.

Un numero considerevole degli algoritmi nelle microonde dedicati al retrieval della precipitazione, nella fase solida o liquida, utilizza i dati misurati dai sensori AMSU³-B e MHS⁴. I dati acquisiti dai due radiometri sono simili, in quanto MHS rappresenta la versione più recente di AMSU-B. I radiometri AMSU-A e AMSU-B hanno volato insieme su tre satelliti NOAA⁵ KLM: NOAA-15, lanciato il 13 marzo 1998, NOAA-16, lanciato il 21 settembre 2001 e il NOAA-17, lanciato il 24 giugno 2002. Il NOAA-18, lanciato nel maggio 2005, conteneva il successore del radiometro AMSU-B: l'MHS. Questo strumento vola sui satelliti attualmente operativi NOAA-18 (o NOAA N), NOAA-19 (o NOAA N'), lanciato il 6 febbraio 2009, e sui satelliti MetOp⁶-A, lanciato il 19 ottobre 2006, e MetOp-B, lanciato il 17 settembre 2012. I satelliti NOAA KMLNN' e MetOp sono di tipo polare con orbita eliosincrona.

AMSU-B e MHS sono stati progettati con la finalità di effettuare studi sulla distribuzione verticale del vapor d'acqua troposferico. Tuttavia la sensibilità di questi strumenti alle idrometeore di grandi dimensioni presenti in nubi precipitanti permette di estendere il loro utilizzo a metodi dedicati alla stima dell'intensità di precipitazione.

AMSU-B è uno strumento di tipo *line scan* e *cross-track*. I profili del vapore sono calcolati a partire dalle misure radiometriche su cinque canali, che spaziano dalla frequenza di 89 GHz a 183.3 GHz. L'IFOV⁷ è pari a 1.1°, il FOV⁸ spazia su $\pm 49.5^\circ$ rispetto al nadir, con un totale di 90 porzioni di campo di vista terrestri per ciascuna scansione lungo la medesima linea. La risoluzione spaziale nominale al nadir è 16.7 km e l'altezza nominale 850 km. Le specifiche tecniche dell'AMSU-B sono brevemente descritte in tabella 2.1. I canali 16 e 17 sono a singola banda passante, mentre i canali centrati attorno alla frequenza di 183.31 GHz sono a doppia banda laterale. Il radiometro è un ricevitore di tipo *heterodyne*, ovvero la frequenza radio ricevuta è sottoconvertita ad una frequenza intermedia più bassa, combinando il segnale in input con il segnale dell'oscillatore locale. In figura 2.1 sono illustrate

³Advanced Microwave Sounding Unit-B

⁴Microwave Humidity Sounder

⁵National Oceanic and Atmospheric Administration

⁶Meteorological Operational Satellites

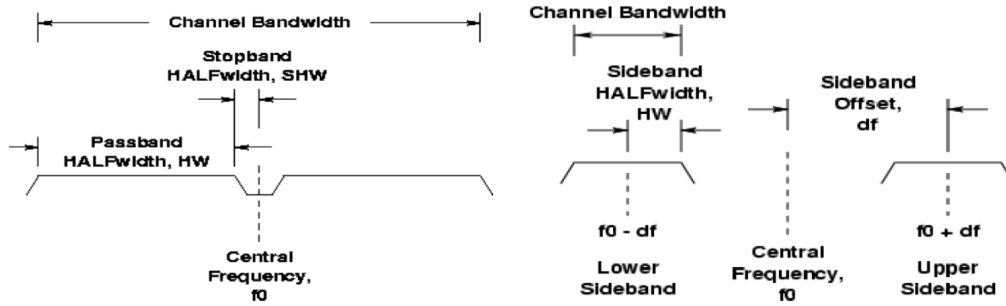
⁷Instantaneous field-of-view

⁸Field-of-view

⁹Noise equivalent differential temperature

| Numero canale | Frequenza (GHz) | Larghezza di banda (MHz) | NEDT ⁹ (K) |
|---------------|-------------------|--------------------------|-----------------------|
| 16 | 89.9 ± 0.9 | 2×1000 | 0.37 |
| 17 | 150 ± 0.9 | 2×1000 | 0.84 |
| 18 | 183.31 ± 1.00 | 2×500 | 1.06 |
| 19 | 183.31 ± 3.00 | 2×1000 | 0.70 |
| 20 | 183.31 ± 7.00 | 2×2000 | 0.60 |

Tabella 2.1: Caratteristiche strumentali dell'AMSU-B



(a) Canale a banda passante singola.

(b) Canale a doppia banda laterale.

Figura 2.1: Illustrazione schematica dei due tipi di canali caratterizzanti AMSU-B. Da: Robel and Graumann (2014).

schematicamente le differenze tra le due classi di canali.

Nel caso di singola banda solitamente si utilizzano *stopband* con lo scopo di ridurre gli effetti di rumore dell'oscillatore locale. L'intervallo delle frequenze f misurate può essere espresso:

$$f \in [f_0 - SHW - HW, f_0 - SHW] \cup [f_0 - SHW, f_0 + SHW + HW] \quad (2.1)$$

dove f_0 è la frequenza centrale del canale, SHW è la *Stopband HalfWidth* e HW è la *HalfWidth* come descritto in figura 2.1(a).

Per i canali con doppia banda laterale posizionata simmetricamente rispetto alla frequenza centrale, l'intervallo di misura delle frequenze per la banda laterale più bassa diventa:

$$f \in [f_0 - df - HW, f_0 - df + HW] \quad (2.2)$$

dove df è l'*offset* rispetto alla frequenza centrale. L'intervallo di misura per

| Numero canale | Frequenza (GHz) | Larghezza di banda (MHz) | NEDT(K) | Polarizzazione |
|---------------|------------------|--------------------------|---------|----------------|
| 1 | 89.0 | 2800 | 0.22 | V |
| 2 | 157.0 | 2800 | 0.34 | V |
| 3 | 183.31 ± 1.0 | 2×500 | 0.51 | H |
| 4 | 183.31 ± 3.0 | 2×1000 | 0.40 | H |
| 5 | 190.311 | 2200 | 0.46 | V |

Tabella 2.2: Caratteristiche strumentali dell'MHS

la banda laterale più alta è:

$$f \in [f_0 + df - HW, f_0 + df + HW] \quad (2.3)$$

Gli intervalli sopra definiti sono descritti in figura 2.1(b).

Tutti i cinque canali sono associati ad un angolo di polarizzazione verticale al nadir, dove per verticale si intende ortogonale rispetto al vettore campo elettrico parallelo alla traiettoria del satellite. Maggiori informazioni sulle caratteristiche specifiche di AMSU-B sono contenute in Robel and Graumann (2014).

Lo strumento MHS, assolvendo le medesime funzioni di AMSU-B, eredita caratteristiche simili seppur con una differenza relativa alla polarizzazione (si veda tabella 2.2). I canali 3 e 4 di MHS sono polarizzati orizzontalmente quando il sensore si trova al nadir rispetto alla superficie terrestre. Si nota inoltre una diminuzione del valore di NEDT. La geometria di scansione risulta uguale, con un lieve aumento della risoluzione spaziale, in quanto l'IFOV al nadir è pari a 15.9 km. Ulteriori informazioni relative allo strumento sono contenute in EUMETSAT (2010).

2.2 Il modello di trasferimento radiativo RT-TOV

2.2.1 Una panoramica sul modello

RTTOV¹⁰ è un *fast radiative transfer model* creato con lo scopo di simulare le radianze misurate dai satelliti, noti i profili atmosferici entro cui interagisce la radiazione elettromagnetica raccolta dai sensori. L'algoritmo cardine del

¹⁰Radiative Transfer Model for TOVS

modello si basa sulla teoria sviluppata da McMillin et al. (1979) e da Eyre and Woolf (1988). Dal punto di vista matematico, dato il vettore di stato, \mathbf{x} , che descrive lo stato atmosferico/superficiale e un vettore di radianza, \mathbf{y} , che contiene le radianze relative ai canali richiesti:

$$\mathbf{y} = H(\mathbf{x}) \quad (2.4)$$

dove H rappresenta il modello di trasferimento radiativo, ossia RTTOV. Questo operatore è anche denominato modello diretto (*forward*). Le radianze di *clear sky*, $L^{clr}(\tilde{\nu}, \mu)$, sono simulate partendo dalla soluzione delle RTE (Saunders et al., 1999) in assenza di scattering e in condizioni di LTE:

$$\begin{aligned} L^{clr}(\tilde{\nu}, \mu) = & \tau_s(\tilde{\nu}, \mu)\epsilon_s(\tilde{\nu}, \mu)B(\tilde{\nu}, T_s) + \int_{\tau_s}^1 B(\tilde{\nu}, T) d\tau + \\ & + (1 - \epsilon_s(\tilde{\nu}, \mu))\tau_s^2(\tilde{\nu}, \mu) \int_{\tau_s}^1 \frac{B(\tilde{\nu}, T)}{\tau^2} d\tau \end{aligned} \quad (2.5)$$

dove $\tau = \exp(-\int_z^{z^T} k dz/\mu)$ rappresenta la trasmittività tra lo il livello z e il TOA, τ_s la trasmittività totale dell'atmosfera ed ϵ_s l'emissività superficiale. La derivazione dell'equazione 2.5 è contenuta nel paragrafo 7.5 di (Liou, 2002). Il primo termine a secondo membro descrive il contributo superficiale, il secondo l'emissione atmosferica diretta verso l'alto e il terzo l'emissione atmosferica verso il basso, riflessa dalla superficie verso lo spazio. Restano valide le assunzioni definite nel paragrafo 1.3. La descrizione segue la trattazione presente in Eyre (1991), Saunders et al. (1999) e Matricardi et al. (2001) e si riferirà al caso specifico di simulazione dei canali nella regione delle microonde.

Le grandezze dipendenti dalla frequenza nell'equazione 2.5 sono da considerarsi monocromatiche. Tuttavia nel simulare un canale satellitare policromatico, occorre considerare grandezze convolute nell'intervallo spettrale entro cui spazia il sensore, in riferimento alla sua funzione di risposta. Il vettore di radianza definito nell'equazione 2.4 corrisponde in questo caso al vettore di radianza *clear-sky* e un generico elemento i -esimo associato ad un canale è definito:

$$R_i^{clr} = R_i^s + R_i^u + R_i^d \quad (2.6)$$

dove i tre termini a secondo membro coincidono con i termini relativi all'equazione 2.5. Il termine superficiale diventa:

$$R_i^s = \epsilon_i^s B_i(T^s)\tau_i^s \quad (2.7)$$

dove l'emissività superficiale per il canale è stimata per mezzo del modello FASTEM¹¹, la cui descrizione seguirà successivamente. $B_i(T^s)$ assume il valore della funzione di Planck alla temperatura superficiale T^s , corretta approssimandola al valore simulato nell'intervallo di risposta del canale:

$$B_{\tilde{\nu}}(T) = \frac{c_{1i}}{\exp\left(\frac{c_{2i}}{a_i + b_i T^s}\right) - 1} \quad (2.8)$$

dove:

$$c_{1i} = 2h\tilde{\nu}_i^3/c^2;$$

$$c_{2i} = h\tilde{\nu}_i/K;$$

a_i, b_i sono i coefficienti di correzione per la banda.

La temperatura superficiale effettiva viene sostituita, per mezzo di una relazione di tipo lineare con una temperatura efficace, come descritto in Weinreb et al. (1981). La trasmittività τ_i^s è calcolata a partire da un modello polinomiale, descritto in seguito.

L'operazione di integrazione per il calcolo dei contributi atmosferici avviene per mezzo di una discretizzazione dell'atmosfera in un numero di livelli fissato, per cui gli integrali vengono sostituiti da sommatorie. Il termine *upward* diventa:

$$R_i^u = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^N \{B_i(T_j) + B_i(T_{j-1})\} \{\tau_{ij-1} - \tau_{ij}\} \quad (2.9)$$

dove il livello $j = 0$ corrisponde al TOA ($\tau_{i0} = 1$) e il livello N corrisponde alla superficie ($T_N = T^s, \tau_{iN} = \tau_i^s$). Le funzioni di Planck sono corrette come descritto in 2.8. L'equazione introdotta implica alcune considerazioni:

- si assume che la RTE possa essere applicata ad una radianza e ad una trasmittanza policromatiche;
- il passaggio dal continuo alle differenze finite presuppone un'approssimazione del problema fisico;
- si assume che l'emissione di uno strato corrisponda alla media della radianza emessa mediando sugli estremi.

Il termine di emissione *downward* riflessa dalla superficie diventa:

$$R_i^d = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^N R_{ij}^u (1 - \epsilon_i^s) \frac{(\tau_i^s)^2}{(\tau_{ij} \tau_{ij-1})} \quad (2.10)$$

¹¹A fast generic microwave emissivity model

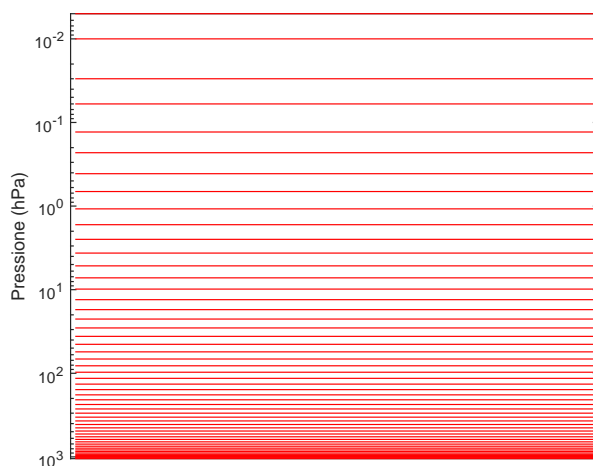


Figura 2.2: Profilo standard di RTTOV suddiviso in 54 livelli di pressione.

Essa implica che la trasmittanza di uno spessore atmosferico venga descritta dal prodotto delle trasmittanze di ciascuno strato che compone lo spessore. Essa è valida strettamente per la radianza monocromatica, ma quando l'assorbimento è debole rimane una buona approssimazione.

2.2.2 Il modello di trasmissività

Le equazioni definite per il calcolo di R_i^{clr} richiedono la conoscenza della trasmittanza atmosferica. Il vettore \mathbf{x} contiene le informazioni relative allo stato atmosferico. Nel caso delle microonde si forniscono i profili di temperatura e di vapor d'acqua, mentre i profili di azoto (N_2), ossigeno (O_2) e ozono (O_3) fanno riferimento ad un profilo standard. Le trasmittanze sono calcolate sui 54 livelli mostrati in figura 2.2. Si noti il maggiore infittimento dei livelli nella porzione di atmosfera prossima alla superficie, ovvero dove sono maggiormente frequenti gli eventi di interazione tra la radiazione elettromagnetica e le componenti atmosferiche.

Poiché i livelli di pressione definiti dal modello non corrispondono nella maggior parte dei casi ai livelli di pressione relativi al vettore di stato, RTTOV dispone di un modello di interpolazione che permette di mappare i profili di input nei livelli dei coefficienti e successivamente mappare gli spessori ottici calcolati nei livelli di input. Una descrizione schematica del

metodo è:

$$\{X_u\} \rightarrow I(X_u) \rightarrow \{X_c\} \rightarrow \{D_c\} \rightarrow I^{-1}(D_c) \rightarrow \{D_u\} \rightarrow R_u^{clr} \quad (2.11)$$

dove i pedici u si riferiscono ai livelli dell'utente e c ai livelli dei coefficienti (54L). L'operatore I applica l'interpolazione e D si riferisce agli spessori ottici. Il metodo di interpolazione adottato segue il metodo descritto in Rochon et al. (2007). Si utilizza un integrale mediato, pesato per mezzo di pesi log-lineari. Questo approccio assicura un coinvolgimento di tutti i punti rilevanti provenienti dalle coordinate di input, a differenza del metodo “*nearest neighbour*” nel quale il valore della variabile target deriva da un'interpolazione associata ai soli due punti più vicini delle coordinate di partenza.

Definendo con $z = \ln(p)$ la coordinata verticale, con $x(z)$ il valore di una delle variabili di stato e con x'_j il valore della stessa variabile nel livello j -esimo delle coordinate dei coefficienti di RTTOV (valore interpolato), quest'ultimo può essere ottenuto per mezzo di una media pesata, basata su un'integrazione tra i livelli $(j-1)$ -esimo e $(j+1)$ -esimo:

$$x'_j = \frac{\int_j^{j+1} w_j(z)x(z) dz + \int_{j-1}^j w_j(z)x(z) dz}{\int_j^{j+1} w_j(z) dz + \int_{j-1}^j w_j(z) dz} \quad (2.12)$$

dove i pesi $w_j(z)$ sono calcolati a tratti sugli intervalli delle coordinate dei coefficienti:

$$w_j(z) = \begin{cases} 1 - \left(\frac{z-z'_j}{z'_{j-1}-z'_j} \right), & z'_{j-1} < z \leq z'_j \\ 1 - \left(\frac{z-z'_j}{z'_{j+1}-z'_j} \right), & z'_j \leq z < z'_{j+1} \\ 0, & z \leq z'_{j-1}, z \geq z'_{j+1} \end{cases} \quad (2.13)$$

L'integrale 2.12 è calcolato per mezzo della regola del trapezio, in base a cui l'integrale definito viene approssimato ad una sommatoria di aree di trapezi definiti dall'intervallo che intercorre tra i livelli dei coefficienti e dai valori assunti dai pesi e dalla variabile di stato. L'operatore inverso è applicato per trasformare gli spessori ottici calcolati nelle coordinate dei coefficienti nei valori di spessore ottico definiti nelle coordinate utente.

Il *Fast Transmittance Model* calcola i valori di spessore ottico tramite una polinomiale i cui termini sono funzione della temperatura, pressione, quantità di assorbitore ed angolo di vista. Lo spessore ottico $\hat{\chi}$ convoluto intorno alla

frequenza $\tilde{\nu}^*$ è calcolato per mezzo della seguente polinomiale:

$$\hat{\chi}_{j,\tilde{\nu}^*} = \hat{\chi}_{j-1,\tilde{\nu}^*} + \sum_{k=1}^M a_{j,\tilde{\nu}^*,k} X_{j,k} \quad (2.14)$$

dove $X_{j,k}$ è k-esimo degli M predittori e $a_{j,\tilde{\nu}^*,k}$ sono i coefficienti di espansione. I predittori contengono le informazioni relative ai profili atmosferici simulati. A monte del modello, per calcolare i coefficienti di espansione sono stati utilizzati 83 profili atmosferici selezionati per rappresentare la massima variabilità delle temperature e degli assorbitori su sei diversi angoli di vista, da cui si sono calcolate le trasmittanze per mezzo di modelli LBL¹². Le trasmittanze relative ai gas fissati sono calcolate utilizzando il modello LBL Liebe MPM92 (Liebe et al., 1993), mentre per il vapore acqueo e il *continuum* si utilizza il modello Liebe MPM89 (Liebe, 1989). Le trasmittanze calcolate sono convolute con la risposta dello strumento simulato e tramite regressione lineare si ottengono i coefficienti di espansione, con lo spessore ottico parziale di ciascuno strato espresso come segue:

$$\hat{\chi}_{j,\tilde{\nu}^*} - \hat{\chi}_{j-1,\tilde{\nu}^*} = -\ln \left(\frac{\hat{T}_{j,\tilde{\nu}^*}}{\hat{T}_{j-1,\tilde{\nu}^*}} \right) \quad (2.15)$$

Il modello di trasmittanza tratta separatamente l'assorbimento da parte dei gas fissi e del vapore acqueo, pertanto i coefficienti di espansione sono calcolati separatamente. La trasmittanza convoluta finale sarà data dal prodotto dei due termini ottenuti applicando le polinomiali (eq. 2.14) ai dati associati ai profili atmosferici (compreso l'angolo di vista), noti i coefficienti di espansione, precedentemente calcolati e contenuti nei file del modello.

Dopo aver ricavato i valori di trasmittanza, l'algoritmo di interpolazione trasforma questi valori dalle coordinate dei coefficienti alle coordinate del profilo utente (eq. 2.11). Successivamente il modello applica le equazioni descritte nel sottoparagrafo 2.2.1, fornendo come risultato finale il valore di radianza simulata misurata per i vari canali, sotto forma di temperatura di brillantezza (BT^{clear}). Nel caso in cui siano presenti nubi e/o precipitazioni, questa sezione del modello viene coadiuvata dal codice RTTOV-SCATT, specializzato nell'inglobare anche gli effetti dello scattering nel computo totale della radianza simulata.

¹²Line-by-line

2.3 Il modello di emissività superficiale FASTEM

Le BT nella regione delle microonde sono influenzate, specie nei canali finestra, dalle emissività superficiali. FASTEM (Fast generic microwave emissivity model) è un modello di supporto a RTTOV ideato per simulare i valori di emissività superficiale, considerando inoltre il tipo di polarizzazione del sensore simulato. In questo studio si utilizza la versione FASTEM-5 (Bormann et al., 2012). Le differenti proprietà dielettriche associate alle superfici acquose (oceani/laghi) rispetto alle superfici terrestri implicano una differente trattazione nella modellazione dell'emissività.

Quando si applica un campo elettrico ad un materiale, si osserva separazione delle cariche e/o il riordinamento delle molecole (nel caso di fluidi). La permittività (o costante dielettrica) è una grandezza che lega il vettore di induzione elettrica con il vettore campo elettrico, quindi descrive in termini macroscopici come il campo elettrico influenza la disposizione delle cariche interne al materiale ed è fortemente legata alla suscettività elettrica, una proprietà del materiale che ne misura la predisposizione a polarizzarsi. Trascurando le interazioni tra le molecole, la costante dielettrica può essere descritta per mezzo della seguente equazione approssimata (Debye, 1929):

$$\epsilon = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 + j2\pi\tilde{\nu}\tau} \quad (2.16)$$

dove ϵ_s e ϵ_∞ sono le costanti dielettriche alle frequenze nulle (statica) e infinito, τ è la costante di tempo di rilassamento e $\tilde{\nu}$ è la frequenza in GHz. La conoscenza del valore di permittività consente di calcolare le riflettività, adottando le equazioni di Fresnel:

$$R_v(\tilde{\nu}, \theta) = \left| \frac{-\epsilon(\tilde{\nu}) \cos(\theta) + \sqrt{\epsilon(\tilde{\nu}) - \sin^2(\theta)}}{\epsilon(\tilde{\nu}) + \sqrt{\epsilon(\tilde{\nu}) - \sin^2(\theta)}} \right|^2 \quad (2.17a)$$

$$R_h(\tilde{\nu}, \theta) = \left| \frac{-\cos(\theta) + \sqrt{\epsilon(\tilde{\nu}) - \sin^2(\theta)}}{\cos(\theta) + \sqrt{\epsilon(\tilde{\nu}) - \sin^2(\theta)}} \right|^2 \quad (2.17b)$$

Le riflettività sono scomposte nelle componenti polarizzate orizzontalmente e verticalmente rispetto alla superficie. L'idea di fondo consiste nel valutare l'emissività superficiale come valore complementare della riflettività, a seguito di una serie di correzioni che si differenziano, dipendenti dal tipo di superficie studiata.

2.3.1 Superficie terrestre

Parte della descrizione che segue è contenuta in English and Hewison (1998), dove è descritta la prima versione di FASTEM. Si utilizzano la formula semplice di Debye (2.16) e le equazioni di Fresnel. I valori di ϵ_s , ϵ_∞ e τ sono forniti in base al tipo di terreno simulato. Noti i valori delle riflessività, si applicano le correzioni di rugosità a piccola scala e a larga scala.

Quando la scala di grandezza tipica della rugosità è piccola, se confrontata con la lunghezza d'onda della radiazione che impatta sulla superficie, si aggiunge un fattore moltiplicativo derivato empiricamente, che tiene conto della rugosità a piccola scala e della geometria dell'angolo di vista, i cui valori sono inseriti nei dati dei profili.

Rugosità di scale grandi rispetto alla lunghezza d'onda di osservazione determinano riflessione di tipo speculare. L'effetto riscontrabile dalla misura dei sensori è associato ad una depolarizzazione della radianza emessa. Pertanto, nota la rugosità a larga scala della superficie, il modello calcola un fattore correttivo per l'emissività per una frequenza definita, associata alla depolarizzazione.

L'ultimo passaggio consiste nel combinare la polarizzazione orizzontale e verticale in base al tipo di polarizzazione caratteristica dei sensori simulati. Nel caso di AMSU-B e MHS la polarizzazione nominale è definita al nadir, con rotazione del sensore parallelamente alla linea di scansione. In questo caso la combinazione delle polarizzazioni calcolate da FASTEM ingloba il valore dell'angolo di vista dello strumento in quanto al di fuori del nadir la polarizzazione non è più da riferirsi al piano della superficie terrestre. I parametri di FASTEM, ovvero le costanti dielettriche, il tempo di rilassamento e le rugosità a piccola e larga scala sono stati stimati utilizzando i valori proposti in English and Hewison (1998). In assenza di informazioni sulle caratteristiche superficiali si sono utilizzati i valori tipici di RTTOV per il suolo.

2.3.2 Superficie d'acqua

La valutazione dell'emissività relativamente all'acqua include l'interazione intermolecolare, come seconda polarizzazione. Questo effetto è considerato del modello doppio di Debye (Ellison et al., 1998). Questo modello introduce una permittività ad una frequenza intermedia, il relativo tempo di rilassamento e un termine associato alla conduttività ionica, legata alla salinità. Tuttavia la dipendenza dalla salinità è stata omessa in questo studio, in quanto per frequenze sopra i 20 GHz, l'effetto della salinità sulla permittività è trascurabile. A tale proposito in figura 2.3 sono rappresentate la parte reale ed

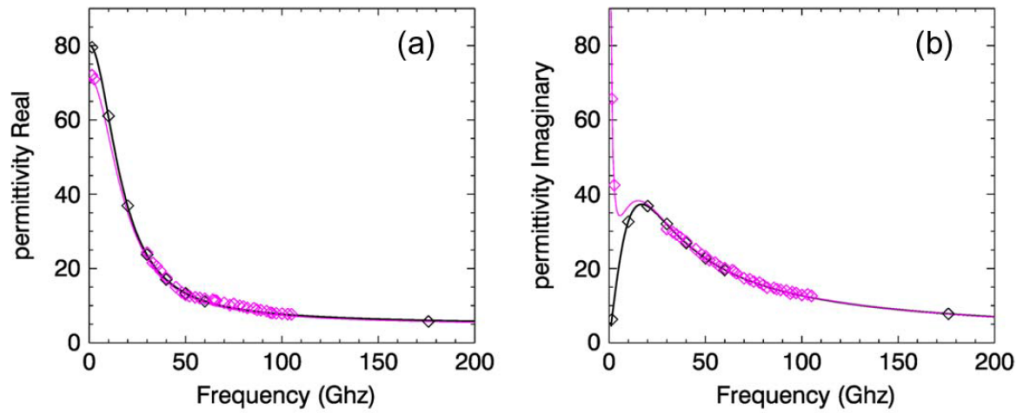


Figura 2.3: Parte reale (a) ed immaginaria (b) della permittività dell'acqua dolce (linea nera) e salata (linea rossa). La salinità dell'acqua marina è 35‰. La temperatura è 25°C. Le linee solide rappresentano i risultati del modello, i rombi i dati osservati. Fonte: Liu et al. (2011).

immaginaria della permittività dell'acqua dolce e salata (35‰) da risultato del modello e da dati osservati. Si nota chiaramente una sovrapposizione nelle alte frequenze dei valori di permittività delle due acque a diversa salinità. I parametri relativi al modello doppio di Debye sono ottenuti per mezzo di polinomiali funzioni della temperatura dell'acqua. I coefficienti sono stimati a partire da regressioni della permittività di dati misurati. In generale la differenza tra le permittività misurate e stimate da modello sono inferiori al 3%, entro l'incertezza delle misure (Liu et al., 2011).

Nel caso dell'acqua non è conveniente utilizzare le equazioni di Fresnel (2.17) in cui si assume riflessione speculare. Un'approssimazione migliore consiste nell'assumere la superficie a larga scala come una serie di piani tangenti per i quali localmente valgono le formule di Fresnel. La riflettività totale è ottenuta mediando i coefficienti di riflessione dei vari piani pesati con la PDF¹³ della pendenza, come descritto in Liu et al. (1998). Gli angoli coinvolti nella descrizione sono gli angoli zenitali e azimutali delle direzioni di incidenza e di riflessione. Nella regione spettrale delle microonde la lunghezza d'onda elettromagnetica può essere confrontabile con le piccole irregolarità della superficie dell'acqua e occorre considerare sia le onde di gravità, sia le onde capillari. La rugosità a larga scala è governata dalla forza di gravità, mentre la rugosità superficiale di piccola scala è governata princi-

¹³Probability Density Function

palmente dalla tensione superficiale. Un criterio che permette di separare i due intervalli del dominio è:

$$k\xi_c \ll 1 \quad (2.18a)$$

$$\frac{K_c}{k} \ll 1 \quad (2.18b)$$

dove K_c è il numero d'onda di *cutoff*, ξ_c rappresenta la varianza dello spostamento in altezza per il valore di K_c e $k = 2\pi\tilde{\nu}/c$ è il numero d'onda dell'onda elettromagnetica incidente. Il numero d'onda di *cutoff*, tenendo conto anche delle condizioni 2.18, è ottenuto:

$$K_c^2 = k^4 \int_{K_c}^{\infty} S(K) dK \quad (2.19)$$

dove $S(K)$ è lo spettro omnidirezionale, il quale dipende dal numero d'onda e dal vento in prossimità della superficie. K_c aumenta all'aumentare della frequenza o della velocità del vento.

Lo spettro della rugosità superficiale, in base al modello sviluppato da Durden and Vesecky (1985), può essere scritto come:

$$W(K, \phi) = \frac{1}{2\pi K} S(K) \Phi(K, \phi) \quad (2.20)$$

dove Φ descrive la porzione angolare dello spettro ovvero la dipendenza rispetto all'angolo relativo tra la direzione del vettore vento e la direzione delle onde.

Le emissività nella polarizzazione orizzontale e verticale sono ottenute dal complementare delle due riflettività unitamente agli effetti di rugosità a larga e a piccola scala. Per ciascuna emissività si adottano tre funzioni armoniche cosinusooidali che dipendono dall'angolo azimutale relativo tra la direzione del vento e l'angolo azimutale del sensore, pesati da coefficienti ricavati dalla regressione sia da dati misurati alla superficie, sia con calcoli compiuti da modelli rigorosi a due scale.

La correzione relativa alla rugosità di piccola scala è il fattore $e^{-y\cos^2(\theta)}$ che dipende dall'angolo zenitale e dal parametro y ottenuto per mezzo di una equazione di regressione, funzione del modulo della velocità del vento e della frequenza della radiazione simulata. I coefficienti di regressione sono ricavati da un fit della varianza dell'altezza della superficie.

Il termine additivo associato alla correzione di rugosità a larga scala è anch'esso una polinomiale, funzione delle stesse variabili della rugosità a piccola scala, cui si aggiunge il termine relativo all'angolo zenitale. I coefficienti

di regressione sono valutati usando un modello rigoroso a due scale, da cui è stato estratto il contributo di larga scala.

2.3.3 Gli atlanti di emissività CNRM

Gli atlanti di emissività CNRM¹⁴ contengono valori grigliati, con risoluzione $(0.5^\circ \times 0.5^\circ)$, di emissività su superficie terrestre relativi ad AMSU-B ed MHS, mediati su ciascun mese dell'anno 2007. Il metodo adottato per la stima dei valori emissività è descritto in Karbou et al. (2006). Le emissività sono stimate a partire dalle BT misurate dai sensori per una determinata frequenza e un determinato angolo zenitale per atmosfere in assenza di scattering, pertanto i dati necessari per la creazione dell'atlante sono prelevati esclusivamente da casi di cielo sereno. Assumendo una superficie piatta e speculare, l'emissività si ottiene invertendo per $\epsilon(\tilde{\nu}, \theta)$:

$$\epsilon(\tilde{\nu}, \theta) = \frac{T_b(\tilde{\nu}, \theta) - T_a^\uparrow(\tilde{\nu}, \theta) - T_a^\downarrow(\tilde{\nu}, \theta)\Gamma}{(T_s - T_a^\downarrow(\tilde{\nu}, \theta))\Gamma} \quad (2.21)$$

dove T_a^\uparrow e T_a^\downarrow sono i contributi atmosferici di BT verso l'alto e verso il basso rispettivamente e T_s è la temperatura superficiale. $\Gamma = \frac{\tau(0, z_{TOA})}{\cos \theta}$, con τ la trasmittività totale. Queste grandezze sono calcolate a partire da un modello di trasferimento radiativo, che utilizza i valori colonna di vapor d'acqua, temperature e la temperatura superficiale a partire da ECMWF 45-year re-analysis. L'emissività relativa al segnale misurato dal satellite AMSU-B sarà:

$$\epsilon(\tilde{\nu}, \theta) = \epsilon_v(\tilde{\nu}, \theta) \cos^2 \phi + \epsilon_h(\tilde{\nu}, \theta) \sin^2 \phi \quad (2.22)$$

dove ϕ corrisponde all'angolo di scansione, definito nel modo seguente:

$$\phi = \arcsin \left(\frac{R}{R + H_{sat}} \sin \theta \right) \quad (2.23)$$

dove R è il raggio della Terra e H_{sat} è l'altezza del satellite. I valori giornalieri di emissività sono mediati sul mese con lo scopo di eliminare le fluttuazioni intragiornaliere, associate a imprecisioni nei parametri dei profili e a fluttuazioni stesse della variabile emissività. Tali variazioni su un periodo mensile sono associate a deviazioni standard di emissività generalmente al di sotto di 0.02, come limite riferito in English (1999). La media mensile appare essere un buon compromesso per eliminare le incertezze di stima, pur considerando la variabilità annuale di emissività superficiale.

¹⁴Centre National de Recherches Météorologiques

Come descritto in Karbou et al. (2005), per valori bassi di angolo zenitale del sensore rispetto alla superficie, i valori di emissività presentano variazioni poco significative tra 89 GHz e 150 GHz sia per le superfici vegetate, sia per le superfici secche, escludendo i casi di copertura nevosa al suolo. Note le maggiori incertezze associate alla stima di ϵ a 150 GHz, l'idea di fondo dell'autore degli atlanti consiste nell'assegnare valori di emissività costante sui cinque canali di AMSU-B ed MHS e coincidente con il valore stimato a 89 GHz. Questa metodologia è applicata, nei casi in cui si sono adottati gli atlanti, ovvero nella seconda parte di questo studio.

2.4 La subroutine RTTOV-SCATT

La subroutine RTTOV-SCATT costituisce la porzione di codice di RTTOV che simula la radiazione misurata nelle microonde separatamente rispetto al metodo descritto in 2.2.1, considerando le radianze interagenti con nubi e idrometeorie. La base teorica su cui si basa la subroutine è l'approssimazione Delta-Eddington, specializzazione dell'approssimazione Eddington, descritta in 1.4. RTTOV-SCATT utilizza l'approssimazione *two-column independent*:

$$T_B^{Total} = (1 - C)T_B^{Clear} + CT_B^{Rainy} \quad (2.24)$$

dove T_B^{Clear} è la temperatura di brillantezza a cielo sereno calcolata come descritto nel paragrafo 2.2.1 e T_B^{Rainy} la temperatura di brillantezza in presenza di nubi e precipitazioni, calcolata dal modulo RTTOV-SCATT. C è la frazione efficace di nubi e fornisce il peso da assegnare ai due termini ottenuti in maniera indipendente. La descrizione della sovrapposizione dei due contributi è descritto in Geer and Bauer (2009). I dati dei profili forniti contengono per ciascuno strato la frazione percentuale di copertura nuvolosa. Una prima versione di RTTOV-SCATT assegnava a C il valore C_{max} ovvero la frazione nuvolosa massima tra tutti i valori degli strati. Mediate sull'intera estensione del box le nubi devono mantenere la stessa massa per unità di area. L'utilizzo di questo metodo ha mostrato alcuni problemi nella corretta stima della BT, per via della risposta non lineare della BT rispetto al contenuto di idrometeorie, definita "*beamfilling effect*" (Kummerow, 1998). Differenze rilevanti si riscontrano ad esempio nel caso in cui sono presenti nubi alte sottili di spessore limitato coprenti tutto il box e al di sotto nubi convettive che occupano solo una porzione limitata del box, come illustrato in figura 2.4. Nello schema (a), ovvero con numero illimitato di colonne indipendenti, è presente il core convettivo della nube con $LWP^{15}=2.6 \text{ kg m}^{-2}$ e nube di outflow con

¹⁵Liquid Water Path

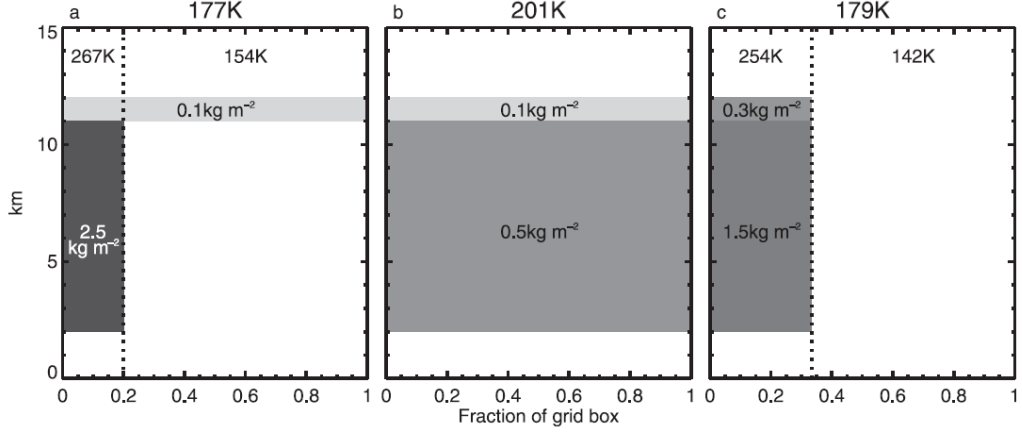


Figura 2.4: Tre schemi di sovrapposizione delle nubi: (a) sovrapposizione massima casuale con numero illimitato di colonne indipendenti (2 in questo caso); (b) sovrapposizione con $C = C_{max}$; (c) sovrapposizione con $C = C_{av}$. Le BT si riferiscono ai valori ottenuti tramite simulazione per il canale SSM/I a 37 GHz polarizzato orizzontalmente.

$LWP=0.1 \text{ kg m}^{-2}$. Applicando lo schema con $C = C_{max}$ si otterrebbe una sola nube estesa sull'intero box con $LWP=0.6 \text{ kg m}^{-2}$. La simulazione per il canale SSM/I¹⁶ a 37 GHz polarizzato orizzontalmente fornisce valori significativamente differenti tra lo schema di colonne indipendenti illimitate (177 K) e lo schema della frazione massima di nube (201 K). L'utilizzo del numero illimitato di colonne indipendenti richiede elevati tempi di calcolo, per tale motivo non è adottata da RTTOV.

Una soluzione che si dimostra essere migliore consiste nell'assegnare alla frazione efficace di nubi il valore della frazione di nube mediata sull'intero profilo e pesata in funzione della quantità di idrometeore o particelle sospese:

$$C_{av} = \frac{\sum_i (l_i + i_i + r_i + s_i) \Delta z_i C_i}{\sum_i (l_i + i_i + r_i + s_i) \Delta z_i} \quad (2.25)$$

dove, l_i , i_i , r_i e s_i sono rispettivamente le densità dell'acqua in nube, ghiaccio in nube, pioggia e neve e Δz_i è lo spessore dello strato i -esimo. I dati di pioggia e neve dei profili sono forniti come flussi ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

La conversione in densità avviene per mezzo di una conversione non lineare. Assumendo una distribuzione dimensionale di tipo esponenziale sia per la pioggia, sia per la neve, densità costante con la dimensione e una de-

¹⁶Special Sensor Microwave Imager

| | a [$mm\ h^{-1}(g\ m^{-3})^{-1}$] | b |
|------|------------------------------------|------|
| Rain | 20.89 | 1.15 |
| Snow | 29.51 | 1.10 |

Tabella 2.3: Coefficienti relativi all'equazione 2.26

finita distribuzione delle velocità di caduta, si ottiene una relazione che lega l'intensità di precipitazione PR^{17} ($mm\ h^{-1}$) con il contenuto d'acqua WC^{18} ($g\ m^{-3}$):

$$PR = a \times WC^b \quad (2.26)$$

I valori dei coefficienti a e b sono riportati in tabella 2.3

L'applicazione relativamente al caso definito sopra è illustrato nello schema (c) della figura 2.4. Il valore di C in questo caso assume il valore $1/3$, pertanto il modello schematizza la condizione nuvolosa descritta in (a) come uno strato di nube che ricopre $1/3$ del box, e il restante $2/3$ di cielo sereno (schema (c)). Si nota una maggiore somiglianza tra lo schema (a) e (c), rispetto al confronto tra lo schema (a) e (b). La BT risultante è pari a $179\ K$, uno scarto sensibilmente inferiore rispetto all'utilizzo di C_{max} .

2.4.1 Implementazione di RTTOV-SCATT

La descrizione dell'implementazione di RTTOV-SCATT per la stima della BT^{Rainy} segue da Saunders et al. (2006). Inserendo l'equazione 1.26 per L_0 nel sistema di equazioni 1.30 si ottiene un sistema di equazioni lineari del tipo $AD^\pm = B$. Per N strati atmosferici il sistema contiene $2(N-2)$ equazioni di continuità del flusso ai bordi degli strati, oltre a due equazioni relative ai flussi alla superficie e al TOA. Ne risulta A matrice quadrata $2N \times 2N$ e B vettore di dimensioni $2N$. Gli elementi di matrice di A sono a_{mn} e di B sono b_m . Definendo con i l'indice relativo ad uno strato e con $j=2i$, gli elementi

¹⁷Precipitation Rate

¹⁸Water Content

sono:

$$a_{j,j-1} = L_i^+ \exp(\Lambda_i \Delta z_i) \quad (2.27a)$$

$$a_{j,j} = L_i^- \exp(-\Lambda_i \Delta z_i) \quad (2.27b)$$

$$a_{j,j+1} = -L_i^+ \quad (2.27c)$$

$$a_{j,j+2} = -L_i^- \quad (2.27d)$$

$$b_j = C_j - C_i \quad (2.27e)$$

$$a_{j+1,j-1} = L_i^- \exp(\Lambda_i \Delta z_i) \quad (2.27f)$$

$$a_{j+1,j} = L_i^+ \exp(-\Lambda_i \Delta z_i) \quad (2.27g)$$

$$a_{j+1,j+1} = -L_i^- \quad (2.27h)$$

$$a_{j+1,j+2} = L_i^+ \quad (2.27i)$$

$$b_{j+1} = C_i - C_j \quad (2.27j)$$

Per il TOA e la superficie:

$$a_{1,1} = L_1^- - \bar{\rho}_p L_1^+ \quad (2.28a)$$

$$a_{1,2} = L_1^+ - \bar{\rho}_p L_1^- \quad (2.28b)$$

$$b_1 = B(T_s)(\bar{\epsilon}_p + \bar{\rho}_p - 1) + C_1(\bar{\rho}_p + 1) \quad (2.28c)$$

$$a_{2N,2N-1} = L_N^+ \exp(\Lambda_N \Delta z_N) \quad (2.28d)$$

$$a_{2N,2N} = L_N^- \exp(-\Lambda_N \Delta z_N) \quad (2.28e)$$

$$b_{2N} = B(T_{sp}) - B(T_{N-1}) - C_N \quad (2.28f)$$

dove:

$$C_i = \frac{B_{i1}}{h_i}, \quad L_i^\pm = 1 \pm \frac{\Lambda_i}{h_i}, \quad \Lambda_i^2 = 3k^2(1 - \omega'_{0,i})(1 - \omega'_{0,i}g'_i), \quad \bar{\rho}_p = 1 - \bar{\epsilon}_p, \\ h_i = \frac{2}{3}k'_i(1 - \omega'_{0,i}g'_i)$$

Si notino le grandezze primarie, in quanto si utilizza l'approssimazione Delta-Eddington. $B(T_s)$ e $B(T_{sp})$ rappresentano rispettivamente la radianza di corpo emessa dal suolo alla temperatura superficiale e la radiazione cosmica di fondo. B_{i1} è l' i -esimo *lapse rate* (eq. 1.26) e $B(T_{N-1})$ è la radianza emessa in accordo con la temperatura all'interfaccia tra gli strati N ed N-1. Il sistema di equazioni lineari definito sopra permette di calcolare i coefficienti D^\pm , che sono successivamente utilizzati per calcolare il termine sorgente definito nell'equazione 1.23. La funzione sorgente è integrata sullo spessore

di ciascuno strato:

$$\int_0^{\Delta z_i} J^+(z', \mu) e^{-\frac{k}{\mu}(\Delta z_i - z')} dz' / \mu \quad (2.29a)$$

$$\int_{\Delta z_i}^0 J^-(z', \mu) e^{-\frac{k}{\mu}z'} dz' / \mu \quad (2.29b)$$

L'integrazione fornisce N+2 valori di J_i^+ e N+2 valori di J_i^- :

$$J_i^+ = J_{a,i}^+ aa_i + J_{b,i}^+ bb_i + J_{c,i}^+ cc_i + J_{d,i}^+ dd_i \quad (2.30a)$$

$$J_i^- = J_{a,i}^- aa_i + J_{b,i}^- bb_i + J_{c,i}^- cc_i + J_{d,i}^- dd_i \quad (2.30b)$$

$$(2.30c)$$

dove, i coefficienti sono:

$$aa_i = B_{0i} - \frac{3g'_i \omega'_{0i} \mu B_{1i}}{2h_i} \quad (2.31a)$$

$$bb_i = B_{1i} \quad (2.31b)$$

$$cc_i = D_i + \omega'_{0i} \left(1 - \frac{g'_i \mu \Lambda_i}{2h_i}\right) \quad (2.31c)$$

$$dd_i = D_i - \omega'_{0i} \left(1 + \frac{g'_i \mu \Lambda_i}{2h_i}\right) \quad (2.31d)$$

I termini sorgente parziali sono:

$$J_{a,i}^+ = 1 - \tau_i \quad (2.32a)$$

$$J_{b,i}^+ = \Delta z_i - \frac{\mu(1 - \tau_i)}{k'_i} \quad (2.32b)$$

$$J_{c,i}^+ = \frac{k'_i}{k'_i + \Lambda_i \mu} (\exp(\Delta z_i \Lambda_i) - \tau_i) \quad (2.32c)$$

$$J_{d,i}^+ = \frac{k'_i}{k'_i - \Lambda_i \mu} (\exp(-\Delta z_i \Lambda_i) - \tau_i) \quad (2.32d)$$

$$J_{a,i}^- = 1 - \tau_i \quad (2.32e)$$

$$J_{b,i}^- = \frac{\mu}{k'_i} (1 - \tau_i) - \tau_i \Delta z_i \quad (2.32f)$$

$$J_{c,i}^- = \frac{k'_i}{\Lambda_i \mu - k'_i} \left(\exp\left(\Delta z_i \left(\Lambda_i - \frac{k'_i}{\mu}\right)\right) - 1 \right) \quad (2.32g)$$

$$J_{d,i}^- = \frac{k'_i}{\Lambda_i \mu + k'_i} \left(1 - \exp\left(-\Delta z_i \left(\Lambda_i + \frac{k'_i}{\mu}\right)\right) \right) \quad (2.32h)$$

dove B_{0i} è la radianza che corrisponde alla temperatura all'interfaccia inferiore dello strato i -esimo e τ_i rappresenta la trasmittanza relativa allo strato i -esimo.

Infine si effettua una integrazione dei contributi di ciascuno strato lungo la colonna atmosferica, prima verso il basso, poi verso l'alto:

$$L_i^- = L_{i+1}^- \tau_i + J_i^- \quad (2.33a)$$

$$L_i^+ = L_{i-1}^+ \tau_i + J_i^+ \quad (2.33b)$$

con

$$L_{N+1}^- = B(2.7 K) \quad (2.34a)$$

$$L_0^+ = B(T_s) \epsilon_p + (1 - \epsilon_p) L_1^- \quad (2.34b)$$

Questo tipo di soluzione è applicata per gli strati compresi tra la superficie e lo strato più alto in cui $\omega'_{0i} > 10^{-3}$. Per gli strati superiori lo scattering è considerato trascurabile, pertanto RTTOV applica la soluzione integrale del trasferimento radiativo, in cui si considera esclusivamente l'estinzione associata all'assorbimento, al fine di ridurre al minimo l'utilizzo dell'algoritmo basato su Eddington, maggiormente dispendioso dal punto di vista computazionale.

2.4.2 Tabelle di Mie

Le tabelle di Mie contengono le proprietà ottiche delle idrometeore precalcolate per le frequenze relative al sensore simulato, per temperatura e contenuto di acqua. Inoltre si calcolano dopo aver definito lo spettro dimensionale delle particelle e le densità delle particelle. La prossima sezione conterrà le informazioni relative a queste due parametrizzazioni. Nella fase dedicata all'ottenimento dei valori tabellari le proprietà ottiche di bulk complessive per ciascuno strato sono ottenute integrando attraverso la distribuzione dimensionale (o *differential size distribution*) $N(D)$ gli spessori ottici di estinzione e di scattering $\sigma_e(D)$ e $\sigma_s(D)$ e il parametro di asimmetria $g(D)$:

$$\beta_e = \int_0^\infty \sigma_e(D) N(D) dD \quad (2.35a)$$

$$\beta_s = \int_0^\infty \sigma_s(D) N(D) dD \quad (2.35b)$$

$$g_{bulk} = \frac{1}{\beta_s} \int_0^\infty \sigma_s(D) g(D) N(D) dD \quad (2.35c)$$

L'albedo di singolo scattering, definito precedentemente nell'equazione 1.16, è ottenuto dalle proprietà di bulk di scattering e di estinzione: $\omega_0 = \frac{\beta_s}{\beta_e}$. Queste proprietà ottiche sono calcolate separatamente per ciascun tipo di particella, ovvero in base alla suddivisione in quattro categorie richiesta come input dal modello: contenuto d'acqua/ghiaccio in nube, pioggia e neve. Si sommano i contributi delle categorie con lo scopo di ottenere i valori finali di proprietà ottiche:

$$k_e = \sum_j \beta_e(q_j) \quad (2.36a)$$

$$\omega_0 = \frac{\sum_j \omega_0 \beta_e(q_j)}{\sum_j \beta_e(q_j)} \quad (2.36b)$$

$$g = \frac{\sum_j g \omega_0 \beta_e(q_j)}{\sum_j \omega_0 \beta_e(q_j)} \quad (2.36c)$$

dove la variabile q_j rappresenta la quantità di acqua/ghiaccio delle categoria j -esima ($j = w, i, r, s$). I valori ottenuti sono corretti in base all'approssimazione Delta-Eddington, descritta alla fine del paragrafo 1.4, e successivamente utilizzati per l'integrazione delle RTE.

2.5 I dataset e le parametrizzazioni adottate

2.5.1 I profili ECMWF

I profili necessari per l'integrazione di RTTOV-SCATT sono rappresentati da n livelli *full pressure* e $n+1$ livelli *half pressure*, dove il primo livello *half pressure* coincide con il TOA e il livello $n+1$ -esimo con la pressione alla superficie. L'indice n è rappresentativo del numero di strati con cui si discretizza la coordinata verticale dell'atmosfera. Lo schema illustrativo è descritto in figura 2.5. La griglia verticale di pressione è una funzione lineare della pressione superficiale, pertanto per ciascun livello l , la pressione $P(l)$ è espressa come: $P(l) = a_l + b_l P_s$. Nei *full pressure* sono specificate le variabili fornite in input: temperatura (K), umidità specifica (kg/kg), acqua liquida in nube (kg/kg), ghiaccio in nube (kg/kg), pioggia ($kg/(m^2 s)$) e neve ($kg/(m^2 s)$). Le variabili descrittive delle idrometeore sono espresse sotto forma di flusso di massa. La conversione in contenuto di acqua o ghiaccio è effettuata per mezzo delle formula già introdotta 2.26, dove si assumono la densità delle gocce di pioggia pari a $1000 g/m^3$ e delle idrometeore ghiacciate $100 kg/m^3$. Inoltre a ciascuno strato è assegnato un valore $0 < cc < 1$, che definisce la

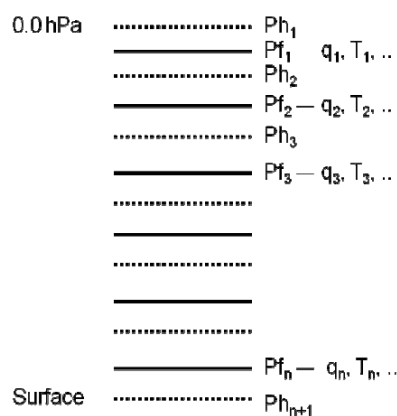


Figura 2.5: I livelli di pressione *full pressure* e *half pressure* usati in RTTOV-SCATT.

frazione di nube all'interno del box. Una descrizione più dettagliata in merito all'utilizzo della variabile cc è riportata nel paragrafo 2.4.

A supporto della stima dell'emissività superficiale su acqua, compiuta per mezzo della subroutine FASTEM (paragrafo 2.3), ciascun profilo riporta i valori della velocità del vento a 2 m lungo le coordinate x e y di un sistema di riferimento locale, curvilineo, e ortogonale il cui versore \hat{i} è diretto lungo i paralleli e \hat{j} lungo i meridiani. Sono specificati anche il tipo di superficie (terra, oceano o *sea-ice*) e i parametri di FASTEM relativi alla parametrizzazione della superficie terrestre.

Si dispone inoltre della temperatura superficiale, necessaria per simulare il contributo di emissione da parte della superficie, l'altitudine della superficie, geolocalizzazione (latitudine e longitudine) e la geometria di vista del sensore simulato (angolo zenitale e azimutale). Si veda la figura 1.4 per la definizione degli angoli di vista del satellite.

Le simulazioni sono state compiute per mezzo di tre dataset ECMWF¹⁹:

- 60 livelli *ERA-40 reanalysis*
- 91 livelli *short-range forecast*
- 137 livelli *short-range forecast*

¹⁹European Centre for Medium-range Weather Forecasts

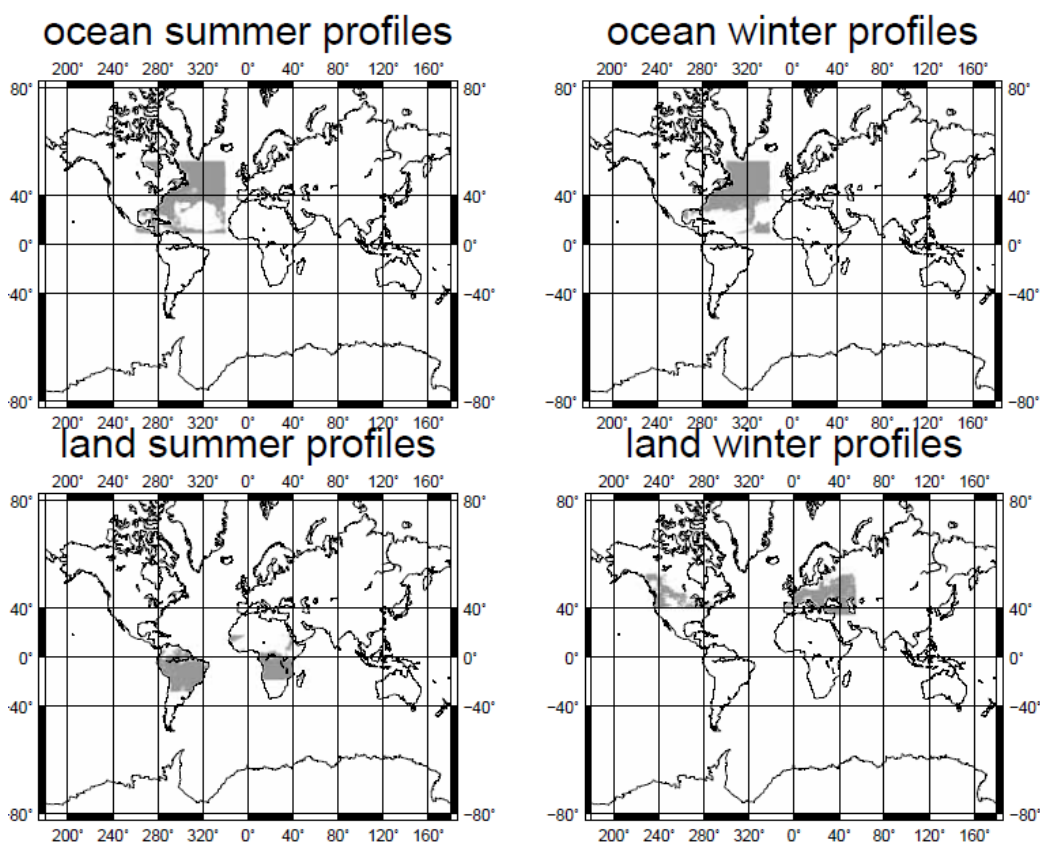


Figura 2.6: Localizzazione dei profili relativi ai quattro dataset su 60 livelli. Fonte: Courcoux et al. (2007)

Il dataset 60L (Courcoux et al., 2007) descrive la variabilità atmosferica in quattro scenari: oceano estivo, oceano invernale, estate estivo ed estate autunnale.

I dati relativi allo scenario oceano estivo contano 9006 profili per il mese di luglio, collocati sul Nord Atlantico, 9310 profili per lo scenario oceano invernale, localizzati sempre nella zona relativa al Nord Atlantico nel mese di gennaio. Gli scenari su terra sono costituiti da 25384 profili estivi localizzati in Amazonia e Africa nel mese di gennaio e 5029 profili invernali localizzati sul Nord America e in Europa sempre nel mese di gennaio. La distribuzione geografica dei profili è riportata in figura 2.6.

Il dataset 91L (Chevallier et al., 2006) è composto da profili generati da previsioni globali a breve termine nel periodo compreso tra luglio 2005 e giugno 2006, con una risoluzione orizzontale prossima a 25 km. Dal dataset

sono stati selezionati i quattro sottogruppi t , q , $ccol$ e $rcol$ riferiti rispettivamente alle variabili temperatura, umidità specifica, condensato in nube e precipitazioni e contenenti ciascuno 5000 profili.

Ciascun sottogruppo è creato con lo scopo di rappresentare la massima variabilità di ciascun termine cui si riferisce, in base ad una selezione a partire da un set estremamente numeroso di profili. L'approccio è di tipo topologico. Chiamando S l'insieme complessivo dei profili gli autori hanno adottato un metodo iterativo basato sulla distanza D , che rappresenta la dissimilarità tra due stati atmosferici. Definendo s_i l' i -esimo stato atmosferico, quest'ultimo viene inserito nell'insieme dei profili selezionati E , solo se si discosta sufficientemente dai profili già selezionati. Questa condizione è verificata se la distanza D è superiore ad una soglia definita d . La distanza D corrisponde al minimo valore tra i j -esimi confronti effettuati tra lo stato s_i e gli stati contenuti in E :

$$D(s_i, E) = \min_{\forall s_j \in E} \sqrt{\sum_{m=1}^N \left(\frac{\theta_i(m) - \theta_j(m)}{\sigma_\theta(m)} \right)^2} \quad (2.37)$$

dove θ indica la variabile t o q per ciascun livello m -esimo e $\sigma_\theta(m)$ rappresenta la deviazione standard della variabile $\theta_j(m)$ nell'insieme di partenza S . Questo approccio tiene conto anche della variabilità lungo la colonna delle grandezze t e q . La soglia d è scelta in modo tale da ottenere 5000 profili per ciascuna delle due variabili.

Nel caso dei sottogruppi $ccol$ ed $rcol$ viene meno la necessità di considerare la variabilità della distribuzione verticale sulla colonna pertanto la distanza D non è più calcolata su ciascun livello ma esclusivamente separando la fase liquida ($m = 1$) dalla fase solida ($m = 2$), si effettua pertanto un campionamento bi-variato:

$$D(s_i, E) = \min_{\forall s_j \in E} \sqrt{\sum_{m=1}^2 \left(\frac{\theta_i(m) - \theta_j(m)}{\sigma_\theta(m)} \right)^2} \quad (2.38)$$

Anche in questo approccio, la scelta di d è compiuta al fine di ottenere due sottogruppi costituiti da 5000 profili.

Il dataset 137L (Eresmaa and McNally, 2014) è composto da profili generati da previsioni globali a breve termine nel periodo compreso tra settembre 2013 e agosto 2014, con una risoluzione orizzontale prossima a 16 km. Dal dataset sono stati selezionati i quattro sottogruppi t , q , $ccol$ e $rcol$, le cui variabili di riferimento sono già state introdotte nella descrizione del dataset

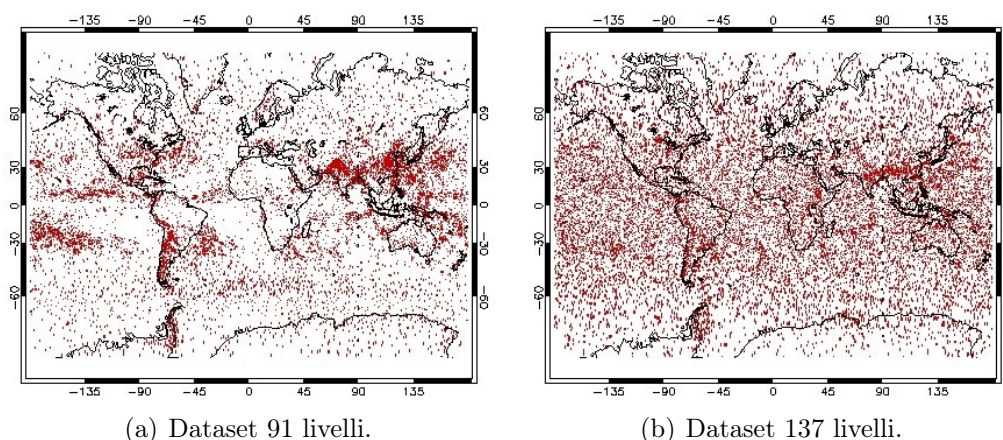


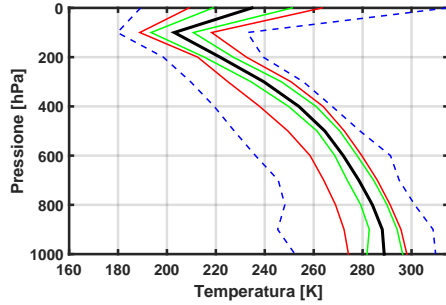
Figura 2.7: Localizzazione dei profili a 91 e a 137 livelli relativi ai dataset utilizzati.

91 livelli.

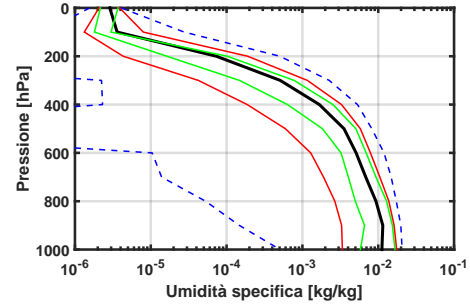
Il metodo di selezione segue l'approccio definito dalle equazioni 2.37 e 2.38, tuttavia gli autori hanno preferito che i sottogruppi rappresentassero con maggiore fedeltà le proprietà statistiche delle variabili cui afferiscono. Questa condizione è raggiunta selezionando casualmente il 90% dei profili di ciascun sottogruppo dall'insieme S complessivo dei profili di forecast. Il rimanente 10% dei profili è ottenuto applicando l'approccio topologico.

In figura 2.7 sono riportati i punti che localizzano la posizione dei profili rispettivamente a 91 e a 137 livelli, come somma dei quattro sottogruppi (20000 profili). Si osserva una maggiore omogeneità spaziale sulla superficie terrestre per i profili a 137 livelli, a causa della selezione casuale, assente nel caso 91 livelli. I profili del dataset 91L si concentrano sulle aree della Terra maggiormente rappresentative della variabilità delle grandezze relative a temperatura, umidità specifica lungo il profilo e al contenuto in nube e precipitazioni. Tali aree comprendono la regione montuosa del Sud America (Cordigliera delle Ande), parte del Nord America, il sud-est asiatico e l'Oceania. I profili su mare si concentrano maggiormente sulla zona tropicale e sub-tropicale dell'Oceano Pacifico.

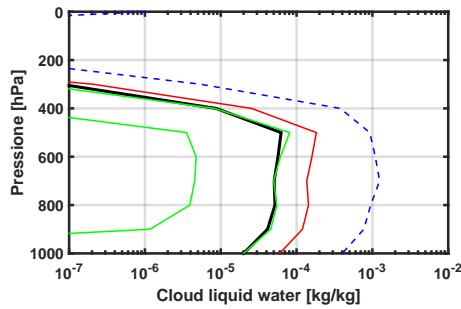
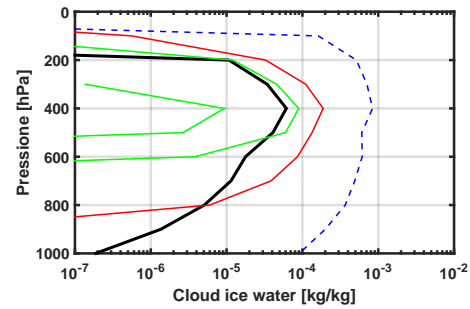
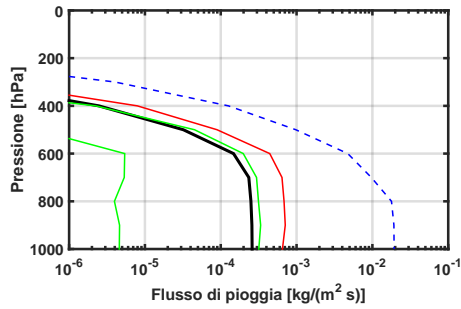
Risulta utile ai fini della successiva elaborazione dei dataset, conoscere la relativa distribuzione lungo la colonna verticale dell'atmosfera delle variabili oggetto di studio. La figura 2.8 descrive la distribuzione delle variabili temperatura, umidità specifica, *cloud liquid water*, *cloud ice water*, pioggia e neve relativamente al dataset 60L. Le stesse grandezze sono tracciate e confrontate in riferimento ai dataset 91L e 137L nelle figure 2.9 e 2.10.



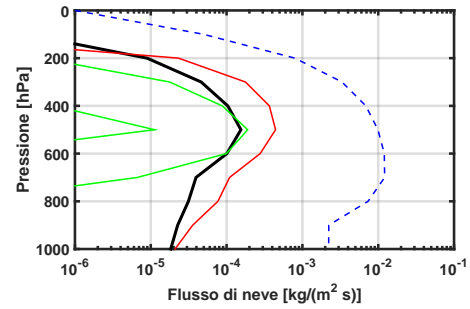
(a) Distribuzione della variabile temperatura



(b) Distribuzione della variabile umidità specifica

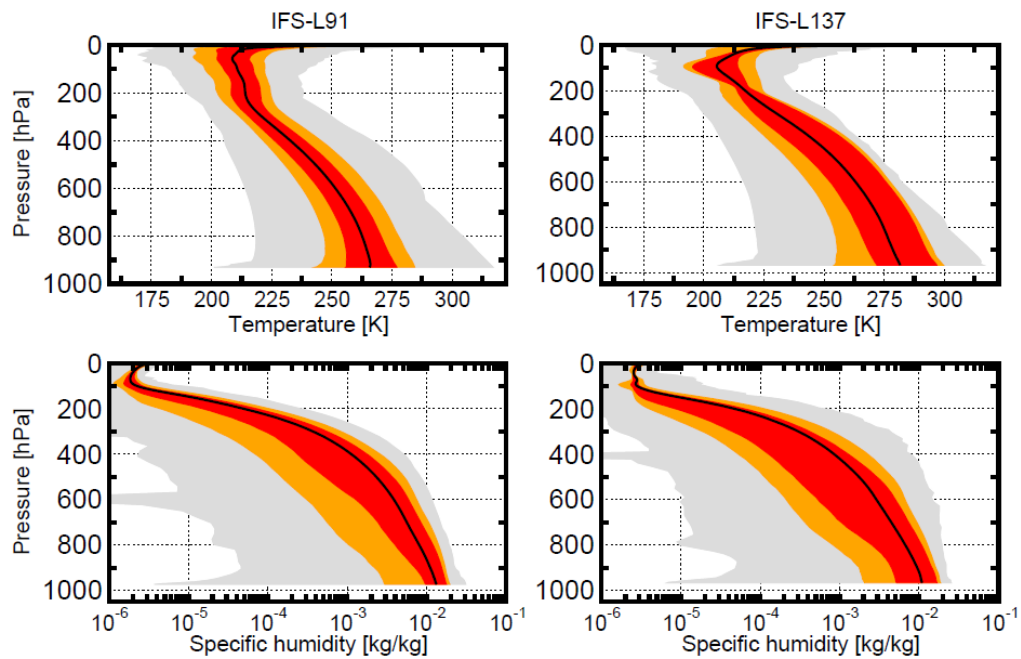
(c) Distribuzione della variabile *cloud liquid water*(d) Distribuzione della variabile *cloud ice water*

(e) Distribuzione della variabile pioggia



(f) Distribuzione della variabile neve

Figura 2.8: Distribuzione verticale di temperatura, umidità specifica, *cloud liquid water*, *cloud ice water*, pioggia e neve nel dataset 60L. La linea blu tratteggiata rappresenta i valori minimi e massimi, la linea rossa il decimo e il 90-esimo percentile, le linee verdi delimitano rispettivamente il quartile inferiore e superiore (25-esimo e 75-esimo percentile). La linea spessa nera descrive il profilo medio.



(a) Distribuzione delle variabili temperatura e umidità specifica.

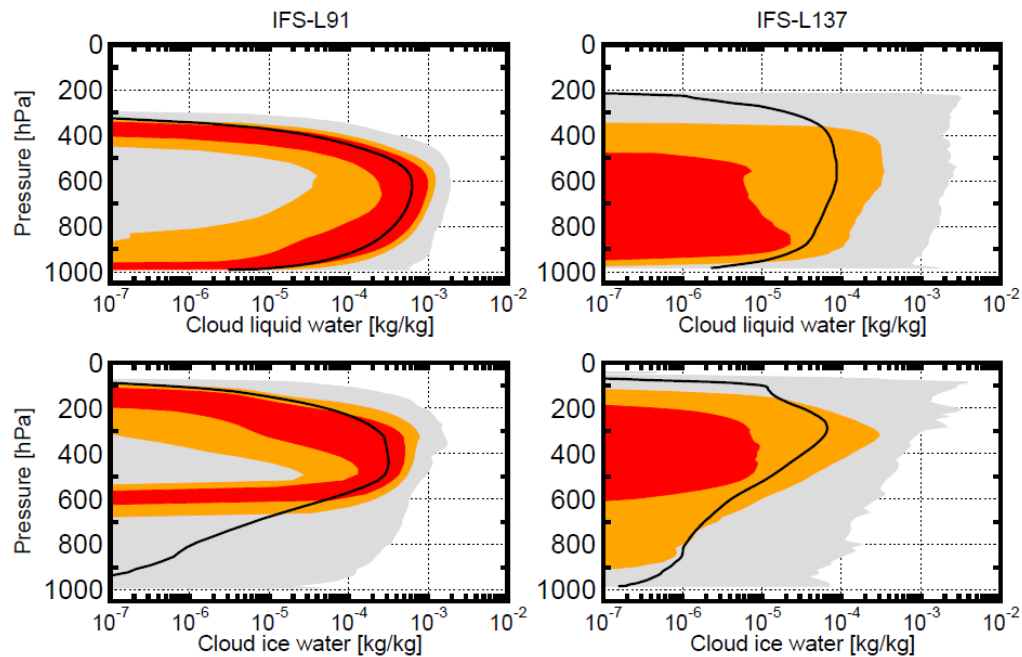
(b) Distribuzione delle variabili *cloud liquid water* e *cloud ice water*.

Figura 2.9: Distribuzione verticale di temperatura, umidità specifica, *cloud liquid water* e *cloud ice water* nei rispettivi subset 91L (sinistra) e 137L (destra). Le zone ombreggiate in grigio rappresentano l'intervallo compreso tra i valori minimi e massimi, le zone arancio tra il decimo e il 90-esimo percentile e l'area rossa tra il primo e il terzo quartile. La linea spessa nera descrive il profilo medio. Fonte: Eresmaa and McNally (2014).

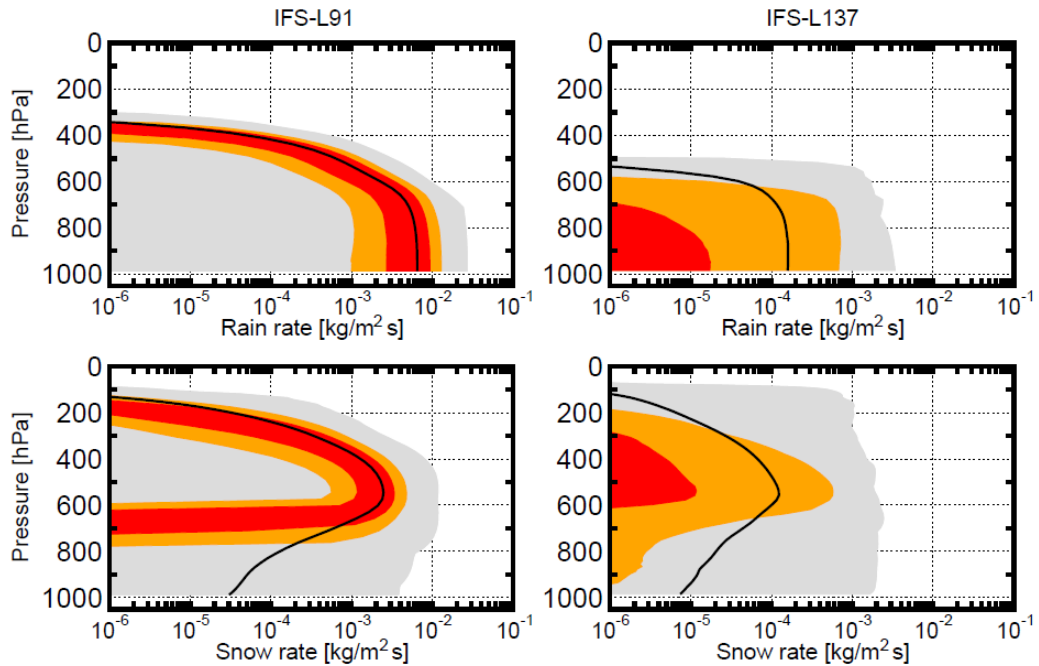


Figura 2.10: Come in figura 2.9, ma per le variabili pioggia e neve.

Fissati a priori i livelli di pressione, la distribuzione statistica delle variabili è descritta per mezzo dei valori minimi e massimi, del decimo percentile, del primo e terzo quartile, del 90-esimo percentile e del massimo su ciascuno dei livelli. Ciascun livello è indicativo di tutti i punti dei profili che cadono nell'intervallo $p_i + dp$ e $p_i - dp$, dove p_i è l' i -esimo livello fissato e $dp = p_{i+1} - p_i$.

La distribuzione della temperatura nei profili 60L (figura 2.8(a)) mostra una variabilità simile ai profili 91L (figura 2.9(a)), con il profilo medio traslato verso temperature maggiori, legato alla maggiore numerosità del sottogruppo estivo su terra localizzato su Africa ed Amazzonia lungo i tropici. Nel dataset 60L, inoltre, sono assenti profili estremamente freddi, a differenza dei dataset 91L e 137L, che contengono una serie di profili ad alte latitudini. Al dataset 137L è associata una maggiore variabilità evidenziata dall'allargamento dei due quartili e percentili. Tale variabilità appare ad una prima analisi un controsenso, visto il metodo di scelta casuale applicato ai profili 137L, che dovrebbe rispecchiare la distribuzione caratteristica dei profili atmosferici più frequenti e limitare la rappresentazione dei più rari. Tuttavia tale variabilità può essere giustificata dal miglioramento della risoluzione orizzontale e verticale dei modelli di previsione a breve termine, che permettono di risolvere in maniera più performante la variabile temperatura. Inoltre, a differenza del

dataset 91L, le altre due distribuzioni evidenziano la tropopausa, per via del maggior numero di profili tropicali.

Anche se non si notano differenze rilevanti tra i dataset per quanto concerne la distribuzione dell'umidità specifica, i profili 137L appaiono i più secchi (2.9(a)) a causa della selezione casuale dei profili, mentre i più umidi sono i 60L (figura 2.8(b)), probabilmente a causa della predominanza dei profili tropicali. L'apparente maggiore variabilità dei profili 137L è un artefatto legato alla rappresentazione semilogaritmica della distribuzione verticale.

Il condensato in nube tiene conto, oltre che del metodo di campionamento, anche delle modifiche effettuate sulle parametrizzazioni dei modelli numerici a breve termine. Un esempio che si osserva nel grafico 2.9(b) è l'acqua liquida in nube che si spinge al di sopra dei 300 hPa nel dataset 137L. A differenza delle variabili temperatura e umidità specifica, il condensato in nubi, così come le precipitazioni, presentano una distribuzione fortemente non gaussiana. Sia i profili a 60L (figura 2.8(c)), sia i profili a 137L presentano rapporti di mescolamento inferiori rispetto a 91L. Questa differenza è deducibile dall'approccio di tipo topologico su cui è stato sviluppato il dataset 91L. Si noti lo spostamento del profilo medio al di fuori terzo quartile, poiché pesano in termini statistici i profili estremi caratterizzati da alte concentrazioni di goccioline e cristalli di ghiaccio. Può essere utile osservare la distribuzione verticale del condensato in nube:

- il massimo delle goccioline d'acqua in nube si presenta mediamente sui 500/600 hPa;
- i cristalli di ghiaccio hanno massima distribuzione intorno ai 300/400 hPa. La media non presenta valori nulli alla superficie a causa della presenza di qualche profilo estremo, tuttavia il 90% dei profili presenta valori non nulli di rapporto di mescolamento di ghiaccio in nube al di sopra di 800 hPa per i dataset 60L e 91L, sopra i 900 hPa per i 137L, probabilmente per via di un affinamento delle parametrizzazioni fisiche dei modelli.

Distribuzioni non normali caratterizzano la precipitazione liquida e solida. I profili più poveri in relazione alla precipitazione sono i 137L (figura 2.10), dove il massimo lungo la verticale del 75-esimo percentile è intorno a $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$. Il dataset 91L presenta i massimi lungo la verticale di pioggia e neve con contenuti di idrometeore maggiori rispetto al caso 60L (figure 2.8(e) e 2.8(f)). Tuttavia nel dataset 60L un numero maggiore di profili sono caratterizzati da caduta di neve fino al suolo. Tale particolarità permette di disporre di un numero sufficiente di profili relativi alla categoria *snowfall*. Come per le goccioline in nube, la distribuzione delle idrometeore

mostra valore massimo per le particelle ghiacciate al di sopra rispetto alle idrometeore liquide. Tuttavia, rispetto alle goccioline sospese in nube, le idrometeore liquide non decrescono al diminuire della quota a causa della forza di gravità responsabile della caduta di particelle di grandi dimensioni rispetto alle goccioline in nube; per tale motivo il flusso rimane circa costante fino al raggiungimento della superficie.

2.5.2 Parametrizzazione delle emissività superficiali

Nella fase di indagine sulla sensibilità dei canali in funzione delle variabili e durante lo sviluppo dell'algoritmo prototipale per il retrieval della neve è stato utilizzato il modello di emissività superficiale FASTEM, la cui descrizione è presente nella sezione 2.3.

| | $\epsilon_s [F/m]$ | $\epsilon_\infty [F/m]$ | $\nu_r [Hz]$ | $\sigma [m]$ | Q |
|--------------------------|--------------------|-------------------------|--------------|--------------|------|
| PARAMETRI STANDARD | | | | | |
| 1 | 3.0 | 5.0 | 15.0 | 0.1 | 0.3 |
| SUPERFICI ESTIVE | | | | | |
| 2 Foresta | 1.7 | 1.0 | 163.0 | 0.0 | 0.5 |
| 3 Prato aperto | 2.2 | 1.3 | 138.0 | 0.0 | 0.42 |
| 4 Suolo brullo | 2.3 | 1.9 | 21.8 | 0.0 | 0.5 |
| SUPERFICI INVERNALI | | | | | |
| 5 Foresta e neve | 2.9 | 3.4 | 27.0 | 0.0 | 0.0 |
| 6 Neve spessa e profonda | 3.0 | 24.0 | 60.0 | 0.1 | 0.15 |
| 7 Suolo ghiacciato | 117.8 | 2.0 | 0.19 | 0.2 | 0.35 |
| SEA ICE | | | | | |
| 8 Grease ice | 23.7 | 7.7 | 17.3 | 0.0 | 0.15 |

Tabella 2.4: Parametri di emissività inseriti nel modello FASTEM. Fonte: English and Hewison (1998)

Le emissività su mare sono stimate per mezzo della *subroutine* implementata in RTTOV e descritta nella stessa sezione. Su terra FASTEM necessita di cinque parametri:

- costante dielettrica statica ϵ_s
- costante dielettrica a frequenza infinita ϵ_∞

| TIPO DI VEGETAZIONE | Matching |
|-------------------------------|----------|
| Colture, agricoltura mista | 3 (6,7) |
| Prato corto | 3 (6,7) |
| Alberi sempreverdi aghiformi | 2 (5) |
| Alberi decidui aghiformi | 2 (5) |
| Alberi sempreverdi latifoglie | 2 (5) |
| Alberi decidui latifoglie | 2 (5) |
| Prato alto | 3 (6,7) |
| Deserto | 4 (6,7) |
| Tundra | 3 (6,7) |
| Campi irrigati | 3 (6,7) |
| Semi-deserto | 4 (6,7) |
| Palude e acquitrino | 3 (6,7) |
| Arbusto sempreverde | 2 (5) |
| Arbusto deciduo | 2(5) |
| Foresta mista/bosco | 2(5) |
| Foresta interrotta | 2(5) |
| Sea-ice | 8 |

Tabella 2.5: Definizione dei tipi di vegetazione nel modello di previsione ECMWF e matching con i parametri forniti al modello di emissività FASTEM.

- frequenza caratteristica ν_r , inverso del tempo di rilassamento
- rugosità superficiale di piccola scala σ
- depolarizzazione Q , relativa alla rugosità di larga scala

Per ciascuno dei canali degli strumenti simulati FASTEM stima un valore di emissività a partire dai parametri definiti. In tabella 2.4 sono riportati i parametri di riferimento associati a differenti tipologie di terreno, in base ai modelli di emissività di Hewison (1998), Hewison and English (1999) ed English (1999).

Si noti che alcuni dei parametri di rugosità a piccola scala sono stati assorbiti dai parametri di Debye.

Il dataset 60L manca di informazioni relative al tipo di terreno relativo a ciascun profilo, pertanto sono stati assunti i valori di default dei parametri del modello di emissività. Inoltre si è compiuta questa scelta per fissare la variabile emissività su valori costanti, al fine di studiare la sensibilità dei canali di AMSU-B ed MHS rispetto alle altre variabili atmosferiche che influenzano

più o meno significativamente la risposta misurata dai sensori.

I dataset 91L e 137L dispongono, solo per alcuni dei profili totali, di alcune informazioni relative al tipo di vegetazione. Nei profili 91L le informazioni sono associate al 16% dell'intero dataset, nei profili 137L al 28%.

In tabella 2.5 sono elencati le tipologie di vegetazione definite nel sistema di previsione ECMWF e l'abbinamento con i parametri di emissività di FASTEM. I numeri riportati nella seconda colonna si riferiscono agli indici di tabella 2.4. Gli indici tra parentesi sono selezionati solo se sono verificate alcune condizioni:

Foresta e neve (5) : spessore della neve al suolo $S > 10 \text{ cm}$

Neve spessa e profonda (6) : spessore della neve al suolo $S > 30 \text{ cm}$

Suolo ghiacciato (7) : temperatura superficiale $T_{surf} < 0^\circ\text{C}$

Poiché le condizioni 6 e 7 non sono mutuamente esclusive, la scelta è applicata all'indice 6 nel caso si verificano entrambe le condizioni. In assenza di informazioni sono stati utilizzati i parametri default di FASTEM. La classificazione sea-ice è stata assegnata ai profili in cui il rapporto tra superficie ghiacciata e la superficie liquida è maggiore di 0.3.

2.5.3 La teoria di Mie e la Discrete Dipole Approximation

Una delle parametrizzazioni chiave per simulare l'estinzione della radiazione che attraversa un'atmosfera contenente particelle di ghiaccio consiste nella scelta della forma con cui sono approssimati gli aggregati.

Una possibilità è rappresentata dall'approssimare i cristalli di ghiaccio con una simmetria sferica in base alla teoria di (Mie, 1908), la cui geometria permette di risolvere analiticamente il problema di interazione radiazione/materia. Per la maggior parte del ventesimo secolo la teoria di Mie è stata l'unica applicabile. Poiché tale teoria è valida esclusivamente su forme sferiche, l'unica strada percorribile imponeva di trattare ghiaccio non sferico e cristalli di neve come sfere per finalità di trasferimento radiativo nella regione spettrale delle microonde. Nello specifico dei fiocchi di neve, tali particelle sono descritte come sfere di Mie per mezzo di un modello di sfera di uguale massa del fiocco, costituito da una miscela di ghiaccio e aria. Tale rappresentazione può essere compiuta tramite l'*approssimazione del mezzo efficace*, in base a cui si stima una costante dielettrica efficace che tiene conto della compresenza delle due sostanze. Tra i possibili metodi si annoverano quello di Maxwell Garnett (1904), Bruggeman (1935) e la formula di mescolamento generalizzata

di Sihvola (1989). Le sfere di Mie ottenute con questi metodi sono chiamate *sfere soft*, mentre le sfere solide descrivono le particelle composte unicamente di ghiaccio.

Il continuo aumento della potenza di calcolo ha permesso di introdurre nuovi metodi più accurati, che permettono di simulare con approssimazioni più realistiche l'interazione di forme di ghiaccio complesse con la radiazione elettromagnetica. Uno dei metodi più comuni per trattare particelle complesse è la *Discrete Dipole Approximation* (DDA) teorizzata per la prima volta da Purcell and Pennypacker (1973). L'approccio si basa sulla rappresentazione di una particella per mezzo di un vettore di N particelle puntiformi polarizzabili posizionate su un reticolo cubico. Per approssimarla ad un mezzo omogeneo, la spaziatura d delle particelle, deve essere piccolo se confrontato con la lunghezza d'onda, ovvero: $|m|d \ll \lambda$, con m indice di rifrazione complesso del materiale di cui è composta la particella e λ lunghezza d'onda. Le proprietà di scattering e di assorbimento della particella possono essere descritti completamente in termini di polarizzazione complessa \mathbf{p} dei dipoli che lo costituiscono. Esiste una proporzionalità diretta tra la polarizzazione e il campo elettrico locale \mathbf{E} :

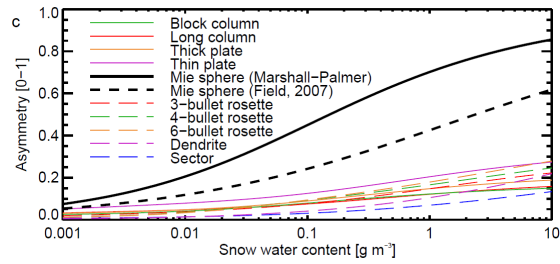
$$\mathbf{p} = \alpha \mathbf{E} \quad (2.39)$$

dove α è il tensore complesso (3×3) di polarizzabilità. Nel caso del ghiaccio si può assumere la polarizzabilità isotropa, pertanto il tensore si contrae in uno scalare. La polarizzazione del dipolo j -esimo può essere scritto:

$$\mathbf{p}_j = \alpha_j \left[\mathbf{E}_{0,j} - \sum_{k \neq j} \mathbf{A}_{j,k} \mathbf{p}_k \right] \quad (2.40)$$

dove $\mathbf{A}_{j,k}$ è la matrice complessa di interazione che descrive l'accoppiamento tra i dipoli j -esimo e k -esimo ed $\mathbf{E}_{0,j}$ è il campo elettrico incidente sul determinato nodo. L'equazione 2.40 è un sistema lineare complesso di dimensione $3N$. Risolvendo il sistema di equazioni per mezzo di metodi iterativi, è possibile ricavare per mezzo di semplici formule, basate su sommatorie sul numero dei dipoli N , le proprietà ottiche della particella relative alla radiazione incidente da una determinata direzione.

Recenti studi (Petty and Huang, 2010; Kulie et al., 2010; Geer and Baordo, 2014) dimostrano un significativo miglioramento dei risultati se si utilizza la DDA in alternativa alla trattazione di Mie nella simulazione dell'interazione della radiazione nelle microonde con particelle ghiacciate complesse. Le sfere di Mie associate ad una distribuzione dimensionale Marshall and Palmer sono responsabili di poco scattering alle alte frequenze, che si può osservare



(a) Frequenza a 52.8 GHz e temperatura di 253 K.

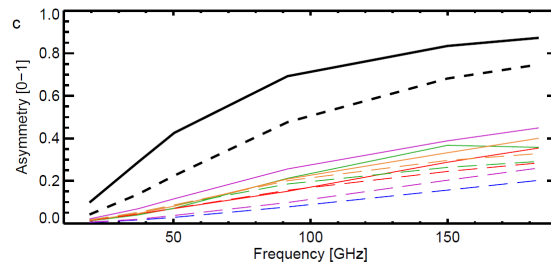
(b) Contenuto di acqua nella neve pari a 0.1 g/m^3 .

Figura 2.11: Parametro di asimmetria g in funzione del contenuto di acqua nella neve (a). Parametro di asimmetria g in funzione della frequenza (b). Fonte: Geer and Baordo (2014).

in valori eccessivamente alti delle BT simulate.

Come descritto in Geer and Baordo (2014), la DDA produce risultati migliori per via di una differenza cruciale nelle simulazioni compiute tramite DDA e sfere di Mie: le forme di DDA producono scattering molto meno diretto verso la direzione in avanti rispetto alle sfere di Mie per alti contenuti di acqua nella neve in caduta. Tale caratteristica è evidente osservando la figura 2.11(a), dove è graficato il parametro di asimmetria (definito in 1.22) in funzione del contenuto di acqua nella neve. Le linee colorate rappresentano le forme selezionate da Liu (2008a) con PSD²⁰ di Field et al. (2007), mentre le sfere di Mie sono state simulate sia con la Marshall and Palmer (1948), sia con la Field et al. (2007). La quasi totalità delle forme di Liu (2008a) sono confinate entro 0.2 come valore del parametro di asimmetria, mentre nel caso delle sfere di Mie aumenta eccessivamente già per piccoli valori di contenuto d'acqua nella neve. Questo comportamento ha come conseguenza che la radianza simulata nella direzione in avanti, cioè nella direzione raccolta dal sensore (al nadir o in prossimità del nadir), sia di gran lunga maggiore per le sfere di Mie, determinando così una sovrastima delle BT.

²⁰Particle size distribution

Il gap tra i valori del parametro di asimmetria tra le forme di Liu e le sfere di Mie aumenta ulteriormente per le alte frequenze, come si può osservare in figura 2.11(b), dove in questo caso è fissato il valore del contenuto di acqua nella neve, mentre varia la frequenza.

Lo stato dell'arte sulla trattazione delle forme delle idrometeore ghiacciate suggerisce pertanto la parametrizzazione con le forme definite in Liu (2008a) per mezzo della DDA, in alternativa all'approccio meno accurato delle sfere di Mie. RTTOV utilizza il database relativo alle proprietà di singolo scattering delle particelle ghiacciate precalcolate in Liu (2008a), utilizzando il modello basato sulla DDA, sviluppato da Draine and Flatau (2000). Le proprietà di bulk, per ciascuna delle 10 forme simulate, sono tabulate in funzione della frequenza, della temperatura e della dimensione della particella ghiacciata nelle tabelle *look-up* di Liu. È importante notare che tali calcoli sono stati compiuti per particelle orientate casualmente nello spazio, trascurando la possibile esistenza di una orientazione preferenziale, presente solitamente durante la caduta delle idrometeore a causa del bilanciamento aerodinamico.

Appurata la scelta di utilizzare le forme di Liu per le particelle nevose in caduta, occorre scegliere la forma che simula più fedelmente lo scattering atmosferico. Per le idrometeore liquide e per le goccioline in nube si è mantenuta la trattazione di Mie, così come per il ghiaccio in nube, in quanto non è ancora nota la forma migliore da utilizzare. D'altra parte la quantità integrata di acqua nel caso del ghiaccio in nube è inferiore rispetto alle precipitazioni nevose e la dimensione delle particelle ghiacciate in nube è limitata, pertanto lo scattering in nube nel caso delle microonde è secondario rispetto allo scattering che coinvolge le idrometeore.

Poiché l'approccio *ensemble*, metodo che consiste nel mediare la risposta su tutte le forme DDA disponibili (vedi Kulie et al. (2010)) non è percorribile in RTTOV, la scelta è ricaduta nella forma di Liu che sembra fornire migliori performance sia su terra, sia su mare: il *sector snowflake* (figura 2.12). Geer and Baordo (2014) sottolineano come tale forma appaia fornire i risultati più promettenti nella simulazione delle BT misurate nel *remote sensing* passivo a partire da forecast globali di ECMWF, tuttavia suggeriscono per il futuro un approccio multiplo che tenga conto delle differenti proprietà microfisiche caratteristiche di differenti regimi di precipitazione.

Si riassumono le parametrizzazioni relative alla forma delle particelle in nube o precipitanti:

Goccioline in nube: sfere di Mie;

Cristalli di ghiaccio in nube: sfere di Mie;

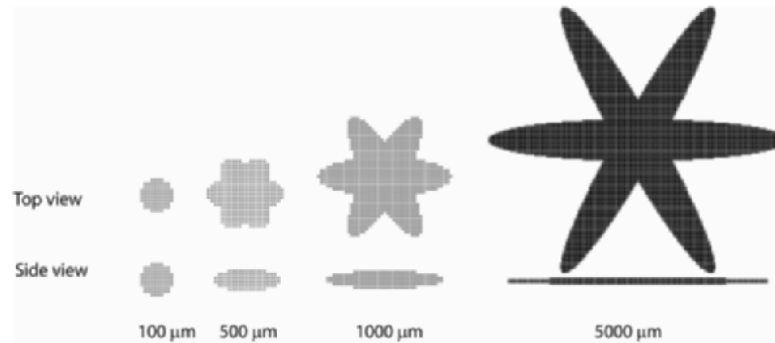


Figura 2.12: Forma di *sector snowflakes* utilizzata nelle simulazioni vista frontalmente e lateralmente nelle dimensioni $D_{max} = 100, 500, 1000, 5000 \mu m$. Nella rappresentazione è contenuta una griglia di punti coincidente con i dipoli usati per la produzione delle tabelle precalcolate basate sulla DDA. Fonte: Liu (2008a).

Pioggia: sfere di Mie;

Neve: forma DDA, *sector snowflakes*.

2.5.4 La distribuzione dimensionale e la densità delle particelle

La scelta della forma delle particelle e del tipo di approccio per la stima delle proprietà di singolo scattering rappresentano solo una delle dimensioni esplorabili quando si considerano problemi di trasferimento radiativo relativi ad una popolazione di particelle di dimensioni e proprietà ottiche differenti. I risultati dipendono da almeno altre due “dimensioni”: la PSD e la densità delle particelle.

Il ghiaccio in nube e le goccioline in nube sono state parametrizzate distribuendole in funzione di una PSD di tipo gamma modificata (Petty and Huang, 2011). La distribuzione dimensionale della pioggia è stata descritta per mezzo di un caso particolare della gamma modificata: la PSD di tipo Marshall and Palmer (1948). La scelta prende spunto dalle medesime parametrizzazioni adottate in Doherty et al. (2007). La gamma modificata è espressa (da Petty and Huang (2011)):

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D^\gamma) \quad (2.41)$$

| Tipo di particelle | PSD | a | b |
|--------------------|-------------------------------------|--------|------|
| Goccioline in nube | Gamma modificata | 523.60 | 3 |
| Ghiaccio in nube | Gamma modificata | 471.24 | 3 |
| Pioggia | Marshall and Palmer (1948) | 523.60 | 3 |
| Neve | Field et al. (2007) <i>tropical</i> | 0.002 | 1.58 |

Tabella 2.6: Parametri fissati a e b , contenuti nell'equazione 2.42.

dove N_0 , μ , Λ e γ sono parametri. Nel caso della Marshall and Palmer il termine D^μ è pari a 1, in quanto si assume $\mu = 0$.

Per simulare le forme DDA di Liu (2008) della neve è stata scelta la PSD di Field et al. (2007), di cui ne hanno fatto uso, seppur in alcuni casi nella versione precedente (Field et al., 2005), alcuni autori, come in (Doherty et al., 2007; Kulie et al., 2010; Di Michele et al., 2012). Geer and Baordo (2014) hanno tentato di giustificare la scelta confrontando i medesimi risultati delle forme DDA utilizzando la Marshall and Palmer. Si è notato che quest'ultima tende a sovrastimare la scattering, in quanto la Field et al. (2007) al contrario tende ad enfatizzare le particelle molto piccole nella distribuzione. La PSD Field et al. (2007) è esistente in due versioni: *tropicale* e *medie latitudini*.

La versione *medie latitudini* tende a produrre eccessivo scattering nelle medie latitudini in presenza di forti convezioni, mentre sembra fornire risultati migliori la versione *tropicale*. Poiché lo sviluppo dell'algoritmo della neve si base in primis sulle simulazioni compiute sul dataset 60L invernale su terra, localizzato lungo le medie latitudini, si è deciso di adottare la versione *tropical* della PSD Field et al. (2007).

Si è assunta una densità delle gocce di pioggia e delle goccioline in nube pari a quella d'acqua (1 g/cm^3), mentre per le particelle ghiacciate in nube si assume una densità pari a quella del ghiaccio (0.9 g/cm^3). Si approssimano pertanto le particelle ghiacciate in nube con sfere solide, non con "sfere soft". La densità relativa alla forma DDA di Liu è ottenibile dalla relazione massa-dimensione scelta, riportata in Kulie et al. (2010). Tale relazione è definita da:

$$m(D) = aD^b \quad (2.42)$$

dove m è la massa della particella e D la sua dimensione. Note le densità fissate sopra, è possibile calcolare i parametri a e b , riportati in tabella 2.6. Il contenuto di acqua dell'idrometeora o particella sospesa (massa per unità di volume) è calcolabile integrando sullo spettro della dimensione D la distribuzione dimensionale differenziale moltiplicata per la massa

| Tipo di particelle | N_0 | μ | Λ | γ | Densità [kg/m^3] |
|--------------------|-----------------|-------|--------------------|----------|----------------------|
| Goccioline in nube | <i>libero</i> | 2 | 2.13×10^5 | 1 | 1000 |
| Ghiaccio in nube | <i>libero</i> | 2 | 2.05×10^5 | 1 | 900 |
| Rain | 4×10^6 | 0 | <i>libero</i> | 1 | 1000 |

Tabella 2.7: Definizione dei parametri relativi alle PSD di tipo gamma modificata e Marshall e Palmer e relative densità fissate.

differenziale:

$$WC = \int_0^{\infty} m(D)N(D)dD \quad (2.43)$$

Il contenuto d'acqua coincide con il b -esimo momento della PDS. Noti i parametri a, b e il contenuto d'acqua WC , che è ottenuto dai valori mixing ratio della quantità di idrometeora o particella sospesa forniti in input, è possibile ottenere la soluzione analitica della PSD parametrizzata $N(D)$, risolvendo per il parametro lasciato libero. In tabella 2.7 sono riportati i parametri adottati per la pioggia e per le particelle in nube e si evidenzia quale dei parametri è lasciato libero.

Nel caso della neve la distribuzione Field et al. (2007) è ottenuta in maniera lievemente differente, inoltre in questo caso il parametro b assume un valore non intero ($b=1.58$). Il momento b -esimo sarà pertanto pari a $\frac{IWC}{a}$, in base all'equazione 2.43. L' IWC indica il contenuto di ghiaccio (massa per unità di volume), in quanto si sta considerando precipitazione nevosa. A partire dal momento M_b si può ottenere il momento secondo della PSD invertendo la formula:

$$M_n = A(n) \exp[B(n)T] M_2^{C(n)} \quad (2.44)$$

dove $A(n)$, $B(n)$, $C(n)$ sono delle polinomiali funzioni dell'indice n relative al momento n -esimo e T è la temperatura in *Celsius*. In questo caso per calcolare M_2 si inserisce il valore di $M_b = \frac{IWC}{a}$. Una volta noto il momento secondo, si sostituisce tale valore nuovamente nell'equazione 2.44 per ottenere il momento terzo M_3 . La distribuzione riscalata in termini della grandezza adimensionale x corrisponde a:

$$\Phi_{23}(x) = N(D) \frac{M_3^3}{M_2^4} \quad (2.45)$$

dove

$$x = D \frac{M_2}{M_3} \quad (2.46)$$

Poiché Field et al. (2007) hanno determinato la funzione riscalata della PSD, di cui si riporta il regime tropicale:

$$\Phi_{23}(x) = 152 \exp(-12.4x) + 3.28x^{-0.78} \exp(-1.94x) \quad (2.47)$$

è possibile finalmente ottenere la funzione $N(D)$ per mezzo delle equazioni 2.45, 2.46 e 2.47.

Successivamente alla stima della funzione $N(D)$, le proprietà ottiche di singola idrometeora sono integrate sullo spettro dimensionale e i contributi sono sommati per tutte le idrometeore e particelle sospese in nube come descritto nel paragrafo 2.4.2, ottenendo così dei valori pre-tabulati funzione della temperatura, frequenza e contenuto d'acqua.

Gli integrali relativi alle equazioni 2.35 sono calcolati numericamente su intervalli limitati sia inferiormente, sia superiormente per escludere estrapolazioni della PSD in una zona non vincolata dai dati osservati. Le dimensioni delle gocce di pioggia entro cui è calcolato l'integrale sono comprese tra $100 \mu m$ e $1 cm$, le particelle sospese in nube tra $5 \mu m$ e $100 \mu m$. Nel caso della neve, in particolare per la forma *sector snowflakes*, l'intervallo spazia da $100 \mu m$ a $1 cm$.

Si sottolinea infine che su terra nel confronto tra i risultati di RTTOV e l'algoritmo 183-WSL è stato adottato il metodo di massimo overlap di nubi, ovvero C_{max} in alternativa a C_{av} , ovvero allo schema attualmente implementato su RTTOV-SCATT. Questa scelta segue al suggerimento fornito da Geer and Baordo (2014), che consigliano l'utilizzo di tale schema su terra per sopperire ad una sovrastima delle BT, con un setup analogo a quello fissato in questo studio. Su mare si è proceduto mantenendo lo schema attuale di RTTOV-SCATT, con la frazione nuvolosa mediata sulla colonna in funzione del contenuto di idrometeore e particelle in nube. Ulteriori dettagli sui metodi di *cloud overlap* sono presenti nella sezione 2.4, dove è stata descritta la procedura RTTOV-SCATT.

Capitolo 3

Sviluppo di un algoritmo prototipale per il retrieval della neve

Nella prima parte del capitolo sono esaminati i risultati prodotti dai differenti dataset e classificati in base ad alcuni criteri di selezione. Gli studi di sensibilità analizzano un numero elevato di variabili, fino a soffermarsi sui casi nevosi del dataset 60L. Le considerazioni scaturite da tali analisi giustificano gli step intrapresi per lo sviluppo di un algoritmo prototipale per il *retrieval* dell'intensità di nevicata. L'ultima parte del capitolo è dedicata all'applicazione dell'algoritmo su due casi studio.

3.1 Studio di sensibilità dei canali

3.1.1 La compatibilità tra i sensori AMSU-B ed MHS

I sensori AMSU-B ed MHS, le cui caratteristiche tecniche sono state descritte in dettaglio nella sezione 2.1, misurano radianze spettrali per alte frequenze nella regione delle microonde. MHS, pur avendo alcune caratteristiche radiometriche leggermente differenti da AMSU-B, rappresenta a tutti gli effetti, la nuova generazione del radiometro AMSU-B.

Un confronto tra le BT simulate da RTTOV per i due sensori mette in luce un sostanziale accordo tra tutti e cinque i canali dei due radiometri. Il canale in cui si notano le maggiori differenze, principalmente per la sua elevata sensibilità allo scattering, corrisponde alla frequenza centrata a 150 GHz nel caso di AMSU-B e a 157 GHz per MHS, canale 2 per entrambi i sensori. A titolo di esempio in figura 3.1 si riporta il grafico a dispersione

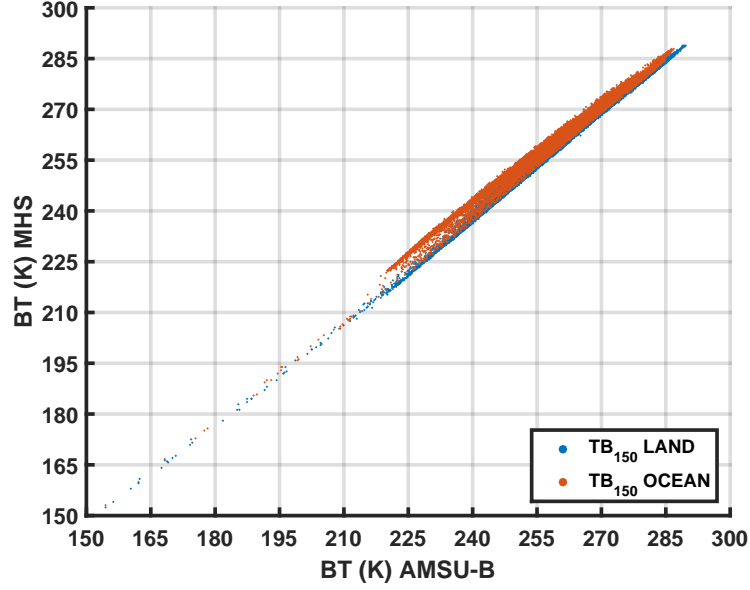


Figura 3.1: Grafico di dispersione tra le BT simulate per AMSU-B ed MHS nel caso terra e mare per il dataset 60L.

del dataset 60L su terra e su mare della BT del secondo canale simulato per i due sensori. Il setup del modello è stato impostato in funzione alle parametrizzazioni definite nella sezione 2.5 e le emissività sono state stimate per mezzo del modello FASTEM 5.

Anche se non è osservabile un accordo perfetto tra le due simulazioni, il trend evidenzia una forte correlazione di tipo lineare. La stima di regressione lineare compiuta per mezzo del metodo dei minimi quadrati, con vincolo dell'intercetta passante per l'origine, ha fornito un coefficiente angolare pari a 1 e un $R^2 = 0.99$. Il RMSE¹, definito come:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (BT_i^{MHS} - BT_i^{AMSU-B})^2} \quad (3.1)$$

misura l'errore medio, pesato in accordo con il quadrato dell'errore. Una stima sull'intero dataset restituisce $RMSE = 1.1 K$, che corrisponde allo 0.8% della variabilità totale delle BT del dataset per tale canale. Pur non essendo del tutto trascurabile questa differenza ($\simeq 3$ rispetto al NEDT), il

¹Root mean square error

peso complessivo in relazione allo scopo di tale studio, ovvero retrieval della precipitazione, è trascurabile se confrontato con le incertezze associate agli effetti dello scattering e dell'assorbimento da parte di idrometeore. Inoltre l'utilizzo degli altri canali, dove le differenze sono meno apprezzabili, limita ulteriormente l'errore complessivo tra le due misure. Ad esempio nel caso del primo canale (89 GHz) il RMSE è pari a 0.002 K .

Queste considerazioni ci suggeriscono di assumere una corrispondenza biunivoca tra i due tipi di sensore. In particolare d'ora in poi si farà riferimento al sensore più recente, ovvero MHS nella versione attualmente in volo su NOAA-19. Inoltre i cinque canali saranno d'ora in poi indicati come canali 89 GHz, 150 GHz, 184 GHz, 186 GHz e 190 GHz con lo scopo di snellire la notazione.

3.1.2 La suddivisione dei profili in sottogruppi

Gli studi di sensibilità sono basati su tutti i profili dei tre dataset considerati e caratterizzati da condizioni atmosferiche estremamente variabili. Per tale motivo si è deciso di suddividere ciascun dataset dei profili in sottogruppi, con lo scopo di analizzare la sensibilità dei canali alle proprietà caratteristiche di ciascuna categoria.

A supporto di tale suddivisione sono stati calcolati per ciascun profilo i WVP², LWP e l'IWP³. Tali grandezze sono state stimate integrando l'umidità specifica, il contenuto di acqua liquida e di ghiaccio in nube:

$$WP = \int_0^{\infty} \rho_{air} r dz' \quad (3.2)$$

dove ρ_{air} è la densità totale dell'aria alla quota z e r è il mixing ratio della variabile di cui si vuole calcolare il *water path*. Utilizzando l'approssimazione idrostatica:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_{air} g \quad (3.3)$$

il *water path* può essere espresso in funzione della variabile pressione, la stessa adottata nei profili RTTOV:

$$WP = \int_0^{p=p_0} r dp' / g \quad (3.4)$$

dove p_0 è la pressione alla superficie. Si è assunto costante g , poiché la sua variazione influisce infinitesimalmente sul computo totale dell'integrale.

²Water vapour path

³Ice water path

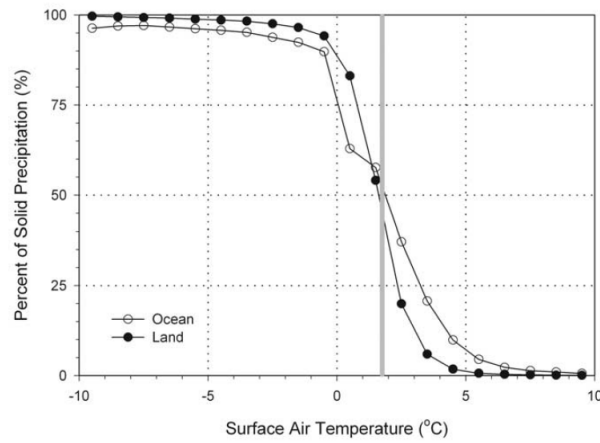


Figura 3.2: Probabilità condizionale di precipitazione solida in funzione della temperatura superficiale dell'aria derivata dalle stazioni globali su terra e dai report su navi. Fonte: Liu (2008b)

L'integrale è stato stimato integrando su intervalli discreti in base al numero di livelli forniti dai profili utilizzando le variabili definite dalle *full pressure*.

I profili di cielo chiaro sono stati classificati all'interno del sottogruppo *clear sky*. I profili con presenza di nubi calde, ovvero nel caso in cui il LWP è diverso da zero, sono stati classificati nel sottogruppo *liquid water cloud*, mentre se l'IWP è diverso da zero nel sottogruppo *ice cloud*. La frequente compresenza delle due condizioni ha suggerito l'inserimento del sottogruppo *ice and water cloud*. L'insieme dei sottogruppi citati fa parte della categoria di profili non precipitanti.

Particolare attenzione è stata posta nelle categorie di precipitazione, in quanto contengono le variabili su cui si concentra l'intero studio. La numerosa compresenza di precipitazioni al suolo di tipo liquido e piovoso necessita di un vincolo che permetta di selezionare accuratamente i profili contenenti precipitazione solida fino in superficie. Tale vincolo è basato su una soglia di temperatura superficiale dell'aria, che prende spunto da Liu (2008b). In figura 3.2 è sono tracciate le probabilità condizionali di nevicata al suolo in funzione della temperatura superficiale dell'aria su terra e su mare. I dati provengono da misure estratte da report sinottici globali a terra e su navi, nel periodo di 10 anni tra marzo 1997 e febbraio 2007. La soglia di probabilità del 50% che rappresenta la linea di demarcazione tra le condizioni pioggia/neve, giace in prossimità di $2^{\circ}C$.

Alla luce di tale riscontro si è assunto che tutti i profili in cui è presente flusso di neve alla superficie, con $T_{surf} < 2^{\circ}C$ fossero rappresentativi di

| Sottogruppi | Condizioni |
|----------------------------|--|
| PROFILI NON PRECIPITANTI | |
| <i>Clear sky</i> | $LWP=0 \wedge IWP=0$ |
| <i>Liquid water cloud</i> | $LWP>0 \wedge IWP=0 \wedge rain_{srf} < 0.1 \text{ mm/h}$ |
| <i>Ice cloud</i> | $LWP=0 \wedge IWP>0 \wedge snow_{srf} < 0.1 \text{ mm/h}$ |
| <i>Ice and water cloud</i> | $LWP>0 \wedge IWP>0 \wedge rain_{srf} < 0.1 \text{ mm/h} \wedge snow_{srf} < 0.1 \text{ mm/h}$ |
| PROFILI PRECIPITANTI | |
| <i>Rain</i> | $rain_{srf} > 0.1 \text{ mm/h} \wedge snow_{srf} < 0.1 \text{ mm/h}$ |
| <i>Snow</i> | $snow_{srf} > 0.1 \text{ mm/h} \wedge T_{srf} < 2^\circ C$ |
| <i>Rain and snow</i> | $rain_{srf} > 0.1 \text{ mm/h} \wedge snow_{srf} > 0.1 \text{ mm/h} \wedge T_{srf} \geq 2^\circ C$ |

Tabella 3.1: Definizione delle categorie utilizzate negli studi di sensibilità. L'unità di misura nel caso della neve è relativa all'intensità di precipitazione dell'acqua liquida equivalente.

nevicata al suolo, pertanto sono stati inseriti nella categoria *snow*. I profili con presenza di neve e pioggia al suolo ma con temperature oltre la soglia sono stati inseriti nel sottogruppo *rain and snow*. In presenza esclusivamente di pioggia al suolo sono stati inseriti nel sottogruppo *rain*. Si noti che la soglia minima di precipitazione è stata fissata nel valore 0.1 mm/h .

In tabella 3.1 sono riassunte le condizioni che definiscono la suddivisione nei sottogruppi. Occorre tenere presente dell'esistenza del valore di *cloud cover* fornito per ciascun livello del profilo. RTTOV-SCATT utilizza tale informazione come input per definire la frazione di nubi (C) utile a pesare la componente di BT a cielo sereno e nella zona nuvolosa. In sostanza il valore di C racchiude l'informazione relativa alla frazione di superficie che una nube verticale occupa all'interno del box associato al profilo. Occorre pertanto pesare i valori integrati del contenuto di acqua o ghiaccio e le precipitazioni al suolo con la frazione di nuvolosità, in quanto in assenza di tale correzione si osserverebbe una sovrastima di tali variabili e una conseguente apparente sottostima dello scattering prodotto da RTTOV-SCATT in funzione di tali variabili erroneamente calcolate.

La correzione consiste semplicemente nel moltiplicare pioggia e neve al suolo per la C adottata nello schema di RTTOV-SCATT. Il LWP e IWP sono ottenuti pesando nell'operazione di integrazione su ciascun livello il contenuto di acqua/ghiaccio con la copertura nuvolosa relativa. Il WVP è stato lasciato invariato poiché prescinde dalla presenza o meno di nubi.

3.1.3 Studi di sensibilità basati sulle simulazioni RT-TOV

L'analisi del dataset 137L ha rivelato un baco nei valori di precipitazione, in quanto assente la parte convettiva prodotta dai modelli numerici. Per questo motivo tale dataset è stato escluso dall'analisi relativa allo studio delle precipitazioni, sia di tipo nevoso, sia liquido.

Per ridurre in numero di variabili del problema si è scelto di effettuare le simulazioni per la posizione al *nadir* dei satelliti rispetto alla superficie su cui puntano.

Profili *clear sky* e il ruolo del vapor d'acqua

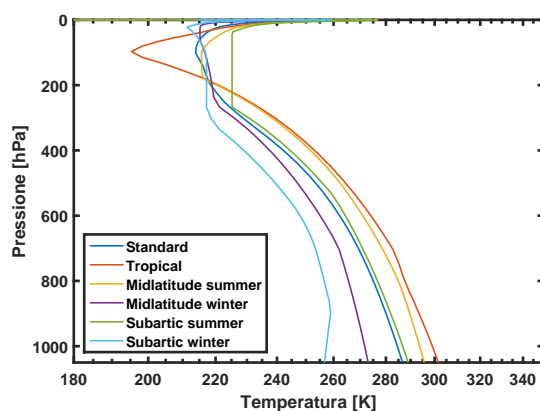
Un primo approccio nell'analisi della risposta dei canali richiede la conoscenza a priori del comportamento di assorbimento caratteristico delle frequenze selezionate. Poiché l'assorbimento associato all'ossigeno molecolare è quasi identico nella regione spettrale dei canali, la variabile chiave nelle radianze simulate in caso di cielo sereno è il vapor d'acqua. A tal proposito può essere utile riprendere la figura 1.3. Si osserva una graduale diminuzione della trasmittività muovendosi dal canale a 89 GHz al canale a 150 GHz. Il massimo assorbimento corrisponde al canale a 184 GHz, cui segue una maggiore trasparenza a 186 GHz e successivamente a 190 GHz.

Al fine di comprendere appieno il ruolo del vapor d'acqua si è scelto inizialmente di simulare le BT di MHS utilizzando profili a latitudini differenti, in modo tale da garantire maggiore eterogeneità d'informazione soprattutto relativamente ai profili termici dell'atmosfera. L'andamento della temperatura e della concentrazione di vapor d'acqua in funzione della quota è descritto in figura 3.3. Appare subito chiaro che i profili con temperature più alte presentano maggiori concentrazioni di vapor d'acqua, come previsto dall'equazione di Clausius–Clapeyron.

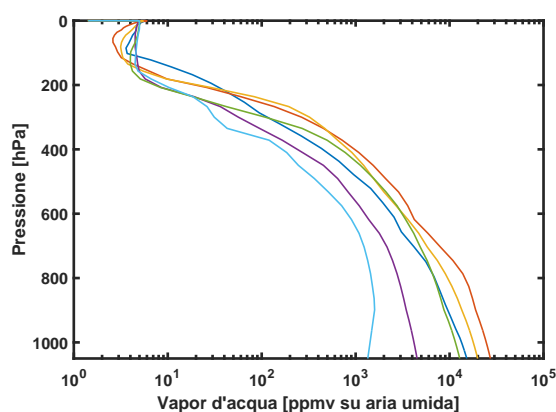
Dal calcolo del valore di trasmittività è possibile ricavare il valore delle funzioni peso per ciascun canale in base alla seguente equazione:

$$W(z, z_{TOA}) = \frac{\partial \tau(z, z_{TOA})}{\partial z} \quad (3.5)$$

In questo caso la derivata è stata stimata tramite il metodo alle differenze finite sui livelli definiti dai profili. I massimi assoluti delle funzioni peso corrispondono ai flessi delle funzioni di trasmittività e sono indicativi nel descrivere il livello corrispondente in cui è presente forte assorbimento. Solitamente lo si considera come livello di demarcazione tra l'atmosfera opaca al di sotto di esso e trasparente al di sopra.



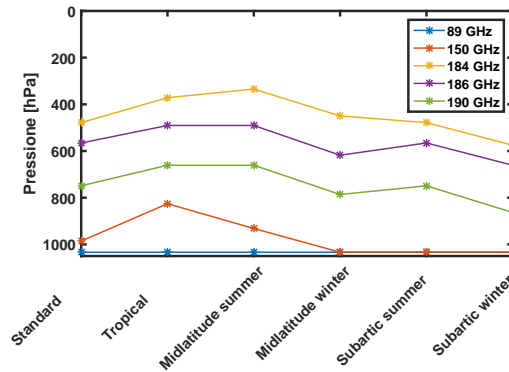
(a) Temperatura in funzione della quota.



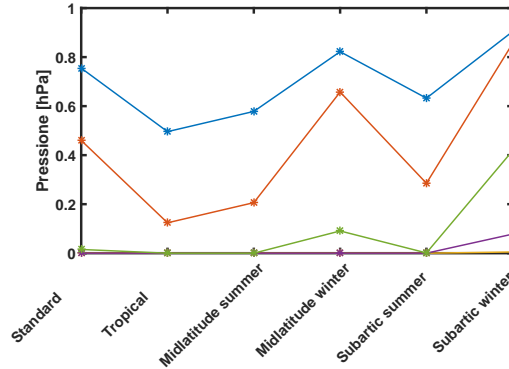
(b) Concentrazione di vapor d'acqua in funzione della quota.

Figura 3.3: Variabili temperatura e vapor d'acqua in funzione della quota.

Pertanto in figura 3.4 sono mostrate le quote relative ai massimi delle funzioni peso (a) calcolate per le varie atmosfere e le trasmittività totali (b). Appare evidente che i canali vicini alla linea di assorbimento del vapor d'acqua hanno trasmittività totali nulle o prossime a zero, pertanto l'unico termine che conta in questo caso è il secondo dell'equazione 2.5, ovvero l'emissione degli strati atmosferici, con massimo della funzioni peso che si spinge fin sopra i 400 hPa per il canale a 184 GHz nel caso estivo alle medie latitudini. Come atteso, il canale finestra a 89 GHz risente maggiormente del contributo che deriva dall'emissione da parte della superficie terrestre. Per questo motivo questo canale è da considerarsi come il più sensibile alle variazioni di emissività superficiale soprattutto sulla terraferma dove il valore dell'emissività è estremamente variabile in funzione della copertura del suolo e del



(a) Quota espressa in valori di pressione in cui $\frac{\partial W}{\partial p} = 0$ per ciascuno dei 5 canali e per le atmosfere considerate.



(b) Valori di $\tau(0, z_{TOA})$ per ciascuno dei 5 canali e per le atmosfere considerate.

Figura 3.4: Quota delle funzioni peso e trasmittività totale per le atmosfere considerate.

suo contenuto idrico. Tale caratteristica è osservabile anche nel canale a 150 GHz, tuttavia tale comportamento è legato al tipo di di profilo considerato, in cui il differente contenuto di vapore acqueo, specialmente nei bassi strati dell'atmosfera, attenua sensibilmente la radiazione che raggiunge il satellite, mascherando in parte l'effetto di variabilità dell'emissività della superficie. Per profili invernali alle medio-alte latitudini, tipicamente con un contenuto di vapor d'acqua concentrato in prossimità del suolo, la funzione peso si abbassa fino a toccare la superficie, esprimendo pertanto un comportamento simile al canale a 89 GHz.

Le BT misurate dai sensori dipendono dalla temperatura verticale del profilo, dal contenuto di vapor d'acqua e dal valore di emissività superficiale

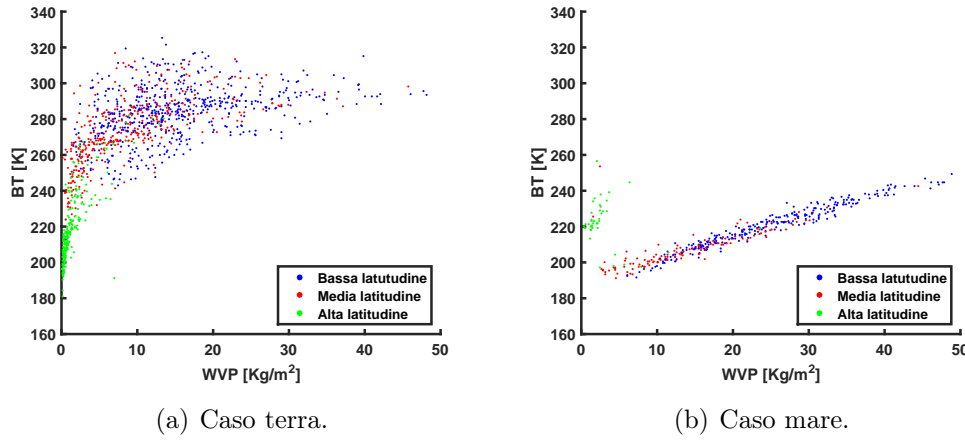


Figura 3.5: Temperature di brillantezza simulate per il canale 89 GHz in funzione del WVP dei profili *clear sky* del dataset 137L. Il grafico di dispersione separa i dati in base alla localizzazione latitudinale: basse latitudini (blu), medie latitudini (rosso) e alte latitudini (verde).

(esclusivamente nei canali finestra o semi-opachi). Sono state compiute differenti analisi sui tre dataset al fine di comprendere la sensibilità dei canali al variare del WVP. Su terra il comportamento segue un andamento di tipo logaritmico quando si considerano le BT simulate in funzione del contenuto di vapor d'acqua e appare in linea con la variazione della pressione di vapore saturo in funzione della temperatura. Ovvero per profili via via più caldi il contenuto di vapor d'acqua aumenta pertanto la funzione peso tende ad alzarsi, come si può osservare in figura 3.4(a). Ciò presupporrebbe la misura di una temperatura inferiore poiché la quota è maggiore, tuttavia ciò è sopperito dall'aumento medio della temperatura su tutti i livelli del profilo.

Per tutti i canali si nota una tendenza al raggiungimento di un asintoto per elevati valori di vapor d'acqua. Il canale caratterizzato da maggiore ampiezza nei valori di BT è il canale finestra a 89 GHz. In figura 3.5 sono graficate le temperature di brillantezza per il canale 89 GHz su terra (3.5(a)) e su mare (3.5(b)) in funzione del WVP. I dati sono suddivisi in base alle tre fasce di latitudine da 0° a 30° , da 30° a 60° e da 60° a 90° nell'emisfero nord e le fasce speculari rispetto all'equatore per l'emisfero sud. Nel caso terra le BT simulate risentono fortemente della temperatura superficiale e del valore di emissività superficiale. All'aumentare del contenuto di vapor d'acqua la temperatura superficiale è maggiore per via della forte correlazione tra queste due grandezze, secondariamente influisce la diminuzione della trasmittività totale, pertanto la funzione peso tende a distribuirsi anche nei livelli prossimi

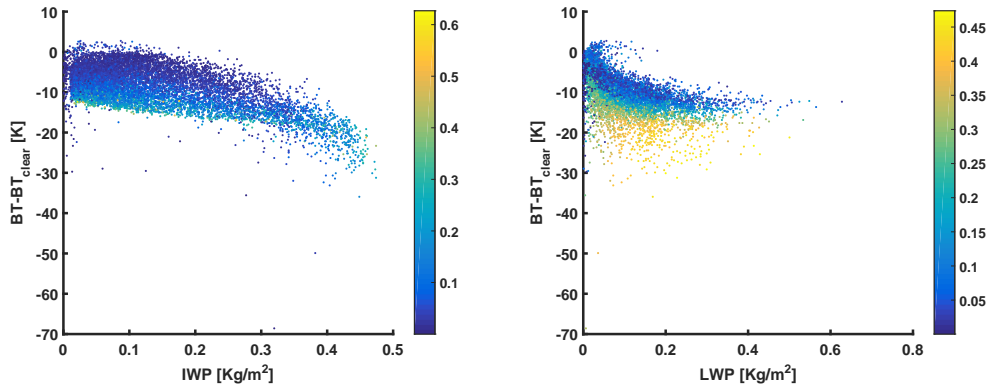
alla superficie. Tuttavia essendo l'emissività superficiale simulata compresa tra 0.85 e 1, il coinvolgimento degli strati atmosferici non influisce significativamente su differenze nelle BT. Il posizionamento dei profili nel grafico sembra seguire il gradiente medio meridiano della temperatura globale.

Il comportamento su mare appare sensibilmente differente rispetto al caso terra. La motivazione è associata al parametro ϵ_{surf} , in quanto su mare l'emissività superficiali ha valori più bassi rispetto alla terra, che oscillano all'incirca attorno ai valori pari a 0.5/0.6. In tale situazione il ruolo del coinvolgimento relativamente all'emissione degli strati superiori alla superficie gioca un ruolo importante, che si sovrappone all'aspetto relativo alla correlazione tra temperature (superficiali e atmosferiche) e contenuto di vapore d'acqua. L'andamento sembra essere di tipo lineare per i profili nelle latitudini medio-basse. Le BT relative ai profili alle alte latitudini, caratterizzate da valori bassi di WVP, sembrano seguire una diversa distribuzione, in quanto assumono valori simili a quelli relativi ad alte concentrazioni di WVP. L'elemento determinante è rappresentato dall'emissività superficiale, che in questo caso è maggiore in quanto buona parte delle superfici alle alte latitudini sono classificate come *sea-ice*, caratterizzato da ϵ_{surf} maggiori rispetto al caso oceano. Le BT a 150 GHz esprimono un trend parzialmente simile a quello a 89 GHz, tuttavia si nota una minore influenza da parte delle emissività superficiali, mentre le BT dei rimanenti canali esprimono un andamento simile al caso su terra in quanto la superficie influisce limitatamente o per nulla.

I risultati descritti sono stati ottenuti con il modello RTTOV diretto, che considera esclusivamente i processi di assorbimento e di emissione della radiazione. Si introduce ora la presenza di nubi e successivamente di idrometeorie, coinvolgendo così la subroutine RTTOV-SCATT al fine di tener conto anche del fenomeno dello scattering.

Profili con nubi non precipitanti

Il sottogruppo *water cloud* contiene un numero di profili statisticamente rilevante solo nel caso mare per i dataset 91L e 137L. Pertanto si sono prese in considerazione esclusivamente le nubi calde marittime. Il contenuto massimo integrato di acqua liquida in nube risulta essere 0.21 kg/m^2 . Si osserva un lieve aumento delle BT all'aumentare del LWP nei canali che presentano un forte contributo superficiale, ovvero il canale a 89 GHz e in maniera meno apprezzabile nel canale a 150 GHz. Tale aumento è legato al termine di riflessione superficiale che riflette parte della radiazione verso il basso proveniente dallo strato umido e all'assorbimento e riemissione verso l'alto da parte delle goccioline in nube. Tale risultato è conforme con le simulazioni



(a) Grafico di dispersione in funzione dell'IWP in ascissa. Il LWP è espresso dalle tonalità di colore.
 (b) Grafico di dispersione in funzione del LWP in ascissa. L'IWP è espresso dalle tonalità di colore.

Figura 3.6: Differenze di temperatura di brillantezza del canale 150 GHz tra le BT_{cloudy} e le BT_{clear} simulate sui medesimi profili in funzione dei valori integrati di acqua liquida in nube e di ghiaccio. La seconda variabile è rappresentata dai colori e spazia dal blu per i valori prossimi a zero al giallo per il valore massimo.

di Muller et al. (1994), dove si sottolinea un aumento delle BT nei canali finestra inserendo uno strato nuvoloso.

L'analisi dei sottogruppi *ice cloud* ha prodotto risultati poco significativi, in quanto la popolazione risulta scarsamente rappresentata nei dataset 91L e 137L, mentre nessun profilo soddisfa le condizioni nel dataset 60L. Per questo motivo l'analisi della sensibilità a nubi sottili esclusivamente ghiacciate non è stata possibile, vista la mancanza di informazioni statisticamente significative.

Dall'analisi relativa alle nubi in cui è presente sia ghiaccio, sia acqua liquida risulta evidente l'effetto di depressione delle BT da parte del ghiaccio in nube, associato principalmente al fenomeno di scattering. Il canale maggiormente influenzato dallo scattering è il canale a 150 GHz, per alcuni motivi che saranno descritti dettagliatamente nell'analisi delle nubi precipitanti.

A titolo di esempio si presentano in figura 3.6 i risultati relativi al caso *land summer* del dataset 60L nel canale a 150 GHz. In questo caso si vuole rappresentare con un grafico 2D una serie di dati a due variabili: LWP e IWP. Per tale motivo una delle due variabili diversa da quella in ascissa è rappresentata in tonalità di colori, dal blu per i valori più bassi al giallo per i massimi. In ordinata è riportata la differenza di temperatura tra il caso nuvoloso e il caso a cielo chiaro, ovvero lo stesso profilo ma assumendo $C = 0$

nello schema di RTTOV-SCATT. Tale rappresentazione permette di visualizzare l'effetto complessivo che gli strati nuvolosi producono nel deprimere la BT misurata dai sensori. Se l'effetto di diminuzione delle BT associata alla presenza di ghiaccio è evidente (-30 K per alti IWP), è meno apprezzabile, seppur presente, la sensibilità del canale rispetto al contenuto di acqua liquida.

Tale comportamento è osservato anche nei canali a 190 GHz e a 186 GHz, ma con magnitudine inferiore poiché tende a prevalere l'effetto di assorbimento che coinvolge gli strati superiori allo strato nuvoloso. Il canale a 184 GHz non risente quasi per nulla della presenza delle nubi per via della alta funzione peso, così come il canale a 89 GHz per via della debole sensibilità allo scattering rispetto a particelle di piccole dimensioni (inferiori a 100 μm nelle simulazioni di particelle sospese in nube).

Si noti che nella regione spettrale delle microonde la radianza è in grado di penetrare, seppur interagendo almeno parzialmente, gli strati nuvolosi. Tale capacità penetrante si attenua per la radiazione a lunghezza d'onda minore (maggiore energia), ad esempio nell'infrarosso, in quanto il top delle nubi tende ad assumere un comportamento da corpo nero.

Profili con nubi precipitanti

Nel caso dei profili precipitanti entra in gioco il ruolo delle idrometeore, sia di tipo liquido che solido. Le dimensioni di tali particelle possono essere anche di due ordini di grandezza superiori rispetto alle particelle in nube. Ne consegue che l'interazione tra radiazione e materia risulta fortemente intensificata. Le gocce in prevalenza tendono ad attenuare la radianza diretta verso l'alto tramite assorbimento e ri-emissione della radiazione, mentre il ghiaccio deprime il segnale per lo più a causa di scattering multiplo che devia il campo della radiazione in direzioni differenti rispetto alla direzione di puntamento del sensore (Sharkov, 2003).

Si osservano andamenti differenti tra i profili su mare e i profili su terra nei canali finestra, in particolare in riferimento al canale a 89 GHz. Su mare l'effetto principale della presenza di idrometeore è un aumento della BT, principalmente legato al contrasto tra la bassa temperatura di brillantezza della superficie (valore di emissività basso) e l'emissione degli strati nuvolosi. L'effetto di riduzione del segnale per via dello scattering delle particelle ghiacciate è attenuato, almeno in prima approssimazione, dall'aumento della componente di emissione atmosferica; per questo motivo le nubi precipitanti su mare appaiono più calde rispetto alle zone *clear sky*.

Su terra il parametro di emissività è prossimo all'unità, quindi in questo caso il nuovo contributo di ri-emissione da parte degli strati atmosferici non

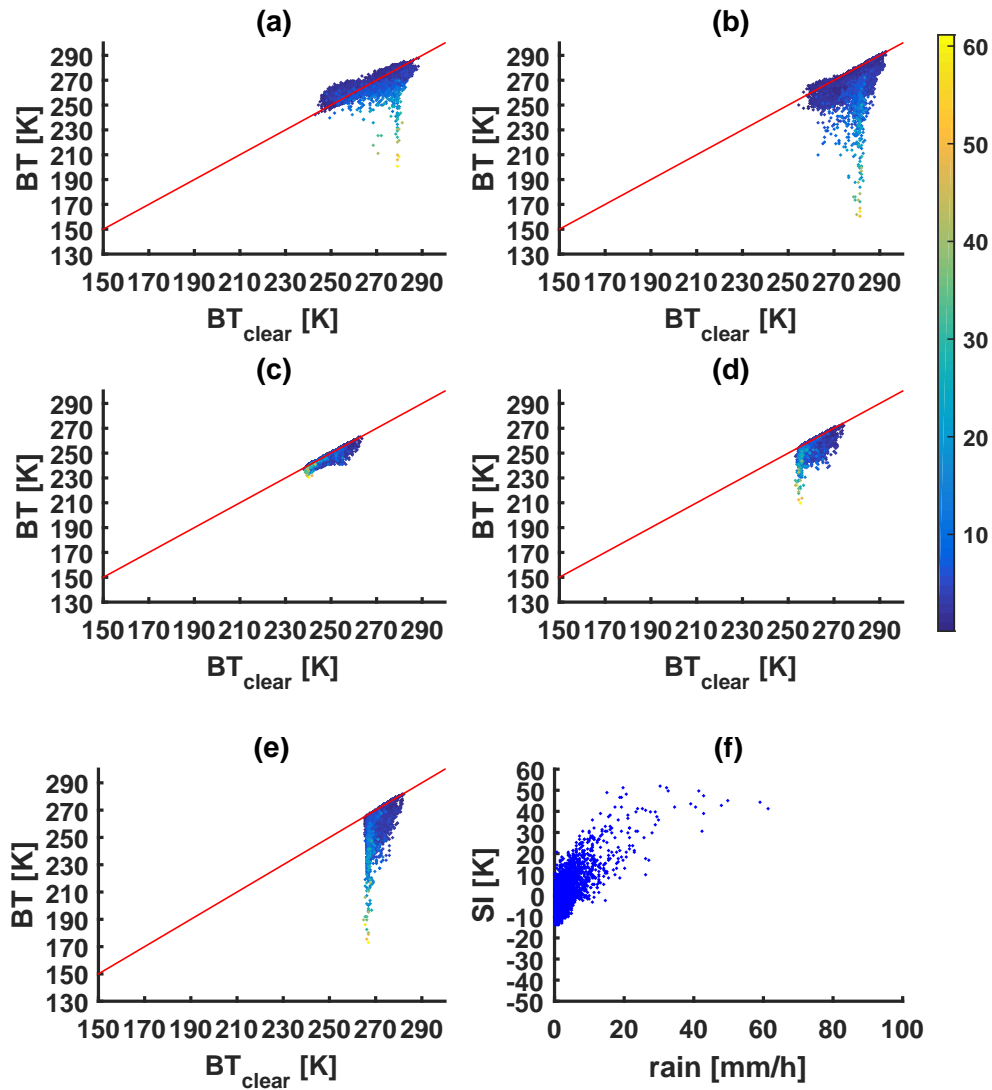


Figura 3.7: Temperature di brillantezza per nei casi di pioggia su terra estiva (dataset 60L) in funzione delle $BT_{clear\ sky}$ per i cinque canali: 89 GHz (a), 150 GHz (b), 184 GHz (c), 186 GHz (d) e 190 GHz (e). La scala a colori rappresenta l'intensità di pioggia espressa in mm/h . La linea rossa rappresenta la bisettrice. La figura (f) descrive lo *scattering index* in funzione dell'intensità di pioggia.

fornisce un contributo significativamente maggiore rispetto al contributo superficiale. Pertanto l'effetto dello scattering prevale, sopprimendo il segnale in corrispondenza di precipitazioni moderate come si nota in figura 3.7(a), dove si fa riferimento al caso estivo del dataset 60L. Per precipitazioni deboli lo scattering è poco marcato e le BT sono debolmente più alte rispetto al caso *clear sky*. Negli altri canali la distinzione nel comportamento delle BT è meno marcata, salvo per alcuni dati nel caso a 150 GHz, dove, specie per i profili alle alte latitudini, nelle condizioni *clear sky* è presente il contributo superficiale. Risulta infatti che per i profili con BT *clear sky* più fredde l'andamento a 150 GHz su mare segue in parte come descritto sopra per il canale finestra a 89 GHz. Su terra il segnale a 150 GHz appare depresso quasi in tutti i profili, come si osserva in figura 3.7(b), dove per i profili più estremi si osservano diminuzioni rispetto alle BT fino a 100 K. Lo scattering è accentuato poiché all'aumentare della frequenza la radianza interagisce con particelle più piccole per cui a parità di dimensione dell'idrometeora lo scattering è maggiore a 150 GHz rispetto a 89 GHz.

Lo scattering gioca un ruolo meno cruciale avvicinandosi alla frequenza 183.3 GHz in quanto prevale il termine di ri-emissione degli strati superiori che mascherano, almeno parzialmente il segnale depresso proveniente dal top dello strato nuvoloso, fino a perdere quasi completamente l'informazione come avviene per il canale più vicino alla linea di assorbimento del vapore (fig. 3.7(c)). Il canale a 150 GHz è per tale motivo il più sensibile allo scattering del ghiaccio tra i cinque canali considerati.

Si noti inoltre come i punti caratterizzati da elevate intensità di precipitazione dei canali a 150 GHz (3.7(b)) e a 190 GHz (3.7(e)) sono caratterizzati da BT_{clear} alte e basse rispettivamente. Una possibile giustificazione di tale comportamento risiede nella correlazione tra la concentrazione di vapor d'acqua e l'intensità della precipitazione. I profili più precipitanti presentano elevati contenuti di vapore, che nel caso 150 GHz rende alte le BT_{clear} rispetto agli altri profili in quanto la funzione peso si sposta verso l'alto, mascherando maggiormente il contributo superficiale, che risulta, seppur con magnitudine inferiore rispetto al caso oceano, inferiore rispetto al termine atmosferico. A 190 GHz tutti i profili, anche quelli più secchi, perdono la proprietà di semi-trasparenza e prevalgono esclusivamente gli effetti di ri-emissione, infatti i profili con forti precipitazioni (ed elevate concentrazioni di vapor d'acqua) sono caratterizzati da BT_{clear} basse per via dell'innalzamento della funzione peso in corrispondenza di livelli atmosferici più freddi.

Uno degli approcci frequentemente adottati per distinguere il regime di precipitazione si basa sullo *Scattering Index* (SI). Ad esempio Bennartz et al. (2002) hanno utilizzato lo SI per valutare la probabilità che le piogge stimate cadano entro una determinata classe di intensità, Laviola and Levizzani

(2011) per distinguere le nubi non precipitanti, le precipitazioni stratiformi e convettive. Lo SI è definito come la differenza tra le BT nei canali finestra ($\Delta_{win} = BT_{89} - BT_{150}$) e ha come caratteristica l'enfatizzazione dello scattering a causa della maggiore sensibilità del canale a 150 GHz rispetto al canale a 89 GHz. Il segnale del canale 89 GHz, d'altra parte, racchiude parte delle informazioni contenuti nel canale 150 GHz pertanto la sottrazione algebrica dei due tende a conservare principalmente l'informazione legata allo scattering, che risulta essere correlata alla dimensione delle particelle ed equivalentemente all'intensità della precipitazione.

La figura 3.7(f) rappresenta lo SI in funzione dell'intensità di pioggia al suolo. Si nota l'aumento dello SI fino a 50 K all'aumentare dell'intensità, con una lieve diminuzione per piogge convettive intense. Tale diminuzione può essere spiegata assumendo elevati valori di WVP che, per quanto detto, tendono ad alzare la funzione peso del canale a 150 GHz, riducendo parzialmente la sensibilità allo scattering, fortemente presente in questo caso nel canale 89 GHz per via della elevata dimensione delle particelle che tende a sopprimere parzialmente la differenza tra i due.

Il confronto tra le soglie basate sullo SI degli studi sopra citati restituisce una tendenza alla sottostima dei valori dello SI nelle simulazioni prodotte da RTTOV-SCATT. Tale effetto può essere legato ad una difficoltà nel risolvere lo scattering per mezzo della *two-stream approximation* oppure nella rappresentazione delle nubi da parte dei profili derivati dalle reanalisi ERA-40. In seguito si cercherà di affrontare più approfonditamente il problema.

Il sottogruppo *rain and snow* fornisce risultati simili al caso pioggia, in quanto l'unica differenza è un lieve aumento dello scattering dovuto al maggior numero di idrometeore ghiacciate distribuite lungo la colonna. Tuttavia le caratteristiche sostanziali descritte sopra per la pioggia pura al suolo si esprimono egualmente per il caso pioggia mista a neve.

Lo studio di sensibilità del sottogruppo *snow* è stato riservato alla prossima sezione in quanto risulta propedeutico allo sviluppo dell'algoritmo prototipale per il retrieval della precipitazione nevosa.

3.2 La *snowfall* e l'algoritmo prototipale

Il set di dati su cui si è improntato lo studio di sensibilità e il successivo sviluppo dell'algoritmo corrisponde al gruppo *land winter* del dataset 60L, che conta 1800 profili a seguito della suddivisione dei profili nelle varie sottoclassi. Dopo una verifica approfondita del dataset 91L si è notato l'assenza nei profili della parte convettiva nella precipitazione nevosa, pertanto le simulazioni delle BT nelle condizioni di *snowfall* tramite RTTOV risulterebbero in

| | 89 GHz | 157 GHz | 183 ± 1 GHz | 183 ± 3 GHz | 183 ± 7 GHz |
|------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| ϵ | 0.870 ± 0.014 | 0.844 ± 0.013 | 0.869 ± 0.064 | 0.916 ± 0.035 | 0.878 ± 0.018 |

Tabella 3.2: Emissività al nadir su superfici innevate per i cinque canali stimati per mezzo di ARTS/SCEM-UA. Fonte: (Harlow, 2007).

errore. Per tale motivo, unitamente al basso numero di profili 91L (325) e all'estrema variabilità spaziale, si è deciso di fare riferimento esclusivamente al dataset 60L. Si ricorda che il dataset 60L invernale su terra copre parte dell'America e dell'Europa nel mese di gennaio.

Poiché la maggior parte delle nevicate avvengono su superfici innevate occorre correggere i valori di default di emissività superficiale su terra per ottenere simulazioni più aderenti a casi reali. I valori di emissività relativi ai cinque canali sono tratti da Harlow (2007), in cui si stimano le emissività per AMSU, a partire da osservazioni compiute durante l'esperimento POLEX⁴ a nord della Finlandia, per mezzo del modello di ottimizzazione dei parametri SCEM-UA, accoppiato al modello di trasferimento radiativo ARTS⁵. Si è scelto di utilizzare i valori medi di emissività al nadir stimati da tale studio, che inglobano l'insieme di tutte le tipologie di superfici innevate considerate. I valori per ciascuno dei cinque canali sono riportati in tabella 3.2, insieme alle relative deviazioni standard.

3.2.1 Studi di sensibilità dei profili *snowfall*

Un'analisi preliminare, rivolta alla comprensione della dipendenza delle BT rispetto all'emissività e al contenuto di idrometeore, è stata compiuta rappresentando (fig. 3.8) le BT, fissati i valori di emissività al suolo da 0 a 1 con step pari a 0.1, nel caso di un profilo invernale a cielo sereno e nel caso dello stesso profilo, inserendovi una nube precipitante con idrometeore solide che raggiungono il suolo, posto ad un'altitudine pari a 1491 m.

La nube considerata si estende su uno spessore verticale di circa 5500 m e il relativo *top* della nube giace a 7419 m sul livello del mare. La temperatura al suolo è pari a 270.4 K. Il canale finestra a 89 GHz è il più sensibile al contributo superficiale con una variazione di tipo lineare, spiegata dal fattore moltiplicativo ϵ_{surf} che moltiplica la variabile $B(T_s)$ (mantenuta fissa), nella condizione al contorno sulla superficie (eq. 2.34). La modesta quantità di vapor d'acqua lungo la colonna (7.3 kg) rende il canale a 150 GHz semi-trasparente, come evidenziato dalla stretta dipendenza rispetto all'emissività

⁴POLar EXperiment

⁵Atmospheric Radiative Transfer Simulator

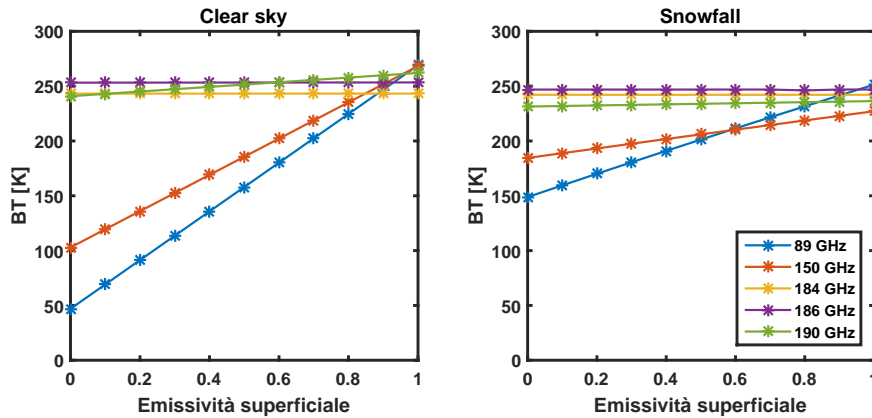


Figura 3.8: BT in funzione dell'emissività superficiale per un profilo invernale *clear sky* (sinistra) e con l'aggiunta di una nube nevosa precipitante, con flusso di neve al suolo pari a 4.7 mm/h di acqua liquida equivalente (destra).

superficiale, specie nel caso *clear sky*, in cui si può osservare, seppur con magnitudine inferiore, una lieve sensibilità del canale a 190 GHz.

Nel profilo nevoso, i canali a 89 GHz e a 150 GHz sono caratterizzati da una dipendenza lineare, ma con coefficiente angolare inferiore rispetto al caso a cielo sereno. La conseguenza è che per $\epsilon_{surf} \leq 0.8$ la BT a cielo sereno è inferiore alla BT nel caso nevoso a 89 GHz, così come per $\epsilon_{surf} \leq 0.7$ a 150 GHz. Per emissività superficiali maggiori l'effetto è un aumento del campo radiativo, come si evince dal confronto tra le BT. Ciò può essere spiegato considerando i termini di assorbimento da parte degli strati atmosferici e di scattering presenti nella funzione sorgente. Per valori bassi di emissività superficiale il contributo atmosferico, associato prevalentemente alla presenza di goccioline di acqua liquida in nube, è nettamente superiore rispetto al contributo superficiale, da cui dipende quasi del tutto la BT a cielo sereno. Pertanto, il contributo degli strati atmosferici bassi, pur venendo depresso dai fenomeni di scattering da parte del ghiaccio, prevale significativamente rispetto al segnale *clear sky*. Per elevati valori di emissività il contributo superficiale è quasi confrontabile con il contributo atmosferico del profilo nevoso e in tal caso, a parità di contributi, l'effetto dello scattering diventa determinante, risultando in un abbassamento del segnale nel caso nevoso rispetto al caso *clear*. Si osserva inoltre nel caso nevoso un abbassamento dei canali a 190 GHz e limitatamente a 186 GHz rispetto al cielo sereno. Il canale 184 GHz, la cui funzione peso giace in corrispondenza del livello del massimo gradiente di flusso di precipitazione, subisce una diminuzione esclusivamente di 1.1 K, a causa della sua elevata opacità.

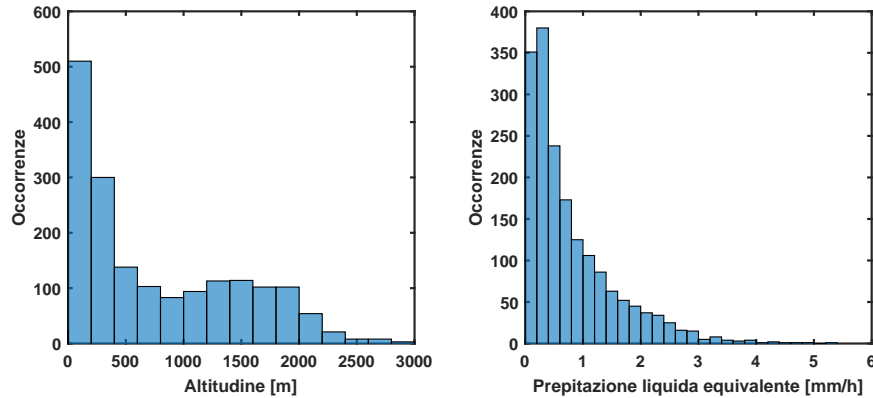


Figura 3.9: Istogrammi di distribuzione dei profili in relazione all'altitudine della superficie (sinistra) e all'intensità di precipitazione liquida equivalente al suolo (destra).

La distribuzione relativa all'altitudine (fig. 3.9(a)) dei profili atmosferici considerati è di tipo bimodale con massimo assoluto nell'intervallo 0-200 m e massimo relativo nell'intervallo 1400-1600 m. L'intensità della precipitazione nevosa (fig. 3.9(b)) è concentrata su valori bassi, infatti la distribuzione ha massimo su valori inferiori a 0.5 mm/h di precipitazione liquida equivalente. La frequenza delle intensità diminuisce gradualmente, fino a campioni isolati di intensità comprese tra 5 mm/h e 6 mm/h. La forma della distribuzione segue la distribuzione in frequenza per l'emisfero settentrionale su terra stimata per mezzo di osservazioni *CloudSat* da Liu (2008b), in cui le intensità inferiori a 1 mm/h dominano lo spettro della PDF. Si suppone pertanto che il dataset sia aderente con la climatologia della *snowfall* sui continenti dell'emisfero nord della Terra.

Lo studio di sensibilità rende necessario l'estensione dell'analisi ad un numero statisticamente significativo di casi, facenti parte del sottogruppo *land winter* come descritto a inizio del paragrafo. La temperatura a 2 m dalla superficie (non mostrato) ha frequenza massima nell'intervallo 0-1°C e circa la metà dei casi giace tra 1°C e 2°C. Al diminuire della temperatura i profili divengono più isolati con valori estremi compresi tra -20°C e -30°C posti in prossimità del 60-esimo parallelo Nord. La variabile temperatura al suolo è indicativa della probabilità della fase dell'idrometeora (neve o pioggia), tuttavia la dipendenza altimetrica della variabile non permette di acquisire informazioni sul tipo di profilo considerato.

Il problema può essere mitigato normalizzando le temperature superficiali al valore che avrebbero a 2 m rispetto al livello del mare. La normalizzazione

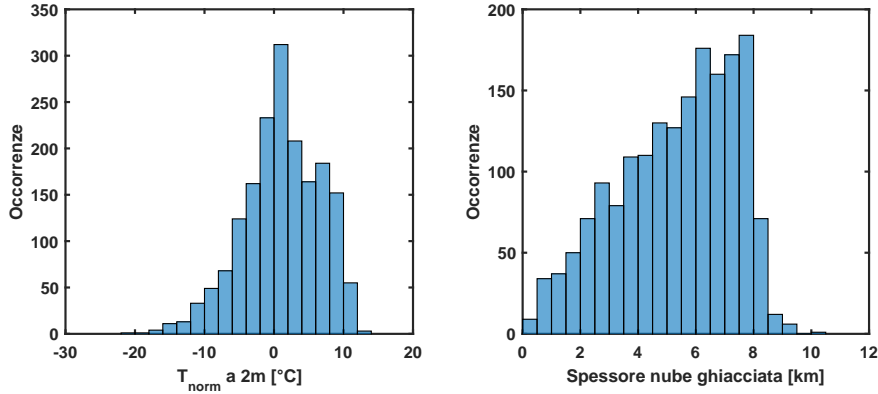


Figura 3.10: Istogrammi di distribuzione dei profili in relazione alla temperatura a 2 m normalizzata (sinistra) e allo spessore delle nubi ghiacciate (destra).

è basata su un SALR⁶ pari a 5.4 K/km . La distribuzione è rappresentata in figura 3.10 (sinistra). La moda cade ancora tra $0-1^\circ\text{C}$, tuttavia ha preso forma la coda relativa ai valori positivi di temperatura. Risulta chiaro che i valori relativi alla coda a destra sono riferiti a precipitazioni nevose su superfici poste a quote superiori rispetto al livello del mare. Ne consegue che la distribuzione delle temperature normalizzate, correlate con il contenuto di vapore acqueo lungo la colonna, sono distribuite piuttosto omogeneamente.

In figura 3.10 (destra) è rappresentata la distribuzione dello spessore delle nubi ghiacciate nei profili. La soglia di rapporto di mescolamento del ghiaccio, per distinguere la presenza o meno della nube ghiacciata per un definito strato, è stata fissata arbitrariamente a 10^{-5} kg/kg , in quanto si è osservato mediamente un rapido decadimento del mixing ratio al di sotto di tale valore nei livelli adiacenti. La conversione in lunghezza a partire dai valori di pressione è stata compiuta adottando la relazione ipsometrica:

$$\Delta z = -\frac{R_d}{g} \int_{p_0}^{p_{TOP}} T_v \frac{dp'}{p} \quad (3.6)$$

L'integrale è stato calcolato numericamente utilizzando per ciascuno strato il valore medio \bar{T}_v di temperatura virtuale, valutata a partire dal rapporto di

⁶Saturated adiabatic lapse rate

mescolamento del vapor d'acqua e dalla temperatura media dello strato:

$$\bar{T}_v = \bar{T} \frac{1 + \frac{w}{\epsilon}}{1 + w} \quad (3.7)$$

con $\epsilon = \frac{R_d}{R_v} \simeq 0.622$. L'integrazione è stata compiuta sugli intervalli finiti corrispondenti ai livelli dei profili.

In figura 3.11 sono riportati gli studi di sensibilità per i profili nevosi con lo scopo di visualizzare quali canali sono maggiormente sensibili alla presenza della neve e per selezionare una serie di soglie che costituiranno le condizioni dell'algoritmo per la discriminazione della *snowfall*.

La scala a colori fa riferimento allo spessore della nube ghiacciata relativa al profilo considerato. Con la linea rossa verticale si rappresenta la soglia 1 mm/h, che solitamente rappresenta il valore di demarcazione relativa all'efficienza degli algoritmi di retrieval della precipitazione (Laviola et al., 2013). Nel canale a 89 GHz (a) la depressione del segnale è presente quasi esclusivamente per intensità elevate di caduta di neve, in quanto l'albedo di singolo scattering aumenta rapidamente per idrometeorie ghiacciate di grandi dimensioni.

Il ruolo dello scattering diventa evidente nel canale a 150 GHz (b), per il quale i punti di BT corrispondenti ad intensità di 5 mm/h di precipitazione liquida equivalente appaiono inferiori fino a 60 K rispetto ai profili caratterizzati da nevicata al di sotto di 1 mm/h. L'intervallo del segnale a 150 GHz suggerisce l'introduzione di una prima soglia utile al discriminare della *snowfall*. Le soglie sono sviluppate eseguendo dei confronti tra i segnali dei profili nevosi e i segnali prodotti dalle altre classificazioni. Il canale a 150 GHz in condizioni nevose manifesta differenti BT rispetto al segnale delle nubi estive e delle piogge invernali. Nella figura le linee orizzontali sono indicative della distribuzione statistica delle BT nel caso delle piogge invernali, la cui distribuzione di intensità è simile all'intensità della neve. La statistica della distribuzione delle piogge invernali e della neve è rapportata in tabella 3.3. Le BT dei profili nevosi si sovrappongono alle BT dei casi di pioggia invernale compresi tra la minima BT e la BT corrispondente al 90-esimo percentile, pertanto circa il 90% dei profili piovosi invernali simulati presentano BT a 150 GHz maggiori rispetto alla neve invernale.

Il canale più opaco (184 GHz) maschera quasi del tutto il segnale di scattering delle idrometeorie poiché prevale l'assorbimento degli strati di vapor d'acqua al di sopra dei cristalli di ghiaccio. L'immagine evidenzia un asintoto centrato intorno a 138 K, indicante l'insensibilità del canale all'intensità della nevicata. Si nota una dipendenza delle BT in funzione dello spessore delle

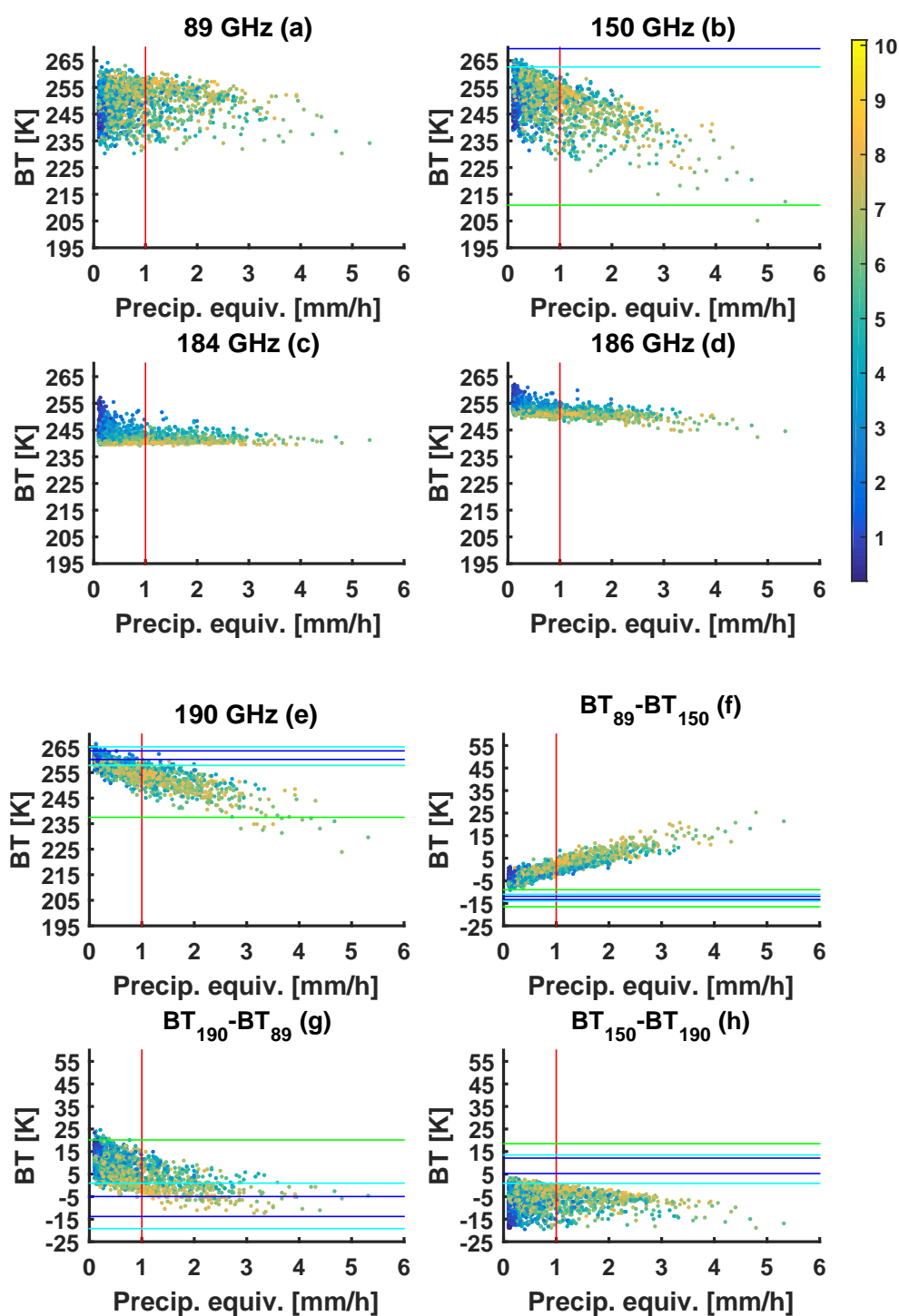


Figura 3.11: Rappresentazione delle BT relative ai cinque canali e di alcune combinazioni in funzione della precipitazione liquida equivalente al flusso di neve in superficie. La linea rossa orizzontale rappresenta la soglia 1 mm/h. Le linee orizzontali descrivono la distribuzione delle medesime variabili per alcuni degli altri sottogruppi 60L. Le linee verdi descrivono il minimo e il massimo, le linee color ciano il decimo e il 90-esimo percentile, le linee blu i quartili inferiore e superiore. I colori dei punti variano in funzione dello spessore della nube in chilometri.

| Classe | Variabile | Min{x} | $q_{\frac{1}{4}}$ | \bar{x} | $q_{\frac{1}{2}}$ | $q_{\frac{3}{4}}$ | Max{x} |
|-------------------|--------------------|----------------------|----------------------|-----------|-------------------|-------------------|--------|
| Pioggia invernale | Pioggia [mm/h] | 0.100 | 0.132 | 0.401 | 0.209 | 0.351 | 5.78 |
| Pioggia estiva | Pioggia [mm/h] | 0.100 | 0.587 | 1.68 | 0.209 | 2.00 | 61.1 |
| Nubi invernali | IWP [kg/m^2] | $8.22 \cdot 10^{-4}$ | $6.81 \cdot 10^{-2}$ | 0.148 | 0.123 | 0.214 | 0.484 |
| Neve invernale | Precip. eq. [mm/h] | 0.100 | 0.244 | 0.522 | 0.803 | 1.12 | 5.33 |

Tabella 3.3: Variabili relative alle statistiche d'ordine e valori medi delle variabili significative relative alle distribuzioni utilizzate in figura 3.11 per la valutazione delle soglie.

nubi, ovvero nubi più spesse corrispondono a top elevati che incidono parzialmente sulla depressione del segnale. Queste considerazioni hanno indotto all'esclusione di questo canale nell'algoritmo per la *snowfall*.

Le BT del canale a 186 GHz (d) sono distribuite similmente in relazione allo spessore della nube, inoltre è assente l'asintoto orizzontale per via della, seppur modesta, sensibilità di tale canale rispetto allo scattering della neve. Il segnale proveniente dalla superficie, depresso fortemente dallo scattering, è parzialmente mascherato dall'assorbimento e ri-emissione degli strati atmosferici. Tuttavia la quota più bassa della funzione peso rispetto al canale a 184 GHz, che si esplicita in BT mediamente più alte, determina un aumento della sensibilità allo scattering che avviene negli strati superiori della nube nevosa.

Il canale a 190 GHz (e), come atteso, ha un intermedio tra i canali a 186 GHz e a 150 GHz, in quanto sensibile allo scattering ma parzialmente influenzato dall'estinzione associata al vapor d'acqua e alle goccioline in nube. Il canale a 190 GHz permette di separare i profili nevosi dai profili a cielo sereno estivi, in quanto i profili estivi presentano BT più elevate rispetto ai profili nevosi. Questa evidenza può essere giustificata considerando che l'elevazione della funzione peso, dovuta alla concentrazione maggiore di vapor d'acqua, risulta essere controbilanciata dalla temperatura maggiore dei profili e dall'assenza di scattering in atmosfera *clear*. Il canale 190 GHz può inoltre essere utilizzato per separare i casi nevosi dai casi di nubi invernali. Infatti, salvo che per intensità di nevicata al suolo al di sotto di 1 mm/h, il segnale a 190 GHz risulta più freddo rispetto alle BT simulate su atmosfere nuvolose invernali. La distribuzione statistica delle BT relative alle nubi invernali è sovrapposta al grafico di dispersione delle BT a 190 GHz tramite linee orizzontali. La statistica relativa all'IWP della classe nubi invernali è presentata in tabella 3.3.

Nella figura 3.11 (f) è rappresentato lo SI, differenza di BT già introdotta nella sezione 3.1.3. Il segnale è apprezzabile e si osserva una scarsa dispersione dei punti. L'aumento di tale indice al crescere dell'intensità del-

la precipitazione nevosa è dovuto all'incremento del fenomeno di scattering, associato in particolare all'aumento in dimensione delle particelle ghiacciate. Lo SI ricade in un intervallo separato rispetto a quello relativo ai profili sgombri da nubi invernali, pertanto verrà utilizzato nella definizione delle dell'algoritmo al fine di escludere tali casi dalla stima finale dell'intensità del flusso di neve al suolo.

Infine per la distinzione della precipitazione estiva ci si avvale delle differenze $BT_{190} - BT_{89}$ (g) e $BT_{150} - BT_{190}$ (h). Entrambe le differenze relative alla *snowfall* condividono un sotto-intervallo con le precipitazioni estive più intense, evidenziando l'impossibilità di selezionare una soglia in grado di tagliare completamente le piogge più intense per via della presenza di un elevato numero di particelle di ghiaccio. Tale problematica sarà ripresa in seguito alla descrizione dell'algoritmo. La statistica della pioggia estiva è riportata in tabella 3.3.

3.2.2 Implementazione dell'algoritmo

Test a soglie di sensibilità

Dopo aver definito una serie di soglie a partire dallo studio di sensibilità, è stato effettuato un primo confronto con il dataset di controllo 91L per verificare il numero di casi di pioggia scartati o erroneamente selezionati. Gli estremi delle soglie $BT_{190} - BT_{89}$ e $BT_{150} - BT_{190}$ sono stati fissati, lasciandone libero uno alla volta, al fine di fare convergere il numero di casi piovosi scartati sui due dataset. Il confronto è stato differenziato in classi in base all'intensità di precipitazione considerata.

Lo step successivo ha coinvolto 8 casi studio di episodi di nevicate (6 sul Nord America e 2 sull'Europa), al fine di effettuare una seconda correzione sulle soglie. La minimizzazione è stata compiuta sul numero di pixel piovosi, in quanto manifestano segnali radiativi simili a quelli caratteristici della *snowfall*.

Successivamente a questo secondo perfezionamento, è stato definito un flusso di controlli a cascata che hanno lo scopo di selezionare i pixel nevosi. Esso si compone delle cinque combinazioni descritte nello studio di sensibilità:

$$BT_{150} - BT_{190} < 0K \quad (3.8a)$$

$$-5 K \leq BT_{89} - BT_{150} < 60 K \quad (3.8b)$$

$$-15 K \leq BT_{190} - BT_{89} < 20 K \quad (3.8c)$$

$$190 K \leq BT_{190} < 265 K \quad (3.8d)$$

$$180 K \leq BT_{150} < 260 K \quad (3.8e)$$

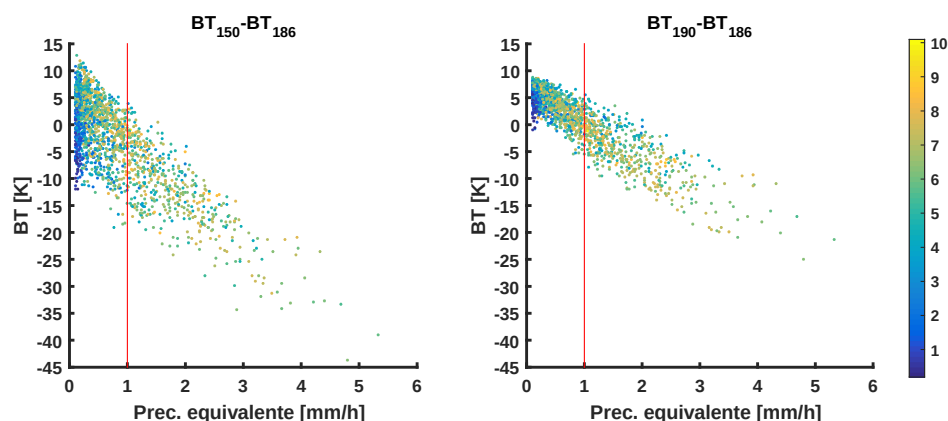


Figura 3.12: Come in figura 3.11, con le differenze di temperatura di brillantezza $BT_{150} - BT_{186}$ (sinistra) e $BT_{190} - BT_{186}$ (destra).

Il pixel è considerato nevoso se e solo se soddisfa contemporaneamente alle cinque condizioni.

Retrieval dell'intensità di precipitazione

L'identificazione del pixel nevoso deve essere seguita da una stima dell'intensità di precipitazione, per cui occorre utilizzare nuovamente alcuni dei cinque canali al fine di estrarre questa informazione aggiuntiva. La scelta deve ricadere sui canali maggiormente influenzati dall'intensità della precipitazione al suolo e meno dipendenti dall'emissività del suolo, per attenuare la dipendenza dal tipo di superficie, specie se su suolo innevato.

Il canale a 89 GHz è stato escluso per la presenza rilevante del contributo superficiale (fig. 3.8, caso *snowfall*), per la dispersione dei dati e la scarsa sensibilità. Il coefficiente di correlazione di Pearson tra l'intensità della nevicata e la BT a 89 GHz è pari a 0.03. Si esclude inoltre il canale a 184 GHz, come avvenuto durante la selezione delle soglie, a causa della prevalente insensibilità di tale canale allo scattering.

I tre canali selezionati per il retrieval dell'intensità sono quelli relativi alle frequenze 150 GHz, 190 GHz e 186 GHz, i cui indici di correlazione di Pearson sono rispettivamente pari a -0.57, -0.85 e -0.53. I grafici di dispersione di figura 3.12 descrivono l'andamento delle differenze di temperature di brillantezza BT tra i canali a 150 GHz e a 186 GHz e tra i canali a 190 GHz e a 186 GHz.

Entrambe le differenze mettono in luce lo scattering poiché basati sui canali a 150 GHz e a 190 GHz di cui si è fatto menzione in precedenza.

La sottrazione algebrica con il canale a 186 GHz funge da normalizzazione in quanto tende a eliminare la componente di fondo relativa al contributo atmosferico dipendente dalla temperatura e dalla concentrazione di vapor d'acqua, ovvero il termine di BT di *clear sky*, il quale è combinato linearmente, in base alla *cloud fraction*, con il termine di BT in condizioni precipitanti. L'intento di questa "normalizzazione" è l'isolamento del segnale associato allo scattering.

Le differenze $BT_{150} - BT_{186}$ e $BT_{190} - BT_{186}$ sono utilizzate per il retrieval dell'intensità della pioggia, sia per le considerazioni di cui sopra, sia perché è risultata la combinazione ottimale in base al metodo utilizzato per la formulazione dell'equazione di retrieval: la regressione lineare multipla.

La scelta di un modello lineare deriva dalla evidente linearità che caratterizza i grafici di figura 3.12. La variabile di risposta intensità di neve (variabile dipendente) è stata fissata nel vettore n-dimensionale Y , i predittori $BT_{150} - BT_{186}$ e $BT_{190} - BT_{186}$ nella matrice X di dimensioni $n \times 3$, i cui elementi della prima colonna sono pari a 1. Si sottolinea che n corrisponde al numero di profili considerati. Inoltre, disponendo l'intercetta α e i due coefficienti angolari β_1 e β_2 nel vettore β e i termini di errore ϵ_i nel vettore a n -dimensioni ϵ , il modello di regressione è espresso per mezzo della seguente equazione:

$$Y = X\beta + \epsilon \quad (3.9)$$

L'approccio su cui si basa la regressione multipla consiste nel metodo dei minimi quadrati, ossia si vuole minimizzare:

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \alpha - \beta_1 x_{i1} - \beta_2 x_{i2})^2 \quad (3.10)$$

La condizione di minimo determina il seguente sistema di equazioni:

$$-2X'Y + 2X'X\hat{\beta} = 0 \quad (3.11)$$

dove $\hat{\beta}$ rappresenta la migliore stima dell'intercetta e dei coefficienti angolari. Riordinando si ottiene la relazione per $\hat{\beta}$:

$$\hat{\beta} = (X'X)^{-1}X'Y \quad (3.12)$$

I valori di intensità di neve stimati a partire dai dati diventano:

$$\hat{Y} = X\hat{\beta} \quad (3.13)$$

e i residui:

$$\hat{r} = Y - \hat{Y} \quad (3.14)$$

I residui \hat{r} corrispondono agli elementi del vettore ϵ definito sopra e risultano utili per verificare le condizioni necessarie a priori che garantiscono la validità del modello.

Si è notato un aumento della varianza degli errori all'aumentare del valore della variabile dipendente, associata ad alcuni punti isolati associati a intensità di neve di 5/6 mm/h. La spiegazione può derivare dal considerare la distribuzione dell'intensità di neve nei profili, per i quali si osserva massima frequenza al di sotto di 1 mm/h, per cui il peso maggiore è fornito dai dati concentrati sui valori più bassi di intensità.

Al fine di rendere il più possibile vicino alla omoschedasticità gli errori della distribuzione, è stata calcolata la distanza di Cook per eliminare gli *outlier* e i punti associati ad eccessivo *leverage*. La distanza di Cook D_i relativa all'elemento i -esimo del dataset è data da:

$$D_i = \frac{\sum_{j=1}^n (\hat{y}_j - \hat{y}_{j(i)})^2}{(p+1) \hat{\sigma}^2} \quad (3.15)$$

dove \hat{y}_j descrive il j -esimo valore stimato e $\hat{y}_{j(i)}$ il j -esimo valore stimato escludendo il punto i -esimo dalla regressione. Il valore p corrisponde al numero dei coefficienti angolari (=2), cui si somma il grado di libertà associato all'intercetta. Il termine $\hat{\sigma}^2$ indica l'errore quadratico medio, che si ottiene a partire dai residui:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n r_i^2}{n-p-1} \quad (3.16)$$

Sono stati considerati *outlier* i punti per quali risulta valida la seguente condizione:

$$D_i > \frac{5}{n} \sum_{i=1}^n D_i \quad (3.17)$$

Successivamente alla ri-selezione dei dati, l'intervallo dei valori di intensità di precipitazione risulta compreso tra 0.1 mm/h e 4 mm/h. Inoltre gli errori a seguito di tale correzione non appaiono dipendere più dalla variabile dipendente.

Il modello soddisfa all'ipotesi di esogeneità in quanto è verificato che gli errori hanno media nulla $E[\epsilon] = 0$ e che gli errori non sono correlati con i regressori, ovvero $E[X^T \epsilon] = 0$. I regressori nella matrice X risultano essere linearmente indipendenti. La verifica è stata compiuta calcolando il rango della matrice X , che ha fornito come risultato 3, ovvero il numero dei regressori $p+1$, definiti sulle tre colonne della matrice X .

| Coefficienti | stima | errori standard | statistica t | valore p |
|-----------------|--------|-----------------|--------------|------------------|
| $\hat{\alpha}$ | 1.139 | 0.013 | 86.1 | $p < \epsilon_m$ |
| $\hat{\beta}_1$ | 0.028 | 0.002 | 13.6 | $p < \epsilon_m$ |
| $\hat{\beta}_2$ | -0.156 | 0.003 | -50.3 | $p < \epsilon_m$ |

Tabella 3.4: Stima dei coefficienti, relative incertezze e statistica t per verificare la scelta dei coefficienti. $\epsilon_m = 2.22 \cdot 10^{-16}$ è la precisione di macchina del modello di stima del t-test.

Le stime dei coefficienti sono riportate in tabella 3.4, unitamente ai relativi errori standard, stimati a partire dagli elementi diagonale della matrice standard degli errori:

$$\hat{\sigma}^2(X'X)^{-1} \quad (3.18)$$

Il coefficiente di determinazione R^2 è pari a 0.84, ossia il modello spiega circa l'84% della variabilità nella risposta alle due variabili. Per giustificare la validità nella scelta delle due differenze di canali come regressori è stato eseguito il t-test basato sul verificare l'ipotesi nulla che ciascun coefficiente è pari a zero (ininfluente), rispetto all'ipotesi alternativa in cui è diverso da zero, fissati i valori degli altri coefficienti. I risultati sono presentati in tabella 3.4. La statistica t è calcolata dividendo ciascun coefficiente di $\hat{\beta}$ (prima colonna) per il relativo errore standard (terza colonna). Fornisce un valore indicativo della precisione con cui è stata compiuta la regressione. Si confronta la statistica t con una distribuzione t-Student con n-3 gradi di libertà. Il valore p serve a verificare quanto è probabile, partendo da una distribuzione casuale composta da n osservazioni con media nulla, ottenere il valore t_0 relativo al coefficiente. Si ottiene come segue:

$$p = 2 \times (1 - P(T < t_0)) \quad (3.19)$$

Fissando il livello di significatività a 0.05, si nota come nei tre casi $p < 0.05$. Si può pertanto affermare con probabilità prossima a 1 che le variabili così come l'intercetta producono degli effetti sulla stima del modello. Questa informazione non permette tuttavia di stimare l'entità che ciascuna variabile produce sulla variabile dipendente.

Nella verifica del modello sono stati esaminate le possibili combinazioni dei tre canali coinvolti nell'analisi (150 GHz, 190 GHz e 186 GHz) con risultati convergenti. La scelta finale è ricaduta nelle variabili definite nell'introduzione del metodo di regressione lineare multipla ($BT_{150} - BT_{186}$ e $BT_{190} - BT_{186}$), con le stime dei coefficienti come descritto in precedenza

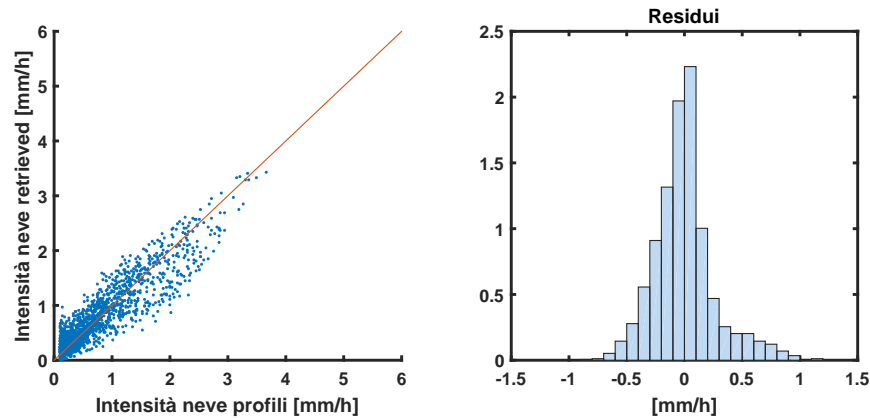


Figura 3.13: Grafico di dispersione relativo alla stima dell'intensità della nevicata in funzione del valore noto a partire dai profili (sinistra) e istogramma dei residui (destra).

(tab. 3.4).

In figura 3.13 sono illustrati i grafici relativi alle stime del modello basate sui dati utilizzati nell'analisi e l'istogramma dei residui. Come atteso i punti sono allineati lungo la bisettrice mentre i residui seguono una distribuzione quasi normale, con la coda di destra lievemente più protratta rispetto a quella di sinistra (*skewness*=0.78) e debolmente leptocurtica (*curtosi*=1.71). Si ricorda comunque che l'assunzione di normalità non costituisce una condizione strettamente necessaria per la validità del modello di regressione lineare.

La relazione finale di retrieval dell'intensità della neve a partire dai dati di temperatura di brillanza è riportata in forma compatta:

$$SR_l = A + B \times (BT_{150} - BT_{186}) + C \times (BT_{190} - BT_{186}) \quad (3.20)$$

dove

$$A = 1.139$$

$$B = 0.028$$

$$C = -0.156$$

La variabile stimata SR_l (mm/h) indica l'intensità liquida equivalente di precipitazione della nevicata alla superficie su terraferma.

3.3 *Snowstorm*: casi di studio

L'algoritmo prototipale è stato applicato a due casi di studio di *snowstorm* sugli USA avvenuti nel marzo 2001 (Kim et al., 2008) e gennaio 2004 (Ferraro et al., 2005).

3.3.1 Marzo 2001: *blizzard* nel New England

Questo caso di studio fa riferimento all'episodio di nevicata intensa avvenuto il 5-6 marzo 2001 sugli Stati Uniti nord-orientali (Kim et al., 2008). L'episodio di *blizzard* fu uno dei più intensi episodi nevosi della stagione e produsse depositi di neve al suolo dell'ordine dei 75 cm su buona parte del Vermont, New Hampshire e nord est dello Stato di New York. Tutti i report di temperatura al suolo riferiti a tale evento riportano valori di temperatura al suolo inferiori a $-2^{\circ}C$, con valori intorno a $-5^{\circ}C$ sul Vermont e New Hampshire. Tale evidenza avvalorata l'ipotesi che la precipitazione su terra sia stata esclusivamente di tipo nevoso.

In figura 3.14(a) è mostrata la riflettività di un composito radar Z_{eff} (mm^6/m^3) fornita dal NWS⁷, riferita al 5 marzo 2001 alle ore 23:00 UTC⁸. Le altezze alle quali sono misurate le riflettività variano con la distanza dal determinato radar e cadono tra 0.5 km e 2.5 km. L'immagine presenta le riflettività mediate da Skofronick-Jackson et al. (2004) su un template di griglia 16×16 al fine di eguagliare la risoluzione di AMSU-B. I punti centrali mediati dell'immagine radar corrispondono con le coordinate dei punti centrali del *footprint* di AMSU-B. Le riflettività maggiori coincidono con gli stati del Connecticut, Massachusetts, Maine, Vermont e New Hampshire. La riflettività massima associata ai dati smussati su terra è pari a ~ 37 dBZ.

In figura 3.14 sono presenti le BT dei cinque canali misurate da AMSU-B sul satellite NOAA 15 alle ore 23:02 UTC del medesimo giorno. La banda più intensa con direttrice sud-est nord-ovest corrisponde a circa 35° rispetto al nadir. Un angolo di 35° degrada la risoluzione del *footprint* ad una figura rettangolare 15×25 km.

Il canale a 89 GHz (fig. 3.14(b)) mostra alcune ambiguità nel discernere le zone affette da scattering, poiché risente in modo evidente della componente superficiale. In particolare le BT risultano depresse nella zona canadese nel settore in alto a sinistra del riquadro a causa degli effetti dovuti alla presenza di neve al suolo, in quanto la riflettività radar non evidenzia precipitazioni in quel settore. Valori bassi di BT si osservano in corrispondenza del fiume

⁷National Weather Service

⁸Coordinated Universal Time

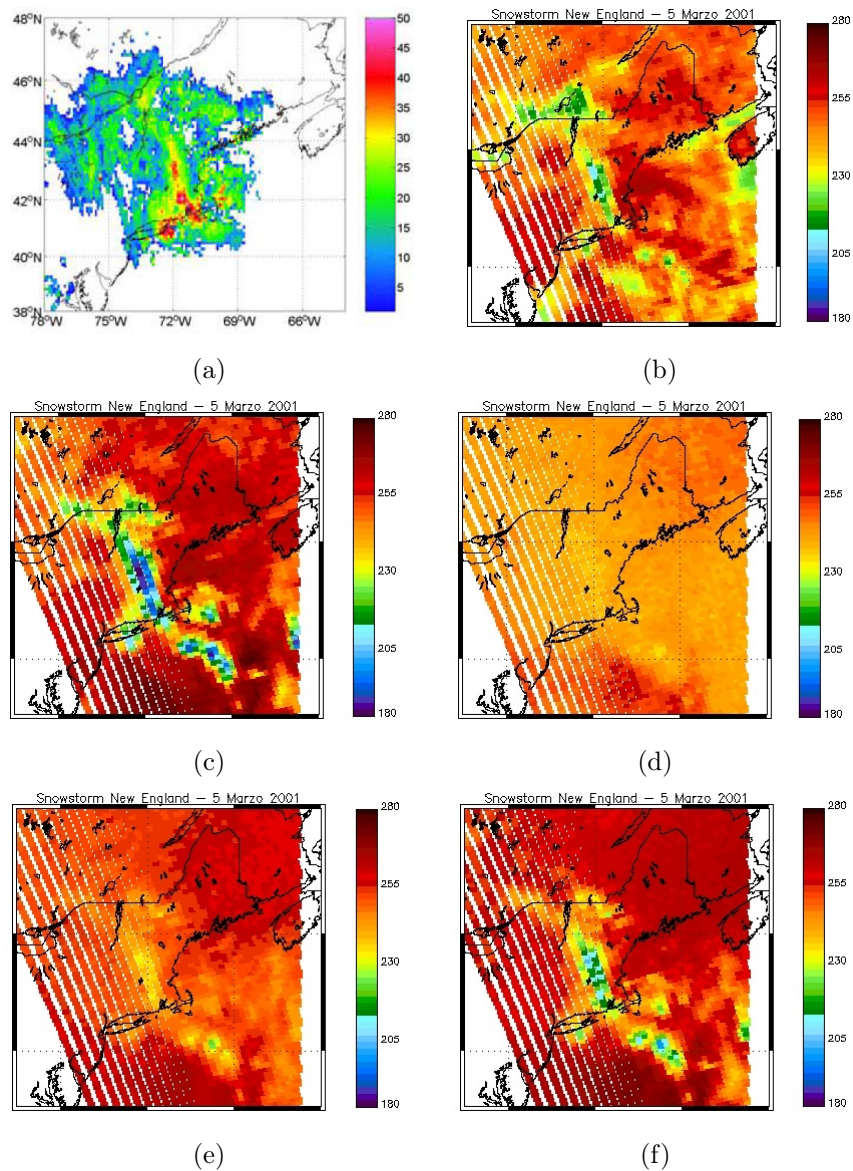


Figura 3.14: (a) Riflettività radar (dBZ) ottenuta dal composito radar operativo del NWS, misurata alle ore 23:00 UTC del 5 marzo 2001 (Fonte: Skofronick-Jackson et al. (2004)). Temperature di brillantezza relative alle frequenze (b) 89 GHz, (c) 150 GHz, (d) 183 ± 1 GHz, (e) 183 ± 3 GHz, (f) 183 ± 7 GHz dal sensore AMSU-B alle 23:02 UTC del 5 Marzo 2001.

San Lorenzo e dei grandi laghi. Infine la componente superficiale marina caratterizza le BT lungo le coste della Nuova Scozia, conseguente ad una diminuzione della copertura nuvolosa, che determina una minore opacità atmosferica. Le basse emissività delle superfici d'acqua sono responsabili del segnale radiometrico più basso rispetto al contributo su terra. La presenza di nubi nevose rende il canale opaco in corrispondenza dei fenomeni più intensi, dove la componente di scattering diventa predominante a causa delle dimensioni maggiori dei fiocchi di neve e dei cristalli di ghiaccio. Si osserva una diminuzione fino a $\sim 35 K$ nella regione con regime di precipitazione più intenso.

Il canale a 150 GHz (fig. 3.14(c)) perde buona parte del contributo superficiale, anche se permane in particolare sul settore canadese, per via del probabile accumulo di neve al suolo precedentemente all'evento. Si nota la netta sensibilità del canale allo scattering del ghiaccio, per l'estremo abbassamento delle BT in corrispondenza delle neviccate intense. I pixel con BT più basse (fino a 185 K) coincidono con le zone di massima riflettività Z_{eff} del composito radar.

I canali a 190 GHz (fig. 3.14(f)) e 186 GHz (fig. 3.14(e)) sono gradualmente più sensibili al vapor d'acqua, infatti il segnale di scattering risulta via via più attenuato. Si osservano, tuttavia, ancora i pixel localizzati lungo la linea di precipitazione più intensa.

Nel canale a 184 GHz (fig. 3.14(d)) il forte assorbimento del vapor d'acqua maschera totalmente lo scattering della radiazione da parte dei cristalli ghiacciati posti nella nube sottostante, risultando in una insensibilità alla presenza delle idrometeore. Il segnale rivela una lieve indicazione della presenza del *blizzard*, per lo più per via dell'elevata concentrazione di vapor d'acqua alle altitudini al di sopra delle precipitazioni più attive.

Questa osservazione supporta quanto ottenuto nell'analisi delle simulazioni con RTTOV, ovvero la difficoltà di questo canale nel penetrare le nubi nevose, anche in presenza di *deep snow*. Similmente la risposta degli altri canali allo scattering è confrontabile con le BT sintetiche prodotte, confermando qualitativamente lo studio di sensibilità del paragrafo 3.2.1.

I valori di BT dei quattro canali di AMSU-B più sensibili alla neve (escluso il 184 GHz) sono stati forniti come input all'algoritmo prototipale per la localizzazione e il retrieval dell'intensità delle neviccate. La rappresentazione grafica dell'intensità stimate della neve è riassunta in figura 3.15.

Il retrieval è stato applicato solo su terraferma, pertanto sono annullati i punti sulla superficie marina. La struttura della linea di precipitazione più intensa combacia per buona parte dei pixel con le riflettività di figura 3.14(a), così come nell'area a precipitazione più debole a sud dei grandi laghi,

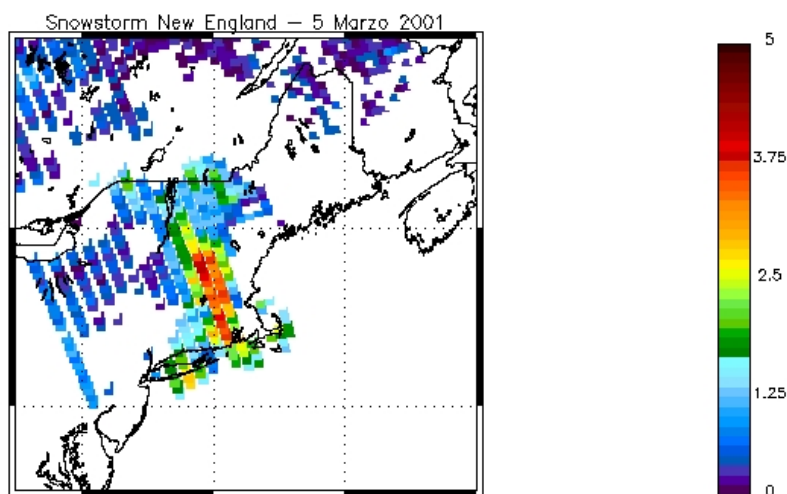


Figura 3.15: Retrieval di precipitazione liquida equivalente (mm/h) della precipitazione classificata come nevosa.

sul bordo sinistro dello swath. Si può notare, inoltre, come la sovrastima di aree di snowfall sul Canada sia dovuta all'assenza di un filtro per la copertura nevosa.

A scopo di indagine sono state inserite le due soglie introdotte da Kongoli et al. (2003) per l'eliminazione dei falsi allarmi associati a neve fresca al suolo in ambiente sereno. Tuttavia il filtraggio non ha apportato alcun miglioramento nella diminuzione dei falsi allarmi, poiché l'intervallo di differenze di BT cade al di sopra della soglia in entrambe le due condizioni.

Infine può risultare interessante valutare l'efficacia del retrieval di intensità della precipitazione. Il grafico di figura 3.16 riporta alcune delle relazioni che tentano di descrivere la riflettività radar in funzione dell'intensità della precipitazione nevosa. I nuclei di precipitazione più intensi relativi al composito radar di figura 3.14(a) presentano valore massimo di ~ 37 dBZ, da cui si stima un'intensità mediata sul pixel pari a circa 7 mm/h. Il confronto con il retrieval perde di validità per tali intensità in quanto la variabile *snowfall* cade al di fuori del dominio che contiene la variabile dipendente nel modello di regressione lineare. L'intensità massima stimata con l'algoritmo è prossima a 5 mm/h. La linea ad intensità più elevate è circondata da precipitazioni deboli, che il retrieval stima intorno a 1-2 mm/h, prevalentemente in accordo con le intensità stimate per mezzo delle relazioni $Z_{eff}-R$ a partire dalle riflettività misurate.

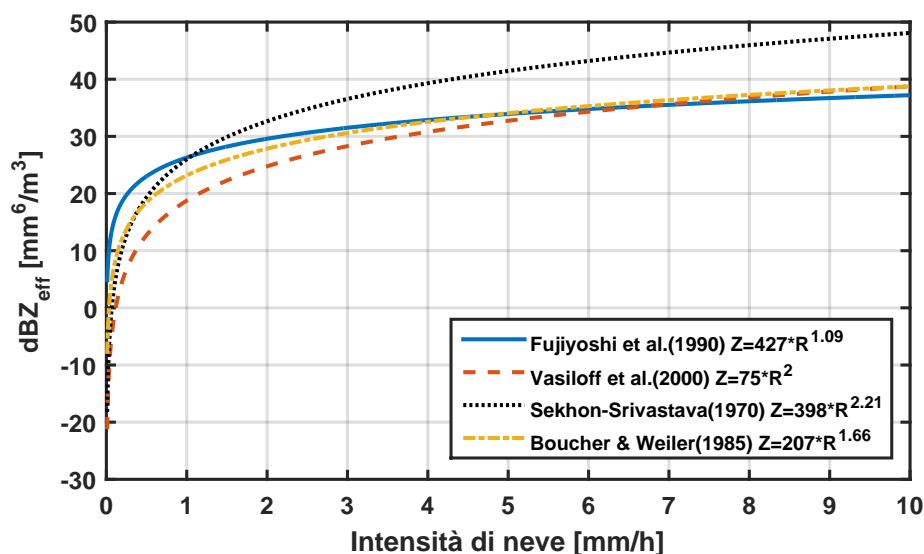


Figura 3.16: Relazioni $Z_{eff}-R$ per precipitazione di tipo nevoso selezionate da alcuni studi.

3.3.2 Gennaio 2004: *snowstorm* negli USA orientali

Il sistema che ha interessato il settore orientale degli Stati Uniti il 25 gennaio 2004 risulta meno documentato rispetto al *blizzard* descritto nel paragrafo precedente. In figura 3.17 è presentata una immagine radar composita in cui sono distinte le zone piovose (verde/giallo), nevose (blu) e a fase mista (rosso). L'immagine radar riferita alle ore 18:45 UTC del 25 gennaio 2004. La scala dei colori rappresenta l'intensità dei fenomeni ed è stimata a partire dai valori di riflettività misurati dai radar. La linea frontale si estende lungo una struttura perturbata sviluppata a partire dalla zona di New Orleans. La parte del sistema precipitante, associata a precipitazione liquida, si estende lungo gli stati di Alabama, Georgia e Tennessee. A nord della linea piovosa si estende un arco su cui si concentra precipitazione di tipo nevoso. La perturbazione dispensò accumuli nevosi sugli stati di Carolina del Nord, Virginia, Virginia Occidentale, Ohio, Indiana e Illinois.

In figura 3.18 sono presenti le BT dei cinque canali misurate da AMSU-B sul satellite NOAA 15 alle ore 18:40 UTC del medesimo giorno. L'area caratterizzata da precipitazione nevosa è spazzata dall'angolo di vista del sensore tra il nadir (costa orientale) e il massimo angolo di vista (49.5° , lato sinistro dello swath).

Valgono le medesime considerazioni relative al primo caso di studio. In

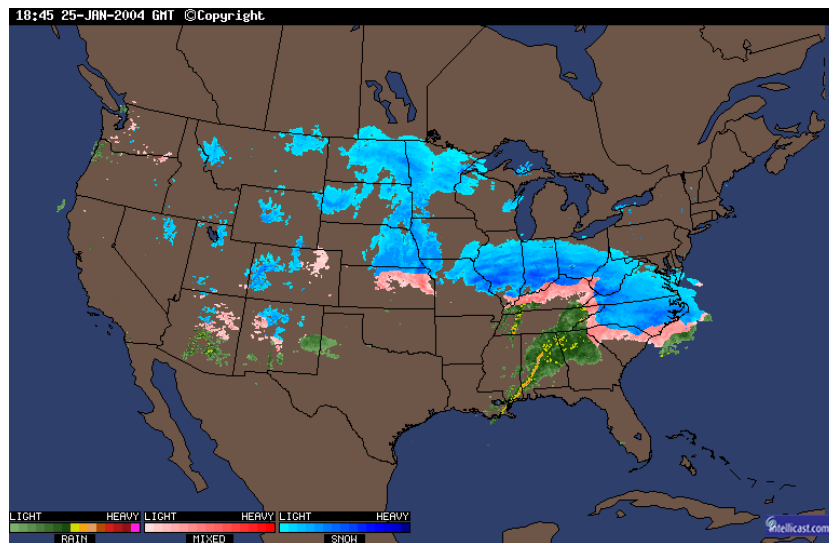


Figura 3.17: Composito radar riferito alle ore 18:45 UTC del giorno 25 gennaio 2004. I colori indicano la fase delle idrometeore precipitanti al suolo, i cui *rate* sono descritti dalla scala cromatica. Fonte: <http://snr.unl.edu/lincolnweather>.

particolare il canale a 89 GHz (fig. 3.18(a)) risente del contributo superficiale, aspetto chiaramente evidente in corrispondenza dei Grandi Laghi, nella zona su terra nord-occidentale (neve al suolo) e su buona parte della superficie marina raccolta dal sensore.

A 150 GHz (fig. 3.18(b)) aumenta il contributo di scattering, specie lungo la linea perturbata, tuttavia permane la componente superficiale, specialmente alle alte latitudini, dove è manifesto il contributo associato alla presenza di neve in superficie. Si notino i valori di BT più alti rispetto al primo caso di studio, dove la riduzione del segnale era associata a valori prossimi al fondoscala (180 K). Nel caso preso in considerazione, se si esclude il segnale superficiale dei Grandi Laghi, le BT a 150 GHz non scendono al di sotto dei 215 K.

Il canale 190 GHz (fig. 3.18(e)) perde ulteriormente informazione superficiale, anche se non del tutto alle alte latitudini, dove la concentrazione inferiore di vapor d'acqua rende l'atmosfera meno opaca. L'innalzamento delle funzioni peso nei canali 186 GHz (fig. 3.18(d)) e 184 GHz (fig. 3.18(c)) smorzano il segnale di scattering e annullano il contributo di superficie. La distribuzione orizzontale del vapor d'acqua associata alle nubi del sistema perturbato permette tuttavia l'individuazione della conformazione della struttura.

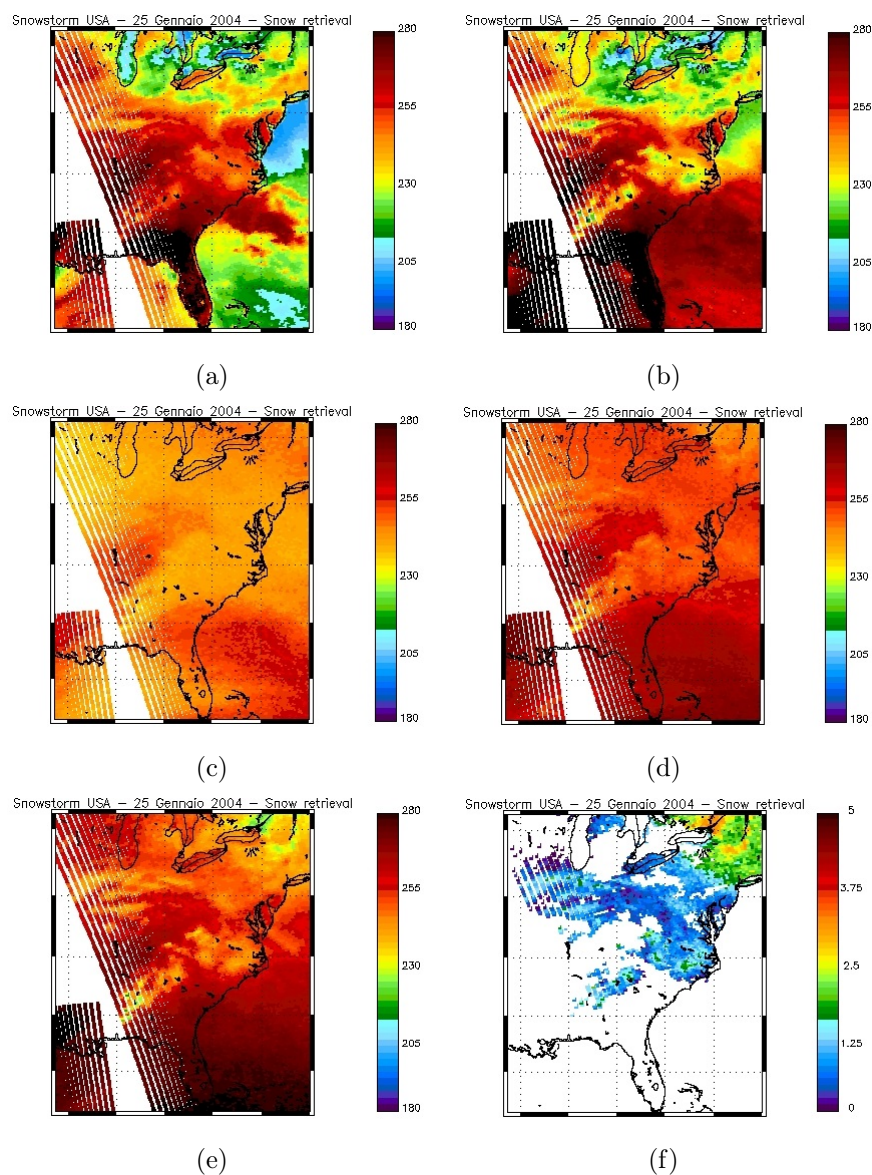


Figura 3.18: Temperature di brillantezza relative alle frequenze (a) 89 GHz, (b) 150 GHz, (c) 183 ± 1 GHz, (d) 183 ± 3 GHz, (e) 183 ± 7 GHz dal sensore AMSU-B alle 18:40 UTC del 25 gennaio 2004. Retrieval di precipitazione nevosa (mm/h) utilizzando l'algoritmo prototipale (f).

L'applicazione dell'algoritmo di retrieval sulle BT osservate ha prodotto il risultato illustrato in figura 3.18(f). Si osserva un buon accordo tra l'area individuata come nevosa dal composito radar e quella stimata per mezzo dell'algoritmo; è visibile, in modo particolare, la forma ad arco della banda nevosa. La difficoltà nel distinguere la pioggia, specie di tipo convettivo, dalla precipitazione nevosa, evidenziata nel corso dello studio di sensibilità, si ripercuote nella presenza di alcuni falsi positivi posti al di sotto della zona nevosa, lungo parte della striscia piovosa con direttrice sud-ovest nord-est. Una seconda fonte di falsi positivi, nettamente più significativa rispetto ai falsi positivi associati alla pioggia, coinvolge il settore nord orientale, in prossimità del confine canadese. Analogamente al primo caso di studio, l'intenso scattering nel canale a 150 GHz e, in parte, a 190 GHz, associato alla presenza di neve al suolo, risulta in valori elevati di stima della precipitazione nevosa (eq. 3.20). Un nuovo tentativo di applicazione dei filtri selezionati da Kongoli et al. (2003) non ha fornito risultati soddisfacenti. Escludendo il segnale spurio relativo alle zone nord orientali, le intensità di neve derivate risultano inferiori a 2 mm/h.

In figura 3.19 è rappresentato un prodotto derivato NOAA di retrieval dell'intensità di precipitazione (mm/h), riportato in Ferraro et al. (2005). Nonostante il retrieval sia stato applicato su immagini satellitari acquisite tra le 11:20 UTC e le 14:42 UTC è possibile osservare la presenza della perturbazione già strutturata. In particolare il prodotto derivato stima la caduta di neve a nord dell'asse piovosa, in accordo con l'immagine del composito radar, avvalorando, almeno parzialmente, il *retrieval* ottenuto per mezzo dell'algoritmo prototipale. La superficie colorata in grigio costituisce le zone dove è presente copertura nevosa o dove la temperatura superficiale è inferiore a 169 K. L'algoritmo operativo NOAA scarta a priori tali dati per la difficoltà nell'interpretazione del segnale in atmosfere secche e con scattering che dipende dalla fase e spessore della neve al suolo. Si riscontra che il colore grigio ricopre anche le zone responsabili dei falsi positivi in figura 3.18(f).

Le soglie e la relazione di *retrieval* sono conseguenza di una serie di parametrizzazioni e approssimazioni relative ad RTTOV e ai profili utilizzati. Tale tematica sarà approfondita nel capitolo successivo. Occorre inoltre sottolineare l'assunzione forte di emissività fissate costanti su tutti i profili.

Nello specifico della precipitazione nevosa, le principali incertezze sono associate ad una serie di ragioni, cui si fa riferimento anche in (Levizzani et al., 2011):

- le proprietà radiative dei fiocchi di neve e dei cristalli di ghiaccio sono molto più complesse rispetto a quelle delle gocce d'acqua per via della

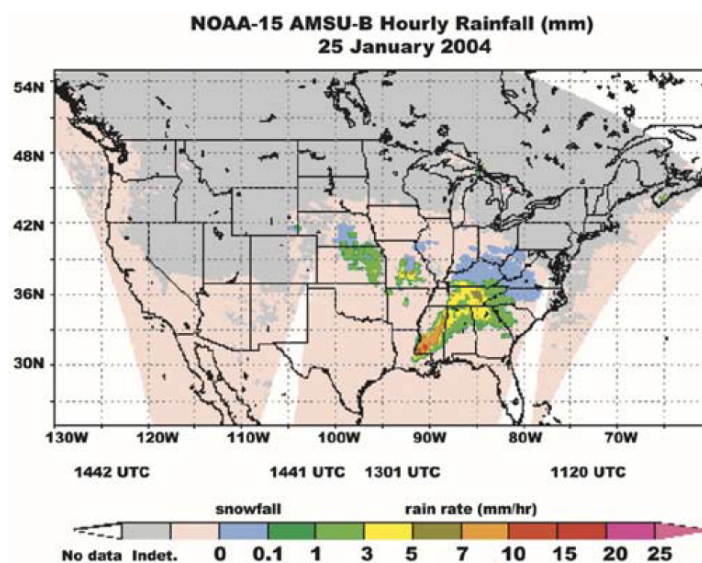


Figura 3.19: Intensità di precipitazione derivata da AMSU-B su NOAA-15 riferiti al 25 gennaio 2004. Le regioni blu denotano la caduta di neve, le regioni di color grigio sono indeterminate (*snow cover* o terra fredda) e le aree rosate indicano assenza di precipitazione.

non sfericità delle idrometeore ghiacciate. L'adozione della DDA è sicuramente lo schema migliore per rappresentare lo scattering di particelle ghiacciate, tuttavia la scelta obbligata di una forma definita sull'intero profilo (*sector snowflake*) appare ancora troppo semplicistica rispetto alla complessità e variabilità di forme proveniente da osservazioni (Magono and Lee, 1966);

- la struttura verticale delle nubi di ghiaccio è scarsamente nota. La concentrazione dei cristalli di ghiaccio è variabile in base ai nuclei di ghiacciamento e alle condizioni ambientali. Le simulazioni RTTOV rispondono necessariamente in funzione della microfisica espressa nei profili generati dai modelli, conseguenza di una serie di parametrizzazioni e schematizzazioni tendenti a differire dalla distribuzione verticale reale;
- risulta poco nota la microfisica della neve nelle nubi miste, certamente scarsamente espressa nella definizione dei profili utilizzati per la produzione delle BT sintetiche.

In questo contesto si inserisce la problematica associata alla *snow cover*. L'elevata variabilità nell'emissività in funzione della metamorfosi della copertura nevosa rende difficoltosa la trattazione di tale problema. Almeno tre metodologie possono essere applicate al fine di tentare di ovviare a tale problema:

- applicare una serie di soglie in grado di discriminare la presenza di copertura nevosa, come in Kongoli et al. (2003). Di contro è possibile che la soglia elimini anche casi effettivamente nevosi oppure che non sia sufficiente a scartare episodi di *clear sky* con neve al suolo;
- utilizzare un canale finestra per eliminare i pixel con profili di temperatura molto bassi, la cui correlazione rispetto alla *snow cover* risulta alta;
- utilizzare prodotti derivati da altri sensori (IR e/o VIS) o da modelli al fine di non considerare i settori che si assumono coperti da neve.

Ciascuna delle tre opzioni percorribili presenta problematiche di falsa *detection* e/o difficoltà nell'individuare precipitazioni in corrispondenza di profili molto freddi, specialmente con neve già accumulata al suolo. È possibile che un approccio misto possa fornire risultati migliori; tuttavia sono necessarie indagini specifiche per mettere in luce gli eventuali pregi/difetti dei metodi sopra citati.

L'algoritmo prototipale ha evidenziato la difficoltà nel distinguere nubi nevose da nubi miste con precipitazione piovosa negli strati prossimi al suolo. La variabile temperatura a 2 m risulta essere un indicatore fondamentale per la distinzione pioggia/neve in tali condizioni. Dal momento che il problema della neve è un ben noto problema matematicamente mal posto, l'informazione della temperatura in prossimità della superficie può essere utile per ridurre la dimensionalità del problema. Ciò può essere raggiunto coadiuvando il *retrieval* con due metodi alternativi di supporto:

- contributo di un ulteriore canale finestra (53 GHz) ottenuto dal sensore AMSU-B o dal sensore ATMS, in quanto è stata misurata una forte correlazione tra il segnale osservato a tale frequenza e la temperatura in prossimità della superficie (Kongoli et al., 2015);
- supporto di dati indipendenti di temperatura a 2 m derivati da una rete di osservazioni o da *forecast* di modelli numerici.

Capitolo 4

Confronto tra i profili simulati e i retrieval dell'algoritmo 183-WSL

Nel capitolo si introducono una serie di tecniche di verifica basate su statistica dicotomica e di accuratezza di variabili continue. In seguito la verifica è applicata sull'algoritmo 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2011) utilizzando come variabile la precipitazione al suolo, a partire dai dati di precipitazione contenuti nei profili del dataset 60L. Si sottolinea che la seguente analisi non ha come intento l'ottenimento di una vera e propria validazione, in quanto i dati assunti "veri" derivano da grandezze modellate, ma l'obiettivo è quello di valutare la sensibilità di un metodo operativo per la stima della precipitazione da satellite in "condizioni controllate" come quelle offerte dal modello RTTOV.

La metodologia consiste nel produrre le BT sintetiche tramite RTTOV dai profili noti, fornire i valori ottenuti come input dell'algoritmo 183-WSL e infine confrontare i risultati generati dall'algoritmo con le intensità di precipitazione al suolo contenute nei dataset. Come per gli studi di sensibilità del capitolo precedente, le simulazioni basate su RTTOV sono state compiute al nadir.

4.1 L'algoritmo di retrieval della pioggia 183-WSL

Il 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013) è un algoritmo operativo in grado di stimare l'intensità della pioggia e classificare le tipologie di precipitazione nel nowcasting e nel monitoraggio del tempo meteorologico. Lo schema di retrieval consiste di due algoritmi veloci, uno su terra e uno su oceano, basati sulle linee di assorbimento del vapor d'acqua a 183.31 GHz,

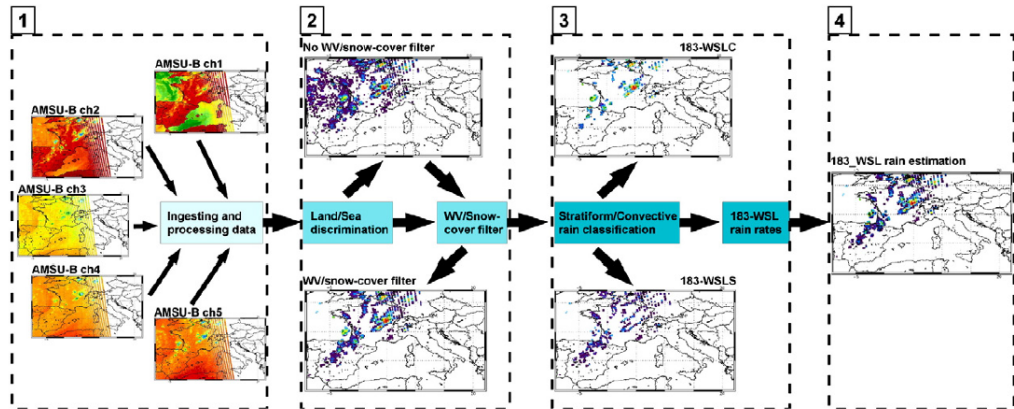


Figura 4.1: Diagramma di flusso dell’algoritmo 183-WSL. Fonte: Laviola and Levizzani (2011).

che corrispondono ai canali 183 ± 1 GHz, 183 ± 3 GHz e 183 ± 7 GHz dei sensori AMSU-B e MHS.

4.1.1 Descrizione tecnica dell’algoritmo

L’approccio fisico dell’algoritmo è basato principalmente sui meccanismi di assorbimento-emissione nella banda di assorbimento del vapor d’acqua a 183.31 GHz.

Il primo step è dedicato ad ingerire e processare lo stream di dati satellitari: le cinque BT, il tipo di superficie (terra/mare/misto), l’angolo zenitale del satellite e topografia. Il secondo step consiste nella discriminazione dei pixel, cui fa parte un filtro per la copertura nevosa e per il vapor d’acqua. Infine il terzo step calcola l’intensità di precipitazione totale come somma delle intensità stratiformi e convettive. Gli step concatenati sono descritti nel diagramma di flusso di figura 4.1.

La discriminazione dei pixel di pioggia (183-WSLW) e la suddivisione tra stratiforme e convettiva si basano sull’approccio dello SI, introdotto nel paragrafo relativo agli studi di sensibilità. Lo SI considerato da Laviola and Levizzani (2011) è definito come $\Delta_{win} = TB_{89} - TB_{150}$. Tale soglia è utilizzata per la classificazione dei pixel, come riportato in tabella 4.1. Si noti che nel caso dei profili su terra simulati tramite RTTOV (fig. 3.7(f)), lo SI assume valori inferiori a 3 K per un numero rilevante di profili piovosi, indicando una difficoltà nella rappresentazione dello scattering per mezzo dell’approssimazione *two stream*. Una ulteriore fonte di errore può derivare dalle parametrizzazioni microfisiche e macrofisiche delle nubi implementate

| Classificazione | Terra (K) | Mare (K) |
|-----------------------|-----------|----------|
| Acqua liquida in nube | < 3 | <0 |
| Pioggia stratiforme | 3 – 10 | 0-10 |
| Pioggia convettiva | > 10 | >10 |

Tabella 4.1: Soglie per la classificazione basati sulla differenza di canali $\Delta_{win} = TB_{89} - TB_{150}$.

nei modelli che hanno generato i profili. Lo scarto tra lo SI derivato dai profili simulati e i valori mediamente assunti da tale variabile condizioneranno sensibilmente i risultati del confronto basato sull'applicazione dell'algoritmo 183-WSL sulle radianze sintetiche.

La stima dell'intensità di precipitazione da parte dell'algoritmo possiede un intervallo di validità compreso tra 0.1 mm/h e 20 mm/h ed è stata sviluppata utilizzando il modello di regressione lineare multipla da intensità di precipitazione derivate dalla rete radar Nimrod (Laviola, 2006a,b). La stima su terra è:

$$RR_t = A + B \times (TB_{190} - TB_{184}) + C \times TB_{186} \quad (4.1)$$

dove $A=19.12475$, $B=-0.206044$ e $C=-0.0565935$. La stima è migliorata con la seguente correzione:

$$RR_t = RR_t - 0.6972 \quad (4.2)$$

Su oceano:

$$RR_s = D + E \times (TB_{190} - TB_{184}) + F \times TB_{186} \quad (4.3)$$

dove $D=9.6653$, $E=-0.3826$ e $F=-0.01316$. Di nuovo, segue l'aggiustamento:

$$RR_s = (RR_s + 4) \times 0.5 - 1.3510 \quad (4.4)$$

Inoltre l'algoritmo dispone di un modulo specifico per il retrieval della neve nella forma di precipitazione liquida equivalente. La discriminazione della *snowfall* si basa sulle differenze di canali Δ_{win} e $BT_{150} - BT_{190}$. La stima dell'intensità deriva da una regressione lineare sviluppata sui dati NEXRAD¹, combinando i canali $BT_{190} - BT_{184}$ e BT_{186} .

¹Next generation radar

4.1.2 Validazione dell'algoritmo

I risultati di validazione (Laviola et al., 2013) hanno rivelato che la tecnica 183-WSL mostra buone abilità nella *detection* delle aree piovose/asciutte e nella quantificazione delle intensità. La validazione è stata compiuta con un dataset basato su 2 anni e 7 mesi di campi di intensità di pioggia acquisiti dalla rete radar NIMROD, che copre l'Europa nord-occidentale. L'analisi categorica mostra valori di Probability of Detection (POD), False Alarm Ratio (FAR) e discriminante di Hanssen-Kuiper (HK) variabili nell'intervallo 0.80-0.82, 0.33-0.36 e 0.39-0.46. Il valore del Root-mean-square error (RMSE) è 2.8 mm/h.

Il metodo di retrieval tende a sovrastimare la precipitazione durante la stagione invernale specialmente quando il suolo risulta parzialmente ghiacciato e le emissività superficiali variano drasticamente. Tale risposta è verificata dai diagrammi di discrepanza tra i valori stimati e reali in cui si mostra una migliore performance dell'algoritmo durante i mesi caldi, mentre durante i mesi invernali la discrepanza assume i valori massimi. Sull'intero periodo la sovrastima delle precipitazioni associata all'algoritmo è prossima a 1 mm/h.

Un'analisi di validazione recente (Laviola, 2015) è stata applicata al metodo 183-WSL su CONUS² con lo scopo di valutare il coefficiente di correlazione e il bias rispetto ai dati del National Mosaic & Multi-Sensor QPE³ (NMQ). La statistica applicata pixel per pixel è basata sulla metodologia descritta da Wang et al. (2013). I risultati evidenziano una lieve sovrastima dell'algoritmo per le piogge di bassa intensità (tipicamente sotto 1 mm/h) e le migliori performance sono registrate in corrispondenza di intensità di pioggia elevate. Inoltre, la validazione ha dimostrato l'abilità del metodo 183-WSL nel riprodurre i pattern di precipitazione mostrando un coefficiente di correlazione maggiore di 0.65.

4.2 Tecniche di verifica

D'ora in poi per *forecast* si intende la stima ottenuta dal *retrieval* dell'algoritmo. La verifica dei risultati prodotti da modelli di previsione o algoritmi di *retrieval* implica l'indagine sulle proprietà della distribuzione congiunta delle osservazioni e dei *forecast* (Murphy and Winkler, 1984). Ossia, ciascun dataset di verifica consiste di una collezione di coppie di *forecast*/osservazione il cui comportamento congiunto può essere caratterizzato in termini delle frequenze relative delle possibili combinazioni delle coppie. La seguente trat-

²CONtiguous United States

³Quantitative precipitation estimates

tazione prende spunto dai lavori di Wilks (2011) e da Forecast Verification (2004).

4.2.1 Previsioni non probabilistiche per variabili discrete

In molti casi pratici, sia i *forecast*, sia i predittori sono variabili discrete. Considerando il retrieval della pioggia, le variabili discrete possono essere, a titolo di esempio, le due condizioni pioggia/non pioggia. Se si descrive con y_i la previsione, con i che va da 1 a I , e la corrispondente osservazione o_j , con indice tra 1 e J , allora la distribuzione congiunta diventa:

$$p(y_i, o_j) = Pr\{y_i, o_j\} = Pr\{y_i \cap o_j\} \quad (4.5)$$

Questa espressione rappresenta una funzione di distribuzione di probabilità discreta bivariata, cui è associata una probabilità con ciascuna delle $I \times J$ combinazioni possibili di previsione e osservazione. La distribuzione congiunta può essere fattorizzata in due modi. La prima è:

$$p(y_i, o_j) = p\{o_j|y_i\}p\{y_i\} \quad (4.6)$$

definita come *calibration-refinement factorization* (Murphy and Winkler, 1984). Il primo fattore specifica quanto spesso ciascun possibile evento (pioggia) è avvenuto nelle occasioni in cui il singolo *forecast* è stato prodotto, o quanto bene è stato calibrato il *retrieval*. Il secondo fattore è la distribuzione marginale non condizionata, che specifica le frequenze relative di uso di ciascuno dei valori di previsione y_i , o meglio quanto spesso si è fatto uso di un valore discreto di *retrieval*.

La seconda tipologia di fattorizzazione è la *likelihood-base rate factorization* (Murphy and Winkler, 1984):

$$p(y_i, o_j) = p\{y_i|o_j\}p\{o_j\} \quad (4.7)$$

Qui le distribuzioni condizionali $p(y_i|o_j)$ esprimono la probabilità che ciascun valore di *retrieval* ammissibile venga prodotto prima di conoscere l'evento osservato o_j . La distribuzione non condizionata $p(o_j)$ consiste nelle frequenze relative dei J eventi possibili o_j nel dataset di verifica, ovvero la distribuzione climatologica del campione di riferimento.

Sebbene le due fattorizzazioni della distribuzione congiunta possono essere utili per organizzare concettualmente l'informazione di verifica, nessuna delle due riduce la dimensionalità o i gradi di libertà del problema. Ovve-

(a)

| | | Observed | | |
|----------|-----|----------|-------|-------------------|
| | | Yes | No | |
| Forecast | Yes | a | b | a + b |
| | No | c | d | c + d |
| | | a + c | b + d | n = a + b + c + d |

(b)

| | | Observed | | |
|----------|-----|----------|---------|---------|
| | | Yes | No | |
| Forecast | Yes | a / n | b / n | (a+b)/n |
| | No | c / n | d / n | (c+d)/n |
| | | (a+c)/n | (b+d)/n | 1 |

Figura 4.2: Tabella di contingenza (a) con $a = \text{corretti}$, $b = \text{falsi allarmi}$, $c = \text{mancati}$ e $d = \text{corretti negativi}$. La seconda tabella (b) contiene la corrispondente distribuzione congiunta dei *retrieval* e delle osservazioni $[p(y, o)]$ e le rispettive distribuzioni marginali $p(o)$ e $p(y)$.

ro, dal momento che tutte le probabilità nella distribuzione congiunta devono fornire come somma il valore 1, essa è specificata completamente da $(I \times J) - 1$ di queste probabilità.

In questo studio si considereranno variabili distinte da due intervalli discreti, separate da soglie fissate. L'analisi categorica si/no fa uso della statistica dicotomica. In questo caso $I = J = 2$ e la descrizione dettagliata della performance del *retrieval* richiede almeno un set con 3 dimensioni di attributi scalari di verifica.

Convenzionalmente la verifica è visualizzata in una tabella di contingenza delle frequenze assolute (fig. 4.2(a)). I conteggi possono essere trasformati nelle frequenze relative dividendo le entrate tabulate rispetto alla dimensione del campione. In questo modo si ottiene la distribuzione congiunta dei *forecast* e delle osservazioni (fig. 4.2(b)). Di seguito vengono descritte le formule di *skill score* adottate in questo studio, ciascuna delle quali riflette alcuni differenti aspetti della distribuzione congiunta.

La statistica di accuratezza riflette la corrispondenza tra le coppie di *forecast* e gli eventi che si cerca di stimare. Una misura dell'accuratezza è compiuta per mezzo dell'indice **Proportion Correct** (PC) proposto da

Finley (1884):

$$PC = \frac{a + d}{n}, \quad 0 \leq PC \leq 1 \quad (4.8)$$

Questa proporzione soddisfa il principio di equivalenza degli eventi. Tuttavia non è sempre un attributo auspicabile, in particolare quando l'evento "sì" è raro. Massima performance: $PC=1$. Un'alternativa alla situazione in cui l'evento previsto come "sì" avviene molto meno frequentemente rispetto al non evento, è il **Threat Score** (TS):

$$TS = \frac{a}{a + b + c}, \quad 0 \leq TS \leq 1 \quad (4.9)$$

Può essere pensato come l'accuratezza quando non si considerano i corretti negativi. Risulta pertanto sensibile ai corretti, ma penalizza i mancati e i falsi allarmi e non distingue la sorgente di errore nel *forecast*. Migliore performance: $TS=1$.

Un terzo approccio è in termini di *odds*, ovvero il rapporto di una probabilità con la sua probabilità complementare. L'indice relativo a tale approccio è chiamato **Odds Ratio** (OR):

$$\theta = \frac{p(y_1|o_1)/[1 - p(y_1|o_1)]}{p(y_1|o_2)/[1 - p(y_1|o_2)]} = \frac{p(y_1|o_1)/p(y_2|o_1)}{p(y_1|o_2)/p(y_2|o_2)} = \frac{a d}{b c}, \quad 0 \leq \theta < \infty \quad (4.10)$$

Misura il rapporto tra la probabilità di ottenere un corretto e la probabilità di ottenere un falso allarme. Pertanto, valori elevati di questo rapporto indicano *retrieval* più accurati. Per $\theta = 1$ lo *skill* è nullo, i risultati migliori sono ottenuti per $\theta = \infty$.

Il bias può essere stimato per mezzo del **Bias Score**:

$$B = \frac{a + b}{a + c} \quad 0 \leq B < \infty \quad (4.11)$$

Questa espressione non fornisce informazioni sulla corrispondenza tra i *forecast* individuali e le osservazioni degli eventi in particolari occasioni, ma misura esclusivamente le relative frequenze. Massima performance: $B=1$.

Il **False Alarm Ratio** (FAR) rappresenta una delle frequenze condizionali relative, nello specifico $p(o_2|y_1)$. In riferimento alle entrate della tabella di contingenza la frazione è rappresentata da:

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad 0 \leq FAR \leq 1 \quad (4.12)$$

Questo indice è sensibile ai falsi allarmi ma ignora i casi mancati. Massima performance: FAR=0. Il **Success Ratio** (SR) fornisce l'informazione relativa alla probabilità di accadimento di un evento, considerando l'insieme del *forecast*:

$$SR = \frac{a}{a+b} \quad 0 \leq SR \leq 1 \quad (4.13)$$

Massima performance: SR=1. Un'altra probabilità condizionale utilizzata frequentemente è $p(o_1|y_1)$, definita **Probability Of Detection** (POD):

$$POD = \frac{a}{a+c} \quad 0 \leq POD \leq 1 \quad (4.14)$$

Questa statistica può essere vista anche come la frazione delle occasioni previste in cui l'evento è avvenuto rispetto al numero totali di occasioni in cui si è verificato. Massima performance: POD=1. La frequenza relativa condizionale di un *forecast* errato, noto il non avvenimento dell'evento, è definito per mezzo della **Probability Of False Detection** (POFD):

$$POFD = \frac{b}{b+d} \quad 0 \leq POFD \leq 1 \quad (4.15)$$

Massima performance: POFD=0. L'**Heidke Skill Score** (HSS) è un *skill score* la cui accuratezza di riferimento è la proporzione di corretti che sarebbe ottenuta da *forecast* casuali che sono statisticamente indipendenti dalle osservazioni. L'HSS è definito nel modo seguente:

$$HSS = \frac{A - A_{ref}}{A_{perf} - A_{ref}} = \frac{2(ad - bc)}{(a+c)(c+d) + (a+b)(b+d)}, \quad -1 \leq HSS \leq 1 \quad (4.16)$$

dove A indica l'accuratezza, A_{ref} l'accuratezza di riferimento e A_{perf} il valore di accuratezza che sarebbe raggiunto da *forecast* perfetti. La performance migliore è raggiunta per HSS=1, con HSS=0 la previsione è equivalente a quella di riferimento, nel caso peggiore è inferiore a 0.

L'**Hanssen-Kuipers discriminant** (HK) può essere interpretato come $A_{(eventi)} + A_{(non\ eventi)} - 1$ e cerca di indicare quanto bene i *retrieval* separano gli eventi "si", dagli eventi "no". Il rapporto è:

$$HK = \frac{ad - bc}{(a+c)(b+d)} \quad -1 \leq HK \leq 1 \quad (4.17)$$

La massima performance è ottenuta per HK=1, mentre HK=0 indica nessuno *skill*.

Uno *skill score* nella forma dell'equazione 4.16 può essere determinata a partire dal TS come misura di accuratezza di base, utilizzando TS per *fore-*

cast casuali come riferimento. Ponendo $TS_{perf} = 1$, si ottiene l'**Equitable Threat Score** (ETS):

$$ETS = \frac{a - a_{ref}}{a - a_{ref} + b + c} \quad -\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1 \quad (4.18)$$

dove $a_{ref} = (a + b)(a + c)/n$. Misura la frazione eventi osservati che sono stati correttamente previsti, aggiustato per le *hit* associate con probabilità casuale. Si applica generalmente ai casi in cui l'evento "si" è relativamente raro, poiché d non compare nell'equazione 4.18. La massima performance è ottenuta per ETS=1, mentre ETS=0 indica nessuno *skill*.

L'*odds ratio* può anche essere usato come base di uno *skill score*:

$$Q = \frac{\theta - 1}{\theta + 1} = \frac{ad - bc}{ad + bc} \quad -1 \leq Q \leq 1 \quad (4.19)$$

Questo *skill score* è denominato **Odds Ratio Skill Score**. Questo indice è indipendente dai totali marginali, ovvero dalla soglia fissata per separare gli eventi. La massima performance è ottenuta per Q=1, mentre Q=0 indica nessuno *skill*.

Gli indici definiti sopra sono stati stimati nel confronto tra i dati dei profili e i *retrieval* dell'algoritmo, considerando come variabile discreta la precipitazione, fissando la soglia discriminante dei due eventi a 0.1 mm/h. Poiché l'algoritmo 183-WSL è sensibile anche alla precipitazione solida, si è assunta come precipitazione totale la somma dei contributi pioggia e neve.

4.2.2 Previsioni non probabilistiche per variabili continue

In questa categoria di verifica il confronto è applicato misurando quanto i valori dei *forecast* differiscono dai valori delle osservazioni. La media aritmetica è utilizzata come indice di posizione nel dominio dei *retrieval* e dei profili (assunti come veri). Il **Mean Error** (ME) è stimato da:

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) \quad (4.20)$$

dove con F_i si indica l'i-esimo *forecast* e con O_i l'i-esima osservazione. Si noti che tale indice non misura la magnitudine dell'errore in quanto gli errori positivi e negativi tendono ad annullarsi a vicenda.

Il **Bias** misura il rapporto tra la media dei valori stimati e la media dei valori osservati. Anche in questo caso non fornisce indicazioni sulla grandezza degli errori. Inoltre non misura la corrispondenza degli errori ma indica solo il rapporto tra le magnitudini della variabile prevista e osservata:

$$Bias = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N O_i} \quad (4.21)$$

La magnitudine media degli errori nel *forecast* può essere stimata per mezzo del **Mean Absolute Error** o del **Root Mean Square Error**. Il primo è definito:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |F_i - O_i| \quad (4.22)$$

, il secondo:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2} \quad (4.23)$$

Entrambi non sono indicativi della direzione delle deviazioni. Il RMSE assegna maggiore influenza agli errori grandi rispetto a quelli piccoli, per via del peso quadrato sulla differenza.

Un altro indice adatto a descrivere l'abilità del *retrieval* rispetto ai corrispondenti valori osservati è il coefficiente di correlazione. Si utilizzeranno due coefficienti, il primo è l'indice di correlazione di Pearson:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (4.24)$$

L'informazione fornisce una buona stima della misura di linearità che intercorre tra i due insiemi. Non tiene conto dei bias. Il secondo indice utilizzato è il coefficiente di correlazione per ranghi di Spearman:

$$\rho_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^N D_i^2}{N(N^2 - 1)} \quad (4.25)$$

dove $D_i = r_i - s_i$ è la differenza dei ranghi, essendo r_i e s_i il rango della prima variabile (precipitazione del profilo) e seconda variabile (*retrieval*). Si tratta di una misura statistica non parametrica di correlazione, che misura l'entità di associazione tra le due variabili. A differenza del coefficiente di Pearson non misura una relazione lineare e l'unica ipotesi di cui si fa uso è la misura ordinale.

Il confronto sui valori continui è applicato alla variabile intensità di precipitazione al suolo (mm/h), intesa come somma del contributo nevoso e di acqua liquida.

4.3 Risultati

Il calcolo delle radianze sintetiche è stato effettuato utilizzando il dataset maggiormente rappresentativo della precipitazione al suolo, in quanto, come già riportato, i dataset 91L e 137L mancano della parte convettiva di precipitazione nevosa.

Il set-up adottato utilizza la parametrizzazione C_{max} di *cloud overlap* per i profili su terra, come suggerito in Geer and Baordo (2014). Inoltre si è fatto uso dell’atlante di emissività CNRM (Karbou et al., 2005), al fine di ottenere valori di emissività associati a ciascun profilo, dipendenti in particolare dalla localizzazione e mese considerato. Il tentativo consiste nel simulare le BT a partire da una modellazione dei profili che minimizzi il *gap* rispetto alle condizioni reali. Le altre parametrizzazioni sono lasciate intatte, mantenendo il set-up di default definito nella sezione 2.5.

Le simulazioni sono state compiute per lo strumento MHS al nadir, assumendo come valore “vero” le intensità di precipitazione al suolo riportate nei profili simulati e come insieme da verificare (*forecast*) i risultati di *retrieval* dell’algoritmo 183-WSL. Si ricorda che la precipitazione nevosa è espressa come intensità di precipitazione liquida equivalente.

4.3.1 Analisi categorica

Il dataset 60L è stato suddiviso nei sottogruppi terra e oceano. Successivamente un’ulteriore separazione tiene conto del periodo stagionale dei profili. La tabella 4.2 riporta il numero di casi precipitazione/non precipitazione, fissata la soglia di separazione a 0.1 mm/h. Tuttavia, come suggerito da Ebert

| Sottogruppo | No precipitazione | Precipitazione | Totale |
|-------------|-------------------|----------------|--------|
| Terra | 13302 | 17111 | 30413 |
| Oceano | 8601 | 9714 | 18315 |

Tabella 4.2: Numero di profili precipitazione/no-precipitazione per le due tipologie di superfici.

(2007) in Levizzani et al. (2007) può essere interessante applicare la classificazione categorica su ulteriori soglie, con la finalità di testare la sensibilità

| <i>Skill Score</i> | 0.1 mm/h | 1 mm/h | 2 mm/h | 5 mm/h | 10 mm/h | 50 mm/h |
|--------------------|----------|--------|--------|--------|---------|-----------------|
| PC | 0.670 | 0.826 | 0.864 | 0.920 | 0.991 | 1.000 |
| B | 0.479 | 0.774 | 1.485 | 3.517 | 0.656 | 0.000 |
| POD | 0.446 | 0.599 | 0.738 | 0.361 | 0.097 | 0.000 |
| FAR | 0.069 | 0.226 | 0.503 | 0.897 | 0.852 | FI ⁴ |
| PODF | 0.042 | 0.076 | 0.116 | 0.068 | 0.004 | 0.000 |
| SR | 0.931 | 0.774 | 0.497 | 0.103 | 0.148 | FI |
| TS | 0.432 | 0.510 | 0.423 | 0.087 | 0.063 | 0.000 |
| ETS | 0.231 | 0.388 | 0.348 | 0.070 | 0.060 | 0.000 |
| HK | 0.404 | 0.523 | 0.622 | 0.293 | 0.094 | 0.000 |
| HSS | 0.376 | 0.559 | 0.517 | 0.131 | 0.113 | 0.001 |
| θ | 18.248 | 18.234 | 21.494 | 7.749 | 29.820 | FI |
| Q | 0.896 | 0.896 | 0.911 | 0.771 | 0.935 | FI |

Tabella 4.3: Indici di confronto per variabili discrete, in base a differenti soglie. Caso terra.

dell'algoritmo su alcuni valori discreti di intensità fissati. Oltre alla soglia 0.1 mm/h sono state scelte le seguenti soglie: 1 mm/h, 2 mm/h, 5 mm/h, 10 mm/h e 50 mm/h. I risultati relativi ai due sottogruppi, per ciascuna soglia sono contenuti nelle tabelle 4.3 e 4.4.

| <i>Skill Score</i> | 0.1 mm/h | 1 mm/h | 2 mm/h | 5 mm/h | 10 mm/h | 50 mm/h |
|--------------------|----------|--------|--------|---------|----------|---------|
| PC | 0.545 | 0.758 | 0.882 | 0.984 | 0.994 | 1.000 |
| B | 0.148 | 0.233 | 0.410 | 0.380 | 0.097 | 0.000 |
| POD | 0.145 | 0.222 | 0.310 | 0.306 | 0.097 | 0.000 |
| FAR | 0.021 | 0.048 | 0.243 | 0.194 | 0.000 | FI |
| PODF | 0.003 | 0.005 | 0.017 | 0.002 | 0.000 | 0.000 |
| SR | 0.979 | 0.952 | 0.757 | 0.806 | 1.000 | FI |
| TS | 0.145 | 0.219 | 0.282 | 0.285 | 0.097 | 0.000 |
| ETS | 0.072 | 0.160 | 0.240 | 0.280 | 0.096 | 0.000 |
| HK | 0.142 | 0.217 | 0.293 | 0.305 | 0.097 | 0.000 |
| HSS | 0.134 | 0.276 | 0.387 | 0.437 | 0.175 | 0.000 |
| θ | 48.592 | 57.129 | 25.326 | 282.092 | ∞ | FI |
| Q | 0.960 | 0.966 | 0.924 | 0.993 | 1.000 | SI |

Tabella 4.4: Indici di confronto per variabili discrete, in base a differenti soglie. Caso oceano.

I risultati sono sensibilmente differenti in base alle due tipologie di superficie. Si ipotizza che questa discrepanza sia associata prevalentemente alla funzione di trasformazione del modello RTTOV dei dati dei profili in BT

⁴Forma indeterminata

piuttosto che a differenti risposte dell'algoritmo. Non è da escludere infatti una difficoltà di FASTEM nel simulare le emissività superficiali su oceano, con effetti spuri nella generazione delle BT sintetiche. Inoltre occorre considerare che i casi terra e mare sono stati simulati con due parametrizzazioni di *cloud overlap* differenti.

Caso terra

L'insieme dei risultati relativi agli *skill score* è riportato in tabella 4.3. L'*accuratezza* è pari a 0.67 nella distinzione precipitazione si/no. L'indice aumenta all'aumentare della soglia, indicativa della separazione tra eventi di precipitazione più deboli/più intensi di tale valore. Questo effetto è spiegabile con l'estrema riduzione degli eventi positivi per soglie via via più alte, inficiando sull'indice, che risulta influenzato dai "non eventi" in caso di fenomeni rari.

Il *Bias Score* sembra mostrare una sottostima degli eventi di precipitazione, tuttavia non risulta indicativo di una corrispondenza uno a uno tra eventi previsti e osservati. Nel caso delle soglie 2 mm/h e 5 mm/h appare presentarsi una sovrastima, ovvero la frequenza relativa degli eventi previsti superiori a tali soglie supera la frequenza relativa degli eventi effettivamente superiori alle soglie. La tendenza ad una lieve sottostima è ravvisabile nell'abilità di stimare valori di precipitazione superiori a 10 mm/h.

La frazione degli eventi positivi effettivamente stimati dall'algoritmo, ovvero il POD, è pari a 0.45. Il POD più prossimo a 1 è per la soglia 2 mm/h, per la quale vale 0.74. Un peggioramento nell'abilità di discriminazione si presenta per le soglie di intensità maggiore, per le quali il POD degrada verso bassi valori.

Gli eventi erroneamente classificati tendono ad aumentare in proporzione al numero totale di eventi classificati positivi dal *retrieval*, all'aumentare delle soglie fissate. In particolare la performance peggiore (FAR=0.90) si ottiene nella soglia 5 mm/h in quanto un grande numero delle stime supera tale intensità, contrariamente ai valori assunti veri. Il FAR è invece basso quando si distingue tra precipitazione si/no, indicando nuovamente una tendenza alla sottostima del *retrieval*.

Su tutti gli eventi non precipitanti, solo il 4.2% dei profili sono stati erroneamente classificati, mentre la performance peggiore è osservata per la soglia 2 mm/h, per la quale PODF=0.12. Il *Success Ratio* è prossimo a 1, in quanto la quasi totalità degli eventi classificati come precipitanti dall'algoritmo corrisponde a profili di precipitazione. Per le altre soglie aumentano considerevolmente i falsi allarmi, mentre diminuiscono i corretti, determinando una diminuzione di SR.

L'ETS è inferiore al valore di TS, in quanto l'*Equitable threat score* cerca di escludere dall'analisi le performance del *retrieval* associate al puro caso. La discriminazione della precipitazione relativamente al numero di casi di pioggia associati effettivamente a *retrieval* precipitanti è associata ad un ETS pari a 0.23, mentre l'abilità dell'algoritmo è massima nel discriminare la precipitazione inferiore/maggiore a 1 mm/h (ETS=0.39).

L'abilità dell'algoritmo nel separare gli eventi "si" dagli eventi "no" è espresso per mezzo dell'indice HK, il quale presenta valore massimo (0.62) per la soglia 2 mm/h. Nella discriminazione precipitazione si/no, l'indice risulta pari a 0.40. L'accuratezza del *retrieval* risulta certamente migliore rispetto alla probabilità casuale, in quanto per qualsiasi valore di soglia, l'*Heidke skill score* è maggiore di zero e, così come l'ETS, performa meglio nella specifica suddivisione fissata per 2 mm/h.

L'*Odds Ratio* cerca di descrivere il rapporto tra le probabilità che una previsione positiva sia corretta, rispetto alla probabilità che una previsione positiva risulti falsa. Lo *skill score* è maggiore di 1, in particolare pari a 18.2 per la soglia 0.1 mm/h. L'indice Q fornisce l'informazione relativa all'entità del miglioramento del *retrieval* rispetto alla probabilità casuale. Tende ad essere poco influenzato dalla soglia fissata ed è dimostrato dalla scarsa fluttuazione di tale indice in relazione alle soglie.

L'analisi permette di riassumere le performance in una tendenza alla sottostima degli eventi di precipitazione (soglia > 0.1 mm/h). I risultati più soddisfacenti sono associati alla distinzione di eventi basati sulla soglia 1 mm/h. La performance degrada quando si considerano soglie superiori a intensità di precipitazione intensa (>10 mm/h). Gli indici relativi ad intensità maggiori di 50 mm/h perdono di validità a causa del numero praticamente nullo di casi positivi nei profili osservati (2 su 30413). Il risultato sono forme indeterminate o valori non interpretabili.

Caso oceano

I risultati relativi all'oceano sono riportati in tabella 4.4. Il valore del PC risulta pari a 0.55 e, come nel caso terra, si osserva un aumento di tale indice all'aumentare delle soglie. Il *Frequency Bias Score* evidenzia una tendenza ad una sottostima non solo del numero di eventi precipitanti, ma anche relativamente alle altre soglie di precipitazione, indicando una minore frequenza di eventi previsti rispetto agli eventi assunti veri (profili 60L).

Anche il POD è inferiore rispetto al caso terra, pari a 0.15. La performance migliore è associata alla soglia 2 mm/h, con POD=0.31. Il FAR appare fornire valori bassi, indicando una buona abilità nel limitare il numero di eventi erroneamente classificati. Tale caratteristica deriva direttamente dalla

tendenza ad una sottostima, rivelata anche dagli altri indici. Solo lo 0.3% dei casi sono stati erroneamente classificati come precipitanti e il SR resta prossimo a 1, come riscontrato nell'analisi dei risultati relativi al sottogruppo su terra.

L'ETS è espressione di una performance peggiore rispetto al caso su terra, in quanto $ETS=0.07$. A differenza del caso terra il valore più alto di ETS è relativo alla soglia 5 mm/h ($ETS=0.28$ mm/h). Anche l'HK è massimo per la soglia 5 mm/h, con valori decrescenti al diminuire della soglia fissata. Questo andamento è presente similmente per l'*Heidke Skill Score*.

Non sono singolari le performance relative agli *Odds Ratio* in quanto la tendenza appurata di sottostima nella discriminazione degli eventi è causa di una maggiore probabilità che gli eventi discriminati corrispondano ad eventi positivi. Conseguentemente $\theta \gg 1$ e Q è prossimo all'unità.

L'analisi dei risultati su oceano evidenziano una sottostima nel discriminare gli eventi di precipitazione ed una sottostima generale nell'intensità, che si riscontrerà anche nella trattazione dell'intensità di precipitazione come variabile continua. Come nel caso terra non sono valide le stime relative alla soglia 50 mm/h, in quanto il numero dei casi positivi è 3 su 18315.

Una ulteriore analisi può essere effettuata studiando l'andamento degli *skill score* in base alla stagionalità del campione. In figura 4.3 sono mostrati gli indici B, POD, FAR ed ETS in base alle soglie 0.1, 1, 2 e 5 mm/h su terra e mare, nella stagione estiva e invernale.

Il grafico relativo al Bias mostra una tendenza alla sottostima fatta eccezione per i profili estivi su terra, per i quali si osserva una sovrastima per soglie superiori a 1 mm/h. Anche il valore di B relativo ai profili invernali su terra tende ad aumentare verso l'unità per la soglia 5 mm/h. L'ipotesi di tale evidenza è che la parametrizzazione C_{max} induca effetti più significativi durante il periodo estivo rispetto al periodo invernale, in particolare in relazione a possibili eventi convettivi localizzati.

Il valore di POD nel periodo estivo su terra raggiunge 0.77 per la soglia 2 mm/h e degrada sia per le soglie basse, sia per le soglie alte. Si osserva un accordo tra i profili su terra invernali ed i profili invernali su oceano. I profili estivi su oceano si comportano diversamente rispetto agli altri sottoinsiemi, in quanto la POD aumenta fino a divenire massima per la soglia 5 mm/h.

L'algoritmo presenta maggiori difficoltà con i falsi allarmi su terra e nel caso oceano nella stagione invernale, dove più del 50% di tutte le *detection* sopra i 5 mm/h sono errate. Buoni risultati sono ottenuti nel caso di stagione estiva su oceano, conseguenza della sottostima complessiva nella performance dell'algoritmo rispetto a tale sottogruppo.

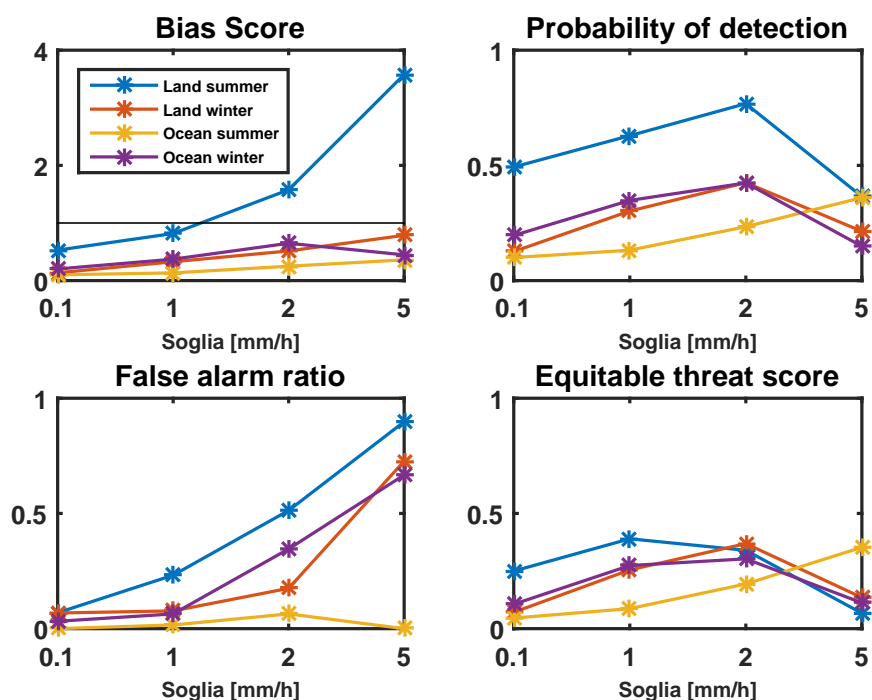


Figura 4.3: Verifica categorica di precipitazione nelle stagioni estate/inverno su mare e su terra. Gli *skill score* utilizzati sono *Bias Score*, *Probability of Detection*, *False Alarm Ratio* e *Equitable Threat Score*.

Infine l'ETS mette in luce nuovamente uno scostamento dei profili estivi su oceano rispetto all'abilità media dell'algorithmo sugli altri profili. La performance migliore è ottenuta su terra per la soglia 1 mm/h (ETS=0.39). Su oceano estivo la risposta migliore è raggiunta per la soglia 5 mm/h.

Il comportamento differente del sottogruppo *ocean summer* potrebbe essere legato ad una differente climatologia del campione rispetto agli altri tre gruppi o ad una difficoltà dei modelli di NWP nel produrre le nubi e le precipitazioni in nubi marittime estive. A livello complessivo i risultati migliori sono relativi ai profili estivi su terra, probabilmente anche per via della parametrizzazione C_{max} , che esalta l'effetto di scattering soprattutto nel periodo estivo.

4.3.2 Statistiche di accuratezza

La quantificazione della performance dell'algorithmo nella stima dell'intensità di precipitazione è compiuta per mezzo delle statistiche di accuratezza, che

| Statistiche di accuratezza | Terra | Oceano |
|----------------------------|-------|--------|
| $E[F]$ (mm/h) | 1.03 | 0.23 |
| $E[O]$ (mm/h) | 0.92 | 0.95 |
| ME (mm/h) | 0.11 | -0.72 |
| $Bias$ | 1.11 | 0.25 |
| MAE (mm/h) | 0.98 | 0.79 |
| $RMSE$ (mm/h) | 2.04 | 1.80 |
| r | 0.49 | 0.67 |
| ρ_s | 0.59 | 0.41 |

Tabella 4.5: Statistiche di accuratezza ottenute confrontando le coppie di intensità di precipitazione.

tentano di quantificare gli errori associati agli output numerici dell'algorithm. Si utilizzano gli indici descritti nel paragrafo 4.2.2. I risultati sono riportati in tabella 4.5.

Su terra l'errore medio, chiamato anche bias additivo, è inferiore rispetto al caso oceano ed indica una lieve sovrastima. Su oceano il valore negativo indica una deviazione di sottostima. Tuttavia questo indice non è indicativo della magnitudine degli errori, descritto da MAE e RMSE. Il MAE è lievemente maggiore per i casi su terra e risulta dell'ordine di 1 mm/h. Tale andamento si riscontra anche per il RMSE, la cui tendenza è di enfatizzare i residui maggiori rispetto ai piccoli errori. Il *bias* è lievemente maggiore ad 1 su terra, 0.23 su oceano. Esso sembra confermare le considerazioni pervenute tramite l'analisi degli altri indici, anche se non permette di misurare una corrispondenza di tipo uno a uno tra i due insiemi.

L'indice di correlazione di Pearson è pari a 0.49 su terra e 0.67 su oceano. Si desume da tale statistica che una maggiore linearità è associata alla relazione tra la precipitazione dei profili rispetto alla precipitazione stimata. Tuttavia il coefficiente per ranghi di Spearman sembra dimostrare una associazione più forte tra le due grandezze (0.59 su terra, 0.41 su oceano). I risultati per i coefficienti di correlazione sono significativamente diversi da zero, in quanto tramite test delle ipotesi di tipo z-test è stata rigettata l'ipotesi nulla secondo cui $r = 0$ e $\rho_s = 0$.

Un ulteriore metodo di indagine nella valutazione dell'accordo tra le intensità di precipitazione consiste nella rappresentazione della frequenza relativa del campione (fig. 4.4, sinistra) e dei quantili condizionali (fig. 4.4, destra).

In base alla formulazione introdotta a inizio della sezione, il grafico che rappresenta le frequenze relative descrive contemporaneamente la distribu-

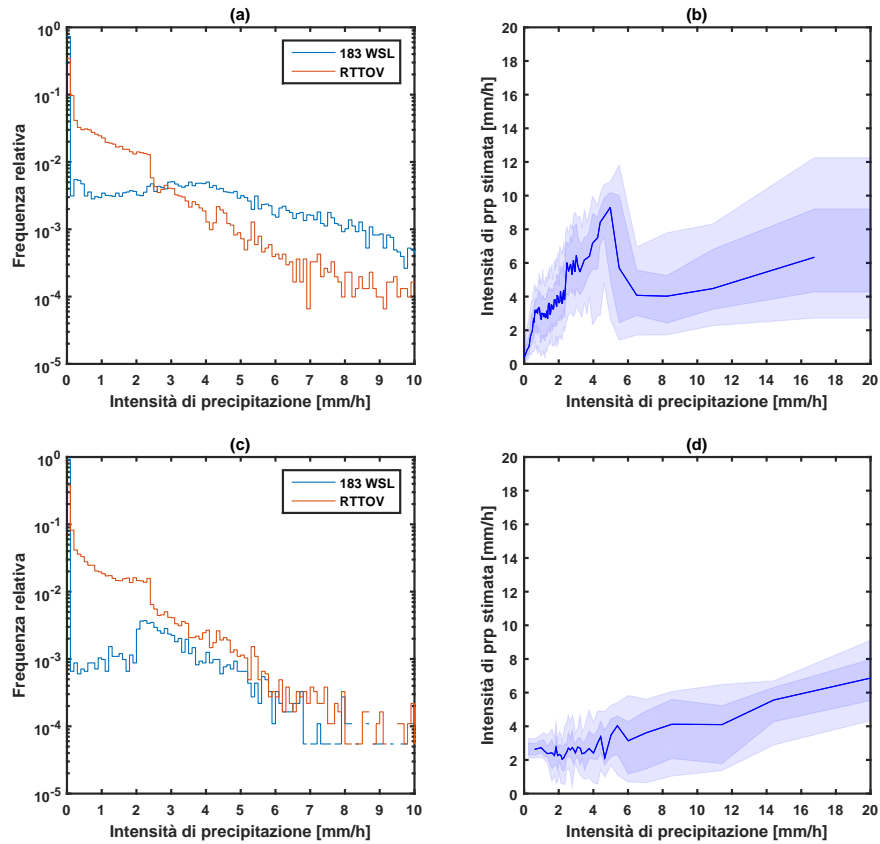


Figura 4.4: A sinistra: frequenze relative delle intensità di precipitazione dei profili (linea marrone) e delle intensità stimate dall’algoritmo (linea blu). A destra: Scatter plot categorizzato per il sottoinsieme in cui sia le precipitazioni del profilo, sia le precipitazioni stimate sono maggiori di 0.1 mm/h. La linea blu esprime la mediana relativi ai valori stimati, la superficie azzurro scuro è racchiusa dal primo e terzo quartile, mentre il decimo e il 90-esimo percentile delimitano le superfici esterne. Caso terra: (a),(b). Caso oceano: (c),(d).

zione marginale non condizionata ($p\{y_i\}$) e la distribuzione climatologica del dataset 60L ($p\{o_i\}$). L’asse delle ordinate è presentata in scala logaritmica per via della elevata concentrazione dei valori di intensità di precipitazione al di sotto di 1 mm/h. Su terra (fig. 4.4(a)) prevalgono le occorrenze dei dati prodotti dall’algoritmo nell’intervallo $PR < 0.1$ mm/h, indice di maggior numero di casi non precipitanti rilevati dal 183-WSL rispetto ai dati di riferimento. Nell’intervallo compreso tra 0.1 mm/h e 2.5 mm/h le occorrenze delle intensità dei profili sono maggiori rispetto al numero di casi prodotti dall’al-

goritmo, mentre la situazione risulta invertita per PR maggiori. Su oceano (fig. 4.4(c)) le frequenze relative a $PR > 0.1$ mm/h stimate dall'algoritmo sono inferiori rispetto al caso terra e non si osserva il *crossover* in quanto le occorrenze relative alle intensità di PR dei profili sono sempre maggiori dei casi prodotti dall'output. Il gap è colmato dall'occorrenza $PR < 0.1$ mm/h nel quale cadono gli eventi di precipitazione mancati, i quali risultano essere numerosi, come indicato dagli *skill score*.

In figura 4.4 (destra) sono delineati i quantili dalle distribuzioni condizionali $p(y_i|o_j)$ in una relazione 1:1, escludendo gli elementi j-esimo e i-esimo attribuiti al non evento ($PR < 0.1$ mm/h) sia nello spazio dei profili, sia nello spazio del *retrieval*. I plot dei quantili condizionali dovrebbero essere rappresentati da una bisettrice nella condizione di perfezione del *retrieval*.

Nel caso terra (fig. 4.4(b)) si notano due andamenti apparentemente indipendenti, un regime di tipo lineare con coefficiente angolare maggiore di 1, per gli eventi di intensità inferiori a 5 mm/h, seguiti da una diminuzione e da un nuovo regime con coefficiente angolare inferiore a 1. La causa è da ascrivere alla scelta in RTTOV della parametrizzazione del *cloud overlap* utilizzando il valore C_{max} . Per intensità di precipitazioni deboli, o al più moderate ($PR < 5$ mm/h) la maggior parte dei livelli relativi ai profili nuvolosi presenta valori di *cloud cover* mediamente inferiori all'unità. Tuttavia nel caso di anche un solo livello in cui $cc = 1$, il valore C nell'equazione 2.24 assumerà il valore 1, rendendo la BT finale pari esclusivamente al valore di BT stimato dalla subroutine RTTOV-SCATT. L'effetto è una lieve sottostima delle BT che si riflette in un segnale di scattering più intenso attribuito dall'algoritmo 183-WSL al determinato profilo. Il *retrieval* così derivato tenderà ad intensificare il valore di PR stimato. Oltre i 5 mm/h si è in presenza di nubi solitamente spesse con copertura nuvolosa prossima o uguale a 1 su spessori verticali considerevoli. L'effetto di C_{max} per questi casi specifici viene meno, pertanto le BT tendono ad essere maggiori rispetto ai casi discussi sopra, inducendo l'algoritmo a stimare un PR inferiore.

Su oceano (fig. 4.4(d)) è stata applicata la parametrizzazione di default (C_{av}), per cui non si osserva l'artefatto descritto sopra. È evidente una sottostima derivata dalla scarsa pendenza degli indicatori statistici rispetto all'intensità di precipitazione dei profili. Inoltre si osserva una soglia di discriminazione evento/non evento che condiziona i profili con intensità inferiori a 2 mm/h. Per valori deboli di precipitazione su oceano lo SI derivato dalle BT simulate da RTTOV non soddisfa la condizione di tabella 4.1. Le radianze sintetiche tendono ad inibire la *detection* a basse intensità, isolando l'intervallo 0.1/2 mm/h nell'insieme dei dati di output. L'effetto è la generazione di un artefatto in cui la mediana e quantili tendono ad intercettare l'asse delle ordinate a 2 mm/h e non l'origine.

Una modalità di visualizzazione dei dati alternativa e fonte di ulteriore informazione è la rappresentazione tramite quantili, come in figura 4.4(b), ma per mezzo della distribuzione condizionale $p\{o_j|y_i\}$. Si sottolinea che, a differenza della figura 4.4(b), in cui si sono considerati solo i casi *hit*, in questo caso si esplorano tutti gli elementi della tabella di contingenza. Il risultato è illustrato in figura 4.5.

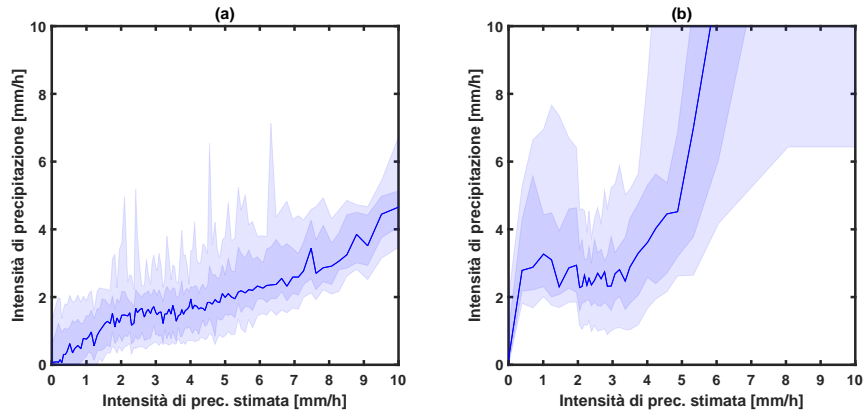


Figura 4.5: Come in figura 4.4(b), ma derivato dalla probabilità condizionale $p\{o_j|y_i\}$ con gli indici j e i che comprendono anche i “non eventi”. (a) caso terra, (b) caso oceano.

Nel caso terra (fig. 4.5(a)) si riscontra un buon accordo e linearità. I picchi associati al 90-esimo percentile nell’intervallo 2-7 mm/h è conseguenza del secondo regime menzionato nella descrizione di figura 4.4(b)(b). Su oceano (fig. 4.5(b)) si osserva maggiore dispersione e l’insensibilità nell’intervallo 0.1-2 mm/h. Inoltre è evidente la sottostima da parte del *retrieval*, specie per intensità di precipitazione superiori a 4 mm/h.

I risultati ottenuti si discostano, talora sensibilmente, dalla validazione riportati in Laviola et al. (2013). Le cause più plausibili potrebbero attribuirsi ad alcuni degli step effettuati per l’ottenimento delle BT prodotte per l’esecuzione dell’algoritmo 183-WSL:

- i dati dei profili derivano da rianalisi generate da modelli di NWP globali spettrali. Le idrometeore e le nubi contenute nei profili sono prodotti di schemi di parametrizzazione della convezione e della microfisica delle nubi. Ciò può determinare una rappresentazione poco realistica del contenuto di acqua/ghiaccio in nube (causa), rispetto all’intensità di precipitazione al suolo (effetto);

- RTTOV è un *fast radiative transfer model* basato sull'approssimazione Delta-Eddington. Il flusso *two stream* tende a sottostimare lo scattering per valori elevati di spessore ottico (Bennartz and Greenwald, 2011). Inoltre in condizioni di precipitazione e nuvolose la differenza tra le osservazioni e le simulazioni è fortemente influenzata dalla non omogeneità della scena osservata e dalla scarsa abilità di simulare accuratamente il RT nelle tre dimensioni (3D);
- una fonte di errore è contenuta nelle differenze nella spettroscopia (rappresentazione delle linee e del continuo), dell'ordine di 0.5 K, 1.5 K e 2.5 K per i canali 183 ± 1 , ± 3 e ± 7 rispettivamente (Brogniez et al., 2016);
- le precipitazioni sono state calcolate come somma della parte nevosa e della parte piovosa. La validazione dell'algoritmo 183-WSL è stata compiuta esclusivamente per eventi di pioggia. Risulta possibile una degradazione del risultato con la presenza di neve, sia da parte dell'algoritmo, sia nella difficoltà di RTTOV di rappresentare al meglio lo scattering da parte della neve, per i problemi riportati nel capitolo precedente;
- le radianze sintetiche sono frutto di una serie di parametrizzazioni, che si assumono forzatamente valide globalmente, ma che necessiterebbero di *tuning* in base al tipo di atmosfera e di nube. Inoltre qualsiasi parametrizzazione rappresenta una schematizzazione vincolante della realtà, che costringe le variabili a muoversi entro una serie di vincoli;
- la localizzazione dei profili utilizzati (fig. 2.6) coincide solo in minima parte con il dominio relativo alla rete NIMROD (Laviola et al., 2013).

Le differenze associate al tipo di superficie possono dipendere da una serie di variabili e parametrizzazioni:

- le emissività su terra sono derivate dagli atlanti di emissività (Karbou et al., 2005), mentre le emissività su mare sono stimate per mezzo del modello FASTEM;
- su terra è stata applicato il *cloud overlap* adottando $C = C_{max}$, nel caso oceanico $C = C_{av}$. L'aumento dello scattering dovuto alla prima scelta si riflette in una migliore abilità dell'algoritmo nel determinare i casi di pioggia;
- è possibile che le parametrizzazioni applicate su oceano (distribuzioni dimensionali, forma dei fiocchi di neve e delle particelle in nube) non

descrivano correttamente la microfisica delle nubi marittime, risultando in scattering debole rispetto ai casi reali. Questa considerazione deriva direttamente dall'evidente sottostima evidenziata nel confronto tra i dati dei profili e l'algoritmo 183-WSL;

- è stato osservato un aumento dell'errore di simulazione delle BT da parte di RTTOV per valori di emissività bassi (0.6) (Bueheler et al., 2006);

Capitolo 5

Conclusioni

La necessità di discriminare e classificare la precipitazione su una specifica area è un problema su cui si sono focalizzati numerosi studi. Negli ultimi decenni, sono stati sviluppati numerosi algoritmi operativi con questo scopo, basandosi, per la maggior parte, sulla radianza nella regione spettrale del visibile e/o infrarosso.

Più recentemente, il costante avanzamento tecnologico ha reso possibile il lancio di satelliti che ospitano a bordo radiometri nella regione spettrale delle microonde. Nello specifico, a partire dal lancio del sensore AMSU-B, sono stati introdotti una serie di canali ad alte frequenze, inizialmente progettati esclusivamente per la stima del contenuto di vapor d'acqua lungo la colonna atmosferica. Gli stessi canali tuttavia hanno evidenziato un elevato potenziale nell'identificazione delle idrometeore in nube e nella stima dell'intensità di precipitazione, sia solida che liquida.

Lo scopo di questa tesi è stato la valutazione di questo potenziale adottando un metodo alternativo all'analisi di dati osservati da satellite. L'approccio è basato sulla simulazione di temperature di brillanza per i canali ad alta frequenza dei sensori AMSU-B ed MHS con l'ausilio del modello di trasferimento radiativo RTTOV. Una prima fase di approfondimento si è resa necessaria per comprendere appieno le potenzialità del modello e per selezionare il set-up più adatto per questo tipo di indagine. La messa a punto delle parametrizzazioni rappresenta la *conditio sine qua non* per l'ottenimento di radianze sintetiche il più prossime ai valori osservati dai radiometri.

Gli studi di sensibilità sono stati condotti su una serie di sottogruppi creati a partire dai dataset dei profili atmosferici. La scelta dei criteri di selezione è stata praticata per isolare atmosfere caratterizzate da condizioni simili sia dal punto di vista osservativo, sia quantitativo dal punto di vista del setup del modello (nubi, idrometeore, vapor d'acqua). L'assunzione cruciale sulla separazione tra i profili con precipitazione al suolo mista e nevosa è la

soglia di temperatura a 2 m, fissata a 2°C . Le prime analisi hanno messo in luce l'elevata sensibilità dei canali alla presenza del vapor d'acqua e alla latitudine a cui si colloca il profilo atmosferico.

Il canale a 150 GHz è risultato il più sensibile alla presenza di ghiaccio, anche nel caso di nubi non precipitanti. L'effetto del LWP influenza in misura minore questo canale rispetto all'IWP. Relativamente alle nubi d'acqua precipitanti i canali maggiormente sensibili sono risultati, dopo il canale a 150 GHz, i canali 190, 89 e 186. Il canale a 184 GHz, vicino alle linee di assorbimento del vapor d'acqua, è scarsamente influenzato per via della sua opacità. L'analisi ha messo in luce il forte potere identificativo del segnale di scattering da parte dello SI.

Una parte consistente dello studio di sensibilità è stata dedicata alla *snowfall*. La simulazione di un profilo nevoso generato su un largo spettro di valori di emissività superficiale ha reso possibile l'identificazione dei canali più sensibili alla superficie innevata, in condizioni serene e nevose. Dai dati dei profili nevosi sono state visualizzate e calcolate alcune grandezze (ad esempio lo spessore delle nubi) utili a comprendere la climatologia del campione e la sensibilità dei canali rispetto ad esse.

Un confronto della risposta dei canali nei casi nevosi, rispetto agli altri sottogruppi del dataset, ha permesso di isolare alcune regioni del dominio su cui sono definite le BT e le loro differenze, con lo scopo di tagliare le regioni complementari ai casi di neve, nei quali sono definite le altre condizioni atmosferiche (pioggia, nuvolosità, cielo sereno). Questo modo di operare ha prodotto come risultato una serie di test a soglia da applicare per la discriminazione delle aree caratterizzate da *snowfall*.

La seconda fase di progettazione dell'algoritmo prototipale si è basata sulla selezione dei canali più sensibili, al fine di ottenere una relazione che lega l'intensità di precipitazione stimata al suolo con i valori delle BT dei canali dei sensori passivi nelle microonde considerati in questo studio. La scelta è ricaduta sulle differenze $BT_{150} - BT_{186}$ e $BT_{190} - BT_{186}$. La relazione finale è stata ottenuta applicando ai dati generati per il dataset 60L una regressione lineare multipla. La formula è stata successivamente applicata a due casi di studio documentati di *snowstorm*: il *blizzard* nel New England del Marzo 2001 e la nevicata negli USA orientali del gennaio 2004. I risultati appaiono promettenti, anche se il numero esiguo di casi e la mancanza di una validazione con un numero elevato di dati osservati, non permettono di confermare la validità generale dell'algoritmo. Il supporto ausiliario di un metodo di filtraggio della copertura nevosa e informazioni ancillari relative alla temperatura a 2 m risulterebbero certamente utili per eliminare alcuni effetti spuri che l'attuale algoritmo non è in grado di eliminare. Inoltre si sottolinea come il *retrieval* della precipitazione nevosa sia un tema più complesso rispetto alla

precipitazione liquida, a causa di una serie di complicazioni specifiche delle idrometeore solide.

Nell'ultimo capitolo sono state adottate alcune tecniche di verifica sull'algoritmo 183-WSL. Il procedimento è consistito nell'utilizzo delle BT generate da RTTOV, come dati inseriti nell'algoritmo 183-WSL. Gli output dell'algoritmo sono stati confrontati, categoricamente e come variabili continue, con i valori di intensità di precipitazione al suolo dei profili iniziali, assunti come dati "veri". La verifica ha consentito di approcciare i metodi più diffusi di validazione degli algoritmi, nella consapevolezza del cospicuo numero di errori introdotti nei vari step che conducono alla stima finale dell'intensità di precipitazione. Le performance migliori sono risultate quelle su terra durante la stagione estiva, mentre le peggiori abilità di discriminazione hanno caratterizzato i profili oceanici, in particolar modo nella versione estiva. Si è osservata una parziale sovrastima da parte del *retrieval* su terra, probabilmente a causa della parametrizzazione di *cloud overlap* C_{max} ed una generale sottostima su oceano. A conclusione dei risultati del confronto si è cercato di giustificare le differenze degli *skill score* rispetto agli indici riportati nella validazione con dati osservati compiuti da Laviola et al. (2013). Si ipotizza che le maggiori fonti di errori provengano dall'utilizzo di profili prodotti da modelli numerico-meteorologici e dalla stima delle BT sintetiche tramite il modello RTTOV. Le radianze così generate risultano parzialmente in errore prima di essere processate dall'algoritmo, inficiando il risultato finale di stima e/o discriminazione della precipitazione.

Lo studio ha fornito alcune importanti indicazioni sulle prestazioni degli algoritmi operativi per la stima della precipitazione da satellite nelle microonde. Algoritmi come il 183-WSL sono stati validati utilizzando i dati delle reti di pluviometri a terra come verità oggettiva. La procedura è senz'altro collaudata, ma uno studio come quello condotto per questa tesi rende possibile verificare gli aspetti fondamentali sulla fisica del modello radiativo alla base delle tecniche di retrieval.

Una migliore comprensione degli aspetti fisici di questi algoritmi di retrieval della precipitazione consentirà, infine, di ampliare l'utilizzo dei loro prodotti in un'ampia serie di applicazioni idrologiche, meteorologiche e climatiche. In particolare, algoritmi come il 183-WSL vedono chiare applicazioni al nowcasting operativo della precipitazione intensa.

Acronimi

AMSU Advanced Microwave Sounding Unit-B

ARTS Atmospheric Radiative Transfer Simulator

BT Brightness temperature

CMBR Cosmic microwave background radiation

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

CONUS CONtiguous United States

ECMWF European Centre for Medium-range Weather Forecasts

FASTEM A fast generic microwave emissivity model

FI Forma indeterminata

FOV Field-of-view

GEO Geosynchronous equatorial orbit

IFOV Istantaneous field-of-view

IWP Ice water path

LBL Line-by-line

LTE Local Thermodynamic Equilibrium

LWP Liquid Water Path

MetOp Meteorological Operational Satellites

MHS Microwave Humidity Sounder

MW Microwave

NEDT Noise equivalent differential temperature
NEXRAD Next generation radar
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration
NWS National Weather Service
PDF Probability Density Function
POLEX POLar EXperiment
PR Precipitation Rate
PSD Particle size distribution
QPE Quantitative precipitation estimates
RMSE Root mean square error
RTE Radiative transfer equation
RTTOV Radiative Transfer Model for TOVS
SALR Saturated adiabatic lapse rate
SI Scattering Index
SSM/I Special Sensor Microwave Imager
SSO Sun-synchronous orbit
TOA Top of atmosphere
UTC Coordinated Universal Time
WC Water Content
WVP Water vapour path

Elenco delle tabelle

| | | |
|-----|--|----|
| 1.1 | Raggio del sole, distanza Terra-Sole e radianza emessa da un corpo nero con temperatura assoluta di 6000 K. | 6 |
| 1.2 | Temperatura di brillantezza misurata in linea teorica da uno strumento che misura la radianza di un corpo nero a 288 K a cui si sovrappongono i contributi della radiazione cosmica di fondo (colonna I) e della radianza proveniente dal Sole (colonna II). | 8 |
| 2.1 | Caratteristiche strumentali dell'AMSU-B | 19 |
| 2.2 | Caratteristiche strumentali dell'MHS | 20 |
| 2.3 | Coefficienti relativi all'equazione 2.26 | 33 |
| 2.4 | Parametri di emissività inseriti nel modello FASTEM. Fonte: English and Hewison (1998) | 46 |
| 2.5 | Definizione dei tipi di vegetazione nel modello di previsione ECMWF e matching con i parametri forniti al modello di emissività FASTEM. | 47 |
| 2.6 | Parametri fissati a e b , contenuti nell'equazione 2.42. | 53 |
| 2.7 | Definizione dei parametri relativi alle PSD di tipo gamma modificata e Marshall e Palmer e relative densità fissate. | 54 |
| 3.1 | Definizione delle categorie utilizzate negli studi di sensibilità. L'unità di misura nel caso della neve è relativa all'intensità di precipitazione dell'acqua liquida equivalente. | 61 |
| 3.2 | Emissività al nadir su superfici innevate per i cinque canali stimati per mezzo di ARTS/SCEM-UA. Fonte: (Harlow, 2007). | 72 |
| 3.3 | Variabili relative alle statistiche d'ordine e valori medi delle variabili significative relative alle distribuzioni utilizzate in figura 3.11 per la valutazione delle soglie. | 78 |
| 3.4 | Stima dei coefficienti, relative incertezze e statistica t per verificare la scelta dei coefficienti. $\epsilon_m = 2.22 \cdot 10^{-16}$ è la precisione di macchina del modello di stima del t -test. | 83 |

| | | |
|-----|--|-----|
| 4.1 | Soglie per la classificazione basati sulla differenza di canali $\Delta_{win} = TB_{89} - TB_{150}$ | 97 |
| 4.2 | Numero di profili precipitazione/no-precipitazione per le due tipologie di superfici. | 105 |
| 4.3 | Indici di confronto per variabili discrete, in base a differenti soglie. Caso terra. | 106 |
| 4.4 | Indici di confronto per variabili discrete, in base a differenti soglie. Caso oceano. | 106 |
| 4.5 | Statistiche di accuratezza ottenute confrontando le coppie di intensità di precipitazione. | 111 |

Elenco delle figure

| | | |
|-----|--|----|
| 1.1 | Radianza spettrale per unità di frequenza per due corpi neri alle temperature di 288 K e 2.7 K. Le linee rosse delimitano l'intervallo $89 \text{ GHz} < \tilde{\nu} < 183 \text{ GHz}$ | 5 |
| 1.2 | Temperatura di brillantezza ottenuta invertendo la somma aritmetica delle radianze spettrali dei due corpi neri di figura 1.1. Le linee rosse verticali delimitano l'intervallo $89 \text{ GHz} < \tilde{\nu} < 183 \text{ GHz}$ | 7 |
| 1.3 | Trasmittanza atmosferica totale in funzione della frequenza e della lunghezza d'onda nella regione delle microonde. Fonte: Liou (2002) | 10 |
| 1.4 | Geometria per un'atmosfera piano-parallela, dove θ e ϕ rappresentano gli angoli zenitale e azimutale, \mathbf{s} rappresenta il vettore posizione. Da Liou (2002) | 11 |
| 2.1 | Illustrazione schematica dei due tipi di canali caratterizzanti AMSU-B. Da: Robel and Graumann (2014). | 19 |
| 2.2 | Profilo standard di RTTOV suddiviso in 54 livelli di pressione. | 23 |
| 2.3 | Parte reale (a) ed immaginaria (b) della permittività dell'acqua dolce (linea nera) e salata (linea rossa). La salinità dell'acqua marina è 35‰. La temperatura è 25°C. Le linee solide rappresentano i risultati del modello, i rombi i dati osservati. Fonte: Liu et al. (2011). | 28 |
| 2.4 | Tre schemi di sovrapposizione delle nubi: (a) sovrapposizione massima casuale con numero illimitato di colonne indipendenti (2 in questo caso); (b) sovrapposizione con $C = C_{max}$; (c) sovrapposizione con $C = C_{av}$. Le BT si riferiscono ai valori ottenuti tramite simulazione per il canale SSM/I a 37 GHz polarizzato orizzontalmente. | 32 |
| 2.5 | I livelli di pressione <i>full pressure</i> e <i>half pressure</i> usati in RTTOV-SCATT. | 38 |
| 2.6 | Localizzazione dei profili relativi ai quattro dataset su 60 livelli. Fonte: Courcoux et al. (2007) | 39 |

| | | |
|------|---|----|
| 2.7 | Localizzazione dei profili a 91 e a 137 livelli relativi ai dataset utilizzati. | 41 |
| 2.8 | Distribuzione verticale di temperatura, umidità specifica, <i>cloud liquid water</i> , <i>cloud ice water</i> , pioggia e neve nel dataset 60L. La linea blu tratteggiata rappresenta i valori minimi e massimi, la linea rossa il decimo e il 90-esimo percentile, le linee verdi delimitano rispettivamente il quartile inferiore e superiore (25-esimo e 75-esimo percentile). La linea spessa nera descrive il profilo medio. | 42 |
| 2.9 | Distribuzione verticale di temperatura, umidità specifica, <i>cloud liquid water</i> e <i>cloud ice water</i> nei rispettivi subset 91L (sinistra) e 137L (destra). Le zone ombreggiate in grigio rappresentano l'intervallo compreso tra i valori minimi e massimi, le zone arancio tra il decimo e il 90-esimo percentile e l'area rossa tra il primo e il terzo quartile. La linea spessa nera descrive il profilo medio. Fonte: Eresmaa and McNally (2014). | 43 |
| 2.10 | Come in figura 2.9, ma per le variabili pioggia e neve. | 44 |
| 2.11 | Parametro di asimmetria g in funzione del contenuto di acqua nella neve (a). Parametro di asimmetria g in funzione della frequenza (b). Fonte: Geer and Baordo (2014). | 50 |
| 2.12 | Forma di <i>sector snowflakes</i> utilizzata nelle simulazioni vista frontalmente e lateralmente nelle dimensioni $D_{max} = 100, 500, 1000, 5000 \mu m$. Nella rappresentazione è contenuta una griglia di punti coincidente con i dipoli usati per la produzione delle tabelle precalcolate basate sulla DDA. Fonte: Liu (2008a). | 52 |
| 3.1 | Grafico di dispersione tra le BT simulate per AMSU-B ed MHS nel caso terra e mare per il dataset 60L. | 58 |
| 3.2 | Probabilità condizionale di precipitazione solida in funzione della temperatura superficiale dell'aria derivata dalle stazioni globali su terra e dai report su navi. Fonte: Liu (2008b) | 60 |
| 3.3 | Variabili temperatura e vapor d'acqua in funzione della quota. | 63 |
| 3.4 | Quota delle funzioni peso e trasmissività totale per le atmosfere considerate. | 64 |
| 3.5 | Temperature di brillantezza simulate per il canale 89 GHz in funzione del WVP dei profili <i>clear sky</i> del dataset 137L. Il grafico di dispersione separa i dati in base alla localizzazione latitudinale: basse latitudini (blu), medie latitudini (rosso) e alte latitudini (verde). | 65 |

| | | |
|------|--|----|
| 3.6 | Differenze di temperatura di brillantezza del canale 150 GHz tra le BT_{cloudy} e le BT_{clear} simulate sui medesimi profili in funzione dei valori integrati di acqua liquida in nube e di ghiaccio. La seconda variabile è rappresentata dai colori e spazia dal blu per i valori prossimi a zero al giallo per il valore massimo. . . . | 67 |
| 3.7 | Temperature di brillantezza per nei casi di pioggia su terra estiva (dataset 60L) in funzione delle BT <i>clear sky</i> per i cinque canali: 89 GHz (a), 150 GHz (b), 184 GHz (c), 186 GHz (d) e 190 GHz (e). La scala a colori rappresenta l'intensità di pioggia espressa in mm/h . La linea rossa rappresenta la bisettrice. La figura (f) descrive lo <i>scattering index</i> in funzione dell'intensità di pioggia. | 69 |
| 3.8 | BT in funzione dell'emissività superficiale per un profilo invernale <i>clear sky</i> (sinistra) e con l'aggiunta di una nube nevosa precipitante, con flusso di neve al suolo pari a 4.7 mm/h di acqua liquida equivalente (destra). | 73 |
| 3.9 | Istogrammi di distribuzione dei profili in relazione all'altitudine della superficie (sinistra) e all'intensità di precipitazione liquida equivalente al suolo (destra). | 74 |
| 3.10 | Istogrammi di distribuzione dei profili in relazione alla temperatura a 2 m normalizzata (sinistra) e allo spessore delle nubi ghiacciate (destra). | 75 |
| 3.11 | Rappresentazione delle BT relative ai cinque canali e di alcune combinazioni in funzione della precipitazione liquida equivalente al flusso di neve in superficie. La linea rossa orizzontale rappresenta la soglia 1 mm/h . Le linee orizzontali descrivono la distribuzione delle medesime variabili per alcuni degli altri sottogruppi 60L. Le linee verdi descrivono il minimo e il massimo, le linee color ciano il decimo e il 90-esimo percentile, le linee blu i quartili inferiore e superiore. I colori dei punti variano in funzione dello spessore della nube in chilometri. . . . | 77 |
| 3.12 | Come in figura 3.11, con le differenze di temperatura di brillantezza $BT_{150} - BT_{186}$ (sinistra) e $BT_{190} - BT_{186}$ (destra). . . . | 80 |
| 3.13 | Grafico di dispersione relativo alla stima dell'intensità della nevicata in funzione del valore noto a partire dai profili (sinistra) e istogramma dei residui (destra). | 84 |
| 3.14 | (a) Riflettività radar (dBZ) ottenuta dal composito radar operativo del NWS, misurata alle ore 23:00 UTC del 5 marzo 2001 (Fonte: Skofronick-Jackson et al. (2004)). Temperature di brillantezza relative alle frequenze (b) 89 GHz, (c) 150 GHz, (d) 183 ± 1 GHz, (e) 183 ± 3 GHz, (f) 183 ± 7 GHz dal sensore AMSU-B alle 23:02 UTC del 5 Marzo 2001. | 86 |

| | | |
|------|--|-----|
| 3.15 | Retrieval di precipitazione liquida equivalente (mm/h) della precipitazione classificata come nevosa. | 88 |
| 3.16 | Relazioni $Z_{eff}-R$ per precipitazione di tipo nevoso selezionate da alcuni studi. | 89 |
| 3.17 | Composito radar riferito alle ore 18:45 UTC del giorno 25 gennaio 2004. I colori indicano la fase delle idrometeorie precipitanti al suolo, i cui <i>rate</i> sono descritti dalla scala cromatica. Fonte: http://snr.unl.edu/lincolnweather | 90 |
| 3.18 | Temperature di brillantezza relative alle frequenze (a) 89 GHz, (b) 150 GHz, (c) 183 ± 1 GHz, (d) 183 ± 3 GHz, (e) 183 ± 7 GHz dal sensore AMSU-B alle 18:40 UTC del 25 gennaio 2004. Retrieval di precipitazione nevosa (mm/h) utilizzando l'algoritmo prototipale (f). | 91 |
| 3.19 | Intensità di precipitazione derivata da AMSU-B su NOAA-15 riferiti al 25 gennaio 2004. Le regioni blu denotano la caduta di neve, le regioni di color grigio sono indeterminate (<i>snow cover</i> o terra fredda) e le aree rosate indicano assenza di precipitazione. | 93 |
| 4.1 | Diagramma di flusso dell'algoritmo 183-WSL. Fonte: Laviola and Levizzani (2011). | 96 |
| 4.2 | Tabella di contingenza (a) con $a = \text{corretti}$, $b = \text{falsi allarmi}$, $c = \text{mancati}$ e $d = \text{corretti negativi}$. La seconda tabella (b) contiene la corrispondente distribuzione congiunta dei <i>retrieval</i> e delle osservazioni $[p(y, o)]$ e le rispettive distribuzioni marginali $p(o)$ e $p(y)$ | 100 |
| 4.3 | Verifica categorica di precipitazione nelle stagioni estate/inverno su mare e su terra. Gli <i>skill score</i> utilizzati sono <i>Bias Score</i> , <i>Probability of Detection</i> , <i>False Alarm Ratio</i> e <i>Equitable Threat Score</i> | 110 |
| 4.4 | A sinistra: frequenze relative delle intensità di precipitazione dei profili (linea marrone) e delle intensità stimate dall'algoritmo (linea blu). A destra: Scatter plot categorizzato per il sottoinsieme in cui sia le precipitazioni del profilo, sia le precipitazioni stimate sono maggiori di 0.1 mm/h. La linea blu esprime la mediana relativi ai valori stimati, la superficie azzurro scuro è racchiusa dal primo e terzo quartile, mentre il decimo e il 90-esimo percentile delimitano le superfici esterne. Caso terra: (a),(b). Caso oceano: (c),(d). | 112 |
| 4.5 | Come in figura 4.4(b), ma derivato dalla probabilità condizionale $p\{o_j y_i\}$ con gli indici j e i che comprendono anche i "non eventi". (a) caso terra, (b) caso oceano. | 114 |

Bibliografia

- Bauer, P., 2002: Microwave radiative transfer modeling in clouds and precipitation. Part I: Model description. NWPSAF-EC-TR-005. ECMWF, 27 pp.
- Bennartz, R., Thoss, A., Dybbroe, A., and Michelson, D., 2002: Precipitation analysis using the Advanced Microwave Sounding Unit in support of nowcasting applications. *Meteorol. Appl.*, **9**, pp. 177–189.
- Bennartz, R., and Greenwald, T., 2011: Current problems in scattering radiative transfer modelling for data assimilation. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, pp. 1952–1962,
- Bormann, N., Geer, A., and English, S., 2012: Evaluation of the microwave ocean surface emissivity model FASTEM-5 in the IFS. *ECMWF Technical Memorandum*, **667**, 6 pp.
- Boucher, R. J., and Weiler, J. G., 1985: Radar determination of snowfall rate and accumulation. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **24**, pp. 68–73
- Brogniez, H., English, S., Mahfouf, J.-F., Behrendt, A., Berg, W., Boukabar, S., Buehler, S., Chambon, P., Gambacorta, A., Gerr, A., Ingram, W., Kursinski, E., Matricardi, M., Odintsova, T., Payne, V., Thorne, P., Tretyakov, M., and Wang, J., 2016: A review of sources of systematic errors and uncertainties in observations and simulations at 183 GHz. *Atmos. Meas. Tech.*, **9**, pp. 2207–2221
- Bruggeman, D. A. G., 1935: Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen. *Ann. Phys.*, **24**, pp. 636–679
- Bueheler, S. A., Courcoux, N., and John, V. O., 2006: Radiative transfer calculations for a passive microwave satellite sensor: Comparing a fast model and a line-by-line model. *J. Geophys. Res.*, **111**, pp. D20304–D20312

- Chevallier, F., Sabatino, D. M. and McNally, A. P., 2006: *Diverse profile datasets from the ECMWF 91-level short-range forecasts*, NWPSAF-EC-TR-010, 16 pp.
- Courcoux, N., Doherty, A., and Sreerekha, T. R., 2007: Comparison of radiative transfer models for AMSU-B in presence of ice clouds. NWPSAF-MO-VS-020. ECMWF, 111 pp.
- Debye, P., 1929: Polar Molecules. *Reinhold*, New York
- Di Michele, S., Ahlgrimm, M., Forbes, R., Kulie, M., Bennartz, R., Janiskova, M., and Bauer, P., 2012: Interpreting an evaluation of the ECMWF global model with CloudSat observations: ambiguities due to radar reflectivity forward operator uncertainties. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **138**, pp. 2047–2065
- Doherty, A. M., Sreerekha, T. R., O’Keeffe, U. M., and English, S. J., 2007: Ice hydrometeor microphysical assumptions in radiative transfer models at AMSU-B frequencies. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **133**, pp. 1205–1212
- Draine, B. T., and Flatau, P. J., 2000: User guide for the Discrete Dipole Approximation Code DDSACAT, version 5a10, pp. 42
- Durden, S. P., and Vesecky, J. F., 1985: A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell. *IEEE J. Ocean. Eng.*, **OE-10(4)**, pp. 445-451
- Ebert, E. E., 2007: Method for verifying satellite precipitation estimates. *Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future*, Springer, pp. 345-356
- Ellison, W., Balana, A., Delbos, G., Lamkaouchi, K., Eymard, L., Guillou, C., and Prigent, C., 1998: New permittivity measurements of seawater. *Radio Sci.*, **33(3)**, pp. 639-648
- English, S. J., and Hewison, T. J., 1998: A fast generic microwave emissivity model. *Proceedings of SPIE*, **3503**, pp. 288-300
- English, S., 1999: Estimation of temperature and humidity profile information from microwave radiances over different surface types. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, pp. 1526-1541
- Eresmaa, R, and McNally, A. P., 2014: *Diverse profile datasets from the ECMWF 137-level short-range forecasts*, NWPSAF-EC-TR-017, 14 pp.

- EUMETSAT, 2010: *ATOVs Level 1b Product Guide*. EUM/OPS-EPS/MAN/04/0030, 202 pp.
- Eyre, J. R. and Woolf, H. M., 1988: Transmittance of atmospheric gases in the microwave region: a fast model. *Appl. Optics*, **27**, pp. 3244-3249
- Eyre, J., 1991: A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. *ECMWF Technical Memorandum*, **176**, 30 pp.
- Ferraro, R. R., Weng, F., Grody, N. C., Zhao, L., Meng, H., Kongoli, C., Pellegrino, P., Qiu, S., and Dean, C., 2005: NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **43(5)**, pp. 1036-1049
- Field, P. R., Hogan, R. J., Brown, P. R. A., Illingworth, A. J., Choullarton, T. W., and Cotton, R. J., 2005: Parametrization of ice-particle size distributions for mid-latitude stratiform cloud. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, pp. 1997–2017
- Field, P. R., Heymsfield, A. J., and Bansemmer, A., 2007: Snow Size Distribution Parameterization for Midlatitude and Tropical Ice Clouds, *J. Atmos. Sci.*, **64**, pp. 4346–4365
- Finley, J. P., 1884: Tornado prediction. *American Meteorological Journal*, **1**, pp. 85–88
- Forecast Verification - Issues, Methods and FAQ, 2004: http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/verif_web_page.html
- Fujiyoshi, Y., Endoh, T., Yamada, T., Tsuboki, K., Tachibana, Y., and Wakahama, G., 1990: Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, pp. 147–152
- Geer, A. J., and Bauer, P., 2009: A Revised Cloud Overlap Scheme for Fast Microwave Radiative Transfer in Rain and Cloud. *J. App. Met. Clim.*, **48**, pp. 2257-2270
- Geer, A. J., and Baordo, F., 2014: Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies. *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, **7**, pp. 1839-1860
- Harlow, R. C., 2007: Airborne retrievals of snow microwave emissivity at AMSU frequencies using ARTS/SCM-UA. *J. Appl. Meteor.*, **46**, pp. 23-35

- Hewison, T. J., 1998: Airborne measurements of NOPEX land surface emissivity at millimetre wavelengths. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **39(2)**, pp. 393-400
- Hewison T. J., and English, S. J., 1999: Results of a microwave airborne campaign over snow and ice. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, pp. 1871–1879
- Joseph, J. H., and Wiscombe, W. J., 1976: The Delta-Eddington Approximation for Radiative Flux Transfer. *J. Atmosf. Sci.*, **33**, pp. 2452-2459
- Karbou, F., Prigent, C., Eymard, L., and Pardo, J. R., 2005: Microwave land emissivity calculations using AMSU measurements. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **43(5)**, pp. 948-959
- Karbou, F., Gérard, E., and Rabier, F., 2006: Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, pp. 2333-2355
- Kim, J.-J., Weinman, J. A., Olson, W. S., Chang, D.-E., Skofronick-Jackson, G., and Wang, J. R., 2008: A physical model to estimate snowfall over land using AMSU-B observations. *J. Geophys. Res.*, **113**, pp. D09201-D09201
- Kongoli, C., Pellegrino, P., Ferraro, R. R., Grody, N. C., and Meng, H., 2003: A new snowfall detection algorithm over land using measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Geophys. Res. Lett.*, **30(14)**, pp. 1756-1762
- Kongoli, C., Meng, H., and Ferraro, R., 2015: A snowfall detection algorithm over land utilizing high-frequency passive microwave measurements - Application to ATMS. *J. Geophys. Res.*, **120(5)**, pp. 1918-1932
- Kulie, M. S., Bennartz, R., Greenwald, T., Chen, Y., and Weng, F., 2010: Uncertainties in microwave properties of frozen precipitation: implications for remote sensing and data assimilation. *J. Atmosf. Sci.*, **67**, pp. 3471-3487
- Kummerow, C., 1998: Beamfilling errors in passive microwave rainfall retrievals. *J. Appl. Meteor.*, **37**, pp. 356-370
- Laviola, S., 2006a: *Extraction of optical and microphysical parameters from satellite imagery of cloud systems*. PhD Thesis (in Italian), Dept. Engineering and Environmental Physics, Univ. of Basilicata, 98 pp.

- Laviola, S., 2006b: Rain rate detection using scattering index approach. A Quantitative Comparison of Two Techniques and an Improvement of Bennartz Algorithm. : EUMETSAT SAF-NWP Tech. Rep. Met. Office, Exeter, 22 pp.
- Laviola, S., and Levizzani, V., 2011: The 183-WSL fast rain retrieval algorithm. Part I: Retrieval design. *Atm. Research*, **99**, pp. 443-461
- Laviola, S., Levizzani, V., Cattani, E., and Kidd, C., 2013: The 183-WSL fast rain retrieval algorithm. Part II: Validation using ground radar measurements. *Atm. Research*, **134**, pp. 77-86
- Laviola, S., 2015: Development of a passive microwave prototype method for hail detection and validation of the 183-WSL algorithm over CONUS. NOAA Technical Report, NOAA/STAR, 20 pp., College Park, USA
- Levizzani, V., Bauer, P., and Turk, F. J., 2007: *Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future*, Springer, 724 pp.
- Levizzani, V., Laviola, S., and Cattani, E., 2011: Detection and Measurements of Snowfall from Space. *Remote Sens.*, **3**, pp. 145-166
- Liebe, H. J., 1989: MPM-An atmospheric millimeter wave propagation model. *Int. J. Infrared Millimeter Waves*, **10(6)**, pp. 631-650.
- Liebe H. J., Hufford G., and Cotton, M., 1993: Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz. NATO/AGARD Wave Propagation Panel, 52nd meeting, No. 3/1-10, Mallorca, Spain, 17 - 20 May
- Liou, K. N., 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation* (International Geophysics Series), Academic Press, 583 pp.
- Liu, Q., Simmer, C., and Ruprecht, E., 1998: Monte Carlo simulations of the microwave emissivity of the sea surface. *J. Geophys. Res.*, **103(C11)**, pp. 24,983-24,989
- Liu, G., 2008a: A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles. *Bull. Am. Met. Soc.*, **111**, pp. 1563-1570
- Liu, G., 2008b: Deriving snow cloud characteristics from CloudSat observations. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A09, 13 pp.

- Liu, Q., Weng, F., and English, S., 2011: An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **49(4)**, pp. 1238-1250
- Magono, C., and Lee, C. W., 1966: Meteorological Classification of Natural Snow Crystals. *Journal of the Faculty of Science*, **VII(II)**, pp. 321-334
- Matricardi, M., Chevallier, F. and Tjemkes, S., 2001: An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *ECMWF Technical Memorandum*, **345**, 30 pp.
- Marshall, J. S., and Palmer, W. M. K., 1948: The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, **5**, pp. 165–166
- Maxwell Garnett, J. C., 1904: Colours in metal glasses and in metallic films. *Philos. Trans. Roy. Soc.*, **203**, pp. 385–420.
- Mc Millin, L. M., Fleming, H. E. and Hill, M. L., 1979: Atmospheric transmittance of an absorbing gas: a computationally fast and accurate transmittance model for absorbing gases with variable mixing ratios. *Appl. Optics*, **18**, pp. 1600-1606
- Meador, W. E., and Weaver, W. R., 1979: Two-Stream Approximation to Radiative Transfer in Planetary Atmospheres: A Unified Description of Existing Methods and a New Improvement. *J. Atmosf. Sci.*, **37**, pp. 630-643
- Mie, G., 1908: Beigrade zur Öptick truber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, *Ann. Physik*, **25**, pp. 377-445
- Muller, B. M., Fuelberg, H. E., and Xiang, X., 1994: Simulations of the effects of water vapour, cloud liquid water, and ice on AMSU moisture channel brightness temperatures. *J. Appl. Meteor.*, **33**, pp. 1133-1154
- Murphy, A. H., and Winkler, R. L., 1984: Probability forecasting in meteorology. *Journal of the American Statistical Association*, **79**, pp. 489–500
- Petty, G. W., and Huang, W., 2010: Microwave backscatter and extinction by soft ice spheres and complex snow aggregates. *J. Atmosf. Sci.*, **67**, pp. 769-787
- Petty, G. W., and Huang, W., 2011: The modified gamma size distribution applied to inhomogeneous and nonspherical particles: Key relationships and conversions, *J. Atmos. Sci.*, **68**, pp. 1460–1473

- Purcell, E., and Pennypacker, C., 1973: Scattering and absorption of light by nonspherical dielectric grains. *Astrophys. J.*, **186**, pp. 705–714.
- Robel, J., and Graumann, A., 2014: *NOAA KLM user's guide with NOAA N, N prime, and MetOp supplements*, revisione Apr 2014. NOAA, 2530 pp.
- Rochon, Y. J., Garand, L., Turner, D. S., and Polavarapu, S., 2007: Jacobian mapping between vertical coordinate systems in data assimilation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, pp. 1547-1558
- Rosenkranz, P. W., 1998: Water vapour microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Science*, **33(4)**, pp. 919-928
- Saunders, R., Matricardi, M. and Brunel, P., 1999: An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, pp. 1407-1425
- Saunders, R., Brunel, P., English, S., Bauer, P., O’Keeffe, U., Francis, P., and Rayer, P., 2006: *RTTOV-8 - Science and Validation Report*, NWPSAF-MO-TV-007, pp. 46
- Sekhon, R. S., and Srivastava, R. C., 1970: Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **28**, pp. 944–983
- Sharkov, E. A., 2003: *Passive Microwave Remote Sensing of the Earth* (Physical Foundations), Springer, 613 pp.
- Sihvola, A., 1989: Self-consistency aspects of dielectric mixing theories. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **27**, pp. 403–415
- Skofronick-Jackson, G., Kim, M.-J., Weinman, J. A., and Chang, D.-E., 2004: A physical model to determine snowfall over land by microwave radiometry. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **42**, pp. 1047-1058
- Vasiloff, S., Rasmussen, R. M., Dixon, M., and Hage, F., 2000: “Evaluation of snow forecasts provided by the Weather Support DeIcing Decision Making (WSDDM) system,” in Proc. 9th Conf. Aviation, Range Aerospace Meteorology, Orlando, FL, pp. 547–550
- Wang., J.-J., Rudlosky, S., Ferraro, R. R., and Janowiak, J., 2013: Satellite calibration and validation (Cal/Val) efforts for STAR precipitation products. 2nd Annual CICS-MD Science Meeting, College Park, MD, USA

- Weinreb, M. P., Fleming H., McMillin L. and Neuendorffer A., 1981: Transmittances for TIROS Operational Vertical Sounder. *NOAA Technical Report NESS 85*, 60 pp.
- Wilks, D., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 3rd Edition. Academic Press, 704 pp.
- Wu, R., and Weinman, J. A., 1984: Microwave Radiances from Precipitating Clouds Containing Aspherical Ice, Combined Phase, and Liquid Hydrometeors. *J. Geophys. Res.*, **89(D5)**, pp. 7170-7178

Ringraziamenti

Desidero ringraziare tutti coloro che mi hanno aiutato nella realizzazione della mia Tesi Magistrale e nel raggiungimento di questo traguardo.

In primo luogo ringrazio il Prof. Vincenzo Levizzani per avermi offerto la possibilità di partecipare all'interno del suo attivo gruppo di ricerca e per avermi guidato in questo lungo e stimolante percorso iniziato con il lavoro di Tesi di Laurea Triennale.

Ringrazio il Dott. Laviola per avermi condotto, passo dopo passo, verso la realizzazione di questo lavoro e per la sua piena disponibilità per eventuali consigli o suggerimenti.

Un grande ringraziamento a tutta la mia famiglia, che mi ha permesso, tramite oneroso sostegno materiale e non solo, di completare questo progetto, cui aspiravo fin dagli anni del Liceo.

Ringrazio gli amici e colleghi di Bologna, per aver condiviso con loro gran parte delle esperienze, formative e non, che mi hanno in parte accresciuto, in parte permesso di superare con maggiore spensieratezza i periodi di studio più intenso.

Infine ringrazio gli amici di Novi, che hanno più volte dimostrato di essere disponibili anche nei mie lunghi periodi di allontanamento nella città di Bologna.